
平成26年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費
(地質関連情報の整備) 事業

平成26年度事業報告

平成27年3月

独立行政法人 産業技術総合研究所



目次

第1章 精密調査地区選定段階における基本方針等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 |
| 1.1.1 | 活断層位置情報データベース | 1-1 |
| 1.1.2 | 活断層と認定されていない断層（地質断層）のデータベース | 1-7 |
| 1.1.3 | 第四紀火山地質データベース | 1-10 |
| 1.1.4 | 大規模マスムーブメントデータベース | 1-21 |
| 1.1.5 | 泥火山データベース | 1-27 |
| 1.1.6 | 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 | 1-30 |
| 1.1.7 | 基盤GISの更新・管理 | 1-43 |
| 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 運用の検討及び従来手法を補う調査技術 | 1-53 |
| 1.2.1 | 地殻変動量予測手法の検討 | 1-53 |
| 1.2.1.1 | 隆起・侵食量予測手法の検討 | 1-53 |
| 1.2.1.2 | 断層の再活動性評価手法の検討 | 1-79 |
| 1.2.1.3 | 広域の地殻変動予測手法の検討 | 1-131 |
| 1.2.1.4 | 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 | 1-133 |
| 1.2.2 | 火山活動予測手法 | 1-148 |
| 1.2.2.1 | マグマ活動位置の評価手法及び新規火山活動の発生予測手法の検討 | 1-148 |
| 1.2.2.2 | マグマ発生に係る最新の地球物理・物質科学的知見のレビュー | 1-185 |
| 1.3 | 各種調査手法・評価手法の構築及び適用性検討 | 1-196 |
| 1.3.1 | 平成22～26年度の5年間ににおける年度毎の検討結果の概要 | 1-196 |
| 1.3.2 | 異常間隙水圧の成因及び評価手法のデータ拡充及び取りまとめ | 1-199 |
| 1.3.3 | 調査・評価手法に関する既往成果の取りまとめ | 1-206 |

| | | |
|---------|----------------------------------------------------|-------|
| 1.3.4 | 水理－力学連成挙動評価に関する既往成果の取りまとめ | 1-211 |
| 1.3.4.1 | 水理－力学連成挙動評価手法について | 1-211 |
| 1.3.4.2 | 室内せん断－透水試験手法の取りまとめ | 1-212 |
| 1.3.4.3 | 単一亀裂に関する研究事例 | 1-215 |
| 1.3.4.4 | 真三軸試験によるせん断－透水試験手法 | 1-216 |
| 1.3.4.5 | CT技術で取得できる岩石内空隙の3次元幾何学情報について | 1-221 |
| 1.3.4.6 | ベレア砂岩を用いた三軸－透水試験と空隙構造変化 | 1-227 |
| 1.3.4.7 | 格子ボルツマンモデルを用いた岩石内流体移動可視化手法について | 1-230 |
| 1.3.4.8 | 三軸圧縮応力場から三軸伸張応力場への応力変化に伴う 岩石内亀裂構造の変化と流体移動変化について | 1-233 |
| 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 | 1-244 |
| 1.4.1 | 平成22～26年度の5年間に於ける年度毎の検討結果の概要 | 1-244 |
| 1.4.2 | 既存井等における地下水採取及び各種文献情報によるデータ整理 | 1-246 |
| 1.4.3 | 温泉湧出の原因と熱水上昇経路に関する情報整理 | 1-247 |
| 1.4.4 | 断層活動の影響予測に必要な課題の整理 | 1-250 |

第2章 最終処分施設建設地選定段階における基本方針等の妥当性レビューに向けた検討

| | | |
|---------|--------------------------------------------------|------|
| 2.1 | 平成22～26年度の5年間に於ける年度毎の検討結果の概要 | 2-1 |
| 2.2 | 深層地下水データベース等の成果の利用及び既存井等における地下水 採取調査によるデータの整備 | 2-4 |
| 2.3 | スラブ起源流体の発生場所、形態等による水質特徴の違い及び上昇場の 地域性に関するまとめ | 2-5 |
| 2.3.1 | 熱水活動に関連するテクトニクス環境 | 2-5 |
| 2.3.1.1 | 東北日本 | 2-5 |
| 2.3.1.2 | 西南日本 | 2-6 |
| 2.3.1.3 | 九州 | 2-8 |
| 2.3.1.4 | 北海道 | 2-11 |
| 2.3.2 | スラブ起源流体の発生、上昇、形態 | 2-16 |

| | | |
|---------|------------------------|------|
| 2.3.3 | スラブ起源流体の化学的特徴 | 2-19 |
| 2.3.4 | 上昇場の地域的特徴 | 2-21 |
| 2.3.4.1 | 東北日本 | 2-21 |
| 2.3.4.2 | 西南日本 | 2-22 |
| 2.3.4.3 | 九州 | 2-24 |
| 2.3.4.4 | 北海道 | 2-26 |
| 2.4 | 地域別の各種変動パラメータ及び影響の持続期間 | 2-29 |
| 2.4.1 | 水質の変動 | 2-29 |
| 2.4.2 | 流量の変動と影響の持続時間 | 2-32 |

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 予測モデルの整備並びにその適用条件・適用範囲及び不確実性の把握 | 3-1 |
| 3.1.1 | 平成22～26年度の5年間に於ける年度毎の検討結果の概要 | 3-1 |
| 3.1.2 | パラメータ及び境界条件の変動を考慮した核種移行解析手法の検討 | 3-3 |
| 3.1.3 | 地質・気候関連事象と影響の連関関係評価に於ける課題抽出 | 3-10 |
| 3.1.4 | 立地要件の基本的考え方の検討 | 3-18 |
| 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 | 3-36 |
| 3.2.1 | 平成22～26年度の5年間に於ける年度毎の検討結果の概要 | 3-36 |
| 3.2.2 | 連成解析手法に於けるデータ拡充 | 3-39 |
| 3.2.3 | 連成解析のスケール変換手法に於ける検討 | 3-100 |
| 3.2.4 | まとめと今後の課題 | 3-117 |

1. 精密調査地区選定段階における基本方針等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の事項のうち、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、精密調査地区選定段階における基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する観点からの研究を行う。

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 25 年度までに、(1) 活断層データベース、(2) 活断層と認定されていない地質断層のデータベース、(3) 第四紀火山地質データベース、(4) 大規模マスマーブメントデータベース、(5) 泥火山データベース（以下「各種データベース」という）の整備を行ってきた。

平成 26 年度は、平成 25 年度までに整備された各種データベースについて、データ密度の低い地域を中心に新規文献データの追加・更新を行う。また、これまでに登録したデータについて品質保証の観点から補足的な調査・分析を行うとともに、試料採取地点の状況の変化に応じて現地調査および分析を行いデータを追加する。また、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を抽出し、これまでの成果を取りまとめる。

1.1.1 活断層位置情報データベース

【実施内容】

新規文献データ（平成 26 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。活断層の位置情報を GIS 化し、断層パラメータ等の属性情報を付加した上で、基盤 GIS システムへの統合を図る。以上のデータは、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1.1.1.1 データベースの概要

平成 13～14 年度に実施された原子力安全・保安院委託事業において、約 5 千件の活断層・活構造に関する文献資料の収集とデータベース構造の検討が行われ、その成果を基に産総研・地質調査総合センターにおいて「活断層データベース」の整備が行われてきた。活断層データベースでは、活断層の活動性の評価に必要とされる断層の活動履歴などが主な整備対象となっている。

活断層位置情報データベースは、「活断層データベース」に不足している活断層の位置情報に重点を置き、位置情報等の整備を行ったものである。情報整備にあたっては、活断層の位置情報を活断層調査報告書や学術論文等の文献の記載から取得し、整備した。文献に記載された断層の位置情報は、調査方法や解釈の違い等によって文献毎に位置情報が異なっているため、それぞれの文献の記載を尊重し、文献毎の断層の位置情報を再解釈することはせず、文献毎に記載された位置情報を閲覧・利用可能とすることを目的としてデータ整備を実施した。

1.1.1.2 平成22年度～平成26年度の5年間における各年度のデータベース整備の概要

本データベースは、平成26年度からデータ整備を実施しており、データベース整備の概要については記述しない。

1.1.1.3 データ整備を行う対象

本データベースでは、「活断層データベース」が整備対象とした国内の主要活断層帯について、地方公共団体等により実施された活断層調査の報告書を中心として、約200件の文献を収集した。文献中に記載されている空中写真判読によるリニアメント抽出結果や地表踏査の結果を基にして記載された断層線の情報を選び、GISデータ化した。

1.1.1.4 活断層位置情報の整備

整備対象とした文献中の断層線が記載された位置図について、以下の手順でデータ化作業を実施した。

- 1) 位置図を300dpiでスキャンしてラスタデータを作成する。
- 2) GISソフトにラスタデータを読み込み、位置図に記された緯度経度情報と地形図を基に、適切な座標系と投影法を選択し、ジオリファレンスを行う。
- 3) 原図の精度に応じて記載情報が十分に正しく地理院地図の地形情報に対応することを確認する。
- 4) ジオリファレンスしたラスタデータを基に、活断層、撓曲、リニアメントを示すライン情報をトレースし、ベクトルデータを作成する。
- 5) 文献ごとに、活断層ベクトルデータをWKT(Well-Known Text)形式によるテキスト記述のデータに変換して記録する。
- 6) 活断層位置情報データベースに取得データを登録する。

上記手順で取得したデータについて、表1.1.1-1の形式で取りまとめた。断層線について、走向傾斜の記載のあるものは走向傾斜を記録した。また、断層線上の位置によって傾斜や変位等が変化するデータを表現可能とするため、断層線の付加データ(表1.1.1-2)を記述することを可能とした。付加データは、断層を表現するポリライン(折れ線)の複数の折れ点に対して記述することが可能となるようデータ構造を作成した。

これらのデータを扱うデータベースシステムとしては、リレーショナルデータベースとして一般的に多く利用されているMySQLを採用した。データをMySQLのテーブルへ入力する際に、WKT形式のライン情報を空間データ型に変換して、空間インデックスを設定することで、位置や緯度経度範囲をキーとした検索を高速化した。データベースのテーブル構造には、今後のデータ整備で利用可能となるように、断層の走向傾斜、横ずれ、変位の項目を設定した。

表 1.1.1-1 活断層位置データの構成。

| 項目名 | データ形式 | 内容 |
|--------|-------|-----------------------------------|
| データ ID | 整数 | 断層線の ID |
| 文献 ID | 整数 | 地質文献データベースの文献 ID |
| 図表名 | 文字列 | 文献中の位置図名 (図表名) |
| 範囲情報 | 文字列 | 位置図の範囲 (WKT(Well-Known Text)形式) |
| 断層名 | 文字列 | 断層の名称 |
| 属性 | 整数 | 断層線種 (実在, 伏在, 推定など) に対応する凡例コード |
| ライン情報 | 文字列 | WKT(Well-Known Text)形式で記述したベクトル情報 |
| 一般走向 | 文字列 | 断層の走向 (N50E) |
| 一般傾斜 | 文字列 | 断層の傾き (50W) |
| 断層型 | 文字列 | 右横ずれ, 左横ずれ |
| 変位の向き | 文字列 | 隆起側 |

表 1.1.1-2 断層線の付加データの構成。

| 項目名 | データ形式 | 内容 |
|--------|-------|-----------------|
| データ ID | 整数 | 付加データの ID |
| 断層線 ID | 整数 | 活断層位置データの断層線 ID |
| ノード ID | 整数 | ベクトルデータ中のノード番号 |
| 走向 | 文字列 | 断層の走向 (N50E) |
| 傾斜 | 文字列 | 断層の傾き (50W) |

1.1.1.5 API作成

API (Application Programming Interface) は、あるソフトウェアの機能やデータなどを、外部の他のプログラムから呼び出して利用するための手順やデータ形式などを定めた規約のことである。汎用的な API を作成することで、整備したデータベースのデータを、多くのアプリケーションから利用することが可能となる。活断層位置データについても、基盤 GIS システムだけでなく一般のアプリケーションからもデータ利用を可能とするために API の作成を行った。作成した API で利用可能な機能は以下のとおりである。

1) 文献からの断層情報検索

文献を指定した検索を行い、記載された断層位置情報を取得する。

2) 緯度経度範囲からの文献の検索

緯度経度範囲を指定した検索を行い、対象範囲内の断層情報を扱った文献リストを取得する。

文献レコードに出力する位置情報は、位置図の範囲情報、断層ライン情報のどちらか、または両方の取得を選択可能。

3) 地点からの文献の検索

緯度経度で指定した地点からの距離による検索を行い、対象範囲内の断層情報を扱った文献リストを取得する。文献レコードに出力する位置情報は、位置図の範囲情報、断層ライン情報のどちらか、または両方の取得を選択可能。

4) 断層ラインからの付加情報の検索

断層ラインを指定した検索を行い、当該断層ラインについての詳細情報を取得する。

この API を使用するためには、表 1.1.1-3 および表 1.1.1-4 のリクエスト仕様に基づき、HTTP/1.1 に準拠したリクエストを行う。緯度経度に関する検索条件を指定する場合には、リクエス

トパラメータに bbox または lon,lat の組のどちらかを指定する。

レスポンス形式には JSON 形式を採用した。JSON 形式は JavaScript Object Notation の略で、JavaScript のオブジェクト表記構文のサブセットとなっているテキストベースのデータフォーマットである。これは、機械処理に適しており解析速度が高速であることから、ウェブアプリケーションなどで広く利用されている。また、JSON 形式を拡張し地理空間情報を扱う仕様を組み込んだ GeoJSON の利用が広まっていることから、この API においても、位置情報を持つデータを返す際には、GeoJSON に準拠した形式のレスポンスを返すこととした。レスポンスデータの構造とデータタグ名は表 1.1.1-5 のとおりである。

1.1.1.6 基盤GISへの利用機能追加

活断層位置情報データベースを利用する機能をアプリケーションに追加した。活断層位置情報データベースは、活断層を記述した文献を参照するために利用されるデータセットであることから、今回作成する機能は、産総研の整備する地質文献データベース (GEOLIS) の検索と連携することで、文献の検索と記載された活断層の位置情報の確認を一連の操作で可能とするものとした。

表 1.1.1-3 活断層位置情報 API のリクエスト仕様

| URL パス | HTTP メソッド | 内容 |
|--------------------------------|-----------|------------------|
| /api/activefault/v1/data | GET | 文献リスト取得 |
| /api/activefault/v1/literature | GET | 文献 ID による断層情報取得 |
| /api/activefault/v1/fault | GET | 断層線 ID による付加情報取得 |

表 1.1.1-4 活断層位置情報 API のリクエストパラメータ仕様

| パラメータ名 | 内容 | 特記事項 |
|---------------|--------------|----------------------|
| bbox | 緯度経度範囲 | W, S, E, N 形式 |
| lat | 緯度 | 中心地点を指定する場合の緯度 |
| lon | 経度 | 中心地点を指定する場合の経度 |
| distance | center からの距離 | km 単位 |
| literature_id | 文献 ID | カンマ区切りで複数記述可 |
| fault_id | 断層線 ID | カンマ区切りで複数記述可 |
| info_type | 位置情報のタイプ | 位置図範囲 and/or 断層ライン情報 |

表 1.1.1-5 レスポンスタグ

| レスポンスタグ名 | 内容 |
|--------------------|------------------------------|
| type | FeatureCollection |
| title | レスポンスデータの表題 |
| category | データの分類 |
| base_uri | API のベースとなる URI |
| features | レスポンスの個別データ |
| type | データの種類 (文献/断層/断層詳細) |
| name | 名称 |
| geometry | 空間情報 |
| type | 緯度経度範囲または断層ライン |
| coordinates | 座標 |
| properties | データの付属情報 |
| data_id | ID (文献 ID / 断層線 ID / ノード ID) |
| map_name | 位置図の名称 |
| bounds | 位置図範囲 |
| legend_id | 凡例コード |
| legend | 凡例 |
| fault_dip | 傾斜 |
| fault_strike | 走向 |
| fault_type | 横ずれ |
| fault_displacement | 変位 |

地質文献検索の結果から、活断層位置情報を利用した例を図 1.1.1-1 に示す。この機能は、以下の動作によって実現されている。

- 1) 地図表示された緯度経度範囲を検索条件として、地質文献データベースの文献検索を実行。
- 2) 検索結果の文献リスト情報を利用して、文献の扱う地図範囲を示す枠を表示。
- 3) 利用者が指定した文献 ID を検索条件として活断層位置情報 API を利用した検索を実行。
- 4) 検索結果として取得した活断層位置情報を地図上に表示。

これらにより、地図上に表示された活断層位置情報を確認した上で、活断層データベースを利用した当該活断層に関する詳細情報を閲覧することが可能となっている。

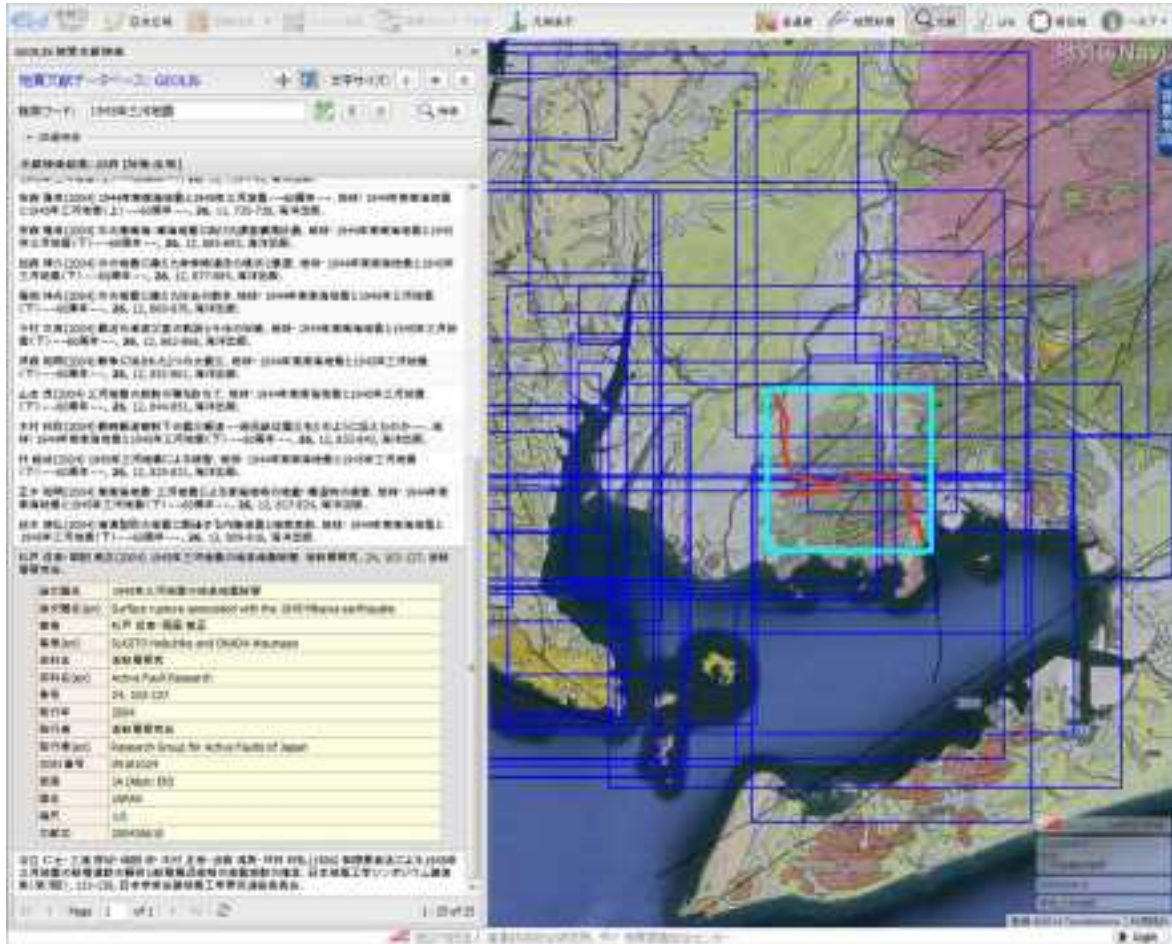


図 1.1.1-1 活断層位置データの利用例.

1.1.2 活断層と認定されていない断層（地質断層）のデータベース

【実施内容】

新規文献データ（平成 26 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。地質断層の位置情報を GIS 化し、断層パラメータ等の属性情報を付加した上で、基盤 GIS システムへの統合を図る。以上のデータは、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1.1.2.1 データベースの概要

産総研の出版する地質図幅には、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断層の位置・属性データを取得し、データベースとして整備したものである。

1.1.2.2 平成22年度～26年度の5年間における各年度のデータベース整備の概要

本データベースは、平成 24 年度からデータ整備を実施している。

[平成24年度]

5 万分の 1 地質図幅のうち 500 図幅について、地質断層の位置情報のデータ化を実施した。

[平成25年度]

20 万分の 1 地質図幅のうち 57 図幅を対象として、地質断層の位置情報のデータ化を実施した。また、断層データ利用のための機能開発として、以下を実施した。

- 1) 地質断層データ WebAPI の作成
- 2) 地質断層データの地図表示機能作成

[平成26年度]

20 万分の 1 地質図幅のうち 27 図幅を対象として、地質断層の位置情報のデータ化を実施した。また、断層データ利用のための機能開発として、以下を実施した。

- 1) 地質断層データ WebAPI の改良

以上により、一部の島嶼部を除き、産総研より出版済みの全国の 5 万分の 1、20 万分の 1 地質図幅に記載された地質断層について、断層線の位置情報の取得が完了した。

1.1.2.3 地質断層情報の整備

整備対象とした地質図幅中の地質断層について、以下の手順でデータ化作業を実施した。

- 1) 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うち、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する。
- 2) 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う。
- 3) 記載されている地質断層を示すライン毎に、地質図幅名、凡例に示された断層の種類、位置情報、

断層名称を取得する。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) 形式で記録する。

4) 地質断層データベースに取得データを登録する。

また、平成 25 年度に作成した地質断層データベースに関して、断層の走向傾斜と変位の情報を扱うことを可能とするために、地質断層データのテーブル構造の拡張を実施し(表 1.1.2-1)、個別の断層線に関する詳細情報を扱うことを可能とするため、断層線の付加データを扱うテーブルを追加した(表 1.1.2-2)。

表 1.1.2-1 地質断層データの構成。

| 項目名 | データ形式 | 内容 |
|---------|-------|-----------------------------------|
| データ ID | 整数 | 断層線の ID |
| 地質図幅 ID | 整数 | 地質図幅 ID |
| 範囲情報 | 文字列 | 地質図幅の範囲 (WKT(Well-Known Text)形式) |
| 断層名 | 文字列 | 断層の名称 |
| 属性 | 整数 | 断層線種(実在, 伏在, 推定など)に対応する凡例コード |
| ライン情報 | 文字列 | WKT(Well-Known Text)形式で記述したベクトル情報 |
| 一般走向 | 文字列 | 断層の走向 (N50E) |
| 一般傾斜 | 文字列 | 断層の傾き (50W) |
| 断層型 | 文字列 | 右横ずれ, 左横ずれ |
| 変位の向き | 文字列 | 陸起傾 |

表 1.1.2-2 断層線の付加データの構成。

| 項目名 | データ形式 | 内容 |
|--------|-------|-----------------|
| データ ID | 整数 | 付加データの ID |
| 断層線 ID | 整数 | 活断層位置データの断層線 ID |
| ノード ID | 整数 | ベクトルデータ中のノード番号 |
| 走向 | 文字列 | 断層の走向 (N50E) |
| 傾斜 | 文字列 | 断層の傾き (50W) |

1.1.2.3 地質断層データAPIの改良

平成 25 年度に、地質断層データを取得する機能を持つ地質断層データ API の作成を行った。今回、データ取得のインターフェースをウェブサービスで標準的に利用される形式に整えるため、一般的な RESTful API に準拠した仕様に改良した。また、データの検索機能についても、新規の検索方法を追加した。

API で利用可能な機能は以下のとおりである。

- 1) 地質図幅からの断層情報検索 (データ項目追加)
地質図幅を指定した検索を行い、記載された断層位置情報を取得する。
- 2) 緯度経度範囲からの地質図幅の検索 (データ項目追加)
緯度経度範囲を指定した検索を行い、対象範囲内の断層情報を扱った地質図幅リストを取得する。地質図幅レコードに出力する位置情報は、位置図の範囲情報、断層ライン情報のどちらか、または両方の取得を選択可能。
- 3) 地点からの地質図幅の検索 (新規追加機能)
緯度経度で指定した地点からの距離による検索を行い、対象範囲内の断層情報を扱った地質

図幅リストを取得する。地質図幅レコードに出力する位置情報は、地質図幅の範囲情報、断層ライン情報のどちらか、または両方の取得を選択可能。

4) 断層ラインからの付加情報の検索（新規追加機能）

断層ラインを指定した検索を行い、当該断層ラインについての詳細情報を取得する。

この API を使用するためには、表 1.1.2-3 および表 1.1.2-4 のリクエスト仕様にに基づき、HTTP/1.1 に準拠したリクエストを行う。緯度経度に関するパラメータを指定する場合には bbox または lon,lat の組のどちらかを指定する。

レスポンス形式には JSON 形式を採用した。また、位置情報の持つデータについては、GeoJSON に準拠した形式のレスポンスを返すこととした。レスポンスデータの構造とデータタグ名は表 1.1.2-5 のとおりである。

表 1.1.2-3 地質断層データ API のリクエスト仕様

| URL パス | HTTP メソッド | 内容 |
|--------------------------|-----------|-------------------|
| /api/fault/v1/data | GET | 地質図幅リスト取得 |
| /api/fault/v1/literature | GET | 地質図幅 ID による断層情報取得 |
| /api/fault/v1/fault | GET | 断層線 ID による付加情報取得 |

表 1.1.2-4 地質断層データ API のリクエストパラメータ仕様

| パラメータ名 | 内容 | 特記事項 |
|---------------|--------------|-----------------------|
| bbox | 緯度経度範囲 | W, S, E, N 形式 |
| lat | 緯度 | 中心地点を指定する場合の緯度 |
| lon | 経度 | 中心地点を指定する場合の経度 |
| distance | center からの距離 | km 単位 |
| literature_id | 地質図幅 ID | カンマ区切りで複数記述可 |
| fault_id | 断層線 ID | カンマ区切りで複数記述可 |
| info_type | 位置情報のタイプ | 地質図幅範囲 and/or 断層ライン情報 |

表 1.1.2-5 レスポンスタグ

| レスポンスタグ名 | 内容 |
|----------|-------------------|
| type | FeatureCollection |

1.1.2.4 基盤GISシステムへの統合

平成 25 年度に作成した基盤 GIS データベースのデータ表示クライアントの地質断層データの地図表示機能について、今回改良した API の仕様に対応するため、クライアントプログラム内の API 利用部分に関する修正を行った。

1.1.3 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26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、データ密度が低い北海道と中部の一部地域、カルデラ火山のデータに乏しい北海道・東北地域、新規に火山データが抽出された沖縄地域については、試料採取を優先的に行う。以上のデータは、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1.1.3.1 データベースの概要

第四紀に噴火した火山活動あるいは第四紀に貫入した火成活動を採録したデータベースであり、平成26年度末時点で採録された火山・岩体数は、総計815火山・岩体、それに付随する文献情報は計13,000文献以上である。本データベースは、Webブラウザ上で検索可能なデータベース「第四紀火山噴火・貫入活動データベース」として産総研地質調査総合センターの地質情報データベース（GBANK）から公開しており、また地質図表示システム「地質図Navi」に組み込まれた火山ツールを介して、活動時期・火山からの距離等の任意のパラメータを用いて火山情報を入手できるデータベースとして公開されている。

1.1.3.2 平成22年度～26年度の5年間における各年度のデータベース整備の概要

[平成22年度]

関連文献の収集・整理作業において、95火山、計560文献のデータを追加した。火山岩・貫入岩体に関する噴火年代・噴火様式・火口位置に関するデータ整備作業では、北海道～東北地域についてデータを収集・整理した。第四紀火山活動の確定作業では、FT年代測定で2試料、K-Ar年代測定で3試料実施した。

[平成23年度]

関連文献の収集・整理作業において、92火山、計479文献のデータを追加した。火山岩・貫入岩体に関する噴火年代・噴火様式・火口位置に関するデータ整備作業では、東北～伊豆地域についてデータを収集・整理し、地質レビューを実施した。第四紀火山活動の確定作業では、新たな手法である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）法を用いたFTおよびU-Pb年代測定で2試料、K-Ar年代測定で5試料実施した。

[平成24年度]

関連文献の収集・整理作業において、155火山、計1,588文献のデータを追加した。火山岩・貫入岩体に関する噴火年代・噴火様式・火口位置に関するデータ整備作業では、平成23年度までに整備したデータを基に、Webブラウザ上で閲覧可能な「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース」（西来ほか、2012）を作成し、地質調査総合センター速報として発行・公開した。第四紀火山活動の確定作業では、FT・U-Pb年代測定で2試料、K-Ar年代測定で10試料実施した。

[平成25年度]

最新の第四紀火山のデータベースである「日本の火山(第3版)」(中野ほか, 2013)に即した文献リストに変更し, 428火山, 計12,353文献のデータを整理した。火山岩・貫入岩体に関する噴火年代・噴火様式・火口位置に関するデータ整備作業では, 平成23年度に発行した「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース」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, Webブラウザ上で火山情報を検索可能な「第四紀噴火・貫入活動データベース」(西来ほか, 2013)を作成した。第四紀火山活動の確定作業では, FT・U-Pb年代測定で4試料, K-Ar年代測定で20試料実施した。

[平成26年度]

関連文献の収集・整理作業において, 115火山, 計734文献のデータを追加した。火山岩・貫入岩体に関する噴火年代・噴火様式・火口位置に関するデータ整備作業では, 平成25年度に作成した「第四紀噴火・貫入活動データベース」を地質調査総合センターの地質情報データベース(GBANK)から正式公開した。第四紀火山活動の確定作業では, FT・U-Pb年代測定で6試料, K-Ar年代測定で43試料実施した。

1.1.3.3 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・学術雑誌等で発表されている。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。平成26年度は新規抽出作業で新たに5火山・岩体を確認し, 計115火山・岩体, 計734文献について追加を行った。

第四紀の火山岩・貫入岩体に関する噴火年代・噴火様式・火口位置に関するデータ整備作業では, 平成25年度に作成した「第四紀噴火・貫入活動データベース」(西来ほか, 2013)を地質調査総合センターの地質情報データベース(GBANK)から2014年10月21日付で正式公開(Ver.1.00)した(<https://gbank.gsj.jp/quaternous/>)。データベースのインデックスを図1.1.3-1に示す。2015年3月には新規追加した文献と後述する年代未詳第四紀火山の年代データを含めたデータベースをVer.1.01として公開予定である。

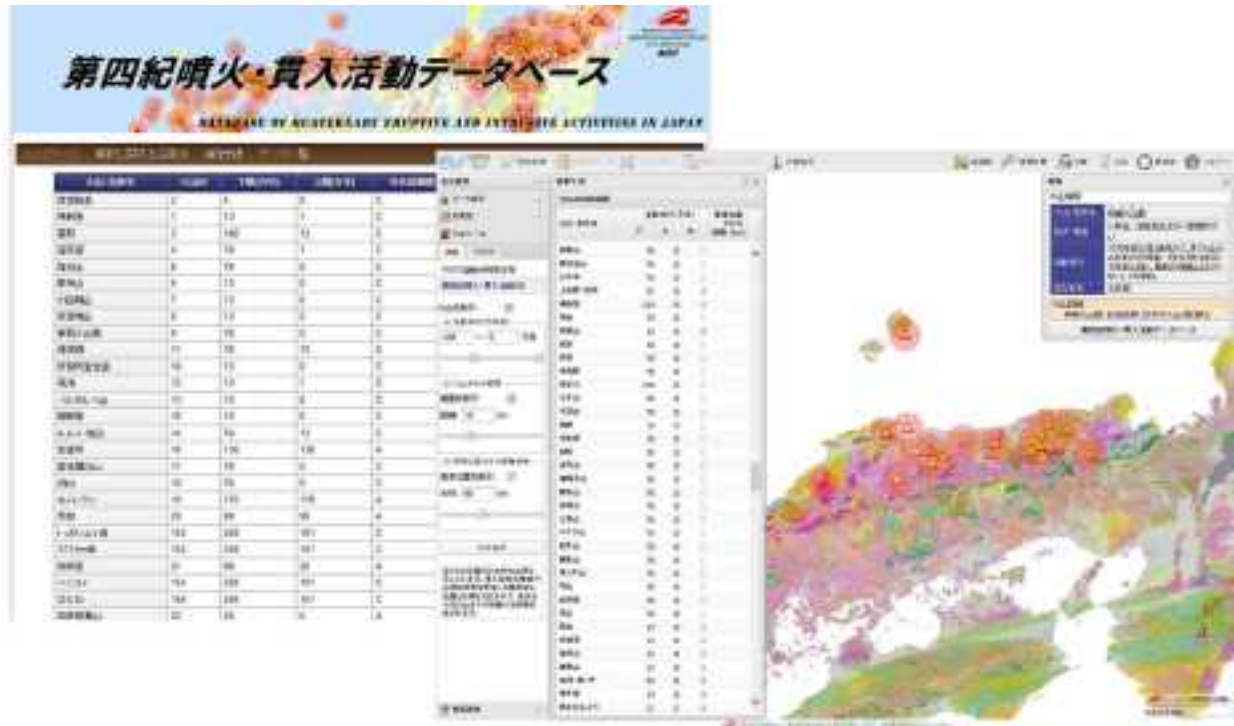


図 1.1.3-1 本事業で作成したデータベース（左）と地質図 Navi での表示例（右）。

1.1.3.4 第四紀火山活動の確定作業

本事業で作成された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ョン・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。

溶岩の石基濃集試料を用いた同位体希釈法による K-Ar 年代測定を 43 試料、火砕流試料を用いた FT および U-Pb 年代測定を 6 試料実施した。その結果、49 試料中 40 試料から第四紀を示す年代値が、8 試料から新第三紀鮮新世を示す年代値が、1 試料から古第三紀始新世を示す年代値が得られた（表 1.1.3-1、表 1.1.3-2）。

1) 北海道中央部地域の年代未詳火山岩の活動年代

北海道中央部地域の十勝カルデラ周辺には、第四紀に噴出したとされる火砕流堆積物が広範囲に分布している。昨年度、十勝カルデラ起源の美瑛火砕流堆積物とされている地質ユニットに対して年代測定を実施した結果、既往研究による噴出年代とは有意に異なる年代値が得られ、対象とした火砕流堆積物が噴出年代の異なる複数の地質ユニットで構成されている、あるいは年代測定の結果が噴出年代を示していない可能性を指摘した（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014）。本年度は新たに別地点の美瑛火砕流堆積物およびその上位とされる十勝火砕流堆積物について年代測定を実施した。その結果、美瑛火砕流堆積物から 0.058 ± 0.018 Ma、十勝火砕流堆積物から 1.26 ± 0.08 Ma という FT 年代が得られた（表 1.1.3-2）。昨年度の成果および新エネルギー・産業技術総合開発機構（1990）が報告した K-Ar 年代を踏まえると、美瑛火砕流堆積物の年代値は試料採取地域ごとに異なるが、十勝火砕流堆積物の年代値は誤差の範囲で一致している（図 1.1.3-2）。このことから、測定

結果は噴出年代を示しており、美瑛火砕流堆積物とされている地質ユニットは、噴出年代の異なる複数の地質ユニットを指している可能性が高い。また、今回得られた美瑛火砕流堆積物の年代値は、十勝火砕流堆積物よりさらに上位に位置する大雪火山御鉢平カルデラ起源の御鉢平火砕流堆積物（目次、1987）の噴出年代（約3万年前）に近く、またその分布を近接することから、御鉢平火砕流堆積物あるいはその活動に関連した火砕流堆積物の可能性が考えられる。

2) 北海道南西部地域の年代未詳火山岩の活動年代

北海道南西部地域では、既存データの整理から第四紀に火山・貫入活動を行った可能性のあるものとして50以上の火山・貫入岩体が抽出され、このうち噴出年代が不確定であった9火山体（雷電山火山、竹山火山、貫気別火山、倶知安別火山、虻田火山、紋別岳火山、稀府岳火山、紋別山火山、横津岳火山、木地挽山火山）について新たに年代測定を実施した。年代測定の結果、雷電山火山および横津岳火山から第四紀カラブリアン期の活動を示す K-Ar 年代、虻田火山、木地挽山火山、紋別岳火山および稀府岳火山から第四紀ジェラシアン期の活動を示す K-Ar 年代、竹山火山、貫気別火山、倶知安別火山および紋別山火山から鮮新世の活動を示す K-Ar 年代が得られた（表 1.1.3-1）。洞爺カルデラおよび支笏カルデラの先カルデラ火山とされる洞爺湖および支笏湖周辺に分布する火山岩は、層位学的検討から第四紀火山とされていたが（太田、1956；斎藤ほか、1956 など）、今回の年代測定によって鮮新世から第四紀ジェラシアン期の火山であることが確定した（図 1.1.3-3）。一方、紋別岳火山および稀府岳火山は、中期更新世に活動した鷲別火山の一部として扱われていたが（村山・上村、1955；太田、1956；中野ほか、2013）、今回の年代測定によって、それより有意に古いジェラシアン期の活動によって形成されたことが判明した（図 1.1.3-3）。横津岳火山は、約110万年前以前に活動したとされていたが（中野ほか、2013）、今回の年代測定によって約160万～170万年前に形成したことが判明した（図 1.1.3-4）。

3) 東北日本北部地域の年代未詳火山岩の活動年代

東北日本北部地域では、既存データの整理から第四紀に火山・貫入活動を行った可能性のあるものとして40以上の火山・貫入岩体が抽出され、このうち、噴出年代が不確定であった5火山体（黒森山火山、三森山火山、御鼻部山火山、戸来岳火山、青ノ木森火山）について新たに年代測定を実施した。年代測定の結果、黒森山火山、三森山火山、戸来岳火山および青ノ木森火山から第四紀カラブリアン期の活動を示す K-Ar 年代、御鼻部山火山から後期更新世の活動を示す K-Ar 年代が得られた（表 1.1.3-1）。三森山火山および黒森山火山（“三森安山岩”相当層の火山活動）は、約240万年前（村岡・長谷、1990）に形成した碓ヶ関カルデラの先カルデラ火山と考えられているが（村岡・高倉、1988）、今回の年代測定によってカルデラの形成より100万年程度後の約150万～120万年前に形成したことが明らかになった（図 1.1.3-5）。この結果は、昨年度報告した碓ヶ関カルデラの後カルデラ火山である阿闍羅山火山の活動時期に近い。一方、十和田火山の先カルデラ火山と位置づけられる戸来岳火山（Hayakawa, 1985 など）は、十和田火山より100万年以上古いカラブリアン期に形成したことが明らかになった（図 1.1.3-5）。

4) 中部日本地域の年代未詳火山岩の活動年代

中部日本地域では、既存データの整理から第四紀に火山・貫入活動を行った可能性のあるものとして100以上の火山・貫入岩体が抽出され、このうち、噴出年代が不確定であった5火山・岩体（虚空蔵火山、三千寺火山、太郎山火山、岩戸山火山、泊岩体）について新たに年代測定を実施した。年代測定の結果、虚空蔵火山および太郎山火山から第四紀カラブリアン期の活動を示す K-Ar 年代、三千寺火山から中期更新世の活動を示す K-Ar 年代、岩戸山火山および泊岩体から第四紀ジェラシア

ン期の活動を示す K-Ar 年代が得られた (表 1.1.3-1)。泊岩体は、下位の海成層の微化石層序から中新世の火山岩と考えられていたが (伊藤・渡辺, 1988), 今回の測定によって第四紀ジェラシアン期の火山岩であることが確定した。虚空蔵火山は層序学的に第四紀初頭の噴出物の可能性が指摘されていたが (赤羽ほか, 1992), 年代測定によってカラブリアン期の噴出物であることが確定した。太郎山火山および岩戸山火山は、層序学的検討からジェラシアン期の噴出物で、ほぼ同時期に形成されたと考えられていたが (中野ほか, 2002 など), 太郎山火山の一部は、それより有意に新しい火山活動によって形成されたことが判明した (図 1.1.3-6)。一方、近接して分布する三千寺火山および髷山火山は、長森ほか (2003) が推定したとおり両者とも約 20 万～30 万年前に活動したことが明らかになった。

5) 西南日本地域の年代未詳火山岩の活動年代

西南日本地域の鳥取周辺では、既存データの整理から第四紀に火山・貫入活動を行った可能性のあるものとして 20 以上の火山が抽出され、このうち、噴出年代が不確定であった 3 火山 (三朝火山, 倉吉火山, 三平山火山) について新たに年代測定を実施した。年代測定の結果、三朝火山から第四紀ジェラシアン期～カラブリアン期の活動を示す K-Ar 年代, 倉吉火山から鮮新世および第四紀カラブリアン期を示す K-Ar 年代, 三平山火山から古第三紀の活動を示す K-Ar 年代が得られた (表 1.1.3-1)。三朝火山は層序学的に鮮新世末の噴出物の可能性が考えられたが (藤田, 1972 など), 年代測定によってその多くがカラブリアン期の噴出物であることが確定した (図 1.1.3-7)。また、倉吉火山は第四紀火山岩とされていたが、年代測定および (Kimura *et al.*, 2003) が報告した K-Ar 年代を踏まえると、鮮新世に活動した地質ユニットとカラブリアン期に活動した地質ユニットに区別されると考えられる。一方、三平山火山は層序学的に第四紀火山岩とされていたが (寺岡ほか, 1996), 年代測定によって日本海拡大以前の古第三紀始新世に噴出した火山岩であることが確定した (図 1.1.3-7)。

6) 沖縄諸島地域の年代未詳火山岩の活動年代

沖縄諸島地域の久米島周辺は、既存データの整理から海域を含め、複数の火山岩体が新たに抽出された。このうち、陸域に露出する噴出年代が不確定であった 2 火山体 (宇江城岳火山, 栗国島火山), および沖縄島に分布する火砕流堆積物について新たに年代測定を実施した。年代測定の結果、宇江城岳火山からは、第四紀ジェラシアン期～カラブリアン期の活動を示す K-Ar 年代 (1.84 ± 0.10 Ma および 1.82 ± 0.03 Ma), 栗国島火山からは、鮮新世後期～第四紀ジェラシアン期の活動を示す K-Ar 年代 (2.90 ± 0.06 Ma および 2.57 ± 0.08 Ma), および FT・U-Pb 年代 (2.4 ± 0.3 Ma, 3.20 ± 0.09 Ma) が得られた (表 1.1.3-1, 表 1.1.3-2)。沖縄諸島地域の第四紀火山は、海域もしくは無人島 (硫黄島) のみ知られていたが (中野ほか, 2013 など), 今回の年代測定によって有人島である久米島および栗国島が第四紀ジェラシアン期に活動した第四紀火山であることが新たに判明した (図 1.1.3-8)。また、沖縄島に分布する新里凝灰岩 (火砕流堆積物) は、久米島の宇江城岳由来とされていたが (中川・村上, 1975), 今回の年代測定によって 2.4 ± 0.3 Ma (FT), 2.91 ± 0.04 Ma (U-Pb) という値が得られた (表 1.1.3-2)。ゆえに、新里凝灰岩は宇江城岳火山の活動時期より有意に古く、栗国島に分布する火山岩類とほぼ同時期の噴出物であることが判明した。本報告においても、沖縄島に第四紀火山が分布することは確認できていないが、第四紀の初頭に火砕流を伴うカルデラ噴火の影響を受ける環境下にあったことが明らかになった。

表 1.1.3-1 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 | 火山・岩体名 | 試料重量 g | K ₂ O wt% | 放射起源 ⁴⁰ Ar 10 ⁻¹¹ mSFP/g | 年代値 | | 大気混入率 % |
|------------|--------|-----------|-------------------------|---------------------------------------------------|------------|------|------------|
| | | | | | Age(Ma)±1σ | s | |
| Se-JH-ABT1 | 虹田火山 | 0.33438 | 0.490 | 0.34±0.01 | 2.28±0.09 | 98.1 | |
| Se-JH-FDN1 | 雷電山火山 | 0.29477 | 2.440 | 1.12±0.02 | 1.42±0.02 | 66.2 | |
| Se-JH-SBC1 | 雷電山火山 | 0.29110 | 2.322 | 1.00±0.01 | 1.33±0.02 | 51.4 | |
| Se-JH-HKS1 | 霞気別山火山 | 0.25489 | 0.844 | 0.79±0.06 | 3.79±0.27 | 92.2 | |
| Se-JH-TKY1 | 竹山火山 | 0.28297 | 0.678 | 0.684±0.009 | 3.13±0.04 | 50.6 | |
| Se-JH-KCN1 | 俣知安別火山 | 0.21309 | 2.381 | 3.10±0.04 | 4.03±0.05 | 46.8 | |
| Se-JH-MNB1 | 紋別山火山 | 0.22848 | 1.713 | 1.86±0.06 | 3.90±0.11 | 85.2 | |
| Se-JH-WSD1 | 紋別巻火山 | 0.32945 | 0.359 | 0.217±0.007 | 1.88±0.06 | 78.0 | |
| Se-JH-MMP1 | 穂積巻火山 | 0.35284 | 0.231 | 0.143±0.003 | 1.83±0.07 | 84.2 | |
| Se-JH-MMP2 | 穂積巻火山 | 0.33263 | 0.285 | 0.183±0.008 | 1.89±0.08 | 79.7 | |
| Se-JH-YK1 | 横津巻火山 | 0.32208 | 0.851 | 0.46±0.01 | 1.66±0.05 | 81.9 | |
| Se-JH-YK2 | 横津巻火山 | 0.30411 | 1.447 | 0.749±0.009 | 1.60±0.02 | 54.5 | |
| Se-JH-HJB1 | 末地標山火山 | 0.29714 | 1.772 | 1.09±0.01 | 1.90±0.02 | 39.2 | |
| MTG-ASG1 | 三森山火山 | 0.25530 | 1.371 | 0.67±0.01 | 1.51±0.02 | 51.0 | |
| MTG-MTG1 | 三森山火山 | 0.21015 | 0.676 | 0.26±0.01 | 1.21±0.05 | 85.7 | |
| MTG-RNM1 | 黒森山火山 | 0.25803 | 0.748 | 0.215±0.005 | 0.89±0.02 | 79.1 | |
| OHK-CHO1 | 十和田火山 | 0.25314 | 0.388 | 0.010±0.005 | 0.08±0.04 | 87.4 | |
| OHK-ORM1 | 芦荻巻火山 | 0.33063 | 0.906 | 0.471±0.009 | 1.81±0.03 | 57.9 | |
| ANK-ANK1 | 青ノ木森火山 | 0.21337 | 0.937 | 0.56±0.01 | 1.86±0.04 | 72.9 | |
| ANK-ANK2 | 青ノ木森火山 | 0.30263 | 0.520 | 0.27±0.01 | 1.60±0.08 | 87.4 | |
| TY-KG1 | 虚空蔵火山 | 0.34672 | 1.444 | 0.426±0.009 | 0.92±0.02 | 73.9 | |
| NG-MT1 | 聖山火山 | 0.27614 | 1.122 | 0.094±0.005 | 0.29±0.02 | 81.9 | |
| NG-SZ2 | 三千寺火山 | 0.25486 | 1.469 | 0.125±0.008 | 0.27±0.02 | 83.3 | |
| OM-TAR1 | 太郎山火山 | 0.28072 | 2.143 | 0.58±0.01 | 0.84±0.02 | 77.1 | |
| OM-WT1 | 岩芦山火山 | 0.25316 | 2.216 | 1.5±0.1 | 2.12±0.19 | 93.8 | |
| TMR99 | 泊岩体 | 0.20793 | 3.186 | 2.31±0.05 | 2.43±0.05 | 74.4 | |
| TMR99 | 泊岩体 | 0.26278 | 3.196 | 2.54±0.07 | 2.46±0.07 | 80.3 | |
| Se-MKR1 | 三駱火山 | 0.30232 | 1.488 | 0.650±0.008 | 1.26±0.02 | 52.3 | |
| Se-THR1 | 三駱火山 | 0.28943 | 2.011 | 1.35±0.02 | 2.06±0.03 | 55.0 | |
| Se-THR2 | 三駱火山 | 0.29815 | 1.351 | 0.95±0.02 | 2.18±0.04 | 72.3 | |
| Se-Pic1 | 三駱火山 | 0.30667 | 1.385 | 0.442±0.008 | 0.99±0.02 | 68.4 | |
| Se-Pic2 | 三駱火山 | 0.29433 | 1.662 | 1.23±0.01 | 2.29±0.03 | 41.9 | |
| Se-SKM2 | 三駱火山 | 0.29772 | 1.128 | 0.395±0.007 | 1.00±0.02 | 72.6 | |
| Se-MTK1 | 三駱火山 | 0.29777 | 1.191 | 0.503±0.007 | 1.31±0.02 | 54.0 | |
| Se-MCH1 | 三駱火山 | 0.29710 | 1.167 | 0.425±0.006 | 1.13±0.02 | 59.0 | |
| Se-HCB1 | 倉吉火山 | 0.29887 | 1.511 | 0.619±0.008 | 1.27±0.02 | 48.9 | |
| Se-HCB2 | 倉吉火山 | 0.29213 | 1.539 | 0.670±0.008 | 1.35±0.02 | 51.8 | |
| Se-SKM1 | 倉吉火山 | 0.24489 | 1.742 | 2.77±0.03 | 4.92±0.02 | 35.8 | |
| Se-MHR1 | 三平山火山 | 0.31003 | 0.227 | 2.82±0.03 | 39.2±0.5 | 42.9 | |
| KUM-UEG1 | 宇江城巻火山 | 0.30529 | 1.453 | 0.85±0.01 | 1.82±0.03 | 60.9 | |
| KUM-UEG2 | 宇江城巻火山 | 0.29001 | 0.793 | 0.47±0.03 | 1.64±0.10 | 89.7 | |
| AON-HOS1 | 奥国島火山 | 0.30063 | 1.225 | 1.15±0.02 | 2.90±0.06 | 72.1 | |
| AON-HOS1 | 奥国島火山 | 0.28341 | 0.674 | 0.56±0.02 | 2.57±0.08 | 82.9 | |

表 1.1.3-2 フィッション・トラック年代及びウラン - 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 | 個数 | 希土類分析陽極 | | f ₂₃₈ 計数 | | f ₂₃₅ 標準計数* | | 相関関係 | χ ² 検定 | f ₂₃₈ 濃度 | f ₂₃₅ 年代値 | f ₂₃₈ -f ₂₃₅ 年代値 |
|----------|------------|--------|------|----|----------------------|----------------|----------------------|----------------|------------------------|----------------|--------|-------------------|---------------------|----------------------|----------------------------------------|
| | | | | | ρ(cm ⁻²) | N ₂ | ρ(cm ⁻²) | N ₂ | ρ(cm ⁻²) | N ₂ | | | | | |
| H42H40-A | 古瀬沼越後灰岩 | Zircon | 外観法 | 60 | 1.71×10 ⁶ | 22 | 4.43×10 ⁶ | 76647 | 256.8 | 24938 | -0.076 | 0 | 160 | 0.31±0.09 | 0.28±0.05 |
| ANTH601 | 奥羽火砕流堆積物 | Zircon | 外観法 | 60 | 4.07×10 ⁶ | 11 | 2.64×10 ⁶ | 713710 | 904.6 | 89774 | 0.278 | 83 | 280 | 0.018±0.018 | 0.11±0.02 |
| NKFRM1 | 十勝火砕流堆積物 | Zircon | 外観法 | 60 | 2.60×10 ⁶ | 521 | 8.92×10 ⁶ | 1786791 | 941.3 | 90313 | 6.465 | 0 | 890 | 1.26±0.08 | 1.24±0.02 |
| ANM201 | 穴水火砕流堆積物 | Zircon | 外観法 | 60 | 1.64×10 ⁶ | 13 | 9.27×10 ⁶ | 84791 | 774.9 | 74312 | 0.044 | 42 | 110 | 0.48±0.13 | 0.51±0.04 |
| Agm01 | 奥国島火山岩物中継層 | Zircon | 外観法 | 59 | 2.05×10 ⁶ | 117 | 2.31×10 ⁶ | 132591 | 761.8 | 23920 | 0.144 | 12 | 290 | 2.4±0.3 | 1.20±0.09 |
| SNZT01 | 新巻海田岩 | Zircon | 外観法 | 51 | 8.56×10 ⁶ | 98 | 1.31×10 ⁶ | 199874 | 941.3 | 90313 | 0.211 | 39 | 158 | 2.4±0.3 | 2.91±0.04 |

*%濃度、f₂₃₈-f₂₃₅年代値は両標準試料を以て

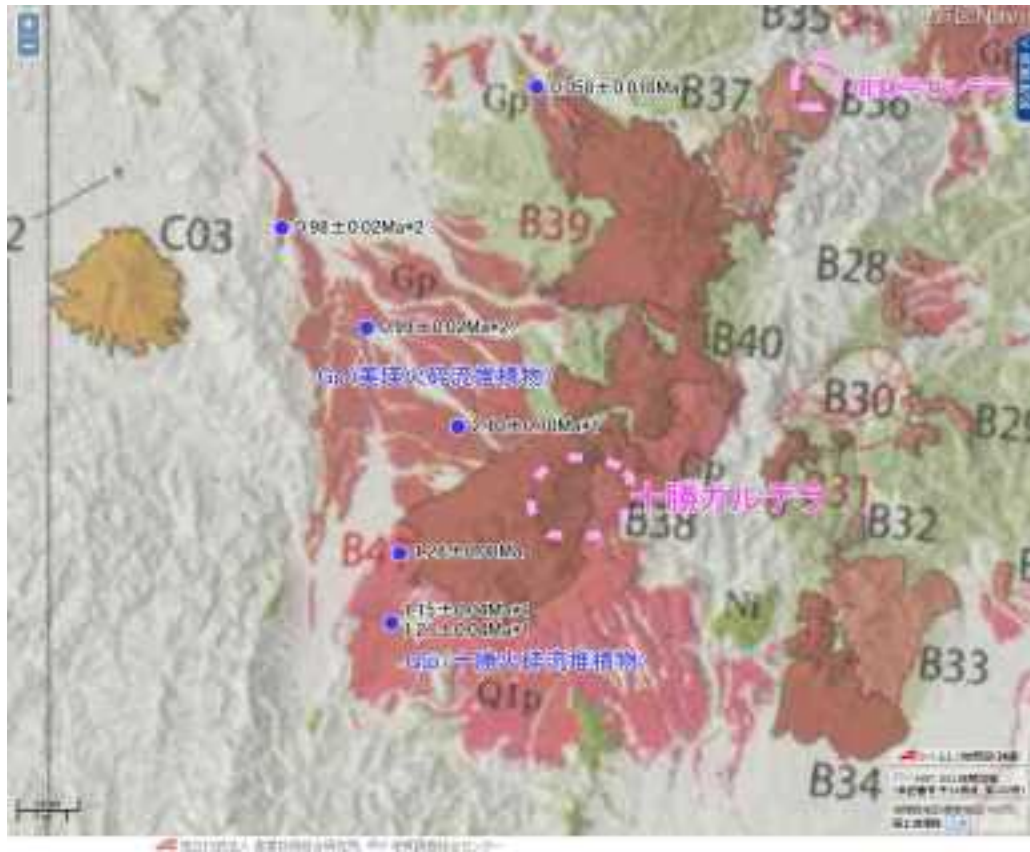


図 1.1.3-2 十勝カルデラ起源とされる火砕流堆積物の分布と年代値

年代値：*1新エネルギー・産業技術総合開発機構(1990)，*2産業技術総合研究所深部地質研究コア(2014)。ベースマップは200万分の1地質編纂図日本の火山(第3版)(中野ほか，2013)。

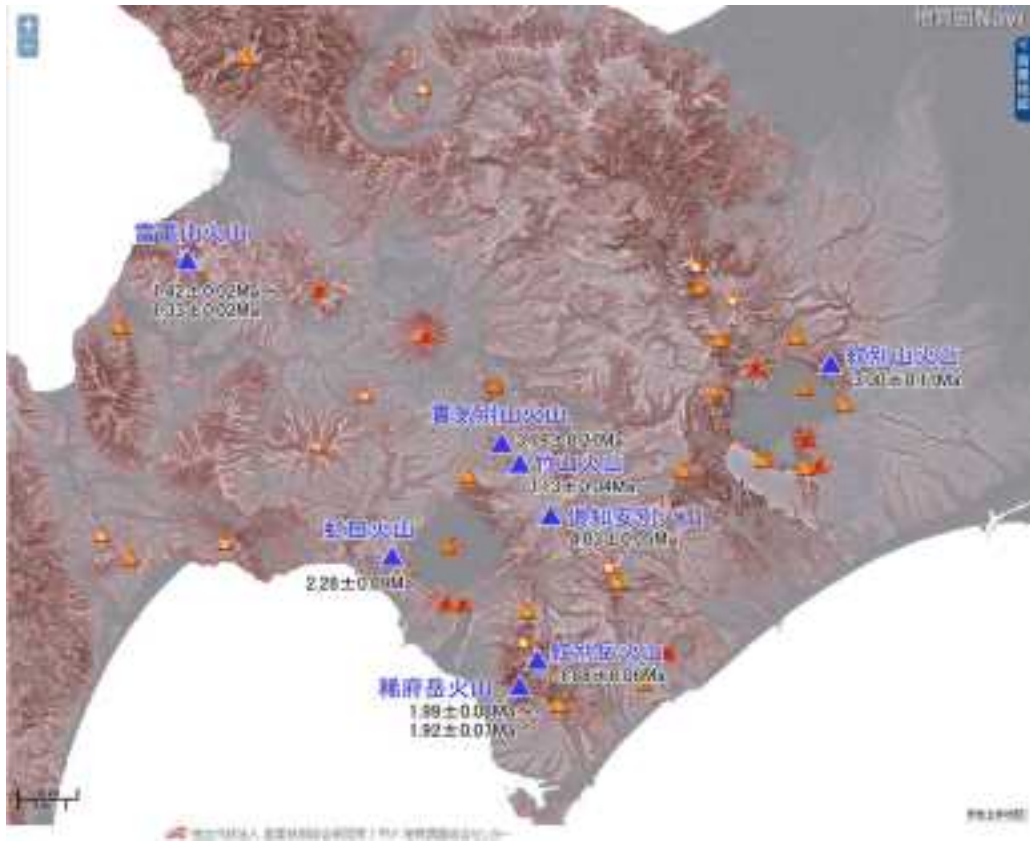


図 1.1.3-3 新たに年代測定を実施した火山の位置とその結果（北海道洞爺湖地域）。



図 1.1.3-4 新たに年代測定を実施した火山の位置とその結果（北海道渡島半島地域）。

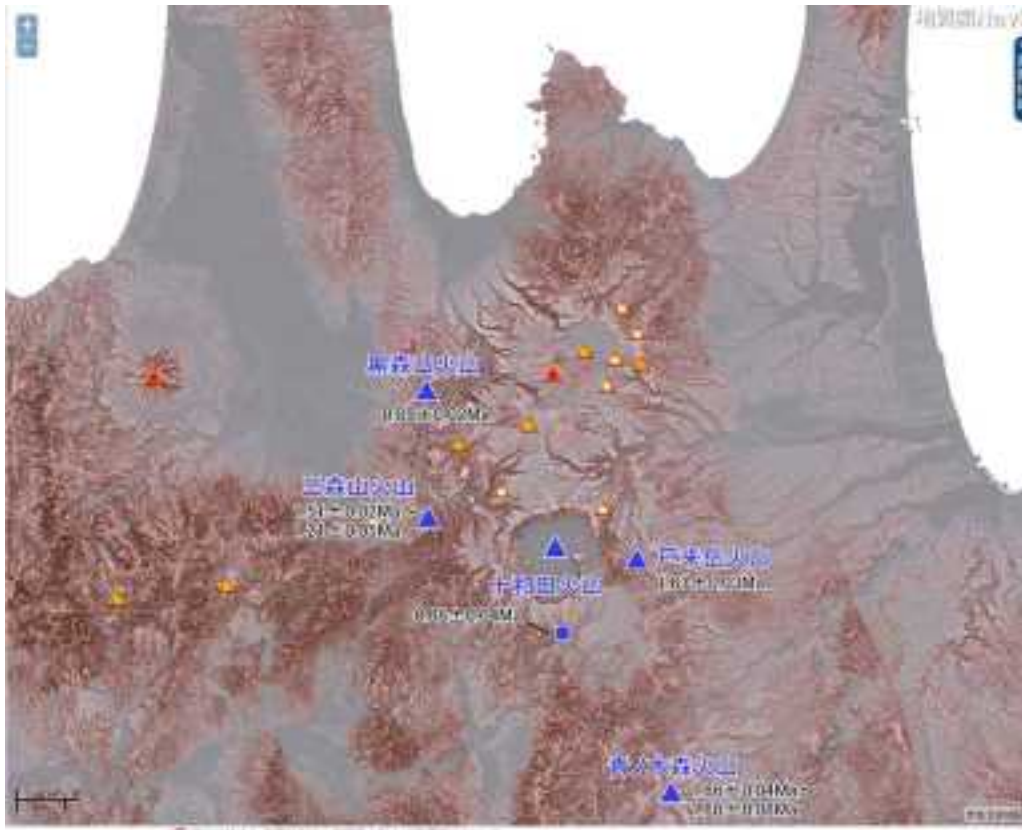


図 1.1.3-5 新たに年代測定を実施した火山の位置とその結果（東北日本北部地域）。

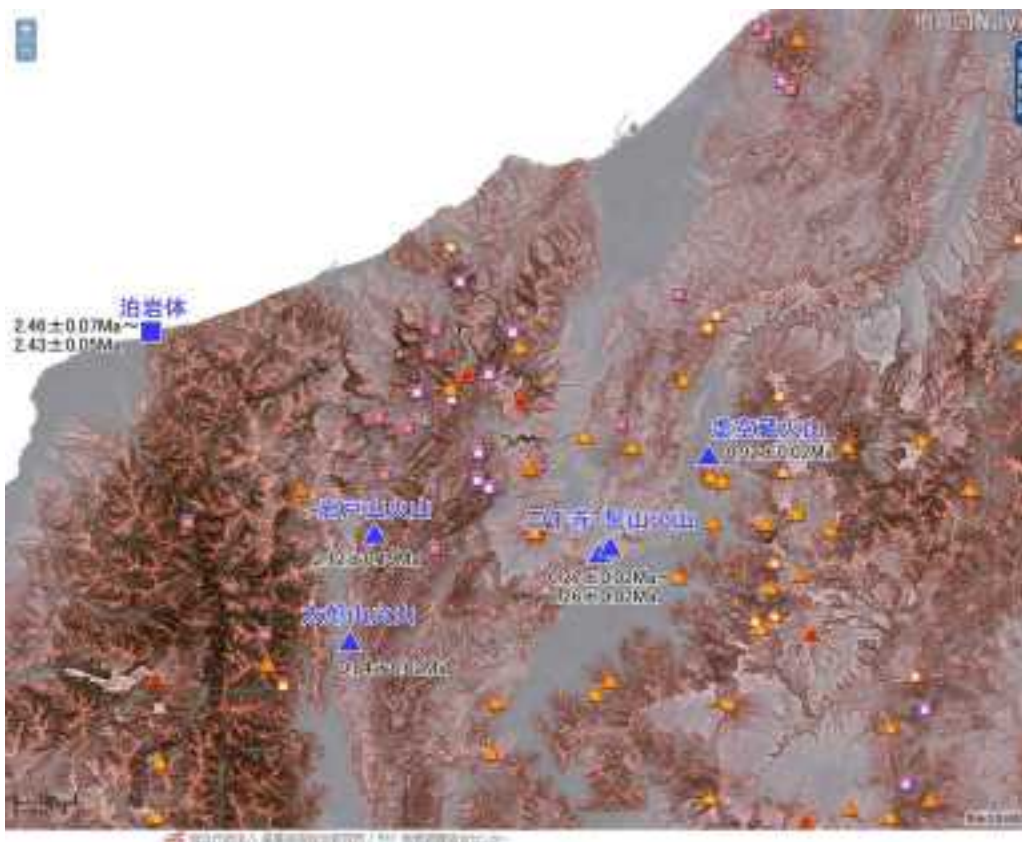


図 1.1.3-6 新たに年代測定を実施した火山・岩体の位置とその結果（中部日本地域）。

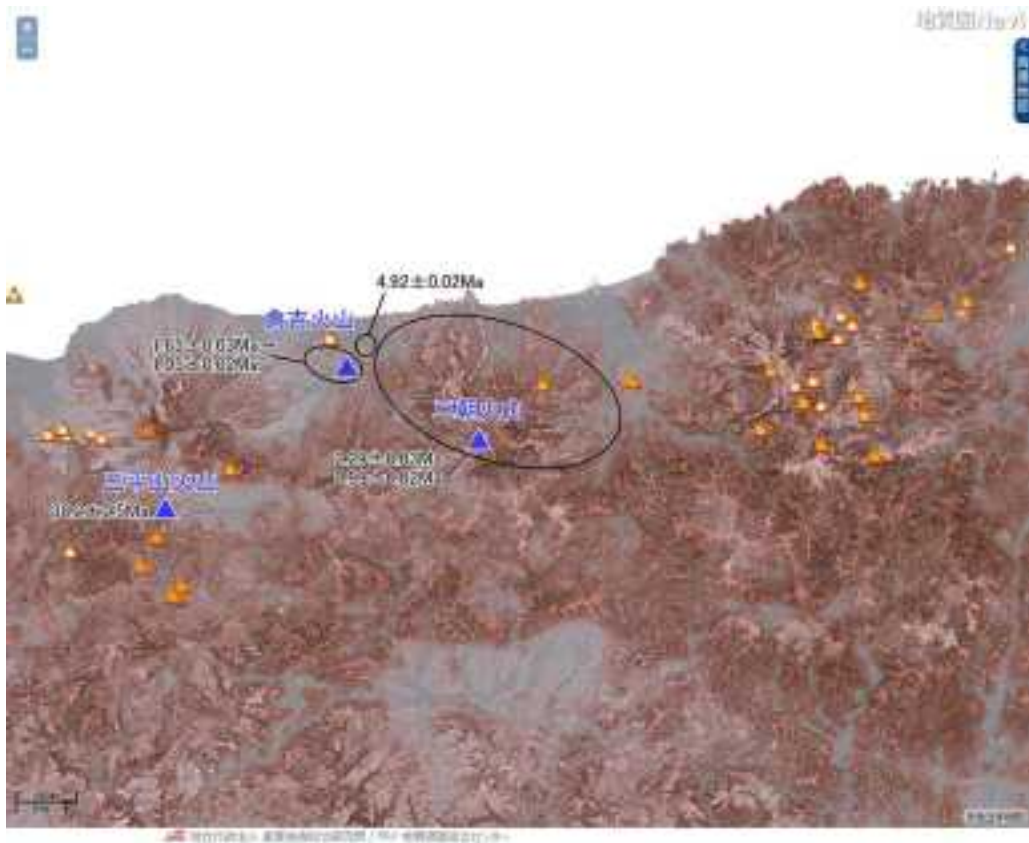


図 1.1.3-7 新たに年代測定を実施した火山の位置とその結果 (西南日本地域).



図 1.1.3-8 新たに年代測定を実施した火山の位置とその結果 (沖縄諸島地域).

1.1.3.5 データベースの適用範囲

本データベースは、第四紀に活動したことのある火山の存在に関して有用な情報を与えることができる。一方で、本データセットを基とした第四紀火山活動の確定作業では、既往研究のレビュー結果とは異なる例が存在することも明らかになっている。特に、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不足しているため、活動時期を正確に把握できていない可能性が考えられる。また、最も基礎となる基盤地質情報の地質図についても再検討を要する場合も見受けられた。さらに、全国の火山岩を網羅的にチェックし、2012年に公開・発行した「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース」以降にも、数は少ないものの、新規に認定された第四紀火山も存在する。第四紀火山地質データベースは、発展段階の研究結果を取りまとめたものであるため、本データセットのみで第四紀火山の有無や活動期間等のすべてを掌握し、最終的な判断を行うことは難しいということを十分に理解しておく必要がある。

1.1.4 大規模マスマーブメントデータベース

【実施内容】

新規文献データ（平成 26 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納文献も対象）の追加・更新を行う。以上のデータは、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1.1.4.1 データベースの概要

大規模マスマーブメントデータベースは、マスマーブメントのうち、重力による移動土塊（岩塊）量が $1,000 \text{万 m}^3$ を超える巨大崩壊と $100 \text{万 m}^3 \sim 1,000 \text{万 m}^3$ の準巨大崩壊に関する情報を収集し、まとめた文献データベースである。

マス・ムーブメントでは、地山と移動土塊（岩塊）の境界部でクリープや地すべりによるずれ破壊が引き起こされ、破壊された部分をクリープ面やすべり面として斜面構成物質の移動が引き起こされる。また、クリープ面やすべり面の深度までの地下水流動系に変化が発生し、天水や地下水の循環が活発化する。大規模なマスマーブメントでは、深度数 100m までに達するクリープ面の存在が明らかになっており、高レベル放射性廃棄物の地層処分深度に存在する天然バリアとして働く地質体や人工バリアの力学特性や水理特性に有意な影響を与えうると考えられ、また甚だしい場合には廃棄体が直接破損することが懸念される（深部地質環境研究センター、2007）ため、大規模なマスマーブメントによるクリープ破壊の影響が及ぶ領域は地層処分システム領域としては避ける必要があるため、データベースの更新を行った。

1.1.4.2 平成22年度～平成26年度の5年間における年度毎のデータベース整備の概要

[平成22年度]

日本の大規模マスマーブメントに関するデータを収集するとともに、小規模なマスマーブメントが一体化し、より規模の大きなマスマーブメントとして活動した事例も存在することから、一定規模以上のマスマーブメントの分布を記載した既存の 2 つの GIS データベースについてリンク先を含め詳細に記述するとともに、GIS データベースが確認できなかった沖縄県については土砂災害危険箇所マップのリンク先を示し、日本国内のマスマーブメントの分布を網羅できるよう、既存情報の収集・整備を行い、マスマーブメントの将来にわたる発生可能性について評価・検討した。

[平成23年度]

平成 22 年度に収集・整理したデータを基に「日本の大規模マスマーブメントデータベース」を作成し、地質調査総合センター研究資料集 no.543 として、登録・公開した。

[平成24年度～平成25年度]

日本国内で発生した大規模マスマーブメントに関する情報の収集を継続した。

[平成26年度]

平成 23 年度に公開した「日本の大規模マスマーブメントデータベース」に追加・更新すべき新規文献データ・未収納文献データの収集・整理を行った。また、GIS データベース等のリンク先の確認と更新を行った。更新された「日本の大規模マスマーブメントデータベース ver.2 (仮称)」は、平

成 27 年度に公開予定である。

1.1.4.3 平成26年度の実施内容

移動土塊(岩塊)量が1,000万 m^3 を超えるような日本の代表的な巨大崩壊については、町田(1984)や千木良(1998)などにまとめられていることは既に報告した(産業技術総合研究所, 2010)。産業技術総合研究所(2010)で取りまとめた以降の大規模マスマーブメントに関する重要な知見・データについて、以下簡略に述べる。

防災科学技術研究所が、1982年以来データを整備してきた「地すべり地形分布図」は2013年度に日本全国の刊行を完了し、2014年度以降の地すべり地形分布図PDFおよび地すべり地形GISデータの配信は、防災科学技術研究所の「地すべり地形分布図データベース」からなされている(なお、データの配信は、段階的に防災科学技術研究所のメインサーバに移転するとされている)。また、防災科学技術研究所の「既往斜面災害データベース」については、従来のリンク先に存在せず、その移転先を確認できなかったことから、リンク先から削除した。

日本アルプスの地すべり地形については、防災科学技術研究所の1/50,000地すべり地形分布図よりも詳細な地形判読を行った結果が報告されており、北アルプスの飛騨山脈北部においては佐藤・菊谷(2008)が、また南アルプスの明石山脈においては目代(2013)の報告がある。なお、目代(2013)で報告された明石山脈の大規模崩壊地のデータは次のリンク先で公開されている。http://researchmap.jp/mu21j7f93-17730/#_17730

大規模マスマーブメントの一種として近年注目されているものに「深層崩壊(deep-seated landslide)」と呼ばれる斜面崩壊現象がある。深層崩壊は、表層崩壊の対義語であり、以下のように定義される。

表層崩壊：厚さ数m程度の表層土が、表層土と基盤層の境界に沿って滑落する比較的規模の小さな崩壊現象。

深層崩壊：表層崩壊よりも深部で発生し、表土層だけでなく深層の地盤までもが崩壊土塊となる比較的規模の大きな崩壊現象。

深層崩壊については、土木研究所(2012a)が平成22年度まで発生した過去の深層崩壊事例を取りまとめている。また、2011年台風12号により紀伊山地で発生した深層崩壊についても土木研究所(2012b)で取りまとめており、崩壊土砂量の推定はされていないものの崩壊地の面積が記載されていることから規模の推定に役立つデータとなっている。ただし、これらの深層崩壊におけるすべり面は深度数10m程度であり、1回の深層崩壊が地層処分深度に直接的な影響を与えるものではないことに留意する必要がある。

平成26年度に収集・整理を行った新規文献データ・未収録文献データおよび従来の「日本の大規模マスマーブメントデータベース」に収集されたデータに基づき、移動土塊(岩塊)量が1,000万 m^3 を超えるような日本の巨大崩壊のリストを更新した(表1.1.4-1)。巨大崩壊として、追加・更新された個別データは下記の①～⑥である。

- ① 従来、氷河地形とされてきた地形の見直しにより日本アルプス各地で見出された大規模地すべり(3件；菊谷, 2014)
- ② 1989年十津川災害時の大規模岩盤すべりの詳細化(6件；土木研究所, 2012a)
- ③ 2011年台風12号による紀伊半島十津川村周辺の大規模岩盤すべり(2件；千木良, 2013)
- ④ 2005年台風14号による宮崎県内の大規模岩盤すべり(1件；高谷・鈴木, 2007；土木研究所, 2012a)
- ⑤ 長野県小谷村の大規模地すべり(1件；高浜ほか, 1997)

⑥ 地すべり地形の可能性が指摘されている宮城県松島の大規模地すべり（1 件；長谷川ほか，2008）

個別データのうち、①については、日本学術振興会科学研究費基盤研究（B）「中部山岳における第四紀地形・地質学の再構築：最終氷期以降の大規模地すべりを中心に（JSPS24300321）」の分担者・協力者や、日本地理学会「日本アルプスにおける大規模地すべり研究グループ」による日本アルプスの地形・地質の見直しにより、従来は氷河性の地形・地質（堆積物）と考えられてきたものが地すべり地形であるとされたものである。これに関連した知見は、「日本アルプスの大規模地すべり：第四紀地形学・地質学の視点から」特集 1・特集 2 として、山岳科学総合研究所ニュースレター（信州大学）の第 41 号・第 42 号に掲載されている。

また、⑥については、日本三景の一つである松島湾が地すべりにより形成されたという仮説であり（長谷川ほか，2008），日本学術振興会科学研究費基盤研究（C）「日本三景松島の巨大地すべり説の実証的研究（JSPS26350488）」で平成 26～28 年度の 3 ヶ年計画で検証が行われている。この仮説は、a. 松島湾は、北東－南西約 10km，北西－南東約 5km の巨大地すべりの発生域（抜け跡）である、b. 松島湾沖の宮戸島などの島嶼部および七ヶ浜半島などは地すべりによってできた流山である、c. 松島湾の島嶼部は湾奥の丘陵と同じ松島層群から構成され、地質および地質構造からも復元可能であるとするものである（長谷川ほか，2008）。この地すべりによる移動土塊（岩塊）量は 200,000 万 m³ と推定されており、事実であれば日本最大規模となる。また、地すべりの発生時期としては、およそ 6,000 年前とされる。松島地域は、東北日本のいわゆるグリーンタフ地域の東縁部に位置し、新第三紀層すべりの一種とみなすことができると考えられる。

表 1.1.4-1 の日本の巨大崩壊の分布を図 1.1.4-1 に示す。巨大崩壊は、主として火山体周辺と四万十帯の泥質堆積岩地域および新第三紀堆積岩類（いわゆるグリーンタフ地域）で発生しており、それ以外はわずか 4 例が知られているだけである。巨大崩壊の誘因としては、火山体では噴火活動と地震によるものが、また堆積岩類でも地震によるものが多いが、四万十帯の泥質堆積岩地域については豪雨が誘因となっているものが多いのが特徴である。

以下では、各地質体毎に巨大崩壊や準巨大崩壊の特徴を記す。

火山体周辺：火山体周辺に発生する巨大崩壊は、もともとの重力的に不安定な火山体の構造が何らかの要因をきっかけに崩壊したもの（島原眉山）、侵食・削剥により重力的に不安定な構造が形成され地震や降雨をきっかけに崩壊したもの（立山鷲・稗田山など）などがある。

四万十帯：四万十帯の泥質堆積岩地域に発生する巨大崩壊は、断層運動などによる構造的破碎を受けた頁岩互層からなる山体の脚部の侵食・削剥により重力的に不安定な構造が形成され大規模なクリープ（岩盤クリープ）が発生し、その後の地震や降雨をきっかけに崩壊したものがほとんどである。南アルプスの七面山崩れや赤崩れの規模を以下に示す（Chigira, 1992; Chigira and Kiho, 1994; 千木良, 1995）。

① 七面山崩れ：岩盤クリープ範囲 4km×3km，深さ 400m

② 赤崩れ：岩盤クリープ範囲 3km×1.5km，深さ 300m

なお、紀伊半島の四万十帯の泥質堆積岩地域では、流れ盤構造が素因となり豪雨が誘引となって発生した十津川災害や 2011 年台風 12 号による岩盤すべりなどの巨大崩壊や順巨大崩壊の事例が多数存在する。

新第三紀堆積岩類：いわゆるグリーンタフ地域に発生する巨大崩壊は、スメクタイトなどの粘土を含み固結度が低い軟岩が、第四紀の隆起活動に伴い大規模な地すべりを起こしたものである。地すべり地形の可能性が指摘されている松島地域については、地震が誘引となって地すべりを起こしたと推定されており（長谷川ほか，2008），沿岸域の巨大地すべり

の発生可能性について今後さらに検証が待たれる。

付加体堆積物：四万十帯以外の付加体堆積物中の巨大崩壊は、北アルプス南部に分布する美濃帯付加コンプレックス中に認められるが（荻谷，2014），これは北アルプスの隆起に伴う急峻な地形的要因が大きい。付加体堆積物では、石灰岩体周辺に準巨大崩壊が発生しており，侵食に強い石灰岩体からなる山体の脚部の侵食・削剥により重力的に不安定な構造が形成され，その後の地震や降雨をきっかけに崩壊したものと考えられている（例えば小嶋ほか，2006）。

三波川帯：三波川帯の結晶片岩地域に発生する準巨大崩壊は，流れ盤構造によるものと岩盤クリープによるものが認められる。

表 1.1.4-1 日本の巨大崩壊

| | 崩壊の名称 (地名) | 発生日 | 体積(10 ³ m ³) | | | | | | | 地質等 | 要因 | 誘因 |
|----------------|-----------------|------|-------------------------------------|------|------|------|-------|------|---------------|-------------------|----------------|-----------|
| | | | 文献1* | 文献2* | 文献3* | 文献4* | 文献5* | 文献6* | その他 | | | |
| 火山体 | 三夜沢 | 918 | | | 8.3 | | | | | 赤城山 | | 地震 |
| | 大月川 | 888? | 3.5 | | | | | | | 八ヶ岳 | | 水蒸気爆発? |
| | 大沢崩れ | 1331 | 7.57 | | | | | | | 富士山 | | 地震? |
| | 磨山 | 1792 | 48 | 11 | 34 | | | | | | | 地震、火山活動? |
| | 虚空蔵山 | 1847 | | | 3 | | | | | | | 地震 |
| | 立山麓 | 1858 | 27-41 | 18 | 41 | | | | | | | 地震 |
| | 御機山 | 1888 | 150 | | | | | | | | | 地震、水蒸気爆発? |
| | 熊淵山 | 1811 | 18 | 3.4 | | 15 | | | | | | 豪雨? |
| | 別鳥谷 | 1935 | | 10 | | | | | | 白山 | | 豪雨 |
| | 伝上崩れ | 1984 | 3.4 | 3.4 | 3.4 | | | | | 御蔵山 | | 地震 |
| 笠城沢 | 2008 | | | | | | 4.5-7 | | 第四紀火砕流堆積物 | | 地震 | |
| 高天原 | - | | | | | | 4.6 | | 泉鏡火山列 | | | |
| 堆積岩① | 大谷崩れ | 1703 | 12 | | 12 | | | | | 四万十帯砂岩・頁岩互層 | 岩盤クリープ | 地震 |
| | 加藤木 | 1748 | 3 | | | | | | | 四万十帯砂岩・頁岩互層 | 岩盤クリープ | 不明 |
| | 七面山 | 1852 | 4.5 | | 8.8 | | | | | 四万十帯砂岩・頁岩互層 | 岩盤クリープ | 地震 |
| | 赤崩れ | - | 2.3 | | | | | | | 四万十帯砂岩・頁岩互層 | 岩盤クリープ | - |
| | 千枚岳 | - | 0.8 | | | | | | | 四万十帯頁岩層 | 岩盤クリープ | - |
| | ポッチ崖 | - | ? | | | | | | | 四万十帯砂岩・頁岩互層 | 岩盤クリープ +流れ盤 | 豪雨 |
| | 大塚村 | 1888 | | | | 2.3 | | | | 四万十帯 | | 豪雨 |
| | 道川村 | 1888 | | | | 2.6 | | | | 四万十帯 | | 豪雨 |
| | 十津川村-A | 1888 | | | | 3.6 | | | | 四万十帯 | | 豪雨 |
| | 十津川村-B | 1888 | | | | 2.0 | | | | 四万十帯 | | 豪雨 |
| | 十津川村-C | 1888 | | | | 2.0 | | | | 四万十帯 | | 豪雨 |
| | 十津川村-D | 1888 | | | | 0.9 | | | | 四万十帯 | | 豪雨 |
| | 大塚町-赤谷 (五箇市) | 2011 | | | | | 0.8 | | | 四万十帯付加コンプレックス | トッピング | 豪雨 |
| 十津川村-泉平 | 2011 | | | | | 1.4 | | | 四万十帯付加コンプレックス | 岩盤クリープ? | 豪雨 | |
| 野々尾崩壊 (西郷村) | 2005 | | | | 1.0 | | | | 四万十帯砂岩・頁岩互層 | 流れ盤崩壊 | 豪雨 | |
| 堆積岩② | 会津地域 | 1811 | | | 3-16 | | | | | 新第三紀火山砕屑岩類 & 頁岩互層 | | 地震 |
| | 十二圓崩れ | 1794 | | | 11 | | | | | 新第三紀火山砕屑岩類 | | 地震 |
| | 名立崩れ | 1751 | | | 4 | | | | | 新第三紀堆積岩類 | | 地震 |
| | 葛尾岳 | 1950 | | 1.1 | | | | | | 新第三紀火山砕屑岩類 | | 地震・新層 |
| | 胡桃 | 1984 | | 1.9 | | | | | | 新第三紀火山砕屑岩類 | | 地震 |
| 松島 | - | | | | | | 200 | | 新第三紀火山砕屑岩類 | | 地震? | |
| その他 | マメウチ平 | - | | | | | | 3.2 | | 美濃帯付加コンプレックス | | |
| | 小谷村-土沢 | - | | | | | | 10 | | 美濃帯付加砂岩・砂岩互層 | | |
| | 樽雲山 | 1588 | 1 | 2.5 | 2.5 | | | | | 濃飛流状岩類 | | 地震 |
| Fンドコ沢 | - | | | | | | 1.9 | | 甲斐駒ヶ岳花崗岩体 | | | |

注：文献1*千木良(1998)、文献2*防災科学技術研究所(2011)、文献3*土木研究所・砂防・地すべり技術センター(1995)、
文献4*土木研究所(2012a)、文献5*千木良(2013)、文献6*荻谷(2014)

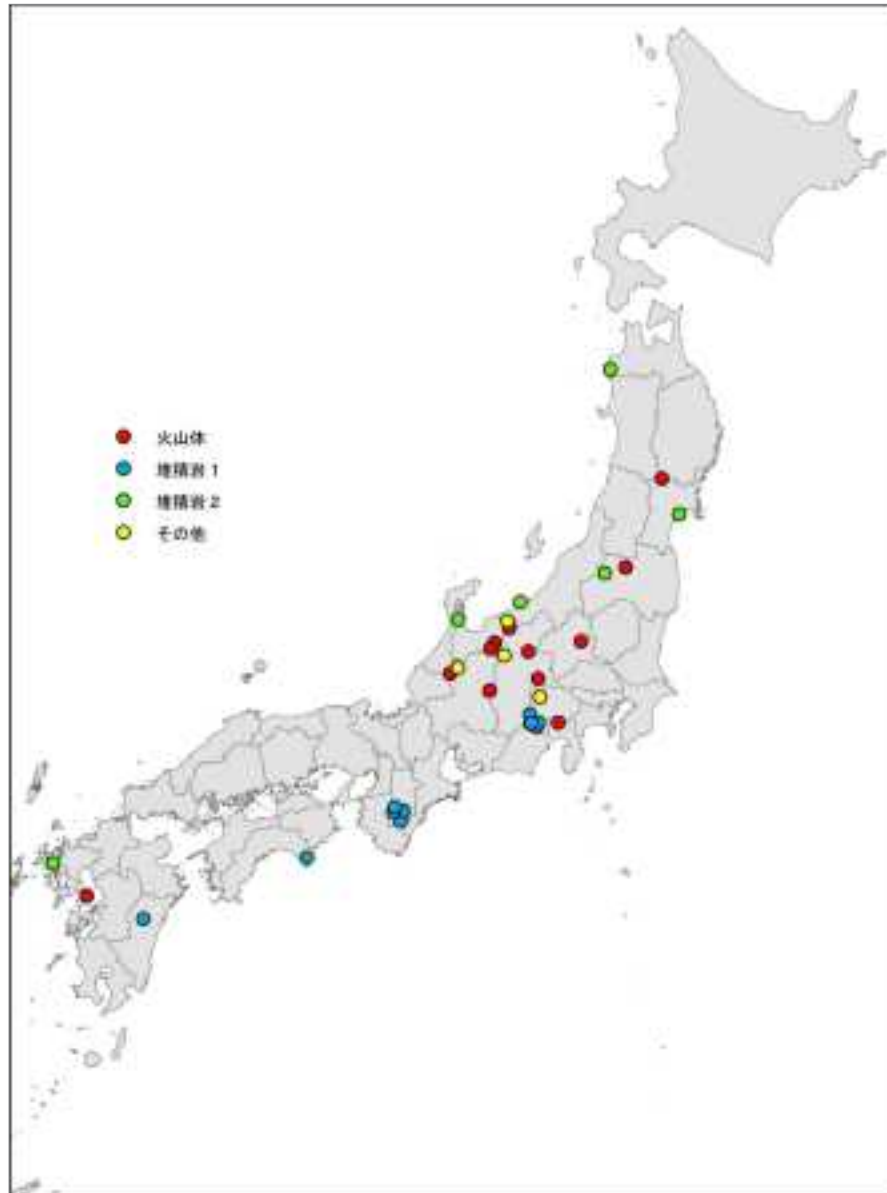


図 1.1.4-1 日本の巨大崩壊の分布（凡例は票 1.1.4-1 に準ずる）。

日本国内のマスムーブメントの分布については、産業技術総合研究所（2010）で既に取りまとめているが、記述およびリンク先の修正が一部必要なものが存在するため、関係部分を再録する。独立行政法人防災科学技術研究所により、北海道～本州・四国・九州（ただし関東の一部域を除く）の地すべり・クリープなどのマスムーブメント（滑落崖の連続長が 150m 以上のもの）の分布が「地すべり地形分布図」（防災科学技術研究所，1982～2013）としてまとめられており、「地すべり地形分布図データベース」から「地すべり地形 GIS データ」としてダウンロード可能である。また、北海道全域の地すべり・クリープなどのマスムーブメント（滑落崖の連続長が 100m 以上のもの）の分布については、地すべり学会北海道支部監修・山岸編「北海道の地すべり地形—分布図とその解説—」（1993）としてまとめられており、地方独立行政法人北海道立総合研究機構環境・地質研究本部地質研究所により「北海道の地すべり地形データマップ」として GIS 化されている。なお、沖縄県については、既存の GIS データベースが存在しないが、社団法人斜面防災対策技術協会により「沖縄県の土砂災害危険箇所」が全県の地すべり指定地を網羅している。以下では個別のデータベースに

ついてリンク先等を示す。

地すべり地形分布図データベース

- ・作成機関： 独立行政法人防災科学技術研究所
- ・全体のリンク先： <http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/>
- ・地すべり地形分布図のリンク先：<http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/pdfview/index.html>
- ・地すべり地形 GIS データのリンク先：<http://lsweb1.ess.bosai.go.jp/gis-data/index.html>
- ・地すべり地形分布図（印刷図）の入手先：
独立行政法人防災科学技術研究所アウトリーチ・国際研究推進センター自然災害情報室
〒 305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1
E-mail： librar@bosai.go.jp

北海道の地すべり地形データマップ

- ・作成機関： 地方独立行政法人北海道立総合研究機構環境・地質研究本部地質研究所
- ・全体のリンク先： http://webgis.gsh.hro.or.jp/Landslide_escape_clause.html
- ・北海道の地すべり地形データマップのリンク先：
<http://webgis.gsh.hro.or.jp/Landslide/default.aspx?DataMap=Landslide>

沖縄県の土砂災害危険箇所（「県別地すべりの紹介：沖縄県」）

- ・作成機関： 社団法人斜面防災対策技術協会
- ・全体のリンク先：
<http://www.jasdim.or.jp/gijutsu/kenbetsu/chiiki/ookinawa/ookinawa.htm>
- ・沖縄県の土砂災害危険箇所のリンク先
<http://www.jasdim.or.jp/gijutsu/kenbetsu/chiiki/ookinawa/4.html>

1.1.5 泥火山データベース

【実施内容】

新規文献データ（平成 26 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納文献も対象）の追加・更新を行う。以上のデータは、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1.1.5.1 データベースの概要

泥火山データベースは、泥火山のうち、「原油を伴う天然ガスの噴出により形成された堆積体」（American Geological Institute, 2005；Glossary of Geology）、あるいは「堆積岩分布地域において天然ガス、地下水、石油を伴い噴出した泥により形成された地形高まり」（田中ほか，2009）に相当する地質現象が観察される日本および日本近傍（台湾，サハリン）地域に関する情報および文献を収集し一覧表にまとめた文献データベースである。本文献データベースには、日本 4 地点、台湾 21 地点、サハリン 6 地点が登録されている。また、参考情報として、インドネシアのシドアルジョに分布するルシ泥火山の情報も付記している。

泥火山活動では、異常に高い間隙水圧を持った泥濁が泥ダイアピルとして上昇し、深層地下水、ガス、時には石油とともに地表に噴出する。泥ダイアピルの上昇は、地下数キロ（1-3km）から始まり、高さ数百 m、直径数 km もの火山に類似した堆積（凸型）地形や陥没（凹型）地形を地表に出現させる可能性を有する。新規に泥火山が出現した場合、地表および地下において著しい破壊現象を伴うと考えられる（産業技術総合研究所深部地質環境研究センター，2007）。

1.1.5.2 平成22年度～平成26年度の5年間における各年度のデータベース整備の概要

[平成22年度]

日本の泥火山に関するデータを収集するとともに、日本近傍（台湾・サハリンおよびインドネシア・シドアルジョ）地域の泥火山のうち「堆積岩分布地域において天然ガス、地下水、石油を伴い噴出した泥により形成された地形高まり」に相当する地質現象に関する情報を収集・整備し、泥火山の将来にわたる発生可能性について評価・検討した。

[平成23年度]

平成 22 年度に収集・整理したデータを基に「日本および周辺地域の泥火山データベース」を作成し、地質調査総合センター研究資料集 no.540 として、登録・公開した。

[平成24年度～平成25年度]

日本および周辺地域で発生した泥火山に関する情報の収集を継続した。

[平成26年度]

平成 23 年度に公開した「日本および周辺地域の泥火山データベース」に追加・更新すべき新規文献データ・未収納文献データの収集・整理を行った。更新された「日本および周辺地域の泥火山データベース ver.2（仮称）」は、平成 27 年度に公開予定である。

1.1.5.3 平成26年度の実施内容

泥火山データベースを作成時には不明であった台湾およびインドネシアの泥火山の所在地を文献等から確認・追記し、また高雄市鳥松区の 2012 年頃から新たに活動を開始した鳥松泥火山、泥火山の活動と連続する地質現象であると考えられるメタン孔（佐々，1954）が存在する屏東縣恆春鎮の出火特別景観区を追記した（表 1.1.5-1）。

泥火山の活動様式を、文献中の例えば、「泥火山活動では、深層地下水、ガス、時には石油とともに地表に噴出する」という記述のみで理解することは必ずしも容易なことではないと考えられる。そのため「泥火山」、「mud volcano」等のキーワードを用い多数の画像および動画データを、文献データの参考資料として収集した（例えば、アゼルバイジャンの Lokbatan 泥火山：<https://www.youtube.com/watch?v=0xCPXg5lJeg>）。

泥火山出現に関与する泥ダイアピルは、プレート収束帯、堆積速度が大きな場所、流体の移動が妨げられやすい場所等、泥が多量に供給され、なおかつ異常に高い間隙水圧が形成されやすい場所であればどこにでも出現する可能性を持つ。また、油田地帯、天然ガス地帯（メタンハイドレート層も含まれる）に多くの泥火山が分布することから、石油あるいは天然ガスの形成が泥火山の形成との間に大きな関連があることが示唆されている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2012）。そのため、日本の油田開発の初期段階に北海道および青森、秋田、山形、新潟、長野の各県において行われた調査報告（大日本帝国油田図（第 1 区～第 45 区））に示された油徴地 242 カ所、油砂徴候地 171 カ所、ガス徴地 99 カ所、鉱泉・温泉地 124 カ所、油井 1,106 カ所、空井戸 3 カ所、掘削井 282 カ所、および廃井 847 カ所の位置をデジタル化し、データベース化した。しかしながら、構造性油・ガス田の分布域は大日本帝国油田図の調査範囲よりさらに広範囲に及ぶため、泥火山活動（類した活動を含む）の有無を上記の 5 県および静岡、宮崎両県の各市町村教育委員会にアンケート調査した。その結果、青森県 5 件、秋田県 6 件、山形県 5 件、新潟県 11 件、長野県 1 件、静岡県 4 件、および宮崎県 2 件の回答が寄せられたので、泥火山データベースの基礎資料として保管した。

日本および日本近傍（台湾、サハリン、インドネシア）地域の泥火山に関係した論文を収集し、基礎資料として保管した。泥火山活動に関する論文を多数引用、あるいは紹介している論文・報告書は以下の通りである。

- ・高橋ほか（2006）
- ・産業技術総合研究所深部地質環境研究センター（2007）
- ・地学雑誌（2009）特集号：泥火山－その実体と応用地球科学的意義－，vol.118，no.3.
- ・高橋ほか（2011）
- ・産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2012a,b），
- ・関（2014）

今回追加・更新した泥火山データベースは、地質調査総合センター研究資料集として平成 27 年度に公開する予定である。

1.1.5.4 泥火山データベースに採録すべき地球科学的特徴の範囲について

酒井ほか（2010）が「上幌延泥火山」と呼んだ地点は、北海道立地下資源調査所（1960）には「油徴地」として記載されている。関（2014）が述べているように、現状では泥火山の認定手法が確立されているとは言い難い状況ではあるが、油・ガス徴候地を丹念に調査し、地球科学的データを蓄積していくこと、すなわち泥火山データベースを追加・更新していくことは、泥火山活動解明のための重要な基礎資料になるものと考えられる。

表 1.1.5-1 日本および日本近傍の泥火山の位置の一覧。

| 日本の泥火山（緯度経度は日本測地系） | | | | |
|------------------------------------------------|--------|---------------|----------|----------|
| | | 所在地 | 北緯 (°) | 東経 (°) |
| 泥火山 | | | | |
| 新成泥火山 | | | | |
| 第1 | 北海道 | 新冠郡新冠町 | 42.3915 | 142.2817 |
| 第2 | 北海道 | 新冠郡新冠町 | 42.3869 | 142.2891 |
| 第3 | 北海道 | 新冠郡新冠町 | 42.3778 | 142.3071 |
| 第4 | 北海道 | 新冠郡新冠町 | 42.3756 | 142.3085 |
| 第5 | 北海道 | 新冠郡新冠町 | 42.3736 | 142.3127 |
| 第6 | 北海道 | 新冠郡新冠町 | 42.3720 | 142.3141 |
| 第7 | 北海道 | 新冠郡新冠町 | 42.3569 | 142.3269 |
| 第8 | 北海道 | 新冠郡新冠町 | 42.3569 | 142.3395 |
| 第9 | 北海道 | 日高郡新ひだか町 | 42.3212 | 142.3879 |
| 松代泥火山 | | | | |
| 源生・松泉寺 | 新潟 | 十日町市 | 37.1324 | 138.5775 |
| 定野 | 新潟 | 十日町市 | 37.1178 | 138.5615 |
| 泥火山であると推測 | | | | |
| 遠別原基岩（遠別（新越前）ガス田） | 北海道 | 天塩郡遠別町 | 44.6571 | 141.6596 |
| 上根原泥火山 | 北海道 | 天塩郡雄勝町 | 45.0319 | 141.1612 |
| 日本近傍の泥火山（緯度経度は世界測地系（WGS84）。南緯はマイナスで示した） | | | | |
| | | 所在地 | 北緯 (°) | 東経 (°) |
| 吉平坑背斜活動区 | | | | |
| 鹽水坑泥火山区 | 台湾 | 台南縣支墾鄉 | 22.9636 | 120.4494 |
| 龍船窠泥火山区 | 台湾 | 台南縣龍崎鄉 | 22.9168 | 120.4262 |
| 烏山頭泥火山区 | 台湾 | 高雄縣内門鄉 | 22.9030 | 120.4251 |
| (鹽寮麓泥火山) | 台湾 | 高雄縣田寮鄉古亭村 | 22.8742 | 120.4094 |
| 大潭水泥火山区 | 台湾 | 高雄縣田寮鄉古亭村 | 22.8711 | 120.4083 |
| 小潭水泥火山区 | 台湾 | 高雄縣田寮鄉後港村 | 22.8547 | 120.3946 |
| 旗山新寮活動区 | | | | |
| 小份寮（杉林鄉）泥火山区 | 台湾 | 高雄縣杉林鄉 | 22.9661 | 120.5742 |
| 南新湖泥火山区 | 台湾 | 高雄縣燕巢鄉七家村 | 22.7953 | 120.4130 |
| 千秋寮泥火山区 | 台湾 | 高雄縣燕巢鄉金山村 | 22.7830 | 120.4097 |
| (鹿女湖、新鹿女湖泥火山) | 台湾 | 高雄縣燕巢鄉金山村 | 22.7767 | 120.4096 |
| 烏山頂泥火山区 | 台湾 | 高雄縣燕巢鄉金山村 | 22.7706 | 120.4058 |
| 深水茶泥火山区 | 台湾 | 高雄縣燕巢鄉深水村 | 22.7498 | 120.3892 |
| 高屏造山平原活動区 | | | | |
| 潭底山泥火山区 | 台湾 | 高雄縣橋頭鄉潭底村 | 22.7441 | 120.2504 |
| 潭水埤泥火山区 | 台湾 | 高雄縣燕巢鄉角宿村 | 22.7461 | 120.3453 |
| 烏松泥火山 | 台湾 | 高雄市烏松区 | 22.6392 | 120.3757 |
| 鯉里山泥火山区 | 台湾 | 屏東縣万丹鄉、新園鄉田洋村 | 22.5435 | 120.4578 |
| 海岸山脈南西段活動区 | | | | |
| 鹽埕泥火山区 | 台湾 | 花蓮縣富里鄉龍山村 | 23.1808 | 121.2878 |
| 岩滑（雷光、電光）泥火山区 | 台湾 | 台東縣關山鎮雷光里 | 23.0096 | 121.1890 |
| (石門外泥火山区) | 台湾 | 花蓮縣富里鄉 | | |
| 中埔壠水潭（中埔泥火山） | | | | |
| 關仔嶺基岩（水火岩層） | 台湾 | 嘉義縣中埔鄉中埔村 | 23.3653 | 120.5651 |
| 南化（鹽水坑）泥火山 | 台湾 | 台南市南化区 | 23.3229 | 120.5031 |
| 出火特別警戒区 | 台湾 | 屏東縣復興鄉復春 | 22.0120 | 120.7573 |
| Yuzme-Sakhalinsky（豊真嶺） | | | | |
| Yugachivsky（萬群嶺） | サハリン | ユジノサハリンスク | 47.0682 | 142.5775 |
| Vostochny（元治） | サハリン | マカロフ都市管区 | 48.2281 | 142.5654 |
| Lesnovsky（常帆） | サハリン | コルサコフ都市管区 | | |
| Daginsky | サハリン | 都市管区ノグリキ | | |
| Pil'tunsky（海龍泥火山） | サハリン | オハ都市管区の東方沖 | | |
| Sidaarjo | | | | |
| Bidadug Kuuu | インドネシア | 東ジャワ州シドアルジュラ県 | -7.5277 | 112.7114 |
| Masin Liliuk #1 | インドネシア | 中部ジャワ州ブローラ県 | -7.1558 | 111.2544 |
| Masin Liliuk #2 | インドネシア | 東スサトゥンガラ州ペルダ | -9.5216 | 124.9944 |
| Pulau Kambing | インドネシア | 東スサトゥンガラ州ペルダ | -9.5303 | 124.9977 |
| Daxilo | 東チモール | オエクシアンペノ県 | -10.2417 | 122.4336 |
| | | | -9.3620 | 124.3788 |

1.1.6 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】

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、広域応力場と局所的な応力場、また現在の地震発生場との関係に注目した整理を行い、長期的な地質・気候関連事象の変動予測に必要な課題の抽出を行う。また、地質断層データベースから抽出される過去の地震発生場との関係についても検討を行う。以上のデータは、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1.1.6.1 平成22年度～平成26年度の5年間における年度毎のデータ検討の概要

本データ検討は、平成25年度から実施している。

[平成25年度]

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関する知見について整理した。その結果、各空間スケールにおける応力の推定法（地震の発震機構を用いた逆解析やボーリング孔やコアを用いた手法）それぞれの利点を示した。また、(1)絶対値も含めた応力情報の整備が今後必要であること、(2)応力の時間変化として長期的な変動にともなう広域応力場の長期的な変化の検討が必要であること、(3)応力場と現在の地震発生場との関係として、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を考慮しながら、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重要であることを示した。

[平成26年度]

広域応力場と局所的な応力場、また現在の地震発生場との関係に注目した整理を行い、長期的な地質・気候関連事象の変動予測に必要な課題の抽出を行った。また、既存応力情報に対して応力間の類似度を尺度としたクラスター解析を用いることで、日本列島の応力場を大きく5つに区分できること、この応力区から読み取れる応力の空間不均一性と地殻熱流量の相関がよいことを示した。さらに、上記の検討結果を合わせて応力場の空間スケール・時間スケールと現在の地震発生場との関係について検討した。

1.1.6.2 広域応力場と局所的な応力場、現在の地震発生場との関係の検討

断層活動を含む地殻の変形発達の主たる源は地殻応力であり、断層活動のみならず、火山・マグマ活動や隆起沈降に大きな影響を与えるため、地殻応力場の空間不均一性や各空間での特徴の把握が必要となる。その際には、ある対象地域および周辺地域において、同じ応力の空間的な広がり、すなわち応力区の設定が重要である。今年度は、先行研究のレビューに基づき応力区の設定の考え方を整理し、地震データなどから復元される応力テンソルの類似性を基準とした場合の日本列島の応力区の分布を示す。

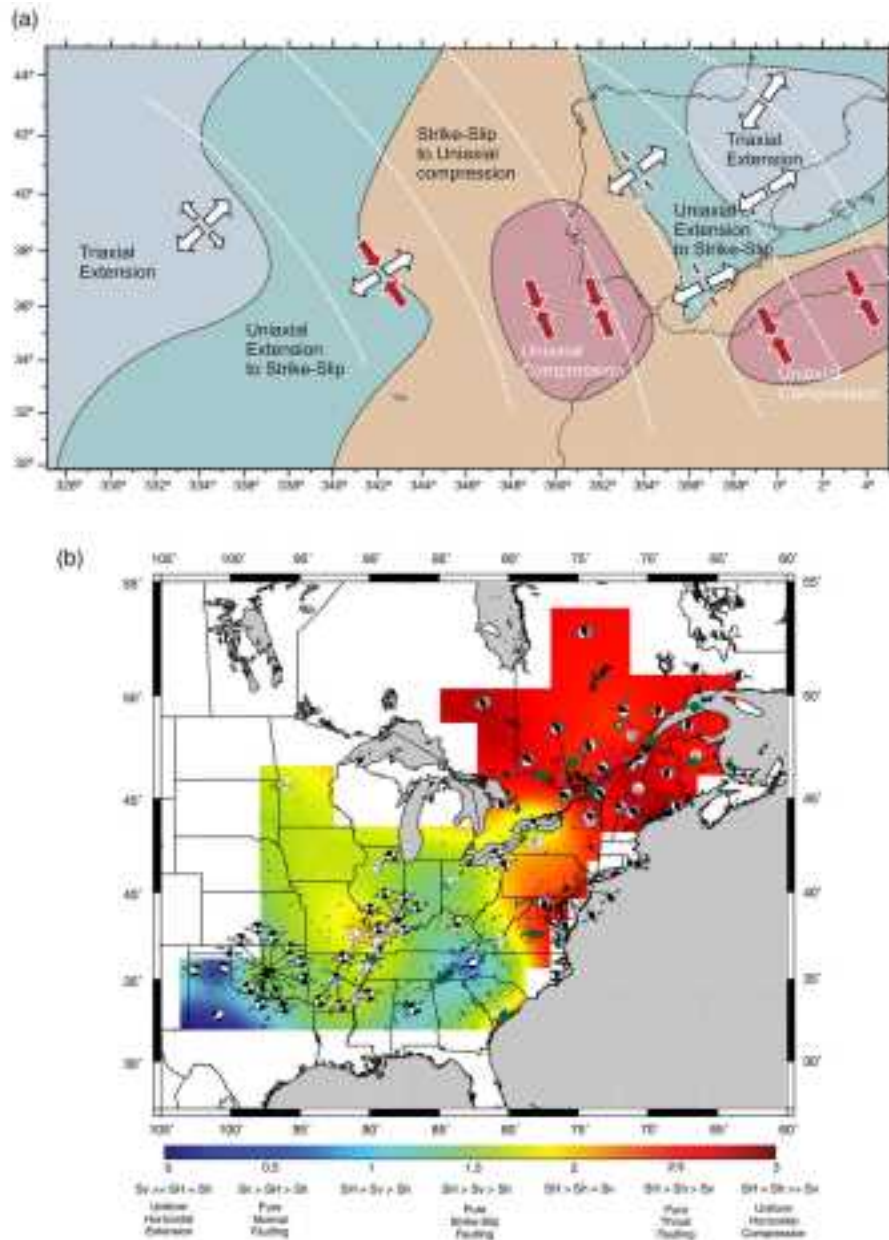


図1.1.6-1 応力区設定のこれまでの考え方。(a)最大水平主応力 (σ_{max}) の方向による区分(De Vicente *et al.*, 2008). (b)断層のタイプ (正断層, 逆断層, 横ずれ断層) による分類(Hurd and Zoback, 2012).

現在の応力場は地震の発震機構を用いた応力逆解析 (応力テンソルインバージョン) によって推定されることが多い。応力逆解析で推定された応力を用いて応力区を設定する代表的な方法は、①最大水平主応力 (σ_{max}) の方向の類似性による区分 (De Vicente *et al.*, 2008), ②主応力軸の配置から読み取れる断層のタイプ (正断層, 逆断層, 横ずれ断層) による分類 (Hurd and Zoback, 2012), である (図 1.1.6-1)。しかしながら, ここで取り扱う応力はテンソルという物理量であり, 主応力軸の方向のみを扱った応力区の設定は応力を正確に分類したことはない。そのため, 今年度は, 応力テンソルのクラスター解析 (Otsubo *et al.*, 2006; 図 1.1.6-2) を用いた応力マップを作成し, 応力区の設定を行った。応力区の設定の手順は以下の通りである。

- ①地震の発震機構に基づき日本列島をいくつかの地域に分ける。
- ②応力逆解析で各地域の応力を推定する。

③各地域間の応力同士の非類似度を計算&クラスター解析してマッピングする。

応力テンソルの非類似性の基準としては stress difference (Orife and Lisle, 2003) を用いる。これは、二つの応力テンソルが一致すれば 0 を、反対の関係 (negative stress) の関係であれば 2 を示す (図 1.1.6-2)。Orife and Lisle (2003) は stress difference が 0.65 より大きい応力テンソルを異なるもの同士と見なしている。応力テンソルのクラスター解析には、これまで報告されている応力情報 (行竹ほか, 2012; Imanishi *et al.*, 2012) を用いている (図 1.1.6-3)。これらの先行研究で報告された地震データは、期間：2004-2010 で、深さ：30 km 以浅の地震データを使った応力逆解析結果 (行竹ほか, 2012; Imanishi *et al.*, 2012) である。

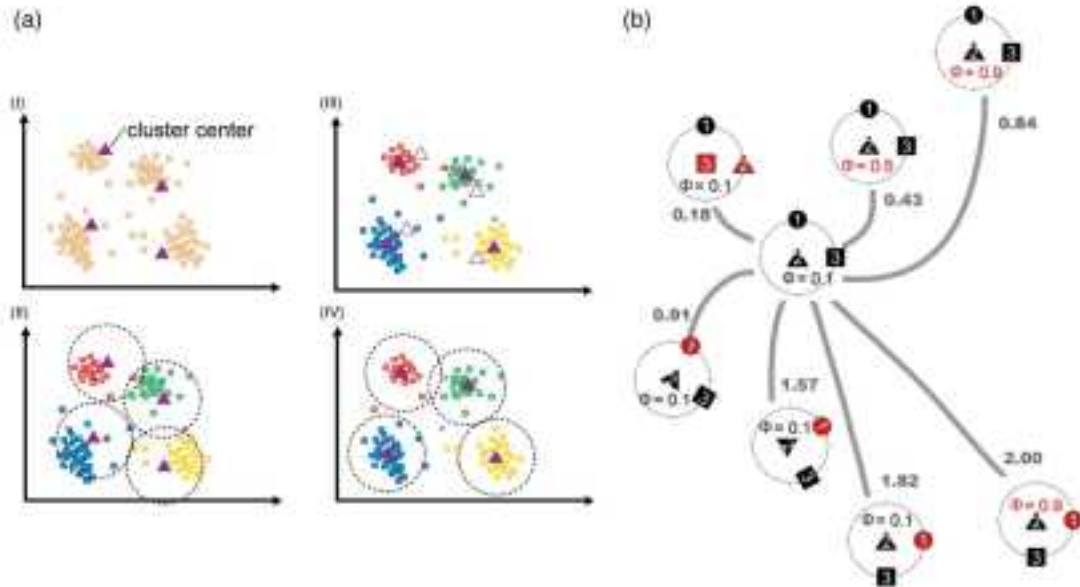


図1.1.6-2 (a)クラスター解析概念図と(b)stress difference (Orife and Lisle, 2003) を用いた応力テンソルの非類似度。stress difference 0から2を示し、二つの応力テンソルが一致すれば0を、反対の関係 (negative stress) の関係応であれば 2を示す。

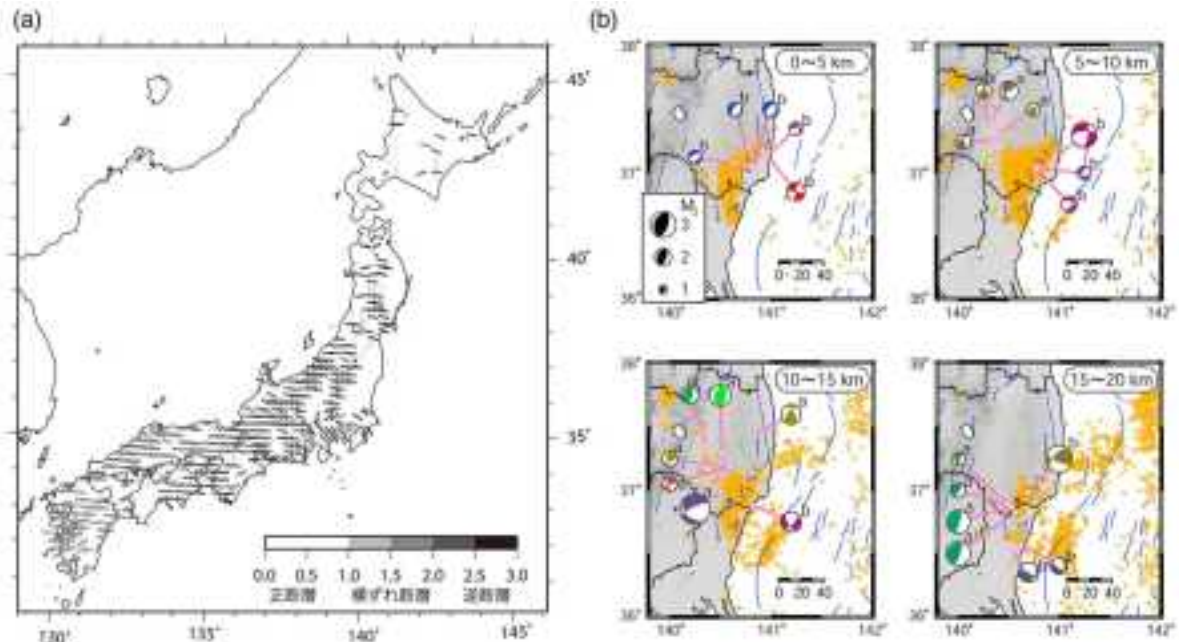


図 1.1.6-3 クラスター解析による応力区設定のために使用したデータ。(a) 行竹ほか (2012)。(b)Imanishi *et al.* (2012)。

上記の既往研究で報告されている日本列島の 457 地域の応力に対して応力テンソルのクラスター解析を行った結果を図 1.1.6-4 に示す。応力区の設定に関して、鈴木(1989)では応力の区分けの考え方を以下のように示している。

- ① 同じ応力区の中では P 軸方向がほぼ同じである。
- ② 応力区はある一定以上の広がりをもつ (短軸が 20 km 以上)。
- ③ 境界域をはさんだ隣接応力区間では P 軸 (T 軸) の平均的な方向が有意に異なる。
- ④ 応力区境界域には帯状の低地震活動域が存在する。

上記の鈴木(1989)の考え方を長期的な地質・気候関連事象の変動予測に必要な応力区の設定のために整理すると、

- ①に関しては、応力区内は単一の応力ブロックとしてふるまう。
- ②に関しては、応力境界と平行して、地質構造線や活断層が分布することが多い。
- ③に関しては、応力区内部と応力区境界では地殻の力学的な性質が異なる。
- ④に関しては、応力区境界付近の地殻の変形は応力区内部よりも大きい。

となる。この考え方を踏まえて、クラスター解析によって描いた応力マップでより詳細な現在の日本列島の応力区境界を設定し、以下の 5 つの応力区にまとめた (図 1.1.6-4)。

応力区 A：東-西方向に σ_1 軸をもつ逆断層応力。

応力区 B：西北西-東南東方向に σ_1 軸をもつ逆断層応力および横ずれ断層応力。

応力区 C：南-北方向に σ_3 軸をもつ正断層応力。

応力区 D：東北東-西南西方向に σ_1 軸をもち北北西-南南東方向に σ_3 軸をもつ横ずれ断層応力。

応力区 E：北西-南東方向に σ_3 軸をもつ正断層応力。

応力 A と応力 B は σ_1 軸の方向が類似しているが、 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 の関係を示す応力比 ($\Phi = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$) は、応力 A が 0.2 で応力 B が 0.0 である。応力比が 0 に近いほど σ_1 が他の主応力軸に比べて大きいことを示すため、応力 B が応力 A よりも相対的に σ_1 (つまり、水平最大主応力 σ_{hmax}) が大きいことを示す。

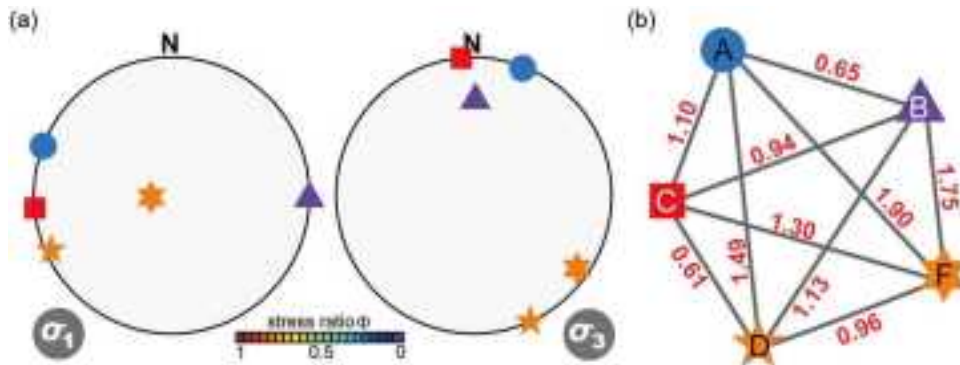


図 1.1.6-4 (a) クラスター解析後に明らかになった応力。

ステレオネットは下半球等積投影。左のステレオネットに σ_1 軸を右のステレオネットに σ_3 軸を示し、シンボルの色は応力比を示す。(b)各応力区間同士の非類似度。非類似度はstress difference (Orife and Lisle, 2003)で示す。

現在の日本列島の応力区分の分布を次に示す (図 1.1.6-5)。北海道地域では、既往研究成果の地震データが少ないために有効な応力区の設定が困難であった。東北地域では、脊梁地域を含めた太平洋側 (前弧地域および火山フロント地域) では応力区 B であり、日本海側 (背弧地域) では応力区 A である。ただし、福島県いわき周辺地域のみ応力区 E である。関東地域では、大部分が応力区 A である。中部地域では、愛知、岐阜、山梨の各地域が応力区 A であることを除いて大部分の地域が応力区 B である。近畿地域では、紀伊半島東部太平洋側が応力区 C であることを除いて大部分の地

域が応力区 A である。中国および四国地域では、島根東部および鳥取地域が応力区 B であることを除いて、大部分の地域が応力区 A である。福岡地域の日本海側が応力区 A であることを除いた福岡、佐賀、長崎、大分、熊本北部の各地域が応力区 D であり、熊本南部、宮崎、鹿児島島の各地域が応力区 C である。ただし、鹿児島地域の鹿児島湾周辺では応力区 E である。

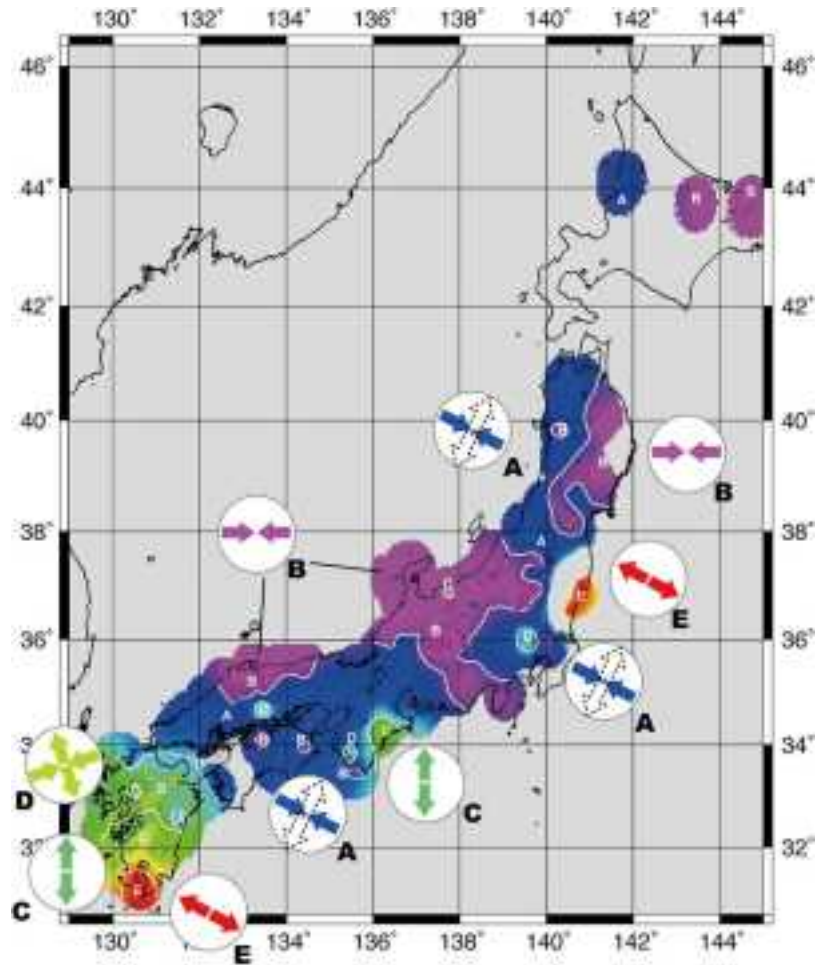


図 1.1.6-5 クラスタ解析による応力マップ。

5つの色はそれぞれの応力区を示し、同じ色の地域は同じ応力であることを示す。

応力区と地質構造の比較を近畿地域の例で示す（図 1.1.6-6）。近畿地域には中央構造線が東西に走っており、現在は左横ずれの活断層である（活断層研究会編，1991）。近畿地域は、中央構造線を挟んで地質構造の傾向が異なっており、中央構造線より北側の内帯に白亜紀以前の地質帯である飛騨外縁帯（三郡帯）、舞鶴帯、超丹波帯、丹波帯、領家帯の超塩基性岩体、変成岩および花崗岩等が、中央構造線の南側の外帯にジュラ紀以降の地質帯である三波川帯、秩父帯、四万十帯の付加帯・変成岩等が分布する。このように、地質構造としては、中央構造線を挟んで空間的に不均一であり、また内帯・外帯だけ見ても空間的に不均一である。しかしながら、応力分布としては大部分が応力 A である。このことは地質構造の不均一性が応力の空間的不均一性へ及ぼす影響が小さいことを示す。中央構造線に注目すると、三重地域から愛知地域にかけての中央構造線は明瞭な活断層として認定されていない（活断層研究会編，1991）。応力マップとの関係では、活断層部分は左横ずれとしての活動が可能な応力 A が働いている（図 1.1.6-6）。一方、この活断層と認定されていない地域では南-北方向に σ_3 をもつ正断層応力（応力 C）が働いている（図 1.1.6-6）。この応力の空間的な不均一性が中央構造線の活動度を規制している可能性がある。紀伊半島東部太平洋側のみに正断層応力が働いて

いる原因については今後の検討課題である。このように明らかになった応力の空間的な不均一性、特に、応力 A の分布に着目すると、地殻熱流量の分布 (図 1.1.6-7; Tanaka *et al.*, 2004) と比較的相関がよい。

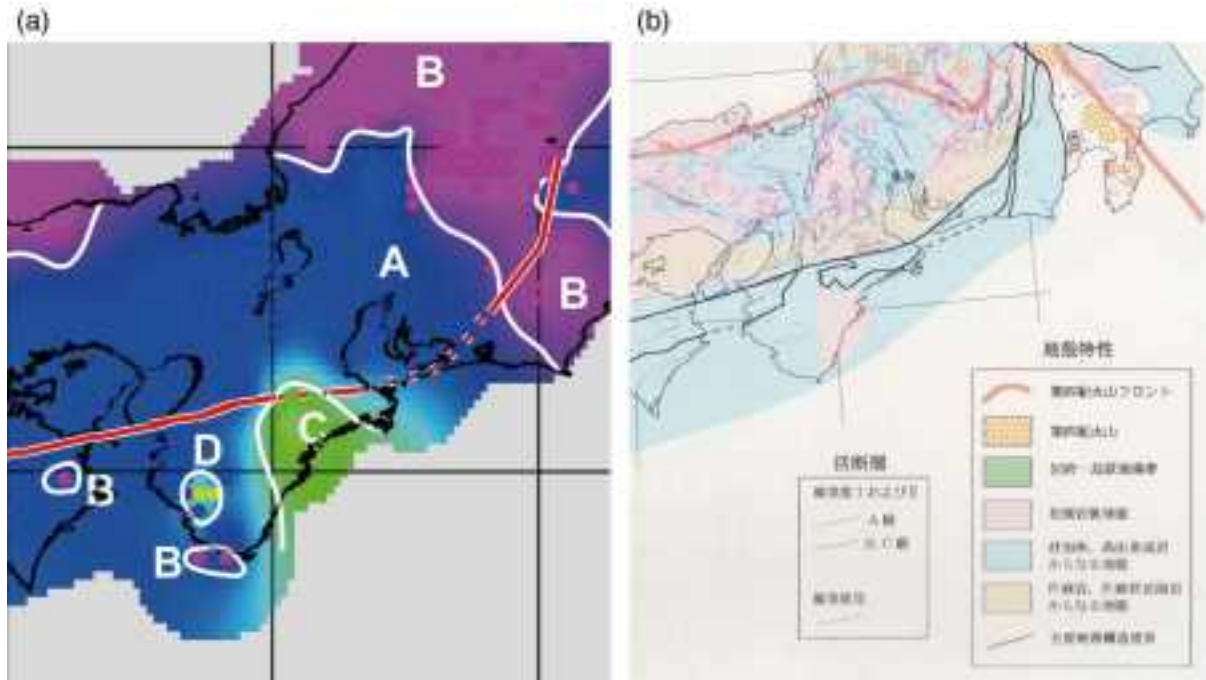


図 1.1.6-6 近畿を例にした (a) 応力マップと (b) 地質構造の比較。

(a)の赤い線は中央構造線を示し、点線部分は明瞭な活断層として認識されていない部分である。地質構造は地下10 km程度での地殻の岩石分布(早坂ほか, 2000)。

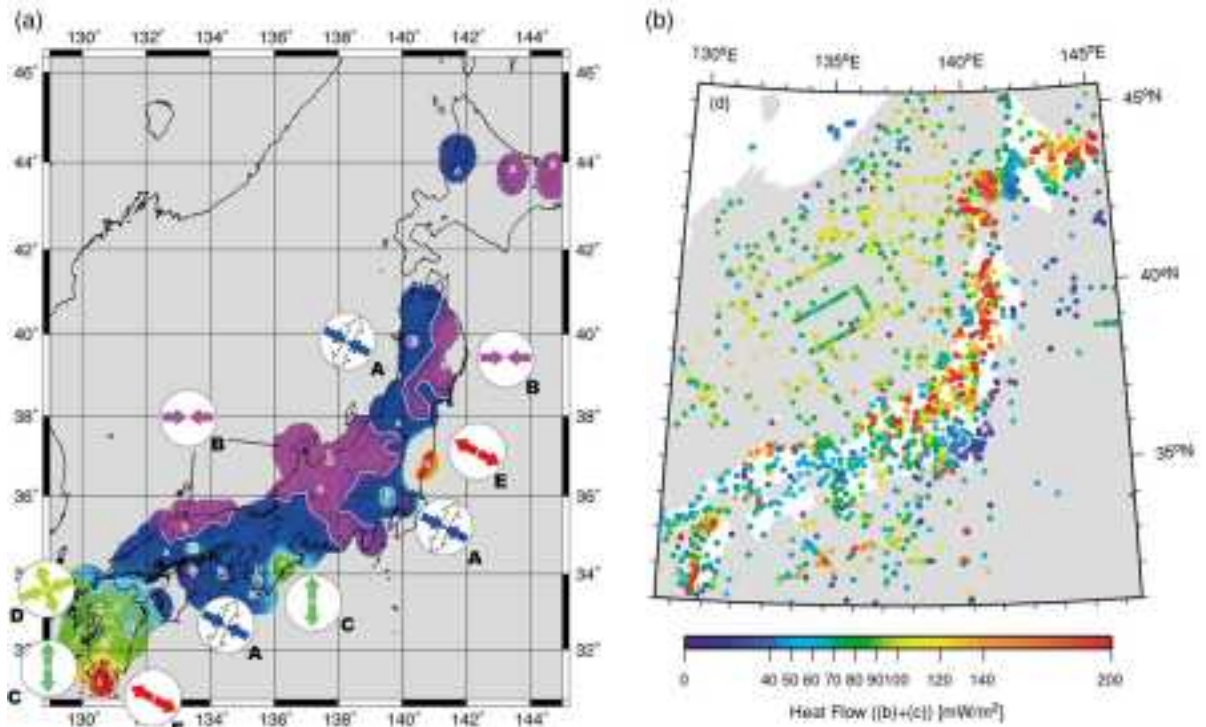


図 1.1.6-7 (a) 応力マップと (b) 地殻熱流量 (Tanaka *et al.*, 2004) との比較。

1.1.6.3 応力場の空間スケール・時間スケールに関する検討

広域応力場の空間スケール（局所的な応力場との関係を含む）と時間スケールについて、適用性の範囲と精度をそれぞれ整理する。

- ① 広域応力場の空間スケール・空間分解能
- ② 広域応力場の時間スケール・時間分解能
- ③ 応力場と地震発生場との関係

1) 広域応力場の空間スケール・空間分解能

地殻応力場の第一次オーダーの大局的な空間変化を捉えることは可能である。その際は、マグニチュード3以下の微小地震を用いた応力場の詳細な空間不均一性把握が有効である（例えば、Imanishi *et al.*(2012) など）。ただし、地震活動が低調な地域では、必要に応じて岡田ほか(2008)が2008年6月14日の岩手宮城内陸地震発生後に実施したような臨時観測を行うなどの対応が必要である。

海溝型巨大地震の発生などにより、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(Otsubo *et al.*, 2013; Yoshida *et al.*, 2012)。また、比較的規模の大きな内陸型の地震により局所的に地殻応力が時間変化することもある。遠田(2011)は、内陸型の天正地震の発生により周辺活断層が連鎖的に活動したのかどうかについてクーロン応力変化を用いて評価している(図1.1.6-8)。巨大地震等による断層の再活動性の変化については、より広域・高分解能な応力評価とともに別途検討する必要がある。

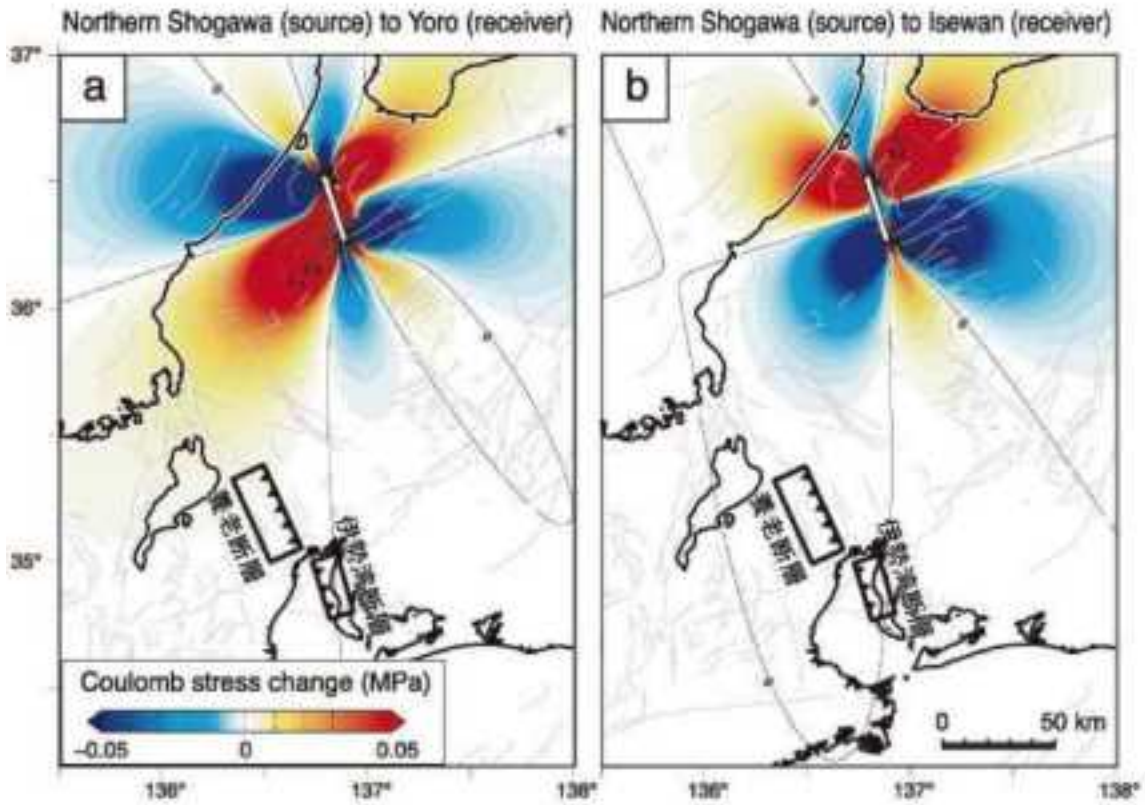


図 1.1.6-8 1586 年天正地震による養老断層および伊勢湾断層に対するクーロン応力変化(遠田, 2011)。

2) 広域応力場の時間スケール・時間分解能

広域応力場と断層活動の時間分解能・時間スケールに関して、広域応力場の大規模な変化（例えばプレート沈み込み方向の変化によるもの）による断層再活動性については別途、将来の広域応力場変化の可能性（発生要因等）とその変化量について含めた形での検討が必要になる。その際には対象地域ごとに考慮すべき不確実性が異なることに留意し、プレート沈み込み方向が変化する時間スケール（100万～200万年）を超えない範囲での検討が可能である。島弧沈み込み帯において、より活動的な地域では、10万年スケールで地殻応力が変化する可能性がある。現在拡大中である背弧海盆が存在する琉球弧において、その前弧にあたる琉球列島では、ここ100万年間に10万年スケールで応力場が変化している（図1.1.6-9；Otsubo and Hayashi, 2003）。海溝－海溝－海溝型の三重会合点近傍である房総半島でも、ここ100万年間に10万年スケールで応力場が変化している（図1.1.6-10；Yamaji, 2000）。

最近の静的な応力変化と地震活動の関係に関する定量的な研究では、0.01 MPa～0.1 MPa程度のわずかなクーロン応力の増加・現象でもその後の地震活動の活発化・静穏化が認められることが報告されている（Reasenber and Simpson, 1992; Toda *et al.*, 1998）。2000年の福岡県西方沖地震により活動度が上昇したとされる警固断層の場合、M7級の地震を1～2万年間隔で発生してきたと推定されており、約3～5 MPaの剪断応力を1～2万年かけて蓄積しているとされる（Toda and Horikawa, 2005）。2000年の福岡県西方沖地震によって警固断層に加わった応力は0.5 MPaとされており、通常1,000～2,000年かけて蓄積される応力に相当する。すなわち、次の大地震発生が1,000年以上前倒しされることになる。Toda *et al.* (2011a) は、2011年東北地方太平洋沖地震（Mw=9.0）において日本列島側のプレートが受けた応力変化（クーロン応力変化）によって、東北地方の活断層ではクーロン応力が低下し活動度が低下する一方、中部地方の活断層ではクーロン応力が上昇し活動度が上昇するとしている（図1.1.6-11）。西南日本では、1944年東南海地震および1946年南海地震による応力変化で、西南日本での地震が増加したことが報告されている。Ogata (2004) は、南海トラフにおけるプレート境界での巨大地震（1944年の東南海地震、1946年の南海地震）の発生によるクーロン応力変化によって、西南日本陸域の活断層の活動が促進されたことを指摘している（図1.1.6-12, 13）。Ogata (2004) によれば、1946年12月21日に発生した南海地震（M=8.1）によるクーロン応力変化では、南和歌山の北北西－南南東方向の走向をもつ断層、東四国の東北東－西南西方向の走向をもつ断層、南紀伊半島の東北東－西南西方向の走向をもつ断層周辺で断層活動が促進されたとしている。

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（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。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り、今後の研究が必要である。1,000年～10万年スケールの応力変化は、測地学および地質学的な証拠が残らない時間スケールであるためにその推定が困難であり、今後も引き続き検討が必要である。

3) 応力場と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、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。

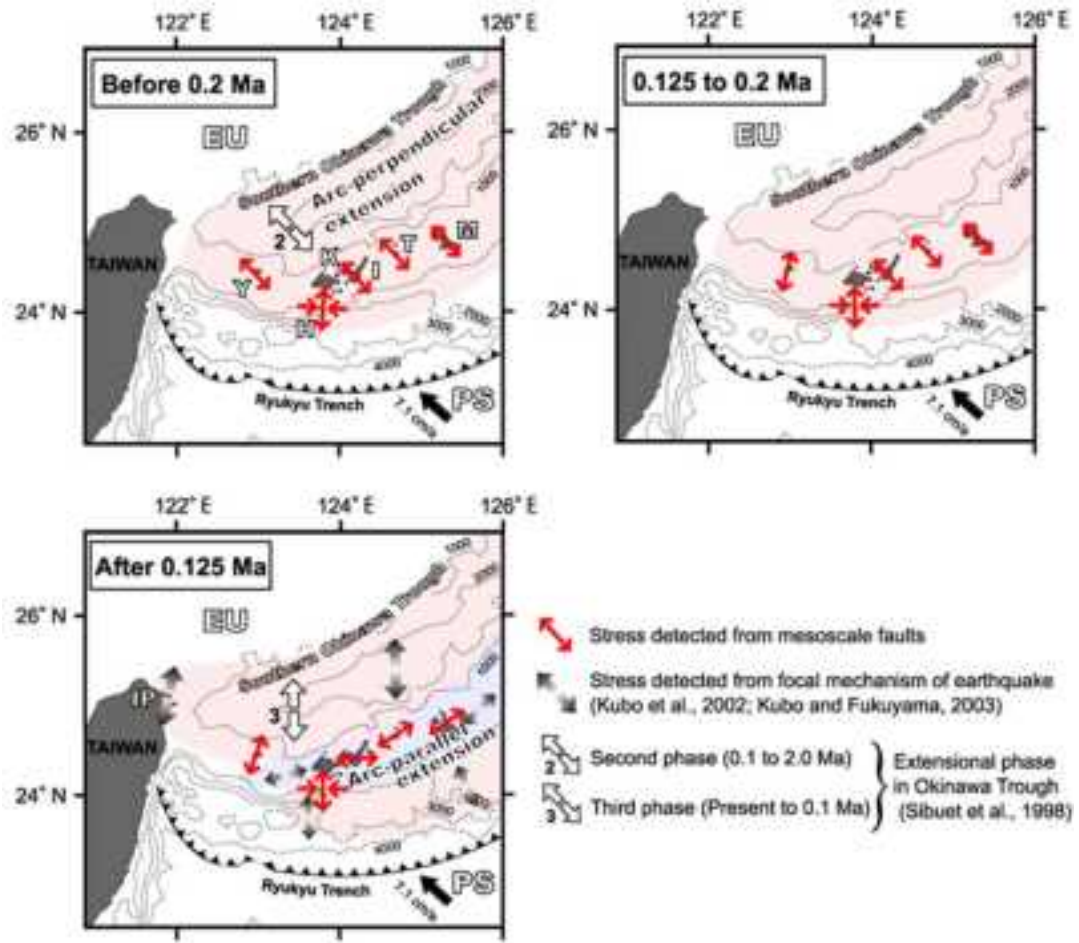


図 1.1.6-9 南琉球弧での最近 100 万年間の応力場変化 (Otsubo and Hayashi, 2003).

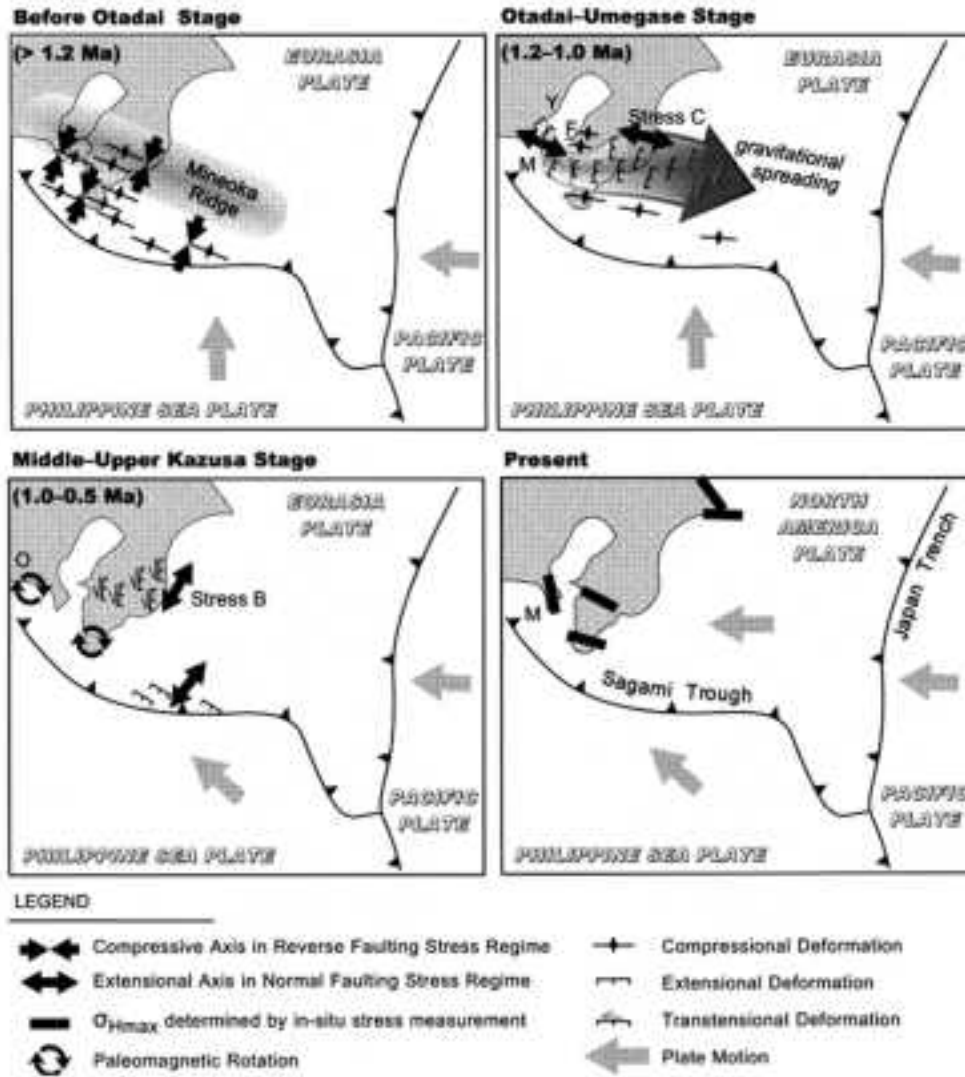


図 1.1.6-10 房総半島での最近 100 万年間の応力場変化 (Yamaji, 2000).

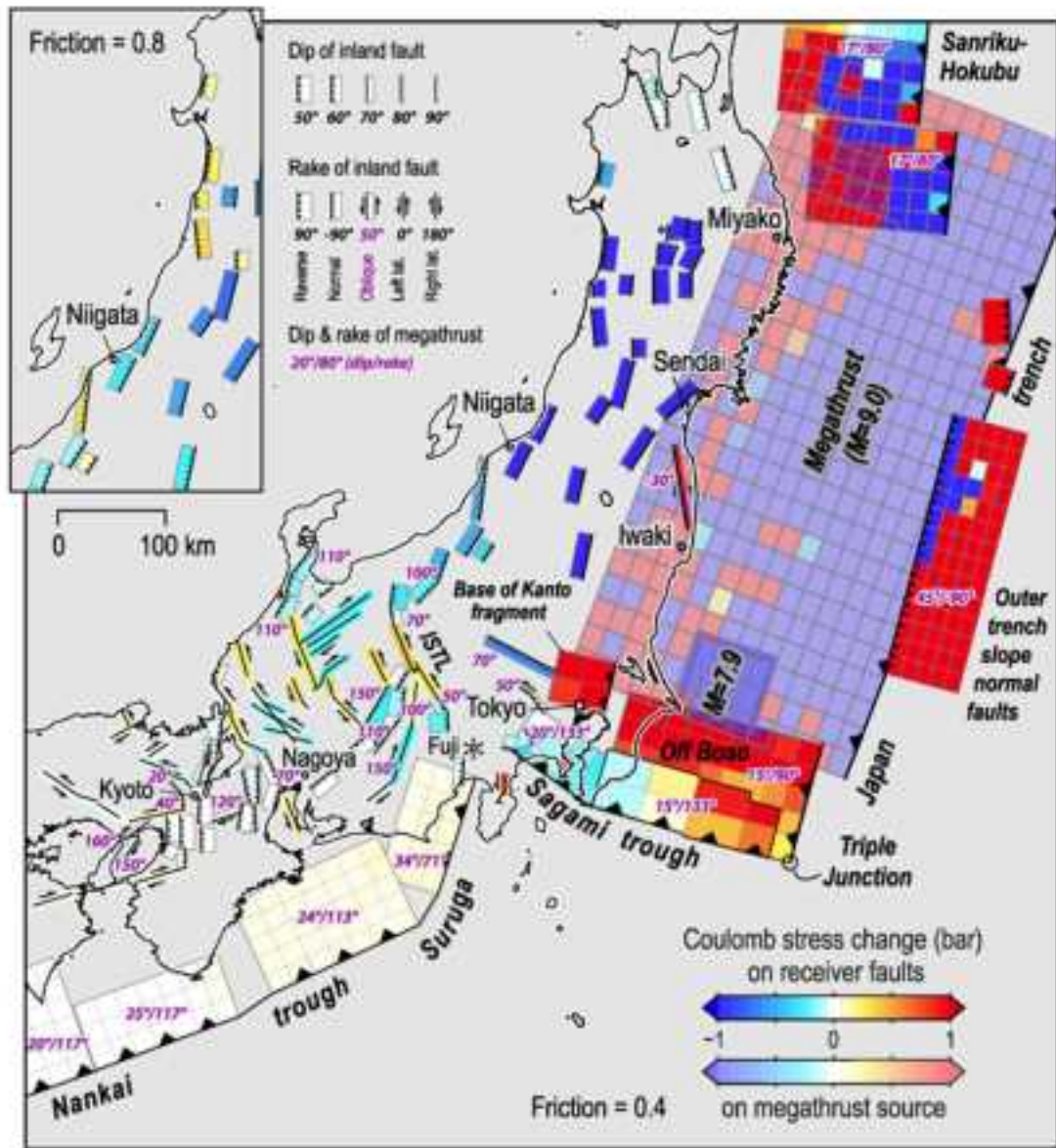


図 1.1.6-11 東北地方太平洋沖地震発生による東北日本弧を主とする陸域のクーロン応力変化による各活断層の活動度変化 (Toda *et al.*, 2011b). 暖色の付いた活断層がこの地震のクーロン応力変化によって活動が活性化された可能性を示す。

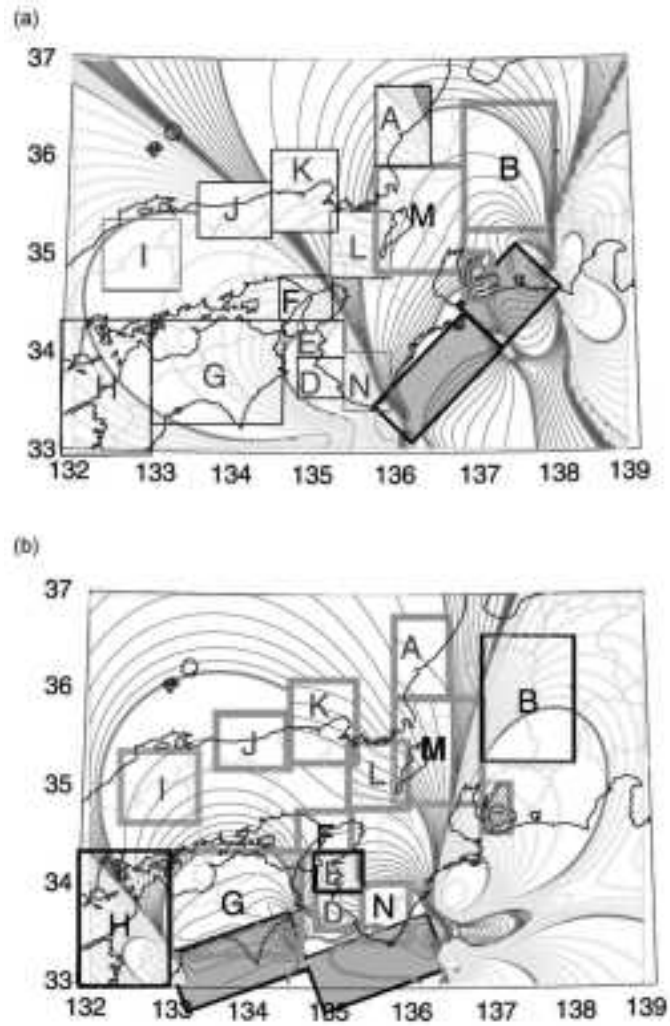


図 1.1.6-12 (a)1944 年東南海地震および (b)1946 年南海地震発生によるクーロン応力変化 (Ogata, 2004).

A～N での地震活動については図 1.1.6-13 を参照.

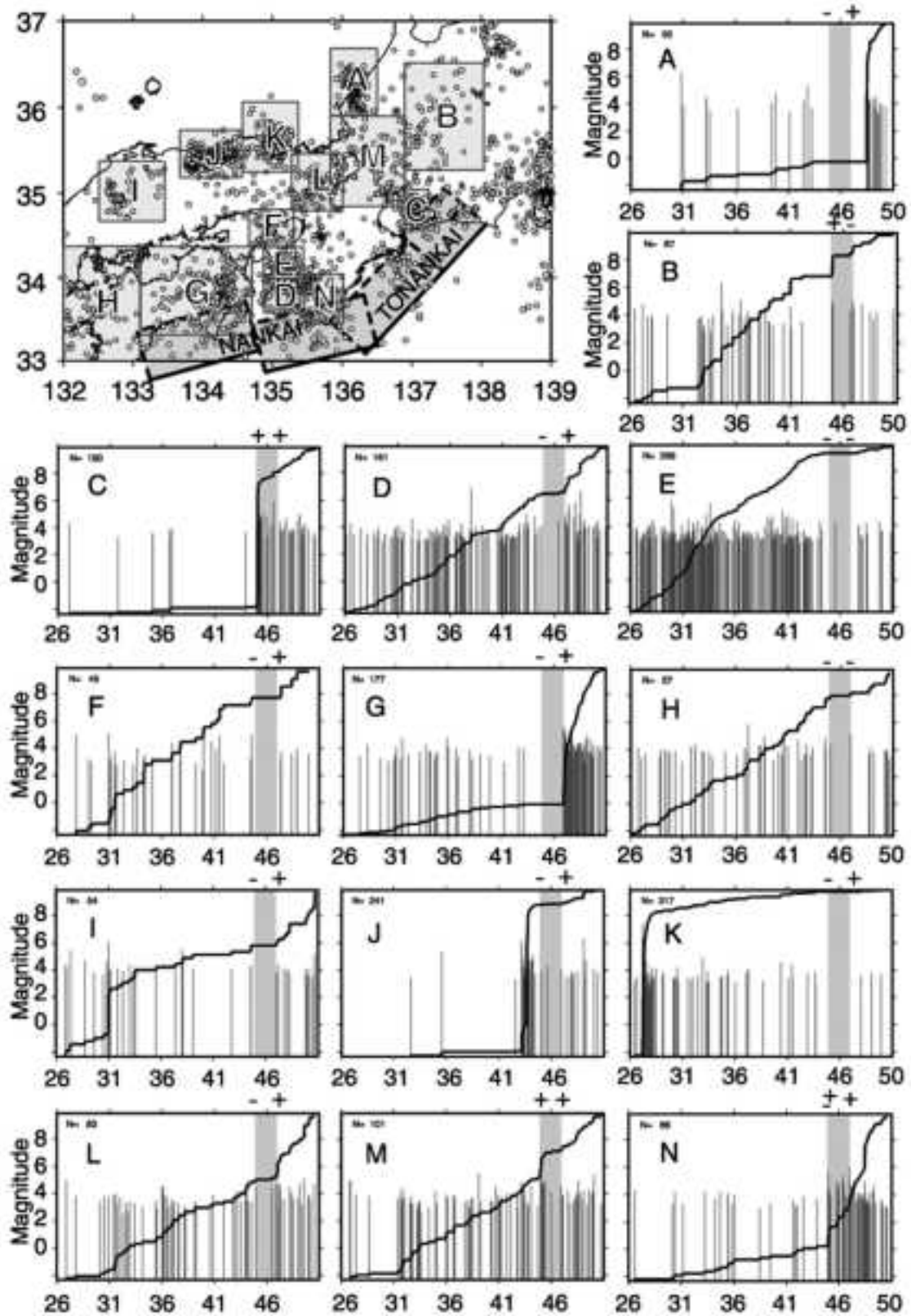


図 1.1.6-13 1944 年東南海地震および 1946 年南海地震発生前後での地震活動 (Ogata, 2004).

A～N の領域については、図 1.1.6-12 を参照。

1.1.7 基盤GISの更新・管理

【実施内容】

基盤 GIS は、各種データベースの基盤システムであるため、格納されている地形・地質情報について更新・管理を行う。また、格納される各種データベースの情報量の増加と出口としてのユーザーインターフェースへの要求に合わせたシステムの改良と維持・管理を行う。以上のデータは、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1.1.7.1 基盤GISの概要

基盤 GIS は、公開されている各種の地形情報・地質情報が収納されている GIS データベースであり、また 1.1.1 章～1.1.5 章に記述された各種データベースの基盤システムとなっている。基盤 GIS は、立地調査段階における安全評価に必要な地質情報を整備することを目的としており、スタンドアローン環境で各種地質情報が利用できるシステムとなっている。

1.1.7.2 平成22年度～26年度の5年間における各年度のデータベース整備の概要

基盤 GIS データベースに関するデータの新規登録作業、既存データの保守作業、利用度向上のためのシステム更新作業は、以下の通りである。

[平成22年度]

平成 21 年度までに出版された 20 万分の 1 地質編纂図 5 件、5 万分の 1 地質図幅 3 件、海洋地質図 1 件のデータ登録を実施した。また、システムの機能向上のため、以下のシステム更新作業を実施した。

- ① 地質図幅の断面位置の表示機能追加
- ② 鉱物資源データの拡充
- ③ 赤色立体図と衛星画像 (ALOS) データ表示機能追加
- ④ Windows Vista, Windows 7 のクライアントからの接続への対応
- ⑤ 基盤 GIS データベースの操作説明画面の作成
- ⑥ 地質文献検索機能の改良

[平成23年度]

平成 22 年度までに出版された 20 万分の 1 地質編纂図 5 件、5 万分の 1 地質図幅 8 件、海洋地質図 5 件、火山地質図 2 件のデータ登録を実施した。また、システムの機能向上のため、以下のシステム更新作業を実施した。

- ① 基盤 GIS データベースの Google マップ対応機能の追加
- ② 地形断面表示機能の追加
- ③ 地域を指定した地質情報の検索機能の追加

[平成24年度]

平成 23 年度までに出版された 20 万分の 1 地質編纂図 1 件、5 万分の 1 地質図幅 3 件のデータ登録を実施した。また、システムの機能向上のため、以下のシステム更新作業を実施した。

- ① 地質図画像のウェブ配信手法の整備
- ② 地質図幅データ検索のための WebAPI 機能追加
- ③ 地質断層データの整備

[平成25年度]

平成 24 年度までに出版された地質図類のデータ登録を実施した。また、システムの機能向上のため、以下のシステム更新作業を実施した。

- ① 地質断層データの整備
- ② 地質断層データ WebAPI の作成
- ③ 地質断層データの地図表示機能作成
- ④ 第四紀噴火・貫入活動データ取得 API の作成
- ⑤ 第四紀火山地質データベースの基盤 GIS データベースへの統合

[平成26年度]

平成 25 年度までに出版された地質図類のデータ登録を実施した。また、システムの機能向上のため、以下のシステム更新作業を実施した。

- ① 第四紀噴火・貫入活動データベース API の機能向上
- ② 地質文献データベース (GEOLIS) 検索 API を利用した文献検索機能の追加

1.1.7.3 平成26年度の実施内容

1) 基盤GISデータベースの更新・管理

平成 26 年度に基盤 GIS データベースシステムに集約した地球科学図類は、平成 25 年度に産総研地質調査総合センターから新規に出版された地球科学図類 (12 件)、構造図 (活断層ストリップマップ) シリーズ (14 件)、日本炭田図シリーズ (14 件)、日本油ガス田シリーズ (13 件) である。具体的には以下のとおりである。

- ・ 1/5 万地質図幅：青森西部 (5. 青森 -22), 早池峰山 (6. 秋田 -24), 八王子 (8. 東京 -62), 今庄および竹波 (10. 金沢 -66,67), 京都東南部 (11. 京都 -40), 新居浜 (13. 高知 -40), 足助 (11. 京都 -34)
- ・ 1/20 万海底地質図・表層堆積図：日高舟状海盆 (No.81), 奥尻海盆 (No.82)
- ・ 1/200 万地質編纂図：日本の火山 (第 3 版), 日本地質図 (第 5 版)
- ・ 火山地質図：諏訪之瀬島 (No.17)
- ・ 構造図 (活断層ストリップマップ)：秋田 (No.1), 後期新生代地質構造図 東京 (No.2), 第四紀地殻変動図 近畿 (No.3), 伊豆半島活断層図 (No.4), 信越地域活構造図 (No.5), 秋田・山形地域活構造図 (No.6), 阿寺断層系ストリップマップ (No.7), 中央構造線四国地域活断層ストリップマップ (No.8), 中央構造線近畿地域活断層ストリップマップ (No.9), 柳ヶ瀬-養老断層系ストリップマップ (No.10), 糸魚川-静岡構造線活断層系ストリップマップ (No.11), 兵庫県南部地震に伴う地震断層ストリップマップ 一野島・小倉および灘川地震断層 (No.12), 花折断層ストリップマップ (No.13), 全国主要活断層活動確率地図 (No.14)
- ・ 日本炭田図：常磐炭田地質図 (No.1), 北松炭田地質図 (No.2), 留萌炭田大和田地区地質図 (No.3), 常磐炭田泉地域地質図 (No.4), 釧路炭田新縫別地域地質図 (No.5), 石狩炭田空知地区東芦別区域地質図 (No.6), 釧路炭田北西部地域地質図 (No.7), 雨竜-留萌炭田地域地質図 (No.8), 佐世保炭田佐世保市南西部地域地質図 (No.9), 新潟県赤谷含炭地地域地質図 (No.10), 石狩炭田地質図 (No.11), 佐世保炭田西南部地域地質図 (No.12), 天北炭田地質図 (No.13), 天草炭田地質図 (No.14)
- ・ 日本油ガス田図：青山奥 (No.1), 横浜 (No.2), 横須賀 (No.3), 富津-大多喜 (No.4), 五城目南部 (No.5), 三浦半島 (No.6), 魚沼 (No.7), 本宿 (No.8), 七谷 (No.9), 茂原 (No.10), 佐渡 (No.11), 沖縄本島中-南部 (No.12), 新潟県中部地域 (No.13)

基盤 GIS データベースへ登録するための地球科学図類のデータ作成および処理は以下のように行った。

- ・地質図等の印刷図面類については、大型スキャナを用いて図面を読み取り、解像度 400dpi のラスターデータを作成し原図データとした。
- ・CD-ROM 出版の地質図については、CD-ROM に収録された TIFF 画像を原図データとした。
- ・緯度経度情報を持つ地質図類については、GIS システム (MicroImages 社 TNTmips) にインポートしジオリファレンス処理を行った上で、平面直交座標系に投影法を変換しリサンプリング処理を行ったものから GeoTIFF ファイルを作成し、データベースに導入した。
- ・原図に添付されている説明画像情報 (凡例、地質断面図、柱状図、地層区分図、文献情報など) は、対応する地質図に関連づけした個別のラスターデータとしてデータベースに登録した。
- ・20 万分の 1 地質図幅および 5 万分の 1 地質図幅の説明書については、全文テキスト検索可能なテキスト情報を含む PDF ファイルを作成し、データベースに登録した。

これらのデータ整備作業およびシステム管理のため、サーバシステムのセキュリティ管理、電源装置の維持管理、データストレージの保守などの管理運用作業を実施した。

2) 基盤GISのシステム改良

システムの機能向上および使いやすさの向上のため、以下の項目を実施した。

- ① 第四紀噴火・貫入活動データベース API の機能向上
- ② 地質文献データベース (GEOLIS) 検索 API を利用した文献検索機能の追加

1.1.3 章の第四紀火山地質データベースを基に作成された「第四紀噴火・貫入活動データベース」については、緯度経度範囲を指定したデータ検索機能をもつ API を平成 25 年度に作成した。しかし、火山までの距離や活動年代によるデータの絞り込み等を行おうとする場合、アプリケーション側にそれらの処理を実装する必要がある。API の活用場面が限定されていた。多くのシステム/アプリケーションで本データが利用されるためには、アプリケーション側での処理を軽減し、検索・絞り込み等の処理済みのデータを配信する API に改良する必要がある。このため、API を提供するサーバ側プログラムに火山までの距離および活動年代によるデータの絞り込み機能を実装し、新規の API 機能として追加した。

この API に関する仕様を表 1.1.7-1 に、リクエスト仕様を表 1.1.7-2 に示す。レスポンスには JSON 形式を採用し、レスポンスタグは表 1.1.7-3 に示すとおりである。リクエストパラメータの upperAge, lowerAge の一方もしくは両方を指定することで、活動年代による絞り込み検索を行うことができる。また、リクエストパラメータの Center および Distane を指定することで、中心位置から指定距離内に存在する噴火・貫入活動データを取得することができる。

産総研の整備する地質文献データベース (GEOLIS) の地質文献検索 API が公開されたことに対応し、基盤 GIS システムに地質文献検索 API を利用した文献検索機能を追加した。これにより、基盤 GIS システムの地図表示画面上で地質情報を表示している際に、表示地域に関する地質文献を確認する作業などの利便性を向上させた。

表 1.1.7.2-1 第四紀噴火・貫入活動データベース API のリクエスト仕様

| URL パス | HTTP メソッド | 内容 |
|--------------------------|-----------|-------------|
| /quatigneous/api/volcano | GET | 噴火貫入活動リスト取得 |

表 1.1.7.2-2 第四紀噴火・貫入活動データベース API のリクエストパラメータ仕様

| パラメータ名 | 内容 | 特記事項 |
|----------|---------|---------------|
| upperAge | 活動年代の上限 | 単位：万年前 |
| lowerAge | 活動年代の下限 | 単位：万年前 |
| BBox | 緯度経度範囲 | W, S, E, N 形式 |
| Center | 中心の緯度経度 | lon, lat |
| Distance | 中心からの距離 | 単位：km |

表 1.1.7.2-3 レスポンスタグ

| レスポンスタグ名 | 内容 |
|----------------|-------------------|
| type | FeatureCollection |
| title | レスポンスデータの表題 |
| category | データの分類 |
| base_uri | API のベースとなる URI |
| features | レスポンスの個別データ |
| type | 'Feature' |
| name | 火山・貫入岩体の名称 |
| geometry | 空間情報 |
| type | 'point' |
| coordinates | 緯度経度 |
| properties | データの付属情報 |
| data_id | 火山 ID |
| upperAge | 活動年代の上限 (万年前) |
| lowerAge | 活動年代の下限 (万年前) |
| volcanoClass | 火山の種別 |
| ageReliability | 年代の信頼度 |

【まとめと今後の課題】

活断層位置情報データベースでは、活断層の活動履歴等の活動性評価に重点が置かれた「活断層データベース」に対し活断層の位置情報を補完するために、文献等に記載された活断層位置情報を扱うデータベースとして作成し、「活断層データベース」に収録された主要活断層帯に対する位置情報を整備した。また、データベースのデータ公開と利用のための API を作成し、アプリケーションで活断層位置情報データを利用する機能を実装した。今後は、活断層位置情報を拡充するための文献の追加と、力学的断層評価に用いられる活断層の走向傾斜・変位などの情報を整備する手法を検討する必要がある。

地質断層データベースでは、産総研から出版済みの 5 万分の 1 地質図幅および 20 万分の 1 地質図幅に描画されている地質断層の位置データの取得を完了した。地質断層の走向傾斜・変位の情報を扱うためのデータ項目をデータベースに追加するとともに、アプリケーションで地質断層データを利用する API の改良を行った。今後は、力学的断層評価に用いられる地質断層の走向傾斜・変位などの情報を整備する手法を検討する必要がある。

第四紀火山地質データベースでは、既往研究の地質レビューにより第四紀火山活動に関するデータを集約し、データベース化するとともに、火山岩等の年代測定により第四紀火山活動の確定作業を行った。また、火口位置や活動時期等の任意の火山情報を基に、Web ブラウザ上で検索可能なデータベースを地質調査総合センターの地質情報データベース (GBANK) で公開した。本データベースは第四紀に活動したことがある火山に関する有用な情報を与えるものである。現状のデータベースに採録したデータは一定の品質が保たれているが、個々のデータには当然ながら品質の優劣が存在する。また、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は年代測定数が不足しているものも存在する。そのため、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、新規文献の地質レビューや新規年代測定等の研究を今後も着実に進めていく必要がある。

大規模マスマーブメントデータベースでは、既往研究のレビューにより重力による移動土塊(岩塊)量が $1,000 \text{ 万 m}^3$ を超える巨大崩壊と $100 \text{ 万 m}^3 \sim 1,000 \text{ 万 m}^3$ の準巨大崩壊に関するデータを集約し、文献データベース化した。大規模なマスマーブメントでは、深度数 100m までに達するクリープ面の存在が明らかになっており、高レベル放射性廃棄物の地層処分深度に存在する天然バリアとして働く地質体や人工バリアの力学特性や水理特性に有意な影響を与えうると考えられ、甚だしい場合には廃棄体が直接破損することが懸念されるが、大規模マスマーブメントは日本列島内に普遍的に存在するわけではなく、特定の地質に集中する傾向がある。大規模マスマーブメントの発生可能性については、本データベースに採録された情報を基に基本的には検討可能であるが、今後も大規模マスマーブメントに関する情報を継続的に更新・管理することが必要である。

泥火山データベースで、日本・台湾・インドネシアの泥火山に関するデータを集約し、文献データベース化した。また、インターネット上に投稿されている泥火山活動に関連した動画も採録し、日本・台湾・インドネシアのものについては文献データとリンクさせた。泥火山活動では、異常に高い間隙水圧を持った泥濁が泥ダイアピルとして地下数キロ (1-3km) から上昇し、深層地下水・ガス・石油等とともに地表に噴出するため、地表および地下において著しい破壊現象を引き起こすと考えられるが、泥火山は日本列島内に普遍的に存在するわけではなく、特定の地質に集中する傾向がある。泥火山の発生可能性については、本データベースに採録された情報を基に基本的には検討可能であるが、今後も泥火山に関する情報を継続的に更新・管理することが必要である。なお、インターネット上の泥火山活動関連の動画については、その多くは現在すでに削除されており、泥火山データベースに採録すべきと考えられるデータについては定期的に検索とダウンロードを行うなど基礎資料を充実させていくことに留意すべきである。

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は、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関する知見に分けて、収集・整理した。また、広域応力場と局所的な応力場、現在の地震発生場との関係について検討し、既存応力情報に対して応力間の類似度を尺度としたクラスター解析を用いることで日本列島の応力場を大きく 5 つに区分できること、この応力区から読み取れる応力の空間不均一性と地殻熱流量の相関がよいことを示した。応力場の空間スケール・時間スケールについて、海溝型巨大地震や内陸型地震を例に具体的にスケール・分解能について検討し、応力の時間変化に関する研究の必要性等の課題を抽出した。応力区と現在の地震発生場との関係について検討し、地殻構造や岩石物性・熱流量等の空間的不均一性に関する情報を併せて検討する必要性を示した。今後の大きな課題とし

ては、応力逆解析手法の高精度化と応力の絶対値情報の整備が挙げられる。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、応力の絶対値に関する情報は少なく、地質関連事象の変動予測を行うためには応力の絶対値も含めた応力情報の整備が今後必要である。

基盤 GIS は、立地調査段階における安全評価に必要な地質情報を整備することを目的として、公開されている各種の地形情報・地質情報を収納する GIS データベースとして設計され、また 1.1.1 章～1.1.5 章に記述された各種データベースの基盤システムとしても動作している。基盤 GIS は、スタンドアローン環境で各種地質情報が利用できるシステムとなっているため、収納されている地形情報・地質情報を継続的に更新する必要がある。今後も、基盤 GIS に収納されている情報・データベース等を最新のものに更新・管理するとともに、地質環境を評価する上で有用な情報の集約・連携を進め、地質情報のよりよい利用環境を整備することが必要である。

【引用文献】

- 赤羽貞幸・加藤碩一・富樫茂子・金原啓司 (1992) 中野地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 106 p.
- American Geological Institute (2005) Glossary of Geology, 5th Ed. 4507p
- 防災科学技術研究所 (1982～2013) 地すべり地形分布図 第1集～第59集。防災科学技術研究所。
- 防災科学技術研究所 (2011) 既往斜面災害データベース。 <http://swb1.ess.bosai.go.jp>
- Chigira M. (1992) Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep. *Engineer. Geol.*, 32, 157-184.
- 千木良雅弘 (1995) 風化と崩壊。近未来社, 204p.
- 千木良雅弘 (1998) 災害地質学入門。近未来社, 206p.
- 千木良雅弘 (2013) 深層崩壊—どこが崩れるのか—。近未来社, 232 p.
- Chigira M. and Kiho, K. (1994) Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in the Akaishi Mountains, central Japan. *Engineer. Geol.*, 38, 221-230.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldívar, J. and Fernández-Lozano, J. (2008) Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27, no. 1. TC1009, doi:10.1029/2006TC002093.
- 土木研究所・砂防・地すべり技術センター (1995) 平成6年度 地震時の土砂災害防止技術に関する調査業務 報告書 (その3) —地震による土砂生産, 災害および対策の検討—。108 p.
- 土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム (2012a) 過去の深層崩壊事例について(～平成22年度)。 https://www.pwri.go.jp/team/volcano/deep_seated_landslides/deep_seated_landslides.htm
- 土木研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム (2012b) 平成23年台風12号により紀伊山地で発生した深層崩壊事例について。 https://www.pwri.go.jp/team/volcano/deep_seated_landslides/deep_seated_landslides_Typhoon12_2011.htm
- 藤田崇 (1972) 人形峠近傍の三朝層群の火山層序-三朝層群の研究, その1-. *地質学雑誌*, 78, 13-28.
- 長谷川修一・野々村敦子・山中稔・Ranjan Kumar Dahal・澤田臣啓 (2008) 日本三景松島は地すべりによって形成された。日本応用地質学会平成20年度研究発表会発表論文集, 135-136.

- 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.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. Bull. Earth. Res. Inst., Univ. Tokyo, 60, 507-592.
- 北海道立地下資源調査所 (1960) 5万分の1地質図幅「豊富」及び同説明書. 北海道立地下資源調査所, 42p.
- Hurd, O. and Zoback, M. D. (2012) Intraplate earthquakes, regional stress and fault mechanics in the Central and Eastern US and Southeastern Canada. Tectonophysics, 581, 182-192.
- 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. L09306, doi:10.1029/2012GL051491.
- 伊藤康人・渡辺真人 (1988) 古地磁気から推定した富山県東端部泊地域の回転運動. 地質学雑誌, 94, 457-460.
- 荻谷愛彦(2014)日本アルプスの大規模地すべりー最新の知見, 山岳化学総合研究所ニュースレター, 41, 3-5.
- 活断層研究会編 (1991) 新編 日本の活断層ー分布図と資料, 東京大学出版会. 437 p.
- Kimura, J., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamaguchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, T., Ninimiya, A. and Tanase, A. (2003) Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction. Island Arc, 12, 22-46.
- 小嶋智・西尾洋三・徐勝・永澤智江・後藤紘亮・大谷具幸・矢入憲二 (2006) 滋賀県東部, 姉川流域に分布するせき止め湖堆積物の特徴と14C年代. 応用地質, 47, 196-207.
- 町田洋 (1984) 巨大崩壊, 岩屑流と河床変動. 地形, 5, 155-178.
- 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ー断層と地震の分布関係ーその2. 活断層研究, 20, 1-22.
- 目次英哉 (1987) 御鉢平カルデラの火山活動史. 層雲峡博物館研究報告, 7, 1-8.
- 目代邦康 (2013) 大井川流域およびその周辺地域における大規模崩壊地の分布とその地形学的特徴, 学芸地理, 67, 93-102.
- 村岡洋文・高倉伸一 (1988) 八甲田地熱地域地質図説明書. 特殊地質図21-4. 地質調査所, 21, no. 4, (10万分の1地質図幅及び説明書, 10p).
- 村岡洋文・長谷紘和 (1990) 黒石地域の地質. 地質調査所, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 124 p.
- 村山正郎・上村不二雄 (1955) 5万分の1地質図幅「西紋鼈」及び説明書. 北海道開発庁, 25p.
- 長森英明・古川竜太・早津賢二 (2003) 戸隠地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 109 p.
- 中川久夫・村上道雄 (1975) 沖縄群島久米島の地質. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 75, 1-39.
- 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). 200万分の1地質編集図11 (地図及び説明書). 地質調査総合センター.
- 中野俊・竹内誠・吉川敏之・長森英明・荻谷愛彦・奥村晃史・田口雄作 (2002) 白馬岳地域の地質. 地域地質調査報告 (5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 105p.
- 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, CD-ROM1枚.
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之・内藤一樹・塚本斉 (2014) 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, <https://gbank.gsj.jp/quaternary/>
- Ogata, Y. (2004) Seismicity quiescence and activation in western Japan associated with the 1944 and 1946 great earthquakes near the Nankai trough. *J. Geophys. Res.*, 109, B04305.
- 太田良平 (1956) 5万分の1地質図幅「虻田」及び説明書. 地質調査所, 76p.
- 岡田知己・海野徳仁・長谷川昭・2008年岩手宮城内陸地震合同余震観測グループ (2008) 2008年岩手・宮城内陸地震緊急余震観測による震源分布・地震波速度構造・メカニズム解分布. ASC・SSJ合同大会 (2008年日本地震学会秋季大会) 発表要旨.
- Orife, T. and Lisle, R. J. (2003) Numerical processing of palaeostress results. *J. Struct. Geol.*, 25, no. 6, 949-957.
- Otsubo, M. and Hayashi, D. (2003) Neotectonics in southern Ryukyu arc by means of paleostress analysis. *B. Fac. Sci. Univ. Ryukyu*, 76, 1-73.
- Otsubo, M., Sato, K. and Yamaji, A. (2006) Computerized identification of stress tensors determined from heterogeneous fault-slip data by combining the multiple inverse method and k-means clustering. *J. Struct. Geol.*, 28, no. 6, 991-997.
- Otsubo, M., Shigematsu, N., Imanishi, K., Ando, R., Takahashi, M. and Azuma, T. (2013) Temporal slip change based on curved slickenlines on fault scarps along Itozawa fault caused by 2011 Iwaki earthquake, northeast Japan. *Tectonophysics*, 608, 970-979.
- Reasenberg, P. A. and Simpson, R. W. (1992) Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, 255, 1687-1690.
- 斎藤昌之・藤原哲夫・石山昭三・松井公平 (1956) 5万分の1地質図幅「留寿都」及び説明書. 北海道開発庁, 33p.
- 酒井利彰・井岡聖一郎・石島洋二・伊藤成輝 (2010) 北海道北部幌延町で見いだされた泥火山. 地質ニュース, no.676, 63-67.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (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深部地質環境研究コア (2010) 地層処分に係る地質評価手法等の整備：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 (2012a) 地質・気象関連事象の時間スケールに対する不確実性の検討.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012b) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料-立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性-. 地質調査総合センター研究資料集, no.560.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 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年度事業報告書.
- 佐々保雄 (1954) 新冠泥火山とその十勝沖地震による変動. 十勝沖地震調査報告-1952年3月4日-, 十勝沖地震調査委員会, 243-259.
- 佐藤剛・荻谷愛彦 (2008) 北部飛騨山脈の地すべり地形学図 (1:25,000) 昭和情報プロセス.
- 関陽児 (2014) 高レベル放射性廃棄物地層処分の観点からみた泥火山活動. 東京理科大学紀要. 教養篇, vol.46, p.219-241.

- Seno, T. (1999) Syntheses of the regional stress fields of the Japanese islands. *Isl. Arc*, 8, no. 1, 66-79.
- 鈴木宏芳 (1989) 関東・中部地域の地殻内地震の発震機構と地殻応力場. 国立防災科学技術センター研究報告, 43, 1-12.
- 高浜信行・小坂共栄・古川昭夫・赤羽貞幸・竹之内耕・熊谷大介 (1997) 姫川中流域の大規模マスマーブメント, 日本地質学会第104年学術大会講演要旨, 308.
- 高橋正明・森川徳敏・戸丸仁・高橋浩・大和田道子・竹野直人・風早康平 (2006) 遠別旭温泉・歌越別泥火山について. *地質ニュース*, no.627, 48-53.
- 高橋正明・切田司・大丸純・風早康平 (2011) 日本および周辺地域の泥火山データベース. *地質調査総合センター研究資料集*, no.540, CD-ROM.
- 高谷精二・鈴木恵三 (2007) 2005年台風14号による宮崎県内に発生した巨大崩壊, *日本地すべり学会誌*, 44, 90-96.
- 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, and Space*, 56, no. 12, 1191-1194.
- 田中和広・宮田雄一郎・徳永朋祥・森田澄人・笠原順三 (2009) 特集号「泥火山-その実体と応用地球科学的意義-」-はじがき-. *地学雑誌*, 118, 335-339.
- 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. doi:10.1029/2009TC002626.
- 寺岡易司・松浦浩久・牧本博・吉田史郎・神谷雅晴・広島俊男・駒澤正夫・志知龍一 (1996) 20万分の1地質図幅「高梁」. *地質調査所*.
- 遠田晋次 (2011) 中部地方の活断層の相互作用と連動・連鎖性の評価-天正地震を例にして-. *活断層研究*, 35, 41-50.
- Toda, S. and Horikawa, H. (2005) Stress transferred by the M 7.0 Fukuoka-ken-seiho-oki earthquake:Influence on the Kego fault beneath the city of Fukuoka, Japan earth and planetary science joint meeting, Volume XI13.
- Toda, S., Lin, J. and Stein, R. S. (2011a) Using the 2011 M= 9.0 Tohoku earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth Planets Space*, 63, no. 7, 725-730.
- Toda, S., Lin, J. and Stein, R. S. (2011b) Using the 2011 M-w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth Planets Space*, 63, no. 7, 725-730.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A. and Dieterich, J. H. (1998) Stress transferred by the Mw = 6.5 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.*, 103, no. B10, 24543-24565.
- Townend, J. and Zoback, M. D. (2006) Stress, strain, and mountain building in central Japan. *J. Geophys. Res.*, 111, no. B3. doi:10.1029/2005JB003759.
- 山岸宏光(編) (1993) 北海道の地すべり地形-分布図とその解説-, 北海道大学図書刊行会, 426p.
- Yamaji, A. (2000) 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.
- 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, L03302. doi:10.1029/2011GL049729.

行竹洋平・武田哲也・吉田明夫 (2012) P 波初動極性と実体波振幅値を用いた日本内陸域における微小地震メカニズム解決定. 神奈川県温泉地学研究所報告, 44, 39-46.

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及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 25 年度までに、隆起・侵食量予測手法、断層の再活動性予測手法、広域の地殻変動のモデル化について検討を行ってきた。沿岸地域を対象とした隆起・侵食量の予測手法として堆積相解析と水槽実験を併用した旧汀線高度認定の精度向上を図り、内陸域を対象とした隆起・侵食量予測手法については、宇宙線生成核種を用いた侵食速度の定量化について我が国の地質環境への適用性の検討を行った。また、火山灰中の石英粒子に含まれる流体包有物を用いた火山灰同定法および河川下刻地形を用いた隆起活動特性について検討を行った。

断層の再活動性予測手法については応力場の異なる複数の地域において古応力場の復元手法、応力集中現象および断層・構造運動メカニズムに関する事例調査、断層岩の地球化学的検討による活動性評価、数値実験による応力と断層の時間発展に関する検討を行い、断層の再活動性を総合的に評価する手法について検討を行った。

広域の地殻変動のモデル化については、日本列島周辺のプレート運動のモデル化および東北日本あるいは西南日本等地域レベルでの地殻変動のモデル化について検討を行った。

平成 26 年度は、侵食速度の時空間分布の予測精度を向上させるため年代指標となる地形又は堆積物の現地調査および岩石の侵食特性を把握するための試験・分析等を実施するほか、平成 25 年度までの検討結果を合わせて地形・地質・気候条件等の環境条件に対応させて隆起・侵食量予測手法の取りまとめを行う。

断層の再活動性予測手法については、断層破碎物質の分析並びに断層の挙動に関する数値解析および実験等を行い、応力場や断層の再活動性を評価するための知見を取得する。また、平成 25 年度までの検討結果と合わせて断層の再活動性に対する応力場・地質構造の影響評価を含め、断層の再活動性を評価する手法として取りまとめる。

地殻変動のモデル化については、地殻変動量予測の信頼性を確保する上で必要となる日本列島周辺のプレート運動に係る知見を収集し、プレート運動のモデル化およびプレート運動に起因する地域的な地殻変動について整理し、平成 25 年度までの検討結果を合わせて広域の地殻変動予測手法として取りまとめを行う。

1.2.1.1 隆起・侵食量予測手法の検討

侵食速度の時空間分布の予測手法の高精度化および沿岸域における隆起・侵食量の予測手法の高精度化を行う。具体的には、平成 25 年度までの成果を踏まえ、平成 26 年度は宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法について、地殻変動量や隆起量と風化・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・侵食メカニズムの検討を行う。沿岸域を対象とした隆起・侵食量の予測手法の高精度化については、過去の海面付近に形成された地層の堆積相の解析および堆積年代の決定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。また、地形・地質・気候条件等の環境条件に対応した隆起・侵食量予測手法について総合的な取りまとめを行う。以上の成果は、精密調査地区選

定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1) 宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の検討

1)-1 平成22～26年度の5年間における各年度の実施内容の概要

[平成23年度]

宇宙線生成核種による地表面侵食速度推定法の予察的な検討を行った。具体的には、北上山地に分布する千厩花崗岩体を対象に、尾根部の真砂土で形成された露頭において異なる深度で採取した石英中の宇宙線生成核種濃度 (^{26}Al) を加速器質量分析装置により測定した。分析を行った試料の $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ 比は 10^{-13} のオーダーであり、加速器質量分析装置の検出限界 (10^{-14}) よりも有意に高いことから、侵食が活発で宇宙線生成核種量が比較的少ないことが懸念される本邦の試料においても、加速器質量分析装置を用いて十分に測定が可能であることを確認した。核種濃度は、 10^5 (atoms/ Quartz g) 台であること、および深度方向に漸減する傾向は、地表面の宇宙線被爆による核種の蓄積、侵食による核種の損失および宇宙線の深度方向の減衰による核種生成の減少を反映したものと考えられた。

[平成24年度]

平成23年度に予察的検討を行った地点において、宇宙線生成核種 (^{10}Be および ^{26}Al) の補完データを取得し、北上山地内の他地点（花崗岩体）の尾根部において同様の手法により宇宙線生成核種の深度分布に基づく侵食速度の推定を行い、任意の地点の長期の侵食速度を宇宙線生成核種の深度分布によって推定することが可能であることを確認した。北上山地の事例では、高度および傾斜角と侵食速度には正の相関関係がある可能性が示唆された。

[平成25年度]

宇宙線生成核種の深度分布による侵食速度推定手法の妥当性を他地域の阿武隈花崗岩地域における適用例から確認し、侵食速度推定における誤差 (1 σ) が10-30%であることを確認した。これらの検討から、宇宙線生成核種の深度分布による侵食速度推定手法が、尾根部の侵食プロセスや、時代の異なる平坦面間の比高の発達速度や年代を評価する際に有用なデータとなることを確認した。

また、これまでの宇宙線生成核種の深度分布による地表面侵食速度推定とは別の手法として、流域出口に運搬された河川底質堆積物中に含まれる宇宙線生成核種を用いて“流域の平均侵食速度”を推定する手法の適用性を検討した。湿潤変動帯に属する本邦では侵食が活発であるため、 10^3 - 10^4 年オーダーの平均的な侵食速度を算出可能と考えられる。検討対象地域としては、本邦でも最も多雨地域とされる屋久島の花崗岩山地を選定した。屋久島地域において推定された侵食速度は、降水量との相関関係は明瞭ではなく、岩盤の強度に支配されている傾向が確認された。また、侵食前線の位置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、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。

[平成26年度]

土石流堆積物中の残留核種濃度（インヘリタンス）に着目し、過去の特定の期間内の“流域の平均侵食速度”の推定手法について阿武隈山地南部（茨城県高萩市）を対象として、検討を行った。その結果、運搬中の宇宙線照射による核種の獲得、および堆積後の核種の生成が排除できることを満たす堆積物試料であれば、過去の特定期間内の侵食速度を反映している可能性が示唆された。

1)-2 河川堆積物を用いた過去の特定の期間における“流域の平均侵食速度”の推定法の検討

(1) 過去の特定の期間における“流域の平均侵食速度”の推定法の検討

平成 23 年度～平成 25 年度までは、宇宙線生成核種の深度分布や川砂中の核種濃度を測定することで、尾根部や流域斜面の長期的な侵食速度が算出可能であることを確認してきた。これらの手法は、現時点を基準点として、宇宙線生成核種によって推定可能である期間における平均的な侵食速度を算出しており、その期間以前の侵食速度については言及できない。過去の侵食に影響を及ぼすと考えられる気候変化や地殻変動等と侵食速度との関係をより詳しく検討する上で、侵食速度の時間的変化の有無の情報は重要となるだろう。平成 26 年度は、河川堆積物中の宇宙線生成核種濃度に着目し、侵食速度の時間変化を検出するための手法の検討を行った。

(2) 過去の平均侵食速度の推定法

上流域より運搬された土砂や礫には、削剥・運搬される前に宇宙線照射を受け、生成・蓄積した核種（インヘリタンス； C_{in} ）が保存されているため、堆積物中の核種濃度は上流域（山地）の侵食速度を反映していると考えられる。非常にゆっくりとした速度で運搬された場合は、運搬中に照射を受け、生成した核種が蓄積する（ C_{tra} ）。さらに堆積後にも礫が露出し、宇宙線の照射を受けていれば、その期間に従って核種が蓄積する（ C_{sed} ）ことになる。したがって、河川堆積物に含まれる核種（ C_{total} ）は、

$$C_{total} = C_{in} + C_{tra} + C_{sed} \quad \text{式 1.2.1.1-1}$$

で表わされる。

半減期を持つ核種（本検討では ^{10}Be を用いる）は、埋没後、放射壊変によって核種が減少する。堆積物に含まれる宇宙線生成核種に C_{in} のみが寄与していると仮定できる場合、埋没期間の核種減少量を考慮すると、堆積物中の核種濃度（ $C_{in}(t)$ ）は、

$$C_{in}(t) = \left[P_{Nuc}(0) \times \sum_{i=1}^2 \frac{a_i}{\left(\lambda + \frac{\rho \times E}{b_i}\right)} + P_{stop}(0) \times \sum_{j=1}^3 \frac{a_j}{\left(\lambda + \frac{\rho \times E}{b_j}\right)} + P_{fast}(0) \right. \\ \left. \times \sum_{k=1}^3 \frac{a_k}{\left(\lambda + \frac{\rho \times E}{b_k}\right)} \right] \times e^{-\lambda t} \quad \text{式 1.2.1.1-2}$$

となる（Schaller *et al.*, 2002）。ここで E (cm/yr) は侵食速度、 $P_{Nuc}(0)$ 、 $P_{stop}(0)$ 、 $P_{fast}(0)$ はそれぞれ試料採取地より上流域の平均高度における中性子、およびミュオンの寄与による生成率 (atoms/g Quartz/ yr) である。 $a_{i,j,k}$ および $b_{i,j,k}$ (g/cm²) はそれぞれの深度に依存した核種生成率のスケールリング定数（Schaller *et al.*, 2002）である。 ρ (g/cm³) は堆積物の密度、 λ (yr⁻¹) は壊変定数である。

(3) 検討対象地域の地形・地質およびコア記載

本検討では、 C_{in} のみの寄与を調べる必要があることから、上流から運搬される堆積物のうち、運搬中の照射による核種蓄積量がほぼ無い（ $C_{tra}=0$ ）と考えられ、堆積後の核種生成が無視できる（ $C_{sed}=0$ ）対象が望ましい。本検討を行う上で好適と考えられる試料の条件は以下のようになる。

- ・堆積前の運搬時間が短い（ある時期に一度に運搬されたもの） → 例えば土石流堆積物
- ・堆積後の宇宙線貫入の影響がない → 堆積物直上に厚さ 2m 以上の層が十分に短い時間に被覆している
- ・堆積した年代情報がある、あるいは制約ができる → 被覆部に鍵層や植物片がある

以上の条件を満たす試料として、土石流堆積物に着目し、対象となる堆積物の上に厚さ 2m 以上の被覆があり、かつ被覆層の中に火山灰や植物片等の堆積時期を制約できる試料を有するものを選定した。

検討対象地域として、阿武隈山地南部地域（茨城県高萩市）を選定した。当地域は阿武隈花崗岩類からなる山地の末端部で、東方の太平洋に向けて、花崗岩起源の堆積物が流入している地域である。当地域には砂礫質堆積物からなる数段の堆積面が分布している（磯部，1991）。本検討では、関根前川および関根川流域に分布する堆積面（L1 面，M2 面）を対象として検討を実施した（図 1.2.1.1-1）。

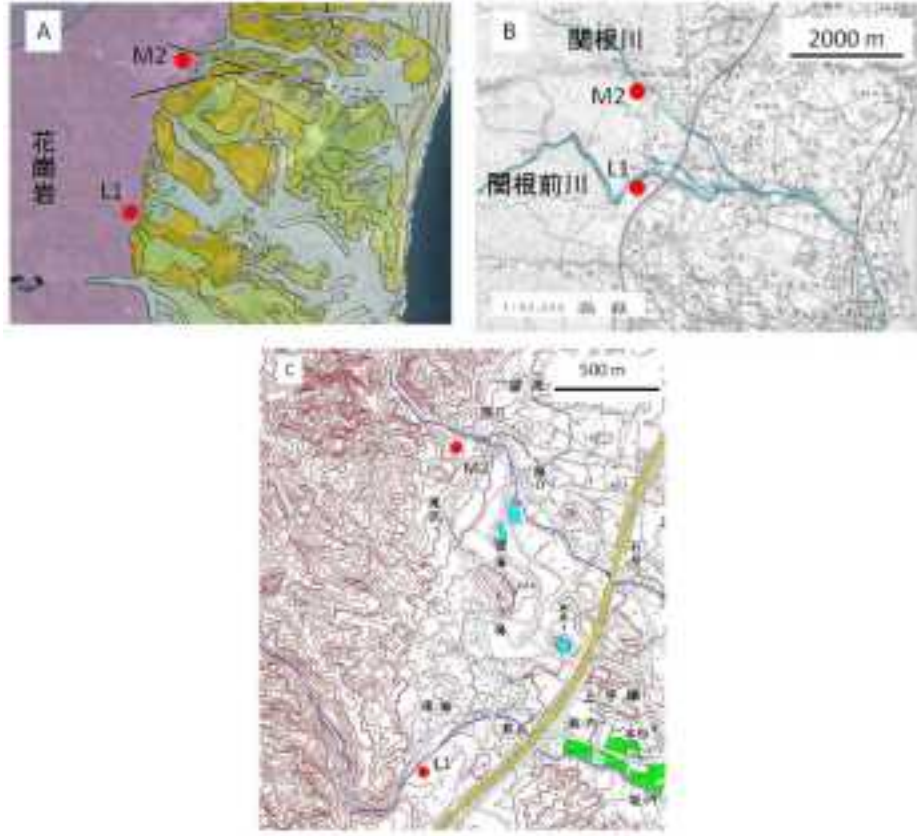


図 1.2.1.1-1 対象地域（茨城県高萩市）の地質および地形。

赤丸はボーリング掘削（試料採取）地点。（L1; 北緯36度44分11.5秒，東経140度40分19.7秒；M2; 北緯36度45分13.8秒，東経140度40分26.2秒）(A) 試料採取地周辺の地質図。黄色；古第三紀堆積岩類，黄緑色；中位段丘堆積物(産業技術総合研究所地質調査総合センター，2014)。(B) 試料採取地周辺の地形図（5万分の1「高萩」）(国土地理院，2003)。(C) 採取地点の詳細な地形図（2万5千分の1「高萩」および「磯原」）(国土地理院，2000a, b)。

・L1面

L1 面（標高 76 m）は関根前川の河川沿いに分布する段丘堆積面で、磯部 (1991) に基づくと低位段丘面に分類される。平坦な堆積面をボーリング地点として選定(図 1.2.1.1-1)し、コア掘削(コア径：7 cm)を行った。

コアの地質状況（図 1.2.1.1-2）は、深度 0.00-0.78 m は草木混じりの腐食土からなる。深度 0.78-1.00 m は、風化火山灰層で、中粒砂を少量含むシルトからなる。深度 1.00-3.00 m は淘汰の悪い中～粗粒砂を主体とし、シルトも混在する。深度 1.85-2.00 m は腐食土が狭在している。深度 1.985 m および 2.295 m において木片が確認され、 ^{14}C 年代測定により 960 ± 15 (yr B.P.) および $1,050 \pm 15$ (yr B.P.) の年代値が得られている。深度 3.00-4.54 m は粗粒砂を主体とした最大径 5 cm 以下の花崗岩の垂角礫を多く含む。深度 4.54-12.23 m は、砂礫層からなり、上部（深度 10.90 m まで）は平均径 5-15 cm の花崗岩を主体とする垂角礫からなる。礫率は 30-40 % で、基質部は粗粒砂からなる。下部（深度 10.90 以深）は平均径 1 cm，最大径 15 cm の花崗岩を主体とす

る亜角礫からなる。礫率は 10-20 % であり、基質部は粗粒砂からなる。深度 12.23 m 以深は花崗閃緑岩からなる。長石は風化し白濁した状態である。深度 3.00 m 以深に亜角礫が多く観察されることから、深度 3-12.23 部分は土石流堆積物と考えられる。また、火山灰に覆われていないこと、さらに土石流堆積物よりも上部には 960 +/- 15 (yr B.P.) および 1,050 +/- 15 (yr B.P.) の木片が存在することから、土石流堆積物は完新世のものと考えられる。

・M2面

M2 面は (標高 127 m), L1 面を 2 km ほど北上した地点にあり、関根川沿いに分布している。L1 面と同様に、平坦な堆積面をボーリング地点として選定 (図 1.2.1.1-1) し、コア掘削 (コア径; 7 cm) を行った。

コアの地質状況 (図 1.2.1.1-2) は、深度 0.00-0.46 m は草木混じりの腐食土からなる。深度 0.46-5.57 m は風化火山灰層からなる。シルトを主体とし、中～粗粒砂を少量含む。深度 3.125 m には、約 22 万年前に噴火した Ij-MO 火山灰層 (山元, 2007) が観察される。深度 5.57-11.14 m は段丘堆積層からなる。上部 (深度 8.54 m まで) はラミナ層であり、中～粗粒砂を主体とし、シルトを少量含んでいる。下部 (深度 8.54 m 以深) は、平均径 5-10 cm, 最大径 30 cm の花崗岩を主体とする亜円～亜角礫からなる。礫率は 30 % 程度で、基質部は粗粒砂からなる。深度 11.14 m 以深は花崗閃緑岩からなる。段丘堆積層のうち亜円～亜角礫が観察される 8.54 m 以深は土石流堆積物と考えられる。また堆積物層より上部に約 22 万年前の火山灰が確認できることから、少なくとも 22 万年より前に土石流堆積物が形成されたと考えられる。

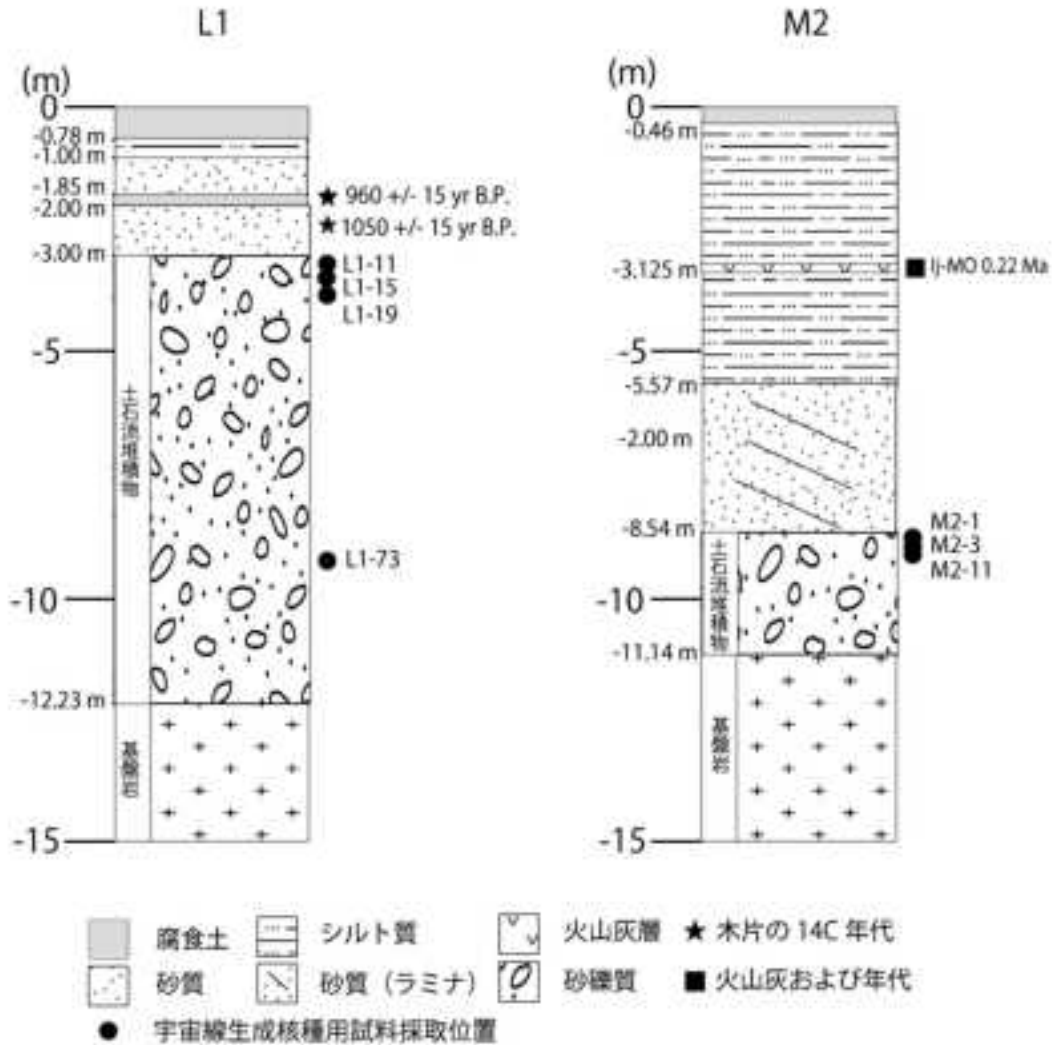


図 1.2.1.1-2 対象としたボーリングコア試料の柱状図。

(4) 分析方法

土石流堆積物と認定された深度から宇宙線生成核種測定用試料を採取した（表 1.2.1.1-1，図 1.2.1.1-2）。採取した試料は，花崗岩礫が主体であるが，宇宙線生成核種を測定するための十分な量の石英を回収するため，同じ深度の基質部の砂も採取し，同一試料とした。

サンプリング試料（L1; 4 試料，M2; 3 試料）から粒径 0.5-1 mm の試料を回収し，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石英を精製した（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した（通常 3-5 回）。精製した石英試料（30-50 g）を酸分解後，陽イオン交換により Be を溶離し，酸化固体とし，加速器分析装置へ導入する試料とした。加速器質量分析装置によって一試料につき 1 時間の同位体比 ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$) 測定を行い， ^{10}Be の濃度を算出した（表 1.2.1.1-2）。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で実施した。使用した加速器での標準試料による測定誤差は概ね 1-3% 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。

(5) 分析結果および考察

試料採取深度と ^{10}Be 濃度の関係を図 1.2.1.1-3 に示す。L1 は $2\text{-}3\times 10^4$ (atoms/g Quartz) の範囲内の ^{10}Be 濃度を持ち、浅部の試料 (L1-11,15,19) の濃度とそれらよりも 5 m 以上深部の試料 (L1-73) の濃度には差が見られず、同程度の濃度を持っている。堆積後に照射を受けていた場合は、浅部ほど濃度が高く、宇宙線強度が深部へ向かって減衰するため、深部ほど濃度が指数関数的に低くなるが、結果はそのような傾向を示していない。そのため堆積後の照射で核種を獲得した可能性はないと考えられる。また、土石流による堆積物の運搬は極めて短い間であったと考えられることから、運搬中に獲得した核種はほぼ無いと考えられる。したがって、試料がもつ核種は、土石流堆積物として運搬される前に、山地斜面で獲得した核種 (C_{in} ; インヘリタンス) のみと考えられる。M2 も L1 と同様に深度による核種の差は明瞭に見られない。M2 は $1\text{-}2\times 10^4$ (atoms/g Quartz) の範囲内に濃度の分布を有している。M2 についても、深部に向かって核種濃度が指数関数的に減少するような傾向が見られないことから、保持する核種は、山地で獲得したもののみであると考えられる。

L1, M2 ともに C_{in} のみの寄与であると考えられるため、式 1.2.1.1-2 を用いて、侵食速度の算出を試みた。運搬中に堆積物は混合されていると思われ、堆積物中の各試料の深度の関係は、もとの山地にあった時の深度の関係とは一致しないと考えられるので、各深度での核種濃度の平均値を代表値とした。各深度の核種濃度のばらつきを考慮すると、代表値 (表 1.2.1.1-1 の Average_L1, Average_M2) の誤差は、L1 では 15%, M2 では 28% となる (図 1.2.1.1-3 の灰色部分)。算出の際の核種濃度は、それぞれの代表値を用いた。

式 1.2.1.1-2 により算出した平均侵食速度は、L1 では 0.015 ± 0.0023 (cm/yr)、M2 では 0.023 ± 0.0064 (cm/yr) となった。これらの値は、宇宙線生成核種によって阿武隈山地の他の地域で算出されている値 (Nakamura *et al.*, 2014; 松四ほか, 2014) と同程度であった。用いた堆積物の形成時期から対象となる期間 (十万年オーダー) 内に、阿武隈地域において、大規模な地殻変動等の環境変化があったとは考えられておらず、平均侵食速度がオーダーとして増大したという可能性も低い。したがって本検討で示した平均侵食速度は、特定の期間 (後述) の過去の平均侵食速度を反映していると考えても、妥当である。

L1 面は、土石流堆積物を覆う層から産出した木片から少なくとも 1,000 年前には形成されていること、また本地域で確認される鹿沼軽石層 (約 32,000 年前に噴出) も確認されないこと、さらに基盤岩に土石流堆積物が接していることから、L1 の土石流堆積物は 1,000 年前以前の山地斜面の平均侵食速度の指標と考えることができる。一方、M2 面は、約 22 万年前に噴出した Ij-MO 火山灰を、土石流堆積物を覆う層中に確認できることから、M2 の土石流堆積物は少なくとも 22 万年前には形成されていたと考えられる。したがって、M2 の土石流堆積物は 22 万年前以前の平均侵食速度を反映していると考えられる。

L1 と M2 間では、平均侵食速度に有意な差は見られなかった。したがって、当検討地域は、1,000 年前以前と 22 万年前以前とで、平均侵食速度のオーダーとしてほぼ一定であったことが示唆される。

今回の検討では、土石流が発生した正確な時期は特定できなかったため、侵食速度を計算する際の埋没期間 (t) を、それぞれの試料で年代指標となっている木片および火山灰 (Ij-MO) から 1,050 年、22 万年と設定した。実際には、土石流堆積物が生じた時期は、これらの示す年代よりも古い時期と考えられる。埋没期間中 (不確定期間) の核種の減少の影響を考慮すると、平均侵食速度は産出した値よりも小さくなる可能性がある。

表 1.2.1.1-1 ¹⁰Be 濃度データ.

| Sample ID | Depth (cm) | | Quartz (g) | ¹⁰ Be/ ⁹ Be (1E-14) | | ¹⁰ Be conc. (atoms/g Qtz) | |
|------------|------------|-------|------------|-------------------------------------------|------|--------------------------------------|------|
| | min. | max. | | +/- | | +/- | |
| L1 | | | | | | | |
| L1-11 | 300 | 310 | 45.1 | 6.94 | 0.65 | 29233 | 2750 |
| L1-15 | 340 | 350 | 48.6 | 5.44 | 0.80 | 21121 | 3113 |
| L1-19 | 380 | 390 | 47.9 | 7.68 | 0.83 | 30284 | 3268 |
| L1-73 | 917.6 | 932 | 49.2 | 7.31 | 0.71 | 27693 | 2706 |
| Average_L1 | | | | | | 27083 | 4114 |
| M2 | | | | | | | |
| M2-1 | 854 | 864.2 | 33.8 | 2.91 | 0.48 | 16326 | 2676 |
| M2-3 | 871.7 | 881.5 | 37.9 | 2.85 | 0.46 | 14266 | 2297 |
| M2-11 | 900 | 910 | 48.6 | 6.16 | 0.67 | 23921 | 2600 |
| Average_M2 | | | | | | 18171 | 5085 |

誤差は加速器質量分析装置による測定誤差 (1 σ) を示す.

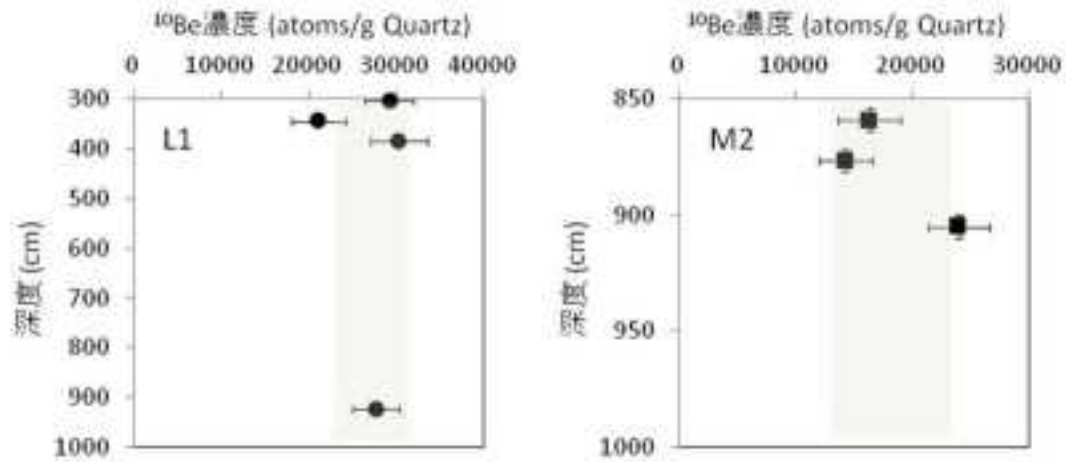


図 1.2.1.1-3 ¹⁰Be 濃度の深度分布.

誤差は加速器質量分析装置による測定誤差 (1 σ) を示す. 灰色部分は、代表値 (Average_L1, M2) の濃度範囲 (1 σ) を示す.

1)-3 宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法に関する総合的な検討

侵食速度の時空間分布の予測手法の高精度化にむけて、宇宙線生成核種を用いた地表面の侵食速度の推定法について適用性、特に長期の侵食速度の推定に適した比較的半減期の長い核種 (¹⁰Be や ²⁶Al) を対象として検討を実施してきた。これまでの本邦における宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定に関する適用事例 (表 1.2.1.1-2) から、本手法の適用が可能とほぼ確認され、実用的に運用が可能と考えられる地質・地形環境、試料採取法等についてまとめる。

表 1.2.1.1-2 本邦での適用事例.

| 適用法 | 侵食様式等 | 空間的拡がり | 分析対象(適用法) | 対象試料 | 対象地域 | 文献 |
|---------|---------------------|-----------------|--------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|
| 侵食速度 | 侵食 (尾根部) | 尾根頂部の 点情報 | 核種濃度 (深度分布) | 砂岩層 | 房総半島 | Matsushi et al.(2007) |
| | | | | 真砂土 | 阿武隈山地 | Mahara et al.(2010) |
| | | | | | | Shinya et al.(2010) |
| | 侵食 (山地斜面) | 流域の 平均的な面情報 | 核種濃度 残留核種濃度 | 川砂(花崗岩山地) | 北上山地・阿武隈山地 | 産総研(2012,2013,2014) |
| | | | | 土石流堆積物 (花崗岩山地) | 北アルプス | Matsushi et al.(2010) |
| | | | | | 阿武隈山地・北アルプス・ 六甲山地 | 松四ほか(2014) |
| 阿武隈山地南部 | 産総研(2015) →この報告書 | | | | | |
| 露出年代 | 河川下刻 (離水年代) | 岩石侵食面段丘の 面情報 | 核種濃度 (地表面濃度) | 岩盤(花崗岩) | 木曾川上流域 | 若狭ほか(2008) |
| | | | | 旧河床の上の礫 (花崗岩・チャート) | 小湊溪谷(鳥取県) | 渡壁ほか(2014) |
| | 断崖・断崖形成 (露出年代) | 断崖・断崖の 面情報 | 核種濃度 (露出面濃度) | 岩盤(花崗岩) | 十津川上流域(紀伊半島) | 松四ほか(2012) |
| | | | | 野口五郎岳(北アルプス) | 西井・松四(2012) | |

対象核種は、いずれも石英中の ^{10}Be または ^{26}Al である。

(1) 花崗岩地域など石英を多く含む地質体における適用

長期の侵食速度の推定には、宇宙線生成核種のうち、比較的長い半減期を持つ ^{10}Be や ^{26}Al の適用が期待できる。対象とする試料中のこれらの核種濃度から侵食速度を算出する際には、核種の年間の生成率の値が必要なため、 ^{10}Be や ^{26}Al の生成率 (atoms/g Quartz/yr) が比較的知られている石英を対象にすることが一般的である (Gosse and Phillips, 2001)。湿潤変動帯に属する本邦では侵食速度が大きいことが予想され、侵食・削剥される石英粒子中の宇宙線生成核種の蓄積量が少ないと考えられるために、核種の測定に供する石英粒子の十分な量の確保が必要となる。これまでの検討から、粒径 0.25-1 mm 程度の石英粒子を 30-60 g 回収すると、加速器質量分析装置による測定において 10-20 % 程度の測定誤差で質量分析が可能である。比較的多量の石英が測定に必要とされるため、対象とする地質環境は石英を多く含む地質体が好適である。これまでの本邦での適用事例のほとんどは花崗岩地域のものであり (表 1.2.1.1-2)、花崗岩地域においては概ね宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の適用が可能であると考えられる。

尾根部など、外部からの堆積物等の供給がなく、定常的な侵食が継続されているような箇所では、地表面の侵食速度を核種濃度の深度分布から 10-30 % の誤差 (1σ) を持つ精度で算出することが可能である (Nakamura et al., 2014; Mahara et al., 2010; Matsushi et al., 2006; Shiroya et al., 2010)。深度方向の試料採取は、深度の誤差を約 10 cm 程度と仮定し、宇宙線の地中への減衰による核種の減少変化が大きい地表面から約 2 m の範囲内で複数箇所行う。また対象とする石英試料は、石英精製時の酸による化学処理の関係から粒径 0.25mm 以上であることを確認する。

流域内の斜面の平均的な侵食速度を求める際は、流域の出口において高所から運搬されてきた川砂試料を採取する。湿潤変動帯に属する本邦では侵食速度が大きいことが想定され、 10^3 - 10^4 年オーダーの流域の平均的な侵食速度が算出可能である (Matsushi and Matsuzaki, 2010; 松四ほか, 2014)。典型的な花崗岩地帯であれば、約 1kg の試料を採取すれば、測定試料として十分な量の石英を回収可能である。複数の集水域の侵食速度を比較する場合は、粒径による運搬課程の違いを取り除くため採取試料の粒径を統一させる必要があり、一般的には採取対象として 0.25-2 mm の粒子が用いられている。また、流域出口付近に長期間堆積した堆積物は、その場での宇宙線照射による核種の生成・蓄積量も反映してしまう可能性がある。それを防ぐため、最近の増水時に運搬されたような場所から試料を採取する必要がある。また流域内に人工改変を受けた場所やダム等がある場合は、長期の侵食

速度の推定に影響が出る場合があるため、それらのことも考慮する必要がある。

(2) 宇宙線の貫入を妨害する被覆物が存在しない地形面に対する適用

過去に形成された河床面の岩盤が現在露出しているような場所（侵食段丘面）では、その岩盤の露出年代すなわち離水年代を求めることで、現河床との比高から河川の下刻速度を求めることが可能であり、離水年代として 10^3 - 10^4 年オーダーの地形面に適用可能である（若狭ほか，2008；渡壁ほか，2014）。露出年代は地形面の表面に蓄積した核種濃度から算出したものであり、宇宙線の照射による核種の生成は地表面から深部に向けて指数関数的に減少することを考慮して、試料は表面部分（深度約3 cm内）で採取する。離水後の地表面の風化・侵食が数cm程度の場合は、核種の生成・蓄積量は地表部よりも数%程度の減少であるが、風化・侵食の程度が著しい場合は核種の損失も考慮に入れる必要がある。その場合、風化・侵食の程度を現河床付近の侵食量等で別途評価する必要がある。

侵食段丘面（岩盤）だけでなく、河床礫を基に離水年代を推定する方法も報告されている（松四ほか，2012）。この方法は、離水以前に生成した核種が礫に残されていないこと、転石等ではなく離水時から採取地点にあったことが保証出来る礫であること等の確認が必要である。人や動物等の往来が頻繁な環境では、これらのことを十分考慮する必要がある。

山体の変形を線状凹地の側壁の露出年代から算出した事例も報告されている（西井・松四，2012）。この方法は、原理的に断層崖にも適用できるが、断層崖の露出面に核種の蓄積を妨害する火山灰やレス等の被覆がなく、露出面の侵食が無視できるような場所であること等が条件となる。西井・松四（2012）は、飛騨山脈の高地（数千m）における高さ数mの断崖を対象としているため、核種の蓄積量が高く、 10^3 年スケールの露出イベントを捉えることに成功しているが、平野部等の標高が低く、変位量（比高）も明瞭でないような場所では、核種の生成・蓄積量の有意な差は検出できない可能性が高い。また、十分な深度（地表面から数m以深）に位置していた試料が断層や崩壊等により露出した場合は、その露出年代（すなわち断層崖形成年代や崩壊年代）を検出できる可能性が高いが、わずかな地表面の変形により形成された断層崖等では、それらが形成される前に生成・蓄積した核種が含まれている可能性もあり、それによる不確定性も考慮に入れる必要が生じる。

(3) 宇宙線の貫入を妨害する被覆物が存在する地形面への適用

被覆層による宇宙線強度の減衰により、被覆層より下位の試料中での核種の生成が停止する場合は、平成26年度に検討した土石流堆積物のように、対象とする流域斜面の過去の平均的な侵食速度を推定できる可能性がある。被覆層の形成年代が他の年代指標により制約できれば、被覆層よりも下位の堆積物の過去のある時期における平均的な侵食速度の推定に用いることが期待できる。この場合、堆積物が堆積した時期と他の年代指標とに年代ギャップがある場合はそれによって不確定性が増すことを考慮しなければならない。

(4) 宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の適用性

これらの事例研究から、宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の適用性が確認された本邦の地質・地形環境は、以下の通りである。

① 測定試料に関する技術的制約

→ 花崗岩地域など石英を多く含む地質体

② 露出年代を用いる場合の地形・地質学的制約

→ 宇宙線の貫入を妨害する被覆物が地形面上に存在しないこと

→ 地形面の露出をもたらした地質イベント前後の地表面変位が大きく、その時の地形面が良好に保存されていること

③ 過去の特定期間の侵食速度を堆積物から推定する場合

- 上流からの試料の運搬中に核種の生成がないと仮定できること
- 被覆層に十分な厚みがあり、堆積後の核種生成を考慮する必要がないこと
- 被覆層の形成年代を制約できる年代マーカー（火山灰、木片等）があること

このような地形・地質環境のもと、尾根部の侵食速度の算出には核種濃度の深度分布を、山地斜面の平均的な侵食速度の算出には流域出口に運搬された土砂中の核種濃度を対象として、宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法が適用されている。また、対象地形面の露出年代に着目し、離水時期や地形変動時期を特定し、異なる地形面間の形成速度（下刻速度や地表面変形速度）を求めることが可能である。さらに、堆積物中の残留核種濃度に着目して過去の侵食速度を推定する方法も、火山灰等が堆積物上に厚く被覆しているような状況の多い本邦においては、その適用が大いに期待できる。

(5) 適用性の拡大に向けた今後の課題

a) 堆積岩・火山岩を対象とした検討

石英を多く含む花崗岩類は宇宙線生成核種の ^{10}Be や ^{26}Al を定量することに適しているが、本邦には堆積岩地域・火山岩地域等も多く分布しており、鉱物として石英を含んでいても含有量が少ない場合や粒径が小さい場合（0.25 mm未満）などがある。そのような地質環境に対する宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の適用性については未だ検討されていない。また、石英が細粒の場合は、石英精製の際の酸濃度の調整など、既存の石英精製法の改良が必要である。石英回収率が少ない場合は測定誤差を増大させる原因になり得るため、十分な量（30 g以上）の石英粒子を確保する必要がある。そのためには、大量の試料の処理が必要となる可能性が高く、実際に多地点でのデータ取得が必要となった場合は、試料処理の問題を踏まえた実施計画が必要となる。一方、これらの岩石に対する石英回収率向上のための前処理方法の改良も課題となる。

b) 苦鉄質岩等を対象とした検討、分析対象とする核種の拡大および測定技術の開発

石英を殆ど含まない苦鉄質岩等を対象とした宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の適用性に関しても、今後何らかの検討を進める必要がある。具体的には、 ^{10}Be や ^{26}Al 以外の半減期の長い核種（ ^{36}Cl ）、または半減期を持たない核種の利用（例えば ^3He や ^{21}Ne ）の検討を進めることである。 ^3He や ^{21}Ne はカンラン石や輝石中で生成されることが知られており、苦鉄質岩を対象とした乾燥地域での適用事例が報告されている(Evenstar *et al.*, 2009)。しかしながら、本邦での適用事例は皆無で、その適用の可否さえも不明瞭である。また、実質面での問題点として、国内においては宇宙線照射によって生成される極微量の ^3He や ^{21}Ne をルーチンで測定可能な施設が現在存在していない点が挙げられる。 ^3He や ^{21}Ne の測定については、測定可能な装置の整備が、まずは必要となろう。

この他、磁鉄鉱中に生成する ^{10}Be の利用も海外では検討され始めている(Granger *et al.*, 2014)。しかしながら、測定に供する磁鉄鉱の量は、現段階で数10gは必要であり、その回収方法など、実際に適用するには前処理方法などの作業内容の検討も必要となる。

2) 沿岸域を対象とした隆起・侵食量予測手法の高精度化の検討

2)-1 平成22年度～26年度の5年間における年度毎の実施内容の概要

[平成22年度]

海成段丘面高度と旧汀線高度の差を把握するため、青森県下北半島において旧汀線指標である旧汀線アングルと海成段丘面の高度差を検討し、2～7 m程度の差があること、尻屋崎一大畑断面におけるMIS5eの旧汀線高度の解析結果は既報を再検討する必要性を示し、尻屋崎沖に分布する大陸棚外縁断層の活動性評価に影響する可能性があることを示した。また、造波水槽実験による海水準変動に対応する堆積相解析手法の予察的検討を行い、古生物生息痕等を用いた旧汀線指標の利活用に関する注意点をレビューした。流体包有物組成等を用いたクリプトテフラ同定手法を用いて、四国南東部においてこれまで検出されていなかった広域テフラを検出した。

[平成23年度]

造波水槽実験により海水準変動に対応する堆積相解析手法について検討し、上部外浜相～下部外浜相は相対的海水準だけでなく、波浪条件や海底地形の影響を受ける可能性を示した。また、海食崖における水平侵食速度の予測のため既存文献のレビューを行い、海食崖強度・波浪強度などのパラメータ、海食崖侵食の観測例、海食崖侵食速度予測モデルについて取りまとめを行った。

[平成24年度]

造波水槽実験による相対的海水準変動と浅海堆積層の関係の検討を行い、前浜相～上部外浜相境界は相対的海水準に対応していたが、上部外浜相～下部外浜相は相対的海水準に対応していないことを示し、前浜相～上部外浜相境界を相対的海水準の高度指標として選定することが適切であることを示した。岩石海岸の沿岸侵食に関する数値シミュレーションの結果、現在は沿岸侵食速度が減少した状況であることが示唆され、最近数10年～100年程度の観測結果に基づく沿岸侵食速度が、長期的に見た場合に過小評価になる可能性を指摘した。また、より長期的な岩石海岸の沿岸侵食による地形発達モデルについて検討し、波食台発達モデルの検討が必要であることを示した。このほか、沿岸域から内陸部までの河川下刻地形を用いた隆起傾向評価手法について予察的検討を行った。

[平成25年度]

堆積相解析・VRS-GPS 測量・ルミネッセンス年代測定を組み合わせた沿岸域における隆起速度予測手法の適用可能性を検討するため、海成段丘がよく発達している青森県上北平野を対象に予察的調査・実験を行った。予察調査の結果、堆積相に対する海面指標の認定が概ね可能であること、海成層の上位に風成堆積物が厚く累積し段丘面高度と海面指標高度との間のギャップが大きく段丘面高度を用いた隆起量・隆起速度の推定に問題があることが明らかになった。年代測定では、MIS5eとMIS9に対比される2つの段丘面の構成層を判別できた。また、波食棚をもつ岩石海岸の沿岸侵食速度の定量評価に向けた検討を行った。

[平成26年度]

青森県上北平野でMIS5e、MIS7、MIS9に対比される段丘面の構成層について堆積相解析を行い、採取試料のルミネッセンス年代測定を行った。堆積相解析では、浅海～陸上の多様な堆積相を認定できたが、複数の海進の痕跡が見出され、間氷期に加えてそれよりもやや海面が低い亜間氷期の海面高度を考慮する必要があることが明らかになった。ルミネッセンス年代測定では、実験手法の再検討によりフェーディング現象のない安定した信号を得ることに成功したが、MIS5eおよびMIS9に対比される段丘の構成層のルミネッセンス年代が最大で20%程度若くなった。また、MIS7に対比される段丘の構成層は、MIS9の構成層と同程度の年代となり、段丘面の対比の一部にずれがある可能

性が示唆された。MIS5e, 7, 9に対比される段丘構成層から見積もられる隆起速度は一貫して0.16 m/kyrで、時間的な変化はほとんどないことが明らかになった。

2)-2 沿岸域を対象とした隆起・侵食量予測手法について

沿岸域の10万年スケールでの長期的な評価には、地殻隆起速度の適切な評価と予測が必要である。本課題では、従来の更新世海成段丘面の対比に基づく地殻隆起傾向評価の問題点を見直し、その改善策として、海成段丘堆積物の堆積相解析とルミネッセンス年代測定を組み合わせた研究手法を構築し、この手法を海成段丘群に適用してその有効性について検討する。平成26年度は、前年度に引き続き、上北平野においてMIS5e, 7, 9に対比されている段丘構成層において堆積相の詳細な記載と解析を行い、またルミネッセンス年代測定手法の適用と改善に取り組んだ。

(1) 海成段丘による隆起速度評価：従来の方法

10万年におよぶ長期において過去の隆起速度を評価するには、地質・地形記録を解読することが必要であるが、従来の手法には改善されるべき問題点がある。従来主に活用されてきた手法は、海成段丘の分布に基づいている。現在の沖積平野に見られる海面付近の平坦面は、長期間の隆起を経ると海面よりも高い位置に持ち上がり段丘化する。最近数十万年間の氷期-間氷期の気候変動サイクルにおいて、海面は上昇と下降を繰り返して来たが、現在は後氷期の高海面期である。同様の高海面期は、間氷期と呼ばれる約12.5万年前 (Marine Isotope Stage: MIS 5e), 24万年前 (MIS 7), 34万年前 (MIS 9), 42万年前 (MIS 11) にも存在したことが知られている (図1.2.1.1-4; Waelbroek *et al.*, 2002)。そうした高海面期に形成された沿岸低地面が、現在海岸沿岸域の海成段丘面として保存されている (図1.2.1.1-5)。過去の高海面期の海面高度が現在と同じであると仮定すると、この海成段丘面の現在の海面からの標高が、段丘面形成時からの隆起の総量と考えられる。さらに、隆起量を期間で割ることにより、隆起速度も求められる。

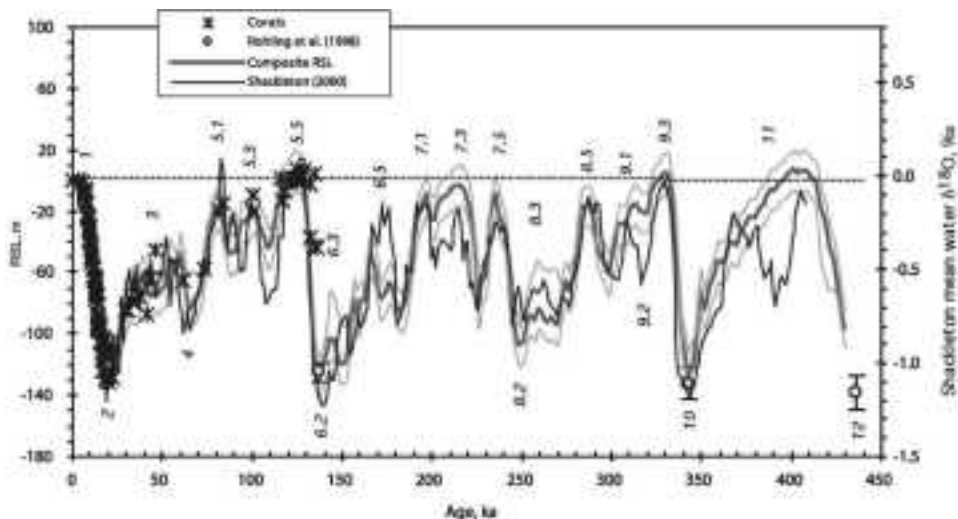


図1.2.1.1-4 過去45万年間の海水準変動 (Waelbroek *et al.*, 2002)。約10万年周期の間氷期に海成段丘が形成される。

(2) 従来の海成段丘評価の問題点

従来の海成段丘評価には、①段丘面の対比と広域火山灰による年代決定、②段丘面の高度による過去の基準面(海面)の設定の2つの大きな問題点がある。

まず、後期更新世の段丘の年代決定は、広域で対比可能な火山灰の分布に基づいてきた (図1.2.1.1-6; 小池・町田編, 2001)。これは露頭単位での火山灰層の保存に強く依存する方法である。

また、火山灰による年代決定が確実に適用できるのは、関東地方以外では MIS 5e の面のみである (図 1.2.1.1-7)。年代的根拠が乏しい古い段丘面については、やや主観的な方法で認定されてきた。例えば、MIS 5e の面からほぼ等間隔で高度を上げながら分布する 2 面の段丘面があったとすると、その分布高度を根拠に MIS 7, MIS 9 の段丘面が認定される。これは結果的には正しい可能性があるものの、定常的な隆起速度を仮定して認定した段丘を根拠にして、隆起速度の評価を行うのは循環論理となる。

次に、段丘面の高度による過去の基準面 (海水面) の設定であるが、海成段丘面の高度はその地形面の地下に存在する海成堆積物の上に河川堆積物や風成堆積物、火山灰などが累積した高度であり、正確には、形成当時の海面高度を表しているわけではない (図 1.2.1.1-8)。仮に段丘面の高度を過去の海面高度とした場合、隆起量を過大に見積もることになる。これは地下深部の侵食可能性の評価としては安全側に立ったものではあるが、複数の段丘面に基づいたより長期的な侵食速度とその変動を評価する場合、取り除くことが望ましい不確定要素である。

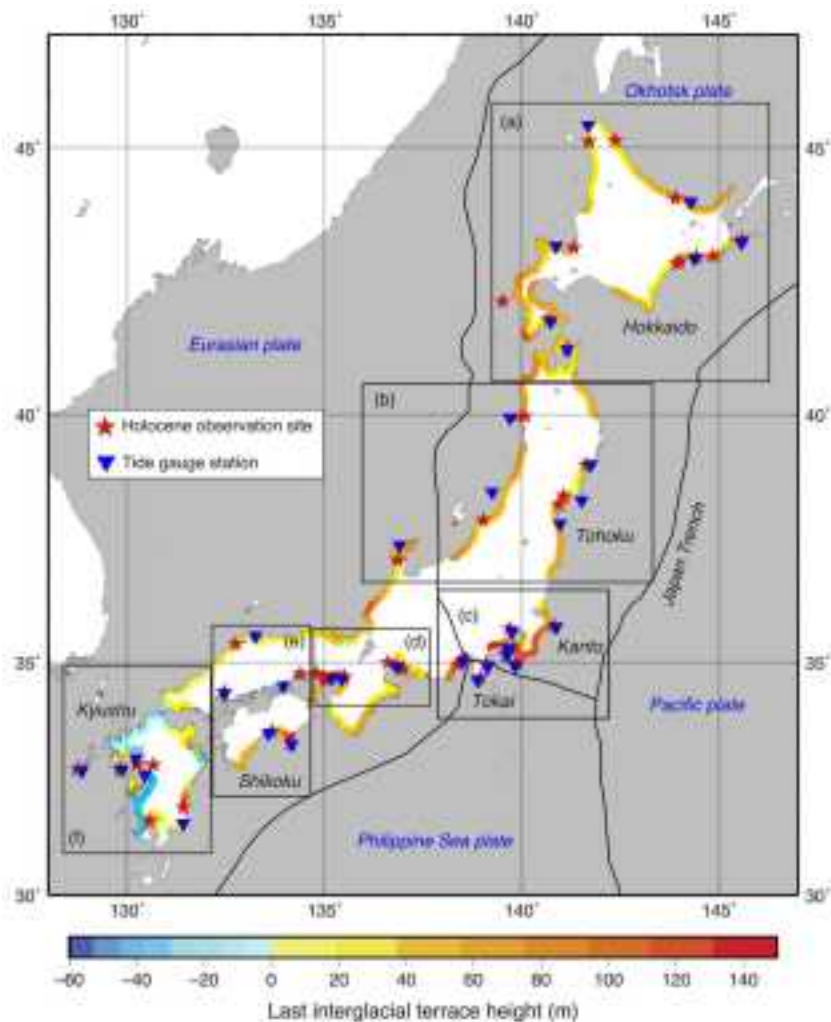


図 1.2.1.1-5 日本列島における最終間氷期 (MIS5e, 12.5 万年前) の海成段丘高度の分布 (Okuno *et al.*, 2014)。

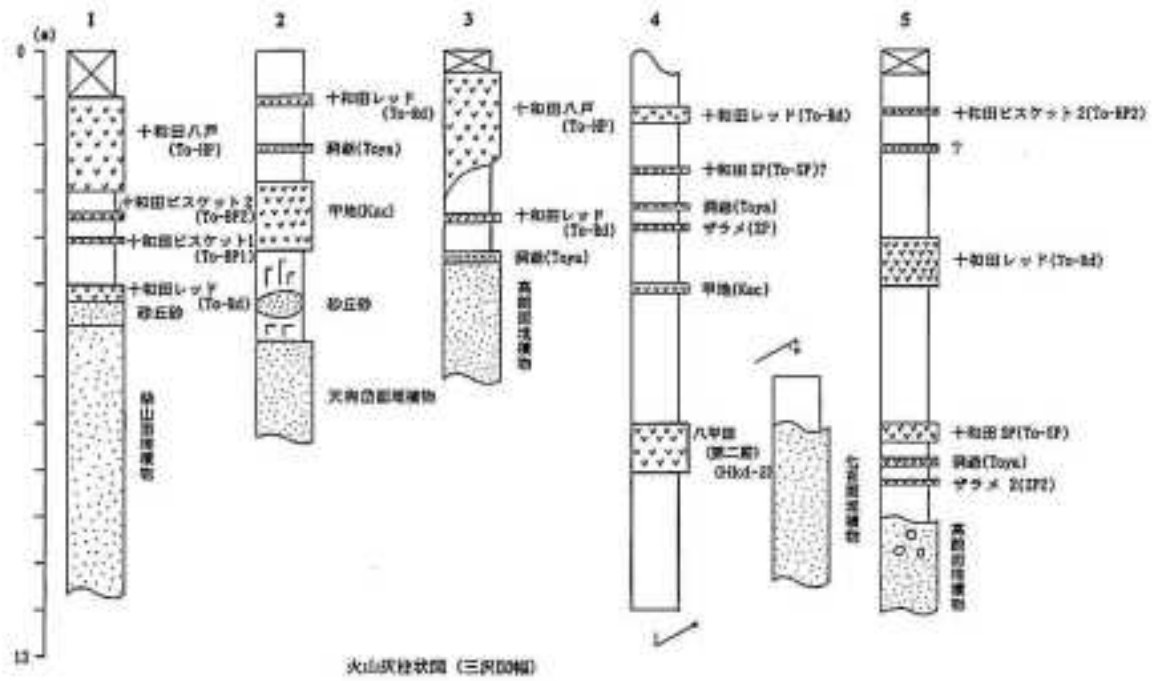


図 1.2.1.1-6 火山灰層による段丘年代決定の 1 例（青森県三沢市周辺）（小池・町田編，2001）.



図 1.2.1.1-7 過去数十万年間に堆積した火山灰の分布（小池・町田編，2001）.

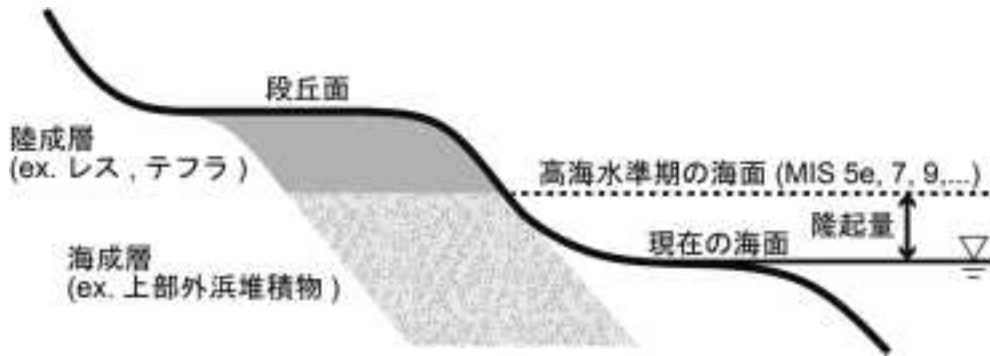


図 1.2.1.1-8 海岸段丘地形による隆起量評価の模式図。

地層中の海面指標ではなく、段丘面を海面指標とすると、隆起量の過大評価となる。

(3) 海成段丘の堆積相とルミネッセンス年代

段丘面の対比と広域火山灰による年代決定、段丘面の高度による過去の基準面（海面）の設定の2つの問題点は、ルミネッセンス年代測定による段丘構成層の直接年代、堆積相解析による過去の海面指標の認定と標高の測量で置き換えることにより、改善することが可能である。

ルミネッセンス年代測定は鉱物粒子から発せられる微弱な光（ルミネッセンス）の強度に基づく手法であり、放射性炭素年代の測定限界である5万年前～50万年前の堆積物に対して普遍的に用いることができる唯一の絶対年代測定法である。ルミネッセンスが発せられる原因は、結晶格子中の電子が自然放射線を受けることで電離して、不対電子となり蓄積された後、光や熱の刺激による励起で再結合されることによる。放射線の総蓄積量は、時間とともに増加するために、埋積時間とともにルミネッセンス強度も大きくなる。試料から発せられるルミネッセンス強度から放射線の蓄積量を求め、また、化学分析などから単位時間あたりの線量率を求めて蓄積量を割ることにより、埋積時間の長さ＝ルミネッセンス年代を決定する。ルミネッセンス年代には、石英粒子と長石粒子を用いる方法があり、それぞれに長所と短所がある。2000年の分析法確立（Murray and Wintle, 2000）以来、石英がルミネッセンス年代測定の主力であった。しかし、石英は不対電子の蓄積が安定しているものの、その蓄積の容量に問題があり、10万年前以前の古い堆積物の年代測定には不適切である。一方の長石は不対電子蓄積の容量が大きいものの、アノーマラス・フェーディングと呼ばれるトンネル効果により不対電子の蓄積が安定しない現象の問題があった。最近、実験条件の改善（Thomsen *et al.*, 2008）により長石から安定した信号が得られる手法（pIRIR法）が発展してきた。pIRIR法の適用により、10万年前以前の古い段丘堆積物の年代測定が可能になってきている（例えば、Buylaert *et al.*, 2012；Thiel *et al.*, 2012）。

日本列島の海成段丘における堆積相解析は1980～1990年代に盛んに行われ（例えば、Murakoshi and Masuda, 1992；Ito and O'Hara, 1994；Shirai and Tada, 2000）、特に目新しい手法ではないが、これまで隆起評価に積極的に応用されてこなかった。上記のように最近有力になってきたルミネッセンス年代測定との組み合わせにより、MIS 7およびMIS 9の海成段丘堆積物への適用においてその有効性が発揮されていくと考えられる。日本列島の隆起域の大半は太平洋など外洋に面した地域である（図 1.2.1.1-5）。潮の干満の差が小さい日本の海岸において潮汐の堆積作用は目立たず外洋域では専ら波浪の作用が卓越する。こうした波浪卓越型の海岸域に形成される地層には海面の指標になる堆積構造が発達する。海成段丘面地下の堆積物においてこうした海面指標を認定し、さらにその高度をVRS方式のGPS（渡辺・七山, 2010）により±4 cmの精度で測量することにより、過去の高海面期の高度を±1 m以内の誤差で求めることができる。

2)-3 青森県上北平野における隆起・侵食量予測手法の検討

(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1.2.1.1-9;宮内,1985;Miyuchi,1987;桑原,2004)。海成段丘は、高位より、高位面、七百年面、天狗袋面、高館面、根城面、柴山面と分類される。このうち、七百年面は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(小池ほか,2005)、七百年面と高館面のほぼ中間的な高度を持つ天狗袋面は、MIS7に対比される。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;Miyuchi,1987;桑原・山崎,2001;桑原,2004)、横山ほか(2004)は高館面の構成堆積物について予察的な堆積相解析を行い、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ー～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た。一方で、天狗袋面や七百年面の古い段丘の堆積相については研究例がない。

本課題で詳細な露頭調査を行ったのは、七百(七百年構成層)、保戸沢(天狗袋面構成層)、根井沼1・2(高館面構成層)、の4地点である。これらの露頭において堆積相の記載から堆積環境を推定し、当時の海面指標を認定した。このうち七百と根井沼1の露頭においては前年度に簡易柱状図を作成したが、以下では今年度に行った詳細な調査に基づくデータをまとめる。ルミネッセンス年代測定試料は、海成層およびそれを覆う陸成層の双方から採取した。また、海成層上限を含む地層境界面の標高をVRS-RTK方式の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。

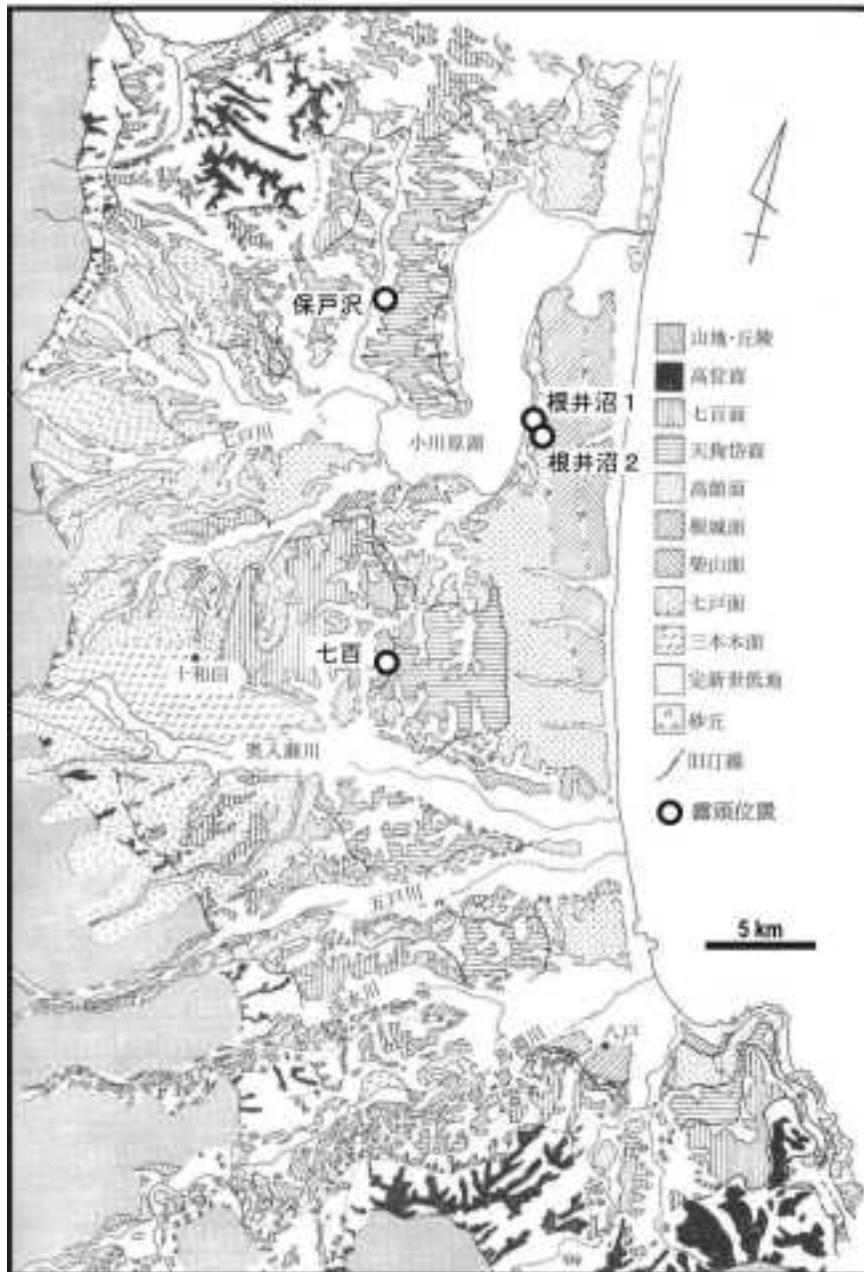


図 1.2.1.1-9 青森県南東部、上北平野の更新世海岸段丘分布図。試料採取地点の位置を示す。宮内（1985）を改変。

(2) 堆積相

七百の露頭（図 1.2.1.1-10）では、下部に海成層、上部に陸成層が認められる。下部の海成層は主に二方向に傾斜する斜交層理を示す細粒砂～細礫層からなり、潮流の影響があるエスチュアリー堆積物と考えられる。海成層の上部は生物擾乱された砂質シルト～シルト質砂に細粒化し、エスチュアリーからラグーンの堆積物と考えられる。海成層上部は厚さ 60cm の斜交層理を示す粗粒砂層に覆われる。この砂層はレスと火山灰の互層からなる陸成層に覆われることから河川堆積物と考えられる。この露頭での海成層の上限標高は、+53.2 m である。上部のレスと火山灰の互層において標高 +57.0～58.5 m に見られる火山灰は白ベタテフラ (WP) で、工藤・小林 (2013) により 230 ± 50 ka (ka: 千年前) のフィッシュトラック年代が得られている。また、標高 +63.5 m 付近の火山灰はレッドテフラ (RP) である可能性が高い。この地点の段丘面の標高は、+67.8 m である。

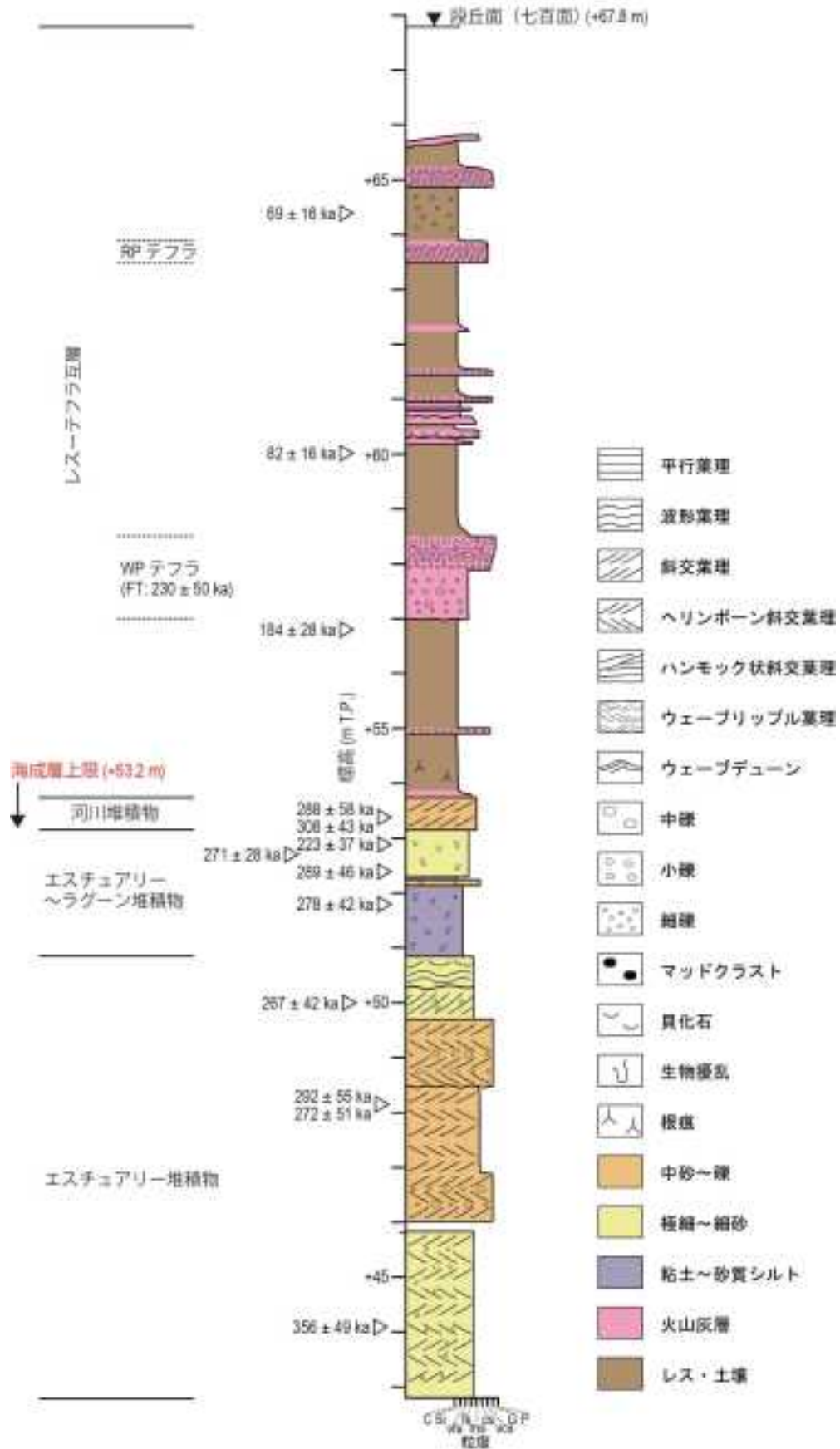


図 1.2.1.1-10 七百露頭における七百面構成層の柱状図とルミネッセンス年代。

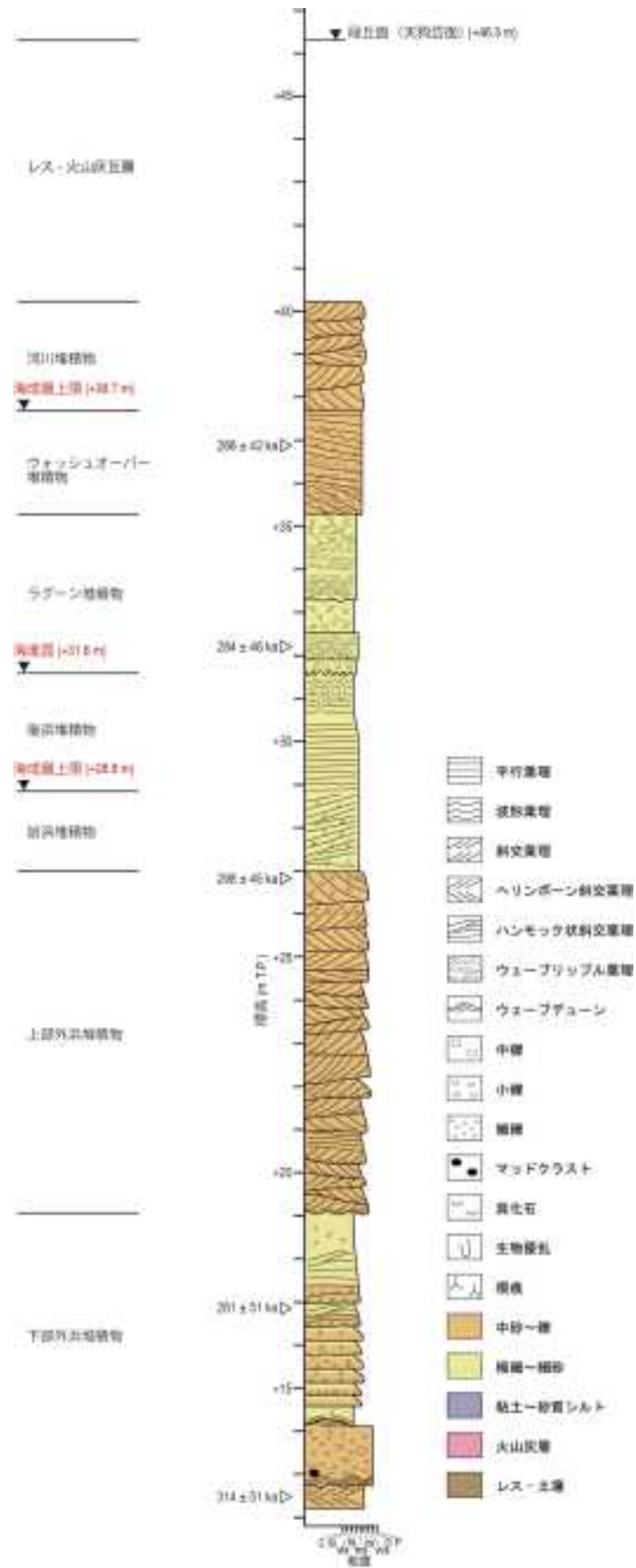


図 1.2.1.1-11 保戸沢露頭における天狗袋面構成層の柱状図とルミネッセンス年代.

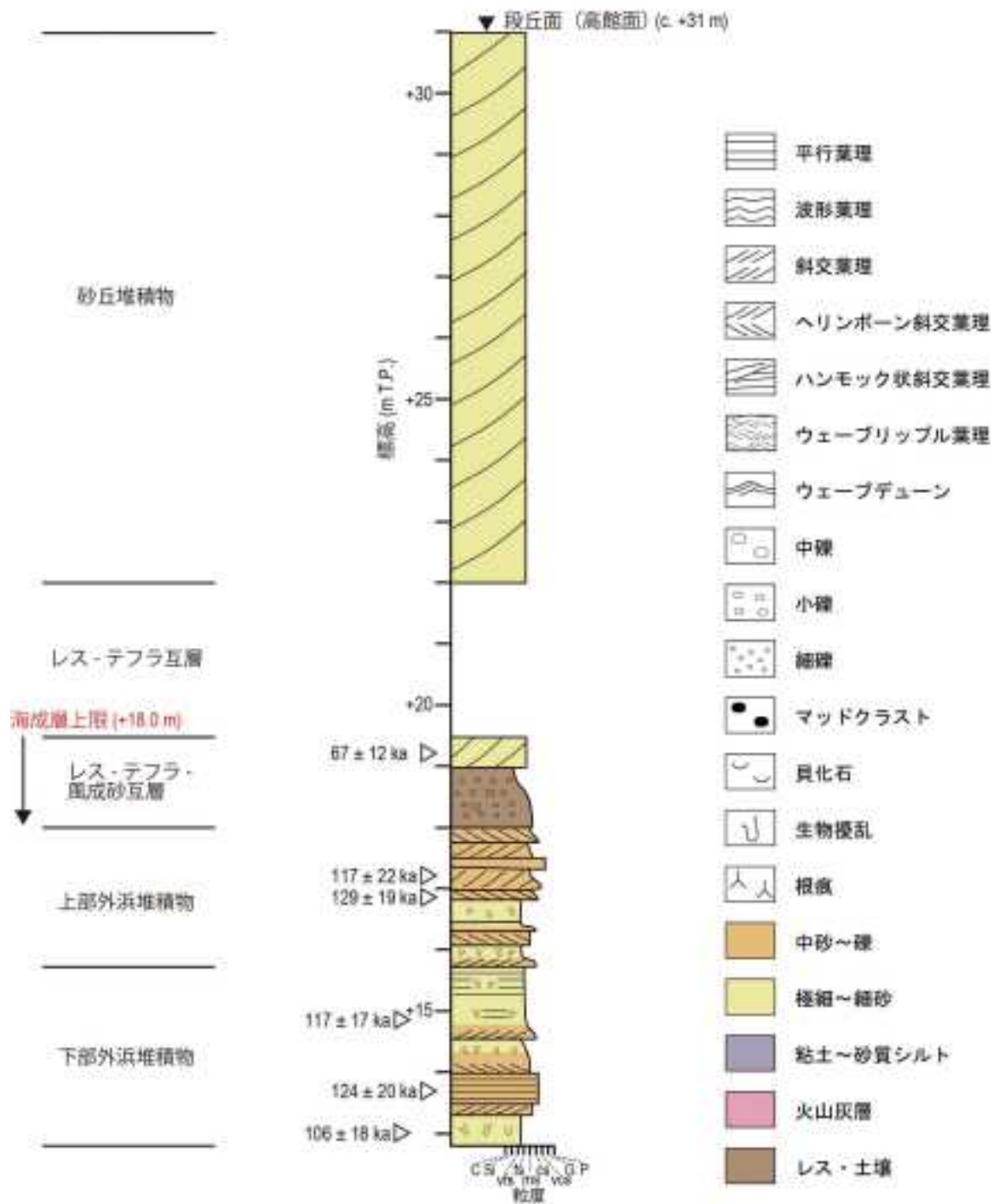


図 1.2.1.1-12 根井沼 1 露頭における高館面構成層の柱状図とルミネッセンス年代。

保戸沢の露頭 (図 1.2.1.1-11) では全体に海成層が認められるが、最上部の約 6 m には露出が悪いもののレスと火山灰の互層が認められる。下位より砂礫層とハンモック状斜交層理を示す細粒砂層との互層、トラフ型斜交層理を示す粗粒砂層、平行層理を示し下部で生痕化石 *Macaronichnus segregatis* の見られる細粒砂層、生痕化石とウェーブリップルを示す細粒砂層、液状化を示し、大型の斜交層理を示す粗粒砂層、トラフ型斜交層理を示す粗粒砂層、が順に認められ、それぞれ下部外浜堆積物、上部外浜堆積物、前浜～後浜堆積物、ラグーン堆積物、ウォッシュオーバー堆積物、河川堆

積物と解釈される。前浜～後浜堆積物はこの地点の堆積環境が一度陸化していることを示しているが、その後再び海面が上昇し、ラグーンとなった。つまり、この露頭においては前浜堆積物の上限 (+28.8 m) とウォッシュオーバー堆積物の上限 (+38.7 m) の2つの海面指標が認められる。周辺の段丘面は平坦ではなく侵食を受けているように見えるが、この地点での標高は +46.3 m である。

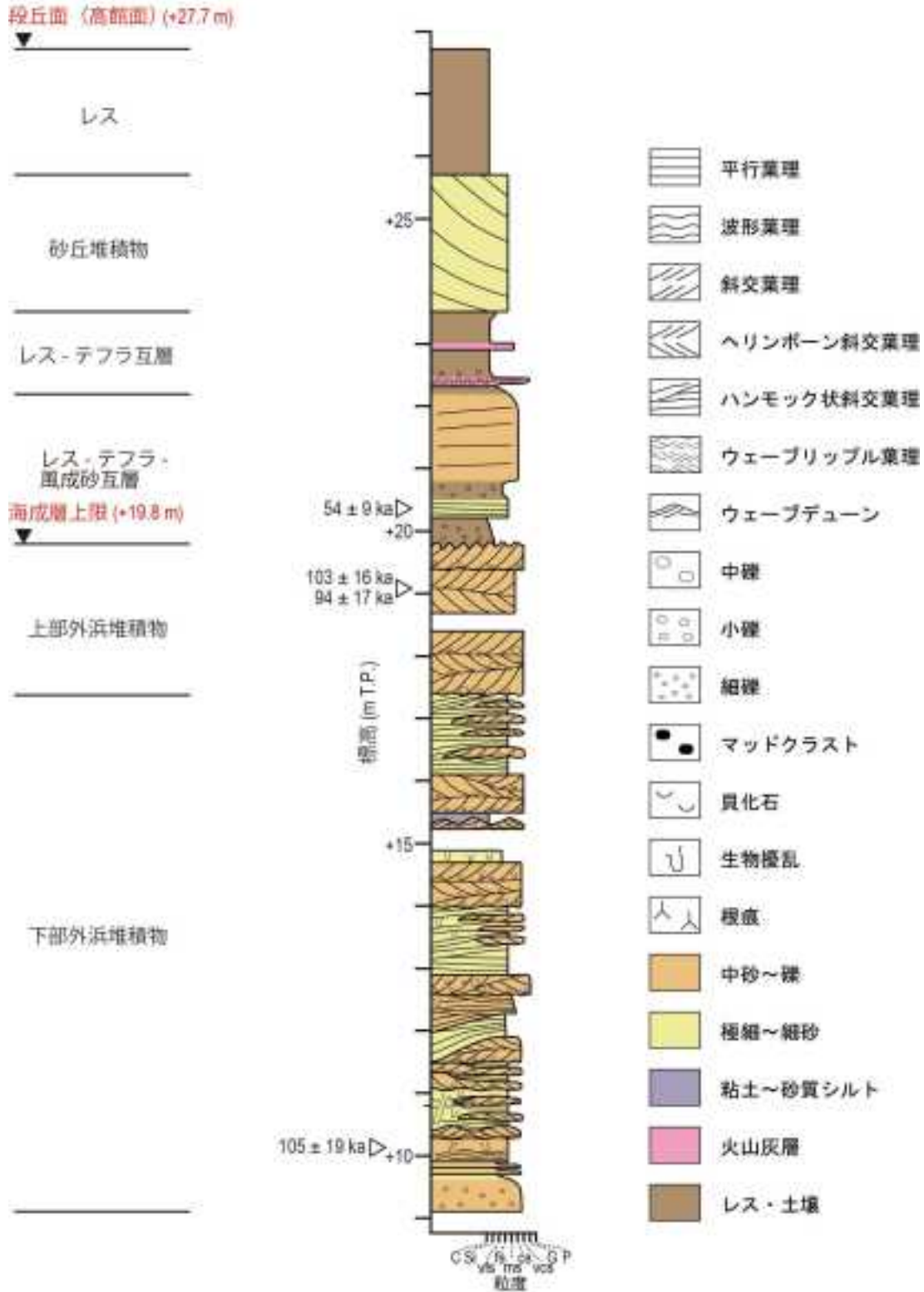


図 1.2.1.1-13 根井沼 2 露頭における高館面構成層の柱状図とルミネッセンス年代.

根井沼の 2 つの露頭 (図 1.2.1.1-12 & 13) は、露頭間の距離が 500 m と近接しており、よく似た堆積相が観察される。露頭下部の海成層は保戸沢と同様に下部外浜堆積物、上部外浜堆積物から構成されるが、海面付近の前浜堆積物が欠けている。一方で上部外浜堆積物の上面は侵食面で、礫を含むレス、風成砂層およびテフラの互層が覆う。露頭の上部には大型の斜交層理を示す細粒砂層が認められ、砂丘堆積物と考えられる。前浜堆積物が欠け、上部外浜堆積物の上部に侵食の痕跡があること、さらには上部の陸成層にレスやテフラに加えて風成砂層が頻繁に挟まれることから、段丘が離水後に海成堆積物の上部は風成作用により侵食・再移動されたのであろう。このためこれらの 2 露頭において海成層の上限は直接の海面指標には成り得ないが、その高度は根井沼 1, 2 においてそれぞれ 18.0 m, 19.8 m である。また、段丘面の高度はそれぞれ +31 m, +27.7 m である。

(3) ルミネッセンス年代

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。前年度に引き続き、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。年代の過小評価につながるフェーディング現象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 Lamothé (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。ここではカリ長石内部の K 濃度について、最も一般的な値である 12.5% と仮定した。前年度はこれを 10% としたため、今年度の結果では年間線量が全般的に高い。年間線量の計算結果を表 1.2.1.1-3、蓄積線量と年代の結果を表 1.2.1.1-4 にまとめる。

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) のどちら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。蓄積線量 (De) は、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。

表 1.2.1.1-3 採取試料の元素濃度と年間線量

| 試料採取地 | ラボコード | 標高 (m.T.P.) | 深さ (m) | 含水率 (%) | 元素濃度 | | | | 年間線量 (Gy/ka) |
|-------|----------|-------------|--------|---------|-------|----------|----------|---------|--------------|
| | | | | | K (%) | Rb (ppm) | Th (ppm) | U (ppm) | |
| 七百 | gsj13030 | 64.6 | 2.4 | 59.31 | 0.51 | 31.2 | 3.95 | 1.05 | 1.06±0.14 |
| | gsj13031 | 60.1 | 6.9 | 64.57 | 0.59 | 53.0 | 5.17 | 1.54 | 1.24±0.17 |
| | gsj13032 | 56.8 | 10.2 | 62.50 | 0.94 | 108.0 | 9.31 | 2.91 | 2.10±0.29 |
| | gsj13033 | 53.2 | 13.8 | 25.50 | 0.42 | 14.6 | 1.59 | 0.45 | 1.26±0.16 |
| | gsj14007 | 53.2 | 13.8 | 26.61 | 0.39 | 16.5 | 1.64 | 0.63 | 1.29±0.16 |
| | gsj14008 | 53.2 | 13.8 | 23.49 | 0.34 | 14.5 | 1.48 | 0.41 | 1.19±0.15 |
| | gsj14006 | 52.9 | 14.1 | 25.94 | 0.39 | 19.7 | 1.50 | 0.81 | 1.35±0.17 |
| | gsj14005 | 52.7 | 14.3 | 29.18 | 0.40 | 21.3 | 1.51 | 0.85 | 1.33±0.17 |
| | gsj14004 | 52.4 | 14.6 | 34.36 | 0.38 | 19.8 | 1.50 | 0.85 | 1.25±0.15 |
| | gsj14003 | 51.6 | 15.2 | 55.67 | 0.49 | 21.3 | 3.01 | 2.76 | 1.75±0.22 |
| | gsj13034 | 50.0 | 17.0 | 9.89 | 0.45 | 17.6 | 1.03 | 0.38 | 1.39±0.19 |
| | gsj13035 | 48.2 | 18.8 | 7.36 | 0.57 | 18.1 | 1.16 | 0.33 | 1.52±0.21 |
| | gsj14001 | 48.2 | 18.8 | 8.43 | 0.57 | 18.1 | 1.16 | 0.33 | 1.50±0.21 |
| | gsj13097 | 44.1 | 22.9 | 29.41 | 0.63 | 19.7 | 1.53 | 0.51 | 1.38±0.17 |
| 保戸沢 | gsj14027 | 36.9 | 9.0 | 18.48 | 0.41 | 14.7 | 1.17 | 0.31 | 1.27±0.16 |
| | gsj14025 | 32.2 | 14.0 | 13.15 | 0.36 | 13.3 | 1.01 | 0.47 | 1.31±0.17 |
| | gsj14024 | 26.9 | 19.0 | 15.87 | 0.51 | 15.0 | 1.19 | 0.37 | 1.36±0.18 |
| | gsj14022 | 16.9 | 29.0 | 15.25 | 0.64 | 25.2 | 2.34 | 0.81 | 1.78±0.25 |
| | gsj14021 | 12.4 | 34.0 | 4.89 | 0.49 | 16.4 | 1.17 | 0.54 | 1.56±0.22 |
| 根井沼1 | gsj13093 | 19.2 | 11.8 | 11.43 | 0.50 | 19.2 | 1.63 | 0.46 | 1.53±0.21 |
| | gsj13094 | 17.2 | 13.8 | 11.15 | 0.52 | 18.0 | 1.30 | 0.37 | 1.47±0.20 |
| | gsj13092 | 16.9 | 14.1 | 17.68 | 0.71 | 25.5 | 1.93 | 0.58 | 1.67±0.23 |
| | gsj13095 | 14.9 | 16.1 | 19.17 | 0.69 | 24.9 | 1.82 | 0.52 | 1.60±0.21 |
| | gsj13091 | 13.7 | 17.3 | 10.30 | 0.55 | 22.1 | 1.80 | 0.47 | 1.60±0.22 |
| | gsj13096 | 13.0 | 18.0 | 18.69 | 0.73 | 24.3 | 1.94 | 0.54 | 1.64±0.22 |
| 根井沼2 | gsj13040 | 20.3 | 7.4 | 3.02 | 0.62 | 20.8 | 1.35 | 0.38 | 1.76±0.25 |
| | gsj14014 | 19.4 | 8.3 | 7.29 | 0.68 | 23.2 | 1.55 | 0.44 | 1.77±0.25 |
| | gsj13039 | 19.4 | 8.3 | 11.34 | 0.77 | 19.9 | 1.60 | 0.44 | 1.78±0.25 |
| | gsj14017 | 10.1 | 17.6 | 15.75 | 0.69 | 23.1 | 2.46 | 0.46 | 1.69±0.23 |
| 現世海浜 | gsj14019 | | | 5.91 | 0.18 | 6.2 | 0.79 | 0.22 | |

表 1.2.1.1-4 採取試料の蓄積線量とルミネッセンス年代

| 試料採取地 | ラボコード | pIRIR ₂₀₀₀ | | | pIRIR ₅₀₀₀ | | |
|-------|----------|-----------------------|------------------------------|---------|-----------------------|------------------------------|---------|
| | | 蓄積線量 (Gy) | Q _{rate} (%/decade) | 年代 (ka) | 蓄積線量 (Gy) | Q _{rate} (%/decade) | 年代 (ka) |
| 七百 | gsj13030 | 74±14 | | 69±16 | 65±6 | 1.50±0.20 | 81±10 |
| | gsj13031 | 101±15 | | 82±16 | 106±7 | 1.34±0.21 | 86±13 |
| | gsj13032 | 385±25 | | 184±28 | 385±19 | 0.44±0.12 | 163±27 |
| | gsj13033 | 361±58 | | 288±58 | 280±32 | 1.36±0.24 | 223±38 |
| | gsj14007 | 306±57 | | 238±54 | | | |
| | gsj14008 | 367±24 | | 308±43 | | | |
| | gsj14006 | 300±32 | | 223±37 | | | |
| | gsj14005 | 360±43 | | 271±47 | | | |
| | gsj14004 | 361±36 | | 289±46 | | | |
| | gsj14003 | 486±41 | | 278±42 | | | |
| | gsj13034 | 370±31 | | 267±42 | 339±27 | 1.80±0.55 | 244±38 |
| | gsj13035 | 413±52 | | 272±51 | 386±43 | 2.40±0.52 | 240±43 |
| | gsj14001 | 439±57 | | 292±55 | | | |
| | gsj13097 | 483±26 | | 356±49 | 294±9 | 3.37±0.61 | 217±29 |
| 保戸沢 | gsj14027 | 356±36 | | 280±45 | | | |
| | gsj14025 | 384±39 | | 294±49 | | | |
| | gsj14024 | 414±32 | | 305±46 | | | |
| | gsj14022 | 462±62 | | 263±51 | | | |
| | gsj14021 | 496±38 | | 317±51 | | | |
| 根井沼1 | gsj13093 | 102±12 | | 67±12 | 81±7 | 1.81±0.59 | 53±9 |
| | gsj13094 | 172±23 | | 117±22 | 141±13 | 3.38±0.54 | 96±16 |
| | gsj13092 | 216±13 | | 129±19 | | | |
| | gsj13095 | 186±11 | | 117±17 | | | |
| | gsj13091 | 199±16 | | 124±20 | | | |
| | gsj13096 | 175±19 | | 106±18 | | | |
| 根井沼2 | gsj13040 | 94±9 | | 54±9 | 80±9 | 2.49±0.07 | 45±8 |
| | gsj14014 | 182±12 | | 103±16 | | | |
| | gsj13039 | 167±18 | 0.68±0.48 | 94±17 | 155±13 | 1.98±0.12 | 87±14 |
| | gsj14017 | 177±22 | | 105±19 | | | |
| 現世海浜 | gsj14019 | 17±3 | | | | | |

前年度の実験でも見られた傾向であるが、測定の結果、試料には多少のフェーディングが見られた。前年度は Huntley and Lamothe(2001) の手順により g2days の値に基づいた補正を行ったが、ここで扱っている試料のように De が高い場合、蓄積線量とルミネッセンス強度の関係が線形にならず、この補正には多少の問題がある。このため本年度は、以下のように測定手法の一部に改良を加えることで、フェーディングの小さい安定したルミネッセンス信号を得ることを試みた。pIRIR 法は、まず低温（通常 50°C）での赤外光（IR：Infrared）励起によるルミネッセンス測定を行い、その後高温（例えば 290°C）での赤外光励起ルミネッセンス測定を行う。この 2 度目の信号が、post-IR infrared stimulation (pIRIR) luminescence で、1 度目と 2 度目の励起時の温度から、pIRIR50/290 と表記される。1 度目の励起時の温度を 50°C より高めても同様の pIRIR を得られることが知られる (Buylaert *et al.*, 2012; Thomsen *et al.*, 2012)。pIRIR50/290 では g2days の値が 1.98 ± 0.12 %/decade という高いフェーディングを示す gsjl3039 の試料に対して、1 度目の温度を 200°C に高めた pIRIR200/290 の測定を行った所、g2days の値は 0.68 ± 0.48 %/decade となりフェーディングが十分に小さい信号が得られることが明らかになった (表 1.2.1.1-4)。このことから、すべての試料に対してフェーディング補正を行う必要のない pIRIR200/290 により De を求め、いくつかの試料については、比較のためにフェーディング補正を行わずに pIRIR50/290 から De を求めた。また、pIRIR では最初の埋積時にリセットできなかった余剰の蓄積線量 (residual dose) が含まれることが知られているが、これについては近隣の海浜表層で採取した砂 (表 1.2.1.1-3；試料 gsjl4019) を測定することによりその大きさを見積もった。年代決定には、pIRIR で得られた De からこの residual dose を差し引いたものを用いる。gsjl3030 ~ 13032 の g2days が低い細粒試料においては、pIRIR50/290 と pIRIR200/290 の De にはほとんど差が見られない一方で、pIRIR50/290 の g2days が 1.5 %/decade を超える他の粗粒試料では、pIRIR200/290 の方が高い De を示す (表 1.2.1.1-4)。つまり、pIRIR200/290 においては De の過小評価の原因となるフェーディングの影響が小さいことを示している。このため年代値の計算には pIRIR200/290 による De のみを用いる。

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 1.2.1.1-4；図 1.2.1.1-10 ~ 13)。七百の露頭 (図 1.2.1.1-10) においては、最下部を除いて海成層が 280 ka 前後の様な堆積年代を示す一方、陸成層は上位に若くなる。230±50 ka のフィッシュトラック年代が得られている白ベタテフラ (WP；工藤・小林, 2013) の下位で 184±28 ka、上位で 82±16 ka と整合的な年代を示す。海成層の年代は、誤差を考慮すると約 340 ka の MIS9 高海面期への対比に矛盾しないが、MIS8 の亜間氷期に対比される可能性もある。保戸沢の露頭 (図 1.2.1.1-11) は、MIS7 に対比される天狗袋面の構成層とされる (宮内, 1985；Miyachi, 1987) が、海成層の年代は全体に七百のものと同様でない。また、海成層下部の外浜～前浜堆積物と、後のもう 1 回別の海進を表す海成層上部のラグーン堆積物との間で、年代値に有意な差は認められなかった。根井沼の 2 つの露頭 (図 1.2.1.1-12 & 13) は側方へ互いに連続すると考えられるが、根井沼 1 の海成層では対比される MIS5e (125 ka) にほぼ整合的な年代が得られているのに対し、根井沼 2 の海成層で得られた 3 点の年代はそれより少し若い。上部の陸成層最下部の風成砂層は MIS4 から MIS3 初期の年代を示し、MIS5e に比べて海面が 50 m 以上も低下した時期に海成段丘の上面が再移動されたことを示唆している。

(4) 考察

堆積相解析とルミネッセンス年代による段丘編年の結果に基づき、当地域の過去 30 万年間の隆起速度は以下のように見積られる。まず七百の露頭においては、海成層の上限は +53.2 m であり、年代が MIS9 (34 万年前、または 340 ka) と仮定し、また MIS9 の最高海面高度が現在の海面高度と同程度と仮定する。これにより、この地点での MIS9 以降の平均隆起速度は約 0.16 m/kyr と見積も

られる。次に保戸沢の露頭であるが、ルミネッセンス年代がやや古くなるものの、従来の MIS7 への対比に基づき年代を 24 万年前と仮定する。また、海面指標を上部海成層の上限 (+38.7 m) とすると、MIS7 以降の平均隆起速度は、約 0.16 m/kyr となる。根井沼 1, 2 の露頭については、双方とも MIS5e (12.5 万年前) への対比を仮定する。海成層の上部が侵食されており海面指標を観察することができない。そこで、東日本太平洋岸の沖積層における上部外浜堆積物、および前浜堆積物の一般的な層厚をそれぞれ 6 m, 2 m と仮定する (Tamura and Masuda, 2005; Tamura *et al.*, 2007) と、海面指標となる前浜堆積物の上限は、上部外浜堆積物の下限から 8 m 上位で、根井沼 2 の露頭では +25.3 m となる。さらに、MIS5e の海面高度を現在と同程度と仮定すると、この地点で MIS5e 以降の平均隆起速度は、約 0.20 m/kyr と見積もられる。

以上の見積もりに基づくと、MIS9 以降において、隆起速度は 0.16 ~ 0.20 m/kyr でほぼ一定、あるいは MIS5e 以降にわずかに増加したといえることができる。ここで、MIS5e については、現在より海面が数 m 高かった (Rohling *et al.*, 2007) というのが一般的な見解であり、これを仮に +5 m とすると、根井沼における MIS5e 以降の平均も 0.16 m/kyr となり、より時間的に一定な隆起速度となる。

しかし、ここで用いた仮定にはいくつかの不確定性が含まれている。まず最大のものは海成層の時代対比である。七百、保戸沢の両地点では海成層のルミネッセンス年代がともに MIS7 と MIS9 の間の 280 ka 前後を示す。誤差を考慮すると、ここで仮定したように七百が MIS9、保戸沢が MIS7 に対比されることは十分にあり得るが、仮に両地点の海成層が 290 ka 頃の MIS8 の垂間氷期に形成されたとすると、その当時の海面は現在よりも 20 m 程度低く (図 1.2.1.1-4)、隆起速度の見積りに大きく影響する。次に、海成層が示す海面指標が、形成された当時の間氷期の最高海面高度に一致するかどうかについても不確定性がある。過去約 6 千年間でも明らかなように間氷期の間にもある程度の海面変動がある。日本列島の沖積層では、極端な隆起域 (例えば、九十九里平野; Tamura *et al.*, 2008) や沈降域 (例えば、越後平野; 卜部, 2008) を除き、海面指標と最高海面との差は 2 ~ 3 m 以内であり、その程度の不確定性を見込むのが適当であろう。ただし、間氷期の終わりに海面が大きく下がる間の堆積物が海成段丘の縁に形成・保存されることもあり、そのような場合は注意が必要である。さらに、上で MIS5e の場合で考慮したように、間氷期の最高海面高度自体にも不確定性がある。これは氷床の融解の程度に応じた海水量に不確定性があることもあるが、ハイドロアイソスタシーから相対的な海面変動に大きな地域差が生じることにもよる。例えば、MIS5e では氷床融解のシナリオの違いにより最高海面の高度に数 m 以上の差が生じることが数値計算から明らかになっている (Okuno *et al.*, 2014)。

2)-4 沿岸域における隆起・侵食量予測手法の高精度化の検討

本課題については、海成段丘に基づく沿岸域の隆起量・隆起速度予測手法の高精度化について、以下の 3 つの成果を得た。

- ・海成段丘構成層の堆積相解析・ルミネッセンス年代測定・GPS 測量を組み合わせた調査解析手法の確立。
- ・pIRIR 法の導入による海成段丘構成層のルミネッセンス年代の決定。
- ・海成段丘構成層の海面指標高度決定とその年代に基づく隆起速度評価の高精度化。

海成段丘の露頭において堆積相を決定し、VRS-RTK 方式の GPS により海面指標となる地層境界面の標高を高精度で定量することができるようになった。前節で述べた隆起速度評価が妥当であるなら、上北平野の地殻変動は過去 30 万年間に渡り非常に安定していることが示されたことになる。過去数十万年間の海面変動等や隆起速度の評価では様々な不確定性があるものの、高精度の測量に基づき可能な限り不確定性を排除することは重要である。段丘堆積物のルミネッセンス年代測定は、本課題の

最も重要な要素である。現状でも、ルミネッセンス年代により MIS5e とそれ以前の堆積物とを見分けることは十分に可能である。しかし、MIS7, MIS9 に対比される段丘堆積物に対し、それぞれわずかに異なる年代が得られている。現在の所その主な原因は、フェーディング現象とカリ長石の内部線量であると考えられる。一般的に pIRIR 信号にはフェーディング現象の影響が小さいと考えられているが、上北平野では砂サイズの試料ではフェーディング現象が無視できないことが明らかになった。これについては、実験手法の改善 (pIRIR200/290 の測定) により一定の効果を見たが、現状では確立された手法がなく、最先端の研究成果を取り入れながら、今後も取り組んでいく必要がある。なお、細粒試料では従来の手法でもフェーディングの影響が小さいことが明らかになっている。カリ長石の内部線量は年代決定に大きな影響を与えるが、これを定量するためには粒子の粒度とカリウムの含有量を高精度で測定することが必要となる。

今後の課題として、次の点が上げられる。

- ・ルミネッセンス年代測定法の改善。ルミネッセンス年代測定において、フェーディング現象の影響が少なく、測定誤差の小さい信号が得られる最適な実験条件を模索する。また、長石のルミネッセンス特性には地域特性があることが考えられるため、他地域においても同様の実験を展開していく。
- ・年間線量定量の改善。カリ長石試料内部のカリウム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。カリ長石を精度よく抽出し、その粒度分析とカリウム濃度を測定するルーチンを確立する。
- ・連続的な地質断面の評価。現状では互いに離れた地点の露頭調査を行っているが、上北平野のような安定した隆起域では、海側へと段丘堆積物の年代が若くなることが自明であり、連続的な一断面で堆積物の年代と高度分布を検討していくことが望ましい。現状では露頭が限られるため、オールコアボーリングによりこれを補っていく必要がある。上北平野では、六戸町～おいらせ町～海岸の断面が候補となる。
- ・海面変動不確定性の組み込み。過去数十万年間の海面変動について、最新の研究成果を取り入れ、またその不確定性を隆起速度評価に組み入れていく。

1.2.1.2 断層の再活動性評価手法の検討

【実施内容】

地質断層の再活動性の評価手法の開発および断層破碎物質等を用いた低活動性断層の認定・評価手法の検討を行う。具体的には、平成 25 年度までの成果を踏まえ、平成 26 年度は地質断層の再活動性の評価手法については、地殻応力や間隙水圧と断層姿勢等の幾何学・力学パラメータの関係等について情報を収集し、現地調査を行う。これらの情報等に基づく数値計算および断層運動シミュレーションを行うことで、地質断層の再活動性評価手法の開発に向けた検討と課題の抽出を行う。また、断層破碎物質等を用いた低活動性断層評価手法については、補備的な現地調査を行うとともに、これまでの検討結果を取りまとめ、課題を抽出する。これらの検討結果を合わせて断層の再活動性評価手法について総合的な取りまとめを行う。以上の成果は、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1) 力学的な断層再活動性評価手法の検討

1)-1 平成22～26年度の5年間における各年度の実施内容の概要

[平成22年度]

広域的な地殻変動に起因する応力場変換に対応する地質断層の再活動プロセスに対する事例研究（鹿児島県甕島列島）を行い、地質情報から過去の応力場を読み解くために開発した新たな解析手法について検討を行った。その結果、①傾動した岩体中に発達するスリップデータに有効な応力逆解析手法を提案し、②段階的傾動補正を組み入れた応力逆解析により褶曲地域での既存構造（断層）の形成・活動時期を制約できる可能性と、③従来は困難であった褶曲地域での広域応力場と局所的に働く応力との関係性を把握できる可能性を示した。

[平成23年度]

活断層である岐阜県阿寺断層およびその周辺域を対象として、断層周辺で起こった微小地震を用いて推定した広域応力場と、断層試料から得られる断層条線から推定した断層の運動方向との相関性の検討を行った。その結果、断層中軸部の運動方向は広域応力場で運動する方向と調和的であるが、最新の断層活動の断層面から0.3-100 m離れたダメージゾーンに発達する小断層のすべり方向は広域応力場に不調和なものが多く、活断層主断層面とその周辺部のダメージゾーン形成に係わる応力の時間発展あるいは空間分布の解析が、断層のズレ運動発生の評価において重要であることを示した。

また、海溝型巨大地震発生による上盤側プレートの地殻応力場変化とそれに伴う地質断層の再活動の関係を理解するため、海溝型巨大地震発生前後の地殻応力場変化の把握とその応力場と断層運動方向の関係について、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震（Mw=9.0）の発生一か月後の2011年4月11日に福島県いわき市で発生した福島県浜通りの地震（Mw=6.6）を引き起こした断層活動の検討を行った。その結果、この断層活動は断層の形成に至る初期の最適の応力開放条件以外であっても、地質断層の再活動が発生し得ることを顕著に示した事例であり、広域地殻変動のモデル化にあたっては、定常的な応力場環境だけでなく、巨大地震発生等のカタストロフィックな条件下の検討が必要であることを示した。

[平成24年度]

現在の応力場と断層再活動性の空間分布の関係を理解するため、ある基準応力と各地点で求めた応力の類似度（あるいは非類似度）に基づいて応力の空間的な不均一性を評価する手法（応力マッピング手法）を開発し、跡津川断層周辺地域および、南海地震等の将来の海溝型巨大地震の発生が想定されている南海トラフ沿いの中国～四国地域での適用性について検討を行った。その結果、この手法が応力の空間不均一性を客観的に評価することが可能であること、この手法により表現される応力の空間不均一性と地球物理的な観測情報（速度構造、重力、比抵抗、等）や地質情報との比較検討が可能であることを示した。

また、既存断層（あるいは地質断層）の再活動性を評価する際の、断層活動性を支配すると考えられる力学的要素を整理し、それぞれ力学的要素に対しての数値シミュレーションによる既存研究をレビューし、現状の知見と今後取り組むべき課題について整理を行った。その結果、①断層形成時および最も活動的なステージにおける断層と応力の状態をクーロンの破壊基準に基づく断層再活動性評価手法により適切に評価することが可能であること、②活動度が著しく低下した後の断層の再活動、すなわち地質断層の再活動時においても同様にクーロンの破壊基準に基づく断層再活動性評価手法によって活動性を適切に評価することが可能であること、③不連続体の運動である断層活動を再現する上で個別要素法などの離散体シミュレーションが有効であり、数値シミュレーションを用いることで断

層再活動性評価に必要な断層の形状・物性および周囲の応力状態のモデル化が可能であることを示した。

[平成 25 年度]

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、断層の活動性の時間変化について既存文献のレビューによる検討を行った。その結果、①地形的特徴から検出されにくい断層の存在について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地殻浅所の不均質性や応力の不均質性に関わる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、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においては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。

また、東北日本の活断層を対象として力学的断層活動評価手法の適用性について検討を行い、Slip tendency (ST) に基づく断層活動性評価手法が有望であること、ST に基づく断層活動性評価手法においては断層パラメータの設定が重要であることを示した。

[平成26年度]

地質断層の再活動性の評価手法について、地殻応力や間隙水圧と断層姿勢等の幾何学・力学パラメータの関係等について情報を収集し、これらの情報等に基づく ST に基づく数値計算および断層運動シミュレーション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と課題の抽出を行った。ST に基づく断層活動性評価手法を東北地方と山陰地方の地質断層に適用したところ、その活動度と概ね整合的な結果が得られた。

また、応力の時間変化に伴う断層活動の反応性を検討するために、房総半島外房地域を対象として応力場の時間変化と断層活動様式の変化の関係について検討を行った。その結果、過去 100 万年間での応力場変化によって地質図規模の断層の運動様式（すべり方向およびセンス）が変化した可能性を示し、それらの断層の活動性は ST での評価結果と調和的であることを示した。これらの検討結果を合わせて断層の再活動性評価手法について総合的な取りまとめを行った。

1)-2 力学的基準に基づく断層活動性評価手法の天然の地質断層への適用性の検討

力学的な基準に基づく断層再活動性評価手法として、断層活動がクーロン破壊基準（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）では、クーロンの破壊基準による断層活動性評価の適用性の検討として、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、断層活動性評価手法として利用可能であることを示した。また、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）では、力学的基準に基づく地質断層活動性評価手法の天然データへの適用性を、東北地方の活断層を対象に検討し、Slip tendency (ST) に基づく断層再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ことを示した。また、評価時に結果を左右する入力パラメータの不確実性による影響度についても検討し、手法の課題抽出を行った。平成 26 年度は、現在活動的ではないと考えられている「地質断層」において、活断層同様の検討をすることで、力学的基準に基づく地質断層活動性評価手法の有効性を検討する。また、現状として最も良く入力パラメータが決められる活断層事例に対し

て手法を適用することで、どの程度まで活動性評価ができるのかを検討する。

(1) 天然の地質断層データに対する力学的基準に基づく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地質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。

- ① 地質断層に対して「STに基づく断層再活動性評価手法」(Morris *et al.*, 1996)を適用し活動性を評価する。
- ② 既知の地質断層は十分”活動性が低い”と考えられる。
- ③ 地質断層を力学的活動性評価手法で評価した場合、「低活動的」と評価できることを確認することで、①の力学的活動性評価手法の地質断層への適用性を検証する。

(2) Slip tendency (ST) に基づく断層再活動性評価手法

本報告書では、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2014)と同様にSTを用いた活動性評価手法の有効性を検討する。 τ をせん断応力、 σ_n を垂直応力とすると、3次元的なMohr-クーロン理論に基づき、 $\tau_s = \tau / \sigma_n$ で表現される値をSTとすることで、ST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(Morris *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、Morris *et al.* (1996)によって提案された、ST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) 解析に使用するデータ

Slip tendency (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。

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。地質断層に対するこれらの情報として、「日本の断層マップ」(小坂ほか, 2011)に掲載されている断層情報を利用した。「日本の断層マップ」に掲載される断層のうち、走向・傾斜ともに収録されている断層のみを用いて解析を行った。また、一つの断層(セグメント)に対して複数の走向・傾斜が記載されている場合は、代表値として先頭に記載されている走向・傾斜情報を用いた。なお、対象地域の文献調査により、取得できた断層の走向・傾斜情報を追加した。

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、地質断層の再活動性を考えた場合、基本的にそれらの既存断層面に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十分低い値を示すと考えられる。また、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、今回の解析ではデータとして用いていない。

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。本検討では、防災科学技術研究所により公開されている広帯域地震観測網(F-net)の震源メカニズム解に対して、応力逆解法(Michael, 1984)を用いて応力を推定した。解析には1997年1月14日から2012年12月

31 日までに発生した、深度 30km までの F-net の震源メカニズム解を用いた (図 1.2.1.2-1)。また、今回は 20 万分の 1 図郭毎にその領域内に含まれるメカニズム解を解析することで、その地域の応力とした (図 1.2.1.2-2)。なお、95% 信頼区間での最適解として推定された最大圧縮主応力軸 (σ_1 軸) の方位・傾斜、最小圧縮主応力軸 (σ_3 軸) の方位・傾斜、また平均応力比 (信頼区間中の最小・最大応力比の平均値) (Φ) を用いて ST の計算を行った。

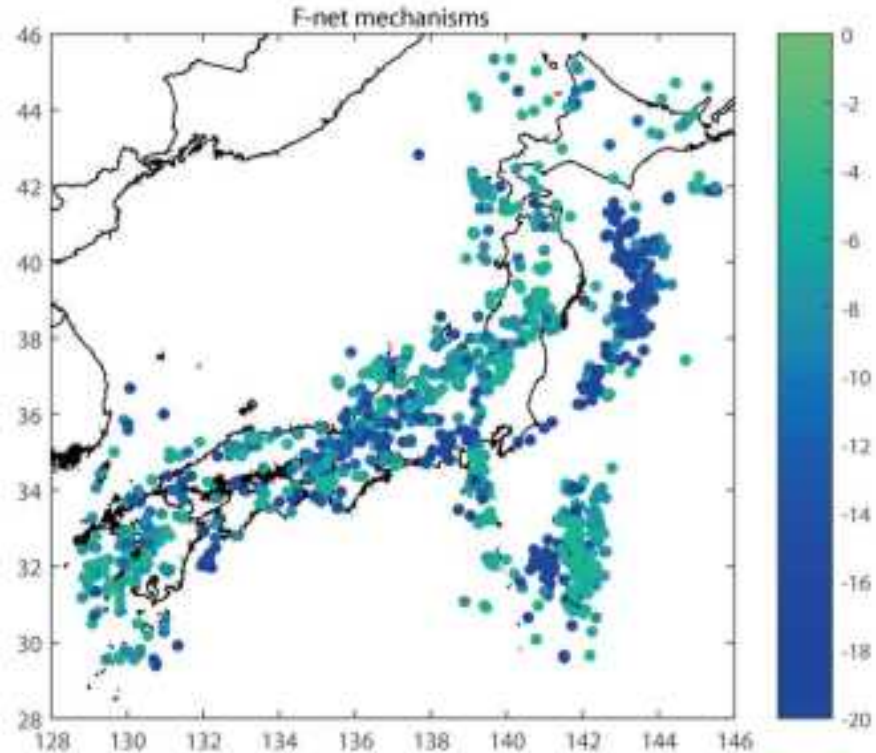


図 1.2.1.2-1 応力逆解析に用いた震源メカニズム解の空間分布。カラースケールは震源の深度を示す。

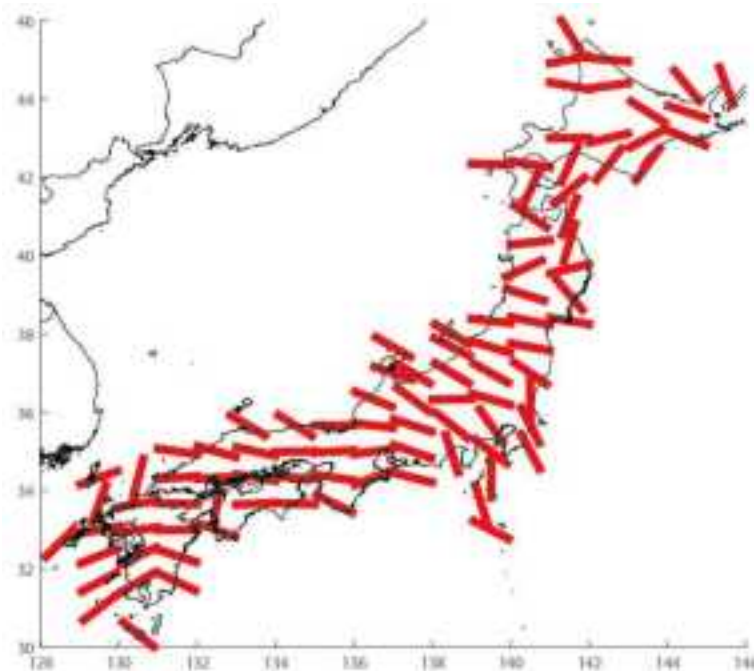


図 1.2.1.2-2 応力逆解析により求められた、最大圧縮主応力軸の方向の走向 (水平成分)。

(4) STによる東北地方の地質断層活動性評価と有効性の検討

対象地域は、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）で活断層への活動性評価手法の適用性を確認した東北地方のうち、地質断層情報の十分ある3地域（「新庄および酒田」「秋田・男鹿」「盛岡」）とした。

・「新庄および酒田」地域

「新庄および酒田」地域では、応力逆解法に141個の震源メカニズムを用いた。その結果、 σ_1 軸の方位N17.0°W・傾斜3.9°、 σ_3 軸の方位N10.5°W・傾斜85.6°、平均応力比0.486を得た。「新庄および酒田」地域では、走向・傾斜情報を有する地質断層39条について上記の応力状態でのST算出を行った（図1.2.1.2-3）。その結果、すべての断層が0.65を下回る低いSTの値を示した（図1.2.1.2-4）。

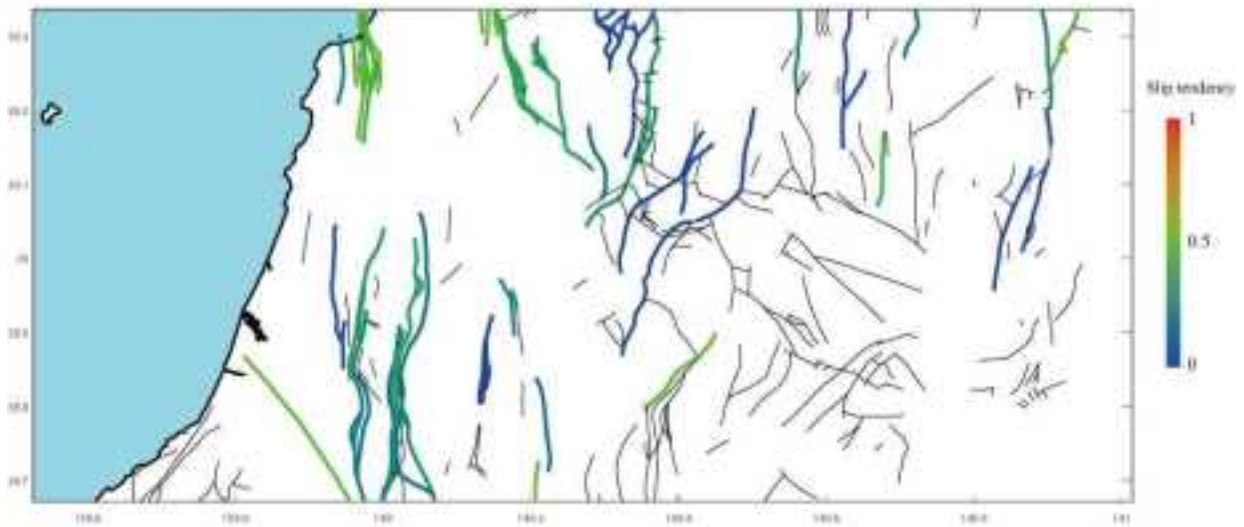


図1.2.1.2-3 「新庄および酒田」地域における地質断層の slip tendency の値。

着色された線はslip tendencyを計算した（走向・傾斜情報を有する）地質断層。黒線は地質断層であるが、走向または傾斜情報が未知であるため、slip tendencyの算出は行えなかった。

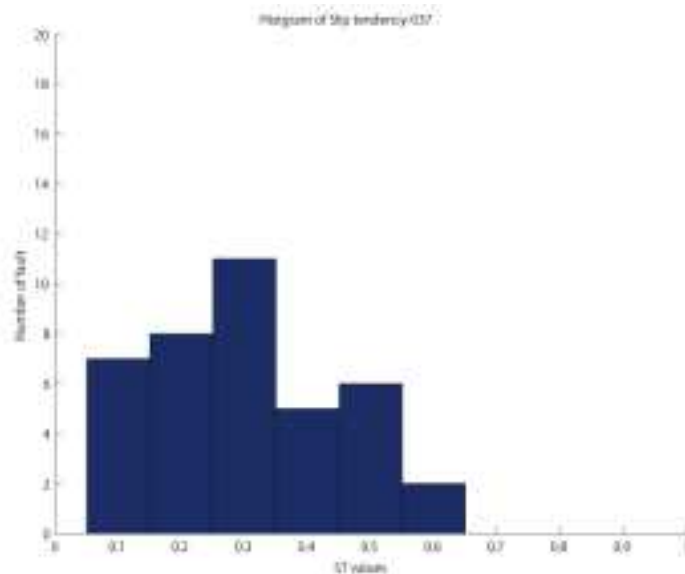


図1.2.1.2-4 「新庄および酒田」地域における地質断層の slip tendency 値のヒストグラム。

・「秋田・男鹿」、「盛岡」地域

「秋田・男鹿」地域では、応力逆解法に 25 個の震源メカニズムを用いた。その結果、 σ_1 軸の方位 $N24.3^\circ E$ ・傾斜 7.5° 、 σ_3 軸の方位 $N46.7^\circ W$ ・傾斜 68.1° 、平均応力比 0.229 を得た。また、「盛岡」地域では、応力逆解法に 2 個の震源メカニズムを用いた。その結果、 σ_1 軸の方位 $N76.7^\circ E$ ・傾斜 27.1° 、 σ_3 軸の方位 $N7.0^\circ E$ ・傾斜 62.8° 、平均応力比 0.492 を得た。

「秋田・男鹿」地域では、走向・傾斜情報を有する地質断層 27 条について、「盛岡」地域では、走向・傾斜情報を有する地質断層 10 条について、上記の応力状態での ST 算出を行った。これらの地域は東西方向に隣接する地域なので、解析結果を同時に示す (図 1.2.1.2-5)。その結果、ほぼすべての断層が 0.75 を下回る低い ST の値を示した (図 1.2.1.2-6)。ST0.9 程度の高い ST を示す断層が存在するが (図 1.2.1.2-5 中の A)、この断層は「日本の断層マップ」に活断層と記載されずに掲載されているが、産業技術総合研究所の公開する活断層データベースでは、北口活動セグメント (C 級活断層) として評価されている。そのため、この 0.9 程度の ST は地質断層のデータ群に含まれる活断層を検知したものであると解釈できる。

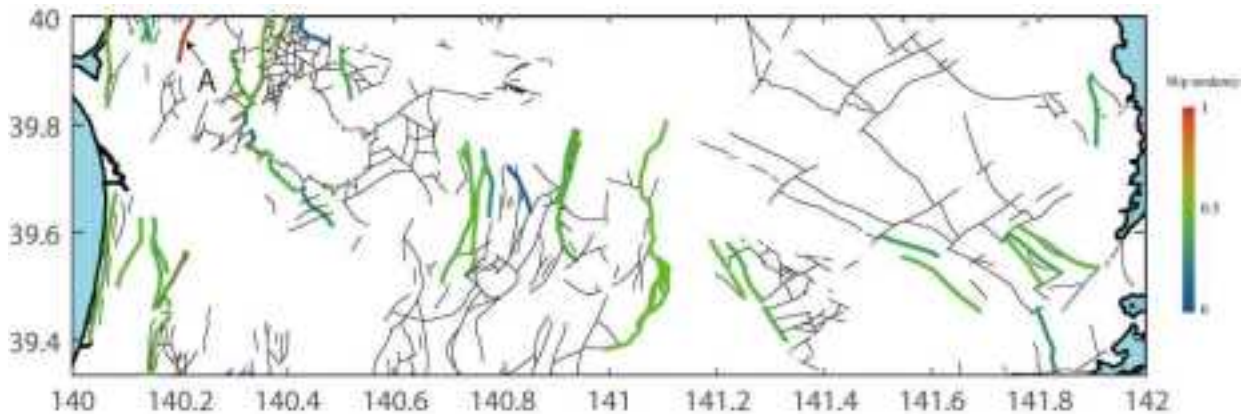


図 1.2.1.2-5 「秋田・男鹿」地域および「盛岡」地域における地質断層の slip tendency の値。

着色された線は slip tendency を計算した (走向・傾斜情報を有する) 地質断層、黒線は地質断層であるが、走向または傾斜情報が未知であるため、slip tendency の算出は行えなかった。

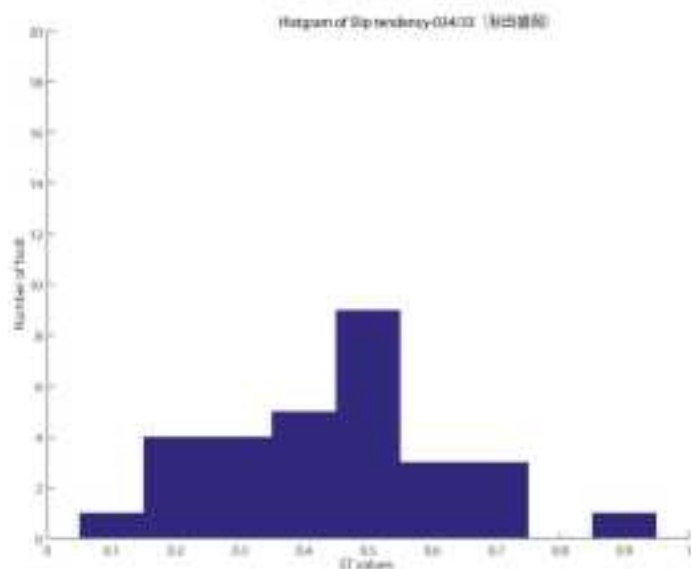


図 1.2.1.2-6 「秋田・男鹿」地域および「盛岡」地域における地質断層の slip tendency 値のヒストグラム。

以上の「新庄および酒田」「秋田・男鹿」「盛岡」の3地域の地質断層に対するST解析の結果から、以下のような結果を得た。

- ・地質断層に対するSTの値は概ね0.6～0.7を下回る。
 - ・0.9程度のSTの値を示す断層については、検証の結果活断層である可能性が示唆された。
- 一方、昨年度の活断層に対する検討結果から下記が明らかになっている。
- ・東北地方における活断層に対するSTの値は概ね0.7を上回る。
 - ・0.6を下回る断層については、活断層で無い場合や入力パラメータが適切では無い可能性がある。
- 以上のことから、STにより東北地方の地質断層活動性を評価した場合、活断層に対しては活動的な結果（高いST）、地質断層に対しては非活動的な結果（低いST）が得られることが確認された。このことから、STによる東北地方の地質断層活動性評価の有効性は高いと考えられる。

ただし、ここで活断層と地質断層を分けるSTの値として0.6～0.7程度が示唆されるが、これらの値に現状としては物理的な意味は検討していない。つまり、他の地域においても同様に0.6-0.7を境にして活断層と地質断層が別れるとは限らない。本検討で見出された点は、断層の活動性が高いものはSTが高く、活動性が低いものはSTが低いという傾向があるということであり、STの値から個別に活動性を評価するには物理的な解釈も含め、今後の検討課題である。

(5) STによる山陰地方の地質断層活動性評価と有効性の検討

前項では東北地方を対象にSTによる地質断層活動性評価を行ったが、本項では西南日本を対象に同様の検討を行う。対象地域として、東北と同様に火山弧を含む山陰地域（「松江および大社」、「鳥取」）において、検討を行った。

・「松江および大社」「鳥取」地域

「松江および大社」地域では、応力逆解法に57個の震源メカニズムを用いた。その結果、 σ_1 軸の方位N30.3°W・傾斜10.6°、 σ_3 軸の方位N58.8°E・傾斜5.0°、平均応力比0.531を得た。「鳥取」地域では、応力逆解法に52個の震源メカニズムを用いた。その結果、 σ_1 軸の方位N32.0°W・傾斜5.0°、 σ_3 軸の方位N57.9°E・傾斜0.3°、平均応力比0.693を得た。

「松江および大社」地域では、走向・傾斜情報を有する地質断層10条について、「鳥取」地域では、走向・傾斜情報を有する地質断層3条について、上記の応力状態でのST算出を行った。これらの地域は東西方向に隣接地域なので、解析結果を同時に示す。その結果、0.5～0.9程度のSTの値を示した（図1.2.1.2-7）。

地質断層に対するSTの値としては、東北地方と同様な低い値が期待されたが（東北地方の場合は0.6～0.7を下回る）、山陰地域は過半数がこれらの値を上回った。これらの原因として、以下の3点が想定される。

- ・入力パラメータが適切ではない可能性
- ・地質断層と想定されているものの中に活断層が含まれている可能性
- ・対象地域の地質断層が将来的に活動する可能性

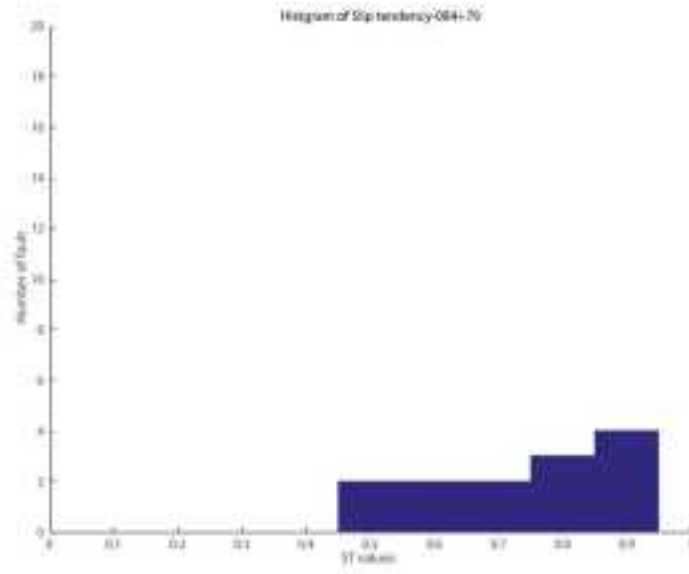


図 1.2.1.2-7 「松江および大社」地域および「鳥取」地域における地質断層の slip tendency 値のヒストグラム。

上記のうち、入力パラメータが適切ではない可能性については、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）が活断層に対して行ったのと同様に、入力パラメータの不確実性を検討する必要がある。地質断層と想定されているものの中に活断層が含まれている可能性は、前項の東北地方の解析時にも「北口活断層セグメント」（図 1.2.1.2-5 中の A）に対して同じ問題が生じている。山陰地方は、花崗岩などの結晶質岩が地表に広く分布し、年代測定が可能な堆積層の分布が限られる。また、対象地域近傍では、鳥取県西部地震（2000 年 10 月 6 日）が発生している。しかし、この地震は活断層やその可能性が高いリニアメントが知られていなかった場所で発生した（杉山ほか，2004）。このことから、山陰地域において地震を引き起こすような活断層は、必ずしも顕著な活断層地形を形成しておらず、現状として活動的な断層を「活断層」と認定しきれていない可能性が存在する。これについては、今後現地調査を行うなどして、解析結果に対応する断層の状況（活断層である可能性）について検討する必要がある。対象地域の地質断層が将来的に活動する可能性については、今後さらに複合的な検討が必要である。例えば、最近の研究では、GNSS の解析により山陰地域で歪集中帯の存在が指摘されている。今後、山陰地域で歪みに伴う地殻変動が進行し続ければ、地質断層とされた既存断層があらたに活動するかもしれない。

1)-3 詳細な入力パラメータ（断層形状・応力）を用いた活断層評価事例

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）は、ST による断層活動性評価において解析に用いる入力パラメータの不確実性が結果に大きな影響を与えることを指摘している。平成 26 年度は、現状として解析のための入力パラメータが最も詳細に決められている活断層の一つとして、福島県浜通り地震時に活動した、井戸沢断層・湯ノ岳断層について解析を行うことで、評価手法の適用性および入力パラメータを詳細に決定することで、どの程度評価が可能になるのかを適用事例として示す。

(1) 詳細な入力パラメータを取得できる活断層の事例：2011 年福島県浜通り地震

2011 年東北地方太平洋沖地震（以下、本節では東北地震と標記する）から、1 ヶ月後（2011 年 4 月 11 日）に福島県浜通り地震（Mw 6.6）が発生した（図 1.2.1.2-8）。この地震は、いわき地域の井戸沢断層と湯ノ岳断層が活動することで発生した正断層型の地震である。InSAR による地震発

生後の地表変動から、断層面の形状および断層面における滑り分布が推定されている (Fukushima *et al.*, 2013). また、東北地方は一般に東西圧縮場 (例えば, Terakawa and Matsu'ura, 2010) であることが知られているのに対して、福島県浜通り地震発生域は、東北地震前から正断層型の応力場で (Imanishi *et al.*, 2012), 東北地方太平洋沖後さらにその正断層型応力が顕著になったことが報告されている (Otsubo *et al.*, 2013). いわき地域の井戸沢断層と湯ノ岳断層は、福島県浜通り地震に関連して断層面の形状および周辺の応力について詳細が明らかになっている数少ない活断層であるといえる。本検討では詳細に決定された断層形状および周囲の応力情報に基づいて、力学的な断層活動性評価手法を適用した場合の評価結果を検討する。

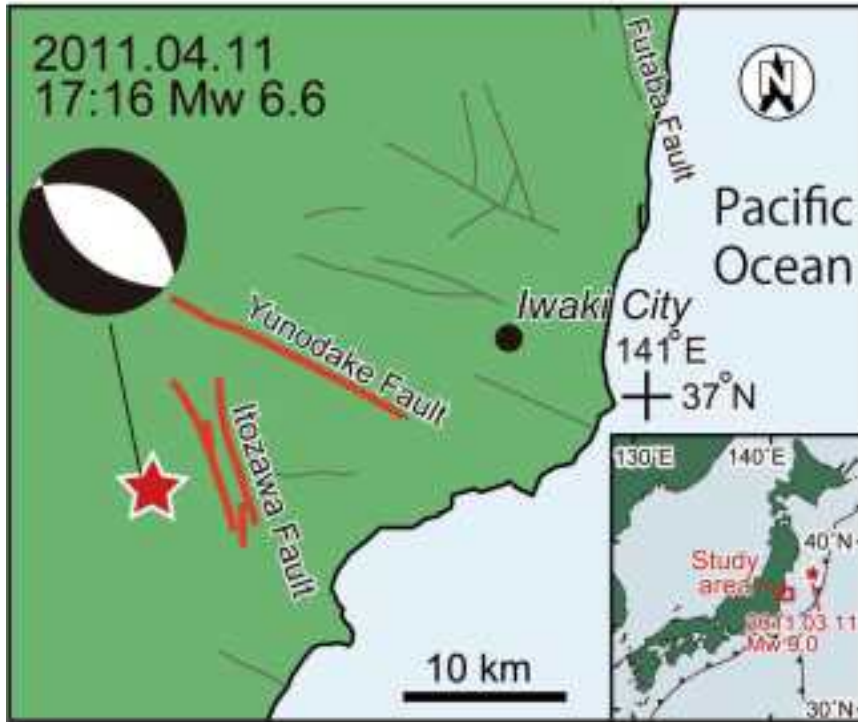


図 1.2.1.2-8 福島県浜通り地震の震源と井戸沢断層および湯ノ岳断層の位置。

(2) 解析に用いるデータ

解析に用いる断層面の形状データ (走向・傾斜) は、InSAR 解析によって得られた地震後の地表変動の逆解析により推定された断層面形状 (Fukushima *et al.*, 2013) を用いる (図 1.2.1.2-9)。また、周囲の応力情報としては、東北地震前後の微小地震の震源メカニズム解から応力逆解法により得られた応力情報を用いた (Otsubo *et al.*, 2013; Imanishi *et al.*, 2012; 表 1.2.1.2-1)。

ST 解析に用いる入力パラメータのうち、摩擦係数および間隙水圧については、井戸沢断層・湯ノ岳断層についても明らかになっていない。そのため、摩擦係数については一般的な岩石の摩擦係数 0.6 (Byerlee, 1978) を用いて、間隙水圧としては静水圧を仮定する。

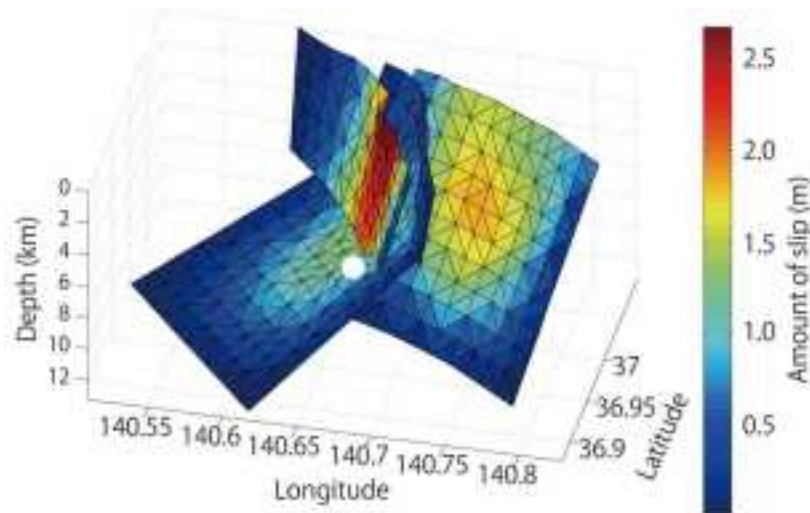


図 1.2.1.2-9 福島県浜通り地震時に活動した断層面形状 (Fukushima *et al.*, 2013) を基に作成。
白点は防災科学技術研究所公開の F-net 情報に基づく震源の位置。

表 1.2.1.2-1 微小地震の震源メカニズム解の応力逆解析により推定された応力情報。

| | σ_1 | | σ_3 | | Stress Ratio ($\sigma_2 - \sigma_3$)/($\sigma_1 - \sigma_3$) |
|------------------------------------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------|---------------------------------------------------------------------|
| | Azimuth angle ($^{\circ}$) | Plunge angle ($^{\circ}$) | Azimuth angle ($^{\circ}$) | Plunge angle ($^{\circ}$) | |
| Before the 2011 Tohoku earthquake* (1 Jan 2000 - 10 Mar 2011) | 275 | 78 | 116 | 10 | 0.65 |
| After the 2011 Tohoku earthquake** (20 Mar 2011-10 Apr 2011) | 125 | 79 | 298 | 11 | 0.24 |

* Imanishi *et al.* (2012)
** Otsubo *et al.* (2013)

(3) STによる断層活動性評価

STによる断層活動性評価を実施する上で、まず応力の絶対値の推定を行った。一般に応力の絶対値を求めるためには原位置試験やボーリグコアの解析などが必要であるが(バルナール・アマデイほか, 2012)、本地域では計測されていない。そのため、本検討では下記のような仮定をすることで、応力の絶対値を推定した。

- ①鉛直応力は地殻の上載荷重(深度および岩石密度から推定)に等しい。
- ②差応力はクーロンの破壊基準を満たす臨界状態にある。
- ③作用する間隙水圧は静水圧状態にある。

①については、地形効果や岩体に作用する浮力等の擾乱要因はあるが一次近似的には適切であると考えられる。②については、対象地域で微小地震が発生していたことから(東北地震前は低調ではあるが)、地殻には破壊に対して臨界的な応力が働いていたと推定される。③の間隙水圧については不確定ではあるが、地殻に作用する間隙水圧として一般的な静水圧を仮定する。これらの仮定により、東北地震前後の応力の絶対値を推定した(表 1.2.1.2-2)。

表 1.2.1.2-2 推定された応力絶対値.

| | σ_1 (MPa) | σ_2 (MPa) | σ_3 (MPa) | P_c (MPa) |
|-----------------------------------|------------------|------------------|------------------|-------------|
| Before the 2011 Tohoku earthquake | 170.4 | 144.8 | 97.4 | 62.9 |
| After 2011 the Tohoku earthquake | 169.3 | 114.4 | 97.0 | 62.9 |

推定された応力に基づいて、井戸沢断層および湯ノ岳断層の断層面における ST を計算した。まず、それぞれの断層に対して、断層面形状を表現する三角ポリゴン毎にその面における法線応力およびせん断応力を求めた。断層面における法線応力は東北地震前後で減少している (図 1.2.1.2-10)。逆に、断層面におけるせん断応力は東北地震前後で増加している (図 1.2.1.2-11)。これらに基づいて東北地震前後の ST を計算すると、東北地震前には全体的に低かった ST が、東北地震後に高くなっていることが明らかになった (図 1.2.1.2-12)。この結果は、東北地震前には福島県浜通り地震が発生しておらず、東北地震後に福島県浜通り地震が発生したと整合的である。つまり、ST による活動性評価により、活動性が低い (低 ST) と推定される東北地震前には実際に対象断層は活動しておらず、活動性が高い (高 ST) と推定される東北地震後に地震が発生した。このことから断層形状 (走向・傾斜) および周囲の応力を詳細に決定することで、現在観察されるような活断層の活動に整合的な ST 解析の結果を得ることができたと考えられる。

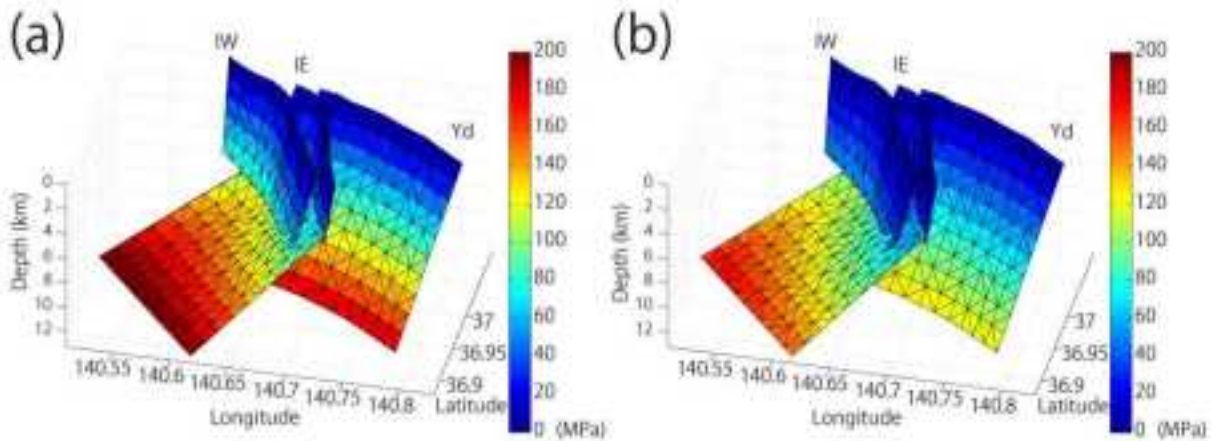


図 1.2.1.2-10 東北地震前後の断層面に作用する法線応力。(a) 東北地震前の法線応力。(b) 東北地震後の法線応力。

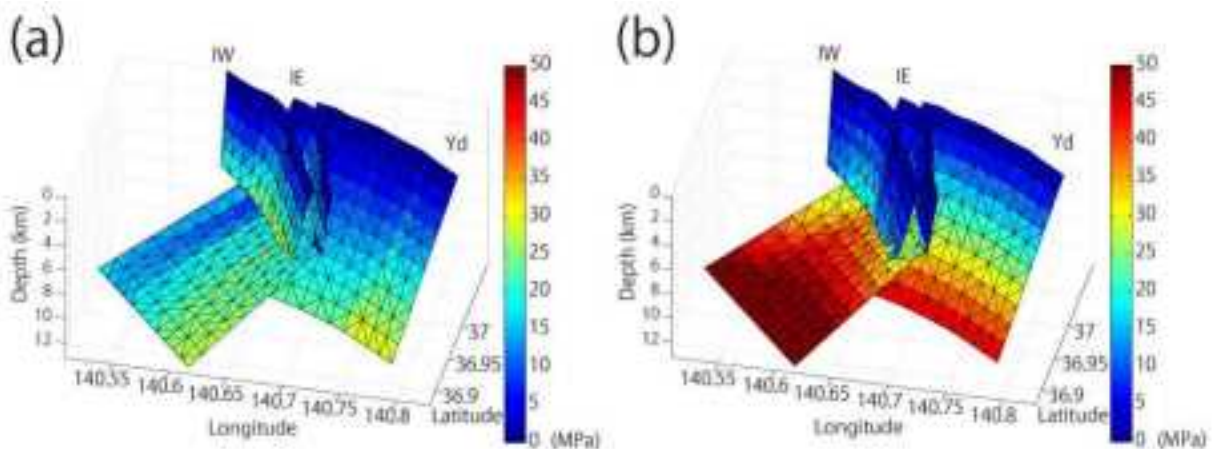


図 1.2.1.2-11 東北地震前後の断層面に作用するせん断応力。(a) 東北地震前のせん断応力。(b) 東北地震後のせん断応力。

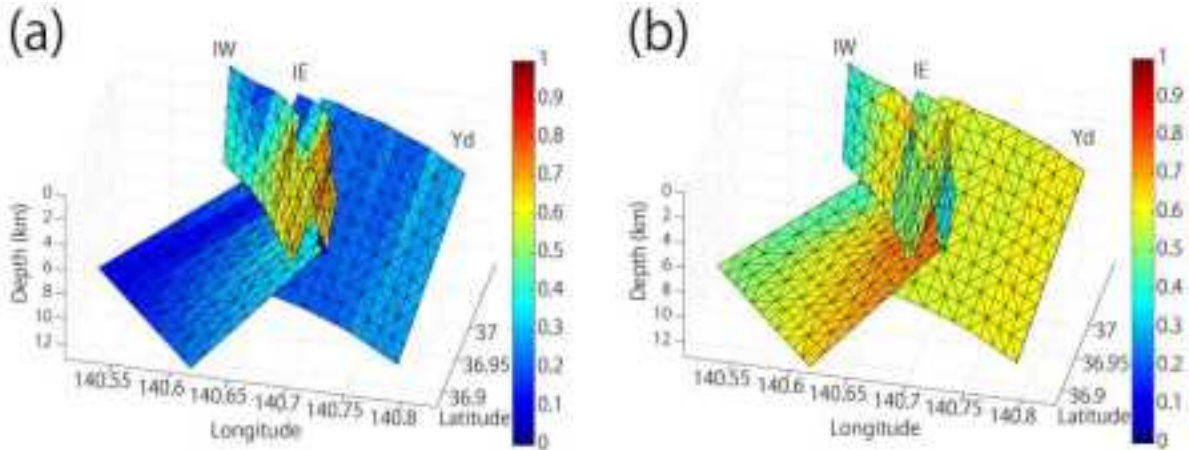


図 1.2.1.2-12 東北地震前後の断層面における slip tendency の値。
 (a) 東北地震前の slip tendency の値。 (b) 東北地震後の slip tendency の値。

(4) 入力パラメータ決定に残る課題

依然として課題はあるが、断層面の形状は稠密な地質調査、ボーリング調査や物理探査により推定できる可能性がある。また、周囲の応力についてもボーリングコアの解析や原位置試験および微小地震の解析などにより推定できる可能性がある。しかしながら、断層面の摩擦係数および間隙水圧については、未だ決定するための手段が確立していない。そこで、上記のように詳細に断層形状および応力が決定している場合であっても生じる、摩擦係数および間隙水圧の不確定時の評価手法の適用可能性および課題について検討する。

まず、断層の活動性を大きく変える摩擦係数について検討する。断層における低い摩擦係数の報告例として、サンアンドレアス断層における断層粘土の摩擦係数 0.2 が挙げられる。また、高い摩擦係数としては Byerlee (1978) による 0.8 などが挙げられる。そこで、摩擦係数が未知な井戸沢断層および湯ノ岳断層に対して、摩擦係数が低い場合 (0.2) と摩擦係数が高い場合 (0.8) についてそれぞれ ST を計算した (図 1.2.1.2-13)。この時、地殻応力を支える周囲の岩体の摩擦係数としては、先ほど仮定した 0.6 で固定して計算している。すなわち、井戸沢断層および湯ノ岳断層の摩擦係数が周囲に比べて低い場合と高い場合を計算した。その結果、摩擦係数が低い場合も高い場合も、東北地震発生前よりも東北地震発生後の方が高い ST を示した。つまり、摩擦係数を異なる値で計算しても、東北地震前後の活動性の大小の関係は変化しなかった。一方、異なる摩擦係数で計算することで、ST の絶対値は大きく変化している。例えば、東北地震後の ST を摩擦係数が低い場合と高い場合で比べた場合、低い場合では全体的に ST が 1 より高い値を示すのに対し、摩擦係数が低い場合は、全体として 0.6 程度よりも低い値を示す。以上のことから、同一の摩擦係数を仮定した場合の相対的な ST の大小関係については摩擦係数の不確実性の影響を受けないが、絶対値については摩擦係数の不確実性に強く影響を受けることが示された。

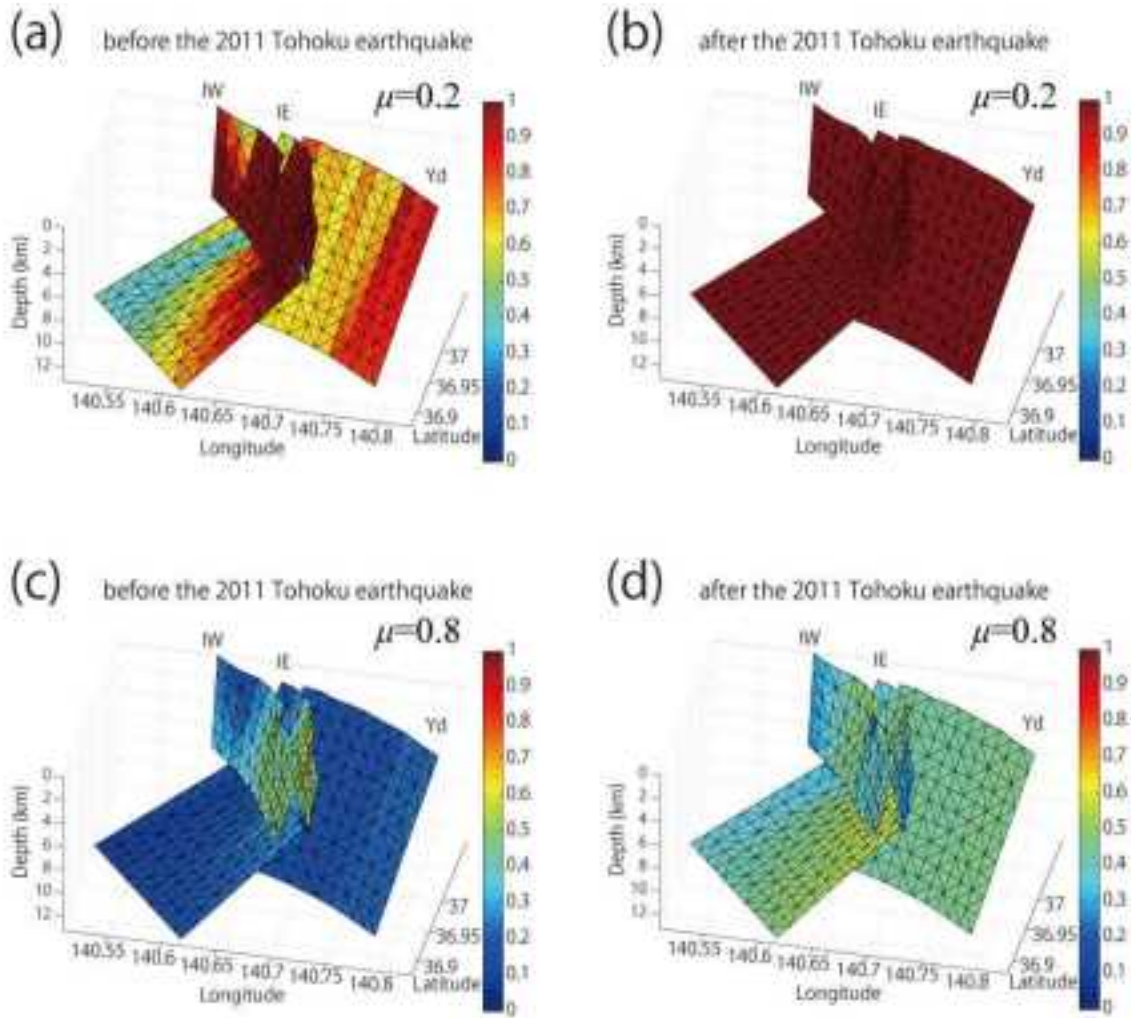


図1.2.1.2-13 摩擦係数の違いによるslip tendencyの違い。(a)低摩擦係数 (0.2) 条件での東北地震前のslip tendencyの値。(b)低摩擦係数 (0.2) 条件での東北地震後のslip tendencyの値。(c)高摩擦係数 (0.8) 条件での東北地震前のslip tendencyの値。(d)高摩擦係数 (0.8) 条件での東北地震後のslip tendencyの値。

次に、間隙水圧の不確実性について評価する。前項の ST 評価においては、東北地震後であっても ST が 1 を超えるような値は断層面上で得られていない。このことは、たとえ断層が活動しやすかった東北地震後であっても周囲の応力状態としては断層活動に至る状況ではなかったことを示唆する。このような状況で実際に福島県浜通り地震のような断層活動を引き起こす要因の一つとして、高い間隙水圧の存在が考えられる (例えば, Sibson, 1992)。前項の解析では間隙水圧として静水圧を仮定したが、地震発生時にそれより高い間隙水圧が作用することで、地震が励起された可能性がある。そこで、東北地震前後で断層活動を励起させる (ST>1 になる) のに必要な間隙水圧を求めた。その結果、井戸沢断層の震源付近 (深度 6 ~ 7 km の井戸沢断層面上) において断層活動を励起させるのに必要な間隙水圧は、東北地震前後でそれぞれ約 70 MPa, 約 30 MPa であった。つまり、東北地震前であっても 70 MPa を超える異常間隙水圧が作用していれば、断層が活動した可能性がある。すなわち、間隙水圧の大きさを制約できない状況では、東北地震前のように低い ST を示していても断層面に作用する間隙水圧次第では断層が活動する可能性を示唆する。

上記のような、摩擦係数および間隙水圧の不確実性による断層活動性評価の不確実性については、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) でも報告されている。一方で、幾つかの仮定が

あれば次の様な制約が可能である。

まず、間隙水圧について検討する。既存断層が再活動することを考えるため、岩体には粘着力が存在しないと仮定する。本解析では、断層の周囲には微小な既存亀裂が多数存在し、これらも粘着力を持たないものと仮定する。このような仮定のもとでは、一般に間隙水圧は最小圧縮主応力より大きくなると考えられる (Sibson, 2000)。なぜなら、この状況下で間隙水圧が最小圧縮主応力よりも大きくなると、既存亀裂を押し広げることができ、この亀裂の開口により流体が移動・散逸して間隙水圧が低下すると考えられるからである。前項では 3 つの仮定に基づき、応力の絶対値を推定しており、最小圧縮主応力の絶対値も推定している (表 1.2.1.2-2)。また、間隙水圧は最小圧縮主応力分 (約 35 MPa) を超えないと推定される。井戸沢断層の断層活動を励起するのに必要な間隙水圧は、東北地震前後でそれぞれ約 70 MPa、約 30 MPa であり、東北地震後の約 30 MPa は最小圧縮主応力を超えていないのに対して、東北地震前の約 70 MPa は最小圧縮主応力 (約 35 MPa) を超えており、間隙水圧が 35 MPa を超えた時点で亀裂の開口と流体の散逸が生じて間隙水圧が低下するため、東北地震前に約 70 MPa の間隙水圧は発生せず、断層活動は生じないと考えられる。一方で、東北地震後の約 30 MPa の間隙水圧は発生可能なので、東北地震後に断層活動が生じたことと整合的と考えられる。以上のことから、既存亀裂の存在、それに伴う粘着力の低下および応力の絶対値の推定を仮定できれば、間隙水圧の取りうる範囲を制限することができ、断層の活動性評価結果を制約することができる。

また、摩擦係数の不確実性についても同様の制約が可能である。摩擦係数を 0.2 から 0.8 まで変化させることで、震源周辺での断層活動の励起に必要な間隙水圧は変化する (図 1.2.1.2-14)。東北地震後の場合は、摩擦係数を 0.2 から 0.7 程度まで変化させても、最小圧縮主応力を超えない間隙水圧で断層活動が励起される。東北地震後の応力下では、摩擦係数の違いによる ST の推定値の違いはあっても、異常間隙水圧が加わることで断層活動が励起される可能性を持つ。一方で、東北地震前の場合は、断層活動を励起するのに必要な間隙水圧が最小圧縮主応力より低くなるのは、摩擦係数 0.25 程度より低い場合である。これはサンアンドレアス断層で報告されたような低い摩擦係数の状況下でしか断層が活動しないことを示し、摩擦条件としては難しい。以上のことから、間隙水圧を制限した方法により、摩擦係数についても取りうる範囲を制限することができ、断層の活動性評価結果を制約することができる。

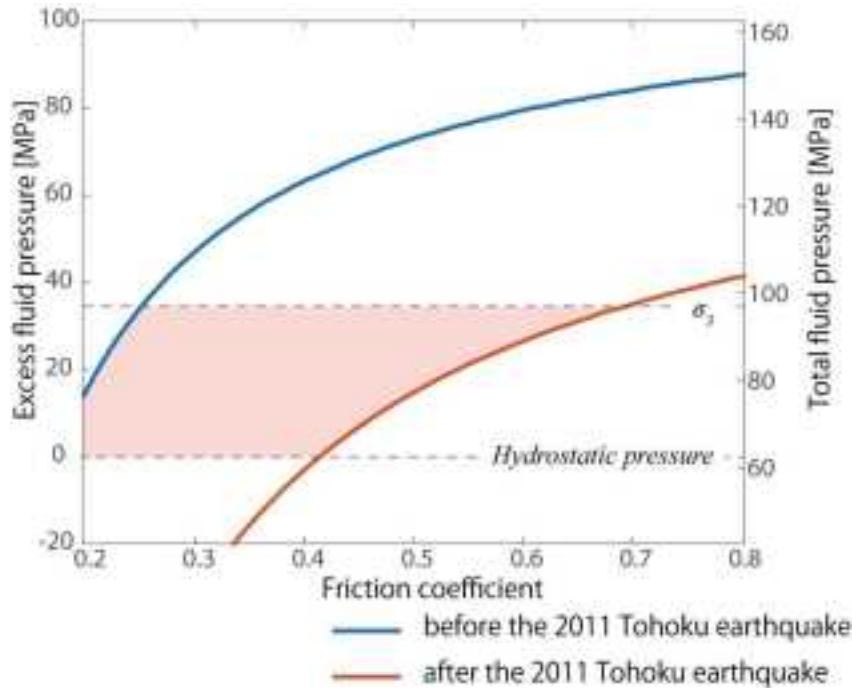


図1.2.1.2-14 摩擦係数と断層活動を励起するのに必要な間隙水圧。異常間隙水圧を左の縦軸、全間隙水圧を右の縦軸に表示。青線が東北地震前の応力状態、赤線が東北地震後の応力状態をそれぞれ示す。オレンジ色の領域が間隙水圧の存在する領域。

以上をまとめると、福島県浜通り地震のように、断層形状および周囲の応力が決定している場合でも、摩擦係数や間隙水圧の不確実性により断層活動性評価にも不確実性が生じる。しかし、岩体の強度や応力、間隙水圧の絶対値などを仮定（あるいは実測）することができれば、間隙水圧や摩擦係数を制限し、力学的な断層活動性評価結果も制約することができる可能性がある。

ただし、断層の形状（走向・傾斜）および応力情報が詳細に求められている例として福島県浜通り地震時の井戸沢断層および湯ノ岳断層について評価したが、そもそも求めた断層の形状および応力情報についても不確実性が含まれる。また、より微細スケールの不均質性（断層面上のラフネスやそれに伴う応力擾乱など）により、局所的に断層の活動性が高まり、断層活動が励起される可能性もある。したがって、未知なパラメータの決定手法および制限方法についての検討に加え、既知のパラメータのより正確な決定および微細スケールへの拡張などの検討が今後も求められる。

1)-4 広域応力場の時間変化に対する断層活動の反応性の検討（外房地域）

ある応力場のもとでの断層すべり方向は断層面上の最大せん断応力方向と一致すると考えられている（Wallace-Bott 仮説という）（Bott, 1959; Wallace, 1951）。地層処分における長期の安全評価で考慮する必要がある10万年を超えるような時間スケールでの断層の活動性評価においては、広域応力場の時間変化に対する断層活動の反応性について理解しておく必要がある。断層の反応性がよければ、1つの断層においても同一断層面でのすべり方向が応力の時間変化に応じて変化することが想定される。断層のすべり方向が安全評価期間内に変化すれば、評価期間内における処分施設の直接破壊の可能性が変化し、また地下水流動系が変化する可能性を生じる。本研究では、処分場施設に大きな影響を与える可能性が高い処分施設スケールを超える地質図規模の断層を調査対象とし、先行研究で短い時間スケールで広域応力場が変化していることが報告されている地域を調査地域として、外房地域を対象として野外調査を実施した（図1.2.1.2-15）。外房地域では、上総層群梅ヶ瀬層（タービダイトを主とする砂勝ちの砂岩泥岩互層）と同層群国本層（砂岩泥岩互層および塊状砂質泥岩）の堆積

時期の境界にあたる 1.0 Ma を境に、北西 - 南東方向の σ_3 軸をもつ正断層応力場から、北東 - 南西方向の σ_3 軸をもつ正断層応力場に変化していることが報告されている (Yamaji, 2000). また、千葉県原市、勝浦市、大多喜町周辺地域には、上総層群大田代層（上位の梅ヶ瀬層に整合で覆われる）堆積時期の 1.2 Ma 頃に活動開始したと考えられる南北走向で東傾斜の長さ 10 km を超える地質図規模の断層が卓越し、これらの断層によって左ずれを起こしているように見える (図 1.2.1.2-15).

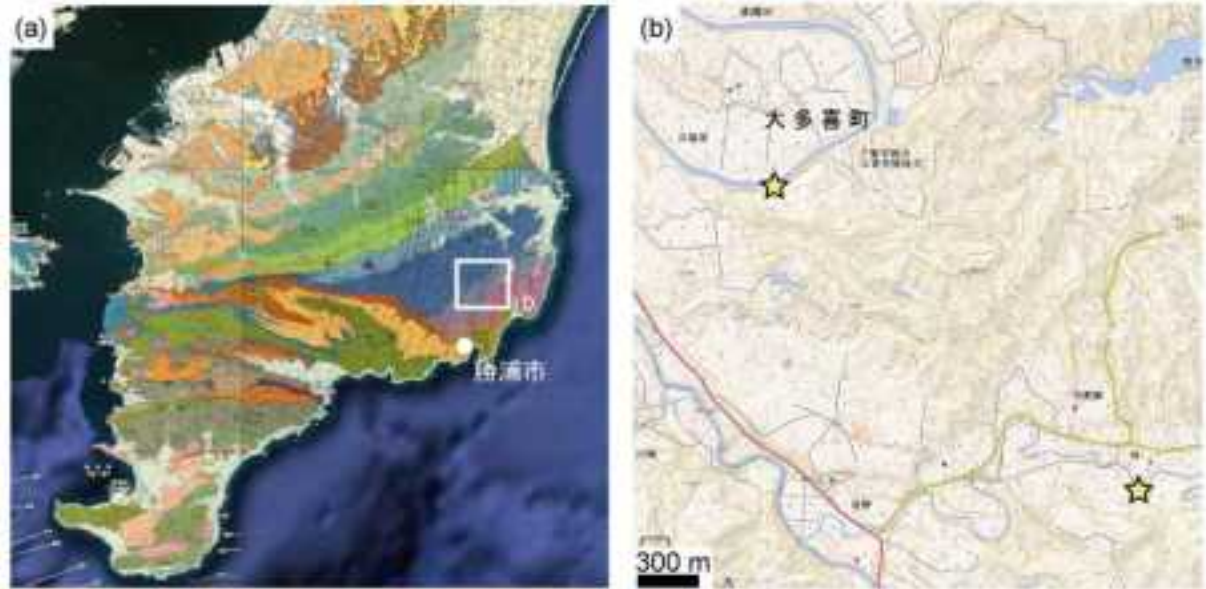


図 1.2.1.2-15 (a) 外房地域の地質図 (産総研シームレス地質図; <https://gbank.gsj.jp/seamless/>).

外房地域は、地質図スケールの南北走向で東傾斜の正断層が卓越する。これらの断層は 1.2 Ma 頃に形成されたと推定されている (Yamaji, 2000). (b) 断層データ取得地点。2断層において断層データ（断層の走向傾斜とすべり方向）を得た。

調査結果を図 1.2.1.2-16 および図 1.2.1.2-17 に示す。野外調査においては、南北走向の地質図規模の断層において 2 露頭（2 条の断層）で同一断層面での断層擦痕（断層すべりの痕跡）の重複を確認した。どちらの断層でも、同じ断層面に傾斜方向にすべり方向を示す断層擦痕と左横連れ成分が強い斜めすべりを示す断層擦痕が認められ、前者は後者に切られているのを確認した (図 1.2.1.2-16)。同一断層面での断層擦痕の重複は断層が異なる方向に再活動したことを示す。これらの断層ではどちらも破碎帯の幅が 1 m を超えており、断層の再活動に伴い破碎帯が厚くなった可能性がある。2 条の断層において、測定した新旧それぞれの断層のすべり方向は、古い活動 (図 1.2.1.2-16(c) の OLD) のすべりは 1.2 ~ 1.0 Ma 頃の応力、新しい活動 (図 1.2.1.2-16(c) の NEW) のすべりは 1.0 ~ 0.7 Ma 頃の応力で、それぞれのすべり方向をうまく説明できる (図 1.2.1.2-17)。これらの 2 条の断層を含む南北走向の地質図規模の断層は活断層とは認定されておらず (活断層研究会, 1991)、地質断層であると考えられている。これは、現在の北西 - 南東方向の σ_1 軸をもつ逆断層応力においては、これらの断層に対する ST は低い (約 0.3) ことと矛盾がない。したがって、現在地質断層となっているステージを含めて、最近 100 万年程度で 3 ステージの断層活動を経験している断層となる。なお、1.2 ~ 1.0 Ma 頃と 1.0 ~ 0.7 Ma 頃の応力では 2 条の断層に対する ST は現在の応力での ST と比較すると高い (0.7 ~ 0.5)。

以上をまとめると、外房地域では、最近 100 万年程度の間において、10 万年スケールで発生した応力変化によって地質図規模の断層がそれらの応力に応じて再活動と停止を経験したと考えられる (図 1.2.1.2-18)。検討対象とした南北走向の断層においては、活動ポテンシャルがあった時期は 1.2 ~ 0.7 Ma 頃に限定され、現在は地質断層となっていると考えられる。



図 1.2.1.2-16 断層データを得た (a) 断層露頭写真と (b) 断層面拡大写真.

(c)同一断層面上での断層擦痕の重複関係の説明図. 縦ずれ成分の強い断層擦痕が横ずれ成分の強い断層擦痕に切られている (bの点線の円内). つまり, 同じ断層面で異なる方向に再活動していることを示し, 縦ずれが先で横ずれが後である.

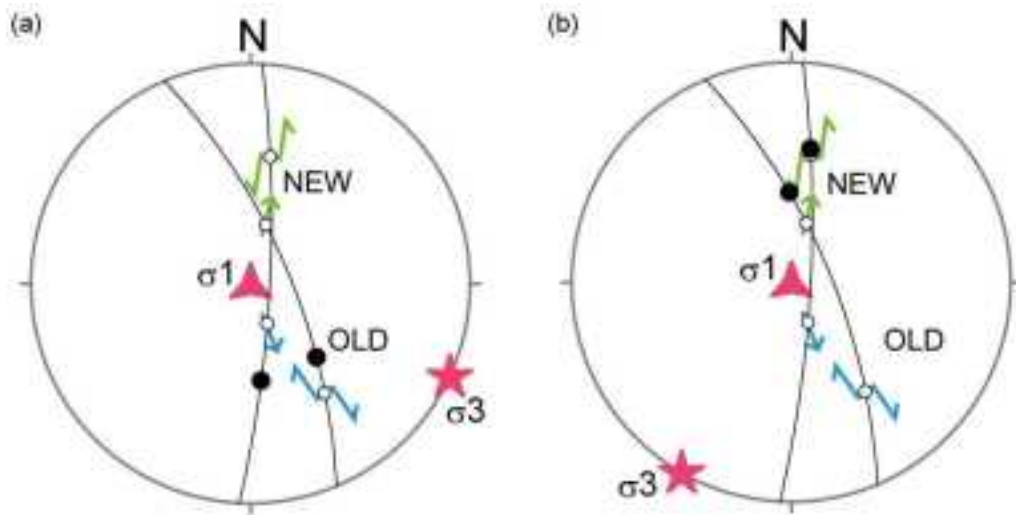


図 1.2.1.2-17 同一断層面上の断層擦痕の重複が認められた断層の断層データと Yamaji(2000) が推定した応力場の関係. ステレオネットは下半球等角投影. 矢印は断層面上で認められるすべり方向で, 青色矢印はOLD, 緑色矢印はNEWを示す. (a)1.2~1.0 Maの応力と(b)1.0~0.7 Maの応力(Yamaji, 2000). 黒丸はそれぞれの応力でのWallace-Bott仮説(Bott, 1959; Wallace, 1951)に基づいてすべる場合の理論すべり方向である.



図 1.2.1.2-18 外房地域における最近 100 万年間の応力の時間変化と南北走向の地質図規模の断層の活動の関係。
南北走向の断層に活動ポテンシャルがあった時期は 1.2～0.7 Ma 頃に限定される。現在は活断層ではないと考えられている。

1)-5 断層の再活動性評価手法に関する検討結果について

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編 (2012) および大坪ほか (2014) は、「地質断層の再活動」予測の対象として、周辺の地震によって誘発される地震活動、プレート境界部での巨大地震による応力場の変化によって活動する断層、広域応力場の変化によって再活動する断層、の三つに整理している。これらの事象に対して長期の将来予測を行うためには、現時点で整理可能な知見から次の 2 つの要因に留意する必要がある (図 1.2.1.2-19)。第一に、過去の事象からの外挿条件の変化を要因 A とする。すなわち、断層活動を引き起こす環境条件の変化と断層自身の条件 (パラメータ) の変化である。前者は、対象とする断層が活動しやすい応力に変化する可能性 (要因 A1)、断層周囲の地質構造および地質構成岩体の長期的変化により断層が活動する可能性 (要因 A2) である。後者は、対象とする断層の摩擦強度や破碎帯の発達等の変化に伴って断層が活動する可能性 (要因 A3) である。第二に、既存の過去の事象の外挿からは推測できない新規の事象、すなわち、外挿期間が十分ではないため推測できない新規事象を要因 B とする。

これらの要因の考え方を踏まえ、断層の再活動性評価の検討に関するこれまで 5 ヶ年の検討結果を、以下の 3 点で整理する。

- ① 断層活動の空間スケール・空間分解能
- ② 断層活動の時間スケール・時間分解能
- ③ 断層の摩擦強度や破碎帯発達の時間変化、およびそれらの岩体変形ポテンシャルへの影響

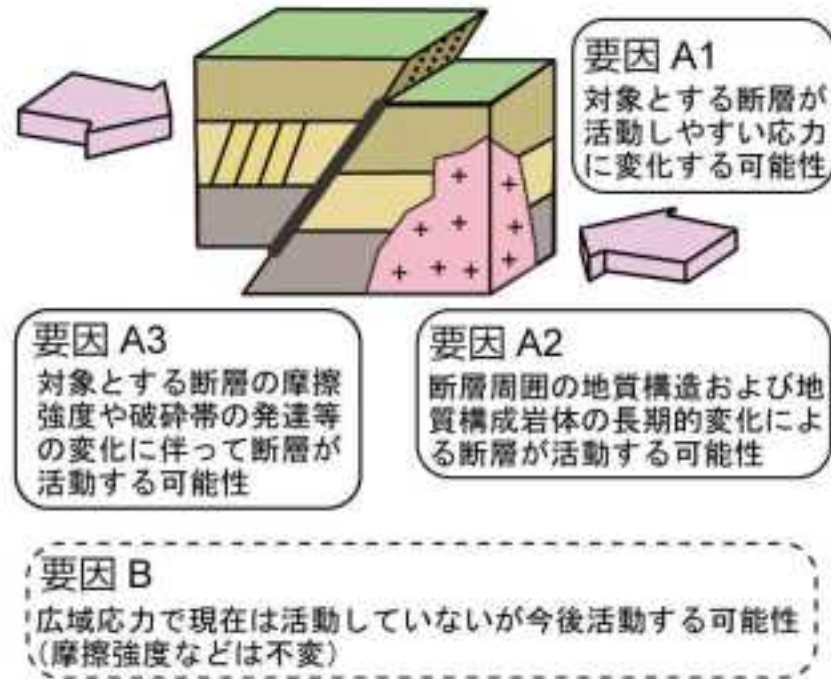


図 1.2.1.2-19 長期の断層活動性の将来予測を行う際に留意すべき要因。

(1) 断層活動の空間スケール・空間分解能

地殻応力場の第一次オーダーの大局的な空間的不均一性に応じた形で ST を用いた断層再活動性評価が可能と考えられる。およそ断層長 10 km を超えるような断層を対象として、各断層間での相対的な再活動性を評価することが可能である。ただし、ST による断層活動性評価の際には、断層形状・間隙水圧・摩擦係数などにそれぞれ不確実性があることを留意し、それぞれについて適切な推定を行うことが重要である。また、必要に応じて応力の空間スケール・空間分解能を踏まえた評価を行う。

(2) 断層活動の時間スケール・時間分解能

広域応力場の大規模な変化（例えばプレート沈み込み方向の変化によるもの）による断層再活動性の時間変化については、将来の広域応力場変化の可能性（発生要因等）とその変化量を含めた形での検討が必要である。その際は考慮すべき不確実性が地域によって異なることに留意し、プレートの沈み込み方向が変化する時間スケール（100 万～200 万年）を超えない範囲での検討が可能である。

断層の再活動性評価で取り扱う時間スケールである 100 万年間であっても、応力場が変化すれば断層の活動様式（運動方向や運動センス）が変化する可能性に留意しなければならない。例えば、房総半島外房地域では、120 万～100 万年前の北西-南東方向の σ_3 軸をもつ正断層応力場のもとで、南北走向の地質図規模の断層が形成され、100 万～70 万年前に北東-南西方向の σ_3 軸をもつ正断層応力場に変化することで、それらの断層の運動方向が変化し、その後の北西-南東方向の σ_1 軸を持つ現在の逆断層応力場のもとで断層活動が停止している。それらの応力場変化のもとで ST も、高い値（約 0.7）から低い値（約 0.3）に変化している。

応力場の変化がないあるいは少ないと考えられる地域においても、一定応力場のもとの変形場の移動に留意しなければならない。反転テクトニクスが起こっている日本海東縁の変動域の褶曲構造においては、不整合面の追跡から褶曲変形時期が推定されている。プレートの運動方向が一定とみなされている期間においても、褶曲変形の場合は、鮮新世～更新世にかけては新潟県柏崎平野周辺であった

が、火山フロント側に移動している（図 1.2.1.2-20；岸・宮脇，1996）。柏崎平野周辺の褶曲構造は、40～50 万年間という比較的短期間に大変形に達していることが明らかにされており、このことを考慮すると変形場の時間スケールは概ね 10 万～50 万年であると考えられる。近畿三角帯においては、更新世以降に形成された堆積盆地の場所が移動していることが報告されている（図 1.2.1.2-21；杉山，1991；水野，2010）。堆積盆地の形成は地下の基盤の断層活動の結果であり、堆積盆地が移動することは地殻の変形場の移動と考えることが可能である。その時間スケールも概ね 10 万～50 万年である。

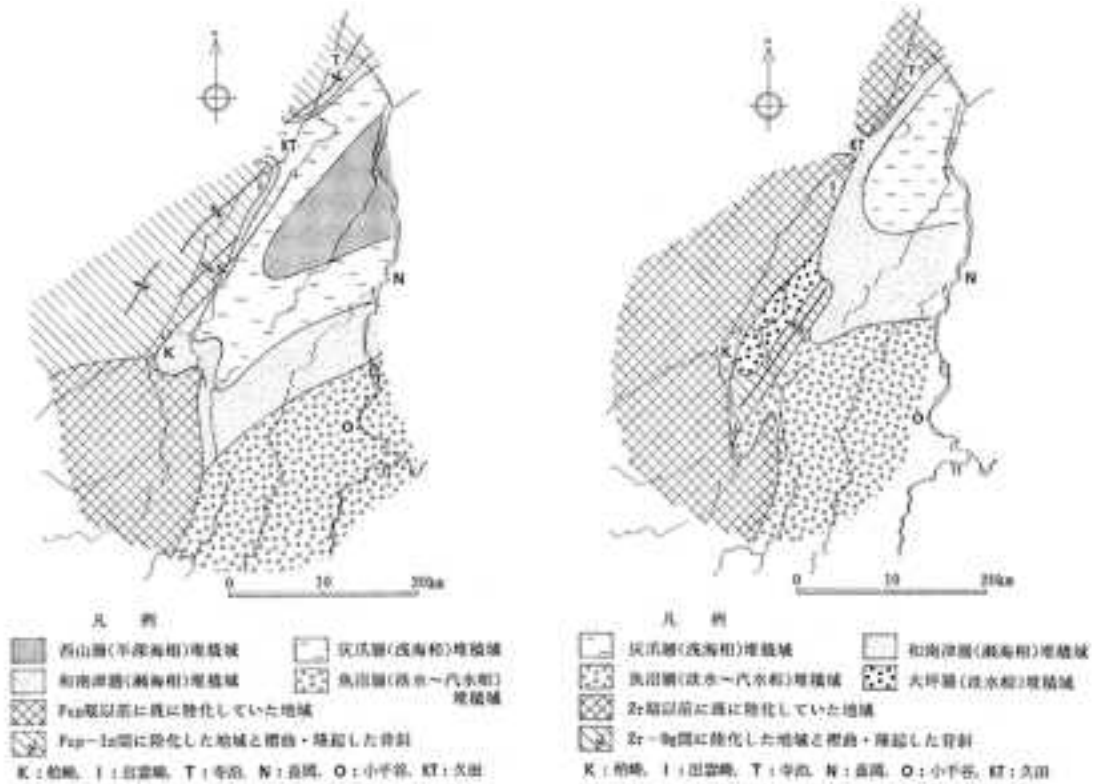


図 1.2.1.2-20 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世～更新世の褶曲の移動 (岸・宮脇，1996).
1.5 Ma から 1.0 Ma にかけて褶曲軸の位置が 5～10 km 程度東へ移動していることに注目。

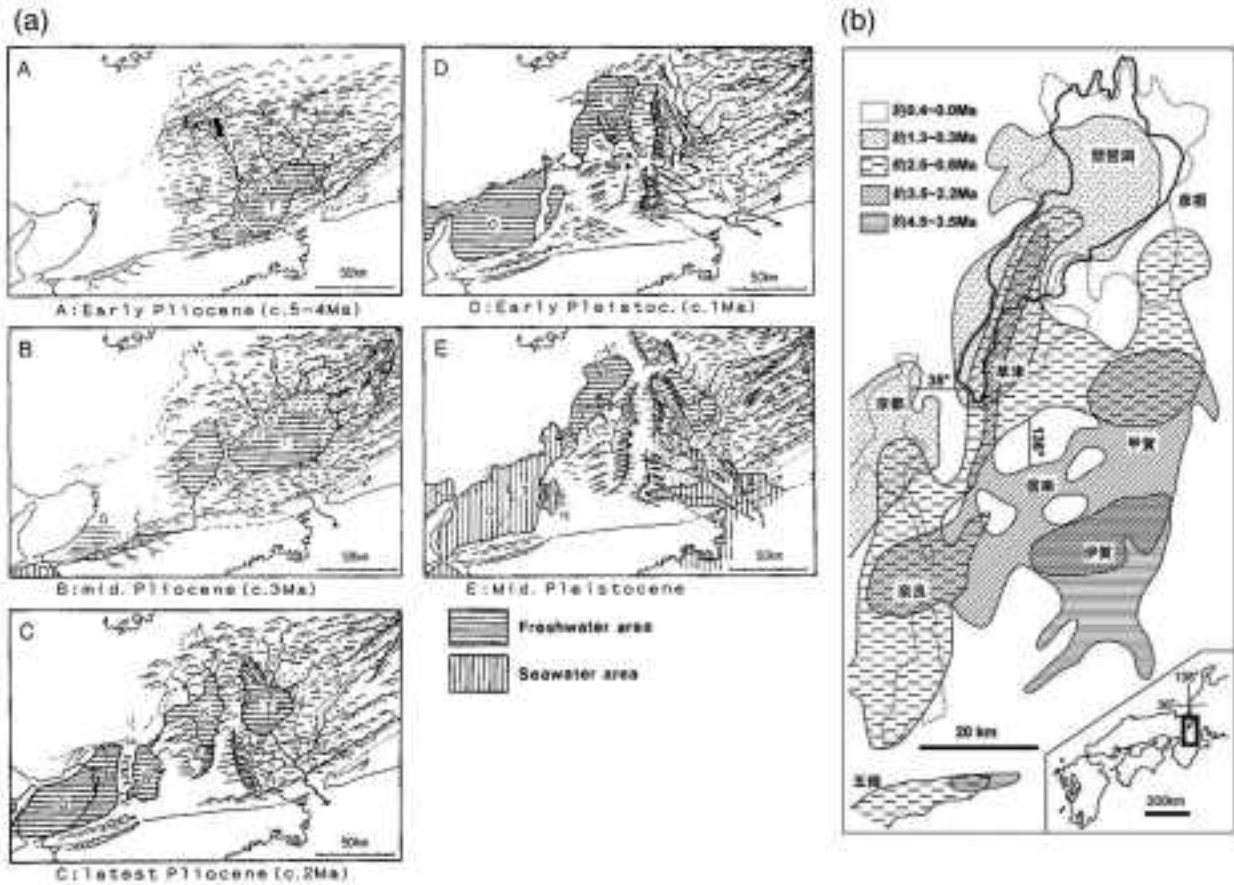


図 1.2.1.2-21 近畿三角帯における更新世以降に形成された堆積盆地の移動。(a) 杉山 (1991), (b) 水野 (2010).

(3) 断層の摩擦強度や破砕帯発達の時間変化, およびそれらの岩体変形ポテンシャルへの影響

断層の摩擦強度や破砕帯発達の時間変化, およびそれらの岩体変形ポテンシャルへの影響に関して, 1回の地震発生サイクルでの断層活動時における断層の摩擦強度や破砕帯発達に関する知見を整理することは可能である (図 1.2.1.2-22; Di Toro *et al.*, 2011). 断層が滑る前の摩擦係数は 0.6 から 0.85 の範囲になり, 摩擦係数の一般的な値として広く使用されている (Byerlee, 1978). また, 様々な岩石試料に対して高速回転摩擦試験等による地震すべり時の摩擦係数が測定されており, 地震時の高速すべりでは摩擦係数は 0.8 ~ 0.05 程度になり, 炭素を多く含む断層破砕帯では摩擦係数は相対的に低くなる (Di Toro *et al.*, 2011).

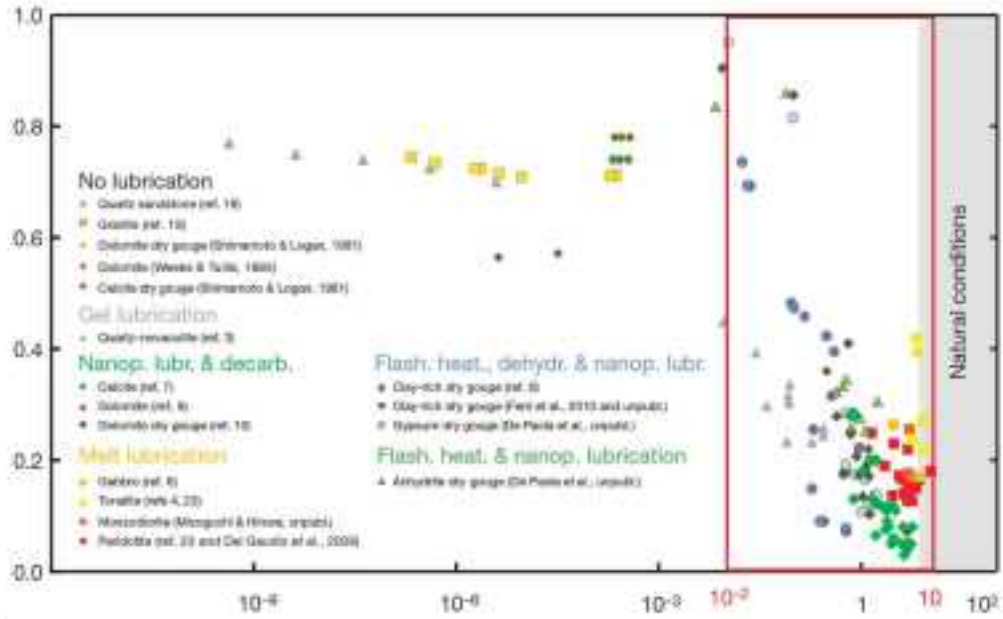


図 1.2.1.2-22 地震時の高速すべりでの摩擦係数 (Di Toro *et al.*, 2011).

1)-6 断層の再活動性評価手法に関する今後の課題

前節で整理した断層活動性の将来予測を行う際に留意すべき要因の考え方を踏まえ、断層の再活動性評価手法に関する今後の課題を、前節と同様に以下の 3 点で整理する。

- ① 断層活動の空間スケール・空間分解能
- ② 断層活動の時間スケール・時間分解能
- ③ 断層の摩擦強度や破碎帯発達の時間変化、およびそれらの岩体変形ポテンシャルへの影響

(1) 断層活動の空間スケール・空間分解能

比較的小規模な内陸型の地震に伴い誘発される断層の再活動性についての評価は、より広域・高分解能な応力評価とともに別途検討する必要がある。また、断層帯の周りでは、岩体強度の空間変化が認められる (Gudmundsson *et al.*, 2010; Faulkner *et al.*, 2006)。チリの活断層である Caleta Coloso Fault において、クラック密度から推定される岩体強度の空間変化によって応力主軸の方向が回転している可能性が報告されている (図 1.2.1.2-23; Faulkner *et al.*, 2006)。断層破碎帯 (断層コア) や断層破碎帯の外側に発達するプロセスゾーンの形成が、それぞれどのように岩体強度の空間変化に影響を及ぼすのかについて検討する必要がある。なお、断層運動に関連したすべての変形を含む領域はダメージゾーンと定義され、ダメージゾーンは断層破碎帯 (断層コア) とプロセスゾーンを全て含んだものとみなされる (図 1.2.1.2-24; Gudmundsson *et al.*, 2010; 金折, 2001)。プロセスゾーンの幅としては、50 m ~ 数 km が報告されており、断層周辺に発達する亀裂系による岩体強度の空間変化の程度・範囲が断層活動ポテンシャルにどのように寄与するのかを検討することも必要である。その際には、断層活動性の観点から、ダメージゾーン中の亀裂の発達がもたらす岩体全体としての透水性の変化や、深部からの流体の上昇流路としての機能についても検討する必要がある。

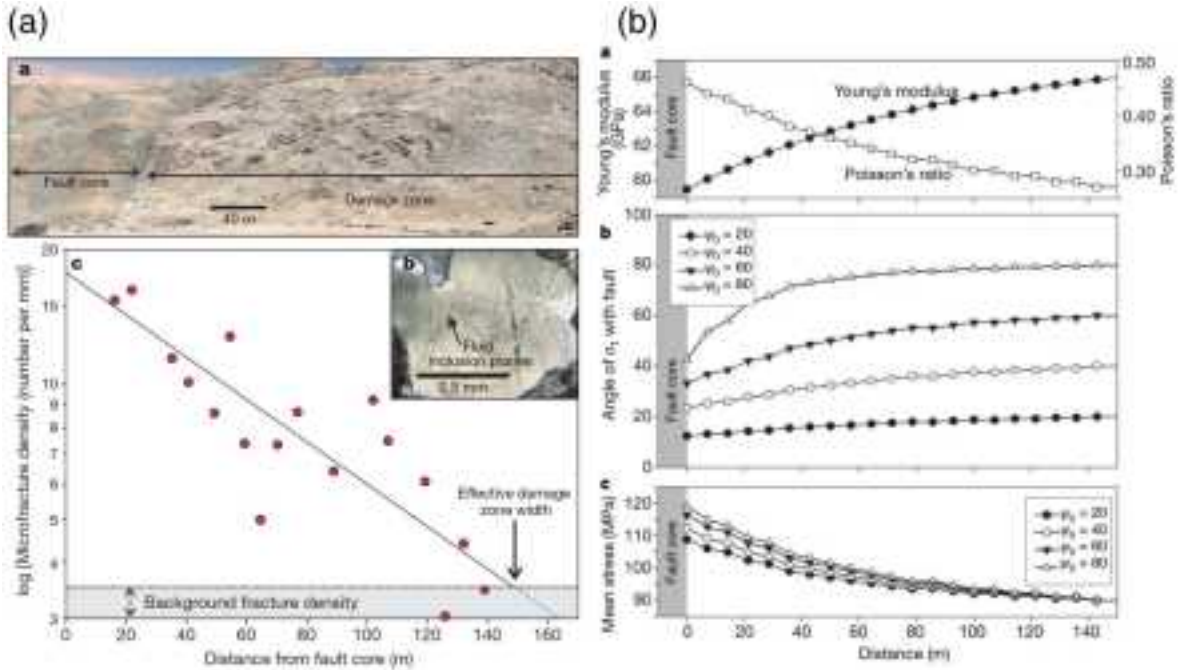


図1.2.1.2-23 チリの活断層であるCaleta Coloso Faultにおける(a)クラック密度の空間変化, (b)クラック密度から推定される岩体強度の空間変化および変化に伴う応力主軸の方向の回転(Faulkner *et al.*, 2006).

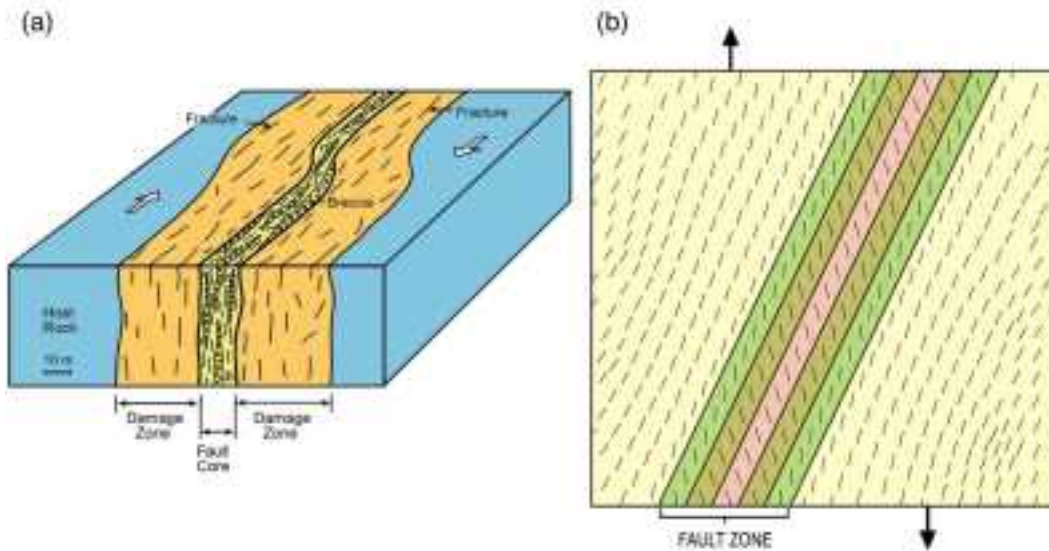


図1.2.1.2-24 (a)断層周辺に発達する割れ目系 (引用中のDamage Zoneは本報告でのプロセスゾーンに相当) と(b)ダメージゾーンで力学特性が周囲の母岩と異なる場合のモデルでの引っ張りシミュレーション (Gudmundsson *et al.*, 2010).

(2) 断層活動の時間スケール・時間分解能

応力変化に伴う断層運動方向の反応性については応力の時間変化推定の高精度化が必要であり、地層や断層破碎帯の年代測定手法の進展が今後の課題である。応力場の変化がないあるいは少ないと考えられる地域においても、一定応力のもとでの変形場の移動（移動距離や移動に要する時間）の検討が必要と考えられるが、事例研究に乏しい。例えば、中央構造線断層帯については、右横ずれ運動の持続性や活発化に関して知見の蓄積が必要であり、また中央構造線断層帯沿いの変動域の移動について検討する必要がある。その際には、1.2.1.4章「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」で後述するように、評価期間において広域応力場の変化の可能性が小さい場合においても、複数の自然事象間の連関を検討する必要があることに留意すべきである。

(3) 断層の摩擦強度や破砕帯発達の時間変化、およびそれらの岩体変形ポテンシャルへの影響

10 万年を超えるような長期においては、断層の摩擦強度や破砕帯の力学物性が時間とともに変化し、それらが断層活動を促進あるいは抑制させることを検討する必要があるが、事例研究に乏しい。最近、断層破砕帯の組織 (図 1.2.1.2-25; 林, 2000) が、断層の摩擦強度に影響を与える報告が出つつある (大橋, 2014)。断層破砕帯の組織・力学物性の長期的な変化に伴う断層活動の促進-抑制の理解のためには、応力場の変化による断層運動方向の変化に伴う摩擦強度変化や、その際の評価で取り扱うべき時間スケールを検討する必要がある。

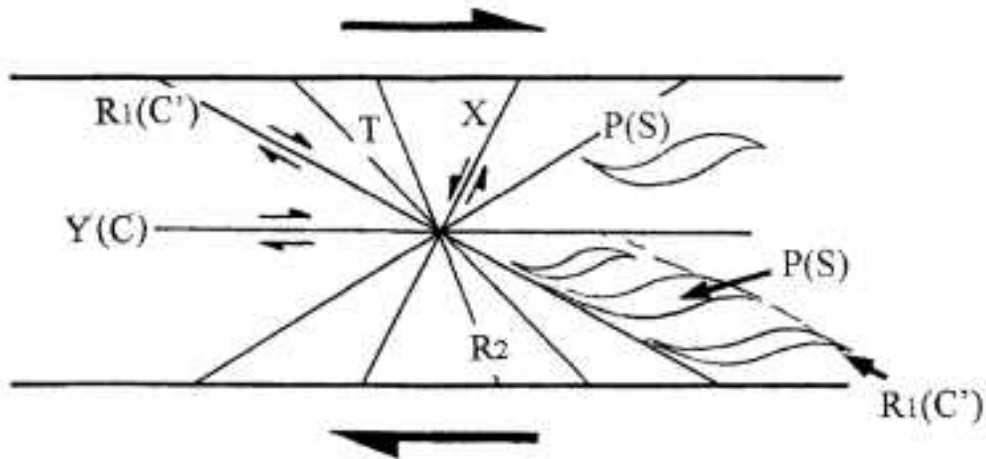


図 1.2.1.2-25 断層破砕帯の組織 (林, 2000).

断層すべりによって断層破砕帯の内部に非対称構造 (R1 面, R2 面, T 面, Y 面, P 面など) が形成される。

2) 断層破砕物質を用いた低活動性断層評価手法の検討

本課題は、地殻変動をもたらす要因の一つである地震・断層活動に対して、将来の活動予測およびポテンシャル評価手法の整備として実施しているものである。活断層の活動性評価は、地震調査推進本部により地形変形が明瞭な活断層について全国規模の調査がほぼ完了している。しかしながら、2008 年の宮城・岩手内陸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性地震は地形的にも不鮮明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”が日本には存在することを示した。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、事前の立地選定で排除することが、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、未確認活断層の評価手法を開発する必要がある。

本課題では、従来の変動地形学的手法では見落とされていた将来の活動性を持つ低活動性断層について、断層面を構成する岩石 (断層岩) の物質科学的特徴を比較検討することにより、その活動性を評価するための手法の確立を目指すものである。

2)-1 平成22~26年度の5年間における各年度の実施内容の概要

[平成22年度]

花崗岩を母岩とする断層の鉱物相解析手法として重要な逐次選択抽出試験結果を用いた断層活動性

判別手法の明確化の検討を行い、断層ガウジの物質科学的特徴による断層活動性判別手法を提案した。また、産業技術総合研究所深部地質研究コア（2010）のX線回折分析の再測定・再解析とより詳細な粘土鉱物の鉱物同定作業を実施し、断層岩構成粘土鉱物の形成環境について検討した結果、断層ガウジが高温還元的環境を経験した後に風化環境に置かれ、異なる環境下で形成された鉱物相の共存を示すことが分かった。さらに、断層の水素ガスが断層岩の酸化反応抑制剤として機能する可能性があることが分かった。花崗岩地域に発達する断層ガウジの化学的性質の解析により、2000年鳥取県西部地震の余震域および平行するリニアメントの断層ガウジは、母岩（新鮮～風化岩）に比較して、地球化学的に著しく水-岩石反応を被った（化学的風化度の高い）物質であることが判明した。

[平成23年度]

低活動性断層の典型的事例である2000年鳥取県西部地震以後の地震断層およびその周辺地域との比較検討を行う為に、山口県岩国断層帯から採取した試料を用いた断層ガウジの色調測定と全岩化学組成分析を実施した。その結果、岩国断層帯大河内断層の多くの試料の色調は鳥取の余震域と同じ領域にプロットされ、大河内断層は活断層と判断され、地形地質学的な観察結果から推定される断層帯の活動性や露頭面の観察事実と矛盾がなかった。

花崗岩地域の断層ガウジの地球化学解析を進めた結果、岩国断層帯においても平成22年度の解析結果と整合的であることが確認された。一方、断層ガウジの色調を基にした活動性評価では、ガウジの母岩を特定する必要性から、化学組成解析によるガウジの起源物質の特定手法、断層内における熱水活動履歴の把握手法を提示し、断層ガウジの色調に影響されない断層ガウジ原岩の正確な特定法を示した。

[平成24年度]

断層ガウジの鉱物化学的特性解析の高度化のため、全岩化学・同位体組成分析に加え、メスバウアー分析・顕微レーザーラマン分光分析・フーリエ変換型赤外分光分析を実施した。また、断層ガウジの色調再現実験を実施するとともに、断層ガウジの鉱物化学組成と断層活動性との関連性の検討を行った。その結果、全岩化学・同位体組成分析では、①断層ガウジが周辺母岩・地表風化岩に比較して著しく化学的風化した性質を有し、希土類元素等の難水溶性元素に富むこと、②断層ガウジの原岩の特定だけでなく、断層ガウジ中の岩石-水相互反応の程度の推測、断層ガウジへの熱水変質作用の影響の有無の判断が可能であることが示された。メスバウアー分析では微量な鉄含量（2wt%以下）の断層ガウジに対しても色調変化に重要な Fe^{2+}/Fe^{3+} 比を正確に把握でき、顕微レーザーラマン分光分析では断層ガウジ中の微細な結晶性鉄酸化物を同定できたが、フーリエ変換型赤外分光分析では断層ガウジ中の微量な鉄鉱物の同定が困難であることが明らかとなった。色調再現実験では断層ガウジ中の鉄鉱物と濃度を推定することが可能となった。断層ガウジの鉱物化学組成と断層活動性との関連性では、粘土鉱物量および各鉱物フラクション中の鉄量、断層ガウジのオリジナル色調と断層の活動周期に相関があることが認められた。

[平成25年度]

花崗岩地帯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確認するため、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）の断層岩の岩石化学的特徴について検討した。その結果、2011年以降に活動した地震断層のガウジでは、周辺の風化岩石よりも化学的風化度が低く、さらに新鮮な母岩に近い風化度を示すガウジが混在することが明らかとなった。これは、活動間隔の短い活断層では化学的風化度の高いガウジ（活動期が古いもの）と低いガウジ（活動

期が新しいもの)が混在し、活動間隔の長い活断層では化学的風化度の高いガウジが主であることが示唆される。また、同位体解析では、鳥取西部地震の断層試料の既存データを用いてガウジ固有の特徴に関する見直しと再検討を行った結果、Sr-Nd イプシロン図の利用でガウジ固有の特徴を導出できる可能性を示した。

[平成26年度]

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の適用可能性を確認するため、活断層である福岡県の宇美断層と茨城県関口一米平リニアメント(金成地区)、地質断層である棚倉東縁断層帯の道清・折屋地区の断層岩の鉱物化学的特徴について検討を行った。断層ガウジの鉱物化学組成と断層活動性との関連性について総合的な検討を行い、活断層の断層ガウジの鉱物組成および各鉱物フラクションの溶出量・色調と断層の活動間隔の関係は従来と同様な傾向を示し、本評価手法が有効であることが示唆された。また、活断層と地質断層の断層ガウジの比較においては、鉱物組成は同様であったが、量比に差があり、各フラクションの溶出量・色調にも差があることが認められた。全岩化学・同位体組成分析では、従来検討不足であった断層帯の熱水脈の化学的特徴の把握および活断層から採取した断層ガウジのSr-Nd 同位体的特徴の把握を行い、断層ガウジが一般に著しく低いイプシロン SrI 組成を有し、イプシロン NdI は母岩と比較して大きく変化しないことを明らかにした。

2)-2 断層ガウジの鉱物化学組成と断層活動性との関連性

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、活断層と地質断層の断層岩の鉱物化学的特徴について検討を行うとともに、これまでに得られた断層ガウジの鉱物化学組成と断層活動性との関連性の検討を行う。

(1) 試料と分析方法

・分析試料

分析試料の採取地は、福岡県の宇美断層、茨城県関口一米平リニアメント沿いの金成地区、棚倉東縁の道清・折屋地区である。これらの地域から多様な色調を呈する断層ガウジを露頭から採取した。採取試料の試料名、試料地点および色相を表 1.2.1.2-3 にまとめる。なお、宇美断層と関口一米平リニアメント沿いの金成地区の断層は活断層、棚倉東縁断層帯は地質断層である。

表 1.2.1.2-3 断層ガウジ分析試料一覧

| 試料名 | 色 | ガウジ/粘土 | 備考 |
|-------------|-------|--------|-------|
| 宇美断層 | | | |
| UM-NY-G1 | 青白 | ガウジ | |
| UM-NY-G1* | ベージュ | ガウジ | |
| UM-NY-G1** | 黄土 | ガウジ | |
| UM-NY-G2 | 灰オリーブ | ガウジ | 破砕帯含む |
| 関口一米平リニアメント | | | |
| 金成 FR 03 | 白 | ガウジ | |
| 金成 FR 04 | 灰 | ガウジ | |
| 金成 FR 05 | | ガウジ | |
| 金成 FR 06 | | ガウジ | |
| 橋倉東線 | | | |
| 東道清 FR 01 | にぶい権 | ガウジ | |
| 東道清 FR 02 | にぶい黄褐 | ガウジ | |
| 東折屋 FR 01 | 灰黄 | ガウジ | |
| 東折屋 FR 02 | 灰黄 | ガウジ | |
| 東折屋 FR 03 | | ガウジ | |
| 東折屋 FR 04 | | ガウジ | |

・粉末X線回折分析

① 全岩試料の粉末X線回折分析

試料は乾燥機において 50°C以下で 24 時間以上乾燥させた後、振動ミルを用いて粉碎・混合し、粉末試料 (200mesh, 95%pass) とした。微粉碎された粉末試料を、0.700g を上限として量りとり、X線回折用アルミニウムホルダーに充填して不定方位試料を作成した。X線回折試験は、理学電気製 MultiFlex を使用し、以下の条件で測定を行った。

Target : Cu (K α) Monochrometer : Graphite 湾曲
 Voltage : 40KV Current : 40mA
 Divergency Slit : 1° Scattering Slit : 1°
 Recieving Slit : 0.3mm Scanning Speed : 1°/min
 Sampling Range : 0.02° Scanning Range : 2 ~ 65°
 Detector : SC Scanning Mode : 連続法
 Calculation Mode : cps

② 粘土粒子径試料の粉末X線回折分析

試料に含まれる 2 μ m 未満の粒子 (粘土画分) を画分し分析を行った。試料を 500ml ビーカーにとり、蒸留水を加えて超音波洗浄機、攪拌機を用いて 30 分程度分散作業を行った。室温で静置し、分散状態を確認した後、Stokes の法則に従って所定時間・所定深度より上の上澄み液を採取した。分散の不十分な試料については、分散剤として 1N の水酸化ナトリウムを適量加えた。採取した懸濁液は 3,000 回転 30 分程度の遠心分離により固体粒子を濃集させた。この操作を数度繰り返し行い、所定の画分の固体粒子を濃集させた。懸濁状態が認められなくなった時点を終点とした。同様な作業により粗粒な画分についても濃集させた。上記の画分試料の懸濁液をスライドガラスに無限厚さを保つように塗布し乾燥させ、下記の条件にてX線回折試験を行った。なお、塩の析出により適切にスライドガラス上に試料が定置しない場合は、遠心分離により粘土画分を数度、蒸留水で洗浄した。

Target : Cu (K α) Monochrometer : Graphite 湾曲
 Voltage : 40KV Current : 40mA
 Divergency Slit : 1/2° Scattering Slit : 1/2°

Receiving Slit : 0.3mm Scanning Speed : 1°/min
 Sampling Range : 0.02° Scanning Range : 2 ~ 50°
 Detector : SC Scanning Mode : 連続法
 Calculation Mode : cps

③ 定方位法によるエチレングリコール処理試料の X 線回折

定方位法による未処理 X 線回折で測定した試料に対し、エチレングリコール処理を Vapor 法により行い測定した。処理方法は、金網を敷いて底上げした容器内にエチレングリコールを流し込み、金網上にスライドガラスに塗布したサンプルを置いた。容器は密封し、70°C 程度に加熱した乾燥機内で焼く半日間加熱した。サンプルが十分にエチレングリコール蒸気を吸収した後、X 線回折を行った。測定条件は上記の定方位法による未処理 X 線回折と同様である。

④ 定方位法による K イオン飽和处理試料の X 線回折

各画分の固体粒子を含む遠沈管に 1N の CH₃COOK 溶液を加え、内容をよく混ぜ、遠心沈降させて上澄みを捨てた(遠沈洗浄)。水を加えて遠沈洗浄を 2 回行い、過剰の塩溶液を除いた。水をよくきり、少量の水を加えてスライドガラスに無限厚さを保つように塗布し、乾燥させ X 線回折測定を行う。測定条件は上記の定方位法による未処理 X 線回折と同様である。

⑤ 定方位法による Mg イオン-グリセロール飽和处理試料の X 線回折

1N の (CH₃COO)₂Mg 溶液を用い、K イオン飽和处理と同じ手順で Mg イオン飽和处理定方位試料を作成した。得られた試料を Vapor 法によりグリセロール処理した。なお、処理温度は 100°C、加熱時間は約 4 時間である。測定条件は上記の定方位法による未処理 X 線回折と同様である。

・ 逐次選択抽出分析

乾燥させ粉碎した断層ガウジ 2g を秤取し、4 段階の逐次選択抽出試験を実施した。逐次選択抽出試験の抽出条件や抽出手順は柳瀬ほか(1996)に準じた。第 1 段階は、TAO 試薬(Tamm, 1932)を用いて非晶質鉄酸化物を溶解させ TAO 抽出液を得た。第 2 段階は、CDB 試薬(Mehra and Jackson, 1960)を用いて結晶質(水酸化)鉄酸化物を溶解させ CDB 抽出液を得た。第 3 段階は、6M HCl 溶液を用いて緑泥石等の粘土鉱物を溶解させ HCl 抽出液を得た。第 4 段階は、HF 溶液を用いて残存する粘土鉱物やケイ酸塩鉱物を溶解させ HF 抽出液を得た。抽出後、各フラクションの鉄、マグネシウムおよびカリウムの分布を決定するために原子吸光法により定量し、抽出量を求めた。また、抽出試験実施前と TAO 抽出試験後の試料の質量減少量を TAO 抽出による固相の溶解量とした。同様に、TAO 抽出試験以降の逐次抽出試験実施前後の質量減少量を、CDB 抽出による固相の溶解量、HCl 抽出による固相の溶解量とした。なお、HF 抽出による固相の溶解量は、抽出試験実施前と HCl 抽出試験後の質量減少量である。

・ 色調測定

断層ガウジの測色には、分光測色計 CM-2600d を使用した。なお、測色時には本測色計付属の白色校正板による校正を実施した。測色データは、国際照明委員会によって 1976 年に制定された CIE L*a*b* 表色系によって表した。L* は明度を示し、その数値がゼロであると真黒に、100 であると真白に対応する。a* は赤色度を示し、その数値が正の値であると赤を、負の値であると緑に対応する。b* は黄色度を示し、その数値が正の値であると黄を、負の値であると青に対応する。a* および b* 値の絶対値が大きくなると彩度が増す。

試料の測色には、自作の簡易な色調測定セルを用いた。測定セルは、5mm厚の白色テフロン板にφ13mm、深さ1mmの窪みをつけたものである。窪みに試料を入れ、ガラス板などで試料表面を平らにし、試料の色調を測定した。

試料の測色は、逐次選択抽出試験と並行して行われた。具体的には、抽出試験の実施前(オリジナル)、TAO抽出後、CDB抽出後およびHCl抽出後の計4回試料の色調を測定した。なお、測色前には、試料を十分に乾燥させた。

(2) 分析結果

・粉末X線回折分析結果

断層ガウジ試料の全岩と粘土画分 (<2μm) の粉末X線回折分析結果を表1.2.1.2-4にまとめる。いずれの全岩試料も石英や斜長石、カリ長石、粘土鉱物から構成される。宇美の断層ガウジ中の粘土鉱物は緑泥石、イライト-スメクタイト混合層鉱物、スメクタイトから構成される。関口-米平リニアメント沿いの金成の断層ガウジ中の粘土鉱物はイライト、緑泥石、パリゴルスカイト、スメクタイトから構成される。棚倉東縁の道清の断層ガウジ中の粘土鉱物は、スメクタイト、イライト、緑泥石、パリゴルスカイトから構成される。棚倉東縁の折屋の断層ガウジ中の粘土鉱物は主としてスメクタイトとイライトから構成される。

表 1.2.1.2-4 全岩試料および粘土画分試料における検出鉱物。

| 試料名 | 粒径 | 検出鉱物 | | | | | | | | |
|-------------------------|-------|------|------|-----|------|-----|--------|------------------|----------|-----|
| | | 石英 | カリ長石 | 斜長石 | イライト | 緑泥石 | スメクタイト | イライト-スメクタイト混合層鉱物 | パリゴルスカイト | 方解石 |
| 宇美断層 UM-NY-G1 | 全岩 | ○ | - | + | | - | | + | | - |
| | (2μm) | | | | | △ | - | △ | | |
| 宇美断層 UM-NY-G1' | 全岩 | ○ | - | + | | | | + | | - |
| | (2μm) | | | | | | | + | | |
| 宇美断層 UM-NY-G1" | 全岩 | ○ | - | + | | | | + | | |
| | (2μm) | | | | | | | △ | | |
| 宇美断層 UM-NY-G2 | 全岩 | ○ | - | + | | | | + | | - |
| | (2μm) | | | | | | | + | | |
| 関口-米平リニアメント 金成 FR 03 | 全岩 | ◎ | | △ | + | - | | | | |
| | (2μm) | | | | △ | △ | + | | | |
| 関口-米平リニアメント 金成 FR 04 | 全岩 | ○ | + | △ | + | - | | | + | |
| | (2μm) | | | | △ | △ | - | | △ | |
| 関口-米平リニアメント 金成 FR 05 | 全岩 | ○ | + | + | + | - | | | + | |
| | (2μm) | △ | - | | △ | - | | | △ | |
| 関口-米平リニアメント 金成 FR 06 | 全岩 | ◎ | + | + | + | + | + | | + | |
| | (2μm) | △ | | | + | + | + | | + | |
| 棚倉東縁 東道清 FR 01 | 全岩 | ○ | - | + | + | | | | | |
| | (2μm) | | | | + | + | + | | | |
| 棚倉東縁 東道清 FR 02 | 全岩 | ○ | + | + | | | | | | |
| | (2μm) | | | | + | - | + | | + | |
| 棚倉東縁 東折屋 FR 01 | 全岩 | ◎ | △ | △ | + | | | | | |
| | (2μm) | | - | | + | | | | | |
| 棚倉東縁 東折屋 FR 02 | 全岩 | ○ | + | + | + | | | | | - |
| | (2μm) | △ | | + | + | | + | | | |
| 棚倉東縁 東折屋 FR 03 | 全岩 | ○ | △ | △ | + | | | | | |
| | (2μm) | + | - | | + | | | △ | | |
| 棚倉東縁 東折屋 FR 04 | 全岩 | ○ | △ | △ | + | | | | | |
| | (2μm) | + | - | | △ | | | - | | |

◎：多量(>5000cps)、○：中量(2,500~5,000cps)、△：少量(500~2,500)、+：微量(250~500)、-：きわめて微量(<250cps)

・逐次選択抽出分析結果

図 1.2.1.2-26 に逐次選択抽出分析によって得られた各鉱物フラクションからの鉄の溶出量を示す。TAO 試薬は非晶質・低結晶性鉄酸化物（フェリハイドライト）を選択的に溶解する。CDB 試薬は結晶性鉄酸化物（ゲータイトやヘマタイト）を選択的に溶解する。HCl 溶液で選択的に溶解されるのは、粘土鉱物においては緑泥石とバーミキュライトである。HF 溶液では、残存する鉱物を溶解する。

各試薬によって溶出された鉄量の総量は、棚倉東縁の道清、宇美、棚倉東縁の折屋、関口一米平リニアメント沿いの金成の試料の順に少なくなる。棚倉東縁の道清の試料では、HCl 溶液によって溶出した鉄量は他の試薬によって溶出した鉄量よりも圧倒的に多い。HCl 溶液によって溶出されたことから緑泥石を多量に含むことが示唆されるが、XRD の結果からは緑泥石の存在は少量を示すことから、当該試料に対しては XRD と逐次選択抽出分析の結果は調和していないようだ。また、TAO 処理によって溶出した鉄量は他の試料よりも圧倒的に多く、当該試料の特徴となっている。宇美の試料では、HF 溶液によって溶出した鉄量は他の試薬によって溶出した鉄量よりも多く、次いで HCl 溶液により溶出した鉄量が多い。これらの試料には多量のイライトやスメクタイトが含まれることが示唆され XRD の結果とも調和的である。棚倉東縁の折屋の試料では、HCl 溶液によって溶出した鉄量は他の試薬によって溶出した鉄量よりも多く、次いで HF 溶液により溶出した鉄量が多い。棚倉東縁の道清の試料と同様に、HCl 溶液によって溶出されたことから緑泥石を多量に含むことが示唆されるが、XRD の結果では緑泥石は存在しない。関口一米平リニアメント沿いの金成の試料では、HCl 溶液によって溶出した鉄の含有量は他の試薬によって溶出した鉄量よりも多く、次いで HF 溶液により溶出した鉄量が多い。

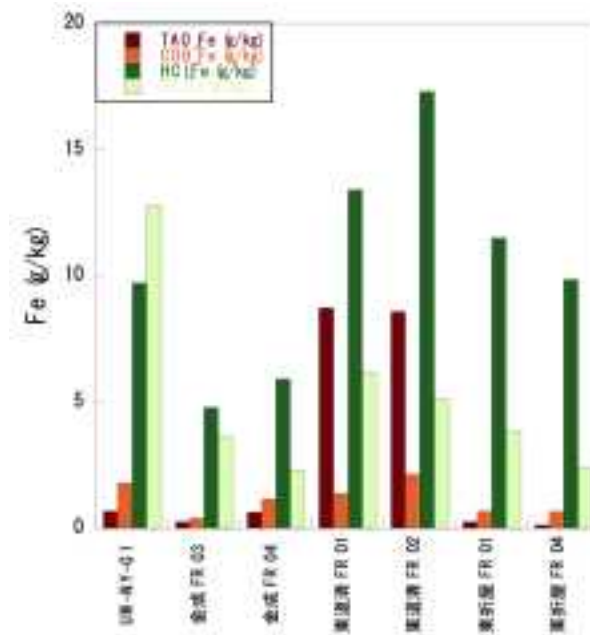


図 1.2.1.2-26 逐次選択抽出分析から得られた各鉱物フラクションからの鉄溶出量。

・色調測定結果

図 1.2.1.2-27 には、L*-a*-b* 表色系における各試料の L*-a* および L*-b*, a*-b* 平面上へのプロットを示す。L* は明度を示し数値が大きいほど明るく、小さいほど暗い色調を示す。a* は赤色度を示し数値が大きいほど赤みが強く、小さいほど緑色に近くなる。b* は黄色度を示し数値が大きいほど黄色みが強い。

図 1.2.1.2-27 に示されるように、試料の L* は試料毎に特徴的な値を示している。宇美、関口一

米平リニアメント沿いの金成および棚倉東縁の折屋の試料の L^* 値はほぼ等しい値を示すが、棚倉東縁の道清の試料はその値が小さい。一方、試料の L^* の値は a^* や b^* の値に対して負の相関が認められる。また、 L^* 値に対する試料毎の特徴と同様に、 a^* 値と b^* 値に対しても試料毎の特徴を明瞭に確認できる。 a^* - b^* 平面上のプロットから、宇美と関口-米平リニアメント沿いの金成の試料は a^* 値は負で b^* 値は正、棚倉東縁の折屋と道清の試料は a^* 値と b^* 値ともに正であるが、棚倉東縁の道清のそれらの値は折屋の値よりも高いことが認められる。

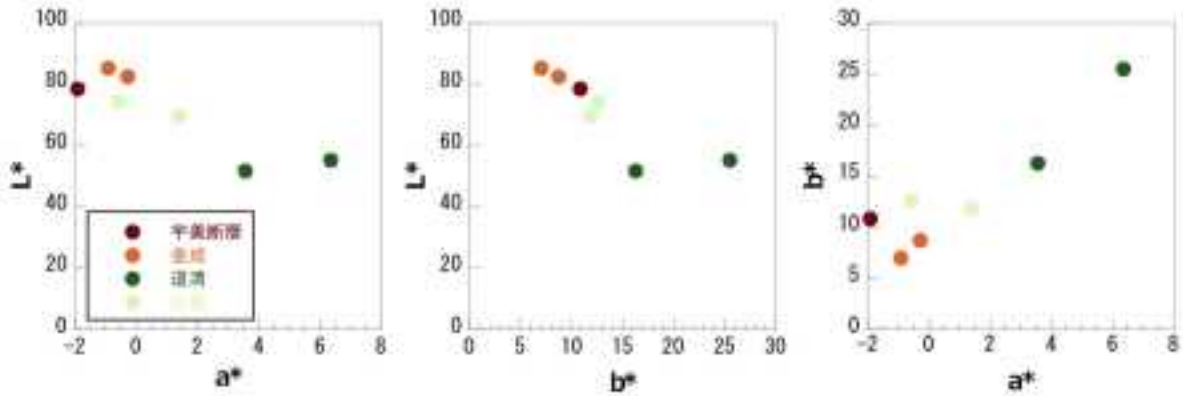


図 1.2.1.2-27 断層ガウジ試料の L^* - a^* 、 L^* - b^* および a^* - b^* プロット。

図 1.2.1.2-28 はオリジナル試料と逐次選択抽出後の試料の測色結果を示す。採取した試料を逐次選択抽出することによって、結晶性鉄鉱物等の有色鉱物が除去され、試料の L^* は単調に増加すると予想され、実際に図に示すように、逐次選択抽出に伴う L^* の変化は単調に増加した。一方、逐次選択抽出に伴う a^* と b^* の変化は、有色鉱物の除去の順番に大きく依存することが予想される。 a^* の変化は図に示されるように、第 1 段階の TAO 抽出によって a^* が増加するタイプと減少するタイプに分かれるが、第 2 段階の CDB 抽出では a^* が減少し、第 3 段階の HCl 抽出では a^* が増加するのみである。 b^* の変化は、オリジナルから HCl 抽出後に向かって b^* が減少するのみである。これらのことから、色調、とりわけ a^* の変化タイプは、試料の産地に依存していることが認められる。

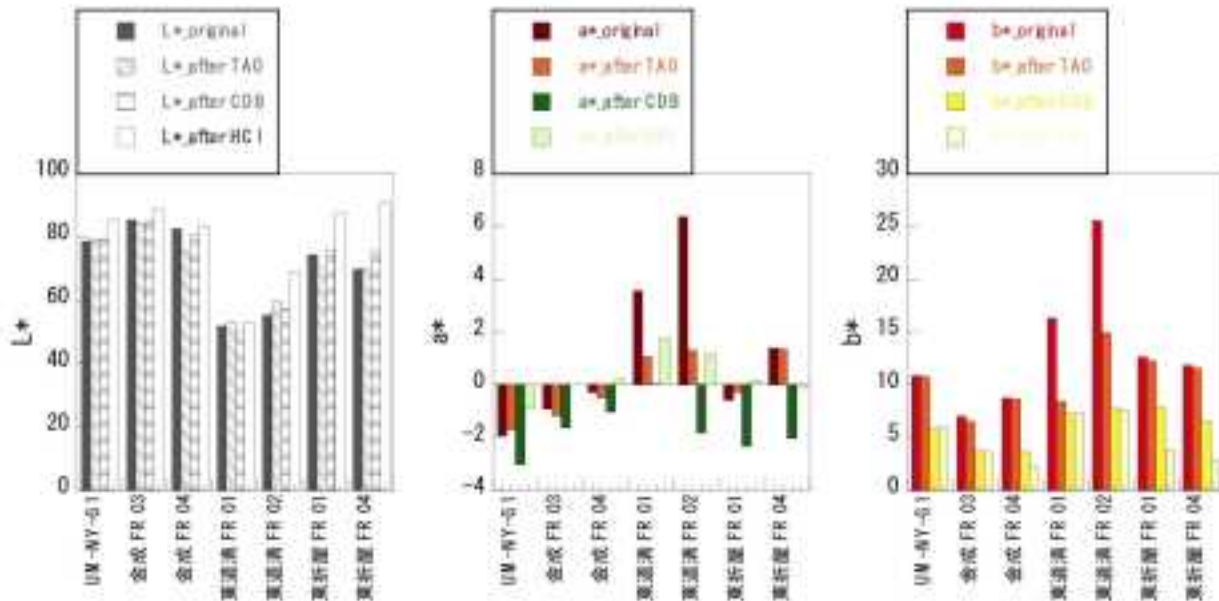


図 1.2.1.2-28 逐次選択抽出試験に伴う断層ガウジ試料の色調変化。

(3) 考察

・断層ガウジの鉱物組成、化学組成および色調の関係

図 1.2.1.2-27 から明らかなように、オリジナル試料の L^* は a^* や b^* に対して負の相関が認められ、同試料の a^* と b^* については正の相関が認められた。このことは、オリジナル試料に含まれる非晶質鉄物質および結晶性鉄鉱物、粘土鉱物等の有色鉱物の存在や量比によって、試料の色調は決定されると考えられる。

初めに、非晶質鉄物質、結晶性鉄鉱物および粘土鉱物と色調の関係について検討する。XRD によって非晶質鉄物質と結晶性鉄鉱物は検出されなかったが、逐次選択抽出分析による TAO 抽出の鉄量 (TAO_Fe) と CDB 抽出の鉄量 (CDB_Fe) をそれぞれ非晶質鉄物質質量、結晶性鉄鉱物質量として代用する。TAO_Fe に対して L^* は負の相関を示し、TAO_Fe に対して a^* と b^* は正の相関を示した (図 1.2.1.2-4)。CDB_Fe に対して L^* および a^* 、 b^* は前記の TAO_Fe と色調の同様な関係を示しているが信頼度 95% では有意であるとは認められなかった (図 1.2.1.2-29)。

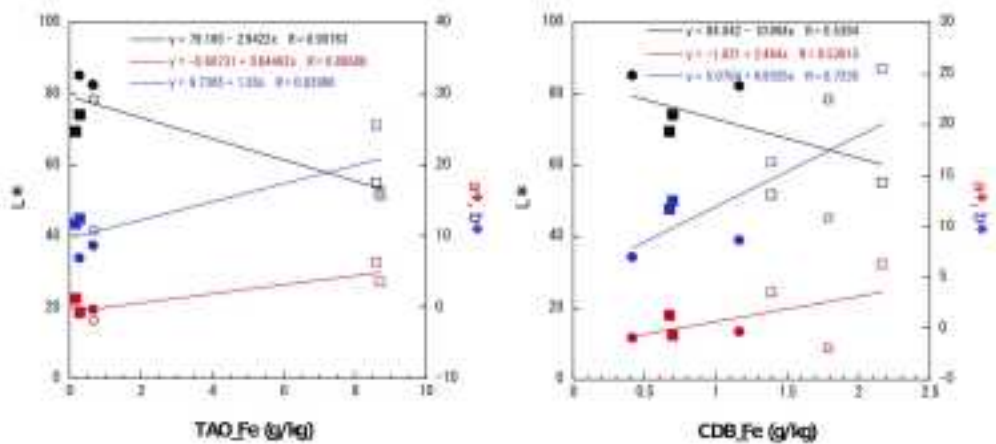


図 1.2.1.2-29 断層ガウジのオリジナル色調に対する TAO 抽出により溶出した鉄量と CDB 抽出により溶出した鉄量の関係。

本試料中の粘土鉱物としてイライトおよび緑泥石、スメクタイトがあり、それぞれの粘土鉱物と色調の関係は次のとおりであった。緑泥石に対して L^* および a^* 、 b^* は統計学的に有意であるとは認められなかった (図 1.2.1.2-30)、イライトは色調に対して L^* と正の相関、 a^* と負の相関、 b^* と負の相関を示し (図 1.2.1.2-30)、スメクタイトは色調に対して非晶質物質と同様に L^* と負の相関、 a^* と正の相関、 b^* と正の相関を示した (図 1.2.1.2-30)。

つまり、 L^* の減少はイライトの減少を示し、 a^* と b^* の増加は非晶質物質とスメクタイトの増加を示している。これは、イライトや緑泥石の風化過程で、鉄成分が溶出し、その溶出鉄が非晶質物質となり、溶出鉄以外の成分がスメクタイトを生成したと考えられる。

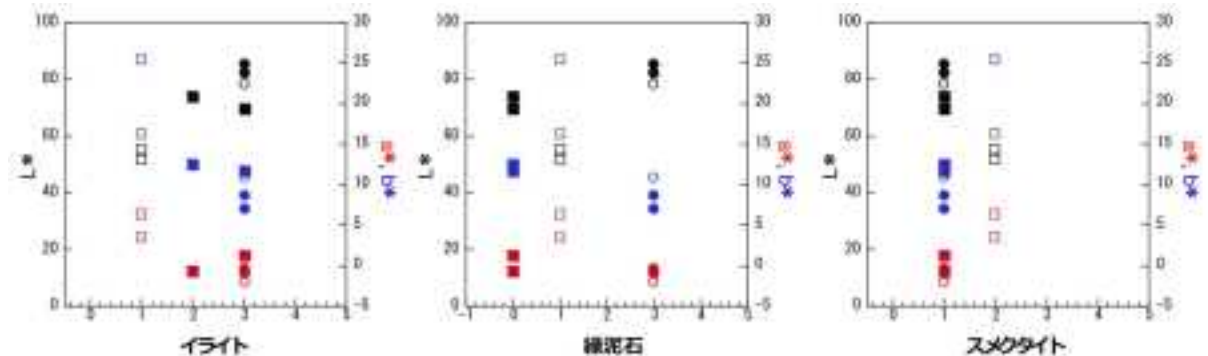


図 1.2.1.2-30 断層ガウジのオリジナル色調に対するイライトおよび緑泥石、スメクタイト量の関係。

次に、粘土鉱物と断層ガウジ中の鉄量との関係を検討する。図 1.2.1.2-31 に示されるように、イライトは断層ガウジ中の全鉄量に対して負の相関が認められ、スメクタイトは断層ガウジ中の全鉄量に対して正の相関が認められた。一方、緑泥石は断層ガウジ中の全鉄量に対して統計学的に有意であるとは認められなかった。これらのことを前述の考察と合わせると、当該試料中のイライトとスメクタイトは断層ガウジ中の鉄量と色調に大きく関与するが、両鉱物の色調への寄与は反対であることが指摘される。

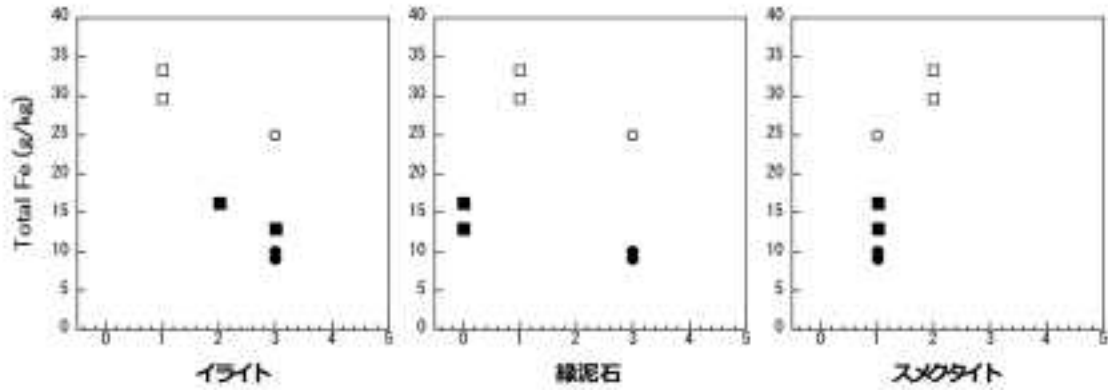


図 1.2.1.2-31 断層ガウジ中の全鉄量に対するイライトおよび緑泥石、スメクタイト量の関係。

最後に、断層ガウジ中の鉄量と色調の関係を検討する。図 1.2.1.2-32 に示されるように、断層ガウジ中の全鉄量は L^* に対して負の相関を示し、 b^* に対して正の相関を示している、なお、統計学的には有意とは言えないが断層ガウジ中の全鉄量は a^* に対して正の相関があるようだ。このことから、断層ガウジの色調は断層ガウジ中の全鉄量によって特徴付けられることを意味する。前述の考察からこれらのことをまとめると、断層ガウジの色調は、断層ガウジに含まれる有色鉱物によって支配され、その有色鉱物の量や存在比、さらに含まれる鉄の含有量によっても発色の度合いが異なることが指摘される。つまり断層ガウジが風化反応によって構成鉱物を変化させると、その構成鉱物に従って断層ガウジの色調も変化すると理解される。

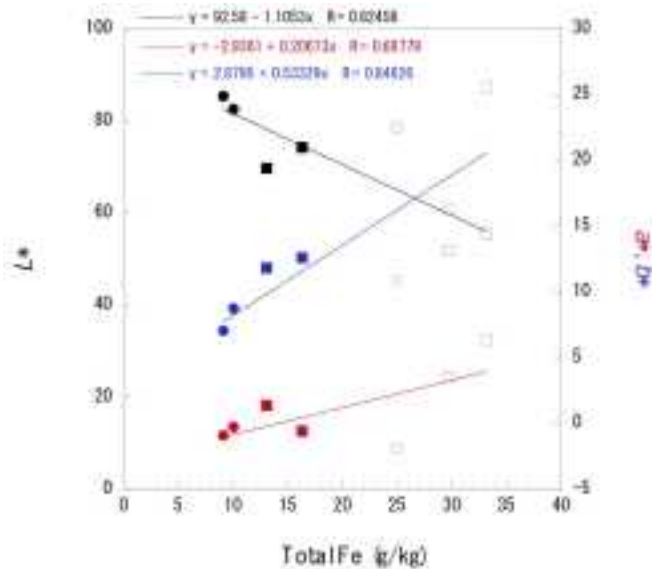


図 1.2.1.2-32 断層ガウジ中の全鉄量に対するオリジナル色調の関係。

・活断層と地質断層の断層ガウジの比較

活断層（宇美と金成）と地質断層（棚倉東縁の道清と折屋）の断層ガウジの鉱物組成は、表 1.2.1.2-3 に示されたように主としてケイ酸塩鉱物と粘土鉱物であり、ケイ酸塩鉱物として石英および斜長石、カリ長石で、粘土鉱物としてイライトおよび緑泥石、スメクタイトであり、両断層ガウジの鉱物組成に違いは認められなかった。なお、断層ガウジにはマイナー鉱物として方解石やパリゴルスカイトを含むものもあった。ただし、活断層（宇美と金成）と地質断層（棚倉東縁の道清と折屋）の断層ガウジを構成する粘土鉱物量に対して明瞭な差が確認される。活断層の断層ガウジの場合、イライトと緑泥石の存在量は地質断層の断層ガウジに含まれる量よりも多く、スメクタイトについては活断層の断層ガウジに含まれる量よりも地質断層の断層ガウジに含まれる量の方が多い。これは、前セクションの考察にも記したように、断層ガウジが地表環境において長期間の水-鉱物相互作用によってイライトや緑泥石がスメクタイトに変化したと推察される。

次に、活断層（宇美と金成）と地質断層（棚倉東縁の道清と折屋）の断層ガウジの化学組成について検討した結果、HCl 溶出鉄（HCl_Fe）と HCl 溶出カリウム（HCl_K）に対して明瞭な差が確認される（図 1.2.1.2-33）。地質断層の断層ガウジの方が、活断層の断層ガウジよりも HCl_Fe と HCl_K はそれぞれ 2 倍、4 倍ほど多い。両断層ガウジの色調については、信頼度 95% で L* に対して明瞭な差が確認される（図 1.2.1.2-27）。活断層の断層ガウジの方が、地質断層の断層ガウジの L* 値よりも高い。

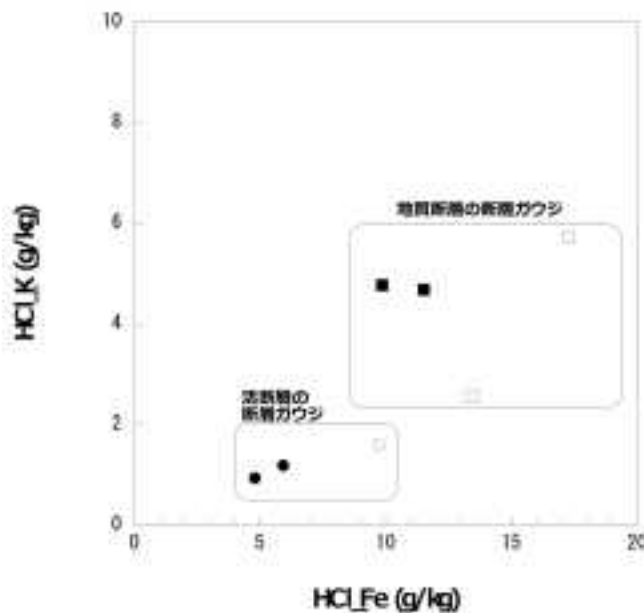


図 1.2.1.2-33 活断層と地質断層の断層ガウジ中の HCl 溶出鉄と HCl 溶出カリウムの関係。

2)-3 断層岩の地化学・同位体分析による断層活動性の検討

本年度は、これまでの断層岩の地化学・同位体分析による断層活動性の検討で不足していた断層帯の熱水脈の化学的特徴の把握および典型的な活断層試料を用いた断層ガウジの Sr-Nd 同位体的特徴の把握を行う。

(1) 試料と分析方法

・分析試料

化学分析を実施した試料は、福岡県の警固断層（塔原地区）のものであるが、活断層本体の試料で

はなく、断層破碎帯周辺に多数発達する亀裂群の充填物および亀裂周辺の変質母岩（花崗岩起源）である。採取試料の試料名、試料地点および岩相等を表 1.2.1.2-5 にまとめる。また、同位体解析用には岩国断層帯からの既存試料を用いた。

・分析方法

採取試料は鉄鉢および石川式自動メノウ乳鉢により微粉末化し、分析はカナダ Actlabs 社の ICP-OES および ICP-MS で実施した。その際、試料分解は lithium metaborate/tetraborate 溶融法が用いられ、重鉍物等を完全に融解できる分析手法が用いられた。

表 1.2.1.2-5 破碎帯亀裂充填物と変質花崗岩分析試料一覧。

| 試料名 | 色 | 岩相 | 備考 |
|--------------------|-----|-------|--------------|
| 福岡県警固断層（塔原地区） | | | |
| KG-TH-G1 | | 熱水脈 | 低カリウム |
| KG-TH-G2 | 黒褐色 | Mn変質部 | |
| KG-TH-G3 | | 風化花崗岩 | カリウム交代 |
| KG-TH-G4 | | 熱水脈 | 低カリウム |
| KG-TH-G5 | | 風化花崗岩 | カリウム交代 |
| KG-TH-G6 | | 風化花崗岩 | |
| KG-TH-G7 | 白 | 熱水脈 | 低カリウム |
| KG-TH-G8 | 緑 | 熱水脈 | 低カリウム |
| KG-TH-G9 | 青 | 風化花崗岩 | |
| KG-TH-G10 | 赤 | 風化花崗岩 | KG-TH-G3の続き |
| KG-TH-G11 | | 熱水脈 | 低カリウム |
| KG-TH-G12 | | 風化花崗岩 | KG-TH-G11の母岩 |
| KG-TH-G13 | | 熱水脈 | 低カリウム・変形を被る |
| KG-TH-G14 | | 風化花崗岩 | KG-TH-G13の母岩 |
| KG-TH-Gr1 | | 石英閃緑岩 | |
| KG-TH-Gr2 | | 花崗閃緑岩 | |
| KG-TH-Gr3 | | 石英閃緑岩 | |
| 福岡県警固断層（九大筑紫キャンパス） | | | |
| KDC-A-1 | 淡緑白 | 熱水脈 | |
| KDC-A-2 | 白 | 熱水脈 | 柱の脈を切る |
| KDC-A-3 | ピンク | 熱水脈 | 柱の脈によって切られる方 |
| KDC-A-4 | 小笠原 | 熱水脈 | 柱の脈を切る |
| KDC-A-5 | ピンク | 熱水脈 | 柱の脈によって切られる方 |
| KDC-A-6 | | 風化花崗岩 | |
| KDC-A-7 | | ガウジ | 面状 |

(2) 結果と考察

・断層ガウジに対する熱水の影響

断層帯には、熱水活動を被る例が少ない。ガウジの色調を作る粘土鉍物は、熱水の熱や化学組成で変化することが考えられる。したがって、色調解析の際にはガウジへの熱水の影響の度合いを把握する必要がある。このことに対して、本研究では A-CN-K 三角図 (Nesbitt and Young, 1984) が有効であることを明らかにした。なお、A-CN-K 図はガウジの全岩化学組成から、 $A(Al_2O_3)$, $CN(CaO^*+Na_2O)$, $K(K_2O)$ を頂点として、モル比で示した三角図である (図 1.2.1.2-34)。

本来、この図は岩石の化学的風化作用の解析に用いられ、新鮮な岩石は三角図上の CN50%-K50% のラインにほぼ配列し、風化が進行すると A-CN 軸に平行な組成変化を生じる (図 1.2.1.2-34)。組成が A-K 軸に到達すると、次は頂点 A に向かって変化する。一方、風化過程で熱水変質を被ると K の付加が生じる。その場合はトレンドが A-CN 軸に平行なラインから K 頂点に引き寄せられた傾きをもち、斜めのトレンドとなる (図 1.2.1.2-34)。本研究では、各種断層ガウジにも同様の変化が認められた。

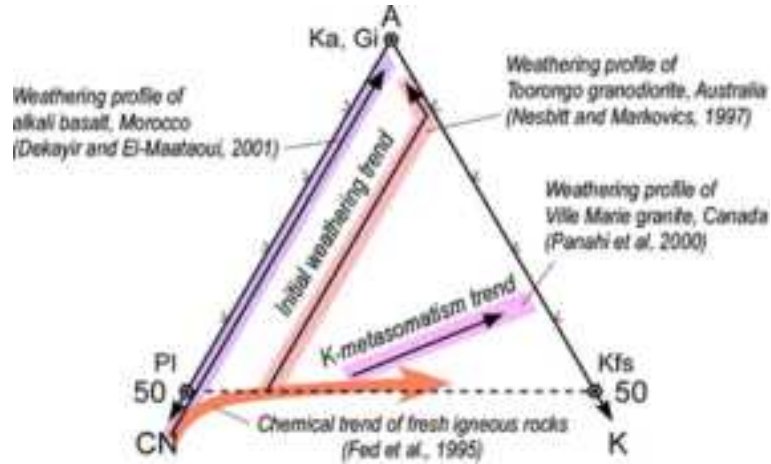


図 1.2.1.2-34 A-CN-K 図における岩石の風化トレンドと変質トレンド。

図 1.2.1.2-35 は、岩国活断層帯の下長野と福岡西山断層において熱水変質を被った断層ガウジの事例である。岩国下長野では、新鮮な花崗岩が CN50%–K50%のライン近くにあり、断層近傍の風化花崗岩がやや A 成分に富み、断層ガウジはさらに A 成分に富む。また、この露头には断層破碎部に石英を多く含む脈が確認され、断層ガウジのトレンドは A–CN 軸に平行でなく、脈の方向に伸びている (図 1.2.1.2-35)。さらに、断層近傍の風化花崗岩もこのトレンドに沿うことが認められる。これらは、本地点の各断層ガウジや風化花崗岩が石英に富む熱水脈の影響を被っていることを示す。福岡西山断層では断層破碎部が花崗岩と堆積岩の境界を成すため、断層ガウジ組成は両者の混合線に沿う。なお、同断層に進入する変質脈があり、その組成は、断層ガウジの組成トレンドの延長線上に位置する (図 1.2.1.2-35)。これは、断層ガウジが熱水変質の影響を被っていることを示す。

上記のことより、A-CN-K 図において A–CN 軸に平行なラインから K 頂点に引き寄せられた組成トレンドをもつ断層ガウジに対して、断層ガウジの色調判定を実施する場合、熱水変質を被った履歴があることを考慮して行う必要がある。

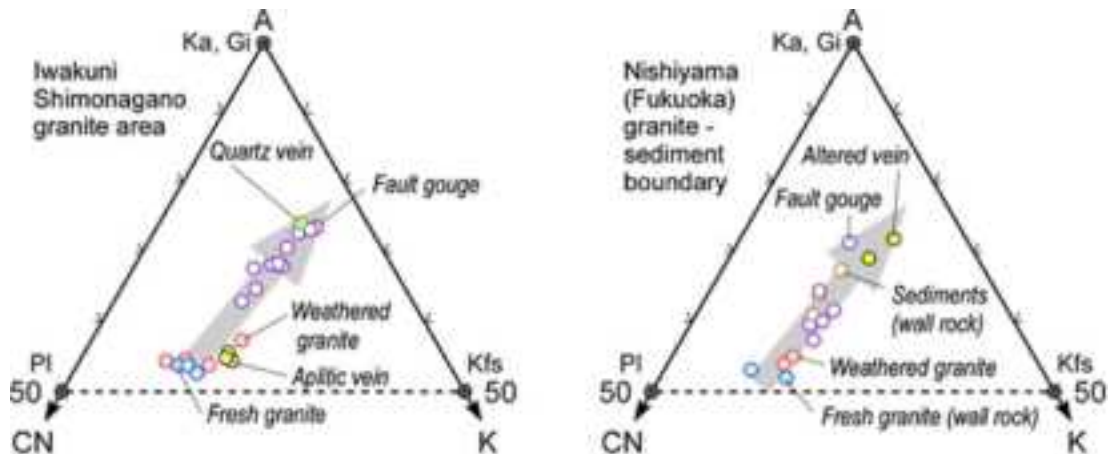


図 1.2.1.2-35 A-CN-K 図における岩石の風化トレンドと変質トレンド。

一方、断層帯に数多く観察される熱水脈がガウジや母岩に影響を与えない場合も認められる。その 1 例として、福岡警固断層の九州大筑紫キャンパス付近と塔原のデータを示す (図 1.2.1.2-36)。九州大筑紫キャンパス付近では、新鮮な花崗岩、風化花崗岩、古い断層ガウジが K 成分に引き寄せられたトレンドを作り、熱水変質を被ったことを示すが、同地の多くの熱水脈の組成はこのトレンドと

無関係な所に位置する。また塔原でも、新鮮な花崗岩と風化花崗岩が熱水変質の影響を被るトレンドを形成するものの、同地の熱水脈はこのトレンドと関係しない。これらは、現在確認される熱水脈の多くが母岩やガウジの熱水変質後に新たに進入してきたことを示唆する。このことより A-CN-K 図は、断層露頭における熱水脈がガウジに影響を与えているか否かを判定する図としても有効である。

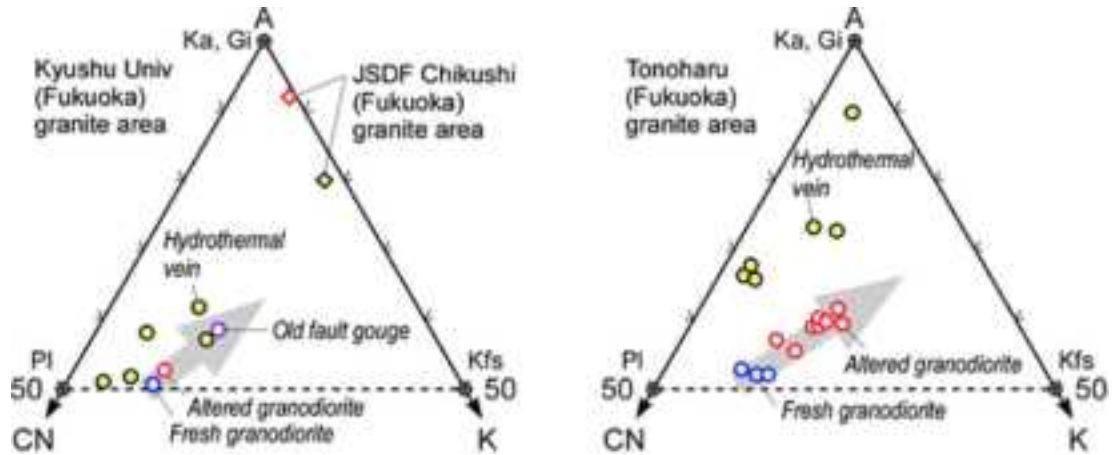


図 1.2.1.2-36 A-CN-K 図における岩石の風化トレンドと変質トレンド。

・断層ガウジのSr-Nd同位体組成

断層ガウジの Sr-Nd 同位体を検討した結果、新鮮な岩石に比較して、Sr 同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) は大きく変化し、Nd 同位体比 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) はほとんど変化しないことが明らかとなった。このことは、母岩の形成年代が明らかな花崗岩に発達する活断層試料を用いたイプシロン解析 (Papanastassiou and Wasserburg, 1970 ; DePaolo and Wasserburg, 1976) で明確に示される。その例として、鳥取西部地震の余震域と岩国断層帯の結果を示す (図 1.2.1.2-37)。イプシロン解析において必要な年代および同位体比等は次の通りである。鳥取地域の花崗岩母岩の形成年代は Iizumi *et al.*(1984) および本研究のデータから 65Ma、岩国の花崗岩母岩の年代は Suzuki and Adachi (1998) から 93Ma とした。Bulk Earth の現在地は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ および $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$ とし (DePaolo, 1988 ; Goldstein *et al.*, 1984), 壊変定数は ^{87}Rb で $1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977), ^{147}Sm で $6.54 \times 10^{-12}/\text{y}$ (Lugmair and Marti, 1978) とした。

イプシロン図における鳥取地域および岩国地域の新鮮な花崗岩は加々美ほか (2000) による西南日本弧の白亜紀～古第三紀花崗岩類の範囲に入る (図 1.2.1.2-37)。風化岩はイプシロン NdI (以下, ϵNdI) が変化せずにイプシロン SrI (以下, ϵSrI) がやや低い方へ移動している。これは風化作用に伴って希土類元素が動かないこと、また Rb-Sr 系の Rb よりも Sr の方がより溶脱することによる。断層ガウジは、風化花崗岩と同様に ϵNd が変化しないが、Sr は一般に Rb よりも著しく溶脱するため、 ϵSrI が低い方へ大きく移動している (図 1.2.1.2-37)。一方、岩国断層帯の来巻のガウジ I 試料に炭酸塩脈の影響を受けたと考えられるガウジがあり、測定の結果、Sr (および Ca) が著しく高く炭酸塩の影響を受けたことが分かり、それにより ϵSrI が増加したと考えられる。

以上より、断層ガウジは一般に著しく低い ϵSrI 組成を有すると言える。ただし、炭酸塩脈の影響により Sr が増加した場合は、高 ϵSrI 側へシフトし、これらとは区別される。そして ϵNdI は母岩と比較して大きく変化しない。イプシロン図を用いた断層ガウジの解析には母岩の形成年代が必要となるが、ガウジの特定指標の一つとして使用できる可能性がある。今後はガウジと同一露頭から採取される熱水脈等の同位体組成との比較を行い、ガウジに固有の同位体挙動をより鮮明にすることで、特定指標としての役割を明確にできると考えられる。

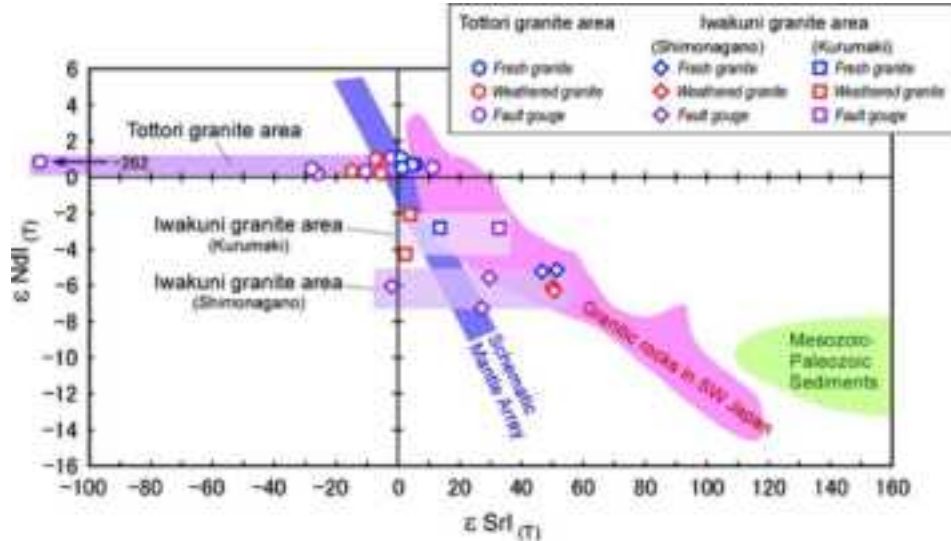


図 1.2.1.2-37 断層ガウジ，風化花崗岩，新鮮な花崗岩の Sr-Nd イブシロン図。

2)-4 断層破砕物質を用いた低活動性断層評価手法の検討

本課題は，従来の変動地形学的手法では見落とされていた将来の活動性を持つ低活動性断層について，断層面を構成する断層岩の物質科学的特徴を比較検討することによりその活動性を評価するための手法の確立を目指すために，①断層の活動度が同じで断層破砕帯構成岩石が異なる断層中の断層ガウジの比較・検討，②断層破砕帯を構成している岩石が同じで活動度が異なる断層中の断層ガウジの比較・検討，③本年度に分析した断層ガウジの特徴を整理し，先行研究を含めた断層ガウジの物質科学的特徴と断層活動性との関連性の検討，④活断層と地質断層の断層ガウジの比較・検討を行った。また，⑤断層岩の地化学・同位体分析による断層活動性の検討を行った。さらに，⑥断層ガウジの物質科学的特徴による活動評価手法を提案し，この評価手法の科学的信頼性向上のために，⑦断層岩の酸化還元環境の経時変化モデルを提案した。以下にその詳細を述べる。

(1) 断層の活動度が同じで断層破砕帯構成岩石が異なる断層中の断層ガウジの比較・検討

山口県岩国断層帯の大竹断層に形成された泥質岩起源と花崗岩起源の断層ガウジに対する XRD による鉱物分析，逐次選択抽出試験および色調測定を行い，両断層ガウジの相違について検討を行った。その結果，化学組成や色調には統計学的な差は認められなかったが，粘土鉱物のスメクタイトについては有意な差が認められた。花崗岩起源の断層ガウジの方が泥質岩起源の断層ガウジよりもスメクタイトの存在量が多かった。他の粘土鉱物については有意な差は認められなかった。泥質岩の起源物質が周辺の花崗岩であったと仮定すると，断層ガウジの元となる物質に大きな差がないため，形成される断層ガウジの物質科学的特徴にも大きな差が生じないと言える。つまり，断層ガウジの起源物質が同様でかつ断層の活動度が同程度ならば，形成される断層ガウジの物質科学的特徴も同様であると示唆される。

(2) 断層破砕帯を構成している岩石が同じで活動度が異なる断層中の断層ガウジの比較・検討

山口県岩国断層帯に形成された花崗岩起源の断層ガウジに対する XRD による鉱物分析，逐次選択抽出試験および色調測定を行い，断層の活動間隔との関連性について検討を行った。その結果，緑泥石の存在量は断層の活動間隔に対してかなり強い正の相関，イライトはやや強い正の相関，スメクタイトはやや弱い正の相関，ハロイサイトはやや強い負の相関を示した。断層ガウジの化学組成では，

断層ガウジの全鉄量は断層の活動間隔に対してかなり強い正の相関、全マグネシウムは非常に強い正の相関、HCl_Fe と HCl_Mg は非常に強い正の相関を示した。断層ガウジの色調では、L*, a* および b* は断層の活動間隔に対してやや強い正の相関を示した。これらのことから、起源物質が同様な場合、断層の活動間隔の長短によって、水-鉱物相互作用の影響を被る期間が異なり、その結果形成される断層ガウジの物質科学的特徴が異なり、その特徴も断層の活動間隔と正あるいは負の相関を示すと考えられる。

(3) 断層ガウジの物質科学的特徴と断層活動性との関連性の検討

当該年研究と先行研究によって得られた花崗岩起源の断層ガウジに対する XRD による鉱物分析、逐次選択抽出試験および色調測定の結果をもとに断層の活動間隔との関連性について検討を行った。その結果、緑泥石とイライトの存在量は断層の活動間隔に対してやや強い正の相関、ハロイサイトはやや弱い正の相関を示した (図 1.2.1.2-38)。

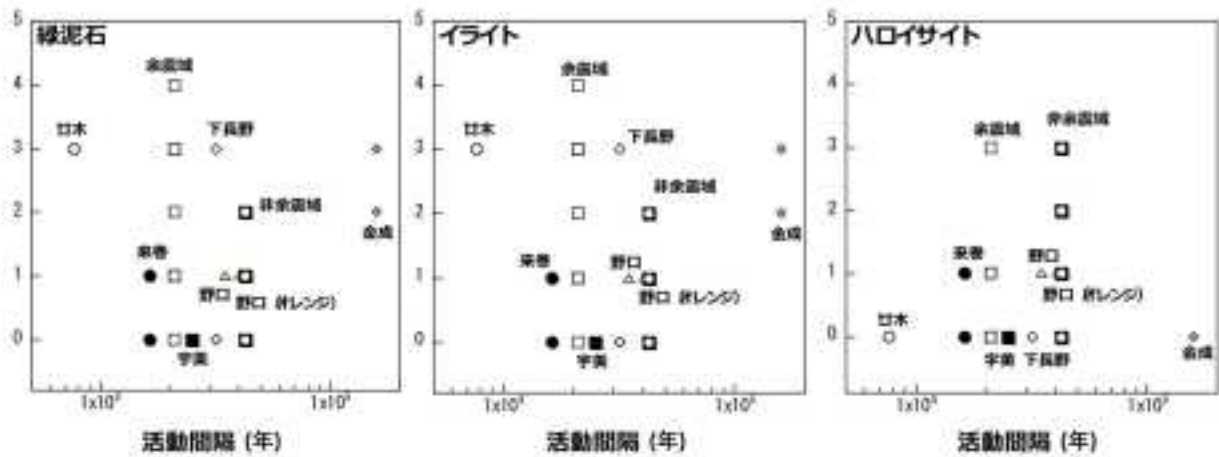


図 1.2.1.2-38 断層の活動間隔に対する緑泥石、イライトおよびハロイサイトの関係。

断層ガウジの化学組成では、断層ガウジの全鉄量と HCl_Fe は断層の活動間隔に対してやや強い正の相関、HCl_Mg はやや弱い正の相関を示した (図 1.2.1.2-39)。

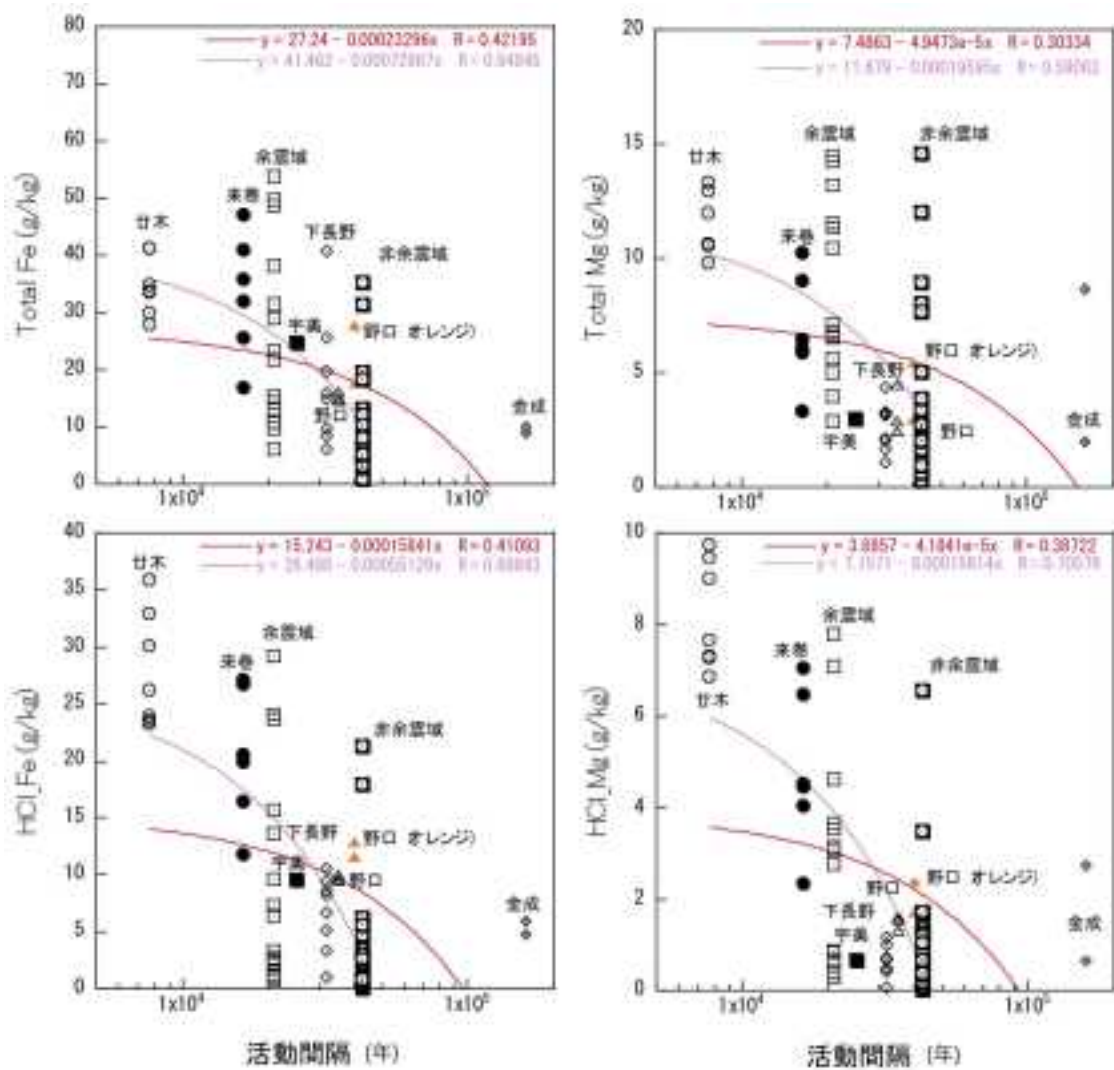


図1.2.1.2-39 断層の活動間隔に対する断層ガウジ中の全鉄量，全マグネシウム，HCl抽出鉄およびHCl抽出マグネシウム量の関係。

断層ガウジの色調では、L*のみが断層の活動間隔に対してやや弱い正の相関を示した（図 1.2.1.2-40）。

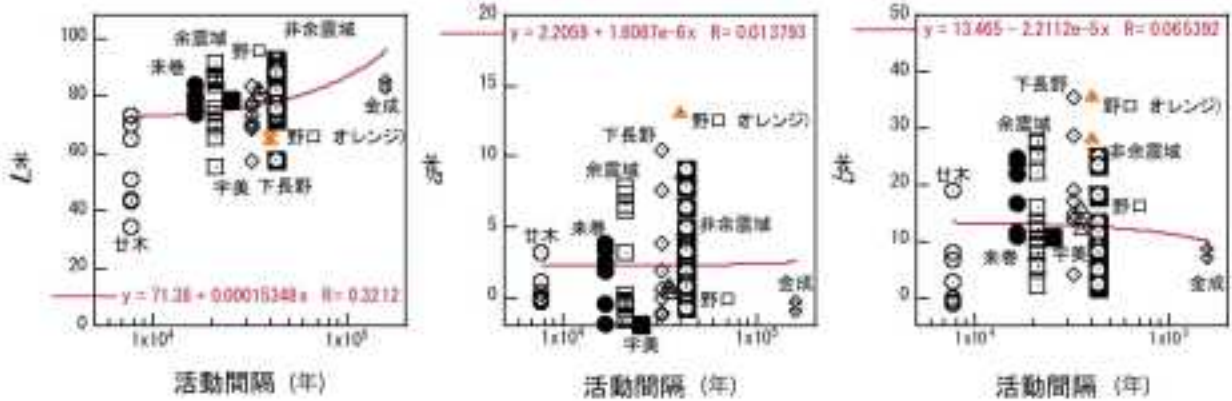


図 1.2.1.2-40 断層の活動間隔に対する断層ガウジのオリジナル色調の関係。

なお、関口一米平リニアメントの金成の断層ガウジを除くと、上記の相関はかなり良くなる。具体的には、緑泥石とイライトの存在量は断層の活動間隔に対してかなり強い正の相関、ハロイサイトはやや強い正の相関を示す(図1.2.1.2-38)。断層ガウジの全鉄量は断層の活動間隔に対してかなり強い正の相関、全マグネシウムはやや強い正の相関、HCl_FeとHCl_Mgはかなり強い正の相関を示す(図1.2.1.2-39)。L*が断層の活動間隔に対してやや強い正の相関、a*がやや弱い正の相関を示す(図1.2.1.2-40)。

これらのことから、断層ガウジの起源物質が花崗岩の場合、各岩体の差が予想されるにもかかわらず、断層の活動間隔と形成される断層ガウジの物質科学的特徴との間に正あるいは負の相関が認められることから、断層ガウジの物質科学的特徴の普遍性が示唆される。ただし、極端に組成等が異なる岩体に対しては、各岩体あるいは地域毎にデータを吟味し、考察した方が信頼性を高く評価できると考える。

(4) 活断層と地質断層の断層ガウジの比較・検討

活断層として当該年研究と先行研究によって得られた花崗岩起源の断層ガウジと棚倉東縁の地質断層の断層ガウジに対するXRDによる鉱物分析、逐次選択抽出試験および色調測定を行い、両断層ガウジの相違について検討を行った。その結果、両断層ガウジの粘土鉱物の存在量には統計学的な差は認められなかったが、化学組成ではCDB_Feの母平均とHCl_Kの母平均に有意な差が認められ、活断層の断層ガウジの方が地質断層の断層ガウジよりもCDB_Feが多くHCl_Kが少なかった(図1.2.1.2-41)。また、色調ではL*の母平均に有意な差が認められ、断層の断層ガウジの方が地質断層の断層ガウジよりもL*の母平均が高い(図1.2.1.2-42)。これらのことは、活断層と地質断層の断層ガウジの物質科学的特徴の差はわずかであることを主張しているが、地質断層の断層ガウジのデータ数が少ないため引き続きデータを拡充し、再解析を実施する必要があると考える。

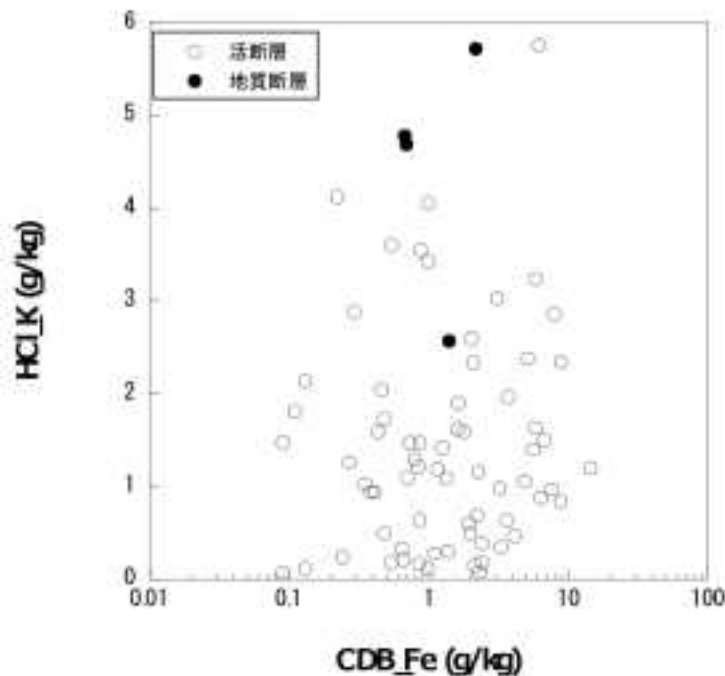


図1.2.1.2-41 活断層と地質断層の断層ガウジのCDB抽出鉄とHCl抽出カリウムの関係。

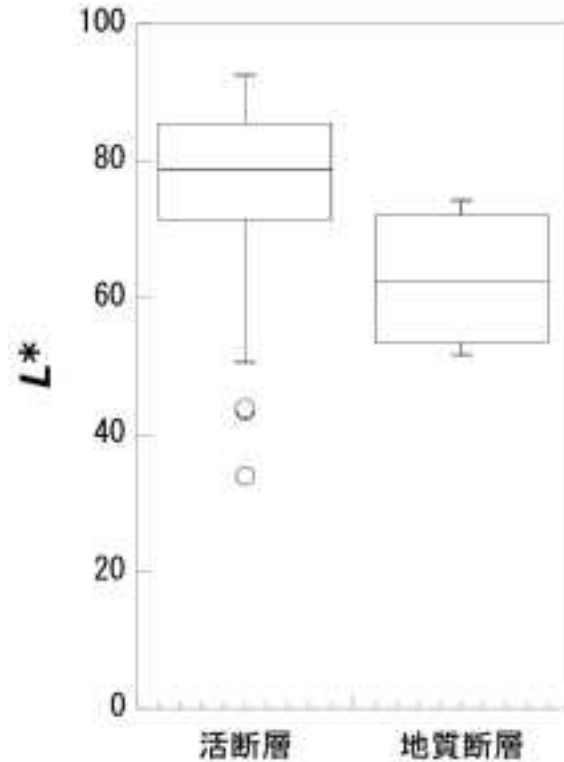


図 1.2.1.2-42 活断層と地質断層の断層ガウジの L* の対比.

(5) 断層岩の地化学・同位体分析による断層活動性の検討

断層岩の地化学・同位体分析による断層活動性を検討するため、6項目についてまとめる。

① 断層ガウジの原岩判定図：

ガウジの色調を基にした活動度予測の検討が課題テーマの一つにあり、その際、ガウジが母岩に由来することが必要条件となるが、しばしば熱水脈や小岩脈の進入で色調が変化することがある。そのため、ガウジが母岩由来であることを保証する地球化学的手法を花崗岩地域の活断層(地震断層含む)で検討した。その結果、Th/Sc vs Zr/Sc 図や Zr/TiO₂ vs Th/TiO₂ 図などの堆積岩の原岩推定 (Taylor and McLennan¹, 1985 など) に用いられる解析がガウジの原岩特定にも有効であることが分かった。図 1.2.1.2-43 に山口県岩国断層帯 (下長野地点) および福島県湯ノ岳断層・八茎断層における Th/Sc vs Zr/Sc 図の解析例を示す。

各露頭で採取された断層ガウジ、風化岩および新鮮な岩石は、露頭毎にまとまった組成範囲を示す。Th/Sc および Zr/Sc は断層形成後の風化作用や変質作用の影響を受けにくい。したがって、各露頭の断層ガウジが母岩の風化岩や新鮮な岩石と同一組成を示すことは、ガウジが母岩を原岩としていることを意味する。一方、岩国下長野において、断層帯のクラックを充填するアプライト脈がガウジと離れてプロットされる。これはガウジがアプライト起源でないことを示す。また福島では、八茎断層と湯ノ岳断層のプロットが離れている。これは各ガウジが異なる花崗岩質岩石を母岩とすることを示す。

活断層は均一な岩相内 (ある一つの岩体内) に発達するだけでなく、種類の異なる岩盤 (もしくは地質体) を挟んで存在する場合もある。そのときのガウジは、両岩盤の混合物で構成される。そのような場合の例として、福岡西山断層の検討を行った (図 1.2.1.2-44)。ここでは断層ガウジが花崗岩と堆積岩 (砂岩・泥岩・シルト岩) の境界部に発達している。

Th/Sc vs Zr/Sc 図において、西山断層のガウジは母岩の花崗岩と堆積岩との間にプロットされるのみでなく、断層中に進入している熱水変質脈の影響も被っている。そのため広い組成範囲をもつ。このような場合、断層ガウジの色調の原因は、花崗岩、堆積岩および熱水脈の混合で形成されており、不確定要素が高い。色調データを判定する上で慎重に検討する必要がある。

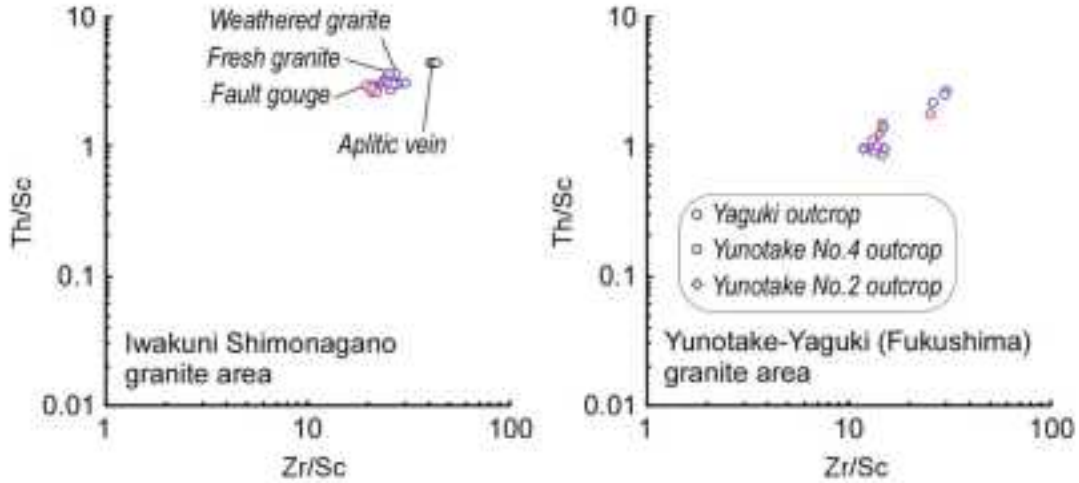


図 1.2.1.2-43 Th/Sc 対 Zr/Sc による断層ガウジの原岩判定図。

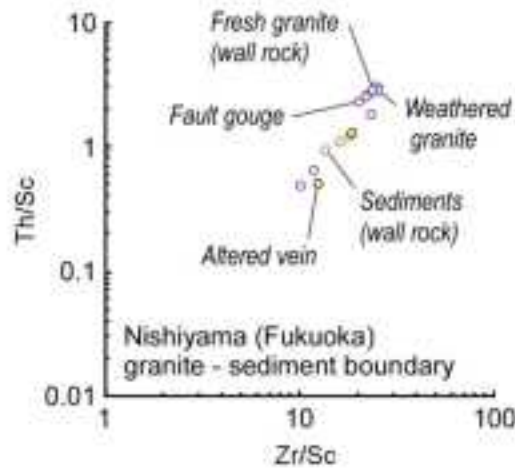


図 1.2.1.2-44 花崗岩－堆積岩の境界に発達した活断層のガウジ組成。

② 断層ガウジに対する熱水の影響：

この検討項目は平成 26 年度の内容のため、ここでは概略を記述する。断層ガウジへの熱水の影響度を把握するために、A-CN-K 三角図(Nesbitt and Young, 1984)が有効であることを分かった。なお、A-CN-K 図は全岩化学組成の A(Al_2O_3)、CN(CaO^*+Na_2O)、K(K_2O) を頂点としたモル比で示した三角図である。新鮮な岩石は三角図上の CN50%–K50% のラインにほぼ配列し、風化が進行すると A-CN 軸に平行な組成変化を生じる。組成が A-K 軸に到達すると、次は頂点 A に向かって変化する。一方、風化過程で熱水変質を被ると K の付加が生じる。その場合はトレンドが A-CN 軸に平行なラインから K 頂点に引き寄せられた傾きをもち、斜めのトレンドとなる。本研究では、各種断層ガウジにも同様の変化が認められ、断層ガウジの色調を判定する場合、熱水変質を被った履歴の有無を考慮して行う必要がある。

③ ガウジの化学組成に基づく活動度予測：

断層ガウジの化学組成をもとに、図 1.2.1.2-45 には鳥取西部地震の余震域およびその近傍のリニアメントから得た試料の A-CN-K 図を示す。新鮮な岩石、風化花崗岩および断層ガウジはトレンドが A-CN 軸に平行で、熱水変質の影響を受けていない。本研究により、断層ガウジはその母岩の新鮮な花崗岩や風化花崗岩よりも A 成分に富むことが一般的であることが明らかとなった。しかし、鳥取西部地震の余震域の断層破砕物で新鮮な花崗岩とほぼ同じ組成を示すものが存在する（図 1.2.1.2-45）。これは、露頭で新鮮な岩盤が新たに破砕された部分として認識された破砕物である。すなわち、この破砕物は、地震時の断層運動による新鮮な岩盤の破砕によって形成された集合体で、当然新鮮な岩盤の破砕物であるため化学的風化度は低い。同様に風化度の低い破砕物として、母岩が玄武岩質ではあるが、福島県の地震断層である井戸沢断層露頭の断層ガウジが確認され、湯ノ岳断層露頭の断層ガウジは全て著しく A 成分に乏しいことが確認された（図 1.2.1.2-45）。

これらのことより、活動度の高いリニアメントの断層ガウジは、過去に何度となく繰り返された岩盤破壊で生じた古い破砕物と新たな岩盤破壊で生じた新しい破砕物の混合物で形成され、その断層ガウジの組成範囲が A-CN-K 図上では広がる可能性がある」と指摘される。この仮説をもとにデータを再確認すると、岩国活断層帯の来巻では比較的ガウジの組成範囲が広く（図 1.2.1.2-45）、岩国活断層帯の下長野や福岡の西山断層の例も、熱水変質を被ってはいるが、組成範囲は広い（図 1.2.1.2-43）。一方、活断層でない鳥取西部の古いリニアメントの断層ガウジには A 成分に極めて高く、化学的風化の進んだ試料がある（図 1.2.1.2-45）が、これは断層ガウジ形成後の経過時間が長いためであると考えられる。この仮説が実証されるならば、A-CN-K 図から低活動度性断層を特定できる可能性があり、今後の重要検討項目となるだろう。

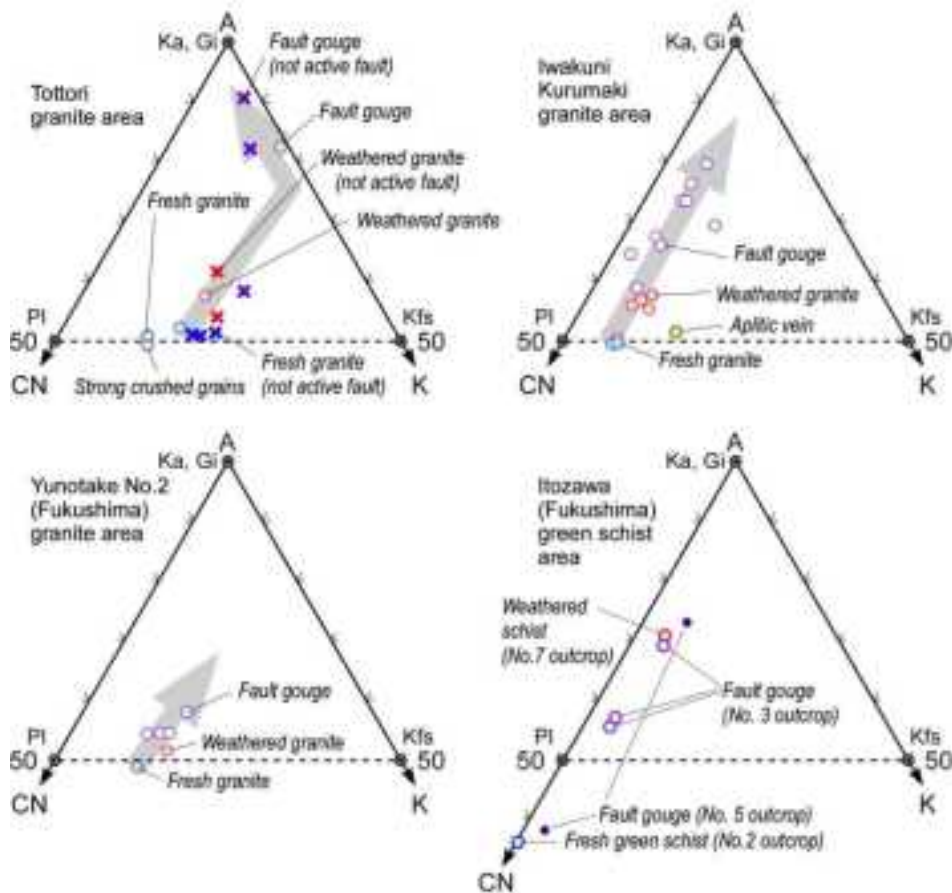


図 1.2.1.2-45 A-CN-K 図における断層ガウジ組成（熱水の影響なし）。

④ ガウジの主・微量成分元素の特徴：

断層ガウジの化学的特徴を把握するため、新鮮な岩石を基準とした組成変化を検討した。手法は Nesbitt (1979) の The percentage changes to element ratios を用いた：

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

Ti is used as denominator

断層ガウジは新鮮な母岩に比較して FeO/ Fe₂O₃ の低下、REEs, U および Sb の富化、CaO, Na₂O および Sr の枯渇が共通して確認される (図 1.2.1.2-46)。FeO/Fe₂O₃ の低下はガウジが主に水-岩石反応により酸化されたことを意味し、REEs, U および Sb の富化は断層付近の風化岩より雨水等で運ばれた難溶性元素 (もしくは難溶性鉱物) が断層内に留まったことを示唆する。また、CaO, Na₂O および Sr の枯渇は斜長石の溶解を示している。A-CN-K 図において組成範囲が狭い断層ガウジは、新鮮な岩石とのパターン変化が小さく (特に鳥取の断層破碎物および福島湯ノ岳；図 1.2.1.2-46)、新たに母岩が破碎されたことにより生じた新しいガウジと解釈することに矛盾しなかった。

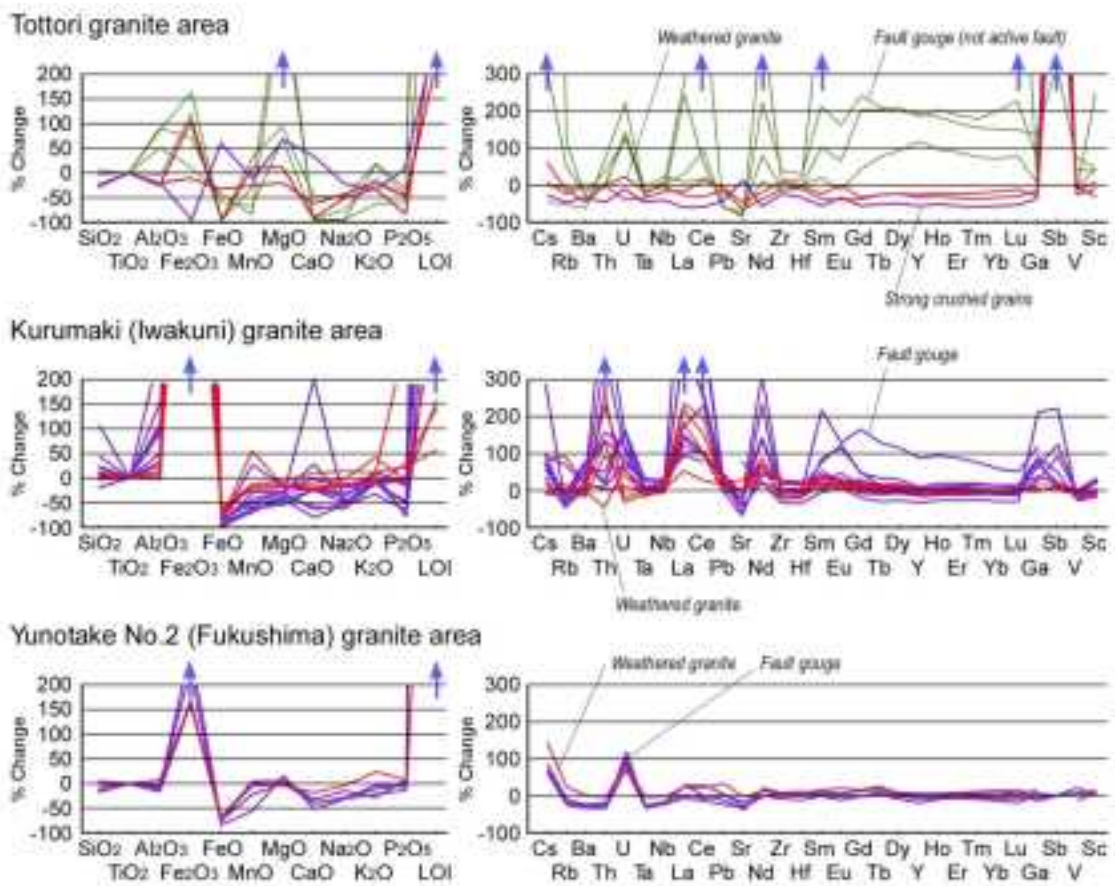


図 1.2.1.2-46 新鮮な岩石を基準にしたガウジおよび風化花崗岩の元素増減パターン。

⑤ 断層ガウジのSr-Nd同位体組成：

この検討項目は平成 26 年度の内容のため、ここでは概略を記述する。断層ガウジの Sr-Nd 同位体を検討した結果、新鮮な岩石に比較して、Sr 同位体比 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) は大きく変化し、Nd 同位体比 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) はほとんど変化しないことが明らかとなった。なお、炭酸塩脈の影響により Sr が増加した場合は、高 eSrI 側へシフトし、これらとは区別される。

Sr-Nd 同位体を用いた断層ガウジの解析には母岩の形成年代が必要となるが、ガウジの特定指標の一つとして使用できる可能性がある。今後はガウジと同一露頭から採取される熱水脈等の同位体組成

との比較を行い、ガウジに固有の同位体挙動をより鮮明にすることで、特定指標としての役割を明確にできると考えられる。

⑥ 断層ガウジのメスbauer分析：

断層ガウジの色調解析では、赤色系～黄色系の発色原因となる鉱物の特定が重要である（間中ほか、2012）。これらの発色に最も鍵となる化学的因子に鉄分の 2 価 / 3 価比が注目されており、ここではメスbauer分析法によるガウジの $Fe^{2+} : Fe^{3+}$ を検討した。メスbauer分光分析では、パラジウムに電着させた ^{57}Co を γ 線源 (370MBq) とし、298 K で粉末試料の ^{57}Fe メスbauerアスペクトルを測定している。アイソマーシフト (I.S.) は金属鉄を基準とする。メスbauerアスペクトルは赤坂・進野 (1992) による QBMOSS プログラムで解析した。ピークはローレンツ曲線で近似し、解析結果を χ^2 とメスbauerパラメーターの標準偏差によって評価している。

岩国活断層帯の来巻の断層ガウジ粉末試料を用いたメスbauer分析では、 $Fe^{2+} : Fe^{3+}$ が FeO 滴定法で得られた $Fe^{2+} : Fe^{3+}$ と整合的で、かつより高精度のデータが得られることが分かった。また、メスbauer分析では鉄分の 2 価 / 3 価比を支配している可能性の高い鉱物の推定に有効であることが示された。さらにガウジの X 線粉末回折データと組み合わせることにより、鉄分の 2 価 / 3 価比を支配する鉱物特定に信頼度が増すことも明らかとなった（図 1.2.1.2-47）。

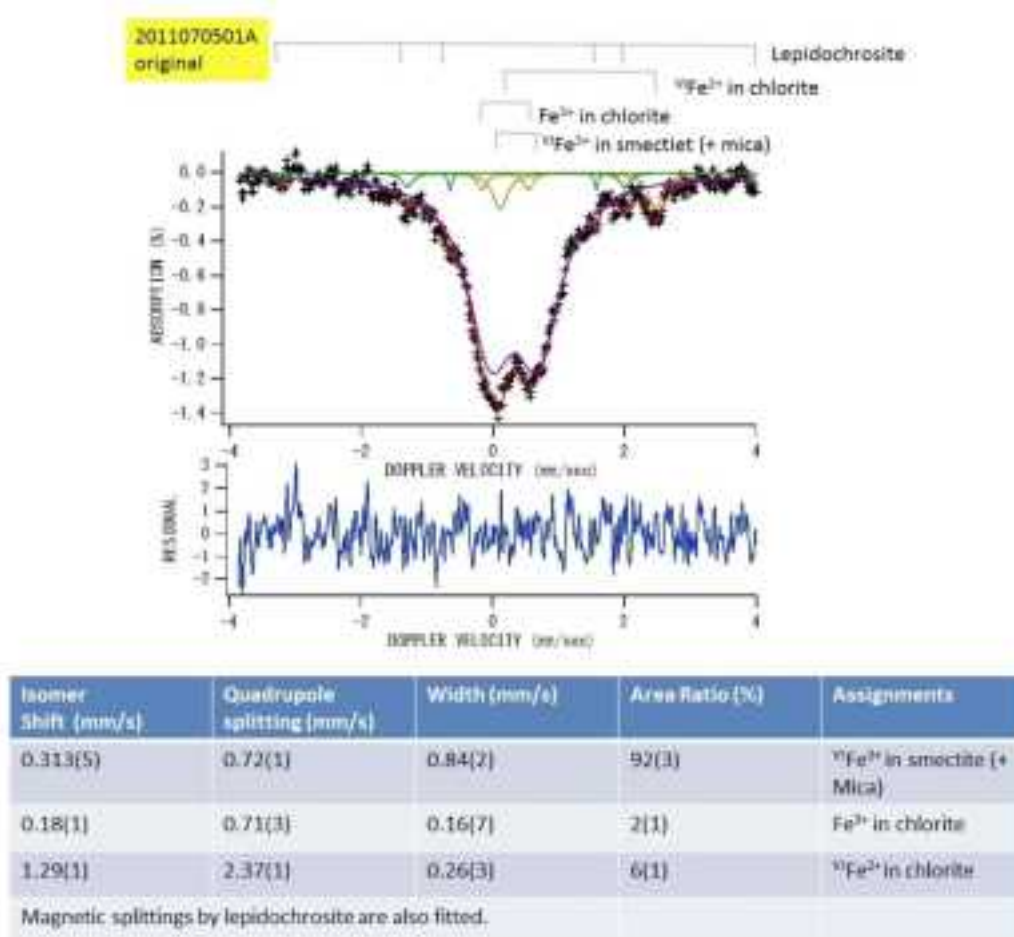


図 1.2.1.2-47 メスbauerアスペクトルと解析結果の例（岩国活断層帯の来巻の例）。

鉱物種はX線粉末回折データで決定されている。ガウジの全岩分析を行い、各鉱物の鉄分の2価/3価比を解析している。下表パラメータ： 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。

メスバウワー分析は、分離鉱物からデータを獲得することで、鉱物の $Fe^{2+} : Fe^{3+}$ を極めて正確に獲得できる。そこで鳥取西部のガウジから TAO 処理, CDB 処理, HCl 処理により逐次選択抽出した試料について、それぞれの分析も行っている。その結果、全岩の鉄分の 2 価 / 3 価比に大きく影響する鉱物を推定できることが示された。今後は、色調解析から活動度解析が可能な典型試料を用いて鉄分の 2 価 / 3 価比解析を重ね、その発色要因の考察につなげていく必要がある。

(6) 断層ガウジの物質科学的特徴による活動評価手法

上述の考察および先行研究（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2009 ; 2010）より、断層岩の色調変化は断層岩を構成する鉱物、鉄成分を含む非晶質・低結晶性物質、結晶性鉄酸化物等を反映していることを指摘するとともにこれらの鉱物相変化であることを示した。また、これらの鉱物相は破碎帯の成因（地表部の応力開放による表層亀裂か、あるいは地下深部に至る震源断層か）と地下浅所での酸化反応の進行の程度を示す指標である可能性を示唆した。さらに、断層活動が断層岩の酸化反応の進行を制御する要因となりうることから、断層岩の物質科学的特徴が結果的に断層の活動性の指標として利用できる可能性も指摘している。すなわち、現在地表近傍で採取される断層ガウジを構成する鉱物組合せは、基本的に 2 つの形成プロセスを示唆する鉱物種の集合であることを指摘した（図 1.2.1.2-48）。具体的には、緑泥石・イライト・スメクタイト・バーミキュライト・ハロイサイトの様な粉末 X 線回折分析によって同定される粘土鉱物は、対象としている破碎帯が、地下数 km で発生した震源断層が地表隆起によって地表部に到達したものであるのか、あるいは震源断層の活動による応力解放に伴い地表付近でのみ発生した浅所断層系であるかの指標として用いられる。一方、逐次選択抽出試験（または段階溶媒抽出試験）により検出される主な発色の要因物質として推定される鉄成分を含む結晶質・非晶質物質の生成反応の進行が、断層活動の活動性を反映すると考えられる。

これまでに得られた断層ガウジの粉末 X 線回折分析の結果を再解析すると、高温還元的环境において生成することが推定される緑泥石やイライトと低温酸化的環境で生成するハロイサイトが同一試料において観察される試料が多数確認され、断層ガウジ中に少なくとも 2 つの異なる形成プロセスを示唆することを裏付ける証拠が見つかった。また、断層ガウジ中の全鉄に対する非晶質・結晶質鉄酸化物中の鉄の割合は、断層の活動性（活動間隔）と正のやや強い相関が認められ、断層の活動間隔、つまり断層活動からの経過時間、が長いほど水-鉱物相互作用によるイライトや緑泥石の溶解が進行し、溶解した鉄から結晶性鉄酸化物が生成することを示唆している。

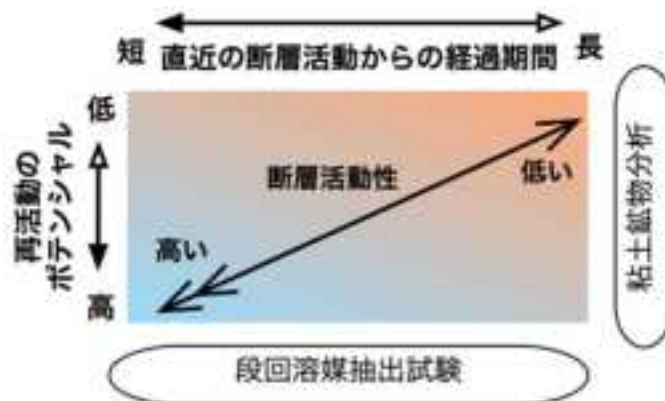


図 1.2.1.2-48 断層岩・断層ガウジの岩石・鉱物学的特徴に基づく活動性評価手法。

一方、断層の活動経過期間の評価指標として、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) は逐次選択抽出試験の各抽出成分の相対量を提示し、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア

(2013) は断層ガウジの粘土鉱物量、各鉱物フラクション中の鉄量および断層ガウジのオリジナル色調を断層の活動周期に対して重回帰解析の結果を提示したが、本研究では緑泥石やイライトの溶解を経由して生成した結晶性鉄鉱物による断層ガウジのオリジナル色調に注目し (図 1.2.1.2-49)、簡便な手法として、 b^*/a^* 比による断層の活動間隔推定図 (図 1.2.1.2-50) を提案する。各産地の断層ガウジの色調を a^*-b^* 図にプロットすると (図 1.2.1.2-49)、各産地のプロット位置はある範囲内に入り、その範囲は各産地によって異なることが認められ、また、各産地のデータのみによる回帰直線の傾き (b^*/a^* 比) は断層の活動間隔と負の相関にあることが見出された。これは、断層の活動間隔が短い断層ガウジほど緑泥石やイライトが多く存在し、生成した結晶性鉄鉱物の色調 (a^* と b^*) の影響をあまり受けず、一方、活動間隔が長い断層ガウジほど全含鉄鉱物に対して結晶性鉄鉱物が多く存在し、結晶性鉄鉱物の色調 (a^* と b^*) の影響を強く受けたと考えられる。図 1.2.1.2-50 は、断層ガウジの b^*/a^* 比と断層の活動間隔の関係を示した。断層ガウジの b^*/a^* 比は断層の活動間隔が長くなると小さくなるが、断層ガウジの b^*/a^* 比は風化花崗岩の b^*/a^* 比よりも大きいようだ。断層ガウジの周辺に存在した風化 (変質) あるいは破碎化された花崗岩の b^*/a^* 比を実線で描き加え、斜線で誤差範囲を示した。このことから、断層ガウジの色調変化は、花崗岩の風化による色調変化と異なることが言える。両者の色調変化の差の理由については議論の余地が残されているが、断層ガウジと周辺の風化花崗岩の b^*/a^* 比の差をとり、その差と断層の活動間隔を図示することによって、その比の差から断層のおおよその活動周期を評価することが可能となる。

上記のことから、断層の活動間隔は、その断層の断層面を構成する断層ガウジの物質科学的特徴と密接な関係を有していることが明らかとなった。それゆえ、従来の変動地形学的手法では見落とされていた将来の活動性を持つ低活動性断層について、当該研究が展開してきた断層ガウジの物質科学的特徴を比較検討することにより、その活動性を評価するための手法は適切なアプローチであると考えられる。

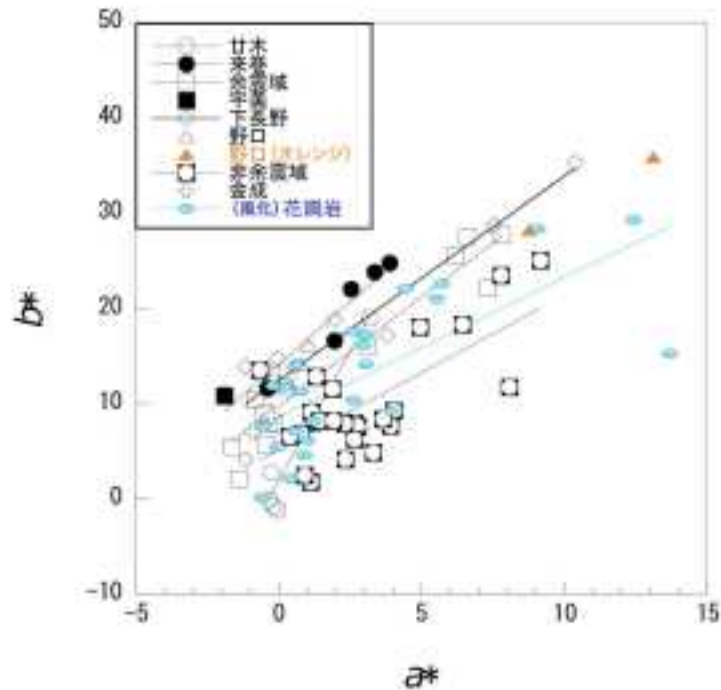


図 1.2.1.2-49 断層ガウジと周辺風化 (変質) 花崗岩の a^*-b^* プロット。

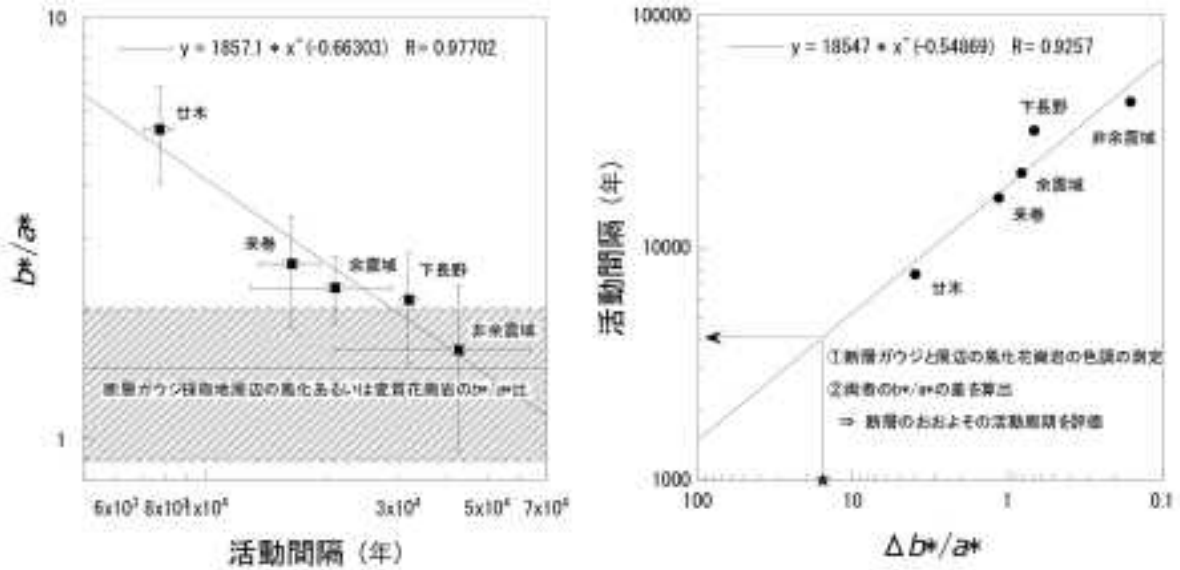


図 1.2.1.2-50 断層ガウジの b^*/a^* 比による断層の活動間隔 (年) の推定.

(7) 断層岩の酸化還元環境の経時変化モデル

断層活動性と断層岩の酸化反応の進行との関連性について図 1.2.1.2-51 に整理した。このモデルにおいて断層岩の酸化反応は、地下深部で破碎された断層破碎部が地表隆起により、還元帯から酸化帯に入った時点から開始する。再活動しない断層の場合 (図 1.2.1.2-51 中のライン 1), 単調に酸化作用が進行し、酸化環境に対応した鉱物相が形成される。一方、酸化帯に入った後もズレ運動を発生する破碎帯の場合 (図 1.2.1.2-51 中のライン 2), 断層運動に伴って、破碎帯の酸化状態が抑制されるプロセスが機能する (この酸化抑制プロセスについては下記)。したがって、断層活動を繰り返す破碎帯は、ズレ運動が発生する度に酸化反応が抑制され、結果として図 1.2.1.2-51 中のライン 1 と 2 の差が、断層活動性の相違として認識される。実際には、断層活動は複数回生じると考えられるため、直近過去の地震活動の加重平均間隔が短いほど酸化反応の進行が抑制され、断層活動が不活発な断層との酸化程度の差が大きくなる傾向が生ずることとなるだろう。

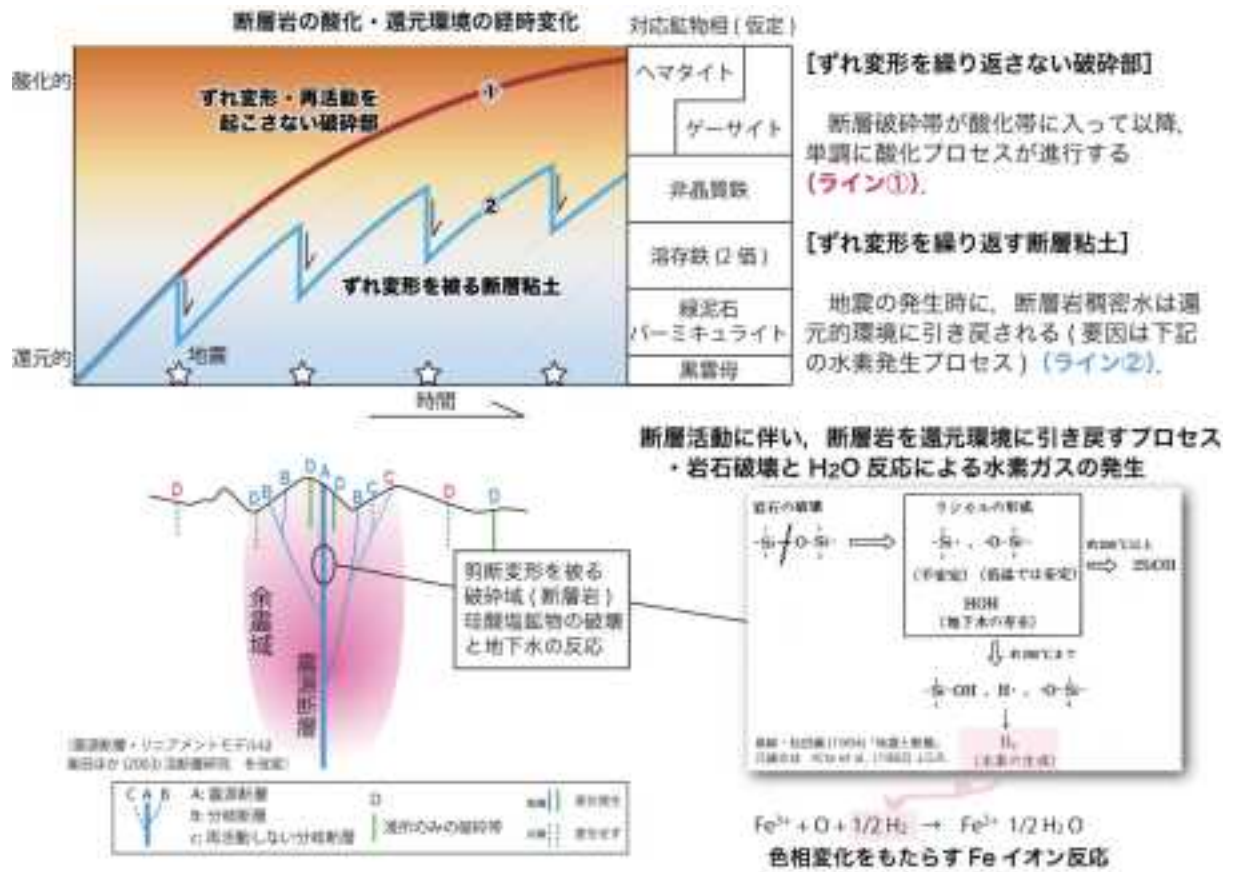


図 1.2.1.2-51 断層岩の色相変化と断層活動との関連。

断層岩の酸化反応を制御するプロセスとして産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) は、断層活動に伴う地下深部からの還元性地下水の上昇を想定し、断層の活動性が高いほど還元性地下水の上昇頻度が大きく、より酸化作用が抑制されると考えた。しかしながら、断層ガウジそのものの透水性が悪いことから深部地下水の経路としての有効性に疑問があり、断層破砕帯は深部流体の上昇域としての機能だけでなく、浅層水を地下深部への下降流路としての機能も無視できない。それ故、断層破砕帯が酸化雰囲気となる制御因子として、断層ガスとして放出される水素ガスの関与が考えられる。

断層を経路として地下深部からの揮発性成分 (He, H₂, CO₂, ラドンガス等) が地表に放出される現象は、古くから知られており「地殻化学探査」として断層検出手法として用いられてきた。特にラドンガス放出を指標とした放射能探査が断層探査手法の一つとして実施されてきた (貞広・見野, 1980)。一方、山崎断層から放出された最高 3% に達する水素ガスの検出 (Wakita *et al.*, 1980) を契機として、歴史時代に活動履歴のある複数の断層に対する水素ガス観測がなされ、水素ガス放出量が断層の活動度を反映する可能性が指摘されている (Sugisaki *et al.*, 1983)。

断層からの水素ガスの発生に関して、水蒸気を含む室温から 200°C 以下の環境下での花崗岩試料を用いた破壊実験により、水素ガスの発生が確認されている (Kita *et al.*, 1982)。この現象は、珪酸塩鉱物の破壊によるラジカル反応を主とした水素生成反応として解釈される。すなわち、珪酸塩鉱物の破壊は、微視的に見ると SiO₄ 四面体の (SiO₄)_n の切断を意味する。O-Si-O の結合が破断されると、非常に反応性の高いラジカル [Si・] と [Si-O・] が生成する。生成したラジカル [Si・] は周辺環境の H₂O と反応し、SiOH と [H・] を形成し、[H・] 同士が反応し水素ガスとなる (Kita *et al.*, 1982)。

現在ズレ運動を発生していない断層の観測において水素ガスが検出されるのであるから、みかけ静穏時の断層から水素ガスが放出されるプロセスを説明する必要がある。黒澤ほか(2010)は、水素ガスの移流シナリオとして、震源域で発生した水素ガスが地下水に溶解し断層沿いの高透水性ゾーンを経路として地表に到達すると考えた。しかしながら、現在地表付近で高濃度の水素ガス放出は、破碎帯ではなく、透水性の悪い断層ガウジ部で観測されている。また、この移流シナリオによる水素ガス放出を想定すると、高水素ガス放出が確認される断層では、地下深部で微小地震が定常的に発生し常時水素ガスを上部へ供給する必要があるが、最新の活動年代が数百年あるいは数千年以上もさかのぼる断層においても、微小地震が起き続けているとは考えられない。

黒澤ほか(2010)が報告した水素ガス放出量の経時変化グラフを確認すると、観測後2時間程度で水素放出量は最高放出量を示し、その後ゆっくりとバッククラウンレベルにまで低下する。このような経時変化を見ると、水素ガスが放出される経路が確立されていて、そこから継続的に水素ガスが観測されているというより、むしろガス観測のために掘削した孔へ向かって断層ガウジ内部から拡散放出されてくる水素ガス放出量を観測している可能性がある。この場合、ガス放出量は断層ガウジが本来保持していた水素ガス濃度を反映していることとなり、水素ガスによる断層岩の酸化反応の抑制効果からも矛盾がない。岩石破壊に起因する水素ガス放出現象は、断層岩の酸化指標による断層活動性評価手法の確立において魅力ある仮説ではあるが、本手法の科学的信頼性向上のためには、その発生プロセス・移動シナリオについて今後の検討が必要である。

上記の取りまとめから、本研究の手法をより一般的に適用可とするためには、次に挙げる課題に対して検討の余地が残されていると考える。

- ・活断層の活動間隔をパラメータとした場合、精度よい解析を実施するためには、活動間隔が長い(数万年以上)活断層からの事例数が著しく不足している。具体的には、金成データとそれ以外のデータ間へのデータ拡充が必要である。
- ・活断層と地質断層の断層ガウジを比較するために、地質断層の断層ガウジ試料の物質科学的データの拡充が必要である。具体的には、鳥取や岩国地域において活断層ではない断層の断層ガウジに対するデータを拡充し、断層ガウジの物質科学的データを比較検討する。この場合、岩体の地域差が排除され、活断層と地質断層の断層ガウジの直接比較が可能となると考えられる。
- ・上記の課題と関連するが、岩体毎の断層岩についてデータをまとめ、比較検討する必要がある。本研究の場合、採取した地域に偏りがあるため、得られた結果に普遍性があるか疑問が残る。
- ・他の岩種起源の断層ガウジと本研究で実施した花崗岩起源の断層ガウジの物質科学的特徴を比較するために、種々の岩石起源の断層ガウジの物質科学的データの拡充が必要である。データを拡充することによって、鉱物化学相変化モデルを検証し、より一般化した評価手法を得ることが可能となる。
- ・本手法のさらなる科学的信頼性向上のために、断層ガウジの酸化還元反応プロセスの検討が必要である。具体的には、断層の活動間隔が長いほど緑泥石やイライトが消失するのは長期間の水-鉱物相互作用によると考えられるが、断層の活動間隔が短いほど緑泥石やイライトが多く残存することについての考察が必要であり、その際、断層ガウジの酸化還元反応プロセスが重要な要因であると考えられるためである。

1.2.1.3 広域の地殻変動予測手法の検討

【実施内容】

平成 25 年度までの「我が国の過去の自然事象についてのデータベース化」の中の構造運動に関する情報整備として実施されてきた成果を踏まえ、平成 26 年度は日本列島周辺のプレート運動および構造運動に係る知見を引き続き収集するとともに、プレート運動モデルおよびプレート運動に起因する地域的な地殻変動について整理を行う。日本列島周辺の地殻構造をモデル化し、数値実験を行い、地殻変動のモデル化に関する検討と課題の抽出を行う。これらを総合して、広域の地殻変動予測手法について総合的な取りまとめを行う。以上の成果は、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1) 平成22～26年度の5年間における各年度の実施内容の概要

[平成22年度]

北海道中軸部が発散も収束もしないとする制約条件に基づいて、日本海溝に沿った浸食量の見積もりを行い、日本海溝の西向き移動速度の 40% であることを明らかにした。

[平成23年度]

日本列島の地殻変動の長期予測を行うため、日本列島周辺のプレートの過去の運動を球面幾何学的に再現するシステムを構築した。

[平成24年度]

プレート運動学的制約条件を組み入れて過去のプレート運動をシステム上で再現したところ、日本列島に沈み込むプレートのうち、フィリピン海プレートの運動が日本列島の地殻変動のスイッチのオン・オフを決めている可能性があることを明らかにした。日本列島の地質学的将来予測においては、フィリピン海プレートの将来の運動を明らかにすることが鍵になる可能性があることが判明した。

[平成25年度]

プレートの速度ベクトルやプレート間相対運動の速度ベクトルを計算し、地質学的に観察された応力場の変遷との関連を調べた結果、日本列島の今日の東西短縮テクトニクスと過去(300 万年前以前)の中立的地殻変動が、フィリピン海プレートの運動に基づく日本海溝の移動で定性的に再現できることを明らかにした。

[平成26年度]

復元された日本列島の過去の運動に、各種の地質学的情報(堆積物の種類、火山活動の性質等)を重ねて表示するためのデータセットを作成した。その結果、2,500～1,500 万年前の日本海の拡大時期にはその末期に日本列島が一気に水没し、1,500～300 万年前の中立的応力場の時期には日本列島の広い範囲が海面下にあったことが示された。また、300 万年前にフィリピン海プレートの運動方向が変わると日本列島を東西の圧縮応力場が支配し、東西方向に短縮を始め、島弧地殻は一気に隆起して陸域が広がり、海成の泥岩や砂岩から礫岩へと堆積物が大きく変化した。

2) 広域の地殻変動予測手法の検討

現在の日本列島には、太平洋プレートとフィリピン海プレートの 2 つの海洋プレートが沈み込ん

であり、今日の日本列島の地殻変動がこれら2つのプレートの運動に支配されていると予想される。したがって、日本列島の地質学的将来像を予測するためには、

- ① 現在の東西短縮地殻変動がプレート運動で説明できること。
- ② 地質学的過去の中立的地殻変動が過去のプレート運動で説明できること。
- ③ 将来のプレート運動を予想して、地質学的将来の地殻変動を予測すること。

の三段論法を完結させる必要がある。これまでは、そのいずれも未解決であったが、1.2.1.3-1)節に記した5年間の研究により、その概要を明示できる段階に至っている。

日本列島周辺のプレートの過去の運動を球面幾何学的に再現するシステムを構築し、プレート運動学的制約条件を組み入れて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過去の運動を復元したところ、フィリピン海プレートの運動が日本列島の地殻変動の制御している可能性があることが明らかになった。プレートの速度ベクトルやプレート間相対運動の速度ベクトルを計算し、地質学的に観察された応力場の変遷や各種の地質学的情報(堆積物の種類、火山活動の性質等)との関連を調べた結果、以下が明らかになった(図1.2.1.3-1)。

- ・2,500～1,500万年前の日本海の拡大時期には、その末期に日本列島が一気に水没したこと。
- ・1,500～300万年前の中立的応力場の時期には、日本列島の広い範囲が海面下にあったこと。
- ・300万年前にフィリピン海プレートの運動方向が変わると、日本列島を東西の圧縮応力場が支配し、東西方向に短縮を始めたこと。
- ・300万年前～現在にかけて、島弧地殻は一気に隆起して陸域が広がり、海成の泥岩や砂岩から礫岩へと堆積物が大きく変化したこと。

以上の検討により、日本列島の過去(300万年前以前)の中立的地殻変動と今日の東西短縮テクトニクスは、フィリピン海プレートの運動に基づく日本海溝の移動で再現できることが明らかになった。

今後数十万年程度の時間スケールでは、現在の東西短縮地殻変動が大きく転換するとは考えられず、日本列島では陸域の隆起と浸食が続くと予想される。しかしながら、この地殻変動が数百万年も継続するとは考えられず、プレート運動に転換が生じることが予測される。具体的には、現在活動的な伊豆背弧リフトがブレイクアップに至った場合、日本列島は300万年前以前の中立的な応力状態に戻ることから、日本列島の広い範囲が再び水没すると予想される。そのタイミングを確定することが今後の大きな課題として挙げられる。

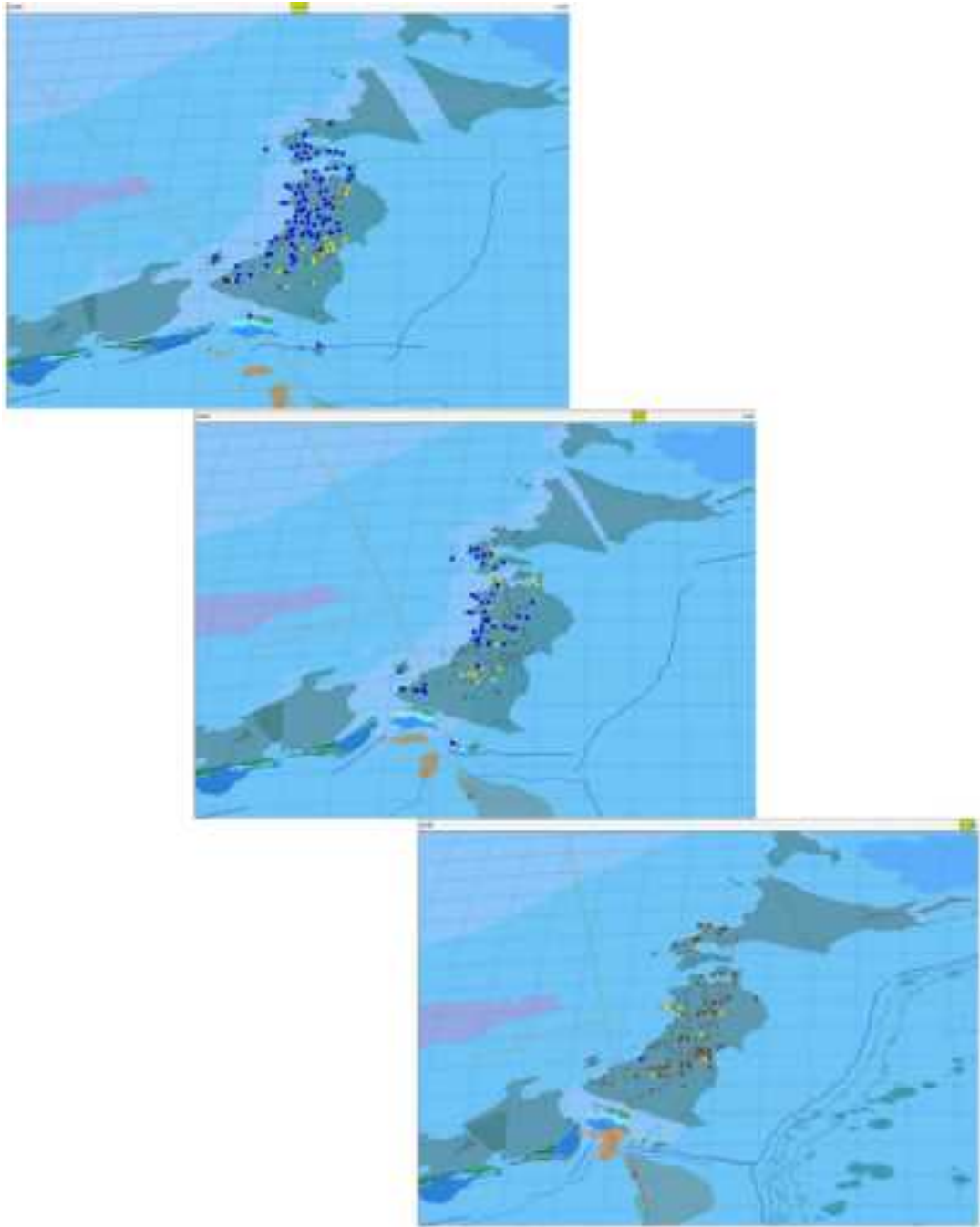


図 1.2.1.3-1 日本周辺のプレート運動と日本列島の地殻変動。

上から1200万年前、500万年前、20万年前の状況を復元したものである。東北日本に示されている丸印は、礫岩(茶色)、砂岩(黄色)、砂岩・泥岩互層(緑色)、泥岩(青色)で、大局的にはこの順で堆積場が深くなる。日本海の拡大が終了した1500万年前以降は中立的な応力場が続き、東北日本の広い範囲が深い海底にあったことが分かる。数百万年前頃から陸域が広がり始め(出羽変動)、第四紀になると一気に陸域となった(島弧変動)。

1.2.1.4 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】

平成 23 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震のようなマグニチュード 9 クラスの超巨大地震が起これば、地殻にかかる応力状態が変化し、周辺地域での地震の誘発や火山活動の活発化等が

発生するため、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について検討する必要がある。そのような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とその評価手法について事例研究を行い、1万～10万年スケールでの動的地質構造モデリング(1)の構築に関する基礎的な検討と課題の抽出を行う。以上の成果は、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1) 平成22～26年度の5年間における各年度の実施内容の概要

本課題は、平成25年度から検討を実施している。

[平成25年度]

自然事象間の相互の連関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評価する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や必要情報の整理を行い、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。

[平成26年度]

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とその評価手法について事例研究を行い、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基礎的な検討と課題の抽出を行った。東北地方の島弧横断方向を事例研究として、一定の応力下においても、10万年スケールで変形場(ここでは正断層から逆断層のインバージョンを起こしている逆断層の発達場)が背弧から前弧に移動すること、この変形場の移動はマグマ活動の熱による地殻の強度弱화가寄与している可能性があることを示した。また、これまでの検討結果の取りまとめを行った。

2) 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とその評価手法についての事例研究

(1) マグマ活動等が隆起と断層活動に与える影響とその評価手法に関する先行研究のレビュー

Townend and Zoback (2006)は、日本列島での地震の発震機構を用いた応力逆解析結果を踏まえ、地形、歪み速度および地殻熱流量の関係について論じている(図1.2.1.4-1)。Townend and Zoback (2006)は、東西方向の水平最大主応力(σ_{hmax})が卓越している本州弧において、GNSS(GPS)が示す強短縮地域と高地殻熱流量地域の相関がよく、それらの地域では周囲に比べて標高が高いことを示した(例えば中部地域北アルプス周辺地域;図1.2.1.4-1)。Townend and Zoback (2006)は、この相関をマグマ活動の熱による地殻の強度弱化によるものと説明しており、地殻の強短縮を生じさせる側方圧縮応力によって隆起速度が高くなっている(地形が支えられている)ことを示した。Hasegawa *et al.* (2005)は、東北地域において、地殻の短縮変形が現在最も進行しているのは火山フロント付近であることを示し(いわゆる奥羽山地歪み集中帯)、火山フロントでの火山マグマ活動によるその領域への応力集中によるものとしている。Yoshida *et al.* (2013)は、東北地域での火山活動の位置と活動年代の関係から、火山フロントの位置が現在の位置と概ね変わらない最近500万年間において、背弧から火山フロントへの火山の活動場の移動を報告しており、その移動速度は2cm/年程度である(図1.2.1.4-2)。Awata and Kakimi (1985)は、東北地域の活断層(インバー

ョンを起こしている逆断層)を伴う褶曲構造において、堆積層が褶曲変形によって沈降から隆起に転じた時期を推定している。Awata and Kakimi (1985)によると、日本海沿岸に近い北由利衝上断層では 300 万年前頃から隆起している一方、火山フロント付近の奥羽山地東縁断層では 50 万年前頃に隆起に転じており(図 1.2.1.4-3)、背弧から火山フロント側へ短縮変形場が移動したと推定している。Yoshida *et al.* (2013)と同様の手法で短縮変形場の移動速度を計算すると、4~6 cm/年程度となり、火山マグマ活動の活動場の移動速度とは桁で一致する。また、島津(1990)は、北部フォッサマグナ新潟油田地域での褶曲構造について、ここ数 100 万年間での褶曲変形で生じた亀裂にそってマグマが地下から上昇した可能性について議論している。なお、ここでは、中村(1971, 1975, 1989)や高橋(1994)が論じているような火山噴火によるマグマだまりの収縮による周辺の応力変化と断層活動場(変形場)の関係は議論せず、火山マグマ活動による地殻強度への熱の効果と断層活動場(変形場)の関係に関して検討した。

(2) マグマ活動等が隆起と断層活動に与える影響に関するモデル計算

上記のレビュー結果を踏まえて、地殻強度の弱화를ヤング率の低下と見なして東北地域の島弧断面を簡略化した 2 次元モデル計算を行った(図 1.2.1.4-4)。ここでは、東北地域の島弧断面を長さ 200 km で深さ 30 km の弾性体とし、一般的な地殻の強度としてヤング率を 60 GPa、熱による弱化した領域のヤング率を 40 MPa と設定した。また、Yoshida *et al.* (2013)を踏まえて低ヤング率領域を背弧側(図 1.2.1.4-4 の左)から火山フロント側(図 1.2.1.4-4 の右)へ分布させるようにした。なお、計算によって求まる最大隆起域をその時点で短縮変形した領域と判断した。計算の結果、ヤング率領域の分布に応じて隆起域が背弧から火山フロント側に分布するのが認められた(図 1.2.1.4-4b)。

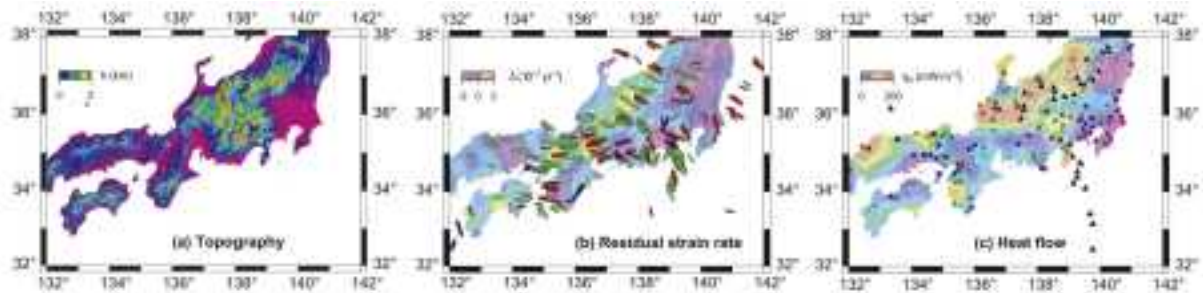


図 1.2.1.4-1 本州弧での地震の応力逆解析結果を踏まえた、地形、歪み速度および地殻熱流量の関係(Townend and Zoback, 2006)。

(a)地形分布。標高 2 km を超える地域を赤く色付けされている。(b)地震の発震機構を用いた応力逆解析で求めた最大水平主応力軸 (σ_{hmax}) の方向と歪み速度の空間分布。震源が 35 km より浅い地震を用いている。棒は求めた応力の最大水平主応力軸の方向を示す。正断層応力：青色、横ずれ断層応力：緑色、逆断層応力：赤色。(c)地殻熱流量の空間分布。黒色三角は第四紀火山の位置を示す。

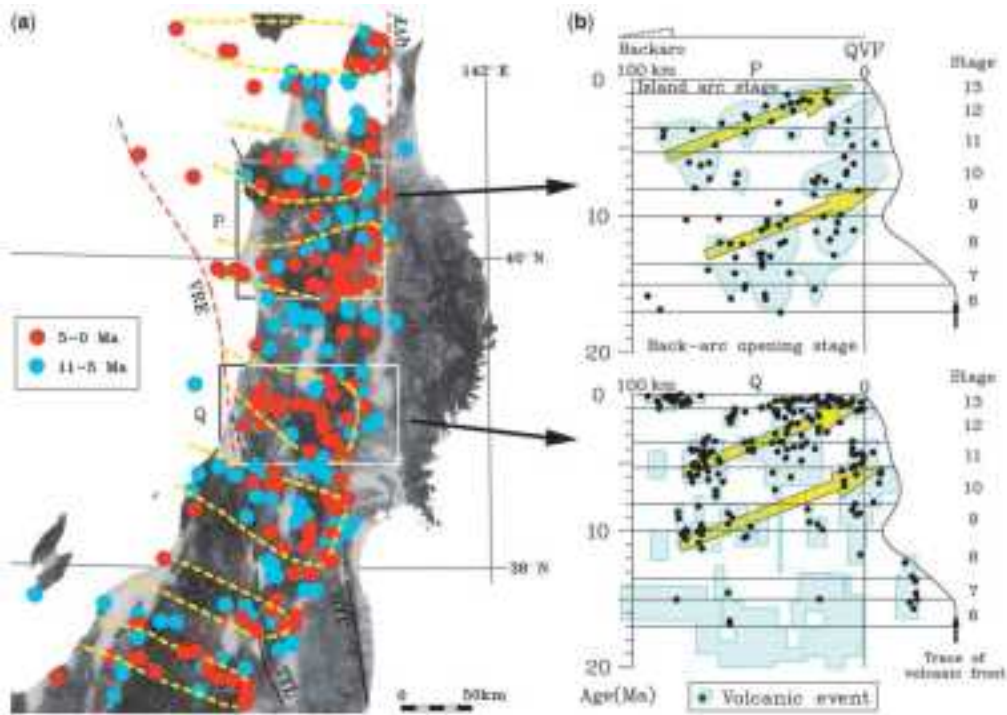


図 1.2.1.4-2 (a) 東北日本弧での火山の分布と (b) 火山活動の位置と活動年代の関係 (Yoshida *et al.*, 2013).

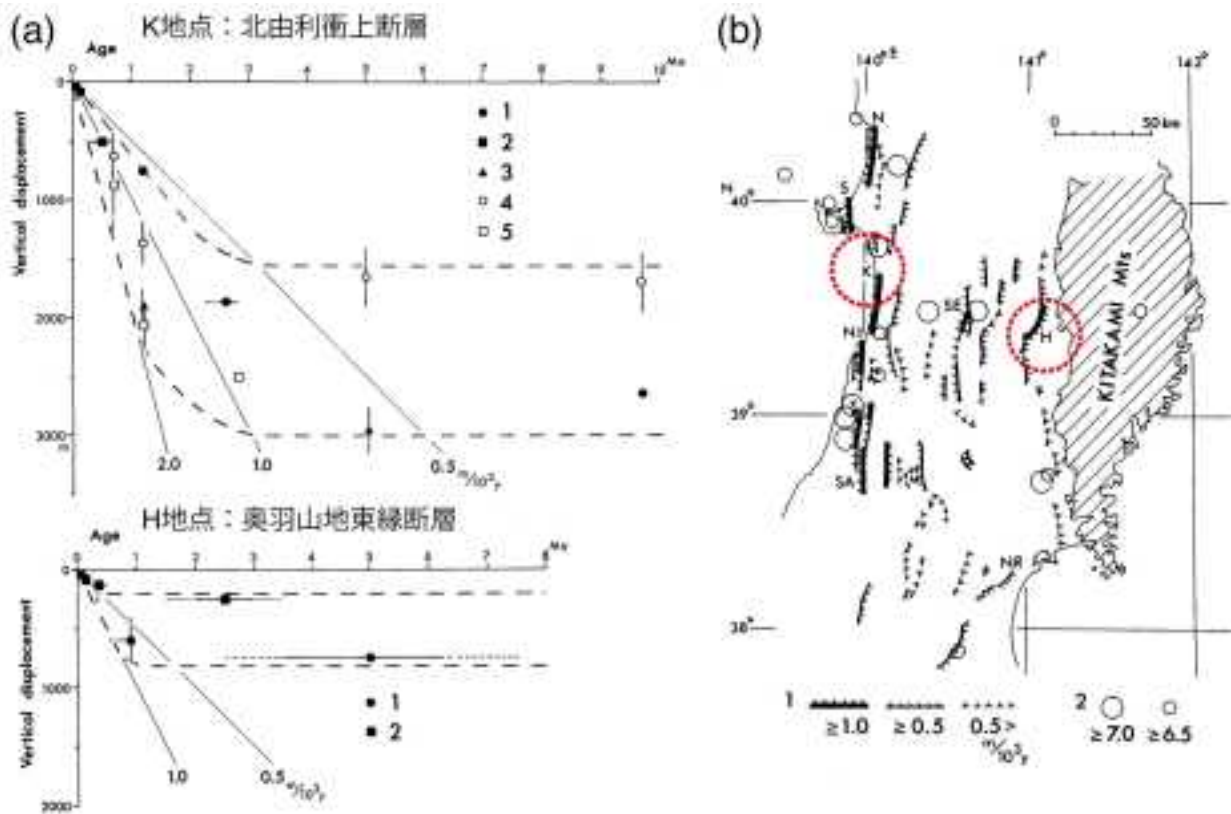


図1.2.1.4-3 (a)北由利衝上断層 (上, bのK地点) と奥羽山地東縁断層(下, bのH地点)での隆起開始時期と(b)活断層の分布 (Awata and Kakimi, 1985).

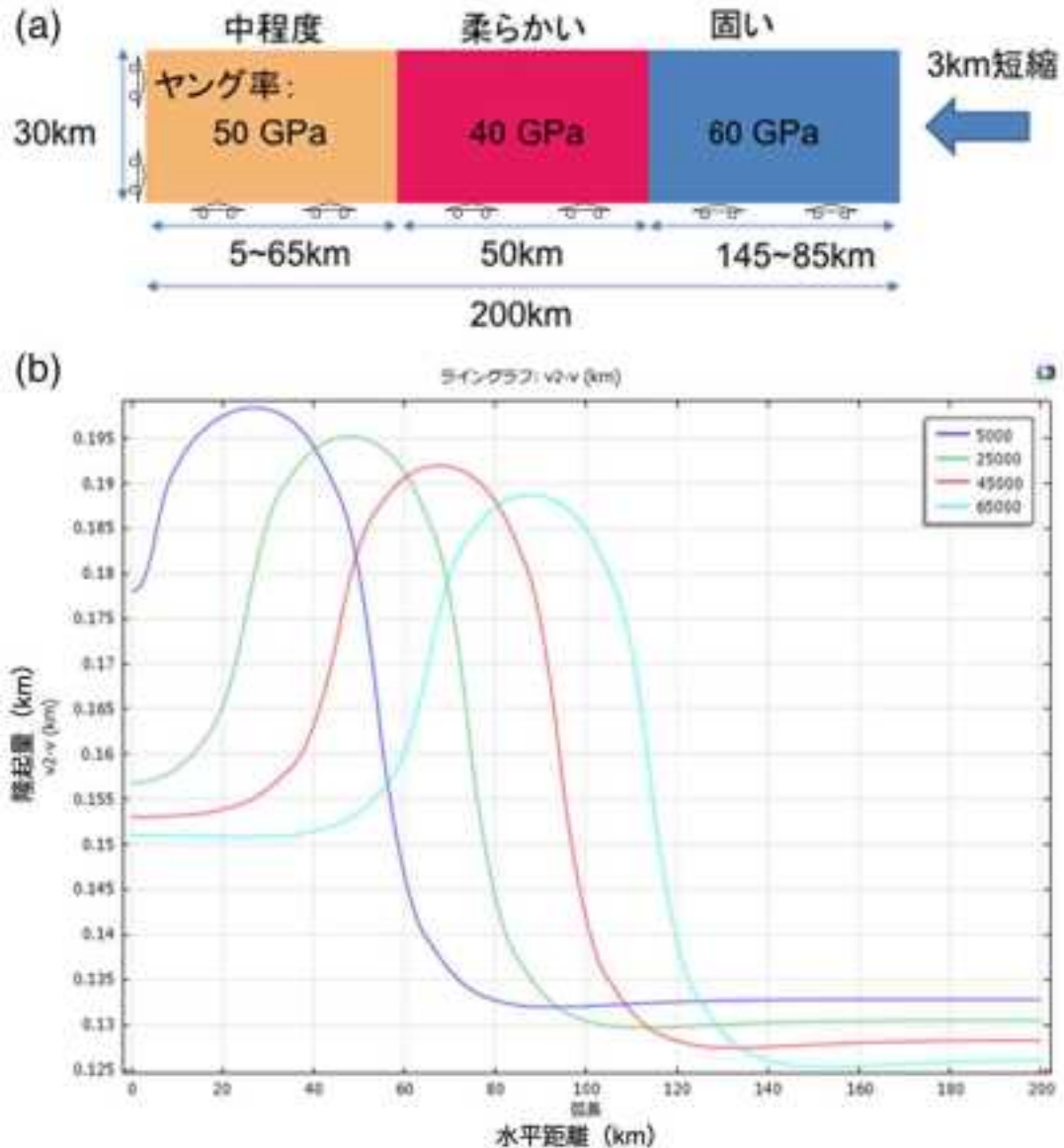


図 1.2.1.4-4 地殻強度の弱화를ヤング率の低下と想定した東北地域の島弧断面を簡略化した 2 次元での弾性体モデル。
 (a) 設定したモデル（現在の場）と (b) 計算結果（青色：3 Ma, 緑色：2 Ma, 赤色：1 Ma, 水色：現在）。

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の検討 (図1.2.1.4-5)

10 万年を超える長期の複数の自然事象間の連関では、地質・地質構造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必要がある。断層活動と火山活動の知見を整理し、両者の関係性を考慮しておくことが、地質現象の長期的変化を検討する上で重要である。特に、火山活動を含む熱による地殻強度の弱化を考慮することで、断層活動の開始時期や断層活動場（変形場）の移動の検討が可能となる。そのため、深部の熱供給場の時空間変化をとらえることが重要となる。

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島弧地殻内での応力蓄積過程、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、水のフィガシティー、既存断層、岩石の粒径などを知る必要がある（芝崎, 2013）。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を整理しておく必要がある。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。例えば、Shibazaki *et al.* (2007) および Shibazaki *et al.* (2008) 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。

地殻下部もしくはさらに深部で断層運動を引き起こすの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。前節（1.2.1.4.2 節）では、東北地域における断層活動の場の移動と火山マグマ活動の場の移動について取りまとめた。西南日本においても、例えば中国地域では第四紀火山の位置は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た可能性が示唆される。東北地域と同様に、これらの火山活動およびそれに伴う地殻熱流量の高い領域の移動は、断層活動の場の移動を引き起こす可能性がある。中国地域の前弧側にあたる四国地域は、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。山陰地域と同じような D90（地震発生震度の下限で地殻の厚さを示す指標の一つ）や等価弾性厚を持ち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。このことは、四国地域の深部において火成活動およびそれに類する高地殻熱流量源が存在しないために、断層活動が抑制されている可能性を示唆する。そのため、今後は力学的な背景（地殻の堅さや厚さ）と既存の弱線としての構造線の関係に加え、このような各地域を特徴づける火山活動および熱流量異常場の移動と活断層場の移動の関係を検討する必要がある。また、火山周辺地域においては、中村 (1971, 1975, 1989) や高橋 (1994) が論じているような火山噴火によるマグマだまりの収縮による周辺の応力変化と断層活動場（変形場）の関係についても検討していく必要があるだろう。

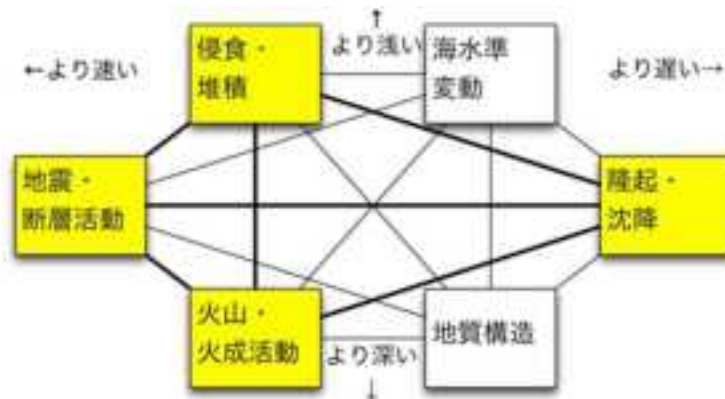


図 1.2.1.4-5 自然事象間の相互の連関の関係図。

【まとめと今後の課題】

宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の検討においては、我が国における侵食速度の時空間分布の把握とその予測手法の高精度化にむけて、長期の侵食速度の推定に適した比較的半減期の長い宇宙線生成核種 (^{10}Be や ^{26}Al) を用いて検討を実施してきた。平成 26 年度末時点で、宇宙線生成核種を用いた侵食速度推定手法の適用が可能とほぼ確認され、運用が可能と考えられる地質・地形環境については、表 1.2.1.1-A-2 にまとめられている。これらは侵食（尾根部、山地斜面）、河川下刻（離水年代）、断崖・断裂形成（露出年代）などが対象とされ、地質環境としては石英を多く含む花崗岩地域での適用がほとんどである。花崗岩地域以外では、砂岩層やチャートなどの堆積岩を対象としたものが少数含まれるが、砂岩層は石英長石質で石英を多く含み、またチャートは微結質石英の集合体であり、いずれも石英を多く含んでいる。本検討の「今後の課題」で既述したが、この手法を地形・地質・気候条件等の環境条件に対応した侵食速度予測手法として用いるためには、試料の前処理法の改良により、①採取すべき試料量の減量、②試料前処理過程に要する労力・時間を少なくすることが必須であり、今後の重要な課題と考えられる。

沿岸域を対象とした隆起・侵食量予測手法の検討においては、造波水槽実験により海成段丘構成層中の上部外浜相—下部外浜相境界が相対的海水準に必ずしも対応していないこと、前浜相—上部外浜相境界を相対的海水準の高度指標として選定すべきであることを示し、野外における隆起量予測の基準面として用いられてきた海成段丘面高度と海成段丘構成層中の旧海面指標高度に有意な差があることを示した。また、これらの海成段丘構成層の堆積相に関する知見を基に、沿岸域における隆起量・隆起速度評価手法として、①海成段丘構成層の堆積相解析、② GPS 測量による標高測量、③数 10 万年程度を対象としたルミネッセンス年代測定による堆積年代決定を組み合わせた調査解析手法を確立した。特に、従来年代測定法の適用が困難であった数 10 万年程度の年代測定に対して、pIRIR 法によるルミネッセンス年代法の確立は沿岸域の隆起現象の評価のみならず、第四紀の地殻変動の推定に適用可能と考えられ、第四紀の編年上重要な意味を持つと考えられる。今後の課題として、野外調査においては露頭状況に応じた浅層ボーリングによる堆積相解析・分析試料採取が、ルミネッセンス年代測定においてはその適用範囲の拡大、特に① 100 万年程度を見越した年代測定法の適用枠の拡大（海外では適用実績あり）、②カリ長石試料内部に存在するカリウムからの内部放射線による年間線量の見積もり精度の精緻化、③フェーディング現象ほかルミネッセンス年代測定法の適用上の課題の解消などがあり、今後の研究の着実な進展が望まれる。

断層の再活動性評価手法については、力学的な断層再活動性評価手法と断層破碎物質等を用いた低活動性断層評価手法について検討を行った。

力学的な断層再活動性評価手法については、①断層活動の空間スケール・空間分解能、②断層活動の時間スケール・時間分解能、③断層の摩擦強度や破碎帯発達の変時間変化およびそれらの岩体変形ポテンシャルへの影響について、取りまとめと課題の抽出を行った。その結果、①および②については、地殻応力場の第一次オーダーの大局的な空間的不均一性に応じた形でのスリップテンデンス (ST) を用いた断層再活動性評価の可能性について東北地方における具体的な解析例における適用性を示したが、同様な解析を行った山陰地方において地質断層が高い ST を示し、断層の活動性に関する既存の解釈の妥当性を含めた力学的な断層再活動性評価手法の適用性の再検討の必要性を示した。しかしながら、この手法は理論的に確固たる根拠を有していることから、検討に用いた各種データや解釈を含めた再検討が必要と考える。③については、断層破碎帯の組織・組成・力学物性が断層の摩擦強度に影響を与える報告が出つつあり、10 万年を超えるような長期においては断層の摩擦強度や破碎帯の力学物性が時間とともに変化し、それらが断層活動を促進あるいは抑制させることを検討する必

要があることが示唆される。

断層破碎物質等を用いた低活動性断層評価手法については、従来の変動地形学的手法では見落とされていた可能性の高い将来の活動性を持つ低活動性断層について、断層面を構成する断層岩の物質科学的特徴を比較検討し断層活動性を評価するための手法の確立を目指すため、①断層の活動度が同じで断層破碎帯構成岩石が異なる断層中の断層ガウジ、②断層破碎帯を構成している岩石が同じで活動度が異なる断層中の断層ガウジ、③断層ガウジの物質科学的特徴と断層活動性との関連性の比較・検討を行い、④活断層と地質断層の断層ガウジの差について取りまとめ、⑤断層岩の地化学・同位体分析による断層活動性の検討を行った。さらに、⑥断層ガウジの物質科学的特徴による活動評価手法、⑦断層岩の酸化還元環境の経時変化モデルを提案した。また、その結果として、本手法をより一般的に適用可とするための課題として、以下を示した。

- ・活動間隔が長い（数万年以上）活断層からの事例数の追加と事例研究の拡充。
- ・地質断層の断層ガウジ試料の物質科学的データの拡充。
- ・データを取得する地域の拡充。
- ・花崗岩起源以外の断層ガウジの物質科学的データの拡充。
- ・断層ガウジの酸化還元反応プロセスの実証的検討。

本検討においては、断層ガウジの酸化還元反応プロセスの把握と理解が最も重要と考えられるため、断層ガウジの産状やその場の酸化還元環境を支配する地下環境の解析を含めた検討が今後の重要な課題と考えられる。

広域の地殻変動予測手法の検討においては、日本列島周辺のプレートの過去の運動を球面幾何学的に再現するシステムを構築し、日本列島の過去2,500万年以降の地殻変動を再現するための制約条件を検討した結果、フィリピン海プレートの運動に基づく日本海溝の移動により、日本列島の過去(300万年前以前)の中立的地殻変動と今日の東西短縮テクトニクスが再現できることが明らかになった。また、今後数十万年程度の時間スケールでは、現在の東西短縮地殻変動が大きく転換するとは考えられず、日本列島では陸域の隆起と浸食が続くと予想される。しかしながら、この地殻変動が数百万年も継続するとは考えられず、現在活動的な伊豆背弧リフトがブレイクアップに至った場合、日本列島の広い範囲が再び水没すると予想されるため、そのタイミングを確定することが今後の大きな課題として挙げられる。

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においては、各種の自然事象間の相互の連関のメカニズムに着目し、最も大きな影響を及ぼすと考えられる事象として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とその評価手法について事例研究（北海道増毛山地、島根県津和野地域、東北地方の島弧横断方向など）を行い、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基礎的な検討と課題の抽出を行った。その結果、東北地方のように太平洋プレートの沈み込みによる一定の応力が継続したと推定される地質環境下においても、10万年スケールで変形場（ここでは正断層から逆断層のインバージョンを起こしている逆断層の発達場）が背弧から前弧に移動すること、この変形場の移動はマグマ活動の熱による地殻の強度弱화가寄与している可能性があることを示した。また、西南日本の中国・四国地方における断層活動の場の移動と火山マグマ活動の場の移動についての検討から、各地域における力学的な背景（地殻の堅さや厚さ）と既存の弱線としての構造線の関係に加え、火山活動および熱流量異常場の移動と活断層場の移動の関係を考慮する必要があることを示しており、今後の長期にわたる地質変動を考慮する上で検討すべき重要な知見と考える。

【引用文献】

- Adamiec G. and Aitken M. (1998) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 16, 37-50.
- 赤坂正秀・進野勇 (1992) メスバウアー分光学の鉱物学への最近の応用状況—とくにケイ酸塩鉱物を例にして—. *鉱物学雑誌*, 21, 3-20.
- Auclair M., Lamothe M. and Huot S. (2003) Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements*, 37, 487-492.
- Awata, Y. and Kakimi, T. (1985) Quaternary Tectonics and Damaging Earthquakes in Northern Honshu, Japan. *Earthquake Pred. Res.*, 3, 231-251.
- ベルナール アマデイ・オーヴ ステファンソン (2012) 岩盤応力とその測定. 京都大学学術出版会, 660 p.
- Bott, M. H. P. (1959) The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C. and Sohbat, R. (2012) A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, 41, 435-451.
- Buylaert J. P., Murray A. S., Gebhardt A. C., Sohbat R., Ohlendorf C., Thiel C., Wastegard S., Zolitschka B. and The PASADO Science Team (2013) Luminescence dating of the PASADO core 5022-1D from Laguna Potrok Aike (Argentina) using IRSL signals from feldspar. *Quaternary Science Reviews*, 71, 70-80.
- Byerlee, J. (1978) Friction of Rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116, 615-626.
- De Paolo, D. J. and Wasserburg, G. J. (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3, 249-252.
- De Paolo, D.J. (1988) Neodimium Isotope Geochemistry: An introduction. Springer-Verlag, New York, 187p.
- Dekayir, A. and El-Maataoui, M. (2001) Mineralogy and geochemistry of supergene alteration of an alkali basalt from the Middle Atlas, Morocco. *Journal African Earth Sciences*, 32, 619-633.
- Di Toro, G., Han, R., Hirose, T., De Paola, N., Nielsen, S., Mizoguchi, K., Ferri, F., Cocco, M. and Shimamoto, T. (2011) Fault lubrication during earthquakes. *Nature*, 471, 494-498.
- Evenstar, L. A., Hartley, A. J., Stuart, F. M., Mather, A. E., Rice, C. M. and Chong, G. (2009) Multiphase development of the Atacama Planation Surface recorded by cosmogenic He-3 exposure ages: Implications for uplift and Cenozoic climate change in western South America. *Geology*, 37, 27-30.
- Faulkner, D. R., Mitchell, T. M., Healy, D. and Heap, M. J. (2006) Slip on 'weak' faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone. *Nature*, 444, 922-925.
- Fukushima, Y., Takada, Y. and Hashimoto, M. (2013) Complex ruptures of the 11 April 2011 Mw 6.6 Iwaki earthquake triggered by the 11 March 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake, Japan. *B. Seismol. Soc. Am.*, 103, 1572-1583.
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K. and Hamilton, P.J. (1984) A Sm-Nd study of atmospheric dust and particulates from major river system. *Earth Planetary Science Letters*, 70, 221-236.
- Gosse, J. C. and Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quatern. Sci. Rev.*, 20, 1475-1560.
- Granger, D., Riebe, C., Moore, A., Rogers, H. and Lifton, N. (2014) Production rate of ¹⁰Be in magnetite. The Thirteen International Conference on Accelerator Mass Spectrometry,

Abstract, 209.

- Gudmundsson, A., Simmenes, T. H., Larsen, B. and Philipp, S. L. (2010) Effects of internal structure and local stresses on fracture propagation, deflection, and arrest in fault zones. *Jour. Struct. Geol.*, 32, 1643-1655.
- Harnois, L. (1988) The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55, 319-322.
- Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N. and Miura, S. (2005) Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity. *Tectonophysics*, 403, no. 1-4, 59-75.
- 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 Earth Science*, 38, 1093-1106.
- 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 Mineralogical, Petrological Economic Geology*, 79, 89-100.
- 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, L09306, doi:10.1029/2012GL051491.
- 磯部一洋 (1991) 花崗岩山地における侵食と崩壊－茨城県高萩市・十王町西武の例－. *地質調査所月報*, 42, 175-197.
- Ito, M., and O'hara, S. (1994) Diachronous evolution of systems tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene palaeo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology*, 41, 677-697.
- 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*, 30, 185-190.
- 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, 323-332.
- 活断層研究会 (編) (1991) [新編] 日本の活断層 分布図と資料. 東京大学出版会, 440 p.
- 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. *地學雜誌*, 105, 88-112.
- Kita, I., Matsuo, S. and Wakita, H. (1982) H₂ generation by reaction between H₂O and crushed rock: an experimental study on H₂ degassing from the active fault zone. *Jour. Geophys. Res.*, 87, 10789-10795.
- Kohl, C. P. and Nishiizumi, K. (1992) Chemical isolation of quartz for measurement of insitu-produced cosmogenic nuclides. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 56, 3583-3587.
- 小池一之・町田洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.
- 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦 (編) (2005) 日本の地形3東北. 東京大学出版会, 355 p.
- 小坂和夫・千木良雅弘・吉田鎮男・金折裕司 (2011) 日本の断層マップ. 培風館, 239 p.
- 工藤崇・小林淳 (2013) 十和田火山, 先カルデラ期～カルデラ形成期テフラの放射年代測定. *地質調査研究報告*, 64, 305-311.
- 黒澤英樹・石丸恒存・島田耕史・丹羽正和・小坂英輝・斉藤聡・二ノ宮淳 (2010) 水素ガス原位置測定による断層破碎帯調査手法の検討. *JAEA-Research*, 2009-043.
- 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*

- 誌, 110, 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, 37-52.
- 林愛明 (2000) 活断層のトレンチ. 野外調査における断層破碎帯の組織構造の解析と適用について. 応用地質, 41, 135-140.
- Lugmair, G.W. and Marti, K. (1978) Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the Lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39, 349-357.
- Mahara, Y., Hohjo, K., Kubota, T., Ohta, T., Mizuochi, Y., Tashiro, T., Sekimoto, S., Takamiya, K., Shibata, S. and Tanaka, K. (2010) Vertical distribution of ^{10}Be , ^{26}Al , and ^{36}Cl in the surface soil layer of weathered granite at Abukuma, Japan. *Nucl. Instrum. Methods B*, 268, 1197-1200.
- 間中光雄・福士圭介・宮下由香里・伊藤順一・渡部芳夫・小林健太・亀井淳志 (2012) 2000年鳥取県西部地震の余震域と非余震域に分布する断層ガウジの比較. 地質学雑誌, 118, 459-475.
- 松四雄騎・千木良雅弘・平石成美・松崎浩之 (2012) 紀伊半島・十津川上流部の下刻速度-宇宙線生成核種を用いた蛇行切断の年代決定からのアプローチ. 京都大学防災研究所年報, 55, 241-245.
- Matsushi, Y. and Matsuzaki, H. (2010) Denudation rates and threshold slope in a granitic watershed, central Japan. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268, 1201-1204.
- 松四雄騎・松崎浩之・牧野久識 (2014) 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, 35, no. 2, 165-185.
- 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 ^{26}Al . *Geomorphology*, 82, 283-294.
- Mehra, O.P. and Jackson, M.L. (1960) Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Minerals*, 7, 317-327.
- Michael, A. J. (1984) Determination of stress from slip data: faults and folds. *Jour. Geophys. Res.: Solid Earth* (1978-2012), 89, 11517-11526.
- 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, 58, 492-515.
- Miyauchi, T. (1987) Quaternary tectonic movements of the Kamikita Coastal Plain, Northeast Japan. *Geographical Review of Japan*, 60, 1-19.
- 水野清秀 (2010) 西南日本における鮮新-更新世内陸盆地発達史の再検討. 第四紀研究, 49, 323-329.
- Morris, A., Ferrill, D. A. and Henderson, D. B. (1996) Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24, 275-278.
- Murakoshi, N., and Masuda, F. (1992) Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentary Geology*, 80, 167-184.
- Murray, A.S., and Wintle, A.G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57-73.
- Nakamura, A., Yokoyama, Y., Shiroya, K., Miyairi, Y. and Matsuzaki, H. (2014) Direct comparison of site-specific and basin-scale denudation rate estimation by in situ cosmogenic nuclides: an example from the Abukuma Mountains, Japan. *Progress Earth Planetary Science*, 1, no. 9, 1-11.

- 中村一明 (1971) 1. 地殻歪の指示者としての火山: 火山のテクトニクス例 (I. 序論). 火山. 第2集, 16, 63-71.
- 中村一明 (1975) 火山の構造および噴火と地震の関係. 火山. 第2集, 20, 229-240.
- 中村一明 (1989) 火山とプレートテクトニクス. 東京大学出版会, 336 p.
- Nesbitt, H.W. (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of granodiorite. *Nature*, 279, 206-210.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.
- Nesbitt, H.W. and Markovics, G. (1997) Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 61, 1653-1670.
- Neves, M. C., Paiva, L. T. and Luis, J. (2009) Software for slip-tendency analysis in 3D: A plug-in for Coulomb. *Comput. Geosci.*, 35, 2345-2352.
- 西井稜子・松四雄騎 (2012) 露出年代測定法を用いた山体の自重による変形履歴の解明. 財団法人国土地理協会平成23年度学術研究助成, 研究成果報告書, 1-21.
- 大橋聖和 (2014) 長期的な物質・組織変化による断層強度変遷. 日本地質学会第121年学術大会講演要旨, R13-O-12.
- Okuno, J., Nakada, M., Ishii, M., and Miura, H. (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes. *Quaternary Science Reviews*, 91, 42-61.
- 大坪誠・宮川歩夢・塚本齊・山元孝広・渡部芳夫 (2014) 地層処分の長期安全を評価する際の断層活動における不確実性. *地質学雑誌*, 120, 423-433.
- Otsubo, M., Shigematsu, N., Imanishi, K., Ando, R., Takahashi, M. and Azuma, T. (2013) Temporal slip change based on curved slickenlines on fault scarps along Itozawa fault caused by 2011 Iwaki earthquake, northeast Japan. *Tectonophysics*, 608, 970-979.
- 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. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 64, 2199-2220.
- Papanastassiou, D. A. and Wasserburg, G. J. (1970) Rb-Sr age of lunar rocks from the Sea of Tranquillity. *Earth Planetary Science Letters*, 8, 1-19.
- Rohling, E.J., Grant, K., Hemleben, C.H., Siddall, M., Hoogakker, B.A.A., Bolshaw, M., and Kucera, M. (2007) High rates of sea-level rise during the last interglacial period. *Nature Geoscience*, 1, 38-42.
- 貞広太郎・見野和夫 (1980) 活断層におけるr線測定(I). *地震*, 33, 51-70.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2014) 20万分の1日本シームレス地質図データベース (2014年1月14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. <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009) 地層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) 地層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 (2011) 地層処分に係る地質評価手法等の整備：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
- 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, no. 560.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (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.
- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Veldkamp, A., Tebbens, L. A., Hovius, N. and Kubik, P. W. (2002) A 30,000 yr record of erosion rates from cosmogenic Be-10 in Middle European river terraces. *Earth Planet Science Lett.*, 204, 307-320.
- 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, no. 2, 91-104.
- Shibazaki, B., Garatani, K., Iwasaki, T., Tanaka, A. and Iio, Y. (2008) Faulting processes controlled by the nonuniform thermal structure of the crust and uppermost mantle beneath the northeastern Japanese island arc. *Journal Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 113, no. B8. doi:10.1029/2007JB05361.
- 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, 499.
- 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. (2000) Fluid involvement in normal faulting. *Jour. Geodyn.*, 29, 469-499.
- 島津光夫 (1990) 北部フォッサマグナにおける褶曲形成と火山活動. *地質学論集*, 34, 99-104.
- Shirai, M., and Tada, R. (2000) Sedimentary successions formed by fifth-order glacio-eustatic cycles in the middle to upper Quaternary formations of the Oga Peninsula, northeast Japan. *Journal Sedimentary Research*, 70, 839-849.
- 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.
- Steiger, R.H. and Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Sugisaki, R., Ido, M., Takeda, H., Isobe, Y., Hayashi, Y., Nakamura, N., Satake, H. and Mizutani, Y. (1983) Origin of hydrogen and carbon dioxide in fault gases and its relation to fault activity. *Jour. Geology*, 91, 239-258.
- 杉山雄一 (1991) 第二瀬戸内海の右横ずれ沈降盆地－大規模横ずれ断層の活動領域移動に伴う沈降盆地の変遷モデル－. *構造地質*, 36, 99-108.
- 杉山雄一・宮下由香里・伏島祐一郎・小林健太・家村克敏・宮脇明子・新谷加代 (2004) 鳥取県西部, 日南湖水ニアメント上でのトレンチ調査. *活断層・古地震研究報告*, 4, 193-207.

- Suzuki, K. and Adachi, M. (1998) Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 23–37.
- 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今後の課題. *地学雑誌*, 103, 447-463.
- Tamm, O. (1932) Uber die Oxalatemethode in der chemischen Bodenanalyse. *Medd. Statens skogsforsoksanstalt*, 27, 1-20.
- Tamura, T., and Masuda, F. (2005) Bed thickness characteristics of inner-shelf storm deposits associated with a transgressive to regressive Holocene wave-dominated shelf, Sendai coastal plain, Japan. *Sedimentology*, 52, 1375-1395.
- Tamura, T., Nanayama, F., Saito, Y., Murakami, F., Nakashima, R., and Watanabe, K. (2007) Intra-shoreface erosion in response to rapid sea-level fall: depositional record of a tectonically uplifted strand plain, Pacific coast of Japan. *Sedimentology*, 54, 1149-1162.
- Tamura, T., Saito, Y., and Masuda, F. (2008) Variations in depositional architecture of Holocene to modern prograding shorefaces along the Pacific coast of eastern Japan. *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-marine Stratigraphy*. SEPM Special Publication, no. 90, 189-203.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific, Oxford, 312p.
- 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. doi:10.1029/2009TC002626.
- 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.
- Thomsen, K.J., Murray, A., Jain, M., and Buylaert, J.P. (2012) Re 'Luminescence dating of K-feldspar from sediments: a protocol without anomalous fading correction' by Bo Li and Sheng-Hua Li. *Quaternary Geochronology*, 8, 46-48.
- Townend, J. and Zoback, M. D. (2006) Stress, strain, and mountain building in central Japan. *Jour. Geophys. Res.*, 111, no. B3. doi:10.1029/2005JB003759.
- 卜部厚志(2008) 越後平野の阿賀野川沿いにおける沖積層の堆積システム. *第四紀研究*, 47, 191-201.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., and Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- 若狭幸・森口有里・松崎浩之・松倉公憲 (2008) 宇宙線核種濃度から推定される木曾川上流寝覚ノ床における下刻速度. *季刊地理学*, 60, 69-76.
- Wakita, H., Nakamura, Y. Kita, I., Fujii, N. and Notsu, K. (1980) Hydrogen release: new indicator of fault activity. *Science*, 210, 188-190.
- Wallace, R. E. (1951) Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Jour. Geol.*, 59, 118-130.

- 渡壁卓磨・松四雄騎・小玉芳敬・進木美穂・松崎浩之 (2014) 宇宙線生成核種¹⁰Beを用いた岩盤侵食河川の下刻速度の推定：鳥取県小鹿溪谷の例. 地形, 35, no. 2, 1-16.
- 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.
- Yamaji, A. (2000) The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan. Jour. Struct. Geol., 22, 429-440.
- 山元孝広 (2007) テフラ層序からみた新潟県中期更新世飯土火山の形成史：関東北部での飯土真岡テフラとMIS7海面変動の関係. 地質調査研究報告 58, 117-132.
- 柳瀬信之・佐藤努・磯部博志・関根敬一 (1996) ナチュラルアナログ研究での選択的抽出法の適用とその重要性 -クンガラウラン鉱床の場合-. 放射性廃棄物研究, 2, 121-135.
- 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.
- Yoshida, T., Kimura, J.-I., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T. and Honda, S. (2013) Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust-mantle structure in the NE Japan Arc. Geological Society, London, Special Publications, 385, 335-387.

1.2.2 火山活動予測手法

【実施内容】

平成 25 年度までに、沈み込むプレートの異なる東北日本と西南日本のそれぞれの火山・マグマ活動について、火成岩の全岩化学組成・微量化学組成及びマグマ含水量に基づく岩石学的モデルの検討を行った。その結果、東北日本においては脊梁から背弧側にかけて全岩化学組成とマグマ含水量の変化に基づく岩石学的モデルを構築し、また、西南日本においては全岩化学組成・微量化学組成に基づいて広域のマントルダイアピルに対応した単成火山群の時空間分布に関する知見を得た。さらに、カルデラ火山については北海道屈斜路カルデラや九州阿蘇カルデラに関する事例研究とマグマ蓄積プロセスを中心とした検討を行うとともに、地下に存在するマグマの含水量の推定手法を改良し全岩化学組成に基づく岩石学的モデルと含水量推定結果を併せたマグマ活動位置の評価手法について検討を行った。

平成 26 年度は、現地調査・分析等によって火山・マグマ活動の活動特性・時空間分布を把握するための情報を、火山噴出物の分布に関する現地調査、試料採取及び岩石学的分析によって取得し、平成 25 年度までの検討結果を合わせて日本列島のような沈み込み帯におけるマグマ活動位置の評価手法、新規火山活動の発生予測手法について取りまとめる (1.2.2.1-1) ～ 1.2.2.1-5)。さらに、日本列島の長期的な熱水活動の時空間分布の将来予測を目的として、熱水活動の要因となる沈み込み帯におけるマグマ発生に係る最新の地球物理・物質科学的知見を収集しレビューを行う (1.2.2.2)。

1.2.2.1 マグマ活動位置の評価手法及び新規火山活動の発生予測手法の検討

マグマ活動位置の評価手法および新規火山活動の発生予測手法の検討として、1) マグマ発生において重要な役割を果たす含水量についてこれまで開発してきた測定手法を用いた島弧スケールでの空間分布に関する検討、2) 単成火山群の新規出現予測・評価手法に関する検討、3) カルデラ火山の将来予測を目的として、巨大マグマ溜りのマグマ蓄積・噴出プロセスに関する検討結果について述べた後、4) 日本列島全体のマグマ活動の時空分布を概観し、5) 日本列島におけるマグマ活動位置・新規火山発生予測の評価・予測手法に関する総括を行う。

1) 岩石学的解析とマグマ含水量推定手法を用い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 —東北日本におけるマグマ・火山活動を例にして—

【実施内容】

平成 25 年度までの成果を踏まえ、平成 26 年度は岩石学的解析とマグマ含水量推定手法を用いた沈み込み帯におけるマグマ発生とマグマ活動位置について検討するための補備的な現地調査および試料採取を実施し、日本列島のマグマ活動についての評価手法の検討と課題の抽出を行う。

【成果】

・平成22～26年度の5年間における年度毎の検討結果の概要

[平成22年度]

平成 21 年度の報告 (東北日本単成火山の時空分布解析 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2010)) において東北日本弧の北緯 38.5 度付近に存在するホットフィンガー (Tamura *et al.*, 2002) の周縁部に出現した 3 つの新規火山 (肘折火山 (宮城, 2007), 毒沢火山 (松浦, 2000), 安達火山 (Kanisawa *et al.*, 1989)) の根元 (背弧側) と指先 (火山フロント側) との間でマグマの含水量の空間分布が従来の認識 (Sakuyama, 1979) とは逆に火山フロント側で多く背弧側で少ない可能性が示されたことを受け、東北日本弧のマグマ含水量の地域分布を十分検証するため、マグマの含水量の定量

方法を考案した。具体的には、水素同位体比を用いたマグマの含水量の推定手法を新たに提案し、マグマの水素同位体比に関する基礎知識(表記法, 分配係数, 同位体分別, マグマの水素同位体比推定法, 島弧とマンツルの水素同位体比)を述べた上で、フロント側火山の例として青森県下北半島の恐山(富樫, 1979)と北海道函館沖の銭亀火山(山縣, 1989)、背弧側火山の例として秋田県男鹿半島の寒風山(丸山, 1988)と一目瀉火山(Katsui *et al.*, 1979)を選び、角閃石の水素同位体比を分析した。その結果、前弧側の火山ではマグマ中の過飽和水量比が高めであるのに対し、従来の説とは逆(Sakuyama, 1979)に、背弧側の火山では低いことが示唆された。この観察事実は、マグマの含水量がフロント側で多く背弧側ほど少ないと解釈することができる。その場合、これまで説明が困難だったいくつかの地質学的事実が合理的に解釈できる。例えば従来水が多いはずの背弧側の火山が溶岩流を主体とした山体を形成し(岩木山, 寒風山, 鳥海山, 月山)、水が少ないはずの前弧側の火山がしばしば爆発的に噴火する(恐山, 十和田(Hayakawa, 1985), 七時雨, 鳴子鬼首(Ban *et al.*, 2005))という事実は、背弧側の火山ほど水が少ないと考えれば納得がゆく。また、従来水が少ないはずの東北日本弧の火山活動フロント付近が最も活発で背弧ほど不活発になるという事実は、水の豊富な前弧側ほど同じ温度上昇(あるいは圧力低下)に対するマンツルのソリダスを大きく越えるために部分熔融度が高く多量のマグマが発生するためだと考えれば納得がゆく。沈み込み帯における水の分布を明らかにすることはマグマ活動位置を評価する上で有効な情報だと考えた。次年度以降に取り組むべき課題として、含水量計の改良(当該年度に見積ったものはマグマの過飽和水量比であって、本来必要なのはマグマの全岩含水量である)、天然試料の分析事例の少なさを、そしてマグマの含水量とマンツルの含水量の区別が曖昧であること、などが残された。

[平成23年度]

平成 22 年度に開発した水素同位体比を用いるマグマ含水量計(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011)の改良を行うとともに、天然試料の分析事例を増やし、マンツルの含水量を代表する示標の提案を行った。具体的には、マグマの全岩含水量を求めるために必要なパラメータとして含水鉱物の水素同位体比(δMW)、マグマのメルト量比(XD)、メルトの含水量(CD)、そしてマグマの全岩水素同位体比(δT)であることを示した上で、含水鉱物の水素同位体比(δMW)の測定方法および試料選別の注意点、マグマのメルト量比(XD)の算出方法、メルトの含水量(CD)の測定方法、マグマの全岩水素同位体比(δT)の仮定の根拠となる観測事例を述べた。またマンツルの含水量を代表する示標として、全岩含水量をカリウムの量で規格化することを提案した。当該年度は北海道の濁川カルデラ(柳井, 1992)、銭亀火山、東北地方の七時雨火山、肘折火山を対象に角閃石の水素同位体比分析値を追加し、メルト量を加味して推定された全岩含水量を、マグマの結晶分化作用の程度やマンツルの部分熔融度の違いを補正する目的で、カリウムの濃度で割って規格化したところ、平成 22 年度の子察的结果と同様、東北日本弧のマグマ含水量はフロント側で高く背弧側で低いという傾向が再確認できた。さらに、観察された含水量の空間分布とマンツルの融解温度(ソリダス)の含水量依存性を使用して、東北日本の島弧横断方向のマグマ生産量の空間分布が背弧側の鳥海火山列および森吉火山列で少なく、フロント側の脊梁火山列で最も多く、さらにフロント側の青麻恐火山列(霜鳥ほか, 1984)で再び少なくなる理由を説明するモデルを提案した。すなわち東北日本弧においては水の量が少ない背弧側ではマンツルの融解が起きにくいためにマグマの生産量が少なく、逆に水の量が多い脊梁火山列の下ではマンツルのソリダス温度が低下(Kushiro, 1972)したため、容易に融解してマグマの生産量が多くなり、さらに火山フロント付近では温度が不足するためにマンツルの融解が起きにくいためにマグマの生産量が低下するのだ、と考えた。次年度以降の検討課題として、マグマの発生量を検討するためにマンツルの融解量の温度・圧力・含水量依存性の検討、東北日本弧のマグマ噴出量の二次元的な空間分布を把握するためマグマ含水量分析事例の追加、そしてマグマ含水量計の精度・

確度を向上させるための改良が残された。

[平成24年度]

マンツルの融解条件の検討、マグマ含水量分析事例の追加、そしてマグマ含水量計の精度・確度を向上させるための検討を行った。具体的には、マンツルの融解量の温度・圧力・含水量依存性を調べるため、代表的なマンツル化学組成である KLB-1 および HK-66 に対して、マグマの熱力学解析ソフトウェア MELTS (Ghiorso and Sack, 1995) を用いて、含水量 0.1 ~ 8 重量 % のマンツル物質の融解によって生じるメルト (マグマ) の量と化学組成に関する計算を行い、得られたデータを温度・圧力平面上に等高線として描きハイパーテキストの相互リンクを張ってとりまとめた。その結果、地殻下部あるいはそれ以深の圧力において、含水量 0.1 重量 %, 温度 1200°C 以上という条件で、二酸化ケイ素濃度が 50 重量 % あるいはそれ以下の玄武岩が生じることを確認した。得られた結果のうちカリウム濃度に注目すると、マグマのカリウム濃度は基本的にマンツルの部分溶融度で決まること、部分溶融によって生じるメルトの分量は温度・圧力・そして含水量の影響を受けることがわかった。マグマのカリウム濃度は、温度が高いほど、含水量が多いほど、そして圧力が低いほど、低下する。また、水素同位体比を用いるマグマ含水量計の改良については、マグマの全岩含水量を求めるために必要なパラメータ (含水鉱物の水素同位体比 (δMW), マグマのメルト量比 (XD), メルトの含水量 (CD), マグマの全岩水素同位体比 (δT)) のうち、マグマの全岩水素同位体比 (δT) が最も不確定であり、マグマの含水量推定精度を向上させるには δT の地域分布の有無の確認が必要であることを示した。東北地方のマグマ含水量の二次元的な分布を把握する目的で当該年度に角閃石の水素同位体比を新規あるいは追加した火山は、北海道の銭亀火山、東北地方の七時雨火山、鬼首カルデラ、鳴子カルデラ、安達火山、肘折カルデラ、そして比較のため中部日本の妙高火山 (早津, 1972), 榛名火山 (Geshi and Oishi, 2011), そして西日本の大山火山 (Tsukui, 1985), 姫島火山 (伊藤, 1989), である。東北日本弧の北緯 40 度線沿いの火山から得られた角閃石の水素同位体比を概観すると、背弧側で水素同位体比が比較的高く、脊梁の火山では低く、そして火山フロント沿いの七時雨火山では再び高くなる傾向が認められた。このような変化傾向はマグマの過飽和水の量比が、背弧側では少なく、脊梁の火山では多く、そして火山フロントでは再び少なくなっていることを意味するが、メルト量やマグマ溜りの深度によっても変化したことによって過飽和水量比が少なくなった可能性も残された。したがって、長期的なマグマ活動可能性を知る上で特に重要な、火山フロントの成因を理解する上で重要な位置付けにある七時雨火山についてはマグマの深さやメルト量に関する調査が、次年度取り組むべき検討項目として残された。

[平成25年度]

平成 24 年度に残された課題である、東北日本弧のマグマ含水量が背弧側から脊梁火山列にかけて一旦増加したのち火山フロントで再び減少するかどうかの確認と、マグマの全岩水素同位体比 (δT) の検証、そして角閃石の水素同位体比を用いたマグマ含水量計の精度・確度の確認を行った。具体的には、火山フロントに位置する七時雨火山を対象に岩石学的検討を追加し、マグマ含水量を再検討した。七時雨火山の、溶岩流が卓越する前期活動と、軽石流を放出した中期活動、そして溶岩流や溶岩円頂丘を形成した後期の活動 (石川ほか, 1985; およびその引用文献) のうち、噴出後の冷却が比較的早いために斑晶ガラス包有物の保存状態が良好だと考えられる、中期の軽石流堆積物を対象に、その中でも特に冷却が早いと考えられる火砕流堆積物の基底部や降下火砕物から採取した試料を対象に、電子線プローブ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い、全岩化学組成とマグマの熱力学解析ソフトウェア MELTS で得られた結果を、天然試料の斑晶組み合わせや化学組成分析値と比較することにより、マグマの温度・圧力条件を把握した。その結果、七時雨火山の全岩

含水量は、マグマの深度が解析によって示された地下数～数 10km であるならば、0.5～1 重量%程度(石英の存在条件より、また斑晶ガラス包有物のシリカ濃度の条件より)～2.5 重量%あるいはそれ以下(斑晶ガラス包有物のカリウム濃度の再現条件より)だと考えるのが妥当であると結論された。これにより、東北日本弧のマグマ含水量が、背弧側から脊梁火山列にかけて増加したのちに火山フロントで減少している可能性が益々高くなった。次に角閃石の水素同位体比を用いたマグマ含水量計の確度を向上させる目的で、岩石学的データ、熱力学データ、そして水素同位体比の3つが比較的良好に判明している肘折火山を対象に、角閃石の水素同位体比から求めた含水量が、観察された岩石学的データと調和的であるか否かを検証した。その結果、肘折火山の岩石学・熱力学的解析から求められたマグマ溜まりの温度・圧力・結晶度・含水量・過飽和水量の見積り結果は、角閃石の水素同位体比から求めたマグマの過飽和水量比と調和的であり、実用的な誤差範囲で一致することが判明した。これに加え、マグマの全岩水素同位体比(δT)の地域分布の有無を確認するために、東北日本弧の延長にある北海道南西部の羊蹄火山の噴出物、喜茂別火砕流、そして東北日本弧の寒風火山の噴出物に捕獲された角閃岩(下部地殻構成物質と考えられる)を対象に、水素同位体比の分析値を追加した。得られた結果は δT を-50‰と仮定した場合に角閃石の水素同位体比がとりうる範囲と一致しており、なかでも寒風火山の角閃岩の値(-34‰)が、メルトが存在しない環境で-50‰の水と角閃石が同位体平衡した場合に期待される値(-35‰)とほぼ一致することから、マグマの全岩水素同位体比を-50‰と仮定することは、現時点においては、妥当だと考えた。次年度以降の課題として、東北日本弧のマグマ噴出量の二次元的な空間分布を把握するためマグマ含水量分析事例の追加、そしてマグマ含水量計の精度・確度を向上させるためにマグマの全岩水素同位体比(δT)の空間分布を把握するための分析値の追加が、検討項目として残された。

・平成26年度の具体的な実施内容

平成 26 年度は東北日本弧のマントルの水の量を二次元的に把握するため、マグマ含水量推定値の事例数を増加させた。具体的には、噴出物から角閃石斑晶が得られないために平成 22 年に開発した水素同位体比を用いるマグマ含水量計が適用できなかった火山を対象に、Ushioda *et al.* (2014) が本研究とは独立に求めたマグマ含水量データと統合した。Ushioda *et al.* (2014) は、天然試料に観察される斜長石斑晶とメルトの間のカルシウム/ナトリウム分配を、高温高圧実験により求めた分配の含水量依存性と比較することにより、メルトに溶存する水の量を間接的に推定する、比較的古典的な手法である。平成 23 年度の報告書で指摘したように、もしもマグマ溜まりが水に飽和している場合や、マグマが無水結晶を含む場合には、メルトの含水量は全岩のマグマ含水量と等しくないため Ushioda *et al.* (2014) を適用することができない。逆に言えばマグマが水に不飽和あるいは過飽和水が十分少ない場合で、かつ、マグマの結晶度が十分少ない場合には、メルトの含水量を全岩マグマ含水量だと見做すことができるので、Ushioda *et al.* (2014) による含水量をカリウムで規格化した結果を表 1.2.2.1-1 に示す。また、カリウムで規格化した東北日本弧のマグマ含水量の空間分布(図 1.2.2.1-1)を、中川ほか(1986)が提唱した東北日本弧の火山分帯と噴出量空間分布と比較すると(図 1.2.2.1-1)、水の多い地域では火山岩の噴出量が比較的多いことがわかる。以上のように、東北日本弧の背弧側では水が少なくマントルが融けにくいためにマグマの生産量が少なく、逆に脊梁火山列では水が多くマントルが融けやすいためにマグマの生産量が多く、また、温度も含水量も低下する火山フロント付近ではマントルの融解が起きにくくなる、という産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2011)の考えを裏付ける結果が得られた。

表 1.2.2.1-1 東日本のマグマ含水量. 緯度経度の座標系は WGS84 に準じた.

| 火山名 | 緯度 | 経度 | H ₂ O/K ₂ O[wt.] | H ₂ O定量法 | H ₂ O量推定結果 | 全岩K ₂ O量[wt.] |
|-------|----------|---------|----------------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------|
| #那須 | 139.9631 | 37.1247 | 7.1154 | Ushioda2014 | 3.7 (in melt) 重量% | 0.52 |
| #安達太良 | 140.2828 | 37.6322 | 16.786 | Ushioda2014 | 4.7 (in melt) 重量% | 0.28 |
| #蔵王 | 140.4392 | 38.1436 | 17.857 | Ushioda2014 | 5.0 (in melt) 重量% | 0.28 |
| #安達 | 140.6506 | 38.2208 | 9.4 | K ₂ O-MELTS-Bulk | 8 (whole rock) 重量%以上 | 0.85 |
| #船形 | 140.6197 | 38.4553 | 24.3 | Ushioda2014 | 5.1 (in melt) 重量% | 0.21 |
| #肘折 | 140.1747 | 38.6086 | 1.42 | MSをSIMSで MELTS-Bulk | 2~2.5 (whole rock) 重量% | 1.75 |
| #岩手山 | 141.0011 | 39.8525 | 65 | Ushioda2014 | 3.9 (in melt) 重量% | 0.06 |
| #寒風 | 139.8753 | 39.9336 | 2.5 | D/HとMELTS-Bulk | 水に不飽和なので4重量%程度 | 1.6 |
| #七時雨 | 141.1056 | 40.0692 | 5.6 | D/HとMELTS-BulkとMI-EPMA | 1重量%程度 | 0.18 |
| #十和田 | 140.8782 | 40.4700 | 11.2 | Ushioda2014 | 5.6 (in melt) 重量% | 0.5 |
| #岩木山 | 140.3031 | 40.6558 | 2.4301 | MELTS-Bulk | 2 (whole rock) 重量% | 0.823 |
| #恐山 | 141.1197 | 41.2783 | 8.913 | D/HとMELTS-Bulk | 圧力2kbなら8.2 (whole rock) 重量% | 0.92 |
| #銭亀 | 140.8514 | 41.7392 | 11.4 | D/HとMELTS-Bulk | 圧力2kbなら約8 (whole rock) 重量% | 0.7 |
| #濁川 | 140.4464 | 42.1197 | 5.3 | D/HとMELTS-Bulk | 圧力2kbなら約8 (whole rock) 重量% | 1.5 |
| #有珠 | 140.8389 | 42.5439 | 4.918 | Tomiya2010 | 6 (whole rock) 重量% | 1.22 |
| #羊蹄 | 140.8114 | 42.8264 | 5 | D/HとMELTS-Bulk | 圧力2kbなら5重量%程度 | 1 |
| #屈斜路 | 144.3308 | 43.7042 | 17 | MSをSIMSで MELTS-Bulk | 玄武岩が4-5(in melt)重量% | 0.3 |

全岩K₂O量の出典は以下のとおり。那須：Ban (1991)，安達太良：Fujinawa (1988, 1990)，蔵王：Tatsumi *et al.*(2008)，安達：Kanisawa and Yoshida (1989)，舟形：Fujinawa (1982)，肘折：産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2010)，岩手山：Kuritani *et al.*(2014)，寒風：丸山ほか(1988)，七時雨：石川ほか(1985)および産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2012)，十和田：Hunter and Blake (1995)，岩木山：佐々木(2009, 未公開データ)，恐山：富樫(1979)，銭亀火山：産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2012)，濁川カルデラ：産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2012)，有珠：Tomiya *et al.* (2010)，羊蹄：産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2013)，屈斜路：産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2008)。

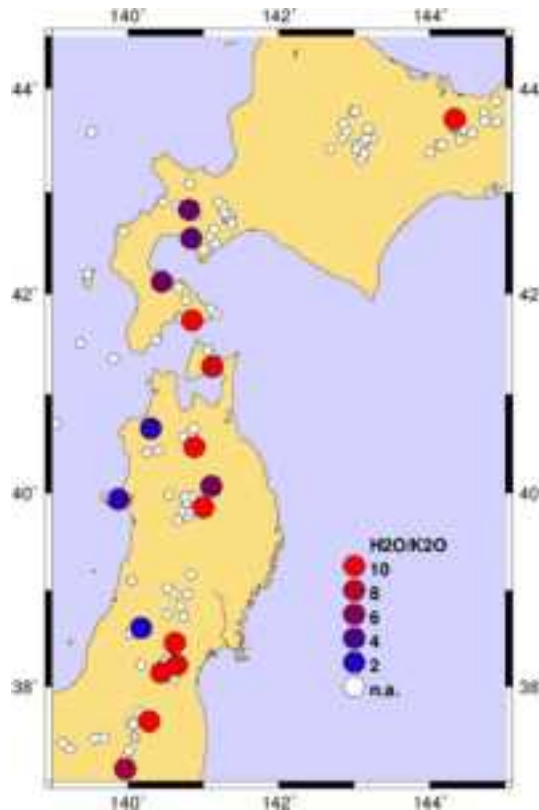


図 1.2.2.1-1 東日本のマグマ含水量の空間分布. 表 1.2.2.1-1 に示したデータをプロットした.

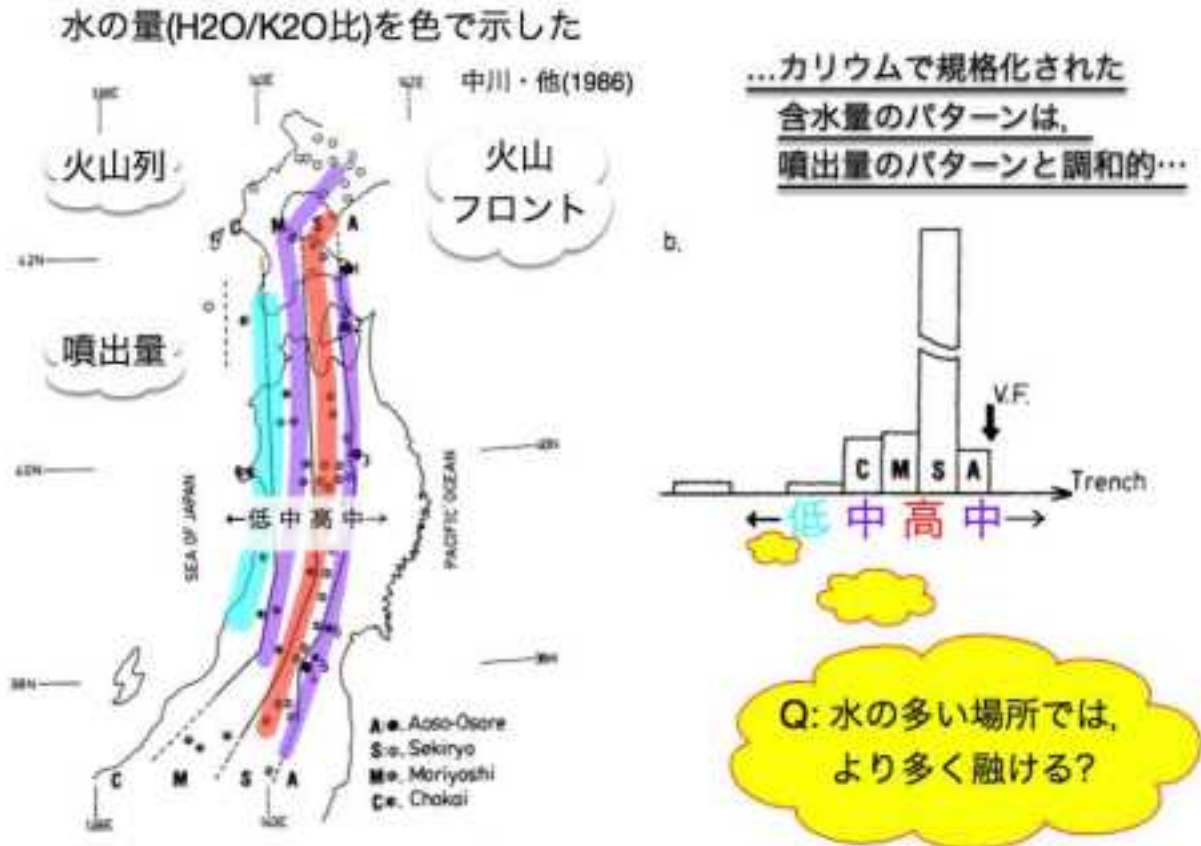


図 1.2.2.1-2 東北日本弧のマグマ含水量空間分布と、噴出量空間分布の比較。

表 1.2.2.1-1 に示したデータを、中川ほか (1986) が提唱した火山分帯に準じて解釈した。

・5年間を通じた総合的な取りまとめと課題の抽出結果

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011, 2012, 2013, 2014) は、ある地域に将来火山が発生するか否かを評価することを目的として、マントルや地殻の溶融温度を効率的に低下させる「水」の量の空間分布を、先行研究の豊富な東北日本弧の火山を対象に、明かにした。その結果、カリウムで規格化した東北日本弧のマグマ含水量の空間分布は、中川ほか (1986) が提唱した東北日本弧の火山分帯ならびに噴出量空間分布のうち、火山岩の噴出量が比較的多い脊梁火山帯で多く、噴出量の少ない背弧側と前弧側では少ないという結果が得られた。この観察結果は、水が少ない場所ではマントルが融けにくいためにマグマの生産量が少なく、逆に水が多い場所ではマントルが融けやすいためにマグマの生産量が多い、というモデルを支持する。

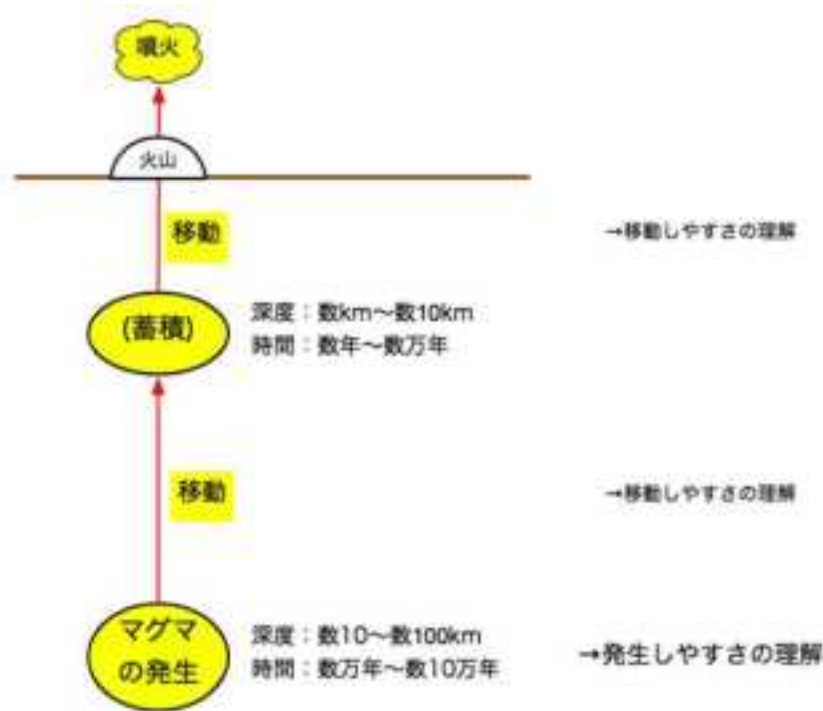


図 1.2.2.1-3 マグマの発生～噴出プロセスの概念図。

表 1.2.2.1-2 マグマの発生と移動という観点から整理した、マグマ活動位置の評価。

| 場合ID | (1)地下で マグマが発生 | (2)マグマが 地表に移動 | 結果 |
|------|------------------|------------------|--------------|
| 1 | する | する | 地表に火山が生じる |
| 2 | する | しない | 地下にマグマが蓄積される |
| 3 | しない | する | 火山は生じない |
| 4 | しない | しない | 火山は生じない |

マグマ活動位置の評価すなわち火山が地表に生じるかどうかを、マグマの発生と移動という観点で整理した(図 1.2.2.1-3 および表 1.2.2.1-2)。火山は地下の岩石(マントルや地殻)が融解して生じた「マグマ」が地表に噴出する現象である。火山活動は、(1) マントルや地殻が溶融してマグマが発生するプロセスと、(2) 割れ目などを通じてマグマが地表に移動するプロセスの両方が成立して初めて成立する。したがって(1) マントルや地殻が溶融しない場所では、仮に(2) マグマが地表に移動できる条件があったとしても、火山活動は生じない。逆に、(1) マントルや地殻が溶融するが(2) マグマが地表に移動できない場所では、マグマは地下に蓄積されることになるため、現在火山が存在しなくとも、将来マグマが地表に移動できる条件が整えば、火山が生じる可能性がある。具体的には、火山フロントよりも前弧側では水が少ないためマントルや地殻が溶融できない条件であると考えられるので、マグマの発生ならびに火山活動は起きないと考えられる。火山フロントよりも背弧側ではマントルや地殻が溶融できる条件だと考えられるので、現在火山がみられない場所であっても、将来新規に火山活動が発生する可能性があると考えられ、水の量が多い脊梁火山帯では特に、その可能性が高いと考えられる。

今後取り組みが必要となる課題が残されている。本報告では中川ほか(1986)が提唱した南北に連なる火山帯にならって、東北日本弧のマグマの含水量空間分布の概要を把握した。現時点の知見では、火山フロントより背弧側の地域が全て、将来の火山活動可能性のある地域として認識される。しかしながら東北日本弧の火山はホットフィンガー(Tamura *et al.*, 2002)によって、より小さな空間スケールで東西に連なっていることが知られており、ホットフィンガーの間隙では火山活動が低調である。今後ホットフィンガー内のマグマの含水量の空間分布を調べることにより、ホットフィンガーの間隙に位置する地域における将来の火山活動の有無を議論できる可能性がある。東北日本弧では特に最近5Ma以降背弧側から火山フロント側にむかって火山活動域が約2cm/年の速度で前進していることが知られており(山田・吉田, 2002)、この現象は、計算機シミュレーションにより海溝軸に垂直に発達する小規模なマントル対流の結果だと解釈されている(Honda and Yoshida, 2005)。マントルや地殻の溶融し易さは含水量だけでなく温度と圧力の影響も受けるので、マントルの温度構造に関する検討を組み合わせた考察を追加することにより、マグマが生じやすい地域の把握がより確度を増すと考えられる。また、水素同位体比の質量保存計算にもとづく過飽和水量の推定手法の精度・確度を向上させるためには、マグマの全岩水素同位体比(δT)の絶対値および空間分布を把握する必要がある。 δT の直接測定は困難であるから、火山岩の角閃石斑晶や、下部地殻由来の角閃石捕獲岩、そして斑晶ガラス包有物の水素同位体比分析値を追加し、それらとつじつまが合うように δT の値を改善してゆくことが、 δT をより正確に把握する上で有効だと考えられる。中部日本から西日本の火山のマグマ水の見積りについては産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2011, 2012, 2013, 2014)では着手されなかった。日本列島全体の火成活動を理解するためには、日本列島全体についてマグマ水量の分布を把握が必要である。

2) 単成火山群の新規出現予測・評価手法の検討 —西南日本、山陰地域の単成火山群に対する検討— 【実施内容】

日本列島の単成火山群の新規出現評価・予測の為に、日本列島における単成火山群の時空間分布およびその火山活動をもたらしたマグマ成因に関する検討を進めてきた。平成25年度までに、研究対象として、日本列島において単成火山群の活動が活発な西南日本(山陰～北九州地域)を中心に検討を進めると共に、巨大カルデラ火山や複成火山活動が活性化する以前に背弧側で単成火山活動が活発であった北海道東部地域に帯する検討を進めてきた。平成26年度は、西南日本単成火山群において既存の研究事例が少ない山陰地域を対象とし、本地域での単成火山群出現の傾向と、それをもたらしたマグマセントの関連について検討を行うと共に、日本列島における単成火山群の新規出現に予測・評価手法の開発に向けた今後の課題抽出を行う。

【成果】

・平成22～26年度の5年間における年度毎の検討結果の概要

[平成22年度]

九州北部における新第三紀以降の単成火山群を対象とした検討を行った結果、50km×数10kmスケールの単成火山群クラスターを区分することができ、その活動期間は300-400万年に及ぶ事が示唆された。全体的な特徴として、単成火山群クラスターの活動初期には、初期には流紋岩から玄武岩質のマグマ組成範囲の広い単成火山群が形成されるが、中期以降は玄武岩～安山岩にマグマ組成範囲が収斂する。また単成火山群クラスターは100-200万年スケールの活動休止期間をもち、再活動することもあることが示唆された。

また、この地域で認められた単成火山クラスターは、東北日本のHot Fingerに匹敵する地下深部

からの高温(マントル)物質の巨視的な湧き上がり運動に相当し、各単成火山群はその活動の中で形成されるマントルダイアピルの活動に相当するものとも考えられた。これは東北日本の Hot Finger に比べると、時間・空間的スケールが大きく、北西九州地域の単成火山活動の特徴と言える。また、Sakuyama *et al* (2009) は、北西部九州地域の幅 200km にも及ぶ地域に分布する新第三系以降の火山活動を、1つの巨大なマントルダイアピルに起因する活動とするモデルを提案している。本研究データにおいても、当該地域に噴出した 10Ma 以降の玄武岩の全岩微量元素組成は、海洋島弧玄武岩の特徴を一貫して示しているとともに、Sakuyama *et al* (2009) は、北西部九州地域の単成火山群はフィリピン海プレートのアジアプレートへの潜り込み活動に規制されないマグマ活動との見解を示しており、本研究の成果と調和的である。

[平成23年度]

西南日本の単成火山群の時空分布解析として、噴火年代が未確認であった山陰地域の火山体に対する K-Ar 年代測定を行った。その結果、蜘蛛ヶ家火山及び高鉢山火山から更新世前期の活動を示す K-Ar 年代 (1.05 ± 0.02 Ma, 1.35 ± 0.03 Ma) を得る事ができ、従来、第四紀火山の分布が知られていなかった大山・蒜山火山の東方地域において更新世前期に火山活動が発生していたことが判明した。

平成 24 年度には、北海道東部地域は、現在の火山フロント沿いに阿寒カルデラや屈斜路・摩周カルデラ等の巨大カルデラ火山や複成火山が形成されている一方で、その背弧側(北見地域)には若干時代的には古い単成火山群の活動が見られる地域である。この地域の単成火山群をもたらす火成活動の長期的な変遷を検討する上で重要であることから、既存文献を用いて単成火山群に対する時空分布解析を行うと共に、岩石試料を用いて、その岩石化学・同位体組成の特徴を明らかにした。その結果、これらの火山岩は、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で、Nb と Ta 成分に枯渇し、LILE と Pb に富む、島弧マグマの地球化学的特徴をもつことが判明した。

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ことが判明した。

[平成25年度]

新生代の北海道北東部、北見地域の単成火山群噴出物に対して、岩石化学・同位体組成の特徴に基づき、マグマの成因とその時間変化に対する検討を行った。その結果、この地域の火山岩の地球化学・同位体的特徴が長期(12Ma から 2Ma)に渡り変化しなかった事が明らかとなった。このことは北海道東部地域のマント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係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で、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。これによって、北海道東部地域の単成火山群の出現に関して、マントルの温度構造だけでなく、潜り込むスラブに関係する水に富む流体上昇の空間分布が重要な要因の一つであることが推測される。

・平成26年度の具体的な実施内容

日本列島における第四紀火山の分布を見た場合、西南日本(特に、山陰地域から九州北部地域)には、多くの単成火山群が分布している。西南日本は東北日本に比べると、フィリピン海プレートの北～北北西方向への潜り込みの影響を強く受けており、日本海溝から西方に潜り込む太平洋プレートが作るマントルウエッジの上位に、フィリピン海プレートが南南東から東北東方向に、低角度で潜り込んで

いることになる。このため、西南日本・山陰地域の火山の分布や発生するマグマの化学組成は、特徴的なものとなっている。

10 数 Ma 以降の長期的な山陰地域の火山分布については、宇都 (2005) により単成火山群の時空分布解析がなされ、フィリピン海プレートの低角もぐり込みの北進と共に日本列島における背弧火山活動が前弧域から阻害され、火山活動が徐々に背弧側に限定されていくモデルが (図 1.2.2.1-4) が提唱された。その後、(Kimura *et al*, 2003, 2005, 2014 等) は、これに火山噴出物の組成変化を組み合わせた総合的な火山形成モデルが提唱されている (図 1.2.2.1-5)。

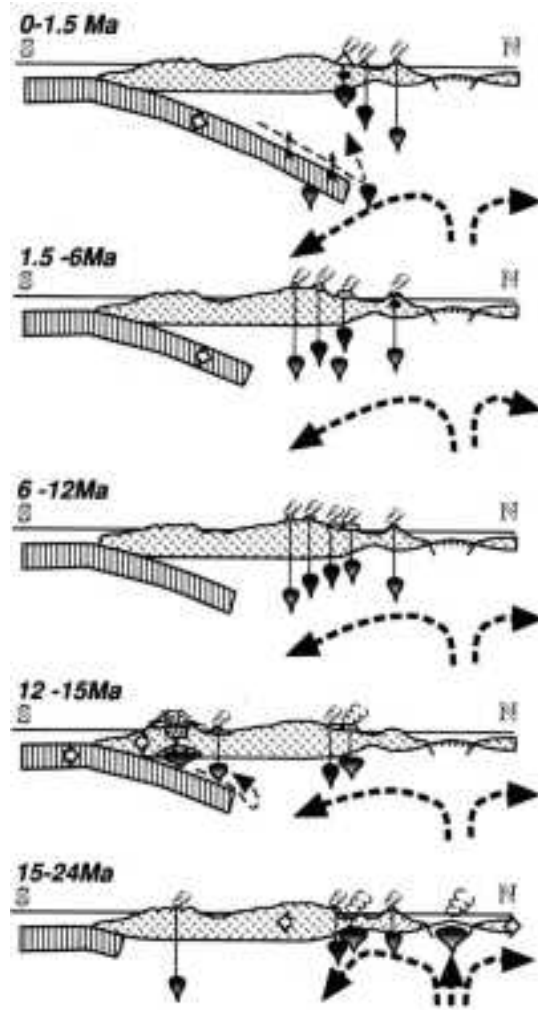


図 1.2.2.1-4 西南日本における火山活動場の変遷とプレートもぐり込みとの関連モデル (宇都, 2005).

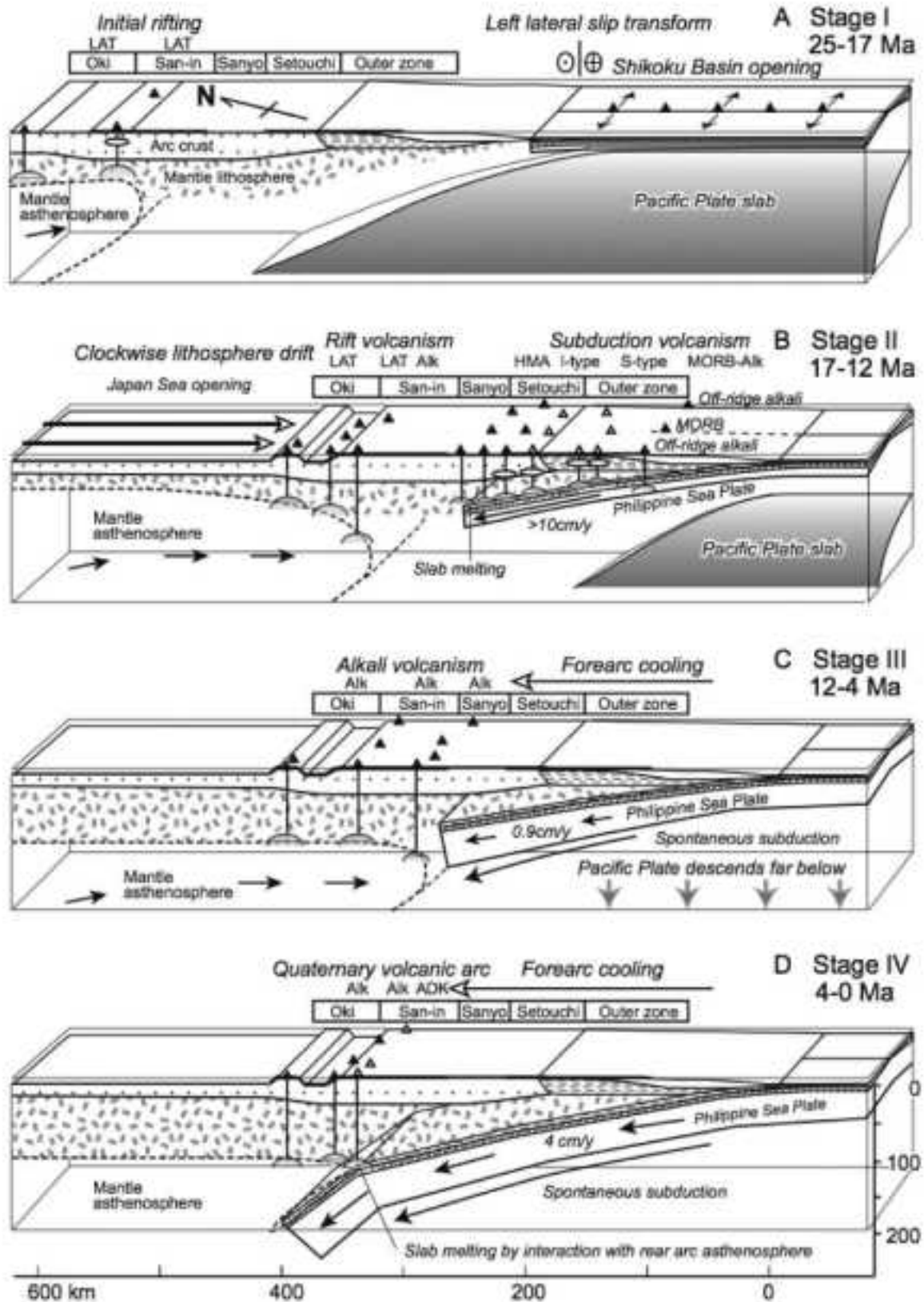


図 1.2.2.1-5 西南日本における火山活動場およびマグマ成因とプレートもぐり込みとの関連モデル (Kimura, 2015).

宇都, Kimura らの火山帯形成モデルに従うと, 西南日本・山陰地域の火山活動は, 長期的には, フィリピン海プレートの潜り込みの伸張とともに, 火山活動場が前弧側から背弧側に推移したと考えられている。山陰地域の火山活動は, 4Ma 以降にもぐり込んだフィリピン海プレートと日本海側の背後アセノスフェアとの相互作用によりスラブメルティングを起こし, アダカイトと呼ばれる特徴的なマグマ活動を発生している (Kimura *et al.*, 2003, 2005, 2014)。したがって, 山陰地域の今後のマグマ活動の位置は, もぐり込みを続けるフィリピン海プレートと, アジア大陸側から日本列島に向かうマントルアセノスフェアとの温度関係に規制されている。山陰地域より背弧側 (日本海側) では, フィリピン海プレートの位置が不明確であるが, 大山付近でアダカイトが噴出することから, 現在この付近でスラブメルティングが生じる状態にあると推察される。

大陸側のマントルウエッジ部の温度構造に変化が無い限り, もぐり込みを続けるフィリピン海プレートがこの付近でスラブメルティングを継続するものと推定され, 今後十万年スケールでの山陰地域の単成火山活動の変遷を検討する上では, 当該地域の単成火山活動の時空分布解析が重要な鍵となると考えられる。

そこで, 平成 26 年度は山陰地域 (島根から) 鳥取西部地域の単成火山 (特に, これまで情報収集が乏しかった倉吉周辺域) の噴出時代未詳火山岩類について, 新たに K/Ar 年代を測定すると共に, 全岩組成 (主成分・微量元素組成・同位体組成) 分析を実施し, マグマ発生の時空分布とマグマ組成の化学的進化との関連性を整理した。

本年度, 分析作業を行ったサンプルの分析地点を図 1.2.2.1-6 に, 特に詳細に検討する倉吉地域の試料採取地点を図 1.2.2.1-7 に示す。倉吉地域は 5 万分の 1 地質図幅「倉吉」および「鳥取南部」が出版済みで, 地質の概要は明らかにされていた。しかしながら, 放射年代の公表は不十分で, 宇都 (2005) が概要を示していたに過ぎない。また, Kimura *et al.* (2003 など) は山陰地域の火山岩に対する多数のデータをコンパイルしているが, 倉吉地域の玄武岩～安山岩～デイサイト質の火山活動に関しては, 限られたデータしか示していない。

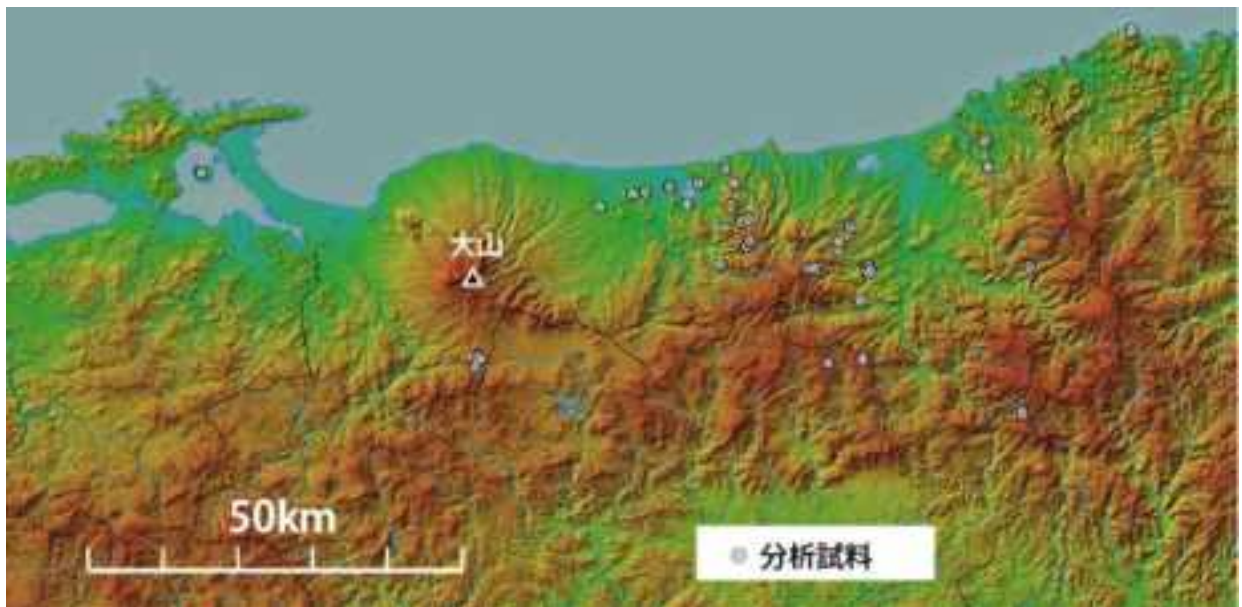


図 1.2.2.1-6 サンプル分析地点。本研究における山陰地域の分析試料採取点を示す。ベースマップとして国土地理院の色別標高図を使用した。

・検討結果

a) 火山ステージ区分

今回の年代測定と火山岩の分布を検討した結果、以下の火山活動ステージの区分が可能である。

a-1) 先倉吉単成火山群（噴火年代：約5Ma）：

5万分の1地質図幅「倉吉」「鳥取南部」において「坂本安山岩類」と一括されるかんらん石を含む安山岩溶岩。侵食の進んだ比高の低い火山岩台地を作っており、詳細は不明であるが、溶岩流を主体とする単成火山を形成していたと思われる。今回の年代測定で確認された分布域としては、中国山地中心部のダルガ峰および倉吉市の平野部に残された大平山もこれに該当する。岩石は、サブアルカリ玄武岩質である。噴火年代が隔絶していることから、本報告では、これらの単成火山群を先倉吉単成火山群と仮称する。

a-2) 高鉢山複成火山群（約2Ma）：

5万分の1地質図幅「倉吉」「鳥取南部」において、「三徳山安山岩類」とされる、輝石・黒雲母を含有する角閃石石英安山岩類。溶岩を主体とするが三徳山（標高900m）、高鉢山（1,203m）、鷲峰山（921m）などの山塊を作っており、噴火中心を持った複成火山を形成していたものと思われる。岩石はサブアルカリ玄武岩およびアダカイトの特徴に近いデイサイトである（岩石学的検討については次節）。山体の大部分は2Maに形成されたと考えられるが、山頂部（高山：標高1,053m）付近からは、サブアルカリ玄武岩の分化した安山岩が分布し、これからは主要な山体とは年代的にかけ離れた1MaとのK/Ar年代値が得られている。西来ほか（2013）「第四紀火山・貫入岩データベース」で三朝火山とされたものであるが、現在の地形的特徴においてもそれぞれピークを持つ最低3つの山塊を作ることから、複数の成層火山体から構成されていると考えられ、これらを一括した地質体として、本報告で高鉢山複成火山群と仮称する。

a-3) 倉吉単成火山群（約1.6～1Ma）：

主に「俵原板状安山岩類」、「御冠山安山岩類」および「鉢伏山板状安山岩類」の一部、とされる無斑晶質および輝石・黒雲母を含有する角閃石安山岩類からなる。大山の北西側の山麓扇状地の埋積され残った低平な丘陵として分布するほかに、高鉢山複成火山群の周辺域において孤立した分布を示す溶岩流からなる。地形的にも個々に独立した溶岩流として区分することが可能である。従来の研究では、年代値が測定されていた岩体を個別の火山として呼称していたが（例えば、西来ほか（2013）による八幡山）、本研究によるK/Ar年代の再測定の結果、1.6～1.0Maの単成火山を一括して、倉吉単成火山群と呼称することにした。岩石は、サブアルカリ玄武岩が僅かに含まれるが、Kamei *et al.*（2009）が示した典型的なアダカイトおよび関連岩する岩石からなる。

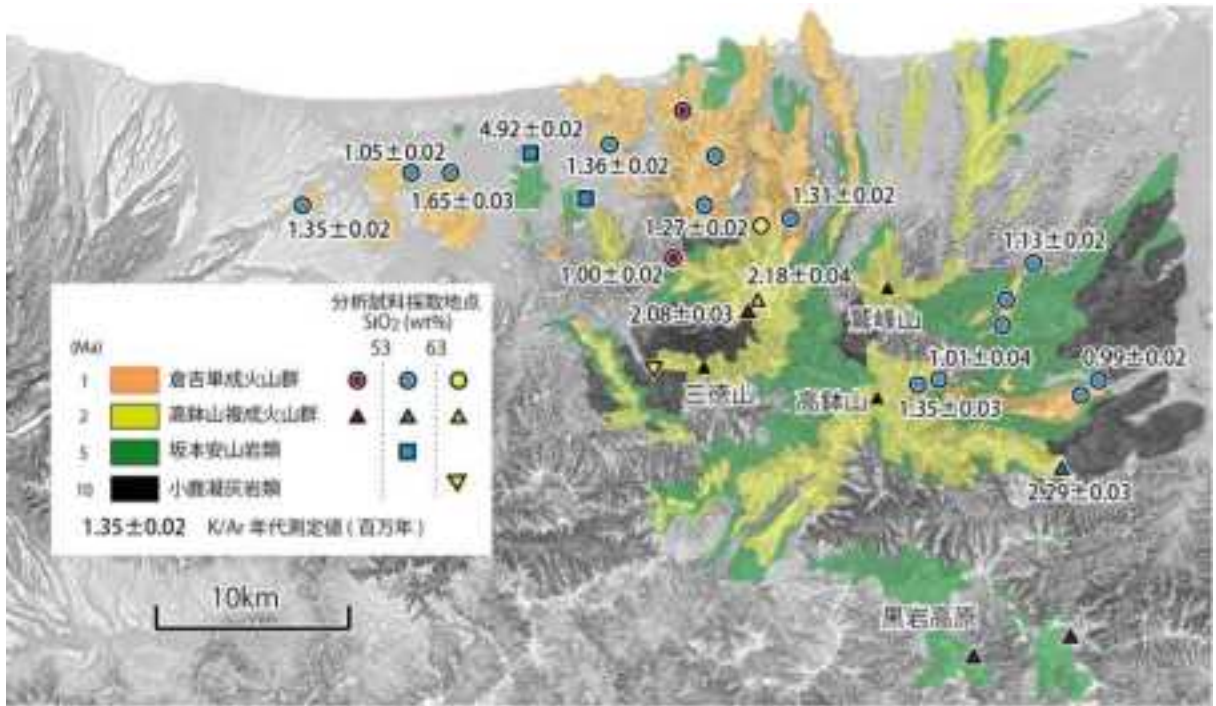


図 1.2.2.1-7 大山西部（倉吉地域）の火山岩のサンプル分析地点。

本研究における、倉吉地域の分析サンプル採取地点を示した、20万分の1シームレス地質図(詳細版)一部を修正し、地形陰影図化処理を施した。

b) 岩石学的検討

b-1) アダカイト

図 1.2.2.1-8 と図 1.2.2.1-9 に山陰地域の 5Ma 以降の火山岩に対する全岩組成を示す。

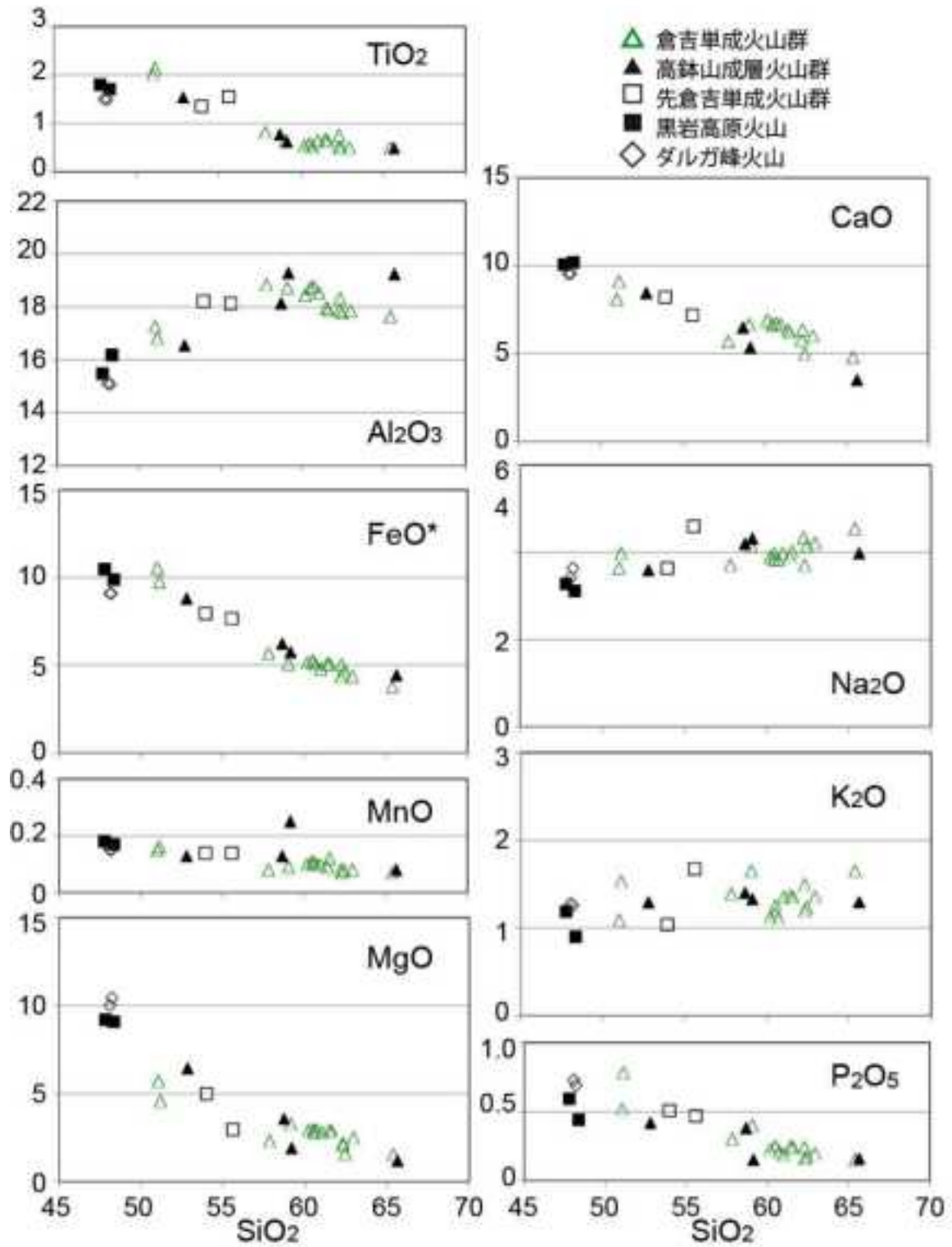


図 1.2.2.1-8 倉吉地域の 5Ma 以降の火山岩の全岩組成 (主要成分)。

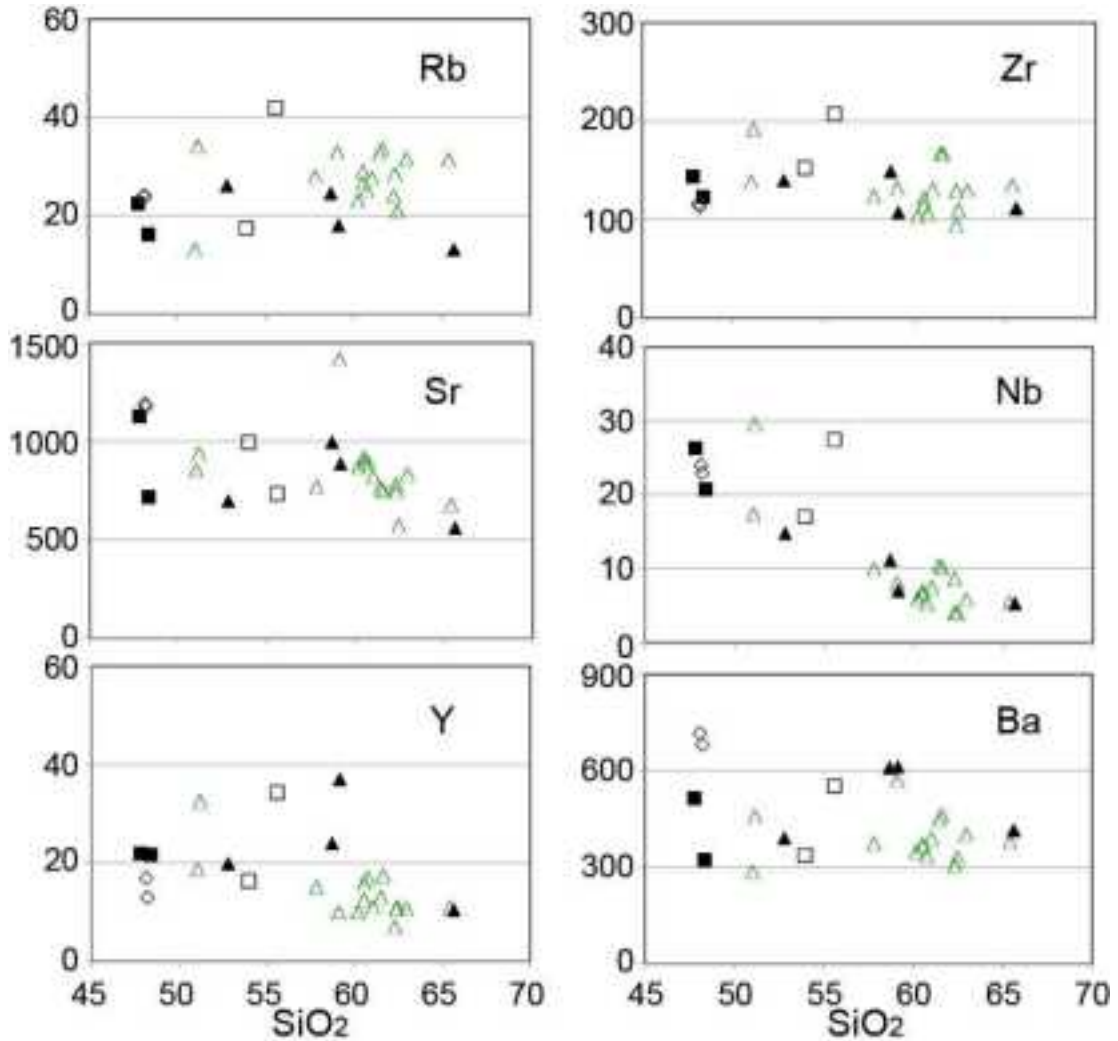


図 1.2.2.1-9 倉吉地域の 5Ma 以降の火山岩の全岩成分 (微量元素).

これらのうち、安山岩からデイサイトの一部は土屋 (2008) や Kamei *et al.* (2009) が総括したアダカイトの岩石化学的特徴と一致する。すなわち、Defant and Drummond (1990) による Y-Sr/Y 図 (図 1.2.2.1-10) においてアダカイト領域にプロットされ、大山火山噴出物のアダカイト (Kimura *et al.*, 2014) の組成分布とほぼ一致する。また、Martin *et al.* (2005) による区分では、大部分の試料が High-SiO₂ アダカイトの組成領域にあり、1 試料は大山火山の無斑晶質安山岩 (Kimura *et al.*, 2014) の組成範囲と重なり、これは Low-SiO₂ アダカイト領域に入る。また、微量元素組成に対するスパイダー図 (図 1.2.2.1-11) もアダカイトの特徴を示している。

Kamei *et al.* (2009) は、アダカイト質流体の影響を受けた地殻物質の再溶融により形成された珪長質岩の存在を記述し、その化学的特質による判別図を提案している。その判別図によると、倉吉地域の火山岩類は、海洋性スラブ起源のアダカイト領域内にある (図 1.2.2.1-12)。

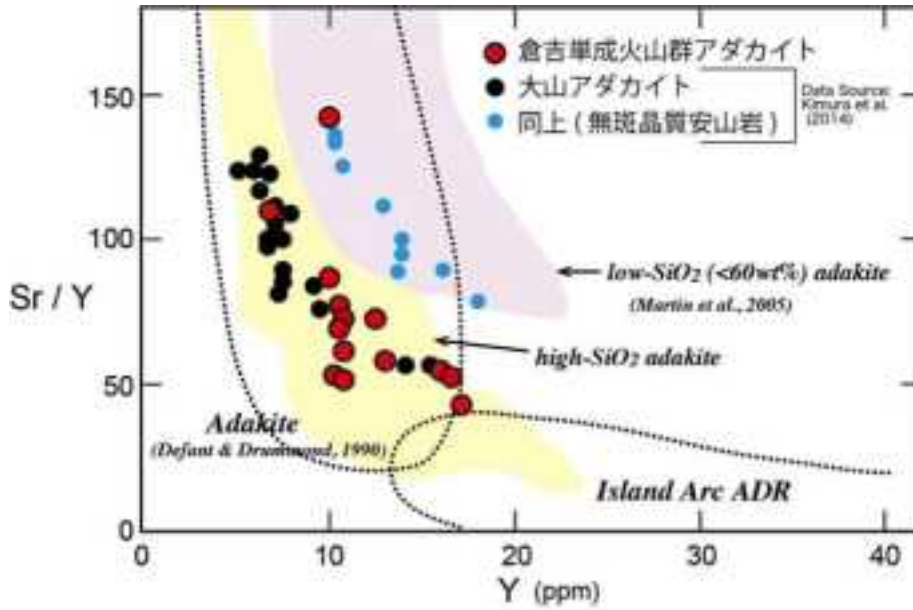


図 1.2.2.1-10 Y-Sr/Y 図.

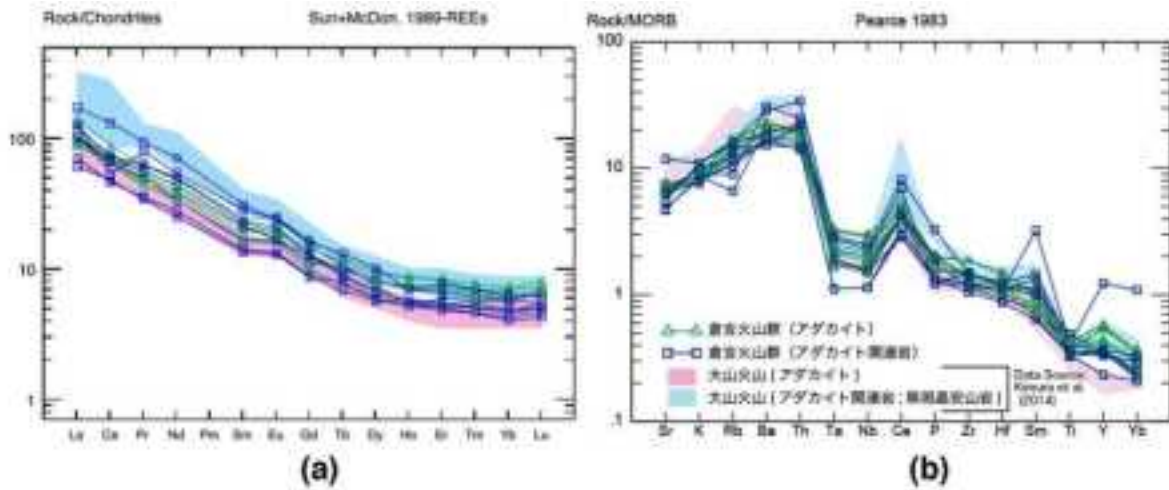


図 1.2.2.1-11 山陰地域アダカイトに対するスパイダー図. (a) コンドライトで規格化, (b) MORB で規格化.

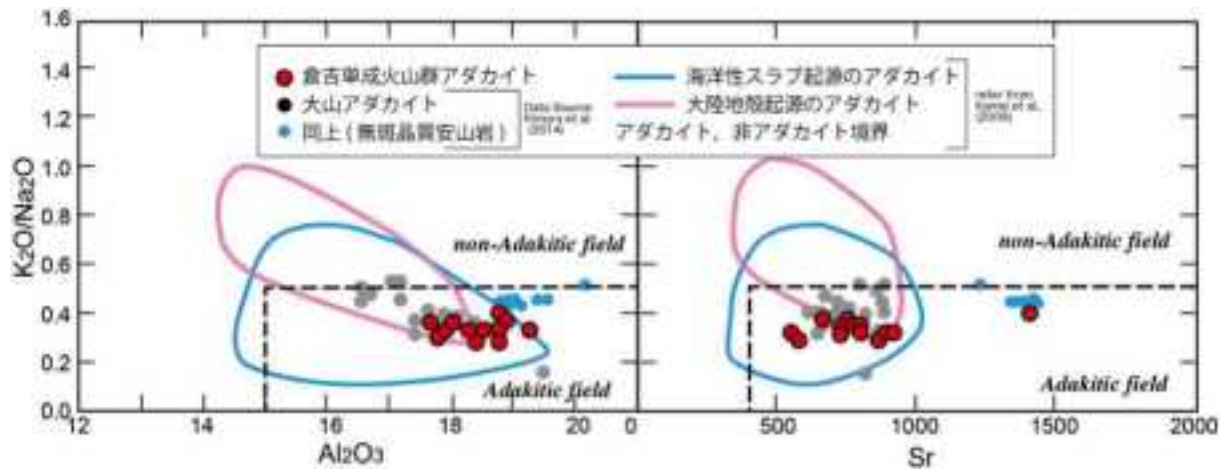


図 1.2.2.1-12 Al_2O_3 - K_2O/Na_2O , Sr - K_2O/Na_2O によるアダカイト判別図 (Kamei *et al.*, 2013).

b-2) 玄武岩

5Ma 以降の火山岩の中には、上記のアダカイトの他にサブアルカリ玄武岩が認められる (図 1.2.2.1-13)。倉吉単成火山群においても、アダカイトの活動が主であるが、サブアルカリ玄武岩が一部で認められる。

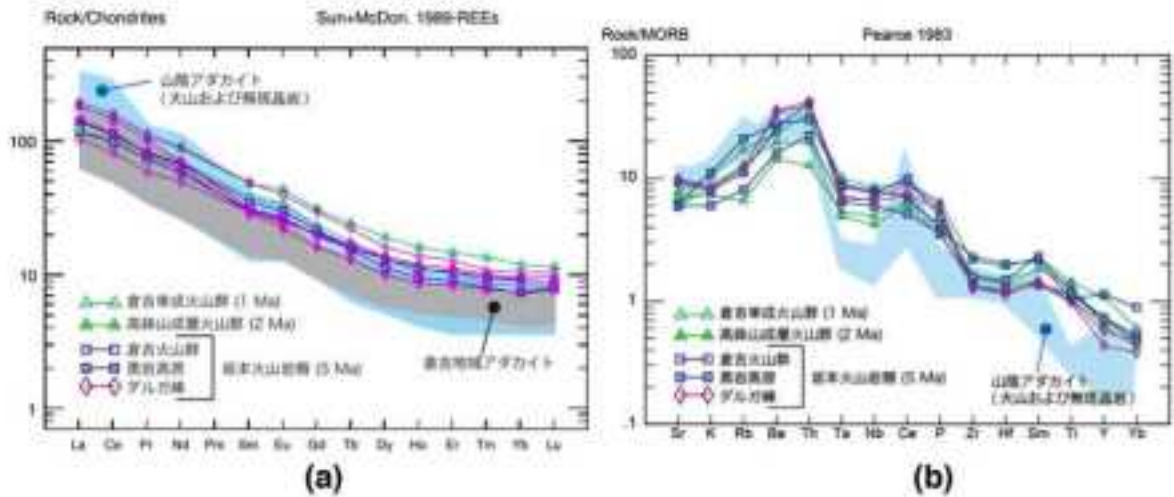


図 1.2.2.1-13 山陰地域玄武岩に対するスパイダー図。(a) コンドライトで規格化, (b) MORB で規格化。

b-3) 同位体による検討結果

図 1.2.2.1-14 に主成分と Sr 同位対比との関係を示す。倉吉単成火山群は SiO_2 含有量に比較して、非常に幅の広い Sr 同位体比を示し、地殻物質の同化作用の影響を様々に受けている事が判る。アダカイトと判定された岩石に限ってみた場合、low-Si アダカイトとされた 1 試料は、大山-無斑晶安山岩と同位体組成においても一致している。岩石化学・同位体的特徴から、この試料を含めて、大山-無斑晶安山岩は成因関係において区分される一つのサブグループとして、1Ma 前後に活動したと考えられる。

倉吉単成火山群は、直径 40km 域内に広く分布した火山群として活動している。個々の噴火過程の上昇過程において生じた地殻物質との相互作用が同位体組成の変化を生じた要因となったと考えられる。これに対して、複成火山を形成した大山においては、マグマと地殻物質との同化作用が抑制される何らかのシステム (例えば、ある程度の体積を持ったマグマ溜りが形成され、マグマ上昇経路が限定されたことでアダカイトマグマと地殻物質の同化プロセスが限定された) が形成され、同位体組成の変化が少なかったものと考えられる。

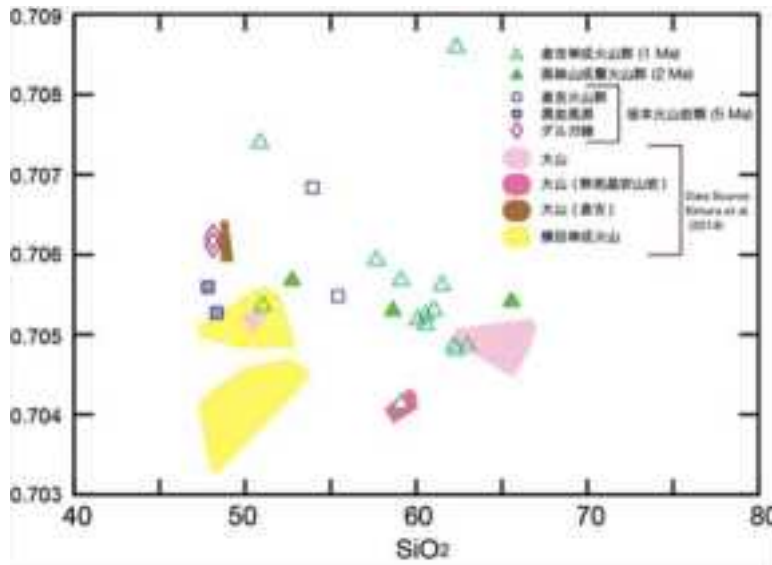


図 1.2.2.1-14 SiO₂-Sr 同位体比.

c) 周辺の単成火山群の時空分布変遷

大山火山の西部には、直径 60km を越える広域の地域に 2-1Ma にかけて多数の玄武岩単成火山が形成され、横田単成火山群とされている。Kimura *et al.* (2014) に示された横田単成火山群の噴火年代年代値の頻度分布 (図 1.2.2.1-15) からは、この火山群の活動は 200 万年および 160 万年～100 万年の活動ピークが認められる。空間分布および年代分布の推移は Sudo *et al.* (1998) が五島火山群で示したダイアピルモデルと同様の推移をたどっており、マントルダイアピルに代表される高温領域の地下深部からの上昇に従って、地表の火山分布が規制されるとするモデルと良い一致を示す。

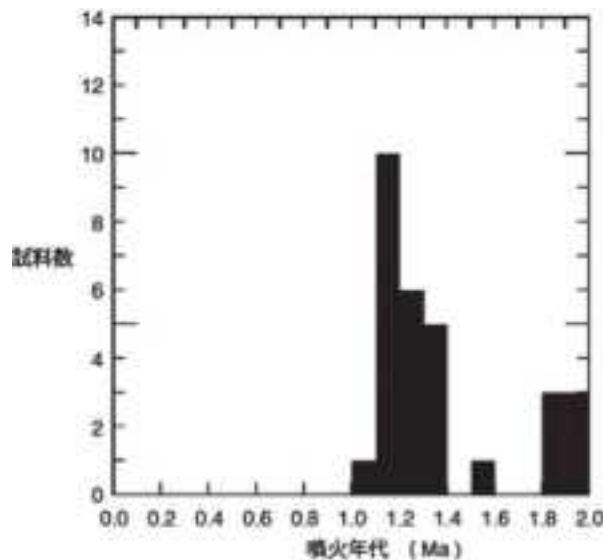


図 1.2.2.1-15 横田単成火山群の年代値分布 (データは、Kimura *et al.* 2014 による)。

一方、倉吉地域においては、4～5Ma 前後に広い範囲で島弧タイプのアルカリ玄武岩による活動が発生した。その後、2Ma 前後に比較的限られた範囲に複数の成層火山群 (高鉢山成層火山群) が活動した後、1.6～1.0Ma にかけて単成火山群 (倉吉単成火山群) の活動に推移した。マグマ組成からみると 2Ma 以降の火山活動ではアダカイト質のマグマの活動が認められる。大山・蒜山地域の

アダカイト質マグマの活動は 1Ma 以降であり、火山活動の区域もずれており、横田単成火山群の分布域にオーバーラップしている。

横田単成火山群の地域での 100 万年以降の火山活動としては、地中海に大根島火山が形成された活動が 25 万年ないし 20 万年前に発生した (Morris *et al.*, 1990, 1999; 沢田ほか, 2006)。大根島地表面から採取したサンプルに対する微量元素組成に対するスパイダー図によると、Ti や Nb の欠乏が顕著ではなく、横手単成火山群とは異なる特徴を示した (図 1.2.2.1-16)。このことから、大山火山以西の火山活動としては、最大直径 40km にも及ぶ範囲で横手単成火山群の活動が 1.6-1.0Ma に発生した後、噴火活動は休止した。大根島火山の噴火は、横田単成火山群の最大分布域を越えた地域で、50 年以上の休止期を挟んで発生した火山活動で、噴出マグマの化学的特徴も異なる。このことから、大根島火山の噴火は 20 万年前後から始まった新たなマグマ活動によるものと考えられる。

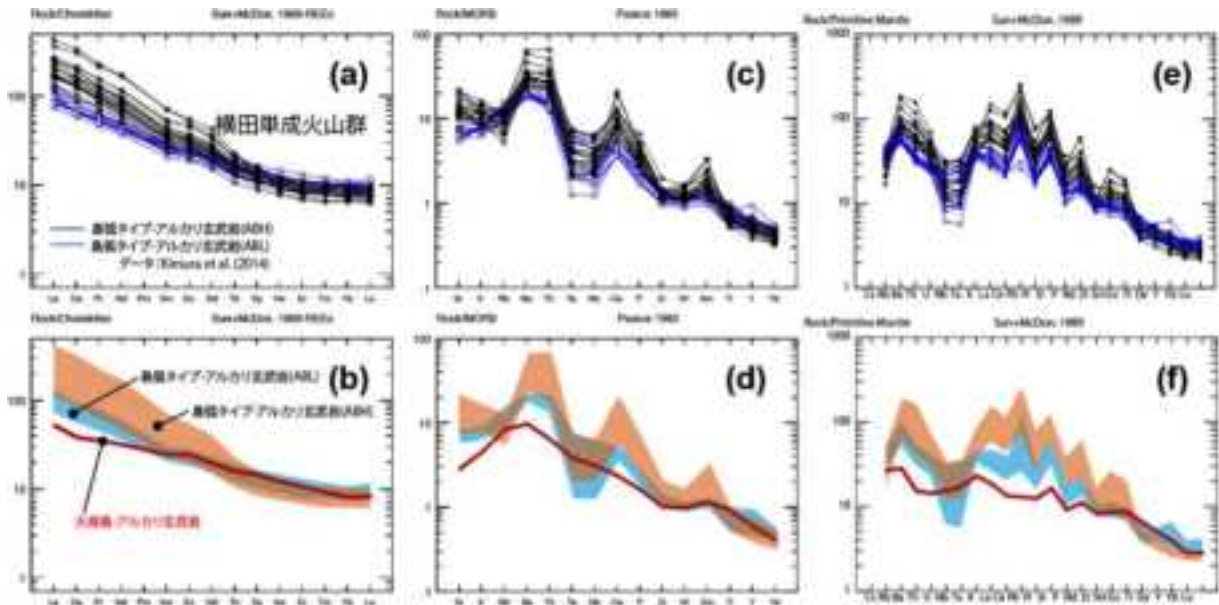


図 1.2.2.1-16 横田単成火山火山群と大根島火山のスパイダー図. (a) (b) コンドライトで規格化, (c) (d) MORB で企画化, (e) (f) 始原的マントルで規格化. 横田単成火山群のデータは Kimura *et al.* (2014) による.

・5年間を通じた総合的な取りまとめと課題の抽出結果

西南日本（九州北部および山陰地域）および北海道東部地域を対象に日本列島において形成される単成火山群の時空文武解析並びにそのマグマ成因について検討を進めてきた。その結果、地域毎に単成火山群が活動する時空分布形態に違いがあり、マグマ発生において潜り込む海洋プレートからもたらされる流体がマグマ発生に重要な寄与を示すことが示された。

すなわち九州北部の単成火山群は、直径 40-50km オーダーの範囲内に複数の単成火山群（空間的広がりとして 10km 程度）が集中する”単成火山群クラスター”の存在が確認され、全体の活動期間は 100 万年を越える。一方、山陰地域では、1 つの単成火山群が 40-50km スケールの空間分布をもち、その活動期間は数十万程度である。

西南日本の単成火山群において、山陰地域の単成火山群は全岩組成において島弧の火山岩に特徴的な性質（具体的には全岩組成において Ta, Nb に乏しい等）を示すのに対して、北部九州地域の他の単成火山群（例えば、五島列島や壱岐、東松浦玄武岩）は海洋島玄武岩の特徴を示す (図 1.2.2.1-17)。Kimura *et al.* (2014) は、西南日本における島弧タイプ玄武岩の活動は山口県阿武単成火山群から大山東部に限られる活動とに限られるとし、このようなマグマ発生には潜り込むフィリピン海プレートが重要な要因となることを推測している。一方、五島列島や北部九州等の玄武岩質単成火山群は、

海洋島玄武岩に区分されることから、その成因はマントル下部から上昇する高温のアセノスフェアブルームに関連したものと考えられる。

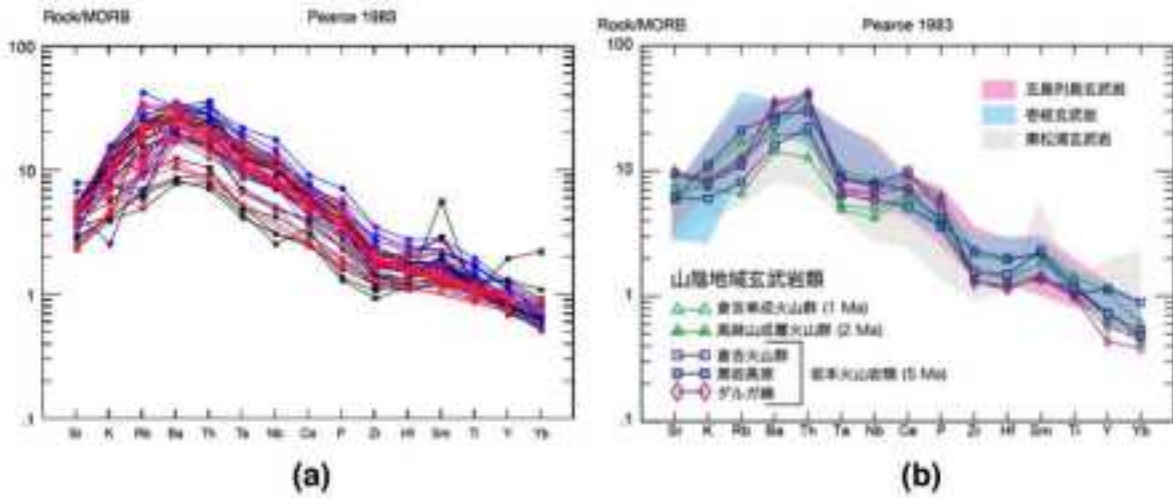


図 1.2.2.1-17 西南日本の新生代玄武岩質単成火山群噴出物に対する MORB 組成で規格化したスパイダー図。

東松浦玄武岩データは産総研 (2010)、壱岐玄武岩および五島列島玄武岩は Hoang *et al.*, (2013) による。

山陰地域と九州北部地域などの単成火山群の成因の相違は、結果として地表に形成される玄武岩質単成火山群の空間パターンやその持続性に関連すると考えられる。単成火山群の将来予測・評価の研究対象を単成火山群の新規出現に特定した場合、山陰地域においてはフィリピン海プレートのスラブメルトの発生評価およびマントルウエッジ部での島弧タイプの玄武岩マグマ形成評価手法の確立が必要である。前者に対する今後の課題としては、潜り込むフィリピン海プレートと周辺リソスフェアの温度構造を明らかにした上での温度分布・時間変化の予測に関する研究が必要となる。また、後者については東北日本の背弧側温度構造進化の検討と共に、ウエッジマントルへの流体供給についての検討が必要である。

3) カルデラ火山の将来予測手法 -巨大マグマ溜りのマグマ蓄積・噴出プロセスの検討-

【実施内容】

平成 25 年度までに、カルデラ火山については北海道屈斜路カルデラや九州阿蘇カルデラに関する事例研究とマグマ蓄積プロセスを中心とした検討を行った。平成 26 年度は、平成 25 年度までの成果を合わせて、カルデラ火山のマグマ活動についての評価手法の検討と課題の抽出を行う。

【成果】

・平成22～26年度の5年間における年度毎の検討結果の概要

[平成22年度]

巨大カルデラ噴火の発生ポテンシャル評価を目的として、噴火履歴が比較的明瞭な屈斜路カルデラ (Reference:) を対象に、地質と噴火史の先行研究のとりまとめを行うとともに、噴出物の化学・鉱物組成分析結果にもとづいて組成変化に関する数値計算を行い、巨大カルデラ噴火を生じたマグマ溜まりに対する岩石学的モデル化を行った (産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2011; 1.2.2.2-A 地質・岩石学的手法による巨大カルデラ火山の長期的マグマ供給システムの検討)。その結果、屈斜路カルデラ形成噴火のうち一番規模の大きい KpIV 噴火では、マグマ供給系が 1 つの珪長質マグマと 3 つの苦鉄質マグマから構成されることを示し、珪長質マグマは同一の珪長質マグマからの結晶

分化作用では生じないが、地殻物質の部分溶融によっては生じうるとした。また、地殻中部～浅部に上昇・蓄積するマグマの熱履歴に関する数値計算を行った(産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2011; 1.2.2.2-B 地殻内に蓄積される巨大マグマ溜まりの熱的・化学的安定性の検討)。その結果、地殻内に繰り返し玄武岩質マグマが注入されるケースにおいて生じる流紋岩質マグマ溜まりの空間的な位置は、一極集中しやすいこと(巨大なマグマ溜まりの蓄積が生じやすい)ことと、固化した流紋岩質マグマ溜まりは将来少量の玄武岩マグマが注入されることにより容易に再移動可能な溶融体に変化しうることを示した。将来ある場所で巨大カルデラの活動が新たに生じる／あるいは再開する可能性を評価するために必要な地球物理学的探査は、溶融マグマが存在するか否かを調べるだけでは不十分であり、低融点物質(花崗岩体等)の有無や、地殻の温度構造も対象にすべきだと結論した。さらに、現時点でのマグマ蓄積の程度を検知する手法の開発のため、屈斜路カルデラを対象に精密重力や比抵抗探査データを用いた事例研究を行った(産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2011; 1.2.2.2-C 地球物理学的観測手法によるカルデラ火山マグマ供給系観測)。その結果、屈斜路カルデラの下に非常に低い比抵抗値の領域(C3; Satoh *et al.*, 2001)が存在することを再確認したほか、屈斜路の後カルデラ火山のアトサヌプリ火山活動のマグマ供給経路を検出し、摩周カルデラ下においても不明瞭ながら低比抵抗域が示唆された。このほか、新たなカルデラ火山出現のポテンシャル評価手法の開発の為に、北海道中東部地域の巨大カルデラ群と阿蘇火山を対象として、噴出物の化学組成、活動変遷、テクトニクス、ならびにマグマ成因に関する長期的かつ広域的な相互関係を整理し、今後解決すべき課題の抽出を行った(産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2011; 1.2.2.2-D 長期的かつ広域的なマグマ成因に基づく巨大カルデラ火山発生プロセスの検討)。その結果、今後岩石学的モデルの構築だけでなく、火山毎のモデルの多様性についても明らかにすることが必要であると提案した。

[平成23年度]

巨大マグマ溜まり蓄積プロセスの岩石学的なモデル化を行うため、地殻内に注入された玄武岩マグマの結晶分化作用と地殻の部分溶融作用について、マグマの熱力学計算ソフトウェアMELTS(Ghiorso and Sack, 1995)を用いて、珪長質マグマの生産量と化学組成に関する解析を行った(産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2012; 1.2.2-C 巨大カルデラ噴火に至るマグマ溜まり蓄積プロセスの岩石学的モデル化の検討)。その結果、地殻の部分溶融によって珪長質マグマが効率的に生じる条件は、地殻の化学組成が上部地殻的であること、地殻浅所の圧力で融解が起きること、融解時に水が存在すること、であることが示された。さらに地殻の部分溶融液のマグマへの混入について、屈斜路カルデラ、岩手火山(伊藤, 1989)、阿蘇カルデラ(小野・渡辺, 1985)、そして始良カルデラ(Matsumoto, 1943; 上野, 2001)などから得られた火山噴出物について同位体地球化学的な事例研究を行い、巨大マグマ溜まりの形成条件について、マグマの化学組成変化および同位体組成変化の点から検討を行い、また日本列島におけるカルデラ火山形成条件の検討するため、最近数十万年に巨大カルデラ群が活発に活動した北海道東部から東北地方を対象に、最近3百万年の代表的な火山噴出物の化学・同位体組成の特徴について検討した(産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2012; 1.2.2-D 北海道東部地域における巨大カルデラ群発生条件の検討)。その結果北海道中軸部と東部におけるマグマ起源マントルには違いがあり、相対的に高温状態にあると考えられるマントルが前弧側にまで到達している北海道東部地域のマントルのほうが、相対的に低温状態の北海道中軸部よりも容易に溶融し、多量のマグマが生じうる可能性を示した。

[平成24年度]

巨大カルデラの新規出現あるいは再活動プロセスに至るマグマ蓄積プロセスを明らかにする目的で、阿蘇カルデラと、その内部に位置し阿蘇カルデラと同時期の14～15万年前(Itaya *et al.*, 1984)あ

るいは8～11万年前(松本ほか, 1991)に活動したとされる根子岳火山の火山岩のストロンチウム同位体比の測定を行った(産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2013; 1.2.2.3 巨大カルデラの新規出現(および再活動)に至るマグマ蓄積プロセス)。その結果, 根子岳火山は, 活動の時間的空間的位置が阿蘇カルデラと重なっているにもかかわらず, 噴出物の地球化学的特徴が大きく異なり, 阿蘇カルデラ形成以前の噴出物や基盤岩の花崗閃緑岩に類似していることが示された。このことは, 時間空間的に隣接した2つの火山が別のマグマ供給系に由来することを示唆している。阿蘇火山のマグマ供給系のメカニズムを理解するためには, 基盤岩の性質に着目し, 分析と考察を行うことが有効だとした。

[平成25年度]

前年度の結果を受け, 阿蘇カルデラについてマグマと捕獲岩に対して同位体地球化学的手法による検討を行った(産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2014; 1.2.2.4b 大規模なマグマ溜まりの地球化学的な不均質)。その結果, 阿蘇のカルデラ期および間カルデラ期の噴出物のストロンチウム同位体比はシリカ量と殆んど関係なしに狭い範囲の値(0.7040-0.7042)を示したのに対し, 珪長質捕獲岩の同位体比は大きくばらつく(0.7045-0.709)ことがわかった。また, 根子岳火山の噴出物もストロンチウム同位体比がばらつく(0.7041-0.7089)ことが判明した。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を区別するためには, 今後, ゼノリス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。特に, 混合プロセスによる質量保存関係を把握することが有効になると考えられる。また, 阿蘇近傍に算出する母岩のなかでも比較的珪長質な岩石(カルデラ南部に分布する御船層群の砂～泥岩, カルデラ北部～北西部に分布する花崗岩類や変成岩類)に対してストロンチウム同位体比の測定を行うことが効果的だとした。

・5年間を通じた総合的な取りまとめと課題の抽出結果

北海道屈斜路カルデラや九州阿蘇カルデラに関する事例研究とマグマ蓄積プロセスを中心に研究を行った結果, 北海道屈斜路カルデラのマグマ成因に関する岩石学的モデルと, カルデラの下に存在するマグマを地球物理学的手法で検出する事例研究の成果が得られた。阿蘇カルデラに関しては, カルデラ内に存在する根子岳火山と大規模カルデラ噴火の噴出物を対象にした地球化学的研究にもとづいて, マグマ供給系とその周辺(母岩)の不均質性と複雑さが把握できた。また, 北海道中東部地域の巨大カルデラ群を対象として, 噴出物の化学組成, 活動変遷, そしてテクトニクスの長期的かつ広域的な相互関係を整理した結果, 北海道東部で活発なカルデラ噴火活動が起きた原因が, その地域の下のマントルが相対的に高温状態であることにより多量のマグマが生じたためである可能性を示した。

将来の大規模カルデラ噴火の発生可能性を評価するためには, 上記の研究によって解明されたマグマ供給系の中で起きている事柄が, どのような時間スケールで進行しているかを知る必要がある。現時点においては, 日本の大規模カルデラの噴火準備過程のタイムスケールに関する知見は, 海外の例(Costa, 2008)に比べて圧倒的に不足している。カルデラ噴火の準備過程は, 100万年規模の非常に長期間と同時に, 数年以内の短期間の両方の時間スケールで観察を行う必要がある。長期間のマグマ活動により地殻内に徐々に蓄積されてゆく一方で(Bindeman and Simakin, 2014), 大量の珪長質マグマによるマグマ溜まりの再充填が僅か100年程度のタイムスケールで起きうる(Druitt, *et al.*, 2012)。マグマ供給系の活動が幅広いタイムスケールで進行することは大規模カルデラ噴火に限られたことでなく, 例えば, 2011年に発生した霧島火山のプリニー式噴火においては, 1年以上かけて苦鉄質マグマが定常的に注入された一方で, 噴火の直接の引き金となったマグマ混合は噴火直前数日以内という非常に短いタイムスケールで起きたことが, 噴出物の斑晶の組成累帯構造の解析から判

明している (Tomiya *et al.*, 2013). 日本の大規模カルデラの噴火準備過程の理解をより詳細にしてゆくための研究対象となる火山は、地下のマグマ供給系に現存しているマグマや火山ガスを直接採取しての岩石学的・地球化学的解析と地球物理学的な解析(地殻変動・重力変化・電気伝導度)を総合的に行なえるという意味で、現在も活動が継続中のカルデラ火山が適している。例えば始良カルデラの後カルデラ火山である桜島、阿蘇カルデラの後カルデラ火山である阿蘇中岳、洞爺カルデラの後カルデラ火山である有珠山、支笏カルデラの後カルデラ火山である樽前山、などが挙げられる。

4) 日本列島のマグマ・火山活動の時空間分布の検討

【実施内容】

平成 25 年度までに、沈み込むプレートの異なる東北日本と西南日本のそれぞれの火山・マグマ活動について、火成岩の全岩化学組成・微量化学組成及びマグマ含水量に基づく岩石学的モデルの検討を行った。平成 26 年度は、平成 25 年度までの成果を合わせて、日本列島のマグマ活動についての評価手法の検討と課題の抽出を行う。

【成果】

・平成22～26年度の5年間における年度毎の検討結果の概要

[平成22年度]

広域的かつ長期的な火山活動プロセスの理解をすすめるため、北海道中部地域の新第三紀以降の火山噴出物を対象として、全岩化学組成、微量元素組成、ストロンチウム・ネオジウム・鉛同位体比の分析を行った(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011; 1.2.2.2-D 長期的かつ広域的なマグマ成因に基づく巨大カルデラ発生プロセスの検討)。その結果、北海道中東部地域に噴出した火山岩の起源マントルは、新第三紀以降殆んど変化がないことが判明した。また、約 2 百万年以降は、マグマ発生に関与したと思われる流体の起源が、プレート上の海洋性堆積物由来から、沈み込む海洋プレート由来のものに変化したと考えられることから(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011; Hoang *et al.*, 2011)、流体の起源の相違がマグマ発生領域の含水量の影響を与えてマグマ発生頻度に影響を与えた可能性や、3 百万年前～およそ 170 万年前にかけて運動を停止した北千島前弧スリバーの運動変化による地殻浅所の応力変化がマグマの噴出仮定に影響を与えた可能性を示した。

[平成24年度]

北海道中東部地域の火成作用の長期的な変化プロセスに関する理解を深化させるため、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(北見火山岩類)について、ストロンチウム・ネオジウム・鉛同位体比の分析を行い、広域的な構造運動と、マントルの化学組成の時間発展という見地から検討を行った(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013; 1.2.2.2 水の付加によるマントルの熔融により生じた北海道北部の第三紀火山活動)。その結果、これらの火山岩は大半がソレアイト質であるにもかかわらず、プレート内火山活動の特徴(高 Zr および Zr/Y 比)を示しつつ、典型的な島弧火山活動の特徴である Nb や Ta の大幅な枯渇と鉛に富む地球化学的特徴をもちあわせたものも含むことが判明した。これらの時間変化を解釈した結果、この地域ではマグマ起源物質であるマントルが、少なくとも 14 百万年前から現在に至るまで入れ替わっておらず、太平洋プレートの沈み込みによりもたらされた水がマントルを融解させたことによって引き起こされた可能性を指摘した。この事は、日本海・オホーツク海・千島海盆のマントルが日本海の形成の進行とともに EM2 型から EM1 型へと大規模に入れ替わったこと(Nohda, *et al.*, 1988; Okamura, 2003; Okamura *et al.*, 2005) と対照的である。

[平成25年度]

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・物質科学的知見を整理し、沈み込み帯に入り込む流体に関する文献調査と沈み込み帯のマグマ起源物質に関する平成24年度の研究をさらに進めた(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011; 1.2.2.2 マグマ発生とプレート運動)。その結果、沈み込むプレートとともに地下に入る流体は、2000年以前は海水の一部が中央海嶺の地下数kmで生じた玄武岩の熱水変質作用によって含水鉱物として固定されたものとされていたが、2000年以降は二重深発地震面の下側の成因を説明する要請によりマントルを地下数十kmまで水和させる必要が生じ、プレート上層から50km程度まで相当量の蛇紋石が含水鉱物として存在する可能性が指摘された(Kerrick, 2002)。沈み込み帯のマントルに流入する水の量は、変質玄武岩の含水鉱物から予想される約10倍になる可能性がある。新生代の北海道北東部の火山岩に関してストロンチウム・ネオジウム・鉛同位体比の検討を行い、平成24年度とほぼ同じ結論を得た。具体的には、これらの火山岩はNbとTaに枯渇しLILEと鉛に富む島弧マグマの地球化学的特徴を持つこと、そしてそれらは12百万年前から2百万年前にわたり変化がなく、マントルがこの期間にわたり孤立していたが、沈み込むプレートから供給された水がマントルの融点を下げてマグマを発生させたのだと結論した。

・平成26年度の具体的な実施内容

平成26年度は、過年度までの検討では比較的狭い地域のマグマ成因を対象としていたことを受けて、過年度までの研究内容に文献の内容を合わせて得られたマグマの成因を3つのグループに分類し、日本列島全体におけるマグマ活動の時空分布を概観し、図1.2.2.1-18および図1.2.2.1-19にとりまとめた。

既存文献をもとに新生代の日本列島の火山活動を概観すると下記のようなになる。

日本列島の火山活動は太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込みと、日本海、オホーツク海、そして千島海盆の拡大に大きな影響を受けている(Tamaki *et al.*, 1992; Taira, 2001)。日本列島は東北日本弧と西南日本弧から成り、それぞれ太平洋プレートとフィリピン海プレートに関連している。

日本海は主に21百万年前～14.5百万年前に沈み込み帯の背弧が拡大したもの(Tamaki *et al.*, 1992)だと考えられているが(Tamaki *et al.*, 1992; Nohda *et al.*, 1988; Nohda, 2009)、西方から高温のマントルの注入したことに伴ない海溝が23百万年前～15百万年前ごろにかけて東にロールバックしたことによって日本海が拡大したとする考えもある(Tatsumi *et al.* 1989)。

漸新世の火山岩の分布は東北日本弧の日本海側に限られており、苦鉄質～珪長質な火山活動が北海道西部で28.8百万年前～31.9百万年前の年代値を示し、佐渡島の珪長質な火山活動の年代は28.6百万年前から28.7百万年前である。東北日本弧には中新世前期の火山岩分布が少なく、この時期に火山活動が低調だったことを示している。

その後23百万年前～22百万年前頃から東北日本弧の火山活動は活発になり、23百万年前～15百万年前にかけて苦鉄質～珪長質な火山岩が生成した。

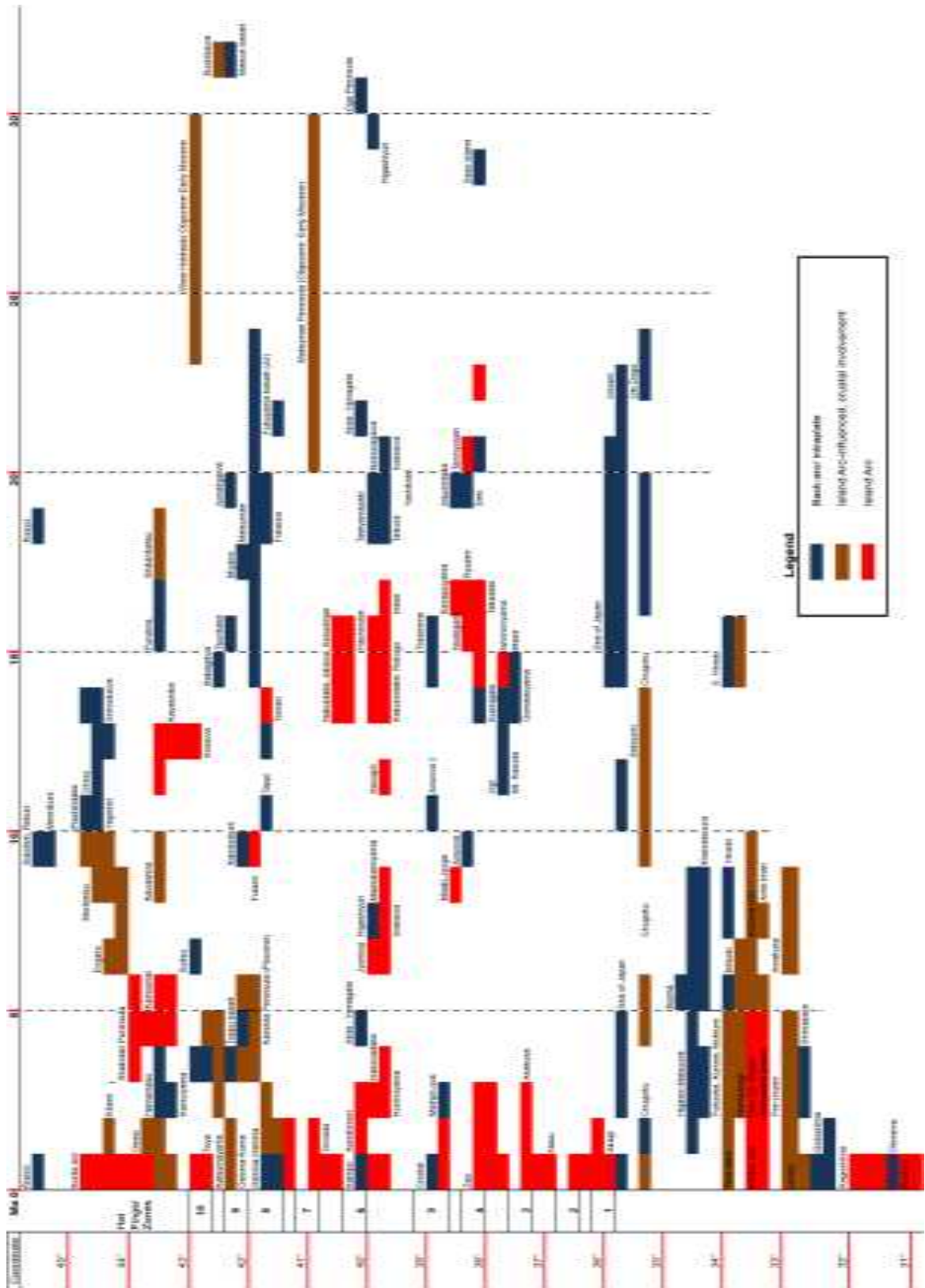


図1.2.2.1-18 日本の火山活動の時空分布。火山活動をマグマの成因で「背弧海盆／プレート内火山活動(Back-arc/intraplate)」、「やや島弧的／地殻の混染のある火山活動(Island Arc-influenced, crustal involvement)」、「島弧の火山活動(Island Arc)」に分類し、時間軸を現在から32百万年前までとし、空間軸を北緯46度から北緯31度までとして、東北日本弧についてはTamura *et al.*(2002)のホットフィンガーの番号とともに、平面上に表現した。

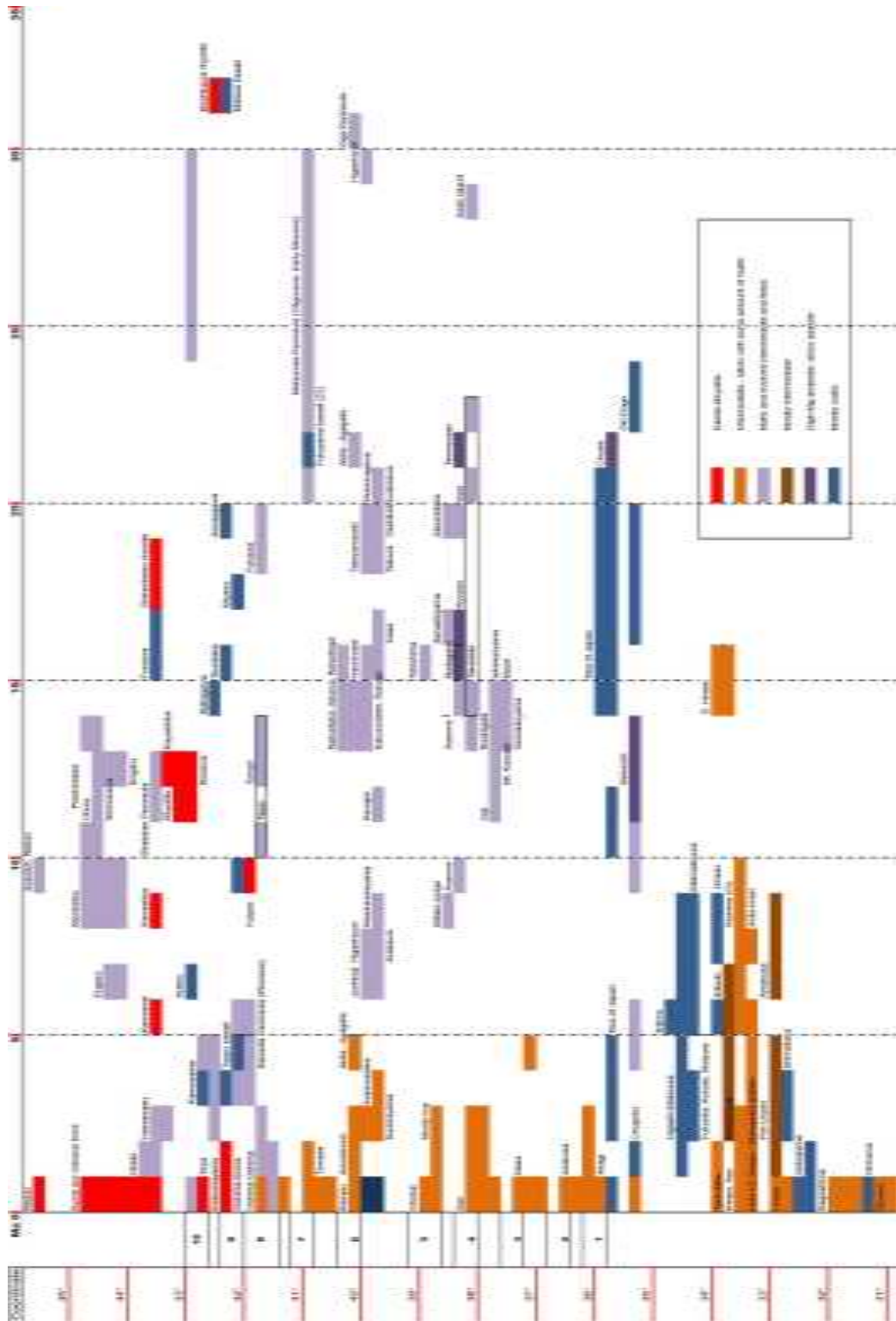


図1.2.2.1-19 日本の火山活動の時空分布。火山活動を岩石の種類で「石英安山岩質岩～流紋岩質岩(Dacite-Rhyolite)」、
「安山岩質岩～珪長質岩で一部苦鉄質岩を含む(Intermediate-silicic with some amount of mafic)」、
「苦鉄質岩および苦鉄質岩の分化したものと珪長質岩(Mafic and evolved intermediate and felsic)」、
「安山岩を主体とする(Mostly intermediate)」、
「高マグネシウム安山岩と珪長質な安山岩(High-Mg andesite, silicic andesite)」、
「苦鉄質岩を主体とする(Mostly mafic)」の6種類に分類して示し、時間軸を現在から32百万年前までとし、空間軸を北緯46度から北緯31度までとして、東北日本弧についてはTamura *et al.*(2002)のホットフィンガーの番号とともに、平面上に表現した。

一方で、日本海の拡大に伴い日本海盆と西南日本弧(例えば隠岐島後)では大量の苦鉄質岩が21百万年前～15百万年前にかけて生成したが、西南日本弧における前期～中期中新世の火山活動は東北日本弧に比べて低調であった。東北日本弧で23百万年前～12百万年前にかけて噴出した火山岩の量は150,000立方キロと見積られており、これは鮮新世～第四紀にかけて噴出量よりも大量である(Tatsumi *et al.*, 1989)。

日本海の拡大の停止に続いて(15百万年前～14.5百万年前)、東北日本弧の火山フロントは現在とほぼ同じ位置に向けて移動した。東北日本弧の火山活動は2.5百万年前以降太平洋プレートの影響を受けている。ただし北海道では太平洋プレートの影響に加えて、15百万年前頃の中期中新世～現在にかけてオホーツク沿海の拡大と、千島海盆の沈降(15百万年前～9百万年前)の影響も受けている。

西南日本弧の火成活動は、東北日本弧に比べて複雑である。中新世～現在にかけて中国地方の火山活動は、日本海の拡大とフィリピン海プレートの沈み込みの両方の影響を受けている。フィリピン海プレートの沈み込みは、北東九州および北西九州そして琉球弧の火山活動をひきおこしている。北東九州および北西九州の火成活動は、日本海の拡大の影響だけでなく、東支那海の拡大と、沖縄トラフの背弧海盆の沈降の影響も受けている。

・5年間を通じた総合的な取りまとめと課題の抽出結果

日本列島における広域的かつ長期的な火山活動プロセスの理解をすすめるため、北海道中東部地域を対象に、火山噴出物の全岩化学組成、微量元素組成、ストロンチウム・ネオジム・鉛同位体比にもとづいて、マグマの発生にかかわったマンツルの長期的な入れ替わりプロセスに関する事例研究を行った(産総研深部地質環境研究コア, 2013, 2014)。その結果対象地域では少なくとも14百万年前から現在に至るまでマンツルが入れ替わっておらず、太平洋プレートの沈み込みによってもたらされた水がマンツルを融解させ火山が生じたことを示した。プレートとともに沈み込み帯のマンツルに流入する水の起源は、海嶺の熱水変質で生じた変質玄武岩中の含水鉱物が主であるとする考えかたから、沈み込み帯前方の折れ曲り部で地下数十kmにおよぶ広範囲のマンツル中に生じた変質鉱物が主とする考えかたに2000年以後変化している。日本列島は太平洋プレートとフィリピン海プレートの沈み込みだけでなく、日本海、オホーツク海、そして千島海盆の拡大の影響を受けている。現在における日本列島の火山活動を理解するためには、日本海が拡大した21百万年前頃からの長期的な視野で、マグマを発生させたマンツルの変遷を考える必要がある。

5) 沈み込み帯におけるマグマ活動位置の評価手法及び新規火山活動の発生予測手法に関する総合的な取りまとめ

【実施内容】

1.2.2.1-1)～1.2.2.1-4)までの検討結果と平成25年度までの成果を合わせて、沈み込み帯におけるマグマ活動位置の評価手法及び新規火山活動の発生予測手法について総合的な取りまとめを行う。

【成果】

・平成22～26年度の5年間における年度毎の検討結果の概要

[平成22年度]

日本列島において単成火山群の形成が卓越している西南日本(特に北九州地域)を対象として高精度カリウム・アルゴン年代測定を行い、単成火山群形成の時間・空間分布の規則性を明らかにし、単成火山を形成したマグマのモデルを考察した(産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2011; 1.2.2.1-B北西九州における単成火山出現のモデル化)。その結果、この地域で認められた単成火山

のクラスターは、東北日本のホットフィンガー (Tamura *et al.*, 2002) に相当する高温マントル物質の巨視的な上昇部に相当し、各単成火山群はそれぞれ対応するマントルダイアピルの活動に相当するものだと考えられた。これらが東北日本のホットフィンガーと異なる点は、時間・空間的スケールが大きいことであり、東北日本とは大幅に異なる北西九州地域の活動が西南日本のどの地域にまで及ぶかどうかを見積るため、山陰地域も含めたより広範囲の火山活動の時空分布解析が必要であることを指摘した。

[平成23年度]

西南日本との比較として、東北日本弧の磐梯山のボーリングコア試料 (JMA-V19) を用いて、磐梯山が新規に出現した時点におけるマグマ発生プロセスを、噴出物の全岩化学組成、微量元素組成、ストロンチウム・ネオジウム同位体比といった岩石学的特徴にもとづいて明らかにした (産業技術総合研究所深部地質環境コア, 2012; 1.2.2-B 東北日本における新規火山出現時のマグマ発生過程の検討)。その結果、磐梯火山はカルクアルカリ岩系の安山岩が卓越する成層火山であるのに対し、その最初期には分化程度の小さな玄武岩質安山岩やソレライト系列の安山岩が噴出していたことが、明らかになった。観察された岩石学的特徴を、マントル由来の成分と下部地殻由来の成分の混合比の時間変化として解釈し、最初期にはマントル由来成分を主体としたのに対し、時間とともに地殻由来成分がより混合しやすくなったものと考えた。また、このような時間変化は、繰返し注入した苦鉄質マグマの熱により地殻下部の温度が徐々に上昇したことに対応していると考えた。このことは、地震波など地球物理学的観測で示される活火山の下の構造は、時間とともに変化してゆく下部地殻のマグマ供給系の現在におけるスナップショットであること (Annen *et al.*, 2006) を念頭におかねばならないことを示している。火山の出現初期の噴出物は刻々と変化するマグマ供給系のマグマ発生条件に関する重要な情報を持つ可能性があることを、指摘した。

[平成25年度]

東北日本に約1万2千年前に新規出現した肘折火山 (宮城, 2007) の噴出物に対して、物理探査等によるマグマ溜まりの検出に必要なマグマの性状 (深さ, 大きさ, 形状, 物性) を求める目的で、岩石学的な研究を行った (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014; 1.2.2.4.c マグマ溜まりの大きさ・形状・深さ・物性)。噴出物の化学組成と微細組織を熱力学を併わせて解析した結果、マグマ溜まりの圧力・温度・結晶度・全岩含水量, そしてマグマの物性 (体積弾性率と密度) およびその深度分布が明らかになった。肘折火山のマグマ供給系の深度は地下約14kmから2kmに及ぶ縦長であり、マグマ溜まりの主体は比較的浅い地下4km程度に存在すること、浅部の溜まりではマグマの結晶度が約5割を越えほぼ固化した状態であること、そしてマグマ溜まりの体積の1~3割を過飽和水が占めること、が判明した。この検討により、肘折火山のように比較的浅所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より大きく左右されることが判明した。

・5年間を通じた総合的な取りまとめと課題の抽出結果

火山が直接的・間接的に地層処分場に与える影響を、火山活動の新規性および規模という観点で整理した (図1.2.2.1-20)。既知の火山のうち中小規模の火山については、概要調査地区選定上の考慮事項 (原子力発電環境整備機構, 2002) のうち火山活動に関する「第四紀火山から15km以上離れた地区」という条件が十分であるかどうかは別として、噴火による直接的影響を受けない距離を置くことにより回避できる可能性があるため、地下水を經由した腐蝕性のマグマ揮発性成分が処分場の機能を低下させる懸念や、噴火に伴ない地下水系が変化することにより処分場の隔離性能を低下させる懸念など、間接的な影響への対応が主となろう (ただしカルデラ噴火では15kmの距離で排除できない

恐れがある)。一方、これまで火山が無い地域に生じる新規火山については、間接的影響に加え、噴火活動の一環として母岩(処分場も含む)の破壊と地表への放出といった、噴火の直接的影響も懸念される。噴火の直撃に耐える施設の建造は明らかに非現実的である。したがって新規火山への対策としては、立地による回避が必要となる。そのため、将来対象地域に新規火山が生じる可能性を検討するためには、火山がある場所に生じる理由の解明や、現在地表に出現していないが地下にマグマ供給系が存在するか否かを判断するための探査手法の開発が必要となる。

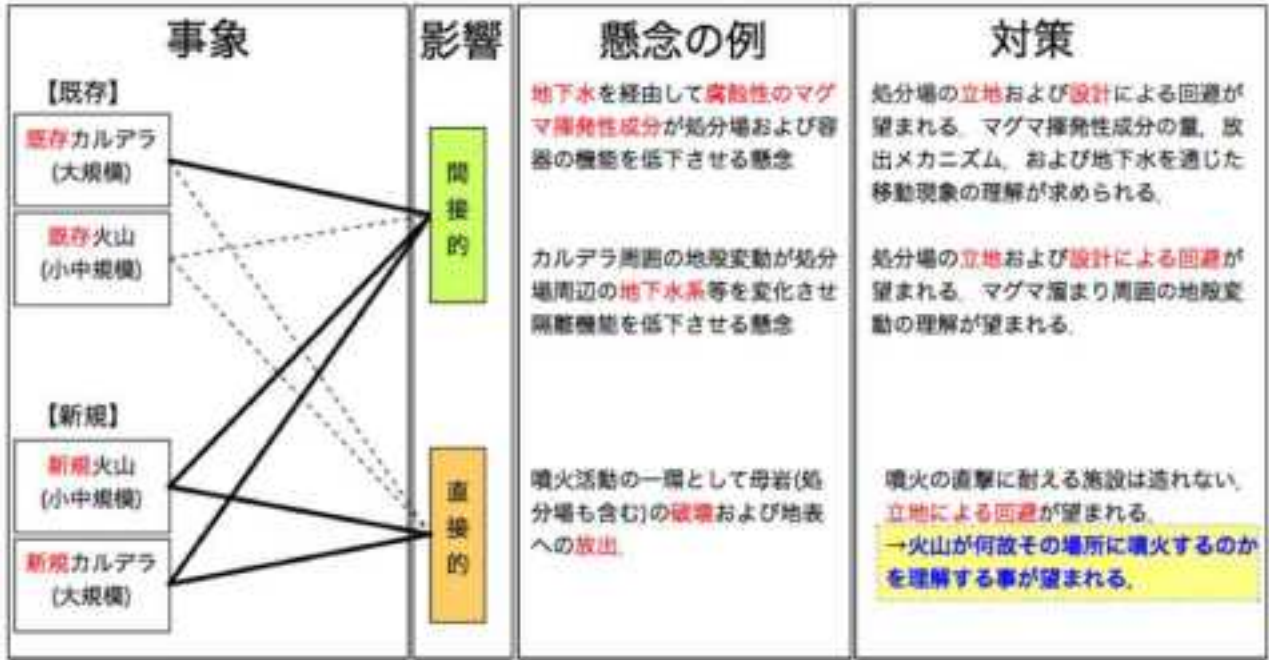


図 1.2.2.1-20 放射性廃棄物の地層処分場と火山活動の関係。

マグマが存在しない場所には火山の出現しない。火山の地下に存在する高温マンタルの時間・空間スケールが西南日本(特に北九州地域)と東北日本弧とで大きく異なることを、平成 22 年度の検討は示した。高温のマンタル物質はマグマを生じ、火山活動の原動力となる。したがってそれら高温のマンタルの流れの分布や生成メカニズムを把握することは、ある地域で将来新規に火山活動が生じる可能性を考える上で基礎となるが、現時点では北西九州地域のようなマンタルの活動が西南日本のどの地域にまで及ぶかどうか把握できていないため、山陰地域も含めたより広範囲の火山活動の時空分布解析を今後追加する必要がある。

探査対象の深度や広がりや物性に関する情報は、マグマ供給系の有無を物理探査で調べる際にどのような種類の信号をどのような精度で必要とするかを決定する上で重要になる。マンタルの部分融解によって生じた高温のマグマが地殻内で冷却を受けることにより化学組成を変え、逆に熱を受けた地殻は部分融解してマグマに混入し、その結果噴出したマグマの化学組成が刻々と変化したことを、平成 23 年度は磐梯火山最初期噴出物の例で示した。また、新規に出現した肘折カルデラに関する平成 25 年度の研究では、マグマ供給系の主要な部分が地下 4km 程度に存在すること、ほぼ固化していること、数割もの体積の過飽和水を含むこと、等が示された。個々の火山は噴出物の化学組成や噴火様式に個性があるため、地下のマグマ供給系にも個性があると思われるが、物理探査の対象となるマグマの物性を詳細に推定した例は少なく、物性にどの位の変化幅があるのか把握できていない。今後は肘折火山や磐梯山で行ったような、マグマ供給系の実体を明らかにするための地球化学的・岩石学的な研究を、他の火山についても行う必要がある。

【引用文献】

- Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J. (2006) The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zone. *J. Petrol.*, 47, 505-539.
- Ban, M. (1991) A petrological model for the Minamigassan Volcano, Nasu Volcanoes, Northeast Japan Arc. *Bull Volcanol Soc Jpn*, 36, 255-267.
- Ban, M., Takahashi, K., Horie, T. and Toya, N. (2005) Petrogenesis of Mafic Inclusions in Rhyolitic Lavas from Narugo Volcano, Northeastern Japan. *Journal of Petrology*, 48, no. 8, 1543-1563.
- Bindeman, I. N. and Simakin, A. G. (2014) Rhyolites---Hard to produce, but easy to recycle and sequester: Integrating microgeochemical observations and numerical models. *Geosphere*, 1-28 (doi: 10.1130/GES00969.00961).
- Costa, F. (2008) Residence time of silicic magmas associated with calderas. *Developments in Volcanology*, 10, 1-55 (DOI: 10.1016/S1871-1644X(1007)00001-00000).
- Cousens, B. L. and Allan, J. F. (1992) A Pb, Sr, and Nd study of basaltic rocks from the Sea of Japan, Legs 127/128. in Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J. and McWilliams, M., *et al.*, eds., *Proc. ODP, Sci. Results, Volume 127/128, Pt. 2, Ocean Drilling Program, College Sta., TX*, 805-817.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, no. 6294, 662-665.
- Druitt, T. H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M. A. and Scaillet, B. (2012) Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. *Nature*, 482, 77-80.
- 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.
- Fujinawa, A. (1982) Early stage crystallization differentiation of the island arc tholeiite magma, Nasu volcanic zone, Northeast Japan -A petrological study of the Funagata pigeonite basalts. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 77, 419-437.
- Fujinawa, A. (1988) Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adatara volcano, northeast Japan: 1. Geochemical constraints on their origin. *Lithos*, 22, 135-158.
- Fujinawa, A. (1990) Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adatara volcano, Northeast Japan: 2. Mineralogy and phase relations. *Lithos*, 24, 217-236.
- 原子力発電環境整備機構 (2002) 概要調査地区選定上の考慮事項. <http://www.numo.or.jp/koubo/document/gaiyo.html>
- 下司信夫・大石雅之 (2011) 榛名火山の後期更新世及び完新世噴出物から得られた炭素14年代. *地質調査研究報告*, 62, 177-183.
- 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, no. 2-3, 197-212.
- Hayakawa, Y. (1985) Pyroclastic geology of Towada Volcano. *Bull. Earth. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 60, 507-592.

- 早津賢二 (1972) 妙高火山群-黒姫・妙高火山の形成史を中心として. 地球科学, 26, no. 3, 47-57.
- 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) Geochemistry of Cenozoic basalts in the Fukuoka district (northern Kyushu, Japan): implications for asthenosphere and lithospheric 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.
- Hoang, N., Uto, K., Matsumoto, A. and Itoh, J. (2013) Pleistocene intraplate magmatism in the Goto Islands, SW Japan: Implications for mantle source evolution and regional geodynamics. *Journal of Geodynamics*, 68, 1-17.
- Hoang, N., Yamamoto, T., Itoh, J. and Flower, M. F. J. (2009) Anomalous intra-plate high-Mg andesites in the Choshi area (Chiba, Central Japan) produced during early stages of Japan Sea opening? *Lithos*, 112, 545-555.
- Honda, S. and Yoshida, T. (2005) Application of the model of small-scale convection under the island arc to the NE Honshu subduction zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6. doi:10.1029/2004GC000786.
- Hunter, A. and Blake, S. (1995) Petrogenetic evolution of a transitional tholeiitic-calc-alkaline series: Towada volcano. *J. Petrol.*, 36, no. 6, 1579-1605.
- Ikeda, Y. (1998) Geochemistry of Miocene back-arc basin basalts from northeast Hokkaido, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 104, 99-106.
- 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.
- Itaya, T., Nagao, K., Nishido, H. and Ogata, K. (1984) K-Ar age determination of Late Pleistocene volcanic rocks. *Journal of Geological Society of Japan*, 90, 899-909.
- 伊藤順一 (1989) 姫島火山の地質と火山活動. *火山*, 34, no. 1, 1-17.
- Kakubuchi, S., Nagao, T. and Nagao, K. (2000) K-Ar ages and magmatic history of the Abu Monogenetic Volcano Group. *Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences*, 29, 191-198.
- Kamata, H. and Kodama, K. (1994) Tectonics of an arc-arc junction: an example from Kyushu island at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu Arc. *Tectonophysics*, 233, 69-81.
- Kamei, A., Horie, K., Owada, M., Yuhara, M., Nakano, N., Osanai, Y., Adachi, T., Hara, Y., Terao, M., Teuchi, S., Shimura, T., Tsukada, K., Hokada, T., Iwata, C., Shiraishi, K., Ishizuka, H. and Takahashi, Y. (2013) Late Proterozoic juvenile arc metatonalite and adakitic intrusions in the Sør Rondane Mountains, eastern Dronning Maud Land, Antarctica. *Precambrian Research*, 234, 47-62.

- Kamei, A., Miyake, Y., Owada, M. and Kimura, J.-I. (2009) A pseudo adakite derived from partial melting of tonalitic to granodioritic crust, Kyushu, southwest Japan arc. *Lithos*, 112, no. 3-4, 615-625.
- 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.
- Katsui, Y., Yamamoto, M., Nemoto, S. and Niida, K. (1979) Genesis of Calc-Alkalic Andesites from Oshima-Ōshima and Ichinomegata Volcanoes, North Japan. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University*, 19, 157-168.
- Kerrick, D. (2002) Serpentinite seduction. *Science*, 298, no. 5597, 1344-1345.
- Kimura, J.-I., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamauchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, T., Ninomiya, A. and Tanase, A. (2003) Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction. *The Island Arc*, 12, 22-45.
- Kimura, J.-I., Stern, R. J. and Yoshida, T. (2005) Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geological Society of America Bulletin*, 117, no. 7, 969-986.
- Kimura, J.-I. 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, no. 11, 2185-2232.
- Kimura, J. I., Gill, J. B., Kunikiyo, T., Osaka, I., Shimoshioiri, Y., Katakuse, M., Kakubuchi, S., Nagao, T., Furuyama, K., Kamei, A., Kawabata, H., Nakajima, J., Van Keken, P. E. and Stern, R. J. (2014) Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 15, no. 3, 691-739.
- Kuritani, T., Yoshida, T., Kimura, J., Hirahara, Y. and Takahashi, T. (2014) Water content of primitive low-K tholeiitic basalt magma from Iwate Volcano, NE Japan arc: implications for differentiation mechanism of frontal-arc basalt magmas. *Miner Petrol*, 108, 1-11. doi:10.1007/s00710-00013-00278-00712.
- Kushiro, I. (1972) Effect of Water on the Composition of Magmas Formed at High Pressures. *J. Petrol.*, 13, no. 2, 311-334.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, no. 1-2, 1-24.
- 丸山孝彦・山庄正継・吉岡修司 (1988) 男鹿半島寒風火山の地質と岩石. 秋田大学鉱山学部資源地学 研究施設報告, 53, 1-16.
- 松浦旅人 (2000) 山形県北部に分布する後期更新世の含黒雲母, カミングトン閃石テフラ. 第四紀研究, 39, 165-170.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳 (1991) 阿蘇火山岩類のK-Ar 年代測定-火山層序との整合性と火砕流試料への適応-. 日本火山学会講演予稿集, 2, 73.
- Matsumoto, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. *Japanese. J. Geol. Geogr.*, 19, 57.

- 宮城磯治 (2007) 肘折火山：噴出物の層序と火山活動の推移. 火山, 52, 311-333.
- 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.
- Morris, P. A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S. (1990) Potassium / argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture Oki Dozen Island, Southwest Japan and Japan Sea opening. *J. Southern Asian Earth Sci.*, 4, 125-131.
- Morris, P. A., Miyake, Y., Furuyama, K. and Puelles, P. (1999) Chronology and petrology of the Daikonjima basalt, Nakaumi Lagoon, eastern Shimane Prefecture, Japan. *Jour. Min. Petrol. Econ. Geol.*, 94, 442-452.
- 村山正郎・一色直記・坂本亨 (1963) 5万分の1地質図幅「鳥取南部」及び説明書. 地質調査所, 66p.
- 村山正郎・大沢あつし (1961) 5万分の1地質図幅「倉吉」及び説明書. 地質調査所, 71p.
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之 (編) (2012) 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース. 地質調査総合センター速報 no. 60., CD-ROM.
- Nohda, S. (2009) Formation of the Japan Sea basin: reassessment from Ar-Ar ages and Nd-Sr isotopic data of basement basalts of the Japan Sea and adjacent region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 599-609.
- Nohda, S., Tatsumi, Y., Otofujii, Y.-I., Matsuda, T. and Ishizaka, K. (1988) Asthenospheric injection and back-arc opening: isotopic evidence from Northeast Japan. *Chem. Geol.*, 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.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図. 火山地質図, 4., 地質調査所.
- Sakuyama, M. (1979) Lateral variations of H₂O contents in Quaternary magmas of northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, no. 1, 103-111.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2008) 地層処分に係る地質情報データの整備：平成19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) 地層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 (2011) 地層処分に係る地質評価手法等の整備：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.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 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年度事業報告書.
- Satoh, H., Nishida, Y., Ogawa, Y., Takada, M. and Uyeshima, M. (2001) Crust and upper

- mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data. *Earth Planets Space*, 53, 829-842.
- 沢田順弘・今井雅浩・三浦環・徳岡隆夫・板谷徹丸 (2006) 島根県江島の更新世玄武岩と島根県弓ヶ浜砂州南東端栗島の中新世流紋岩のK-Ar年代. 島根大学地球資源環境学研究報告, no. 25, 17-23.
- 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. (1999) Geochemistry of high Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryukyu arc system. *Chem. Geol.*, 157, 69-88.
- 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.
- Shuto, K., Sato, M., Kawabata, H., Osanai, Y., Nakano, N. and Yashima, R. (2013) Petrogenesis of Middle Miocene primitive basalt, andesite and garnet-bearing adakitite rhyodacite from the Ryozen formation: implications for the tectono-magmatic evolution of the NE Japan Arc. *Journal of Petrology*, 54, no. 12, 2413-2454.
- Sudo, M., Uto, K., Tatsumi, Y. and Matsui, K. (1998) K-Ar geochronology of a Quaternary monogenetic volcano group in Ojika Jima District, Southwest Japan. *Bull Volcanol*, 60, no. 3, 171-186.
- Taira, A. (2001) Tectonic evolution of the Japanese Island Arc system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 109-134.
- 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.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C., Jr. and Pisciotto, K. A. (1992) Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP Drilling. in Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M. and al., e., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results: College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, 1333-1348.
- 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.
- Tamura, Y., Yuhara, M. and Ishii, T. (2000) Primary arc basalts from Daisen volcano, Japan: Equilibrium crystal fractionation versus disequilibrium fractionation during supercooling. *Journal of Petrology*, 41, 431-448.
- Tatsumi, Y., Takahashi, T., Hirahara, Y., Chang, Q., Miyazaki, T., Kimura, J.-I., Ban, M. and Sakayori, A. (2008) New insights into andesite genesis: the role of mantle-derived calc-

- alkalic and crust-derived tholeiitic melts in magma differentiation beneath Zao volcano, NE Japan. *J. Petrol.*, 49, no. 11, 1971-2008.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y.-I., Matsuda, T. and Nohda, S. (1989) Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, 166, 317-329.
- 富樫茂子 (1977) 恐山火山の岩石学的研究. *岩石鉱物鉱床学会誌*, 72, 45-60.
- Tomiya, A., Takahashi, E., Furukawa, N. and Suzuki, T. (2010) Depth and Evolution of a Silicic Magma Chamber: Melting Experiments on a Low-K Rhyolite from Usu Volcano, Japan. *Journal of Petrology*, 6, 1333-1354 (doi:1310.1093/petrology/egq1021).
- 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 (DOI 10.1007/s00445-00013-00750-00441).
- 土屋信高 (2008) アダカイト研究の現状と問題点. *地球科学*, 62, 161-182.
- Tsukui, M. (1985) Temporal variation in chemical composition of phenocrysts and magmatic temperature at Daisen volcano, Southwest Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 26, 317-336.
- 上野龍之 (2001) 火山灰粒子組成の側方・垂直変化から見た入戸火砕流の堆積機構. *火山*, 46, 257-268.
- Ushioda, M., Takahashi, E., Hamada, M. and Hamada, T. (2014) Water content in arc basaltic magma in the Northeast Japan and Izu arcs: an estimate from Ca/Na partitioning between plagioclase and melt. *Earth, Planets and Space*, 66, no. 127, 1-10.
- Uto, K. (1989) Neogene volcanism of Southwest Japan: Its time and space based on K-Ar dating. Ph.D : Univ. Tokyo, 184 p.
- 宇都浩三 (2005) 火山と年代測定 : K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定の現状と将来. *火山*, 40(特別号), S27-S46.
- Uto, K., Hirai, H. and Arai, S. (1993) K-Ar ages for Quaternary alkali basalts from Kurose, Fukuoka Prefecture and Kifume, Yamaguchi Prefecture, SW Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 44, no. 11, 693-698.
- Uto, K., Hoang, N. and Matsui, K. (2004) Cenozoic lithospheric extension-induced magmatism in Southwest Japan. *Tectonophysics*, 393, 281-299.
- Uto, K., Takahashi, E., Nakamura, E. and Kaneoka, I. (1994) Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo Island, Southwest Japan: geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan sea. *Geochemical Journal*, 28, 431-449.
- 山田亮一・吉田武義 (2002) 北鹿とその周辺地域における新第三紀火山活動の変遷と黒鉄鉱床鉱化期との関連—火山活動年代の検討—. *資源地質*, 52, 97-110.
- 山縣耕太郎・町田洋・新井房夫 (1989) 銭亀-女那川テフラ:津軽海峡函館沖から噴出した後期更新世のテフラ. *地理学評論 Ser. A*, 62, 195-207.
- Yamamoto, M., Kagami, H., Narita, A., Maruyama, T., Kondo, A., Abe, S. and Takeda, R. (2013) Sr and Nd isotopic compositions of mafic xenoliths and volcanic rocks from the Oga Peninsula, Northeast Japan Arc: Generic relationship between lower crust and arc magmas. *Lithos*, 162-163, 88-106.
- 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.

柳井清治・鴈澤好博・古森康晴 (1992) 最終氷期末期に噴出した濁川テフラの層序と分布. 地質学雑誌, 98, 125-136.

1.2.2.2 マグマ発生に係る最新の地球物理・物質科学的知見のレビュー

【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熱水活動の時空分布の将来予測の観点から検討を行い、課題を抽出した。以上の成果は、精密調査地区選定段階において経済産業大臣が定める基本方針等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必要な基本的考え方の策定に資する科学的知見に反映される。

【成果】

1) 沈み込み帯でのマグマの発生

日本列島には太平洋プレートとフィリピン海プレートが沈み込んでおり、沈み込み帯特有の火山活動が活発な場所となっている。その原因は沈み込むプレート（スラブ）によって水がマントル内にもちこまれ、重要な役割を果たすものと考えられてきた（例えば巽，1995 など）。実際に沈み込み帯の火山岩からは宇宙線により生成され海洋底に堆積される放射性核種である ^{10}Be （半減期 = 1.51×10^6 年）が検出され、沈み込んだ海洋プレートから流体が発生していることは確実である（Morris and Tera, 1989）。特に近年、スラブ起源流体の発生・移動に関する理論的・実験的理解が進むと共に、地球内部の状態や流体分布を制約する上で重要な地震波速度構造の解析が進み、観測結果とモデルとの対比から、沈み込み帯でのマグマの発生過程への理解は飛躍的に進んでいる（長谷川ほか，2008；Kimura *et al.*, 2009；中村・岩森，2010；岩森・中村，2012 など）。

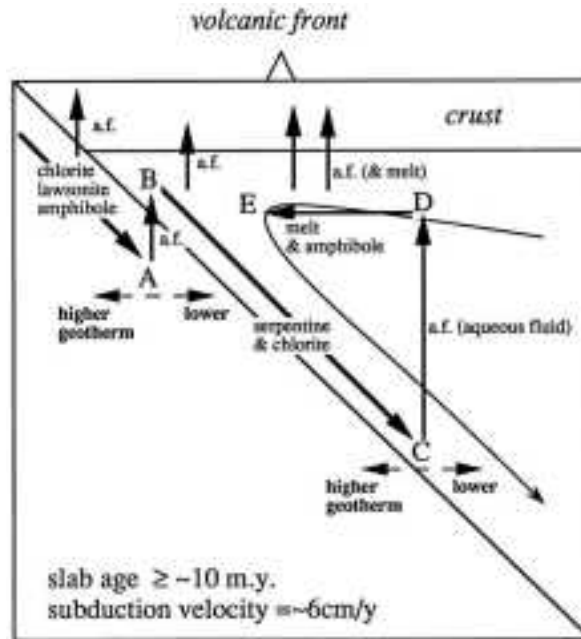


図 1.2.2.2-1 沈み込み帯で提案されている流体やマグマの輸送概念図 (Iwamori, 1998).

スラブの地殻部分は、一般に海水や表層水と反応して固体相中に水を含んでいるため、水を地球内部に持ち込む運び手となっている。そして沈み込みによる圧力の増加により固体相から脱水反応によって放出されるものと予想されている（図 1.2.2.2-1；Iwamori, 1998）。すなわち、スラブ中の含水鉱物の安定性とスラブ沿いの温度構造が、地下深部でのスラブ起源流体の発生過程を支配している（Nakamura and Iwamori, 2009）。圧力 2.5-10 GPa の間では主要な含水鉱物（緑泥石や蛇紋石）は 600-700°C 以上で脱水反応を起こすが、スラブとその周辺は一般に比較的低温（深さ数百 km でも 600°C 以下）であるため、多くの沈み込み帯では比較的深部（100km 以深）にまで持ち込まれ、様々

な熱力学的性質を反映してやがて脱水反応を起こし、液体相の流体を発生させる。例えば、太平洋プレートが沈み込む東北日本では150-200kmの深度でスラブ起源流体が生じている (Iwamori, 2000; 2007; 長谷川ほか, 2008)。太平洋プレートとフィリピン海プレートが沈み込んでいる中部日本では、マントル・ウェッジ内で前者の上に後者が重なるため、マントルの温度構造が東北日本よりも冷たくなっている。そのためスラブ起源流体は250-300kmの深度で発生すると予想されている (Iwamori, 2000)。中日本の御嶽や両白山地の火山は両スラブからの流体を供給される位置にあり、他の地域の火山よりも多くの流体が供給されているものとみられる。さらに両スラブからの流体は同位体組成が異なるため両者の寄与率が評価可能となっている (図 1.2.2.2-2; Nakamura *et al.*, 2008)。

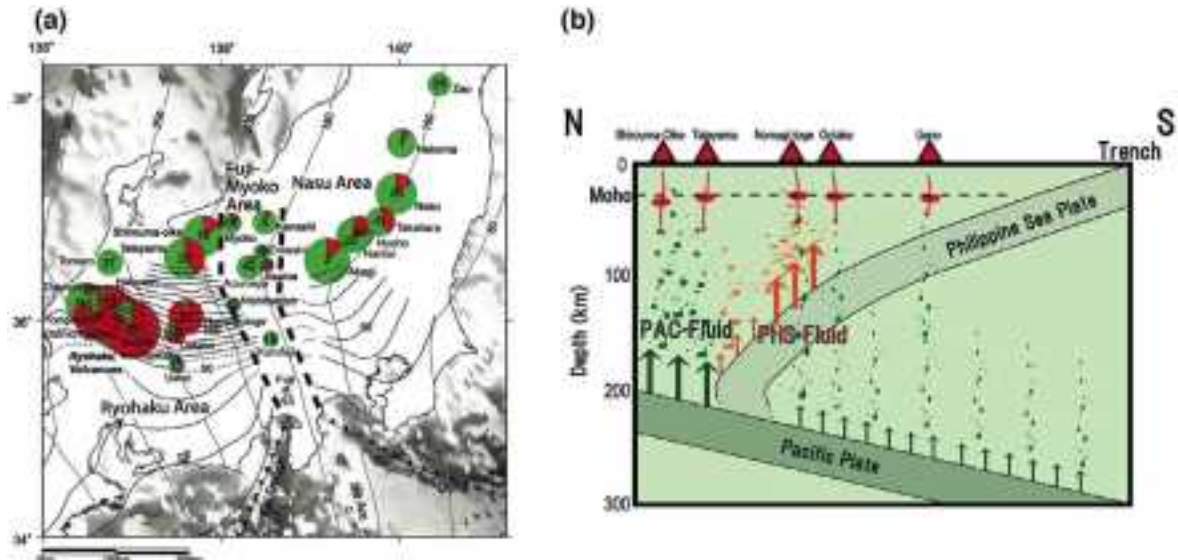


図 1.2.2.2-2 太平洋スラブ (PAC) 流体とフィリピン海スラブ (PHS) 流体の空間分布. (Nakamura *et al.*, 2008).

(a) 各円の半径は各火山に対応する溶融領域に加わった水の量に比例し、赤色がPHS流体、緑色がPAC流体の量比を示している。(b) 両白地域の南北断面を示す模式図。による。

地震観測網が密にあり、かつスラブを震源とする地震が多発する日本では、地震波の伝搬時間を用いたトモグラフィーにより地下の地震波速度構造が詳細に求められている (Zhao *et al.*, 1992; Hasegawa and Nakajima, 2004; Nakajima *et al.*, 2005 など)。その結果、スラブの沈み込みによって二次的に生じたと思われる低速度域はスラブにほぼ平行で、火山フロントでモホ面に達し、その地震波速度低下率が第四紀火山の密集域下で最も大きいことが明瞭に示された。さらに Nakajima *et al.* (2005) では P 波と S 波の速度低下率から、地震波低速度異常域の存在は均質なマントルの高温異常だけでは説明できず、最大で数%のメルトが深さに応じて様々な形態で存在している必要があることを提示している。

Kimura *et al.* (2009) は、地震波観測結果やスラブ起源流体の実験結果を踏まえた上で、実際の東北日本の第四紀玄武岩の液相濃集微量元素及び同位体組成を説明するためのモデルを構築している (図 1.2.2.2-3)。そこでは、様々な起源マントル組成を仮定して、考えられる温度圧力経路上でのスラブの相平衡関係、脱水した流体成分の移動によるマントルかんらん岩との反応による流体の組成変化、その流体の付加によるかんらん岩の開放的融解を考慮している。その結果、第四紀玄武岩の組成は上記モデルで十分に説明可能で、火山フロントに近いほど高温・低圧・高部分溶融度のマントル溶融が必要であるとする従来の研究結果とも整合的な結果を得ている。また、彼らは火山フロントにおける初成メルト含水量が 5-12wt%、マントルの含水量が 2-5wt% 程度と見積もっている。今後は主成分元素組成も含めてマントルの溶融度や溶融深度とも整合的かどうかの検討が必要である。

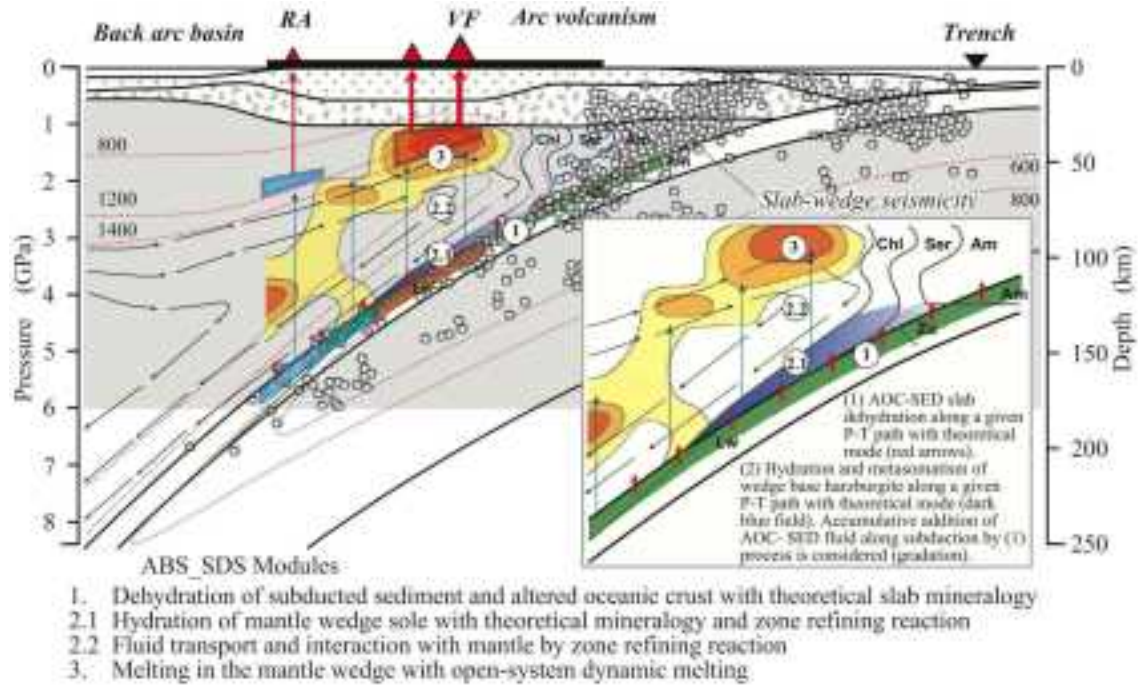


図 1.2.2.2-3 島弧玄武岩マグマシミュレーションモデル (Kimura *et al.*, 2009)。赤破線は等温線を示している。黒細矢印はマンテル対流の流線，青細矢印は流体の移動を示している。Chl=緑泥石，Serp=蛇紋石，Amp=角閃石，Zo=ゾイサイト，Law=ローソナイト。マンテルウェッジ内の黄色-橙色-赤色は地震波速度異常に対応する。

2) マグマがもたらす熱水活動

火山から周辺に広がる熱水は、高温、低 pH、高塩濃度、高 CO₂ の特徴を持つため、人工バリアに熱的・化学的な影響を及ぼすため、これを立地選定で排除する必要がある (産総研, 2007)。熱源としてのマグマ定置後、地殻上部に地熱系が発達するためには一定の時間が必要で、数値計算によると少なくとも 10⁴ 年のオーダーが必要とされている (Garg and Kassoy, 1981 など)。したがって、例えば桜島火山のような活火山の場合、その活動は比較的新しく (形成後 2.9 万年程度)、現在、めばしい地熱系の発達は見られないものの、今後、周辺に地熱系が発達する可能性が十分に考えられよう。また、現在活動中の大規模な地熱系の構造を検討した Tamanyu (1992) や玉生 (1994) は、地熱熱源と最も若い第四紀火山との時代的、地理的な位置関係は必ずしも一致せず、最新期のマグマ溜まり以外のものが地熱熱源として重要な役割を果たしていることを指摘している。すなわち、地熱系の発達はマグマ溜まりの単純な冷却モデルだけでは説明しきれず、マグマ貫入後の熱の付与の効果がかなり大きいことを意味している。

新規出現した火山活動の地下水に対する影響範囲を検討する場合、その検討範囲は対象とする火山のタイプ (成層火山か、あるいはカルデラ火山か) によって大きく異なる点に注意が必要である。すなわち、成層火山の地下水系への影響を対する研究事例では、地下水系に対するマグマ分離成分の寄与は山体の構造に影響を受けた浅層地下水システムと、火山体に達する断層系を経路とする地下水システムに強く認められ、その範囲は火山中心から 10km 圏内に及ぶことが示された (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2007)。一方、巨大カルデラ火山の地下水系への影響に関する事例研究では、カルデラから 50km 遠方域の地下水にまでマグマ分離成分の影響が及ぶが、その影響を被る区域は新第三系基盤岩の地下構造に規制され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, 2009)。

3) 将来予測の考え方

マグマ活動とその結果生じる熱水活動の将来予測を行うためには、過去の活動場の時空分布変遷を将来に外挿することが基本となる（産総研，2007；2012）。特にマグマの発生場は日本列島に一樣に分布するわけではなく、前述したようにプレートの沈み込みに支配され、火山弧毎に偏在する傾向が顕著である。すなわち、日本列島の第四紀火山は、プレートの沈み込み境界から陸側プレート内に 200～300km 離れた位置にある火山フロント上に最も密に分布し、火山フロントと沈み込み境界の間（前弧域）には火山が分布しない。近年の地球物理・物質科学的知見は、ウェッジマンテル内の高温領域の上昇が火山フロントを形成することを示しており、火山フロントの位置の変遷を理解することが、将来予測では重要である。

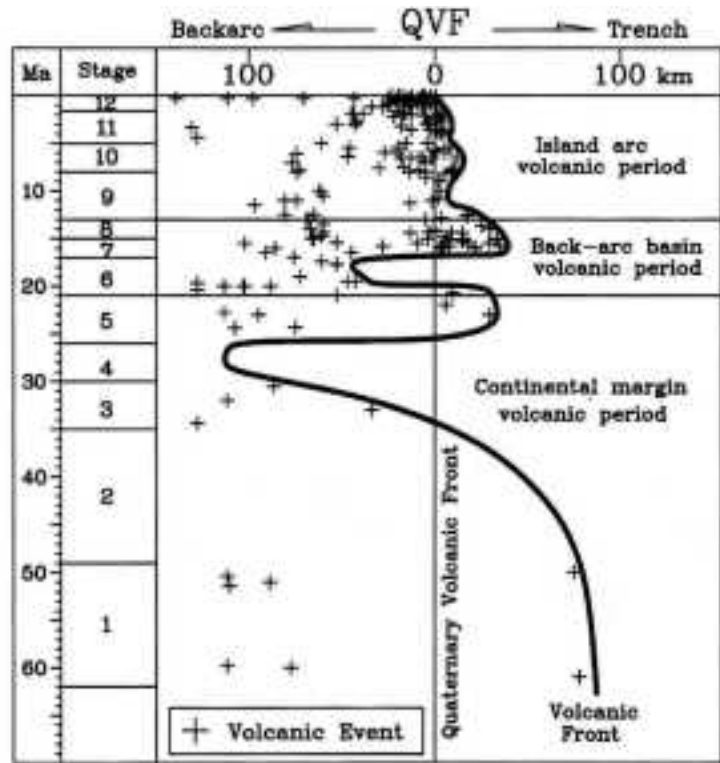


図 1.2.2.2-4 東北本州弧における火山フロントの軌跡（吉田ほか，1995）。

東北日本は、日本海溝に沈み込む太平洋プレートに対峙する島弧である。現在の火山フロントの位置は北海道の渡島半島の東から東北地方の奥羽山地の東にあり、フロント沿いには中間組成の成層火山体や珪長質のカルデラ火山が分布する。東北日本における新生代後半の火山フロントは、漸新世には背弧域に大きく後退していたものの、中新世前期 - 中期の日本海拡大時に大きく海溝側に前進し、その後、現在の位置まで徐々に後退したことが確認されている（図 1.2.2.2-4；吉田ほか，1995）。

日本海拡大時に火山フロントが海溝側に前進した原因には、日本列島下への高温アセノスフェアの貫入が考えやすい（Tatsumi *et al.*, 1989）。また、日本海拡大時に前弧域で噴出した火山岩は、その化学的特性からマグマ発生にスラブ脱水流体の寄与が小さかったこと（Hanyu *et al.*, 2006；Hoang *et al.*, 2009）や、アダカイトや高 Mg 安山岩を伴ったこと（Yamamoto and Hoang, 2009）など、第四紀の島弧火山活動とは全く成因の異なるマグマが噴出したものである。東北日本における現在のような島弧火山活動の開始は、日本海拡大時に貫入した高温アセノスフェアが次第に冷却した後の後期中新世からと考えられている（吉田ほか，1995）。Honda and Yoshida (2005) が数値計算で示した東北日本下のマンテルウェッジ内の対流パターンの時間変化では（図 1.2.2.2-5）、太平洋スラブの

沈み込みとともに、高温二次対流の上昇域東端がゆっくり後退する様子が再現され、図 1.2.2.2-4 の後期中新世以降の火山フロントの後退と調和的である。このことは、日本海拡大時のような高温アセノスフェアの貫入事件がなく、定常的な太平洋プレートの沈み込みが続く限りは、マントルウエッジの冷却が進行することで火山フロントは今後も徐々に後退し続けるものと考えられよう。したがって、太平洋プレートの沈み込みにより徐々に火山フロントが後退する傾向は、今後、少なくとも 100 万年程度は継続するものと見られる。不確実性をもたらす高温アセノスフェアの貫入の兆候は、東北日本弧を横断する現在の地震波トモグラフィーでは見いだされていない。今後、ウェッジマントル深部から高温アセノスフェアの上昇が始まったとしても、マントルの対流速度（最大 10cm/年程度）では地殻に影響が現れるのに数 100 万年の時間が必要となる。

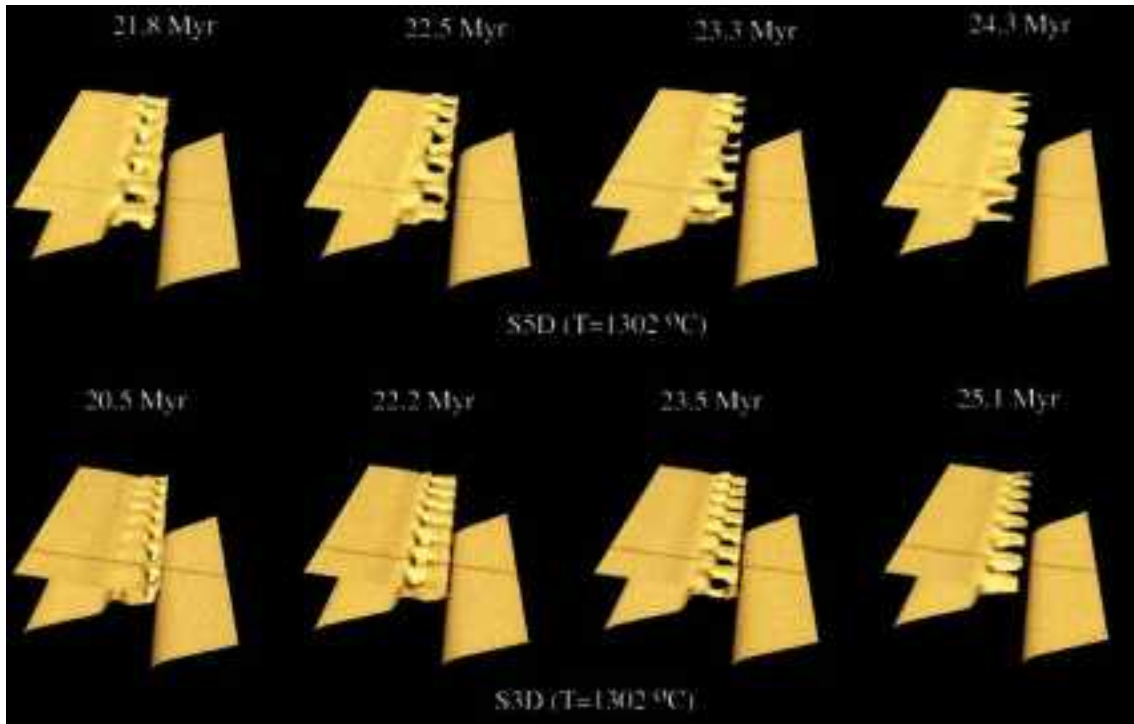


図 1.2.2.2-5 東北日本下のマントルの対流パターンの 3 D 解析結果 (Honda and Yoshida, 2005).

図は等温面を示し、沈み込む太平洋プレート下の高温マントルとウエッジマントル内の高温部の輪郭に対応する。数字は日本海拡大停止時の太平洋スラブ沈み込み再開時からの経過時間 (Myr) である。

西南日本のうち山陰・北部九州地域に分布する第四紀火山は青野山火山群や神鍋火山群に代表される単成火山群が卓越することが特徴で、複成火山は大山，三瓶山，大江高山など少数に過ぎない。本地域に存在する火山は分布がまばらなために、東北日本のような明瞭な火山フロントを確定することは困難である。地震波速度解析に基づく地下深部の温度構造によると、この地域は、南方の南海トラフからフィリピン海プレートが低角度で潜入することで、日本海溝から潜り込む太平洋プレート上部のマントルウエッジに期待される単純な熱構造パターンが阻害されている (Nakajima and Hasegawa, 2007)。すなわち、本来はアジアプレート東縁のマントルウエッジ内のマントル流動に起因する火山・マグマ活動（主にアルカリ玄武岩を主とする火山活動）が卓越する地域である (Iwamori, 1989; 1991)。長期的な火山活動場の変遷を見ると、約 20 Ma 前後には現在の四国～山陰地域の広い地域で火山・火成活動が認められるが、12 Ma 以降前弧域側（四国から瀬戸内地域）の火成活動が見られなくなり、4 Ma 以降には山陰地域に限定される（図 1.2.2.2-6 : Kimura *et al.*, 2003）。火山活動場の変化に伴って噴出するマグマの岩石学的特徴にも特徴があり、火山活動場の

背弧側への移動に伴ってアダカイト質マグマの噴火が認められている (Kimura *et al.*, 2003, 2005).
 このような西南日本の火山活動場の変化に関しては、約 20 Ma 以降マントルウェッジ内に潜入してきたフィリピン海プレートの影響が考えられており、地殻浅部に到達する火山活動域はフィリピン海プレートの進行と共にアルカリ玄武岩 (およびそれに関連する) の火山・火成活動が抑制 (遮蔽) され、結果として火山活動場が北方 (すなわち日本海側) に限定されてきたと考えられている (既出, 図 1.2.2.1-7: 宇都, 2005).

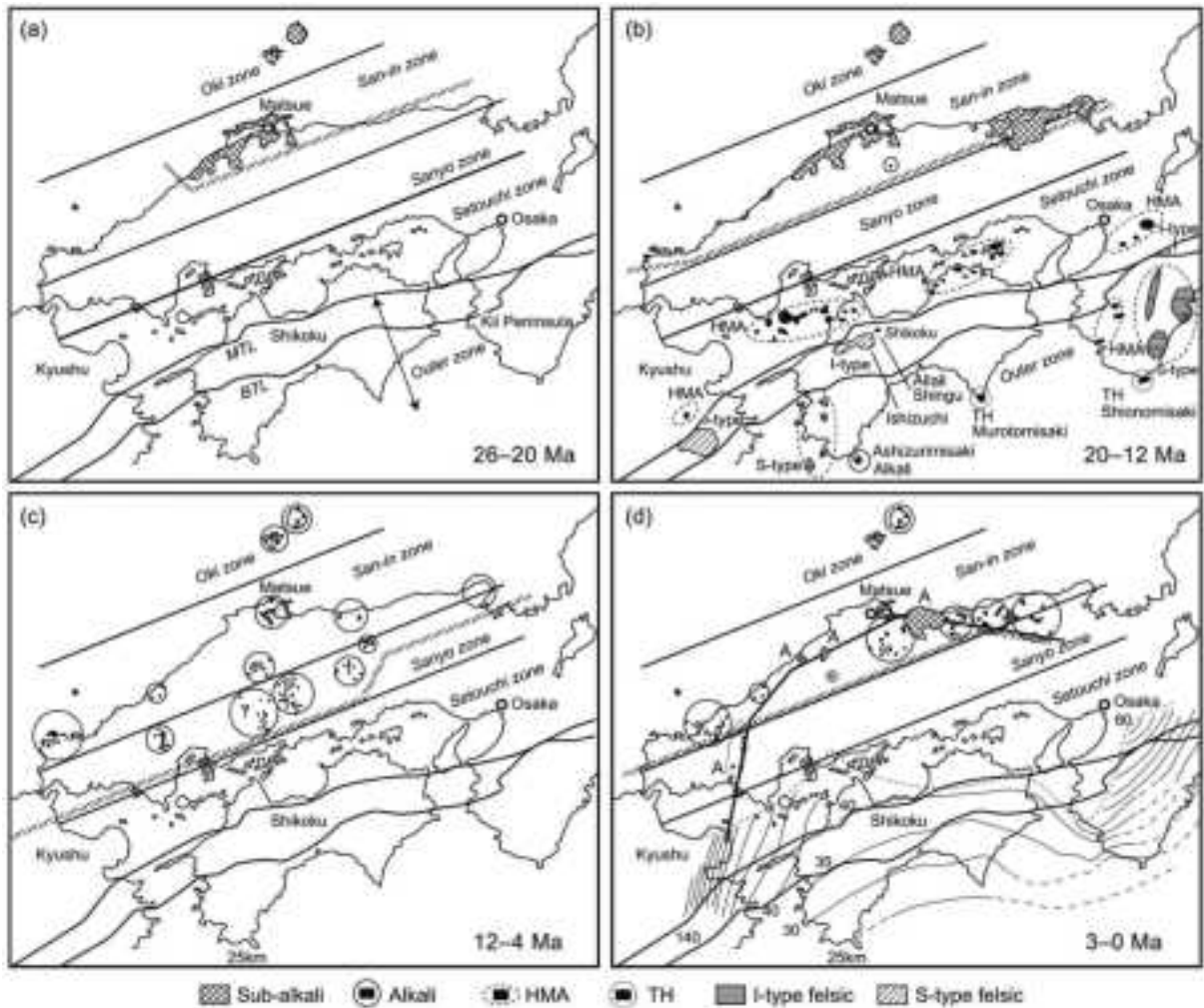


図 1.2.2.2-6 西南日本火山活動域の火山・火成活動場の変遷 (Kimura *et al.*, 2003).

したがって、数百万年スケールで見ると山陰・北部九州の火山活動域は南海トラフから見て背弧側に徐々に遷移・限定されており、この活動推移の傾向は、今後百万年間は継続すると思われる。フィリピン海プレートの潜入速度が大幅に変わらないとした場合、将来 100 万年スケールにおいて本地域での将来の火山活動の発生は第四紀火山の分布域周辺 (より背弧側) に限定される。ただし、地下深部からの高温上昇流がフィリピン海プレートにより遮蔽されている地域であっても、高温流体 (熱水) がフィリピン海プレートの一部を浸透し、地殻浅所に到達している事例が認められる (紀伊半島中央部) (図 1.2.2.2-7: Nakajima and Hasegawa, 2007). このような地下深部からの熱水上昇が他の地域でも発生し得る可能性は否定できないが、その時期を現状の知見では予測することができない。

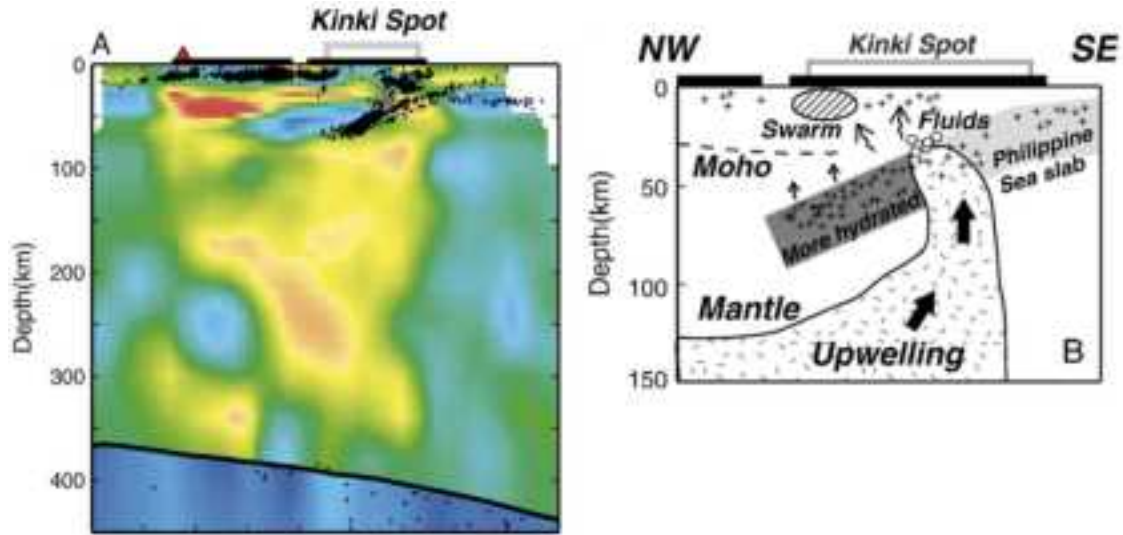


図 1.2.2.2-7 紀伊半島から丹波地域の地震波トモグラフィー断面とその解釈 (Nakajima and Hasegawa, 2007).

西南日本のうち中部九州以南は、琉球海溝に沈み込むフィリピン海プレートに対峙する島弧である。現在の火山フロントは、中部九州の国東半島両子火山から九重・由布火山群、阿蘇カルデラをへて、南九州の霧島火山群、鹿児島湾からさらに南のトカラ列島へと続いている。日本海拡大に伴って前弧域では、15-14 Ma に尾鈴山や大崩山などの巨大カルデラをつくる珪長質火山活動が起きたが、その原因は島弧の南進により高温の四国海盆が強制的に沈み込んだためと解釈されている (高橋, 1986, 1999)。後期中新世以降の琉球弧は、10 Ma 頃から始まった沖縄トラフの背弧拡大 (Kodama and Nakayama, 1993; Kamata and Kodama, 1994) に連動するように、他の島弧にはない火山性地溝をつくるような伸長場の火山活動が起きている。すなわち、中部九州では別府 - 島原地溝の形成と火山活動が約 6 Ma から始まり、5 Ma 頃に最盛期を迎え、その後縮小した (Kamata, 1989)。また、南部九州では、肥薩火山岩 (7.6-0.4Ma)・北薩火山岩 (4.5-1.0 Ma)・南薩火山岩 (9.0-2.0 Ma) など地溝を伴う安山岩の卓越した火山活動が起きている (図 1.2.2.2-8; 長尾ほか, 1999; 宇都ほか, 1997)。1.0 Ma 頃からは、中部九州では、それまでの東西方向の火山配列が北東-南西方向へと変化し、阿蘇・耶馬溪・今市など巨大カルデラ噴火の頻度が高くなっている (鎌田, 1986)。また、南九州でも肥薩火山群や北薩火山岩と斜交するように南北方向に伸びる鹿児島地溝の形成が始まり、始良・阿多・鬼界・加久藤などの巨大カルデラ噴火が地溝内で集中して発生した (Nagaoka, 1988)。中部・南部九州で約 100 万年前から始まった火山活動が今度どれほど継続するのか、さらに長期の将来においてどのように変化・移動するのかを考えることは難しい。その理由は、中部・南部九州の現在のテクトニクスが不安定であることで、このことが将来予測における大きな不確実性となっている。例えば、現在、GPS により測地学的に観測される中部・南部九州の動きは、大分・宮崎周辺、鹿児島周辺などで互いに運動方向の異なる複雑な動きを示している (Nishimura and Hashimoto, 2006)。おそらくこのことには琉球弧に衝突中の九州 - パラオ海嶺が関係しているとみられるが、確定的なモデルは得られていない。また、沖縄トラフやその周辺の地溝が今後どのように拡大発展するのかも定かではない。九州地域における同様の将来予測の困難さは、NUMO の国際テクトニクス会議の報告書でも既に指摘されている (Chapman *et al.*, 2009)。

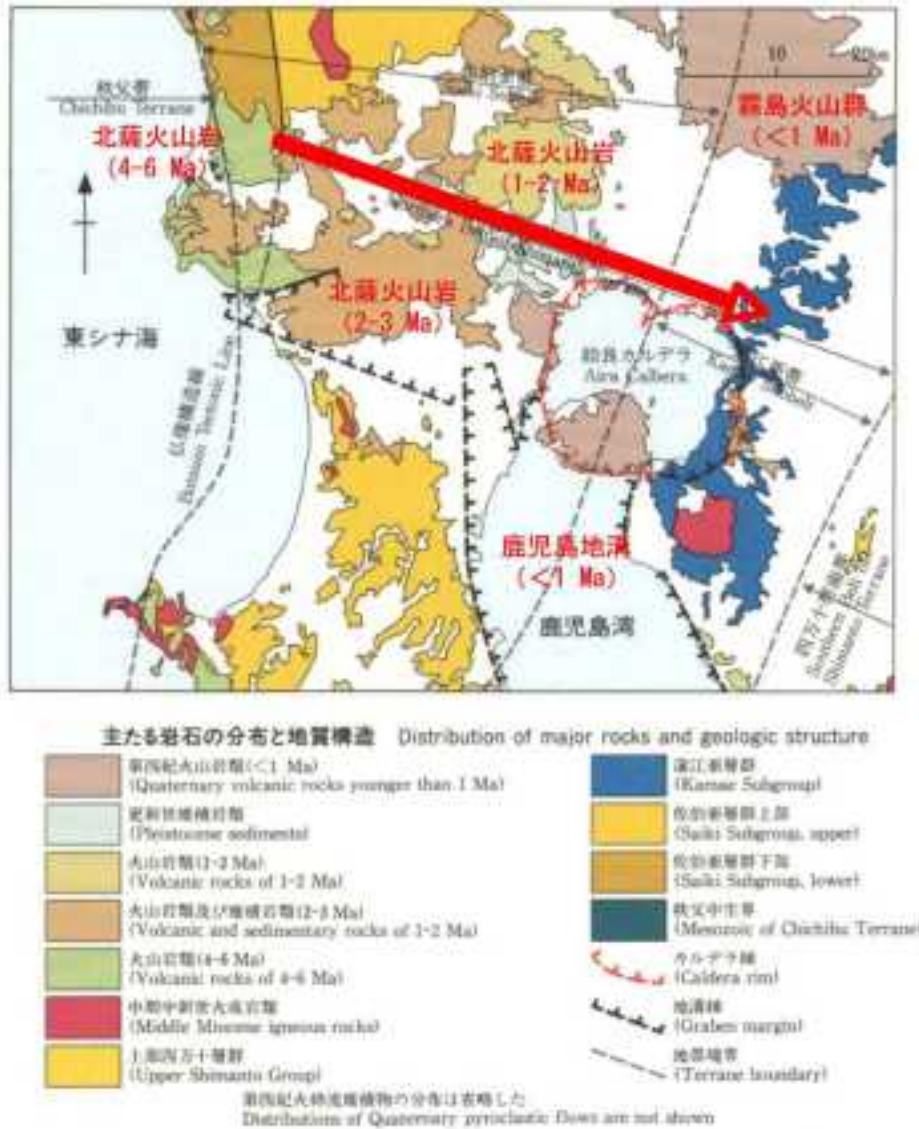


図 1.2.2.2-8 中～後期中新世から前期更新世の南部九州における火山活動場の変化 (宇都ほか, 1997).

【引用文献】

Chapman, N., Apted, M. and Beavan, J. (2009) Development of methodologies for the identification of volcanic and tectonic hazards to potential HLM repository sites in Japan –The Kyusu case study-. NUMO, NUMO-TR-09_02, https://www.numo.or.jp/en/reports/NUMO_TR_09_02.html

Hanyu, T., Tatsumi, Y., Nakai, S., Chang, Q., Miyazaki, T., Sato, K., Tani, K., Shibata, T. and Yoshida, T. (2006) Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr: Constraints from geochemistry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, no. 7. doi:10.1029/2005GC001220.

Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2004) Geophysical constraints on slab subduction and arc magmatism. in Sparks, R. S. J. and Hawkesworth, C. J., eds., *The State of the Planet : Frontiers and Challenges*: Washington, D.C., AGU, 81-94.

- 長谷川昭・中島淳一・北佐枝子・辻優介・新居恭平・岡田知己・松澤暢・趙大鵬 (2008) 地震波でみた東北日本沈み込み帯の水の循環 —スラブから島弧地殻への水の供給—. 地学雑誌, 117, no. 1, 59-75.
- Hoang, N., Yamamoto, T., Itoh, J. I. and Flower, M. F. J. (2009) Anomalous intra-plate high-Mg andesites in the Choshi area (Chiba, Central Japan) produced during early stages of Japan Sea opening? *Lithos*, 112, no. 3-4, 545-555.
- Honda, S. and Yoshida, T. (2005) Application of the model of small-scale convection under the island arc to the NE Honshu subduction zone. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, doi:10.1029/2004GC000785.
- Iwamori, H. (1989) Compositional zonation of Cenozoic basalts in the central Chugoku district, douthwestern Japan: Evidence for mantle upwelling. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 34, 105-123.
- Iwamori, H. (1991) Zonal structure of Cenozoic basalts related to mantle upwelling in southwest Japan. *Journal of Geophysical Research*, 96, 6157-6170.
- Iwamori, H. (1998) Transport of H₂O in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 65-80.
- Iwamori, H. (2000) Deep subduction of H₂O and deflection of volcanic chain towards backarc near triple junction due to lower temperature. *Earth and Planetary Science Letters*, 181, no. 41-46, 41-46.
- Iwamori, H. (2007) Transportation of H₂O beneath the Japan arcs and its implications for global water circulation. *Chemical Geology*, 239, no. 3-4, 182-198.
- 岩森光・中村仁美 (2012) 沈み込み帯での地殻流体の発生と移動のダイナミクス 地学雑誌, 121, no. 1, 118-127.
- Kamata, H. (1989) Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, central Kyushu, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 51, 315-332.
- 鎌田浩毅 (1986) 0.7 Maを境とする火山岩の変化とテクトニクス—中部九州の火山構造的陥没地における例—. *月刊地球*, 8, 768-771.
- Kamata, H. and Kodama, K. (1994) Tectonic of an arc-arc junction: an example from Kyushu Island at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu Arc. *Tectonophysics*, 233, 69-81.
- Kimura, J.-I., Hacker, B. R., Van Keken, P. E., Kawabata, H., Yoshida, T. and Stern, R. J. (2009) Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10, no. 9.
- Kimura, J.-I., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamauchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, T., Ninomiya, A. and Tanase, A. (2003) Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction. *The Island Arc*, 12, 22–45. doi:10.1029/2008GC002217.
- Kimura, J.-I., Stern, R. J. and Yoshida, T. (2005) Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geological Society of America Bulletin*, 117, no. 7, 969-986.
- Kodama, K. and Nakayama, K. (1993) Paleomagnetic evidence for post-late Miocene intra-arc

- totation of South Kyushu, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 721-740.
- Morris, J. and Tera, F. (1989) ^{10}Be and ^9Be in mineral separates and whole rocks from volcanic arcs: Implications for sediment subduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, no. 12, 3197-3206.
- 長尾隆志・長谷義隆・長峰智・角縁進・阪口和之 (1999) 不均質なマグマソースから生成された後期中新世-中期更新世の肥薩火山岩類-火山岩の分布と化学組成の時空変化からの証拠-. 岩鉱, 94, 461-481.
- Nagaoka, S. (1988) The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 23, 49-122.
- Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007) Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 254, no. 1-2, 90-105.
- Nakajima, J., Takei, Y. and Hasegawa, A. (2005) Quantitative analysis of the inclined low-velocity zone in the mantle wedge of northeastern Japan: A systematic change of melt-filled pore shapes with depth and its implications for melt migration. *Earth and Planetary Science Letters*, 234, no. 1-2, 59-70.
- Nakamura, H. and Iwamori, H. (2009) Contribution of slab-fluid in arc magmas beneath the Japan arcs. *Gondwana Research*, 16, no. 3-4, 431-445.
- 中村仁美・岩森光 (2010) スラブ起源流体と沈み込み帯でのマグマ生成. 地学雑誌, 119, no. 6, 1054-1062.
- Nakamura, H., Iwamori, H. and Kimura, J.-I. (2008) Geochemical evidence for enhanced fluid flux due to overlapping subducting plates. *Nature Geoscience*, 1, 380-384.
- Nishimura, S. and Hashimoto, M. (2006) A model with rigid rotations and slip deficits for the GPS-derived velocity field in Southern Kyushu. *Tectonophysics*, 421, 187-207.
- Garg, S. K. and Kassoy, D. R. (1981) Convective heat and mass transfer in hydrothermal systems. in Rybach, L. and Muffler, L. J. P., eds., *Geothermal Systems*, A Wiley-Interscience Publication, 37-76.
- 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—.
- 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—.
- 高橋正樹 (1986) 日本海拡大前後の島弧マグマ活動. *科学*, 56, 103-111.
- 高橋正樹 (1999) 中新世西南日本外帯の大規模珪長質マグマ活動. *月刊地球*, 号外23, 160-168.
- 玉生志郎 (1994) 地熱系モデリングから見たマグマ溜まり—豊肥・仙岩・栗駒地熱地域を例として—. *地質学論集*, 43, 179-182.
- 巽好幸 (1995) 沈み込み帯のマグマ学. 東京, 東京大学出版会.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y.-I., Matsuda, T. and Nohda, S. (1989) Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, 166, 317-329.
- 宇都浩三 (2005) 火山と年代測定: K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定の現状と将来. *火山*, 40(特別号), S27-S46.
- 宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒澤正夫 (1997) 20万分の1地質図幅「鹿児島」. 地質調査所.

- 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, no. 3-4, 575-590.
- Tamanyu, S. (1992) Geometrical relationship between hydrothermal convection systems and their heat source: examples from the Hohi and Sengan geothermal areas in Japan (Japan-U.S.Seminar on Magmatic Contributions to Hydrothermal Systems). GSJ Report, No. 279, 179-182.
- 吉田武義・大口健史・阿部智彦 (1995) 新生代東北本州弧の地殻・マントル構造とマグマ起源物質の変遷. *地質学論集*, 44, 263-308.
- Zhao, D. and Hasegawa, A. (1993) Pwave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98, no. B3, 4333-4353. doi:10.1029/92JB02295.

1.3 各種調査手法・評価手法の構築及び適用性検討

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塩分濃度などの化学ポテンシャルによる異常間隙水圧の室内実験による検討と、数値解析手法による異常間隙水圧と地下水流動の駆動力の関係について検討を行う。

平成25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、適用性の検討を行った。

平成26年度は、堆積岩地域における異常間隙水圧の成因、地下水流動および核種移行に与える影響の実験および数値解析による評価手法について、塩分濃度、溶液種等に関する文献データを調査し、より現実的な間隙水の水質条件でのデータ整備を行うとともに、平成25年度までの成果を反映し概要調査段階での調査・評価手法の取りまとめを行う。

また、平成24年度までに実施した透水異方性の原位置評価手法、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・評価手法の成果を、地表からのボーリング調査における適用性、地下水流動および核種移行への影響に与える不確実性の観点から取りまとめを行う。さらに、水理-力学連成挙動評価手法に関して、概要調査段階における岩芯試料を用いた室内実験による評価手法および数値解析による評価手法の成果について取りまとめを行う。

1.3.1 平成22～26年度の5年間にわたる年度毎の検討結果の概要

平成22年度の段階において、概要調査段階で実施される地表からのボーリング調査結果の評価に関して、基盤研究等で十分な成果が得られていないが、地層処分安全評価上重要と考えられる課題に対する調査・評価手法の構築を目的として個別課題が設定された。以下に年度ごとの成果を示す。

[平成22年度]

- 水理異方性の評価手法に関しては、堆積岩試料を用いた多方向弾性波速度評価、マイクロフォーカスX線CTによる微視的構造評価と様々なサイズの定方位試料を用いた透水試験による異方性評価を行った。その結果、堆積岩においては最大200mm程度のコア寸法の異方性を評価することで原位置スケールにおける異方性の評価の代表値とすることも可能であることが示された。また、地表からのボーリング調査における実施が想定される多段の間隙水圧モニタリング結果から、気圧変動に伴う間隙水圧変動を抽出し、そこから水理特性を評価する手法についての解析的な検討を実施し、圧力応答の位相差を利用することで、鉛直方向の透水係数を評価可能であると同時に比貯留係数に関しても原位置透水試験と比較して精度良く評価可能であることが示された。この成果は実際の概要調査で得られるデータに適用可能であることから、課題が終了した。
- 微生物と有機物の相互作用に関しては、ネプツニウムの低酸素環境下における微生物への吸着挙動を室内実験によって評価し、分配係数は酸化還元環境および有機物の存在に依存することが示された。また、概要調査段階における微生物群集解析のために、堆積岩に含まれる腐植物質からDNAを分離・精製を行う手法を第三紀堆積岩に適用し、微生物群集構造を解明するとともに、有機物とメタンをエネルギー源とする微生物の割合を比較することで、地下水中に存在する溶存有機物の量・種類を推定することが可能になった。
- 間隙水圧分布形成に関しては、堆積岩の岩芯試料を用いて化学的浸透圧パラメータを評価するための簡易的な室内実験システムを構築し、浸透圧発生実験を行うとともに、圧力および塩分濃度データから浸透圧パラメータとなる反射係数を算出するためのデータ解析手法を提案した。
- 水理-力学連成挙動評価に関しては、非排水過程から排水過程までを連続的に評価する三軸変形・透水試験手法を堆積岩に適用し、多孔弾性特性と水理特性を同時に評価することが可能と

なった。三軸圧縮試験で得られる間隙水の挙動は理論的な解釈が可能であり、一連の試験結果(供試体の変形と排水量のデータ)から供試体の多孔弾性定数と水理定数の両方を同時に評価可能であることを確認し、実際の概要調査で得られる試料に適用可能であることから、課題が終了した。

[平成23年度]

- ・ 間隙水圧分布形成に関しては、原位置の応力状態と同様の応力状態における透水-拡散-浸透圧の同時計測システムを構築した。予備的な実験の結果、浸透圧発生に関しては透水係数、拡散係数のような深度依存性が見られないが、細孔径分布に依存することが示された。また、浸透圧モデルとしては従来の Bresler モデル (Bresler, 1973) が適用可能であることが示された。また、汎用性の高い多相多成分地下流体流動解析コードである TOUGH2 に浸透圧効果を組み込み、従来のモデルと整合性が高い解析結果が得られることが示された。
- ・ 微生物と有機物の相互作用に関しては、実際に地下実験施設において採取された地下水を用いた放射性元素の吸着試験を行い、共存する有機酸の種類によって放射性元素の還元パターンが 4 種類程度に分類できることが示された。また、放射性元素を吸着させる溶存有機物は、サイズ排除クロマトグラフィー-接統誘導結合プラズマ質量分析によって定量的評価が可能であるが、地下実験施設の地下水に適用する場合には濃縮が必要であることが示された。また、地下水化学環境に影響を与える微生物を、DNA 抽出法の改良と遺伝子配列データベースの利用によって効率的に実施できることを示した。

[平成24年度]

- ・ 間隙水圧分布形成に関しては、平成 23 年度に開発した実験装置を用い、幌延深地層研究センターの珪質泥岩に適用した。その結果、透水係数および拡散係数に関しては既往研究報告と整合性が高い値が得られ、反射係数に関しては類似条件での既往研究成果と整合性が高い結果となった。また、透水係数と反射係数の相関関係等のデータが得られた。解析手法に関しては、より物理的な条件を考慮した反射係数モデルを TOUGH2 に組み込み、解析コードを改良した。
- ・ 微生物と有機物の相互作用に関しては、遺伝子配列の効率的な解析手法によって、地下実験施設周辺地下水の経時的な微生物群集解析を行い、施設建設による影響を評価することが可能となった。また、有機物による核種移行評価のために、有機物濃縮手法を適用し、有機物に吸着している核種アナログ元素の存在が評価可能となった。

[平成25年度]

- ・ 間隙水圧分布形成に関しては、イオン種の違いによる浸透圧発生の相違を検討するために、塩化カリウム溶液を用いた実験を実施し、Bresler の物理化学モデルと整合性の高い結果となった。また、浸透圧効果を組み込んだ TOUGH2 によって、圧密等の一時的な水圧上昇と化学的浸透圧の間隙水圧分布への影響を評価した。その結果、同等の圧力上昇が生じた場合に、化学的浸透圧による間隙水圧上昇は、一時的な圧力上昇と比較して数オーダー長い持続時間を持つことが示された。浸透圧パラメータ評価手法として、TOUGH2 の逆解析コードである iTOUGH2 に反射係数逆解析モジュールを追加し、室内実験結果に適用し、理論的に評価された反射係数を再現可能であることが示された。
- ・ 水理-力学連成解析手法に関して、最終的な取りまとめの前段階として、室内実験結果の不連続体解析による評価手法の検討を行い、スケール変換等の課題を抽出した。
- ・ 水理異方性の評価に関しては、岩芯試料による室内透水試験結果を用いたモニタリング深度やセ

ンサーの選定等を行う調査の流れと、解析上の解の一意性等の課題を抽出した。

- ・微生物と有機物の相互作用に関しては、調査行為による擾乱を評価し、最小化する方法として、ボーリング孔掘削時のトレーサー濃度の採水時の評価を行うとともに、微生物活動と関連が薄い塩分濃度を地下水混合の評価基準とすることの有効性を示した。

[平成26年度]

- ・間隙水圧分布形成に関しては、イオン種の違いによる反射係数の相違に関するデータを拡充し、電気化学的な検討を加えることにより、イオン種の違いによる電気伝導度の相違によって発生する流動電流が要因である可能性を指摘した。
- ・水理-力学連成挙動に関しては、現状の室内実験手法を総括するとともに、空隙内の流体流動の評価手法として、X線マイクロフォーカスCTと格子ボルツマンモデルによる流速等の評価から、異なる応力状態における空隙構造変化と流速等の流体移動特性の変化をモデル化可能であることが示された。
- ・微生物と有機物相互作用、水理異方性の評価手法においては、既往の研究成果を総括し、ボーリング調査における適用性と課題を示した。

1.3.2 異常間隙水圧の成因及び評価手法のデータ拡充及び取りまとめ

【実施内容】

異常間隙水圧の成因および地下水流動等に与える影響及びその評価手法に関する既往研究を取りまとめるとともに、室内実験によって、処分深度に存在し得る複数の塩に関して、塩分濃度と浸透圧発生に関するデータを拡充し、浸透圧に関するパラメータを算出して、既往の濃度依存性モデルとの比較を行う。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】

1.3.2.1 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を用いた。具体的な試料は HDB-9 コアの 514m および HDB-11 コアの 774m, 同コア 897m, 同コア 984m, 同コア 982m である。各岩石コアから高さ 10mm 直径 50mm に整形した岩石試料を、0.1M の各水溶液中で脱気し、実験開始までの間同水溶液中で保管した。

1.3.1.2 実験装置と実験条件

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)の改良装置を当該実験に用いた。また、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り、透水・化学的浸透実験における条件を表 1.3.2-1 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。その結果、得られた圧縮貯留は既往委託研究での得られた値と概ね等しかった。

表 1.3.2-1 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_b (kPa) | Initial pressure difference ΔP_0 (kPa) | Background pressure P_b (kPa) | Background concentration C_0 (M) | Initial concentration difference ΔC_0 (M) | Solute | |
| Borehole HDB-9 | | 514 | 0.32 | 7.7 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.5 | KCl |
| Borehole HDB-11 | | 774 | 0.29 | 11.6 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.5 | KCl |
| | | 897 | 0.30 | 14.7 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.5 | KCl |
| | | 984 | 0.32 | 15.0 | 150 | 50 | 200 | 0.01 | 0.09 | KCl |
| | | 984 | 0.32 | 15.0 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.1 | KCl |
| | | 984 | 0.32 | 15.0 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.3 | KCl |
| | | 984 | 0.32 | 15.0 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.5 | KCl |
| | | 984 | 0.32 | 15.0 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.9 | KCl |
| | | 982 | 0.33 | 15.0 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.5 | KCl |
| | | 982 | 0.33 | 15.0 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.5 | KCl |
| Borehole HDB-11 | | 774 | 0.29 | 11.6 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.5 | KHCO ₃ |
| | | 897 | 0.30 | 14.7 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.5 | KHCO ₃ |
| | | 984 | 0.32 | 15.0 | 150 | 50 | 200 | 0.1 | 0.5 | KHCO ₃ |

1.3.2.3 結果と考察

図 1.3.2-1 に、典型例として HDB-11 982m の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と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。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。他の岩石試料についても，透水と化学的浸透による圧力・濃度の時間変化は多少の差異はあるものの同様な傾向を示した。

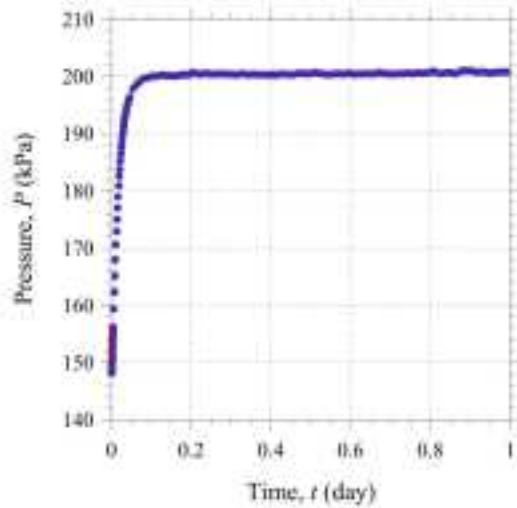


図 1.3.2-1(a) HDB-11 982m を用いた透水実験における計測データとフィッティング結果。

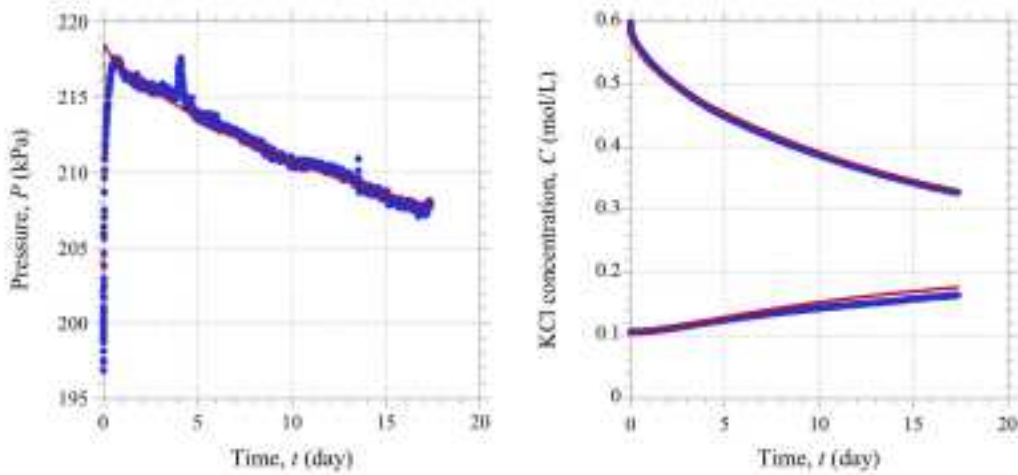


図 1.3.2-1(b) HDB-11 982m を用いた化学的浸透実験における計測データとフィッティング結果。

図 1.3.2-1 には，透水・化学的浸透実験の計測データ（青）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）を示す。得られた透水係数，比貯留率，実効拡散係数，反射係数を表 1.3.1-2 にまとめた。

表 1.3.2-2 透水・化学的浸透実験の結果

| Collection | | Porosity n (-) | Effective confining pressure (Mpa) | Permeability experiment | | Chemical osmosis experiment | | Solute |
|-----------------|--------------|----------------------|---------------------------------------------|-----------------------------------------|------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------|-------------------|
| 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-9 | | | | | | | | |
| | 514 | 0.32 | 7.7 | $(6.45 \pm 0.06) \times 10^{-12}$ | $(6.97 \pm 0.67) \times 10^{-6}$ | $(5.89 \pm 7.45) \times 10^{-11}$ | $(4.28 \pm 9.49) \times 10^{-5}$ | KCl |
| Borehole HDB-11 | | | | | | | | |
| | 774 | 0.29 | 11.6 | $(7.12 \pm 0.28) \times 10^{-11}$ | $(1.59 \pm 45.81) \times 10^{-7}$ | $(4.79 \pm 5.33) \times 10^{-11}$ | $(5.16 \pm 23.30) \times 10^{-5}$ | KCl |
| | 897 | 0.30 | 14.7 | $(1.21 \pm 0.02) \times 10^{-11}$ | $(4.85 \pm 10.79) \times 10^{-7}$ | $(5.05 \pm 4.79) \times 10^{-11}$ | $(1.34 \pm 0.65) \times 10^{-5}$ | KCl |
| | 984 | 0.32 | 15.0 | $(4.94 \pm 0.11) \times 10^{-12}$ | $(6.85 \pm 1.13) \times 10^{-6}$ | $(3.05 \pm 0.12) \times 10^{-11}$ | $(1.43 \pm 0.00) \times 10^{-5}$ | KCl |
| | 984 | 0.32 | 15.0 | $(6.44 \pm 0.40) \times 10^{-12}$ | $(1.95 \pm 0.39) \times 10^{-6}$ | $(3.83 \pm 1.59) \times 10^{-11}$ | $(2.39 \pm 0.29) \times 10^{-5}$ | KCl |
| | 984 | 0.32 | 15.0 | $(6.89 \pm 0.29) \times 10^{-12}$ | $(2.00 \pm 0.39) \times 10^{-6}$ | $(4.28 \pm 5.58) \times 10^{-11}$ | $(1.05 \pm 0.53) \times 10^{-5}$ | KCl |
| | 984 | 0.32 | 15.0 | $(8.16 \pm 0.50) \times 10^{-12}$ | $(3.52 \pm 0.49) \times 10^{-6}$ | $(4.62 \pm 0.02) \times 10^{-11}$ | $(1.39 \pm 0.00) \times 10^{-5}$ | KCl |
| | 984 | 0.32 | 15.0 | $(7.06 \pm 0.21) \times 10^{-12}$ | $(2.16 \pm 0.19) \times 10^{-6}$ | $(4.67 \pm 0.45) \times 10^{-11}$ | $(1.15 \pm 0.02) \times 10^{-5}$ | KCl |
| | 982 | 0.31 | 15.0 | $(2.97 \pm 0.03) \times 10^{-12}$ | $(1.01 \pm 0.11) \times 10^{-6}$ | $(4.98 \pm 0.01) \times 10^{-11}$ | $(3.52 \pm 0.01) \times 10^{-5}$ | KCl |
| | 982 | 0.31 | 15.0 | $(4.23 \pm 0.03) \times 10^{-12}$ | $(9.28 \pm 0.62) \times 10^{-6}$ | $(4.93 \pm 5.73) \times 10^{-11}$ | $(6.47 \pm 4.95) \times 10^{-5}$ | KCl |
| Borehole HDB-11 | | | | | | | | |
| | 774 | 0.29 | 11.6 | $(3.28 \pm 0.02) \times 10^{-12}$ | $(2.57 \pm 0.22) \times 10^{-6}$ | $(2.25 \pm 0.03) \times 10^{-11}$ | $(8.10 \pm 0.12) \times 10^{-5}$ | KHCO ₃ |
| | 897 | 0.30 | 14.7 | $(2.55 \pm 0.11) \times 10^{-12}$ | $(7.83 \pm 0.86) \times 10^{-6}$ | $(2.90 \pm 2.62) \times 10^{-11}$ | $(2.73 \pm 0.11) \times 10^{-5}$ | KHCO ₃ |
| | 984 | 0.32 | 15.0 | $(6.93 \pm 1.39) \times 10^{-12}$ | $(4.23 \pm 1.09) \times 10^{-6}$ | $(1.48 \pm 0.52) \times 10^{-11}$ | $(3.01 \pm 0.02) \times 10^{-5}$ | KHCO ₃ |

透水係数と比貯留率の値はそれぞれ $2.55 \times 10^{-12} \sim 7.12 \times 10^{-11}$ (m/s) と $1.59 \times 10^{-7} \sim 3.52 \times 10^{-4}$ (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 0.1 ～ 5 倍程である。図 1.3.2-2 から明らかなように、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の流量を支配する最狭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。一方、比貯留率の値は採取深度との相関は低い(図 1.3.2-2)。なお、塩の違いによる比貯留率の違いは認められない。

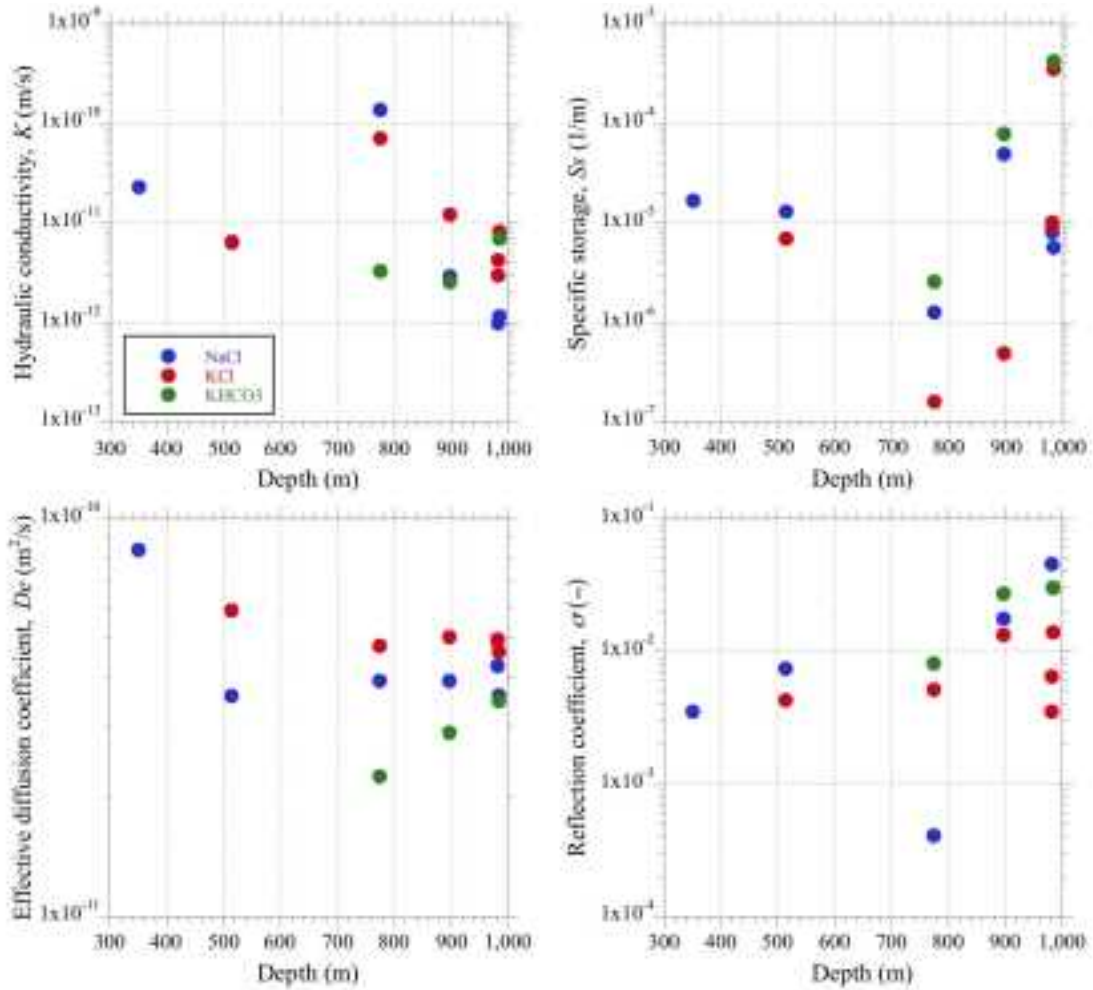


図 1.3.2-2 透水係数、比貯留率、実効拡散係数、反射係数と採取深度の関係。

KCl と KHCO_3 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 に対する値とオーダーは同じであるが、その係数値は KCl, NaCl, KHCO_3 の順に小さくなることが認められる。なお、各塩に対する実効拡散係数と採取深度による明確な差異は認められないが(図 1.3.1-2)、これは表 1.3.1-1 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 0.1 ~ 20 倍程度であり、塩の違いによってその値は異なることが確認される。図 1.3.1-2 に示されるように、本研究の反射係数の値は岩石試料の採取深度が深くなるにつれ大きくなる傾向が認められる。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。

本研究と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。その結果、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、透水係数は採取深度が深くなるにつれ増加、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、採取深度に対して顕著な傾向が認められなかった。ただし、反射係数や実効拡散係数については溶質の違いによって異なることが確認された。

次に、図 1.3.2-3 に透水係数を基準に整理した反射係数と実効拡散係数を示す。図から明らかなように、NaCl を用いた試験結果から得た透水係数と反射係数には明瞭な相関が認められるが、KCl や

KHCO₃ から得た透水係数と反射係数には明瞭な相関が認められない。一方、透水係数と実効拡散係数との間には溶質の違いにかかわらず明瞭な相関は認められないが、実効拡散係数の値は各溶質によってある値の範囲内に入るようである。

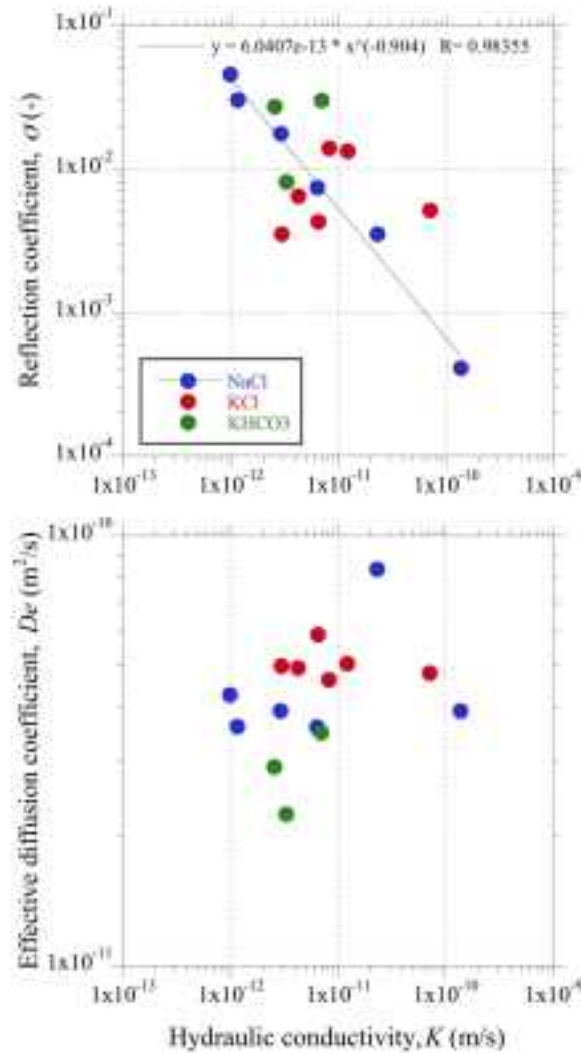


図 1.3.2-3 透水係数と実効拡散係数、反射係数の関係。

KCl を用いた試験結果は、NaCl を用いた試験結果と異なり、透水係数に対する反射係数の依存性が確認されなかったため、HDB-11 984m の岩石試料を用いて KCl の初期濃度差（実験開始時の高濃度と低濃度の差）を変化させた試験を追加した。その結果を図 1.3.2-4 に示す。図には、実験開始時の高濃度と低濃度の平均濃度に対して化学的浸透、移流、拡散に関する各パラメータとの関係を示した。図から明らかなように、透水係数と比貯留率は平均濃度の増加とともに増加する傾向がある。実効拡散係数は平均濃度の増加とともに増加するがある濃度以上になると頭打ちになるようである。反射係数は、平均濃度が増加するほど低くなり、一定値に近づくようである。これは、KCl 濃度が増加することにより、陽イオン濃度が増大し岩石試料中の粘土鉱物表面の負電荷の影響が低下するため、陰イオン排除効果が低下し、溶質の拡散可能な間隙の割合が増大（間隙率に近づく）するためと考えられる（例えば Rousseau-Gueutin *et al.*, 2009）。

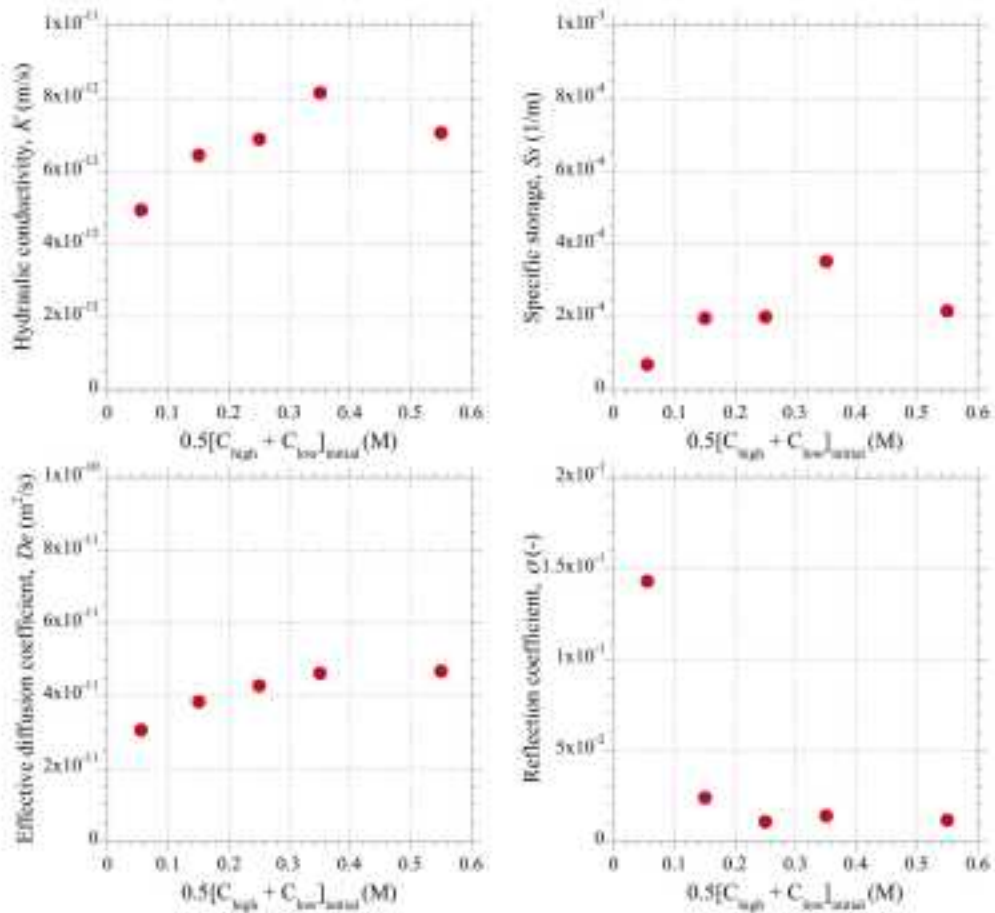


図 1.3.2-4 塩濃度 (実験開始時の高濃度と低濃度の平均) に対する透水係数, 比貯留率, 実効拡散係数, 反射係数の関係。

上記の試験結果や考察から, 実効拡散係数や反射係数の値は岩石の空隙性状のみによって決定されるのではなく, 溶質の違いによっても決定されることが明らかとなった。溶質の違いに焦点をあてて考察を続けると, 水溶液の塩濃度は同一の条件下で試験を実施しているが, 同一濃度においても各溶質によって電気の通り易さの尺度である電気伝導度が異なっている。そこで, 各水溶液の平均電気伝導度 (実験開始時の高濃度側と低濃度側の電気伝導度の平均) に対して反射係数と実効拡散係数の値を図示する (図 1.3.2-5)。

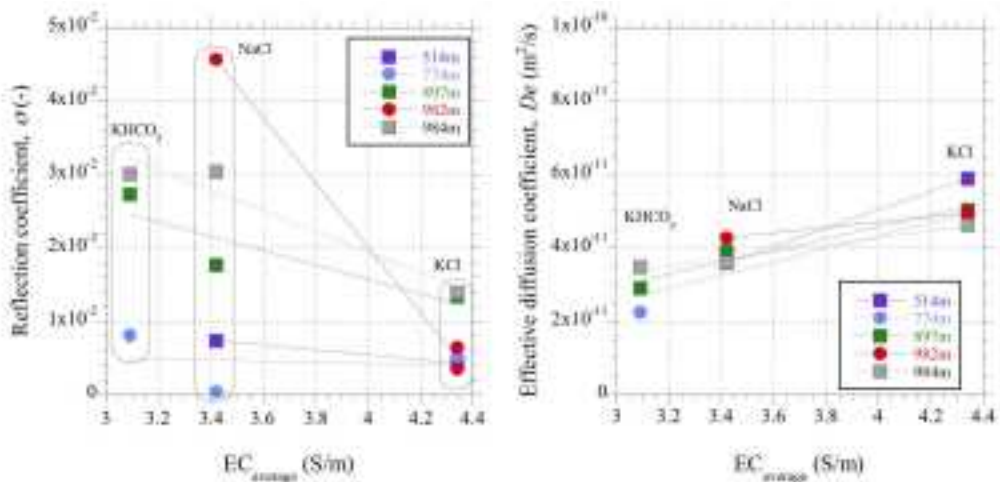


図 1.3.2-5 実験開始時の高濃度側と低濃度側の電気伝導度の平均に対する実効拡散係数と反射係数の関係。

図から明らかなように、反射係数は、各溶質によってばらつきが認められるが、各深度において平均電気伝導度に対して負の相関が認められる。反射係数の電気伝導度への関連性については、界面電気現象のひとつである流動電位が原因であると考えられる。流動電位とは、毛細管や多孔質媒体に圧力差によって流れを引き起こすと、界面近傍の電荷をもった溶液が流れることによって生じる電位差である。なお、この電荷をもった流れ（流動電流）と電位差によって生じた電流の和はゼロであり、電位差による電流は電気伝導度に比例する。流動電位は、電気二重層モデル中のゼータ電位に影響を与える。つまり、流動電位の変化によって生じたゼータ電位の大小によって溶質の移動可能な間隙の割合が支配されることになり、本実験の結果で見られるような反射係数の電気伝導度への依存性が確認されたと考えられる。ただし、この仮説の検証については今後の課題であり、そのためには KHCO_3 のデータ拡充が必要である。一方、実効拡散係数は平均電気伝導度に対して正の相関が認められ、各溶質でのばらつきは小さいようだ。ただし、自由水中での NaCl の相互拡散係数に対する KCl の相互拡散係数の比は約 1.24 であり、本研究で得たそれぞれの値の平均に対する比は約 1.29 であり、両者はほぼ等しいことから、各溶質の実効拡散係数は図 1.3.2-5 が示すような電気伝導度に依存するのではなく、溶質本来の相互拡散係数の値を反映したものと考えられる。

1.3.2.4 異常間隙水圧の成因に関する評価手法

堆積岩地域に見られる異常間隙水圧は、地下水流動を規制する要因として重要なだけでなく、上昇流の発生による地表への短絡的な流動という点で、安全評価上重要な要因と考えられる。

平成 22 年度から検討を行っていた塩分濃度による化学浸透圧以外の異常間隙水圧の発生要因としては、平成 25 年度報告書に示したように、続成作用時の圧密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）が挙げられる。異常間隙水圧の持続時間に関しては簡単なシミュレーションの結果からも、浸透圧による間隙水圧持続時間が数オーダー大きくなることが示された。実際の異常間隙水圧発生は、浸透圧、力学的な要因等の組み合わせたものである。竹田ほか（2011）では、理論的解析によって、幌延地域の珪質泥岩で水頭数 m 程度の異常間隙水圧が発生し得ることを示し、異常間隙水圧のかなりの部分は浸透圧で説明可能であることを示したが、余剰部分は例えば脱水作用による水圧発生を考慮する必要がある。

浸透圧の評価においては、Takeda et al. (2014) に示されている室内実験によって十分な精度で評価を行うことが可能であるが、観測される圧力は温度の影響を強く受けるため、十分な温度制御が必要である。また、Takeda et al. (2014) の手法は、浸透圧パラメータのみならず、透水係数および拡散係数も同時に評価可能な手法であるため、核種移行特性も含め、この手法で評価を行うことが望ましい。

1.3.3 調査・評価手法に関する既往成果の取りまとめ

【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】

1.3.3.1 水理異方性の原位置評価手法の適用性

水理異方性の評価手法に関しては，1.3.1 に過年度成果を示したが，概要調査段階の地表からのボーリング調査に適用する際に観測されるデータのノイズが大きな不確実性要因となり得る。

現在，地震の前兆現象把握のために各地で圧力観測井が設置され，水位のモニタリングが実施されている (Matsumoto and Koizumi, 2013)。それらの観測井における地下水位の変動は，気圧応答，地球潮汐，降雨に加え，地震による力学的な変動が重なった結果である。地震の調査においては，気圧応答，地球潮汐，降雨等のデータをノイズとして除去するが，水理特性を評価する目的においては，ノイズとして除去される水位データが重要となる。Mastumoto *et al.* (2003) においては，統計学的手法を用いて水位観測データを気圧応答成分，潮汐応答成分，降雨応答成分，ノイズ成分，その他の応答成分に分離している。Mastumoto *et al.* (2003) による榛原観測井におけるデータ評価例を図 1.3.3-1 に示す。

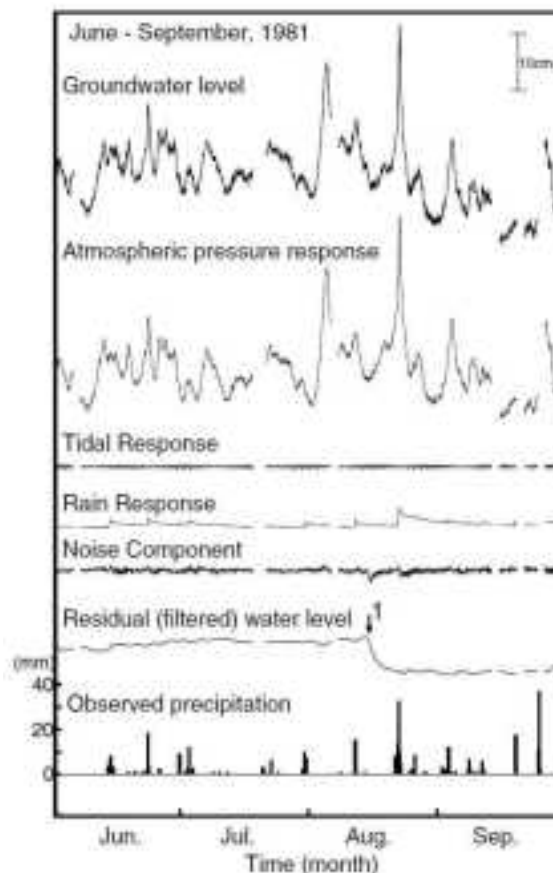


図 1.3.3-1 水位観測データの成分分離例 (Mastumoto *et al.*, 2003).

気圧変動等の周期的成分による水圧応答の大きさは、平成 22 年度報告書に示したようにあらかじめ推定することが可能であり、観測可能範囲であることが予想されるが、安全評価に適用可能な水理特性を評価するためには、応答の位相差を把握することが必要である。実際に位相差を把握するためには、観測の時間間隔の切り替え等柔軟な対応が必要となる。

また、水理異方性を議論する上での基本データとなる水平方向の水理特性は、ボーリング孔を用いた原位置水理試験で評価することが一般的である。原位置水理試験は、現在ではパルス試験－スラグ試験－揚水試験を段階ごとに判断しながら順次実施するシーケンシャル試験(竹内ほか, 2007)が行われている。実際に幌延深地層研究センターで実施されたシーケンシャル試験の流れを図 1.3.3-2 に、実測データの例を図 1.3.3-3 に示す(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2011)。

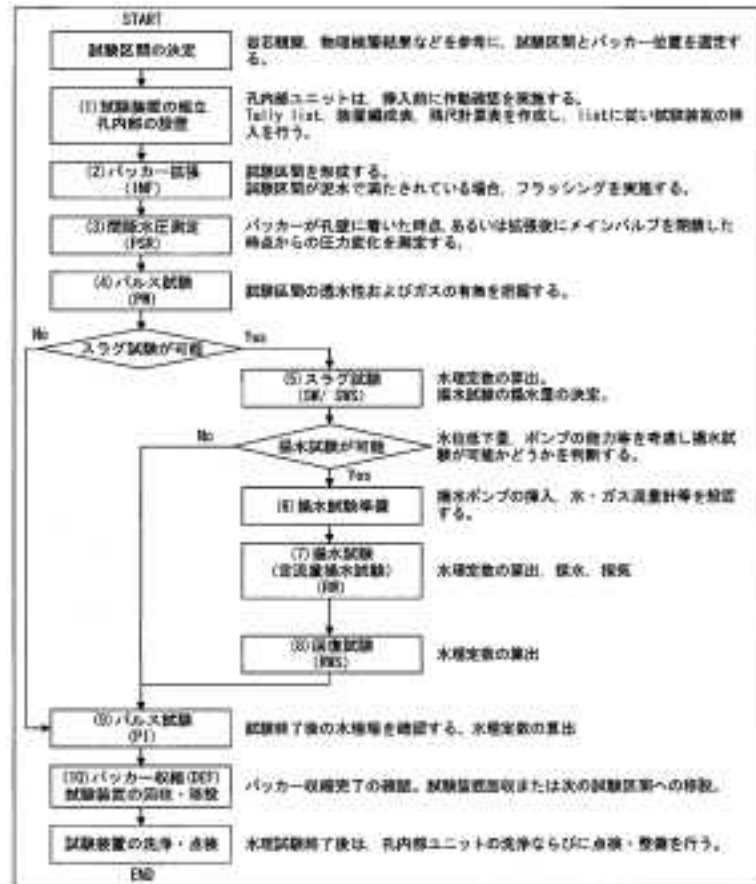


図 1.3.3-2 シーケンシャル試験の流れ。

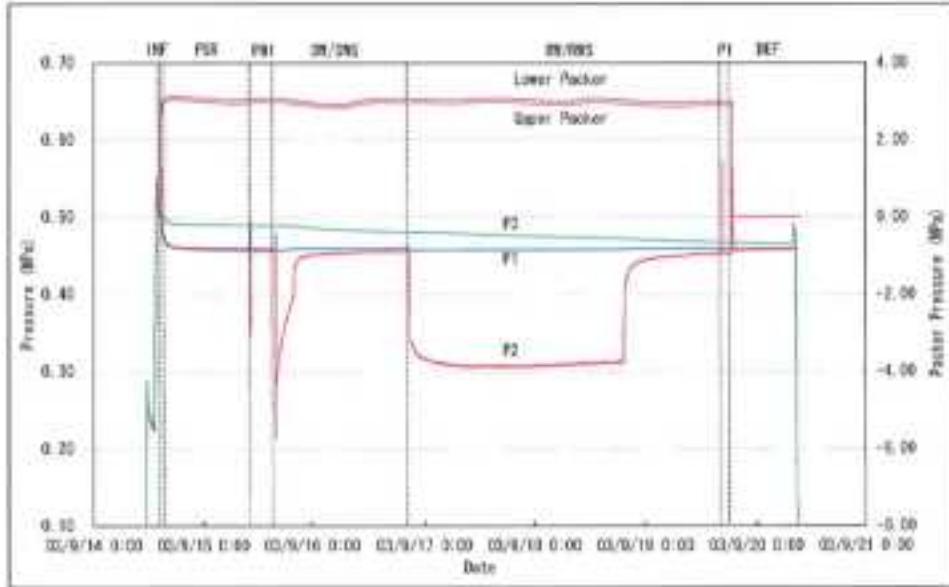


図 1.3.3-3 シーケンシャル試験の実測データ例.

シーケンシャル試験のデータ解析は、それぞれの試験段階における時間－水位回復量対数プロットの傾きを用いて実施されるが、同時に時間－水位回復量の時間微分プロット (Derivative Plot) を行い、水平放射状流を示すデータ区間を評価に用いることが重要である。

結晶質岩等の亀裂性岩盤においては、通常の水理試験解析の前提条件である水平放射状流の仮定が成立しない場合が多い、Barker (1988) は、ネットワーク状を示す亀裂性岩盤における水理試験の分析として、非整数次元流動の概念を導入した。非整数次元流動を模式的に示したものが、図 1.3.3-4 である (Dershowitz and Doe, 1997)。

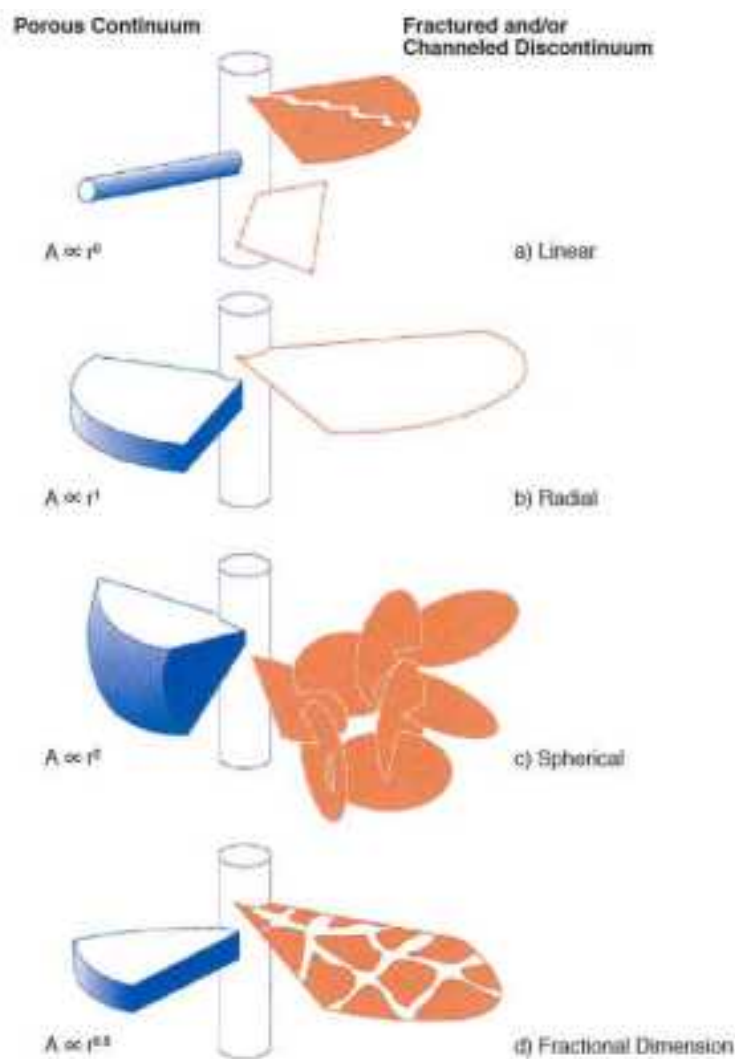


図 1.3.3-4 Dershowitz and Doe (1997) による非整数次元流動の概念。

実際の水理試験データからの評価においては、Sandia National Laboratory の nSight 等、非整数次元流動を考慮した水理特性逆解析手法が実用化されているため、特に亀裂性岩盤においては有効と考えられる。

1.3.3.2 微生物と有機物の相互作用評価手法の適用性

概要調査段階の地表からのボーリング調査において、微生物および溶存有機物の評価を行うことは、施設建設前の擾乱が少ない状態での化学環境を評価すると同時に、安全評価における核種移行特性の付加的要因の評価を行う意味で重要と考えられる。

既往の平成 22～24 年度における成果で、希薄な溶存有機物の濃縮による評価、核種の吸着特性の基礎データ取得手法、高速 DNA 分析による微生物群集評価手法はほぼ確立されたが、最も不確実性を生じる要因としては試料採取が挙げられる。

調査における最大の擾乱要因は、ボーリング孔掘削時の掘削流体の地下への混入が挙げられる。それらの擾乱を最小化するために、例えば、Suzuki *et al.* (2009) では、無菌化した上で溶存酸素を除去した清水を掘削流体とした深層ボーリングにおいて、地下の生物化学環境の評価を行った。しかし

ながら、岩盤状況によって、清水掘削が適用できる範囲は限られる。幌延深地層研究センターにおけるボーリングでは、溶存メタンのために泥水掘削のみが適用可能であるため、掘削泥水中に蛍光トレーサーを投入し、地化学調査、微生物調査等における地下水採水時に、採水中のトレーサー濃度が十分に低下するまで事前に排水を実施している（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2011）。ボーリング孔周辺の水理特性によっては、事前の排水においても十分な濃度低下が見られない場合があり、その際には掘削水の混合を考慮した評価を行う必要がある（Fukuda *et al.*, 2010）。

1.3.4 水理-力学連成挙動評価に関する既往成果の取りまとめ

【実施内容】

水理-力学連成挙動評価手法に関して、室内実験および数値モデルの観点から、最新の国内外の研究成果のレビューおよび室内実験結果からの評価手法として、岩石の空隙構造データおよび力学および水理室内実験データを用いた連成挙動解析手法の比較を行い、室内実験スケールでの評価結果の不確実性に関する検討と取りまとめを行う。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】

1.3.4.1 水理-力学連成挙動評価手法について

地下にある構造物周辺や地下岩盤の直接の変形や透水性の把握、およびこれらの相関を知ることは構造物や岩盤の保守・管理の面から重要であり、かつ将来予測を含めた現象の理解のための基礎データとなり得る。現状の科学の最前線の知識を持ってしても、地下岩盤の3次元的に複雑な状態を呈している亀裂系の定量評価は不可能であり、ましてやそこを通過する流体移動を定量化することはごく一部のごく狭い領域における原位置試験を除けば全く不可能という状態である。原位置計測試験結果から周辺の km オーダーにおける現象の理解や将来予測などは、各種境界条件を絞り込んで初めて可能と言える段階であり、一般化されている状況ではない。

それでは、単一の亀裂についてはどこまで解明されているかといえば、Matsuki *et al.* (2010)、松木ほか (2012) の成果を挙げることができる。特に後者の文献において、稲田花崗岩を対象岩石として選定し、深さが 500m, 1,000m, 2,000m の場合の平均的な地殻応力と間隙水圧条件における任意方向の単一亀裂が任意方向の 1 次元的な圧力勾配を受ける場合の透水性評価を行っている。このような単一亀裂の開口幅分布やせん断変位分布などを任意の応力および任意の流れ場方向に関して一般化した研究事例はいまだ見当たらない。稲田花崗岩の新鮮な引張り亀裂における力学的性質に関する定数、水理的開口幅に関する定数、せん断に伴うダイレーション角の実験式など既存研究成果を取り込みながら、稲田花崗岩という岩石に関する任意の応力と方向、任意の流れ場を一般化した数値計算を実施している。したがって、逆断層や正断層、そして横ずれ断層における透水場の変化も正確に評価している点は地質学的な将来予測の観点からは重要な研究事例といえる。

一方、通常三軸試験を行いながら最大主応力方向もしくは真三軸試験であれば中間主応力方向の透水性の変化を計測した事例もあり、既述の単一亀裂とは異なり、ある応力条件下における亀裂群を含んだバルクとしての透水性評価といえることができる。これは工学的にはより重要な単一の亀裂を対象とするよりは、より広域的な領域を対象として、すなわち室内試験であればバルクとしての評価に中心をおいた試験研究であり、地質的な変化特に長時間にわたる地質年代的な影響による変化を推定する場合には最適な結果を提供することができる。日本のような地質学的に複雑な過程を被っている地盤の透水性の変化を推定するためには、三軸試験装置を用いたせん断-透水試験の方がより地質学的見地からの説得力のあるデータを提供できる可能性がある。

放射性廃棄物地層処分において、天然バリアの性能評価に必要となる断層破碎帯の透水係数は、原位置試験によると、場所ごとの変動が大きく、幅広い分布 ($100 \sim 10^{-9}$ m/s) と強い異方性を示している。断層の示すこうした性質は、原位置試験結果に基づく現象を解明・評価・予測できる妥当性の高い断層内水理モデルを要請するが、このようなモデルは世界的にも確立されていない。一般的には地質学的な時間変化を考慮すると、断層の発生前（せん断変位の成長と断層の生成過程）と断層発生後（断層の成長・合体）に大きく事象を区別することができる。三軸室内透水試験では、これら一連の岩石の変形と透水性の変化に対応できる手法と考えられる。そこで、室内せん断-透水試験手法について概説する。

以下では、室内せん断一透水試験手法に関して概要をのべ、単一亀裂を対象とした研究事例の概要、真三軸試験を用いた研究事例、マイクロフォーカスX線CTを用いた非破壊・非接触による岩石内空隙の3次元幾何学情報の抽出およびその技術を用いた成果の概要などについて現状を述べる。また、具体的なデータ取得事例としてベレア砂岩を用いた三軸せん断一透水試験に関する成果、三軸圧縮応力場から三軸伸張応力場における急激な応力変化がもたらす岩石の変形と内部構造の変化に関する成果、そしてより広域的な水理場の流れにも解釈できるよう格子ボルツマン法を用いた多孔質媒体内の流体移動可視化手法とその成果について述べる。

1.3.4.2 室内せん断一透水試験手法の取りまとめ

(1) 一面せん断試験

一面せん断試験は上部・下部に分かれたせん断箱に円柱または直方体供試体を入れ行う。その概念図を図1.3.4.2-1に示す。せん断方法は図に示されているように、垂直応力 N を上部せん断箱に加え、次いでせん断力 S をせん断面に沿って一方のせん断箱に加える。通常、垂直力は供試体の変形時の垂直変位が自由となる剛性平面に加えられる。せん断箱の底部・側部は同様に変形しないような剛体面と仮定する。

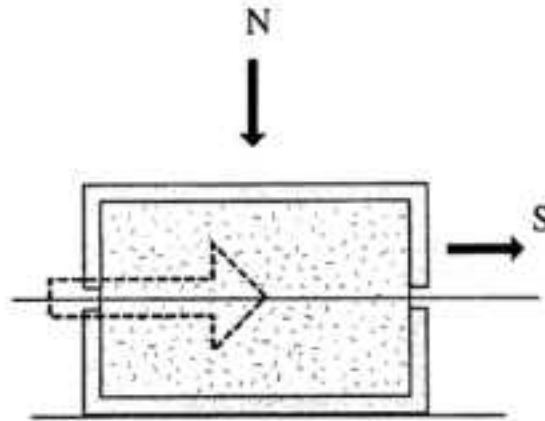


図1.3.4.2-1 せん断試験の概念。

せん断箱の端部のせん断歪みはせん断面上で集中的に大きくなり、せん断箱の中心部では供試体の厚さに渡って比較的均一で最小となりRoscoe (1953)、供試体中に発生するせん断歪みの分布は均一ではない。この一面せん断試験法と透水試験をカップリングさせるとき、透水方向はせん断面に対して平行または直交の両方とも可能であることが利点として挙げられる。一面せん断試験は装置が簡単、操作が容易、大変形までの試験が可能、しかも繰り返しせん断も可能で、垂直およびせん断変形の計測が容易などの利点を持っている。

(2) リングせん断試験

直接ねじりせん断試験は中空円盤あるいは中空円筒状の供試体の上下面に、ねじりモーメントを加えてせん断させる。図1.3.4.2-2に示すリングせん断試験法(Hvorslev, 1936)は、リング状の供試体を円環状のせん断箱に拘束しせん断を行うもので、その断面図は一面せん断試験と類似している。垂直応力をせん断箱の上下方向に加え、リング状の供試体の内外側面に法線方向の応力を誘発させる。ねじりモーメントを上部箱に加え、供試体の平面に平行したリング状の断面に沿ってせん断を行う。リングせん断試験は基本的に一面せん断試験と同様な利点をもっており、さらに供試体がせん断方向

に無限の長さを持つため、連続的に大きな歪みの発生が可能である。また、せん断方向と垂直方向にせん断面に沿ってリングの内側から外側へまたは外側から内側への透水試験が可能である。しかし、リングせん断試験も一面せん断試験と同様な欠点があり、さらにせん断変位の非均一性(せん断歪みは半径方向で異なる)や装置と実験操作の複雑さなどの問題点が挙げられる。

リングせん断試験法を利用し、Olsson (1992)、Olsson and Brown (1993) は岩盤不連続面の垂直およびせん断変形による透水特性の変化を計測した。その結果、岩盤不連続面の垂直応力の変化による透水係数の変化は 2～3 倍程度であるのに対し、せん断変形による透水係数の変化は数オーダーであると報告している。

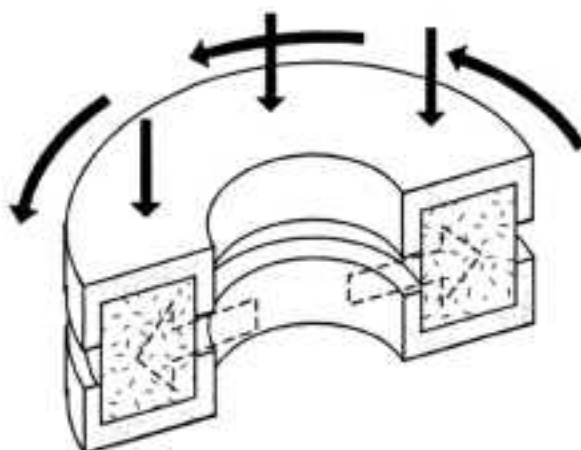


図 1.3.4.2-2 リングせん断試験の概念。

(3) 中空ねじりせん断試験

中空ねじりせん断試験は、図 1.3.4.2-3 に示すように円筒形供試体の内外側面および軸方向に圧力を加え、上下面をねじり、せん断歪を発生させるものである (Haythornthwaite, 1961)。中空円筒形供試体の厚さを小さくすることで供試体に発生する歪みの不均一性を小さくすることができるが、寸法効果により実際の原位置の地盤や岩盤を代表できなくなる恐れがあり、また供試体の作成も困難になる。この試験は中間主応力が強度の低い堆積岩などの力学的挙動に及ぼす影響を調べるために多くの研究者に用いられてきた (Saada and Townsend, 1981; Saada, 1988; Wijewickreme and Vaid, 1991; Ampadu and Tatsuoka, 1993)。せん断面に沿った方向に透水試験を行うことは不可能である。中空ねじり試験は応力状態の制御が容易、中間主応力の力学的挙動に及ぼす影響が調べられ、また比較的大変形までの試験が可能等の利点を持っている。しかし、この方法は応力および変形に非均一性があり、せん断面に沿った透水試験が不可能で、また比較的強度の高い岩盤材料への適用が難しい等の欠点が挙げられる。

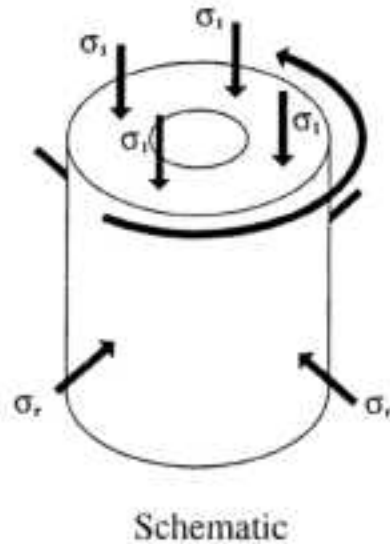


図 1.3.4.2-3 中空ねじりせん断試験の概念。

(4) 三軸圧縮試験

通常の三軸圧縮試験は、円柱形に整形した試料の側面および端面に垂直応力を作用させ、これに伴う歪みを測定する試験である(図 1.3.4.2-4)。供試体の長軸方向の荷重は剛体プレートを通して加えられる。主応力の載荷部には球座が用いられ、供試体の傾斜に自由度を与え変形を均一化する工夫がなされている。両端は通常、載荷中の供試体から流体の排出・流入を可能とするため、ポーラスメタルが使用されている。

供試体の側面は不透水性で、柔軟性のあるゴムスリーブやシリコンゴムで覆われており、側圧は流体によって載荷される。供試体の軸方向の応力は最大(三軸圧縮)あるいは最小主応力(三軸伸張)となる。

通常、供試体からの排・吸水量によって変位を計測し、強度の比較的高い岩石の場合では、供試体表面に直接歪みゲージを貼りまたは変位計により計測する。

せん断面は軸に傾いた方向に生じる。また、供試体への透水は側面が不透水性のメンブレンによって拘束されているため軸方向のみ可能である。さらに、供試体に発生するせん断面の方向および進展(破壊パターン)は供試体の形状と載荷条件に左右される。Li *et al.* (1994) は三軸圧縮試験を用い、Yin Zhuang 砂岩に対して拘束圧や供試体寸法などの要因を考慮した一連のせん断透水同時試験を行っている。その結果、軸歪みの増加に伴って三種類の透水係数の変化パターンが報告されているが、これは供試体の破壊パターンの違いによるものと思われる。また、李小春ほか(1998) は三軸試験法を用い、拘束圧の増加による白浜砂岩の脆性から延性へ遷移する挙動に伴う供試体の体積および透水特性の変化について調査しており、透水係数の変化が供試体の体積歪みの変化とよく関連していると報告している。

円柱形供試体を用いた三軸試験によるせん断透水同時試験について要約すれば、試験法が簡単、応力状態の制御も容易であり、通常の試験法としてよく用いられている利点が挙げられるが、大変形までのせん断試験が比較的困難で、変形にも非均一性をもっており、せん断歪みの適切な評価が難しい。また、せん断面に沿った透水試験が不可能であり、端面拘束効果の影響等の欠点が挙げられる。

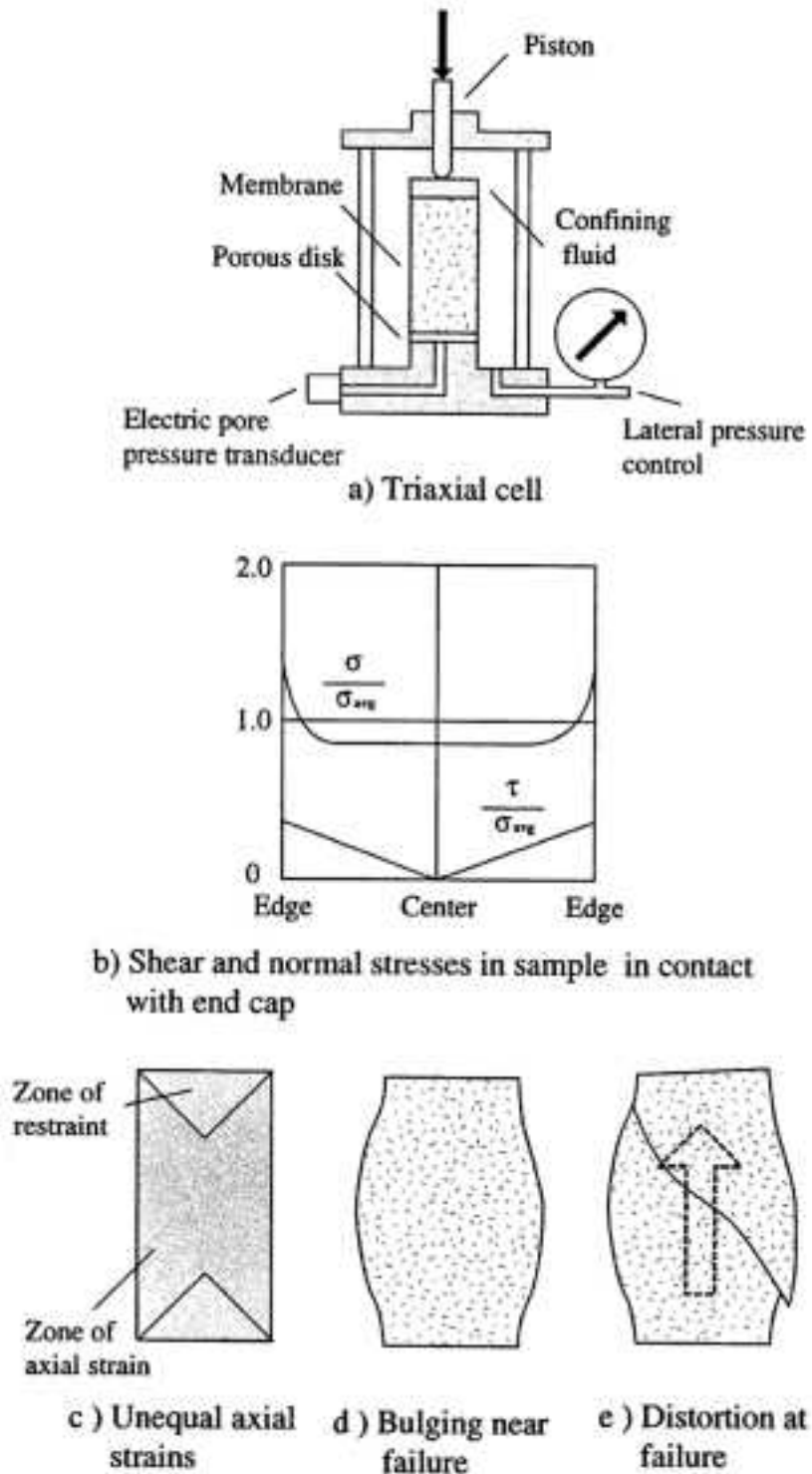


図 1.3.4.2-4 Triaxial compression test (for soils as an example).

1.3.4.3 単一亀裂に関する研究事例

松木ほか (2012) は地殻応力下における稲田花崗岩の単一亀裂の透水性評価に関する研究を発表し、以下のような単一せん断亀裂と透水性に関するまとめを行っている。

単一き裂の力学的性質としては、①垂直応力によるき裂の閉鎖挙動は著しく非線形であり、この非線形性はき裂の相関性 (matedness) が低いほど大きくなること (Goodman, 1976; Brown and

Scholz, 1986; Pyrakolte *et al.*, 1988; Matsuki *et al.*, 2001; Giwelli *et al.*, 2009), ②き裂のせん断剛性は垂直応力とともに大きくなること (Bandis *et al.*, 1981; Yoshinaka and Yamabe, 1986; Yoshinaka *et al.*, 1991; Mitani *et al.*, 2002), ③垂直応力が小さい場合, せん断変位を受けると表面突起の凹凸のためにき裂が開口する (シエアダイレーション; shear dilation) が, シエアダイレーションは垂直応力により抑制され, 垂直応力が大きくなるとシエアコントラクション (shear contraction) に転ずること (Bandis *et al.*, 1981; Yoshinaka and Yamabe, 1986; Yoshinaka *et al.*, 1991; Esaki *et al.*, 1999; Mitani *et al.*, 2002; Karami and Stead, 2008), ならびに④き裂の力学的挙動には寸法効果があること (Bandis *et al.*, 1981; Yoshinaka and Yamabe, 1986; Yoshinaka *et al.*, 1991; Matsuki *et al.*, 2008; Giwelli *et al.*, 2009), などがわかってきたと述べている。

1.3.4.4 真三軸試験によるせん断一透水試験手法

圧縮応力によって真三軸応力場を再現する種々の手法を大きく 3 つの種類に分類し, 1980 年代以降実施されている試験手法を以下のように整理する。

- 1) 3 方向剛体ピストンによる方法
- 2) 2 方向剛体ピストンと流体圧による方法
- 3) 1 方向剛体ピストンと 2 方向流体圧による方法

各手法について概略説明し, 試験上のメリット・デメリットについて比較検討した。近年の一般的な傾向として, 強度・変形特性以外の物性測定として弾性波速度測定や透水試験手法との組み合わせが採用されている。このような観点から上記 3 つの手法を比較した場合, 種々の制約を比較的受けないのは 2) の 2 方向剛体ピストンと流体圧による方法と思われる。

真三軸試験では, 中間主応力もしくは最小主応力をどのような媒質で載荷するかが重要な問題であり, 1960/70 年代は主に剛体ピストンと剛性の高い金属エンドピースとの組み合わせが主流であった。最大主応力方向は常にピストンとエンドピースとの組み合わせでなければならないが, 中間主応力方向を端面拘束の少ない手法で載荷するための工夫が行われるようになった。小さな金属ブロックの集合体や PVC (polyvinyl chloride, ポリ塩化ビニル) でできたブロックで載荷する方法が考案されるようになった。また, 最近では円柱供試体の円周方向に内圧を変えた金属製のチューブを配管し, 内圧差から中間・最小主応力を負荷する手法も考案されている (Crawford *et al.*, 1995)。ここでは, 岩石における真三軸試験手法に関して, 圧縮応力を用いた載荷手法に着目して整理してみる。なお, 中空円筒供試体を用いて内圧・外圧に軸応力を作用させる手法や更に軸方向の捻りを作用させた手法, あるいは封圧下での圧裂・引張り試験などによる真三軸試験方法については, ここでは特に触れない。あくまでも圧縮応力による載荷手法について整理する。

(1) 三方向ピストンによる載荷

立方体形状の岩石供試体を 3 組の剛体ピストンと載荷盤で載荷する方法であり, 多くの研究者によって主に岩石の強度特性に及ぼす組み合わせ応力の影響や破壊条件式の検討が行われた。多軸圧縮試験 (poly-axial or multiaxial compression test) と称されることが多かった。図 1.3.4.4-1 はこの手法の代表として古住・杉本 (1986) の装置の概念図を示す。基本的には最大主応力となる鉛直方向の載荷方法と同じ構造が, 中間・最小主応力方向の水平方向の載荷構造である。油圧増圧器 (ラム) と荷重検出のためのロードセル (受圧器), そして供試体を直接載荷するエンドピース (固定圧盤やアンビル) から構成されている。彼らの装置では, 3 基の油圧ラムで構成されているタイプであり, 操作が簡便で製作費も安価となるなどのメリット等が考えられる。このような手法では一般的には以下のような欠点が考えられる。

- 1) エンドピース間の接触を回避するため側方もしくは主軸方向の載荷面積を小さくしている。
- 2) 特に、最小主応力方向は端面拘束の影響が顕著となり、破壊後の変形特性に大きな影響を及ぼす。
- 3) 破壊挙動に最も敏感な最小主応力方向が固体圧なので、物性測定の精度が流体圧の時に比べ劣る。

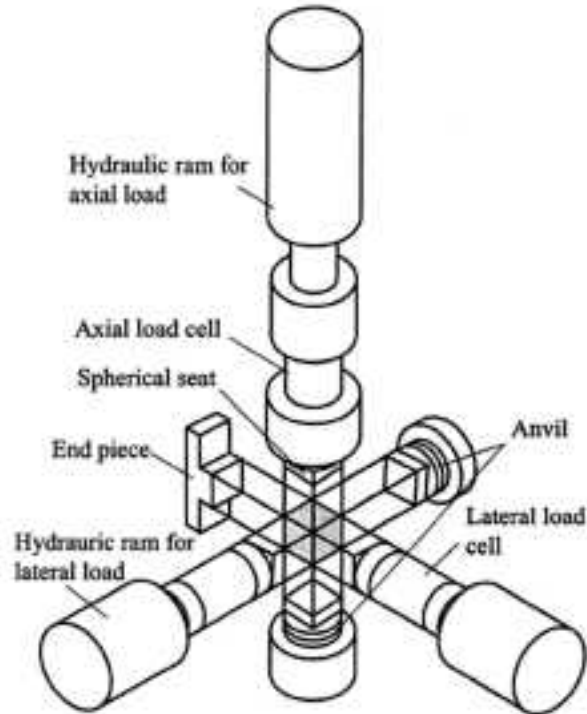


図 1.3.4.4-1 古住・杉本 (1986) による装置概念図。

しかしながら、同手法における端面拘束や境界条件の問題は Atkinson and Ko (1973) による multiaxial cell と flexible cushions の採用によってほぼ完全に解決されている。なお、境界条件の違いによる強度・変形特性への影響については Hegemier and Read (1985) に詳しくレビューされている。Andenaes *et al.* (1977) は図 1.3.4.4-2 に示すようなセルおよび各種減摩材（供試体側から皮製，ポリウレタン製），メンブレン，変位計用保護材，変位計（proximitor と称するギャップセンサー），そして反力枠として作用する main wall から構成される立方体型のセルを考案した。同様に図 1.3.4.4-3 は供試体と fluid cushion および供試体と圧盤（steel plate）との相対的な位置関係を示している。供試体の稜角部はどのような手法を用いても完全に載荷することは不可能であるが，供試体寸法を大きく（彼らの場合には 4 インチ）することによって影響を小さくすることが可能となっている。なお，彼らの供試体はモルタルおよびコンクリートである。

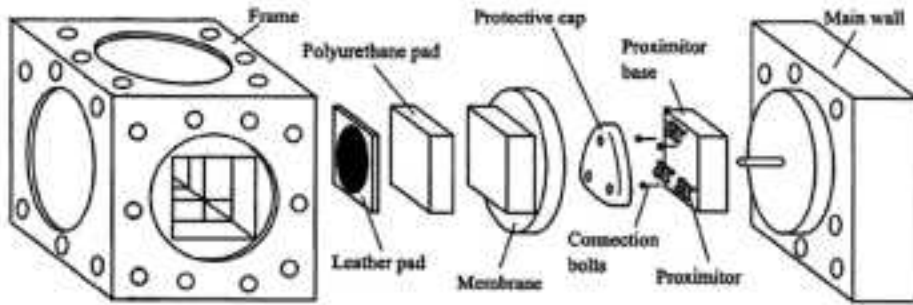


図 1.3.4.4-2 Andenaes *et al.* (1977) によるセルおよび減摩材の概要.

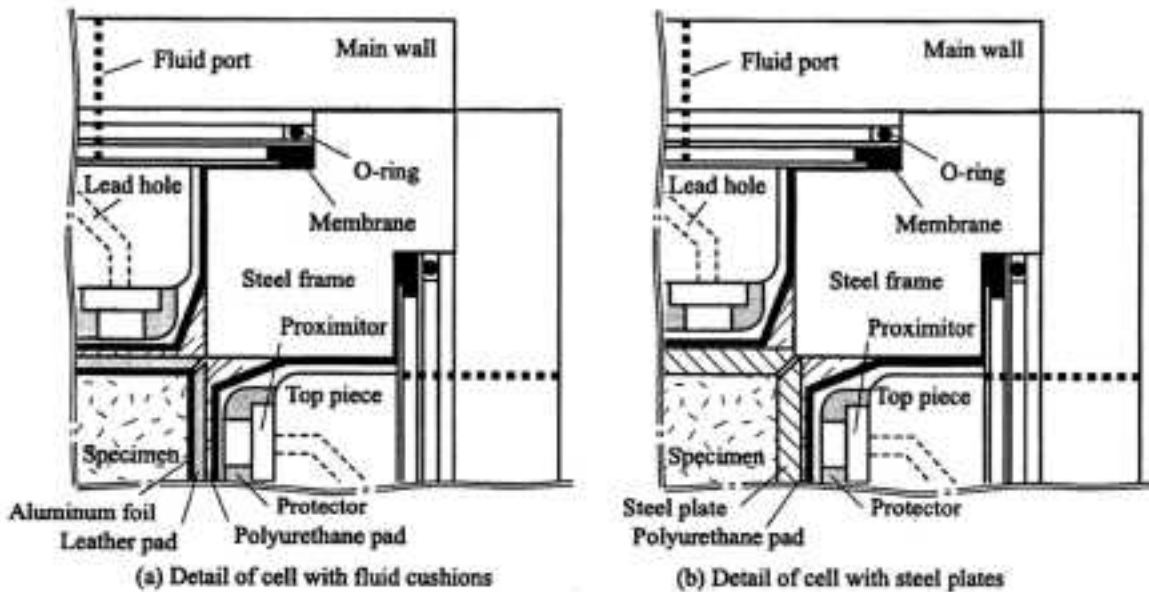


図 1.3.4.4-3 Andenaes *et al.* (1977) による圧力容器周囲の様子.

Sayers *et al.* (1990) は箱型の反力枠に 3 組みのジャッキを備えた装置を用いて、砂岩の 3 方向の弾性波速度を測定した。弾性波のセンサーは各方向のエンドピース内に埋め込まれている。このタイプでは、供試体中心を変形のいかなる段階においても一定に保っている点がほかの手法と大きく異なっている。また、各载荷軸には両端に球座が配してあり、载荷に伴う偏心を抑え、均一な载荷を可能としている。3 方向とも最大 30t (294kN) の载荷容量しかないので、供試体の種類や载荷レベルに限定的とならざるを得ない。

King *et al.* (1995) は図 1.3.4.4-4 に示すような载荷装置を用いて、変形中の砂岩の弾性波速度と透水係数との変化を測定した。中間・最小軸は最大 115MPa、最大軸は 750MPa まで载荷可能である。また、間隙水圧は 5MPa まで負荷可能である。この装置で特徴的なのは加圧板と供試体との間の減摩材として厚さ 5mm のマグネシウムを用いている点である。通常、このタイプの試験装置で透水試験を実施する場合、供試体稜角部におけるシール機構が技術的に困難と思われる。

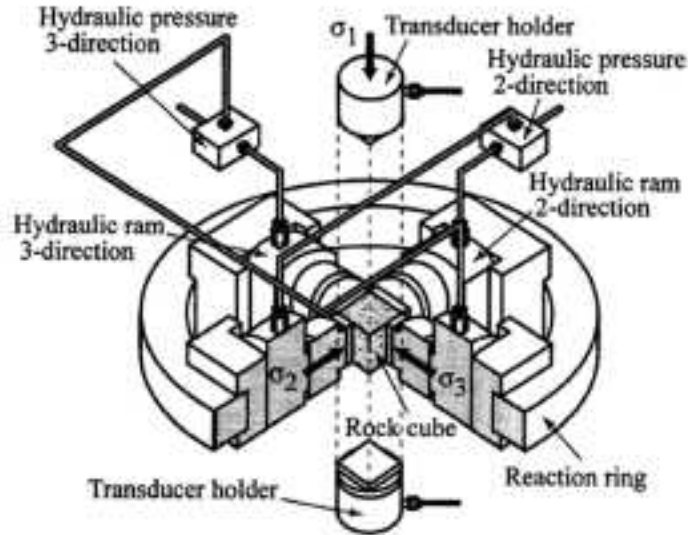


図 1.3.4.4-4 King *et al.* (1995) による装置概念図.

図 1.3.4.4-1 と図 1.3.4.4-4 に示した装置の違いは前者が 3 個の油圧ラムで载荷し，供試体の反力を利用して各主応力の応力値を得ているのに対し，後者は 3 組みのペアの油圧ラムで各主応力を得ている点である．前者の载荷方法では供試体の中心と载荷軸の中心を一致させながら载荷することが困難となり，変形や応力の増加とともに両者の軸中心のずれが大きくなる．この影響が強度や変形にどの程度影響するのかを定量的に議論した事例はない．

(2) 2方向ピストンと流体圧による载荷

このタイプの真三軸試験は Mogi (1971) に代表される．図 1.3.4.4-5 は圧力容器の概念図である．直方体の供試体を用い，圧力容器の中でピストンによる二軸圧縮試験を行うものである．彼の 1960 年代からの一連の岩石試験を通して，供試体の破壊に最も敏感な最小主応力を端面拘束のない理想的な载荷とするため，流体圧での载荷を実現したことによってこのタイプの真三軸試験が完成された．彼は岩石の変形特性，特に延性状態から中間主応力の増加に伴う脆性化の過程における 3 主応力方向の歪みを測定し，体積歪みおよびダイラタンシー歪みを評価した．また，ロードセルを圧力容器内部に設置し，より正確な応力値を計測することができた．高橋・小出 (1989)，Takahashi and Koide (1989) は供試体を最大 $5 \times 10 \times 10$ cm と大型化した試験が可能な装置を用い，特に堆積岩の強度・変形特性を調べた．また，高橋ほか (1984) は変形特性と同時に 3 主応力方向の P 波速度や最小主応力方向の S 波速度 2 成分を測定し，ウェスタリー花崗岩の応力によって生じるマイクロクラックの分布やアスペクト比などを中間主応力の関数として評価した．高橋 (1991) は σ_3 方向の合計 9 通りのパスの P 波速度を測定し，一次元流れにおける水のフロントの移動をモニターすると同時に，振幅比の変化も計測し，速度よりも振幅比の方がフロント移動に敏感であることを報告している．あるいは，高橋ほか (1993)，Takahashi *et al.* (1995) は真三軸応力下における最大主応力方向の透水係数の変化も測定している．以上のように，このタイプの真三軸試験の最大のメリットである最小主応力方向の物性測定ができるという点を活かした研究が行われている．

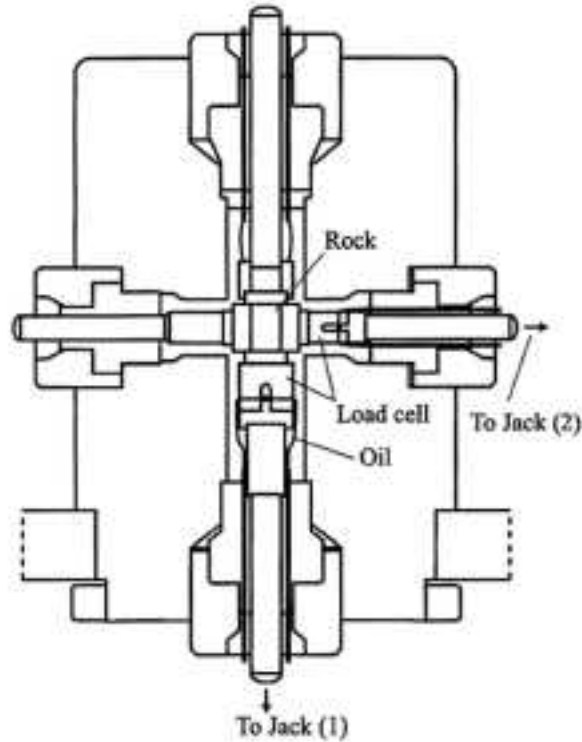


図 1.3.4.4-5 Mogi (1971) による圧力容器概念図。

(3) ピストンと2方向流体圧による載荷

図 1.3.4.4-6 は Michelis (1985) の装置の概念図である。茂木式とは異なり通常の封圧三軸試験用の圧力容器内に PVC バッグ (最大圧 200MPa) を介して中間主応力と最小主応力を負荷する仕組みとなっている。この PVC バッグは厚さが 2 ~ 3mm, 内圧は最大 250MPa までの載荷が可能である。供試体と PVC バッグの間には steel prism と呼ばれる小さな断面積を持つ載荷盤の組み合わせが配置され、茂木式にあるような中間主応力断面全体を剛体載荷盤で加圧する手法と異なっている。この組み合わせにより載荷盤の端面拘束を減少させ、供試体の変形を均一化することは間違いない。変形は steel prism 面の背後に直接変位計測のためのロッドを配し、直接供試体変位を測定している。最小主応力も同じ構造で載荷していることから、特に脆性領域における最小主応力変形特性に茂木式の流体圧による載荷手法との違いが鮮明となっている。同様な載荷手法は Hojem and Cook (1968) によっても行われている。彼らは中間・最小主応力を銅製のフラットジャッキで載荷する手法を考案した。ただし、フラットジャッキの耐圧が小さく最大でも 42MPa の中間主応力しか負荷することができなかった。

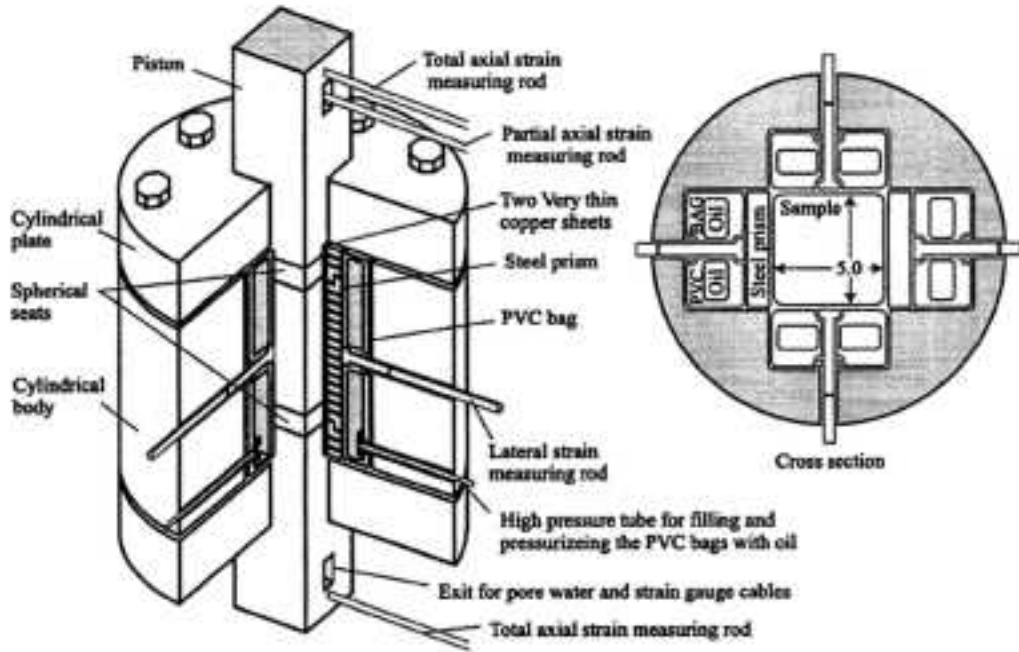


図 1.3.4.4-6 Michelis *et al.* (1985) による装置概念図。

1.3.4.5 CT技術で取得できる岩石内空隙の3次元幾何学情報について

実際の情報から空隙構造を定量化するためには、岩石の内部空隙構造の観察が必要である。これまで種々の観察手法や計測手法が実用化されてきた。その一つに、水銀圧入式ポロシメータを使った計測手法がある。水銀圧入式のポロシメータを用いることにより、空隙のサイズ分布や空隙率を評価することができる。同測定手法は、ASTMによりその詳細が基準化されており (American Society for Testing and Materials, 1985)、国内においては土質および岩石への適用が行われている (内野・一ノ瀬, 1984; 池永・山口, 1992; 一ノ瀬・後藤, 1993; 林ほか, 1995)。さらに、水銀圧入式ポロシメータで得られる細孔分布や計測の過程で得られる密度 (bulk, skeletal) のデータを用いて、細孔容積と圧入圧力との関係からフラクタル次元が定義される (Angulo *et al.*, 1992)。また、高い圧力で微細孔まで測定するため、圧縮率や屈曲度が求められる。さらに、浸透率や導電率を求める手法も提案されている (Katz and Thompson, 1986; 1987)。細孔分布から等価管路モデルに基づいて透水係数を評価する試みも行われ、砂および砂とカオリンの混合土について透水係数の推定が行われている (Juang and Holtz, 1986)。岩石に対しては、水銀圧入式ポロシメータで得られる細孔分布から、透水係数を推定する各種評価モデルの検討を行った林ほか (1999) のレビューを挙げることができる。

以上のように、水銀圧入式ポロシメータのデータを用いることにより、空隙の寸法分布情報を適用した各種物性情報の評価が可能となっているが、やはり個々の空隙に関する空間的位置情報は得られていない。

近年では、X線CTを用いることにより、非接触・非破壊で空隙率を評価することも可能となった (Lindquist *et al.*, 2000; Anderson *et al.*, 2003; Karacan *et al.*, 2003; Vangeet *et al.*, 2003; Ketcham and Iturrino, 2005)。この場合には、高分解能な3次元ボリュームデータを取得し、また空隙とそれ以外の判別を客観的に行う (通常は閾値による判定) 必要がある。しかしこれらCTを用いた手法でも、空隙のサイズに関する情報とバルク全体における空隙率の情報を提供するのみで、個々の空隙に関する位置関係や3次元的な幾何学的情報を引き出すことは容易ではない。

マイクロフォーカスX線CTを用いて岩石の空隙に関する3次元ボリュームデータを取得し、こ

のデータから以下に述べるような空隙の詳細情報を評価する手法を導入した。

(1) Medial Axis Analysisについて

図 1.3.4.5-1 は多孔質媒体を粒子と空隙で近似し、その状態を模式的に示した図である。空隙部分のみに注目すると、粒子間距離が最小となる箇所（図中赤の破線で表示）と、そこよりも長い箇所が存在する（図中青の破線で表示）。この場合、粒子間の距離が最短となるところを「スロート (throat)」と定義し、スロートとスロートとにはさまれたスロートよりも距離がある部分を「ポア (pore)」と定義する。ポアは当然のことながら複数粒子に囲まれた領域を示し、スロートを介して他のポアと接続することになる。同図において、2次元的にはあるが、ポア P1 は4個の粒子に囲まれているので、この場合「配位数 (coordination number)」は4となり、同様にポア P2 は配位数3となる。

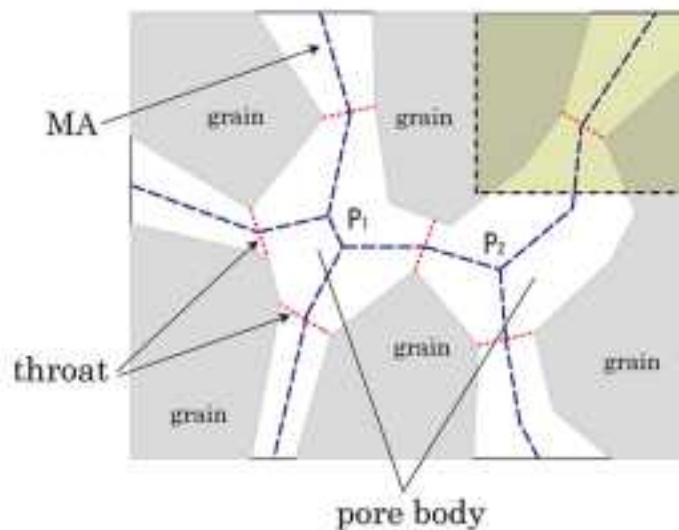


図 1.3.4.5-1 medial axis の 2 次元概念図。

空隙中心軸 (medial axis) とは、球であればその中心を通り、円柱であれば断面の中心を通る回転中心軸に相当する。一般的には不定形な 3 次元形状において空隙中心軸を決定するには、“burn algorithm”(Lindquist *et al.*, 1996) が採用されている。図 1.3.4.5-2 は図 1.3.4.5-1 の右上の一角を拡大表示し、“burn” アルゴリズムの概念を示したものである。同図においてグレイ領域は粒子を、それ以外は空隙領域を示している。この 2 次元平面上にてボクセル単位で表示し、粒子に接しているボクセルから “burn layer 1” として定義し、離れるごとに “burn layer 2”, “burn layer 3” と定義する。この操作を各粒子境界から実施し、“burn number” が高く、しかも同じナンバーのボクセルを “medial voxel” と定義することにより、空隙中心軸が得られることになる。最終的な空隙中心軸を決定するための種々のアルゴリズムに関しては、Lindquist *et al.* (1996) に詳しく述べられている。ちなみに図 1.3.4.5-3 は、このサイズにおける “burn number” の頻度分布がわかる。“burn number 3” ~ “burn number 5” のボクセルが卓越していることを示している。こうして得られた空隙中心軸とその寸法、粒子との関連を一例として図 1.3.4.5-4 に示す。空隙の幅を示す空隙中心軸の “burn number” がレインボー表示され、3 次元的な位置関係および幾何学的情報を示している。細線化は各空隙の中心を通るように線をつなぎ、細線化された中心線と、空隙の壁までの距離に応じてレインボー表示を行っている。暖色系が空隙の幅が狭いことを意味している。



図 1.3.4.5-2 バーンアルゴリズムの概念.

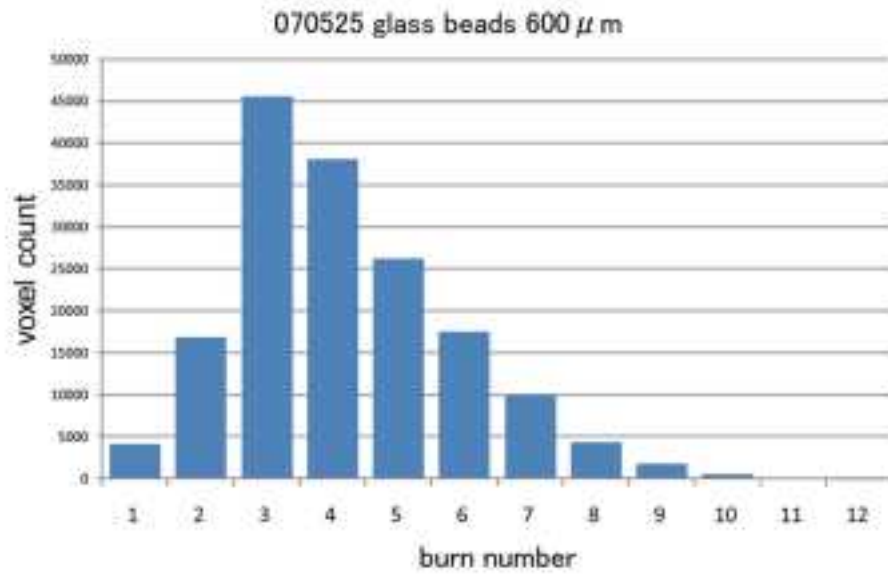


図 1.3.4.5-3 ガラスビーズのバーンナンバー分布.

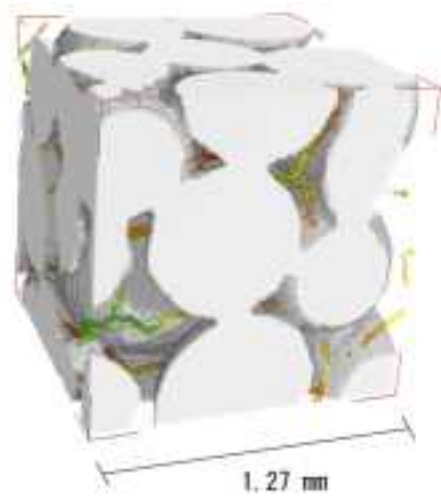


図 1.3.4.5-4 ガラスビーズの空隙中心軸状況.

このような基本的なデータを元に、空隙のネットワーク構造は可視化され、定量化されることになる。この表示によって、CT データから得られた空隙に関するすべての情報が表示可能となる。

(2) 平均粒径 $600\mu\text{m}$ ガラスビーズの解析結果

上記した内容に従い、平均粒径 $600\mu\text{m}$ のガラスビーズを解析し、その結果を図 1.3.4.5-5 に示す。同図 (a) は空隙中心軸の 3 次元分布を、そして同図 (b) は視覚的に把握しやすいようにガラスビーズそのものと重ね合わせたものである。ガラスビーズのパッキング状態に応じた空隙のサイズ、そして空隙中心軸の寸法などが、再現性の高い結果となっていることがわかる。ちなみに図 1.3.4.5-6 には、これらの元になったポアおよびスロートのサイズ頻度分布が示されている。ポアの半径で $100\sim 130\mu\text{m}$ に分布のピークが、そしてスロートでは $60\sim 85\mu\text{m}$ に分布のピークが存在している。当然ながらポアの数よりもスロートの数が多くなっている。ポアに隣接してスロートが存在することになるので、具体的には図 1.3.4.5-5 および図 1.3.4.5-6 (b) を見ることによって、視覚的に理解することができる。

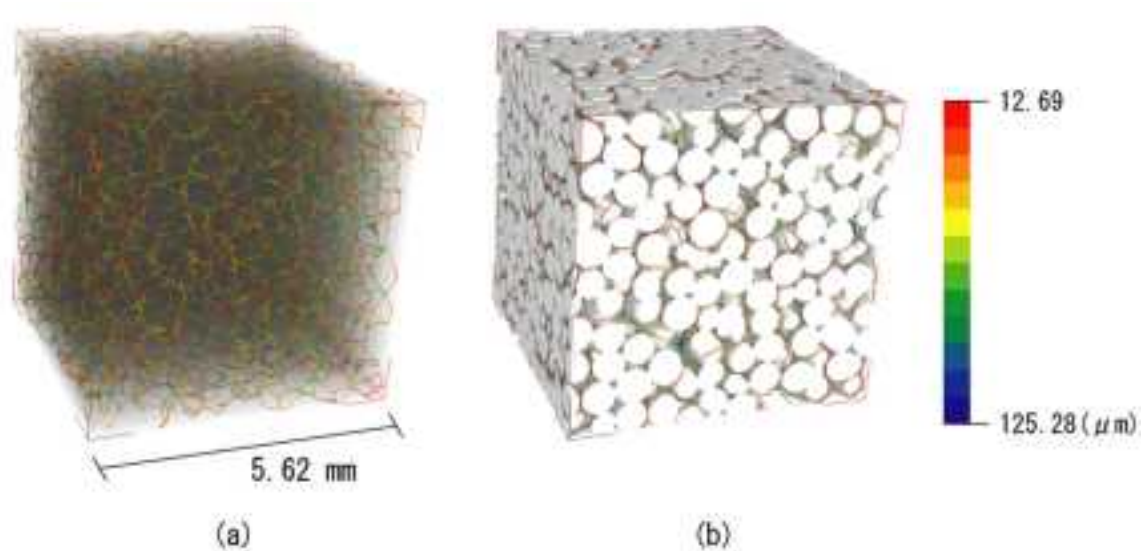


図 1.3.4.5-5 ガラスビーズの空隙中心軸解析結果.

(a) medial axis transparent network computed for glass bead

(b) some indication of glass bead and medial axis

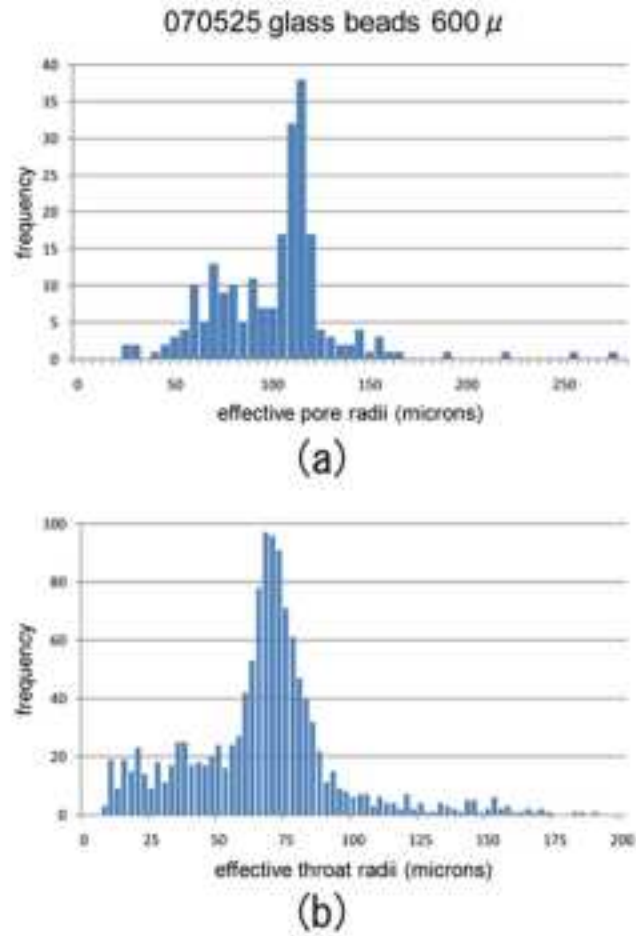


図 1.3.4.5-6 (a) ガラスビーズのポアサイズ分布, (b) ガラスビーズのスロートサイズ.

図 1.3.4.5-7 はポアの半径と配位数の関係を示している。半径が平均粒径の約半分程度の $260\mu m$ を超えるポアが存在し、このとき配位数は最大値 19 に達している。平均的には配位数は、3～4 にピークが存在している。

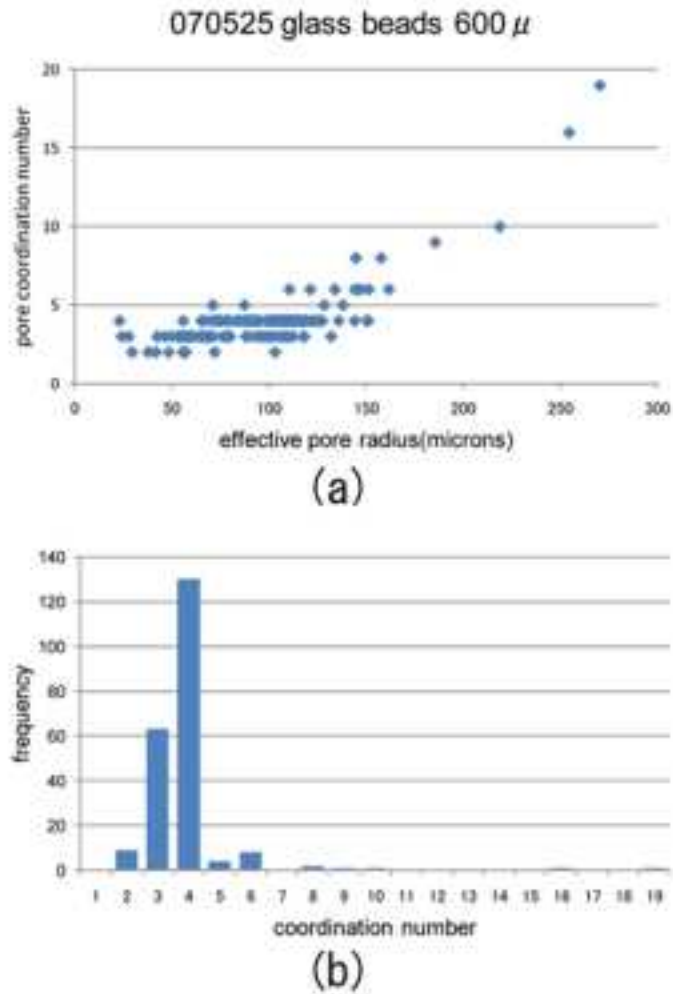


図 1.3.4.5-7 配位数解析結果.

(a) 配位数とポア半径との相関, (b) 配位数分布.

ガラスビーズのような単純な空隙構造に移流による物質移動を考えた場合、流体は図 1.3.4.5-6 の空隙中心軸分布に示すように流れることは容易に想像できる。流路の表現として、一辺の両端間の距離に対する実際の流路の距離を「屈曲度 (tortuosity)」として評価している。図 1.3.4.5-8 は、この屈曲度を 3 方向ごとにその分布を示したものである。粒径が揃っているガラスビーズを用いていることから、いずれの方向においても屈曲度の値の差が小さく、1.45 から 1.7 の範囲内に分布している。

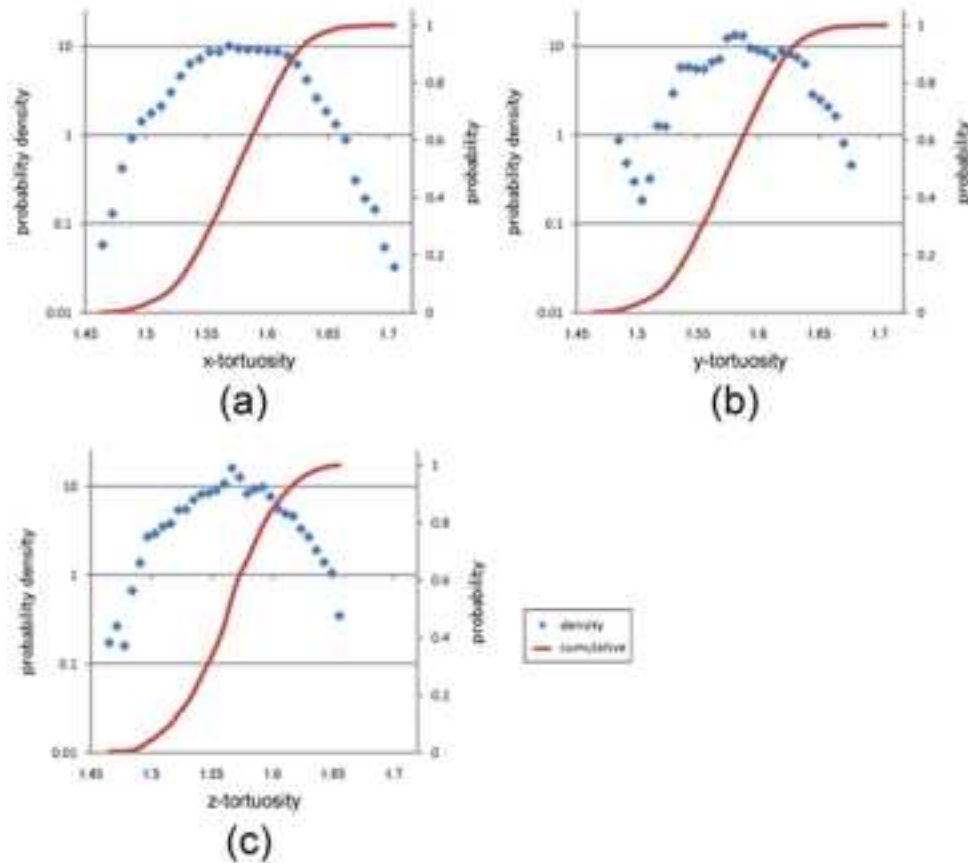


図 1.3.4.5-8 X, Y, Z 軸方向における tortuosity 分布.

1.3.4.6 ベレア砂岩を用いた三軸一透水試験と空隙構造変化

(1) はじめに

岩石中の空隙の量，空隙率や空隙サイズ分布は水銀ポロシメータやガス吸着装置で評価できる。しかしながら，空隙の幾何学は 3 次元位置情報を含め CT を用いた構造解析以外では評価できない。今回，軸圧载荷用のシリンダーを組み込んだマイクロフォーカス X 線 CT 用压力容器を用い，三軸圧縮応力下で軸圧を変化させながら取得した画像データから，堆積岩の空隙構造，特に幾何学情報が軸圧の変化に伴い，どのように変化するかを調べた。

(2) 実験条件

压力容器と画像解析に用いた応力歪み曲線について述べる。図 1.3.4.6-1 は軸圧のシリンダーを組み込んだ压力容器の全体である。拘束圧をモニターする小さなアナログ圧力ゲージと軸圧シリンダーの内圧をモニターする圧力ゲージが設置されていることが分かる。压力容器自体は間隙水压付加にも対応しているので，通常の間隙水压を考慮した岩石三軸試験も実施可能である。供試体の大きさは直径 10mm，高さ 20mm のベレア砂岩である。なお，CT データは，実験前，拘束圧負荷時，軸圧 80，100，110MPa，そして実験終了した後，拘束圧除荷後の各段階で取得した。図 1.3.4.6-2 からわかるように供試体上半部，そして最終破断面に最も近い 3mm cube を解析領域とした。なお，画像処理にて幾何学情報の定量化を実施する際，空隙率を尺度として与える必要があるため，図 1.3.4.6-3 に示すような応力 - 歪曲線との関連を決めた。すなわち，CT 撮影時には軸圧の連続的な記録は現段階では不可能であり，シリンダーの内圧を軸応力に変換する形で軸圧を変化させた。こ

の際、応力 - 歪曲線の取得に用いたサンプルは直径 50mm、高さ 100mm のサンプルであり、CT 用サンプルとの間に強度に及ぼす寸法効果が存在する。すなわち、大型サンプルでは軸差応力で 130MPa の最大強度を示すものの、CT サンプルでは平均 115MPa の軸差応力を示す。したがって、図 1.3.4.6-3 は画像処理に必要な空隙率の算出のための体積変化を推定するための相関を示していることになる。将来的には CT 撮影時に、同時に軸圧をモニターすることが、ロガーを設定することにより可能となるので、より説得力のあるデータ取得が可能となる。

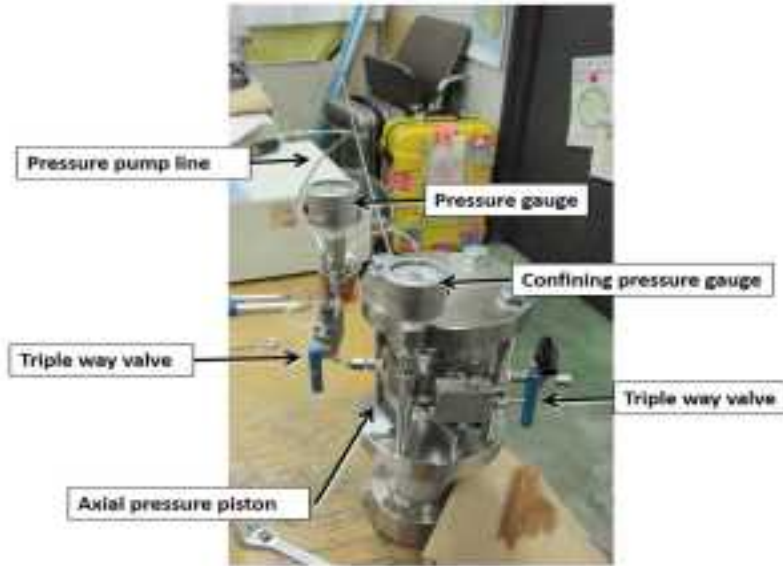


図 1.3.4.6-1 軸圧同時載荷用 CT 圧力容器の概要 (写真)。

121126 Berea 3mmcube

Original

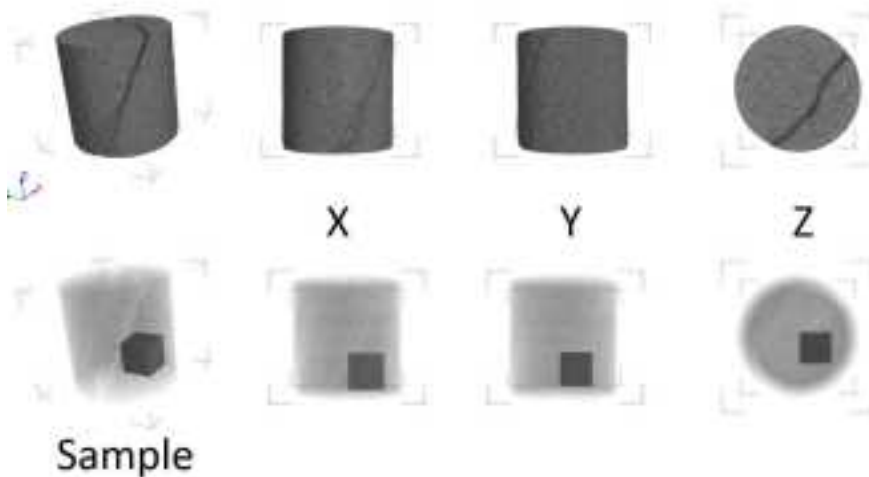


図 1.3.4.6-2 CT 画像による最終破断面と解析領域との位置関係。

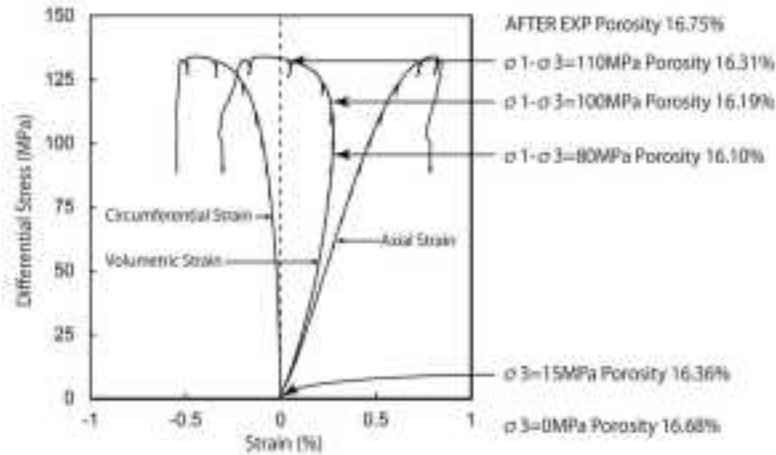


図 1.3.4.6-3 直径 50mm サンプルにおける応力 - 歪関係と画像解析に用いた空隙率の値

(3) 解析結果

各軸差応力の変化による幾何学情報の変化についてまとめて述べる。

表 1.3.4.6-1 に各軸差応力下における X, Y, Z 軸方向の number of connecting path, tortuosity (min, med, max), number of nodal pore (starting face, ending face), そして X, Y, Z 軸方向の shortest path 変化を示した。空隙の大きさは最大 6 ピクセルに相当する 87.4 ミクロンまでの分布が表示されている。これらから以下のことが読み取れる。

- 1) 大気圧から拘束圧 15MPa 载荷時に number of connecting path はいずれの方向においても減少する。これは単純に静水圧の増加に伴う体積収縮現象と一致する。
- 2) 軸圧 80MPa では何故か X 軸方向の連結数 (189 から 384) が増加するものの、载荷軸である Z 軸では減少傾向となる。Z 軸方向の圧縮歪みとの関連が考えられる。
- 3) 軸圧 100MPa では X 軸, Z 軸とも連結数が減少。図 1.3.3.6-1 の応力 - 歪関係では体積収縮の最大値と一致すると解釈できる。
- 4) 軸圧 110MPa では、連結数は X 軸が大きく減少するものの、Y, Z 軸は大きく増加する。ダイラタンシーの急激な増加と考えると内部構造の様子を反映していると考えられる。
- 5) 除荷後には連結数は各軸方向とも大きく増加を示し、三軸圧縮応力における破壊の様子をうかがうことができる。巨視的にはサンプルには最終破断面が確認されるだけであるが、応力 - 歪曲線との関連を考える場合、内部の空隙構造の様子、特に幾何学情報の変化を把握することができ、非破壊・非接触の検出ツールとしてのマイクロフォーカス X 線 CT の威力を確認することができる。

表 1.3.4.6-1 軸差応力の変化による各種幾何学情報

| | Number | tortuosity | | | Nodes | | |
|-----------|--------|------------|---------|---------|------------|----------|----|
| | | min | med | max | start face | end face | |
| 00MPa | X | 252 | 1.5133 | 2.14129 | 3.40944 | 26 | 24 |
| | Y | 181 | 1.7746 | 2.42993 | 3.30772 | 18 | 37 |
| | Z | 351 | 1.57362 | 2.01734 | 3.38563 | 31 | 46 |
| PC15MPa | X | 189 | 1.52867 | 2.00213 | 3.29701 | 32 | 21 |
| | Y | 144 | 1.64641 | 2.21808 | 3.62747 | 26 | 16 |
| | Z | 270 | 1.76654 | 2.49587 | 3.51036 | 17 | 39 |
| AX80MPa | X | 384 | 1.52412 | 2.16592 | 2.89033 | 18 | 20 |
| | Y | 54 | 1.88128 | 2.25322 | 3.13797 | 18 | 25 |
| | Z | 182 | 1.6324 | 2.1456 | 3.07412 | 25 | 33 |
| AX100MPa | X | 270 | 1.87889 | 2.47539 | 3.3353 | 39 | 19 |
| | Y | 70 | 1.77301 | 2.30092 | 3.13288 | 16 | 28 |
| | Z | 158 | 1.57599 | 2.39268 | 3.57052 | 29 | 35 |
| AX110MPa | X | 126 | 1.79942 | 2.36954 | 4.41996 | 26 | 18 |
| | Y | 252 | 1.64583 | 2.13595 | 3.11141 | 23 | 34 |
| | Z | 242 | 1.75134 | 2.91624 | 4.35757 | 22 | 27 |
| AFTER EXP | X | 252 | 1.44809 | 2.52017 | 3.95589 | 24 | 21 |
| | Y | 352 | 1.52004 | 2.15263 | 4.96877 | 33 | 28 |
| | Z | 506 | 1.70882 | 2.38406 | 3.26684 | 21 | 58 |

(4) まとめ

直径 10mm、高さ 20mm のベレア砂岩を用いて、拘束圧 15MPa における三軸圧縮試験を実施した。大気圧条件下、拘束圧負荷時、軸圧 80、100、110MPa、そして除荷後の 6 段階におけるマイクロフォーカス X 線 CT データを取得した。破断面近傍の領域を解析対象として選び、応力歪み曲線から対応する空隙率の変化を抽出し、画像解析を実施した。供試体の外部で計測した応力 - 歪曲線の関係と対応する空隙の幾何学情報変化に関する解析結果を得ることができた。Shortest path 分布からは、同じ軸方向でも開始点と終点を入れ替えることで path の分布が異なっていることが確認された。これらは、透水係数測定の間方性との関連において役立つと考えられる。

1.3.4.7 格子ボルツマンモデルを用いた岩石内流体移動可視化手法について

(1) はじめに

岩石内の流体移動を可視化するため、格子ボルツマン手法を用い圧力分布や流速・流速ベクトルを求め、岩石内の粒子・空隙構造と重ね合わせて表示することで、岩石内での流体移動の具体的な理解を深めることを目的とした。格子ボルツマン法 (Lattice Boltzman Method, 以下 LBM と称する) は、計算機を利用する流体力学シミュレーション手法の一つである。LBM は流体を衝突と併進運動を繰り返す多数の粒子の集合体として捉え、これら粒子は規則的な構造を持つ空間格子上を移動するとし、この格子点上ですべて衝突と併進を繰り返し起こす事によって、流体の空間移動を表現する手法である。したがって、多孔質媒体のような複雑な境界を有する流れ場の解析に向いているとされている。この出力結果を CT 画像の 3 次元可視化ツールである VGStudio Max 上で表示させ、空隙構造と空隙内の流体移動の同時可視化を目指した。

(2) 計算処理の流れ

以下の流れで、計算実行・結果の整理を行う。

- 1) input file の作成
 - ・ VGStudio MAX にて CT volume data を作成，現在 610×160×160 まで可能
 - ・ ExFact Analysis で grain と pore の二値化を行う
 - ・ LBM 解析に使えるように，grain は“1”，pore は“0”で表現した”raw” file を作成する
- 2) LBM の計算実施
 - ・ 実験条件の設定，現在は流速一定条件で流体を注入した場合の流れ場を計算，スペックとして圧力勾配も設定可能，圧力は出口側で解放とする
 - ・ 解析の実行，各 3 次元座標ごとに圧力と流速ベクトルの情報が得られる
 - ・ x-y 平面における平均値の計算を実行
- 3) 結果の整理 (VGStudio MAX にて表示する場合)
 - ・ LBM 計算結果を VGStudio MAX で読み込める形式に変換
 - ・ 3 次元座標における圧力分布をカラー表示
 - ・ 3 次元座標における流速分布をカラー表示
 - ・ 3 次元座標における流速ベクトル分布をカラー表示

以上のような処理の流れとなる。なお，計算結果の処理はこのほか，MicroAVS12.0 を用いた 3 次元圧力分布や 3 次元流速ベクトル表示，あるいは Excel を用いた y-z 平面における平均 porosity，平均圧力，平均流速分布等の表示も可能である。

(3) 計算結果—ベレア砂岩の圧力効果について—

大気圧条件と 25MPa 拘束圧条件を比較して検討する。図 1.3.4.7-1 は計算を行った領域における Z 軸方向から見た x-y 断面の平均的な空隙率分布である。これは CT volume data をもとにしており，空隙率そのものは水銀圧入式ポロシメータおよび静水圧実験による変形計測からの体積収縮を考慮して求めた数値がもとになっている。拘束圧の増加に伴い，x-y 断面の空隙の高まりが手前側にやや移動していることが分かる。図 1.3.4.7-2 は圧力分布を示している。各ステップの変化は相対的には大気圧条件の方がより高い圧力を示し，そして圧力が高くなっているフロント部分の形状は大気圧条件と拘束圧条件では異なっていることが分かる。これは，図 1.3.4.7-4 に示されるように connecting paths の数からもまた最短経路の形状の違いからも理解できる。図 1.3.4.7-3 は流速ベクトルの 3 次元分布を示している。手前側の稜角部を切り取り，内部を可視化できるように表示した。連結するポアやスロートの 3 次元的な様子が明瞭に確認できる。大気圧条件下では奥部の流速の遅い領域が広がっているのに対し，拘束圧条件下ではこの傾向は計算開始初期の 10,000 ステップに認められるものの，その後のステップ数の増加とともに奥部の低流速部分は目立たなくなっている。この関係は図 1.3.4.7-4 に示す Medial Axis Distribution にも明瞭に認められる。

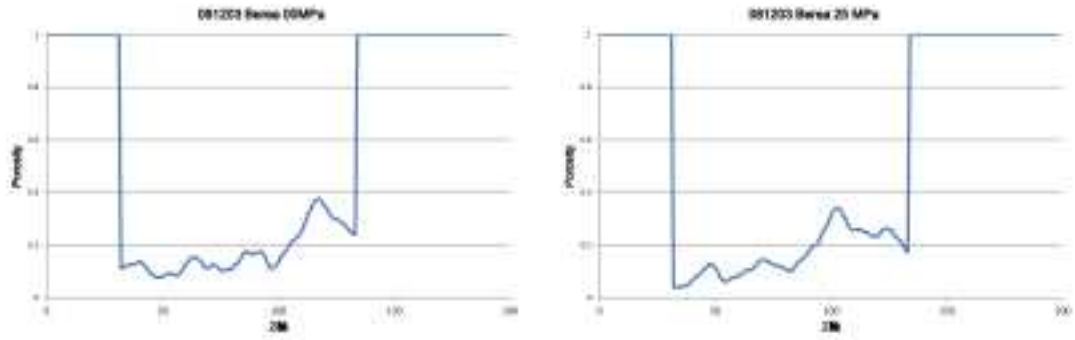


図 1.3.4.7-1 x-y 断面における空隙率分布.

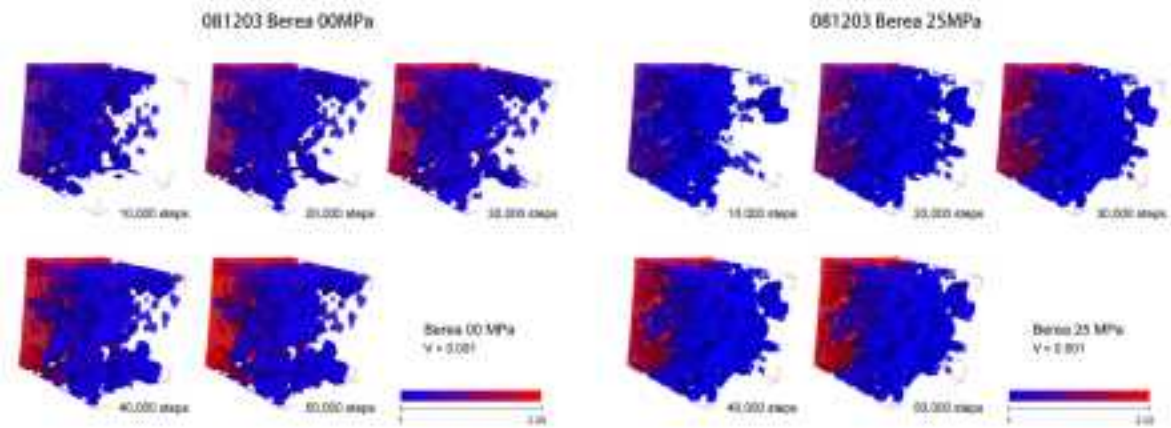


図 1.3.4.7-2 各ステップごとの 3 次元圧力分布.

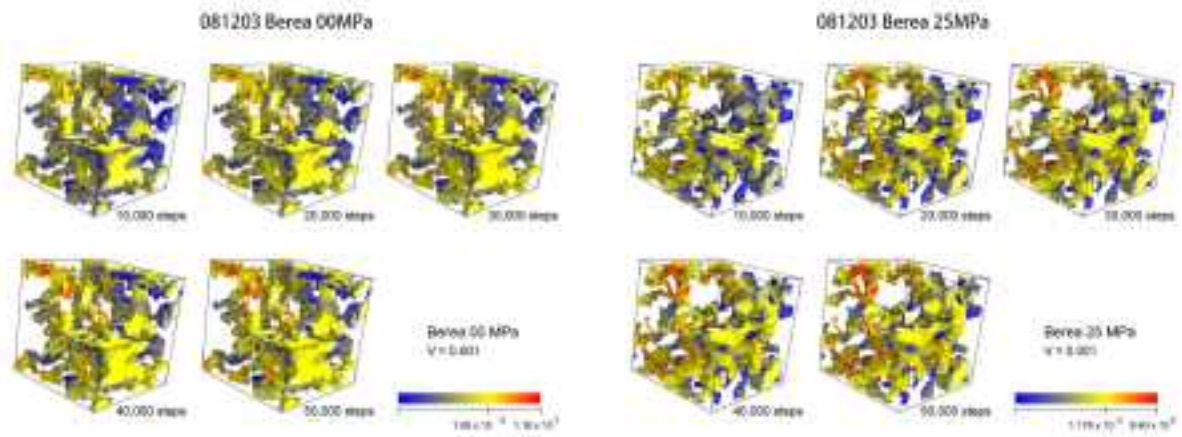


図 1.3.4.7-3 ステップごとの 3 次元流速分布.

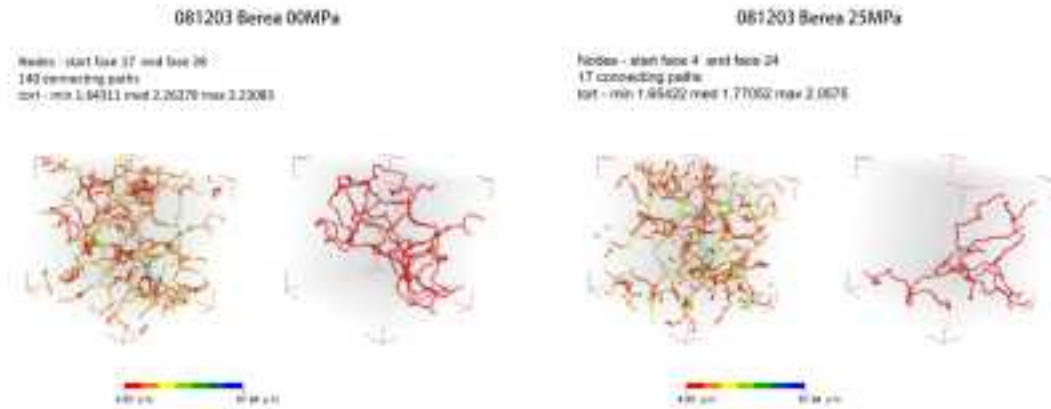


図 1.3.4.7-4 Medial Axis 分布と shortest path 分布.

(4) まとめ

岩石内の流体移動を可視化するため、格子ボルツマン手法を用いベレア砂岩の大気圧条件と拘束圧条件下における圧力分布や流速・流速ベクトルを求めた。これらの結果は岩石内の粒子・空隙構造と重ね合わせて表示することで、岩石内での流体移動の具体的な理解を視覚的にそして三次元的に把握することが出来るようになった。拘束圧条件は大気圧条件に比べ、空隙同士の connecting path の現象を引き起こし、最短経路の数も空間的な分布も異なり、結果として空隙内を通過する流体の圧力分布、流速分布、流速ベクトル分布を複雑なものへと変化させていることが今回の数値計算結果から具体的かつ空間的な変化として知ることが出来た。

1.3.4.8 三軸圧縮応力場から三軸伸張応力場への応力変化に伴う岩石内亀裂構造の変化と流体移動変化について

(1) はじめに

正断層が発生するような応力場は、主応力空間で 3 主応力が圧縮で且つ最大主応力と中間主応力が常に等しい、三軸伸張応力場と推定される。このような実験的試みは岩石力学実験の黎明期には実施されていたが、封圧下の三軸圧縮試験（逆断層場）のように一般的とはなっていない。三軸伸張応力場 ($\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3 > 0$, 圧縮応力場) における岩石の内部構造を詳細に把握するために、 $35 \times 35 \times 70\text{mm}$ の来待砂岩を用いて真三軸伸張試験を実施した。三軸伸張応力場では三軸圧縮応力場に比べ、より脆性的な変形挙動を示すこと、破断時の最大強度が増加すること、明瞭な conjugate multiple fracture を形成することなどの特徴を観察することができた。実験後サンプルを用いてマイクロフォーカス X 線 CT による 3 次元ボリュームデータを取得し、空隙の 3 次元幾何学情報について解析した。また、このデータを用いて LBM 解析を実施し、流体流れに関する数値計算結果を取得したので、報告する。

(2) 真三軸試験による伸張応力場について

主応力空間で表示される伸張応力場とは図 1.3.4.8-1 に示されるような経路をたどることになる。円柱サンプルを用いて、流体圧で $\sigma_1 = \sigma_2$ を実現する場合、図 1.3.4.8-1 (a) のような一旦供試体を静水圧で最大主応力まで負荷したのち、最小主応力方向の軸圧 (σ_3) を減じるような経路をたどる。一方、角柱試料を用いる真三軸試験では、図 1.3.4.8-1 (b) に示されるように静水圧で σ_3 を与え、その後、

剛体ピストンで $\sigma_2 = \sigma_1$ となるように载荷する。したがって、円柱供試体を用いるか、角柱供試体を用いるかで载荷経路および圧力負荷の方法が流体圧か剛体によるかの違いが生じる。図 1.3.3.8-2 は真三軸試験装置を用いて三軸圧縮応力試験と三軸伸長応力試験を実施した来待砂岩の変形挙動を示している。この図から三軸伸長応力場では三軸圧縮応力場に比べ、より脆性的な変形挙動を示すこと、破断時の最大強度が増加することなどの特徴を伺うことができる。

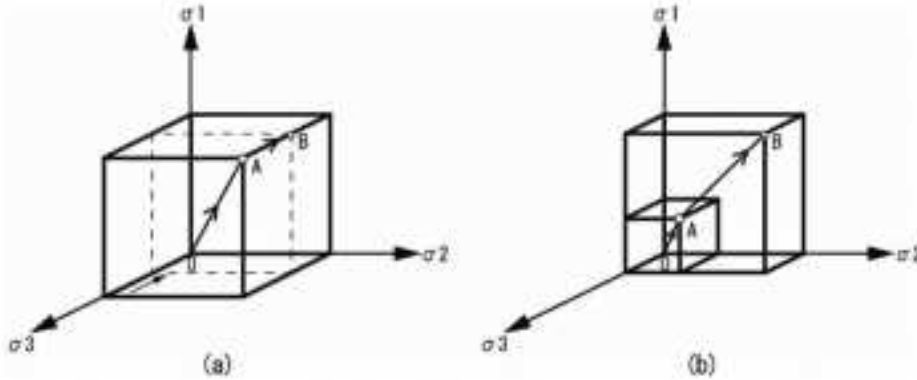


図 1.3.4.8-1 伸張試験の载荷経路の概念 (a) 円柱サンプルを用いた場合, (b) 角柱サンプルを用いた真三軸試験の場合。

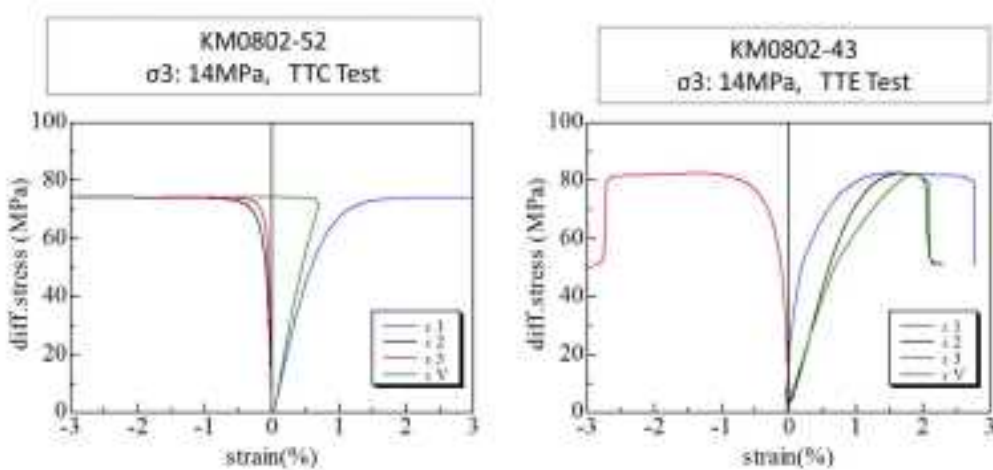


図 1.3.4.8-2 同一の σ_3 条件下における三軸圧縮 (TTC) 試験と三軸伸張試験 (TTE) の応力 - 歪曲線。

図 1.3.4.8-3 は実験後の来待砂岩のマクロフォーカス X 線 CT 画像 (高橋ほか, 2002; 高橋ほか, 2007) の供試体中央部付近の σ_2 - σ_3 断面 (2 次元) の様子を示している。比較のため、同図 (a) は $\sigma_2 = \sigma_3$ の三軸圧縮試験結果を示した。三軸伸張応力場が三軸圧縮応力場と大きく異なることがこの図からもわかる。

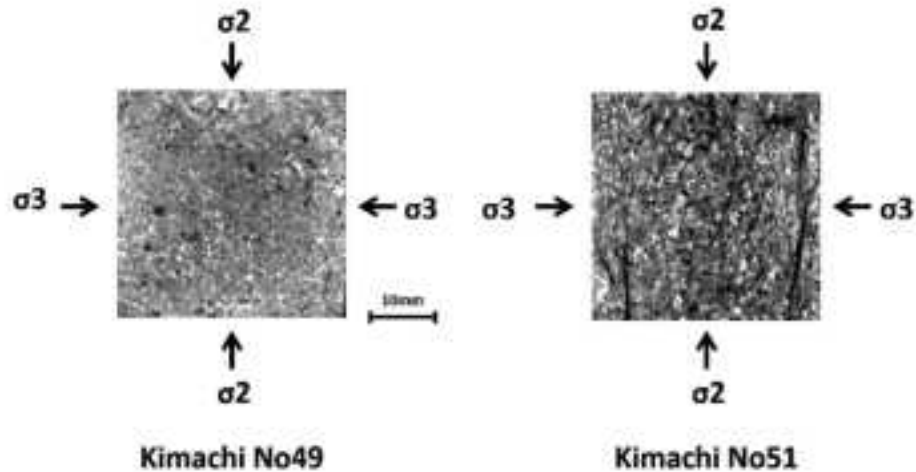


図 1.3.4.8-3 実験後の CT データ 三軸圧縮（左側）と三軸伸張（右側）。

(3) 実験結果および空隙3次元情報について

CT データから空隙構造を抽出し、空隙体積を計算した後、領域内の最も大きな空隙を“ポア”と定義し、それに連結しているより小さな空隙を“スロート”としてその直径や長さを算出し、空隙の骨格構造を表現する手法を 3DMA (Dimensional Medial Axis) 法と称している (Takahashi *et al.*, 2009; 高橋ほか, 2009)。この手法に基づいて三軸圧縮と三軸伸張応力条件下における 3DMA 分布を表現すると図 1.3.4.8-4 の様になる。三軸伸張応力場の空隙構造が、三軸圧縮応力条件に比較すると空隙の局所化がより顕在化していることがわかる。これは図 1.3.4.8-3 の 2 次元 CT 画像からも納得できる。図 1.3.4.8-5、図 1.3.4.8-6 は両応力場におけるポアサイズ分布と Z 軸方向の最短経路分布を示している。表 1.3.4.8-1 に示した両応力場における各軸方向の幾何学情報の数値の比較と合わせると、両応力場における空隙構造の大きな差異を理解することができる。

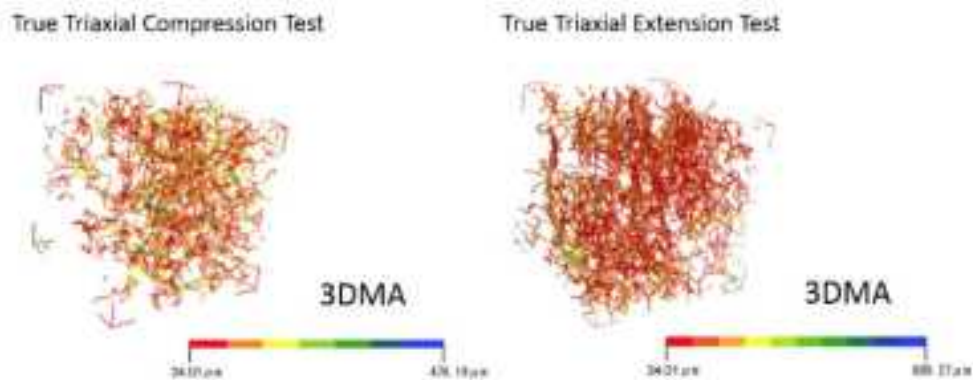


図 1.3.4.8-4 三軸圧縮と三軸伸張場における 3DMA 分布。

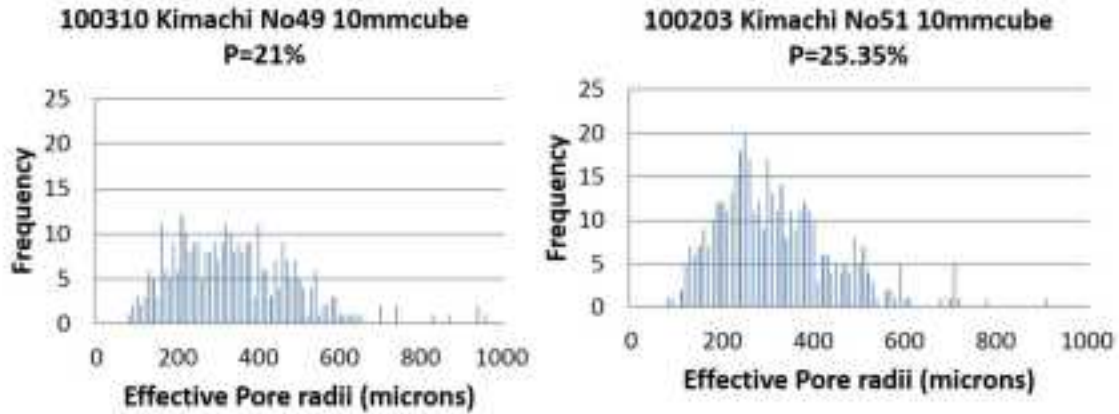


図 1.3.4.8-5 三軸圧縮と三軸伸張場における "pore" のサイズ分布.

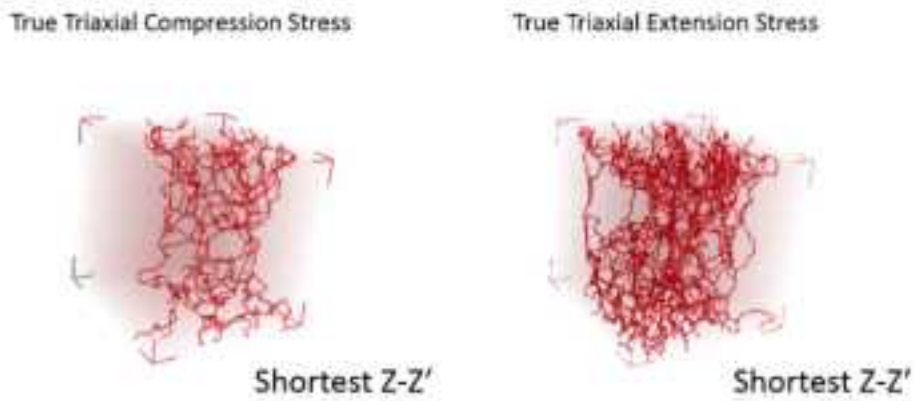


図 1.3.4.8-6 三軸圧縮と三軸伸張場における z 方向の shortest path 分布.

表 1.3.4.8-1 三軸圧縮と三軸伸張応力場における X, Y, Z 軸方向の幾何学情報.

| True Triaxial Compression Test | True Triaxial Extension Test |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| X-Tortuosity Nodes - start face 23 - end face 74 364 connecting paths tort - min 1.459 med 1.82823 max 2.52744 | X-Tortuosity Nodes - start face 43 - end face 117 2871 connecting paths tort - min 1.34442 med 1.73867 max 2.56201 |
| Y-Tortuosity Nodes - start face 95 - end face 22 276 connecting paths tort - min 1.6275 med 1.89651 max 3.01501 | Y-Tortuosity Nodes - start face 51 - end face 113 3393 connecting paths tort - min 1.62422 med 2.05412 max 3.07575 |
| Z-Tortuosity Nodes - start face 63 - end face 70 2016 connecting paths tort - min 1.44939 med 1.86995 max 2.83545 | Z-Tortuosity Nodes - start face 97 - end face 122 8466 connecting paths tort - min 1.40088 med 1.70283 max 2.78015 |

(4) 流体移動に関する解析手法

流体力学計算手法の一つである LBM (Lattice Boltzman Method) を用いた数値計算を両応力場における空隙構造に対して適用した事例を図 1.3.4.8-7 に紹介する。解析方向は図 1.3.4.8-4 でも両応力場における明瞭な差異が明らかとなっている Z 軸方向に関する結果である。解析領域は 32-179

までの 147 ボクセルについてであり、左側（上流側）から流速 0.001（無次元）を与えた場合の各時間ステップの圧力と流速分布を示している。既述したように両応力場における空隙構造の大きな差異を反映し、その空隙同士の連結性の高さから三軸伸長応力場における圧力分布は三軸圧縮応力場に比べ数値も小さく、解析領域の前半に平坦な様子を示す。速度分布は逆に三軸伸張応力場において高い値を示す。

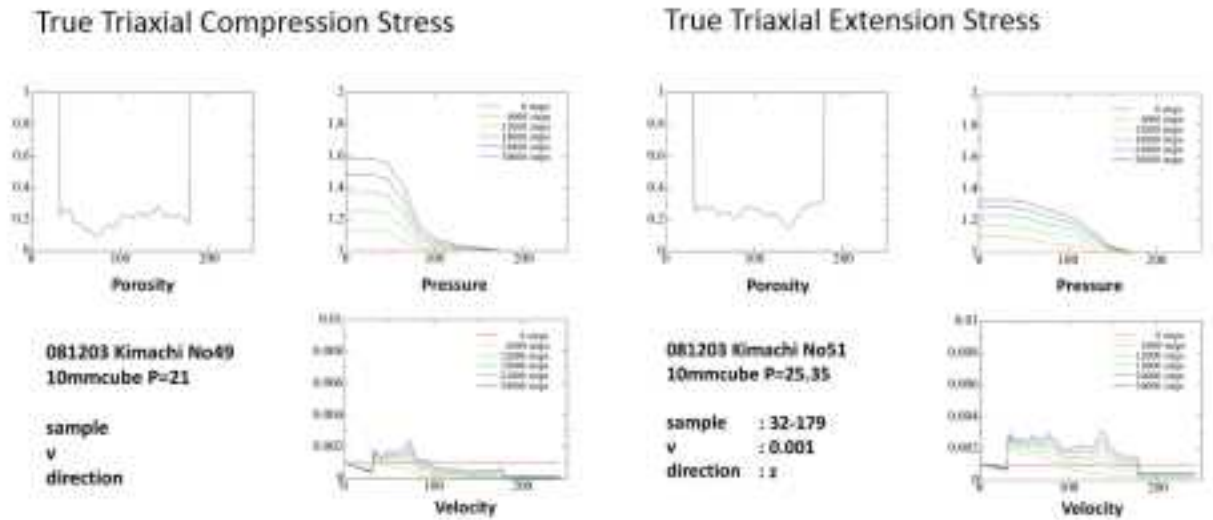


図 1.3.4.8-7 三軸圧縮と三軸伸張場における空隙、流体圧、流速分布の時間変化について。

(5) まとめ

来待砂岩を用いた三軸圧縮試験と三軸伸張試験との両応力場における変形特性の差異を明らかにし、実験後サンプルを用いてマクロフォーカス X 線 CT 撮影を実施した。このデータから空隙構造の幾何学情報や骨格構造・連結性などの情報を抽出し、両応力場による構造変化を空隙構造変化に代表させて整理した。また、LBM を用いて両応力場における流体流れの数値計算を行い、空隙構造内における流速や圧力分布の時間依存性を明らかにした。

【まとめと今後の課題】

平成 22 年度から 26 年度までの成果と課題を以下にまとめる。

- ・ 異常間隙水圧の評価手法（間隙水圧分布形成）に関しては、室内実験手法の整備と解析手法の整備を行っており、室内実験手法に関しては十分な精度を持つ装置が構築され、拘束圧の違いやイオン種の違いによる反射係数、透水・拡散係数の評価を行うことが可能となった。特に平成 26 年度に関しては、イオン種の違いによる反射係数の変化に対して電気化学的な検討を加えることで、電気伝導度が間接的に反射係数に影響している可能性が示された。実際の地下水中での浸透圧の大きさに関しては、今後検討を進める必要がある。また、解析手法に関しては、平成 25 年度までに汎用コードである TOUGH2 および逆解析コード iTOUGH2 への浸透圧効果の実装を行い、浸透圧の長期的な影響の評価や室内実験からのパラメータ逆解析が可能となったが、理論的に未だ不十分な部分が残されていると同時に、浸透圧以外の異常間隙水圧要因との同時解析が可能なような改良として、水理-力学連成解析への実装等が必要と考えられる。
- ・ 水理-力学連成挙動評価に関しては、室内実験による連成パラメータ等の評価と同時に、平成 26 年度において、微視的スケールでの流体流動評価を行うために、応力条件を変化させた状態での CT による空隙構造解析と格子ボルツマンモデルによる流体流動モデルによる解析を提示した。室内実験に関しては、現状の手法で必要十分なデータを得ることが可能であるが、解析手法に関しては、より広域的な地質事象がもたらす変動要因の抽出と将来予測手法への拡張が課題となる。
- ・ その他の、微生物と有機物相互作用および水理異方性の評価手法に関しては、前者においては分析手法、後者においては理論的な解析手法の構築を平成 22 年度～25 年度にかけて実施し、実際のサイトでの適用や評価を行うことが可能な段階となっている。

【引用文献】

- Ampadu, S. K. and Tatsuoka, F. (1993) A Hollow Cylinder Torsional Simple Shear Apparatus Capable of A Wide Range of Shear Strain Measurement. *Geotech. Test. J.*, 16, no. 1, 3-17.
- Andenaes, E., Gerstle, K. and Ko, H. Y. (1977) Response of Mortar and Concrete to Biaxial Compression. *J Eng Mech Div-Asce*, 103, no. 4, 515-526.
- Anderson, S. H., Wang, H., Peyton, R. L. and Gantzer, C. J. (2003) Estimation of porosity and hydraulic conductivity from X-ray CT-measured solute breakthrough. in Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M. and Jacobs, P., eds., *Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences: London, Geological Society*, 135-149.
- Angulo, R. F., Alvarado, V. and Gonzalez, H. (1992) Fractal dimensions from mercury intrusion capillary tests, SPE Latin America Petroleum Engineering Conference: Caracas.
- Atkinson, R. H. and Ko, H.-Y. (1973) A Fluid Cushion, Multiaxial Cell For Testing Cubical Rock Specimens. *Int. J. Rock Mech. Min.*, 10, no. 4, 351-354.
- Bandis, S., Lumsden, A. C. and Barton, N. R. (1981) Experimental Studies of Scale Effects on the Shear Behavior of Rock Joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 18, no. 1, 1-21.
- Barker, J. A. (1988) A Generalized Radial Flow Model for Hydraulic Test in Fractured Rock. *Water Resour. Res.*, 24, no. 10, 1796-1804.
- Bresler, E. (1973) Anion exclusion and coupling effects in nonsteady transport through

- unsaturated soils: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 37, no. 5, 663-669.
- Brown, S. R. and Scholz, C. H. (1986) Closure of Rock Joints. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 91, no. B5, 4939-4948.
- Crawford, B. R., Smart, B. G. D., Main, I. G. and Liakopouloumorris, F. (1995) Strength Characteristics and Shear Acoustic Anisotropy of Rock Core Subjected to True Triaxial Compression. *Int. J. Rock Mech. Min.*, 32, no. 3, 189-200.
- Dershowitz, W. and Doe, T. (1997) Analysis of Heterogeneously Connected Rock Masses by Forward Modeling of Fractional Dimension Flow Behavior. *Int. J. Rock Mech. Min.*, 34, no. 3/4, 61 e61-61, e19.
- Esaki, T., Du, S., Mitani, Y., Ikusada, K. and Jing, L. (1999) Development of a shear-flow test apparatus and determination of coupled properties for a single rock joint. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 36, no. 5, 641-650.
- Fukuda, A., Hagiwara, H., Ishimura, T., Kouduka, M., Ioka, S., Amano, Y., Tsunogai, U., Suzuki, Y. and Mizuno, T. (2010) Geomicrobiological properties of ultra-deep granitic groundwater from the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU), central Japan. *Microb. Ecol.*, 60, 214-225.
- 古住光正・杉本文男 (1986) 多軸応力下における岩石の破壊条件と中間主応力の影響. *応用地質*, 27, no. 1, 13-20.
- Giwelli, A. A., Sakaguchi, K. and Matsuki, K. (2009) Experimental study of the effect of fracture size on closure behavior of a tensile fracture under normal stress. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 46, no. 3, 462-470.
- Goodman, R. E. (1976) *Methods of geological engineering discontinuous rock*. West Publishing Co.,
- Haythornthwaite, R. M. (1961) Discussion on Failure Hypothesis of Soils. in *Proceedings Research Conference on Shear Strength of Cohesive Soils* 1961, 987.
- Hegemier, G. A. and Read, H. E. (1985) On Deformation and Failure of Brittle Solids - Some Outstanding Issues. *Mech. Mater.*, 4, no. 3-4, 215-259.
- Hojem, J. P. and Cook, N. G. W. (1968) The design and construction of a triaxial and polyaxial cell for testing rock materials. *South African Mechanical Engineering*, 18, 57-61.
- Hvorslev, M. J. (1936) A Ring Shear Apparatus for the Determination of the Shearing Resistance and Plastic Flow of Soils. in *Proceedings International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Cambridge, Massachusetts, 1936, Volume II, 125.
- 一ノ瀬政友・後藤研 (1993) 乾湿の履歴を与えた岩石の空隙の容積・分布の変化. *応用地質*, 34, 163-168.
- 池永均・山口晴幸 (1992) 土の空隙径分布の測定. *新しい物理試験方法に関するシンポジウム発表論文集*, 113-120.
- 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.
- Juang, C. H. and Holtz, R. D. (1986) A Probabilistic Permeability Model and the Pore-Size Density-Function. *Int J Numer Anal Met*, 10, no. 5, 543-553.
- Karacan, C. O., Grader, A. S. and Halleck, P. M. (2003) Evaluation of local porosity changes in limestone samples under triaxial stress field by using X-ray computed tomography.

- in Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M. and Jacobs, P., eds., Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences: London, Geological Society, 177-189.
- Karami, A. and Stead, D. (2008) Asperity degradation and damage in the direct shear test: A hybrid FEM/DEM approach. *Rock Mech Rock Eng*, 41, no. 2, 229-266.
- Katz, A. J. and Thompson, A. H. (1986) Quantitative Prediction of Permeability in Porous Rock. *Phys Rev B*, 34, no. 11, 8179-8181.
- Katz, A. J. and Thompson, A. H. (1987) Prediction of Rock Electrical-Conductivity from Mercury Injection Measurements. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 92, no. B1, 599-607.
- Ketcham, R. A. and Iturrino, G. J. (2005) Nondestructive high-resolution visualization and measurement of anisotropic effective porosity in complex lithologies using high-resolution X-ray computed tomography. *J. Hydrol.*, 302, no. 1-4, 92-106.
- King, M. S., Chaudhry, N. A. and Shakeel, A. (1995) Experimental Ultrasonic Velocities and Permeability for Sandstones with Aligned Cracks. *Int. J. Rock Mech. Min.*, 32, no. 2, 155-163.
- Li, S. P., Li, Y. S., Li, Y., Wu, Z. Y. and Zhou, G. (1994) Permeability Strain Equations Corresponding to the Complete Stress-Strain Path of Yin Zhuang Sandstone. *Int. J. Rock Mech. Min.*, 31, no. 4, 383-391.
- 李小春・高橋学・張銘 (1998) 白浜砂岩の延性挙動と透水特性との関連について. 第10回岩の力学国内シンポジウム講演論文集, 707-712.
- 林為人・高橋学・杉田信隆 (1995) 稲田花崗岩の温度上昇に伴ったマイクロクラックの開口幅について. *応用地質*, 36, 300-304.
- 林為人・高橋学・西田薫・張銘 (1999) 透水挙動に関する等価管路モデルおよび堆積岩への適用例. *応用地質*, 39, no. 6, 533-539.
- Lindquist, W. B., Lee, S. M., Coker, D. A., Jones, K. W. and Spanne, P. (1996) Medial axis analysis of void structure in three-dimensional tomographic images of porous media. *J. Geophys. Res.*, 101, no. B4, 8297-8310.
- Lindquist, W. B., Venkatarangan, A., Dunsmuir, J. and Wong, T. F. (2000) Pore and throat size distributions measured from synchrotron X-ray tomographic images of Fontainebleau sandstones. *J. Geophys. Res.*, 105, no. B9, 21509-21527.
- Matsumoto, N. and Koizumi, N. (2013) Recent hydrological and geochemical research for earthquake prediction in Japan. *Nat Hazards*, 69, 1247-1260.
- American Society for Testing and Materials (1985) Standard test method for determination of pore volume and pore volume distribution of soil and rock by mercury intrusion porosimetry, *Annu. Book ASTM Stand.*, Volume 04.08, 860-867.
- Matsuki, K., Kimura, Y., Sakaguchi, K., Kizaki, A. and Giwelli, A. A. (2010) Effect of shear displacement on the hydraulic conductivity of a fracture. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 47, no. 3, 436-449.
- Matsuki, K., Wang, E. Q., Giwelli, A. A. and Sakaguchi, K. (2008) Estimation of closure of a fracture under normal stress based on aperture data. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45, no. 2, 194-209.
- Matsuki, K., Wang, E. Q., Sakaguchi, K. and Okumura, K. (2001) Time-dependent closure of a fracture with rough surfaces under constant normal stress. *International Journal of Rock*

- Mechanics and Mining Sciences, 38, no. 5, 607-619.
- 松木浩二・坂口清敏・木崎彰久 (2012) 地殻応力下における単一き裂の透水性評価. 日本地熱学会誌, 34, no. 2, 91-97.
- Mastumoto, N., Kitagawa, G. and Roeloffs, E. A. (2003) Hydrological response to earthquakes in Haibara well, central Japan -I. Groundwater level changes revealed using state space decomposition og atmospheric pressure, rainfall and tidal responses. *Geophys. J. Int.*, 155, 885-898.
- Michelis, P. (1985) A True Triaxial Cell for Low and High-Pressure Experiments. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 22, no. 3, 183-188.
- Mitani, Y., Esaki, T. and Nakashima, Y. (2002) An experimental study on the anisotropy of flow in a rock joint. in *Proceedings ISRM Regional Symposium on Rock Engineering*, Seourl, 2002, 281-288.
- Mogi, K. (1971) Fracture and Flow of Rocks under High Triaxial Compression. *J. Geophys. Res.*, 76, no. 5, 1255-&.
- Olsson, W. A. (1992) The Effect of Slip on the Flow of Fluid through a Fracture. *Geophys. Res. Lett.*, 19, no. 6, 541-543.
- Olsson, W. A. and Brown, S. R. (1993) Hydromechanical Response of a Fracture Undergoing Compression and Shear. *Int. J. Rock Mech. Min.*, 30, no. 7, 845-851.
- Pyrakolte, L. J., Cook, N. G. W. and Nolte, D. D. (1988) Fluid Percolation through Single Fractures. *Geophys. Res. Lett.*, 15, no. 11, 1247-1250.
- Roscoe, K. H. (1953) An Apparatus for the Application of Simple Shear to Soil Samples. in *Proceedings 3rd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Zurich, 1953, Volume 1, 186.
- 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.
- Saada, A. S. (1988) Hollow Cylinder Torsional Devices: Their Advantages and Limitations, *Advanced Triaxial Testing of Soil and Rock*, American Society for Testing and Materials, 766-795.
- Saada, A. S. and Townsend, F. C. (1981) State of the Art: Laboratory Strength Testing of Soils, *Laboratory Shear Strength of Soil*, American Society for Testing and Materials, 7-77.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2011) 平成21～22年度地下水流動系解析モデルの総合的検証手法の検討 (幌延変動観測調査) 最終報告書.
- Sayers, C. M., Vanmunster, J. G. and King, M. S. (1990) Stress-Induced Ultrasonic Anisotropy in Berea Sandstone. *Int. J. Rock Mech. Min.*, 27, no. 5, 429-436.
- 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 ermeability and Specific Storage of a Cored Rock Sample. *J. Geophys. Res.*, 109, no. B5, B05207.
- Suzuki, Y., Suko, T., Yoshioka, H., Takahashi, M., Tsunogai, U., Takeno, N. and Ito, K. (2009) Biogeochemical profiles in deep sedimentary rocks in an inland fore-arc basin, Central Japan. *Chem. Geol.*, 259, no. 3-4, 107-119.

- Takahashi, M., Kato, M. and Urushimatsu, Y. (2009) Geometry of pore structure in pressurized Berea sandstone. in Proceedings EUROCK 2009 Rock Engineering in Difficult Ground Conditions 2009, International Society for Rock Mechanics, 375-380.
- Takahashi, M. and Koide, H. (1989) Effect of the Intermediate Principal Stress on Strength and Deformation-Behavior of Sedimentary-Rocks at the Depth Shallower Than 2000 M. Rock at Great Depth, Vol 1, 19-26.
- Takahashi, M., Koide, H. and Sugita, Y. (1995) Three principal stress effects on permeability of Shirahama sandstone. International Congress on Rock Mechanics - Proceedings, Vols 1 and 2, 729-732.
- 高橋学 (1991) P波速度および振幅比により観察される岩石内の水の浸潤について. 応用地質, 32, no. 5, 24-31.
- 高橋学・加藤昌治・漆松雪彦・朴赫 (2009) 多孔質媒体の3次元空隙幾何情報の抽出とベレア砂岩の静水圧依存性への適用. 応用地質, 50, no. 5, 280-288.
- 高橋・小出 (1989) 地下1,000m程度における砂岩・頁岩の強度・変形特性に及ぼす中間主応力効果. 地質調査所月報, 40, no. 4, 207-222.
- 高橋学・杉田裕・藤自求・大西康智・石島洋二 (1993) 白浜砂岩の透水特性に及ぼす各主応力の影響について-ダイラタンシー以前の応力状態の場合-. 資源と素材, 109, 802-808.
- 高橋学・藤野翔・竹村貴人・道口陽子 (2007) マイクロフォーカスX線CTを用いた拘束圧および間隙水圧変化による岩石の変形挙動観察について. 応用地質, 48, no. 5, 253-257.
- 高橋学・木下重教・西澤修・小出仁・千葉洋 (1984) 真三軸圧縮下でのウェスターリー花崗岩の弾性波速度異方性について. 地震, 37, 67-79.
- 高橋学・林為人・廣野哲朗・山本由弦 (2002) マイクロフォーカスX線CTによる岩石内部構造の可視化について. 応用地質, 43, no. 4, 235-238.
- Takeda, M., Hiratsuka, T., Manaka, M., Finsterle, S. and Ito, K. (2014) Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones. J. Geophys. Res., 119, no. 5, 4178-4201.
- 竹田幹郎・間中光雄・伊藤一誠 (2011) 拘束圧条件下における堆積岩の化学的浸透特性の評価, 日本地球惑星科学連合2011年大会, abstract #H21C-0860.
- 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.
- 竹内真司・中野勝志・平田洋一・進士喜英・西垣誠 (2007) 深層岩盤を対象としたシーケンシャル水理試験法の開発と適用. 地下水学会誌, 49, 17-32.
- 内野健一・一ノ瀬政友 (1984) 挟炭層岩石の空隙構造に関する研究. 応用地質, 25, 195-205.
- Vangeet, M., Lagrou, D. and Swennen, R. (2003) Porosity measurements of sedimentary rocks by means of microfocus X-ray computed tomography (μ CT). in Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M. and Jacobs, P., eds., Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences: London, Geological Society, 51-60.
- Wijewickreme, D. and Vaid, Y. P. (1991) Stress Nonuniformities in Hollow Cylinder Torsional Specimens. Geotech. Test. J., 14, no. 4, 349-362.
- Yoshinaka, R. and Yamabe, T. (1986) Joint Stiffness and the Deformation-Behavior of Discontinuous Rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 23, no. 1, 19-28.
- Yoshinaka, R., Yoshida, J., Shimizu, T., Arai, H. and Arisaka, S. (1991) Scale Effect in Shear-

Strength and Deformability of Rock Joints. Proceedings - Seventh International Congress on Rock Mechanics, Vol.1, 371-374.

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、精密調査地区選定段階における基本方針等の妥当性を判断するための基本的な考え方の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 25 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、温泉湧出の原因と地質、地下構造との関係について既往資料を基に検討を行った。

平成 26 年度は、平成 25 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熱水の上昇経路および成因について既往資料による情報の整理、現地調査による試料採取および試料分析を行い、将来にわたる断層活動による熱水の影響予測に必要な課題を整理する。

1.4.1 平成22～26年度の5年間における年度毎の検討結果の概要

本課題は平成 23 年東北地方太平洋沖地震に伴い平成 24 年度から設定された。

[平成24年度]

平成 23 年東北地方太平洋沖地震に関する知見の収集・整理を行った。2011 年 4 月 11 日に起きたいわき内陸地震は、地下水、温泉水の噴出現象を伴うものであったが、一向に減衰しない事象であり、その原因究明と評価が重要であることを指摘した。海溝型巨大地震による応力変化、広域のおよび局所的な応力の空間変化および時間変化と隆起沈降運動との関係に関する評価手法の検討などの課題がある。温泉水湧出現象については、地殻歪変化による間隙水圧変化、地震動による透水性変化、温泉水、地下水の供給系（流動系）の変化などが考えられるが、そのいずれも単独の原因では説明が難しい。湧出する地下水は深層から供給されていると考えられる高温の NaCl 型の水が存在し、その水は、地下に伏在する花崗岩の割れ目系を水みちとして供給されている可能性を指摘した。

[平成25年度]

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、1) 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、2) 高い水温 (60°C 以上) は、相当深い深度に温泉水が存在し、その起源は深い、3) 常磐堆積盆下のプレート境界の温度は 210°C /50km と低い、4) 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。この特徴から、NaCl 型熱水は、1) 常磐堆積盆にたまった温泉水が上昇 (深さ 5-6km 程度) あるいは 2) プレート境界で沈み込む太平洋スラブ搾り出された間隙水が上昇 (深さ 50km) の可能性が指摘された。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。一方、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。

[平成26年度]

温泉水の大量湧出に関する現地調査・分析を引き続き行い、湧出量や水質等の変動に関するデータの収集を続けた。いわき市およびその周辺部の地震活動や地殻変動について既往資料による情報の

整理を行い、熱水の湧出原因について検討結果を取りまとめた。その結果をまとめると、熱水は、1) 太平洋スラブの間隙水が関与している、2) 基盤岩である花崗岩中あるいはさらに深部に大型の熱水溜まりが存在している、3) スラブ深度 50km で放出された熱水が分岐断層に沿って、いわき地域の内陸地震震源域に上昇している等である。将来予測については、地下に大型の熱水溜まりが存在しているかどうか、熱水供給系が存在しているかどうかの観点から観測研究をさらに進めることが重要である。

1.4.2 既存井等における地下水採取及び各種文献情報によるデータ整理

【実施内容】

いわき市における温泉水の前例のない温泉水の大量湧出に関する現地調査・分析を行い、湧出量や水質等の変動に関するデータの収集を続ける。

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基礎的資料となる。

【成果】

2011年いわき内陸地震では、いわき市の3ヶ所(図1.4.2-1のB, C, D)において地震後に温泉水の湧出が起きており、湧出量などの調査が続けられている(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014)。この3ヶ所において、2014年5月から11月まで6回の現地調査を実施した。調査項目は、湧出量、水温、pH、電気伝導率で、いずれも温泉水の採取を行った。また、市内の1ヶ所(図1.4.2-1のE)において新たに温泉水の湧出が確認され、周辺における聞き込み調査によっていわき内陸地震後から湧出が起きたことが判明したため、7月から11月まで5回の現地調査を実施した。現地測定項目は前述の3ヶ所と同じで、温泉水の採取も行った。その他に市内の湧水1ヶ所において7月に現地調査を行い、湧水試料を採取した。

調査で採取した温泉水および地下水試料と産総研が保有する既存温泉試料(計28試料)について、主成分陽イオン・陰イオン組成、酸素安定同位体組成、全炭酸の炭素同位体比の分析を実施した。



図 1.4.2-1 いわき内陸地震後に観測された地下水変化の分布。

1.4.3 温泉湧出の原因と熱水上昇経路に関する情報整理

【実施内容】

平成 25 年度の検討により、いわき市における熱水の前例のない大量湧出の原因は、深部から断層に沿って NaCl 型の熱水の供給が続いているために生じている可能性が示された。いわき市およびその周辺部の地震活動や地殻変動について既往資料による情報の整理を行い、熱水の湧出量等との関連性を整理する。また、上昇経路についても同様の整理・検討を行う。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】

1.4.3.1 地震活動及びそれに伴う地殻変動

気象庁一元化震源によると、いわき内陸地震周辺の余震活動は徐々に低下しているものの、いわき内陸地震発生前に比べ活発な状況が継続している(図 1.4.3.1-1)。2014 年 7 月 16 日には M4.6 の地震が発生した(地震調査委員会, 2014)。

地殻変動については、国土地理院の電子基準点(GNSS 観測点)によって捉えられた地殻変動データが公開されている(国土地理院, 2015)。それによると、図 1.4.2-1 の GNSS いわき観測点と GNSS いわき 2 観測点との基線長の変化は、2014 年は 1cm 以下であった。ちなみにこの基線長は、2011 年東北地方太平洋沖の際に約 8cm の伸長が、同年 4 月のいわき内陸地震の際に約 16cm の短縮が観測されている(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)。

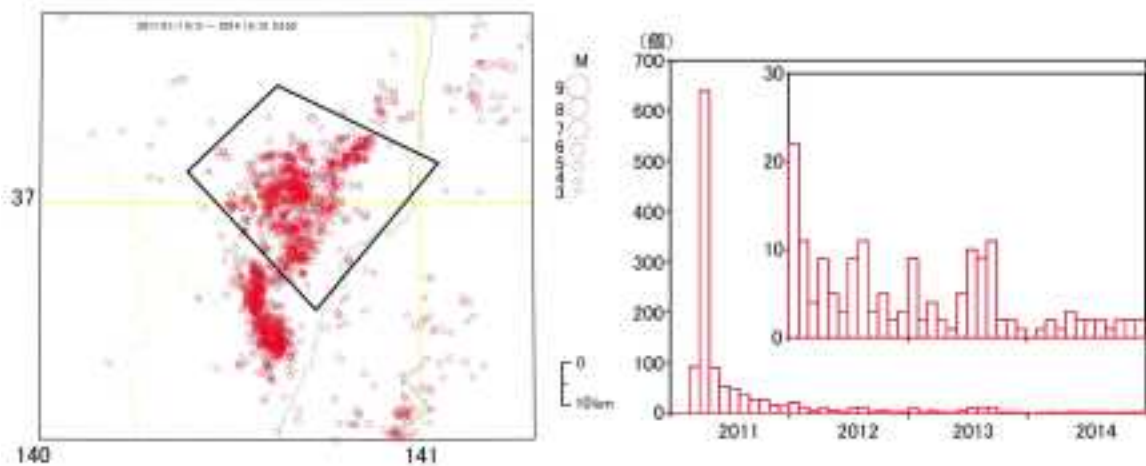


図 1.4.3.1-1 いわき内陸地震の余震活動。

左図：気象庁一元化震源のうち、M>3、震源の深さ 20km 以浅を表示

右図：左図黒線枠内の地震の 1 か月ごとの余震の個数を表示

1.4.3.2 熱水の湧出原因

図 1.4.3.2-1 に、B 地点および C 地点における温泉湧出量の測定結果を示す。C 地点の湧出量について、昨年度までは民家の中庭における測定結果を表示していたが(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014)、排水工事によって測定が不可能となったため、民家の前の道路の側溝を流れる排水量を表示した。この側溝には民家および周辺において湧出して温泉水が流れ込んでおり、雨などの地表水の影響がない時は、この地域の温泉湧出量の総量を示していると考えられる。

温泉湧出量の時間変化を見ると、2013 年以降は湧出量が落ち着いているように見える(図 1.4.3.2-1)。具体的には、B 地点では日量約 400 トン、C 地点では日量約 100 トンで湧出が続いている。2013 年以降は水温、pH、電気伝導率の現地測定値についてもほとんど変化はなく、主成分陽イ

オン・陰イオン組成，酸素安定同位体組成，全炭酸の炭素同位体比についてもほとんど変化は見られなかった。その他にも，A地点では旧坑道内の水位がいわき内陸地震によって上昇し，2014年において地震前よりも水位が約4m高い状態を維持している。D地点でも，いわき内陸地震後に温泉の湧出が起きているが，湧出量は2014年において地震直後のレベルを保っており，2013年以降は水温や水質等にも変化は見られていない。

A，B，C，D地点で採取された温泉水の水質は，CとD地点は良く似ているものの，その他は大きく異なっている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014）。このことは，それぞれ異なるプロセスによって温泉水の水質が形成されていることを示している。それにも関わらずすべての地点において温泉の湧出が安定的に継続していることから，いわき市の広い範囲において地下水流動状態をほとんど乱すことなく広域的に水頭圧を一様に押し上げるような現象が起きていると考えられる。

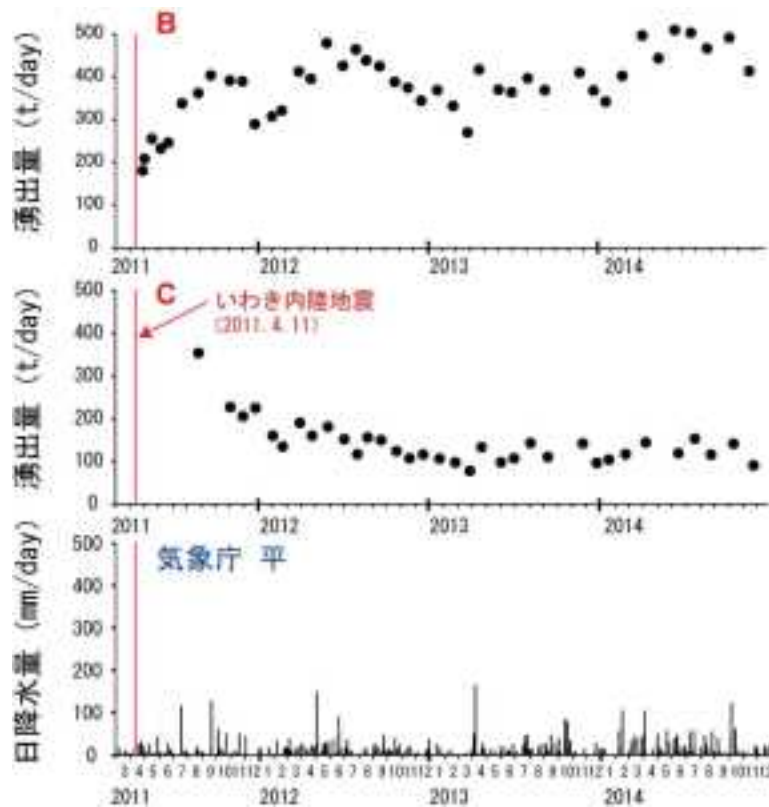


図 1.4.3.2-1 いわき市内の温泉自噴量変化。

B：内郷高坂町，C：内郷御厩町（場所は図 1.4.2-1 を参照）

降水量データはアメダス平観測所による（気象庁，2015）

3年以上継続して広域的に水頭圧を押し上げる原因として，a) 貯留量が非常に大きく，被圧性が非常に高い温泉貯留層（帯水層）に対する地震後の圧縮歪みの影響，b) 地震によって動水勾配が変化することにより，地表水からなる貯留量の大きい帯水層から温泉貯留層への水の供給，c) 地震によって温泉貯留層深部の透水係数が大きく変化することによる深部からの熱水の供給が考えられる。

a) については，観測している水位・温泉湧出量が降水量の影響をある程度受けており被圧性が高くないと判断されるため，可能性は低い。b) については，いわきの温泉貯留層は非常に貯留量が大きいと考えられており，それに大きく影響を与える地表近くの帯水層を考えにくいために，可能性は低い。c) については，深部熱水の供給量は大きくすることは可能であり，また，温泉の成分は深部起源のものが含まれるため，可能性は十分あると考えられる。なお，現在のところ，それぞれの地点

で採取された温泉水の水質の変化がないが、間隙水圧は熱水自体より早く影響を与えることができ、また、元々の温泉貯留層の貯留量が非常に大きいため、熱水の供給による水質の変化がかなり遅れることが想定される。

鈴木ほか (2014) では、いわき内陸地震後の地下水位の上昇や温泉水の湧出を地震後の岩盤の歪みによるものとして、断層から0.1-1kmにおける動水勾配の変化を算定し、地層処分システムへの影響を評価している。上記で述べたとおり、3年以上継続する温泉の大量湧出の原因とは考えにくい。

1.4.3.3. 熱水の上昇経路

これまでの調査・研究 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013, 2014) により、いわき市で湧出する温泉水のうち高温の水は、1) NaCl型の端成分組成を示す熱水の関与があること、2) 端成分の水の安定同位体比は海水起源を示すが、そのNaCl濃度は海水よりも低いこと、3) 天水による希釈を80%以上受けているが60°C以上の高温で湧出していることなどがわかっている。また、この温泉水は基盤岩を構成する花崗岩の亀裂系を上昇してきていると考えられ (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014)、前述したように深部に大型の熱水溜まりの存在が想定される。このような組成の水は、東北地方の背弧側に存在する油田鹹水で見られ、続成作用により粘土鉱物等から脱水した層間水が海水に付加することにより生成可能である (加藤・梶原, 1986; 加藤ほか, 2000)。油田鹹水は地下5km以深の油層に存在し、200°Cほどの温度環境に存在する。東北地方の太平洋側沿岸部では、地温勾配が低く、地下50kmのプレート境界においても210°C程度と考えられ (片山ほか, 2010)、同様の続成作用は相当深い場所で生じていると考えられる。Togo *et al.* (2014) は、水温およびヨウ素等のハロゲン濃度の関係から、福島浜通り～いわき・北茨城周辺に存在するNaCl型温泉水の一部が、地下数10kmで続成作用を受けたスラブの間隙水に由来すると考えた。一方、Imanishi *et al.* (2012) は福島県浜通り～北茨城周辺で起きる地震の発震機構が、2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) が起きる前から正断層型であったことを指摘し、前弧側の地殻内部で生じる地震の分布から、いわき沖のプレート境界 (地下50km) からいわき (地下約15km) に向かう分岐断層の存在を示唆した。Togo *et al.* (2014) はこれらの知見をもとに、沈み込むスラブの間隙水が分岐断層に沿って上昇し、いわき市周辺の断層を通して地表へ湧出している可能性に言及している (図1.4.3.3-1)。Togo *et al.* (2014) の指摘は、これまでの湧水や地震活動等の観測結果と矛盾する点が見つからないため、いわき周辺の温泉水の上昇経路として最も妥当であると考えられる。

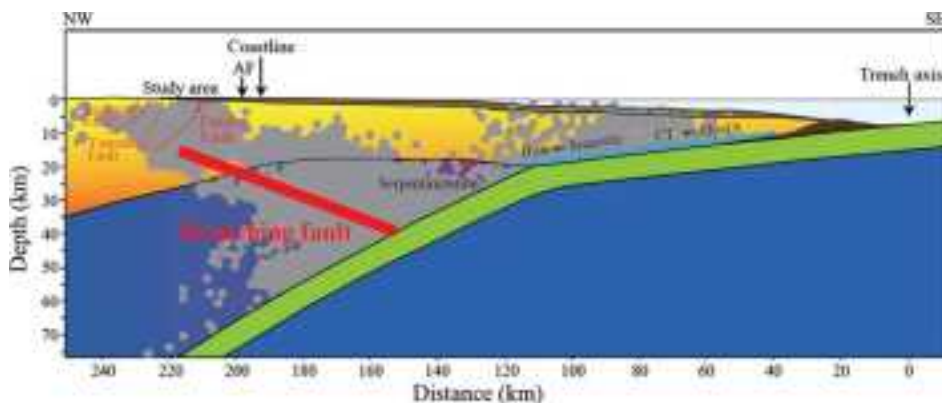


図 1.4.3.3-1 いわき地域への水みちとなる断層系の模式図 (Togo *et al.*, 2014)。

分岐断層 (太い赤線) および微小地震 (灰色○) は Imanishi *et al.* (2012) による。福島沿岸の断層系は Sato *et al.* (2013) による。

1.4.4 断層活動の影響予測に必要な課題の整理

【実施内容】

いわきの事例から得られる現象の原因・持続性等の検討結果から将来にわたる断層活動の影響予測について取りまとめ、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】

1.4.4.1 熱水噴出の持続性と予測に関する課題

前節までの熱水の湧出原因および上昇経路の検討結果から、NaCl型熱水の供給源が深度50kmの太平洋スラブの堆積物中に存在する間隙水であることから、熱水は長期的観点から見ればプレート運動に伴い運搬・放出される。また、3年以上にわたる温泉水の大量湧出の事実から深部に大型の熱水溜まりが存在し、地表へはそこから熱水が供給されると考えられる。大元の間隙水からの供給は常時続いており、上昇経路のどこかで、熱水溜まりを形成し、熱水溜まりから地表への水みちが確保された場合に比較的長い期間にわたり熱水上昇が続くというモデルが考えられる。

いわき地域において熱水供給・上昇システムがいつまで働くのか？については、以下に示す2点が関係する。ひとつは、活動期間が地下に存在が推定される大型の熱水溜まりの規模に依存する点である。規模が大きいと減衰が緩慢であり、湧出が長期にわたり継続しうるが、小さい場合は湧出量の減衰が観測されるであろう。二つ目は、活動の停止は、上昇経路が鉱物の沈殿等によりふさがり場合にも生じる点である。この場合は、いわきの熱水供給システムが他の火山性熱水のシステムと異なる点に留意が必要である。いわきは火山性熱水と違いCO₂が多く含まれていないため、150-200°Cの温度環境でCaCO₃の沈殿による水みちの閉塞が起きにくい点は重要であろう。また、300-400°Cで沈殿する石英に関しては、いわき地域の供給システムが高々200°C程度である点で溶存シリカ濃度が比較的低いため、重要な水みち沈殿鉱物ではない。つまり、いわき地域の熱水上昇はその起源が海水起源の間隙水と続成流体であるため、水みちを閉塞させるに有効な鉱物が少ないという特徴があるということである。

ある地域において、将来、いわき地域で見られた現象が起こりうるかどうかについては、いわき地域と同様の熱水供給システム（スラブ間隙水の絞り出し—分岐断層—大型の熱水溜まり）が存在しているかどうかを確認することがまず重要であろう。Imanishi *et al.* (2012)によれば、いわき地域の太平洋側に微小地震活動の帯が存在し、分岐断層の存在の根拠のひとつとしている（図1.4.4.1-1）。いわき地域ほど顕著ではないが、宮城県の太平洋側でも、微小地震活動が活発な帯が見られる。このような微小地震活動について熱水上昇と関係があるのかどうかは今後調査を行うべきであろう。そもそも熱水の供給はいわき沖だけに生じているわけではない。他の地域において、間隙水を起源とする水がどこに上昇しているのかについて、理解を深めて行くことも超長期にわたる将来予測の上で重要な課題である。

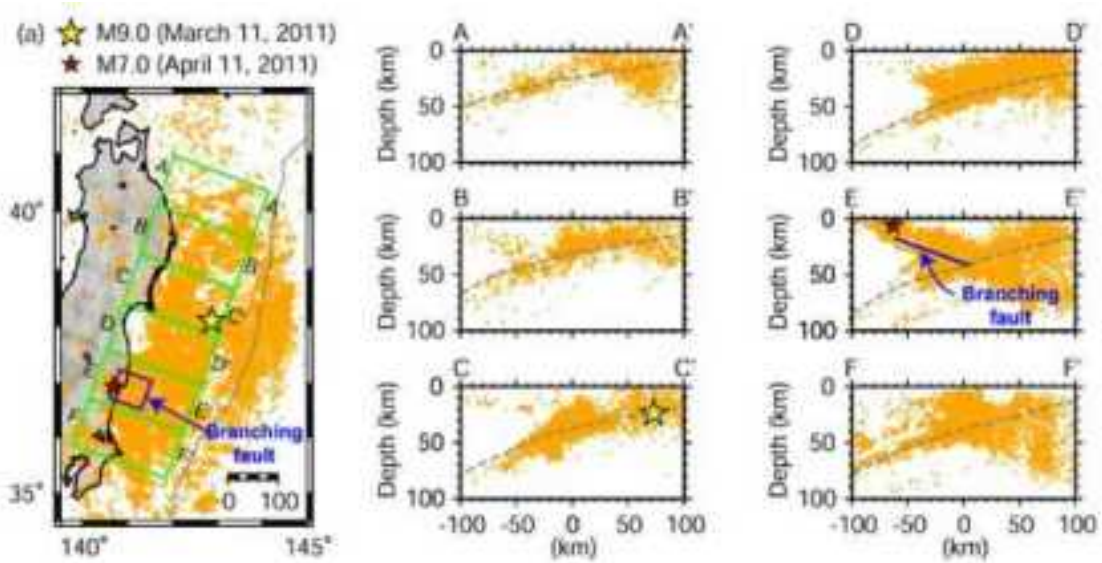


図 1.4.4.1-1 東北地方太平洋沖地震後の地震活動 (Imanishi *et al.*, 2012).

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の存在が示唆された。

1.4.4.2 誘発内陸地震の発生条件と普遍性に関する検討

断層直下に存在する可能性がある地殻流体が断層活動に影響を与えるためには、断層への流体の供給メカニズムを把握する必要がある。2011 年福島県浜通りの地震を起こした断層（井戸沢断層および湯ノ岳断層）の直下に地震波低速度層が存在し、地殻流体が存在している可能性が示唆されている (Kato *et al.*, 2013) (図 1.4.4.2-1)。ここで、地殻流体の移動経路として、地殻内の亀裂や断層などが想定される。また、地殻内の亀裂や断層の開き具合 (dilation) は、その亀裂を流体が通りやすいかどうかを大きく左右する。そのため、亀裂や断層を含む地殻の応力状態が、これらの亀裂や断層の dilation を支配する要因の一つとして挙げられる (Ferrill *et al.*, 1999)。特に、亀裂や断層の dilation と流体の通しやすさは、亀裂や断層の面に作用する有効法線応力の大きさに依存する (図 1.4.4.2-2a)。そこで、井戸沢断層および湯ノ岳断層について、2011 年東北地方太平洋沖地震の前後の応力状態に対する dilation tendency (Ferrill *et al.*, 1999) を計算した (図 1.4.4.2-2b)。応力状態は、「1.2.1.2 断層の再活動性評価手法の検討 3) 詳細な入力パラメータ (断層形状・応力) を用いた活断層への適用事例」のものを用いた。その結果、井戸沢断層および湯ノ岳断層ともに、東北地方太平洋沖地震前の応力状態では dilation tendency が低いのにに対し、東北地方太平洋沖地震後の応力状態では dilation tendency が高い。これにより、東北地方太平洋沖地震前に比べて、東北地方太平洋沖地震後の方がそれぞれの断層が地殻流体の移動経路として機能する力学的ポテンシャルが高くなっていったと推測される。このことより東北地方太平洋沖地震後は井戸沢断層および湯ノ岳断層直下の地殻流体がそれらの断層へ供給されやすくなっていた可能性が高い。つまり、超巨大海溝型地震発生後にマグニチュード 6～7 程度の内陸地震が発生するためには、(1) 対象とする断層が活動しやすい応力場に変化すること、(2) 対象となる断層直下に圧力をもった地殻流体が存在すること、(3) dilation tendency が高くなるような断層幾何 (断層配置)、の条件が揃うことが重要である。これらの条件が揃えば、他地域においても超巨大海溝型地震発生後にマグニチュード 6～7 程度の内陸地震が発生する可能性がある。東北日本においては、前弧阿武隈および北上の準平原および山岳地域では地形効果や上盤側プレートのベンディング等により、背弧に比べて正断層応力になりやすいために、前弧では背弧に比べていわきと同様の事例が発生する条件が揃う可能性がある。東北地方の前弧側にお

る内陸誘発地震の発生可能性については、熱水活動を付随する点を含めてさらに検討を行うべきである。

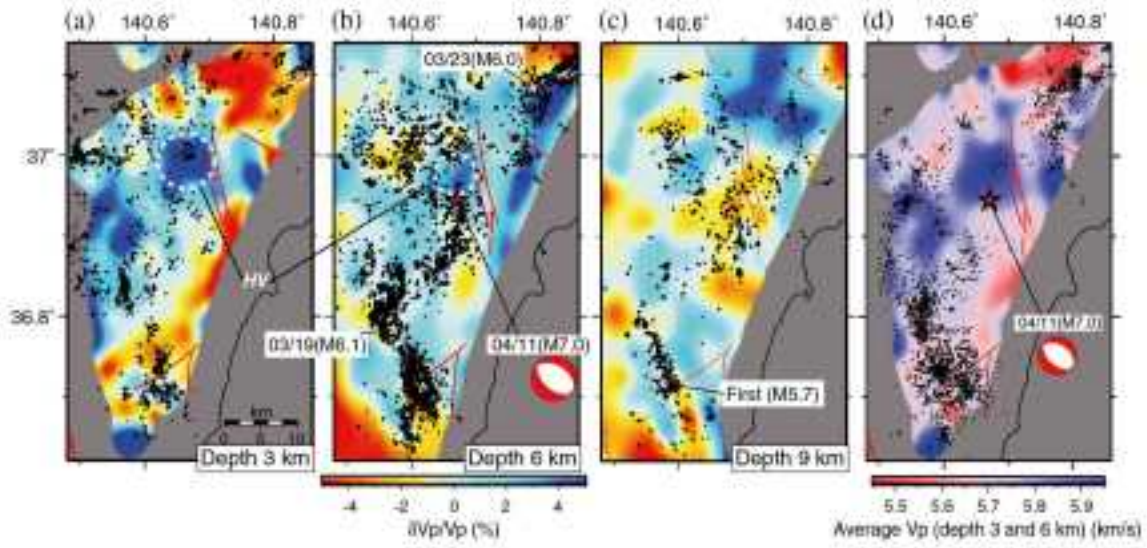


図 1.4.4.2-1 福島県いわき市周辺の地下の速度構造 (Kato *et al.*, 2013).

2011年福島県浜通りの地震を起こした断層の直下（地下9 km周辺）に地震波低速度層が存在し、地殻流体が存在している可能性が示唆されている。

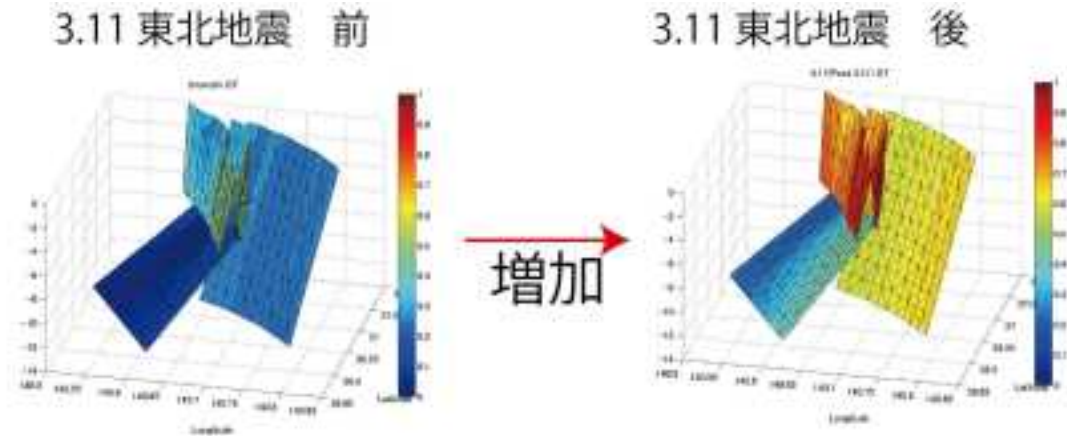


図 1.4.4.2-2 東北地方太平洋沖地震前後の応力状態での井戸沢断層および湯ノ岳断層に対するDTの変化。

【まとめと今後の課題】

2011年東北地方太平洋沖地震により誘発されたいわき内陸地震 (Mw7.0) の影響により、いわき市において現在も温泉湧出が続いている。現地調査による試料採取および試料分析および既往資料による情報の整理等により、湧出の原因と熱水の上昇経路および成因について検討し取りまとめた。その結果を下記にまとめる。

- 1) 温泉湧出は正断層型のいわき内陸地震により震源域より下に存在する岩体に存在が推定される大型の熱水リザーバーの透水係数が大きく低下することによる深部からの熱水の供給の可能性が考えられる。
- 2) その結果、浅層-深層地下水系全体に影響する水頭ポテンシャルの増加が生じ、水質の異なる地下水、温泉水の湧出が起きたと考えられる。

- 3) 湧出量の減衰が見られない原因は熱水リザーバーの規模が大きいためである可能性がある。
- 4) 深部からの熱水の起源は、その化学・同位体組成から太平洋スラブの海水起源の間隙水に続成流体が付加された熱水と考えられる。
- 5) 熱水は地下50km付近で絞り出されたものと考えられ、分岐断層を水みちとして、西方へ上昇していると考えられる。

将来予測に関する課題として、いわき地域で見られた現象が他の地域で起こりうるかどうかについては、いわき地域と同様の熱水供給システム（スラブ間隙水の絞り出し—分岐断層—大型の熱水溜まり）が存在しているかどうかを確認することがまず重要である。宮城県の太平洋側でも、微小地震活動が活発な帯が見られ、スラブ間隙水の上昇と関係がある可能性がある。東北地方沿岸部におけるスラブ間隙水の上昇に関して、地域性があることは明らかである。地域性の原因およびいわき地域以外の場所でのスラブ間隙水の上昇先に関して今後も検討を続ける必要がある。また、熱水上昇の発端となった正断層型内陸地震が他の地域で発生しうるかについての検討も重要である。

【引用文献】

- Ferrill, D. A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S., Armstrong, A. and Morris, A. P. (1999) Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada. *GSA Today*, 9, no. 5, 1-8.
- 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, doi:10.1029/2012gl051491.
- 地震調査委員会 (2014) 2014年7月の地震活動の評価. <http://jishin.go.jp/main/chousa/14aug/index.htm>, 2015年2月2日閲覧.
- 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.
- Kato, A., Igarashi, T., Obara, K., Sakai, S., Takeda, T., Saiga, A., Iidaka, T., Iwasaki, T., Hirata, N., Goto, K., Miyamachi, H., Matsushima, T., Kubo, A., Katao, H., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Nakamichi, H., Okuda, T., Horikawa, S., Tsumura, N., Umino, N., Okada, T., Kosuga, M., Takahashi, H. and Yamada, T. (2013) Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 40, no. 2, 273-278, doi:210.1002/grl.50104.
- 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.
- 気象庁 (2015) 過去の気象データ検索. <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>, 2015年1月14日閲覧.
- 国土地理院 (2015) 最近の地殻変動情報. <http://mekira.gsi.go.jp/project/f3/ja/index.html>, 2015年2月4日閲覧.
- 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.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 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年度事業報告書.
- Sato, H., Ishiyama, T., Kato, N., Higashinaka, M., Kurashimo, E., Iwasaki, T. and Abe, S.

(2013) An active footwall shortcut thrust revealed by seismic reflection profiling: a case study of the Futaba fault, northern Honshu, Japan. EGU General Assembly, Austria Center, Vienna.

鈴木寛・牧内秋恵・國丸貴紀・稲垣学・藤原啓司 (2014) 地震・断層運動による地質環境への影響. 原子力バックエンド研究, 21, 99-100.

Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. Earth Planets Space, 66, 131, doi:110.1186/1880-5981-1166-1131.

2. 最終処分施設建設地選定段階における基本方針等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の事項のうち、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、最終処分施設建設地選定段階における基本方針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必要な基本的考え方の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25年までに、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熱水の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26年度は、平成25年度までに実施した深層地下水データベース等の成果を利用し、九州、北陸および中部地方等のデータ密度の低い地域については既存井等における地下水採取調査を行って、熱水に関する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をテクトニクスに対応した地域毎に取りまとめる。また、平成25年度までの成果と最新の知見も踏まえて、問題点や不確実性に係る課題について取りまとめる。

2.1 平成22～26年度の5年間における年度毎の検討結果の概要

[平成22年度]

深層地下水データベースのデータ等を活用し、Li/Cl比および深部起源炭素 Cds 濃度が高い塩水である深部上昇流体の混入している地下水の分布を検討した。この分布と地下20-40kmの地殻下部に震源を持つ深部低周波（DLF）微動・地震の震源域の分布との間には関連があることがわかった。この結果はDLF微動・地震が地殻下部で活動する熱水により引き起こされているという仮説を支持する。しかし、正確に位置が一致するわけではない。実際の深部流体の上昇場は、断層・構造線に沿っており、厚い地殻のためDLF微動・地震の震源域の直上には上昇できず、“水みちとしての断層・構造線”に沿って上昇していると考えられる。このような深部上昇流体の上昇場である断層周辺地下水等の事例を用いて、断層のタイプとその水みち機能に関するとりまとめを行った。

[平成23年度]

深部流体の特徴、起源、流量についてまとめた。スラブ起源水とされる有馬温泉水およびそれに酷似する湧出水の端成分組成を求めた。津和野に湧出するNaCl-CO₂型の深部流体は、端成分のCl濃度は40g/L以上（NaCl相当濃度として6wt%以上）、全DIC濃度は、津和野の湧水において0.55wt%Cあるいは0.46 mol/Lである。有馬温泉水では0.6mol/L程度と推定された。スラブの脱水量（モデルによる推定値）とスラブ起源熱水と考えられる湧出水の観測流量に矛盾はなく、よく一致していると言えることから、これまでに深部から上昇していると考えられてきたNaCl-CO₂型の湧出水はスラブ起源の深部流体であると推定される。

[平成24年度]

地下深部から上昇する深部流体・熱水の上昇域の把握の目的のため、ヘリウム同位体比およびリチウム濃度による深部流体・熱水の地下水への混入の指標を用いて分布を示した。また、停滞型深部流体については、リチウムと合わせて水の安定同位体組成などの指標を用いて分布を示した。さらに、結晶質岩や堆積岩地域における深部流体の流出の産状や地下水流動による影響範囲などを事例別にまとめた。その結果、深部流体の上昇域に関しては、マントル内および地殻内における流体の存在に関する不均質性に依存し、上昇場が存在すること、上昇型の深部流体が検出される地域と浅発内陸微小地震の分布が一致することがわかった。また、停滞型深部流体は、堆積岩地域および沿岸部に存在することがわかった。以上より、深部流体の影響の空間的変動範囲は、プレート運動、火山や断層等の存在の有無、地質構造、地下水流動場、さらには、将来にわたる地殻変動や海面変化の影響を受けることを示した。また、断層を水みちとして上昇する場合の周辺への影響は、地下水流動により規制されるため、結晶質岩地域では、比較的狭い範囲の影響が見られ、堆積岩地域では、広域に影響が広がることを示した。さらに、深部流体・熱水活動により生じる各種水質の地下水について、その成因についてまとめ、水質の時間的変動について検討をおこなった。地下水流動系の流動量と深部流体の供給量によって、濃度変動が決まる。地下水系の水質や濃度の変動はその原因物質である深部流体の組成に大きく依存するため、現状で一般化困難であるため、水質の変動幅については、その変動の最大値をもって予測値とすべきとした。上昇型の深部流体では、Cl濃度が最大で40,000-60,000mg/Lになること、CO₂濃度は深度500-1,000mで0.3-0.6Mが想定できることを示した。停滞型の深部流体では、Cl濃度の最大値として23,000mg/Lを、CH₄濃度については最大で0.1Mを想定すべきであるとした。

[平成25年度]

マントル起源ガスの上昇域の特徴について、³He/⁴He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が、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。

[平成26年度]

プレートテクトニクスのシステムにより上昇場が制御されることと、スラブ内での水の存在形態によりスラブ起源流体の組成が異なることから、日本列島に含まれる東北日本弧、西南日本弧、九州、および、北海道の4つの異なるテクトニクス場についてスラブ起源流体の上昇域の分布や組成などについてとりまとめた。上昇域は概ね第四紀火山近傍が多いが、いくつかの非火山地域（西南日本弧の前弧側のほぼ全域、北海道の空知—エゾ帯、東北および九州の前弧側の一部地域）においても、スラブ起源熱水を含む地下水が存在することがわかった。また、スラブ起源熱水はその成因に基づいて、a) 沈み込むスラブ上面の堆積物に含まれるスラブ間隙水、b) 沈み込む海洋地殻や堆積物中の含水鉱物の分解により放出されたスラブ起源水がそのままマントル内部を熱水として上昇するスラブ脱水流体、および、c) 脱水したスラブ起源水がマントルを部分溶融しマグマを生成、地殻内で固化し放出されたマグマ起源熱水の三種に区分し、その化学特徴をまとめた。スラブ間隙水は海水成分を主体と

するが、統成流体の影響を受け塩分濃度が相対的に低いこと、また、スラブ脱水流体およびマグマ起源熱水は、基本的に NaCl-CO₂ 型であり地層の破壊の主要因となることを示した。

次に、スラブ起源熱水が地下水系に与える影響については、NaCl-CO₂ 型の地下水の水質変化および濃度変化は、上昇時間や上昇量の変動に関係することを示した。スラブ起源熱水の活動予測については、その供給は定常的であると考えられるが地殻内での上昇は間欠的であり、その原因は、地殻内部にある大型の熱水溜まりの影響や地震・断層活動の影響が考えられることを指摘した。

2.2 深層地下水データベース等の成果の利用及び既存井等における地下水採取調査によるデータの整備

【実施内容】

平成25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、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。しかし、九州、北陸および中部地方等の地域については、まだ不明な部分がある。そのため、データ密度の低い地域にお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】

深部流体・熱水に関するデータの少ない九州地方（鹿児島県、熊本県、宮崎県、大分県）、北陸地方（富山県、福井県）、中部地方（岐阜県、長野県）、東北地方（宮城県、岩手県）の204地点において、既存井等を用いた地下水調査を実施した。なお、東北地方における現地調査は、2.3節の実施内容であるが、現地調査として、本節でまとめて報告する。

調査では地下水試料（204試料）を採取するとともに、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、地下水の付随遊離ガスの有無について確認し、一部については、ガス試料（17試料）の採取を行った。調査で採取した地下水試料について、主成分陽イオン・陰イオン組成、同位体組成、全炭酸の炭素同位体比の分析を実施し、ガス試料の主要ガス組成の分析を行った。一部試料については、溶存ガスの希ガス組成、ヘリウム同位体比（ $^3\text{He}/^4\text{He}$ ：11試料）、遊離ガスの希ガス組成と $^3\text{He}/^4\text{He}$ の分析（7試料）を実施した。

また、産総研の保有する既存地下水・溶存ガス試料のうち、深部流体・熱水の寄与が想定される既存地下水試料について、放射性炭素同位体比（16試料）、放射性塩素同位体比（30試料）、低レベルトリチウム濃度（25試料）の分析を実施した。

これらの分析値に加えて、深層地下水データベースから、九州、西南日本、東北日本、北海道の地域ごとに、データ抽出を行って、深部流体に関するデータを整備した。データ抽出では、地域ごとの分類の他に、試料の採取場所や分析手法等の詳細情報が確認できて、データの信頼性が担保できることを条件とした。

2.3 スラブ起源流体の発生場所、形態等による水質特徴の違い及び上昇場の地域性に関するまとめ 【実施内容】

平成25年度にNaCl-CH₄型の深部流体の成因について検討した。その結果、スラブ起源であっても低温・低圧下では水質組成がまったく異なる熱水が発生する可能性があることが指摘された。以上の結果を受けて、平成26年度では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。地域性を検討する上で、データの不足する岩手、宮城沿岸部において現地調査を実施し、試料収集し分析を行う。以上の成果は、沿岸域—内陸部に上昇する異なる成因の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 熱水活動に関連するテクトニクス環境

2.3.1.1 東北日本

東北日本弧は、太平洋プレートが北アメリカプレートへ沈み込む場に位置している。典型的な島弧の特徴を有していると言われ、日本海溝の走向に平行して弧状の列島、火山列、地震帯を形成している。沈み込む太平洋プレートは、非常に古く低温であり、地震波トモグラフィの手法によれば、高速度（高V_p、高V_s）で特徴づけられ（Zhao *et al.*, 1992）。沈み込んだスラブには深さ700kmまで深発地震面が認められ（例えば、Hasegawa and Nakajima, 2004）、150～200km程度の深さまで含水鉱物が引きずり込まれて脱水していることが推定されている（Iwamori, 1998）。一方、地質学的には非常に複雑である。東北日本弧の地形は、日本海拡大時に形成されたホルスト（地塁）とグラベン（地溝）の列で特徴づけられ、島弧と平行に配列した地質構造が形成されている（小池ほか編, 2005）。海溝側には、北上山地・阿武隈山地に中生代から古生代の花崗岩が露出し、厚く安定した大陸地殻の縁辺がまとまって存在している（小池ほか編, 2005）。背弧側は、約2500万年前（25Ma）に開始した日本海拡大により、地殻の応力場が拡大方向に引張となり（鹿野ほか, 1991）、背弧側を中心に地殻が薄化、棚倉・畑川構造線などの横ずれ変位の急速な進行（鹿野ほか, 1991）およびリフト構造形成による深部から地表へと繋がる亀裂が多数形成された（佐藤ほか, 2004）。約350万年前（3.5Ma）になると、太平洋プレートの沈み込みにより東北地方における広域な地殻の応力場は東西圧縮へと変わった。脊梁から日本海沿岸部には大きな短縮変形が生じ（Sato, 1994）、リフティングにより形成された亀裂は逆断層として現在も活動を続けている（岡村, 2000）。奥羽山脈では、更新世前期に広い地域で大規模な珪長質火砕流の噴出があったが、更新世中期以降は一部の地域を除いて安山岩質の成層火山体の活動に変化している。このような火山活動の変化からも、奥羽山脈付近では1Ma前後から、特に0.5Ma前から地殻歪速度が増大したことが示唆されている（栗田, 1988）。

浅発微小地震および深部低周波（DLF）地震活動を図2.3.1.1-1に示す。深部低周波地震は、深さ20-40kmに震源があり火山の近傍で主に発生している。微小地震は火山近傍において多く発生し、その震源が浅い特徴がある。前弧側では、宮城県東部および福島県いわき市周辺で浅発地震が多く発生しているが、いわき市周辺の地震活動は2011年3月以降に発生しており東北地方太平洋沖地震の誘発による地震活動と考えられる。なお、DLF地震は熱水活動による可能性が指摘されている（例えば、Ohmi and Obara, 2002）。

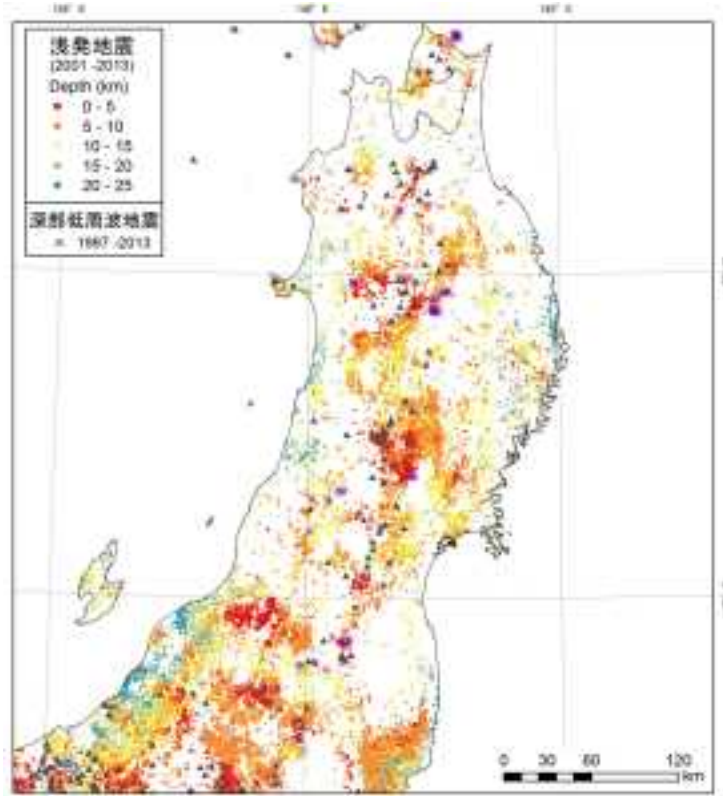


図 2.3.1.1-1 東北日本における浅発地震および深部低周波 (DLF) 地震の震源分布。

浅発地震は、2001 年から 2013 年までの気象庁一元化震源データのうち $M>1.0$ のものを示す。

▲は第四紀火山を示す (西来ほか, 2012)。

2.3.1.2 西南日本

西南日本弧は、南海トラフにおいて四国海盆の拡大により誕生した若いフィリピン海プレートが沈み込む場に位置する。相対的に薄くて熱いスラブが、高温のマントルに沈み込む環境にある。それが原因となり、深さ 60-80km 以深では非震性スラブとなっている。最近では、約 100km (九州東方、島根沖では約 400km) の深さまで相対的に高速度の領域が存在することが地震波トモグラフィによりわかっており、フィリピン海スラブである可能性が指摘されている (Huang *et al.*, 2013)。スラブ深度が約 100km の場所が山陰地方に相当し、第四紀火山活動の場となっている。大山、三瓶山などの成層火山が発達しているが、噴出マグマの岩石学的特徴がアダカイト質であることから海洋地殻の溶融の痕跡が認められる。相対的に高温のスラブが相対的に高温のマントルに沈み込むことにより生成したものと考えられる。また、沈み込み角が浅いことも特徴のひとつで、中央構造線の前弧側 (外帯) に付加体が発達する。付加体内にも多くの構造線、衝上断層が中央構造線とほぼ平行に東西に発達し、北から低温高圧変成作用を受けた三波川変成帯、秩父帯、四万十帯等を区分する。四国北部～中国地方の大部分は、陸弧時代の地殻であり、主に中・古生代の付加体とそれに貫入した白亜紀の花崗岩類および同時期の流紋岩からなる。中央構造線の北側には領家花崗岩とそれに関連する高温低圧型の領家変成帯が東西に延びる。模式断面図を図 2.3.1.2-1 に示す。

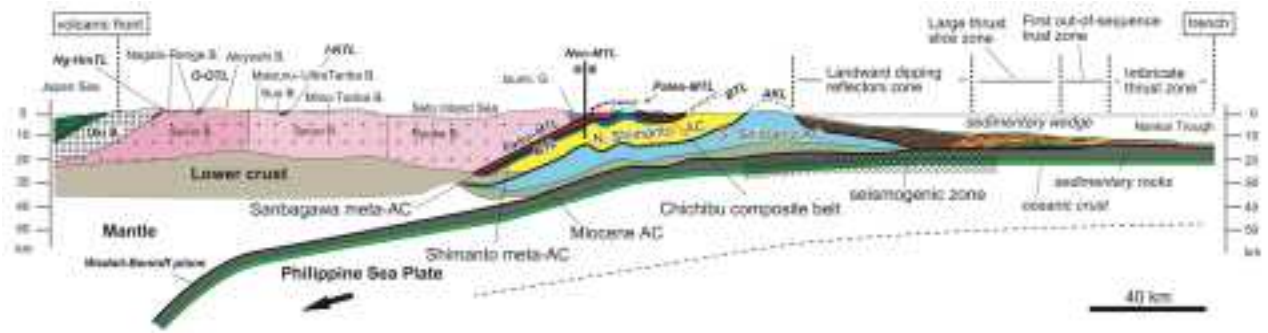


図 2.3.1.2-1 西南日本の模式断面図 (磯崎ほか, 2010).

西南日本での応力場について簡単に示すと、東－西方向の圧縮軸をもつ逆断層応力と東－西方向の圧縮軸かつ南－北方向の引っ張り軸をもつ横ずれ断層応力である (Terakawa and Matsu'ura, 2010). また、糸魚川－静岡構造線より西側の中部日本から西南日本の島弧内には、横ずれ断層や逆断層が分布し、この島弧が東－西方向に圧縮軸をもつ逆断層応力状態にあることを示している (Tsutsumi *et al.*, 2012). これは、糸魚川－静岡構造線から近畿三角帯までの範囲では、最近 10 万年程度の間の応力状態が時間的にも空間的にも変わらなかった可能性を示す。中央構造線を含めた西南日本全体の断層活動は、東－西方向の圧縮軸をもつ応力場で、中期更新世の約 0.5 Ma あたりから、基盤褶曲は破断段階に入り、断層地塊化が進み現在に至っている (藤田, 1993 ; 寒川, 1986).

糸静線以西の主要な活断層の多く (跡津川断層, 花折断層など) は中部地方から近畿地方にかけて分布する。中国・四国地方においては中央構造線が存在するものの、中部・近畿地方に比べて活断層の数は少ない (安芸灘断層群など)。中部・近畿地方における主な活断層は、ほぼ南－北方向の走向をもつ断層と、東北東－西南西方向からほぼ東－西方向の走向をもつ断層とに大別される。中国・四国地方でもっとも大きな中方線はほぼ東－西方向の走向を持ち、数は少ないものの中国・四国地方における断層もほぼ東－西から東北東－西南西方向の走向を持つ。西南日本弧は全体として、逆断層と横ずれ断層が混在する (活断層研究会編, 1991 ; 中田・今泉編, 2002).

現在、最大せん断歪速度の大きい地帯は、北信越から跡津川断層系につながり、近畿三角地帯を経て中央構造線に続いているように認められる (新潟－神戸構造帯 ; Sagiya *et al.*, 2000). これを日本海東縁変動帯の連続とする考えもある (鷲谷, 2002). 新潟から中部日本にかけての変動は 3～2 Ma に始まっており、近畿地方の堆積盆地形成の変遷から 3 Ma 頃に地殻応力場が南－北方向の圧縮軸をもつ応力状態から東－西方向の圧縮軸をもつ応力状態へ変化している (竹村, 1999).

中央構造線の運動はそれに沿った四国地域の堆積盆地の発達から 3～2 Ma から活動が始まっている。山陰沖では、4.0 Ma 以降現在まで、東－西方向の圧縮軸をもつ応力状態のもとで南－北方向の隆起帯が形成されていることが火成活動の時期、堆積物の時代、地形変化から推定される (伊藤・荒戸, 1999). 西南日本内帯の逆断層 (南－北方向) および横ずれ断層 (北東－南西方向, 西北西－東南東方向) が、鮮新世中頃から始まったフィリピン海プレートの斜め沈み込みによる圧縮応力状態で形成されているが、地域的に形成時期の差があることが報告されている (岡田, 1986 ; 岡村, 1990). また、海底地形および音波探査プロファイルに基づく海底地質構造から、南－北方向と島弧方向の波曲構造が確認されている。南－北方向の構造は、第四紀に始まった西南日本全域での東西圧縮場の下で形成され、現在も進行している (岡村, 1990).

西南日本弧では、第四紀火山 (山陰地方) の近傍に、浅発微小地震および DLF 地震が発生するが、前弧側においても、両方の地震活動が活発な地域が広く分布する (図 2.3.1.2-2). 四国から紀伊半島にかけて帯状に分布する DLF 地震は 30-40 km の深さにあるプレート境界にて生じるが (Obara,

2002; Obara *et al.*, 2004), フィリピン海スラブの特徴となっているゆっくり地震 (スロースリップ・イベント) に伴い発生していることがわかっている (Hirose *et al.*, 2010)。また, 神戸—大阪地域には, 孤立的クラスターをつくってDLF地震が発生するが, 非火山地域であり, 深部熱水流体活動によるものと考えられる。浅発微小地震活動は, 四国東部から近畿地方全域にわたり活発である。一方で, 広島—岡山にかけて浅発微小地震活動がなく, 震源が深い地域が存在する。

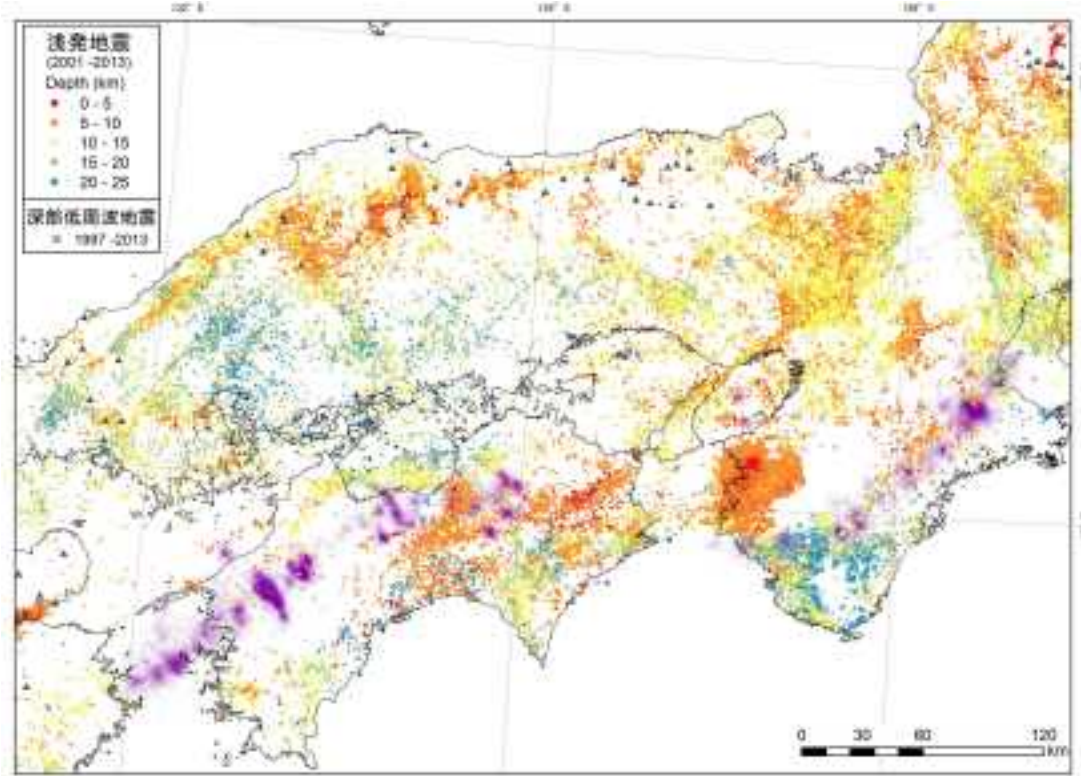


図 2.3.1.2-2 西南日本における浅発地震および深部低周波 (DLF) 地震の震源分布。

浅発地震は, 2001 年から 2013 年までの気象庁一元化震源データのうち M>1.0 のものを示す。

▲は第四紀火山を示す (西来ほか, 2012)。

2.3.1.3 九州

九州は, ユーラシアプレートにフィリピン海プレートが沈み込む場に位置している。フィリピン海プレートは, 南海トラフ (西南日本弧) と琉球海溝 (琉球弧) へと沈み込み, その接合部には九州・パラオ海嶺が沈み込んでいる (小池ほか編, 2005)。南海トラフと琉球海溝では, 沈み込むプレートの角度および拡大年代が異なり, 前者は相対的に新しく非常に浅く緩角, 後者は古く深く急角である (小池ほか編, 2005)。九州・パラオ海嶺より南西側の琉球弧は, 海溝の走行に平行な火山列 (西来ほか, 2012) およびプレートの境界に沿った深発地震が見られ (植平ほか, 2001), 典型的な島弧の特徴を有している (図 2.3.1.3-1)。しかしながら, 九州の地質構造および火成活動は複雑であり, その特徴として, 白杵—八代構造線・仏像構造線のような低角度な構造線や火山性の地溝である別府—島原地溝帯 (松本, 1979) が火山列に斜交するように存在している (図 2.3.1.3-2)。この別府—島原地溝帯は, 現在も拡大している沖縄トラフの北東延長とされ (多田, 1984), 1.4cm/年 で南北方向に拡大しており (多田, 1993), 第四紀火山と正断層が分布している。火成活動は, 火山列, 地溝帯の火山に加えて, 佐賀県や長崎県北部域に単成火山が存在する。

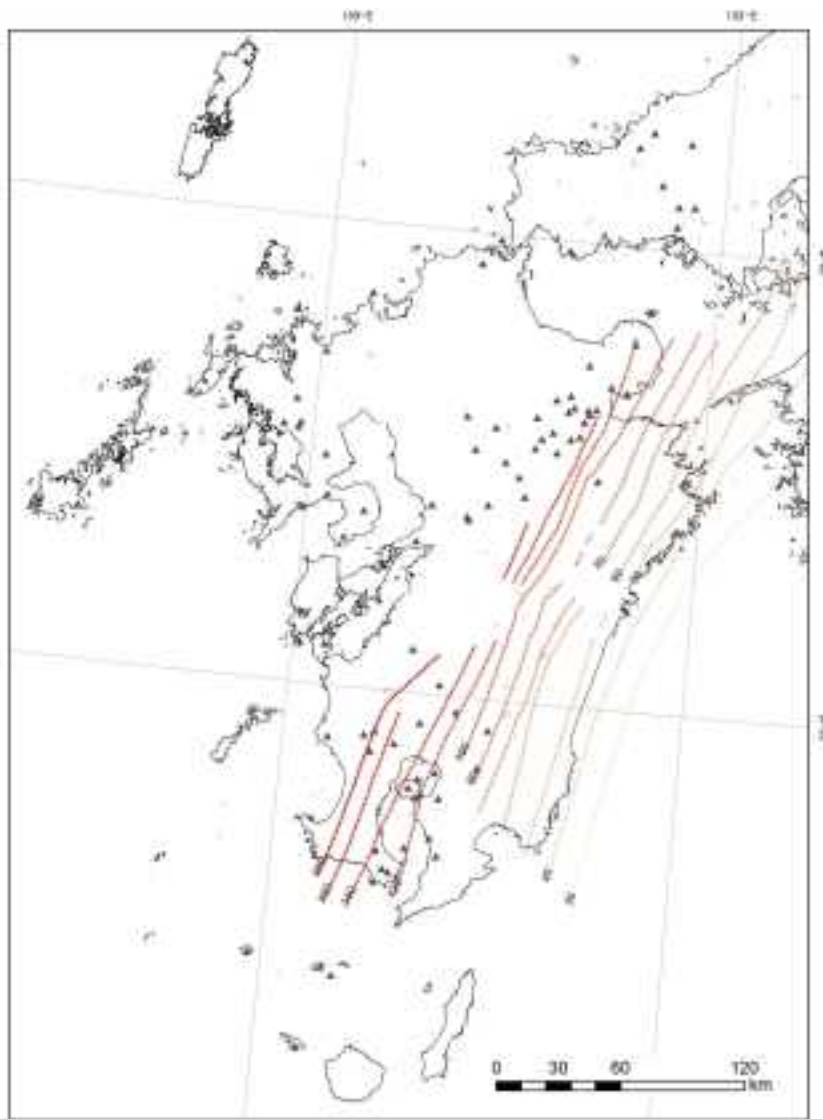


図 2.3.1.3-1 九州地域の深発地震面の等深線図 (植平, 2001).
深さの単位は km. ▲は第四紀火山を示す (西来ほか, 2012).

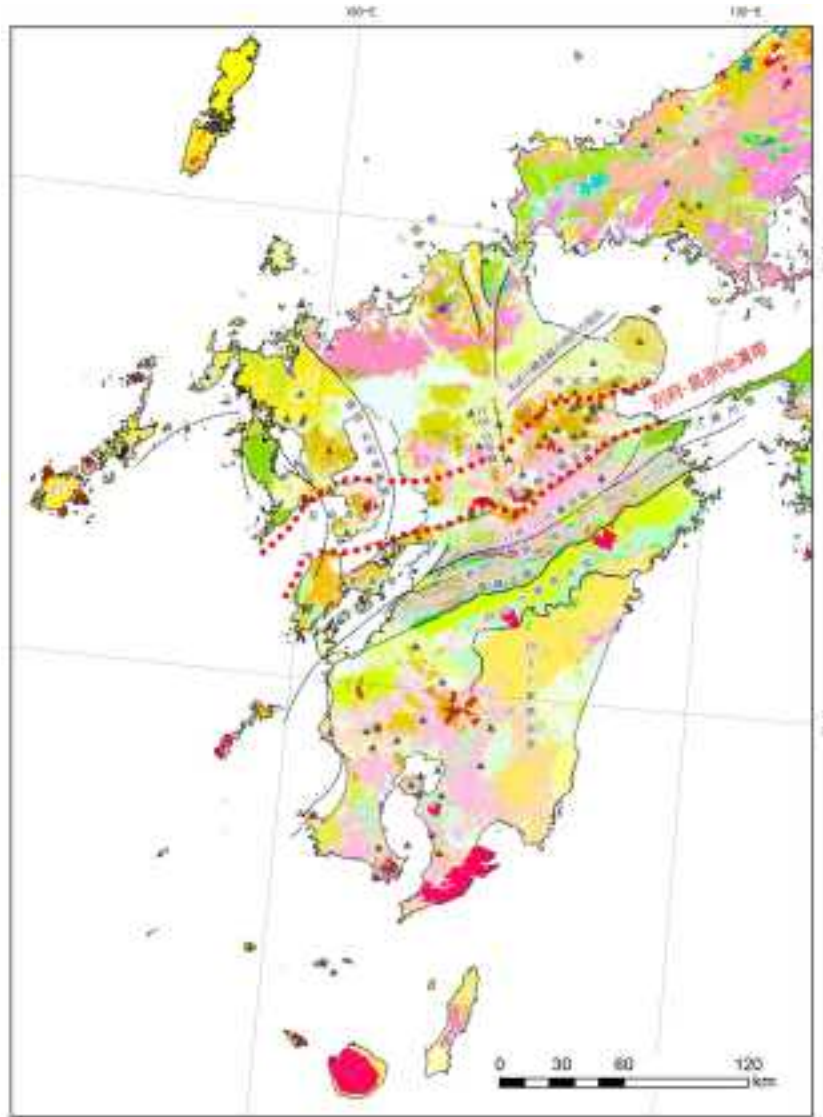


図 2.3.1.3-2 九州地域の地質および構造線

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。▲は第四紀火山を示す(西来ほか, 2012)。実線および破線は構造線を示す(松本, 1979; 日本の地質『九州地方』編集委員会編, 1992)。

九州での応力分布は、九州では東-西方向の圧縮軸かつ南-北方向の引っ張り軸をもつ横ずれ断層応力が支配的である (Terakawa and Matsu'ura, 2010)。琉球弧島嶼部においては、島弧方向 (およそ北東-南西方向) に平行な引っ張り軸を持つ正断層応力が支配的である (Kubo and Fukuyama, 2003; Otsubo *et al.*, 2008)。一方、沖縄トラフにおいては、島弧方向に直交もしくは広角に交わる引っ張り軸をもつ正断層応力が支配的である (Kubo and Fukuyama, 2003; Otsubo *et al.*, 2008)。九州中央部では、南海スリバーの西方への移動により南-北方向性の引っ張り軸をもつ正断層応力が働いているというモデルがある。

九州・琉球弧に分布する主な活断層の多くは九州中部から北部にかけて分布する。琉球弧に分布する断層は、西山断層帯や警固断層帯など北西-南東方向の走向をもつ断層と、布田川・日奈久断層帯や人吉盆地南縁断層など北東-南西方向の走向をもつ断層とに大別される。琉球弧は全体として、正断層と横ずれ断層が混在する (活断層研究会編, 1991; 中田・今泉編, 2002)。別府-島原構造線および沖縄トラフの形成は 6 Ma 前後から始まっており、現在も継続している。中央構造線の活動は、

6 Ma のフィリピン海プレートの沈み込み再開に伴い右ずれ運動を開始し、さらに 2 Ma 前後のフィリピン海プレートの西方への運動方向の変化を反映している。

地震活動の特徴として、DLF 地震の発生は主に第四紀火山近傍にあり、浅発微小地震も同様の場所に多い (図 2.3.1.3-3)。基本的に前弧側では活動が低調である特徴がある。

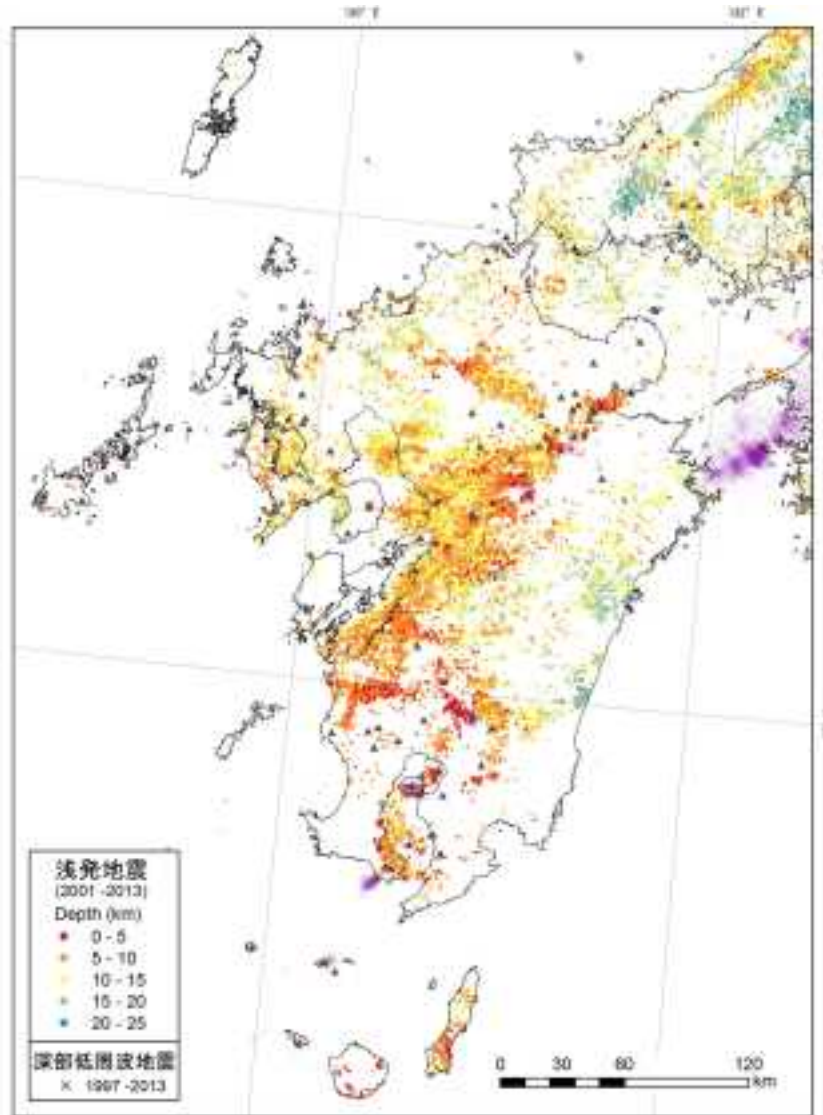


図 2.3.1.3-3 九州地域における浅発地震および深部低周波地震の震源分布。

浅発地震は、2001 年から 2013 年までの気象庁一元化震源データのうち $M>1.0$ のものを示す。

▲は第四紀火山を示す (西来ほか, 2012)。

2.3.1.4 北海道

北海道は、現在、太平洋プレートが沈み込む場に位置しているが、大きく分けて、道南地域の東北日本弧の延長部、中央部を南北に延びる日高帯等の古第三紀の衝突帯、道東地域の千島弧の西端部分からなる (図 2.3.1.4-1; 日本地質学会編, 2010)。多様な形成史を経ているため、ウェッジメントルの構造も複雑である。沈み込む太平洋プレートは東北日本弧の場合と同様に、非常に古いため相対的に分厚く低温である。そのため、北海道では全域にわたり深発地震面 (図 2.3.1.4-2; Kita *et al.*, 2010) が存在し、太平洋スラブの位置を知ることができる。東北日本弧と千島弧の二つが接合して

いる場所にあるため、火山配列は一見複雑である。第四紀火山はスラブ上面深度が約 100-160km の場所に存在する。道南および道東部はカルデラ火山が多いことが特徴として挙げられる。千島弧にある第四紀火山は国後、知床、屈斜路—阿寒の少なくとも 3 本の配列で火山が雁行配列する。中央部の大雪、十勝、丸山の第四紀火山群は、その地理的位置から千島弧に属し雁行配列しているように見えるが、詳細はよくわかっていない。

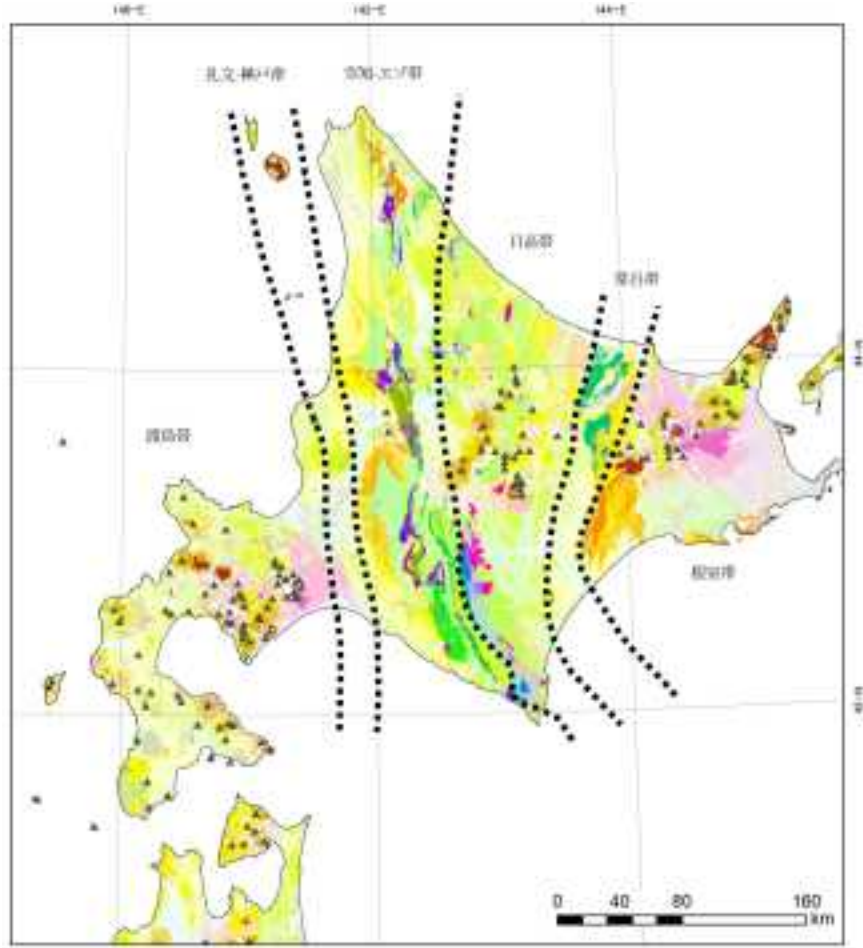


図 2.3.1.4-1 北海道地域の地質および地帯区分.

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. ▲は第四紀火山(西来ほか, 2012)を示す. 点線は地帯区分を示す(日本地質学会編, 2010).

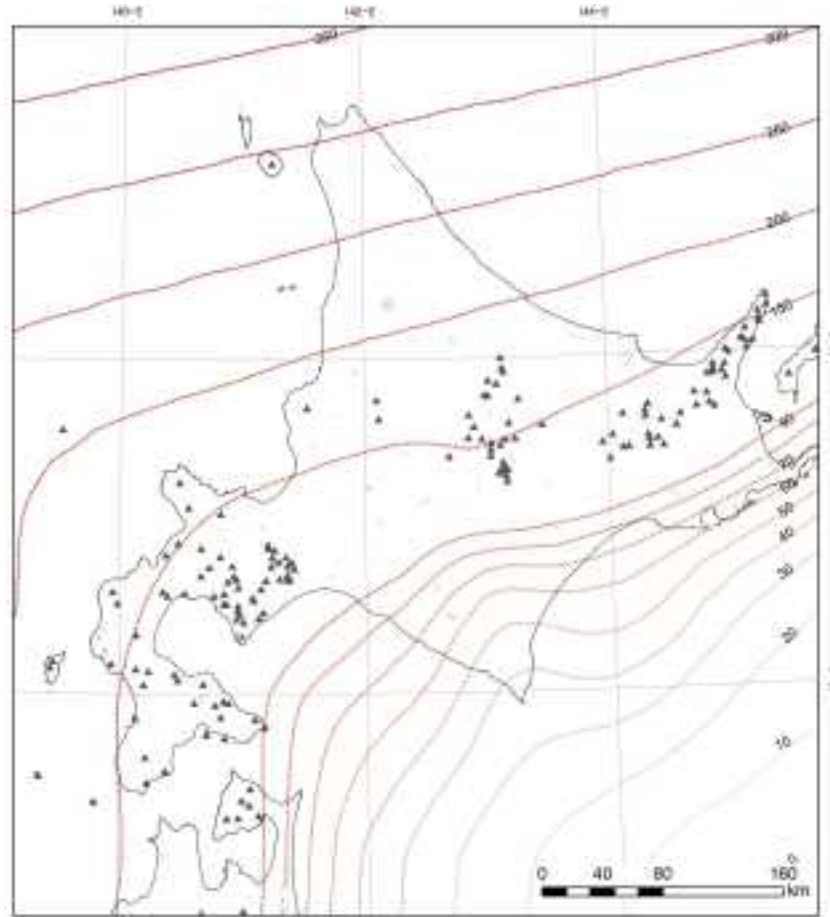


図 2.3.1.4-2 北海道の太平洋プレート境界面の等深線図 (Kita *et al.*, 2010).
深さの単位は km. ▲は第四紀火山を示す (西来ほか, 2012).

北海道中央部では南北方向に西から礼文—樺戸帯，空知—エゾ帯，日高帯，常呂帯に区分される (図 2.3.1.4-1). これは古第三紀にユーラシアプレート東端とオホーツクプレートが衝突してきた構造であり，主に古第三紀～ジュラ紀の付加体および花崗岩類で構成される. 空知—エゾ帯および日高帯では高压変成岩やカンラン岩があり，地殻下部からマントル内に存在した岩石が露出している. 地震波トモグラフィによる沈み込み帯の速度構造から北海道の地下深部構造がわかりつつある (Kita *et al.*, 2014). Kita *et al.* (2014) によれば，オホーツクプレートは衝突後地表に乗り上げた部分があり，マントルが地殻内にせり上がっている (図 2.3.1.4-3). また，北海道中央部の衝突帯では，地殻が厚くなり沈み込み角も浅い特徴がある (図 2.3.1.4-4).

北海道での応力場は，大局的に東—西方向の圧縮軸をもつ逆断層応力であるが，北海道東部においては，東—西方向の圧縮軸かつ南—北方向の引っ張り軸をもつ横ずれ断層応力であり (Terakawa and Mats'ura, 2010)，これは千島弧前弧スリバーの西進の影響の可能性を示す. ユーラシアプレート (あるいはアムールプレート) と北米プレート (あるいはオホーツクプレート) の境界は，北海道北部から沿海州にまたがる可能性がある (森谷, 1999). 鉦脈から得られた広域地殻応力場は，北海道北東部では中期中新世後半から鮮新世まで，北海道南西部では後期中新世から現世まで，北西—南東方向から西北西—東南東方向の圧縮場を示す (渡辺, 1986). 千島弧に分布する主要な活断層 (十勝平野断層帯・黒松内低地断層帯など) の多くはほぼ南—北方向の走向を持ち，一部知床半島 (標津断層帯など) において北東—南西の走向を持つ. ほとんどの活断層は 45° 程度の傾斜を持つ逆断層と

して認定されている（活断層研究会編，1991；中田・今泉編，2002）。

北海道北東部では，中新世以降の変動はほとんど認められない（平，2002）が，北海道中央部では，中新世の中期～末期にかけての東西圧縮による逆断層運動によって，中軸部の日高山脈で急激に隆起した。隆起速度は後期中新世に最大 2.8 mm/年（宮坂，1987）に達するが，鮮新世以降 0.7 mm/年となる。第四紀の逆断層運動の場合は日高山脈の西側に移動し，特に第四紀の垂直変位量が 1～2 km と大きな逆断層は天塩地域の日本海沿岸から樺戸山地東縁～石狩低地東縁，日高沿岸に分布している（栗田ほか，1997）。活断層もこれらの地域に集中しており，現在も活動していることが報告されている（栗田ほか，1997）。

地震活動の特徴として，深部低周波（DLF）地震の発生は主に第四紀火山近傍にあり，浅発微小地震も同様の場所に多い（図 2.3.1.4-5）。しかし，北海道中央部にある DLF 地震活動は第四紀火山の十勝岳の約 30km 南にあり，非火山地域で生じている。また，北海道北部の非火山地域（空知—エゾ帯の北部）において，浅発微小地震活動が活発である。

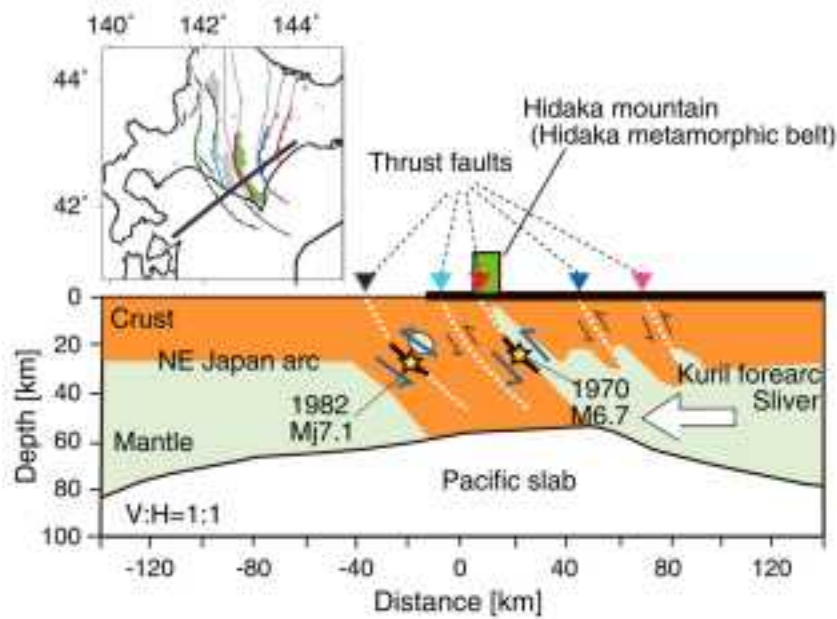


図 2.3.1.4-3 地震波の減衰率の 3 次元空間分布の解析結果に基づく北海道の模式的断面図 (NE-SW) (Kita *et al.*, 2014).

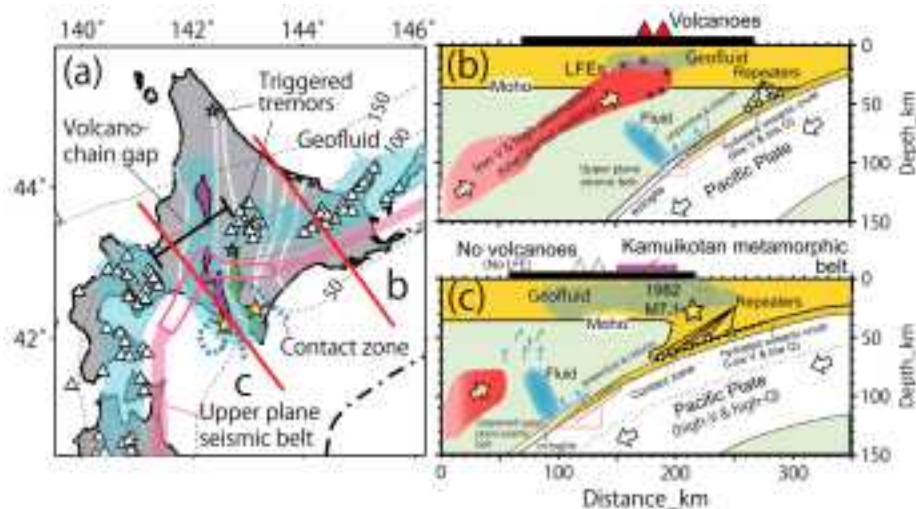


図 2.3.1.4-4 地震波の減衰率の 3 次元空間分布の解析結果に基づく北海道の模式的断面図 (NW-SE) (Kita *et al.*, 2014).

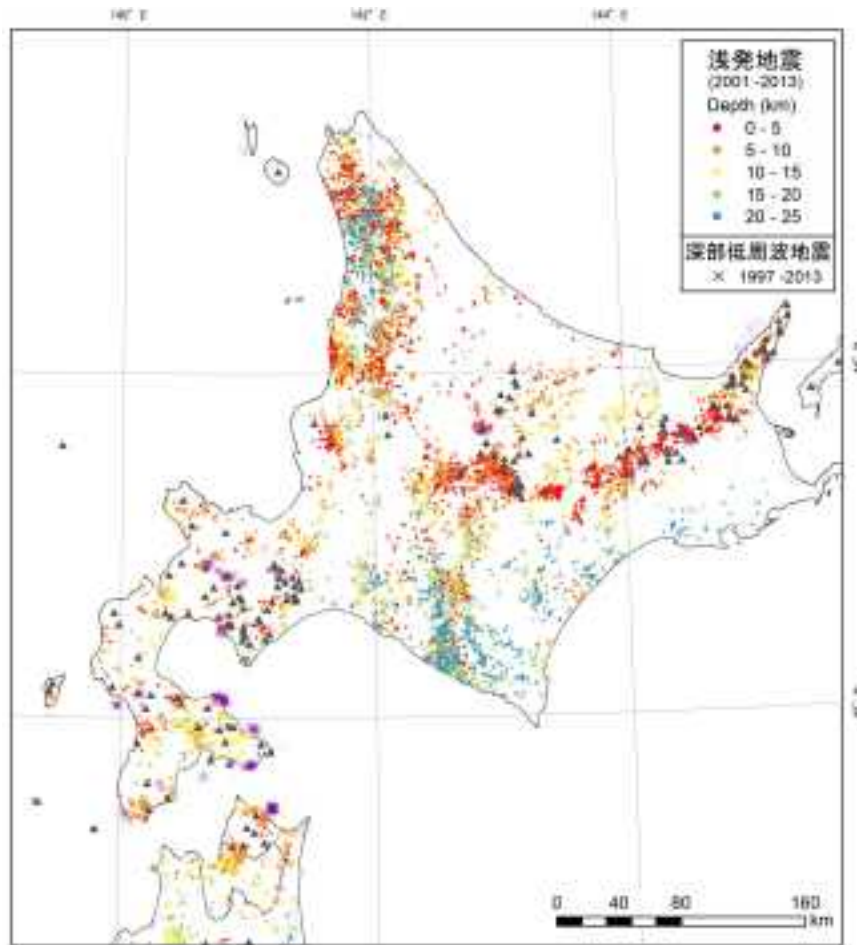


図 2.3.1.4-5 北海道における浅発地震および深部低周波地震の分布。

浅発地震は、2001年から2013年までの気象庁一元化震源データのうちM>1.0のものを示す。

▲は第四紀火山を示す(西来ほか, 2012)。

2.3.2 スラブ起源流体の発生、上昇、形態

2.3.2.1 スラブ起源流体の発生と上昇

日本列島の位置する沈み込み帯では、スラブに含まれる水（以下、スラブ水と呼ぶ）が大量にマントル内部に運搬されている（例えば、Jarrard, 2003; 小野, 2000）。地球内部に供給される水は、沈み込む海洋プレート上面にある堆積物や地殻の大部分を構成する玄武岩に含まれる水である。前者（以後、スラブ間隙水と呼ぶ）は主に海水起源の間隙水であり、沈み込む過程で圧密による間隙水の搾り出しや続成作用等により含水鉱物の形成、分解が生じる。また、後者（以後、スラブ脱水流体と呼ぶ）は中央海嶺でマグマが噴出した際に海水と反応してできた玄武岩中の含水鉱物に含まれる水が主であるが、沈み込む際にプレートが割れて間隙水が侵入し含水鉱物をプレート内部に生成するプロセスも考えられている（Ranero *et al.*, 2003）。Jarrard (2003) によれば、スラブ間隙水の約80%は、圧密により絞り出されスラブから地殻に供給される。残りの間隙水は含水鉱物化しマントルに運搬される。また、スラブ内の含水鉱物の約30%は脱水により直接地殻に供給され、約10%は主に蛇紋石等の含水鉱物はさらに深所に運搬され脱水することによりマントルにスラブ脱水流体として供給される（Hacker, 2008）、島弧マグマ発生の原因となる。スラブ内の含水鉱物の半分以上は、100km以深のマントルに供給され、島弧地殻には供給されない（図2.3.2.1-1）。マントルに供給されたスラブ脱水流体は高温マントル（1300°C）に到達するとマントルを部分熔融し珪酸塩メルトを生成し、マントルダイアピルとして上昇、マグマとなる。スラブ脱水流体の上昇経路がメルトを生成する温度に達しない場合は、熱水流体のまま上昇すると考えられる。有馬型温泉水（Matsubaya *et al.*, 1973; 松葉谷ほか, 1974）は、スラブ脱水流体を起源とすると考えられている（例えば、Kusuda *et al.*, 2014; 西村ほか, 2006）。地殻下部に上昇したマグマは、その大部分が固化し、深成岩あるいは沈積岩として地殻岩石として付加される。その際、熱水流体が放出され火山近傍に上昇すると考えられる。この熱水流体を以後、マグマ起源熱水と呼ぶ。なお、浅部マグマ溜りやマグマ火道上部で発生するマグマ起源ガスを溶解した強酸性の熱水は、火山の極近傍に限られることから、本稿では扱わない。以下、スラブ起源流体として、スラブ間隙水、スラブ脱水流体、およびマグマ起源熱水の3種類を区別して扱う。

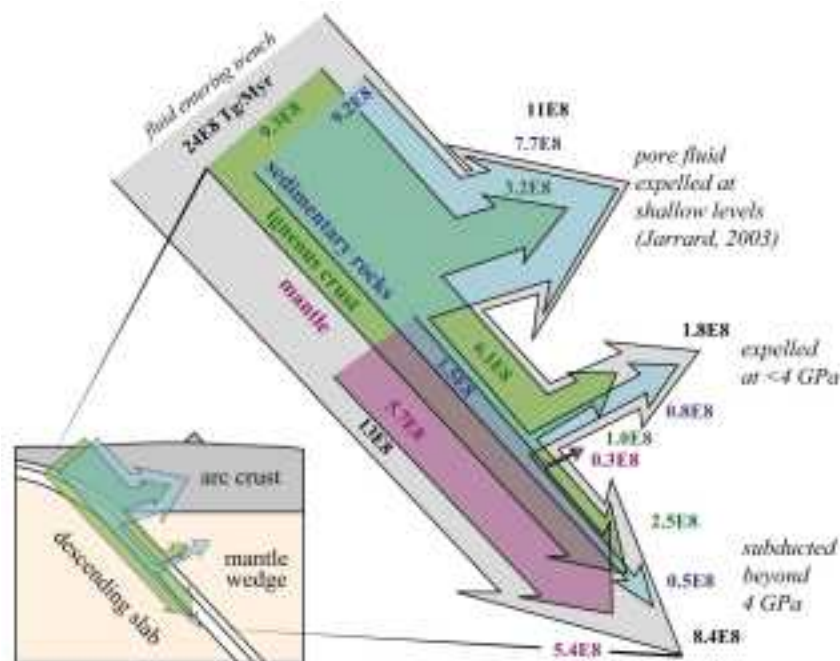


図 2.3.2.1-1 固体地球の水循環に関わる水フラックス (Hacker, 2008).

2.3.2.2 スラブ起源流体の形態・区分

前節で述べたように、スラブ起源流体はスラブから放出された水を起源とした熱水流体であるが、地下水系まで上昇後、希釈される。本節では、地下水に含まれるスラブ起源流体について、前節において区分したスラブ間隙水、スラブ脱水流体、マグマ起源熱水の3種類について、それぞれについて検出するための指標をまとめる。地下水に含まれる溶存ガスを含む化学成分で深部由来のものを捉えるのに有効な指標は、マントル起源ヘリウム (^3He)、深部起源炭素濃度 (Cds)、Li/Cl 比、Br/Cl 比などが提案されている (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011, 2013, 2014)。

マントル起源ヘリウムについては、伝統的に $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を用いて議論されている。 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は、マントルと地殻起源のヘリウムの混合比であり、日本列島のような沈み込み帯の地下水では、マントル起源ヘリウムは上部マントルの値である 8Ra (1Ra は 1.4×10^{-6}) を、地殻起源ヘリウムは 0.02Ra を端成分とする (例えば, Dogan *et al.*, 2006)。マントル起源ヘリウムが地殻内部を拡散で移動してきた場合は、地殻の岩石に含まれる U, Th 等による放射壊変起源の ^4He が付加されるため、高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を持つことができない (Sano, 1986)。そのため、地下水中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比が高い値を示す場合は、マントル起源ヘリウムがいずれかの形で地下水系まで運搬されてきたことを示す。ヘリウムは流体に濃集しやすい性質をもつことや、ヘリウム同位体比の分布がスラブ脱水流体およびマグマ起源熱水 (Li/Cl 比 >0.001) の分布と整合的であることから、マントル起源ヘリウムはスラブ脱水流体およびマグマ起源熱水によって地表へ運ばれてきていることが考えられる。また、地下水系の平均滞留時間が非常に長い場合は、地殻の構成岩石の含有する Th や U の放射壊変により生じた地殻起源の ^4He の付加が生じる (Morikawa *et al.*, 2005) ため、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は本来の値を維持していない点に注意を要する。

深部起源炭素は、炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) を用いて定義された指標である (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2009)。地下水中の溶存無機炭素の $\delta^{13}\text{C}$ は、起源物質によって取り得る値の範囲があり、地下水が涵養したときに溶解する土壌中の CO_2 (生物起源炭素) では、 -20% 前後の値であるのに対して、マントル起源やマグマ起源 (スラブ起源) の炭素はほぼ $-6 \sim -2\%$ の範囲にある (Hoefs, 2009)。この $\delta^{13}\text{C}$ の違いを利用すると、溶存炭素のうち深部起源炭素の割合を求めることができる。ただし、 $\delta^{13}\text{C}$ だけで炭素の起源物質の同定をすべて行うことは原理的にできないため、対象とする地下水の賦存する地質、構造、水質特性や鉱物との反応などを考慮して、起源物質の可能性をしぼってゆく必要がある。例えば、炭酸塩の溶解や炭化水素の生成や分解が想定されるような地域では、注意を要する。海成炭酸塩の $\delta^{13}\text{C}$ は 0% 前後の値を示す (Hoefs, 2009)、有機物からメタンが生成するときに、同時に生成される全炭酸の $\delta^{13}\text{C}$ は非常に高くなる (Coleman *et al.*, 1981; 早稲田, 2010)。そのため、炭酸塩の溶解により付加された炭素やメタン生成に関与した炭素成分は、深部起源炭素として求められてしまう。このような問題点はあるものの、地下水中にスラブ起源流体をはじめとする外来の炭素成分の寄与を表すために、非常に有効な指標である。

リチウム (Li) を用いた指標に関しては、風早ほか (2014) によると、水の同位体比が有馬型温泉あるいはマグマ水の端成分方向にシフトしている地下水は Li/Cl 比が高く、スラブ脱水流体やマグマ起源水の検出に有効であるとしている。指標として用いるのは Li/Cl 重量比 >0.001 であり (風早ほか, 2014)、海水の Li/Cl 重量比が約 0.00002 であるので、約 2 桁の違いがあり塩水の起源判別に適している。Li は岩石—水反応により 350°C 以上の高温で熱水に溶出し、その後温度が低下しても熱水にとどまることが実験的に知られている (James *et al.*, 2003; You *et al.*, 1996)。したがって、高い Li 濃度は高温を経験した指標として用いることができると考えられる。

臭素 (Br) は、塩素 (Cl) と同じハロゲン元素であり、比較的反応性に乏しい元素である。深層地下水の Br/Cl 重量比は、 0.0003 から 0.01 の範囲にあり、海水では 0.0034 である。John *et al.* (2011) は、沈み込み帯で生成された蛇紋岩に含まれるハロゲンの分析により、蛇紋岩生成時に取

り込まれる Br/Cl 比が低くなり、熱水の Br/Cl 比が高くなる傾向にあることを示した。これは、蛇紋岩の脱水作用により生成されると考えられるスラブ脱水流体の Br/Cl 比が低くなることを示している。実際に、スラブ脱水流体を起源とすると考えられる有馬型温泉水では、Br/Cl 比が海水より低いことが知られており (Matsubaya *et al.*, 1973)、また、マグマから放出された熱水を起源とすると考えられる長野県松代群発地震時に湧出した塩水も低い Br/Cl 比を示す。スラブ脱水流体およびマグマ起源熱水 (Li/Cl 比 >0.001) は、概ね Br/Cl <0.025 と整合的である (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014)。一部に Li/Cl 比および Br/Cl 比の両方が高い地下水も存在するが、その原因については、現在のところ不明である。

2.3.3 スラブ起源流体の化学的特徴

スラブ起源流体が地下水系に供給される場合、現在の希釈率が将来にわたり一定であれば、現在の分析値を用いて影響評価ができるが、その保証はない。スラブ起源流体の混入率の変化により、処分地の化学的破壊が進行する可能性があるため、本節ではまず、スラブ起源流体の化学的特徴についてまとめる。

スラブ脱水流体

スラブ脱水流体は、含水鉱物の分解由来の流体であって、Br/Cl比が海水よりも低くなると考えられる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014）。そこで、海水よりも明らかに低い値（Br/Cl<0.0025）の深層地下水を抽出し、さらに、後述のマグマ起源熱水と分けて考えるために、第四紀火山から15km範囲外にあるものについて解析した。

スラブ脱水流体の寄与があると考えられる深層地下水はCl型、Cl・HCO₃型、Cl・SO₄型等のClが第一成分であるものが多く、70～85%を占める。次にHCO₃が第一成分となるものが10～20%程度ある。SO₄型がある程度見られるのは、東北日本のみで、15%程度の数を占めるが、他の地域では10%以下しか見られない。また、これらの深層地下水にCO₂が付随するものがあることから、HCO₃型はCO₂の供給によるものと考えられる。したがって、スラブ脱水流体は、ClとCO₂で特徴づけられる。スラブ脱水流体が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）。

スラブ脱水流体を特徴づけるClとCO₂は、どちらもスラブ水とともにもたらされるが、地表水へ影響の現れ方が異なる。Clでは、スラブ水が上昇するときに天水起源の地下水に混入し、その流動にしたがって広範囲に拡散すると考えられる。一方で、CO₂では、スラブ水からガスとして分離して、比較的限定された上昇となると考えられる（本章付録1）を参照）。このことは、次のマグマ起源熱水でもあてはまる。

マグマ起源熱水

マグマ起源熱水は、スラブ脱水流体がマグマを経て地表に到達したものと思われる。そこで、含水鉱物の分解由来であって（Br/Cl<0.0025）、第四紀火山から15km範囲内にある深層地下水を抽出して解析した。

マグマ起源熱水の寄与があると考えられる深層地下水はCl型、Cl・HCO₃型、Cl・SO₄型等のClが第一成分であるものが多いが、その割合は、北海道や東北と西南日本で異なっている。なお、九州地域は第四紀火山の近傍のデータ数が少ないため、ここでは扱わない。北海道や東北日本ではCl型が75～80%で、次いでSO₄型が第一成分となるものが15～25%程度であり、HCO₃型は5%以下しか見られない。一方、西南日本では、Cl型が50%程度で、次いでHCO₃型が第一成分となるものが30%程度であり、SO₄型が20%程度である。

いずれの地域もスラブ脱水流体と比較して、SO₄型が多い特徴がある。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）で指摘されたように、東北日本や山陰地域の第四紀火山周辺の深層地下水（強酸性の火山性温泉水を除く）に含まれるSO₄は、その硫黄同位体比が海水起源であることを示しており、マグマから放出されたものではない。このSO₄は、これらの地域に分布するグリーンタフから供給されている可能性がある。Ohwada *et al.*（2007）は、グリーンタフ地域の深層地下水のSO₄濃度が上昇は、その地域に深部から供給されたCO₂により、地層中の海水起源の硬石膏（CaSO₄）の溶解が促進されることで起こるとしている。深層地下水のSO₄は、深層から上昇したCO₂により地層から溶出したものの可能性を考慮すべきである。したがって、マグマ起源熱水は、ClとCO₂で

特徴づけられるとしても矛盾はない。

スラブ間隙水

スラブ間隙水は、スラブが沈み込む過程で圧密による間隙水の搾り出しによってもたらされた海水起源の流体であって、前弧域のいくつかの地域で確認されている。大沢ほか（2010）は、宮崎県の1,000m級の深井戸から得られる温泉水の起源として、海底堆積物間隙より排出される海水と、海洋堆積物の続成過程においてスメクタイト-イライト相転移の際に、粘土鉱物（スメクタイト）の層間から放出された水があると結論づけた。また、福島県浜通り地域においても、沈み込んだ堆積物からもたらされた流体が上昇している可能性が指摘されている（Togo *et al.*, 2014）。粘土鉱物の層間から放出される水の溶存成分の濃度は低いと考えられるが、海水を起源としていることから、主要な成分はNaClであると考えられる。これは、いわき内陸地震に伴って大量湧出が続いている温泉の化学組成の詳細な検討からも支持される。

沿岸部においては、CO₂ではなくCH₄を付随するNaCl-CH₄型の深部流体が分布しており（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014）、宮崎平野や福島県浜通り地域の温泉においても、CH₄を付随することが多い。沿岸部のCH₄が、スラブ起源流体にともなって上昇しているかどうかについては、まだ検討を要する課題であるが、スラブ間隙水は、ClとCH₄で特徴づけられる。

2.3.4 上昇場の地域的特徴

2.3.4.1 東北日本

東北日本弧におけるスラブ起源熱水の上昇域は、深層地下水中の Li/Cl 重量比をスラブ起源水の混入指標 (Li/Cl>0.001) として、広域的な分布が明らかになっている (図 2.3.4.1-1; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014)。東北日本弧では、背弧側のホットフィンガー (Tamura *et al.*, 2002) と呼ばれる島弧に垂直な方向に並んだ第四紀火山および火山フロント近傍に見つかるマグマ起源熱水にスラブ脱水流体が分布する。また、前弧側には、西南日本弧に見られるような非火山性のスラブ起源熱水を含め、スラブ起源水の上昇はみつからない。同様に深部起源流体の指標となる $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比によるマントルヘリウムの分布範囲 (図 2.3.4.1-2) は、スラブ起源水とほぼ同様の分布範囲を示す。中でも高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比をもつ深層地下水は、リフト期に形成された断層の再活動による逆断層、棚倉・畑川構造線等の断層に沿って分布している。これは、マントル起源ヘリウムがスラブ起源水に伴い、深部から地表へ続く断層や火道を水みちとして上昇することを示唆する。しかしながら、火山フロント近傍において、スラブ起源水とマントル起源ヘリウムの分布に相関のない地域が見られる。この原因として、地殻を構成する岩石の地殻起源ヘリウムの生成量、地殻内の熱水リザーバの存在、古い地下水の混合などにより放射起源ヘリウムが付加されていることなどが考えられるが、具体的にはまだわかっていない。

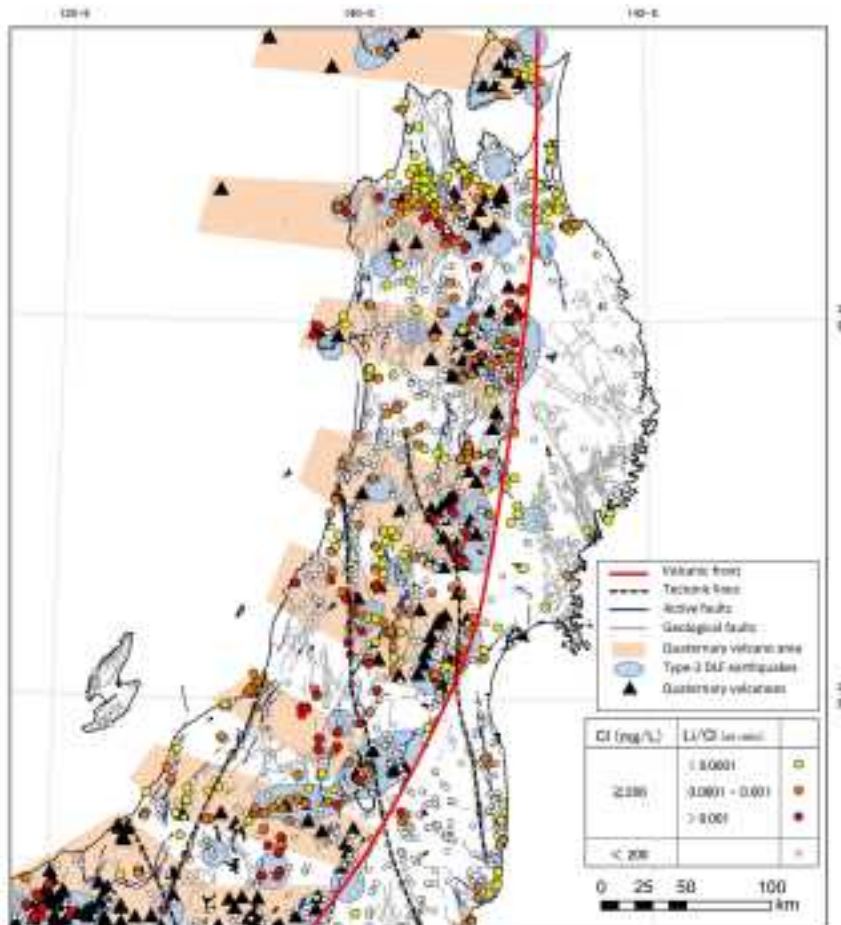


図 2.3.4.1-1 東北日本の Li/Cl 重量比の分布。

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。

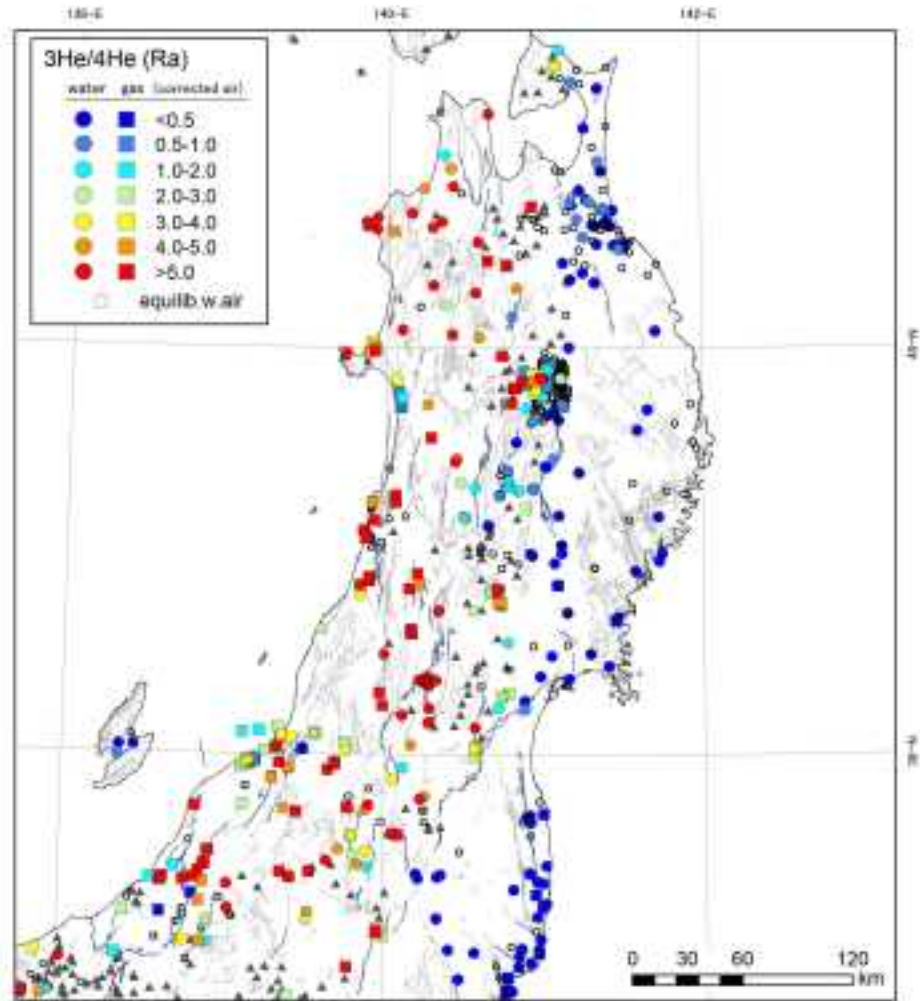


図 2.3.4.1-2 東北日本のヘリウム同位体比の分布.

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.

2.3.4.2 西南日本

西南日本弧におけるスラブ起源熱水の上昇域は、深層地下水中の Li/Cl 重量比をスラブ起源水の混入指標 ($\text{Li/Cl} > 0.001$) として、広域的な分布が明らかになっている(風早ほか, 2014). 図 2.3.4.2-1 に示すように、西南日本弧では、(1) 山陰地方にある第四紀火山近傍および火山フロントから背弧側に見つかるマグマ起源熱水、(2) 近畿地方を中心に有馬高槻構造線、中央構造線、仏像構造線等に沿って見つかる非火山性のスラブ脱水流体が分布する。紀伊半島～四国の南部にみつかるとスラブ脱水流体は、その直下にはウェッジマンントルは存在せず、プレート境界で発生する深部低周波微動上あるいはそれよりも海溝側に分布する。風早ほか(2014)は、中央構造線よりも海溝側に存在するスラブ脱水流体は、付加体に東西方向に発達する低角の衝上断層系に沿って上昇してくる可能性を指摘している。図 2.3.4.2-2 に示すように、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比によるマンントルヘリウムの分布範囲においても、紀伊半島南部および四国南部の一部において有意に高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比をもつ深層地下水が存在しており、スラブ脱水流体が、ウェッジマンントルを通過し、付加体の構造線に沿って低角度で上昇することを支持する。

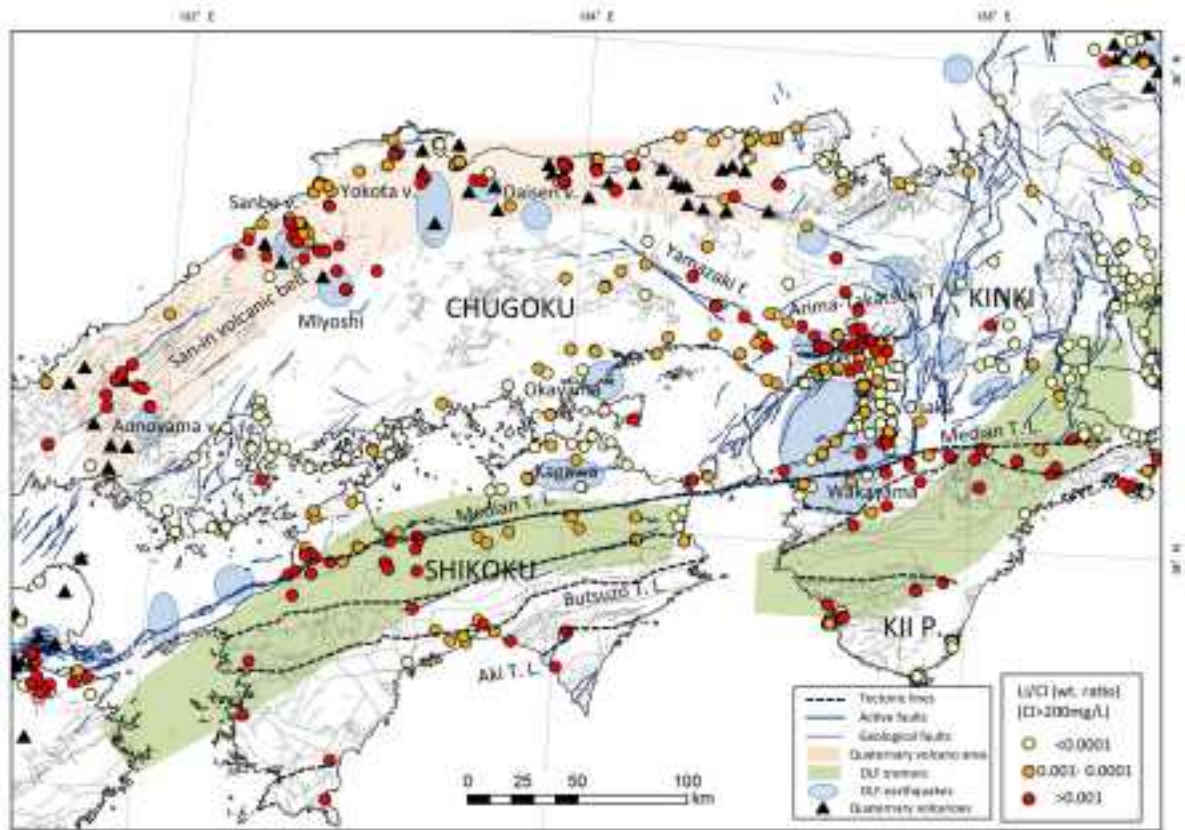


図 2.3.4.2-1 西南日本における Li/Cl 重量比の分布 (風早ほか, 2014).

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。

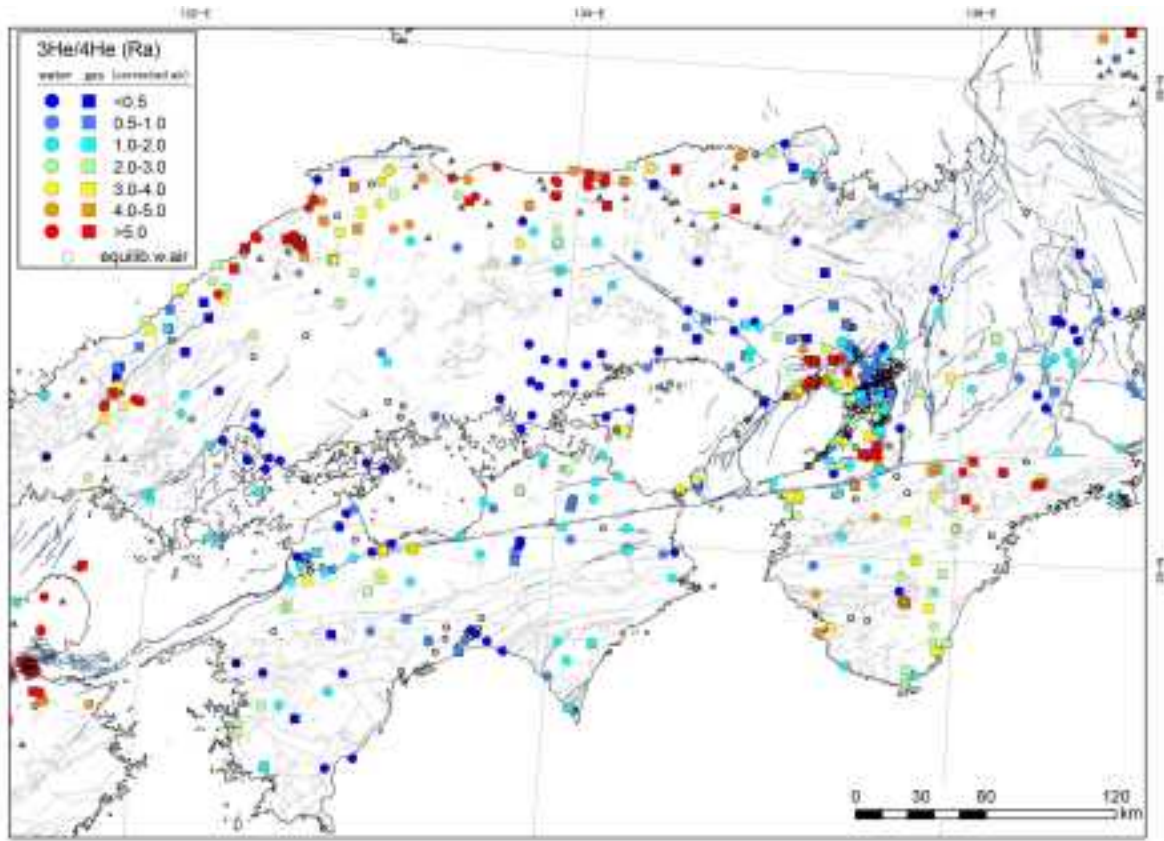


図 2.3.4.2-2 西南日本におけるヘリウム同位体比の分布。

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。

2.3.4.3 九州

九州におけるスラブ起源熱水の上昇域は、他地域と同様に深層地下水中の Li/Cl 重量比をスラブ起源水の混入指標 ($\text{Li/Cl} > 0.001$) として、広域的な分布を図 2.3.4.3-1 に示す。九州は、地溝帯域の第四紀火山、九州北部域の単成火山近傍および火山フロントから背弧側ではマグマ起源熱水が、前弧側である宮崎県南部沿岸域では西南日本弧と同様に非火山性のスラブ脱水流体が分布し、単成火山周辺域を除く福岡・佐賀県一帯と、秩父累帯・四万十累帯北帯を除いて、概ね全域にわたってスラブ起源熱水成分が分布している。中でも宮崎県南部沿岸域は、プレートの沈み込む深さ方向に Li/Cl 重量比が高くなっている傾向が見られる。他方、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比によるマントルヘリウムの分布範囲(図 2.3.4.3-2) は、火山フロント、別府一島原地溝帯、九州北部域の単成火山近傍のマグマ起源熱水分布域に集中しており、高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比をもつ。これは、マントル起源ヘリウムがマグマ起源熱水に伴い、火道や地溝帯域の断層を水みちとして上昇していることを示唆する。また、スラブ脱水流体の上昇場である宮崎県南部沿岸域の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比もわずかながらプレートの沈み込む深さ方向に高くなっている傾向が見られる。しかしながら、絶対的にみてその値は低く、マントルヘリウムの上昇はほとんど見られない。フィリピン海スラブは九州においては、急角度で沈み込むため、前弧側においてもスラブの温度は比較的高温になると考えられるので、Li/Cl 比が高くなりうる。マントルヘリウムを伴わないスラブ起源流体としては、スラブ内の間隙水が起源として考えられる(大沢ほか, 2010)。

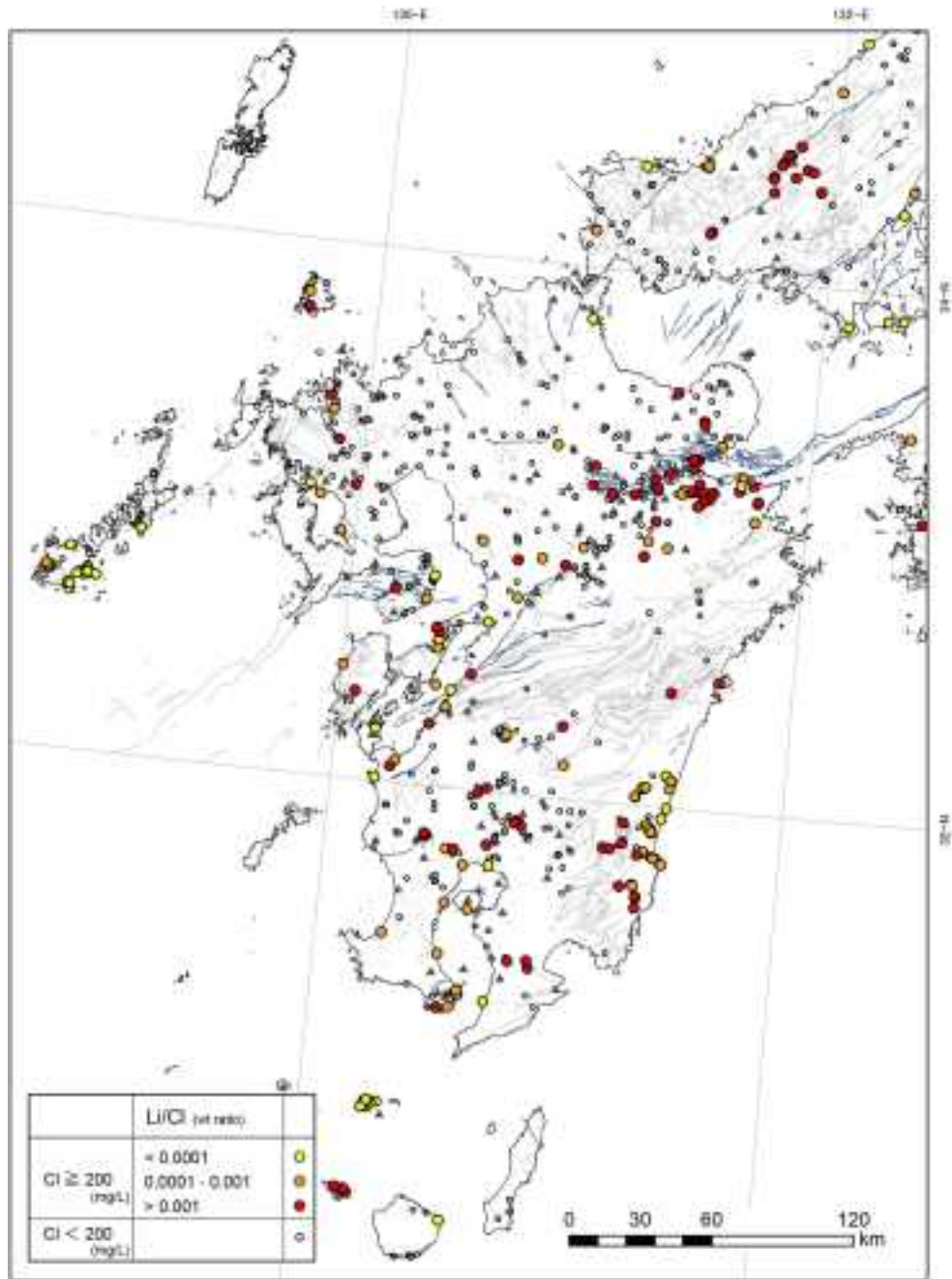


図 2.3.4.3-1 九州における Li/Cl 重量比の分布.

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.

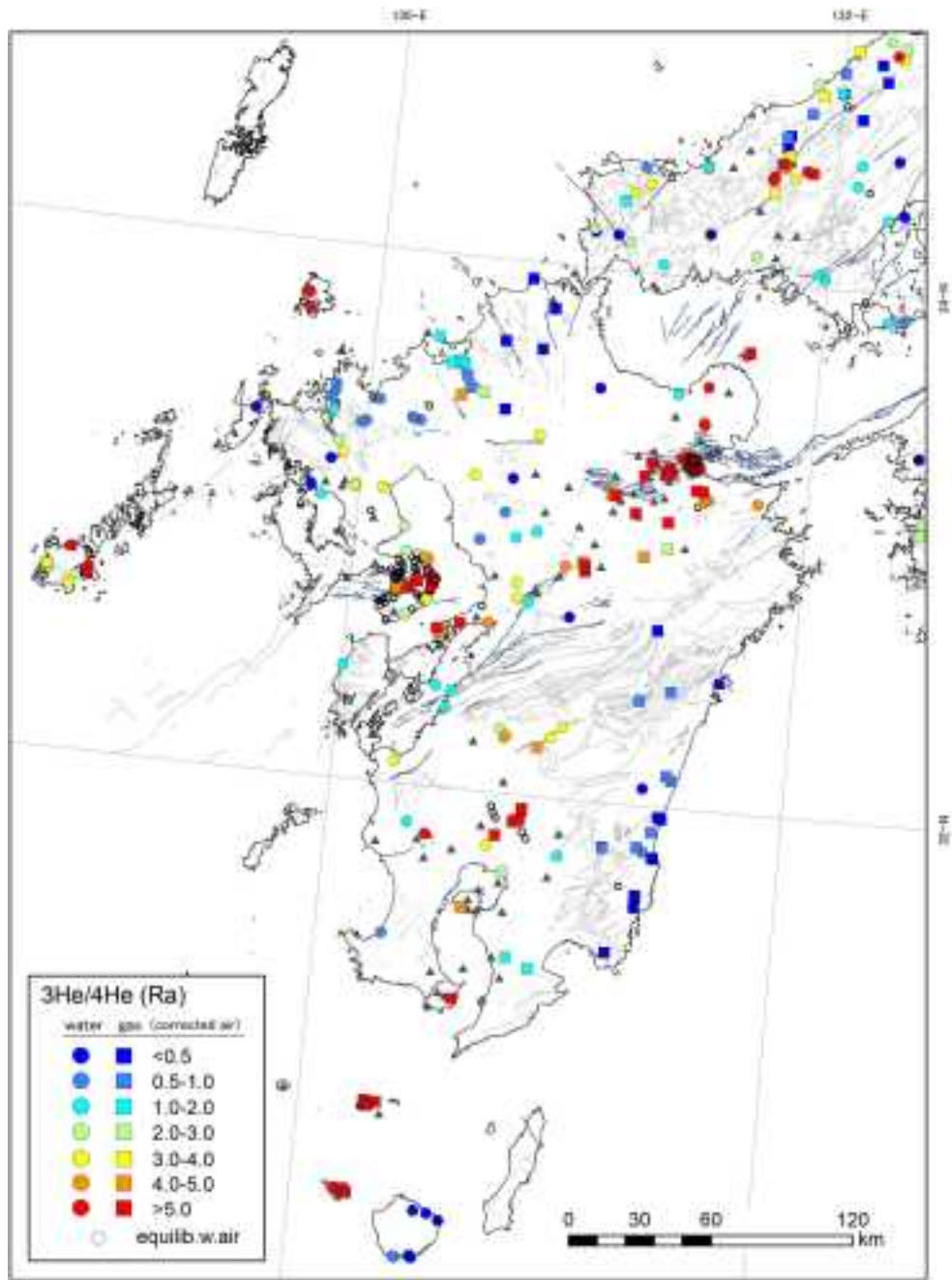


図 2.3.4.3-2 九州のヘリウム同位体比の分布。

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。

2.3.4.4 北海道

北海道におけるスラブ起源熱水の上昇域について、他地域と同様に深層地下水中の Li/Cl 重量比を用いて図 2.3.4.4-1 に示す。北海道の南半分の地域では、第四紀火山の分布域にスラブ起源熱水が上昇している。しかし、北海道北部の非火山地域においても、高い Li/Cl 比を示す場所が存在し、スラブ起源熱水の上昇を示唆する。この地域は、浅発地震も多い地域であり、熱水上昇と調和的である。また、これらの地域は空知—エゾ帯の北部であり、Kita *et al.* (2014) による地震波の減衰域から類

推される地殻流体（熱水）が空知—エゾ帯（南部のみ解析されている）に存在していることと、関係があるかもしれない。この地域は衝突帯であるため、西側のプレートがマンテルに向かって潜り、地殻が厚くなっており、東側は逆にせり上がりマンテルの岩石が地表に現れている場所でもある。このような場で地殻内の水がどのように地下深部にもたらされ、上昇しうることについて、今後検討が必要である。一方、 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比によるマンテルヘリウムは、その分布範囲（図 2.3.4.4-2）から、第四紀火山の近傍にのみ存在し、空知—エゾ帯北部の Li/Cl 比によるスラブ起源熱水上昇場では明瞭ではない。これは、この地域にマンテルを経由したスラブ起源流体の上昇がないことを意味する。

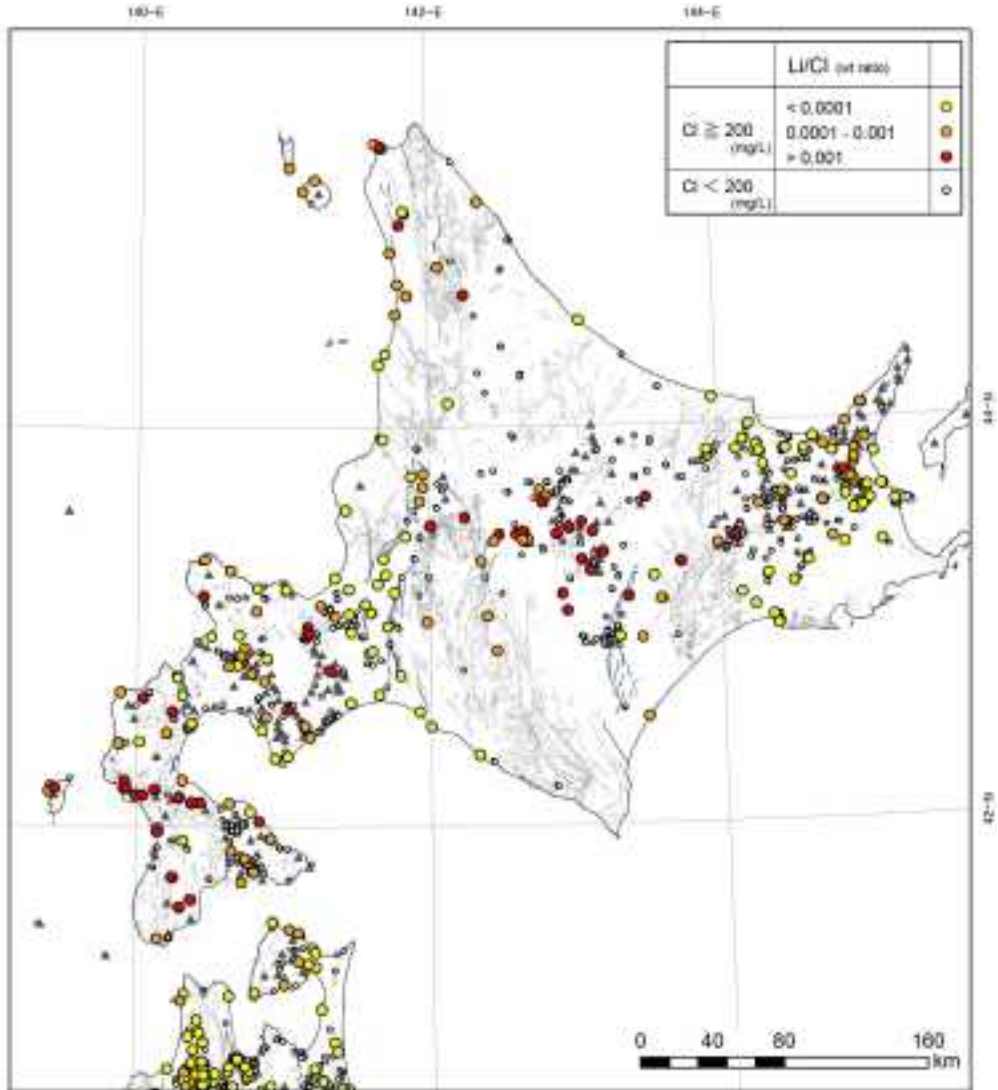


図 2.3.4.4-1 北海道における Li/Cl 重量比の分布。

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。

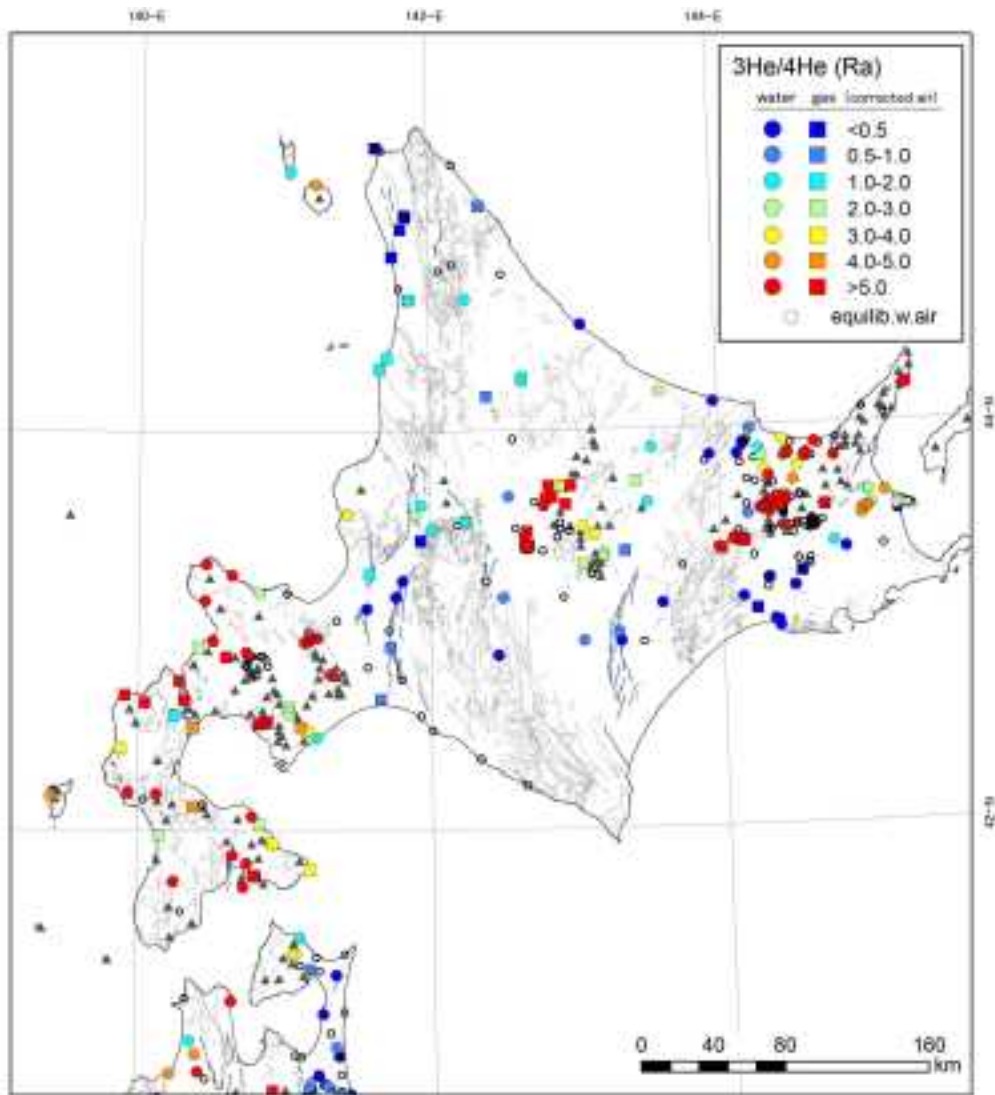


図 2.3.4.4-2 北海道のヘリウム同位体比の分布.

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.

2.4 地域別の各種変動パラメータ及び影響の持続期間

【実施内容】

平成25年度までの成果により、熱水に関する各種変動パラメータの変化の幅、影響の持続期間の評価に関する検討を行った。熱水がスラブの脱水起源のものである場合、それぞれの変動パラメータは、テクトニクスの違いにより大きく異なる可能性がある。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。さらに問題点や不確実性に係る課題についてとりまとめる。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】

2.4.1 水質の変動

2.4.1.1 スラブ熱水の水質バリエーション

ここでは、スラブ起源流体の特徴的な化学成分であるCl濃度、CO₂濃度について、Cl濃度と水素同位体比(δD)の関係を利用して推定した結果をまとめる。

スラブ脱水流体・マグマ起源熱水

非火山地域のスラブ脱水流体は、スラブから直接上昇した熱水であると考えられるが、火山近傍のマグマ起源熱水は、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(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014)。化学組成においても、両者を区別することが困難であるため、スラブ脱水流体とマグマ起源熱水を本項でまとめて示す。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2012, 2013)では、有馬・石仏・津和野・鹿塩といった地域において、Cl濃度が40,000mg/L程の深部流体(有馬型熱水端成分)が共通して存在することが指摘された。これらは、Li/Cl指標によって上昇型の深部流体として抽出され、高温を経験した流体の上昇が考えられる地域であるが、津和野はBr/Cl比がやや高めであって、有馬・石仏・鹿塩とは異なる由来の流体である可能性がある。ほかにも、紀伊半島の中央構造線沿いや有馬—高槻構造線沿いで同程度のCl濃度の流体の上昇があるものと考えられる。また、類似した傾向を示す大分地域について、本報告のデータセットと網田ほか(2005)のデータを合わせると、Cl濃度が有馬型熱水よりも、やや低い領域(25,000～30,000mg/L)に端成分があるように見える。福島県会津地域においても、高濃度のClを含む流体の存在が確認できるが、水の同位体組成から見ると、有馬地域とは異なる端成分を示す。

これらの地域の温泉付随ガスはCO₂であるが、スラブ起源流体成分の寄与が高くなるほど、地下水の全炭酸濃度が高くなるわけではない。CO₂がガスとして放出してしまう有馬や、深部流体の上昇中の地層との反応によるCO₂除去が想定される鹿塩では、全炭酸の濃度が低めになると考えられる(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014)。そのため、CO₂ガスと溶存炭酸を合計した推定を行うことが重要である。津和野地域の河川や有馬に近い三木市の深井戸(1,500m)において、流量観測を実施した結果、CO₂ガスと溶存炭酸としての湧出を合計すると、津和野で0.3mol/L、三木では1.1mol/Lであった(高橋ほか未公表データ)。この濃度は、天水起源の地下水による希釈の影響を含んだ値であるため、スラブ起源流体のCO₂濃度は、さらに高い可能性がある。

流体包有物の分析においても、熱水鉱床の石英脈中にNaCl-CO₂型流体が一般的に見られる。特に深部で生成すると考えられるタングステン鉱床では、NaCl相当濃度として、18,000-60,000mg/L(3-10wt%: 武内, 1977)、CO₂濃度として1.7-4.4M(CO₂/H₂Oのモル比として0.03-0.08: Kazahaya and Matsuo, 1985)が報告されている。これらの濃度範囲は、スラブ起源流体の濃度推

定の結果に近い値を示している。三木市における CO₂ 湧出量の観測は、より地下深部の状況を捉えていると考えれば、これまでの CO₂ 濃度の見積りである最大 0.6M (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014) は過小評価であって、流体包有物に見られるような、より高濃度の化学組成を示す流体の上昇を見込むべきである。また、流体包有物の化学組成に関する知見の集積とともに、スラブ起源流体との関連について検討する必要がある。

スラブ起源流体の Cl 濃度がもっと低いと考えられる地域として、シオワッカ (北海道)、静岡 (藤枝～森町)、高知 (沿岸部) がある。端成分の Cl 濃度が、シオワッカでは 10,000mg/L 程度、静岡や高知では 2,000mg/L 程度と推定された。東北日本においても、スラブ脱水流体の Cl 濃度は、海水と同レベルか、それよりも低いと思われる。シオワッカでは CO₂ が付随するが、静岡や高知では CH₄ が付随することから、静岡や高知はスラブ脱水流体ではなく、スラブ間隙水として扱うべきかも知れない。そこで、大沢ほか (2010) で提案された Li-B-Cl の関係を用いた解析を実施したところ、これらのうちのいくつかは、宮崎地域で確認されたスラブ間隙水と同じ傾向を示した。一方で、Br/Cl 比からは明らかにスラブ起源水の寄与があることが示されており、これらの地域の流体は、スラブ脱水流体とスラブ間隙水の両方の特徴を合わせ持つようであり、今後の検討が必要である。

ともに Li/Cl 比が高く、高温を経験している含水鉱物の分解由来のスラブ起源流体であっても、有馬型熱水に代表されるような、Cl 濃度が海水よりも高いものと、海水よりもずっと低いものがあることがわかった。また、北海道や東北日本においては、Li/Cl 比が高くはないが、Br/Cl 比が低く、スラブ脱水流体の寄与が伺えるようなものの中には、化学・同位体組成からは、海水との混合が示唆されるようなものや、油田灌水のような高濃度塩水が関与していると思われるようなものもある。どうしてこのような違いが生じるのかを明らかにするためには、沈み込むプレートの違いやプレートの沈み込み深度といったスラブ起源流体の生成環境の違いや、どういった反応がどのくらい進行するのか、それらの反応で流体の化学組成がどう変化するのかといったプロセスの解明が必要である。

スラブ間隙水

スラブ堆積物の間隙水の Cl 濃度としては、深海コアの間隙水の濃度が目安となる。例えば、深海掘削計画 (DSDP) により得られたコア間隙水の Cl 濃度は 17,500～22,500mg/L で (Jenden and Gieskes, 1984)、海水よりも濃度が高い傾向にある。一方で、沈み込み環境では、粘土鉱物等の相転移があり、その都度、様々な塩濃度の流体が生成されることが考えられる。大沢ほか (2010) でスラブ間隙水の寄与が指摘されている宮崎地域で観測されるスラブ起源流体の Cl 濃度は、5,000mg/L 程度と推定される。

福島県浜通り地域の温泉やいわき内陸地震に伴って湧出が続く温泉の化学組成を検討すると、海水と同じ程度の Cl 濃度を示す流体と宮崎地域と同様に低い Cl 濃度を示す流体の混合があると推定された。前者について、海底堆積物間隙より排出される海水が上昇しているのか、現在の海水が混入しているのか区別するためには、さらなる検討が必要である。この流体は Br/Cl 比や Li/Cl 比を指標とした分類では、スラブ起源流体の寄与があることがわからない。東北日本においては、この2つの指標では検出できないスラブ起源流体が存在する可能性がある。そこでスラブの間隙水由来のスラブ起源流体が上昇すると見込まれる沿岸部における深層地下水について検討を行った。いわき周辺に同じ傾向を示す深層地下水が確認されたが、それも大量湧出している温泉水データとの比較によって確認できるもので、その他の地域では、Cl 濃度の変化が小さいか、海水との混合による Cl 濃度上昇と区別することができず、いわき地域で見られたようなスラブ起源流体の寄与があるかどうか判別ができなかった。他の地域でも、いわき地域での事例のように詳細な検討を行うことが必要である。

スラブ間隙水の CH₄ 濃度はわかっていないが、新潟や茂原 (房総) の水溶性ガス田における CH₄ 濃度の推定値である 0.1M 程度 (名取, 1997; 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア編,

2012) よりも低いと考えられる。

2.4.1.2 水質変動の原因と影響

スラブ起源流体の水質変動の原因には、(1) ローカルな地下水系の流動量の変化、あるいは、スラブ起源流体の流入量の変化に伴う希釈率の変動による濃度変化、(2) 地層内での鉱物等との反応（沈殿を含む）等による変化が考えられる。前者については、2.4.2において記載する。本項では、各種反応に伴う水質変化についてまとめる。スラブ脱水流体は、地殻内を上昇する過程で様々な物理・化学プロセスにより変化すると考えられる。そもそも脱水流体が地表付近でNaCl-CO₂型が多いのも、様々な反応の結果できたものである。水質変動に関する将来予測手法の構築のためには、それぞれ自然のシステムで生じた反応の種類、および、その反応の原因、条件等をまとめておく必要がある。

スラブ脱水流体およびマグマ起源熱水は、前節で述べたように、NaCl-HCO₃-CO₂型である。上部地殻に供給された熱水は、NaCl-CO₂型であったと考えられ、高温の有馬温泉水などがその特徴を有している。しかし、非火山地域にみつかるとスラブ脱水流体を含む地下水は、地下にマグマ等の熱源が存在しないため、基本的に低温のものが多い。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）がまとめたように、地層中で岩石にpHがコントロールされ高くなると、CO₂のHCO₃化が進行し、CaCO₃の沈殿なども生じる。長野県鹿塩で自然湧出する塩水は、有馬温泉水と似た水の同位体組成やCl濃度を持つが、炭酸成分がほとんどないのが特徴である。これは、当初は多量のCO₂を有していた熱水が、超塩基性岩の地層と反応することにより、ほぼすべての炭酸成分がCaCO₃として沈殿除去されたためと考えられる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア、2014）。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）は、水質の変化（反応の進行）の度合いの違いについて言及しており、上昇時間との関連を指摘している。つまり、相対的上昇時間が長いと反応が進行し、水温も低下する。さらに、上昇時間の違いは、地下深部に存在する熱水貯留槽の規模の違いである可能性を指摘している。

さて、CO₂が地層に供給された場合は、炭酸塩化だけでなく同時に地層の化学的破壊現象を伴うため、影響としても重要である。地層の破壊は熱水変質作用や風化作用により進行するが、その時に生じる反応は、温度、母岩と熱水の組成等の違いにより多様である。基本的には、CO₂の炭酸塩化にともない放出されるH⁺（H₂O + CO₂ = H⁺ + HCO₃⁻）が鉱物と反応し、多種多様な粘土鉱物を生成する。

2.4.2 流量の変動と影響の持続時間

スラブ起源流体を含む地下水はその混入率が様々である。最も高いものが有馬温泉水で地下水成分は10%以下しか含まれない源泉がある。スラブ起源流体はその混入率が十分低ければ、地層の破壊に大きな影響を与えないが、将来にわたりその割合が一定である確証はない。スラブ起源流体の混入率の変化は、地層の破壊を含む影響の評価に重要となる。その変化の原因として、地下水系へのスラブ起源流体の相対的流量変化が挙げられる。ここで、地下水系の流量変化も長期にわたる気候変動の影響により変動するため考慮すべきであるが、気候関連事象において検討すべき課題であるので、ここでは扱わない。本項では、スラブ起源流体の地下水系への供給率の変動に関して、その原因と変化幅について検討を行う。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2014)によれば、スラブ脱水は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、供給量はほぼ一定に保たれるはずである。しかし、短期的には、スラブ脱水流体は、断層系の亀裂を上昇しても、すぐに石英等の脈沈殿鉱物により水みちが塞がれてしまう。そして熱水供給が続けば、再び破壊が生じ亀裂が形成される。そのため、上昇場では浅発微小地震が多く観測されるのであろう。このようにスラブ脱水流体の上昇は断続的に生じているものと考えられるが、地下に大型の熱水溜まりが存在する場合は、その活動の間欠性、活動期間などが内陸地震活動等の影響により制御される可能性がある(1.4章参照)。つまり、長期的には供給率は一定であっても、短期的には休止、活動を繰り返す間欠的活動となる可能性がある。直接スラブから上昇するスラブ脱水流体やスラブ間隙水の活動の持続時間は、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、上述したように地表付近まで上昇する過程には、様々なプロセスや水みちが想定されるため、様々な時間スケールの間欠的現象が生じうる。このような活動実態については、まだ解明がすすんでいないのが現状であり、スラブ起源流体の関与により生じた変質帯などの調査を含めて長期的な影響を評価すべきであると考えられる。また、スラブ起源流体の上昇のモデル化には、深部に存在する熱水溜まりの規模やその場における熱水の滞留時間等の情報が必要である。これらの情報を得るためには、地下深部から供給される熱水の端成分の組成情報や上昇時における各種混合プロセスの解明(本章付録1))に加えて、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比等から熱水の地殻内での滞留時間に関する情報(本章付録2))を得るための手法開発を進める必要がある。

【まとめと今後の課題】

本章では、昨年度までに判明した、1)スラブ起源流体の上昇場がプレートテクトニクスシステムにより制御されること、および、2)その組成が水の存在形態により異なることを受け、日本列島に含まれる東北日本弧、西南日本弧、九州、および、北海道の4つのテクトニクス場についてスラブ起源流体の上昇域の分布や組成などについてとりまとめた。上昇域は概ね第四紀火山近傍が多い。しかし、いくつかの非火山地域(西南日本弧の前弧側のほぼ全域、北海道の空知—エゾ帯、東北および九州の前弧側の一部地域)においても、スラブ起源熱水を含む地下水が存在することがわかった。

スラブ起源熱水は、その成因別に以下に示す3種類の熱水流体に区分可能である。すなわち、a)沈み込むスラブ上面の堆積物に含まれるスラブ間隙水、b)沈み込む海洋地殻や堆積物中の含水鉱物の分解により放出されたスラブ起源水がそのままマントル内部を熱水として上昇するスラブ脱水流体、および、c)脱水したスラブ起源水がマントルを部分熔融しマグマを生成、地殻内で固化し放出されたマグマ起源熱水である。これらの化学特徴をまとめると、a)は海水成分を主体とするが、続成流体の影響を受け塩分濃度が相対的に低い、また、b)は地殻内で滞留し変質する場合もあるが、基本的にNaCl-CO₂型であり、c)のマグマ起源熱水と化学的に区別することが難しいことがわかった。

次に、スラブ起源熱水が地下水系に与える影響については、NaCl-CO₂型の地下水の水質変化および濃度変化についてその原因をまとめた。水質変化（CO₂からHCO₃あるいは炭素種の除去）に関しては、上昇時間に関係すること、およびCO₂が気泡を形成することにより様々な濃度バリエーションを生み出すことを示した。また、この水質変化そのものが、処分場の母岩の化学的破壊の原因になることを示した。スラブ起源熱水の活動予測については、その供給は定常的であると考えられるが地殻内での上昇は間欠的であること、また、その間欠性は、地殻内部にある大型の熱水溜まりの影響や地震・断層活動の影響が考えられることを指摘した。

今後の課題としては、1) スラブ起源熱水のNaCl-CO₂型の特徴により引き起こされる岩石の化学的破壊が、どのようなものであるのかについて地質学的エビデンスを収集することにより検討する必要がある。また、2) 上昇量（フラックス）は現在の値がそのまま将来にわたり安定である保証がないことから、上昇場の長期的な安定性の評価と超長期にわたる平均的な流量値を予測する手法を検討するべきである。

付録1) トリチウムおよび放射性炭素指標を用いたスラブ水起源のClとCO₂の地域地下水との混合及び端成分に関する検討

これまで、トリチウム指標を用いてスラブ水（深部流体）の化学組成の推定を実施してきた（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012, 2013）。トリチウムによるスラブ水の化学組成の推定は、浅層地下水に含まれるトリチウムがスラブ水には含まれないことを利用するもので、スラブ水と混合関係にある浅層地下水や河川水試料のトリチウム濃度と化学成分の濃度の関係から（図A-1.1）、トリチウムを含まない端成分の化学組成を求めて、スラブ水の化学組成の推定値としてきた。しかし、同じ地域や隣接地域において、トリチウム濃度とCl濃度の関係が複数の直線を示すことがあり（図A-1.1）、スラブ水の端成分推定において、試料の吟味が重要となる。これは、一部の試料では、スラブ水がトリチウムを含まない天水起源の地下水と混合した後に、トリチウムを含む浅層地下水と混合するような多段階の混合を経験したことを示している。このことは、上昇してきたスラブ水起源のClが、地下水流動にしたがって、広範囲に拡散することを示している。

スラブ水の上昇地域において、ClとCO₂の付加が見られる地点を見ると、必ずしも同じ地域に広がっているわけではない。例えば、津和野地域では、Cl濃度が高い地域が広範囲に広がっており、山口県徳佐地域においても、Cl濃度の上昇が報告されているが（西山ほか, 2014）、CO₂の湧出は、津和野町寺田地区を中心とした狭い範囲に集中している。地下水流動による拡散の影響は、Clでは見られるが、CO₂では限定的であると言える。スラブ水がある程度の深度まで上昇すると、CO₂はスラブ水から分離して気体となると考えられることから、天水起源の地下水に混入しても気体のまま地表までもたらされるため、CO₂ガスの上昇域が限定されたと考えられる。もちろん、天水起源の地下水に溶解するCO₂成分もあるため、やはり地下水流動により拡散する成分もあるが、CO₂ガスではなく溶解した炭酸成分として検出されることが考えられる。このことは、放射性炭素（¹⁴C）濃度の結果からも支持される（図A-1.2）。CO₂がガス成分として上昇している地域においては、¹⁴C濃度が非常に低く、現代炭素の混入がほとんどないことがわかる。つまり、CO₂成分は地下で滞留することなくすみやかに上昇していると考えられる。鹿塩やいわきでは炭素成分が地表に到達するまでに、現代炭素の混入が多いことが示されており、これらの地域においては、スラブ水の上昇速度が遅く、地下水で炭素物質との反応を起こす時間があつたものと考えられる。鹿塩地域ではスラブ水の上昇速度が比較的ゆっくりであるとする報告（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014）とも矛盾しない。

同じ地域内でも、トリチウムを含まない天水起源の地下水の混合がないものと、あるものが混在し

ているが、掘削によって地下深くから採取しているような温泉水では、天水起源の地下水の混入が少ない。また、同じような掘削孔からの試料であっても、スラブ水の上昇エリアの中心に近いと考えられるような地区とその周辺地区でも差があるようである。

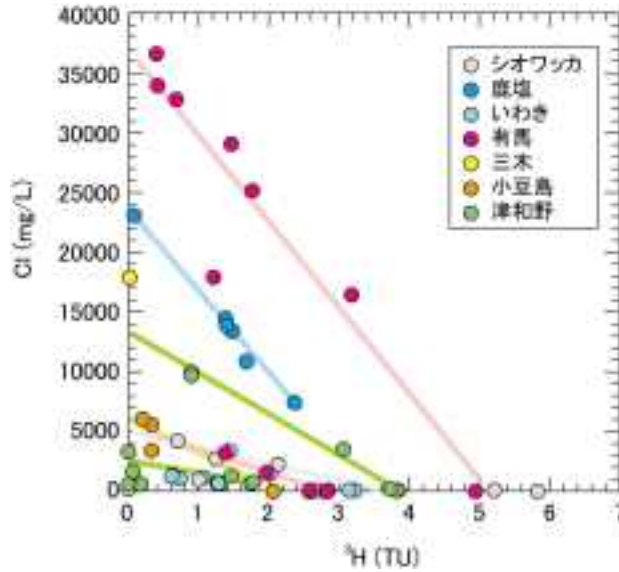


図 A-1.1 スラブ水の混入があると思われる地下水試料のトリチウム濃度と Cl 濃度の関係。

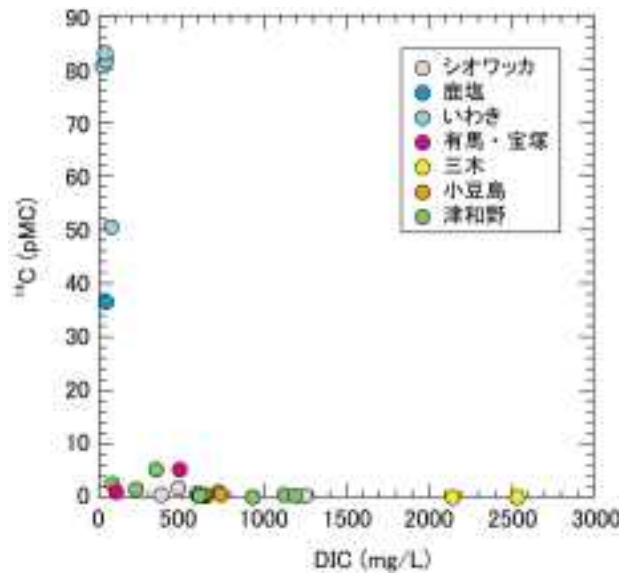


図 A-1.2 スラブ水の混入があると思われる地下水試料の ^{14}C 濃度と溶存無機炭酸 (DIC) 濃度の関係。

付録2) 深部流体の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の地域特性と滞留時間に関する検討

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, 2014) において、深部流体の端成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ およびその地域的な特徴について検討を行ってきた。今年度新たに $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ データを取得した深部流体試料について、Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ との関係を図 A-2.1 に示し、その特徴をまとめる。図 A-2.1 (a) には、今年度に測定を行った大分の 4 試料 ($\text{Li}/\text{Cl} > 0.001$) に加え、比較のため、昨年度までに取得したデータの内、有馬—高槻構造線周辺、中央構造線周辺、関東山地北縁部、津和野、シオワツカ (北海道) の試料について、 Li/Cl 重量比が 0.001 以上の地点を抽出して示している。大分の 4 試料は、Cl 濃度が比較的低いにも関わらず、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は $2\text{-}3 \times 10^{-15}$ 程度の低い

値に集中していることがわかる。これは、既に得られているスラブ起源流体の値（有馬地域や関東山地における高 Cl 濃度の端成分の値）に近いことから、同様に U, Th 濃度が低い環境を経て上昇してきたスラブ起源流体であることを示唆している。

図 A-2.1 (b) には、上記以外の地域の塩水について今年度取得したデータを示している。月山志津の塩水については、Cl 濃度が海水よりも高く、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が 4×10^{-15} 程度と比較的低い。Li/Cl 比が 0.001 以上であることからスラブ起源流体である可能性が考えられるが、その滞留時間については付近の岩石組成の検討が必要である。次に、寒河江の地下水試料の内、Cl 濃度が 10,000 mg/L 以上のものについては、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は 10^{-15} 台後半の値を一致して示している。対応する岩石の化学組成から計算される $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 放射平衡値は 1×10^{-14} 前後であることから、この地域の塩水はある程度古い年代を持っていることが推察される。福島内陸部の塩水については、高 Cl 濃度のものは $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が 3×10^{-15} 程度と低く、年代としては比較的若いと思われる。一方、東北地方の内陸部の地下水試料について、トリチウム濃度は 2 試料 (0.4 TU および 1.0 TU) を除いて検出限界以下であり、これらの $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ に対する非常に若い天水の混入の影響はほとんどない。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は 10^{-15} 台後半のものが多いが、Cl 濃度が最も高い試料 (1900 mg/L 程度) については、 2.4×10^{-15} と低い値を持っており、若い端成分が存在している可能性もある。しかしながら、概ねこれらに対応すると考えられる岩石の化学組成に基づくと、 $3-7 \times 10^{-15}$ 程度と低めの放射平衡値が計算されることから、滞留時間については明確な判断は難しい。九州南部の地下水試料については、トリチウム濃度は 1 試料 (0.6 TU) を除いて検出限界以下であり、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ への影響は無視できる。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は 10^{-15} 台後半のものも多く、宮崎層群の岩石の放射平衡値 (1×10^{-14} 前後) で代表できるとすれば、ある程度の時間が経過した塩水が起源となっている可能性がある。

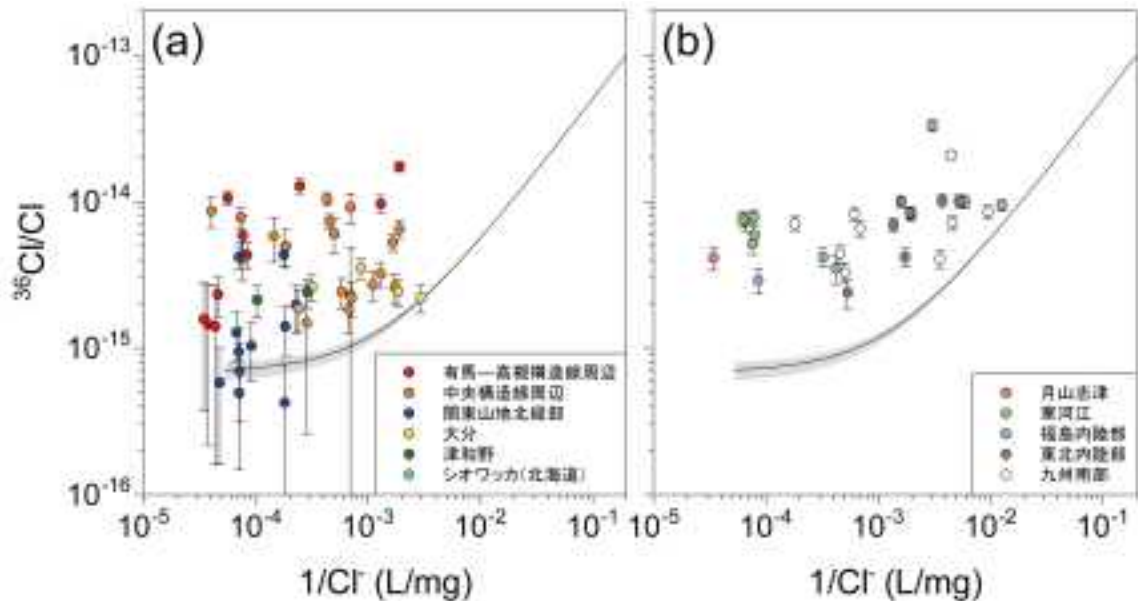


図 A-2.1 深部流体試料の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ との関係。

典型的なスラブ起源流体の上昇域 (a) およびそれ以外の地域 (b) について示した。(a) については、Li/Cl 重量比が 0.001 以上の地点を抽出してある。図中の曲線は、海水 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$, $\text{Cl} = 19,000 \text{ mg/L}$) と浅層地下水 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 100 \times 10^{-15}$, $\text{Cl} = 5 \text{ mg/L}$) との混合線を示している。

【引用文献】

網田和宏・大沢信二・杜建国・山田誠 (2005) 大分平野の深部に賦存される有馬型熱水の起源. 温泉

- 科学, 55, 64-77.
- 栗田泰夫 (1988) 東北日本弧中部内帯の短縮変動と太平洋プレートの運動. 月刊地球, 10, 586-591.
- 栗田泰夫・岡村行信・下川浩一 (1997) 北海道・東北本州弧内帯のネオテクトニクスとプレート運動. 日本地震学会講演予稿集, 15.
- 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, doi:10.1016/0016-7037(1981)90129-90120.
- Dogan, T., Sumino, H., Nagao, K. and Notsu, K. (2006) Release of mantle helium from forearc region of the Southwest Japan arc. *Chem. Geol.*, 233, no. 3-4, 235-248.
- 藤田和夫 (1993) 西南日本, とくに近畿トライアングルをめぐるネオテクトニクス, 日本の地質100年, 日本地質学会, 237-244.
- Hacker, B. R. (2008) H₂O subduction beyond arcs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q03001, doi:10.1029/2007GC001707.
- Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2004) Geophysical constraints on slab subduction and Arc magmatism, *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics, Volume 150: Washington, D. C., AGU*, 81-93, doi:10.1029/1150GM1008.
- Hirose, T., Hiramatsu, Y. and Obara, K. (2010) Characteristics of short-term slow slip events estimated from deep low-frequency tremors in Shikoku, Japan. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 115, doi:10.1029/2010jb007608.
- Hoefs, J. (2009) *Stable isotope geochemistry*. Berlin, Springer, 286 p.
- Huang, Z. C., Zhao, D. P., Hasegawa, A., Umino, N., Park, J. H. and Kang, I. B. (2013) Aseismic deep subduction of the Philippine Sea plate and slab window. *J. Asian Earth Sci.*, 75, 82-94, doi:10.1016/j.jseaes.2013.1007.1002.
- 磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下敦・大藤茂 (2010) 日本列島の地帯構造区分再訪 - 太平洋型(都城型)造山帯構成单元および境界の分類・定義-. *地学雑誌*, 119, no. 6, 999-1053.
- 伊藤康人・荒戸裕之 (1999) 日本海南部における鮮新世以降の応力場変遷. *地質ニュース*, 541, 25-31.
- Iwamori, H. (1998) Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, no. 1-2, 65-80, doi:10.1016/s0012-1821x(1998)00080-00086.
- James, R. H., Allen, D. E. and Seyfried, W. E. (2003) An experimental study of alteration of oceanic crust and terrigenous sediments at moderate temperatures (51 to 350 degrees C): Insights as to chemical processes in near-shore ridge-flank hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67, no. 4, 681-691, doi:10.1016/s0016-7037(1002)01113-01114.
- Jarrard, R. D. (2003) Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, no. 5, 8905, doi:10.1029/2002GC000392.
- Jenden, P. D. and Gieskes, J. M. (1984) Chemical and isotopic composition of interstitial water from Deep Sea Drilling Project sites 533 and 534. U.S. Government Printing Office.
- John, T., Scambelluri, M., Frische, M., Barnes, J. D. and Bach, W. (2011) Dehydration of subducting serpentinite: Implications for halogen mobility in subduction zones and the deep halogen cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 308, no. 1-2, 65-76, doi:10.1016/j.epsl.2011.1005.1038.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編 (1991) 日本の新生界層序と地史. 地質調査所, 地質調査

- 所報告, 114 p.
- 活断層研究会 編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 437 p.
- 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, doi:9610.1073/pnas.1302040110.
- Kazahaya, K. and Matsuo, S. (1985) A new ball-milling method for extraction of fluid inclusions from minerals. *Geochemical Journal*, 19, no. 1, 45-54.
- 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・塚本齊・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*, 44, 3-16.
- Kita, S., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Katsumata, K., Asano, Y. and Kimura, T. (2014) Detailed seismic attenuation structure beneath Hokkaido, northeastern Japan: Arc-arc collision process, arc magmatism, and seismotectonics. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 119, no. 8, 6486-6511, doi:6410.1002/2014jb011099.
- Kita, S., Okada, T., Hasegawa, A., Nakajima, J. and Matsuzawa, T. (2010) Anomalous deepening of a seismic belt in the upper-plane of the double seismic zone in the Pacific slab beneath the Hokkaido corner: Possible evidence for thermal shielding caused by subducted forearc crust materials. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 290, no. 3-4, 415-426, doi:410.1016/j.epsl.2009.1012.1038.
- 小池一之・田村俊和・鎮西清高・宮城豊彦 編 (2005) 日本の地形3 東北. 東京大学出版会, 376 p.
- Kubo, A. and Fukuyama, E. (2003) Stress field along the Ryukyu Arc and the Okinawa Trough inferred from moment tensors of shallow earthquakes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210, no. 1-2, 305-316, doi:310.1016/s0012-1821x(1003)00132-00138.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N. (2014) Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab. *Earth Planets Space*, 66, no. 119, doi:10.1186/1880-5981-1166-1119.
- Matsubaya, O., Sakai, H., Kusachi, I. and Satake, H. (1973) Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese thermal water systems *Geochemical Journal*, 7, no. 3, 123-151.
- 松葉谷治・酒井均・鶴巻道二 (1974) 有馬地域の温泉, 鉱泉の水素と酸素の同位体比について. *岡山大学温泉研究所報告*, 43, 15-28.
- 松本徂夫 (1979) 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. *地質学論集*, 16, 127-139.
- 宮坂省吾 (1987) 衝突帯における山地形成—日高山脈の上昇史—. *松井兪教授記念論文集*, 195-202.
- Morikawa, N., Kazahaya, K., Yasuhara, M., Inamura, A., Nagao, K., Sumino, H. and Ohwada, M. (2005) Estimation of groundwater residence time in a geologically active region by coupling ^4He concentration with helium isotopic ratios. *Geophys. Res. Lett.*, 32, no. 2, doi:10.1029/2004gl021501.
- 森谷武男 (1999) 北海道とその周辺における地震のメカニズム解から推定される地殻内部応力場. *月刊地球*, 21, no. 9, 557-564.
- 中田高・今泉俊文 編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 名取博夫 (1997) 茂原型天然ガス鉱床はメタンハイドレート起源か. *地質ニュース*, 510, 59-66.
- 日本地質学会 編 (2010) 日本地方地質誌1 北海道地方. 朝倉書店, 619 p.

- 日本の地質『九州地方』編集委員会 編 (1992) 日本の地質9 九州地方. 共立出版株式会社, 371 p.
- 西村進・桂郁雄・西田潤一 (2006) 有馬温泉の地質構造. 温泉科学, 56, 3-15.
- 西山成哲・田中和広・鈴木浩一 (2014) 山口県徳佐盆地の地下における深部流体の流動. 日本地球惑星科学連合講演予稿集, SCG62-07.
- 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.
- Obara, K. (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science*, 296, no. 5573, 1679-1681, doi:10.1126/science.1070378.
- Obara, K., Hirose, H., Yamamizu, F. and Kasahara, K. (2004) Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 31, no. 23, doi:10.1029/2004gl020848.
- Ohmi, S. and Obara, K. (2002) Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the Mw 6.7 2000 Western Tottori earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 29, no. 16, doi:10.1029/2001gl014469.
- 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.
- Ohwada, M., Satake, H., Nagao, K. and Kazahaya, K. (2007) Formation processes of thermal waters in Green Tuff: A geochemical study in the Hokuriku district, central Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 168, no. 1-4, 55-67, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.1007.1009.
- 岡田篤正 (1986) 中部日本の活断層とプレート境界問題. 月刊地球, 8, no. 12, 756-762.
- 岡村行信 (2000) 日本海東縁のインバージョンテクトニクス. 石油技術協会誌, 65, 40-47.
- 岡村行信 (1990) 四国沖の海底地質構造と西南日本外帯の第四紀地殻変動. 地質学雑誌, 96, 223-237.
- 小野重明 (2000) 沈み込むスラブ中の含水鉱物と水輸送. 地学雑誌, 109, 564-575.
- 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, 150-160.
- 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. 6956, 367-373, doi:10.1038/nature01961.
- 鷺谷威 (2002) 明治期以降のひずみ集中帯, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, p. 133-150.
- Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000) Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan. *Pure Appl. Geophys.*, 157, no. 11-12, 2303-2322.
- 寒川旭 (1986) 近畿中央部の新規地殻運動. 月刊地球, 8, 752-755.
- 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) 地層処分に係る地質評価手法等の整備: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.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 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, 560.
- Sano, Y. (1986) Helium flux from the solid earth. *Geochem.J.*, 20, 227-232.
- Sato, H. (1994) The Relationship between Late Cenozoic Tectonic Events and Stress-Field and Basin Development in Northeast Japan. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 99, no. B11, 22261-22274, doi:22210.21029/22294jb00854.
- 佐藤比呂志・吉田武義・岩崎貴哉・佐藤時幸・池田安隆・海野徳仁 (2004) 後期新生代における東北日本中部背弧域の地殻構造発達-最近の地殻構造探査を中心として-. *石油技術協会誌*, 69, no. 2, 145-154.
- 多田堯 (1993) 九州中部地方の地殻変動とテクトニクス —別府—島原地溝の分裂拡大—. *地質学論集*, 41, 1-12.
- 多田堯 (1984) 沖縄トラフの拡大と九州地方の地殻変動. *地震*, 2, 407-415.
- 平朝彦 (2002) 日本海東縁の変動と日本列島のテクトニクス, 日本海東縁の活断層とテクトニクス, 東京大学出版会, 3-15.
- 竹村恵二 (1999) 西南日本の鮮新世以降のテクトニクス—近畿地域の盆地形成と関連して. *月刊地球*, 21, 649-652.
- 武内寿久彌 (1977) 鉍化流体の研究とその探鉍への応用. *鉍山地質*, 27, 63-68.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D. P., 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, no. 1-2, 105-116, doi:110.1016/s0012-1821x(1002)00465-x.
- 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, doi:10.1029/2009tc002626.
- Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. *Earth Planets Space*, 66, 131, doi:110.1186/1880-5981-1166-1131.
- 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, doi:10.1029/2012gl054094.
- 植平賢司・清水洋・松尾紉道・後藤和彦 (2001) 四国・九州西端から九州にかけての深発地震面の形状と発震機構. *月刊地球*, 23, 669-673.
- 早稲田周 (2010) 国内天然ガスの炭素同位体地球化学. *Researchs in Organic Geochemistry*, 26, 3-12.
- 渡辺寧 (1986) 鉍脈の方向から推定された広域応力場—北海道における中期中新世以降の鉍脈の例—. *鉍山地質*, 36, no. 3, 209-218.
- You, C. F., Castillo, P. R., Gieskes, J. M., Chan, L. H. and Spivack, A. J. (1996) Trace element

behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140, no. 1-4, 41-52, doi:10.1016/0012-1821x(1096)00049-00040.

Zhao, D. P., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992) Tomographic imaging of P-wave and S-wave velocity structure beneath Northeastern Japan. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 97, no. B13, 19909-19928, doi:19910.11029/19992jb00603.

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並びにその適用条件・適用範囲及び不確実性の把握

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25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について、国際FEPsに基づく整理および安全評価の観点から、核種移行解析等によって各種パラメータの岩種の相違による重要度の分類を行った。

平成26年度は、平成25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・気候関連事象によるパラメータの経時変化を考慮した水理、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の変動を考慮した核種移行解析手法の検討と結果の取りまとめを行う。また、取りまとめ結果を用いて、結晶質岩、堆積岩といった我が国における類型化された地質条件について、事象から各プロセスへの連関関係評価における課題を抽出する。

3.1.1 平成22～26年度の5年間における年度毎の検討結果の概要

本課題は、地質・気候関連事象が核種移行特性に与える影響に関して、事象が地質特性に与えるプロセスの分類、プロセスによって水理、熱、力学、化学環境および境界条件への影響という観点での整理を行い、核種移行評価への影響モデル構築に関する知見を整理することを目的として実施した。平成22年度から平成26年度までの成果を以下にまとめる。

[平成22年度]

- ・地質事象として、断層活動、隆起・侵食、単成火山、複成火山、巨大カルデラ、深部流体に関して、水理、熱、力学、化学環境への影響を連関図として整理した。
- ・地質事象の発生確率の取り扱いに関して、断層活動および火山・マグマ活動の2事象に体する総論的な課題の抽出を行い、活断層、海溝型巨大地震、新規火山の発生に関する調査上の課題を示した。

[平成23年度]

- ・地質・気候関連事象の影響の連関性に関する検討では、処分場のライフサイクルを考慮した評価の不確実性に関する検討を行い、断層活動における内陸地震、派生断層、地質断層の再活動に関して、不確実性を低減させるのに必要な情報と評価可能性を提示した。
- ・地質・気候関連事象の発生確率の取り扱いに関しては、海水準変動、隆起・侵食の2事象に関して、将来予測における蓋然性の高い考え方と問題点を示した。

[平成24年度]

- ・影響の連関関係に関しては、平成22年度の連関図の再整理を行い、事象から影響までの時間に着目して、遅延が無いプロセス、物質移行による遅延を伴うプロセス、熱によるプロセスに分類可能であることを示した。

- ・地質・気候関連事象の発生以外の不確実性に関する検討を行い、母岩の水理特性等の不確実性に加え、起因事象によって発生しうる新規の流動経路、あるいは既存の流動経路の経時変化に関する不確実性の影響が重要であることが示された。

[平成25年度]

- ・連関関係に関しては、平成24年度に整理したプロセスの分類に関して詳細な検討を実施し、それぞれのプロセスにおいて安全評価上の不確実性を生じさせる要因に関するリストアップを行った。
- ・類型化した地質環境における影響度の評価として、多孔質岩盤と亀裂性岩盤において、各種パラメータが安全評価に与える影響に関するモデル解析を実施した。結果として、亀裂性岩盤モデルでは亀裂開口幅が線量、到達時間ともに影響し、多孔質媒体モデルでは分配係数が到達時間のみに影響することが示された。

[平成26年度]

- ・結晶質岩および堆積岩における水理的な特徴、隆起・侵食に伴う風化、断層活動による水理場の変動に関する研究事例を参考とし、断層活動と付随する熱水・深部流体が結晶質岩においては難透水性断層コアの形成等において重要なプロセスであることが示された。堆積岩に関しては、断層コアの透水性は母岩と大差が無い事例、母岩の固結度によってはダメージゾーンが形成されない場合があることが示された。
- ・影響度の評価手法として、隆起・侵食を考慮した安全評価手法の適用を行った。その結果、地表面への廃棄体の露出が起らない条件下においても、隆起・侵食速度が線量評価に与える影響が大きいことが示された。

3.1.2 パラメータ及び境界条件の変動を考慮した核種移行解析手法の検討

【実施内容】

既往の連成プロセスに関する研究成果に基づき、各種の地質・気候関連事象による経時的なパラメータ・境界条件の変動を考慮した地下水流動解析および各種移行解析を行い、結果を取りまとめる。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資料あるいは技術指針に反映される。

【成果】

3.1.2.1 研究目的

100 万年以上の超長期間にわたる処分場システムの安全性能を評価するためには、その期間中に想定される地質変動の影響を無視することはできない。処分場性能を左右する地質変動として、隆起・侵食活動、火山・火成活動、地震・断層活動などの地質・気候関連事象が挙げられ、これらの事象がどのように処分場システム全体の安全性能に影響するかを理解しておく必要がある。このような地質・気候関連事象の中で、火山・火成活動、地震・断層活動などの極めて明確な地質変動事象が、処分場性能に対しておよぼす影響は極めて大きいことは明らかである。一旦噴火や地震のような規模の大きなイベントが処分場近辺で生じると、処分場システム性能そのものがそのイベントが発生する以前とは全く異なったものになると考えられるため、イベント発生以降のシステムの性能評価方法はそれらのイベント前とは連続性の低い新たな評価を導入せざるを得ない。これに対して、隆起・侵食活動ではその活動量は数年数十年の期間では mm オーダーの極めて小さいものではあるが定常的に処分場性能に影響をおよぼし続け、100 万年といった超長期間の処分場システムの性能評価においては全く無視できないものとなる。隆起・侵食活動は連続的な変化であるため、これまでに開発してきた処分場システムの性能評価コードを用いて、隆起・侵食活動が処分場性能に与える影響を評価することが可能であると考えられる。

そこで、JAEA2000 年レポート（核燃料サイクル開発機構，1999）に準拠した模擬処分場を対象として天然バリア内の漏洩放射性核種移行シミュレーション計算を行い、生物圏に漏洩する放射性核種の時間変化を求めることにより、隆起・侵食活動が天然バリア内の放射性核種移行にどのような影響を与えるかについて評価することを目的とした検討を行った。

3.1.2.2 隆起・侵食活動

日本列島はプレート境界に位置するため地質変動が活発で、また降水量も比較的多いために、これに起因する隆起・侵食活動が盛んである。過去の隆起・侵食活動については、多くの地域で、ボーリング調査、反射法弾性波探査、航空写真などのさまざまな方法を用いた数多くの調査事例が報告されている（Ota and Omura, 1991; 吉山・柳田, 1995; 田中ほか, 1996; 増田, 2001; 藤原ほか, 2004; 藤原ほか, 2005; 梅田ほか, 2005）。しかし、これら過去のデータを用いて単純に直接将来の隆起・侵食活動について予測することは不可能であり、過去のイベントを詳細に調査することにより、ある程度の将来予測が可能となると考えられる。隆起については海成段丘の旧汀線高度分布や河岸段丘や第三記層と第四紀層の境界を利用した地形学的手法や、ボーリングコアや反射法弾性波探査による地質構造や堆積層構造解析を利用した地質学的手法を用いた報告がなされている。それらによると数十万年以前から現在に至るまで、地域的な隆起速度はほぼ一定しており、特に中部山岳地帯や地震・断層活動に起因する隆起が発生している半島先端部などの一部地域を除いては 0.6mm/y 以下であると推定されている。

これら従来研究成果を用いて評価対象である処分場近辺の隆起・侵食量を推定する必要があるが、前述のとおり将来にわたって同程度の隆起量となるかどうかは明らかではない。さらに処分場予定地

が決まっていない現状では、処分場性能評価に資するための隆起・侵食量を設定する明確な判断基準がない。

また、隆起・侵食活動に伴う影響は処分場システムが地表面へ接近するため地圧の低下などに起因する、処分場システムを構成する岩盤物性の変化、地下水流動状態の変化、地下水の生物、化学成分などの地下水環境が変化により、処分場性能が低下することが考えられる。さらに、このような物性の変化だけでなく、処分場システムが地表面、すなわち生物圏に接近することにより、新たな生物圏への漏洩経路が生じ、さらに早くに放射性核種が我々の生活圏に漏洩してくることも考えなければならない。

3.1.2.3 天然バリア内核種移行解析

隆起・侵食活動の影響を考慮したシミュレーションを行うためには、移行解析に必要なパラメータが隆起・侵食活動によってどのように変化するかを理解する必要がある。しかし、移行解析に必要なパラメータは多種多様でこれらすべてについて、隆起・侵食が与える影響を把握し、パラメータの変動量を設定することは困難である。パラメータの中で特に隆起・侵食活動によって影響を受けるものとして、透水量係数、動水勾配、亀裂開口幅、空隙率などの物性値とこれらの変化によって生じる地下水の移行経路の変化が考えられる。これまでの研究でこれらの物性値の中でも特に透水量係数は核種の移行量に大きく影響することが分かっているため、ここではまず透水量係数について着目し、隆起・侵食活動による透水量係数の変化を推定し、天然バリア内の核種移行解析を行い、隆起・侵食活動の影響についての評価を試みた。透水量係数の変化を推定するためには、処分場周辺の隆起・侵食量を設定する必要がある。しかし処分場予定地が決まっていない現状では、処分場性能評価に資するための隆起・侵食量の明確な判断材料がない。そのため、本解析においては従来の研究成果を基に保守的な評価が行えることを考慮して1年間の隆起量を0.5mmとし、侵食速度は隆起速度と同じと仮定する。

本解析においては、処分場性能に影響する地下水の涵養域、流出域を含めた処分場全体が一様に隆起し、一様な侵食作用を受けるものと仮定する。すなわち処分場性能を左右する地下水流動において動水勾配は隆起・侵食活動に伴って変化せず、放射性核種の移行経路も変化しないものとする。処分場深度は500mとし、隆起速度0.5mm/yより100万年後に処分場が地表面に達するため解析時間は100万年とした。

処分場深度が浅くなるに従って、かぶり圧が減少する。このかぶり圧の減少量を地下岩盤の応力の変化量としてとらえ、透水量係数がどのように変化するかを推定することとした。深度や封圧の変化に伴う透水係数の変化については、さまざまな研究報告がなされている(米田・小屋開地, 1993; 井尻ほか, 1999; 相澤ほか, 2007; 上原, 2007; Uehara *et al.*, 2011)。処分場以浅の岩石の比重を2.6とすると500mでかぶり圧は約12.7MPaとなる。封圧を12.7MPaから減少させた場合の透水係数の増加割合は、実験条件や岩種などにより異なるものの5MPaあたり数倍程度と考えられている。これらの報告を考慮し深度50mにつき1MP減少するとした。すなわち、10万年ごとにかぶり圧が1MPa減少するとした。本設定では評価期間の100万年で10MPa減少することから、透水係数の増加は10倍以下である。透水係数と透水量係数の関係は1次であるとして、保守的な評価を行うために100万年間で透水量係数が1桁増加し、レファレンスケースの $1\text{E}-10\text{m}^2/\text{s}$ から $1\text{E}-9\text{m}^2/\text{s}$ まで深度に比例して変化するとした。実際の計算においては透水量係数は連続的では無く10万年ごとに $1\text{E}-10\text{m}^2/\text{s}$ 増加させて移行解析を行った。本シミュレーションに用いたパラメータはJAEA2000年レポートの値に準拠している。

解析結果から、 ^{79}Se に代表されるようなレファレンスケースの透水量係数では数万年後に移行量

の最大値が生じる核種、 ^{135}Cs に代表されるようなおよそ 10 万年後に移行量の最大値が生じる核種、さらには ^{235}U に代表されるような 100 万年以降に移行量の最大値が生じる核種の 3 通りに類別される結果が得られたので、これら 3 通りの結果について述べる。

3.1.2.4 核種移行解析結果

1) ^{79}Se

レファレンスケースでは数万年後に移行量の最大値が生じる核種として ^{79}Se の核種移行解析結果と解析に用いた $1\text{E-}10\text{m}^2/\text{s}$ から $1\text{E-}9\text{m}^2/\text{s}$ まで 10 通りの透水量係数を用いて核種移行量を計算した結果を図 3.1.2-1 および図 3.1.2-2 に示した。隆起・侵食を考慮した解析結果の図 3.1.2-1 には解析に用いた透水量係数の最大値 $1\text{E-}9\text{m}^2/\text{s}$ とレファレンスケースの値である最小値 $1\text{E-}10\text{m}^2/\text{s}$ の結果も合わせて示した。図は天然バリア出口における漏出放射性核種 ^{79}Se による放射エネルギーを表している。横軸は処分開始後からの経過時間、縦軸は放射エネルギーである。数万年前後に移行量の最大値が生じる核種 ^{79}Se では、隆起・侵食を考慮した結果と、レファレンスケースで計算した結果がほぼ同じである。これは ^{79}Se では透水量係数が変化する 10 万年以降では、核種移行量がピーク値の 1/5 程度に大きく減少していることと、透水量係数によらず 10 万年以降の核種移行量の変化が同じであることに起因していると考えられる。すなわち、透水量係数を $2\text{E-}10\text{m}^2/\text{s}$ に変化させた時点ですでに ^{79}Se の大部分は天然バリア出口に移行しており、その後透水量係数が増加しても明確な移行量の変化が起こらないこと。また透水量係数によらず 10 万年以降の核種移行量の変化が同じであるため、隆起・侵食活動を考慮しても数 10 万年以降の核種移行量に差を生じない。そのため核種移行に与える影響が小さい。この結果から数万年までに移行量の最大値が生じ、10 万年以降の透水量係数の変化に起因する核種移行量の差異が小さい核種では、隆起・侵食活動の影響が小さいと言える。

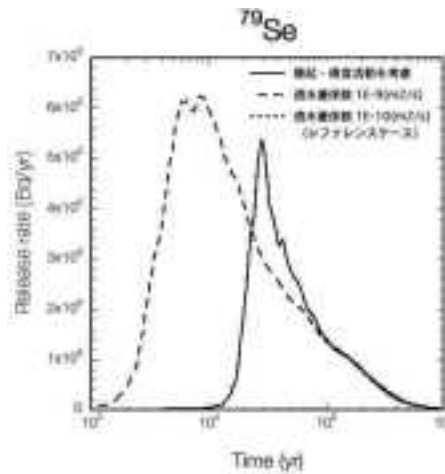


図 3.1.2-1 隆起侵食活動を考慮した移行種解析結果 (^{79}Se)

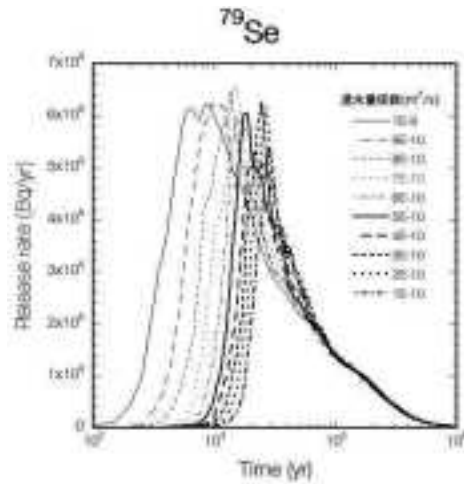


図 3.1.2-2 透水量係数を変化させた場合の核種移行解析結果 (^{79}Se).

2) ^{135}Cs

10 万年後に移行量の最大値が生じる核種として ^{135}Cs の核種移行解析結果と解析に用いた 10 通りの透水量係数を用いて核種移行量を計算した結果を図 3.1.2-3 および図 3.1.2-4 に示した。 ^{135}Cs ではレファレンスケースの移行解析結果と比較して、隆起・侵食活動を考慮した解析結果の方がピーク値の出現する時間が少し早くなっている。ピーク値についてはほぼ変化は見られない。 ^{79}Se と比較して ^{135}Cs の方が核種移行時間は遅く、10 万年以降も天然バリア内に核種が残留しており、その核種が透水量係数の増加に伴ってより早く天然バリア出口に到達すると考えられる。また 10 万年以降の放射エネルギーの時間変化も ^{79}Se と異なり、透水量係数が異なれば放射エネルギーの変化も異なるため、ピーク以降の変化もレファレンスケースとは異なる結果になっていると考えられる。その結果 ^{135}Cs は ^{79}Se の結果に比べ隆起・侵食活動の影響が大きくなっている。

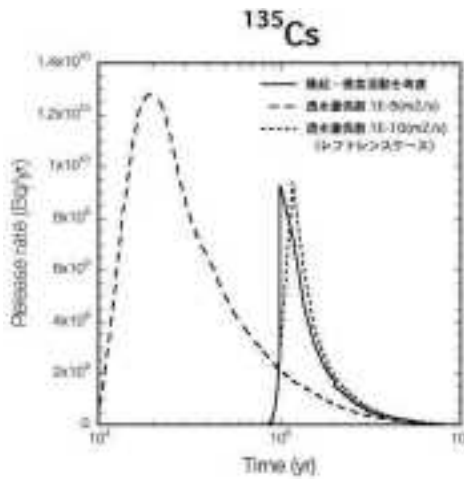


図 3.1.2-3 隆起侵食活動を考慮した移行種解析結果 (^{135}Cs).

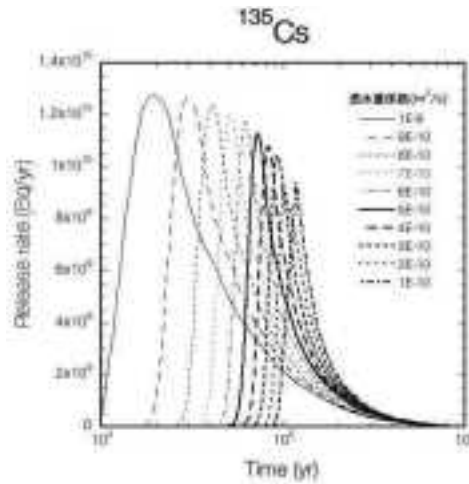


図 3.1.2-4 透水量係数を変化させた場合の核種移行解析結果 (^{135}Cs).

3) ^{235}U

100 万年後に移行量の最大値が生じる核種として ^{235}U の核種移行解析結果と解析に用いた 10 通りの透水量係数を用いて核種移行量を計算した結果を図 3.1.2-5 および図 3.1.2-6 に示した。図では明らかではないがレファレンスケース、すなわち透水量係数が 1E-10 の時は 100 万年まで天然バリア出口における核種の漏出はほとんど見られなかった。 ^{235}U ではレファレンスケースの結果と比較して、隆起侵食活動を考慮した解析結果では明確違いが見られる。レファレンスケースでは隆起量が処分場深度を越える 100 万年の間に、天然バリア出口に ^{235}U はほとんど出現しない。それに対して隆起・侵食活動を考量した結果では、約 60 万年以降で出現している。少し保守的な評価計算を行ったので、核種の漏洩時間が少し早くなっていると考えられるが、隆起・侵食活動の影響で ^{235}U の漏出が数十万年早まることわかる。100 万年の評価期間内では 100 万年が最も高い漏出量を示している。これはこの時点で天然バリアを含む処分場システム全体にまだ多くの ^{235}U が存在していることを示すものであり、100 万年以降仮に処分場システム特に核種移行経路が地表面に露出するに従って一気に生物圏に漏出することも考えられる。そのため、隆起侵食を考慮した処分場システムの性能評価においては、処分場システムの地表への接近時間と核種移行時間変化との関係は極めて重要な要素であると言える。

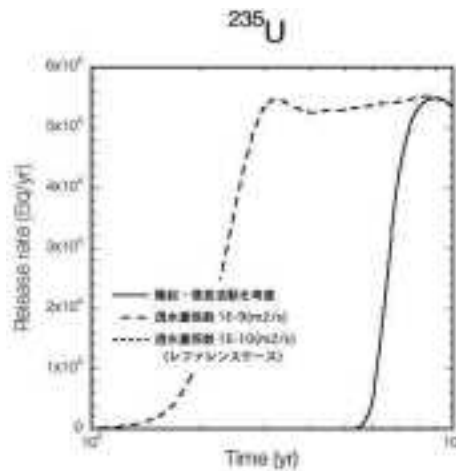


図 3.1.2-5 隆起侵食活動を考慮した移行種解析結果 (^{235}U).

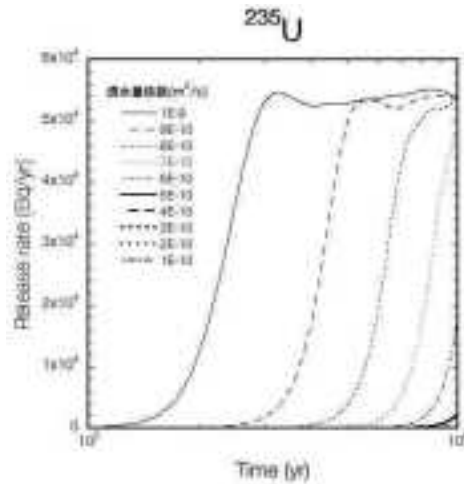


図 3.1.2-6 透水量係数を変化させた場合の核種移行解析結果 (^{235}U).

3.1.2.5 まとめ

隆起・侵食活動が天然バリア内の放射性核種移行に与える影響は、処分場深度、隆起・侵食速度によって異なり処分場深度が深く、隆起・侵食速度が遅い程、移行結果が受ける影響が小さい。また、隆起・侵食活動の影響が無い場合の核種移行量の時間変化の違いが、隆起・侵食活動の影響を考慮した解析結果に影響することが明らかである。隆起・侵食速度、処分場深度に左右されるものの、現有の知見、および設定条件では100万年を経過すると処分場が地表面に極めて接近する可能性が高い。そのため、核種移行速度の遅いウランやトリウムの様な放射性核種は、処分場システムが地表面に到達した時点で一気に漏出するようなことも考えられる。また逆に核種移行速度の速いセレンやセシウムの場合は、移行速度が少し速くなる傾向があるが、隆起侵食の影響は小さいと考えられる。

いずれにしても、隆起速度が重要な要素であり、処分場深度を仮に500mとすると、隆起と侵食速度を同じとして、隆起速度が0.5mm/yであれば100万年後、0.1mm/yであれば500万年後に地表面に到達することになり、この時間と核種の移行時間の関係が処分場システムの性能に大きく影響する。

3.1.2.6 今後の課題

本解析では、かぶり圧の減少に伴い天然バリア内の岩石の封圧が減少し、それに伴い透水量係数が増加すると仮定した。封圧の減少に伴う透水係数の増加は、従来の研究成果では直線的に変化すると報告されているため、透水量係数が処分場深度に比例して変化するとして移行解析を行った。しかし隆起・侵食活動により処分施設が地表面に近接した場合、すなわち封圧が0MPaに近い領域での透水係数の変化について述べた報告はほとんど見当たらないため、0MPa近傍まで直線的に変化するかどうかは分からず、指数関数的に急激に増加することも考えられる。封圧が0MPaになるには処分施設や移行経路が地表に極めて近くなる必要があるが、そのためには長時間の時間経過が必要となり、比較的移行速度の速い核種では受ける影響は小さいものの、ウランの様にレファレンスケースでは移行速度の遅い核種では透水量係数の大幅な減少による影響は大きい。そのため処分場システムが地表面に接近した場合の透水量係数の変化についてはさらに詳細に把握しておく必要がある。また、今回の解析では、涵養域、流出域を含め一様に隆起・侵食すると仮定したが、実際には傾斜した隆起が生じるとするのが自然であり、それに伴って動水勾配も変化し透水量係数に与える影響も同じ隆起量であっても異なった結果となることが予想されるため、傾斜隆起についても評価を行う必要がある。

また、処分場システムが地表面に接近した場合は、天然バリアの出口、すなわち生物圏との接触地点があらたに生じることも十分考えられる。その結果透水量係数の変化に関係なく、さらに早く放射性核種が生物圏に到達することも考えられるため、天然バリアと生物圏の境界についても何らかの評価を行う必要がある。

3.1.3 地質・気候関連事象と影響の連関関係評価における課題抽出

【実施内容】

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、各プロセスの影響に関する連関関係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し、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資料あるいは技術指針に反映される。

【成果】

3.1.3.1 類型化された地質条件の特徴

安全評価における地下水流動および核種移行の観点から、結晶質岩と堆積岩の特徴を以下に示す。

1) 結晶質岩

結晶質岩においては、亀裂の存在しない岩石（マトリックス）部分の空隙率は小さく、例えば國丸ほか（2012）では、瑞浪花崗岩およびスイス・グリムゼルの花崗閃緑岩の健岩部岩芯試料の間隙率を、通常の水飽和法と水銀圧入法で測定し、水飽和法で0.8-2.6%、水銀圧入法で0.2-0.3%という値を示した。マトリックス部の水理特性に関しては、堤ほか（1994）において同じ瑞浪花崗岩に対してトランジェント・パルス法（Brace *et al.*, 1968）を適用し、 1.25×10^{-10} cm/sという値を得ているように、一般的に難透水性と考えられる。したがって、結晶質岩においては岩体中の亀裂が支配的な透水経路となる。吉田（2012）は、花崗岩類の結晶質岩に対して、断層活動とは構造的に無関係と考えられる、岩体の冷却、隆起時に生じた亀裂に関して、既往の亀裂観察結果から岩体の形成年代と亀裂頻度の関係を整理し、冷却による脆性破壊が生じた後には頻度が変化せず、比較的安定な状態を示していることを明らかにした。また、透水性亀裂の長期的な挙動として、岩体の冷却と脆性破壊に伴う熱水循環による緑簾石、緑泥石等の充填と周辺母岩の選択的変質、岩体の上昇による透水性の高い亀裂を経路とした比較的低温・還元性の地下水浸透による沸石、方解石等の充填と変質、地表付近までの隆起に伴う応力解放による亀裂の発生とを天水起源の地下水による変質という段階の概念モデルを提唱している。透水性亀裂周辺の変質に関しては、苗木花崗岩における分析事例として、酸化還元フロントが亀裂から150mm程度の深度に存在するという研究事例がある（Akagawa *et al.*, 2006）。

結晶質岩における断層活動が安全評価上の地下水流動や核種移行への影響に関する研究事例として、例えば、吉田ほか（2009）では岐阜県北東部から長野県にかけての濃飛流紋岩からなる阿寺層、苗木-上松花崗閃緑岩に発達した阿寺断層に関して、従来の亀裂の幾何学的分布のみから評価されるプロセスゾーン（Vermilye and Scholz, 1998）に対して、地下水流動や物質移行に関わる機能的な面から考慮されるダメージゾーンを定義し、阿寺断層周辺岩盤における亀裂発生等の影響範囲は断層から約200mの範囲であること、熱水上昇等の化学的影響範囲はより狭い範囲に限られることを示した。

Evans *et al.*（1997）は、米国ワイオミング州の花崗岩および片麻岩中のEast Fork 逆断層に関して同様の透水試験を実施し、断層コアの部分が母岩よりも低透水性であり、ダメージゾーンの透水性は母岩よりも1オーダー以上高いことを示し、断層のバルクとしての水理地質構造として、低透水の断層コアと高透水のダメージゾーンでモデル化することを提唱した。

また、Seront *et al.*（1998）では、米国ネバダ州の結晶質岩中の正断層であるStillwater断層に対して、断層コア、ダメージゾーン等で採取した岩石試料を用いた各種試験の結果、ダメージゾーンの透水性が周辺と比較して有意に高く、断層コアが難透水性であることを示した。ただし、断層コアに関しては、断層活動によって一時的に破壊が進行することで透水性が上昇するが、断層活動サイクルの繰り返しの間に、熱水によるセメンテーションが進行するというモデルを提示している。

2) 堆積岩

堆積岩は結晶質岩と異なり、断層活動や褶曲活動以外の初生的、脆性的な亀裂が発生しないため、亀裂が少ない箇所においては流体流動の観点からは多孔質媒体としての挙動を示す。堆積岩においては、堆積方向（一般的に鉛直方向）と直交方向における透水性の相違（異方性）が存在することが知られ、例えば、末永ほか（2002）では、第四紀～新第三紀中新世の堆積岩を対象として、試料の方向を変化させた室内透水試験を実施し、水平方向が鉛直方向と比較して1.5～10倍程度高い透水係数を示すという結果を得た。

断層活動等の影響を受けた堆積岩地域においては、発生した亀裂が主要な透水経路となると考えられるが、舟木ほか（2009）では、北海道幌延地域の新第三紀堆積岩中の亀裂と透水性の関係を解析し、岩質によって亀裂の連続性や開口性に差があるために、亀裂を主要な透水経路として考慮すべきか否かは一概には言えないことを示した。また、断層活動の水理場への影響としては、同地域において石井ほか（2006）は高角度の断層である大曲断層についての調査解析を実施し、大曲断層が幅10～20cm程度の断層コアと120m程度のダメージゾーンから構成される断層帯であり、原位置試験でのバルクの透水係数は、ダメージゾーンにおいて母岩よりも2～3オーダー高い値であることを示した。また、石井・福島（2006）は、幌延地域の小断層帯に着目して、層理面に対して高角な横ずれ小断層帯は母岩と比較して1～4オーダー高い透水係数を示す一方、層理面と平行な縦ずれ断層は透水性が低いことを示し、その原因として、断層の成因による開口度の違いであることを指摘している。

多孔質な砂質岩石中に形成されるせん断帯においては、微小亀裂の発生を伴うようなダメージゾーンは形成されにくく、断層周辺での透水性も大きく変化しないという報告（Antonellini and Aydin, 1994）がある一方、佐藤・堤（2003）は付加体中の砂岩、頁岩等を母岩とする柳ヶ瀬断層に対し、断層コアとしてガウジ帯、ダメージゾーンとしての断層角礫帯、母岩のそれぞれから採取した試料に対する透気試験を実施し、断層角礫帯が母岩と比較して1～2オーダー高い浸透率を示すこと、ガウジの浸透率は断層角礫帯とほぼ同じであり、母岩と比較して高い値であるということを示した。この結果は、比較的固結度の高い堆積岩においては高透水性のダメージゾーンが形成され得ること、堆積岩においては低透水性の断層コアが形成されない場合があることを示している。

3.1.3.2 重要プロセスの抽出

3.1.3.1 に示した類型化された地質の特徴から、既往報告書で示した事象ごとのインフルエンス・ダイアグラムにおける重要プロセスを抽出する。ただし、地域的な差が大きい火山・マグマ活動に関しては類型化による特徴を示すことが困難であるので、ここでは、隆起・侵食、海水準変動・気候変動、地震・断層活動、熱水・深部流体に関して考察を加えるものとする。

1) 隆起・侵食

隆起・侵食における事象、プロセスと影響される条件を示したダイアグラムを図3.1.3-1 に示す。

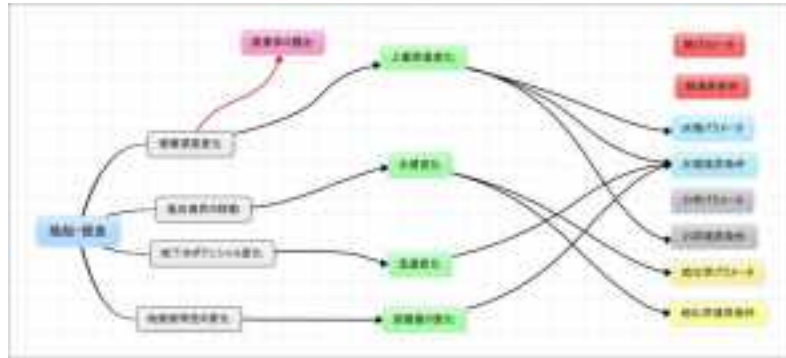


図 3.1.3-1 隆起・侵食による影響連関図。

隆起・侵食は広域かつ緩慢な変動事象であり、結晶質岩、堆積岩の双方に対して同様の影響を与える。それぞれの地質特性間での相違としては、水質変化による地化学パラメータ変動を経ての風化帯の形成である。堆積岩においては、主として隆起・侵食を考慮した地表面からの深度で風化帯が規制されるが、結晶質岩の場合、前出の Akagawa *et al.* (2006) ; 吉田 (2012) にも示されているように、断層活動の影響が無い地域においても、冷却時の脆性的な亀裂を経路とした酸化性の高い浅層地下水の流入による風化を考慮する必要がある。

2) 海水準変動・気候変動

海水準変動・気候変動におけるダイアグラムを図3.1.3-2 に示す。

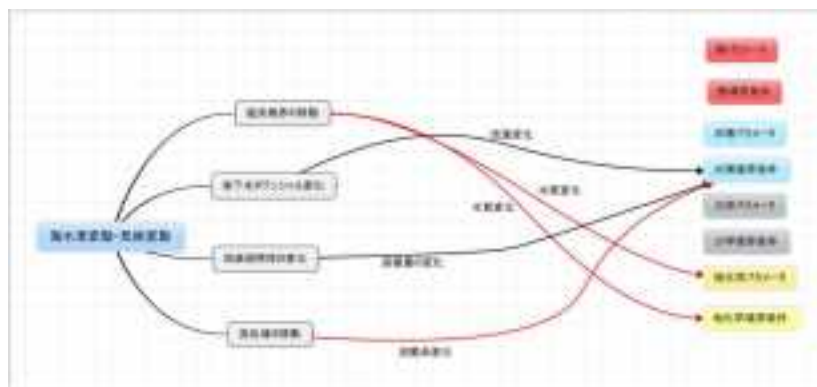


図 3.1.3-2 海水準変動・気候変動における影響連関図 (図中の赤線は地質特性の違いによる差が大きいプロセス)。

堆積岩の場合には局所的な透水経路が存在しないため、将来的な海水準、涵養量、透水性等でモデルを構築することで海水準変動の影響を予測することは可能であるのに対し、結晶質岩地域においては、水理報告書2.2における広島花崗岩の例にも示されたように、局所的に内陸まで年代の新しい海

水の侵入が確認されているように、亀裂の状態による陸域地下の流動系や水質変化への影響が大きいと考えられる。

3) 地震・断層活動

3.1.3.1 に示したように、地下水流動系への影響という観点で、結晶質岩、堆積岩という類型化の間での差異が最も大きい事象は地震・断層活動である。ただし、断層活動による水理特性への影響に関しては、個別研究事例間においても差が大きいため、十分な科学的根拠を持つか否かは今後の検討が必要である。

地震・断層活動のダイアグラムにおいて結晶質岩および堆積岩での重要プロセスを赤線としたものを図 3.1.3-3 に示す。

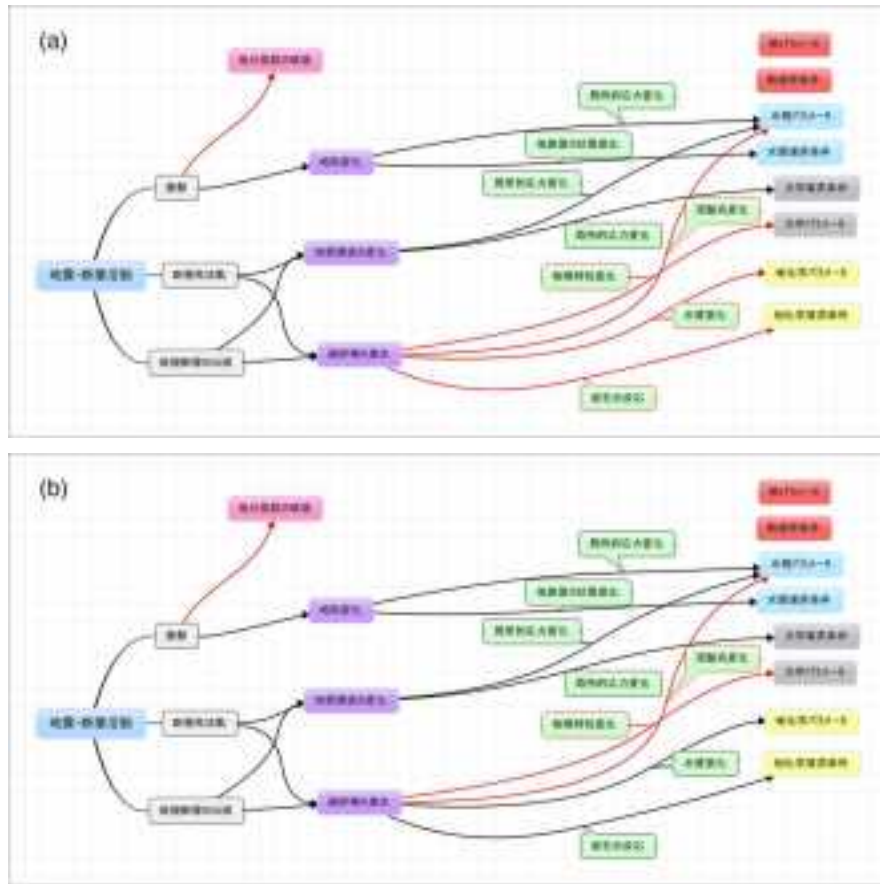


図 3.1.3-3 断層活動における連関関係における重要プロセス

(a: 結晶質岩における重要プロセスを赤で示したもの、b: 堆積岩における重要プロセスを赤で示したもの)。

結晶質岩、堆積岩の双方において、断層周辺のダメージゾーンの幅は、断層の長さからの推定 (Vermilye and Scholz, 1998) によって評価可能である。結晶質岩、堆積岩における相違点は、結晶質岩においては難透水性の断層コアが形成される一方、堆積岩においては断層コアの透水性は母岩と相違が無いという点である。結晶質岩において難透水性コアが形成される原因としては、次に示す熱水・深部流体の影響が大きいと考えられる。

4) 熱水・深部流体

熱水、深部流体に関しては、亀裂を透水経路とした上昇による水質への影響、3) で述べた難透水性断層コアの形成が重要なプロセスである。結晶質岩においては冷却時の脆性的破壊による亀裂が透

水経路となり得るが、一旦脆性破壊によって亀裂が生成した後は、断層活動以外に新規の亀裂が発生しないため、多くの脆性的破壊による亀裂は、岩体の上昇過程においてすでに深部流体の影響でシーリングがされている。断層活動による亀裂においては、断層面の形成の後に深部流体の上昇による難透水性の断層コアの形成が起こる。堆積岩においては、書生的な亀裂が存在しないことから、断層活動による深部流体上昇のみが問題となり得るが、難透水性断層コアが多くの場合見られないことから、水理場と比較して水質への影響が大きいと考えられる。熱水・深部流体の影響連関図を図3.1.3-4に示す。

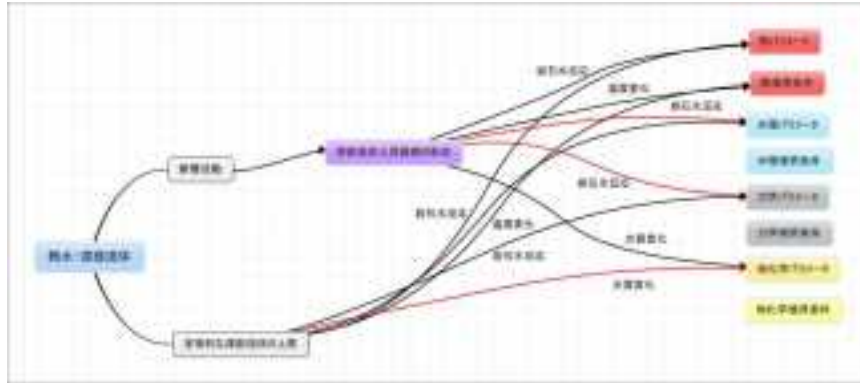


図 3.1.3-4 熱水・深部流体活動における影響連関図（重要なプロセスを赤線で示す）。

3.1.3.3 まとめと今後の課題

ここでは、類型化された地質環境として、結晶質岩と堆積岩に関して、地質事象による影響を受ける以前の亀裂の状態、水理特性等のモデルに関する既往研究事例の調査と、特に断層活動における水理特性の変化に関して、いくつかの国内外の事例を調査した上で、特に地域的な影響が少ないと考えられる隆起・侵食、海水準変動・気候変動、断層活動、熱水・深部流体の影響における重要プロセスを抽出した。

結晶質岩と堆積岩における重要な相違点は、以下の通りである。

- ・結晶質岩においては、断層活動と関連が無い脆性的破壊による亀裂が存在し、その密度は岩体岩体の上昇過程では変化しない。堆積岩においては断層活動等による亀裂のみが存在する。したがって、結晶質岩では断層活動以外のプロセスにおいても、深部流体上昇や天水の浸透による風化が重要なプロセスとなる。
- ・断層活動においては、結晶質岩では断層面破壊後の深部流体上昇による難透水性断層コアの形成が見られるのみに対し、堆積岩では難透水性コアは多くの場合形成されない。一方、断層周辺のダメージゾーンは、固結度の低い堆積岩を除けば双方で同様に見られるが、堆積岩の場合は亀裂の方向によって難透水性を示す場合がある。したがって、特に結晶質岩において断層活動とそれに付随する深部流体上昇が水理場への影響という点で重要なプロセスである。

特に断層活動の影響が重要なプロセスを含むものと考えられるが、水理的な影響から断層周辺の研究を行っている事例は未だ少ないため、ここで示した事例が一般化可能であるかに関しては十分な事例があるとは言えない。また、結晶質岩における難透水性断層コアに関して、長期的な化学的安定性があるか否かは十分な検討が行われているとは言えない。したがって、今後は地質調査、地化学調査、原位置および室内における水理特性評価を組み合わせた総合的評価が必要と考えられる。

【引用文献】

- Antonellini, M. and Aydin, A. (1994) Effect of Faulting on Fluid-Flow in Porous Sandstones - Petrophysical Properties. *Aapg Bull*, 78, no. 3, 355-377.
- 相澤泰隆, 嶋本利彦 and 小林健太 (2007) 新潟県小千谷市片貝断層帯の等方圧下における浸透率・間隙率構造. *地質学雑誌*, 113, 455-469.
- Akagawa, F., Yoshida, H., Yogo, S. and Yamamoto, K. (2006) Redox front formation in fractured crystalline rock: an analogue of matrix diffusion in an oxidizing front along water-conducting fractures. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 6, 49-56.
- Brace, W. F., Walsh, J. B. and Frangos, W. T. (1968) Permeability of Granite under High Pressure. *Journal of Geophysical Research*, 73, no. 6, 2225-2236.
- Evans, J. P., Forster, C. B. and Goddard, J. V. (1997) Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 19, no. 11, 1391-1404.
- 藤原治・柳田誠・三箇智二 (2004) 日本列島の最近10万年間の隆起速度の分布. *月間地球*, 26, 442-447.
- 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.
- 舟木泰智・石井英一・常磐哲也 (2009) 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?. *応用地質*, 50, 238-247.
- 井尻裕二・澤田淳・赤堀邦晃 (1999) 我が国の岩盤の水理特性について.
- 石井英一・福島龍朗 (2006) 新第三紀珪質岩における断層の解析事例. *応用地質*, 47, no. 5, 280-291.
- 石井英一・安江健一・田中竹延・津久井朗太・松尾公一・杉山知稔・松尾重明 (2006) 北海道北部, 幌延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性. *地質学雑誌*, 112, 301-314.
- 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 -, 分冊3 地層処分システムの安全評価.
- 國丸貴紀・森川桂太・館幸男・久野義夫・細谷真一・下田紗音子・加藤博康・中澤俊之・生瀬博之・久保田政子 (2012) 花崗岩試料を用いた吸着・拡散試験および間隙率測定. *日本原子力研究開発機構*.
- 増田富士雄・藤原治・酒井哲弥・荒谷忠 (2001) 房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去6000年間の相対的海水準変動と地震隆起. *地学雑誌*, 110, 650-664.
- Ota, Y. and Omura, A. (1991) Late Quaternary shorelines in the Japanese island. *The Quaternary Res.*, 30, 175-186.
- 佐藤慶治・堤昭人 (2003) 柳ヶ瀬断層の内部構造と浸透率. *構造地質*, 47, 49-56.
- Seront, B., Wong, T.-F., Caine, J. S., Forster, C. B. and Bruhn, R. L. (1998) Laboratory Characterization of hydromechanical properties of a seismogenic normal fault system. *Journal of Structural Geology*, 20, no. 7, 865-881.
- 末永弘・木方建造・岡田哲実 (2002) 室内実験による堆積岩の透水異方性評価について. *応用地質*, 43, no. 1, 284-292.
- 田中和広・遠田晋次・上田圭一・千木良雅弘 (1996) 我が国の地質環境の長期的変動特性 (その2) —隆起, 沈降特性評価手法の提案と適用性検討—. 財団法人 電力中央研究所.
- 堤和大・渡辺邦夫・菅伊三男・山脇真二 (1994) 岩石の不飽和特性の逆推定法. *応用地質*, 35, no. 2, 23-30.

- Uehara, S.-I., Shimamoto, T., Matsumoto, T., Niizato, T., Okazaki, K. and Takahashi, M. (2011) Estimation of Permeability in Depth of a Single Fracture in Neogene Mudstone by Using Laboratory Measurements. *Journal of MMIJ*, 127, no. 3, 139-144.
- 上原真一 (2007) 断層岩室内浸透率試験による長野県大鹿村における中央構造線断層帯の浸透率分布のモデル化と評価. *土木学会論文集C*, 63, 150-162.
- 梅田浩司・大澤英昭・野原壮・笹尾英嗣・藤原治・浅森浩一・中司昇 (2005) サイクル機構における「地質環境の長期安定性に関する研究」の概要—日本列島のネオテクトニクスと地質環境の長期安定性—. *原子力バックエンド研究*, 11, 97-112.
- 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.
- 米田茂夫・小屋開地稔 (1993) 地盤の透水性に関する文献調査 (その3). *動力炉・核燃料事業団*.
- 吉田英一 (2012) 岩盤中の透水性亀裂とその長期的挙動—現状と今後の課題—. *地学雑誌*, 121, no. 1, 68-95.
- 吉田英一・大嶋章浩・吉村久美子・長友晃夫・西本昌司 (2009) 断層周辺に発達する割れ目形態とその特徴—阿寺断層における'ダメージゾーン'解析の試み—. *応用地質*, 50, no. 1, 16-28.
- 吉山昭・柳田誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. *地学雑誌*, 104.

【まとめと今後の課題】

地質・気候関連事象の影響に関する検討，取りまとめを行った結果を以下にまとめる。

隆起・侵食を考慮した安全評価手法の適用の結果からは，以下の知見を得た。

- ・隆起・侵食活動が天然バリア内の放射性核種移行に与える影響は，処分場深度，隆起・侵食速度によって異なり処分場深度が深く，隆起・侵食速度が遅い程，移行結果が受ける影響が小さい。また，隆起・侵食活動の影響が無い場合の核種移行量の時間変化の違いが，隆起・侵食活動の影響を考慮した解析結果に影響することが明らかである。核種移行速度の遅いウランやトリウムのような放射性核種は，処分場システムが地表面に到達した時点で一気に漏出するようなことも考えられる。また逆に核種移行速度の速いセレンやセシウムの場合は，移行速度が少し速くなる傾向があるが，隆起侵食の影響は小さいと考えられる。

結晶質岩と堆積岩に関して，地質事象による影響を受ける以前の水理特性，特に断層活動における影響の国内外の事例調査からは，結晶質岩と堆積岩の主要な相違点として以下の知見を得た。

- ・結晶質岩においては，断層活動と関連が無い脆性的破壊による亀裂が存在し，その密度は岩体岩体の上昇過程では変化しない。堆積岩においては断層活動等による亀裂のみが存在する。したがって，結晶質岩では断層活動以外のプロセスにおいても，深部流体上昇や天水の浸透による風化が重要なプロセスとなる。
- ・断層活動においては，結晶質岩では断層面破壊後の深部流体上昇による難透水性断層コアの形成が見られるのみ対し，堆積岩では難透水性コアは多くの場合形成されない。一方，断層周辺のダメージゾーンは，固結度の低い堆積岩を除けば双方で同様に見られるが，堆積岩の場合は亀裂の方向によって難透水性を示す場合がある。したがって，特に結晶質岩において断層活動とそれに付随する深部流体上昇が水理場への影響という点で重要なプロセスである。

地質・気候関連事象の影響を評価する場合，特に断層活動の影響が重要なプロセスを含むものと考えられるが，水理的な影響から断層周辺の研究を行っている事例は未だ少ないため，ここで示した事例が一般化可能であるかに関しては十分な事例があるとは言えない。また，結晶質岩における難透水性断層コアに関しても，長期的な化学的安定性があるか否かは十分な検討が行われているとは言えない。したがって，今後は地質調査，地化学調査，原位置および室内における水理特性評価を組み合わせた総合的評価が必要と考えられる。

3.1.4 立地要件の基本的考え方の検討

【実施内容】

上記で検討を取りまとめた長期的な地質変動事象の予測モデルとその不確実性を踏まえて、精密調査地区選定段階で必要とされる立地要件の基本的考え方を提案し、それに基づいて抽出される指標を提示する。

【成果】

平成22年度からの5ヶ年計画を取りまとめるにあたり、本事業の計画策定時の議論を踏まえた達成度を表3.1.4-1に、成果ならびに重要な今後の課題を3.1.4-2に取りまとめる。表3.1.4-1は、平成22年度事業の評価委員会において議論され承認された、「2009：5ヶ年計画策定時」達成度と、本事業実施計画内容に照らし表3.1.4-3、3.1.4-4に取りまとめた5ヶ年事業成果の取りまとめ表での成果達成度を「2014：5ヶ年計画終了時」達成度として表現したものである。

これらの表においては、現在の最終処分法に対応した段階的立地調査の各段階で必要となる調査項目と、事業者の調査結果の妥当性確認に用いるべき評価項目・評価対象とその判断指標、ならびにそれに必要とされる手法について、5ヶ年事業の成果と共に記述しているが、今後の安全規制の基本的な考え方が提示された段階で再度見直しを行う必要がある事は言うまでもない。また、最終処分法での段階的立地選定調査についても、特に文献調査段階の将来予測と概要調査段階以降での考え方が連続的では無い部分もあること（前者では排除要件、後者では安全評価の対象とし得る点）に留意する必要がある。

これらの資料に共通する表全体の構造は、「A. 概要調査段階に必要な調査項目と結果の妥当性判断指標」、概要調査結果に基づいた「B. 精密調査地区選定に係る評価の妥当性判断指標」、そして「C. 精密調査で確認が必要な要件とその調査項目の選定」の3段階に区分している。この中で、3番目の精密調査での確認要件については、具体的な事業者の調査計画が未公開であるため、5ヶ年計画策定時には最終処分法等の記述以上には内容に踏み込んでおらず、今回の取りまとめにおいてもそれに従った。ここでのA.は最終処分法の概要調査段階の要件を踏まえており、C.は同精密調査段階の法定要件に対応させたものである。

文献調査時点での将来の変動予想は、概要調査時のサイト調査により直接再検討され、あるいは新規の発見が生じる場合も想定されるが、概要調査時点でのサイト評価にあたっては、変動事象の証拠が直ちにサイト排除とはならない可能性があり、基本的には精密調査地区としての母岩性能への変動影響を見積もっていくこととなろう。例えば事業側で説明されているように、精密調査地区選定に当たっては、現状のサイト特性や過去の履歴から想定される将来の変動についても再確認されるとの事であるので、それを含めた法定外の再確認事項の候補等を、将来の手戻りを避ける意味でも幅広に設定した。これらの項目はB.で整理し、A.の概要調査段階ではサイト成立要件としての現状評価を過去の履歴等から確認するものとして整理している。

一連の表においては、それぞれの段階で最終処分法の条文等の項目に対応した対象について、地質事象、地質特性、あるいは調査評価手法ごとに、そこに含まれる評価の項目について、検討項目、評価対象の具体とその対象を定量的・定性的に評価する調査結果の項目を記述している。これらの詳細項目ごとに計画策定時（2009）の達成度に対応して、5ヶ年計画での実施概要と成果（2014）での達成度を記述したものが、表3.1.4-1となる。また、これらの成果達成の特筆すべき項目と、残され

た重要な課題について、外部成果物（資工庁基盤研究等）を含めて記述したものが、表3.1.4-2となる。

現時点では、事業者の行う段階的立地調査については、規制の立場からは最終処分法に照らして妥当なものであるかの判断を行うこととなろう。この点については、基本的な立地要件として十分なものである事に加えて、将来の規制の安全評価に必要となるであろうと見込まれる、諸“調査段階での必須取得情報や評価事項が漏れなく取得され扱われている事”と、“立地選定で適用される手法や知見が現時点で十分な適用性を持っているものであること”が、これに付け加えられるべきであると考ええる。

したがって、本稿ではこれらを踏まえて、精密調査地区選定段階で必要とされる立地要件を、表3.1.4-5精密調査地区選定段階で必要とされる立地要件(案)に取りまとめた。今回の作業では、あくまで表3.1.4-1と3.1.4-2のブロックのA.とB.の段階で設定した「評価対象：評価が照らすべき要件」から抽出されるものを評価項目とする前提で、係る要件の評価に付随する不確実性が得られているものを判別して提示した。これは、本5ヶ年計画当初の課題構造に従って、事業成果と既往成果を踏まえた要件とその評価指標、並びに付帯する不確実性の概要を列記したものである。今後の事業推進側の段階調査計画や、国の安全規制の詳細が明確化される際には、さらに再検討が必要なたたき台の位置付けであるが、現時点での一定の取りまとめとして提示する。

表 3.1.4-1 (1) 5ヶ年計画の初期設定と到達度

| 最終的分別に照らして事業が定める調査と評価行為の範囲区分 | 元の範囲区分で対象となる事業・特色あるいはプロセス | 評価の項目 | 必要とされる手法等 | 評価対象 | | 評価指標 | | 達成度 | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|-----------|------------------------------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------|------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|--|
| | | | | 評価が限らずべき要件 | 評価が限られるべき要件 | 主要な定性的評価の対象となる調査対象項目 | 2008 5ヶ年計画策定時 | 2014 5ヶ年計画終了時 | |
| A. 事業者負担に必要となる調査項目と結果の妥当性判断指標 1. 特定調査地区調査のための調査の 調査構造調査 2. 著しい調査変動が長期継続していない事業等に対する内部の妥当性 | (1) 地質・地層 (2) 地下水変動 (3) 地震・断層活動 (4) 火山・マグマ・熱水活動 | 調査の項目 | 地質の資料や地層の地下水位の調査が可能な地下の空間的把握を行う手法 地質・地層・地層変動の定量的な手法の標準化 | 地層等も構成する岩石の種類と地質学的な観点から調査した結果 地層構造 | 地下の空間的把握構造 定量的調査の標準化 | シミュレーションはほぼ完了、精度向上が図れる(80%) 30% | 事業には含まれず、重層評価資料(2014)でまとめ 断面の年代地層学的手法は地層学・地質学に連携し、地層学調査との組み合わせ等による適用分野の拡大の推進(年次90%、適用面積20%以上) | | |
| | | 地層変動 | 断層活動に起因する地層変動に伴う地下水変動・地層変動による地層変動の把握 | 地下水変動帯と地下水帯との関係 断層構造 | 地下水変動帯・断層帯の位置関係 断層帯 | 地下水変動帯・断層帯の位置関係 断層帯 | 地層学・地質学的手法の適用促進 地層学的手法の適用促進(年次90%、適用面積20%以上) | | |
| | | 断層の認知 | 断層の活動履歴の把握 | 断層の活動履歴の把握 | 断層の活動履歴の把握 | 断層の活動履歴の把握 | 断層の活動履歴の把握 | 断層の活動履歴の把握 | |
| | | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | |
| B. 個別に支援がない調査項目判断の妥当性 4. 地下水域性活動等が地下施設に悪影響を及ぼさない事業等に対する判断の妥当性 | (1) ボーリング調査 (2) 結晶質岩固有の判断基準 (3) 水蒸気・地下水・水蒸気 | 断層の認知 | 断層の活動履歴の把握 | 断層の活動履歴の把握 | 断層の活動履歴の把握 | 断層の活動履歴の把握 | 断層の活動履歴の把握 | | |
| | | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | | |
| | | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | 断層活動履歴の把握 | | |

表 3.1.4-1 (2) 5ヶ年計画の初期設定と到達度。

| 最終部分法に照らし事業が進展の 制約と評価行為の制約部分 | 高の信頼区分で対象となる 事業・特定あるいはゾージ文 | 評価の項目 | 必要とされる手法等 | 評価の計画 | 定期的・定期的評価と なる事業・特定項目 | 到達度 | | |
|----------------------------------------|-------------------------------|-------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------|---------------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------------------------------------|------------------------------------|
| | | | | | | 5ヶ年計画到達時 | 2014 5ヶ年計画終了時 | |
| B 新設事業地区設置に係る評価の妥当性判断指標 | | | | | | | | |
| 1. サイトの妥当性評価基準 | | | | | | | | |
| 2. 地下水活動・サイトの妥当性評価 基準 | (1) 掘削・工事の新設評価 | | サイト固有のコンクリート構造物の基礎 掘削は、掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 地下水・土質 地下水活動が掘削工法 が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削・土質 地下水活動、掘削工法 が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 方向性評価 方向性評価 | 事業者がコンクリート構造物が掘削の掘削 のため掘削せず 掘削の掘削・掘削工法に掘削面から掘削 面までの影響評価 | |
| | (2) 掘削・工事の新設評価 | | 地下水固有の地下水活動の浸透・湧出 評価、掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 地下水活動が掘削工法 が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 地下水活動が掘削工法 が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 地下水活動が掘削工法 が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 地下水活動が掘削工法 が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 地下水活動が掘削工法 が掘削面から掘削面 までの影響評価 |
| 3. ベースラインによる地下水活動評 価 | (1) 掘削・工事の新設評価 | | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 |
| | (2) 掘削・工事の新設評価 | | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 |
| 4. 掘削・工事による新しい活動が生じる 可能性が少ない事業の新設評価 | (1) 掘削・工事の新設評価 | | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 |
| | (2) 掘削・工事の新設評価 | | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 |
| 5. 地下水固有の浸透性の総合的評価 の妥当性評価基準 | (1) 掘削・工事の新設評価 | | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 |
| | (2) 掘削・工事の新設評価 | | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 | 掘削工法が掘削面から掘削面 までの影響評価 |

表 3.1.4-1 (3) 5ヶ年計画の初期設定と到達度

| 他の方法に照らし、事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 | 評価の項目 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 | 評価の項目 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 | 評価の項目 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 | 評価の項目 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 |
|------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| (1) 事業特性 (2) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (1) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (1) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (1) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (1) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (1) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (1) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (1) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (1) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (1) 事業特性 |
| | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (2) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (2) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (2) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (2) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (2) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (2) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (2) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (2) 事業特性 | 事業が従事する事業の従事者に対する教育・訓練の計画 (2) 事業特性 |

表 3.1.4-2 (1) 5ヶ年計画の特段の成果と残された重要な課題例。

| 最終報告書に求められる事項 | 計画の項目 | 必要とされる手法等 | 評価対象 | 特段の成果と残された重要な課題例 |
|----------------------------------------|----------|-------------------------------|---------------------------|-------------------------------------------------------------------------|
| 1. 最終調査結果を踏まえた今後の調査の相違点を調査 | 地盤調査 | 地盤の掘削や埋戻し等の調査が可能な地下空間の調査を行う手法 | 地盤調査を実施する目的の種類および性状に関する事項 | ○ 01は5ヶ年計画成果、04は基礎調査関係成果、05は地盤調査関係成果 |
| 2. 掘削・埋戻し調査結果が長期にわたってない場合は、掘削・埋戻し調査の結果 | 掘削・埋戻し調査 | 掘削・埋戻し調査結果の調査手法の標準化 | 掘削・埋戻し調査結果の調査手法の標準化 | ○ 01は掘削・埋戻し調査結果、02は掘削・埋戻し調査結果、03は掘削・埋戻し調査結果、04は掘削・埋戻し調査結果、05は掘削・埋戻し調査結果 |
| 3. 掘削・埋戻し調査結果が長期にわたってない場合は、掘削・埋戻し調査の結果 | 掘削・埋戻し調査 | 掘削・埋戻し調査結果の調査手法の標準化 | 掘削・埋戻し調査結果の調査手法の標準化 | ○ 01は掘削・埋戻し調査結果、02は掘削・埋戻し調査結果、03は掘削・埋戻し調査結果、04は掘削・埋戻し調査結果、05は掘削・埋戻し調査結果 |
| 4. 掘削・埋戻し調査結果が長期にわたってない場合は、掘削・埋戻し調査の結果 | 掘削・埋戻し調査 | 掘削・埋戻し調査結果の調査手法の標準化 | 掘削・埋戻し調査結果の調査手法の標準化 | ○ 01は掘削・埋戻し調査結果、02は掘削・埋戻し調査結果、03は掘削・埋戻し調査結果、04は掘削・埋戻し調査結果、05は掘削・埋戻し調査結果 |
| 5. 掘削・埋戻し調査結果が長期にわたってない場合は、掘削・埋戻し調査の結果 | 掘削・埋戻し調査 | 掘削・埋戻し調査結果の調査手法の標準化 | 掘削・埋戻し調査結果の調査手法の標準化 | ○ 01は掘削・埋戻し調査結果、02は掘削・埋戻し調査結果、03は掘削・埋戻し調査結果、04は掘削・埋戻し調査結果、05は掘削・埋戻し調査結果 |

表 3.1.4-2 (2) 5ヶ年計画の特段の成果と残された重要な課題例.

| 最終品分法に照らして事業が進められる区域と評価行為の相関区分 | 重点評価項目 | 評価の項目 | 必要とされる手法等 | 評価対象 | 特段の成果と残された重要な課題例 | |
|--------------------------------|----------------------|---------------------|----------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|---------------------------|
| B. 精密調査地域選定に係る評価の妥当性判断指標 | 1. シナリオの妥当性評価基準 | (1) シナリオ構築 | シナリオ固有のシナリオ構築の基準 原則として評価手法が長期計画と一致する必要がある | 地下水シナリオ 地下水流動計画における補正手法が長期計画と一致していること | ① 評価手法の妥当性 ② 評価手法の適用範囲 | |
| | | (2) 評価・工事の影響評価 | ① 評価・工事の影響評価 ② 評価・工事の影響評価 | 地下水流動計画における補正手法が長期計画と一致していること 地下水流動計画における補正手法が長期計画と一致していること | ① 評価手法の妥当性 ② 評価手法の適用範囲 | |
| | 2. 地下水流動シナリオの妥当性評価基準 | (1) 評価・工事の影響評価 | ① 評価・工事の影響評価 ② 評価・工事の影響評価 | ① 評価・工事の影響評価 ② 評価・工事の影響評価 | 地下水流動計画における補正手法が長期計画と一致していること 地下水流動計画における補正手法が長期計画と一致していること | ① 評価手法の妥当性 ② 評価手法の適用範囲 |
| | | (2) 地下水流動シナリオの妥当性評価 | ① 評価・工事の影響評価 ② 評価・工事の影響評価 | ① 評価・工事の影響評価 ② 評価・工事の影響評価 | 地下水流動計画における補正手法が長期計画と一致していること 地下水流動計画における補正手法が長期計画と一致していること | ① 評価手法の妥当性 ② 評価手法の適用範囲 |
| C. 精密調査で確認が必要な要件とその調査項目の調査 | 1. 天然バリアの特性評価 | (1) 天然バリアの特性評価 | 天然バリアの特性評価 天然バリアの特性評価 | 天然バリアの特性評価 天然バリアの特性評価 | 天然バリアの特性評価 天然バリアの特性評価 | |
| | | (2) 天然バリアの特性評価 | 天然バリアの特性評価 天然バリアの特性評価 | 天然バリアの特性評価 天然バリアの特性評価 | 天然バリアの特性評価 天然バリアの特性評価 | 天然バリアの特性評価 天然バリアの特性評価 |

表 3.1.4-3 (2) 5 ヶ年事業成果の取りまとめ表 (水理)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p>1. 事業の概要</p> <p>2. 事業の目的</p> <p>3. 事業の意義</p> <p>4. 事業の成果</p> <p>5. 事業の課題</p> <p>6. 事業の展望</p> | <p>1. 事業の概要</p> <p>2. 事業の目的</p> <p>3. 事業の意義</p> <p>4. 事業の成果</p> <p>5. 事業の課題</p> <p>6. 事業の展望</p> | <p>1. 事業の概要</p> <p>2. 事業の目的</p> <p>3. 事業の意義</p> <p>4. 事業の成果</p> <p>5. 事業の課題</p> <p>6. 事業の展望</p> | <p>1. 事業の概要</p> <p>2. 事業の目的</p> <p>3. 事業の意義</p> <p>4. 事業の成果</p> <p>5. 事業の課題</p> <p>6. 事業の展望</p> | <p>1. 事業の概要</p> <p>2. 事業の目的</p> <p>3. 事業の意義</p> <p>4. 事業の成果</p> <p>5. 事業の課題</p> <p>6. 事業の展望</p> | <p>1. 事業の概要</p> <p>2. 事業の目的</p> <p>3. 事業の意義</p> <p>4. 事業の成果</p> <p>5. 事業の課題</p> <p>6. 事業の展望</p> |

表 3.1.4-4 (4) 5ヶ年事業成果の取りまとめ表 (地質)

| | 100 | 101 | 104 | 105 | 106 |
|----------------------------|--------------------------------------------------------------------------|-----|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|
| 17) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討 | <p>17) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> | | <p>17) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> | <p>17) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> | <p>17) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> |
| 18) 地質調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討 | <p>18) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> | | <p>18) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> | <p>18) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> | <p>18) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> |
| 19) 地質調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討 | <p>19) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> | | <p>19) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> | <p>19) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> | <p>19) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> <p>2) 1) 各種調査手法(詳細手法)の構築及び適用性検討</p> |

表 3.1.4-5 (1) 精密調査地区選定段階で必要とされる立地要件 (案)

| 評価項目 | 評価の項目 | 必要とされる半導体等 | 要件 | 指標 | 指標とする半導体要件 |
|-----------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 1. 精密調査地区選定段階での調査内容 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり |
| 2. 調査・評価内容が調査項目に該当しない場合は、調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり |
| 3. 調査・評価内容が調査項目に該当しない場合は、調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり |
| 4. 調査・評価内容が調査項目に該当しない場合は、調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり | 調査・評価内容は以下のとおり |

表 3.1.4-5 (2) 精密調査地区選定段階で必要とされる立地要件 (案)

| 調査区分 | 調査区分で対象となる事象・特性あるいは評価項目 | 評価項目 | 必要とされる手法等 | 事件 | 指標 | 評価項目の内容とする評価項目 | 評価する不確実性 |
|---------------------------------|-------------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| 1. 精密調査地区選定に係る評価の妥当性評価 | (1) シナリオ構築 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 |
| | | | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 |
| 2. 地下水流動シナリオの妥当性評価 | (1) 広域地下水流動シナリオの評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 |
| | | | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 | 地下水流動シナリオの妥当性の評価 |
| 3. ベースラインによる地下水流動評価 | (1) 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 |
| | | | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 |
| 4. 将来にわたって著しい変動が生じる可能性が低い事象の再確認 | (1) 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 |
| | | | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 | 地質・地層 |
| 5. 立地要件の適合性の総合的評価の妥当性評価 | (1) シナリオ構築 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 |
| | | | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 | シナリオの妥当性の評価 |

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構築し、処分環境と地質・気候関連事象による変動を考慮した数値連成解析手法を整備する。

平成25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、多孔質および亀裂を含む岩盤に関して長期的な水理特性および力学特性の変化、亀裂発生時における亀裂周辺の水理特性変化に関する実験および解析手法の整備を行った。

平成26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として、水理-力学、水理-化学反応連成解析手法に関するデータの拡充を行った上で、平成25年度までの成果の取りまとめを行う。また、室内実験スケールから処分場スケールの予測を行う上でモデル化手法およびスケール変換手法に係る課題および新たな地質・気候関連事象発生を考慮した際のモデル構築に係る課題を抽出する。

3.2.1 平成22～26年度の5年間における年度毎の検討結果の概要

本課題は、地質事象等の影響による様々な時間スケールでの地下水流動場の変動モデルを構築するために、水理、力学、熱、化学の連成解析モデルの構築を目的として実施した。各年度における成果を以下に取りまとめる。

[平成22年度]

- ・堆積岩を対象とした圧力溶解による水理特性変化の室内実験を行い、拘束圧と透過率低下の相関が明らかとなった。室内実験結果から長期的な予測を行うための水理-熱-化学反応連成モデルを構築し、室内実験結果の再現性を確認した上で予測解析から、最終的に40%程度の透過率低下が生じることが示された。
- ・原位置透水試験による水理特性算出の不確か性を評価するために、亀裂性岩盤を対象とした原位置透水試験のシミュレーションを実施した。その結果、数値解析と実測データの比較から、通常でデータ解析で利用される理論解からは評価できない、亀裂の長さ等のパラメータが評価できる可能性が示された。また、様々なパラメータの感度解析から、例えば亀裂の比貯留係数等は感度が低く、不確か性を生じる要因となることが示された。

[平成23年度]

- ・堆積岩を対象とした連成挙動による水理特性変化の評価手法に関しては、圧力溶解による変化に自由表面溶解を加えた解析モデルを提示し、実験結果の再現性が向上した。
- ・水理-力学連成モデルの予備的な考察として、スケール変換を行うための物性値を取得すべき試料サイズとして、平均亀裂長や空隙径分布との関係から定量的に示した。
- ・安全評価上の各種要因の不確か性評価として、微生物が核種移行に与える影響を分配係数によって評価するためのプロセス分類を行い、感度解析を実施するとともに、透水係数の空間分布が安全評価結果に与える影響の評価を行った。結果として、微生物が核種移行に対して優位な影響を与える可能性があること、透水係数の空間分布が大きいほど、安全評価結果は非保守的になることが示された。

[平成24年度]

- ・堆積岩を対象とした連成挙動による水理特性変化の評価手法に関しては、水理特性変化に関する実験データから、簡易的に長期の水理特性変化を予測するモデルを提示し、透過率は一旦低下した後

に上昇に転じ、最終的には10倍程度に上昇することが予測された。

- ・断層活動に伴う周辺岩盤の水理特性変化の予測を行うために、既往の一面せん断-透水試験結果に対し、粒状体を用いた個別要素法によるモデル化を行った。解析結果は室内実験結果を再現可能であることから、粒状体モデルが周辺岩盤の水理特性変化予測に適用可能であることが示された。
- ・火山・マグマ活動を対象とした変動予測モデルとして、岩脈貫入による水理特性変化のモデル化と、周辺の地下水水質への影響モデルの評価を行った。貫入による影響評価では、クラックテンソルを用いた歪みと水理特性変化のモデルから、貫入岩脈から1 km程度の距離の地点でも1オーダーの透水係数増加の可能性が示された。水質変動モデルでは、地下水流動と地下水水質、変質の分布の間には明瞭な関係があること、岩石を構成する鉱物の溶解や沈殿が地下水の流れやすさに影響するとともにそれが水質や変質の分布に影響することが明らかになり、このような手法によるアプローチの可能性を示すことができた。

[平成25年度]

- ・堆積岩を対象とした連成挙動による水理特性変化の評価手法に関しては、多孔質材料の水理特性変化実験のデータ取得と、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、予測式は概ね妥当性の高いものであることが確認された。また、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 日経過後の剛性が増加することが確認された。
- ・連成解析のスケール変換の検討では、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、モデル化による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。
- ・水理-熱-化学反応連成解析に関しては、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-流動をとまなう連成シミュレーションを、鉱物沈殿の水理特性への影響を考慮して実施した。解析結果は、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。

[平成26年度]

- ・水理-力学連成解析手法のデータ拡充に関しては、水理-力学連成挙動解析ツールTOUGH-RBSN による室内実験のモデル化を通して、要素データの拡充と適用性の検討を行った。力学的物理特性値のデータを拡充するため、圧裂試験と一軸圧縮試験のモデルを構築し、実験結果との比較を通して、その妥当性を確認した。この手法の要素データは、巨視的な材料応答をそのままモデルに用いており、従来の不連続体解析モデルよりも要素のサイズに依存しないという特徴が示された。
- ・連成解析手法による水理特性変動評価手法に関しては、インタクト試料および不連続面を含む試料に対して、長期の水理特性変化実験データを拡充した。結果としてインタクト供試体の場合、透過率は若干の上下変動を示した後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最大1オーダー減少する傾向が得られた。それらの結果を用い、自由表面溶解・沈殿および圧力溶解を考慮した連成解析モデルを開発し、石英のみで構成される想定岩盤の空隙率（透過率）の経時変化を予測解析した。その結果、自由表面溶解・沈殿のみでは、空隙率（透過率）の変化に影響を及ぼさないことが判明した。

一方、圧力溶解を考慮したモデルでは、時間の経過とともに空隙率（透過率）が減少する傾向が得られた。特に、空洞近傍で最大1オーダー程度の透過率低下を確認し、圧力溶解の寄与度が大きいことが判明した。

- 水理-熱-化学反応連成解析に関しては、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-流動をともなうH-T-Cシミュレーションを新旧2つの熱力学データセットを使用して実施した結果、旧版にくらべて新版の熱力学データセットのほうがより信頼できるものであると評価された。H-T-Cシミュレーションの不確かさには、ジェネリックな要因とサイトスペシフィックな要因があるが、これまでの一連の研究では熱力学データセットの不確かさ、特に鉱物データの不確かさはジェネリックな不確かさに位置付けられる。
- 連成解析のスケール変換に関しては、スケール変換手法の検討を対象として、原位置ブロックせん断試験と、坑道の掘削を伴う変形やき裂について、不連続体解析モデルによる検討を行った。原位置せん断試験の解析結果は、垂直応力とせん断強度の関係や破壊面の方向は実験と同様の傾向を示した。また、坑道掘削に伴う変形やき裂に関する解析的検討では、不連続体解析モデルが弾性範囲内の理論解と一致し、FEM解析による損傷領域の結果とも良い対応を示した。不連続体モデルによるき裂のスケールは、ある程度の閾値を設け、クラックテンソル等の等価連続体モデルとの融合を図っていくことが現実的であると考えられる。

3.2.2 連成解析のスケール変換手法に関するデータ拡充

【実施内容】

既往委託研究で検討された水理-力学連成解析モデルを用いて、岩盤の変形・破壊現象と水理特性変化に関する要素データの拡充と連成数値解析による適用性の検討を行う。また、断層活動を対象として、岩石-水反応による断層面の水理・力学特性の長期的な変動データ拡充とモデルの拡張を行う。また、地化学連成解析に関しては長期の時間スケールを対象とした水理特性変動、化学環境変動の予測への適用性という観点でのケーススタディおよび成果の取りまとめを行う。

本課題の成果は、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 岩盤の変形・破壊現象と水理特性変化

1) 背景

地層処分や地質評価を目的とする地下環境研究では、地下岩盤の変形やき裂に伴う水理特性の変化を的確に理解・評価することが重要である。例えば、地層処分場において、坑道の掘削等に起因するき裂の発生は坑道壁面近傍の透水性を局所的に変化させることがあり、放射性廃棄物に対する母岩の遮蔽機能を著しく低下させる可能性がある (Tsang *et al.*, 2005)。このような水理-力学連成現象を適正に評価できるモデルの開発・整備は、地層処分の長期にわたる安全で高度な遮蔽性を予測するために必要不可欠である。

本研究では、き裂の進展とそれに伴う水理-力学連成挙動を検討するための解析ツール (TOUGH-RBSN) について、放射性廃棄物地層処分分野への適用性を検討した。本研究で使用した解析ツールは、地下水流動解析コード TOUGH2 (Pruess *et al.*, 2011) と、不連続力学解析手法である剛体ばねモデル (または Rigid-Body-Spring Network, RBSN) (Bolander and Saito, 1998) を連成させており、破壊過程を伴う地下水流動の多くに適用可能なものとなっている (Asahina *et al.*, 2014)。

本報告では、最初に、力学モデルである RBSN と TOUGH2 との連成プロセスについての概要を説明し、ヴォロノイ分割を利用したフラクチャーネットワークの構築方法について述べる。次に、連成モデルの妥当性を確認するために、ベントナイトの膨潤応力試験について解析的な検討を行った。さらに、日本原子力研究開発機構 (JAEA) の幌延深地層研究センターで行われた室内実験のデータをモデル化し、き裂の進展を含む力学的挙動の評価を行った。

2) 不連続体解析モデル：剛体ばねモデル (RBSN)

これまで、地質材料の変形や破壊の進展をモデル化するために、様々な数値解析手法が開発されている。これらの力学的物理量を扱う数値解析手法は、連続体モデルと不連続体モデルに大別できる。格子モデルや個別要素法に代表される物理の不連続性を扱う手法は、断層面や微細き裂発生モデル化に比較的適しており、断層運動を含む様々な物理現象に適用されている。格子モデルの一種である剛体ばねモデルは、対象を剛体と剛体間のばね要素で離散化する手法であり、剛体間の相互作用に簡単な物理法則を与えることで不連続挙動を表現することができる。また、き裂の発生と進展の偏りを低減させるために、近年ではヴォロノイ分割を利用した要素分割法が導入されている (Asahina and Bolander, 2011)。

本研究で用いた剛体ばねモデルについて以下に簡単に述べる (詳細は Kawai (1978) ; Bolander and Saito (1998) を参照)。本研究では、ヴォロノイ分割を利用した要素形状を用いて岩石や岩盤をモデル化した。図 3.2.2.1 -1 に示すように、2つの節点からなる1次元の要素の中間点にはばねのセットを配置している。各接点は6自由度 (2次元では3自由度) を設定し、ばねのセットは法線ばね、

接線ばね，そして回転ばねから構成されている．ばね定数は次式で与えられる

$$k_s = k_t = \alpha_1 k_n = \alpha_1 \alpha_2 E \frac{A_{ij}}{h_{ij}} \tag{式 3.2.2.1-1}$$

ここで， E はヤング率， A_{ij} はVoronoi境界面の面積， h_{ij} は節点間距離， $n-s-t$ はばね要素の局所座標である．法線方向と接線方向のばね定数比 α_1 と α_2 を調節することで，全体の挙動としてのマクロなポアソン比(ν)を再現することができる．ヴォロノイ分割によるばね定数のスケージング(A_{ij}/h_{ij})により，一方向歪み下において連続体を正確に再現することができる(Berton and Bolander, 2006)．一般に，個別要素法に代表される不連続解析手法では，ばね要素に用いられる材料パラメータを実験から直接決定することは困難であり，巨視的な応答値との比較を通してパラメータの補正や同定を行う．しかし，対象のスケールを変更すると，その都度パラメータの同定を行わなければならない，モデル構築の作業が煩雑になる．その点，本研究で用いた剛体ばねモデルは，ヴォロノイ分割によるばね定数のスケージングにより，巨視的な材料応答をそのままモデルに用いることができるという利点がある．

剛体ばねモデルでは，ばね接合の破断によってき裂の発生を表現している．あらかじめ定めたばねの引張強度やモール・クーロン破壊基準を，法線・接線方向のばねの応力が超えたときに格子間のばね結合が破断する．応力の求め方にはいくつかの方法が提案されているが，以下のシミュレーションでは応力ベクトルと応力テンソルの2つの算出法を用いている．応力ベクトルは，ばねから求められる合力ベクトル， $F_R = (F_n^2 + F_s^2 + F_t^2)^{0.5}$ ，とそのばねに対応するヴォロノイ境界面の面積により，以下のように求められる．

$$\sigma_R = F_R / A_{ij}^R \tag{式 3.2.2.1-2}$$

ここで， A_{ij}^R は A_{ij} の F_R 方向に対して直角方向の投影面積である．応力ベクトルによる破壊のモデル化は，破壊によるエネルギー発散が一定であり，メッシュ非依存性であることが報告されている(Berton and Bolander, 2006)．一方，応力テンソルは，各節点と接続されたばねの力を釣り合い方程式により解くことで求める．互いに直行する節点を通る任意の3断面を考えることにより，3方向の応力成分をそれぞれ決定することができ，各節点の応力テンソルを求めることが可能となる(Yip *et al.*, 2005)．

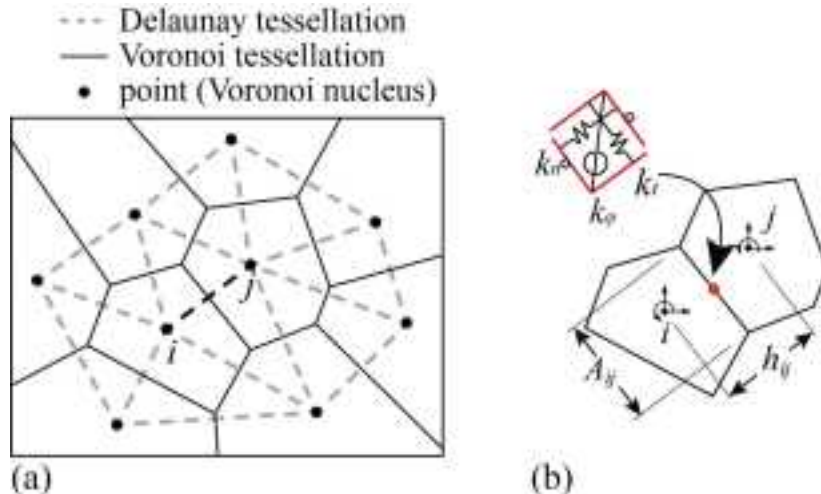


図 3.2.2.1-1 (a) ヴォロノイ分割の例，(b) 2D 格子要素 ij とヴォロノイ境界面に設置されたばねのセット．

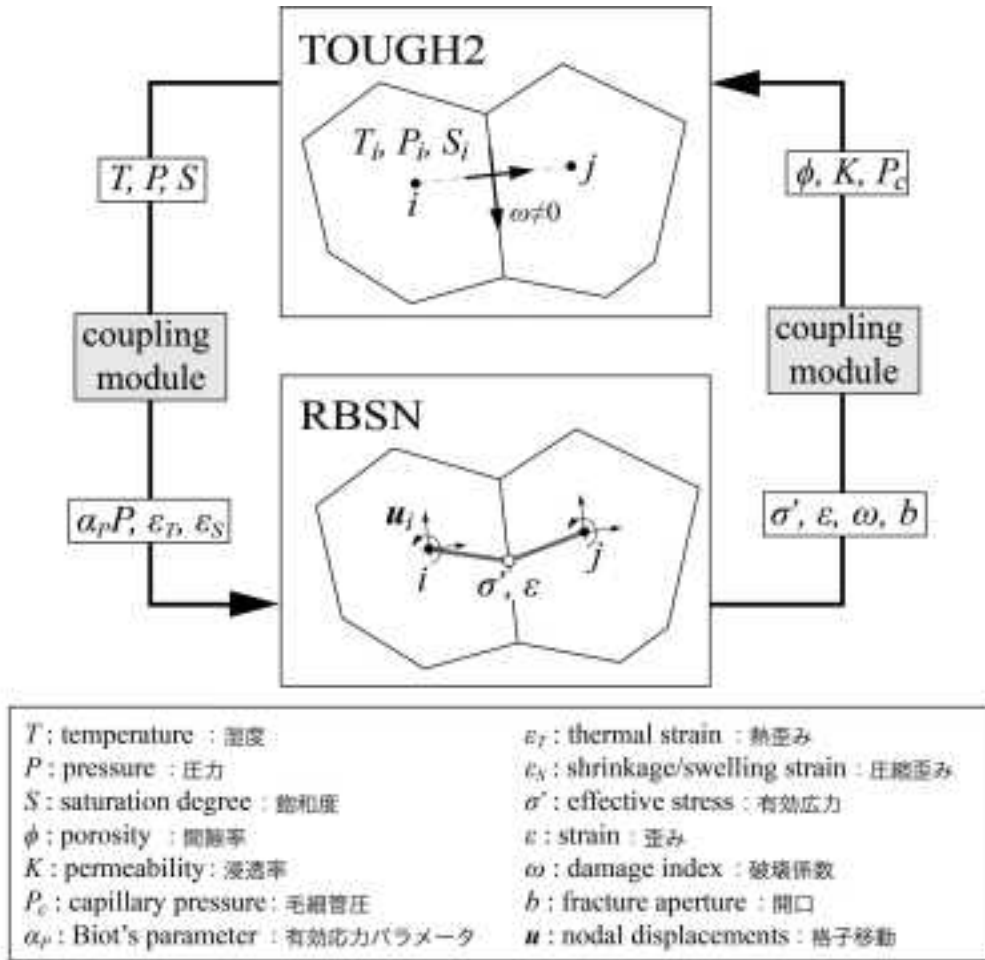


図 3.2.2.1-2 TOUGH-RBSN の水理 - 力学連成解析モデルのフロー図。

3) 水理-力学連成挙動解析モデル：TOUGH-RBSNについて

Rutqvistらはこれまで、連続体力学解析コードであるFLAC3DとTOUGH2を逐次解析することにより、様々な事例に対して連成挙動の評価を行っている (Rutqvist *et al.*, 2011)。本研究に用いたTOUGH-RBSNの連成方法はTOUGH-FLACを参考にしているが、き裂進展に伴う流体流動に関する連成挙動を導入するため、2つの解析コードを関連付ける従来の連成モジュールを大幅に拡張している。図3.2.2.1-2に、TOUGH2とRBSNの関係についてのフロー図を示す。TOUGH2は水理に関するスカラー量（圧力、飽和度等）を、RBSNは力学的な量（歪み、応力、変位）をそれぞれ算出している。これらの量は、各ステップごとに外部の連成モジュールを介して関係づけている。TOUGH2とRBSNを連成させる一つの利点として、どちらの解析コードも非構造3次元ヴォロノイ分割を使用することができ、節点間における情報が共有できるため、データの交換を簡略化することができる。以下に連成モジュールを用いた連成方法を簡単に述べる。

まず、TOUGH2からスカラー量（圧力、飽和度等）を算出し、RBSNに用いる力学的な量を求める。有効応力はBiotの理論により算出する (Biot and Willis, 1957)

$$\sigma = \sigma' - \alpha_p P I \tag{式 3.2.2.1-3}$$

ここで、 σ は全応力テンソル、 σ' は有効応力テンソル、 P は空隙水圧、 α_p はBiotの有効応力パラメータ、 I は恒等テンソルである。式3.2.2.1-3の増分型の関係式は

$$\Delta\sigma_n = \Delta\sigma'_n - \alpha_p(\Delta P_i + \Delta P_j)/2 \quad \text{式 3.2.2.1-4}$$

ここで、 σ_n は格子要素 ij 間の垂直応力、 ΔP_i と ΔP_j は隣接する ij 間の間隙水圧の各時間ステップの変化量である。なお、間隙水圧は垂直方向のばね要素にしか作用しない。飽和度と温度の変化による局所的な歪みは、

$$\Delta\varepsilon_r = \alpha_r(\Delta T_i + \Delta T_j)/2 \quad \text{式 3.2.2.1-5}$$

$$\Delta\varepsilon_s = \alpha_s(\Delta S_i + \Delta S_j)/2 \quad \text{式 3.2.2.1-6}$$

ここに、 ε_r は熱歪み、 ε_s は収縮 / 膨張歪み、 ΔT と ΔS はそれぞれ温度と飽和度の時間ステップごとの変化量、 α_r は熱膨張率、 α_s は収縮係数である。なお、 ΔT と ΔS は隣接節点 ij の平均値である。また、膨張性土壌物質における有効応力は、熱歪みや収縮 / 膨張歪みの影響を受ける。

$$\Delta\sigma'_n = (\Delta\varepsilon_r + \Delta\varepsilon_s)E \quad \text{式 3.2.2.1-7}$$

次に、RBSN から TOUGH2 へはばね要素の応力と歪みを供給し、それぞれのヴォロノイ要素の水理特性を更新する(図 3.2.2.1-2 の右側矢印)。これらは以下の一般的な関係式で表される(Rutqvist and Tsang, 2002)。

$$\phi = \phi(\sigma', \varepsilon) \quad \text{式 3.2.2.1-8}$$

$$K = K(\sigma', \varepsilon) \quad \text{式 3.2.2.1-9}$$

$$P_c = P_c(\sigma', \varepsilon) \quad \text{式 3.2.2.1-10}$$

ここで、 ϕ は間隙率、 K は浸透率、 P_c は毛細管圧である。破壊を起こした要素の浸透率はその開口 b に依存する。

4) フラクチャーネットワークの構築

TOUGH-RBSN シミュレータでは、き裂が要素の破断箇所として明確に表されるため、個々のき裂要素の水理特性変化や、き裂とマトリックス部分との流体流動を考慮することができる。また、天然に存在する所生的なき裂や、新たに発生したき裂は直接ヴォロノイ分割上に表現することが可能である。図 3.2.2.1-3 に、任意のき裂をヴォロノイ分割上にマッピングしたものを示す。ここで、想定するき裂の分布や形状は、野外測定に基づいたものや確率論的に生成したもの、または力学モデルによる計算の結果である。以下に、き裂の離散化の手順について述べる(図 3.2.2.1-3a)。

1. ヴォロノイ分割により検討領域を離散化する。
2. 対象とするき裂をヴォロノイ分割に重ねる。
3. き裂を横断する節点の結合を判別し、対応するヴォロノイ境界面を離散化き裂とする。

2 と 3 を繰り返すことで、フラクチャーネットワークを形成することができる(図 3.2.2.1-3b)。このフラクチャーネットワーク構築手法の利点として、(1) ヴォロノイ分割面をき裂として表現することができ、簡単に既存のき裂とつなぐことができる、(2) き裂の交わりが簡単に表現できる、(3) 節点の密度を変えることでき裂のサイズを変更できる、(4) 三次元への拡張が簡便(図 3.2.2.1-3c)、等が挙げられる。

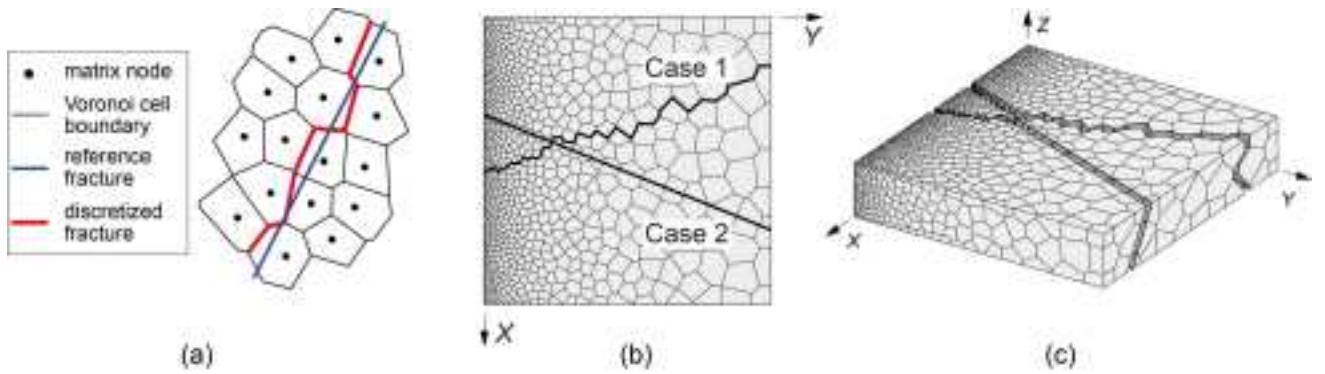


図 3.2.2.1-3 (a) ヴォロノイ分割を使ったき裂の離散化, (b) セルの密度が変化するヴォロノイ分割における二つの交差するき裂, (c) 三次元の表現.

5) 水理-力学連成挙動解析：膨潤応力試験

TOUGH-RBSN シミュレータの妥当性を検討するために、TOUGH-FLAC (Rutqvist *et al.*, 2011)による水理-力学連成挙動解析結果との比較を行った(Asahina *et al.*, 2014). 前述したように、TOUGH-FLAC シミュレータは、多相流体流動解析と弾塑性力学解析を連成させた水理-力学連成シミュレータであり、放射性廃棄物地層処分分野を含む様々なケーススタディに対して適用されている。ここでは、水理-力学連成プロセスを考慮した実験を対象に、TOUGH-FLAC と TOUGH-RBSN の解析結果を比較する。参考にした実験は、THM 連成挙動の評価モデルの開発・検証をするために世界各国の研究機関が参加している国際共同研究 DECOVALEX III (Alonso *et al.*, 2005) で取り扱われたものである。

試験材料は、図 3.2.2.1-4 の挿入図に示すような乾燥密度 1.6 g/cm^3 を有するベントナイト ($20 \times 20 \times 20 \text{ mm}$) である。境界条件は、周囲は力学的に完全な固定とし、下部の湿潤面以外では水理的な流れはないものとする。解析モデルは、20 節点および 19 要素で離散化されている。モデルに使用したヤング率は実験で得られた平均値 18 MPa とし、間隙率と浸透率はそれぞれ 0.389 と $2.0 \times 1,021 \text{ m}^2$ に設定した (Rutqvist *et al.*, 2011)。また、初期のベントナイトの飽和度は 65% とし、解析は完全に飽和した時点で終了する。目標値とする圧縮膨潤応力 5 MPa は飽和度の変化によって生じるものとした。これらの情報と式 3.2.2.1-6、式 3.2.2.1-7 から、収縮率を 0.794 と算出することができる。水分は下部の境界面から湿潤させ、境界面は完全に飽和とし、 0.5 MPa のガス圧で浸透させる。サンプル内の初期ガス圧は 0.1 MPa であるが、初期応力は 0.12 MPa とわずかに高く設定されている。解析は、等温条件下 ($T=25^\circ\text{C}$) で約 10 日間行った。

TOUGH2 のシミュレーション結果として湿潤膨張モデル内の点 P1 のガス圧力と飽和度の経時変化を図 3.2.2.1-4a に示す。これらの解析結果は、(Rutqvist *et al.*, 2011) の報告と一致しており、サンプルは約 9 日間で完全に飽和し、一時的な圧力の上昇はサンプルの上部に閉じ込められた空気の結果として生じている。図 3.2.2.1-4b は、圧縮応力の経時変化について示している。ガス圧の影響を考慮しないと最終的な応力は 5.12 Mpa となり、この値は 5 MPa (圧縮膨潤応力目標値) に初期応力である 0.12 MPa を加えたものである。ガス圧の効果は、図 3.2.2.1-4b に示すように Biot のパラメータを変えることで検討することができ、TOUGH-RBSN と TOUGH-FLAC の解析結果はよく一致した。

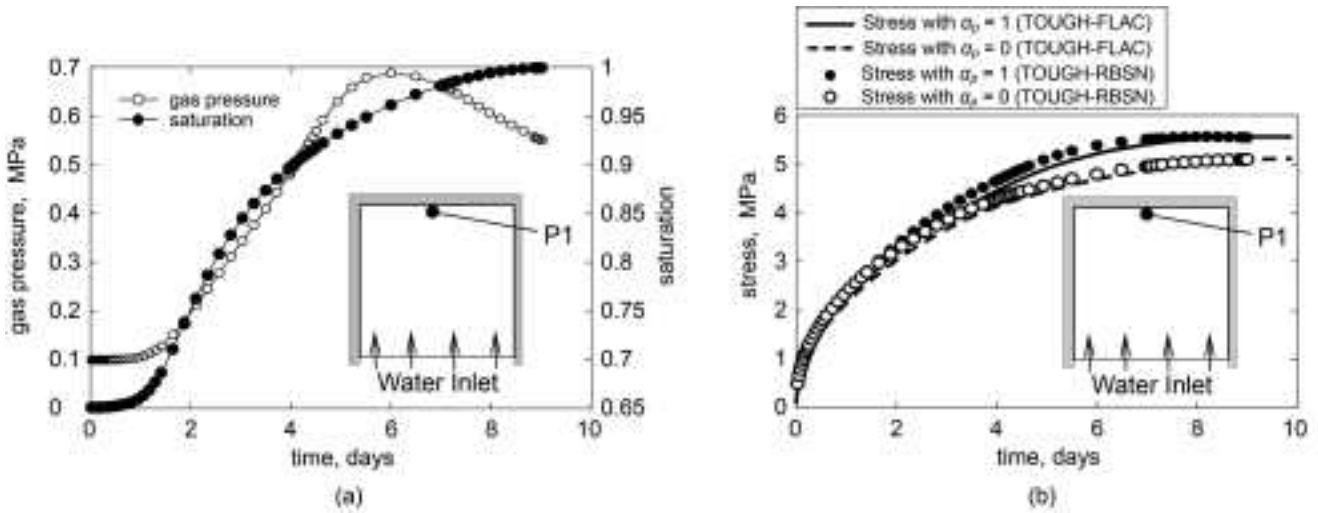


図 3.2.2.1-4 対象モデル P1 点における TOUGH-RBSN 計算結果

(a) 飽和度とガス圧力の経時変化, (b) 圧縮応力の経時変化.

6) 室内実験スケールの解析例

JAEA はこれまで、幌延深地層研究センターの立地および建設段階におけるパイロット調査孔で取得された堆積岩について、力学試験を行ってきた。本研究では、採取された岩石コアの2つの室内実験、圧裂試験 (SCT) と一軸圧縮試験 (UCT), について解析的な検討を行った。岩石コア (直径 30mm と長さ 60mm) は、珪藻質泥岩である声間層と珪質泥岩である稚内層からそれぞれ採取された。実験は JIS M0303 (圧裂試験) および JIS M0302 (一軸圧縮試験) の標準的な手順に従っている。表 3.2.2.1-1 に、3つの岩石コアの物理特性値の平均値を示した。

本研究では、圧裂試験 (SCT) および一軸圧縮試験 (UCT) から得られた力学的物理特性値を基に、岩石コアのモデルを構築し、解析手法の妥当性を示すことを目的としている。したがって、RBSN のばね要素の力学的物理特性 (ヤング係数, 引張強度, 粘着力, および内部摩擦角と材料強度) は、材料パラメータの補正・同定を行わず、巨視的な材料応答値を直接用いた。前述したように、全体の挙動としてのマクロなポアソン比 (ν) は、式 3.2.2.1-1 の a_1 および a_2 を調節することによって再現することができる。表 3.2.2.1-2 にこれらの値について示す。RBSN では、 a_1 および a_2 を調節することによって、モデルに不均質性をもたらすことが分かっている (Bolander *et al.*, 2001)。このモデル不均質性は、他の個別要素法についても見られる。なお、RBSN では $a_1 = a_2 = 1$ のときに連続体を正確に再現できるモデルとなる。ここでは、二つのケース：(1) $\nu=0$ の弾性的に均質なケース、(2) $\nu \neq 0$ の弾性的に不均質なケース、について検討した。

表 3.2.2.1-1 岩石コアの力学的特性値.

| formation | sampling depth [m] | Young's modulus, E [MPa] | Poisson's ratio, ν | uniaxial compressive strength, f_c [MPa] | split-cylinder tensile strength*, f_t [MPa] |
|-----------|--------------------|----------------------------|------------------------|--------------------------------------------|-----------------------------------------------|
| Koetoi | 150 | 340 | 0.23 | 4.25 | 0.525 |
| Wakkanai | 450 | 1937 | 0.21 | 12.07 | 1.938 |

*引張応力は式 3.2.2.1-11 により算出した。

表 3.2.2.1-2 RBSN の要素パラメータ

| formation | sampling depth [m] | α_1 (Eq. (1)) | α_2 (Eq. (1)) | internal friction angle, ϕ | cohesion, c [MPa] |
|-----------|--------------------|----------------------|----------------------|---------------------------------|---------------------|
| Koetoi | 150 | 0.260 | 1.29 | 0.74 | 0.94 |
| Wakkanai | 450 | 0.295 | 1.27 | 0.56 | 3.36 |

*Eq. (1) : 式3.2.2.1-1

・解析概要：圧裂試験 (SCT)

シミュレーションで用いた2次元岩石モデルを図3.2.2.1-5に示す。岩石モデルは、ばね要素によって接続されたヴォロノイセルの集合体で表現されている。要素の密度分布は対象領域内で均一なものと同質なものを用いた(それぞれ図3.2.2.1-5aと図3.2.2.1-5b)。密度分布が不均質なケースでは、応力が集中し破壊が起きそうな領域では細かく、それ以外の領域では粗くした。境界条件は、モデルの下端面を反力壁として固定し、上端面の載荷板を用いて荷重を作用させている。不要な応力集中を避けるために、岩石モデルと載荷板の間には摩擦力を作用させていない。載荷は、岩石モデルが破壊に至るまで段階的に増加させている。なお、載荷板は荷重変位制御であり、載荷速度やその持続効果は考慮されていない。SCTの破壊は、主に間接的な引張破壊によって支配されるため、本シミュレーションでは、ばね要素の破壊は単純に最小主応力(引張) σ_{min} と引張強度 f_t に依存するものとした。

・解析結果：圧裂試験 (SCT)

最初に、モデルの妥当性を確認するために、弾性範囲内の応力分布を理論解 (Hondros, 1959) と比較した。SCTの載荷ライン(上下の載荷点を繋ぐ中心線)上の引張・圧縮応力の絶対値はそれぞれ以下の式による。

$$\sigma_{SCT,t} = 2P/\pi b d, \quad \text{and} \quad \sigma_{SCT,c} = \frac{2P}{\pi b d} \left(\frac{d^2}{r(d-r)} - 1 \right) \quad \text{式 3.2.2.1-11}$$

ここで、 P は載荷力、 r は載荷点からの垂直距離、 b および d はそれぞれ岩石コアの長さおよび直径である。図3.2.2.1-5に、最大荷重前の主応力の分布を示す。数値計算で得られた主応力値は、最大・最小値を示す理論解の内側に収まっており、応力状態が複雑になる載荷板近傍以外はよく対応していることがわかる。また、この結果は要素のサイズに依存していないことがわかる。載荷ラインの中間点では $\sigma_{max}/\sigma_{SCT,t}$ と $\sigma_{min}/\sigma_{SCT,t}$ の値の比が3になり、これも理論値と解析値でよく一致している。

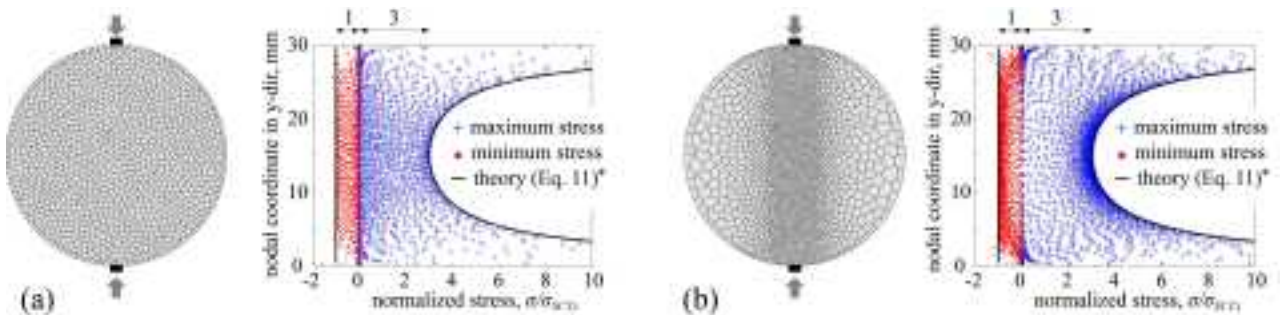


図 3.2.2.1-5 SCT の 2 次元要素分割と引張強度 $\sigma_{SCT,t}$ によって正規化された最大荷重前の応力分布 (圧縮を正とする)。

(a) 要素分割の密度分布が均一のケース, (b) 要素分割の密度分布が不均一のケース. * Eq. (11) : 式 3.2.2.1-11

表 3.2.2.1-3 圧裂試験 (SCT) の引張強度と一軸圧縮試験 (UCT) の圧縮強度.

| formation | sampling depth [m] | tensile strength of SCT [MPa] | | | compressive strength of UCT [MPa] | | |
|-----------|--------------------|-------------------------------|------------------------|----------------------------|-----------------------------------|------------------------|----------------------------|
| | | experiment, f_t | RBSN model ($\nu=0$) | RBSN model ($\nu\neq 0$) | experiment, f_c | RBSN model ($\nu=0$) | RBSN model ($\nu\neq 0$) |
| Koetoi | 150 | 0.525 | 0.517 | 0.305 | 4.25 | 4.37 | 2.95 |
| Wakkanai | 450 | 1.938 | 1.913 | 1.140 | 12.07 | 12.41 | 8.530 |

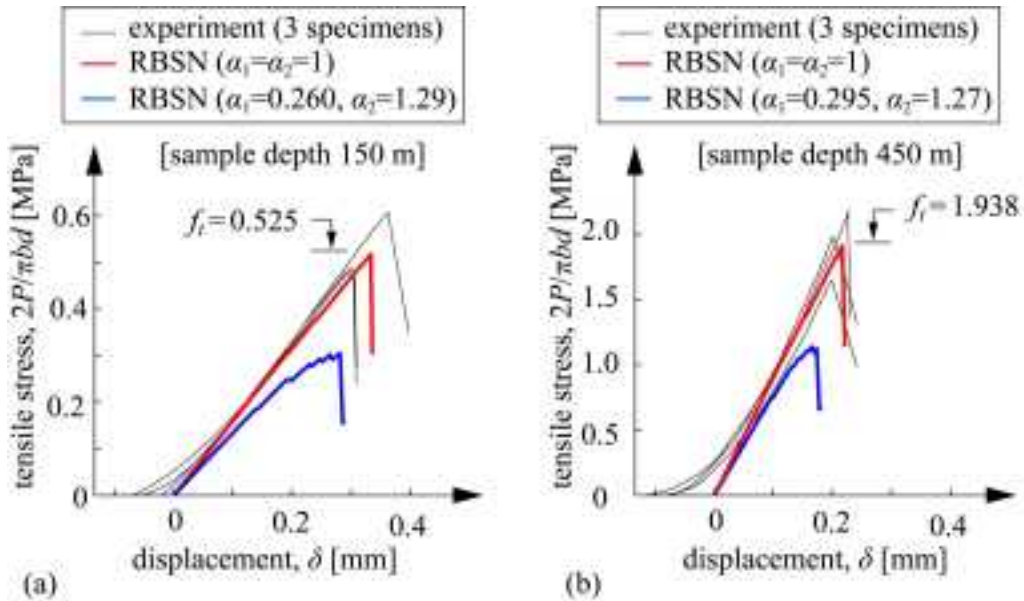


図 3.2.2.1-6 SCT の引張応力 - 変位の関係 (a) 深度 150m, (b) 深度 450m.

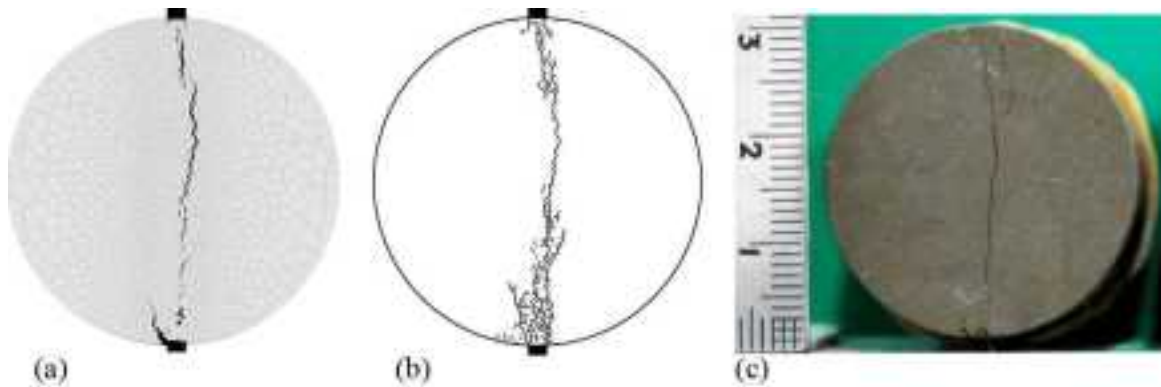


図 3.2.2.1-7 SCT の破壊状況 (a) 岩石モデルの変形, (b) き裂のパターン, (c) 試験後の岩石コア.

表 3.2.2.1-3 に、岩石モデルの引張強度を 2つのケース ($\nu=0$ と $\nu\neq 0$) について示す。また、引張応力 - 変位関係の実験結果と解析結果の比較を、代表的な例として深度 150m と 450m について図 3.2.2.1-6 に示す。実験における引張応力 - 変位曲線の初期段階は硬化傾向を示しているが、これは円形な岩石コアと平らな載荷板の接面載荷時の非線形挙動を表す典型的なものである。図 3.2.2.1-6 では、これらの非線形性を考慮していない解析結果を便宜的に比較するために、線形的挙

動を示す最大荷重前の接線が原点（変位 0mm）を通過するように実験結果を表示している。どちらの深度においても、 $\nu=0$ のケースでは、応力 - 変位曲線の傾きと強度について実験と解析でよく一致している。図 3.2.2.1-7 に、岩石コアモデルの典型的な変形とき裂のパターンを示す。破壊した要素は、対応するヴォロノイセル境界面によって表現されている。破壊は、最大引張応力が生じる岩石コア断面の中央から始まり、載荷板の方向へ進展している。

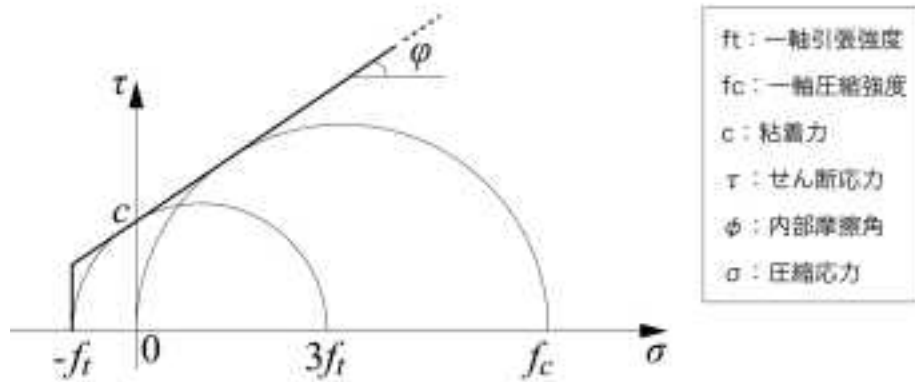


図 3.2.1.2-8 圧裂試験を考慮したモール・クーロン破壊基準

・解析概要：一軸圧縮試験 (UCT)

シミュレーションには幅 30mm、高さ 60mm の岩石モデルを用いた。境界条件は、岩石モデルの上端と下端は荷重板として拘束し、その他の節点は拘束していない。UCT 解析に使用した岩石モデルのばね要素の破断は、モール・クーロン破壊基準によって定義され、そのパラメータは SCT と UCT の結果から算出した (図 3.2.2.1-8)。モール・クーロン破壊基準の内部摩擦角 ϕ と粘着力 c は、二つの応力円の接線を繋ぐことで算出した。ここで、小さい応力円は SCT の、大きい応力円は UCT の実験結果をそれぞれ用いている。表 3.2.2.1-1 に、 ϕ 、 c の値を示す。なお、SCT の強度は岩石モデル断面の中心を想定し、式 3.2.2.1-11 により算定している。以下のシミュレーションでは簡単のため、モール・クーロン破壊基準はバイリニアとし、圧縮の制限は考慮していない。また、現段階では、破壊基準の軟化効果や摩擦効果は考慮していない。

・解析結果：一軸圧縮試験 (UCT)

表 3.2.2.1-3 に圧縮強度を示す。図 3.2.2.1-9 に、解析に用いたモデルと深度 150m と 450m の岩石における応力 - 歪み関係の実験結果と解析結果の比較をそれぞれ示す。図 3.2.2.1-9b,c からわかるように、圧縮荷重下における岩石モデルは脆性的な破壊挙動を示し、最初の要素が破壊すると、荷重変位を増加させなくても隣接する要素が破壊し始める。最終的に多くの要素が破壊した後に、荷重変位の増加による破壊の進展はなくなり安定する。圧裂試験の解析結果と同様に、 $\nu=0$ のケースでは、最大荷重前の応力 - 歪み曲線と強度について実験結果とよく一致した。ここで、モール・クーロン破壊基準に使用されたパラメータは実験結果の強度である f_t と f_c から算出されているため、岩石モデルの圧縮強度は予測値とみなすことができる。一方、 $\nu \neq 0$ の場合、実験結果と解析結果は一致していない。これは、式 3.2.2.1-1 の α_1 と α_2 を調整することにより、モデルの不均質性が影響していることが主な要因であると考えられる。これらの不均質性は一般の個別要素法にも存在し、モデル上の欠点とされている。なお、横方向の膨張に関して、実験結果と解析結果を比較すると、モデルの入力値であるポアソン比 (表 3.2.2.1-2) とほぼ一致している。

一軸圧縮下における岩石モデル ($\nu=0$) の破壊の進行過程を図 3.2.2.1-10 に示す。それぞれの破壊

要素は、対応するヴォロノイセルの境界面によって表現されている。このヴォロノイセルを用いた表現方法により、破壊の可視化が容易になり、特に3次元シミュレーションにおいてそれがより顕著になる（例えば、図3.2.2.1-3c）。破壊した要素は破壊時の応力状態によって2つに色分けされており、それぞれ、引張とせん断応力、圧縮とせん断応力が卓越したものを赤、青とした。図3.2.2.1-10a,bからわかるように、初期段階の破壊は、主に圧縮-せん断応力が卓越しており、逆に後半は引張-せん断応力が卓越している。図3.2.2.1-10aに示した破線は臨界平面角である $45^\circ + \phi/2$ により算出した、初期段階での破壊の角度は、破線で示された理論値と概ね一致した。

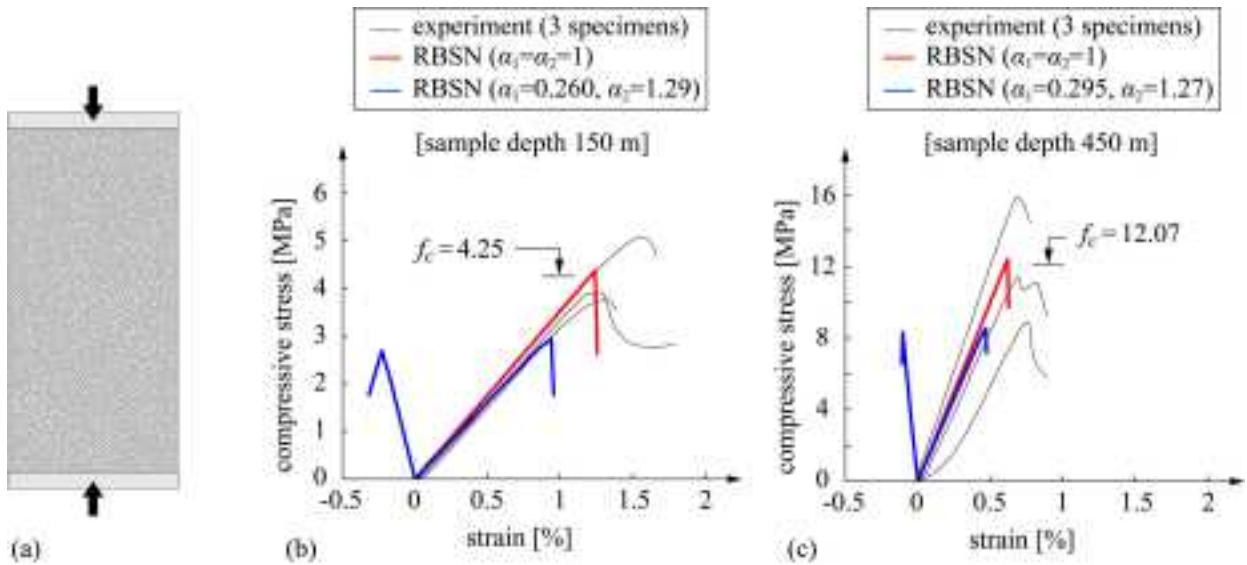


図 3.2.2.1-9 一軸圧縮試験モデル。

(a) 岩石モデル、(b) 応力 - 歪みの関係（深度 150m）、(c) 応力 - 歪みの関係（深度 450m）。

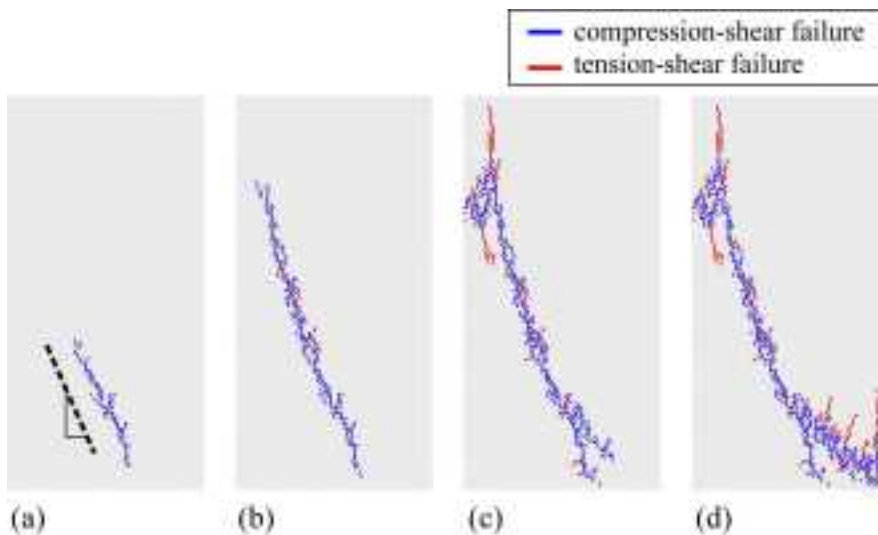


図 3.2.2.1-10 数値解析による破壊状況の推移 (a) 初期、(b),(c) 中期、(d) 後期。

・き裂の開口状態の検討

図3.2.2.1-11に、SCT（図3.2.2.1-7）とUCT（図3.2.2.1-10）のき裂の開口状態を示す。き裂の開口は2つの状態が色分けされており、開いているき裂は赤、閉じたき裂は青でそれぞれ示した。これらの開口状態は以下の方法で判定している。各計算ステップでつり合い方程式の解を求めた後、隣接する節点間の相対変位を計算する。法線ばねの方向（ヴォロノイ境界面の法線方向）の相対変位

が正の場合、き裂は開口していると判断し、負の場合は閉口とみなす。SCTシミュレーション（図3.2.2.1-11a）では、荷板付近以外では開口き裂が卓越しているのに対し、UCTシミュレーション（図3.2.2.1-11b）では開口き裂と閉口き裂が混在している。これらの開口き裂ネットワークは、水理-力学連成挙動を扱う場合、水理的開口き裂とみなすことができる。例えば、TOUGH-RBSNでは、ヴォロノイの境界面が流路として扱われており、その浸透率はここで示されたき裂の開口幅と関係づけることができる（Asahina *et al.*, 2014）。

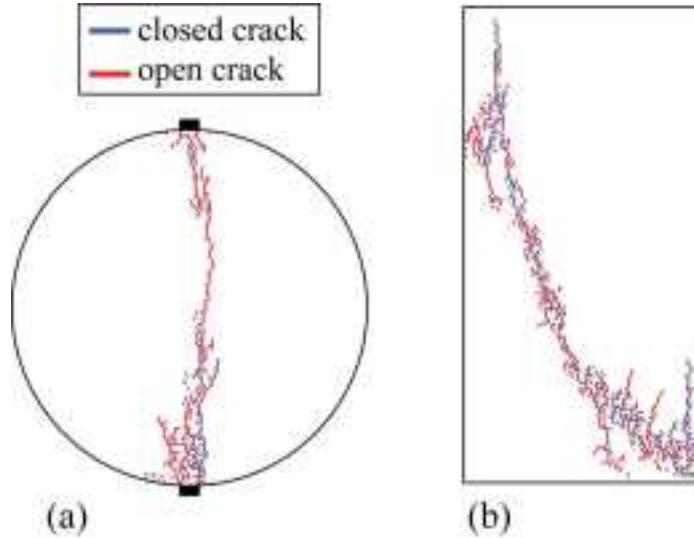


図 3.2.2.1-11 き裂の開口 (a) 圧裂試験, (b) 一軸圧縮試験

7) まとめ

本研究は、水理-力学連成挙動解析ツール TOUGH-RBSN による室内実験のモデル化を通して、3.2.2.1-6) で示したようにポアソン効果を解析上表現するための室内実験スケールのモデル解析による要素データの拡充と適用性の検討を行った。また、力学的物理特性値のデータを拡充するため、圧裂試験と一軸圧縮試験のモデルを構築し、実験結果との比較を通して、その妥当性を確認した。本研究で用いた要素データは、巨視的な材料応答をそのままモデルに用いており、従来の不連続体解析モデルよりも要素のサイズに依存しないという特徴があり、解析対象のスケール変換により適したモデルと言える。また、本解析手法では、微細き裂の開口状態を検討できるため、き裂のネットワークの形成による透水性の増大などを考慮でき、水理-力学連成挙動をより詳細に検討することを可能としている。今後、断層活動を対象として、より広域で長期の水理-力学連成挙動を評価・検討していくための効果的利用が期待される。

【引用文献】

- 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.
- Asahina, D. and Bolander, J. E. (2011) Voronoi-based discretizations for fracture analysis of particulate materials. *Powder Technology*, 213, no. 1-3, 92-99.
- 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. *Computers & Geosciences*, 65, 13-23.
- Berton, S. and Bolander, J. E. (2006) Crack band model of fracture in irregular lattices. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 195, no. 52, 7172-7181.
- Biot, M. A. and Willis, D. G. (1957) The elastic coefficients of the theory of consolidation. *J. Appl. Mech.*, 24, 594-601.
- Bolander, J. E., Moriizumi, K., Kunieda, M. and Yip, M. (2001) Rigid-Body-Spring Network modeling of cement-based composites. in *Proceedings The 4th International Conference on Fracture Mechanics of Concrete and Concrete Structures (FraMCoS-4)*, Paris, France, 2001, 773-780.
- Bolander, J. E. and Saito, S. (1998) Fracture analyses using spring networks with random geometry. *Engineering Fracture Mechanics*, 61, no. 5-6, 569-591.
- Hondros, G. (1959) The evaluation of poisson's ratio and the modulus materials of a low tensile resistance by the Brazilian (indirect tensile) test with particular reference to concrete. *Aust. J. Appl. Sci.*, 10, no. 3, 243-268.
- Kawai, T. (1978) New discrete models and their application to seismic response analysis of structures. *Nuclear Engineering and Design*, 48, no. 1, 207-229.
- Pruess, K., Oldenburg, C. and Moridis, G. (2011) *TOUGH2 User's Guide, Version 2*. Lawrence Berkeley National Laboratory.
- 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. *Computers & Geosciences*, 37, no. 6, 751-762.
- Rutqvist, J. and Tsang, C.-F. (2002) A study of caprock hydromechanical changes associated with CO₂ injection into a brine formation. *Environmental Geology*, 42, no. 2-3, 296-305.
- Tsang, C.-F., Bernier, F. and Davies, C. (2005) Geohydromechanical processes in the Excavation Damaged Zone in crystalline rock, rock salt, and indurated and plastic clays—in the context of radioactive waste disposal. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42, no. 1, 109-125.
- Yip, M., Mohle, J. and Bolander, J. E. (2005) Automated modeling of three-dimensional structural components using irregular lattices. *Computer-Aided Civil and Infrastructure Engineering*, 20, 393-407.

3.2.2.2 岩石-水反応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、THMC 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。そこで平成 26 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、(2) 実験前後の岩石供試体を用いた X 線 CT による微視構造観察、(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) 圧力溶解現象を考慮した FEM 解析モデルを構築し、天然バリアの透水性変化の予測解析を実施する。

2) 等方圧保持・透水試験

本実験で使用した岩石供試体を図 3.2.2.2-1 に、等方圧保持・透水試験装置を図 3.2.2.2-2 に示す。

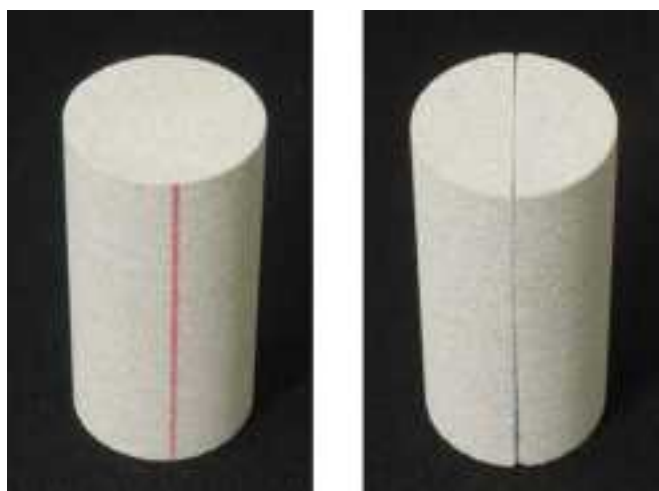


図 3.2.2.2-1 実験に使用したベレア砂岩供試体（直径 30 mm×高さ 60 mm）、
(a) インタクト供試体、(b) 不連続面供試体。

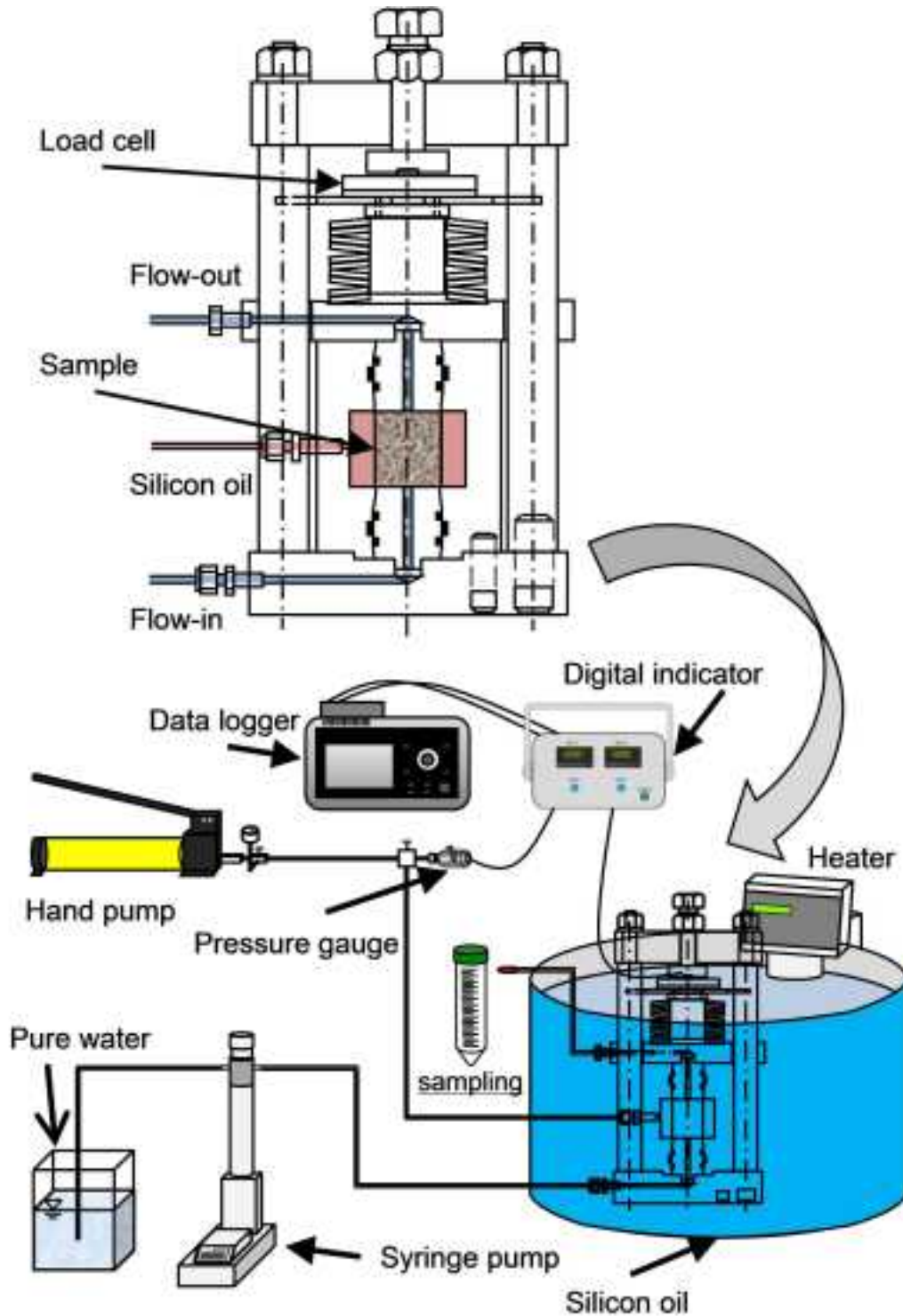


図 3.2.2.2-2 等方圧保持・透水試験装置の模式図。

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 である。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。

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 |

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。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 のイオン交換水を用いて各試験で 8 mL 程度注水した。これは、供試体の空隙体積 (空隙率は約 17 % なので、空隙堆積は約 7 mL) と同程度の量であり、つまり、5 日あるいは 10 日ごとに供試体の空隙水をイオン交換水で置換することを示している。イオン交換水には、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、イオン交換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。

$$K = \frac{\mu Q l}{A \Delta P} \tag{式 3.2.2.2-1}$$

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。

$$b = \left(\frac{12 \mu Q l}{A \Delta P} \right)^{1/3} \tag{式 3.2.2.2-2}$$

$$K = \frac{b^3}{12} \tag{式 3.2.2.2-3}$$

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。図中の計測点については平成 25 年度の成果から新たに数点プロットが増えており、その傾向については平成 25 年度から変化していない。

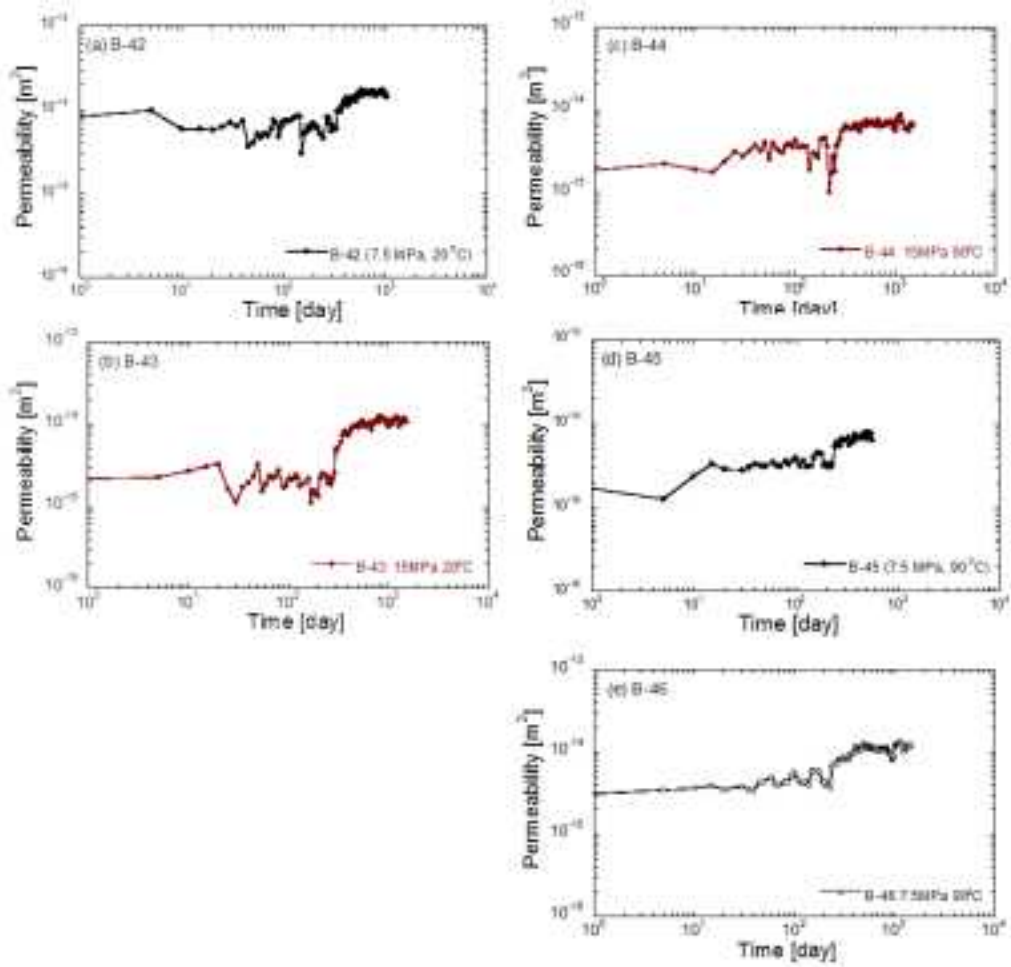


図 3.2.2.2-3 透過率の時間変化（インタクト供試体）（(a) - (e) B-42 - B-46）.

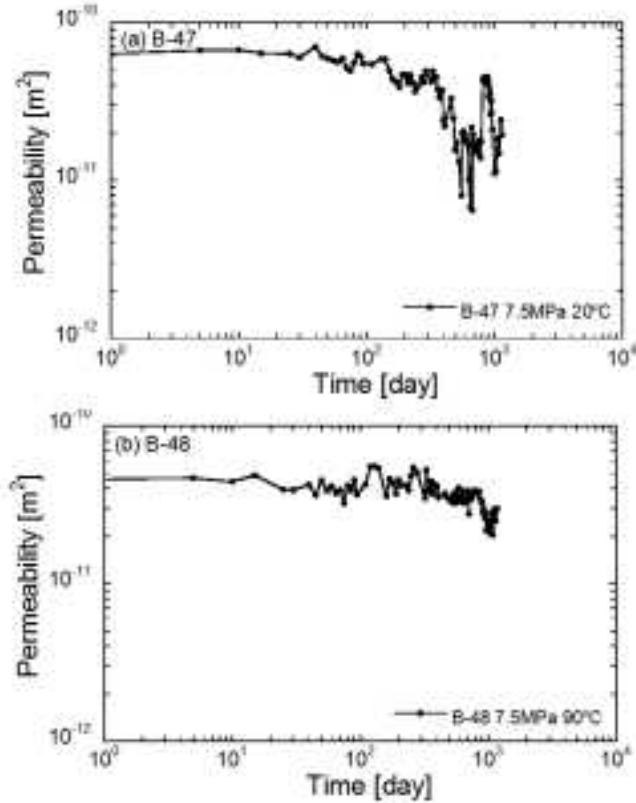


図 3.2.2.2-4 透過率の時間変化（不連続面供試体）((a) B-47, (a) B-48).

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（平成 25 年度成果）。

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、1,530 日現在で $1.08 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ 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 1,500 日現在で $6.46 \times 10^{-15} \text{ m}^2$ 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 1,470 日現在で $1.25 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ 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空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℃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1,150日現在で $1.95 \times 10^{-11} \text{ m}^2$ 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℃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見られないが、若干の減少を示しており、実験開始1,180日現在で $2.97 \times 10^{-11} \text{ m}^2$ 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空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。

3) 構造観察

本研究では、拘束圧7.5 MPa、温度90℃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℃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、マイクロフォーカスX線CT分析を行った。本章では、その結果について詳述する。

・マイクロフォーカスX線CT

X線CT（Computerized Tomography）は、X線が物体を通過するときの減衰や散乱をもとに、試料内部の状況を3次元に非接触・非破壊で可視化することが可能である。またX線CTスキャンを用いて、様々な光路で試料にX線を入射し透過したX線の強度を測定することで、試料内部のX線吸収係数の空間分布を示す画像を計算機で再構成するものである。岩石の空隙や亀裂などの幾何学的情報を定量的に評価する場合には、CT画像の空間分解能が重要となる。近年では、半導体チップ等の工業部品の非破壊観察のために、マイクロフォーカスX線CTが開発され、高解像度の非破壊観察が可能となっている。その特徴を活かし、多孔質岩石の空隙や亀裂の詳細な形状やその変化の可視化などに用いられている。

本研究では、マイクロフォーカスX線CT（テスコ株式会社所有）を用いて、等方圧保持・透水試験前後のベレア砂岩供試体（B-42、B-45）における空隙分布を詳細に観察し、実験前後の変化を評価した。

・X線CT分析結果

ベレア砂岩の3 mm 立方のX線CT実画像から空隙のみを抽出した一例を図3.2.2.2-5に示す。

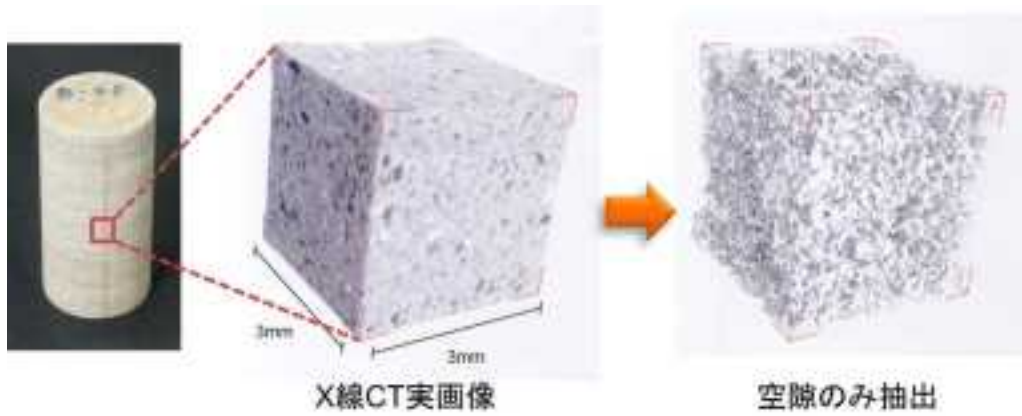


図 3.2.2.2-5 ベレア砂岩の CT ボクセルデータ.

また、ポアおよびスロートの概念図を図 3.2.2.2-6 に示す.

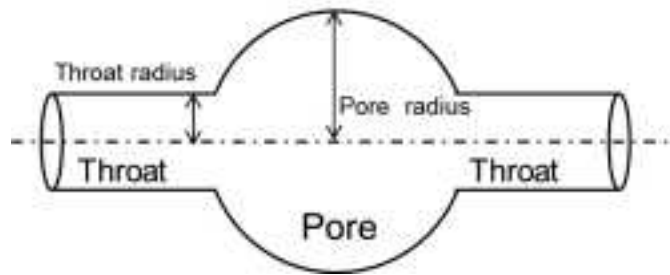


図 3.2.2.2-6 ポアおよびスロートの概念図.

ポアとは、抽出した空隙のうち球体として近似できる空隙のことであり、スロートとはポアをつなぐ連結部を表している。X線 CT 分析結果より得られた結果を図 3.2.2.2-7, 図 3.2.2.2-8 に示す.

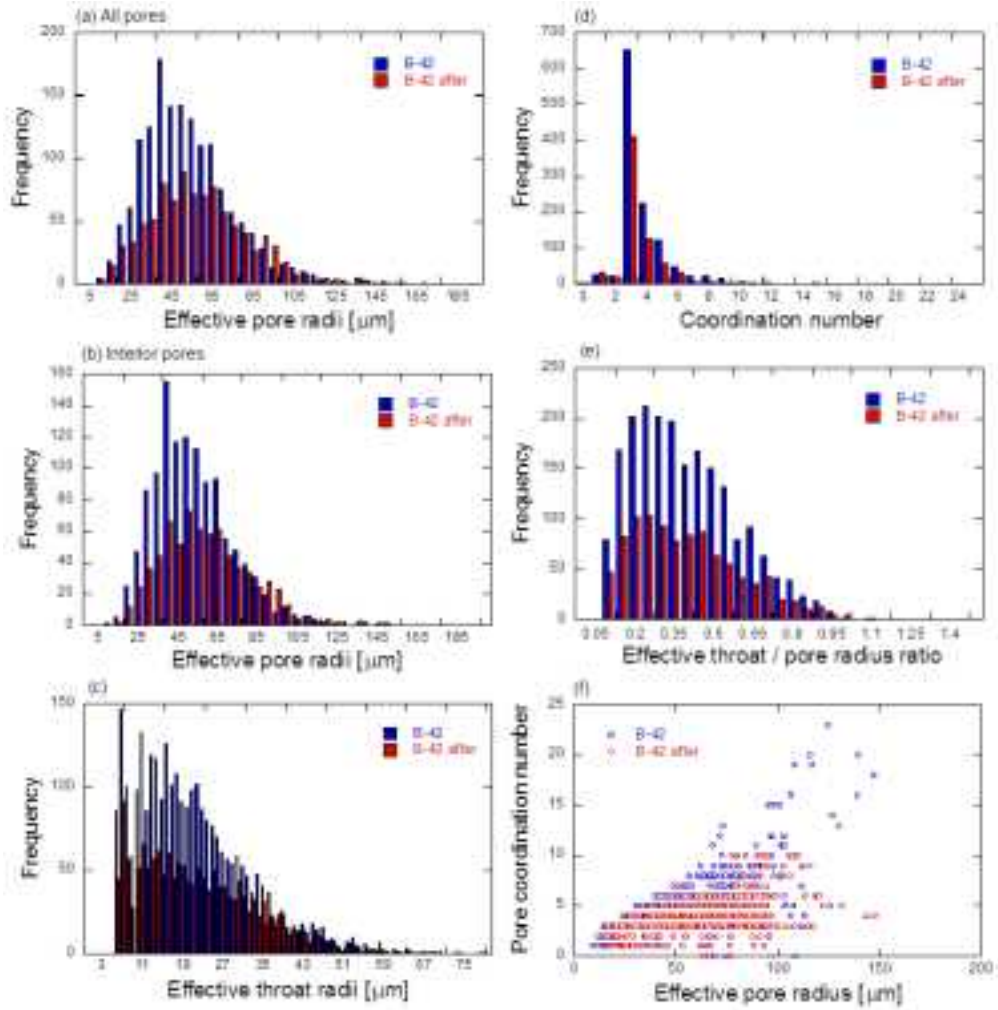


図 3.2.2.2-7 X線CT分析結果 (B-42) .

(a) ポア分布 (All pores) , (b) ポア分布 (Interior pores) , (c) スロート分布, (d) 配位数の分布, (e) スロート/ポア半径比分布, (f) ポアの有効半径と配位数の関係.

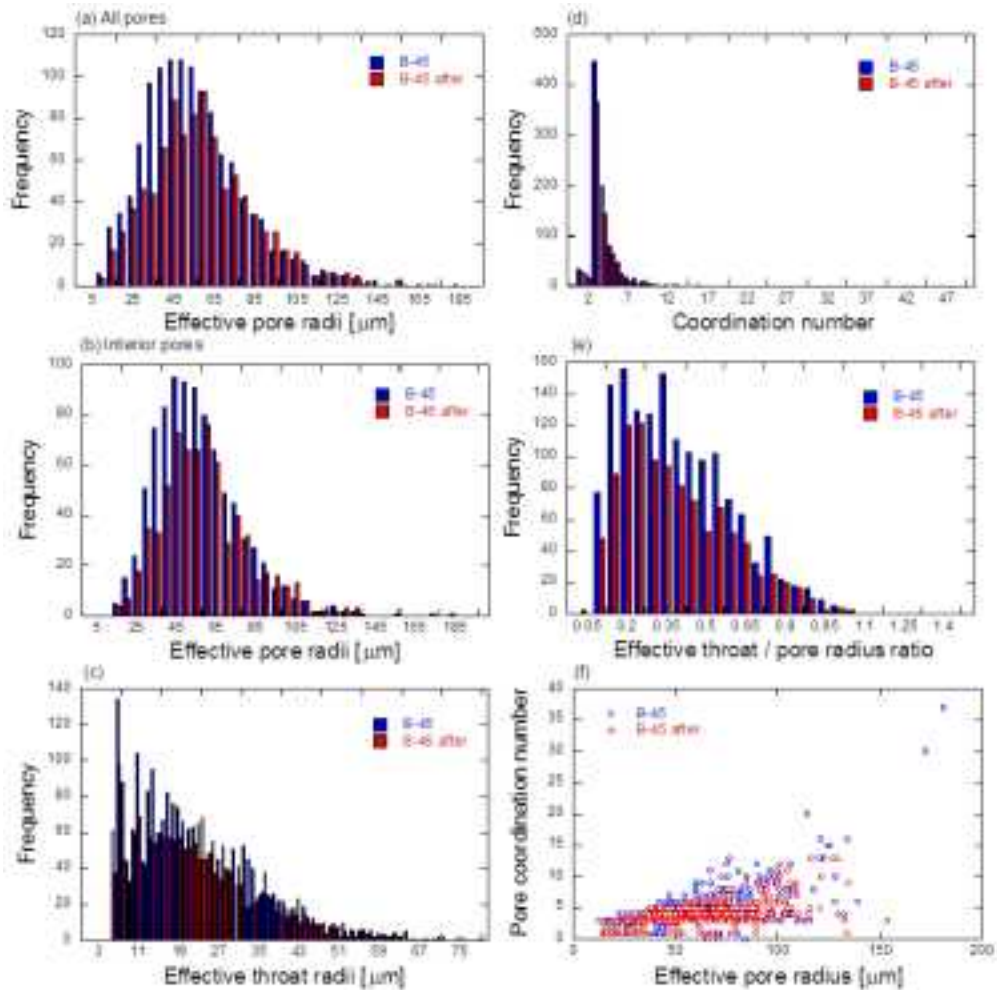


図 3.2.2.2-8 X線CT分析結果 (B-45) .

(a) ポア分布 (All pores) , (b) ポア分布 (Interior pores) , (c) スロート分布, (d) 配位数の分布, (e) スロート/ポア半径比分布, (f) ポアの有効半径と配位数の関係.

All pores とはボクセル表面および内部のポアすべてのデータであり, Interior pores とはボクセル表面データを除いた内部のポアを示している. 1つのポアが有するスロート数を配位数と示す. スロート/ポア半径比分布とは, ポアに対して隣り合うスロートの相対的な大きさを有効半径で示したものであり, 空隙のくびれ度を示している. ポアに関しては, B-42 (図 3.2.2.2-7b) では実験前後ともに最大で $150 \mu\text{m}$, B-45 (図 3.2.2.2-8b) では実験前では最大で $185 \mu\text{m}$, 実験後では最大で $155 \mu\text{m}$ が検出された. 実験前後の供試体でポアおよびスロート数が異なるため, 正規化を行った. その結果を図 3.2.2.2-9, 図 3.2.2.2-10 に示す.

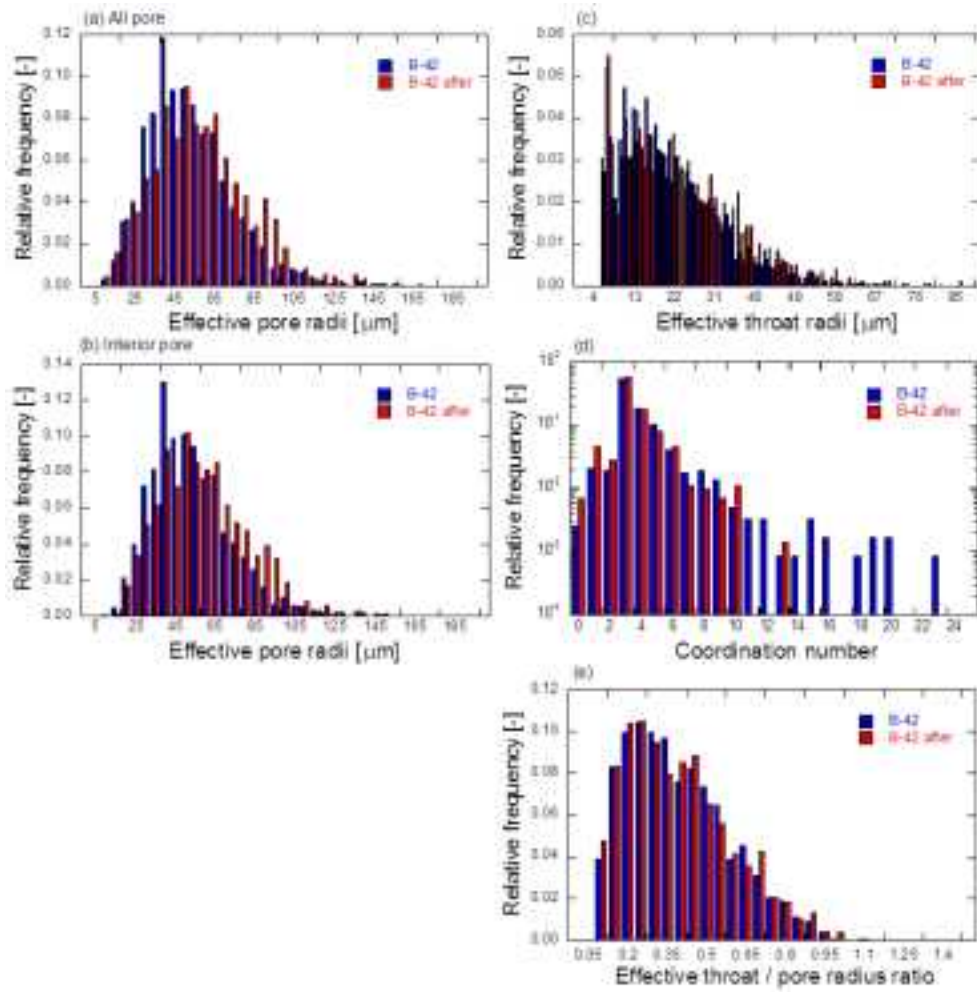


図 3.2.2-9 X線CT分析結果（正規化評価：B-42）。

(a) ポア分布（All pores），(b) ポア分布（Interior pores），(c) スロート分布，(d) 配位数の分布，(e) スロート/ポア半径比分布，(f) ポアの有効半径と配位数の関係。

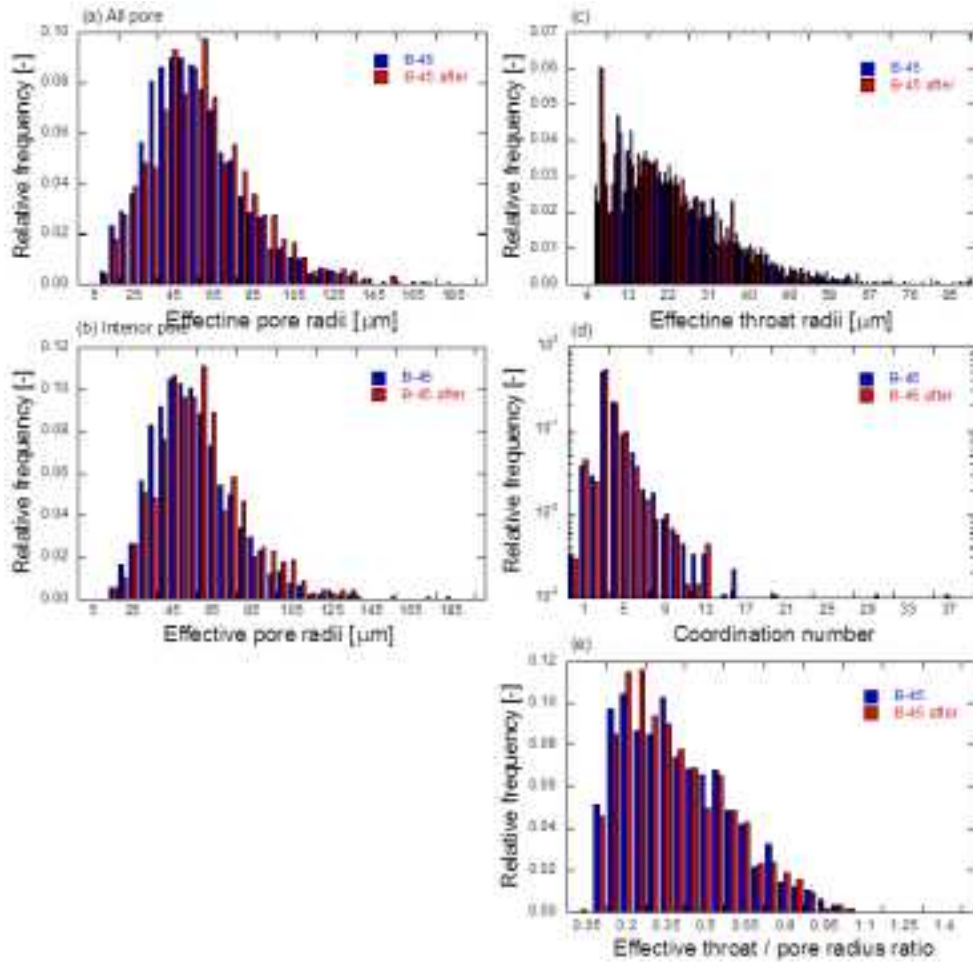


図 3.2.2.2-10 X線 CT 分析結果（正規化評価：B-45）。

(a) ポア分布（All pores）, (b) ポア分布（Interior pores）, (c) スロート分布, (d) 配位数の分布, (e) スロート/ポア半径比分布。

ポアに関しては、B-42(図 3.2.2.2-9b)では空隙径 30~75 μm が全体の約 5% ~ 10% を占めており、B-45 (図 3.2.2.2-10b) でも同じく空隙径 30~75 μm が全体の約 5% ~ 10% を占めている結果となった。次に正規化を行った後、実験前後でポアおよびスロートの増減を比較したものを図 3.2.2.2-11 に示す。空隙径に注目すると (図 3.2.2.2-11b), 空隙径 10~60 μm の空隙が減少し、空隙径 60 μm 以上の空隙が増加している結果が得られた。空隙径の大きい空隙体積が増加していることが、透水性増加の原因と考えられる。また、B-42 と B-45 を比較した場合、B-42 の方が、空隙の増加量が大きいことが確認された。透水試験の結果より、B-42 の方が透水性変化が大きいことが確認されており、X線 CT 分析の結果と調和的な結果が得られた。

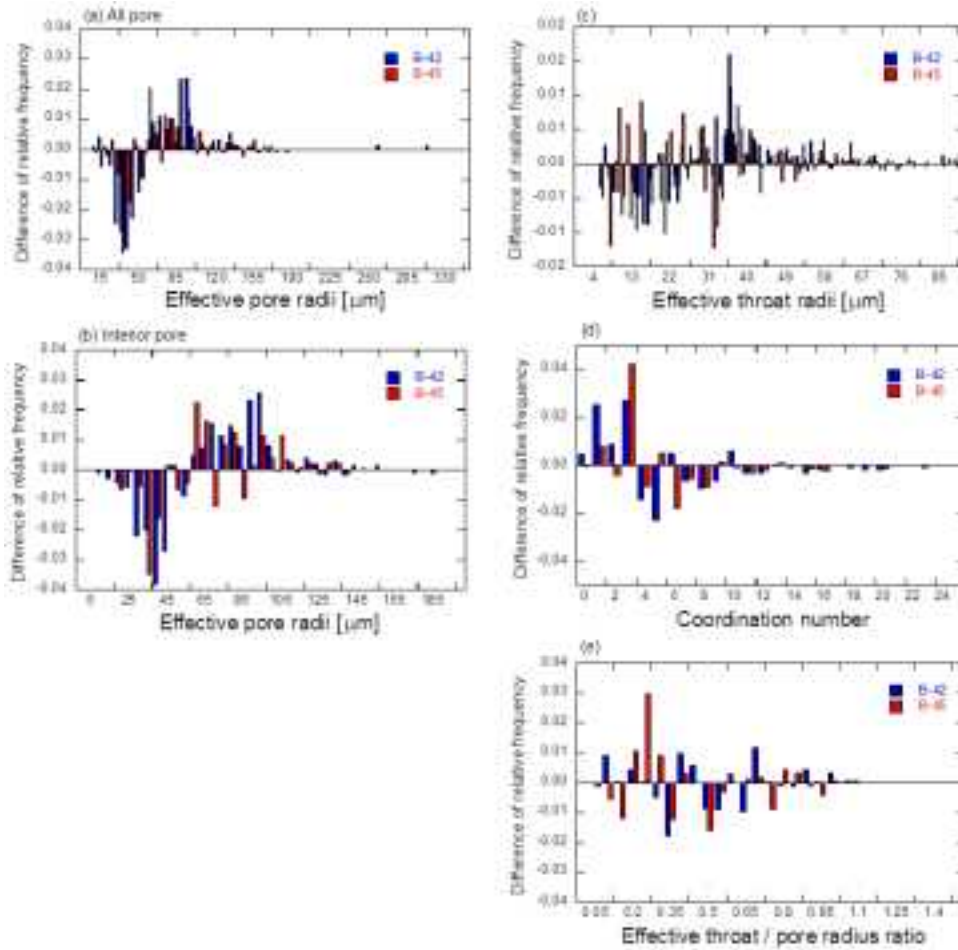


図 3.2.2.2-11 X線CT分析結果（正規化比較）。

(a) ポア分布（All pores）, (b) ポア分布（Interior pores）, (c) スロート分布, (d) 配位数の分布, (e) スロート/ポア半径比分布。

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。平成25年度は、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・透水特性の変化を評価した。平成26年度は、90 °C 条件のみを考慮し、平成25年度よりもより長期間（最大90日間）の試験を実施した。持続荷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3.2.2.2-12に、持続荷せん断透水試験の外観・模式図を図3.2.2.2-13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刺・破裂を防いだ。

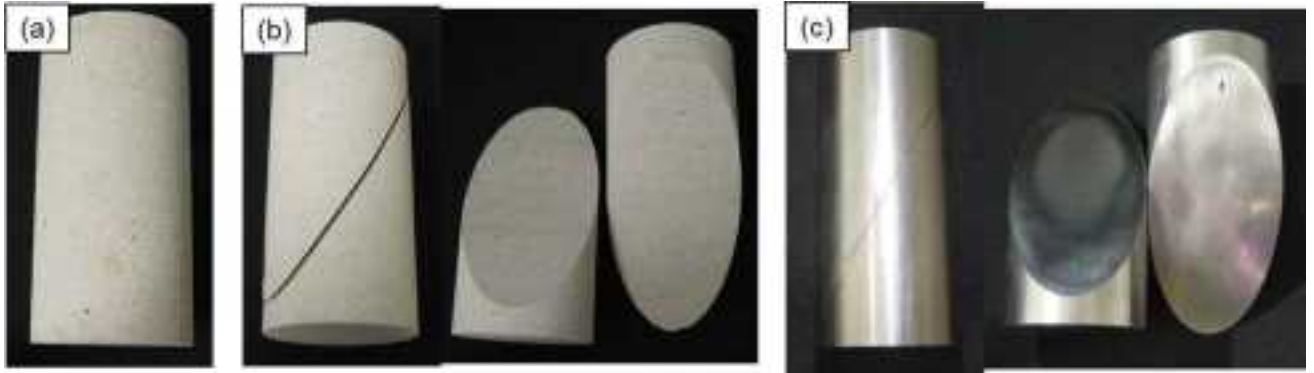


図 3.2.2.2-12 持続荷重せん断透水試験に使用したベリア砂岩供試体.



図 3.2.2.2-13 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 3.2.2.2-13）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刺・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、90 °C のみである。

持続载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。持続载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 90 日間継続させた。なお、試験期間中には、実験開始後 30 日毎に供試体の変形挙動を評価した。実験開始直後および 30、60、90 日経過後の圧縮試験は、実験の再現性を確認するため、载荷・除荷の 3 サイクルの試験を実施した。

せん断試験の結果を図 3.2.2.2-14 に示す。図より明らかなように、実験開始直後の軸差応力-軸歪み関係では、1 サイクル目载荷時の挙動が他の载荷・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、まずは初期剛性を用いて評価する。

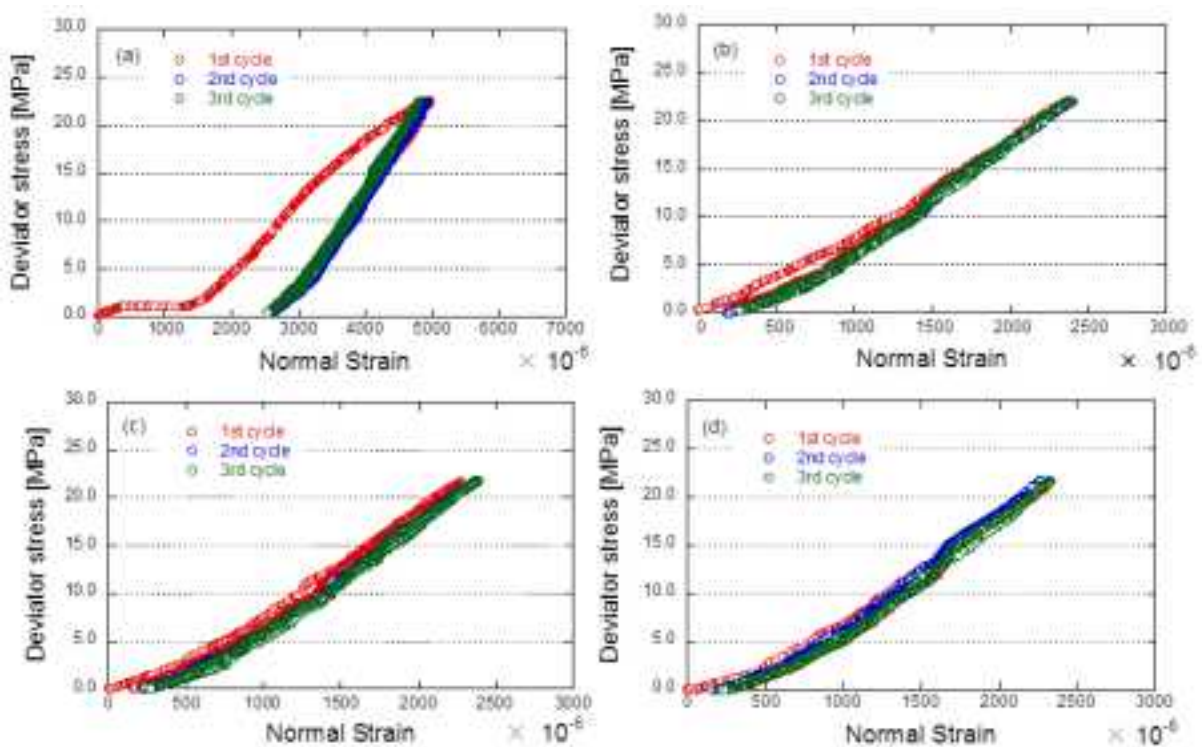


図 3.2.2.2-14 持続载荷せん断透水試験結果（軸差応力-軸歪み関係）。

(a) 0 日目, (b) 30 日目, (c) 60 日目, (d) 90 日目。

本研究では、初期剛性を軸歪みが 500 マイクロ歪みまで変位したときの割線弾性係数と定義する（図 3.2.2.2-15 参照）。

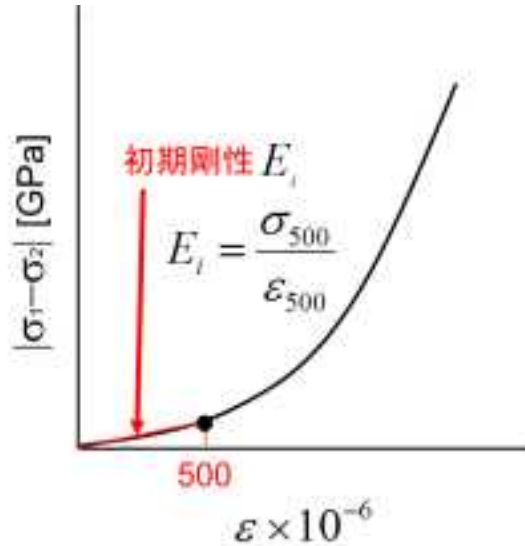


図 3.2.2.2-15 初期剛性の評価方法.

実験開始直後（0日目）、30日、60日、90日間拘束圧保持を経験した供試体の初期剛性の値を3サイクルの載荷時に対して算出した値を表3.2.2.2-2に示す。

表 3.2.2.2-2 初期剛性 E_i .

| Sample | Test day | E_i [GPa] | E_i [GPa] | E_i [GPa] |
|----------------|----------|-------------|-------------|-------------|
| | | 1st cycle | 2nd cycle | 3rd cycle |
| BS-S05 90°C | 0 | - | 5.14 | 5.42 |
| | 30 | 7.23 | 5.43 | 5.92 |
| | 60 | 5.12 | 6.10 | 5.31 |
| | 90 | 4.52 | 6.22 | 5.52 |

なお、0日目の1サイクル載荷時は不連続面のかみ合わせ状態が他の載荷・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、初期剛性の値に明瞭な変化は確認できない。これは、平成25年度の試験結果とは異なる。次に、初期剛性だけでなく歪みの増加に伴う接線弾性係数の変化を評価する。接線弾性係数と歪みの関係を図3.2.2.2-16に示す。図より、剛性は初期から徐々に増加し1,000歪み程度で概ね一定の値を示している。また、すべての実験結果で同様の傾向が得られている。最後に、剛性変化の全体像を俯瞰するため、これら歪みに伴う接線弾性係数の平均値と標準偏差を算出し、持続載荷時間の経過に伴う剛性の変化を評価した（図3.2.2.2-17）。図より明らかなように、時間の経過と無関係に剛性は変化していないことが判明した。持続載荷試験は現在も継続中であるため、今後も変形特性の変化を精査する予定である。

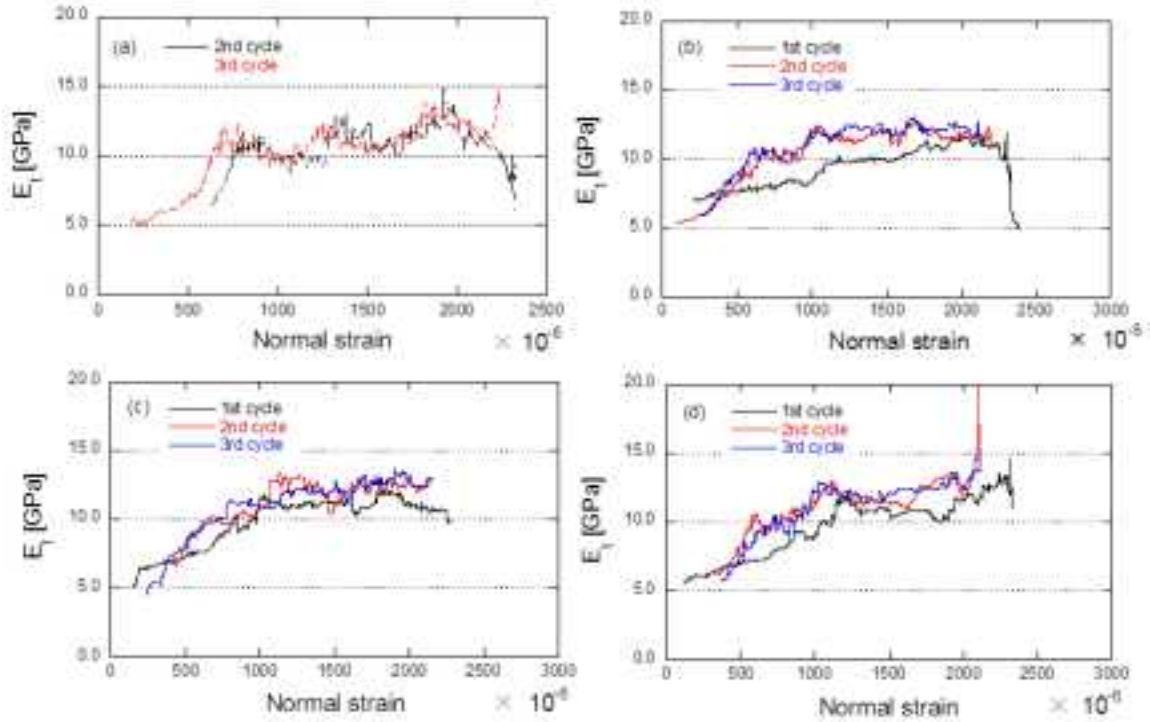


図 3.2.2.2-16 接線弾性係数と歪みの関係。
 ((a) 0日目, (b) 30日目, (c) 60日目, (d) 90日目)

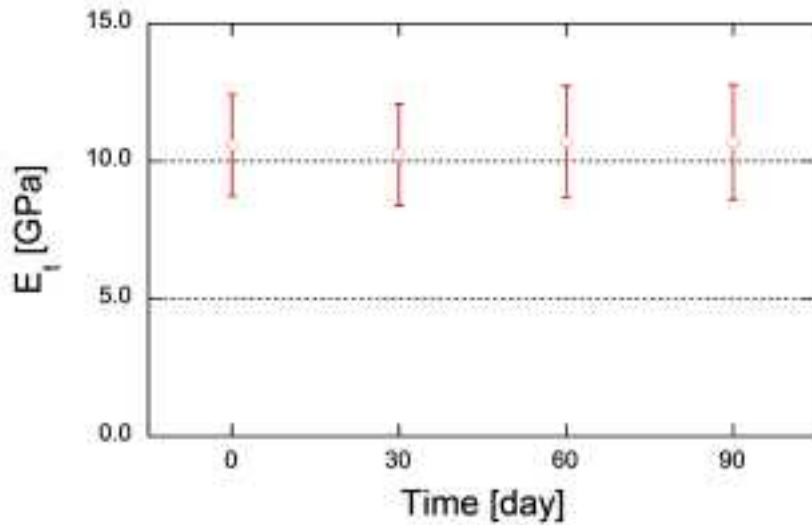


図 3.2.2.2-17 接線弾性係数と経過時間の関係。

次に、拘束圧保持期間中に連続実施している透水試験結果について言及する。実験より得られた透過率の経時変化を図 3.2.2.2-18 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。また、図中の 10 kPa、20 kPa は透水差圧を示している。図より、透水差圧が 10 kPa のとき、透過率はばらついており値に一貫性が確認できなかった。これは、透水差圧が低く精度の高い計測を担保できる透水量を確保できなかったために発生したと考えられる。そこで、試験開始 485 時間後に透水差圧を 20 kPa に昇圧したところ、値が

安定し精度の高い結果が得られるようになった。透水差圧が20 kPaの場合にのみ着目すると、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。

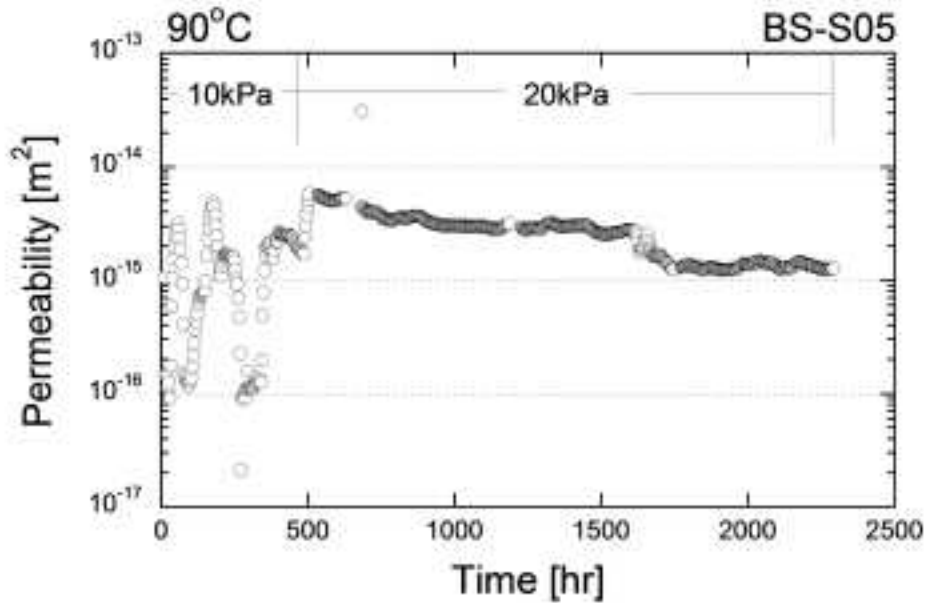


図 3.2.2.2-18 透過率の経時変化.

5) 圧力溶解現象を考慮した連成数値解析

・連成数値解析モデルの概要

本研究で用いた熱 (Thermal) - 水 (Hydro) - 応力 (Mechanical) - 化学 (Chemical) (以下、THMC と称す) 連成解析モデルは、周辺岩盤におけるガラス固化体からの放熱や地下水流動特性、岩盤の応力状態、空隙水と鉱物反応等の熱・水・応力・化学に関する各現象が相互に影響し合う場を記述する連成モデルである。本モデルの解析対象は天然バリアである多孔質岩盤であり、人工バリアは解析対象外としている。本モデルで考慮する THMC 間の各相互作用を以下に示す (図 3.2.2.2-19)。図中の T → H への作用は、温度変化に伴う水の粘性係数、密度の変化を考慮する。H → T は、水の流動に伴う熱輸送を示す。また、T → C は、温度変化に伴う化学定数 (平衡定数、溶解・沈殿速度定数) の変化を示す。C → T は、鉱物溶解・沈殿反応による熱物性変化を記述する。H → C は、水の流動による化学種輸送を示す。C → H は、空隙率変化による透過率変化が考慮される。M → CM は、空洞掘削に伴う応力状態の変化に伴う圧力溶解の変化を記述する。CM → C は、圧力溶解に起因する空隙内部の化学種濃度変化を評価する。

本解析モデルは、廃棄体周辺岩盤における連成挙動を評価するため、水移動、熱輸送、化学種輸送、化学反応について、流動方程式、熱エネルギー方程式、線形弾性則、化学種輸送方程式、鉱物反応式といった複数の支配方程式 (構成則) によって構築される。なお、本解析モデルは、連成数値解析ソフトウェアの COMSOL MULTIPHYSICS を用いて構築した。

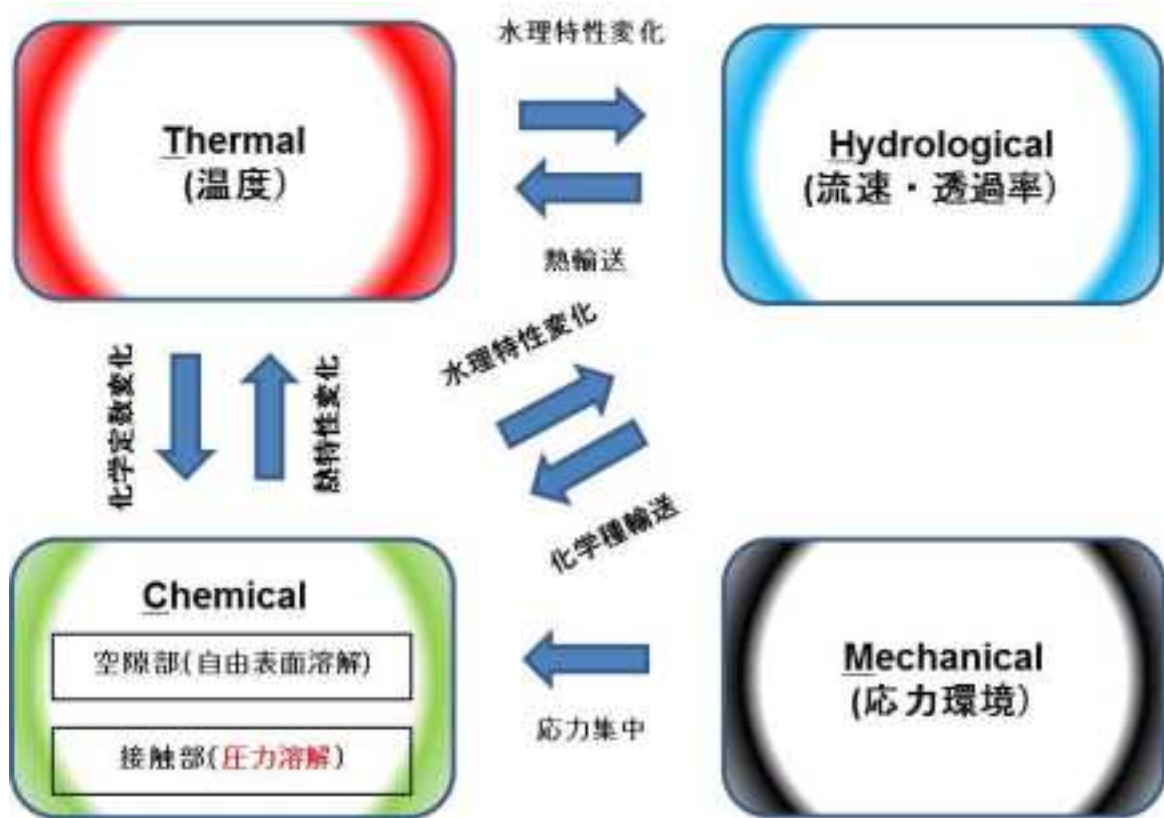


図 3.2.2.2-19 連成数値モデルで扱う現象および相互関係。

本解析は、飽和条件の多孔質岩盤を計算領域としており、水の流動方程式は空隙率や水の密度変化を考慮し、ダルシー則により次式で表される。この流動方程式は、空隙内の水圧や水の流速を算出し、岩盤空隙内の水の流れを記述するものである。空隙内の水は、岩盤内の熱や化学種を輸送する働きを持っており、空隙水の流速は岩盤内の化学種濃度や温度分布を算出する際に使用される。

$$\frac{\partial(\rho_w \phi)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_w u) = f_m \tag{式 3.2.2.2-4}$$

$$u = -\frac{K}{\mu} (\nabla p + \rho_w g \nabla D) \tag{式 3.2.2.2-5}$$

ここで、 ρ_w ：水の密度 [kg s⁻¹]、 ϕ ：岩盤の空隙率 [-]、 u ：水の実流速 [m s⁻¹]、 K ：透過率 [m²]、 μ ：水の粘性係数 [Pa s]、 p ：水圧 [Pa]、 g ：重力加速度 [m s⁻²]、 D ：位置水頭 [m]、 f_m ：質量源 [kg m⁻³ s⁻¹]である。また、水の密度と粘性係数は、温度依存性を持っており、それぞれ次の多項式で表される (COMSOL, 2014)。

$$\rho_w = a_0 + a_1 T + a_2 T^2 + a_3 T^3 \tag{式 3.2.2.2-6}$$

$$\mu = b_0 + b_1 T + b_2 T^2 + b_3 T^3 + b_4 T^4 + b_5 T^5 + b_6 T^6 \quad (273.15 \leq T \leq 443.75) \tag{式 3.2.2.2-7}$$

$$\mu = c_0 + c_1 T + c_2 T^2 + c_3 T^3 \quad (443.15 \leq T \leq 553.75) \tag{式 3.2.2.2-8}$$

ここで、 T ：岩盤の温度 [K]、 $a_{x(x=0-3)}$ 、 $b_{x(x=0-6)}$ 、 $c_{x(x=0-3)}$ は定数であり、これらの値は表 3.2.2.2-3、表 3.2.2.2-4 に示す。

表 3.2.2.2-3 水の密度の評価定数.

| | 温度領域 T [K] | a_0 | a_1 | a_2 | a_3 |
|------|-----------------------------|-------|-------|------------------------|-----------------------|
| 水の密度 | $273.15 \leq T \leq 553.75$ | 839 | 1.40 | -3.01×10^{-3} | 3.72×10^{-7} |

表 3.2.2.2-4 水の粘性係数の評価定数.

| | 温度領域 T [K] | b_0 | b_1 | b_2 | b_3 |
|------|-----------------------------|-------|------------------------|-----------------------|------------------------|
| 粘性係数 | $273.15 \leq T \leq 443.75$ | 1.38 | -2.12×10^{-2} | 1.36×10^{-4} | -4.65×10^{-7} |

| | 温度領域 T [K] | b_4 | b_5 | b_6 |
|------|--------------------------|-------|------------------------|-----------------------|
| 粘性係数 | $273.15 < T \leq 443.75$ | 1.38 | -2.12×10^{-2} | 1.36×10^{-4} |

| | 温度領域 T [K] | c_0 | c_1 | c_2 | c_3 |
|------|-----------------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|-------------------------|
| 粘性係数 | $443.15 \leq T \leq 553.75$ | 4.01×10^{-3} | -2.11×10^{-5} | 3.86×10^{-8} | -2.40×10^{-11} |

次に、岩盤の温度分布を算出するための熱エネルギー方程式を下記に示す.

$$(\rho C_p)_{eq} \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_w C_{p,w} u \nabla T = \nabla \cdot (k_{eq} \nabla T) + Q \quad \text{式 3.2.2.2-9}$$

$$(\rho C_p)_{eq} = \phi \rho_w C_{p,w} + (1 - \phi) \rho_m C_{p,m} \quad \text{式 3.2.2.2-10}$$

$$k_{eq} = \phi k_w + (1 - \phi) k_m \quad \text{式 3.2.2.2-11}$$

ここで、 $(\rho C_p)_{eq}$: 平衡熱容量 [$\text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$], $C_{p,w}$: 水の定圧比熱容量 [$\text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$], k_{eq} : 平衡熱伝導率 [$\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$], ρ_m : 岩石固相密度 [kgm^{-3}], $C_{p,m}$: 固相の定圧比熱容量 [$\text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$], k_m : 固相の熱伝導率 [$\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$], k_w : 水の熱伝導率 [$\text{Wm}^{-1} \text{K}^{-1}$], Q : 熱量源 [Wm^{-3}]である. また、水の定圧比熱容量と熱伝導率は温度依存性を持ち、下記の温度についての多項式で表される.

$$C_{p,w} = d_0 + d_1 T + d_2 T^2 + d_3 T^3 + d_4 T^4 \quad \text{式 3.2.2.2-12}$$

$$k_{p,w} = e_0 + e_1 T + e_2 T^2 + e_3 T^3 \quad \text{式 3.2.2.2-13}$$

ここで、 $d_{x(x=0-3)}$, $e_{x(x=0-3)}$ は定数であり、その値は表 3.2.2.2-5, 表 3.2.2.2-6 に示す.

表 3.2.2.2-5 水の定熱比熱容量の評価定数.

| | 温度領域 T [K] | d_0 | d_1 | d_2 | d_3 |
|--------|-----------------------------|--------------------|-------|-----------------------|------------------------|
| 定圧比熱容量 | $273.15 \leq T \leq 553.75$ | 1.20×10^6 | -80.4 | 3.10×10^{-1} | -5.39×10^{-7} |

| | 温度領域 T [K] | d_4 |
|--------|-----------------------------|-----------------------|
| 定圧比熱容量 | $273.15 \leq T \leq 553.75$ | 3.63×10^{-7} |

表 3.2.2.2-6 水の熱伝導率の評価定数.

| | 温度領域 T [K] | e_0 | e_1 | e_2 | e_3 |
|------|-----------------------------|-----------------------|-----------------------|------------------------|-----------------------|
| 熱伝導率 | $273.15 \leq T \leq 553.75$ | 8.69×10^{-1} | 8.95×10^{-3} | -1.58×10^{-5} | 7.98×10^{-9} |

応力解析では、平面歪み状態を仮定して岩盤に作用する応力を評価する。また、時間依存ではなく、応力解放を用いた定常解析により掘削影響を考慮した岩盤内応力を算出している。本解析では、熱応力や粒子の破壊等は考慮していない。用いた応力解析は次式で表される。なお、岩盤は弾性体と仮定して応力変化を評価している。

$$-\nabla \sigma = F_v \tag{式 3.2.2.2-14}$$

$$\sigma = E : \varepsilon \tag{式 3.2.2.2-15}$$

ここで、 F_v : 物体力 [Nm^{-3}]、 $\{\sigma\}$: 応力テンソル [Nm^{-2}]、 $\{\varepsilon\}$: 歪みテンソル [-]、 E : 弾性係数行列 [Nm^{-2}]である。本解析で対象岩盤に作用する物体力はすべて自重によるものである。また、単軸状態に相当する応力値である Von Mises 応力は次式で定義される。

$$\sigma_{VM} = \sqrt{\frac{1}{2} \{ (\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2 \}} \tag{式 3.2.2.2-16}$$

ここで、 σ_{VM} : Von Mises 応力 [Nm^{-2}]、 σ_1 : 最大主応力 [Nm^{-2}]、 σ_2 : 中間主応力 [Nm^{-2}]、 σ_3 : 最小主応力 [Nm^{-2}]である。Von Mises 応力は、圧力溶解による岩石内の粒子接触部での鉱物溶解量を算出する際に必要な重要な評価応力となる。

岩盤内の空隙水中の化学物質濃度の輸送過程を記述する化学種輸送方程式を次式に示す。本解析では化学物質の空隙水中における移流と拡散のみを考慮し、化学物質の岩盤への吸着作用と空隙水中での分散現象については考慮していない。

$$\frac{\partial (c_i \phi)}{\partial t} + u \nabla c_i = \nabla \cdot (D_e \nabla c_i) + R_i \tag{式 3.2.2.2-17}$$

$$D_e = \phi \tau D_b \tag{式 3.2.2.2-18}$$

ここで、 c_i : 化学種 i の空隙水中の濃度 [mol m^{-3}]、 D_e : 実効拡散係数 [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]、 R_i : 鉱物溶解・沈殿速度 [$\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$]、 τ : 液相屈曲率 [-]、 D_b : 空隙水中の拡散係数 (等方性) [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]である。また、空隙水中の拡散係数は、温度依存性を持っており、Arrhenius の式に基づき、次式で定義される (Yasuhara *et al.*, 2003)。

$$D_b = D_b^0 \exp(-E_D/RT) \tag{式 3.2.2.2-19}$$

ここで、 D_b^0 :頻度因子 [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$], E_D :活性化エネルギー [kJ mol^{-1}], R :気体定数 [$\text{kJ mol}^{-1} \text{K}^{-1}$]である。空隙水と鉱物間の反応について、本解析では空隙内自由表面での溶解・沈殿と粒子接触部での鉱物溶解(圧力溶解現象)を考慮する。したがって、前述した鉱物溶解・沈殿速度は次式で定義される。

$$R_i = R_i^{FF} + R_{diss}^{PS} \tag{式 3.2.2.2-20}$$

ここで、 R_i^{FF} :自由表面溶解・沈殿速度 [$\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$], R_{diss}^{PS} :粒子接触部での圧力溶解速度 [$\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$]である。

次に、考慮する鉱物反応のうち空隙内自由表面溶解・沈殿反応はLasaga(1984)の溶解速度式により次のように表される。

$$(SI = Q/K < 1): R_i^{FF} = k_+ \cdot A \cdot (a_{H^+})^n \cdot (1 - Q/K) \tag{式 3.2.2.2-21}$$

$$(SI = Q/K > 1): R_i^{FF} = k_- \cdot A \cdot (a_{H^+})^n \cdot (1 - Q/K) \tag{式 3.2.2.2-22}$$

ここで、 k_+ :溶解速度定数 [$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$], k_- :沈殿速度定数 [$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$], A :単位溶液当たりの鉱物表面積 [m^{-1}], $A=C_0 M \sigma$, C_0 :鉱物の初期存在量 [mol m^{-3}], M :鉱物の分子量 [g mol^{-1}], σ :岩石の比表面積 [$\text{m}^2 \text{g}^{-1}$], a_{H^+} : H^+ の活量 [-], n :反応次数 [-], Q :イオン活量積 [-], K :平衡定数 [-], SI :飽和指数 [-]である。自由表面溶解・沈殿反応のメカニズムは、飽和指数 SI が1よりも小さい場合は、自由表面溶解が発生し、飽和指数 SI が1よりも大きい場合は沈殿が発生するというものである。また、自由表面溶解・沈殿反応過程を計算する上で重要なパラメータである平衡定数と溶解・沈殿速度定数は温度依存性を持っており、平衡定数については、地球化学解析コードであるPHREEQC(Parkhurst and Appelo, 2013)を用いて温度と平衡定数の関係を多項式で近似することにより獲得した。溶解・沈殿速度定数はArrheniusの式に基づいており、平衡定数、溶解・沈殿速度定数はそれぞれ次式で表される。

$$K = \alpha_0 + \alpha_1 T + \alpha_2 T^2 + \alpha_3 T^3 + \alpha_4 T^4 + \alpha_5 T^5 + \alpha_6 T^6 + \alpha_7 T^7 \tag{式 3.2.2.2-23}$$

$$k_+ = k_+^0 \exp(-E_{k_+}/RT) \tag{式 3.2.2.2-24}$$

$$k_- = k_-^0 \exp(-E_{k_-}/RT) \tag{式 3.2.2.2-25}$$

ここで、 $\alpha_{x(x=0-7)}$ は定数(表3.2.2.2-7), k_+, k_-^0 :頻度因子 [$\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$], E_{k_+}, E_{k_-} :活性化エネルギー [kJ mol^{-1}]である。考慮する鉱物の自由表面溶解・沈殿の頻度因子および活性化エネルギーは表3.2.2.2-8に記す。

表 3.2.2.2-7 平衡定数の評価定数

| 鉱物名 | α_0 | α_1 | α_2 | α_3 |
|--------|-------------------------|-------------------------|--------------------------|-------------------------|
| Quartz | -187.4 | 3.012 | -2.156×10^{-2} | 8.622×10^{-5} |
| 鉱物名 | α_4 | α_5 | α_6 | α_7 |
| Quartz | -2.065×10^{-7} | 2.952×10^{-10} | -2.330×10^{-13} | 7.834×10^{-17} |

表 3.2.2.2-8 溶解・沈殿・拡散現象の頻度因子および活性化エネルギー。

| 鉱物名 | 頻度因子 | 活性化エネルギー |
|---------------------------|-------------------------------------------|---------------|
| Quartz (溶解) ⁶⁾ | 1.59 [mol/(m ² s)] | 71.3 [kJ/mol] |
| Quartz (沈殿) ⁶⁾ | 1.27 [mol/(m ² s)] | 48.9 [kJ/mol] |
| Quartz (拡散) ⁷⁾ | 5.20×10 ⁻⁸ [m ² /s] | 13.5 [kJ/mol] |

次に、岩石内の粒子接触部で生じる圧力溶解による鉱物溶解現象について述べると共に、その溶解速度の理論式の導出過程を記す。まず、圧力溶解とは、主に地下深部の高温高圧環境下で生じる岩石の粒子接触部や不連続面内アスペリティ接触部における鉱物溶解現象のことである (Yasuhara *et al.*, 2003)。Yasuhara *et al.* (2003) は、圧力溶解について、接触部と自由表面での化学ポテンシャルを評価することにより、その差から粒子接触部での溶解質量フラックスを次式で定義している。

$$M_{diss}^{PS} = \frac{3V_m^2(\sigma_n - \sigma_c)k + \rho_g A_c}{RT} \tag{式 3.2.2.2-26}$$

ここで、 M_{diss}^{PS} ：圧力溶解質量フラックス [kg s⁻¹]、 V_m ：モル体積 [m³ mol⁻¹]、 σ_n ：接触部応力 [Pa]、 σ_c ：臨界応力 [Pa]、 ρ_g ：粒子密度 [kg m⁻³]、 A_c ：粒子接触部面積 [m²] である。式 3.2.2.2-26 を基に、ニアフィールド全体解析に組み込む圧力溶解速度式 ϵ_{diss}^{PS} を導出する。まず、式 3.2.2.2-26 および式 3.2.2.2-16 で算出した Von Mises 応力を用いて、圧力溶解による歪み変化率と粒子直径変化率は次式で定義される (Yasuhara *et al.*, 2003)。

$$\begin{aligned} \epsilon_{diss}^{PS} &= \frac{1}{V} \frac{dV}{dt} = \frac{3V_m^2 k_+}{RTd} \left(\frac{\sigma_{VM}}{R_c} - \sigma_c \right) \\ \frac{1}{d} \frac{\Delta d}{\Delta t} &= \frac{3V_m^2 k_+}{RTd} \left(\frac{\sigma_{VM}}{R_c} - \sigma_c \right) \\ \frac{\Delta d}{\Delta t} &= \frac{3V_m^2 k_+}{RT} \left(\frac{\sigma_{VM}}{R_c} - \sigma_c \right) \end{aligned} \tag{式 3.2.2.2-27}$$

ここで、 ϵ_{diss}^{PS} ：圧力溶解による歪み変化 [-]、 d ：粒子直径 [m]、 R_c ：粒子接触割合 [-] である。式 3.2.2.2-25 では、粒子接触部が一軸状態であると想定していることから、式 3.2.2.2-27 においては、一軸状態に相当する Von Mises 応力を用いて接触部応力を表している。

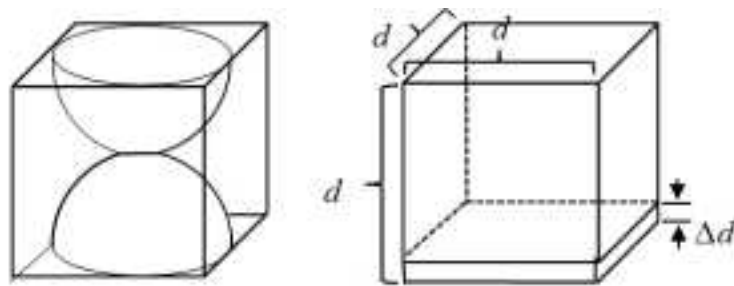


図 3.2.2.2-20 連成数値モデルで扱う代表要素。

図 3.2.2.2-20 に示すような直径 d の粒子一個と空隙を含む一辺が d の体心立方格子を 1 つの代表要素と仮定する。圧力溶解による代表要素の体積変化率は、次式で表される。

$$V_{diss}^{PS} = \frac{\Delta d \cdot d^2}{\Delta t} = \frac{3V_m^2 k_+ d^2}{RT} \left(\frac{\sigma_{VM}}{R_c} - \sigma_c \right) \tag{式 3.2.2.2-28}$$

ここで、 V_{diss}^{PS} ：圧力溶解による代表要素の体積変化率 [m³ s⁻¹] である。また、代表要素の初期体積は d^3 [m³] であることから単位体積当たりの粒子数は、 $1/d^3$ [m⁻³] と表される。さらに、代表要素に

対する単位時間当たりに溶解する鉱物の物質質量 [mol s⁻¹] は次式で定義される。

$$\frac{V_{diss}^{PS}}{V_m} = \frac{3V_m k_{+d} d^2}{RT} \cdot \left(\frac{\sigma_{VM}}{R_c} - \sigma_c \right) \quad \text{式 3.2.2.2-29}$$

最後に、単位体積当たりの粒子数を式 3.2.2.2-28 に乗じた値が全体解析に組み込む圧力溶解速度式 R_{diss}^{PS} [mol m⁻³ s⁻¹] となる。

$$R_{diss}^{PS} = \frac{3V_m k_{+d}}{RTd} \cdot \left(\frac{\sigma_{VM}}{R_c} - \sigma_c \right) \quad \text{式 3.2.2.2-30}$$

次に、自由表面溶解・沈殿と粒子接触部での圧力溶解の両化学反応による空隙率および透過率変化について説明する。本解析では、空隙率変化について熱応力や粒子破壊等の応力作用による影響は考慮せず、鉱物溶解・沈殿反応等の化学作用による影響のみを評価する。空隙内の自由表面溶解・沈殿反応、圧力溶解反応による空隙率変化はそれぞれ次式で表される。

$$\dot{\phi}^{FF} = k_{in}^{FF} \cdot R_{in}^{FF} \quad \text{式 3.2.2.2-31}$$

$$\dot{\phi}_{diss}^{PS} = -\dot{\phi}_{diss}^{PS} = -V_m \cdot R_{diss}^{PS} \quad \text{式 3.2.2.2-32}$$

ここで、 $\dot{\phi}^{FF}$ ：自由表面溶解・沈殿による空隙率変化率 [s⁻¹]、 $\dot{\phi}_{diss}^{PS}$ ：圧力溶解による空隙率変化率 [s⁻¹] である。式 3.2.2.2-31, 32 を用いて任意の時間 t における空隙率は次式で定義される。

$$\phi(t) = \phi_i + \dot{\phi}^{FF}(t) + \dot{\phi}_{diss}^{PS}(t) \quad \text{式 3.2.2.2-33}$$

$$\dot{\phi}^{FF}(t) = \int \dot{\phi}^{FF}(t) dt = \int V_m \cdot R_{in}^{FF} dt \quad \text{式 3.2.2.2-34}$$

$$\dot{\phi}_{diss}^{PS}(t) = \int \dot{\phi}_{diss}^{PS}(t) dt = \int -V_m \cdot R_{diss}^{PS} dt \quad \text{式 3.2.2.2-35}$$

ここで、 $\phi(t)$ ：時間 t における空隙率 [-]、 ϕ_i ：初期空隙率 [-]、 $\dot{\phi}^{FF}(t)$ ：時間 t までの自由表面溶解・沈殿による空隙率総変化量 [-]、 $\dot{\phi}_{diss}^{PS}(t)$ ：時間 t までの圧力溶解による空隙率総変化量 [-] である。透過率変化については、自由表面溶解・沈殿、圧力溶解反応による空隙率変化に伴う透水性変化を定量評価するため、Kozeny-Carman 式 (Bear, 1972) を用いた次式で透過率を評価する。

$$k_r = \frac{k(t)}{k_i} = \frac{(1-\phi_i)^2}{(1-\phi(t))^2} \left(\frac{\phi(t)}{\phi_i} \right)^3 \quad \text{式 3.2.2.2-36}$$

$$\text{ここで、} k(t) = k_i \cdot \frac{(1-\phi_i)^2}{(1-\phi(t))^2} \left(\frac{\phi(t)}{\phi_i} \right)^3$$

ここで、 k_r ：相対透過率 [-]、 $k(t)$ ：時間 t における透過率 [m²]、 k_i ：初期透過率 [m²] である。

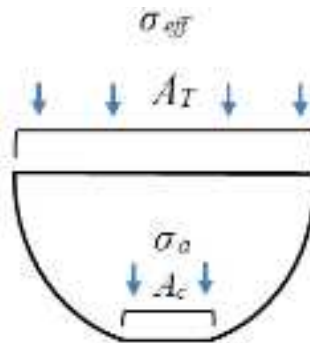


図 3.2.2.2-21 最大断面積と接触面積の概念図。

次に、鉱物溶解による粒子接触部の幾何学的変化とその理論式の導出方法について述べる。粒子接触部の幾何学形状の変化メカニズムは、圧力溶解により粒子接触部直径（接触部面積）が変化し、そ

れに伴い粒子接触割合が変化するというものである。粒子接触割合は、図 3.2.2.2-21 に示したような代表要素の最大断面積 A_t と粒子接触部面積 A_c の比で表される。

$$R_c = \frac{A_c}{A_t} \tag{式 3.2.2.2-37}$$

粒子接触割合 R_c は圧力溶解速度を算出する上で重要な評価値である。時間経過に伴い圧力溶解が進むと、粒子接触部面積が増加し、接触割合が大きくなると共に接触部応力 σ_{VM}/R_c が減少する。したがって、接触割合が大きくなるほど圧力溶解量は小さくなる。接触割合が増加し続け、接触部応力が臨界応力値 σ_c に達すると圧力溶解現象は停止することになる。粒子接触割合 R_c の経時変化を算出するには、接触割合と時間の経過に伴う粒子接触割合と空隙率の関係を導く必要である。

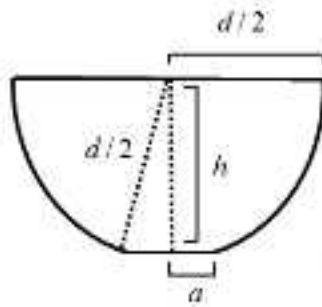


図 3.2.2.2-22 粒子球帯の概念図。

本解析では、関係式導出に際し、幾何学的アプローチを採用した。まず、図 3.2.2.2-22 に示してあるような代表要素内の球帯の体積に着目する。球帯の体積は、幾何学公式より次式で表される。

$$V_s = \frac{1}{6} \pi h \cdot \left(3a^2 + \frac{3d^2}{4} + h^2 \right) \tag{式 3.2.2.2-38}$$

$$h = \sqrt{\frac{d^2}{4} - a^2}$$

$$\rightarrow V_s = \frac{1}{6} \pi \cdot \sqrt{\frac{d^2}{4} - a^2} \cdot (2a^2 + d^2)$$

ここで、 V_s ：粒子球帯体積 [m³]、 a ：粒子接触部直径 [m]、 h ：球帯の高さ [m] である。また、球帯の体積 V_s [m³] と空隙をあわせた体積 V_t [m³] により、空隙率は次式で定義される。

$$\phi = 1 - \frac{V_s}{V_t} = 1 - \frac{\frac{1}{6} \pi (2a^2 + d^2) \sqrt{\frac{d^2}{4} - a^2}}{\pi a^2 \sqrt{\frac{d^2}{4} - a^2}} = 1 - \frac{\pi (2a^2 + d^2)}{6a^2} \tag{式 3.2.2.2-39}$$

さらに、式 3.2.2.2-37 より、粒子接触割合 R_c は次式で表される。

$$R_c = \frac{\pi a^2}{\pi d^2} \tag{式 3.2.2.2-40}$$

$$\rightarrow a^2 = \frac{d^2}{4} R_c$$

式 3.2.2.2-40 を式 3.2.2.2-39 に代入することにより、空隙率は次式で表される。

$$\phi = 1 - \frac{\pi \left(\frac{d^2}{2} R_c + d^2 \right)}{6d^2} = 1 - \left\{ \frac{\pi}{12} (R_c + 2) \right\} \tag{式 3.2.2.2-41}$$

最後に、式 3.2.2.2-41 を粒子接触割合 R_c について解くことにより、粒子接触部の幾何学的変化を記述する粒子接触割合と空隙率の関係式が次式の通り導かれる。

$$R_c = \frac{12}{\pi} (1 - \phi) - 2 \quad \text{式 3.2.2.2-42}$$

したがって、式 3.2.2.2-42 を式 3.2.2.2-30 に代入すると、粒子接触部における圧力溶解速度 R_{diss} は次式のように表せる。

$$R_{diss}^{PS} = \frac{3V_m k_p}{\pi T d} \left(\frac{\sigma_{VM}}{(12/\pi)(1-\phi)-2} - \sigma_c \right) \quad \text{式 3.2.2.2-43}$$

・解析条件

本節では、本解析で設定した解析条件の詳細について述べる。本解析モデルで想定した処分システムは、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—第2次取りまとめ—（以下、第2次取りまとめと記す）（核燃料サイクル開発機構，1999）に示されている横置き方式であり、深度 450 m に設置するものとした。

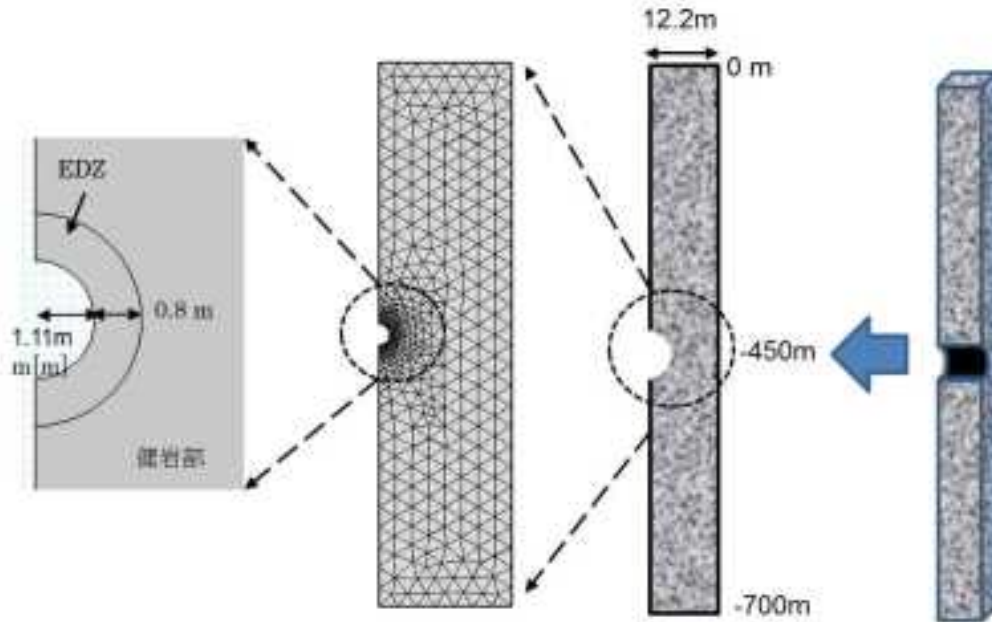


図 3.2.2.2-23 解析領域。

解析領域（ジオメトリ）は、図 3.2.2.2-23 に示すように地表から深度 700 m までを対象としており、坑道直径は 2.22 m とし、坑道を中心として坑道離間距離の 1/2 の 12.2 m を水平方向に想定した二次元モデルとした。坑道離間距離に関しては、緩衝材中の最高温度が 100 °C 以下となる条件として、処分坑道直径 ($D=2.22$ m) の整数倍の $11D$ に設定した（鈴木ほか，2012）。解析対象岩盤は石英（Quartz）のみで構成される珪質堆積岩とし、初期空隙率は 40 % とし、深度依存しない形式で岩盤全体に均一に設定した。地質環境条件については、幌延地域の地質環境を参照し、地下岩盤の動水勾配は 1/1,000、地温勾配は 5 °C/100 m とし、地表面は年間の平均的な気温として 15 °C に設定した（核燃料サイクル開発機構，2005）。地下水位は地表面とし、空隙水中の化学種であるシリカ (SiO_2) の初期濃度は、化学平衡状態であると仮定して初期温度分布での平衡定数の値を設定した。

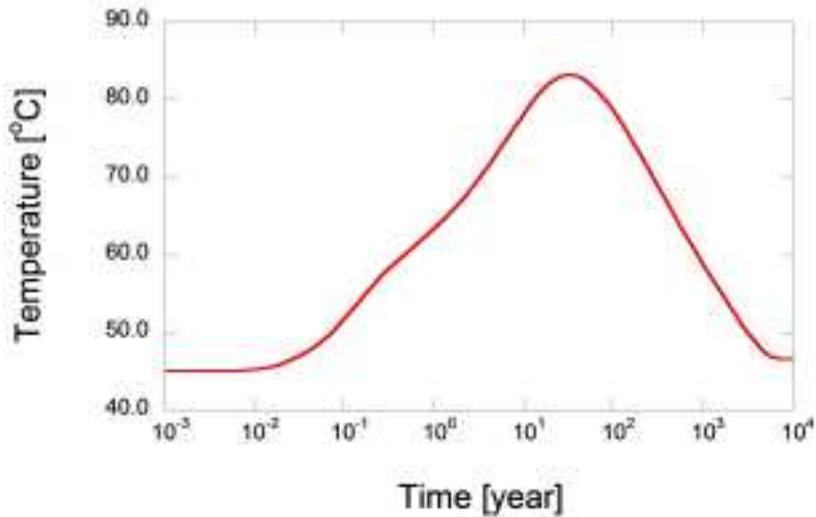


図 3.2.2.2-24 空洞境界に作用させる温度の経時変化.

廃棄体からの放熱については、第2次取りまとめで示されている温度解析から得られた緩衝材外側の温度変化(図 3.2.2.2-24)をモデルの坑道壁面の温度として与えている(核燃料サイクル開発機構, 1999)。また、熱移動に関しては、解析領域周辺の岩盤に対し、解析領域の全側面から熱が流出すると仮定し、坑道壁面を除く、解析モデルの左右上下全側面に熱流出境界を設定した。化学種輸送に関しては、坑道壁面を含む解析モデルの左右上下全側面に化学種濃度の流出境界を設定した。また、地下水の pH 変化は考慮しておらず、中性条件を仮定し、一定値 (pH=7) を設定した。坑道掘削影響領域 (EDZ) に関しては、第2次取りまとめを参照し、坑道壁面より 0.8m の範囲を仮定し、その初期透過率を健岩部より 2 オーダー大きく設定した。また本解析では、坑道掘削による坑道周辺の地下水の変化や地下水組成の変化は考慮していないが、岩盤内応力に関しては、空洞掘削に伴う応力再配分を考慮した自重解析を実施した。解析期間は廃棄体設置後から 10,000 年間を設定した。解析領域の物理特性を表 3.2.2.2-9 に示す。

表 3.2.2.2-9 解析に用いた岩盤物性.

| Parameter | EDZ | 健岩部 |
|-----------------------------------------|-----------------------|-----------------------|
| ヤング率 ¹⁾ [GPa] | 2.5 | 2.5 |
| ポアソン比 ²⁾ [-] | 0.3 | 0.3 |
| 初期透過率 ³⁾ [m ²] | 1.0×10 ⁻¹³ | 1.0×10 ⁻¹⁵ |
| 初期空隙率 ³⁾ [-] | 0.4 | 0.4 |
| 熱伝導率 ³⁾ [W/(m·K)] | 1.6 | 1.6 |
| 比熱容量 ³⁾ [kJ/(kg·K)] | 1.5 | 1.5 |
| 粒子密度 ⁴⁾ [kg/m ³] | 1.7×10 ³ | 1.7×10 ³ |
| 乾燥密度 ⁴⁾ [kg/m ³] | 1.52×10 ³ | 1.52×10 ³ |

・解析結果

数値解析では、圧力溶解現象の有無が空洞周辺岩盤の透水性経時変化に及ぼす影響を評価した。ま

ず、圧力溶解現象を考慮しない場合の解析結果を図3.2.2.2-25～図3.2.2.2-27に示す。図3.2.2.2-25より、廃棄体からの発熱により空洞周辺の温度が100年間で最大80℃程度まで増加していることがわかる。その結果として、自由表面溶解・沈殿現象が初期状態よりも活発化することが予測されるが、その影響は極めて小さく、空隙率および透過率に及ぼす影響は無視できるほど小さいと言える。前述の通り、地下水の動水勾配は1/1,000であるため、地下水の移動は極めて遅い。そのため、廃棄体周辺で昇温により新たに溶解したシリカ鉱物も、溶解した地点のごく近傍で沈殿するため、結果として空隙率の変化に寄与しないと考えられる。ただし、地下水流速が速い条件では、自由表面溶解・沈殿現象も空隙率（透過率）の変化に影響を及ぼすことが想定され、ペクレ数やダンケラー数を用いたパラメトリックスタディーを実施する必要がある。

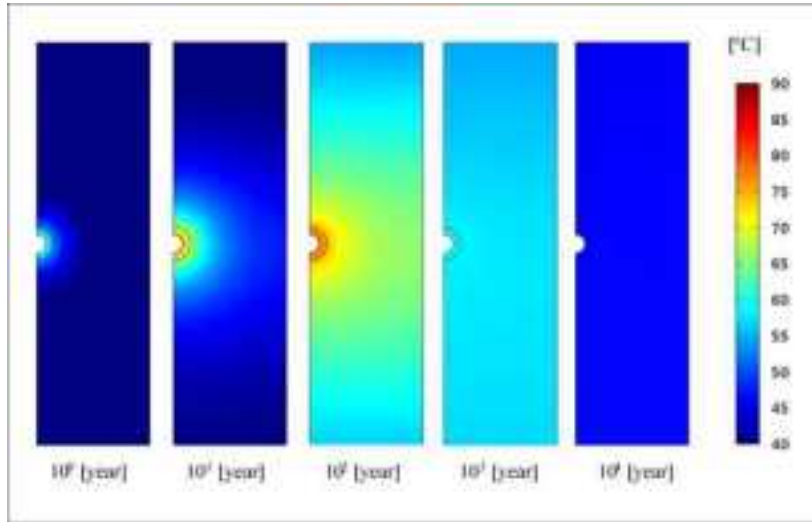


図3.2.2.2-25 温度の経時変化 (Case 1 : 圧力溶解ナシ).

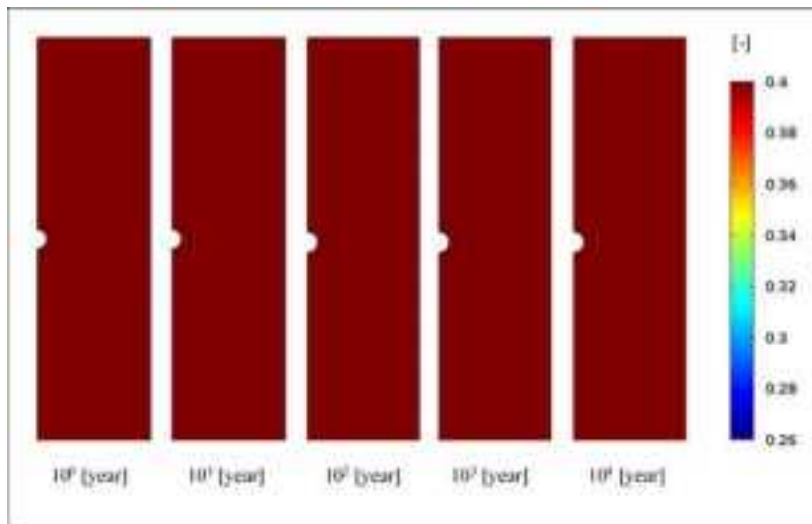


図3.2.2.2-26 空隙率の経時変化 (Case 1 : 圧力溶解ナシ).

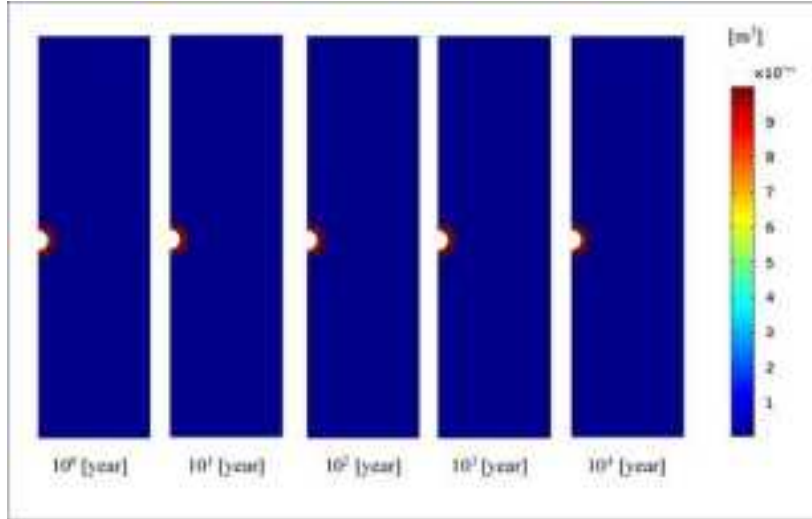


図 3.2.2.2-27 透過率の経時変化 (Case 1 : 圧力溶解ナシ).

一方、自由表面溶解・沈殿および圧力溶解現象の両方を考慮した場合の解析結果を図 3.2.2.2-28～図 3.2.2.2-30 に示す。図より明らかなように、空隙率および透過率は時間の経過とともに減少する傾向が得られている。特に、空洞周辺の EDZ でその影響が顕著である。これは、空洞掘削に伴う応力再配分により空洞周辺の EDZ で圧縮応力 (Von Mises 応力) が増加し、その結果圧力溶解現象が顕在化し、空隙率および透過率を低下させていると考えられる。特に、EDZ に着目すると、スプリングライン (空洞上半と下半の境界) の空洞最近傍の空隙率 (透過率) 変化が最も大きく、空洞から離れるほどその低下程度は小さくなっている (図 3.2.2.2-31, 図 3.2.2.2-32)。これは、空洞掘削に伴う圧縮応力の増加程度がそのまま圧力溶解に及ぼす影響度に帰結している。

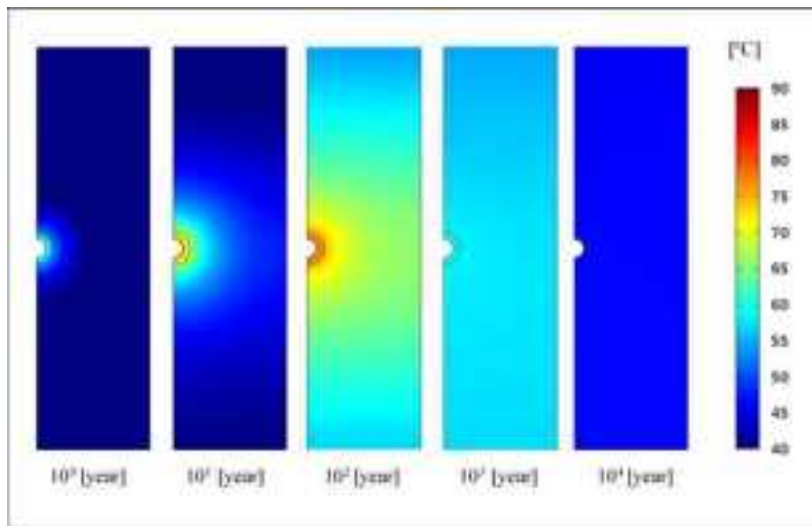


図 3.2.2.2-28 温度の経時変化 (Case 2 : 圧力溶解アリ).

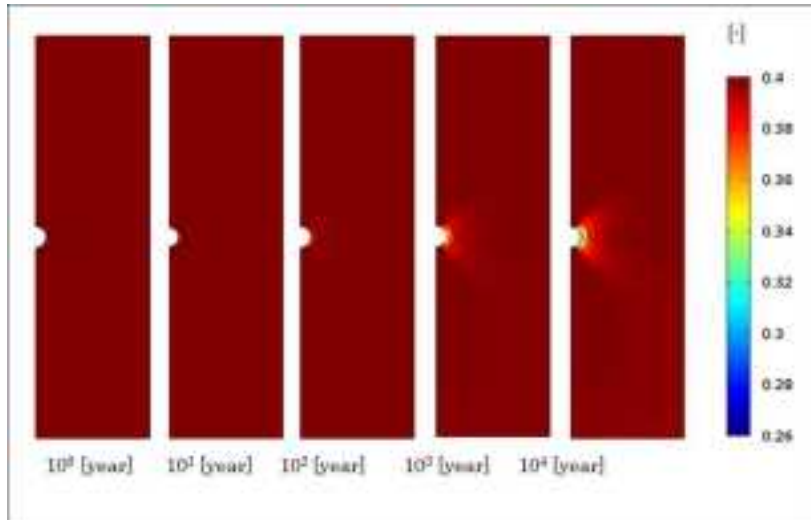


図 3.2.2.2-29 空隙率の経時変化 (Case 2 : 圧力溶解アリ).

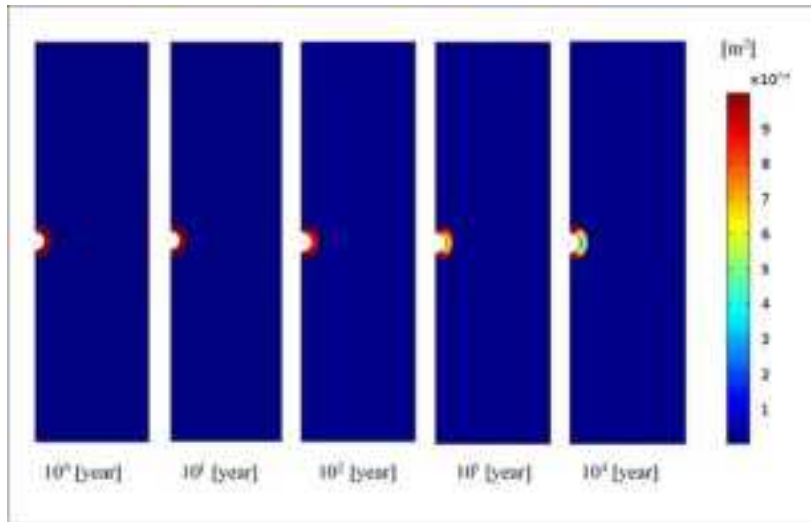


図 3.2.2.2-30 透過率の経時変化 (Case 2 : 圧力溶解アリ).

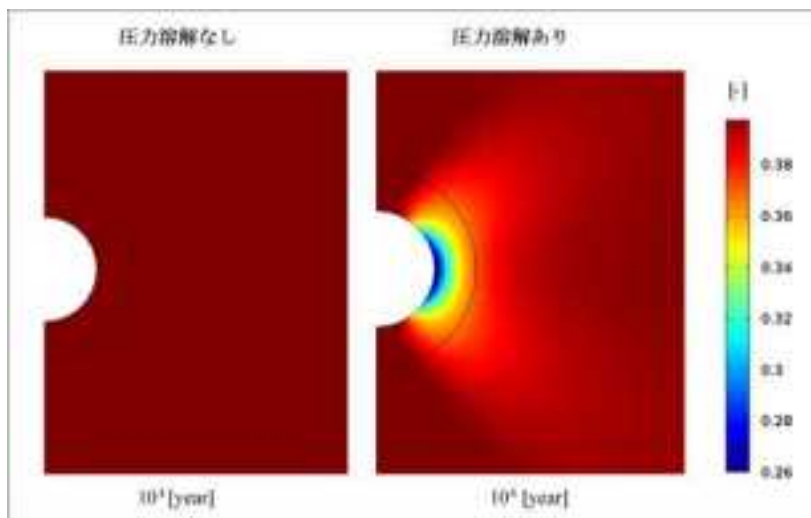


図 3.2.2.2-31 空隙率の経時変化 (Case1 と Case 2 の比較).

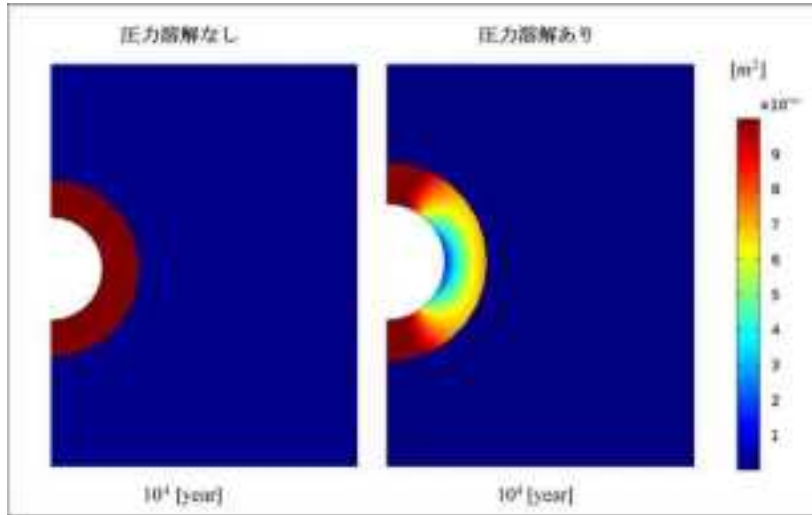


図 3.2.2.2-32 透過率の経時変化 (Case1 と Case 2 の比較).

圧力溶解の影響度をより詳細に把握するため、スプリングライン上の観測点を4点(図 3.2.2.2-33)抽出し、透過率の経時変化について言及する。圧力溶解を考慮しない場合と考慮した場合の4点の経時変化を図 3.2.2.2-34 に示す。前述のように、圧力溶解を考慮しない場合は、計測4点の透過率は変化しておらず、自由表面溶解・沈殿現象だけでは透過率に変化を及ぼさないことが明らかである。一方、圧力溶解を考慮した場合、空洞最近傍で、10,000年で約1オーダー程度の透過率低下が観察されている。しかし、その影響は限定的で空洞から離れるほど小さくなり、3D (6m) 離れるとその影響は無くなっている。本解析では、初期・境界条件について、1パターンのみでの計算を実施しており、今後様々な初期・境界条件で解析を実施する必要がある。特に、EDZ や初期空隙率の設定により、圧力溶解の影響度は大きく変化することが想定され、より詳細な評価が必須である。また、本解析では、石英のみの単一鉱物で構成される岩盤を想定して計算を行っており、より自然環境に即した鉱物組成で評価することが今後の課題である。

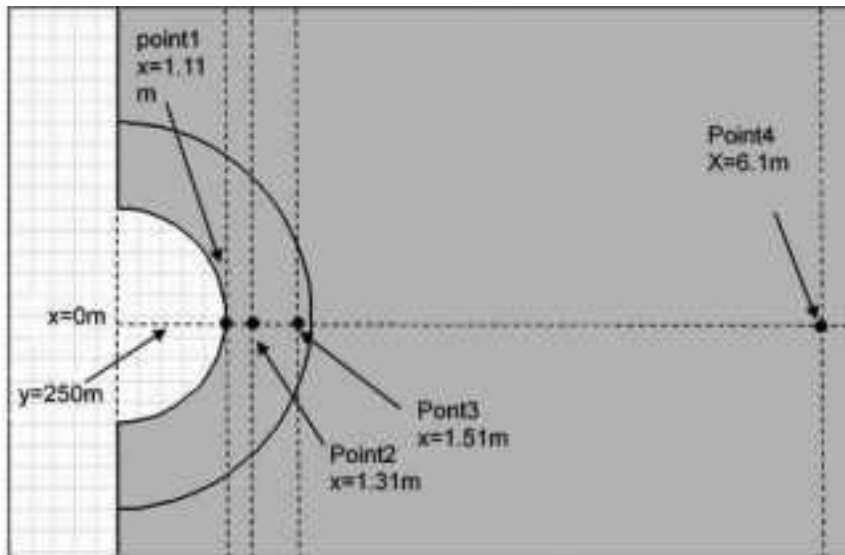


図 3.2.2.2-33 出力箇所.

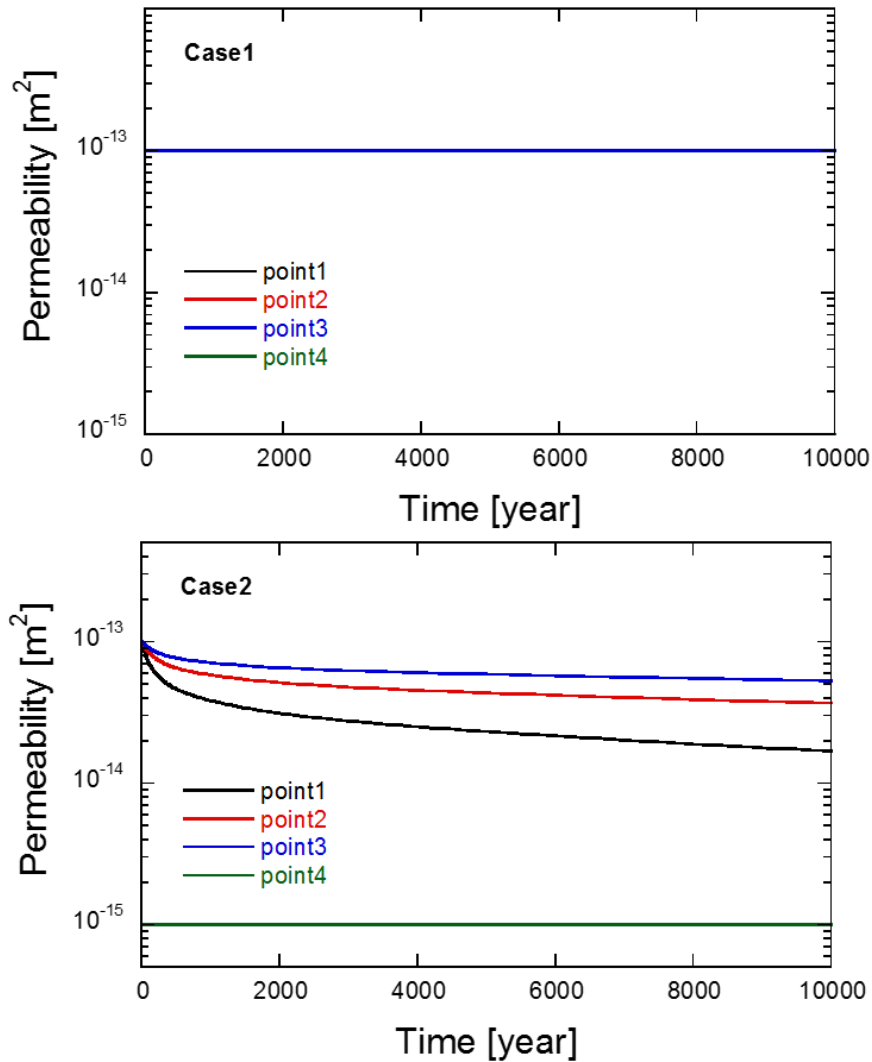


図 3.2.2.2-34 透過率の経時変化 (Case1 と Case2 の比較).

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、実験前後の供試体を用いたマイクロフォーカス X 線 CT による微視構造観察、持続載荷せん断透水試験による変形・透水特性変化の評価、THMC 連成数値解析モデルによる透水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 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。これは平成 25 年度の成果と矛盾しない。

次に、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、マイクロフォーカス X 線 CT 分析を行った。空隙径の変化に注目すると、B-42、B-45 と

もに空隙径 10~60 μm の空隙が減少し、空隙径 60 μm 以上の空隙が増加している結果が得られた。空隙径の大きい空隙体積が増加していることが、透水性増加の原因と考えられる。また、B-42 と B-45 を比較した場合、B-42 の方が、空隙の増加量が大きいことが確認された。透水試験の結果より、B-42 の方が透水性変化が大きいことが確認されており、X 線 CT 分析の結果と調和的な結果が得られた。

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。実験開始直後(0 日目)、30 日、60 日、90 日間拘束圧保持を経験した供試体の変形特性を評価したところ、変形特性は概ね変化していないことが判明した。平成 25 年度の成果では、20 および 90 $^{\circ}\text{C}$ 条件ともに、30 日経過後に初期剛性が増加していることが確認されたが、再実験の結果、平成 26 年度は異なる傾向が得られた。

最後に、自由表面溶解・沈殿および圧力溶解を考慮した連成解析モデルを開発し、石英のみで構成される想定岩盤の空隙率(透過率)の経時変化を予測解析した。その結果、自由表面溶解・沈殿のみでは、空隙率(透過率)の変化に影響を及ぼさないことが判明した。一方、圧力溶解を考慮したモデルでは、時間の経過とともに空隙率(透過率)が減少する傾向が得られた。特に、空洞近傍で最大 1 オーダー程度の透過率低下を確認し、圧力溶解の寄与度が大きいことが判明した。今後は、様々な初期・境界条件で解析を実施し、より詳細な検討を実施するとともに、核種移行解析に対する圧力溶解の影響を精査する必要がある。

【引用文献】

- Bear, J. (1972) Dynamics of Fluids in Porous Media. Dover Publications, Inc., 764 p.
- Comsol (2014) COMSOL MULTIPHYSICS. Version 5.0, Available from : www.comsol.com.
- 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 (2005) 高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築—平成17年取りまとめ—分冊1深地層の科学的研究。
- Lasaga, A. C. (1984) Chemical kinetics of water-rock interactions. J. Geophys. Res., 89, no. B6, 4009-4025.
- Parkhurst, D. L. and Appelo, C. a. J. (2013) Description of input and examples for PHREEQC version 3—A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations.
- 鈴木英明・中間茂雄・藤田朝雄・今井久・九石正美 (2012) 熱—水—応力—化学連成解析による緩衝材の地球化学環境の変遷に着目したニアフィールド長期挙動評価の一例。原子力バックエンド研究, 19, no. 2, 39-50.
- Yasuhara, H., Elsworth, D. and Polak, A. (2003) A mechanistic model for compaction of granular aggregates moderated by pressure solution. J. Geophys. Res., 108, no. B11, 2530.

3.2.2.3 長期の時間スケールを対象とした地化学連成解析

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。期待される機能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、収着などが挙げられる。これらの機能が長期的に安定して変動しないことが望まれる。しかし、地層のある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。

自然事象の影響にはさまざまなものがあるが、これらの中から火山・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平成24年度以降ケーススタディを取り上げて水理-熱-化学反応連成解析（以下、H-T-Cシミュレーション）を実施してきた。今年度はデータの拡充とそれともなつて見出された課題を整理してまとめる。

2) 研究の概要

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そのフィージビリティについて検討した。その結果、シミュレーションの可用性を確認したものの、単純なモデルで水平距離を大きく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広がるのみで、計算時間増加のデメリットが大きいことが判明した。そこで平成25年度は変質帯の拡がりについて先行研究を調査して、20 kmあたりが妥当と判断し、この大きさを水平方向のサイズとしてシミュレーションの妥当性を確認する方法が検討できるモデルを作成することとした。そのために取り上げたのがグリーンタフ変質で、地表に変質帯が広く露出するとともに資源探査などのボーリング調査で地下の情報も多く、先行研究も豊富なことが最適と判断された。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の妥当性を評価することとした。この結果、先行研究でアルカリ性変質帯とされるものに対応する粘土鉱物およびカルシウム系鉱物の出現と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も判明し、calciteが典型的なりチャージ域の流動パターンに特徴的な変質鉱物であることを示した。

ここまでの研究では、TOUGHREACT v.2の配布に添付されているフランス地質鉱物研究所（BRGM）の2009年8月25日付の熱力学データセット（tk-ddem25aug09.dat）を使用していたが、BRGMのwebサイト（<http://thermoddem.brgm.fr/recherche.asp>）では2011年12月15日付の新しい熱力学データセットが利用できるようになっているため、今年度はこの新しい熱力学データセットを用いてシミュレーションを実施することとした。しかしながら、この新しい熱力学データセットを用いるとシミュレーションの化学反応部分で収束しない要素が多発し、シミュレーションの時間ステップを進めることができないことが判明した。モデルの不確かさという観点からもこの状況をできるだけ詳細に明かにする必要があると考え、使用している熱力学データセットの特徴とその信頼性について具体的に検討した。

3) モデルについて

熱力学データセット以外のモデルは昨年度と同じであるが次に記載を再録する。モデルの次元は2次元で、水平方向のサイズは多くのグリーンタフ地域の変質の先行研究を参考にした20 kmである。深さは最大4 kmで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である。多孔質等方モデルである。

解析領域の離散化は深さ方向について水質や変質の分布を計算上同じ精度で把握して比較するため水平・鉛直方向一律に 50 m で離散化した。地層は、グリーンタフ地域での研究を参考にした流紋岩質と安山岩質の 2 種類の火山ガラスである。モデルの詳細を次節に記す。

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.2Xu *et al.* (2012) である。解析領域は図 3.2.2.3-1 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 $2.5 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ 、乾燥熱容量 $850 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$ 、乾燥密度 $2,500 \text{ kg/m}^3$ 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。

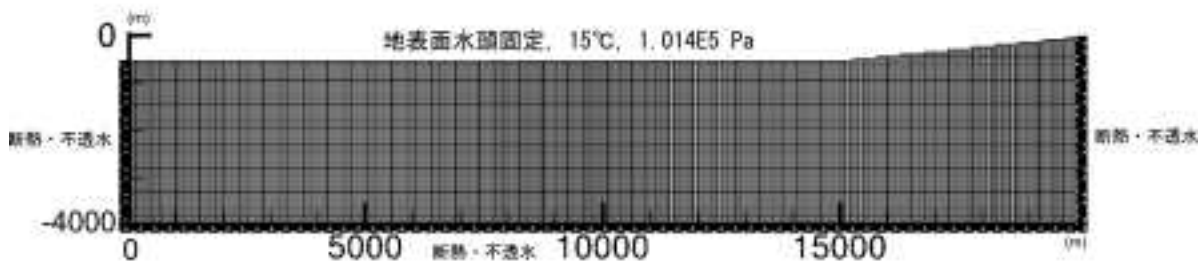


図 3.2.2.3-1 解析断面と境界条件。

要素は $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$ 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 、 $1.014 \times 10^5 \text{ Pa}$ 。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 CO_2 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 3.2.2.3-1 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。つぎにこの状態 (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すべ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 3.2.2.3-1 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種である。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。解析における火山ガラスの設定を表3.2.2.3-2に示す。

表 3.2.2.3-2 シミュレーションに用いた2種の火山ガラス

| 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 |

%欄は分析成分による出典値、モル規格化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 *et al.* (2004)による水和火山ガラスの組成に換算したものの。

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。

$$r_m = k_{m0} A_m \exp(-E_m/R(1/T-1/298.15)) |1 - \Omega_m^\theta|^\theta \quad \text{式 3.2.2.3-1}$$

$$\Omega_m = K_m^{-1} \prod a_j^{\nu_j} \quad \text{式 3.2.2.3-2}$$

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*_{*n*} 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すべての反応について1とした。*R* はガス定数 (8.3144621 J

deg⁻¹ mol⁻¹) である。

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 (K_{HVG} : 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 K_{HVG} 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。そのために、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わけ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。

$$\text{Log } r \text{ (mol/m}^2\text{/s)} = -0.03[\text{SiO}_2\text{(wt\%)}] - 7.58 \text{ (pH=4 にて)} \quad \text{式 3.2.2.3-3}$$

$$\text{Log } r \text{ (mol/m}^2\text{/s)} = -0.02[\text{SiO}_2\text{(wt\%)}] - 7.02 \text{ (pH=10.6 にて)} \quad \text{式 3.2.2.3-4}$$

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 6.70×10^{-9} mol/m²/s、流紋岩が 3.18×10^{-9} mol/m²/s となった。なお、流紋岩～安山岩ガラスの溶解速度定数は $10^{-11} \sim 10^{-12}$ (mol Si m⁻² s⁻¹) (中性条件 25°C)、玄武岩ガラスの溶解速度定数は $10^{-9} \sim 10^{-9.5}$ (mol Si m⁻² s⁻¹) (中性条件 25°C) とされている (鹿園直建, 2009) 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 Wolff-Boenisch *et al.* (2004) のデータを参酌して安山岩を 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 Al(OH)₃ と amorphous SiO₂ 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。

$$a \times \ln(T) + b + c \times T + d/T + e/(T \times T) \quad \text{式 3.2.2.3-5}$$

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 3.2.2.3-3 に関連するデータを示す。また、図 3.2.2.3-2 にフィッティングの元データと近似曲線を、図 3.2.2.3-3 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 3.2.2.3-3 HVG の溶解度とそれを求めるためのデータ.

| 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 ⁺ | -1.1371e+00 | -1.3221e+00 | 1.1886e-03 | 5.4332e+03 | 1.8268e+04 | A: SALS による fitting 値 |
| Al ³⁺ | Al ³⁺ = 4H ⁺ + AlO ₄ ⁻ - 2H ₂ O | 3.8640e+01 | -2.4856e+02 | -3.4721e-02 | 5.7251e+03 | -1.0037e+06 | B: TQUGHEACI データベースより |
| Al(OH) ₃ ^{cr} | Al(OH) ₃ ^{cr} = AlO ₄ ⁻ + H ₂ O + H ⁺ | 3.7603e+01 | -2.4211e+02 | -3.3531e-02 | 1.1178e+04 | -9.9442e+05 | C: A と B から求む |
| SiO ₂ ^{am} | SiO ₂ ^{am} = H ₂ SiO ₄ ²⁻ - 2H ₂ O | -2.8912e+00 | 1.7153e+01 | 4.2674e-03 | -1.1825e+03 | -6.8088e+03 | D: TQUGHEACI データベースより |
| andeeite glass HVG | SiO ₂ ^{am} = 0.320878 * Al(OH) ₃ ^{am} | 9.1079e+00 | -6.0488e+01 | -8.4858e-03 | 2.4026e+03 | -3.2230e+05 | E と D から求む |
| rhaphite glass HVG | SiO ₂ ^{am} = 0.215301 * Al(OH) ₃ ^{am} | 5.0753e+00 | -3.4873e+01 | -2.9519e-03 | 1.2245e+03 | -2.1856e+05 | F と D から求む |

amは非晶質であることを示す.

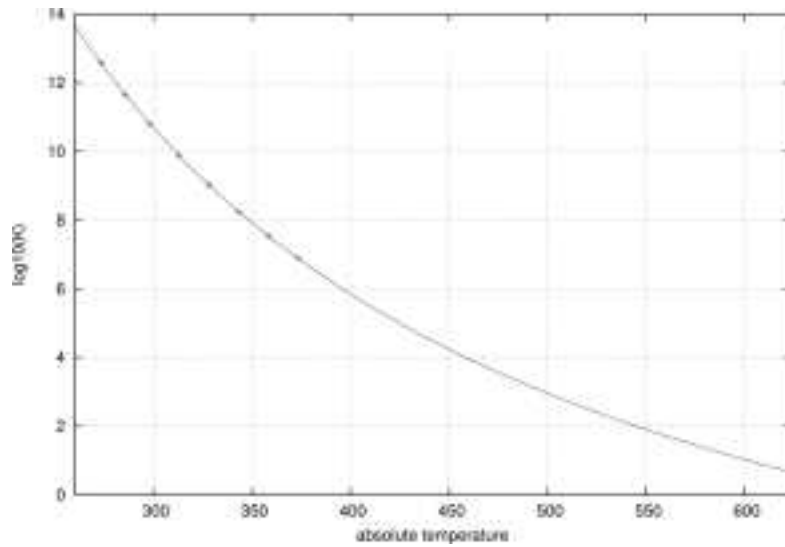


図 3.2.2.3-2 Al(OH)₃^{am} の溶解度.

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, $\text{Al(OH)}_3^{\text{am}} = \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O} - 3\text{H}^+$.

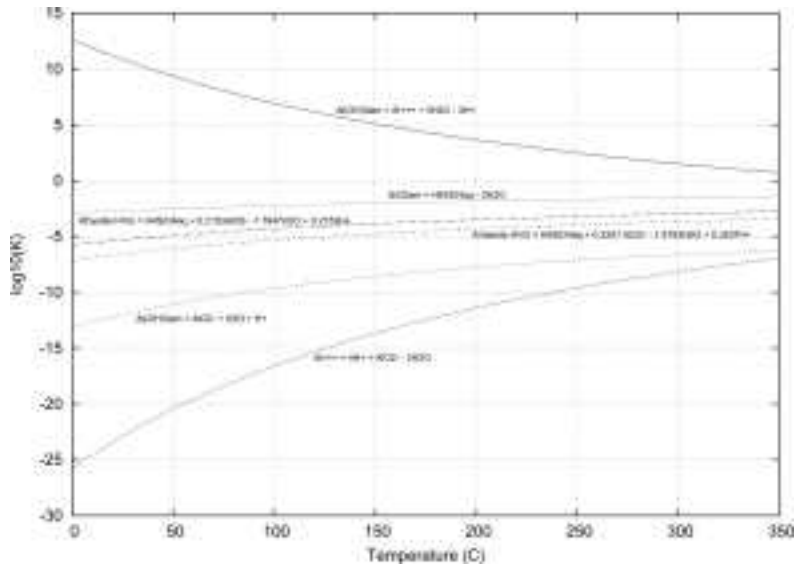


図 3.2.2.3-3 安山岩 HVG および流紋岩 HVG ならびに関連する反応の log10(K).

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 3.2.2.3-4 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 3.2.1-5 にまとめて示す。表 3.2.2.3-5 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。熱力学データセットを新しいバージョンに替えた際、14Å amesite が無いために代わりに amesite にした以外は同じ鉱物を考慮した。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。なお、新熱力学データセットは、BRGM の web サイトには TOUGHREACT 用のフォーマットでは用意されていないので、すでに用意されている Geochemist's workbench 用のフォーマットのファイルをダウンロードして、自前のコンバージョンソフトを作成して TOUGHREACT フォーマットに変えて使用した。セカンダリ化学種の反応定数もコンバートされた新データセットのものであるが、これらの値は旧版とほとんどかわりなくその影響も無いことを確かめた。

表 3.2.2.3-4 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} , $MgHCO_3^+$, $Mg_2(OH)_4^{2+}$, $MgCl^+$, $MgCO_3^{aq}$, $MgOH^+$, $NaAlO_2^{aq}$, $NaCl^{aq}$, $NaCO_3^-$, $NaHCO_3^{aq}$, $NaOH^{aq}$, OH^- |

表 3.2.2.3-5 シミュレーションに考慮した鉱物およびガラス

| |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 平衡溶解・沈殿: calcite, prehnite, low albite (albite), 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, clinocllore, 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 |

括弧内は本稿で用いている略称。

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 3.2.2.3-6 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 10 m 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 3.2.2.3-7 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 3.2.2.3-7 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 3.2.2.3-6 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 3.2.2.3-7 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 ³ 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 2 通りのシミュレーションを実施した。定常状態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 万年後の状態である。これらが定常状態であることは昨年度確認した通りである。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。

化学反応を伴うシミュレーションの 2 ケースは以下の通りである。

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。

それぞれのケースについて結果を以下に記述する。

8) ケース1の計算結果

この場合、計算を始めてからシミュレーションモデルの時間で0.4096E+03秒進んだ時点で50を越える要素で収束できなくなってシミュレーション停止の条件になった。この段階で amesite と gibbsite が晶出したが、 Ca^{2+} のマスバランスが満足されない結果であった。

9) ケース2の計算結果

この場合、計算を始めてからシミュレーションモデルの時間で0.2621E+04秒進んだ時点で50を越える要素で収束できなくなってシミュレーション停止の条件になった。この段階で amesite と kaolinite が晶出したが、 K^+ のマスバランスが満足されない結果であった。

10) 熱力学データセットの比較検討

ここで、2009年8月29日付データセット、2011年12月15日付データセットをそれぞれ簡単に2009年データセット、2011年データセットと呼ぶことにする。この2つのデータセットの性質をTOUGHREACTのような複数の要素を岩石と反応しつつ流動する地下水の化学的性質を求めるのではなく、1つの要素を取り出して岩石の変質をバッチ反応でシミュレートするソフトウェアで詳細に調べた。厳密に言えば、流入と流出による化学種の輸送が考慮されていないが、データセットの特徴を見るためにはこれで充分であると考え、このためのバッチ反応シミュレーションソフトとしてPHREEQC v.3.1.3（以下簡単にPHREEQCと記す）を使用する。PHREEQCは合衆国地質調査所（USGS）で作成され無償で配布されている地化学シミュレーションソフトでさまざまな水-岩石反応が関係する分野で広く利用されている。

次のケースについてNaCl 0.1 mol/l 溶液とTOUGHREACTのシミュレーションで用いたものと同じ組成の火山ガラス（安山岩および流紋岩）の反応を温度条件を10°Cずつ変えて晶出鉱物を求めた。この水-岩石反応のバッチシミュレーションはガラスに相当する酸化物をそのモル比を維持して溶液に少しずつ溶かしこむ。圧力は100°C以下において1.0E+05Pa、100°Cを越える場合は気液飽和曲線の圧力である。データセットに用意されているすべての鉱物を溶解・沈殿の対象とする場合を「利用可能なすべての鉱物を使用」とし、昨年度のTOUGHREACTでのシミュレーションと同じ特定の鉱物種に制限した場合を「昨年度のシミュレーションの鉱物種に限定」とした。

- 1) 2011年データセットによる安山岩の溶解（利用可能なすべての鉱物を使用）
- 2) 2009年データセットによる安山岩の溶解（利用可能なすべての鉱物を使用）
- 3) 2009年データセットによる安山岩の溶解（昨年度のシミュレーションの鉱物種に限定）
- 4) 2011年データセットによる流紋岩の溶解（利用可能なすべての鉱物を使用）
- 5) 2009年データセットによる流紋岩の溶解（利用可能なすべての鉱物を使用）
- 6) 2009年データセットによる流紋岩の溶解（昨年度のシミュレーションの鉱物種に限定）

以上のケースごとに結果を図3.2.2.3-4～9に示す。なお、2009年データセットにおいて利用可能なすべての鉱物を使用した場合、収束して解を得ることができなかった温度があり、その温度領域は図中で黄色に塗色した。

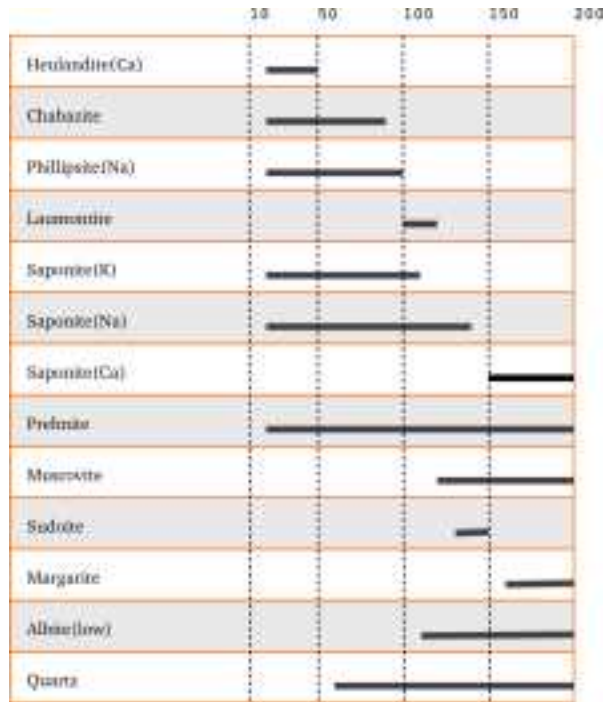


図 3.2.2.3-4 安山岩ガラスと 0.1N NaCl 溶液との化学反応最終生成物（化学平衡仮定）の温度依存性。横軸は温度（°C）。晶出鉱物に制限を加えない場合、2011 年データセットと PHREEQC を使用。

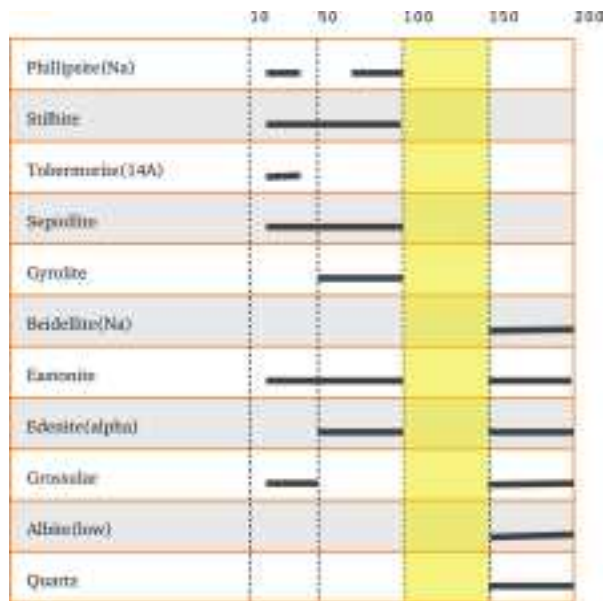


図 3.2.2.3-5 安山岩ガラスと 0.1N NaCl 溶液との化学反応最終生成物（化学平衡仮定）の温度依存性。横軸は温度（°C）。晶出鉱物に制限を加えない場合、2009年データセットと PHREEQC を使用。黄色に塗色された温度領域では解が得られなかった。

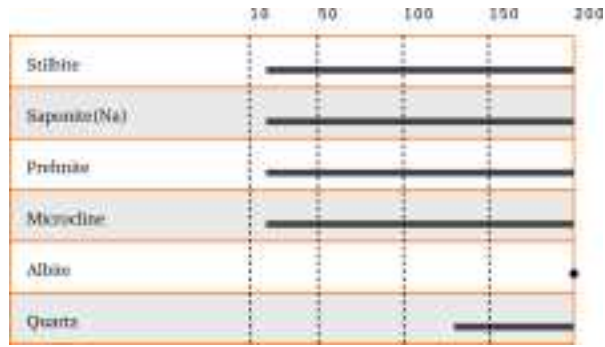


図 3.2.2.3-6 安山岩ガラスと 0.1N NaCl 溶液との化学反応最終生成物（化学平衡仮定）の温度依存性。横軸は温度(°C)。晶出鉱物に平成25年度シミュレーションと同じ制限を加えた場合、2009年データセットとPHREEQCを使用。

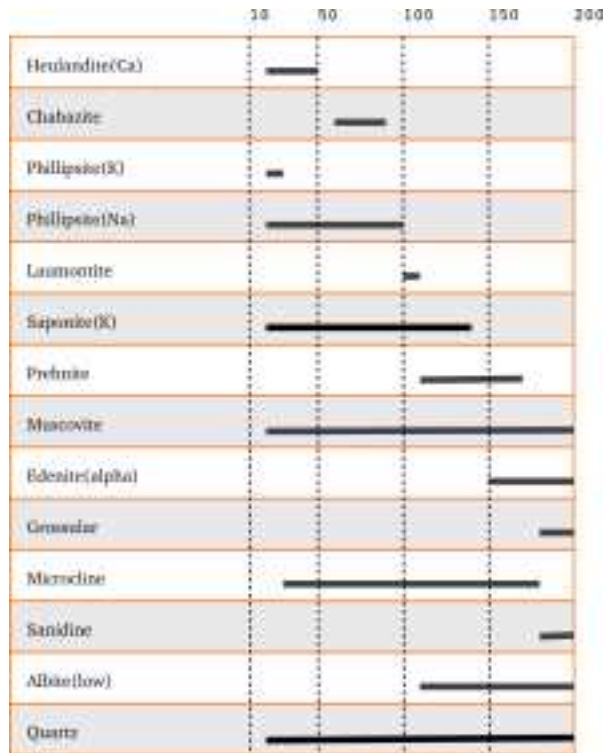


図 3.2.2.3-7 流紋岩ガラスと 0.1N NaCl 溶液との化学反応最終生成物（化学平衡仮定）の温度依存性。横軸は温度(°C)。晶出鉱物に制限を加えない場合、2011年データセットとPHREEQCを使用。

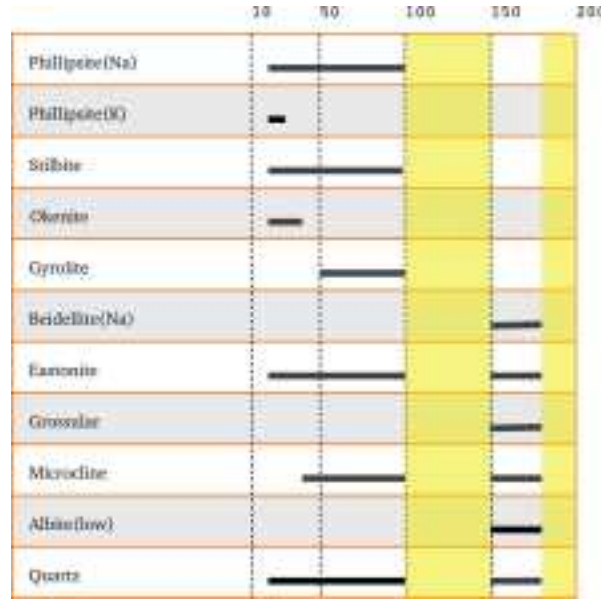


図 3.2.2.3-8 流紋岩ガラスと 0.1N NaCl 溶液との化学反応最終生成物 (化学平衡仮定) の温度依存性。横軸は温度(°C)。晶出鉱物に制限を加えない場合、2009年データセットとPHREEQCを使用、黄色に塗色された温度領域では解が得られなかった。

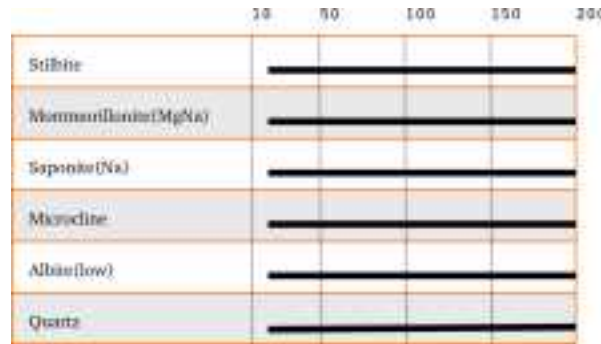


図 3.2.2.3-9 流紋岩ガラスと 0.1N NaCl 溶液との化学反応最終生成物 (化学平衡仮定) の温度依存性。横軸は温度(°C)。晶出鉱物に平成25年度シミュレーションと同じ制限を加えた場合、2009年データセットとPHREEQCを使用。

11) 考察

今回の計算の制約について最初に記す。化学平衡計算であるため、同質多形鉱物では溶解度の小さい鉱物しか晶出しないことに注意する必要がある。石英、クリストバライト、非晶質シリカがこれに該当する。今回の計算では、このために常に石英が晶出している。これによって、シリカの活量が低くおさえられていることにも注意が必要である。低温では実際には石英が晶出せずに非晶質シリカが晶出するケースが多く、この場合シリカの活量は高くなる。沸石の安定領域はシリカの活量によって影響を受けるものが多いので、今回の計算結果と現実の乖離がこの原因によって生ずる可能性がある。また、100°Cから200°Cの間で、混合層鉱物とよばれる鉱物が晶出することが現実には普通であるが、今回の計算ではこれらの鉱物がデータセットに無いため考慮されておらず、このことが他の鉱物の安定関係に影響を及ぼす可能性を否定できない。混合層鉱物としてイライト/スメクタイトおよび緑泥石/スメクタイト混合層鉱物が普通に産するが、これらの鉱物の計算上の扱いについて一致した見解はなく、データも無いのが現状である。その結果、これらの端成分ともいべきイライト (計算では

muscoviteに相当), スメクタイト (計算では montmorillonite や saponite に相当), 緑泥石 (計算では sudoite に相当) が混合層鉱物の替わりに出現するケースがある. このような制約を念頭に置いて結果について考察を進める.

今回の計算において最終生成物とされる鉱物の変質鉱物あるいは2次生成鉱物と呼ばれるもので, グリーンタフ変質に限らずさまざまな成因の変質について野外調査に基づいた先行研究が多数あり, その生成環境について温度との関係などが整理されている. 図3.2.2.3-10にそのひとつを示して今回の計算結果と比較する.

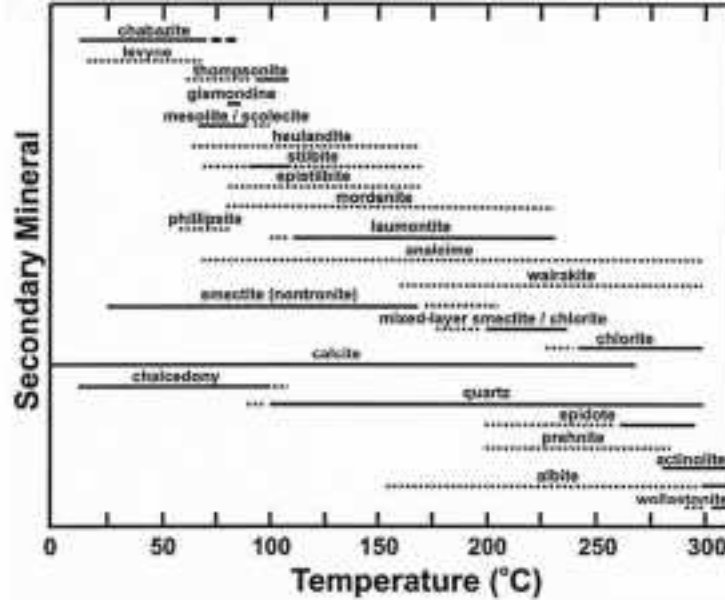


図3.2.2.3-10 野外観察にもとづく変質鉱物とその出現温度との関係 (Chipera and Apps, 2001).

2011年データセットを用いた安山岩ガラスの反応では, heulandite (Ca), chabazite, phillipsite (Na) といった沸石鉱物が低温で出現し, より高い温度で laumontite が出現しており, この傾向は野外でのそれと一致している. また, 計算では, saponite (K), saponite (Na) といった粘土鉱物が低温で出現し, より高温で muscovite, sudoite が出現している. 図3.2.1-11には illite や muscovite が載っていないが, illite は温度が高くなるほど混合層鉱物に占める割合が高くなること, chlorite も温度が高くなるほど混合層鉱物に占める割合が高くなることが知られており, illite を muscovite に, sudoite を chlorite と見なせば野外と同様な出現傾向を計算は示していると言える. これに対し prehnite は計算では広い温度範囲で出現し, margarite は天然ではあまり普通に産する鉱物ではない. このような Ca-Al シリケートの天然での挙動と異なる計算結果は, 今回の計算で炭酸を考慮しなかったために Ca のシンクとなるはずの calcite が制限されたためかもしれない. 実際には変質鉱物として calcite は普通に産することが知られている.

2009年データセットを用いた安山岩ガラスの反応では, phillipsite (Na), stilbite が 100°C 以下で出現し, シートシリケートでは tobermorite (14A), sepiolite, gyrolite が 100°C 以下, beidellite (Na) が 150°C 以上で出現する. 100 から 150°C の間では計算が収束せず, 解が得られていない. 雲母の一種である eastonite, 角閃石の一種である edenite (alpha), ザクロ石の一種である grossular が低温でも出現していることが目をひく. これらの鉱物は実際には比較的高温で出現することが知られている. tobermorite (14A) は加水セメントペーストに産し, 天然では変成した石灰岩やスカルンに産するとされ, gyrolite は火山岩の発泡した空隙などに産するとされ, 変質鉱物としてはあまり普遍的ではない. beidellite はベントナイトの構成鉱物とされ熱水変質の産物とされて

いる。tobermorite (14A) や gyrolite などの稀産鉱物が出現したり高温で出るのは低温で出現したりするなど、この熱力学データセットは実際の野外観察の結果とはかなり異なる結果を与えており、収束不能な温度領域の存在とあわせてデータの信頼性を損なっている。

2009年データセットを用いた安山岩ガラスの反応で反応鉱物を制限した場合は、昨年度の TOUGHREACT の結果をほぼ追認するものである。albite, quartz を除きこの温度領域での出現に温度依存性が見られないことも昨年度の結果と一致している。

2011年データセットを用いた流紋岩ガラスの反応では、heulandite (Ca), chabazite, phillipsite (Na), phillipsite (K) といった沸石鉱物が低温で、より高温で laumontite が出現している。シートシリケートでは saponite (K) が低温側に prehnite が高温側に出現し図 3.2.1-11 と調和的な関係を示す。edenite (alpha), grossular は高温側に出現し、その温度は天然のものに比べると低いものの温度依存性の傾向は再現されている。muscovite, microcline は広い温度領域で出現している。

2009年データセットを用いた流紋岩ガラスの反応では、100°Cと150°Cの間および180°Cと200°Cの間で収束せず解が得られなかった。okenite は玄武岩晶洞に産するとされる稀産鉱物*である。okenite, gyrolite といった稀産鉱物の出現および eastonite の低温からの出現など、天然から類推される産状とはかなり異なる結果であり、収束不能な温度領域の存在とあわせてデータの信頼性を損なっている。

2009年のデータセットを用いた流紋岩ガラスの反応で反応鉱物を制限した場合は、昨年度の TOUGHREACT の結果をほぼ追認するものである。検討した温度領域での温度依存性が認められず、変質鉱物の帯状分布が見られない結果とも一致する。

2009年データセットでは、tobermorite (14A), gyrolite, okenite といった稀産鉱物が出現する、天然では本来観察されないような低温で出現する eastonite, grossular, edenite (alpha), 収束せずに解が得られない温度領域の存在といった特徴が見られ、これらが実際に天然で見られる産状と大きく異なることは熱力学データの信頼性を損なっている。こうした天然とは異なる挙動を示す鉱物の出現を制限した結果が昨年度の TOUGHREACT の結果であり、温度分布に対応したゾーニングが認められず、2011データセットで検討した鉱物の安定関係とも異なるものとなった。2009年データセットと2011年データセットを比較すると生成ギブスエネルギーに変更を加えられている鉱物があり、これが影響しているものと思われる。特に2009年データセットに常に産するのに対し、2011年データセットでは産しない stilbite は全く異なる生成ギブスエネルギーが与えられている。TOUGHREACT のシミュレーションで鉱物を制限した背景にはソフトウェアの扱える鉱物数が45に制限されていることがある。この数はコンパイル時にパラメータを変更することで変えることができるが、計算時間に及ぼす負荷を考慮するとむやみに増やすことは困難である。実際、今回の PHREEQC での計算では鉱物に制限を加えない場合570余りの鉱物を対象として反応を進めている。

モデルの不確かさには、モデル構築のための抽象化の不確かさとモデル構築に用いるツールの不確かさがからみあっている。モデル構築のための抽象化の不確かさは、サイトスペシフィックな情報をどれだけ適切に取得し、それを用いて定量的な将来予測ができるような形式にする際に発生するものと言える。これは具体的なサイトから切り離すことができないものである。例えば、これまでのシミュレーションを例に挙げれば、透水係数をはじめとする物性の分布や地下水や熱源のソースの分布や境界条件となる性質の分布などである。これらの不確かさそのものはそれぞれの研究分野で考究されるべきものであるが、不確かさの影響はモデルのパラメータを動かすことである程度評価することができる。一方、モデル構築に用いるツールの不確かさには今回の事例で挙げれば、熱力学データの不確かさが第一に挙げられる。これらを考慮して H-T-C シミュレーションの C にかかる部分の不確か

* 例えば歌田 (1977) の変質鉱物のリストに無い鉱物を稀産とした。

さは次のように整理することができよう。

- 1) ジェネリックな不確かさ
 - ・化学平衡定数の不確かさ
 - ・溶解・沈殿モデルの不確かさ（反応速度定数の不確かさ）
 - ・微生物の関与する反応の不確かさ
 - ・活量の不確かさ

- 2) サイトに依存する不確かさ
 - ・反応表面積の不確かさ
 - ・岩石・鉱物・微生物分布の不確かさ
 - ・水の組成分布の不確かさ
 - ・輸送にかかる性質の不確かさ（透水係数，拡散係数など）
 - ・モデルの境界条件およびソース・シンクの不確かさ
 - ・自然事象が以上の性質に及ぼす不確かさ

ジェネリックな不確かさは、実験室でデータを取得してそれを評価してモデルに反映することができるのに対し、サイトに依存する不確かさは実際にサイトでデータを取得してはじめて解決されるものが多い。これまでのこの課題での一連の取り組みではジェネリックな不確かさのうちでも化学平衡定数のそれによる影響の強さがきわだったものとなった。H-T-Cシミュレーションにおいては化学平衡定数の信頼性が第一であり、それを確保せずに他の不確かさを評価することは困難である。そこで、化学平衡の不確かさとそれを扱うツールの影響について以下に論ずる。

これまでの一連のシミュレーションによって2009年データセットと2011年データセットの違いの影響が大きいことが明らかにされた。その原因は生成ギブスエネルギーが見直された鉱物があることにあり、特にstilbiteの値が大きく変更されていることが鉱物の安定関係に影響しているようである。平成25年度のシミュレーションでは2009年データセットを用いてTOUGHREACTの取り扱い可能な鉱物数を考慮して先験的に変質鉱物として妥当と思われるものを歌田1977などを参考にして事前に選択してシミュレーションを進めた結果、収束困難性などの問題をたまたま回避し、低温で安定なもっともらしい鉱物の出現を得た。しかし、これが2011年データセットにくらべて信頼性に欠けることはすでに示した通りである。こうした誤りを防ぐためにはシミュレーションがカバーする範囲であらかじめバッチ条件でのシミュレーションをおこなって晶出鉱物を推定することである。今回の場合は温度を20°Cから200°Cまで変えてみたが、場合によっては溶液組成も変えてみることも必要になるかもしれない。今回もCa-Alシリケートの挙動をより正しく表現するためには炭酸塩鉱物も考慮する必要があったかもしれない。その場合は溶液の組成に炭酸を考慮する必要がある。このようにデータセットに含まれる鉱物を検討することは大切であるが、それだけでは充分ではない。ひとつには先ほど挙げた化学平衡の仮定がどこまで成立するかという問題が不確かさに影響する。例えばシリカ鉱物の同質多形である石英、クリストバライト、非晶質シリカは化学平衡論的には石英が安定であり、その結果溶解度が最も小さい石英によってシリカの活量が小さく規制される。実際は低温では反応速度によってシリカの沈殿が規制されるのでシリカの活量は石英の溶解度によるものより大きくなる。この影響はさまざまな変質鉱物の安定関係に影響を及ぼすが、沸石グループの鉱物にもそうした影響を受けるものが多い。例えば、非晶質シリカが飽和する程度にシリカの活量が高い場合と石英に飽和する程度にシリカの活量が低い場合では図3.2.2.3-11に示すようにかなり大きな沸石の安定関係の違いが指摘されている。

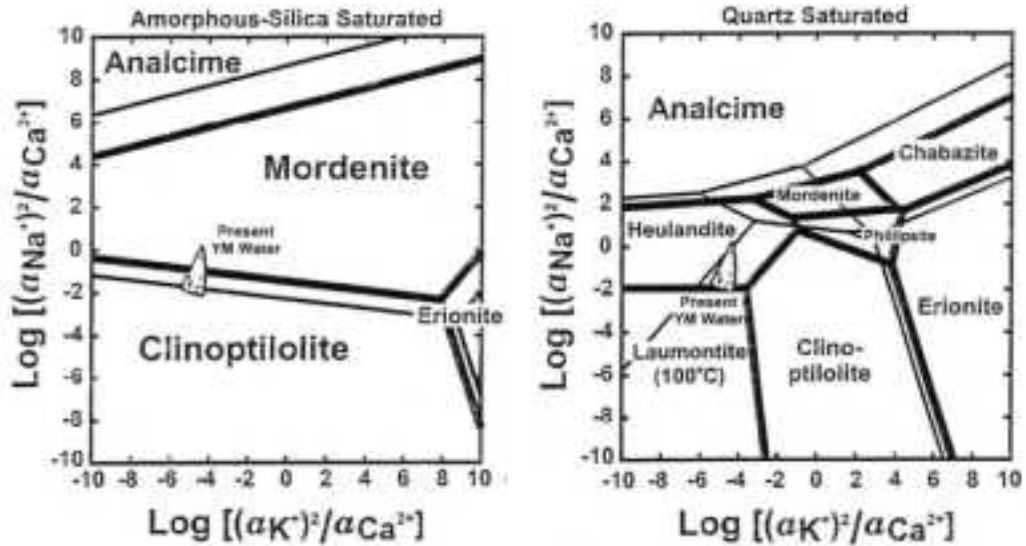


図 3.2.2.3-11 シリカ鉱物により規制されるシリカ活量と沸石鉱物の安定関係。

左:非晶質シリカに飽和, 右:石英に飽和 (Chipera and Apps, 2001). 細線:35°C, 太線:100°C. YM はユッカマウンテン.

また、沸石は図 3.2.2.3-12 に示すように多様な化学組成をとるものが多いが、今回のデータセットのようにその端成分を、phillipsite (Ca) $\text{Ca}_0.5\text{AlSi}_3\text{O}_8 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, phillipsite (K) $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, phillipsite (Na) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ のように表現して、(1) 端成分だけで安定関係を議論する立場と、(2) phillipsite を実際に産出する特定の産地の組成、例えばユッカマウンテンのものを $(\text{K}_{1.2}\text{Na}_{1.4}\text{Ca}_{2.4})\text{Al}_7.4\text{Si}_{24.6}\text{O}_{64} \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ と表現して、その生成ギブスエネルギーを理論的に推定して計算に用いる立場がある。なお、図 3.2.2.3-11 は (2) の立場で描かれている。

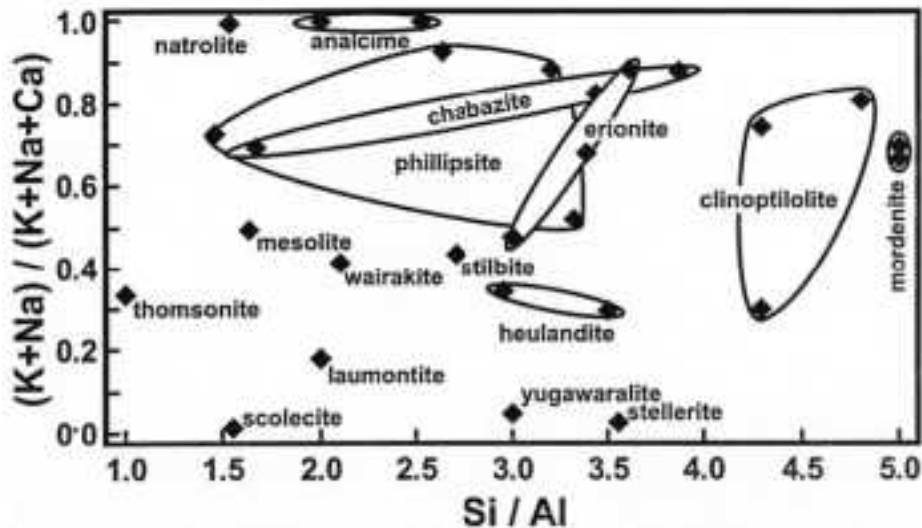


図 3.2.2.3-12 おもな沸石鉱物の組成範囲 (Chipera and Apps, 2001).

このような多様な組成を有す沸石を化学量論的端成分のみで熱力学計算を実施するのは誤った結果を導くともされ (Chipera and Apps, 2001) 今回の端成分のみを用いた計算にもまだ課題が残されている。また、化学量論的端成分には表現されない成分の問題もあり、ユッカマウンテンでは heulandite が理論的熱力学的安定関係では stellerite と共存しないにもかかわらず、実際は heulandite と stellerite が普通に亀裂と一緒に見出されており、これについて heulandite が理論的

考察では考慮されていなかった Mg や Sr をかなり含んでおり、これが heulandite の安定性に寄与しているのではないかとされている (Chipera and Apps, 2001)。

最後にこのデータセットを利用するツールとも言える化学反応のシミュレーションソフトの問題についても触れる。すでに記したように TOUGHREACT では収束できないような反応でも PHREEQC では解が得られたことからわかるように、これらの計算技術においても工夫の余地があることがわかる。化学反応計算では Geochemist's Workbench もよく利用され、今回の課題でもこれを使用して評価をこころみだが、PHREEQC ほど頑健ではなく解が得られなかったケースもあった。このことから、化学反応計算はまだ充分枯れた技術ではなく改良の余地があり、そうして改良された技術を H-T-C シミュレータに取り込むことが今後必要である。

12) まとめ今後の課題

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-流動をともなう H-T-C シミュレーションを新旧2つの熱力学データセットを使用して実施した結果、旧版にくらべて新版の熱力学データセットのほうがより信頼できるものであると評価された。H-T-C シミュレーションの不確かさには、ジェネリックな要因とサイトスペシフィックな要因があるが、これまでの一連の研究では熱力学データセットの不確かさ、特に鉱物データの不確かさはジェネリックな不確かさに位置付けられる。これを適切に評価するためには、H-T-C シミュレーションを実施する前に、H-T-C シミュレーションを実行する条件での化学反応をバッチシミュレーションで予察的に実施して、適切な鉱物とそのデータを用意することが肝要であることが明らかになった。また、実験などにより結果を確かめえないような時間スケールのモデルの場合、天然での事例を先行研究にあたって精査してそれを参考にして結果を評価することが特に鉱物の適切性を評価する上で重要である。しかしながら、このようにして適切に鉱物の熱力学データが用意されたとしても、避けがたい制約が内在していることにも注意を払う必要がある。それは、1) 鉱物の固溶体形成にともなう多様性で、沸石鉱物など端成分のみでは誤った結果となる可能性がある。2) 鉱物中の微量成分が安定関係に無視できない程度の量固溶される場合がある。3) シリカ鉱物の例に典型的に見られるように非平衡な鉱物による活量の制約が鉱物の安定関係に大きな影響を及ぼす場合がある。これらに注意を払わないと思いがけない不確かさをもたらすことがある。また、H-T-C シミュレーションに用いられている化学反応ソルバーはまだ改良の余地があることも水-岩石反応バッチシミュレーションコードとの比較により明らかにされた。

【引用文献】

- Chipera, S. J. and Apps, J. A. (2001) Geochemical stability of natural zeolites. in Bish, D. L. and Ming, D. W., eds., Natural zeolites; occurrence, properties, applications, 117-161.
- Daux, V., Guy, C., Advocat, T., Crovisier, J. L. and Stille, P. (1997) Kinetic aspects of basaltic glass dissolution at 90 °C: role of aqueous silicon and aluminium. Chem. Geol., 142, no. 1-2, 109-126.
- 久野久 (1954) 火山および火山岩. 岩波書店, 255 p.
- 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. 東京大学出版会, UP応用数学選書, 206 p.
- 鹿園直建 (2009) 地球システム環境化学. 東京大学出版会.
- 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. Ac., 68, 4843-4858.

Xu, T., Spycher, N., Sonnenthal, E., Liange, 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 Berkely National Laboratory.

3.2.3 連成解析のスケール変換手法に関する検討

【実施内容】

水理-力学連成解析手法を対象として、岩盤の変形・破壊現象の室内実験データから、サイトスケールでの地震・断層活動による水理特性変化を予測する際の、個別要素法等の数値解析手法を用いたスケール変換手法を、数値解析のケーススタディによって検討を行うとともに、既往の成果の取りまとめを実施する。また、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(2)や透水テンソル(3)による均質化連成解析手法を構築し、物理探査データ等のサイトスケールの調査結果を利用した、サイトスケールの評価手法の適用性および課題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、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 不連続体モデルによるスケール変換手法

1) 背景

一般に、不連続体モデルを室内実験スケールからサイトスケールまで適用する際には、材料パラメータの補正や同定が必要となり、スケール変換が大きな課題となる。本研究では、材料パラメータの補正や同定が比較的少なく、実験で得られた巨視的な材料応答をそのまま利用できる不連続体モデルを用いて、異なるスケールへの適用を検討している。ここでは、室内実験スケールよりも大きい原位置ブロックせん断試験と、坑道の掘削に伴う応力変化やき裂の発生についての解析的な検討を行った。また、原位置せん断試験では、クラックテンソル等の等価連続体モデルに用いる不連続面の剛性比についての検討を視野に入れ、垂直応力とせん断挙動についての再現性を検討した。

2) 原位置せん断試験

・対象岩盤と原位置せん断試験結果

JAEA 幌延深地層研究センターでは、岩石のせん断挙動を評価することを目的に原位置せん断試験が行われている(Tsusaka *et al.*, 2014)。図3.2.3.1-1に、坑道内のせん断試験の載荷装置の概要と写真を示す。岩石ブロックの寸法は、縦600mm、横600mm、高さ300mmである。載荷は、垂直応力を一定に保ったまま、変位速度一定の条件のもとでせん断荷重を増加する。なお、実験では、せん断荷重方向は水平方向から15度傾斜させており、これは曲げモーメントによる引張力が想定せん断面に生じることを防ぐためである。垂直応力は0.1MPa、1.2MPa、2.4MPa、3.6MPa(それぞれ、S-1、S-2、S-3、S-4ケースとする)について行われた。図3.2.3.1-2aに示すせん断応力-せん断変位の試験結果によると、垂直応力 σ_v が1.2MPa(S-2)以外のすべてのケースにおいて、最大荷重後にせん断応力の低下が認められた。最大荷重後、せん断荷重はなだらかに低下し、残留せん断強度に落ち着いた。

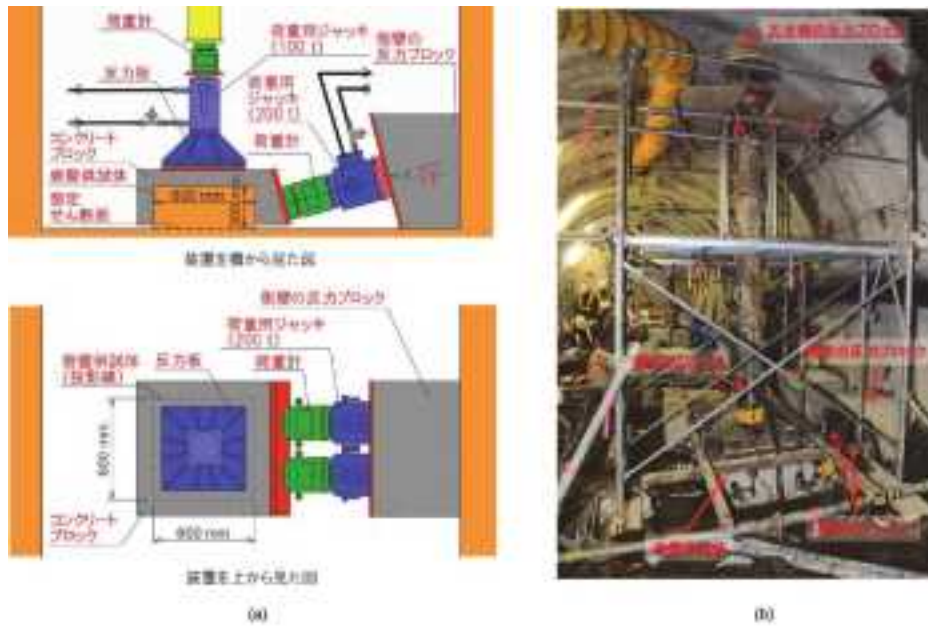


図 3.2.3.1-1 JAEA 幌延深地層研究センターにおける原位せん断試験の概要 (Tsusaka *et al.*, 2014).

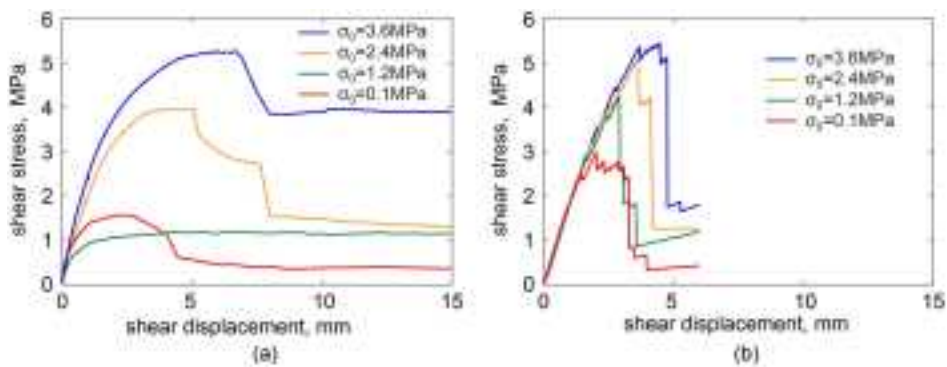


図 3.2.3.1-2 せん断応力 - せん断変位の関係 (a) 実験結果 (Tsusaka *et al.*, 2014), (b) 解析結果.

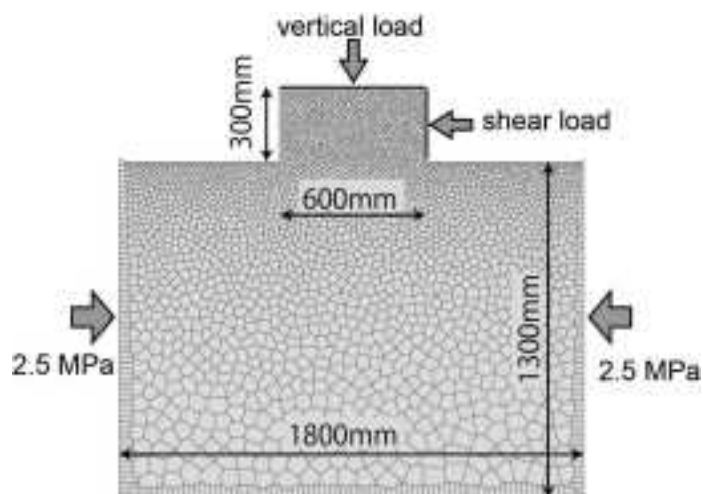


図 3.2.3.1-3 原位せん断試験の数値解析モデル (5,180 節点).

表 3.2.3.1-1 岩盤モデルの力学的特性値.

| formation | sampling depth [m] | Young's modulus, E [MPa] | Poisson's ratio, ν | split-cylinder tensile strength*, f_t [MPa] | internal friction angle, ϕ | cohesion, c [MPa] |
|-----------|--------------------|----------------------------|------------------------|-----------------------------------------------|---------------------------------|---------------------|
| Wakkanai | 350 | 2400 | 0.18 | 1.765 | 0.92 | 3.51 |

・解析概要：原位置せん断試験

図 3.2.3.1-3 に、岩石ブロック（上部）と試験箇所付近の岩盤（下部）の 2 次元モデルを示す。境界条件として、岩盤の初期の応力状態は以下のように求めた。最初に、図 3.2.3.1-3 に示すように水平方向に 2.5MPa の地圧を負荷させ、ばね要素に作用する内部力を計算する。次に、岩盤モデルの上面（岩石ブロックを含む）を除く周囲をローラー支点にした後、算出した内部力をばね要素に負荷させる。なお、遠距離場の地圧は JAEA 幌延深地層研究センターで得られた計測結果を参考にした (Aoyagi *et al.*, 2013)。荷重の載荷方法は、垂直応力については荷重制御により一定とし、せん断荷重は変位制御により増加させた。RBSN のばね要素に用いた力学的特性値は、岩石コアの室内試験結果に基づいたものを用いた (表 3.2.3.1-1)。岩石ブロックモデルと岩盤モデルは弾性ばねの集合体によってモデル化し、岩盤モデルの破壊はモール・クーロン破壊基準によりモデル化した。モール・クーロン破壊基準は、前節と同様に圧裂試験と一軸圧縮試験から求めた。

・解析結果：原位置せん断試験

図 3.2.3.1-2b に、せん断応力 - せん断変位関係の解析結果を示す。せん断強度は垂直荷重が増加するごとに増大し、解析結果と実験結果は同様の傾向を示している。解析により得られたせん断強度は、すべてのケースで実験結果よりも大きい値を示している。これは、解析に用いた力学的物理特性値は岩石コアの結果によるものであり、岩石ブロックとスケールが異なることによるものと考えられる。寸法がより大きい岩石ブロックは、き裂や節理などの局所的な不連続面がより多く存在し、せん断挙動に影響する可能性がある。

図 3.2.3.1-4 に、垂直応力 2.4MPa (S-3) における破壊状況を示す。また、図 3.2.3.1-5 に岩石モデルの変形とき裂の状況について示す。き裂進展の初期段階 (図 3.2.3.1-4a) では、き裂が斜め下方向に向かっており、モーメントによる浮き上がるような力が作用している。その後、せん断荷重の増加に伴い岩石ブロックの右端下付近のき裂が発生し (図 3.2.2.2-4b)、想定せん断面にき裂が発達していくことがわかる (図 3.2.3.1-4c)。本シミュレーションではせん断荷重を水平に加圧しており、実験で用いられた傾斜荷重 (15 度) を考慮しておらず、モーメント力がより発生しやすい機構になっている。

Tsusaka *et al.* (2014) は原位置せん断試験結果をもとに、最大荷重点におけるせん断強度と垂直応力の関係から、内部摩擦角と粘着力を、38.7 度、1.05MPa と算出している。これらの値は、本研究のばね要素に用いたモール・クーロン破壊基準の値と一致しない。前述したように、本研究で用いた内部摩擦角と粘着力は、圧裂試験結果と一軸圧縮試験結果により算出している。この算出方法は、せん断強度を求める方法として簡便であるが、いくつかの問題点がある。まず、圧裂試験結果から算出される引張強度は、ばらつきが多いことが報告されている (林ほか, 2008)。さらに、圧裂試験では、一般に不均質である岩石コアを均質部材と想定し、式 3.2.3.2-11 によって間接的な引張強度を算出している。また、モールの応力円包絡線を二つの試験によって求め、二つの円の接線を直線で結ぶことで決定しているため、本来、三軸圧縮試験を何度か行うことで得られるような曲線にはならない。これらの破壊基準に関する検討は今後改良すべき点である。

また、本研究で使用したばね要素は、単純な弾性ばねを用いており、ばねの破壊後の塑性挙動や軟化挙動はモデル化していないため、せん断試験で見られる延性的な挙動や、最大荷重後の残留応力の検討するためには、ばねの構成則を考慮する必要がある。一般に、最大荷重後の軟化勾配等の挙動には、接線ばねの弾塑性挙動に大きく影響することが知られている（山本ほか，2008）。本研究で用いた法線ばねと接線ばねは、破断後に脆性的な挙動をするため、最大荷重後の応答をとらえるためには、ばねモデルのさらなる改良が必要である。

また、クラックテンソル等の等価連続体モデルに用いる不連続面の剛性比を算出するためには、き裂が発生した要素についてそれぞれ剛性比を算出する必要がある。実験においても、き裂面の垂直剛性とせん断剛性に関しては、既存のき裂面を有する岩石試料を用いたせん断試験の検討が別途必要である。実験では岩石試料の個数が限られており、試料を損傷することなく垂直荷重を様々に変化させたパラメータスタディを行うことは難しいため、不連続体モデルの効果的利用が期待できる。今後の課題として、ばねの構成則を変えることによる延性的なせん断挙動のモデル化や、き裂面の剛性比を等価連続体モデルに適用することが考えられる。

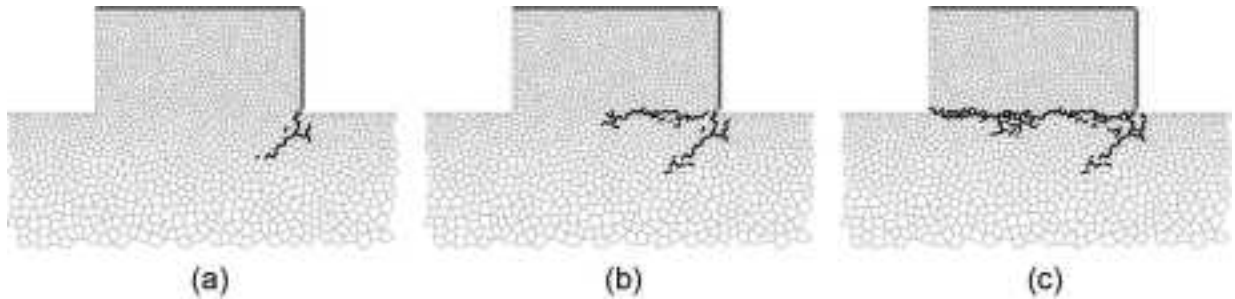


図 3.2.3.1-4 数値解析による破壊状況の推移 (a) 初期, (b) 中期, (c) 最大荷重後.



図 3.2.3.1-5 せん断面の変形とき裂の状況 (変形スケール 5 倍).

3) 掘削に伴う岩盤の変形・き裂に関する解析的検討

・解析概要

本研究は、地層処分安全評価にかかわる課題として認識されている、坑道の掘削に伴う応力変化やき裂の発生について解析的検討を行い、既報の FEM 解析結果 (Aoyagi *et al.*, 2013) と比較した。ここでは、実スケールの不連続性などのランダム性を考慮したモデルを使用し、RBSN のサイトスケールへの適用性を検討した。シミュレーションには図 3.2.3.1-6 に示すような x 方向に 86m, y 方向に 64.5m の 2次元の岩石モデルを用い、中心に直径 4m の坑道を設けた。個別要素法では、対象となる岩石の鉱物粒子を参考にヴォロノイ分割要素の大きさを決める方法もあるが、本研究のようなサイトスケールでの解析では要素の数が膨大になる。本研究では、計算量を抑えるため、応力や変位の変化量が大きい坑道近傍に小さい要素を用い、それ以外の要素は大きく設定した。境界条件は、遠距離場の地圧として鉛直方向に 2.28MPa, 水平方向に 2.5MPa を作用させた。これらの応力は JAEA の幌延深地層研究センターで得られた計測結果をもとに設定した (Aoyagi *et al.*, 2013)。

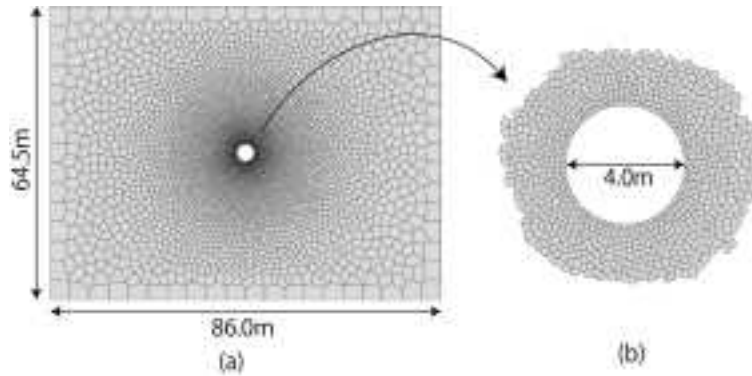


図 3.2.3.1-6 岩石モデル (5,928 節点). (a) 対象領域全体の 2 次元要素分割, (b) 坑道近傍の拡大図.

Aoyagi *et al.* (2013) は岩石コアを用いた一軸圧縮試験結果をもとに、微細き裂が観測されるまでの段階 (Phase-1) と Phase-1 から最大荷重前までの段階 (Phase-2) の二つの領域に分けている (図 3.2.3.1-7a). 岩石モデルの材料パラメータは、ヤング率とポアソン比をそれぞれ Phase-1 で 0.64GPa, 0.18, Phase-2 で 0.38MPa, 0.33 とした. 図 3.2.3.1-7b に、岩石モデルに用いた破壊基準と三軸試験によるモールの円を示す. 破壊基準も同様に、Phase-1 の境界線 (青線) と、Phase-2 の境界線である failure criterion (赤線) の二つの基準を設定している. 岩石モデルは要素の応力状態によって Phase-1 から Phase-2 へ移行するように設定した. ここで、掘削前から岩盤モデル中に存在する割れ目を「既存き裂」と呼ぶ. 解析は、既存き裂がないモデルと、既存き裂をあらかじめ入れたモデルの 2 種類について検討を行った. Tokiwa *et al.* (2014) は坑道壁面を詳細に観測し、き裂の密度や傾斜についての観測結果を報告している. しかし、き裂の奥行きや形状を計測するのは難しい. 本研究では、観測されたき裂の傾斜を参考に、図 3.2.3.1-10a から図 3.2.3.1-12a に示すような 3 ケースの既存き裂モデルを作成した. ケース 1 は、き裂を水平方向から 80 度傾斜させ、長さ一定で平行に配置した (図 3.2.3.1-10a). ケース 2 は、70 度から 90 度の間でランダムに傾斜を定め、坑道周辺にランダムに配置し、長さはある程度の範囲で変化させた (図 3.2.3.1-11a). ケース 3 は、ケース 2 の傾斜を 0 度から 180 度の間でランダムなものとした (図 3.2.3.1-12a). なお、比較のため、離散化された既存き裂の要素数がほぼ一定 (約 600 要素) となるようにモデルを作成した. 既存き裂の離散化は、3.2.2.1 章で述べた手法を使った.

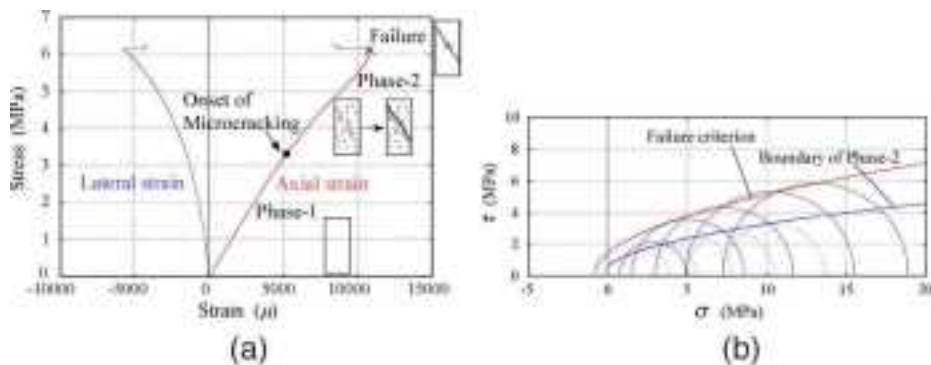


図 3.2.3.1-7 (a) 一軸圧縮試験下における岩石コアの応力 - 歪み関係,
(b) 三軸圧縮試験結果のモール円と破壊基準 (Aoyagi *et al.*, 2013).

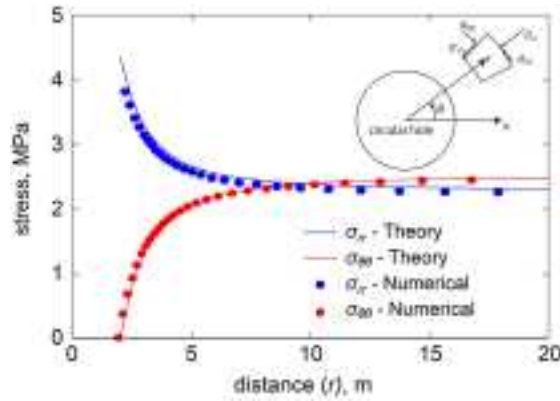


図 3.2.3.1-8 坑道中心からの応力分布.

4) 解析結果

最初に、既存き裂がない岩石モデルを検討する。図 3.2.3.1-8 に示すように、遠距離場の圧力下における坑道周辺の弾性解について、解析結果と Kirsch の解 (Pollard and Fletcher, 2005) との比較を行った。半径方向応力 σ_r 、周方向応力 $\sigma_{\theta\theta}$ も解析結果は理論解とよく一致している。図 3.2.3.1-9a に、前述した破壊基準に基づいて算出した、ばね要素の損傷状況を示す。坑道周辺のばね要素の応力状態は Failure region まで発達しないが、Phase-2 の Microcracking region まで達している。Microcracking region は坑道壁面から約 0.2-0.5m 程度発達しており、これは図 3.2.3.1-9b に示した Aoyagi *et al.* (2013) の FEM 解析結果ともおおむね一致している。

次に、既存き裂を有する岩石モデルを検討する。図 3.2.3.1-10 から図 3.2.3.1-12 に、ケース 1 から 3 までの結果をそれぞれ示す。すべてのケースにおいて、既存き裂がないモデルよりも、Microcracking region に達した要素が大きく範囲を広げており、特に坑道近傍では局所的に Failure region まで達している要素がいくつかある。また、坑道近傍の損傷状態は既存き裂の存在に大きく依存している。Failure region まで達している要素は、坑道壁面にもっとも接近している既存き裂に繋がるように発達する傾向が見られた。Aoyagi *et al.* (2014) は坑道壁面周辺において透水試験を実施し、壁面周辺のき裂発生やき裂のネットワークの形成による透水性の増大について議論している。水理-力学連成解析ツールである TOUGH-RBSN は、本研究で得られたき裂ネットワークを通じ局所的に透水性が増大するような解析が検討可能である。

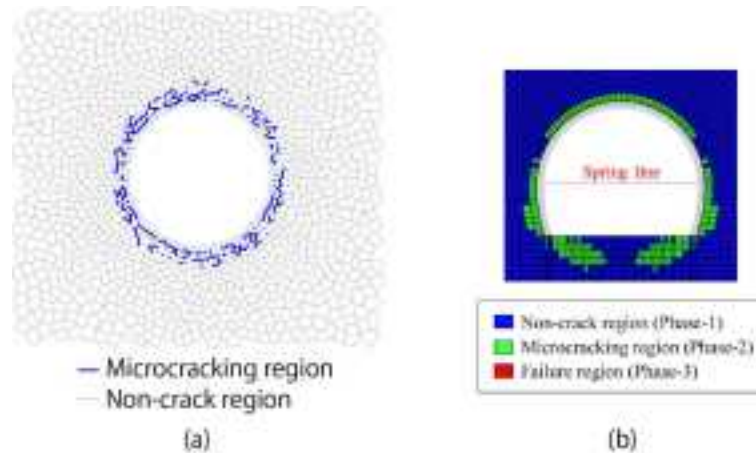


図 3.2.3.1-9 坑道近傍の損傷状況の解析結果 (既存き裂なし)。 (a) RBSN, (b) FEM (Aoyagi *et al.*, 2013).

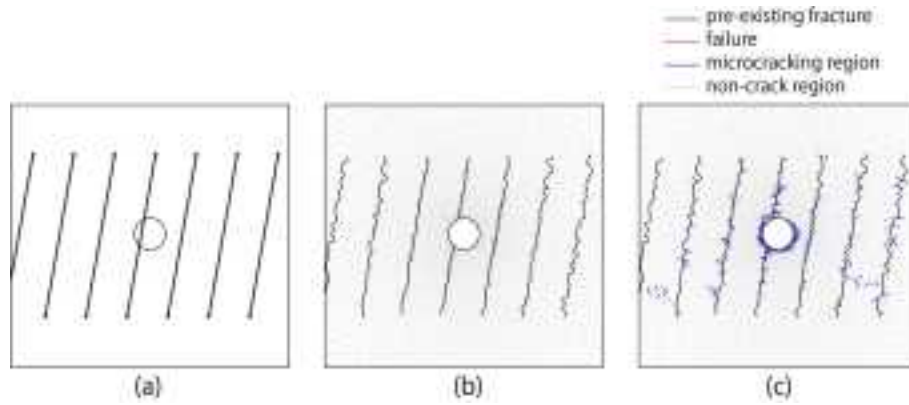


図 3.2.3.1-10 既存き裂ケース 1. (a) 既存き裂, (b) 離散化された既存き裂, (c) 損傷状況.

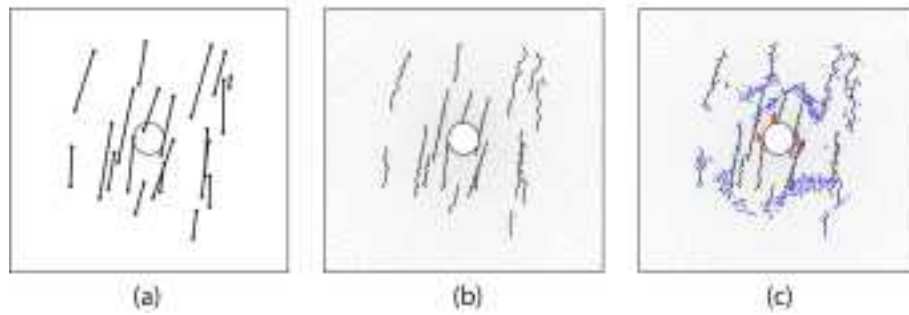


図 3.2.3.1-11 既存き裂ケース 2. (a) 既存き裂, (b) 離散化された既存き裂, (c) 損傷状況.

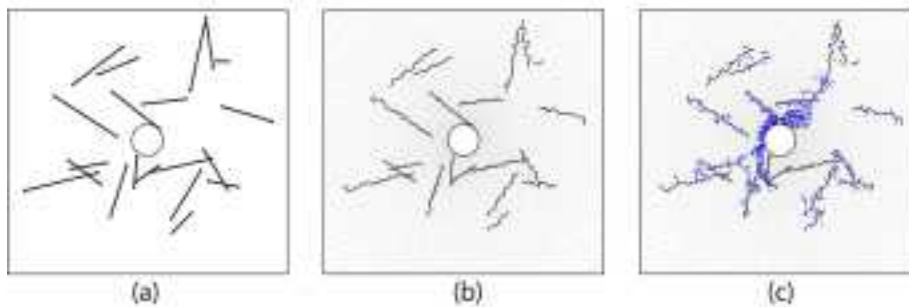


図 3.2.3.1-12 既存き裂ケース 3. (a) 既存き裂, (b) 離散化された既存き裂, (c) 損傷状況.

5) まとめ

スケール変換手法の検討を対象として、原位置ブロックせん断試験と、坑道の掘削を伴う変形やき裂について、不連続体解析モデルによる検討を行った。どちらのシミュレーションにおいても、要素データに用いた材料パラメータは、室内実験データに基づいている。

原位置せん断試験の解析結果は、垂直応力の増加に伴いせん断強度が増加するという実験と同様の傾向を示し、き裂は想定き裂面に沿う形で進展した。しかし、シミュレーションによるせん断応力-せん断変形の挙動は脆性的であり、せん断試験で見られる延性的な挙動や、最大荷重後の残留応力の検討はできなかった。これらを再現するには、ばね要素の構成則の変更や摩擦の効果を考慮する必要がある。

また、坑道掘削に伴う変形やき裂に関する解析的検討では、不連続体解析モデルが弾性範囲内の理論解と一致し、FEM 解析による損傷領域の結果とも良い対応を示した。天然に見られる所生的なき裂をモデルに組み込むことで、損傷領域は拡大し、坑道近傍には局所的なき裂の発生が見られた。本研究では3つの既存き裂のパターンしか取り扱っていないが、き裂の配置にはさまざまなケースが

考えられる。計測により明らかにできない既存き裂の特性（形状，奥行き等）を変化させ，パラメータスタディをすることで確率論的なモデルを作り，損傷の程度や水理特性変化を評価し，その分布を調べるのが今後の課題として挙げられる。また，Tokiwa *et al.* (2014) は，坑道壁面観測の結果から既存き裂の密度が5.2本/m²であると報告している。観測結果にもとづいた高密度な既存き裂モデルを再現するためには，要素数を増やしたモデルを作成する必要があるが，これをシミュレーションでそのまま再現した場合，膨大な計算時間が必要となる。不連続体モデルによるき裂のスケールは，ある程度の閾値を設け，クラックテンソル等の等価連続体モデルとの融合を図っていくことが現実的であると考えられる。

3.2.3.2 等価連続体モデルでのスケール変換

1) 目的

節理や断層などの割れ目（不連続面）を持つ岩盤において地下空間の利用をする場合，空洞掘削による短期的な空洞周辺の岩盤へのダメージ進展のほか，テクトニックな応力場の変化に起因する長期的な力学・水理学的な挙動を考慮する必要がある。実際に先の東北地方太平洋沖地震では，東日本において伸長方向に歪みの解放が見られ，地下水位への変動も報告されている。このような大規模な応力場の変化が起こりえることを考えると，地下における割れ目を含む岩盤の変形に伴う透水挙動の変化を評価することは，力学・水理学的な長期安定性を考える際に重要な項目となる。

割れ目を含む岩盤の力学的挙動のモデル化には，不連続面となる割れ目を等価連続体として置き換える等価連続体モデルと不連続面をそのまま扱う不連続体モデルがある。ここでは，等価連続体モデルを扱うものとする。等価連続体モデルには，クラックテンソルモデル (Oda, 1982)，MBCモデル (吉田ほか, 1996) や 損傷テンソルモデル (京谷ほか, 1987) などが提案されている。本研究では，これらのモデルのうち，透水問題との連成と原位置やボーリングコアの観察データなど地質調査結果を反映しやすいクラックテンソルモデルについて，力学・水理学的な挙動の連成問題を考える上でのパラメータ取得の方法と今後の課題についてまとめる。

2) クラックテンソルモデルによる割れ目を持つ岩盤の解析方法

クラックの幾何学的特徴を体積密度 ρ (単位体積当たりのクラック数)，大きさ r ，方向 n ，開口幅 t によって記述する。今，クラックの中心が体積 V の領域内に $m^{(i)}$ 個あるとすれば，クラック体積密度 ρ は次式で定義される。

$$\rho = \frac{m^{(i)} V}{V} \tag{式 3.2.3.2-1}$$

クラックの方向はクラック主面に立てた単位法線ベクトル n で記述すると，方向余弦 (n_1, n_2, n_3) は，その走行 α と傾斜 β を使って次のように書くことができる。

$$\mathbf{n} = \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha \sin \beta \\ \sin \alpha \sin \beta \\ \cos \beta \end{pmatrix} \tag{式 3.2.3.2-2}$$

ここで，各クラックは，方向の逆な二つの法線ベクトル n と $-n$ を持っている。ここでは便宜上， n と $-n$ を単に n と記す。クラックの方向分布はベクトル n の集合で置き換えられる。 n の集合を特徴付けるには，例えばその単純な平均値が有力な候補に挙げられよう。しかしただ単なる平均値は，容易に確かめられるように零ベクトルとなり，意味をなさない。そこでベクトル n のダイアド $n \otimes n$ の平均値を取ると，2階のテンソル N (ファブリックテンソルと呼ぶ) が定義でき，次の成分を持っている。

$$N = \frac{1}{2m^{(V)}} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} \mathbf{n}^{(k)} \otimes \mathbf{n}^{(k)} \quad \text{式 3.2.3.2-3}$$

ここで、 N は次の成分を持っている。

$$N_{ij} = \begin{pmatrix} N_{11} & N_{12} & N_{13} \\ & N_{22} & N_{23} \\ \text{symm.} & & N_{33} \end{pmatrix} = \frac{1}{2m^{(V)}} \begin{pmatrix} \sum n_1^{(k)} n_1^{(k)} & \sum n_1^{(k)} n_2^{(k)} & \sum n_1^{(k)} n_3^{(k)} \\ & \sum n_2^{(k)} n_2^{(k)} & \sum n_2^{(k)} n_3^{(k)} \\ \text{symm.} & & \sum n_3^{(k)} n_3^{(k)} \end{pmatrix} \quad \text{式 3.2.3.2-4}$$

あるいはさらに簡潔に、

$$N_{ij} = \frac{1}{2m^{(V)}} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} n_i^{(k)} n_j^{(k)} \quad \text{式 3.2.3.2-4'}$$

と書ける。

クラックは方向だけでなく、面積 $s^{(k)}$ や寸法 $r^{(k)}$ を持っているため、その集合は体積密度 ρ によっても特徴付けられる。この問題には、各クラックに $\rho s^{(k)} r^{(k)}$ の重みを付けてダイアド $n \otimes n$ の平均を取ることによって解決できる (Oda, 1982)。式 3.2.3.2-1 を考慮すると、次の2階のテンソルが得られる。

$$F_{ij} = \frac{1}{2m^{(V)}} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} (\rho s^{(k)} r^{(k)}) n_i^{(k)} n_j^{(k)} = \frac{1}{2V} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} s^{(k)} r^{(k)} n_i^{(k)} n_j^{(k)} \quad \text{式 3.2.3.2-5}$$

同様に以下の式で4階のテンソルが得られる。

$$F_{ijkl} = \frac{1}{2V} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} s^{(k)} r^{(k)} n_i^{(k)} n_j^{(k)} n_k^{(k)} n_l^{(k)} \quad \text{式 3.2.3.2-5'}$$

ここで F_{ij} 、 F_{ijkl} クラックテンソルと呼ばれる。

F_{ij} の縮約は F_{ii} (= $F_{11}+F_{22}+F_{33}$)で定義され、 F_{ij} の不変量の一つである F_0 (F_{ii})が得られる。(今後、アインシュタインの総和規約を採用する。すなわち、一つの項に同じ添え字が2度現れれば、その添え字について1から3までの総和をとるものとする。テンソルの成分、例えば F_{11} は座標軸の選択によって変わる。不変量は、このような座標軸の選択に依存しないスカラー量であって、2階の対称テンソルには、常に三つ存在する)。クラックを直径 $r^{(k)}$ の円盤で表し、 $s^{(k)} = (\pi/4) (r^{(k)})^2$ 、の関係に注意すれば、不変量 F_0 は次式で与えられる。

$$F_0 = F_{ii} = \frac{\pi}{4V} \sum_{k=1}^{m^{(V)}} (r^{(k)})^3 = \frac{\pi}{4} \rho \langle r^3 \rangle \quad \text{式 3.2.3.2-6}$$

ただし $\langle r^n \rangle$ は

$$\langle r^n \rangle = \frac{1}{m^{(V)}} \sum_{k=1}^{m^{(V)}} (r^{(k)})^n \quad \text{式 3.2.3.2-7}$$

で定義され、クラック直径の n 乗 r^n の平均値を表している。この無次元のスカラー量 $F_{ii}=F_0$ は、以下の理由からクラック密度の指標と考えられる。(1)クラックに沿う水の流れを論じたパーコレーション理論では、 $\rho \langle r^3 \rangle$ はクラック密度を表しており、クラック相互の連結性を測る指標として使われている (Robinson, 1984; Suzuki *et al.*, 1998)。(2)クラックの開口幅を $t^{(k)}$ とすれば、 k 番目のクラックの間隙体積は $(\pi/4) (r^{(k)})^2 t^{(k)}$ に等しい。すると間隙率 ϕ は次式で定義できる。

$$\phi = \frac{1}{V} \sum_{k=1}^{m^{(V)}} \frac{\pi}{4} (r^{(k)})^2 t^{(k)} \quad \text{式 3.2.3.2-8}$$

今、開口幅 $t^{(k)}$ がクラックの寸法 $r^{(k)}$ に比例しているとすれば ($t^{(k)} = \eta r^{(k)}$)、式 3.2.3.2-8 は次式となる。

$$\phi = \frac{\eta}{V} \sum_{k=1}^{m^{(V)}} \frac{\pi}{4} (r^{(k)})^3 = \eta \frac{\pi}{4} \rho \langle r^3 \rangle = \eta F_0 \quad \text{式 3.2.3.2-9}$$

すなわち、 F_0 は間隙率 ϕ と同じ意味を持つこととなる。

ここでは、クラックテンソル F_{ij} はステレオロジーにより断面から推定した (Oda, 1984; Kanatani, 1985; Takemura *et al.*, 2003)。ステレオロジーによる推定は竹村・小田 (2002) により、クラックの3次元構造を推定するのに十分な精度を持っていることが示されている。

上述のクラックテンソルを用いることで割れ目を含む岩盤を定量化することで、次の応力—歪み関係を得ることができる (Oda, 1982)。

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{E} \left[\left\{ (1 + \nu) \delta_{ik} \delta_{jl} - \nu \delta_{ij} \delta_{kl} \right\} + \left(\frac{1}{k_n} + \frac{1}{k_s} \right) F_{ijkl} + \frac{1}{4k_s} (\delta_{ik} F_{jl} + \delta_{jk} F_{il} + \delta_{il} F_{jk} + \delta_{jl} F_{ik}) \right] \sigma_{kl} \quad \text{式 3.2.3.2-10}$$

$$K_n = k_n \frac{E}{r} \quad \text{式 3.2.3.2-11-1}$$

$$K_s = k_s \frac{E}{r} \quad \text{式 3.2.3.2-11-2}$$

$$R = \frac{k_n}{k_s} \quad \text{式 3.2.3.2-12}$$

ここで、 E と ν はそれぞれ岩石基質部のヤング率とポアソン比である。また、 K_n と K_s はそれぞれ、クラックの垂直剛性と剪断剛性であり、 k_n と k_s は実験により決まるパラメータである。

ここで、低応力下では、クラックの剛性はクラックの大きさと応力に依存しているが、高い応力下では応力依存性は無視できるため、ここでは剛性は応力に対して変化しないものとした。クラックの進展が認められるような場では、当然ながら依存性を考慮しなければならないが、進展則についてはここでは取り入れないで応力場の変化により基本的には亀裂の開口幅が変化するものとして取り扱う。例えば、進展則を取り扱うには、Golshani *et al.* (2006) ; Golshani *et al.* (2007) のようなクラックテンソルをベースとしたマイクロメカニクスモデルにより亀裂進展則を取り込み、その出力結果から透水テンソルを求めるということを行う必要がある。

次に、透水係数の推定には以下の透水テンソルを用いて算出を行った (Oda, 1985)。

$$P_{ij} = 8\pi\eta^3\rho \int_0^{r_m} r^5 f(r) dr \int_{\Omega/2} n_i n_j 2E(\mathbf{n}) d\Omega = 8\pi\eta^3\rho \langle r^5 \rangle N_{ij} \quad \text{式 3.2.3.2-13}$$

$$k_{ij} = \frac{\lambda}{12} (P_{kk} \delta_{ij} - P_{ij}) \quad \text{式 3.2.3.2-14}$$

ここで、 λ は亀裂の連続性に関する値であり、本研究では1とした。 ρ は体積中の亀裂密度であり、亀裂試料の表面からステレオロジーによる方法から求めたものを使った。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 3.2.3.2-3 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。

3) 変形に伴う透水性の変化に関する数値計算

・パラメータの決定

前章のクラックテンソルによる応力—歪み構成則より，外部応力場の変化により発生する歪みを求めることができる．ここで，式 3.2.3.2-10 で必要となるパラメータとして， E, ν, k_n, k_s そしてクラックの幾何学的情報である F_{ij}, F_{ijkl} が挙げられる．また，このうち， E, ν は基質部のヤング率とポアソン比であることから容易に得られる．次に k_n, k_s はそれぞれ亀裂面の垂直，剪断剛性であり，実験からえることができるが，原位置，室内試験ともに必ずしも亀裂面の剛性を示すものとなっているとはいえない．図 3.2.3.2-1 には Bandis *et al.* (1981) によりまとめられた剛性比 R の岩種ごとの垂直応力依存性である．これをみると $R=10$ 近傍で収束しているが，岩種により大きくことなると言える．また， k_n, k_s に関して $R = k_n/k_s$ は応力集中に影響を与えていることが報告 (Oda *et al.*, 1993) されているが，岩石の種類や亀裂の種類による応力依存性などに関する報告は少ないのが現状である．次にクラックの幾何学的情報である F_{ij}, F_{ijkl} に関しては，事前の地質調査結果やボアホール壁面もしくはボーリングによるクラックのトレース図により決定することができる (Oda *et al.*, 2002a; Takemura and Oda, 2004)．また，Takemura and Oda (2005) による弾性波速度による方法からも決定することができる．

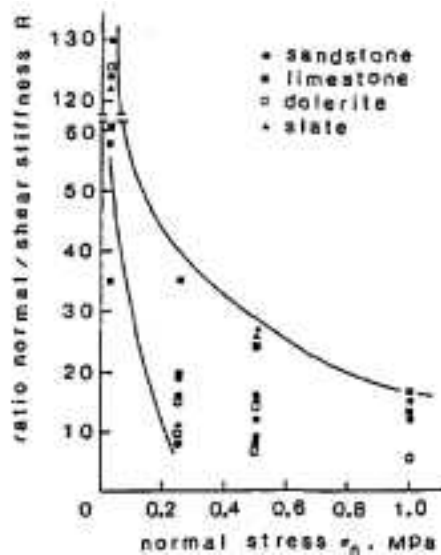


図 3.2.3.2-1 剛性比 R の垂直応力依存性 (Bandis *et al.*, 1981).

次に，応力—歪み関係から得られる歪み情報にはクラック部の歪み情報が含まれている．この情報を透水テンソルに受け渡すことにより変形に伴う透水係数の変化を得る事ができる．ここで，式 3.2.3.2-9 と式 3.2.3.2-13 に代入することで，透水テンソルの成分である P_{ij} は

$$P_{ij} = 8\eta \frac{\langle \sigma_{ij} \rangle}{\langle \sigma_{kk} \rangle} P_{ij} \tag{式 3.2.3.2-15}$$

となる．ここで，Oda *et al.* (2002b) によりクラックのアスペクト比 η はクラックテンソルと以下の関係にあることが示されている．

$$\epsilon_{ij}^{(n)} = \eta F_{ij} \tag{式 3.2.3.2-16}$$

表 3.2.3.2-1 パラメータ諸元.

| | パラメータ名 | 取得方法 | 備考 |
|--------------------------------------------|--------------------|----------------------------------|-----------------|
| E | 基質部ヤング率 | 供試料からの実験値 | |
| ν | 基質部ポアソン比 | 供試料からの実験値 | |
| k_n | 垂直剛性に関するパラメータ | 供試料からの実験値 | 剪断試験からの取得による信頼性 |
| k_s | 剪断剛性に関するパラメータ | 供試料からの実験値 | 剪断試験からの取得による信頼性 |
| F_{ij}, F_{ijk} | クラックテンソル | トレース図, 弾性波速度 | |
| η | クラックアスペクト比 | 開口幅情報のあるトレース図, 非弾性体積歪みと F_{ij} | |
| $\langle r^3 \rangle, \langle r^5 \rangle$ | クラック直径分布の3,5次モーメント | トレース図 | 透水試験結果からの逆解析 |
| λ | クラックの連結性 | $\lambda=1$ ですべてのクラックが連結 | 透水試験結果からの逆解析 |

ここで、 ϵ_{ij} は非弾性歪みであり、クラックの閉塞もしくは開放量である。したがって、先の応力-歪み関係から得られるクラック部に関する歪みを式 3.2.3.2-16 に与えることで、すでに与えられているクラックテンソル F_{ij} から η を得る事ができる。さらに式 3.2.3.2-15 中の r はクラックの直径分布であることより、先のモデル化で使われるクラックのトレース図よりもとめることができる。当然ながら、区間ごとの透水試験が行われていれば、逆解析によりこれらのクラックに関する幾何情報を決めることができよう。

以上のことをまとめるとパラメータの決定は表 3.2.3.2-1 のようにまとめることができ、そのなかでも地表踏査やボアホール壁面もしくはボーリングコアから得られる亀裂情報は重要な位置付けとなる。また、変形の重要なパラメータとなる k_s, k_n は実験で得るものであるが、限られた試料で実験を行いそのパラメータを得るには、一面剪断試験のもつ問題点もあり困難である。例えば、 k_s, k_n に応力依存性が認められる時などは、同一の試料を複数個用意する必要があり現実的でない。この問題をクリアするためには、不連続体モデルによる数値計算結果を用いることが望ましいと考える。

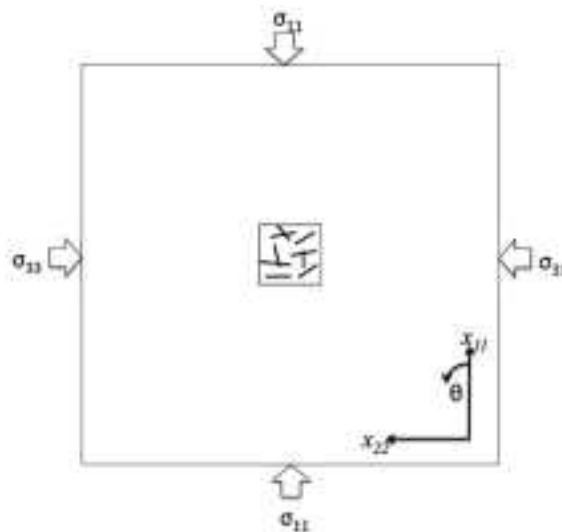


図 3.2.3.2-2 解析に用いた座標系.

4) 数値計算によるクラックに関するパラメータの影響

ここでは、応力負荷時に発生するクラックに関する歪み量に大きな影響を与える k_s, k_n のパラメータについて式 3.2.3.2-12 で表される R により透水係数への影響を考える。すでに応力集中に関しては Oda *et al.* (1993) や多田・小田 (2007) ほかににより議論されており、クラックの配列によるもの、応力集中は R の影響を大きく受けることを報告している。ここでは、式 3.2.3.2-10 により発生する歪みを算出し、式 3.2.3.2-14 ~ 16 により透水係数の算出を行った。設定した座標系を図 3.2.3.2-2 に示す。全体領域は 100m×100m とし、要素サイズは 5m×5m である。また、クラックの初期幾何情報は F_{ij}, F_{ijkl} で与えられ、それぞれ以下の通りである。

$$F_{ij} = \begin{pmatrix} 4.1 & 0 \\ \text{symm.} & 2.4 \end{pmatrix}$$

$$F_{ijkl} = \begin{pmatrix} 2.8 & 0.29 & 0.8 \\ & 0.3 & \\ \text{symm.} & & 1 \end{pmatrix}$$

また、ヤング率は 30GPa、ポアソン比は 0.23、垂直剛性 10GN/m、剪断剛性 10GN/m とした。ここで、剪断剛性は設定した R により変化するパラメータとした。また、主応力の回転の影響を考えるため、主応力を x_{11} 軸からの角度 θ で回転させた。解析条件は平面歪み場としている。また、透水係数の計算に使われる、 $\langle r^3 \rangle, \langle r^5 \rangle$ は既往の研究 (Takemura and Takahashi, 2010) で得られた来待砂岩の値を用いた。

以上の条件で、解析を行った結果について、すべての透水係数は $R=1, \theta=0$ 度での透水係数 ($3.52 \times 10^{-7} \text{m}^2$) で規格化した。図 3.2.3.2-3 に主応力を回転した場合の、透水係数と剛性比 R の関係を示す。ここで、応力条件は $\sigma_{11}=20\text{MPa}, \sigma_{22}=40\text{MPa}, \sigma_{12}=0\text{MPa}$ とした。ここで、縦軸は x_{11} 方向の透水係数 k_{11} と x_{22} 方向の透水係数 k_{22} の比である。当然ながらポアソン比による影響も受けるが、 R が小さいと透水係数の異方性が大きくなることを示している。また、主応力の回転により透水係数は 5 倍ほどの変化が現れる。図 3.2.3.2-4 に主応力比 $K_0=\sigma_h/\sigma_v$ (静止土圧係数もしくは側圧係数) 変化した場合の、透水係数と剛性比 R の関係を示す。

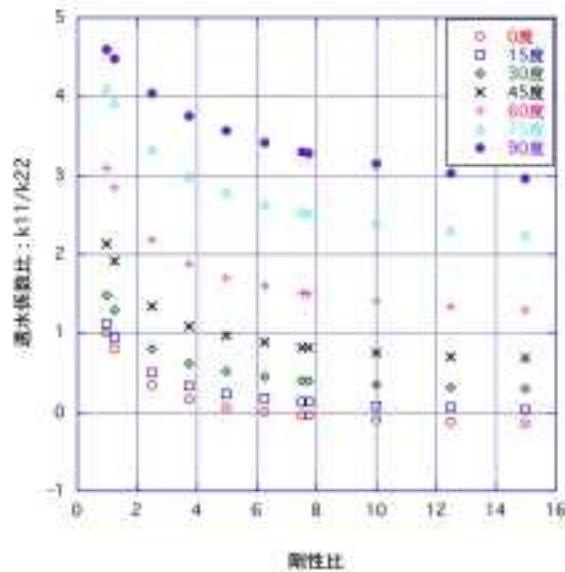


図 3.2.3.2-3 主応力の回転角と剛性比の与える透水係数への影響。

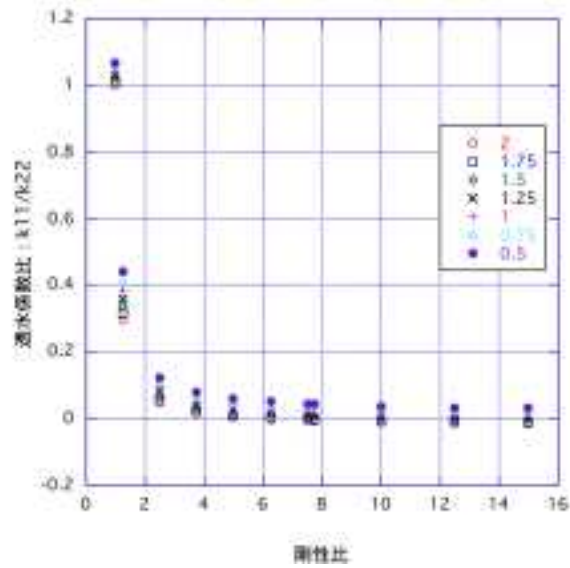


図 3.2.3.2-4 主応力比の変化と剛性比の与える透水係数への影響。

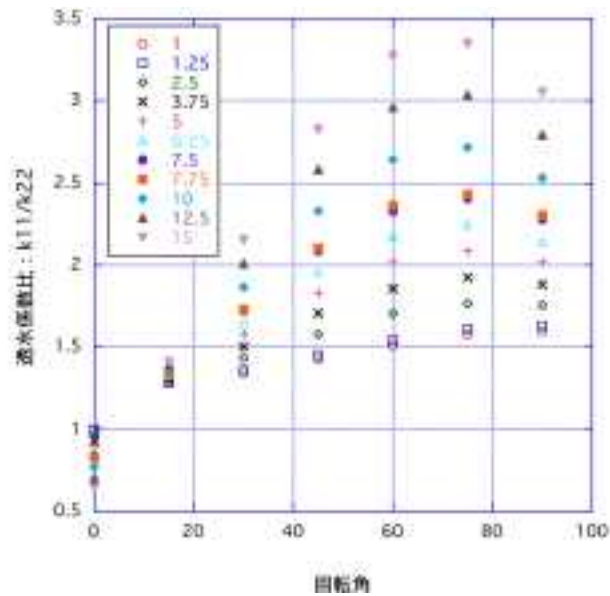


図 3.2.3.2-5 剛性比の変化に伴う主応力軸の回転が与える透水係数への影響。

ここで、例えば $K_0=2$ の時は、 $\sigma_{11}=20\text{MPa}$, $\sigma_{22}=40\text{MPa}$ である。図 3.2.3.2-4 より、剛性比 R が約 6 以上で透水係数比はほぼ収束しており、 R が小さいと透水係数比が大きくなっていることと言える。また、図 3.2.3.2-5 は主応力軸が回転した時の透水係数比を剛性比ごとにプロットしたものである。回転角 75 度付近にピークが見られ、また、剛性比が高い領域ではその増加も大きいことがわかる。したがって、剪断剛性比が収束するような垂直応力のかかる深度領域では、応力の回転による透水係数の変化は小さい事が言える。しかしながら、より浅い領域では、主応力軸の回転各によっては大幅な透水係数の増加傾向が見られる。

5) まとめ

変形に伴う透水係数の変化に関する数値計算の結果、剛性比 R が応力の変化に伴う深部での透水

係数の変化を評価する際に重要なパラメータとなることが確認された。広域な応力場の変化、特に水平方向の応力はプレートの沈み込みに伴い変動するため、その影響し得る深度を把握することが重要な事項であると考えられる。特に、剛性比 R は垂直応力に依存する値であるため、 R が小さいことはより地表面に近いことを意味する。主応力の回転による影響では $R=8$ 付近で、主応力比の変化による影響は $R=6$ 付近で透水係数比が収束しており、ある深度以下では応力の変化による亀裂の開口状況が変わってくることを示唆している。地表面から深部にかけての垂直剛性と剪断剛性の垂直応力依存性は応力場の変化に伴う透水係数の変化を議論する上で、 R がどの深度に対応するかを把握することは応力場の変化に伴う透水係数の変化が鈍感な領域を探すことと等価である。より、確からしい R を得る為には同じ幾何学条件のサンプルを用いた剪断試験を行う必要があるが、現実的ではない。したがって、この問題をクリアするためには、不連続体モデルによる剪断試験の再現をした上で、垂直応力の依存性を求め、等価連続体モデルにその結果を外挿するという手順が望ましい。

【引用文献】

- Aoyagi, K., Tsusaka, K., Nohara, S., Kubota, K., Tokiwa, T., Kondo, K. and Inagaki, D. (2014) Hydrogeomechanical Investigation of an Excavation Damaged Zone in the Horonobe Underground Research Laboratory, 8th Asian Rock Mechanics Symposium: Sapporo, p. 2804-2811.
- Aoyagi, K., Tsusaka, K., Tokiwa, T., Kondo, K. and Inagaki, D. (2013) Geomechanical assessment of excavation damaged zone in the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan. in Proceedings 13th Japan symposium on rock mechanics and the 6th Japan-Korea joint symposium Japan, 2013, 905-910.
- Bandis, S., Lumsden, A. C. and Barton, N. R. (1981) Experimental Studies of Scale Effects on the Shear Behavior of Rock Joints. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 18, no. 1, 1-21.
- Golshani, A., Oda, M., Okui, Y., Takemura, T. and Munkhtogo, E. (2007) Numerical simulation of the excavation damaged zone around an opening in brittle rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 44, no. 6, 835-845.
- Golshani, A., Okui, Y., Oda, M. and Takemura, T. (2006) A micromechanical approach in modeling time- and stress-dependent failure of brittle rocks. Mech. Mater., 38, 287-303.
- 林為人・高橋学・中村敏明・藤井幸泰 (2008) 稲田花崗岩の引張り強さ・変形特性およびその異方性—岩石の一軸引張り試験と圧裂試験の比較を中心として—。地盤工学ジャーナル, 3, no. 2, 165-173.
- Kanatani, K. (1985) Measurement of crack distribution in a rock mass from observation of its surfaces. Soils Found., 25, 75-83.
- 京谷孝史・市川康明・川本眺万 (1987) 岩盤の力学特性評価における損傷力学的アプローチ。土と基礎, 35, 23-28.
- Oda, M. (1982) Fabric tensor for discontinuous geological materials. Soils Found., 22, 96-108.
- Oda, M. (1984) Similarity rule of crack geometry in statistically homogeneous rock masses. Mech. Mater., 3, 119-129.
- Oda, M. (1985) Permeability tensor for discontinuous rock masses. Geotechnique, 35, 483-495.

- Oda, M., Katsube, T. and Takemura, T. (2002a) 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. (2002b) Damage growth and permeability change in triaxial compression tests of Inada granite. *Mech. Mater.*, 34, 313-331.
- Oda, M., Yamabe, T., Ishizuka, Y., Kumasaka, H., Tada, H. and Kimura, K. (1993) Elastic Stress and Strain in Jointed Rock Masses by Means of Crack Tensor Analysis. *Rock Mech Rock Eng*, 26, no. 2, 89-112.
- Pollard, D. D. and Fletcher, R. C. (2005) *Fundamentals of Structural Geology*. Cambridge, U.K., Cambridge University Press
- Robinson, P. C. (1984) Connectivity, flow and transport in network models of fractured media. [Ph.D Thesis]: Oxford University, 149 p.
- Suzuki, K., Oda, M., Yamazaki, M. and Kuwahara, T. (1998) Permeability changes in granite with crack growth during immersion in hot water. *Int. J. Rock Mech. Min.*, 35, no. 7, 907-921.
- 多田浩幸・小田匡寛 (2007) 岩盤不連続面の剛性が空洞周辺岩盤の変形挙動に与える影響. *土木学会論文集C*, 63, 447-466.
- Takemura, T., Golshani, A., Oda, M. and Suzuki, K. (2003) Preferred orientations of open microcracks in granite and their relation with anisotropic elasticity. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40, no. 4, 443-454.
- Takemura, T. and Oda, M. (2004) Stereology-based fabric analysis of microcracks in damaged granite. *Tectonophysics*, 387, 131-150.
- Takemura, T. and Oda, M. (2005) Changes in crack density and wave velocity in association with crack growth in triaxial tests of Inada granite. *J. Geophys. Res.*, 110, no. B5, B05401.
- Takemura, T. and Takahashi, M. (2010) Changes in permeability of cracked rock due to rotation of principal stress axes in terms of crack tensor and permeability tensor. in *Proceedings IVth International geomechanics conference2010*.
- 竹村貴人・小田匡寛 (2002) マイクロクラックの3次元構造解析による花崗岩質岩石の脆性破壊機構. *地質学雑誌*, 108, 453- 464.
- Tokiwa, T., Tsusaka, K., Matsubara, M. and Ishikawa, T. (2014) Fracture characterization around a gallery in soft sedimentary rock in Horonobe URL of Japan. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 65, 1-7.
- Tsusaka, K., Inagaki, D., Niunoya, S. and Jo, M. (2014) An Investigation on Mechanical Properties of In-situ Rock Mass at the Horonobe Underground Research Laboratory, 8th Asian Rock Mechanics Symposium: Sapporo, p. 591-599.
- 山本佳士・中村光・黒田一郎・古屋信明 (2008) 3次元剛体バネモデルによるコンクリート供試体の圧縮破壊解析. *土木学会論文集E*, 64, no. 4, 612-630.
- 吉田秀典・堀井秀之・打田靖夫 (1996) マイクロメカニクスに基づく岩盤の連続体モデルによる大河内発電所地下発電所空洞掘削の解析と計測値との比較. *土木学会論文集*, no. 547/III-36, 39-56.

3.2.4 まとめと今後の課題

自然事象が地下水流動系や核種移行特性に及ぼす影響を定量的に評価するために、各種連成解析手法と開発と適用性の検討、室内実験からサイトスケールまでのスケール変換手法に関する検討と実施した。本課題によって得られた成果と課題を以下に示す。

- ・水理-力学連成解析手法のデータ拡充に関しては、水理-力学連成挙動解析ツールTOUGH-RBSNによる室内実験のモデル化を通して、要素データの拡充と適用性の検討を行った。また、力学的物理特性値のデータを拡充するため、圧裂試験と一軸圧縮試験のモデルを構築し、実験結果との比較を通して、その妥当性を確認した。本研究で用いた要素データは、巨視的な材料応答をそのままモデルに用いており、従来の不連続体解析モデルよりも要素のサイズに依存しないという特徴があり、解析対象のスケール変換により適したモデルと言える。
- ・連成解析手法による水理特性変動評価手法に関しては、インタクト試料および不連続面を含む試料に対して、長期の水理特性変化実験データを拡充した。結果としてインタクト供試体の場合、透過率は若干の上下変動を示した後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最大1オーダー減少する傾向が得られた。それらの結果を用い、自由表面溶解・沈殿および圧力溶解を考慮した連成解析モデルを開発し、石英のみで構成される想定岩盤の空隙率（透過率）の経時変化を予測解析した。その結果、自由表面溶解・沈殿のみでは、空隙率（透過率）の変化に影響を及ぼさないことが判明した。一方、圧力溶解を考慮したモデルでは、時間の経過とともに空隙率（透過率）が減少する傾向が得られた。特に、空洞近傍で最大1オーダー程度の透過率低下を確認し、圧力溶解の寄与度が大きいことが判明した。
- ・水理-熱-化学反応連成解析に関しては、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-流動をともなうH-T-Cシミュレーションを新旧2つの熱力学データセットを使用して実施した結果、旧版にくらべて新版の熱力学データセットのほうがより信頼できるものであると評価された。H-T-Cシミュレーションの不確かさには、ジェネリックな要因とサイトスペシフィックな要因があるが、これまでの一連の研究では熱力学データセットの不確かさ、特に鉱物データの不確かさはジェネリックな不確かさに位置付けられる。
- ・連成解析のスケール変換に関しては、スケール変換手法の検討を対象として、原位置ブロックせん断試験と、坑道の掘削を伴う変形やき裂について、不連続体解析モデルによる検討を行った。原位置せん断試験の解析結果は、垂直応力の増加に伴いせん断強度が増加するという実験と同様の傾向を示し、き裂は想定き裂面に沿う形で進展した。しかし、シミュレーションによるせん断応力-せん断変形の挙動は脆性的であり、せん断試験で見られる延性的な挙動や、最大荷重後の残留応力の検討はできなかった。これらを再現するには、ばね要素の構成則の変更や摩擦の効果を検討する必要がある。また、坑道掘削に伴う変形やき裂に関する解析的検討では、不連続体解析モデルが弾性範囲内の理論解と一致し、FEM解析による損傷領域の結果とも良い対応を示した。天然に見られる所生的なき裂をモデルに組み込むことで、損傷領域は拡大し、坑道近傍には局所的なき裂の発生が見られた。ただし、観測結果にもとづいた高密度な既存き裂モデルを再現するためには、要素数を増やしたモデルを作成する必要があるが、これをシミュレーションでそのまま再現した場合、膨大な計算時間が必要となる。不連続体モデルによるき裂のスケールは、ある程度の閾値を設け、クラックテンソル等の等価連続体モデルとの融合を図っていくことが現実的であると考えられる。室内実験や原位置計測の結果から剛性比が応力の変化に伴う深部での透水係数の変化を評価する際に重要なパラメータとなる。より確からしい剛性比を得る為には同じ幾何学条件のサンプルを用いた

剪断試験を行う必要があるが、現実的ではない。したがって、この問題をクリアするためには、不連続体モデルによる剪断試験の再現をした上で、垂直応力の依存性を求め、等価連続体モデルにその結果を外挿するという手順が望ましい。