

地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書 (平成20年度)

Annual Report for Research on Long-Term Stability of Geological Environments
in FY2008

草野 友宏 浅森 浩一 黒澤 英樹 谷川 晋一
二ノ宮 淳 根木 健之 花室 孝広 安江 健一
山田 国見 石丸 恒存 梅田 浩司

Tomohiro KUSANO, Koichi ASAMORI, Hideki KUROSAWA, Shin-ichi TANIKAWA
Atsushi NINOMIYA, Tateyuki NEGI, Takahiro HANAMURO, Ken-ichi YASUE
Kunimi YAMADA, Tsuneari ISHIMARU and Koji UMEDA

地層処分研究開発部門
東濃地科学研究ユニット

Tono Geoscientific Research Unit
Geological Isolation Research and Development Directorate

March 2010

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

JAEA-Research

本レポートは独立行政法人日本原子力研究開発機構が不定期に発行する成果報告書です。
本レポートの入手並びに著作権利用に関するお問い合わせは、下記あてにお問い合わせ下さい。
なお、本レポートの全文は日本原子力研究開発機構ホームページ (<http://www.jaea.go.jp>)
より発信されています。

独立行政法人日本原子力研究開発機構 研究技術情報部 研究技術情報課
〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根 2 番地 4
電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

This report is issued irregularly by Japan Atomic Energy Agency
Inquiries about availability and/or copyright of this report should be addressed to
Intellectual Resources Section, Intellectual Resources Department,
Japan Atomic Energy Agency
2-4 Shirakata Shirane, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-1195 Japan
Tel +81-29-282-6387, Fax +81-29-282-5920, E-mail:ird-support@jaea.go.jp

© Japan Atomic Energy Agency, 2010

地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 20 年度)

日本原子力研究開発機構

地層処分研究開発部門 東濃地科学研究ユニット

草野 友宏^{*}, 浅森 浩一, 黒澤 英樹^{*}, 谷川 晋一^{*}, 二ノ宮 淳^{*}, 根木 健之^{*}

花室 孝広, 安江 健一, 山田 国見^{*}, 石丸 恒存, 梅田 浩司

(2009 年 12 月 25 日受理)

我が国は変動帯に位置しており, 安定大陸に位置する欧米諸国に比べて, 地震や火山活動などが活発である。地層処分においては, まず安定な地質環境を選んだ上で, そこに適切な多重バリアシステムを構築することが, 安全確保の基本的な考え方である。このため, 地質環境の長期安定性に関する研究においては, 地層処分の場としての地質環境に重要な変化をもたらす可能性のある地震・断層活動, 火山活動, 隆起・侵食, 気候・海水準変動などの天然現象に着目して, それらの有無や程度が文献から明らかでない場合に適用する調査技術や, それらが地質環境に及ぼす影響を評価するための調査技術・解析手法に係る研究開発を進めている。

平成 20 年度は, 我が国の地質環境において地層処分システムの成立性に重大な影響を及ぼす可能性のある現象の存在や, 過去の変動の履歴を確認するための調査技術として, 以下の項目について調査・研究を行った。

地震・断層活動については, 断層の発達履歴や活動性に関する調査技術の整備, 断層帯における影響評価モデルの開発に関する事例調査を実施した。火山・地熱活動については, 第四紀の火山・地熱活動(特に低温領域の熱履歴)や地下深部のマグマ・高温流体などの基礎的な探査技術の適用性を検討した。隆起・侵食／気候・海水準変動については, 古地形・古気候を復元する調査技術の整備や地形変化をシミュレートする技術の開発を行った。地質環境の長期安定性にかかわる総合評価研究については, 地殻変動及び気候変動などを考慮した地下水流動解析手法の開発を進めた。

東濃地科学センター(駐在): 〒509-5102 岐阜県土岐市泉町定林寺 959-31

※ 技術開発協力員

Annual Report for Research on Long-Term Stability of Geological Environments in FY2008

Tomohiro KUSANO✧, Koichi ASAMORI, Hideki KUROSAWA✧, Shin-ichi TANIKAWA✧
Atsushi NINOMIYA✧, Tateyuki NEGI✧, Takahiro HANAMURO, Ken-ichi YASUE
Kunimi YAMADA✧, Tsuneari ISHIMARU and Koji UMEDA

Tono Geoscientific Research Unit
Geological Isolation Research and Development Directorate
Japan Atomic Energy Agency
Izumi-cho, Toki-shi, Gifu-ken

(Received December 25, 2009)

The Japanese islands are located in the Circum-Pacific Mobile Belt. As a result, Japan has a high frequency of earthquakes and eruptions. The concept of geological disposal of HLW in Japan is based on a multi-barrier system which combines stable geological environments with an engineered barrier system. Therefore, special consideration is given to the long-term stability of the geological environments, taking into account volcanism, faulting, uplift, denudation, climatic change and sea-level change in Japan. Development of investigation technologies for geotectonic events has been carried out to evaluate the long-term stability of the geological environments in Japan.

In fiscal year 2008, we carried out the following researches, to investigate existence of the phenomena that have influences on the geological disposal system, and to develop the investigation techniques to reconstruct the history of these phenomena.

For studies on faulting and seismic activity, we developed investigation techniques for evolutionary history and activity of fault, and carried out case studies for development of effective assessment model in the fault zones. For volcanological and geothermal studies, we provided an integrated approach for detecting crustal magma and/or geothermal fluid in deep underground using geophysical and geochemical data. For studies on uplift/denudation and climatic/sea-level change, we arranged investigation techniques for reconstruction of paleo-topography and paleo-climate, and to establish a simulation model for landform development. For the general evaluation study on the long-term stability of the geological environments, we developed simulation techniques for groundwater flow related by crustal movement.

Keywords: Geological Disposal of HLW, Long-Term Stability of Geological Environments, Faulting, Volcanism, Uplift, Denudation, Climatic Change, Sea-Level Change, Earthquake

✧ Collaborating Engineer

目次

1. 研究の概要	1
1.1 調査技術の開発・体系化	2
1.2 長期予測・影響評価モデルの開発	2
1.3 分析技術開発及び研究情報基盤の整備	3
2. 地震・断層活動に関する研究	4
2.1 断層の発達履歴・活動性に関する調査技術	4
2.2 地震・断層活動の影響評価モデルの開発	14
3. 火山・地熱活動に関する研究	24
3.1 火山・熱水活動履歴の調査技術	24
3.2 地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術	28
3.3 火山・地熱活動の長期予測・影響評価モデルの開発	38
4. 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究	40
4.1 古地形・古気候の復元調査技術	40
4.2 三次元地形変化モデルの開発	44
5. 地質環境の長期安定性にかかわる総合評価研究	56
5.1 地質環境の長期挙動に関する予測・解析モデルの構築	56
参考文献	62

Contents

1. Overview of research on long-term stability of the geological environment	1
1.1 Development and systematization of investigation techniques	2
1.2 Development of models for long-term prediction and effective assessment	2
1.3 Development of analytical methods and research information database	3
2. Study on earthquake and fault movement	4
2.1 Investigation techniques for evolutionary history and activity of fault	4
2.2 Development of effective assessment model of earthquake and fault movement	14
3. Study on volcanology and geothermal science	24
3.1 Application of thermochronological techniques	24
3.2 Detecting technique for crustal magma and high-temperature fluids	28
3.3 Development of models for long-term volcanic and geothermal hazards	38
4. Study on uplift, denudation, climatic change and sea-level change	40
4.1 Investigation techniques for paleo-topography and paleo-climate	40
4.2 Development of modeling techniques for landform development	44
5. General evaluation study on long-term stability of the geological environment	56
5.1 Development of models about the long-term behavior of the geological environment	56
References	62

図リスト

図 2.1-1	断層角礫と断層ガウジとの構成比 F_c のプロット	5
図 2.1-2	粘土鉱物の変質帯分布	6
図 2.1-3	粘土鉱物の変質温度分布	6
図 2.1-4	阿寺断層帯及びその周辺の調査範囲	8
図 2.1-5	阿寺断層帯の断層破砕帯の化学分析結果	8
図 2.1-6	川上地域の露頭スケッチと化学分析結果	9
図 2.1-7	飛騨市古川町杉崎の断層露頭位置	10
図 2.1-8	飛騨市古川町杉崎の断層露頭全景	11
図 2.1-9	破砕帯の鏡下写真	11
図 2.1-10	山形盆地断層帯における断層ガス測定結果	13
図 2.2-1	地形から推定される中央構造線活断層沿いの上下変位センス分布	15
図 2.2-2	断層モデルの傾斜による上下変位量分布解析結果の違い	16
図 2.2-3	地形要素自動抽出プログラムの解析例	18
図 2.2-4	水系分布の解析領域	20
図 2.2-5	解析領域周辺の地質	20
図 2.2-6	谷の長さ別頻度分布と方位	20
図 2.2-7	水系分布の解析結果(抽出谷長 100 m 以上 300 m 未満;幅・長さ強調)	21
図 2.2-8	水系分布の解析結果(抽出谷長 300 m 以上 600 m 未満;幅・長さ強調)	21
図 2.2-9	水系分布の解析結果(抽出谷長 600 m 以上 800 m 未満;幅・長さ強調)	21
図 2.2-10	水系分布の解析結果(抽出谷長 800 m 以上 1,000 m 未満;幅・長さ強調)	22
図 2.2-11	水系分布の解析結果(抽出谷長 1,000 m 以上 3,882 m 以下;幅・長さ強調)	22
図 3.1-1	紀伊半島南部地域の地質と試料採取地点	25
図 3.1-2	流体包有物中の希ガス同位体比	26
図 3.1-3	年代測定結果から推定される岩体の冷却史	28
図 3.2-1	三瓶山周辺における通常地震及び低周波イベントの震央分布	30
図 3.2-2	本調査で観測を行った測点の位置	30
図 3.2-3	観測された見掛け比抵抗曲線及び位相曲線	30
図 3.2-4	海岸線から 15 km の地点における見掛け比抵抗及び位相の理論値	30
図 3.2-5	解析領域内におけるメッシュ及びブロック分割	32
図 3.2-6	見掛け比抵抗及び位相における観測データと理論データの比較	32
図 3.2-7	(a) 解析ブロックと断面位置及び(b) 比抵抗構造の鳥瞰図	33
図 3.2-8	A-A' における(a) 比抵抗構造及び(b) S 波速度構造	33
図 3.2-9	中部日本周辺のプレート配置図	34
図 3.2-10	NKTZ 周辺のヘリウム同位体比分布	35
図 3.2-11	NKTZ に沿う P 波と S 波の速度構造及び V_p/V_s 比の垂直断面図	37
図 3.3-1	非火山性熱水活動のシミュレーション結果	39
図 4.1-1	地質柱状図と複数の手法による古流向解析結果	41
図 4.1-2	プラスチックキューブを用いた試料採取	41
図 4.1-3	環流丘陵を伴う旧河谷を用いた隆起量の推定手法の例(模式図)	42
図 4.1-4	鐺川流域の河成段丘における帯磁率組成・粒径分布分析結果	43
図 4.2-1	地形変化シミュレーションの四つの場の概念	45

図 4.2-2	粒径係数を変更した単一河道のシミュレーション結果(12.5 万年経過時) ……	45
図 4.2-3	地質係数に差異を与えた地形変化シミュレーション結果(仮想地形対象) ……	45
図 4.2-4	粒径変化モデルの考え方と「粒径係数」による堆積区間長の設定 ……	47
図 4.2-5	土岐川の河床礫における岩種別の粒径の変化傾向とべき乗関数による近似 ……	47
図 4.2-6	推定した地質係数と P 波速度及び一軸圧縮強度の関係 ……	47
図 4.2-7	土岐川流域に露出する岩盤のシュミットハンマー反発値 ……	47
図 4.2-8	大湫盆地の地質断面図 ……	50
図 4.2-9	大湫盆地での侵食・堆積速度分布の比較 ……	50
図 4.2-10	現地調査データを用いた地形変化シミュレーションの範囲 ……	50
図 4.2-11	現地調査データを用いたシミュレーション範囲の地質係数マップ ……	50
図 4.2-12	現地調査データを用いたシミュレーションにおいて考慮した海水準変動曲線 ……	52
図 4.2-13	現地調査データを用いたシミュレーションにおける粒径係数の設定と実効侵食速度の変化 ……	52
図 4.2-14	現地調査データを用いたシミュレーション結果(土岐川河床縦断形の変化) ……	52
図 4.2-15	現地調査データを用いたシミュレーション結果(基盤地質侵食量及び沖積層厚変化量分布) ……	52
図 4.2-16	沿岸域を含む地形変化シミュレーションの範囲及び地質係数マップ ……	54
図 4.2-17	相模川河口域における沖積層厚さ分布と埋没谷形状 ……	54
図 4.2-18	沿岸域を含む地形変化シミュレーションにおいて仮定した地殻変動速度マップ ……	54
図 4.2-19	沿岸域を含むシミュレーションにおいて仮定した海水準変動と実効侵食速度の変化 ……	54
図 4.2-20	沿岸域を含むシミュレーション結果 ……	55
図 4.2-21	沿岸域を含むシミュレーション結果(相模川本流の河床縦断形の変化) ……	55
図 4.2-22	沿岸域を含むシミュレーション結果(基盤地質侵食量及び沖積層厚変化量分布) ……	55
図 5.1-1	過去の段丘面分布に基づいて作成した古地形(鳥瞰図) ……	57
図 5.1-2	ボーリング孔における全水頭の実測値と解析値の比較 ……	59
図 5.1-3	地形変化を考慮した地下水流動解析結果 ……	60
図 5.1-4	涵養量の変化を考慮した地下水流動解析結果 ……	61
図 5.1-5	断層の水理特性の変化を考慮した地下水流動解析結果 ……	61

表リスト

表 3.1-1	アパタイト FT 年代から推定される岩体の削剥速度と既存の隆起速度の推定値との比較 ……	26
表 4.2-1	パラメータ感度解析結果(「粒径変化モデル」による単一河道シミュレーション) ……	45
表 4.2-2	土岐川の各盆地区間における岩種別粒径及びその分布特徴 ……	48
表 4.2-3	地形変化シミュレーションより求めた地質係数の範囲と P 波速度の関係(岩種別) ……	48
表 4.2-4	斜面係数設定のための地形変化シミュレーションで用いた地質係数 ……	49
表 4.2-5	試錐位置での AT 深度と地形変化シミュレーションによる堆積厚の関係 ……	49
表 5.1-1	氷期・間氷期の気候及び涵養量の推定結果 ……	58
表 5.1-2	地質・地質構造に設定した透水係数 ……	59
表 5.1-3	解析ケース ……	59

1. 研究の概要

我が国における地層処分概念は、地質環境の長期的な安定性について特に配慮し、「安定な地質環境」に、多重バリアシステムを構築するという特徴がある。すなわち、天然現象によって地層処分システムの性能が著しく損なわれるおそれのないようなサイトを選ぶことが前提であり、その上で、サイトの地質環境条件やその長期的な変化を見込んで、合理的な多重バリアシステムを構築し、長期的な安全性を評価することが必要となる。そのため、サイトの評価にあたっては、火山活動などのように地層処分システムの性能に著しい影響を与える現象が新たに発生する可能性や地殻変動などによって生じる地質環境条件（例えば、水理、水質、岩盤物性）の長期的な変化をあらかじめ検討しておくことが重要である。独立行政法人日本原子力研究開発機構（以下、「原子力機構」）では、「深地層の科学研究」（原子力委員会、2005¹⁾）の一環として、天然現象に伴う地質環境の変化を予測・評価するための調査技術の体系化やモデル開発など（「地質環境の長期安定性に関する研究」（原子力機構、2005²⁾））を実施している。この地質環境の長期安定性に関する研究は、日本全国を対象とした事例研究による調査技術や評価・解析手法の開発など、事象ごとの研究を東濃地科学研究ユニットで実施し、幌延地域を事例とした研究を幌延深地層研究計画の一部として幌延深地層研究ユニットで実施している。本報告書は、東濃地科学研究ユニットにおける研究を対象としている。

「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、1999³⁾）（以下、「第 2 次取りまとめ」）では、関連する地球科学の分野に蓄積された情報や知見を分析するとともに、地層や岩石の年代測定などを補足的に実施し、過去から現在までの活動の中に認められる傾向や規則性に基づいて、天然現象の将来の活動の可能性や変動の規模などを検討した。その結果、地層処分に適した安定な地質環境が我が国にも広く存在するとの見通しが得られた。また、その科学的な根拠となる基盤情報として、活断層や第四紀火山、海成段丘の分布・形成年代などに関する全国レベルでのデータベースを整備した。

「第 2 次取りまとめ」以降は、我が国の地層処分計画が事業段階に進展したことを踏まえ、「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律」⁴⁾（以下、「最終処分法」）に定められた段階的な処分地選定の要件や「高レベル放射性廃棄物の処分に係る安全規制の基本的考え方について（第 1 次報告）」（原子力安全委員会、2000⁵⁾）を念頭において、また、「第 2 次取りまとめ」やその評価（例えば、原子力委員会 原子力バックエンド対策専門部会、2000⁶⁾；OECD/NEA、1999⁷⁾）の過程で明らかにされた課題に焦点を当てて研究を進めた。具体的には、「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発の全体計画」（核燃料サイクル開発機構、2001⁸⁾）に示したように、地形変化や非火山地域の温度異常など、注目すべき現象のモデル化やメカニズムの解明に焦点をあてた事例研究及び調査・解析手法の整備を進めるとともに、「第 2 次取りまとめ」までに整備した全国レベルでのデータベースの拡充を継続した。

その後、原子力安全委員会から、「高レベル放射性廃棄物の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について」（原子力安全委員会、2002⁹⁾）（以下、「環境要件」）が示され、これを踏まえて、2002 年 12 月には原子力発電環境整備機構による「高レベル放射性廃棄物の最終処分施設の設置可能性を調査する区域」の公募が始まり、その中で「概要調査地区選定上の考慮事項」が公表された。また一方で、「高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて」（総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会、2003¹⁰⁾）により、安全規制にとって重要な研究分野や課題が示されるなど、研究開発を進めていく上での方向性や課題がより明確になってきた。さらに、「高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画」（資源エネルギー庁・原子力機構、2006¹¹⁾）により、安定な地質環境を選定する視点に加え、選定された場の安定性や長期的な変化を評価する視点が加わった研究開発計画が示された。

このような状況の進展を受け、原子力機構では、最新の科学的知見・情報を取り込んだ全国レベルで

の天然現象に関するデータベースの更新や個別現象の理解といった基盤的な研究を継続する一方で、概要調査地区などの選定や安全規制に必要となる調査技術や評価手法の整備に重点をおいて研究を進めることとした。具体的には、研究成果をタイムリーに反映していけるよう、処分事業や安全規制のスケジュールを考慮して、以下の3つの目標を設定し(梅田ほか, 2005¹²⁾)、取り組んでいる。

- ・ 調査技術の開発・体系化:天然現象に関する過去の記録や現在の状況を調査するための体系的な技術の整備(概要調査地区などの選定や安全性の検討に必要となるデータの取得)
- ・ 長期予測・影響評価モデルの開発:将来の天然現象に伴う地質環境条件の変化を予測・評価するための手法の整備(天然現象による影響を考慮した安全評価への反映)
- ・ 分析技術開発及び研究情報基盤の整備:上記2項目のベースとなる最新の観測・分析技術の整備及び安全評価にかかわるデータの整備

1.1 調査技術の開発・体系化

調査技術の開発・体系化については、「環境要件」⁹⁾に示されているように、文献から隆起・侵食量が明らかでないとき、活断層や第四紀に活動したことがある火山の有無に関する判断ができないときは、概要調査地区及びその周辺地域において、隆起・侵食量の程度、活断層や第四紀火山などの存在の有無を確認することが必要であり、そのための調査技術を整備することが不可欠である。このため、個別の要素技術の開発・改良のほか、それぞれの地質環境に応じた最適な技術の組合せを提示することを目指している。また、地層処分システムに重大な影響を及ぼすと想定される現象の潜在的なリスクを排除するため、地表付近で不明瞭となる震源断層、マグマ・高温流体などの存在をあらかじめ確認しておく必要がある。これらについては、地球物理学的データの観測・解析などが主体となるが、地球化学的な手法を併用することにより、調査技術の体系化と信頼性の向上を目指している。

一方、「最終処分法」⁴⁾によると、過去においても概要調査地区及びその周辺地域において地層処分システムの性能に著しい影響を及ぼすような現象が発生した痕跡がないことを確認することが必要となる。これらについては、過去数十万年の地殻変動、火成活動などの履歴のみならず、地質環境が有する水理、水質、岩盤物性などの性質が大きく変化していないことを直接的(例えば、断層破碎帯・プロセスゾーンの岩盤物性、熱水変質帯の熱史)、あるいは間接的(例えば、過去の水理を推定するための古地形)に示すデータを取得するための調査技術を整備していく必要がある。現段階では、最終的な体系化に向け、主に個別の要素技術の開発や既存の調査技術の適用性の確認などを進めており、「断層の発達履歴・活動性に関する調査技術」、「火山・熱水活動履歴の調査技術」、「地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術」、「古地形・古気候の復元調査技術」などの研究課題に取り組んでいる。

1.2 長期予測・影響評価モデルの開発

長期予測・影響評価モデルの開発では、地殻変動、火山活動などに伴う地質環境条件の変動幅などを現象の発生の可能性を含めて予測するための評価手法の確立を目指している。

予測・評価についての方法論としては、「第2次取りまとめ」³⁾でも述べているように、過去から現在までの現象の変動傾向から将来を外挿する方法や現象の生起を統計的に求めて発生確率を予測する方法などが基本となる。さらに、今後は経験則に加えて現象のプロセスを考慮した数値シミュレーションの研究開発を進めていくことにより、予測・評価に対する科学的信頼性の向上を図っていくことが重要となる。具体的には以下のアプローチをとる。

- ・ 現象を理解するための、過去から現在までの地質・地球物理・地球化学データの取得
- ・ データに基づく現象の理解と概念モデルの構築

- ・現象の発生の可能性及び地質環境条件の変化の幅を予測するための数値シミュレーションモデルの開発

これらの結果は、例えば、断層活動に伴う周辺岩盤の歪や地形変化に伴う動水勾配などの変化の幅として、工学的対策や安全評価に反映されることになる。また、モデル開発に際しては、取得したデータの品質（例えば、物理探査などの分解能、分析方法に係る誤差・精度）やモデルの信頼性、検証方法やその方法の妥当性などを検討しつつ、予測・評価結果に係る確かさを定量的に把握する必要がある。

現段階における長期予測・影響評価モデルの開発では、「環境要件」⁹⁾に示された今後検討すべき課題を考慮しつつ、「地震・断層活動の影響評価モデルの開発」、「火山・地熱活動の長期予測・影響評価モデルの開発」、「三次元地形変化モデルの開発」、「地質環境の長期挙動に関する予測・解析モデルの構築」などの研究課題に取り組んでいる。

1.3 分析技術開発及び研究情報基盤の整備

分析技術開発については、地質環境の長期安定性に関する研究を進める上で必要になる基盤データの提供を目的として、研究開発に必要な同位体測定技術を整備する。具体的には、ペトリオン年代測定装置については、これまで実施してきた放射性炭素年代測定に加えて、ベリリウムや塩素同位体を用いた年代測定の技術開発を進める。また、希ガス質量分析装置を用いたヘリウム同位体比測定技術開発及び安定同位体比質量分析装置を用いた安定同位体比の測定技術開発を実施する。

研究情報基盤の整備については、各研究課題において取得した天然現象データについて、GIS（地理情報システム）化を進めるほか、天然現象の影響などを考慮した安全評価に反映できるよう、変動シナリオや物質移行解析の前提となる地質環境条件（例えば、温度、水理、力学、地球化学）の変化などに関するデータ・情報の整備を進める。

2. 地震・断層活動に関する研究

2.1 断層の発達履歴・活動性に関する調査技術

(1) 目的

「最終処分法」⁴⁾によると、精密調査地区の選定は、概要調査地区及びその周辺地域において、地表踏査、物理探査、ボーリングなどによる調査(概要調査)によって、「当該概要調査地区内の最終処分を行おうとする地層及びその周辺の地層において活断層がある場合に、これらが坑道その他の地下の施設に悪影響を及ぼすおそれが少ないと見込まれること」を確認する必要があるとされている。そのため、概要調査では、活断層のみならず、地層処分に影響を及ぼすと想定される断層の存在や活動性、発達レベルなどの情報を得るための調査技術を整備することが不可欠となる。そのため、第1期中期計画においては、「断層の発達履歴に関する調査技術」及び「断層の活動性に関する調査技術」に焦点を絞った研究開発を進めている。

断層の発達履歴を検討する上では、断層の屈曲、ステップなどの不均質部(以下、「断層の不均質部」)や副次断層の形成、また、断層端部における断層の伸長や分岐断層の形成を考慮する必要がある。平成19年度までは、総延長数十 km 規模の活断層帯の事例として、岐阜県の跡津川断層帯及び阿寺断層帯を対象とした地質調査を行い、破碎帯の分布や性状の概要を把握し、断層の不均質部、副次断層及び分岐断層の形成過程について検討してきた。平成20年度は、平成19年度の追加調査(跡津川断層帯及び阿寺断層帯)を行うとともに、長さ数 km 以下の小規模な断層を対象とし、変動地形、地質構造、破碎帯の分布及び性状についての地質調査を行い、断層の発達履歴に関する調査技術の適用性の確認及び断層の形成過程のモデル化に必要な情報の取得を行った。

断層の活動性については、一般的には空中写真判読及びトレンチ掘削などによる変動地形学的調査に基づき、最近の活動履歴を明らかにする手法が広く普及している。しかし、活動性の低い活断層などは、地表に明瞭な変動地形を残さないことも考えられる。そのため、従来の変動地形学的調査に加え、構造地質や地球化学の手法を用いた調査も取り入れる必要がある。以上を踏まえ、平成19年度までは、跡津川断層帯及び阿寺断層帯を対象とした地質調査において、破碎帯の変形構造や、割れ目充填物質の鉱物組成・化学組成の概要について検討してきた。また、地下深部から放出される流体を用いた調査手法の開発の一つとして、簡易型の水素ガス測定装置を考案し、活断層帯である跡津川、阿寺、山崎断層帯及び地質断層である仏像構造線、跡倉ナップ基底断層を事例対象とした水素ガス濃度測定を行い、手法の適用性を検討してきた。平成20年度も引き続きこれらの調査を行い、断層の活動性に関連する情報を収集した。特に、流体を用いた調査手法については、水素以外のガスの測定も行った。

(2) 実施内容

1) 断層の発達履歴に関する調査技術

① 跡津川断層における事例研究

母岩における背景値(background level)を上回る断裂密度(剪断面含有率)に基づく断層周辺部のダメージゾーンの範囲について、肉眼で認定できる範囲よりも顕微鏡規模で認定できる範囲の方が広がるが、どちらの場合でも、断裂密度と距離の関係は対数グラフで直線回帰(指数則)されることが多い(例えば、核燃料サイクル開発機構, 2005¹³⁾)。断裂のすべり摩擦強度を下限とし、肉眼で認定できる断裂を含まない岩石の破壊強度を上限とした範囲において、断裂を含む岩石の剪断強度は、断裂密度が高いほど減少する(例えば、田中, 2003¹⁴⁾)。すなわち、断裂密度が高い断層は、強度が低く繰り返し活動しやすい。

このような研究を踏まえ、破碎帯の中心を形成する断層角礫と断層ガウジとの構成比を用いて、岐阜県飛騨市池ヶ原湿原から天生峠周辺の跡津川断層沿い(跡津川断層の西部)を事例対象に、断層の不

均質部について検討を行った。なお、本項における破砕帯の定義は、丹羽ほか(2008)¹⁵⁾に従う。

まず、断層角礫と断層ガウジとの構成比(F_c)について、Caine et al.(1996)¹⁶⁾を参考に、(1)式を求め、

$$F_c = (\text{fault breccia width}) / (\text{total fault core width}) \quad (1)$$

その値を平面図にプロットした(図 2.1-1)。

さらに、断層ガウジの形成環境を知るため、跡津川断層周辺の断層ガウジから採取した 41 試料を基に、定方位試料(直径 2 μm 以下の粒子)を作成し、X 線回折(XRD)分析を行った。分析した結果から、吉村編(2001)¹⁷⁾などを参考に、粘土鉱物の生成環境の推定を行った(図 2.1-2, 図 2.1-3)。なお、温度条件については、目安として、スメクタイトを含みイライト及び緑泥石を含まない場合は「低温」(約 100°C 以下)、スメクタイトを含まずイライトもしくは緑泥石を含む場合は「高温」(約 200°C 以上)、スメクタイトとイライトもしくは緑泥石が共存する場合には「中温」(約 100°C～約 200°C)と判定した。

その結果、今回の調査範囲における跡津川断層の破砕帯の特徴について、下記のことが明らかとなった。

- ・主に断層角礫から構成($F_c = 0.8 \sim 1.0$)される破砕帯は、跡津川断層の全体に分布する(図 2.1-1)。
- ・断層角礫と断層ガウジがほぼ同じ構成比($F_c = 0.2 \sim 0.8$)の破砕帯は、跡津川断層の東方では少なく、西方に多く分布する(図 2.1-1)。
- ・主に断層ガウジから構成($F_c = 0.0 \sim 0.2$)される破砕帯は、跡津川断層の全体に分布するものの、東方では少なく、西方により多く分布する(図 2.1-1)。
- ・粘土鉱物の変質帯分布から、跡津川断層の東方と西方は比較的酸性の変質帯が分布する(図 2.1-2)。
- ・粘土鉱物の変質温度分布から、跡津川断層の東方と西方は比較的高温で、中央は低温から中温である(図 2.1-3)。

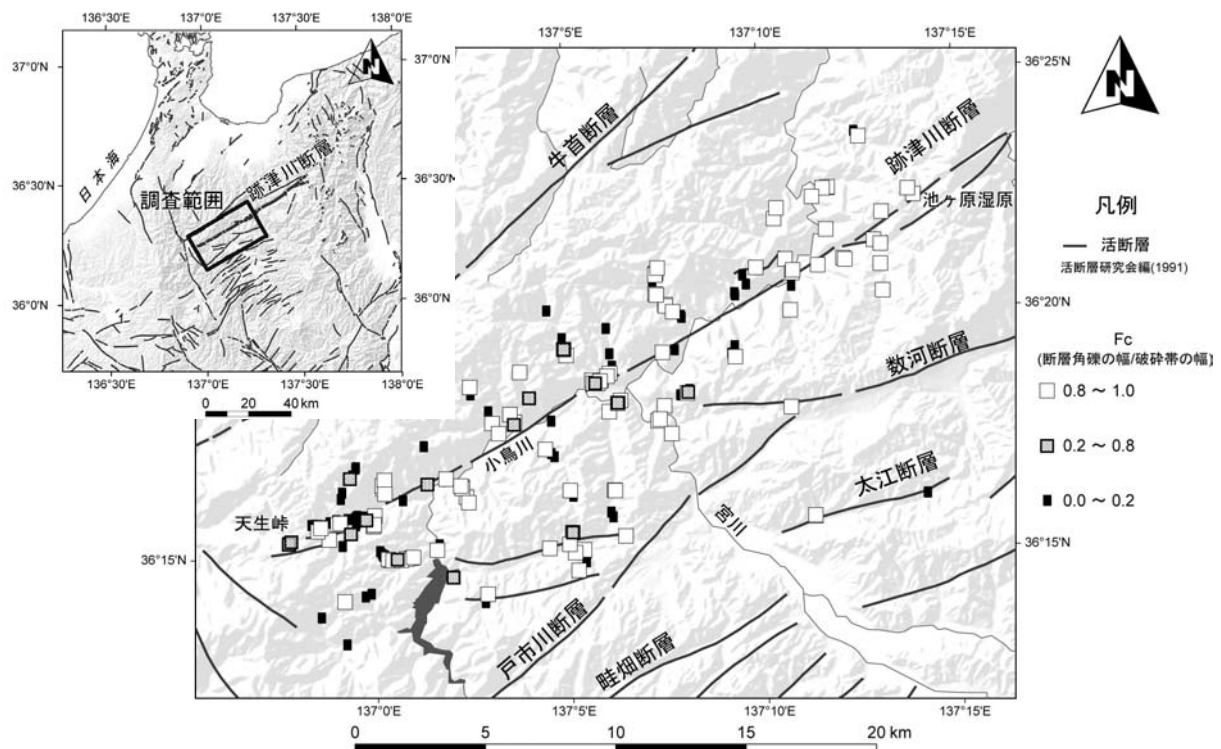


図 2.1-1 断層角礫と断層ガウジとの構成比 F_c のプロット

陰影図は、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は、活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

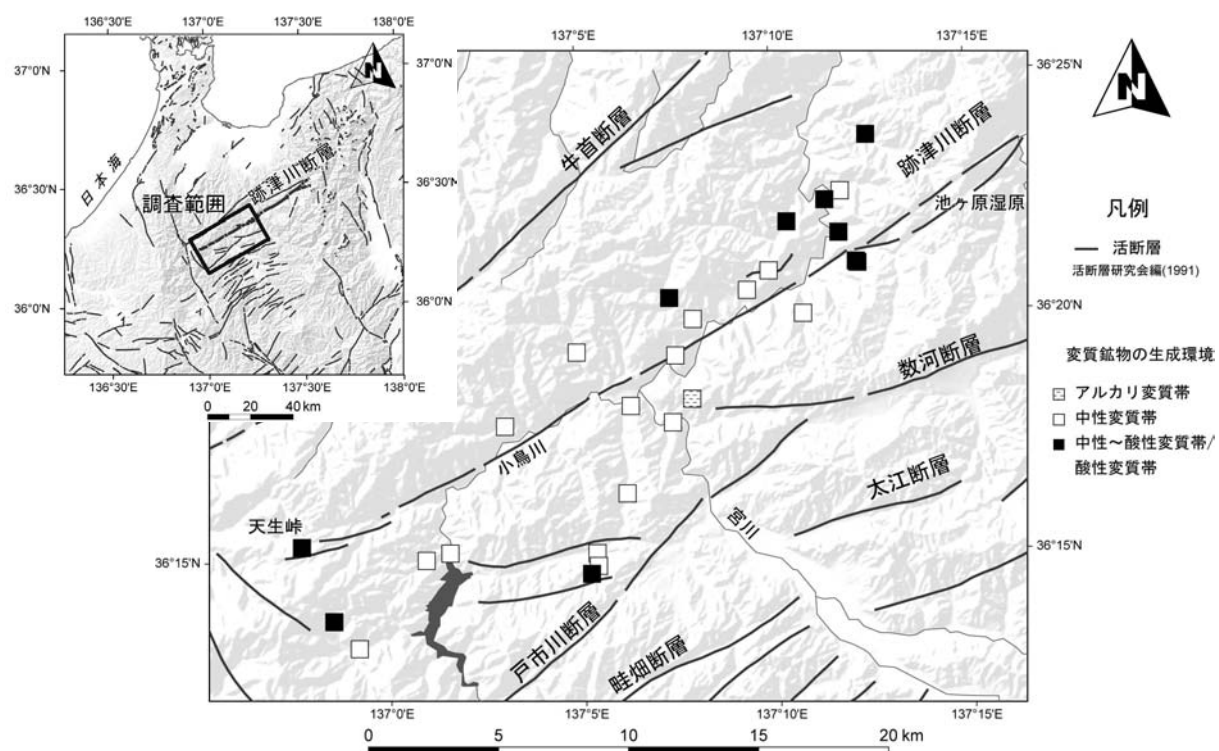


図 2.1-2 粘土鉱物の変質帯分布

陰影図は、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は、活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

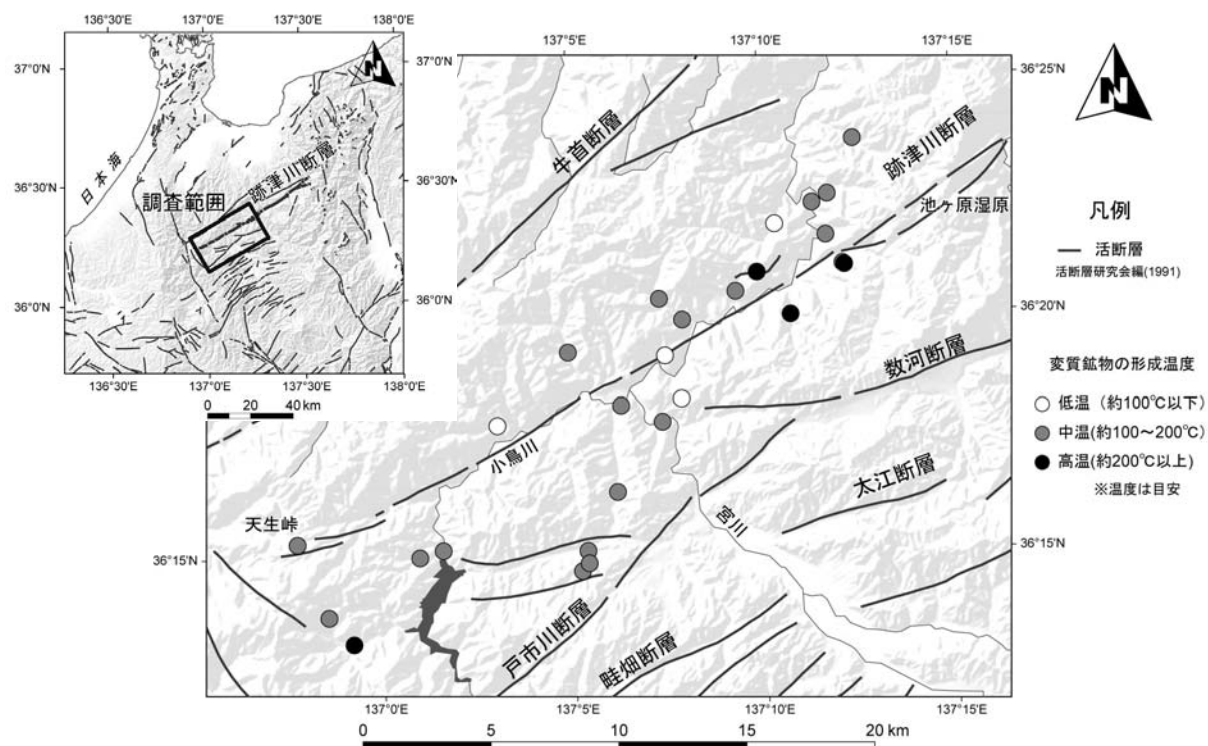


図 2.1-3 粘土鉱物の変質温度分布

陰影図は、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は、活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

以上から、跡津川断層は、調査地域の東方と西方で断層破碎帯の構成が異なることや、断層破碎帯の粘土鉱物の変質帯及び変質温度が異なることから、主断層沿いに不均質な構造であることがわかった。一方、主断層に直行する方向については、断層周辺には割れ目 (fracture, microfracture) や付随的な断層 (subsidiary fault) が発達し、主断層に向かって分布密度が増加することが知られている (例えば, Chester and Logan, 1986²⁰; Faulkner et al., 2006²¹)。また、破碎帯の幅は第四紀変位量と比例していることが知られている (例えば, 松田ほか, 2004²²)。跡津川断層の場合、こうした主断層に付随した破碎帯の分布密度や破碎帯の幅は、主断層から離れるに従い減少する傾向にある (草野ほか, 2009²³)。すなわち、このような破碎帯などの断裂密度が高い範囲を、断層活動の影響範囲として捉えた場合、母岩における背景値の空間分布や、背景値からの偏差 (主断層沿いへの断裂構造の偏在の程度) 及び空間変化率 (断裂密度変化率) の分布の把握及び地形学的特徴 (例えば、変位量分布) の把握などが重要と考えられる。

②阿寺断層における事例研究

平成 18 年度の調査・研究では破碎帯の活動履歴を明らかにすることを目的として、岐阜県中津川市川上の断層露頭を事例対象に、詳細な地質調査と貫入岩の年代測定 (カリウム・アルゴン (K-Ar) 法) を行った結果、活断層トレース付近において、更新世以降の断層活動に伴う主な破壊面は、特定の幅数 m の範囲に集中していた可能性が示された (丹羽ほか, 2006a²⁴; 丹羽ほか, 2006b²⁵)。平成 19 年度の調査・研究では、阿寺断層帯の主断層と共役方向の断層 (副次的な断層) を事例対象に、割れ目や小断層の分布及び充填鉱物とその性状について地質調査、薄片観察及び年代測定結果の整理を行った。その結果、阿寺断層帯の主断層と共役方向の各断層も、断層の起源が数 Ma 以前にさかのぼれることが明らかになった。また、肉眼観察や XRD 分析の結果から、阿寺断層西側の白川断層は、カオリナイトからなる白色脈や、鉄水酸化物を主体とする褐色脈がしばしば発達する特徴がみられ、脆弱化した部分は、断層破碎帯に沿って地表付近の酸化的な天水による変質を被ることにより形成されたことが示唆された。平成 20 年度の調査・研究では、これらの事例研究の成果を整理するとともに、フィールドデータが不足している部分を抽出し、追加の調査と断層帯の形成過程について検討を行った。

本項では、この成果を整理したデータから、阿寺断層帯の主断層と共役方向の断層 (図 2.1-4) の形成過程について検討するため、破碎帯での元素の濃集や溶出、LOI (強熱減量) から風化度や粘土鉱物の結晶水量の増減 (地盤工学会, 1979²⁶) 及び化学的風化指標値 (例えば, WPI, PI, SAR) (例えば, 大見ほか, 1975²⁷; 関, 1998²⁸; 吉村編, 2001¹⁷) に着目し、化学分析の結果の整理 (図 2.1-5, 図 2.1-6) を行った。

その結果、LOI が高い地点では、二酸化ケイ素 (SiO_2) の値が低かった (図 2.1-5)。吉田ほか (2009)²⁹ の阿寺断層における研究によると、母岩側から断層に近づくに従い、ナトリウム (Na) やカリウム (K) が溶出する傾向にあることから、断層運動に伴うマイクロクラックを地下水が浸透することによって、変質しやすい斜長石や黒雲母などから Na や K が溶脱したと推定している。本分析でも、元素のうちカルシウム (Ca)、マグネシウム (Mg)、鉄 (Fe) が高い地点で K の値が低いなどの傾向は得られているが、詳細については現在検討中である。また、川上の断層露頭の SiO_2 や LOI の値から変位の集中部 (31~36) において顕著な変化を示す (図 2.1-6) ことから、変質を被る範囲が推定できる可能性が示された。

以上のように、破碎帯の化学的特徴から、破碎帯の風化の程度の違いや化学組成から、主断層と共役方向の各断層の形成過程が推定される可能性が示唆されており、また、変質を被る範囲が推定される可能性も示唆された。このような化学組成を用いた調査法は、断層の形成過程を推定する手法として有効であり、主断層と共役方向の断層との交差部の変動地形や断層破碎帯との比較や他の調査地や岩体での具体的な研究事例の蓄積が重要と考えられる。

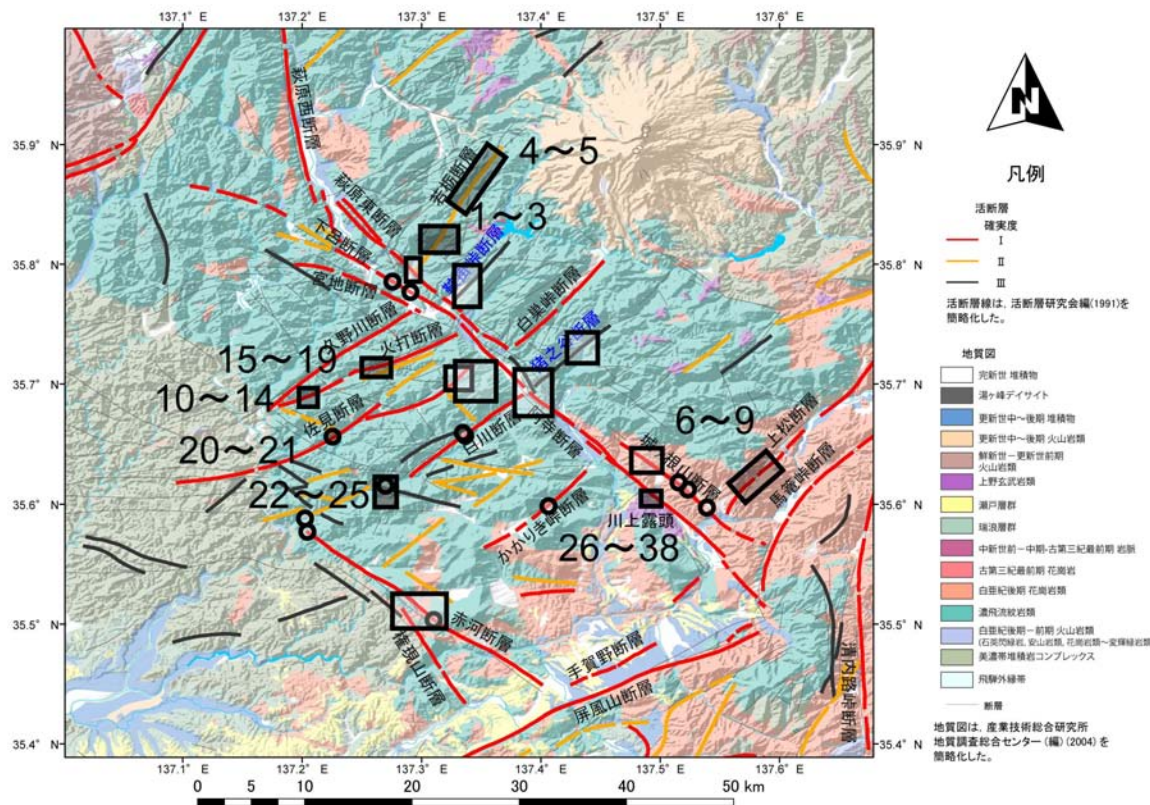


図 2.1-4 阿寺断層帯及びその周辺の調査範囲

○, □: 調査位置 (番号付きハッチからの試料で化学分析を実施)

陰影図は、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は、活断層研究会 (1991)¹⁹⁾を編集した。

地質図は 20 万分の 1 シームレス地質図 (産業技術総合研究所, 2007³⁰⁾)を簡略化した。

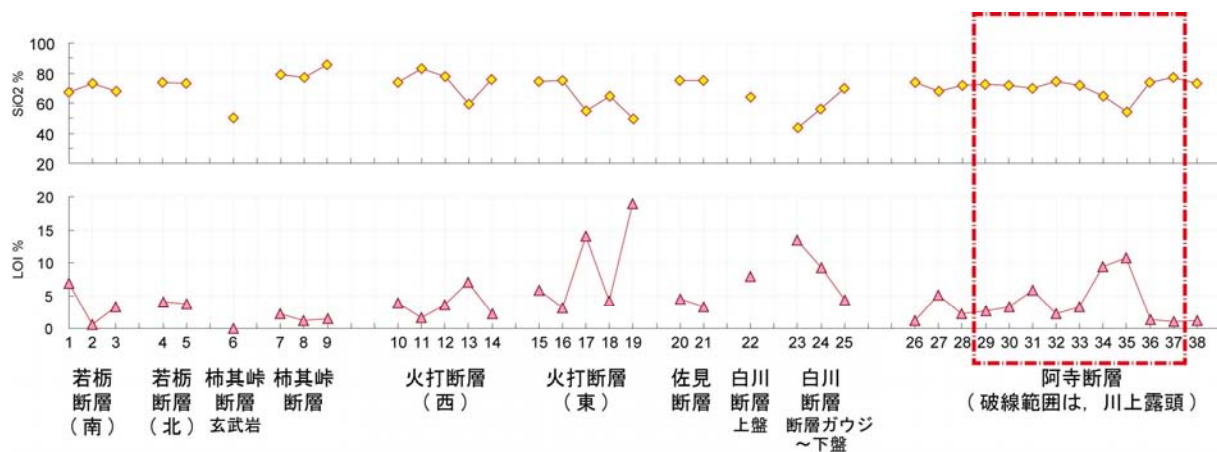


図 2.1-5 阿寺断層帯の断層破碎帯の化学分析結果

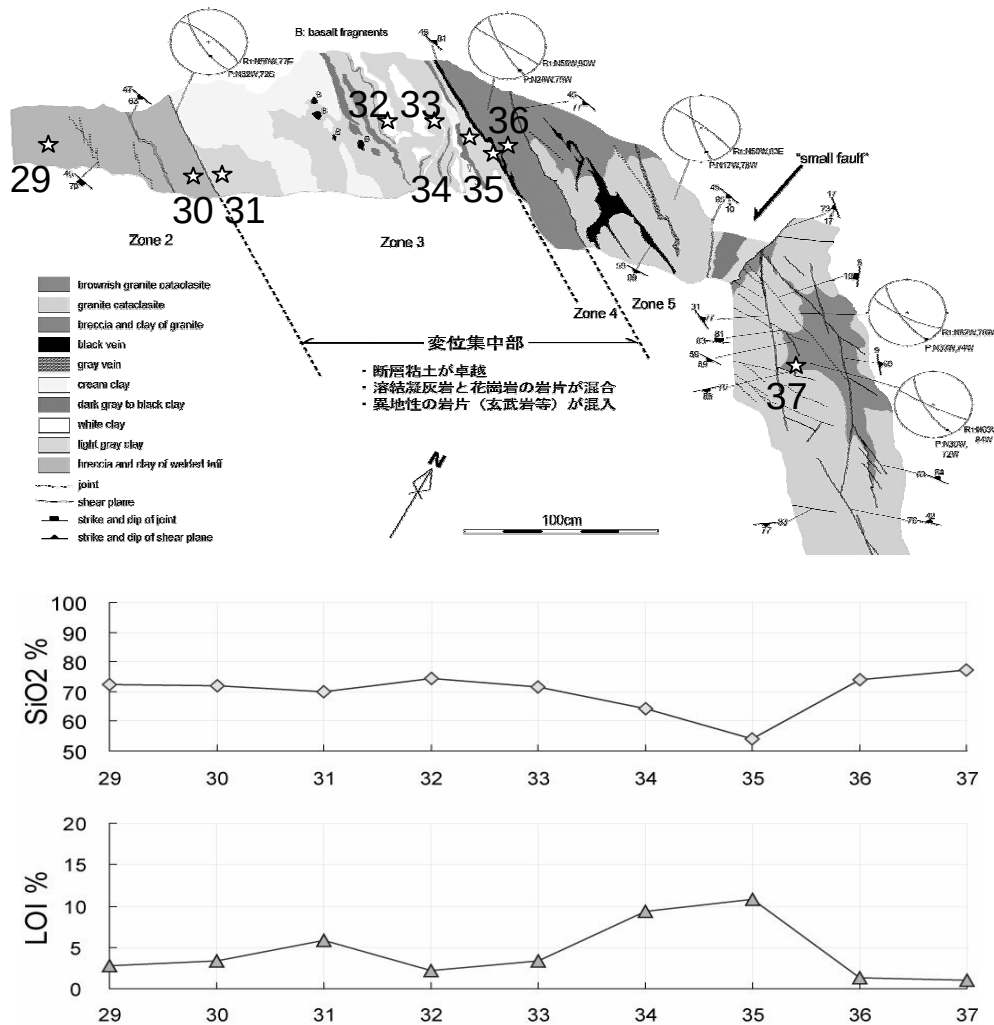


図 2.1-6 川上地域の露頭スケッチと化学分析結果(スケッチは野原ほか, 2008³¹⁾)

☆29～37 は図 2.1-5 の分析位置

③長さ数 km 程度の小規模な断層における事例研究

長さ数 km 以下の小規模な断層を対象とし、変動地形、地質構造、破碎帯の分布及び性状についての地形・地質調査を行った(楮原ほか, 2009a³²⁾; 楮原ほか, 2009b³³⁾)。地形・地質調査は、岐阜県飛騨市古川町杉崎で行われたバイパス工事に伴う斜面の開削によって出現した断層露頭を対象に行った。杉崎は、北側へ約 3.5 km の跡津川断層帯数河断層(確実度Ⅱ, 活動度 C)(活断層研究会, 1991¹⁹⁾)と南側へ約 3.5 km の高山-大原断層帯のリニアメント(確実度Ⅲ, 活動度不明)(活断層研究会, 1991¹⁹⁾)の中間に位置する(図 2.1-7)。

露頭で出現した断層は、「新編日本の活断層」(活断層研究会, 1991¹⁹⁾)で確実度Ⅲとされた断層(以下、「太江断層」)にほぼ一致する。また、地質図上では、中・古生代の飛騨変成岩類・船津花崗岩類と後期中生代～前期白亜紀の手取層群を境とする断層と解釈されている(野沢ほか, 1975³⁴⁾)。一方で、近年に発行された活断層図では、活断層と見なされておらず(中田・今泉, 2002³⁵⁾)、この断層の性状に関しては不明である。

空中写真判読と露頭観察の結果から、太江断層は北側隆起を伴う右横ずれ断層であると判断される。本露頭は、太江川に発達する 2 段の段丘面のうち、高位の段丘面(I 面)が開削されたもので、I 面下の地層が露出する(楮原ほか, 2009a³²⁾)。ここでは、風化花崗岩と花崗岩類の礫を含む砂礫層が、

N74°W67°NE の断層面(図 2.1-8;露頭中央)で接する。風化花崗岩類は地質図から、船津花崗岩類と推定され、岩盤中に小規模な断層が発達している。断層近傍の花崗岩類並びに砂礫層は、破碎を受け粘土化している。なお、断層面の地表部は人工改変などで削剥されており、断層面の形状と段丘面の変形の関係を、直接観察することはできなかった。鏡下では、深成岩(花崗岩質～花崗閃緑岩質)、カタクレサイト(花崗岩質～花崗閃緑岩質)起源の岩片、鉱物片が全体の 30%程度を占め、カタクラスティック状の組織が観察される。また、鉱物中及び鉱物周辺には割れ目が発達し、斜長石、石英などの鉱物片の粒間を粘土鉱物が埋めている(図 2.1-9 の a, b)。基質は、粘土鉱物(緑泥石、ス멕タイト)が卓越し、他に石英、細粒鉱物片が含まれる。部分的に色が濃い部分は、粘土鉱物中に水酸化鉄鉱物を多く含む。方解石脈は、細脈で連続性が悪い。破断面では、部分的に弱い主剪断面(Y)とそれに斜交する P 面を示唆する複合面構造が観察される(図 2.1-9 の a)。

断層下盤の砂礫層は、赤色風化したくさり礫を多く含み、露頭で確認できる層厚は 15 m 以上である。この砂礫層では、傾斜不整合が 3 面認められ、下部ほど断層運動(上下変位)に伴った引きずり変形が著しい。このことから、断層活動の繰り返しによって変位が累積していると判断される(楮原ほか、2009b³³⁾)。さらに、断層露頭の最上段では、I 面構成層である崖錐性堆積物に、花崗岩類が衝上しており、断層面の傾斜に沿った変位量は約 50 cm である。この断層面の地表東方延長は I 面の撓曲部にあたる。崖錐性堆積物や砂礫層の年代が不明であるため、本断層の活動履歴や最新活動時期については言及できない。しかし、以上の観察結果及び地形調査結果から I 面形成以降、太江断層が活動したことは明らかである。

以上から、太江断層は跡津川断層と同じ運動センスの活断層である可能性が示唆される。跡津川断層帯を構成する断層は、北西隆起を伴うことが知られている(例えば、活断層研究会、1991¹⁹⁾、地震調査委員会、2004³⁶⁾)。一方、高山-大原断層帯(図 2.1-7)を構成する断層は、跡津川断層ほど明瞭ではなく、隆起の向きにばらつきがあるものの、大局的には南東隆起を示す。こうした変位様式の違いは、本地域の地形に表現されており、本地域の活断層のグルーピングを検討する際の指標の一つになりうると考えられる。そうした場合、太江断層は、跡津川断層帯に属し、その南縁を限る活断層と推察される。本断層のグルーピングに関しては、地質調査に加え、物理探査を行うなど本地域の地下構造と併せて考える必要があるが、この地域のような山間部に発達する断層構造の連続性を検討する上で、本断層の構造を理解することは重要である。

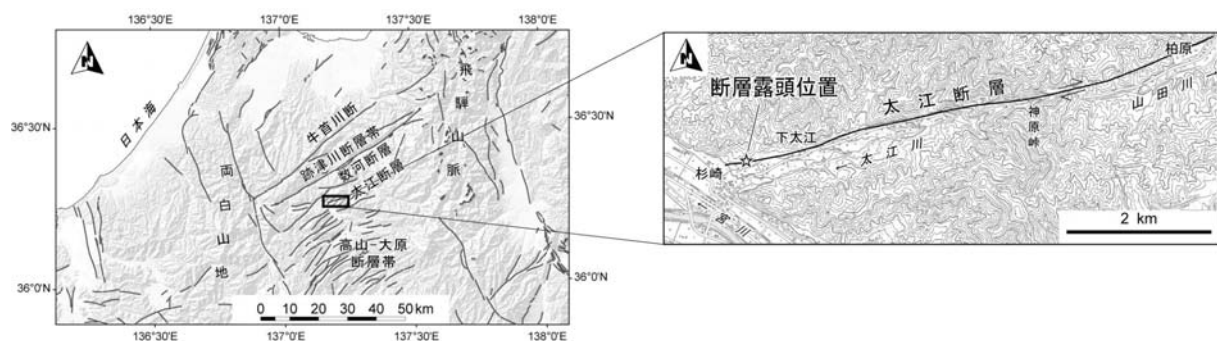


図 2.1-7 飛騨市古川町杉崎の断層露頭位置

左図の陰影図は、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。
 右図の背景図は、国土地理院発行の数値地図 25000「高山」³⁷⁾を用いて作成した。
 活断層の分布は、活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

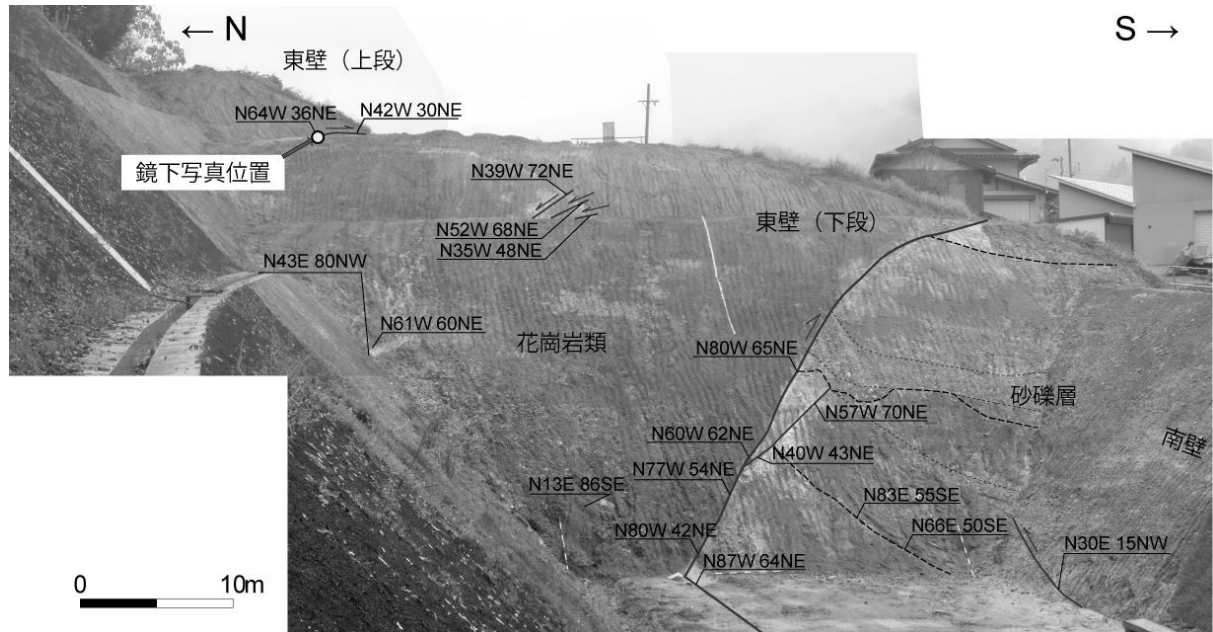


図 2.1-8 飛騨市古川町杉崎の断層露头全景

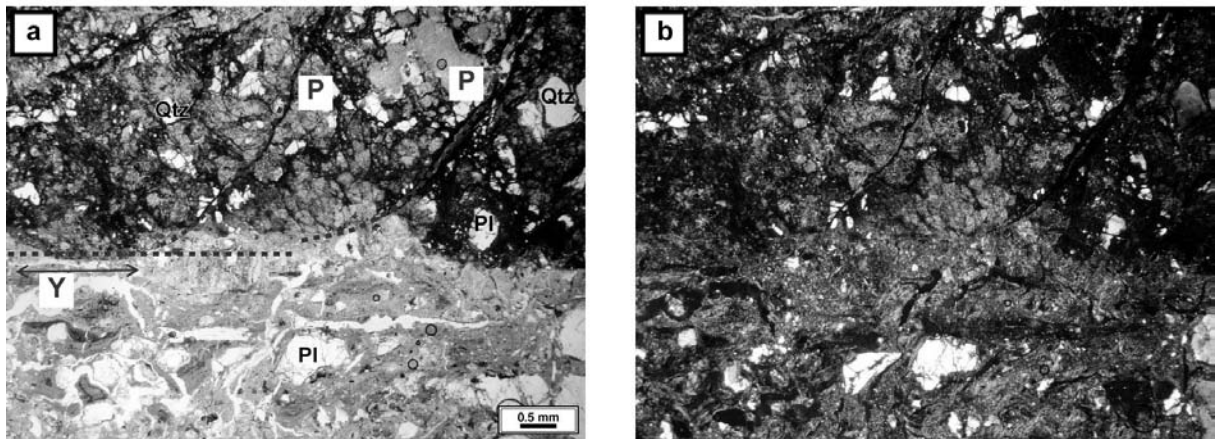


図 2.1-9 破砕帯の鏡下写真

断層(カタクレサイト, 断層ガウジ)の偏光顕微鏡写真(a: オープンニコル, b: クロスニコル)

CM: 粘土鉱物, Pl: 斜長石, Qtz: 石英

2) 断層の活動性に関する調査技術

平成 19 年度の調査・研究では、地下深部から放出される流体を用いた調査手法の開発の一つとして、活動度が低い活断層の地球化学的、地質学的な特徴の把握と、その特徴を基にした調査技術の検討を行った。そして、簡易型の水素ガス測定装置(Shimada et al., 2008³⁸⁾)を使用し、活断層帯である跡津川断層、阿寺断層帯及びその周辺、山崎断層帯、地質断層とされている跡倉ナップ基底断層を事例対象とした原位置での水素ガス濃度測定を行い、活動度が低い断層の地球化学的、地質学的な特徴について、典型的な活断層と地質断層の水素ガス濃度の違いから比較・検討した。この結果、活断層である跡津川断層では最大濃度が 6,097.4 ppm, 阿寺断層では最大濃度が 26,104.9 ppm, 山崎断層では最大濃度が 17,640.3 ppm, 地質断層とされている仏像構造線では最大濃度が 2,162.2 ppm, 跡倉ナップ基底断層では最大濃度が 729.7 ppm であった(草野ほか, 2009²³⁾)。このように、多地点における数時間の水素ガス濃度測定によって、水素ガスの顕著な放出が各活断層において確認されている。また、水素ガス濃

度やその時間変化については、複数の断層において地質構造による依存性が認められる。

平成 20 年度は、断層の活動性について、平成 19 年度までの調査で事例対象とした断層に加え、逆断層である山形盆地断層帯を事例対象とした水素ガス濃度測定を行い、逆断層の地球化学的、地質学的な特徴について、地震活動が活発な地域とそうでない地域、活断層に近い地域と離れている地域の断層ガス濃度の違いから比較・検討した(図 2.1-10)。山形盆地断層帯は、山形盆地の西縁に位置する活断層帯で、その中央部に分布する寒河江-山辺(さがえ-やまのべ)断層及び村木沢(むらきざわ)断層(地震調査委員会, 2007³⁹⁾)を含む範囲で測定を行った。これらの断層はおおむね南北に分布し、山辺町の市街地付近で東方に張り出す形状を示す。断層面の傾斜は、山形県(1998)⁴⁰⁾、山形県(1999)⁴¹⁾や産業技術総合研究所(2006)⁴²⁾の調査結果から、地表付近で西傾斜と考えられ、断層面下端の深さは、地震発生源の下限を目安に 15 km と推定されている(地震調査委員会, 2007³⁹⁾)。本断層の平均変位速度は、1 m/千年程度の可能性があるとされている(地震調査委員会, 2007³⁹⁾)。

調査地域(図 2.1-10; I ~ III 地区)の地質は、下位より、新第三系の杉山層(杉山泥岩部層、本郷層の十八才火砕岩部層、橋上砂岩部層、葛沢シルト岩部層)と大谷層で構成され、それらを第四系の段丘礫層や沖積層が不整合に覆っている(大場ほか, 1979⁴³⁾)。山形盆地断層帯周辺では、ガス田が報告されており(例えば、山形県, 1956⁴⁴⁾; 牧・柴田, 1961⁴⁵⁾)、そのガス田の地球化学的研究も進められている(牧・柴田, 1961⁴⁵⁾)。山形盆地断層帯は、活断層の地表トレース(中田・今泉, 2002³⁵⁾)付近に基盤岩類の分布が少ないため、断層の西側にみられる隆起側の露頭を調査した。測定は、断層、節理、層理面を対象に行った。なお、調査地域の北側には比較的浅い震源(0~10 km)、南側には比較的深い震源(10~20 km)が分布する。

水素ガス濃度測定の結果、活断層の地表トレース(中田・今泉, 2002³⁵⁾)に近づくほど、水素ガス濃度は高くなる傾向が見られた(I, II 地区)。また、微小地震の多いところ(III 地区)で、高濃度の水素ガスが確認された(図 2.1-10 の a)。メタンガス濃度は、微小地震の多いところで大気濃度(2007 年現在⁴⁶⁾; 約 1.8 ppm)よりも高濃度の 460 ppm の放出が確認された(図 2.1-10 の b)。二酸化炭素ガス濃度は、各測定地点で大気濃度(2007 年現在⁴⁶⁾; 約 380 ppm)と比べ、20~80 ppm 程度高く、活断層の地表トレース付近の地点で最も高濃度の 462 ppm、次いで微小地震の多いところで 433 ppm の放出が確認された(図 2.1-10 の b)。

以上のように、逆断層帯周辺における水素ガス、メタンガス、二酸化炭素ガス濃度の傾向を把握した。今回の結果から、断層帯周辺ではガスの移行経路となりやすい構造が形成されている可能性があり、地震活動に伴って、ガスが地表に放出される可能性が示唆される。しかしながら、断層の活動性や地震との関係についてさらに検討を進めるためには、断層帯周辺で確認されるガスの起源及び長期的な変動傾向を把握するとともに、震源分布やそのメカニズム、地質構造、水平地殻歪などとの比較が必要と考えられる。

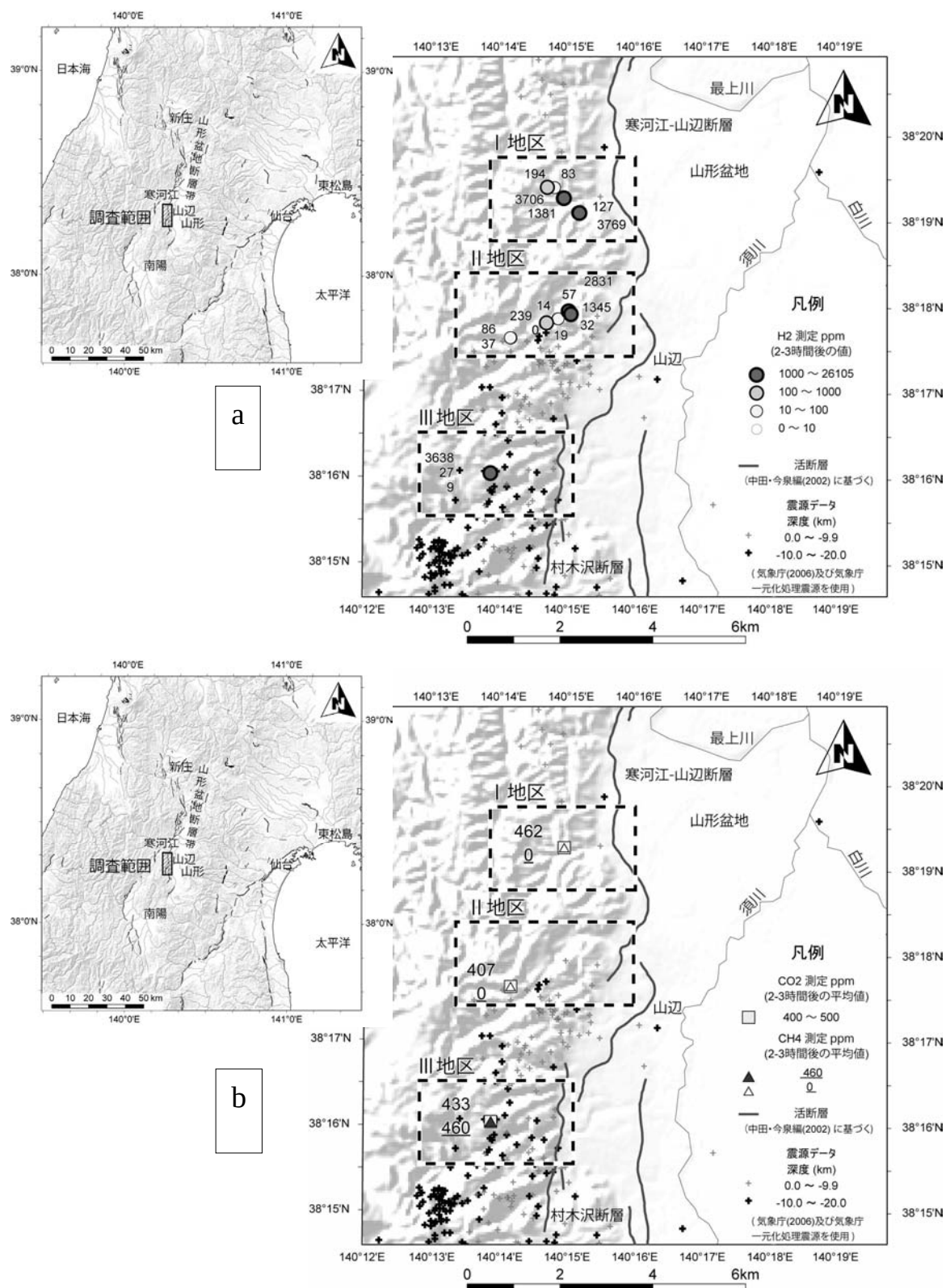


図 2.1-10 山形盆地断層帯における断層ガス測定結果

(a: 水素ガス濃度, b: メタンガス・二酸化炭素ガス濃度)

陰影図は、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ⁴⁷⁾、活断層の分布は、中田・今泉(2002)³⁵⁾、震源データは気象庁(2006)⁴⁸⁾を用いて作成した。

2.2 地震・断層活動の影響評価モデルの開発

(1) 目的

断層活動が周辺岩盤に及ぼす影響としては、主に、岩盤の破碎や地層の変形(地形変化)といった力学的影響と、それらが岩盤の透水性を変化させることによる水理学的影響が挙げられる。

断層活動による力学的影響は、断層の不均質部、副次断層及び分岐断層の形成に伴い変化することを考慮する必要がある。平成 19 年度までの調査では、岩盤の破碎については、跡津川断層帯及び阿寺断層帯を事例対象とした地質調査により、断層帯周辺岩盤の小断層、割れ目、充填鉱物などの広域的な分布と性状について明らかにし、岩盤の破碎が及ぼす力学的影響範囲に関する検討を行った。地層の変形については、徳島県の中央構造線を事例対象とした空中写真判読と地殻変動解析(Coulomb3.0; Lin and Stein, 2004⁴⁹⁾; Toda et al., 2005⁵⁰⁾; 遠田ほか, 2002⁵¹⁾; 遠田, 2006⁵²⁾)及び跡津川断層帯、養老-桑名断層帯を対象とした GPS (Global Positioning System; 全地球測位システム) データの解析を行い、断層帯の構造の不均質性を踏まえた地層の変形の特徴について明らかにした。さらに、岩盤の破碎や地層の変形による力学的影響を把握するための調査手法の開発の一つとして、DEM (Digital Elevation Model; 数値標高モデル) データを利用した地形要素解析技術の検討を行った。平成 20 年度は、地層の変形に関わる力学的影響について、徳島県及び愛媛県の中央構造線における空中写真判読結果と Coulomb3.0 の計算結果の妥当性を現地で検証するため、変形した地層の測量や段丘の年代測定などを行い、解析結果とフィールドデータとの整合性について検討を行った。さらに、断層帯の形成過程と力学的影響との関係についてのモデル化のため、断層の不均質部、副次断層及び分岐断層などの形成過程に関するアナログ実験や数値解析などの研究事例に関する情報の収集・整理を行った。また、DEM データを利用した地形要素解析技術については、破碎帯の分布とその不均質性が地形に与える影響や地層の変形などに関する情報を統一基準で効率よく収集することを目的に、これまでの検討結果を踏まえてアルゴリズムを構築し、基本的なプログラムの開発を行うとともに、断層・岩盤ごとの特徴的な地形要素の抽出を予想的に行った。

一方、断層活動に伴う水理学的影響については、平成 19 年度まで、断層の分布・形状と断層活動による地形変化を考慮した広域的な地下水流動解析に関する研究を「5.1 地質環境の長期挙動に関する予測・解析モデルの構築」の中で実施してきている。しかしながら、断層の透水構造についての情報は、未だ十分に得られているとは言い難い。このため、平成 20 年度は、影響評価モデルに必要な断層における透水構造の不均質性に関連する情報収集を行った。

(2) 実施内容

1) 断層帯における力学的影響モデルの検討

① 地層の変形にかかわる力学的影響

愛媛県の中央構造線活断層系(図 2.2-1)を事例に、地表の活断層トレースに基づく断層モデルを作成し、ディスロケーションプログラム Coulomb3.0 を使って断層が活動した際の歪変化を計算し、それを基に上下変位、体積歪を見積もった(図 2.2-2)。断層モデルは、愛媛県西条市丹原付近から愛媛・徳島県境(境目峠)付近までの約 80 km に分布する「川上断層(桜樹屈曲以東)」「岡村断層」「石鎚断層」「畑野断層」「寒川断層」「池田断層(境目峠以西)」について作成し、モデル化には、後藤・中田(2000)⁵³⁾に記載された活断層の地表トレースを参照した。

解析領域は、モデル化した断層を含む東西 60 km × 南北 60 km の範囲とし、水平 0.2 km、深度方向には 1 km のメッシュに分割して計算を実施した。Coulomb3.0 では、Okada(1992)⁵⁴⁾の半無限弾性体を用いており、解析領域内の弾性係数は、ポワソン比 0.25、ヤング率 8.0×10^5 bar を用いた。また、各断層面はすべて一様で地表に達するものとし、断層面の上端深度を 0 km、下端深度を 15 km と設定し、その摩擦係数は、サンアンドレアス断層など典型的な横ずれ断層で得られた値(Harris and Simpson, 1998⁵⁵⁾)から 0.4

とした。各断層モデルに与えた横ずれ変位量は堤・後藤(2006)⁵⁶⁾に示された値とした。なお、トレンチ調査などから(例えば、岡田, 1968⁵⁷⁾; 岡田・堤, 1997⁵⁸⁾; 中田・後藤, 1998⁵⁹⁾), それぞれの断層が横ずれ成分だけではなく、わずかな縦ずれ成分を持つことが指摘されているため、それらの縦ずれ量を基に、モデルでは各断層は横ずれ変位量の 20% 程度の上下変位成分を有するものとした。

対象地域において、領家帯と三波川帯の地質境界をなす狭義の中央構造線は北傾斜と考えられている(例えば、岡田, 1985⁶⁰⁾; 伊藤ほか, 1996⁶¹⁾) が、現在活動的な中央構造線活断層系は、断層トレースが直線的で、右横ずれ変位が卓越することから、地表付近では高角からほぼ鉛直の断層面を有すると考えられる(例えば、岡田・堤, 1990⁶²⁾)。現状において、地表付近の高角な活断層系と物質境界との関係は十分に捉えられておらず、活断層系が地下において地質境界と一致し、断層面が低角となる可能性と、地質境界とは独立して存在し、地震発生層に至るまで高角な断層面をなす可能性の両方が考えられる(伊藤ほか, 1996⁶¹⁾)。本研究では、まず、各断層の断層面の姿勢による上下変位量分布の違いを検討するため、既存の知見・解釈を踏まえて、(a)一律の鉛直断層モデル、(b)地表変形の相対的隆起側に傾斜する高角断層モデル、(c)地表付近では高角(b)に準拠とし、地下深部では地質境界断層に沿って低角化する低角断層モデルの 3 ケースを設定した(図 2.2-2)。各モデルより得られた上下変位量とその広がりについて比較すると、いずれも広範の地形との整合性に欠けてはいるが、ケース(c)では断層近傍に限り現地形との上下変位傾向の一致がみられた。

現在、モデル計算によって求められる上下変位・体積歪分布と、活断層沿いの断層変位地形や地形配置を比較し、モデルの妥当性の検証を進めている。今後、横ずれ断層の活動に伴う周辺岩盤の変形領域を推定する手法として、断層モデルを使った数値解析の有効性を評価する。

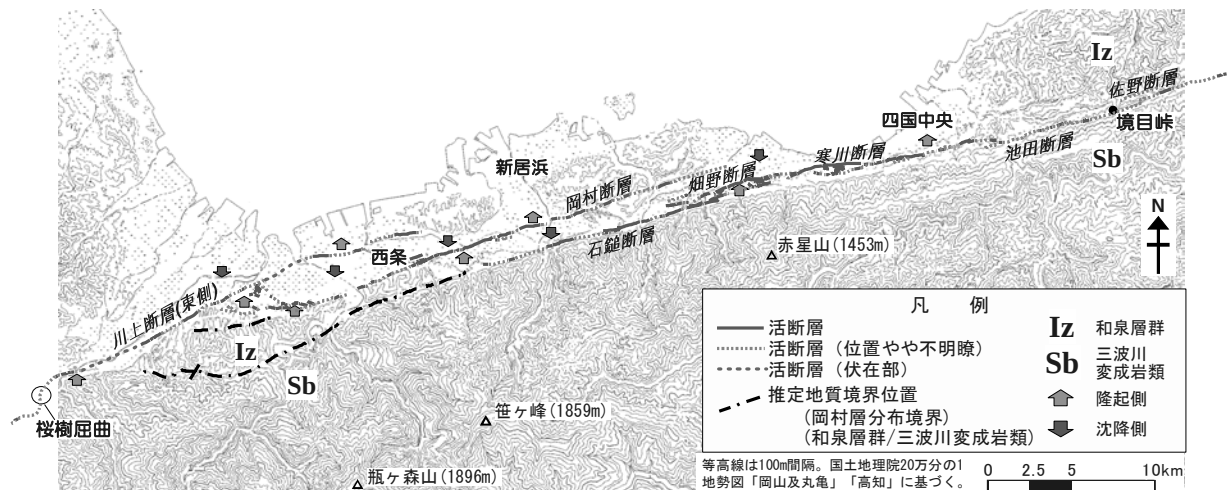


図 2.2-1 地形から推定される中央構造線活断層系沿いの上下変位センス分布

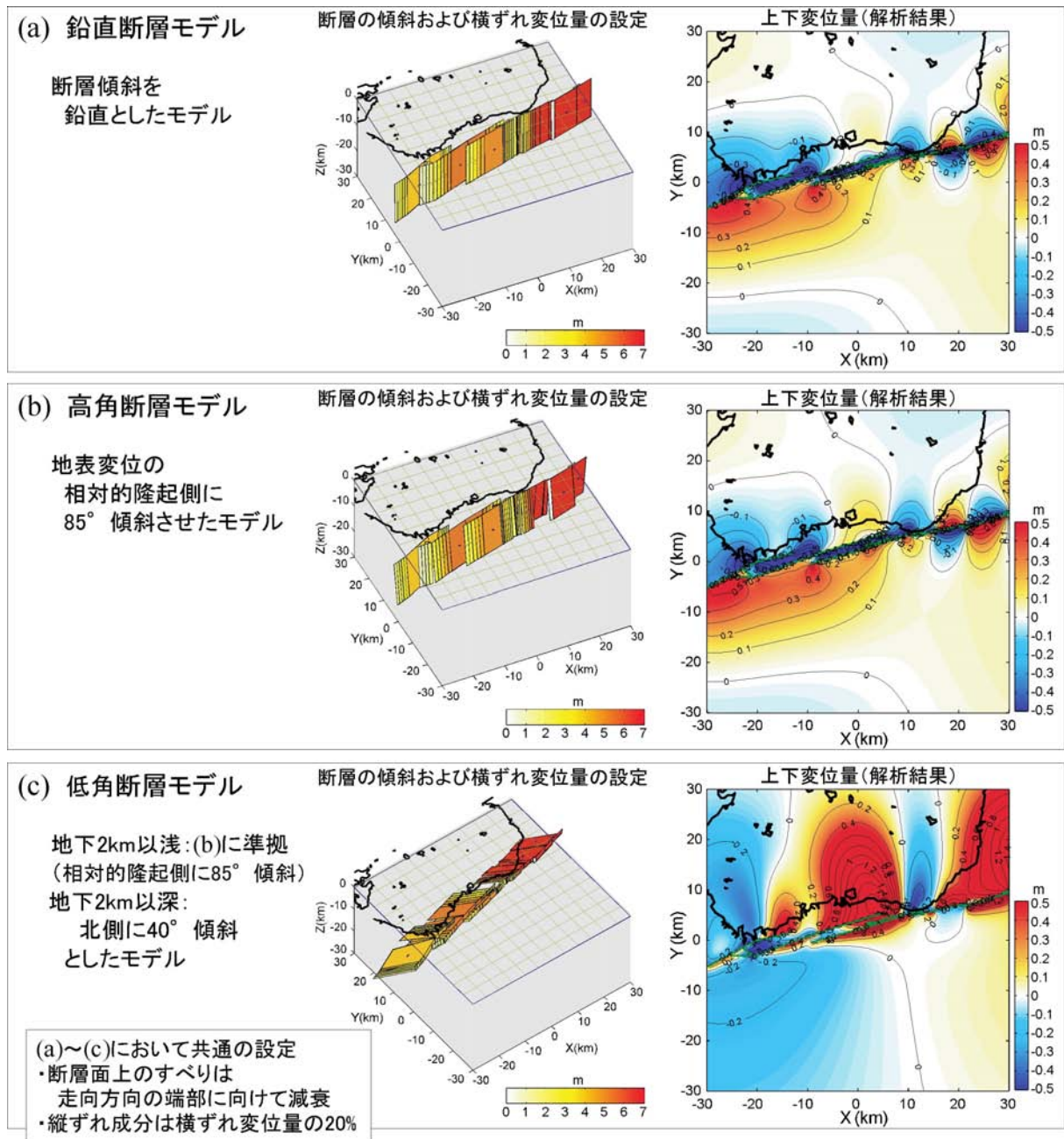


図 2.2-2 断層モデルの傾斜による上下変位量分布解析結果の違い

②断層帯の形成過程と力学的影響との関係についてのモデル化

断層帯の形成過程と力学的影響との関係についてのモデル化に必要な、断層の不均質部、副次断層及び分岐断層などの形成過程に関するアナログ実験や数値解析などの研究事例に関する情報の収集・整理を行った。

断層活動に伴う岩盤・地表変形及び地質構造形成モデルに関する文献調査を実施し、その結果を踏まえて、既存の知見を体系的に整理するとともに、モデル作成のための基礎データや考慮すべきパラメータについて検討した。

断層発達過程のモデル化の手法には、バランス断面法に代表される地質断面形態の幾何学的復元モデル、砂や粘土、ビーズなどを用いたアナログモデル、有限要素法や境界要素法、粒子法を用いた数

値シミュレーション(デイスロケーションモデル)が挙げられる。ここでは、地質構造形成モデルに関する既往研究の概要を示す。

(i) バランス断面法

バランス断面法は、断層上盤の体積や地層の長さが、断層変位や褶曲の成長によって変化しないという前提で断面構造を解析する方法である。褶曲構造は地下の断層運動によって規制されているという断層関連褶曲理論に従うことから、褶曲構造の形態から地下の断層の形態を推定することが可能である(例えば、Shaw and Suppe, 1994⁶³; Okamura, 2003⁶⁴)。本解析法は、一般には、衝上断層や正断層、デコルマン(特定の地層から上の一連の地層が、下位の地層から分離し、下盤とはほとんど無関係に変位変形している構造⁶⁵)、デコルマ面ともいい、付加体中やプレート境界付近の構造を示す場合が多い)の活動によって形成される断層関連褶曲の変形部の復元(例えば、楮原ほか, 2006⁶⁶)などの限られた構造に適用されている。

(ii) アナログモデル

アナログモデル実験は、1970年代から地下資源探査技術の一端を担い、地質構造の形態とその形成過程を検討する際の有力な手法として数多くの実験が行われてきた(例えば、山田・服部, 1998⁶⁷)。その結果、この方法によって伸長・圧縮・横ずれの応力場にある、様々な地域のテクトニクスを解釈するのに大いに役立った。また、相似則を満たしたモデル実験が行われるようになったことで、再現しようとする地質構造のテクトニクスを定量的に知ることができるようになった。さらに最近では、実験結果を画像解析することによって、数値化情報として変形を可視化することが行われている(例えば、山田・松岡, 2005⁶⁸)。

以下に、アナログモデル実験と地質調査結果から、逆断層・横ずれ断層それぞれの特徴を紹介する。

a) 逆断層

逆断層帯は、一般に低角な断層面を持つ場合が多く、そのため活断層のトレースは地形に応じて出入りに富む形状を呈しながら、弓状に湾曲する場合が多い。また、新たな逆断層が順次形成され、断層が数条にわたって併走する例(例えば、imbricate thrust/duplex thrust(例えば、楮原ほか, 2006⁶⁶))も見られる。山際の逆断層から盆地内の堆積層に低角な断層が派生する Thrust-front migration (Ikeda, 1983⁶⁹)は、こうした複雑性を生む発達過程の一つであり、横手盆地東縁断層帯のみならず、伊那谷断層帯などでも指摘されている(Ikeda, 1983⁶⁹)。

断層変位量は、断層面上端に向かって漸減するため、多くの場合、断層上盤には、褶曲変形や引張性の亀裂が生じている(Philip and Meghraoui, 1983⁷⁰)。また、断層末端部でも類似の変位量低下が生じ、明瞭な断層崖を伴う逆断層地形から活褶曲地形へと変化するなどの特徴も見られる。このような断層変位の累積は、断層帯を横断する水系、特に流路変遷をもたらすことから、水系網の発達様式と地域の地殻変動との間には密接な関係があると考えられる。

また、リーデル剪断をはじめとして、活断層周辺には、小規模な副次断層が形成される事も多く、例えば、1980年 EL Asnam 地震(Ms7.3)では主な逆断層の上盤に、正断層、逆断層、横ずれ断層、引張性亀裂など、変位様式・方向の異なる小さな断層が出現したことが報告されている(Philip and Meghraoui, 1983⁷⁰)。

モデル実験から、断層面の形態は、断層上盤に形成される地質構造の形態に大きな影響を与え、断層面形態と断層変位量が地質構造の形態を規制する重要なパラメータと言える。

b) 横ずれ断層

横ずれ断層帯では、逆断層や正断層に比べ直線的な平面形態を呈する。活断層分布の不連続部であるステップを破壊が進展する事例(Wesnosky, 1988⁷¹; Harris and Day, 1993⁷²)や、雁行する断層の伸長によって、断層間に flower-structure が発達し、pull-apart basin あるいは pressure ridge が形成されることはよく知られた事象である。また地表付近でも、断層面近傍では、ある程度の幅を持った破碎帯が形成されるなど岩盤の破碎が進行している場合もある。

(iii) 数値シミュレーション

弾性論に基づくディスロケーションモデルは、数値シミュレーションとしてよく知られた断層モデルで、断層変位量や断層変位に伴う応力変化量の推定が試みられてきた。この方法では、媒体が連続体と限定されるため、構造変形による歪分布から断層分布を推定した例(小室・福代, 1989⁷³⁾; Waltham, 1992⁷⁴⁾)はあるが、断層形成に伴う地質構造形成過程やその形態の変化は、再現できなかった。したがって、断層の位置、複雑な構造や変形の復元には、現地データやアナログモデル実験からのデータを必要とした。個別要素法や格子ボルツマン法を用いた数値シミュレーションでは、モデル化した地質構造を再現し、地質構造形成における応力場や詳細な変形情報、孔隙率・浸透率の時間・空間変化を検討することが可能となってきた。

以上から、アナログ実験や数値解析では、断層構造を形成する幾何学的パラメータが変形に大きくかわることは明らかである。つまり、断層帯配列の長さ、幅や厚さなどの規模、変位量、断層傾斜、断層の空間分布、断層の連続性及び歪量などの定量化が重要となる。それには、モデルで再現しようとする現象・イベントの年代、変位量(変位速度)、断層の配置や地質構造の把握が鍵となろう。また、断層活動の力学的影響評価モデルの試案段階では、既存資料を有効に活用することに加え、初生的な地質構造から現在の地質構造を再現することを前提に、各地域の水系発達様式や変動地形、地質構造、地質特性、構造発達史に関するデータ取得が必要である。そして、モデルの効率的な活用のため、文献調査によるデータベース化、それを基にこれらのパラメータを統計的に解析し、モデルのパターン化を図ることが重要である。

③DEM データを利用した地形要素解析技術

破碎帯の分布とその不均質性が地形に与える影響や地層の変形に関する情報を統一基準で効率よく収集することを目的として、地形要素を自動抽出するためのアルゴリズムを構築し、基本的なプログラムの開発を行うとともに、断層・岩盤ごとの特徴的な地形要素の抽出を予察的に行った。特に、地表における断層系の把握に必要な情報として、谷密度と水系パターンの予察的な解析を行った。

(i) 地形要素自動抽出プログラムの改良

昨年度作成した DEM データを用いた地形要素自動抽出プログラム(図 2.2-3)の改良を以下の項目について行った。

- ・ 3D 表示可能な画像上で、解析の設定を行えるものとした。
- ・ データは 100 MB 以上の容量の DEM データをリアルタイムで表示・解析可能とした。
- ・ 解析の作業過程でメッシュサイズ又はピクセルサイズを整数倍で指定できる機能を追加した。
- ・ データの入力及び出力は、既存の緯度・経度のデータに加え、任意のグリッドデータでも行えるようにした。
- ・ 崖地形を面的に解析できる機能を追加した。

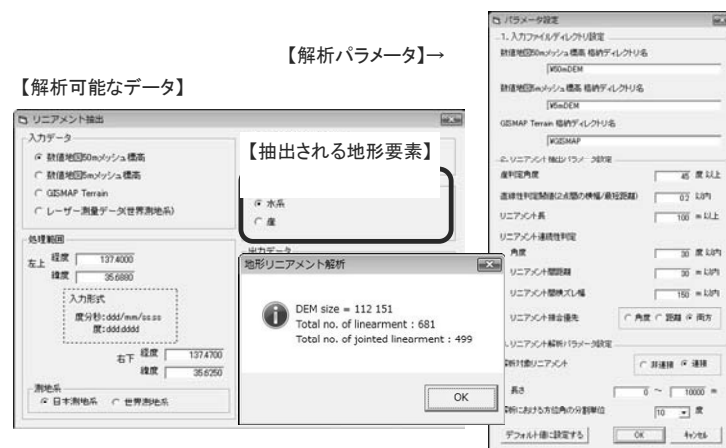


図 2.2-3 地形要素自動抽出プログラムの解析例

(ii) 谷密度と水系パターンの解析

(i) のプログラムで、DEM データは国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いて、谷の自動抽出を行った。抽出される谷は、DEM の大きさに依存する。例えば 50m メッシュの場合、データ間隔が 50m なので、抽出される谷の長さは 50m が最短となる。今回は、長さが 100m 以上の谷を抽出した。解析領域は岐阜県飛騨市の跡津川断層周辺とした(図 2.2-4)。この解析領域は、東方に飛騨山脈、西方に白山山地といった急峻な山地に挟まれ、飛騨高地北部の標高 1,300 m 程度で起伏の比較的小さな山地が分布する。解析領域の中央に位置する跡津川断層の周辺には、飛騨変成岩類及び船津花崗岩類が分布し、これらの基盤岩類を手取層群及び濃飛流紋岩類、河川砂礫層、崖錐性堆積物が基盤岩を不整合に覆っている。飛騨変成岩類については、原岩は先古生界から古生界とされ(野沢ほか, 1975⁷⁵⁾)、構成岩石は各種の片麻岩類を主体として、花崗岩質岩、晶質石灰岩を挟在する。本地域では跡津川中・上流域付近、宮川流域、小鳥川流域にかけて、東北東～西南西方向に広く分布している(図 2.2-5)。

谷の自動抽出の結果、解析領域内では、長さ、方向の様々な谷(図 2.2-6)が抽出された。そこで、谷の長さ、方向、谷密度の分布について特徴を示すために、以下の手順で解析を行った。

- ・ 抽出した谷の長さを方向別(30 度刻みの 6 通り)に分類する。
- ・ 不規則な間隔の XY データから、線形補間三角網法により規則的な間隔にデータ生成する(グリッド化)。
- ・ 各グリッドにある 6 方向の谷の長さを基に、卓越方向を決定する。卓越方向は以下の(2)式の目的関数 $\Delta(\phi)$ を最小とする方向 ϕ とする。

$$\Delta(\phi) = \sum_{i=1}^6 \left(\frac{|\tan \phi \cdot \lambda_i \cdot \cos \theta_i - \lambda_i \cdot \sin \theta_i|}{\sqrt{1 + \tan^2 \phi}} \right)^2 \quad (2)$$

ここで、 λ_i はグリッド上での谷の長さ、 θ_i はその谷の方向である。

また、卓越方向での谷の長さは以下の(3)式で求められる L_i の中での最大値とした。

$$L_i = \sqrt{\left(\frac{\lambda_i \cos \theta_i + \lambda_i \sin \theta_i \tan \phi}{\tan \phi + \frac{1}{\tan \phi}} \right)^2 + \left(\tan \phi \cdot \frac{\lambda_i \cos \theta_i + \lambda_i \sin \theta_i \tan \phi}{\tan \phi + \frac{1}{\tan \phi}} \right)^2} \quad (3)$$

今回の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた谷の自動抽出による解析から、地形の特徴について下記のことがわかった。

- ・ 解析領域内の谷はおおむね北東～南西方向及び北西～南東方向であるものの、各谷長で卓越する方位が異なる(図 2.2-7～図 2.2-11)。
- ・ 谷長が長くなるほど、谷の方向が北東～南西方向及び北西～南東に卓越する傾向にある(図 2.2-7～図 2.2-11)。
- ・ 断層沿いでも卓越する谷の方向が異なる(図 2.2-9～図 2.2-11)。

これらの結果の要因を検討するためには、自動抽出された水系分布の地域性について、地形、地表に分布する岩石の違いとその構造、または断層活動に伴う破壊・変形などによる割れ目と対比していくことが重要と考えられる。

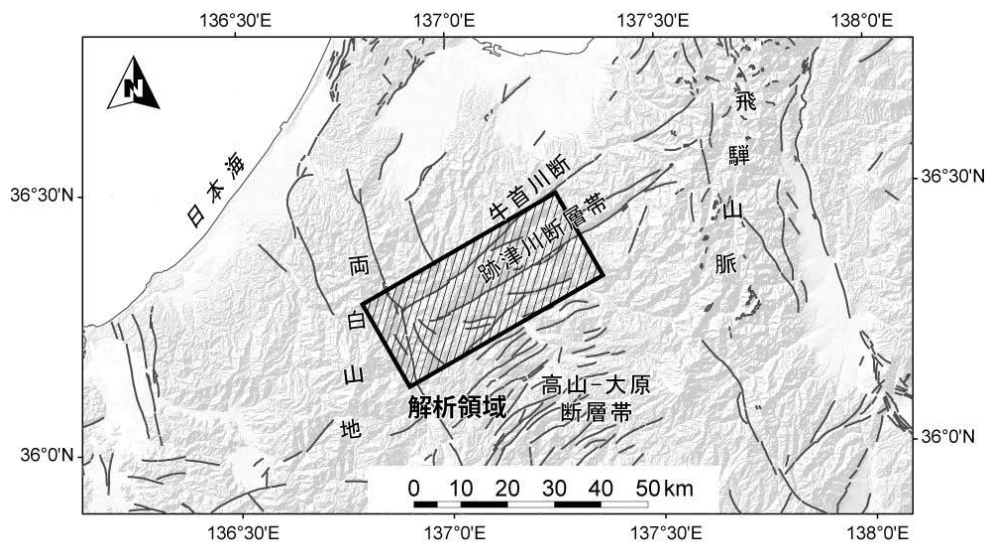


図 2.2-4 水系分布の解析領域

陰影図は、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は、活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

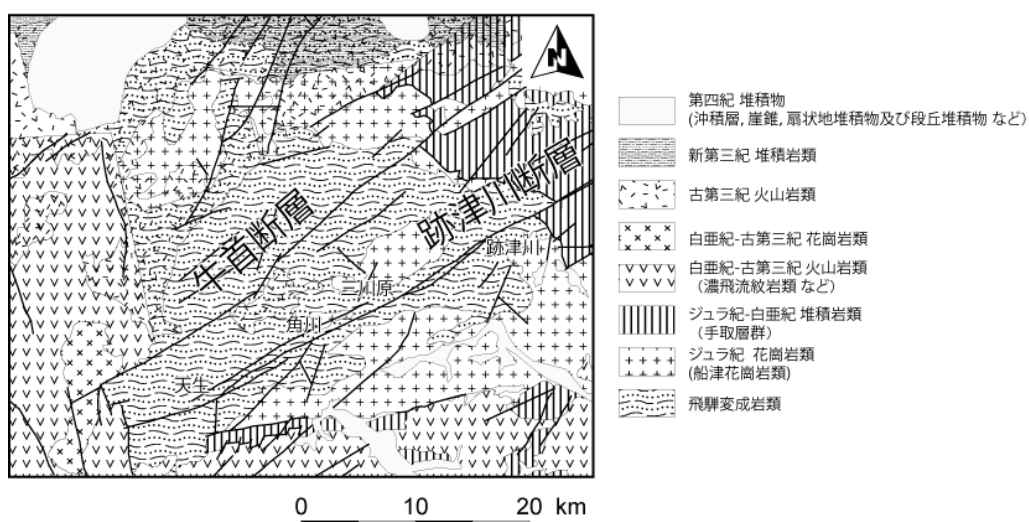


図 2.2-5 解析領域周辺の地質

地質図は、山田ほか(1989)⁷⁶⁾、高野ほか(1999)⁷⁷⁾を簡略化した。

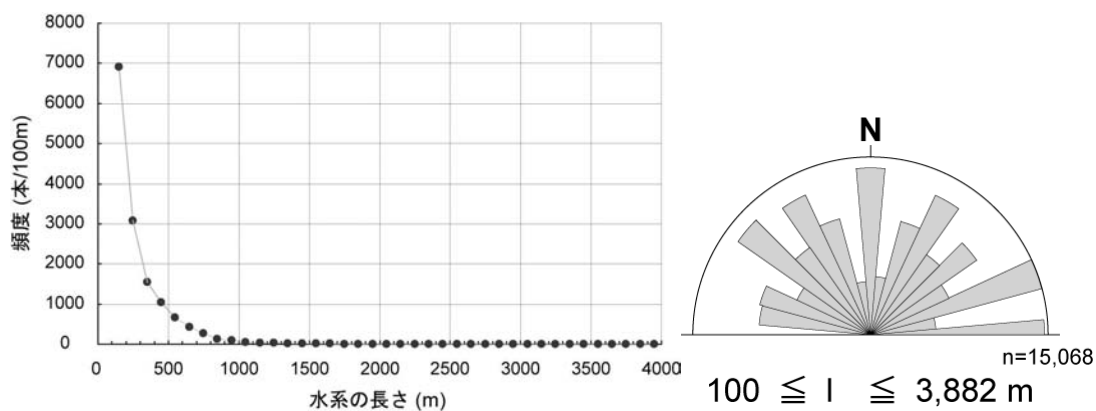


図 2.2-6 谷の長さ別頻度分布と方位

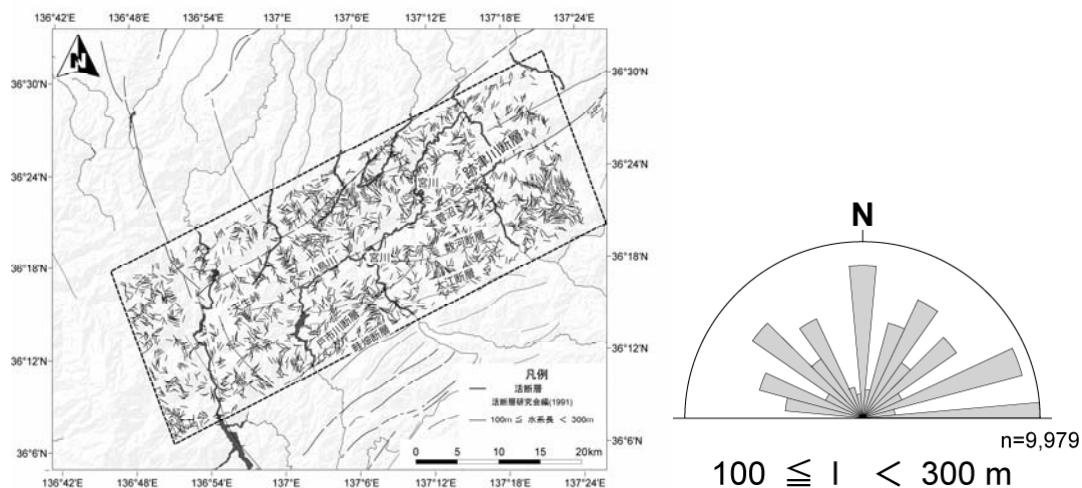


図 2.2-7 水系分布の解析結果(抽出谷長 100 m 以上 300 m 未満;幅・長さ強調)
 陰影図は, 国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は, 活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

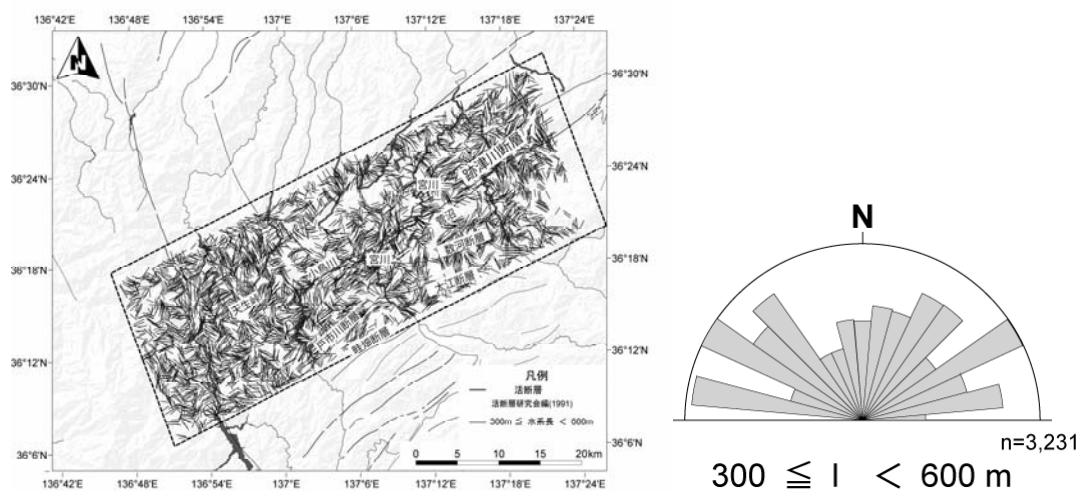


図 2.2-8 水系分布の解析結果(抽出谷長 300 m 以上 600 m 未満;幅・長さ強調)
 陰影図は, 国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は, 活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

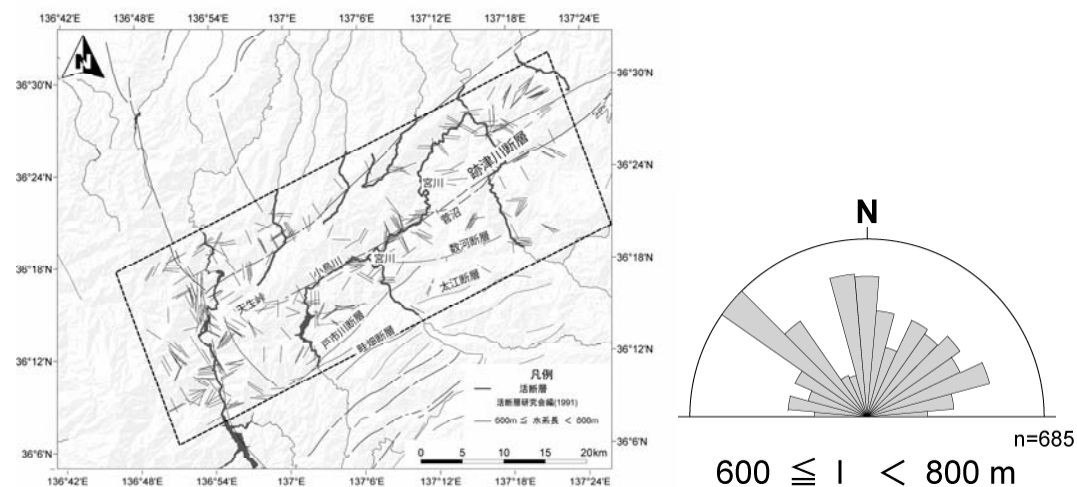


図 2.2-9 水系分布の解析結果(抽出谷長 600 m 以上 800 m 未満;幅・長さ強調)
 陰影図は, 国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は, 活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

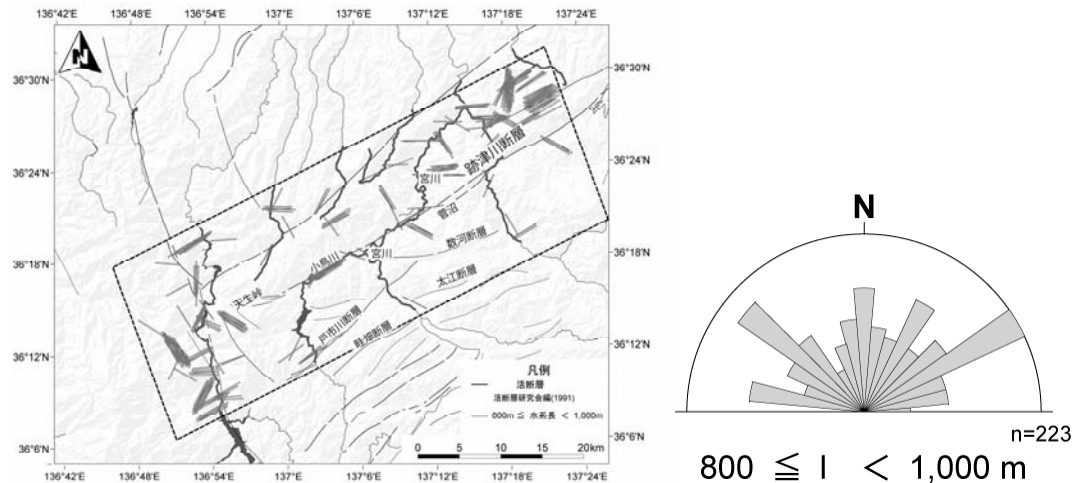


図 2.2-10 水系分布の解析結果(抽出谷長 800 m 以上 1,000 m 未満;幅・長さ強調)

陰影図は、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は、活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

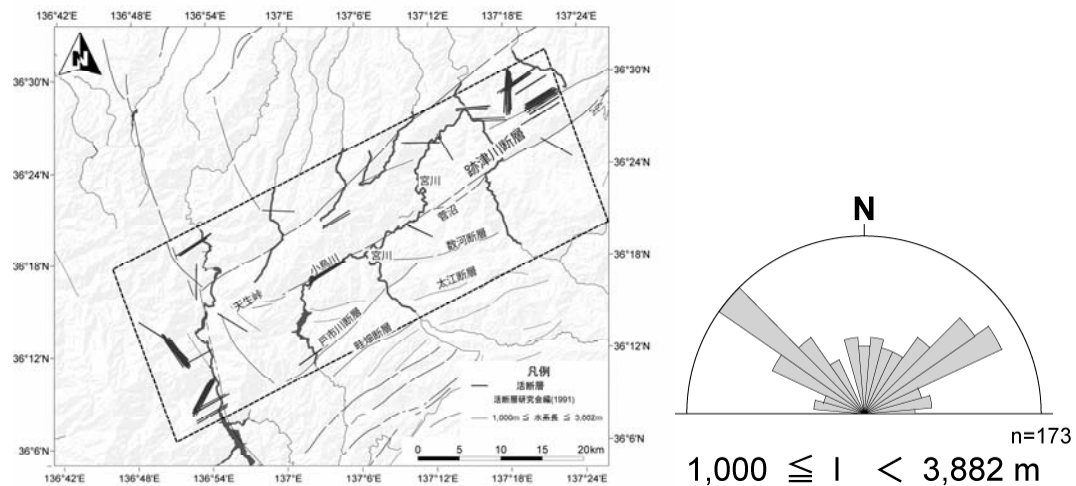


図 2.2-11 水系分布の解析結果(抽出谷長 1,000 m 以上 3,882 m 以下;幅・長さ強調)

陰影図は、国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュ¹⁸⁾を用いた。活断層の分布は、活断層研究会(1991)¹⁹⁾を編集した。

2) 断層帯における水理学的影響モデルの検討

断層の水理学的影響と破碎帯との関係についてのモデル化に必要な、断層の幾何学形状、破碎帯の構造及び力学的、化学的影響範囲、断層の透水性構造に関する研究事例などの情報の収集・整理を行った。

①断層の分布・幾何学形状

断層は必ずしも 1 枚の断層面だけで構成されるわけではなく、地下で分岐して地表で複数の断層面となり、断層帯を形成していることが多い(Swanson, 1988⁷⁸⁾; Woodcock and Fischer, 1986⁷⁹⁾)。そのような断層帯においては、地表付近で断層の連続していない部分(step-over, bends)がある可能性があり、その部分では破碎帯が不均質となって広がっていると考えられている(Sibson, 2003⁸⁰⁾)。

②破碎帯の構造

サンアンドレアス断層などにおける研究に基づくと、脆性領域における破碎帯は、断層コア(fault core)とダメージゾーン(damage zone)とで構成されている(Chester and Logan, 1986²⁰⁾; Chester et al., 1993⁸¹⁾; Caine et al., 1996¹⁶⁾)。一方、地下深部では岩石の強度が上昇するため、割れ目の多いダメージゾーンは、

地下深部ほど発達しにくいとされている(Scholz, 2002⁸²⁾)。断層コアは、断層活動に伴う変位の大半を受け持つ狭い領域として認識され(Niwa et al., 2009⁸³⁾)、断層ガウジやカタクレサイトなどの断層岩からなる。ダメージゾーンは、断層コアの周辺を取り巻くように分布し、断層帯の成長に伴って、主に力学的な影響を受ける領域として認識され、周辺岩盤よりも割れ目や小断層などが密に発達する。跡津川断層は、複雑な地質構造を持つステップ部を含むこと、また、跡津川断層が長い活動史を持つ長大な断層であることから、単純な断層コアとダメージゾーンの 2 層構成とはならず、複数の断層コアとダメージゾーンが繰り返す構造をなしている部分が多い(丹羽ほか, 2008¹⁵⁾)。また、阿寺断層においても、狭い領域で複数の活断層が並走している(活断層研究会編, 1991¹⁹⁾; 岡田ほか, 2006⁸⁴⁾)こと、断層破碎帯の幅が数十 m から約 200 m と見積もられている(山田, 1978a⁸⁵⁾; 山田, 1978b⁸⁶⁾)ことから、複数の断層コアとダメージゾーンが繰り返す構造からなる部分を含むと考えられる。

Scholz et al.(1993)⁸⁷⁾や Vermilye and Scholz(1998)⁸⁸⁾は、破碎帯について、断層活動に伴うすべり面(shear plane)を取り巻くカタクレサイトゾーン(cataclasite zone)と、さらにそれらを取り巻く肉眼スケールから顕微鏡スケールの割れ目が密に発達するプロセスゾーン(process zone)とした。金折(2001)⁸⁹⁾は、ダメージゾーンはプロセスゾーン(process zone)に含まれ、カタクレサイトゾーン(cataclasite zone)の外側の部分としている。金折(2001)⁸⁹⁾は、跡津川断層には幅約 3 km の癒合割れ目の発達で特徴づけられるプロセスゾーンが伴われており、その形態は、断層を中心にして左右非対称としている。さらに、プロセスゾーンの内側では、断層の両側約 100 m 間に開口した粒界割れ目が発達しているとした。

③破碎帯の力学的・化学的影響範囲

室内破壊試験に基づく研究によると、脆性破壊の進行に伴い発生進展するマイクロクラックの方向は、既存のマイクロクラック(シールドクラック)の方向に依存する(例えば, Takemura et al., 2003⁹⁰⁾)。跡津川断層や阿寺断層周辺において、断層から数 km 以内の母岩中には、その外側に比べて、微視的な割れ目の密度が高いことが示されている(金折ほか, 1988⁹¹⁾; 金折・矢入, 1990⁹²⁾)。阿寺断層に直交する方向に採取した岩石試料の自然状態の含水比や有効間隙率の測定を行ったところ、活断層トレース近傍の岩石試料では、肉眼スケールで破碎を受けていなくても、これらの値が高くなる傾向があることを確認した(黒澤ほか, 2008⁹³⁾)。吉田ほか(2009)³¹⁾では、阿寺断層において地球化学的影響範囲について検討し、断層運動に伴って生じるマイクロクラックを地下水が浸透するため、断層に近くなるに従い Na, K といった元素が溶出する傾向にあると考えた。また、断層近傍ではケイ素(Si)も減少しており、熱水による石英の溶脱や含水鉱物の生成が示唆されるとした。調査の結果から、断層近傍ほど元素が選択的に移動していることを示し、特に断層から 20 m 程度までの範囲で顕著であるとしている。

④断層の透水性構造

断層は、周辺母岩と異なる透水性を持つことが知られており(Caine et al., 1996¹⁶⁾)、断層近傍の透水性調査から、透水異方性(断層面直交方向:低透水性、断層面方向:高透水性)を有する場合があることが確認されている(Lockner et al., 1999⁹⁴⁾; 竹内ほか, 2001⁹⁵⁾)。そして、断層の内部構造(断層コア、ダメージゾーン)と透水性構造の形態と量比によって、破碎帯の透水性は規制されている(Caine et al., 1996¹⁶⁾)。

以上のことから、断層の中心の狭い範囲には断層ガウジなどからなる低透水の地質構造と、その周辺を取り巻く高透水の地質構造があり、断層における水理学的影響モデルを作成するためには、このような断層の分布・幾何学形状や破碎帯の構造・影響範囲などの把握が重要となる。

3. 火山・地熱活動に関する研究

3.1 火山・熱水活動履歴の調査技術

(1) 目的

「最終処分法」⁴⁾によると、精密調査地区の選定は、概要調査地区及びその周辺の地域において、地表踏査、物理探査、ボーリングなどによる調査(概要調査)によって「対象地層等において自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」を確認することとされている。このため火山・熱水活動については、対象地域において過去の噴火活動や熱水活動などの存在の有無を確認することが必要となることから、これらを調査するための技術の整備を進めている。

また、原子力安全委員会(2002)⁹⁾によると「第四紀に活動したことのある火山の有無に関する判断が文献調査からできない場合は、概要調査あるいはそれ以降の調査において、検討する必要がある」ことが示されていることから、当面は、地表踏査や室内試験などによって第四紀火山を認定するための調査技術(第四紀火山噴出物の同定)を整備する必要がある。これまでの研究開発では、主にテフクロノロジーによる噴火史の編纂手法(多量屈折率測定地質解析法;以下、「RIPL 法」)を提示するとともに、更新世後期～完新世の編年に有効な手法であることを確認した(古澤, 2004⁹⁶⁾;梅田・古澤, 2004⁹⁷⁾)。

一方、マグマなどの高温物質から放出される熱エネルギーや火山ガスなどによって、その周辺では地温の上昇のほか、熱水対流系の形成、地下水や岩石の化学組成の変化などの現象が想定されている。そのため、概要調査に際しては、過去に生じた上記の現象の痕跡の有無を確認するための調査技術を整備していくことが重要となる。これについては、鉱物の絶対年代とその閉鎖温度(地質温度計)を利用した熱年代学的な手法によって、過去の古地温・熱水系を復元するための調査技術に取り組んでいる。

平成 20 年度については、特に、非火山地帯の鉱脈鉱床を事例にした熱履歴の解析手法の検討を行った。また、低温(100℃ 程度まで)かつ第四紀の地質試料に適用できる熱年代学的手法を確立するため、ウラン・トリウム・ヘリウム((U-Th)/He)年代測定システムの開発を進めた。

(2) 実施内容

1) 非火山性熱水鉱床を利用した熱履歴解析手法などの整備

現在の紀伊半島は西南日本弧の前弧域に位置しており、鮮新世以降には火山活動が生じていないが、紀伊半島南部の本宮地域や十津川地域では温泉活動が現在も活発に見られ、湯の峰や川湯、上湯、湯泉地などといった高温(>42℃)の温泉が分布している(金原, 2005⁹⁸⁾)ほか、本宮地域の周辺には熱水変質帯や鉱化変質も認められている(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994⁹⁹⁾;図 3.1-1)。

本宮地域の地熱活動は、千数百万年前の大規模珪長質火山活動に伴う比較的規模の大きい熱水活動の後、最近(数十万から数万年前)になって新たに生じたと考えられてきた(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1994⁹⁹⁾)。そのため、花室ほか(2008a)¹⁰⁰⁾は、K-Ar 法、フィッシュン・トラック(FT)法、熱ルミネッセンス(TL)法など、複数の放射年代測定法を利用した熱年代学のアプローチによって、現在生じている熱水活動は、少なくとも約 6 Ma までさかのぼる現象であることを明らかにした。また、高温泉付近の変質岩の流体包有物と、温泉ガスのヘリウム・ネオン同位体比の分析結果の比較により、約 6 Ma から約 2 Ma の高温泉付近で見られる低温地熱活動と現在の高温泉の活動の連続性が示唆された(花室ほか, 2008b¹⁰¹⁾)。以上のことから、紀伊半島の高温泉に関連する熱水活動は、新たな火山活動の発生に伴うものではなく(例えば, Seno et al., 2001¹⁰²⁾)、約 6 Ma 以降のフィリピン海プレートの沈み込みの開始時期から継続しているネオテクトニクスの枠組みで生じている長期的な現象であることが示唆される。

さらに、鉱床地域を含めた変質鉱物中に含まれる流体包有物のマイクロサーモメトリを行い、地下深部での熱水の温度や化学的性状の推定を試みた結果を年代測定結果(花室ほか, 2008c¹⁰³⁾)と比較することにより、地熱活動の時期と性質の対応がある程度明らかとなった(花室ほか, 2008b¹⁰¹⁾)。また、流体包

有物中の希ガス同位体比からは、地下深部の高温流体に関連すると考えられる高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を持つ端成分と、深層地下水に関連すると考えられる低い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 及び高い $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ 比を持つ端成分の流体の存在が示唆され、高温泉や本宮地域の変質帯及び熊野酸性火成岩類に伴う鉱脈鉱床に関連する変質岩ではおおむね前者の流体が関与し、内陸部の鉱脈鉱床に関連する変質岩では後者の流体が関与していることが明らかとなった (Hanamuro et al., 2008¹⁰⁴); 図 3.1-2)。

以上のように、複数の年代測定手法を組み合わせることにより、紀伊半島南部地域を事例として、熱水変質帯の形成年代を把握することが可能であることを示した。また、流体包有物のマイクロサーモメトリによって、地下深部の熱水の温度や化学的性状を明らかにすることができ、これらの現象が生じた場合の地質環境条件の変化の幅を推定する際の基盤情報が得られた。

一方、変質によるリセットを受けていない試料のアパタイト FT 年代に着目し、アパタイト FT 年代の閉鎖温度、地表付近の温度及び地温勾配を仮定して岩体の剝離速度を計算した結果、最終間氷期最盛期の旧汀線高度に基づく隆起速度の推定値 (Ota and Omura, 1991¹⁰⁵) とおおむね同程度の値となった (花室ほか, 2009¹⁰⁶); 表 3.1-1)。この結果は、海岸段丘や河岸段丘に乏しい内陸部において隆起速度を推定する手法として年代測定が有効であることを示しており、より閉鎖温度の低い (U-Th)/He 年代測定を組み合わせることにより、さらに時間分解能の高い推定を行うことが可能となると考えられる。

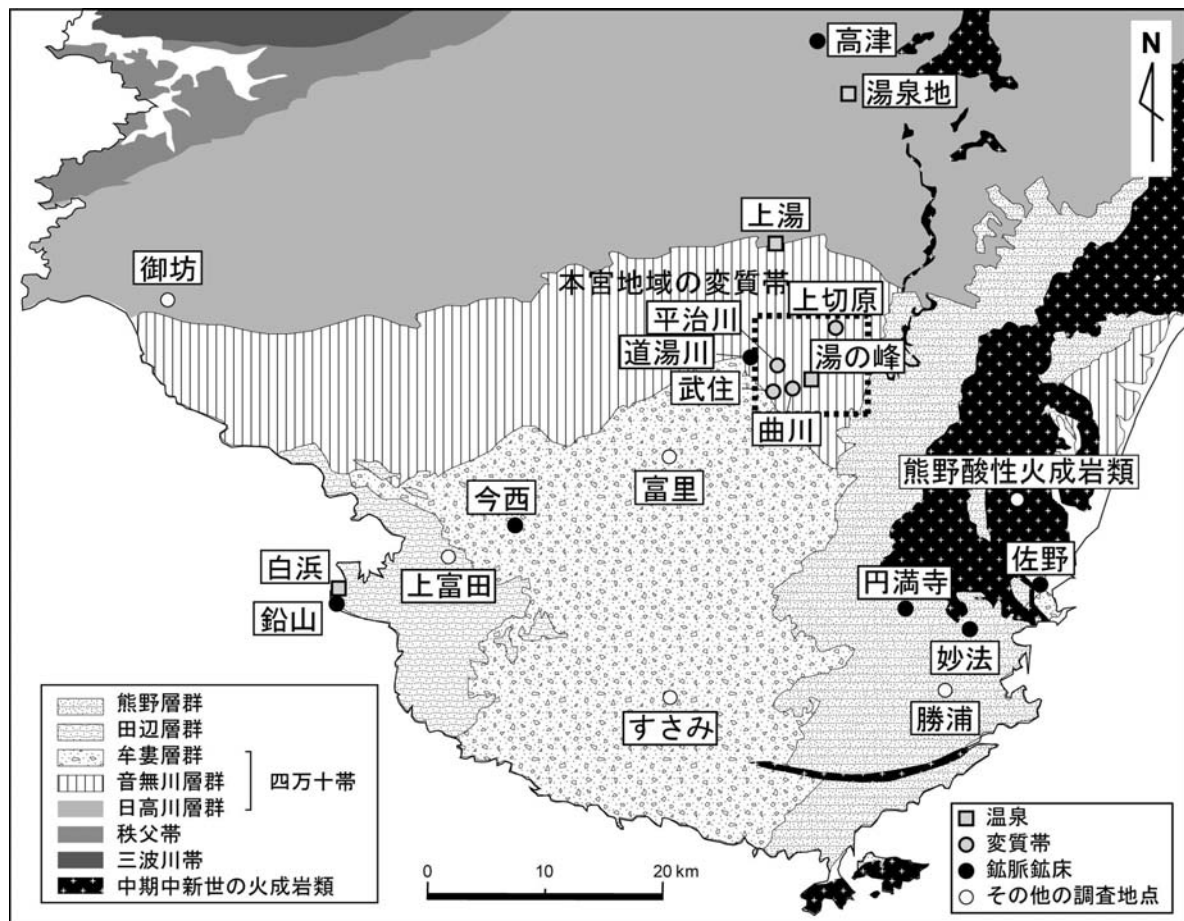


図 3.1-1 紀伊半島南部地域の地質と試料採取地点

産業技術総合研究所 (2003)¹⁰⁷) に加筆

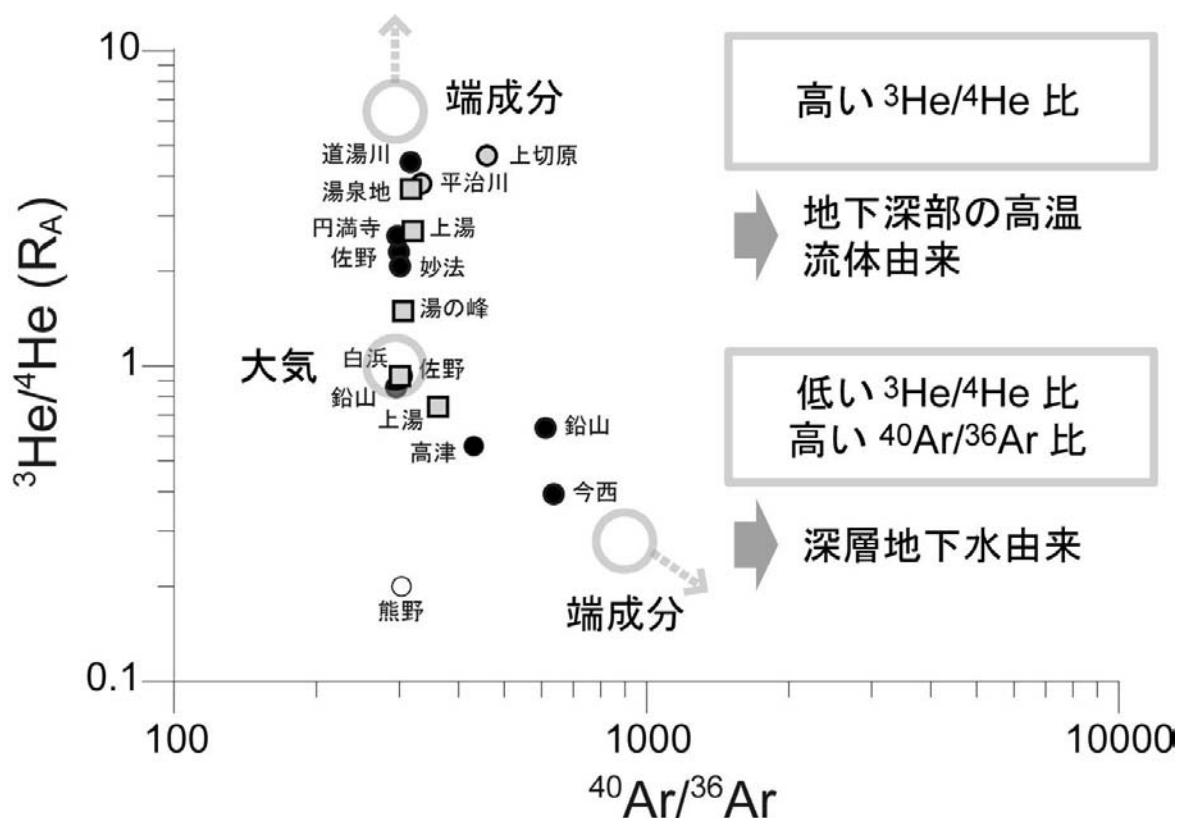


図 3.1-2 流体包有物中の希ガス同位体比 (凡例の色分けは, 図 3.1-1 と同様)

表 3.1-1 アパタイト FT 年代から推定される岩体の削剥速度と既存の隆起速度の推定値との比較

分類	地区名	アパタイト FT 年代(Ma)	削剥速度(m/万年) [地温勾配:30°C/km]
未変質	御坊	11.0 ± 2.1	3.3
	富里	8.1 ± 0.6	4.5
	すさみ	12.9 ± 1.1	2.8
	上富田	8.6 ± 1.3	4.3
	勝浦	12.7 ± 2.2	2.9
変質帯	平治川	9.5 ± 0.9 11.5 ± 1.0	3.9 3.2
	武住	11.5 ± 1.1	3.2
鉱床	今西	11.1 ± 1.2 11.2 ± 0.9	3.3 3.3
文献		対象期間	隆起速度(m/万年)
Ota and Omura (1991) ¹⁰⁵⁾		約 12.5 万年	0.88～4.88

2) (U-Th)/He 年代測定システムの構築

(U-Th)/He 年代測定システムを構築し, 地質試料に対して測定手順や年代較正法などを確立することにより, 第四紀の非火山地帯の熱水活動や断層活動などに伴う低温領域(100°C 程度まで)での熱的イ

ベントを対象とした熱履歴解析を行うことが可能となる。本システムの実用化により、過去の地質事象が生じた時期が精度よく把握でき、地層処分における地質環境の長期安定性を評価する上で有用な情報を提供することができる。なお、本研究は、先行基礎工学研究として平成 18 年度より 3 年間の計画で実施しているものである。

(U-Th)/He 年代測定法は、鉱物中の ^4He を U, Th 系列の α 壊変による壊変生成核種と見なして年代測定を行う手法であり、Zeitler et al. (1987)¹⁰⁸⁾による再解釈以降急速な発展を遂げた。その応用上の長所は、①閉鎖温度がアパタイトで約 70°C、ジルコンで 180°C と非常に低いこと、②ウラン含有鉱物は風化変質に強いものが多い(特にジルコン)こと、③単結晶年代測定が可能であること、④一般に測定時のブランクを含む非放射起源ヘリウムが少ないこと、⑤ヘリウムの生産速度が大きいこと、⑥原子炉や大掛かりな専用質量分析計が必要ないことなどが挙げられる。現在は、①の特徴から現世の急速な造山帯の冷却過程や活断層の温度異常における最新イベントなどに対して多く用いられている。④、⑤の特徴から若い年代測定に適していることは、これらの最新イベントの研究においても有利に働く。

年代方程式は(4)式で表されるが、 α 粒子は壊変前駆核種から初速を持って放出されるため、一部は結晶外に失われることになる。このため、測定した ^4He に対して求められる *Raw age* を、結晶の体積表面積比を基にした補正項 *Ft* により補正する。補正式は(5)式となる(Farley et al., 1996¹⁰⁹⁾)。

$$^4\text{He} = 8^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7(^{238}\text{U}/137.88)(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (4)$$

$$\begin{array}{l} ^4\text{He}: ^4\text{He} \text{ 含有量} \quad ^{238}\text{U}: ^{238}\text{U} \text{ 含有量} \quad ^{232}\text{Th}: ^{232}\text{Th} \text{ 含有量} \quad t: \text{年代値} \\ \lambda_{238}: ^{238}\text{U} \text{ の壊変定数} \quad \lambda_{235}: ^{235}\text{U} \text{ の壊変定数} \quad \lambda_{232}: ^{232}\text{Th} \text{ の壊変定数} \end{array}$$

$$\text{Corrected age} = \text{Raw age} / Ft \quad (5)$$

なお(4)式を *t* について代数的に解くことは困難であるため、実際の年代についてはテーラー展開により二次の項まで計算した(数式については、Yamada et al. (2009)¹¹⁰⁾参照)。

測定は、対象となる鉱物(例えば、ジルコン、アパタイト)を分離し、実体鏡下で形、大きさ、包有物に着目して選別した後、結晶が溶融しない温度(アパタイト:約 1,050°C、ジルコン:約 1,350°C)で脱ガスし、希ガス質量分析装置により He を定量するとともに、脱ガス後の試料を酸やアルカリで溶解し、ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry: 誘導結合プラズマ質量分析)により U, Th を定量する。平成 20 年度は、天然の年代未知試料を用いて分析を行い、地質学的な成果を得るとともに原子力機構で構築した(U-Th)/He 年代測定システムによる年代値の妥当性を示した。

断層起源シュードタキライトは主に地殻浅部で断層に沿って生じる脈状岩石であり、過去の断層活動により発生した摩擦熱で溶融・固結したものと考えられている。したがって、その生成時期や温度(最高到達温度及び環境温度、すなわち断層摩擦発熱による温度上昇幅)・圧力といった生成条件の推定は、断層の活動時期や頻度、断層の強度や破壊(発震)のエネルギーなど、地質学や防災上の課題を考える上で重要である。放射年代測定法は、堆積速度や侵食速度、断層の活動周期といった仮定をおかずにシュードタキライトそのものから直接その生成時期を明らかにしうる点で非常に強力な手法であり、さまざまな研究が行われている。ただし、(U-Th)/He 法においては上述の補正項 *Ft* を計算する必要から年代測定には自形で十分な大きさの結晶が必要である。当然ながらこれはシュードタキライトを含む断層近傍試料に対して極めて厳しい選別条件となるため、論文などに公表された年代はまだない。しかし、試料が共通である FT 法と併用することで、シュードタキライトの生成温度条件の上限と下限を直接的に決定できる可能性がある。

今回対象とした三重県多気町のシュードタキライトは中央構造線沿いで初めて見つかったものであり、

角閃石-緑色片岩相条件下でマイロナイト化した畑井トータル岩の冷却過程での脆性変形領域で融解・急冷によって形成され、その後さらに破碎の影響を重複して受けている(Shimada et al., 2001¹¹¹⁾)。最大で幅約 7 cm に達する厚いシュードタキライトであり、十分な数のジルコンが分離されたことから年代測定に成功した。シュードタキライトの(U-Th)/He 年代は 60.3 ± 2.7 Ma, その原岩は 55.5 ± 4.5 Ma である。先行して同じ試料の FT 年代測定も行われており、その年代は 60.0 ± 3.5 Ma と 70.2 ± 2.7 Ma であり、トラック長の短縮はなかった(Takagi et al., 2010¹¹²⁾)。これらのことから、今回対象となったシュードタキライトは 60 Ma 頃に最後の生成活動があり、その時の環境温度はジルコン(U-Th)/He 年代の閉鎖温度よりも高温かつジルコン FT 年代の部分アニーリング領域の上限よりも低温と考えられる。これは 180~350°C 程度に相当し、鉱物学的な観察から推定される 200~300°C(Shimada et al., 2001¹¹¹⁾)と良く一致した(図 3.1-3)。なお、ここで得られた(U-Th)/He 年代は従来推定されていた地域的な冷却史とおおむね矛盾しない。また、閉鎖温度の異なる FT 年代と一致する年代が得られたことは、シュードタキライトが生成後速やかに冷却したことを示し、トラック長の短縮が見られないことと整合的である。

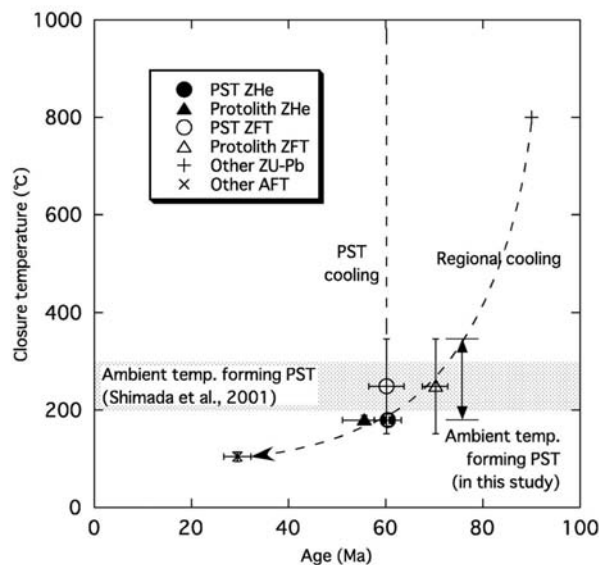


図 3.1-3 年代測定結果から推定される岩体の冷却史

3.2 地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術

(1) 目的

概要調査に際しては、対象地域やその周辺において、第四紀火山や過去の熱水活動などの痕跡を確認するための技術のほか、将来、地層処分システムに重大な影響を及ぼすと想定される現象(例えば、断層活動、火成活動)の潜在的なリスクを排除するため、地下深部のマグマ・高温流体などの存在の有無を把握するための調査技術を整備していくことが重要である。そのため、原子力機構では、地震波速度構造、比抵抗構造、希ガス同位体などといった地球物理学的、地球化学的データを用いた総合的な調査・解析手法の構築を目指している。

平成 20 年度については、沿岸域においてマグマなどによる低比抵抗領域が地下に分布すると推定される地域を事例に、観測データの品質(S/N 比)に応じた解析精度の評価手法の検討及び沿岸域における地磁気地電流法(Magnetotelluric Method; 以下、「MT 法」)の適用性を検討した。また、活構造帯に規制される熱水上昇域を特定するための地球化学的手法として、主要な活構造帯である新潟-神戸ひずみ集中帯(以下、「NKTZ」)を事例に温泉ガスなどの希ガス同位体比(例えば、ヘリウム)の測定を実施した。

(2) 実施内容

1) 複雑な海岸線を有する火山地域における MT 法三次元比抵抗構造解析

① 研究経緯

MT 法は、従来から地熱資源開発、金属資源探査、石油探査、地震・火山防災などの分野で用いられている。近年、本手法はマグマや地下の高温流体の観測技術の一つとしても有効であることが確認されている(浅森・梅田, 2005¹¹³⁾)。しかしながら、地下数十 km 程度までの深部比抵抗構造を精度よく把握するためには S/N 比の向上、海岸線効果を含んだデータの解析、局所的かつ複雑な地下三次元構造により、見掛け比抵抗曲線及び位相曲線に歪みが生じるガルバニック・ディストーション(以下、「ディストーション」)を含んだデータの解析など、解決しなければならない点が多々ある。

S/N 比の向上については、平成 18 年度に「JAEA スタッキング」(根木ほか, 2007¹¹⁴⁾)を開発し、既存データに対して高い適用性が認められ、平成 19 年度に、人工ノイズが卓越した能登半島における MT 法観測にて、その有効性を確認した。また、本観測では、人工ノイズに併せて強い海岸線効果を含むデータが取得されたが、三次元インバージョン(Sasaki, 2004¹¹⁵⁾)を用いて、海の比抵抗も地下構造と同様に未知数として解析した結果、他の地球物理学データと調和的である広範囲に及ぶ高比抵抗領域が再現されるとともに、本地域の複雑な海岸線の形状や水深についても調和的な低比抵抗領域が再現され、本解析結果が高い信頼性を有することが確認された。そこで、平成 20 年度は、能登半島のような高比抵抗領域が広範囲に広がる地域ではなく、沿岸域においてマグマなどによる低比抵抗領域が分布すると推定される地域にて本解析方法の適用性を検討した。

② 観測概要

観測地域は、島根県の中央部に位置する活火山である三瓶山であり、海岸線(大田市)から約 15 km 離れて位置する。図 3.2-1 に気象庁(2006)⁴⁸⁾のデータにより作成した本地域における低周波イベント及びそれ以外の自然地震(以下、「通常地震」)の震源分布を示す。三瓶山を中心に通常地震の集中域が、北東～南西方向と北西～南東方向に直交して分布している。さらに、通常地震集中域の間で、かつ、三瓶山の南西約 10 km の位置に低周波イベントが認められる。観測期間は、2008 年 11 月 11 日から 25 日までの 15 日間であり、測点数は 22 点である。測点位置を図 3.2-2 に示す。測定は Phoenix Geophysics 社製の MTU-5 及び MTU-5A システムを用い、5 成分、15 時間(17:00～翌 8:00)測定を行い、320 Hz から 0.00055 Hz までの 80 周波数のスペクトル・データを取得した。観測期間中の信号レベルは全般的に低く、また、西出雲駅以東を発信源とした直流信号による人工ノイズの影響もあり、特に観測地域東側の品質が低い状況であった。このような状況のデータであったが、「JAEA スタッキング」を行うことにより、見掛け比抵抗曲線及び位相曲線の連続性は向上した。図 3.2-3 に、得られた見掛け比抵抗曲線及び位相曲線の例を示す。測点 014 は、低周波数帯で YX モードの位相が -90° 以上である(均質媒質では -135°)。本周波数帯では Skew が 0.3 を超えていることから、これは、複雑な三次元構造に起因したディストーションであるものと考えられる。また、これらのデータは全て海岸線から 10～15 km の地点において観測されたものであるため、ある程度、海の影響を受けているものと考えられる。図 3.2-4 に、低比抵抗体である海水の存在を仮定し、海岸線から 15 km 地点で観測を行った場合に取得される見掛け比抵抗曲線及び位相曲線のモデル計算例を示す。(a)は陸域地下の比抵抗が $300 \Omega \cdot \text{m}$ 均質を仮定した場合であり、(b)は $30 \Omega \cdot \text{m}$ 均質を仮定した場合である。なお、海水の比抵抗を $0.3 \Omega \cdot \text{m}$ 、海底深度を 200 m と仮定している。陸域地下の比抵抗を $300 \Omega \cdot \text{m}$ 均質と仮定した場合、見掛け比抵抗曲線は、低周波数になるに従い XY モードは上昇、YX モードは一旦低下し、その後上昇する傾向を示すが、 $30 \Omega \cdot \text{m}$ 均質と仮定した場合ではその変化は非常に小さい。本地域において実際に観測されたデータでは、このような海の影響は明瞭に認められなかった(図 3.2-3)。この理由として、複雑な比抵抗構造や、陸域地下の比抵抗が全般的に低いことが考えられたが、「JAEA スタッキング」により得られた見掛け比抵抗及び位相曲線が真の値を反映していないことも懸念された。

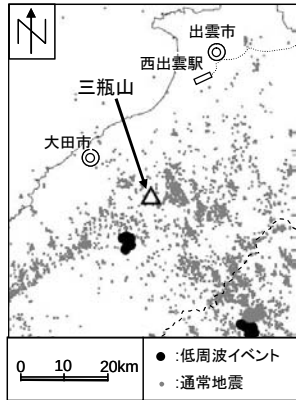


図 3.2-1 三瓶山周辺における通常地震及び低周波イベントの震央分布
(気象庁(2006)⁴⁸⁾より作成)

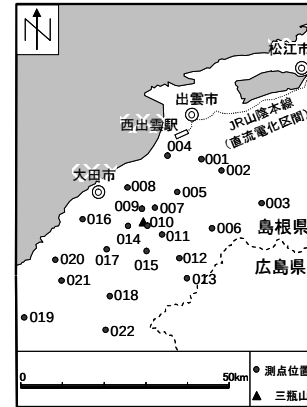


図 3.2-2 本調査で観測を行った測点の位置

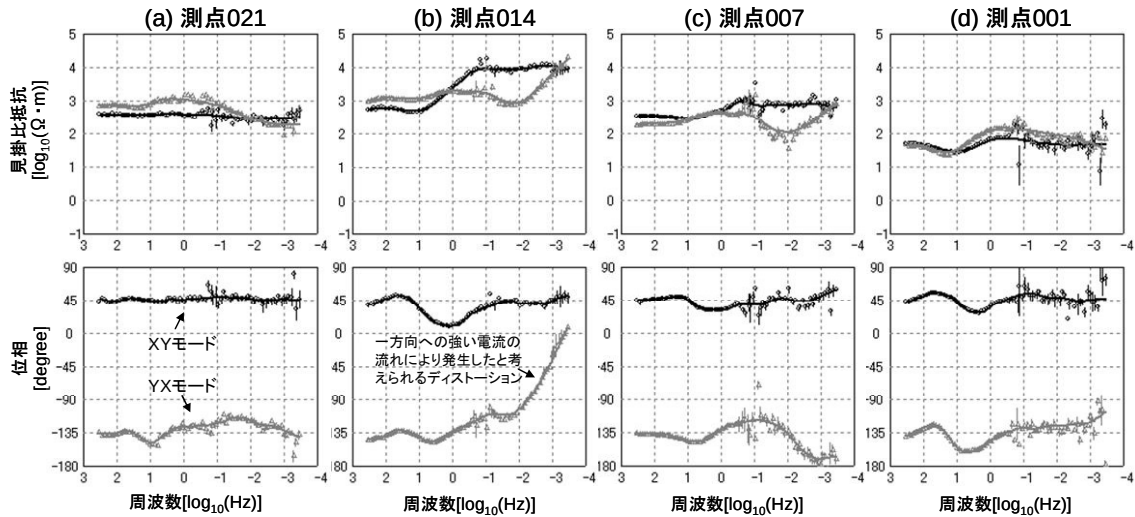


図 3.2-3 観測された見掛け比抵抗曲線及び位相曲線
黒色及び灰色は、XY モード及び YX モードによる観測データを示す。

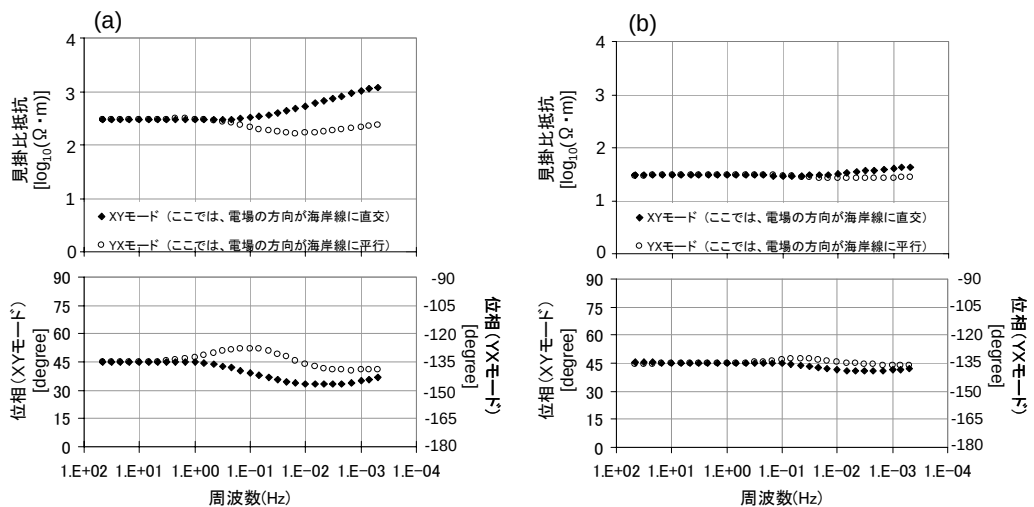


図 3.2-4 海岸線から 15 km の地点における見掛け比抵抗及び位相の理論値

(a)は陸域地下の比抵抗を 300 $\Omega \cdot m$ 均質と仮定した場合、(b)は陸域地下の比抵抗を 30 $\Omega \cdot m$ 均質と仮定した場合の理論値を示す。

③解析方法

本観測データの解析には、スタティック・シフトを考慮した MT 法三次元インバージョン・コード(Sasaki, 2004¹¹⁵⁾)を使用した。本解析では、海域地下の比抵抗ブロックの値も陸域地下と同様に未知数として解くために、解析領域端部の測点がない領域にも比抵抗ブロックを設けた。図 3.2-5 に解析領域におけるメッシュ及びブロック分割を示す。メッシュは水平方向 2.5 km 間隔, 深度方向 0.6~10 km 間隔とし, ブロックサイズは水平方向に 5~10 km, 深度方向に 1.2~20 km とした。ローテーションは -35° , 測点位置は, 地表面の各ブロックの中心にあるものと仮定した。入力データは「JAEA スタッキング」による処理の過程で行われるロバスト・スムージング(根木ほか, 2007¹¹⁴⁾)により平滑化された見掛け比抵抗及び位相曲線(0.001 Hz から 20 Hz までの 20 周波数, 非対角項)を用いた。測点数は対象領域西端に位置する 019 を除く 21 点とした。

イタレーションは 7 回行い, 観測データと理論データとの残差の平均自乗根が最も小さかった 7 回目の結果を最終結果とした。図 3.2-6 に観測データと, 得られた比抵抗構造から求められる理論データを比較して示す。YX モードの 0.001 Hz において位相が -90° 以上となったデータ以外は, 観測データと理論データは同様な傾向を示している。

④解析結果

図 3.2-7 に本解析によって得られた三次元比抵抗構造の鳥瞰図を, 通常地震及び低周波イベントの震源分布と重ねて示す。取得された見掛け比抵抗曲線及び位相曲線では, 典型的な海の影響は認められなかったが, 三次元解析を行った結果, 日本海に対応すると考えられる低比抵抗領域が明瞭に再現されている。さらに, 表層において海岸線から三瓶山方向に低比抵抗領域が湾入しているが, これは鹿野・吉田(1984)¹¹⁶⁾及び歌田(2007)¹¹⁷⁾に示されたグリーンタフの湾入部に対応しているものと思われる。また, 湾入部西側の長い帯状の低比抵抗領域の末端部には, ディストーションが発生した測点 014 と 015 が位置する。さらに, 三瓶山の南西 10 km の深度 10 km 以深では低比抵抗領域が認められ, その低比抵抗領域上面を取り囲むように通常地震の震源が分布している。

図 3.2-7 中に示された A-A' について, その比抵抗断面図を S 波速度構造(Nakajima et al.(2001)¹¹⁸⁾のデータより作成)と比較して図 3.2-8 に示す。中国山地側の深部から日本海側の浅部にかけて低比抵抗領域の上面が浅くなる傾向が認められ, S 波速度構造における低速度体の分布域と調和的である。また, 通常地震の震源は低比抵抗領域上面に沿うように分布している。

⑤まとめ

本観測において取得したデータは, 観測期間中の低信号レベルと西出雲駅以東を発信源とした直流信号による人工ノイズの影響が重なり, 全般的に低品質であったものの, 「JAEA スタッキング」により, 見掛け比抵抗曲線及び位相曲線の連続性を向上させることができた。また, 観測データにおいて海岸線効果は明瞭に認められなかった。その理由として, 複雑な比抵抗構造と地下の比抵抗が全般的に低いことが考えられる一方で, 「JAEA スタッキング」により得られた見掛け比抵抗曲線及び位相曲線の信頼性が低いという可能性も懸念された。

しかしながら, Sasaki(2004)¹¹⁵⁾による三次元インバージョン・コードにより解析したところ, 日本海に対応する低比抵抗領域が表層に薄く再現された。さらに, 得られた比抵抗構造は, 通常地震及び低周波イベントの震源分布, S 波速度構造と調和的であった。以上より, 「JAEA スタッキング」により得られた見掛け比抵抗曲線及び位相曲線の信頼性は高いと判断されるとともに, 沿岸域において MT 法を適用する場合は, 陸域地下とともに海域地下の比抵抗も未知数として, 三次元インバージョンにより解析することが有効であると考えられる。

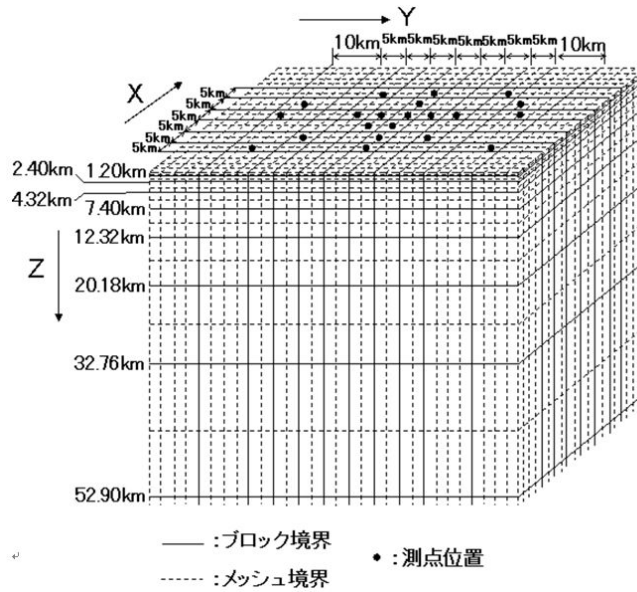


図 3.2-5 解析領域内におけるメッシュ及びブロック分割

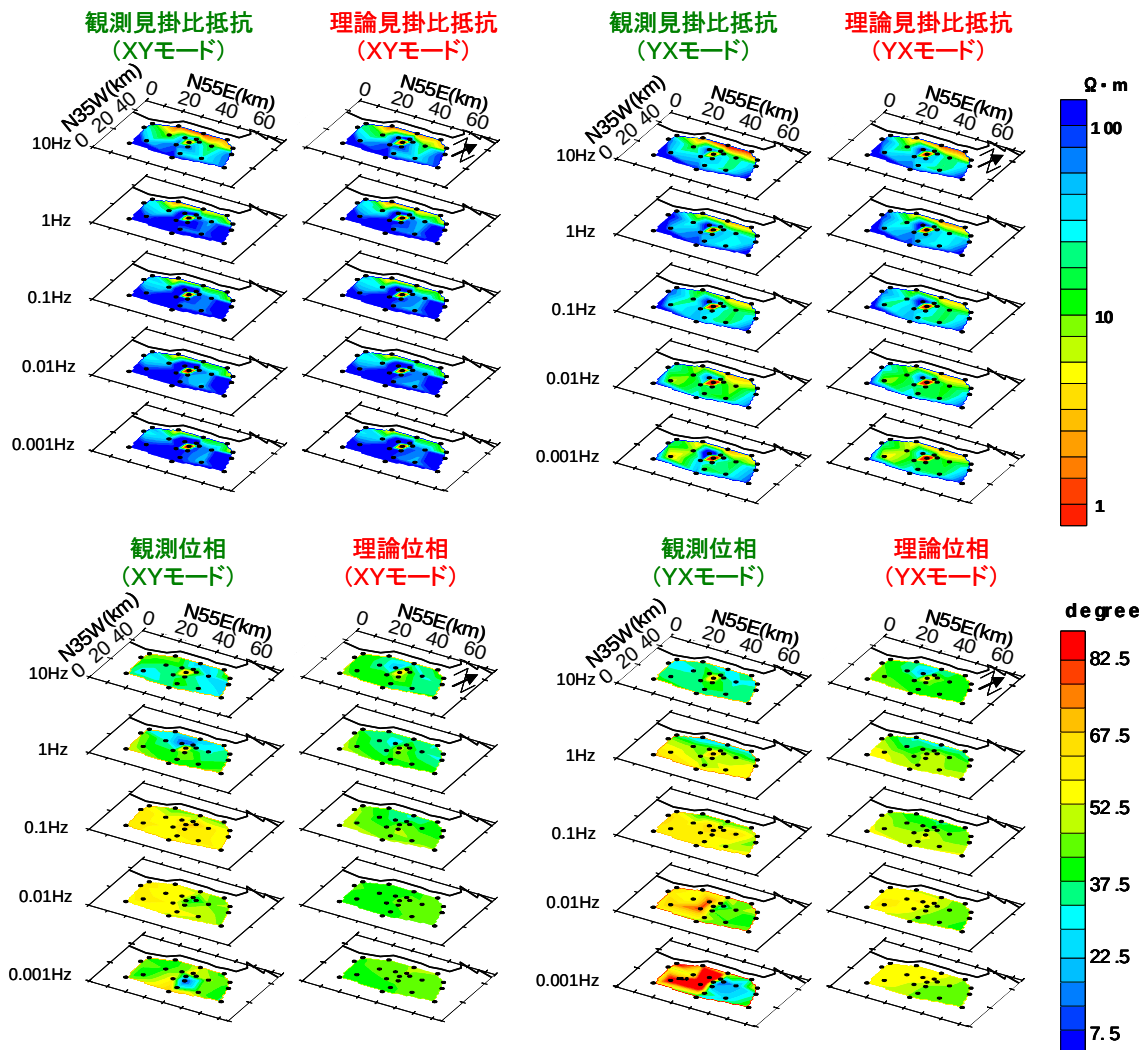


図 3.2-6 見掛け抵抗及び位相における観測データと理論データの比較

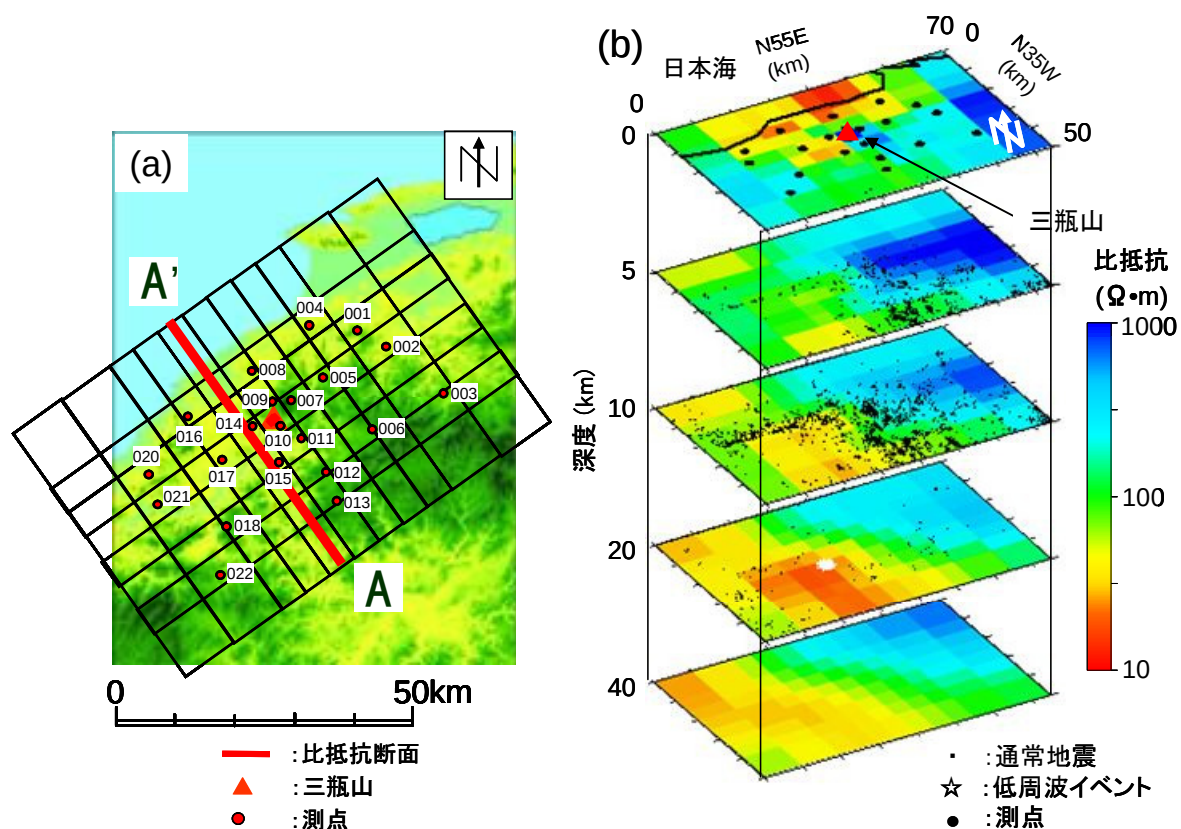


図 3.2-7 (a)解析ブロックと断面位置及び(b)比抵抗構造の鳥瞰図

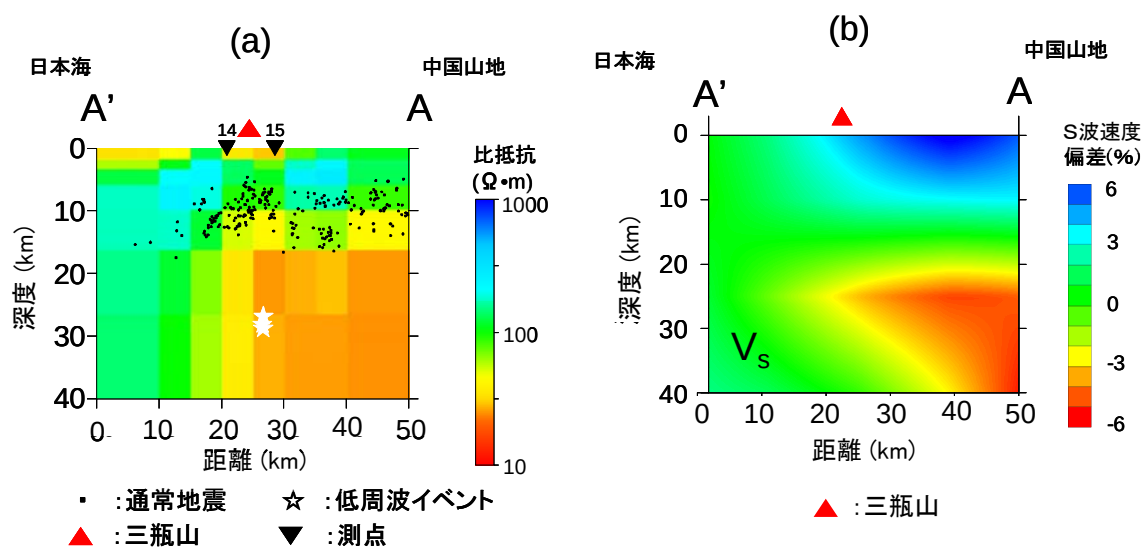


図 3.2-8 A-A'における(a)比抵抗構造及び(b)S波速度構造

2) 地球化学データに基づく熱水上昇域評価手法の検討

①はじめに

国土地理院により全国的に展開されたGPS連続観測システム(GEONET)の地殻変動観測データによって、日本海沿岸に沿う新潟から神戸にかけての地域で、高い歪速度を示す NKTZ が見出された(Sagiya et al., 2000¹¹⁹)。これによるとNKTZの長さは約 500 km, 幅は約 100 km(図 3.2-9)で、周辺地域の 2~3 倍に及ぶ西南西~北北東方向の圧縮変形(0.1 ppm/year)を生じている。これまでの研究では、NKTZ における歪の蓄積は、沈み込む海洋スラブに由来する流体に起因する地殻や上部マントルのレオロジーの不均質性によって引き起こされていることが示唆されている(例えば, Iio et al., 2002¹²⁰; Yamasaki and Seno, 2005¹²¹)。

第四紀の地殻変動(活構造)に関しては、これまで地形学、地質学及び地球物理学の領域で進められてきており、地球化学的アプローチによる研究は少ない。本研究では、活構造に規制される熱水上昇域を特定するための評価手法を構築することを目的として、NKTZ 周辺のヘリウム同位体比に着目し、既存データをコンパイルするとともに、NKTZ 南部と北部のデータを新たに加え、NKTZ 周辺のヘリウム同位体比の空間分布を明らかにした。また、地球物理学的データ、特に流体やマグマの分布を示す地震波速度構造や比抵抗構造とヘリウム同位体比の空間分布との相関についても検討した。

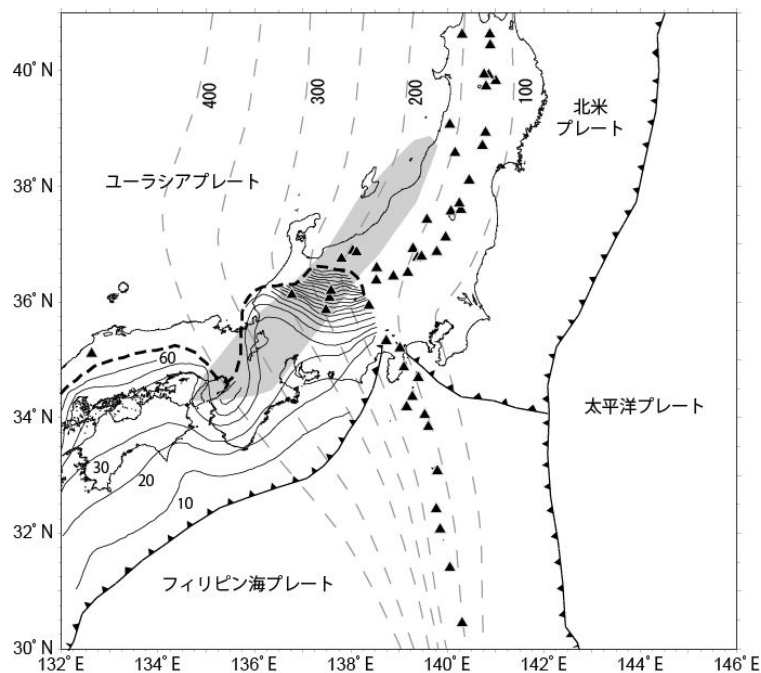


図 3.2-9 中部日本周辺のプレート配置図

細破線と細線は、それぞれ太平洋プレート(50 km 間隔)とフィリピン海プレート(10 km 間隔)の等深線を示す(Zhao and Hasegawa, 1993¹²²; Nakajima and Hasegawa, 2007a¹²³)。太破線は三次元地震波トモグラフィ法で推定されたフィリピン海プレートの先端位置を示す(Nakajima and Hasegawa, 2007a¹²³)。三角は活火山(Ui et al., 2003¹²⁴)、網掛け部は NKTZ(Sagiya et al., 2000¹¹⁹)を示す。

②NKTZ におけるヘリウム同位体比の空間分布

本研究でコンパイルしたヘリウム同位体比は、既存の研究で報告されてきた火山噴気、天然ガス井、石油井、温泉井から採取されたガスのデータ(例えば, Sano and Wakita, 1985¹²⁵)のほかに、これまでに原子力機構が地熱地帯や活断層周辺で採取し、測定したものを含む(例えば, Umeda et al., 2008¹²⁶; Umeda et al., 2009a¹²⁷; Umeda et al., 2009b¹²⁸)。コンパイルしたデータの総数は、451 個で、ヘリウム同位体比の範囲は、0.05 R_A ~ 8.14 R_A であった。

図 3.2-10 に、NKTZ 周辺のヘリウム同位体比の空間分布を示す。図には、活火山 (Ui et al., 2003¹²⁴⁾)、活断層 (産業技術総合研究所, 2009¹²⁹⁾) も示してある。NKTZ は、地質学的に 3 つのセグメントに分けられる。南部はジュラ紀から白亜紀の堆積岩及び花崗岩からなり、中央部では活火山が分布している。北部は、日本海拡大に伴い形成された中新世の堆積盆であり、その深さは 6 km 以上と推定されている (例えば, Sato, 1994¹³⁰⁾)。

南部においては、高いヘリウム同位体比を示す有馬温泉、宝塚温泉 (例えば, Matsumoto et al., 2003¹³¹⁾) を除いて、大気と同程度か、より低いヘリウム同位体比を示す。通常、非火山地帯では、U や Th の放射性壊変起源のヘリウムが地殻中の流体に付加することにより、地殻起源のヘリウム成分が卓越することが期待される。NKTZ 南部のヘリウム同位体比は、東北日本弧や琉球弧の前弧域のもの (Sano and Wakita, 1985¹²⁵⁾; Umeda et al., 2007a¹³²⁾) に類似し、マントルヘリウム成分の関与がほとんどないことを示している。

一方、NKTZ 中部に分布する活火山近傍の温泉ガスや火山ガスのヘリウム同位体比は、世界の島弧火山活動に関連する高いヘリウム同位体比 (平均 $5.4 \pm 1.9 R_A$; Hilton et al., 2002¹³³⁾) と類似した値を示す。火山地帯におけるガスのヘリウム同位体比は、マグマに含まれるマントルヘリウム成分が直接、地殻流体に付加されるために、大気より高い値を示す (例えば, Torgersen, 1993¹³⁴⁾)。

NKTZ 北部は南部と同じく非火山地帯であるにもかかわらず、南部に比べ、有意に高いヘリウム同位体比が観測される。この非火山地帯のマントルヘリウム成分の起源として、中新世に大規模に活動した玄武岩質マグマ活動の関与が挙げられる。玄武岩質マグマは、岩脈や岩床として、中新世の堆積岩中に貫入しており、地殻中で数 Ma にわたってマントルヘリウムを閉鎖系として保持している可能性がある (Torgersen and Jenkins, 1982¹³⁵⁾)。この場合、マグマ中に本来含有される U や Th の放射性壊変によって

生成した ^4He によってヘリウム同位体比は時間の経過とともに低下していく。例えば、東北日本において中期中新世に活動した玄武岩質マグマが MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts; 中央海嶺玄武岩) と同程度 ($8 R_A$) と仮定した場合、現在、それに含まれるヘリウム同位体比は、 $3.8 R_A$ 程度と計算できる (Umeda et al., 2007b¹³⁶⁾)。したがって、NKTZ 北部における温泉ガスのヘリウム同位体比は、中期中新世の玄武岩質マグマに由来する成分、放射性壊変起源の地殻成分、及び大気成分の混合で説明される。しかしながら、例外的に、2004 年中越地震や 2007 年中越沖地震の震源域では、 $3.8 R_A$ 以上の高い値が観測されている (図 3.2-10)。

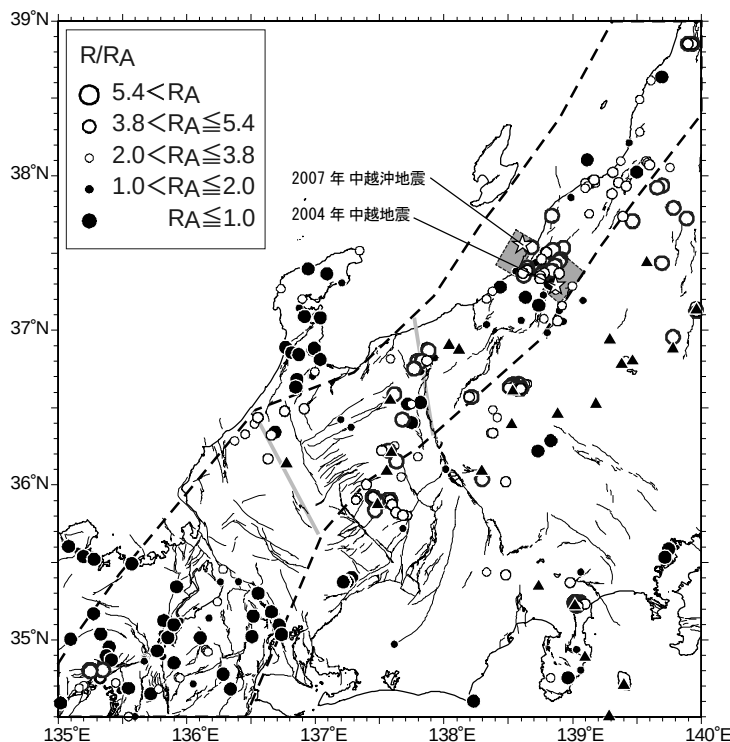


図 3.2-10 NKTZ 周辺のヘリウム同位体比分布

細線は活断層 (産業技術総合研究所, 2009¹²⁹⁾)、破線は NKTZ (鷲谷, 2007¹³⁷⁾)、三角は活火山 (Ui et al., 2003¹²⁴⁾) を示す。星印と網掛け部は、中越地震、中越沖地震の本震とおおよその余震域を示す。余震域については、それぞれ、中越地震は気象庁 (2006)⁴⁸⁾、中越沖地震は防災科研高感度地震観測網 (Hi-net) サイトよりダウンロードした気象庁一元化処理震源データに基づく。灰色線は地質に基づいた区分 (本文参照)。

③議論

島弧における地殻及びマントルの地震波速度構造や比抵抗構造は、マグマや沈み込むスラブから脱水、上昇してきた流体の分布を反映していると考えられる(例えば, Nakajima et al., 2001¹¹⁸; Ogawa et al., 2001¹³⁸)。これらの分布は、地表で観測されるヘリウム同位体比の地域的な分布と非常に良い相関が見られる(例えば, Sano and Nakajima, 2008¹³⁹)。Nakajima and Hasegawa(2007b)¹⁴⁰は、最新の地震観測データを用いて、NKTZ 沿いの三次元地震波速度構造を示した。図 3.2-11 は、NKTZ に沿う P 波と S 波の速度構造及び V_p/V_s 比の断面図であり、断面位置から 15 km 以内のヘリウム同位体比分布も投影してある。NKTZ は、地震波速度構造によって示される地殻及びマントルにおけるマグマや流体の分布パターンにより、3 つのセグメントに区分されている(Nakajima and Hasegawa, 2007b¹⁴⁰)。

NKTZ 南部の温泉ガスは、全体的に低いヘリウム同位体比を示すが、有馬温泉では高い。これは、フィリピン海スラブが複雑な形状を示すこと(例えば, 中村ほか, 1997¹⁴¹)を考慮すると説明できる。低いヘリウム同位体比を示す琵琶湖周辺では、フィリピン海スラブが直接下部地殻に接しているが、高いヘリウム同位体比を示す有馬温泉周辺下までは、高角で沈み込むフィリピン海スラブの先端(leading edge)が達しておらず(Nakajima and Hasegawa, 2007a¹²³)、地殻下にはマントルが存在する(図 3.2-11)。地殻とフィリピン海スラブが接している琵琶湖周辺では、マントルヘリウム成分が付加されないために、低いヘリウム同位体比を示すと解釈できる。一方、有馬温泉付近では、フィリピン海スラブが障壁とならないため、太平洋スラブに由来する流体の上昇によってマントルヘリウムが地殻浅所まで効率よく供給されていると考えられる(Umeda et al., 2009a¹²⁷)。

フィリピン海スラブが高角で沈み込んでいる NKTZ 中部(Nakajima and Hasegawa, 2007a¹²³)では、南部と異なり、マントルウェッジで生成されているマグマがマントルヘリウムの供給源となっていると考えられる。NKTZ 中部の下部地殻から上部マントルに見られる大規模な低速度域は、この地域に見られる火山活動に関連するものである(図 3.2-11, LV; Nakajima and Hasegawa, 2007b¹⁴⁰)。さらに、Ogawa and Honkura(2004)¹⁴²も、MT 法による比抵抗構造解析から、同じ領域に低比抵抗異常体($<10 \Omega\text{m}$)を見いだしており、地球物理学的データは、NKTZ 中部下には、マグマやそれに関連する流体が存在していることを示唆している。したがって、NKTZ 中部で観測される高いヘリウム同位体比は、マントルヘリウムがマグマの上昇と地殻中での脱ガスにより、効率的に地表にもたらされたと説明できる。

NKTZ 北部では、低速度体が上部地殻と上部マントルに分布している(図 3.2-11; Nakajima and Hasegawa, 2007b¹⁴²)。上部地殻の低速度域は、日本海拡大時に噴出、あるいは貫入した玄武岩の岩脈、岩床を伴う中新世の堆積盆に相当する。上部マントルに顕著に見られる低速度域は、沈み込む太平洋スラブの脱水によって生じた流体の存在を示唆している(Nakajima and Hasegawa, 2007b¹⁴⁰)。NKTZ 北部では、このように上部マントルに濃集した流体により、リソスフェア強度が低下し、上部地殻での強い圧縮変形を引き起こしていると考えられる。

先に述べたように、NKTZ 北部における大気より高いヘリウム同位体比は、中新世玄武岩マグマから供給されたヘリウムによるものと考えられるが、中越地震及び中越沖地震の震源域や新潟平野の活断層の周辺では、 $3.8 R_A$ より高いヘリウム同位体比を示すものが見られる(図 3.2-10, 図 3.2-11)。Okada et al.(2005)¹⁴³と Wang and Zhao(2006)¹⁴⁴は、2004 年中越地震を引き起こした震源域周辺の詳細な地震波速度構造とポアソン比分布を示した。それらによると、震源断層下の下部地殻から上部マントルには、明瞭な低速度、高ポアソン比体が存在している。同様に、震源域の下部地殻から上部マントルには、低比抵抗領域も示されている(Ogawa and Honkura, 2004¹⁴²; Uyeshima et al., 2005¹⁴⁵)。これらの地球物理学的な観測結果により、2004 年中越地震震源域の下位に、沈み込む太平洋スラブ起源の流体の存在が示されたほか、これらの流体が断層に浸透することにより、断層の強度が低下、断層面がすべり、地震を引き起こすというモデルが提唱されている(Uyeshima et al., 2005¹⁴⁵; Wang and Zhao, 2006¹⁴⁴)。これらの断層が再活動した場合、アスペリティ(固着面)を挟んだ上位と下位の間隙水圧の差圧によってそこが流体

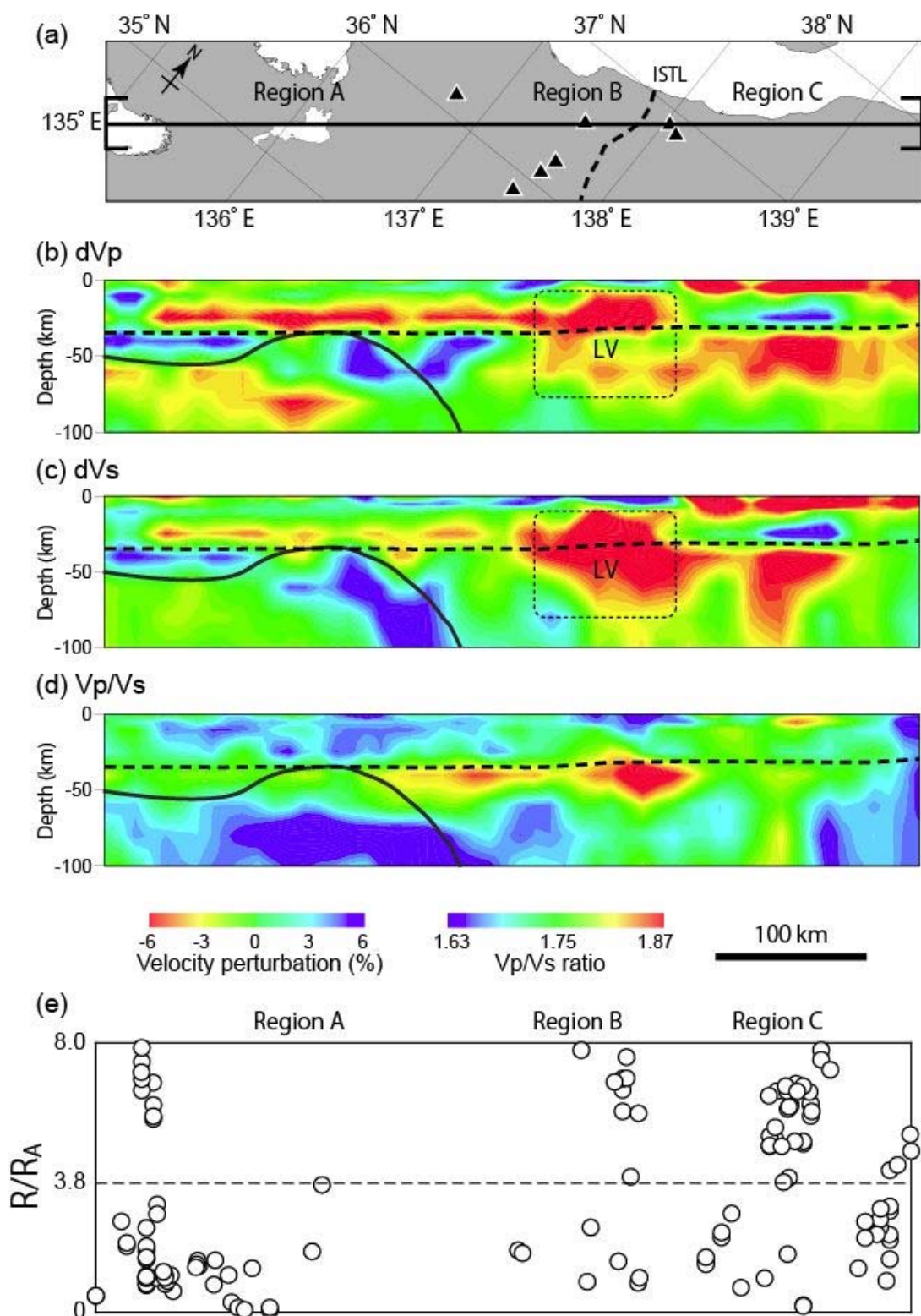


図 3.2-11 NKTZ に沿う P 波と S 波の速度構造及び Vp/Vs 比の垂直断面図

(a)NKTZ に沿う速度構造断面位置。三角は活火山を示す。ISTL は、糸魚川-静岡構造線の略称である。断面位置(a)における(b)P 波、(c)S 波速度構造断面と(d) Vp/Vs 比分布を示す。(b)～(d)中の黒線はフィリピン海スラブ上面(Nakajima and Hasegawa, 2007a¹²³)を示す。(b)～(d)は、地震研究所共同利用:地震研究所特定(B)「日本列島標準 3 次元構造モデルの構築」web ページで公開されている Nakajima and Hasegawa (2007b)¹⁴⁰のデータより作成した。破線はモホ面(Zhao et al., 1992¹⁴⁶)を示す。(e)速度構造断面に沿うヘリウム同位体比分布。速度構造断面位置から 15 km 以内のヘリウム同位体比を投影している。

の通路になることが予想されることから(例えば, Sibson, 1992¹⁴⁷⁾), スラブ起源の流体の上昇によって運ばれたマントルヘリウムは, 断層によって地殻浅所まで効率的に輸送され, 高いヘリウム同位体比のガスの起源となることが考えられる。

④結論

NKTZ において, 既存のヘリウム同位体比データをコンパイルするとともに, 新たなデータを加え, ヘリウム同位体比分布と地震テクニクスとの関係, 特に, 地殻及び上部マントルの地震波速度構造との関連性について検討し, 以下の結論を得た。

- ・ NKTZ 南部では, フィリピン海スラブが低角で沈み込んでおり, 地殻との間にマントルウェッジを欠いている。マントルヘリウムの供給源となりうるマントルウェッジが存在しないために, NKTZ 南部の温泉ガスのヘリウム同位体比は, 大気値より低く, 地殻起源ヘリウムが卓越していることを示す。
- ・ NKTZ 中部の地殻からマントルに見られる大規模な地震波低速度域と低比抵抗域は, この地域の火成活動によるものと考えられる。そのため, NKTZ 中部で観測される高いヘリウム同位体比は, マントルからのマグマの貫入と脱ガスにより, マントルヘリウムが効率的に地表までもたらされていることに起因すると考えられる。
- ・ 活火山が分布していない NKTZ 北部におけるヘリウム同位体比は, 中新世玄武岩マグマをソースとするヘリウム成分, 放射性壊変起源の地殻成分及び大気成分の混合で説明される。しかしながら, 最近の大地震を引き起こした活断層近傍の温泉ガスには, より高いヘリウム同位体比が認められる。これらは, 太平洋スラブ由来の流体によって地殻中に侵入したマントルヘリウムが断層運動と関連して地殻浅所までもたらされた可能性が考えられる。このことから, 温泉の遊離ガスや地下水の溶存ガスにおけるヘリウム同位体比は, 活構造に規制される熱水上昇域を特定するための地球化学的手法として, 有効な指標である可能性が示唆される。

3.3 火山・地熱活動の長期予測・影響評価モデルの開発

(1) 目的

我が国の火山活動は, 火山列や火山地域と呼ばれるある特定の地域に偏在する傾向が認められる。しかしながら, 火山フロントより日本海側では, 火山の分布は離散的であり, 明瞭な火山地域を形成しない。また, 西南日本には独立単成火山群が広く分布しているが, これらは同一の火道から噴火を繰り返す複成火山とは異なり, その活動範囲を推定することは困難である。そのため, 火山フロントよりも日本海側の地域における新たな成層火山の形成や単成火山群の周辺地域における単成火山の発生の可能性については, 今後の検討課題とされている(原子力安全委員会, 2002⁹⁾; 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会, 2003¹⁰⁾)。

火成活動が地質環境に及ぼす影響としては, マグマや高温岩体などから放出される熱エネルギーによる周辺岩盤の温度上昇のほか, 熱水対流系の形成による地下水理の変化, 火山ガスや熱水などの混入による水質の変化などが想定されている(原子力安全委員会, 2002⁹⁾)。変動シナリオを念頭に置いた安全評価に際しては, 火成活動が地質環境に及ぼす影響のほか, 将来の地質環境条件の変化などを評価するための技術開発が必要となる。そのため, 平成 20 年度は, 地下深部のマグマや高温岩体などの熱源周辺の熱・地下水理・地球化学の変化を評価するためのシミュレーション技術の整備を進めた。

(2) 実施内容

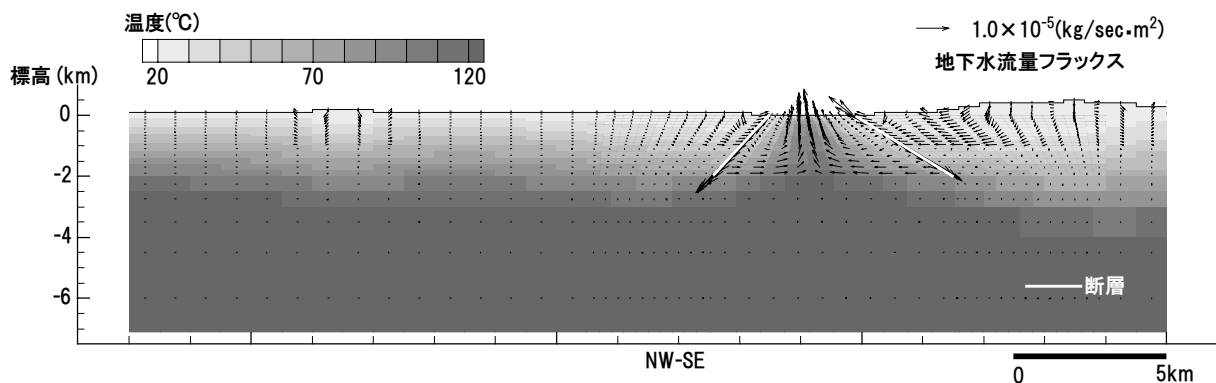
1) 熱・地下水理・希ガスなどのシミュレーション技術の検討

今年度は, 能登半島の邑知平野で, 北西～南東方向に長さ 34 km, 深さは標高-7 km までの二次元断面を切って, 希ガスの挙動を扱えるシミュレータ(TOUGH2/EOSN; ローレンス・バークレー国立研究所の Pruess 博士より提供)を用いて流動解析を行った。

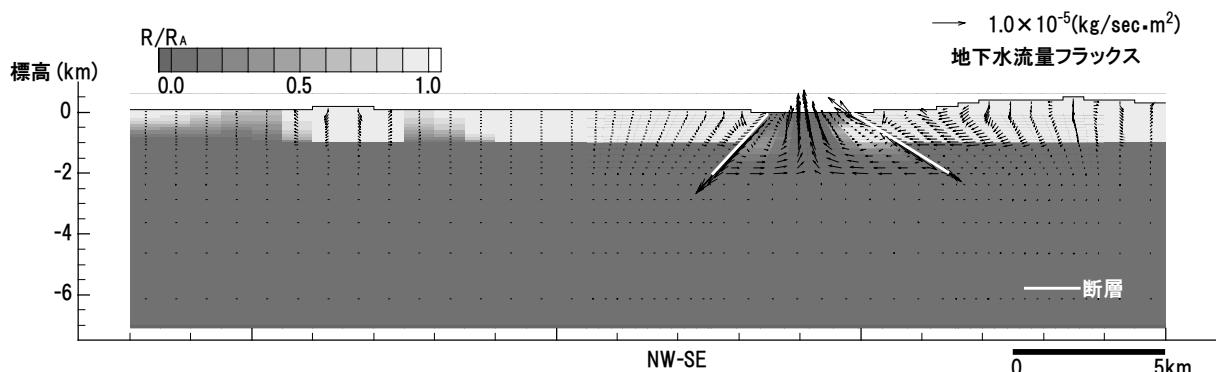
邑知平野と山体側との両境界で推定される低角の逆断層は遮水構造を持つように、表層(鮮新統, 中新統)の地層の厚さは 1,000~2,000 m とし, その下に熱源となる花崗岩をおいたモデルを構築した。地表にあたる境界ブロックには, 山体の形状に対応した計算格子を設定し, 圧力を大気圧とするモデルを構築した。

花崗岩からの放射性壊変に伴う熱量を $4 \mu\text{W}/\text{m}^3$ とした場合, 花崗岩の厚さが 2,000~5,000 m (花崗岩下部深度が 3,000~7,000 m) で熱水対流系が起こる可能性が示され, 熱水は, 断層及び断層と断層に挟まれたところから上昇するという結果が示された。温度分布と地下水流量フラックス分布を見ると, 南東側の高地で涵養した地下水が 10~15 km 離れた低地で流出するという地下水流動系が形成されている。また, 放射性崩壊による発熱によって地下には高温域が発達している。それに比べて, 涵養した地下水は低温であるため, 南東側の高地の地下では低温になり, 地下水流動が高温域を流出域側に押し流している(図 3.3-1(a))。断層は水の通り道となるが, そこを流れる地下水が周囲の温度分布に与える影響はそれほど大きくはないと考えられる。

同モデルの花崗岩から ^3He 及び ^4He を発生させて流動解析を行い, R/R_A 比を計算した。その際, 天水起源の地層水の ^3He 濃度を $1.4 \times 10^{-14} \text{ cm}^3\text{STP/g}$ (水 1g あたり $1.9 \times 10^{-18} \text{ g}$), ^4He 濃度を $1.0 \times 10^{-8} \text{ cm}^3\text{STP/g}$ (水 1g あたり $1.8 \times 10^{-12} \text{ g}$) と設定した。また, 熱源における ^3He 発生量を $4.4 \times 10^{-20} \text{ cm}^3\text{STP/g/year}$ (1 年に花崗岩 1g あたり $5.9 \times 10^{-24} \text{ g}$), ^4He 発生量を $1.6 \times 10^{-12} \text{ cm}^3\text{STP/g/year}$ (1 年に花崗岩 1g あたり $2.9 \times 10^{-16} \text{ g}$) と設定した。ただし, 花崗岩の密度を $2.75 \text{ g}/\text{cm}^3$ とした。解析の結果, 熱水の上昇域となる断層付近の地表で低い値を示す傾向が見られ(図 3.3-1(b)), Umeda et al. (2009b)¹²⁸⁾で示されている概念モデルと整合的であった。



(a) 温度分布と地下水流量フラックス分布



(b) R/R_A 分布と地下水流量フラックス分布

図 3.3-1 非火山性熱水活動のシミュレーション結果

4. 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究

4.1 古地形・古気候の復元調査技術

(1) 目的

「最終処分法」⁴⁾によると、精密調査地区の選定では、概要調査によって「対象地層等において、地震等の自然現象による地層の著しい変動が長期間生じていないこと」を確認することとされている。また、原子力安全委員会(2002)⁹⁾は、「隆起・侵食量が文献から明らかでない場合は、概要調査あるいはそれ以降の調査において、処分施設の深度との関連も含め、隆起・侵食の進行に伴って、処分施設及び廃棄体が地表近くに接近する可能性の有無を検討する必要がある」としている。これらの確認・検討には、調査地区の地形や気候について、過去から現在までの変遷を明らかにするとともに、その成果に基づいて将来の変化を推定することが重要である。そこで、原子力機構では、「1)古地形・古気候を復元するための調査技術」の整備と「2)河成段丘の形成モデルの検討」を進めている。ここで整備される技術と得られる成果は、隆起・侵食速度や古地理変遷の把握、「三次元地形変化モデルの開発」及び「地質環境の長期挙動に関する予測・解析モデルの構築」に反映される。

(2) 実施内容

1) 古地形・古気候を復元するための調査技術

過去数十万年～百万年程度の古地形の変遷を把握する際には、現在分布する山地や丘陵の形成過程に関する情報が役立つ。この山地や丘陵の形成過程は、それらの周辺に分布する堆積物の堆積環境の変遷及び後背地の変化から明らかにできる。つまり古地形の推定には、山地や丘陵の形成に関連するデータを周辺の堆積物から多く取得することが重要となる。そこで原子力機構では、堆積物の後背地、堆積様式、堆積環境などを把握するための手法の整備を目的として、同じ地点で既存の複数の手法を適用し、古流向、後背地、古気候、堆積時期などについて調査している。その成果として、岐阜県東部に分布する瀬戸層群土岐砂礫層を用いて、砂・礫の種類と礫の配列から、堆積物のおおよその後背地を推測した(草野ほか, 2009²³⁾)。

本研究では、草野ほか(2009)²³⁾と同じ露頭において、堆積構造と帯磁率異方性を用いて古流向の推定を実施したので、礫の配列の調査結果と併せて報告する。調査地点は、主に鮮新世に堆積したと考えられる瀬戸層群土岐砂礫層が分布する岐阜県中津川市田瀬の採石所である。この地点は、①様々な層相が分布することから複数の手法が適用できること、②周辺の地質が複雑でないことから後背地の検討がしやすいこと、③これらの理由から手法の有効性が検討しやすいことなどの利点がある。

ここでは、基盤岩である後期白亜紀の濃飛流紋岩を削り込んで谷地形を埋めるように層厚約 35 m の礫層が分布する。礫層中は、所々に砂層、シルト層、泥層の薄層が認められる。この露頭の中でも特に中部付近の礫層、砂層、シルト層、泥層が分布する層厚 2 m 程度の堆積物(図 4.1-1)を用いて、礫の姿勢、砂層の堆積構造、帯磁率異方性を用いた古流向解析を行った。

礫の姿勢については、約 1 m²の範囲において 100 個の礫を計測した。多くの礫は、長軸が比較的低角であり南方以外へ傾斜し、短軸が比較的高角であり西～南方へ傾斜する礫が多いことから、おおよそ南西側への古流向が推定される(図 4.1-1 の A)。砂層にはトラフ型斜交葉理が認められ、その形態から南西側への古流向が推定される(図 4.1-1 の B)。シルト層では、プラスチックキューブ(夏原技研製)を用いて試料を採取し、帯磁率異方性を測定した。本露頭では、堆積物が半固結状態であり、キューブを手で押し込むことが困難であった。キューブを打ち込んで採取した試料では測定値がばらつく結果が得られたため、露頭を整形した後、セラミックナイフを用いてキューブの形状より僅かに大きいサイズのブロックを切り出し、そこにキューブを押し込んで試料を採取した(図 4.1-2)。測定の結果、帯磁率異方性の最小値の方向が高角に南西側へ傾斜する(図 4.1-1 の C-1)。この姿勢は、礫の姿勢(図 4.1-1 の A)とも調

和的であり、南西側への古流向が推定される。なお、帯磁率異方性については、泥層と砂層においても実施したが、最小値の方向が鉛直にプロットされ、古流向の判断が困難であった(図 4.1-1 の C-2,3)。

以上の結果から、堆積物はおおよそ北～東側から供給されたと考えられ、この堆積物の堆積当時に北～東側に高い地形が分布していたと考えられる。本研究のように同じ地点において複数の手法を適用することで、信頼性の高い古地形の推定が可能となる。また、本研究を実施した露頭は、信頼性の高い古流向が推定されたことや様々な粒径の堆積物が分布することから、既存の別の手法との比較や新しい手法を考案した際の有効性の確認に適した露頭である。このような露頭で手法の有効性を確認しておくことは、限られた粒径の堆積物しか分布していない露頭の調査において適用する手法の選定の際に役立つ。さらに、いくつかの地点で様々な時期の古地形に関するデータを増やすことで、古地形の時間的・空間的变化を明らかにできると考えられる。本研究では、過去数百万年の堆積物を対象としているが、過去数万～数十万年の場合は段丘などが古地形の推定に役立つ(段丘を使った古地形の推定については、「5.1 地質環境の長期挙動に関する予測・解析モデルの構築」で報告)。

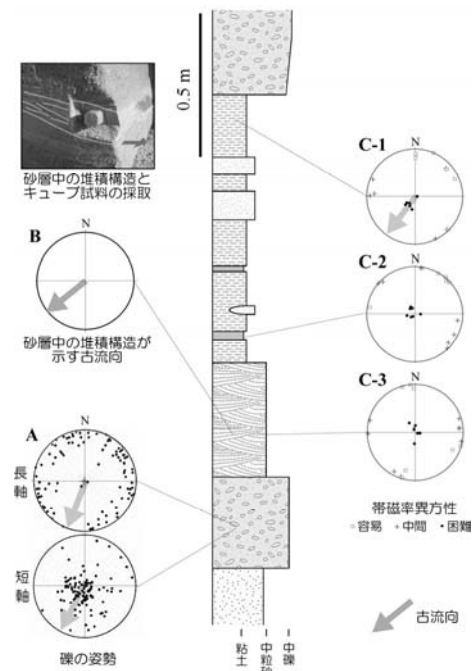


図 4.1-1 地質柱状図と複数の手法による古流向解析結果

- A: 礫の姿勢の計測結果
 B: 堆積構造が示す流れの方向
 C: 帯磁率異方性測定の結果
 (C-1:シルト層, C-2: 泥層, C-3: 砂層)

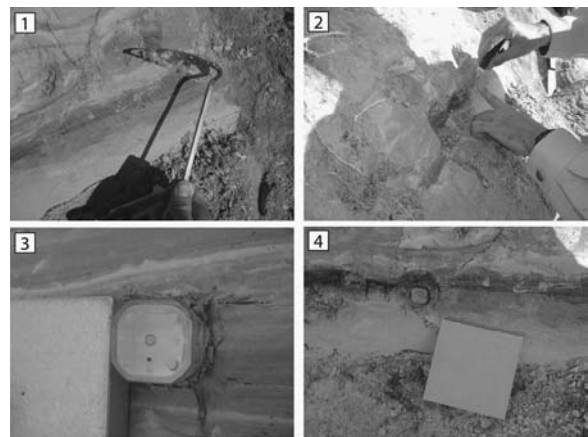


図 4.1-2 プラスチックキューブを用いた試料採取

- 1:表面を平らに整形
 2:キューブの形状に合わせてセラミックナイフを使用して切り出し
 3:切り出しながらキューブを少しずつ押し込む
 4:キューブを完全に押し込んだ状態

2) 河成段丘の形成モデルの検討

① 内陸部の隆起量推定手法に関する検討

内陸部の隆起量は、主に河成段丘の比高を指標とする方法(TT 法(Terrace to Terrace): 吉山・柳田, 1995¹⁴⁸⁾)によって求められる。この手法を用いるためには、対象とする地域において、河成段丘が気候変動に連動して形成されるというモデル(例えば、貝塚, 1969¹⁴⁹⁾; 高木ほか, 2000¹⁵⁰⁾) (以下、「河成段丘形成モデル」)が成り立っている必要がある。

原子力機構では、段丘の形成年代・形成環境を明らかにすることによって、対象地域における河成段丘形成モデルの成否を検討する手法の開発を目的として調査を行ってきた。具体的には、空中写真判読による段丘面分類、段丘露頭・掘削コアからのサンプリング、RIPL 法、花粉・植物珪酸体分析及び年代測定の結果を基に、段丘面の形態・分布、段丘堆積物の特徴を総合的に解釈し、段丘面の形成時期と形成環境を推定した。

田力ほか(2007)¹⁵¹⁾、田力ほか(2009)¹⁵²⁾では、利根川支流の鐺川流域を事例として、植物珪酸体分析や樹種同定を用いた古気候復元手法と、フラッドルーム(洪水堆積物)による離水時期の推定手法について検討した。その結果、テフラ分析を用いた堆積物の年代決定と植物珪酸体を用いた古気候復元を組み合わせる手法は、河成段丘形成モデルの成否を検討する手法として有効であることが示された。

また、田力ほか(2008)¹⁵³⁾では、豊島(1994)¹⁵⁴⁾により気候変動に連動した河成段丘の形成に関する報告例が少ないとされる西南日本の河床変動について、庄内川中・上流域を事例として検討し、河成段丘の段丘面区分と編年に基づいて、気候変動に支配された河床変動が同流域においても見られることを示し、TT 法による同流域の 12 万年間の隆起量を 10~12 m と推定した。

山地・丘陵を用いた内陸部における隆起量の推定手法のうち、山頂の小起伏面の高度から地殻変動を推定する方法(例えば、第四紀地殻変動研究グループ, 1968¹⁵⁵⁾)があるが、山地の定高性が準平原のほかに隆起・侵食の動的平衡による可能性があること(例えば、吉川, 1985¹⁵⁶⁾)、また山頂の小起伏面は周氷河作用によって形成された可能性があること(例えば、Sugai and Ohmori, 1999¹⁵⁷⁾)及び形成年代や形成高度の推定が困難であることから適切な方法ではないと考えられている(例えば、米倉ほか編, 2001¹⁵⁸⁾)。また、丘陵については、柳田ほか(2004)¹⁵⁹⁾が定義した「平頂丘陵」が、堆積面もしくは削剥面を起源とする明瞭な背面をもつことから、形成時期や高度の基準を持つ地形面として考えられる。このうち、更新世の堆積面を起源とする丘陵(例えば、多摩丘陵、喜連川丘陵)については、段丘に準じた手法によって地殻変動速度を検討することが可能と考えられる。しかし、日本では丘陵の編年や対比に関する資料はほとんど得られておらず、テフラなどを用いた年代の特定は困難と考えられる。また、FT 年代などによって得られる年代の精度にも限界があり、地殻変動推定の精度も低くなると考えられる。

山地・丘陵においては、河川の穿入蛇行区間において、側刻により河道が短絡され、頸部が切断された蛇行核(環流丘陵)と、これに付随する旧河谷の分布がしばしば認められる。環流丘陵は、河川が山地を下刻する過程でランダムに形成されるものであるため、隆起と河川侵食との動的平衡を仮定すると、環流丘陵に付随する旧河谷と現在の河床との比高、あるいは旧河谷どうしの比高はほぼその地点の隆起量を反映すると考えることができる(図 4.1-3)。特に、河成段丘が分布しない地域では、内陸部の地殻変動を推定する数少ない指標の一つとなりうる。

環流丘陵を伴う旧河谷の形成時期は、一般に比高が大きいほど古いと解釈される(鈴木, 2000¹⁶⁰⁾)。隆起量の推定には、旧河谷ごとにその形成時期を特定する必要がある。その手法としては、河成段丘と同様に、テフラ分析と放射性炭素年代測定のほか、光ルミネッセンス(OSL)法と古気候復元データの組合せなどの適用も有効と考えられる。

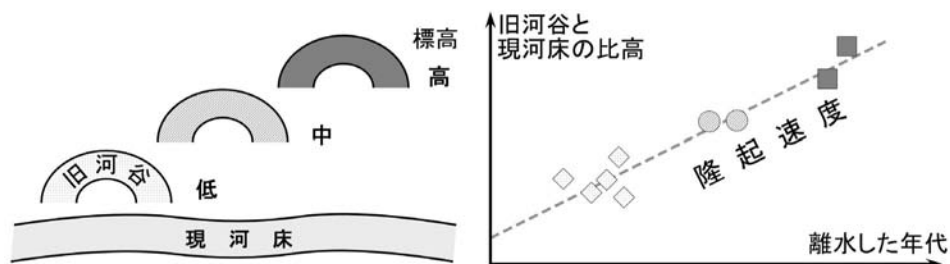


図4.1-3 環流丘陵を伴う旧河谷を用いた隆起量の推定手法の例(模式図)

旧河谷の堆積物は分布範囲が限られ、現地で露頭が観察できない場合が多いと考えられるため、掘削調査によって堆積物の状況を確認した上で、適切な編年手法を適用する必要がある。また、形成時期と気候変化との対応がないことから、この地形を用いて推定される地殻変動がその地域と期間を代表するものか否かを詳細に検討する必要がある。

②フラッドロームに関する調査手法の整備

河成段丘形成の形成時期をより厳密に明らかにするため、段丘礫層と風成堆積物の間にしばしば分布するフラッドロームを識別する調査手法の整備を行った。

フラッドロームは、段丘の離水(河川による下刻)が完了せず、洪水時にのみ河川流が段丘礫層上に溢流する状態において堆積した細粒堆積物であり、テフラ起源物質を含むことがある。これに対し、風成堆積物は、段丘の離水が完了し、段丘礫層上への溢流がなくなった状態以降において堆積したものである(幡谷ほか, 2006¹⁶¹⁾)。フラッドロームと風成堆積物の明確な区分は、河成段丘の形成と気候変動との対応関係の検討に有用であると考えられる。フラッドロームは珪藻化石を含み、風成堆積物に比べて粒度にばらつきがあると予想される。また、両者は帯磁率組成や鉱物組成も異なる(須貝ほか, 2007¹⁶²⁾)。

本研究では、利根川支流鐺川の流域を事例に、中位段丘・高位段丘の段丘堆積物において、粒度分析と帯磁率組成の分析を行い、フラッドロームの同定と離水年代の推定を行った。鐺川流域には段丘地形が良く発達しており、テフラ分析に基づいて、中位段丘は MIS6 に、低位段丘は MIS2 に堆積したと推定されている(田力ほか, 2007¹⁵¹⁾)。

段丘礫層直上の細粒堆積物は、上位の風成火山灰層と比較して粗粒で、粒度のばらつきが大きく、帯磁率が低い(図 4.1-4)。こうした細粒堆積物はフラッドロームと考えられる。中位面の段丘堆積物において、フラッドロームの最下部、あるいはフラッドロームを欠く場合には風成堆積物の最下部に、MIS5/6 境界に降灰したとされている飯縄上樽テフラ(Iz-Kt; 鈴木, 2001¹⁶³⁾)に対比されるテフラが検出された(図 4.1-4)。これは、中位面の離水時期が、MIS5/6 境界頃である具体的な証拠といえる。

フラッドローム中には阿蘇 4 テフラ(Aso-4)、鬼界葛原(きかいとづらはら)テフラ(K-Tz)、Iz-Kt などの広域テフラが産出し、それらのテフラが年代順に堆積していることから、フラッドロームのテフラ層も風成堆積物中のテフラと同様に、段丘編年に有益であると考えられる。むしろ、欠落している例もある風成堆積物中のテフラに比べ、段丘離水前後の層準を示すフラッドローム中のテフラを用いた方が段丘堆積物の離水時期の推定に適切である場合も考えられる。

一方で、同一段丘面においてフラッドロームの形成年代に1万年程度以上の年代幅があること、フラッドロームと風成堆積物の境界が不明瞭であるといった問題も挙げられる。

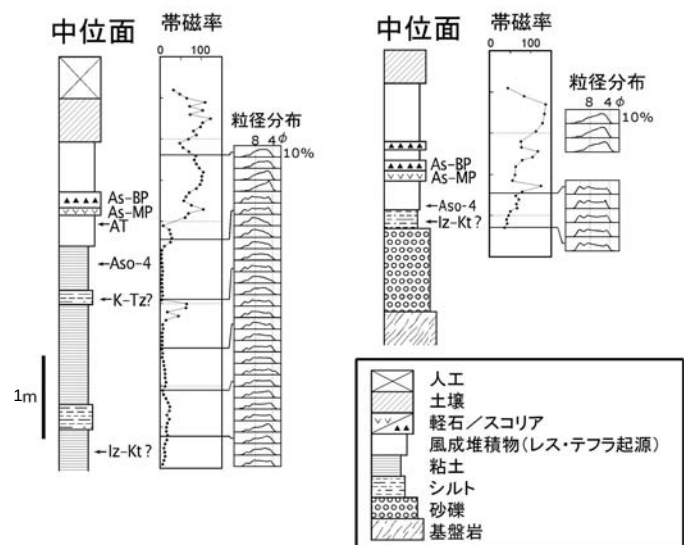


図 4.1-4 鐺川流域の河成段丘における帯磁率組成・粒径分布分析結果

4.2 三次元地形変化モデルの開発

(1) 目的

原子力安全委員会(2002)⁹⁾は、「隆起・沈降・侵食により地下水の流動特性や水質が変化し、廃棄体中に含まれる放射性物質が漏出し、周辺の地質環境中を移行し易くなること等の影響については、概要調査地区選定段階以降の段階で考慮すべき環境要件の検討の際に、その取り扱いを審議する」としている。隆起・沈降・侵食などは一般的に緩慢な現象であり、その現象は地形の変化として表れる。地形変化は、動水勾配の変化などを引き起こし、地下水の流動特性や水質などの地質環境に影響を与えることから、隆起・沈降・侵食に伴う将来の地形変化のモデル化が必要となる。よって、原子力機構では、地形変化のモデル化に必要な技術の一つとして、地形変化をシミュレーションする技術の開発を進めている。これまでに、ある程度の広がりを持った地形が、侵食・堆積によって大局的にどのように変化していくのかを描くことができるプログラムの開発を進めるとともに、シミュレーションに必要な入力パラメータ(以下、「地形変化パラメータ」あるいは「パラメータ」)を現地で取得する手法を検討してきた。

(2) 実施内容

1) 地形変化パラメータの取得

① 現地で優先取得するパラメータ

原子力機構では、ある程度の広がりを持った地形の大局的な地形変化現象や侵食・堆積速度を推定するための地形変化シミュレーションの開発を進めている。地形変化シミュレーションは、対象とする地形(ここでは、DEM)を営力(地形を変化させる作用)の違いに基づいて「斜面領域」「河川領域」などに区分し(図 4.2-1)、それぞれにおいて既存の地形学公式(例えば、野上, 2005¹⁶⁴⁾; Whipple and Tucker, 1999¹⁶⁵⁾)に基づいた基本式を構築し、これを統合したものである。

河川領域の地形変化シミュレーションにおいては、河床縦断形(河川勾配の変化曲線)が実際において様々な凹型を示すことの再現が重要な課題のひとつである。そこで、河川勾配を規定する要因の一つと考えられている河床礫の粒径の減少傾向に基づいて、河川域での土砂運搬・堆積過程を組み込んだアルゴリズム「粒径変化モデル」を開発した(特許出願中)。このアルゴリズムは、侵食プロセスを勾配の変化率に応じた拡散現象ととらえ、地質や侵食基準面の変化などのパラメータの組合せにより、海水準変動に対応した異なる河床縦断形・河成段丘の発達や、ロックコントロール(岩石物性による制約: 谷津, 1965¹⁶⁶⁾)に基づく差別侵食や盆地状地形の形成を表現できる。まず、各地形変化パラメータについて、河床の凹型度(勾配変化率)や平均侵食速度を指標とした感度解析的なシミュレーションを行い、さらに、実際の地形現象を再現していることの確認を行った。その結果を基に現地において実際に取得すべき地形変化パラメータについて検討した。

はじめに、「粒径変化モデル」における種々のパラメータの感度解析を、単一河道を対象としたシミュレーションを用いて行った(図 4.2-2)。その結果、上流側からの河床粒径の減少傾向を示す「粒径係数」によって河床縦断形はほぼ決定され、また平均侵食速度は粒径係数と「河川の拡散係数(メッシュ間隔あたり)」の影響を強く受けていることが明らかとなった(表 4.2-1)。支流からの土砂流入や地質なども凹型度や侵食速度に影響を与えるが、その影響は前者に比べ小さいものとなった。

次に、「粒径変化モデル」を、流域を対象とした地形変化シミュレーションに適用し、「地質係数(侵食抵抗性の係数)」の分布に差異を持たせたところ、盆地状地形の形成や差別侵食が再現された(図 4.2-3)。

地形変化パラメータのうち、特に「粒径係数」及び「地質係数」については、それぞれ粒径変化モデルにおいて重要な地形決定要素であり、現地において優先的に参考となるデータを取得する必要があることが明らかとなった。

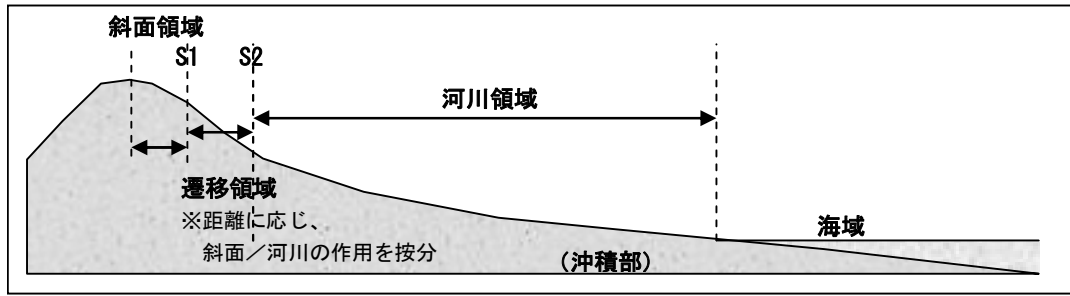


図 4.2-1 地形変化シミュレーションの四つの場の概念

S1: 斜面/遷移領域境界 S2: 遷移/河川領域境界

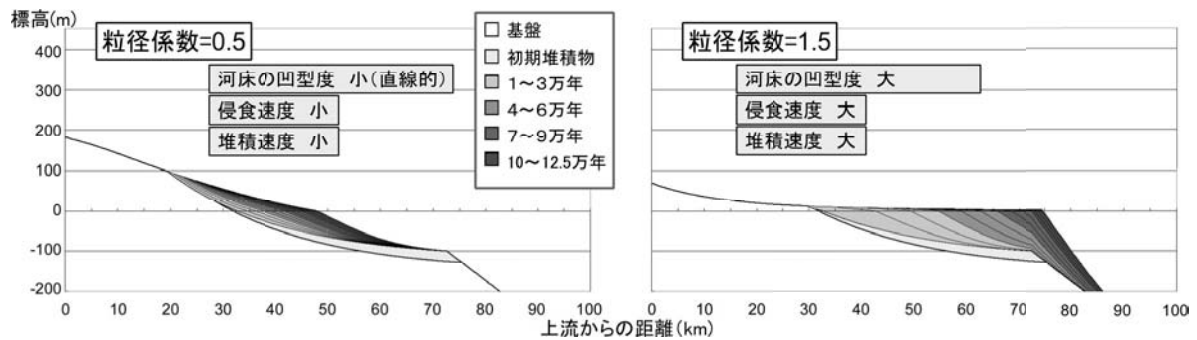


図 4.2-2 粒径係数を変更した単一河道のシミュレーション結果(12.5 万年経過時)

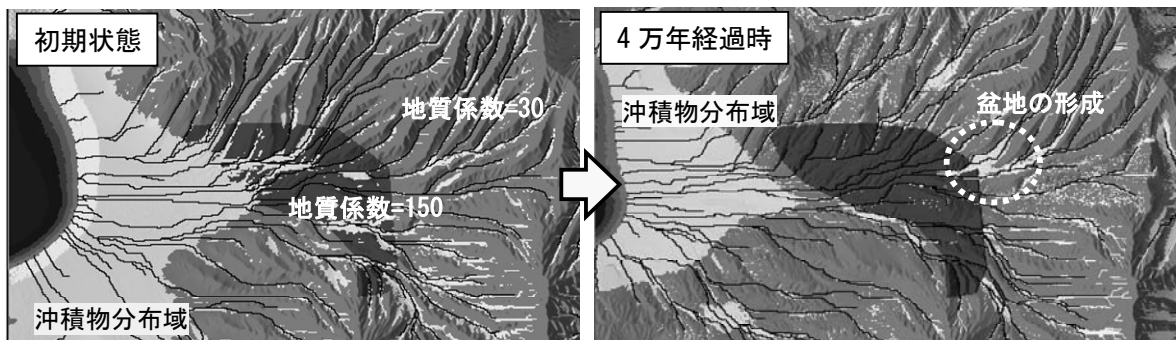


図 4.2-3 地質係数に差異を与えた地形変化シミュレーション結果(仮想地形対象)

表 4.2-1 パラメータ感度解析結果(「粒径変化モデル」による単一河道シミュレーション)

パラメータ項目	凹型度	平均侵食速度	評価
粒径係数 <下流細粒化傾向> 増加時	大きくなる 影響 中	大きくなる 影響 大	侵食速度が大きく変化するので、 流域の侵食速度と縦断形から拘束できる
地質係数 <侵食抵抗性> 増加時	沖積区間(下流) 影響なし	小さくなる 影響 中	沖積区間(平野部)では無関係。 岩盤区間(山間部)の凹型度・侵食速度に 影響がある。
河川のメッシュ拡散係数 <侵食速度> 増加時	沖積区間(下流) 影響なし	大きくなる 影響 大	流域の侵食速度の見積もりで拘束できる (なるべく固定した値が望ましい)
谷頭での堆積範囲 増加時	大きくなる 影響 小	大きくなる 影響 大	シミュレーションごとに決定するパラメータで はない(なるべく固定した値)
地殻変動 基準面低下(隆起)時	大きくなる 影響 大	大きくなる 影響 小	海水準変動は凹型度を大きく変化させる
地形場の境界 <斜面-遷移-河川> 斜面拡大時	影響 小	小さくなる 影響 中	流域の侵食速度の見積もりで拘束できる

②現地でのパラメータ取得方法

粒径変化モデルは、河川域において凹型の河床縦断形が形成される要因として、勾配により規定される侵食プロセスに対し、堆積プロセスにおいては下流ほど堆積範囲が乗数的に大きくなることを用いて説明し、さらに、この増大の要因を以下の二つの理由により説明し、数式化したモデルである(図 4.2-4)。(i)河床礫が破碎・磨耗により小さくなり、移動しやすくなる(土砂運搬量は粒径の 1.5~2.0 乗に比例(例えば、小川・渡邊, 2002¹⁶⁷⁾)。(ii)流域面積が増大し、これに比例して流量(運搬力)が増加する。粒径変化モデルでは、谷頭での流下長に対する各地点の流下長の比の乗数項を粒径係数とするため、上記(i), (ii)より

$$\text{粒径係数 } \alpha = (\text{粒径の破碎・磨耗による減少をの効果を表す乗数}) \times (1.5 \sim 2.0) + 2.0 \quad (6)$$

となる。

「粒径係数」の推定手法としては、実際に河川で計測された河床礫の粒径減少率から検討する方法及び対象流域を平衡河川と仮定した上で、その凹型度から推定する方法が考えられる。

粒径係数の推定に用いる現地データの取得のため、土岐川(庄内川上流域)を事例として、中央粒径・礫の岩種・形状及び河川勾配や地質・河床状態の調査を行った(表 4.2-2)。これを基に、岩種ごとに破碎・磨耗作用の卓越する区間を選択した。具体的には、支流からの土砂流入が見られる区間を除外し、また破碎・磨耗作用の痕跡として「割れ円礫」がある区間に着目した。同区間において、岩種別に求めた粒径減少率(Sternberg, 1875¹⁶⁸⁾)は 0.065~0.107/km となる。ここで、粒径と流下長比との関係がべき乗関数の形で表され、かつ Sternberg(1875)¹⁶⁸⁾の指数関数に最も近似されるように、以下のべき乗関数の乗数項を求めた。このとき、岩種ごとの計測区間の違いが流下長比に与える影響を抑えるため、区間最上流地点の流下長として同じ値(10 km)を与えた。

$$(\text{中央粒径}) = (\text{区間最上流地点の中央粒径}) \times (\text{流下長比})^{\{-(\text{乗数項 } m)\}} \quad (7)$$

乗数項 m の範囲は 0.80~4.50(図 4.2-5)となり、極端な粒径減少を示す美濃帯堆積岩類・新第三紀堆積岩を除く四つの岩種の平均値は 1.12 となった。すなわち、破碎・磨耗作用により、粒径は流下長の比の 1.12 乗に比例して減少するといえる。これより、粒径係数 $\alpha = 1.12 \times (1.5 \sim 2.0) + 2.0 = 3.68 \sim 4.24$ となった。この値は、土岐川の流下長 10 km~30 km の凹型度から推定した乗数項(1.2)、粒径係数(3.8~4.4)とほぼ同じ値であった。この結果を基に、土岐川の地形変化シミュレーションにおいて粒径係数を 4.0 と設定した。

「地質係数」(侵食抵抗性のパラメータ)を求めるには、岩石物性にかかわる既存の指標(供試体スケール~岩盤スケール)と、シミュレーションによる地形変化の再現から推定した地質係数の値とを比較し、両者の関係についてデータの蓄積を進めていく必要がある。いくつかの岩石種の地質係数の変動幅について、土岐川支流日吉川での単一河道を対象としたシミュレーション(草野ほか, 2009²³⁾)での河床縦断形の再現及び大湫盆地での地形変化シミュレーション(後述)での堆積速度の再現を経て得たものを表 4.2-3 に示す。地質係数の対数は P 波速度とほぼ比例的関係にあり(図 4.2-6)、また一軸圧縮強度とも相関関係にあった。その一方で、こうした岩石物性値は野外において測定されるシュミットハンマー(SH)反発値などと相関関係にある場合が多いことから、地形変化シミュレーションで用いる地質係数の変動幅の決定においては、現地で求められる岩石の物性値を反映させる手法が有効と考えられる。土岐川の河床及び側壁の露岩において測定した SH 反発値を図 4.2-7 に示す。美濃帯堆積岩の SH 反発値は 50 を超え、最も高い値を示した。一方、花崗岩は低い値を示した。

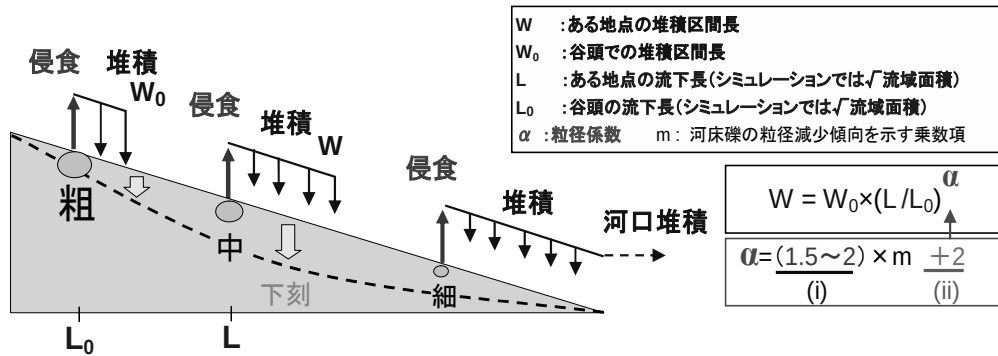


図 4.2-4 粒径変化モデルの考え方と「粒径係数」による堆積区間長の設定

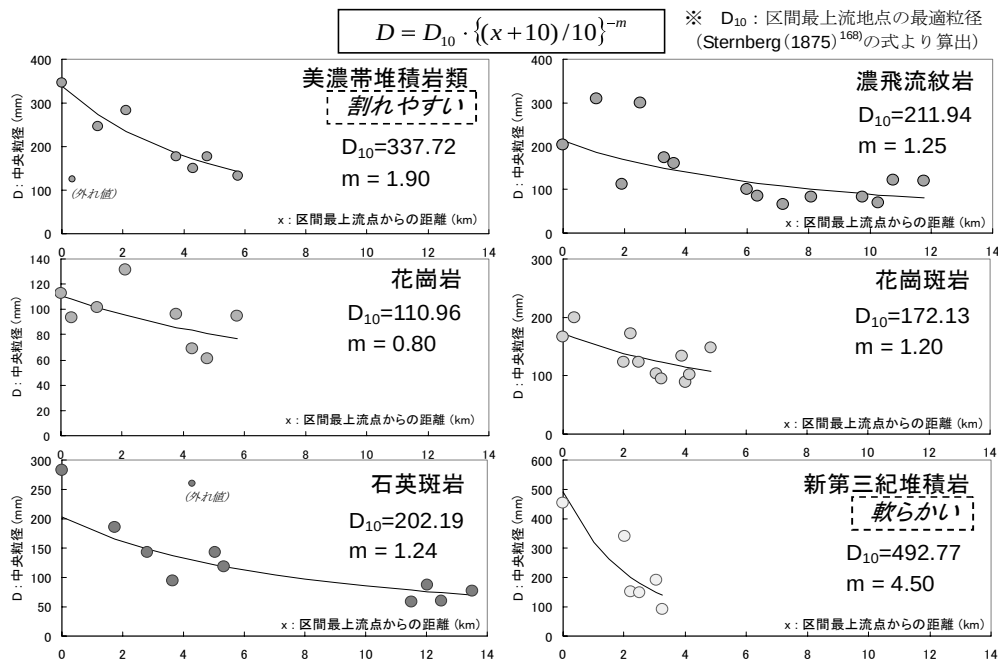
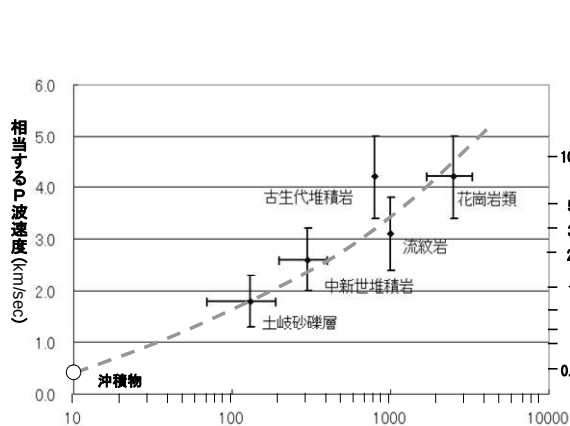


図 4.2-5 土岐川の河床礫における岩種別の粒径の変化傾向とべき乗関数による近似

図 4.2-6 推定した地質係数とP波速度
及び一軸圧縮強度の関係

(表 4.2-3 から作成)

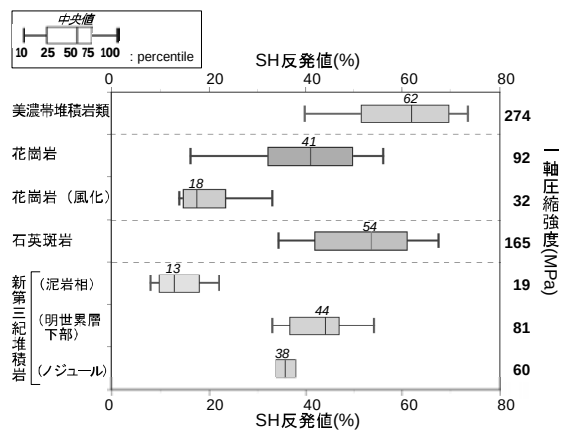
図 4.2-7 土岐川流域に露出する岩盤の
シュミットハンマー反発値一軸圧縮強度との関係は、松倉・下川(1992)¹⁶⁹⁾を参考

表 4.2-2 土岐川の各盆地間における岩種別粒径及びその分布特徴

地形区分名			釜戸盆地	瑞浪盆地	土岐盆地	多治見盆地
計測区間(土岐川の流下長:km)			3.0~10.7	11.7~20.0	21.4~25.0	27.4~33.2
卓越する河床状態			瀬淵河床	岩盤河床	礫河床	岩盤-礫河床
粒径減少に及ぼす作用			破碎・摩耗(?)	選択運搬	破碎・摩耗/ 選択運搬	破碎・摩耗
礫 の 特 性	美濃帯堆積岩類	中央粒径(cm)	11	13	15	12
		特徴			衝突痕 (区間下流のみ)	衝突痕
		礫の流入				峡谷谷壁より
	濃飛流紋岩	中央粒径(cm)	18	16	15	10
		特徴			割れ円礫	割れ円礫
		礫の流入	藤川, 大湫川, 佐々良木川		なし	なし
	花崗岩	中央粒径(cm)	15	13	12	10
		特徴	礫が少ない		風化した礫	
		礫の流入		小里川	肥田川	なし
	花崗斑岩	中央粒径(cm)	13	11	13	7
		特徴			割れ円礫	割れ円礫
		礫の流入	佐々良木川 (区間下流のみ)		妻木川	高田川
	石英斑岩	中央粒径(cm)			12	6
		特徴			供給源近く 角礫多い	
		礫の流入			なし	なし
	新第三紀堆積岩	中央粒径(cm)	8	7	6	4
		特徴	泥岩礫が多い	砂岩~泥岩礫	砂岩~泥岩礫	砂堆に存在
		礫の流入	なし	河床岩盤から	河床岩盤から	

※太線括弧部分(破碎・磨耗作用卓越)において岩種別の粒径変化傾向を計測

表 4.2-3 地形変化シミュレーションより求めた地質係数の範囲と P 波速度の関係(岩種別)

岩種	地質係数		P 波速度 (km/sec)
	係数の範囲	引用元	
花崗岩(未風化岩)	2500 ± 800	日吉川流域	4.2 ± 0.8
中新世堆積岩	300 ± 100	日吉川流域	2.6 ± 0.6
鮮新世~更新世堆積岩 (土岐砂礫層)	120 ± 50~70	日吉川流域	1.9 ± 0.3
流紋岩	1000	大湫盆地	3.1 ± 0.7
古生層	800	大湫盆地	4.2 ± 0.8

P 波速度は、物理探査学会(1998)¹⁷⁰⁾による

③斜面域のパラメータ取得

斜面域の地形変化シミュレーションにおいては、地滑りや崩壊(重力の作用)による土砂移動を平均化し、定常的なクリープ(匍行)として扱っている。この侵食速度は河川域のそれに比べて小さい。このことから、河川に対する斜面の拡散係数の比を表す「斜面係数」は斜面の地形変化を決定する重要なパラメータであり、地形・地質分布、堆積物の堆積時期を考慮した手法で取得する必要がある。

そこで、岐阜県瑞浪市の大湫盆地を事例に、斜面係数を閉塞盆地の堆積速度から設定する方法を検討した。大湫盆地は東西約 300 m、南北約 1 km と南北に細長い盆地で、最大 30 m 程度の堆積物が存在し、周囲の地質は土岐花崗岩、濃飛流紋岩及び美濃帯堆積岩類と、全体として堅い岩石からなる。地

質断面図(図 4.2-8)をみると、同一時間面である始良 Tn(AT)テフラ(山根・大場(1999)¹⁷¹⁾で 24.6～26.0 ka)以降の堆積層厚(赤点線)は、盆地中央部(OK-1～OK-3)では 2.2～2.7 m 程度(堆積速度 0.088～0.108 mm/year)であり、盆地縁辺部(OK-4, OK-7, OK-6)では 0.8～1.8 m と薄い。

大湫盆地には大きな河川が無いことから、盆地堆積物は主に斜面域の土砂移動により堆積したとみなせる。ここでは他のパラメータを固定し、AT 以降の堆積量を満足させるよう斜面係数のみを変更しての地形変化シミュレーションを実施し、適正な斜面係数を求めた。シミュレーション開始時の初期面は、盆地内(堆積前)では AT の深度を結んだ線(図 4.2-8)を中心に、現在の地形より中心部で約 3 m 低くする南北に長いすり鉢状の地形を想定した。山地斜面の初期状態は、同じ斜面形状のまま 25,000 年間に若干の侵食を受けたと考えて、現在の等高線を 1 m 高くした。さらに、地質を考慮した侵食量算出のために、4 種類の地質係数を与えた(表 4.2-4)。以上の条件の下、斜面係数を 0.05, 0.10, 0.20, 0.40 と変え、25,000 年間のシミュレーションを行い、盆地に流入した土砂をすべて盆地内に堆積させた。

同シミュレーションの結果、大湫盆地における AT 堆積以降(25,000 年間)の堆積量を再現するためには、斜面係数を 0.05～0.06 程度にすれば良いことが明らかとなった。試錐位置での AT 以降の堆積厚(実測値)と、同位置でのシミュレーションによる堆積厚の関係(表 4.2-5)をみると、斜面係数が 0.06 のとき、傾きが 0.990(ほぼ 1:1)となる。

また、同シミュレーション試行期間の山地斜面における平均地形変化速度(図 4.2-9)は、斜面係数が 0.40 の場合、 $-0.1 \sim -0.4$ mm/year 程度となり、三箇・安江(2008)¹⁷⁵⁾による日吉川の下刻速度(100 万年間で 0.08 mm/year)を上回る。一方、斜面係数が 0.05 の場合、 $-0.02 \sim -0.04$ mm/year 程度となる。侵食、堆積速度から判断して、大湫盆地での地形変化を復元するための斜面係数の値は 0.05 程度が妥当と考えられる。

表 4.2-4 斜面係数設定のための地形変化シミュレーションで用いた地質係数

地質区分	地質係数	根拠
土岐花崗岩(Gt)	1500	日吉川での解析結果(草野ほか, 2009 ²³⁾)
濃飛流紋岩(Rn)	1000	土岐花崗岩を下回る値として設定
美濃帯堆積岩類(Ms)	800	土岐花崗岩を下回る値として設定
盆地初期堆積物	20	沖積物(地質係数 1)に対し、圧密による固結を考慮

表 4.2-5 試錐位置での AT 深度と地形変化シミュレーションによる堆積厚の関係

NO	実測 AT 深度 (m)	25,000 年間の堆積厚(シミュレーション)				
		斜面係数の設定				
		0.05	0.06	0.10	0.20	0.40
OK-6	0.84	0.66	0.72	0.90	1.34	2.68
OK-7	1.22	1.22	1.26	1.54	2.20	3.64
OK-4	1.78	2.02	2.10	2.38	3.00	4.22
OK-1	2.65	2.42	2.56	2.78	3.46	4.60
OK-2	2.40	2.38	2.46	2.76	3.36	4.58
OK-3	2.25	1.86	1.96	2.22	2.84	4.06
回帰直線の傾き		0.946	0.990	1.114	1.412	2.046

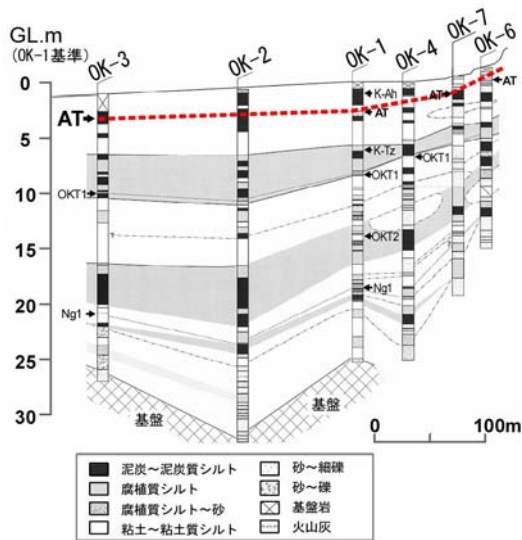


図 4.2-8 大湫盆地の地質断面図

AT: 始良 Tn テフラ

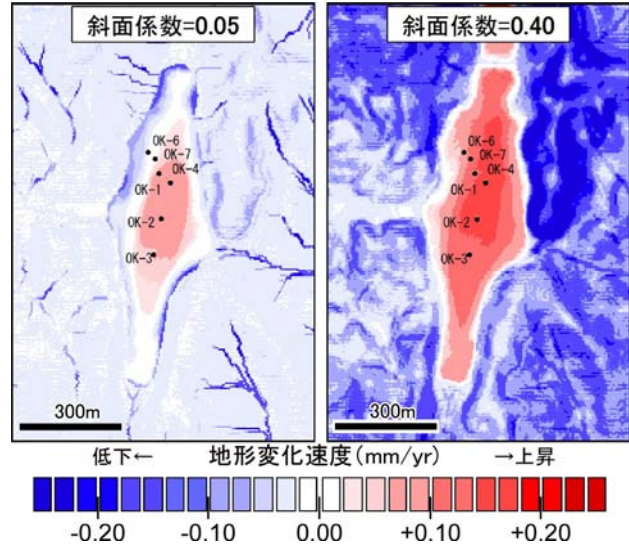
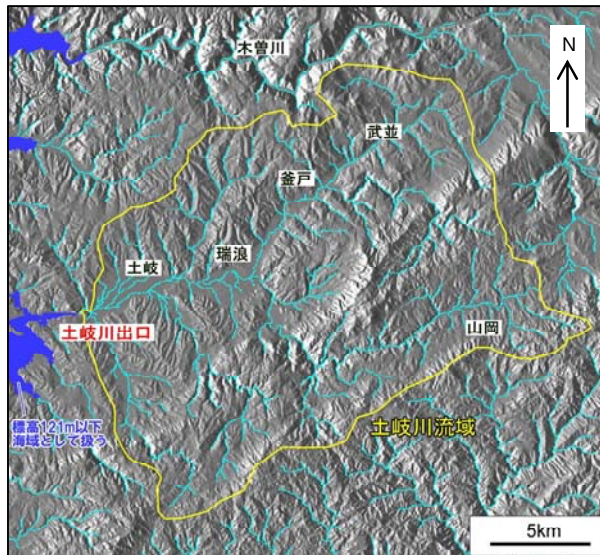
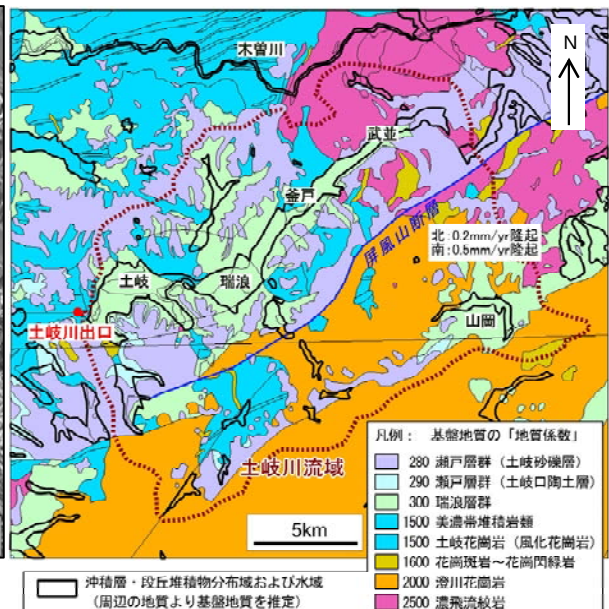


図 4.2-9 大湫盆地での侵食・堆積速度分布の比較

●は試錐位置

図 4.2-10 現地調査データを用いた
地形変化シミュレーションの範囲図 4.2-11 現地調査データを用いたシミュレーション
範囲の地質係数マップ20 万分の 1 シームレス地質図・(産業技術総合研究所, 2007³⁰⁾)と
糸魚川(1980)¹⁷³⁾を参考に作成

2) 地形変化シミュレーション技術の開発

① 現地調査データを用いた地形変化シミュレーション

土岐川流域を事例として、現地調査で得た情報を考慮した地形変化シミュレーションを実施した(図 4.2-10)。使用した現地調査データは、地質、気候(降水量)変動及び地殻変動に関するものである。

地質係数の区分と分布については、既存の 20 万分の1シームレス地質図(産業技術総合研究所, 2007³⁰⁾)などを基に集約した(図 4.2-11)。値の設定においては、岩質ごとの P 波速度(物理探査学会, 2008¹⁷⁴⁾)及び P 波速度と地質係数の関係(図 4.2-6)を参考とした。澄川花崗岩は、土岐花崗岩よりもや

や大きめの地質係数(2,000)とし、濃飛流紋岩は、一軸圧縮強度が高いことから地質係数を大きくした。また、現地調査で得た物性値(SH 反発値:図 4.2-7)を以下のように反映させた。

- ・ 美濃帯堆積岩類(高い SH 反発値):大湫盆地の例(表 4.2-4)に比べてやや大きい値とした。
- ・ 土岐花崗岩(低い SH 反発値):表 4.2-3 より小さくし、1,500 とした。

隆起速度の分布は、屏風山断層の位置を考慮して設定した(相対変位速度:南側 + 0.3 mm/year)。粒径係数の値は前項での検討を基に 4.0 程度の値とした。シミュレーションの期間(12.5 万年間)においては過去十数万年程度の氷期・間氷期サイクルと同様の気候変動を仮定し、大湫盆地での古気候データより推定した氷期／間氷期の降水量の比率(気候係数:約 0.66)を基に、海水準変動曲線(小池・町田編(2001)¹⁷⁵⁾を単純化:図 4.2-12)に連動して粒径係数を変動させた(図 4.2-13)。粒径係数の減少は、氷期の河川流量の減少による土砂運搬力の減少を表現するものである。

なお、地形場の境界(図 4.2-1)、粒径係数、気候係数のパラメータについては、最終氷期最寒冷期(約 10 万年経過時)の河床標高と、12.5 万年経過時の比高が約 10 m(田力ほか, 2008¹⁵³⁾)となるように、また、期間中の侵食速度が起伏度による推定値(0.1 mm/year:岡野ほか, 2002¹⁷⁶⁾)とほぼ同程度となるように調整を行った(図 4.2-13:平均 0.103 mm/year)。河川の拡散係数、斜面係数、初期堆積範囲の値は固定した。

同シミュレーションの結果、実効侵食速度は粒径係数に比例しており、後氷期(10.7 万年以降)の降水量の増加に伴う再侵食の活発化を再現することができた(図 4.2-13)。土岐川本流の河床縦断形に着目すると(図 4.2-14)、屏風山断層近傍と濃飛流紋岩の露出箇所の下流で急崖が形成された。また、沖積物の厚さ(基底(図 4.2-14 の細線)と河床(同太線)の差分)に着目すると、釜戸から土岐盆地の分布(10 万年経過時、最大 30 m)は現在よりもかなり厚く、また、後氷期(10 万年から 12.5 万年経過時)の河床低下量が数 m 程度と少ない(隆起による「10 万年」の河床は 5 m 上昇するため、標高差は 10 m 程度)。さらに、12.5 万年経過時の河床標高は現在(初期:黒線)よりも高い。河床低下量が小さいのは、溪谷部の岩盤が侵食されず、上流に沖積物がせき止められるためと思われる。これら基盤(土岐花崗岩)の地質係数は 1,500 としているが、実際には風化が進み、もっと低い抵抗性を示している可能性がある。さらに、流域の基盤侵食量分布(図 4.2-15)に着目すると、大きいエリアの分布は地質係数や初期勾配を反映しており、特に、断層を挟んで垂直変位速度に差異を持たせた箇所に沿って大きい侵食を示した。

同シミュレーションの結果、「気候」と「地質」のパラメータ設定について以下の課題が挙げられた。

「気候」については、寒冷期の降水量の減少を反映させるため、「気候係数」を粒径係数に乗じて変動させているが、現時点では花粉分析による古気候推定以外にこれを推定する良い手法が確立されていない。その一つとして、氷期堆積段丘での現地調査や文献調査を基に、寒冷期の河床礫の粒径の変化傾向を求める方法がある。また、寒冷期には降水量の減少に伴って河川流量が減少(斜面域が拡大)し、凍結融解作用の発達により滑らかな斜面が形成されると考えられる。シミュレーションにおいては、場の境界の下流側への移動及び斜面係数の変動として反映させることができるが、今回のシミュレーションでは未検討であり、値の設定手法については今後の課題である。

「地質」については、土岐川に露出する土岐花崗岩(高い地質係数)の影響で、その上流側で河床高度が上昇(堆積)している。一方、現在の河床縦断形では名滝溪谷付近に遷急点が形成されているが、和合溪谷付近には見られない(図 4.2-15)。したがって、現在見られるような河床縦断形を再現するためには、地質係数マップにおいて土岐花崗岩の分布を修正するか、地質係数をさらに小さく設定する必要がある。これには裏付けとなるデータ(物性の試験、現地での測定)が必要となる。

同様に、断層周辺の地質の設定の課題として、急勾配の崖(50 度以上)が形成されたことが挙げられる。実際の傾斜は 25～35 度程度であり、断層活動による破碎や亀裂に浸透した天水による風化によって岩盤の侵食抵抗性は低下し、侵食されていると推定される。したがって、断層に沿って地質係数の設定を

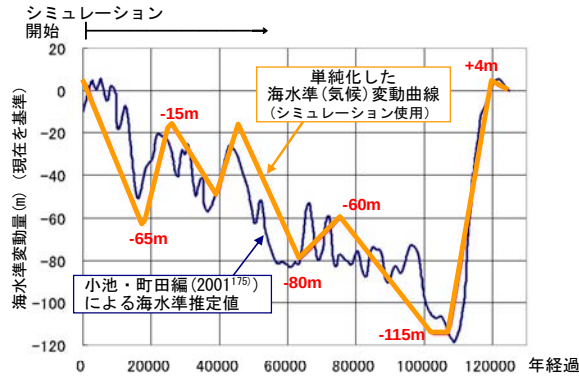


図 4.2-12 現地調査データを用いたシミュレーションにおいて考慮した海水準変動曲線

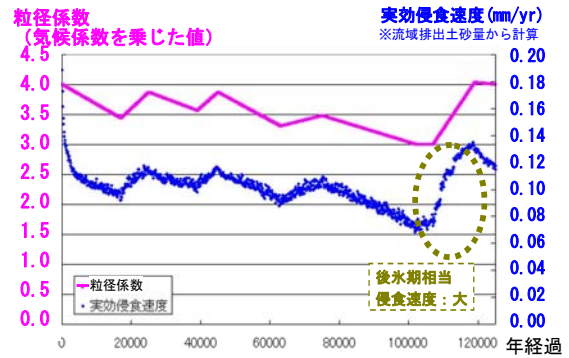


図 4.2-13 現地調査データを用いたシミュレーションにおける粒径係数の設定と実効侵食速度の変化

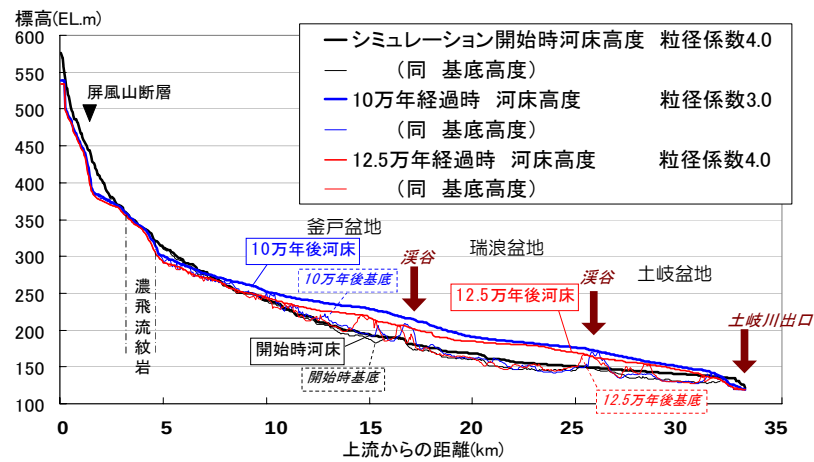


図 4.2-14 現地調査データを用いたシミュレーション結果(土岐川河床縦断形の変化)

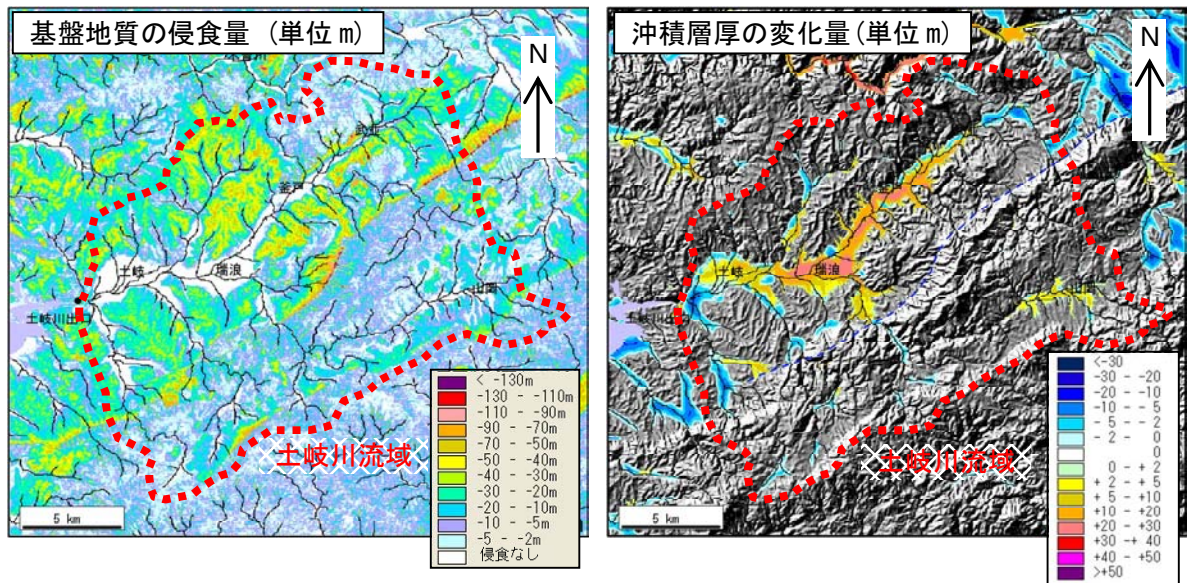


図 4.2-15 現地調査データを用いたシミュレーション結果(基盤地質侵食量及び沖積層厚変化量分布)
(12.5 万年経過時)

小さくするなどの検討を行う必要がある。これには、裏付けとして P 波速度の原位置測定などの物性値が必要となる。同様に、地質係数の境界部でも急崖が形成されたが、実際の地質境界はすべてが明瞭なものではないことから、地質係数をある程度連続的に変化させる必要も示唆される。

②沿岸域を含む地形変化シミュレーション

次に、沿岸域を含むより広域的な地形変化シミュレーション技術について検討するため、相模川周辺を事例に、同地域の DEM データを用いて氷期・間氷期サイクル及び海水準変動を考慮した地形変化シミュレーションを実施した。相模川が流入する相模湾は、海岸近くでも水深が深いため、海水準変動による海岸線位置の移動が小さく、シミュレーションを単純化できる。海域の地形変化については、河口に到達した土砂を、河口を中心として同心円状に拡散堆積させるものとした。堆積半径は河川の流路長に比例させ、堆積させる土砂量は河口に到達したものの 50%のみとした。

他のパラメータの設定は以下の通りである。基盤地質は既存の 20 万分の 1 シームレス地質図(産業技術総合研究所, 2007³⁰⁾)の分布データを集約した(図 4.2-16)。地質係数は岩質ごとの P 波速度(物理探査学会, 2008¹⁷⁴⁾)と、既存シミュレーション結果による地質係数と物性値との対応(図 4.2-6)から決定した。相模川中・下流域で厚く分布する更新世堆積物(貝塚・森山, 1969¹⁷⁷⁾)については、シミュレーション期間中に全て侵食されないと考えられるので、基盤として扱った。沖積層の厚さについては、相模川下流域での埋没谷等深線(貝塚・森山, 1969¹⁷⁷⁾)を用いて埋没谷下面を推定し、現在の標高から差し引いて基盤(沖積層下面)高度を算出した(図 4.2-17)。地殻変動速度(図 4.2-18)に関しては、海岸付近は小池・町田編(2001)¹⁷⁵⁾による海成段丘(MIS5e)の隆起量、内陸部は田力(2000)¹⁷⁸⁾の TT 値及び吉山・柳田(1995)¹⁴⁸⁾の TT 値を用いて内挿し、マップを作成した。海域を含めた対象領域の平均隆起速度は 0.33 mm/year である。シミュレーションの期間(12.5 万年間)においては過去 10 数万程度程度の氷期・間氷期サイクルと同様の気候変動を仮定し、海水準変動については図 4.2-19 に示した海水準変動曲線(小池・町田編(2001)¹⁷⁵⁾を単純化)を与えた。他のパラメータ(場の境界、粒径係数、気候係数)の調整は、平均的な隆起速度とシミュレーション期間中の平均侵食速度が同程度となり、また 12.5 万年経過時の相模川の河床縦断形が現在とほぼ同じになるように調整した。粒径係数は 4.2、気候係数は 0.63 となった。

同シミュレーションの結果、得られた下流域の地形分布を最寒冷期(10 万年経過時)と温暖期(12 万年経過時)で比較(図 4.2-20)したところ、最寒冷期(10 万年経過時)では上流側において堆積が進む一方、河口付近では海水準低下に伴う下刻と、古い堆積物の段丘化がみられる。温暖期(12 万年経過時)においては、上流部では河床低下による寒冷期の堆積物の段丘化が進む一方、河口付近では堆積域が形成される。一方、シミュレーション結果の河床縦断形(10 万年・12.5 万年経過時:図 4.2-21)を、貝塚・森山(1969)¹⁷⁷⁾による河床縦断形と比較すると、埋没谷・段丘の形成などが表現されたものの、その規模や範囲などは一致していない。下流域(100 km～河口)では、最寒冷期(10 万年:青実線)の縦断形が現在の埋没谷(初期基底)よりも浅く、海水準の低下に対して河床低下が追いついていない。また、中流域(50～100 km 付近)では、最寒冷期(10 万年)の河床と 12.5 万年の河床との比高が、現河床と MIS2 段丘面との比高(貝塚・森山, 1969¹⁷⁷⁾)の半分程度であり、堆積量が少ない。この原因としては、使用した DEM においてダム湖(相模湖、津久井湖)の水面を標高値としていることや、粒径係数・気候係数の設定などが挙げられる。

全体的な侵食量、堆積量分布を比較すると、12.5 万年間の基盤侵食量分布(図 4.2-22)は与えられた地質係数や隆起速度を反映している一方で、起伏の大きい箇所では土岐川の事例(同等の地質係数の箇所)の 2～3 倍の侵食量となった。また、12.5 万年間の沖積層厚変化量分布(図 4.2-22)において、海域には相模川河口付近で最大 500 m を超える沖積層が堆積しており、実際の海底形状からみて過剰と考えられる。

海水準変動を考慮した地形変化シミュレーション(沿岸域)を実施した結果、以下の課題が挙げられた。海域では過剰な土砂堆積による海岸線の前進が寒冷期の河床低下を妨げており、これについては、海

底への堆積率の変更のほか、海流による二次移動や海底地滑りなどのシミュレーションを検討する必要がある。また、同様に氷期の河床低下を妨げたと考えられる粒径係数と気候係数の設定についても、気候係数を大きくするか、沖積域での粒径係数を大きくする(実際の河川では、河床勾配が 1/1,000 以下で粒径の減少傾向が大きい(山本, 2004¹⁷⁹⁾))などの方法を検討する必要がある。

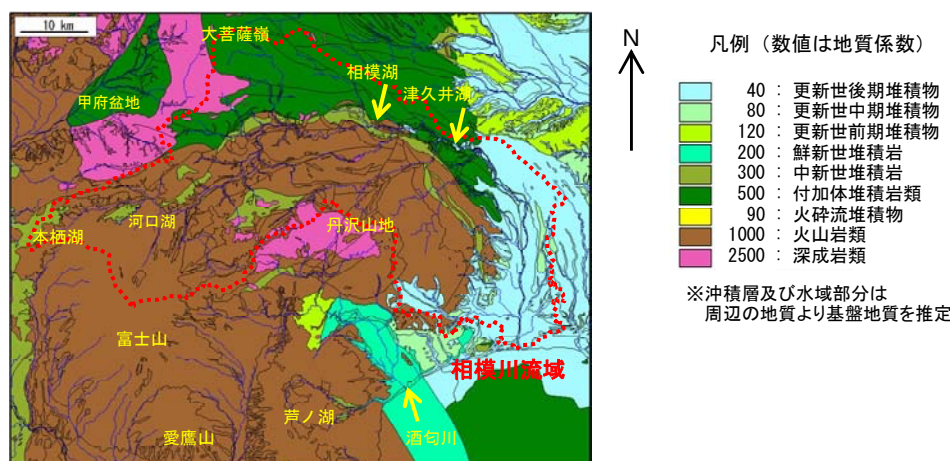


図 4.2-16 沿岸域を含む地形変化シミュレーションの範囲及び地質係数マップ

20 万分の 1 シームレス地質図(産業技術総合研究所, 2007³⁰⁾), 岩質ごとの P 波速度(物理探査学会, 2008¹⁷⁴⁾) 及び図 4.2-6 を参考に作成。

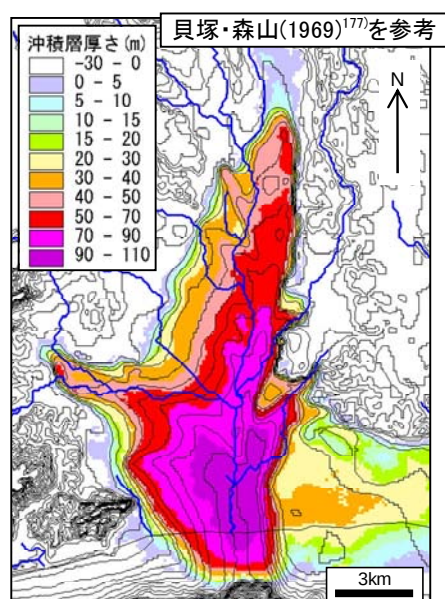


図 4.2-17 相模川河口域における
沖積層厚さ分布と埋没谷形状

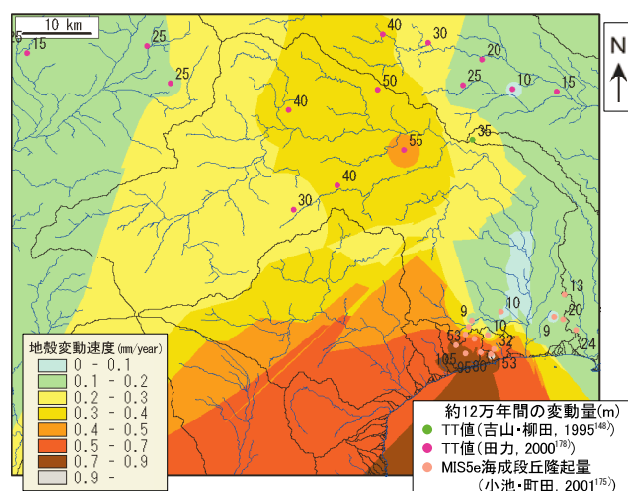


図 4.2-18 沿岸域を含む地形変化シミュレーションにおいて仮定した地殻変動速度マップ

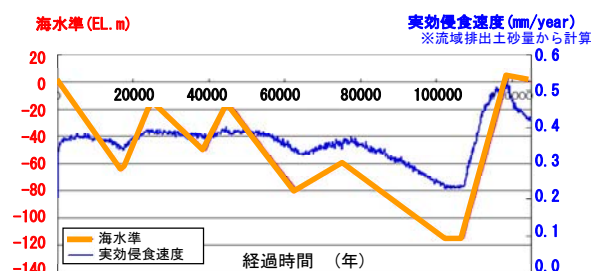


図 4.2-19 沿岸域を含むシミュレーションにおいて
仮定した海水準変動と実効侵食速度の変化

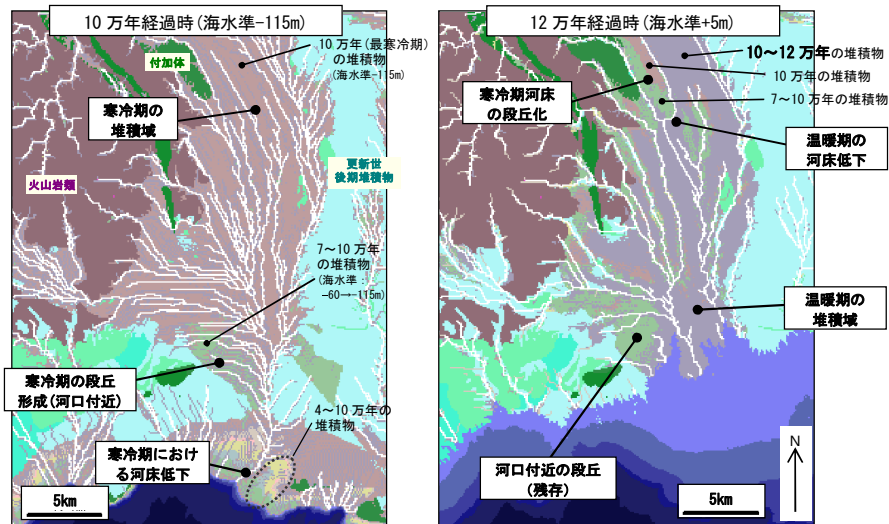


図 4.2-20 沿岸域を含むシミュレーション結果

(下流域における寒冷期(10 万年), 温暖期(12 万年)の堆積物分布)

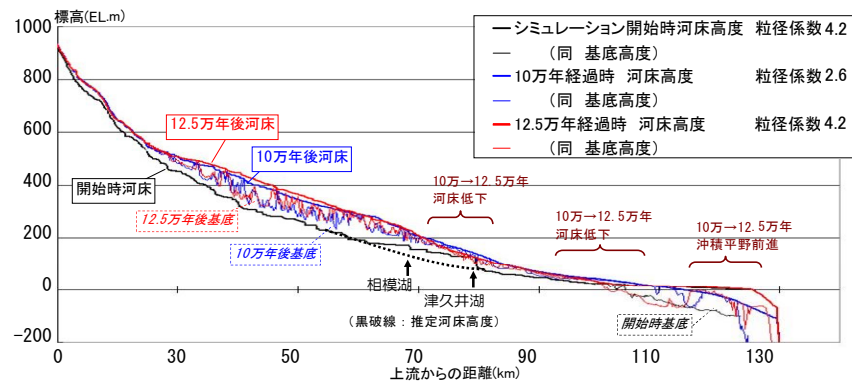


図 4.2-21 沿岸域を含むシミュレーション結果(相模川本流の河床縦断形の変化)

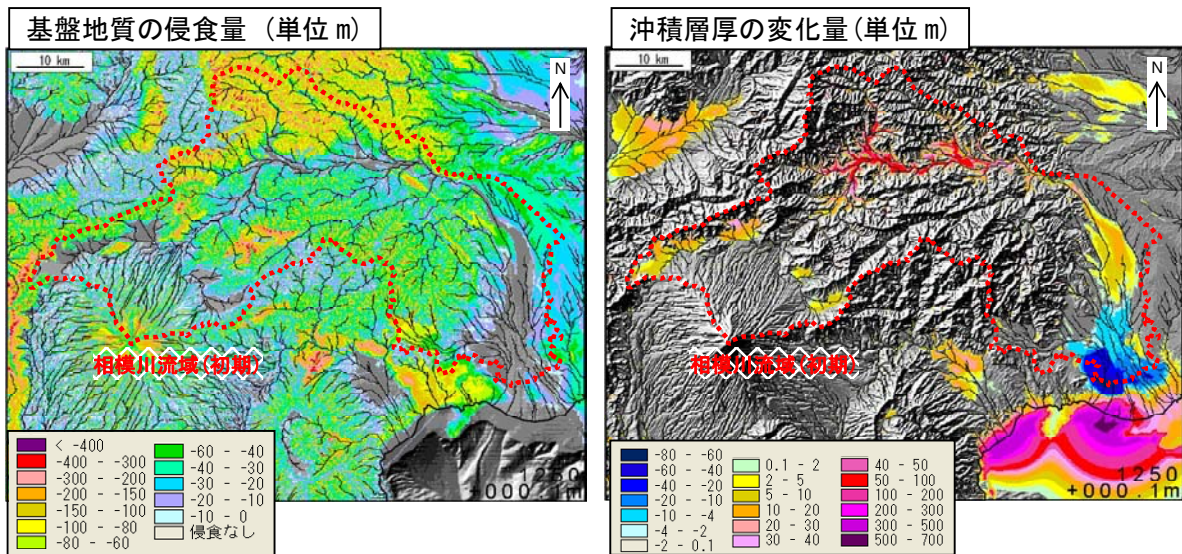


図 4.2-22 沿岸域を含むシミュレーション結果(基盤地質侵食量及び沖積層厚変化量分布)

(12.5 万年経過時)

5. 地質環境の長期安定性にかかわる総合評価研究

5.1 地質環境の長期挙動に関する予測・解析モデルの構築

(1) 目的

処分の安全確保に関する処分場及びその周辺の地質環境への主な影響として、岩盤の破断や破碎に伴って卓越した地下水移行経路が形成されることや、岩盤歪に起因し地下水の流動特性や水質が変化すること、また、隆起・沈降・侵食により地下水の流動特性や水質が変化し、その結果として、高レベル放射性廃棄体中に含まれる放射性物質が漏出し、周辺の地質環境中を移行し易くなることなどが考えられる(原子力安全委員会, 2002⁹⁾)。このことから、断層活動や隆起・沈降・侵食などの天然現象に伴って地下水の流動特性や水質がどの程度変化するかという情報は重要となる。そこで、原子力機構では、天然現象を考慮した地下水流動解析手法の開発を進めている。

平成 20 年度は、「4.1 古地形・古気候の復元調査技術」などで得られた成果を踏まえて、実データを用いて地殻変動及び気候変動などを考慮した地下水流動解析を行った。今までに現地調査や文献調査などで収集した地質・地質構造、地殻変動、気候変動、地形変化などに関するデータを総合的に用いた地下水流動解析を通じて、地殻変動及び気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析にかかわる一連の調査技術・解析手法の検討を行った。

(2) 実施内容

1) 地殻変動及び気候・海水準変動を考慮した地下水流動解析手法の開発

地形変化に関しては「4.1 古地形・古気候の復元調査技術」で得られるデータ、氷期の気候や表層水理に関してはモダンアナログの考えを適用して別の地域で現在得られるデータなどを使用し、試行的に地下水流動解析を行い、解析に必要なデータセットの作成と併せて、一連の調査技術・解析手法について整理した。

① 古地形の推定

空中写真判読などにより得られた段丘面分布から段丘面標高を基に谷埋めすることを基本方針とし、土岐川流域の低位・中位・高位の各段丘を GIS (Geographic Information System: 地理情報システム) と DEM を用いて古地形を推定した(図 5.1-1)。隆起量は河成段丘面の比高差から見積もり、侵食に関しては現在の谷部を段丘面の高さまで谷埋めした。

まず、低位・中位・高位の各河成段丘面の標高を取得し、各河川における河床縦断形を作成した。選定した河川の河床縦断標高や河川沿いに分布する段丘面の標高は、10 m メッシュ DEM から取得した。その際、段丘面に関しては、各段丘面の山際付近(最も標高の高いところ)の標高値を取得した。

次に、多項式近似曲線を利用して、段丘面が分布していない区間の復元段丘面標高を推定した。ただし、多項式によって得られた外挿部や内挿部の一部と現在の河床縦断形状を比べて不自然な場合は、不自然なデータを除外して推定した。また、古地形を推定した結果、地形学的に不自然となった箇所については、隣接する支流で認められる段丘面の比高差や本流との合流点での段丘面の比高差を用いて復元標高を推定した。

最後に GIS を用いて復元段丘面標高より低い現在の谷部の谷埋めを行った。低位・中位・高位段丘面形成時の古地形は、推定した段丘面標高と比較して現在の地形の標高が低いものは復元段丘面標高に、現在の地形の標高が高いものはそのままの標高となるようにした。

谷埋めは機械的に行うため、段丘から離れた山間部で異常値が現れたり、河川の合流部や屈曲部などで不自然に復元させることがある。このような事が生じた場合は、復元段丘面標高の修正及び接合部の距離の調整などの処置を行った。

その後、推定した古地形の DEM に対して、各段丘面形成時期に応じた隆起量を反映させた。

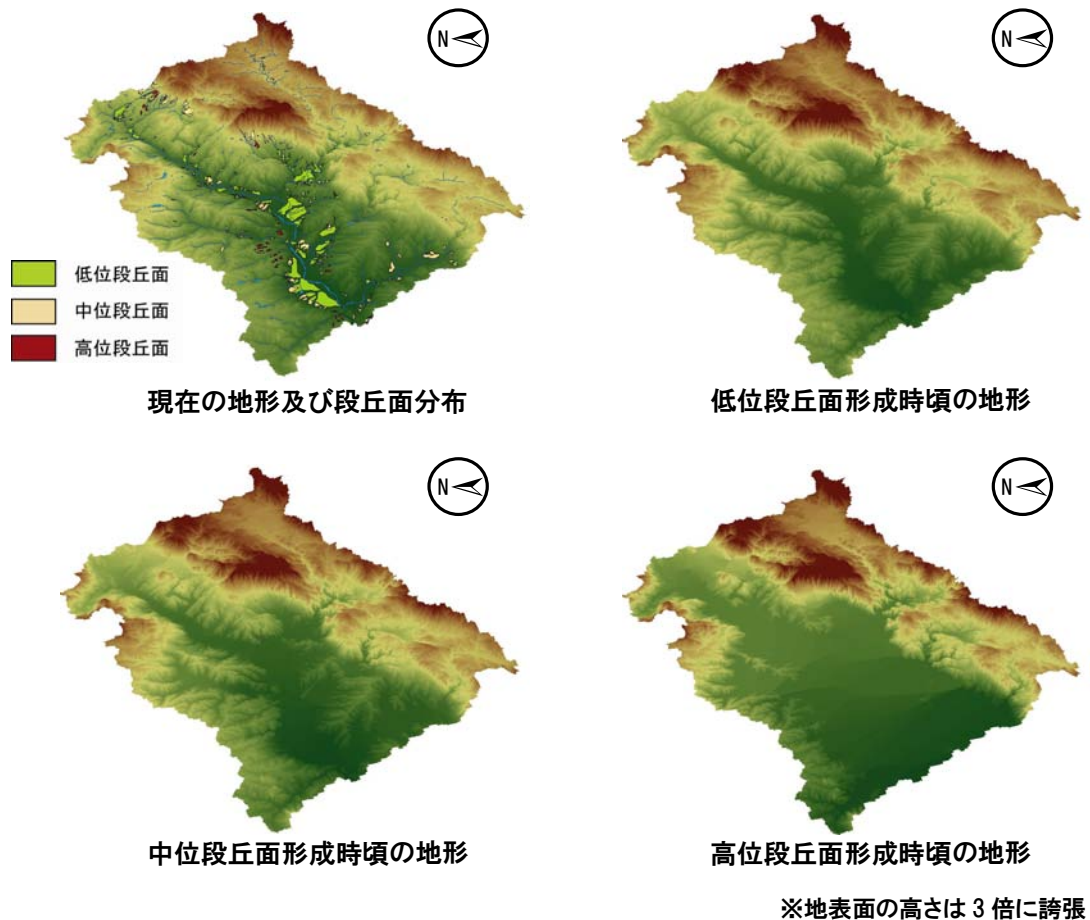


図 5.1-1 過去の段丘面分布に基づいて作成した古地形(鳥瞰図)

②氷期の涵養量の推定

東濃地域を事例として、既往の研究成果や調査データに基づく水収支法によって、氷期の涵養量の推定を行った(表 5.1-1)。ここでの氷期とは、約 2 万年前の最終氷期最盛期頃を想定している。涵養量を設定するにあたって、まず氷期の年平均気温、年間降水量、蒸発散量及び河川流出高を推定した。その際、決定論的にある値を特定するのではなく、不確実性を考慮してばらつきの幅を推定した。水収支計算に必要な気温、年間降水量は、花粉分析結果と既存文献を参考に推定し、蒸発散量は複数の推定手法を用いて算定した。また、河川流出高は冬期期間における年間降水量と流出高の関係から推定した。

東濃地域における岐阜県瑞浪市大湫盆地では、ボーリング調査から得られた花粉を分析し、約 30 万年前以降のほぼ連続的な気温変化が推定されている(佐々木ほか, 2006¹⁸⁰)。この花粉分析結果から、寒冷期における平均的な気温は 3～5.5℃、降水量は 1,050～1,250 mm/年である。松末ほか(2000)¹⁸¹によると、最終氷期寒冷期の気候は、年平均気温が現在よりも 4～13℃ 低く、降水量は現在の 5～7 割に低下していたと考えられている。花粉化石による気温と降水量の推定値も同様の傾向を示したため、東濃地域の現在の気温及び降水量を 12.8℃、1,575 mm/年とすると、氷期の気温は -0.2～8.8℃、降水量は 788～1,103 mm/年となり(表 5.1-1)、おおむね妥当な値と考えられる。

日本全国及び日本より高緯度の海外の地域における年平均気温と蒸発散量には正の相関があり(Yasue et al., 2008¹⁸²)、その関係から氷期の蒸発散量は、295～439 mm/年である(表 5.1-1)。

氷期の河川流出高は、現在の冬期期間における年間降水量と流出高の関係式に基づき推定した。氷

期の年平均気温と同程度である 12～2 月の 3 か月間を冬期期間と設定し、1990～2004 年の 15 年間の 12～2 月の観測データに基づき関係式を求めた。その結果、氷期の流出高は、730～753 mm/年であった。

推定した氷期の年平均気温、年間降水量、蒸発散量及び河川流出高を用いた水収支計算によって氷期の涵養量を推定した。水収支計算に必要な各因子の最小値及び最大値を用いた推定の結果、氷期の涵養量は 25～58 mm/年のばらつきを有しており(表 5.1-1)、平均値は 41 mm/年である。平均値で見ると、推定年間降水量に対して、蒸発散量の割合、河川流出高の割合、涵養量の割合は、現在の水収支と同程度の割合を示す結果となった。また、現在と氷期における涵養量の平均値を比較すると、現在に対して氷期の年間降水量、蒸発散量及び河川流出高は 70%程度に低減し、涵養量は 40%程度に低減することが示された。

表 5.1-1 氷期・間氷期の気候及び涵養量の推定結果

	間氷期(現在)		氷期	
	正馬川流域(1990 年～2004 年度)		観測／推定値	降水量に対する割合
	観測／推定値	降水量に対する割合		
年平均気温(°C)	11.5～14.0	—	3.0～5.5	—
年間降水量(mm/年)	1,042～1,989	—	1,050～1,250 [※]	—
蒸発散量(mm/年)	375～592	0.32	295～439	0.32
流出高(mm/年)	453～1,410	0.62	730～753	0.65
岩盤涵養量(mm/年)	－19～254	0.06	25～58	0.04

※本研究に必要な精度のデータを得ることは困難である。今回は仮に平均的な値を用いたが、今後は、推定手法の検討が必要。

③断層のモデル化

活断層や地質断層に関する調査研究に基づき、水理地質構造モデルへの断層のモデル化についての検討を行った。

阿寺断層系、跡津川断層系、野島断層及び月吉断層では、断層のコア部には断層粘土があり、その周辺には断層に沿った割れ目卓越部があることから、それらの影響で断層面方向には透水性が高く、断層面直交方向には透水性が低い水理特性を有することが確認されている(例えば、野原ほか, 2008³¹⁾; Lockner et al., 1999⁹⁴⁾; 竹内ほか, 2001⁹⁵⁾; 吉沢ほか, 1998¹⁸³⁾)。今回モデル化した断層と同程度の規模を有する断層は、地表から深度 5 km 程度までは、断層コア部では断層粘土などの影響で低い透水性を有し、断層に沿った割れ目卓越部では高い透水性を有していることが考えられる(例えば、Sibson, 2003⁸⁰⁾; 大中・松浦, 2002¹⁸⁴⁾)。

次に、断層コア部の透水係数は、 $1.2 \times 10^{-9} \sim 1.6 \times 10^{-11}$ m/s 程度のばらつきを有しており(石山ほか, 1998¹⁸⁵⁾)、断層に沿う割れ目卓越部の透水係数は、 $3.0 \times 10^{-5} \sim 3.8 \times 10^{-9}$ m/s 程度のばらつきを有することが考えられる(例えば、岡本ほか, 1984¹⁸⁶⁾; 北川ほか, 1997¹⁸⁷⁾; 野原ほか, 1999¹⁸⁸⁾; 竹内・藤田, 2005¹⁸⁹⁾)。

本研究では広範囲を対象としていること、断層近傍ではなく検討領域全体の地下水流動特性の評価を行うことを目的としていることから、水理地質構造モデルに断層をモデル化する際には、ある厚さを持った一枚の面構造としてモデル化し、透水異方性(断層面直交方向に低透水性、断層面方向に高透水性)を与えることで、断層コア部と割れ目卓越部による水理特性を表現することとした。断層面に直交する方向には、既往文献から得られた断層コア部の厚さと透水係数から得られる断層面直交方向の水理特性と等価になるように、モデル化する断層の厚さに基づき透水係数を設定し、断層面方向には、既往文

献(例えば, 岡本ほか, 1984¹⁸⁶⁾; 北川ほか, 1997¹⁸⁷⁾; 野原ほか, 1999¹⁸⁸⁾; 竹内・藤田, 2005¹⁸⁹⁾)から得られた割れ目卓越部の透水係数を設定した(表 5.1-2)。

④三次元地下水流動解析の実施

構築した水理地質構造モデルについて, 有限差分法である Frac-Affinity を用いて, 定常状態における三次元飽和・不飽和地下水流動解析を実施した。上部境界面は自由浸出面境界とし, 氷期と間氷期の 2 ケースの涵養量を設定した(表 5.1-1)。検討領域を流れる土岐川については, 固定水頭境界とし, 地表面に固定水頭を与えた。なお, 河道については, 時間的な変化を考慮せず, 全ケースにおいて現在と同様であると仮定した。側方及び下部境界面は, 不透水境界とした。地下水流動解析においては, 地殻変動による地形の変化及び気候変動による涵養量の変化のそれぞれが地下水流動解析結果に与える影響, それらの複合現象が地下水流動解析結果に与える影響を評価するための解析ケースを設定した。また, 水理地質構造モデルに, 考慮した断層の透水性が地下水流動解析結果に与える影響を評価するための解析を実施した(表 5.1-3)。

現在を対象とした地下水流動解析結果については, 解析結果に基づく地下水位や水頭分布などの推定結果と, 東濃地域で得られている既往の研究結果(例えば, 核燃料サイクル開発機構, 2005¹⁹⁰⁾; 稲葉・三枝, 2005¹⁹¹⁾; 尾上ほか, 2007¹⁹²⁾)とを比較し, 数十 km スケールの地下水流動解析としては, おおむね妥当な結果が得られていることを確認した。(図 5.1-2)

表 5.1-2 地質・地質構造に設定した透水係数

地質・地質構造		透水係数(m/s)
堆積物		1.0×10^{-5}
堆積岩	水平方向	1.0×10^{-7}
	鉛直方向	1.0×10^{-9}
土岐花崗岩上部割れ目帯		7.9×10^{-8}
土岐花崗岩下部割れ目低密度帯		2.0×10^{-8}
断層	断層面直交方向	2.3×10^{-9}
	断層面方向	3.4×10^{-7}

表 5.1-3 解析ケース

	地形	気候 (涵養量)	断層の透水性
ケース 1	現在	間氷期 (95mm/年)	平常時 断層面直交方向: 2.3×10^{-9} [m/s] 断層面方向: 3.4×10^{-7} [m/s]
ケース 2	低位段丘面形成時頃		
ケース 3	中位段丘面形成時頃		
ケース 4	高位段丘面形成時頃		
ケース 5	現在	氷期 (41mm/年)	断層活動時 断層面直交方向: 2.0×10^{-8} [m/s] 断層面方向: 3.0×10^{-5} [m/s]
ケース 6	低位段丘面形成時頃		
ケース 7	中位段丘面形成時頃		
ケース 8	高位段丘面形成時頃		
ケース 9	現在	間氷期 (95mm/年)	断層活動時
ケース 10	現在	氷期 (41mm/年)	断層活動時

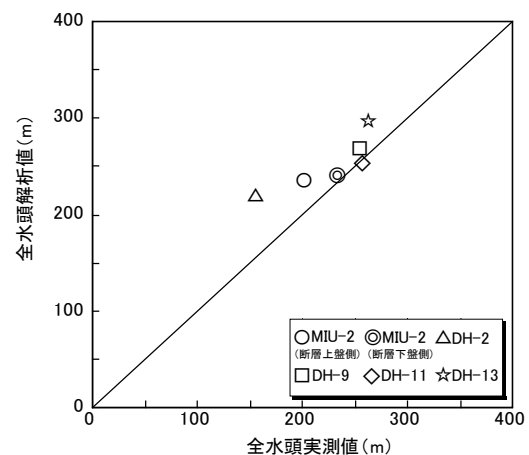
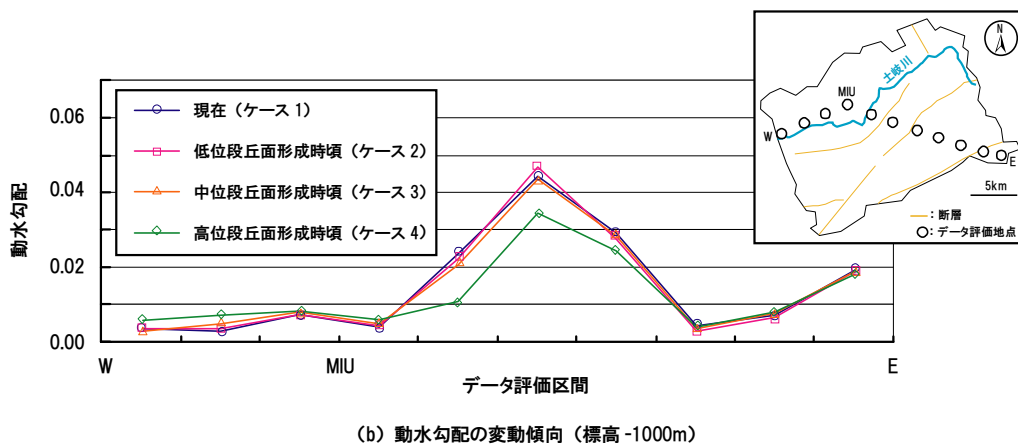
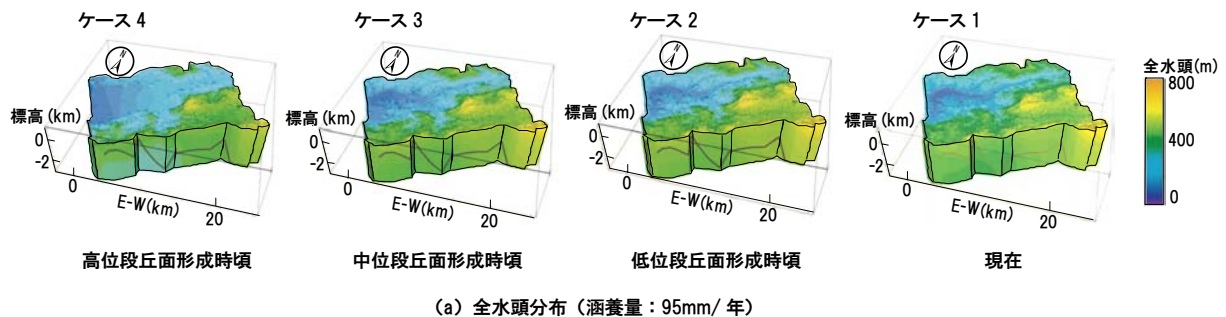


図 5.1-2 ボーリング孔における全水頭の実測値と解析値の比較
実測値については, 三枝ほか(2007)¹⁹³⁾, 藤田(2005a)¹⁹⁴⁾, 藤田(2005b)¹⁹⁵⁾を参考。

また、複数の解析ケースを比較することで、隆起・侵食などによる全体的な地形変化、氷期・間氷期サイクルに伴う涵養量の変化及び断層の水理特性という影響因子が地下水流動特性に及ぼす影響を把握することができた。

現在の地形(ケース 1)並びに低位段丘面形成時(ケース 2)、中位段丘面形成時(ケース 3)の古地形を用いた地下水流動解析の結果(図 5.1-3)、検討領域全体の水頭分布、流速分布及び地下水の移行経路の大局的な傾向がおおむね同様であるとともに、動水勾配の変化が最大で 0.005 程度であることから、中位段丘面形成時から現在までの地形の変化が地下水流動特性に及ぼす影響は小さいと考えられる。

高位段丘面形成時の古地形を用いた解析結果は、上記の現在から中位段丘面形成時までの解析結果の傾向と大きく異なる。特に、地形の変化が顕著な土岐川の中流域から下流域における涵養・流出量分布や水頭分布に大きな変化が表れる。この変化に伴い、同領域における動水勾配の傾向や地下水の移行経路にも違いが生じる。また、高位段丘面形成時には現在から中位段丘面形成時に比べて、EL-300 m~EL-1,000 m 付近の動水勾配が最大で 0.01~0.015 程度小さくなるとともに、深度 100 m 以深における地下深部の流速の平均値が 7 割程度にまで低下する。つまり、本解析結果によると、地形変化については、低位段丘や中位段丘が形成されるような時間スケールでは地下水流動特性に及ぼす影響は小さいものの、山地や丘陵が形成されるような時間スケールではその影響を評価することが重要となる可能性が示された。また、断層活動などによる部分的な地形変化が地下水流動特性に大きな影響を及ぼす可能性も示されたため、万年オーダーの地形変化を推定する際には、この部分的な地形変化を考慮する必要があると考えられる。



※過去の時間断面における動水勾配の評価深度は、現在の評価深度に土岐川流域全体の隆起量(0.2m/1000年と想定)を考慮して設定

図 5.1-3 地形変化を考慮した地下水流動解析結果

涵養量の変化に伴う地下水流動特性の変化は、山地部において地下水位及び動水勾配の低下量として、最大でそれぞれ 50 m 程度、0.005～0.01 程度と推定される(図 5.1-4)。

つまり、涵養量の変化については、その影響範囲は周辺と比べて標高が高い山地部に限定される傾向にあるが、評価の対象とする時間スケールや場所によっては、涵養量の変化による地下水流動特性の変化を評価することが重要となると考えられる。

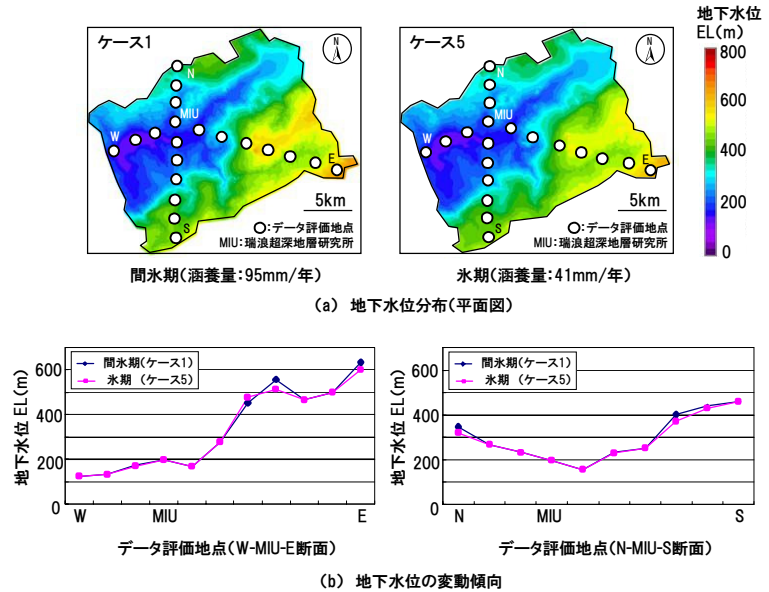


図 5.1-4 涵養量の変化を考慮した地下水流動解析結果

断層活動時などの水理特性の変化を想定して断層に高い透水性を考慮した場合に、平常時(ケース1)と比べて、解析結果が大きく異なる(図 5.1-5)。特に、規模の大きい断層が比較的密に分布する領域における地下水流動特性の変化が顕著である。また、動水勾配には、最大で0.02～0.03程度の比較的大きな変化が見られており、断層の水理特性の変化は地形変化や涵養量の変化に比べて、局所的ではあるものの大きな影響を及ぼす可能性が示唆された。

つまり、断層の水理特性については、周辺の岩盤との水理学的なコントラストの大小によって、地下水流動特性に及ぼす影響の程度が異なるものと考えられる。断層の地質構造や水理特性は空間的な不均質性が高い上に、断層活動などによって時間的に変化することから、地下水流動特性の長期的変化を評価するにあたっては、評価の時間スケールで起こりうる断層の地質構造や水理特性の変化の幅を推定することが必要である。

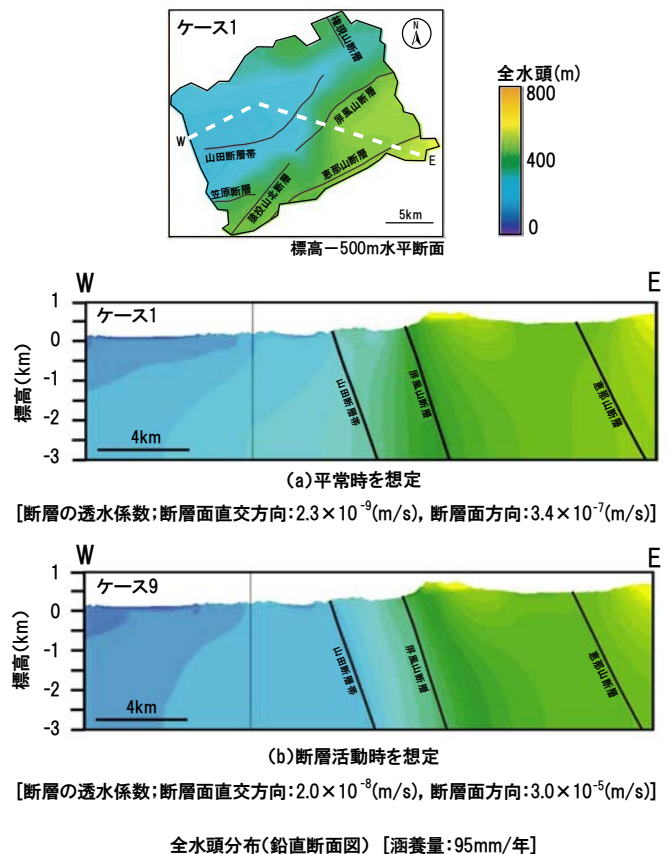


図 5.1-5 断層の水理特性の変化を考慮した地下水流動解析結果

⑤まとめ

以上より、地下水流動特性の長期的変化を評価する場合、評価の対象とする時間スケールや空間スケールに応じて、変動パラメータによる影響の程度が異なることから、対象に応じた変動パラメータを適切に設定することが重要であると考えられる。

参考文献

- 1) 原子力委員会(2005):“原子力政策大綱”.
- 2) 日本原子力研究開発機構(2005):“独立行政法人日本原子力研究開発機構の中期目標を達成するための計画(中期計画)(平成 17 年 10 月 1 日～平成 22 年 3 月 31 日)”.
- 3) 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 1 わが国の地質環境—”, JNC TN1400 99-021.
- 4) “特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律(平成 12 年法律第 117 号)”(2000).
- 5) 原子力安全委員会(2000):“高レベル放射性廃棄物の処分に係る安全規制の基本的考え方について(第 1 次報告)”.
- 6) 原子力委員会 原子力バックエンド対策専門部会(2000):“我が国における高レベル放射性廃棄物地層処分研究開発の技術的信頼性の評価”.
- 7) OECD/NEA (1999): “International Peer Review of the Main Report of JNC’s H12 Project to Establish the Technical Basis for HLW Disposal in Japan”, NEA/RWM/PEER(99)2.
- 8) 核燃料サイクル開発機構 研究開発課題評価委員会(廃棄物処理処分課題評価委員会)(2001): “平成 13 年度研究開発課題評価(中間評価)報告書 評価課題「高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する研究開発の全体計画」”, JNC TN1440 2001-008.
- 9) 原子力安全委員会(2002):“高レベル放射性廃棄物の概要調査地区選定段階において考慮すべき環境要件について”, 21p.
- 10) 総合資源エネルギー調査会 原子力安全・保安部会 廃棄物安全小委員会(2003):“高レベル放射性廃棄物処分の安全規制に係る基盤確保に向けて”, 108p.
- 11) 資源エネルギー庁, 日本原子力研究開発機構(2006):“高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画”, 110p.
- 12) 梅田浩司, 大澤英昭, 野原 壯, 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(2), pp.97-111.
- 13) 核燃料サイクル開発機構(2005):“断層活動による力学的影響調査”, JNC-TJ7420 2005-079.
- 14) 田中富男(2003):“割れ目の自己相似的分布を利用した岩盤強度評価—ラダニイ強度式の原因位置岩盤への応用—”, 応用地質, 44(1), pp.2-13.
- 15) 丹羽正和, 島田耕史, 黒澤英樹, 三輪敦志(2008):“圧縮性ステップにおける破砕帯の構造—岐阜県飛騨市の跡津川断層西部の例—”, 地質学雑誌, 114(10), pp.495-515.
- 16) Caine, J. S., Evans, J. P. and Forster, C. B. (1996): “Fault zone architecture and permeability structure”, *Geology*, 24, pp.1025-1028.
- 17) 吉村尚久編(2001):“粘土鉱物と変質作用”, 地学団体研究会, pp.156-250.
- 18) 国土地理院(1997):“数値地図 50 m メッシュ(標高) 日本-II”.
- 19) 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, 東京, 437p.
- 20) Chester, F. M. and J. M. Logan (1986): “Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California”, *Pure and Applied Geophysics*, 124, pp.79-106.

- 21) Faulkner, D. R., T. M. Mitchell, D. Healy and M. J. Heap (2006) : “Slip on ‘weak’ faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone”, *Nature*, **444**, pp.922–925.
- 22) 松田時彦, 岡田真介, 渡辺トキエ(2004) : “横ずれ活断層の累積変位量・断層長・破碎帯幅から見た断層の発達度—中国地方と中部地方の比較”, 活断層研究, **24**, pp.1–12.
- 23) 草野友宏, 野原 壯, 梅田浩司, 石丸恒存, 花室孝広, 齋藤龍郎, 安江健一, 丹羽正和, 島田耕史, 山田国見, 二ノ宮 淳, 根木健之, 田力正好, 黒澤英樹, 中司 昇(2009) : “地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 19 年度)”, JAEA-Research 2009-022.
- 24) 丹羽正和, 水落幸広, 棚瀬充史(2006a) : “地下数 100 m～1 km における断層破碎帯の発達過程—岐阜県東部の阿寺断層における例—”, 日本地質学会第 113 年学術大会講演要旨, p.105.
- 25) 丹羽正和, 野原 壯, 水落幸広, 棚瀬充史, 小林浩久(2006b) : “岐阜県中津川市川上の阿寺断層露頭における断層破碎帯の構造”, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, T146-P006.
- 26) 地盤工学会(1979) : “風化花崗岩とまき土の工学的性質とその応用”, 土質基礎ライブラリー16, 地盤工学会, 東京, pp.175–183.
- 27) 大見美智人, 本田彰義, 井上正康, 吉田幸信(1975) : “風化安山岩の化学的・物理的性質の関係について”, 応用地質, **16**(4), pp.169–177.
- 28) 関 陽児(1998) : “土壌風化帯の形成と水質変化”, 地質調査所月報, **49**(12), pp.639–667.
- 29) 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**(1), pp.16–28.
- 30) 産業技術総合研究所地質調査総合センター 編(2007) : “20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース”, 産業技術総合研究所研究情報公開データベース, DB084.
- 31) 野原 壯, 梅田浩司, 笹尾英嗣, 花室孝広, 齋藤龍郎, 安江健一, 丹羽正和, 島田耕史, 山田国見, 二ノ宮 淳, 根木健之, 田力正好, 鎌滝孝信, 眞島英壽, 草野友宏, 中司 昇(2008) : “地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 18 年度)”, JAEA-Research 2008-062.
- 32) 楮原京子, 黒澤英樹, 小坂英輝, 石丸恒存(2009a) : “岐阜県古川町杉崎における断層露頭とその意義について(その 1)”, 日本地理学会 2009 年春季学術大会発表要旨集, 607, **75**, p.139.
- 33) 楮原京子, 黒澤英樹, 小坂英輝, 石丸恒存(2009b) : “岐阜県古川町杉崎における断層露頭とその意義について(その 2)”, 日本地理学会 2009 年春季学術大会発表要旨集, P0914, **75**, p.209.
- 34) 野沢 保, 河田清雄, 河合正虎(1975) : “5 万分の 1 地質図幅「飛騨古川地域の地質」及び同説明書”, 地質調査所.
- 35) 中田 高, 今泉俊文編(2002) : “活断層詳細デジタルマップ DVD”, 東京大学出版会.
- 36) 地震調査委員会(2004) : “跡津川断層帯の長期評価について”, 地震調査研究推進本部, http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04sep_atotugawa/index.htm
- 37) 国土地理院(1997) : “数値地図 25000(地図画像)「高山」”.
- 38) Shimada, K., Tanaka, H. and Saito, T. (2008) : “Rapid and simple measurement of H₂ emission from active faults using compact sampling equipments”, *Resource Geology*, **58**(2), pp.196–202.
- 39) 地震調査委員会(2007) : “山形盆地断層帯の長期評価(一部改訂)”, 地震調査研究推進本部.

- 40) 山形県(1998):“平成 9 年度 地震関係基礎調査研究交付金 山形県活断層調査成果報告書”, 山形県, 158p.
- 41) 山形県(1999):“平成 10 年度 地震関係基礎調査研究交付金 山形県活断層調査成果報告書”, 山形県, 153p.
- 42) 産業技術総合研究所(2006):“山形盆地断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象活断層の追加・補完調査」成果報告書”, H17-8, 17p.
- 43) 大場 聡, 桜井和敏, 鈴木雅宏, 柴橋敬一, 高橋静夫, 田宮良一, 山形 理, 吉田三郎(1979):“5 万分の 1 地質図幅「荒砥」及び同説明書”, 山形県.
- 44) 山形県(1956):“山形地下資源分布図”.
- 45) 牧 真一, 柴田 賢(1961):“山形ガス田の地球化学的研究—炭化水素鉱床における有機物の研究 その 2—”, 地質調査所月報, 12(5), pp.397–410.
- 46) 気象庁(2009):“温室効果ガス監視情報”, http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ghghp/info_ghg.html.
- 47) 国土地理院(1999):“数値地図 50m メッシュ(標高) 日本- I ”.
- 48) 気象庁(2006):“地震年報”, CD-ROM.
- 49) Lin, J. and R. S. Stein (2004): “Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults”, *Journal of Geophysical Research*, 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
- 50) Toda, S., R. S. Stein, K. Richards-Dinger and S. B. Bozkurt. (2005): “Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer”, *Journal of Geophysical Research*, 110, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415.
- 51) 遠田晋次, R. S. Stein, G. C. P. King(2002):“デイスロケーションソフトウェア「Coulomb」の紹介”, 活断層研究, 21, pp.25–32.
- 52) 遠田晋次(2006):“地殻変動応力解析支援ソフトウェア「Coulomb 3.0」の開発”, 活断層研究センターニュース, 61, pp.1–3.
- 53) 後藤秀昭, 中田 高(2000):“活断層のセグメンテーションと変位速度の分布—四国の中央構造線活断層系における検討—”, 月刊地球号外, 31, pp.182–188.
- 54) Okada, Y (1992): “Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), pp.1018–1040.
- 55) Harris, R. and R. Simpson (1998): “Suppression of large earthquakes by stress shadows: A comparison of Coulomb and rate-and-state failure”, *Journal of Geophysical Research*, 103(B10), pp.24439–24451.
- 56) 堤 浩之, 後藤英明(2006):“四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布”, 地震 第 2 輯, 59, pp.117–132.
- 57) 岡田篤正(1968):“阿波池田付近の中央構造線の新时期断層運動”, 第四紀研究, 7, pp.15–26.
- 58) 岡田篤正, 堤 浩之(1997):“中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動—徳島県市場町でのトレンチ調査—”, 地学雑誌, 106(5), pp.644–659.
- 59) 中田 高, 後藤秀昭(1998):“活断層はどこまで割れるのか? —横ずれ断層の分岐形態と縦ずれ分布に着目したセグメント区分モデル—”, 活断層研究, 17, pp.43–53.

- 60) 岡田篤正(1985):“横ずれ断層地形—石鎚山脈北麓の中央構造線活断層系”, 貝塚爽平ほか編「写真と図でみる地形学」, 東京大学出版会, pp.162–163.
- 61) 伊藤谷生, 井川 猛, 足立幾久, 伊勢崎修弘, 平田 直, 浅沼俊夫, 宮内崇裕, 松本みどり, 高橋通浩, 松澤進一, 鈴木雅也, 石田啓祐, 奥池司郎, 木村 学, 國友孝洋, 後藤忠徳, 澤 啓, 竹下 徹, 仲谷英夫, 長谷川修一, 前田卓哉, 村田明広, 山北 聡, 山口和雄, 山口 寛(1996):“四国中央構造線地下構造の総合物理探査”, 地質学雑誌, 102, pp.346–360.
- 62) 岡田篤正・堤 浩之(1990):“四国中・東部における中央構造線の断層露頭と地形面の編年に関する資料”, 活断層研究, 8, pp.31–47.
- 63) Shaw, J. H. and Suppe, J. (1994): “Active faulting and growth folding in the eastern Santa Barbara Channel, California”, *Bulletin of the Geological Society of America* 106(5), pp.607–626.
- 64) Okamura, Y. (2003): “Fault-related folds and an imbricate thrust system on the northwestern margin of the northern Fossa Magna region, central Japan”, *The Island Arc*, 12(1), pp.61–73.
- 65) 地学団体研究会(1996):“新版 地学事典”, p.869.
- 66) 楮原京子, 今泉俊文, 宮内崇裕, 佐藤比呂志, 内田拓馬, 越後智雄, 石山達也, 松多信尚, 岡田真介, 池田安隆, 戸田 茂, 越谷 信, 野田 賢, 加藤 一, 野田克也, 三輪敦志, 黒沢英樹, 小坂英輝, 野原 壯(2006):“横手盆地東縁断層帯・千屋断層の形成過程と千屋丘陵の活構造”, 地学雑誌, 115, pp.691–714.
- 67) 山田泰広, 服部昌樹(1991):“スケールモデル実験によって得られた地質体の物性について”, 日本地質学会第98年学術大会講演要旨, p.301.
- 68) 山田泰広, 松岡俊文(2005):“断層活動による周辺岩盤の速度と応力の変動—モデル実験とシミュレーションによるアプローチ”, 物理探査学会学術講演会講演論文集, pp.130–132.
- 69) Ikeda, Y. (1983): “Thrust-front Migration and its Mechanism Evolution of Intraplate Thrust Fault System”, *Bull.Dept.Univ. of Tokyo*, 15, pp.125–159.
- 70) Philip, H. and M. Meghraoui (1983): “Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980”, *Tectonics*, 2(1), pp.17–49.
- 71) Wesnousky, S. (1988): “Seismological and structural evolution of strike-slip faults”, *Nature*, 335, pp.340–343.
- 72) Harris, R. A. and S. M. Day (1993): “Dynamics of fault interaction: parallel strike-slip faults”, *Journal of Geophysical Research*, 98(B3), pp.4461–4472.
- 73) 小室裕明, 福代秀洋(1989):“三次元有限要素法によるドーム隆起部の応力解析”, 地団研専報, 36, pp.209–219.
- 74) Waltham, D. (1992): “Mathematical modelling of sedimentary basin processes”, *Marine and Petroleum Geology*, 9(3), pp.265–273.
- 75) 野沢 保, 河田清雄, 河合正虎(1975):“飛騨古川地域の地質”, 地質調査所, p.79.
- 76) 山田直利, 野沢 保, 原山 智, 滝沢文教, 加藤碩一, 広島俊男, 駒沢正夫(1989):“20 万分の 1 地質図幅「高山」”, 地質調査所.
- 77) 鹿野和彦, 原山 智, 山本博文, 竹内 誠, 宇都浩三, 駒澤正夫, 広島俊男, 須藤定久(1999):“20 万分の 1 地質図幅「金沢」”, 地質調査所.

- 78) Swanson, M. T. (1988) : “Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine”, *Journal of Structural Geology*, 10(8), pp.813–828.
- 79) Woodcock, N. H. and M. Fischer (1986) : “Strike-slip duplexes”, *Journal of Structural Geology*, 8(7), pp.725–735.
- 80) Sibson, R. H. (2003) : “Thickness of the seismic slip zone”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3), pp.1169–1178.
- 81) Chester, F. M., J. P. Evans and R. L. Biegel. (1993) : “Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas Fault”, *Journal of Geophysical Research*, 98(B1), pp.771–786.
- 82) Scholz, C. H. (2002) : “The Mechanics of Earthquakes and Faulting”, Cambridge University Press, Cambridge, 496p.
- 83) Niwa, M., Mizuochi, Y. and Tanase, A. (2009) : “Reconstructing the evolution of fault zone architecture: Field-based study of the core region of the Atera Fault, Central Japan”, *Island Arc*, 18(4), pp.577–598, doi:10.1111/j.1440-1738.2009.00674.x.
- 84) 岡田篤正, 池田安隆, 中田 高(2006) : “1:25,000 都市圏活断層図 阿寺断層とその周辺「萩原」「下呂」「坂下」「白川」解説書”, 国土地理院技術資料 D・1-No.458.
- 85) 山田直利(1978a) : “阿寺断層を追って(その 1) 恵那山トンネルから付知まで”, 地質ニュース, 283, pp.37–49.
- 86) 山田直利(1978b) : “阿寺断層を追って(その 2) 付知から飛騨川まで”, 地質ニュース, 284, pp.30–36.
- 87) Scholz, C. H., N. H. Dawers, J. Z. Yu, M. H. Anders and P. A. Cowie (1993) : “Fault growth and fault scaling laws: preliminary results”, *Journal of Geophysical Research*, 98(B12), pp.21951–21961.
- 88) Vermilye, J. M. and C. H. Scholz (1998) : “The process zone: A microstructural view of fault growth”, *Journal of Geophysical Research*, 103(B6), pp.12223–12237.
- 89) 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(6), pp.323–332.
- 90) 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(4), pp.443–454.
- 91) 金折裕司, 矢入憲二, 宮腰勝義(1988) : “跡津川断層北東部における花崗岩類の微小変形構造とその形成過程”, 地質学雑誌, 94(11), pp.887–902.
- 92) 金折裕司, 矢入憲二(1990) : “阿寺断層中央部周辺に認められる変形構造の特徴”, 岐阜大学教養部研究報告, 25, pp.111–138.
- 93) 黒澤英樹, 石丸恒存, 丹羽正和, 島田耕史(2008) : “断層活動に伴う水素ガス発生の検討—立坑発破・岩石破壊実験の結果—”, 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, p.173.
- 94) Lockner, D., H. Naka, H. Tanaka, H. Ito and R. Ikeda (1999) : “Permeability and strength of core samples from the Nojima fault of the 1995 Kobe earthquake”, *Proceedings of the International Workshop on the Nojima Fault Core and Borehole Data Analysis*, pp.147–152.
- 95) 竹内真司, 下茂道人, 西畠 望, 後藤和幸(2001) : “1000m ボーリング孔を用いた圧力干渉試験による断層近傍の透水性調査”, 第 31 回岩盤力学に関するシンポジウム論文講演集, pp.296–300.

- 96) 古澤 明(2004):“RIPL 法により由布岳火山周辺のテフリックスから見いだした火山活動”, 地質学雑誌, 110, pp.19-37.
- 97) 梅田浩司, 古澤 明(2004):“RIPL 法によるテフラ降灰層準の認定と最新の噴火活動の推定”, 月刊地球, 26, pp.395-400.
- 98) 金原啓司(編)(2005):“日本温泉・鉱泉分布図及び一覧(第2版)CD-ROM版”, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 99) 新エネルギー・産業技術総合開発機構(NEDO)(1994):“地熱開発促進調査報告書 No.37 本宮地域”, 885p.
- 100) 花室孝広, 梅田浩司, 高島 勲, 根岸義光(2008a):“紀伊半島南部, 本宮および十津川地域の温泉周辺の熱水活動史”, 岩石鉱物科学, 37, pp.27-38.
- 101) 花室孝広, 梅田浩司, 前田勝彦(2008b):“流体包有物データから推定される紀伊半島南部地域の熱水流体の起源”, 日本鉱物科学会 2008 年大会要旨集, R3-07.
- 102) Seno, T., Zhao, D., Kobayashi, Y. and Nakamura, M. (2001): “Dehydration of serpentized slab mantle: Seismic evidence from southwest Japan”, *Earth, Planets Space*, 53(9), pp.861-871.
- 103) 花室孝広, 梅田浩司, 前田勝彦(2008c):“年代測定と流体包有物調査による紀伊半島南部地域の熱履歴の推定”, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, K130-002.
- 104) Hanamuro, T., Umeda, K. and Maeda, K. (2008): “Origin of amagmatic hydrothermal solutions inferred from TL, FT and K-Ar dating, and fluid inclusion data: A case study in the southern part of Kii Peninsula, SW Japan”, *AGU 2008 Fall Meeting Abstracts (CD-ROM)*, V31A-2118.
- 105) Ota, Y. and Omura, A. (1991): “Late Quaternary shorelines in the Japanese Islands”, *The Quaternary Research*, 30(3), pp.175-186.
- 106) 花室孝広, 梅田浩司, 前田勝彦(2009):“FT 年代からみた紀伊半島の新第三紀以降の隆起運動と熱水活動”, 日本地球惑星科学連合 2009 年度大会予稿集, K133-017.
- 107) 産業技術総合研究所地質調査総合センター(編)(2003):“100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 第 2 版”.
- 108) Zeitler, P. K., A. L. Herczeg, I. McDougall and M. Honda (1987): “U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(10), pp.2865-2868.
- 109) Farley, K. A., R. A. Wolf and L. T. Silver (1996): “The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), pp.4223-4229.
- 110) Yamada et al. (2009): “The first (U-Th)/He thermochronology of pseudotachylyte from the Median Tectonic Line, southwest Japan”, *Tectonophysics*, in submission.
- 111) Shimada, K., Y. Kobari, T. Okamoto, H. Takagi and Y. Saka (2001): “Pseudotachylyte veins associated with granitic cataclasite along the Median Tectonic Line, eastern Kii Peninsula, Southwest Japan”, *The Journal of the Geological Society of Japan*, 107(2), pp.117-128.
- 112) Takagi, H., K. Shimada, H. Iwano and T. Danhara (2010): “Oldest record of brittle deformation along the Median Tectonic Line: fission-track age for pseudotachylyte in the Taki area, Mie Prefecture”, *The Journal of the Geological Society of Japan*, 116(1), pp.45-50.

- 113) 浅森浩一, 梅田浩司(2005): “地下深部のマグマ・高温流体等の地球物理学的調査技術—鬼首・鳴子火山地域および紀伊半島南部地域への適用—”, 原子力バックエンド研究, 11(2), pp.147–155.
- 114) 根木健之, 梅田浩司, 松尾公一, 浅森浩一(2007): “MT 法データのロバスト・スムージング手法の開発とスタッキングへの応用”, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 117, pp.195–198.
- 115) Sasaki, Y. (2004) : “Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data”, *Earth, Planets Space*, 56(2), pp.239–248.
- 116) 鹿野和彦, 吉田史郎(1984): “島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義”, 地質調査所月報, 35(4), pp.159–170.
- 117) 歌田 実(2007): “山陰地方中部の新第三系における変質帯の分布”, 地質学雑誌, 113(8), pp.438–453.
- 118) Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. (2001) : “Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs beneath the northeastern Japan arc: Implications for arc magmatism and fluids”, *Journal of Geophysical Research*, 106(B10), pp.21843–21857.
- 119) Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000) : “Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan”, *Pure and Applied Geophysics*, 157(11–12), pp.2303–2322.
- 120) Iio, Y., Sagiya, T., Kobayashi, Y. and Shiozaki, I. (2002) : “Water-weakened lower crust and its role in the concentrated deformation in the Japanese Islands”, *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), pp.245–253.
- 121) Yamasaki, T. and Seno, T. (2005) : “High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the crust and mantle”, *Earth and Planetary Science Letters*, 232(1–2), pp.13–27.
- 122) Zhao, D. and Hasegawa, A. (1993) : “P wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands”, *Journal of Geophysical Research*, 98(B3), pp.4333–4353.
- 123) Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2007a) : “Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism”, *Journal of Geophysical Research*, 112, B08306, doi: 10.1029/2006JB004770.
- 124) Ui, T., Ida, Y., Hayashi, S., Kamata, H., Kawanabe, Y., Kato, Y., Chiba, T., Fujita, K., Shioya, M., Hayashi Y. and Uhira, K. (2003) : “Revised definition and ranking of active volcanoes in Japan”, paper presented at IUGG meeting 2006, Sapporo, Japan.
- 125) Sano, Y. and Wakita, H. (1985) : “Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: Implication for arc tectonics and incipient magmatism”, *Journal of Geophysical Research*, 90(B10), pp.8729–8741.
- 126) Umeda, K., Ninomiya, A. and McCrank, G. F. (2008) : “High ^3He emanations from the source regions of recent large earthquakes, central Japan”, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9(12), Q12003, doi:10.1029/2008GC002272.
- 127) Umeda, K., Ninomiya, A., Shimada, K. and Nakajima, J. (2009a) : “Helium Isotopes variations along the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Central Japan”, In *The Lithosphere: Geochemistry, Geology and Geophysics*, Anderson, J. E. et al. (Ed), Nova Science Publishers, Inc., pp.141–169.

- 128) Umeda, K., Ninomiya, A. and Negi, T. (2009b) : “Heat source for an amagmatic hydrothermal system, Noto Peninsula, Central Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 114, B01202, doi:10.1029/2008JB005812.
- 129) 産業技術総合研究所(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 DB095”, 産業技術総合研究所. <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>
- 130) Sato, H. (1994) : “The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 99(B11), pp.22261–22274.
- 131) Matsumoto, T., Kawabata, T., Matsuda, J., Yamamoto, K. and Mimura, K. (2003) : “ $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in well gases in the Kinki district, SW Japan : surface appearance of slab-derived fluids in a non-volcanic area in Kii Peninsula”, *Earth and Planetary Science Letters*, 216(1–2), pp.221–230.
- 132) Umeda, K., McCranks, G. F. and Ninomiya, A. (2007a) : “Helium isotopes as geochemical indicators of a serpentinized fore-arc mantle wedge”, *Journal of Geophysical Research*, 112, B10206, doi:10.1029/2007JB005031.
- 133) Hilton, D. R., Fischer, T. P. and Marty, B. (2002) : “Noble gases and volatile recycling at subduction zone”, In Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry, Porcelli, D., Ballentine, C. J., Wieler, R. (Ed), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47, pp.319–370.
- 134) Torgersen, T. (1993) : “Defining the role of magmatism in extensional tectonics: helium 3 fluxes in extensional basins”, *Journal of Geophysical Research*, 98(B9), pp.16257–16269.
- 135) Torgersen, T. and Jenkins, W. J. (1982) : “Helium isotopes in geothermal systems: Iceland, The Geysers, Raft River and Steamboat Springs”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(5), pp.739–748.
- 136) Umeda, K., Asamori, K., Ninomiya, A., Kanazawa, S. and Oikawa, T. (2007b) : “Multiple lines of evidence for crustal magma storage beneath the Mesozoic crystalline Iide Mountains, northeast Japan”, *Journal of Geophysical Research*, 112, B05207, doi:10.1029/2006JB004590.
- 137) 鷲谷 威(2007) : “中部・東北日本におけるプレート内歪み集中帯—その構造, 変形と地学的意義—”, 月刊地球, 29(6), pp.376–382.
- 138) Ogawa, Y., Mishina, M., Goto, T., Satoh, H., Oshiman, N., Kasaya, T., Takahashi, Y., Nishitani, T., Sakanaka, S., Uyeshima, M., Takahashi, Y., Honkura, Y. and Matsushima, M. (2001) : “Magnetotelluric imaging of fluids in intraplate earthquake zones, NE Japan Back Arc”, *Geophysical Research Letters*, 28(19), pp.3741–3744.
- 139) Sano, Y. and Nakajima, J. (2008) : “Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and seismic tomography in Japan”, *Geochemical Journal*, 42(1), pp.51–60.
- 140) Nakajima, J. and Hasegawa A. (2007b) : “Deep crustal structure along the Niigata-Kobe Tectonic Zone, Japan: Its origin and segmentation”, *Earth Planets Space*, 59(2), pp.e5–e8.
- 141) 中村正夫, 渡辺 晃, 許 斐直, 木村昌三, 三浦勝見(1997) : “西南日本外帯における地殻下地震の活動特性”, 京都大学防災研究所年報, 40, pp.1–20.
- 142) Ogawa, Y. and Honkura, Y. (2004) : “Mid-crustal electrical conductors and their correlations to seismicity and deformation at Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Central Japan”, *Earth Planets Space*, 56(12), pp.1285–1291.

- 143) Okada, T., Umino, N., Matsuzawa, T., Nakajima, J., Uchida, N., Nakayama, T., Hirahara, S., Sato, T., Hori, S., Kono, T., Yabe, Y., Ariyoshi, K., Gamage, S., Shimizu, J., Suganomata, J., Kita, S., Yui, S., Arao, M., Hondo, S., Mizukami, T., Tsushima, H., Yaginuma, T., Hasegawa, A., Asano, Y., Zhang, H. and Thurber, C. (2005) : “Aftershock distribution and 3D seismic velocity structure in and around the focal area of the 2004 mid Niigata prefecture earthquake obtained by applying double-difference tomography to dense temporary seismic network data”, *Earth Planets Space*, 57(5), pp.435–440.
- 144) Wang, Z. and Zhao, D. (2006) : “Seismic images of the source area of the 2004 Mid-Niigata prefecture earthquake in Northeast Japan”, *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1–2), pp.16–31.
- 145) Uyeshima, M., Ogawa, Y., Honkura, Y., Koyama, S., Ujihara, N., Mogi, T., Yamaya, Y., Harada, M., Yamaguchi, S., Shiozaki, I., Noguchi, T., Kuwaba, Y., Tanaka, Y., Mochido, Y., Manabe, N., Nishihara, M., Saka, M. and Serizawa, M. (2005) : “Resistivity imaging across the source region of the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake (M6.8), central Japan”, *Earth Planets Space*, 57(5), pp.441–446.
- 146) Zhao, D., Horiuchi, S. and Hasegawa, A. (1992) : “Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan islands”, *Tectonophysics*, 212(3–4), pp.289–301.
- 147) Sibson, R. H. (1992) : “Implications of fault-valve behavior for rupture nucleation and recurrence”, *Tectonophysics*, 211(1–4), pp.283–293.
- 148) 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(6), pp.809–826.
- 149) 貝塚爽平 (1969) : “変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変化の中で—”, 科学, 39, pp.11–19.
- 150) 高木俊男, 柳田 誠, 藤原 治, 小澤昭男 (2000) : “河岸段丘から推定した河床高度変化の歴史”, 地学雑誌, 109(3), pp.366–382.
- 151) 田力正好, 高田圭太, 古澤 明, 守田益宗, 須貝俊彦 (2007) : “利根川支流, 鐺川流域の河成段丘の形成時期”, 日本地理学会発表要旨集, 72, p.87.
- 152) 田力正好, 安江健一, 杉山真二, 高田圭太, 加藤孝幸, 須貝俊彦, 守田益宗, 古澤 明 (2009) : “植物珪酸体分析に基づく段丘地形の形成環境の復元: 利根川支流, 鐺川流域の例”, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会予稿集, Q145-P008.
- 153) 田力正好, 安江健一, 柳田 誠, 須貝俊彦, 守田益宗, 古澤 明 (2008) : “庄内川(土岐川)流域の河成段丘と地形発達”, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, Q139-P006.
- 154) 豊島正幸 (1994) : “わが国における最終氷期後半の広域的な侵食段丘の形成”, 季刊地理学, 46(4), pp.217–232.
- 155) 第四紀地殻変動研究グループ (1968) : “第四紀地殻変動図”, 第四紀研究, 7, pp.182–187.
- 156) 吉川虎雄 (1985) : “湿潤変動帯の地形学”, 東京大学出版会, 東京, 132p.
- 157) Sugai, T. and H. Ohmori (1999) : “A model of relief forming by tectonic uplift and valley incision in orogenesis”, *Basin Research*, 11(1), pp.43–57.
- 158) 米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄(編) (2001) : “変動地形学”, 古今書院, 東京, 257p.

- 159) 柳田 誠, 藤原 治, 後藤憲央, 佐々木俊法(2004):“谷密度と起伏量による丘陵の定義”, 地学雑誌, 113(6), pp.835–847.
- 160) 鈴木隆介(2000):“建設技術者のための地形図読図入門 第3巻 段丘・丘陵・山地”, 古今書院, 東京, 942p.
- 161) 幡谷竜太, 柳田 誠, 山本真哉, 佐藤 賢, 古澤 明(2006):“新潟県魚沼丘陵北部の河成段丘の層序”, 応用地質, 47(3), pp.140–151.
- 162) 須貝俊彦, 水野清秀, 八戸昭一, 中里裕臣, 石山達也, 杉山雄一, 細矢卓志, 松島紘子, 吉田英嗣, 山口正秋, 大上隆史(2007):“表層堆積物の変形構造からみた深谷断層系綾瀬川断層北部の後期更新世以降の活動史”, 地学雑誌, 116(3/4), pp.394–409.
- 163) 鈴木毅彦(2001):“海洋酸素同位体ステージ 5–6 境界に降下した飯縄上樽テフラ群とその編年学的意義”, 第四紀研究, 40, pp.29–41.
- 164) 野上道男(2005):“地理学におけるシミュレーション”, 地理学評論, 78(3), pp.133–146.
- 165) Whipple, K. X. and G. E. Tucker (1999):“Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs”, *Journal of Geophysical Research*, 104(B8), pp.17661–17674.
- 166) 谷津栄寿(1965):“岩石制約論の研究法について”, 地理学評論, 38(1), pp.43–46.
- 167) 小川長宏, 渡邊康玄(2002):“高速循環実験水路を用いた増水時における粗粒径の土砂動態”, 寒冷地土木研究所平成13年度論文集, p.8.
- 168) Sternberg, H. (1875): “Untersuchungen über längen- und querprofil geschiebeführender flüss”, *Zeitschrift für Bauwesen*, 25(11–12), pp.483–506.
- 169) 松倉公憲, 下川健司(1992):“妙義山・朝日岳南斜面の地形と岩石物性”, 筑波大学水理実験センター報告, 16, pp.107–118.
- 170) 物理探査学会(1998):“物理探査ハンドブック”, 物理探査学会, 1408p.
- 171) 山根雅之, 大場忠道(1999):“三陸沖海底コア(KH94-3, LM-8)の解析に基づく過去9万年間の海洋環境変遷”, 第四紀研究, 38, pp.1–16.
- 172) 三箇智二, 安江健一(2008):“河床縦断形のシミュレーション”, 地形, 29(1), pp.27–49.
- 173) 糸魚川淳二(1980):“瑞浪地域の地質”, 瑞浪市化石博物館専報, 1, p.50.
- 174) 物理探査学会(2008):“新版 物理探査適用の手引き—土木物理探査マニュアル 2008—”, 物理探査学会, 540p.
- 175) 小池一之, 町田 洋(2001):“日本の海成段丘アトラス”, 東京大学出版会, 122p.
- 176) 岡野眞久, 高柳淳二, 藤井隆弘(2002):“計画堆砂容量の設定とダム貯水池流入土砂量に基づく貯水池堆砂量推定方法についての考察”, 平成14年度ダム水源環境技術研究所所報, pp.31–37.
- 177) 貝塚爽平, 森山昭雄(1969):“相模川沖積低地の地形と沖積層”, 地理学評論, 42(2), pp.85–105.
- 178) 田力正好(2000):“河成段丘を用いた内陸部の地殻変動量の推定”, 月刊地球号外, 31, pp.173–181.
- 179) 山本晃一(2004):“構造沖積河川学—その構造特性と動態—”, 山海堂, 690p.

- 180) 佐々木俊法, 須貝俊彦, 柳田 誠, 守田益宗, 古澤 明, 藤原 治, 守屋俊文, 中川 毅, 宮城豊彦 (2006): “東濃地方内陸小盆地埋積物の分析による過去 30 万年間の古気候変動”, 第四紀研究, 45, pp.275–286.
- 181) 松末和之, 藤原 治, 末吉哲雄(2000): “日本列島における最終氷期最寒冷期の気候”, サイクル機構技報, 6, pp.93–103.
- 182) Yasue, K., Saegusa, H., Onoe, H., Takeuchi, R. and Niizato, T. (2008): “Study for Evaluation of the Influence of Long-term Climate Change on Deep Groundwater Flow Conditions: integration of paleo-climatology and hydrogeology”, Proceedings of 36th IAH Congress, October, 2008, Toyama, Japan, pp.1590–1596.
- 183) 吉沢達夫, シュリヤンギ, 渡辺邦夫, 大澤英昭, 石山宏二(1998): “透水性に着目した断層破碎帯の構造特性評価”, 土木学会年次学術講演概要集第 3 部(A), 53, pp.566–567.
- 184) 大中康誉, 松浦充宏(2002): “地震発生の物理学”, 東京大学出版会, 378p.
- 185) 石山宏二, 渡辺邦夫, 杉村淑人, 吉沢達夫(1998): “断層破碎帯粘土化部の透水性”, 土木学会年次学術講演概要集第 3 部(A), 53, pp.574–575.
- 186) 岡本隆一, 緒方正虎, 小島圭二(1984): “土木地質 新体系土木工学 14(土木学会編)”, 技法堂, p.71.
- 187) 北川有一, 小泉尚嗣, 野津憲治, 五十嵐丈二(1997): “淡路島野島断層における注水試験と地下水変化”, 日本地震学会講演予稿集, 2, p.99.
- 188) 野原 壯, 渡辺邦夫, 田中秀美, 武部晃充, 山下 貢, 何 培明(1999): “茂住–祐延断層活断層調査坑道における断層破碎帯周辺の割れ目と透水性について”, 地球惑星関連学会合同大会予稿集, Sb-009.
- 189) 竹内真司, 藤田有二(2005): “超深地層研究所計画における単孔式水理試験データ”, JNC TN7450 2005-011.
- 190) 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”, JNC TN1400 2005-014.
- 191) 稲葉 薫, 三枝博光(2005): “深部地下水流動系を抽出するための後背地地形の影響を考慮した広域地下水流動解析”, 地下水学会誌, 47(1), pp.81–95.
- 192) 尾上博則, 三枝博光, 笹尾英嗣, 木下博久, 小坂 寛(2007): “地質環境の長期挙動を考慮した水理地質構造のモデル化・解析”, 日本地下水学会 地下水流動解析とモデル化に関わるシンポジウム発表論文集, pp.51–56.
- 193) 三枝博光, 瀬野康弘, 中間茂雄, 鶴田忠彦, 岩月輝希, 天野健治, 竹内竜史, 松岡稔幸, 尾上博則, 水野 崇, 大山卓也, 濱 克宏, 佐藤稔紀, 久慈雅栄, 黒田英高, 仙波 毅, 内田雅大, 杉原弘造, 坂巻昌工(2007): “超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階(第 1 段階)研究成果報告書”, JAEA-Research 2007-043.
- 194) 藤田有二(2005a): “広域地下水流動研究における間隙水圧観測(2004 年 7 月～9 月)調査速報”, JNC TN7450 2005-001.
- 195) 藤田有二(2005b): “超深地層研究所研究における間隙水圧観測(2004 年 7 月～9 月)調査速報”, JNC TN7450 2004-004.

国際単位系 (SI)

表 1. SI 基本単位

基本量	SI 基本単位	
	名称	記号
長さ	メートル	m
質量	キログラム	kg
時間	秒	s
電流	アンペア	A
熱力学温度	ケルビン	K
物質モル	モル	mol
光度	カンデラ	cd

表 2. 基本単位を用いて表されるSI組立単位の例

組立量	SI 基本単位	
	名称	記号
面積	平方メートル	m ²
体積	立方メートル	m ³
速さ, 速度	メートル毎秒	m/s
加速度	メートル毎秒毎秒	m/s ²
波数	毎メートル	m ⁻¹
密度, 質量密度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
面積密度	キログラム毎平方メートル	kg/m ²
比体積	立方メートル毎キログラム	m ³ /kg
電流密度	アンペア毎平方メートル	A/m ²
磁界の強さ	アンペア毎メートル	A/m
量濃度 ^(a) , 濃度	モル毎立方メートル	mol/m ³
質量濃度	キログラム毎立方メートル	kg/m ³
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m ²
屈折率 ^(b)	(数字の)	1
比透磁率 ^(b)	(数字の)	1

(a) 量濃度 (amount concentration) は臨床化学の分野では物質濃度 (substance concentration) ともよばれる。

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

表 3. 固有の名称と記号で表されるSI組立単位

組立量	SI 組立単位			
	名称	記号	他のSI単位による表し方	SI基本単位による表し方
平面角	ラジアン ^(b)	rad	1 ^(b)	m/m
立体角	ステラジアン ^(b)	sr ^(c)	1 ^(b)	m ² /m ²
周波数	ヘルツ ^(d)	Hz		s ⁻¹
力	ニュートン	N		m kg s ⁻²
圧力, 応力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ kg s ⁻²
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	N m	m ² kg s ⁻²
仕事率, 工率, 放射束	ワット	W	J/s	m ² kg s ⁻³
電荷, 電気量	クーロン	C		s A
電位差 (電圧), 起電力	ボルト	V	W/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻¹
静電容量	ファラド	F	C/V	m ⁻² kg ⁻¹ s ⁴ A ²
電気抵抗	オーム	Ω	V/A	m ² kg s ⁻³ A ⁻²
コンダクタンス	ジーメンズ	S	A/V	m ⁻² kg ⁻¹ s ³ A ²
磁束	ウェーバ	Wb	Vs	m ² kg s ⁻² A ⁻¹
磁束密度	テスラ	T	Wb/m ²	kg s ⁻² A ⁻¹
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	m ² kg s ⁻² A ⁻²
セルシウス度 ^(e)	セルシウス度 ^(e)	°C		K
光強度	ルーメン	lm		cd sr ^(c)
放射線量の放射能 ^(f)	ルクス	lx	lm/m ²	m ⁻² cd
吸収線量, ビエエネルギー分与, カーマ	ベクレル ^(d)	Bq		s ⁻¹
	グレイ	Gy	J/kg	m ² s ⁻²
線量当量, 周辺線量当量, 方向性線量当量, 個人線量当量	シーベルト ^(g)	Sv	J/kg	m ² s ⁻²
酸素活性	カタール	kat		s ⁻¹ mol

(a) SI接頭語は固有の名称と記号を持つ組立単位と組み合わせても使用できる。しかし接頭語を付した単位はもはやコヒーレントではない。

(b) ラジアンとステラジアンは数字の 1 に対する単位の特別な名称で、量についての情報を付たえるために使われる。実際には、使用する時には記号rad及びsrが用いられるが、習慣として組立単位としての記号である数字の 1 は明示されない。

(c) 測光学ではステラジアンという名称と記号srを単位の表し方の中に、そのまま維持している。

(d) ヘルツは周期現象についてのみ、ベクレルは放射性核種の統計的過程についてのみ使用される。

(e) セルシウス度はケルビンの特別な名称で、セルシウス温度を表すために使用される。セルシウス度とケルビンの単位の大きさは同一である。したがって、温度差や温度間隔を表す数値はどちらの単位で表しても同じである。

(f) 放射性核種の放射能 (activity referred to a radionuclide) は、しばしば誤った用語で"radioactivity"と記される。

(g) 単位シーベルト (PV,2002,70,205) についてはCIPM勧告2 (CI-2002) を参照。

表 4. 単位の中に固有の名称と記号を含むSI組立単位の例

組立量	SI 組立単位		
	名称	記号	SI 基本単位による表し方
粘度	パスカル秒	Pa s	m ⁻¹ kg s ⁻¹
力のモーメント	ニュートンメートル	N m	m ² kg s ⁻²
表面張力	ニュートン毎メートル	N/m	kg s ⁻²
角速度	ラジアン毎秒	rad/s	m m ⁻¹ s ⁻¹ =s ⁻¹
角加速度	ラジアン毎秒毎秒	rad/s ²	m m ⁻¹ s ⁻² =s ⁻²
熱流密度, 放射照度	ワット毎平方メートル	W/m ²	kg s ⁻³
熱容量, エントロピー	ジュール毎ケルビン	J/K	m ² kg s ⁻² K ⁻¹
比熱容量, ビエントロピー	ジュール毎キログラム毎ケルビン	J/(kg K)	m ² s ⁻² K ⁻¹
比エネルギー	ジュール毎キログラム	J/kg	m ² s ⁻²
熱伝導率	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m K)	m kg s ⁻³ K ⁻¹
体積エネルギー	ジュール毎立方メートル	J/m ³	m ⁻¹ kg s ⁻²
電界の強さ	ボルト毎メートル	V/m	m kg s ⁻³ A ⁻¹
電荷密度	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ⁻³ sA
表面電荷	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² sA
電束密度, 電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² sA
誘電率	ファラド毎メートル	F/m	m ³ kg ⁻¹ s ⁴ A ²
透磁率	ヘンリー毎メートル	H/m	m kg s ⁻² A ⁻²
モルエネルギー	ジュール毎モル	J/mol	m ² kg s ⁻² mol ⁻¹
モルエントロピー, モル熱容量	ジュール毎モル毎ケルビン	J/(mol K)	m ² kg s ⁻² K ⁻¹ mol ⁻¹
照射線量 (X線及びγ線)	クーロン毎キログラム	C/kg	kg ⁻¹ sA
吸収線量率	グレイ毎秒	Gy/s	m ² s ⁻³
放射強度	ワット毎ステラジアン	W/sr	m ³ m ⁻² kg s ⁻³ =m ² kg s ⁻³
放射輝度	ワット毎平方メートル毎ステラジアン	W/(m ² sr)	m ² m ⁻² kg s ⁻³ =kg s ⁻³
酵素活性濃度	カタール毎立方メートル	kat/m ³	m ⁻³ s ⁻¹ mol

表 5. SI 接頭語

乗数	接頭語	記号	乗数	接頭語	記号
10 ²⁴	ヨタ	Y	10 ⁻¹	デシ	d
10 ²¹	ゼタ	Z	10 ⁻²	センチ	c
10 ¹⁸	エクサ	E	10 ⁻³	ミリ	m
10 ¹⁵	ペタ	P	10 ⁻⁶	マイクロ	μ
10 ¹²	テラ	T	10 ⁻⁹	ナノ	n
10 ⁹	ギガ	G	10 ⁻¹²	ピコ	p
10 ⁶	メガ	M	10 ⁻¹⁵	フェムト	f
10 ³	キロ	k	10 ⁻¹⁸	アト	a
10 ²	ヘクト	h	10 ⁻²¹	ゼプト	z
10 ¹	デカ	da	10 ⁻²⁴	ヨクト	y

表 6. SIに属さないが、SIと併用される単位

名称	記号	SI 単位による値
分	min	1 min=60 s
時	h	1 h=60 min=3600 s
日	d	1 d=24 h=86 400 s
度	°	1°=(π/180) rad
分	′	1′=(1/60)°=(π/10800) rad
秒	″	1″=(1/60)′=(π/648000) rad
ヘクタール	ha	1 ha=1 hm ² =10 ⁴ m ²
リットル	L, l	1 L=1 l=1 dm ³ =10 ³ cm ³ =10 ⁻³ m ³
トン	t	1 t=10 ³ kg

表 7. SIに属さないが、SIと併用される単位で、SI単位で表される数値が実験的に得られるもの

名称	記号	SI 単位で表される数値
電子ボルト	eV	1 eV=1.602 176 53(14)×10 ⁻¹⁹ J
ダルトン	Da	1 Da=1.660 538 86(28)×10 ⁻²⁷ kg
統一原子質量単位	u	1 u=1 Da
天文単位	ua	1 ua=1.495 978 706 91(6)×10 ¹¹ m

表 8. SIに属さないが、SIと併用されるその他の単位

名称	記号	SI 単位で表される数値
バール	bar	1 bar=0.1 MPa=100 kPa=10 ⁵ Pa
水銀柱ミリメートル	mmHg	1 mmHg=133.322 Pa
オングストローム	Å	1 Å=0.1 nm=100 pm=10 ⁻¹⁰ m
海里	M	1 M=1852 m
バイン	b	1 b=100 fm ² =(10 ⁻¹² cm) ² =10 ⁻²⁸ m ²
ノット	kn	1 kn=(1852/3600) m/s
ネーパ	Np	SI単位との数値的な関係は、対数量の定義に依存。
ベベル	B	
デジベル	dB	

表 9. 固有の名称をもつCGS組立単位

名称	記号	SI 単位で表される数値
エルグ	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J
ダイン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N
ボアズ	P	1 P=1 dyn s cm ⁻² =0.1 Pa s
ストークス	St	1 St=1 cm ² s ⁻¹ =10 ⁻⁴ m ² s ⁻¹
スチルブ	sb	1 sb=1 cd cm ⁻² =10 ⁻⁴ cd m ⁻²
フォトル	ph	1 ph=1 cd sr cm ⁻² 10 ⁴ lx
ガリ	Gal	1 Gal=1 cm s ⁻² =10 ⁻² ms ⁻²
マクスウェル	Mx	1 Mx=1 G cm ² =10 ⁻⁸ Wb
ガウス	G	1 G=1 Mx cm ⁻² =10 ⁻⁴ T
エルステッド ^(c)	Oe	1 Oe ≐ (10 ³ /4π) A m ⁻¹

(c) 3 元系のCGS単位系とSIでは直接比較できないため、等号「 ≐ 」は対応関係を示すものである。

表 10. SIに属さないその他の単位の例

名称	記号	SI 単位で表される数値
キュリー	Ci	1 Ci=3.7×10 ¹⁰ Bq
レントゲン	R	1 R = 2.58×10 ⁻⁴ C/kg
ラド	rad	1 rad=1 cGy=10 ⁻² Gy
レム	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10 ⁻⁹ T
フェルミ	f	1 フェルミ=1 fm=10 ⁻¹⁵ m
メートル系カラット		1メートル系カラット = 200 mg = 2×10 ⁻⁴ kg
トル	Torr	1 Torr = (101 325/760) Pa
標準大気圧	atm	1 atm = 101 325 Pa
カロリ	cal	1 cal=4.1858 J (「15°C」カロリ), 4.1868 J (「IT」カロリ) 4.184 J (「熱化学」カロリ)
ミクロン	μ	1 μ =1 μm=10 ⁻⁶ m

