

地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成17年度)

Annual Report for Research on Long-Term Stability of Geological Environment
in FY2005

野原 壯 梅田 浩司 笹尾 英嗣 浅森 浩一
花室 孝広 守屋 俊文* 中司 昇

Tsuyoshi NOHARA, Koji UMEDA, Eiji SASAO, Koichi ASAMORI
Takahiro HANAMURO, Toshifumi MORIYA* and Noboru NAKATSUKA

地層処分研究開発部門
自然事象研究グループ

Neotectonics Research Group
Geological Isolation Research and Development Directorate

February 2008

Japan Atomic Energy Agency

日本原子力研究開発機構

JAEA-Research

本レポートは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/index.shtml>)
より発信されています。このほか財団法人原子力弘済会資料センター*では実費による複写頒布を行っ
ております。

〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根 2 番地 4
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
電話 029-282-6387, Fax 029-282-5920

*〒319-1195 茨城県那珂郡東海村白方白根 2 番地 4 日本原子力研究開発機構内

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

地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書（平成 17 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

野原 壯，梅田 浩司，笹尾 英嗣⁺¹，浅森 浩一⁺²，花室 孝広，守屋 俊文*，中司 昇

（2007 年 12 月 12 日受理）

我が国は変動帯に位置しており，安定大陸にある欧米諸国に比べて，地震や火山活動等が活発である。地層処分においては，まず安定な地質環境を選んだうえで，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。そのため，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・海水準変動等の天然現象に着目して，それらの特徴を明らかにするとともに，それらが地質環境に及ぼす影響を解明するための調査技術・評価手法に係わる研究開発を進めている。平成 17 年度までに，我が国の地質環境において地層処分に重大な影響を及ぼすと想定される現象の存在（例えば，活断層や第四紀火山等）を予め確認するための調査技術として，地下深部の震源断層等の抽出技術，マグマ・高温流体等の探査技術等の開発を進め，また，過去においても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ための調査技術の開発等を進めるとともに，三次元地形変化シミュレーション技術等の長期予測・影響評価モデルの開発等を行ってきた。ナチュラアナログ研究では，地層処分の長期安全性を傍証する情報の体系化や具体的な評価に寄与できるような科学的根拠の整備を目指し研究を進めてきた。本報は，平成 17 年度までにおけるこれらの研究開発の成果についてとりまとめたものである。

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

+1 研究開発統括ユニット

+2 幌延深地層研究ユニット

* 日鉄鉱業株式会社

Annual Report for Research on Long-Term Stability of Geological Environment in FY2005

Tsuyoshi NOHARA, Koji UMEDA, Eiji SASAO⁺¹, Koichi ASAMORI⁺², Takahiro HANAMURO,
Toshifumi MORIYA* and Noboru NAKATSUKA

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

(Received December 12, 2007)

The Japanese islands are located in the tectonically active 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 a stable geological environment with an engineered barrier system. Therefore, special consideration is given to the long-term stability of the geological environment, taking into account volcanism, faulting, uplift, denudation, climatic change and sea-level change in Japan. Development of research/prediction technologies for geotectonic events has been carried out to evaluate the long-term stability of the geological environment in Japan. Until fiscal year 2005, to confirm existence of phenomena that have an influence on geological disposal system (e.g. active fault or Quaternary volcanoes), to confirm that there was not the trace that the phenomena occurred in the past, to predict/evaluate possibility of the phenomena and to develop the research/prediction techniques for geotectonic events (e.g. research techniques for earthquake source faults, research techniques for detecting magmas and high-temperature fluids, three-dimensional landform development simulator) were carried out. In a natural analog study, a systematization of the information and maintenance of the scientific grounds to do collaborating evidence of long-term safety of geological disposal were carried out. This report describes our efforts of these technologies based on its R&D program until fiscal year 2005.

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

+1 Research and Development Integration Unit

+2 Horonobe Underground Research Unit

* Nittetsu Mining CO., Ltd.

目 次

1. はじめに	1
1.1 地質環境の長期安定性に関する研究の概要	1
1.2 地質環境の長期安定性に関する研究の目標	2
1.2.1 調査技術の開発・体系化	2
1.2.2 長期予測・影響評価モデルの開発	3
1.2.3 研究情報基盤の整備	4
2. 地震・断層活動に関する研究	5
2.1 地下の活断層に関する調査技術	5
2.2 断層活動の影響評価モデルの開発	19
3. 火山・地熱活動に関する研究	34
3.1 第四紀の火山・地熱活動などの調査技術	34
3.2 地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術	43
3.3 火山活動などの長期予測モデルの開発	50
3.4 熱水活動などの影響評価モデルの開発	53
4. 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究	63
4.1 三次元地形変化モデルの開発	63
5. ナチュラルアナログ研究	76
5.1 放射性核種保持機能の定量化	77
5.2 物質移動に影響を及ぼす主要因子の抽出	80
6. おわりに	87
参考文献	88

Contents

1. Introduction	1
1.1 Overview of research on long-term stability of the geological environment	1
1.2 Target of research on long-term stability of the geological environment	2
1.2.1 Development and systematization of research techniques	2
1.2.2 Development of long-term prediction and effective assesment	3
1.2.3 Development of research information database	4
2. Study on earthquake and fault movement	5
2.1 Development of research techniques for underground active faults	5
2.2 Development of influence model of fault activity	19
3. Study on volcanology and geothermal science	34
3.1 Detecting techniques for Quarternary volcanoes and geothermal activity	34
3.2 Detecting techniques for crustal magma and high-temperature fluids	43
3.3 Development of prediction model of long-term volcanic activity	50
3.4 Development of influence model of hydrothermal activity	53
4. Study on uplift, denudation, climatic change and sea-level change	63
4.1 Development of three-dimensional landform development model	63
5. Natural analogue studies	76
5.1 Quantification of radionuclide retention function	77
5.2 Extraction of the main factor which has an influence on a mass transfer	80
6. Conclusion	87
References	88

表リスト

Table 1.2.1-1	地質環境の長期安定性に関する研究で取り組んでいる主な研究課題	3
Table 3.1-1	主な鉱物の各年代測定法における閉鎖温度	38
Table 3.4-1	Magma2002 の特徴	58
Table 3.4-2	解析モデルの概要	60
Table 4.1-1	シミュレーションで用いた斜面域の従順化係数	67
Table 4.1-2	各ケースのシミュレーション結果	71
Table 4.1-3	地形変化シミュレーションの概要	73
Table 4.1-4	各地質・地質構造の水理特性	73
Table 4.1-5	地下水流動解析の解析ケース	74
Table 5.1-1	東濃鉱山周辺の隆起・沈降の見積りに使用した諸データ	79
Table 5.2-1	東濃ウラン鉱床の地史	80
Table 5.2-2	影響解析の入力値に用いたパラメータの範囲	82

図リスト

Fig.1.1-1	地質環境の長期安定性に関する研究の成果の反映先	2
Fig.1.2.2-1	地質環境の長期安定性に関する研究の枠組み	4
Fig.2.1-1	活断層による水平ひずみ速度と震源および火山の分布	6
Fig.2.1-2	過去の主な被害地震の規模と地表地震断層の有無	8
Fig.2.1-3	活断層両側のブロック運動の概念図	9
Fig.2.1-4	GPS データの解析により求めた跡津川断層周辺の地殻変動速度	10
Fig.2.1-5	断層活動に伴う周辺岩盤中の誘発性のすべり	12
Fig.2.1-6	震源断層の長さおよび変位量, 幅, 上限深度と周辺岩盤の変動量	12
Fig.2.1-7	活断層および河川屈曲を伴うリニアメントの分布	13
Fig.2.1-8	地震前後のせん断応力の変化とリニアメントおよび断層の分布	14
Fig.2.1-9	DEM の解析により抽出した線素の卓越方向分布	14
Fig.2.1-10	中国地方の重力異常の標準偏差と活断層およびリニアメントの分布	17
Fig.2.1-11	中国地方の第四紀火山の分布	17
Fig.2.1-12	中国地方のレーザー関数解析断面	18
Fig.2.2-1	兵庫県南部地震後の湧水および水位低下地点と湧水, 井戸水の化学組成	22
Fig.2.2-2	鳥取県西部地震の震源断層モデルと余震分布	23
Fig.2.2-3	鳥取県西部地震震源域における地震前後の水位変化	24
Fig.2.2-4	岐阜県東濃鉱山周辺の主な地下水位観測井	25
Fig.2.2-5	地震の規模と震源までの距離 (a) と地下水位と理論ひずみ量 (b) の関係	26
Fig.2.2-6	観測地域周辺における堆積岩直下約 10m の花崗岩の比抵抗 (最大値) 分布	26
Fig.2.2-7	SN-3 における地震に伴う地下水位変化	27
Fig.2.2-8	SN-3, DH-2, DH-9 における鳥取県西部地震に伴う地下水位変化	28
Fig.2.2-9	横手盆地東縁断層帯位置図	31
Fig.2.2-10	横手盆地東縁断層帯—北上低地西縁断層帯の関係	31
Fig.2.2-11	太田断層南部・反射法地震探査結果図	31
Fig.2.2-12	横手盆地東縁断層帯・バランス断面解析結果図	32

Fig.2.2-13	横手盆地東縁断層帯の (a) 変形量分布図と (b) 断層発達史	33
Fig.3.1-1	むつ燧岳新期 2 火砕流堆積物の分布	35
Fig.3.1-2	RIPL 法によるガラス, 鉱物の屈折率ヒストグラム	36
Fig.3.1-3	田名部低地帯の海岸段丘およびテフラ降灰層準の関係	37
Fig.3.1-4	高浜地域の地質図	39
Fig.3.1-5	高浜花崗岩類の冷却史	40
Fig.3.1-6	貫入岩からの距離と年代値との関係	40
Fig.3.1-7	大分県直入町新屋敷入口の露頭スケッチ	41
Fig.3.1-8	境界部からの距離と年代値・トラック長	41
Fig.3.1-9	一次元熱拡散モデルによる深度-温度曲線	42
Fig.3.2-1	鳴子火山周辺地域における P 波速度(V_p), S 波速度(V_s), V_p/V_s 断面図	45
Fig.3.2-2	鳴子火山周辺の電磁気観測点の配置	46
Fig.3.2-3	観測点 211 の見掛け比抵抗(左上), 位相(左下)と鳴子火山下の比抵抗構造(右)	46
Fig.3.2-4	西南日本の温泉の温度コンター図	47
Fig.3.2-5	紀伊半島, 四国の温泉ガスのヘリウム同位体比の分布	48
Fig.3.2-6	地震波トモグラフィーによる三次元地震波速度構造	48
Fig.3.2-7	紀伊半島南部の二次元比抵抗構造	49
Fig.3.3-1	空間モデル (Epanechnikov kernel function)	51
Fig.3.3-2	東伊豆単成火山群における今後 1 万年間の火山の発生する確率分布	51
Fig.3.3-3	時空間モデル (nearest-neighbor method)	52
Fig.3.3-4	東伊豆単成火山群における 2 万年前~現在の火山の発生する確率分布	52
Fig.3.4-1	一次元熱輸送モデル概念図	54
Fig.3.4-2	一次元熱輸送モデルによるモデル曲線フィッティングの例	55
Fig.3.4-3	総熱流束の解析手法による違い	56
Fig.3.4-4	総熱流束分布 (局所幾何平均)	57
Fig.3.4-5	雲仙火山付近の 1 坑井の坑井温度プロファイルと一次元熱輸送モデルのモデル曲線	59
Fig.3.4-6	雲仙火山周辺の坑井の分布と総熱流束および流体上昇速度	60
Fig.3.4-7	基本ケースのシミュレーション結果 (CASE1)	61
Fig.3.4-8	母岩の浸透率を大きくした場合の結果 (CASE2)	61
Fig.3.4-9	マグマ溜まりが浅い場合の結果 (CASE3)	61
Fig.3.4-10	マグマ溜まりが浅く母岩の浸透率を大きくした場合の結果 (CASE4)	62
Fig.4.1-1	地形システムと物質移動	64
Fig.4.1-2	解析対象位置図	66
Fig.4.1-3	解析範囲 DEM 陰影図	66
Fig.4.1-4	土岐川本流の河床断面図とそのフィッティング	67
Fig.4.1-5	シグモイド曲線を利用した実効侵食率の推定	68
Fig.4.1-6	寒冷期の平衡河川縦断面型の推定	68
Fig.4.1-7	断層運動のシミュレーションに用いた地殻変動量図の例	69
Fig.4.1-8	時間ごとの地形変化 (一様隆起 0.6 mm/年)	70
Fig.4.1-9	地形変化陰影図 (拡大図)	70
Fig.4.1-10	侵食・堆積量図	70
Fig.4.1-11	地下水流動解析の作業フロー	72

Fig.4.1-12	解析領域	72
Fig.4.1-13	解析領域の三次元地質構造モデル	73
Fig.4.1-14	解析領域の水頭分布	75
Fig.5.1-1	25°C, 1bar におけるウラン鉱物と溶存化学種の安定度の関係図	77
Fig.5.1-2	計算された瑞浪層群中の地下水でのウランの飽和指数	78
Fig.5.1-3	ウラン鉱化帯周辺で見られる酸化還元プロセス	78
Fig.5.1-4	東濃鉱山周辺における隆起・沈降の履歴	79
Fig.5.2-1	東濃ウラン鉱床周辺における水理に係わる概念モデル	81
Fig.5.2-2	影響解析における時代区分と入力値の割り振りの例	83
Fig.5.2-3	影響解析結果の一例	84
Fig.5.2-4	解析結果における各パラメータの分散の程度	86

This is a blank page.

1. はじめに

1.1 地質環境の長期安定性に関する研究の概要

わが国における地層処分の概念は、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（核燃料サイクル開発機構、1999a¹⁾；梅木ほか、2001²⁾）。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、長期的な安全性を確認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、地下水理、水質、岩盤物性など）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（武田ほか、2004³⁾）。日本原子力研究開発機構（以下、原子力機構）では、深地層の科学的研究の一環として、これらの予測・評価に係わる研究開発（地質環境の長期安定性に関する研究）を実施している。

「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—」（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わが国にも広く存在し得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（核燃料サイクル開発機構、1999b⁴⁾）。

「第2次取りまとめ」以降は、わ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⁵⁾」（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、2000⁶⁾）を念頭において、また、「第2次取りまとめ」やその評価（原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会、2000⁷⁾；OECD/NEA、1999⁸⁾など）の過程で明らかになっ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研究開発課題評価委員会、2001⁹⁾）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処分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、2002¹⁰⁾）（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、2003¹¹⁾）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具体的な課題がより明確になってきた。

このような状況の進展を受け、原子力機構では、従来から進めてきた全国レベルでのデータの蓄積や個別現象・メカニズムの解明といった基盤的な研究を継続する一方で、概要調査地区等の選定や安全規制に必要な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つの目標を設定した（Fig.1.1-1）。

- ・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（概要調査地区等の選定や安全性の検討に必要なデータの取得）

- ・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）
- ・研究情報基盤の整備：上記 2 項目の基盤となる情報のデータベース化，最新の学術的知見や観測・分析技術に関する情報の収集・整備

特に，上記については，対象とすべき天然現象ごとに重要性の高い課題を絞って研究開発を進めた（武田ほか，2004³⁾；梅田ほか，2005¹²⁾）。また，本研究で得られた知見や情報を踏まえて，別途，天然現象による影響を考慮した安全評価手法の検討を行っている。以下には，それぞれの目標について，その位置づけと研究開発の方向性，主な研究課題などを示す。

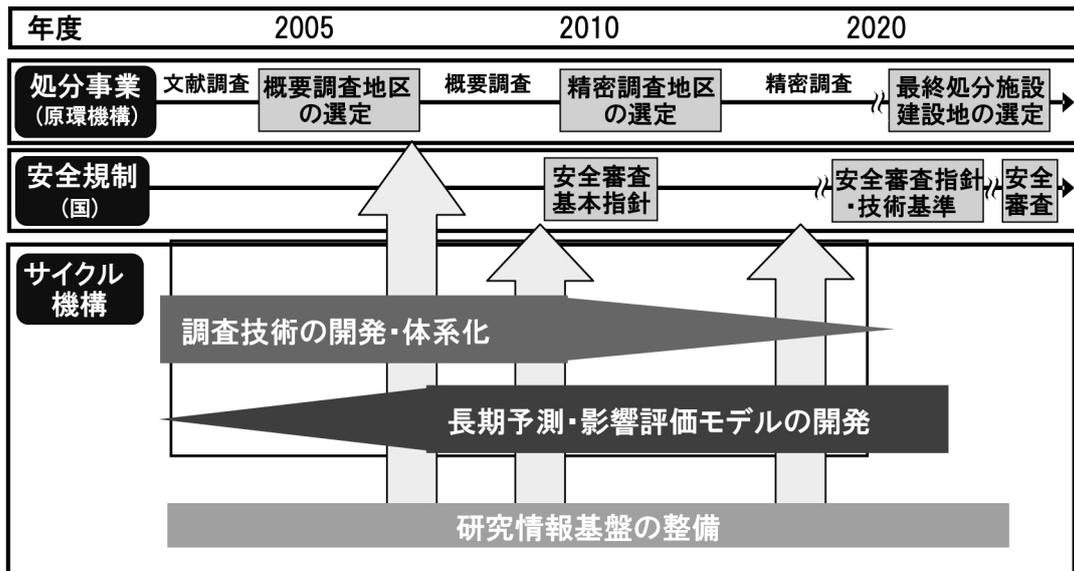


Fig.1.1-1 地質環境の長期安定性に関する研究の成果の反映先

1.2 地質環境の長期安定性に関する研究の目標

1.2.1 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」（原子力安全委員会，2002¹⁰⁾）に示されているように，概要調査地区及びその周辺地域において，活断層，第四紀火山などの存在を確認するための調査技術を整備することが不可欠である。そのため，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，地下深部の震源断層，マグマ・高温流体などの存在を予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」⁵⁾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，過去数十万年に地殻変動，火成活動などの履歴のみならず，地質環境が有する地下水理，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，熱水変質帯の熱史など），あるいは間接的（例えば，過去の地下水理を推定するための古地形・水系など）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，Table 1.2.1-1 に示した地下の活断層に関する調査技術，第四紀の火山・地熱活動等の調査技術，地下深部のマグマ・高温流体等の調査技術等の研究課題について取り組んでいる。これらの研究成果については 2.1, 3.1, 3.2 で報告する。

1.2.2 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、処分施設的设计・施工などの工学的対策や地層処分システムの安全評価などに資するため、地層処分システムの性能に著しい影響を及ぼす現象が発生する可能性や地殻変動などに伴う地質環境条件（例えば、地下水理、水質、岩盤物性など）の変化の幅などを予測・評価するための手法の開発を目指している。

Table 1.2.1-1 地質環境の長期安定性に関する研究で取り組んでいる主な研究課題

研究課題	研究内容	主な成果
隆起・沈降量等に関する調査技術	海成段丘等により隆起量や旧汀線を推定するための技術を整備する。また、測地学的手法や地質学的手法により地殻水平短縮量を推定するための技術を整備する。	新里・安江（2005）
侵食速度に関する調査技術	岩石・鉱物の化学組成・結晶構造、有機物組成等を指標に局所的な侵食速度を推定する技術を整備する。	高橋ほか（2005）
第四紀の火山・地熱活動等の調査技術	肉眼では識別できないテフラ降灰層準の認定によって第四紀の火山噴出物を同定するための技術のほか、熱年代学的手法により古地温の変遷や熱水対流系の有無等を推定する技術を整備する。	梅田ほか（2001） 梅田・古澤（2004） 金沢ほか（2005）
地下深部のマグマ・高温流体等の調査技術	地震波トモグラフィー、深部比抵抗構造等の地球物理学的手法に加えて、希ガス同位体等を指標とした地球化学的手法を組合わせた体系的な調査技術を整備する。	梅田ほか（2003a） 梅田ほか（2004） Umeda et al.（2005） 浅森・梅田（2005）
地下の活断層に関する調査技術	明瞭な地表地震断層を引き起こさない活断層等を抽出するため、詳細な地質調査・地形判読に加えて、微小地震観測・重力構造等の地球物理学的データの解析や剪断応力のシミュレーション等を用いた総合的な調査技術を整備する。	野原・木下（2004） Kudo et al.（2004） 木下ほか（2005）
三次元地形変化モデルの開発	隆起・侵食に伴う将来の地形変化等を予測するため、従順化モデル等による三次元のシミュレーション技術を開発する。また、地下水理等への影響を把握するため、地下水流動モデルとの統合を行う。	Nogami et al.（2002）
火山活動等の長期予測モデルの開発	火山フロントの日本海側の地域や単成火山群の周辺地域における新たな火山の形成の可能性を評価するため、空間統計学的手法を用いた確率モデル等の開発を行う。	Martin et al.（2003） 高橋・マーチン（2004） Martin et al.（2004）
熱水活動等の影響評価モデルの開発	地下深部のマグマや高温流体等から放出される熱エネルギーを適切に評価するための解析手法のほか、熱源周辺の地下水理の変化を予測するためのシミュレーション技術を開発する。	梅田ほか（2003b） 坂川ほか（2005a） 坂川ほか（2005b）
断層活動の影響評価モデルの開発	断層活動に伴う周辺岩盤の力学的影響やそれに伴う地下水流動の変化、将来の断層の拡幅、延伸および移動等を予測するためのモデルの開発を行う。	佐藤ほか（2000） 野原ほか（2003）

予測・評価についての方法論としては、「第2次取りまとめ」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（例えば、小出，1992¹³⁾；田中・千木良，1997¹⁴⁾）。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モデル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（Fig.1.2.2-1）。

- ・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・地球化学的データの取得
- ・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およ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

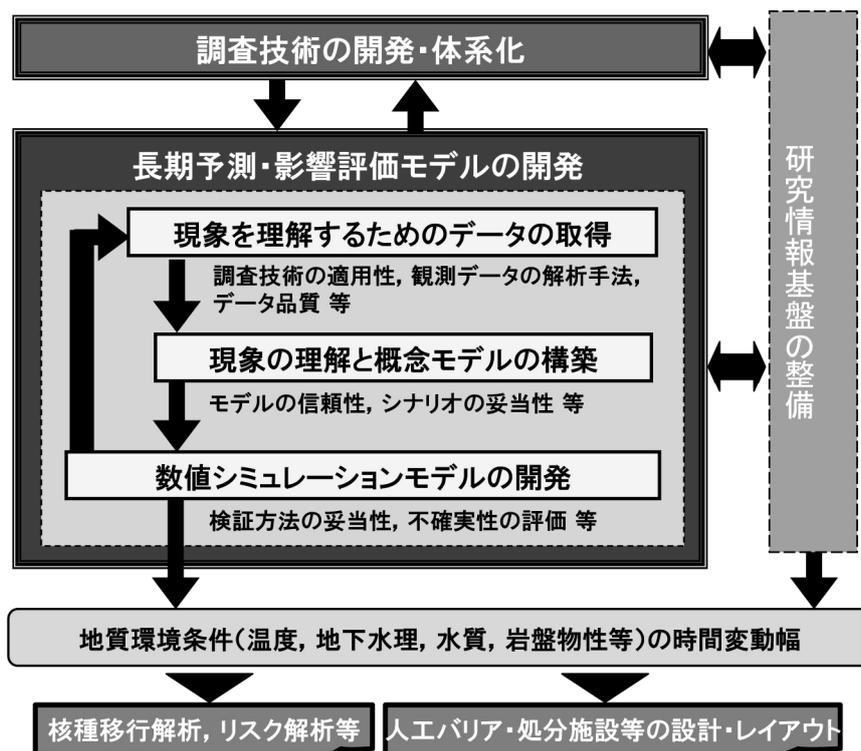


Fig.1.2.2-1 地質環境の長期安定性に関する研究の枠組み

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（物理探査などの分解能、分析方法に係る誤差・精度など）やモデルの信頼性、検証方法の妥当性などを検討しつつ、予測・評価結果に係る不確実性を定量的に把握する必要がある（武田ほか、2004³⁾）。

また、長期予測・影響評価モデルの開発では、「環境要件」（原子力安全委員会、2002¹⁰⁾）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、火山・火成活動、隆起・沈降・侵食に関連して、断層活動の影響評価モデルの開発、火山活動等の長期予測モデルの開発、熱水活動等の影響評価モデルの開発、三次元地形変化モデルの開発という4つの研究課題を設定した（Table 1.2.1-1）。これらに関する具体的な研究成果については2.2, 3.3, 3.4, 4.1にて報告する。

1.2.3 研究情報基盤の整備

研究情報基盤の整備については、これまでに進めてきた全国レベルでの天然現象データのGIS（地理情報システム）化を行っているほか、現象のメカニズムに関する最新の学術的知見やそれを支える最先端の観測・分析技術（例えば、物理探査技術、年代測定法など）に関する情報の収集・整備を進めている。特に、天然現象を考慮した安全評価に必要となる変動シナリオや物質移行解析の前提となる一般的かつ現実的な現象のプロセスに関する情報や地質環境条件（力学、熱、地下水理、水質など）の変化などに関するデータを重点的に整備している。なお、情報の整備にあたっては、データに関する品質やトレーサビリティなどを明らかにするとともに、これらの情報を包含したデータベースの開発を進めている。

また、地層処分の技術的信頼性を向上させるためには、次世代の調査技術を目指した基盤的な研究を着実に進めていくことも必要となる。特に、地下深部における高分解能の探査技術やモニタリング技術は、将来の地層処分技術にとって重要な課題の一つである。そのため、原子力機構においては、地下深部の微小な地殻内変動を地震波や電磁波を用いてモニタリングするため、新たな信号理論を核とする精密制御定常信号システム（アクロス）の研究を進めている。

2. 地震・断層活動に関する研究

「最終処分法」⁵⁾では、精密調査地区の選定に先だって、「最終処分を行おうとする地層およびその周辺の地層（以下、対象地層等）における地震等の自然現象による対象地層等の変動に関する事項」、「対象地層等内に活断層があるときは、その詳細に関する事項」、「対象地層等内に破碎帯又は地下水の水流があるときは、その概要に関する事項」について調査をすることが法定要件として定められている。この調査結果をもとに、「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」や、「活断層、破碎帯又は地下水の水流があるときは、地下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」を確認しなければならないとされている。

そのため、概要調査においては、活断層の分布を把握し、それを避けることが基本となる。さらに、地層処分システムの適切な設計を行うために、断層活動に伴う岩盤中の破断およびそれに伴う地下水流の変化について、長期安定性の観点から影響がおよぶ範囲とその程度を把握しておく必要がある。

将来、地表に顕著な断層変位を伴うと予想される比較的明瞭な活断層は、200万分の1活断層図編纂ワーキンググループなどによって、ほぼ把握されていると考えられている。しかしながら、2000年鳥取県西部地震では、明瞭な活断層が認められない地域において大きな地震が発生し、局所的ではあるが数十 cm 程度の断層変位も観察された。このような断層活動が繰り返し起こると地層処分に影響を与える可能性が考えられる。このように比較的規模の大きな地震を発生させ地表付近に断層変位を生じさせるが、顕著な地表地震断層を伴わずに過去数十万年以降繰り返し活動した活断層を、ここでは「地下の活断層」と呼ぶ。以下では、地下の活断層の調査技術の体系化を目的に、原子力機構が行ってきた研究事例を紹介する。

2.1 地下の活断層に関する調査技術

地表に明瞭な変位地形を伴う活断層については、空中写真判読、地形地質調査、物理探査、ボーリング調査、トレンチ調査、測地学的調査などの多様な調査研究が実施され、調査手法の改良や高度化がなされてきた。その結果、自治体や大学、国の研究機関などが実施した活断層調査研究の成果ともいえる多数の活断層図が作成されてきた（「活断層ストリップマップ」（例えば、吉岡ほか、2000¹⁵⁾）、「都市圏活断層図」（例えば、中田ほか、1998¹⁶⁾）、「九州の活構造」（九州活構造研究会編、1989¹⁷⁾）、「新編日本の活断層」（活断層研究会編、1991¹⁸⁾）、「近畿の活断層」（岡田・東郷編、2000¹⁹⁾）、「200万分の1日本列島活断層図」（200万分の1活断層図編纂ワーキンググループ、2000²⁰⁾）、「第四紀逆断層アトラス」（池田ほか編、2002²¹⁾）、「活断層詳細デジタルマップ」（中田・今泉編、2002²²⁾）など）。

一方、中国地方山間部のように花崗岩類が露出する地域などでは、断層変位基準となる地形面の発達が悪いために、線状の地形が活断層か否かを判断することが困難であり、その調査手法が課題として残された。2000年鳥取県西部地震はそのような場所で発生し、比較的規模が大きかったにもかかわらず、顕著な地表地震断層を伴わない地震であった。

原子力発電所関連施設に関する敷地周辺の活断層調査は、適切な耐震設計を行うために、地表で想定される地震動の把握を主な目的としている。このため、活断層の長さや最新活動年代の調査に主眼が置かれ、過去の地震や活断層を考慮して最大地震動を想定し耐震設計を行っている。一方、地層処分の施設が建設される地下深部は、最大地震動が地表に比べて小さいこと、充填材により埋め戻し後の施設の耐震性はさらに高まることから、構造物の強度を適切な設計により十分に確保できると見込まれている（核燃料サイクル開発機構、1999b⁴⁾）。

このため、処分事業に係わる概要調査などでは、将来10万年間程度を見込んだ断層活動に伴う岩盤中の破断とそれに伴う地下水流動の変化による影響がおよぶ範囲、およびその程度を把握することが重要となる。地下の活断層に関する調査研究の当面の課題は、地下の活断層の分布とその活動履歴を把握するための調査技術の開発である。まず、地下の活断層の特徴を探るために、断層活動の継続性と地域性、それに関連する地下構造と地殻変動について整理する。次に、前述

の 2000 年鳥取県西部地震の震源地域の地形地質学的な特徴をもとに、地下の活断層の調査手法について検討する。

(i) 地下の活断層の概念

(a) 断層活動の継続性と地域性

日本列島の内陸の活断層は、古い段丘面や河川ほど変位が累積し、一定方向に動いていることが知られている (Sugimura and Matsuda, 1965²³⁾; 岡田, 1973²⁴⁾)。活断層の平均変位速度は 0.01~10 m/千年の範囲で、活断層の変位の向きと速度は過去数十万年間大きく変化していない (核燃料サイクル開発機構, 1999b⁴⁾)。このことから、少なくともこの期間では応力の蓄積と開放が規則的に繰り返されていることを示している。一般に活断層は偏在し、東北日本内帯や西南日本内帯では活断層の分布密度が高く、東北日本外帯や西南日本外帯に比べ、際だった差異が認められる (核燃料サイクル開発機構, 1999b⁴⁾)。このように活断層が偏在する原因としては、プレート内弾性変形や地殻の不均質性に起因する力学的弱面が偏在すること (大中・松浦, 2002²⁵⁾) と、沈み込むスラブからの脱水した流体の上昇が偏在し、上部地殻の強度を局所的に低下させること (長谷川ほか, 2004²⁶⁾) があげられる。

活断層の形状と平均変位速度から求めた日本列島の水平ひずみ速度は、断層活動の地域的特性を反映している。最新の活断層データ (200 万分の 1 活断層マップワーキンググループ, 2000¹⁹⁾) を用いて水平ひずみ速度を求めると、陸域にはひずみ速度の大きい地域と小さい地域が帯状に分布することがわかる (野原ほか, 2000²⁷⁾; Fig.2.1-1)。特に値の大きい地域は、糸魚川-静岡構造線中部、奥飛騨地域、中央構造線四国地域である。比較的値の大きい地域は、奥羽山脈沿い、房総~伊豆地域、信濃川中流~上流域、糸魚川-静岡構造線周辺、飛騨地域、根尾川沿い、紀伊半島西部~四国の中央構造線周辺地域などである。ひずみ速度の小さい地域は、北海道北東部、北海道-本州-四国-九州の太平洋側、中国地方などである (野原ほか, 2000²⁷⁾)。

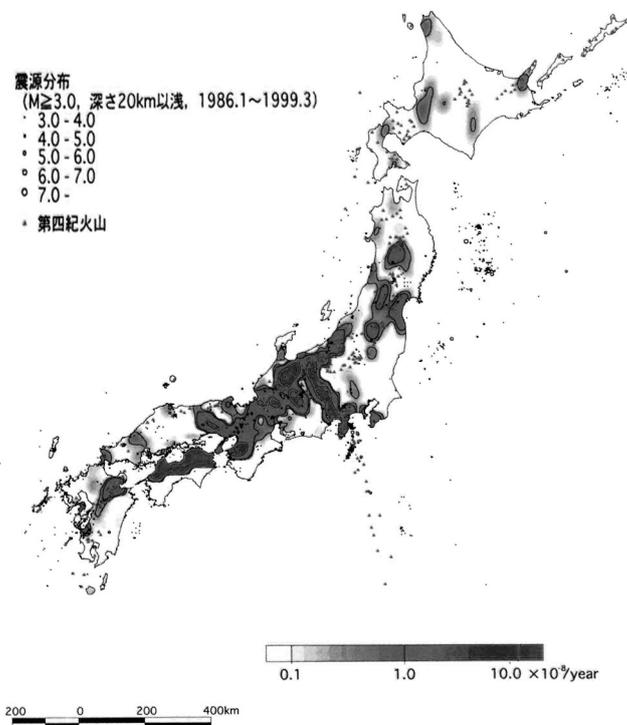


Fig.2.1-1 活断層による水平ひずみ速度と震源および火山の分布 (野原ほか, 2000²⁷⁾)
(0.1×10^{-8} /年以上の領域を示している。第四紀の火山の分布は第四紀火山カタログ委員会 (1999) ²⁸⁾をもとにした。震源分布は、気象庁震源データ、震源速報および全国震源データをもとに、深さ 20 km 以浅、マグニチュード 3 以上のものを示した。)

活断層によるひずみ速度の分布と第四紀火山噴出中心の分布（第四紀火山カタログ委員会，1999²⁸⁾）をみると，東北地方や信州－飛騨地域，伊豆半島周辺地域および中国地方では，ひずみ速度の大きい帯状の地域の周辺に火山が分布する（野原ほか，2000²⁷⁾）。逆断層が主に分布する東北日本の地震データの詳細な解析の結果，第四紀火山や活断層が帯状に連なる地域では，火成活動や断層活動に伴う短縮変形が引き起こされ，ひずみ場の移動や再分配が生じていることが示唆されている（長谷川ほか，2004²⁶⁾）。この際，短縮変形が遅れた地域にひずみが集中し，逆断層型の地震が発生すると考えられており，このような地震が火山の周辺で発生した例として，1996年宮城県北部鬼首地域の地震が推測されている（長谷川ほか，2004²⁶⁾）。

一方，横ずれ断層が発達する中部～西日本において，Sagiya et al. (2000)²⁹⁾のGPSデータの解析により，活断層と第四紀火山が帯状に連なる新潟－神戸間に，連続するひずみ集中帯（新潟－神戸構造帯）が存在することを示している。このことから，横ずれ断層が発達する地域のひずみ集中帯における活断層と第四紀火山の近傍でも，ひずみ場の移動や再分配により大小の断層活動が生じているものと考えられる。

このように生じる大小の断層活動のうち，その一部が地下の活断層によるものだとすれば，それらが偏在する可能性も考えられる。これについて，過去の主な被害地震の分布から検討する。

(b) 地表地震断層を伴わない被害地震の特徴

Shimazaki (1986)³⁰⁾は，モーメントマグニチュード (M_w) が 6.5～6.6 以上になると震源断層の幅（傾斜方向の長さ）が上部地殻の地震発生層の厚さ（15～20 km）と同じ程度になり，地表地震断層が現れ易くなることを示した。また，隈元 (2001)³¹⁾は，過去 100 年程度に日本の内陸に発生した地震の M_w と地震学的に求められた断層の長さとおおむね比例関係にあるとし，2000年鳥取県西部地震についてもこれらと調和的であることを示した。従来用いられている気象庁マグニチュード (M_j) は震源近傍の地震波の最大震幅などから求められ，地震による被害の規模を重視している。それに対し， M_w は遠方の地震波形全体を評価して求められ，想定される震源断層の幅や走向方向の長さを重視する場合に用いられる。ここでは，震源断層の幅や長さや地表の変位の関係を検討するため，以下 M_w を用いる。

松田 (1998)³²⁾，隈元 (2001)³¹⁾および垣見 (2002)³³⁾に示された主な被害地震に 2004 年新潟県中越地震を追加し， M_w と地表地震断層の有無との関係をまとめた結果を Fig.2.1-2 に示す。事例とした被害地震は，日本内陸において 1891 年濃尾地震以降に深さ 20 km 以浅で発生した 23 例である。各地震の M_w は，1995 年以降の地震は EIC 地震学ノート（菊地，1995³⁴⁾；2000³⁵⁾；山中，2004³⁶⁾）に示された M_w を用いた。それ以前の地震で佐藤編 (1997)³⁷⁾に地震モーメント (M_0) が示されているものは，それから Kanamori and Anderson (1975)³⁸⁾の式 (2.1-1) を用いて M_w を求めた。それ以外は，松田 (2005)³⁹⁾の換算式 (2.1-2) を用いて M_j から M_w に変換した。

$$M_w = \frac{\log M_0 - 9.1}{1.5} \quad (2.1-1)$$

$$M_w = \frac{1.17 M_j + 1.62}{1.5} \quad (2.1-2)$$

M_w が 6.4 未満の地震（4 例）は，いずれも顕著な地表地震断層を伴っていない。これに対し， M_w が 6.7 以上の地震（7 例）はいずれも地表地震断層を伴っている。 M_w が 6.4～6.6 の地震では，11 例中 4 例が地表地震断層を伴う。これは，Shimazaki (1986)³⁰⁾が指摘したように， M_w が 6.4～6.6 付近の地震が地表地震断層を伴うかどうかの境界となっていることを示している。このため，未発見の「地下の活断層」が活動して地震が発生したとしても，その規模は $M_w=6.6$ を大きく上回ることはないと考えられる。したがって，顕著な地表地震断層を伴わなかった 2000 年鳥取県西部地震 ($M_w=6.6$) は，地下の活断層が震源断層となった最大規模の地震といえる。

過去の主な被害地震のうち Mw が 6.6 以下の震源は、第四紀火山の噴出中心から 10 km 以内にあるか、あるいは活断層からほぼ 5 km 以内にある (Fig.2.1-2)。1970 年代以前の地震の震源決定の精度が低い問題はあるが、既知の第四紀火山、活断層やランプ構造から遠く離れた地域に地下の活断層が分布する可能性は大きくないと思われる。また、明瞭な変位地形を伴う活断層から 5 km 以内に震源がある過去の主な被害地震 (Fig.2.1-2) の震源断層の走向および変位の方向 (神沼ほか編, 1973⁴⁰; 佐藤編, 1997³⁷) は、最寄りの活断層の走向および断層変位の向きとほぼ一致する。これらの震源断層も最寄りの活断層と同様に広域的な応力場に対応して活動したと考えられる。なお、これらのことから、地下の活断層も明瞭な変位地形を伴う活断層と同様な活動の継続性と地域性を有するものと考えられる。

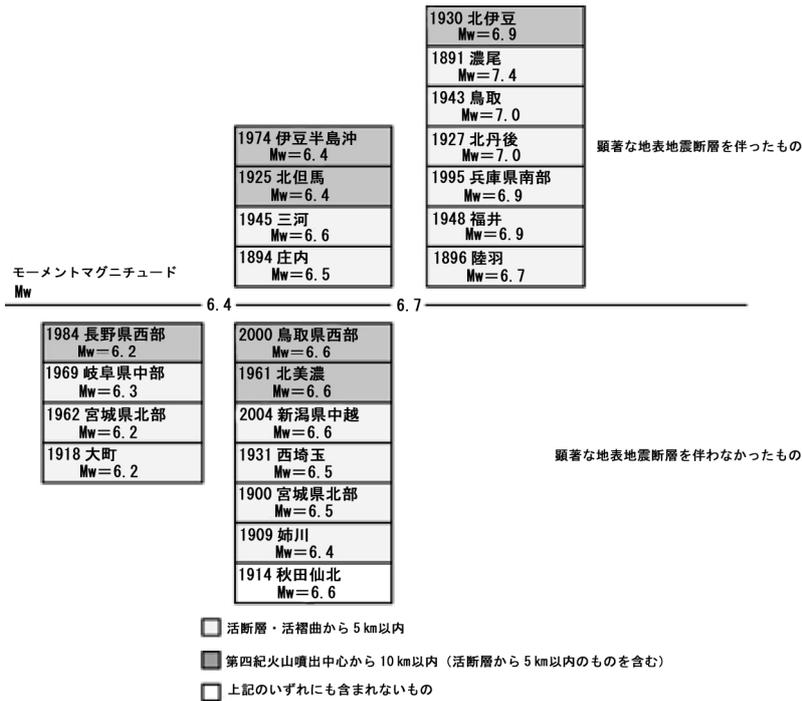


Fig.2.1-2 過去の主な被害地震の規模と地表地震断層の有無

(1891年濃尾地震以降の日本の内陸の浅い地震(震源の深さ20km以浅の被害地震)の規模(Mw)と、顕著な地表地震断層を伴ったかどうかの関係を示した。活断層、活褶曲および第四紀火山噴出中心との距離の関係を色で示している。垣見(2002)³³の表にある1923年山梨県東部地震および1924年丹沢地震は、1923年関東地震の余震(宇津, 1999⁴¹、宇佐美, 2003⁴²)とみられるため除いた。1914年秋田仙北地震の震源付近にはランプ構造が推定されており(佐藤・池田, 1999⁴³)、この構造に対応する地震と思われる。)

断層活動に伴って顕著な地表地震断層が現れるかどうかは、活断層の長さ、変位量のほか、上部地殻構造に関係した脆性領域の分布深度にも関係することが考えられる。地震を生じさせた活断層の地下構造は、地表から地下5~7km程度には断層粘土、300°C程度を超える地下約15km以深には主にマイロナイトが発達すると考えられている。その間の約10~15kmの深さ領域はカタクレサイトで構成される脆性領域で、地震のひずみをためる固着域となっている(大中・松浦, 2002²⁵)。地下10km程度より浅部では大きな地震が起こりにくい(伊藤, 1997⁴⁴)。精度の高い地震観測データから求められた過去の主な被害地震の震源の深度は、ほぼこの脆性領域にあることが示されている(例えば、菊地, 1995⁴⁵)。なお、一部の火山の周辺では、脆性領域の分布深度が浅くなる傾向が地震データの解析結果から推定されており(伊藤, 1997⁴⁴)、過去の主な被害地震の震源の深さが10kmより浅い場合がある(例えば、菊地, 2000³⁵)。このように、火山の周辺を除くと地下の活断層の活動に伴う地震の震源は10~15kmの深さの脆性領域にあると考えられる。

(c) 断層活動に伴う地殻変動

Kaizuka and Imaizumi (1984)⁴⁵⁾は日本列島の活断層の分布と変位速度から求めた水平ひずみ速度は、地震や測地データから求めたそれよりも1~2桁小さいとしている。この原因としては、断層が関与しない永久ひずみ (Kaizuka and Imaizumi, 1984⁴⁵⁾), 褶曲や断層周辺での塑性変形 (佐藤, 1989⁴⁶⁾), プレート間地震の間に蓄積する弾性的なひずみ (Wesnousky et al., 1982⁴⁷⁾) があげられている。このようなひずみ速度の違いの一部が、未確認の活断層の運動による可能性も考えられる。このような違いを具体的に検討するために、名古屋大学の協力を得て GPS データの解析を実施した (鷲谷, 2004⁴⁸⁾)。

測地的なひずみ速度と活断層によるひずみ速度を比較する際の問題は、活断層によるひずみ速度に比べてプレート固着域の影響が大きいと予想されることである。プレート境界で発生する数十年~数百年間隔の大地震に伴い、陸域ではひずみの蓄積と開放が繰り返されている。このひずみの蓄積速度は大きく、現在観測されている GPS 地殻ひずみ速度のおおまかな分布は、プレート境界部の固着域分布を仮定して求められる地殻変動を考慮するだけでほぼ再現される (鷲谷ほか, 2003⁴⁹⁾)。つまり、GPS 地殻ひずみ速度はプレート境界部の固着域による影響を強く受けているため、その影響を考慮せずに活断層によるひずみ速度と比較することは適当でないと考えられる。

一方、地殻変動速度を求める際には固定点を仮定する必要がある。活断層周辺の地殻変動を推定して適切な固定点を仮定すると、測地的な地殻変動速度と活断層の平均変位速度との比較ができる。活断層の非活動時の地殻変動モデルは、ニュージーランドと南カリフォルニアの事例が報告されている (Bourne et al., 1998⁵⁰⁾)。それによると、非活動時の地殻変動は、活断層の断層面両側の上部地殻が一体となって緩やかな変形を示す運動である (Fig.2.1-3)。

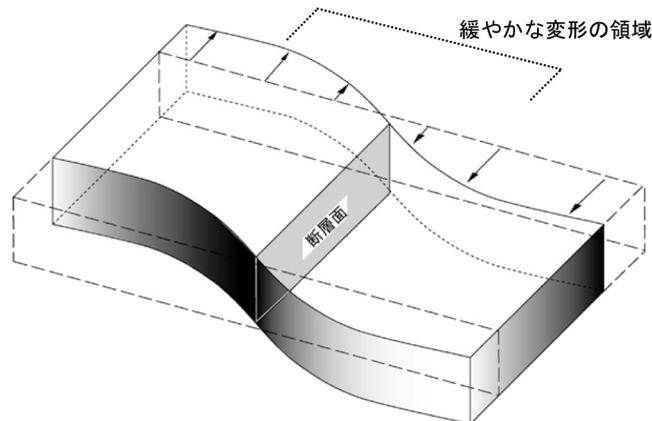


Fig.2.1-3 活断層両側のブロック運動の概念図

この緩やかな変形の領域の大きさは、脆性領域を含む地下数十 km の深さに及ぶ断層面の幅 (傾斜方向の長さ) と密接に関係していると考えられ、変形の領域の運動速度は、活断層の平均変位速度と同程度になる。そこで、GPS 観測で検出できる変位速度 (1 mm/年程度以上) の平均変位速度をもつ活断層 (糸魚川-静岡構造線 (中部), 阿寺断層帯, 跡津川断層帯, 濃尾断層帯) について、各断層直近に固定点を仮定して GPS データの解析を行った (名古屋大学, 2004⁴⁸⁾)。活断層からの距離と平均変位速度の大きさの関係をみると、ある程度の距離になると平均変位速度の大きさがほぼ一定になっており、これをもとに活断層を挟む幅 60~100 km 程度の緩やかな変形の領域の存在が推定された (Fig.2.1-4)。この領域両側の相対的な変動の方向と速度は、活断層の変位様式と平均変位速度とほぼ一致している (鷲谷, 2004⁴⁸⁾)。

以上のことから、活断層の平均変位速度は、ほぼ上部地殻を断ち切る断層面を仮定して活断層を含む緩やかな変形が生じる領域を考慮した測地的な地殻変動速度と、ほぼ同じ値をとる場合があることがわかった。平均変位速度が 1 mm/年程度以上の活動度 (活断層研究会編, 1991¹⁸⁾) の高い活断層がある場合には、GPS 観測データの解析により確認できると考えられる。

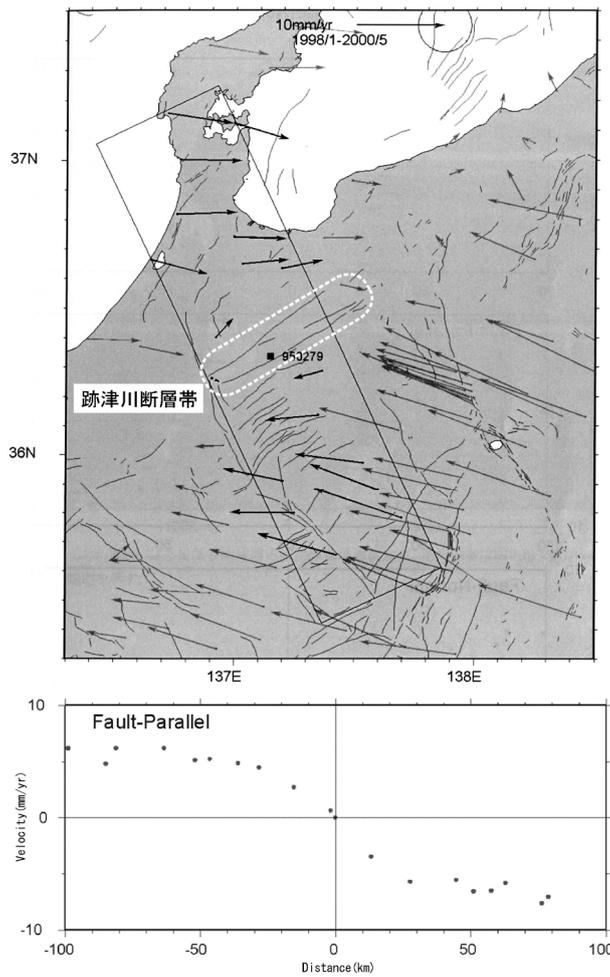


Fig.2.1-4 GPS データの解析により求めた跡津川断層周辺の地殻変動速度

(鷲谷, 2004⁴⁹) ; 国土地理院の GPS データ (1996 年 4 月～2000 年 5 月) をもとに, 950279 を定点とした。上図の矩形領域内のデータを用いて下図の断層走向方向の地殻変動速度を求めた。伊豆諸島近傍の群発地震に伴いプレート境界部で顕著な地殻変動が生じた 2000 年 3 月～6 月は, 内陸の地殻変動速度にも顕著な影響を与えた可能性があるため解析データから控除した。)

(ii) 地下の活断層の調査手法の検討

(a) 地下の活断層の調査手法の問題点

地表地震断層を伴う顕著な断層活動が繰り返し生じると, 明瞭な変位地形が形成される。このような変位地形を伴う活断層の分布や規模, 活動履歴などは, それらの調査技術がほぼ確立されており, 詳細な調査によって主な活断層の情報のデータベース化がなされている (活断層マップワーキンググループ, 1999⁵¹) ; 中田・今泉編, 2002²²) ; 伏島ほか, 2005⁵²)。一方, 明瞭な変位地形が認められない地下の活断層が分布する地域では, 従来の調査手法に加えて多様な調査手法を相補的に適用して, 活断層の分布や活動履歴を解明する必要がある。

活断層の疑いがあるリニアメントの検討が 2000 年鳥取県西部地震の震源域 (以下, 鳥取県西部震源域) を対象に行われている (堤ほか, 2000⁵³) ; 井上ほか, 2002⁵⁴)。井上ほか (2002)⁵⁴ は, 震源付近の一部のリニアメント沿いに横ずれの条線を伴う断層露頭を確認できたことから, リニアメントの多くは断層活動によって形成されたものと考えられるとしている。一方, この地域のリニアメントの一部は対応する断層が認められなかった。2000 年鳥取県西部地震に伴いずれた断層 (伏島ほか, 2001⁵⁵) には, リニアメントに対応しないものもある。これらのリニアメントや断層と震源断層との関係については詳細に検討されていない。リニアメントの空中写真判読

技術は、現状では特定の判読者の経験に拠るきらいがあり、結果の再現性について第三者による確認が重要であり、その抽出基準に問題も残されている。

菊地（2000）⁵⁵⁾は、2000年鳥取県西部地震の本震に伴う断層の変位量を1.6 mと推定している。しかし、今回の地震では、震源断層の上限が地下約1 kmでとまったとされ（鷲谷ほか、2002⁵⁶⁾）、その場合、地表付近で、数十 cm 程度の誘発性のすべりが力学的な弱面に沿って生じうることも示されている（遠田、2002⁵⁷⁾）。断層活動に伴う局所的なひずみの影響で、規模の小さい誘発性のすべりが生じた例は、1992年ジョシアツリー地震・ランダース地震、1994年ノースリッジ地震で報告されている（Stein et al., 1994⁵⁸⁾；Rymer, 2000⁵⁹⁾）。これに対して井上ほか（2002）⁵⁴⁾は、上述した理由から分岐断層の一部が地表に達していると推定した。トレンチ調査の結果、今回の地震によるずれが確認できない断層で「今回の地震の1つ前の活動」を770～1,260年と推定し、震源断層の破壊が地表まで達する断層は、その都度異なるとした。このように、震源断層と地表での局所的な断層変位との関係には未知の部分が多い。

これらについて検討するため、鳥取県西部震源域を含む中国地方を事例としたリニアメント判読と、過去の地殻変動の変遷を考慮した地質構造、地殻構造、隆起量分布に関する調査研究、並びに地震、重力、測地等のデータ解析を含めた総合的な調査研究を行った。その結果に基づいて鳥取県西部震源域において地下の活断層の調査技術の検討を行った。

(b) 地下の活断層の分布の調査手法の検討

比較的規模の大きな地下の活断層の活動に伴う地形変化や誘発性のすべりが蓄積する可能性と、それらに着目した調査手法を検討する。断層活動に伴う地形変化は、半無限弾性体を仮定したOkada（1992）⁶⁰⁾の理論に基づく周辺岩盤の変形によるものが知られている。この理論に基づくToda et al.（1998）⁶¹⁾の解析手法を用いると、震源断層の活動に伴うせん断応力の増加と、周辺岩盤中の弱面に沿った誘発性のすべり量（Fig.2.1-5）や、周辺岩盤の変動が計算できる。2000年鳥取県西部地震を想定した数値解析によると、誘発性すべりの量は震源断層の直上付近で最大数十 cm 程度となる。周辺岩盤の変動は、震源断層の長さ、幅、変位量に比例して範囲が広がり、上限深度（地表面からの深さ）が1 km程度の場合、0.1 mの垂直変動を示す範囲が広がる傾向が認められる（Fig.2.1-6）。このような震源断層の活動が過去数十万年間継続しそれによるずれや変動が累積していれば、地形地質学的な証拠となって現れる可能性がある。

中国地方は、少なくとも第四紀後半は西北西－東南東方向が最大圧縮応力軸となる広域応力場のもとに置かれ、北東－南西方向の活断層に沿っては右横ずれが、北西－南東方向の活断層に沿っては左横ずれ運動が継続している（岡田、2002⁶²⁾）。このような広域応力場のもとで、周辺岩盤中の弱面に沿った誘発性のすべりのずれや変動が累積している可能性がある。

一方、鳥取県西部震源域周辺は、花崗岩中の節理構造等に規制された組織地形が認められ、その中には河川の屈曲を呈するものもあると考えられる。200万分の1日本列島活断層図編纂ワーキンググループ（2000）²⁰⁾は全国一律の基準で活断層を抽出したが、単独あるいは系統的とはいえない河川屈曲および鞍部を伴うリニアメント（以下、「河川屈曲を伴うリニアメント」という。）は、組織地形の可能性があると考えられるため活断層として扱っていない。

しかし、2000年鳥取県西部地震が発生し、その周辺地域で河川屈曲を伴う推定活断層やリニアメントの分布が認められる地域であったため、現在の応力場と調和的な活動の痕跡を抽出根拠とした詳細な空中写真判読が試みられた（例えば、堤ほか、2000⁵³⁾）。また、鞍部を伴う比較的連続性の良いリニアメント（以下、「その他のリニアメント」という。）も抽出された。以下、特に断らない場合「リニアメント」は河川屈曲を伴うリニアメントとその他のリニアメントの総称として用いる。このような地形の特徴に着目して行われた空中写真判読の結果、鳥取県西部震源域には、長さ2～3 kmの比較的短い複数のリニアメントが5 km四方に7本集中しているのが認められた（堤ほか、2000⁵³⁾）。

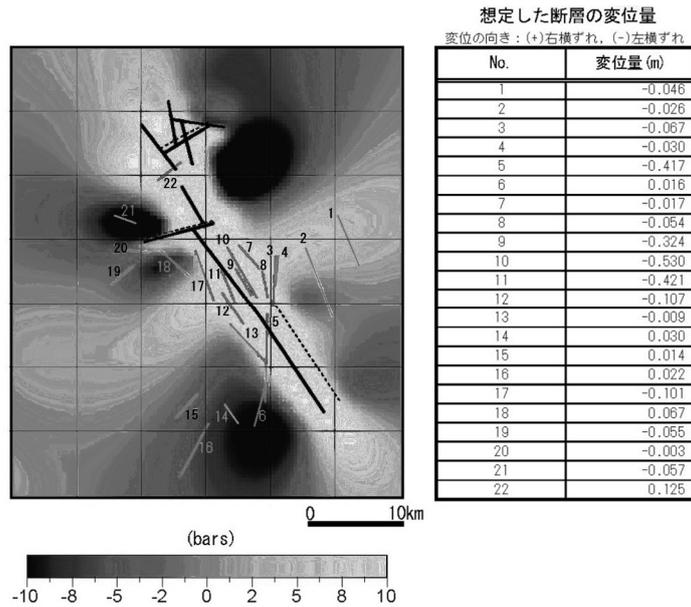


Fig.2.1-5 断層活動に伴う周辺岩盤中の誘発性のすべり

(鷲谷ほか (2002) ⁵⁶⁾の震源断層モデル (黒線) と高田ほか (2003) ⁶³⁾のリニアメント (緑線) に対応する弱面 (幅=長さ) を想定し (左図), Toda et al. (1998) ⁶¹⁾の解析手法を用いて断層活動に伴う弱面の誘発性のすべり変位量を見積もった (右表)。弾性係数等の解析条件は遠田 (2002) ⁵⁷⁾と同じ条件とした。震源断層による応力変化の計算の後, 応力に応じて自由にすべることができる状況を弱面に設定し (摩擦係数 0), せん断応力を全て解消するために必要な変位量を計算した。)

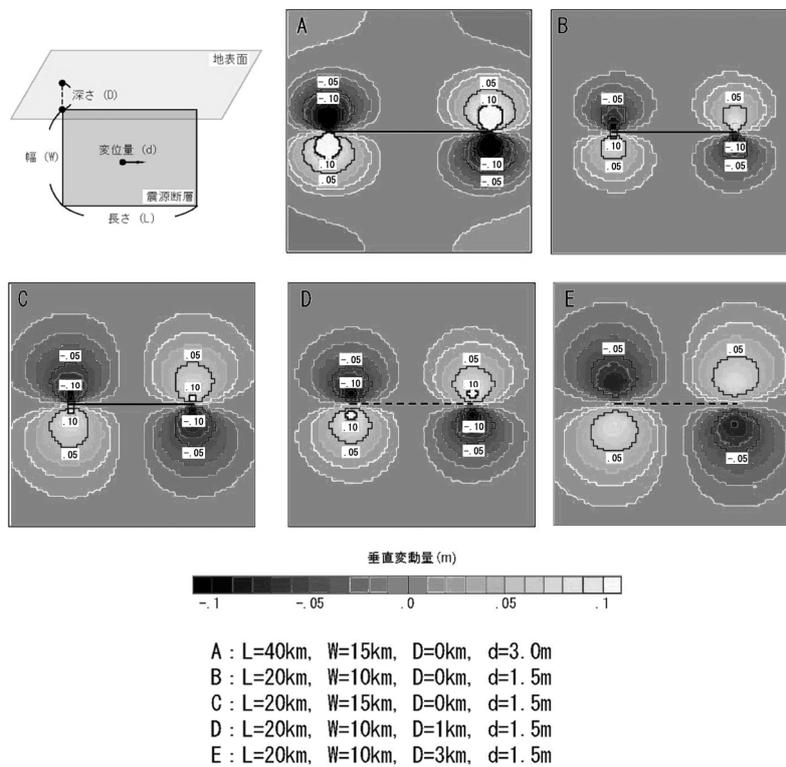


Fig.2.1-6 震源断層の長さおよび変位量, 幅, 上限深度と周辺岩盤の変動量

(水平な地表面に現れた右横ずれに伴う周辺岩盤の垂直変動量 (隆起: 白, 沈降: 黒)。変動量のピークの現れ方は, 主に断層の長さ (L), 変位量 (d), 幅 (W), 上限深度 (D), によって異なる。)

高田ほか (2003) ⁶³⁾は、中国地方全体の空中写真判読によるリニアメントの抽出を行い、鳥取県西部震源域にみられる短いリニアメントの集中は、他の地域にはみられない特徴であることを明らかにした。河川屈曲を伴う短いリニアメントの集中もこの震源地域の特徴といえる (Fig.2.1-7)。

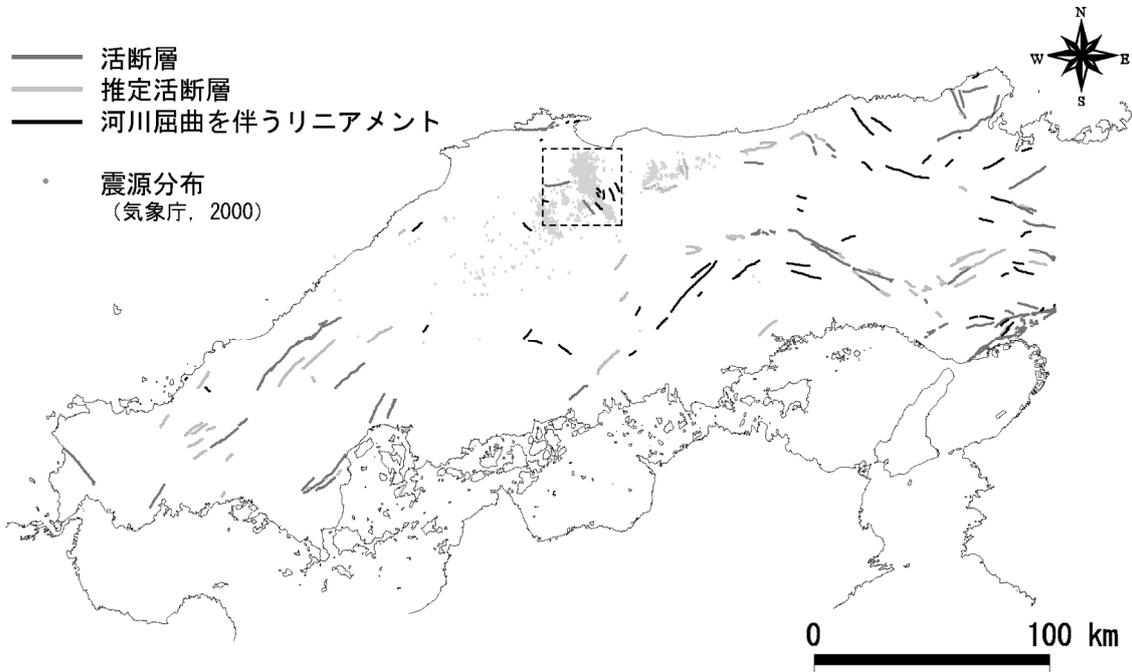


Fig.2.1-7 活断層および河川屈曲を伴うリニアメントの分布

(高田ほか (2003) ⁶³⁾のリニアメントのうち、河川屈曲を伴うリニアメントを示したもの。点線の範囲は鳥取県西部震源域の範囲を示す。)

河川屈曲を伴うリニアメントは、空中写真判読を行った複数の研究者がほぼ一致して抽出したのに対し、その他のリニアメントについては個人差が認められた。鳥取県西部震源域で抽出された河川屈曲を伴う 4 本のリニアメントについては、高田ほか (2003) ⁶³⁾と井上ほか (2002) ⁵⁴⁾の抽出結果は一致している。鳥取県西部震源域周辺で抽出した河川屈曲を伴うリニアメントと地質構造を比較した結果、4 本中 3 本のリニアメントでこれらに対応すると考えられる横ずれの条線を伴う断層が確認された。その他のリニアメントについては、その一部に対応する可能性のある貫入岩脈沿いの断層が観察されているものの、顕著な断層構造が確認できないものが多い。

地表調査の結果、リニアメントに対応しない断層露頭も認められた。それらの断層は横ずれの条線を伴い、一般に岩脈に沿ってみられる。このような断層は、震源断層の近傍に比較的集中して観察される。断層岩としては、一般に断層粘土が観察されるが、震源断層の直上付近でのみカタクレサイトが確認されている (小林ほか, 2003⁶⁴⁾)。これらの断層の分布と、数値解析からせん断応力の増加が推定される領域の分布との比較を行った (Fig.2.1-8)。数値解析の結果、震源断層の直上に幅約 4 km のせん断応力が増加する帯状の地域が推定され、そこに断層が偏在する傾向が認められた。

線状地形の卓越方向を機械的に抽出する方法を、DEM (北海道地図(株)製 10m-DEM) を用いた数値解析手法により検討した。鳥取県西部震源域を中心とした、南北約 60 km、東西 90 km の地域を 32 区分し、Koike et al. (1998) ⁶⁶⁾の方法で解析を行った (Fig.2.1-9)。傾斜変換点を連ねた直線状の線素の方向をローズダイヤグラムで見ると、火山地域を除いた 23 区画中 16 区画で北東-南西方向が卓越しているのに対し、鳥取県西部震源域の近傍の 2 区画では、北西-南東方向が卓越する特徴がみられた。この卓越方向は、震源域の近傍の河川の屈曲を伴うリニアメントの卓越方向や、服部・片田 (1964) ⁶⁷⁾が示した岩脈の走向の卓越方向とほぼ一致する。また、これらの卓越方向は、震源断層の方向とほぼ一致する。

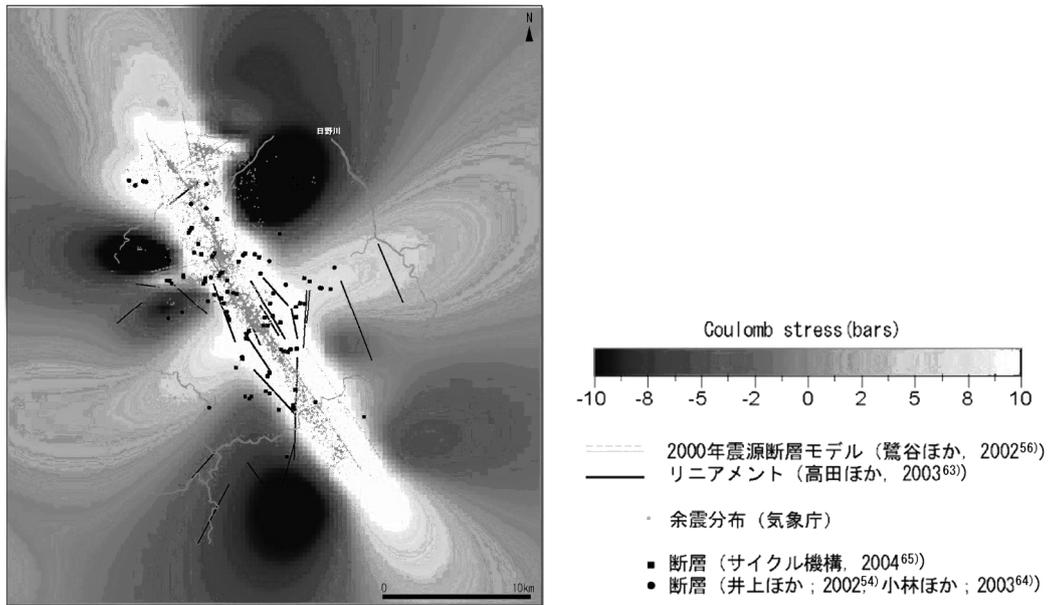


Fig.2.1-8 地震前後のせん断応力の変化とリニアメントおよび断層の分布

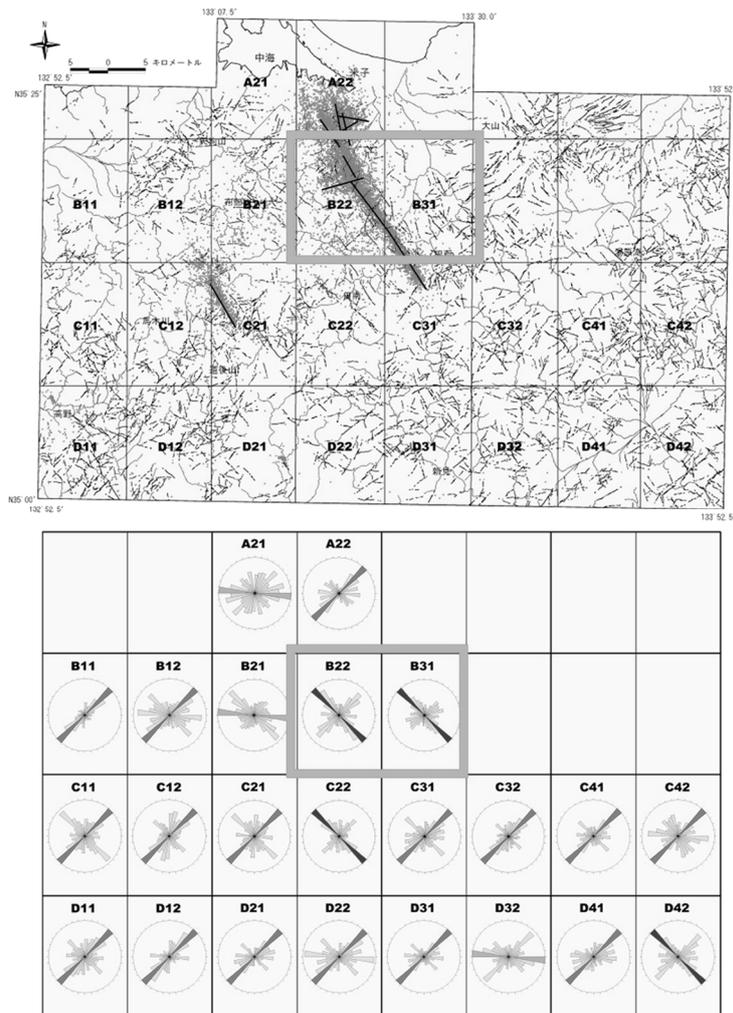


Fig.2.1-9 DEMの解析により抽出した線素の卓越方向分布

(Koike et al. (1998) ⁶⁶⁾の方法で、傾斜変換点が直線状に連続する場合それらをつないで線素とし、その方向を区域別にローズダイアグラムで示している。海域および第四紀火山岩の面積が半分以上を占める領域は除外した。)

以上をまとめると、中国地方を対象にした空中写真判読によるリニアメントの判読(高田ほか, 2003⁶³)の結果, 鳥取県西部震源域には, 長さ数 km の短いリニアメントが顕著に集中する。鳥取県西部地震の震源断層の方向は, リニアメント, 岩脈, 断層および DEM データ解析で求まる線素の卓越方向とほぼ一致し, GPS データや微小地震データから求まる最大主応力方向と整合的である。

また, 井上ほか(2002)⁵⁴が指摘したように, リニアメントの中には, 最近の地質時代の断層変位が認められるものもある。さらに, 地表調査によって確認された断層露頭が地下の活断層の近傍に比較的集中しており, 地下の活断層の直上付近にあるそれらの一部で, 地震に伴う変位(伏島ほか, 2001⁵⁵)やカタクレサイト(小林ほか, 2003⁶⁴)が観察される。このようなリニアメントや断層の詳細な地質調査に基づく地表情報の解析から, 他の地域でも地下の活断層の存在を予測できる可能性がある。

(c) 地下の活断層の活動履歴の調査手法の検討

地下の活断層の活動履歴に関して, 鳥取県西部震源域ではトレンチ調査により過去数千年間に複数回変位した断層が認められている(井上ほか, 2002⁵⁴)。長期安定性の観点からは, さらに過去数十万年間程度の活動履歴に関する情報が必要である。地下の活断層の活動度が高ければ, その活動に伴う誘発性のすべりや周辺地形の隆起, 沈降現象から, 地下の活断層の平均変位速度が推定できる可能性が考えられる(木下ほか, 2005⁶⁸)。これらの観点から, 地下の活断層の活動履歴の調査手法を検討した。

まず, 誘発性すべりに関連して, 鳥取県西部地震の震源域を対象に, 力学的弱面となる断層の形成, 発達過程を検討する。本地域の地質学的な変遷を既存資料(寒川; 1986⁶⁹, 日本地質『中国地方』編集委員会編; 1993⁷⁰, 藤田; 1993⁷¹)と今回の調査結果からおおまかに検討した。72 Ma 頃に因美花崗岩類, 36 Ma 頃までに高山期貫入岩類が貫入したと推定される。24 Ma 以降の主なイベントは, 日本海拡大およびグリーンタフ変動, それに伴う伸長場での沈降運動および海面上昇に伴う脊梁部等への海成中新統形成(24~13 Ma), 断続的な隆起と中立-伸長場での火成活動によるかんらん石玄武岩等単成火山群形成(12~1 Ma), 南北圧縮場での隆起および逆断層の活動(1~0.5 Ma), 比較的弱い西北西-東南東圧縮場での変形(0.5~現在)が推定される。鳥取県西部震源域の大小の断層に関連する貫入岩脈の一部は, 日本海拡大およびグリーンタフ変動に伴う火成活動および沈降に伴って形成されたと推定できる。この時期に形成された弱面がその後には再活動した事例として, 東北日本の川舟断層(佐藤, 1996⁷²)などで知られており, 北日本の日本海側では, そのような弱面の存在が, 現在の断層活動の場を支配する要因のひとつと考えられている(佐藤・池田, 1999⁴³)。

この地域の貫入岩脈の貫入時期は, 中新世とされている(寺岡ほか, 1996⁷³)。震央付近の露頭で観察された比較的新鮮な複数の岩脈を対象に K-Ar 年代を調査した結果, 20 Ma と 24 Ma の値を得た。20 Ma の K-Ar 年代を示す岩脈に沿って, 幅 50 cm 程度の断層が観察されている。この断層は, 貫入岩の岩片を伴い, 断層粘土も認められることから, 貫入岩が固化した後, 活動したと考えられる。

鳥取県西部震源域では, 中新世に伸長場での火成活動と貫入岩脈の形成, その後, 少なくとも第三紀末期~第四紀前半には南北圧縮場での東西性逆断層活動が推定できる。このことから, 貫入岩脈に関連したこの地域の断層の多くは, 中新世の弱面が再活動したものと考えられる。

リニアメントのうち河川屈曲とそれに対応する断層が認められるものについて, その河川屈曲量から地下の活断層の平均変位速度を見積もる手法を検討した。長さ数 km のリニアメントに沿った河川屈曲量は, 約 50 m である。この屈曲量が分岐断層の運動か誘発性のすべりによるものかを見極めるためには, 河川屈曲が節理等により形成された組織地形ではないことの確認が不可欠である。さらに平均的な屈曲速度を推定するためには, 形成された期間の特定が必要である。現段階では, 残念ながらこれらの確認や特定はできない。しかし, 河川屈曲を伴う短いリニアメントの集中が震源断層直上に特徴的にみられること, トレンチ調査により過去数千年間に複数回

の変位の証拠が得られていること（井上ほか，2002⁵⁴⁾）から，少なくとも地下の断層の過去の活動が累積した可能性は示唆される。

主要河川沿いの約1万年前に形成された段丘面と現河床面の高度差の分布から，岩盤の垂直変動を推定した（木下ほか，2005⁶⁸⁾）。その変動パターンは，震源断層モデル（鷲谷ほか，2002⁵⁶⁾）を仮定して Toda et al. (1998)⁶⁾ の数値解析手法で求まるパターンと整合的にもみえ，地下の活断層の活動が継続したことを示唆する。しかし，この段丘面の分布高度から変動速度を求める場合，過去の河床勾配の仮定が必要であるが，調査地域の河床は地滑りの影響を受けている可能性が否定できず，現時点では地下の活断層の平均変位速度を明確に示すことは困難である。

以上のように，地下の活断層の過去数十万年間の活動履歴の調査手法としては，トレンチ調査による断層活動履歴の調査に加えて，断層活動に伴う現象としてリニアメントに伴う河川屈曲や，隆起・沈降に着目し，それらから地下の活断層の平均変位速度を推定する手法があげられる。震源断層モデルと合わせて，河川の平均的な屈曲速度あるいは震源断層周辺の隆起・沈降速度が把握できれば，Toda et al. (1998)⁶⁾ の数値解析手法を用いて地下の活断層の累積変位量を推定できる可能性が示唆される。さらに，地層の変形の履歴や，その地域の広域的な断層活動の履歴から地下の活断層の活動開始時期が特定されれば，地下の活断層の平均変位速度が推定できる可能性も示唆される。鳥取県西部震源域を事例とした調査では，これらの手法の適用に必要な仮定条件の特定や確認が十分でなく，地下の活断層の平均変位速度を求めることはできなかったが，過去の断層活動の累積を否定する結果は得られていない。

(d) 地下の活断層の調査手法に係わるその他の相補的情報

直径15 kmの円を検索範囲として，その範囲の重力異常の標準偏差値と活断層およびリニアメントの累積長との関係を検討した。重力異常の標準偏差値が大きいほど，検索範囲内の活断層およびリニアメントの累積長の値が大きい傾向がみられた（Kudo et al., 2004⁷⁴⁾）（Fig.2.1-10）。また，その値が10 mgal以上の地域のリニアメントと，5 mgal以上の地域の長さ18 km以上のリニアメントについては，それらに対応する断層が地質図（中国地方土木地質図編纂委員会編，1984⁷⁵⁾）に示されている（野原・木下，2004⁷⁶⁾）。重力異常の不均質性が顕著な地域に，活断層およびリニアメントが偏在する傾向があるといえる。また，重力異常データの解析は，広範囲の地域の中で，地下の活断層が分布する可能性の高い地域を検討する際に補助的な情報として活用できる可能性がある。

中国地方の第四紀火山は，兵庫県北東部の神鍋山から山口県中部の青野山まで断続的に分布し，中国地方の脊梁部以北の日本海側に偏在する（Fig.2.1-11）。中国地方で発生した微小地震の分布は，日本海側では帯状に集中するのに対し，瀬戸内側では比較的分散する傾向がみえる。日本海側でも，三瓶山付近より西側で北東方向の直線的で比較的連続性が良い帯状の微小地震の集中域がみられるのに対し，三瓶山から大山付近にかけては，北北西方向に，比較的短い帯状の集中域が複数みられる。鳥取県西部震源域周辺では，この方向の微小地震分布および第四紀火山の分布が平行しており，それらの原因として異方性を有する地殻構造の存在が示唆される。

鳥取県西部震源域は，横田単成火山群（2.17～0.97 Ma）の分布域（Kimura et al., 2003⁷⁷⁾）にほぼ重なり，余震域の西方約10 kmには，北北西－南南東の余震分布の方向とほぼ平行する第四紀の火山列が分布する。横田単成火山群の大部分は，古第三紀の因美期貫入岩に属する花崗岩類の分布域にあり，余震域の極近傍にも，鮮新世のかんらん石玄武岩が認められている（服部・片田，1964⁶⁷⁾）。このような，震源域に見られるリニアメントの集中や，余震分布と単成火山群の範囲の重なりおよび方向を同じくする火山列の分布といった特徴は，火成活動と断層活動との関連性を示唆する（野原・木下，2004⁷⁶⁾）。

中国地方のコンラッド面の分布が，レーザー関数解析によって推定されている（Yamauchi et al., 2003⁷⁸⁾）。鳥取県西部地震の震源断層の近傍の地下約10 km付近には，流体の存在を比較的明瞭に示唆する結果が得られている（Fig.2.1-12）。鳥取県西部震源域周辺には，群発地震や低周

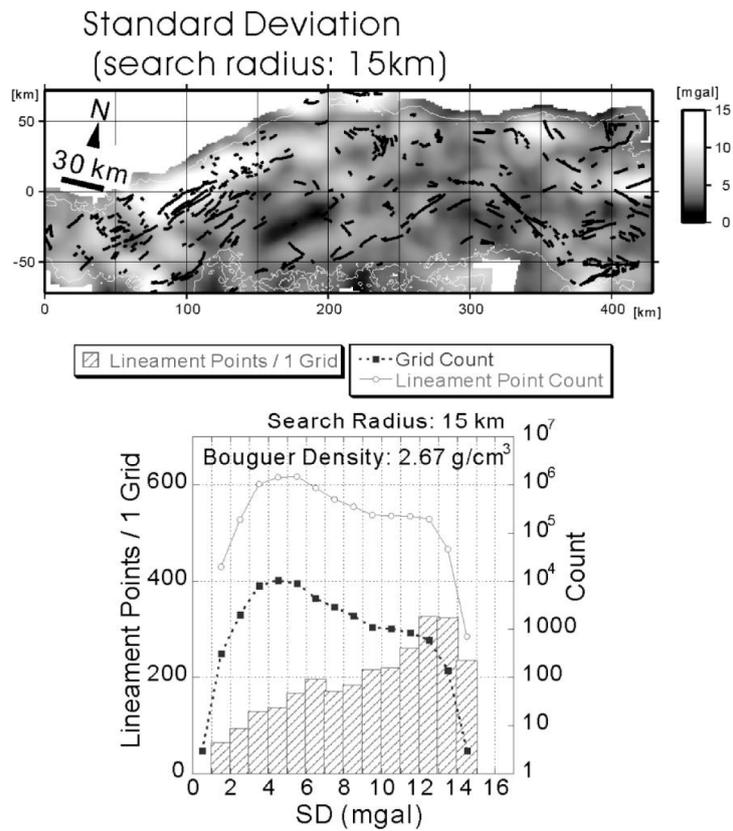


Fig.2.1-10 中国地方の重力異常の標準偏差と活断層およびリニアメントの分布
(Kudo et al., 2004⁷⁴⁾)

(金沢大学や名古屋大学が測定した結果をもとに補間して得られた 1 km グリッドの重力データを用いて、半径 15 km の円内で求めた重力異常の標準偏差値の分布。下図は上記円内に含まれる活断層およびリニアメントの長さを点数として示している。)

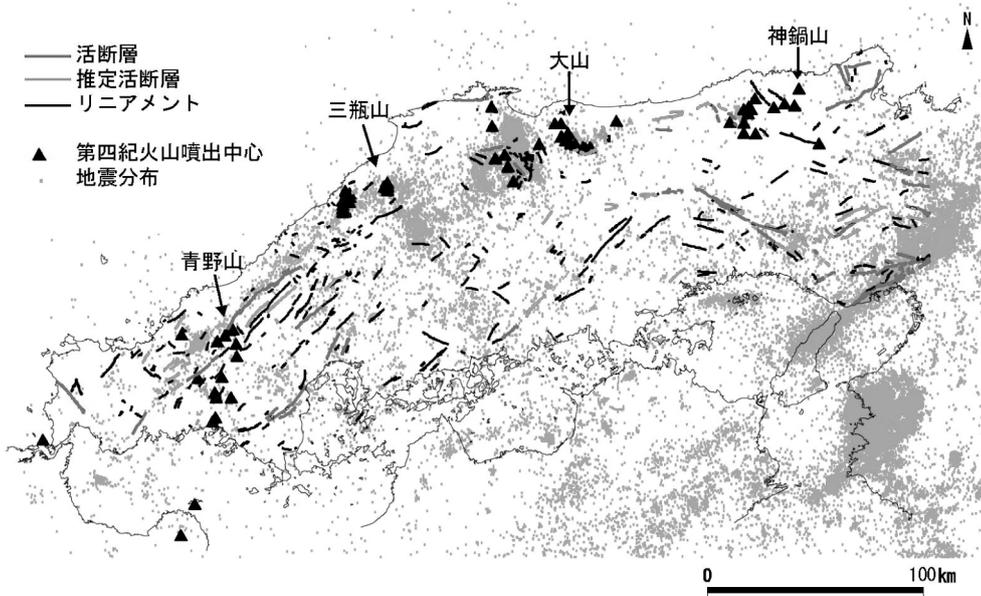


Fig.2.1-11 中国地方の第四紀火山の分布

(活断層, 推定活断層, リニアメントは高田ほか (2003) ⁶³⁾を一部改変したもの。第四紀火山噴出中心は第四紀火山カタログ委員会 (1999) ²⁸⁾を使用した。地震分布は東京大学地震研究所地震予知観測情報センター (2002) ⁷⁹⁾および気象庁(1999-2001) ⁸⁰⁾⁸¹⁾⁸²⁾のデータのうち深さ 20 km 以浅のものを使用した。)

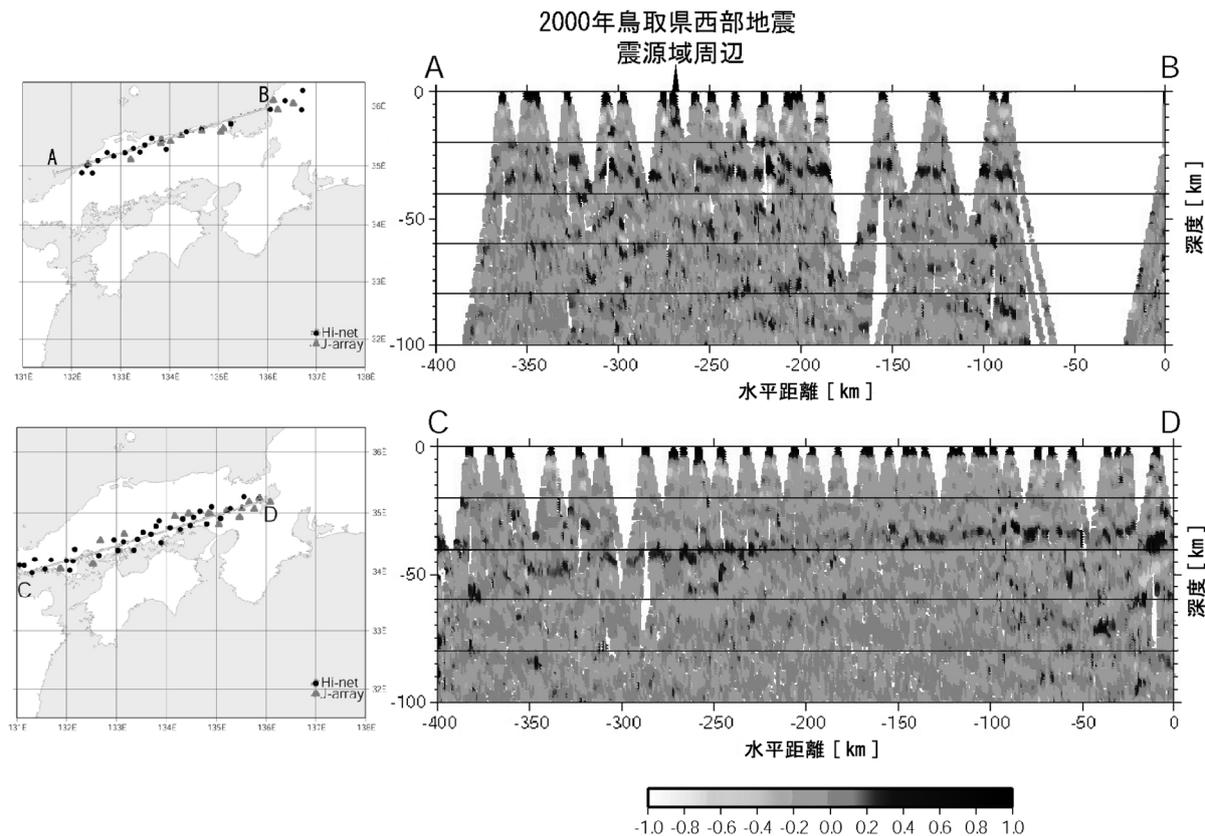


Fig.2.1-12 中国地方のレイシーバー関数解析断面

(Yamauchi et al. (2003) ⁷⁹⁾のデータをもとに、中国地方の ENE-WSW 方向の断面を解析したもの。左図は、側線と、解析に使用した地震観測点の分布を示す。)

波微小地震が観測されている。群発地震の原因としては、火山性のもの(松田, 1967⁸³⁾)のほか、地下深部の水の上昇(中村, 1971⁸⁴⁾)と、塑性変形によるひずみの集中(長谷川ほか, 2004²⁶⁾)が指摘されている。鳥取県西部震源域は、塑性変形によるひずみの集中が比較的大きい地域であるが、深部流体の上昇の影響も受けている可能性がある。

1996年4月から2002年12月の国土地理院のGPSデータを用いて、GPS観測点を頂点とする三角網によるひずみ速度の解析を行った結果、鳥取県西部震源域中央部を含む観測域のGPS地殻ひずみ速度は、西北西-東南東方向の数mm/年程度の短縮を示しており、周辺地域とは明らかに異なる地殻変動が生じていることを示している(西脇・鷲谷, 2005⁸⁵⁾)。このひずみ速度から推定される地殻変動の方向は、地下の活断層の活動様式と整合的である。観測期間が短いことによる結果のばらつき等の問題はあがるが、GPSデータの解析結果は、震源断層の活動に伴う緩やかな変形を示唆している可能性が考えられる。

このように鳥取県西部震源域では、重力、地震、GPSデータと地質情報を踏まえた総合的な解析の結果、他の地域にはみられないいくつかの特徴がみられ、それらが断層活動あるいは火成活動の存在を示唆する可能性が考えられた。このような文献調査とそれらの総合的な解析によって、地下の活断層の存在する可能性がある地域を推定するために有効な情報が得られるものと考えられる。

(e) まとめと今後の展望

比較的大きな地震を発生させ過去数十万年以降繰り返し活動したと考えられるが、顕著な地表地震断層を伴わない「地下の活断層」の調査手法について、過去の被害地震の特徴と、2000年鳥取県西部地震の震源域の特徴をもとに検討した。

過去の主な被害地震のうち M_w が 6.6 以上の地震は顕著な地表地震断層を伴っており、 M_w が 6.4~6.6 付近の地震が地表地震断層を伴うかどうかの境界となっている。また、過去の主な被害地震の震源は、既知の活断層や第四紀火山の近くに偏在することから、第四紀火山や活断層の近傍で、それらの活動に関連した地下の活断層の断層活動が生じているものと考えられる。また、活断層の近傍 5 km 以内に分布する地下の活断層は、最寄りの活断層とほぼ同じ走向と変位様式を示している。このように、 M_w が 6.6 以下の地下の活断層は、場所を定めず単独に活動するものではなく、地域性や規則性があることが示唆された。しかし、地下の活断層が分布する地域の特徴については、事例数が少ないため、火山や活断層との関係を考慮して、今後さらに詳細な検討が必要である。

鳥取県西部震源域では、リニアメント（単独あるいは系統的とはいえない河川屈曲および鞍部を伴うものなど）の抽出結果や、重力、地震および GPS データの解析結果などの総合的な解析により、断層活動や火成活動の形跡と思われる特徴が明らかにされた。中国地方を対象にした空中写真判読によるリニアメントの抽出（高田ほか、2003⁶³⁾の結果、鳥取県西部震源域には河川屈曲を伴う短いリニアメントが顕著に集中することがわかった。また、鳥取県西部震源域の詳細な地質調査の結果、河川屈曲を伴うリニアメントにほぼ対応する断層が認められた。それらの多くは横ずれの条線や断層粘土を伴い岩脈に沿って分布し、その一部は、最近活動を繰り返していることが報告された（井上ほか、2002⁵⁴⁾。これらは、地下の活断層の活動に関連して、せん断応力が増加する領域に集中する。このような河川屈曲を伴うリニアメントの調査と断層の詳細な地質調査を実施することにより、顕著な地表地震断層を伴わない地下の活断層についても、その位置をある程度特定できる可能性が示された。鳥取県西部地震の震源断層の方向は、リニアメント、岩脈、断層および DEM データ解析で求まる線素の卓越方向とほぼ一致し、微小地震から求まる応力方向と整合的であった。この卓越方向は、周辺の地域とは異なる。

これらの結果からリニアメントの抽出と、地震データおよび DEM データの総合的な解析によって、地下の活断層が存在する可能性がある地域を特定するための情報が得られるものと考えられる。さらに、それらの解析結果と地質調査の結果を総合的に解析することにより、地下の活断層の存在可能性と、その方向の推定ができる可能性がある。今後は、地質条件や断層活動の履歴の地域ごとの違いなどの地域性を考慮したリニアメント判読の基準や地質調査手法の他の地域への適用、DEM データの解析手法の高度化、GPS データの精度の向上などが課題としてあげられる。

さらに、地下の活断層の活動履歴を、その活動に伴う誘発性のすべりや周辺地形の隆起、沈降現象から推定する手法について検討した。リニアメント沿いの河川屈曲量と、段丘面の比高差から地下の活断層の水平方向および垂直方向の変位の履歴を調査した結果、地下の活断層の活動が継続したことを示唆する結果を得た。地下の活断層の平均変位速度は、仮定条件の確認が十分にできず推定にはいたらなかった。しかし、これらの手法は明瞭な変位地形を伴わない活断層の調査手法のひとつと考えられる。地形地質条件が比較的良好な活断層などでの手法の適用性の検討や、隆起・沈降に関する研究で実施中の段丘同定手法の開発と併せて検討していくことが重要となる。

明瞭な断層変位を伴わない C 級またはそれ以下の活断層（Matsuda, 1981⁸⁶⁾；松田, 1991⁸⁷⁾についても、変位地形が不明瞭と想定されるため、その存在可能性の調査においては、地下の活断層の調査手法の適用は有効と考えられる。地下の活断層の活動履歴調査については、活動度が低いものが存在する可能性も念頭に置きつつ、その事例の蓄積と活動性を評価する調査手法の確立が今後の課題である。

2.2 断層活動の影響評価モデルの開発

活断層については、その活動に伴う破碎帯の破断や透水性の変化および地下水流動の変化の影響に着目し、将来の断層活動に伴う水理学的影響および力学的影響の予測評価技術の開発を目指して、断層活動に伴う地下水流動の変化モデルに関する研究と、逆断層帯の三次元構造発達モデルに関する研究を実施している。

(i) 断層活動に伴う地下水流動の変化モデル

(a) 断層活動に伴う地下水流動の変化に関する研究の概要

プレート固着域や内陸の活断層の断層活動に伴い、広域的な地下水位変化や、活断層近傍の地球化学的な変化が生じた例が知られている。前者については、1946年南海地震の際、最大深度303 mの道後温泉の4つの源泉の水位が、いずれも14 m程度低下し、3ヶ月後に元の水位まで戻っている(川辺, 1991⁸⁸)。類似の現象は白鳳, 宝永, 安政の南海地震の際にも観測された。後者については、1995年兵庫県南部地震の時に活動した野島断層におけるボーリング調査の結果が報告されている。宇田ほか(1998)⁸⁹は、深度約1,300 mのカタクレーサイト中の開口性割れ目に Fe_2O_3 を多く含む粘土鉱物が生じていることから、開口性割れ目に沿って地表近くの酸化的な水が深部まで流入したものと解釈した。深度約300 mの断層岩近傍では、上盤側(花崗岩)50 mと下盤側(堆積岩)5 cmの限られた範囲に、有色鉱物の溶脱や長石の粘土化をともなう顕著な変質帯が認められている(田中ほか, 1998⁹⁰)。

原子力機構は、これらの既存文献の調査結果と、釜石での地下水観測の結果(Ishimaru and Shimizu, 1997⁹¹)などから、断層活動に伴う地下水流動の変化は、多くの場合、季節変化などよりも小さく一時的であること、活断層の破碎帯の近傍の地球化学的影響の範囲は、活断層破碎帯の内部およびその近傍数十 m程度と考えられる事例があることを示した(核燃料サイクル開発機構, 1999b⁴)。

多くの場合、断層活動に伴う地下水流動の変化は小さく、それによる影響も小さいと考えられるが、局所的に大きな変化が繰り返し観測されている(川辺, 1991⁸⁸)。このような現象について、それらが生じる地域を特定することは、長期安定性の観点から重要な課題のひとつといえる。地殻構造、地質構造および断層活動の様式には地域性がみられ、断層活動による影響も地域性が生じている可能性が考えられる。また、ある地域において、最も影響の大きい断層活動に対する影響範囲は、比較的影響の小さい断層活動のそれから推定する必要がある。したがって、断層活動に伴う地下水変化の影響評価に関する技術開発では、地域性を考慮した地下水変化の原因の特定と、継続時間を考慮した影響の大きさの検討が必要といえる。以下、将来の断層活動に伴う地下水流動の変化による影響を予測、評価するための技術開発の一環として、モデル化に向けた現象の理解および考慮すべき地下水位変化の要因の推定を目的に、既存情報の整理と、花崗岩類地域である淡路島北部や鳥取県西部地震震源域および東濃地域での事例研究を行った。

(b) 断層活動に伴う地下水流動の変化の原因と概念モデル

プレート固着域や内陸の活断層の運動に伴って生じる地震直後の広域的な地下水位変化の分布パターンは、震源メカニズムから予想される地震直後の体積ひずみの分布パターンと矛盾しないことが数多く報告されている(例えば、川辺, 1991⁸⁸; Wakita, 1975⁹²; 小泉, 1994⁹³; 松本・小泉, 1998⁹⁴)。岩盤中の地下水の出入りが無い非排水条件下では、地震によって生じる体積ひずみに対応して地下水位が変化する(Bredehoeft, 1967⁹⁵)。震源から十分に遠い地下深部の観測点では、その近傍の地下水系全体が一様なひずみ変化を受けると考えられることから、地殻のひずみに対する地下水の間隙水圧の感度を求め、地殻ひずみ計として取り扱う試みもなされている(小泉, 1994⁹³)。断層活動による体積ひずみが、地下水流動の変化を引き起こす現象モデルとしては、Scholz et al. (1973)⁹⁶の dilatancy-diffusion モデルや、Muir-Wood and King (1993)⁹⁷の coseismic strain モデルが提唱されている。

しかし、実際の観測結果は、体積ひずみでは説明できない場合がしばしばある。その原因の説明として、地質構造の不均質性が指摘されている(Igarashi and Wakita, 1991⁹⁸)。これらをモデル化したものには、断層破碎帯近傍の現象に着目したものと、周辺岩盤の現象に着目したものがあり、前者の主なものとしては、断層破碎帯深部から地表への地下水噴出モデル(Sibson, 1992⁹⁹)と断層破碎帯と周辺岩盤の間の地下水拡散モデル(Blampied et al., 1992¹⁰⁰; Sleep and Blampied, 1992¹⁰¹)、後者としては、断層活動に伴う帯水層の透水性増加モデル(Rojstaczer et al., 1995¹⁰²)や、地震動による割れ目バリア除去モデル(Brodsky et al., 2003¹⁰³)が提唱されている。

このような断層活動に伴う地下水位変化を定量化する試みもなされている。Igarashi and Wakita (1991)⁹⁸⁾は、地下水位の長期観測によって、気圧や潮汐、降雨の影響を調べ、帯水層特性を明らかにして、これらによる影響と地殻変動による影響を区別する手法を示した。このような手法を用いた体積ひずみに対する水位の変化量の検討がなされており、地震直後の地下水位変化は、地球潮汐応答から推定した地下水位のひずみに対する感度と同等である場合と、同一の坑井において、複数の地震の直後に予想される体積ひずみに伴う地下水位の変化の方向が違うのに、実際の水位の変化の方向が必ず同じか、あるいは地震に起因するひずみでは説明できないほど変化量が大きい場合とがあることが示されている（小泉, 1994⁹³⁾; Igarashi and Wakita, 1991⁹⁸⁾; Roeloffs and Quilty, 1997¹⁰⁴⁾; Roeloffs, 1998¹⁰⁵⁾）。

断層活動に伴う地下水位変化の回復の主な原因については、間隙水圧の消散（Bosl and Nur, 1998¹⁰⁶⁾）、割れ目や断層破碎帯の流体が関与した粘土鉱物や炭酸塩鉱物等による充填（田中ほか, 1998¹⁰⁷⁾; Tanaka et al., 2001¹⁰⁸⁾; Gratier et al., 2003¹⁰⁹⁾）、地殻応力の回復に伴う間隙率の低下（Gratier et al., 2003¹⁰⁹⁾）が指摘されている。

活断層周辺の水理地質構造については、跡津川断層帯茂住一祐延断層周辺の水理地質構造調査の結果、水理的バリアとなる断層粘土沿いに、高透水性帯が垂直方向に連続する構造が推定されている（Forster et al., 2003¹¹⁰⁾）。また、断層の周辺岩盤中では、しばしば割れ目ネットワークが発達し、それらが地下水流動を支配する場合があるとされる（Caine et al., 1996¹¹¹⁾）。

(c) 震源断層周辺の地下水位変化の事例研究

① 兵庫県南部地震による淡路島北部での変化

1995年兵庫県南部地震（1月17日、 $M_w=6.8$; $M_j=7.2$ ）の際には、野島断層が活動し、この断層が分布する淡路島北部において顕著な地下水位変化が生じた。これについて様々な研究が集中的に行われた結果、断層活動に伴う地下水位変化の特徴やその原因に関する膨大な情報が蓄積された。以下、サイクル機構が行った現地調査および解析の結果を含めて、既存の情報を整理し、断層活動に伴う地下水位の変化の特徴を述べる。

野島断層などの断層活動が引き起こした地震に伴い、淡路島北部における湧水現象、井戸の水位変化が報告されている（佐藤ほか, 1995a¹¹²⁾; 佐藤・高橋, 1996¹¹³⁾; 電力中央研究所地震被害調査グループ, 1995¹¹⁴⁾; 大島ほか, 1996¹¹⁵⁾）。浅井戸の水涸れは、地震後ほぼ半月以内に生じている（渡辺ほか, 1995¹¹⁶⁾）。湧水が新たに発生、または湧水量が増加した場所は、主に活断層上や、花崗岩類と堆積岩（大阪層群、神戸層群）との境界に位置する傾向がみられる。このことから、比較的高透水性の活断層や地質境界が、地震により間隙水圧が高まった地下水を排出する役割を担ったと考えられている（佐藤ほか, 1995a¹¹²⁾）。水位の上昇がみられた地域の地質や、湧水中の高濃度のフッ化物イオンなどの特徴から、湧水の大部分は、花崗岩中の間隙水と考えられている（佐藤・高橋, 1995¹¹⁷⁾）。湧水は、淡路島北部全域でみられ、その主要化学組成は類似しており、野島断層近傍とその周辺での顕著な違いは認められなかった（佐藤ほか, 1995a¹¹²⁾）。Koizumi et al. (1996)¹¹⁸⁾は、地下水位の異常の分布と断層モデルから推定される体積ひずみ分布が一致しないことを示して、地下水位の異常は体積ひずみでは説明できないと指摘した。地下深部における断層の透水性の変化では、これらの変化を整合的に説明することはできない（石丸, 1997¹¹⁹⁾）。

この地震に伴う地下水位の顕著な変化の主なものは、震央から約100 km以内の地域に分布する（佐藤ほか, 1995b¹²⁰⁾）。それらの地域で、孔井の深度やストレーナーの位置が特定できるデータに基づくと、30 m以浅の地下水位の変化は、データの9割以上が数10 cmから5 m以下で、最大は岩屋の18 mの水位低下であった。同様に、30 mより深いものは、数cmから数十cmの範囲であった（石丸, 1997¹¹⁹⁾）。それ以遠では、顕著な変化が観察された地点は点在し、偏在することから、それらの分布が地質構造の不均質性を反映した可能性が指摘されている（遠田ほか, 1995¹²¹⁾）。

淡路島北部でみられた地下水位の変化の原因については、その後さらに検討がなされ、標高の低い地域で新たな湧水の出現や湧出量の増加が起こった一方で、標高の高い地域において大規模な湧水が起こるといふ構図 (Fig.2.2-1) がみられたこと、主な湧水の水素・酸素同位体比は、湧水現象がみられた標高の高い地域で涵養されたと推定されることなどから、山間地と低地の間に連続する帯水層の透水性が断層活動に伴って高まり、山間地と低地間の地形勾配が関与した地下水の流れが活発化したものと考えられる (佐藤ほか, 1999¹²²⁾, 2000¹²³⁾)。そのほか、海岸付近の水理地質構造の変化によって、塩水の侵入とそれに伴う深部地下水の上昇が生じた可能性も指摘されている (徳永, 1999¹²⁴⁾)。

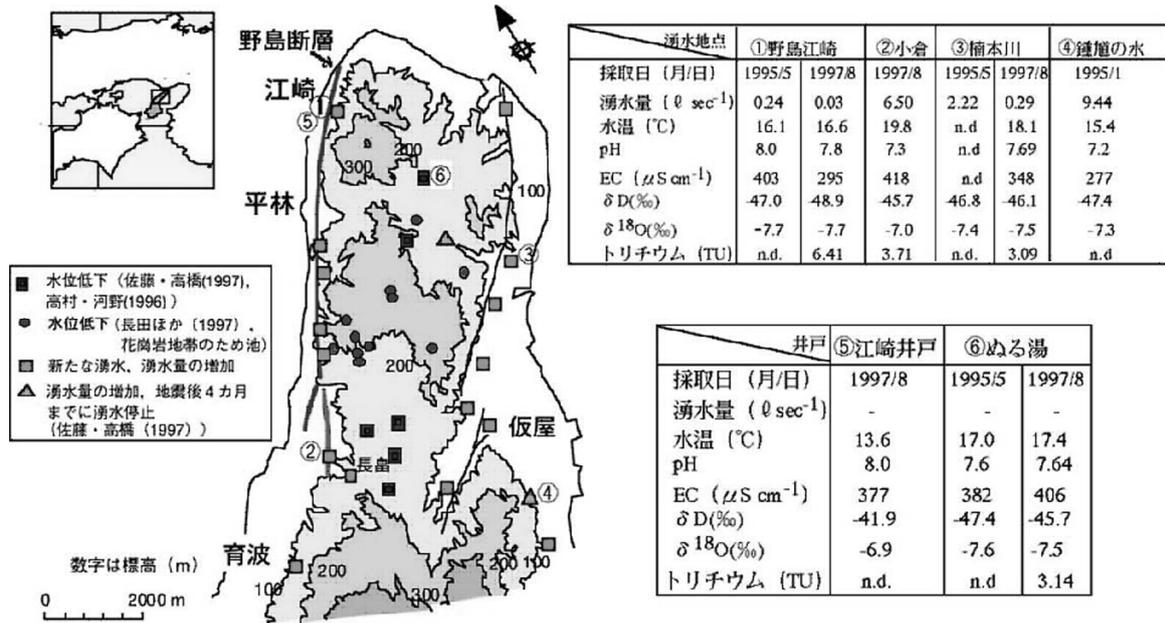


Fig.2.2-1 兵庫県南部地震後の湧水および水位低下地点と湧水, 井戸水の化学組成 (核燃料サイクル開発機構, 1999b⁴⁾)

淡路島北部では、断層周辺岩盤内の透水性の変化と断層活動に伴う体積ひずみの寄与を比較すると、後者の寄与は小さいと推定されている (徳永, 1999¹²⁴⁾)。また、1995年兵庫県南部地震後の透水係数の変化は、地震後約1年半の間の断層沿いの湧出量の変化と山地部における地下水位の低下を拘束条件とした Dupuit-Ghyben-Herzberg モデルを用いた解析の結果では地震前の5倍以上 (徳永, 1999¹²⁴⁾)、地震後3年半の間の湧出量の経時変化を拘束条件とした拡散モデルを用いた解析の結果では約7倍 (佐藤ほか, 2000¹²³⁾) と見積もられている。ただし、推定される地震前後の比湧水量は、2.9~15倍と地域性がみられ、結晶質岩中の帯水層の偏在や、それらの透水性の地震前後の変化量の違いによる影響が示唆される。また、観測した湧出量に対して実際の湧出量は大きい可能性が指摘されている (佐藤ほか, 2000¹²³⁾)。

地震後の地下水位の回復については、湧出量の減少、定常化 (佐藤ほか, 2000¹²³⁾) と、標高が高い地域の一部の水位上昇、回復 (佐藤ほか, 1999¹²²⁾; 阿部・酒井, 1999¹²⁵⁾) が報告されている。地震直後に自噴した湧水は、翌日には自噴量が減少し、数ヶ月後には一部が停止している。その後徐々に減少し、1998年には一定の値に落ち着いたように見える (佐藤ほか, 2000¹²³⁾)。

② 鳥取県西部地震震源域における事例研究

2000年鳥取県西部地震の際、横ずれ断層活動に伴って、震源断層直上の幅2kmの範囲で地下水位の低下が生じた (黒澤ほか, 2003¹²⁶⁾)。以下、内陸で生じた断層活動に伴う地下水変化の事例として、断層活動の特徴と地下水位変化の関係について述べる。

2000年10月6日に鳥取県西伯郡西伯町を震央とする2000年鳥取県西部地震 (Mw=6.6; Mj

=7.3) が発生した。1995 年兵庫県南部地震とこの地震の主な違いは、前者では明瞭な地表地震断層が確認されたのに対し、後者では、それが確認されていないことである。余震の震源分布域は、震央をほぼ中央にして、北北西－南南東に伸張しており、約 35 km にわたり分布する。測地データから提案された、2000 年鳥取県西部地震の本震の震源断層モデルは、長さ約 20 km、走向 N28°W の左横ずれ断層で、その上限は地下約 1 km と推定されている。また、本震の北側の余震域では、北北西－南南東走向とその共役系の西南西－東北東走向の比較的短い複数の断層からなる震源断層モデルが推定されている（鷲谷ほか、2002⁵⁶⁾）(Fig.2.2-2)。

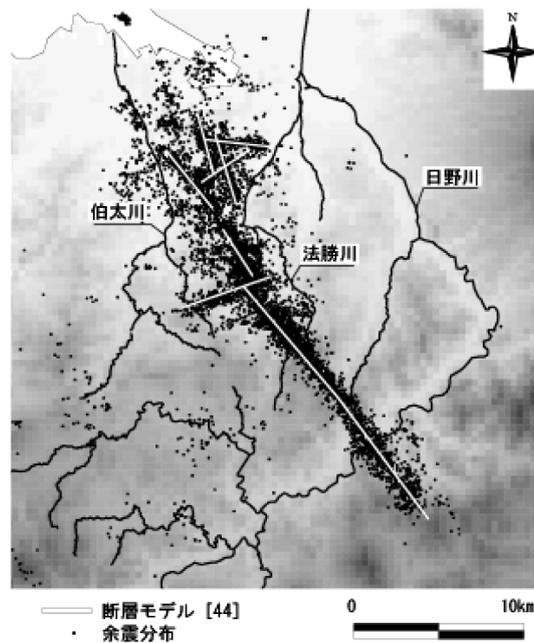


Fig.2.2-2 鳥取県西部地震の震源断層モデルと余震分布（鷲谷ほか、2002⁵⁶⁾）

調査範囲は、おもに本震および余震の震源分布と水系の分布を考慮して、本震の震央を中心とする半径約 20 km の地域とした。この地域には、おもに花崗岩類が分布し、北部にはそれらを覆って新第三系が分布する。地形は、北部が丘陵地から低地、南部は標高 750～500 m の山と急峻な谷地形が発達し、一部で地滑り地形が観察される。水系は、日野川水系と、伯太川水系の 2 水系で、震央付近は日野川水系の法勝寺川が北流する。花崗岩類中には、中～高角で貫入した岩脈とその岩脈中あるいはそれに沿った破碎帯や割れ目が観察されている。花崗岩類と堆積岩の境界は地表では確認できないが、地表地質調査の結果や井戸の掘削深度および分布状況から判断すると、花崗岩類上部数 m～十数 m に比較的連続した主要な帯水層があると考えられる。

この地域において、地震発生後の水理的な変化を、水位記録の収集と現地での聞き取りによって、地震発生から約 3 ヶ月後と 2 年後に調査した。調査は井戸等を対象に合計 171 箇所で行った。井戸の深度は大部分が 10 m 以下の浅井戸であり、100 m 級の井戸は 1 箇所である。水位の変化量は、正確に把握できたものはないが、縦井戸の深度および湧水や湧水の状況から、地震前後で数十 cm～数 m 程度の水位変化が生じたと推定できる。地震後、観測点全体の約 3 割で水位が低下、湧水量の増加を含めた水位の上昇が確認されたのは 1 割に満たなかった。地震発生直後に水位が上昇した地点の分布は、震源断層の上限が地下 1 km とする震源断層モデル（鷲谷ほか、2002⁵⁶⁾）の震源断層モデルを用いて Toda et al. (1998)⁶¹⁾ の手法で求めた体積ひずみの圧縮を示す領域にほぼ限られる (Fig.2.2-3)。この領域にあっても、涵養域と想定される地点の中には、地震直後に水位低下がみられるものもある。一方、湧水域で、地震直後に水位が上昇した地点は、背後に水位が低下した涵養域がみられる。周辺岩盤の体積ひずみの伸長を示す領域では、水位が低下している地点の割合が高く、水位が上昇したものはほとんどない。これらの現象は、断層活動に伴う体積ひずみの変化に整合的な水位変化の現象と、地下浅部の岩盤のゆるみに伴う帯水層

の透水性の増加を要因とする広域的な地下水流動の変化が重なった現象と推定される。地下水位調査地点の全体の約7割は、顕著な変化が認められておらず、顕著な変化が観察される地域は偏在する傾向がみられる。

地震後に井戸や湧水の水位の増加がみられた4地区の内3地区は、数日から3ヶ月後に地震発生前の水位に戻っている。諸木地区西伯町清水川の畑では、地震発生後新たな湧水が認められ、その後湧水が継続し、約2年後に止まった。諸木地区は、他の地区に比べて地震後の湧水箇所および湧水量が比較的多い。この地域は、地震に伴う体積ひずみの増加が想定されるほかに、山間地と低地の境界にあたることから、湧水量等が多くなった要因のひとつと考えられる。地震発生後水位低下が生じて2年間回復していない地域は、数値解析結果から膨張が想定される領域と、せん断応力の増加が想定される震源断層直上の領域にほぼ対応する。2年後まで回復していない地点数は、水位低下地点の6割、水位上昇地点の1割である。2000年震源断層の直上付近の山間地において、地震後数年経過しても回復しない地点がある (Fig.2.2-3)。これらの地点の分布は、断層活動に伴いせん断応力が増加した地域の分布とほぼ一致するようにみえる。震源断層直上付近では、せん断応力の増加に関連した地下浅部の帯水層の透水性の増加が生じた可能性が示唆される。

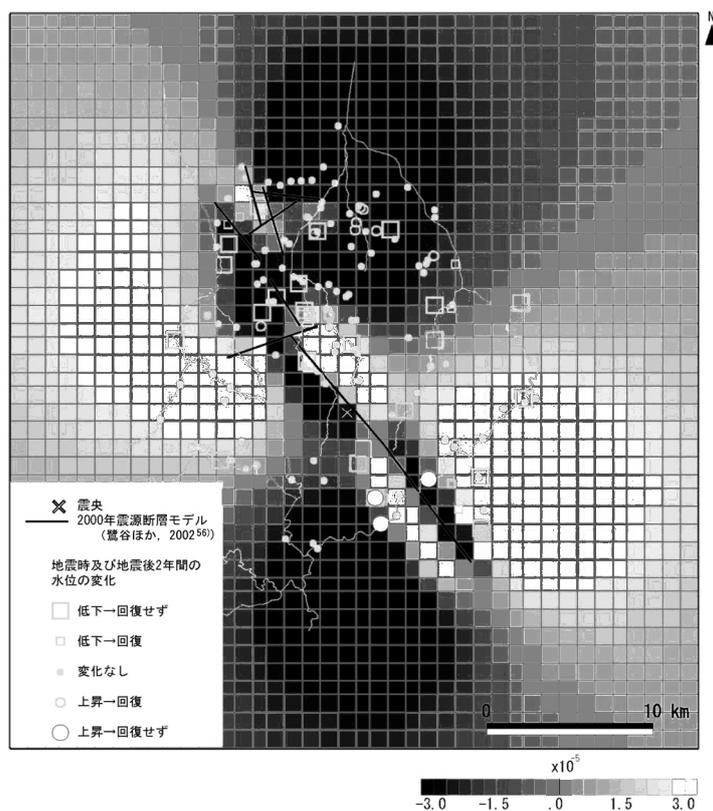


Fig.2.2-3 鳥取県西部地震震源域における地震前後の水位変化
(体積ひずみは深度300mを仮定して解析により求めた。地下水位変化は、3ヶ月後と2年後の調査結果。)

(d) 東濃地域における事例研究

① 地震に伴う変化特性

東濃地域では、地震に伴う顕著な地下水位の変化が、複数のボーリング孔で観測されている。観測された地下水変化は、震源までの距離が35~1,257 kmの地震に伴うものである。この観測地域周辺約10 kmには、屏風山・恵那山断層帯が分布するが、この断層帯は観測期間内には顕著な活動を示していない。東濃地域での水位観測の結果、地震に伴う観測点ごとの地下水位変化の特性が顕著に異なることが指摘されている (King et al., 1999¹²⁷⁾)。これについて、その後の地

下水位観測データを含めて解析を行った。

観測地域 (Fig.2.2-4) では、1997年3月16日の地震 (Mj=5.8, 震源は50 km 南方) の際に、それに関連した水位・水圧の変化が観測された (King et al., 1999¹²⁷⁾)。断層北側の3つの観測井では、地震に伴う顕著な低下と、それに続く大きな上昇 (最大約1.8 m) がみられた。南側では、若干遅れたゆるやかな上昇が記録された。観測井は、1989年以降順次整備され、その多くは深さ150 m 未満である。これらの観測点で見られる地震直後の変化は、多孔質弾性体の変位モデルに基づいた静的なひずみ場では説明できず、その説明には、地震動が関与した透水性の変化が必要とされている。なお、地震に伴い上昇した水位は、地震後1年間で明らかに低下している。

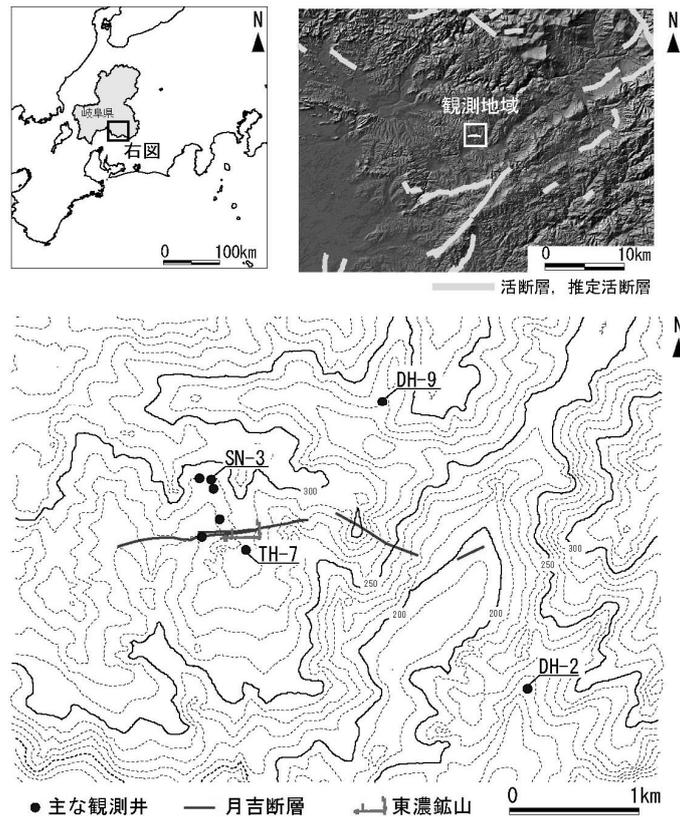


Fig.2.2-4 岐阜県東濃鉱山周辺の主な地下水位観測井

その後、1998年5月～2004年3月まで、この地域で同様の観測を実施した。King et al. (1999¹²⁷⁾)の結果を踏まえて、東濃地域で得られた地下水位・水圧変化のデータを総合的に解析した結果を述べる。連続観測の結果、主な地震に伴って頻繁に変化を示す観測点と、そうでない観測点がみられる。月吉断層北側の最も頻繁に変化する観測点 (SN-3) では、鳥取県西部地震など約40回の地震に伴って観測された。SN-3の地震直後の急激な水位低下量は、数cm～数十cm (最大43 cm) で、しばしば通常の日変化量より大きく、その一部は季節変化量より大きい。この地域の地下水位・水圧変化の特徴として、観測井の位置や、観測点の深度 (地層) ごとの違いがみられ、地震直後の明瞭な変化が認められるものは限られている。また、地震後のゆるやかな上昇は、多くの観測点で観測されるものの、その変化量は、観測点や地震ごとに異なる。また、地下水位・水圧の変化の有無には、地震の規模と震源までの距離との関係があり、Dobrovolsky et al. (1979¹²⁸⁾)の理論ひずみ量が 10^{-8} より大きい地震で明瞭な地下水位変化が生じる傾向がみられる (Fig.2.2-5a)。この理論ひずみ量の値は、釜石で求められた値 (核燃料サイクル開発機構, 1999b⁴⁾) と同じである。一方、地下水位変化の量と理論ひずみ量には明瞭な相関は認められていない (Fig.2.2-5b)。なお、地震後の地下水位は、数ヶ月から1年で回復している。

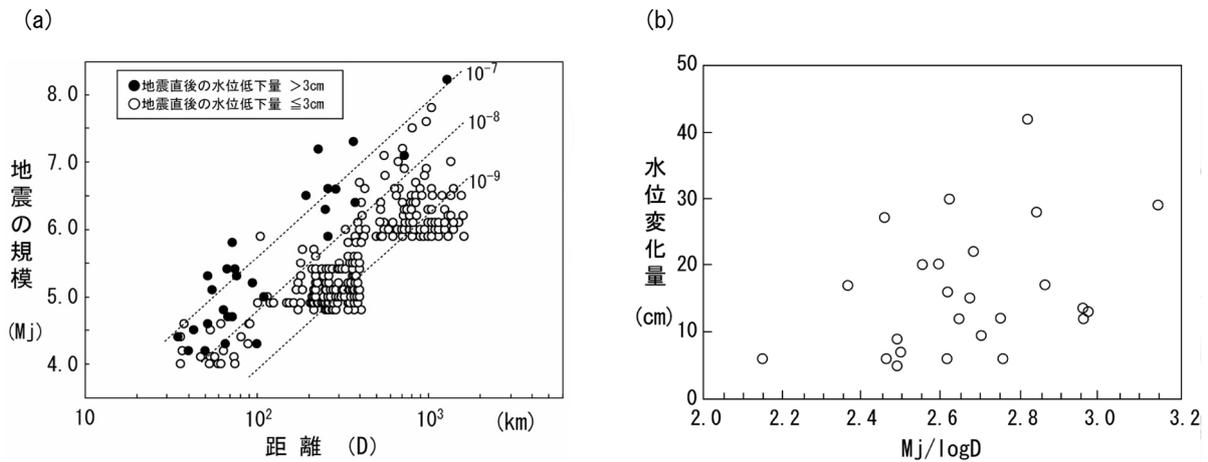


Fig.2.2-5 地震の規模と震源までの距離 (a) と地下水位と理論ひずみ量 (b) の関係 (King et al., (1999)¹²⁷⁾に加筆)

② 水理地質構造の特徴と地下水位の変化の関係

東濃地域には、ウラン探鉱のボーリングデータが蓄積されている。また、地層科学研究として行ったボーリング調査や、地下水位の長期観測が行われている。これらの情報を基に、地下水位変化が顕著に生じる地点と、そうでない地点の水理地質学的特徴を検討した。

観測地域には、花崗岩とそれを被覆する堆積岩が分布する。ウラン探鉱ボーリングの電気検層の結果は、観測井が集中する付近の月吉断層の北側約 200 m と南側約 500 m において、不整合直下 10~20 m 程度の花崗岩が比較的比抵抗で、変質を受けていることを示している (野原ほか, 2003¹²⁹⁾; Fig.2.2-6)。この地域には、東西走向の月吉断層に対して、共役関係の北北西走向の割れ目帯が偏在する (核燃料サイクル開発機構, 2004⁶⁵⁾)。また、広域的な地形を考慮した地下水流動解析から、観測地域は、北東の涵養域に対する湧水域と推定される (核燃料サイクル開発機構, 2004⁶⁵⁾)。顕著な水位変化が観測される SN-3 は、相対的に高比抵抗の花崗岩の上に透水性の低い泥岩を含む堆積岩が 100 m 以上被覆した地域にあり、観測深度は約 130 m、堆積岩直下の割れ目を有する花崗岩中に設定されている。その他の観測点は、深度 50~150 m の堆積岩中および比較的変質した花崗岩中に設定されている。

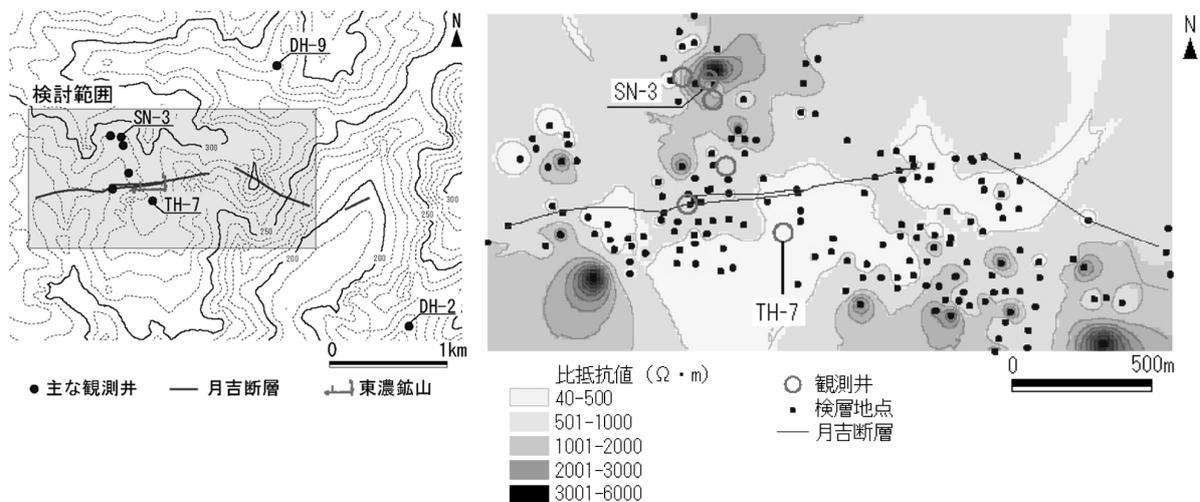


Fig.2.2-6 観測地域周辺における堆積岩直下約 10 m の花崗岩の比抵抗 (最大値) 分布

SN-3 では、地震直後の急激な地下水位の低下の後、ゆるやかな上昇を示す現象が特徴的にみられた (Fig.2.2-7)。地震による体積ひずみの変化では、圧縮、伸張に関係なく、地震後、ゆるやかに上昇することは説明できない。観測地域は、地形勾配から推定される広域的な地下水流動の流出域であることから、地震に伴う透水性の増加と、広域的な動水勾配が推進力となる地下水流動が、数ヶ月程度の回復期間を要して繰り返し生じているものと推定される。

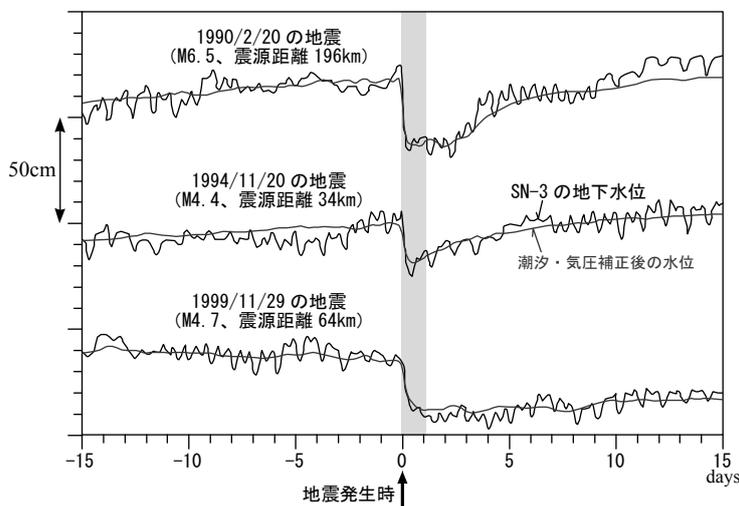


Fig.2.2-7 SN-3における地震に伴う地下水位変化

SN-3 の観測点付近の水利地質構造をみると、花崗岩風化部が比較的薄く、花崗岩中の割れ目帯が主要な水みちと推定できる。この地域には、花崗岩中の中～高角の割れ目帯の直上の堆積岩には、カルサイト充填された小断層がしばしば観察されており、この観測点の近傍でも、想定される割れ目帯の方向に沿って列状に並んだ堆積岩中の小断層が確認されている。この割れ目帯は少なくとも新第三紀以降、おそらく中新世の月吉断層活動時に小規模なずれを生じ、花崗岩とその上部の堆積岩に小断層を形成させたと推定できる。この小断層の直下の花崗岩中の割れ目には、緑泥石、緑廉石等が観察される (野原ほか, 2003¹²⁹)。以上を踏まえると、主要な水みちである花崗岩中の高角の割れ目帯がこの観測点近傍にあり、理論ひずみ量がある量を超えると間隙率や透水性が増加して、地震直後の地下水位の急激な低下が生じている可能性がある。広域地下水流動を考慮して地下水位変化をみてみると、SN-3 の下流側の観測点 (TH-7) では、ゆるやかな水位の上昇がしばしば遅れて観測される。SN-3 の上流側北東約 1 km に位置し、間隙水圧の深度分布の特徴が地下水流動涵養域を示す観測点 (DH-9) では、地震後に地下水位が顕著に低下する現象が観察されている (Fig.2.2-8)。これらの一連の現象は、広域的な地形勾配が主な推進力となる広域的な地下水流動が、地震後に地下浅部の主要な帯水層の透水性が増加して変化することを示唆している。

花崗岩中の亀裂密度は浅部では深くなるほど小さくなるが、100 m 以深ではあまり変化がないとされている (緒方, 1984¹³⁰)。また、断層活動に伴って形成された千歳鉱山福沢鉱床は、地下 180 m と 120 m との間で鉱体の分布範囲が変化、低封圧により浅部で拡大しているとの報告もある (大槻ほか, 1991¹³¹)。これらから、一般に地下 100 m 程度以浅の地下浅部では、比較的高透水性の割れ目ネットワークが連続的に分布するとともに、周辺の断層活動に伴い、それらの一部で透水性が増加し、涵養域と湧水域間の地形勾配が関与した地下水の流れが活発化すると考えられる。

一方、SN-3 の南東約 2 km にある地下深部に設定された観測点 (DH-2) でも、SN-3 と同様の変化が、70～数百 km 遠方の地震に伴って観測されている。地震に伴う水頭の最大変化量は約 3 m で、地震後の数ヶ月間でゆるやかに上昇し、その後下降している (Fig.2.2-8)。ここでは現在、花崗岩中の深度 200～500 m に複数の観測区間を設けており、全ての区間で変化が観測される (核

燃料サイクル開発機構, 2003a¹³²⁾)。割れ目の観察と電気伝導度検層の結果, 全ての区間に地下水の流出入箇所が確認されている。300 m 以深の流出入箇所のほとんどは, 5 箇所の割れ目帯に分布する。そこでは, 中～高角で東西走向もしくは東北東走向の割れ目と北北西走向の割れ目の交差が特徴的に確認される(核燃料サイクル開発機構, 2003b¹³³⁾)。DH-2 の観測結果を含め東濃地域の観測点では, 地震後の地下水位は, 数ヶ月から1年で回復している。東濃地域の地下深部に設定されたその他の観測点の多くは, 地震に伴う顕著な変化が認められない。

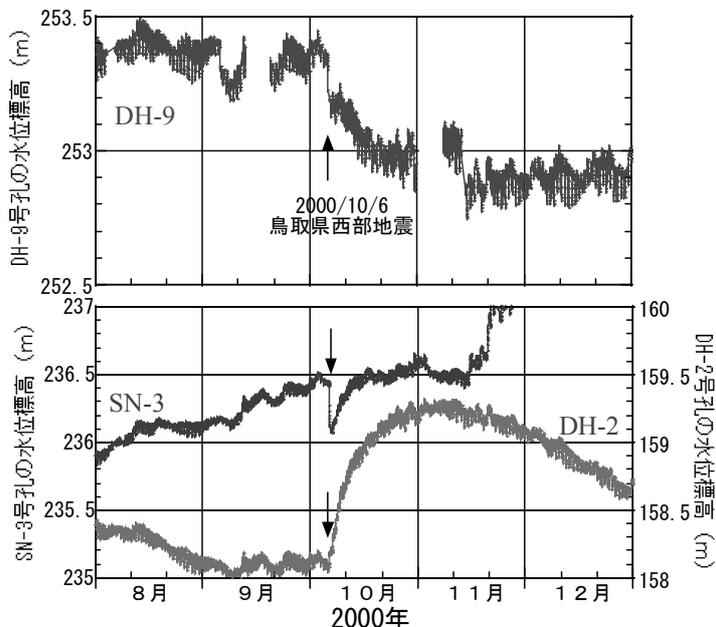


Fig.2.2-8 SN-3, DH-2, DH-9 における鳥取県西部地震に伴う地下水位変化

(e) 地下水位の変化の要因と今後の課題

① 変化を生じさせる断層活動と水位変化の大きさ

将来の断層活動に伴う地下水流動の変化に伴う影響を予測するための技術開発およびその信頼性の向上を目的として, 既存情報の整理と, 淡路島北部や鳥取県西部地震震源域および東濃地域での事例研究を実施した。3つの地域で共通していることは, 花崗岩類とそれを被覆する堆積岩が分布する地域では, 地下数百 m 程度以浅の主要な帯水層の一部が, 地震による理論ひずみ量がある一定値を超える場合に, 地震動によって透水性の変化が生じる可能性があることである。この理論ひずみ量のしきい値は, 経験的に求めることができ, 東濃地域で求められた値は, 釜石で求められている値(核燃料サイクル開発機構, 1999b⁴⁾) とほぼ同じである。陸域の断層活動に伴う地下水位の顕著な変化の主なものとしては, 震央から数十 km～100 km 以内の地域で観察された2つの事例がある。

断層活動に伴う地下水位変化の量は, 正確に求められた例は少ないものの, 1995年兵庫県南部地震に伴い, 30 m より深い観測点の変化量は, 数 cm から数十 cm の範囲とされ(石丸, 1997¹¹⁹⁾), 比較的小さい。それより浅い観測点では, データの9割以上が数 10 cm から 5 m 以下, 最大で 18 m の減少が観測されている。また, 東濃地域では, 深さ 500 m の観測井で, 遠方の地震に伴う最大で 3 m の水位上昇が観測されている。

近傍の断層活動に伴う, ある地域の地下浅部の平均的な透水性の変化については, その地域の異常湧水量などから求められている(佐藤ほか, 2000¹²³⁾)。1995年兵庫県南部地震に伴い, 淡路島北部の震源断層近傍の岩盤において, 平均的な透水性の変化は, 5～7倍程度と見積もられている(徳永, 1999¹²⁴⁾; 佐藤ほか, 2000¹²³⁾)。より詳細にみると, 地域ごとの透水性の変化は数倍から十数倍の間で幅がみられ, 結晶質岩中の帯水層の偏在や地域性を示唆している。

② 地下浅部と地下深部の変化の違いとその要因

地下数百 m 以浅の観測点における地下水位変化は、断層活動に伴う体積ひずみだけでは説明できないとされる事例が比較的多い (Igarashi and Wakita, 1991⁹⁸; 佐藤ほか, 1999¹²², 2000¹²³; 徳永, 1999¹²⁴; King et al., 1999¹²⁷)。震源断層の近傍の地下水位の上昇は、断層活動に伴う体積ひずみの圧縮が想定される領域で主に観察される。この領域の水位の上昇は湧水域の一部で観察され、その間、この領域の涵養域の一部では水位低下が生じている。このような水位変化の特徴は、活断層近傍で生じる帯水層の透水性の増加により広域的な地下水流動場が変化した可能性を示唆している。

一方、地下深部については、プレート境界や内陸の断層活動に応じた体積ひずみの変化と整合的な地下水位変化が推定されている (核燃料サイクル開発機構, 1999b⁴; Igarashi and Wakita, 1991⁹⁸; 小泉, 1994⁹³)。これらの違いが生じる原因としては、地下浅部と地下深部の帯水層の分布の違いと岩盤のゆるみの生じやすさの違いが考えられる。花崗岩中の亀裂密度は浅部では深くなるほど小さくなるが、100 m 以深ではあまり変化がない (緒方, 1984¹³⁰)。一般に、比較的高透水性の割れ目ネットワークが比較的連続して分布する花崗岩類分布地域の地下約 100 m 程度以浅では、周辺の断層活動に伴って、その一部の割れ目の透水性が増加することで、涵養域、湧水域の分布と地形勾配に従う地下水位の変化が、局所的に生じる場合があると想定される。なお、東濃地域での観測結果から、地下 200 m 以浅において顕著な変化がみられる観測点は偏在する傾向がみられる。また、花崗岩類中に交差する複数の高角の割れ目帯の発達がみられる観測点で、地下浅部と同様の変化が局所的に地下数百 m に及ぶ可能性が示唆されている。そのような観測点は、水理地質構造の不均質性を反映して偏在するものと推定される。

地下浅部と地下深部での断層活動に伴う水理地質構造の広域的な変化の違いと、それらに伴う広域的な地下水流動の変化を踏まえ、それらの影響を評価するためのモデルの検討並びにその検証は今後の課題である。

③ 地下水位変化の回復

上述の変化に対し、長期安定性の観点からは、想定される主な現象による影響を、その回復に要する時間を考慮して、断層活動に伴う地下水位や地球化学的な性質の変化の大きさ、範囲として捉えることが重要である。深井戸や温泉の水位は、地震直後に急激に変化するが、その後数ヶ月から数年程度でほぼ回復する例が多く知られている。活断層近傍の淡路島北部では、1995 年兵庫県南部地震に伴う地下水位の変化がみられた地点の多くが、地震後数ヶ月～数年で回復した例が知られている。東濃地域では地下水位の上昇は、1 年程度で明らかに減少し、ほぼ回復しているように見える。また、2000 年鳥取県西部地震震源域では、地震後約 2 年間で水位変化が生じた地点の約 40% がほぼ回復している。他の地域でも、数年程度で回復している例が報告されている (川辺, 1991⁸⁸)。

1995 年兵庫県南部地震や 2000 年鳥取県西部地震では、活動した断層近傍の山間地において、地震後数年経過しても回復しない例がある。これらの多くは、地下浅部の岩盤のゆるみに伴う帯水層の透水性変化によるものと考えられる。活断層周辺の地下深部への影響については情報が少なく、その確認は今後の課題である。東濃地域では、帯水層の透水性変化が要因と考えられる遠地地震に伴う地下水位の上昇が、花崗岩中の割れ目帯やその近傍で観測されている。地震後の地下水位の上昇は、地下 500 m でも観測されているが、その変化は比較的ゆるやかで、1 ヶ月から数ヶ月後には減少に転じ、1 年後にはほぼ定常化し回復している。

断層活動に伴う地下水位の変化については、断層活動の規模と、その近傍の主な影響範囲の関係について、地下深部の情報の蓄積が必要といえる。また、地質構造の調査や、地下深部の地下水位・水圧の連続観測を行い、空間的な水理地質構造の不均質性を踏まえて、断層活動に伴う変化の要因と、その回復特性を把握し、それらに基づいたモデル解析による影響の予測・評価手法を開発することが、今後の課題である。

(ii) 逆断層帯の三次元構造発達モデル

(a) 地質環境の長期安定性からみた活断層の三次元構造

地質環境の長期安定性の観点から活断層の影響を評価する場合、断層破碎帯と変形帯の幅を把握する必要がある(原子力発電環境整備機構, 2004¹³⁴⁾)。一方、活断層の長さ方向の幅は変化し、活断層の端部では、分岐などによるひずみの分散によって幅が広がる場合がある(松田, 2000¹³⁵⁾)。

断層活動の影響範囲は、活断層の分岐、伸長、移動によって変化することが想定される(核燃料サイクル開発機構, 1999b⁴⁾) また、地質構造の不均質性は、分岐断層の形成に影響を与えている。このように、地質環境の長期安定性の観点から断層活動の力学的影響範囲を検討する場合は、活断層の構造および周辺の地質構造の不均質性を考慮して、将来約 10 万年程度の断層破碎帯や変形帯の分布の変化を予測する必要がある。そのため、活断層の三次元的構造とその形成・発達履歴から、将来の断層破碎帯や変形帯の分布を予測し、それらの影響を評価する技術の開発を目的に、横手盆地東縁断層帯を対象とした事例調査を行った。

(b) 横手盆地東縁断層帯の三次元的構造の変遷

横手盆地東縁断層帯は、脊梁山地の西側に位置し、総延長約 30 km の断層帯である(Fig.2.2-9)。1896 年陸羽地震の際には、横手盆地東縁断層帯のうち北部の白岩断層・太田断層・千屋断層で、鉛直変位約 2 m の断層崖が形成された。また、脊梁山地東側に位置する川舟断層と、北東約 5 km に位置する生保内断層もほぼ同時に活動したとされており(松田ほか, 1980¹³⁶⁾)、最新の活動の全容がほぼわかっている。

横手盆地東縁断層帯から北上低地西縁断層帯まで含めた地下構造は、大規模な反射法地震探査により解明されている(池田ほか, 2002²¹⁾) (Fig.2.2-10)。東北地方の脊梁山地は、概ね 3 Ma 以降のインバージョンテクトニクスにより支配された断層の活動により形成されており、例えば、横手盆地東縁断層帯の東に位置する川舟断層は、中新世の正断層活動時の断層構造の一部が、逆断層として再活動した例と考えられている(佐藤・池田, 1999⁴³⁾)。0.5 Ma 程度以降は、現在の活動がほぼ継続しているとされ(佐藤, 2004¹³⁷⁾)、地下構造と断層活動の変遷がおおまかに把握されている。これら既存の情報が揃っている横手盆地東縁断層帯等を対象に、逆断層帯の三次元的な構造の変遷に着目した検討を行った。

①逆断層帯の分岐

逆断層帯の分岐については、過去数十万年間で前縁断層が盆地側に 1~7.5 km 程度先まで成長したことが推定されている(核燃料サイクル開発機構, 1999b⁴⁾)。この断層の分岐と前縁断層の形成の原因としては、下盤の凝灰岩ならびに泥岩中の層内すべりが指摘されている(佐藤・平田, 1998¹³⁸⁾)。地形地質調査等の結果、横手盆地東縁断層帯の白岩断層、太田断層、千屋断層では、前縁断層が凝灰岩や炭層などの層内すべりで形成されていることが確認された。前縁断層が地表に現れていない太田断層南部では、反射法地震探査の結果、前縁撓曲と想定された地形に対応する位置に、伏在した前縁断層が確認された(佐藤, 2004¹³⁷⁾) (Fig.2.2-11)。

横手盆地東縁断層帯では、バランス断面法による解析結果から、活動開始は 2.4 Ma で、1.6 Ma 以降に前縁断層が成長したと推定されている(佐藤・平田, 1998¹³⁸⁾)。一方、脊梁山地の高度と断層変位地形の発達度の差から、北部と南部の活動履歴の違いが示唆される。そのため、逆断層構造の三次元的な発達過程を検討した。この地域では、年代の指標となる火山灰を追跡することにより、上盤側の段丘面の詳細な分布を知ることは困難である。また、下盤側の堆積盆の構造は、逆断層帯の北と南で明らかに異なる。そこで、発達過程の検討にあたっては、空中写真判読、地形地質調査の結果に加えて、複数断面の反射法弾性波探査の結果を考慮して、生保内断層および横手盆地東縁断層帯のバランス断面法による推定を行った(Fig.2.2-12)。

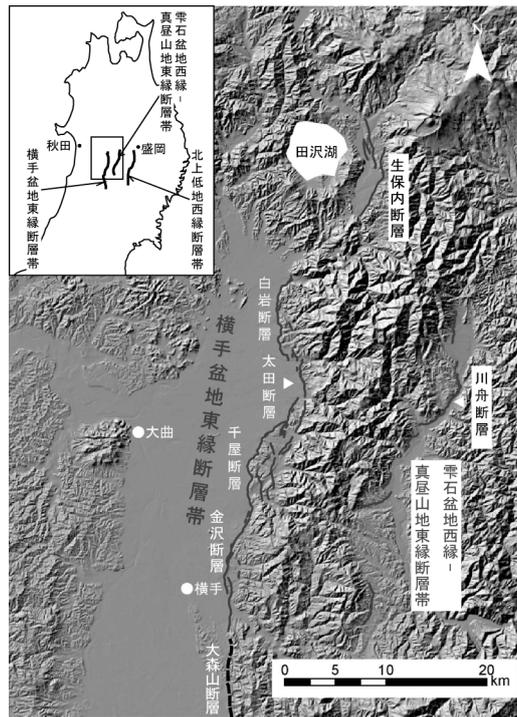


Fig.2.2-9 横手盆地東縁断層帯位置図

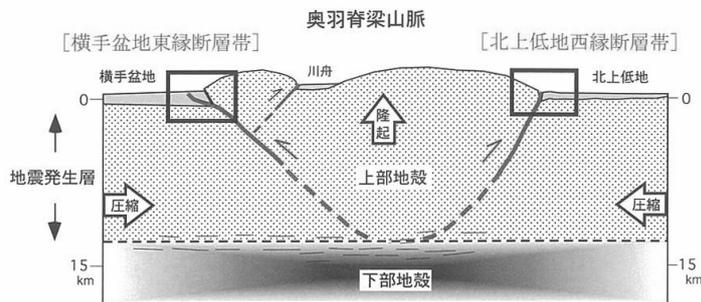


Fig.2.2-10 横手盆地東縁断層帯－北上低地西縁断層帯の関係 (池田ほか, 2002²¹⁾)

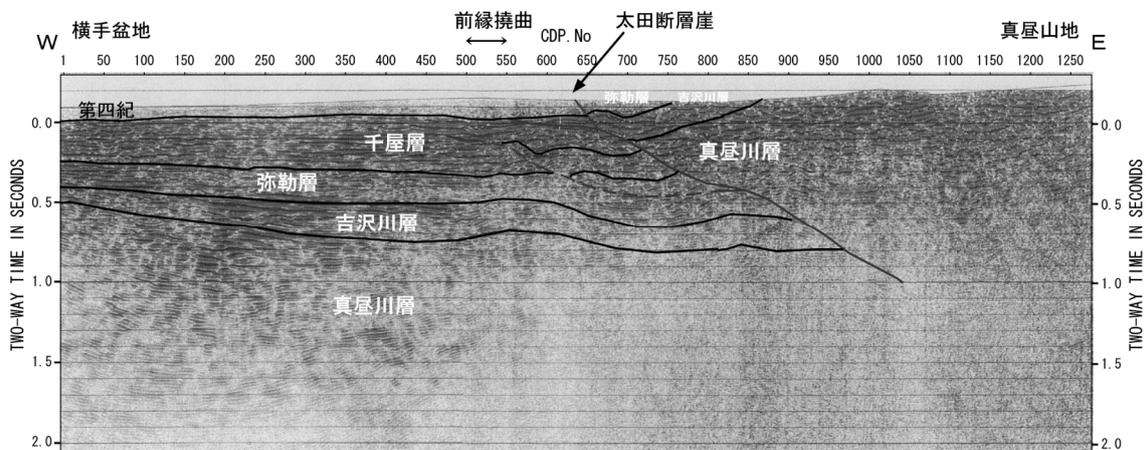


Fig.2.2-11 太田断層南部・反射法地震探査結果図

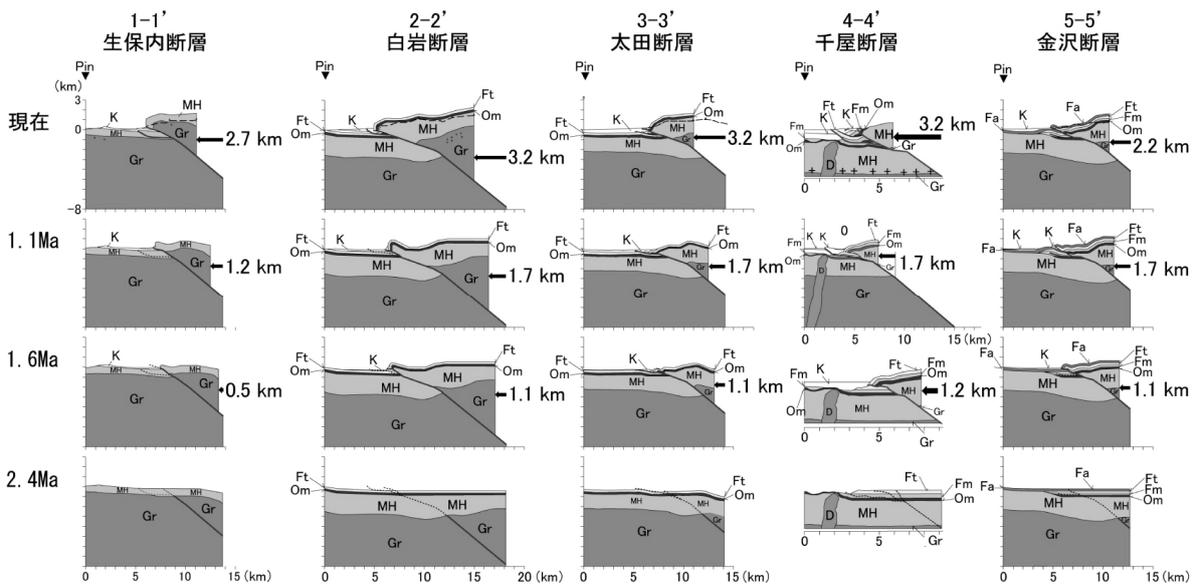


Fig.2.2-12 横手盆地東縁断層帯・バランス断面解析結果図

(D: 貫入岩, Gr: 花崗岩, MH: 真昼川層, Om: 女川層, Ft: 船川層凝灰岩, Fm: 船川層泥岩, Fa: 船川層安山岩, K: 北浦層)

複数のバランス断面法による解析の結果、前縁断層の形成を左右する要因として、地下数 km 以浅の断層の低角化が生じる深さ、沈降側の堆積物の堆積速度、および層内すべりの生じやすい泥岩等の分布が関連していることが示唆された。千屋断層、太田断層、白岩断層および生保内断層を比較した場合、丘陵の発達程度が異なっており、一連の断層帯の中でも断層の分岐の幅が異なっていることが示唆される (Fig.2.2-13)。前縁断層による丘陵の発達が顕著な千屋断層では、層内すべりが生じている地層が弥勒層であるのに対し、丘陵の小さい白岩断層では千屋層、丘陵のない太田断層では第四系であることにより、その発達に差が生じたと推定された。また、白岩断層、太田断層および千屋断層は水平短縮量がほぼ同様に約 3.2 km であったのに対し、北端の生保内断層では約 2.7 km、南端の金沢断層では約 2.2 km であった (Fig.2.2-13)。断層下盤の堆積物の分布と上盤の段丘面の分布から、生保内断層は活動開始がやや遅く、金沢断層は高位段丘堆積時 (約 0.4 Ma) には停止している可能性がある。この活断層帯の中での活動履歴の違いは、主な活動が北側に遷移したことを示すと考えられる。

生保内断層と白岩断層間では既存調査では活断層は認められない。しかし、真昼山地の高度および沈降側の盆地の堆積物の連続性や、生保内断層と白岩断層間の短波長の褶曲構造および玉川の先行蛇行地形は、両断層間に低角度の伏在断層が存在することを示唆している。生保内断層～千屋断層の上盤側の山地高度の連続性から、これらの断層間の最近数十万年間の断層活動による広域的な隆起がほぼ同じと推定した場合、生保内断層とそれから南西に延びる伏在断層の活動開始は、2 Ma ごろと推定される。

横手盆地東縁断層帯では、前縁断層の形成を左右する要因として、地下数 km 以浅の断層の低角化が生じる深さと沈降側の堆積物の堆積速度および層内すべりの生じやすい泥岩等の分布が関連していることが示唆された。また、佐藤・平田 (1998) ¹³⁸⁾ が千屋断層で示した、前縁丘陵生長後の境界断層の再活動が、太田断層のバランス断面法を用いた解析からも確認された。この境界断層の再活動は、前縁断層の発達速度を抑制している可能性を示している。副断層は、上盤の背斜構造が発達する地域に分布する。前縁断層と境界断層の間には、褶曲構造を伴う副断層が分布している。このような副断層や褶曲構造は、地形地質調査、物理探査、ボーリング調査の結果をもとにしたバランス断面法の解析によって、その形成・発達履歴をある程度推定できる。

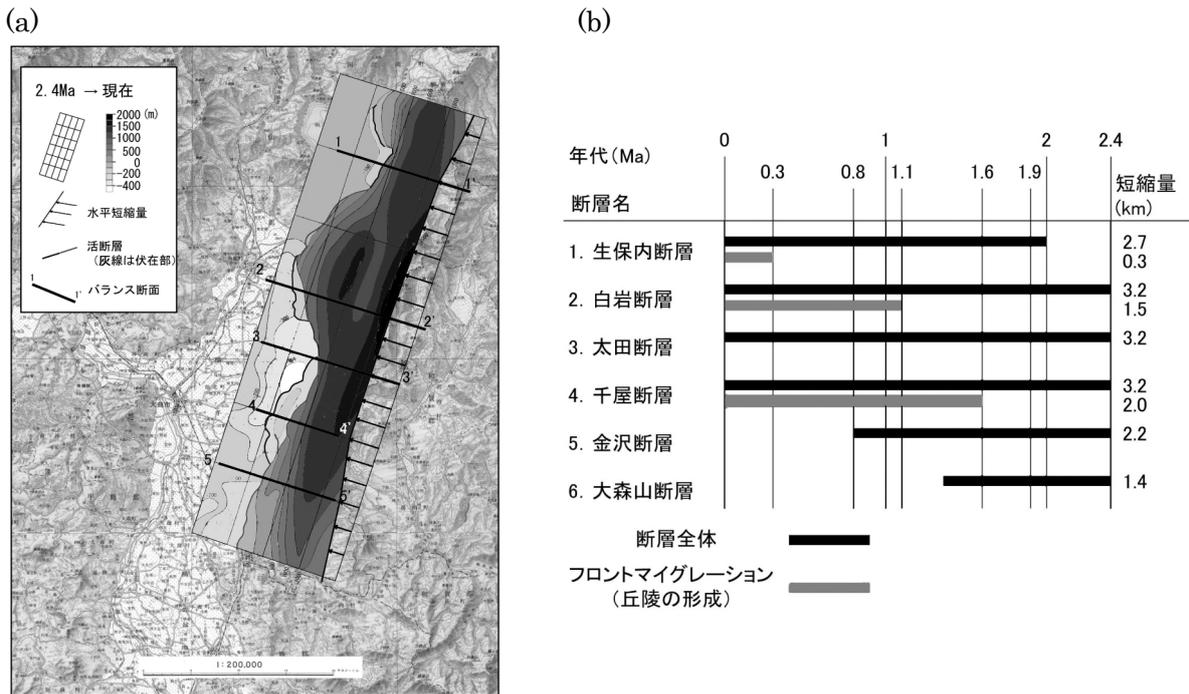


Fig.2.2-13 横手盆地東縁断層帯の(a) 変形量分布図と(b) 断層発達史

② 逆断層帯の伸長

逆断層帯の伸長については、十勝平野西縁断層帯の光地園断層の例が指摘されている（核燃料サイクル開発機構，1999b⁴⁾）。また，東北地域の活断層の分布や地質構造の特徴から，一部の活断層の端部における分岐や，共役関係の活断層などと接することによるひずみの分散が生じ，活断層の伸長が制限されている例が知られている（松田，2000¹³⁵⁾）。活断層と第四紀火山が隣接する地域では，ひずみの集中と深部流体の上昇に伴う群発地震活動が生じる場合がある（長谷川ほか，2004²⁶⁾）。活褶曲などの構造が活断層帯の延長上に分布する場合は，それらを含めた検討が必要な例が，2004年新潟県中越地震や2003年宮城県北部地震などで認められる（今泉・佐藤，2005¹³⁹⁾）。活褶曲が分布する地域は，50万分の1活構造図（例えば，寒川ほか，1987¹⁴⁰⁾）などの既存の文献からほぼ推定できる。しかし，横手盆地東縁断層帯のバランス断面解析の結果，その南端付近で最近数十万年間の活動停止が示唆されている。このことから，既知の活断層や活褶曲が全て最近数十万年間に活動的であるとは一概にはいえず，その一部は活動を停止している可能性がある。逆断層帯の伸長を検討する場合，従来のトレンチ調査などに加えて，三次元的な断層構造の形成・発達過程の概念的なモデル解析が有効な調査手法のひとつといえる。

(c) まとめと今後の展望

逆断層帯の移動や伸長については，従来の地形学的調査とトレンチ調査などに加えて，反射法地震探査などの調査手法を組み合わせた逆断層帯の地質構造の形成・発達過程の概念的なモデルの解析を実施することにより，逆断層帯の活動履歴や分岐断層および変形帯の発達過程をある程度把握できる可能性が示された。このような調査解析手法の高度化を行うことにより，過去の逆断層帯の活動履歴から，将来の発達過程を予測できるものと考えられる。バランス断面法については，解析で仮定した条件の確認や，摩擦係数や圧密，副断層の形成などを考慮した手法の改良が当面の課題である。また，他の手法を用いた解析結果との比較による精度と信頼性の向上が今後の課題である。

一方，活断層周辺岩盤中に既存の断層などの不連続面が存在する場合は，それらが変形や破断の場を決定する重要な要素となりうるとされる（大塚，1978¹⁴¹⁾）。断層活動に伴う既存の断層などの弱面の場所やその影響を評価することも今後の課題である。

3. 火山・地熱活動に関する研究

3.1 第四紀の火山・地熱活動などの調査技術

「最終処分法」⁹⁾によると、精密調査地区の選定は、概要調査地区およ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。火山活動については、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）¹⁰⁾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。原子力機構では、主にテフロクロノロジーによる噴火史の編纂手法の検討を進めているが、ここでは現在取り組んでいる多量屈折率測定地質解析法の概要とその適用事例について紹介する。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。以下では、それぞれの手法の適用性や問題点などについて述べた上で、過去に生じたマグマの貫入や大規模珪長質火砕流による熱的影響に関する熱年代学的手法の研究事例を紹介する。

(i) 多量屈折率測定地質解析法による第四紀火山噴出物の同定

(a) 研究の概要

第四紀火山の同定に際しては、¹⁴C年代測定やK-Ar年代測定、フィッショントラック（FT）年代測定などといった絶対年代を求める方法と、火山灰やレスによる編年などといった相対年代を求める方法を、それぞれの適用条件においてうまく組み合わせることが重要になる。特に、鮮新世～更新世前半の火山については、K-Ar年代測定などによって溶岩などの年代測定が行われることが多いが、大気Arの混入や変質・風化などによる二次的なArの損失などによって、すべての試料において必ずしも測定精度が良く信頼性の高い年代値を得ることができるとは限らない。一方で1980年代にかけて広域的な降下テフラを時間指標層（鍵層）とした火山灰編年学（テフロクロノロジー）の基礎が確立され、噴火史の解明にも頻繁に用いられるようになった。また、テフロクロノロジーによる編年では、鍵層によって噴出物の新旧を一義的に決定できるため、新第三紀・第四紀境界のテフラが識別できれば、第四系の認定に大きな役割を果たす。しかし、降下火山灰・軽石などのテフラは、その分布域が特定の方向に限られていることが多く（わが国では偏西風によって降下テフラは給源の東側ないしは北東側に分布することが多い）、降灰主軸から離れた地域や小規模噴火によってわずかにしか降灰しない場合には、露頭において肉眼でテフラを識別することは困難であることが多い。

近年、新たな屈折率測定装置の開発により測定精度や速度の飛躍的な向上にとともに、大量の火山ガラスや鉱物の測定を容易かつ迅速に行うことが可能となった（古澤，1995¹⁴²⁾）。これによって、風成層や湖沼・内湾堆積物を5～10 cm間隔で連続的に採取した試料に含まれる火山ガラス、斑晶鉱物（斜方輝石、角閃石など）の屈折率を測定し、得られた大量のデータを統計的に解析することにより、肉眼では識別できないテフラ起源物質やテフラ降灰層準を認定する手法である「多量屈折率測定地質解析法」（RIPL法：Refractive Index Physical Labor Method）が考案された（古澤，2004¹⁴³⁾）。原子力機構では、放射年代測定が適用できない更新世前半の火山を対象に、RIPL法によって最新の噴火活動の推定を試みた（梅田・古澤，2004¹⁴⁴⁾）。

(b) RIPL 法の更新世中期の噴火活動への適用—むつ燧岳の最新期の噴火活動—

むつ燧岳火山は東北日本北部の第四紀火山フロントの一部を形成する成層火山であり、安山岩質の非溶結～弱溶結の火砕流堆積物および溶岩を主体とする。また、本火山の山頂から南側に分布する平坦面は、最新期の活動である火砕流堆積物（むつ燧岳新期 2 火砕流堆積物、以下 MHi-2-pfl）によって形成されたと考えられる（Fig.3.1-1）。MHi-2-pfl の年代については、これまで全岩 K-Ar 年代の測定を行っているが、大気起源 Ar の混入率が高く、誤差の大きい年代値（ $0.4 \pm 1.9\text{Ma}$, $0.6 \pm 1.9\text{Ma}$ ）しか得られていない。そのため、MHi-2-pfl を挟む上下の風成層について RIPL 法を適用し、テフラの識別を行った。

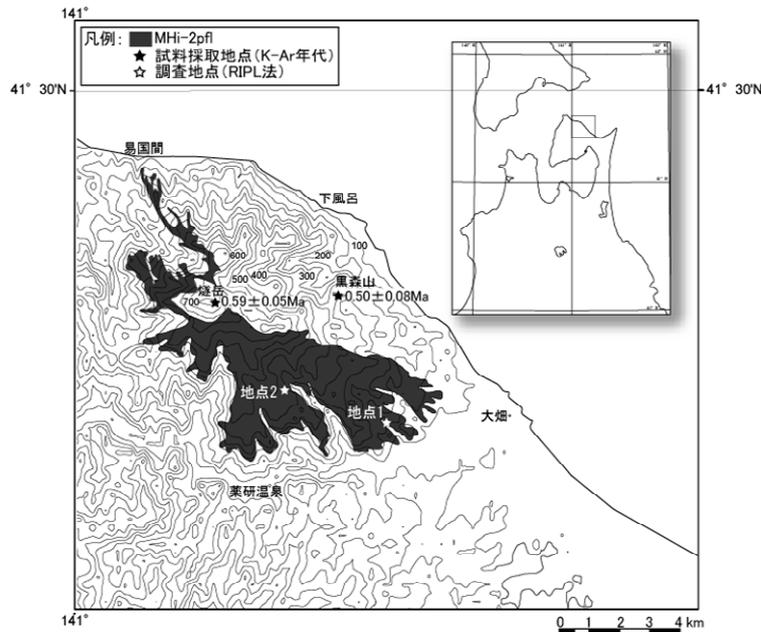


Fig.3.1-1 むつ燧岳新期 2 火砕流堆積物の分布（梅田・古澤，2004¹⁴⁴⁾

MHi-2-pfl の下位には、層厚約 40 m の風成層が認められる。風成層中には、肉眼で識別できる 4 枚の降下軽石層が挟まれ、本論ではこれらを下位から大畑 1 降下軽石 (Oh-p1)、大畑 2 降下軽石 (Oh-p2)、大畑 3 降下軽石 (Oh-p3)、大畑 4 降下軽石 (Oh-p4) と命名する。また、RIPL 法による風成層のテフラの識別では、Oh-p1 の下位にカミングトン閃石を多量に含み、Oh-p1～4 とは斜方輝石、角閃石の屈折率が系統的に異なるテフラ（大畑カミングトン閃石 1 テフラ：Oh-cum1）が識別できる。このほか風成層の最上部で、MHi-2-pfl の直下にも同様なテフラ（大畑カミングトン閃石 2 テフラ：Oh-Cum2）が識別できる（Fig.3.1-2）。一方、大畑川支流、葉色沢の最上流の露頭（地点 2）には、MHi-2-pfl を覆う層厚約 5.5 m の風成層が堆積している。肉眼で識別できるテフラ層は存在しないが、RIPL 法によると火山ガラスの屈折率に明瞭な違いが認められる 3 枚のガラス質のテフラ降灰層準が認定でき、下位より佐藤ヶ平 1 テフラ (St-g1)、佐藤ヶ平 2 テフラ (St-g2)、佐藤ヶ平 3 テフラ (St-g3) と命名した。また、最上位には広域テフラである白頭山苦小牧 (B-Tm) がガラスの形態や屈折率などから識別できる。さらに、St-g2 と St-g3 の間には、カンラン石を含み St-g1～3 とは火山ガラスの屈折率が系統的に異なるテフラ（佐藤ヶ平カンラン石テフラ：St-O1）が識別できる。

これらのテフラ層については、年代が把握されている既知のテフラとの対比や酸素同位体編年がなされている海岸段丘と各テフラとの層位関係とを把握することにより、それぞれのテフラの年代を推定することが可能である。そこで、MHi-2-pfl の上下の風成層中のテフラと、この地

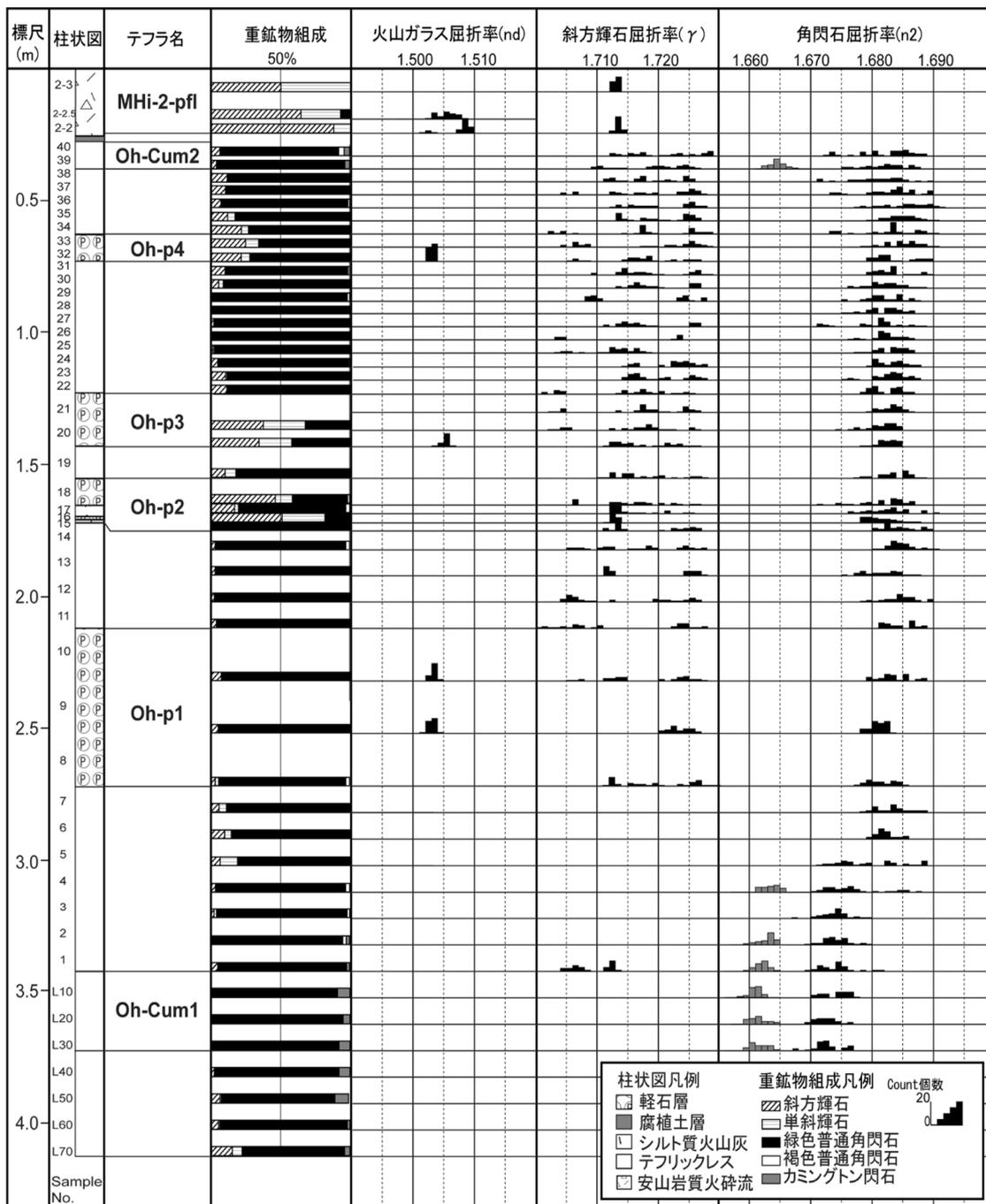


Fig.3.1-2 RIPL 法によるガラス，鉱物の屈折率ヒストグラム (梅田・古澤, 2004¹⁴⁴)

域に飛来した可能性がある広域テフラおよびむつ燧岳火山の南東に広がる田名部低地帯に分布するテフラとの対比を試みた。また，精度の高い対比を行うため，火山ガラスや斑晶鉱物の屈折率が類似しているものについては，EPMA により火山ガラスおよび斑晶鉱物の化学組成分析を行った。

MHi-2pfl の下位のテフラについては，Oh-Cum2 が東通村鹿橋の鹿橋面を覆う風成層中にカミングトン閃石を含むテフラ層に対比された。鹿橋面は岩崎 (1987)¹⁴⁵の蒲野沢面 (MIS11 : 364 ~ 427Ka) 構成層を削り込む砂礫層で，MIS11 直後の大規模な低海面期，すなわち MIS10 (334 ~ 364Ka) に形成された河成段丘堆積物と考えられている (桑原・山崎, 2001¹⁴⁶)。一方，MHi-2pfl の上位については，St:g2 が恐山起源の田名部 C (Tn-C) に対比できた。Tn-C の噴出時期につ

いては、酸素同位体層序から MIS8 (242~301ka) と推定されている (桑原・山崎, 2001¹⁴⁶)。これらのことから、MHi-2-pfl の噴出時期は、MIS10~MIS8 のある時期、おそらく 30 数万年年前と考えられる (Fig.3.1-3)。以上のように、放射年代測定が適用できない火山についても RIPL 法によって、活動年代を推定できることがわかった。

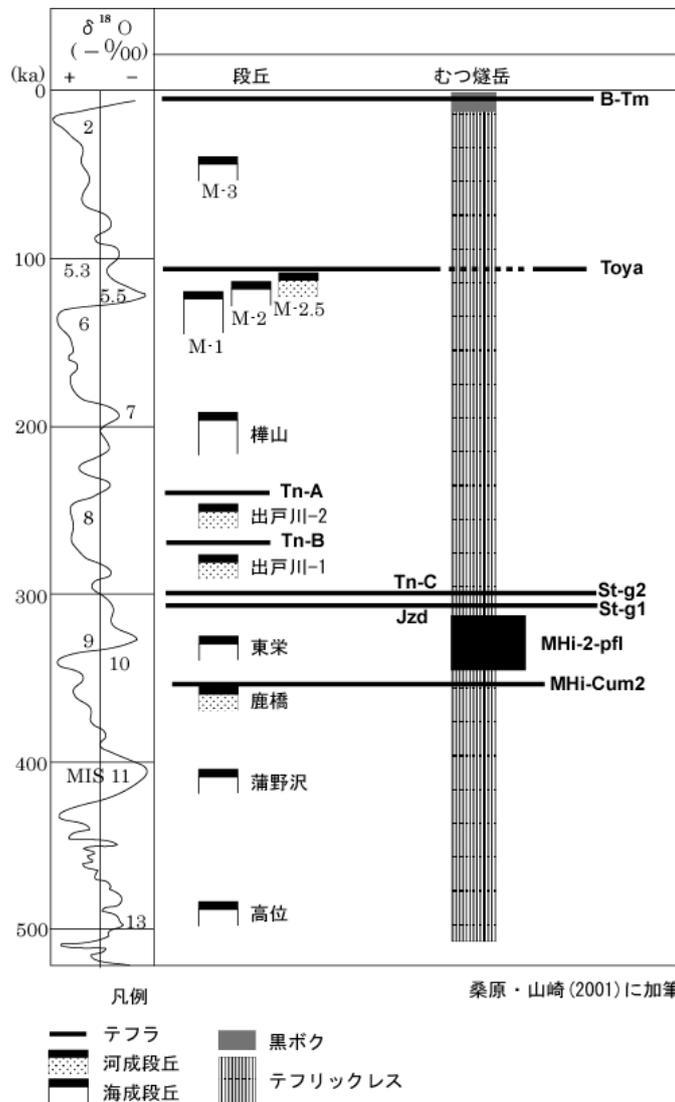


Fig.3.1-3 田名部低地帯の海岸段丘およびテフラ降灰層準の関係 (梅田・古澤, 2004¹⁴⁴)

(c) まとめと今後の展望

RIPL 法は、これまでの研究によって完新世から更新世中期の火山の活動年代の推定に用いられてきたが (例えば, 梅田ほか, 1996¹⁴⁷; 古澤・梅田, 2000¹⁴⁸, 2002a¹⁴⁹, 2002b¹⁵⁰), これより古い時代の火山を対象とした調査事例はない。特に、概要調査における第四紀火山の確認といった観点からは、鮮新世から第四紀前半の火山の活動時期の推定が重要と考えられるが、これらの火山は開析が著しいことから、山体を覆う風成層よりもむしろ、山麓などのように削剝を受けにくい場所に堆積した陸水成層の調査が主体となると考えられる。また、ボーリング調査やトレンチ調査などでは、変質した年代不詳の火山岩などが見出される可能性があるが、その場合にも上位の陸水成もしくは海成層中のテフラの同定に RIPL 法が適用できる。しかしながら、比較的古いテフラ起源物質は、風化や変質によってこれまでの手法では識別が困難になることも考えられる。そのため、他の鉱物に比べて風化に対する抵抗性が高い鉱物を利用することも有効であ

る。特に、強磁性鉱物は斑晶の大部分が粘土化するような風化テフラにおいても安定に存在することから（鈴木，2000¹⁵¹⁾），これらの化学分析などによるテフラ識別法を今後検討していく必要がある。

鮮新世～更新世前半のテフラの研究も、近年盛んに行われるようになり、各地で鮮新統・下部更新統に共通する広域テフラが見出されており（例えば、黒川ほか，1998¹⁵²⁾；里口ほか，1999¹⁵³⁾），飛騨山脈付近を給源とする穂高-Kd39 テフラ (Ho-Kd39)，恵比須峠-福田テフラ (Eb-Fukuda)，大峰-SK110 テフラ (Om-SK110) などのテフラは、房総半島から近畿地方に及ぶ広範な地域に飛散していることが明らかにされている（長橋ほか，2000¹⁵⁴⁾）。しかしながら、これらのテフラの大部分は、給源や飛散範囲について不明な点が多く、今後の研究を通じて新第三紀・第四紀境界付近の広域テフラの情報（カタログ）を整備していくことが重要となる。

(ii) 熱年代学的手法による古地温・熱水系の調査技術

(a) 研究の概要

放射壊変を利用した年代測定では、対象となる元素や同位体がある温度（閉鎖温度）以下になって初めて放射性起源核種が保持されるようになり、その時点が年代測定における年代の起点となる。従って、年代測定の結果は、その系が閉鎖温度以下になってから現在に至るまでの時間を示している。熱年代学的手法とは、岩石や鉱物の放射年代と閉鎖温度を利用することにより、過去の地質体の温度を解析する方法である。また、閉鎖温度は対象とする鉱物、元素や同位体によって異なることから、閉鎖温度の異なる複数の系を利用することにより、地質体を経てきた温度の変化を時間軸とともに明らかにすることができる。

放射壊変を利用した年代測定には、放射壊変による同位体比の時間変化を利用した手法や放射線損傷の蓄積を利用した手法などが良く用いられている。前者は、放射性核種の親核種と娘核種の量比によって年代を求める方法であり、カリウム-アルゴン法 (K-Ar 法)，ルビジウム-ストロンチウム法 (Rb-Sr 法) などが良く用いられている。一方、後者は自然界で生じる放射線による結晶内の損傷（放射性核種の自発核分裂の飛跡，格子欠陥中の不対電子などの存在）の蓄積量が時間との関数であることから年代を求める方法であり、フィッシュン・トラック法 (FT 法)，熱ルミネッセンス法 (TL 法)，電子スピン共鳴法 (ESR 法) などが知られている。それぞれの年代測定法，対象鉱物，閉鎖温度などをまとめたものを Table 3.1-1 に示す。なお，熱年代学的手法を含めた地質温度計の概要については，金沢ほか（2005）¹⁵⁵⁾を参照されたい。

Table 3.1-1 主な鉱物の各年代測定法における閉鎖温度（兼岡，1998¹⁵⁶⁾）

鉱物の種類	K-Ar 法 (°C)	Rb-Sr 法 (°C)	FT 法 (°C)
全岩		~700	
普通角閃石	500~700		
白雲母	350±50	500±50	
黒雲母	300±50	300±50	
長石類	230 程度		
カリ長石	110~180	280~350	
アパタイト			130±30
スフェーン			340±25
ジルコン			~240

一般に、マグマの冷却史や地質体の上昇テクトニクス の解明などに熱年代学的手法がよく用いられる(例えば、沢田・板谷, 1993¹⁵⁷; Hasebe et al., 1993¹⁵⁸; 原山, 1994¹⁵⁹)。しかしながら、地質環境の長期安定性の観点からは、最近になって二次的に被った熱的イベント(再加熱)の存在を確認することが重要である。熱的イベントには、伏在的なマグマの貫入による地温上昇や熱水対流系の形成が想定される。これらの現象が顕著な場合には、接触変成岩あるいは熱水変質帯や熱水(鉱物)脈などが認められることがあるが、すべての熱的イベントを露頭スケールで確認することは困難である。従って、地表踏査やボーリング調査によって得られた試料は、できる限り室内試験を行うことが望ましい。また、二次的な熱的イベントの存在を確認するためには、そのバックグラウンドの情報として対象とする地質体の全体的な冷却史を把握することが不可欠であり、そのためには、対象とする地質体を包含するような調査範囲を設定する必要がある。

(b) 花崗岩の冷却史と貫入岩体による熱的影響

(a)で述べた熱年代学的手法を用いて、地質体の冷却史とその後の火成活動によって生じた熱的イベントについて検討した事例(梅田ほか, 2001¹⁶⁰)について紹介する。

事例研究は、愛媛県西部に分布する西南日本領家帯に区分される白亜紀の高浜花崗岩類および新第三紀の高浜黒岩岩体を対象に行った。高浜花崗岩類は、優白質の中粒～粗粒の普通角閃石黒雲母花崗閃緑岩～花崗岩を主体とする。一方、長径約3 kmの高浜黒岩岩体は、高浜花崗岩類を貫く長径約50 mの岩頸状の貫入岩で、暗緑灰色～緑灰色の凝灰角礫岩と暗緑灰色の単斜輝石斜方輝石安山岩から構成される(Fig.3.1-4)。

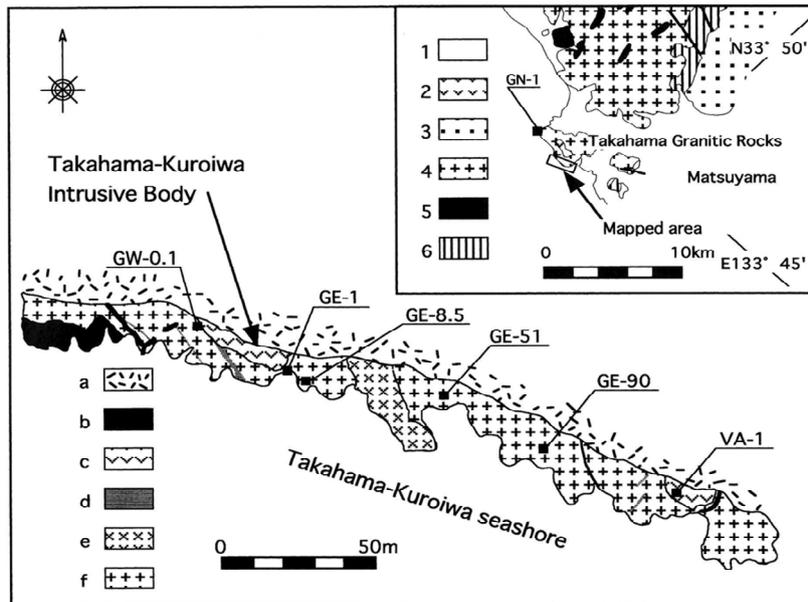


Fig.3.1-4 高浜地域の地質図(梅田ほか, 2001¹⁶⁰)

(1. 第四系, 2. 新第三系, 3. 和泉層群, 4. 領家花崗岩類, 5. 貫入岩類, 6. 領家変成岩類, a. 沖積層, b. 岩脈, c. 凝灰角礫岩, d. アプライト, e. 花崗岩斑岩, f. 高浜花崗岩類)

高浜花崗岩類の冷却史の解明にあたっては、新第三紀火成活動による熱的な影響を避けるため、貫入岩類から3.5 km以上離れた地点で試料(GN-1)を採取し、岩石中の普通角閃石と黒雲母のK-Ar年代、ジルコンとアパタイトのFT年代の測定を行った。その結果、普通角閃石と黒雲母は、 87.6 ± 4.4 Maと 86.4 ± 4.3 Ma、ジルコンとアパタイトは、 73.6 ± 3.0 Maと 54.8 ± 3.7 Maという値を得た。これらの値とそれぞれの鉱物の閉鎖温度(Dodson and McClelland-Brown, 1985¹⁶¹; Harland et al., 1989¹⁶²)より推定した冷却曲線をFig.3.1-5に示す。また、Fig.3.1-5には愛媛県西部の領家花崗岩類Rb-Sr全岩アイソクロン年代(93.1 ± 2.9 Ma; Kagami et al., 1988¹⁶³)と閉鎖温度($675 \pm 25^\circ\text{C}$; Harrison et al., 1979¹⁶⁴)を併せて示した。これによると、普通角閃石-

黒雲母、全岩-黒雲母の年代および閉鎖温度によって、岩体の冷却速度は、それぞれ 105~175°C/百万年、56~94°C/百万年と計算できる。一方、黒雲母-アパタイトによって求められた冷却速度は、約 6°C/百万年となり、1 オーダー以上低い冷却速度となる。これらのことから、高浜花崗岩類は貫入・固結開始後、数百万年間に 300°C 付近まで冷却し（急冷ステージ）、その後、数千万年間を経て約 100°C まで低下した（徐冷ステージ）。地殻中のマグマの冷却速度は、数値実験によって推定が行われており、例えば、数百 km³ のマグマ溜まりが中部地殻に定置した場合、数十万年から数百万年のオーダーで母岩の温度と同程度となる（核燃料サイクル開発機構、1999b⁴⁾）。この結果は急冷ステージの冷却速度と整合的であることから、高浜花崗岩類のマグマは地殻内に定置後、その場（in-situ）で冷却・固化したと考えられる。また、その後の徐冷ステージは、テクトニックな岩体の上昇による温度の低下を反映していると考えられる。

また、新第三紀の高浜黒岩岩体が高浜花崗岩類に及ぼす熱的な影響を把握するために、高浜黒岩岩体の全岩 K-Ar 年代および岩体の接触部から 0.1 m (GW-0.1), 1 m (GE-1), 8.5 m (GE-8.5), 51 m (GE-51), 90 m (GE-90) 離れた地点で採取した花崗岩試料を用いて、それぞれの鉱物の年代測定を行った。なお、高浜黒岩岩体の周辺では顕著な熱水変質作用の痕跡は認められないことから、花崗岩類への熱的影響は熱伝導を主体とするものと考えられる。岩体からの距離とそれぞれの鉱物の年代値をまとめたものを Fig.3.1-6 に示す。これによると、GE-1 の黒雲母の K-Ar 年代は、GN-1 に比べて 10⁷ 年程度若い値を示すが、10 m 以上離れた地域では誤差の範囲で一致する。これは岩体から 1 m 付近では貫入岩による再加熱によってアルゴン損失による若返りが生じていると考えられる。また、ジルコンの FT 年代およびトラック長解析によると、GW-0.1 は完全にリセットされているほか、GE-1, 8.5 ではアニーリングによるトラック長の短縮が認められる。アパタイトの FT 年代によると、岩体から 10 m 以内では完全にリセットし、高浜黒岩岩体の年代値と一致しているほか、GE-51 でもトラック長の短縮が認められた。さらに、数値実験による岩体の冷却速度の計算に基づき、今回測定したジルコン、アパタイトが 10²~10³ 年間アニーリングを受けていたと仮定すると、Yamada et al. (1995)¹⁶⁵⁾、Laslett et al. (1987)¹⁶⁶⁾ の室内におけるトラック長短縮実験に基づく fanning モデルから高浜花崗岩類は、岩体の接触部から 0.1 m で約 450°C、1 m で約 350°C、8.5 m で 250°C 以上、51 m で 50°C 以上まで一時的に温度が上昇したと推定できる。すなわち、小~中規模の火成岩体の貫入によって周辺の母岩（結晶質岩）の温度が顕著に上昇する範囲は数十 m 程度である。

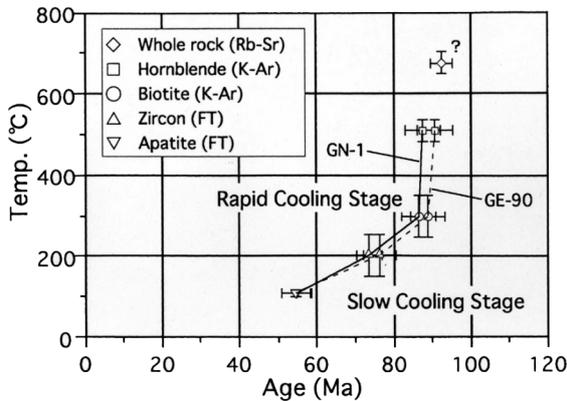


Fig.3.1-5 高浜花崗岩類の冷却史
(梅田ほか, 2001¹⁶⁰⁾)

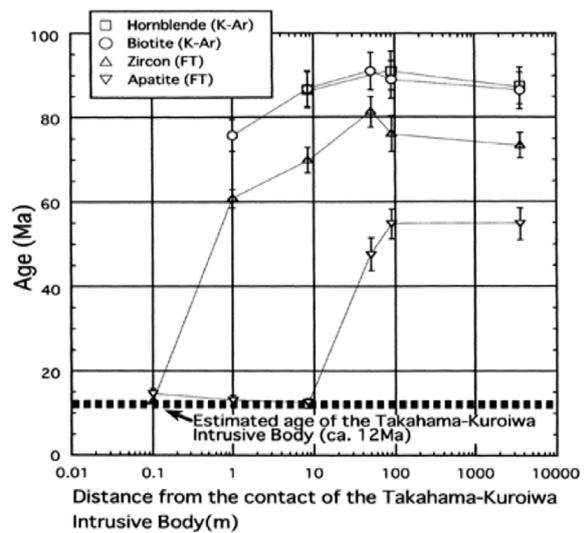


Fig.3.1-6 貫入岩からの距離と年代値との関係 (梅田ほか, 2001¹⁶⁰⁾)

(c) 大規模珪長質火砕流による基盤岩への熱的影響

火山活動が地質環境に及ぼす熱的影響は、(b)で述べたような地下に貫入したマグマによる影響のほか、噴火によって放出された高温の火砕物が地表下に影響を及ぼす可能性も想定される。特に、大規模珪長質火砕流は、主にプリニー式噴火によって生じる 10 km^3 以上の発泡したマグマの破片とガスによる流れであり、給源から数十 km 以上の広範囲に及ぶ。石丸・角田 (2002)¹⁶⁷⁾ は、大規模珪長質火砕流が基盤岩に及ぼす熱的影響を一次元熱拡散モデルによって検討しており、温度の上昇深度は火砕流の層厚、温度に大きく依存することを明らかにした。原子力機構では、これらの数値実験の妥当性を熱年代学的手法によって検討するため、中部九州の今市火砕流堆積物を事例に、ジルコンの FT 年代測定およびトラック長解析による熱履歴解析を行った (松崎ほか, 2004¹⁶⁸⁾)。

今市火砕流は、第四紀の猪牟田カルデラを給源とする単斜輝石斜方輝石デイサイト質の火砕流堆積物で、噴出量は約 90 km^3 ある (鎌田ほか, 1994¹⁶⁹⁾)。溶結凝灰岩の本質岩片の K-Ar 年代として $0.85 \pm 0.03 \text{ Ma}$ という値が得られている (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1988a¹⁷⁰⁾)。大分県直入町新屋敷入口では (Fig.3.1-7)、層厚約 50 m の今市火砕流堆積物が基盤の新第三紀の三宅山流紋岩を被覆しており、この露頭において火砕流と基盤の境界から下位に 5 cm (THM1-5)、 10 cm (THM1-10)、 40 cm (THM1-40)、 20 m (THM1-2000) 離れた流紋岩を試料として採取した。三宅山流紋岩の K-Ar 年代は、 $13.6 \pm 0.5 \text{ Ma}$ 、 $14.4 \pm 0.5 \text{ Ma}$ という値が報告されている (豊肥地熱地域地質図編集グループ, 1982¹⁷¹⁾)。これらの試料に含まれるジルコンの FT 年代は、境界部から下位に向かって、 $0.84 \pm 0.08 \text{ Ma}$ 、 $0.83 \pm 0.07 \text{ Ma}$ 、 $1.39 \pm 0.09 \text{ Ma}$ 、 $14.3 \pm 0.5 \text{ Ma}$ という値を得た (Fig.3.1-8)。このうち、THM1-5、THM1-10 の FT 年代は、今市火砕流堆積物の年代値と誤差の範囲で一致していることのほか、トラック長の頻度分布も $10 \sim 11 \mu\text{m}$ に単一のピークを有するパターンを示し、顕著な短縮は認められないことから、火砕流による再加熱によって完全にリセットされたと考えられる。また、THM1-40 の FT 年代は火砕流と基盤岩の中間的な値を示していること、トラック長の短縮が認められることから、PAZ (Partial Annealing Zone) 付近まで温度が上昇したと考えられる。さらに、THM1-2000 の FT 年代は基盤岩の年代値と誤差の範囲で一致し、トラック長の短縮も認められない。

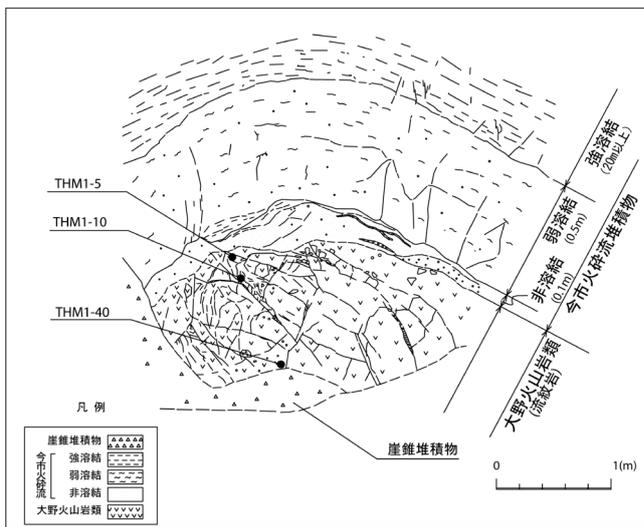


Fig.3.1-7 大分県直入町新屋敷入口の露頭スケッチ (松崎ほか, 2004¹⁶⁸⁾)

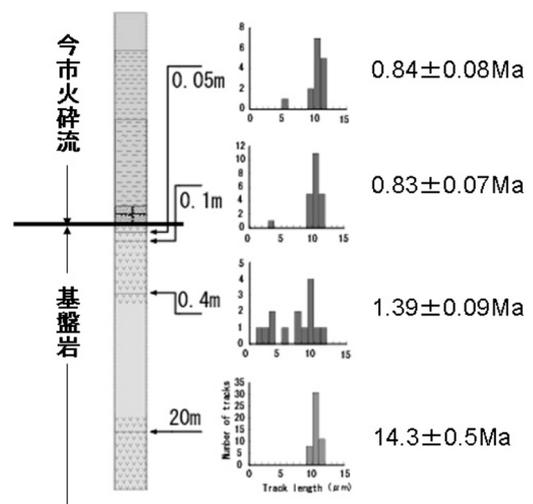


Fig.3.1-8 境界部からの距離と年代値・トラック長 (松崎ほか, 2004¹⁶⁸⁾)

一方、火砕流堆積物による基盤岩への熱的影響を数値実験によって検討するため、Kamata et al. (1993)¹⁷²⁾ による一次元熱拡散モデルによって深度ごとの温度変化を計算した。ここで温度 T [$^{\circ}\text{C}$] は、

$$T = 0.5(T_0 - T_s) \left[2\operatorname{erf} \left(\frac{x}{2\sqrt{\alpha t}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{x-d}{2\sqrt{\alpha t}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{x+d}{2\sqrt{\alpha t}} \right) \right] + T_s \quad (3.1-1)$$

となる。ただし、 T_0 [°C]は火砕流の定置温度、 T_s [°C]は基盤岩の温度、 x [m]は火砕流堆積物と基盤岩の境界からの距離、 t [年]は時間、 α [m²/年]は熱拡散係数、 d [m]は火砕流堆積物の層厚である。このモデルによって、 $T_0=730$ [°C]、 $d=50$ [m]とした場合の深度ごとの温度の経時変化をFig.3.1-9に示す。これによると、境界から数十 cm の領域では、350°C以上まで温度が上昇するのに対して、20 m では200°C以下となる。Yamada et al. (1995)¹⁶⁵⁾の fanning モデルによると、数百年オーダーでアニーリングを受けていた場合にトラックの短縮が生じる温度 (PAZ の下限の温度) は、約 300°C以上と推定できるが、この結果は数値実験と整合的であり、熱年代学的手法による大規模珪長質火砕流の熱的影響の評価は、おおむね妥当であることを示唆する。

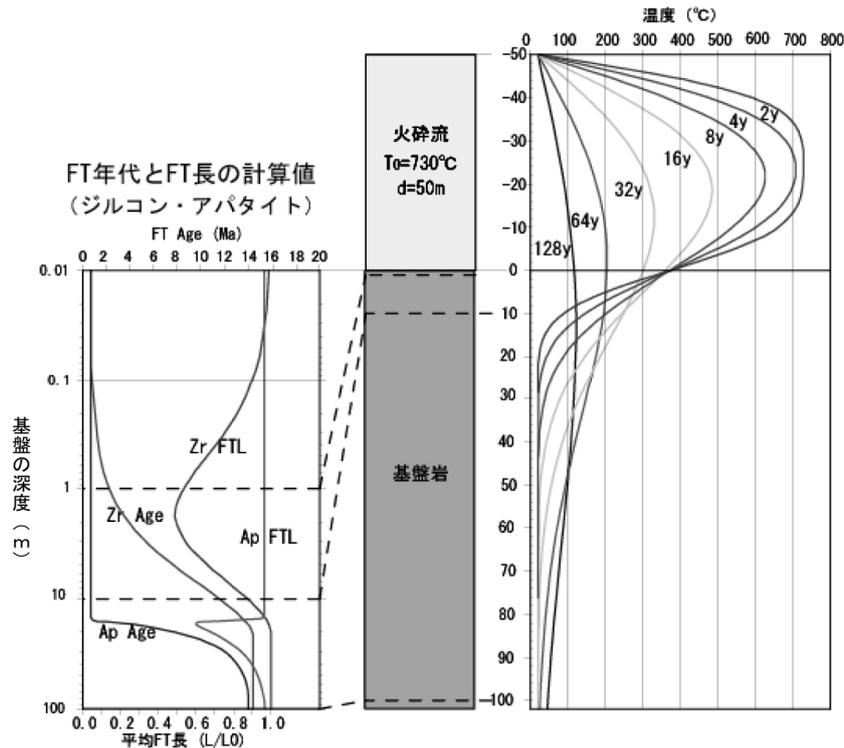


Fig.3.1-9 一次元熱拡散モデルによる深度-温度曲線 (松崎ほか, 2004¹⁶⁸⁾)

(d) まとめと今後の展望

地層処分への活用を考えた場合、古地温・熱水系の復元技術においては、100°Cあるいはそれ以下の比較的低温の領域に適用できる地質温度計が必要となる。

近年、鉱物中に含まれる少量の He 同位体の高精度測定が可能になってきたことから、ウラン・トリウム・ヘリウム法 ((U-Th)/He 法) による年代測定が行われるようになってきた。(U-Th)/He 法は、 α 壊変核種による放射壊変によって生じた ⁴He を用いた放射年代測定法であるが、⁴He の閉鎖温度は同一鉱物を対象とした他の測定系に比べて低温側に存在すると考えられている (Farley, 2002¹⁷³⁾)。例えば、アパタイトにおける ⁴He の閉鎖温度は 68±5°C (Farley, 2000¹⁷⁴⁾) であり、FT 法の閉鎖温度 (100~110°C, Harland et al., 1989¹⁷⁵⁾) よりも低温側である。さらに、⁴He の部分保持温度帯 (partial retention zone) は 35~75°C と見積もられている (Farley and Stockli, 2002¹⁷⁶⁾)。このことから、アパタイトにおける (U-Th)/He 法は、100°C を下回るような温度領域に対する有効な地質温度計と考えられる。今後は、これらの低温領域の温度を見積もることができる地質温度計を中心に天然試料への適用性についての検討を進めるとともに、熱年代学的手法を用いた調査技術の体系化を図っていくことが重要となる。

3.2 地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術

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（断層活動、火成活動など）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。一般に、地下深部のマグマ等の存在を検出するための方法には、①地震波、②地殻変動、③電磁気、④火山ガスを利用した調査技術が用いられる（兼岡・井田編，1997¹⁷⁷）。原子力機構では、このうち地震波トモグラフィ、地磁気・地電流法（MT法）、希ガス同位体測定などといった地球物理学的、地球化学的手法について、事例研究を通じて、個別の要素技術の適用性を検討するとともに、調査技術の体系化を目指している。ここでは、地下深部のマグマ・高温流体などの調査技術の概要を示すほか、MT法の適用性について検討した鳴子火山での研究事例、非火山性の地熱地帯の熱源について検討した紀伊半島南部での研究事例について紹介する（浅森・梅田，2005¹⁷⁸）。

(i) 地球物理・地球化学的手法によるマグマ・高温流体などの検出

活動的な火山や地熱地帯では、噴火予知や地熱資源開発の観点から地下深部構造の推定に関する調査・研究が数多くなされている。特に桜島、阿蘇山、有珠山、伊豆大島、雲仙岳、三宅島などの活動的な火山に対しては噴火予知に関する総合的な研究が精力的に行われており、主に地震、電磁気、重力、測地などといった地球物理学的的手法によってマグマなどを検出するための調査が行われている（例えば、科学技術・学術審議会測地学分科会，2002¹⁷⁹）。一方、地球化学的手法は、マグマから放出される流体やガスなどに含まれる特徴的な化学物質を地表やボーリングなどから検出することによって、間接的にマグマの存在を推定するものである。いずれの方法も、地下深部のマグマなどから直接的に得られた情報ではなく、いくつかの仮定を前提に解釈される。従って、調査結果の信頼性を向上させるためには、独立した観測・解析に基づく複数のデータによって総合的な評価を行うことが重要となる。

(a) 調査技術の概要

① 地震波トモグラフィ法

地震波トモグラフィ法は、人工地震や自然地震の実体波の走時データを用いて、地球内部の地震波速度構造を推定する手法であり、Aki and Lee (1976)¹⁸⁰ によって提案された。その後、いくつかの改良が加えられたほか、計算機的能力や観測データの質と量の向上がなされ、現在では三次元的な地下深部構造を推定するための主要なツールの一つとなっている。一般に、地震波速度は岩石の種類、流体の飽和度、温度、圧力などによって変化するため、マグマやそれに関連する流体などが存在する高温かつ飽和度が高い領域は、低速度域となると考えられる。わが国においても、いくつかの火山や島弧スケールでの三次元の地震波速度構造が推定されているが、これらによると、活火山下の地殻には、P波・S波速度が数%遅い低速度域が存在していることがあり、それぞれの火山に対応するマグマなどの存在を示唆していると考えられている（例えば、Zhao et al., 1992¹⁸¹; Nakajima et al., 2001¹⁸²; 浅森・趙，2001¹⁸³; 浅森ほか，2003a¹⁸⁴）。さらに、近年、わが国に整備された高密度の地震観測網によって、精度の良い地震データが蓄積されつつあり（小原，2001¹⁸⁵）、地震波トモグラフィ法は、地下深部のマグマや高温流体などを確認するための手法としてより一層期待される。

② 地磁気・地電流法 (MT 法)

地球は導体であるため、外部起源の自然電磁場変動に対応した電流が地下に誘導される。MT 法とは、地磁気と地電流を観測し、磁場変動に対する電場変動の比 (インピーダンス) を測定することによって、地下深部の比抵抗構造を推定する地球物理学的手法の一つである。比抵抗は、岩石の電気の流れ易さを反映する物性値であり、一般に空隙率が高く、電気伝導度の高い流体を含む岩石では、低比抵抗を示す。MT 法は、地下の微弱な電流を測定するため、鉄道や送電線などといった人為的な影響を受け易いが、近年ではファーリモートリファレンス処理 (局所的な人工ノイズを除去するため、観測点から 100 km 以上離れた地域で水平磁場 2 成分を同時測定し、観測点のデータとの相互相関をとることによりノイズ成分を除去する方法) によって、低周波領域の電磁ノイズの影響を軽減することが可能となったため、より高い精度で深部の情報を得ることができる。わが国では、石油や地熱などの資源探査や地殻内物性の不均質性に関する研究などに用いられている。また、地下数 km 以深のマグマなどを対象に調査が行われた事例は少なく (例えば、Aizawa et al., 2004¹⁸⁶⁾)、今後は MT 法の調査技術としての適用性を検討していくことが重要である。

③ 希ガスなどの同位体

不活性ガスであるヘリウムは、地殻中での化学反応が生じにくいことから地下深部の化学的な情報を得るための重要な指標の一つである。特にヘリウム同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$ 比) は、大気・地殻・マントルで大きく異なることから、地下から放出されるガスの起源を推定するための重要な手段と考えられている。一般に、ヘリウム同位体比は、火山フロントから背弧側では MORB (中央海嶺玄武岩) の値 ($\sim 8 \text{ Ra}$; $\text{Ra} = 1.4 \times 10^{-6}$) に近く、前弧域では大気や地殻物質の寄与を示すような低い値が報告されている。火山周辺で観測されるガスや温泉水のヘリウム同位体比は、中央火口ほど高く、山体から離れるにしたがって低い値を示す (Sano et al., 1984¹⁸⁷⁾)。これは、上部マントルを起源とするマグマがマントルの初生的なヘリウムを地殻まで運搬し、火山ガスや温泉として地表にもたらしたものと考えられている。以上のことから、温泉ガスなどに含まれるヘリウム同位体比は、地下深部にマグマが存在する可能性を示唆する指標の一つに挙げられる。

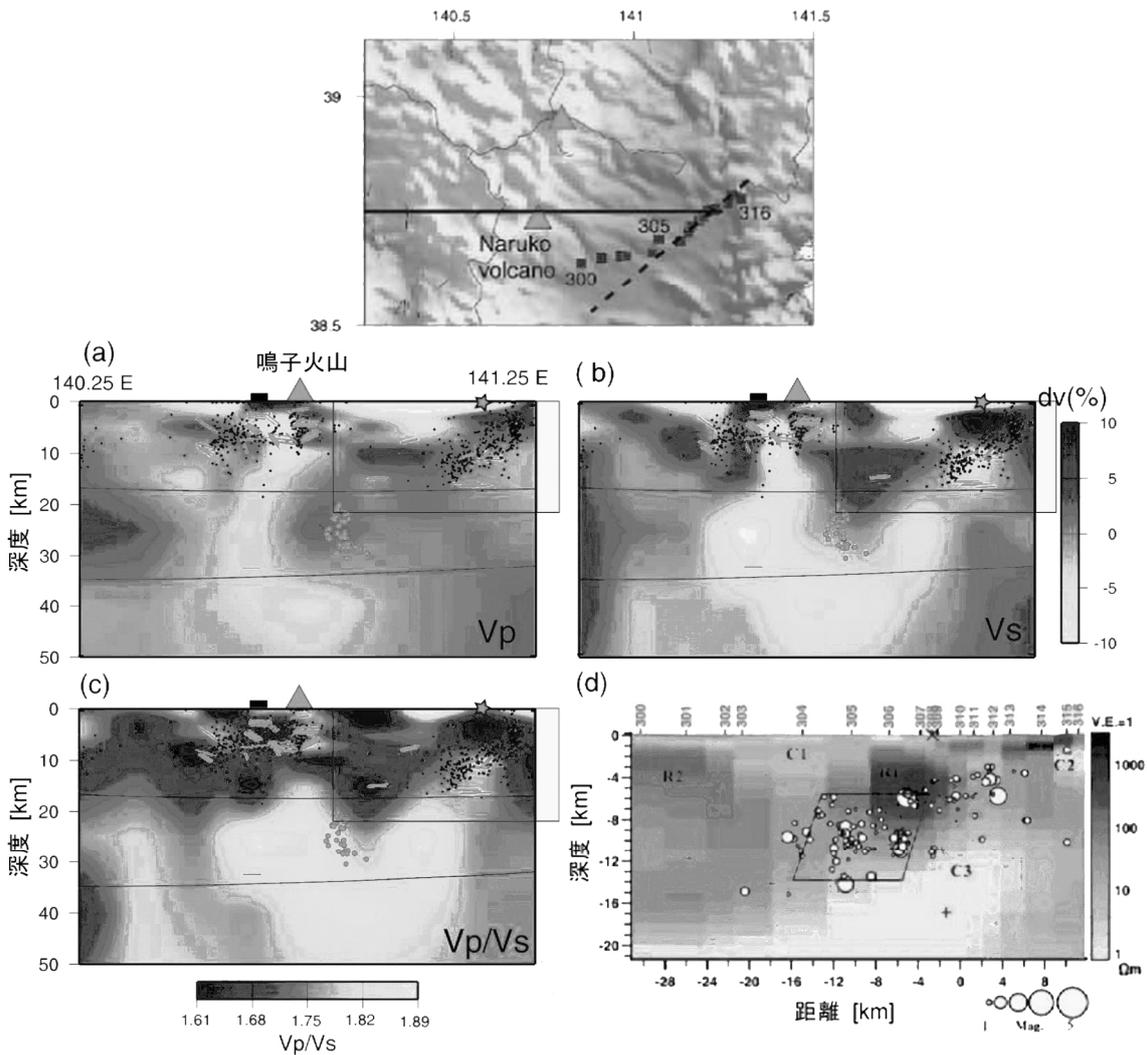
④ その他

マグマなどの存在の可能性については、上記のほか、地震発生層の深さ分布、S 波反射面の存在、地震波散乱体分布などの地震学的データや GPS 観測データに基づく解析などによる火山下の圧力源の推定などといった測地学的データなどによる解釈が行われている。

(b) 鳴子火山下の深部比抵抗構造

鳴子火山は、東北日本弧の火山フロントに位置する第四紀火山であり、直径約 7 km の不鮮明な輪郭を有するカルデラとその中央部の溶岩ドーム群からなる (土谷ほか, 1997¹⁸⁸⁾)。本火山の北方には第四紀の鬼首火山、北西には向町火山が位置する。本火山の活動は約 7.3 万年前に開始し、最新の活動は 9 世紀頃に生じている。

鳴子火山周辺地域においては、地震波トモグラフィーによって、詳細な三次元 P 波速度、S 波速度および P 波速度/S 波速度比構造の推定が行われている (Nakajima and Hasegawa, 2003¹⁸⁹⁾)。これによると、鳴子火山下の上部地殻からマントル最上部にかけて、顕著な低速度域が存在しており、部分熔融域 (マグマ) およびそれに関連する流体が存在していると考えられている (Fig.3.2-1)。前述したように、MT 法による活火山下の深部構造に関する研究事例は少ないことから、原子力機構では、地震波低速度域を横断する測線で地磁気観測を行い、活火山下の地震波速度構造と比抵抗構造との比較・検討を行っている (浅森ほか, 2004¹⁹⁰⁾; 浅森・梅田, 2005¹⁷⁸⁾)。



(断面図内の●は地殻内地震を、●は低周波地震、—は地震波の反射面を示す。)

Fig.3.2-1 鳴子火山周辺地域における P 波速度 (Vp), S 波速度 (Vs), Vp/Vs 断面図 (Nakajima and Hasegawa, 2003¹⁸⁹⁾)

電磁気観測は、2003年10月～11月に山形県新庄市から鳴子火山を通り宮城県築館町に至る約50 kmの区間において、1～5 kmの測点間隔で19点の観測点を設置し、電場2成分、磁場3成分の測定を行った (Fig.3.2-2)。また、観測データの人工ノイズの影響を低減させるため、約100 km離れた宮城県丸森町においても観測を行い、このデータをリモートリファレンス処理に使用した。比抵抗構造の解析に際しては、Groom and Bailey (1989)¹⁹¹⁾のテンソル分解により、構造の二次元性を確認したのち、N30°E方向の磁場とそれに直交する電場から得られるインピーダンスをTMモードと定義し、Ogawa and Uchida (1996)¹⁹²⁾のアルゴリズムを用いて観測されたインピーダンスを最も良く説明する地殻の二次元比抵抗構造を求めた (Fig.3.2-3)。

Fig.3.2-3によると、鳴子火山下の地下15 km付近には、10 Ω m以下の顕著な低比抵抗体が存在しているが、これらは地震波低速度域の分布とおおむね整合する。また、地殻内の温度構造の不均質性に起因すると考えられる微小地震発生領域の下限深度は、低比抵抗体の上面の形状と調和的であることから、この領域の温度は、周辺に比べて高温になっていることが示唆される。従って、鳴子火山下にみられる低比抵抗体は、マグマやそれに関連する高温の流体に起因すると考えられ、MT法がマグマなどの調査技術の一つとして有効な手法であることが確認された。

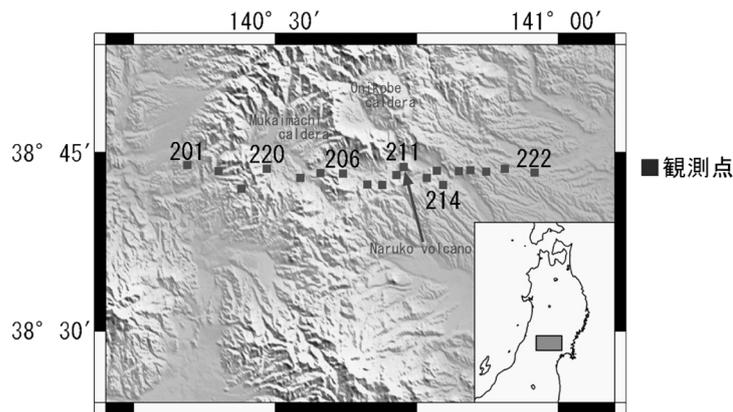


Fig.3.2-2 鳴子火山周辺の電磁気観測点の配置 (浅森・梅田, 2005¹⁷⁸⁾)

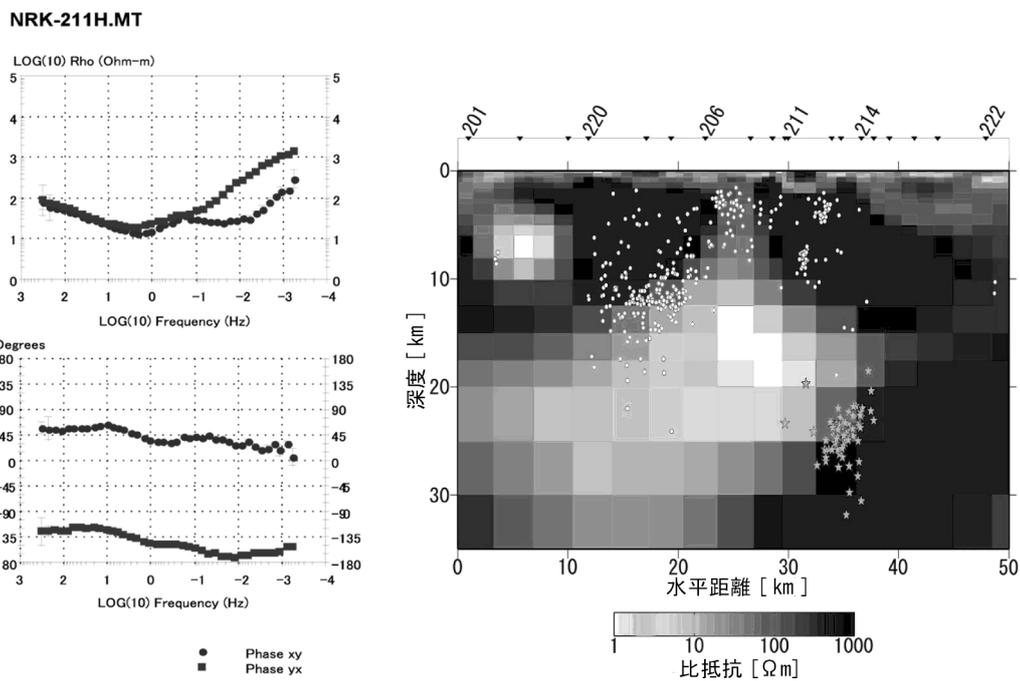


Fig.3.2-3 観測点 211 の見掛比抵抗 (左上), 位相 (左下) と鳴子火山下の比抵抗構造 (右) (浅森・梅田, 2005¹⁷⁸⁾)

(比抵抗断面図内の○は地殻内地震を☆は低周波地震を示す)

(c) まとめと今後の展望

地下深部のマグマや高温岩体などについては、地震波トモグラフィーや電磁気観測などによって解析した地震波速度構造、比抵抗構造などの物理量の異なる複数のデータを組み合わせることにより、その存在の可能性を検討できる見通しを得た。また、MT法は地震活動が活発でない静穏な地域にも活用することが重要な方法の一つであるが、人工的なノイズの影響を強く受ける。そのため、観測されたデータの S/N 比が比抵抗構造解析に及ぼす影響を定量的に把握するための評価手法の開発が今後の重要な課題である。

(ii) 非火山性温泉の熱源の推定

「第2次取りまとめ」については、原子力委員会原子力バックエンド対策専門部会 (2000) ⁷⁾ や OECD/NEA (1999) ⁸⁾ などによって、技術的な内容についての評価が行われるとともに、今後取り組むべきいくつかの課題が示されている。このうち、火山活動に関する研究では、火山フ

ロントより海溝側の地域などといった非火山地帯の高温異常が挙げられており、これらを引き起こす原因（熱源）の解明が求められている。本研究では、上記の現象が認められている紀伊半島南部を事例に、地球物理・地球化学的データを組み合わせることにより、非火山性温泉の生成メカニズムなどについて検討した。

紀伊半島は、西南日本弧の前弧域に位置し、半島の下にはフィリピン海プレートの一部である前・中期中新世に形成された四国海盆が沈み込んでいる。半島中～南部では、 $80\sim 100\text{ mW m}^{-2}$ の高い地殻熱流量が観測されるほか、湯の峰（ $92.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ）、白浜（ $78\text{ }^{\circ}\text{C}$ ）などといった非火山地帯では特異な高温泉が存在する（Fig.3.2-4）。紀伊半島における温泉の熱源については、これまでにいくつかの研究が報告されている。中村ほか（1958）¹⁹³は、高温泉が中新世の石英斑岩などに伴って湧出していることから、これらの活動に関連する伏在火成岩体を熱源と考えた。これに対して新エネルギー・産業技術総合開発機構（1993）¹⁹⁴、大石ほか（1995）¹⁹⁵は、伏在火成岩体はすでに冷却していると考え、比較的若くかつ温かい四国海盆の沈み込みに伴う広域熱源からの熱伝導によるものと解釈した。一方、Wakita et al.（1987）¹⁹⁶は、温泉ガスの高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比や地震の反射波の存在などから下部地殻には熔融体（molten materials）が存在し、そこから上昇したマグマが H_2O や ^3He ガスを放出していると考えた。これらを踏まえ、今回、紀伊半島を事例に、温泉ガスのヘリウム同位体比の分布や地震波速度構造および比抵抗構造の推定を行うとともに、非火山性温泉の熱源の推定を行った。

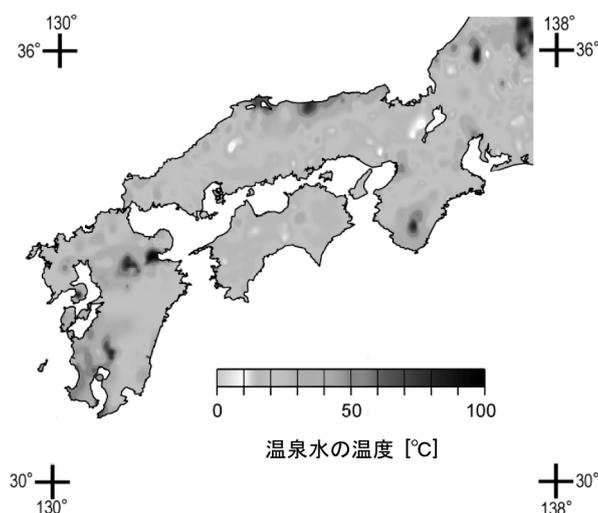


Fig.3.2-4 西南日本の温泉の温度コンター図（矢野ほか，1999¹⁹⁷）

(a) 温泉ガスのヘリウム同位体比

六甲断層帯・中央構造線付近から紀伊半島南部にかけての温泉では、前弧域としては例外的に高いヘリウム同位体比が測定されており、「近畿スポット」と呼ばれている（Sano and Wakita, 1985¹⁹⁸）。今回、紀伊半島やその周辺地域の温泉ガスのヘリウム同位体比の測定を行い、Matsumoto et al.（2003）¹⁹⁹などの報告とともに、ヘリウム同位体比の分布を取りまとめた（Fig.3.2-5）。これによると、紀伊半島の温泉ガスの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の多くは $2\sim 5R_A$ （ R_A ：大気の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 値）であり、MORBと大気の中間的な値を示す（角田ほか，2003²⁰⁰）。また、大気に比べて有意に高いヘリウム同位体比を示す温泉は、「近畿スポット」に限らず、紀伊半島全域にわたって分布しており、火山周辺で認められるような局所的な異常とは異なっている。一方、紀伊半島の北緯 35° 以北や四国の温泉のヘリウム同位体比は、他の前弧域と同じように大気と同程度あるいはそれ以下の値を示す（金沢ほか，2004²⁰¹）。

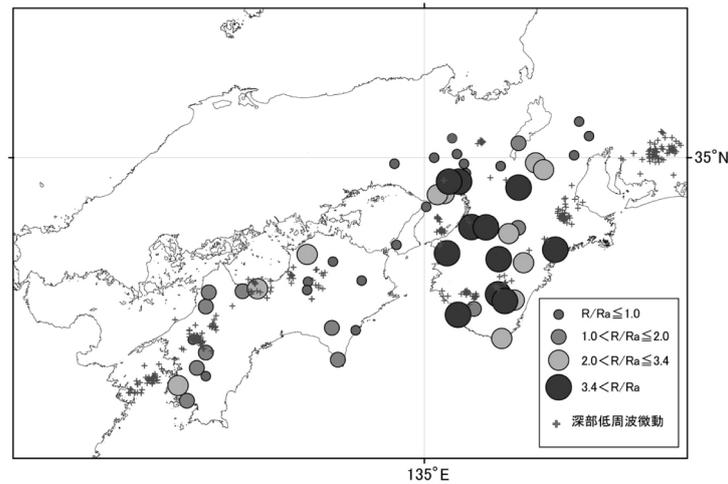


Fig.3.2-5 紀伊半島，四国の温泉ガスのヘリウム同位体比の分布

(b) 震源分布・地震波速度構造

紀伊半島の地震活動は、震源分布と発震機構解から地殻の上部、地殻下およびその中間で発生している地震に区分されている (Mizoue et al., 1983²⁰²)。また、半島中～南部の地下 50 km 以深に後続波を伴わない稍深発地震が見出されているが、これらは海洋地殻ではなくスラブマンテルにおいて発生した地震であると考えられている (Seno et al., 2001²⁰³)。今回、気象庁による一元化震源データを用いて、紀伊半島下の三次元地震波速度構造の推定を行った (谷ほか, 2002²⁰⁴; Salah and Zhao, 2003²⁰⁵)。Fig.3.2-6 によると、半島北西部の中央構造線沿いやその南側では、地殻から上部マンテルにかけて P 波、S 波低速度域が認められているが、半島中～南部の高温異常域下では、地殻内に顕著な低速度域が認められず、ポアソン比も小さい。

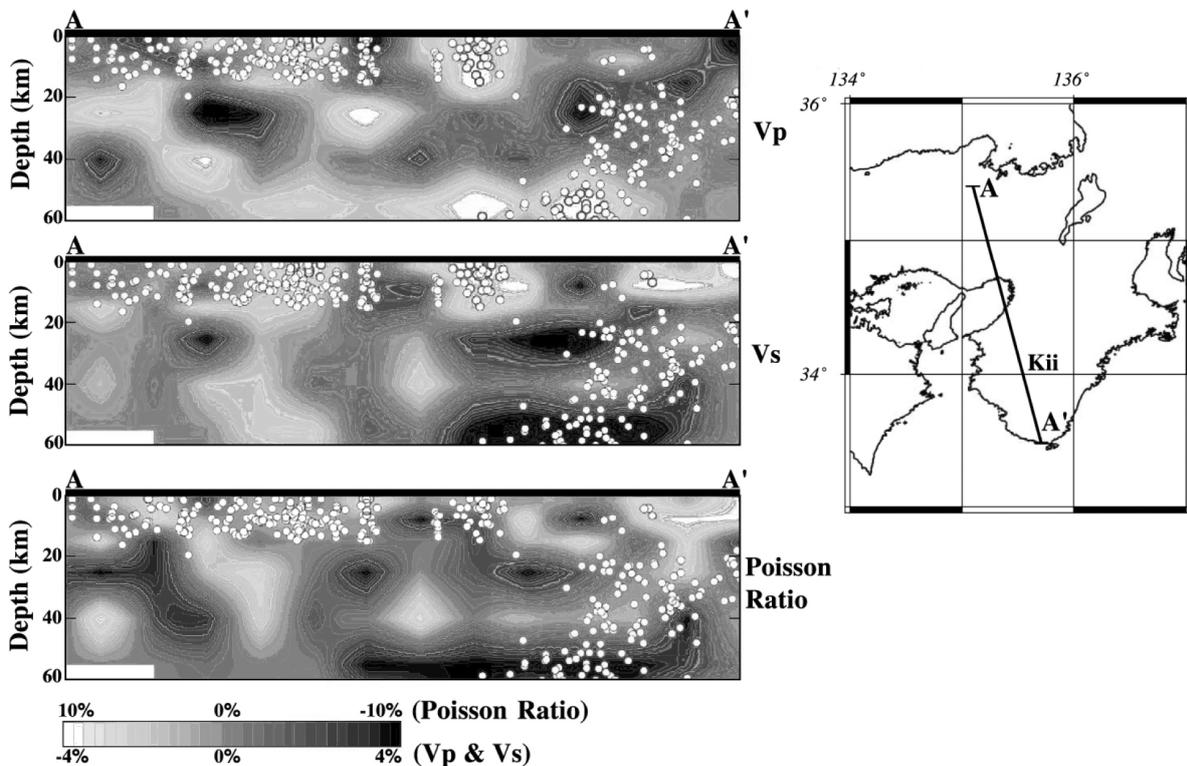


Fig.3.2-6 地震波トモグラフィーによる三次元地震波速度構造 (Salah and Zhao, 2003²⁰⁵)
(○は 1995～2002 年までの震源分布 (東京大学地震研究所データ))

(c) 深部比抵抗構造

紀伊半島下における比抵抗構造については、Fujita et al. (1997)²⁰⁶⁾によってスラブの沈み込み方向に沿った二次元断面が求められている。今回、本宮付近の高温異常域を東西に横断する約 50 km の区間において、9 点の観測点を設置し、電場と磁場の観測を行った。また、紀伊半島から約 500 km 離れた鹿児島県大口市においても観測を行い、このデータをリモートリファレンス処理に使用した。比抵抗構造の解析に際しては、構造の二次元性を確認したのち、EW 方向の磁場とそれに直交する電場から得られるインピーダンスを TM モードと定義し地下 30 km までの二次元比抵抗モデルを求めた (Fig.3.2-7)。これによると、熊野酸性火成岩類と大峯花崗岩類の下位には、これらに関連する伏在深成岩体と考えられる高比抵抗体が地表付近から地下 20 km 付近にわたって分布している (梅田ほか, 2003²⁰⁷⁾²⁰⁸⁾。また、本宮の西側の地下 10~15 km 付近に東西方向に伸びる 10 Ω m 以下の低比抵抗層が存在している (上原ほか, 2003²⁰⁹⁾; 梅田ほか, 2003a²⁰⁷⁾; 上原ほか, 2005²¹⁰⁾)。

(d) 非火山性温泉の熱源

地震波トモグラフィによって推定された地震波速度構造 (Fig.3.2-6) によると、紀伊半島中～南部の高温異常域下のスラブの上位には、マグマの可能性を示唆する地震波の低速度域や高ポアソン比を示す領域は認められない。一方、比抵抗構造 (Fig.3.2-7) では、地下 10~15 km 付近に低比抵抗層が存在するが、その内部において浅発地震が発生していることから、低比抵抗層が溶融体であるとは考えにくい。また、低比抵抗層に相当する領域は地震波高速度域となっている。このような事例については、いくつかの報告があるが、例えば、糸魚川-静岡構造線の東側の低比抵抗層については、地殻中に薄い流体層が存在していることによって説明されている (例えば, Ogawa et al., 2002²¹¹⁾)。従って、これらの低比抵抗層もマグマではなく、地殻中に存在する流体層である可能性が高い。また、これらの流体が高い温度やヘリウム同位体比を有しており、地表付近の地下水に関与しているとすれば、紀伊半島南部の高温泉の存在やヘリウム同位体比の異常をこの流体によって説明することができる。

近年、西南日本の前弧域の下部地殻とプレートの境界付近において、多くの低周波微動の発生が観測されているが、これらは沈み込むスラブの脱水によって生じた高温高压の超臨界流体が地殻に上昇していく過程において引き起こされたものと解釈されている (Obara, 2002²¹²⁾; Katsumata and Kamaya, 2003²¹³⁾)。また、紀伊半島下では、海洋地殻に加えてスラブマントルから脱水した高いヘリウム同位体比を有する流体が上昇していると考えられることから、紀伊半島南部の温泉やヘリウム同位体比の異常の起源は、これらの流体であると考えられている (梅田ほか, 2004a²¹⁴⁾; Umeda et al., 2005²¹⁵⁾)。

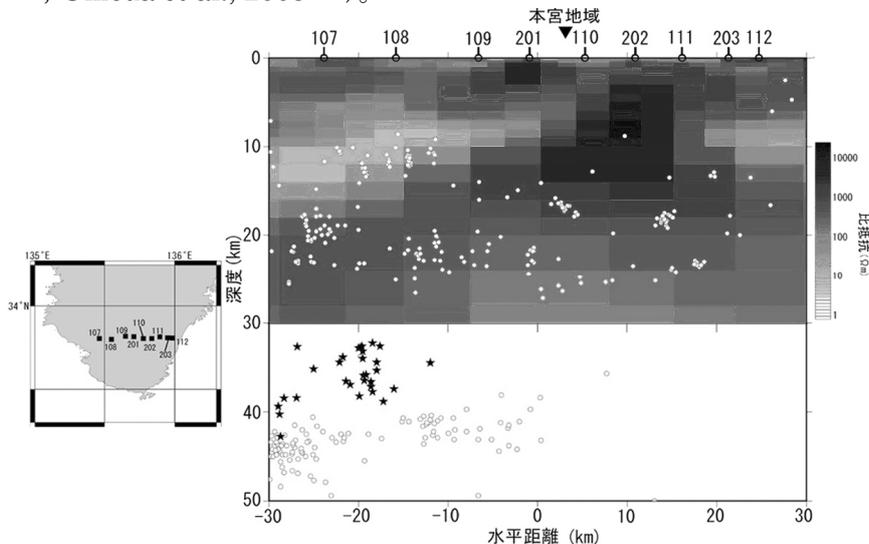


Fig.3.2-7 紀伊半島南部の二次元比抵抗構造 (梅田ほか, 2004a²¹⁴⁾)
(2002~2003年までに断面の南北10km以内で発生した微小地震(○)および低周波微動(★))

3.3 火山活動などの長期予測モデルの開発

わが国の火山活動は、中新世後期～鮮新世以降、現在の東日本・西日本火山帯に偏在していることから、現在のプレートシステムに大きな転換が生じない限り、火山フロントの顕著な移動などといった島弧スケールでの火成活動の場（東日本・西日本火山帯）に大きな変化が生じるとは考えにくい（核燃料サイクル開発機構，1999b⁴）。そのため、火山フロントより海溝側は、今後も火成活動が生じる可能性が極めて低い地域であると考えられる（高橋・Martin，2004²¹⁶）。

一方、火山活動は、火山フロントより日本海側においても、火山列や火山地域と呼ばれるある特定な地域に偏在する傾向が認められる。特に、火山フロント付近では、過去数百万年以上にわたって、火山地域の中で火成活動を繰り返している場合が多い（例えば、Kondo et al., 1998²¹⁷；横瀬ほか，1998²¹⁸；大場・梅田，1999²¹⁹）。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。東北日本の日本海側では、鮮新世から第四紀前半にかけて火山活動が認められなかったが、最近百万年以降に大型の成層火山が形成されている（林ほか，1996²²⁰）。また、火山フロントが明瞭でない、中国地方では独立単成火山群が広く分布している（例えば、Kimura et al., 2003⁷⁷）。同一の火道から噴火を繰り返す複成火山では、側火山が中心火道から分岐した放射状岩脈に由来するため、その範囲も限定されるが（中田・田中，2001²²¹）、独立単成火山群の場合には、単成火山の分布から、その活動範囲を推定することは困難である（高橋・Martin，2004²¹⁶）。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，2002¹⁰；総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会，2003¹¹）。

対象地域において、火山活動の発生の可能性を検討するためには、3.1、3.2 で述べたように、概要調査などで第四紀火山の存在や過去の熱水活動の痕跡のほか、地下深部のマグマや高温流体などの存在の有無を確認することが基本となるが、地層処分の信頼性をさらに高めるためには、長期予測の方法論やモデル化についての研究開発を進めることにより、安全評価に反映させていくことが重要である。火山活動の長期予測モデルについては、過去から現在までの変動傾向に基づく将来への外挿、統計・確率論的なアプローチ、現象のプロセスを考慮した数値シミュレーションなどが考えられるが、ここでは原子力機構が取り組んでいる確率論的なアプローチによる予測・評価について述べる。

(i) 確率論的なアプローチによる火山活動の長期予測モデル

地質環境の長期安定性の観点からの火山活動の長期予測は、噴火の短期的な前兆現象を捉えることを目指した、いわゆる噴火予知とは異なり、主に地質学的データに基づき、将来（数万年オーダー以上）の火山活動の生じる可能性を評価することを目的とする。これまで、確率論的なアプローチによる火山活動の長期予測に関する研究は、米国ユッカマウンテンのサイト評価を目的に行われている（例えば、Crowe et al., 1982²²²；Ho, 1991²²³；Connor and Hill, 1995²²⁴）。サイクル機構では、カーネル関数を用いた空間モデルや最近隣法による時空間モデルなどによって、独立単成火山群における単成火山が新たに発生する確率についての検討を行っている（例えば、Martin et al., 2003a²²⁵；Martin et al., 2003b²²⁶；高橋・Martin, 2004²¹⁶）。

(a) 空間モデル

確率論的なアプローチによる将来の火山の発生確率は、基本的に過去の火山の分布密度 $\lambda_{x,y}$ （単位面積あたりに発生した火山の数）と発生頻度 λ_t （単位時間あたりに発生した火山の数）によって計算される。このうち、空間モデルは、火山の分布密度をカーネル関数（Epanichnikov kernel function）によって求め、単位時間あたりの火山の発生頻度と予測期間から火山の発生確率の分布を計算するものである。

例えば、ある地点 p の周辺に分布する火山までの距離を d_i とすると、地点 p のカーネル関数は、式 (3.3-1) となる (Fig.3.3-1)。

$$\kappa(p) = \frac{2}{\pi \left(1 - \frac{d_i}{h}\right)}, \quad \frac{d_i}{h} < 1 \tag{3.3-1}$$

なお、 h (smoothing coefficient) は、地点 p の密度分布を計算する際に考慮すべき領域 (取り込み半径) である。ここで取り込み半径内に分布する火山 (n 個) をすべて考慮すると、地点 $p(x, y)$ における単位面積あたりの火山の分布密度 $\lambda_{x,y}$ は、式 (3.3-2) となる。

$$\lambda_{x,y}(p) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n h^{-2} \kappa(p) \tag{3.3-2}$$

ここで、地点 p を中心とした a [km^2] の領域において、時間 t [年間] において、火山が発生する確率は、式 (3.3-3) となり、各地点の確率を計算することによって、対象領域の確率分布を求めることができる。

$$P[N \geq 1] = \lambda_{x,y}(p) \lambda_t t a \tag{3.3-3}$$

空間モデルによって計算した、東伊豆単成火山群における今後 1 万年間の火山の発生する確率分布を Fig.3.3-2 に示す。なお、火山の分布と発生した年代に関するデータは、早川・小山 (1992)²²⁷、小山ほか (1995)²²⁸ から得た。 h は任意であるが、一般に h の値が小さいほど、火山の近傍の確率がより高くなり、確率分布の分散が大きくなるが、ここでは $h=7$ [km] とした。また、 a の面積は 100 km^2 とした。Fig.3.3-2 によると既存の火山が密集している地域ほど確率が大きくなり、確率の高い地域では、今後 1 万年間に火山の発生する確率が $1 \sim 3 \times 10^{-1}$ となった。これらの計算結果の信頼性を確認するためには、予測結果と最近発生した火山の分布との比較を行うことが有効である。東伊豆単成火山群では、相模湾の西部で手石海丘と呼ばれる海底火山が 1989 年に形成されたが、この地点の確率は、 10^{-2} オーダーとなった。

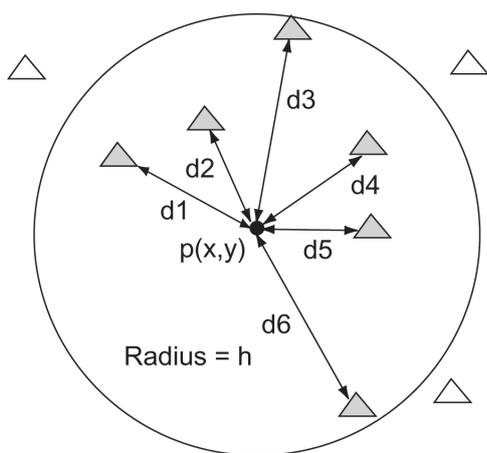


Fig.3.3-1 空間モデル (Epanechnikov kernel function)

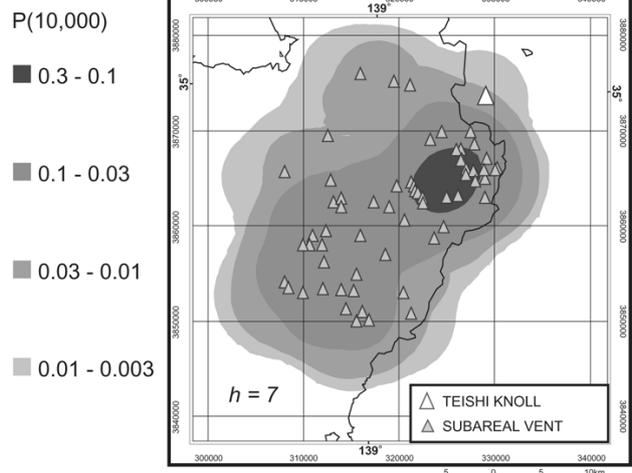


Fig.3.3-2 東伊豆単成火山群における今後 1 万年間の火山の発生する確率分布 (Martin et al., 2003b²²⁶)

(b) 時空間モデル

空間モデルでは、対象領域における火山の発生頻度を一律に仮定しているため、新しい火山と

古い火山の確率に対する重み付けが等価である。これに対して最近隣法 (nearest-neighbor methods) による時空間モデルは、地点 p の火山の分布密度と発生頻度を式 (3.3-4) として考慮している。

$$\lambda_{x,y,t}(p) = \frac{m}{\sum_{i=1}^m u_i t_i} \tag{3.3-4}$$

$\lambda_{x,y,t}(p)$ は、地点 $p(x, y)$ の周辺に m [個]の火山が存在する場合の単位時間・単位面積あたりの火山の分布密度である (Fig.3.3-3)。ここで、 u_i は地点 p から火山 v_i までの最短距離を半径とする円の面積であり、 t_i は火山 v_i が発生してから現在までの時間とする。ここで、 m は空間モデルの取り込み半径と同様に任意のパラメータである。さらに、火山の発生する確率は、ポアソン分布を適用することにより、式 (3.3-5) とする。

$$P[N \geq 1] = 1 - \exp[-t a \lambda_{x,y,t}(p)] \tag{3.3-5}$$

ここで、 a , t は空間モデルと同様に、地点 p 周辺の面積および予測期間である。

時空間モデルによって計算した、東伊豆単成火山群における2万年前～現在の火山の発生する確率分布を Fig.3.3-4 に示す。これは2万年前以前の火山の分布と年代のデータから2万年前～現在までの火山の発生する確率 ($m=7$) を求めたものである。実際に2万年前～現在までに発生した火山と確率分布を比較すると、これらの火山のほとんどは、 $1 \times 10^{-1} \sim 3 \times 10^{-2}$ の領域に分布していることがわかる。

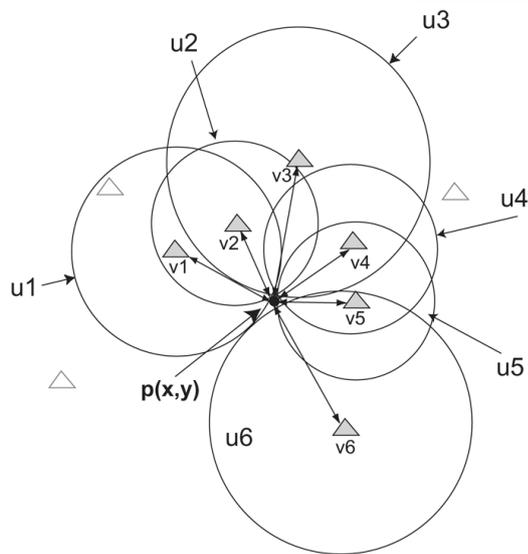


Fig.3.3-3 時空間モデル (nearest-neighbor method)

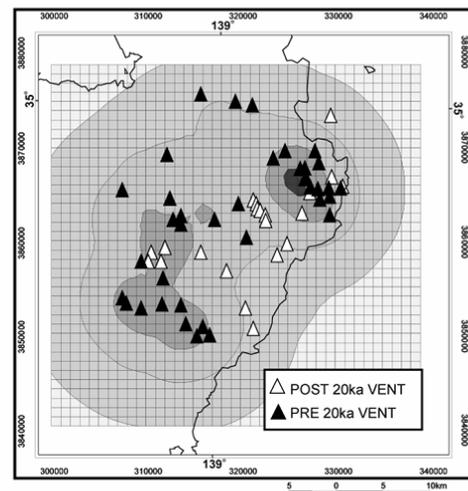
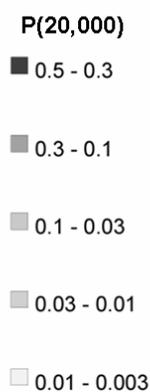


Fig.3.3-4 東伊豆単成火山群における2万年前～現在の火山の発生する確率分布 (Martin et al., 2003b²²⁶)

(c) 確率論的アプローチによる予測モデルの今後の展望

上記のように確率論的アプローチは、独立単成火山群における火山の将来予測にある程度有効であると考えられる。しかしながら、東伊豆単成火山群の事例では、モデルに取り込んだ火山の分布に関するデータを陸上において確認されたもの限定しており、海側では過小評価している可能性があるといった問題点がある。また、実際の独立単成火山群における火山活動は「点」の移動ではなく、一定の方向性をもった火山クラスターの移動という形で生ずることが多いが、このモデルでは火山クラスターの移動を取り扱うことは困難である。今後、モデルの信頼性をより

高めていくためには、経験則に加えて現象のプロセスを考慮したアプローチも併せて検討していくことが重要である。例えば、地下深部にマグマが存在している可能性がある地域では、火山発生の確率が他の地域に比べて大きくなる。したがって、マグマの存在の可能性を示すような地球物理情報など（例えば、地震波速度構造、地殻熱流量など）を考慮することによって、予測の信頼性が向上すると考えられる。Martin et al. (2004)²²⁹⁾は、東北日本を事例に第四紀火山の分布、形成年代に加えて、P波速度分布や地温勾配分布などの地球物理データをベイズ法によって確率モデルに組み込み、島弧スケールでの確率分布を求めている。今後は、このように異なった次元のデータを用いた **multiple inference** モデルの開発を進めていく予定である。

3.4 熱水活動などの影響評価モデルの開発

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、2002¹⁰⁾）。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他、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、原子力機構では、地下深部のマグマや高温岩体などから放出される熱エネルギーを適切に評価するための方法のほか、熱源周辺の地下水理の変化を予測するためのシミュレーション技術の開発などを進めている。

(i) 一次元熱輸送モデルによる熱ポテンシャルの評価

地下深部から放出される熱エネルギーを議論する際には、一般にボーリングによって取得された地温勾配（地下増温率）とコアの熱伝導率から求められる地殻熱流量を用いることが多い。しかしながら、火山地帯のように局所的な高温異常が認められる地域では、地温勾配が深度とともに変化している場合が多く、熱伝導に比べて流体流動による熱の輸送が卓越していると考えられている（例えば、湯原、1972²³⁰⁾）。そのため、火山地帯やその周辺地域から放出される熱エネルギーを評価する際には、熱伝導によって運ばれる熱（伝導熱流束）に加えて流体によって運ばれる熱（移流熱流束）を考慮する必要がある。Bredehoeft and Papadopoulos (1965)²³¹⁾および Clauser and Villinger (1990)²³²⁾は、一次元熱輸送モデルによって、坑井温度プロファイルから総熱流束（＝伝導熱流束＋移流熱流束）と流体の上昇速度（下降速度）の推定を行っている。原子力機構では、実際に測定された坑井温度プロファイルを用いて、Bredehoeft and Papadopoulos (1965)²³¹⁾および Clauser and Villinger (1990)²³²⁾によって総熱流束を計算し、解析方法の違いによる熱流束の見積り誤差などについて検討した。また、坂川ほか (2004b)²³³⁾による日本の坑井温度プロファイルデータベースを用いて総熱流束を計算し、わが国の熱流束の分布の特徴を検討する（梅田ほか、1999²³⁴⁾、2003b²⁰⁸⁾；坂川・梅田、2004²³⁵⁾；坂川ほか、2005a²³⁶⁾、2005b²³⁷⁾）。

(a) 一次元熱輸送モデル

Bredehoeft and Papadopoulos (1965)²³¹⁾および Clauser and Villinger (1990)²³²⁾による一次元熱輸送モデル（以下、「BPモデル」「CVモデル」という）は、伝導熱流束 Q_c [$W m^{-2}$]および移流熱流束 Q_m [$W m^{-2}$]の合計である総熱流束 Q_t [$W m^{-2}$]と、流体流動速度（ダルシー速度） v [$m s^{-1}$]が時間や深度によらず一定に保たれていると仮定している。透水層 L [m]の下面の温度 T_L [K]は、上面の温度 T_U [K]より高い（Fig.3.4-1）。熱伝導率 λ [$W m^{-1} K^{-1}$]については、BPモデルでは深度によらず一定とし、CVモデルでは各層で一定の多層構造としている。また、流体の密度 ρ [$kg m^{-3}$]、比熱 c [$J kg^{-1} K^{-1}$]は、深度によらず一定としている。

ここで、深度軸を鉛直下方にとり、熱流束と流体流動速度を上方に正とすると、伝導熱流束 Q_c [$W m^{-2}$]は、深度を z [m]、温度を T [K]として、式 (3.4-1) となる。

$$Q_c = \lambda \frac{dT}{dz} \quad (3.4-1)$$

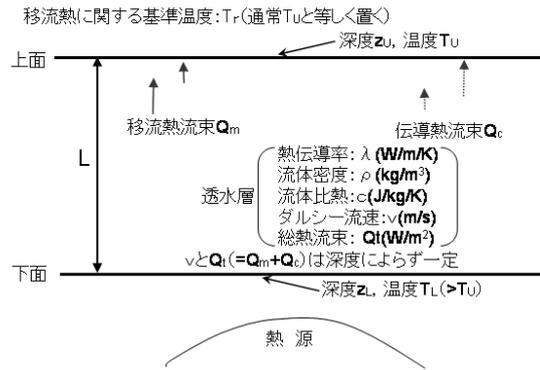


Fig.3.4-1 一次元熱輸送モデル概念図 (坂川ほか, 2005a²³⁶)

また、移流熱流束 Q_m [$W\ m^{-2}$]は、式 (3.4-2) となる。

$$Q_m = \rho cv(T - T_r) \quad (3.4-2)$$

基準温度 T_r は通常 T_U と等しく置くかまたは気温程度に設定する。 $Q_c + Q_m$ が深度によらず一定であるとすれば、透水層上面温度、下面温度が各々 T_U , T_L であることから、熱伝導率を一定としている BP モデルの場合の温度分布は、上面深度を z_U [m]、下面深度を z_L [m] とし、流体流動の強度を示す無次元パラメータ β ($\equiv -\rho cvL/\lambda$) を導入して式 (3.4-3) と書ける。

$$T = T_U + \frac{T_L - T_U}{e^\beta - 1} \left(e^{\frac{(z-z_U)\beta}{L}} - 1 \right) \quad (\beta \neq 0) \quad (3.4-3)$$

一方、CV モデルでは、 n 層の多層構造であり、第 i 層の熱伝導率を λ_i 、上面深度を z_i 、透水層上面での伝導熱流束を Q_{cU} とすると、第 i 層の伝導熱流束はその自然対数が式 (3.4-4) となる。

$$\ln(Q_c) = \ln(Q_{cU}) - \rho cv \left(\sum_{j=1}^{i-1} \frac{z_{j+1} - z_j}{\lambda_j} \right) - \frac{\rho cv}{\lambda_i} (z - z_i) \quad (z_i \leq z \leq z_{i+1}, 1 \leq i \leq n) \quad (3.4-4)$$

ただし、第 1 層については右辺第 2 項 $\rho cv \left(\sum_{j=1}^{i-1} \frac{z_{j+1} - z_j}{\lambda_j} \right)$ は 0 と規約する。この式では、 $\ln(Q_c)$ の z に対するグラフ勾配 ($\rho cv/\lambda_i$) が一般に層によって異なるが、それを平均して式 (3.4-5) のように近似している。

$$\ln(Q_c) \doteq \ln(Q_{cU}) - \frac{\rho cv}{\bar{\lambda}} (z - z_U) = \ln(Q_{cU}) - \frac{(z - z_U) Pe}{L} \quad (3.4-5)$$

ここで $\bar{\lambda}$ は透水層全体を代表する熱伝導率であり、 z_U は透水層上面の深度である。また、 $Pe(\equiv \rho cvL/\bar{\lambda})$ は、ペクレ数 (システム全体についての熱輸送に占める移流項の寄与の程度を表す無次元量) であり、均質媒体の場合には $-\beta$ と等しい。なお、透水層第 i 層の上面での温度を T_i とすると、温度に関するモデル曲線は式 (3.4-5) から、式 (3.4-6) となる。

$$T_{th}(z) = \left[\left(\frac{Q_{cU}}{\lambda_i} \right) / \left(\frac{Pe}{L} \right) \right] \left\{ e^{\frac{-(z_i - z_U) Pe}{L}} - e^{\frac{-(z - z_i) Pe}{L}} \right\} + T_i \quad (Pe \neq 0) \quad (3.4-6)$$

$(z_i \leq z \leq z_{i+1}, 1 \leq i \leq n)$

BP モデルでは、深度対温度の観測データのグラフに最も良くフィットする β を曲線回帰により求め、 $v = -\beta\lambda/(\rho cL)$ から流体流動速度を計算する (Fig.3.4-2)。移流熱流束は式 (3.4-2) から、式 (3.4-7) となる。

$$Q_m = -\frac{\beta}{L}\lambda(T - T_r) \quad (3.4-7)$$

$T_r = T_U$ であれば透水層上面での移流熱流束は $Q_{mU} = 0$ である。伝導熱流束は式 (3.4-1) と式 (3.4-3) から、式 (3.4-8) となる。

$$Q_{cU} = \lambda \frac{T_L - T_U}{e^\beta - 1} \cdot \frac{\beta}{L} \quad (3.4-8)$$

CV モデルでは、温度プロファイルと熱伝導率プロファイルから伝導熱流束プロファイルを計算し、その自然対数を深度に対してプロットして、式 (3.4-5) の回帰直線を得る。各深度の伝導熱流束 Q_c は、回帰直線から読み取り、流体流動速度 v は回帰直線の勾配 Pe/L に $\lambda/(\rho c)$ を乗じて求める (Fig.3.4-2)。移流熱流束 Q_m は、式 (3.4-2) の T に式 (3.4-6) の T_{th} を代入して計算できる。なお、ここでは $T_r = T_U$ の場合には、透水層上面での移流熱流束は $Q_{mU} = \rho cv(T_U - T_r) = 0$ であり、したがって総熱流束は $Q_t = Q_{cU}$ となる。

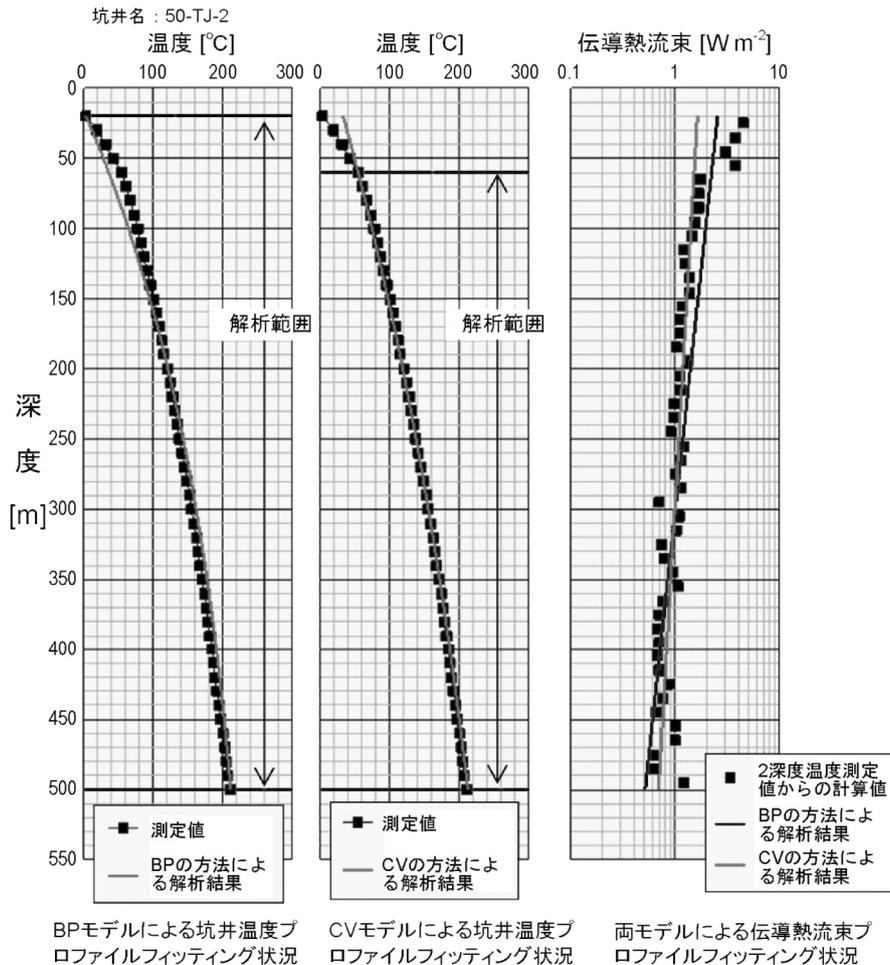


Fig.3.4-2 一次元熱輸送モデルによるモデル曲線フィッティングの例 (坂川ほか, 2005a²³⁶)

(b) BP モデルと CV モデルによる解析結果の比較

坑井温度プロファイルデータベース（坂川ほか，2004b²³³）に BP モデルと CV モデルを適用し，坑井ごとの総熱流束と流体流動速度を計算した。今回，解析方法の比較のため，熱伝導率は深度によらず一定とした。なお，岩石の熱伝導率は，データベースに掲載されている実測値を用いた。

BP と CV のモデルは，数学的には同一であるため，モデルにフィッティングする理想的な温度プロファイルについては，両者の解析結果は一致する。しかしながら，現実の温度プロファイルは，測定誤差や二次的な流動（側方流）などの影響によって，必ずしもモデルにフィッティングするとは限らず，解析上の誤差が生じることが考えられる。BP および CV モデルによって計算した総熱流束を比較したところ，解析方法による算定結果の違いは数%程度であった（Fig.3.4-3）。しかしながら，BP モデルでは，坑井温度プロファイルにモデル曲線をフィッティングさせるのに対して，CV モデルでは伝導熱流束の片対数グラフに回帰直線を当てはめることから，一般には，地下の温度構造の評価については BP モデルが，熱流束や流体速度の評価については CV モデルがより適しているものと考えられる。

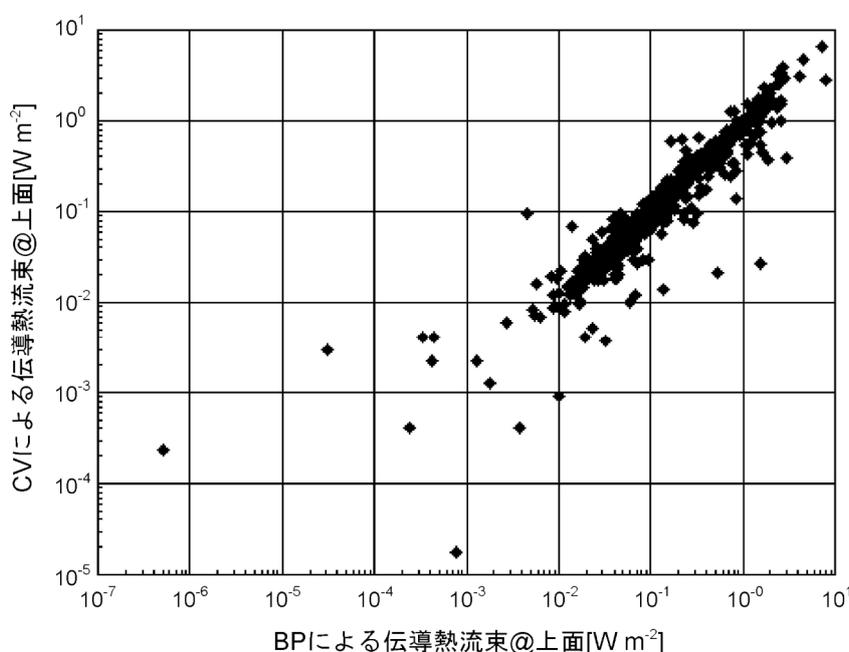


Fig.3.4-3 総熱流束の解析手法による違い（坂川ほか，2005a²³⁶）

(c) 日本列島における総熱流束の地理的分布

日本列島スケールでの総熱流束および流体流動速度の大局的な地理的分布の特徴を把握するため，緯度経度0.2度メッシュごとの格子データを作成した。総熱流束の分布をFig.3.4-4に示した。格子データは格子内に位置する坑井の総熱流束の平均値である。平均値については，全データの頻度分布が対数正規分布を示すことから，算術平均ではなく幾何平均とした。

Fig.3.4-4によると，第四紀の火山フロントから日本海側にかけて 0.2 W m^{-2} 以上の高い熱流束が観測されるのに対して，太平洋側では 0.05 W m^{-2} 程度のものが多い。この傾向は，山野ほか（1997）²³⁸による地殻熱流量（伝導熱流束）の分布と大局的には整合している。一般に，地殻熱流量は，太平洋側で $0.04 \sim 0.08 \text{ W m}^{-2}$ ，火山フロントから日本海側では 0.08 W m^{-2} 以上であり（山野ほか，1997²³⁸），これらをバックグラウンドとすれば，火山や地熱地帯では，地下深部のマグマや高温岩体などの影響によって移流による熱輸送が促進され，周辺地域に比べて総熱流束が10倍以上に及ぶと考えられる。

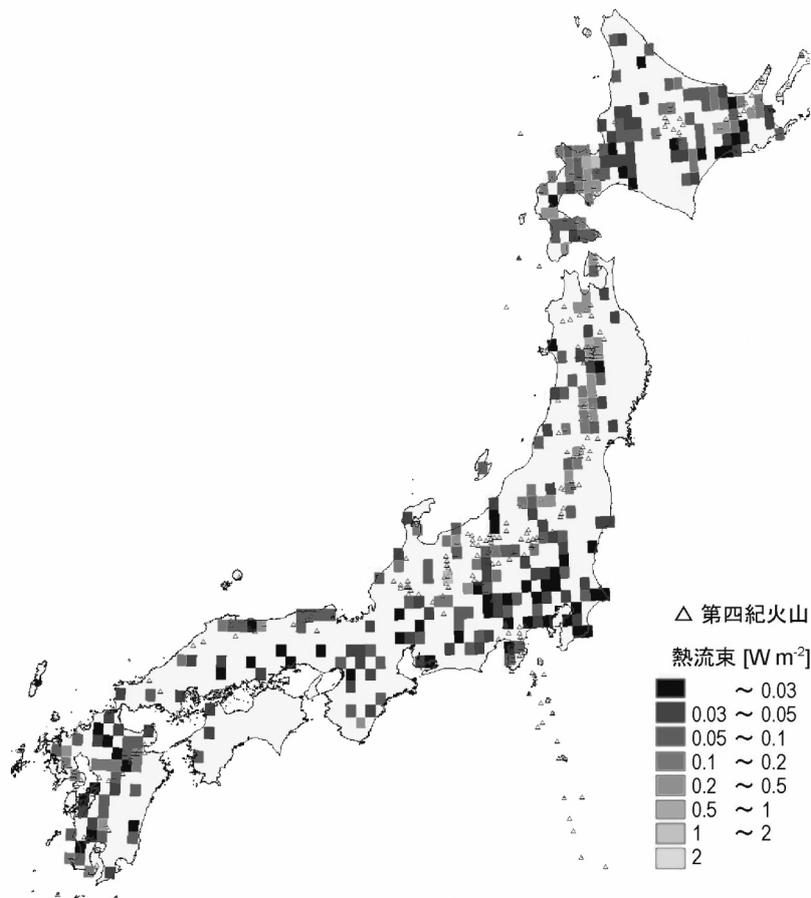


Fig.3.4-4 総熱流束分布（局所幾何平均）（坂川ほか，2005a²³⁶）

(ii) 三次元熱水系シミュレーション技術

原子力機構では、火山活動が地質環境に及ぼす影響を定量的に把握するための手法の一つとして、マグマ溜りの周辺岩盤の熱や地下水理などを計算するための解析コード Magma2002 の開発を行っている（坂川ほか，2005a²³⁶）。このコードは、地熱シミュレータ FIGS3C（Hanano and Seth, 1995²³⁹）をベースにして、冷却過程で比熱や流動性が変化するなどの特徴を持つマグマ溜まりが周辺に及ぼす影響を計算できるように改良したもので、三次元非定常熱・水連成解析を行うことができる。今回、島原半島の雲仙火山およびその周辺を対象に、このコードを用いた感度解析を実施した（坂川ほか，2005a²³⁶）。

(a) 解析コード

Magma2002 開発のベースとした FIGS3C は主として地熱系の開発以前の状態と地熱系の開発に対する応答を再現することにより地熱系の数値モデルを作成し、地熱系と地熱流体生産量の将来の挙動を予測するために使われてきた。

FIGS3C は地熱貯留層内の熱と流体の質量に関する保存則を差分法で解く。この場合、保存則は微分形式で表される。一方、Magma2002 は保存則を次式の積分形式で表し差分化（Integral Finite Volume Difference）して、温度や圧力を未知数としてその時間発展を解く。

$$\frac{d \left(\int_V G^k dv \right)}{dt} = \int_S F^k \cdot ndS + \int_V q^k dV \quad (3.4-9)$$

ここで V は解析領域内の任意の三次元領域、 S はその領域の表面、 \mathbf{n} は領域表面における内向き単位法線ベクトル、 t は時間 [s]、 k は質量に関する量か熱に関する量を示すインデックス、 G は単位体積あたりの質量 [kg m^{-3}] または熱量 [J m^{-3}]、 F は質量流束 [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-2}$] または総熱流束 [W m^{-2}]、 q は単位体積あたりの質量の湧き出し量 [$\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-3}$] または熱の湧き出し量 [W m^{-3}] である。熱の保存則では G は単相では温度と圧力、気液二相では蒸気飽和率と圧力で決まり、 F は温度勾配と圧力勾配と温度または蒸気飽和率に依存する。また、質量の保存則では G が温度と圧力、または蒸気飽和率と圧力で決まり、 F は圧力勾配に依存する。したがって式 (3.4-7) は温度と圧力、または蒸気飽和率と圧力を主変数として差分化できる。保存則の表現の変更により、Magma2002 ではグリッドをデカルト座標系格子状、円柱座標系格子状のほか任意の形状にできる (Table 3.4-1)。

Table 3.4-1 Magma2002 の特徴

項目	内容	備考
解法	完全陰解法	
差分化法	Integral Finite Difference	解析範囲がデカルト座標系格子状、円柱座標系格子状のほか任意の形状に分割可能
温度・圧力の解析範囲	5~1000°C, 0.1~1000 bars	流体物性の外挿により2000°C, 2000 barsまで計算できる
計算モード	熱・水連成, 熱伝導のみ	

さらに、Magma2002 では解析領域内の任意のグリッドの比熱、熱伝導率、熱の吸い込み量などを温度の関数として考慮できるように改良した。これにより、マグマの供給と漏洩が同時に起こり冷却過程で比熱や流動性が変化するマグマ溜まりが周辺に及ぼす影響を計算できる。マグマ溜まりの流動性の変化は直接にはマグマ溜まり内の温度分布に影響する。高温で流動性の高い状態ではマグマ溜まり内の温度は比較的均一に保たれ、冷却が進んだ流動性の低い状態ではマグマ溜まりの内部と表面とに温度差が生じると考えられる。Magma2002 では、流動性の高い高温ではマグマ溜まりの熱伝導率を高く設定し、流動性の低い低温ではマグマ溜まりの熱伝導率を低く設定することでマグマ溜まり内の温度分布のこのような変化を近似計算できる。

(b) 解析モデル

雲仙火山の半径 10 km 程度以内には新エネルギー・産業技術総合開発機構の地熱開発促進調査で掘削され坑井温度プロファイルデータベース (坂川ほか, 2004b²³³) に登録された坑井が 10 本あり、今回そのうちの 4 本について総熱流束などの解析を実施した。うち 1 坑井の坑井温度プロファイルをモデル曲線とともに Fig.3.4-5 に示す。この坑井では伝導熱流束は解析範囲上面で 0.10 W m^{-2} 、解析範囲下面で 0.57 W m^{-2} 、総熱流束は深度によらず 0.10 W m^{-2} である。解析の結果、4 坑井の総熱流束は $0.054 \sim 0.20 \text{ W m}^{-2}$ である (Fig.3.4-6)。解析モデルの作成に当たっては、火山体の直下にマグマ溜まりが存在すると仮定して、モデル化を行った。なお、雲仙火山周辺の震源分布や地震波速度構造の結果によると、火山体の直下にマグマ溜まりが存在することが示唆されている (浅森・趙, 2001¹⁸³)。

解析領域は、熱輸送の場を広く取り込むよう東西 41 km×南北 41 km×深さ 25 km とし、デカルト座標系格子状に分割した。グリッド幅は水平方向に 1 km、深さ方向に 0.2~1 km で、グリッド数は東西方向 41×南北方向 41×深さ方向 33 である。この領域の中心 (雲仙火山) の直下に 5 km 四方の立方体と仮定した 1000°C のマグマ溜まりを設定した。マグマ溜まりの温度は東宮 (2000)²⁴⁰を参考に設定した。解析は、マグマ溜まりの深度 (上面深度) と母岩の浸透率を考慮した CASE1

～4の4つのケースについて計算を行った (Table 3.4-2)。CASE1は基本ケースであり、母岩の浸透率は 10^{-18} m^2 、マグマ溜まり上面深度は 20 km である。CASE2はCASE1の母岩の浸透率を10倍の 10^{-17} m^2 としたケースである。CASE3はCASE1のマグマ溜まり上面深度を10 kmと浅くしたケースである。CASE4はCASE1のマグマ溜まり上面深度を10 kmと浅くし、母岩の浸透率を大部分で10倍の 10^{-17} m^2 、深度3 km以浅で 10^{-15} m^2 、マグマ溜まり上面から深度3 kmまでの柱状領域で 10^{-16} m^2 としたケースである。また、マグマ溜りの温度は一定とし、定常状態とみなせる50万年後または100万年後まで計算した。なお、上部境界は地表面を固定水頭境界で自由浸出面とし、マグマ溜りは不透水とした。

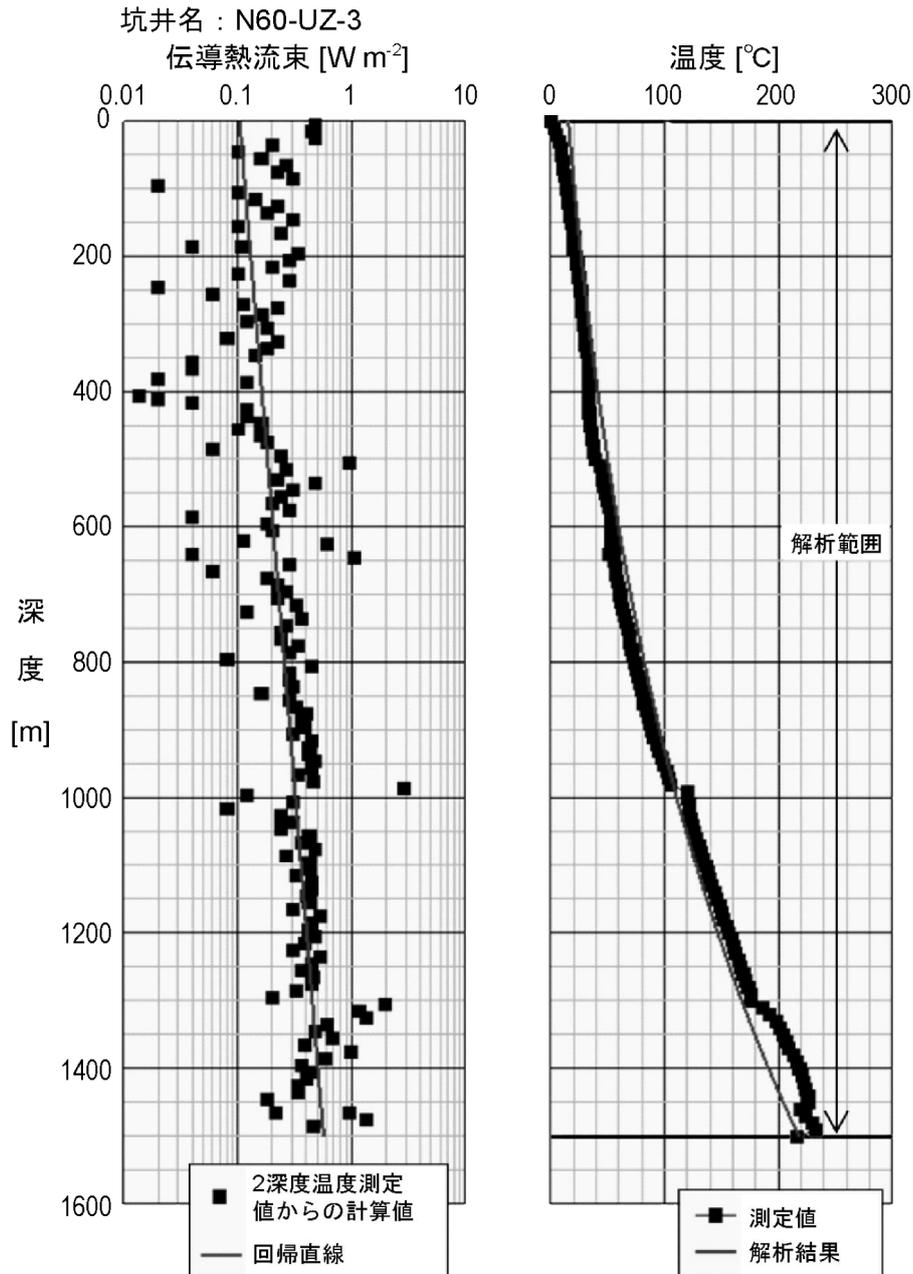


Fig.3.4-5 雲仙火山付近の1坑井の坑井温度プロファイルと一次元熱輸送モデルのモデル曲線 (坂川ほか, 2005a²³⁶)

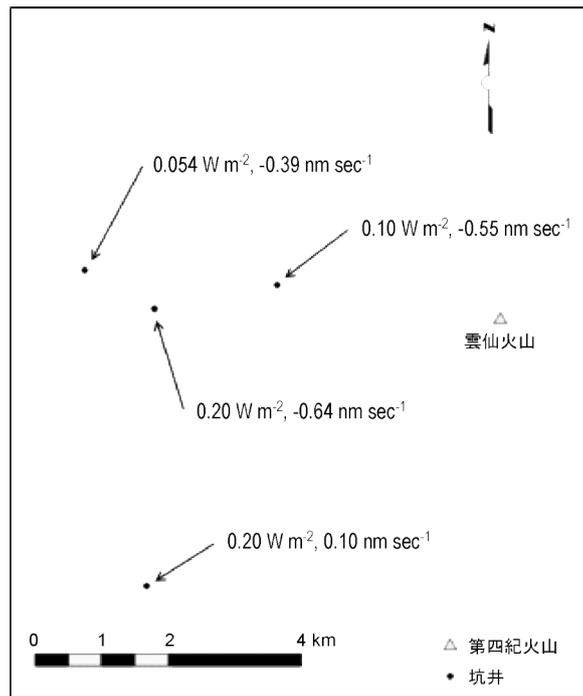


Fig.3.4-6 雲仙火山周辺の坑井の分布と総熱流束および流体上昇速度
(熱流束と流体流動速度は上方を正とする。)

Table 3.4-2 解析モデルの概要

	CASE1	CASE2	CASE3	CASE4
解析範囲の寸法	東西 41 km×南北 41 km×深さ 25 km			
マグマ溜まり寸法	5 km立方			
マグマ溜まり上面深度	20 km		10 km	
マグマ溜まり温度	1,000°Cで均一，恒常			
初期温度	上面で 25°C，マグマ溜まりを除く母岩で温度勾配が一律 30°C/km			
境界条件	上面の温度・圧力を固定した。雲仙火山を直径 10 km程度の円錐形に近似し，標高に応じて上面圧力に地域差を与えた。その他の境界面は閉鎖。			
母岩浸透率	10 ⁻¹⁸ m ²	10 ⁻¹⁷ m ²	10 ⁻¹⁸ m ²	深度 3 km以浅で 10 ⁻¹⁵ m ² ，マグマ溜まり上面から深度 3 kmまでの柱状領域で 10 ⁻¹⁶ m ² ，その他は 10 ⁻¹⁷ m ²

(c) シミュレーションの結果

CASE1～3について計算した100万年後の地表境界の水平方向の総熱流束分布と鉛直方向の温度分布を Fig.3.4-7～9に，CASE4について計算した50万年後の地表境界の水平方向の総熱流束分布と鉛直方向の温度分布を Fig.3.4.2-10に示す。

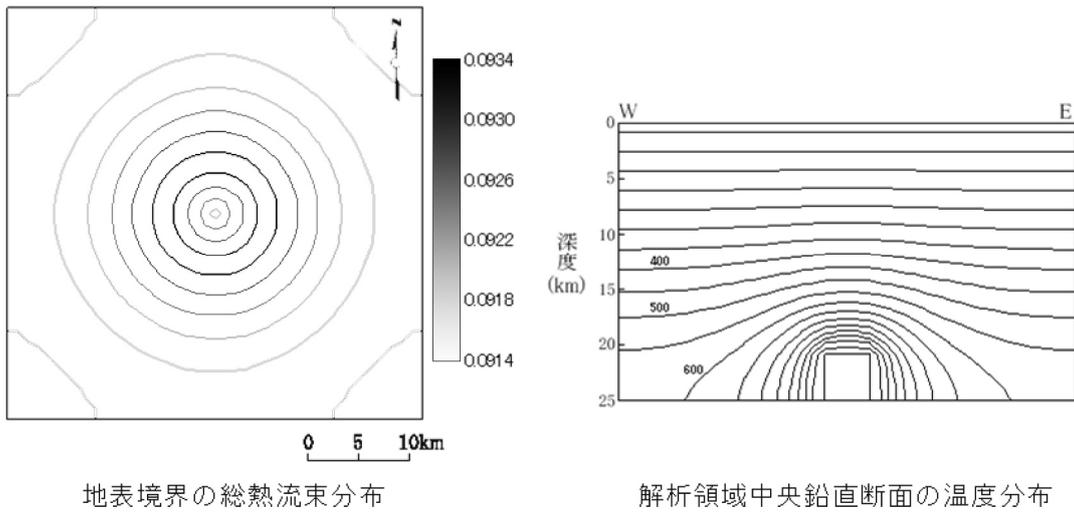


Fig.3.4-7 基本ケースのシミュレーション結果 (CASE1) (坂川ほか, 2005a²³⁶)
 (熱流束分布および温度分布の単位は, それぞれ[W m⁻²], [°C]で表示 (Fig.3.4-8~10 も同様))

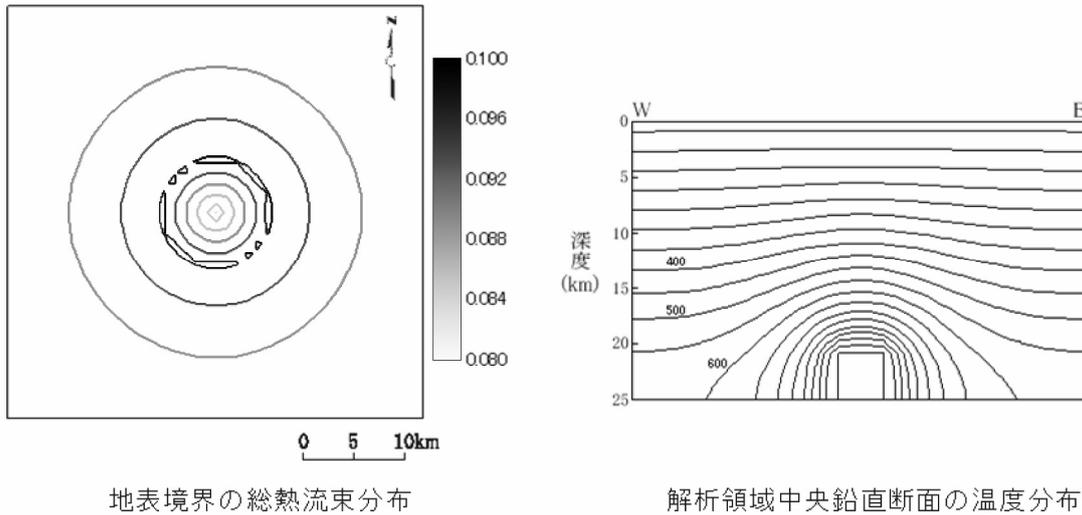


Fig.3.4-8 母岩の浸透率を大きくした場合の結果 (CASE2) (坂川ほか, 2005a²³⁶)

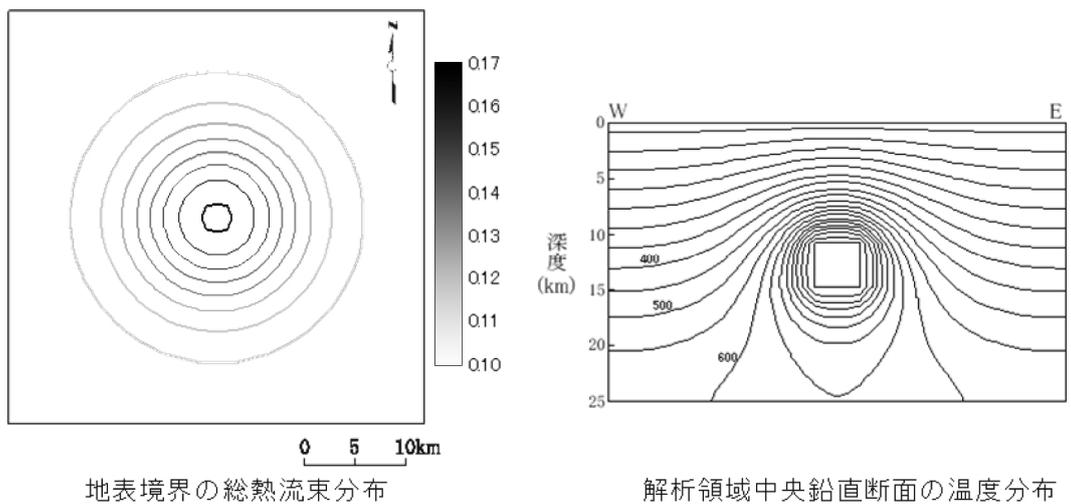


Fig.3.4-9 マグマ溜まりが浅い場合の結果 (CASE3) (坂川ほか, 2005a²³⁶)

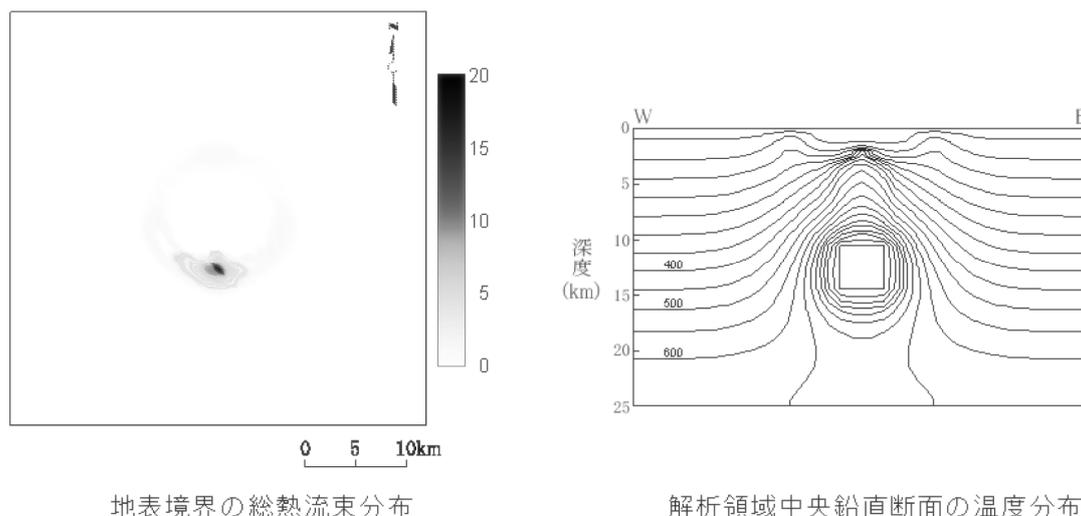


Fig.3.4-10 マグマ溜まりが浅く母岩の浸透率を大きくした場合の結果 (CASE4)

総熱流束分布は、マグマ溜まりが深度 10 km で母岩浸透率が 10^{-18} m^2 (CASE3) の場合には、火山の中心ほど大きく、火山から離れるにしたがって小さくなっているが、それ以外の場合では、火山の中心部で周囲より低くなっている。これは火山の高まりに由来する下降流の影響と考えられる。すなわち、火山は直径 10 km、高さ 1 km の円錐形に近似し、基盤は平坦面としているため、平坦な上面境界に対し地表標高の高い場所ほど高い水理ポテンシャル（圧力）を設定したこと起因する。

また、全体的な総熱流束はマグマ溜まりの深度が浅いほど大きい。母岩浸透率が 10^{-17} m^2 (CASE2) の場合は、基本ケースに比べて火山付近の総熱流束が大きくなっているが、火山から十分離れた地域の総熱流束は基本ケースと同程度である。マグマ溜まりが深度 10 km で母岩浸透率が大部分で 10^{-17} m^2 、浅部と火山直下でそれ以上 (CASE4) の場合は、火山中心から南方約 5 km の地点に 20 W m^{-2} 近い高い総熱流束が見られる。

鉛直方向の温度分布については、基本ケースでは、上面付近で温度勾配の深度変化が小さく、また水平方向の温度変化が小さい。また、マグマ溜まりの周囲では、マグマ溜まりに近いほど温度変化が大きい。マグマ溜まりの深度の違いについては、マグマ溜まりが 10 km (CASE3) の場合には、マグマ溜まり上方の温度勾配が基本ケースに比べ顕著に高くなっており、伝導熱流束がより大きいことを示唆する。母岩浸透率が高い CASE2 の温度分布は基本ケースに類似しているが、マグマ溜まり上方の温度がやや高くなっており、例えばマグマ溜まりの上方 5 km では基本ケースに比べて 40°C 程度高い。このことは、マグマ溜まりの熱の上方への輸送が移流によって促進されていることを示唆している。また、側方境界面付近とマグマ溜まり側方の温度は、基本ケースに比べてわずかに低くなっており、火山の周辺地域からマグマ溜まりに向かう下降流が大きいことを示している。マグマ溜まりが深度 10 km で母岩浸透率が大部分で 10^{-17} m^2 、浅部と火山直下でそれ以上 (CASE4) の場合には、マグマ溜まりから浅部に向かう上昇流と、上面境界の水理ポテンシャル分布に伴う浅部の対流による影響が温度分布に現れている。

これらの解析結果については、前述の坑井データから計算した総熱流束との比較を行うことによって、解析の妥当性が検討できる。坑井 4 本の総熱流束の算術平均が 0.14 W m^{-2} 、幾何平均が 0.12 W m^{-2} であるのに対して、基本ケースの火山付近の総熱流束は $0.092 \sim 0.093 \text{ W m}^{-2}$ であり、やや低めに再現された。母岩浸透率が高い場合 (CASE2) でも $0.08 \sim 0.10 \text{ W m}^{-2}$ とやや低い。これに対してマグマ溜まりが浅い場合 (CASE3) には $0.13 \sim 0.17 \text{ W m}^{-2}$ と計算され、観測結果より高い値を示す。また、マグマ溜まりが深度 10 km で母岩浸透率が大部分で 10^{-17} m^2 、浅部と火山直下でそれ以上 (CASE4) の場合には、火山から約 4~8 km の環状領域で 0.2 W m^{-2} 以上と

計算され、観測結果より高い値を示す。個別の坑井データによる総熱流束との関係については、実際の地形などの影響を十分に考慮する必要があるが、今回の解析結果は、坑井温度プロファイルから求めた総熱流束をおおむね再現したものと考えられる。以上のことから、Magma2002などの解析コードを用いた数値シミュレーションは、火山活動が地質環境に及ぼす影響を評価するための有効な手法の一つと考えられる。

ただし、Fig.3.4-6に示した雲仙火山の位置の西南西約4 km地点の雲仙温泉における放熱量は約21 MW、西南西約9 km地点の小浜温泉における放熱量は約50 MWと推定されている(Yuhara et al., 1981²⁴¹⁾)。雲仙温泉の面積を仮に2 km²とすると雲仙温泉における平均総熱流束は約10 [W m⁻²]にも達する。また、雲仙火山の西方～南西方には海拔-500 mで250°Cに及ぶ高温域が広く分布すると推定されている(新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1988b²⁴²⁾)。今回のシミュレーションではこれらの状況は十分に再現されておらず、これらは今後の課題である。

(d) 三次元熱水系シミュレーション技術の今後の展望

今回、Magma2002により、火山下の温度構造や地下水理の推定を行うとともに、実測値との比較を行い、解析コードの妥当性の確認を行った。前述したように、解析結果は、必ずしもすべての観測値を再現できていないが、これらの技術は、将来の火成活動に関連する地質環境条件の変化を予測するための、有力なツールの一つであると考えられる。今後は、地形や海の影響を考慮したモデル化技術や水質を取り扱えるような解析コードの整備、非火山地域における熱源の検討、非定常でのシミュレーションに対する検証方法の検討などの課題に取り組んでいく予定である。

4. 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究

4.1 三次元地形変化モデルの開発

日本における過去10万年間の総隆起量は、中部山岳地帯や地震性の隆起が生じている半島先端部などの一部地域を除けば、約100 m未満であり、侵食量は数十 mから100 m程度と推定されている。臨海平野など海水準変動の影響を受ける地域では、それに氷期の海水準低下量を合計した百数十 mから200 m程度の最大侵食(河川下刻)量が推定されている。そのため、地下処分施設の地表への露出などの直接的影響は考えられないが、このような隆起・侵食や繰り返し訪れる気候・海水準変動によりもたらされる地形変化は、長期間にわたり継続し、平野の発達に伴う海岸線の移動や岩盤の削剥による地質・地質構造や土被り、地下水の動水勾配などの変化を通じて、地下深部の地質環境へ影響を与える可能性が想定される。

そのため、地質環境の長期的な安定性を検討する上においては、隆起、侵食、堆積による将来の地形(勾配の大きさや方向)や地層(透水性に関与する地層の種類と厚さ)の変化を精度良く把握するとともに、水理地質構造や動水勾配などの境界条件がどのように変化していくのかを適切に評価することが重要である。さらに、地形変化については、傾動や断層活動など、地殻変動の様式や規模によって侵食速度(地形の変化速度)が異なってくることから、その変化量のみならず、地形変化の生じる場所およびその速さを加えて議論する必要がある。

このような背景から、隆起・侵食、気候・海水準変動に伴う、将来約10万年間の地形変化を三次元でシミュレートする技術(以下、「地形変化シミュレーション」という)の開発を進めるとともに、地形変化が将来の地質環境へ与える影響を評価するための技術開発の一環として、地形変化および気候変動を考慮した地下水流動のモデル化・解析を試行している。

(i) 地形変化シミュレーション技術

(a) 研究の概要

三次元地形変化シミュレーションでは、例えば流域全体のように、ある程度の広がりを持った地形が、10万年オーダーという時間スケールで、どのように変化していくのかを予測することを目的として開発を進めている。

地形変化はそのプロセスの違いにより、斜面域、河川域、海域に大きく分類される(Fig.4.1-1)。斜面では岩石の風化が起これ、それが移動することで地形が変化する。そこでは気候・植生・土壌などが関係しながら地形変化を生じさせている。そして、河川へ供給された土砂は水の働きにより、摩耗・破壊や分級作用を受けながら下流に運ばれる。その過程で、河川の下刻や側刻などの侵食作用や運びきれなくなった土砂の堆積作用などを通じて、地形が形成される。さらに、海では波浪や沿岸流の働きで地形が形成される。これらのシステムはさらに細かいサブシステムに分けられて認識・モデル化されることもあるが、斜面域・河川域・海域と接合されて全体的な地形システムを作っている。

三次元地形変化シミュレーションでは、斜面域と河川域を扱う内陸域を対象とした「三次元斜面・河川結合モデル」の基本プログラムを構築し、現在、入力パラメータなどの値を変更しながら試行している段階である。

本プログラムでは、解析領域を斜面域と河川域の地形変化プロセスに分類し、それぞれ異なる二次元の拡散方程式(時間を含む偏微分方程式)を基本方程式とし、それらを三次元で物質移動を計算できるように展開することによりプログラムを構築した。なお、斜面域については、植生など様々な要因の相互作用により物質の移動量が決まるが、本プログラムでは重力を原動力とする拡散現象による物質移動のみ考慮している。

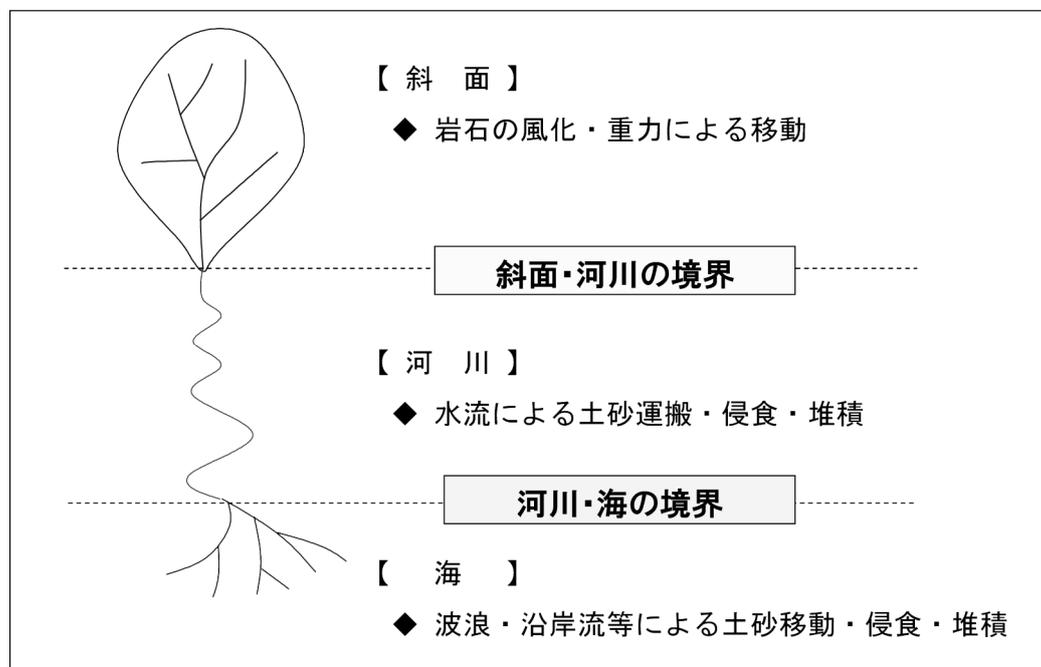


Fig.4.1-1 地形システムと物質移動

① 斜面域のシミュレーションの基本方程式

地形変化は物質移動によって生じることから、ある単位面積に流入する物質の量と流出する物質の量の差が、その単位面積の標高の動的変化、すなわち地形変化となる。したがって、物質のフラックス（移動量）を決める方程式が、地形変化シミュレーションの基本方程式となる。本シミュレーションでは、地形勾配に応じた拡散現象によるフラックスを計算する、平野（1966a²⁴³，1966b²⁴⁴）による式（4.1-1）の二次元斜面モデルを基本方程式として採用した。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (4.1-1)$$

ここで、時間 t における位置 x の高度を u とする。左辺の $\partial u / \partial t$ は高度の変化速度を示し、この式は高度の変化速度がラプラシアン（標高値の2次微分で、地形の凹凸を意味する）に比例する、すなわち地形が凸あるいは凹になっている度合いが大きいほど地形変化が速くなることを示す。係数 k は、地形学の分野では従順化係数と呼ばれ、物質の移動速度（地形変化の速さ）を表す。 k の値は地形の母材（母岩および斜面物質）によって決まるだけでなく、気候によっても変化する。

② 河川域のシミュレーションの基本方程式

一般的に、河川の勾配は河床の礫径と比例し、礫径は上流からの距離に応じて指数関数的に減少するため、その結果として河川の縦断形は上に凹の指数曲線となる。本シミュレーションでは、平野（1966a²⁴³，1966b²⁴⁴）による二次元斜面モデルを拡張し、場所 x の指数関数として決定される拡散係数を持つ、野上（1981a²⁴⁵，2000²⁴⁶）、Nogami et al.（2002）²⁴⁷による拡散方程式（式（4.1-2））を河川域の基本方程式として採用した。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k e^{rx} \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (4.1-2)$$

ここで、 r は比例定数で、地形変化シミュレーションでは河川縦断形の凹形の強さ（凹形度）を表す。この式は、左辺の河床高 u の時間変化速度（ $\partial u / \partial t$ ）が、河床勾配（ $\partial u / \partial x$ ）の変化率（ラプラシアン）に比例することを示し、従順化係数 k は起点からの距離に応じて指数関数（ e^{rx} ）で増加する。このことは、下流ほど物質の移動量が大きくなることを意味する。

(b) 三次元地形変化シミュレーションの試行例

土岐川流域を対象とした、三次元地形変化シミュレーションの結果を示す。ただし、シミュレーションに必要な入力パラメータについては、現在調査を行っている段階であり、具体的な数値が得られていないことから、ここでは仮想の値を用いた。

① 解析条件

①-1 解析範囲

地形変化シミュレーションでは、解析時間の経過とともに河川流路の位置や支流との合流点の位置が変化することから、解析領域全てを解析するためには、河川流路位置の変化が少ない箇所を選定する必要がある。そのため、土岐川流域の内、地形変化に伴う河川流路の位置変化が少ない、土岐市西方の溪谷部より上流の約 340 km² の範囲とした（Fig.4.1-2）。

①-2 初期条件

現在の地形を初期条件とした。解析には水平解像度 10 m の数値標高モデル（以下、「10 m-DEM」という）を用いた（Fig.4.1-3）。



Fig.4.1-2 解析対象位置図

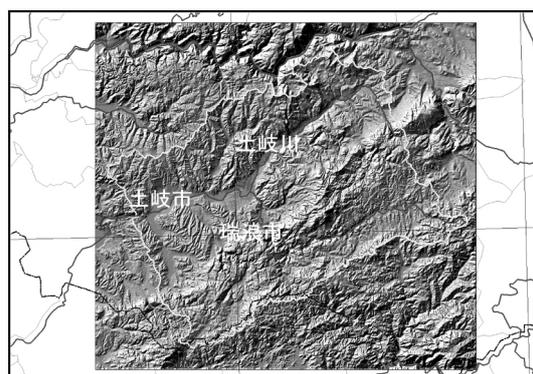


Fig.4.1-3 解析範囲 DEM 陰影図

①-3 タイムコントロール

シミュレーションは、1年ステップで12万年間について計算した。3万年後までを現在と同様な温暖期とし、3～6万年後を寒冷期、6～12万年後を温暖期とし、温暖期と寒冷期の切り替えは瞬時とした。

①-4 地質条件

沖積層と岩盤の2つに区分し、沖積層の厚さは5mで一定と仮定した。

①-5 河川条件

河川流路幅は上流から下流まで1メッシュ(10m)で一定とし、流域面積が150メッシュ(15,000m²)以上の流路を河川、それ以下は斜面とした。河川流路は、シミュレーションにおいては、物質の移動方向は最大傾斜方向にのみと定義しているため、物質が移動した結果、1ステップごとに標高が変化し、前回とは異なる方向に物質が移動する場合もあるが、計算量が膨大になってしまうため、ここでは50年ごとに流路(物質の移動方向)の見直しを行った。なお、シミュレーションにあたっては、土岐川本流の流出口の標高(115.4m)は固定とした。

①-6 斜面域の従順化係数

従順化係数は、段丘などの地形断面形が初期の「角張った」状態から、時間の経過とともに「緩やかな」状態(動的平衡状態)へと移行する速さとして数学的に求められるものであり(野上, 1980²⁴⁸⁾、形成年代と初期形状が明らかな段丘崖などの測量結果やダム堆砂量などから求められ、地形勾配のほかにも、地形を構成する物質の侵食に対する強さや気候条件、植生などによってもその値が異なる。

本シミュレーションでは、ダム貯水池の流入土砂量を解析した結果から作成されている全国の土砂生産量の分布図(岡野ほか, 2003²⁴⁹⁾)から、解析エリア周辺の従順化係数を見積った(Table 4.1-1)。従順化係数は地質によっても異なるが、その具体的な値はよく分かっていないことから、沖積層については岩盤よりも固結度が小さく、地形の変化速度が速いことから、岩盤の5倍の値を与えた。また、寒冷期には、凍結融解による斜面崩壊が進行し、温暖期よりも地形の変化速度が速いと推定されることから、温暖期の2倍の値を与えた。

Table 4.1-1 シミュレーションで用いた斜面域の従順化係数

地 質	気 候	従順化係数(k)
岩 盤	温暖期	0.00021
沖積層		0.00105
岩 盤	寒冷期	0.00042
沖積層		0.00210

①-7 河川域の従順化係数

河川域のシミュレーションの基本方程式（上述の式（4.1-2））を用いて、河川域の物質移動量を計算すると、河川の下流では勾配が極めて小さくなることから、物質移動量が実際よりも過小評価された。そのため、本シミュレーションでは、現在の土岐川が「動的平衡状態」であると仮定し、河床の平衡勾配を地形学的に求め、平衡勾配との角度の差に応じて侵食・堆積が生じるものとして、勾配差に実効侵食率を乗じることにより侵食および堆積速度を算出した。

土岐川の「平衡勾配」については、屏風山断層を横切る付近より下流では遷急線の見られない比較的滑らかな凹型を示しており（Fig.4.1-4）、「動的平衡状態」に近いと考えられる。そのため、上流の急勾配の部分を除いて流域面積（DRN）の平方根と標高とで指数式のフィッティングを行うことにより、平衡勾配を計算した。

$$\text{河川の平衡勾配 (Tan)} = \exp(-0.003 \times \sqrt{\text{DRN}} - 2.30259) \quad (4.1-3)$$

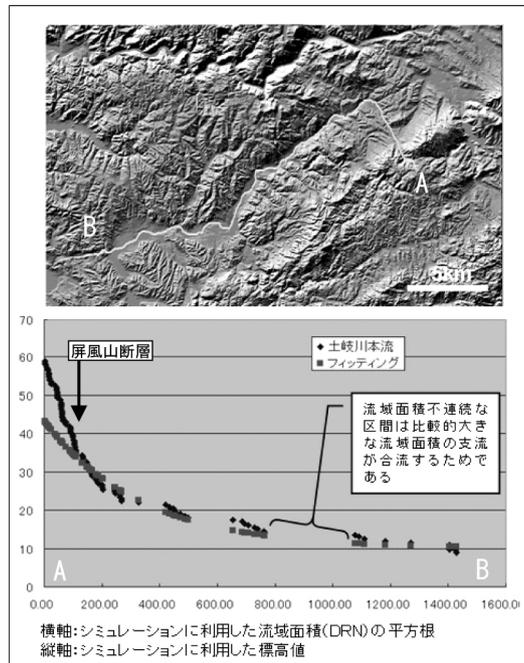


Fig.4.1-4 土岐川本流の河床断面図とそのフィッティング

また、実効侵食率については、流量（流域面積）の増加に伴って、侵食・運搬量が最初は比較的急速に立ち上がり、やがて「頭打ち」に達するよう、シグモイド曲線による侵食・堆積に係る係数（実効侵食力）の調整を行った（Fig.4.1-5）。

$$y = \frac{k}{1.0 + \exp(a \times (\log \text{DRN} - xc))} \quad (4.1-4)$$

ここで、 k は出力値に掛けられる値（従順化係数に相当）であり、 xc は出力値の中央値、 a は中央値 xc からの減衰・増加状態を定義する係数である。係数 a が大きければ中央値付近で急激に値が変化し、小さければ中央値から離れるに従ってなだらかに変化する。

寒冷期については、流量が温暖期の 1/3、すなわち、温暖期の流域面積（DRN）が 1/3 になると仮定して、温暖期同様に式（4.1-3）から平衡勾配を算出し、その結果を指数式でフィッティングすることにより、土岐川本流の寒冷期の河川の縦断面型を求めた（Fig.4.1-6）。

$$\text{河川平衡勾配 (Tan)} = \exp(-0.00173 \times \sqrt{\frac{\text{DRN}}{3}} - 2.30499) \quad (4.1-5)$$

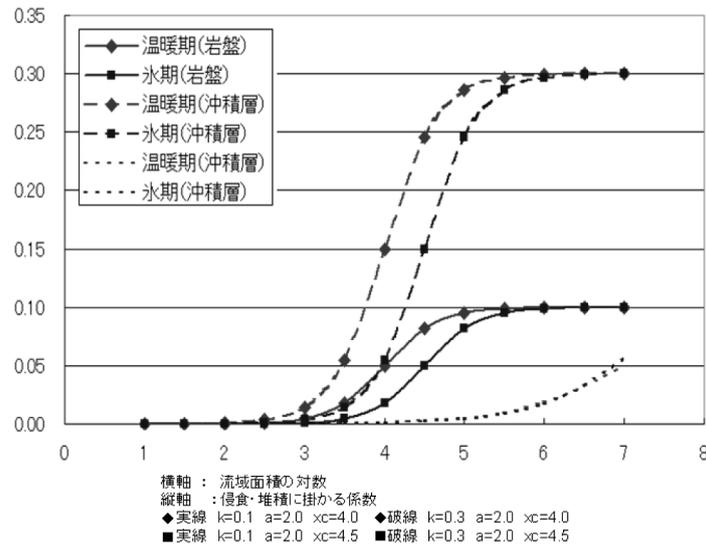


Fig.4.1-5 シグモイド曲線を利用した実効侵食率の推定

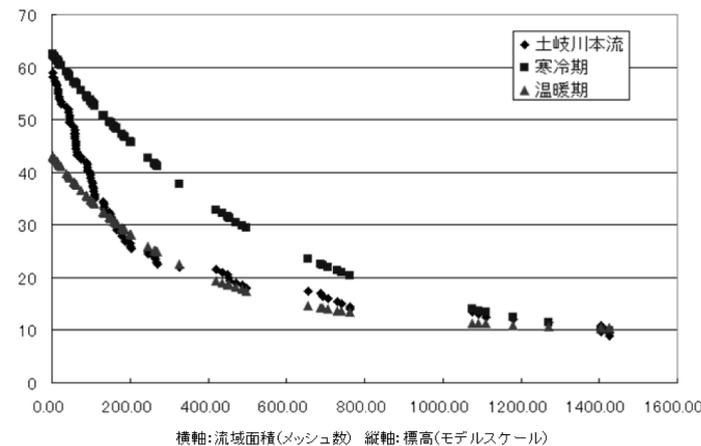


Fig.4.1-6 寒冷期の平衡河川縦断面型の推定

得られた縦断面形を見ると、寒冷期の方が河川の縦断面型の凹型度が小さく、より直線的な河床形態を示すことから、より上流側まで堆積場に変化することになる。

①-8 地殻変動

地殻変動については、Fig.4.1-7に、今回行った断層運動の地殻変動量図を一例として示す。各ブロックごとに隆起速度を設定し、その平均値を解析に用いた。一様隆起（隆起速度 0.3 mm/年、0.6 mm/年）、断層運動（平均隆起速度 0.28 mm/年）、褶曲運動（平均隆起速度 0.17 mm/年、0.35 mm/年）について、DEM の標高値を時系列的に変化させることによりシミュレーションに取り入れた。

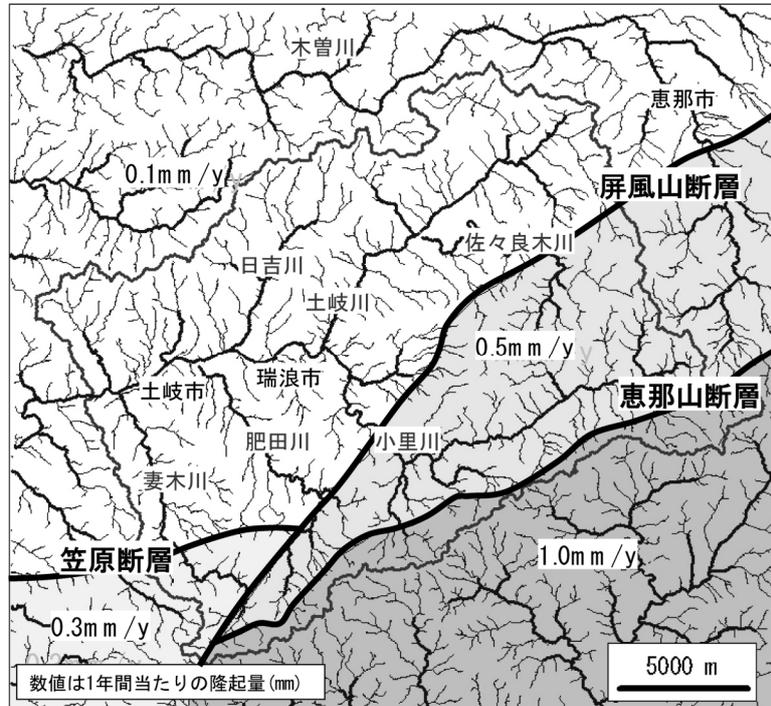


Fig.4.1-7 断層運動のシミュレーションに用いた地殻変動量図の例

② 解析結果

Fig.4.1-8に0.6 mm/年で流域全体を一様に隆起させた場合の3万年ごとのシミュレーション結果を、Fig.4.1-9に Fig.4.1-8の一部を拡大して、2万年ごとにシミュレーションした結果の地形変化陰影図を一例として示す。時間の経過とともに、現在発達する細かな稜線・谷のメリハリが失われていくなど、小領域のシミュレーション結果には課題も残るが、全体的な傾向としては、丘陵や低地など低起伏部での地形の平滑化や大起伏部（急傾斜山地）における谷の下刻・溪谷の形成など、おおむね地形学的知見を再現する結果が得られた。なお、小領域における細かな地形の消失については、河川/斜面境界を150メッシュ（15,000 m²）と仮定していることや流域面積の小さな領域の実効侵食力が過小評価されていることに主に起因する。

また、Fig.4.1-10に温暖期および寒冷期の侵食・堆積量図を示すが、1～3万年後の温暖期では起伏の大きい山地で侵食が大きくなっており、土岐川沿いの盆地に流入する河川末端で堆積（扇状地の形成）が進行する。それに対し、3～6万年後の寒冷期では、温暖期に下刻を受けた河川両側の斜面が急峻となっていることや温暖期と比して大きい拡散係数を与えていることから、山地斜面での侵食が大きくなる。そして、斜面から大量に生産された土砂が河川に流入するが、河川流量が温暖期の1/3と仮定していることから河川の土砂運搬能力が低下するため、山地内部の河川域に堆積が生じる。このことは、寒冷期の河川縦断形が温暖期のそれよりも直線的になるという地形学的知見と矛盾しない。そして、再び温暖期となる6～12万年後では、寒冷期に堆積した土砂を侵食するため、山地および山地内河川での侵食が大きくなり、土岐川沿いの盆地に流入する河川末端で堆積（扇状地の形成）が進行する。

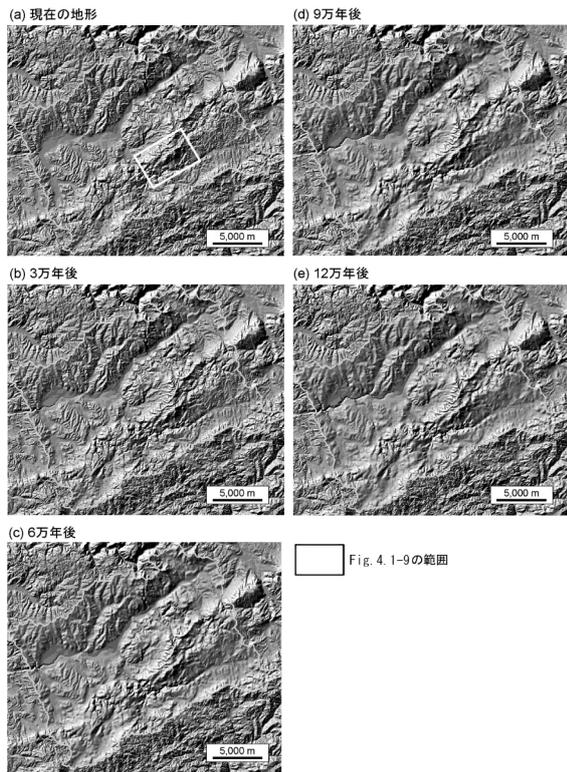


Fig.4.1-8 時間ごとの地形変化
(一様隆起 0.6 mm/年)

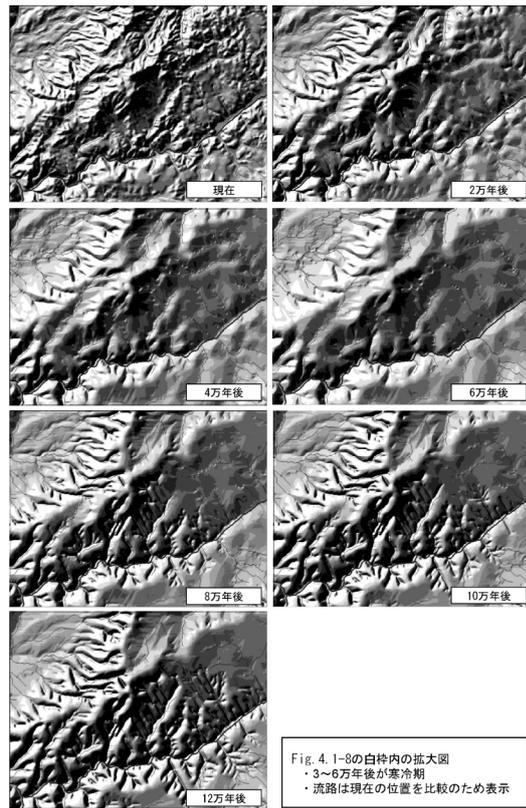


Fig.4.1-9 地形変化陰影図 (拡大図)

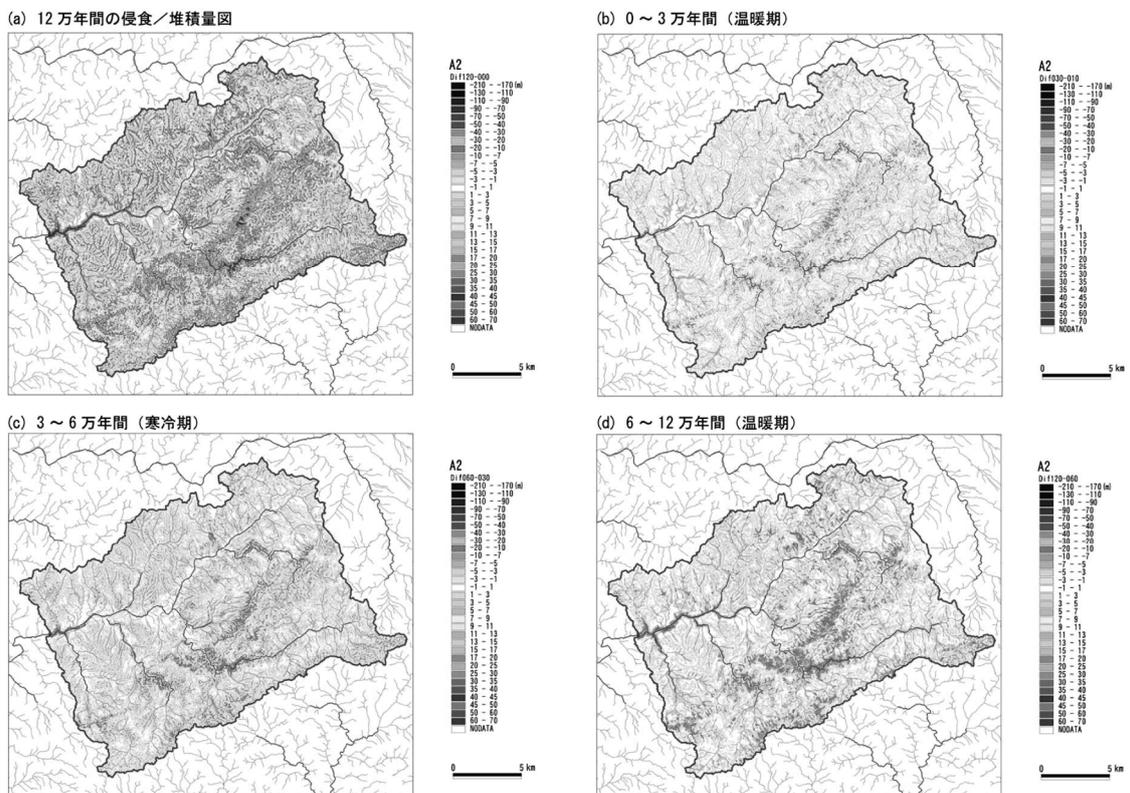


Fig.4.1-10 侵食・堆積量図

Table 4.1-2 に、一様隆起、断層運動、褶曲運動の各ケースのシミュレーション結果を示す。シミュレーションの際に入力した係数の値には仮想の値を用いているため、得られた絶対値については特に地形学的あるいは地質学的な意味を有さないが、地盤を一様隆起させた場合、隆起速度を2倍としたケースでも、流域全体の侵食速度や最大侵食深、堆積速度や最大堆積深はほとんど変化しない結果が得られた。このことから、隆起速度が異なっても、地盤が一様に隆起する場合には、侵食・堆積はシミュレート時に標高を固定した流出口付近でのみ影響するものであり、流域全体へ波及するには相当の時間を要することが解る。

Table 4.1-2 各ケースのシミュレーション結果

変動様式	隆起速度	平均隆起速度 [mm/年]	平均侵食速度 [mm/年]	侵食場			堆積場		
				平均侵食深 [m]	侵食速度 [mm/年]	最大侵食深 [m]	平均堆積深 [m]	堆積速度 [mm/年]	最大堆積深 [m]
一様隆起	小	0.30	0.028	9.09	0.076	138.0	5.5	0.046	31.6
	大	0.60	0.029	9.22	0.077	137.8	5.4	0.045	31.2
断層運動	—	0.28	0.130	25.84	0.215	204.8	8.7	0.072	53.8
褶曲運動	小	0.17	0.106	21.65	0.180	208.8	8.8	0.074	54.4
	大	0.35	0.165	29.71	0.248	304.6	9.0	0.075	53.6

※侵食場・堆積場：現在と12万年後の標高の差分で、地殻変動分を除いて標高が下がっている地域を侵食場、上がっている地域を堆積場とした。

※平均隆起速度：シミュレート時の入力値。

※平均侵食速度：シミュレーションの出力値であり、流域全体の平均値。

※断層、褶曲：隆起速度を面積加重で平均した。

断層運動や褶曲運動の地殻変動を与えたケースでは、一様隆起のケースと比較すると、シミュレーションの際に外部条件として与えた平均隆起速度に大きな差はないが、平均侵食速度で約5倍、侵食場の侵食速度で約3倍、堆積場の堆積速度で約2倍の差が生じ、隆起速度の違いよりも地形変化に大きく影響を及ぼす結果が得られる。これは地殻変動によって標高の相対的バランスが変化し、多くの地点で侵食が始まり上流に波及するためと考えられる。地域内に一様な傾動を加えた場合も同様の結果を生むと考えられ、隆起運動でも一様／傾動の差によって侵食速度が大きく違ってくることが予想される。

隆起と侵食の関係については、一様隆起のケースにおける平均侵食速度は約0.03 mm/年で平均隆起速度の約5～10%程度であるが、断層運動や褶曲運動を取り入れたケースの平均侵食速度は0.10～0.17 mm/年程度で平均隆起速度の約40～50%にも相当する。また、侵食場の侵食速度をみると、平均隆起速度とほぼ同様な値が得られていることから、構造運動で隆起した分の相当量が侵食によって失われている（隆起と侵食がバランスしている）ことが分かる。

(c) まとめと今後の展望

今回の地形変化シミュレーションでは、拡散現象によって物質移動が引き起こされる斜面域と水流によって物質の侵食、運搬、堆積が生じる河川域の2つの場に分けて解析を行った。地形変化シミュレーションが正しく行われるためには、それぞれの場について適切なパラメータを設定する必要がある。現段階においては、前者については、比較的単純に地形勾配と従順化係数が物質移動量を決定することやダム堆砂量などから大筋の侵食量や従順化係数の推定が可能であることから、シミュレーションにおいてもおおむね地形学的知見を再現する結果が得られている。しかし、後者については、物質の侵食、運搬、堆積メカニズムが複雑であることやパラメータの見積りが困難であることから、特に明確な地形学的な根拠を元に決定したものではない。そのため、今後、河川領域における物質移動のアルゴリズムの見直しや、従順化係数、平衡勾配、流路幅、斜面／河川境界値などといったパラメータについて、現実に即した値を入力していくことが重要である。

また、まだシミュレーションに組み入れていない自然現象として、河川の側方侵食がある。そのため、現在のシミュレーションでは平坦な谷底を持つ河川はできていない。側方侵食を組み入れることは、地下水流動の変化に大きな影響を及ぼすとは考えられないが、側方侵食が生じると中～下流域における侵食量が大きくなり、系外排出量が増加する。また、側方侵食を起こすことで河成段丘を形成させることができ、より自然な地形変化を再現できると考えられる。

気候変動に関しては、温暖期－寒冷期－温暖期の変動を組み入れたが、シミュレーションの結果から、地形への気候変化の影響は大きいと考えられ、特に侵食・堆積場の変化はかなり劇的に起こることが示された。今回のケースでは、寒冷期の河川流量を温暖期の 1/3 と仮定し、その仮定に基づいて寒冷期の河川の平衡形を求めたが、寒冷期の河川平衡形や流量・涵養量、従順化係数などについては、解析エリアの過去の気候変動や段丘調査、あるいは日本全国の地質や気候条件の違いによる具体的な値を取得していくことにより、地形学的根拠のある数値が求められると考えられる。また、今回のケースでは流量変化だけを組み入れたが、本来は寒冷期での降水量変化、植生変化による流出率の変化、蒸発散量の変化などの結果として流量が変化することから、寒冷期における降水量データなどによる流量やその変化の検証が必要と考えられる。

今回のシミュレーションでは、内陸域を対象としたシミュレーションであるため、斜面域と河川域の 2 つに分けてシミュレートしている。しかし、地形変化は大域的には、山地で生産された土砂が河川により海へ運ばれることで、全体的な地形システムを作っている。そのため、より現実の天然現象に近いモデルとしていくためには、沿岸部における地形変化モデルを構築し、内陸域と結合したモデルによりシミュレーションを進める必要がある。

今後は、現実に即したパラメータの取得やモデルの改良を進めるとともに、過去十万年間程度の地形変化と比較することにより、モデルの検証を進める。

(ii) 地形および気候変動を考慮した地下水流動のモデル化・解析

隆起・沈降などの地殻変動や侵食・堆積などによる地形変化、さらには降水量変化などの気候変動が地質環境の長期挙動に及ぼす影響を概括的に理解するため、東濃地域を対象に、地形変化および気候変動が地下水流動特性に与える影響を評価することを目的とした、地下水流動のモデル化・解析を進めている。

(a) 検討の進め方

地形変化シミュレーションの結果に基づき、解析時間断面を設定し、時間断面ごとの地形分布を考慮した地質構造モデルおよび水理地質構造モデルの構築を行い、地下水流動解析を実施した (Fig.4.1-11)。解析領域は、地形変化シミュレーションを行った土岐川流域を対象とした (Fig.4.1-12)。

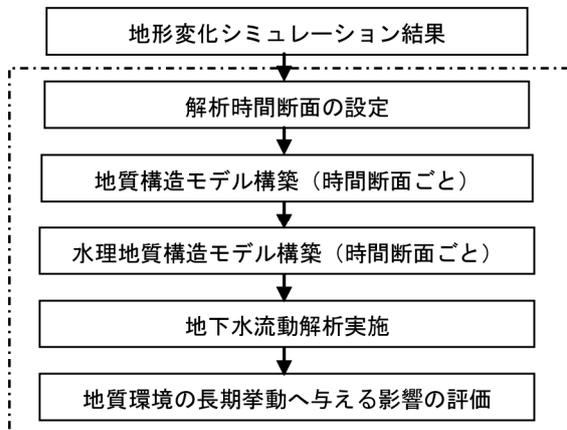


Fig.4.1-11 地下水流動解析の作業フロー

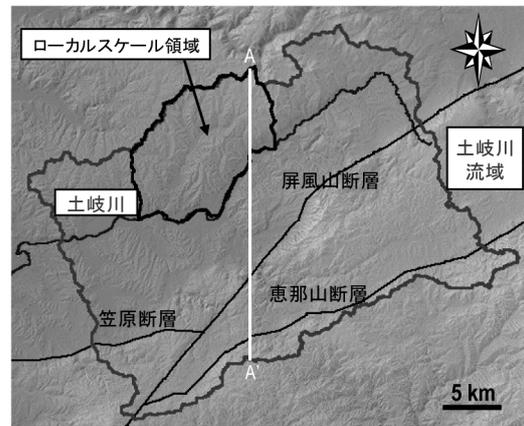


Fig.4.1-12 解析領域

解析時間断面については、地形変化シミュレーションが対象としている現在から 12 万年後までの期間のうち、地形および気候が現在と比較し、大きく変化していると想定される 5 万年後（寒冷期）、12 万年後（温暖期）を設定した。

また、地形変化および気候変動が地下水流動特性に与える影響については、領域全体の水頭分布、および広域地下水流動研究を進めてきた土岐川流域の北部に位置するローカールスケール領域（Fig.4.1-12）での地下水の流動経路を用いて評価した。

(b) 地質構造モデルおよび水理地質構造モデルの構築

地形変化シミュレーションで得られた地形面形状を地質構造モデルおよび水理地質構造モデルの上部境界面とした。地形変化シミュレーション結果として、最も現実に近いと考えられる、一様隆起（0.3 mm/年）のケース（以下、G1 ケース）と、地形変化が大きく地質環境への影響が把握しやすいと思われる断層運動を取り入れたケース（以下、J1 ケース）の 2 ケースを用いた（Table 4.1-3）。

Table 4.1-3 地形変化シミュレーションの概要

ケース	特徴	気候変動
G1	領域全体が一様に隆起する（0.3 mm/年）と仮定	3～6 万年が寒冷期
J1	断層運動を考慮し、断層ブロックごとに異なる隆起量（0.1～1.0 mm/年）を仮定	

また、三次元地質構造モデルについては、堆積層、花崗岩上部割れ目帯、花崗岩下部割れ目低密度帯、および解析領域内に分布している屏風山断層、笠原断層、恵那山断層を考慮して構築した。また、ローカールスケール領域での地下水の流動経路に影響を与えていることが確認されている月吉断層も併せてモデル化した（Fig.4.1-13）。さらに、この地質構造モデルに Table 4.1-4 に示す水理特性を設定することによって水理地質構造モデルを構築した。

Table 4.1-4 各地質・地質構造の水理特性

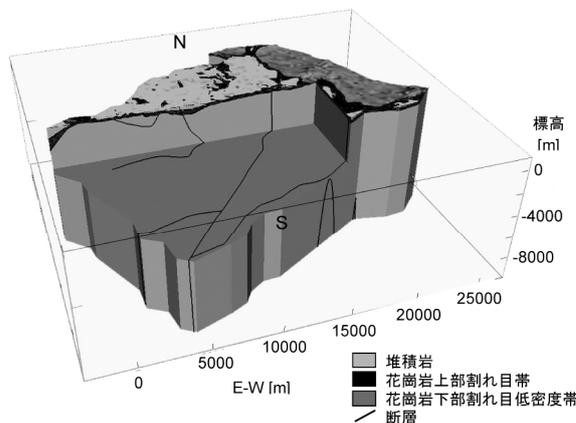


Fig.4.1-13 解析領域の三次元地質構造モデル

モデル化要素	透水係数 [ms ⁻¹]
堆積岩	水平方向: 1.0 × 10 ⁻⁵ 鉛直方向: 1.0 × 10 ⁻⁷
花崗岩上部割れ目帯	4.0 × 10 ⁻⁷
花崗岩低密度割れ目帯	3.2 × 10 ⁻⁸
月吉断層, 屏風山断層, 笠原断層, 恵那山断層	断層面に直交する方向: 1.0 × 10 ⁻¹¹ 断層面に沿う方向: 7.0 × 10 ⁻⁶

(c) 地下水流動解析結果

① 解析ケース

G1 ケースおよび J1 ケースの地形変化シミュレーション結果に基づき、時間断面ごとに解析を行った。なお、寒冷期については、涵養量を現在の 25 %、50 %、75 % の 3 ケースを設定した（Table 4.1-5）。また、地下水流動解析は、全解析ケースにお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。

Table 4.1-5 地下水流動解析の解析ケース

解析ケース	地形変化 シミュレーション ケース	時間断面	涵養量
Regional_t000	現在		現在の測定値
G1Regional_t050_025	G1	5 万年後	現在の 25%
G1Regional_t050_050			現在の 50%
G1Regional_t050_075			現在の 75%
G1Regional_t120		12 万年後	現在と同等
J1Regional_t050_025	J1	5 万年後	現在の 25%
J1Regional_t050_050			現在の 50%
J1Regional_t050_075			現在の 75%
J1Regional_t120		12 万年後	現在と同等

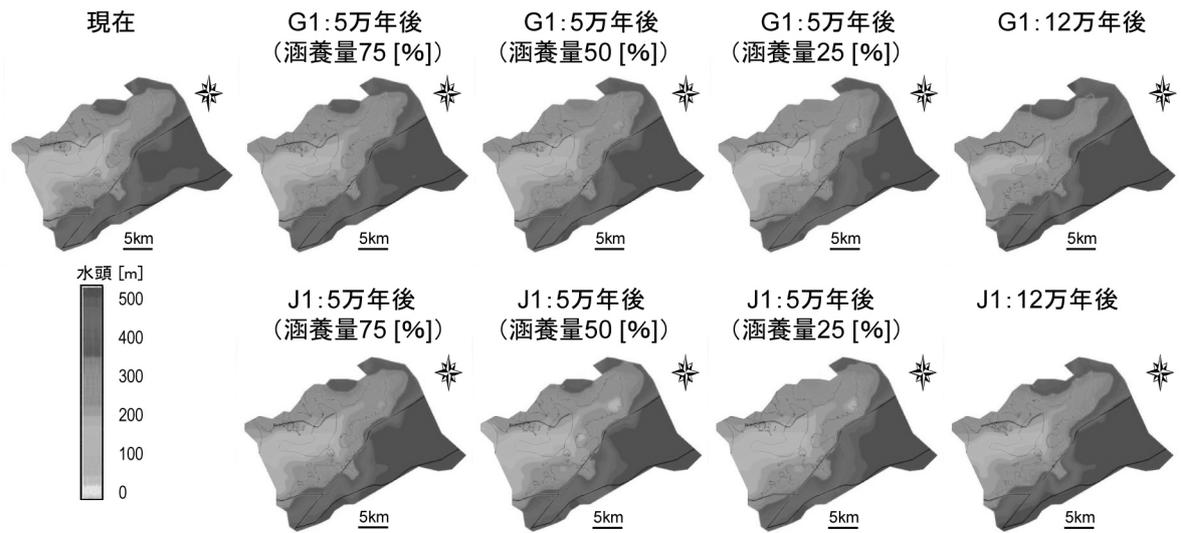
② 地下水流動解析結果（水頭分布）

標高 100 m の水平断面での、現在、G1 および J1 ケースにおける 5 万年後、12 万年後の水頭分布を Fig.4.1-14(a)に示す。また、Fig.4.1-12 中に示す A-A'ラインにおける鉛直断面の水頭分布を Fig.4.1-14(b)に示す。

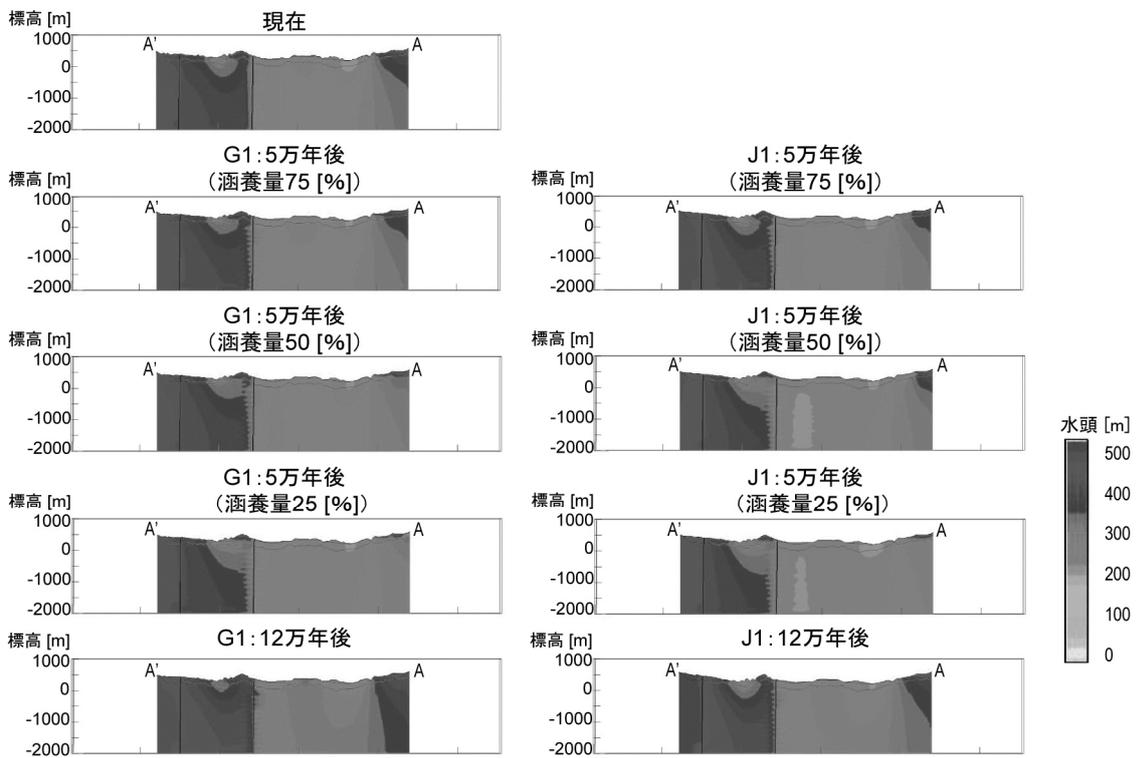
G1 ケース、J1 ケースともに、5 万年後（寒冷期）の地形条件・気候条件では、涵養域である北側境界および南側境界付近の尾根部において水頭値の低下が見られ、流出域である土岐川に向けて動水勾配が緩やかになる傾向が見られる。このことは、地形の起伏が現在に比べて小さくなったことや涵養量が減少したことに起因して尾根部の地下水位が低下したことが主な要因と考えられる。それに対し、12 万年後（温暖期）の地形条件・気候条件では、全体的に現在よりも水頭値が高くなる傾向が見られ、特に 5 万年後（寒冷期）に水頭値が低下する涵養域においてその傾向が顕著である。また、J1 ケースにおいては、同じ時間断面および同じ涵養量の G1 ケースと比較するとおおむね同様の水頭分布となっている。隆起量の違いの影響が小さい原因としては、地下水の流動方向にほぼ直交する遮水性の断層が、隆起量が比較的大きい涵養域である南側境界付近の尾根部周辺に分布しているため、隆起量の違いに伴う地下水位の違いの影響がその断層の上流側に限定され、隆起量の違いが断層の下流側の水頭分布に与える影響が小さくなったことによるものと考えられる。また、地形および気候変動が水頭分布に与える影響は地下深部と比較して浅部の方が大きい。さらに、今回の解析では、涵養量を現在の 25%、50%、75%と大きく変化させて設定したこともあるが、地形変化量が異なる G1 ケースと J1 ケースを比較した場合よりも、それぞれのケースで涵養量を変化させた場合の方が水頭値の変化が大きくなっている。以上のことから、地形および気候変動の影響は主に地下水位分布に影響を与え、その結果、動水勾配分布を変化させていることが明らかである。

③ 地下水流動解析結果（地下水流動経路・流動距離・流動時間）

地形変化や気候変動が地下水流動に与える影響を把握するため、粒子追跡法により、涵養域から流出域までの地下水の流動経路、流動距離、流動時間を算出した。その結果、断層の上流側を通過する地下水の流動経路については、流動距離が長くなるといった傾向が認められる。これは、地形および気候の変動に伴い尾根部において地下水位が低下したことにより、涵養域がより遠方に移動したことが原因として考えられる。一方、断層の下流部を通過する地下水については、現在と比較して涵養域からの流動距離が短くなるといった傾向が認められる。これは、現在において遮水性を有する断層を通過し、断層の上流側を涵養域としていた地下水が、地形および気候の変動に伴う動水勾配の減少によって、断層の下流側が涵養域となったことが原因であると考えられる。



(a) 標高 100 m における水平断面



(b) Fig.4.1-12 中 A-A'ラインにおける鉛直断面

Fig.4.1-14 解析領域の水頭分布

(d) まとめと今後の展望

本検討では、地形変化および気候変動が地下水流動特性に与える影響を評価することを目的とした地下水流動解析を実施した。その結果、これらは主に地下水位分布に影響を与え、その結果、地下水の動水勾配、流動経路、流動距離、流動時間に変化を与えていることが明らかとなった。また、その影響の大きさは、断層などの周辺岩盤と透水性のコントラストを有する地質構造の有無やその地質構造との位置関係によっても異なることが明らかとなった。

このことから、地質環境の長期挙動が地下水流動特性に与える影響を評価するためには、地下水流動を規制する断層などの地質構造を考慮した水理地質構造モデルを構築するとともに、その水理地質構造モデルを用いて地形変化や気候変動などの推定結果を反映させた地下水流動解析を実施することが有効な手段であると考えられる。

また、このような地質環境の長期挙動が地下水流動特性に与える影響を評価するための地下水流動解析結果の信頼性を向上させるためには、古水理地質学的な観点での調査研究を実施し、地下水流動解析結果と地下水の滞留時間などの地下水の地球化学的特性との比較検討が必要であると考えられる。

5. ナチュラルアナログ研究

ナチュラルアナログ研究は「放射性廃棄物の地層処分システムにおいて発生すると想定されるプロセスに類似する天然現象や、地層処分システムの構成物に類似する天然の物質などについて研究すること」と定義されている（太田・湯佐，2003²⁵⁰）。ナチュラルアナログ研究の役割として、IAEA（1999）²⁵¹は地層処分システムの安全評価手法の信頼性を高めるためのより具体的な方法として用いることを提案し、この研究の成果の反映先として、概念モデルの構築、安全評価モデルへのインプットデータの提供、安全評価モデルの妥当性の確認、の3点を挙げている（吉田，1996²⁵²；IAEA，1999²⁵¹）。

原子力機構では、「第2次取りまとめ」以前には天然バリアに関するナチュラルアナログ研究として、東濃ウラン鉱床を対象として地質環境中でのウラン系列核種に注目した研究を行ってきた。その結果、東濃ウラン鉱床は約1,000万年前に形成されてから、隆起・侵食や断層活動などの地質事象を被ってきたにもかかわらず、ウランは現在に至るまで存在し続けていることが明らかにされ、「放射性核種は地質環境中に長期間にわたって保持される」ことが定性的に示されてきた（吉田，1996²⁵²）。

地層処分システムの長期的な安全評価の信頼性をさらに向上させるためには、「第2次取りまとめ」までに得られた知見に加えて、1～10万年といった長期的な時間スケールで生じる地質学的事象や地質環境の変化に伴う物質の移動・遅延挙動についての知見を得るとともに、物質の移動・遅延挙動に影響を及ぼす要因を評価することが必要である。そこで、「第2次取りまとめ」以降のナチュラルアナログ研究では、東濃ウラン鉱床を事例研究の場として、地質環境が有する放射性核種保持機能の定量化と保持機能に影響を及ぼす主要プロセスの抽出を主要な目的として研究を行ってきた。このうち、核種保持機能の定量化については、長期的なウランの溶解度や、ウラン鉱床分布域での隆起速度の試算を行ってきた。また、放射性核種の保持機能に影響を及ぼす主要プロセスの抽出では、安全評価で用いられる影響解析を応用して、ウランの濃集・移動に影響を及ぼす因子を抽出した。

本章では、これらの研究の概要とその結果を報告する。

5.1 放射性核種保持機能の定量化

放射性核種保持機能の定量化としては、これまでにウランの溶解度の長期的な変動幅に関するデータの取得を進めるとともに、隆起・侵食などの地質学的事象が地質環境に及ぼす影響についての評価を進めてきた。ここではこの2点に関する成果を述べる。

(1) ウランの溶解度の長期的な変動幅

東濃ウラン鉱床を胚胎する土岐夾炭累層中の地下水組成に基づいて、溶解度を制限する固相を熱力学解析によって求め、鉱物学的なアプローチによって pH, 酸化還元電位の変化を考察するとともに、ウランの長期的な溶解度を検討した。

最初に、ウランの pH-Eh ダイアグラムに土岐夾炭累層の地下水での実測値をプロットした (Fig.5.1-1)。ダイアグラムの作成にあたっては、土岐夾炭累層で観察された PCO_2 の範囲をほぼカバーするように $PCO_2=10^{-3}$ bar と $PCO_2=10^{-5}$ bar の2ケースを検討した。その結果、閃ウラン鉱もしくは $UO_2(am)$ が安定に存在すると推察された (Fig.5.1-1)。しかし、土岐夾炭累層中の地下水のウラン濃度は一般に数 ppb 以下であり (Iwatsuki et al., 2004²⁵³)、現在、観察される pH, Eh 条件における閃ウラン鉱の溶解度を考慮すると地下水中のウラン濃度は高すぎると考えられる。そこで、Geochemist's Work Bench (Bethke, 1996²⁵⁴) を用いて、溶解度を制限する固相の解析を行った。現実のイオン濃度の積を溶解度積で割った値の指数で表される飽和指数 (saturation index ; SI) を計算した結果、 $UO_2(am)$ の SI がほぼ 0 になったことから、 $UO_2(am)$ の溶解・沈殿反応が地下水と平衡状態にあり、主要な溶解度制限固相であると考えられた (Fig.5.1-2)。また、Fig.5.1-1 から、 $UO_2(am)$ の安定領域は PCO_2 によって変化することから、その溶解度には pH, 酸化還元電位および炭酸ガス分圧が影響することが明らかになった (Iwatsuki et al., 2004²⁵³)。

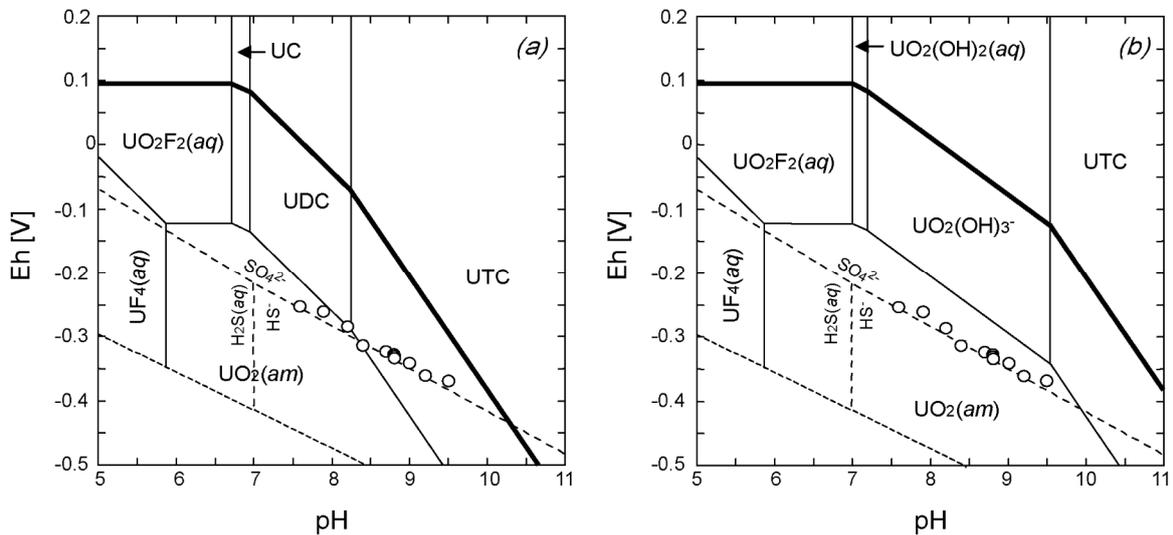


Fig.5.1-1 25°C, 1bar におけるウラン鉱物と溶存化学種の安定度の関係図

(活量は、 $U=10^{-8.7}$, $S=10^{-5}$, $F=10^{-3.3}$, $Si=10^{-3.5}$ とした。図中の太線は閃ウラン鉱と溶液の境界を示す。(a)は $PCO_2(g)=10^{-3}$ bar, (b)は $PCO_2(g)=10^{-5}$ bar である。○は瑞浪層群中の地下水の pH-Eh 組成を表す。Iwatsuki et al. (2004) ²⁵³ から花崗岩中の地下水データを削除して使用した。)

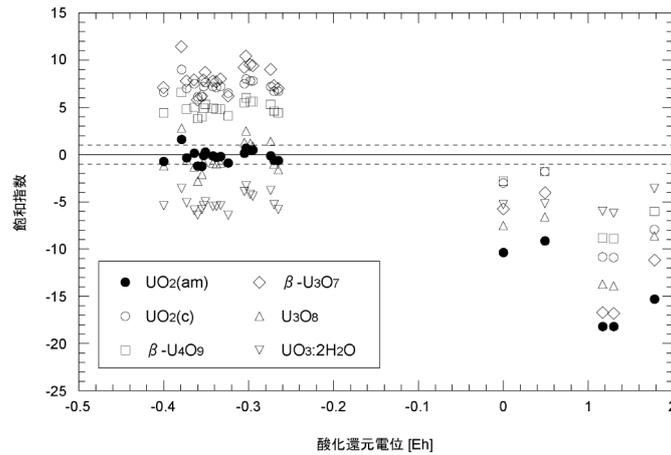


Fig.5.1-2 計算された瑞浪層群中の地下水でのウランの飽和指数
(閃ウラン鉱は $UO_2(c)$ で表される。飽和指数の計算には誤差を含むため、 0 ± 1 の範囲内にあるものを平衡とみなした。)

東濃ウラン鉱床周辺の地下水の pH、酸化還元電位および炭酸ガス分圧については、長期的な視点から見ると、地層中の地下水の pH と酸化還元電位に寄与する鉱物の産状とそれが生成されたと推定される年代から、ウラン鉱床の周囲では炭酸塩の溶解・沈殿反応と堆積岩上部から供給される硫酸イオンと地層中の有機物を利用した硫酸還元反応が、弱アルカリ～アルカリ・強還元環境を長期的に維持してきた主要な緩衝反応であったと推察される（岩月ほか，2003²⁵⁵；Fig.5.1-3）。さらに、東濃ウラン鉱床を胚胎する瑞浪層群のうち、上部の生俵累層と明世累層には貝化石が含まれているが、これらの分布域では現在の地表下 20～60 m では貝化石が溶脱しているものの、それ以深では溶脱しておらず、現在のウラン鉱床周囲で認められる地球化学環境は少なくとも過去数百万年間は保持されてきたと推察されている（Iwatsuki et al., 2004²⁵³）。これに基づいて上記の岩月ほか（2003）²⁵⁵ で示された緩衝反応が過去から現在まで平衡状態にあったと仮定すると、pH と酸化還元電位の変動幅は pH=8～10 の条件で、酸化還元電位は約 -280～-400 mV の範囲にあったと見積もられた。土岐夾炭累層中の地下水では、pH が高い地下水では PCO_2 は低く、pH が低い地下水では PCO_2 は高いという関係が認められる（Arthur, 2003²⁵⁶）ので、この関係を用いて pH=8～10 の時の炭酸ガス分圧は $10^{-2.75} \sim 10^{-5.60}$ atm と計算される。このような環境条件の変動幅を用いると、熱力学的に $UO_2(am)$ の溶解度は $10^{-6.1} \sim 10^{-8.7}$ mol kg⁻¹ と、非常に低い範囲にあったと推測される（Iwatsuki et al., 2004²⁵³）。

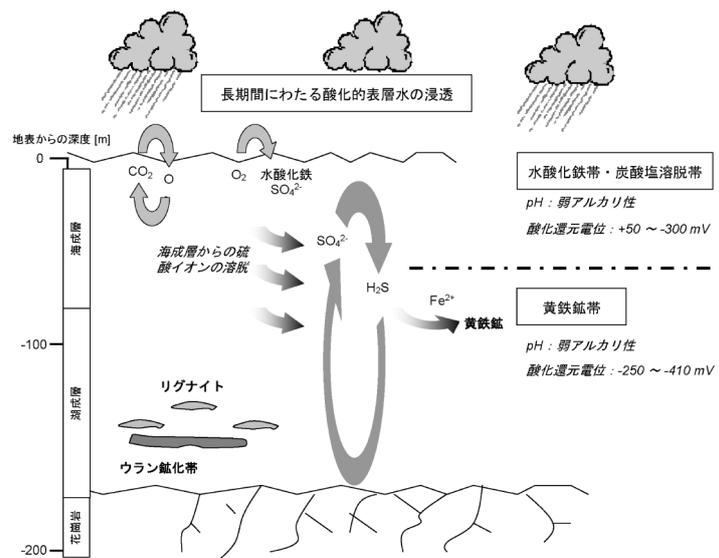


Fig.5.1-3 ウラン鉱化帯周辺で見られる酸化還元プロセス（岩月ほか，2003²⁵⁵）
(ウラン鉱床が存在する深度では地層中の有機物を介した硫酸還元菌による硫酸還元とそれに続く硫化鉱物の沈殿が還元状態の形成に関与する主要な酸化還元反応であると考えられる)

(2) 隆起・沈降の変遷と地質環境への影響

隆起・侵食は地形変化や土被りの減少を生じ、この結果として地下水流動の変化や地表近くでの酸化帯の形成といった現象を引き起こす。そこで、東濃ウラン鉱床のうち、月吉鉱床を例として、大まかな見積もりではあるものの、現在認められる地層の層厚から、過去から現在までの隆起・沈降量と隆起速度を見積もり、隆起・侵食が地質環境へ及ぼす影響を考察した。

月吉鉱床で認められる地層のうち、瑞浪層群生俵累層の層厚は東濃鉱山周辺では約 40 m である。生俵累層は水深 100~200 m の海に堆積したと考えられており(糸魚川, 1980²⁵⁷)、海水準変動を考慮せず、生俵累層堆積中に水深の変化が無かったと仮定すると、生俵累層堆積中には約 40 m の沈降があったと求められる。一方、生俵累層とその上位の瀬戸層群は不整合であるため、生俵累層堆積後に過去の水深分(200 m)は隆起したと考えることができる。また、不整合期には地層が削剥されるため、それを東濃ウラン鉱床周辺で認められる各層の最大層厚から東濃鉱山で認められる層厚を差し引いた分が削剥されたと考えることによって、隆起・沈降量を見積もった(笹尾ほか, 2005²⁵⁸)。

隆起・沈降量の見積もりには、東濃鉱山で掘削されたボーリングコアで観察される各層の層厚を用いた。また、各層の最大層厚、古水深は糸魚川・柴田(1992)²⁵⁹、海水準変動および各層の堆積年代は既存の文献情報を参考にして決定した(Table 5.1-1; 笹尾ほか, 2005²⁵⁸)。この結果、東濃鉱山周辺では堆積岩が堆積し始めてから現在までに3回の沈降と隆起のサイクルが認められ、隆起量としては約150万年前と推定される瀬戸層群の堆積後から現在までの期間で約340 mと最も大きいと推定された(Fig.5.1-4)。また、瀬戸層群堆積後の隆起速度は0.2~0.3 mm/年と見積もられた(笹尾ほか, 2005²⁵⁸)。

Table 5.1-1 東濃鉱山周辺の隆起・沈降の見積もりに使用した諸データ(笹尾ほか, 2005²⁵⁸)

地層名	堆積年代 [Ma] (上限と下限の年代)	海水準 [m]	古水深 [m]	最大層厚 [m]	東濃鉱山での層厚 [m]	
					月吉断層北側	月吉断層南側
瀬戸層群	1.5 12.0	-50 +50	0	70	43	38
生俵累層	14.9 15.6	+150 +60	200 (上部) 100 (下部)	160	43	0
明世累層	17.6 18.3	+110 +130	100 (上部) 50 (下部)	135	28	48
本郷累層	18.3 18.8	+130 +120	10	70	28	46
土岐夾炭累層	19.0 19.6	+120 +100	0	140	25	31

(堆積年代は小林(1989)²⁶⁰および氏原ほか(1999)²⁶¹、海水準はHaq et al.(1987)²⁶²、古水深は糸魚川・柴田(1992)²⁵⁹、最大層厚は糸魚川(1980)²⁵⁷に基づいた。)

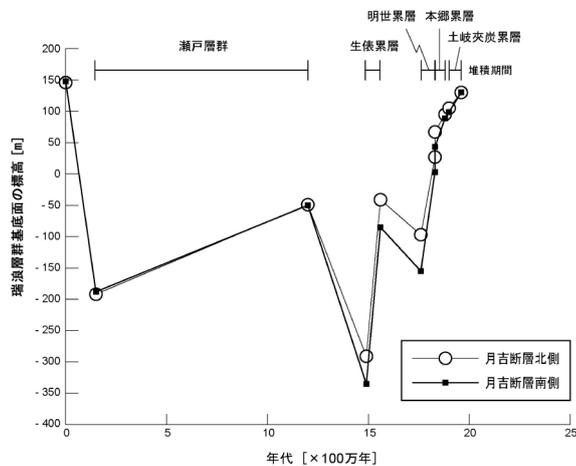


Fig.5.1-4 東濃鉱山周辺における隆起・沈降の履歴(笹尾ほか, 2005²⁵⁸)

先に述べたように、現在のウラン鉱床周囲で認められる地球化学環境は少なくとも過去数百万年間は保持されてきたと推察されており (Iwatuski et al., 2004²⁵³⁾)、現在の隆起・侵食に起因する地質環境の変化はウラン鉱床の深度までは達していないと考えられる。また、貝化石の溶脱は現在の地表から 20~60 m の範囲に限られること、瑞浪層群分布域では現在の地表から 20~30 m の範囲では水酸化鉄の沈着が認められる一方で、深度 60 m 以深では還元状態を示唆する黄鉄鉱が存在する (Iwatsuki et al., 2004²⁵³⁾)。これらの観察事実から、隆起・侵食に起因する地質環境の変化は地表近くに限定されていたことが示唆される (笹尾ほか, 2005²⁵⁸⁾)。

5.2 物質移動に影響を及ぼす主要因子の抽出

本研究では、東濃ウラン鉱床の母層である瑞浪層群の堆積開始時点から現在までの間に生じた、東濃ウラン鉱床の形成と進化を解析し、その解析結果と鉱床の現在の状態とを比較することによって、物質の移動に影響を及ぼす主要因子を抽出した。

物質移動に影響を及ぼす主要な因子の抽出には、安全評価で用いられる手法、すなわちシナリオの作成、モデル開発、影響解析という流れ (核燃料サイクル開発機構, 1999a¹⁾) に沿って行った。具体的には、以下の通りである。

- ・シナリオの作成：東濃ウラン鉱床を含む地域の最良と考えられる地史の構築
- ・モデル開発：ウランの移動・保持に係わる概念モデル・数学モデルの作成
- ・影響解析：ウランの移動・保持に係わる影響解析

(1) シナリオの作成

シナリオの作成として、東濃地域の地史の構築を行った。地史の構築にあたっては、既存の文献情報に基づいたものの、地質年代や地層堆積時の水深、隆起・沈降の規模や断層活動などの時期について、不確実な要素が多いため、全てを定量的に表現することは不可能である。このため、地史は、既存情報を参考にして、本研究に係わった研究者の判断によって Table 5.2-1 のように作成した。

Table 5.2-1 東濃ウラン鉱床の地史 (Metcalf et al., 2006²⁶³⁾)

年代	地質学的事象	地質学的事象 (人間活動を含む) の説明
約7,500万年前	土岐花崗岩の形成	花崗岩の貫入 (約300°C以下への冷却), ウランの溶脱と沈殿
7,500万~ 2,700万年前	花崗岩の変質	花崗岩の継続的な冷却; 熱水活動 (花崗岩中の炭酸塩鉱物の形成); ウランの移動 (おそらく複数回のイベントがあったと考えられる); 断層活動
3,500万~ 2,700万年前?	変質花崗岩の風化	風化作用—ウランの移動があったと思われる
2,700万?~ 1,800万年前	土岐夾炭累層および本郷累層の堆積	堆積盆地の形成; 湖成層と河川成層の堆積
約1,800万年前	明世累層の堆積	海進 (浅海); 海退; 堆積期間は不確実
1,700万~ 1,500万年前	不整合の形成	広域での侵食 (不整合); 不整合の期間は不確実 (100万~200万年間と推定される)
約1,500万年前	生俵累層の堆積	主要な海進 (水深200 m); 比較的深海性堆積物の堆積; 海退
1,500万~? (年代未詳)	不整合の形成	広域での侵食 (不整合)
1,700万~ 500万年前	月吉断層の活動	月吉断層の活動 (垂直変位量30~35 m; 堆積岩では3つの主要な活動ステージが認められている)
約1,000万年前	東濃ウラン鉱床の形成	ウラン鉱化作用—ウラン鉱床の形成 (現在までの継続的なウラン鉱化が生じている可能性あり)
500万~ 150万年前	瀬戸層群の堆積	瀬戸層群の堆積
150万年前?	鉱床周辺の隆起	隆起 (平均変位速度0.1~0.3 mm/年)
1970年代から 現在	鉱床周辺の隆起	人間活動の影響 (ボーリングの掘削等)

(2) モデル開発

概念モデルの開発にあたっては、以下の点を考慮した (Metcalf et al., 2006²⁶³)。

- ・ウランが土岐花崗岩上部から供給され、堆積岩下部で沈殿した。すなわち堆積岩分布域であっても不整合直下の花崗岩上部は酸化的で、堆積岩下部は還元的であること (核燃料サイクル開発機構, 1999a¹⁾) から、岩石の種類によって酸化還元環境が異なること。
- ・古地形から過去の地下水流動は花崗岩から堆積岩に向かっていたと考えられること。

これらを考慮して作成した水理に係わる概念モデルを Fig.5.2-1 に示す。

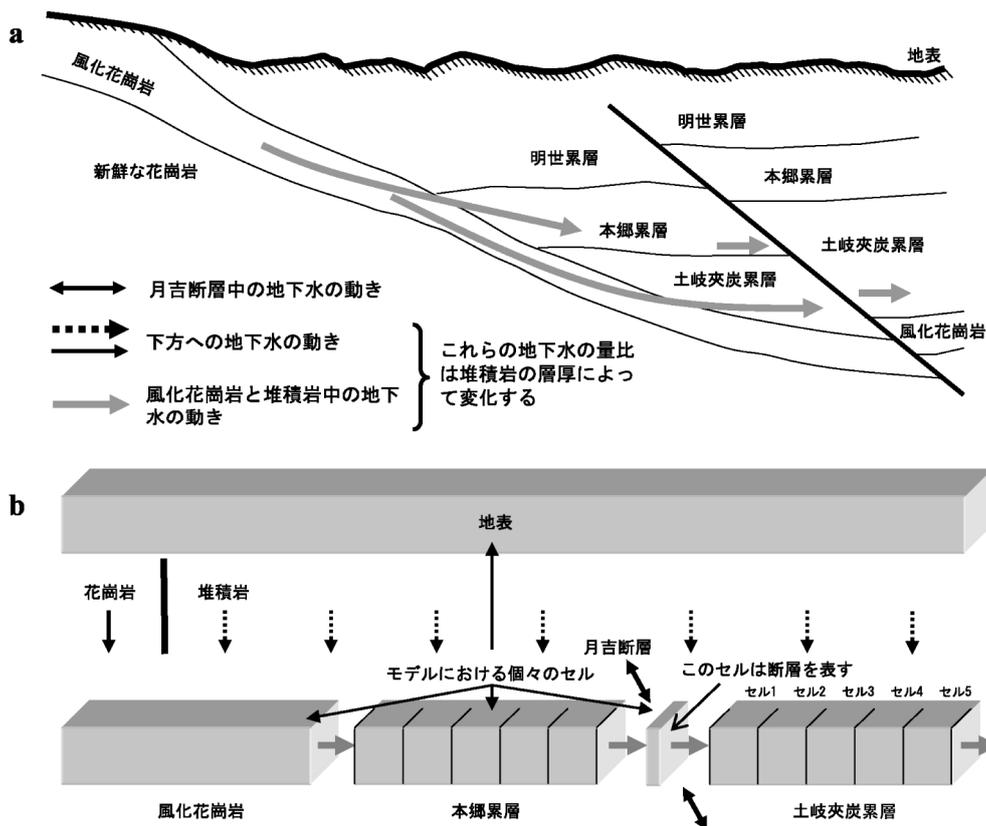


Fig.5.2-1 東濃ウラン鉱床周辺における水理に係わる概念モデル (Metcalf et al., 2006²⁶³)

(aは水理とウランの移動に係わる概念モデル, bは一次元の数値解析を行うためのモデルを示す)

ウランの移動は以下のように扱った。

- ・土岐花崗岩からのウランの溶脱速度は、還元環境であった時代には $UO_2(am)$ の溶解度を考慮して決定し、酸化環境であった時代にはウラン鉱床中のウラン量から見積もった土岐花崗岩からのウランの溶脱量に基づいて決定した。
- ・堆積岩中におけるウランの移動は、移流もしくは拡散によるものとした。ウランの移動を支配する地下水のダルシー流速および拡散係数は東濃地域で取得されたデータに基づいて決定した。
- ・東濃ウラン鉱床では、ウランは閃ウラン鉱やコフィン石といった一次鉱物として固定されているものが認められるが、大部分のウランは粘土鉱物や鉄チタン鉱物、黄鉄鉱などに収着して存在している (核燃料サイクル開発機構, 1999a¹⁾)。このため、ウランの固定は式(5.2-1), (5.2-2), (5.2-3) に基づいて、沈殿と収着を考慮した。

$$R_U \frac{\partial U}{\partial t} = D_h \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} - v_D \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{D_m}{1} (U^*(t) - U) \quad (5.2-1)$$

$$R_U = 1 + \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} \rho S \tag{5.2-2}$$

U(x, t) : ウラン濃度, U*(t) : 上位層のウラン濃度, D_h : 溶質分散
 v_D : ダルシー流速, D_m : 拡散係数, l : 土岐夾炭累層の層厚, ε : 空隙率
 ρ : 密度, S : ウランの分配係数

$$K_D = \frac{S_1}{C_1} \tag{5.2-3}$$

K_D : 全岩でのウランの分配係数, S₁ : 鉱物表面でのウラン濃度 [mol kg⁻¹]
 C₁ : 共存する溶液中のウラン濃度 [mol m⁻³]

(3) 影響解析

影響解析においては初期条件が不明であるため、東濃ウラン鉱床で取得されたデータに基づいて、解析に用いるパラメータの範囲を設定し (Table 5.2-2)、概念モデル (Fig.5.2-1) の花崗岩のセルではその範囲内から任意に抽出した初期値を入力した。初期値の入力にあたっては、地質イベントに対応して時代を 7 つに区分し、各々の時代に個別の値を初期値として割り振った (Fig.5.2-2)。

Table 5.2-2 影響解析の入力値に用いたパラメータの範囲 (Metcalf et al., 2006²⁶³)

パラメータ	単位	最小値	最大値
温度	℃	0	10
本郷累層の延長		1	100
土岐夾炭累層の延長	m	100	3000
花崗岩上面の深度		100	500
ダルシー流速	m/年	0	0.35
土岐夾炭累層の密度	kg m ⁻³	2700	2700
土岐花崗岩の間隙率		1	10
本郷累層の間隙率 (堆積時)		65	65
本郷累層の間隙率 (現在)	%	20	65
土岐夾炭累層の間隙率 (堆積時)		65	65
土岐夾炭累層の間隙率 (現在)		20	65
土岐花崗岩でのウランの拡散係数		1×10 ⁻¹³	1×10 ⁻⁹
本郷累層でのウランの拡散係数	m ² sec ⁻¹	1×10 ⁻¹⁴	1×10 ⁻⁸
土岐夾炭累層でのウランの拡散係数		1×10 ⁻¹⁴	1×10 ⁻⁸
スメクタイトへのウランの分配係数		1×10 ⁻¹³	1
黒雲母へのウランの分配係数	m ² kg ⁻¹	1×10 ⁻¹³	1
沸石へのウランの分配係数		1×10 ⁻¹³	1
有機物へのウランの分配係数		0	10
本郷累層と土岐夾炭累層でのスメクタイトの含有率		5	50
本郷累層と土岐夾炭累層での黒雲母の含有率	重量%	0	5
本郷累層と土岐夾炭累層での沸石の含有率		0	5
土岐夾炭累層での有機物の含有率		1	15
酸化状態における土岐花崗岩からのウランの溶脱率	mg U/kg 花崗岩/年	3×10 ⁻⁸	3×10 ⁻⁷
Eh (酸化環境)	mV	-100	+100
Eh (還元環境)		-400	-250
pH (還元環境)	pH	6	11
有機物の酸化速度	mg/kg 岩石/年	0	0.003

堆積岩中においては、例えば、地下水の pH, Eh は黄鉄鉱, 方解石, 有機物など, 酸化還元反応や pH に影響する鉱物等の含有率に基づいて, 水-岩石反応を考慮するとともに, 上位層から下位に移動する地下水の混合を考慮して, セルごとにそれらの時間変化を計算した (Fig.5.2-3(c)~(f)参照)。ウラン濃度についても, それらと同様に地下水中の溶存陰イオンの量比, pH, Eh に基づいて計算した (Fig.5.2-3(a)参照)。

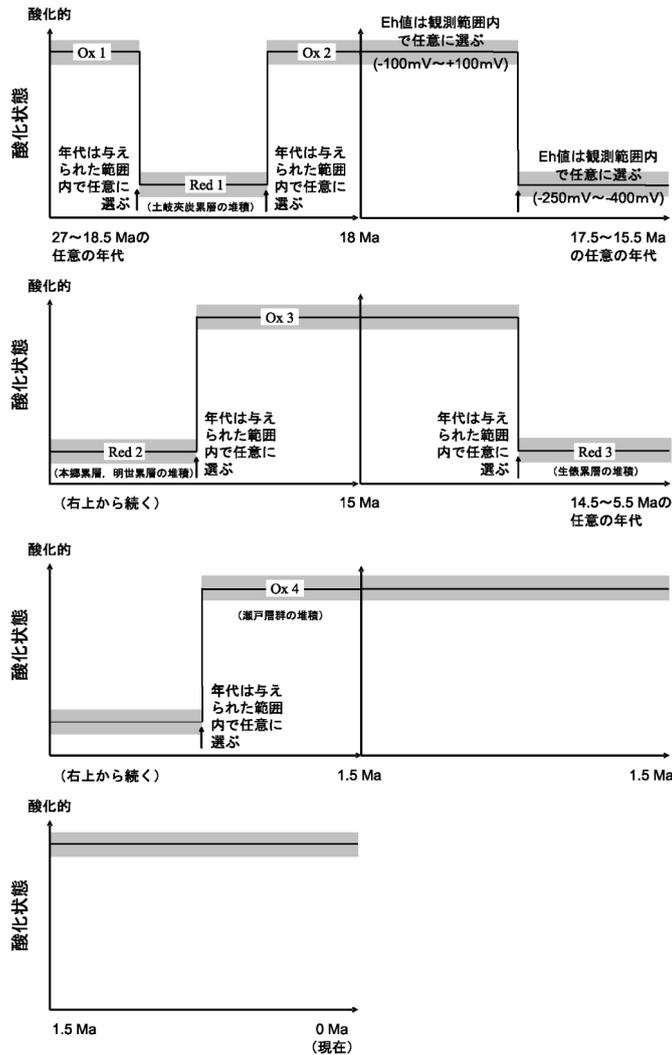


Fig.5.2-2 影響解析における時代区分と入力値の割り振りの例 (Metcalf et al., 2006²⁶³)

(図は酸化還元電位の例を表す。影響解析においては, 時代を7つに区分し, 各々の時代に地質学的なデータに基づいて, 個別の初期値を入力した)

影響解析では 1,078 ケースを検討した。解析結果の一例を Fig.5.2-3 に示す。1,078 ケースのうち, 132 ケースで東濃ウラン鉱床の平均品位 (0.035 wt% U_3O_8 (カットオフ品位 0.01 wt% U_3O_8), 0.064 wt% U_3O_8 (カットオフ品位 0.03 wt% U_3O_8)) に近い濃度が得られた。このうち, 66 ケースは鉱物形成と収着の双方を考慮したケース (以下, 「鉱物形成+収着ケース」という) の解析の結果であり, 30 ケースが鉱物形成のみを考慮したケース (以下, 「鉱物形成ケース」という), 36 ケースが収着のみを考慮したケース (以下, 「収着ケース」という) の解析の結果であった。次に, ウラン鉱床の形成時期を検討した結果, 鉱物形成+収着ケースの解析結果 (36 ケース) のうち, 11 ケースのみが 1,200 万~800 万年前の鉱床形成時期を示した。これら 11 ケースでは, ウランの 99%以上が収着によって固定され, 東濃ウラン鉱床では大部分のウランが収着されているというデータと一致する結果が得られた。ウラン濃度の分布が最も現在の状態に近い解析結果を Fig.5.2-3 に示した。

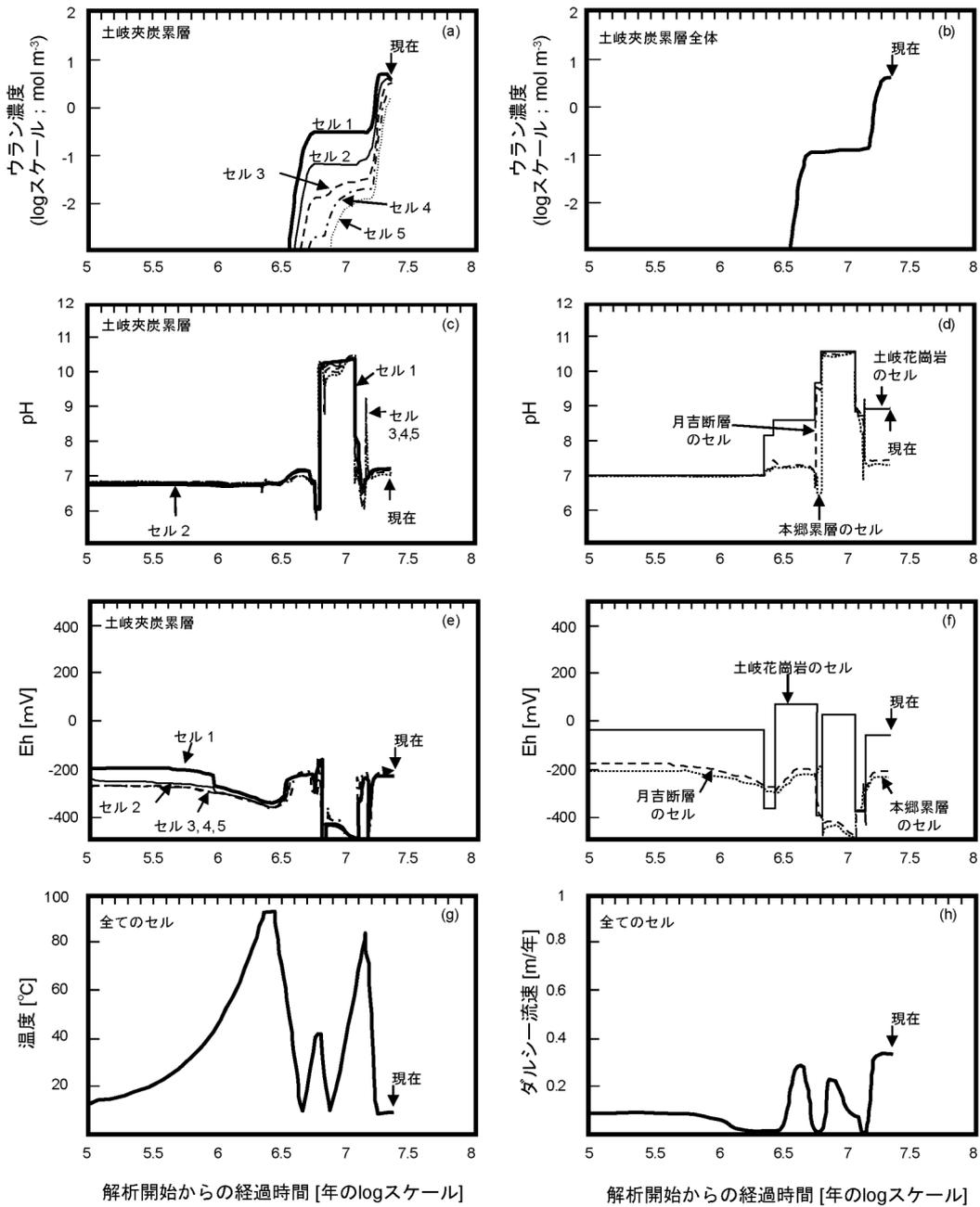


Fig.5.2-3 影響解析結果の一例 (Metcalf et al., 2006²⁶³)

(解析にあたっては、ウラン濃度、pH、Ehは土岐花崗岩中の地下水での初期値として、Table 5.2-2に示した入力値の範囲から任意に抽出したものを入力し、堆積岩中では計算によって求めた (dとfを参照)。また、温度とダルシー流速は地質体に係わらず同一の値を用いた)

次に、解析結果に重要な影響を及ぼしたインプットデータを抽出するために、ウラン濃度の分布が現在の濃度に近い結果の得られた132ケースについて、式(5.2-4)、(5.2-5)を用いて各パラメータの分散の程度 (Sk) を解析した。

$$S_k = \frac{(\mu_{All} - \mu_{Part})}{\sigma_{Part}} \tag{5.2-4}$$

μ_{All} : あるパラメータの1,078ケースにおける平均値

μ_{Part} : 解析の結果、ウラン濃度が0.03~0.06 wt% U_3O_8 になったケースのパラメータの平均値

$$\sigma_{\text{Part}} = \sigma_{\text{Part}} \sqrt{\frac{1}{N_{\text{All}}} - \frac{1}{N_{\text{Part}}}} \quad (5.2-5)$$

N_{All} : 解析ケース数 (1,078)

N_{Part} : 解析の結果, ウラン濃度が 0.03~0.06 wt% U_3O_8 になったケース数
(鉍物形成+収着ケース ; 66 ケース, 鉍物形成ケース ; 30 ケース,
収着ケース ; 36 ケース)。

結果を Fig.5.2-4 に示す。なお, この解析では, 解析ケース数が十分に多くないため, S_k として ± 1 程度の誤差を有すると見なした。

Fig.5.2-4 では, 鉍物形成+収着ケース (66 ケース ; Fig.5.2-4(a)), 鉍物形成ケース (30 ケース ; Fig.5.2-4(b)), 収着ケース (36 ケース ; Fig.5.2-4(c)) に分けて分散 S_k を示している。なお, この図では, 各ケースのパラメータの平均値が全ケースの平均値よりも小さい場合にはプラスに, 逆の場合にはマイナスになる。

Fig.5.2-4 から, Fig.5.2-1 に示した概念モデルでの土岐夾炭累層のセルの長さに関して分散 S_k が最も大きいことがわかる。これは同層中でのウランの移動経路が長くなると, ウランは沈殿・収着するものの, 土岐夾炭累層を通過する地下水量が一定であるため, 全体的な濃度が低くなるためである。従って, 地下水の流動経路の長さがウラン鉍床形成に重要な影響を及ぼした可能性が指摘される。

次に重要な要因として, 有機物の分配係数と有機物の酸化速度が挙げられる。有機物の分配係数については, Fig.5.2-4(b)と(c)を比較すると, 鉍物形成ケースでは有機物の分配係数は全ケースの平均値にほぼ一致しており, 鉍物形成に対する有機物の分配係数は大きな影響を及ぼさないとと言える。しかし, 収着ケースでは全ケースの平均値よりも大きくなっており, 有機物の分配係数は少なからぬ影響を及ぼしていることが推察される。

有機物の酸化速度に関しては, 鉍物形成ケースでは著しい負の値となったが (Fig.5.2-4(b)), 収着ケースでは全ケースの平均値に一致する (Fig.5.2-4(c))。有機物の酸化速度が速い場合, 周囲の地質環境は還元的になりやすいと考えられ, ウランの鉍物形成を促したと見なされる。従って, このような環境条件では, 鉍物形成が収着よりも卓越していたと考えられる。この結果から, 有機物の酸化速度が鉍床の形成に重要な影響を及ぼしたと推測できる。

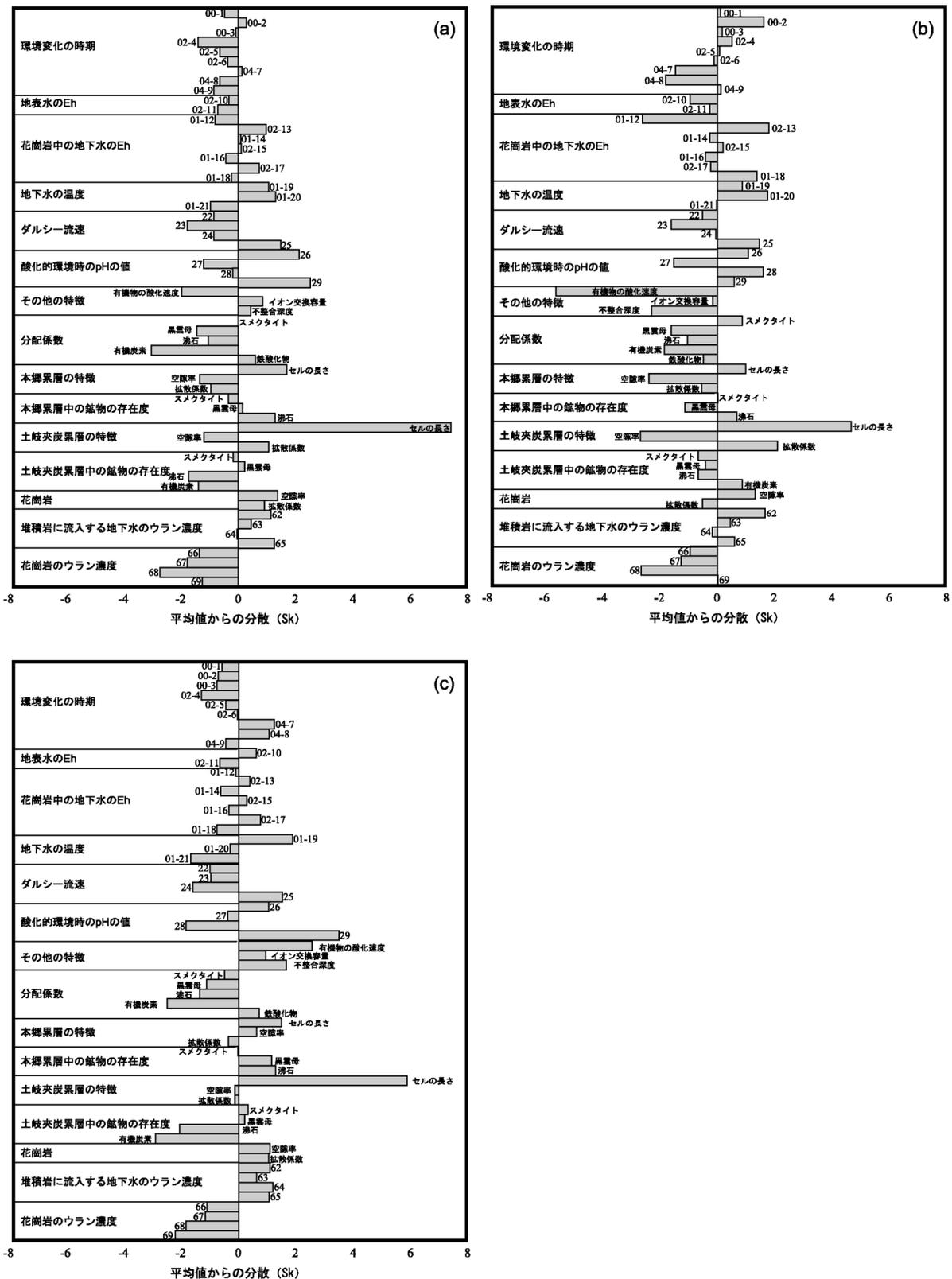


Fig.5.2-4 解析結果における各パラメータの分散の程度 (Metcalf et al., 2006²⁶³)

(a) 鉱物形成+収着ケース, (b) 鉱物形成ケース, (c) 収着ケース

(各々のケースでばらつきが大きいものほど, 解析結果に与える影響が大きい)

6. おわりに

「最終処分法」⁵⁾によると、精密調査地区の選定は、ボーリング、地表踏査、物理探査などの概要調査の結果を踏まえて、平成 20 年代前半を目途に選定することとされている。そのため、概要調査が開始される前までには、概要調査に必要な技術を整備しておくことが不可欠である。

「調査技術の開発・体系化」では、それぞれの項目で提起した今後の課題などに取り組みつつ、概要調査の開始時期を目途に、これらの研究開発を引き続き推進していく必要がある。特に、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、概要調査地区およびその周辺地域における地下の活断層やマグマなどの存在を確認することは不可欠であり、そのための調査技術を重点的に整備することが重要である。これらの調査技術については、現段階では、主に物理探査などによって得られた地球物理データに基づき、現象の存在の可能性を議論しているが、今後は、地球化学的なデータなど、物理量の異なる情報を組み合わせることで、信頼性の高い総合的かつ体系的な調査手法を構築していく必要がある。また、法定要件である「対象地層など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」を示すための調査技術については、これまでの構造地質学的手法に加えて、地層中に残されている影響の痕跡（例えば、断層岩、変質帯など）の岩石・鉱物学的手法による解析も含めた総合的な調査技術の構築を目指していく。

一方、「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⁾によると、精密調査地区選定開始時期までに、安全評価に係わる安全指標、基準値、安全評価シナリオなどを定めた安全審査基本指針を策定することとされている。そのため、「長期予測・影響評価モデルの開発」では、この時期を目途に、それまでの研究成果を踏まえて、将来の現象の発生の可能性やそれに伴う地質環境の変化などを予測・評価するための方法論を確立しておく必要がある。現段階ではそれぞれの現象に応じた予測手法の検討や個別のシミュレーション技術の開発を進めているが、今後はこれらの研究開発を引き続き進めていくとともに、シミュレーション結果の検証方法の構築を目指していく。

また、「研究情報基盤の整備」では、天然現象を考慮した安全評価に必要なとなる地球科学に関する最新の知見のほか、天然現象に伴う地質環境条件（力学、熱、地下水理、水質など）の変化に関するデータを重点的に整備していく。なお、モデルの開発や長期安定性に係るデータベースの整備は、天然現象を考慮した安全評価の基盤となる研究開発であることから、研究開発を進めるにあたっては、「安全評価手法の開発」の分野とも、これまで以上の連携を図っていくことが不可欠である。

参考文献

1. はじめに

- 1) 核燃料サイクル開発機構 (1999a): “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—総論レポート”, 核燃料サイクル開発機構, TN1400 99-020.
- 2) 梅木博之, 清水和彦, 内藤守正 (2001): “地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発2000年レポート”, 資源と素材, Vol.117, pp.768-774.
- 3) 武田精悦, 中司昇, 梅田浩司 (2004): “地質環境の長期安定性と地層処分—今後の研究開発に向けた視点—”, 月刊地球, Vol. 26, pp.332-338.
- 4) 核燃料サイクル開発機構 (1999b): “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”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 99-021.
- 5) “「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律」(平成十二年六月七日法律第百十七号)”, (2000)
- 6) 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)”.
- 7) 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”.
- 8) 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”, Organisation for Economic Co-operation and Development / Nuclear Energy Agency, NEA/RWM/PEER (99)2.
- 9) 核燃料サイクル開発機構研究開発課題評価委員会 (2001): “平成13年度研究開発課題評価(中間評価)報告書 研究課題「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」”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1440 2001-008.
- 10) 原子力安全委員会 (2002): “高レベル放射性廃棄物処分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.
- 11) 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.
- 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, Vol.11, pp.97-111.
- 13) 小出仁 (1992): “放射性廃棄物地層処分と地質長期未来予測”, 地質ニュース, No.449, pp.51-54.
- 14) 田中和広, 千木良雅弘 (1997): “我が国の地質環境の長期的変動特性評価 (その1)—将来予測の基本的考え方と課題—”, 財団法人電力中央研究所, U96027.

2. 地震・活断層に関する研究

- 15) 吉岡敏和・長秋雄・木村克己・中江訓 (2000): “構造図 No.13「花折断層ストリップマップ」”, 産業技術総合研究所.
- 16) 中田高, 後藤秀昭, 岡田篤正, 堤浩之, 丹羽俊二 (1998): “1: 25,000 都市圏活断層図「西条」”, 国土地理院.
- 17) 九州活構造研究会編 (1989): 九州の活構造, 東京大学出版会.
- 18) 活断層研究会編 (1991): 新編日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会.
- 19) 岡田篤正, 東郷正美編 (2000): 近畿の活断層, 東京大学出版会.
- 20) 200 万分の 1 活断層図編纂ワーキンググループ (2000): “200 万分の 1 日本列島活断層図ー過去数十万年間の断層活動の特徴ー”, 活断層研究, Vol.19, pp.3-12.
- 21) 池田安隆, 今泉俊文, 東郷正美, 平川一臣, 宮内崇裕, 佐藤比呂志編 (2002): 第四紀逆断層アトラス, 254p, 東京大学出版会.
- 22) 中田高, 今泉俊文編 (2002): 活断層詳細デジタルマップ (+DVD2 枚 +付図), 東京大学出版会.
- 23) Sugimura, A. and Matsuda, T. (1965): “Atera fault and its displacement vectors”, Geol. Soc. Amer. Bull., Vol.76, pp.509-522.
- 24) 岡田篤正 (1973): “中央構造線の第四紀断層運動について”, 杉山隆二編, 「中央構造線」, 東海大学出版会, pp.49-86.
- 25) 大中康馨, 松浦充宏 (2002): 地震発生の物理学, 東京大学出版会.
- 26) 長谷川昭, 中島淳一, 海野徳仁, 三浦哲, 諏訪謡子 (2004): “東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式”, 地震, 第 2 輯, Vol.56, pp.413-424.
- 27) 野原壯, 郡谷順英, 今泉俊文 (2000): “活断層 GIS データを用いた地殻の歪速度の推定”, 活断層研究, Vol.19, pp.23-32.
- 28) 第四紀火山カタログ委員会 (1999): “日本の第四紀火山カタログ” (CD-ROM), 日本火山学会.
- 29) Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T. (2000): “Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan”, PAGEOPH, 157, pp.2303-2322.
- 30) Shimazaki, K. (1986): “Small and large earthquakes: The effect of the thickness of seismogenic layer and free surface, Earthquake Source Mechanics”, Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. pp.209-216.
- 31) 隈元崇 (2001): “鳥取県西部地震で提起された地震の発生確率と規模の推定に関する課題”, 活断層研究, Vol.20, pp.71-78.
- 32) 松田時彦 (1998): “活断層からの長期地震予測の現状ー糸魚川-静岡構造線活断層系を例にしてー”, 地震, 第 2 輯, Vol.50, pp.23-33.
- 33) 垣見俊弘 (2002): “「活断層地震」と「バックグラウンド地震」のはざまの地震ー鳥取県西部地震を例としてー”, 災害の研究, Vol.33, pp.113-125
- 34) 菊地正幸 (1995): “遠地実体波による震源のメカニズム”, 月刊地球号外, No.13, pp.47-53.
- 35) 菊地正幸 (2000): “2000 年 10 月 6 日鳥取県西部地震の地震(M7.3)”, E.I.C 地震学ノート, 93s.

- 36) 山中佳子 (2004): “10月23日新潟県中越地方の地震(Mj6.8)”, EIC地震学ノート, No.154, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2004/EIC154a.html.
- 37) 佐藤良輔編著, 阿部勝征, 岡田義光, 島崎邦彦, 鈴木保典 (1997): 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック (第3刷), 鹿島出版会.
- 38) Kanamori, H and Anderson, D.L. (1975): “Theoretical basis of some empirical relations in seismology”, Bull. Seismol. Soc. Amer., pp.1073-1095.
- 39) 松田時彦 (2005): “2000年鳥取県西部地震と山陰地方—その特異性の検討—”, 活断層研究, Vol.25, pp.109-116.
- 40) 神沼克伊, 岩田孝行, 茅野一郎, 大竹政和共編 (1973): “図説 日本の地震 1872年—1972年”, 東京大学地震研究所研究速報, 第9号.
- 41) 宇津徳治 (1999): 地震活動総説, 東京大学出版会.
- 42) 宇佐美龍夫(2003): 日本被害地震総覧, 東京大学出版会.
- 43) 佐藤比呂志, 池田安隆 (1999): “東北日本の地質構造と新生代テクトニクス”, 月刊地球, Vol.21, No.4, pp.212-219.
- 44) 伊藤潔 (1997): “地殻内地震の深さの上限”, 日本地震学会講演予稿集, 2, p.161.
- 45) Kaizuka, S. and Imaizumi, T. (1984): “Horizontal strain rates of the Japanese islands estimated from Quaternary fault data”, Geogra. Rep.TOKYO Metro. Univ., pp43-65.
- 46) 佐藤比呂志 (1989): “東北本州弧における後期新生界の変形度について”, 地質学論集, 32, pp.257-268.
- 47) Wesnousky, S.G., Scholz, G.H. and Shimazaki, K. (1982): “Deformation of an island arc : rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data”, Jour. Geophys. Res., Vol.87, No.B8, pp.6829-6852.
- 48) 鷺谷威 (2004): “GPS データを用いた地殻変動解析手法に関する研究”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7400 2004-010.
- 49) 鷺谷威, 松浦充宏, 橋本千尋, 福井健史 (2003): “地殻活動予測モデリングのための地殻変動データ同化”, 地球惑星科学関連学会 2003年合同大会, U062-P003 (CD-ROM).
- 50) Bourne, S.J., England, P.C. and Parsons, B. (1998): “The motion of crustal block driven by flow of the lower lithosphere and implications for slip rates of continental strike-slip faults”, Nature, Vol.391, pp.655-659.
- 51) 活断層マップワーキンググループ (1999): “日本の活断層詳細 GIS マップからわかること”, 月刊地球, Vol.21, No.10, pp.687-693.
- 52) 伏島祐一郎, 関口春子, 栗田泰夫, 杉山雄一 (2003): “2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動の測地測量調査”, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 活断層・古地震研究報告, Vol.3, pp.157-162.
- 53) 堤浩之, 隈元崇, 奥村晃史, 中田高 (2000): “鳥取県西部地震震源域の活断層”, 活断層研究, Vol.31, pp.81-86.
- 54) 井上大榮, 宮越勝義, 上田圭一, 宮脇明子, 松浦一樹 (2002): “2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査”, 地震, 2, Vol. 54, pp.557-573.

- 55) 伏島祐一郎, 吉岡敏和, 水野清秀, 宍倉正展, 井村隆介, 小松原琢, 佐々木俊法 (2001): “2000年鳥取県西部地震の地震断層調査”, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 活断層・古地震研究報告, Vol.1, pp.1-26.
- 56) 鷺谷威, 西村卓也, 畑中雄樹, 福山英一 (2002): “2000年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル”, 地震, 第2輯, Vol.54, pp.523-534.
- 57) 遠田晋次 (2002): “2000年鳥取県西部地震の”地変”についての考察—境界要素法による表層誘発すべりの可能性についての検討—”, 活断層研究, Vol.21, pp.93-98.
- 58) Stein, R.S., King, G.C.P. and Lin, J. (1994): “Stress triggering of the 1994 M=6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors”, Science, 265, pp.1432-1435.
- 59) Rymer, M. (2000): “Triggered surface slips in the Coachella Valley area associated with the 1992 Joshua Tree and others, California, earthquakes”, Bull. Seism. Soc. Am., pp.832-848.
- 60) Okada, Y. (1992): “Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space”, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.82, pp.1018-1040.
- 61) Toda, S., Stein, R.S., Reasenberg, P.A., Dieterich, J.H. and Yoshida, A. (1998): “Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan, shock : Effect on aftershocks and future earthquake probabilities”, J. Geophys. Res., Vol.103, B10, pp.24,543-24,565.
- 62) 岡田篤正 (2002): “山陰地方の活断層の諸特徴”, 活断層研究, Vol.22, pp.17-32.
- 63) 高田圭太, 中田高, 野原壯, 原口強, 池田安隆, 伊藤潔, 今泉俊文, 大槻憲四郎, 鷺谷威, 堤浩之 (2003): “震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討—中国地方を事例として—”, 活断層研究, Vol.23, pp.77-91.
- 64) 小林健太, 相澤泰隆, 梅津健吾, 小山敦子, 山本亮 (2003): “2000年鳥取県西部地震の震源域における地質構造解析”, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 活断層・古地震研究報告, Vol.3, pp.163-174.
- 65) 核燃料サイクル開発機構 (2004): “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—平成15年度報告—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2004-007.
- 66) Koike, K., Ichikawa, Y., Kouda, R. and Ueki, T. (1998): “Lineament Extraction from Several Kinds of Satellite Images and Azimuth at Distribution Analysis of Estimated Fractures for Southern Hyogo Earthquake Area”, Proc. 4th Annual Conference of the Int. Assn. for Mathematical Geology, Ishcia, Italy, Vol. 2, pp. 773-778.
- 67) 服部仁, 片田正人 (1964): “5万分の1地質図幅「根雨」および同説明書”, 地質調査所.
- 68) 木下博久, 野原壯, 中田高, 池田安隆, 伊藤潔, 大槻憲四郎, 鷺谷威, 高田圭太, 遠田晋次 (2005): “比較的規模の大きな地下活断層の特徴とその調査手法の検討”, 活断層研究, Vol.25, pp.27-38.
- 69) 寒川旭 (1986): “誉田山古墳の断層変位と地震”, 地震, 第2輯, Vol.39, pp.15-24.
- 70) 日本の地質「中国地方」編纂委員会編 (1993): 日本の地質7 中国地方, 共立出版株式会社.
- 71) 藤田和夫 (1993): “西南日本, とくに近畿トライアングルをめぐるネオテクトニクス, 日本の地質100年”, 日本地質学会, pp.237-244.
- 72) 佐藤比呂志 (1996): “日本列島のインバージョンテクトニクス”, 活断層研究, 15, pp.128-132.

- 73) 寺岡易司, 松浦浩久, 牧本博, 神谷雅晴, 広島俊男, 駒沢正夫, 志知龍一, 吉田史郎 (1996): “20 万分の 1 地質図幅「高橋」”, 地質調査所.
- 74) Kudo, T., Yamamoto, A., Nohara, T. and Kinoshita, H. (2004): “Variations of standard deviation of gravity anomalies in Chugoku district, Japan”, *Earth Planets Space*, Vol.56, pp.e5-e8.
- 75) 中国地方土木地質図編纂委員会編 (1984): “中国地方土木地質図”.
- 76) 野原壯, 木下博久 (2004): “鳥取県西部地震と地質環境の長期安定性”, *月刊地球*, Vol.26, No.6, pp.372-377.
- 77) Kimura, J., Kunikiyo, T., Osaka, I., Nagao, T., Yamauchi, S., Kakubuchi, S., Okada, S., Fujibayashi, N., Okada, R., Murakami, H., Kusano, T., Umeda, K., Hayashi, S., Ishimaru, K., Ninomiya, A. and Tanase, A. (2003): “Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction”, *The Island Arc*, Vol.12, pp.22-45.
- 78) Yamauch, M., Hirahara, K. and Shibutani, T. (2003): “High resolution receiver function imaging of the seismic velocity discontinuities in the crust and the uppermost mantle beneath southwest Japan”, *Earth Planets Space*, Vol.55, pp.59-64.
- 79) 東京大学地震研究所地震予知観測情報センター(2002): “国立大学観測網地震カタログ震源ファイル (Japan University Network Earthquake Catalog Hypocenters File) ”, <http://wwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/db/junec>.
- 80) 気象庁 (1999): “地震年報 平成 11 年”.
- 81) 気象庁 (2000): “地震年報 平成 12 年”.
- 82) 気象庁 (2001): “地震年報 平成 13 年”.
- 83) 松田時彦 (1967): “松代地震断層の地質学的特質”, *地震研究所彙報*, 45, pp.537-550.
- 84) 中村一明 (1971): “松代地震から学んだこと一手に入れた地震制御へのデーター”, *松代地質センター資料*, Vol.954, pp.127-133.
- 85) 西脇周平, 鷺谷威 (2005): “大地震震源域近傍の詳細な地殻歪み分布とその時間変化”, *地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会*, D007-002 (CD-ROM).
- 86) Matsuda, T. (1981): “Active fault and damaging earthquake in Japan-Macroseismic zoning and precaution fault zones, *Earthquake Prediction-An International Review*, M. Ewing Series, 4, American Geophysical Union, pp.279-289.
- 87) 松田時彦 (1991): “浅田先生に対するお答え”, *活断層研究*, Vol.9, pp.4-5.
- 88) 川辺岩夫 (1991): “地震に伴う地下水, 地球化学現象”, *地震*, 2, 44, pp.341-364.
- 89) 宇田進一, 林愛明, 竹村恵二 (1998): “ボーリングコアから見た野島断層破碎帯の地下水の流動”, *月刊地球「断層解剖計画」(号外)*, No.21, pp.171-174.
- 90) 田中秀実, 池田隆司, 伊藤久男, 新井崇史, 大谷具幸, 小村健太郎, 小橋健太, 佐野広征, 澤口隆, 富田倫明, 富田直人, 樋口孝幸, 平野聡, 藤本光一郎, 松田達生, 山崎暁子 (1998): “野島地震断層掘削コア (GSJ および NIED)に見られる断層岩の産状”, *地質学雑誌*, Vol.104, p.6.
- 91) Ishimaru, K. and Shimizu, I. (1997): “Groundwater pressure changes associated with earthquakes at the Kamaishi Mine, Japan -A study for stability of geological environment in Japan”, *Proc. 30th Int. Geol. Congr.*, 24, pp.31-41.

- 92) Wakita, H. (1975): "Water wells as possible indicators of tectonic strain", *Science*, Vol.189, pp.553-555.
- 93) 小泉尚嗣 (1994): "地殻歪と地殻内流体", *火山*, Vol.39, No.4, pp.169-176.
- 94) 松本則夫, 小泉尚嗣 (1998): "高感度地殻変動センサーとしての地下水位の変動メカニズムの解明", *地球号外「新地震予知研究」*, Vol.20, pp.226-229.
- 95) Bredehoeft, J.D. (1967): "Response of well-aqifer systems to Earth tides", *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.3075-3087.
- 96) Scholz, C.H., Sykes, L.R. and Aggarwal, Y.P. (1973): "Earthquake prediction: A physical basis", *Science*, Vol.181, 4102, pp.803-810.
- 97) Muir-Wood, R. and King, G.C.P. (1993): "Hydrological signatures of earthquake strain", *J. Geophys. Res.*, Vol.98, B12, pp.22,035-22,068.
- 98) Igarashi, G. and Wakita, H. (1991): "Tidal responses and Earthquake-related changes in the water level of deep wells", *J. Geophys. Res.*, Vol.96, No.B3, pp.4269-4278.
- 99) Sibson, R.H. (1992): "Implication of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence", *Tectonophysics*, Vol.211, pp.283-293.
- 100) Blanpied, M.L., Lockner, D.A. and Byerlee, J.D. (1992): "An earthquake mechanism based on rapid sealing of faults", *Nature*, Vol.358, pp. 574-576.
- 101) Sleep, N.H. and Blanpied, M.L. (1992): "Creep, compaction and the weak rheology of major faults", *Nature*, Vol.359, pp.687-692.
- 102) Rojstaczer, S., Wolf, S. and Michel, R. (1995): "Permeability enhancement in the shallow crust as a cause of earthquake-induced hydrological changes", *Nature*, Vol.373, pp.237-239.
- 103) Brodsky, E.E., Roeloff, E., Woodcock, D., Gall, I. and Manga, M. (2003): "A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes", *J. Geophys. Res.*, Vol.108, No.B8, 2390, doi:10.1029/2002JB002321.
- 104) Roeloffs, E.A. and Quilty, E. (1997): "Water level and Strain changes preceding and following the August 4, 1985 Kettleman Hills, California, Earthquake", *Pure and Applied Geophysics*, Vol.149, pp.21-60.
- 105) Roeloffs, E.A. (1998): "Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes", *J. Geophys. Res.*, Vol.103, B1, pp.869-889.
- 106) Bosl, W. and Nur, A. (1998): "Numerical Simulation of Postseismic Deformation due to Pore Fluid Diffusion, in *Poromechanics*", Edited by J. -F. Thimus, Y. Abousleiman, A. H. -D. Cheng, O. Coussy, and E. Detournay, 23-28, Balkema, Rotterdam.
- 107) 田中秀実, 板谷徹丸 (1998): "活断層の下になにがあるのか", *科学*, Vol.68, pp.253.
- 108) Tanaka, H., Matsuda, T., Omura, K., Ikeda, R., Kobayashi, K., Shimada, K., Arai, T., Tomita, T. and Hirano, S. (2001): "Complete fault rock distribution analysis along the Hirabayashi NIED corepenetrating the Nojima Fault at 1,140m depth, Awaji Island, Southwest Japan", *Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention*, Vol.61, pp.195-220.
- 109) Gratier, J., Favreau, P. and Renard, F. (2003): "Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes", *J. Geophys. Res.*, 108, B2, 2104, ETG11-1 - 11-25.

- 110) Forster, C.B., Evans, J.P., Tanaka, H., Jeffreys, R. and Nohara, T. (2003): “Hydrologic properties and structure of the Mozumi Fault, central Japan”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.30, No.6, MOZ 1, 1-4.
- 111) Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B. (1996): “Fault zone architecture and permeability structure”, *Geology*, Vol.24, No.11, pp.1025-1028.
- 112) 佐藤努, 高橋誠, 松本則夫, 佃栄吉 (1995a): “1995 年兵庫県南部地震後に生じた淡路島の湧水”, *地質ニュース*, No.496, pp.61-66.
- 113) 佐藤努, 高橋誠 (1996): “1995 年兵庫県南部地震後に生じた淡路島の湧水 (その 2)湧水量の変化”, *地質ニュース*, No.506, pp.24-28.
- 114) 電力中央研究所地震被害調査グループ (1995): “1995 年兵庫県南部地震被害調査速報”, 電力中央研究所報告, U94042.
- 115) 大島洋志, 木谷日出男, 上出定幸, 魚住誠司, 新井節 (1996): “地震による地下水の変動”, *応用地質*, Vol.37, No.4, pp.351-358.
- 116) 渡辺紹裕, 堀野治彦, 水谷正一, 中村公人, 中桐貴生, 大上博基 (1995): “阪神・淡路大震災による淡路島北部の水環境の変化”, *農業土木学会誌*, Vol.63, No.11, pp.45-50.
- 117) 佐藤努, 高橋誠 (1995): “1995 年兵庫県南部地震に伴う地下水の変化—淡路島で生じた湧水—”, *地震予知連絡会会報*, Vol.54, pp.732-734.
- 118) Koizumi, N., Kano, Y., Kitagawa, Y., Sato, T., Takahashi, M., Nishimura, S. and Nishida, R. (1996): “Groundwater anomalies associated with the 1995 Hyogo-Ken Nanbu Earthquake”, *J. Phys. Earth*, Vol.44, pp.373-380.
- 119) 石丸恒存 (1997): “地質環境の長期安定性に関する研究—地震が地下水の水理に与える影響—”, *動燃技報*, No.102 (1997.6), pp.39-46.
- 120) 佐藤努, 高橋誠, 松本則夫, 佃栄吉 (1995b): “兵庫県南部地震に伴った地下水の変化 (1995 年 10 月まで)”, *環境地質学シンポジウム論文集*, 5, pp.41-44.
- 121) 遠田晋次, 田中和広, 千木良雅弘, 宮川公雄, 長谷川琢磨 (1995): “1995 年兵庫県南部地震に伴うコサイスマミックな地下水挙動”, *地震*, 第 2 輯, Vol.48, pp.547-553.
- 122) 佐藤努, 酒井隆太郎, 大澤英昭, 古屋和夫, 児玉敏雄 (1999): “淡路島で地震後異常に湧出した地下水の酸素, 水素同位体比”, *日本水文科学会誌*, Vol.29, No.1, pp.13-24.
- 123) 佐藤努, 酒井隆太郎, 古屋和夫, 児玉敏雄 (2000): “地震後の湧出量変化から推定される水頭拡散率”, *地下水技術*, Vol.42, No.2, pp.16-22.
- 124) 徳永朋祥 (1999): “地震時の地下水変動から推定される淡路島北部地域の水理特性”, *応用地質*, Vol.40, No.2, pp.99-106.
- 125) 阿部寛信, 酒井隆太郎 (1999): “地震, 断層活動が水理環境に及ぼす影響”, *サイクル機構技報*, No.5 (1999.12), pp.77-83.
- 126) 黒澤英樹, 野原壯, 三輪敦志, 浅森浩一 (2003): “鳥取県西部地震震源断層近傍の地下水位の変化とその原因について”, *地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集*, S043-P002 (CD-ROM).
- 127) King, C.-Y., Azuma, S., Igarashi, G., Ohno, M., Saito, H. and Wakita, H.: (1999) “Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan”, *J. Geophys. Res.*, Vol.104, No.B6, pp.13,073-13,082.

- 128) Dobrovolsky, I.P., Zubkov, S.I. and Miachkin, V.I. (1979): “Estimation of the size of earthquake preparation zone”, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.117, 1025-1044.
- 129) 野原壯, 郡谷順英, 鈴木元孝 (2003): “第三紀月吉断層近傍の中新統中の小断層と地震に伴う地下水流動の変化の原因について”, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, S043-P003 (CD-ROM).
- 130) 緒方正彦 (1984): “岩盤分類の要因としての岩盤の不連続面”, 岩盤分類, 応用地質特別号, 応用地質学会, pp.17-24.
- 131) 大槻憲四郎, 北風嵐, 林謙一郎 (1991): “破壊からみた鉱脈鉱床の裂か形成に関する基礎的研究”, 鉱山地質, Vol.41, No.4, pp.219-226.
- 132) 核燃料サイクル開発機構 (2003a): “広域地下水流動研究 年度報告書 (平成 14 年度)”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2003-002.
- 133) 核燃料サイクル開発機構 (2003b): “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—平成 14 年度報告—”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2003-004.
- 134) 原子力発電環境整備機構 (2004): “概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠”, 原子力発電環境整備機構.
- 135) 松田時彦 (2000): “断層の末端と上部地殻の性質”, 月刊地球号外, No.31, pp.74-80.
- 136) 松田時彦, 山崎晴雄, 中田高, 今泉俊文 (1980): “1896 年陸羽地震の地震断層”, 地震研彙報, Vol.55, pp795-855.
- 137) 佐藤比呂志 (2004): “逆断層帯の地質構造の 3 次元的モデル化のための弾性波探査手法に関する研究”, 核燃料サイクル開発機構, JNC T J7400 2004-009.
- 138) 佐藤比呂志, 平田直 (1998): “活断層の深部構造と日本列島の成立”, 科学, Vol.63, pp.68-71.
- 139) 今泉俊文, 佐藤比呂志 (2005): “東北地方の活断層研究の諸問題”, 第四紀研究, Vol.44, pp.217-228.
- 140) 寒川旭, 水野清秀, 山口昇一 (1987): “50 万分の 1 活構造図 網走”, 地質調査所.
- 141) 大塚康範 (1978): “地震断層のずれにともなう地盤・岩盤の変形解析 (その 1)”, 応用地質, 19, 3, pp.9-18.

3. 火山・地熱活動に関する研究

- 142) 古澤明 (1995): “火山ガラスの屈折率測定及び形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別”, 地質学雑誌, Vol.101, pp.123-133.
- 143) 古澤明 (2004): “RIPL 法により由布岳火山周辺のテフリックレスから見いだした火山活動”, 地質雑, Vol.110, pp.19-37.
- 144) 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, Vol.26, pp.395-400.
- 145) 岩崎孝明 (1987): “下北半島北東部における中・後期更新世堆積物層序”, 駒沢地理, Vol.23, pp.109-123,.
- 146) 桑原拓一郎, 山崎晴雄 (2001): “テフラから見た最近 45 万年間の恐山火山の噴火活動史”, 火山, Vol.46, pp.37-52.

- 147) 梅田浩司, 草薙恵, 古澤明, 宇井忠英 (1996): “別府湾コアからみた由布・鶴見火山群における完新世の噴火活動”, 火山, Vol.41, pp.61-71.
- 148) 古澤明, 梅田浩司 (2000): “別府湾コアにおける最近 7000 年間の火山灰層序-ピストンコア中の火山灰と阿蘇, 九重火山のテフラとの対比”, 地質雑, Vol.106, pp.31-50.
- 149) 古澤明, 梅田浩司 (2002a): “新期大山テフラ DNP, DSP, DKP の岩石記載的特徴の再検討”, 第四紀研究, Vol.41, pp.123-129.
- 150) 古澤明, 梅田浩司 (2002b): “大山最下部および下部火山灰には含まれるテフラの岩石記載的特徴”, 第四紀研究, Vol.41, pp.413-420.
- 151) 鈴木毅彦 (2000): “飛騨山脈貝塩給源火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年”, 地理評, Vol.73, pp.1-25.
- 152) 黒川勝己, 富田裕子, 金子頭 (1998): “新潟地域の板山-Nym 火山灰層, 氷見層群の YT3 火山灰層および東海層群の佐布里火山灰層の対比: 中央日本における鮮新世の広域火山灰層の検出”, 地球科学, 52, pp.292-300.
- 153) 里口保文, 長橋良隆, 黒川勝己, 吉川周作 (1999): “本州中央部に分布する鮮新-下部更新統の火山灰層序”, 地球科学, Vol.53, pp.275-290.
- 154) 長橋良隆, 里口保文, 吉川周作 (2000): “本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代”, 地質雑, Vol.106, pp.51-69.
- 155) 金沢淳, 富山眞吾, 及川輝樹, 梅田浩司 (2005): “地質温度計による熱履歴の調査手法について”, サイクル機構技報, No.26, pp.1-18.
- 156) 兼岡一郎 (1998): 年代測定概論, 東京大学出版会, 315p.
- 157) 沢田順弘, 板谷徹丸 (1993): “琵琶湖南部後期白亜紀環状花崗岩質岩体の K-Ar 年代-巨大コールドロンにおける冷却史-”, 地質雑, Vol.99, pp.975-990.
- 158) Hasebe, N., Tagami, T. and Nishimura, S. (1993): “Evolution of the Shimanto accretionary complex; a fission track thermochronologic study”, Spec. Pap. Geol. Soc. Am., Vol.273, pp.121-136.
- 159) 原山智 (1994): “世界一若い露出プルトンの冷却史-北アルプス, 滝谷花崗閃緑岩の年代と冷却モデル-”, 地質学論集, Vol.43, pp.87-97.
- 160) 梅田浩司, 小松亮, 棚瀬充史, 湯佐泰久 (2001): “西南日本領家帯 (四国), 高浜花崗岩類の冷却史-特に新第三紀貫入岩類による熱的影響-”, 岩石鉱物科学, Vol.30, pp.17-27.
- 161) Dodson, M.H. and McClelland-Brown, E.A. (1985): “Isotopic and paleomagnetic evidence for rates of cooling, uplift and erosion”, Geol. Soc. Mem., Vol.10, pp.315-325.
- 162) Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G. (1989): “A Geologic Time Scale”, Cambridge Univ. Press, 263p.
- 163) Kagami, H., Honma, H., Shirahase, T. and Nureki, T. (1988): “Rb-Sr whole rock isochron ages of granites from northern Shikoku and Okayama, southwest Japan: Implications for the migration of the Late Cretaceous to Paleogene igneous activity in space and time”, Geochem. Jour., Vol.22, pp.69-79.
- 164) Harrison, T.M., Armstrong, R.L., Naeser, C. and Harkal, J.E. (1979): “Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic complex, near Prince Rupert, British Columbia”, Can. Jour. Earth. Sci., Vol.16, pp.400-410.

- 165) Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S. and Ito, H. (1995): “Annealing kinetics of fission tracks in zircon; an experimental study”, *Chem. Geol.*, Vol.122, pp.249-258.
- 166) Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. and Gleadow, A.J.W. (1987): “Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2, A quantitative analysis”, *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, Vol.65, pp.1-13.
- 167) 石丸恒存, 角田地文 (2002): “日本列島における大規模火砕流の特徴と熱的影響解析”, サイクル機構技報, No.14 (2002.3), pp.161-170.
- 168) 松崎達二, 角田地文, 石丸恒存, 鎌田浩毅, 檀原徹, 岩野英樹, 吉岡哲 (2004): “大規模火砕流による基盤岩への熱的影響の検討ーフィッション・トラック法による熱履歴解析”, *応用地質*, Vol.45, pp.238-248.
- 169) 鎌田浩毅, 檀原徹, 林田明, 星住英夫, 山下透 (1994): “中部九州の今市火砕流堆積物と類似火砕流堆積物の対比および噴出源の推定”, *地質雑*, Vol.100, pp.279-291.
- 170) 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1988a): “久住地域 (第2次)地熱開発促進調査総合解析報告書”, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 18, 239p.
- 171) 豊肥地熱地域地質図編集グループ (1982): “10万分の1豊肥地熱地域地質図説明書 特殊地質図 (21-1)”, 地質調査所, 23p.
- 172) Kamata, H., Suzuki-Kamata, K. and Bacon, C. R. (1993): “Deformation of the Wineglass Welded Tuff and the timing of caldera collapse at Crater Lake, Oregon”, *Jour. Volcano. and Geotherm. Res.*, Vol.56, pp.253-266.
- 173) Farley, K.A. (2002): “(U-Th)/He dating, Techniques, calibration, and applications”, in Porcelli, P. D., Ballentine, C. J., and Wieler, R. (Eds.), *Noble Gas Geochemistry, Reviews in Mineral. and Geochem.*, Vol.47, pp.819-843.
- 174) Farley, K.A. (2000): “Helium diffusion from apatite; General behavior as illustrated by Durango fluorapatite”, *Jour. Geophys. Res.*, Vol.105, pp.2903-2914.
- 175) Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G. (1989): “A Geologic Time Scale”, Cambridge Univ.Press, 263p..
- 176) Farley, K.A. and Stockli, D.F. (2002): “(U-Th)/He dating of phosphates, apatite, monazite, and xenotime”, in P. D. Porcelli, C. J. Ballentine, R. Wieler (Eds.), *Noble Gas Geochemistry, Reviews in Mineral. and Geochem.*, Vol.47, pp.559-577.
- 177) 兼岡一郎, 井田喜明編 (1997): 火山とマグマ, 東京大学出版会, 240p.
- 178) 浅森浩一, 梅田浩司 (2005): “地下深部のマグマ・高温流体等の調査技術について”, *原子力バックエンド研究*, 11, pp.147-155.
- 179) 科学技術・学術審議会測地学分科会 (2002): “第6次火山噴火予知計画の実施状況等のレビューについて (報告)”, 35p.
- 180) Aki, K. and Lee, W.H.K. (1976): “Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes 1. A homogeneous initial model”, *J. Geophys. Res.*, Vol.81, pp.4381-4399.
- 181) Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992): “Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan”, *J. Geophys. Res.*, Vol.97, pp.19909-19928.

- 182) 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", *J. Geophys. Res.*, Vol.106, pp.21843-21857.
- 183) 浅森浩一, 趙大鵬 (2001): "雲仙岳下におけるマグマ溜りの3次元構造", 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Jp-033.
- 184) 浅森浩一, 梅田浩司, 小川康雄, 武田祐啓, 千葉昭彦, 趙大鵬, 鍵山恒臣 (2003a): "雲仙岳下における比抵抗及び地震波速度構造", 地球惑星関連学会 2003 年合同大会予稿集, V055-034 (CD-ROM).
- 185) 小原一成 (2001): "最近の地震観測網整備について", *自然災害科学*, 19, pp.397-402.
- 186) Aizawa, K., Yoshimura, R. and Oshiman, N. (2004): "Splitting of the Philippine Sea Plate and a magma chamber beneath Mt. Fuji", *Geophys. Res. Lett.*, Vol.31, 10.1029/2004 GL019477.
- 187) Sano, Y., Nakamura, Y., Wakita, H., Urabe, A. and Tominaga, T. (1984): "Helium-3 emission related to volcanic activity", *Science*, Vol.224, pp.150-151.
- 188) 土谷信之, 伊藤順一, 関陽児, 巖谷敏光 (1997): "岩ヶ崎地域の地質", 地域地質研究報告, 地質調査所.
- 189) Nakajima, J. and Hasegawa, A. (2003): "Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution", *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol.127, pp.1-18.
- 190) 浅森浩一, 梅田浩司, 小川康雄, 武田祐啓, 上原大二郎, 鍵山恒臣 (2004): "鳴子火山下における深部比抵抗構造", 地球惑星関連学会 2004 年合同大会予稿集, V055-012 (CD-ROM).
- 191) Groom, R.W. and Bailey, R.C. (1989): "Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortions", *J. Geophys. Res.*, Vol.94, pp.1913-1925.
- 192) Ogawa, Y. and Uchida, T. (1996): "A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift", *Geophys. J. Int.*, Vol.126, pp.69-76.
- 193) 中村久由, 前田憲二郎, 鈴木孝 (1958): "紀伊半島中南部地方の温泉群について", 地質調査月報, Vol.9, pp.357-370.
- 194) 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1993): "地熱開発促進調査報告書 No.37 本宮地域", 新エネルギー・産業技術開発機構, 885p.
- 195) 大石朗, 村松容一, 吉田裕, 橋詰良吉 (1995): "流体包有物による和歌山県本宮地域の熱水活動の検討", *温泉科学*, Vol.45, pp.63-75.
- 196) Wakita, H., Sano, Y. and Mizoue, M. (1987): "High ^3He emanation and seismic swarms observed in a nonvolcanic, forearc region", *J. Geophys. Res.*, Vol.92, pp.12539-12546.
- 197) 矢野雄策, 田中明子, 高橋正明, 大久保泰邦, 笹田政克, 梅田浩司, 中司昇 (1999): "300 万分の 1 日本列島地温勾配図", 地質調査所.
- 198) Sano, Y. and Wakita, H. (1985): "Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism", *J. Geophys. Res.*, Vol.90, pp.8729-8741.
- 199) 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 Planet. Sci. Lett.*, Vol.216, pp.221-230.

- 200) 角田地文, 梅田浩司, 棚瀬充史, 福田大輔 (2003): “紀伊半島南部における温泉湧出裂か系と温泉水・温泉ガスの地球化学”, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, H060-007 (CD-ROM).
- 201) 金沢淳, 浅森浩一, 梅田浩司, 角田地文 (2004): “四国地方における温泉ガスのヘリウム同位体比”, 日本地球化学会年会講演要旨集, p.270.
- 202) Mizoue, M., Nakamura, M., Seto, N. and Ishiketa, Y. (1983): “Three-layered distribution of microearthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii Peninsula, southwestern Honshu, Japan”, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol.58, pp.287-310.
- 203) Seno, T., Zhao, D., Kobayashi, Y. and Nakamura, M. (2001): “Dehydration of serpentized mantle: Seismic evidence from southwest Japan”, *Earth Planets, Space*, Vol.53, pp.861-871.
- 204) 谷秀人, 趙大鵬, 小松亮, 石丸恒存, 浅森浩一 (2002): “人工地震と自然地震データを用いた西南日本の地殻構造”, 地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, S052-018.
- 205) Salah, M.K. and Zhao, D. (2003): “3-D seismic structure of Kii Peninsula in southwest Japan: evidence for slab dehydration in the forearc”, *Tectonophys.*, Vol.364, pp.191-213..
- 206) Fujita, K., Ogawa, Y., Yamaguchi, S. and Yaskawa, K. (1997): “Magnetotelluric imaging of the SW Japan forearc - a lost paleoland reveal?”, *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol.102, pp.231-238.
- 207) 梅田浩司, 上原大二郎, 小川康雄, 工藤健, 角田地文 (2003a): “広帯域MT法による紀伊半島の中新世珪長質火成岩体の深部構造”, *火山*, Vol.48, pp.461-470.
- 208) 梅田浩司, 梶原竜哉, 内田洋平 (2003b): “日本列島における坑井温度プロファイルのコンパイルと一次元熱輸送モデルによる熱流束”, 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, T032-P002 (CD-ROM).
- 209) 上原大二郎, 石丸恒存, 棚瀬充史, 小川康雄, 鍵山恒臣 (2003): “MT法におけるファーリモートリファレンス処理の効果と紀伊半島南部地域の深部比抵抗構造”, *応用地質*, Vol.44, pp.164-174.
- 210) 上原大二郎, 小川康雄, 角田地文, 工藤健, 梅田浩司, 棚瀬充史, 武田祐啓, 千葉昭彦, 菊池晃, 鍵山恒臣 (2005): “紀伊半島南部地域の重力異常と深部比抵抗構造から推定される地熱構造”, *地震*, 第2輯, Vol.57, pp.245-255.
- 211) Ogawa, Y., Takakura, S. and Honkura, Y. (2002): “Resistivity structure across Itoigawa-Shizuoka tectonic line and its implications for concentrated deformation”, *Earth Planet. Space*, Vol.54, pp.1115-1120.
- 212) Obara, K. (2002): “Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan”, *Science*, Vol.296, pp.1679-1681.
- 213) Katsumata, A. and Kamaya, N. (2003): “Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan”, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (1), 1020, doi:10.1029/2002GL015981.
- 214) 梅田浩司, 浅森浩一, 及川輝樹, 角田地文, 趙大鵬, 鎌谷紀子 (2004a): “前弧域の非火山地帯における高温異常域について—紀伊半島中～南部の地殻・マントル構造と温泉ガスのヘリウム同位体比—”, *月刊地球*, Vol.26, pp.407-413.
- 215) Umeda, K., Ogawa, Y., Asamori, K. and Oikawa, T. (2005): “Aqueous fluids derived from a subducting slab: observed high ^3He emanation and conductive anomaly in a non-volcanic region, Kii Peninsula southwest Japan”, *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, in press.

- 216) 高橋正樹, Martin, A. J. (2004): “今後 10 万年間どこに火山はできるか? — マグマ供給システムの長期安定性をめぐって—”, 月刊地球, Vol.26, pp.386-394.
- 217) Kondo, H., Kaneko, K. and Tanaka, K. (1998): “Characterization of spatial and temporal distribution of volcanoes since 14 Ma in the Northeast Japan arc”, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol.43, pp.173-180.
- 218) 横瀬久芳, 菊池航, 長尾敬介, 小玉一人 (1998): “九州南西部矢筈岳火山岩類の K-Ar 年代”, 岩鉱, Vol.93, pp.151-161.
- 219) 大場司, 梅田浩司 (1999): “八幡平火山群の地質とマグマ組成の時間—空間変化”, 岩鉱, Vol.94, pp.187-202.
- 220) 林信太郎, 梅田浩司, 伴雅雄, 佐々木実, 大場司, 赤石和幸, 大口健志 (1996): “東北日本, 第四紀火山の時空分布 (1) — 背弧側への火山活動域の拡大—”, 1996 年度日本火山学会講演予稿集, 2, p.88.
- 221) 中田英二, 田中和広 (2001): “マグマの貫入が岩盤に与える影響—活火山周辺に分布するマグマ噴出跡の分布—”, 日本応用地質学会研究発表会講演論文集 2001, pp.55-58.
- 222) Crowe, B.M., Johnson, M.E. and Beckman, R.J. (1982): “Calculation of the probability of volcanic disruption of a high-level radioactive waste repository within southern Nevada”, USA, Radioact. Waste Manage. Nucl. Fuel Cycle, Vol.3, pp.167-190.
- 223) Ho, C.H. (1991): “Nonhomogenous Poisson model for volcanic eruptions”, Math. Geol., Vol.23, pp.167-173.
- 224) Connor, C.B. and Hill, B.E. (1995): “Three nonhomogenous Poisson models for the probability of basaltic volcanism: Application to the Yucca Mountain region, Nevada”, J. Geophys. Res., Vol.100, pp.10107-10125.
- 225) Martin, A.J., Umeda, K. and Yusa, Y. (2003a): “Probabilistic approaches for predicting the long-term spatial and temporal characteristics of monogenetic volcanoes; application to two monogenetic volcano fields in Japan”, JNC Technical Review, No.18 (2003.3), pp.59-70.
- 226) Martin, A.J., Takahashi, M., Umeda, K. and Yusa, Y. (2003b): “Probabilistic methods for estimating the long-term spatial characteristics of monogenic volcanoes in Japan”, Act. Geophysica. Polonica., Vol.51, pp.271-289.
- 227) 早川由紀夫, 小山真人 (1992): “東伊豆単成火山地域の噴火史 1: 0~32Ka”, 火山, Vol.37, pp.167-181.
- 228) 小山真人, 早川由紀夫, 新井房夫 (1995): “東伊豆単成火山地域の噴火史 2: 主として 32Ka 以前の噴火について”, 火山, Vol.40, pp.191-209.
- 229) Martin, A.J., Umeda, K., Connor, C.B., Weller, J.N., Zhao, D. and Takahashi, M. (2004): “Modeling long-term volcanic hazards through Bayesian inference: An example from the Tohoku volcanic arc, Japan”, J. Geophys. Res., 109, B10208, doi:10.1029/2004JB003201.
- 230) 湯原浩三 (1972): “地球物理学的にみた熱水系”, 地熱, Vol.34, pp.3-14.
- 231) Bredehoeft, J.D. and Papadopoulos, I.S. (1965): “Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile”, Water Resour. Res., Vol.1, pp.325-328.
- 232) Clauser, C. and Villinger, H. (1990): “Analysis of conductive and convective heat transfer in a sedimentary basin, demonstrated for the Rheingraben”, Geophys. J. Int., Vol.100, pp.393-414.

- 233) 坂川幸洋, 梅田浩司, 鈴木元孝, 梶原竜哉, 内田洋平 (2004b): “日本の坑井温度プロフィールデータベース”, 地震, 第2輯, Vol.57, pp.63-67.
- 234) 梅田浩司, 小松亮, 江原幸雄 (1999): “坑井温度データから算定した地熱地帯における熱水流体の流動速度及び熱流量”, 地熱, Vol.36, pp.219-237.
- 235) 坂川幸洋, 梅田浩司 (2004a): “一次元熱輸送モデルによる熱流束推定手法の再検討”, 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集, T032-P002 (CD-ROM).
- 236) 坂川幸洋, 梅田浩司, 浅森浩一 (2005a): “熱移流を考慮した日本列島の熱流束分布と雲仙火山を対象とした熱・水連成シミュレーション”, 原子力バックエンド研究, Vol.11.
- 237) 坂川幸洋, 梅田浩司, 浅森浩一 (2005b): “熱移流を考慮した日本列島の熱流束分布”, 日本地熱学会誌.
- 238) 山野誠, 木下正高, 山形尚司 (1997): “日本列島周辺海域の地殻熱流量分布”, 地質ニュース, No.517, pp.12-19.
- 239) Hanano, M. and Seth, M.S. (1995): “Numerical modeling of hydrothermal convection systems including super-critical fluid”, Proc. World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, 3, pp.1681-1686.
- 240) 東宮昭彦 (2000): “マグマ溜まりが周辺地殻に与える熱的影響”, 火山, Vol.45, pp.173-179.
- 241) Yuhara, K., Ehara, S. and Tagomori, K. (1981): “Estimation of heat discharge rates using infrared measurements by a helicopter-borne thermocamera over the geothermal areas of Unzen Volcano, Japan”, Jour. Volcanol. Geotherm. Res., Vol.9, pp.99-109.
- 242) 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1988b): “地熱開発促進調査報告書 no.15 雲仙西部地域”, 新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1060p.

4. 隆起・侵食／気候・海水準変動に関する研究

- 243) 平野昌繁 (1966a): “斜面発達とくに断層崖発達に関する数学モデル”, 地理学評論, Vol.39, pp.324-336.
- 244) 平野昌繁 (1966b): “斜面発達の数学モデルに関する若干の補足”, 地理学評論, Vol.39, pp.606-617.
- 245) 野上道男 (1981): “河川縦断面形の発達過程に関する数学モデルと段丘形成のシミュレーション”, 地理学評論, Vol.54, pp.86-101.
- 246) 野上道男 (2000): “地形発達に関する数値シミュレーションの構想”, 日本地理学会 2000 年秋季大会要旨.
- 247) Nogami, M., Fujiwara, O. and Sanga, T. (2002): “Simulation of a small drainage basin during the future of 120,000 yrs.”, Trans. Jap. Geomorph. Union, Vol.24, pp.105-106.
- 248) 野上道男 (1980): “段丘崖の斜面発達における従順化係数”, 地理学評論, Vol.53, pp.636-645.
- 249) 岡野真久, 高柳淳二, 藤井隆弘 (2003): “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”, ダム水源地環境整備センター, 平成 14 年度ダム水源地環境技術研究所所報, pp.31-37.

5. ナチュラルアナログ研究

- 250) 太田久仁雄, 湯佐泰久 (2003): “放射性廃棄物地層処分概念とナチュラルアナログ研究の役割”, 資源環境地質学:地球史と環境汚染を読む(資源地質学会編), 資源地質学会, pp.379-386.
- 251) IAEA (1999): “Use of natural analogues to support radionuclide transport models for deep geological repositories for long lived radioactive wastes”, IAEA-TECDOC-1109.
- 252) 吉田英一 (1996): “ナチュラルアナログ研究の再考ー東濃ウラン鉱床における研究を例としてー”, 放射性廃棄物研究, Vol.2, pp.93-103.
- 253) Iwatsuki, T., Arthur, R., Ota, K. and Metcalfe, R. (2004): “Solubility constraints on uranium concentrations in groundwaters of the Tono uranium deposit, Japan”, *Radiochimica Acta*, Vol. 92, pp.789-796.
- 254) Bethke, C. M. (1996): “Geochemical Reaction Modeling”, Oxford University Press, U.K., 397p.
- 255) 岩月輝希, 村上由記, 長沼毅, 濱克宏 (2003): “ウラン鉱床の長期保存に係わる岩盤の酸化還元緩衝能力ー東濃地域における天然環境の水ー鉱物ー微生物システムの研究例ー”, 地球化学, vol.37, pp.71-82.
- 256) Arthur, R.C. (2003): “東濃地域を対象とした地球化学モデルの構築”, 核燃料サイクル開発機構, JNC TJ7400 2003-007.
- 257) 糸魚川淳二 (1980): “瑞浪地域の地質”, 瑞浪市化石博物館専報, 第1号, pp.1-50.
- 258) 笹尾英嗣, 天野健治, 太田久仁雄 (2005): “東濃ウラン鉱床におけるナチュラルアナログ研究ーウラン鉱床での隆起・沈降の変遷と隆起速度の見積もりー”, 原子力バックエンド研究, vol.11, pp.167-179.
- 259) 糸魚川淳二, 柴田博 (1992): “瀬戸内区の中新世古地理(改訂版)”, 瑞浪市化石博物館研究報告, No.19, 1-12.
- 260) 小林孝男 (1989): “岐阜県可児盆地東部の地質とウラン鉱化作用”, 鉱山地質, Vol.39, pp.79-94.
- 261) 氏原温, 入月俊明, 細川光也 (1999): “岐阜県東濃地域の第三系”, 日本地質学会第106年学術大会見学旅行案内書, pp.97-116.
- 262) Haq, B.U., Hardendol, J. and Vail, P. R. (1987): “Chronology of fluctuating sea levels since Triassic”, *Science*, Vol.235, pp.1156-1167.
- 263) Metcalfe, R., Takase, H., Sasao, E., Ota, K., Iwatsuki, T., Arthur, R., Stenhouse, M. J., Zhou, W. and Mackenzie, A. B. (2006): “A system model for the origin and evolution of the Tono uranium deposit, Japan”, *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, Vol.6, pp.13-31.

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
物質の量	モル	mol
光の強度	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
質量体積 (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
(物質量の)濃度	モル毎立方メートル	mol/m ³
輝度	カンデラ毎平方メートル	cd/m ²
屈折率	(数の) 1	1

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	ヨタ	y

表3. 固有の名称とその独自の記号で表される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 ^(a)	rad		m ² ・m ⁻¹ =1 ^(b)
立体角	ステラジアン ^(a)	sr ^(c)		m ² ・m ⁻² =1 ^(b)
周波数	ヘルツ	Hz		s ⁻¹
力	ニュートン	N		m ² ・kg ² ・s ⁻²
圧力, 応力	パスカル	Pa	N/m ²	m ⁻¹ ・kg ² ・s ⁻²
エネルギー, 仕事, 熱量	ジュール	J	N・m	m ² ・kg ² ・s ⁻²
工率, 放射束	ワット	W	J/s	m ² ・kg ² ・s ⁻³
電荷, 電気量	クーロン	C		s ² ・A
電位差 (電圧), 起電力	ボルト	V	W/A	m ² ・kg ² ・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 ² ・s ⁻³ ・A ⁻²
コンダクタンス	ジーメン	S	A/V	m ⁻² ・kg ⁻¹ ・s ³ ・A ²
磁束	ウェーバ	Wb	V・s	m ² ・kg ² ・s ⁻² ・A ⁻¹
磁束密度	テスラ	T	Wb/m ²	kg ² ・s ⁻² ・A ⁻¹
インダクタンス	ヘンリー	H	Wb/A	m ² ・kg ² ・s ⁻² ・A ⁻²
セルシウス温度	セルシウス度 ^(d)	°C		K
光照射度	ルーメン	lm	cd・sr ^(c)	m ² ・m ⁻² ・cd=cd
(放射性核種の)放射能	ベクレル	Bq	lm/m ²	m ² ・m ⁻¹ ・cd=m ⁻² ・cd
吸収線量, 質量エネルギー分与, カーマ線量当量, 周辺線量当量, 方向性線量当量, 個人線量当量, 組織線量当量	グレイ	Gy	J/kg	m ² ・s ⁻²
	シーベルト	Sv	J/kg	m ² ・s ⁻²

- (a) ラジアン及びステラジアンの使用は、同じ次元であっても異なった性質をもった量を区別するときの組立単位の表し方として利点がある。組立単位を形作る際のいくつかの用例は表4に示されている。
 (b) 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“1”は明示されない。
 (c) 測光学では、ステラジアンの名称と記号srを単位の表し方の中にそのまま維持している。
 (d) この単位は、例としてミリセルシウス度m°CのようにSI接頭語を伴って用いても良い。

表4. 単位の中に固有の名称とその独自の記号を含む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
粘力のモーメント	パスカル秒	Pa・s	m ⁻¹ ・kg ² ・s ⁻¹
表面張力	ニュートンメートル	N・m	m ² ・kg ² ・s ⁻²
角速度	ニュートン毎メートル	N/m	kg ² ・s ⁻²
角加速度	ラジアン毎秒	rad/s	m ² ・m ⁻¹ ・s ⁻¹ =s ⁻¹
熱流密度, 放射照度	ラジアン毎平方秒	rad/s ²	m ² ・m ⁻¹ ・s ⁻² =s ⁻²
熱容量, エントロピー	ワット毎平方メートル	W/m ²	kg ² ・s ⁻³
質量熱容量 (比熱容量), 質量エントロピー	ジュール毎キログラム	J/K	m ² ・kg ² ・s ⁻² ・K ⁻¹
質量エネルギー (比エネルギー)	ジュール毎キログラム	J/(kg・K)	m ² ・s ⁻² ・K ⁻¹
熱伝導率	ワット毎メートル毎ケルビン	W/(m・K)	m ² ・kg ² ・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 ² ・s ⁻²
電界の強さ	ボルト毎メートル	V/m	m ² ・kg ² ・s ⁻³ ・A ⁻¹
体積電荷	クーロン毎立方メートル	C/m ³	m ⁻³ ・s ² ・A
電気変位	クーロン毎平方メートル	C/m ²	m ⁻² ・s ² ・A
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 ² ・kg ² ・s ⁻² ・A ⁻²
モルエネルギー	ジュール毎モル	J/mol	m ² ・kg ² ・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 ² ・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 ・s ² ・A
吸収線量	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 ⁴ ・m ⁻² ・kg ² ・s ⁻³ =m ² ・kg ² ・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 ² ・s ⁻³ =kg ² ・s ⁻³

表6. 国際単位系と併用されるが国際単位系に属さない単位

名称	記号	SI 単位による値
分	min	1 min=60s
時	h	1 h=60 min=3600 s
日	d	1 d=24 h=86400 s
度	°	1°=(π/180) rad
分	'	1'=(1/60)°=(π/10800) rad
秒	"	1"=(1/60)'=(π/648000) rad
リットル	l, L	1 l=1 dm ³ =10 ⁻³ m ³
トン	t	1 t=10 ³ kg
ネーパ	Np	1 Np=1
ベル	B	1 B=(1/2) ln10 (Np)

表7. 国際単位系と併用されこれに属さない単位で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 単位であらわされる数値
電子ボルト	eV	1 eV=1.60217733(49)×10 ⁻¹⁹ J
統一原子質量単位	u	1 u=1.6605402(10)×10 ⁻²⁷ kg
天文単位	ua	1 ua=1.49597870691(30)×10 ¹¹ m

表8. 国際単位系に属さないが国際単位系と併用されるその他の単位

名称	記号	SI 単位であらわされる数値
海里		1 海里=1852m
ノット		1 ノット=1 海里毎時=(1852/3600)m/s
アール	a	1 a=1 dam ² =10 ² m ²
ヘクタール	ha	1 ha=1 hm ² =10 ⁴ m ²
バール	bar	1 bar=0.1MPa=100kPa=1000hPa=10 ⁵ Pa
オングストローム	Å	1 Å=0.1nm=10 ⁻¹⁰ m
バール	b	1 b=100fm ² =10 ⁻²⁸ m ²

表9. 固有の名称を含むCGS組立単位

名称	記号	SI 単位であらわされる数値
エルグ	erg	1 erg=10 ⁻⁷ J
ダイン	dyn	1 dyn=10 ⁻⁵ N
ポアズ	P	1 P=1 dyn・s/cm ² =0.1Pa・s
ストークス	St	1 St=1cm ² /s=10 ⁻⁴ m ² /s
ガウス	G	1 G=10 ⁴ T
エルステッド	Oe	1 Oe=(1000/4π)A/m
マクスウェル	Mx	1 Mx=10 ⁻⁸ Wb
スチルブ	sb	1 sb=1cd/cm ² =10 ⁴ cd/m ²
ホト	ph	1 ph=10 ⁴ lx
ガリ	Gal	1 Gal=1cm/s ² =10 ⁻² m/s ²

表10. 国際単位に属さないその他の単位の例

名称	記号	SI 単位であらわされる数値
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=1cGy=10 ⁻² Gy
レム	rem	1 rem=1 cSv=10 ⁻² Sv
X線単位		1 X unit=1.002×10 ⁻¹¹ nm
ガンマ	γ	1 γ=1 nT=10 ⁻⁹ T
ジャンスキー	Jy	1 Jy=10 ⁻²⁶ W・m ⁻² ・Hz ⁻¹
フェルミ	fm	1 fermi=1 fm=10 ⁻¹⁵ m
メートル系カラット		1 metric carat=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	
マイクロン	μ	1 μ=1μm=10 ⁻⁶ m

