

平成 26 年度

地層処分技術調査等事業

地質環境長期安定性評価確証技術開発

報 告 書

平成 27 年 3 月

独立行政法人日本原子力研究開発機構

本報告書は、経済産業省資源エネルギー庁からの委託事業として、独立行政法人日本原子力研究開発機構が実施した平成 26 年度地層処分技術調査等事業「地質環境長期安定性評価確証技術開発」の成果を取りまとめたものである。

要 旨

本事業は、平成 26 年度地層処分技術調査等事業（地質環境長期安定性評価確証技術開発）として、経済産業省資源エネルギー庁から独立行政法人日本原子力研究開発機構が受託したものである。

本事業では、国の「地層処分基盤研究開発に関する全体計画」に示された、地質環境特性の時間的な変化や地質環境の超長期的な変化を評価するための体系的な方法論（地質環境長期変遷モデルや革新的分析技術などの要素技術）の構築の必要性に応え、実施主体である原子力発電環境整備機構や安全規制関係機関が、十分な技術的信頼性をもって調査・評価などを行えるように、技術基盤を整備してゆくという点を重視している。そのため、本事業では、将来の自然現象に伴う長期の地質環境の変動スケールやそのレジリエンス（復元性）を把握するために必要な百万年以上に及ぶ時間スケールで過去から現在までの地質環境の変化を三次元的に表現できる数値モデルの開発と、モデルの構築に必要な個別要素技術の開発を目的としている。これらをそれぞれ「地質環境長期変動モデルの開発」と「革新的要素技術の開発」として、複数年度にわたって研究開発を進めている。

「地質環境長期変動モデルの開発」では、これまで個別に進められてきていた「地形・地質モデル」、「水理モデル」、「地球化学モデル」及び「地表環境モデル」を統合して、過去から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できる三次元地質環境長期変動モデルの開発を進めている。また、「統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価」として、先端計算科学技術や先進可視化技術を可能な限り取り込みつつ、個々のモデルの統合化や数値化、可視化を進めるとともに、モデルを検証するための方法論や不確実性を定量化するための技術開発も併せて進めている。「革新的要素技術の開発」では、地質環境長期変動モデルを構築してゆくうえで、個別モデルの作成に必要な科学的知見やモデルの検証に用いるデータを取得するための要素技術として、「後背地解析技術」、「地下水涵養量推定技術」及び「炭酸塩鉱物測定技術」の開発を進めている。

平成 26 年度は、「地質環境長期変動モデルの開発」において、「統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価」として、内陸部（東濃地域）と沿岸部（幌延地域）を事例とした分野間の FEP の相互関係を整理するとともに、それらに基づいて統合数値モデルの構築のための作業手順を提示した。また、統合数値モデルを可視化するための技術や不確実性の取り扱いについてレビューを行った。「地形・地質モデル」では、既存情報の整理、割れ目の形成・発達過程に関する情報の収集や革新的要素技術などによる各種調査・分析・解析を実施し、それらの科学的知見に基づき既存モデルの高度化を進めた。不確実性を考慮した地形・地質モデルの検討として、時間スケールに応じた地殻変動の傾向・速度やプロセスを把握するための解析手法について検討した。「水理モデル」では、東濃地域を事例とした地下水流動特性の長期的な時間変化を把握するための地下水流動解析に対し、各 FEP が解析結果に与える影響の程度の違いを整理した。さらに、これまで幌延地域で開発・適用してきた地下水流動解析手法の東濃地域での適用性を確認した。一方、幌延地域では、この解析手法を用いて地下深部の高い間隙水圧の再現性について検討した。「地球化学モデル」では、水理モデルと地球化学モデルの相互関連について確認し、地下水流動解析から得られた長期的な地下水流動特性と、それぞれの流動場における地下水の水質や年代などの地球化学特性について比較し、解析結果の妥当性を評価した。「地表環境モデル」では、地殻変動・気候変動に応じて生じる地形・地質、気温、水収支などの変化が、地表環境の状態設定に与える影響を整理し、これらの変動を考慮した地表環境の状態設定手法を提示した。

「革新的要素技術の開発」では、「後背地解析技術」として、石英やジルコンを用いた微量成分、ESR・OSL・TL 信号、放射年代値などの測定結果に基づき堆積物の供給源を特定するための手

法を提示した。「地下水涵養量推定技術」では、過去の地形を対象とした河川流出量の推定手法について検討を行い、地形特徴に着目した河川流出量の推定手法を提示した。「炭酸塩鉱物測定技術」では、炭酸塩鉱物を対象とした放射年代測定法の開発において LA-ICP 質量分析計を用いた年代測定システムの整備、微小領域での分析手法の構築及び標準試料の選定・採取を行った。酸化還元電位測定技術の構築においては、微小領域での分析手法の構築、カタログ化に適した標準試料としての炭酸塩鉱物及び地下水の採取・分析、希土類元素などの微量元素の定量分析の精度を向上させるための技術開発及び酸化還元電位測定を行うための微小領域での分析手法の検討を実施した。

目 次

1. はじめに	1
1.1 背景と目的	1
1.2 事業概要	2
1.2.1 地質環境長期変動モデルの開発	4
1.2.2 革新的要素技術の開発	6
1.3 平成 26 年度実施概要	8
1.3.1 地質環境長期変動モデルの開発	8
1.3.2 革新的要素技術の開発	8
1.4 本報告書の構成	8
2. 地質環境長期変動モデルの開発	10
2.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価	10
2.1.1 背景と目的	10
2.1.2 アプローチ	11
2.1.3 実施結果	11
2.1.4 まとめ	17
2.2 地形・地質モデル	29
2.2.1 背景と目的	29
2.2.2 アプローチ	29
2.2.3 実施結果	31
2.2.4 まとめ	62
2.3 水理モデル	70
2.3.1 背景と目的	70
2.3.2 アプローチ	71
2.3.3 実施結果	72
2.3.4 まとめ	92
2.4 地球化学モデル	94
2.4.1 背景と目的	94
2.4.2 アプローチ	94
2.4.3 実施結果	94
2.4.4 まとめ	106
2.5 地表環境モデル	109
2.5.1 背景と目的	109
2.5.2 アプローチ	109
2.5.3 実施結果	110
2.5.4 まとめ	120
3. 革新的要素技術の開発	123
3.1 後背地解析技術	123
3.1.1 背景と目的	123
3.1.2 アプローチ	124
3.1.3 実施結果	125
3.1.4 まとめ	155
3.2 地下水涵養量推定技術	160
3.2.1 背景と目的	160
3.2.2 アプローチ	160
3.2.3 実施結果	162
3.2.4 まとめ	176

3.3 炭酸塩鉱物測定技術開発	178
3.3.1 背景と目的	178
3.3.2 アプローチ	182
3.3.3 実施結果	191
3.3.4 まとめ	217
4. おわりに	224
4.1 地質環境長期変動モデルの開発	224
4.1.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価	224
4.1.2 地形・地質モデル	225
4.1.3 水理モデル	225
4.1.4 地球化学モデル	225
4.1.5 地表環境モデル	226
4.2 革新的要素技術の開発	226
4.2.1 後背地解析技術	226
4.2.2 地下水涵養量推定技術	227
4.2.3 炭酸塩鉱物測定技術	227
謝辞	229

付 録

- 付録 1 東海層群の堆積機構に関する共同研究
- 付録 2 東濃地域の断層の発達史に関する共同研究
- 付録 3 ボーリング試料を用いた分析技術に関する共同研究
- 付録 4 EPMA による微小領域鉱物の分析技術の研究
- 付録 5 炭酸塩鉱物の LA-ICP-MS による U-Pb 年代測定法の開発
- 付録 6 炭酸塩鉱物の LA-ICP-MS による同位体分析手法の開発
- 付録 7 炭酸塩鉱物の微小領域における化学組成測定手法の開発
- 付録 8 地質環境長期安定性評価に係る知識集約のためのシステムの管理
- 付録 9 「地質環境長期安定性評価確証技術開発委員会」の開催実績

目 次

図 1.2-1	技術開発に係る全体フレーム	2
図 1.2-2	地質環境長期変動モデルの開発における統合化のイメージ	4
図 1.2-3	地質環境長期変動モデル (GEMs) の構成	6
図 1.2-4	革新的要素技術開発の必要性・課題・反映先	7
図 2.1-1	地質環境長期変動モデルにおける各分野の関係 (東濃)	24
図 2.1-2	地質環境長期変動モデルにおける各分野の関係 (幌延)	25
図 2.1-3	地質環境長期安定性評価確証技術開発で考慮している主要な現象	26
図 2.1-4	統合数値モデル構築までのフロー図	27
図 2.2-1	地形変化と気候変動の時間・空間スケール	30
図 2.2-2	地形・地質モデルの高度化における平成 26 年度実施内容の概要	30
図 2.2-3	東濃地域における時間変化を考慮した地質事象の変遷	33
図 2.2-4	東濃地域及びその周辺の 3 Ma 以降の地形・地質事象の変遷	34
図 2.2-5	東濃地域及びその周辺の地形的特徴	35
図 2.2-6	土岐川流域における小起伏面区分図	37
図 2.2-7	日本国内における花崗岩等の分布と対象とした花崗岩類の位置図	39
図 2.2-8	花崗岩と砂礫層を境とする屏風山断層の露頭と試料採取位置	41
図 2.2-9	ジルコン・ウラン-鉛 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) 年代測定結果のダイアグラム	44
図 2.2-10	山地発達と断層分布に着目した 3 Ma 以降の地形・地質概念モデル	45
図 2.2-11	時間変化を考慮した地形・地質事象の変遷	46
図 2.2-12	幌延地域とその西方海域における 250 万年以降の復元地質構造断面	47
図 2.2-13	既存の地形・地質モデル (幌延地域)	48
図 2.2-14	地質平面図 (幌延町)	49
図 2.2-15	幌延地域の走向傾斜分布 ($S=1/250,000$)	49
図 2.2-16	供試体写真	51
図 2.2-17	九州地方における面積歪速度、剪断歪速度、及び歪速度主軸の分布	58
図 2.2-18	横ずれ断層による地殻変動の概念図	58
図 2.2-19	横ずれ断層の固着による変位速度と歪速度	59
図 2.2-20	干渉 SAR 解析の結果	60
図 2.2-21	横ずれ断層近傍の岩盤変形モデル	61
図 2.2-22	横ずれの剪断帯付近の震源分布・古地磁気 (偏角の変化) ・リニアメント分布	62
図 2.3-1	SMS を用いた地下水流動解析の流れ	71
図 2.3-2	幌延地域を対象とした本事業における水理モデル構築のアプローチ	72
図 2.3-3	東濃地域を対象とした既存検討において構築した地形・地質モデルの時間変化	74
図 2.3-4	東濃地域を対象とした既存検討における地下水流動解析結果 (水頭分布)	75
図 2.3-5	東濃地域を対象とした既存検討における地下水流動解析結果 (ダルシー流速分布)	76
図 2.3-6	変動係数及び標準偏差の算出イメージ	77
図 2.3-7	東濃地域を対象とした既存検討結果に基づき算出したダルシー流速の変動係数分布	78
図 2.3-8	東濃地域を対象とした既存検討結果に基づき算出したダルシー流速の標準偏差分布	79
図 2.3-9	東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析のメッシュ図	80
図 2.3-10	東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析に使用する 各時間断面での地質構造モデル	80
図 2.3-11	東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析に用いた涵養量の時間変化	81
図 2.3-12	東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析結果 (水頭分布の時間変化)	81
図 2.3-13	東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析領域に設定した 水頭変化評価地点の位置図	82
図 2.3-14	東濃地域を対象とした地形及び気候変動を考慮したケースと 気候変動のみを考慮したケースでの解析結果の比較	82
図 2.3-15	幌延地域における堆積、圧密、隆起、侵食プロセスの概念図	83

図 2.3-16	幌延地域を対象とした一次元水理地質構造モデルによる堆積、圧密、隆起及び侵食の作用を考慮した地下水流動解析の解析結果と実測値のまとめ	85
図 2.3-17	幌延地域を対象とした二次元地下水流動・応力連成解析における解析モデル(2.2 Ma)	86
図 2.3-18	幌延地域を対象とした二次元地下水流動・応力連成解析による体積ひずみ分布 (各期間の累積ひずみ)	87
図 2.3-19	幌延地域を対象とした SMS による地下水流動解析結果 (Case2 での全水頭分布の時間変化)	89
図 2.4-1	東濃地域における地下水の水質分布 (塩化物イオン濃度)	95
図 2.4-2	東濃地域における地下水流動上流域から下流域での地下水の水素・酸素同位体比	97
図 2.4-3	地下水中の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比	100
図 2.4-4	地下水中の ^4He 濃度の空間分布	101
図 2.4-5	地下水流動上流側から下流側にかけての土岐花崗岩中の炭酸塩鉱物の分布と同位体組成	104
図 2.5-1	本事業における地表環境の状態設定に関する試行の流れ	110
図 2.5-2	緯度と年平均気温及び年間降水量の関係	113
図 2.5-3	地殻変動・気候変動に起因して生じる地質学的プロセスが地表環境の状態やそこでの物質移行プロセスに与える影響とその関係	114
図 2.5-4	地殻変動に対する地表環境の状態設定フロー	115
図 2.5-5	地形の変動様式、地域、地表環境の関係	116
図 2.5-6	気候の寒冷化に対する地表環境の状態設定フロー	117
図 2.5-7	長期変遷を考慮した地表環境の状態設定に関するアプローチ	120
図 3.1-1	山地形成プロセスの解明に適用する後背地解析技術の開発フロー	124
図 3.1-2	後背地解析技術の開発における実施内容	124
図 3.1-3	後背地解析技術の開発に用いる岩石試料と堆積物試料の分布地点	126
図 3.1-4	苗木花崗岩のジルコンの微量成分と東濃地域周辺の基盤岩から抽出したジルコンの微量成分	129
図 3.1-5	ESR 波形における各信号の強度の測定の例	130
図 3.1-6	TL 信号の特徴	131
図 3.1-7	OSL 信号の特徴	131
図 3.1-8	冷陰極型電子銃を備えたルミノスコープによるジルコンの CL 像観察の結果	132
図 3.1-9	堆積物粒子の実体顕微鏡写真	133
図 3.1-10	苗木花崗岩のジルコンの微量成分と東濃地域周辺の堆積物から抽出したジルコンの微量成分	134
図 3.1-11	測定試料の位置関係 (地質柱状図)	135
図 3.1-12	ESR の E_1' 中心信号強度の比較	135
図 3.1-13	コア試料の Al 及び Ti-Li 中心信号強度の対比	136
図 3.1-14	コア試料の E_1' 中心信号強度	137
図 3.1-15	コア試料の TL 分析の結果	138
図 3.1-16	コア試料の OSL 分析の結果	138
図 3.1-17	碎屑粒子の形成年代を用いた後背地解析のイメージ	139
図 3.1-18	土岐砂礫層中のジルコンの U-Pb 年代測定の結果	140
図 3.1-19	試料番号 29 のジルコン粒子ごとの FT 年代と U-Pb 年代	140
図 3.1-20	後背地解析技術開発に用いる地質断面図	144
図 3.1-21	ジルコンの元素マッピング	151
図 3.1-22	粘土鉱物の二次電子像	152
図 3.1-23	OSL 装置	153
図 3.1-24	OSL 信号データの例	153
図 3.1-25	石英粒子抽出フロー	153
図 3.1-26	重液分離で用いる遠心分離器	154

図 3.1-27	加熱処理用マッフル炉	154
図 3.1-28	整備した帯磁率異方性測定装置	155
図 3.1-29	堆積物のキューブ試料のテスト測定結果	155
図 3.2-1	過去の河川流量推定の考え方	161
図 3.2-2	流路抽出及び流域分割結果 (10 mDEM)	162
図 3.2-3	流出指標の推定結果	165
図 3.2-4	河川流量観測地点	166
図 3.2-5	比流量と流出指標との関係	167
図 3.2-6	分配法 (流出指標×面積) による河川流出量推定の例	168
図 3.2-7	分配法 (降水量×流出指標) による河川流出量推定の例	168
図 3.2-8	流出指標と流出率との関係	170
図 3.2-9	分配法 (推定流出率) による河川流出量推定の例	170
図 3.2-10	流路抽出結果 (250 mDEM)	171
図 3.2-11	流路抽出結果 (500 mDEM)	171
図 3.2-12	流路抽出結果 (1,000 mDEM)	171
図 3.2-13	流出指標推定結果 (250 mDEM)	174
図 3.2-14	流出指標推定結果 (500 mDEM)	174
図 3.2-15	流出指標と比流量、流出率の関係 (250 mDEM)	175
図 3.2-16	流出指標と比流量、流出率の関係 (500 mDEM)	175
図 3.3-1	花崗岩と堆積岩中の割れ目を充填する炭酸塩鉱物 (方解石)	180
図 3.3-2	炭酸塩鉱物の累帯構造に対する化学的及び年代学的分析点を示した概念図	181
図 3.3-3	既存情報に基づいて抽出した重要課題と平成 26 年度の実施内容	181
図 3.3-4	炭酸塩鉱物の結晶伸長断面の CL 像	186
図 3.3-5	炭酸塩鉱物に対する分析手順	187
図 3.3-6	標準試料分析から未知試料分析へのアプローチ	187
図 3.3-7	鍾乳石に対する中心部から最縁部へのデータ取得の概念図	187
図 3.3-8	炭酸塩鉱物の CL 像 (左図) とマンガンの濃度分布 (右図) の関連	189
図 3.3-9	土岐地球年代学研究所に導入した LA-ICP 質量分析計の写真	192
図 3.3-10	エキシマレーザー照射により生成した脈状の炭酸塩鉱物のクレター (組成像)	193
図 3.3-11	エキシマレーザー照射により生成した脈状の炭酸塩鉱物のクレター (二次電子像)	193
図 3.3-12	土岐地球年代学研究所に導入した 安定同位体比質量分析計用炭酸塩前処理システムの写真	197
図 3.3-13	土岐地球年代学研究所に導入したルミノスコープの写真	198
図 3.3-14	土岐地球年代学研究所に導入した OSA の写真	198
図 3.3-15	ルミノスコープで観察した炭酸塩鉱物の CL 像	199
図 3.3-16	土岐地球年代学研究所に導入したマイクロミルの写真	200
図 3.3-17	土岐地球年代学研究所に導入したマイクロ天秤の写真	201
図 3.3-18	「炭酸塩鉱物の年代測定法の開発」に用いる鍾乳石の採取位置図	203
図 3.3-19	鍾乳石の採取現場の写真	203
図 3.3-20	縄文鍾乳洞で採取した鍾乳石の写真	204
図 3.3-21	「炭酸塩鉱物の酸化還元電位測定技術の構築」に用いる試料の採取位置図	205
図 3.3-22	「炭酸塩鉱物の酸化還元電位測定技術の構築」に用いる炭酸塩鉱物 及び地下水の試料採取現場の写真	206
図 3.3-23	採取した炭酸塩鉱物試料の写真	208
図 3.3-24	採取した炭酸塩鉱物の XRD 測定結果	209
図 3.3-25	増富温泉 (MS1 - 10) の一般水質分析結果	210
図 3.3-26	津和野湧水 (TW1 - 4) の一般水質分析結果	211
図 3.3-27	津和野湧水 (YS1 - 4) の一般水質分析結果	211
図 3.3-28	増富温泉 (MS-1 - MS10)、津和野湧水 (TW1 - 4、YS1 - 4) 及び河川水の	

トリリニアダイアグラム.....	212
図 3.3-29 温泉水 A、B 及び河川水の酸化還元電位.....	213
図 3.3-30 キレート樹脂を使用した希土類元素の濃縮方法.....	214
図 3.3-31 キレート樹脂を使用した希土類元素の濃縮試験結果.....	214
図 3.3-32 土岐地球年代学研究所に導入した希ガス質量分析計の写真.....	215

表 目 次

表 2.1-1	著しい影響を与える事象と天然現象の関係	18
表 2.1-2	広域現象の理解ならびに概要調査以降の調査評価手法に関する課題	19
表 2.1-3	マトリクス形式による FEP の整理結果 (汎用)	20
表 2.1-4	マトリクス形式による FEP の整理結果 (東濃の例)	21
表 2.1-5	マトリクス形式による FEP の整理結果 (幌延の例)	22
表 2.1-6	各個別モデルの内容及び範囲	23
表 2.2-1	対象岩体における割れ目情報の調査結果一覧	39
表 2.2-2	XRD 測定結果	42
表 2.2-3	含人工亀裂供試体を用いた一軸圧縮試験・圧密非排水三軸試験の結果	51
表 2.2-4	永久凍土の存在を示す周氷河地形	54
表 2.2-5	干渉解析に用いたデータの諸元	59
表 2.3-1	東濃地域を対象とした既存検討における地下水流動解析の解析ケース	73
表 2.3-2	幌延地域を対象とした一次元水理地質構造モデルによる 堆積、圧密、隆起及び 侵食の作用を考慮した地下水流動解析の解析ケース	83
表 2.3-3	幌延地域を対象とした二次元地下水流動・応力連成解析の解析ケース	86
表 2.3-4	幌延地域を対象とした SMS による地下水流動解析の解析ケース (SMS)	88
表 2.4-1	東濃地域における地下水の同位体組成に関わる既往データ	98
表 2.4-2	東濃地域における地下水の放射性塩素同位体、希ガス組成に関わる既往データ	102
表 2.5-1	本検討における地殻変動タイプの区分化	112
表 2.5-2	本検討における気候タイプの区分化	113
表 3.1-1	後背地解析技術の開発に用いる岩石試料と堆積物試料	127
表 3.1-2	苗木・上松花崗岩及び伊奈川花崗岩の肉眼観察と顕微鏡観察の結果	128
表 3.1-3	基盤岩の ESR 測定結果	131
表 3.1-4	コア試料の Al 及び Ti-Li 中心信号強度	136
表 3.1-5	東海層群の陶土層と土岐砂礫層のジルコンの FT 年代測定と U-Pb 年代測定の結果	139
表 3.1-6	北海道テフラ (町田 洋コレクション) の記載岩石学的特徴	147
表 3.1-7	FE-EPMA の波長分散型分光器・分光結晶・測定可能元素	148
表 3.1-8	設定した各元素の測定条件	150
表 3.1-9	ジルコンの定量分析のための設定した測定条件	151
表 3.1-10	帯磁率異方性測定装置の主な仕様	155
表 3.2-1	地形計測項目を分析変数とした主成分分析結果 (10 mDEM)	164
表 3.2-2	区間流域の河川流出量及び流出指標	166
表 3.2-3	河川流出量推定結果 (回帰法)	167
表 3.2-4	各区間の降水量、流出率、流出指標	168
表 3.2-5	河川流出量推定結果 (流出指標×流域面積)	169
表 3.2-6	河川流出量推定結果 (流出指標×降水量)	169
表 3.2-7	流出率を用いた河川流量の推定結果	170
表 3.2-8	地形計測項目を分析変数とした主成分分析結果 (250 mDEM)	173
表 3.2-9	地形計測項目を分析変数とした主成分分析結果 (500 mDEM)	173
表 3.2-10	地形計測項目を分析変数とした主成分分析結果 (1,000 mDEM)	174
表 3.2-11	河川流量推定結果 (250 mDEM : 比流量、流出量を用いた推定)	175
表 3.2-12	河川流量推定結果 (250 mDEM : 流出率を用いた推定)	175
表 3.3-1	割れ目や断層に介在する炭酸塩鉱物を対象とした年代測定法の適用性の検討	186
表 3.3-2	炭酸塩鉱物の微小領域における年代測定を実施するための分析手順	188
表 3.3-3	炭酸塩鉱物の微小領域における酸化還元電位を推定するための分析手順	190
表 3.3-4	土岐地球年代学研究所に導入した LA-ICP 質量分析計の仕様表	192
表 3.3-5	土岐地球年代学研究所に導入した 安定同位体比質量分析計用炭酸塩前処理システムの仕様表	197

表 3.3-6	土岐地球年代学研究所に導入したルミノスコープの仕様表.....	198
表 3.3-7	土岐地球年代学研究所に導入した OSA の仕様表	198
表 3.3-8	土岐地球年代学研究所に導入したマイクロミルの仕様表	200
表 3.3-9	土岐地球年代学研究所に導入したマイクロ天秤の仕様表.....	201
表 3.3-10	「炭酸塩鉱物の年代測定法の開発」に用いる試料リスト	204
表 3.3-11	「炭酸塩鉱物の酸化還元電位測定技術の構築」に用いる試料リスト	209
表 3.3-12	土岐地球年代学研究所に導入した希ガス質量分析計の仕様表	216
表 3.3-13	放射年代測定法の開発に係る実施内容と今後の課題.....	218
表 3.3-14	酸化還元電位測定技術の構築に係る実施内容と今後の課題.....	218

1. はじめに

1.1 背景と目的

本事業は、平成 26 年度地層処分技術調査等事業（地質環境長期安定性評価確証技術開発）として、経済産業省資源エネルギー庁（以下、「資源エネルギー庁」という）から独立行政法人日本原子力研究開発機構（以下、「原子力機構」という）が受託したものである。

わが国においては、これまでの原子力発電の利用に伴って既に放射性廃棄物が発生しており、その処理処分対策を着実に進める必要がある。高レベル放射性廃棄物の地層処分計画を円滑に進めていくためには、地層処分の技術的信頼性を更に高め、国民の理解と信頼を得ていくと同時に、実際の処分事業や安全規制の基盤となる技術を整備・強化していくための研究開発を着実に進めていく必要がある。また、研究開発の推進においては、全体として計画的かつ効率的に進め、実施主体や国の安全規制への効果的な成果の反映がなされるよう、関係研究機関の連携の強化も念頭に、体系的かつ中長期的な視点で研究開発計画を検討・調整する必要性が認識されてきた。

このような認識に鑑み、資源エネルギー庁及び国の基盤研究開発を担う関係機関（原子力環境整備促進・資金管理センター、電力中央研究所、産業技術総合研究所、放射線医学総合研究所、原子力機構、産業創造研究所[平成 19 年 4 月に解散]）を中心として、平成 16 年度以降、国の基盤研究開発を対象とした「研究開発全体マップ」を策定した。平成 17 年 7 月には、資源エネルギー庁の主導のもと、「地層処分基盤研究開発調整会議」（以下、「調整会議」という）が設置され、中長期的かつ体系的な視点から研究開発計画の検討・調整が行われてきた。平成 18 年 12 月には、調整会議により「高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画」（資源エネルギー庁、2006¹⁾）（以下、「全体計画」という）が策定され、関係研究機関は、この全体計画に基づき、それぞれの分野の研究開発を進めてきている。全体計画は、研究開発の進捗状況などを踏まえた継続的な見直しに加え、研究開発を取り巻く最近の状況などへの対応を加味して、全体計画の策定・改訂が適宜行われている（資源エネルギー庁、2009²⁾、2010³⁾）。平成 25 年 3 月には、平成 25 年度以降の 5 カ年を対象とした「地層処分基盤研究開発に関する全体計画」が取りまとめられており（地層処分基盤研究開発調整会議、2013⁴⁾）、今後は地質環境特性の時間的な変化や地質環境の超長期的な変化を評価するための体系的な方法論（地質環境長期変遷モデルや革新的分析技術などの要素技術）の構築の必要性が指摘されている。また、全体計画における国の基盤研究開発の役割は、実施主体である原子力発電環境整備機構や安全規制関係機関が、調査・評価などを十分な技術的信頼性をもって、円滑に行われるように、先行的に技術基盤を整備していくことであるとされている。

地層処分は、人工バリアと天然の地層を適切に組み合わせたシステムによって、数万年以上にも及ぶ極めて長い時間スケールの安全を確保しようとするものである。このため、地層処分システムの長期的な変化をモデル計算によって予測・評価しつつ、その結果に基づいてシステムの性能や安全性の判断が行われることになる。こうした評価にあたっては、遠い将来までを対象とする時間スケールの大きさに伴う不確実性に細心の注意を払うことが必要である（地層処分基盤研究開発調整会議、2013⁴⁾）。日本列島は変動帯に位置していることから、諸外国に比べて地殻変動や火成活動などが活発である。そのため、将来の自然現象に伴う地質環境の変動スケールやそのレジリエンス（復元性）を把握しておくことが特に重要となる。今後、地層処分の技術的信頼性を更に高めていく上でも、実際の地質環境を構成する様々な要素についての過去の変動の履歴や現象プロセスなどを把握するための調査技術を整備するとともに、これらの科学的知見を統合しつつ、三次元的に表現できる数値モデルを開発することは極めて有効となる。このため、本事業では、将来の自然現象に伴う超長期の地質環境の変動を考慮できる数値モデル及びその解析評価

に必要な調査技術を整備することを目的とする。

1.2 事業概要

本事業では、百万年以上に及ぶ時間スケールで過去から現在までの地質環境の長期変動を評価する技術を確立するため、これまでに個別に進めてきた地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデル、地表環境モデルを統合化した地質環境長期変動モデル（Geological-Evolutionary Model; GEMs）を構築するとともに、それに必要な可視化・数値化技術や不確実性の評価手法などの開発を行う。また、個別モデルの精度・確度の高度化や統合モデルの信頼性を向上させるために必要となる新たな要素技術の開発を進めていく。

本事業では、これらをそれぞれ「地質環境長期変動モデルの開発」と「革新的要素技術の開発」と呼び、研究開発を進める。さらに、研究開発によって得られた科学的知見や方法論については、「次世代型サイト特性調査情報統合システム」（日本原子力研究開発機構, 2013⁵⁾）によって効率的かつ体系的に統合する（図 1.2-1）。

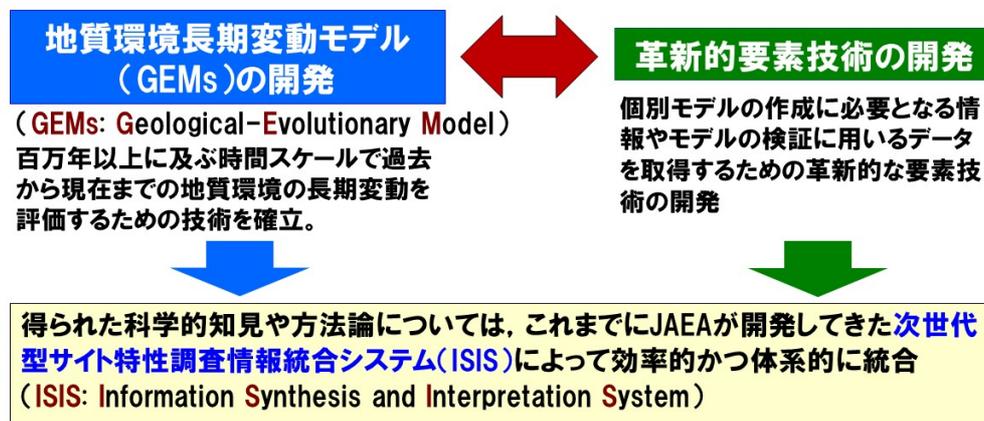


図 1.2-1 技術開発に係る全体フレーム

本事業では、「地質環境長期変動モデルの開発」において統合化モデルを開発することで、将来の地質環境特性がどの程度変化するのか（変動幅）を評価するための方法論、換言すれば長期的に地質環境特性の変動幅が小さい領域を抽出する手法を整備する。その際には、概念的かつ数値的に整合的なモデルの開発において、各モデルの関連性に留意する必要がある。

地質環境特性の変化については、地質プロセスや気候プロセスといった自然現象により、地形・地質が変化することに伴い、地下水流動特性、さらには地下水の地球化学特性が変化する（日本原子力研究開発機構, 2014⁶⁾）。このため、地質環境特性の長期的な変化を評価するためには、対象となる地質環境を一つのシステムとして捉え、自然現象が様々な地質環境特性に与える影響の範囲や程度、それらの変動速度（応答時間）を定性的、さらには定量的に理解することが重要である。

地層処分留意すべき地質環境特性の変動幅が小さい領域とは、安全評価を行う時間スケールにおいて自然現象の影響が小さく、長期的に地質環境特性が安定な領域である。特に安全評価上重要な地質環境特性である地下水流動特性及び地球化学特性については、自然現象により地形や涵養量の変化が生じた場合においても、安全評価の時間スケールにおいて地下水の動きが小さい領域（以下、「長期的滞留域」という）や、岩盤のもつ化学的緩衝能力により、pHや酸化還元状態といった化学的な条件が一定の範囲内に保たれている領域が重要であると考えられる。

このような地質環境特性の長期的な変動幅の評価手法を整備するためには、評価時間・空間スケールに応じて自然現象の発生から地質環境特性が変化していくプロセスを把握するとともに、それらをモデル化する必要がある。モデル化に際しては、まず自然現象の過去の履歴を整理して現在までのシナリオを作成する。シナリオの作成においては、最も確からしい（蓋然性が高い）と考えられる基本シナリオに加え、得られたデータやシナリオ構築に含まれた不確実性を考慮したオプションシナリオを作成し、それぞれのシナリオに沿って地形・地質モデルを構築する。その後、この地形・地質モデルを基盤とした過去から現在までの地下水流動特性の変化を推定するための地下水流動解析を行う（水理モデル）。さらには、地下水の地球化学特性の変遷に関わるプロセスを整理して地球化学モデルを開発する。このように開発したモデルに基づいて、地質環境特性の空間的な変動幅を把握することによって、地下水流動特性の場合には長期的滞留域を抽出することができる。抽出した長期的滞留域の妥当性については、現在の地下水理の情報からは検証が困難であることから、地下水年代や溶存成分濃度・分布といった化学的指標を利用した方法を検討する。また、これらのモデルや、モデル開発に必要な情報に基づき、地質環境特性のみならず地表環境の変化を推定することが可能となる。このような考え方によって地質環境長期変動モデルを統合化し、信頼性の高い評価結果を導出できるとともに、推定結果の妥当性を検討することができると考えられる。

また、本事業においては、各モデルの信頼性を向上させるための要素技術開発を進める。具体的には、地形・地質モデルの高度化に反映するための後背地解析技術、地表環境モデル及び水理モデルの高度化に反映するための地下水涵養量推定技術の開発を進める。さらに、統合化した地質環境長期変動モデルの妥当性評価及び信頼性向上に用いるデータの取得に必要となる炭酸塩鉱物測定技術の開発を進めていく。

一方、地質環境長期変動モデルの開発結果は適切な技術を用いて可視化することによって、地質環境の長期安定性について評価確証技術の共有化や理解促進を図ることも重要である。

以上に述べた地質環境長期変動モデルの統合化のイメージと、それに関連する要素技術開発の位置付けについて、図 1.2-2 に示す。

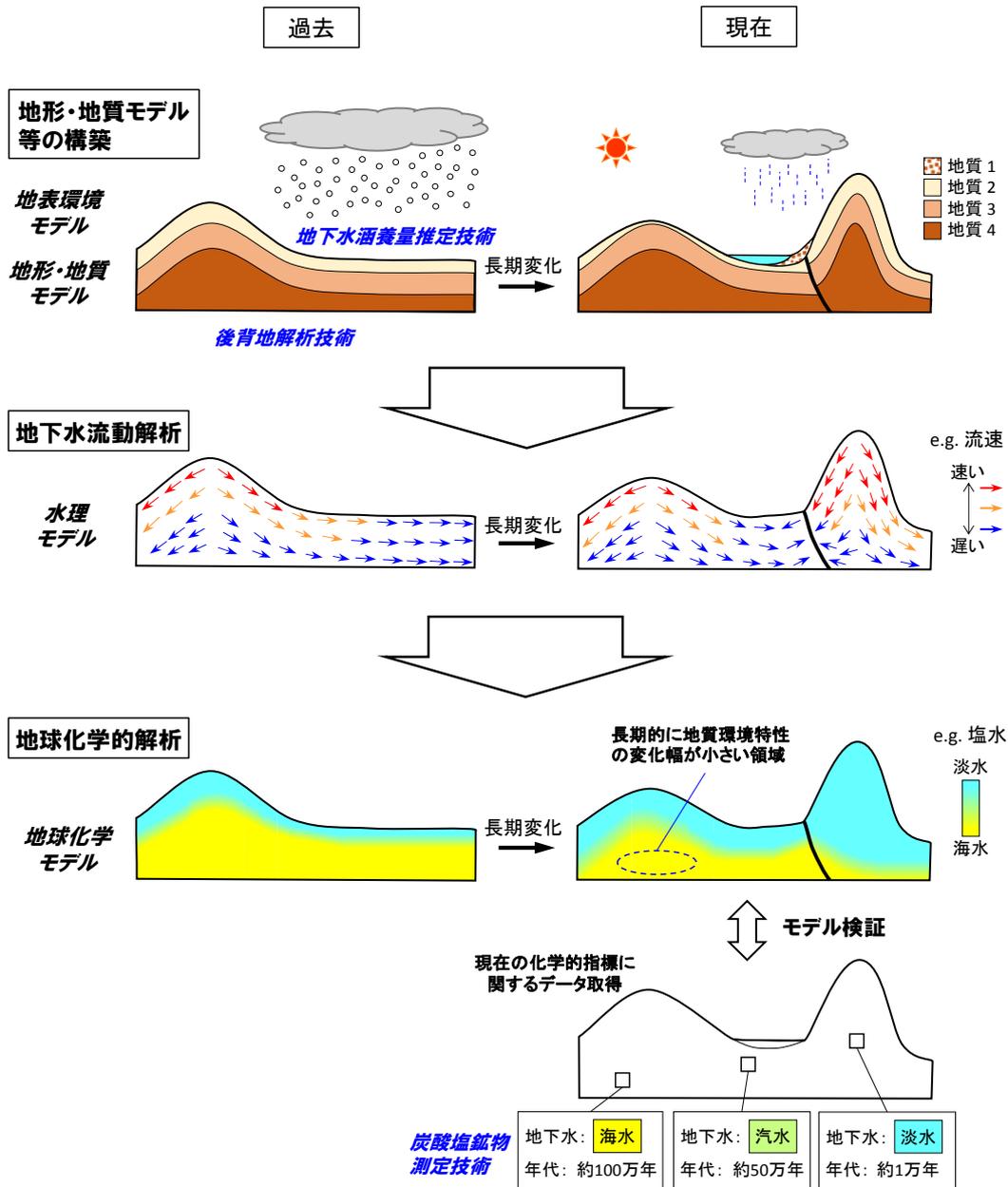


図 1.2-2 地質環境長期変動モデルの開発における統合化のイメージ

1.2.1 地質環境長期変動モデルの開発

過去から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できる三次元地質環境長期変動モデル（GEMs）の開発を複数年度にわたって進める。その際、地下水流動に際して重要と考えられる現象プロセスのモデル化及びリージョナルかつトータルなシステムのモデル化を行い、そのモデルを地球化学的指標によって検証する一連のアプローチを提示する。個別モデルの統合化やこれらの数値化にあたっては、先端計算科学技術や先端可視化技術を可能な限り取り込んでいく。さらに、これらのモデルによる予測結果に伴う不確実性を定量化するための手法の検討を進める。

(1) 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価

以下の (2) ~ (5) の個別モデルやデータなどを統合した数値モデルの構築を目的とする。そ

の上で、室内試験、原位置試験によって得られた地下水や亀裂充填鉱物などの地球化学的性状や放射年代値などのデータによってモデルの信頼性を検討するとともに、データ取得からモデル化に至る一連のアプローチに内在する不確実性を定量化するための手法を開発する（図 1.2-3）。

（2） 地形・地質モデル

既存文献のほか、機構が保有する施設・設備を利用した追加調査などを含む地形・地質データを収集・整理するとともに、百万年以上の時間スケールでの地史（テクトニクス）を検討した上で、古地形の推定及び地質・地質構造の復元を行い、地形・地質モデルを構築する。また、1.2.2 革新的要素技術の開発で進めている後背地推定技術や割れ目の形成・発達過程に関する調査研究の成果などによりモデルの高度化を図る。

（3） 水理モデル

既存文献のほか、機構が保有する施設・設備を利用した追加調査などを含む水理データを収集・整理するとともに、地形・地質モデルをベースに古気候・古環境を考慮した水理パラメータの設定及び数値モデルを作成する。また、数値モデルを用いた地下水流動解析を試行しつつ、過去から現在までの水理ポテンシャルや流動系の変化を明らかにする。

（4） 地球化学モデル

既存文献のほか、機構が保有する施設・設備を利用した追加調査などを含む地球化学データを収集・整理するとともに、地形・地質モデル及び水理モデルを利用した解析に基づき、過去から現在までの地下水の水質、pH 及び酸化還元状態などの変化を明らかにする。また、地下水流動解析結果の妥当性を地球化学的指標から検討する。

（5） 地表環境モデル

地形や気温、水収支などの長期的な変化が地表環境での物質移行に影響を及ぼす因子やプロセスを検討するとともに、古地形、古気候・古環境の復元に基づく地表環境モデル（シナリオ、パラメータの設定、影響解析など）の多様性や変動スケールを明らかにする。

これまで、原子力機構などではわが国の地質環境の長期安定性に関する研究や深地層の研究施設計画などを進めており、地史を復元するための技術や地質、水理、地球化学のモデル化など、本事業に必要となる多様な分野の研究実績と科学的知見・ノウハウなどが蓄積されている。こうした知見や国際的な最新の研究開発成果、さらには近年の計算科学技術を駆使することによって、モデル開発を効率的に進める。

平成 25 年度は、地質環境長期変動モデルを開発するにあたって現状の到達点と課題の洗い出しを実施した。その際、沿岸部及び内陸部を事例とした既往研究で作成された過去から現在までのモデルについて、各モデルに影響を与える因子（FEP）の抽出、分野ごとの FEP の相関の検討、分野ごとの長期変遷シナリオの整理などを実施した。

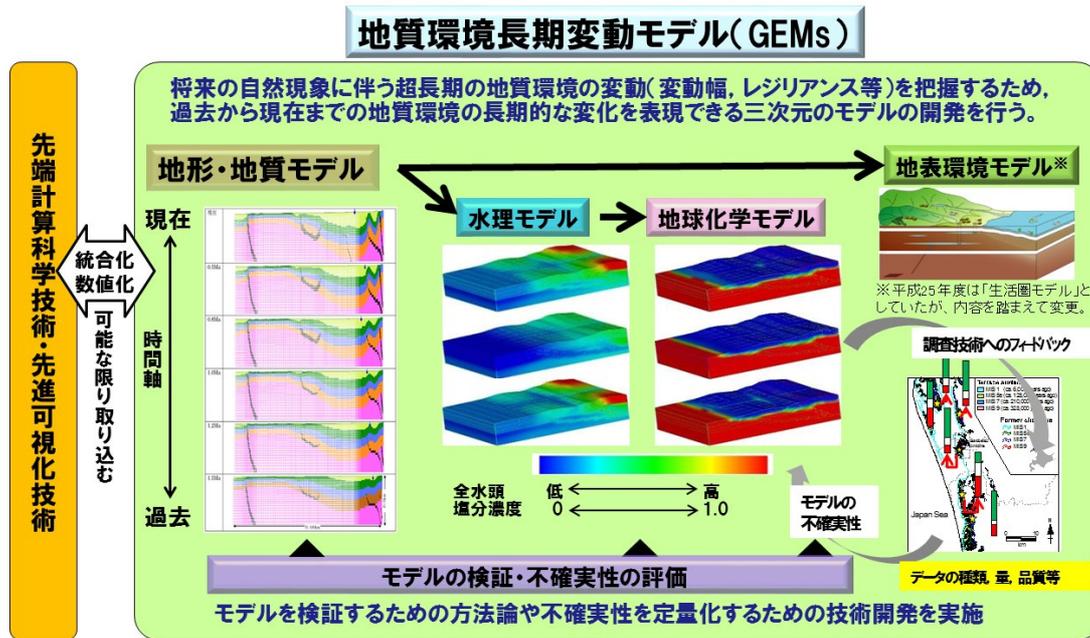


図 1.2-3 地質環境長期変動モデル（GEMs）の構成

1.2.2 革新的要素技術の開発

本事業では、百万年以上に及ぶ時間スケールを扱うことから、日本列島におけるこの時間スケールの自然現象として、山地や丘陵の形成などが考えられる。このような現象を考慮した信頼性の高い地形・地質モデルを構築するためにも、地形形成過程が記録されている堆積物から必要な情報を取得するための後背地解析技術が重要となる（図 1.2-2）。また、時間変化を考慮した信頼性の高い水理モデルを構築するためには、地下水流動系の上部境界条件となる地下水涵養量について、地形、気候、水文環境などの変化を考慮した推定技術が重要となる（図 1.2-2）。さらにこれらを統合したモデルの信頼性を向上させるためには、モデルの妥当性を検証する方法も合わせて整備する必要がある。検証には地下水の流れや水質などの過去の情報が必要であり、その指標として、水-岩石反応により地下水から沈殿した二次鉱物あげられる。二次鉱物の中でも特に長期的な変遷を推定するために有効な鉱物として炭酸塩鉱物があり、この炭酸塩鉱物の年代決定や地球化学的特性を把握する技術が重要である（図 1.2-2）。

これらの点から、地質環境長期変動モデルを構築していく上で、個別モデルの作成に必要な情報やモデルの検証に用いるデータを取得するための革新的な要素技術として、後背地解析技術、地下水涵養量推定技術、炭酸塩鉱物測定技術の開発を複数年度にわたって進める（図 1.2-4）。

(1) 後背地解析技術

現在の山地や丘陵は、新第三紀末～第四紀に活発化した地殻変動に伴って形成されたと考えられている。従来の後背地解析手法に加えて、山地や丘陵から供給された碎屑粒子の物理化学特性・放射年代値などを指標とした解析手法及びテフクロロジーを導入することにより、山地や丘陵の隆起開始時期・形成過程の推定、古地形の復元に係る精度や分解能の向上を目指す。

(2) 地下水涵養量推定技術

汎世界的な気候変動・海水準変動を考慮しつつ、花粉、プラントオパール、珪藻などの化石分

析のデータに基づくローカルな古気候・古環境（特に水文環境）の推定や、古地形の推定などに
に基づき沿岸部や内陸部における涵養量（降水量、蒸発散量、流出量など）を推定するための技術
を開発する。

(3) 炭酸塩鉱物測定技術

地下水の“化石”の一つである地下深部の亀裂を充填している炭酸塩鉱物は、過去から現在まで
の地下水の流れや水質などに関する情報を保持しており、これらの炭酸塩鉱物の放射年代値及び
酸化還元電位情報は地質環境長期変動モデルの信頼性の向上に寄与するものと考えられる。その
ため、諸外国においても基礎研究の段階にある炭酸塩鉱物の放射年代測定を実現するため、U-Pb
法、U-Th 法、¹⁴C などの年代測定システムを開発する。また、炭酸塩鉱物中の微量元素元素の分
配係数を指標とした酸化還元電位推定技術を構築するため、原位置での雰囲気制御・炭酸塩形成
試験手法、分析手法を開発するとともに、それに必要な分析手法の適用性確認も行う。

これまで、原子力機構などでは、地質環境の長期安定性に関する研究や深地層の研究施設計画
などを進めており、概要調査などに必要となる調査技術の開発・体系化、最先端の機器分析装置
を利用した放射年代測定技術などといった革新的要素技術の開発に必要となる多様な分野の研究
実績と科学的知見・ノウハウなどが蓄積されてきている。国際的な最新の研究成果なども含め、
これらの技術的基盤を駆使して技術開発を効率的に進める。

平成 25 年度は、これらの要素技術の開発に係るプロセスや問題点を提示するとともに、室内
試験を実施するための装置整備などを進めた。

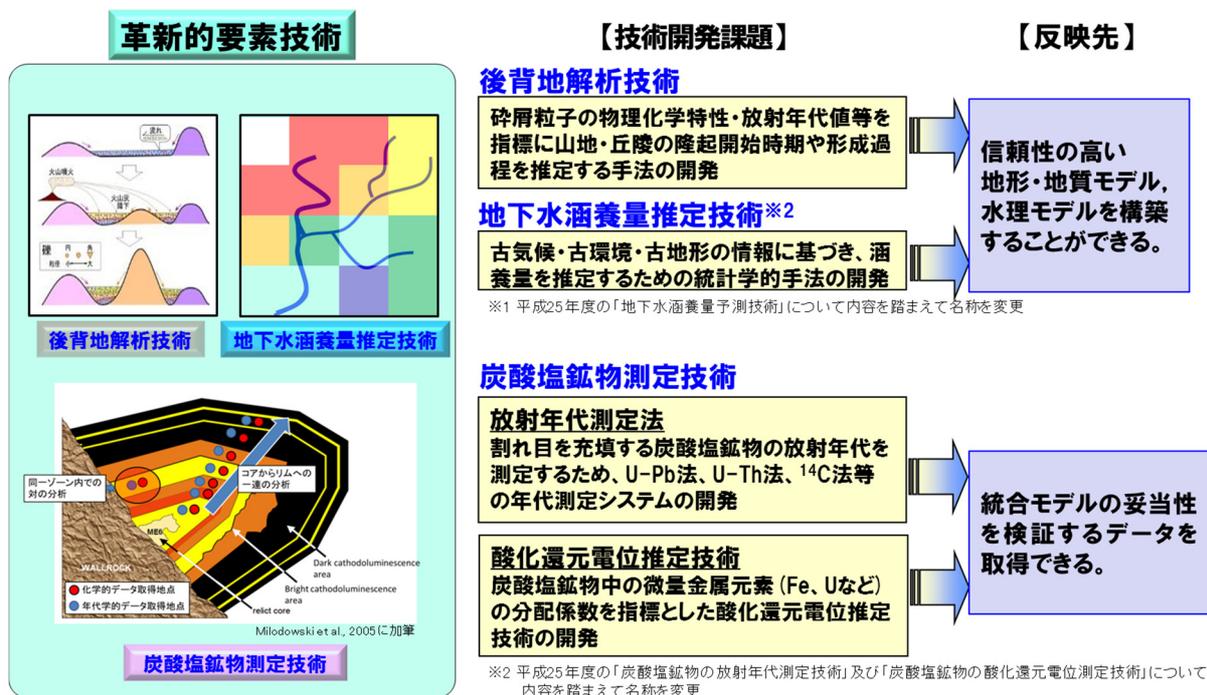


図 1.2-4 革新的要素技術開発の必要性・課題・反映先

1.3 平成 26 年度実施概要

1.3.1 地質環境長期変動モデルの開発

「統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価」では、内陸部（東濃地域）と沿岸部（幌延地域）を事例とした分野間の FEP の相互関係を整理するとともに、それらに基づいて統合数値モデルの構築のための作業手順を提示する。また、統合数値モデルを可視化するための技術や不確実性の取り扱いについてレビューを行った。「地形・地質モデル」では、既存情報の整理、割れ目の形成・発達過程に関する情報の収集や革新的要素技術などによる各種調査・分析・解析を実施し、それらの科学的知見に基づき既存モデルの高度化を進める。不確実性を考慮した地形・地質モデルの検討として、時間スケールに応じた地殻変動の傾向・速度やプロセスを把握するための解析手法について検討する。「水理モデル」では、東濃地域を事例とした地下水流動特性の長期的な時間変化を把握するための地下水流動解析に対し、各 FEP が解析結果に与える影響の程度の違いを整理する。さらに、これまで幌延地域で開発・適用してきた地下水流動解析手法の東濃地域での適用性を確認する。一方、幌延地域では、この解析手法を用いて地下深部の高い間隙水圧の再現性について検討する。「地球化学モデル」では、水理モデルと地球化学モデルの相互関連について確認し、地下水流動解析から得られた長期的な地下水流動特性と、それぞれの流動場における地下水の水質や年代などの地球化学特性について比較し、解析結果の妥当性を評価する。「地表環境モデル」では、地殻変動・気候変動に応じて生じる地形・地質、気温、水収支などの変化が、地表環境の状態設定に与える影響を整理し、これらの変動を考慮した地表環境の状態設定手法を提示する。

1.3.2 革新的要素技術の開発

「後背地解析技術」では、石英やジルコンを用いた微量成分、ESR・OSL・TL 信号、放射年代値などの測定結果に基づき堆積物の供給源を特定するための手法を提示する。「地下水涵養量推定技術」では、過去の地形を対象とした河川流出量の推定手法について検討を行い、地形特徴に着目した河川流出量の推定手法を提示する。「炭酸塩鉱物測定技術」では、炭酸塩鉱物を対象とした放射年代測定法の開発において LA-ICP 質量分析計を用いた年代測定システムの整備、微小領域での分析手法の構築及び標準試料の選定・採取を行う。酸化還元電位測定技術の構築においては、微小領域での分析手法の構築、カタログ化に適した標準試料としての炭酸塩鉱物及び地下水の採取・分析、希土類元素などの微量元素の定量分析の精度を向上させるための技術開発及び酸化還元電位測定を行うための微小領域での分析手法の検討を実施する。

1.4 本報告書の構成

平成 26 年度は、全 4 章から構成されている。1 章（本章）に述べた本事業の背景と目的及び本事業の概要と実施概要にしたがって、2 章では、地質環境長期変動モデルの開発について、各モデルの開発に係る背景と目的、アプローチ、実施結果、まとめを述べる。3 章では、革新的要素技術の開発について、各技術の開発に係る背景と目的、アプローチ・実施結果、まとめについて述べる。4 章では、平成 26 年度の成果についてまとめるとともに、課題を整理する。

引用文献

- 1) 資源エネルギー庁，日本原子力研究開発機構，高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画，2006，110p.
- 2) 資源エネルギー庁，日本原子力研究開発機構，高レベル放射性廃棄物の地層処分基盤研究開

- 発に関する全体計画, 2009, 114p.
- 3) 資源エネルギー庁, 日本原子力研究開発機構, 高レベル放射性廃棄物および TRU 廃棄物の地層処分基盤研究開発に関する全体計画, 2010, 139p.
 - 4) 地層処分基盤研究開発調整会議, 地層処分基盤研究開発に関する全体計画(平成 25 年度～平成 29 年度), 2013, 79p.
 - 5) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度 地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査 地質環境総合評価技術高度化開発 6 カ年とりまとめ報告書, 2013, 166p.
http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-12.pdf (2015.1.23)
 - 6) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価 確証技術開発 報告書, 2014, 198p.

2. 地質環境長期変動モデルの開発

2.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価

2.1.1 背景と目的

統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価では、平成 25 年度までに個別に検討が進められてきた地表環境と地質環境における各分野（地形、地質、水理、地球化学）を統合的に取り扱い、地表環境の各モデルと地質環境モデルを整合的に表現する数値モデル構築のための方法論の整備を目的としている。地表環境と地質環境は相互に関連しており、特に地質学的時間スケールでの地質環境及び地表環境の長期的な変化は、気候変動や地殻変動の外的要因に対応し、相互に連動した一つのシステムとして挙動している。そのため、平成 25 年度は、国際 FEP リスト（OECD/NEA, 2000¹⁾; BIOMOVs II, 1996²⁾）に基づき、幌延地域と東濃地域を対象として、地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデル、地表環境モデルの各モデルに影響を与える FEP を抽出するとともに、各分野内の FEP の相互関係を整理し、各分野における長期変遷シナリオを整備した。また、モデル化を行う対象領域と個別モデルの時間分解能及び統合モデルを用いた将来予測とそれに伴う不確実性についても検討を行った。モデル化の対象領域については、過去 100 万年以上を対象とした場合、東濃地域では現在の地下水流動の涵養域から流出域までの領域（20 km 四方程度）、幌延地域では海退時の海岸線までを含む領域（数十 km 四方）を考慮する必要がある、これらの領域が対象となる評価時間スケールと地質環境条件に応じて変化することを示した。各地質環境モデルに取り込まれる情報の時間分解能（情報がどの程度の時間スケールにおける地質環境を把握するための情報か）については、千年オーダーから千万年オーダーまでの様々な時間分解能を有すると考えられた。また、将来予測及びモデルに含まれる不確実性については、稀頻度事象の取扱によって変化することや、対象とする時間スケールによっても不確実性が増加することを示した。以上のことから、各分野で抽出した FEP の時間軸を含めた相関性の整理、及び各地質環境モデルの最適な統合方法の検討が今後の課題として挙げられた。

可視化技術については、従来の地質環境モデルでは数値解析結果を二次元もしくは二次元を組み合わせた擬似的な三次元としてモデルの表現を行ってきた。近年の様々な分野における三次元可視化技術に対する需要の高まりやコンピュータによる計算コストの低下から、現在では高度な三次元可視化技術が一般的に利用できる環境が整いつつある。そのため、本事業において構築する統合数値モデルについても、技術者間及び技術者と非技術者間のコミュニケーションを円滑に進めることができるツールとなるような可視化技術を検討し、適用性を検討することが重要となる。

平成 26 年度は、平成 25 年度に分野ごとに抽出・整理した FEP の相関に基づき、各分野における FEP の相互関係を整理し、地質環境特性の長期変遷を全体的に（各分野のモデルで）矛盾なく説明するための統合モデル構築の方法論を検討する。この際、地層処分技術ワーキンググループ（以下、処分技術 WG）が示した地質環境の長期安定性への影響要因（地層処分技術 WG, 2014³⁾）についても参照した。また、統合モデルの可視化について、既存技術を利用した効果的な可視化手法の選定を目的として、既存技術のレビューを実施する。

なお、具体的な統合数値モデルの構築作業については、これまで幌延で開発・適用してきた解析手法（今井ほか, 2009⁴⁾）である Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow（以下、SMS）を利用した、地形・地質の発達に伴う地下水流動状態の変化に関するモデル化を 2.3 の水理モデルにおいて記述する。

2.1.2 アプローチ

平成 26 年度は統合数値モデルの構築に向けて、その方法論の検討とモデルに反映すべき FEP の抽出を行った。具体的には、(1) FEP 間の総合関係の整理、(2) 統合数値モデル構築に関わる全体的・汎用的な方法論の整備、(3) 可視化技術の検討を行った。各実施項目の詳細を下記に示す。

(1) FEP 間の相互関係の整理

平成 25 年度は各分野において重要な FEP について、Process Influence Diagram (以下、PID) 形式で整理するとともに、東濃及び幌延の両地域において想定される各分野のシナリオを整理した。平成 26 年度は各分野のモデルの相互関係を明確にし、統合数値モデルに反映すべき FEP を整理するために、分野間での FEP の相関関係について整理する。また、各モデルの定義・内容を明確化する。

(2) 統合モデル構築に関わる全体的・汎用的な方法論の整備

上記 (1) での検討結果に基づき、各分野モデル間の相互関係を確保した統合数値モデル構築のための作業手順を整理する。統合モデル構築のための作業手順は、東濃及び幌延の両地域を事例として整理しつつ、他の地域においても適用可能な汎用的な手順として整理する。

(3) 可視化技術の検討

統合数値モデルの可視技術については、既存技術を利用することを前提とする。そのため、平成 26 年度は既存の可視化技術に関するレビューを行うとともに、実際の可視化技術を保有する技術者へのインタビューを行う。また、可視化技術の検討と合わせ、可視化すべき項目についても整理し、効果的な可視化手法を選択するための基盤的な情報を整備する。既存の可視化技術のうち、JAEA の計算科学センターで実施可能な粒子ボリュームレンダリング (Particle-Based Volume Rendering、以下、PBVR) について、計算科学センターの協力を得つつ、試行する。

2.1.3 実施結果

以下に各実施項目に関する実施結果を記載する。

(1) FEP 間の相互関係の整理

FEP 間の関連性を整理する方法は、これまでも複数の方法が提示されてきている。平成 25 年度に各分野で実施した PID やシナリオに沿った整理の方法の他、マトリクス形式での整理も行われている (Skagius et al., 1997⁵⁾)。平成 26 年度の FEP の相関性の整理の目的は、平成 25 年度に実施した各分野のシナリオを統合し、統合したシナリオでの FEP 間における因果関係の明確化及び統合数値モデルにおいて考慮すべき FEP の抽出である。そのため、東濃及び幌延の両地域における統合シナリオを構築するとともに、両地域の知見に基づき、日本国内で想定される地質環境特性の変化を時間スケールと共に示した。また、構築したシナリオに基づいたマトリクス形式により FEP の整理を実施した。

東濃及び幌延の両地域における蓋然性が高い統合シナリオを、図 2.1-1 及び図 2.1-2 にそれぞれ示す。それぞれの図においては、各モデルの範囲において、どのような地質環境特性が変化しているかを示した (図中、左側)。各モデルの範囲については、図 2.1-3 に示す。本事業では 1 章で述べた通り、地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデル及び地表環境モデルを対象としている。各モデルは、可視化する目的や記述する情報により区分される。各モデルに関して、

地形モデル及び地質モデルについては、本事業の地形・地質モデルに包含され、水理地質構造モデル及び地下水流動モデルについては、水理モデルにおいて検討している。また、本事業では地質環境特性に影響を与える要因が分布する領域（「広域スケール」）（地層処分技術 WG, 2014⁴）における地質環境特性の長期的な変化を把握することが目的となるため、ローカルスケールで取り扱う物質移動モデルについては検討対象外としている。岩盤力学モデルについては、必要に応じてその特性を地形・地質モデルや水理モデルに取り込み、考慮することとする（例えば、圧密による空隙率の低下など）。

東濃地域における統合シナリオ（図 2.1-1）では、土岐花崗岩が形成したと考えられる約 75 Ma を起点としてシナリオを示している。20～15 Ma の瑞浪層群の堆積時には海進、海退の影響により地下水の水質が変化したことが、花崗岩中の割れ目に産する鉱物の化学的特徴から推定ができる。数 Ma 以降は山地の形成に伴い、動水勾配の増加や涵養域・流出域が変化したと考えられる。また、動水勾配の増加に伴い、より深部まで地表水が従来よりも早く浸透することにより地下水の地球化学特性も変化したと考えられる。幌延地域における統合シナリオ（図 2.1-2）では、声間層が堆積していたと考えられる約 3 Ma を起点としている。稚内層と声間層の地層境界が最大埋没深度に到達する時期までは、続成作用に伴う圧密による鉱物相の変化や水圧の上昇、透水性の低下などが推定できる。隆起場へと変化した時期は場所によって異なるが、その後は東濃と同様に山地・丘陵の形成による導水勾配の増加や構造的割れ目の発達による水理学的変化ならびに地表水の浸透による地下水の地球化学特性の変化が推定できる。これらのように対象領域における地質環境の変化を分野毎に整理し、それらを統合することにより地質環境の長期的な変化がどのように相互作用し発生したかを示すことができる。今後、東濃及び幌延の両地域において、これらのシナリオを基本シナリオとした検討を行う。また、図 2.1-3 には、両地域での知見を踏まえ、地質環境の変化がどのような時間スケールで起きているのかを整理した。本事業では過去 100 万年を目途として、地質環境の変化を把握することを目的としているため、図 2.1-3 における現在～100 万年オーダの範囲にある地質環境の変化に着目することとなる。例えば、地形・地質モデルであれば、隆起や風化の進行、構造的割れ目・断層帯の形成が該当する。換言すると、このような地質環境の変化が過去 100 万年の履歴を復元する上では重要であると言える。処分技術 WG（地層処分技術 WG, 2014⁴）では地質環境特性に対して著しい影響を与える事象（表 2.1-1）及び今後の研究課題（表 2.1-2）を整理している。図 2.1-3 において枠線で囲んだ項目については、これらの事象もしくは研究課題に挙げられており、特に重要度が高いと考えられる。

次に、表 2.1-3 に、上記で検討した重要な地質環境の変化が、どのような要因及びプロセスによって発生しているかを整理した（Mizuno et al., 2014⁶）。今回のマトリクス形式による整理では、長期的な地表・地質環境に影響を及ぼす駆動力となる外的要因に関する FEP（表 2.1-3 の左側）と、それらの駆動力により影響を受ける地表・地質環境に関する FEP（表 2.1-3 の上段）のマトリクスとして、それらが相互作用することにより、どのような変化が生じるかを示した。地表・地質環境に関する FEP については、熱（T）、水理（H）、力学（M）、化学（C）及び幾何形状（G）に分類し、駆動力となる各 FEP が、それぞれの地表・地質環境特性にどのような影響を与えるかを把握できるようにした。例えば、外的要因である「地質プロセスとその影響」のうち、「構造運動と造山運動」については、「地形と形態」に対しては「山地の形成」、「水理学/水文地質学的プロセスとその状態」については「流出域・涵養域・流動経路の変化、水頭の変化」といった影響を与えることを示している。また、表 2.1-3 において赤字で示されたプロセスについては、処分技術 WG が示した地質環境特性に著しい影響を与える事象及び課題においてあげられた項目である。表 2.1-4 及び表 2.1-5 は、表 2.1-3 を基準として、東濃及び幌延の両地域において考慮すべき FEP 及び既存のモデルで考慮している FEP を区分した。表 2.1-4 及び表 2.1-5 にお

いて、赤色で示した箇所は既存の数値モデルにおいて考慮されている FEP、灰色で示した箇所は両地域において考慮する必要がないと考えられる FEP、黒色で示した箇所は発生する可能性はあるものの、既存の数値モデルでは考慮されていない FEP を示す。東濃地域を例とすると、既存の数値解析において、「構造運動と造山運動」による「山地の形成」や「母岩」の「分布・形状の変化」については考慮されている。一方、「気候プロセスとその影響」における「周氷河現象の影響」や「局所的な氷河と氷床の影響」については、東濃地域ではこれまで周氷河の影響や氷河が存在していないと考えられるため、考慮する FEP とはならない。東濃地域と幌延地域を比較した場合、「地質プロセスとその影響」による地表・地質環境の変化において考慮すべき FEP については、ほとんど差が無いことがわかった。ただし、「気候プロセスとその影響」による地表・地質環境については、幌延地域が寒冷地及び沿岸域に位置することから、「海面変化」及び「周氷河現象の影響」を考慮する必要がある点で東濃地域とは異なる。

これらの検討から、地質環境の長期変動において考慮すべき FEP について、原因となる FEP と結果となる FEP に関する因果関係を明確にできたほか、統合数値モデルにおいて考慮すべき FEP を示すことができた。また、表 2.1-3 において、外的要因によって生じる長期的な地質環境の変化は、地形や地質構造の変化を経て、最終的には地下水の流動状態や化学的性質へと影響する。そのため、統合数値モデルの構築では、地下水の流動状態や化学的性質の長期的な変化を示すモデルを構築することが目的となる。今後は、平成 26 年度の検討で明確化した FEP のうち、統合数値モデルに現状に加えて組み込むべきプロセスやデータを、解析結果に与える重要度の観点で抽出する。

(2) 統合数値モデル構築に関わる全体的・汎用的な方法論の整備

モデル化のための作業手順は、これまでも取りまとめられてきているものの（原子力機構、2013⁷⁾）、それらは個別分野モデルの手順に留まっており、各分野を統合したモデル構築のための手順については、十分に検討がなされてきていない。平成 26 年度は統合数値モデルに含まれる個別分野のモデルの内容・範囲を明確にした上で、統合数値モデル構築のためのデータの流れをフロー図として整理した。

表 2.1-6 に、本事業における各モデルの定義を示した。各モデルは、可視化する目的や記述する情報により区分される。区分されるモデルは、地形モデル、地質モデル、水理地質構造モデル、地下水流動モデル、地球化学モデル及び地表環境モデルとなる。これらのモデルに関して、地形モデル、地質モデルについては、本事業の地形・地質モデルに包含され、水理地質構造モデル及び地下水流動モデルについては、水理モデルにおいて検討している。

図 2.1-4 に各モデルの相関関係を整理した。ここでは、統合数値モデル構築までの全体像を把握することを目的とし、どのようなデータや地質環境要素が各モデルを相互に関連付けているかに着目した。また、ここでも処分技術 WG により示された地質環境特性に著しい影響を与える事象（表 2.1-1）及び課題（表 2.1-2）については赤字で示した。図 2.1-4 から、長期的な地質環境の変動を対象とした統合数値モデルを構築する際には、外的要因である構造運動や気候変動及び堆積岩が分布する地域であれば地質環境要因である地層の堆積に関する情報が始点となる。これらの情報に基づき、断層の形成・発達や海水準変動、続成作用などの地質環境要素に関する情報を整理し、地形モデル及び地質モデルを構築する。地形・地質モデルからは、地質分布、地表形状の情報が得られ、それらに対象とする領域の水理特性に関する情報を追加することで水理地質構造モデルが構築できる。水理地質構造モデルからは水理特性分布が得られ、水深や涵養量の情報を利用することにより、地下水流動モデルが構築できる。地下水流動モデルにより得られた地下水の流動系に関する情報を塩分濃度分布と統合することにより、最終的に地形・地質モデル

及び水理モデルを考慮した地球化学モデルが統合数値モデルとして構築できる。地表環境については、地形・地質モデルから得られる地表形状や、地下水流動モデルから得られる流出域に関する情報、降水量・気温のデータなどを考慮し、モデル化する。

ここで示した統合数値モデル構築のための方法論については、東濃及び幌延において検討した内容に基づいているものの、具体的な地域を想定していない。そのため、汎用的な方法論として利用することが可能である。

構築した統合数値モデルについては、そこに含まれる不確実性を評価するとともに、検証 (Verification) 及び妥当性確認 (Validation) が重要である。SKB では安全評価に含まれる不確実性を、システムの不確実性 (System uncertainty)、概念の不確実性 (Conceptual uncertainty) 及びデータの不確実性 (Data uncertainty) に区分している (SKB, 2011⁸⁾)。システムの不確実性は包括性の問題であり、シナリオに関連する全ての FEP が適切な方法で抽出されているか、また、除外された FEP は適切であったかなどが挙げられる。概念の不確実性は地質環境特性の変化に関する天然のプロセスの理解に関連しており、そのプロセスの理解だけではなく、数値モデル構築の際にどのように単純化するかという問題も含む。データの不確実性については、数値モデル構築に利用されるデータに関する不確実性であり、データ間の相関や認識に関する不確実性 (知識の欠如) と偶然性に関する不確実性 (天然の変動性) の区別を含んでいる。これらの考え方を本事業での統合数値モデル構築に適用した場合、システムの不確実性については、平成 25 年度から取り組んでいるシナリオ構築や FEP の整理を通して、低減されつつある。具体的には、統合シナリオを構築することで各 FEP 間の相関性や網羅性を確保したことや、平成 25 年度に実施したように各 FEP に対する現状の見解を整理することで除外する FEP を明確にできたことが挙げられる。概念の不確実性については、具体的に統合数値モデルを構築する過程において、どのようにそのモデルを現実的に単純化していくかが課題となる。この点については、今後、可視化の過程でどのような内容を表示させるかという課題と共に取り組んでゆく。データの不確実性については、オプションシナリオを構築する過程で、基本シナリオとの差が、知識の欠如に起因するのか、天然の変動性に依存するかを判断することによって、不確実性を明示できると考えられる。この点については、平成 27 年度以降にオプションシナリオを構築する過程で検討を進める。また、モデルの検証及び妥当性確認については、前者が仮定する数理モデルに対して数値計算モデルが妥当な結果を与えるかどうか、後者が対象とする物理現象に対して適切な計算結果が得られるかどうかに関するものとされている (高田, 2011⁹⁾)。そのため、数値モデルの検証に関しては、適正な手法 (この場合には数理モデルや数値計算モデル) により計算がされているかと言うことが焦点になる。他方、妥当性確認は実際の現象を数値モデルによる計算結果が正しく反映しているかということが焦点になる。平成 26 年度は、検証について 2.3 の水理モデルにおいて解析手法に関する課題の抽出及び改善の方向性について整理している。また、妥当性確認に関しては 2.4 の地化モデルにおいて、地下水流動解析の結果を地球化学的な観点から確認しているので、それぞれを参照して頂きたい。

(3) 可視化技術の検討

1) 可視化技術を有する機関へのインタビュー

平成 26 年度、可視化技術を有する機関である、海洋研究開発機構、東京大学地震研究所、核融合科学研究所、機構システム計算科学センターの四ヶ所を訪問し、動向調査や情報収集を行った。その結果、モデル化には統計的な解析が重要であることや膨大なデータ (ビックデータ) を扱った研究が注目されていることが明らかとなり、観測やシミュレーションによる膨大なデータは、数値モデルの再現性を高めるために、データ同化の技術が重要となることがわかった。また、

可視化技術に関する専門家へのインタビューを通して、既存技術の範囲で地質環境の長期変遷を可視化できることがわかった。ただし、地質環境の持つ高密度な情報や、長時間な時間の中で生じる複雑なプロセスの可視化が課題であることが示された。さらに、地質環境は高密度な媒体であるので、建物などの構造物とは違った工夫が必要となる。可視化技術は既に飽和しており、既存の技術から何を選択するかが大切であること、双方向性・同時性・共有性が大切であることが指摘された。例えば、核融合科学研究所で保有する CAVE (Cave Automatic Virtual Environment) システムでは、立方体空間の正面、両側面、下面にスクリーンに映像が映し出され、人間に突入感が得られる技術となっている。これにより、直感的な理解が得られるので、このような事例も参考にしたい。

2) 三次元可視化の試行

機構システム計算科学センターが保有する技術である PBVR の可視化技術に対する有効性の検証を行った。

その結果、PBVR による可視化の試行では、従来の平面的な可視化結果と比較し、着目する要素やプロセスについて、より円滑に理解できる結果が得られ、膨大なデータを扱う本事業のモデル化において有効であること確認できた。今後、実際のデータなどを使用しつつ、適用性を検討する予定である。

3) 可視化に利用可能なソフトウェア・ハードウェア

上記インタビューの過程で得られた情報に基づき、可視化を行うための候補となり得るソフトウェア (POV-Ray、RenderMan 及び Maya) 及びそれらを稼働させるためのハードウェアについてまとめた。POV-Ray については、レンダリング (画像変換) に特化したソフトウェアであり、RenderMan、Maya については、モデラとレンダラが一体となった統合型ソフトウェアである。三次元コンピュータグラフィックス (3DCG) は、主にオブジェクトの制作 (モデリング) から始まり、オブジェクトの配置 (シーンセットアップ)、動作付け (アニメーション)、画像化 (レンダリング)、画像調整 (コンポジット) の工程に分かれている (齋藤ほか, 2009¹⁰⁾)。作業の基幹となり多くの工程の調整が行える統合型ソフトウェアの他に、個別の機能に特化したソフトウェアも存在する。モデリングが中心となっているソフトウェアはモデラ、レンダリングが中心となっているソフトウェアはレンダラと呼ばれている (向川, 2008¹¹⁾)。近年では、数値シミュレーションなどの計算結果の可視化手段として、3DCG が利用されることが多い。

① POV-Ray (Persistence of Vision Ray-Tracer)

POV-Ray は、3DCG を容易に作成できるソフトの一つで、レイトレーシング法を用いてレンダリングを行う。レイトレーシング法とは、視点に入ってくる光を追跡し、どのように反射屈折したかを調べることで各画素の色を決定する手法である (向川, 2008¹¹⁾)。POV-Ray では、この手法を用いることで、透明や半透明な物体、鏡面で周囲が映り込む物体などの再現といった、リアリティの高い画像の表示を実現しているが、光線の追跡に時間がかかるので、リアルタイム CG には向かないという欠点もある。また、通常、CG ではモデラとレンダラの機能が一体となっていることを冒頭で述べたが、このソフトでは、あえてレンダリング機能のみを独立させることで、様々なモデラとの組み合わせが可能となっている。例えば、モデラとして C 言語や Perl 言語で書かれた自作プログラミングによる出力結果を POV-Ray に渡すことも可能で、モデラとレンダラ間のファイル変換などの作業がなく、シーン可視化に関する処理の手間が省けるという利点もある。また、ソースコードは無償で公開されており、ソースコードの確認・改造が可能であると

いう利点もある。さらに、ソフトの使用については、GUIによる入出力が可能で、対応プラットフォームとしては、Windows (95以降)、Mac OS (9/X)、Linux、Unix上で実行可能である (POV-Ray, 2014¹²)。

② RenderMan

Pixar社によって定められた仕様に基づいて開発された、三次元形状記述とフォトリャリスティックな画像を作成するためのソフトウェアの総称で、RenderMan for Maya、RenderMan Artist Tools、RenderMan Pro Serverなどが知られている (インディゾーン, 2014¹³)。ハリウッド映画において、実写合成やリアリティを優先し、ジュラシック・パークやスター・ウォーズなどの制作に使用された実績がある。RenderMan自体は汎用ソフトウェアであり、RenderMan相互ソフトウェアとして、Pixar社以外のいくつかの代用品も出されている (例えば、Air、RenderDotC、3Delight、Pixie、Aqsisなど)。その中には、評価版や使用マニュアルが準備されているものもある。RenderManにおける三次元形状情報は、Pixar社が開発したレンダリングフォーマットである、リブ (RIB: RenderMan Interface Bytestream) が主として用いられており、Shader (シェーダー) と呼ばれる機能を利用することで、様々な形状や表現を実現できる (宮田ほか, 2005¹⁴)。ただし、Shader言語によって記述されたプログラムが必要であり、RenderMan使用に際して、複数のプログラム言語を知っておく必要がある。一方、神戸大学大学院人間発達環境学研究科では、数学、計算機科学、数理科学を中心とした諸分野における互いの理解や問題意識の育成のために、学術的な産学連携活動として、このソフトを用いたセミナーなどが開催されている (神戸大学大学院人間発達環境学研究科, 2014¹⁵)。対応プラットフォームとしては、Windows 7 (64 bit)、Mac OS X (10.6以降)、Linux (64 bit) 上で実行可能である (インディゾーン, 2014¹³)。

③ Maya (AUTODESK MAYA)

AUTODESK社によるCGソフトで、主に、映画・ゲーム・CM制作に使用されている。二次元と三次元、シミュレーションとアニメーション、レンダリングとコンポジティング (合成) などの統合を単一のプラットフォームで実現した包括的なCGソフトである。いくつかの機械系CADのデータ形式にも対応しており、自動車メーカーなどの製造業で、デザイン的な要素の強い部品の設計に使用されている。相互運用性として、Adobe Photoshopでのペイント、Maya CompositeまたはAutodesk Flameでのショットの合成、キャラクターアニメーションソフトウェア Motion Builderからのモーションのキャプチャデータの読み込みなどが挙げられる。また、拡張性として、既存のパイプラインへの統合や、新機能の追加といったニーズに応えるために、カスタマイズ可能な設計になっている。一例として、独自の組み込みスクリプティング言語であるMEL (Maya Embedded Language) に加え、Pythonでの出力、C++でのアプリケーションプログラミングインターフェースでも使用可能である。ソフトの使用については、GUIによる入出力が可能で、対応プラットフォームとしては、Windows、Mac OS X、Linux上で実行可能である (COMTEC, 2014¹⁶)。

④ 可視化項目について候補となり得るハードウェア

可視化を行う上でのハードウェアに関して、参考までに、独立行政法人海洋研究開発機構の地球シミュレータ (ES2) で使用されている共用可視化サーバー (SGI UV20) の構成に関してまとめると、CPUは、Intel Xeon E5-4650v2 プロセッサ (2.4 GHz、10 コア) を4基搭載し (総コア数40)、グラフィックスカードとしてNVIDIA Keplerアーキテクチャ採用のQuadro K600

を2基搭載している。理論性能は、768 GFLOPS（1秒間に 768×10^9 回の浮動小数点数演算を実行可能）で、総メモリ容量は768 GBである（海洋研究開発機構，2014¹⁷⁾）。一般論として、高性能なCPUの利用や大容量メモリを利用することで、処理速度の向上が見込まれる。CPUが生産されて以降、CPUクロック数の高いものが高性能であるという枠組みで、新たなCPU開発に主眼が置かれてきた。しかし、2004年以降では、プロセッサ内部の物理的構造により、CPUクロック数の上昇は頭打ち状態である。そのような背景から、一つのCPU内に複数のコアを設けるという技術が開発され、数個～十数個のコアが内蔵されたCPUが開発・販売されるようになった（日本GPUコンピューティングパートナーシップ，2014¹⁸⁾）。このように、一つのCPU内に複数のコアが内蔵されることで、本来連続的な処理を行うべく開発されてきたCPUで、並列処理が可能となった。一方で、近年注目されているのが、GPU（Graphics Processing Unit）を使用した計算である。GPUはPCなどの画像処理を行う装置であるが、GPUは、CPUと比べて、並列的な演算に向いている（宮田ほか，2005¹⁴⁾）。すなわち、大量のデータを複数のプロセッサで同時かつ並列処理することが可能である。従って、CPUとGPUの利点を相補的に使用することで、CPU単体で全ての可視化を行う場合と比較して、高速に処理を行うことができると考えられる。ここ数年では、GPUの高性能化、低価格化に伴い、大型計算などの環境で積極的に用いられてきている。GPU開発企業としてはIntel、NVIDIA、AMD/ATI、Matrox、VIA/S3 GRAPHICSなどが挙げられるが、GPU単体製品市場は主にNVIDIA社とAMD社によるほぼ寡占の状態である（日本GPUコンピューティングパートナーシップ，2014¹⁸⁾）。さらに、GPUコンピューティング向けの統合開発環境として、NVIDIA社がCUDA（Compute Unified Device Architecture）を提供している。これは、プログラム記述、コンパイラ、ライブラリ、デバッグなどから構成されており、プログラム言語はC言語ベースに拡張を加えたものであり、現在では、C言語だけでなくFortran（CUDA Fortran）への対応も進んでいる。CUDAの使用は無料で、CUDAのプログラムを書けばCUDAをサポートするすべてのGPU上で動作させることが可能である。

計算結果などを表示する三次元立体可視化装置に関しては、神戸大学計算科学教育センターの π -CAVE（パイ・ケイブ）などが知られている（神戸大学計算科学教育センター，2014¹⁹⁾）。この装置は、CAVEと呼ばれる没入型の国内最大級のバーチャルリアリティ装置である。人間を取り囲むように、複数のスクリーンを上下、前後、左右に配置し、プロジェクターによって三次元映像を投影し、バーチャルな空間を構成する。大きさは、高3m、奥行3m、横幅7.8mで、20人程度まで同時に没入可能である。人間の目の位置と方向を測るためのトラッキング装置を用いることで、 π -CAVE内での人間の動きに合わせた映像が投影される。また、専用コントローラーを介して、対話的にバーチャル空間とやりとりすることも可能である。立体視には、アクティブシャッター方式（液晶シャッターメガネ）、トラッキングには光学式（赤外線カメラ）が採用されている。 π -CAVEを利用することで、三次元の大規模シミュレーションデータを三次元映像として様々な視点から見る事が可能となるため、従来の可視化手法で見過ごされてきた新たな発見の可能性も期待できる。

2.1.4 まとめ

- ・FEP間の相互関係の整理結果から、地質環境特性の長期変遷の評価において考慮すべきFEPとそれらの変動要因について整理できた。
- ・統合モデル構築の汎用的な全体フロー図を用いて、FEP間の相互関係や、FEPと各分野のモデルとの相互関係、各分野のモデル間の相互関係、さらには、統合モデル構築までの流れを示すことができた。

- ・可視化技術については、専門家へのインタビューから、既存技術の範囲で地質環境の長期変遷を可視化できることがわかった。その際、地質環境の持つ高密度な情報や、長期的な時間のなかで生じる複雑なプロセスの可視化が課題であることが明らかになった。また、PBVR による可視化の試行では、従来の平面的な可視化結果と比較し、着目する要素やプロセスについて、より円滑に理解できる結果になったと考えられる。

表 2.1-1 著しい影響を与える事象と天然現象の関係

事象		天然現象			
		火山・火成活動等	断層活動	隆起・侵食	気候・海水準変動
閉じ込め機能の喪失	熱環境	地熱活動 (非火山性を含む)	—	—	侵食の要因として評価
	力学場	—	処分深度に達する断層のずれ	—	
	水理場	—	断層のずれに伴う透水性の増加	—	
	化学場	火山性熱水や深部流体の移動・流入	断層のずれに伴う透水性の増加 (条件による)	—	
物理的隔離機能の喪失		マグマの処分場への貫入と地表への噴出	—	著しい隆起・侵食に伴う処分場の地表への著しい接近	

表 2.1-2 広域現象の理解ならびに概要調査以降の調査評価手法に関する課題

広域的現象の理解に関する研究課題	
	火山の分布及び地熱活動の評価に反映するための、マグマ成因論に関する知見の収集及びマントル内の熱対流モデルの評価手法の整備。
	繰り返し活動し変位の規模が大きな断層の評価に反映するための、地形的に不明瞭な活断層の調査事例の蓄積及び調査や評価方法の整備。
	隆起量・侵食量の評価に反映するための、地形学的手法や堆積物の年代測定に基づく評価方法の整備。
	天然現象の将来予測を行う上での前提となるプレートシステムの継続性の評価のための、プレートシステムの変遷と地質学的イベントの関係の整理及び検討。
	深部流体及び非火山性熱水の流出の評価に反映するための、深部流体及び非火山性熱水に関する形成・移動メカニズム等の調査事例の蓄積。
概要調査以降の調査・評価手法に関する研究課題	
	断層の活動性の評価に反映するための、地質断層の再活動性に関する調査事例及び上載法の適用が困難な断層の活動性の評価方法(断層岩や充填鉱物の年代測定方法)の整備。
	断層活動による影響範囲の評価に反映するための、既存の活断層の破碎帯の分布等の調査事例の蓄積及び調査や評価方法の整備。
	表層付近の酸化帯分布の評価に反映するための、表層付近の酸化帯に関する調査事例の蓄積。
	地震活動の評価に反映するための、東北地方太平洋沖地震後に誘発された地震や湧水(たとえば、2011年4月11日の福島県浜通り地震)に関する調査事例の蓄積。
	地下水の動きが緩慢であることを評価するための地下水年代測定などの技術の確保や調査事例の蓄積。

表 2.1-3 マトリクス形式による FEP の整理結果 (汎用)

	幾何形状 (G)				力学 (M)	水理 (H)	化学 (C)	熱 (T)	
	2.3.01 地形と形態	2.2.02 母岩	2.2.03 その他の地質ユニット	2.2.04 大規模な不連続性					
1.2 地質プロセスとその影響	1.2.01	構造運動と造山運動 (含む、隆起沈降)	山地の形成	分布・形状の変化	断層・褶曲帯・割れ目の形成・発達 岩脈の貫入	2.2.06 力学的プロセスとその状態	2.2.07 水理学/水文地質学的プロセスとその状態	2.2.08 化学/地球化学的プロセスとその状態	2.2.10 熱的プロセスとその状態
	1.2.02	凍結、塑性または脆性的変形	分布・形状の変化	—	断層・褶曲帯・割れ目の形成・発達	圧縮応力場の変化、物性 (空隙率・圧縮強度・せん断強度) の変化 地表的・局所的応力場の変化	既存地下水とは異なる地下水の混合による水質形成プロセスの変化 新たな流動経路の発達による水質形成プロセスの変化	既存地下水とは異なる地下水の混合による水質形成プロセスの変化 既存地下水とは異なる地下水の混合による水質形成プロセスの変化	熱伝導率
	1.2.03	地震活動	—	分布・形状の変化	断層・褶曲帯・割れ目の形成・発達	地表的応力場の変化	既存地下水とは異なる地下水の混合による水質形成プロセスの変化 水頭変化	—	—
	1.2.04	火山・マグマ活動	—	—	—	—	—	—	—
	1.2.06	熱水活動	—	鉱物組成の変化	—	—	—	—	—
	1.2.08	締成作用	—	分布・形状の変化、鉱物組成の変化	断層・褶曲帯・割れ目の形成・発達	物性 (空隙率・圧縮強度・せん断強度) の変化	—	—	—
	1.2.07	侵食と堆積	分布・形状の変化	分布・形状の変化、風化帯の形成	—	—	—	—	—
	1.3.01	地球規模の気候変動	侵食量の変化	—	—	—	—	—	—
1.3 気候プロセスとその影響	1.3.02	地域的及び局所的な気候変動	侵食量の変化	—	—	—	—	—	—
	1.3.03	海面変化	侵食量の変化、汀線の形状の変化	侵食・堆積に伴う分布・形状の変化	—	—	—	—	—
	1.3.04	周米河現象の影響	分布・形状の変化	—	—	—	—	—	—
	1.3.05	局所的な水河と氷床の影響	分布・形状の変化	分布・形状の変化	—	—	—	—	—
	1.3.06	暖かい気候の影響 (熱帯と砂漠)	侵食量の変化	—	—	—	—	—	—

表 2.1-4 マトリクス形式による FEP の整理結果 (東濃の例)

	幾何形状 (G)							力学 (M)	水理 (H)	化学 (C)	熱 (T)
	2.3.01 地形と形態	2.2.02 母岩	2.2.03 その他の地質ユニット	2.2.04 大規模な不連続性	2.2.06 力学的プロセスとその状態	2.2.07 水理学/水文地質学的プロセスとその状態	2.2.08 化学/地質化学プロセスとその状態				
1.2 地質プロセスとその影響	1.2.01 構造運動と造山運動 (含む、隆起沈降)	山地の形成 分布・形状の変化	断層・褶曲帯の形成・発達、岩脈の貫入	断層・褶曲帯・割れ目の形成・発達	広域応力場の変化、物性(空隙率・圧縮強度・せん断強度)の変化	酒業域・流出域・流動経路の変化	既存地下水とは異なる地下水の混合による水質形成プロセスの変化	熱伝導率			
	1.2.02 弾性、塑性または脆性的変形	分布・形状の変化	断層・褶曲帯・割れ目の形成・発達	断層・褶曲帯・割れ目の形成・発達	地域的・局所的応力場の変化	流動経路の変化	新たな流動経路の発達による水質形成プロセスの変化	—			
	1.2.03 地震活動	—	分布・形状の変化	断層・褶曲帯・割れ目の形成・発達	地局的応力場の変化	酒業域・流出域・流動経路の変化	既存地下水の混合状態の変化、深部地下水の流入	—			
	1.2.04 火山・マグマ活動	—	—	—	—	—	既存地下水とは異なる地下水の混合による水質形成プロセスの変化	地温の上昇			
	1.2.06 熱水活動	—	鉱物組成の変化	鉱物組成の変化	—	密度・温度勾配の変化	既存地下水とは異なる地下水の混合による水質形成プロセスの変化	地温の上昇			
	1.2.08 結成作用	—	分布・形状の変化、鉱物組成の変化	割れ目の形成・発達	物性(空隙率・圧縮強度・せん断強度)の変化	透水性の変化	鉱物からの脱水による水質の変化	—			
1.3 気候プロセスとその影響	1.2.07 侵食と堆積	分布・形状の変化、風化帯の形成	侵食・堆積による分布・形状の変化	地層の堆積による地層境界の形成	除荷・載荷による応力場の変化	酒業域・流出域・流動経路の変化	既存地下水とは異なる地下水の混合による水質形成プロセスの変化	—			
	1.3.01 地球規模の気候変動	侵食量の変化	—	—	—	酒業量の変化	—	—			
	1.3.02 地域的及び局所的な気候変動	侵食量の変化	—	—	—	酒業量・動水勾配の変化	—	—			
	1.3.03 海面変化	侵食量の変化、汀線の变化	侵食・堆積に伴う分布・形状の変化	侵食・堆積に伴う分布・形状の変化	—	酒業域・流出域・流動経路・水勾配の変化	既存地下水とは異なる地下水の混合による水質形成プロセスの変化	—			
	1.3.04 周水河現象の影響	分布・形状の変化	—	—	—	酒業域・流出域・酒業量の変化	—	—			
	1.3.05 局所的な水河と水床の影響	分布・形状の変化	分布・形状の変化	—	—	酒業域・流出域・酒業量の変化	水河・水床溶解時に及ぼる酸化的な地下水の浸透	—			
1.3.06 暖かい気候の影響(熱帯と砂漠)	侵食量の変化	—	—	—	酒業量の変化	—	—				

表 2.1-5 マトリクス形式による FEP の整理結果 (幌延の例)

	幾何形状 (G)						力学 (M)	水理 (H)	化学 (C)	熱 (T)
	2.3.01 地形と形態	2.2.02 母岩	2.2.03 その他の地質ユニット	2.2.04 大規模な不連続性	2.2.06 力学的プロセスとその状態	2.2.07 水理学/水文地質学的プロセスとその状態				
1.2 地質プロセスとその影響	1.2.01 構造運動と造山運動(含む、隆起沈降)	山地の形成	分布・形状の変化	断層・破砕帯の形成発達、岩脈の貫入	広域応力場の変化、物性(空隙率・圧縮強度・せん断強度)の変化	2.2.06 力学的プロセスとその状態	2.2.07 水理学/水文地質学的プロセスとその状態	2.2.08 化学/地球化学的プロセスとその状態	2.2.10 熱的プロセスとその状態	
	1.2.02 弾性、塑性または脆性的変形	分布・形状の変化	—	断層・破砕帯・割れ目の形成・発達	地域的・局所的応力場の変化	—	—	—	—	
	1.2.03 地震活動	—	分布・形状の変化	断層・破砕帯・割れ目の形成・発達	地域的応力場の変化	—	—	—	—	
	1.2.04 火山・マグマ活動	—	—	—	—	—	—	—	—	
1.3 気候プロセスとその影響	1.2.06 熱水活動	—	鉱物組成の変化	鉱物組成の変化	—	—	—	—	—	
	1.2.08 統成作用	—	分布・形状の変化、鉱物組成の変化	分布・形状の変化、鉱物組成の変化	物性(空隙率・圧縮強度・せん断強度)の変化	—	—	—	—	
	1.2.07 侵食と堆積	分布・形状の変化	分布・形状の変化、風化帯の形成	分布・形状の変化、風化帯の形成	空隙率・圧縮強度・せん断強度の変化	—	—	—	—	
	1.3.01 地球規模の気候変動	侵食量の変化	—	—	—	—	—	—	—	
1.3.02 地域的及び局所的な気候変動	侵食量の変化	—	—	—	—	—	—	—		
1.3.03 海面変化	侵食量の変化、汀線の变化	侵食・堆積に伴う分布・形状の変化	侵食・堆積に伴う分布・形状の変化	—	—	—	—	—		
1.3.04 周水河現象の影響	分布・形状の変化	—	—	—	—	—	—	—		
1.3.05 局所的な水河と氷床の影響	分布・形状の変化	分布・形状の変化	—	—	—	—	—	—		
1.3.06 暖かい気候の影響(熱帯と砂漠)	侵食量の変化	—	—	—	—	—	—	—		

表 2.1-6 各個別モデルの内容及び範囲

モデル	定義
地質環境モデル	地表から地下深部の岩盤及び地下水の性状や諸特性の空間分布などを可視化(概念化)したもの。地質環境モデルは、可視化する目的や記述する情報により、以下の表に示すモデルに分けられる。これらのモデルには、ある時点の場の状態を表現したものと、時間の経過に伴う現象を表現したものがある。これらのモデルは情報量の増加とともに更新され、地下環境の理解の程度を推し量る材料として、さらには将来の予測などに用いられる。
地形モデル	地形を三次元的に表現したもの。
地質モデル	地質・地質構造の空間分布を表現したもの。
水理地質構造モデル	透水性などの水理特性の空間分布を表現したもの。水理地質構造モデルを用いて、時間経過に伴う地下水流動の変化を予測するための数値解析(地下水流動解析)が行われる。
地下水流動モデル	地下水流動解析結果である水頭分布や流速分布、流束分布等を表現したもの。
地球化学モデル	地下水水質の空間分布と水質形成プロセス(異なる水質の地下水の混合や水-鉱物-生物相互反応など)を表現したもの。場の状態や現象を概念的に表現したものと数式化したものがある。
地表環境モデル	地表での水循環等を表現したもの。
物質移動モデル	物質移動現象と、その現象が生じている場の構造を単純化して表したもの。場と現象を概念的に表したものと現象を数式化したものがある。
岩盤力学モデル	岩盤の物理・力学特性や初期応力状態の空間分布を表したもの。岩盤力学モデルを用いて、坑道掘削に伴う影響を評価するための数値解析などが行われる。

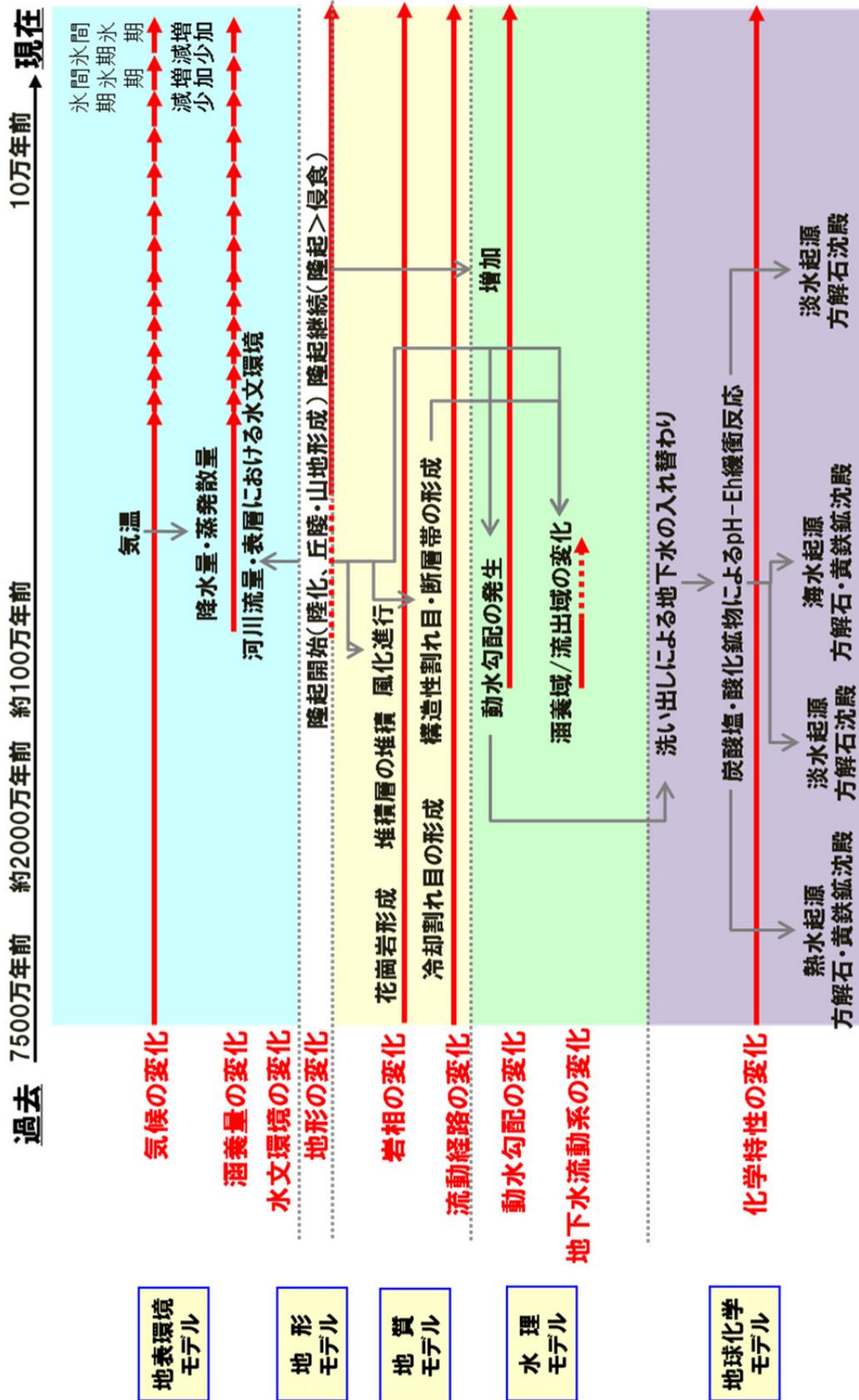


図 2.1-1 地質環境長期変動モデルにおける各分野の関係 (東濃)

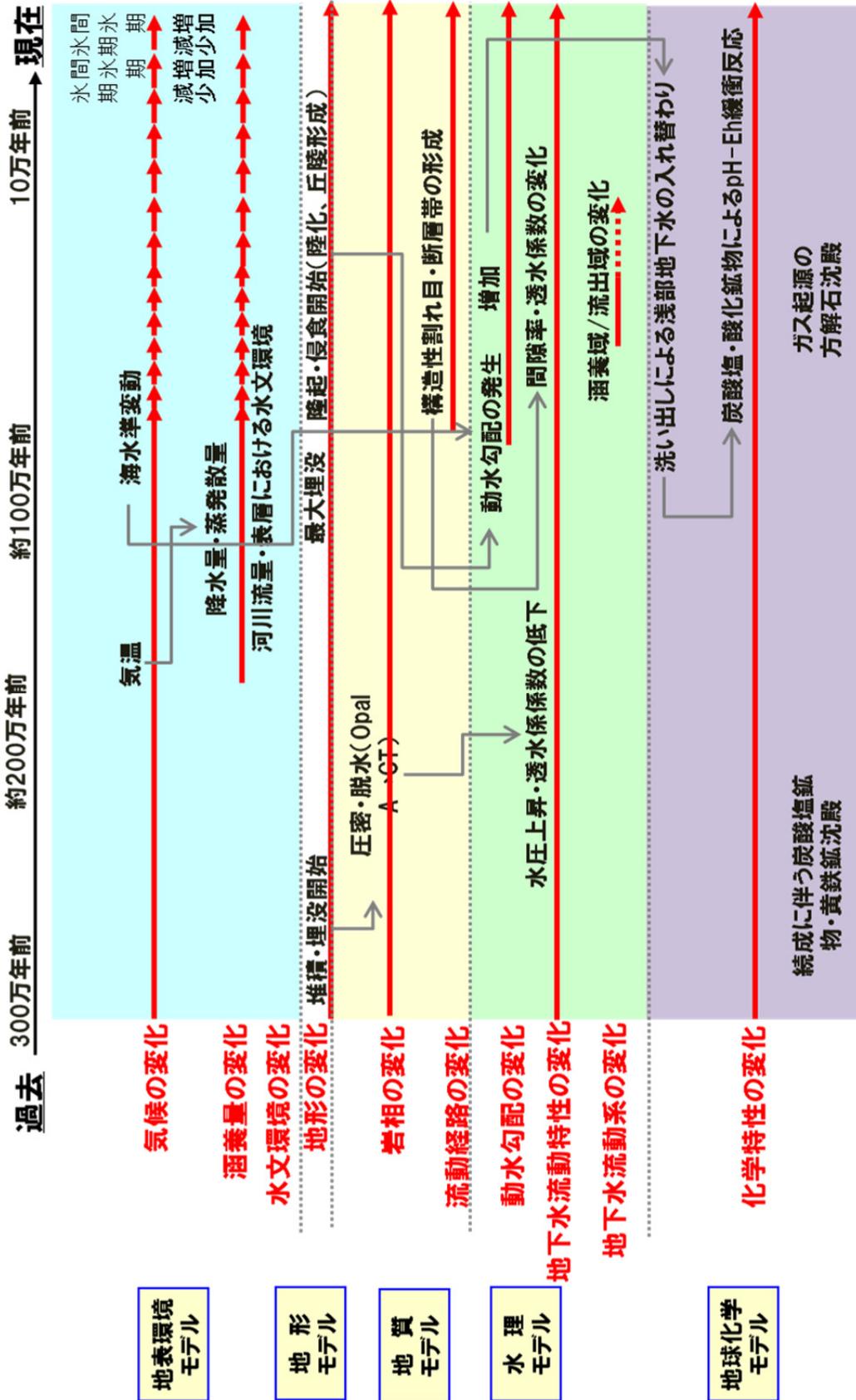
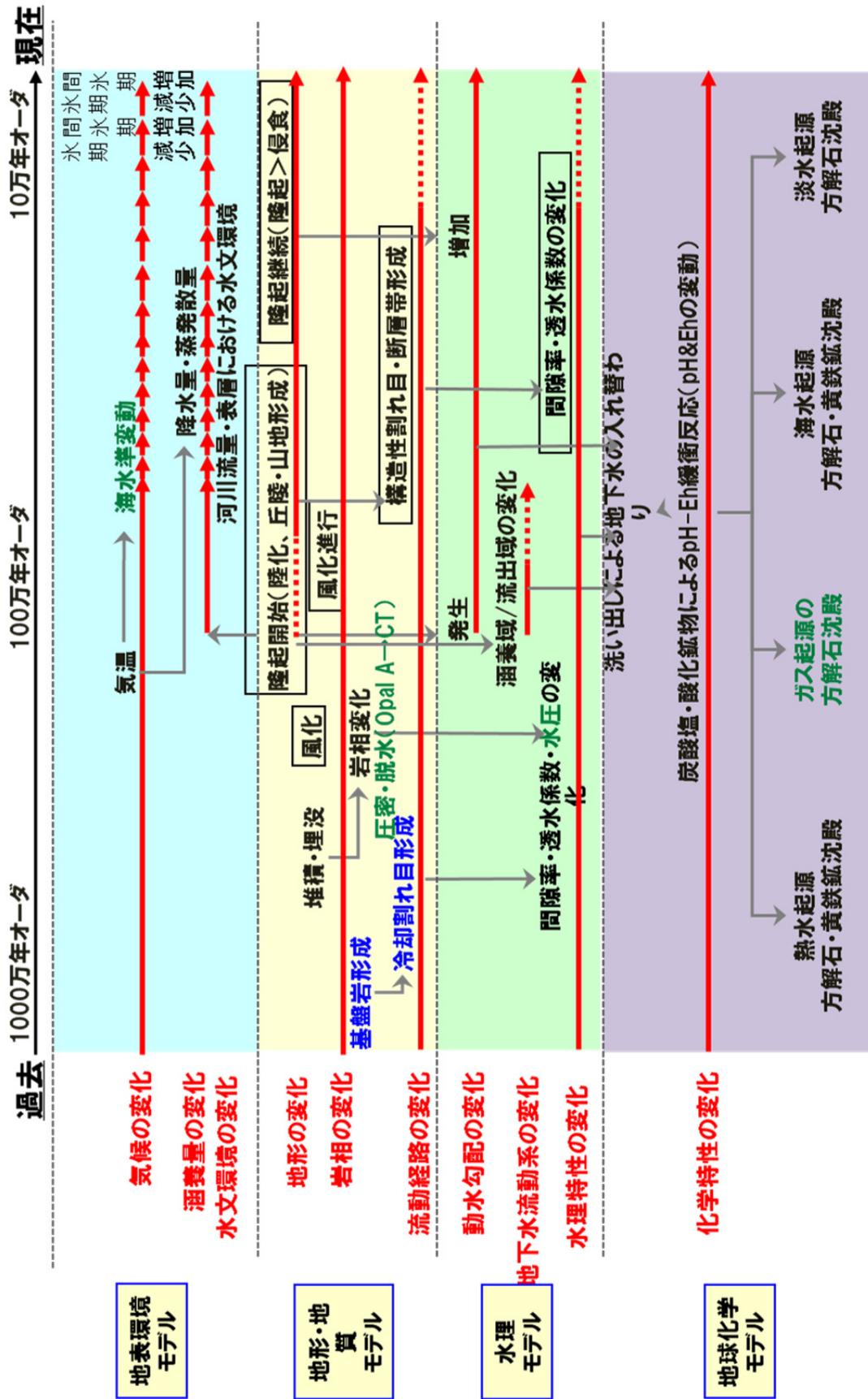


図 2.1-2 地質環境長期変動モデルにおける各分野の関係 (概延)



青字: 東濃地域に見られる現象 緑字: 概延地域に見られる現象 黒字: 共通に見られる現象

図 2.1-3 地質環境長期安定性評価確証技術開発で考慮している主要な現象

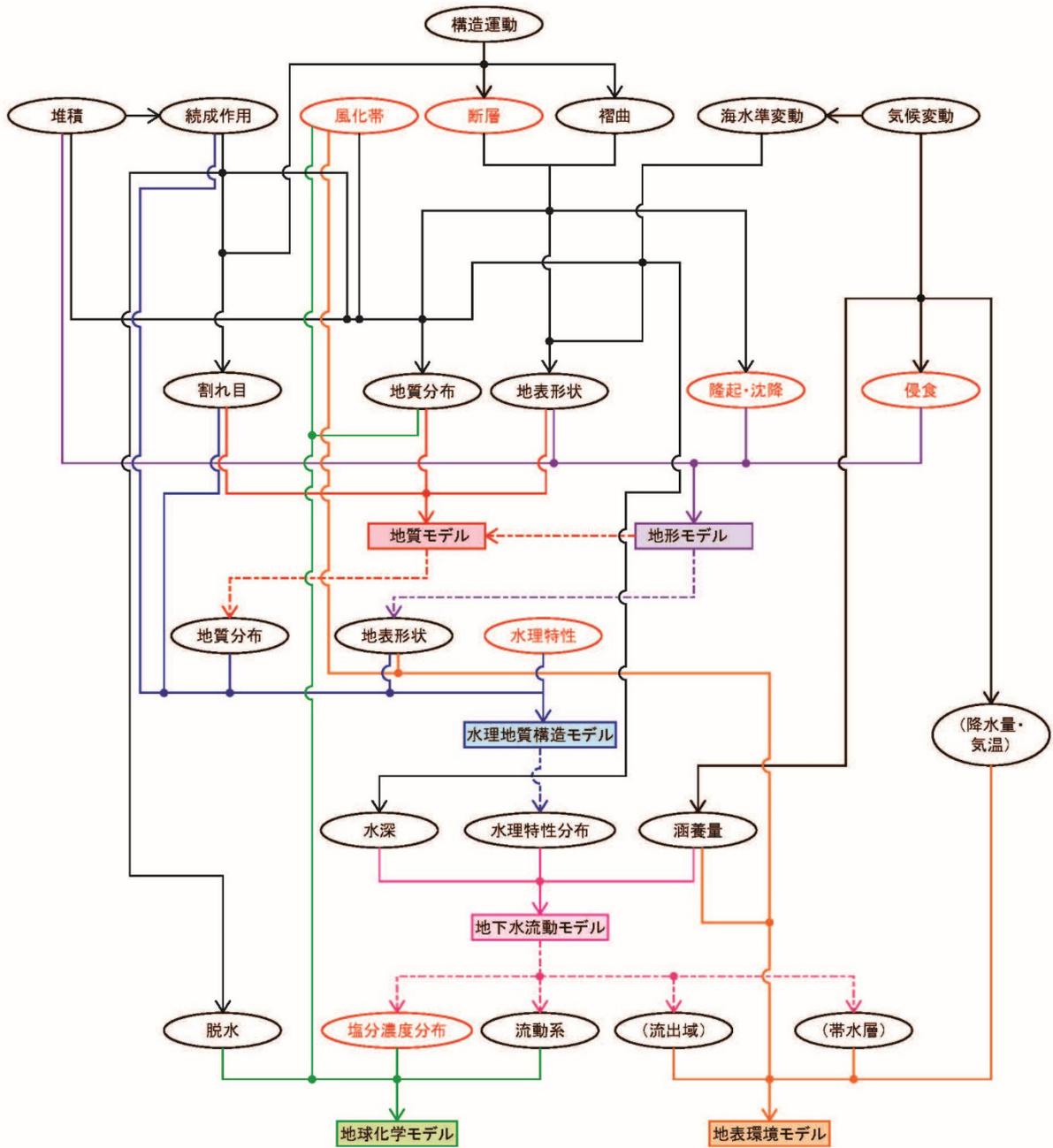


図 2.1-4 統合数値モデル構築までのフロー図

引用文献

- 1) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 2) BIOMOVs II, Development of a Reference Biospheres Methodology for Radioactive Waste Disposal, BIOMOVs II Technical Report No.6, Swedish Radiation Protection Institute, Stockholm, Sweden, 1996.
- 3) 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術WG, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価 ―地質環境特性及び地質環境の長期安定性について―,
http://www.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku_gas/genshiryoku/chisou_shobun_wg/report_001.pdf (2015.1.29)
- 4) 今井 久, 山下 亮, 塩崎 功, 浦野和彦, 笠 博義, 丸山能生, 新里忠史, 前川恵輔, 地下水流動に対する地質環境の長期変遷の影響に関する研究, JAEA-Research 2009-001, 2009, 116p.
- 5) Skagius K., Wiborgh M., Stro A., and More L., Performance assessment of the geosphere barrier of a deep geological repository for spent fuel The use of interaction matrices for identification , structuring and ranking of features , events and processes, *Nuclear Engineering and Design*, vol.176, 1997, pp.155-162.
- 6) Mizuno T., Iwatsuki T., Saegusa H., Kato T., Matsuoka T., Yasue K., Ohyama T. and Sasao E., Challenge to increase confidence in geological evolution models, AGU fall meeting 2014, <https://agu.confex.com/agu/fm14/meetingapp.cgi#Paper/9951> (2015.2.25)
- 7) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度 地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査 地質環境総合評価技術高度化開発 6 カ年とりまとめ報告書, 2013, 166p.
- 8) SKB, Long-term safety for the final repository for spent nuclear fuel at Forsmark repository for spent nuclear fuel at Forsmark Main report of the SR-Site project, SKB Tech. Rep. TR-11-01, 2011, 276p.
- 9) 高田毅士, 原子力分野における耐震計算科学研究の果たす役割 ―認識論的不確定性の低減に向けて―, 第 22 回 CCSE ワークショップ, 2011.
- 10) 齋藤 剛, 田代裕子, 年森敦子, 3DCG をはじめよう POV-Ray 入門, オーム社, 2009, p.146.
- 11) 向川康博, CG ツール POV-Ray, 映像情報メディア学会誌, vol.62, 2008, pp.1029-1031.
- 12) POV-Ray, Persistence of vision, <http://www.povray.org/>, (2014.1.23)
- 13) インディゾーン, PIXAR' s RenderMan, <http://indyzone.jp/catalog/products/pixar/>, 2014.
- 14) 宮田一乗, 高橋誠史, 黒田 篤, GPU コンピューティングの動向と将来像, 芸術科学会論文誌, vol.4, 2005, pp.13-19.
- 15) 神戸大学大学院人間発達環境学研究科, Pixar 社からの RenderMan ライセンス提供について, http://www.main.h.kobe-u.ac.jp/kobe_studio_seminar/pixar.html.jp, (2014.1.23)
- 16) COMTEC, AUTODESK MAYA, <http://www.comtec.daikin.co.jp/DC/prd/maya/>, (2014.1.23).
- 17) 海洋研究開発機, 地球シミュレータ, <http://www.jamstec.go.jp/es/jp/uv/20index.html>, (2014.1.23)
- 18) 日本 GPU コンピューティングパートナーシップ, 第 1 回 GPU コンピューティングおよび CUDA について, <http://www.gdep.jp/page/view/248>, (2014.1.23).
- 19) 神戸大学計算科学教育センター, “ π -CAVE とは”, <http://www.eccse.kobe-u.ac.jp/pi-cave/>, (2014.1.23)

2.2 地形・地質モデル

2.2.1 背景と目的

地形を三次元的に表現した地形モデルと地質・地質構造の空間分布を表現した地質モデルを包含する地形・地質モデルについては、従来は主に地質学的手法によって検討されてきた（例えば、吉田, 1992¹⁾; Nakayama, 1994²⁾; 尾上ほか, 2009³⁾; 新里ほか, 2007⁴⁾; 石井ほか, 2008⁵⁾）。しかしながら、従来の地質学的研究では地史や地質構造発達史などが概念モデルで示され、シミュレーションを目的とした数値モデルの作成はごく限られた事例にとどまる（尾上ほか, 2009³⁾）。

本事業においては、地形・地質の変化に伴う地表環境及び水理や地球化学の変化を表現する数値モデルを構築するための方法論を整備するため、既存文献及び追加調査などを含む地形・地質データから、百万年以上の時間スケールでの地史（テクトニクス）を検討した上で、古地形の推定及び地質・地質構造の復元を行い、三次元地形・地質モデルの構築を目指す。特に地質学的時間スケールでの地質環境の長期的変化は、気候変動や地殻変動の外的要因に対して、相互に連動した一つのシステムとして挙動していることから、平成 25 年度は国際 FEP リスト（OECD/NEA, 2000⁶⁾）に基づき、東濃地域及び幌延地域での既往事例研究の成果を整理し、地形・地質モデルの開発における問題点や課題を抽出した。共通的な課題としては、東濃・幌延地域の既存モデルの確認、根拠と仮定についての他の可能性の検討が挙げられた。個別課題としては、侵食量の復元方法の検討、地域的な気候変動の把握、基盤岩の風化の理解、断層の活動履歴・形成発達過程の把握、割れ目の形成履歴の把握、地形・地質モデル作成システムの改良などが挙げられた。

平成 26 年度は、東濃地域と幌延地域を事例に、平成 25 年度に抽出された課題に対して、既存情報の整理、各種調査・分析・試験・解析を実施する。そして、それらの情報に基づき既存モデルの確認を行い、複数の仮説に基づく地形・地質の長期変遷シナリオや既存モデルの改良点などについて検討・整理する。

2.2.2 アプローチ

百万年オーダーの主な地形変化としては、テクトニクスによる地形として断層ブロック、堆積盆、山塊の形成などがあり、その変化の空間スケールは一般に 10・100 km オーダーである（図 2.2-1）。このスケールの地形として、東濃地域は、周囲に三河高原、美濃高原、飛騨高原及び木曾山脈が分布しており、横ずれ断層及び逆断層と多くの活断層も分布している。また、幌延地域は、周囲に天塩山地、宗谷丘陵、天塩平野、海域と侵食域から堆積域が分布しており、南北走向の逆断層や褶曲が発達している。したがって、百万年以上の時間スケールにおける東濃地域と幌延地域の地形・地質モデルでは、これらの平野や山地などを含む領域において作成する。

平成 26 年度は、これまでに抽出された課題に対して、既存情報の整理、大学との共同研究や地形・地質に関する各種調査・分析・試験・解析を実施する。それらの情報に基づき既存モデルの確認を行うとともに、その結果から想定される複数の仮説に基づく地形・地質の長期変遷シナリオとそれを考慮したモデルについて検討する。また、不確実性を考慮した地形・地質モデルの検討として、時間スケールに応じた地殻変動の傾向・速度やプロセスを把握するための解析手法について検討した。これらの実施内容の概要を図 2.2-2 に示す。

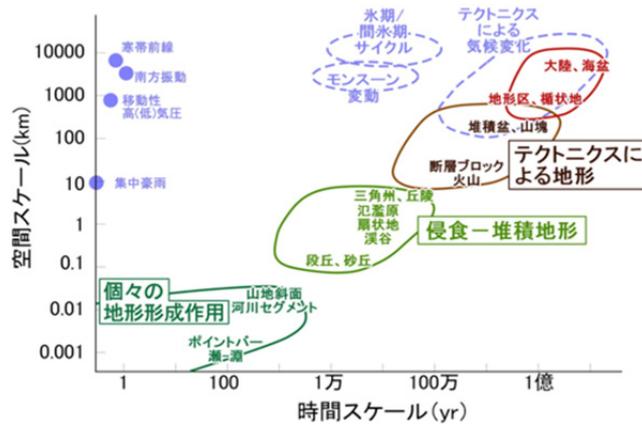


図 2.2-1 地形変化と気候変動の時間・空間スケール
 Tricart (1965)⁷⁾、Chorley et al. (1984)⁸⁾、Meyer et al. (1992)⁹⁾
 を参考に作成した草野ほか (2011)¹⁰⁾に加筆

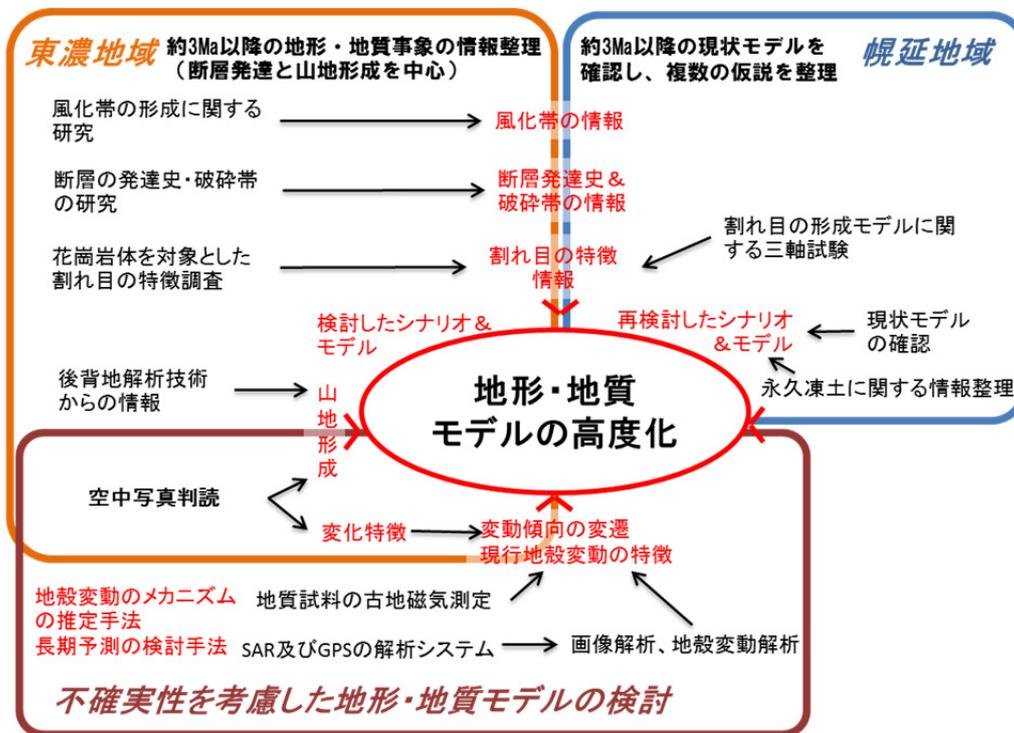


図 2.2-2 地形・地質モデルの高度化における平成 26 年度実施内容の概要

(1) 東濃地域

山地形成と断層の発達史を中心に、東濃地域及びその周辺の約 3 Ma 以降の地形・地質事象について、既存情報を整理する。また、風化帯の形成に係る堆積機構に関する共同研究（信州大学）と断層の発達史・破砕帯の特徴に関する共同研究（新潟大学）を実施する。さらに、割れ目の特徴と分布、後背地解析技術と空中写真判読から得られる地形発達の情報などを整理する。これらの整理した内容にも基づいて地形・地質概念モデルを作成し、水理モデルの感度解析用のモデルを検討する。

(2) 幌延地域

これまでに整理した約 3 Ma 以降の地形・地質の変遷、復元地質構造モデル及び現状の地形・地質の変遷モデルのインプットデータとその根拠及び仮定などについて確認し、構造運動に伴う地形・地質発達過程に関する複数の仮説を整理する。また、割れ目の形成モデルを検証するための三軸試験を実施する。さらに、永久凍土について既存情報を整理し、その規模や想定される事象並びにモデルへの反映方法などについて検討を行う。以上の情報から考慮すべき地形・地質の長期変遷シナリオとそれに基づく既存モデルの改良点について検討する。また、上記で整理したシナリオの一部を考慮したモデルを使用した地下水流動解析を実施し、それらの事象の影響を検討する（2.3「水理モデル」参照）。

(3) 不確実性を考慮した地形・地質モデルの検討

過去の地質学的現象の因果関係や連続性について、笠原・杉村（1978）¹¹⁾、松田（1988）¹²⁾は第四紀後期の地殻変動に、①変位の向きの一様性、②変位の等速性といった経験則を見出し、これらを「一様継続性」と呼んだ。このような変動の一様継続性という概念は、数年～数十年の測地学的な観測によって認められる短期的な変動傾向ではなく、地形学・地質学的な調査から得られる数千年以上の時間間隔でとらえたときに得られる運動像である。日本列島を概観した場合、第四紀の始めから 100 万年前頃には、多くの地域において現在の地殻変動の傾向が始まったと考えられている（梅田ほか、2013¹³⁾）。しかしながら、日本海東縁、伊豆半島周辺、沖縄トラフでは、比較的若い時代（第四紀後半頃）に変動が開始したと考えられており、変動の方向や速度も将来予測の前提となる定常状態、すなわち一様継続に至っていないことが想定される。これは測地学的な変動量と地形・地質学的な変動量に大きなギャップが存在しているといった観測事実からもその可能性が示唆される。地形・地質モデルを構築する際に、地殻変動に起因する様々な現象の発生がモデルに内在する不確実性の中で最も大きいと考えられる。そのため、平成 26 年度については、時間スケールに応じた地殻変動の傾向・速度やプロセスを把握するための解析手法について検討するため、沖縄トラフの拡大や九州・パラオ海嶺の衝突が現在も進行している九州南部を事例として、測地学的手法及び地形・地質学的手法を用いて、それぞれの時間スケールでの変動の特徴を抽出する。

2.2.3 実施結果

(1) 東濃地域

平成 25 年度に抽出された課題は、侵食量を復元する方法の検討、断層の活動履歴と花崗岩の割れ目の形成履歴の把握、花崗岩の風化に関する研究である。これらを図 2.1-1 に基づいて地形・地質モデルの構築に関連する地質環境特性の変化として整理すると、それぞれ地形の変化、流動経路の変化及び岩相の変化に含まれる。これらを踏まえて平成 26 年度は、地形の変化として「地形発達に関する情報」と「後背地に関する情報」、流動経路の変化として「割れ目の特徴に関する情報」と「断層発達史・破砕帯に関する情報」及び岩相の変化として「風化帯に関する情報」について整理し、それらに基づいて「感度解析用モデルの検討」を行う。

1) 地形発達に関する情報

平成 25 年度には、地形・地質モデルに影響を与える FEP を抽出し、その時間変化を考慮した地質事象の変遷を整理した（図 2.2-3）。この整理では、土岐花崗岩が形成したと考えられる約 75 Ma を起点としている。その後、20～15 Ma の瑞浪層群の堆積、数 Ma 以降の断層運動に伴う隆起やそれによる礫の供給などが認められる。地形・地質モデルの作成に重要となる過

去数百万年の断層運動、隆起、礫の供給などに関する情報については以下で詳細に述べる。

東濃地域では、これらの地質事象に関連する研究として、古くから山地形成などの地形発達の研究が多く行われている（例えば、木曾, 1959¹⁴, 1963¹⁵; 桑原, 1973¹⁶; 陶土団体研究グループ, 1985¹⁷; 森山, 1990¹⁸; 陶土団体研究グループ, 1994a¹⁹, 1994b²⁰）。これらの研究は、この地域に分布する東海層群及び相当層を主に対象とし、断層の発達史と共に議論されている。森山（1990）¹⁸は、東濃地域周辺の山地の隆起時期について、北東部の阿寺山地（飛騨高原）が第四紀初め（200 万年前頃）、東部の木曾山脈及び南部の山地が更新世中期（50 万年前頃）と推定した。また、これらの既存情報に基づいて、尾上ほか（2009）³は古地形を復元し、150 万年前には各山地がほとんど隆起しておらず、110 万年前に各山地の隆起及び濃尾平野の沈降が開始し、60 万年前に木曾山脈の隆起が本格化して阿寺山地よりも高くなったとしている。これら既存の地形発達の情報も参考にし、本事業では山地形成、断層運動及び砂礫層の堆積を中心に東濃地域及びその周辺の約 3 Ma 以降の地形・地質事象について、既存情報を整理した（図 2.2-4）。

東濃地域及びその周辺における 3 Ma 以降の地形・地質モデルに係わる主な特徴と考えられる地形発達は、以下の通りである。

- ・ 土岐砂礫層は堆積当時、北側から供給されており、その当時は北側の美濃高原の方が三河高原より高かったと考えられる
- ・ 土岐砂礫層の堆積頃に北西—南東走向の横ずれ断層が活動を開始し、その頃から阿寺断層の北東側の飛騨高原（阿寺山地）が高くなり始めたと考えられる
- ・ 土岐砂礫層堆積中に東北東—西南西の恵那山断層が活動を開始し、それに伴って三河高原が高くなり始めたと考えられる
- ・ 土岐砂礫層堆積後に恵那山断層より北側に分布する屏風山断層が活動を開始し、活動域が北へ拡大・移動したと考えられる
- ・ 100万年前以降には伊那谷断層の活動とともに、木曾山脈が高くなったと考えられる

これらの研究において、堆積物の堆積時期の決定が必要である。火砕流やテフラの挟在、玄武岩礫の存在などから堆積時期が推定されているが、複数分布する盆地の堆積物を対比する根拠に乏しい。また、堆積物の堆積時期の決定に適用可能なテフラが乏しいという問題点もある。このような鮮新世から中期更新世におけるテフラ層序の解明は、後期更新世に比べて全国的にも遅れている（本事業の後背地解析技術においてテフラカタログの作成を実施中）。また、詳細な堆積時期が明らかになっていないことから、堆積物の時間的・空間的分布を踏まえた後背地の変化の把握は困難である。この堆積物の特徴として、くさり礫（風化礫）が多いことがあり、礫種などから後背地の詳細な解析は困難である。そのため、堆積物中に普遍的に認められる風化に強い鉱物を用いて後背地の岩体と対比できる技術が必要である（本事業において後背地解析技術の開発を実施中）。なお、山地形成プロセスを検討する際には、後背地解析の結果と堆積物の堆積時期だけでは限界があることから、現在の地形の特徴を踏まえて検討する必要がある。

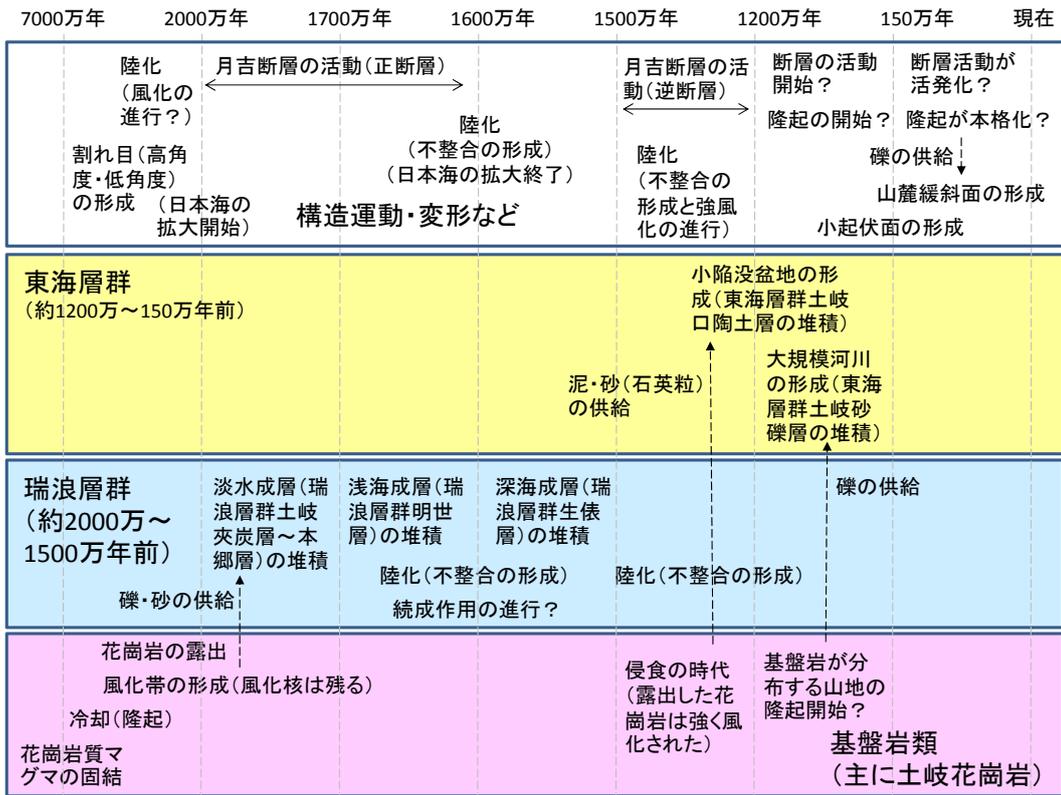


図 2.2-3 東濃地域における時間変化を考慮した地質事象の変遷
(日本原子力研究開発機構, 2014²¹⁾)

濃尾平野～木曾山脈にかけての地形・地質断面図（須貝，2001⁵²⁾）は、濃尾平野が沈降域にできた堆積盆であり、中新世以降の厚い堆積物が堆積していること、それ以西が隆起していることを示す。このことは、東濃地域が、中新世以降、西方へ傾く大きな傾動地塊の中の隆起する場、すなわち長期的にみれば削剥域にあたることを意味する。

東濃地域には、背面に定高性が認められる起伏の小さい山地・丘陵（小起伏面）が広く発達し、その小起伏面は、直線状の断層によって区切られたり、ブロック状に分断されたりしている（図 2.2-5）。小起伏面には、基盤岩を切って形成された侵食面とともに、鮮新世～更新世にかけて堆積した土岐砂礫層及びその相当層からなる堆積面が発達する（例えば、森山・丹羽，1985⁵³⁾；森山，1987⁵⁴⁾，1990¹⁸⁾）。小起伏面を形成する堆積物は、断層運動による山地の隆起やそれに伴う流域や流路の変遷といった後背地の古地理変遷を記録している。

小起伏面の分布と水系のパターンに注目すると、土岐川の上流では、恵那山断層の南側の山地を源流とする河川（中津川、阿木川など）が、屏風山断層と恵那山断層の間に形成された北東—南西系山地を先行谷として横切っていることがわかる。このことは、屏風山断層の南側は、土岐砂礫層堆積当时には隆起を開始していなかったことを示唆する。

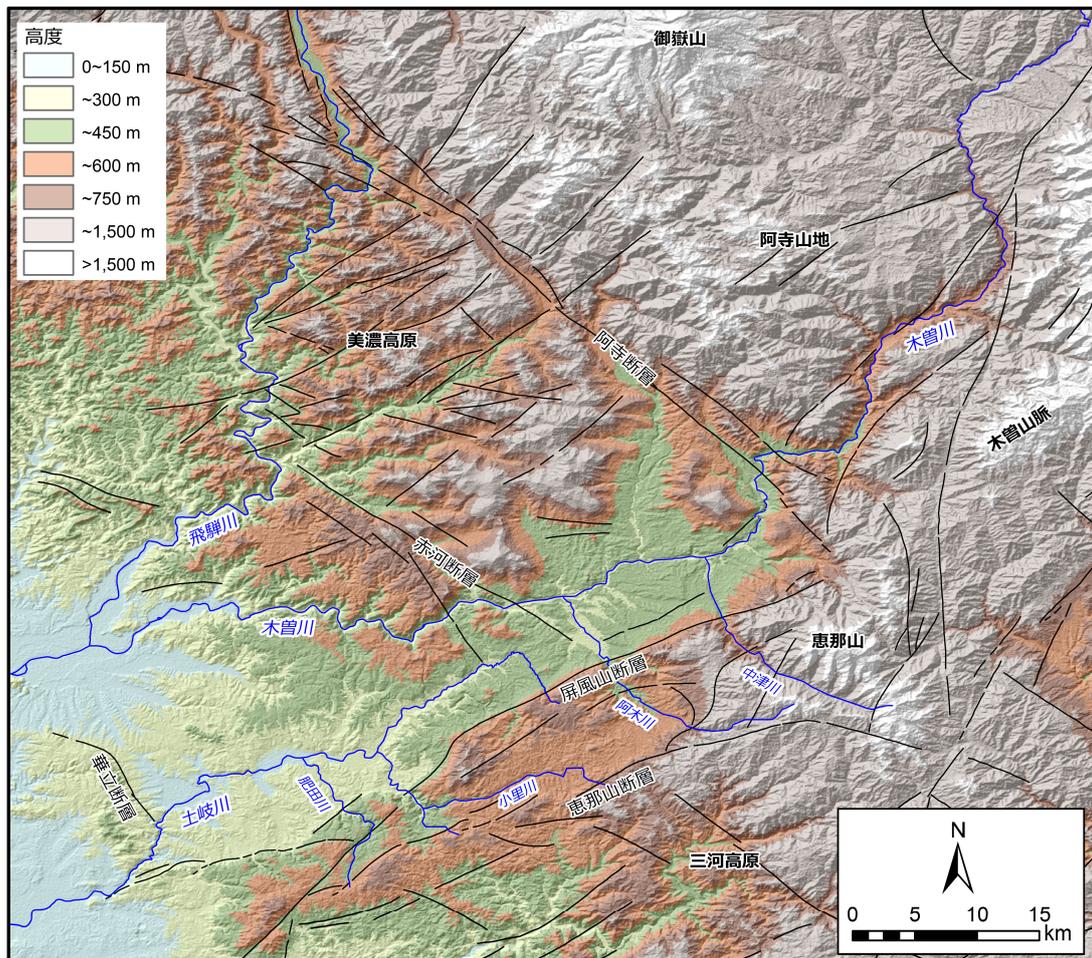


図 2.2-5 東濃地域及びその周辺の地形的特徴

断層トレースは、活断層研究会編（1991）⁵⁵⁾に基づく。段彩陰影図については、ASTER Global Digital Elevation Model（ASTER GDEM）version 2 を元データとし、ArcGIS 10.1 を用いて作成。

① 小起伏面の認定と分布

研究地域における小起伏面の分布図については、森山・丹羽 (1985)⁵³⁾及び森山 (1987)⁵⁴⁾に示されたものと、須貝 (1995)⁵⁶⁾に示されたものがあるが、両者の分布図には不一致が認められる。また、山地の地殻変動や形成史の手がかりとなる小起伏面を、その高度や広がりによって区分した小起伏面区分図は作成されていない。そこで、本事業では小起伏面が典型的に発達する土岐川周辺において小起伏面の区分図を作成した。

(a) 小起伏地形の認定

小起伏地形の認定は 1/2.5 万地形図の読図と空中写真判読に抛り、その判読結果を 1/2.5 万地形図上に移写した。使用した空中写真は、米軍撮影 1/4 万モノクロ写真、1968 年及び 1972 年の国土地理院撮影 1/4 万モノクロ写真、1970 年代国土地理院撮影 1/1 万カラー写真である。

判読した小起伏地形は、段丘面の開析による背面と老年期末期の山地もしくは準平原に近い前輪廻地形の残片である。認定基準は以下の通りである。

- ・ 須貝 (1995)⁵⁶⁾に示された基準：「周囲をより急勾配な斜面によって境される地表面の緩傾斜部分で、傾斜は面内のどの部分においても 20° を越えず、かつ面積が 0.01 km² 以上、面の幅が 100 m 以上」を満たす斜面
- ・ 1/4 万モノクロ空中写真での観察で接峰面を仮想した場合、一つの平坦面ないしは緩斜面を構成する要素となる山地・丘陵の尾根斜面（すなわち、開析されて面としての性格を失った斜面であっても、尾根頂の高度が揃っている場合、その尾根斜面を小起伏地形とする）また、小起伏地形と誤認しやすい地すべり移動ブロックの判読も行い、それらは全て小起伏地形から除外した。

(b) 小起伏地形の分布

土岐川周辺の小起伏地形の広がり、連続性及び高度から、9 面の小起伏面を認定した（図 2.2-6）。これらの面は、おおまかに見ると断層崖によって分布が規定されており、恵那山断層以南の明智面（Ak-1、Ak-2 面）、屏風山断層以南の屏風山面（By-1、By-2 面）、笠原断層以南の笠原面（Ks-1、Ks-2 面）、木曾川右岸から土岐川にかけて広がる土岐面（Tk-1、Tk-2 及び Tk-3 面）に分類できる。以下に各面の特徴を述べる。

Ak-1 面：分布高度は、標高 700~550 m。恵那山断層によって隆起した山地の頂部に広がる山頂小起伏面。全体的に南東方向に傾斜する。

Ak-2 面：分布高度は、標高 550~350 m。Ak-1 面より一段低い面として識別できる。全体的に南東方向に傾斜する。

By-1 面：分布高度は、標高 800~550 m。屏風山断層によって隆起した山地の頂部に広がる山頂小起伏面。全体的に南東方向に傾斜する。

By-2 面：分布高度は、標高 550~400 m。By-1 面より一段低い面として識別できる。恵那山断層沿いの山地と屏風山断層及び笠原断層沿いの山地との間に発達する北東-南西方向に延びる谷全体に広がる。

Ks-1 面：分布高度は、標高 500~350 m。笠原断層によって隆起した山地の頂部に広がる山頂小起伏面であり、By-2 面よりも一段高い。全体的に南東方向に傾斜する。

Ks-2 面：分布高度は、標高 350 m 以下。Ks-1 面より一段低い面として識別でき、西方向に傾斜する。

Tk-1 面：分布高度は、標高 600~300 m。木曾川右岸から土岐川まで広がり、定高性のある尾

根からなる典型的な小起伏面である。全体として南西方向に傾斜する。

Tk-2 面：分布高度は、標高 400~300 m。屏風山の急崖基部に発達し、北西方向に傾斜する。

Tk-1 より有意に低い面として識別できる。

Tk-3 面：分布高度は、標高 300~200 m。Tk-2 面より一段低い面として識別でき、土岐川沿いに分布する。また、権現山の東部では木曾川と土岐川を繋ぐ幅約 1 km の谷地形全体に広がる。Tk-3 面は一部に段丘面として識別される地形面を残しており、田力ほか (2011)⁵⁷⁾において高位段丘面に区分された面 (H3 面、H4 面) を含む。

これらの小起伏面上には土岐砂礫層が分布する。特に、土岐面の頂部は広く土岐砂礫層に覆われる。小起伏面の成因や山地発達に係る古地理変遷の検討のためには、分布高度の異なる小起伏面上の土岐砂礫層の供給源・堆積時期の解明が重要である。

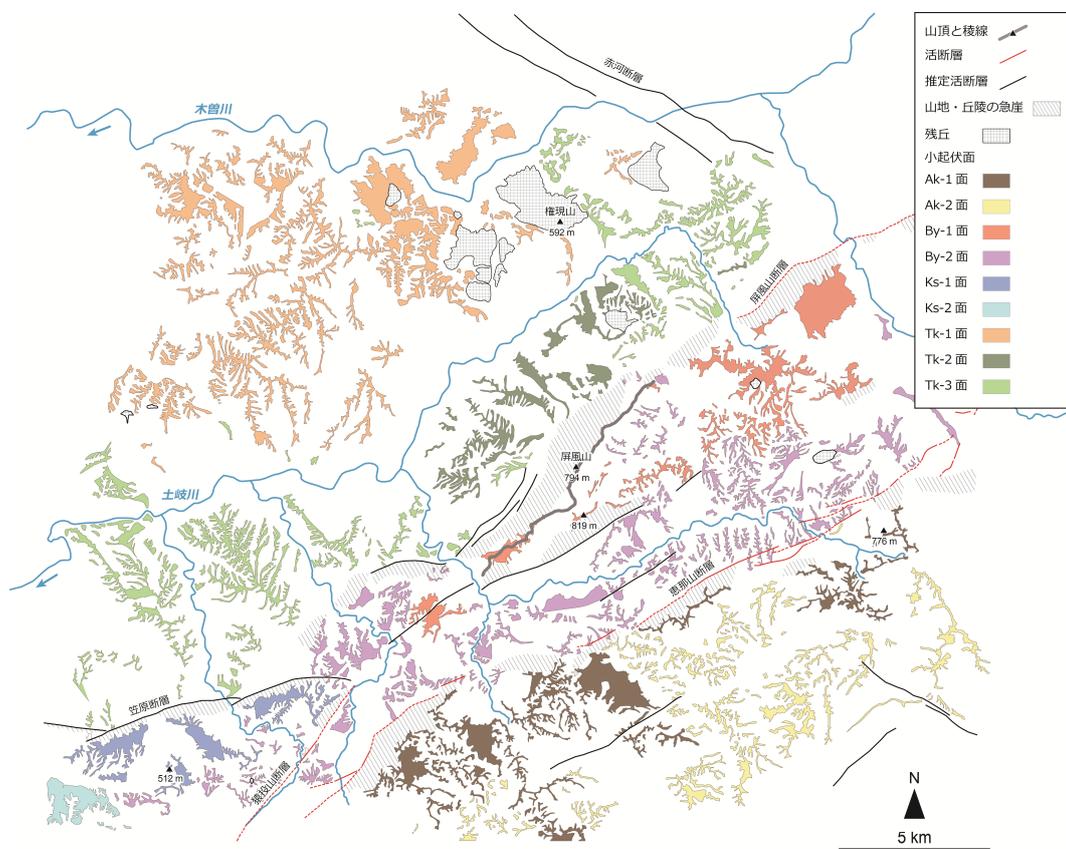


図 2.2-6 土岐川流域における小起伏面区分図

活断層及び推定活断層の分布は、1:25,000 岐阜県活断層図 (鈴木・杉戸編, 2010⁵⁸⁾) に基づく。

2) 後背地に関する情報

後述する後背地解析技術の開発 (3.1 章) では、東濃地域を事例に技術開発を進めている。平成 26 年度は、技術開発を開始した段階であり、装置の整備、技術開発に有効な試料や既存試料の分析などを行い、各種分析手法の適用性などを確認している。そのため、東濃地域の後背地解析を詳しく行うに十分な情報は得られていない。しかし、堆積物中のジルコンの放射年代測定を用いた手法開発においては、土岐砂礫層の堆積時期に、瑞浪層群、濃飛流紋岩、花崗岩などからの供給を示すと考えられる年代値が得られており、周辺の地形・地質の状況を踏まえて考えると南側か削剥環境になっていた可能性が示唆された。

3) 割れ目の特徴に関する情報

結晶質岩においては、割れ目が地下水や物質の移動経路となる。そのため、地下環境中における割れ目の量(割れ目密度)、割れ目の方向や長さなどの分布や充填鉱物種などの岩石学的情報及び割れ目の透水性に関する情報を把握することは、地質環境をモデル化する上で重要な情報となる。また、岩体ごとのデータのばらつきを把握することは、モデル化する結晶質岩の亀裂性媒体としての位置づけを明確化するうえでも重要であると考えられる。そのため、国内の複数の花崗岩質岩体を対象として割れ目の分布や岩石学的情報及び水理学的特徴に関する情報を整理した。

割れ目情報の整理は、国内に分布する花崗岩体を網羅的に調査し、情報の種類が多い岩体(図 2.2-7 に示す 7 岩体)を対象として実施した。なお、地表での情報は、風化などの影響を受けた結果と考えられるため、主に天然ガスの地下備蓄や地下発電所で実施された地下坑道調査やボーリング調査に基づく情報に絞って情報収集を実施した。取得した情報の整理結果を表 2.2-1 に示す。

割れ目密度は、岩体、調査方法や割れ目の計数対象に応じて異なる傾向があるが、全岩体において断層破砕帯を除けば 1~10 本/m の範囲でばらつく傾向がある。土岐花崗岩の上部割れ目帯におけるボーリング調査ごとの開口・明瞭割れ目の割れ目密度は、2 孔は 5 本/m を示すがその他は約 0.60~2.42 本/m であり、他の岩体の割れ目密度と概ね一致する。割れ目方位については、各岩体において卓越方位は 2~3 方位である。土岐花崗岩においては、深度が浅い範囲では低角度傾斜の割れ目群を含む 3 方位、深い深度では低角度傾斜の割れ目群が減少し 2 方位の卓越方位が認められる。割れ目の長さについては、南原で算術平均値が得られているが、その他の岩体では情報が得られていない。

割れ目の岩石学的特徴は、調査箇所ごとに異なる傾向があり、特に充填鉱物や割れ目周辺母岩の産状に関する情報は少ない傾向がある。

割れ目の水理学的特徴として、多くの地点でルジオン試験が実施されている。なお、土岐花崗岩中の単孔式水理試験で得られている対数平均値(約 10^{-7} m s^{-1})はルジオン値から換算される透水係数のばらつきの範囲内に認められる。

以上の結果を踏まえると、東濃地域における地質モデルにおいて重要となる土岐花崗岩の割れ目の分布及び水理学的特徴は、全体的には他の岩体のばらつきの範囲で一致すると考えられ、水理地質構造モデルに適切な幅を持って値を提示することができると考えられる。

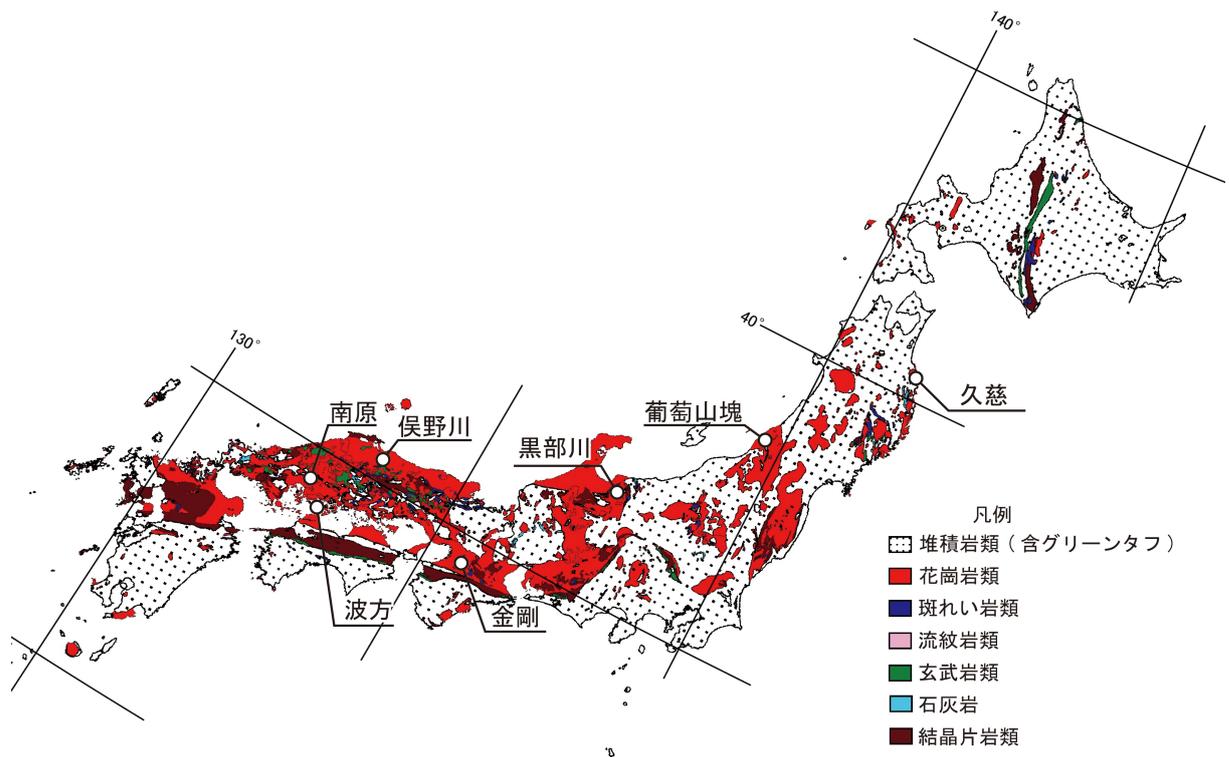


図 2.2-7 日本国内における花崗岩等の分布と対象とした花崗岩類の位置図
(Yasue et al. (2014)⁵⁹⁾ の Fig. 3 に加筆)

表 2.2-1 対象岩体における割れ目情報の調査結果一覧

対象岩体 (地点名)	データ 取得方法	形成時期	割れ目の分布に関する情報	割れ目の 岩石学的特長	割れ目の 流量及び透水性
久慈	ボーリング 坑道観察 透水試験	白亜紀 前期 ^{※1}	・ 割れ目間隔は5~20cm程度 (5~20本/m) ^{※2, 3}	・ 特に情報無し	・ 透水試験結果の平均値は 7.6×10 ⁻⁸ m/s ^{※1}
葡萄山塊	地表踏査	白亜紀 後期 ^{※4}	・ 割れ目密度は約6~10本/m ^{※4} ・ 割れ目の卓越方位は、断層で区分される ブロックごとに異なるが2~3方位 ^{※4}	・ 特に情報なし	・ 特に情報なし
黒部川	坑道観察	第四紀 ^{※5}	・ 破碎帯以外では割れ目密度は3~4本/m ^{※6} ・ 割れ目の卓越方向は2~3方位 ^{※6}	・ 割れ目充填鉱物として 緑泥石が分布 ^{※6}	・ 割れ目からの噴気量は、 平均1cc/min以下 ^{※7}
金剛	ボーリング	白亜紀 後期 ^{※8}	・ 割れ目密度はコア観察で平均15本/m、 BTV観察で2~5本/m ^{※8} ・ 卓越方位は2方位 ^{※8}	・ 一部の割れ目は ローモンタイトと 方解石で充填 ^{※8}	・ 透水係数は約10 ⁻⁷ ~10 ⁻⁴ m/sec ^{※8}
波方	ボーリング 坑道観察 透水試験	白亜紀 ^{※9}	・ 割れ目密度は概ね1.5~3本/mが主体。 局所的に十数本/mが確認 ^{※9} ・ 割れ目の卓越方位は2~3方位 ^{※9}	・ 特に情報なし ^{※9}	・ ルジオン値 (Lu) の平均値は 0.1~0.04Lu (1.4×10 ⁻⁸ ~5.6×10 ⁻⁹ m/s) ^{※9}
南原	ボーリング 坑道観察	白亜紀 ^{※10}	・ 割れ目密度は8~11本/m (平均割れ目間隔より算出) ^{※10} ・ 割れ目の平均トレース長さは0.20~0.77m ^{※10} ・ 割れ目の卓越方位は3方位 ^{※10}	・ 地表から数10mの範囲に 強化部が分布 ^{※10}	・ D級岩盤で6.1~1.6E ⁻⁵ m/s、 CL級で6.0~1.4E ⁻⁶ m/s ^{※10}
侯野川	ボーリング	白亜紀 ^{※12}	・ 割れ目密度は平均1.4~2本/m ^{※11} ・ 卓越方位は1~2方位 ^{※11}	・ 緑泥石脈、方解石脈が 分布 ^{※11}	・ ルジオン試験で0.06~12.86Lu (8.4×10 ⁻⁹ ~1.8×10 ⁻⁶ m/s) ^{※11}

※1: 宮永・福原 (1989)⁶⁰⁾、※2: 青島ほか (1992)⁶¹⁾、※3: 蒔田 (1991)⁶²⁾、※4: 五月女 (1980)⁶³⁾、※5: 原山ほか (1990)⁶⁴⁾、※6: 緒方ほか (1983)⁶⁵⁾、※7: 湯原・山本 (1983)⁶⁶⁾、※8: 志田原ほか (1992)⁶⁷⁾、※9: 前島 (2014)⁶⁸⁾、※10: 緒方ほか (1978)⁶⁹⁾、※11: 本島・金折 (1983)⁷⁰⁾、※12: 鹿野ほか (2002)⁷¹⁾

4) 断層発達史・破砕帯に関する情報

断層破砕帯は、しばしばその岩石学的な特徴により、高透水性の水みちとなったり、低透水性のバリアとなったりすることにより、周囲の水理地質構造の不均質性に大きな影響を及ぼす (Caine et al., 1996⁷²⁾)。また、断層活動は、しばしば山地の隆起・沈降にも密接に関係しており、地形勾配の変化に伴う地下水流動の変化の観点からも留意すべき地質イベントと言える (尾上ほか, 2009³⁾)。そのため、10 万年を超えるような長期の期間における水理地質構造の変遷を推定する場合、断層の発達史の把握は非常に重要であると言える。本事業では、新潟大学との共同研究として、東濃地域に分布する活断層の一つである屏風山断層を事例とした断層発達史・破砕帯に関する情報収集を行った。

屏風山断層は東濃地域の南部に位置し、東北東－西南西走向・高角南東傾斜で、南東側が隆起する逆断層である (地震調査研究推進本部, 2004⁷³⁾)。既往の地形調査 (森山, 1987⁵⁴⁾; 岐阜県, 2002⁷⁴⁾など) によれば、屏風山断層は土岐砂礫層や更新世の段丘を変位させていることが知られているが、その詳細な活動史については未だ明らかになっていない。地形的には、屏風山断層を境に山地と盆地・丘陵とが分断されており、屏風山断層の逆断層活動に伴う南側の山地の隆起が東濃地域の地下水流動の変化に大きな影響を及ぼしてきた可能性が高い。また、本事業によって、屏風山断層トレース上に断層ガウジやカタクレサイトからなる破砕帯の露頭が見出され、破砕帯を介した水理地質構造の不均質性の変遷という観点からも重要な地質学的情報となり得ることが分かってきた。以下、平成 26 年度に実施した屏風山断層に関する観察・分析の内容について述べる。

① 断層破砕帯の概要

本事業によって見出された屏風山断層の露頭の北側には土岐砂礫層が、南側には領家花崗岩が分布する。この周辺において、土岐砂礫層と領家花崗岩とが接する断層破砕帯が複数見られる。破砕帯は断層ガウジ及びカタクレサイトからなり、幅は 1 m 程度である。断層ガウジは色の違いで識別できる複数のレイヤーからなるが、土岐砂礫層側のガウジは褐色系、領家花崗岩側のガウジは淡緑色系の色を呈する。各レイヤーの厚さは数 cm 程度である。レイヤーの姿勢は東北東－西南西走向・高角南東傾斜で、ほぼ水平なスリッケンラインが発達する。また、右横ずれセンスの P 面、Y 面及び R₁ 面を示唆する複合面構造が認められる。カタクレサイトは花崗岩起源で、破砕した花崗岩のレンズ状の岩塊と淡緑色の細粒緻密な基質とからなり、幅は 30 cm 程度である。各レンズの大きさは数 cm 程度かそれよりも小さい。カタクレサイトと南側で接する花崗岩は弱破砕し、健岩部よりもやや脆くなっている。

断層ガウジの複数のレイヤー、及びカタクレサイト中の細粒緻密な基質を対象とした数地点において、粘土鉱物分析のための試料採取を行った (図 2.2-8)。粘土鉱物は細粒緻密であることに加え、スメクタイトのように膨潤性を有する鉱物もあるため、破砕帯の透水性に密接に関与している場合がある。また、粘土鉱物の種類によって形成される環境 (温度、乾湿、酸化還元状態など) が異なるため、粘土鉱物の種類や量比の推定は、断層の発達史を明らかにする上でも重要な基礎情報となり得る。平成 26 年度は、採取した試料を用いて粉末 X 線回折 (以下、「XRD」という) 分析を行い、含まれる鉱物の同定を行った。

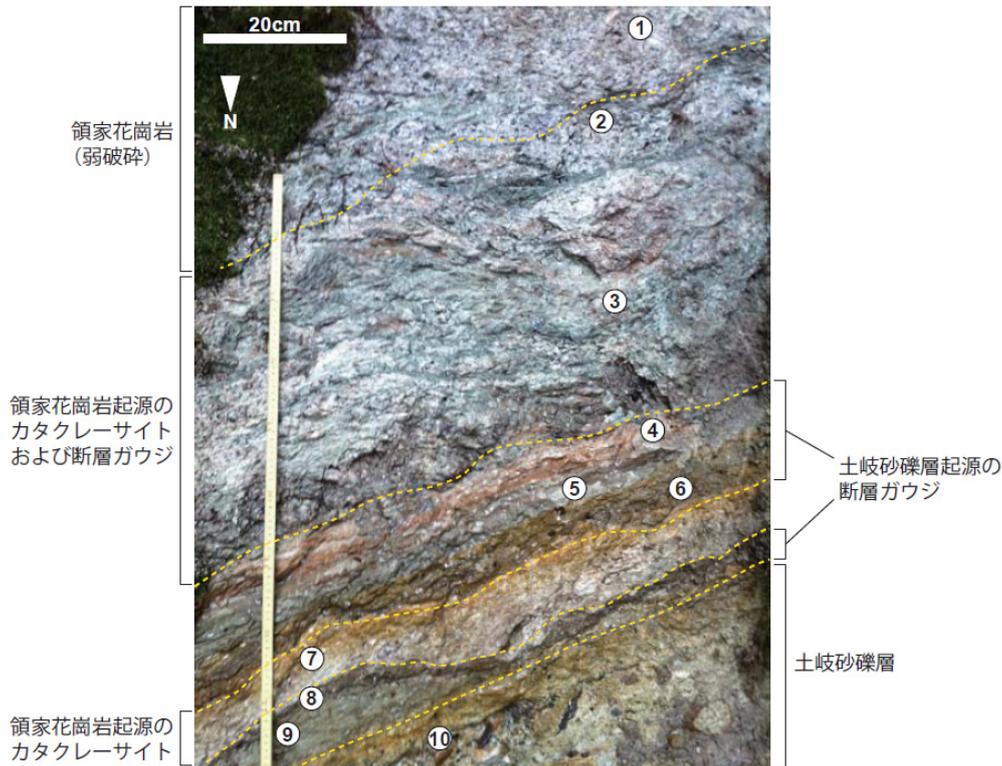


図 2.2-8 花崗岩と砂礫層を境とする屏風山断層の露頭と試料採取位置 (①～⑩)

② XRD 分析

地点 3 及び 6 の試料について XRD 分析を行った。試料はまず超低温恒温槽を用いた凍結—融解作用による粉碎を行い、ふるい、水簸及び遠心分離により $< 0.1 \mu\text{m}$ 、 $< 0.4 \mu\text{m}$ 、 $< 1 \mu\text{m}$ 、 $< 5 \mu\text{m}$ 、 $< 32 \mu\text{m}$ の各フラクションにそれぞれ分離して定方位試料を作製し XRD 分析を行った。凍結—融解作用による粉碎は、粗粒な碎屑粒子が打撃などにより人為的に破碎されて細粒のフラクションに混入するのを防ぐために実施するもので、手法の詳細については安江ほか (2011⁷⁵), 2013⁷⁶) を参照されたい。XRD 分析は Rigaku Ultima IV により、高速次元 X 線検出器 (D/teX Ultra) を用いて行った。設定は、スキャンスピード 1°min^{-1} 、サンプリング幅 0.01° 、発散スリット 0.5° 、発散縦制限スリット 10 mm 、散乱スリット 8 mm 、管電圧 40 kV 及び管電流 30 mA とした。測定は無処理試料及びエチレングリコール処理試料のそれぞれに対して行った。

測定の結果、すべての地点において粘土鉱物としてスメクタイトに富むとともに、地点ごとに量比が異なるものの、イライト、カオリナイト及び沸石類を含むことが分かった。地点 3 における粘土鉱物はスメクタイト、イライト、カオリナイトを主体とし、スメクタイトに富む (表 2.2-2)。イライト/スメクタイト混合層を含む積極的な証拠は見られず、スメクタイトは単独で存在する可能性が高い。スメクタイトは大局的には粗粒のフラクションほどピークが小さくなる一方、石英、カリ長石、斜長石は細粒のフラクションほど減少し、 $< 0.1 \mu\text{m}$ フラクションではほぼ認められなくなる。また、沸石類、方解石が特徴的に認められるが、それらも細粒ほどのフラクションほど減少し、方解石は $< 0.1 \mu\text{m}$ 及び $< 0.4 \mu\text{m}$ フラクションでは認められない。

地点 6 も、地点 3 と同様にスメクタイト、イライト、カオリナイト、石英、カリ長石などを含み、フラクションごとの量比も大局的には地点 3 と類似する。ただしイライトは、粗粒側の

フラクションでは結晶度がよく（ピークが鋭く）、細粒側のフラクションでは結晶度が低いように見える（ピークが丸い）。カオリナイトのピークは非常に小さく、< 32 μm のフラクションでは全く認められない。この地点では沸石類や方解石は含まれない。

表 2.2-2 XRD 測定結果

sample no.	fraction	quartz	K-feldspar	plagioclase	mordenite	calcite	pyrite	smectite	illite	kaolinite
3	<0.1 μm	+	+		+			++++	+	+
	<0.4 μm	+	+	+	+			+++	+	+
	<1 μm	++	++	++	++	+		+++	+	++
	<5 μm	++++	+++	+++	++	++		++	+	++
	<32 μm	++++	+++	+++	++	++		++	+	++
6	<0.1 μm	+	+					++++	++	+
	<0.4 μm	+	+					++++	++	+
	<1 μm	+	+					+++	++	+
	<5 μm	+++	++					++	+++	+
	<32 μm	++++	+++	+			+	++	+++	
9	<0.1 μm	+	+					++++	++	+
	<0.4 μm	+	+					++++	++	+
	<1 μm	++	+					+++	++	+
	<5 μm	++++	+++					+++	++	+
	<32 μm	++++	+++				+	++	+	+

+の数が多きほど量比が多いことを示す。

③ 断層発達史及び破碎帯の特徴

破碎帯露頭の記載からは、右横ずれを示唆する運動センスが見出された。これは屏風山断層の地形調査から指摘されている逆断層の運動センスとは大きく異なっている。すなわち、屏風山断層が複数の運動ステージを有していた可能性を示しており、断層の発達史の観点から非常に興味深い事実である。XRD 分析からは、形成時の温度条件や酸化還元環境が推定できる鉱物（スメクタイト Kin、イライト、カオリナイト、沸石類など）が各地点に含まれ、しかも地点ごと、粒度ごとにそれらの量比に大きな違いが認められることが分かった。これらの鉱物の更なる形態的解析（電子顕微鏡による粒子形状の観察や、イライトのポリタイプの識別など）を行うことにより、温度条件や酸化還元環境に基づき、破碎帯の形成過程や削剥・上昇過程を復元できる可能性がある。

これらの結果は、従来の地形・地質モデルにおいて山地・平野境界の断層をいつの時期から分布させるか難しかった点について、より現実的なシナリオの提示を可能にする。さらに、過去の断層変位センスは、現在の地形形成様式になる以前の地形の推定に有効である。

5) 風化帯に関する情報

人類が生活する「人間圏」は地球の表層に限られており、地層処分の対象となる「地質環境」とは空間的な配置が異なる。地球の表面には、大気や生物活動によって擾乱された「風化帯」が存在する。風化帯では、寒暖の差や雨水の浸透による岩石の破壊（物理風化）や鉱物の変質・土壌化（化学風化）などが生じる。したがって、地層処分の安全評価においては、人間圏と地質環境の間に存在する風化帯の理解が必要である。しかし、過去において、風化帯がどの程度の規模で形成されたかについては十分に検討されていない。

東濃地方には、窯業原料として利用されてきた陶土層が分布している。陶土層は先行研究によって、強風化した花崗岩から細粒の堆積物が供給されて形成された可能性が指摘されている。しかし、地層から供給源となった後背地の風化の状態を復元するためには、その地層の堆積環境や堆積機構を復元し、供給源の情報を的確に読み取っていくことが必要である。

このような背景のもと、過去の気候の変動幅を把握するために必要な情報となる岩石の風化

について、様々な風化生成物が広く分布する東濃地域を事例として、陶土層の堆積環境及び堆積機構の復元を行うとともに、堆積物から後背地の風化の状態を調べるために必要な化学分析手法についても検討した。

① 陶土層の堆積様式

平成 26 年度は岐阜県土岐市と多治見市に位置する陶土採掘地帯の 3 鉱山を対象に現地調査を行った。現地調査では、1/100 スケールの実測地質柱状図を作成し、岩相記載から堆積相解析を行った。堆積相解析を行うにあたって、初生的な堆積物の特徴である粒径、層厚、側方への広がり方、堆積構造及び地層境界を記載した。また、水平方向に連続的に岩相の変化が観察できる露頭では、露頭スケッチを行った。

調査対象地域の陶土層に関して、岩相、堆積構造及び植物化石の産状をもとに 12 の堆積相へ区分を行った。平成 26 年度の調査対象とした陶土層では、後背湿地や湖沼性の細粒な堆積物が卓越することが明らかになった。ただし、堆積地域差も認められ、堆積盆地の縁辺部では高密度デブリーフロー堆積物や礫質堆積物などの粗粒堆積物が卓越するのに対して、堆積盆地の中央部では細粒堆積物が卓越することがわかった。

② 年代測定に基づく堆積年代と後背地の特徴

平成 26 年度は陶土層の堆積年代を明らかにするために、風化に対する耐性が高いジルコンを用いたフィッション・トラック年代及びウラン-鉛（以下、「U-Pb」という）年代測定を実施した。

その結果、フィッション・トラック年代からは陶土層の堆積年代として約 1,000 万年前が示唆された。この年代は、従来報告されている年代（陶土団体研究グループ, 1999⁷⁷⁾ よりも若干若いことから、さらなる検討を要すると思われる。また、測定した試料には、2,000 万年よりも古い年代を示すジルコン粒子が多く含まれることが明らかになった。これらは基盤の瑞浪層群や花崗岩類から供給された砕屑性粒子であるとみなされる。

また、U-Pb 年代では、堆積盆地縁辺部で採取した試料では 70 - 90 Ma を示す粒子群が多く、75 - 80 Ma に明瞭なピークを示す。200、1700、1900 Ma の年代を示す粒子も認められる。一方、堆積盆地中央部で採取した試料では、12 - 15 Ma を示す粒子群が多く、1700、1800、2900 Ma の年代を示す粒子も含まれることが明らかになった（図 2.2-9）。

これらの結果から、同一地域においても、ジルコンの年代別粒子群の構成は大きく異なり、それぞれの堆積物の源岩構成は明瞭に異なっていたと推定される。供給源の風化状況を評価するには源岩構成を具体的に見積もる必要があるが、内陸堆積盆地では堆積場の位置や層準によって、堆積物中に記録される後背地の源岩構成が異なるため、綿密な供給源解析が必要であることが明らかになった。

また、今回の測定結果から、U-Pb 年代は堆積物の供給源の年代を有意に示すことから、堆積年代の推定に加えて供給源の推定にも活用できると考えられる。

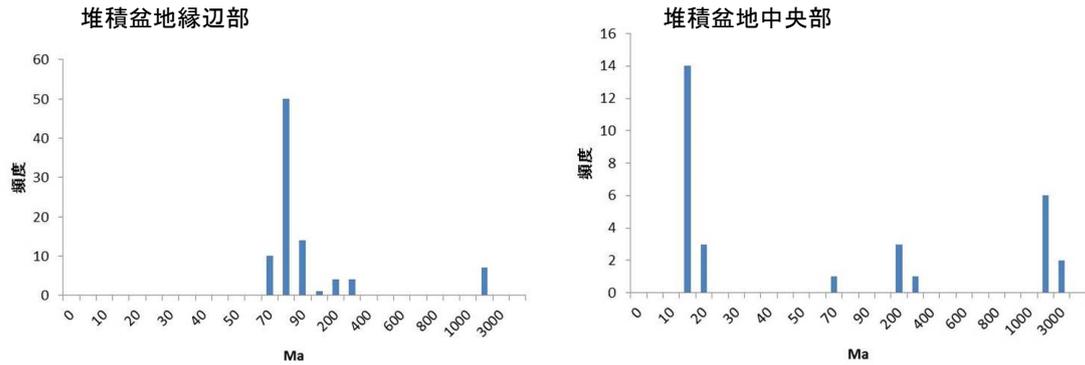


図 2.2-9 ジルコン・ウラン-鉛 ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) 年代測定結果のダイアグラム

③ 風化に関する検討

平成 26 年度は堆積盆地縁辺部から 17 試料を採取し、主成分分析及び微量成分分析を蛍光 X 線分析装置及び誘導結合プラズマ質量分析計を用いて測定した。分析結果を試料の粒度に着目して検討した結果、シルト - 粘土試料、砂質泥試料では、 SiO_2 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、V などが上部大陸地殻の組成を代表する PAAS (post Archean Australian shale; Taylor and McLennan, 1985⁷⁸⁾) と比較して濃集することが明らかになった。特に砂質試料では、粘土質試料と比べて TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 CaO 、 MgO が低い。このことから、全ての粒度において、主要元素のうち難溶性成分が選択的に濃集していることが示された。

この結果から、主要元素においては可溶性元素の著しい流出が想定されるので、その定量値から後背地の岩石構成についての地球化学的データを取得することは困難であり、供給源の議論のためには、難溶性元素の定量による議論が必要であることが分かった。そこで、難溶性元素の分析前処理方法を検討し、予察的に化学分析を行った。

分析結果から、堆積場と後背地の化学風化度を検討するために、全岩化学組成値を利用した風化指標として CIA 値 (Chemical Index of Alternation; Nesbitt and Young, 1982⁷⁹⁾) を用いた検討を行った。その結果、陶土層の資料では、CIA 値は 82~93 であった。上述の PAAS の CIA 値は 70 程度であり、凍土層の組成はすべて高い風化度を示す。花崗岩を出発物資とした場合、80 を越える CIA 値を示す試料では長石類の大部分が粘土鉱物化していることが示唆されている (McLennan et al., 1990⁸⁰⁾)。一般に化学風化は高温多湿の環境で最も進行すると考えられるので、当時のこの地域は温帯性~亜熱帯性の多雨気候の影響を受けていた可能性が考えられる。

6) 地形・地質概念モデルの作成

東濃地域及びその周辺の 3 Ma 頃からの地形・地質事象についての既存情報、小起伏面などの地形分布、後背地解析技術の適用結果、断層発達史・破碎帯に関する情報を用いて、東濃地域の山地形成と断層発達を考慮した地形・地質概念モデルを作成した (図 2.2-10)。

3 Ma 頃は土岐砂礫層が北方から供給されており、現在の三河高原側にも供給されていた (図 2.2-10A)。この頃に北西-南東走向の赤河断層は活動を開始した。恵那山断層や屏風山断層は活動を開始していないが、古い時代に活動した断層は分布している。土岐砂礫層堆積の末期である 2 Ma 頃には、北側からの堆積物の供給は減り、主に北東側から供給されていた (図 2.2-10B)。南部には東北東-西南西走向の恵那山断層が活動をしており、それより南側が高くなり、山地から水系が発達していた。また、赤河断層の北東側には湖が形成され、細粒な堆積物も分布した。1 Ma 頃には、東北東-西南西走向の屏風山断層が活動を開始しており、南側

が高くなりつつあった（図 2.2-10C）。恵那山断層の南から供給される水系は、屏風山断層で高くなる山を先行谷として流れた。木曾川は流路を北側へ移した後、現在の流路で下方へ侵食した。この頃には、全体的に南西方へ傾動しているが、木曾川の流路はその方向とは斜交する。この時間・空間スケールにおける水理モデルの感度解析用の地形・地質モデルとしては、堆積物を大量に供給する水系の流路の変化、断層を境にした南側山地の 2 段階の形成、山地形成以前の断層の存在などを考慮することが重要と考えられる。今回検討した地質・地形概念モデルは、現在参考可能な情報から検討した概括的なモデルである。本事業で検討を進めている割れ目の特徴に関する情報や風化に関する情報などのデータを踏まえた検討、その他の可能性も含めた検討を行うことで、改訂されたり、オプションシナリオを設定したりすることができると思われる。

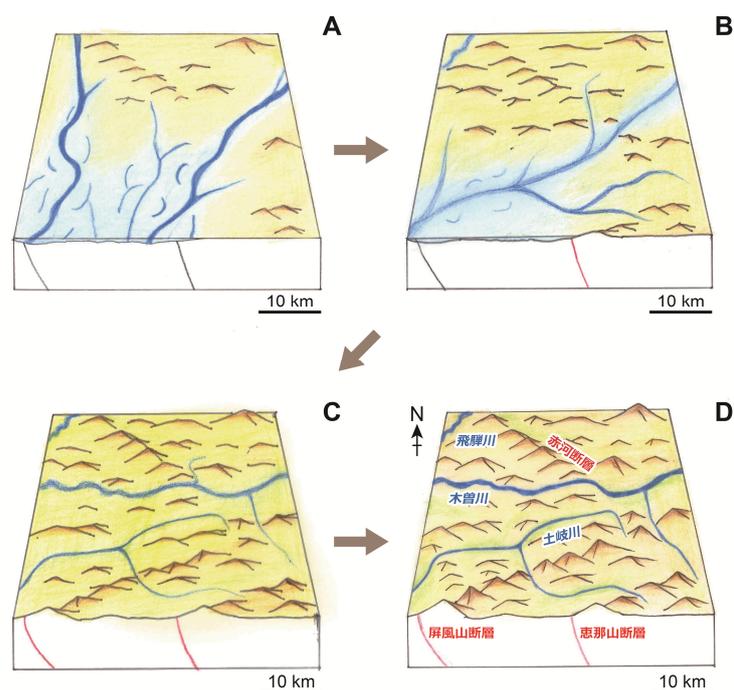


図 2.2-10 山地発達と断層分布に着目した 3 Ma 以降の地形・地質概念モデル

(2) 幌延地域

平成 26 年度は、現在の地形・地質分布や、これまでに整理した幌延地域を対象とした 2.6 Ma 以降の地形・地質の変遷（図 2.2-11; 中山ほか, 2010⁸¹, 2011⁸²; Niizato et al., 2010⁸³）及び復元地質構造断面（図 2.2-12; 新里ほか, 2007⁴）及び既存の地形・地質モデル（図 2.2-13）のインプットデータとその根拠及び仮定などについて確認し、構造運動に伴う地形・地質発達過程に関する複数の仮説を整理した。また、幌延地域における断層運動に伴う割れ目の形成モデル（Ishii et al., 2010⁸⁴, 2011⁸⁵）に関する検証を目的として、新第三紀堆積岩の稚内層の岩石供試体を用いた三軸試験を実施した。さらに、北海道北部では不連続永久凍土が発達していたことから（三浦・平川, 1995⁸⁶; 新里ほか, 2007⁴）、その規模や想定される事象並びにモデルへの反映方法などについて検討を行った。以上の結果から水理及び地球化学環境に影響を及ぼす可能性があり、考慮する必要があると考えられる地形・地質の長期変遷シナリオとそれに基づく既存モデルの改良点について検討した。また、上記で整理したシナリオの一部を考慮したモデルに基づく地下水流動解析を実施し、それらの水理及び地球化学環境への影響を検討した（2.3「水理モデル」を参照）。

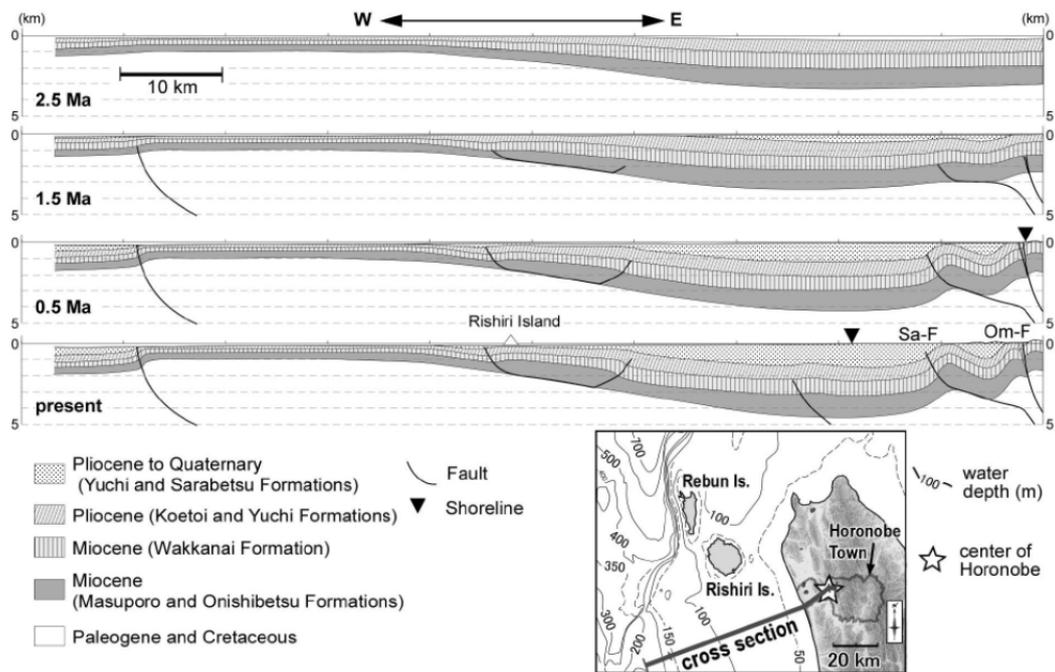


図 2.2-12 幌延地域とその西方海域における 250 万年以降の復元地質構造断面
(新里ほか, 2007⁴⁾)

地形陰影図：国土地理院 (2001)⁸⁷⁾、Sa-F:サロベツ断層、Om-F：大曲断層

1) 地形・地質発達に関する情報整理

図 2.2-12 に示した復元地質構造断面 (新里ほか, 2007⁴⁾) は、幌延深地層研究計画における地質・地質構造に関する調査研究の成果 (太田ほか, 2007⁸⁸⁾)、並びに既存の海底地質構図や海域音波探査データ、陸上における反射法地震探査データなどの情報に基づき作成されている。この図から、利尻島東側から断面図東端にかけて位置する天北堆積盆が、百万年オーダの時間スケールで徐々に深化していくこと、東から順次、fold-and-thrust 帯の地質構造が形成されていくこと、また断面図作成範囲の西側には、比較的規模は小さいものの断層と褶曲が発達する傾向にあることが読みとれる。これらのことから、幌延地域の西側を中心として、東西両側から堆積盆が縮小していく傾向にあることを示すものであると考えられている (太田ほか, 2007⁸⁹⁾)。特に、東側からの縮小が顕著であることは、鮮新世以降に幌延地域で認められる堆積域の西方への移動 (安江ほか, 2006⁹⁰⁾) と関連した事象であると考えられている。ただし、この復元地質構造断面では、埋没続成作用による地層の圧密や東西圧縮性の応力による地層の層厚の変化、変形前と変形後の地層の収支バランスや、断層・褶曲構造の形成に係わる幾何学的制約などは考慮されていない。

上で述べたこれまで成果を参照しつつ、バランス断面法を用いて地質構造の復元を行うとともに (Tokiwa et al., 2010⁹¹⁾)、その結果を踏まえて地形・地質モデルを構築し、地下水流動解析を実施している (図 2.2-13; 中山ほか, 2012⁹²⁾, 中山, 2013⁹³⁾)。構築したモデルは、バランス断面法に基づくことから、埋没続成作用による地層の圧密による層厚の変化や堆積盆の深化、東西圧縮性の応力による地層の圧縮変形は考慮されていない。また、大曲断層の活動開始時期は 2.2 Ma (石井ほか, 2008⁵⁾) とし、大曲断層の活動終了後、サロベツ断層が活動する簡便なモデルとなっている。

しかし、伊藤 (1999)⁹⁴⁾ は、サロベツ断層の活動で形成されたと考えられるサロベツ背斜周

辺の反射断面の解釈から、サロベツ背斜の成長開始時期は勇知層堆積時からであるとしている。また、サロベツ背斜西翼における声問層最上部（声問層と勇知層の境界付近）の堆積年代は 2.3 Ma 頃（安江ほか, 2006⁹⁰⁾）とされており、その周辺に分布する勇知層と更別層の境界部付近の堆積年代は 1.3 Ma 頃（岡・五十嵐, 1997⁹⁵⁾）とされている。さらに、石井ほか（2008）⁹¹⁾は大曲断層の活動開始時期を早くて 2.2 Ma 頃、遅くとも 1 Ma 頃としている。これらのことを考慮すると、サロベツ断層が大曲断層の活動中または活動前に活動を開始していた可能性がある。

地層の圧密による層厚変化や東西圧縮性の応力による地層の変形は、間隙水の湧き出しを生じさせる可能性がある。また、断層運動は隆起・侵食や地表形状に影響を与えられられる。したがって、地層の層厚変化や圧縮変形及び断層の活動開始時期の違いは、水理及び地球化学環境に影響を及ぼす可能性があると考えられる。

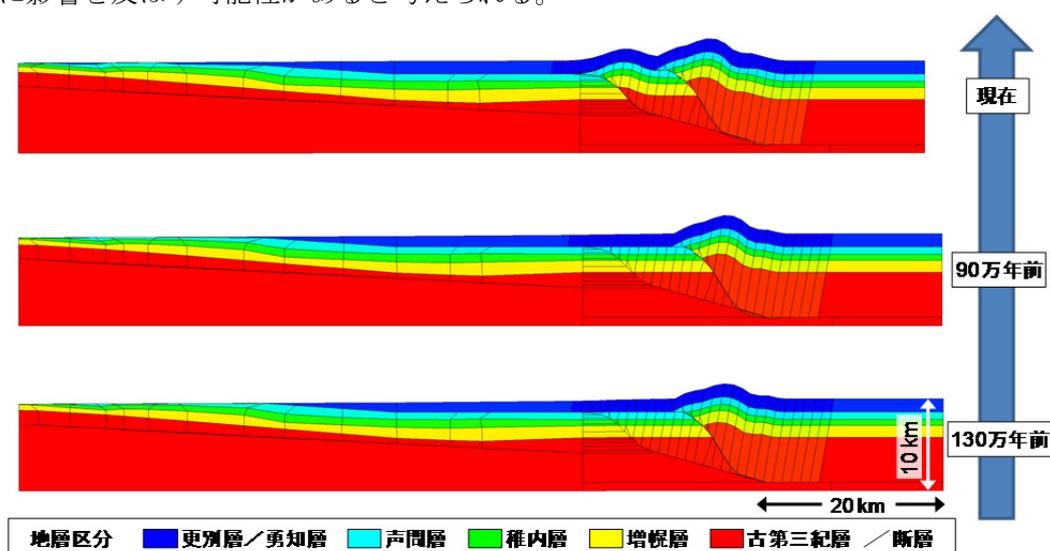
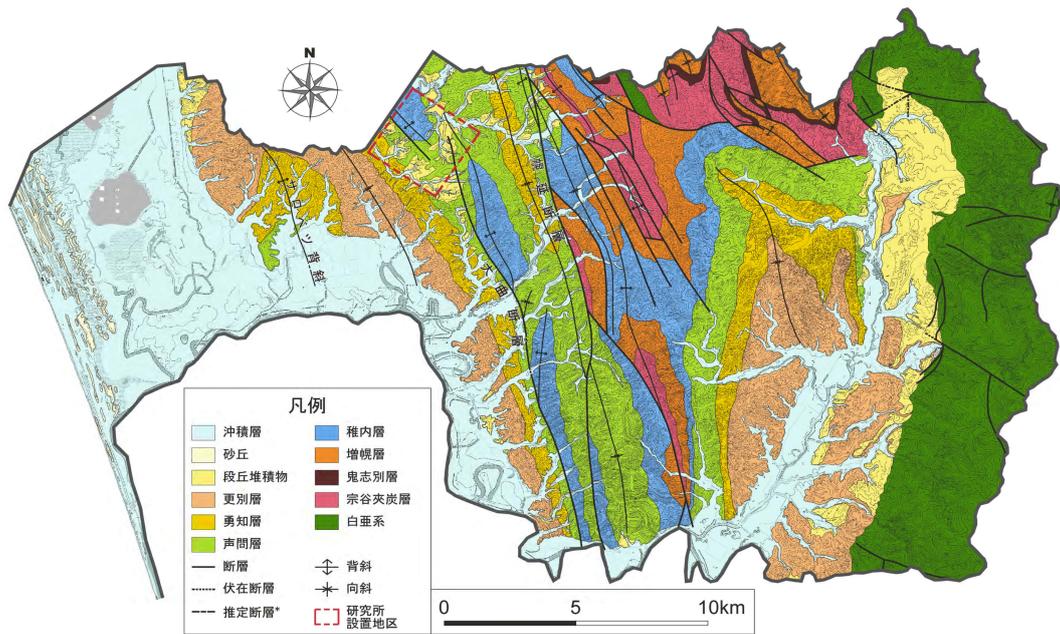


図 2.2-13 既存の地形・地質モデル（幌延地域：中山ほか, 2012⁹²⁾）

また、断層運動に伴う隆起・侵食による封圧低下によって新第三紀稚内層の浅部に高透水性の割れ目が形成・発達することが明らかになってきている（大曲断層周辺で概ね深度 400 m 以浅; Ishii et al., 2010⁸⁴⁾, 2011⁸⁵⁾）。このような割れ目の発達（2.2.3(5)2 参照）は、水理及び地球化学環境に影響を及ぼす可能性がある。

上記した構造運動に伴う地形・地質の特徴は、幌延町周辺における地形・地質の分布（図 2.2-14、図 2.2-15）からも読み取ることができる。2.3 Ma 頃から始まった東西圧縮場（安江ほか, 2006⁹⁰⁾）により、北北西-南南東方向に長軸をもつ堆積域の分布と同方向の断層及び褶曲構造が発達しており（図 2.2-14）、褶曲構造は西部に比べて東部ほど背斜・向斜の周期が短周期であり地層の傾斜も高角である（図 2.2-15; 酒井・松岡, 2015⁹⁶⁾）。このことは、東から順次、断層及び褶曲構造が形成されたか、あるいは東部ほど変形の手が早いことを示しているものと考えられる。さらに、地層の傾斜について南北で比較してみると、北部に比べて南部のほうが褶曲に伴う地層の傾斜が高角であるとともに地形の標高が高い傾向にある。このことから、北部に比べて南部のほうが変形の開始時期が早い、あるいは変形速度が早いものと考えられる。また、これらの断層及び褶曲構造は、概ね北北西-南南東方向のトレンドを示しているものの、雁行して分布する傾向にあり、褶曲構造は概ね南ないし北へランジしている傾向が読み取れる。これらの地形・地質分布の特徴を踏まえると、地下水の主流動方向としては、東部から西部沿岸域へ向かう方向であるものの、断層や褶曲構造が認められる場所では南北方向への地下水流動が生じる可能性が考えられる。



* 反射法地震探査、電磁探査及びボーリング調査のデータから推定される断層

図 2.2-14 地質平面図（幌延町）太田ほか（2007）⁸⁸⁾

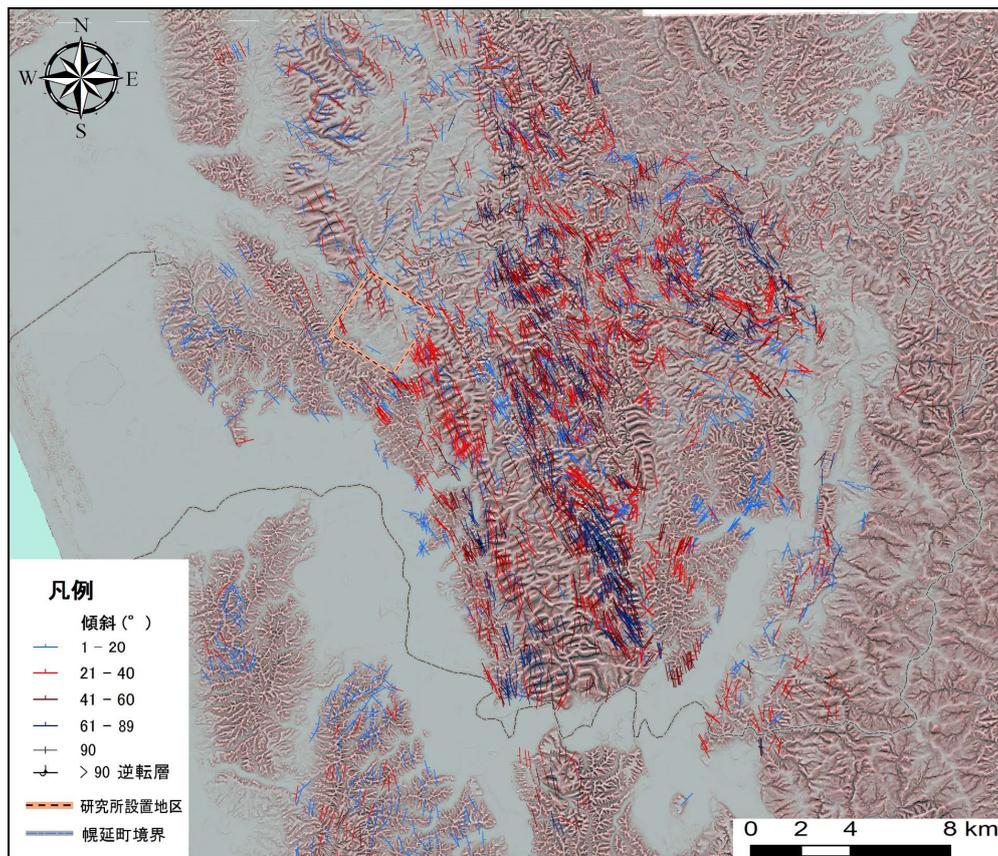


図 2.2-15 幌延地域の走向傾斜分布 (S=1/250,000)

基図は国土地理院発行の基盤地図情報 10 m メッシュ（標高）データを用いて作成した尾根谷度図と斜面勾配図の合成図。座標値は世界測地系 WGS84、UTM54 帯北による。

2) 割れ目の形成に関する研究

断層運動に伴って形成される割れ目の破壊モード（引張性／せん断性）は岩石の強度・封圧条件に依存する（Shen and Stephansson, 1993⁹⁷; Bourne and Willemse, 2001⁹⁸）。特に堆積岩の場合は、埋没・続成作用後の隆起・侵食過程における封圧低下の感度が大きく、隆起・侵食を大きく受けた岩石ほど断層運動に伴って引張的な割れ目が形成されやすい（Ishii et al., 2010⁸⁴）。

断層運動に伴う引張性割れ目の形成は岩盤の透水性を大きく増加させる（Dholakia et al., 1998⁹⁹; Mazurek et al., 1998¹⁰⁰）。このため、幌延深地層研究計画では岩石の強度・応力状態、割れ目の破壊モード、及び岩盤の透水性の関連性について検討を行ってきている（Ishii et al., 2010⁸⁴, 2011⁸⁵）。

上記の検討の中で、以下の式に基づくモデルが提案されている。

$$X = 2T(\cos \phi_i - 0.5) - \sigma'_m(1 - \sin \phi_i) \quad (\text{式 2.2-1})$$

ここで X は断層運動時における引張破壊の起こりやすさを表す指標、 T は引張強度 (MPa)、 ϕ_i は内部摩擦係数、そして σ'_m は平均有効応力を示す。 X が負の場合、せん断性と引張性の両方の破壊様式が生じ得るが、正の場合、破壊様式は引張破壊に限定される（Ishii et al., 2010⁸⁴）。幌延における既往検討により、地下施設周辺に分布する新第三紀稚内層の浅部（概ね深度 400 m 以浅）は $X > 0$ の領域に相当し、 $10^{-9} \sim 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 程度の透水量係数を有する高透水性の断層帯の分布は同領域に限られることが指摘されている（Ishii et al., 2010⁸⁴, 2011⁸⁵; Ishii, submitted）。

本事業においては上記モデルを検証するため、人工亀裂を入れた泥岩供試体（稚内層）の三軸試験を行った。既に 1 枚の人工亀裂を含む供試体を用いて断層端部の破壊様式に関する三軸試験が行われている（Ishii, in preparation）。このため本試験では、2 枚の人工亀裂を含む供試体を用いて断層連結部の破壊様式に関する三軸試験を行った。断層端部や断層連結部は、断層運動に伴って最も割れ目が形成されやすい箇所である（Lunn et al., 2008¹⁰¹）。

① 試験内容

一軸圧縮試験（通常供試体と含人工亀裂供試体）、圧裂引張試験、及び圧密非排水 CU-三軸試験（通常供試体と人工亀裂有供試体）を行った。人工亀裂は Ishii (in preparation) に従い圧縮軸に対して 45° の角度を持たせ、載荷過程で座屈が生じない様、亀裂内には OHP フィルムを挿入した。人工亀裂面と OHP フィルム間の摩擦係数は約 0.45 である。2 枚の人工亀裂は図 2.2-16 (a) に示すように引張性のステップ形態で雁行状に成形した。三軸試験は原位置の状態を可能な限り模擬するため非排水条件で行い、飽和水は人工塩水を用いた。与えた歪速度は $0.02 \% \text{ min}^{-1}$ で、含人工亀裂供試体の試験ではピーク強度に到達後、速やかに試験を終了した。

② 試験結果

(a) 通常供試体を用いた一軸圧縮試験・圧裂引張試験・三軸試験

一軸圧縮試験で $8.9 \sim 9.7 \text{ MPa}$ の圧縮強度、圧裂引張試験で $0.7 \sim 1.1 \text{ MPa}$ の引張強度が得られた。三軸試験では $0.1 \sim 7.0 \text{ MPa}$ の有効封圧条件下で、 $6.09 \sim 24.90 \text{ MPa}$ のピーク強度（有効封圧： $0.03 \sim 3.92 \text{ MPa}$ ）、 $0.51 \sim 20.25 \text{ MPa}$ の残留強度（有効封圧： $0.10 \sim 7.16 \text{ MPa}$ ）が得られた。

(b) 含人工亀裂供試体を用いた一軸圧縮試験・三軸試験

試験結果を表 2.2-3 に示す。試験の結果、2 枚の人工亀裂の連結部において、Kim et al. (2004)¹⁰²⁾の分類による引張性ステップ部の破壊様式（引張性：extension fractures、pull-apart；せん断性：rotated block、isolated lens）のうち、引張性の破壊様式（図 2.2-16 (b)）が生じる場合と、せん断性と引張性の両方の破壊様式（図 2.2-16 (c)）が生じる場合が認められた。表 2.2-3 の通り、有効封圧が大きいとせん断破壊が認められるが、小さいと引張性の破壊様式のみが認められる。

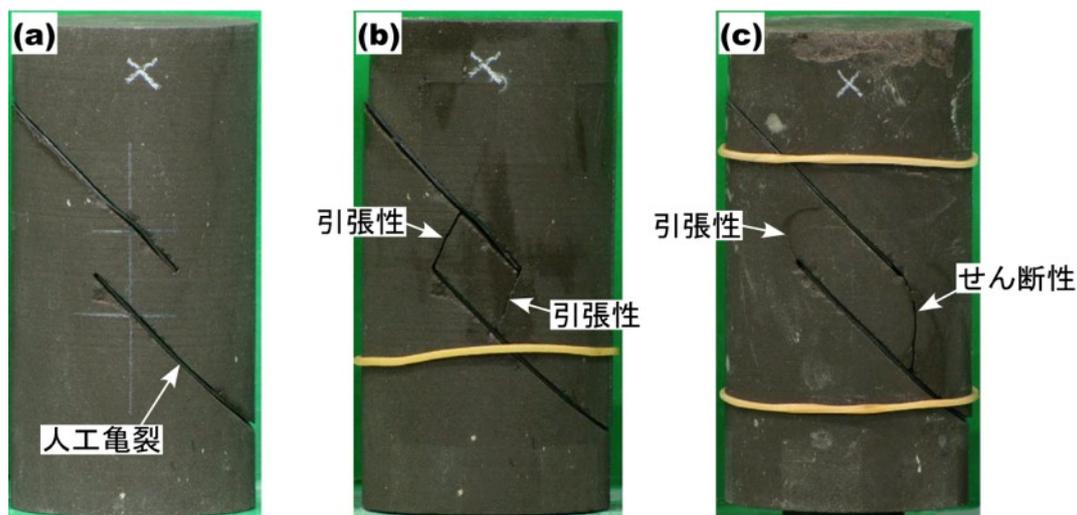


図 2.2-16 供試体写真

(a) 試験前 (b) 試験後（有効封圧 1.0 MPa） (c) 試験後（有効封圧 7.0 MPa）

表 2.2-3 含人工亀裂供試体を用いた一軸圧縮試験・圧密非排水三軸試験の結果

セル圧 (MPa)	背圧 (MPa)	有効封圧 (MPa)	連結部の破壊様式	σ_1^* (MPa)	σ_3^* (MPa)	X
0	0	0	引張性	0	0	—
0	0	0	引張性	0	0	—
0.6	0.5	0.1	引張性	0.21	0.09	1.0
1.0	0.5	0.5	引張性	1.06	0.39	0.7
1.5	0.5	1.0	引張性	1.94	0.71	0.2
2.0	0.5	1.5	引張性	2.63	0.97	0.1
2.5	0.5	2.0	引張性	3.67	1.32	-0.3
3.0	0.5	2.5	せん断+引張性	4.69	1.70	-0.7
3.5	0.5	3.0	せん断+引張性	5.54	2.02	-1.0
4.5	0.5	4.0	せん断+引張性	7.38	2.72	-1.7
5.5	0.5	5.0	せん断+引張性	9.37	3.50	-2.6
7.0	0.5	6.5	せん断+引張性	12.20	4.59	-3.6
7.1	0.1	7.0	せん断+引張性	13.60	5.14	-4.5

*人工亀裂面に過剰せん断応力が発生する時の応力（計算値）

③ 考察

人工亀裂面に過剰せん断応力が発生する際の σ_1 及び σ_3 と、その時の X を、載荷時の有効応力プロファイルを用いて計算すると表 2.2-3 に示す値が得られる。表が示すように、 $X > 0$ の時は破壊様式が引張性に限定されることが分かる。この結果は先述した既存のモデルと整合する。

④ まとめ

平成 26 年度実施した試験の結果は、岩石の強度・応力状態と破壊モードの関連性に関する既存のモデルと整合した。同モデルは岩石の強度・応力状態に基づいて、断層の分布や透水性の未知な領域についても岩盤の透水性の領域区分を可能とするものであり (Ishii et al., 2011⁸⁵; Ishii, submitted)、このようなモデルは隆起・侵食を考慮した地質環境の長期変遷シナリオの構築にも役立つ (岩月ほか, 2009¹⁰³; Kurikami et al., 2011¹⁰⁴)。

3) 不連続永久凍土の特徴

永久凍土とは、地温により定義され、2 年間以上 0 度以下にある土壌または岩石を意味する (石川・斉藤, 2006¹⁰⁵)。永久凍土が発達する場所は、永久凍土の広がりから、連続永久凍土帯 (90–100%)、不連続永久凍土帯 (50–90%)、点在永久凍土帯 (10–50%)、孤立的永久凍土帯 (0–10%) に分類される (French, 2007¹⁰⁶)。現在の日本において永久凍土の存在が確認された場所は、大雪山、富士山、日本アルプスといった山岳地域と、北海道東部の数地点に限られる (池田・福井, 2009¹⁰⁷)。ただし、北海道東部において発見された永久凍土については、通常永久凍土が形成されない年平均気温が 0 度以上の場所に分布しており、その形成・維持が極めて局所的な条件に拠ること (例えば、Sawada et al., 2003¹⁰⁸; 曾根, 2004¹⁰⁹) に注意が必要である。これに対して、最終氷期後半の寒冷期 (約 4.2–1.2 万年 B.P.) の北海道においては永久凍土が広い範囲に発達していたことが、地質学的証拠 (例えば、小疇ほか, 1974a¹¹⁰, b¹¹¹; 曾根, 1983¹¹², 1985¹¹³; 三浦・平川, 1995⁸⁶) から明らかにされている。すなわち、積雪の影響が考えられる日本海側を除いたオホーツク海側から根釧原野にかけての地域が連続永久凍土帯～不連続永久凍土帯へ移行するような地域であり、十勝平野が不連続永久凍土帯であったと考えられている (三浦・平川, 1995⁸⁶)。このことは、地層処分に関連する地質環境の予測・評価において、連続永久凍土帯～不連続永久凍土帯に係る自然現象を考慮したシナリオモデルを構築する必要があることを意味する。

① 想定される現象

永久凍土帯では、永久凍土の存在に伴って特有の地形が発達することが知られている。現成周氷河現象の形成環境についてまとめた Karte (1979, 1981)^{114,115} 及び平川 (1984a)¹¹⁶ を参照すると、永久凍土の存在を確実に示す指標地形となるのは、アイスウェッジポリゴン、サンドウェッジポリゴン、ピング、パルサ、季節的凍結丘、サーモカルスト、岩石氷河である。これらが発達する場所、規模、特徴などについては表 2.2-4 にまとめられる。過去の永久凍土環境について知るためには、化石化したこれらの地形 (化石周氷河地形) の認定や編年が重要となる。特に地層において断面形が確認できるものについては、そこから永久凍土層の有無についてだけでなく、その上の活動層 (季節凍土層) の厚さについて検討することも可能であるため、過去の凍土環境の復元にとって重要な意味を持つ。例えば、北海道においては、露頭で観察される凍結割れ目構造の詳細な観察・記載に基づいて、アイスウェッジポリゴンのトラフ部分に発達したアイスウェッジの化石である化石永久凍土ウェッジを認定することで、当時の

凍土環境及び活動層厚が議論された（三浦・平川, 1995⁸⁶⁾）。また、北海道や東北の北上川上流域におけるインポリューションの記載（例えば、平川, 1984b¹¹⁷⁾; 澤口, 2006¹¹⁸⁾）の中には、永久凍土の存在の指標となりうるパルサ、季節的凍結丘、サーモカルストの化石化したものを含む可能性が指摘されている（平川, 1984a¹¹⁶⁾; 澤口・三浦, 2009¹¹⁹⁾）。

② 幌延での事例

幌延地域において、化石永久凍土ウェッジ、化石化した凍結丘、サーモカルストが確認されたという報告はない。しかし、幌延地域は、三浦・平川（1995）⁸⁶⁾により化石永久凍土ウェッジの可能性があると判断された凍結割れ目構造が確認された羽幌の北に位置する。さらに幌延地域の北に位置するサロベツ原野兜沼周辺では、三浦・平川（1995）⁸⁶⁾により確実な化石永久凍土ウェッジの存在が認められている。それゆえこの地域においても永久凍土の存在を示唆する周氷河地形の断面が地層から発見される可能性が高い。

一方、新里ほか（2007）⁴⁾は、幌延町北進地区の地下施設周辺における深度 40 m までの地下浅部の立抗壁面の地質観察及びボーリング調査から、地表面の約 5 m まではソリフラクションによる堆積物、それ以深の深度約 20 m までは永久凍土の発達・融解に関わる凍結破碎作用で形成された可能性がある角礫層が分布することを示した。深度 6 m 付近の礫層に含まれていた木片の ¹⁴C 年代が 14,930–14,520 B.C.であったこと（新里ほか, 2007⁴⁾）から、幌延地域では最終氷期において、少なくとも地下 20 m の深さまで永久凍土層が発達したと考えられた。

③ モデルに反映する方法

氷期に永久凍土が広がる地域の地層処分において考慮すべき事象は、永久凍土層の発達による地下水流動と地球化学的環境の変化である。スウェーデン核燃料・廃棄物管理会社（SKB）により実施されたスウェーデン南半部の東海岸に位置する Forsmark と Laxemar を対象とした地層処分に関連した調査・数値解析の事例（Näslund, 2009¹²⁰⁾）に基づく、永久凍土が広がることにより以下のような変化が生じるとされている。

- ・ 不連続永久凍土環境下では、地下水の涵養・流出量は同じではあるが、永久凍土層の発達により涵養・流出域が限定されるため、地下水流動系が変化する
- ・ 連続永久凍土環境下では、永久凍土層が水理的バリアとなり、地下水の涵養が無くなる
さらに、表層土壌と母岩の凍結により塩分が排出されるため、永久凍土の達していない深部における地下水中の塩分濃度が上昇する

日本において、地質学的証拠に基づいて氷期の凍土環境が定量的に復元されている場所は極めて限られている。そのため、わが国では、地質学的証拠に基づいて永久凍土層がどの程度、地下水の涵養・流出域を限定したのかについて検討することは難しい。そこで本事業では、永久凍土が発達した場合の地下水流動と地球化学的環境の変化を解析する場合には、その期間の地下水涵養量の変化にのみ着目する。永久凍土の発達による地下水涵養量の変化については、Niizato et al. (2011)¹²¹⁾で用いられた以下の考え方に基づいて設定した。

- ・ 氷期の年間平均気温を復元し、年間平均気温と凍土厚さの関係式（松末ほか, 1999¹²²⁾）から永久凍土の厚さを算出する
- ・ 算出された永久凍土層の厚さに基づき永久凍土が発達したと考えられる期間は、地下水涵養量を現在の 1/100 mm に設定する（つまり、永久凍土層による地下水流動への影響を極端に表現した設定をとる）

表 2.2-4 永久凍土の存在を示す周氷河地形

地形種	規模・形態	形成環境	形成プロセス	
構造土	アイスウェッジポリゴン	断面形状は概ね10 m以下、地表面で幅4 m以下、高さ3~4 m、幅1~1.5 mの報告が多い。	連続永久凍土帯の低湿地	温度低下による凍土の収縮によって形成された亀裂(凍割れ目)に水が浸透・凍結することの繰り返しによって形成。
	サンドウェッジポリゴン	径は6~12 m、ポリゴンの溝は8~45 cm深さ(平面形)	南極などの乾燥した連続永久凍土帯	成長する凍割れ目に水ではなく風成砂が入り込むことで形成。
永久凍結丘	閉鎖型ピンゴ	高さ10~60 m、径100 m以上の円錐及び鏡餅状。	連続永久凍土地帯の低平な沖積地	湖沼下の融解層が、湖の乾燥化もしくは排水に伴い凍結をはじめることによって形成。
	開放型ピンゴ	高さ10~60 m、径100 m以上の円錐及び鏡餅状。	不連続永久凍土帯の谷底や丘陵の斜面基部	永久凍土層底面から供給された地下水が貫入水となり、地面を持ち上げることで形成。貫入水の形成は、斜面を流下する地下水の水頭圧の差が被圧状態を生むことによる。
	バルサ	高さ0.5~10 m、径2~150 mの長円形。	主に不連続永久凍土帯の湿地	不連続永久凍土帯において析出水が多年にわたり成長することで形成。
季節的凍結丘	フロストプリスター	高さ8 m以下、径3~50 mのドーム状の高まり。	不連続永久凍土帯の丘陵に近い谷底や丘陵の斜面基部	永久凍土層上面に流れる地下水が活動層の未凍結部に集中し、それが被圧されて形成される貫入水が地面を盛り上げることで形成。活動層に形成されるため数ヶ月から数年で高まりは消失する。
サーモカルスト地形		サーモカルスト湖の径は大抵300 mを越えない。典型的なもの深さは2~4 m。	主に永久凍土が発達する平野や谷地	永久凍土の一部や全体の融解により形成。
岩石氷河		長さ数十mから数km、厚さ数十mの舌状地形。	主に山岳地域	傾斜地における周氷河性のマスムーブメントにより形成。

平川(1984a)¹¹⁶⁾、French (2007)¹⁰⁶⁾、池田・福井(2009)¹⁰⁷⁾、澤口・三浦(2009)¹¹⁹⁾、松岡・池田(2012)¹²³⁾から作成。

4) 地形・地質の長期変遷シナリオと既存モデルの改良

前項までに記述した情報を踏まえ、水理及び地球化学環境に影響を及ぼす可能性があり、今後、考慮する必要があると考えられる地形・地質の長期変遷シナリオを以下にまとめる。

- ① 埋没続成作用による地層の圧密による層厚の変化
- ② 東西圧縮性の応力による地層の圧縮変形
- ③ サロベツ断層と大曲断層に関して想定される複数の活動開始時期
- ④ 断層運動による隆起・侵食に伴う封圧低下による高透水性割れ目の形成・発達
- ⑤ 空間的に開始時期(または速度)の異なる変形に伴う不均一な地形形状、雁行配列する断層及びプランジする褶曲構造の形成
- ⑥ 不連続永久凍土の形成

既存の地形・地質モデルはバランス断面法に基づくことから、地層の伸縮を考慮していない。それゆえ、上記の①及び②に関して、既存のモデル化方法では取り入れることができない。このため、平成26年度は、2.3「水理モデル」で述べる、a)「一次元水理地質構造モデルによる堆積、圧密、隆起及び侵食の作用を考慮した地下水流動解析」、b)「変形と圧密を取り入れた二次元地下水流動・応力連成解析」及びc)「隆起・沈降や気候・海水準変動などの自然現象による影響を考慮しつつ地下水流動解析を行う手法(SMS: Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow)」(2.3「水理モデル」参照)を組み合わせ、それらのシナリオを考慮したモデル化・解析を実施し、水理及び地球化学環境への影響を検討することとした。また、上記③については、大曲断層の活動開始時期の違いを、a)の解析において考慮し、断層の活動開始時期の違いによる水理環境への影響を検討することとした。今後はサロベツ断層を含めて想定される複数の活動時期を反映した二次元(または三次元)の地形・地質モデルを構築して、その影響を検討する必要がある。上記④については、既存文献(Ishii et al., 2010⁸⁴⁾, 2011⁸⁵⁾; Kurikami et al., 2011⁶⁰⁾)を参照して稚内層を上部(高透水性割れ目が発達する領域)と下部に区分して、a)~c)のそれぞれの解析に反映した。ただし、透水性の時間変化は考慮していないことから、今後、2.2.2(2)2)の成果などを踏まえて割れ目の形成・発達と透水性の時間変化を考慮する必要があると考えられる。上記⑤については、既存の二次元の地形・地質の変遷モデルでは検討することができないことから、今後、モデルを三次元化する必要がある。上記⑥については、2.2.2(2)3)に記したモデルへの反映方法を参照し、氷

期における年間地下水涵養量を 0 mm とし、c)の解析の境界条件として反映した。

(3) 不確実性を考慮した地形・地質モデルの検討

日本列島はプレートの収束帯に位置しており、安定大陸に比べて地震・火山活動や地殻変動が活発である。これらは、日本列島が位置する北米プレート（またはオホーツクプレート）及びユーラシアプレート（またはアムールプレート）と、海溝軸から沈み込む太平洋プレート及びフィリピン海プレートとの長期にわたる相互作用に起因し、複雑な地形・地質構造で特徴付けられる我が国の地質環境の根元的な形成・変動要因であるとともに、将来においてもなお継続すると考えられる。

わが国の地殻変動については、明治時代より繰り返し行われている測地測量や、近年において日本列島全域に展開された GEONET などの GPS 連続観測網、合成開口レーダ（SAR: Synthetic Aperture Radar）などによる観測により、その変動の向きや速度が測地的に明らかにされている。これらの成果によって、我が国の地殻変動は、地震の発生などによる一時的な変動の影響を受けるものの、大局的には海洋プレートの沈み込みによる圧縮を受けていることが確認された。ただし、これらの測地的手法によって推定できる地殻変動は、最近数十年間における短期間の傾向を示しているに過ぎない。

一方で、最近数十～百万年といった長期にわたる地殻変動の傾向は、地形学あるいは地質学的手法によって推定されている（例えば、Kaizuka and Imaizumi, 1984¹²⁴; Sato, 1994¹²⁵）。これらの結果によると、大局的には測地的手法により推定された現在の地殻変動と類似した傾向を示すものの、その変動速度には大きな食い違いが認められている。その原因として、例えば 2011 年に発生した東北地方太平洋沖地震（M 9.0）のようなプレート境界型の巨大地震の発生による陸域地殻歪の解放などが指摘されているが（例えば、池田ほか, 2012¹²⁶）、その発生周期や陸域地殻への時空間的な影響の程度などは未だ明らかにされていない。このことから、将来数十～百万年といった長期の変動を評価するためには、地形・地質学的手法によって推定した過去～現在の変遷を将来へ外挿することが適当であると考えられてきた（日本原子力研究開発機構, 2014¹²⁷）。しかしながら、外挿によるアプローチによって構築可能な将来の地形・地質モデルは、概念的なモデルに留まるため、その時空間的な変動を定量的に評価することは困難である。この課題を解決するためには、地形・地質学的手法に基づいた過去～現在の長期的な変遷に加えて、その変動のメカニズムを考慮した物理モデルに基づく数値シミュレーションなどにより、将来の変動を定量的に評価する手法を構築する必要があると考えられる。

また、測地的手法や地形・地質学的手法に基づいて推定された現在及び過去の地殻変動のセンスが異なる地域が存在することも指摘されている。例えば、九州南部の GPS 観測によると、前弧側の宮崎北部では西北西方向への水平変動が認められるが、宮崎南部では南南東方向に変動しており、その方向は日南市付近を中心に反時計回りに変化している。この傾向は背弧側にも認められ熊本南部では南西方向、鹿児島では南南東方向への水平変動が生じている。また、北緯 32°付近には東西に延びる左横ずれの剪断帯の存在が指摘されており（Nishimura and Hashimoto, 2006¹²⁸; Takayama and Yoshida, 2007¹²⁹; Wallace et al., 2009¹³⁰）、剪断帯に沿って 1997 年鹿児島県北西部地震をはじめとする内陸地震が多発している。しかしながら、内陸地震のメカニズム解は、この地域に認定されている活断層の変位センスとは異なる。さらに、剪断帯東部では最終間氷期以降、隆起速度が急激に増大し、最近 10 年間の GPS の垂直速度と同程度となっている（長岡, 2010¹³¹）。このことは、この剪断帯が地質学的に若い時代に変動が始まった歪集中帯である可能性を示唆する（Umeda et al., 2014¹³²）。

このように、比較的若い時代に開始したと考えられる変動が認められる地域においては、地

形・地質学的手法のみならず、測地学的手法に基づいて現行地殻変動の特徴やそのメカニズムを把握し、それらを考慮した評価が必要である。本研究では、時間スケールに応じた地殻変動の傾向・速度やプロセスを把握するための解析手法について検討するため、沖縄トラフの拡大や九州・パラオ海嶺の衝突が現在も進行している九州南部を事例として、測地学的手法 GPS データ解析及び干渉 SAR 解析) 及び地形・地質学的手法を用いて、それぞれの時間スケールでの変動の特徴を抽出した。

1) 測地学的手法

① GPS データ解析

九州地方における現在の地殻変動について、国土地理院が運用する GEONET で取得された GPS データから得られた日々の座標値である F3 解 (中川ほか, 2009¹³³⁾) を用いて、歪速度分布を推定した。解析にあたっては、まず各 GPS 観測点近傍の歪速度をその周辺 (半径 25 km 以内) に位置する観測点での変位速度から算出し、それらを用いた最小二乗法 (Shen et al., 1996¹³⁴⁾) によって、対象領域の剛体運動を考慮した歪速度分布を推定した。なお、大地震などによる非定常的な変動の影響を除外するため、観測期間を 1998 年 4 月 1 日～2002 年 4 月 1 日 (例えば、Takayama and Yoshida, 2007¹²⁹⁾) とした。これにより得られた面積歪速度、剪断歪速度、及び歪速度の主軸分布を図 2.2-17 に示す。

面積歪速度については、始良カルデラ周辺に膨張域が認められ、膨張のピークはその北西に位置し、約 $2.3 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ を示す。一方、収縮域は九州北部にみられ、その大きさはおよそ $1.3 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ を示す (図 2.2-17 (a))。剪断歪速度に関しては、別府一島原地溝帯の北東部に位置する別府一万年山断層帯で $1.2 \sim 1.6 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ の歪速度を示し、九州地方の中では最大である。それに続く剪断歪速度の顕著な地域として、Takayama and Yoshida (2007)¹²⁹⁾ や Wallace et al. (2009)¹³⁰⁾ が指摘する北緯 32° 付近の領域があげられる。この領域における剪断歪速度の大きさは $1.2 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ 程度であり、鹿児島県の西海岸より宮崎県の東海岸まで約 50 km の幅を持って東西方向に分布する (図 2.2-17 (b))。

また、歪速度の主軸分布 (図 2.2-17 (c)) によれば、九州地方は南北方向への伸長及び東西方向への短縮で特徴付けられ、その短縮歪速度は北部から南部に向かうにつれて減少する。このうち、九州北部太平洋側の海岸線付近では $N 112^\circ E$ 方向への短縮が認められ、その大きさはおよそ $2.1 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ である。これらの短縮方向は、内陸へ向かうにつれて反時計回りに回転し、東経 $130 \sim 131^\circ$ 付近では $N 85^\circ E$ 方向へと変化するとともに $0.3 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ 程度に減少する。九州中部においては、太平洋側の海岸線付近で $N 114^\circ E$ 方向への短縮を示す。ここでも北部と同様に、内陸に向かうにつれて反時計回りに回転し、その大きさも減少する傾向を示す。一方、九州南部では、 $N 60^\circ E \sim N 76^\circ E$ 方向における $0.4 \sim 1.3 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ 程度の短縮が見られ、内陸部で最大の短縮が認められた。また、その伸長軸については、 $0.8 \sim 2.1 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ 程度の歪速度が推定され、九州地方で最大の伸長を示す。

先述した北緯 32° 付近の剪断歪速度の顕著な地域 (図 2.2-17 (b)) では、横ずれ型のメカニズム解を有する浅発地震の発生が認められているものの、それに対応する活断層は見出されていない (Umeda et al., 2014¹³²⁾)。そこで、この剪断帯下において、浅部では固着し、深部では変位する横ずれ断層 (図 2.2-18) が存在すると仮定した場合の地表における変位速度及び歪速度を理論計算 (Segall, 2010¹³⁵⁾) により見積った。ここで、仮定する横ずれ断層の固着域下端の深さは 1、3、5、10、15 km とし、断層を挟む両側の相対運動速度を 5 mm yr^{-1} とした。その結果 (図 2.2-19) によると、固着域下端の深さが増加するにつれ、地表の変形は広域に広がる傾向を示す。逆に、固着域下端が浅い場合は、速度勾配が大きく、狭い領域に変形が集中

することがわかる。前述した歪速度分布（図 2.2-17 (b)）より、北緯 32° 付近の剪断帯では、幅約 50 km において $1.2 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ 程度の剪断歪速度が推定されている。この傾向は、深さ 0 ~ 5 km において固着する断層が運動した場合に最も近い（図 2.2-19 (b)）。しかしながら、剪断帯の詳細な特徴や原因を明らかにするためには、観測点間隔が 20~30 km の GEONET による観測データのみならず、GPS 稠密観測や SAR による高空間分解能の地表変位速度データが必要である（例えば、Fialko, 2006¹³⁶⁾）。

② 干渉 SAR 解析

SAR は、人工衛星などに搭載されたレーダアンテナを用いて、アンテナと地表面との距離に関するレーダ波の強度と位相の情報を取得する技術である。これを用いて同一の領域を対象とした二つの観測結果を干渉処理することにより、アンテナと地表間の距離の変化を推定することができる。SAR と同様に地殻変動の推定に用いられる GPS と比較した場合、地表変位として測定される三成分（水平方向二成分及び鉛直方向一成分）のうち、SAR では衛星に対する視線方向の変位成分しか得られない。この点では GPS が優位である。しかし、GPS 連続観測網である GEONET の空間分解能は 20~30 km であることに対して、SAR では数 m~数十 m と極めて高い空間分解能を有する。ここでは、GPS データ解析から示された九州南部における地殻変動について、さらに高分解能かつ面的に把握するため、干渉 SAR 解析を行った。

一般に SAR アンテナが使用するレーダ波の波長が短いほど地表変位に対する感度は高いが、植生など地表の状態の変化による位相情報の乱れに対して脆弱となる（Rosen et al., 1996¹³⁷⁾）。日本列島のように植生に覆われた地域が多い場合、海外の SAR 衛星で主に用いられる C バンド（波長 3.7~7.5 cm）よりも、わが国の SAR 衛星である JERS-1、PALSAR、及び PALSAR-2 で用いられる L バンド（波長 20~60 cm）を用いるほうが好ましい。そのような背景に基づき、本事業では 5 年間のデータの蓄積があり、入手が容易である PALSAR データ（波長 23.6 cm）を用いて干渉 SAR 解析を行った。

解析範囲は、対象地域を含むパスを延長し九州全域を含む範囲とした。これは衛星の軌道情報の誤差などに起因する長波長のノイズを分離するためである。観測軌道は、前項で述べた GPS データ解析により期待される変位方向に対する感度の点で有利なディセンディング軌道（衛星が北から南に飛行しながら対象地域を東側上空から観測する）を選択した。観測日は、1) 期待される変位量が微小であるため観測期間が可能な限り長いこと、2) 二回の観測での衛星軌道間の距離（ベースライン）が大きいと位相情報の乱れが大きくなるためベースラインが短いこと、の二点をもとに選択した。表 2.2-5 に解析に用いたデータの諸元についてまとめる。なお、干渉解析には SIGMA-SAR (Shimada, 2007¹³⁸⁾) を用いた。

図 2.2-20 に干渉 SAR 解析の結果を示す。観測領域の大半は無変動であるとの仮定のもとに衛星の軌道情報の誤差を推定し、長波長ノイズを除去する処理を行ったが、シーン北端において未だ長波長のノイズが見られ、パス同士の境界において変位速度のギャップが見られる。しかし対象地域である北緯 32° 付近ではパス同士の境界にギャップは見られず、長波長のノイズはほぼ除去されていると考えられる。一方、この地域における位相変化パターンを見ると、鹿児島県北西部においてアンテナから遠ざかるセンスの位相変化が見られるものの、剪断帯を示唆する明瞭なパターンは確認できない。これは予想される歪速度が $1.2 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ と非常に小さく、今回の解析における観測期間では干渉 SAR 解析による検出限界を下回ることに加え、単一の干渉 SAR 画像には大気遅延などの誤差成分が含まれているためと考えられる。したがって、鹿児島県北西部における衛星から遠ざかるセンスの位相変化が真に地殻変動であるのかを判断し、さらに前述した GPS データ解析よりも高い空間分解能で詳細な地殻変動を明らかに

するためには、干渉 SAR 解析で用いるデータ量を拡充し、統計的処理により各種ノイズを除去することができる時系列解析を実施する必要がある。

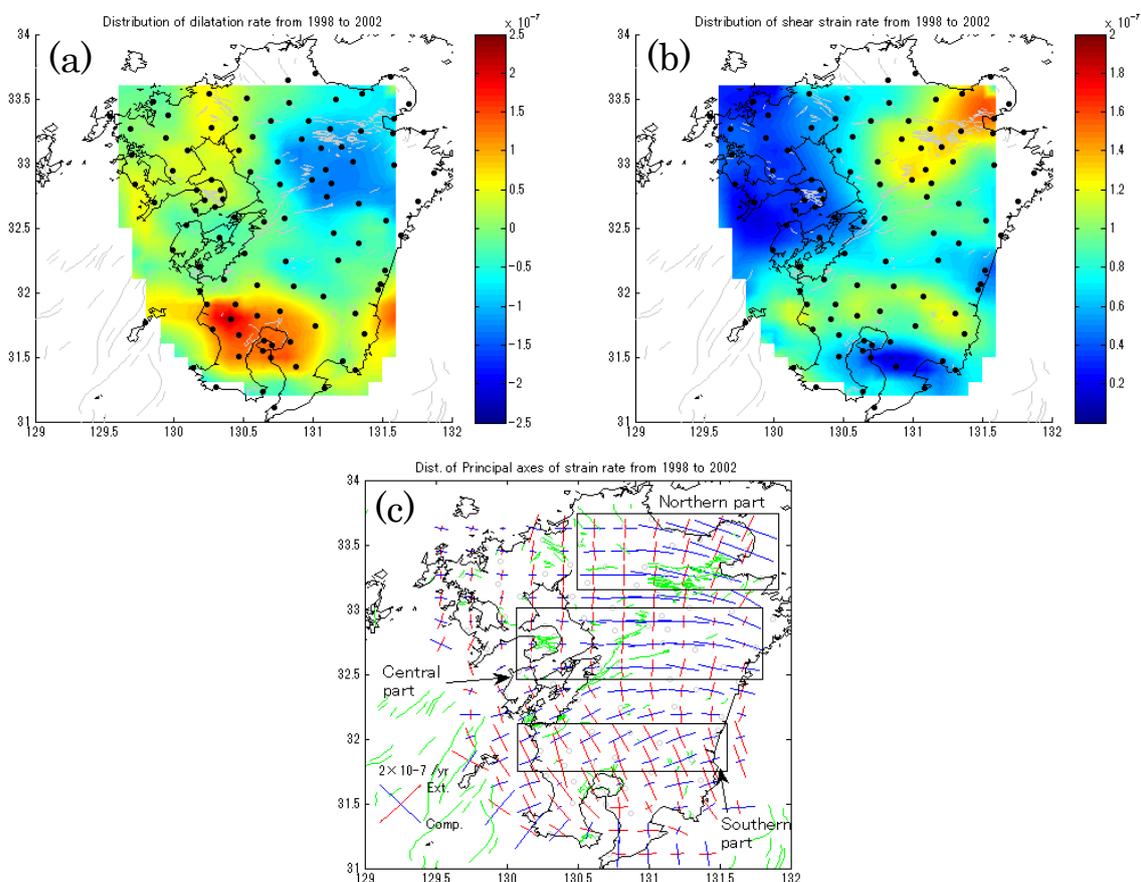


図 2.2-17 九州地方における面積歪速度(a)、剪断歪速度(b)、及び歪速度主軸(c) の分布
1998年4月1日~2002年4月1日のGPS変位速度データより推定した。黒丸は解析に使用したGPS観測点を示す。(c)については、赤色が伸長、青色が短縮を示す。

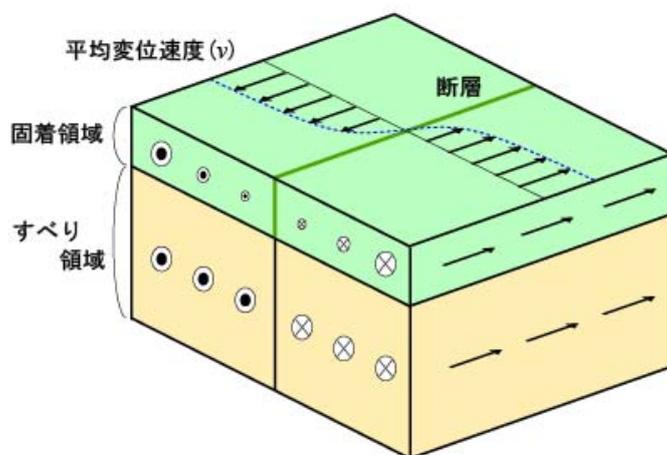


図 2.2-18 横ずれ断層による地殻変動の概念図
解析では、地表からある深さまでの断層が固着し、固着域以深では断層が平均変位速度で相対運動すると仮定した。断層を挟んでアークタンジェントの変位パターンが観測される。

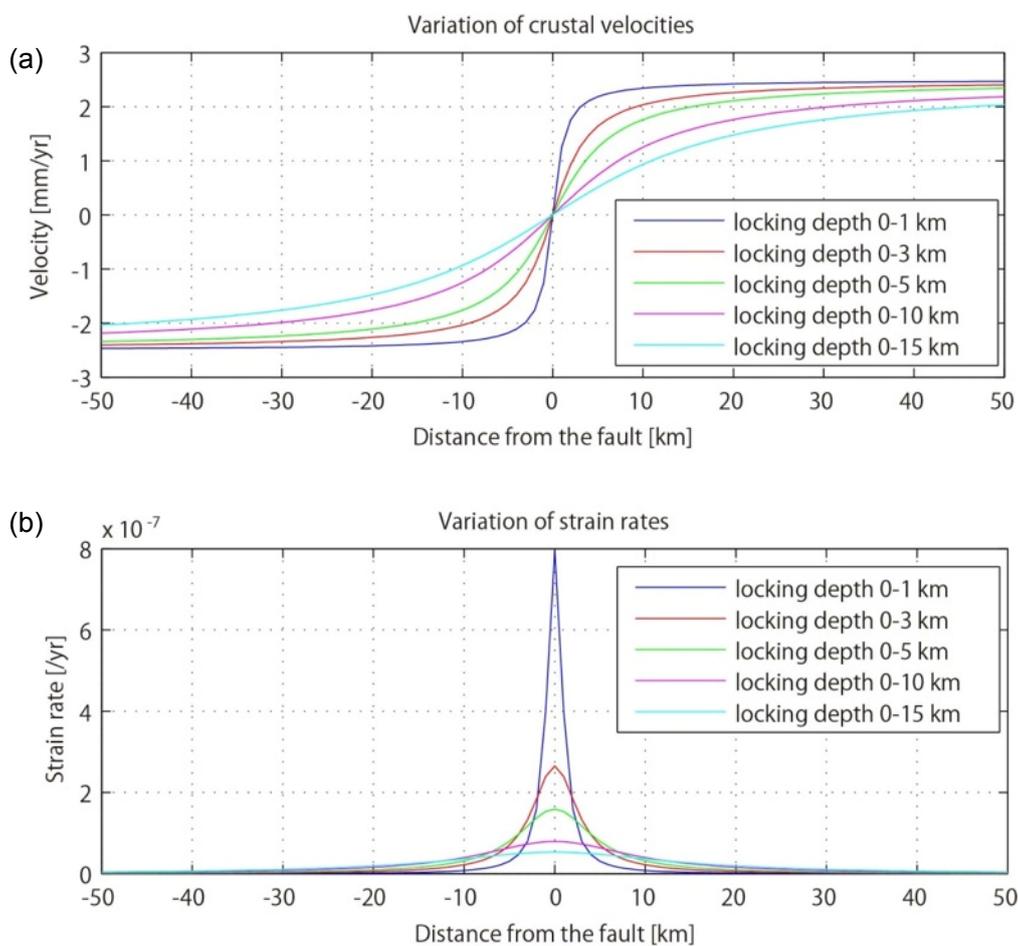


図 2.2-19 横ずれ断層の固着による変位速度(a)と歪速度(b)

横軸は断層の走向に対して直交方向の距離を示す。また、固着域上端の深さを 0 km とし、固着域下限の深さを変化させた場合の計算結果を示した。

表 2.2-5 干渉解析に用いたデータの諸元

Path Number	Observation Date 1	Observation Date 2	delta Days	Baseline [m]
72(東)	2007/11/08	2009/12/29	782	430.2
73(中)	2007/01/07	2010/01/15	1104	407.1
74(西)	2007/03/11	2010/02/01	1058	-765.8

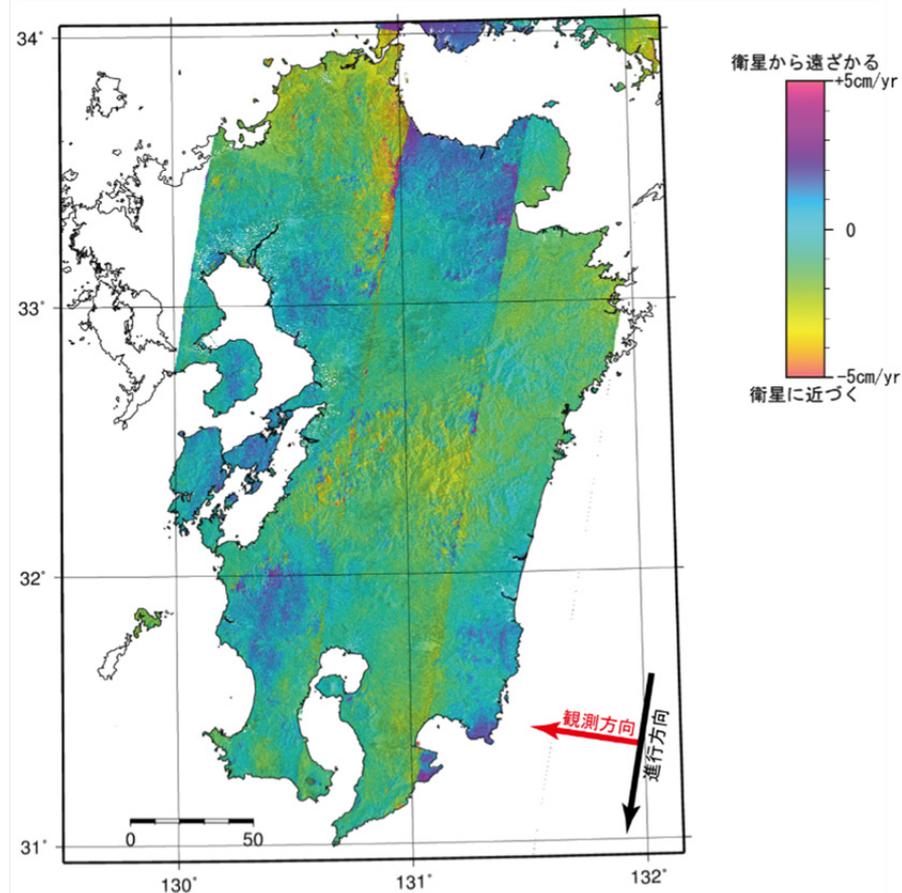


図 2.2-20 干渉 SAR 解析の結果

色の変化は各干渉画像中での相対的な変位速度を示す。水色を基準とした場合、紫色の領域はアンテナから遠ざかるセンスの変位を、黄色はアンテナに近づくセンスの変位を表す。東側上空からの観測であるため、アンテナから遠ざかる変位は沈降もしくは西向き、近づく変位は隆起もしくは東向きを意味する。

2) 地形・地質学的手法

地形・地質を指標とすることで、現在の観測ではわからない過去の地殻変動の把握が可能であり、より古い地形・地質には長期の変動量が累積していると考えられる。例えば、古い段丘ほど断層変位量が多く、その変位の累積性から活断層の分布や活動性を把握することができる。同様に断層を境とした地質分布から地殻変動の有無や時期を推定することが可能である。また、地質学的に比較的若い時代に開始した変動の場合は、明瞭な断層を伴わない可能性があるが、地形や地層に幅を持った変形構造として記録されている可能性がある。このような幅を持った変形構造の把握に、古地磁気学的手法が有効である（図 2.2-21）。古地磁気は、測定する岩石や堆積物が形成された時の磁界の方向を記録しているが、その後の地殻変動により古地磁気を示す方向が変化する。これまで、古地磁気から江名子断層や丹那断層などの横ずれ活断層沿いの変形が推定されている（Kimura et al., 2004¹³⁹、2011¹⁴⁰）。この手法が、比較的若い時代に開始したと考えられる変動を把握できるかどうかについて、先述した九州南部における東西に延びる左横ずれの剪断帯付近において、既存の地質試料を用いて古地磁気測定を実施した。

測定した試料は鮮新世の火山岩類であり、直径 25 mm の円柱状に整形された定方位試料を、長さ 22 mm に切断して使用した。残留磁化測定には夏原技研製スピナー磁力計（SMM-85）

を、熱消磁には夏原技研製熱消磁装置 (TD-97) を使用した。残留磁化強度を参考に測定に利用する試料を1地点につき8試料ずつ選出した。各地点についてその内の4試料をパイロット試料として段階熱消磁分析を行い、その結果に基づき消磁段階を設定して残りの4試料に適用した。次に、消磁分析の結果を用いて、各消磁段階での残留磁化ベクトルの終点を水平面と円直面に投影した Zijdeveld 図、温度に対する磁化強度の折れ線グラフ、各消磁段階での磁化方向の下半球等面積投影図の3種類の図を用いて消磁過程での挙動を観察し、直線的な消磁成分が表れる消磁段階の区間を決定した。決定した区間に対し、各消磁段階での磁化ベクトルの先端を通る最適直線を、主成分解析で求め、各試料の特徴的残留磁化の方向を決定した。各試料の特徴的残留磁化の方向が、Fisher 分布に従い真の平均方向の周りに等方的な分布をすると仮定し、試料採取地点ごとに平均して試料地点を代表する古地磁気方向とした。

測定された偏角について、横軸に角度、縦軸に試料地点の緯度を示したグラフとして示す (図 2.2-22)。測定結果の中には、逆磁極を示す試料があったが、それらは逆磁極期に形成された火山岩類と仮定して、偏角の方向を北側にした際の角度で示した。その結果、北緯 32° 付近の微小地震が多い付近の東側の試料で 20~30° 東を示す。この付近は、空中写真から判読されるリニアメントが多い付近とも一致する。その北側と南側では北もしくは 20~30° 西を示すものが多い。この結果が何を示しているか現時点では不明であるが、測点数を増やしたり、時代が異なる試料を測定したりすることで、検討を深めることができると考えられる。

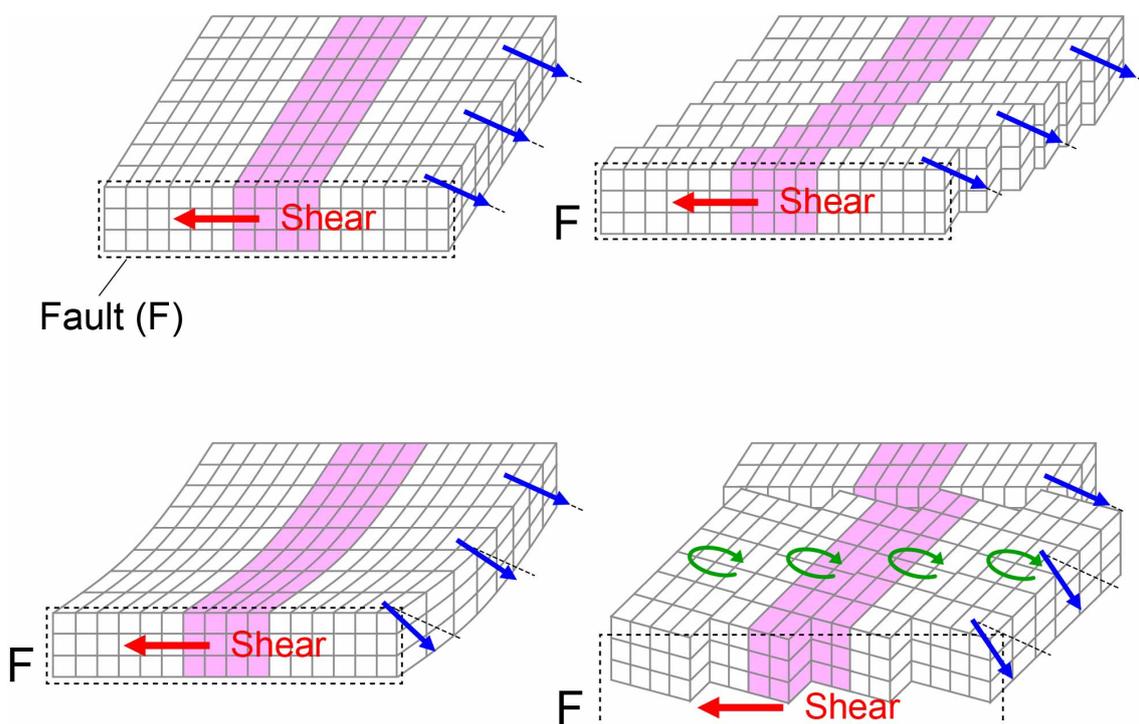


図 2.2-21 横ずれ断層近傍の岩盤変形モデル
伊藤 (2002)¹⁴¹⁾を参考に作成

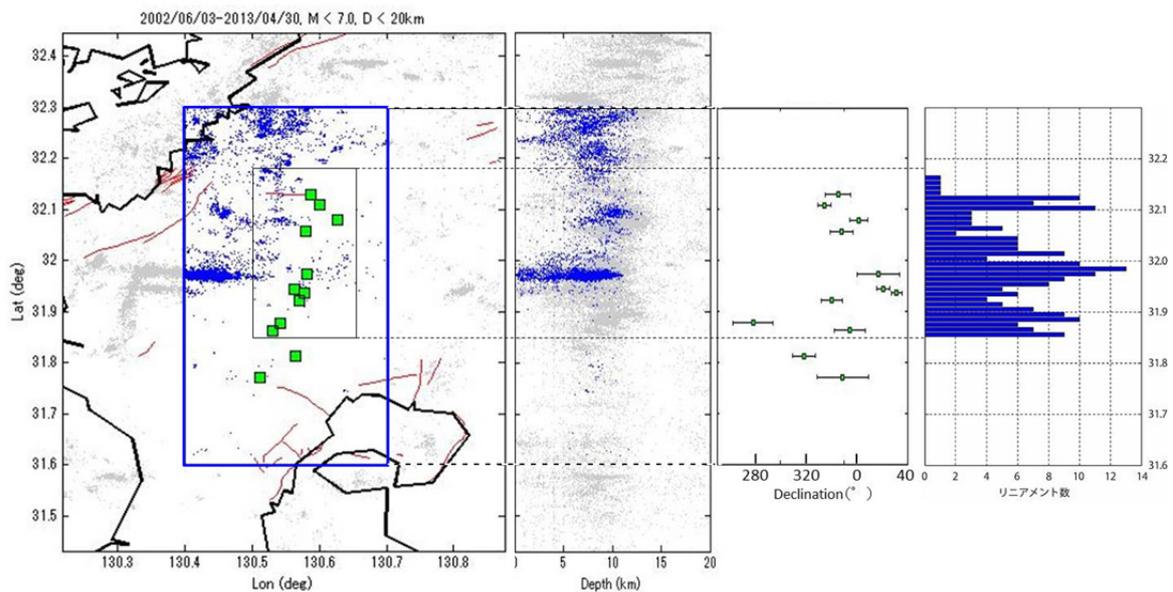


図 2.2-22 横ずれの剪断帯付近の震源分布・古地磁気（偏角の変化）・リニアメント分布
 青点は青四角枠内の震源分布。緑四角は古地磁気測定地点。棒グラフは黒四角内のリニアメント（空中写真から判読）の数。震源分布の作成には、2002年6月3日～2013年4月30日の気象庁一元化震源データを使用。

この時間・空間スケールにおける水理モデルの感度解析用の地形・地質モデルとしては、堆積物を大量に供給する水系の流路の変化、断層を境にした南側山地の2段階の形成、山地形成以前の断層の存在などを考慮することが重要と考えられる。

2.2.4 まとめ

地形・地質の変化に伴う地表環境及び水理・地球化学環境の変化（もしくは安定性）を表現する数値モデルを構築するための方法論を整備するため、東濃地域と幌延地域を事例に、前年度抽出された課題に対して既存情報の整理、各種調査・分析・試験・解析を実施し、それらの情報に基づき百万年以上の時間スケールでの地史に関する既存モデルの確認及び複数の仮説に基づく地形・地質長期変遷シナリオを作成した。

東濃地域においては、山地形成と断層の発達史を中心に東濃地域及びその周辺の約3 Ma以降の地形・地質事象についての既存情報、小起伏面などの地形分布の特徴、後背地解析技術の適用結果、屏風山断層の発達史・破碎帯に関する情報などを用いて、地形・地質の概念モデルを作成した。このモデルから、水理モデルの感度解析には、堆積物を大量に供給する水系の流路変化、断層を境にした南側山地の2段階の形成、山地形成以前の断層の存在などを考慮することが重要と考えられた。また、陶土層の堆積様式と風化に関する検討、花崗岩中の割れ目の分布と水理学的特徴の整理を進めた。

幌延地域においては、これまでに整理した2.6 Ma以降の地形・地質の変遷及び復元地質構造モデルのインプットデータとその根拠及び仮定などについて確認し、構造運動に伴う地形・地質発達過程に関する複数の仮説を整理した。また、割れ目の形成モデルを検証するための三軸試験を実施した。さらに、永久凍土について既存情報を整理し、その規模や想定される事象

並びにモデルへの反映方法などについて検討を行った。それらの結果から、考慮する必要があると考えられる地形・地質の長期変遷シナリオと既存モデルの改良点を検討した。

不確実性を考慮した地形・地質モデルを構築するため、比較的若い時代（第四紀後半頃）に開始し、現在も続いている地殻変動（現行地殻変動）について、日本列島における研究を概観し、この地殻変動の特徴やメカニズムを把握するための課題について整理した。さらに、比較的若い時代に開始したと考えられる変動が認められる地域の一つである九州南部を事例に、GPS データ解析、干渉 SAR 解析、古地磁気測定を適用し、過去～現在の詳細な変動傾向の変遷及び現行地殻変動の特徴の推定する手法を検討した。

引用文献

- 1) 吉田史郎, 瀬戸内区の発達史—第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—, 地質調査所月報, vol.43, 1992, pp.43-67.
- 2) Nakayama, K., Stratigraphy and paleogeography of the upper cenozoic Tokai group around the East coast of Ise bay, Central Japan, *Journal of Geosciences*, Osaka City University, vol.37, 1994, pp.77-143.
- 3) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, 2009, pp.40-53.
- 4) 新里忠史, 舟木泰智, 安江健一, 北海道北部, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地質構造発達史, 地質学雑誌, vol.113(補遺), 2007, pp.119-135.
- 5) 石井英一, 安江健一, 大平寛人, 古澤 明, 長谷川 健, 中川光弘, 北海道北部, 大曲断層近傍の背斜成長の開始時期, 地質学雑誌, vol.114, 2008, pp.286-299.
- 6) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 7) Tricart, J., The landforms of the Humid Tropics, and Savannas, Longman, London, 1965, 306p.
- 8) Chorley, R. J., Schumm, S.A. and Sugden, D.E., Geomorphology, Methuen, London, 1984, 605p.
- 9) Meyer W. B., Gregory, D., Turner II, B.L. and McDowell, P.F., The local-global continuum, *In Geography's Inner Worlds*, R. F. Abler, M. G. Marcus, J. M. Olson (Ed), Rutgers University Press, New Brunswick, New Jersey, 1992, pp.255-279.
- 10) 草野友宏, 浅森浩一, 黒澤英樹, 國分(齋藤)陽子, 谷川晋一, 根本健之, 花室孝広, 安江健一, 山崎誠子, 山田国見, 石丸恒存, 梅田浩司, 「地質環境の長期安定性に関する研究」第1期中期計画期間(平成17年度～平成21年度)報告書(H22レポート), JAEA-Research 2010-044, 2011, 153p.
- 11) 杉村 新, 変動する地球 I, 岩波書店, 1978, 296p.
- 12) 松田時彦, 地殻運動からみた第三紀 / 第四紀 - 第四紀地殻運動の様観の検討 -, 月刊地球, 10, 1988, pp.599-603.
- 13) 梅田浩司, 谷川晋一, 安江健一, 地殻変動の様観連続性と将来予測 - 地層処分安全評価の視点から -, 地学雑誌, vol.122, 2013, pp.385-397.
- 14) 木曾敏行, 恵那盆地の地形発達, 地理学評論, vol.32, 1959, pp.365-373.
- 15) 木曾敏行, 木曾川流域の地形発達, 地理学評論, vol.36, 1963, pp.87-109.
- 16) 桑原 徹, 木曾川中流域の第四系—瀬戸内区の内陸盆地の発達過程, 恵那盆地を例にとって—, 第四紀, vol.19, 1973, pp.28-39.
- 17) 陶土団体研究グループ, 東海湖の東縁部における陥没盆地—岐阜県中津川市付近の瀬戸層群—, 地団研専報, vol.29, 1985, pp.101-117.
- 18) 森山昭雄, 中部山岳地域における山地形成の時代性—山はいつから高くなったか?, 米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」, 古今書院, 1990, pp.87-109.
- 19) 陶土団体研究グループ, 岐阜県恵那市周辺の瀬戸層群, 地球科学, vol.48, 1994a, pp.1-15.

- 20) 陶土団体研究グループ, 上部新生界第二瀬戸内累層群における堆積盆地のブロック運動-岐阜県恵那盆地の例-, 地球科学, vol.48, 1994b, pp.17-29.
- 21) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価確証技術開発 報告書, 2014, 198p.
http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2013/25-3-1.pdf (2015.1.24)
- 22) 町田洋, 松田時彦, 海津正倫, 小泉武栄編, 日本の地形 5 中部, 東京大学出版会, 2006, 385p.
- 23) Matsumoto, A. and Kobayashi, T., K-Ar age determination of late Quaternary volcanic rocks using the “mass fractionation correction procedure”: application to the Younger Ontake Volcano, central Japan, *Chemical Geology*, vol.125, 1995, pp.123-135.
- 24) Kioka, H., Furuyama, K., Miyake, Y., Sakai, J., Nagao, K., Ikemoto, M., Noiri, H. and Oda, K., K-Ar chronology of the Middle Pleistocene lavas at Ontake volcano, central Japan, *Earth Science*(Chikyu Kagaku), vol.52, 1998, pp.464-474.
- 25) 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, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 2002, 254p.
- 26) 岐阜県活断層研究会編, ひだ・みの活断層を訪ねて, 岐阜新聞社, 2008, 201p.
- 27) 富田裕子, 黒川勝己, 大阪ピンク火山灰と新潟地域の小木火山灰との対比, 地球科学, vol.48, 1995, pp.467-476.
- 28) 黒川勝己, 新潟地域における七谷層～魚沼層群の火山灰層序, 石油技術協会誌, vol.64, 1999, pp.80-93.
- 29) 富田裕子, 黒川勝己, 中央日本における 2.7Ma 頃の広域火山灰層; 土生滝 I (大阪層群) -MT2 (氷見層群) -Arg-2 (西山層) 火山灰層の対比, 地質学雑誌, vol.105, 1999, pp.64-71.
- 30) 須貝俊彦, 中期更新世テフラによる濃尾平野の地下層序編年と中部傾動地塊運動, 山崎晴雄編著「山地形成史の研究-第四紀火山噴出物を手がかりにして」, 平成 10-12 年度科学研究費補助金 (基盤研究(B)(1)研究成果報告書), 2001, pp.58-64.
- 31) 寺平 宏, 飯島町のテフラ, 飯島町誌上巻 自然地形地質, 1999, pp.28-48
- 32) 松島信幸, 赤石山地の和田層と赤石裂線・中央構造線・赤石山地の構造問題, 飯田市美術博物館研究紀要, vol.1, 1990, pp.29-49.
- 33) 中野 俊, 宇都浩三, 内海 茂, 上野玄武岩類および地蔵峠火山岩類の K-Ar 年代と化学組成の時間変化, 火山, vol.45, 2000, pp.87-105.
- 34) 恵那団研グループ, 恵那盆地赤土平周辺の第四系, 第四紀, vol.8, 1966, pp.84-72.
- 35) 森 忍, 名古屋市東部の瀬戸層群矢田川累層, 地質学雑誌, vol.77, 1971, pp.653-644.
- 36) 森山昭雄, 大藪佳輝, 礫種構成から見た三河高原明智礫岩層と土岐砂礫層の対比, 愛知教育大学研究報告, vol.35, 1986, pp.1-16.
- 37) 糸魚川淳二, 岐阜県岩村盆地の新生代層, 地質学雑誌, vol.61, 1955, pp.511-517.
- 38) 鎌田浩毅, 壇原 徹, 山下 透, 星住英夫, 林田 明, 竹村恵二, 大阪層群アズキ火山灰および上総層群 Ku6c 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比 - 猪牟田カルデラから噴出した co-ignimbrite ash, 地質学雑誌, vol.100, 1944, pp.848-866.
- 39) 守田益宗, 亜高山帯針葉樹林の変遷, 安田喜憲, 三好教夫編, 図説日本列島植生史, 朝倉書店, 1998, pp.179-193.
- 40) 小井土由光編, みの ひだ 地質 99 選, 岐阜新聞社, 2011, 231p.
- 41) 菅沼悠介, 鈴木毅彦, 山崎晴雄, 菊地隆男, 長野県南部、伊那層群のテフラとその対比, 第四紀研究, vol.42, 2003, pp.321-334.
- 42) 吉川周作, 里口保文, 長橋良隆, 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層-福田・辻又川・Kd38 火山灰層-, 地質学雑誌, vol.102, 1996, pp.258-270.
- 43) 陶土団体研究グループ, 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地 - 岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例 -, 地球科学, vol.53, 1999, pp.291-306.
- 44) 陶土団体研究グループ, 上部新生界第二瀬戸内累層群における堆積盆地のブロック運動

- 岐阜県恵那盆地の例 -, 地球科学, vol.48, 1994, pp.17-29.
- 45) 道家涼介, 安江健一, 中安昭夫, 新里忠史, 谷川晋一, 田中竹延, 青木道範, 関谷亜矢子, 活断層の活動開始時期を対象とした調査・解析手法に係る既存情報の収集・整理, *JAEA-Research* 2011-031, 2011, 109p.
 - 46) 桑原 徹, 木曾川中流域の第四系 - 瀬戸内区の内陸盆地の発達過程, 恵那盆地を例にとつて -, 第四紀, vol.19, 1973, pp.28-39.
 - 47) 森山昭雄, 恵那・中津川盆地の地形発達史, 愛知教育大学研究報告, vol.34, 1985, pp.1-15.
 - 48) 水野清秀, 吉川清志, 中期更新世テフラ Ng-1 火山灰の広域性の検討, 第四紀研究, vol.30, 1991, pp.435-438.
 - 49) 安江健一, 浅森浩一, 谷川晋一, 山田国見, 山崎誠子, 國分(齋藤) 陽子, 丹羽正和, 道家涼介, 草野友宏, 花室孝広, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成 22 年度), 2011, *JAEA-Research* 2011-023, 113p.
 - 50) 松田時彦, 岡田真介, 渡辺トキエ, 横ずれ活断層の累積変位量・断層長・破砕帯幅から見た断層の発達度—中国地方と中部地方の比較, 活断層研究, no.24, 2004, pp.1-12.
 - 51) 竹内誠, 中野俊, 原山智, 大塚勉, 木曾福島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 1998, 94p.
 - 52) 須貝俊彦, 中期更新世テフラによる濃尾平野の地下層序編年と中部傾動地塊運動, 山崎晴雄編著「山地形成史の研究—第四紀火山噴出物を手がかりにして」, 平成 10-12 年度科学研究費補助金 基盤研究(B)(1)研究成果報告書, 2001, pp.58-64.
 - 53) 森山昭雄, 丹羽正則, 土岐面・藤岡面の対比と土岐面形成に関する諸問題, 地理学評論, vol.58, 1985, pp.275-294.
 - 54) 森山昭雄, 木曾川・矢作川流域の地形と地殻変動, 地理学評論, vol.60, 1987, pp.67-92.
 - 55) 活断層研究会編, 新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 1991, 437p
 - 56) 須貝俊彦, 木曾山脈・美濃三河高原北部における山頂小起伏面の起源, 東京大学教養学部人文科学科紀要, 12, 1995, pp.1-40.
 - 57) 田力正好, 安江健一, 柳田 誠, 古澤 明, 田中義文, 守田益宗, 須貝俊彦, 土岐川(庄内川)流域の河成段丘と更新世中期以降の地形発達, 地理学評論, vol.84, 2011, pp.118-130.
 - 58) 鈴木康弘, 杉戸信彦編, 1:25,000 岐阜県活断層図, 岐阜県, 2010, 138p.
 - 59) Yasue, K., Ishimaru, T., Kobori, K., Umeda, K. and Nakatsuka, N., Subsurface geological mapping of the Japanese Islands, *Journal of the Geological Society of Japan*, vol.120, 2014, pp.XIII-XIV.
 - 60) 宮永佳晴, 福原 明, 地下石油備蓄基地の設計について, 電力土木, No.219, 1989, pp.63-74.
 - 61) 青島輝夫, 青木謙治, 日比谷啓介, 久慈地下石油備蓄基地における岩盤タンクの施工, 土と基礎, vol.40, 1992, pp.49-52.
 - 62) 蒔田敏明, 地下石油備蓄基地建設の概要, 資源・素材学会誌, vol.107, 1991, pp.927-938.
 - 63) 五月女順一, 葡萄山塊の地塊運動, 構造地質研究会誌, vol.25, 1980, pp.65-74.
 - 64) 原山 智, 高橋正明, 宿輪隆太, 板谷徹丸, 八木公史, 黒部川沿いの高温泉と第四紀黒部川花崗岩, 地質学雑誌, vol.116 補遺, 2010, pp.63-81.
 - 65) 緒方正虔, 宮腰勝義, 志田原 巧, 田中和広, 黒部川中流域地熱帯の地質, 電力中央研究所報告, 382032, 1983, 26p.
 - 66) 湯原浩三, 山本敏雄, 黒部高熱トンネルの冷却に及ぼす fracture 内の浸透水の効果, 日本地熱学会誌, vol.5, 1983, pp.259-276.
 - 67) 志田原 巧, 大山隆弘, 中川加明一郎, CAES-G/T 発電のための硬岩地下空洞の圧縮空気貯蔵機能評価—ボーリング孔内水封試験のための金剛サイトの地質—, 電力中央研究所報告, U91057, 1992, 44p.
 - 68) 前島俊雄, 9. 倉敷・波方国家石油ガス備蓄基地, 大規模地下空洞の建設・維持管理事例集, 土木学会, 2014, pp.202-276.
 - 69) 緒方正虔, 角田隆彦, 菊池宏吉, 南原揚水発電所の地質, 電力中央研究所報告, 377028, 1978, 68p.

- 70) 本島 勲, 金折祐司, 花崗岩地域における地下大空洞掘削に伴う透水性の変化に関する考察 — 俣野川地下発電所における計測結果の解析 —, 電力中央研究所報告, 382053, 1983, 25p.
- 71) 鹿野和彦, 栗本史雄, 巖谷敏光, 星住英夫, 松浦浩久, 牧本 博, 200 万分の1 No.4 日本地質図 第5版, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 2002.
- 72) Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B., Fault zone architecture and permeability structure, *Geology*, vol.24, 1996, pp.1025–1028.
- 73) 地震調査研究推進本部, 屏風山・恵那山断層帯及び猿投山断層帯の評価, 2004
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/53_54_byobu_ena_sanage.pdf (2015.1.25)
- 74) 岐阜県, 平成13年度 地震関係基礎調査交付金 屏風山・恵那山断層帯に関する調査 成果報告書, 2002, 118p.
- 75) 安江健一, 浅森浩一, 谷川晋一, 山田国見, 山崎誠子, 國分(齋藤)陽子, 丹羽正和, 道家涼介, 草野友宏, 花室孝広, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成22年度), JAEA-Research 2011-023, 2011, 113p.
- 76) 安江健一, 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 國分(齋藤)陽子, 末岡 茂, 幕内 歩, 生田正文, 松原章浩, 田村 肇, 小堀和雄, 石丸恒在, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書(平成24年度), JAEA-Research 2013-047, 2013, 109p.
- 77) 陶土団体研究グループ, 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地—岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例—, 地球科学. vol.53, 1999, pp.291-306.
- 78) Taylor, S. R., McLennan, S.M.. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific, Boston, 1985.
- 79) Nesbitt, H. and Young, G.. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites: *Nature*, 299, 1982, pp. 715–717.
- 80) McLennan, S., Taylor, S., McCulloch, M. and Maynard, J., Geochemical and Nd Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1990, pp. 2015–2050.
- 81) 中山 雅, 佐野満昭, 真田祐幸, 杉田 裕(編), 幌延深地層研究計画 平成21年度調査研究成果報告, JAEA-Review 2010-039, 2010, p.67.
- 82) 中山 雅, 澤田純之, 杉田 裕編, 幌延深地層研究計画 平成22年度調査研究成果報告, JAEA-Review 2011-033, 2011, 80p.
- 83) Niizato, T., Amano, K., Ota, K., Kunimaru, T., Lanyon B. and Alexander W.R., Development of Comprehensive Techniques for Coastal Site Characterisation (3) Conceptualisation of Long-term Geosphere Evolution, Proceedings of 13th International Conference on Environmental and Radioactive Waste Management (ICEM2010), ASME, 2010, ICEM2010-40052.
- 84) Ishii, E., H. Funaki, T. Tokiwa, and K. Ota, Relationship between fault growth mechanism and permeability variations with depth of siliceous mudstones in northern Hokkaido, Japan, *Journal of Structural Geology*, vol.32, 2010, pp.11792-1805.
- 85) Ishii, E., H. Sanada, H. Funaki, Y. Sugita, and H. Kurikami, The relationships among brittleness, deformation behavior, and transport properties in mudstones: an example from the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol.116, 2011, doi:10.1029/2011JB008279.
- 86) 三浦英樹, 平川一臣, 北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源, 地学雑誌, vol.104, 1995, pp.189-224.
- 87) 国土地理院, 数値地図 50m メッシュ (標高) 日本 - I, 2001.
- 88) 太田久仁雄, 阿部寛信, 山口雄大, 國丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱 克宏, 松井裕哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝, 福島龍朗, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第1段階)研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」, JAEA-Research 2007-044, 2007, 434p.
- 89) 太田久仁雄, 阿部寛信, 山口雄大, 國丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱 克宏, 松井裕哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝, 福島龍朗, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階

- (第1段階)研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」, JAEA-Research 2007-044, 2007, 434p.
- 90) 安江健一, 秋葉文雄, 大平寛人, 石井英一, 北海道北部、サロベツ背斜付近に分布する声間層上部の鮮新統上部珪藻化石帯とフィッショントラック年代, 地質学雑誌, vol.112, 2006, pp.284-293.
 - 91) Tokiwa, T., K. Asamori, N. Hiraga, O. Yamada, H. Moriya, H. Hotta, I. Kitamura, and H. Yokota, An Attempt to Evaluate Horizontal Crustal Movement by Geodetic and Geological Approach in the Horonobe Area, Northern Hokkaido, Japan, Proceedings of The 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management (ICEM2010), ICEM2010-40189, 2010, pp.407-413.
 - 92) 中山 雅, 天野健治, 常盤哲也, 山本陽一, 大山卓也, 天野由記, 村上裕晃, 稲垣大介, 津坂仁和, 近藤桂二, 横田秀晴, 南條 功, 新里忠史, 田中真悟, 大原正嗣, 神 和美, 幌延深地層研究計画 平成 23 年度調査研究成果報告, JAEA-Review 2012-035, 2012, p.63.
 - 93) 中山 雅(編), 幌延深地層研究計画 平成 24 年度調査研究成果報告, JAEA-Review 2013-037, 2014, p.63 .
 - 94) 伊藤谷生, 北海道におけるアクティブテクトニクスの現フェーズはいつ始まったのか?, 月刊地球, 21, 1999, pp.608-613 .
 - 95) 岡 孝雄, 五十嵐八枝子, 北海道・天塩平野北部の上部新生界ー特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について, 加藤誠教授退官記念論文集, 1997, pp.341-365.
 - 96) 酒井利啓, 松岡稔幸, 幌延地域を対象とした地表踏査および地形データにもとづく地質分布の推定, JAEA-Research, 2015-004, 2015, 印刷中.
 - 97) Ishii, E., H. Funaki, T. Tokiwa, and K. Ota, Relationship between fault growth mechanism and permeability variations with depth of siliceous mudstones in northern Hokkaido, *Japan, Journal of Structural Geology*, vol.32, 2010, pp.11792-1805.
 - 98) Bourne, S. J., and E. J. M. Willemsse, Elastic stress control on the pattern of tensile fracturing around a small fault network at Nash Point, UK, *Journal of Structural Geology*, vol.23, 2001, pp.1753-1770.
 - 99) Dholakia, S. K., A. Aydin, D. D. Pollard, and M. D. Zoback, Fault-controlled hydrocarbon pathways in the Monterey Formation, California, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, vol.82, 1998, pp.1551-1574.
 - 100) Mazurek, M., G. W. Lanyon, S. Vomvoris, and A. Gautschi, Derivation and application of a geologic dataset for flow modeling by discrete fracture networks in low-permeability argillaceous rocks, *Journal of Contaminant Hydrology*, vol.35, 1998, pp.1-17.
 - 101) Lunn, R. J., J. P. Willson, Z. K. Shipton, and H. Moir, Simulating brittle fault growth from linkage of preexisting structures, *Journal of Geophysical Research*, vol.113, 2008, doi:10.1029/2007JB005388.
 - 102) Kim, Y. S., D. C. P. Peacock, and D. J. Sanderson, Fault damage zone, *Journal of Structural Geology*, vol.26, 2004, pp.503-517.
 - 103) 岩月輝希, 石井英一, 新里忠史, 北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シナリオの構築, 地学雑誌, vol.118, 2009, pp.700-716.
 - 104) Kurikami, H., T. Niizato, and K. Yasue, A study on timeframe definition and reference evolution of the geological system for safety assessment - case study on the Horonobe URL site -, *19th International Conference on Nuclear Engineering*, 2011, ICONE19-43731, Chiba Japan.
 - 105) 石川 守, 斉藤 和之, 気候・水循環に関わる凍土研究 : 現状と展望, 雪氷, 68(6), 2006, pp.639-656.
 - 106) French, H.M., The Periglacial environment 3rd edition. John Wiley & Sons, Ltd, London, 2007, 478p.
 - 107) 池田 敦, 福井幸太郎, 現在の永久凍土環境と周氷河地形, 日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編, デジタルブック最新第四紀学, 日本第四紀学会, 2009.
 - 108) Sawada, Y., Ishikawa, M. and Ono, Y., Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, 52, 2003, pp.121-130.

- 109) 曾根敏雄, 北海道置戸町鹿ノ子ダム左岸の風穴地における越年性凍土, 雪氷, 66, 2004, pp.227-233.
- 110) 小疇 尚, 野上道男, 岩田修二, ひがし北海道の化石周氷河現象とその古気候学的意義, 第四紀研究, 12, 1974a, pp.177-191.
- 111) 小疇 尚, 野上道男, 岩田修二, 北海道東部の Ice-Wedge casts, 地学雑誌, 83, 1974b, pp.48-60.
- 112) 曾根敏雄, 北海道の化石周氷河現象の編年について, 日本第四紀学会講演要旨集, 13, 1983, pp.108-109.
- 113) 曾根敏雄, 北海道斜里地方の化石周氷河現象, 日本第四紀学会講演要旨集, 15, 1985, pp.74-75.
- 114) Karte, J., Raumlische abgrenzung und regionale differenzierung des periglaziärs, *Bochumer Geographische Arbeiten*, 35, 1979, 211p.
- 115) Karte, J., Zur Rekonstruktion des weichselhochglazialen Dauerfrostbodens in westlichen Mitteleuropa, *Bochumer Geographische Arbeiten*, 50, 1981, pp.59-71.
- 116) 平川一臣, 化石周氷河現象と古環境, 福田正巳, 小疇 尚, 野上道男編, 寒冷地域の自然環境, 北大図書刊行会, 1984a, pp.123-142.
- 117) 平川一臣, 十勝平野の化石周氷河現象, 山梨大学教育学部研究報告, 35, 1984b, pp.120-132.
- 118) 澤口晋一, 北上川上流域における周氷河インボリューションの形成, 季刊地理学, 58, 2006, pp.228-236.
- 119) 澤口晋一, 三浦英樹, 化石周氷河現象と氷期の凍土環境の復元, 日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編, デジタルブック最新第四紀学, 日本第四紀学会, 2009.
- 120) Näslund, J-O., Climate change and its potential impact on mechanical, hydraulic and chemical conditions. Stability and buffering capacity of the geosphere for long-term isolation of radioactive waste: application to crystalline rock. Workshop Proceedings, Manchester, United Kingdom, 13-15 November 2007, 2009, pp.77-90.
- 121) Niizato, T., Imai, H., Maekawa, K., Yasue, K., Kurikami, H., Shiozaki, I. and Yamashita, R., Development of a methodology for the characterization of long-term geosphere evolution (1) impacts of natural events and processes on the geosphere evolution of coastal setting, in the case of Horonobe area, Proceedings of 19th International Conference on Nuclear Engineering (ICONE-19), Japan, May 16-19, 2011, ICONE19-43163, 10p.
- 122) 松末和之, 藤原 治, 末吉哲雄, 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候, サイクル機構技報, 6, 1999, pp.93-103.
- 123) 松岡憲知, 池田 敦, 周氷河地形プロセス研究最前線, 地学雑誌, vol.121, 2012, pp.269-305.
- 124) Kaizuka, S. and Imaizumi, T., Horizontal strain rates of the Japanese Islands estimated from Quaternary fault data, *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, vol.19, 1984, pp.43-65.
- 125) Sato, H., The Relationship between Late Cenozoic Tectonic Events and Stress-Field and Basin Development in Northeast Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol.99, 1994, pp.22261-22274.
- 126) 池田安隆, 岡田真介, 田力正好, 東北日本弧一海溝系における長期的歪み蓄積過程と超巨大歪み解放イベント, 地質学雑誌, vol.118, 2012, pp.294-312.
- 127) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価確証技術開発 報告書, 2014, 198p.
- 128) Nishimura, S. and Hashimoto, M., A model with rigid rotations and slip deficits for the GPS-derived velocity field in Southwest Japan, *Tectonophysics*, vol.421, 2006, pp.187-207.
- 129) Takayama, H., Yoshida, A., Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, *Journal of Geophysical Research*, vol.112, 2007, B06413, doi:10.1029/2006JB004690.
- 130) Wallace, L. M., Ellis, S., Miyao, K., Miura, S., Beavan, J. and Goto, J., Enigmatic, highly active left-lateral shear zone in southwest Japan explained by aseismic ridge collision, *Geology*, vol.37, 2009, pp.143-146.
- 131) 長岡信治, 西山賢一, 井上 弦, 過去 200 万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス

- ー海面変化とテクトニクスに関連してー, 地学雑誌, vol.119, 2010, pp.632-667.
- 132) Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A. and Kobori, K., Earthquake doublet in an active shear zone, southwest Japan: Constraints from geophysical and geochemical findings, *Tectonophysics*, vol.634, 2014, pp.116-126.
- 133) 中川弘之, 豊福隆史, 小谷京湖, 宮原伐折羅, 岩下知真子, 川元智司, 畑中雄樹, 宗包浩志, 石本正芳, 湯島堂亨, 石倉信広, 菅原安広, GPS 連続観測システム(GEONET)の新しい解析戦略(第4版)によるルーチン解析システムの構築について, 国土地理院時報, vol.118, 2009, pp.1-8.
- 134) Shen, Z., Jackcon, D. D. and Ge, B. X., Crustal Deformation Across and Beyond the Los Angeles Basin from Geodetic Measurements, *Journal of Geophysical Research*, vol.101, 1996, pp.27957-27980.
- 135) Segall, P., Earthquake and Volcano Deformation, *Princeton University Press*, 2010, 456p.
- 136) Fialko, Y., Interseismic strain accumulation and the earthquake potential on the southern San Andreas fault system, *Nature*, vol.441, doi:10.1038/nature04797.
- 137) Rosen, P. A., Hensley, S., Zebker, H. A., Webb, F. H. and Fielding, E. J., Surface deformation and coherence measurements of Kilauea volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry, *Journal of Geophysical Research*, 101, 1996, pp.23109-23125.
- 138) Shimada, M., Verification processor for SAR calibration and interferometry, *Advances in Space Research*, 23, 1999, pp.1477-1486.
- 139) Kimura, H., Itoh, Y. and Tsutsumi, H., Quaternary strike-slip crustal deformation around an active fault based on paleomagnetic analysis: a case study of the Enako fault in central Japan, *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 2004, p.321-334.
- 140) Kimura, H., Ishikawa, N. and Sato, H., Estimation of total lateral displacement including strike-slip offset and broader drag deformation on an active fault: Tectonic geomorphic and paleomagnetic evidence on the Tanna fault zone in central Japan, *Tectonophysics*, 501, 2011, p.87-97.
- 141) 伊藤康人, 古地磁気学的手法を用いたテクトニクスの復元に関する基礎研究(平成13年度)(核燃料サイクル開発機構業務委託報告書), JNC TJ7400 2005-055, 2002, 18p.

2.3 水理モデル

2.3.1 背景と目的

地層処分における地質環境の安定性を評価する上で、自然現象に伴う地質環境特性の長期変化を考慮することが重要であり、この地質環境特性の一つである地下水の流動方向や流速といった地下水流動特性の時間変化を評価する上では、地下水流動解析を含む水理モデルを構築する必要がある。

水理モデル構築に際しては、地下水流動特性に与える影響因子を抽出するとともに、それらを考慮した、水理地質構造モデルの構築や地下水流動解析を実施する必要がある。さらには、地下水流動解析を行う際の解析領域や時間断面も、影響因子やその関連性を考慮して設定する必要がある。このような影響因子や、影響因子間の関連性を明確に示したものとして FEP (OECD/NEA, 2000¹⁾) がある。

本事業では、東濃地域及び幌延地域を事例として、既存文献及び追加調査などを含む水理データを収集・整理し、2章2節で作成した地形・地質モデルをベースとして水理地質構造モデルを構築する。また、水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析を試行しつつ、過去から現在までの地下水流動特性（水理ポテンシャルや流動系など）の変化を明らかにする。

以上を踏まえ、平成 25 年度は、東濃地域や幌延地域における地下水流動特性の長期変遷を評価するうえで重要な FEP の抽出や、FEP 間の関連性を整理した。平成 26 年度の東濃地域を対象とした検討においては、地下水流動特性の長期的な時間変化を把握するための地下水流動解析に対し、各 FEP が解析結果に与える影響の程度の違い（感度構造）を整理する。また、これまで幌延地域で開発・適用してきた解析手法（今井ほか, 2009²⁾; 以下、「SMS」: Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow）を東濃地域に対する適用性を確認するとともに、課題を明確にする。この SMS とは、複数の時間断面における地形変化や水理特性の変化、気候変動を考慮できるとともに、海面変化と地下水涵養量の変化を連動させた地下水流動特性と塩分濃度分布の長期的な変化を連続的に評価可能な地下水流動解析手法である（図 2.3-1）。さらに、平成 26 年度の幌延地域を対象とした検討においては、FEP の関連性の整理結果の一つである地質環境の長期的な変遷によって形成されたと考えられる地下深部の高い間隙水圧に着目し、その現象の再現性について SMS を用いた地下水流動解析を用いて検討する。

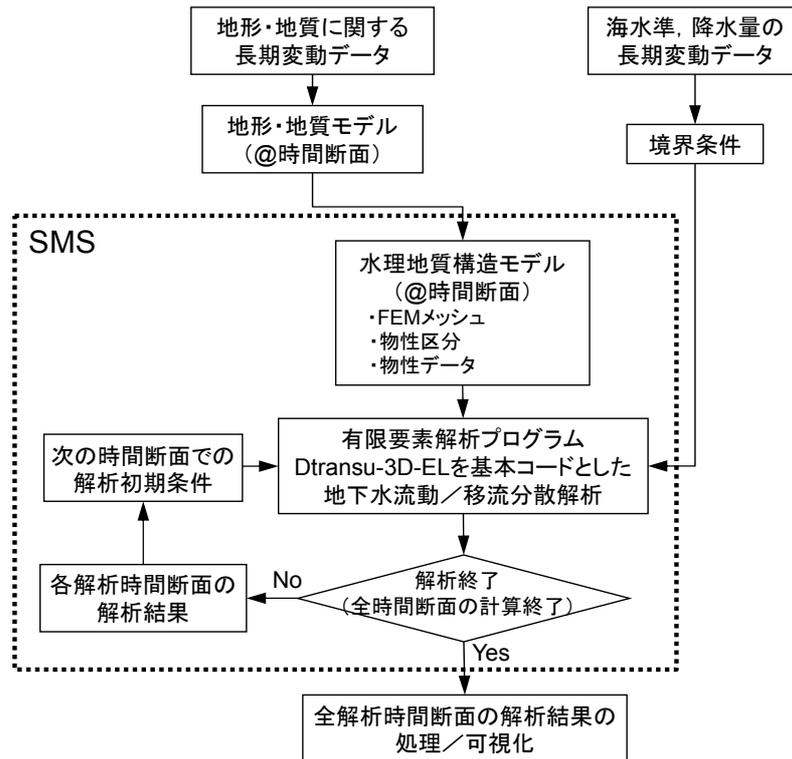


図 2.3-1 SMS を用いた地下水流動解析の流れ

2.3.2 アプローチ

(1) 東濃地域

平成 25 年度に抽出した各 FEP が有する不確実性を整理するとともに、その不確実性や自然現象に伴う FEP の時間変化が地下水流動解析結果に与える影響の程度の違い（感度構造）や、モデル化対象領域のうち、どこの場の性質（Feature）の不確実性や、どこで発生した事象（Event）が解析結果に与える影響が大きいかを分析するために、既存の検討結果を用いて結果の処理や考察を行う。また、SMS を東濃地域の三次元的な空間スケール及びその時間変化を考慮した地下水流動解析に適用し、その適用性を計算コストなどのパフォーマンスの観点から評価するとともに、課題を明確にする。

(2) 幌延地域

幌延では、堆積、圧密、隆起・侵食や気候・海水準変動などの自然現象の長期変遷を解析に取り入れる枠組みとして SMS を開発し、幌延地域に適用し、運用してきた。一方で、これまで実施してきた幌延地域を対象とした三次元地下水流動解析では、一部のボーリング孔で観測されている間隙水圧、特に地下深部で観測されている過剰間隙水圧を再現するには至っていない。

この課題に対して、これまでに既存の地形・地質構造の長期的な変遷に関する調査研究の成果（太田ほか，2007³⁾）をもとに堆積岩の堆積、圧密、隆起、侵食などの作用を考慮した一次元の解析を行い、過剰間隙水圧を再現できることを確認した（日本原子力研究開発機構，2014⁴⁾）。このことは、SMS を用いた地下水流動解析によって空間的な情報を考慮して過剰間隙水圧を再現できる可能性を示唆している。そこで本事業では、地質環境の長期的な変遷によって形成されたと考えられる地下深部の高い間隙水圧に着目して、堆積、圧密、隆起及び侵食の作用や応力・ひずみ分布などを考慮した再現性の検討を行う。具体的には、図 2.3-2 に示すように幌延地域の稚内

層の透水係数の深度分布を反映した一次元水理地質構造モデルを用いて、堆積に伴う層厚の増加、それに伴う上載荷重の増加による間隙水圧の上昇、水圧変化に伴う排水による圧密、隆起及び侵食の作用を考慮した地下水流動解析による過剰間隙水圧の再現性について検討する。また、地質構造発達が間隙水圧や間隙率の空間分布に与える影響を検討するため、大曲断層とサロベツ断層による変形と圧密を組み込んだ二次元地下水流動・応力連成解析を行い、水頭分布と応力・ひずみ分布の関連性について検討する。さらには、これまでに構築してきた水理地質構造モデルの精緻化と、一次元の地層の圧密や隆起・侵食作用を考慮した解析結果及び二次元のひずみ分布の解析結果を反映した SMS による地下水流動解析を実施し、その結果と現在の水頭分布・塩分濃度分布とを比較することで、本解析手法の適用性を確認するとともに、今後の課題の抽出・整理を実施する。

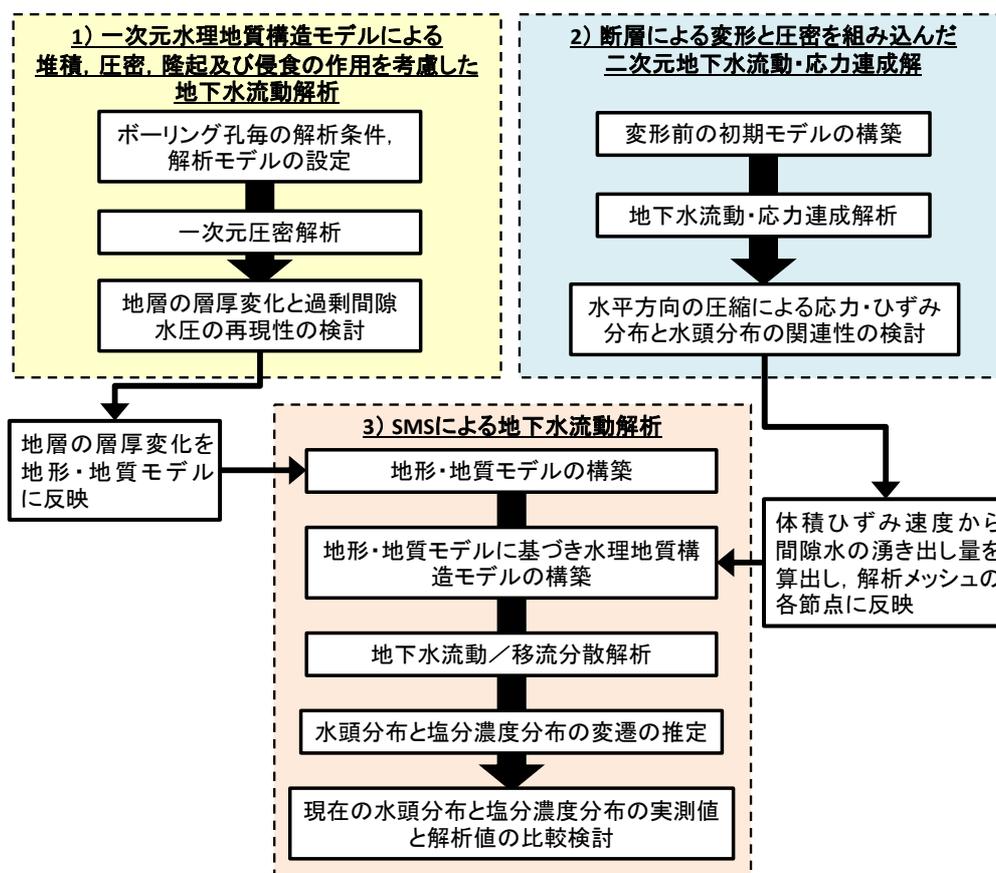


図 2.3-2 幌延地域を対象とした本事業における水理モデル構築のアプローチ

2.3.3 実施結果

(1) 東濃地域

1) 地下水流動特性の時間変化の空間的不均質性の明示方法

平成 26 年度は、東濃地域における既存の検討結果（尾上ほか, 2009⁵⁾; 小坂ほか, 2009⁶⁾）を活用し、自然現象に伴う地下水流動特性の時間変化の空間的不均質性を明確にするために、解析結果の処理方法について検討した。具体的には、地形や地質の変化に伴い地下水流動特性が受ける影響度を変動係数を用いて表現することとし、地下水流動特性の変化の大きさを標準偏差を用いて表現することとした。

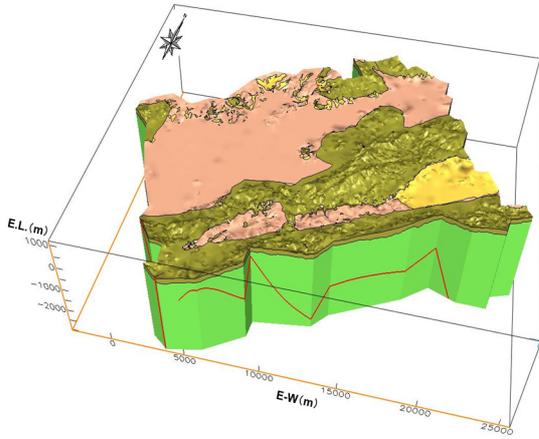
既存検討では、土岐川の中流域から上流域（約 20 km 四方の領域）を対象に、高位段丘面形成

時（約 0.45 Ma）、中位段丘面形成時（約 0.14 Ma）、低位段丘面形成時（約 0.02 Ma）及び現在、の四つの時間断面において地形・地質モデルを構築している（図 2.3-3）。また、0.45 Ma のケースでは南部の美濃三河高原がない場合を想定した地形・地質モデルを構築している。これらの地形・地質モデルに基づく水理地質構造モデルを構築するとともに、水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析を実施している。地下水流動解析では、断層と周辺岩盤との水理学的コントラストがある場合とない場合の 2 ケース、間氷期と氷期の涵養量の変化を考慮した 2 ケースを設定している（表 2.3-1）。全解析ケースにおける解析結果の水頭分布図及びダルシー流速分布図を図 2.3-4 及び図 2.3-5 に示す。これまでの検討では、図 2.3-4、図 2.3-5 に示す図を比較し、地形変化や気候変動が地下水流動解析結果に与える影響を考察してきた。

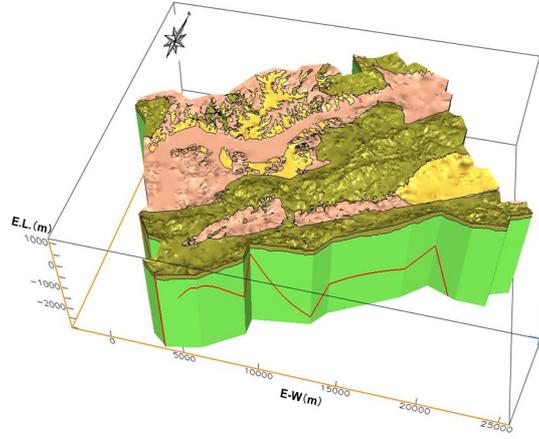
表 2.3-1 東濃地域を対象とした既存検討における地下水流動解析の解析ケース

解析ケース	地形		涵養量	断層	
045-95-A-wF	高位段丘面 形成時 (約 0.45 Ma)	美濃三河高原有り	間氷期 (95mm/年)	有り (断層と周辺岩盤との水 理学的コントラスト有り)	
045-95-B-wF		美濃三河高原無し			
014-95-wF	中位段丘面形成時(約 0.14 Ma)				
002-95-wF	低位段丘面形成時(約 0.02 Ma)				
000-95-wF	現在				
045-41-A-wF	高位段丘面 形成時 (約 0.45 Ma)	美濃三河高原有り			氷期 (41mm/年)
045-41-B-wF		美濃三河高原無し			
014-41-wF	中位段丘面形成時(約 0.14 Ma)				
002-41-wF	低位段丘面形成時(約 0.02 Ma)				
000-41-wF	現在				
045-95-A-woF	高位段丘面 形成時 (約 0.45 Ma)	美濃三河高原有り	間氷期 (95mm/年)		
045-95-B-woF		美濃三河高原無し			
014-95-woF	中位段丘面形成時(約 0.14 Ma)				
002-95-woF	低位段丘面形成時(約 0.02 Ma)				
000-95-woF	現在				
045-41-A-woF	高位段丘面 形成時 (約 0.45 Ma)	美濃三河高原有り		氷期 (41mm/年)	
045-41-B-woF		美濃三河高原無し			
014-41-woF	中位段丘面形成時(約 0.14 Ma)				
002-41-woF	低位段丘面形成時(約 0.02 Ma)				
000-41-woF	現在				

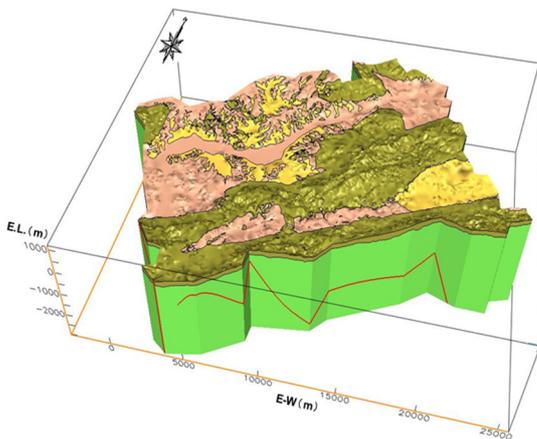
高位段丘面形成時頃(約0.45 Ma)



中位段丘面形成時頃(約0.14 Ma)



低位段丘面形成時頃(約0.02 Ma)



現在

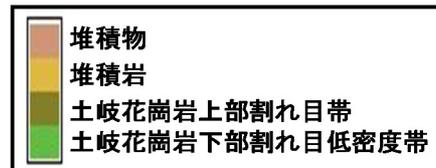
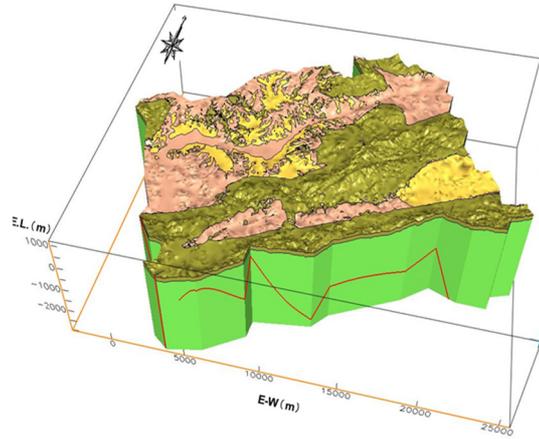
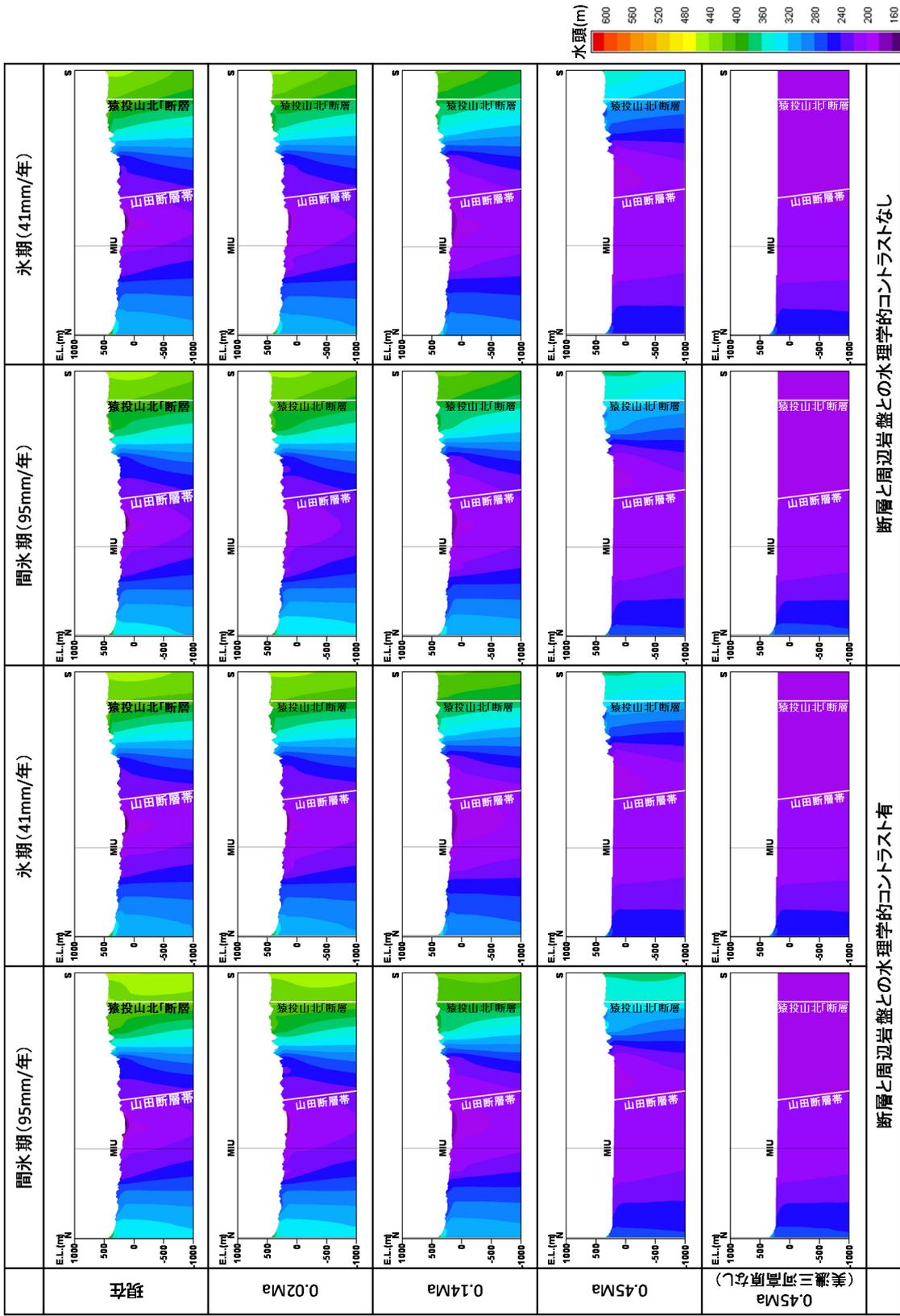
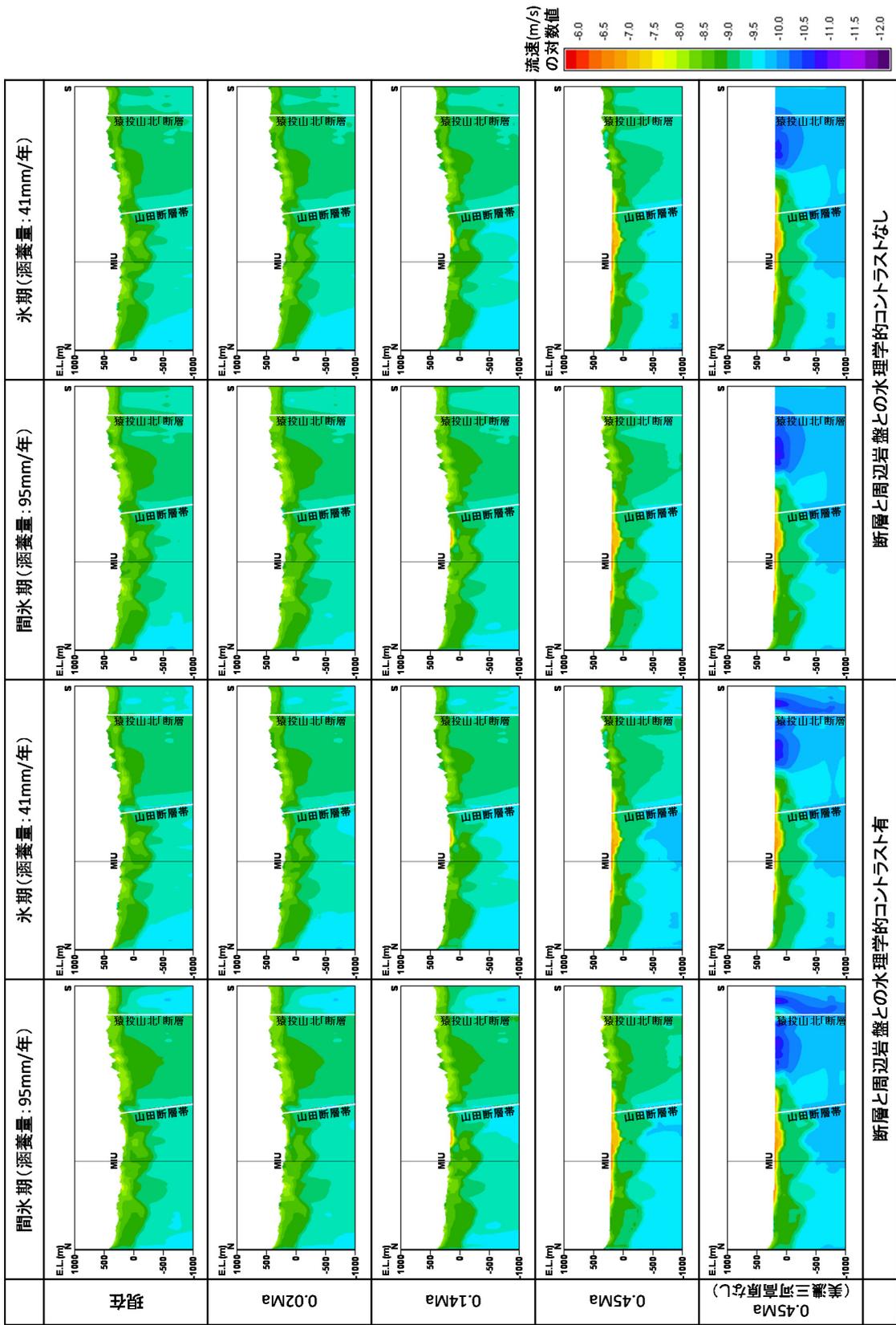


図 2.3-3 東濃地域を対象とした既存検討において構築した地形・地質モデルの時間変化 (尾上ほか, 2009⁵⁾)



MIU:瑞浪超深地層研究所

図 2.3-4 東濃地域を対象とした既存検討における地下水流動解析結果（水頭分布）
（小坂ほか, 2009⁶⁾）



MIU: 瑞浪超深地層研究所

図 2.3-5 東濃地域を対象とした既存検討における地下水流動解析結果 (ダルシー流速分布)
(小坂ほか, 2009⁶⁾)

既存検討結果に基づく変動係数や標準偏差の算出においては、涵養量や断層の透水性が同一条件で地形のみ異なる四つの解析ケース（例えば、045-95-A-wF、014-95-wF、002-95-wF、000-95-wF）の解析結果を用いた。算出の際には、それぞれの解析ケースにおける同位置でのダルシー流速データを用いて変動係数及び標準偏差を算出した（図 2.3-6）。ここで、解析ケースごとに解析メッシュの形状が異なり、ダルシー流速データを有する節点が解析ケース間で同一位置に存在していないことから、各解析から得られるダルシー流速の三次元コンター分布を作成し、それを用いて別途作成した統一メッシュ（解析ケース間で同一座標を有するメッシュ）の各節点にダルシー流速値を与え、図 2.3-6 に示すように統計処理することとした。

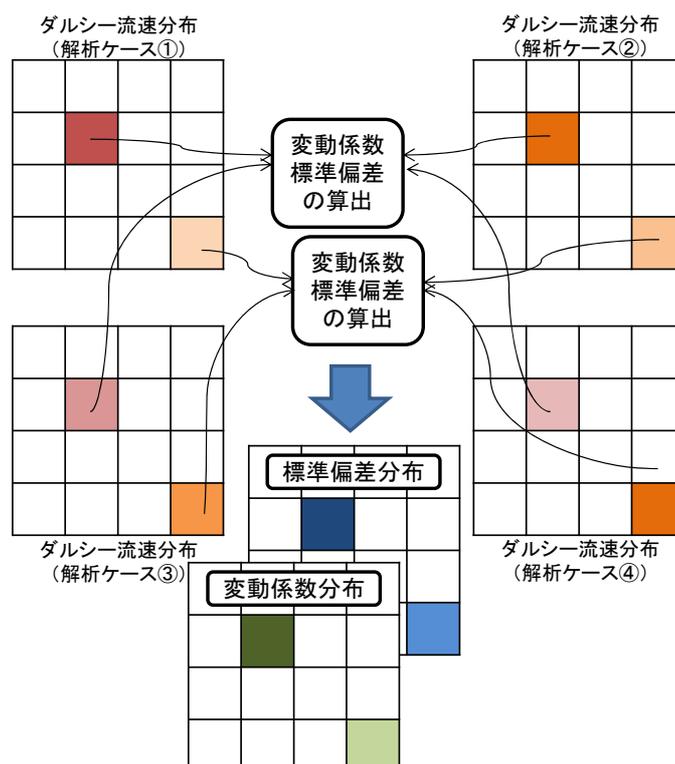


図 2.3-6 変動係数及び標準偏差の算出イメージ

算出した変動係数及び標準偏差の空間分布を図 2.3-7、図 2.3-8 に示す。

変動係数分布は、標準偏差を算術平均で規格化したものであり、値の大小の影響を排除しているため、地形変化や気候変動の影響度を単純に表現している。図 2.3-7 から以下の特徴が読み取れる。

- ・ 周辺岩盤と水理学的コントラストがある断層の地下水流動の上流側の領域や、断層で挟まれた領域では変動係数が小さくなる
- ・ 地下水の涵養域である尾根部の地下深部において変動係数が小さくなる

一方で、標準偏差分布は、値の大小の影響も受け、ダルシー流速値が大きく、かつダルシー流速の時間変化が大きいと標準偏差が大きくなり、両者が小さいと標準偏差が小さくなる。このことから、ダルシー流速が遅く、かつ、地形や地質の影響が小さい場所では標準偏差が小さくなる。よって、標準偏差が小さい領域は、自然現象に対して地下水流動特性が安定している領域であると言える。図 2.3-8 においては、以下の特徴が挙げられる。

- ・ 深度が深くなるほど標準偏差が小さくなる

- ・ 周辺岩盤と水理学的コントラストがある断層の上流側では標準偏差が小さくなる
- ・ 地下水の涵養域である尾根部や、流出域である谷部の地下深部において、標準偏差が他より小さくなる

以上から、地下水流動特性の長期変遷を評価するうえで、各 FEP が有する不確実性のうち、地下水流動解析結果に与える影響の程度の違い（感度構造）や、不確実性因子の空間分布を概括的に把握することができた。また、解析結果の統計処理方法を工夫することによって、自然現象の変化に伴う地下水流動特性の変化の空間的不均質性を定量的に表現できることが分かった。

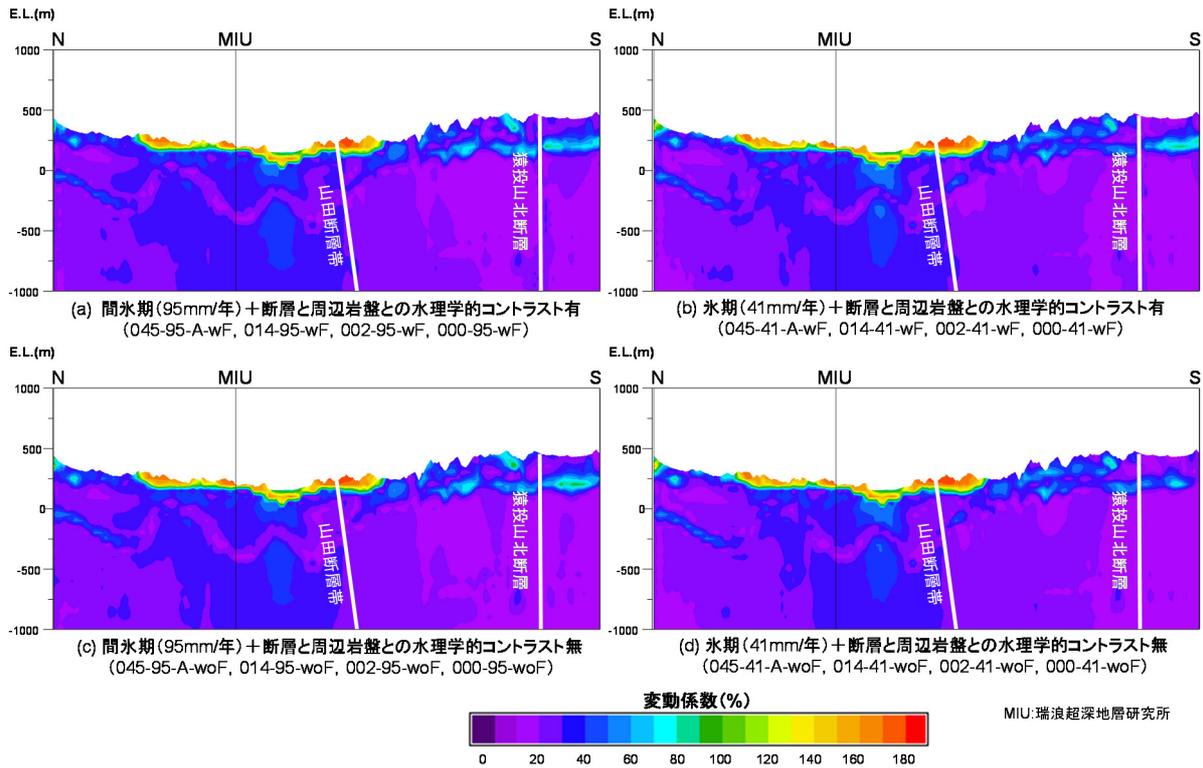


図 2.3-7 東濃地域を対象とした既存検討結果に基づき算出したダルシー流速の変動係数分布

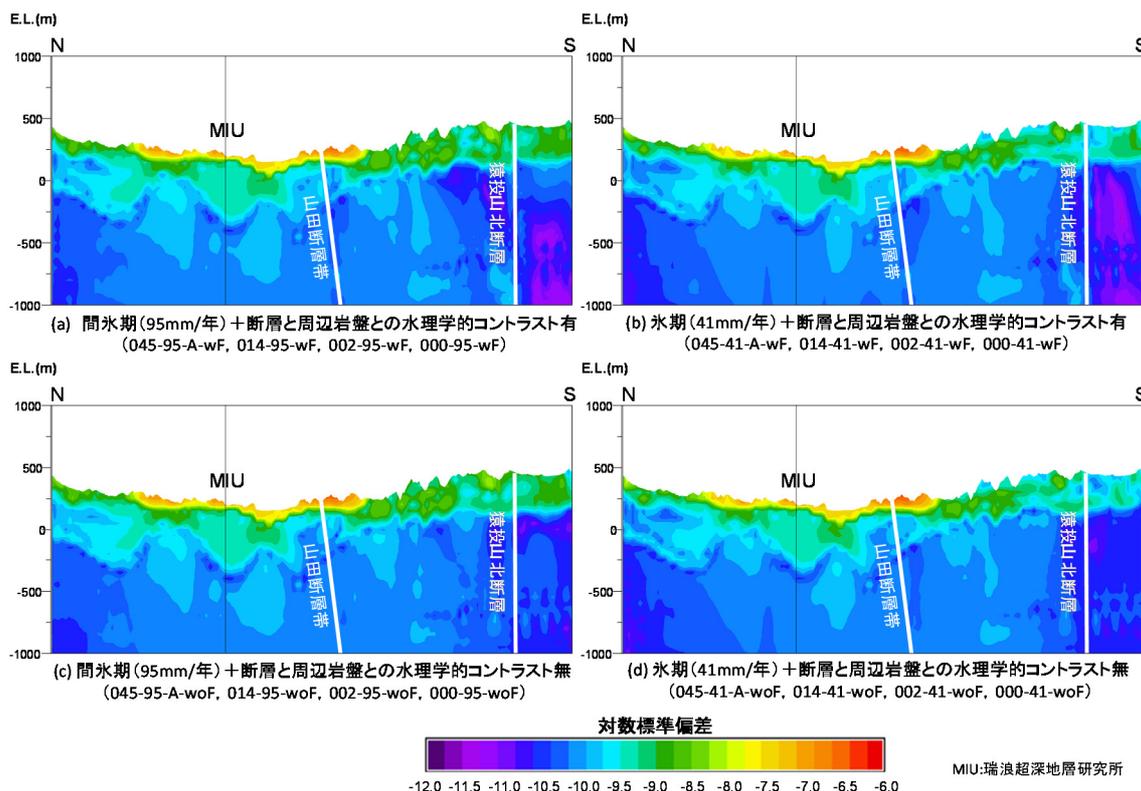
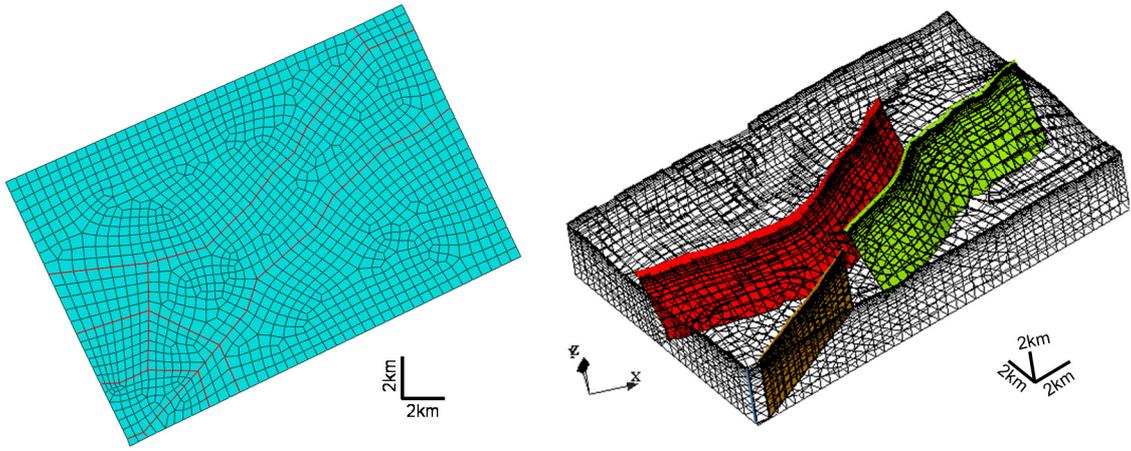


図 2.3-8 東濃地域を対象とした既存検討結果に基づき算出したダルシー流速の標準偏差分布

2) SMS による地下水流動解析

SMS の東濃地域の三次元的な空間スケール及びその時間変化を考慮した地下水流動解析への適用を試みた。地下水流動解析では、東濃地域における既存検討結果（尾上ほか, 2009⁵⁾; 小坂ほか, 2009⁶⁾）を活用した。具体的には、図 2.3-3 に示す各時間断面の地形・地質モデルを用い、時間断面間のそれらの変遷を補間することにより、地形や地質分布の連続的な変遷を考慮した水理地質構造モデルを構築した。この際、複雑な地形的な特徴を有するとともに、地下水流動特性に影響を与えると考えられる様々な走向を有する断層が分布している東濃地域の場合、SMS に使用するメッシュ作成方法などが、同一方向の斜面が広く分布し、単純な地形的特徴を有する幌延地域とは異なることが明らかとなった。具体的には、まず断層によって解析領域を分割し、それぞれの領域ごとに地形的な特徴（地形の起伏や斜面の方向など）を再現できるメッシュ間隔（今回は 500 m 間隔）を抽出したうえで、メッシュ分割を実施し、地質モデルを構築した。作成した解析メッシュを図 2.3-9 に、構築した地質モデルを図 2.3-10 に示す。

気候変動については、長期的な海水準変動に基づき涵養量の変遷を設定した。図 2.3-11 に解析の境界条件として設定した涵養量の時間変化を示す。また、図中の赤色破線は解析結果を図示する時間断面を示している。図 2.3-12 に地形及び気候変動に伴う水頭分布の時間変化を示す。これらの図より、地形及び気候変動に伴う地下水流動特性の連続的な変遷を表現できていることが分かる。さらに、地形変動の影響の程度を評価するために、現在の地形・地質モデルを用いて気候変動のみを考慮した地下水流動解析を実施し、この結果と SMS による地下水流動解析結果との比較を行った。解析領域に 4 点設定した水頭変化評価地点（図 2.3-13）における地形及び気候変動を考慮したケース（SMS による地下水流動解析）と、気候変動のみを考慮したケースでの解析結果を図 2.3-14 に示す。この図より、標高が高い地点ほど解析ケース間の相違が大きい結果となった。



(a) 水平断面におけるメッシュ分割
(図中赤線は、断層によって分割した領域
境界を示している)

(b) 三次元メッシュ図(着色したメッシュは断層部を示している)

図 2.3-9 東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析のメッシュ図
(水平断面図(a)と鳥瞰図(b))

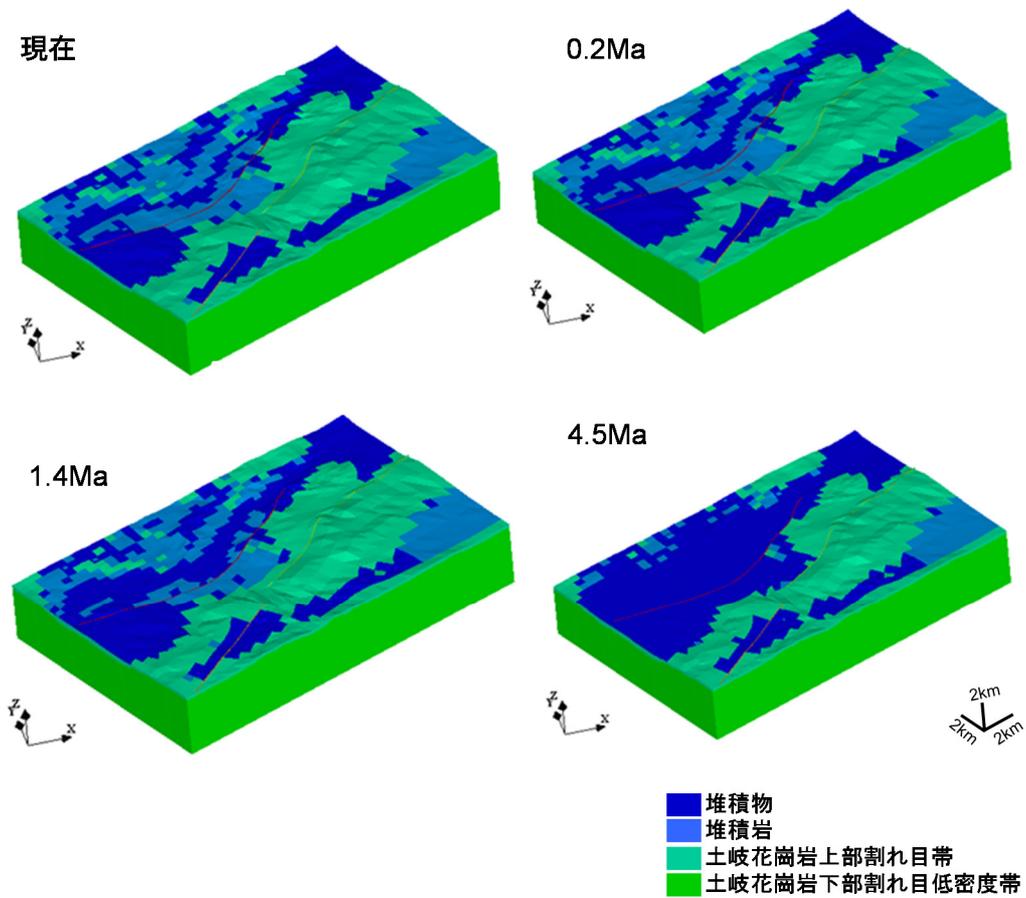


図 2.3-10 東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析に使用する
各時間断面での地質構造モデル

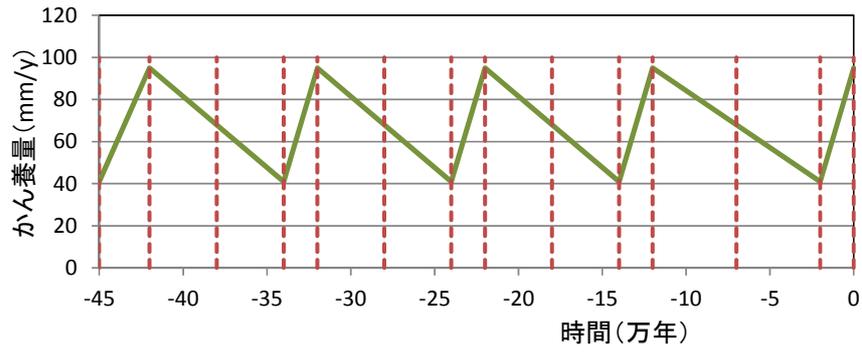


図 2.3-11 東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析に用いた涵養量の時間変化

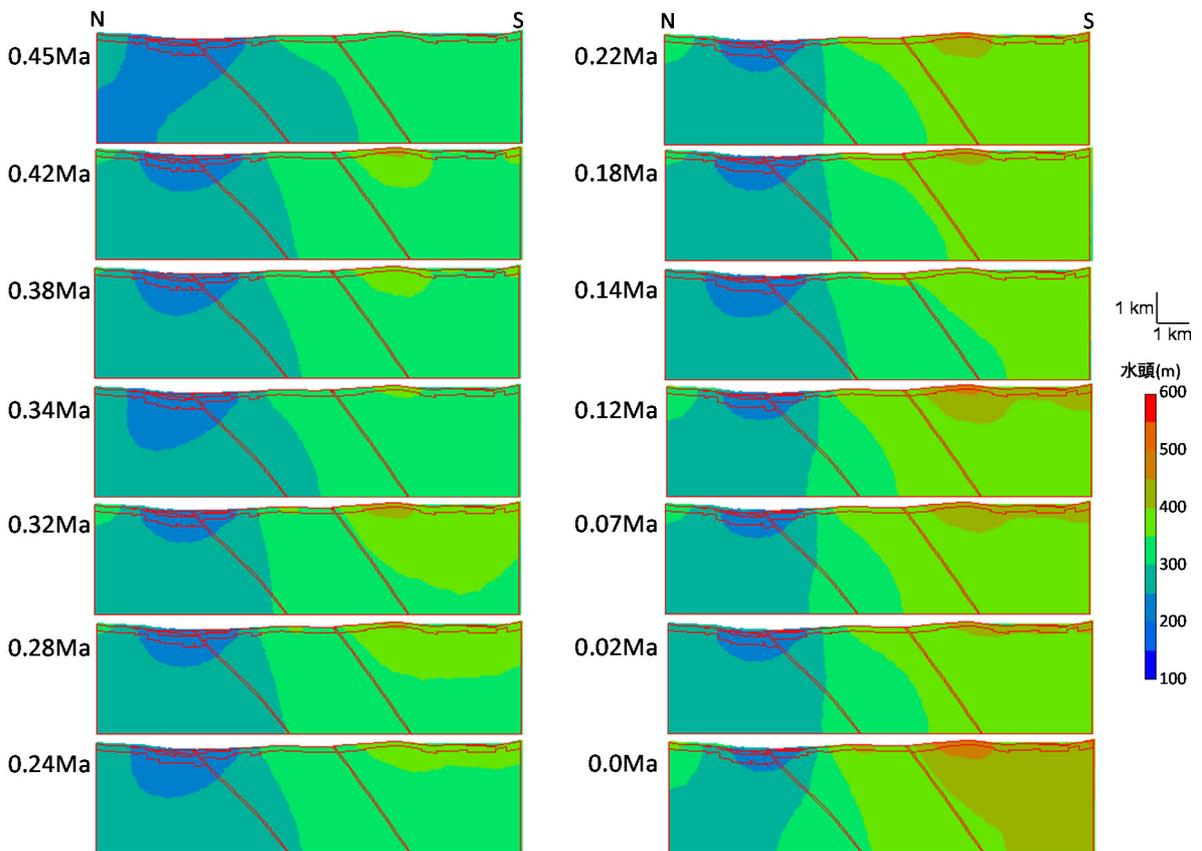
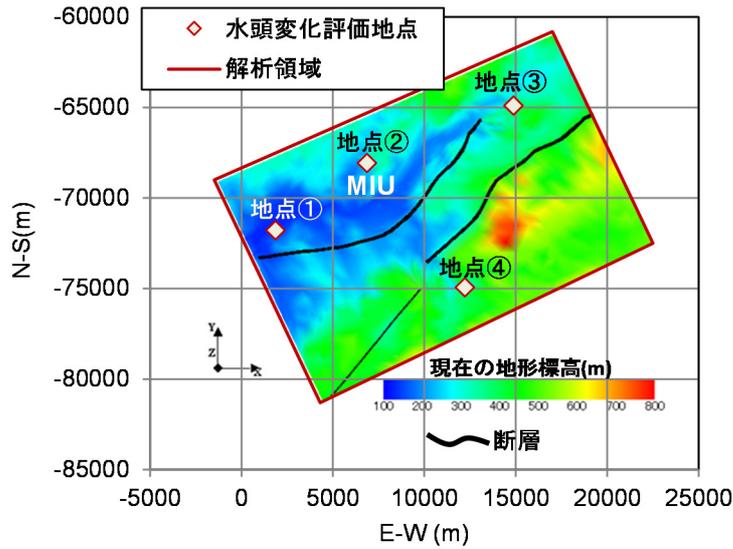


図 2.3-12 東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析結果（水頭分布の時間変化）



MIU:瑞浪超深地層研究所

図 2.3-13 東濃地域を対象とした SMS による地下水流動解析領域に設定した水頭変化評価地点の位置図

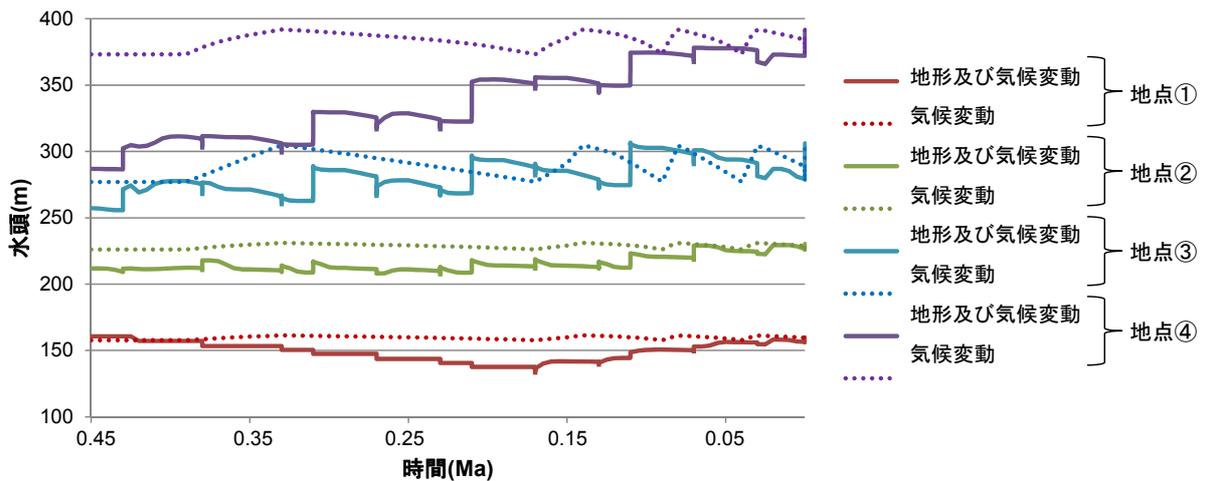


図 2.3-14 東濃地域を対象とした地形及び気候変動を考慮したケースと気候変動のみを考慮したケースでの解析結果の比較

(2) 幌延地域

1) 一次元水理地質構造モデルによる堆積、圧密、隆起及び侵食の作用を考慮した地下水流動解析

太田ほか (2007)³⁾や Ishii et al. (2011)⁷⁾を参考として想定した、堆積、圧密、隆起及び侵食プロセスの概念図を図 2.3-15 に示す。堆積は海域の水面下で生じるとしているため、堆積表面が海水面に達するとそれ以上の堆積は生じない。また、地層が隆起により海水面を越えて陸化してからは侵食作用を考慮する。現地形と同じ標高に達するまでは侵食は生じず、達した後は隆起と侵食が同一の速度で進行し、標高が一定値を保つと仮定している。

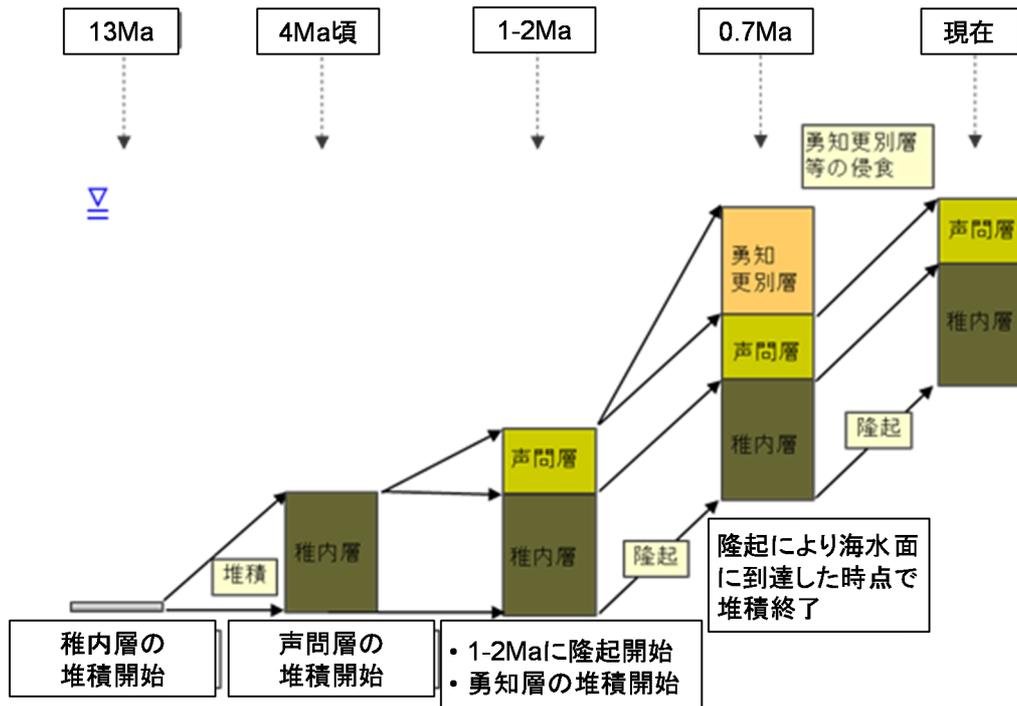


図 2.3-15 幌延地域における堆積、圧密、隆起、侵食プロセスの概念図

平成 26 年度は、ボーリング孔と大曲断層との位置関係を参照・分類し、各孔での過剰間隙水圧の分布状況を検討した上で下記のボーリング孔について解析検討を実施することとした。

- ・大曲断層の西側：HDB-1、HDB-6、HDB-7
- ・雁行部・断層内：HDB-4、HDB-8、HDB-9

また、解析ケースとして隆起開始時期により 3 ケースを設定した（表 2.3-2）。

表 2.3-2 幌延地域を対象とした一次元水理地質構造モデルによる堆積、圧密、隆起及び侵食の作用を考慮した地下水流動解析の解析ケース

ケース名	隆起開始時期
C1	2.0 Ma
C2	1.5 Ma
C3	1.0 Ma

図 2.3-16 に間隙水圧の実測値と解析結果の一覧をまとめる。これらの図から、HDB-1、HDB-6 及び HDB-7 孔については、三次元地下水流動解析結果と実測値とが深部でやや乖離する傾向が認められる。一方で、一次元圧密解析では、HDB-1 孔について観測されている過剰間隙水圧が概ね再現できているものの、HDB-6、HDB-7 孔の浅部で発生している過剰間隙水圧は表現できていない。さらに、三次元地下水流動解析においては、浅い領域での過剰間隙水圧が精度よく再現されており、地形や地質構造の影響によると推察される。これらのことから、三次元地下水流動解析と一次元圧密解析の双方を重ね合わせることで過剰間隙水圧が観測されている HDB-1、6 及び 7 孔の実測値の再現性はより向上できると考えられる。また、深部の過剰間隙水圧は過去の圧密過程の影響を受けている可能性が示唆される。

過剰間隙水圧が観測されている HDB-4 孔については、全体的に透水係数が大きいことなどから一次元圧密解析では過剰間隙水圧はほとんど生じておらず、透水係数の不均一性と谷地形に位置することといった複合的な要因で被圧地下水が形成されている可能性がある。一方、過剰間隙水圧が観測されていない HDB-8、HDB-9 孔の全水頭値はいずれも孔口の標高よりも低く、透水係数も比較的大きめであることから、一次元圧密解析においても過剰間隙水圧は発生しないという結果が得られている。このことから、これら 2 孔については圧密の影響が及んでいることは考えにくい。

以上から、三次元地下水流動解析では再現できない過剰間隙水圧については、圧密効果を考慮することによって再現できる可能性があることが明らかとなった。

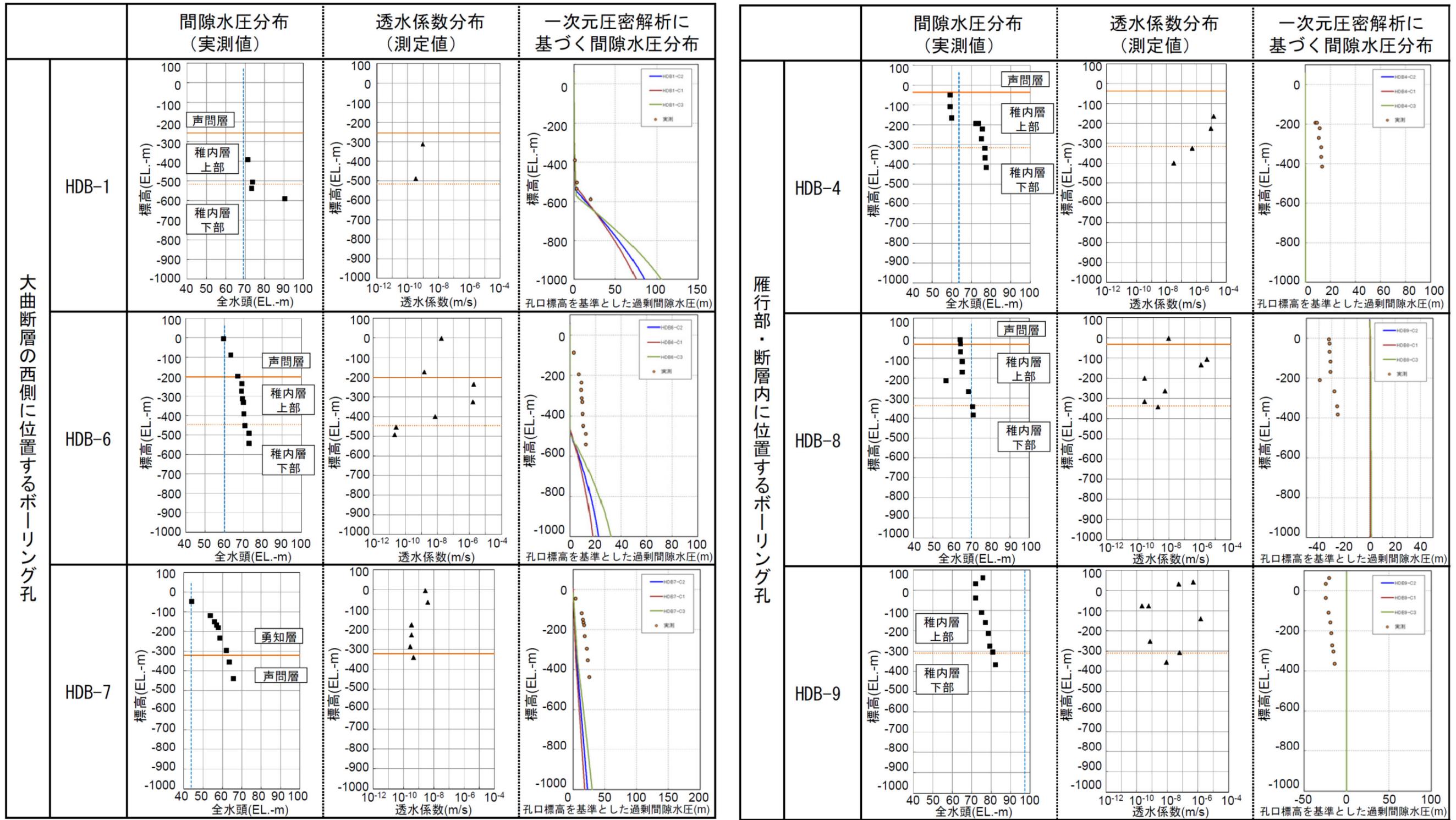


図 2.3-16 幌延地域を対象とした一次元水理地質構造モデルによる堆積、圧密、隆起及び侵食の作用を考慮した地下水流動解析の解析結果と実測値のまとめ

2) 大曲断層とサロベツ断層による変形と圧密を取り入れた二次元地下水流動・応力連成解析

本事業では、以下の特徴を有する有限要素法に基づく汎用的な解析プログラムである Abaqus を使用した。

- ・ 浸透流・変形の連成解析が可能
- ・ 断層沿いのすべりに伴う変形も扱うことが可能
- ・ 非定常圧密過程も考慮することが可能
- ・ 変形及び圧密による過剰間隙水圧を求めることが可能

解析モデルは、断層の変形期間を考慮した解析期間を設定し（表 2.3-3）、それぞれの解析期間における東西方向の水平圧縮による変形に伴う過剰間隙水圧を求めた。例として図 2.3-17 に 2.2 Ma の解析モデルを示す。モデルの幅は 100 km であり、深度方向は標高 -1,432 m から -10,000 m までとなっている。地層は成層構造を成しており、上部より声問層、稚内層上部、稚内層下部、増幌層及び古第三紀層からなる。また、大曲断層及びサロベツ断層を接触要素としてモデル化している。ただし、2.2 Ma は大曲断層のすべりが主要な活動であるため、大曲断層の摩擦係数を 0.4 として設定し、サロベツ断層は接触要素としてモデル化しているものの活動時期ではないため摩擦係数 1.0 を設定した。

表 2.3-3 幌延地域を対象とした二次元地下水流動・応力連成解析の解析ケース

解析ケース	初期形状	解析期間	変形する断層
1	2.2 Ma	2.2 Ma～1.3 Ma	大曲断層
2	1.3 Ma	1.3 Ma～0.9 Ma	大曲断層
3	0.9 Ma	0.9 Ma～0.0 Ma	サロベツ断層
4	0.0 Ma	0.0 Ma～-1.0 Ma	サロベツ断層

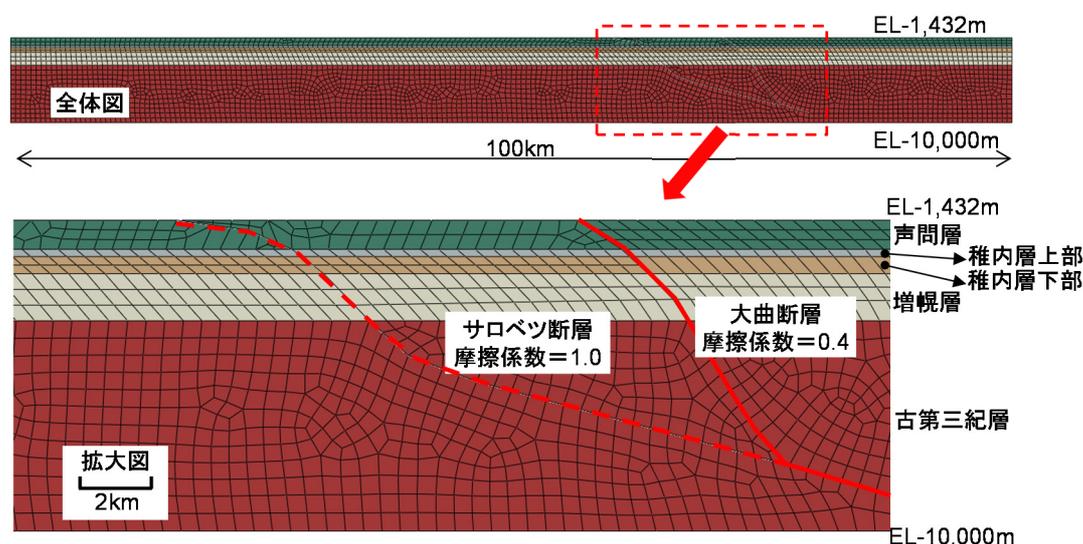


図 2.3-17 幌延地域を対象とした二次元地下水流動・応力連成解析における解析モデル(2.2 Ma)

地下水流動・応力連成解析結果の体積ひずみ分布を図 2.3-18 に示す。なお、体積ひずみ分布は、各期間において累積された最終的なひずみ分布を示している。解析の結果、1.3–0.9 Ma では大曲断層の変位によって褶曲変形が生じている背斜部で大きな圧縮ひずみが生じている。その後、0.9–0.0 Ma ではサロベツ断層から山側の浅部の広範囲に圧縮ひずみが生じ、大曲断層、サロベツ断層の近傍の声間層、稚内層で大きなひずみが生じている結果となった。

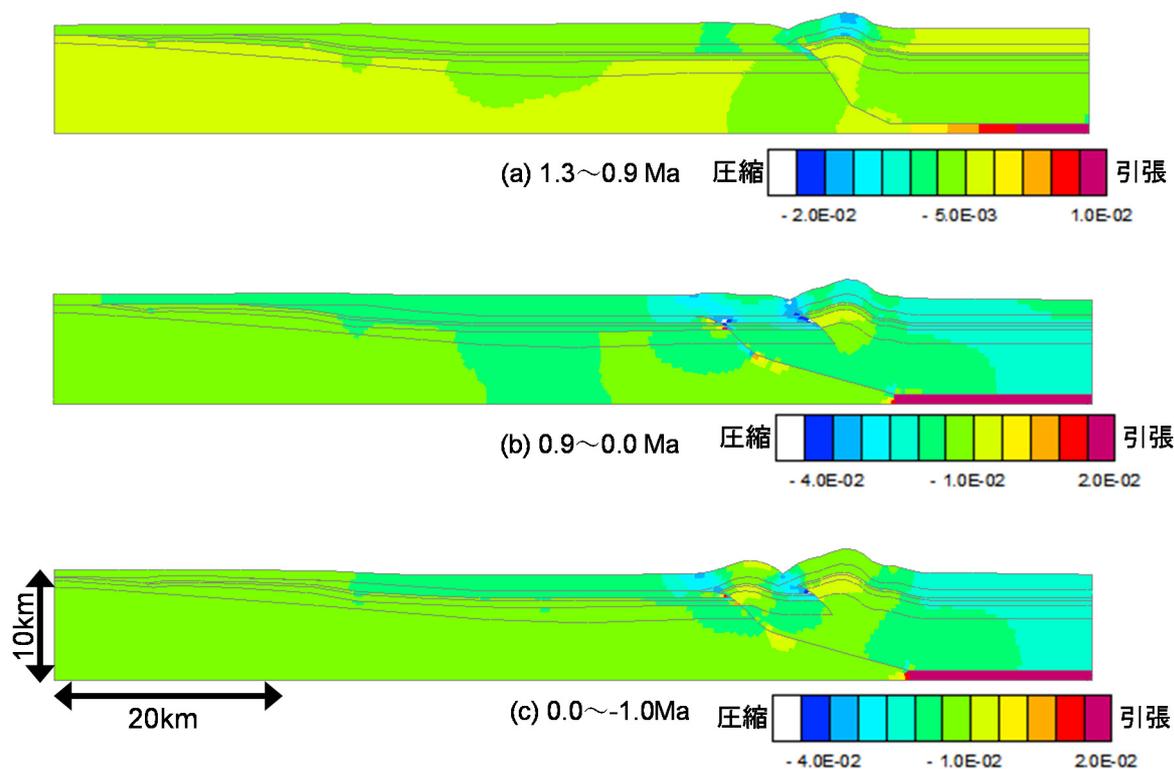


図 2.3-18 幌延地域を対象とした二次元地下水流動・応力連成解析による体積ひずみ分布 (各期間の累積ひずみ)

3) SMS による地下水流動解析

地下水流動や塩分濃度分布に影響を与える要因として、水平方向の圧縮変形による間隙水の湧き出しが考えられる。そこで、2)で述べた地下水流動・応力連成解析結果を用いて体積ひずみの効果の有無が地下水流動解析結果に及ぼす影響を検討した。また、これまでに行った幌延地域における三次元水理地質構造モデルの構築と地下水流動解析の結果から、稚内層は褶曲運動と隆起・侵食に伴う応力解放に起因する、層理面と交差する小断層が発達しており、その発達度合いの違いにより、稚内層を上部と下部に区分してモデル化している。よって、稚内層を上下二層に区分したモデルと一層のみのモデルを構築し、稚内層のモデル化方法の違いが解析結果に与える影響について検討した。加えて、断層の透水性が地下水流動解析結果に及ぼす影響の有無についても検討するため、断層の透水係数を低減させたケースも設定した。設定した解析ケースを表 2.3-4 に示す。なお、全てのケースで 1)で検討した圧密の効果を解析に取り入れている。

表 2.3-4 幌延地域を対象とした SMS による地下水流動解析の解析ケース (SMS)

ケース名	水理学連成 解析結果の考慮	稚内層下部の 透水係数(m/s)	稚内層上部の 透水係数(m/s)	断層透水性
Case1	○	4×10^{-10}	1.6×10^{-8} (EL-400m 以浅)	標準
Case1B	×			標準
Case1C	○			1 オーダー小さい
Case2	○	4×10^{-10}	1.6×10^{-8} (EL-400m 以浅)	標準
Case2B	×			標準
Case2C	○	1×10^{-11} (初期の稚内層の透水性を連 成解析と同じに設定)	1.6×10^{-8} (EL-400m 以浅)	標準
Case2D				2 オーダー小さい
Case2E				×

長期的な気候変動（氷期、間氷期）による海水準変動は、解析の境界条件として、1.3–0.0 Ma の海水準変動曲線 (Niizato et al., 2010⁸⁾) を簡略化したものを作成し、12 万年周期で-120–+5 m の間で変動するものとして設定した。また、涵養量の時間変化は海水準変動と相関するとして、12 万年周期で変動するものとして設定した。

地下水流動解析結果の水頭分布を図 2.3-19、図 2.3-20 に示す。図 2.3-19 には Case2 における水頭分布の時間変化を例として示すとともに、図 2.3-20 には各解析ケースにおける現在 (0.0 Ma) の水頭分布を示す。なお、図 2.3-19 中の下図には、解析の境界条件設定に使用した海水準変動（青線）と水頭分布を描画した時間断面（赤丸）を示している。また、図 2.3-21 に塩分の比濃度分布を示す。

これらの結果の概要を以下にまとめる。

- ・ 全水頭分布に関して、地下水流動・応力連成現象による変形に起因する間隙水の湧き出しを考慮した解析ケースでは稚内層より深部で全水頭が大きくなっている領域が広がっており、過剰間隙水圧が発生することが認められた。一方、連成現象を考慮しない解析ケースでは過剰間隙水圧の発生は認められなかった (Case1 と Case1B の比較)。
- ・ 稚内層が隆起や褶曲によって浅部に位置し、稚内層上部の透水性が増加するケースでは、水頭分布への影響はほとんど見られないが、稚内層深部の初期の透水性を地下水流動・応力連成解析と同様に低く設定したケースでは、稚内層付近より深部で比較的大きな過剰間隙水圧が発生した。また、稚内層下部の透水係数を低く、かつ連成現象を考慮しないケースでは、深部の間隙水圧が小さくなったことから、稚内層の透水係数が小さい場合、連成現象の影響がより明確に表れた (Case1、Case2、Case2C 及び Case2E の比較)。
- ・ 断層の透水係数を下げたケースでは、深部の過剰間隙水圧が大きくなった。一方で、断層の透水係数が周囲より大きい場合では、深部で圧密により湧き出した間隙水が断層を通じて地表に流出したことが原因で過剰間隙水圧が小さくなったと考えられる (Case1-Case1C の比較もしくは Case2C と Case2D の比較)。
- ・ 塩分濃度分布は、水頭分布と比較して解析ケース間の差が小さい。
- ・ 断層の透水係数が高い場合では淡水域が深部へ入る傾向が認められる。
- ・ 連成現象が塩分濃度分布に与える影響は小さいものの、稚内層の透水性を小さく設定したケースでは淡水侵入深度に影響を与え、特に連成現象を考慮しないケースでは、淡水がより深部まで浸入する結果となった。

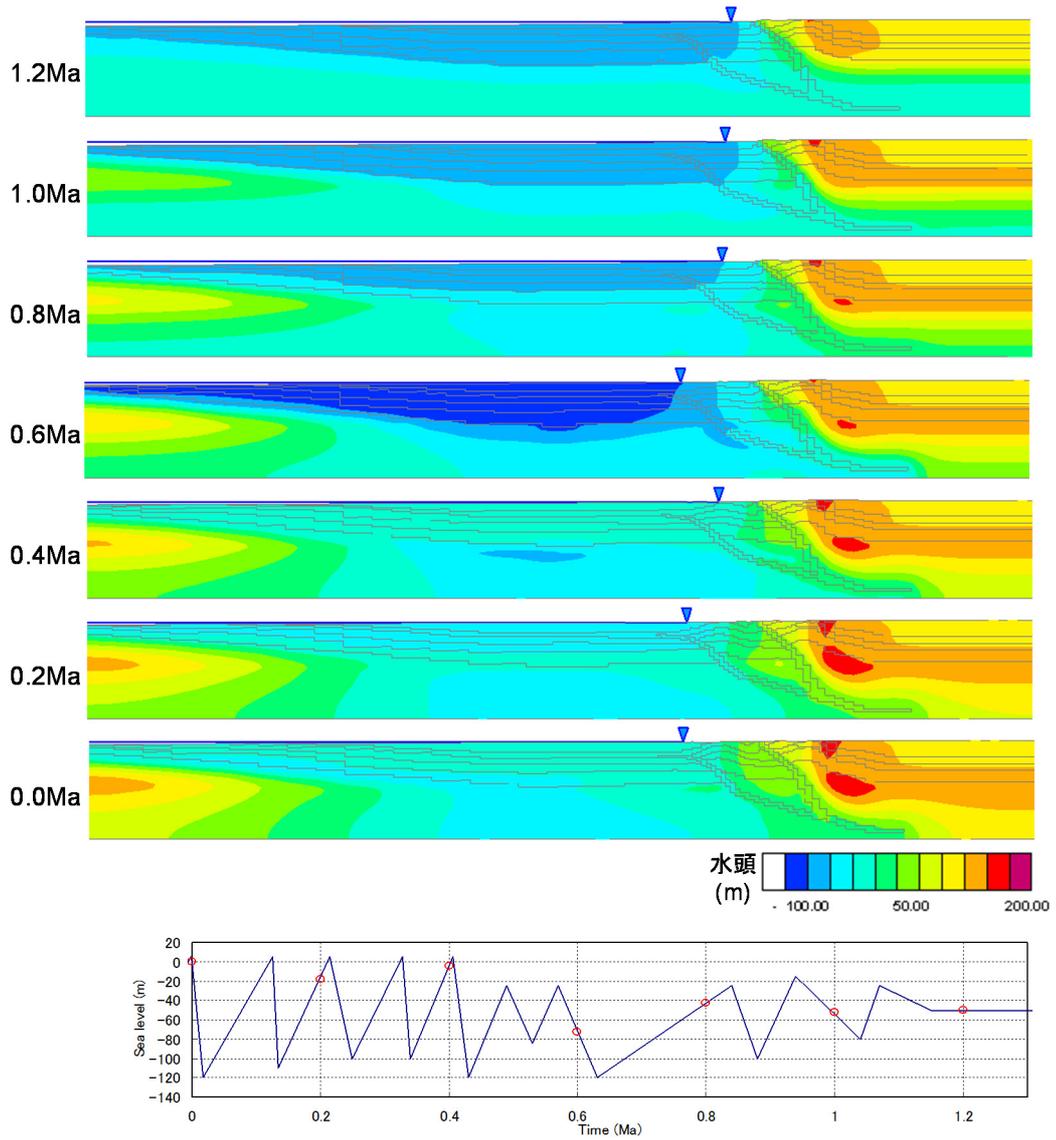


図 2.3-19 幌延地域を対象とした SMS による地下水流動解析結果
(Case2 での全水頭分布の時間変化)

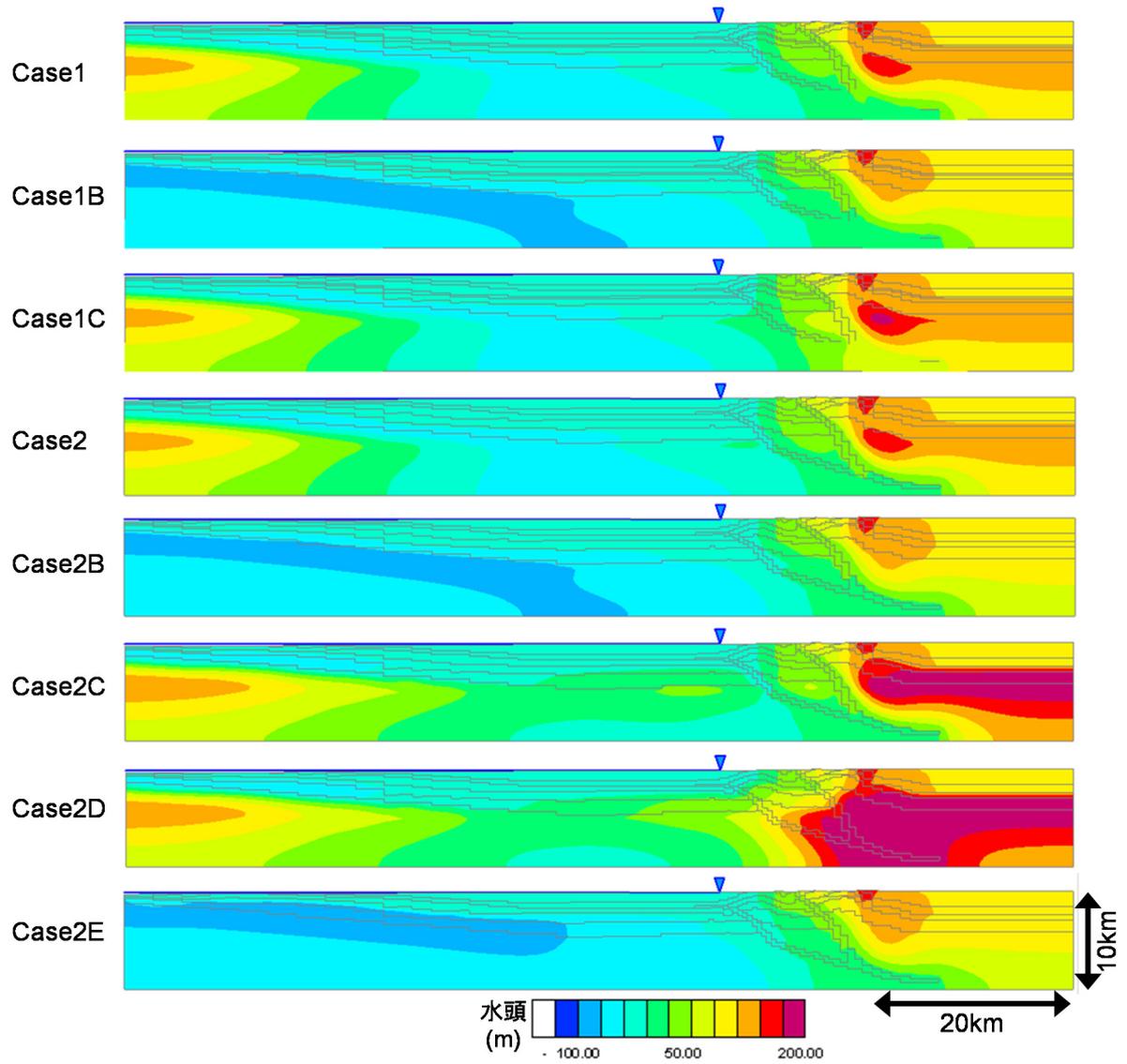


図 2.3-20 幌延地域を対象とした SMS による地下水流動解析結果
(全水頭分布の解析ケース間の比較)

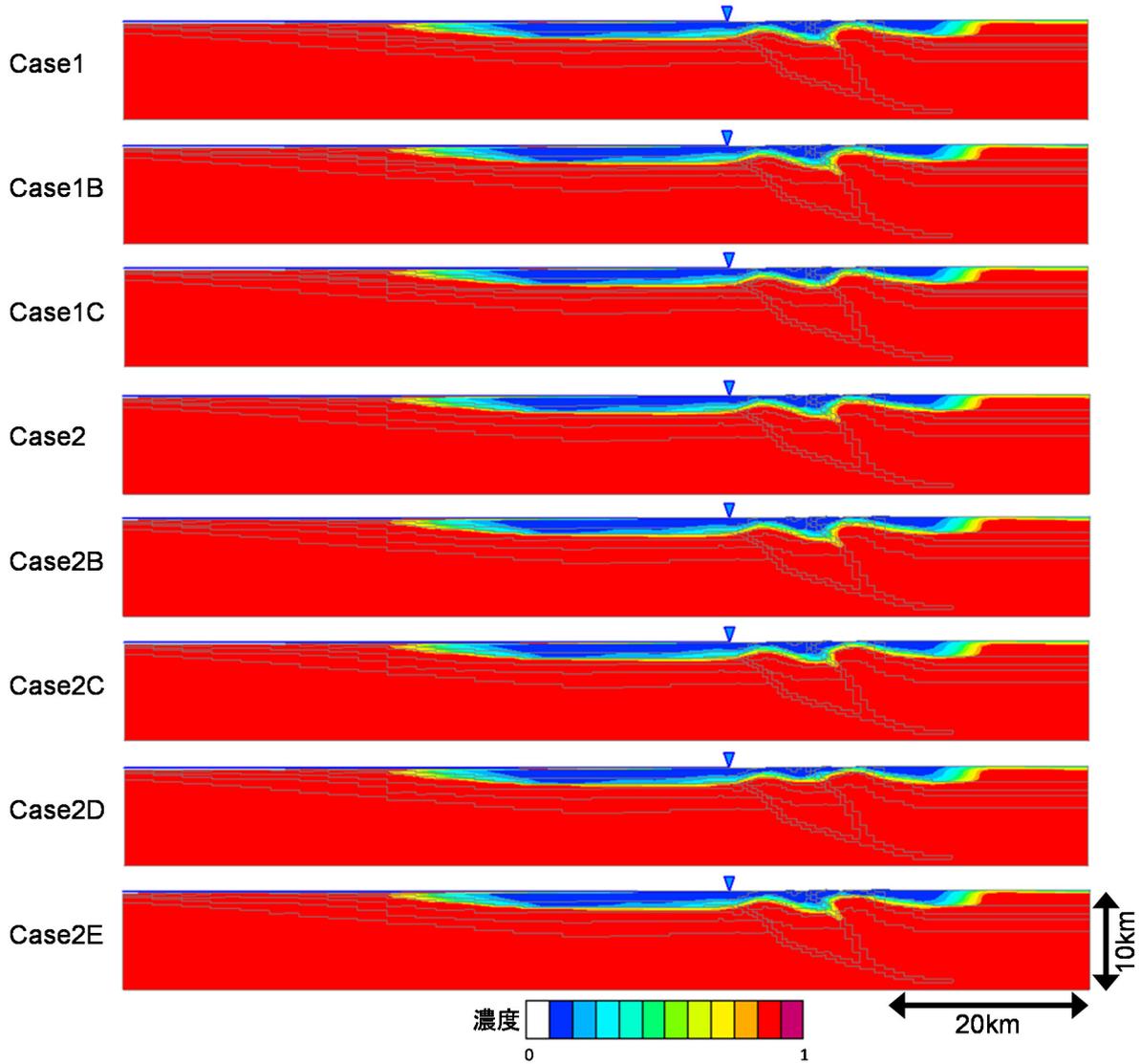


図 2.3-21 幌延地域を対象とした SMS による地下水流動解析結果
(塩分の比濃度分布の解析ケース間の比較)

以上から、稚内層、断層の透水性が小さいケース (Case2D) で声間層—稚内層の境界 (EL-1000 m) より深部で、全水頭が増加している地点 (大曲断層より東側) があることが示された。これはボーリング孔による観測でも確認されている傾向であり、地下水流動・応力連成現象に起因する過剰間隙水圧を説明できる可能性が示された。ただし、Case2D 以外ではこのような傾向が見られないことから、稚内層や断層の透水性に大きく依存するものと考えられる。また、塩分濃度分布については、水頭分布と比較して解析ケース間の差が小さいものの、大曲断層の透水係数が高い場合において断層沿いに淡水域が深部へ流入することが示された (Case1B、Case2、Case2B、Case2C、Case2E)。この特徴は、既存のボーリング調査、反射法地震探査及び AMT 探査に基づき解釈された大曲断層周辺の淡水域の分布傾向 (石井ほか, 2006⁹⁾) と整合するものである。

1)–3)の検討を通じて、現状では二次元的な解析であるが、今後三次元的な地形効果を考慮していくことも必要と考えられる。ボーリング孔での実測値と一次元圧密解析との比較、ならびに別途実施している長期変遷を考慮していない三次元の地下水流動解析結果との比較から、ボーリング孔で観測されている水頭分布を地形的な影響として説明できる部分と、圧密あるいは連成効

果によって説明できる部分があると考えられる。このことから、三次元的な地形の影響を考慮した精度を向上させた SMS のモデルを構築し、そのモデルを用いた解析を実施することで、ボーリング孔で測定されている実測の水頭分布を解析により再現することが可能になることが期待できる。

2.3.4 まとめ

平成 25 年度に抽出した各 FEP が有する不確実性や自然現象に伴う FEP の時間変化を考慮した感度解析を実施し、平成 26 年度に提案した解析結果の統計処理方法を適用することにより、地下水流動特性の長期変遷を評価するうえで重要な FEP、並びにそれらの空間的分布の特定ができる見通しを得た。一方で、既存検討では、モデル化している断層の数やその水理特性の設定方法など、不確実性因子を網羅できていないことから、包括的な感度解析の必要性が明らかになった。

SMS を適用した検討では、地形的特徴や地質・地質構造の特徴に応じて解析メッシュ作成の考え方などが異なることが明らかとなった。また、幌延を対象した検討においては、過剰間隙水圧の観測値に着目し、圧密解析や地下水流動・応力連成解析と SMS とを組み合わせた枠組みを構築した。一方現状の SMS では、複雑な地形的特徴を有する地域への適用は計算パフォーマンスの観点から制約があり、現実的な計算環境で解析する際には、解析メッシュ数を制限する必要があることが明らかとなった。また、比較的単純な地形的特徴を有する幌延地域を対象とした検討においても SMS を適用した三次元解析の必要性も課題として抽出された。これらのことから、SMS を汎用的なツールとして整備していくためには、解析コードの高速化・並列化といった高度化の方向性を明らかにすることができた。

引用文献

- 1) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 2) 今井 久, 山下 亮, 塩崎 功, 浦野和彦, 笠 博義, 丸山能生, 新里忠史, 前川恵輔, 地下水流動に対する地質環境の長期変遷の影響に関する研究, JAEA-Research 2009-001, 2009, 116p.
- 3) 太田久仁雄, 安部寛信, 山口雄大, 國丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱克宏, 松井裕哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝, 福島龍朗, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第 1 段階)研究成果報告書, 分冊「深地層の科学的研究」, JAEA-Research 2007-044, 2007, 434p.
- 4) 日本原子力研究開発機構, 幌延深地層研究計画 平成 25 年度調査研究成果報告, JAEA-Review 2014-039, 2014, 69p.
- 5) 尾上博則, 塩見哲也, 草野友宏, 安江健一, 小坂 寛, 三枝博光, 竹内竜史, 田力正好, 東濃地域を事例とした地形変化および気候変動による地下水流動特性の長期的変化の推定に関わる方法論の構築(その 1) - 調査データに基づく過去数十万年の古地形・古気候の推定および地質構造のモデル化 -, 日本地下水学会 2009 年秋季講演会要旨, 2009, pp.332-337.
- 6) 小坂 寛, 三枝博光, 草野友宏, 安江健一, 竹内竜史, 田力正好, 尾上博則, 塩見 哲也, 東濃地域を事例とした地形変化および気候変動による地下水流動特性の長期的変化の推定に関わる方法論の構築(その 2) - 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 -, 日本地下水学会 2009 年秋季講演会要旨, 2009, pp.338-343.
- 7) Ishii, E., Sanada, H., Iwatsuki, T., Sugita, Y. and Kurikami, H., Mechanical strength of the transition zone at the boundary between opal-A and opal-CT zones in siliceous rocks, *Engineering Geology*, vol. 122, 2011, pp.215-221.
- 8) Niizato, T., Amano, K., Ota, K., Kunimaru, T., Lanyon, B. and Alexander, W. R,

Development of comprehensive techniques for coastal site characterisation, 3: Conceptualisation of long-term geosphere evolution, *Proceedings of 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management (ICEM 2010) (CD-ROM)*, ICEM2010-40052, 2010, pp.97-106.

- 9) 石井英一, 安江健一, 田中竹延, 津久井朗太, 松尾公一, 杉山和稔, 松尾重明, 北海道北部, 幌延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性, *地質学雑誌*, 第 112 卷, 第 5 号, 2006, pp.301-314.

2.4 地球化学モデル

2.4.1 背景と目的

平成 25 年度の受託事業では、東濃地域、幌延地域を事例として地下深部の地球化学特性に関わる主要な FEP を抽出し、個別の FEP の概要を整理した。また、それぞれの地域において、地質や地質構造の形成、水理地質特性に関わる FEP と地球化学特性に関わる FEP の相互関連について時間軸に沿って整理を行い、長期的な地球化学特性の変遷に関わるシナリオを構築した。その結果、様々な FEP 間の相関性の強弱（ある FEP が関連する FEP に与えるインパクト）を明確にすることが、長期的な地球化学特性の変遷を推測し、その結果を統合的なモデルに反映していく上で不可欠であると考えられた。また、構築した統合モデルの妥当性について、地球化学的な指標を利用して、どのように検証するかが課題とされた。

平成 26 年度の受託事業では、地下水流動に関わる水理モデルと地下水流動の影響を受ける可能性のある地球化学モデルの相互関連について確認し、それぞれのモデルに含まれる複数の FEP の相関性の強弱を把握することを目的として、地下水流動解析により得られた長期的な地下水流動の変遷（長期的な流動域や相対的滞留域の変化など）と、地下水の水質や年代など地球化学特性について比較を行った。

2.4.2 アプローチ

(1) 地下水年代に関わる地球化学的指標の既往の知見の整理

平成 26 年度は東濃及び幌延の両地域を対象として、地下水年代に関わる地球化学的指標の既往の調査・研究結果を整理する。上記の整理結果と既存の古水理地質学的知見を踏まえ、両地域に分布する地下水の起源や混合状態を、時間軸に沿って整理する。

(2) 地下水年代と地下水流動解析の比較

地下水年代測定結果と地下水流動解析結果を比較し、地球化学的な観点から、地下水流動解析結果の妥当性を評価可能か検討する。

2.4.3 実施結果

(1) 地下水年代に関わる地球化学的指標の既往の知見の整理

東濃地域では、広域地下水流動研究及び瑞浪超深地層研究所計画において、地下水流動上流域から下流域にかけての地下水の水質が調査されており（日本原子力研究開発機構, 2014¹⁾、現在の水質分布について、調査領域の北部（地下水流動上流域）において Na-(Ca)-HCO₃ 型地下水、超深地層研究所（MIU）が位置する南部（地下水流動下流域）において Na-(Ca)-Cl 型地下水が分布することが明らかにされている（図 2.4-1）。

南部に分布する地下水の塩分濃度の深度分布を深部に外挿すると、深度 2,000 m 付近で海水と同等の塩分濃度に達すると推定されている（Iwatsuki et al., 2000²⁾）。その起源については、採水が可能な深度 1,000 m までの地下水の塩分濃度が、海水の 1/10 程度であり、化学成分や同位体組成に基づいて直接同定することが困難であるものの、この地域の地史に基づいて、以下の三つが考えられる。

1) 地熱由来塩水（花崗岩形成初期やその後の熱水活動により水-岩石反応で生じた塩水）

岩石に含まれるアパタイトの分析から 30 Ma 頃まで花崗岩の温度が 200 °C 以上の環境であった可能性が示されている（Iwatsuki et al., 2000²⁾）。このような高温環境での水-岩石反応時の花崗岩中の水の起源は淡水か海水か不明であり、海水が高温下で岩石と反応した場合は、海水よ

りも高い塩分濃度になっていると考えられる。

なお、瑞浪超深地層研究所の坑道から得られた断層ガウジの分析の結果、30 Ma 以降に 200 °C 以上の高温環境が確認できないこと (Yamasaki et al., 2013³⁾)、及び現在の花崗岩中の地温勾配は 3 °C/100 m 程度と地熱活動がないことを示していることから、地熱由来の塩水が存在する場合においても、その水温は現在の地温と同等になっていると考えられる。

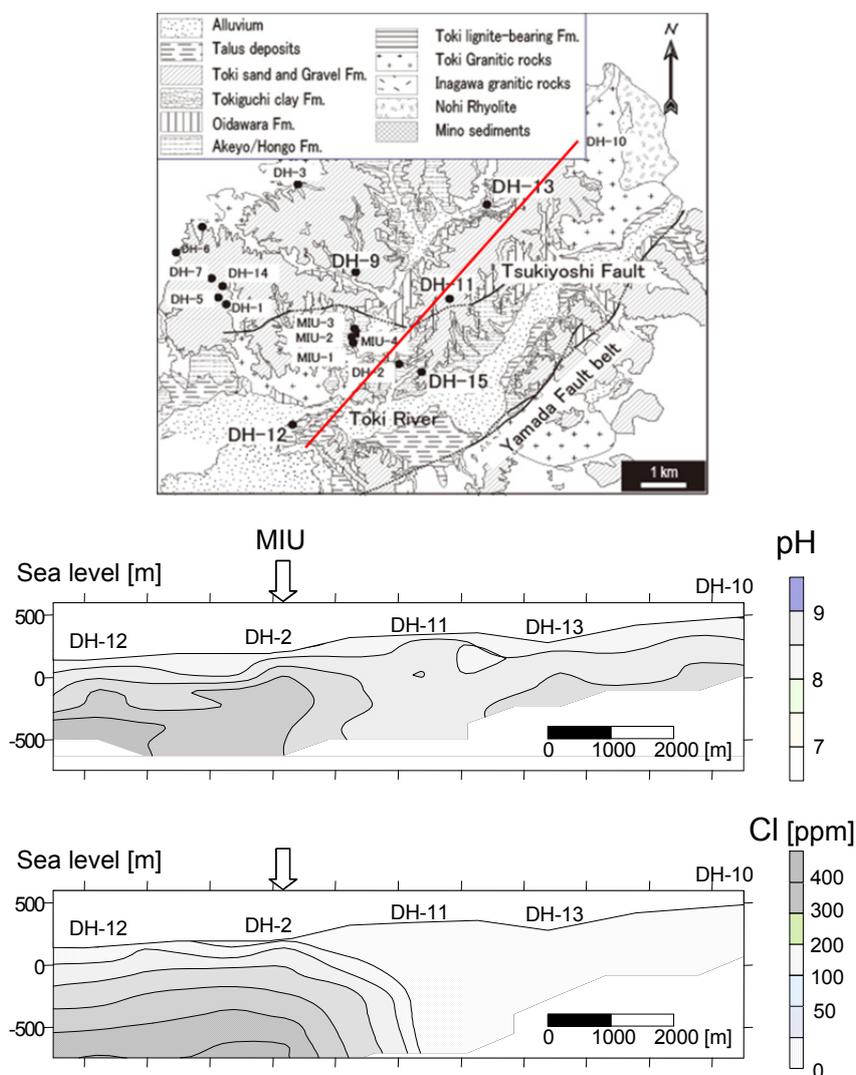


図 2.4-1 東濃地域における地下水の水質分布 (塩化物イオン濃度) (赤線は断面位置) (原子力機構, 2014¹⁾)

2) 化石海水 (海成層堆積時 (17–15 Ma) に花崗岩深部に浸透した海水)

花崗岩中の割れ目表面には、海水起源の炭酸塩鉱物が観察され (Iwatsuki et al., 2002⁴⁾)、少なくとも深度 1,000 m 付近まで海水が浸透していたと推察される。

3) 深部流体 (地表起源の物質による循環が生じていない地殻深部に存在する流体 (風早, 2012)⁵⁾)

近年、非火山性熱水に関する研究が進められている。非火山性熱水としては“有馬型熱水”が代表的であり、これらは火山性熱水と類似した酸素・水素同位体組成を示し、上部マントルに近

い³He/⁴He比を示すことから、地殻深部においてスラブから脱水した流体を起源とする可能性が指摘されている（深部地質環境研究コア，2012⁶）。一般的にこれらの流体はガス成分を含み、高塩分濃度であることが多く、断層などを通じて内陸域での浅層地下水の塩水化にも寄与していることが知られている（鈴木ほか，2013⁷）。

深度 1,000 m までの水質分布において、調査領域の南部（地下水流動下流域）の土岐川周辺に塩分濃度の高い地下水が分布する空間分布を形成するプロセスとして、以下の仮説が考えられる。仮説 1) 過去に形成・浸透した地熱もしくは海水由来の塩水が、地下水流動の滞留域になりやすい下流域の深部に残留しており、流出域に特有な地下水上昇流により深度 1,000 m 以浅に塩水の一部が混入している。

仮説 2) これまで未調査で情報のない深度 1,000 m 以深の大深度の地下水の長期的滞留域に地熱もしくは海水由来の塩水が存在しており、地下水流動上流域・下流域と関係なく、土岐川周辺に存在する断層を介して深度 1,000 m 以浅に塩水の一部が混入している。もしくは、深部流体が断層等の地質構造に伴い深部から上昇し、混入している。

仮説 1) の場合は、滞留域に塩水があるということであり、地下水流動と地下水の水質が密接に関連することになる。地下水流動の相対的流動域と滞留域において水質が異なること becoming ため、水理的解析から推測される流動域と滞留域の地下水の水質を比較することで仮説を検証できる。

仮説 1) が水質分布を形成するプロセスであった場合、地質環境特性の長期的変遷については、地下水流動状態の変遷に関わる地質現象（気候変動に伴う涵養量変化や表層地形変化、断層形成などに伴う透水性分布の変化など）のうち、地球化学的に同定される地下水の滞留時間より短い時間スケールで起こる現象については、地下水流動・水質に与えるインパクトが小さく留意しなくても良いと言える。例えば、地下水流動滞留域の地下水年代が 100 万年と同定された場合、数万年スケールで起こってきた涵養量変化は、地下水の滞留状態・水質にほとんど影響を与えてこなかったと考えられる。一方で、流動域の地下水年代が 1 万年と同定された場合は、数万年スケールの涵養量の変化に応じて随時、水質が変化してきたと推察される。以上のことから、流動域と滞留域の地下水年代と地球化学特性を理解することで、地下水流動・水質の長期変遷に関わる可能性のある様々な地質現象から、重要な地質現象を選別することが可能になると言える。

仮説 2) の場合は、化石海水を形成するような長期的滞留域を形成する岩盤の水理地質特性に加えて、長期的滞留域に達する水みちの有無が重要である。また、深部流体を想定する場合には、様々な観点から高塩分濃度地下水を深部流体と同定する必要がある。東濃地域では、これまでに得られている既存情報でこの仮説を確認できないため、水理的な解析により推測される長期的滞留域に対してボーリング調査を行う必要がある。高角度の大規模断層の周辺では、深部から常時、塩水が供給される可能性があり、深度 1,000 m 以浅に塩水が混入し塩水系地下水が形成されるかどうかは、深部からの塩水の供給とそれぞれの時代の深度 1,000 m 以浅での地下水流動状態（地下水の入れ替わり速度）のバランスで決定されることになる。大規模断層があり、かつ現在の地下水流動の下流域（滞留域）に位置するという二つの条件を満たす場所では、塩水系地下水が存在する可能性がある。なお、この仮説は、日本全国の非海水系塩水温泉を対象として地質条件と地下水の地球化学特性を類型化していくことで確認できる。

長期変遷については、成熟した断層の場合は透水性の変化量は小さいと推測されるため、長期的滞留域より浅い深度の地下水流動の変遷が検討対象となる。検討の内容は、仮説 1) で前述したとおりである。上述の地下水の起源及び形成プロセスに関する仮説において、地下水の起源が深部流体である場合以外には、塩水が存在する研究領域南部の地下水流動状態は北部に比べて滞留状態にある可能性が示唆される。研究領域の中間域には月吉断層が存在しており、相対的滞留

環境の形成に月吉断層が影響を与えている可能性もある。

地下水流動の滞留状態の指標となる地球化学特性には、水質の他に水素・酸素安定同位体比や放射性同位体（トリチウム： ^3H 、放射性炭素： ^{14}C 、放射性塩素： ^{36}Cl など）、希ガス組成などが挙げられる。ただし、トリチウム、放射性炭素については、ボーリング調査時の掘削水による汚染や岩盤中の炭酸塩鉱物由来の ^{14}C を含まない炭素成分の混入などにより、解析に利用可能な品質のデータを取得できないことも多く、測定値自体のモデル補正が必要になる。また、放射性塩素を利用した地下水年代推定については、岩種に応じたバックグラウンド濃度によりその適用範囲が限定される。このため、これらのデータの利用時には、データ品質に留意する必要がある。平成 26 年度までに得られている水素・酸素安定同位体比、トリチウム、放射性炭素濃度について、表 2.4-1 に示す。また、比較的ボーリング掘削時の汚染が小さい水素・酸素同位体比の相関を図 2.4-2 に示す。地下水流動の上流域に位置するボーリング孔（DH-3、5、6、7、8、9 及び 13）の地下水ほど高い水素・酸素同位体比を示しており、中流域の MIU-2、3 及び 4 号孔が中間的な値に、滞留域に位置する DH-15、MIZ-1 号孔は、相対的に軽い同位体組成を示すという特徴がある。地下水流動解析上、相対的滞留域と推測される DH-13 号孔深部（深度 726 m）の水素・酸素同位体比は、滞留域（DH-15、MIZ-1 号孔）の地下水の同位体比と異なっており、相対的な滞留環境にはない可能性が高い。これは、表 2.4-2 に示される同地点の塩化物イオン濃度が低いことから裏付けられる。

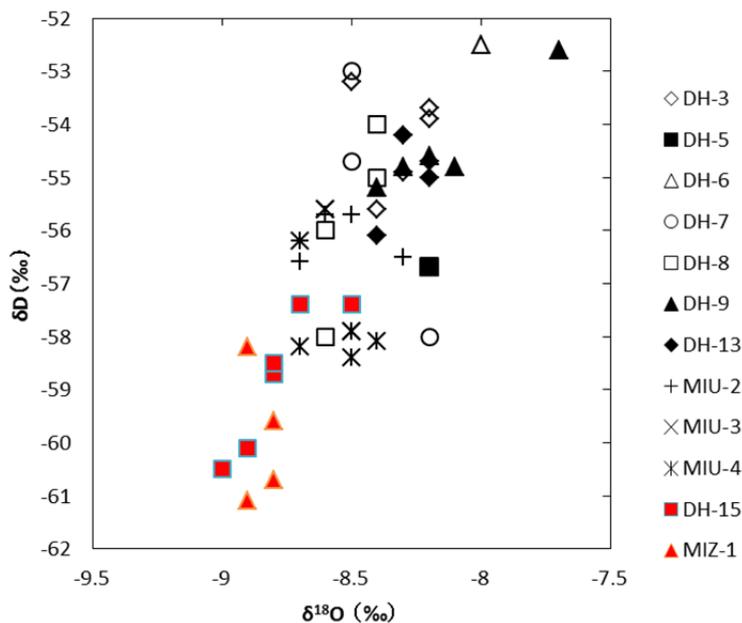


図 2.4-2 東濃地域における地下水流動上流域から下流域での地下水の水素・酸素同位体比

表 2.4-1 東濃地域における地下水の同位体組成に関わる既往データ（その1）

location	Geology	Elevation (msl)	14 C % MC	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	δD ‰SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ ‰SMOW	Tritium T.U.	reference
MIU-2	G	-141.8	11.9	-20.4	-55.7	-8.5	<0.3	1)
MIU-2	G	-427.8	11.2	-18.4	-56.5	-8.3	<0.3	1)
MIU-2	G	-620.7	8.7	-16.9	-56.6	-8.7	<0.3	1)
MIU-2	G	-699.5	13.3	-17	-55.7	-8.6	<0.3	1)
MIU-2	G	-749.3	12.6	-16.7	-56.2	-8.7	<0.3	1)
MIU-3	G	-576.4	10.2	-17.5	-55.6	-8.6	<0.3	1)
MIU-3	G	-678.3	13.9	-17.1	-55.6	-8.6	<0.3	1)
MIU-3	G	-747.7	10.3	-17	-56.2	-8.7	<0.3	1)
DH-3	G	222	45.4	-20	-55.6	-8.4	<0.3	1)
DH-3	G	143.6	39.3	-18.1	-54.9	-8.3	0.5	1)
DH-3	G	27.7	32.5	-18.8	-53.9	-8.2	0.8	1)
DH-9	G	76.7	67.1	-17.4	-52.6	-7.7	1.3	1)
DH-9	G	-171.9	38.6	-18	-54.8	-8.1	0.4	1)
DH-9	G	-351.9	33.4	-19.8	-54.6	-8.2	0.5	1)
DH-9	G	-461.3	31.5	-17.2	-54.8	-8.3	<0.3	1)
DH-9	G	-687.3	23.5	-17.5	-55.2	-8.4	0.6	1)
DH-13	G	59.7	37.4	-18.9	-55	-8.2	<0.3	1)
DH-13	G	-233.7	43.9	-18.9	-54.7	-8.2	<0.3	1)
DH-13	G	-471.1	31.5	-17.4	-54.2	-8.3	<0.3	1)
DH-13	G	-726.1	38.2	-20.8	-56.1	-8.4	<0.3	1)
MIU-4	G	57.2	13.7	-18	-58.4	-8.5	<0.3	1)
MIU-4	G	-325.4	16	-16.4	-58.1	-8.4	<0.3	1)
MIU-4	G	-377.8	6.7	-14.9	-57.9	-8.5	<0.3	1)
MIU-4	G	-414.6	8.7	-15.9	-58.2	-8.7	<0.3	1)
MIU-4	G	-457.4	8.7	-16	-57.9	-8.5	<0.3	1)
07MI07-3	G	-1.1	31	-16.6	-56.4	-8.5	1	1)
07MI07-5	G	-2.4	31.9	-18.1	-57.7	-8.5	0.8	1)
07MI07-1	G	-98.8	30	-15.6	-56.4	-8.2	1.3	1)
09MI20-3	G	-100.8	23	-14.2	-57.2	-8.4	0.8	1)
09MI20-5	G	-102.8	75.2	-22.4	-58	-8.5	0.7	1)
07MI07-1	G	1	31.9	-16.9	-56.7	-8.3	1.1	1)
07MI07-3	G	-1.1	29.5	-16.8	-57.7	-8.3	1.2	1)
07MI07-5	G	-2.4	27.9	-18.3	-58	-8.7	0.5	1)
09MI20-1	G	-98.8	26	-14.7	-57.1	-8.6	0.9	1)
09MI20-3	G	-100.8	24.4	-13.6	-57.5	-8.7	1	1)
09MI20-5	G	-102.8	19.2	-12.5	-56.4	-8.6	0.9	1)
07MI07-1	G	1	34.3	-16.6	-57.4	-8.4	1.1	1)
07MI07-3	G	-1.1	31.9	-16.7	-57.7	-8.5	1	1)
07MI07-5	G	-2.4	25.3	-15.3	-59.4	-8.8	0.7	1)
09MI20-1	G	-98.8	30	-14.7	-57.8	-8.5	1	1)
09MI20-3	G	-100.8	29.5	-14.2	-57.7	-8.4	1.2	1)
09MI20-5	G	-102.8	23.6	-12	-58.1	-8.5	1.2	1)
10MI26-1	G	-197	12.6	-7.9	-59.5	-8.8	0.5	1)
10MI26-3	G	-197.6	12.1	-8.8	-59.7	-8.9	0.6	1)
10MI26-5	G	-197.7	23.3	-11.3	-58.6	-8.6	0.7	1)

07MI07, 09MI20, 10MI26号孔は超深地層研究所の深度200m, 300m, 400m研究坑道から掘削されたボーリング孔

表 2.4-1 東濃地域における地下水の同位体組成に関わる既往データ（その2）

location	Geology	Elevation (msl)	14 C % MC	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	δD ‰SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ ‰SMOW	Tritium T.U.	reference
DH-3	G	148	99		-53.7	-8.2	2.9	2)
DH-3	G	-484	53.3	-17.8	-53.2	-8.5	2.7	2)
DH-5	G	-20	45.5	-17.5	-56.7	-8.2	<0.1	2)
DH-6	G	-418	37.5	-16.3	-52.5	-8	2.1	2)
DH-7	G	-224	50.6	-16.9	-53	-8.5	2.3	2)
DH-7	G	-497	22.5	-15.9	-58	-8.2	3.4	2)
DH-7	G	-543	39	-15.5	-54.7	-8.5	2.1	2)
DH-8	G	-375	36.7	-17.8	-54	-8.4	<0.1	2)
DH-8	G	-427	31.3	-17.9	-54	-8.4	1.8	2)
DH-8	G	-479	27.2	-18	-55	-8.4	3.7	2)
DH-8	G	-602	18.8	-14.5	-56	-8.6	<0.1	2)
DH-8	G	-708	29.9	-16.9	-58	-8.6	<0.1	2)
MSB-2	A	177.8	89.1	-18.8	-53.2	-7.9	3.3	3)
MSB-2	A	167.3	58.6	-18.2	-55.8	-8.2	0.3	3)
MSB-4	A	193.8	93.2	-18	-50.3	-7.5	2.1	3)
MSB-4	A	184.3	55.7	-17.6	-55.8	-8.2	0.7	3)
DH-15	A	145.5	20.6	-15.4	-57.9	-8.4	0.4	3)
MSB-2	A,H	144.5	23.8	-17.2	-62.1	-8.9	0.4	3)
MSB-2	H	125.3	53	-18.5	-59.4	-8.7	1.1	3)
MSB-4	A,H	166.1	51.9	-17.8	-55.8	-8.2	0.6	3)
MSB-4	H	144.6	43.2	-16.5	-60.5	-8.9	0.6	3)
DH-15	H,T	122.3	18.8	-15.6	-58.3	-8.5	<0.3	3)
MSB-2	T	99.3	69.5	-18.5	-59.3	-8.7	1	3)
MSB-2	T	93.8	57.8	-13.4	-57.8	-9.1	<0.46	3)
MSB-2	T	72.8	51.2	-17.9	-59.6	-8.9	1	3)
MSB-2	T	56	74.7	-19.4	-57.9	-8.8	1.2	3)
MSB-2	T	55.5	48.4	-12.4	-57	-9.1	<0.42	3)
MSB-4	T	134.8	49.3	-16.6	-59	-8.8	<0.37	3)
MSB-4	T	126.3	45.5	-16.1	-59.4	-8.8	<0.37	3) *
DH-15	T	95	36.7	-12.6	-61.2	-8.7	<0.3	3) *
DH-15	T	29	25.5	-15.5	-61.4	-9	0.4	3) *
MSB-2	G	25	33.1	-13.2	-61	-8.9	<0.44	3)
MSB-4	G	117.6	26.6	-15.8	-61.5	-9	0.6	3)
MSB-4	G	117.3	15	-14.3	-61.8	-8.9	<0.41	3)
DH-15	G	-23.5	48.3	-14.9	-60.5	-9	<0.3	3)
DH-15	G	-236.6	37.2	-11.8	-58.7	-8.8	0.5	3) *
DH-15	G	-374.5	60.7	-13.2	-60.1	-8.9	<0.32	3) *
DH-15	G	-560	85.5	-14.6	-58.5	-8.8	<0.32	3) *
DH-15	G	-732	76.2	-15.9	-57.4	-8.5	0.3	3) *
DH-15	G	-782	94.9	-17.3	-57.4	-8.7	<0.26	3) *
MIZ-1	G	92	18.56	-15.4	-60.7	-8.8	<0.3	3)
MIZ-1	G	-13.6	19.6	-13.9	-59.6	-8.8	0.3	3)
MIZ-1	G	-382.3	34.8	-14.1	-61.1	-8.9	<0.3	3) *
MIZ-1	G	-480.8	41.9	-12.1	-58.2	-8.9	<0.29	3) *

A: 明世累層, H: 本郷累層, T: 土岐夾炭累層, G: 土岐花崗岩

*: 引用文献において掘削水混入率>3%であり, 品質が低いと判断されたデータ

1) 電力中央研究所, 2013⁸⁾、2) Iwatsuki et al., 2000²⁾、3) Iwatsuki et al., 2005⁹⁾

放射性塩素同位体については、Metcalf et al. (2003)¹⁰⁾、電力中央研究所 (2013)¹¹⁾において地下水流動上流域から下流域にかけてデータが取得されている (表 2.4-2)。

Metcalf et al. (2003)¹⁰⁾では、放射性塩素同位体と塩化物イオン濃度の相関に基づき、放射性塩素濃度が表層水と深部地下水の混合を仮定することで説明可能としている。DH-15、MIZ-1号孔、超深地層研究所研究坑道など水理学的解析により地下水流動の滞留域と目される領域の地下水中の放射性塩素濃度は、花崗岩中で生成される放射性塩素量 (バックグラウンド平衡値) と同等となっている (図 2.4-3)。土岐花崗岩において放射性塩素濃度が平衡状態に達するのに要する時間は約 150 万年と見積もられており (Metcalf et al., 2003¹⁰⁾)、これらの領域では、少なくとも 150 万年間にわたって地下水が洗い出されことなく花崗岩と接していたと推察される。

また、電力中央研究所 (2013)¹¹⁾では、花崗岩中で生成する ^4He 濃度の空間分布に関わる考察がなされており、地下水流動滞留域において、相対的に ^4He 濃度の高い地下水が分布する傾向を示唆している (図 2.4-4)。

今後は、水理学的に各時代の環境条件下での地下水流動解析により見積もられる地下水流動滞留域の地下水滞留時間と地球化学的手法により求められる地下水年代を比較し、それぞれの妥当性を確認していく必要がある。なお、深部流体については現在も研究が進められているものの (例えば、風早ほか, 2014¹²⁾; 網田ほか, 2014¹³⁾)、地層処分技術ワーキンググループ (地層処分技術 WG, 2014¹⁴⁾) において、その形成・移動メカニズム等の調査事例の蓄積は地層処分の技術的信頼性向上に向けた今後の研究課題として挙げられており、本事業においても他地域における研究事例を参照しつつ、検討を進める。

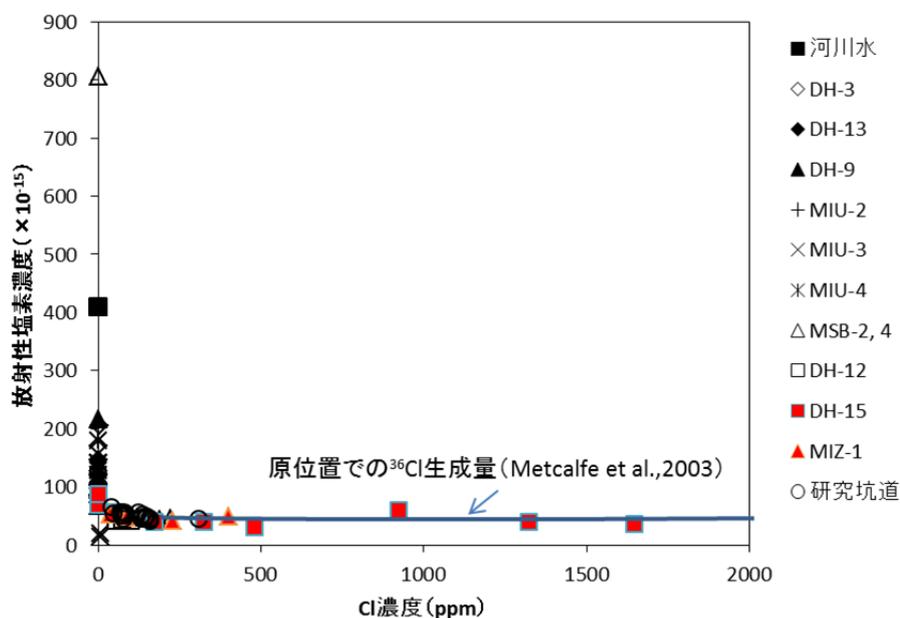
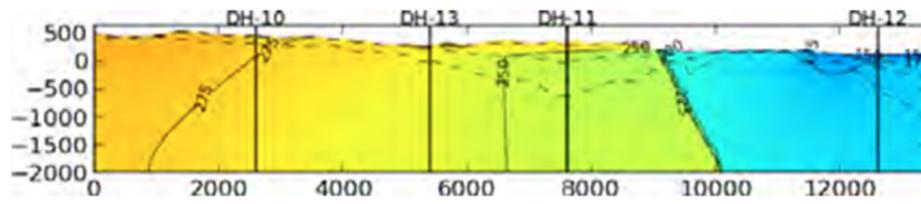


図 2.4-3 地下水中の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比

全水頭



^4He 濃度

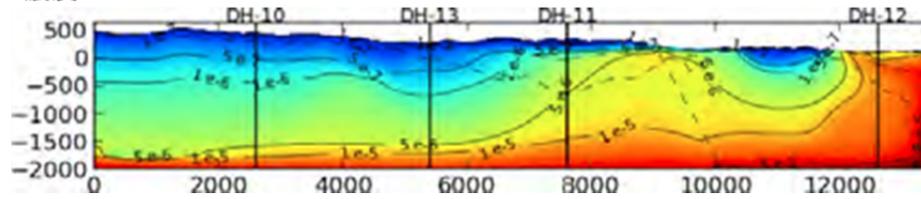


図 2.4-4 地下水中の ^4He 濃度の空間分布
(電力中央研究所, 2013¹¹⁾)

表 2.4-2 東濃地域における地下水の放射性塩素同位体、希ガス組成に関わる既往データ
(その1)

location	Geology	Elevation (msl)	Cl ppm	³⁶ Cl/Cl x10 ⁻¹⁵	He ccSTP/g-w	³ He/ ⁴ He	reference
MIU-2	G	-141.8	1.0	130	1.28E-06	1.17E-07	1)
MIU-2	G	-427.8	1.0	133	1.25E-06	9.23E-08	1)
MIU-2	G	-620.7	1.2	107	2.01E-06	1.19E-07	1)
MIU-2	G	-699.5	1.2	101	2.03E-06	8.02E-08	1)
MIU-2	G	-749.3	1.1	117	2.01E-06	1.15E-07	1)
MIU-3	G	-576.4	7.5	14	1.52E-06	1.36E-07	1)
MIU-3	G	-678.3	7.1	19	1.56E-06	9.43E-08	1)
MIU-3	G	-747.7	1.8	109	2.54E-06	9.84E-08	1)
DH-3	G	222	0.9	121	2.55E-07	2.98E-07	1)
DH-3	G	143.6	1.1	170	2.10E-07	4.64E-07	1)
DH-3	G	27.7	2.6	205	4.26E-07	2.32E-07	1)
DH-9	G	76.7	1.9	216	1.60E-07	5.93E-07	1)
DH-9	G	-171.9	1.0	88	4.25E-07	2.17E-07	1)
DH-9	G	-351.9	1.0	95	4.97E-07	1.98E-07	1)
DH-9	G	-461.3	1.0	98	6.99E-07	1.52E-07	1)
DH-9	G	-687.3	1.3	118	1.61E-06	9.34E-08	1)
DH-13	G	59.7	0.9	85	3.25E-07	2.30E-07	1)
DH-13	G	-233.7	1.0	146	2.77E-07	2.84E-07	1)
DH-13	G	-471.1	1.0	102	7.65E-07	1.23E-07	1)
DH-13	G	-726.1	0.9	86	5.14E-07	1.84E-07	1)
MIU-4	G	57.2	1.1	180	1.85E-06	6.89E-08	1)
MIU-4	G	-325.4	1.2	121	2.57E-06	6.18E-08	1)
MIU-4	G	-377.8	1.2	111	3.29E-06	5.89E-08	1)
MIU-4	G	-414.6	1.2	140	3.47E-06	6.20E-08	1)
MIU-4	G	-457.4	1.3	128	3.41E-06	6.36E-08	1)
07MI07-3	G	-1.1	129.2	47	3.26E-05	4.44E-07	1)
07MI07-5	G	-2.4	160.5	45	3.56E-05	4.71E-07	1)
07MI07-1	G	-98.8	77.4	45	2.82E-05	4.63E-07	1)
09MI20-3	G	-100.8	150.5	48	4.62E-05	4.92E-07	1)
09MI20-5	G	-102.8	308.5	45	6.75E-05	5.05E-07	1)
07MI07-1	G	1	41.5	65	2.56E-05	4.30E-07	1)
07MI07-3	G	-1.1	69.2	51	3.42E-05	4.61E-07	1)
07MI07-5	G	-2.4	134.9	53	5.69E-05	4.45E-07	1)
09MI20-1	G	-98.8	69.2	57	4.27E-05	4.88E-07	1)
09MI20-3	G	-100.8	81.3	56	1.24E-04	4.78E-07	1)
09MI20-5	G	-102.8	121.4	57	1.80E-04	4.60E-07	1)
07MI07-1	G	1	45.1	55	2.51E-05	4.48E-07	1)
07MI07-3	G	-1.1	76.0	51	4.62E-05	4.61E-07	1)
07MI07-5	G	-2.4	142.7	48	4.24E-05	4.81E-07	1)
09MI20-1	G	-98.8	67.5	56	3.43E-05	4.53E-07	1)
09MI20-3	G	-100.8	72.8	56	3.28E-05	4.56E-07	1)
09MI20-5	G	-102.8	86.6	52	4.29E-05	4.70E-07	1)
10MI26-1	G	-197	154.4	45	9.72E-05	5.17E-07	1)
10MI26-3	G	-197.6	158.0	42	1.25E-04	5.23E-07	1)
10MI26-5	G	-197.7	142.7	46	9.15E-05	5.24E-07	1)

07MI07, 09MI20, 10MI26号孔は超深地層研究所の深度200m, 300m, 400m研究坑道から掘削されたボーリング孔

東濃地域における地下水の放射性塩素同位体、希ガス組成に関わる既往データ
(その2)

location	Geology	Elevation (msl)	Cl ppm	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ $\times 10^{-15}$	He ccSTP/g-w	$^3\text{He}/^4\text{He}$	reference
KOMATSUYA	spa		5.4	77.4			2)
Shobagawa	surface	0.0	2.02	409			2)
MIU-4	T	142.9	1.03	131			2)
KNA-6	T	128.2	0.87	151			2)
KNA-6	T	128.2	0.87	132			2)
MSB-4	A	193.8	1.1	805.0			2)
DH-15	A	145.5	0.8	69.0			
MSB-4	A,H	166.1	1.0	67.0			2)
DH-15	H,T	122.3	1.2	88.0			
KNA-6	G	106.3	1.06	115			2)
KNA-6	G	106.3	1.06	112.1			2)
MIU-4	G	117.6	0.86	141			
MIU-4	G	-56.7	1.07	141			
DH-12	T	-23.4	53.3	42			
MSB-2	T	93.8	155.0	44.3			2)
MSB-2	T	55.5	223.0	44.3			2)
DH-15	T	29.0	52.5	56.0			
MSB-2	G	25.0	189.0	43.4			2)
MSB-4	G	117.3	96.0	47.2			2)
DH-15	G	-23.5	173.5	39.0			
DH-15	G	-236.6	323.9	39			
DH-15	G	-374.5	478.7	31			
DH-15	G	-560.0	922.9	60			
DH-15	G	-732.0	1322.2	39			
DH-15	G	-782.0	1645.4	36			
MIZ-1	G	92.0	37.5	53.0			
MIZ-1	G	-13.6	85.3	47.7			
MIZ-1	G	-382.3	230.0	41			
MIZ-1	G	-480.8	400.3	49			
DH-12	G	-174.7	99.9	41.6			2)
DH-12	G	-314.6	72.1	43			2)

A: 明世累層, H: 本郷累層, T: 土岐夾炭累層, G: 土岐花崗岩

1) 電力中央研究所, 2013⁸⁾, 2) Metcalfe et al., 2003¹⁰⁾

一方、地下水流動の相対的流動域・滞留域における地球化学特性は、地下水の滞留時間内の情報を有しているが、地下水の滞留時間を超える時間スケールの地球化学特性については、炭酸塩鉱物などの二次鉱物の起源や分布を指標にして推測されてきた（日本原子力研究開発機構, 2014¹⁵⁾）。東濃地域では、炭酸塩鉱物（主に方解石）の結晶形、同位体組成などに基づき、地史を鑑みながら、炭酸塩鉱物が長期的に溶解・消失しない pH 条件が維持されている領域分布の推定が行われてきた（日本原子力研究開発機構, 2014¹⁾）。

平成 26 年度は、前述の地下水流動解析結果や現在観察される地下水の水質、同位体情報に基づく地下水流動滞留域の地球化学特性と鉱物学的指標との相互関連について考察した。図 2.4-5 に地下水流動上流域から下流域での炭酸塩鉱物の分布と同位体的特徴を示す。地表から浸透する表層水は、深部への浸透とともに岩盤中の鉱物との反応により化学的に緩衝され pH は中性～弱アルカリ性に酸化還元状態は還元状態へ変化していく。この過程において、反応速度の速い炭酸塩鉱物は容易に溶解・消失するため、その分布深度は長期的な pH の安定領域に関わる情報を内

包する。なお、分布深度は、これまでに当該領域に浸透した表層水の量と岩盤の pH 緩衝能力（炭酸塩鉱物の含有量など）のバランスで決まることになる。また、この地域には、花崗岩を覆う堆積岩中に貝化石などの炭酸塩鉱物が豊富に含まれており、堆積岩の厚さが花崗岩中の長期的な pH 条件に影響している可能性が高い。実際に花崗岩中の炭酸塩鉱物は、堆積岩と花崗岩の不整合直下から分布しているが、堆積岩の層厚が薄い DH-9、13 号孔では、花崗岩上部から 200~300 m 程度の深度まで炭酸塩鉱物が観察されない傾向がある。これは、堆積岩に比べ花崗岩の方が割れ目などを介して表層水が深部に浸透しやすいため、かつ堆積岩に比べて花崗岩中に含まれる炭酸塩鉱物の量は少なく、花崗岩の化学的緩衝能力が小さいために、地表から涵養した表層水がより深部まで、炭酸塩鉱物の溶解により pH が中性~弱アルカリ性に変化せずに達しているためと推察される。一般論として換言すれば、堆積岩の厚さが薄い領域においては、花崗岩中の pH 緩衝帯の深度が相対的に深くなると言える。

海水の炭素同位体比に近い同位体比を示し、海水から沈殿し、長期的に保存してきたと考えられる炭酸塩鉱物は、主に DH-13、DH-9 号孔及び DH-15 号孔の深部で観察される。少なくともこれらの深度では、数十万年スケールで pH が炭酸塩鉱物の溶解しない中性~弱アルカリ性に保持されてきたと推定される。これらの領域は地下水流動上流域（流動域）、下流域（滞留域）に関わらず認められる。これらの領域では、長期的な地下水流動の変化に伴う水質の異なる地下水の入れ替わりにより、地下水の水質は変化したとしても、pH については炭酸塩鉱物による緩衝作用が大きく影響し、地下水流動の変化の影響が小さいと考えられる。

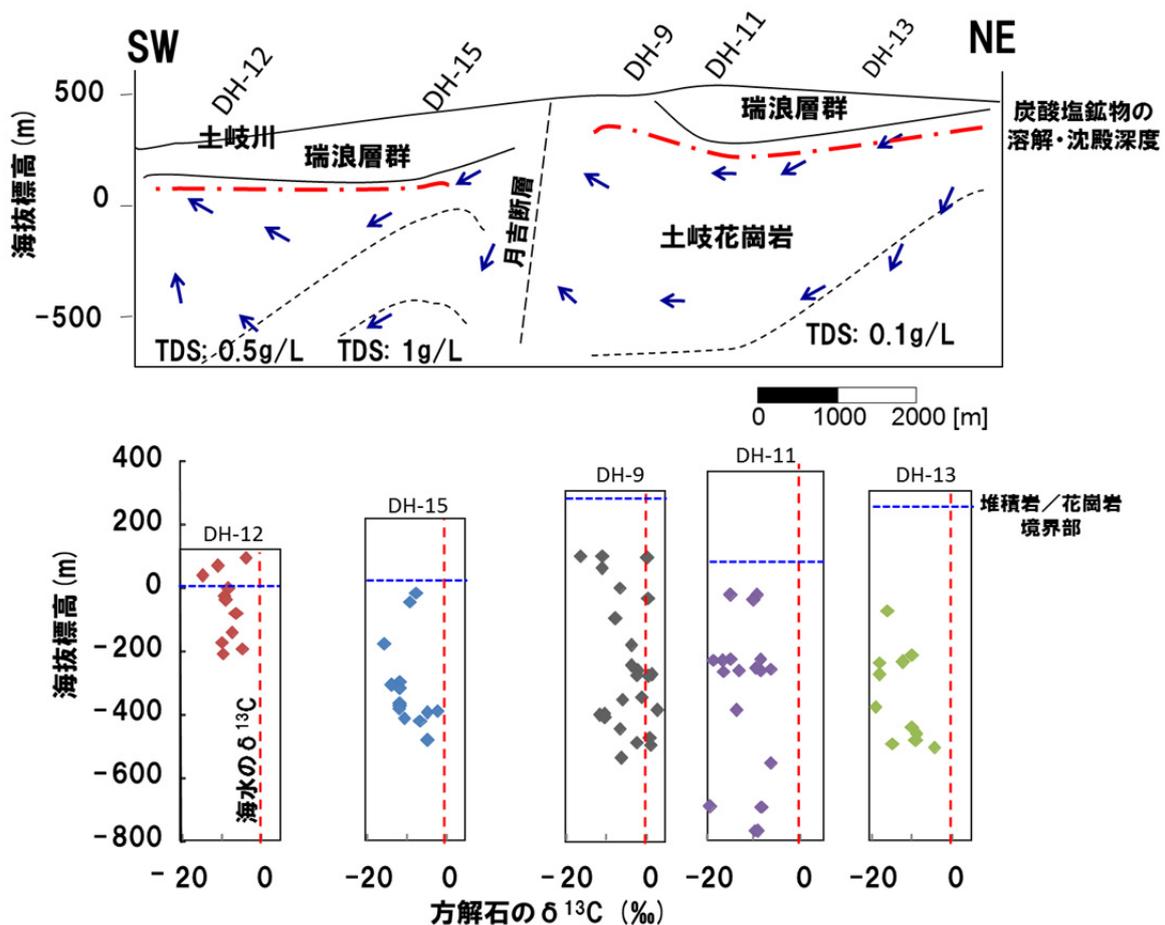


図 2.4-5 地下水流動上流側から下流側にかけての土岐花崗岩中の炭酸塩鉱物の分布と同位体組成

炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) が海水の値に近い方解石は、この地域の深部に海水が浸透していた中期中新世に沈殿し、現在まで溶解・消失することなく保存されてきたものと推測される。

以上のことから、地下水の水質分布に関しては地下水流動の影響を強く受けるため、その長期変遷については地下水流動の変遷に留意しなければならないものの、pH と酸化還元状態の長期変遷については、関連する鉱物の分布に基づいて考察を行う必要がある。

幌延地域においてはこれまでの調査により分布する地下水の水質が把握されてきており（日本原子力研究開発機構, 2014¹⁾）、浅部において Na-HCO₃ 型地下水が、深部では Na-Cl 型地下水が分布し、地下水の総溶存成分濃度は深度とともに増加する傾向を示している（Hama et al, 2007¹⁶⁾）。深度約 500 m までの領域における総溶存成分濃度は、最大で 20 g/L 程度である（天野ほか, 2012¹⁷⁾）。水質の形成プロセスについては、古水理地質学的な観点（岩月ほか, 2009¹⁸⁾）や主成分分析を利用した統計学的手法（酒井ほか, 2011¹⁹⁾）、数値解析（産総研, 2013²⁰⁾）により考察が行われてきている。水質形成に関連するシナリオは図 2.1-2 に示した通りであるが、研究所周辺における大局的な地下水の水質形成プロセスは、新第三系の堆積岩が堆積する過程で地層中に取り込まれた当時の海水が残留・変質し、浅部では淡水の浸透により希釈されていると解釈できる。希釈のプロセスについては、天水の深部への浸透が主な要因と考えられているが、続成作用の過程でシリカ鉱物から排出される水（甲斐・前川, 2009²¹⁾）の寄与も指摘されている。現在の地下水の pH は中性付近に分布しており、これは長期間に亘り、地下水中の微生物による生物化学反応や炭酸塩鉱物の沈殿・溶解などの無機的な化学反応により維持されてきたと考えられている（岩月ほか, 2009¹⁸⁾）。地下水の酸化還元状態については、地下坑道の深度 140 m から掘削されたボーリング孔を利用した調査により、概ね $-250 \sim -200 \text{ mV}$ の範囲にあり、主に鉄と硫黄の酸化還元反応により、還元状態が長期的に維持されてきたと推定されている（岩月ほか, 2009¹⁸⁾）。

幌延地域に分布する地下水の年代に関しては、³H、¹⁴C、³⁶Cl 及び ⁴He の放射性同位体を利用した分析・考察が行われてきている（電力中央研究所, 2013²²⁾）。幌延の沿岸域において掘削されたボーリング孔での調査結果では、³⁶Cl での地下水年代の評価結果は 40 万年程度（勇知層（深度 800 m 以深）：堆積年代 1.5~2.0 Ma（太田ほか, 2007²³⁾）、⁴He での評価結果は 200 万年程度（勇知層（深度 943 m））と見積もられている（電力中央研究所, 2013²²⁾）。これらの評価結果の際については、³⁶Cl での地下水年代が、比較的若く圧密過程にあるような堆積岩では若く評価される可能性があることを指摘している。¹⁴C を利用した地下水年代の評価については、1 万年程度（勇知層（深度 306 m））と推定されているものの、海成炭酸塩の溶解の影響が大きいため適切に年代を評価することが困難であったことが指摘されている（電力中央研究所, 2013²²⁾）。また、より内陸部の幌延深地層研究センター周辺に地上から掘削されたボーリング孔（HCD-2,-3、HDB-9,-10,-11）を利用した調査では、⁴He により稚内層深部（深度 250 m 以深：堆積年代 2.9-3.9~13 Ma（太田ほか, 2007²³⁾）中の地下水年代が 100 万~1,000 万年、稚内層浅部（深度 250 m 以浅）では 100~200 万年、声問層（堆積年代 2.0~2.9-3.9 Ma（太田ほか, 2007²³⁾））と評価されている（中田・長谷川, 2010²⁴⁾）。地下水年代が声問層で地層の堆積年代よりもやや若くなっている点については、浅部で He の濃度差により He の一部が地表水へ散逸したか、He 濃度の低い（地下水年代の若い）水との混合により地下水年代が若く評価された可能性が指摘されている（中田・長谷川, 2010²⁴⁾）。³⁶Cl を利用した地下水年代評価では、深度 300 m 以深において 100 年以上という評価結果が得られている（中田・長谷川, 2010²⁴⁾）。これらの結果を考慮すると、幌延地域における地下水年代は、概ね地層の堆積年代を反映しており、特に深部では堆積時に取り込まれた当時の海水が長期的に滞留していることを裏付けている。

(2) 地下水年代と地下水流動解析の比較

平成 26 年度の水理モデルでは、これまでの地下水流動解析結果に基づき、自然現象に伴う地下水流動特性の時間変化の空間的不均質性を明確にするための解析結果の処理方法について検討している (2.3 参照)。その結果、ダルシー流速が遅く、かつ、地形や地質の影響が小さい (地下水が長期的に滞留する可能性が高い) 領域として、より深部の領域、周辺岩盤と水理学的コントラストがある断層の上流側、及び、地下水の涵養域である尾根部や流出域である谷部の地下深部、が挙げられている。地下水年代の観点からは、Na-Cl 型地下水の Cl 年代で 150 万年程度と推定されていることからや、 ^{14}C 年代においても深部ほど滞留時間長い地下水が分布することから、より深部の領域で滞留時間が長くなる点については整合的である。他方、地下水流動解析の観点から断層の上流側において地下水が長期的に滞留する可能性が高いとされる点については、月吉断層の下流側で長期的な滞留の指標となる Na-Cl 型地下水が分布することから、これらの結果に基づくと整合しない。ただし、月吉断層下流側が流出域に近い領域であることや、Na-Cl 型地下水が分布する瑞浪超深地層研究所周辺において低透水性の断層が確認されている (日本原子力研究開発機構, 2014¹⁾) ことなどから、これらの水理地質学的条件を踏まえた詳細な検討が必要と考えられる。また、地下水が長期的に滞留する可能性が高い領域を推定するために参照した地下水流動解析結果は、約 20 km 四方を対象としており、地化モデルにおいて地下水年代が得られている調査範囲よりも広い範囲となっている。このスケールの違いも無視できない要因と考えられる。

幌延地域においては、これまでも地下水流動解析結果と 2.4.3 (1) に記載した地下水年代の評価結果もしくは他の地球化学特性との整合性を確認するための検討が行われてきている (産業創造研究所, 2007²⁵⁾; 産業技術総合研究所, 2013²⁰⁾; 電力中央研究所, 2013²²⁾)。これらの解析では、それぞれの検討において利用される物性値などが異なっているものの、海水準変動を考慮した非定常解析を実施している点が共通している。既往研究 (産業創造研究所, 2007²⁵⁾) では、多くの感度解析によって解析条件がモデルに与える影響程度の相対比較がなされている。その結果、もっとも影響の大きい要因は、透水係数、断層及び海岸線の位置であり、その次に地形の変化、透水係数異方性、有効間隙率、汽水条件及び深部からの水の供給、比貯留係数、水力学的分散が挙げられている。また、涵養量や地温勾配といった条件は大きな影響を及ぼさないことが指摘されている。感度解析によって海水準変動及び地層の透水係数の影響が大きいことについては、その他の研究によっても示されている (電力中央研究所, 2013²²⁾)。産業技術総合研究所の検討では、地下水流動解析結果と地下水の塩分濃度及び年代との直接的な比較が行われており、複数の解析条件 (基本ケース、勇知層低透水ケース、異方性考慮ケース、深度依存性モデル及び確率論モデル) 結果との比較が行われている。地下水の塩分濃度及び年代のいずれと比較した場合においても、深度依存性モデル (地層が深くなるにつれて透水性が低くなることを表現したモデル) 及び確率論モデル (室内試験及び揚水試験結果により得られた各深度の透水係数を利用して新たな確率密度関数を作成し、これをモデルに反映させることとした) では、これらの解析条件において比較的整合性の高い結果が得られており、地下水の年代や化学組成、起源を考慮した地下水流動解析を実施することにより、地下水流動モデルの信頼性を向上させることができたとしている (産業技術総合研究所, 2013²⁰⁾)。ただし、これらの解析においても、地下水の同位体比分布や一部の塩分濃度分布などは十分に再現されておらず、涵養量や地質モデルの時間的変動のモデル化が課題であると指摘されている (産業技術総合研究所, 2013²⁰⁾)。

2.4.4 まとめ

- ・ 地下水の年代については、化学的指標に基づく年代測定結果と、古水理地質学的な調査結果を合せて、長期的な地下水の流動状態を推定できることを示した。

- ・ 地下水流動解析の結果を地下水が長期的に滞留する領域の推定という観点で再整理した結果、東濃と幌延の両地域において、長期的に地下水が滞留する領域が存在することが明らかとなった。
- ・ 上記の結果を合せて検討すると、幌延に関しては化学的な視点での滞留域と、水理学的な観点での滞留域が概ね一致し、整合的と言える。
- ・ これらのことから、地質環境の長期的な変化を考慮した地下水流動解析の結果を検証するために、地下水年代や地下水の形成プロセスが有効であることを示した。

引用文献

- 1) 日本原子力研究開発機構, CoolrepH26, 2014
<http://kms1.jaea.go.jp/CoolRep/index.html> (2015.1.28)
- 2) Iwatsuki, T., Xu, S., Itoh, S., Abe, M. and Watanabe, M., Estimation of groundwater age in the Tono research site, central Japan, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 2000, pp.524-529.
- 3) Yamasaki, S., Zwingmann, H., Yamada, K., Tagami, T. and Umeda, K., Constraining the timing of brittle deformation and faulting in the Toki granite, central Japan, *Chem. Geol.*, vol. 351, 2013, pp.168-174.
- 4) Iwatsuki, T., Satake, H., Metcalf, R., Yoshida, H. and Hama, K., Isotopic and morphological features of fracture calcite from granitic rocks of the Tono area, Japan: a promising paleohydrogeological tool, *Applied Geochemistry*, vol.17, 2002, pp.1241-1257.
- 5) 風早康平, 地殻流体, 日本地球化学会編「地球と宇宙の化学事典」, 朝倉書店, 2012, pp.254-255.
- 6) 深部地質環境研究コア編, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 - 立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性 -, 地質調査総合センター研究資料集, no.560, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012.
- 7) 鈴木秀和, 安原正也, 風早康平, 地殻流体研究に果たす水文科学の役割, 日本水文科学会誌, vol. 43, 2013, pp.109-110.
- 8) 電力中央研究所, 平成 24 年度 地層処分技術調査等事業 岩盤中地下水移行評価技術高度化開発 - 地下水年代測定技術調査 - 報告書, 2013.
- 9) Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S. and Mizuno, T., Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU), *Applied Geochemistry*, vol.20, 2005, pp.2283-2302.
- 10) Metcalfe, R., Hama, K., Amano, K., Iwatsuki, T. and Saegusa, H., Geochemical approaches to understanding a deep groundwater flow system in the Tono area, Gifu-ken, Japan., *Groundwater Engineering*, 2003, pp.555-561.
- 11) 電力中央研究所, 平成 24 年度 地層処分技術調査等事業 岩盤中地下水移行評価技術高度化開発 成果報告書詳細版分冊 1 -地下水年代測定技術調査-, 2013, 402p.
- 12) 風早康平, 高橋正明, 安原正也, 西尾嘉朗, 稲村明彦, 森川徳敏, 佐藤 努, 高橋 浩, 北岡豪一, 大沢信二, 尾山洋一, 大和田道子, 塚本 斉, 堀口桂香, 戸崎裕貴, 切田 司, 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴, 日本水文科学会誌, 2014, vol. 44, pp.3-16.
- 13) 網田和宏, 大沢信二, 西村光史, 山田誠, 三島壯智, 風早康平, 森川徳敏, 平島崇男, 中央構造線沿いに湧出する高塩分泉の起源 —プレート脱水流体起源の可能性についての水文化学的検討—, 日本水文科学会誌, vol. 44, 2014, pp.17-38.
- 14) 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術 WG, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価 —地質環境特性及び地質環境の長期安定性について—
http://www.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku_gas/genshiryoku/chisou_shobun_wg/report_001.pdf (2015.1.26)
- 15) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価検証技術開発 報告書, 2014, 198p.

- 16) Hama, K., Kunimaru, T., Metcalfe, R. and Martin, A.J., The hydrogeochemistry of argillaceous rock formations at the Hornobe URL site, Japan, *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 32, 2007, pp.170-180.
- 17) 天野由記, 南條 功, 村上裕晃, 藪内 聡, 横田秀晴, 佐々木祥人, 岩月輝希, 北海道幌延地域における深部地下水調査 -地上からの地球化学調査の妥当性評価と地下施設建設に伴う地球化学特性変化-, 地下水学会誌, vol. 54, 2012, pp. 207-228.
- 18) 岩月輝希, 石井英一, 新里忠史, 北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シナリオの構築, 地学雑誌, vol. 118, 2009, pp.700-716.
- 19) 酒井隆太郎, 宗像雅広, 木村英雄, 地下水の地化学データに基づく地下水流動評価方法の検討-幌延地域の例- (受託研究) , JAEA-Research 2011-054, 2012, 19p.
- 20) 独立行政法人産業技術総合研究所, 沿岸域塩淡水境界・断層評価技術高度化開発平成 24 年度成果報告書, 2013.
- 21) 甲斐邦男, 前川恵輔, 北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と塩化物イオン濃度, 石油技術協会誌, vol.74, 2009, pp.96-106.
- 22) 一般財団法人電力中央研究所, 平成 24 年度地層処分技術調査等事業 岩盤中地下水移行評価技術高度化開発 - 地下水年代測定技術調査 - 報告書, 2013.
- 23) 太田久仁雄, 安部寛信, 山口雄大, 國丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱克宏, 松井裕哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝, 福島龍朗, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第 1 段階)研究成果報告書, 分冊「深地層の科学的研究」, JAEA-Research 2007-044, 2007, 434p.
- 24) 中田弘太郎, 長谷川琢磨, 地下水年代測定評価技術の開発 (その 10) -北海道幌延地域における ^4He ・ ^{36}Cl 法適用の試み-, 電力中央研究所報告, vol. N09027, 2010.
- 25) 財団法人産業創造研究所, 平成 18 年度地層処分技術調査等 バリア機能総合調査 (塩水環境下処分技術調査) 成果報告書, 2007.

2.5 地表環境モデル

2.5.1 背景と目的

諸外国における実際の地表環境条件を考慮した生活圏評価においては、地表環境の状態やそこでの物質移行プロセス、人間の生活様式に関して「様式化」されたモデルを構築することが有効であるとされる一方で、将来の時間的変遷に伴う地表環境の状態変化などを考慮した生活圏モデルについても示されている。超長期にわたる評価において地表環境の時間的変遷を考慮する場合には、自然事象に起因する地表環境及び人間の生活様式の状態変化の結果、地表環境の構成要素やそこでの核種移行プロセス、被ばくの形態にどのような影響を与えるかを整理し、評価結果にどの程度の影響を与えるかを例示しておくことが、処分場の性能を示すうえで重要となる。

そこで、本事業では、地質環境の長期安定性研究の成果などを利用し、経時的な事象の変化に伴う地表環境の変遷を生活圏モデル構築に反映するための方法論を構築することを目的として、実際の環境条件に基づく地表環境の状態設定を試行し、長期変遷を考慮した地表環境の状態設定における課題を抽出した。

なお、本項目は、平成 25 年度まで「生活圏モデル」としていたが、生活圏評価モデルの中でも特に、長期変動に伴う地表環境の状態変遷について、地質環境の長期安定性研究の成果などにに基づき設定する方法について議論することから、平成 26 年度から「地表環境モデル」とする。

2.5.2 アプローチ

地表環境の状態設定に関する試行と方法論の検討を図 2.5-1 に示す手順で実施した。実施にあたっての留意点は下記のとおり。

- ・ 試行を行う際の前提条件としての自然現象については、地殻変動・気候変動に着目し、それらに応じて生じる地形・地質、気温、水収支などの変化が地表環境の状態設定に与える影響を整理した
- ・ 上記現象に関するデータの取得・整理、これら現象の規則性・変動の規模（時間・空間）などの把握を、文献調査にて実施した（なお、本検討では、最新のデータが取得可能で温暖化の影響が少ないと考えられる 10 万年程度を対象とした）

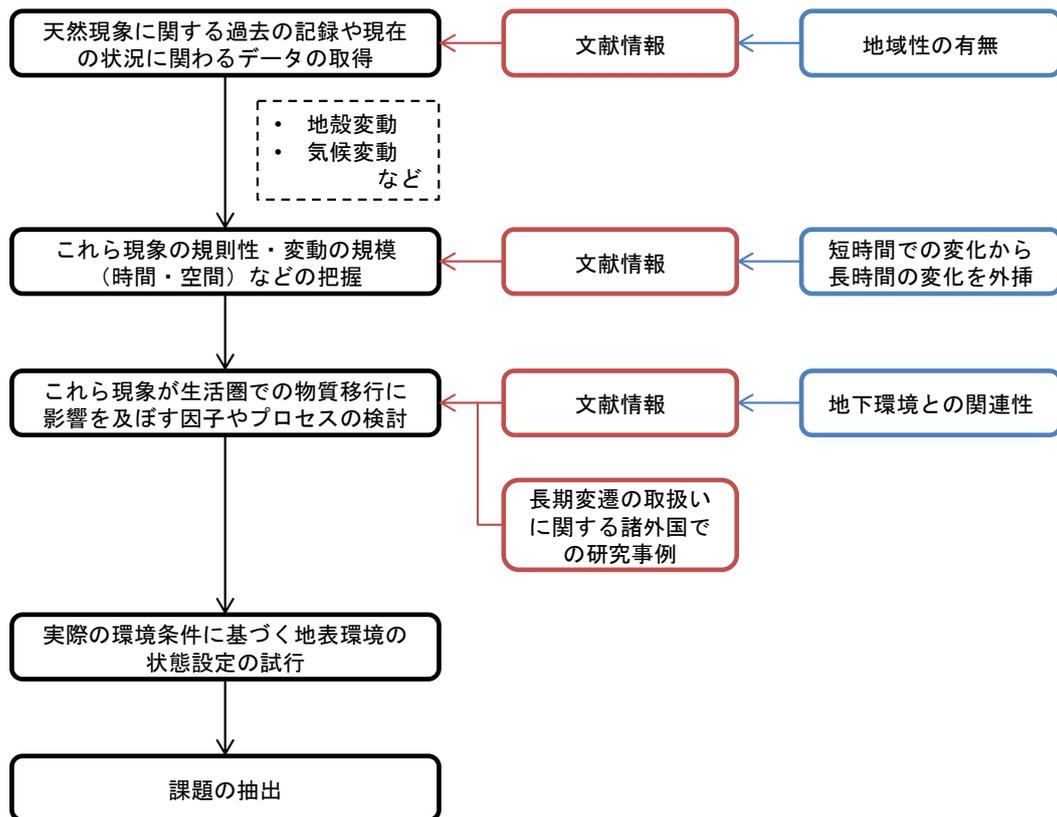


図 2.5-1 本事業における地表環境の状態設定に関する試行の流れ

2.5.3 実施結果

(1) 地表環境の状態設定に資する地域分類

自然現象に伴って生じると考えられる地形・地質、気候の状態を類型化するため、地殻変動及び気候をそれぞれ区分化した。

1) 地殻変動による区分化

日本列島の海岸地域は次の六つに分類されている（小池・町田, 2001¹⁾）。

- i) 傾動・隆起速度が最大で 1 m/1,000 年以上のところを含む地域
- ii) 傾動・隆起速度が 0.5~1 m/1,000 年の地域
- iii) 短波長で ii)と同程度の隆起速度の曲動地域
- iv) 長波長、小振幅で隆起速度が 0.5 m/1,000 年以下の曲動地域（断層による局地的変位を受けていることもある）
- v) 長波長、小振幅で隆起速度 0.1 m/1,000 年以下の安定かやや沈降傾向にある地域
- vi) 沈降速度が 0.5 m/1,000 年より速い顕著な沈降地域

内陸部の地殻変動様式に関しては、地質構造、地形などから推定される変動のプロセスに基づき、以下の六つの変動タイプが提示されている（貝塚ほか, 1995²⁾）。

- (a) 曲隆山地：全体として緩やかな傾動を示す山塊で、東北日本では北上山地や阿武隈山地が、西南日本では中国地方の山地及び四国・九州と紀伊半島の山地が相当する
- (b) 褶曲と断層による山脈：主に褶曲と逆断層によって山地や盆地が形成されているタイプ

で、東北日本弧で典型的であり、島弧に平行な地形・地質構造の帯状配列がみられ、出羽丘陵、奥羽山脈、越後丘陵などが相当する

- (c) 逆断層地塊：逆断層で限られ傾動している山地で、近畿三角地帯の山地や木曾山脈が代表的である
- (d) 横ずれ断層地塊：主に横ずれ断層で地殻の短縮変形が解消されている地域で、中部地方の北西部（飛騨高原、美濃高原など）と近畿地方の西部（丹波高地など）が相当する
- (e) 正断層地塊：正断層は地殻の伸張によって生じるが、現在の日本の陸上で正断層が生じる場所はごく限られている（九州中部の火山地域のみ）
- (f) 巨大逆断層群：これらの断層群は海底に生じるもので、西南日本外帯沖の海底から南海トラフにかけてみられる

(e)の生じる場所はごく限られていること、(f)は海底下で生じることから、内陸部での変動のタイプは(a)～(d)の四つに区分することとする。なお、第2次取りまとめ（核燃料サイクル開発機構, 1999³⁾）でも、同様の四区分としている。

幡谷ほか(2002)⁴⁾では、内陸の隆起量に関して、河成段丘を指標とした方法で見積もり、沿岸部の文献情報と併せて過去10万年程度の隆起・沈降特性を検討し、全国の隆起・沈降量分布図を作成している。その結果、日本列島の隆起・沈降特性の概略の傾向について、下記の通りとしている（原子力発電環境整備機構, 2004⁵⁾）。

- ・ 10万年あたり100 mを超える隆起地域としては北海道～北陸の日本海側、糸静線－富士川河口断層帯、柳ヶ瀬断層帯～関が原断層帯～養老－桑名－四日市断層帯などがある
- ・ 10万年あたり100 mを超える隆起地域は、日本列島全体からみると多くはない
- ・ 東北地方脊梁山地、中部地域中央部などでは、断層によりいくつかのブロックに区分されると考えられるが、全体として個々のブロックで隆起量に大きな差はなく、沿岸部に比べ比較的隆起量が小さい
- ・ 隆起速度が10万年あたり0～20 mの地域は、オホーツク沿岸部、中央構造線以北の四国、中国地方などがある

また、第四紀における隆起沈降量の地域的特性に関しては、下記のように整理されている（高橋, 1970⁶⁾）。

- ・ 最大隆起量（1,700 m）は日本アルプスを中心とする地域にみられ、その周縁は大きな勾配で隆起量が減っている
- ・ その他の隆起量1,000 m以上の地域は日高夕張山脈、越後魚沼山地、紀伊、四国、九州の各山地で、北上、阿部隈、中国各山地や北海道北部は750 mに達しない
- ・ 日本列島を通じて第四紀隆起量は現在の山地高度の2分の1前後に達し、それらが3分の2に近い所もあることを踏まえると、日本列島の現在の大起状は第四紀の地殻変動による所が大きいと考えられる
- ・ 大きな平野はすべて沈降地域で（最大沈降量：関東平野1,400 m、大阪平野700 m、石狩平野600 m、新潟平野500 m）いずれも盆地構造をなし、周縁部の勾配は大きく、沈降から隆起地域へかなり急激に変わっている
- ・ 日本列島全体をみると隆起沈降量とその分布様式が若狭－伊勢湾の線の両側で対照性が著しく、西南日本では内帯と外帯の隆起量の差が著しい（西南日本では中央構造線に沿って勾配が大きく、東北日本では北上・阿武隈山地と背梁・出羽山地の間で隆起量に差があるが、西日本の内外帯の場合ほど著しくない）

- ・ 火山は東日本では一般に山地高度および隆起量の大きい所に分布し、東日本火山帯のフロントの内側、それにほぼ平行して最大隆起量の軸が走るように見える

以上の結果を踏まえて、本検討においては地殻変動について表 2.5-1 に示すような区分化を行うこととした。

表 2.5-1 本検討における地殻変動タイプの区分化

変動タイプ	地理的位置		変動区分	地域例
隆起大	内 陸		(c) 逆断層地塊	赤石山脈、木曾山脈
	沿岸	遠浅	i) 傾動速度最大	六甲山地
		急峻		日本平
隆起小 ～平衡	内 陸		(a) 曲隆山地 (b) 褶曲断層山脈 (d) 横ずれ断層地塊	阿武隈山地、出羽丘陵
	沿岸	遠浅	ii) 傾動・隆起速度標準 iii) 傾動・隆起速度標準、短波長 iv) 傾動・隆起速度標準、長波長・小振幅	オホーツク沿岸
		急峻		足摺岬
沈 降	内 陸		(a) 曲隆山地なし	関東平野
	沿岸	遠浅	vi) 顕著な沈降	濃尾平野、天塩平野
		急峻		新潟平野
安 定	内 陸		(b) 褶曲断層山脈	近江盆地
	沿岸	遠浅	v) 安定かやや沈降	北九州、幌延地域
		急峻		伊豆半島

2) 気候による区分化

気候変動は、2～4 万年程度の小さな変動の繰り返しを含み、10 万年程度で氷期－間氷期サイクルが周期的に繰り返されるという特性があり、今後もおおむね過去と同様の変動を続けると仮定して、過去の気候の推測結果から将来の気候が想定される。

年平均気温と年間降水量は、多少のばらつきはあるものの直線的な関係が認められた。また、年平均気温と年間降水量は、緯度に対する関係も認められることから（図 2.5-2 参照）、本検討においては緯度を基に区分化を行うこととした。

また、地表環境の状態設定を行うにあたっては、永久凍土層の存在の有無が重要であると考えられる。年平均気温から求めた最終氷期最寒冷期の永久凍土は、北海道の全域及び東北地方と中部地方の高山部に分布すると考えられている（松末ほか, 2000⁷⁾。しかしながら、現在のシベリアにみられるような層厚数 100 m に及ぶ連続的永久凍土は形成されず、北海道においても大半が不連続的永久凍土帯および山岳永久凍土であった（小野, 1990⁸⁾; 小野, 1993⁹⁾; 三浦・平川, 1995¹⁰⁾）と考えられている（仲山, 1995¹¹⁾; 核燃料サイクル開発機構, 1999³⁾）。

以上を踏まえて、本検討では表 2.5-2 に示すように気候を区分化することとした。

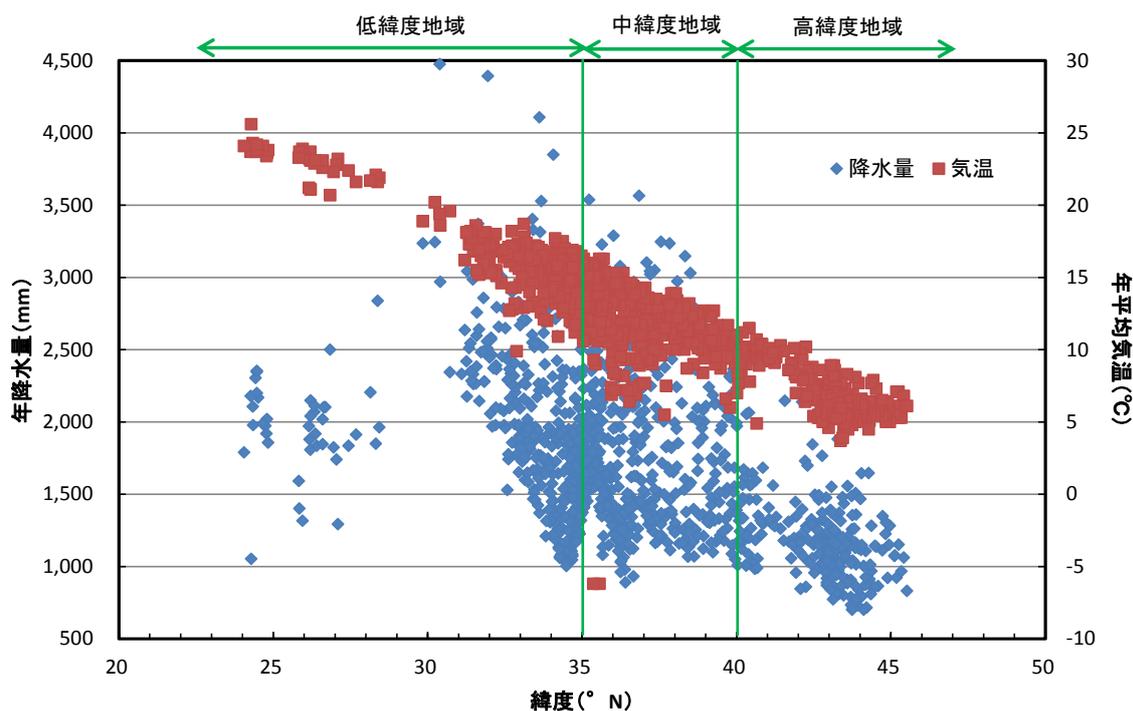


図 2.5-2 緯度と年平均気温及び年間降水量の関係
(国土交通省気象庁データ¹²⁾に基づき作成)

表 2.5-2 本検討における気候タイプの区分化

気候タイプ (緯度を基に区分化)	永久凍土の発達	地域例
高緯度地域 (40° N～)	氷期に永久凍土が発達する地域	北海道全域、東北地方の一部
	永久凍土が発達しない地域	東北地方の沿岸部
中緯度地域 (35～40° N)	氷期に永久凍土が発達する地域	中部地方の高山部
	永久凍土が発達しない地域	上記以外の地域
低緯度地域 (～35° N)	氷期に永久凍土が発達する地域	無し
	永久凍土が発達しない地域	～35° Nの全地域

(2) 地表環境の状態やそこでの物質移行に影響を及ぼす因子やプロセスに関する検討

長期変遷の取扱いに関する諸外国での研究事例や既往の検討事例に基づき、地表環境の状態やそこでの物質移行に影響を及ぼす因子やプロセスについての知見を整理した。

地表環境の状態に影響を与える自然現象として、地殻変動と気候変動を考慮する場合、それら変動現象に伴う地形、気温、水収支などの変化と連動して、以下のような事象が想定される。

- ・ 河川流量は、一般的に降水量の変化に影響を受け(国土交通省¹²⁾、年平均気温が低い地域ほど年降水量は少ない傾向にある(気象庁¹³⁾)
- ・ 陸上の地形形成環境として、特に地球規模では、もっとも重要な因子は気候-植生環境であり、現在の日本は湿潤温帯域にあるものの、氷期には一部が周氷河地形に移行したと想定される(貝塚, 1998¹⁴⁾)
- ・ 氷期には気温が低下し、雪線高度や森林限界高度が低下することが知られており、日本列

島においても、雪線高度が山頂高度よりも大きく低下したことが明らかになっている（貝塚, 1998¹⁴⁾）

- ・ 氷期には海退が起こる（例えば、東京湾では、約2万年前の氷期には現在よりも100 m以上も海水面が低下したと考えられており、この時期には古利根川水系が深く平野を掘りこんでいたと考えられている（日本原子力研究開発機構, 2008¹⁵⁾）
- ・ ドイツ施設・原子炉安全協会では、土壌から農作物への物質移行に影響する要因として、降水量、温度、土壌の性質を挙げている（Noseck et al., 2009¹⁶⁾）
- ・ 周氷河環境の水文特性は、氷、雪及び凍土に影響され、特に永久凍土という形での凍土が、水の分布や水路をコントロールする周氷河地形での代表的な特徴といえる（SKB, 2014¹⁷⁾）
- ・ 永久凍土は地下水の涵養及び排出を減少させタリクと呼ばれるレンズ状の不凍土を通じて深部と浅部の地下水の交換を行う一方で、活性層が凍結した状態では、表層への地下水の流出を遅らせる（SKB, 2014¹⁷⁾）

以上のような整理の結果をもとに、地表環境の状態やそこでの物質移行プロセスに与える影響とその関係を図 2.5-3 に示した。

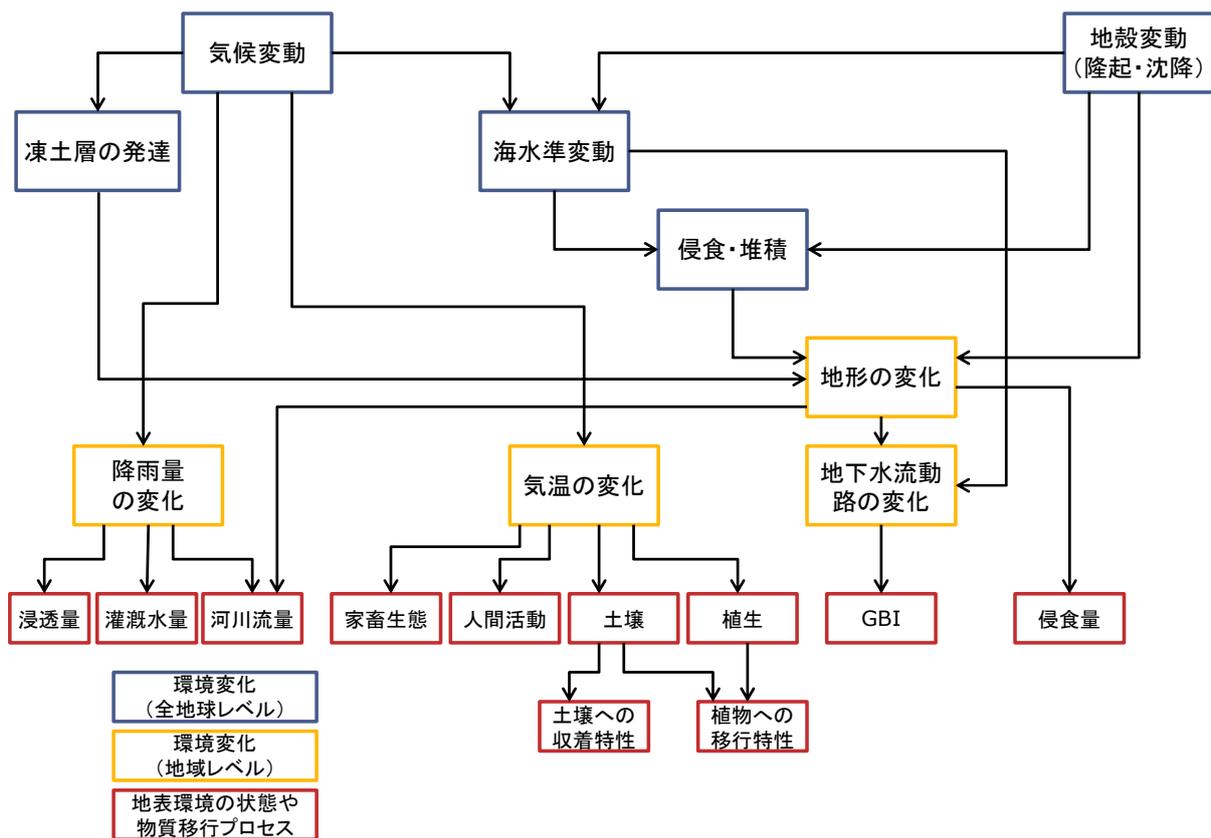


図 2.5-3 地殻変動・気候変動に起因して生じる地質学的プロセスが地表環境の状態やそこでの物質移行プロセスに与える影響とその関係

(GBI：地質環境と生活圏とのインターフェイス、Geosphere-Biosphere Interface の略で、以下 GBI とする)

(3) 地表環境の状態設定フローに関する検討

(1) の地殻変動・気候変動のパターン整理の結果などを参考に作成した地表環境の状態設定フローを図 2.5-4～図 2.5-6 に示す。

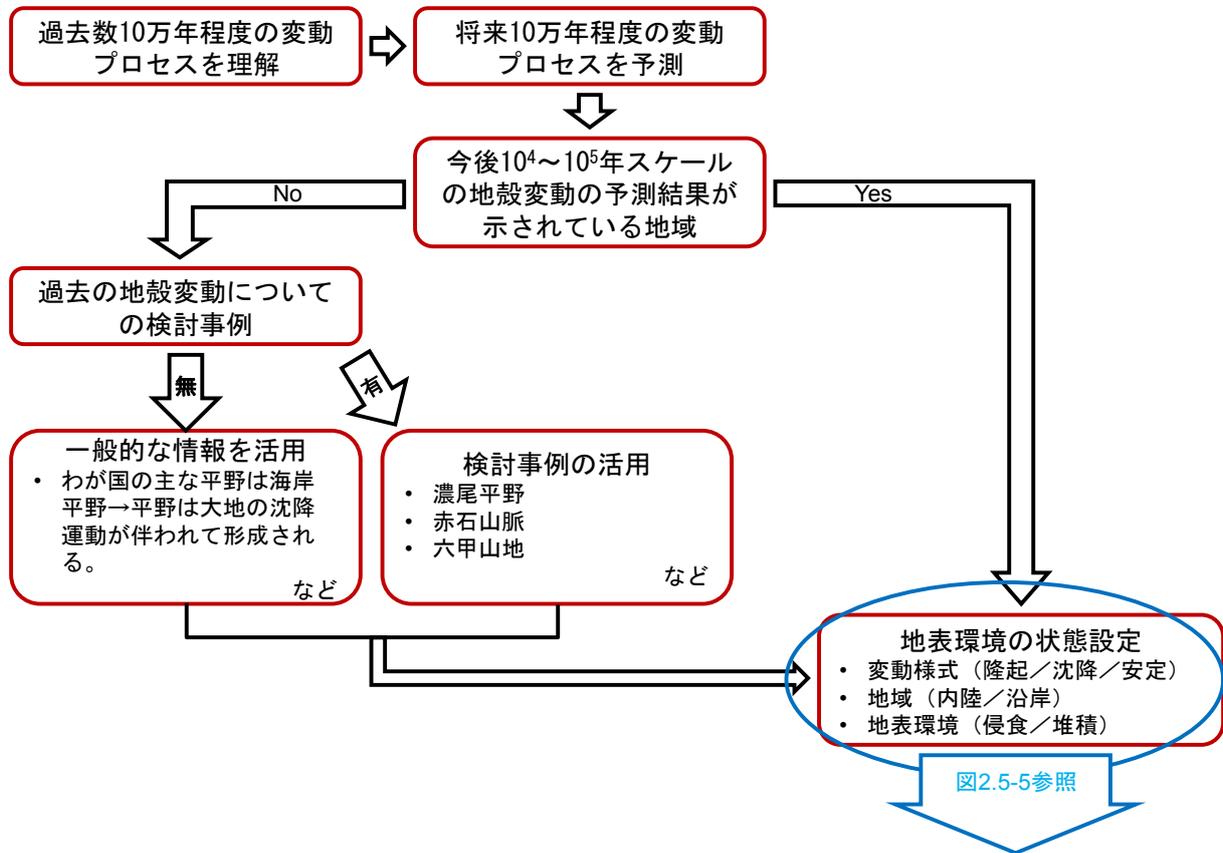


図 2.5-4 地殻変動に対する地表環境の状態設定フロー

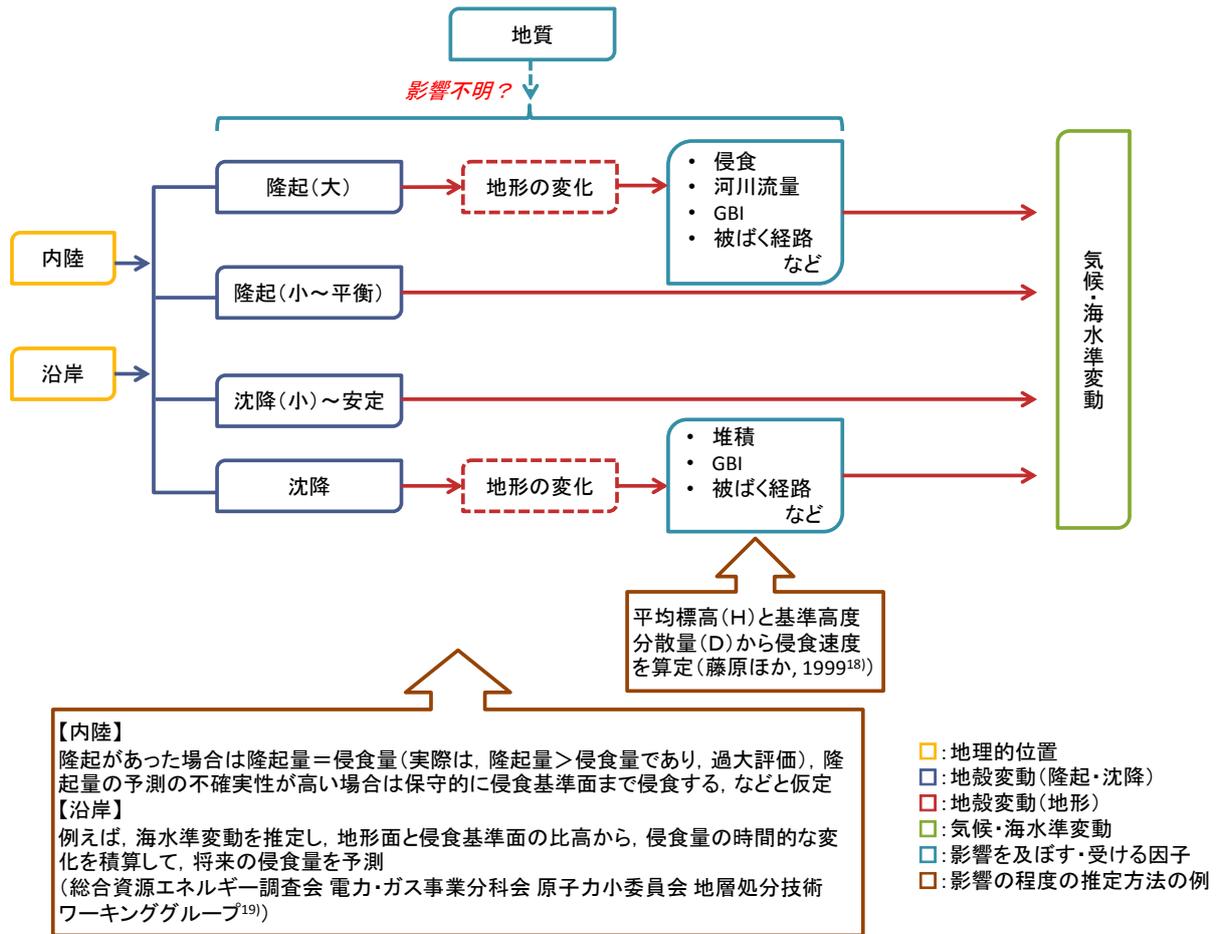


図 2.5-5 地形の変動様式、地域、地表環境の関係
 侵食速度の算出には、藤原ほか, (1999)¹⁸⁾ 及び総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会
 原子力小委員会 地層処分技術ワーキンググループ (2014)¹⁹⁾を参照

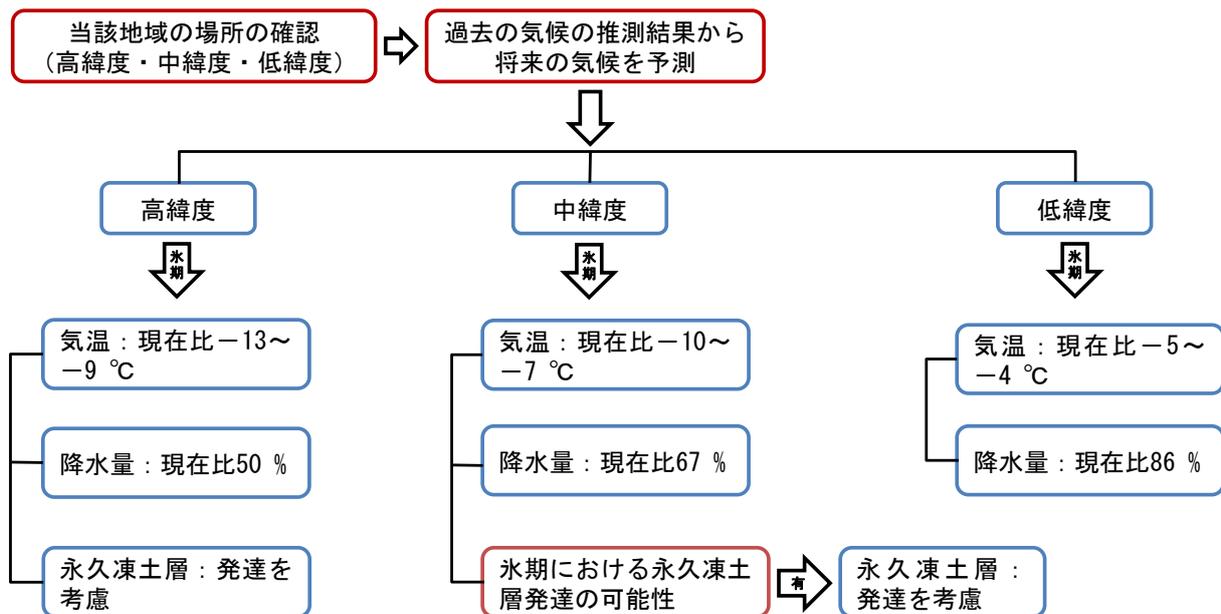


図 2.5-6 気候の寒冷化に対する地表環境の状態設定フロー

(4) 地表環境の状態設定の試行

表 2.5-1 及び表 2.5-2 に示した区分の中からいくつかの事例を選定し、図 2.5-4～図 2.5-6 に示すフローに基づく地表環境の状態設定を試行した。試行にあたっての前提条件を下記のとおり設定した。

- ・ 将来 10 万年程度であれば、現在の地殻変動の傾向が継続する（核燃料サイクル開発機構, 1999³⁾; 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術ワーキンググループ, 2014¹⁹⁾; 梅田ほか, 2013²⁰⁾)
- ・ 今後の変動を予測するために必要な過去～現在までの地殻の変遷史の把握には、
 - 山脈や盆地（平野）などの中地形の場合は、 $10^6 \sim 10^7$ 年程度
 - 台地、丘陵、海岸や河川地形などの場合には、 $10 \sim 10^5$ 年程度の地殻変動に関する知見が必要である（貝塚, 1998¹⁴⁾)
- ・ 侵食速度は、地形の起伏を形成した第四紀の隆起量（速度）（地形の起伏状態）と相関があり、山地が一番大きく、次いで丘陵、平野の順になる（核燃料サイクル開発機構, 1999³⁾; 藤原ほか, 1999¹⁸⁾)
- ・ 降水量・降水強度と侵食速度との間には相関はない（藤原ほか, 1999¹⁸⁾）。
- ・ 寒冷化により、気温が低下し、降水量が減少する（松末ほか, 2000⁷⁾)
- ・ 氷期には北海道の全域、東北地方と中部地方の高山部に永久凍土が発達する（松末ほか, 2000⁷⁾)

1) 沈降地域・沿岸部（遠浅）

沈降地域であり、沿岸部（遠浅）の事例として、濃尾平野を例に地表環境の状態設定について述べる。

濃尾平野は、岐阜県（美濃）南西部から愛知県（尾張）北西部にかけて広がる平野で、東西幅 25～40 km、南北約 50 km の広がりを持ち、木曾三川（木曾川・長良川・揖斐川）などによって供給された碎屑物によって形成された沖積平野である（岡村ほか, 2013²¹⁾）。

濃尾平野は、その誕生から現在の状態に至るまですべて濃尾傾動運動にコントロールされている。濃尾傾動運動は、濃尾平野の西側ほど沈降し、東側の三河高原側が上昇することで、平野部全体が西へ傾く運動であり、平野の西端には北北西～南南東方向に養老-伊勢湾断層があり、それを境に西側の養老山地側が上昇している。この運動は数百万年前から始まり、平均して約 0.5 mm/年ほどの速度で沈降しており、現在も続いている。濃尾平野の中を流れる木曾三川が河口に近づくにつれて養老山地側へ偏っていくのはこのためである（小井土²²⁾; 桑原, 1975²³⁾。

現在得られている知見によれば濃尾平野の沈降速度は、数 m～10 数 m/1 万年の範囲である。一方、氷期に伴う海面変動の速度は、数十 m～100 m/1 万年に近くに達する。したがって、氷期における海水準の低下が、盆地の沈降量にまさる場合、濃尾盆地は海拔高度数十 m の台地域に変わり、河川によって激しい侵食作用を受けることになる（桑原, 1975²³⁾。

以上を踏まえ、濃尾平野を例として、沈降地域・沿岸部について長期変遷を考慮した地表環境の状態設定を試行した結果は下記のとおりである。

- ・ 1 mm/年程度の速さで沈降し続ける
- ・ 氷期には、1～10 mm/年の速さで海面変動が起こり、地形が台地に変化する可能性がある（このことは、GBI の時間変化に反映される）
- ・ 上記の場合、河川による侵食を受ける
- ・ 氷期には、気温が現在比-5～-4℃となり、降水量は現在比 86 %程度となる（このことは、河川流量、浸透量の設定に反映される）
- ・ 氷期においても永久凍土が発生する可能性はない

2) 隆起（大）地域・内陸部

隆起が比較的大きな地域であり、内陸部の事例として、赤石山脈を例に地表環境の状態設定について述べる。

赤石山脈の本格的な隆起は、およそ 100 万年前から起こったと考えられ、それまでは低標高、低起伏であったと考えられている。最近 70 年間の測地測量データでは、赤石山脈は約 4 mm/年以上の速度で隆起している（山崎, 1998²⁴⁾。またその作用にともなって、山地が削られていく速度も世界有数である。赤石山脈は低緯度の温暖多雨地域の山岳地帯であるため、地形が流水による侵食・運搬によって形成されている。

また、最終氷期が赤石山脈の地形に大きな影響を及ぼしたと考えられており、山岳氷河が発達し、現在、氷河地形を観察することができる。

以上を踏まえ、赤石山脈を例として、隆起（大）地域・内陸部について長期変遷を考慮した地表環境の状態設定を試行した結果は下記のとおりである。

- ・ 約 4 mm/年以上の速度での隆起が継続する（その場合、山地が削られていく速度も速く、河川の勾配は急である）
- ・ 氷期には、気温が現在比-10～-7℃となり、降水量は現在比 67%程度となる（ただし、赤石山脈は多雨地帯であり、将来的にもその傾向は変わらず、この変化は、河川流量、浸透量の設定に反映される）
- ・ 中～低緯度地域ではあるが、過去の事例から、氷期において永久凍土が発生する可能性があり、氷河地形が形成される

3) 隆起（大）地域・沿岸部

隆起が比較的大きな地域であり、沿岸部の事例として、六甲山地を例に地表環境の状態設定について述べる。

現在も日本列島では地殻変動が継続している地域があり、その一つとして、六甲山地には約 120 万年前ごろに堆積した大阪層の海成層の一部が見つかっており、最近の約 100 万年間に断層活動を伴う地殻変動（六甲変動）により隆起したことなどが知られている（太田ほか, 2007²⁵）。以上を踏まえ、六甲山地を例として、隆起（大）地域・沿岸部について長期変遷を考慮した地表環境の状態設定を試行した結果は下記のとおりである。

- ・ 約 1 mm/年程度の速度での隆起が継続する
- ・ 氷期には、気温が現在比 $-5\sim-4^{\circ}\text{C}$ となり、降水量は現在比 86%程度となる（この変化は、河川流量、浸透量の設定に反映される）
- ・ 氷期には、海水準の変動により、海面が移動する可能性がある（このことは、GBI の時間変化に反映される）
- ・ 氷期においても永久凍土が発生する可能性はない

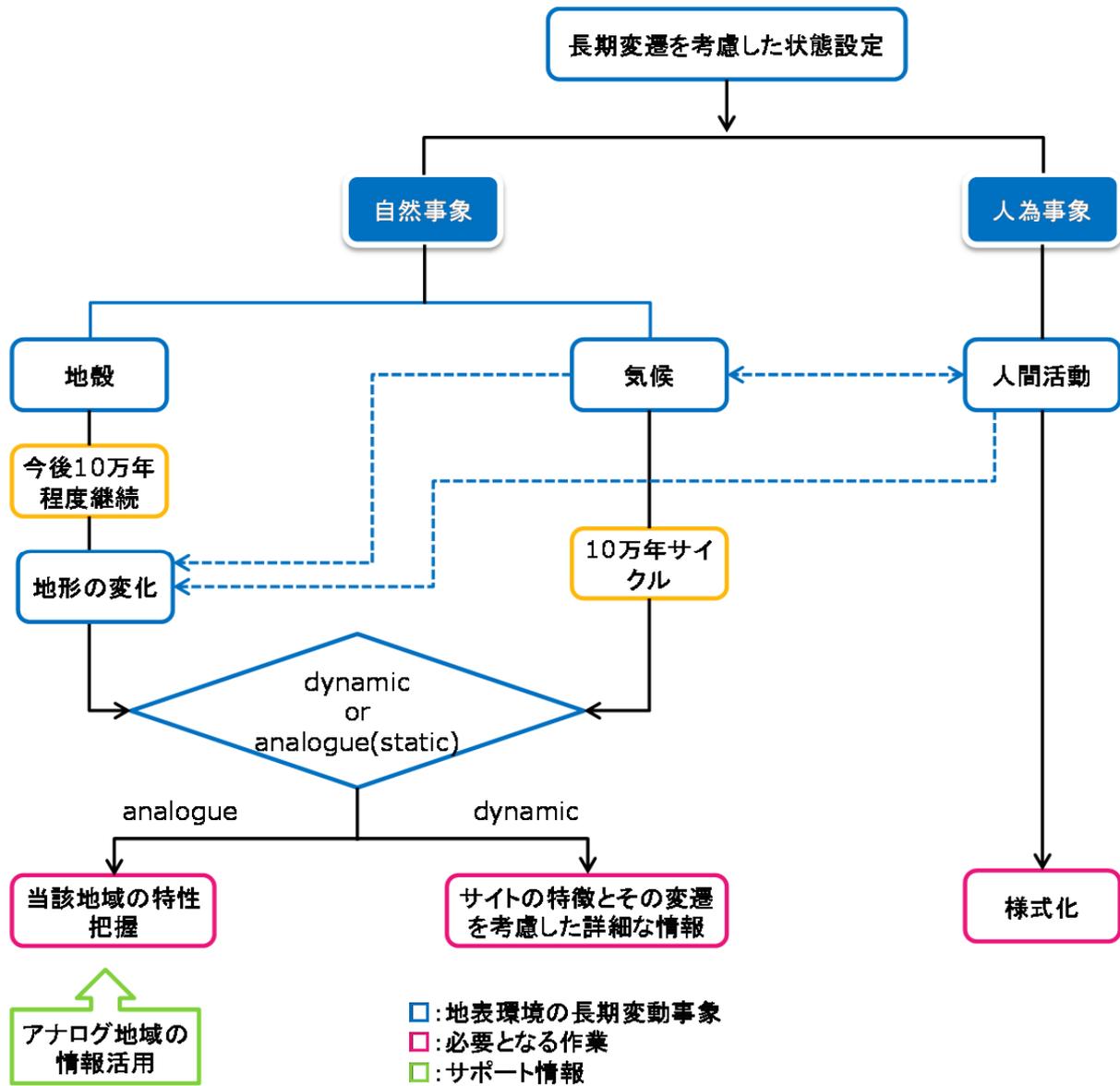
(5) 地表環境の状態設定に関する試行結果から得られた課題

(4) において実施した試行の結果、次のような課題があげられた。

- ・ 地殻変動の継続性に関する情報の欠如：対象とする年代において、活発な地殻変動が起きているが、地表環境の状態設定に関する対象地域での地殻変動が継続しているのか、あるいは安定期に入りつつあるのかについて、地域によって情報量の差異が大きい。
- ・ 時間的・空間的変動に関する情報の取扱い：地質環境の変遷を考慮する領域と地表環境の状態設定の対象となる領域では大きさがかなり異なる。地表環境の状態設定に必要となる領域における情報を切り出す手法についてはさらなる検討が必要である。また、地表環境の状態設定に取り込むべき定量的な情報が少なく、定性的な情報についても状態設定に取り込む方法を検討する必要がある。さらに、10万年間の変遷を考慮して地表環境の状態設定の試行を実施したが、地質学的には10万年間は非常に短期間である。
- ・ 地質学的プロセスに伴い生じる地表環境の状態変遷に関する定量的な取扱い：寒冷化した場合の気温・降水量の変化に関する情報はある程度定量的に得られているが、これら情報を定量的な評価に反映するための検討が不足している。また、永久凍土層の影響についても、諸外国での検討事例を参考に、地表環境の状態設定や生活圏評価への取り入れ方についての検討が必要である。

以上の検討を踏まえ、長期変遷を考慮した地表環境の状態設定に関するアプローチを図 2.5-7 に示す。なお、図 2.5-7 には、2.5 において対象とした「自然事象」に係るものに加えて、「人為事象」に係るものをあわせて表記した。「人為事象」として位置づけられる人間活動に関しては本事業での検討の対象外であるものの、それらの活動が気候や地形変化に対して与える影響が、結果として、自然事象に係るものと同等の影響として考慮されることを鑑み、長期変遷を考慮した地表環境の状態設定に影響を与える事象のひとつとして表現した。

自然事象に関する経時的な事象の変化を考慮する際には、その変化を連続的に扱うか、あるいは非連続的（スナップショット的）に扱うかを選択する必要がある。非連続的に扱う場合には、長期的に予想される状態をスナップショット的に推測することで対応できる一方で、連続的な変化の扱いについては、サイトの特徴を反映した詳細な情報が必要となると考えられる。このような取扱いについても困難な点が多く、今後の課題のひとつとしてあげられる。



(注) 図中…▶は、影響を及ぼす可能性があることを示す。

図 2.5-7 長期変遷を考慮した地表環境の状態設定に関するアプローチ

2.5.4 まとめ

地殻変動・気候変動に着目し、それらに応じて生じる地形・地質、気温、水収支などの変化が地表環境の状態設定に与える影響を検討するために、地殻変動・気候変動のパターンについて整理した。また、それらの検討に基づき、地殻変動・気候変動に起因して生じる地質学的プロセスが地表環境の状態設定やそこでの物質移行プロセスに与える影響とその関係を整理した。さらに、長期変遷を考慮した生活圏モデル構築に資する地表環境の状態設定フローを作成し、いくつかの長期安定性研究に関する事例に対して、地表環境の状態設定を試行した。

試行の結果、地殻変動の継続性に関する情報の欠如、時間的・空間的変動に関する情報の取扱い及び地質学的プロセスに伴い生じる地表環境の状態変遷に関する定量的な取扱いが課題としてあげられた。また、検討の結果を整理し、長期変遷を考慮した地表環境の状態設定に関するアプローチを提案した。

今後は、特に、時間的・空間的変動に関する情報の取扱いや地表環境の状態変遷に関する定量的な取扱いに関する課題に着目し、具体的な環境条件に基づき表層での水文環境特性や地形変化に関する情報を、地表環境において考慮すべき領域や状態の設定に反映する方法について、具体的な検討を実施する予定である。実施にあたっては、平成 26 年度までに得られた地形モデルにおける検討結果や、涵養量推定技術に関する検討結果を参照し、古地形・古環境を考慮した涵養量推定に関わる情報整理を行ったうえで、地表環境モデルの構築手法を整理する。

引用文献

- 1) 小池一之, 町田 洋編, 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会, 2001, 122p.
- 2) 貝塚爽平, 鎮西清高, 小疇 尚, 五百沢智也, 松田時彦, 藤田和夫, 新版 日本の自然<2> 日本の山, 岩波書店, 1995, 277p.
- 3) 核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性-地層処分研究開発第 2 次取りまとめ- 分冊 1 わが国の地質環境, JNC TN1400 99-21, 1999, 559p.
- 4) 幡谷竜太, 鳥越祐司, 柳田 誠, 佐藤 賢, 佐々木俊法, 日本列島における過去 10 万年間程度の内陸隆起量分布と隆起・沈降特性の検討, 日本地質学会第 109 年学術大会講演要旨, 日本地質学会, 2002, p.338.
- 5) 原子力発電環境整備機構, 概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠—「概要調査地区選定上の考慮事項」の説明資料—, NUMO-TR-04-02, 2004 年 6 月, 2004, 285p.
- 6) 高橋 博, 6-4 第四紀地殻変動について, 地震予知連絡会会報, vol. 2, 1970, pp.91-92.
- 7) 松末和之, 藤原 治, 末吉哲雄, 日本列島における最終氷期最寒冷期の気候, サイクル機構技報, No. 6, 2000, pp93-104.
- 8) 小野有五, 北の陸橋, 第四紀研究, vol. 29, 1990, pp.183-192.
- 9) 小野有五, 先史モンゴロイドを探る—最終氷期の東アジアの古環境—, 学術月報, vol. 46, 1993, pp.61-65.
- 10) 三浦英樹, 平川一臣, 北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源, 地学雑誌, vol. 104, 1995, pp.189-224.
- 11) 仲山智子, 北海道・大雪山における最終氷期以降の永久凍土の厚さの変化の推定, 雪氷, vol. 57, 1995, pp.125-132.
- 12) 国土交通省, 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp/> (2015.1.22).
- 13) 気象庁, 過去の気象データ検索, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php> (2015.1.22).
- 14) 貝塚爽平, 発達史地形学, 東京大学出版会, 1998, 304p.
- 15) 日本原子力研究開発機構, 平成 19 年度 地層処分に係る水文地質学的変化による影響に関する調査 研究報告書, 平成 20 年 3 月, 2008, 159p.
- 16) Noseck, U., Fahrenholz, C., Fein, E., Flügge, J., Pröhl, G. and Schneider, A., Impact of climate change on far-field and biosphere processes for a HLW-repository in rock salt, GRS-241, 2009, 272p.
- 17) SKB (Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.), Biosphere synthesis report for the safety assessment SR-PSU, SKB TR-14-06, 2014, 245p.
- 18) 藤原 治, 三箇智二, 大森博雄, 日本列島における侵食速度の分布, サイクル機構技報, No.5, pp.85-93, 1999.
- 19) 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術ワーキンググループ, 最新の科学的知見に基づく地層処分技術の再評価—地質環境特性および地質環境の長期安定性について— (案), 総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会 原子力小委員会 地層処分技術ワーキンググループ 第 8 回配布資料, 平成 26 年 5 月, 2014. http://www.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku_gas/genshiryoku/chisou_shobus_wg/pdf/008_02_05.pdf (2015.1.23)

- 20) 梅田浩司, 谷川晋一, 安江健一, 地殻変動の一様継続性と将来予測－地層処分安全評価の視点から, 地学雑誌, vol. 122, 2013, pp.385-397.
- 21) 岡村行信, 坂本 泉, 滝野義幸, 横山由香, 西田尚央, 池原 研, 伊勢湾に分布する布引山地東縁断層帯東部海域部の位置・形状と過去の活動, 活断層・古地震研究報告, No.13, pp.187-232, 2013.
- 22) 小井土由光, 地形[1] 濃尾平野 -岐阜県の平野-, 岐阜大学教育学部 理科教育講座 地学教室: 岐阜の地学・よもやま話.
http://chigaku.ed.gifu-u.ac.jp/chigakuhp/html/kyo/chisitsu/gifunochigaku/topography/nobi_heiya/ (2015.1.22).
- 23) 桑原 徹, 濃尾傾動盆地と濃尾平野, アーバンクボタ, No. 11, 1975, pp.18-25.
- 24) 山崎晴雄, 山地形成史の研究－第四紀火山噴出物を手がかりにして－, 文部省科学研究費補助金研究成果報告書, 1998, 10p.
- 25) 太田久仁雄, 安部寛信, 山口雄大, 國丸貴紀, 石井英一, 操上広志, 戸村豪治, 柴野一則, 濱克宏, 松井裕哉, 新里忠史, 高橋一晴, 丹生屋純夫, 大原英史, 浅森浩一, 森岡宏之, 舟木泰智, 茂田直孝, 福島龍朗, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第1段階)研究成果報告書, 分冊「深地層の科学的研究」, JAEA-Research 2007-044, 2007, 434p.