

平成 27 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 28 年 3 月

国立研究開発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、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が実施した平成 27 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 27 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国立研究開発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、地層処分事業の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、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、地球化学モデル及び地表環境モデルを統合的に取り扱い、過去から現在までの地質環境の長期的な変動を表現できる数値モデルの構築の方法論を整備する。また、モデルの妥当性の確認及び不確実性の評価のための方法論、モデルを効果的に表現する可視化技術を検討する。平成 27 年度は、「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、長期変遷を考慮した水理モデルにおける感度解析の結果を用いて不確実性の定量化手法の検討を行うとともに、既存の可視化手法を検討した。「地形・地質モデル」では、百万年以上の時間スケールの三次元地形・地質モデルの構築手法を提示した。「水理モデル」では、長期変遷を考慮した水理モデルについて、複数のパラメータに着目した感度解析を実施し、地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価や水理モデルに与える重要な因子の抽出を行った。「地球化学モデル」では、地下水流動解析結果と地球化学特性の分布を比較し、水理学的プロセスにより地球化学特性が影響を受けうる領域と、地球化学プロセスにより地球化学特性が形成される領域といった領域の分布を区別して地球化学特性の長期変遷を考察する必要があることが示された。「地表環境モデル」では、地形・地質モデルや地下水涵養量推定技術を活用して、過去のいくつかの時間断面の地表・水文環境を推定するとともに、地表環境の概念化に必要な因子を抽出した。

「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を開発する。平成 27 年度は、「後背地解析技術」として、石英の電子スピン共鳴の信号特性を用いた手法が有効であることを示すとともに、電子線マイクロプローブアナライザを用いた地球化学的特性を効率的に把握するための手法を構築した。また、鮮新世～更新世のテフラカタログの整備を行った。「炭酸塩鉱物測定技術」では、ウラン系列を用いた年代測定法の開発として、鉛同位体比測定に関して高精度な測定が可能となった。また、炭酸塩鉱物の酸化還元電位の推定技術として、理論式が適用できる地球化学的な条件を整理した。さらに、微小領域分析における地質学的背景を明らかにするための分析手法の合理的な手順を構築した。「地殻変動予測技術」では、活断層の変位速度に基づく歪速度分布から長期にわたるプレート間の相互作用についてモデル化した。また、地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討において、深部流体の粘性係数はマン托のそれに比べて有意に小さいことが明らかになった。さらに、パラメータの推定及び地殻の非弾性変形に関する事例観測・解析を実施した。

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 27 年度実施概要	7
1.3.1 地質環境長期変動モデルの開発	7
1.3.2 革新的要素技術の開発	7
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	9
2.1 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価	9
2.1.1 背景と目的	9
2.1.2 アプローチ	10
2.1.3 実施結果	10
2.1.4 まとめ	22
2.2 地形・地質モデル	25
2.2.1 背景と目的	25
2.2.2 アプローチ	25
2.2.3 実施結果	27
2.2.4 まとめ	74
2.3 水理モデル	79
2.3.1 背景と目的	79
2.3.2 アプローチ	79
2.3.3 実施結果	80
2.3.4 まとめ	115
2.4 地球化学モデル	118
2.4.1 背景と目的	118
2.4.2 アプローチ	118
2.4.3 実施結果	118
2.4.4 まとめ	128
2.5 地表環境モデル	130
2.5.1 背景と目的	130
2.5.2 アプローチ	130
2.5.3 実施結果	131
2.5.4 まとめ	137
3. 革新的要素技術の開発	139
3.1 後背地解析技術	139
3.1.1 背景と目的	139
3.1.2 アプローチ	140
3.1.3 実施結果	140
3.1.4 まとめ	174
3.2 炭酸塩鉱物測定技術開発	177
3.2.1 背景と目的	177
3.2.2 アプローチ	181
3.2.3 実施結果	184

3.2.4	まとめ	211
3.3	地殻変動予測技術	217
3.3.1	背景と目的	217
3.3.2	アプローチ	217
3.3.3	実施結果	220
3.3.4	まとめ	258
4.	おわりに	262
4.1	地質環境長期変動モデルの開発	262
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	262
4.1.2	地形・地質モデル	262
4.1.3	水理モデル	262
4.1.4	地球化学モデル	263
4.1.5	地表環境モデル	263
4.2	革新的要素技術の開発	263
4.2.1	後背地解析技術	263
4.2.2	炭酸塩鉱物測定技術	264
4.2.3	地殻変動予測技術	264

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の構成.....	5
図 1.2-4	革新的要素技術開発の課題と反映先.....	7
図 2.1-1	統合数値モデル構築までのフロー図.....	13
図 2.1-2	本研究で行う作業のフロー図	13
図 2.1-3	地質環境長期変動モデルにおける各分野の関係（東濃）	14
図 2.1-4	地質環境長期変動モデルにおける各分野の関係（幌延）	14
図 2.1-5	地形変化のシナリオの可視化の例	17
図 2.1-6	鳥瞰図の 2 つの投影方法	18
図 2.1-7	様々な視点位置からの鳥瞰図	19
図 2.1-8	シミュレーション前と後の北北東からの鳥瞰図.....	19
図 2.1-9	情報統合システムの全体構成	20
図 2.1-10	ストーリーボード活用の例.....	21
図 2.2-1	東濃地域及びその周辺の地形的特徴.....	26
図 2.2-2	幌延地域及びその周辺の地形的特徴.....	26
図 2.2-3	東濃地域における地形・地質の発達史.....	28
図 2.2-4	東濃地域の河成段丘面区分図と小起伏面区分図.....	29
図 2.2-5	東濃地域の地質ベースマップ	30
図 2.2-6	東濃地域のモデル化領域.....	30
図 2.2-7	東濃地域における paleo-DEM 構築のフローと主な処理	32
図 2.2-8	東濃地域における地形モデルの断層ブロック	33
図 2.2-9	気候変動と地形変化の時間・空間スケール.....	34
図 2.2-10	河成段丘面のアウトラインと河川沿いのポイントデータ	35
図 2.2-11	河成段丘を用いた古地形面の復元	36
図 2.2-12	中位段丘面の復元	36
図 2.2-13	Tk-3 面を用いた古地形面の復元	37
図 2.2-14	Tk-1 面と By-2 面を用いた古地形面の復元.....	39
図 2.2-15	ステージ I の古地形面の復元.....	40
図 2.2-16	傾動変位ラスターの作成（ステージ IV の例）	41
図 2.2-17	東濃地域におけるステージ I, II, III, IV の地形モデル.....	41
図 2.2-18	東濃地域における地質モデル（現在）	44
図 2.2-19	構築した現在の地質モデルと地質断面との比較.....	45
図 2.2-20	東濃地域における paleo-3D-GEOmodel	46
図 2.2-21	東濃地域における現在及び過去の地質モデル構築フロー	47
図 2.2-22	幌延地域周辺の表層地質と地質構造.....	49
図 2.2-23	幌延地域のモデル化領域.....	49
図 2.2-24	稚内層浅部の分布に関する概念.....	51
図 2.2-25	幌延地域における地質モデル（現在）	52
図 2.2-26	幌延地域を対象とした隆起・沈降史.....	53
図 2.2-27	地質構造の復元断面（B-B' 断面）	55
図 2.2-28	幌延地域における復元地質モデル（鳥瞰図）	56
図 2.2-29	幌延地域における復元地質モデル（縦断面図）	57
図 2.2-30	構築した各時間スケールにおける地質モデルの比較.....	57
図 2.2-31	幌延地域における地形モデルのフローと主な処理	59
図 2.2-32	幌延地域のステージ II の地形モデルにおけるブロック境界.....	61
図 2.2-33	幌延地域のステージ I の地形モデルにおけるブロック境界	63
図 2.2-34	幌延地域のステージ I の古地形面の作成方法.....	63

図 2.2-35	海ブロックとコントロールポイントの取り方	64
図 2.2-36	合成処理後のステージ I 地形モデルの修正	65
図 2.2-37	東西圧縮に起因する座標移動	66
図 2.2-38	幌延地域の地形モデル	67
図 2.2-39	ガエロメ粘土の薄片写真	69
図 2.2-40	コンドライトで規格化した希土類元素存在度パターン	70
図 2.2-41	砕帯露頭写真とその区分	72
図 2.2-42	Z6 の石英のポーフィロクラストとその周辺の層状珪酸塩鉱物	73
図 2.3-1	水理地質構造モデルの三次元格子分割（東濃地域）	81
図 2.3-2	地下水の流動傾向の比較（水頭分布図(水平断面：標高-800 m)）	82
図 2.3-3	ボーリング孔における水頭分布の比較（東濃地域）	83
図 2.3-4	PT 解析の指定点の配置例（東濃地域）	84
図 2.3-5	東濃地域の地下水流動特性に関わる FEP の相関	84
図 2.3-6	水頭分布図（水平断面：標高-800 m、全断層の透水性：異方性ケース）	86
図 2.3-7	指定点を通る地下水移行経路図	87
図 2.3-8	ダルシー流速による地下水の移行時間分布図	88
図 2.3-9	時間スケールに着目した統計解析結果（東濃地域、変動係数）	90
図 2.3-10	時間スケールに着目した統計解析結果（東濃地域、標準偏差）	91
図 2.3-11	移行時間の変動係数及び標準偏差分布（東濃地域、水平断面：標高-800 m）	92
図 2.3-12	移行時間の変動係数及び標準偏差分布（東濃地域、鉛直断面：N-S 断面）	93
図 2.3-13	地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布（東濃地域）	94
図 2.3-14	重要因子による影響度の比較（東濃地域、地下水の移行時間の変動係数）	95
図 2.3-15	水理地質構造モデルの三次元格子分割（幌延地域）	96
図 2.3-16	解析結果に基づく水頭分布（幌延地域）	98
図 2.3-17	ボーリング孔における水頭分布の比較（幌延地域）	98
図 2.3-18	PT 解析の指定点の配置（幌延地域）	99
図 2.3-19	幌延地域の地下水流動特性に関わる FEP の相関	100
図 2.3-20	最終氷期における幌延地域の周氷河環境	101
図 2.3-21	不連続永久凍土を想定したタリクの設定条件	101
図 2.3-22	海水準変動の設定条件	102
図 2.3-23	水頭分布図	103
図 2.3-24	指定点を通る地下水移行経路図	104
図 2.3-25	ダルシー流速による地下水の移行時間分布図	105
図 2.3-26	時間スケールに着目した統計解析結果（変動係数：幌延地域）	107
図 2.3-27	時間スケールに着目した統計解析結果（標準偏差：幌延地域）	108
図 2.3-28	移行時間の変動係数及び標準偏差分布（幌延地域、水平断面：標高-1000 m）	108
図 2.3-29	移行時間の変動係数及び標準偏差分布（幌延地域、鉛直断面：E-W 断面）	109
図 2.3-30	移行時間の変動係数及び標準偏差分布（幌延地域、鉛直断面：N-S 断面）	110
図 2.3-31	地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布（幌延地域）	110
図 2.3-32	重要因子による影響度の比較（幌延地域、地下水の移行時間の変動係数）	112
図 2.3-33	不連続永久凍土による変化量（幌延地域、地下水の移行時間の標準偏差）	112
図 2.3-34	東濃及び幌延地域における地下水流動特性の比較	113
図 2.3-35	東濃及び幌延地域における地下水流動の長期変動特性の比較	114
図 2.4-1	東濃地域の地下水水質分布に影響を与えられ考えられる長期的な地下水流動特性	121
図 2.4-2	東濃地域における地下水の水質分布（塩化物イオン濃度）	122
図 2.4-3	地下水中の 4He 濃度の空間分布	122
図 2.4-4	各地球化学特性の長期変化を考察するためのシステム区分（東濃地域）	123
図 2.4-5	幌延深地層研究センターおよび海岸部における地質現象と地球化学特性	125
図 2.4-6	各地球化学特性の長期変化を考察するためのシステム区分（幌延地域）	126
図 2.4-7	東濃地域を対象とした SMS による移流分散解析の水理モデル及び上部境界条件	127

図 2.4-8	東濃地域を対象とした SMS による移流分散解析結果（塩分濃度分布の時間変化）	128
図 2.5-1	気温と降水量との関係	132
図 2.5-2	気温と蒸発散量との関係	132
図 2.5-3	流出指標の算出	133
図 2.5-4	流出指標の流出率との相関関係	134
図 2.5-5	過去地形における流出率の算出	134
図 2.5-6	100 万年前の地形（山なしケース）を対象とした流路抽出結果	135
図 3.1-1	山地形成過程の解明に適用する後背地解析技術の開発フロー	140
図 3.1-2	後背地解析技術の開発に用いる岩石試料と堆積試料の分析地点	142
図 3.1-3	地点番号 22 の柱状図	142
図 3.1-4	堆積物及び基盤岩試料の ESR 信号強度（Al 及び Ti-Li 中心信号）	144
図 3.1-5	堆積物及び基盤岩試料の ESR 信号強度（E1' 中心信号）	144
図 3.1-6	コア試料（試料番号 36）の ESR 信号強度（Al 及び Ti-Li 中心信号）	145
図 3.1-7	コア試料（試料番号 36）の ESR 信号強度（E1' 中心信号）	145
図 3.1-8	堆積物及び基盤岩試料の OSL・TL 信号の特徴	147
図 3.1-9	EPMA を用いた後背地解析のフロー	147
図 3.1-10	前処理手法のフローと各ステップの様子	149
図 3.1-11	基盤岩試料 7 試料への 高速定量分析法の適用結果	153
図 3.1-12	鉱物の化学組成の 岩体間での比較	153
図 3.1-13	測定条件による元素マッピング結果の違い	154
図 3.1-14	基盤岩試料から抽出されたジルコンの元素マッピング結果	155
図 3.1-15	基盤岩試料から抽出されたジルコンの定量分析の測定位置	157
図 3.1-16	地点 22 の露頭とキューブ試料の位置	162
図 3.1-17	地点 23 の露頭とキューブ試料の位置	163
図 3.1-18	地点 24 の露頭とキューブ試料の位置	163
図 3.2-1	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）	179
図 3.2-2	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	180
図 3.2-3	既存情報に基づいて抽出した重要課題及び実施内容	180
図 3.2-4	微小領域分析手法の開発で対象とする各段階の炭酸塩鉱物	186
図 3.2-5	微小領域分析手法の開発に係る分析の手順	186
図 3.2-6	貨幣石の落射偏光顕微鏡像及び optical-CL 像	187
図 3.2-7	鍾乳石（AK-1）の落射偏光顕微鏡像及び optical-CL 像	187
図 3.2-8	花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の落射偏光顕微鏡像及び optical-CL 像	188
図 3.2-9	花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の SEM-CL 装置下での観察	188
図 3.2-10	長時間のスキャンを行った割れ目に介在する炭酸塩鉱物試料の SEM-CL 像	189
図 3.2-11	EPMA-EDS 装置で取得した割れ目に介在する炭酸塩鉱物の化学組成マッピング	190
図 3.2-12	炭酸塩鉱物の微小領域分析の流れ	190
図 3.2-13	東濃地域の方解石試料の採取位置	193
図 3.2-14	東濃地域の方解石を用いて計算した ORP と現在の地下水の ORP の比較	193
図 3.2-15	湧水由来の石灰華の採取位置	194
図 3.2-16	湧水由来の石灰華試料の写真	195
図 3.2-17	石灰華に含まれる Fe 濃度を用いて計算した ORP と実際の地下水の ORP の比較	195
図 3.2-18	津和野湧水の石灰華の二次電子像、組成像及びスペクトラム	196
図 3.2-19	91500 の U-Pb 年代測定結果	203
図 3.2-20	Ybr157 の U-Pb 年代測定結果	204
図 3.2-21	91500 及び Ybr157 の U-Pb 年代測定におけるスタンダードの同位体比変動	205
図 3.2-22	Ybr157 の Pb-Pb 年代	206
図 3.2-23	Ybr157 と 91500 の Pb、U 信号強度及び Pb / U 比の時間変動	207
図 3.2-24	NGX 004 号機による Ne 測定結果の例	210
図 3.2-25	金属製サンプリング容器	210

図 3.2-26 銅管のサンプリング容器.....	210
図 3.3-1 GNSS 変位速度データより推定されたせん断ひずみ速度.....	219
図 3.3-2 横ずれ断層の固着に伴うせん断ひずみ速度の空間変化.....	219
図 3.3-3 地質学的ひずみ速度の推定に用いた断層パラメータ.....	221
図 3.3-4 地質学的ひずみ速度の推定結果.....	222
図 3.3-5 測地学的ひずみ速度の推定手法.....	224
図 3.3-6 測地学的ひずみ速度の推定結果.....	225
図 3.3-7 ひずみ速度主軸の方位角の差の分布.....	225
図 3.3-8 各モデルの設定と境界条件.....	227
図 3.3-9 数値シミュレーションによるせん断ひずみ速度の計算結果.....	228
図 3.3-10 解析対象とした各火山の位置.....	230
図 3.3-11 2パス干渉 SAR 解析の結果.....	231
図 3.3-12 GEONET 点 020934 の鉛直変位時系列.....	232
図 3.3-13 二次元有限要素法によるシミュレーションのセットアップ.....	233
図 3.3-14 二次元有限要素法による 100 年間の粘弾性シミュレーション結果.....	234
図 3.3-15 FLAC3D によるシミュレーション結果.....	236
図 3.3-16 九州南部せん断帯付近の震源分布と古地磁気の偏角分布.....	237
図 3.3-17 パス番号 072 における観測日と衛星軌道間距離との関係.....	239
図 3.3-18 StaMPS による時系列解析から得られた視線方向変位速度マップ.....	240
図 3.3-19 図 3.3-18 中の直線 A-A' 上の変位速度プロファイル.....	241
図 3.3-20 地下の横ずれ断層による変位速度の線形変位からのずれ.....	242
図 3.3-21 観測点配置の違いによるモデルパラメータの解像度分布.....	244
図 3.3-22 GEONET の 8 観測点で解析を行った場合のモデルパラメータの解像度分布.....	244
図 3.3-23 最適な観測点配置とされる場合のモデルパラメータの解像度分布.....	245
図 3.3-24 最適な観測点配置の平面図.....	245
図 3.3-25 GNSS 受信機及び架台式ソーラー蓄発電システムの外観と設計図.....	246
図 3.3-26 GEONET 観測点と原子力機構の観測点配置の概略図.....	247
図 3.3-27 熊本県葦北郡津奈木町役場における地殻変動観測概要.....	248
図 3.3-28 熊本県球磨郡球磨村役場における地殻変動観測概要.....	249
図 3.3-29 鹿児島県伊佐市立山野中学校における地殻変動観測概要.....	250
図 3.3-30 鹿児島県出水市立上場小学校における地殻変動観測概要.....	251
図 3.3-31 鹿児島県鹿児島市立花尾小学校における地殻変動観測概要.....	252
図 3.3-32 鹿児島県日置市立伊集院中学校における地殻変動観測概要.....	253
図 3.3-33 鹿児島県鹿児島市立吉田小学校における地殻変動観測概要.....	254
図 3.3-34 鹿児島県日置市立湯田小学校における地殻変動観測概要.....	255
図 3.3-35 鹿児島県伊佐市立羽月北小学校における地殻変動観測概要.....	256
図 3.3-36 鹿児島県薩摩郡さつま町山崎地区公民館における地殻変動観測概要.....	257

表 目 次

表 2.1-1	各個別モデルの内容及び範囲	13
表 2.1-2	エキスパートシステムに追加したカテゴリの情報	22
表 2.2-1	東濃地域の地形モデル作成において使用したデータ	31
表 2.2-2	東濃地域における地質モデル構築のための情報整理	43
表 2.2-3	幌延地域における地質モデル構築のための情報整理	51
表 2.2-4	水平歪み速度の比較	58
表 2.2-5	幌延地域の地形モデル作成において使用したデータ	58
表 2.2-6	粒度ごとの代表的な試料の鉱物構成	69
表 2.3-1	水理特性の設定（東濃地域）	82
表 2.3-2	境界条件の設定（東濃地域）	82
表 2.3-3	感度パラメータの設定（東濃地域）	85
表 2.3-4	時間スケールに着目した統計解析（東濃地域）	90
表 2.3-5	水理特性の設定（幌延地域）	97
表 2.3-6	境界条件の設定（幌延地域）	97
表 2.3-7	感度パラメータの設定（幌延地域）	100
表 2.3-8	時間スケールに着目した統計解析（幌延地域）	107
表 2.3-9	東濃及び幌延地域における地下水流動特性及びその長期変動特性の比較	115
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	141
表 3.1-2	パンニング作業の比較結果	150
表 3.1-3	高速定量分析条件	151
表 3.1-4	鉱物同定判定基準	152
表 3.1-5	設定した元素マッピングの測定条件	155
表 3.1-6	ジルコンを対象とした元素組成分析のための測定条件	156
表 3.1-7	基盤岩試料から抽出されたジルコンの元素定量分析の結果	157
表 3.1-8	帯磁率異方性測定試料の一覧	160
表 3.1-9	帯磁率異方性測定の結果	166
表 3.1-10	日本列島の大規模火砕流堆積物の記載岩石学的特徴	171
表 3.1-11	中央日本テフラの記載岩石学的特徴	172
表 3.1-12	北海道・東北・九州の大規模火砕流火山ガラスの化学分析値	173
表 3.2-1	SEM-CL 観察を実施した炭酸塩鉱物とその産状	185
表 3.2-2	理論式の適用条件の一覧	197
表 3.2-3	入手したジルコン等の標準試料一覧	198
表 3.2-4	エキシマレーザーアブレーション装置及び ICP 質量分析計の設定	200
表 3.2-5	91500 の U-Pb 同位体分析結果（結果 A）	201
表 3.2-6	Ybr157 の U-Pb 同位体分析結果（結果 B）	202
表 3.3-1	数値シミュレーションに用いた物性定数	227
表 3.3-2	使用したデータの諸元	230
表 3.3-3	シミュレーションに用いた各パラメータ	234
表 3.3-4	解析に使用した SAR データの諸元	239

1. はじめに

1.1 背景と目的

本事業は、平成 27 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）から国立研究開発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さらに高め、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層処分システムの超長期的な安全性を検討するための体系的な手法（例えば、地質環境長期変動モデルやモデル構築に必要な要素技術等）の構築が求められている。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多重バリアシステムによって、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アンス（復元性）を把握しておくことが重要であり、特に変動スケールを把握する技術の開発が必要となる。今後、地層処分の技術的信頼性をさらに高めていくうえでも、実際の地質環境を構成する様々な要素について、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が極めて有効である。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ノウハウについては、「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）。

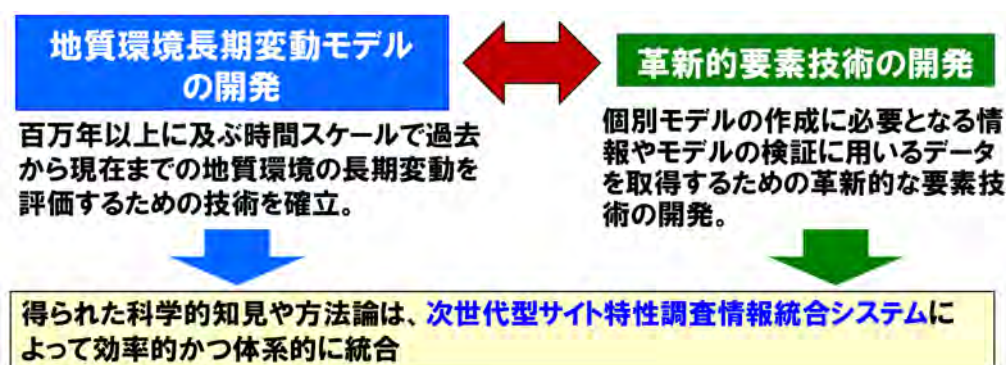


図 1.2-1 技術開発に係る全体フレーム

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、換言すれば様々な時間・空間スケールにおいて対象とする場の長期的な地質環境特性の変動幅を定量的に評価することが可能な手法を提示する。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、地殻変動や気候・海水準変動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（日本原子力研究開発機構, 2014⁶⁾）。このため、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。

地層処分では留意すべき地質環境特性の変動幅が相対的に小さい領域とは、安全評価を行う時間スケールにおいて自然現象による影響が小さく、長期的に地質環境特性が安定と考えられる領域である。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で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、様々な時間・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」と「地表環境モデル」を構築する。その後、「水理モデル」として、この地形・地質モデルと地表環境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。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」を開発し、物質移行の観点から「水理モデル」との整合性を検討する。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り、例えば、地下水流動特性の場合には長期的滞留域を推定することができる。推定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思われる。

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と地殻変動予測技術、地表環境モデル及び水理モデルに用いる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。

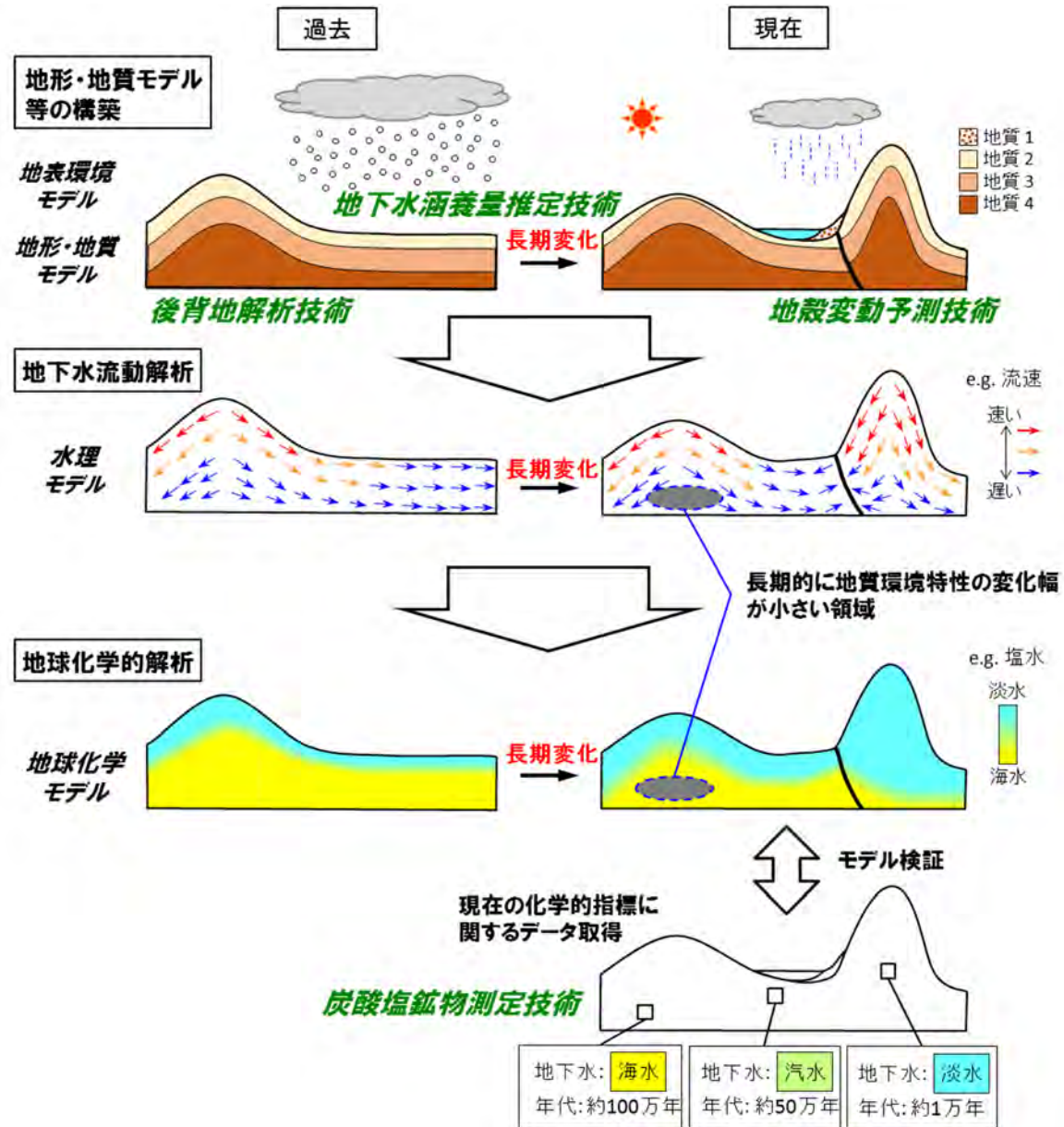


図 1.2-2 地質環境長期変動モデルの開発における統合化のイメージ

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地質環境長期変動モデルの開発に向けて、東濃地域と幌延地域を山間部と平野部の事例としてモデル構築手法を検討すると同時に、これまで個別に進められてきた「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」といった各分野のモデルを統合的に取り扱い（統合数値モデル化）、地質環境の長期的な変動を表現できる数値モデルの構築の方法論を整備する。また、モデルの妥当性の確認及び不確実性の評価のための方法論、モデルを効果的に表現する可視化技術の検討も進める（モデル検証及び不確実性の検討）。

(1) 統合数値モデル化、モデル検証及び不確実性の評価

各分野のモデル（地形・地質、水理、地球化学、地表環境のモデル）を統合的に取り扱い、総合的に表現する数値モデル構築の方法論の整備及び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の定量化に向けた手法の開発を行う（図 1.2-3）。また、地質環境の長期安定性に係る評価技術の共有化や理解促進を図るため、構築した統合数値モデルを効果的に可視化する技術を提示する。

(2) 地形・地質モデル

百万年以上の時間スケールでの地史（テクトニクス）の検討や、古地形の推定及び地質・地質構造の復元を行い、地形・地質モデルの構築やその方法論の整備を行う。

(3) 水理モデル

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と数値モデルの作成及びその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ための方法論を整備する。

(4) 地球化学モデル

地形・地質モデル、水理モデルを利用した解析結果及び古水理地質学的な検討結果に基づき、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しつつ、地下水流動解析結果の妥当性を化学的指標から評価するための方法論を整備する。

(5) 地表環境モデル

古地形・古気候・古環境や表層水環境などを考慮した地表環境条件を明らかにするとともに、地表環境の領域や状態の設定に関する検討を行い、地表環境モデル構築するための方法論を整備する。

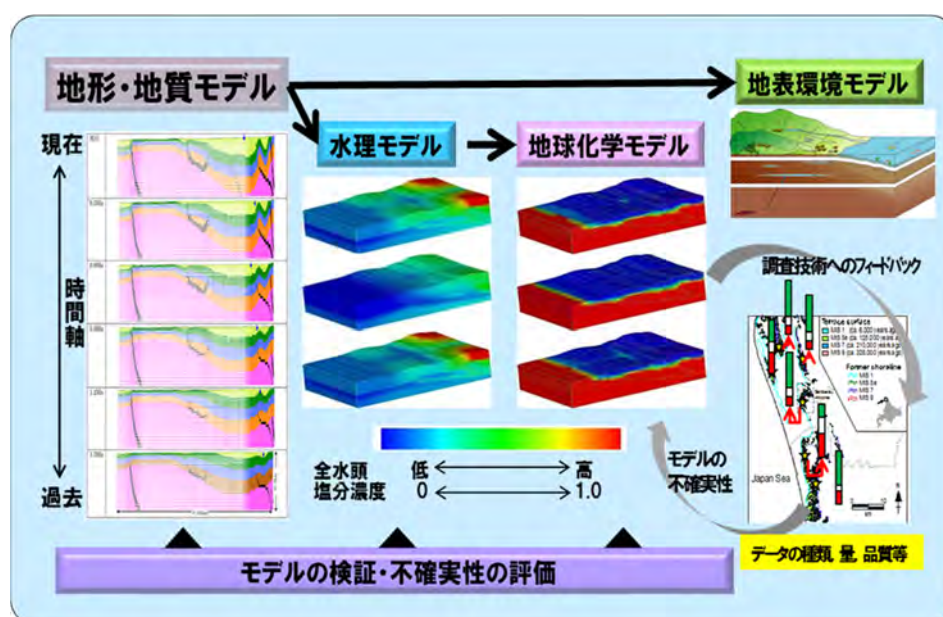


図 1.2-3 地質環境長期変動モデルの構成

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、地殻変動の一様継続性に起因する様々な現象の発生に伴う不確実性を考慮するための地殻変動予測技術が重要となる（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、以下の技術開発を進める（図 1.2-4）。

(1) 後背地解析技術

従来の後背地解析に加え、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に山地や丘陵の隆起開始時期や形成過程を推定する手法の開発と碎屑物の堆積時期を把握するために有効なテフラについての情報整備を行う。

(2) 地下水涵養量推定技術

汎世界的な気候変動を考慮しつつ、微化石分析データなど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基づき涵養量（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。なお、本技術開発については、平成 26 年度までに整備を終了した。平成 27 年度以降は、地表環境モデルと連携して適用事例を蓄積する。

(3) 炭酸塩鉱物測定技術

岩石の割れ目を充填する炭酸塩鉱物の放射年代測定及び元素分布情報を取得する局所領域分析システムを構築する。

(4) 地殻変動予測技術

過去から現在、さらには将来の地殻変動モデルを構築するため、数値シミュレーションによる地殻変動解析を行う。また、解析結果の検証及び地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討のため、地殻変動に関する事例観測・解析を実施する。

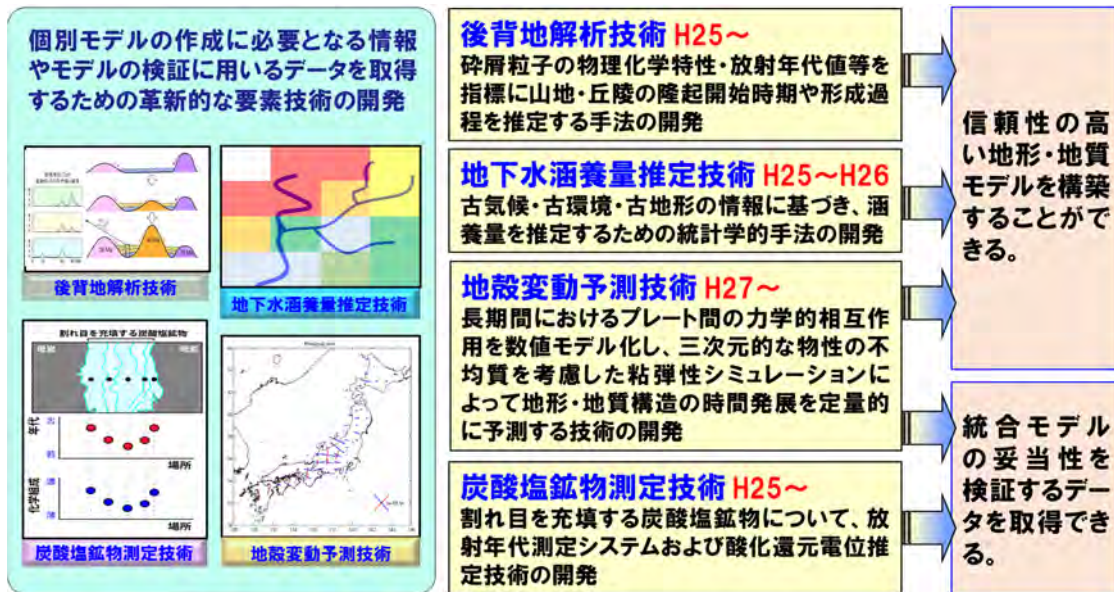


図 1.2-4 革新的要素技術開発の課題と反映先

1.3 平成 27 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」として、平成 26 年度までに検討してきた長期変遷を考慮した水理モデルにおける感度解析の結果を用いて不確実性の定量化手法の検討を行う。また、可視化技術の整備については、既存の可視化手法の適用を検討する。「地形・地質モデル」では、百万年以上の時間スケールの三次元地形・地質モデルの高度化を進め、モデルの構築手法を提示するとともに、不確実性を考慮した複数のモデルを提示する。「水理モデル」では、長期変遷を考慮した水理モデルについて、複数のパラメータに着目した感度解析を実施し、地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価や水理モデルに与える重要な因子の抽出を行う。「地球化学モデル」では、地下水流動解析結果の妥当性を評価するための手法として、化学的指標の有効性について検討を行う。「地表環境モデル」では、古地形を用いた過去の河川流出量分布の推定及び降水量や蒸発散量の推定に関わる解析・データの整理を行うとともに、地表環境の状態を設定するにあたっての着眼点を整理する。

1.3.2 革新的要素技術の開発

「後背地解析技術」では、石英・ジルコンなどの鉱物の主成分・微量成分、石英粒子の電子スピン共鳴信号、放射年代値などを用いた後背地解析手法の構築について検討するとともに、平成 26 年度に引き続き鮮新世～更新世のテフラカタログの整備を行う。「炭酸塩鉱物測定技術」では、炭酸塩鉱物を対象としたレーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析システムによるウラン系列を用いた年代測定法の開発、各年代測定法の標準試料となる炭酸塩鉱物試料の選定を行う。また、地下水への炭酸塩鉱物の元素分配挙動の評価や炭酸塩鉱物内の微小領域分析の技術開発を行う。「地殻変動予測技術」では、過去の変動に基づいたプレート間の力学的相互作用モデルの構築のため、活断層の変位速度に基づく歪速度分布やプレート境界における長期的バックスリップ分布の推定を行うとともに、地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討のため、深部流体の粘弾性パラメータの推定及び地殻の非弾性変形に関する事例観測・解析を実施する。

1.4 本報告書の構成

平成 27 年度は、全 4 章から構成されている。1 章（本章）では、本事業の背景と目的及び本事業の概要と実施概要を述べる。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 27 年度のまとめとして成果を示す。

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、地表環境と（深部）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、地表環境モデルと地質環境モデルの各モデルを統合的に表現する数値モデルを構築するための方法論の提示を目的としている。そのため、平成 25 年度は、国際 FEP リスト（Features, Events and Processes：以下、「FEP」という。OECD/NEA, 2000¹⁾; BIOMOVs II, 1996²⁾）に基づき、幌延地域と東濃地域を平野部と山間部の事例として、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、各分野内での 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 万年程度を対象とした場合、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）を基本とし、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、1,000 年オーダーから 1,000 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。

また、平成 26 年度には、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、地層処分技術ワーキンググループ（以下、「処分技術 WG」という）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⁾）についても参照しつつ、地質環境特性の長期的な変化を全体的に（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した。

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、本事業においては、構築する統合数値モデルについて、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、適用性を確認することが重要となる。平成 26 年度には、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した。

平成 27 年度は、平成 25 年度に実施した分野ごとに抽出・整理した FEP の相関、及び平成 26 年度に実施した各分野における FEP の相互関係の整理結果に基づいて、分野間でのデータの流れを考慮した統合モデル構築の方法論を検討する。また、統合モデルの可視化について、平成 26 年度に実施した既存技術のレビュー結果に基づいて、時間変化する現象を可視化する方法について検討・整理する。

2.1.2 アプローチ

平成 27 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 FEP の相互関係に基づくデータの流れを整理する。具体的には、(1) 分野ごとのモデル構築を通じたデータフローの整理、(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、(4) 知識集約のためのシステムの管理を行う。各実施項目の詳細を下記に示す。

(1) 分野ごとのモデル構築を通じたデータフローの整理

平成 26 年度までに、各分野において重要な FEP について Process Influence Diagram (以下、「PID」という) 形式で整理し、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した。平成 27 年度は FEP の相関関係を考慮しつつ、分野間でのデータの流れを考慮した統合モデル構築の方法論を検討する。

(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

本事業では、100 万年以上に及ぶ時間スケールで変化していく地質環境を可視化するための技術が必要となる。そのため、時間変化する現象を可視化する方法について検討・整理し、その方法のいくつかについて適用例を示す。

(4) 知識集約のためのシステムの管理

本事業では、地質環境長期変動モデルの開発や革新的要素技術の開発で得られた科学的知見や方法論などの知識を、これまでに整備した知識体系（地質環境の調査、モデル化、解析といった一連の調査・評価の繰り返し）の中に統合する。

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) 分野ごとのモデル構築を通じたデータフローの整理

平成 26 年度までの検討においては、分野ごとに考慮すべき FEP を抽出するとともに、分野間での FEP の相関関係を整理した（日本原子力研究開発機構, 2014⁴⁾, 2015⁵⁾）。また、平成 26 年度には、この整理に基づいて、各モデルの定義（表 2.1-1）を示すとともに、各モデルの相関関係を整理し、統合数値モデル構築までの全体像を把握するために、データの流れを示すフロー図を試作した（図 2.1-1）。

さらに、平成 26 年度には、東濃地域及び幌延地域における統合シナリオを構築し、両地域における地質環境の長期的な変化に及ぼす影響の大きい FEP を検討した。この検討から、統合数値モデル構築時に考慮すべきプロセスやデータは地域によって異なること、さらには解析結果に与える重要度も異なることが考えられた。これらの点を踏まえ、平成 27 年度の目的として、図 2.1-1 に示したデータフロー図にしたがって分野ごとのモデルを構築し、データフローの妥当性を検討することとした。同時に、構築したモデルを用いた感度解析を行い、不確実性の定量化手法を検討した。

東濃及び幌延の両地域における長期的な地質環境の変化を考慮したシナリオ（図 2.1-3 及び図 2.1-4）を参考に、平成 27 年度の検討では、隆起・沈降と侵食を考慮して、100 万年以上前から現在までの複数の時間断面における地形・地質モデルを構築した。なお、幌延を対象とした地形・地質モデルでは、海沿いの沈降域において沈降した部分に地層が堆積したとみなすことで、堆積の効果も考慮に入れた。また、水理モデルでは、地形・地質モデルに基づいて水理特性の空間分布を変化させ、地下水流動系の変化を検討した。合わせて、感度解析として、東濃（山間部）においては、涵養量と断層の水理特性を感度パラメータとして検討した。また、幌延（平野部）では、海水準変動の影響も受けると考えられることから、感度パラメータとして気候変動に係る涵養量と海水準変動、断層の水理特性を検討した。なお、涵養量については、地形・地質モデルと地表環境モデルに基づいて推定した値を用いた。

その結果、隆起・沈降及び侵食による地形及び地質の変化に起因して、地下水流動系は大きく変化することから、地形変化による影響が支配的で、長期変遷を考慮した地下水流動特性を評価するにあたっては地殻変動による地形変化が重要因子であると考えられた。なお、幌延（平野部）では、地形変化と気候・海水準変動による影響が大きく、不連続永久凍土の影響は大きくないことが明らかとなった。ただし、気候・海水準変動のうち、涵養量と海水準変動のどちらの影響が大きいかは未確定である。

地下水流動モデルにおいては、長期の時間スケールであっても、地形変化の影響が小さい、すなわち地下水流動状態について空間的に変動幅の違いが認められた。この結果を、現在の地球化学特性に基づいて構築した地球化学モデルと比較した結果、東濃では地下水流動状態の長期的な変動幅が小さい領域においては、相対的に大きい領域に比べ、地下水の滞留時間も長いことが示された。この結果から、地質環境モデルは分野ごとに構築されるものの、アウトプットの整合性が図られ、平成 26 年度までに整理したデータフロー（図 2.1-1）は妥当であることが確認された。

なお、分野ごとのモデル構築の詳細については、2.2～2.5 節を参照されたい。

（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

平成 27 年度は、各分野のモデルを構築しつつ、データフロー図にしたがってデータを次のモデルへと引き継ぎ、データフローの妥当性を検討した。

平成 26 年の検討においては、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ためには、地形・地質モデルを構築し、地質分布や地表形状の情報に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こと、さらに地下水流動モデルに地球化学特性を加味することによって、地球化学モデルが統合数値モデルとして構築でき、この方法論は汎用的に利用することが可能であるとした（日本原子力研究開発機構, 2015⁵⁾）。

平成 27 年度には、平成 26 年度の検討結果に基づいて、東濃（山間部）及び幌延（平野部）を事例として、両地域で取得されたデータに基づいて作業フローを作成（図 2.1-2）し、統合数値モデルの構築を検討した。この結果、上述したように、地形・地質モデルを構築し、そのモデルに基づいて水理地質構造モデルと地下水流動モデルを構築し、地球化学モデルとの比較を通じて、一連のモデル化の妥当性を確認することができた。このことから、統合数値モデルを構築する方法論がほぼ整備されたと言える。

なお、平成 26 年度の報告書（日本原子力研究開発機構, 2015⁵⁾）で指摘したように、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）が重要であるとした。このうち、検証は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、妥当性確認は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, 2011⁶⁾）。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。

このうち、検証については、例えば、地形・地質モデルを例にすると、時間変化を考慮したモデルにおいて、断層山地を横切る先行谷の位置が分からないこと、閉塞流域及びシンクホール状の不自然な地形が認められないことなど、少なくとも現在の地形分布と矛盾する結果ではないことから、モデルとして不自然なものではない。したがって、モデルの検証方法については、検討を継続する必要があるが、おおむね妥当なものであると考えられる。また、妥当性確認については、地下水流動モデルで得られた地下水流動状態の長期的な変動性が小さい領域について、地下水流動モデルとは独立して構築された地球化学モデルとの比較において、他の領域とは異なる特徴が確認されており、地形・地質モデルとそれに引き続いて構築される水理モデルと、それとは独立して構築される地球化学モデルの比較によって、妥当性を確認できることが示された。

不確実性について、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, 2011⁷⁾）。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（日本原子力研究開発機構, 2015⁵⁾）。平成 27 年度のモデル構築結果に基づいて不確実性を検討すると、上記三つの不確実性については、個別に構築された水理モデルと地球化学モデルがおおむね整合的であることから、これらの不確実性も適切に低減できていると考えられる。

この一方で、今年度構築したモデルについては、100 万年以前のモデル（地形がほぼ平坦であるもの）と 100 万年から現在までの地形の起伏が明瞭なモデルとの間で、地下水流動系が大きく変化する。このことは地形の復元に関するデータの不確実性がデータフローの下流側にも影響することを示唆する。このため、地形復元方法の高度化が必要であると言える。同時に、データや概念の不確実性を考慮した複数のモデルを構築して、網羅的な解析を行い、モデル不確実性の影響を受けにくい領域を抽出し、概念の不確実性を低減するという方法も考えられる。

表 2.1-1 各個別モデルの内容及び範囲
(日本原子力研究開発機構, 2015⁵⁾)

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。

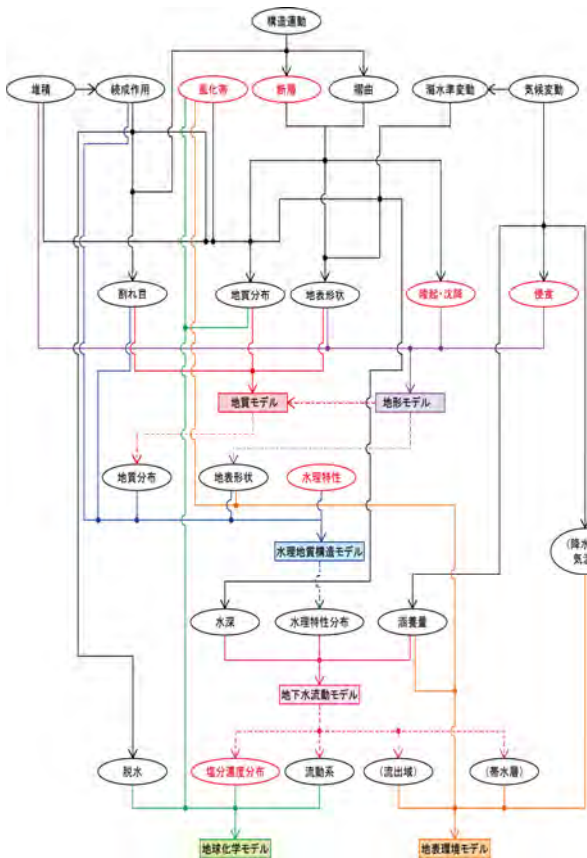


図 2.1-1 統合数値モデル構築までのフロー図
(日本原子力研究開発機構, 2015⁵⁾)

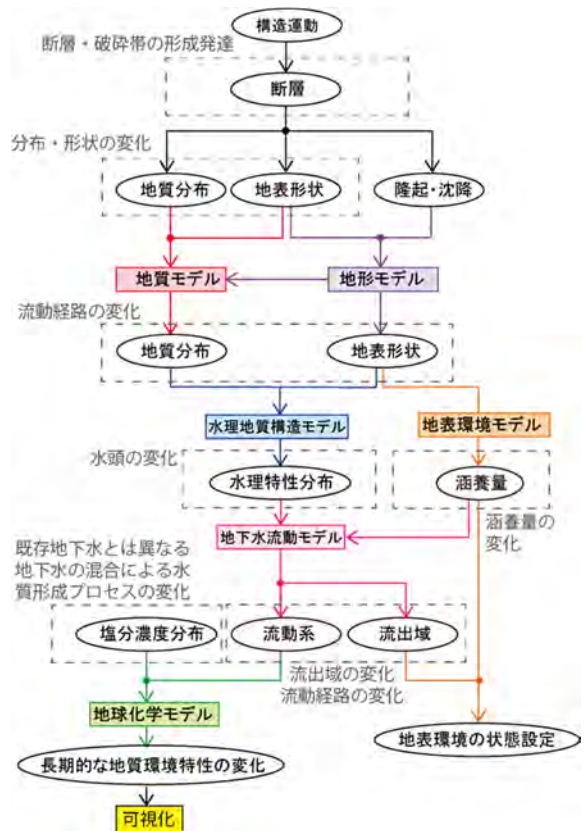


図 2.1-2 本研究で行う作業のフロー図

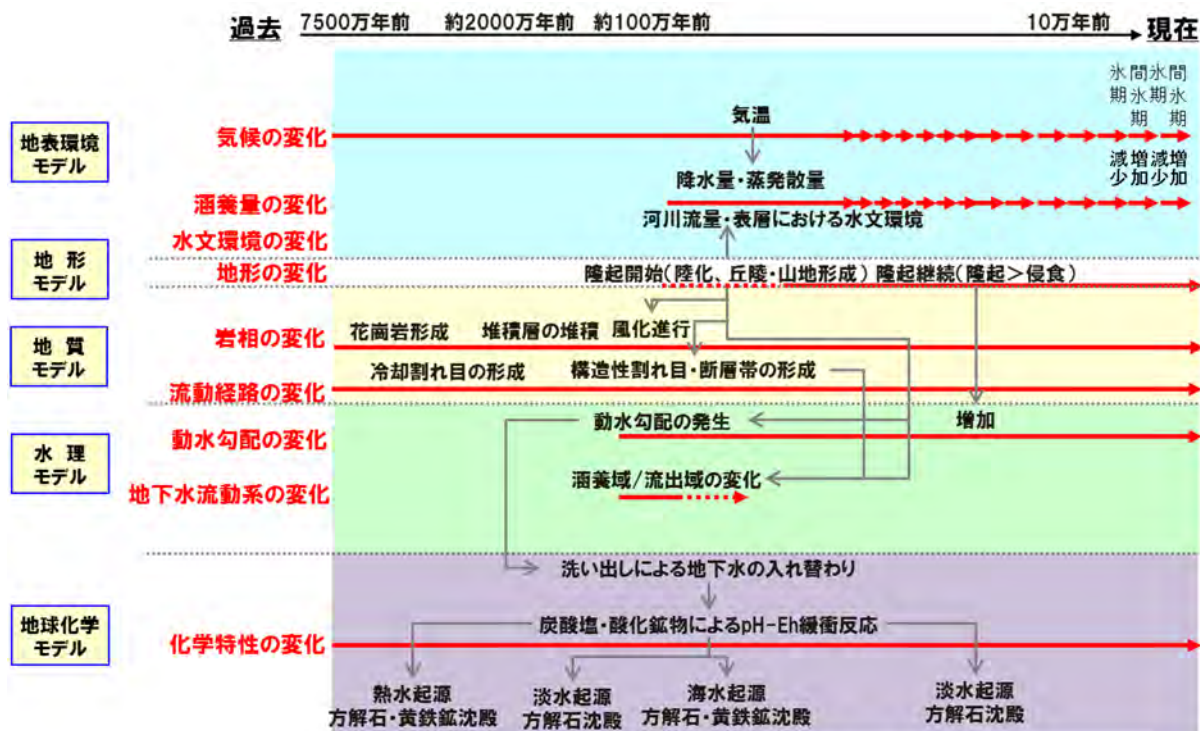


図 2.1-3 地質環境長期変動モデルにおける各分野の関係（東濃）
（日本原子力研究開発機構，2015⁵）

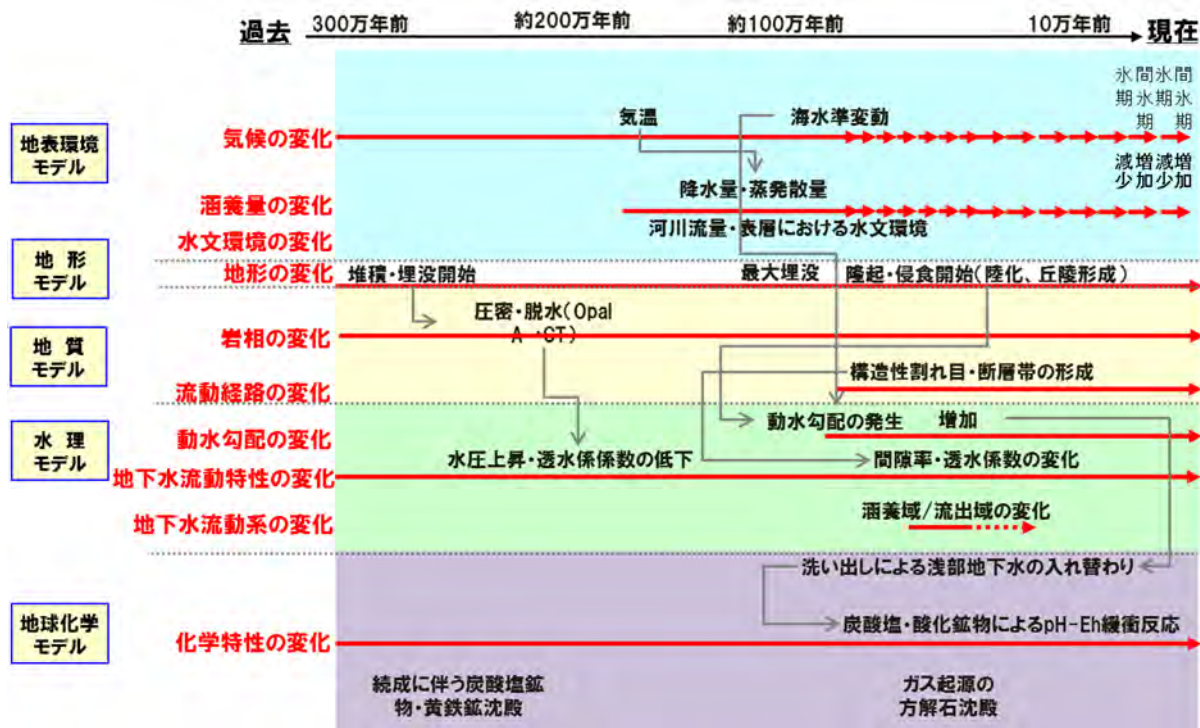


図 2.1-4 地質環境長期変動モデルにおける各分野の関係（幌延）
（日本原子力研究開発機構，2015⁵）

(3) 可視化技術の検討

平成 26 年度に実施した可視化技術の検討では、可視化技術は既に飽和しており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、地質環境の可視化に適した既存技術の選択が大切であること、地質環境の持つ高密度な情報や長期間の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、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こと等が示された（日本原子力研究開発機構, 2015⁵⁾）。また、近年の様々な分野における可視化技術に対する需要の高まりやコンピュータ等のハードウェアの開発から、現在では高度な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、新たな可視化技術を開発するのではなく、目的にあった可視化技術の選択が重要である。特に、本事業では、100 万年以上に及ぶ時間スケールで変化していく地質環境を効果的に可視化する技術が必要となる。時間変化する現象を可視化の方法については、①人間が設定した変化の要所の間をコンピュータが補間する方法、②撮影された実際の動きをコンピュータ上で加工する方法、③パラメータを設定して計算した結果を示す方法、④数式に従って動かす方法などがある。

これらは主に、三次元コンピュータ・グラフィックス（以下、「3DCG」という）において、アニメーションを作成する際に用いられる方法である。①は、人間が物体の形や位置の変化ポイントを指定し、その間をコンピュータが補うことで滑らかな動画を作成する。これは、3DCG の基本的な考え方である。慣れや技術が必要であり、作業に時間がかかるが、この方法で表現できないものはない。平成 26 年度の報告書において紹介した POV-Ray、RenderMan、Maya のほか、LightWave、Shade、Blender など多くの市販されているソフトウェアやフリーのソフトウェアを用いて作成することができる。②は、現実の人物や物体の動きをデジタルで記録し、コンピュータを用いてアニメーション化する。映画などのコンピュータアニメーションやゲームなどのキャラクターの動きに利用されている。人間などの短時間の動きをリアルに再現することには適しているが、本事業で扱うような長期かつ地下の現象のような実際に撮影することが困難な動きへの適用は無理である。③は、複雑な現象を定式化して実行するシミュレーションの結果を表現する。実際に行うことが困難な事象を示したり、実行する前に結果を予測したりするために用いられる。また、色々な現象を組み合わせることで表現することが可能である。複雑なシミュレーションには時間がかかるとともに試行錯誤が必要である。④は、波の動きや機械の規則正しい動きなど数値的にわかっている動きをプログラムに組み込んで表現する。

本事業においては、構築する各モデルや統合数値モデルについて、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技術を検討し、適用性を確認することが重要となる。その中でも、技術者が頭の中で描いているシナリオのイメージを共有する際や復元した複数の時期のモデルを連続的に示す際の可視化には①の方法が有効と考えられる。また、シミュレートできる地形変化や地下水流動の可視化には③の手法が有効であると考えられる。ここでは、①と③の例を示す。

1) 地形変化のシナリオの可視化の例

これまでに数百万年前以降の地形変化を概念的に示す際には、複数の時期に分けて鳥瞰図にして示してきた。しかし、これでは一方向からしか表現できていないこと、示している時期以外の期間は表現できていないことなどから、地形学を専門とする研究者が持つ地形に関するシナリオやイメージを、他の分野の研究者や技術者が理解することが難しい場合がある。そこで、平成 27 年度は、①の方法において既存の技術を用いた 3DCG を作成した。

ここでは、新里ほか (2007) ⁸⁾の過去と現在の地形のイメージ図を基に、時間とともに丘陵及び山地が徐々に高くなる 3DCG (百万年を 20 秒間程度で示すアニメーション) を作成した。また、作成した映像は四方位から鳥瞰しながら、概括的に山地や丘陵規模の地形の変化がわかるようにした (図 2.1-5)。

使用した手法は、一般的に普及している Adobe 社製の Photoshop のような画像処理ソフトの基本機能を用いて数値地形モデル (Digital Elevation Model: 以下、「DEM」という) を手書き感覚で編集するという、手軽さを重視したイメージング手法であり、対象地域の大地形の発達過程を把握できていれば、基準となる年代の数枚の DEM を繋ぐことで、単純な地形変化アニメーションを作成することが可能である。地形変化の過程の表現方法として、画像処理ソフトの基本機能にある「ブラシツール」を隆起・沈降、「グラデーション」を傾動、「ぼかし」を開析として利用した。今回は現世から過去の DEM を逆算し、隆起の過程を可視化しているが、過去の原地形から将来の地形を作成したい場合は、黒ではなく白のペイントブラシにより地形を隆起させたり、シャープフィルタで谷の開析を進めたりすることも可能である。

この手法の難しい点は、DEM の編集を二次元で行うため、立体的な形状を確認しながら編集できないことにある。また、画像処理ソフトの操作において、ブラシツールで標高を何 m 上下させているのか、絶対的な標高数値としてわかり難く、作業者のマウス操作の入力の強さと、見た目の色の感覚に頼って地形を作り上げることになる。さらに、一定の速度で隆起する地形発達アニメーションを作る場合、キーフレームとなる各時期の地形に対して、どの程度の地形変化 (隆起量) を与えておけば、等速コマ送りした時に等速隆起して見えるのかを想定しながら編集しなければならない。変化量を算出してから編集すればよいが、それでは手書き編集の手軽さ、柔軟さが損なわれてしまうため、あくまで作業者の感覚に基づく自由な地形の編集に頼った。

この手法の適用の可能性としては、キーフレームとなる基準年代の DEM を増やすことで隆起の開始時期や停止時期を表現したり、隆起速度の変化を表現したりできるものと考えられる。また、地形学分野のエキスパートがより細かく基準年代の DEM を編集すれば、海水準変動や侵食堆積 (上下変化) のイメージングも可能であると考えられる。

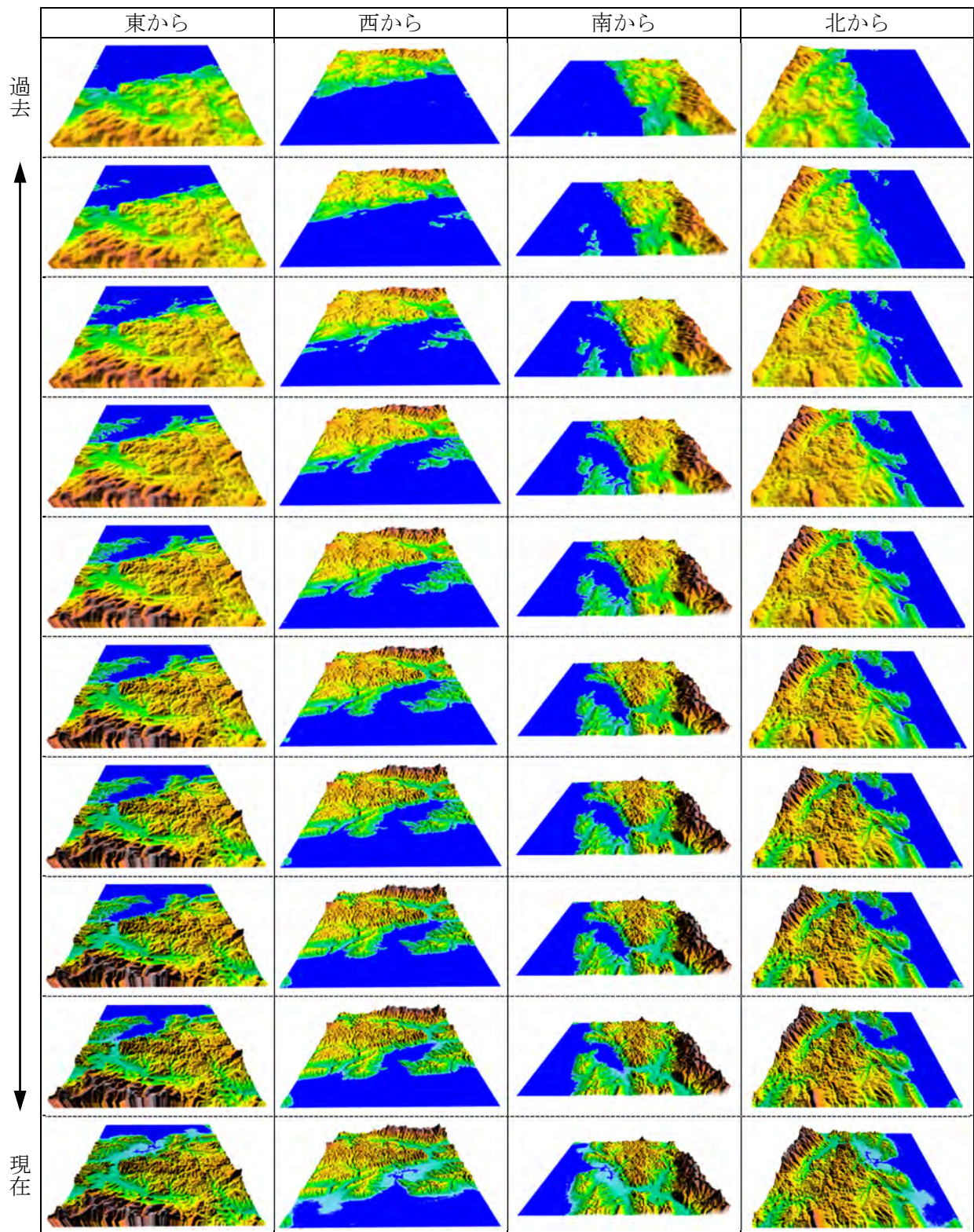


図 2.1-5 地形変化のシナリオの可視化の例
 四方向からのアニメーション（20 秒間程度）のスクリーンショット

2) 地形変化のシミュレーションの可視化の例

地形変化の数値シミュレーションは、長期にわたる地形変化とその不確実性の幅を定量的に得ることができるという利点を有している（野上, 2005⁹⁾; 2008¹⁰⁾; 2010¹¹⁾; 2011¹²⁾）。原子力機構では、これまでに1万年オーダの地形変化をシミュレートするプログラムの開発を進めてきた（草野ほか, 2011¹³⁾）。このプログラムでは、海水準変動、地盤の隆起、河川・斜面の侵食・堆積、断層の変位などを組み込んで地形の長期変化をシミュレートする。シミュレーション結果は時間ごとのDEMとして得られる。そのためDEMを用いて、様々な地形表現や地形解析が可能である。ここでは、約10万年間の地形変化シミュレーション結果について、鳥瞰図による地形変化による三次元的な可視化を行う。

鳥瞰図とは、地形をある視点から平面に投影し、三次元的な奥行きを持たせた立体的な画像であり、立体的に眺めることによって地形の直感的な理解を深めるのに適した図である。鳥瞰図の作成の仕方には、視点を無制遠においた平行投影と、視点を中心とする中心投影とがある（図2.1-6）。平行投影は、手前も奥も同じ縮尺で投影されるが、遠近感を出しにくい。中心投影は、遠近感が出るが、画像奥の職尺が小さくなることから細かな部分を表現できない。DEMから作成される地形の三次元投影手法としては、遠近感が得られる中心投影が一般的である。以下では中心投影を用いて地形変化シミュレーションの結果を示す。

可視化した地形変化シミュレーションは、安江ほか（2011）¹⁴⁾における「地形変化シミュレーション技術の高度化」と同様の範囲・類似の設定によって得られる結果を用いた。このシミュレーションでは、10万年程度の期間における地形変化シミュレーション・プログラムの妥当性を確認するために、三河高原北部を北東から南西方向に流下する土岐川流域において、段丘分布などから約14万年前の地形を設定し、これを起点としたシミュレーションによって推定した現在の地形と実際の現在の地形とを比較している。初期状態の地形の鳥瞰図を図2.1-7に示す。視点方向の違いによって注目できる地形が異なり、北北東や北北西からの鳥瞰図は、東北東-西南西走向の屏風山断層を境とした高度の違いが理解しやすい。一方、西からの鳥瞰図は、土岐川に沿った地形の分布が見やすい。図2.1-8では、北北東からのシミュレーション結果を示す。図2.1-8のように、結果は陰影図の他にも地質分布を合わせて示すことができる。図2.1-8では、初期地形とシミュレーションの最終的な結果だけを示しているが、シミュレーション結果は100年ごとに出力されており、これらを統合して鳥瞰図の動画アニメーションファイルを作成されている。10万年間の標高変化は、アニメーションではほとんど見えないと思われるが、シミュレーション結果はDEMとして得られることから、二つの時期の差分をとることで、どこでどの程度の侵食や堆積が起きているかを把握することができる。

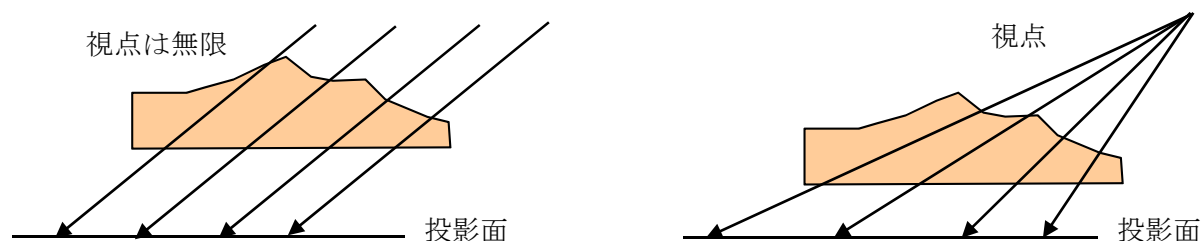
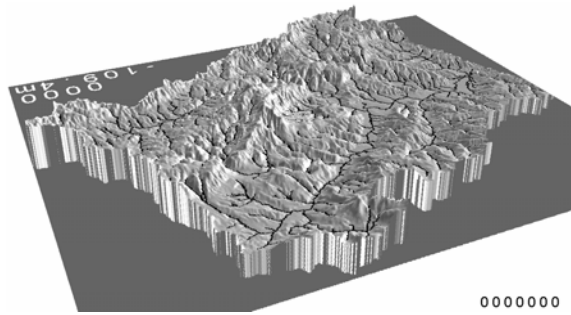
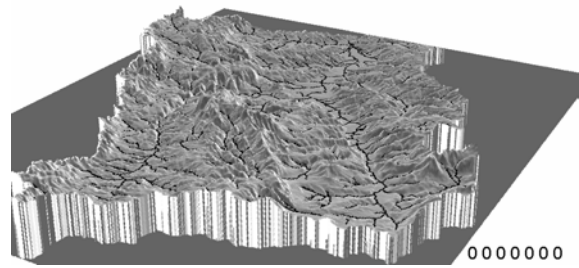


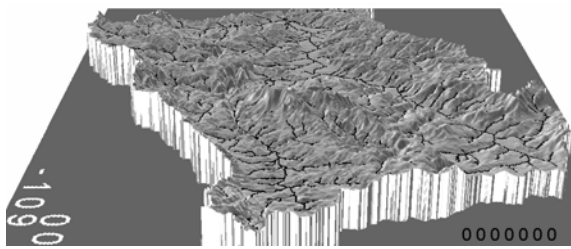
図 2.1-6 鳥瞰図の2つの投影方法
(左：平行投影、右：中心投影)



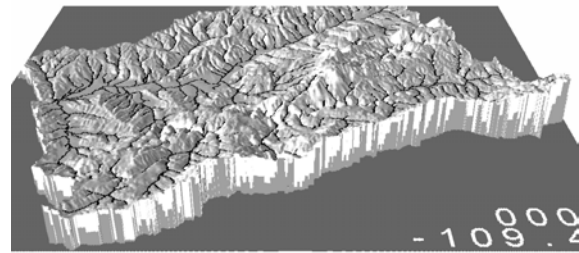
北北東からの鳥瞰図



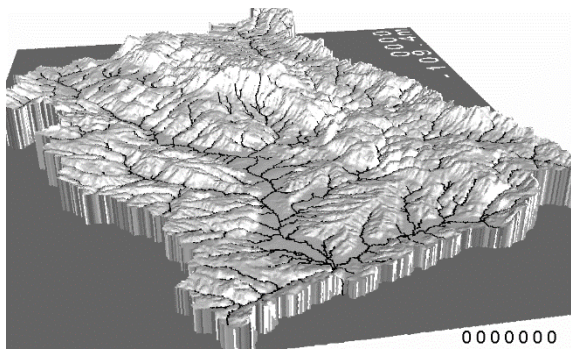
北東からの鳥瞰図



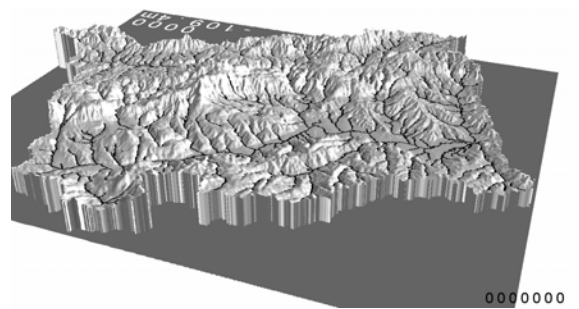
東からの鳥瞰図



南からの鳥瞰図



西からの鳥瞰図



北北西からの鳥瞰図

図 2.1-7 様々な視点位置からの鳥瞰図
(鉛直方向を水平方向の3倍程度で表示)

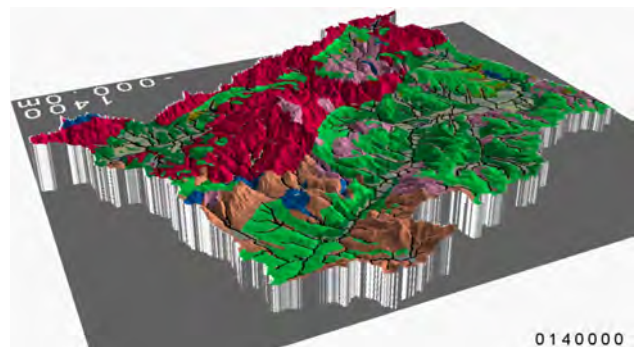
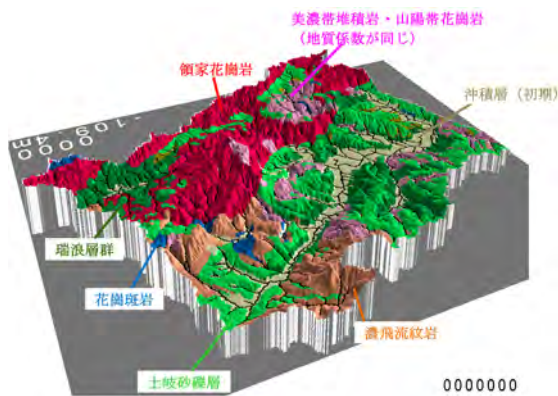


図 2.1-8 シミュレーション前と後の北北東からの鳥瞰図
(左) 約 14 万年前、(右) 現在。地質図と合わせて表示。

3) 地質環境の変化の可視化において参考になる技術

気象に関しては、膨大な観測データとシミュレーションを可視化する技術が多く存在する。例えば、世界中の風の動きを視覚的に確認できる Windyty, 2016¹⁵⁾は、時間の変更（主に将来）、高度の変更、風以外にも気温、雲・雨、波、雪、気圧、湿度などをオーバーレイすることが可能である。類似の可視化として、earth, 2016¹⁶⁾（世界風速）や Tokyo Wind Speed, 2016¹⁷⁾（東京都風速）などがある。earth, 2016¹⁶⁾は、世界中の高度別の気象情報に加え、海の流れ・波・温度などの情報、大気化学、粒子状物質なども見ることができる。Tokyo Wind Speed, 2016¹⁷⁾は、オーバーレイできる情報として気温、湿度、風速などの気象情報に加え、窒素酸化物、二酸化硫黄、一酸化炭素、メタン、PM2.5 などの大気化学や粒子状物質がある。これらは、地質環境とは異なる情報であるが、高度の変化が深度の変化、風速・風向が地下水の流速・流向、気温が地温などのように読み替えれば、本事業で扱う各モデルや統合数値モデルの可視化の参考になると考えられる。今後は、このような既存の可視化の例や上述した可視化の例などを参考に、長期間の地質環境の変化を効果的に可視化する方法を提示することが課題である。

(4) 知識集約のためのシステムの管理

原子力機構では、平成 19 年度から平成 24 年度の経済産業省委託事業「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）」において、次世代型サイト特性調査情報統合システム（以下、「情報統合システム」という）を開発している（日本原子力研究開発機構, 2008¹⁸⁾, 2009¹⁹⁾, 2010²⁰⁾, 2011²¹⁾, 2012²²⁾, 2013a²³⁾, 2013b²⁴⁾）。情報統合システムは、地質環境を適切に把握し、処分場設計や安全評価に必要な情報を提供するため、処分事業における段階的な地質環境の調査、モデル化、解析といった一連の調査・評価の技術基盤の構築を行うことを目的として開発され、地質環境モデルの作成や調査計画立案・実施を支援するエキスパートシステム、作成された地質環境モデルの可視化ツール、エキスパートシステムを作成するツール、調査の工程管理及び地質環境電子文書システムとこれらを統合するマネジメントコックピットによって構成されている（図 2.1-9）。本事業では、地質環境長期変動モデルの開発や革新的要素技術の開発で得られた科学的知見や方法論などの知識を、これまでに整備した知識体系（地質環境の調査、モデル化、解析といった一連の調査・評価の繰り返し）の中に統合する。

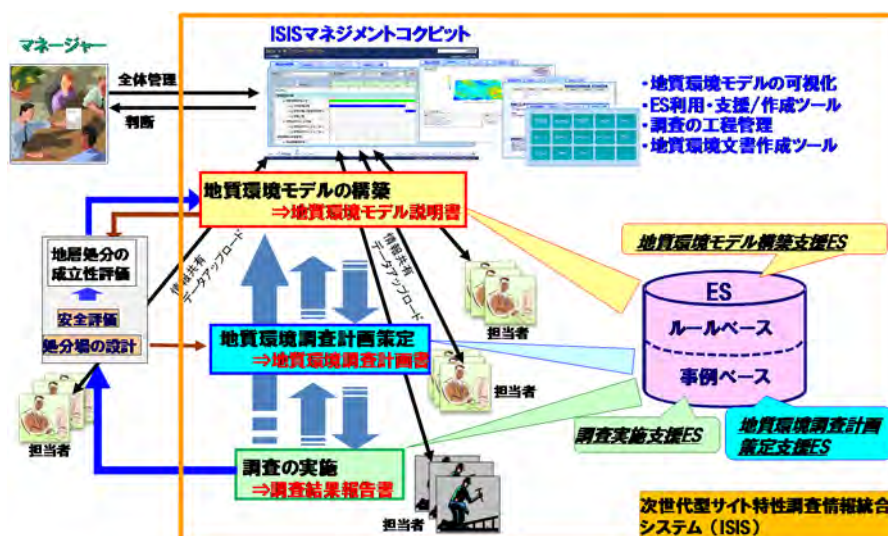


図 2.1-9 情報統合システムの全体構成

(日本原子力研究開発機構, 2013a²³⁾)

1) 情報統合システムマネジメントコクピット

本事業に係る知識を集約しやすくするため、情報統合システムマネジメントコクピットに「地質環境長期安定性評価確証技術開発」を追加した。ここに含まれる KMS ツール群のストーリーボードを用いて、本事業において得られた情報を入力した（図 2.1-10）。

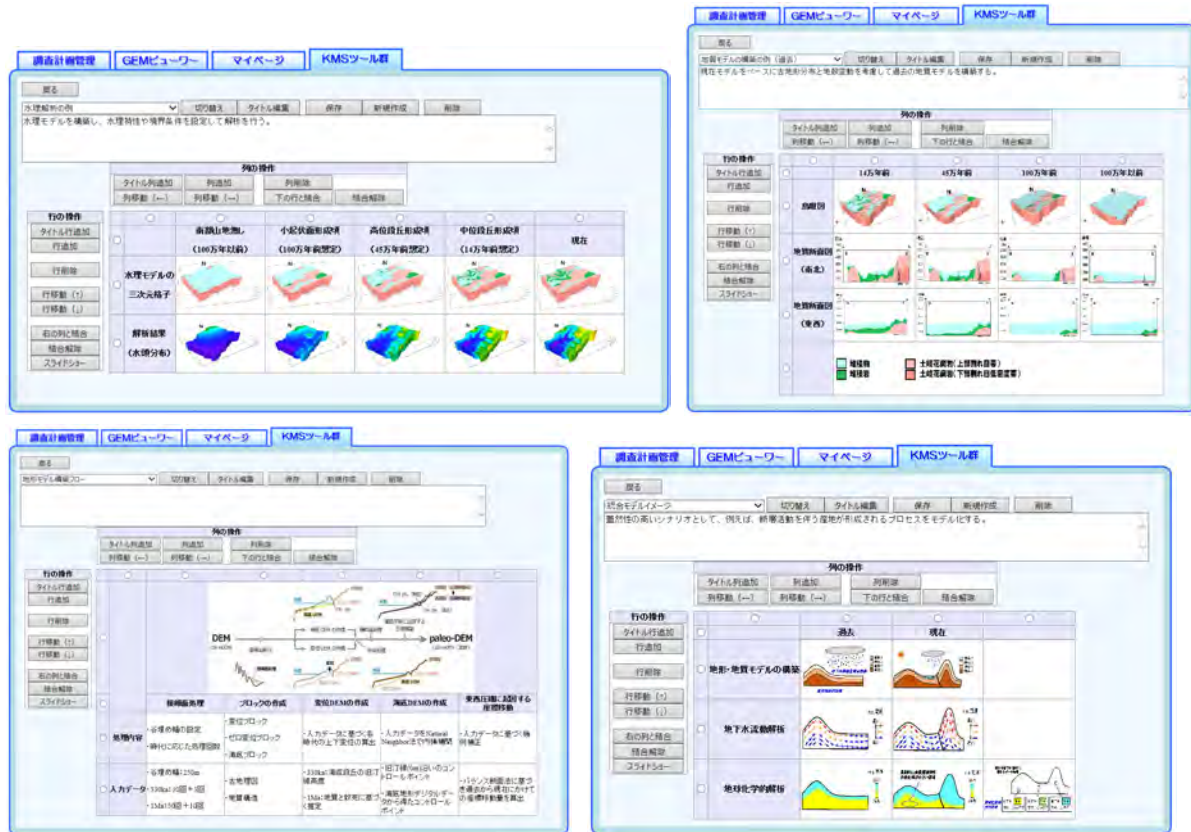


図 2.1-10 ストーリーボード活用の例

2) エキスパートシステムの環境整備

本事業に係る知識を集約するために、主に情報統合システムに含まれるエキスパートシステムを活用する。エキスパートシステムは、エキスパート開発インターフェイスを用いて作成することができ、主な機能として、ルール作成インターフェイス・真理表作成インターフェイス・エキスパートシステムトップページ作成インターフェイスの機能がある。本事業に係る知識を集約するために、エキスパートシステムのカテゴリを作成した（表 2.1-2）。

表 2.1-2 エキスパートシステムに追加したカテゴリの情報

第一階層	第二階層
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検討
	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
革新的要素技術の開発	後背地解析技術
	炭酸塩鉱物測定技術
	地殻変動予測技術
	地下水涵養量推定技術

2.1.4 まとめ

統合数値モデルについては、平成 26 年度に整理したデータフロー図にしたがって分野ごとのモデルを構築し、モデル間のデータフローを検討した。その結果、山間部及び平野部の両地域において、数十 km の空間スケールにおける長期変遷の地下水流動特性評価における重要因子として、隆起・沈降と侵食による地形変化に起因して地下水流動系が大きく変化することが明らかになった。このことから、長期変遷を考慮した地下水流動特性を評価するにあたっては地形変化が重要因子であると考えられた。また、平野部である幌延地域においては、数十 km の空間スケールにおける長期変遷の地下水流動特性評価における重要因子として地形変化と気候変動を抽出した。

統合数値モデルの検証については、構築したモデルと現在の情報は矛盾しないことから、おおむね妥当であり、個別に構築された地下水流動モデルと地球化学モデルとの比較によって、各分野を統合したモデルの妥当性を確認できることが示された。

可視化技術については、時間変化する現象を可視化する方法について整理し、①人間が設定した変化の要所の間をコンピュータが補間する方法、②撮影された実際の動きをコンピュータ上で加工する方法、③パラメータを設定して計算した結果を示す方法、④数式に従って動かす方法などがあることを示した。それらの中でも、100 万年以上に及ぶ時間スケールで変化していく地質環境を効果的に可視化する技術としては、①と③が有効である。①は、技術者が頭の中で描いているシナリオのイメージを共有する際や復元した複数の時期のモデルを連続的に示す際に有効である。③は、シミュレートできる地形変化や地下水流動の可視化に有効である。これら①と③の方法を用いた可視化の例として、地形変化のシナリオ、地形変化のシミュレーションの結果について示した。また、今後は、既存の可視化の技術なども参考に、長期間の地質環境の変化を効果的に可視化する方法を提示することが課題である。

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, 29p.
- 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 - 地質環境特性および地質環境の長期安定性について -, 61p.
http://www.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku_gas/genshiryoku/chisou_shobun_wg/report_001.pdf (2015.1.29)
- 4) 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.meti.go.jp/committee/sougouenergy/denryoku_gas/genshiryoku/chisou_shobun_wg/report_001.pdf (2016.1.21)
- 5) 日本原子力研究開発機構, 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, 2015, 229p.
- 6) 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, 2011.23p.
- 7) 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.
- 8) 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図と地質構造発達史, 地質学雑誌, vol.113(補遺), 2007, pp.119-135.
- 9) 野上道男, 地理学におけるシミュレーション: 地理学評論, vol.78, 2005, pp.133-146.
- 10) 野上道男, 河川縦断形発達の拡散モデルについて: 地理学評論, vol.81, 2008, pp.121-126.
- 11) 野上道男, 未来の地形と地形学の未来: 「日本列島の地形学」, 東京大学出版会, 2010, pp.180-186.
- 12) 野上道男, 地形発達シミュレーションの枠組みと実行例: 地学雑誌, vol.120, 2011, pp.486-501.
- 13) 草野友宏, 浅森浩一, 黒澤英樹, 國分(齋藤)陽子, 谷川晋一, 根木健之, 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.
- 14) 安江健一, 浅森浩一, 谷川晋一, 山田国見, 山崎誠子, 國分陽子, 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.
- 15) Windyty.com, <https://www.windyty.com/>, (2016.1.11)
- 16) earth (世界風速), <http://earth.nullschool.net/jp/>, (2016.1.11)
- 17) Tokyo Wind Speed (東京都風速), <http://air.nullschool.net>, (2016.1.11)
- 18) 日本原子力研究開発機構, 平成 19 年度 地層処分技術調査等委託費 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報告書, 2008, 243p.
http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/docs/library/rprt4/19fy3.pdf (2016.3.3)
- 19) 日本原子力研究開発機構, 平成 20 年度 地層処分技術調査等委託費 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報告書, 2009, 241p.
http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/docs/library/rprt4/20fy3.pdf (2016.3.3)
- 20) 日本原子力研究開発機構, 平成 21 年度 地層処分技術調査等委託費 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報告書, 2010, 189p.

- http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/21-03/21fy3.pdf (2016.3.3)
- 21) 日本原子力研究開発機構, 平成 22 年度 地層処分技術調査等委託費 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報告書, 2011, 194p.
http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/docs/library/rprt4/22-3.pdf (2016.3.3)
- 22) 日本原子力研究開発機構, 平成 23 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報告書, 2012, 168p.
http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2011/23-3-1.pdf (2016.3.3)
- 23) 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報告書, 2013a, 219p.
http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-1.pdf (2016.3.3)
- 24) 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, 2013b, 166p.
http://www.enecho.meti.go.jp/category/electricity_and_gas/nuclear/rw/library/2012/24-3-12.pdf (2016.3.3)

2.2 地形・地質モデル

2.2.1 背景と目的

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には、これらの時間スケールの中で生じる地形・地質の変化が地表環境、水理、地球化学などに与える影響について、数値シミュレーションにもとづき検討することが有効である。この検討において不可欠な情報が地形・地質の三次元数値モデルである。しかし、過去百万年程度の地形・地質発達史の主要な時間断面において、地形・地質が概念モデルではなく、三次元数値モデルによって復元された研究は少ない。また、百万年程度の時間で形成される地形としては、丘陵や断層運動によって生じる山地などがある。そこで本事業では、東濃地域と幌延地域を山間部と平野部の事例として、百万年以上の時間スケールでの地史（テクトニクス）の検討や、古地形の推定及び地質・地質構造の復元を行い、地形・地質の三次元数値モデル（地形・地質モデル）の構築やその方法論の整備を行う。

平成 25 年度は、国際 FEP リスト（OECD/NEA, 2000¹⁾）にしたがって、東濃地域及び幌延地域における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。また、平成 26 年度は、前年度に抽出された課題及び問題点に対して、既存情報の整理、共同研究、各種分析・試験などを実施するとともに、それらの情報に基づき現状モデルの確認を行い、蓋然性の高い複数のシナリオ（地殻変動による新たな山地の形成、サイクリックな気候・海水準変動など）に基づくモデルを検討した。平成 27 年度は、これまでに得られた成果にもとづいて、東濃地域と幌延地域を山間部と平野部の事例として、復元する時代を決定し、各時代の地形・地質モデルを作成する。また、平成 26 年度から取り組んでいる地形・地質モデルの高度化に必要な二つの個別課題、(1) 地質学的なデータに基づく岩石の風化状態の復元手法、(2) 断層岩を用いた断層発達史の解明手法、についても検討する。

2.2.2 アプローチ

東濃地域と幌延地域を山間部と平野部の事例として、復元する時代を決定し、各時代の地形・地質モデルを作成する。その際、どのような根拠に基づき、パラメータや処理内容を決定したのかを合わせて示す。また、地形・地質モデルの高度化に必要な二つの個別課題について検討する。

(1) 山間部の地形・地質モデル

東濃地域（図 2.2-1）を事例に、水理モデル及び地表環境モデルで使用する三次元地形数値モデル（以下、「paleo-DEM」という）と三次元地質数値モデル（以下、「paleo-3D-GEOmodel」という）を構築する。そのために、まず、既往研究と本事業の過年度における成果を整理し、モデルの作成範囲とモデルの作成対象とする時代を決定する。次に、数値データと数値解析ソフトウェアを使用し、各時代の paleo-DEM と paleo-3D-GEOmodel を作成する。本事業では、各ステージともに、paleo-DEM を作成した後に、そのデータを使用して paleo-3D-GEOmodel を作成する。最後に作成した地形・地質モデルにおける妥当性について検討する。

(2) 平野部の地形・地質モデル

幌延地域（図 2.2-2）を事例に、水理モデル及び地表環境モデルで使用する paleo-DEM と paleo-3D-GEOmodel を構築する。地形モデル及び地質モデルの作成のためのそれぞれのアプローチは、山間部と同様であるが、平野部においては地質モデルを作成した後に、そのデータを用いて地形データを作成する。

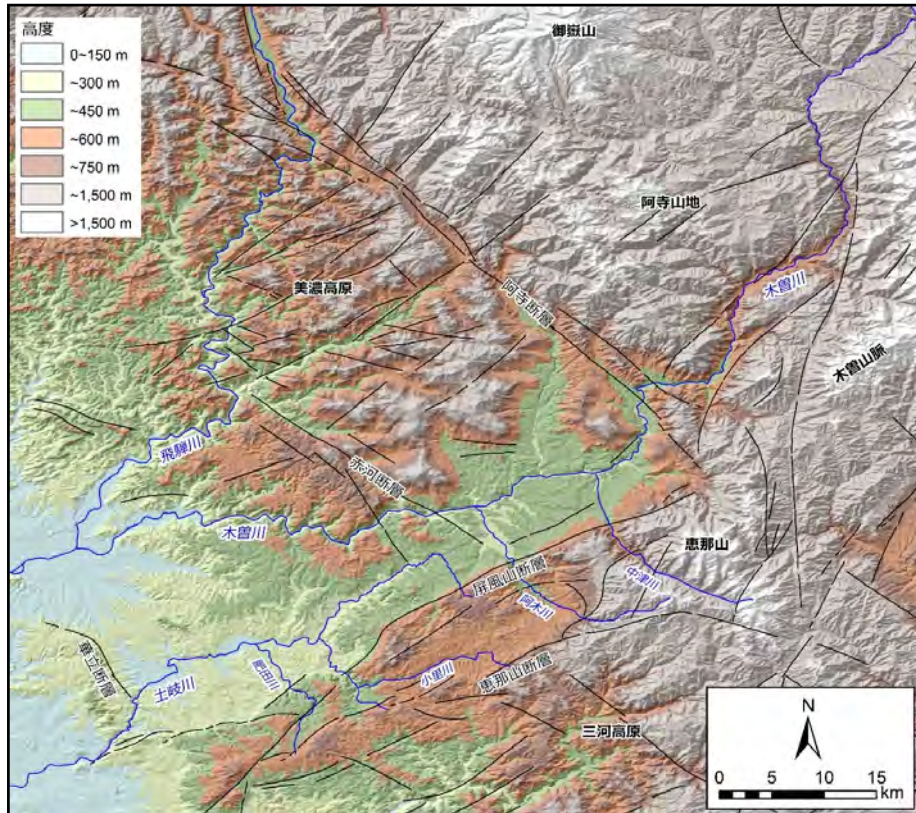


図 2.2-1 東濃地域及びその周辺の地形的特徴
断層トレースは、活断層研究会編 (1991)²⁾に基づく。

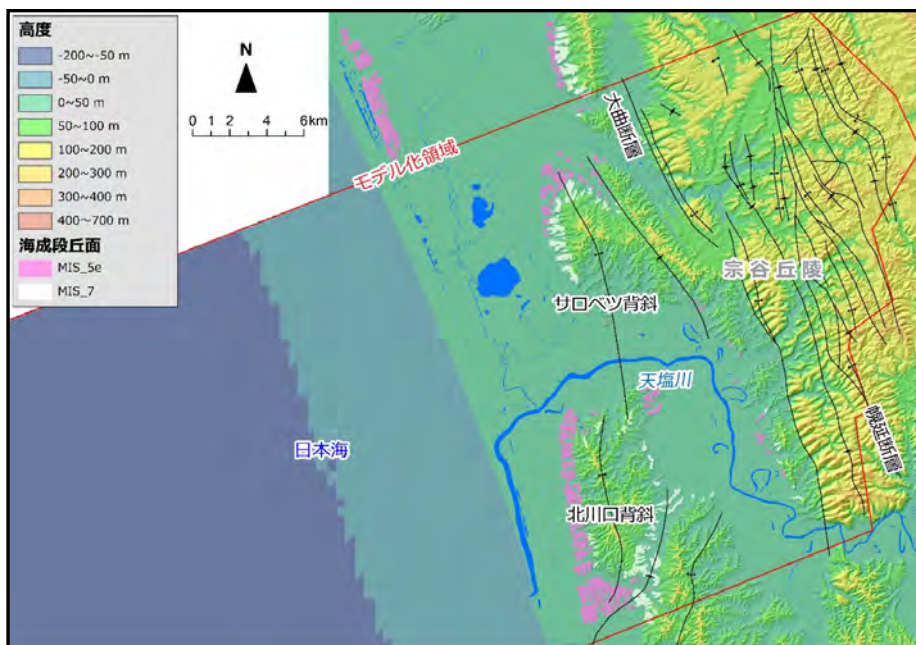


図 2.2-2 幌延地域及びその周辺の地形的特徴
海成段丘面の分布は、小池・町田編 (2001)³⁾に基づく。

(3) 地形・地質モデルの高度化手法検討

1) 岩石の風化状態の復元手法

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、陶土層および花崗岩などの研磨片・薄片などの観察および化学分析の結果に基づいて、花崗岩の風化状態を推定する方法論を検討した。合わせて、これまでの分析試料とは別の陶土層から既存の地質試料を用いて、予察的な分析を実施した。

2) 断層岩を用いた断層発達史の解明手法

岩盤中の地下水流動の長期的変遷を把握する際に重要な破碎帯を構成する岩石や割れ目（断層岩など）の産状や形成過程、動水勾配の変化を引き起こす地形変化に関連する断層発達史を明らかにするための技術開発として、東濃地域に分布する主要な活断層である屏風山断層を事例として、断層発達史の解明手法を検討するための断層岩を用いた観察記載・分析を行った。

2.2.3 実施結果

(1) 山間部の地形・地質モデル

1) 地形・地質モデル作成のための情報整理

過去百万年を対象とした地形・地質モデルの作成時代と作成範囲については、地形・地質の発達史に応じて決定する。そのため本事業では、東濃地域における地形・地質の発達史の理解につながる情報の整理を行なった。この情報整理には次の四つのデータを用いた。

- ・地形・地質の発達史をとりまとめた編年表（図 2.2-3; 日本原子力研究開発機構, 2015⁴⁾）
- ・発達史的な観点から作成された地形学図（例えば、段丘面区分図; 5 万分の 1 よりも大縮尺）（図 2.2-4）（田力ほか, 2011⁵⁾; 日本原子力研究開発機構, 2015⁴⁾）
- ・地質ベースマップ（5 万分の 1 縮尺）（図 2.2-5）と地質断面図（日本原子力研究開発機構, 2015⁴⁾）
- ・活断層分布図（活断層研究会編, 1991²⁾; 中田・今泉編, 2002⁶⁾; 鈴木・杉戸編, 2010⁷⁾）

これら四つのデータから、この地域の地史において考慮すべき地形・地質条件は以下の四点にまとめられる。

- ・東濃地域は、中新世以降現在まで続く西方へ傾く大きな傾動地塊（濃尾傾動運動; 桑原, 1968⁸⁾）の中の隆起する場に位置すること。
- ・土岐川の南側に発達する標高 600~900 m の山地は、いわゆる断層山地であり、北東—南西方向に延びる逆断層帯（恵那山・猿投山北断層帯、屏風山断層帯）の運動により形成されたこと（図 2.2-1）。
- ・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）が広く形成されており、これら小起伏面には、基盤岩を削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河成砂礫層（いわゆる土岐砂礫層）からなる堆積面が発達すること（図 2.2-4 森山・丹羽, 1985⁹⁾; 森山, 1987¹⁰⁾, 1990¹¹⁾）。
- ・現河川沿いに数段の河成段丘が発達すること（図 2.2-4）。

これら四点を考慮に入れて、地形・地質モデルを作成する地形・地質発達史のステージを古い方から順に次のように定めた。

ステージ D) 土岐砂礫層の堆積期間であり、断層山地が形成されていなかったステージ: このステージは、「土岐砂礫層が現在の土岐川水系とは異なる水系により北～北東側から供給されていたこと」、「南側に発達する恵那山・猿投山北断層帯、屏風山断層帯の活動による山地が形成されていなかったこと」に特徴づけられる。時代については、3 Ma 頃と推定される（日本原

子力研究開発機構, 2015⁴⁾。

ステージ II) 土岐砂礫層の堆積期間であり、断層山地が形成されたステージ: このステージは、土岐砂礫層が現在の土岐川水系とは異なる水系により北～北東側から供給された一方で、断層山地が形成され、それらの山地において水系が発達していた時代として特徴づけられる。このステージに相当する時代は、前期更新世と考えられる (日本原子力研究開発機構, 2015⁴⁾)。地形モデルにおいては、このステージを 1 Ma とした。

ステージ III) 河成段丘の高位面が形成されたステージ: このステージは、現在とほぼ同様の地形配列のもと、河成段丘が形成されはじめた時代に相当する。土岐砂礫層の大部分が、小起伏面をなす丘陵地形となった。高位段丘面の離水時期については、段丘構成層上部の花粉末化石群集の特徴にもとづいて、MIS 11 (約 42～37 万年前) 以降と推定されている (田力ほか, 2011⁵⁾)。本地形モデルでは、高位段丘の構成層が厚い砂礫層からなることから、それらは、MIS 12 の氷期に堆積した礫層と解釈した。この解釈にもとづき、ステージ III の時代を 450 ka とした。

ステージ IV) 河成段丘の中位面が形成されたステージ: このステージは、現在とほぼ同様の地形配列と流域をもつが、現在と比較して河床が 20 m 以上高く、川幅が広いことに特徴づけられる。中位面は、MIS 11 以降、MIS 3 までに形成された段丘面と推定されている (田力ほか, 2011⁵⁾)。本事業では、中位面の中で確実度の高い編年が行なわれた M2 段丘の形成年代 (約 140 ka; 田力ほか, 2011⁵⁾) をこのステージの年代として採用する。

モデル化領域については、尾上ほか (2009)¹²⁾の成果に基づくと、百万年程度なら地下水流動の涵養域と流出域の多くは変わらず、現在の地下水の涵養域から流出域を含めた領域が妥当と考えられる (日本原子力研究開発機構, 2014¹³⁾)。すなわち、土岐市西方の溪谷部より上流部の土岐川流域 (約 20 km 四方) である (図 2.2-6)。

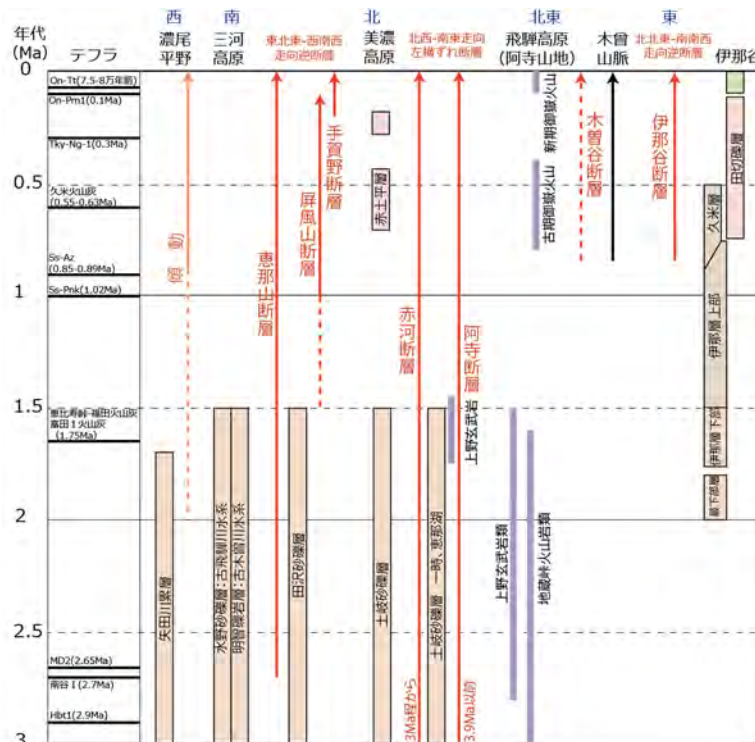


図 2.2-3 東濃地域における地形・地質の発達史
日本原子力研究開発機構 (2015⁴⁾)にもとづき作成。

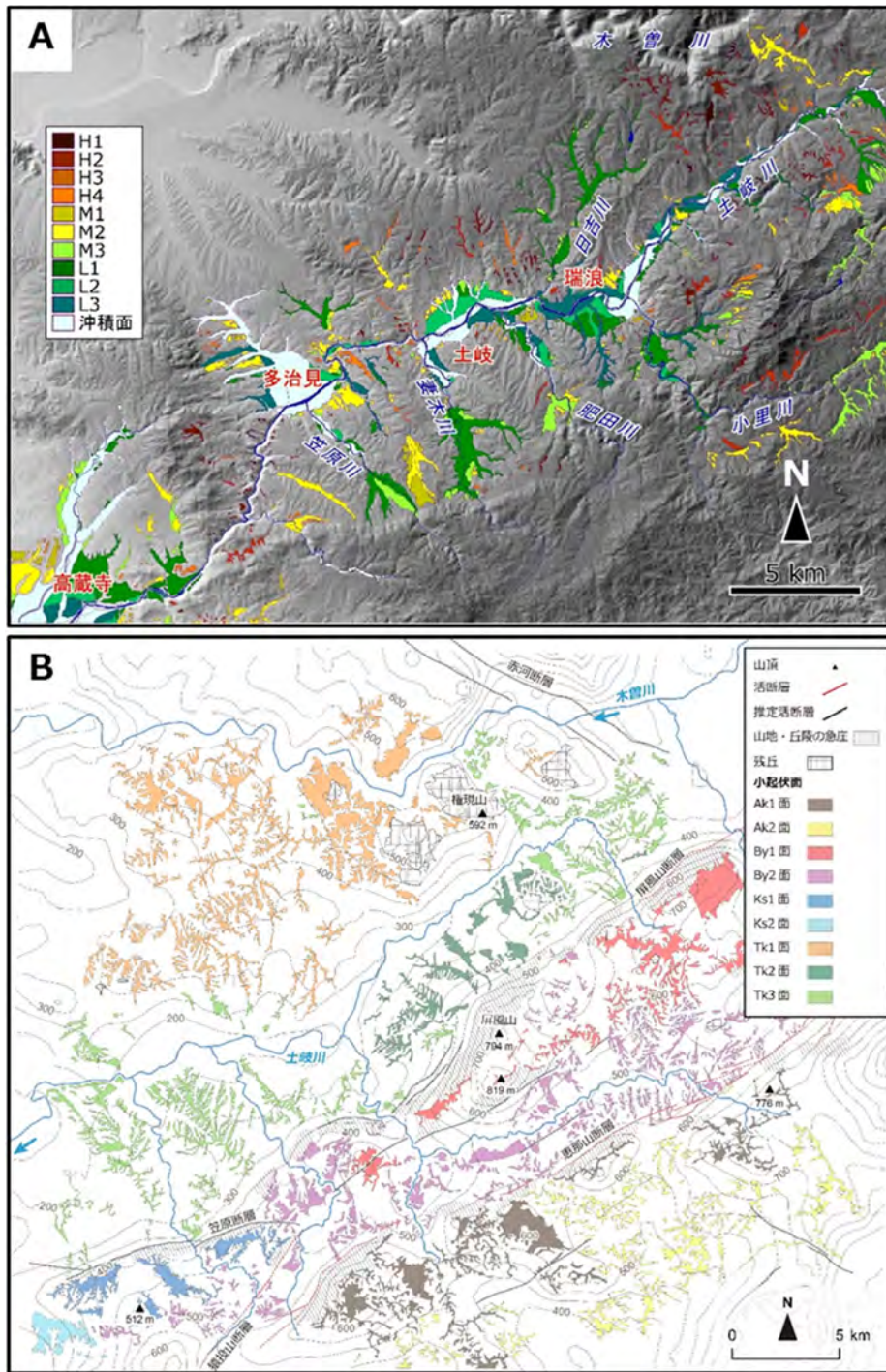


図 2.2-4 東濃地域の河成段丘面区分図と小起伏面区分図

(A) 河成段丘面区分図は、田力ほか (2011)⁵⁾にもとづき作成。(B) 小起伏面区分図は、日本原子力研究開発機構 (2015)⁴⁾にもとづき作成。

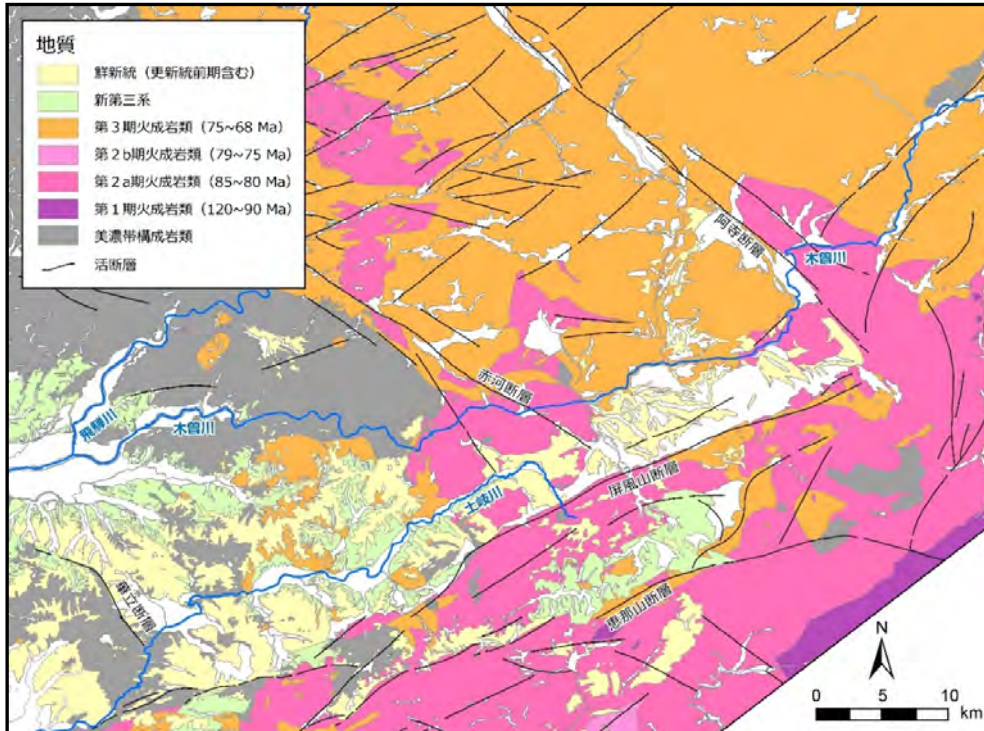


図 2.2-5 東濃地域の地質ベースマップ

日本原子力研究開発機構 (2015)⁴⁾から試料採取地点を削除して作成。原図は、岐阜県地学調査会 (2014)¹⁴⁾、山田ほか (2005)¹⁵⁾及び活断層研究会編 (1991)²⁾に基づいて作成される。

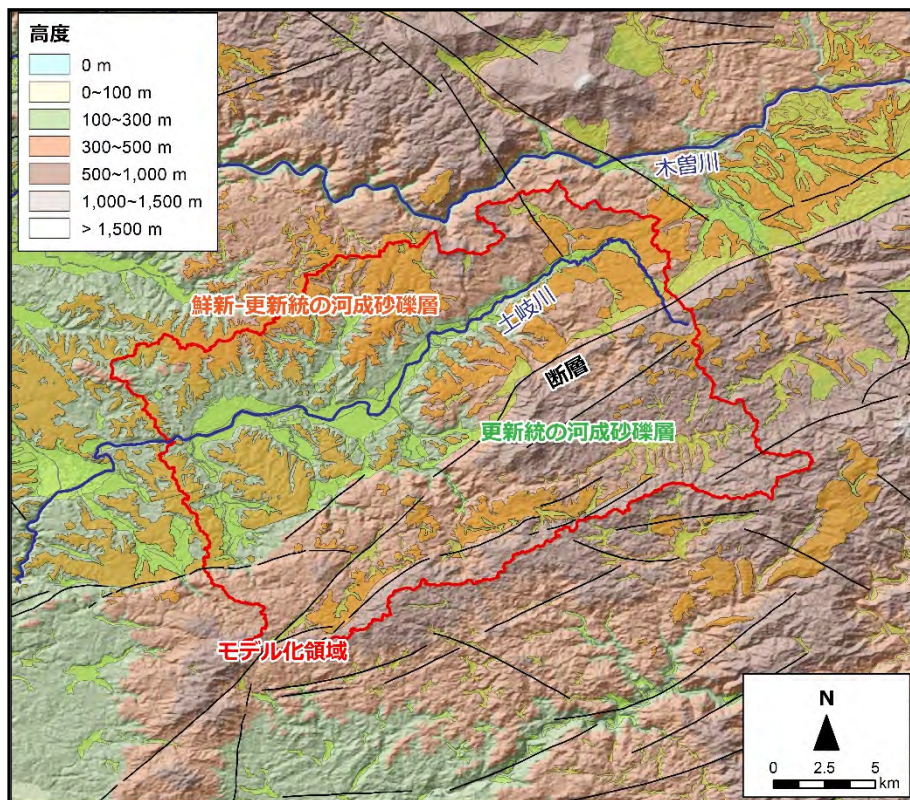


図 2.2-6 東濃地域のモデル化領域
地質分布については、図 2.2-5 を参照。

2) 地形モデルの作成

上述した地形・地質発達史における四つのステージの地形モデルを作成する。使用するデータの一覧を表 2.2-1 に示す。ベースデータには 10 m グリッドの数値標高モデル (DEM) を使用した。また、DEM の数値解析については、地理情報システムのソフトウェアである ESRI 社 ArcGIS 10 に実装されているモデル構築機能 (ModelBuilder) を用いた。

DEM の数値解析は、使用した数値標高モデルの空間分解能である 10 m グリッドで行った。作成した地形モデルは、バイリニア法により 100 m グリッドに変換して出力した。これは、地形モデルを使用して作成される地質モデル及び地形・地質モデルを使用した水理解析に必要な空間解像度に合わせるためである。

測地座標系については世界測地系、平面直角座標系第 7 系を採用した。

表 2.2-1 東濃地域の地形モデル作成において使用したデータ

データ名	データソース	使用目的
10 m 数値標高モデル	国土地理院 基盤地図情報	ベースデータ
河成段丘面区分図	田力ほか(2011) ⁵⁾	古地形面の復元
小起伏面区分図	日本原子力研究開発機構(2015) ⁴⁾	古地形面の復元
活断層分布図	活断層研究会編(1991) ²⁾ 中田・今泉編(2002) ⁶⁾ 鈴木・杉戸編(2010) ⁷⁾	ブロック境界の作成

① 地形モデル構築の方針・手順

東濃地域の地形モデルについては、地形・地質発達史から「古地形面の復元」、「断層山地の隆起」、「濃尾傾動運動による隆起」、「地形の開析」の四点を考慮した。

古地形面の復元については、ステージごとに復元すべき地形面の対象を決め、それらの地形をもとに削剥で失われた地形を内挿補間し、古地形面 (Paleosurface) を復元するという手法を採用した。東濃地域では、どのステージの地形モデルにおいても古地形復元の対象となる地形面 (段丘面と小起伏面) が残されているためである。

断層山地の隆起、濃尾傾動運動による隆起による地形変化については、隆起による地形の標高の変化のみを復元対象とした。各ステージの標高は、既存研究において明らかにされている平均変位速度をもとに、各ステージから現在までの隆起量を算出し、その値を現在の標高から差し引くことで求めた。断層山地の隆起については、場によってその隆起量に差があるため、断層山地をブロックに区切り、ブロックごとに隆起量を算出した。一方、濃尾傾動運動については、広域の運動のためモデル化領域全体を対象とした。

地形の開析については、「各ステージの地形が現在と同じレベルでの開析を受けている訳ではない」という考えから、谷埋め接峰面処理を各ステージの地形モデルに対して行なった。

また、この接峰面処理を行うことで、地形モデルに不自然さを与える次の 2 点：断層ブロックごとに変位させた時にブロック境界で生じる垂直崖、復元した古地形面と周囲の地形との間にできるギャップ、が解消される。

これら四つの処理のフローを図 2.2-7 に示す。本地形モデルでは、最初に断層山地の隆起に係る変位を計算する。この処理は断層山地が形成されたステージ II, III, IV に対しておこなう。次に、接峰面処理を行い、断層ブロック間の不自然な垂直崖を解消する。この処理もステージ II, III,

IVにおいて行う。その後、変位させた地形を用いて古地形面の復元を行う。この処理は、ステージ I, II, III, IV で行うが、それぞれのステージにおいて復元対象となる地形が異なるため別個の処理内容となる。古地形面の復元後、古地形面とそれ以外の地形とを合成する処理を行う。その際に生じる両地形間のギャップについては、再び接峰面処理を用いて解消する。最後に、全てのステージにおいて濃尾傾動運動による隆起分を計算し、その分の高度を地形から差し引く。次に、これらの処理内容について順に詳述する。

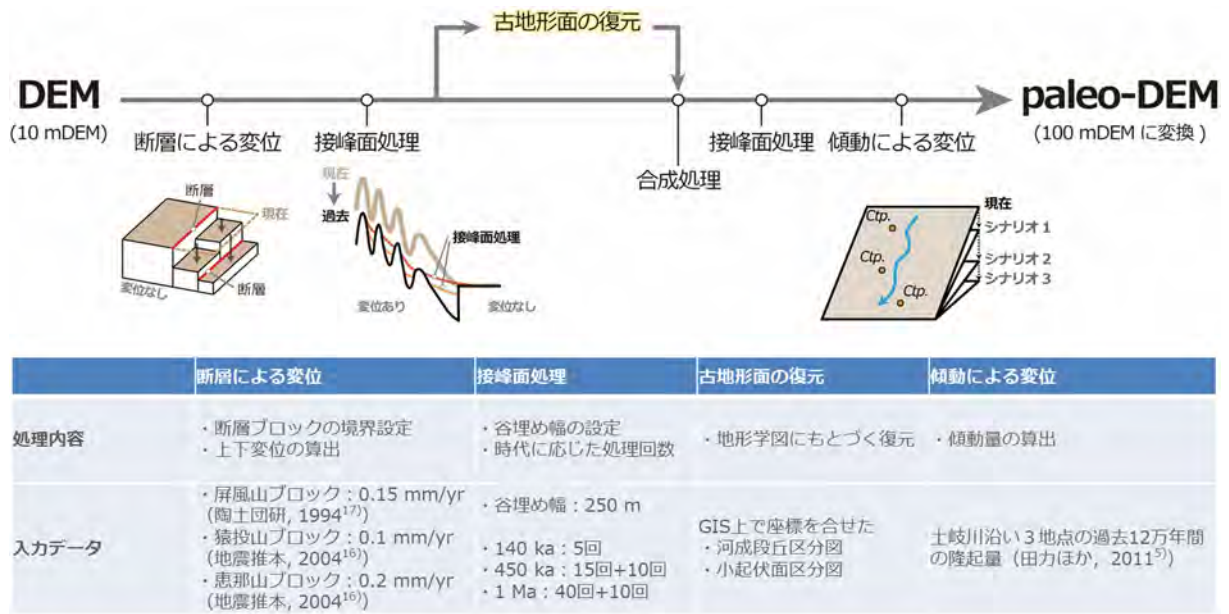


図 2.2-7 東濃地域における paleo-DEM 構築のフローと主な処理

② 地形モデルにおけるパラメータと処理内容

(a) 断層変位

モデル化領域では、ブロック状に断層山地が発達する。これらの断層山地については、恵那山-猿投山北断層帯の活動によりそれ以南の山地が隆起したこと、それより後に屏風山断層帯の活動によりそれ以南の山地が隆起したことがわかっている (日本原子力研究開発機構, 2015⁴⁾)。また、屏風山断層帯により隆起した山地については、先行谷である小里川を境に北東側の山地の標高が南西側よりも全体的に高いという特徴をもつ (図 2.2-1)。

断層の平均変位速度については、恵那山断層では 0.2~0.4 mm/yr (地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2004¹⁶⁾)、屏風山断層では 0.1~0.3 mm/yr (地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2004¹⁶⁾) とされる。また、屏風山断層西部では、1.5 Ma に約 220 m の隆起が確認される (陶土団体研究グループ, 1994¹⁷⁾) ことから、その平均変位速度が 0.15 mm/yr と推定される。

こうした山地の発達、山地の高さ、明らかになっている断層の平均変位速度の違いを考慮し、本地形モデルでは、断層山地を三つのブロックに分け、それぞれに異なる隆起速度 (変位量) を与える。三つのブロックは、恵那山断層帯より南側の山地 (以下、「恵那山ブロック」という)、屏風山断層帯西部より南側の山地 (以下、「屏風山ブロック」という)、屏風山断層帯東部 (笠原断層) より南側の山地 (以下、「猿投山ブロック」という)、である (図 2.2-8)。

断層の平均変位速度については、1 Ma 分の隆起量を現在の地形から差し引いたときに、三つのブロック (山地) が消失しない値の組み合わせを導き出し、以下のように決定した。

- ・恵那山ブロック：0.2 mm/yr (恵那山断層の平均変位速度より；地震調査研究推進本部 地震

調査委員会, 2004¹⁶⁾)

- ・屏風山ブロック：0.15 mm/yr (屏風山断層西部の平均変位速度より; 陶土団体研究グループ, 1994¹⁷⁾)
- ・猿投山ブロック：0.1 mm/yr (屏風山断層の平均変位速度より; 地震調査研究推進本部 地震調査委員会, 2004¹⁶⁾)

Arc GIS 上での具体的な処理は、次の通りである。最初に三つのブロックのポリゴンファイルをつくる。ブロック境界については、活断層の分布を目安に、断層沿いの地形のギャップ（断層崖の基部など）に沿わせるように引く。次にポリゴンに、ステージの年代に応じて計算した隆起量（メートル単位）を与えて定数値のラスタ（以下、「変位ラスタ」という）を作成する。例えば、ステージ II (1 Ma) の屏風山ブロックの場合は、150 (0.15 mm/yr × 1,000 kyr) という値をもつ変位ラスタとなる。その後、ラスタ演算機能を用いて、現在の DEM から変位ラスタを差し引く処理をおこなう。この処理により、各ステージにおける標高値をもつブロックが作成される。最後に、三つのブロックと現在の DEM をラスタのモザイク処理により一つにする。出来上がった DEM が、断層山地の隆起に係る変位を考慮した DEM となる。

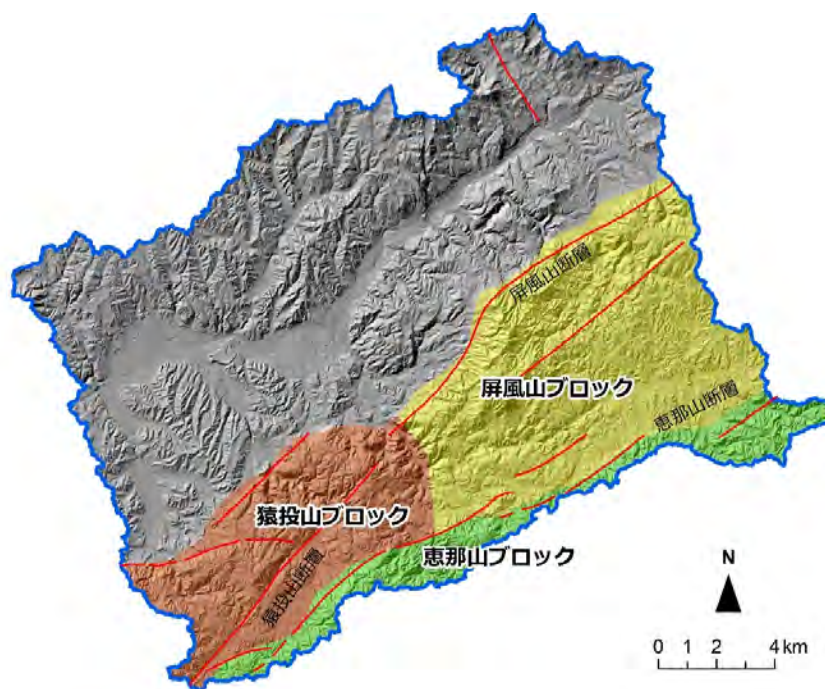


図 2.2-8 東濃地域における地形モデルの断層ブロック
断層トレースは、活断層研究会編 (1991)²⁾に基づく。

(b) 谷埋め接峰面処理

谷埋め接峰面処理については、中山・隈元 (2000)¹⁸⁾にもとづき、あるセル領域における平均標高まで、平均標高より低い標高のセルを埋めるという処理を繰り返す。この処理を Arc GIS 上では次のように行う。まず、フォーカル統計機能を用いて、谷埋め幅のサイズでセル領域を設定し、その領域内の平均標高を求める。次に、フォーカル統計後の DEM とオリジナルの DEM の二つを対象に「オリジナル DEM のセルの標高が、フォーカル統計後の DEM のセルの標高より高い場合は、オリジナル DEM の標高を採用する。そうでなければフォーカル統計後の DEM の値を採用する」という条件式を用いたラスタ演算処理を行う。これら二つの処理を指定回数まで繰り返す。

返す。

地形モデルの接峰面処理における谷埋め幅については、250 m 四方に設定した。その根拠は、(1) 気候変化と地形変化の時間・空間スケール (図 2.2-9) を考慮に入れると、地形モデルが対象とする時間スケール (10~1,000 kyr) では、100 m 以下の規模の地形はノイズとして無視できると考えられること、(2) 東濃地域に分布する小起伏面を開析する谷幅がおおよそ 250 m であること、による。

谷埋め接峰面の処理回数については、「断層ブロックごとに変位させた時にブロック境界で生じる垂直崖」と「復元した古地形面と周囲の地形との間にできるギャップ」が解消される回数を試行錯誤で求めた。結果、各ステージにおける処理回数は図 2.2-7 に記す通りである。

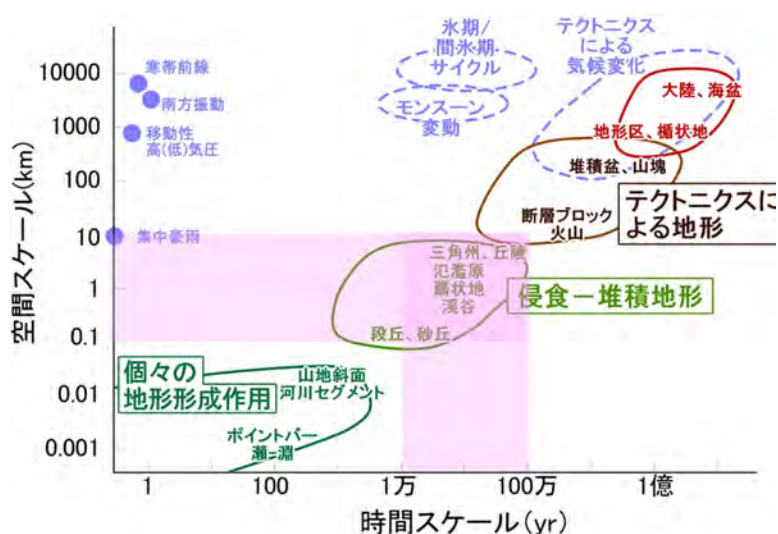


図 2.2-9 気候変動と地形変化の時間・空間スケール

日本原子力研究開発機構 (2015)⁴⁾より引用。原図は、Tricart (1972)¹⁹⁾、Chorley et al. (1984)²⁰⁾、Meyer et al. (1992)²¹⁾を参考に作成された草野ほか (2011)²²⁾。

(c) 古地形面の復元

古地形面の復元処理について対象となる地形面の新しいステージから順に述べる。

ステージ IV (140 ka)

ステージ IV における地形面の復元は、田力ほか (2011)⁵⁾で示された土岐川流域の河成段丘区分図に示された中位面 (M1, M2 及び M3 面) を指標として行う。そのため、これらの中位面のアウトラインを GIS 上に表示できるようにポリゴンデータ化する。

地形面の復元は、段丘面が分布する河川沿い (図 2.2-10) で行う。復元のためには、まず、中位面が分布していない場において、当時の地形面の高さを推定することが必要となる。その推定は、尾上ほか (2009)¹²⁾や草野ほか (2010)²³⁾を参考に以下のように行う。図 2.2-11 にこの処理の例を示す。

- ・段丘面が分布する河川沿いに河床と段丘面の高さを表す縦断プロファイルを作成する。段丘面の高さについては、各段丘面の崖麓線付近 (最も標高の高いところ) の標高とする。
- ・多項式近似曲線を利用し、段丘面が分布していない区間の復元段丘面標高を推定する。多項式を利用したのは、段丘面が分布していない区間が長い場合でも、多項式に距離を代入することによって標高を容易に算出できるためである。
- ・多項式による内挿の結果、現在の河床縦断形状に対して不自然な標高となった箇所について

は、技術的判断に基づき復元標高を推定する。

次に、地形面を復元する。そのために、図 2.2-11 に示すように「復元段丘面標高と比較して現在の地形の標高が低いところは復元段丘面標高に、現在の地形の標高が高いところはそのままの標高となる」演算処理を行う。GIS 上での操作は、以下のようになる。

- ・各河川の縦断測線上で 50 m 間隔のポイントデータを作成し、このポイントデータに起点からの距離に応じて、復元段丘面標高を属性として付加する。
- ・GIS 上に復元段丘面標高を付加したポイントデータと現在の地表面標高値を持つ 10 m グリッド DEM を表示させる。そして 10 m グリッド DEM の全グリッドで最近隣の位置関係にある復元段丘面標高付加ポイントデータを検索させ、最近隣の復元段丘面標高を、DEM に属性として付加する。
- ・復元段丘面標高を付加された 10 m グリッド DEM と、オリジナルの 10 m グリッド DEM が持つ現在の標高を比較し、上記の演算処理（図 2.2-11）により DEM データを作成する（図 2.2-12）。
- ・この一連の処理においては、段丘から離れた山地内で異常値があらわれたり、河川の合流部や屈曲部などで段丘面を不自然に復元させたりすることがある。そのため、このような事が生じた場合は、ダミーポイントの適用、復元段丘面標高の修正及び接合部の距離の調整などの処置を適宜行う。

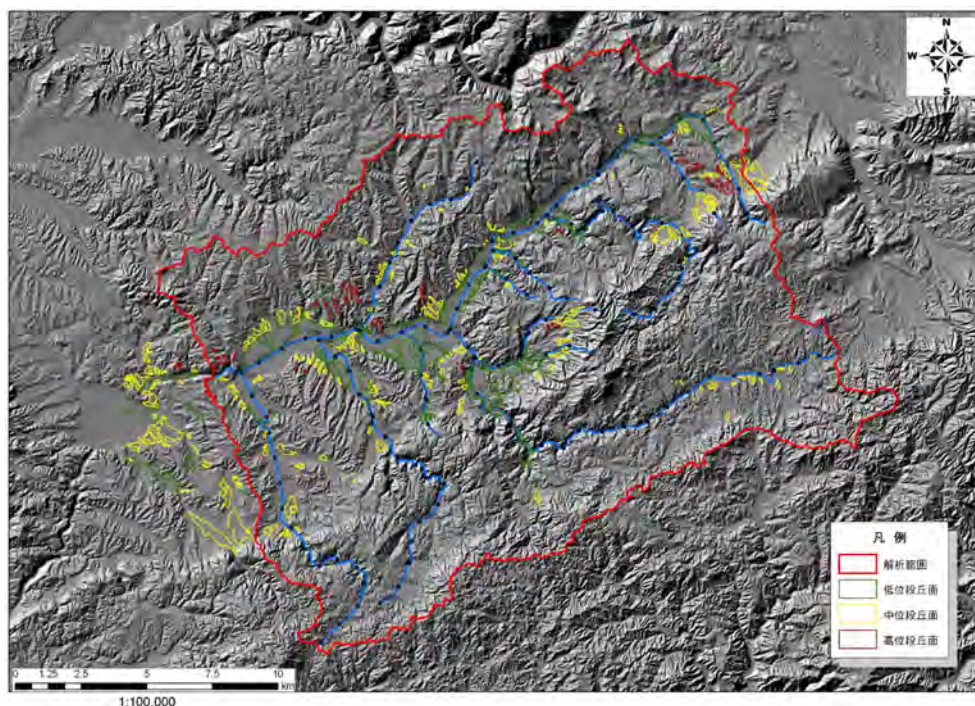
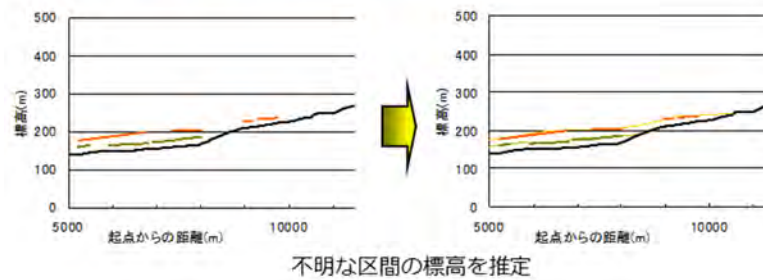


図 2.2-10 河成段丘面のアウトラインと河川沿いのポイントデータ

多項式を用いた段丘面の推定



古地形面の復元

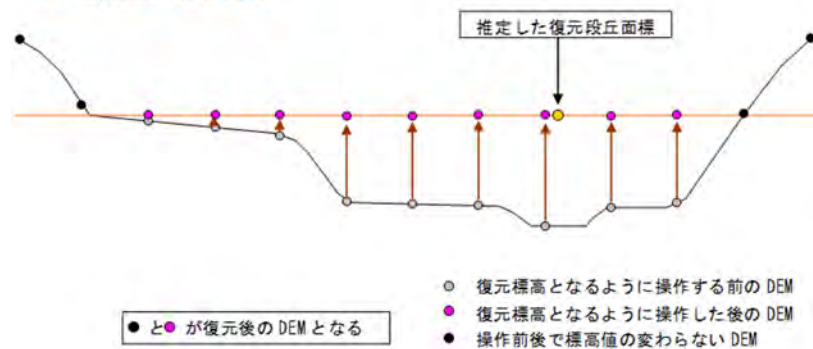


図 2.2-11 河成段丘を用いた古地形面の復元

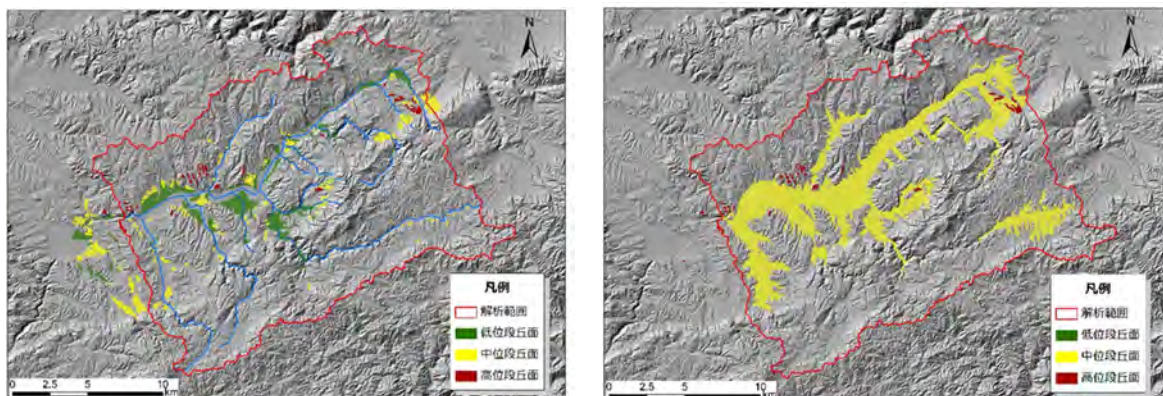


図 2.2-12 中位段丘面の復元
(左：復元前、右：復元後)

ステージ III (450 ka)

ステージ III は、田力ほか (2011)⁹⁾の高位面の形成期に相当する。しかし、開析の進んだ高位面の分布は限られているため、それらを元に地形面を復元することは困難である。そこで、高位面とほぼ同じ高度帯に分布し、土岐川沿いに広く分布する小起伏面の Tk-3 面 (図 2.2-4) を用いて地形面を復元する。

Tk-3 面は、土岐川沿いに分布する最低位の小起伏面であり、高位面と同様に河成砂礫層からなる。田力ほか (2011)⁹⁾が高位面として認定した地形は、Tk-3 面に含まれる。こうした点から Tk-

3面を高位面に相当する地形面とする考えは妥当であると判断する。

Tk-3面からの地形面の復元は、段丘面からの復元とは異なる方法で行う。すなわち、Tk-3面の頂面高度（背面の高さ）から、その全体の傾向を反映した地形面を復元できるよう、決定論的内挿法の一つであるトレンド内挿法を用いる。

GIS上での具体的な処理は、以下の通りである。

- ジオリファレンス機能を用いて小起伏面区分図を接峰面処理まで終えた DEM (S-DEM) の上に表示する。
- 地形面を復元する領域を区切るポリゴンファイルをマニュアルで作成する。復元領域は、Tk-3面の分布範囲と、Tk-3面の頂面の高さから考えられる谷埋めの高さにもとづいて決定する(図 2.2-13)。
- Tk-3面上になるべく多くのコントロールポイントを打ち(図 2.2-13)、それらに S-DEM からの標高を付与する。
- 内挿補間法の一つであるトレンドツールを用いて、コントロールポイントから先に作成した復元領域内で古地形面を復元する。用いるのは、二次もしくは三次多項式である。これらの多項式で、古地形面が復元できるよう、復元する範囲を適宜分割し、別個にトレンドによる内挿補間を行う。そして分割して復元した古地形面を一つのラスタにまとめる。
- ラスタ演算機能を用いて古地形面と S-DEM を合成する。そのためには、古地形面と S-DEM の範囲を揃える必要がある。よってラスタ演算において、「S-DEM の範囲において、古地形面は古地形面の標高を、それ以外の Null 値は標高値ゼロにする」という処理を行う。そして出力された古地形面 DEM と S-DEM に対して、再度ラスタ演算を行うことで、古地形面と S-DEM の合成を完了させ、paleo-DEM を作成する。この時のラスタ演算では、「古地形面 DEM が S-DEM より高い場合は、古地形面 DEM の標高を採用し、そうでない場合は S-DEM の標高を採用する」という処理を行う。
- paleo-DEM において、上記のラスタ演算処理の結果、意図せずに発生してしまう閉塞流域を無くす。そのため「サーフェスの平滑化」ツールを用いた処理を行う。

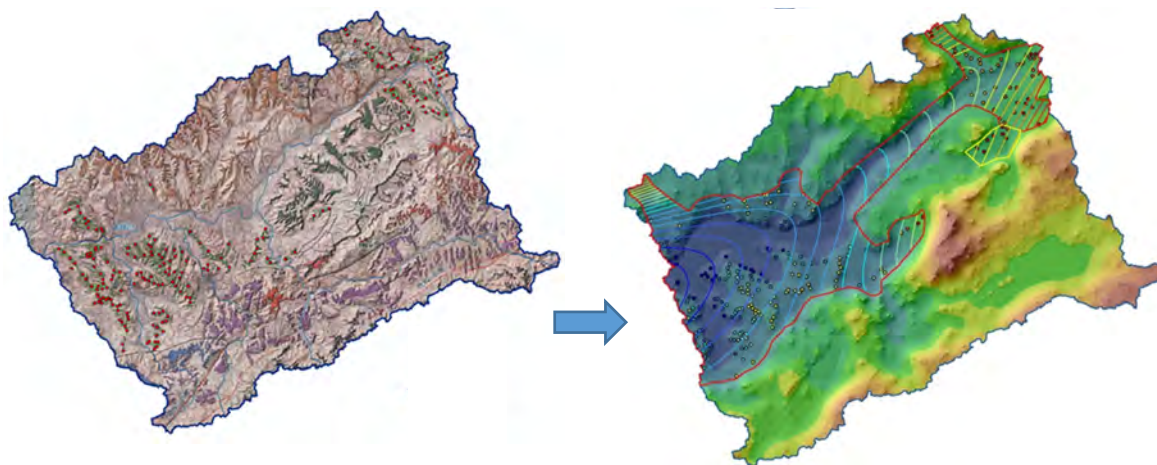


図 2.2-13 Tk-3面を用いた古地形面の復元

ステージ II (1 Ma)

ステージ II における古地形面の復元は、小起伏面区分図 (図 2.2-4) を用いて行う。

土岐川沿いでは Tk-1 面を復元対象とする。それは、この小起伏面は、以下の点でステージ II における「北東側からの礫供給で形成された地形面」を示していると考えられるためである。

- ・土岐川沿いで最も高い小起伏面であり、広く土岐砂礫層に覆われること。
- ・Tk-1 面は、全体として南西方向に傾く地形面として認識されること。

一方、屏風山断層帯以南では、山間盆地に発達する小起伏面であり、その一部に土岐砂礫層を載せる By-2 面のみを復元対象とする。その理由は、この時期、屏風山断層帯以南の断層山地が既に形成されていたと考えるため、モデル領域において断層山地に発達する小起伏面 (Ks-1 面、By-2 面、Ak-1 面) は既に離水していたと考えられるためである。

古地形面の復元については、ステージ III と同様に、トレンド内挿法を用いる。しかし Tk-1 面と By-2 面については、異なる処理を行う (図 2.2-14)。

Tk-1 面については、南西方向に傾く地形面の復元を以下に示す手順で行う。

- ・ベースマップとして 50 m 間隔の等高線を引いた 1 km 谷幅の接谷面図を用意する。ベースマップの範囲については、モデル領域よりも広くとる。
- ・ベースマップと小起伏面分布図を重ねる。
- ・復元領域のポリゴンファイルをマニュアルで作成する。領域の南限は、断層山地ブロック (笠原ブロック、屏風山ブロック) との境界までである。それ以外の境界は、Tk-1 面の分布域周辺で任意に決定する。
- ・復旧図を描く要領で、Tk-1 面の尾根部にコントロールポイントを打ち、その属性に DEM 上の標高を付与する (図 2.2-14)。このとき、復元領域の断層山地側には、Tk-1 面が分布しないため、コントロールポイントが打てない。そこで、そうした場合には、小起伏面に拠らないポイント (ダミーポイント) を打ち、その属性に標高を付与する。ダミーポイントは、南西に傾く地形面の復旧図における等高線の延長上の尾根部で数点とる。
- ・トレンドツールを用いて、コントロールポイントから復元領域内で古地形面を復元する。用いるのは、二次多項式である。

一方、By-2 面については、ステージ III における Tk-3 面と同様の手順で、古地形面を復元する (図 2.2-14)。復元領域については、四つに分割し、トレンド内挿法に用いたのは二次もしくは三次多項式である。

Tk-1 面と By-2 面の古地形面がトレンド内挿法によりそれぞれ復元された後の処理についても、ステージ III と同様に行う。すなわち、ラスタ演算機能を用いて古地形面と S-DEM を合成し、paleo-DEM を作成する。そして paleo-DEM において意図せずに発生する閉塞流域を無くすために、「サーフェスの平滑化」ツールを用いた処理を行う。

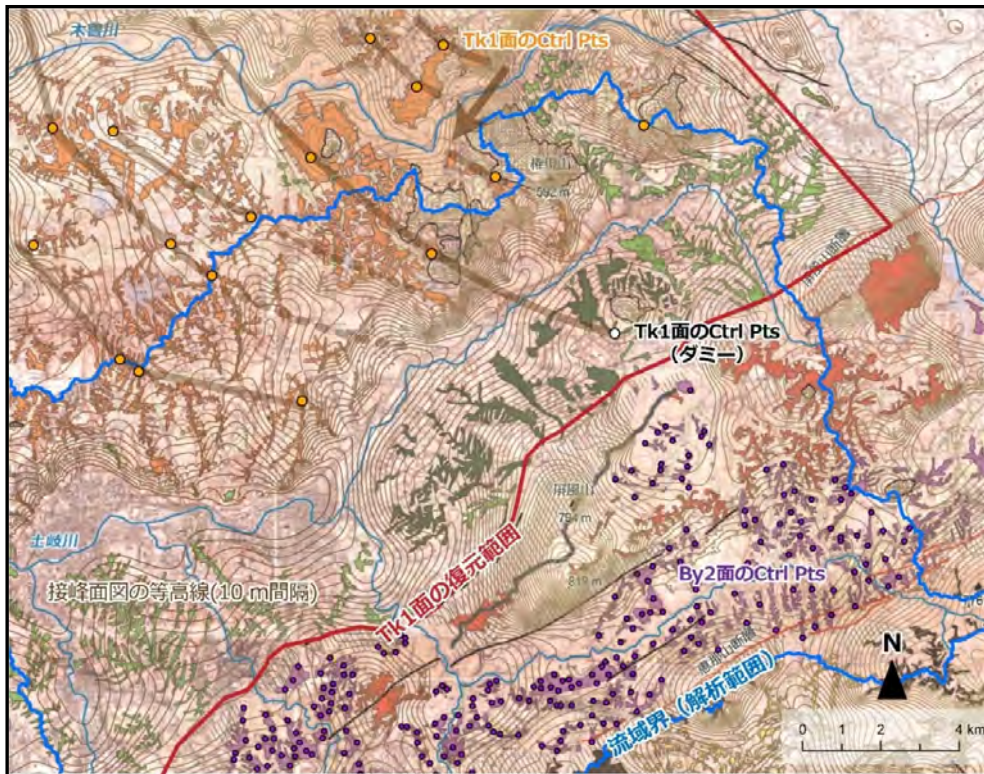


図 2.2-14 Tk-1 面と By-2 面を用いた古地形面の復元

ステージ I (1 Ma 以前)

ステージ I とステージ II の違いは、屏風山断層帯以南における断層山地の有無である。そこでステージ I の復元においては、ステージ II で復元した古地形面を、断層山地の南側に延長して分布させる処理を行う。以下にその処理について詳述する。

- ・ステージ II で復元した paleo-DEM に 10 m 間隔の等高線を発生させる (図 2.2-15)。
- ・等高線上に、コントロールポイントを打つ。コントロールポイントには、ステージ II の paleo-DEM の標高を付与する。
- ・断層山地の南側では、復元領域よりも広い範囲でダミーポイントを打つ。ダミーポイントについては、扇状地状の等高線パターンを示すステージ II の古地形面に打たれたコントロールポイントの延長線上に打つ (図 2.2-15)。ダミーポイントの標高には、そうした延長の基点となったコントロールポイントの標高を一つずつマニュアルで付与する。
- ・コントロールポイントとダミーポイントを一つに統合する。
- ・それらから古地形面を二次多項式によるトレンド内挿法を用いて復元する。なお、古地形面はトレンド内挿法により復元するため、ダミーポイントの位置が作業者によって多少変わっても、大きな変化はない。

ここまでの処理で、復元領域全体でステージ I の古地形面が復元されるが、一方で復元領域の北部では残丘が存在するため、その部分を再現する必要がある。地形モデルへの残丘の反映は、次のように行う。

- ・復元領域の北部、残丘が発達する範囲をカバーする程度のポリゴンファイルをつくる。
- ・ラスタ演算を用いてポリゴンファイルを、ステージ II の DEM の標高をもつ DEM データにする。
- ・この DEM データとステージ I の古地形面 DEM を合成させる。そのために、まず DEM デ

ータにラスタ演算を用いて「復元領域の範囲において、DEM データは DEM データの標高を、それ以外の Null 値は標高値ゼロにする」という処理を行う。そして出来上がった DEM データと古地形面 DEM をラスタ演算の「DEM データが古地形面 DEM より高ければ、DEM データの標高を、そうでなければ古地形面 DEM を採用する」という処理を用いて合成する。以上の処理で、北部の残丘が反映されたステージ I の paleo-DEM が作成される。

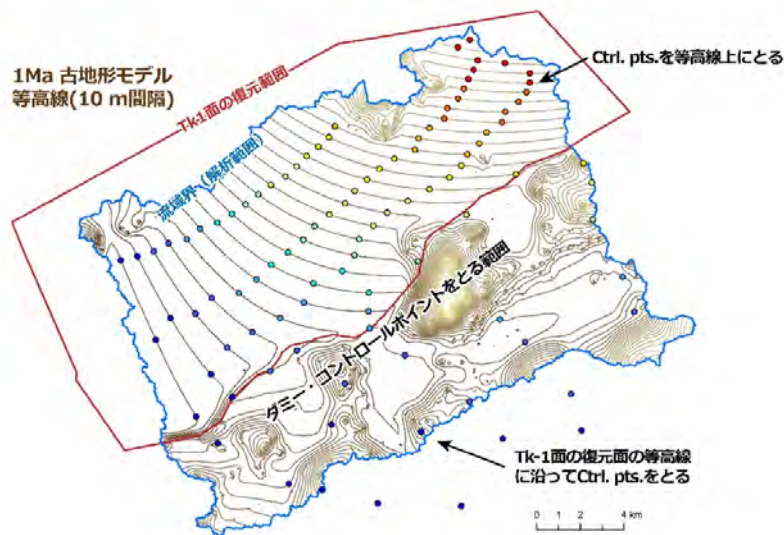


図 2.2-15 ステージ I の古地形面の復元

(d) 濃尾傾動運動

濃尾傾動運動による東濃地域全体の変位速度を明らかにした既存研究がないため、代替データからその値を推定する。代替データとして用いた研究は、田力ほか (2011)⁵⁾である。

田力ほか (2011)⁵⁾は、土岐川沿いに発達する河成段丘を対象に TT 法 (吉山・柳田, 1995²⁴⁾) を用いて過去 12 万年間の隆起量を算出している。その値は、本地形モデルの範囲内において、下流からそれぞれ 15 m, 18 m, 19 m となり、上流に向かってわずかに増加する。本地形モデルでは、こうした値の変化が濃尾傾動運動を反映したものと仮定して、年平均変位量を下流から、それぞれ 0.125 mm/yr, 0.15 mm/yr, 0.158 mm/yr とした。

傾動運動の変位量が得られる 3 地点のコントロールポイントから、モデル領域全体の傾動量を推測するための処理については以下のように行なった。

- (i) 調査地域全体に 1 km のグリッドをかける (図 2.2-16)。そして、グリッドの中で変位量が得られた 3 地点にポイントを打つ。1 km のグリッドとした根拠は、段丘面の広がり方が 1 km 四方程度であり、TT 法による変位量がそうした段丘面にもとづいて算出されているためである。つまり、各コントロールポイントが 1 km 四方を代表すると考えられるためである。
- (ii) 図 2.2-16 に示したように、西方 (伊勢湾に向かって) に傾く傾動運動を反映させられるよう、3 地点のコントロールポイントを基準にグリッド内にダミーポイントを打つ。
- (iii) コントロールポイントに、各ステージ分の隆起量 (メートル単位) を与える。各コントロールポイントを中心に、北西-南東方向に打たれたダミーポイントには、その基準となったコントロールポイントの隆起量を代入する。
- (iv) 隆起量を与えられたコントロールポイントとダミーポイントからトレンド内挿法により、傾動変位ラスタを作成する。
- (v) ラスタ演算機能を用いて paleo-DEM から、この傾動ラスタ変位ラスタを差し引く。

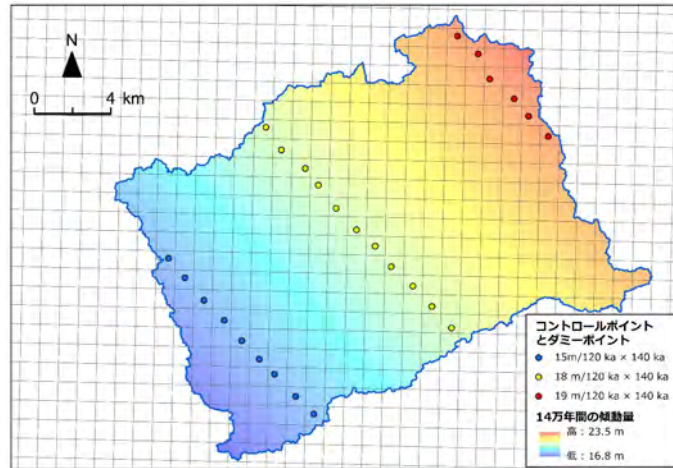


図 2.2-16 傾動変位ラスタの作成 (ステージ IV の例)

③ 地形モデルの妥当性確認

作成した各ステージの地形モデルを図 2.2-17 に示す。地形モデルの妥当性については、それらに 10 m 間隔の等高線を引き、その等高線のパターンから定性的に評価した。評価の基準は、次の 3 点である。

- ・ 地形モデルが各ステージにおける古地形の設定と矛盾しないこと。
- ・ 断層山地を横切る先行谷の位置が変わらないこと。
- ・ 閉塞流域及びシンクホール状の不自然な地形がみられないこと。

本地形モデルは、これら 3 点を満たすことから、妥当に作成されたと判断した。

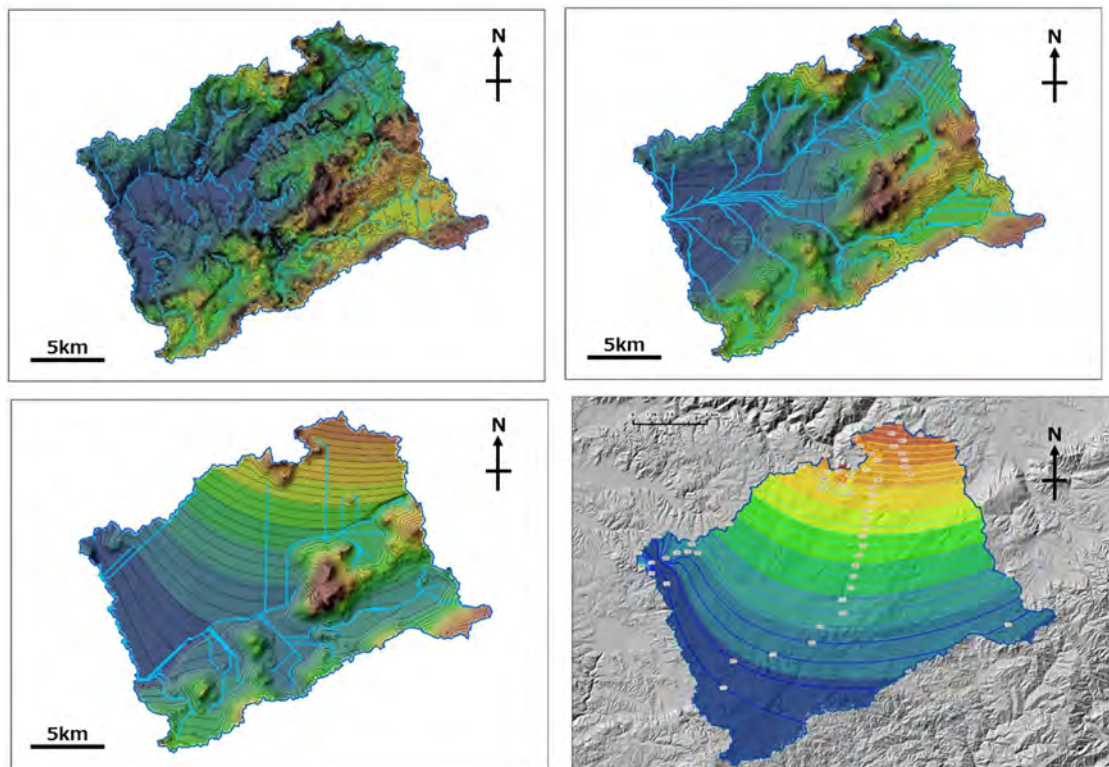


図 2.2-17 東濃地域におけるステージ I, II, III, IV の地形モデル

3) 地質モデルの作成

現在の地質モデルの構築にあたっては、まず、モデル化対象領域における既存情報に基づき、地質モデルにおいて考慮すべき地質構造区分（地層や断層）を抽出した。次に GIS を用いて、各地質構造区分の分布に関する位置情報を統合・解釈することで、地質構造の三次元的な分布を推定し、それらを組み合わせることで地質モデルを構築した。最後に、構築した地質モデルの妥当性確認として、既存の地質断面図と地質モデルとの比較を行い、その結果に応じてモデルの不具合箇所の修正を行った。

過去の地質モデルについては、現在の地質モデルを基盤として、地形モデルの構築と同様に、断層及び傾動による変位を地質構造区分に考慮することによって作成した。

① 現在の地質モデル

(a) 地質構造区分の抽出

地質モデルを構築するにあたっては、まず地質モデルに表現する地質構造区分を抽出する必要がある。本事業では、地質モデルに基づく水理モデルの構築並びに地下水流動解析による地下水流動特性評価が実施されることから、透水性のコントラストに着目した地質構造区分の抽出が重要となる。表 2.2-2 に、地質構造モデル構築のために抽出した地質構造区分を示す。

モデル化領域が土岐川流域であることから、既存情報として広域地下水流動研究（動力炉・核燃料開発事業団, 1997²⁵⁾）や超深地層研究所計画（日本原子力研究開発機構, 2010²⁶⁾）を実施している原子力機構の既往調査研究の成果を活用し、地質モデルに考慮する地質分布の検討を実施した。モデル化領域と同様の領域を対象とした研究事例（尾上ほか, 2009¹²⁾）では、透水性のコントラストに基づき、地質分布として沖積層や段丘堆積物などからなる堆積物、瑞浪層群からなる堆積岩と、基盤岩として花崗岩の 3 つが大きく区分されている。さらに、基盤岩は透水性が比較的高いと考えられている低角度の割れ目帯が卓越する上部割れ目帯と、それ以深の下部割れ目低密度帯に区分されている。本検討では上記の透水性のコントラストに基づく地質分布の設定の考え方を適用し、地質モデルに表現する地質分布として、堆積物、堆積岩及び花崗岩を抽出するとともに、花崗岩を上部割れ目帯と、それ以深の下部割れ目低密度帯に区分した（表 2.2-2）。

また、地下水流動特性に影響を与える可能性のある地質構造として、断層が挙げられる（稲葉ほか, 2005²⁷⁾；核燃料サイクル機構, 2005²⁸⁾；尾上ほか, 2007²⁹⁾）。そこで、本検討においても地質モデルに断層を考慮することとした。断層が地下水流動特性に与える影響の有無を左右する主要因としては、断層の長さ及びその水理特性が考えられる。三枝ほか(2007)³⁰⁾によると、地下水流動解析の結果からは、トレース長が長い断層ほど地下水流動特性に与える影響が大きい傾向が示唆されており、地下水流動特性評価を実施する場合の地質モデルに考慮する断層の選定には、断層の分布位置及び断層のトレース長に着目したスクリーニングを行うことが効率的であるとされている。また、太田ほか(2005)³¹⁾には、水理地質構造モデルに考慮する断層は、断層のトレース長に着目したスクリーニングによって抽出されており、そのスクリーニングの閾値は対象領域の半分以上であると示されている。研究事例（尾上ほか, 2009¹²⁾）では、これらの考えに基づき、6 条の断層が抽出されていることから、本検討でもこれらの断層を地質モデルに考慮する断層として設定した（表 2.2-2）。さらに、本事業では、地球化学的指標を用いた水理モデルや地下水流動解析結果の検証を試みることから、比較的地下深部の地球化学的情報が取得されている瑞浪超深地層研究所周辺の地下水流動特性に影響を及ぼす断層とされている月吉断層（三枝ほか, 2007³⁰⁾）も地質モデルに考慮した。

表 2.2-2 東濃地域における地質モデル構築のための情報整理

地質モデル要素		抽出方法	三次元分布の推定に用いた情報
地形面形状		-	・水平解像度10mの数値標高モデル (DEM)
地質分布	堆積物	<ul style="list-style-type: none"> ・地下水流動解析による地下水流動特性評価を目的とした場合に重要となる透水性のコントラストに着目して抽出 【参考文献】 ・文献*a), *b), *c) 	<ul style="list-style-type: none"> ・20万分の1 シームレス地質図(東海・近畿) ・広域地下水流動研究および超深地層研究所計画で取得した調査データおよび調査研究成果 【参考文献】 ・文献*e), *f), *g)
	堆積岩		
	土岐花崗岩 (上部割れ目帯)		
	土岐花崗岩 (下部割れ目低密度帯)		
断層	屏風山断層	<ul style="list-style-type: none"> ・地下水流動特性に影響を及ぼす可能性のある断層として、トレース長の長い断層に着目 ・検討領域の大きさを考慮し、地表のトレース長が8km以上の断層を抽出 ・地表地質図などにおける同一断層の不連続箇所は連続しているものと考え、断層の最大の長さをトレース長と設定 【参考文献】 ・文献*c), *d), *e) 	<ul style="list-style-type: none"> ・活断層データベース ・20万分の1 シームレス地質図(東海・近畿) ・広域地下水流動研究および超深地層研究所計画で取得した調査データおよび調査研究成果 【参考文献】 ・文献*e), *f), *h)
	恵那山断層		
	猿投山北断層		
	権現山断層		
	笠原断層		
	山田断層帯		
	月吉断層	<ul style="list-style-type: none"> ・瑞浪超深地層研究所周辺の地下水流動特性に影響を及ぼす断層として抽出 【参考文献】 ・文献*f) 	

a) 動力炉・核燃料開発事業団(1997)²⁵⁾, b) 日本原子力研究開発機構(2010)²⁶⁾, c) 尾上ほか(2009)¹²⁾, d) 地震調査研究推進本部(2004)¹⁶⁾, e) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2005)³³⁾, f) 三枝ほか(2007)³⁰⁾, g) 松岡ほか(2005)³⁴⁾, h) Ohyama and Saegusa (2009)³²⁾

(b) 三次元地質モデルの構築

なお、三次元地質モデルの構築は、GEOMASS システム (Ohyama and Saegusa, 2009³²⁾) の構成要素 (各種地質データの解析を支援する Landmark 社製ソフトウェア群, GIS として地質構造モデルの構築及び可視化を支援する Earth Vision®, 水理地質構造モデルの作成と地下水流動解析を行う Frac-Affinity) のうち、Earth Vision®を用いて実施した。

三次元的な地質モデルを構築するためには、地質モデルの上部面となる地形分布及び地質構造区分の三次元的な分布形状を定量的に推定する必要がある。地形分布については、本検討では20km 程度の広範囲を対象としていることから、モデル化領域内の特徴的な地形の起伏を再現できていることを確認しつつ、水平解像度 10m の数値標高モデル (DEM) に基づき 100m 間隔の位置座標をスプライン補間することで地形面を作成した (表 2.2-2)。

地質構造区分のうち地質分布については、20 万分の 1 シームレス地質図 (東海・近畿) (産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2005³³⁾) を基に、堆積物、堆積岩、花崗岩に簡略化したものを基本とした (表 2.2-2)。原子力機構が広域地下水流動研究や超深地層研究所計画における調査研究で取得した地質分布に関する調査データ (三枝ほか, 2007³⁰⁾) がある場合には、それらの調査データを優先的に反映させることとした。また、花崗岩中の上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の境界面については、松岡ほか(2005)³⁴⁾にある上部割れ目帯と被覆堆積岩の厚さの関連性に基づき設定した。

断層は断層ガウジや断層粘土からなるコア部とそれに沿った割れ目卓越部など複雑な構造をしているが、本検討では断層近傍ではなく約 20km 四方に及ぶ広範囲の検討領域全体の地下水流動特性の評価を行うことを目的としているため、断層を一枚の面構造として表現した。既存文献（産業技術総合研究所地質調査総合センター編, 2005³³⁾; 三枝ほか, 2007³⁰⁾; 産業技術総合研究所, 2015³⁵⁾）に基づき、地質モデルにモデル化するうえで必要な各断層の代表的な走向, 傾斜を整理するとともに、地表のトレース長をデジタイジングすることで平面方向における断層の分布範囲を設定した（表 2.2-2）。また、本検討でモデル化の対象とした断層相当の規模を有する断層については、地震発生層の下限の深さが 15~20 km 程度とされていることから（産業技術総合研究所, 2015³⁵⁾）、地表から深度 15 km までは地表のトレース長の形状を有する断層が、既存文献に基づき整理した傾斜で連続していると仮定した。

上記の地質分布と断層の分布に関する位置座標をスプライン補間することで、三次元的な地質境界面及び断層面を作成し、地形面とともに組み合わせることで地質モデルを構築した（図 2.2-18）。本検討のモデル化領域を包含する広範囲を対象とした既往研究（稲葉ほか, 2005²⁷⁾）からは、モデル化領域周辺の地下水流動は、標高-2km 程度付近にその流動系の境界があることが推定されているため、水理モデルの基本となる地質モデルは、標高-2km を十分包含する深度として地表から標高-3km までをモデル化の対象とした。なお、構築した地質モデルについては、地質断面図との比較を行うことで、その妥当性の確認並びにモデルの不具合箇所の修正を行った（図 2.2-19）。

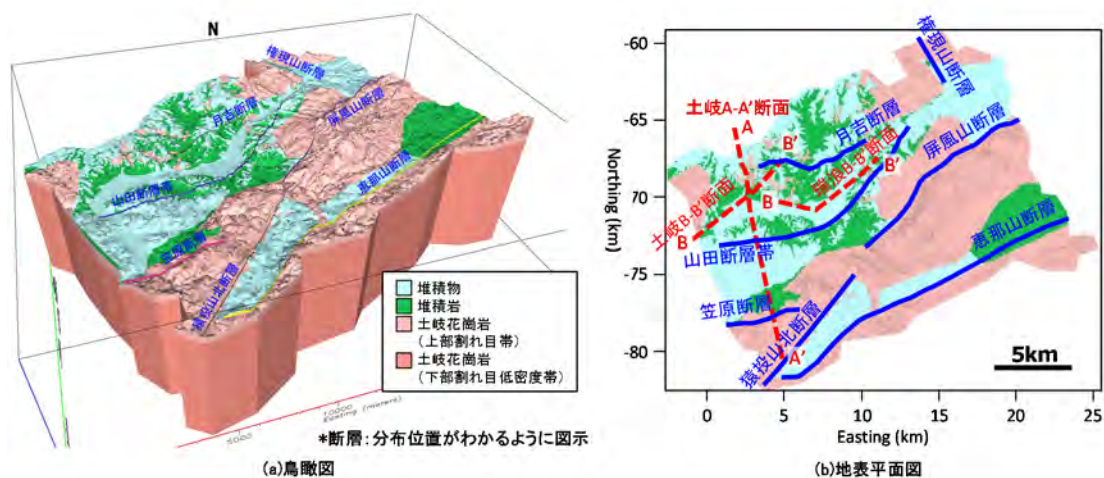


図 2.2-18 東濃地域における地質モデル（現在）

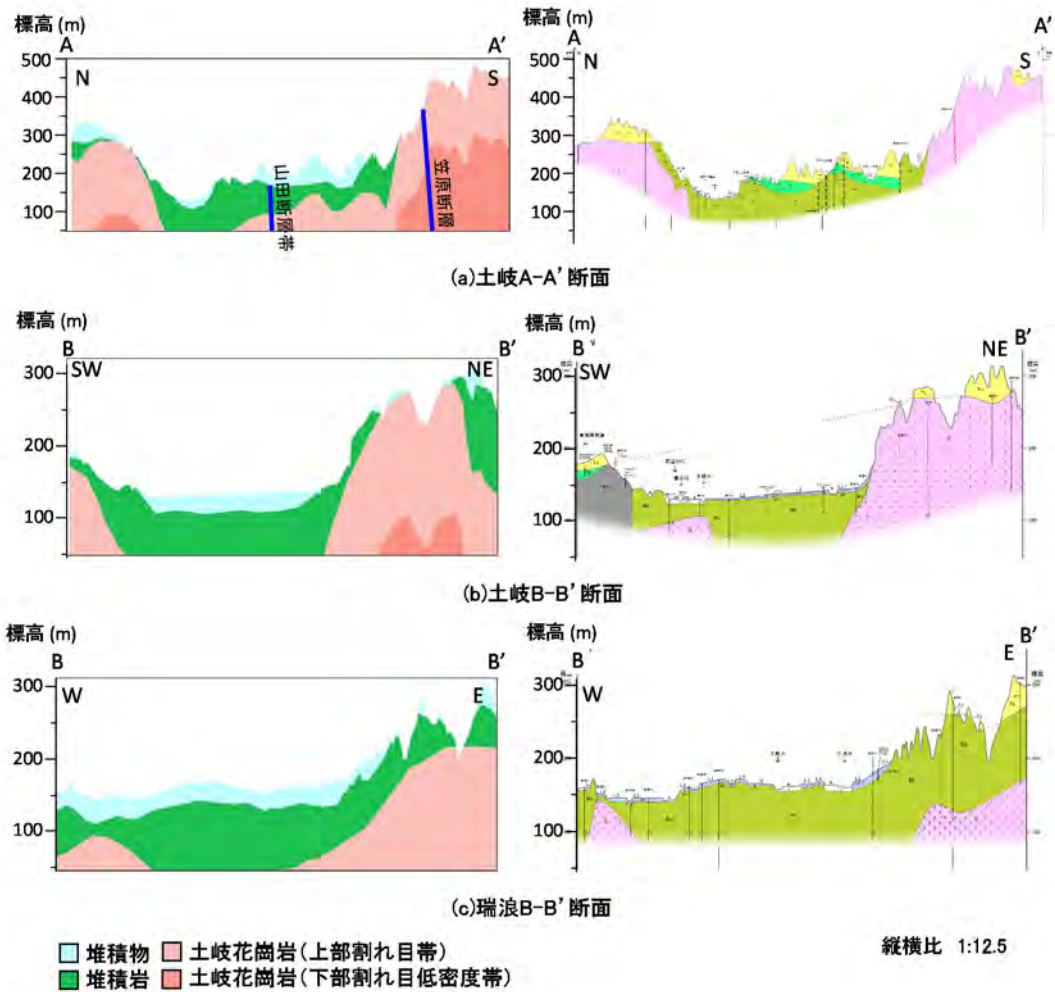


図 2.2-19 構築した現在の地質モデルと地質断面との比較
(左図：地質モデル，右図：地質断面)

② 過去の地質モデル

過去の地質モデルは、現在モデルを基本として構築した。上部面となる地形分布は、2.2.3(1)2)で復元した4つの古地形から作成した100 m間隔の座標データに基づき三次元的な古地形面を作成した。過去の三次元的な地質分布を推定することは困難であるため、本検討では過去の地質境界の三次元的な形状は、現在と同様のものを適用することとした。ただし、古地形の復元の際に考慮した断層によって形成される断層ブロックごとの変位量(図 2.2-8)やモデル化領域全体の傾動による変位量(図 2.2-16)を考慮して古地形との整合性を確保した。また、断層については過去から現在までの地質構造特性の時間的な変化に関する明確な設定根拠がないため、全ての時間断面で現在と同様の分布形状とし、モデル化領域全体の傾動による変位量のみを考慮した。

図 2.2-20 に、構築した paleo-3D-GEOmodel を示す。百万年以前から14 万年前までの時間の経過に伴って検討領域全体が隆起しつつ、山地が形成され地形の起伏が明瞭になる過程が確認できる。また、百万年以前では数百 m 程度の厚さで堆積していた堆積層が、時間の経過とともに侵食されている。これらの地形及び地質分布の時間変遷は、地質学的な観点からは定性的に妥当であると考えられ、東濃地域における過去百万年から現在に至る特徴的な地形及び地質分布の変遷を考慮した paleo-3D-GEOmodel が構築できたとと言える。

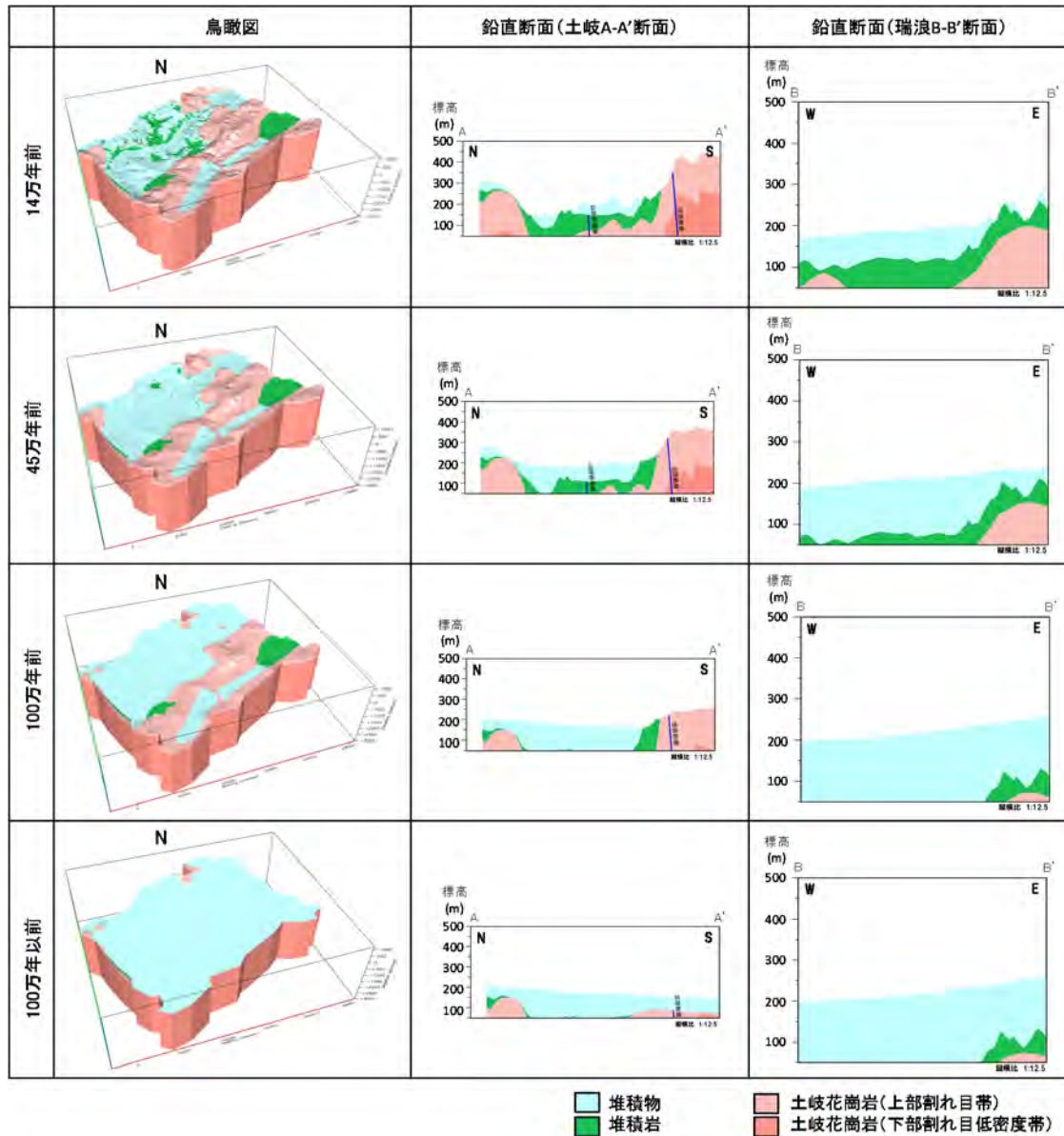


図 2.2-20 東濃地域における paleo-3D-GEOmodel

③ 地質モデルの構築手順

東濃地域を事例として実施した現在及び過去の地質モデルの構築結果を踏まえて、既存情報の整理から地質モデル構築までの手順をフロー図として整理した(図 2.2-21)。過去の地質モデルの構築に必要な地質学的な履歴が少ない山間部においては、既存情報に基づき現在の地質モデルを構築したうえで、そのモデルを基に過去の地質モデルを構築する必要がある。そのため、現在の地質モデルの妥当性を確認することが重要であるが、検討の対象となる領域ごとに活用できる既存情報の量や質が異なることから、構築できる地質モデルの精度は異なるものとなる。構築した地質モデルの妥当性確認については、地質図などの情報との比較に加えて、技術者による地質学的な観点からのエンジニアリングジャッジも有効な確認手法となりうる。また、地質モデルに基づき構築される水理モデルを用いた地下水流動解析結果と水理学的な情報との比較検討を行うことで、地質モデルの妥当性が確認できる。現在の地質モデルと比較すると、過去の地質モデルの有する不確実性は大きい。本検討においても、地質分布や断層の過去百万年程度から現在に至

る分布形状の変化は考慮しておらず、その変化がどの程度の変化量であり、またどの程度の確度で起こり得るのかといった不確実性の評価が重要となる。さらに、過去の地質モデルは地質学的な不整合がないといった定性的な評価に加えて、地下水年代などの地球化学的指標に基づく定量的な評価を行うことで、その妥当性が検証できる。

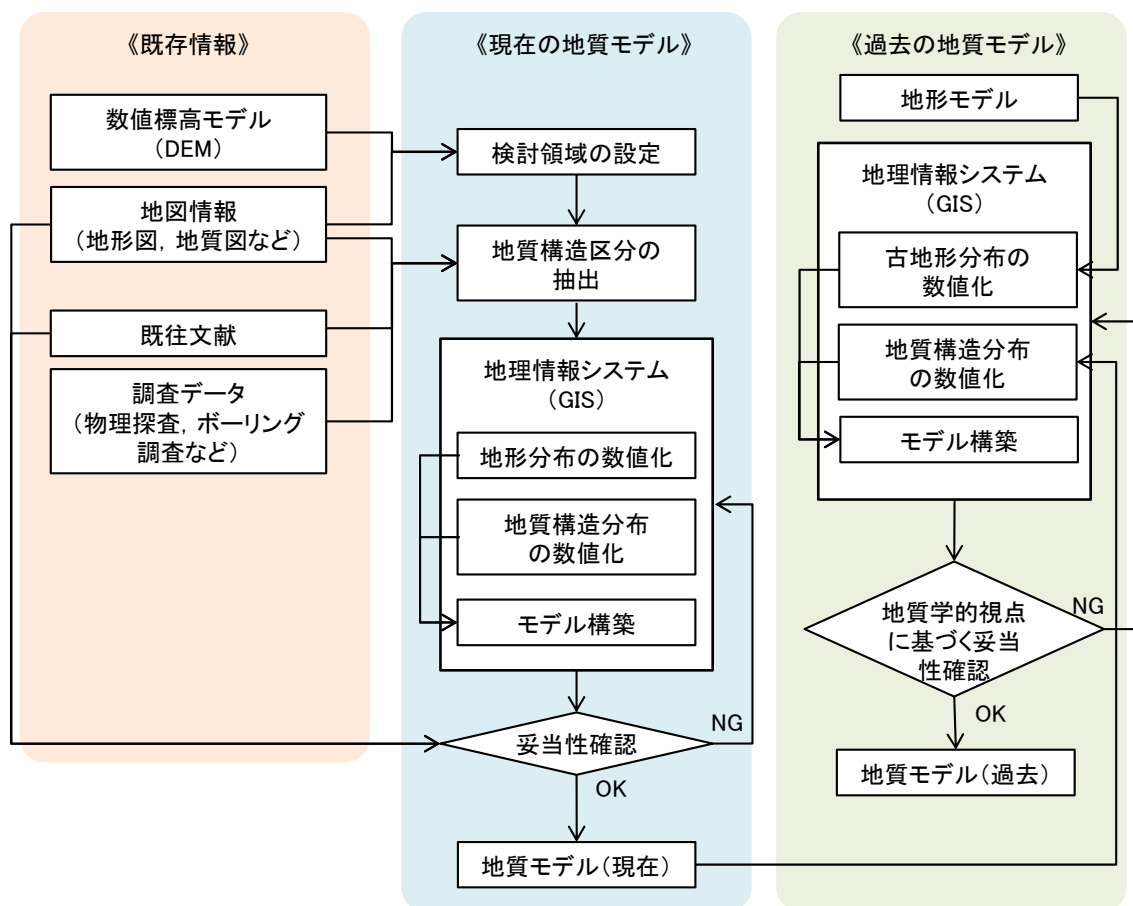


図 2.2-21 東濃地域における現在及び過去の地質モデル構築フロー

(2) 平野部における地形・地質モデル

1) 地形・地質モデル作成のための情報整理

幌延地域における過去百万年を対象とした地形・地質モデルの作成時代と作成範囲についても東濃地域と同様に、以下の四つのデータを用いて決定した。

- ・地形・地質の発達史をとりまとめた編年表(中山ほか, 2010³⁶⁾, 2011³⁷⁾; Niizato et al., 2010³⁸⁾)
- ・発達史的な観点から作成された地形学図(例えば、段丘面区分図; 5万分の1よりも大縮尺)(小池・町田編, 2001³⁾; 新里・安江, 2005³⁹⁾; 太田ほか, 2007⁴⁰⁾)
- ・地質ベースマップ(5万分の1縮尺)(図 2.2-22; 酒井・松岡, 2015⁴¹⁾)と地質断面図(例えば、新里ほか, 2007⁴²⁾)
- ・活断層分布図(活断層研究会編, 1991²⁾; 中田・今泉編, 2002⁶⁾)

これら四つのデータから、幌延地域において考慮すべき地形・地質事象は、以下のようにまとめられる。

- ・東西圧縮性の応力による地層の圧縮変形、埋没続成作用による地層の圧密による層厚の変化。
- ・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。

- ・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。
- ・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。
- ・氷河性海水準変動による陸域の変化。
- ・氷期における不連続永久凍土の発達。

これらの点を考慮に入れ、地形・地質モデルを作成する。地形・地質モデルの対象となる地形・地質発達史のステージについては、古い方から順に次のように定めた。

- ・ステージ I) 宗谷丘陵が陸化したステージ：このステージは、下位から上位に向かい内湾-ラグーン-河成と堆積相が変化する更別層 (1.5~0.7 Ma; 石井・安江, 2005⁴³⁾; 新里ほか, 2007⁴²⁾) が堆積した時期として特徴づけられる。復元するステージの年代については、1 Ma とした。
- ・ステージ II) 宗谷丘陵西方が陸化したステージ：このステージは、サロベツ背斜、北川口背斜に海成段丘面が形成されるステージとして特徴づけられる。復元するステージの年代については、MIS 9 (約 33 万年前) とした。

モデル化領域については、海水準変動に伴って海岸線が変化するとともに、地下水の流出域も変化するため、海退時の海岸線が最も海洋寄りに位置する場所までを領域に含めることが重要である (日本原子力研究開発機構, 2014¹³⁾)。具体的には、地形・地質モデル、水理モデルで検討すべき次の点を考慮に入れ、図 2.2-23 の範囲とした。

- ・東西圧縮性の応力による地層の変形
- ・海成段丘が発達するサロベツ背斜・北川口背斜を含む
- ・氷河性海水準変動による陸域の変化、特に氷期に陸化する範囲を考慮に入れる

すなわち、モデル化領域は、大陸棚外縁からサロベツ断層、大曲断層、幌延断層の活動により形成された丘陵・山地を含む、縦約 30 km、横 80~90 km のほぼ長方形の範囲である。

モデル化対象とする深度については、既存データ (例えば、新里ほか, 2007⁴²⁾; 日本原子力研究開発機構, 2009⁴⁴⁾) から地質に関する情報が得られる 10 km 深までとした。

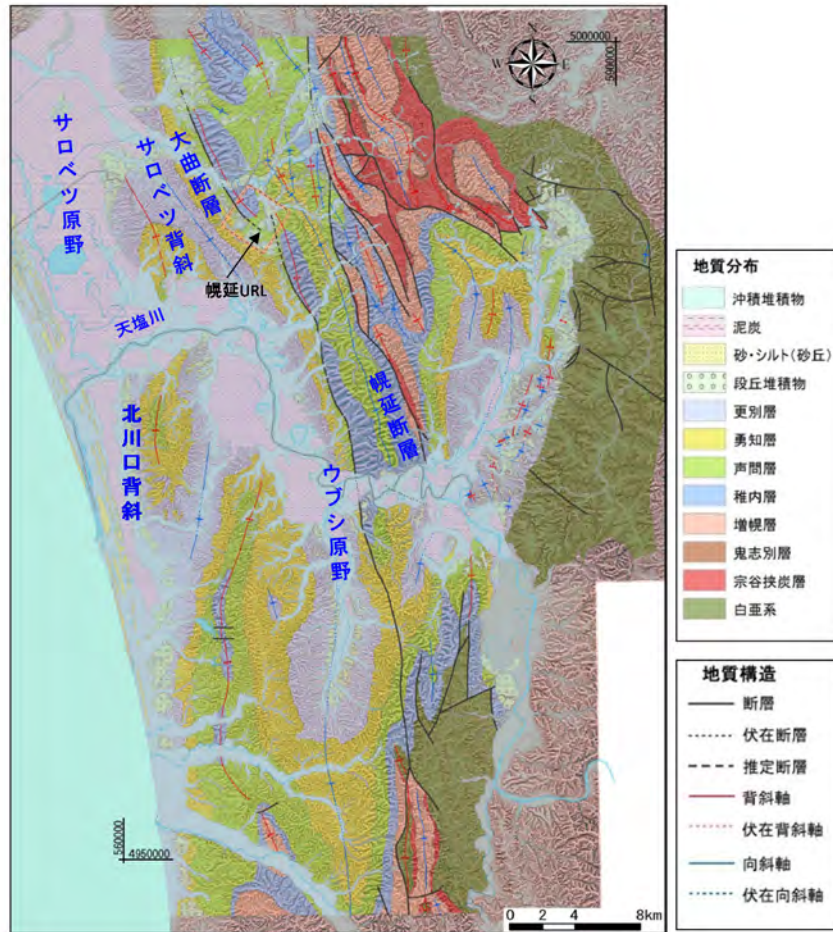


図 2.2-22 幌延地域周辺の表層地質と地質構造
酒井・松岡 (2015)⁴¹⁾に加筆。

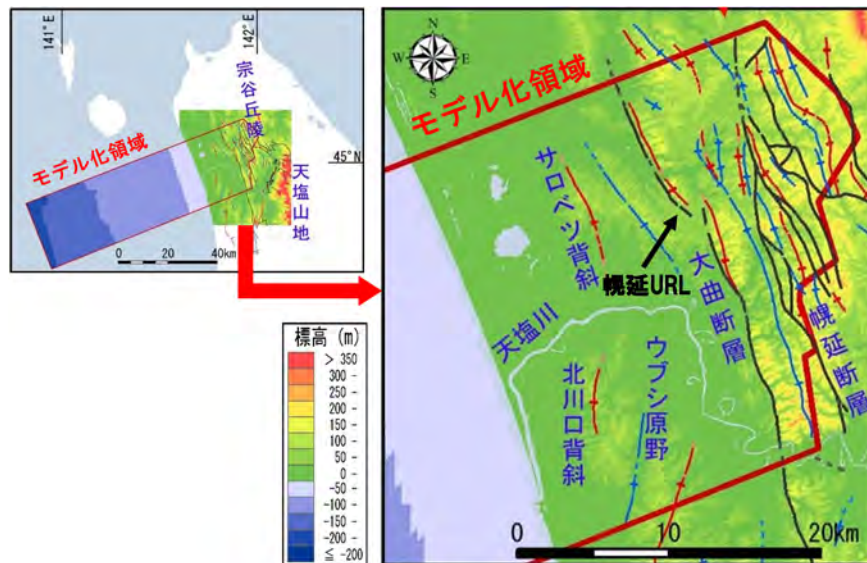


図 2.2-23 幌延地域のモデル化領域

地形は、国土地理院“基盤地図情報ダウンロードサービス”、海上保安庁海洋情報部“沿岸の海の基本図（5万分の1）”、日本海洋データセンター“500 m メッシュ水深データ”をもとに作成。

2) 地質モデルの作成

現在の地質モデルの作成では、まず、モデル化領域における既存情報に基づき、地質モデルで考慮すべき地質構造区分（地層や断層）を抽出した。次いで、平野部を対象とした既存の地質構造モデル（日本原子力研究開発機構, 2009⁴⁴⁾）をベースに、新たに取得した情報を加えて、これらのデータを GIS により統合し、現在の地質モデルを構築した。過去（ステージ I : 1 Ma 及びステージ II : 330 ka）の地質モデルについては、現在の地質モデルを基盤として、過去から現在に至る隆起・沈降、堆積・侵食、続成作用を考慮して構築した。

① 現在の地質モデル

(a) 地質構造区分の抽出

地質モデルを構築するにあたっては、まず地質モデルに表現する地質構造区分を抽出する必要がある。本事業では、地質モデルに基づく水理モデルの構築並びに地下水流動解析による地下水流動特性評価を実施することから、透水性のコントラストに着目した地質構造区分の抽出が重要となる。抽出した地質構造区分は、前述した既存の地質構造モデル（日本原子力研究開発機構, 2009⁴⁴⁾）で抽出・モデル化した地質モデル要素を基本として、新たに取得した情報を加えて、表 2.2-3 とした。

既存の地質構造モデルの構築（日本原子力研究開発機構, 2009⁴⁴⁾）においては、地下水流動に影響を与える要素として地質年代、岩相、透水係数について整理を行い、透水性を重視して地質区分を更別層（沖積層、段丘堆積物を含む）、勇知層、声問層、稚内層、増幌層～古第三系、白亜紀としており、本事業においても基本的にこれを踏襲する。ただし、稚内層については、その後の研究（例えば、Ishii et al., 2010⁴⁵⁾, 2011⁴⁶⁾, Ishii, 2015⁴⁷⁾）により、断層運動に伴う隆起・侵食による封圧低下によって稚内層の浅部（大曲断層周辺で概ね深度 400 m 以浅）に高透水性の割れ目が形成・発達することが指摘されており、これらの知見に基づき、稚内層浅部と稚内層深部の分布を推定した（図 2.2-24）。

また、地下水流動特性に影響を与える可能性のある地質構造として、断層が挙げられる（石井ほか, 2006⁴⁸⁾; 大田ほか, 2007⁴⁰⁾）。断層の分布については、既存の地質構造モデル上の断層分布（日本原子力研究開発機構, 2009⁴²⁾）を活用することとし、本事業のモデル化領域に分布する、大曲断層、サロベツ断層、幌延断層、北川口断層、海岸断層、稚内断層、デタッチメントを設定した。また、このうち、サロベツ断層については、反射法地震探査断面をボーリング孔データと対比した一般的な解釈によるもの（石油公団, 1995⁴⁹⁾; 伊藤, 1999⁵⁰⁾）とバランス断面法により解釈したもの（産業技術総合研究所, 2006⁵¹⁾）の二つの解釈が存在することから（表 2.2-3）、既存の地質構造モデル（日本原子力研究開発機構, 2009⁴⁴⁾）と同様に、二つの解釈に基づく分布をモデル化することとした。

表 2.2-3 幌延地域における地質モデル構築のための情報整理

地質モデル要素		抽出方法	三次元分布の推定に用いた情報
地形面形状		-	陸上: ・水平解像度10mの数値標高モデル(国土地理院基盤地図情報ダウンロードサービス)を世界測地系WGS84の投影座標系UTM54帯北に変換(文献d, e). 海底: ・沿岸の海の基本図(5万分の1)「利尻水道」「利尻島」「遠別」(海上保安庁水路部) ・500 m メッシュ海底地形データ(日本海洋データセンター)
地質分布	地表地質分布	・各地質境界面、褶曲軸、断層分布の地表トレースを抽出	・地表地質図(文献e)
	更別層	・地下水流動解析による地下水流動特性評価を目的とした場合に重要となる透水性のコントラスト(文献a)に着目して抽出 ・更別層(上位の沖積層及び段丘堆積物含む)	・既存地質構造モデル(文献f, g)
	勇知層		
	声問層		
	稚内層浅部		
	稚内層深部		
増幌層～古第三系	・地下水流動解析による地下水流動特性評価を目的とした場合に重要となる透水性のコントラスト(文献a)に着目して抽出 ・増幌層～古第三系(増幌層、鬼志別層、宗谷夾炭層、曲淵層) ・白亜系(函淵層群、上部蝦夷層群～)	・既存地質構造モデル(文献f, g)	
白亜系			
断層	幌延断層	・地下水流動特性に影響を及ぼす可能性のある断層として、地表地質図や反射法地震探査断面で解釈されている断層を抽出 ※サロベツ断層の分布については、文献bによる解釈(リストラク断層)と文献cによる解釈(低角逆断層)の2つを抽出	・地表地質図(文献e)
	大曲断層		・既存地質構造モデル(文献f, g)
	サロベツ断層※		
	北川口断層		
	稚咲内断層		
	海域断層		
	デタッチメント		

(赤字下線部は、本事業での更新情報)

a: 今井ほか(2002)⁵², b: 石油公団(1995)⁴⁹, c: 産業技術総合研究所(2006)⁵¹, d: 酒井ほか(2014)⁵³, e: 酒井・松岡(2015)⁴¹, f: 日本原子力機構開発機構(2009)⁴⁴, g: 日本原子力研究開発機構(2010)²⁶, h: Ishii et al.(2010)⁴⁵, i: Ishii et al.(2011)⁴⁶, j: Ishii(2015)⁴⁷

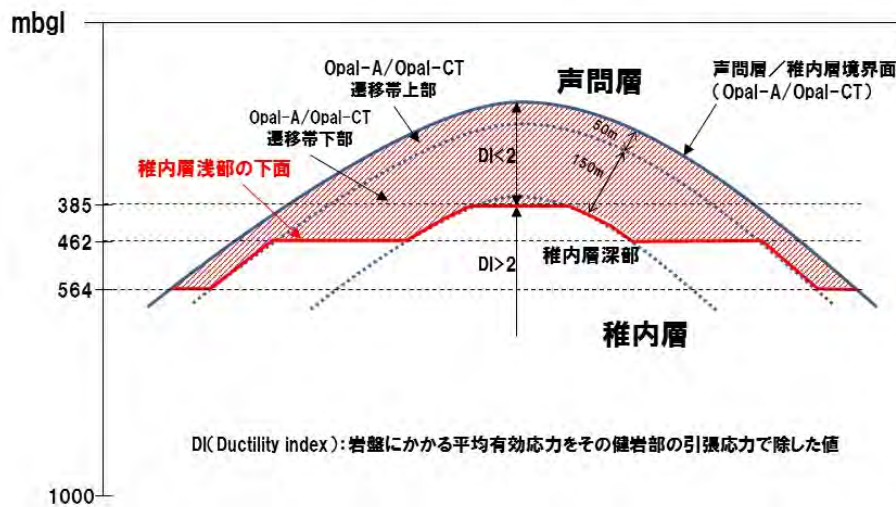


図 2.2-24 稚内層浅部の分布に関する概念

(b) 三次元地質モデルの構築

地質モデルは、三次元地質構造可視化ソフト (Vulcan®) を用いて構築した後、水理地質構造モデルの作成と地下水流動解析を行うために、GEOMASS システム (Ohyama and Saegusa, 2009³²⁾) の Earth Vision®へデータ移行して可視化した。

地質モデルは、前述したとおり、既存の地質構造モデル (日本原子力研究開発機構, 2009⁴⁴⁾) を活用し、新たに取得した情報 (表 2.2-3 の赤字箇所) を加えて構築した。具体的には、酒井・松岡 (2015)⁴¹⁾により更新された地表の地質境界、断層及び褶曲軸の位置情報 (図 2.2-23) を用いて、地質構造の三次元分布を見直すとともに、稚内層を図 2.2-24 に基づき浅部と深部の二つに区分して、その三次元的な形状を求めた。なお、断層については、東濃地域と同様に、単一の面構造として取り扱った。また、幌延断層以東については、図 2.2-22 に見られるように、モデル化領域の他の場所と比較して複雑な地質構造を呈しているのに対し、地表地質図以外の情報が得られていないことから、地下の主要な岩体と考えられる白亜系が地表から深部まで分布するものとして簡略化した。

上記の作業により、三次元的な地質境界面及び断層面を作成し、地形面と組み合わせることで地質モデルを構築した (図 2.2-25)。

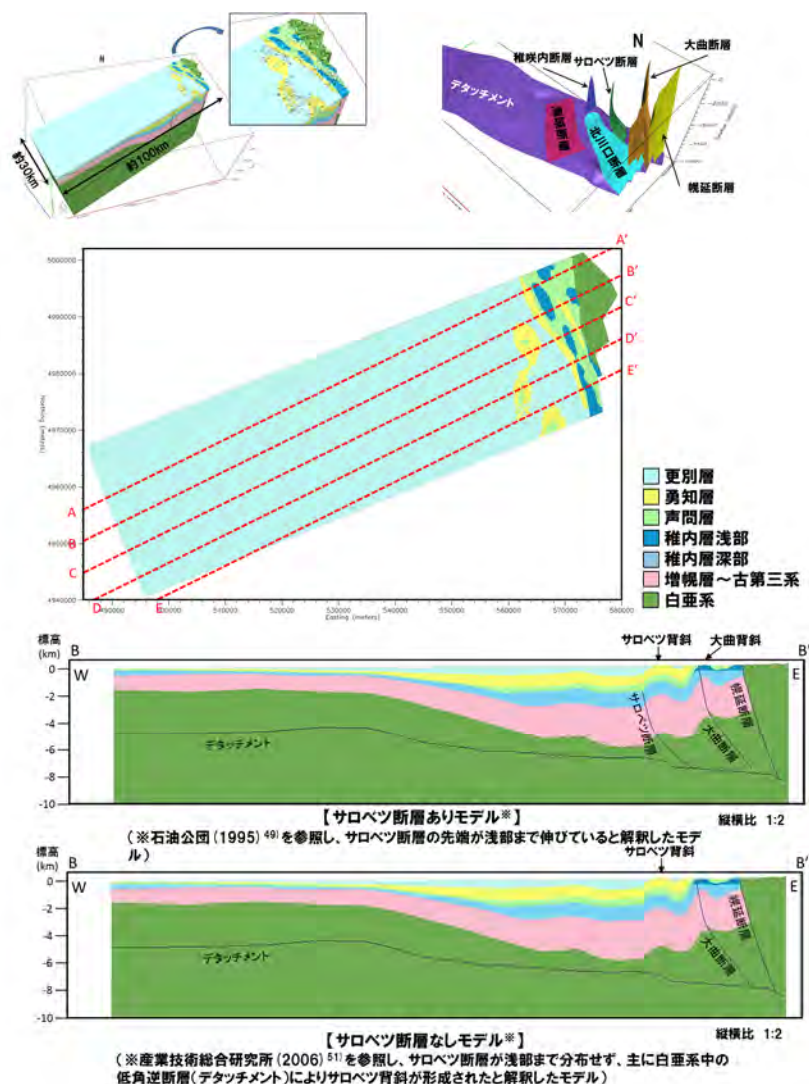


図 2.2-25 幌延地域における地質モデル (現在)

② 過去の地質モデル

過去の地質モデルは、前述したステージ D 宗谷丘陵が陸化したステージ (1 Ma) とステージ II 宗谷丘陵西方が陸化したステージ (330 ka) について構築した。

幌延地域における過去の地質構造は、これまでバランス断面法により復元を行ってきた (Tokiwa et al., 2010⁵⁴; 日本原子力研究開発機構, 2015⁴)。しかしながら、幌延地域の地質の変遷は、新里ほか (2007)⁴²が示したように、百万年オーダーの時間スケールで、堆積盆が徐々に深化していくとされることから、通常 balances 断面法 (地層の長さとは厚さは変化しない) では、そのような沈降をモデルで復元することはできない。したがって、平成 27 年度は、現在の地質モデルを基盤に、地層の線長を考慮した balances 断面 (例えば、Niizato et al., 2010³⁸) とともに、隆起・沈降史 (図 2.2-26; 太田ほか, 2007⁴⁰; 新里ほか, 2007⁴²) を参照して、過去の地質構造を復元し、paleo-3D-GEOmodel (1Ma 及び 330ka) を構築した。

formation & terrace	depositional age (upper & lower ages; x 10ka)	altitude (terrace; m) & maximum thickness (formation; m)	depositional environment	depth of water	sea-level (m)
MIS 9	32.8	95	shoreline	0	+5
MIS 7	21.4	75	shoreline	0	+5
MIS5e	12.5	50	shoreline	0	+5
Sarabetsu Formation	70	625	lagoon & fluvial	0	-70
	150		embayment & lagoon	-15	-80
Yuchi Formation	150	900	shoreface	-15	-80
	230		outer shelf	-130	-80

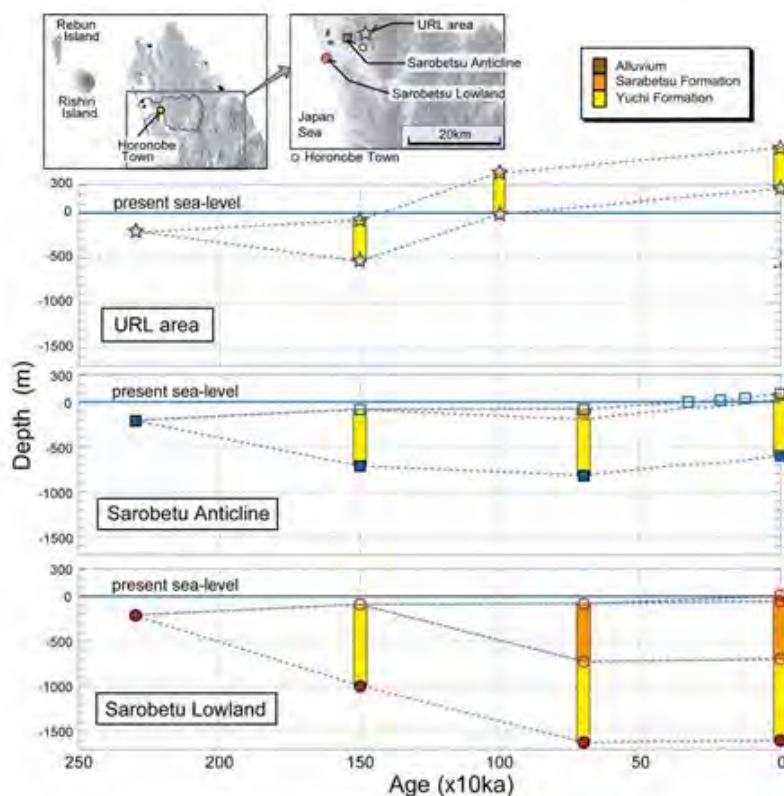


図 2.2-26 幌延地域を対象とした隆起・沈降史
太田ほか (2007)⁴⁰より引用。

(a) 過去の地質モデルの構築手順

幌延地域の地質構造は、230 万年前から始まった東西圧縮場により形成されていると考えられている（例えば、安江ほか, 2006⁵⁵⁾）。このことから、1 Ma 及び 330 ka の地質モデルの構築手順として、まず、現在の地質モデルを基に地表地質分布の走向（北北西-南南東方向）に直交する方向で五つの断面（図 2.2-25 に示す A-A'~E-E'）を抽出し、それぞれの断面において隆起・沈降史（図 2.2-26）を考慮しながら、線長バランス断面法及び沈降史解析を適用することにより、1 Ma 及び 330 ka の地質分布と断層の分布を復元して、最後に五つの断面の地質分布と断層の分布に関する位置座標をスプライン補間することで三次元の地質モデルを構築した。

過去の地質構造を復元するうえでは、モデル化領域における水平方向の変形が開始された時期や水平短縮量、隆起・沈降の速度などの条件を設定する必要がある。以下に、モデルの復元の手順とともに設定条件について示す。

まず、水平短縮に伴う褶曲の開始時期については、既存文献により、大曲断層近傍の背斜成長開始時期は早ければ 2.2 Ma、遅くとも 1.0 Ma であるとされていること（石井ほか, 2008⁵⁶⁾）、サロベツ背斜の成長は勇知層堆積時であるとされていること（伊藤, 1999⁵⁰⁾）、及びサロベツ背斜東側の向斜部では、更別層、勇知層ともに、向斜軸部付近で層厚が厚くなる傾向にあり、向斜の形成が勇知層堆積中のある時期、少なくとも更別層の堆積時であるとされていること（新里・安江, 2005³⁹⁾）などから、サロベツ背斜東側の向斜部付近の更別層基底の年代である 1.5 Ma（新里ほか, 2007⁴²⁾; 石井・安江, 2005⁴³⁾）と設定した。水平短縮量については、モデル化領域内にある既存の反射断面を解釈した範囲（産業技術総合研究所, 2006⁵¹⁾）を参考にその西端部付近を基準点（固定点）とし、それより東方のサロベツ原野から幌延断層付近（図 2.2-23）までの領域を対象に、五つの断面について、褶曲構造の復元と水平短縮量を算出した。なお、断層面については、過去の分布や形状を復元できる根拠に乏しいため、形状は現在の地質モデルのままとし、褶曲の復元に伴って水平方向に移動させることとした。また、堆積による地層の層厚の変化は考慮せず、各時間スケールで一定であるとした。

褶曲構造の復元にあたっては、まず基準とする地層面を決定した。基準とする地層面は、復元する各時代の地質モデルから現在の地質モデルまでの水平短縮量を算出する必要があることから、モデル化領域において削剝を受けていない稚内層下面とした（図 2.2-25）。

現在の地質モデルから抽出した五つの断面について、それぞれ基準点（固定点）から幌延断層までの稚内層下面の線長とその水平距離を求め、1.5 Ma で稚内層下面が水平になるという仮定のもと、水平方向の短縮速度と各時代の水平短縮量を算出した。

次に隆起・沈降について述べる。モデル化領域に広く分布する珪質堆積岩である声間層及び稚内層は、シリカ鉱物相に大きな違いがあり、稚内層は主に珪藻遺骸（オパール A）が埋没続成作用により溶解して形成されたオパール CT から構成されるのに対し、声間層はこのオパール CT を含まない。幌延 URL 周辺では、古地温勾配及び鉱物相の変化に基づいて地層の隆起・侵食量が推定されており（太田ほか, 2007⁴⁰⁾）、その情報と隆起・沈降史の結果（図 2.2-26）を参照して、大曲断層周辺における 1.5 Ma 以降の隆起速度を算出し、各時代の地層分布を求めた。具体的な隆起速度の算出方法は、以下のとおりである。

- ・大曲断層上盤（東側）：1150 m [太田ほか (2007)⁴⁰⁾の HDB-9 孔付近の削剝量：860~1250 m の平均値 - 1.5 Ma 当時の地形面標高：-95 m (海水面：-80 m, 水深：-15m)] ÷ 1.5 Ma ≒ 0.8 m/ky
- ・大曲断層下盤（西側）：508 m [太田ほか (2007)⁴⁰⁾の HDB-7 孔付近の削剝量：225~600 m の平均値 - 1.5 Ma 当時の地形面標高：-95m (海水面：-80 m, 水深：-15 m)] ÷ 1.5 Ma ≒ 0.3 m/ky

サロベツ背斜及び北川口背斜付近については、それぞれ海成段丘面の現在の標高を基準に算出した隆起速度 (2.2.3(2)3 参照) である 0.3 m/ky と 0.48 m/ky を用いて各時代の地層の復元を行った。また、サロベツ背斜及び北川口背斜以西については、サロベツ原野における過去 170 万年間の沈降速度が 0.65 m/ky と推定されていることから (岡・五十嵐, 1997⁵⁷)、各時代の地質構造の復元にはこの値を用いた。

以上で述べた設定条件をもとに実施した地質構造の復元例として、B-B'断面の結果を図 2.2-27 に示す。

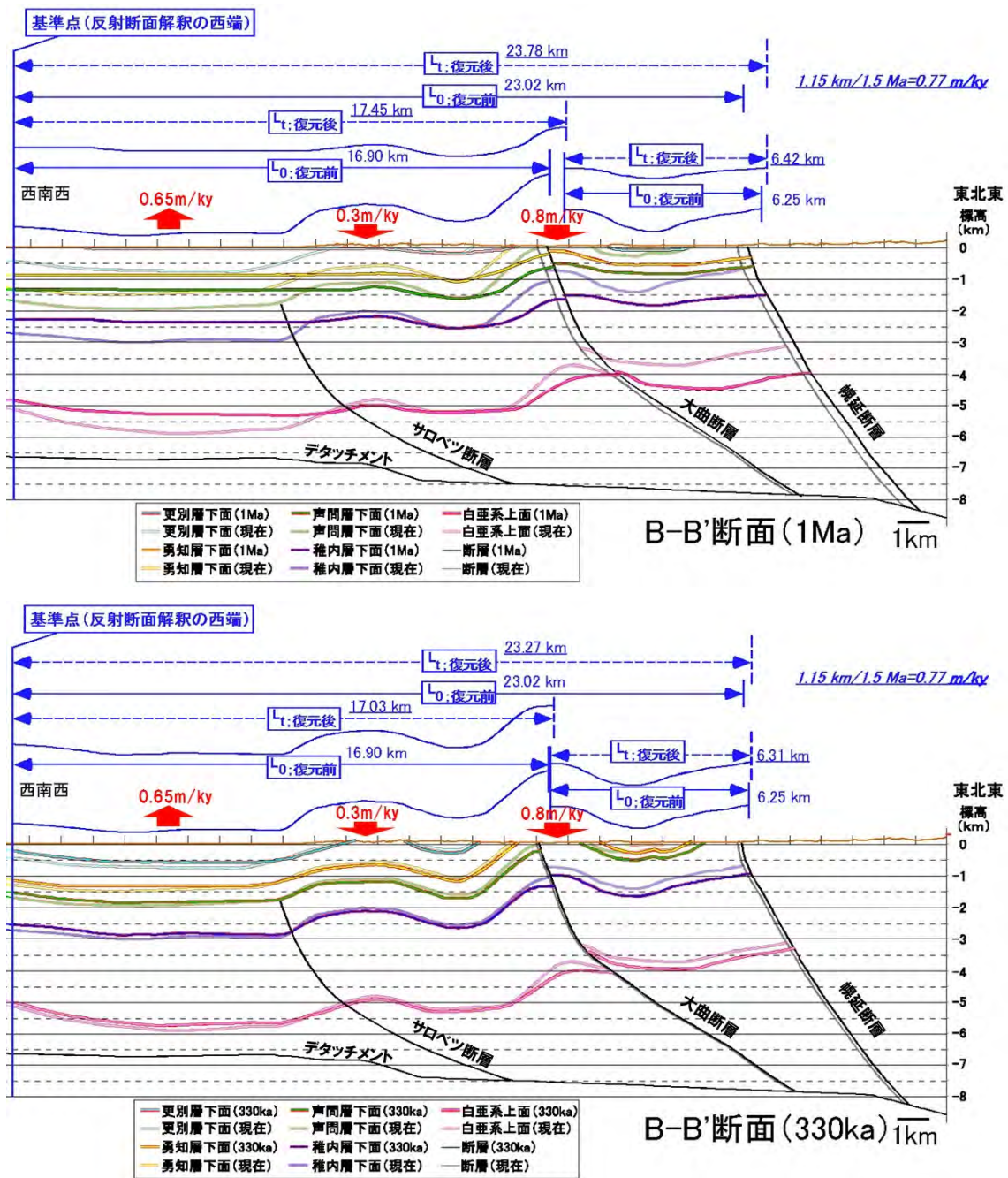


図 2.2-27 地質構造の復元断面 (B-B'断面)

各色線は復元した 1 Ma と 330 ka の各層の地層境界面 (半透明色線は現在の境界面) を示す。

0.77 m/ky は 1.5 Ma を基準とした水平短縮速度、赤色矢印は隆起・沈降速度を示す。

(b) 三次元地質モデルの構築

前項の手順で復元した 330 ka 及び 1 Ma の五つの断面の各地質構造区分の分布座標を用いて、Earth Vision®を使用したスプライン補間により、三次元モデルを構築した。構築した三次元の地質モデルを図 2.2-28 及び図 2.2-29 に示す。

また、現在、330 ka、1 Ma の地質モデルの比較を図 2.2-30 に示す。この図からサロベツ断層以東では過去から現在に向かって褶曲が成長し、隆起・侵食が進行していく様子や、サロベツ断層以西では過去から現在に向かって沈降・堆積していく様子が表現できており、隆起・沈降史 (図 2.2-26; 太田ほか, 2007⁴⁰⁾) や新里ほか (2007)⁴²⁾などの既存の研究結果と整合的な paleo-3D-GEOmodel (1 Ma 及び 330 ka) を構築することができたと言える。

また、A-A'~E-E'の各断面で算出した過去から現在までの水平短縮量から水平歪み速度を算出して、Tokiwa et al. (2010)⁵⁴⁾及び太田ほか (2007)⁴⁰⁾による既存の水平歪み速度と比較し、両者がオーダで整合的であることを確認した (表 2.2-4 の水色部分)。

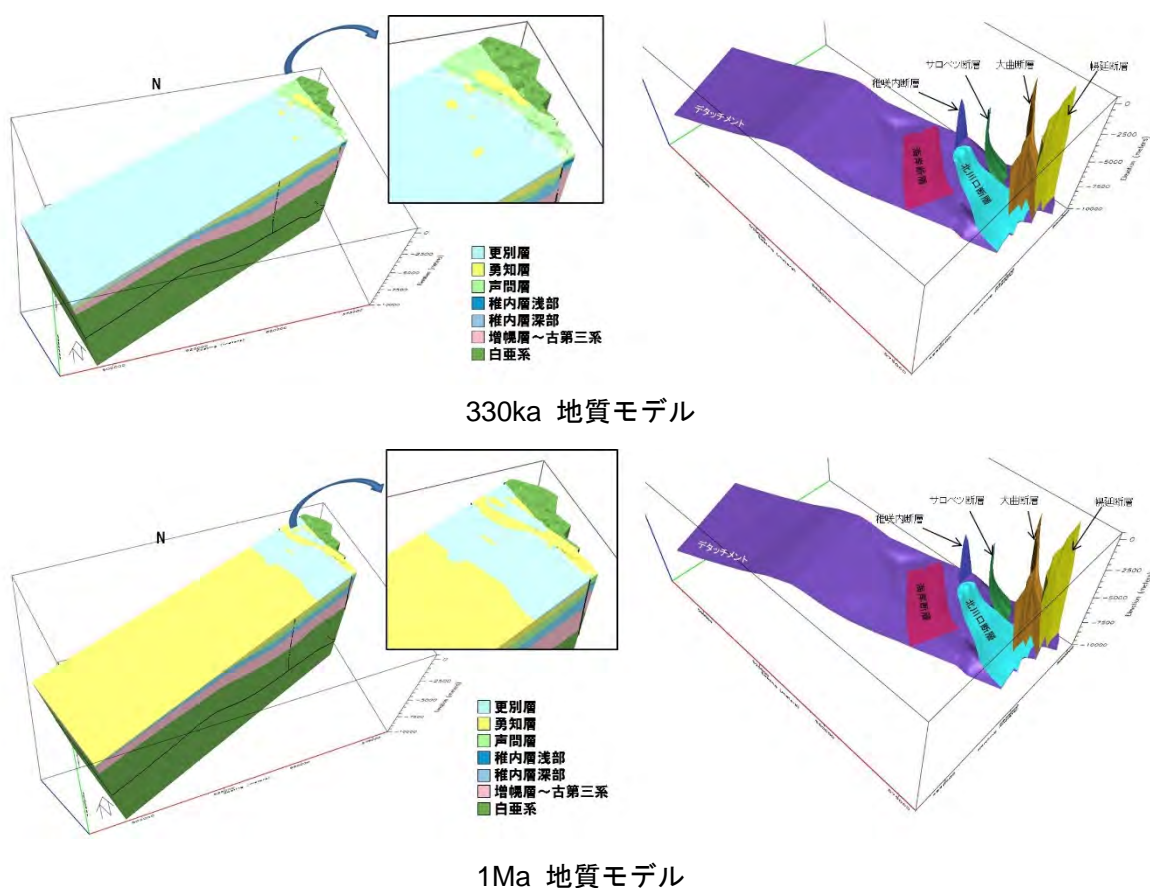


図 2.2-28 幌延地域における復元地質モデル (鳥瞰図)

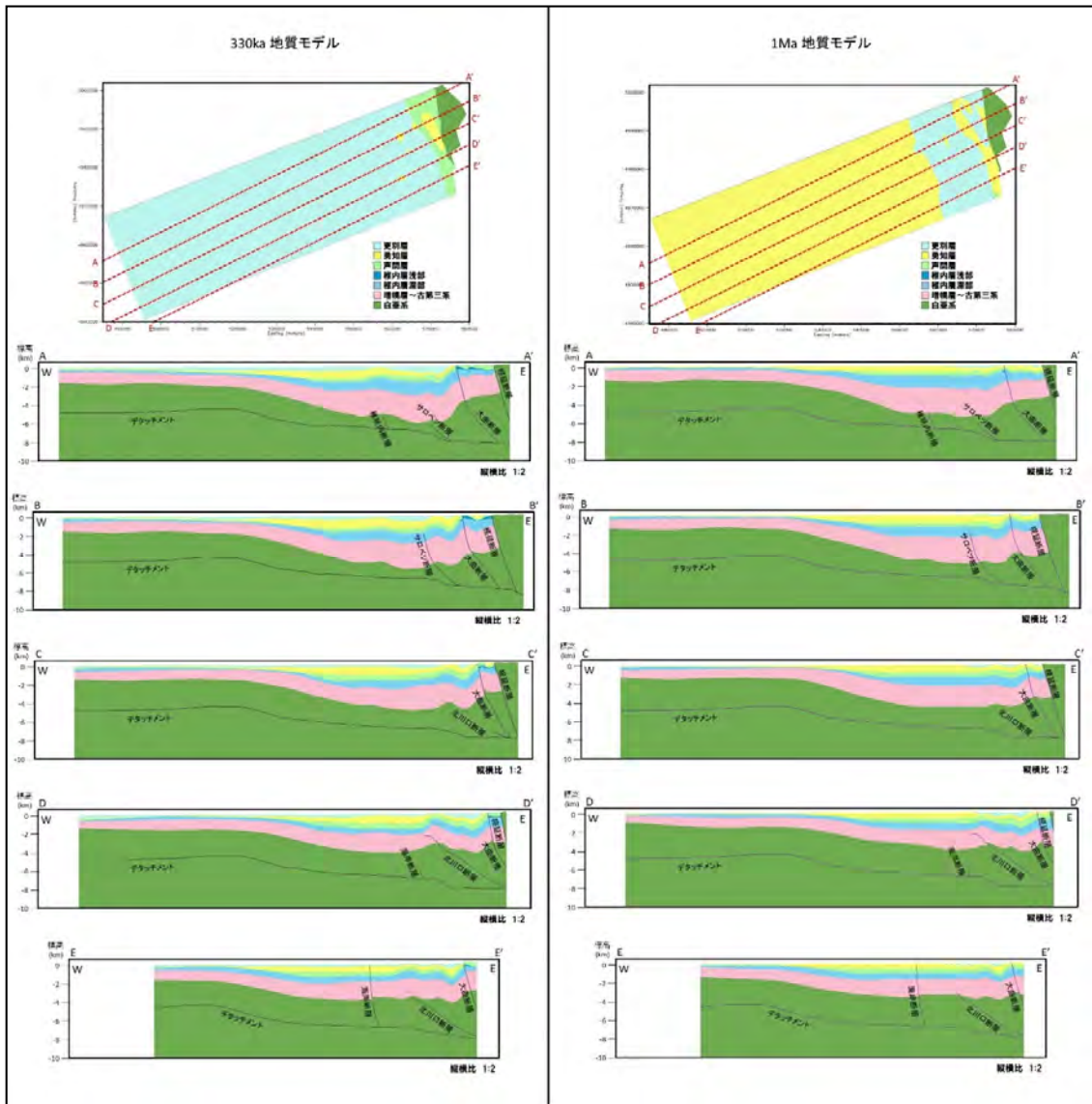


図 2.2-29 幌延地域における復元地質モデル（縦断面図）

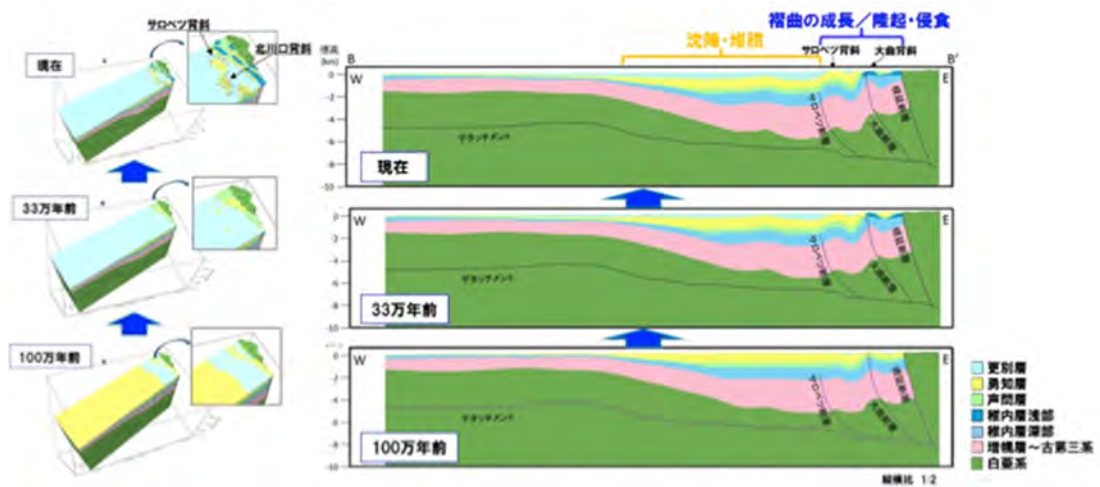


図 2.2-30 構築した各時間スケールにおける地質モデルの比較

表 2.2-4 水平歪み速度の比較
(上段：本事業、下段：既存文献)

	現在の水平距離 L_1 [km]	変形前の水平距離 L_0 [km]	短縮速度 [m/ky]	縦歪み [[L_1-L_0]/ L_0]	水平歪み速度 [yr^{-1}]	備考
A-A' (基準点-幌延断層)	24.66	25.84	-0.79	-4.57E-02	-3.04E-08	本事業 (変形開始: 1.5 Ma)
B-B' (基準点-幌延断層)	23.02	24.18	-0.77	-4.80E-02	-3.20E-08	
C-C' (基準点-幌延断層)	24.69	25.54	-0.57	-3.33E-02	-2.22E-08	
D-D' (基準点-幌延断層)	28.64	29.59	-0.63	-3.21E-02	-2.14E-08	
E-E' (基準点-モデル境界)	22.79	23.62	-0.55	-3.51E-02	-2.34E-08	
サロベツ断層-大曲断層	21.70	24.82	-1.42	-1.26E-01	-5.71E-08	文献aの算出値 (変形開始: 2.2Ma)
稚内沖	-	-	-	-2.11E-02	-8.12E-09	文献bの算出値(変形開始: 2.6 Ma) (文献cの反射断面より算出)
礼文-間寒別	-	-	-	-6.17E-02	-2.37E-08	文献bの算出値(変形開始: 2.6 Ma) (文献dの反射断面より算出)
北川口	-	-	-	-1.08E-01	-4.15E-08	文献bの算出値(変形開始: 2.6 Ma) (文献cの反射断面より算出)

下線部の水平歪み速度は変形開始時期を1.5 Maとした場合

a: Tokiwa et al. (2010)⁵⁴, b: 太田ほか(2007)⁴⁰, c:小椋・掃部(1992)⁵⁸, d: 加藤・佐藤(2002)⁵⁹

3) 地形モデルの作成

幌延地域の地形・地質発達史における二つのステージの地形モデルを作成する。使用するデータの一覧を表 2.2-5 に示す。陸域のベースデータには 10 m グリッドの数値標高モデル (DEM) を、海域のベースデータには 500 m メッシュの DEM を使用した。また、DEM の数値解析には、東濃地域のケースと同様に Arc GIS の Model builder を用いた。

DEM の数値解析については、モデル化領域が比較的広域であることから、20 m グリッドで行った。作成した地形モデルについては、東濃地域のケースと同様に理由からバイリニア法により 100 m グリッドに空間解像度を落として出力した。

測地座標系については、日本測地系 2000・UTM 座標系・第 54 帯 N を採用した。

表 2.2-5 幌延地域の地形モデル作成において使用したデータ

データ名	データソース	使用目的
10 m 数値標高モデル	国土地理院 基盤地図情報	陸域のベースデータ
沿岸の海の基本図(5万分の1)	海上保安庁海洋情報部	海域のベースデータ
500 m メッシュ水深データ	日本海洋データセンター	
表層地質、地質構造、断層分布図	酒井・松岡(2015) ⁴¹	ブロック境界の作成
海成段丘面区分図	小池・町田編(2001) ³ 太田ほか(2007) ⁴⁰	ブロックの隆起量の推定

① 地形モデルの方針・手順

幌延地域の地形モデルについては、現在の海水準を基準とし、間氷期における地形モデルを作成する。氷期における地形モデルについては、間氷期モデルから海面を低下させたものとする。また、地形モデルの作成にあたっては、地形・地質発達史から「地形の開析」、「断層・褶曲運動による隆起・沈降」、「東西圧縮による地層の変形」、「海底地形」の 4 点を考慮した処理を行なった。

地形の開析については、現在では、開析されてほとんど原面を残さない MIS 9 以前の海成段丘であっても形成当時には広い面を残していたことを考慮し、谷埋め接峰面処理を各ステージの地形モデルに対して行なった。谷埋め接峰面処理の手法は、東濃地域において用いたものと同じである。

断層・褶曲運動による隆起・沈降については、隆起による地形変化（標高の変化）のみを考慮に入れる。沈降による地形変化については、沈降分だけ堆積物によって埋められ、地形のみかけの標高は変化しないと考えられるためである。隆起による標高の変化については、断層や褶曲運動を考慮して区切ったブロックごとに求める。

海底地形の変化、特に本地形モデルで対象とする数十万年～百万年間に及ぶ海底地形の変化については、これまでに幌延地域において検討されてない。また、そうした長期の海底地形の変化についての知見も乏しい。そこで、不確実性を伴う処理ではあるが、本地形モデルでは、「大陸棚外縁の位置が不変」、「海岸線から大陸棚外縁までの海底地形の凡その形態が不変」であるという二つ仮定のもと、各ステージにおける海岸線（標高 0 m の位置）の位置から、海底地形 DEM を作成する。

東西圧縮による地層の変形については、地質モデルから圧縮による各地点の水平移動量がわかる。よって、その値にもとづき、地形モデル全体を補正する処理を行う。

これらの処理のフローを図 2.2-31 に示す。本地形モデルでは、最初に谷埋め接峰面処理を行う。次に、その接峰面処理済みの DEM を用いて、二つの処理を行う。一つは、断層・褶曲運動による隆起を考慮した変位モデルの作成であり、もう一つは海底地形 DEM の作成である。その後、変位モデルと海底地形 DEM を合成する。この合成処理は、「変位モデルが海底地形モデルより高い場については、変位モデルの標高を採用し、そうでない場については海底地形 DEM の標高を採用する」というラスタ演算処理を用いて行う。なお、ステージ I の場合、この合成処理により、不自然な地形（シンクホールのような地形）が三ヶ所生じたことから、それらを解消する処理を行なった。海底地形 DEM と変位 DEM との合成処理後、両地形間のギャップについては東濃地域と同様に接峰面処理で解消する。最後に、東西圧縮による地層の変形に起因する各地点の水平移動量を補正する。次にこれらの処理内容について順に詳述する。

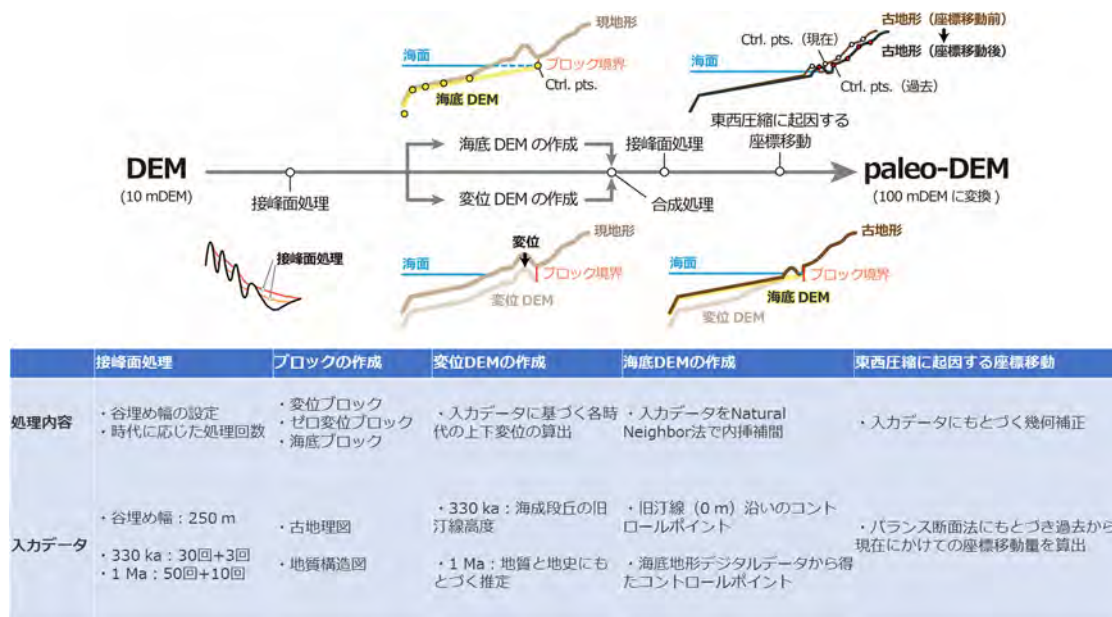


図 2.2-31 幌延地域における地形モデルのフローと主な処理

② 地形モデルにおけるパラメータと処理内容

(a) 谷埋め接峰面処理

谷埋め接峰面処理については、東濃地域における地形モデルと同様の処理を行う。谷埋め幅についても、東濃地域における地形モデルと同じ考えから、250 m とする。

一方、谷埋め接峰面処理の回数については、一次の開析谷が解消される回数と変位モデルと海底地形 DEM を合成との間にできるギャップが解消される回数とを試行錯誤で求めた。処理回数については、図 2.2-31 に示す通りである。

(b) 変位 DEM の作成

幌延地域における変位 DEM については、断層・褶曲運動による隆起量をブロックごとに算出し、その値を現在の DEM から差し引くことによって作成する。そのため地形・地質発達史を考慮に入れたブロックの区切り方と古標高の推定の 2 点が変位 DEM 作成にあたっての鍵となる

ステージ II (330 ka)

ステージ II における変位 DEM の作成については、次の 3 点を考慮に入れ、ブロック境界とそれぞれのブロックに与える隆起量を決定した (図 2.2-32)。

- ・ MIS 11 までの海成段丘が発達するサロベツ背斜 (太田ほか, 2007⁴⁰)
- ・ MIS 7 までの海成段丘が発達する北川口背斜 (太田ほか, 2007⁴⁰)
- ・ 大曲断層の活動は、0.9 Ma 頃に終了していること (Tokiwa et al., 2010⁵⁴)

各ブロックの範囲と、それらに与える隆起量について以下に詳述する。

サロベツブロック：サロベツ背斜の隆起量を与えるブロック。サロベツ背斜の東側にある向斜 (以下、「サロベツ向斜」という) の向斜軸から西側に作成するブロックであり、サロベツ背斜により形成された丘陵 (サロベツ丘陵) 全体を含む。サロベツ丘陵には、MIS 9 の海成段丘が発達することから、その旧汀線高度である 110 m を、このブロックに与える過去 330 ka の隆起量とした。

北川口ブロック：北川口背斜の隆起量を与えるブロック。サロベツ向斜の向斜軸を南側に延長したところよりも西側に作成するブロックであり、北川口背斜の活動により形成された丘陵 (北川口丘陵) 全体を含む。北川口丘陵には、MIS 9 の海成段丘が発達しないことから、このブロックに与える過去 330 ka の隆起量については、MIS 5e の海成段丘の旧汀線高度から算出された垂直変動速度 4.8 m/10 kyr (小池・町田編, 2001³) を外挿した値である約 160 m を与えた。

大曲ブロック：大曲断層から、その西側にある向斜軸までの領域。このブロックには、海成段丘の発達する丘陵が分布することから隆起量を与える必要がある。その一方で、330 ka 以降の大曲断層の活動は確認できていないため、その東端 (=大曲断層) における隆起量は 0 m であると考えられる。こうした点を考慮に入れ、このブロック全体の隆起量は、次のように求める。

- ・ 向斜軸沿いに隆起量を与えたコントロールポイントを、大曲断層沿いに 0 m の隆起量を与えたコントロールポイントをそれぞれまんべんなく打つ。
- ・ それらに対して決定論的内挿法の一つである Natural Neighbor 法を用いる。

向斜軸沿いに与える隆起量については、海成段丘からサロベツ丘陵の背斜軸と向斜軸でどの程度隆起量が異なるのかを推定する。しかし、330 ka (MIS 9) における海成段丘が向斜軸上にお

いて確認されていないことから、その推定は、サロベツ丘陵に発達する MIS 5e と MIS 7 の海成段丘を用いて次のようにおこなった。

- ・新里・安江 (2005)³⁹⁾と太田ほか (2007)⁴⁰⁾に示された海成段丘区分図を用いてサロベツ丘陵の背斜軸と向斜軸での隆起量の差 (=旧汀線高度の差) を算出。その値は、MIS 7 において 15 m, MIS 5e において 10 m である。
- ・これらの値から外挿すると、MIS 9 における背斜軸と向斜軸での隆起量の差は約 20 m と算出される。
- ・よって、サロベツ丘陵の東側の向斜軸に与える 330 ka 分の隆起量は、背斜軸に発達する MIS 9 の海成段丘の旧汀線高度 110 m から 20 m を引いた 90 m である。

幌延ブロック：大曲断層以西の領域。この領域にみられる大曲断層、幌延断層の活動は、330 ka 以降確認されていない。そのため、このブロックの隆起は考慮しない。

変位 DEM については、これら四つのブロックに対して、Arc GIS のラスタ演算を用いて、各ブロックのもつ現在の標高値から、330 ka 分の隆起量を差し引く処理を行うことで作成した。

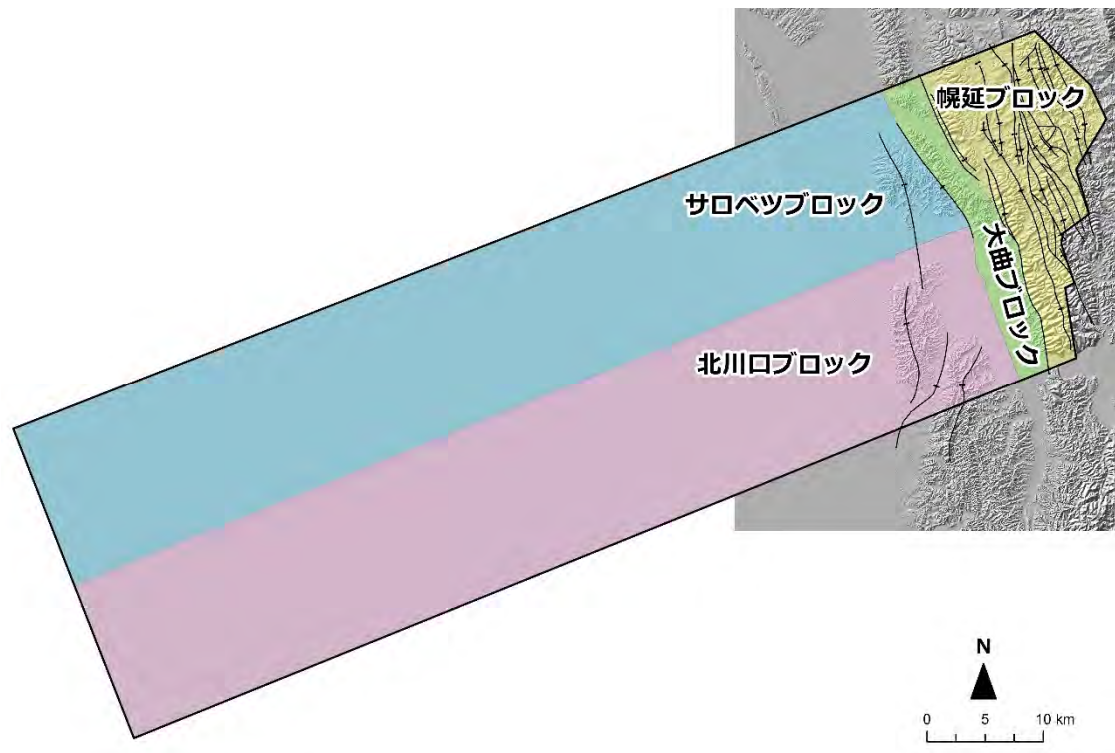


図 2.2-32 幌延地域のステージ II の地形モデルにおけるブロック境界
黒線は、酒井・松岡 (2015)⁴¹⁾に示された地質構造。

ステージ I (1 Ma)

ステージ I については、宗谷丘陵の陸化に特徴づけられるサロベツ向斜以東の丘陵・山地の発達を考慮する。そのため、このステージの変位 DEM のブロックは、向斜軸以東を一つのブロックとする (図 2.2-33)。

隆起量については、ステージ II と異なり、その指標となる地形・地質がない。また地質モデルで得られる隆起量は、削剥によって除去される分が考慮されていないため、その値は、地形モデ

ルにおいて必要とする隆起量(=現在の標高とステージ I の標高の差)よりも遥かに大きくなる。そこで、地形モデルでは、地史にもとづいて隆起量を推定する。

隆起量の推定において着目した地史は、「1.5 Ma に幌延断層以東が陸化し、以西は海底で勇知層が堆積したこと」である。そして、1.5 Ma 当時に海底にあった平らな地形が 150 万年かけて現在の高さになったと仮定し、その仮定のもと百万年前にはどの程度の高さにあったかを算出する。現在の標高が 60 m の場所を例にあげて、その算出方法を以下に示す。

- ・ 1.5 Ma 当時の勇知層は外浜の層相であることから、水深-15 m 程度にあったとする。
- ・ 1.5 Ma の海面の高さは、Rohling et al. (2014)⁶⁰を参照すると、現在と比較して 80 m 低かったため、その水深は-95 m となる。
- ・ この値をもとに 1 Ma 時の標高を推定すると、 $\{-95 \text{ m} + (60 \text{ m} + 95 \text{ m}) / 1500 \text{ kyr} \times (1500 \text{ kyr} - 1,000 \text{ kyr})\} = -43.4 \text{ m}$ 、となる。
- ・ よって求める隆起量は、現在の標高 60 m から -43.4 m を差し引いた値、103.4 m である。厳密には、1 Ma の海面は、現在より 25 m 低いので、この隆起量に、25 m を足すべきである。しかし、水理モデルにおいて、1 Ma を現在と同じ海水準とみなして解析を行うため、25 m は足していない。

この算出方法の問題点は、1.5 Ma には、幌延断層以東は、標高は不明ながら確実に陸化していたにもかかわらず、勇知層の堆積水深を使用した隆起量の推定を、幌延断層以東に当てはめていることである。しかし、幌延断層を境に隆起量を変える、例えば、幌延断層以東の百万年間の隆起量を 0 m とした場合、地形モデルでは幌延断層沿いに顕著な断層崖的な地形ができる。1.5 Ma 以降、幌延断層が断層崖をつくり、それ以東を隆起させていた証拠がないことから、そうした地形モデルは、地形・地質学的証拠と矛盾するモデルとなる。幌延断層以東は、百万年間の間に幾らかは隆起していたと考えられるが、その値を推定する地形・地質の証拠はない。よって、現時点では、より妥当と考えられる地形モデルを作成するために、幌延断層以東においても、勇知層の堆積水深を使用した隆起量の推定を適用した。

最後に、変位 DEM の作成に係る GIS 上での具体的な処理を以下に示す。

- ・ 地形モデル領域に 1 km 四方のメッシュを表示させる (図 2.2-35)。
- ・ 1 km メッシュの各格子の交点全てとブロック境界にコントロールポイントを打つ。
- ・ これらのコントロールポイントに現在の DEM の標高を付与する (図 2.2-35)。
- ・ 標高が付与されたコントロールポイントをエクセルなどに出力し、上記の計算を各点で行い、隆起量を算出する。
- ・ 隆起量が付与されたコントロールポイントを GIS 上に表示し、それらに対して Natural Neighbor 法を用いて変位 DEM を作成する

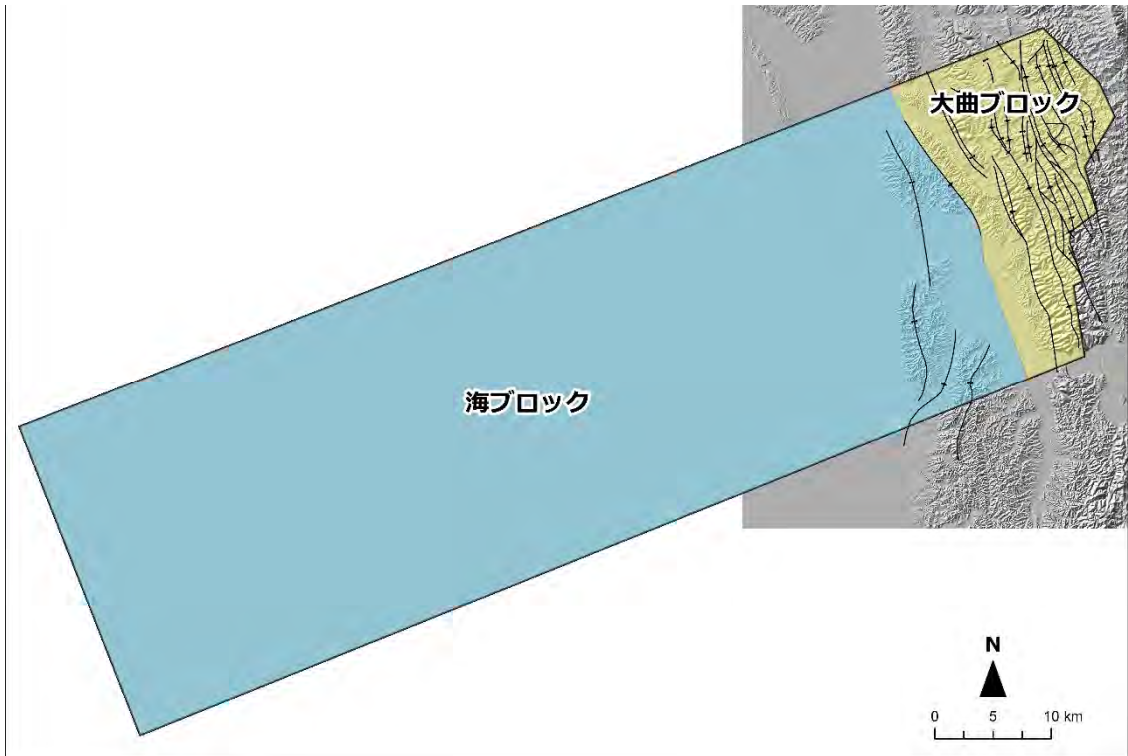


図 2.2-33 幌延地域のステージⅠの地形モデルにおけるブロック境界
 黒線は、酒井・松岡 (2015)⁴¹⁾に示された地質構造。

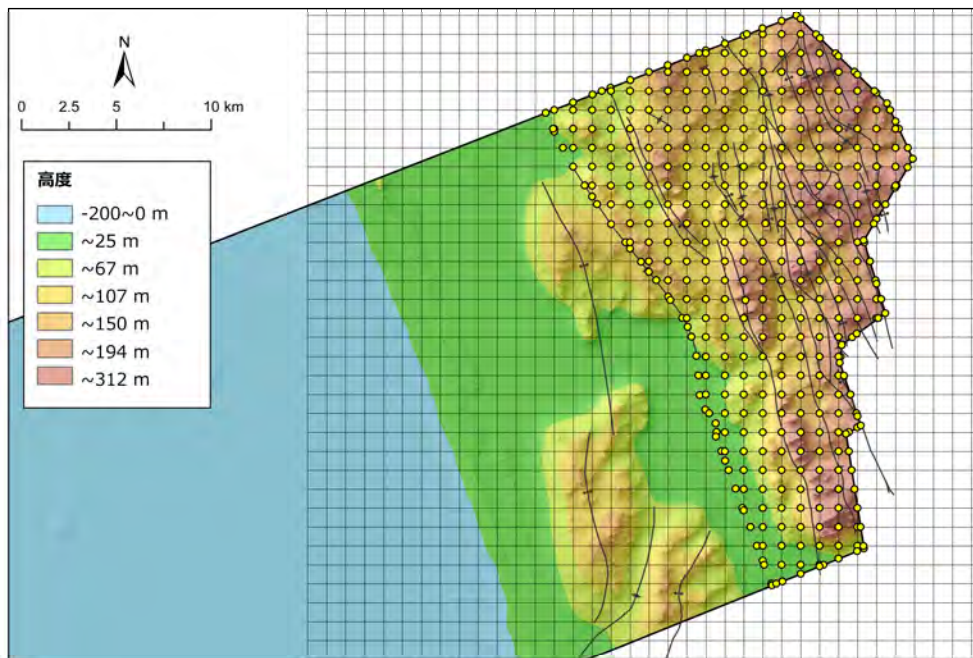


図 2.2-34 幌延地域のステージⅠの古地形面の作成方法
 黄色のポイントは、コントロールポイントを示す。格子の間隔は 1 km。黒線は、酒井・松岡 (2015)⁴¹⁾に示された地質構造。背景の段彩陰影図は、谷埋め接峰面処理を施した DEM にもとづき作成。

(c) 海底地形

過去の海底地形 DEM (古海底 DEM) については、ステージ I とステージ II において作成した海ブロックの範囲内でコントロールポイントを取り、それらのコントロールポイントの内挿により作成する。

古海底 DEM は、既述したように現在の大陸棚外縁までの海底地形とほぼ変わらない地形で、その海岸線を内陸側に移動させた地形とする。そのため、古海底 DEM 作成のためのコントロールポイントは、海ブロックの海岸線に相当する場 (標高 0 m の位置) と現在の環境で現在の環境で活発な侵食作用 (地形変化) が生じない場から取得した。そうした場については、一般的に、暴風時の波浪による侵食の限界水深が、-40 m (斉藤, 1988⁶¹⁾) と推定されていることから、それよりも十分に深い -60 m 以深とした。具体的な処理は以下の通りである。

- ・現在の海底 DEM の上に 10 m 間隔の等高線を引く (図 2.2-35)。
- ・海岸線 (標高 0 m の位置) の位置、すなわち海ブロックの東の境界上にまんべんなくコントロールポイントを打つ (図 2.2-35)。
- ・10 m 間隔の等高線を参照し、海底勾配が緩くなる -60 m 以深の全ての等高線に沿ってコントロールポイントをまんべんなく打つ (図 2.2-35)。
- ・コントロールポイント全てに現在の海底 DEM の標高を付与する。
- ・コントロールポイントに対して決定論的内挿法の一つである Natural Neighbor 法を用いて古海底 DEM を作成する。

こうして作成された古海底 DEM と変位 DEM を合成する。しかし、ステージ I においては、変位 DEM と古海底 DEM との間に地形として不自然な閉塞流域が生じた。そのためステージ I については、技術的判断にもとづき、の古海底 DEM 全体を 20 m 下げるという処理を行ない、そうした閉塞流域を解消した。

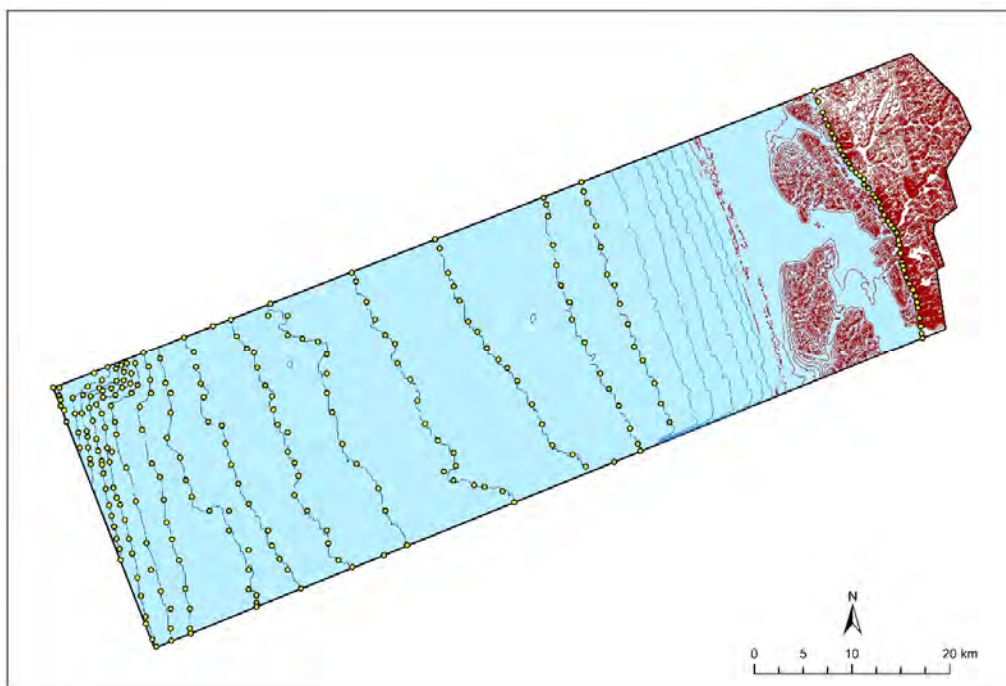


図 2.2-35 海ブロックとコントロールポイントの取り方

水色のハッチが海ブロックの範囲。黄色のポイントは、コントロールポイントを示す。茶色の線は、陸域における 10 m 間隔の等高線。青い線は、海域における 10 m の等高線。

(d) 合成処理後の修正

ステージ I において合成処理後の修正を三ヶ所に施した (図 2.2-36)。そのうち 2ヶ所は、シンクホール状の地形であったため、その部分が周囲と同じ高さになるように埋める処理を行なった。具体的な処理は以下の通りである。

- ・シンクホール状の地形をカバーするポリゴンデータを作る。
- ・そのポリゴンに周囲とほぼ同じ標高値を付与し、ラスタデータとする。
- ・出来上がったラスタデータと変位 DEM をモザイク処理により一つのラスタデータにする。

残りの一ヶ所では、古地理との整合性をとるために先行谷をつくる処理を行なった。具体的な処理は以下の通りである。

- ・先行谷をつくる範囲をカバーするポリゴンデータを作る。
- ・ポリゴンの範囲を掘り込ませるための変位ラスタを作成する。変位ラスタについては、ポリゴン内にコントロールポイントを打ち、その中心部に向かうほど大きな値 (周囲の標高との関係から判断する) をマニュアルで付与し、それらのコントロールポイントに対して Natural Neighbor 法を行うことで作成した。
- ・合成処理後の DEM からこの変位 DEM を差し引く処理を行う。

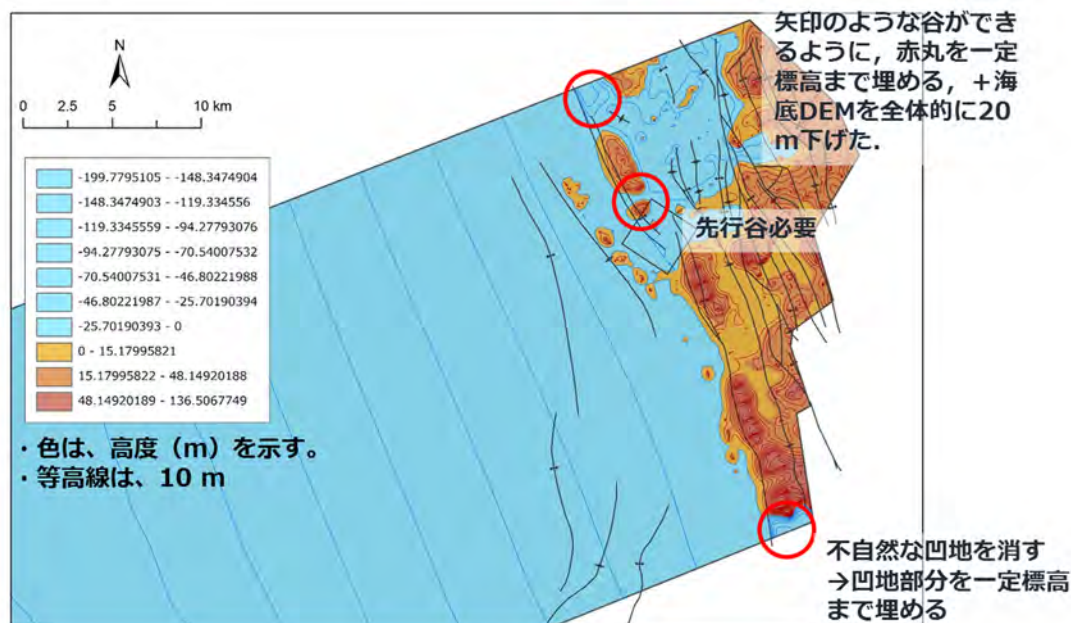


図 2.2-36 合成処理後のステージ I 地形モデルの修正
黒線は、酒井・松岡 (2015)⁴¹⁾に示された地質構造。

(e) 東西圧縮に起因する座標移動

東西圧縮に起因する座標の水平方向の移動量については、地質モデルから決定する。そのために、まず、地質モデルに五つの測線を引き、その測線上の復元固定点から大曲断層までと大曲断層から幌延断層までの区間を 20 分割した (分割した点は図 2.2-37 上の白丸)。次に 20 地点それぞれにおいて、現在の DEM 上の xy 座標と対象とするステージにおける xy 座標を取得させ、それらを一つのファイル (リンクファイル) にまとめた。最後に、座標の水平方向の移動を、リンクファイルと Arc GIS の「リンクファイルによる幾何補正」ツールを用いて行った。変換タイプとリサンプリング手法については、それぞれ二次多項式とバイリニア法を採用した。なお、スプラインとアジャストによる変換については、地形モデル上においてリンクファイルが作成されて

いない領域（主として海域）が広いため、それらに基づく変換を行うと DEM 全体が大きく歪むことから採用しなかった。

この座標移動については、ステージ I にのみ行なった。ステージ II については、座標移動を考慮しなかった。その理由は、このステージにおける座標移動量が、最大で 260 m（モデル化領域北東部付近；表 2.2-4）であり、その値は、2.3 で検討した水理地質構造モデルの陸域地表部の格子分割の大きさ（250 m）とほぼ同じであるためである。

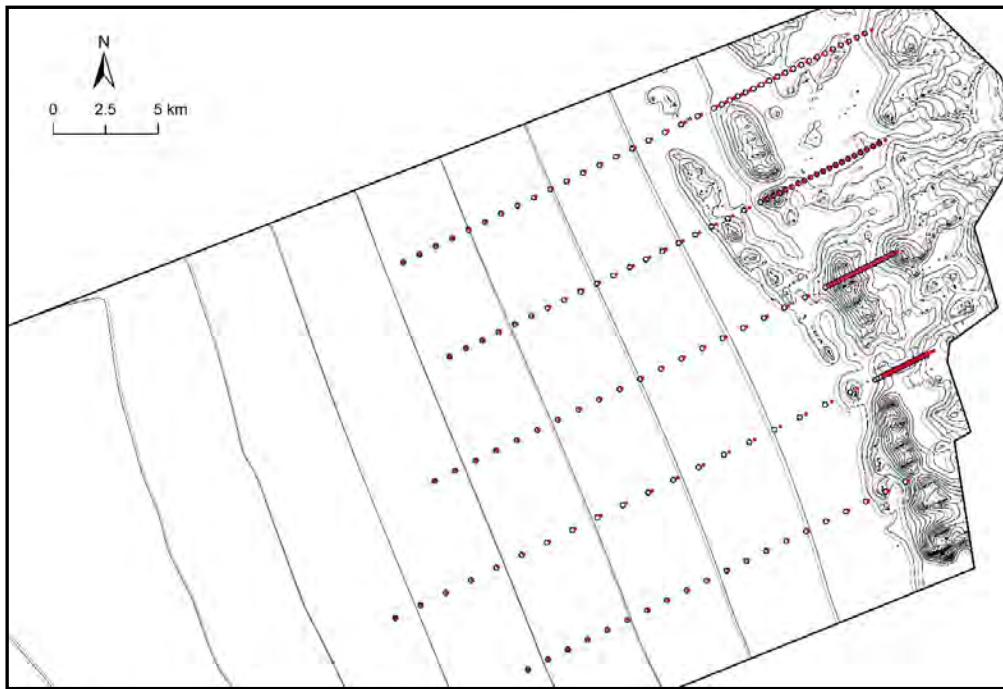


図 2.2-37 東西圧縮に起因する座標移動

白丸と赤丸が、地質モデル上に設定した五つの測線から得た座標移動のためのコントロールポイント。白丸が現在、赤丸が 1 Ma 前の位置を示す。座標移動前の地形を灰色の等高線で、座標移動後の地形を黒色の等高線で示す。等高線の間隔は 10 m。

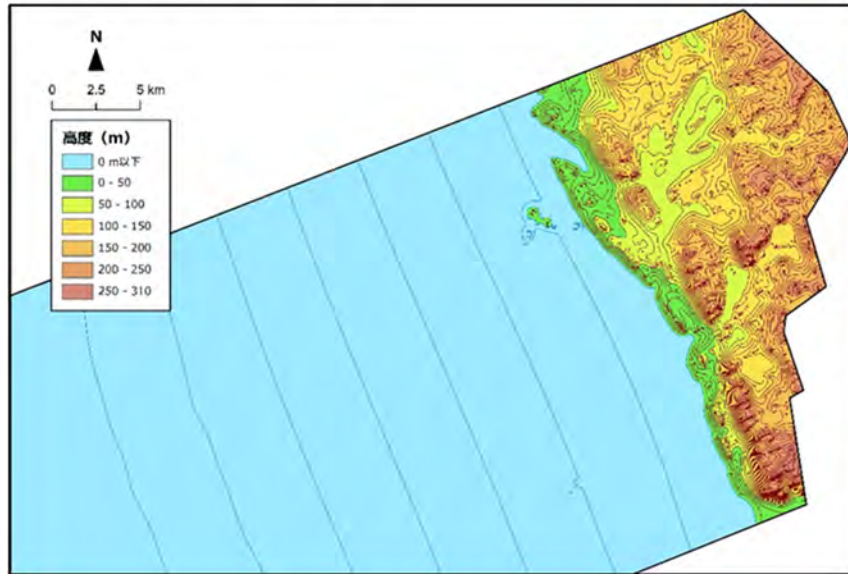
③ 地形モデルの妥当性確認

作成した二つのステージの地形モデルを図 2.2-38 に示す。地形モデルの妥当性については、東濃地域のケースと同様に、10 m 間隔の等高線を引いた地形モデルにおいて、次の 3 点を確認した。

- ・地形モデルが各ステージにおける古地形の設定と矛盾しないこと。
- ・先行谷の位置が変わらないこと。
- ・閉塞流域及びシンクホール状の不自然な地形がみられないこと。

本地形モデルは、これら 3 点を満たしたことから、妥当に作成されたと判断した。

330 kaの地形モデル



1 Maの地形モデル

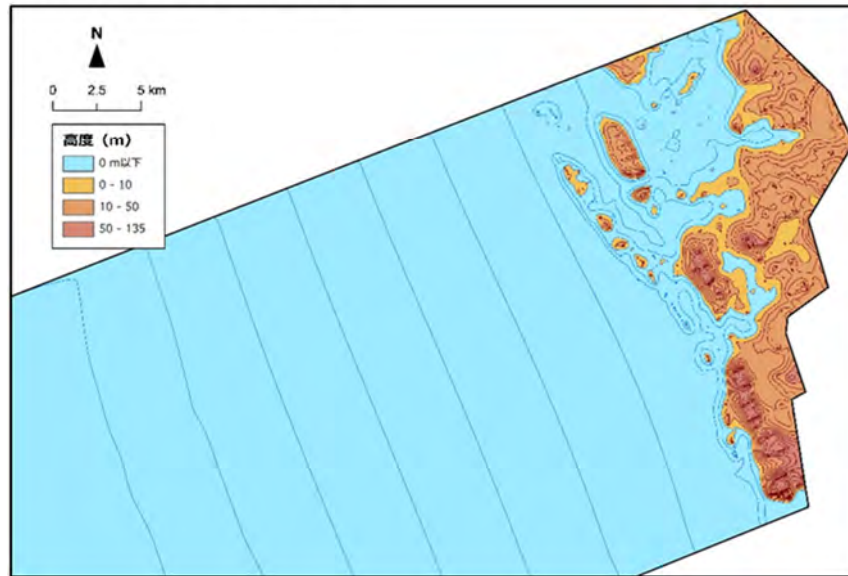


図 2.2-38 幌延地域の地形モデル

地形モデルの陸域部分を中心に表示。等高線間隔は、10 m。水色の等高線は、0 m 以下、茶色の等高線は 0 m 以上を示す。

(3) 地形・地質モデルの高度化手法検討

1) 岩石の風化状態の復元手法

① 地質試料の分析

地質学的手法における過去の岩石風化の状況については、風化生成物の鉱物組合せや粒度組成、全岩化学組成の多角的なアプローチによって、より具体的なデータを得られる可能性がある。

堆積岩では、粒度によって鉱物構成が大きく変化することが知られており（例えば、Ingersoll, 1984⁶²⁾）、特に粘土成分を大量に含む試料と砂質成分を含む試料では、起源となる岩石が同じであっても粒度特性によって構成鉱物が大きく異なることは経験的によく知られている。しかし、実際の堆積物を構成する粒子の種類や粒度は非常に多様である。そこで、平成 27 年度は、平成 26 年度採取した地質試料を用いて、薄片の顕微鏡観察、X 線回折による鉱物組成の決定、全岩化学組成と粒度分布測定を行った。

野外で採集した“ガエロメ粘土”の薄片の顕微鏡観察では、粘土鉱物を主体とする基質中に極粗粒～粗粒砂サイズの花崗岩片を含むもので、花崗岩片にはほとんど斜長石は含まれず、わずかにカリ長石や黒雲母が付随する程度であり、大部分の岩片は石英を主体とする。基質には非常に細粒な粘土鉱物（カオリナイト）や明色の干渉色を示す非晶質な粘土鉱物が空隙を埋める様子が観察された（図 2.2-39）。

堆積物の粒度ごとに X 線回折を行った結果（表 2.2-6）、粒度にかかわらず、石英とカリ長石を普遍的に含むことから、検討に使用した堆積物は花崗岩類から供給されたと考えられた。一方、細粒分である粘土鉱物にはカオリナイト族粘土鉱物が普遍的に認められ、スメクタイトやバーミキュライトが副次的に含まれる。カオリナイト族鉱物は細粒堆積物に濃集し、粗粒堆積物にはわずかに含まれるに過ぎない。したがって、堆積物の粒度に関わらず鉱物組合せは類似するものの、粒度の違いによって鉱物それぞれの量比は大きく異なることと推察された。また、主要元素分析の結果、全ての試料の特徴として、一般に Na_2O 、 K_2O 、 CaO 、 MgO 、 MnO に著しく乏しく、 Al_2O_3 と SiO_2 に富む。このようなアルカリ金属・アルカリ土類金属に乏しく、アルミナやシリカに富む組成は風化残留堆積物の特徴であると考えられる。

上記の結果に粒度分布測定結果を加えると、化学組成と X 線回折による鉱物の含有量は明確に相関するものの、今回得られた粒度分布は必ずしも鉱物の粒径分布を反映するものではないことが推定された。

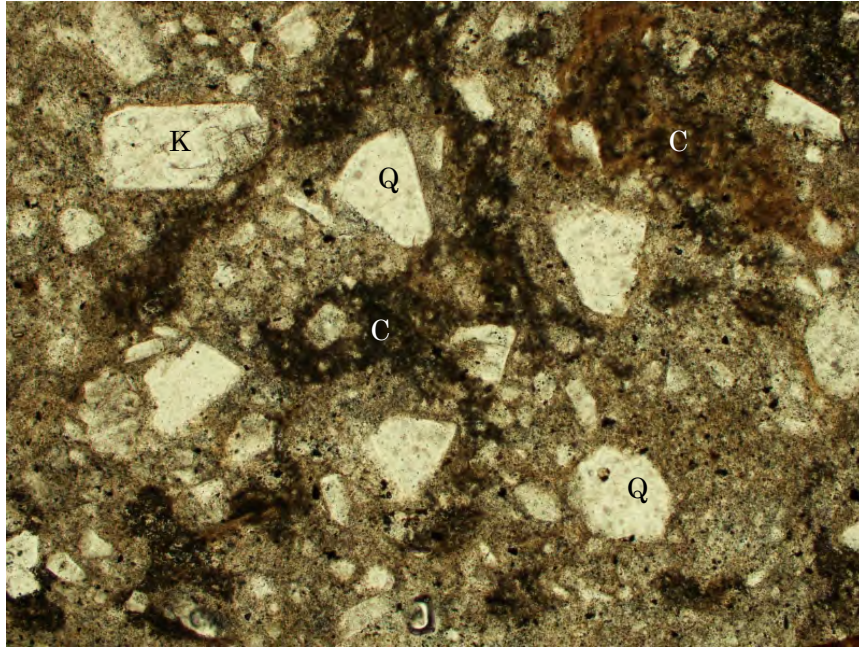


図 2.2-39 ガエロメ粘土の薄片写真

(カリ長石と石英からなる粒子と粒子間の基質。基質部には暗灰色や赤褐色の粘土鉱物によって埋められた孔隙が網状に分布する。Q: 石英、K: カリ長石、C: 粘土で埋められた孔隙。長辺は3 mm)

表 2.2-6 粒度ごとの代表的な試料の鉱物構成

岩質	試料名	XRD (不定方位分析)			XRD (定方位分析)					
		kaolinite	quartz	orthoclase	smectite	vermiculite	chlorite	mica	kaolinite	quartz
		7 Å	3.35 Å	3.00 Å	12-14 Å	12-14 Å	14.5 Å	10 Å	7 Å	3.35 Å
clay	Na93	A	C	*	*	R		*	M	R
	Y34	C	C		A	*		*	M	A
sandy clay	Y39	C	A		R	*		*	A	M
	Y41	R	A		A	*		*	M	M
clayey sand	Y21	R	A		*	*	*	*	A	M
	Y40	A	A		A	*			M	M
	Hi136	R	M		R		R	R	M	M
sand	Y22	R	M		*	*		*	A	M
	Na105	R	A		*	R		*	M	C

(M, most abundant; A, abundant; C, common; R, rare; *, probably existed)

② 風化状態を推定する方法論の検討

地質時代の風化状態を推測する検討において、従来から鉱物組成や全岩化学組成を用いた検討がなされてきた (例えば、Hamer et al., 2007⁶³)。鉱物組成を利用した風化状態の検討においては、最も一般的に使われてきた手法として、粘土鉱物組合せによる風化条件の推定があげられる (例えば、Chamley, 1989⁶⁴)。しかし、堆積物は様々な起源を持つ成分からなり、粒子の粒度構成も多様である。源岩の化学組成や鉱物構成は風化の結果として生じる粘土鉱物組合せに影響を与えるため、源岩を異にする粒子集団からなる堆積物の場合、多様な粘土鉱物構成が生じる可能性がある。一方、風化強度を定量的に推定する試みとして、全岩化学組成を利用した風化指標が提案されてきた。よく知られているものとして、CIA (Chemical Index of Alternation; Nesbitt

and Young, 1982⁶⁵⁾ や CIW (Chemical Index of Weathering; Harnois, 1988⁶⁶⁾) がある。

本研究では、X線回折による石英の反射強度が全岩化学組成における SiO₂ と Al₂O₃ の含有量と相関を持つことから、これを粒度指標とした上で、それぞれの試料の粒度と化学組成の関係から源岩と風化条件の検討を行った。源岩の岩石種を推定するために用いた、コンドライトで規格化した希土類元素 (REE) 存在度パターンの検討では、全ての試料において著しい Eu 負異常とやや軽微な Ce 負異常を検出した (図 2.2-40)。また、粒度ごとの REE パターンの比較では、全ての粒度で源岩の希土類元素パターンが引き継がれていることが確認された。これらの特徴から、今回分析した堆積物は、粒度に関係なく、珩長質マグマを起源とする性質が非常に似通った岩石種から供給されたと考えられた。また、これらの堆積物は粒度に関わりなく、高い CIA 値、CIW 値を示す。これらの風化指標は一般的な海成泥岩よりも一様に高いため、アルカリ元素・アルカリ土類元素の溶出と不溶性元素とされるアルミナの濃集が生じており、高い古風化度を示すと言える。

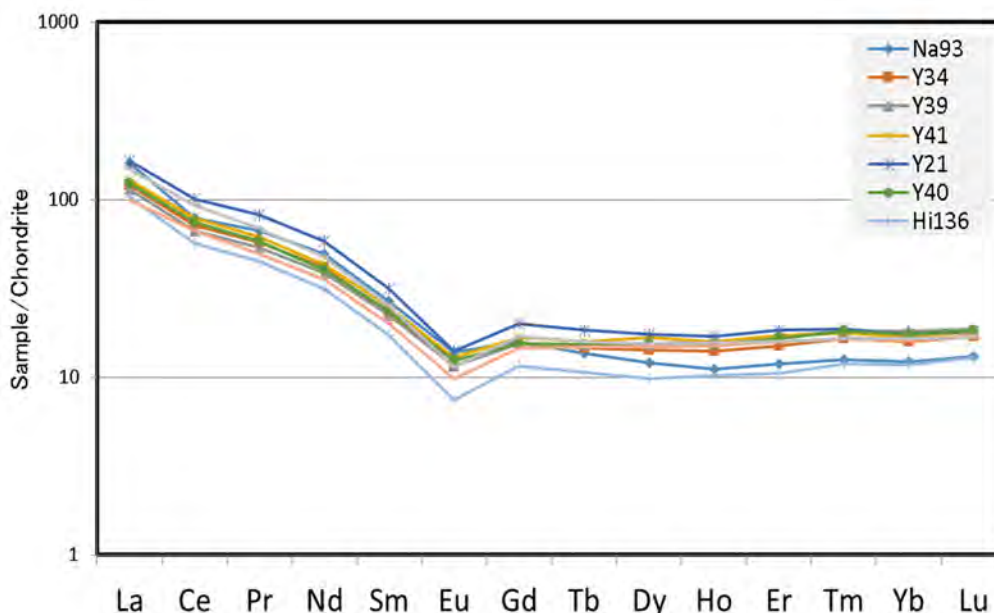


図 2.2-40 コンドライトで規格化した希土類元素存在度パターン

また、平成 27 年度は東濃地域以外の異なる陶土層として、愛知県瀬戸地域に分布する瀬戸陶土層から採取された既存試料の分析を行った。その結果、ガエロメ粘土の鉱物組成は、東濃地域と瀬戸地域で大きく変化しないことから、これらの堆積物は風化した花崗岩を起源とすることは明らかになった。さらに、基盤岩である風化花崗岩とガエロメ粘土の鉱物組成は大きな相違は認められなかったものの、瀬戸地域のガエロメ粘土の一部では、カオリナイトの肉眼的な大きさでの結晶化が認められた。このカオリナイトは続成作用によって生成した可能性がある。したがって、陶土層の形成には、風化した花崗岩由来の物質の濃集と、運搬過程での岩片・鉱物の破片化や分解、続成作用でのさらなる粘土鉱物の付加といった複雑なプロセスが関係していると考えられた。

平成 27 年度の検討の結果、希土類元素による評価によって、粒度が異なる堆積物であっても共通する岩石種から由来したことが判明した。また、化学組成に基づく風化指標を評価した結果、粒度にかかわらず、非常に高い古風化度を示すことが明らかになった。このことから、今回取り上げた手法を利用することによって、古風化度の現実的な評価が可能となると考えられる。

2) 断層岩を用いた断層発達史の解明手法

平成 26 年度の本事業において、屏風山断層及びその周辺の地形・地質情報の整理、特に断層岩の露頭～薄片スケールでの詳細な構造解析がなされた結果、屏風山断層は少なくとも以下の 4 つのステージを経験していることが明らかとなっている。

- <ステージⅠ> 基盤岩（花崗岩）が圧密破碎を受け、弱破碎岩が形成される。石英中の裂かにはフィロケイ酸塩鉱物が充填し、斜長石はセリサイトに置換される。
- <ステージⅡ> 左横ずれを伴う運動により、基盤岩中にカタクレーサイト（一部面状カタクレーサイト）が形成される。断層面の姿勢と剪断センスから、当時の応力場は南北圧縮東西引張であったと考えられる。石英や長石は細粒化しており、黒雲母は雲母フィッシュやキンクバンディングを伴う底面滑り変形を被る。沸石類が非常に豊富であることから、還元的な熱水の流入が考えられる。
- <ステージⅢ> 応力場が東西圧縮南北引張へと変わり、右横ずれ運動を開始する。断層角礫や断層ガウジを形成し、土岐砂礫層起源の破碎岩片も変形に参加していることから、土岐砂礫層堆積後のステージだと考えられる。基質にはイライトが豊富に含まれるため、本ステージの段階でイライトが形成されたか、過去の熱水活動でイライトが多く形成された部分に本ステージの運動が重複したと考えられる。
- <ステージⅣ> 右横ずれ運動から逆断層運動へと剪断センスを連続的に変化させ、積極的に山地を上昇させる。赤褐色を呈する断層ガウジを形成し、基質にはスメクタイトが豊富に含まれる。

薄片観察や X 線回折分析からは、細粒の粘土鉱物（イライトやスメクタイトなど）の量比が、ステージごとに異なっていることが示唆される。したがって、粘土鉱物の産状や化学組成に基づき、各ステージの変形が起きた深度（温度・圧力条件）、ひいては変形時期が推定できる可能性がある。そこで平成 27 年度の本事業では、特にこれらの粘土鉱物に着目して、研磨片・薄片観察と、X 線分析顕微鏡（XGT）及び電子線マイクロアナライザ（EPMA）による元素組成マッピングを行った。

本研究で対象とした断層露頭では、幅広い破碎帯を観察することができる。特に断層ガウジ帯においては、色調の違いから複数の薄層が認められ、変形様式、剪断センス及び構成する粘土鉱物の割合が変化することが指摘されている（図 2.2-41; Katori and Kobayashi, 2015⁶⁷）。特に Z6 及び Z7 では、他の薄層と比べ流動変形を被るフラグメントが多数認められ、ポーフィロクラストを形成する場合も観察された。このような変形組織の形成には、流体の影響が大きく関与することもあり、その場合は変形組織に対応した化学組成の変化が検知できる可能性がある。そこでこれらの部分について、XGT 及び EPMA 分析を重点的に行った。

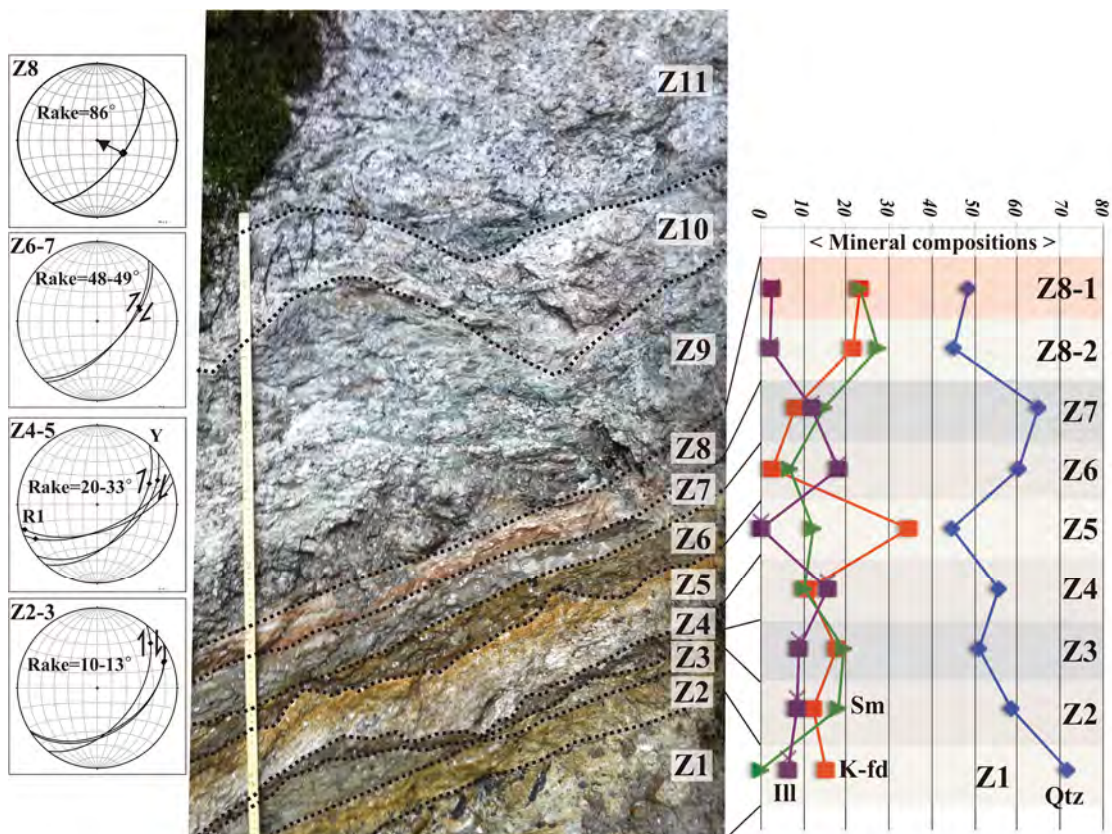


図 2.2-41 砕帯露頭写真とその区分

左に運動方向のシュミットネット下半球投影図、右にX線回折分析に基づく鉱物組成を示す。

Z6で見られる流動変形を被るフラグメント（花崗岩または美濃帯堆積岩のホルンフェルス起源）の縁辺では、1 mm 程度の黒色層を伴う組織が認められる。黒色層内部では、石英や長石のポーフィロクラストと、黒雲母、緑泥石、雲母粘土鉱物から構成されるテールが観察される。緑泥石及び雲母粘土鉱物は、断層活動に伴う変質作用に伴い形成したことが予想される。また、このような層状珪酸塩鉱物からなる薄層の存在が、全岩の有効応力を低下させていることが予想される。本研究で認められた流動変形を被るフラグメントにおいても、このような作用が働いたと考えられる。

Z6のポーフィロクラストを伴う領域でEPMA元素マッピングを行うと、Siに富む石英、Mgに富みCaに乏しい黒雲母、Ca及びFeに富む緑泥石、Al及びKに富む雲母粘土鉱物を識別することができた（図2.2-42）。石英は粒界が明瞭であり、細粒化が認められる。テール部では、細粒化した石英の定向配列がみられる。緑泥石は粒子の縁がいびつな形態をなしており、MgやCaにおいて元素分布の濃淡がみられる。雲母粘土鉱物はその他の鉱物を取り囲むように分布し、AlやKにおいて元素分布の濃淡がみられる。緑泥石と雲母粘土鉱物の境界は、一部指交関係である。以上の様子は、石英が脆性的に破碎している一方、黒雲母は流体が存在する環境で緑泥石や雲母粘土鉱物に変質したことを示唆する。今後、これら変質鉱物を用いた絶対年代の測定（例えばK-Ar法など）を実施することで、屏風山断層の活動年代や活動間隔を検討できる可能性がある。また、本研究で認められた断層活動時に形成した変質鉱物の組成を定量的に測定し、砕屑性の鉱物と比較することで、変質環境をより詳細に検討することも可能であると考えられる。

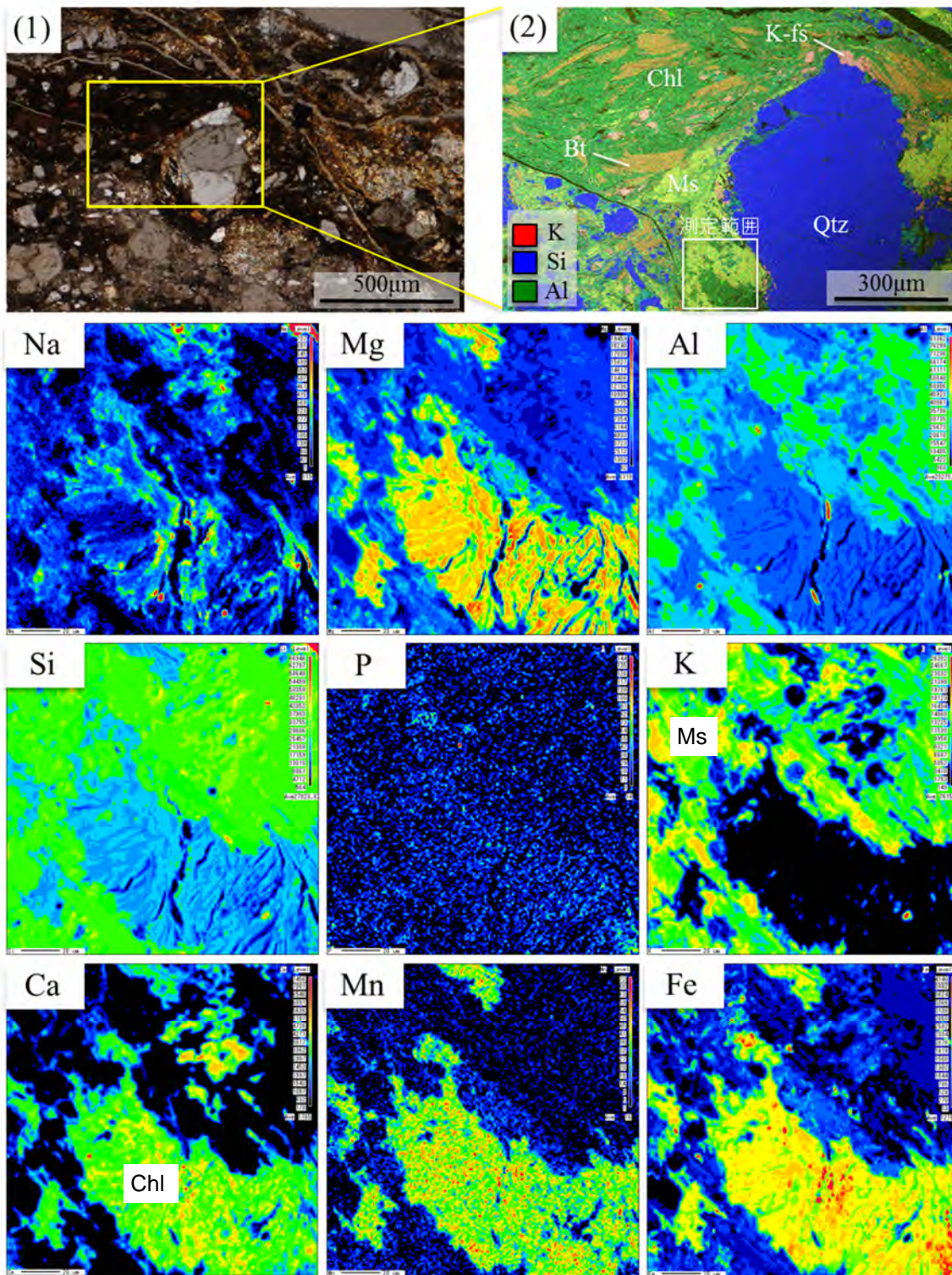


図 2.2-42 Z6 の石英のポーフィロクラストとその周辺の層状珪酸塩鉱物

(1) 薄片写真 (単ポーラー)、(2) SEM-EDS 写真、及び EPMA マッピング写真。

Bt : 黒雲母、Chl : 緑泥石、K-fs : カリ長石、Ms : 雲母粘土鉱物、Qtz : 石英。EPMA マッピング位置は(2)に示される。

2.2.4 まとめ

東濃地域と幌延地域を山間部と平野部の事例として、百万年以上前から現在までの複数の時間断面における三次元地形モデル (paleo-DEM) と三次元地質モデル (paleo-3D-GEOmodel) を構築する際の手法を提示した。その手法においては、過去百万年程度の地形・地質発達史を整理し、既往研究と本事業のこれまでの成果及び地形・地質学的根拠に基づいてモデルの作成範囲と作成対象とする時代を決定した。作成した地形・地質モデルについては、地形的特徴や既存の地質断面図との比較などから定性的にその妥当性を検討した。今後は、モデル作成に係る情報やノウハウを整理し、汎用化すること、不確実性を考慮した複数の地形・地質モデルについて整理し、これらの構築に係る方法論を提示することが課題となる。また、モデルを数値化する際に各自が持つイメージを共有することの難しさが問題であったことから、イメージをわかりやすく示すための可視化も課題である。

一方、地形・地質モデルの高度化を目指した個別課題においては、(1) 堆積物を供給した後背地の風化状態を推定する手法を検討するために、陶土層を対象とした鉱物・化学分析、(2) 断層発達史の解明手法を検討するために断層岩を用いた観察記載・分析、を行った。前者の課題では、古風化度の現実的な評価にむすびつく結果が得られた。後者の課題では、XGT 及び EPMA 分析から断層活動時に形成した変質鉱物の組成を明らかにできたことで、断層活動に伴う変質環境をこれまで以上に詳しく検討できる見通しが得られた。

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) 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, 440p.
- 3) 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.
- 4) 日本原子力研究開発機構, 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, 2015, 229p.
- 5) 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.
- 6) 中田 高・今泉俊文編, 活断層詳細デジタルマップ (+DVD 2 枚+付図), 東京大学出版会, 2002, 68p.
- 7) 鈴木康弘, 杉戸信彦編, 1:25,000 岐阜県活断層図, 岐阜県, 2010, 138p.
- 8) 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.
- 9) 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.
- 10) 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.
- 11) 森山昭雄, 中部山岳地域における山地形成の時代性 - 山はいつ高くなったか?, 米倉伸之ほか編『変動地形とテクトニクス』, 古今書院, 1990, pp.87-109.
- 12) 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.

- 13) 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.
- 14) 岐阜県地学調査会, Web 版岐阜県地質図「ジオランドぎふ」, 2004, <http://www.geo-gifu.org/geoland/> (2015.3.3).
- 15) 山田直利, 小井土由光, 原山 智, 棚瀬充史, 鹿野勘次, 田辺元祥, 曾根原崇文, 濃飛流紋岩地質図 縮尺 15 万分の 1, 地団研専報告, vol.53, 2005 (付図).
- 16) 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 (2016.1.22)
- 17) 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.
- 18) 中山大地, 隈元 崇, 細密 DEM に関する研究展望. 杉盛啓明・青木賢人・鈴木康弘・小口高編: デジタル観測手法を統合した里山の GIS 解析, 中日新聞社, 2000, pp.31-34.
- 19) Tricart, J., The landforms of the Humid Tropics, forests and Savannas, Longman, London, 1972, 306p.
- 20) Chorley, R. J., Schumm, S.A. and Sugden, D.E., *Geomorphology*, Methuen, London, 1984, 605p.
- 21) 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.
- 22) 草野友宏, 浅森浩一, 黒澤英樹, 國分(齋藤)陽子, 谷川晋一, 根木健之, 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.
- 23) 草野友宏, 浅森浩一, 黒澤英樹, 谷川晋一, 二ノ宮淳, 根木健之, 花室孝広, 安江健一, 山田国見, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究, 年度報告書 平成 20 年度, 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2009-072, 2010, 72p.
- 24) 吉山 昭, 柳田 誠, 河成地形面の比高分布からみた地殻変動, 地学雑誌, vol.104, 1995, pp.809-826.
- 25) 動力炉・核燃料開発事業団, 広域地下水流動研究基本計画書, PNC TN7020 98-001, 1997, 9p.
- 26) 日本原子力研究開発機構, 超深地層研究所 地層科学研究基本計画, JAEA-Review 2010-016, 2010, 37p.
- 27) 稲葉 薫, 三枝博光, 深部地下水流動系を抽出するための後背地地形の影響を考慮した広域地下水流動解析, 地下水学会誌, vol.47, 2005, pp.81-95.
- 28) 核燃料サイクル開発機構, 高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築 - 平成 17 年取りまとめ - 分冊 1 深地層の科学的研究, JNC TN1400 2005-014, 2005, 415p.
- 29) 尾上博則, 三枝博光, 笹尾英嗣, 木下博久, 小坂 寛, 地質環境の長期挙動を考慮した水理地質構造のモデル化・解析, 日本地下水学会, 地下水流動解析とモデル化に関するシンポジウム 発表論文集, 2007, pp.51-56.
- 30) 三枝博光, 瀬野康弘, 中間茂雄, 鶴田忠彦, 岩月輝希, 天野健治, 竹内竜史, 松岡稔幸, 尾上博則, 水野 崇, 大山卓也, 濱 克宏, 佐藤稔紀, 久慈雅栄, 黒田英高, 仙波 毅, 内田雅大, 杉原弘造, 坂巻昌工, 超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階(第 1 段階) 研

- 究成果報告書, JAEA-Research 2007-043, 2007, 337p.
- 31) 太田久仁雄, 佐藤稔紀, 竹内真司, 岩月輝希, 天野健治, 三枝博光, 松岡稔幸, 尾上博則, 東濃地域における地上からの地質環境の調査・評価技術, JNC TN7400 2005-023, 2005, 373p.
 - 32) Ohyama, T. and Saegusa, H., GEOMASS System, Japan Atomic Energy Agency, JAEA-Testing 2008-007, 2009, 248p.
 - 33) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編, シームレス地質図データベース (20 万分の 1 日本数値地質図) 東海・近畿地域 2005 年 2 月 1 日版, 産業技術総合研究所研究情報公開データベース, 2005.
 - 34) 松岡稔幸, 熊崎直樹, 三枝博光, 佐々木圭一, 遠藤令誕, 天野健治, 繰り返しアプローチに基づく地質構造のモデル化 (Step1 および Step2), JNC TN7400 2005-007, 2005, 99p.
 - 35) 産業技術総合研究所, 活断層データベース,
https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html (2016.1.22)
 - 36) 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.
 - 37) 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.
 - 38) 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 the ASME 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management (ICEM2010)*, ICEM2010-40052, pp.97-106.
 - 39) 新里忠史, 安江健一, 幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究: 一長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮一. 原子力バックエンド研究, vol.11, 2005, 125-138.
 - 40) 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.
 - 41) 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, 109p.
 - 42) 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.
 - 43) 石井英一, 安江健一, 幌延町における鮮新世一前期更新世のテフラ層序と FT 年代, 核燃料サイクル開発機構技術資料, JNCTN54002005-006, 2005, 45p.
 - 44) 日本原子力研究開発機構, 平成 20 年度 地層処分技術調査等委託費 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 報告書, 2009, p.241.
 - 45) 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.1792-1805.
 - 46) Ishii, E., Sanada, H., Funaki, H., Sugita, Y. and Kurikami, H., 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.
- 47) Ishii, E., Predictions of the highest potential transmissivity of fractures in fault zones from rock rheology : Preliminary results, *Journal of Geophysical Research*, vol.120, 2015, pp.2220-2241, doi: 10.1002/2014JB011756.
 - 48) 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*, vol.112, 2006, pp.301-314.
 - 49) 石油公団, 平成5年度 国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「天北」調査報告書, 1995.
 - 50) 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*, vo.21, 1999, pp.608-613.
 - 51) 産業技術総合研究所, サロベツ断層帯の活動性および活動履歴調査, 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No.H17-1, 2006.
 - 52) 今井久, 前田信行, 山下亮, 塩崎功, 雨宮清, 千々松正和, 幌延深地層研究計画における地下水流動解析に関する検討, *JNC TJ1400 2002-004*, 2002, 357p.
 - 53) 酒井利啓, 松岡稔幸, 天野健治, 幌延地域を対象とした10mグリッド数値標高モデルを用いた精密地形解析図の作成, *JAEA-Data/Code 2014-005*, 2014, 43p.
 - 54) Tokiwa, T., Asamori, K., Niizato, T., Nohara, Y., Mituura, Y. and Kosaka, H., An Attempt to Evaluate Horizontal Crustal Movement by Geodetic and Geological Approach in the Horonobe Area, Northern Hokkaido, Japan, *Proceedings of The ASME 2010 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management Volume 2 (ICEM2010)*, ICEM2010-40189, 2010, pp.407-413.
 - 55) 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.
 - 56) 石井英一, 安江健一, 大平寛人, 古沢明, 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.
 - 57) 岡孝雄, 五十嵐八枝子, 北海道・天塩平野北部の上部新生界—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.
 - 58) 小椋伸幸, 掃部満, 天北・羽幌地域の石油地質—深部構造特性と炭化水素ポテンシャル, *石油技術協会誌*, vol. 57, 1992, pp.33-44.
 - 59) 加藤直子, 佐藤比呂志, 北海道中軸部のアクティブテクトニクス, *月刊地球*, vol.24, 2002, pp.481-484.
 - 60) Rohling, E.J., Foster, G.L., Grant, K.M., Marino, G., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E., Williams, F., Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years, *Nature*, Vol.508, 2014, pp.477-482.
 - 61) 斉藤文紀, 沿岸域の地形や堆積物と波浪作用限界水深の関係, *月刊地球*, vol.10, 1988, pp.458-466.
 - 62) Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., and Sares, S. W., The Effect of Grain-Size on Detrital Modes - a Test of the Gazzi-Dickinson Point-Counting Method, *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 1984, pp.103-116.
 - 63) Hamer, J.M.M., Sheldon, N.D., Nichols, G.J., Collinson, M.E., Late Oligocene—Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247, 2007, pp.220-235.
 - 64) Chamley, H., *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Berlin, New York, 1989, 623p.
 - 65) Nesbitt, H. and Young, G., Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 1982, pp. 715-717.

- 66) Harnois, L., The CIW index: A new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55, 1988, pp.319-322.
- 67) Katori, T. and Kobayashi, K., Kinematic vicissitudes and the spatial distribution of the alteration zone related to the Byobuyama fault, central Japan (Implication; Influence of another faults), American Geophysical Union 2015 Fall Meeting, 2015, T31A-2846.

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うえで、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うえでは、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（「Features, Events and Processes」；Organisation for Economic Co-operation and Development/Nuclear Energy Agency, 2000¹⁾。）がある。

本事業では、東濃及び幌延地域を山間部と平野部の事例として、既存情報から水理データを収集・整理し、2.2 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ための方法論を提示する。

以上を踏まえ、平成 25 年度は、東濃及び幌延地域を事例として、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 年度は、東濃地域を事例として、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結果に対し、各 FEP が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・適用してきた解析手法（Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow：以下、「SMS」という；今井, 2009²⁾）の東濃地域での適用性を確認した。一方、幌延地域では、SMS を用いて地下深部の高い間隙水圧の再現性について解析的な検討を実施した。

平成 27 年度は、東濃及び幌延地域を事例として平成 26 年度までに検討した上記内容を踏まえて、地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価や地下水流動特性評価における重要な影響因子の抽出を目的として、長期変遷を考慮した水理地質構造モデルを構築し、地形変化や涵養量変化など複数のパラメータに着目した感度解析を実施した。

2.3.2 アプローチ

東濃及び幌延地域ともに、以下のアプローチで検討を実施する。

2.2 で作成した地形・地質モデルに基づき、地形・地質構造分布の変化を考慮した三次元水理地質構造モデルを構築する。地下水流動解析による感度解析の実施にあたっては、平成 25 年度に整理した各地域の地下水流動特性に関わる FEP の相関に基づき、地下水流動特性に大きな影響を及ぼす可能性がある影響因子を感度パラメータとして抽出し、それらが地下水流動特性に及ぼす影響度の評価を目的とした解析ケースを設定する。また、東濃地域については、2.4 の地表環境モデルで推定された過去（氷期・間氷期）の涵養量を感度パラメータの一つとして設定する。長期変遷に伴う地下水流動特性の変化については、パーティクルトラッキング（以下、「PT」という）解析結果に基づく統計解析（変動係数、標準偏差）で評価し、地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の推定を試みるとともに、両地域における地下水流動特性評価における重要因子の抽出などの検討を実施する。

なお、水理地質構造モデルの構築及び地下水流動解析・PT 解析は、GEOMASS システム（Ohyama and Saegusa, 2009³⁾）の構成要素のうち、Frac-Affinity を用いて実施する。Frac-Affinity は、有限体積法による地下水流動解析コードであり、ハイブリッド媒体として岩盤部、岩盤中の割れ目及び断層などの不連続構造を同時に考慮できるため、不均質な水理地質構造

の分布をより現実的に表現できる特徴を有する (Ohyama and Saegusa, 2009³⁾)。

2.3.3 実施結果

(1) 東濃地域

1) 水理地質構造モデルの構築

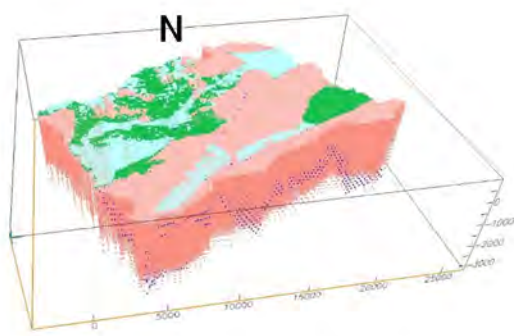
水理地質構造モデルは、2.2の地質モデルと同様の土岐川流域(約20 km 四方、深度方向に地表から標高・3 km)を対象として構築した(図 2.3-1)。水理地質構造モデルに考慮した水理地質構造区分は、地質モデルと同様に四つの地層及び七条の断層である(表 2.3-1)。三次元格子の分割は、地質モデルにおける地形の起伏及び水理地質構造の分布形状の再現性、並びに地下水流動解析の収束性を考慮して設定した(図 2.3-1)。

東濃地域を対象とした既往検討及び文献情報に基づき、水理地質構造区分の水理特性を設定した(表 2.3-1)。既往文献(野原ほか, 2008⁴⁾; 吉沢ほか, 1998⁵⁾; Lockner et al., 1999⁶⁾; 竹内ほか, 2001⁷⁾)によると、本検討でモデル化した断層と同程度の規模を有する阿寺断層、跡津川断層などでは、断層のコア部には断層粘土があり、その周辺には断層に沿った割れ目卓越部があることから、それらの影響で断層面方向には透水性が高く、断層面直交方向には透水性が低い水理特性を有することが確認されている。2.2に記載した通り、地質モデルでは断層を一枚の面構造として表現しているため、異方性(断層面方向に高透水性、断層面直交方向に低透水性)を設定することで、断層コア部と割れ目卓越部による水理特性をモデル化した。

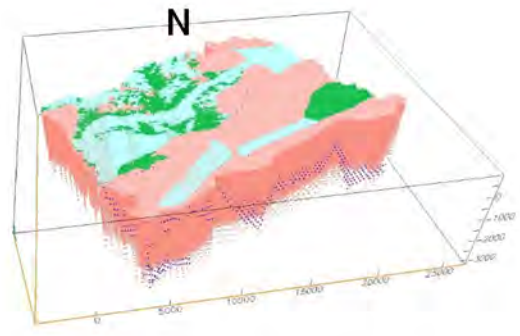
水理地質構造モデルには、表 2.3-2に示した境界条件を設定した。境界条件の設定にあたっては、尾根部を側方境界とした本検討領域内においては閉鎖した一つの地下水流動系が形成されていると仮定し、側方境界及び下部境界に不透水条件を設定した。なお、100 万年以前の水理地質構造モデルは、領域全体が平坦な地形であるため、より広範囲の地下水流動系の一部であると仮定し、水頭固定条件を設定した。また、上部境界面には自由浸出条件を設定し、気候変動に伴う涵養量の変化を考慮可能な条件とした。各水理地質構造モデルに設定する間氷期・氷期の涵養量は、2.4の地表環境モデルで推定された値を用いた。なお、地表起伏がなだらかである100 万年及び100 万年以前については、河川流出量の推定に必要な河川流域分割が困難であり、涵養量の推定ができなかったため、45 万年前と同様と仮定した。また、上部境界面のうち土岐川には、水頭固定条件を設定した。土岐川の河道形状としては、地表環境モデルで涵養量を推定する際に実施した洪水法による流路網抽出アルゴリズム(野上, 1995⁸⁾)に基づき抽出した河道のうち上位二次のものを反映した。

水理学的な観点に基づく水理地質構造モデルの妥当性確認として、現在の水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析結果と東濃地域における既往の調査データや解析結果との比較を行った。なお、解析条件には表 2.3-1に示した水理特性及び表 2.3-2に示した境界条件のうち現在(間氷期)のものを適用した。図 2.3-2に、標高・800 mの水頭分布図を示す。検討領域内においては、領域東部から西部への地下水流動が大局的な流動傾向であり、領域の北東部に位置する丘陵地及び南東部から南西部に位置する恵那山地から土岐川に向かう地下水流動が生じていることがわかる。これらの流動傾向は、東濃地域を対象とした既往の地下水流動解析事例(稲葉・三枝, 2005⁹⁾)と同様であることから、解析から得られた検討領域全体における地下水の流動傾向は妥当であると考えられる。また、原子力機構が保有するボーリング孔(MIU-4、DH-2、DH-9、DH-11及びDH-13)で観測された水頭分布(尾上ほか, 2007¹⁰⁾)と解析結果から得られた水頭分布との比較を行った(図 2.3-3)。なお、図 2.3-3にはボーリング孔における平均的な水頭値をプロットした。これより、実測値に比べて解析値のほうが高い傾向にあるものの、ボーリング孔で観測された水頭分布の傾向を概ね再現できていることがわかる。実測値と解析値の違いは本解析で考慮してい

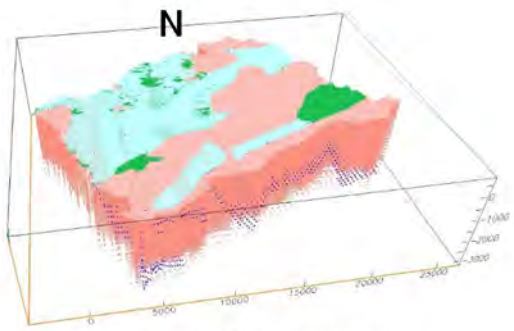
ない断層や地層などの地質構造による影響であると考えられる。



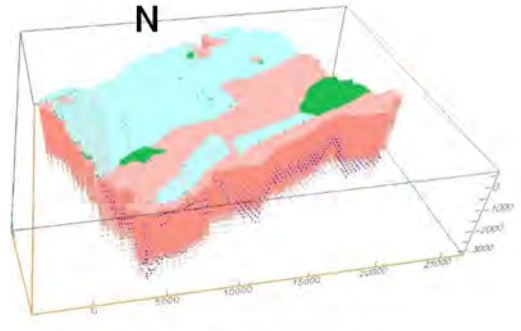
(a)現在(節点数:691,481)



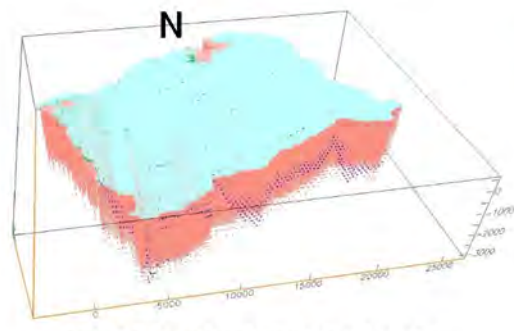
(b)14万年前(節点数:733,056)



(c)45万年前(節点数:673,031)



(d)100万年前(節点数:623,270)



(e)100万年以前(節点数:612,708)

- 堆積物
- 堆積岩
- 断層
- 土岐花崗岩(上部割れ目帯)
- 土岐花崗岩(下部割れ目低密度帯)

《基本的な格子分割》

分割範囲		格子分割の大きさ(m)	
水平方向	深度方向	水平方向	深度方向
全領域	標高-3000 m~-2000 m	400	400
	標高-2000 m~-1000 m	200	200
	標高-1000 m~0 m	200	100
	標高0 m~地表	150	50
	地表~深度100 m	150	10
断層	標高-3000 m~地表	200	-

図 2.3-1 水理地質構造モデルの三次元格子分割 (東濃地域)

表 2.3-1 水理特性の設定（東濃地域）

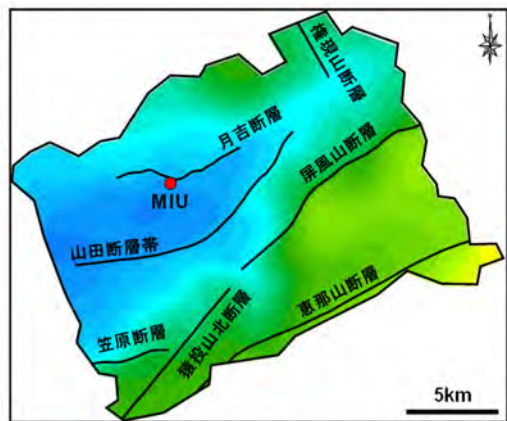
水理地質構造区分		透水係数(m/s) ¹¹⁾		不飽和特性曲線
		水平方向 (断層面方向)	鉛直方向 (断層面直交方向)	
堆積物		1.0E-06		礫質土・砂質土 ¹²⁾
堆積岩		1.6E-07	1.6E-09	新鮮岩 ¹³⁾
土岐 花崗岩	上部割れ目帯	1.9E-07	9.5E-07	風化岩 ¹³⁾
	下部割れ目低密度帯	2.0E-08	1.0E-07	新鮮岩 ¹³⁾
断層		4.0E-07	1.0E-11	風化岩 ¹³⁾

透水係数は尾上ほか（2015）¹¹⁾、不飽和特性曲線は国土技術研究センター（2002）¹²⁾、山石ほか（1998）¹³⁾に基づく。

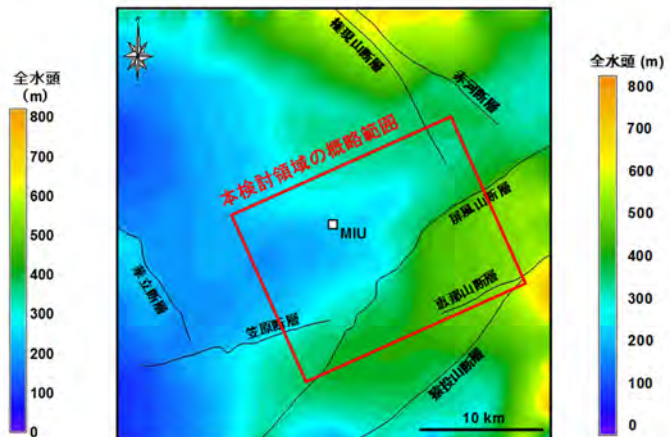
表 2.3-2 境界条件の設定（東濃地域）

モデル境界面	気候条件	水理モデル				
		現在	14万年前	45万年前	100万年前	100万年以前
上部境界※	間水期	自由浸出条件 (涵養量: 118 mm/年)	自由浸出条件 (涵養量: 231 mm/年)	自由浸出条件 (涵養量: 322 mm/年)		
	氷期	自由浸出条件 (涵養量: 69 mm/年)	自由浸出条件 (涵養量: 96 mm/年)	自由浸出条件 (涵養量: 140 mm/年)		
側方境界	間水期	不透水条件				地表面固定 水頭境界
	氷期					
下部境界	間水期	不透水条件				
	氷期					

※土岐川については、地表面固定水頭境界を設定。土岐川の河道形状は、各モデルの地形に基づく流路解析結果に基づき設定

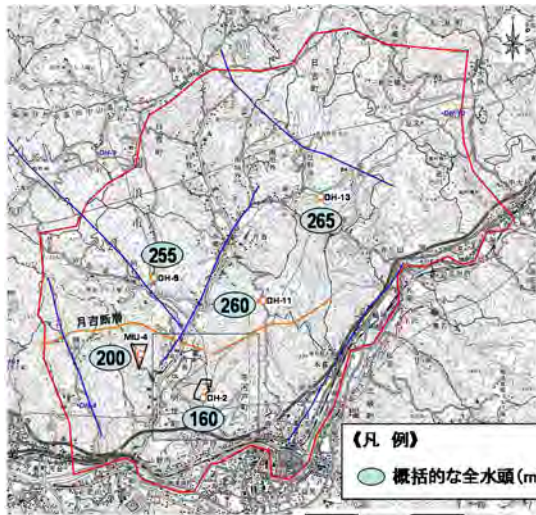


*MIU: 瑞浪超深地層研究所
(a)本解析結果



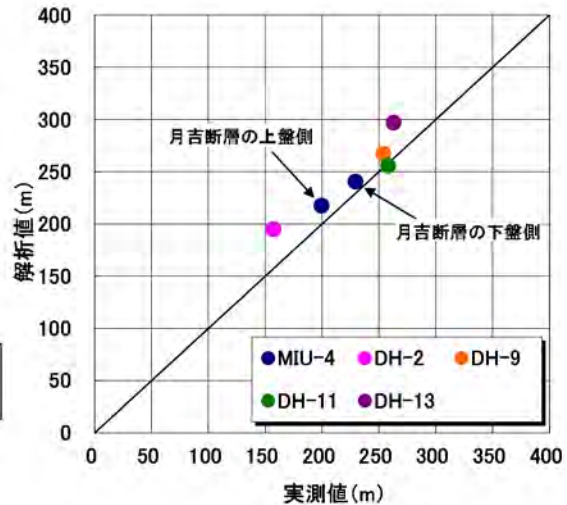
*MIU: 瑞浪超深地層研究所
(b)既往解析結果(稲葉・三枝(2005)¹²⁾をもとに作成)

図 2.3-2 地下水の流動傾向の比較（水頭分布図(水平断面：標高-800 m)）



*国土地理院発行の1/25,000の数値地図(美濃加茂, 恵那)を使用して作成

(a) 既往研究による瑞浪超深地層研究所周辺の水頭の分布傾向
(尾上ほか(2007)¹⁰を修正)



(b) 水頭分布の実測値と解析値の比較

図 2.3-3 ボーリング孔における水頭分布の比較 (東濃地域)

2) 感度解析の実施

① 実施概要

平成 26 年度の検討の結果、十万年を超えるような長期的な地下水流動特性の変化は、地下水流動解析結果に基づく統計解析を行うことで、地下水流動状態の長期的な変動量(幅)の空間分布の評価が可能であることが示された。そこで、本検討では 1) で構築した五つの時間断面の水理地質構造モデルを用いた定常状態の三次元飽和/不飽和地下水流動解析を実施し、その解析結果による統計解析を行うことで、地形変化などの自然現象の変化に伴う地下水流動特性の時間変化の空間的不均質性の定量的な評価を試みた。

統計解析においては、地形変化などに伴い地下水流動特性が受ける影響度を変動係数、地下水流動特性の変化の大小を標準偏差で評価した。なお、変動係数は標準偏差を算術平均で規格化したものであり、統計解析の母集団の数値の大小の影響を排除した影響度の評価指標である。統計解析の母集団となるデータは、PT 解析結果を整理して作成した。PT 解析では、地下水流動解析で得られた地下水圧分布に基づき、任意に設定する指定点を通る涵養点から流出点までの地下水移行経路の地下水流速、地下水の移行時間・移行距離が計算される。本検討では、地下水流動特性の評価項目として、指定点の地下水流速及び動水勾配、指定点から流出点までの地下水の移行時間・移行距離を設定し、統計解析を実施した。なお、PT 解析の指定点は図 2.3-4 に示すように、100 万年以前及び 100 万年前の水理地質構造モデルにおいて水平方向に 1 km 間隔で 350 点配置し、それを深度方向には標高 0 m から標高 -1,600 m まで 200 m 間隔で 9 深度に配置した。さらに、地形や地質分布の時間的な変化と整合させるために、地質モデルの構築の際に考慮した断層及び傾動による変位量を考慮し、100 万年前の水理地質構造モデルを基準として他の水理地質構造モデルにおける指定点の位置座標を変化させた(図 2.3-4)。

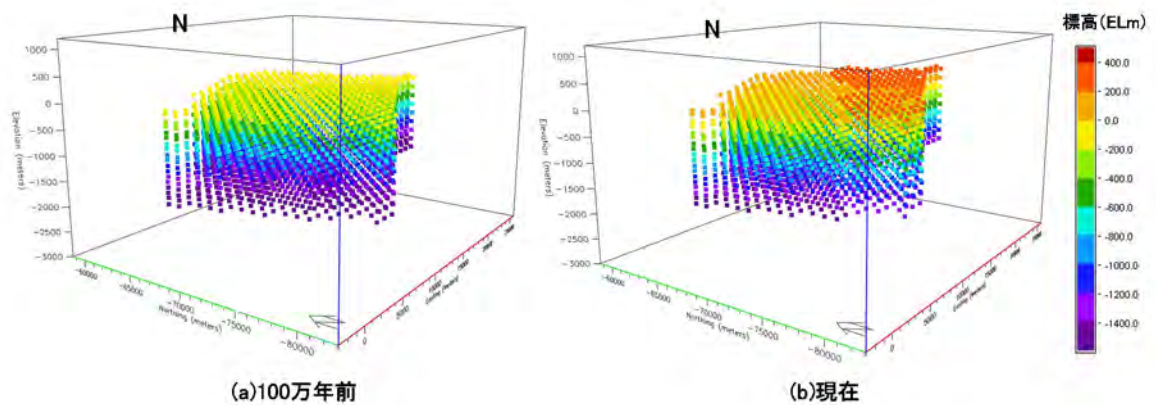


図 2.3-4 PT 解析の指定点の配置例（東濃地域）

② 感度解析ケースの設定

平成 25 年度の検討では、東濃地域の地下水流動特性に関わる FEP の相関が整理されており、影響因子として、地下水流動特性の変化を引き起こす主なイベントとして、動水勾配の変化、地下水流動系の変化、涵養量の変化が挙げられている（図 2.3-5）。また、これらのイベントの主な影響因子としては、地形変化及び気候変動が抽出されている。そこで、山間部に位置する東濃地域においては、地形変化及び涵養量の変化を感度パラメータとした解析を実施することとした。さらに、尾上ほか（2009）¹⁴では断層の透水性が地下水流動特性に大きな影響を及ぼす影響因子として抽出されていることから、本検討でも断層の透水性を感度パラメータの一つとした。表 2.3-3 に、感度パラメータの一覧表を示す。断層の透水性については、断層の主要な走向と分布位置に基づき、グルーピングしたうえで、表 2.3-1 に示した異方性ケースに加えて、断層面及び断層面直交方向ともに高透水性のケースを設定した。なお、月吉断層については、原子力機構による既往の調査・解析によって異方性を有することが確認されていること、笠原断層及び権現山断層については、検討領域の側方境界面付近に分布するため、地下水流動特性に与える影響が小さいと判断し感度解析の対象外とした。

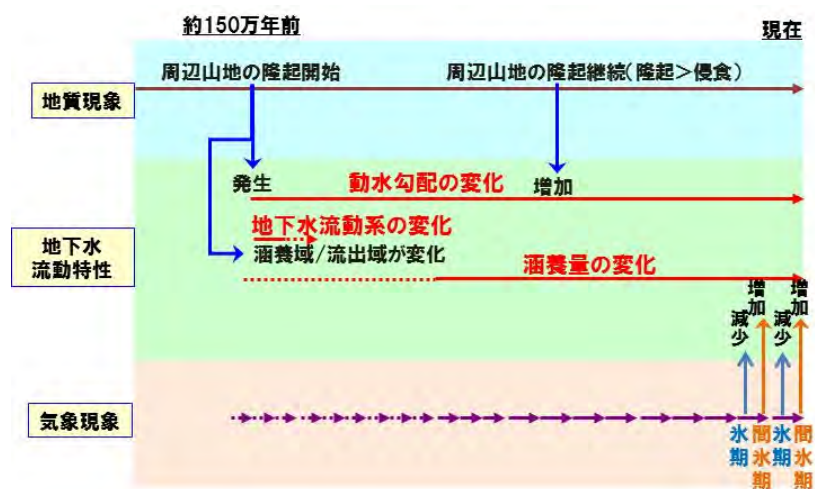


図 2.3-5 東濃地域の地下水流動特性に関わる FEP の相関
（日本原子力研究開発機構, 2014¹⁵）

表 2.3-3 感度パラメータの設定（東濃地域）

	感度パラメータ						解析 ケース数
	地形変化	断層の透水性 (透水係数:m/s)				涵養量の変化 (涵養量:mm/年)	
		月吉断層 笠原断層 権現山断層	山田 断層帯	屏風山断層 猿投山北断層	恵那山 断層		
水理地質構造 モデル	現在	異方性	異方性/ 高透水性	異方性/ 高透水性	異方性/ 高透水性	間水期:118	8
						氷期:69	8
	14万年前					間水期:231	8
						氷期:96	8
	45万年前					間水期:322	8
						氷期:140	8
	100万年前					間水期:322	8
						氷期:140	8
100万年以前	間水期:322	8					
	氷期:140	8					
備考	○異方性ケース ・断層面方向:4.0E-07 ・断層面直交方向:1.0E-11		○高透水性ケース ・断層面方向:4.0E-07 ・断層面直交方向:4.0E-07		・100万年前と100 万年以前については、 45万年前と同 様と設定	合計 80	

③ 感度解析結果

図 2.3-6・図 2.3-8 に、感度解析結果の一例を示す。

地形変化による水頭分布の変化をみると、100 万年以前では検討領域全体の地形の起伏がなだらかであるために、北部から南部への単調な地下水流動が形成されており、100 万年前になると検討領域南側の山地が隆起するため、北東部から西部に向かう地下水の主流動が形成される（図 2.3-6）。45 万年前においては、なだらかではあるものの現在と同様の地形の分布傾向が形成されているため、45 万年前から現在にかけては検討領域の北東部及び南東部から南西部に位置する丘陵や山地から瑞浪超深地層研究所の南部を流れる土岐川に向かう大局的な地下水の流動傾向に大きな変化は見られないが、水頭値は全体的に高くなる（図 2.3-6）。また、涵養量の変化としては、どの水理地質構造モデルにおいても氷期には間水期に比べて涵養量が減少することで、検討領域全体の水頭値が低下している（図 2.3-6）。水頭値の低下は、丘陵部や山地部で特に顕著に見られるものの、大局的な地下水の流動傾向に大きな違いは認められない。

図 2.3-7 に示した地下水の移行経路の変化からは、水頭分布の変化と整合的な傾向が確認できる。つまり、地形の起伏がなだらかな 100 万年以前では、地下水は北部から南部への単調な移行経路であったが、100 万年から現在にかけて山地の隆起などによる地形起伏の形成に伴い、現在と同様の地下水の移行経路となる。涵養量の変化については、顕著な違いは認められない。

また、地下水の移行時間についてみると、100 万年以前と比べて現在では検討領域全体で 1 オーダーから 2 オーダー程度、指定点から流出点までの移行時間が早くなっている（図 2.3-8）。45 万年前から現在にかけての地形変化及び涵養量の変化の影響が小さいことは、地下水の移行経路と同様に水頭分布の変化と整合的である。

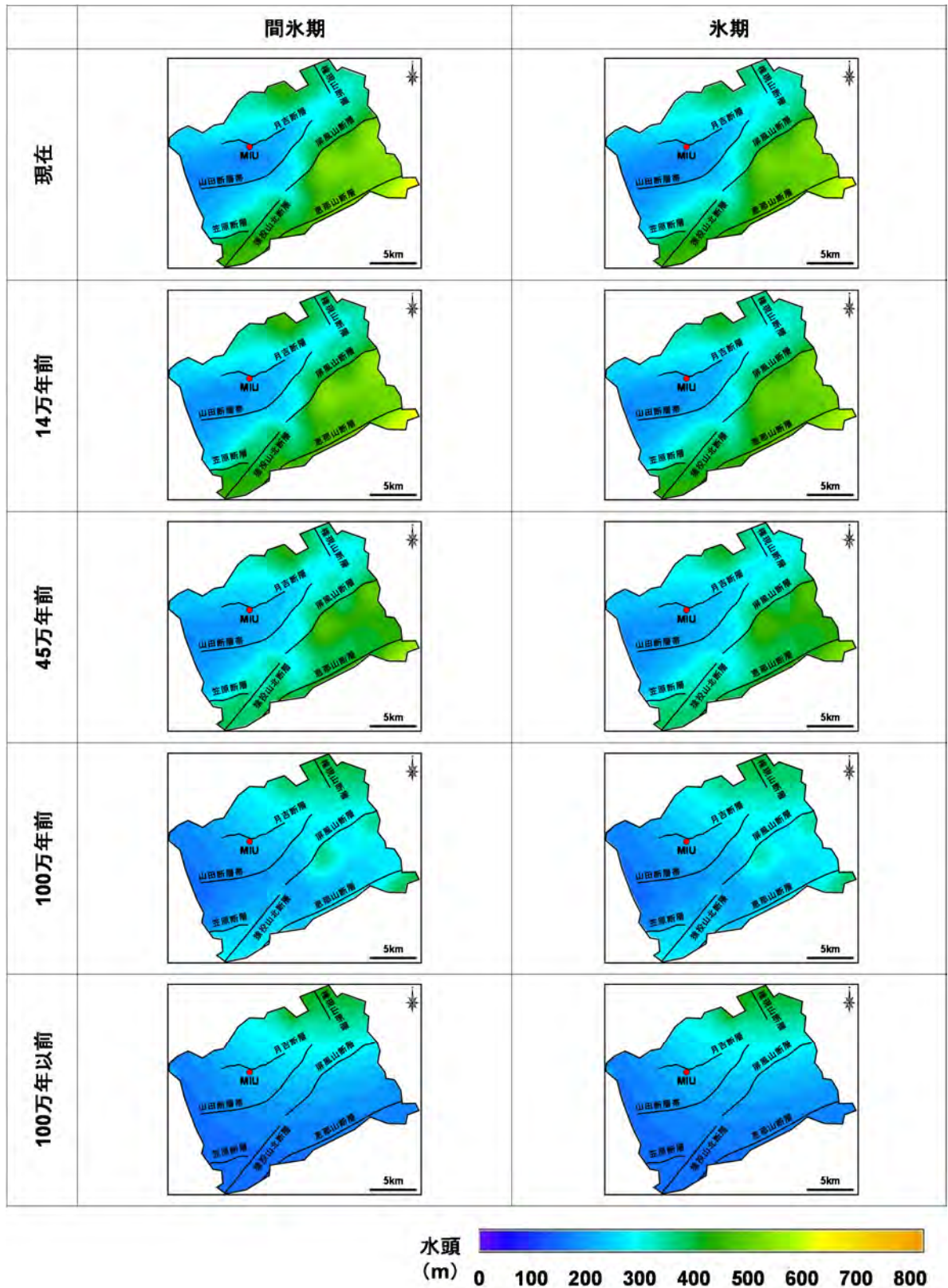
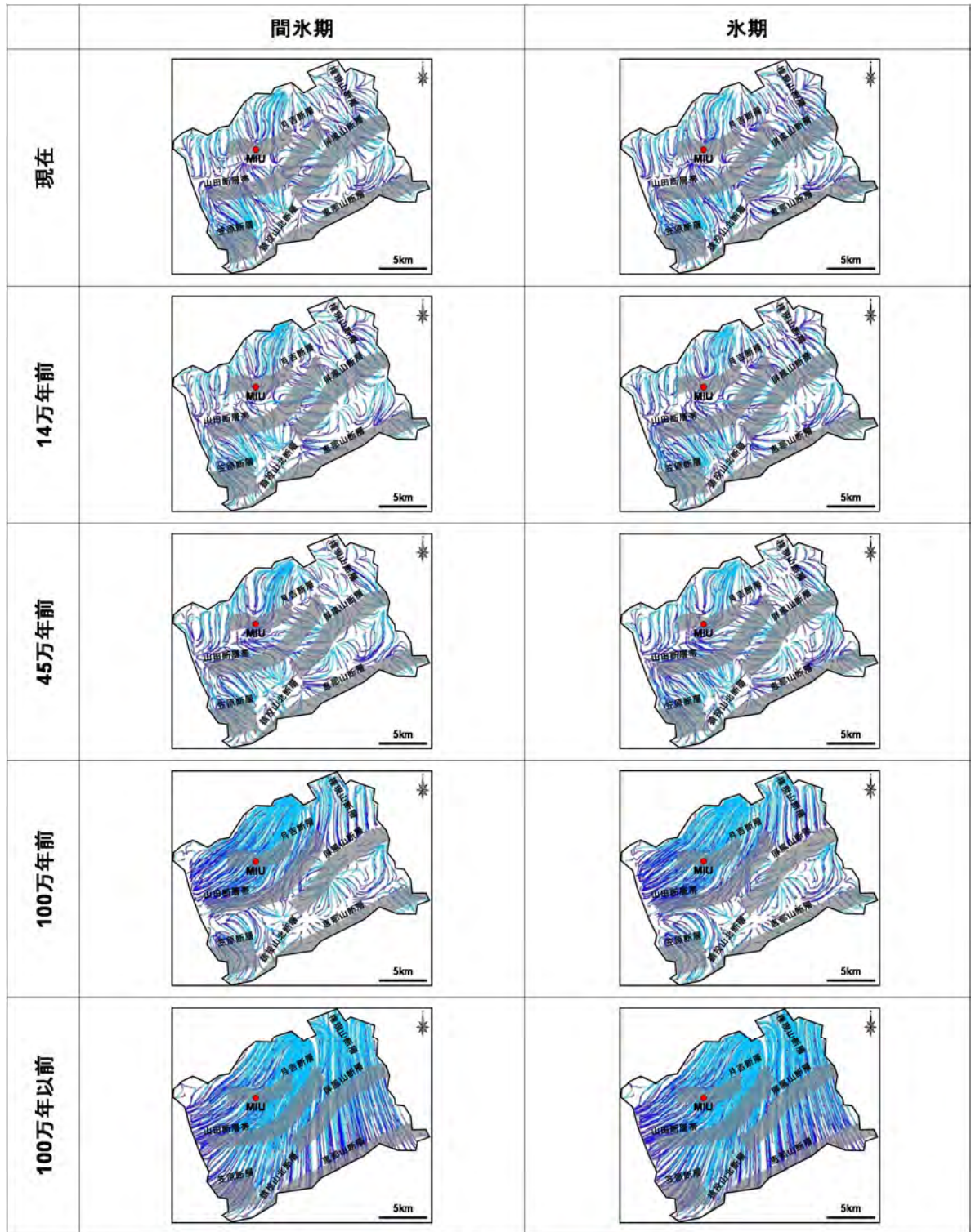


図 2.3-6 水頭分布図（水平断面：標高-800 m、全断層の透水性：異方性ケース）



■ 指定点位置
↘ 移行経路 (指定点～流出点)
↘ 移行経路 (涵養点～指定点)

図 2.3-7 指定点を通る地下水移行経路図
 (初期指定点配置深度：標高-800 m、全断層の透水性：異方性ケース)

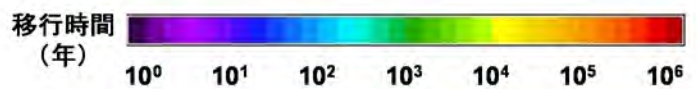
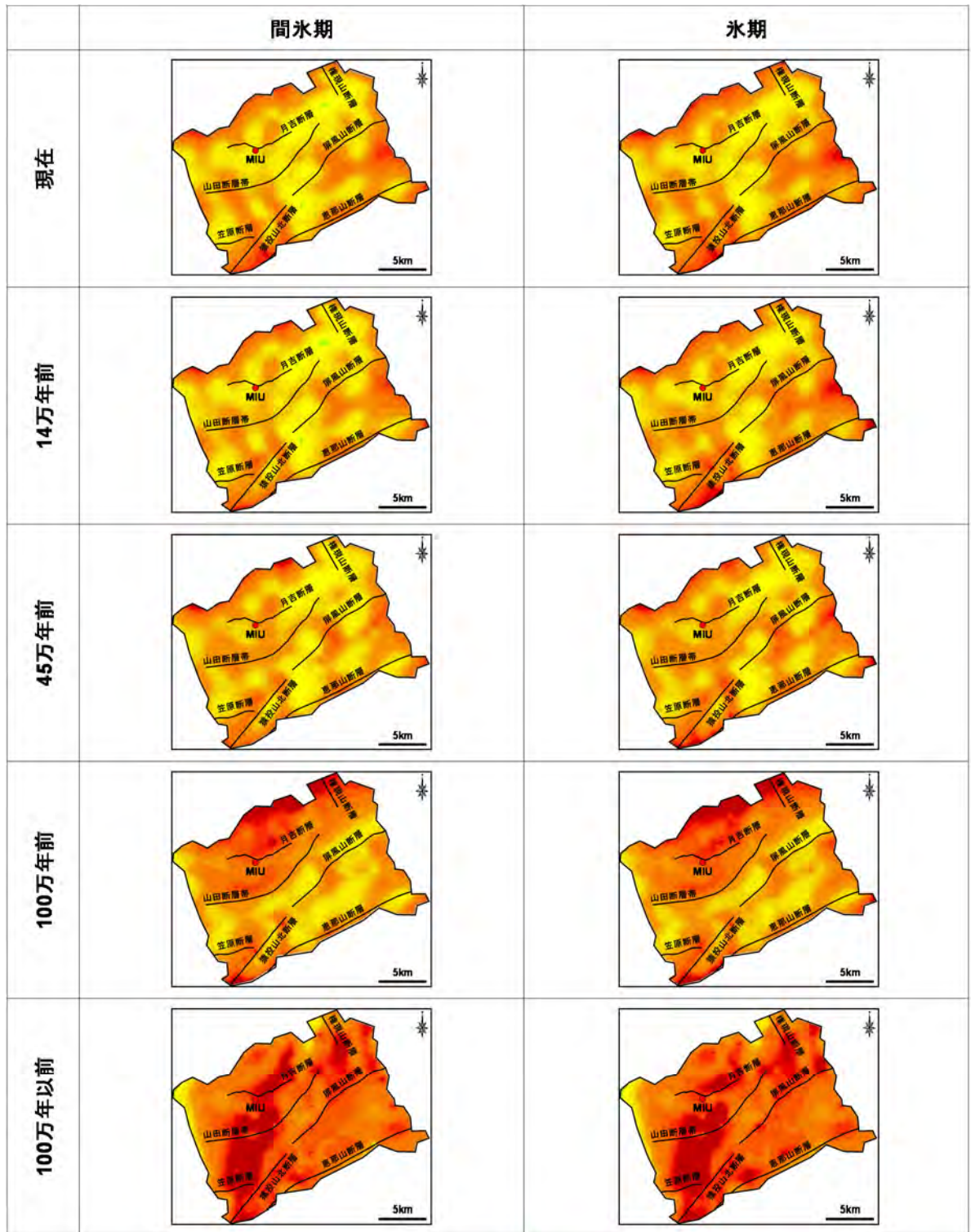


図 2.3-8 ダルシー流速による地下水の移行時間分布図
 (水平断面：標高-800 m、移行時間：指定点～流出点、全断層の透水性：異方性ケース)

3) 統計解析による地下水流動特性の検討

東濃地域における地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価及び地下水流動特性評価における重要因子の抽出を行うため、2)で実施した感度解析の結果を用いて時間スケール及び各影響因子に着目した統計解析を実施した。

① 地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の推定

表 2.3-4 に示す四つの時間スケールに対する統計解析を実施し、地下水流速、動水勾配、指定点から流出点までの地下水の移行時間・移行距離の四つの評価項目における変動係数及び標準偏差を算出した。各時間スケールにおいては、本検討で設定した影響因子（地形変化、涵養量の変化及び断層の透水性）を全て考慮していることから、それらの影響因子の複合事象を評価することになる。

図 2.3-9 及び図 2.3-10 に、PT 解析の指定点の統計解析として、変動係数と標準偏差の累積確率分布を示す。図 2.3-9 をみると、四つの評価項目のうち移行時間の変動係数（影響度）の値及び時間スケールに対するばらつきが最も大きいことから、影響因子の複合事象は移行時間に最も大きな影響を及ぼしていることがわかる。統計データの中央値である累積確率分布の 50% 値に着目すると、十数万年ケースの変動係数（約 25%）に対して、数十万年ケースで 1.5 倍程度、100 万年ケースで 2.5 倍程度、100 万年超ケースで 4 倍程度の影響度の違いがある。また、標準偏差（変化量）に着目すると、四つの評価項目のうち移行時間及び移行距離の標準偏差の時間スケールに対するばらつきが他の評価項目と比べて大きい（図 2.3-10）。移行時間の変化量については、累積確率分布の 50% 値でみると十数万年ケース及び数十万年ケースで 1-2 万年倍程度、100 万年ケースで 7 万年程度、100 万年超ケースで 20 万年程度である。

これらのことから、地下水の移行時間が最も感度の高い評価項目であり、この移行時間を評価指標とすることで、影響因子による地下水流動特性の影響度及び変化量といった地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価が可能であると考えられる。

図 2.3-11 及び図 2.3-12 に、地下水の移行時間の変動係数及び標準偏差の分布図を示す。本検討では、PT 解析の指定点を 100 万年以前の水理地質構造モデルの標高 0 m 以深に配置したため、検討領域内における高標高部（図 2.3-12 中の地形面以深の白抜き箇所）は評価の対象外となる。図 2.3-11 の平面分布図をみると、十数万年及び数十万年ケースでは比較的影響を受ける場所が局所的に分布することが確認できる。一方、100 万年ケースでは、土岐川沿いにおいて、移行時間が相対的に大きな影響を受けており 100 万年超ケースになると、その影響範囲が検討領域全体に拡大している様子がわかる。移行時間の空間的な変化量の違いが認められ、評価する時間スケールが大きくなるに伴い地下水の移行時間そのものが長くなるため（図 2.3-8）、変化量も大きくなることを確認できる。また、現在と比較して地形の変化が大きい 100 万年を境として変化量の分布傾向が異なる。図 2.3-12 の鉛直断面図からは、深度方向に移行時間の影響度が全体的に小さく、変化量が大きくなる傾向が確認できる。これは深度が深くなるに伴い、影響因子による影響を受けにくくなるものの、地下水の移行時間そのものは長くなるため、移行時間のばらつきが大きくなることを意味している。また、十数万年ケースから 100 万年ケースでは、断層間の地下深部で影響を受けにくい傾向にある。また、比較的浅い深度でも、周辺と比べて影響を受けにくい場所や影響を受けやすい場所も存在しており、これらの影響の違いは周辺地形の状況（尾根部、谷部）や変動量によって移行経路及び移行距離がどのように変化するかに起因したものと考えられる。

さらに、地下水の移行時間の変動係数分布と標準偏差分布を用いて、影響因子による地下水流動状態の長期的な変動性の空間的分布について検討した。図 2.3-13 に、評価時間スケールを 100

万年とした場合の標高-800 m における地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布を示す。図 2.3-13(a)の影響度分布及び図 2.3-13(b)の変動幅分布は、それぞれ図 2.3-11 に示した移行時間の変動係数分布及び標準偏差分布に基づき作成した。影響度分布は、寒色系の領域ほど地下水流動特性への影響度が小さく、暖色系の領域ほど影響度が大きいことを示しており、変動幅分布は、寒色系の領域ほど地下水流動特性の変動幅が小さく、暖色系の領域ほど変動幅が大きいことを示している。つまり、影響度分布と変動幅分布ともに寒色系の領域ほど、地下水流動特性が自然現象による影響を受けにくい領域であると言える。なお、図 2.3-13 に示した寒色系の領域は、あくまでも自然現象による影響を受けにくい場所を意味しており、地下水年代などに基づき推定される地下水の長期的な滞留域のような地下水の流速が遅い、または地下水の移行時間が長い場所ではないことに留意する必要がある。

表 2.3-4 時間スケールに着目した統計解析（東濃地域）

統計解析ケース	地下水流動特性の影響因子			備考
	地形分布	気候 (涵養量)	透水性 (断層)	
100万年超	○	○	○	・水理モデル: 全モデル ・感度解析ケース数: 80ケース
100万年	○	○	○	・水理モデル: 現在~100万年前モデル ・感度解析ケース数: 64ケース
数十万年	○	○	○	・水理モデル: 現在~45万年前モデル ・感度解析ケース数: 48ケース
十数万年	○	○	○	・水理モデル: 現在, 14万年前モデル ・感度解析ケース数: 32ケース

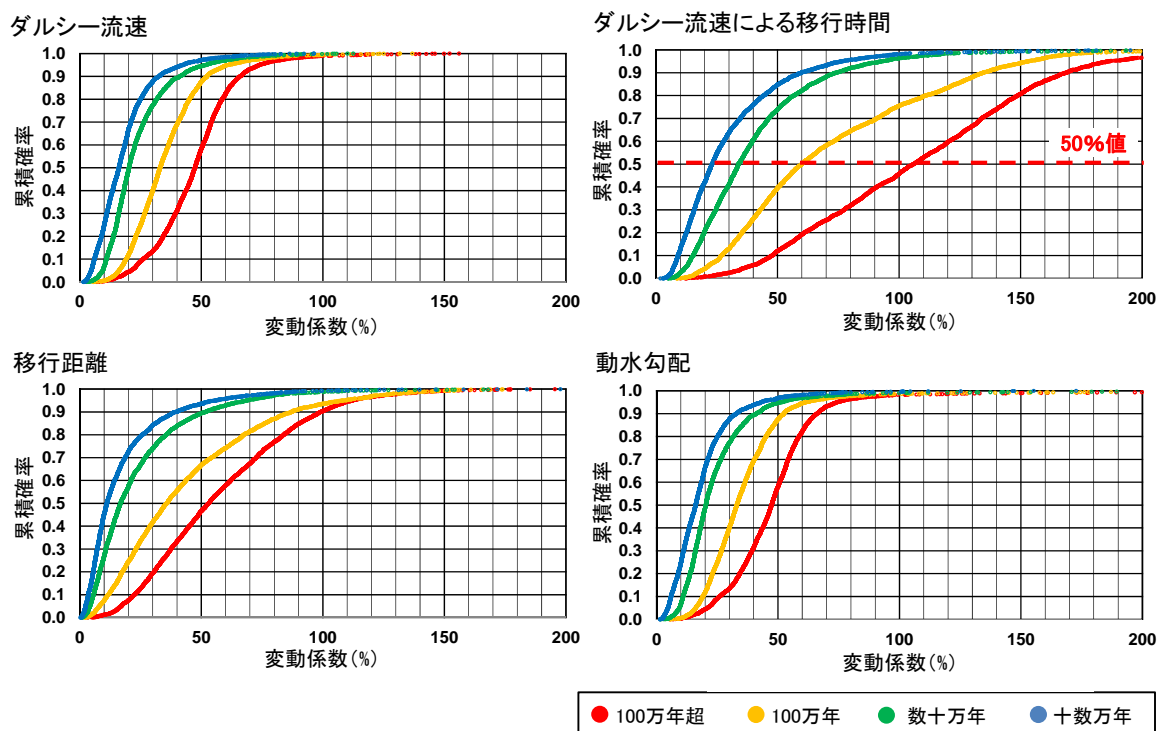


図 2.3-9 時間スケールに着目した統計解析結果（東濃地域，変動係数）

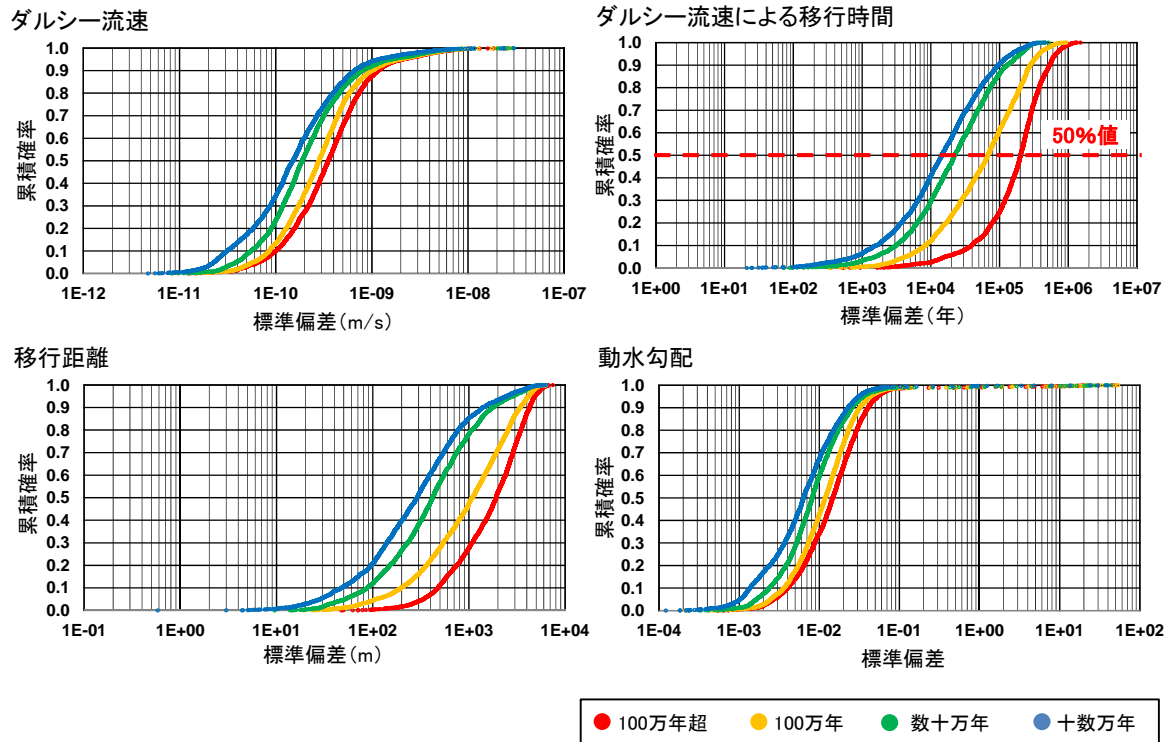


図 2.3-10 時間スケールに着目した統計解析結果 (東濃地域, 標準偏差)

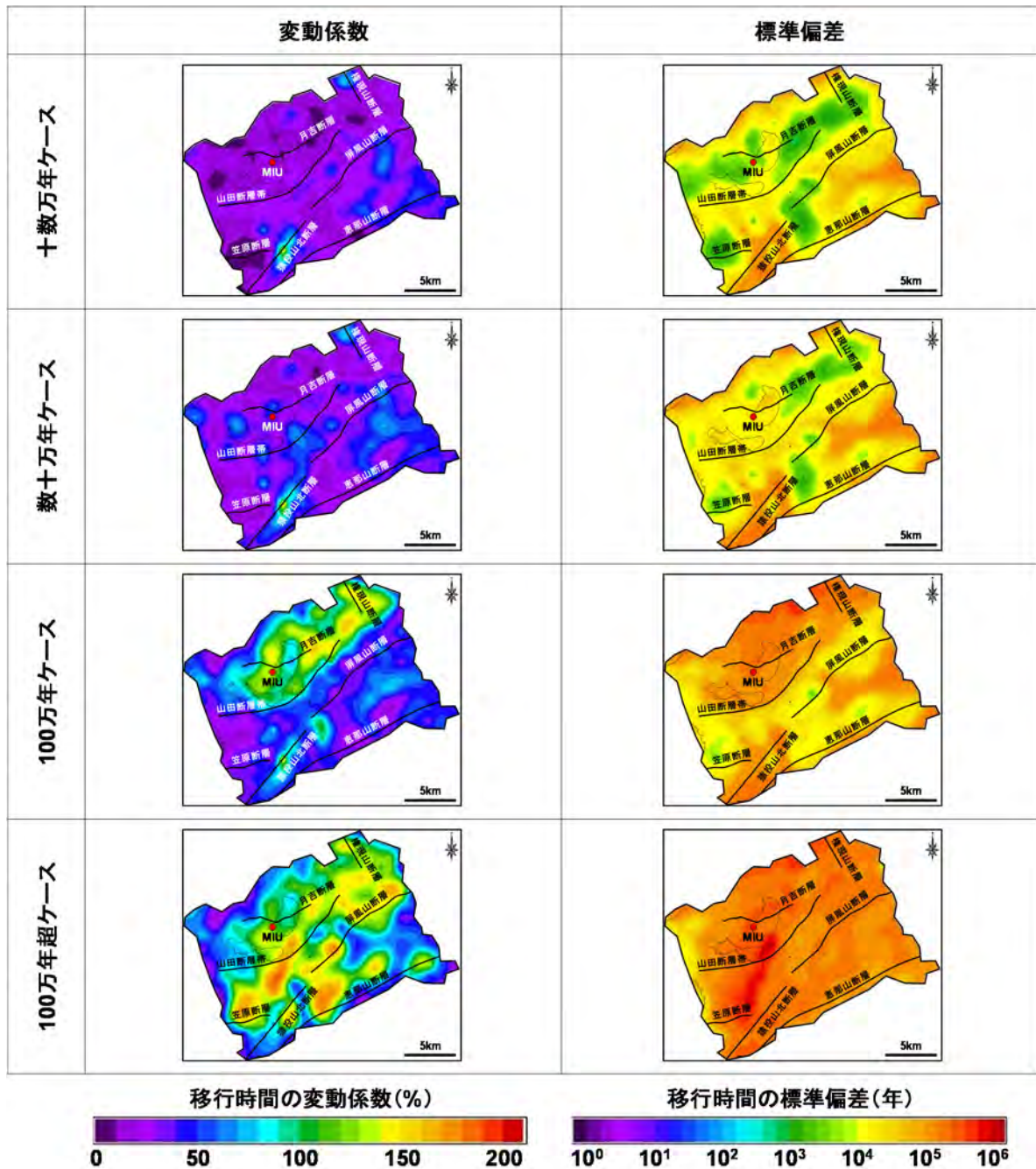
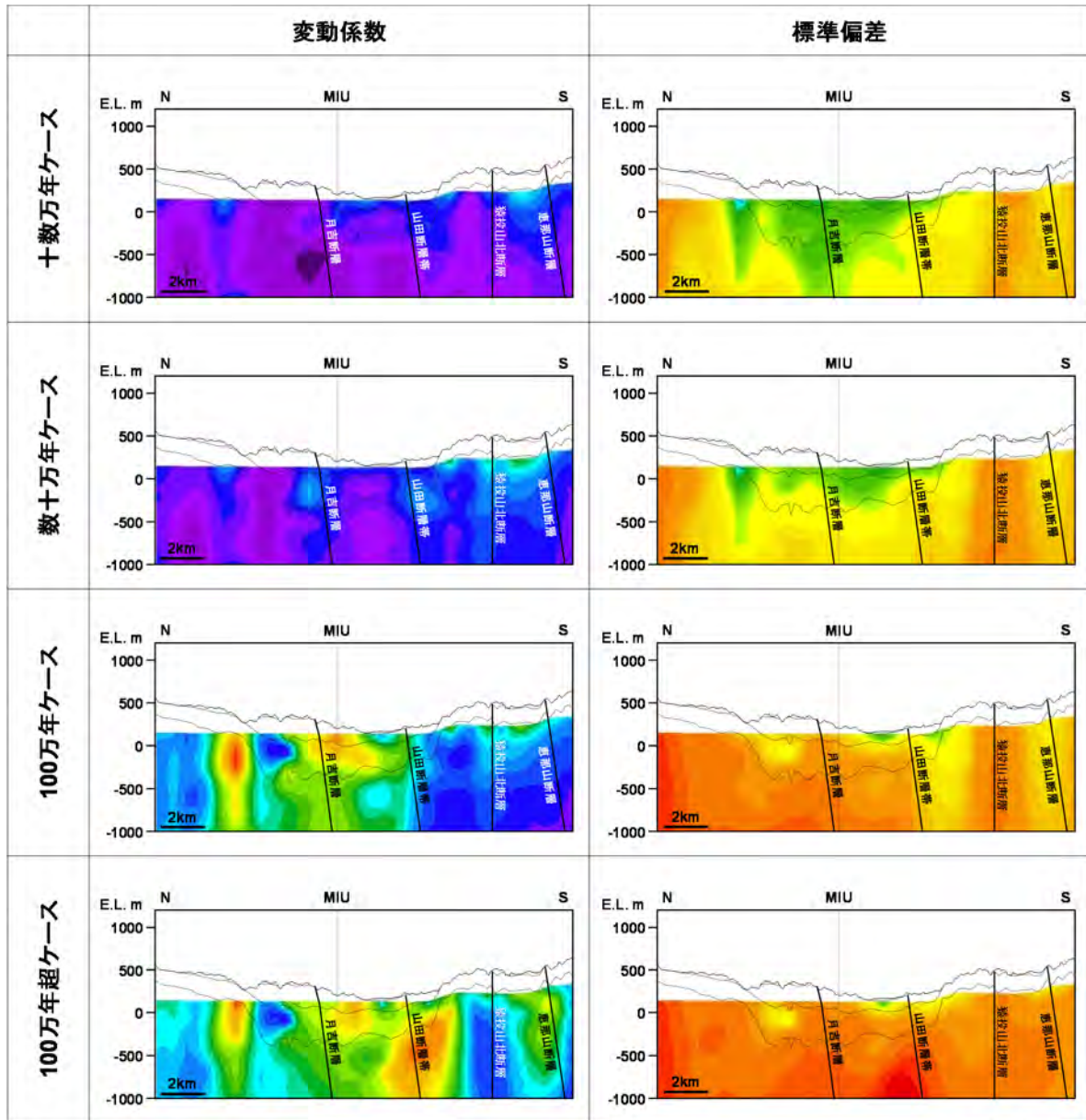


図 2.3-11 移行時間の変動係数及び標準偏差分布 (東濃地域, 水平断面 : 標高-800 m)



縦横比=4:1

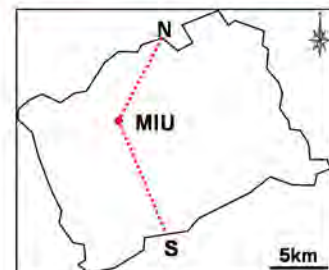
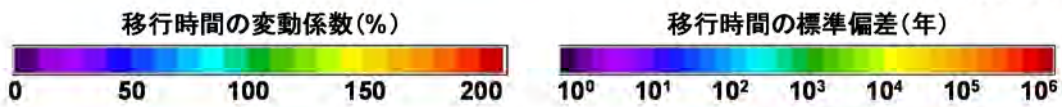
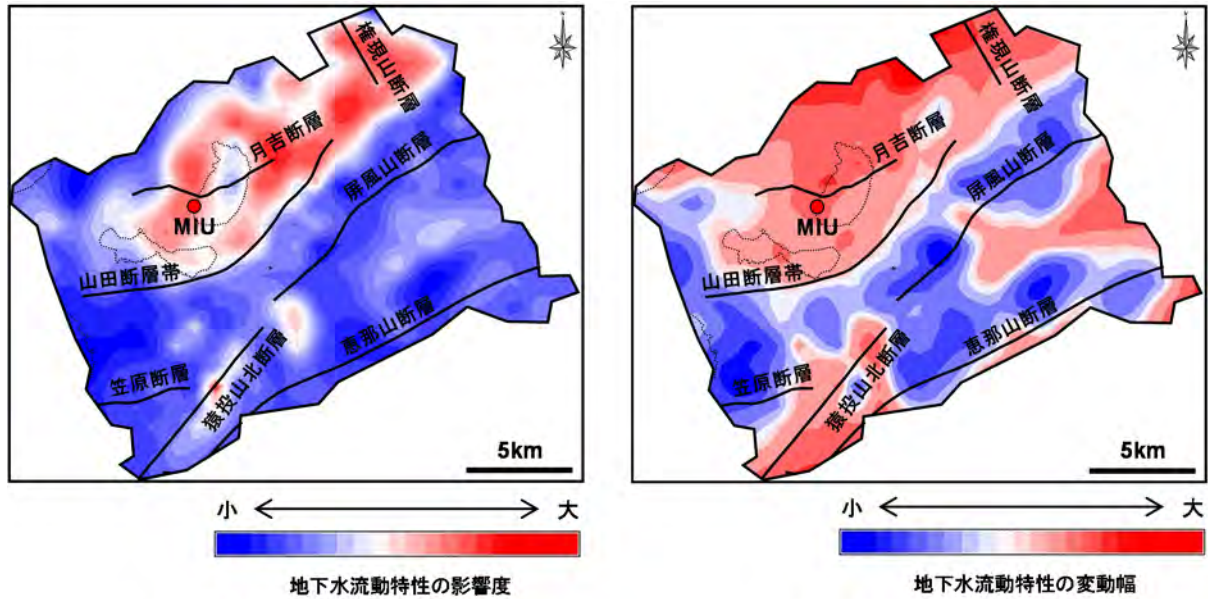


図 2.3-12 移行時間の変動係数及び標準偏差分布（東濃地域，鉛直断面：N-S 断面）



(a)地下水流動特性の影響度分布

(b)地下水流動特性の変動幅分布

図 2.3-13 地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布（東濃地域）
（評価時間スケール：100 万年、水平断面：標高-800 m）

② 地下水流動特性評価における重要因子の抽出

東濃地域において長期変遷を考慮した地下水流動特性を評価するにあたっての重要因子を抽出するために、各重要因子を感度パラメータとした解析ケースのみで統計解析を実施し、重要因子が地下水流動特性に及ぼす影響度を比較した（図 2.3-14）。全ての影響因子の影響評価である時間スケールの累積確率分布と、地形変化のみの変動係数の累積確率分布がほぼ同様の分布となっていること、断層の透水性及び涵養量の変化のみの変動係数の累積確率分布の分布形状から、一部の指定点でのみ影響を受けていることが確認できる（図 2.3-14）。

これらのことから、本検討領域の空間スケール（約 20 km 四方）全体を評価する場合には、地形変化による影響が支配的であり、断層の透水性や涵養量の影響は局所的なものに留まると推察される。つまり、東濃地域においては地形変化が、数十 km の空間スケールにおける長期変遷を考慮した地下水流動特性を評価するにあたっての重要因子と言える。

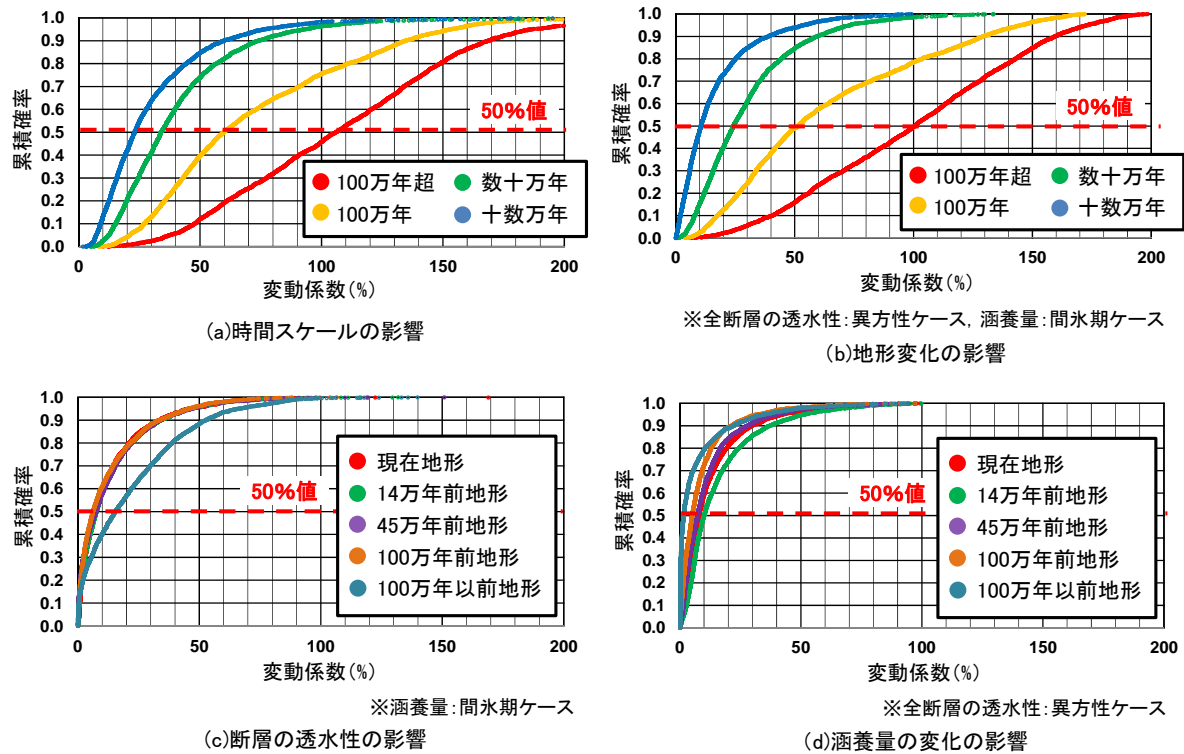


図 2.3-14 重要因子による影響度の比較（東濃地域，地下水の移行時間の変動係数）

(2) 幌延地域

1) 水理地質構造モデルの構築

水理地質構造モデルは、2.2 の地質モデルと同様の大曲断層東部から海域を含む領域（東西方向：約 90 km，南北方向：約 30 km，深度方向に地表から標高-10 km）を対象として構築した（図 2.3-15）。水理地質構造モデルに考慮した水理地質構造区分は、地質モデルと同様に七つの地層及び七条の断層である。三次元格子の分割は、地質モデルにおける地形の起伏及び水理地質構造の分布形状の再現性、並びに地下水流動解析の収束性を考慮して設定した（図 2.3-15）。なお、本検討では汀線付近より東側に位置する陸域を着目範囲とし、その範囲の地表付近については、水理地質構造の分布形状をより詳細に表現できるように、海域と比べて詳細に格子分割した。水理地質構造区分の水理特性は、幌延地域を対象とした既往検討及び文献情報を参考にした（表 2.3-5）。断層については低透水性ケースを基本として、後述する感度解析の感度パラメータとして高透水性ケースを設定した。

表 2.3-6 に、水理地質構造モデルに設定した境界条件を示す。上部境界面のうち陸部（汀線より東側）には自由浸出条件を設定し、気候変動に伴う涵養量の変化を考慮可能な条件とした。間氷期については、全ての水理地質構造モデルに既往研究（操上ほか，2008¹⁶⁾）に基づき設定した涵養量を設定するとともに、現在地形から抽出した天塩川の河道形状には水頭固定条件を設定した。また、氷期には永久凍土が形成されると想定し、解析の収束性を考慮しつつ、限りなく 0 mm/年に近い涵養量を設定した。一方、上部境界面の海部（汀線より西側）については、海水の比重を考慮した固定水頭条件とした。側方境界条件は既往研究（伊藤ほか，2010¹⁷⁾）を参考にして設定した。検討領域内の地形分布からは、東部の宗谷丘陵から西側の沿岸に向かう東西方向の地下水流動が卓越することが想定されるため、尾根部である東側方境界、南北側方境界を不透水条件とした。また、西側方境界は本検討の着目範囲である陸域より数十 km 遠方であるため、他と同

様に不透水条件を設定した。下部境界面は標高-10 km であるため、着目深度である地表から標高-1 km における地下水流動には、下部境界条件の顕著な影響はないと考えて不透水条件とした。

水理的な観点に基づく水理地質構造モデルの妥当性確認として、現在の水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析結果と幌延地域における既往の調査データや解析結果との比較を行った。なお、解析条件には表 2.3-5 に示した水理特性及び表 2.3-6 に示した境界条件のうち現在（間氷期）のものを適用した。図 2.3-16 に、水頭分布図を示す。検討領域内においては、領域東部に位置する宗谷丘陵から沿岸に向かう東西方向の地下水流動が大局的な流動傾向であり、幌延地域を対象とした既往の地下水流動解析事例（前川ほか，2010¹⁸⁾と同様であることから、解析から得られた検討領域全体における地下水の流動傾向は妥当であると考えられる。また、原子力機構が保有するボーリング孔で観測された水頭分布（太田ほか，2007¹⁹⁾と解析結果から得られた水頭分布との比較を行った（図 2.3-17）。なお、図 2.3-17 にはボーリング孔における平均的な水頭値をプロットした。これより、一部のボーリング孔では実測値と解析値に数十 m 程度の水頭差の違いがあるものの、ボーリング孔で観測された水頭分布の傾向を概ね再現できていることがわかる。実測値と解析値の違いは本解析で考慮していない地質構造の不均質性による影響であると考えられる。

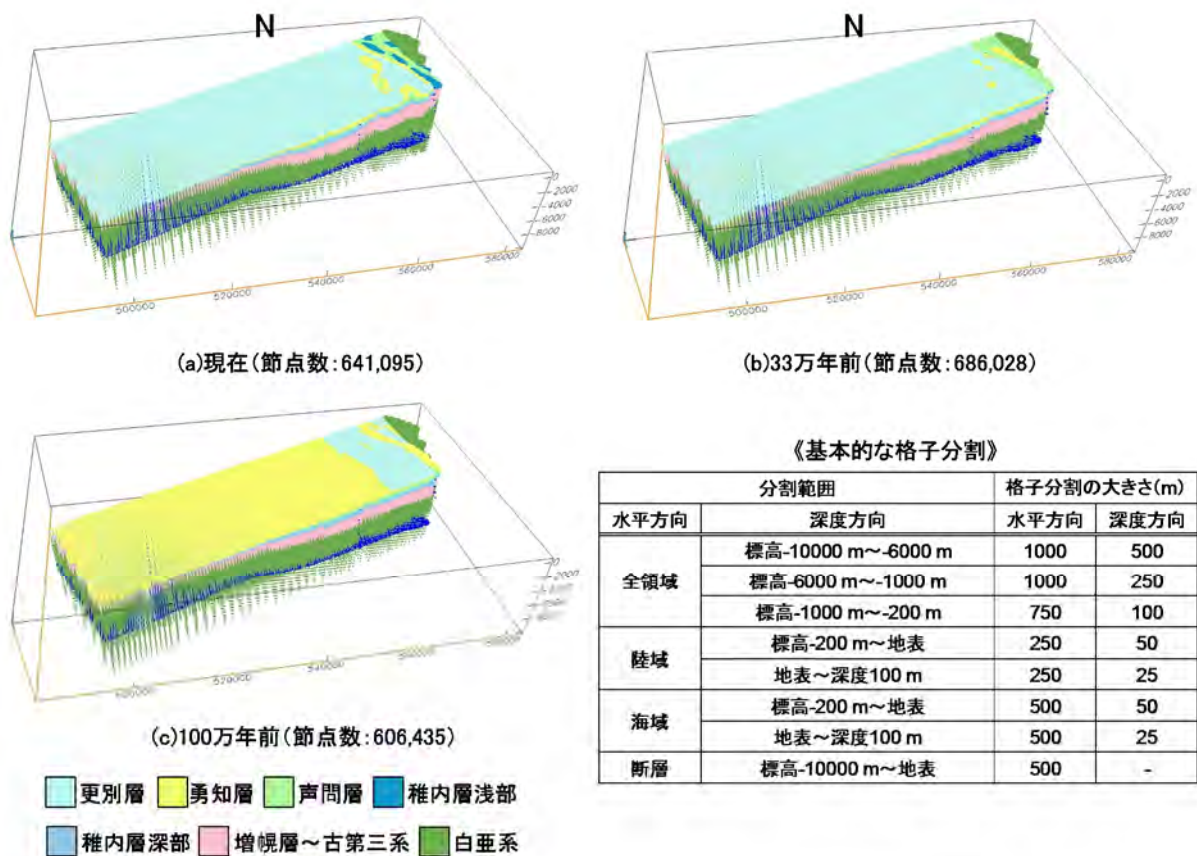


図 2.3-15 水理地質構造モデルの三次元格子分割（幌延地域）

表 2.3-5 水理特性の設定（幌延地域）

水理地質構造 区分	透水係数(m/s)		不飽和 特性曲線	備考
	水平方向 (断層面方向)	鉛直方向 (断層面直交方向)		
更別層	1.0E-06		礫質土・砂質土 ¹²⁾	・引用文献20)に基づき設定 ・「深度0m~250m: 10 ⁻⁵ [m/s]オーダー、深度250m~470m: 10 ⁻⁷ [m/s]オーダーの値」の対数平均値を設定
勇知層	9.4E-10		礫質土・砂質土 ¹²⁾	・引用文献19)に基づき設定 ・HDB-1~11の対数平均値を設定
声間層	6.5E-09		泥岩 ²²⁾	・引用文献19)に基づき設定 ・HDB-1, 3~8, 10~11, PB-V01の声間層中の対数平均値から設定
稚内層浅部	1.6E-08		泥岩 ²²⁾	・引用文献19)に基づき設定 ・HDB-1, 3~8, 10, 11, PB-V01の対数平均値を設定
稚内層深部	5.9E-10		泥岩 ²²⁾	・引用文献19)に基づき設定 ・断層岩を含まない区間の対数平均値を設定
増幌層~ 古第三系	5.0E-11		礫質土・砂質土 ¹²⁾	・引用文献16)に基づき設定
白亜系	5.0E-12		礫質土・砂質土 ¹²⁾	・引用文献16)に基づき設定
断層	低透水性 ケース	2.7E-10	泥岩 ²²⁾	・引用文献21)に基づき設定 ・「1.9~3.5E-10m/s」の対数平均値を適用
	高透水性 ケース	1.0E-07		・引用文献19)に基づき設定 ・HDB-1~11の対数平均値を設定

透水係数は産業技術総合研究所（2011）²⁰⁾、太田ほか（2007）¹⁹⁾、操上ほか（2008）¹⁶⁾、電力中央研究所（2011）²¹⁾、不飽和特性曲線は国土技術研究センター（2002）¹²⁾、竹下（1990）²²⁾に基づく。

表 2.3-6 境界条件の設定（幌延地域）

モデル境界面	気候変動	水理地質構造モデル		
		現在	33万年前	100万年前
上部境界※ (陸部)	間氷期	自由浸出条件(涵養量: 120.5mm/年 ¹⁶⁾)		
	氷期	自由浸出条件(涵養量: 0mm/年相当*)		
	氷期 (不連続永久凍土)	自由浸出条件 (涵養量: タリク部は間氷期, 永久凍土部は氷期と同様)	-	
上部境界 (海部)	間氷期/氷期	水頭固定条件(海水の比重考慮)		
側方境界	間氷期	不透水条件		
	氷期			
下部境界	間氷期	不透水条件		
	氷期			
汀線位置 (海水準変化)	間氷期	標高0m		
	氷期	標高-120m		

※間氷期については、天塩川に水頭固定条件を設定。天塩川の河道形状は現在地形に基づき設定し、他のモデルにも適用

*解析の収束性の観点から0.365mm/年(0.001mm/日)を設定

間氷期の涵養量は、操上ほか（2008）¹⁶⁾に基づく。

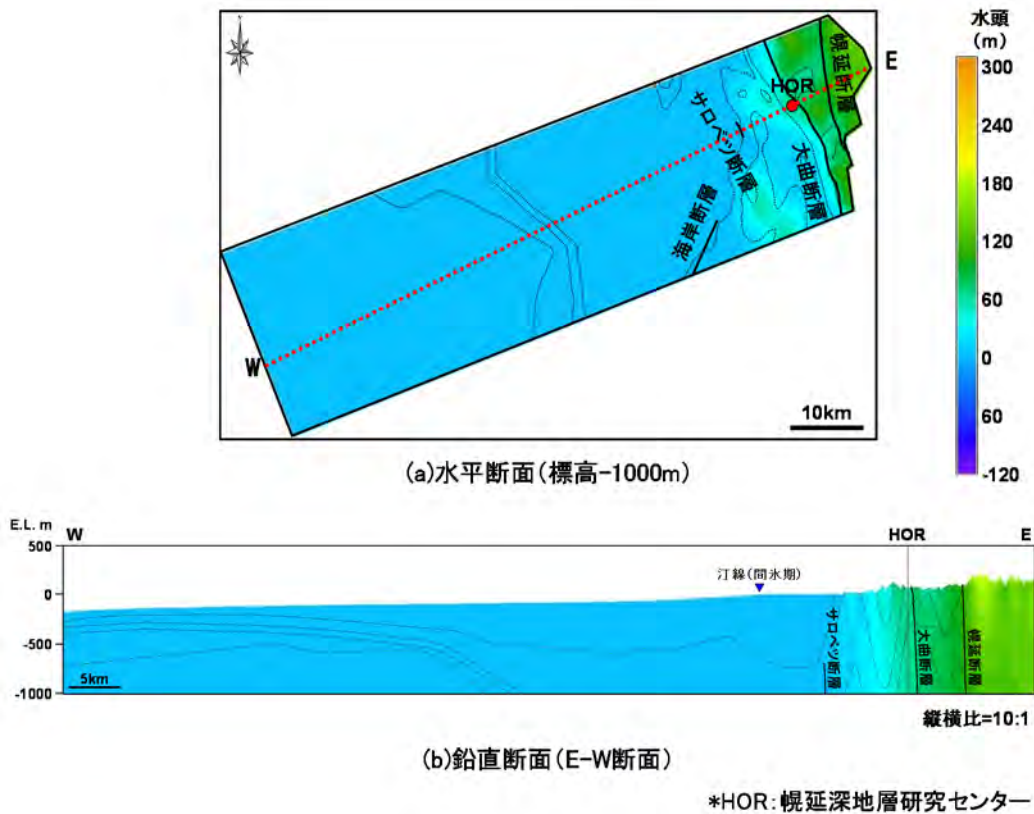


図 2.3-16 解析結果に基づく水頭分布（幌延地域）

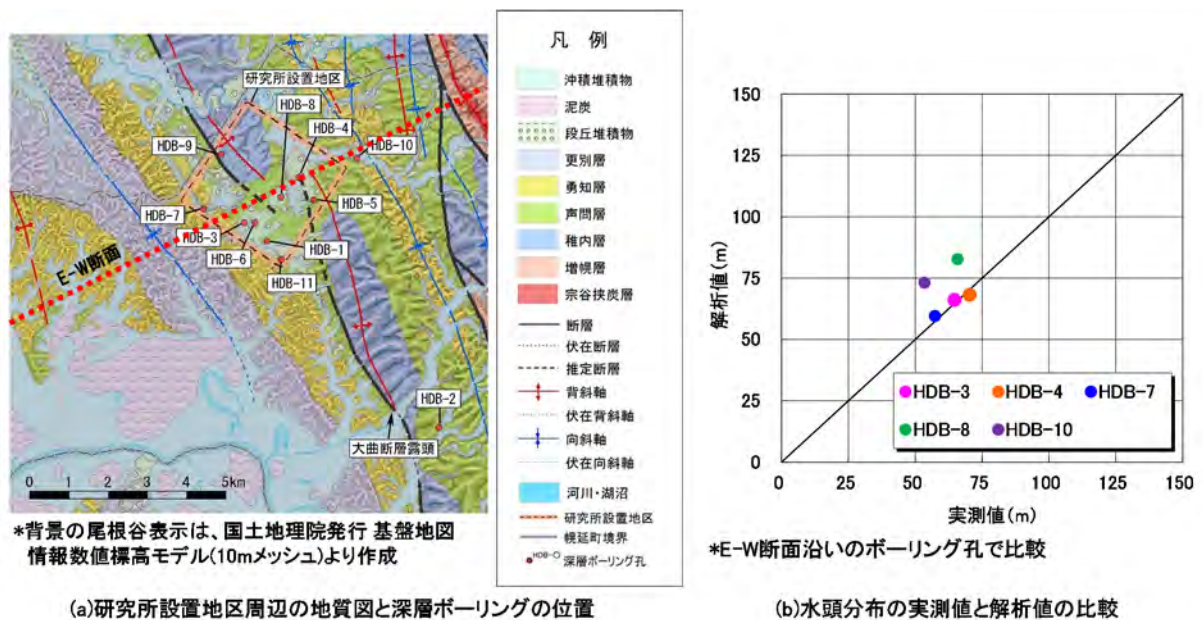


図 2.3-17 ボーリング孔における水頭分布の比較（幌延地域）

2) 感度解析の実施

① 実施概要

東濃地域と同様に、1)で構築した三つの時間断面の水理地質構造モデルを用いた定常状態の三次元飽和/不飽和地下水流動解析を実施し、その解析結果による統計解析を行うことで、地形変化

などの自然現象の変化に伴う地下水流動特性の時間変化の空間的不均質性の定量的な評価を試みた。

PT 解析の指定点は、100 万年前の水理地質構造モデルにおいて水平方向に 2 km 間隔で 584 点配置し、それを深度方向には標高-200 m から標高-1800 m まで 200 m 間隔で 9 深度に配置した (図 2.3-18)。さらに、地形や地質分布の時間的な変化と整合させるために、地質モデルの構築の際に考慮した地層の褶曲や断層活動に伴う鉛直変位を考慮し、100 万年前の水理地質構造モデルを基準として他の水理地質構造モデルにおける指定点の位置座標を変化させた (図 2.3-18)。なお、指定点に地形や地質分布の変化を考慮した結果、モデル領域外や異なる地質区分に移動した指定点は、統計解析から除外することとした。

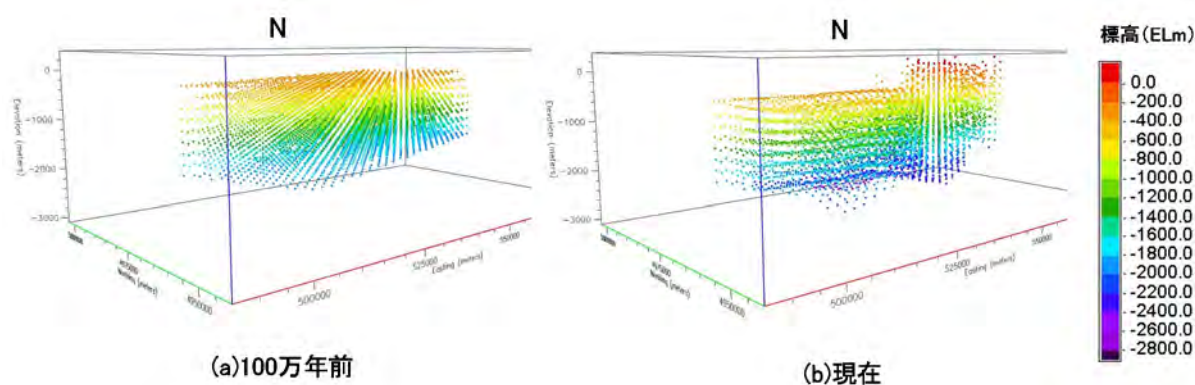


図 2.3-18 PT 解析の指定点の配置 (幌延地域)

② 感度解析ケースの設定

平成 25 年度の検討では、幌延地域の地下水流動特性に関わる FEP の相関が整理されており、影響因子として、地下水流動特性の変化を引き起こす主なイベントとして、動水勾配の変化、地下水流動系の変化、涵養量の変化及び水理特性の変化が挙げられている (図 2.3-19)。また、これらのイベントの主な影響因子として抽出されている地形変化、気候変動及び水理地質構造の水理特性の変化を感度パラメータとした解析を実施することとした。

表 2.3-7 に、感度パラメータの一覧表を示す。平野部である幌延地域においては、気候変動として涵養量の変化及び海水準変動を考慮した。最終氷期における幌延地域の周氷河環境を考えると、少なくとも深度 20 m 程度まで永久凍土層が発達するものの、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 (積雪の影響が考えられる日本海側を除く) と想定されている (図 2.3-20) (太田ほか, 2007¹⁹)。そこで、本検討では不連続永久凍土の形成が地下水流動特性の変化に及ぼす影響を予察的に確認することを目的として、現在モデルでの気候変動に関する感度パラメータの一つとした。不連続永久凍土におけるタリク (未凍結部) の位置、大きさ及び深度の定量的な推定は困難であるため、既往文献 (Woo, 2012²³; Abraham, 2011²⁴) を参考にタリクが発達しやすい場所である湖や河川部などにタリクを仮定し (図 2.3-21)、タリク部と永久凍土部に異なる上部境界条件を設定することで不連続永久凍土をモデル化した (表 2.3-7)。また、海水準変動については、過去 10 万年の推定結果 (核燃料サイクル開発機構, 1999²⁵) に基づき、全ての水理地質構造モデルで間氷期から氷期にかけて一律に 120 m 変動すると仮定し、間氷期の標高 0 m を基準として氷期では標高-120 m を汀線と設定した (図 2.3-22)。水理地質構造の水理特性の変化としては、断層の分布と透水性に着目したケースを設定し、断層の分布については 2.2 の地質モデルで構築したサロベツ断層の解釈が

異なるモデルを適用した（表 2.3-7）。断層の透水性については、地下水流動特性に大きな影響を及ぼす可能性のある断層として、水理地質構造モデルの中央部に分布し東西方向の大局的な地下水流動方向に直交する大曲断層とサロベツ断層について低透水性ケースと高透水性ケースを設定した（表 2.3-7）。なお、サロベツ断層なしモデルでは、2.2 の地質モデルにおいて不確実性が高い幌延断層東側の白亜系の透水性に着目したケースを設定した（表 2.3-7）。

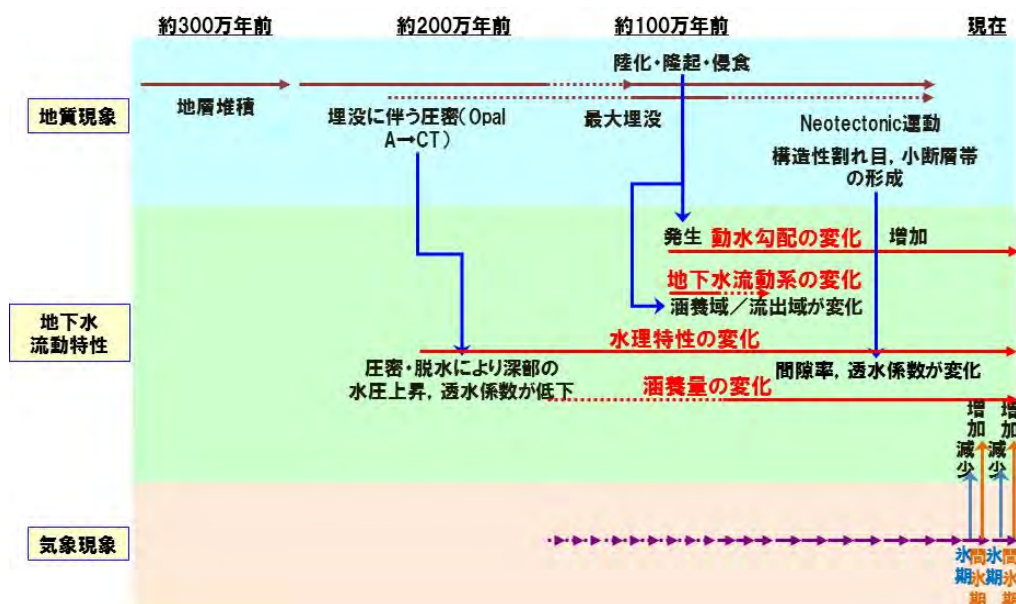


図 2.3-19 幌延地域の地下水流動特性に関わる FEP の相関
（日本原子力研究開発機構, 2014¹⁵⁾）

表 2.3-7 感度パラメータの設定（幌延地域）

	感度パラメータ						解析 ケース数	
	地形変化	気候変動		断層の 分布	水理特性の変化 断層の透水性(透水係数: m/s)			
		涵養量の変化 (涵養量: mm/年)	海水準変動 (汀線位置*2)		大曲断層	サロベツ断層		其他断層
水理 地質 構造 モデル	現在	間氷期: 120.5	標高0m	サロベツ 断層の 有無	低透水性/ 高透水性	低透水性/ 高透水性	低透水性	8
		氷期: 0	標高-120m					8
		氷期: 不連続永久 凍土考慮*1	標高-120m					8
	33万年前	間氷期: 120.5	標高0m					8
		氷期: 0	標高-120m					8
		100万年前	間氷期: 120.5					標高0m
		氷期: 0	標高-120m	8				
備考	*1 永久凍土が分布しないタリクを設定し(図2.3-21)、表2.3-6の境界条件を設定 *2 各水理モデルにおける汀線位置は、図2.3-22を参照 ○低透水性ケース: 2.7E-10 ○高透水性ケース: 1.0E-07 ※サロベツ断層無しモデルでは、白亜系(幌延断層東側)の透水性に着目したケースを設定(低透水性(5.0E-12m/s)、高透水性(1.6E-08m/s))						合計 56	

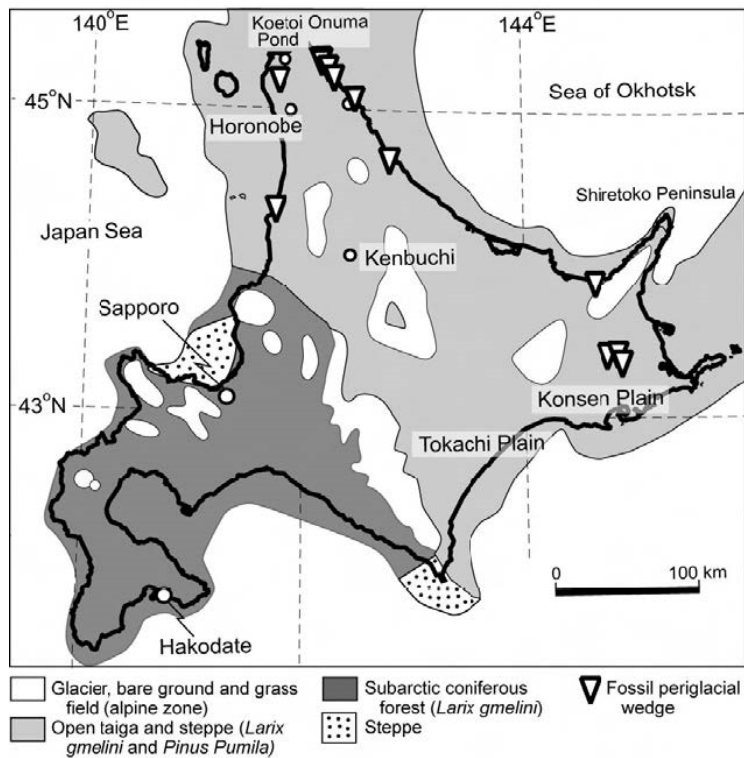


図 2.3-20 最終氷期における幌延地域の周氷河環境
(太田ほか, 2007¹⁹⁾)

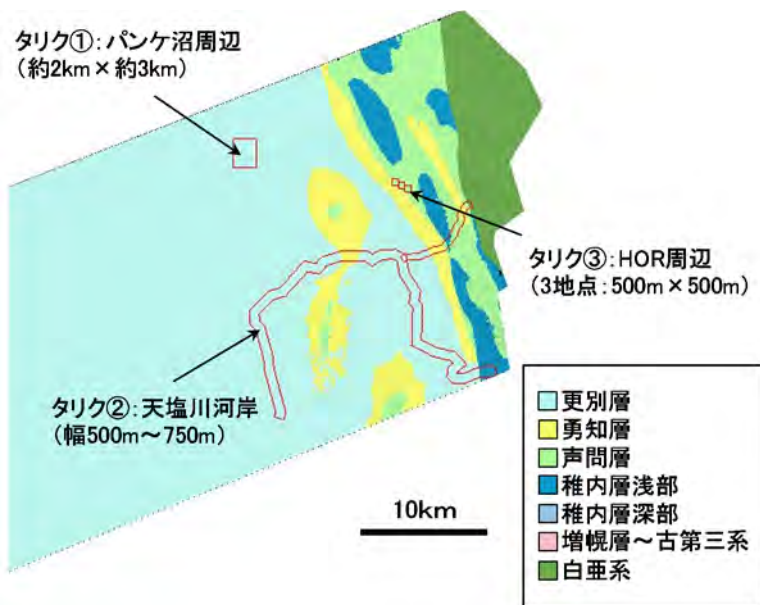


図 2.3-21 不連続永久凍土を想定したタリクの設定条件

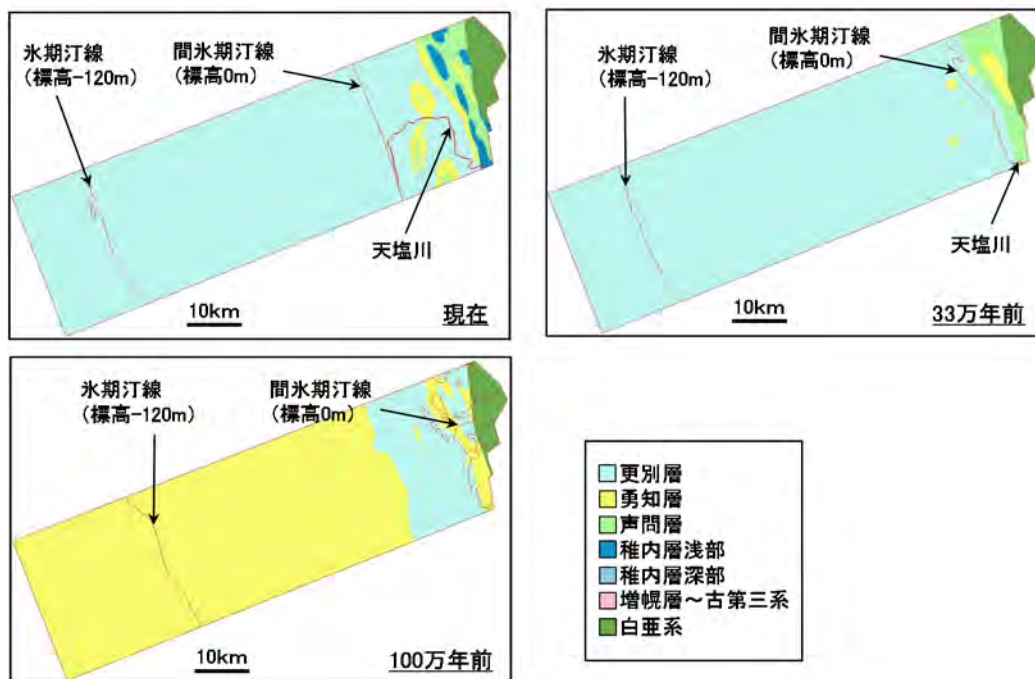


図 2.3-22 海水準変動の設定条件

③ 感度解析結果

図 2.3-23-図 2.3-25 に、感度解析結果の一例を示す。

大曲断層の東側において地形変化による水頭分布の変化が顕著に見られ、100 万年前と比較して丘陵地が形成される 33 万年前のほうが全体的な水頭値が大きくなり、現在では侵食作用によって形成された谷部で 33 万年前より標高が低くなるため全体的な水頭値は小さくなる（図 2.3-23）。気候変動による影響は全ての水理地質構造モデルにおいて顕著であり、間氷期と比較して氷期には涵養量の減少による影響と考えられる検討領域全体の水頭値の低下が確認できる（図 2.3-23）。また、不連続永久凍土を考慮することで、タリク部から地下水が涵養されるため、タリク部周辺における水頭値の上昇が認められる。

図 2.3-24 に示した地下水の移行経路をみると、地形変化については海部では全体的な移行経路の傾向に大きな変化は見られないが、陸部では地形の起伏の形成とともに局所的な地下水流動系が形成され、水頭分布の変化と整合的である。気候変動については、氷期では海水準変動により汀線位置が西側に移動することから、間氷期と比較して全体的に陸部から海部への移行距離のより長い経路となる（図 2.3-24）。また、不連続永久凍土の影響として、タリク部周辺の移行経路に多少の変化が認められる（図 2.3-24）。

地形変化に対する地下水の移行時間の変化は、水頭分布及び地下水の移行経路の変化と整合的な変化が見られ、100 万年前と比べて現在では陸部で 2 オーダー程度、海部で 1 オーダー程度、指定点から流出点までの移行時間が早い（図 2.3-25）。一方、気候変動に対する変化に着目すると、間氷期と比較して現在モデルの陸部では氷期の移行時間が遅くなり、逆に海部では氷期の移行時間が早くなるのがわかる。陸部での変化は涵養量の減少による動水勾配の低下が影響しており、海部での変化は海水準変動により汀線が西側に移動し海底地形が陸域地形となり動水勾配が大きくなったためと推察される。不連続永久凍土を考慮することで、タリク部から地下水が涵養することで動水勾配が生じて移行時間が早くなるものの、その変化量は不連続永久凍土を考慮しない氷期と間氷期の間にあることが確認できる。

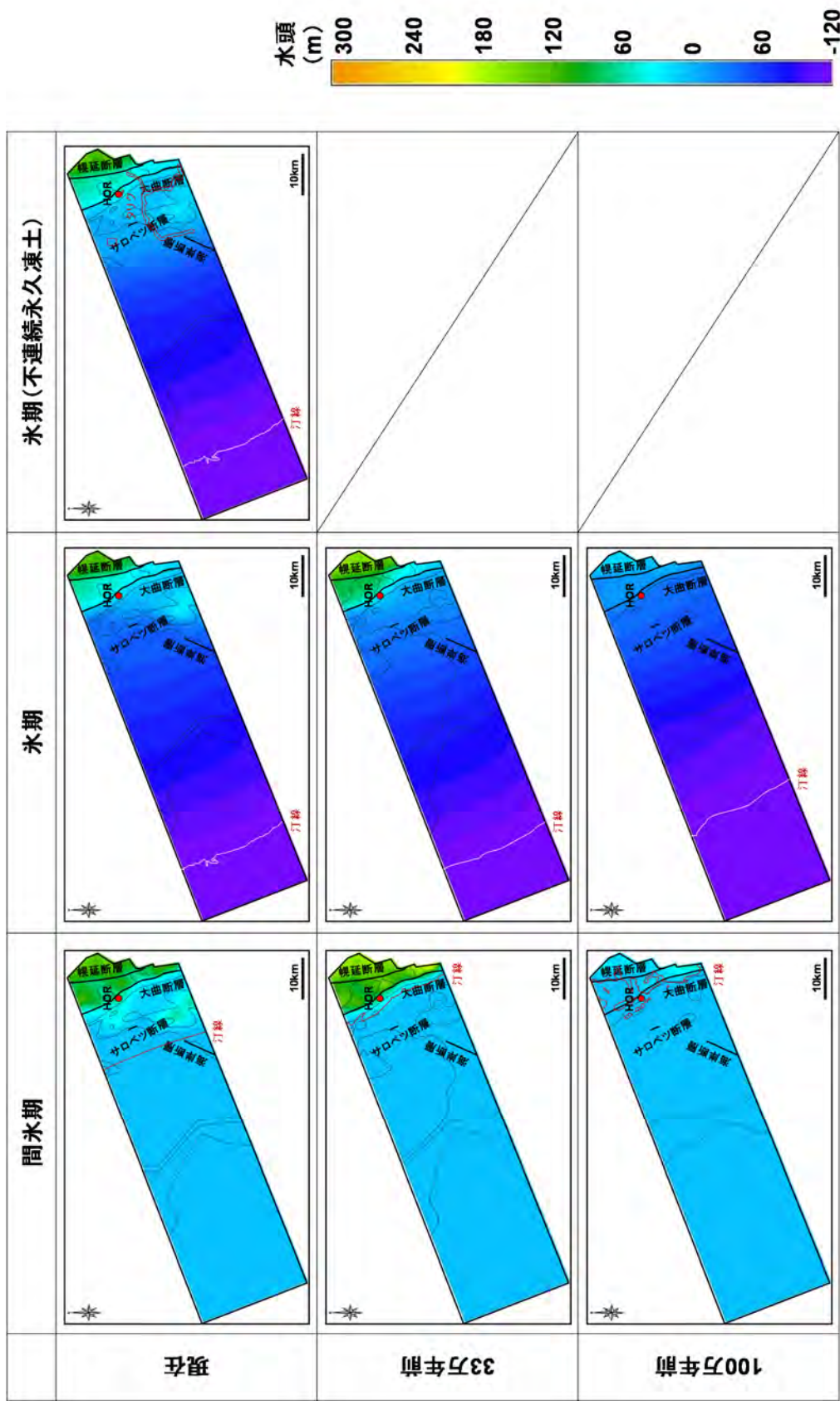


図 2.3-23 水頭分布図
 (水平断面：標高-1000 m, サロベツ断面ありモデル, 全断面の透水性：低透水性ケース)

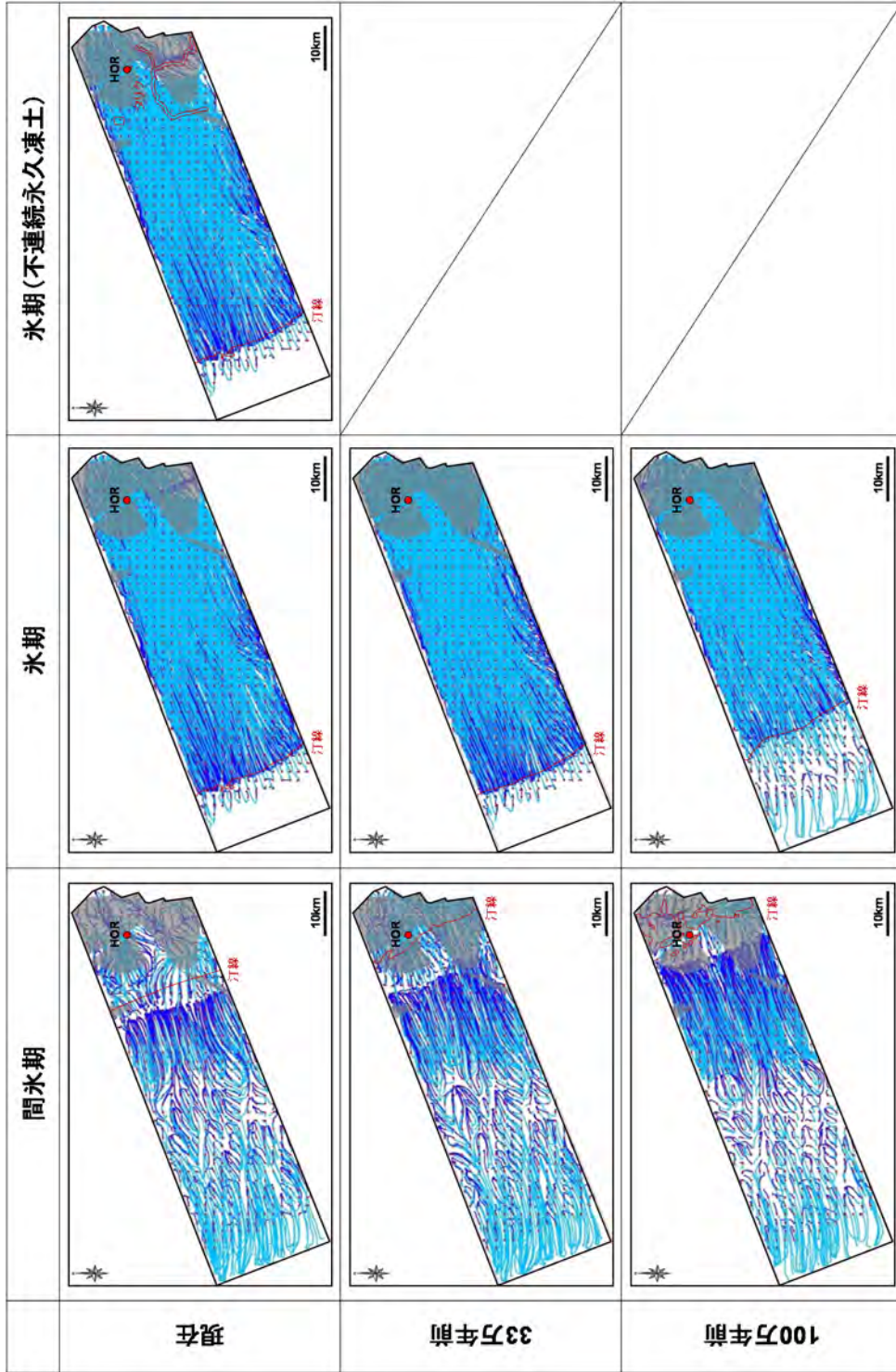


図 2.3-24 指定点を通する地下水移行経路図

(初期指定点配置深度：標高-1600 m, サロベツ断層ありモデル, 全断層の透水性：低透水性ケース, 全断層の透水性：低透水性ケース)

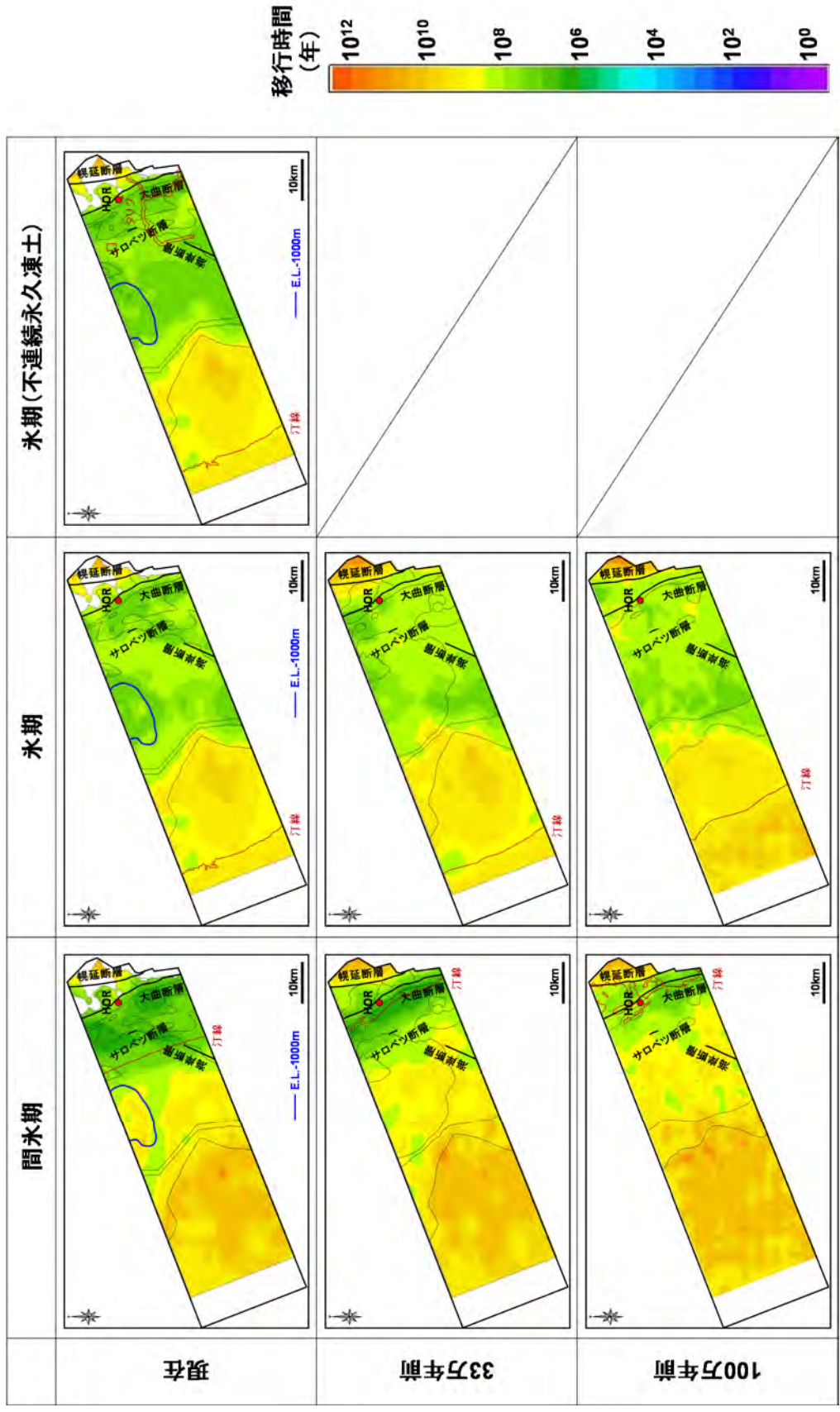


図 2.3-25 ダルシー流速による地下水の移行時間分布図
 (水平断面：標高-1000 m, サロベツ断層ありモデル, 全断層の透水性：低透水性ケース)

3) 統計解析による地下水流動特性評価

幌延地域における地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価及び地下水流動特性評価における重要因子の抽出を行うため、2)で実施した感度解析の結果を用いて時間スケール及び影響因子に着目した統計解析を実施した。

① 地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の推定

表 2.3-8 に示す二つの時間スケールに対する統計解析を実施し、地下水流速、動水勾配、指定点から流出点までの地下水の移行時間・移行距離の四つの評価項目における変動係数及び標準偏差を算出した。各時間スケールにおいては、本検討で設定した影響因子（地形変化、気候変動及び水理地質構造の水理特性の変化）を全て考慮していることから、それらの影響因子の複合事象を評価することになる。

図 2.3-26 及び図 2.3-27 に、PT 解析の指定点の統計解析として、変動係数と標準偏差の累積確率分布を示す。図 2.3-26 をみると、東濃地域と同様に四つの評価項目のうち移行時間の変動係数（影響度）の値が最も大きく、影響因子の複合事象は移行時間に最も大きな影響を及ぼしていることがわかる。このことから、幌延地域においても地下水の移行時間が地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価における有効な指標であると言える。移行時間の累積確率分布の 50 %値に着目すると、数十万年ケースと 100 万年ケースで 10 %程度の違いに留まり、時間スケールに対するばらつきは小さい。また、標準偏差（変化量）に着目すると、全ての評価項目で時間スケールの大きな違いは認められない（図 2.3-10）。移行時間の変化量については、累積確率分布の 50%値でみると数十万年ケース及び 100 万年ケースで、それぞれ 15 億年程度及び 20 億年程度である。

図 2.3-28-図 2.3-30 に、地下水の移行時間の変動係数及び標準偏差の分布図を示す。本検討では、PT 解析の指定点を 100 万年前の水理地質構造モデルの標高・200 m 以深に配置したため、褶曲構造の形成に伴い 100 万年前から新たに堆積して形成された場所（図 2.3-29 及び図 2.3-30 中の地形面以深の白抜き箇所）は評価の対象外となる。図 2.3-28 の平面分布図をみると、評価する時間スケールが長くなるほど検討領域全体における影響度は大きくなるものの、影響度の分布傾向は概ね同様である。全体的な分布傾向としては、西側の海域に比べて東側の陸域の影響度が高く、陸域では 100 万年ケースに比べて数十万年ケースのほうが影響度が大きくなる場所があることが確認できる。これは、時間スケールが長くなることで移行時間の平均値が長くなり、変動係数が小さく見積もられることに起因すると推察される。また、時間スケールが長くなると検討領域全体で変化量が大きくなる傾向はあるものの分布傾向に顕著な違いは見られない。図 2.3-29 及び図 2.3-30 の鉛直断面図からは、移行時間の影響度は陸部及び海部ともに深度方向に小さくなる傾向があるものの、変化量は海部では深度方向に大きくなるが、陸部では深度方向の違いが小さい。また、陸部では幌延断層と大曲断層間において影響を受けやすかつ、変化量も大きい傾向にある。これは後述するように、感度パラメータとして設定した不連続永久凍土及び断層の透水性（表 2.3-7）が、陸部にのみ影響を与えていることに起因する。

さらに、東濃地域と同様に地下水の移行時間の変動係数分布と標準偏差分布を用いて、影響因子による地下水流動状態の長期的な変動性の空間的分布について検討した。図 2.3-31 に、評価時間スケールを 100 万年とした場合の標高・1000 m における地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布を示す。東濃地域と同様に幌延地域においても、地下水流動特性の影響度分布及び変動幅分布を用いることで、自然現象が地下水流動特性に及ぼす影響度の大小やその変動幅といった地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布を評価できると考えられる（図 2.3-31）。

表 2.3-8 時間スケールに着目した統計解析（幌延地域）

統計解析ケース	地下水流動特性の影響因子						備考
	地形変化	気候変動		水理特性の変化			
		涵養量の変化	海水準変動	断層の分布	断層の透水性	地層の透水性	
100万年	○	○	○	○	○	○	・水理モデル: 全モデル ・感度解析ケース数: 56ケース
数十万年	○	○	○	○	○	○	・水理モデル: 現在, 33万年前モデル ・感度解析ケース数: 40ケース

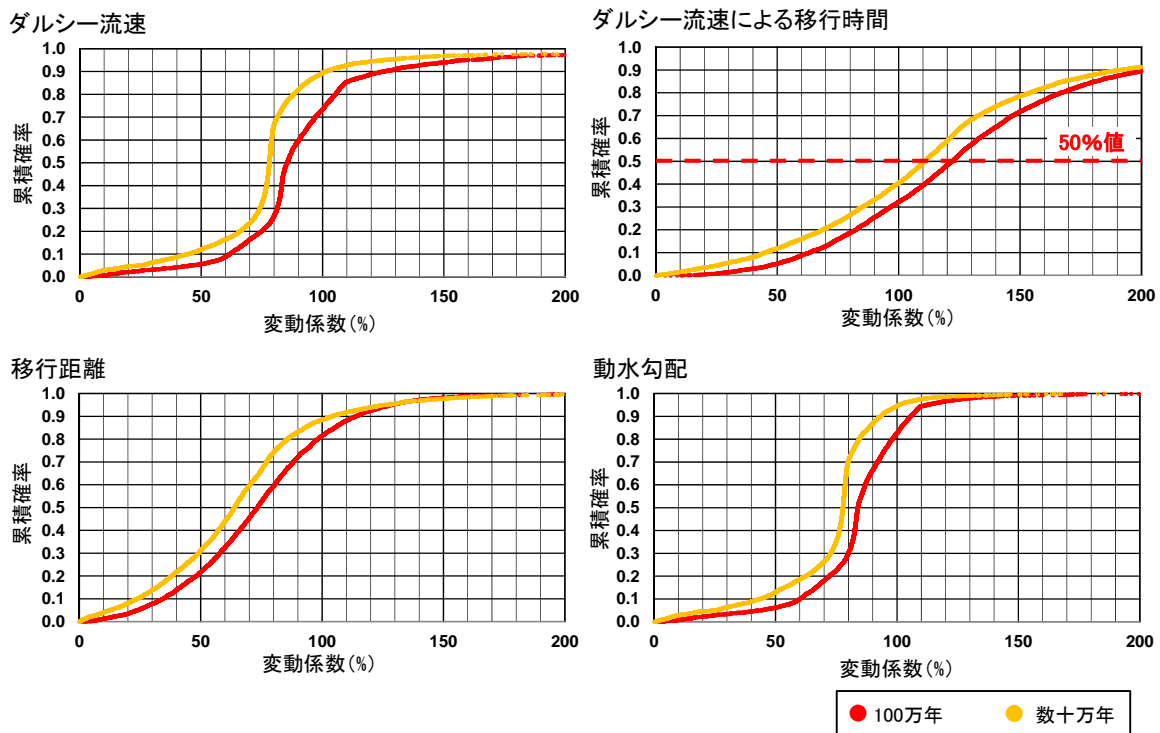


図 2.3-26 時間スケールに着目した統計解析結果（変動係数：幌延地域）

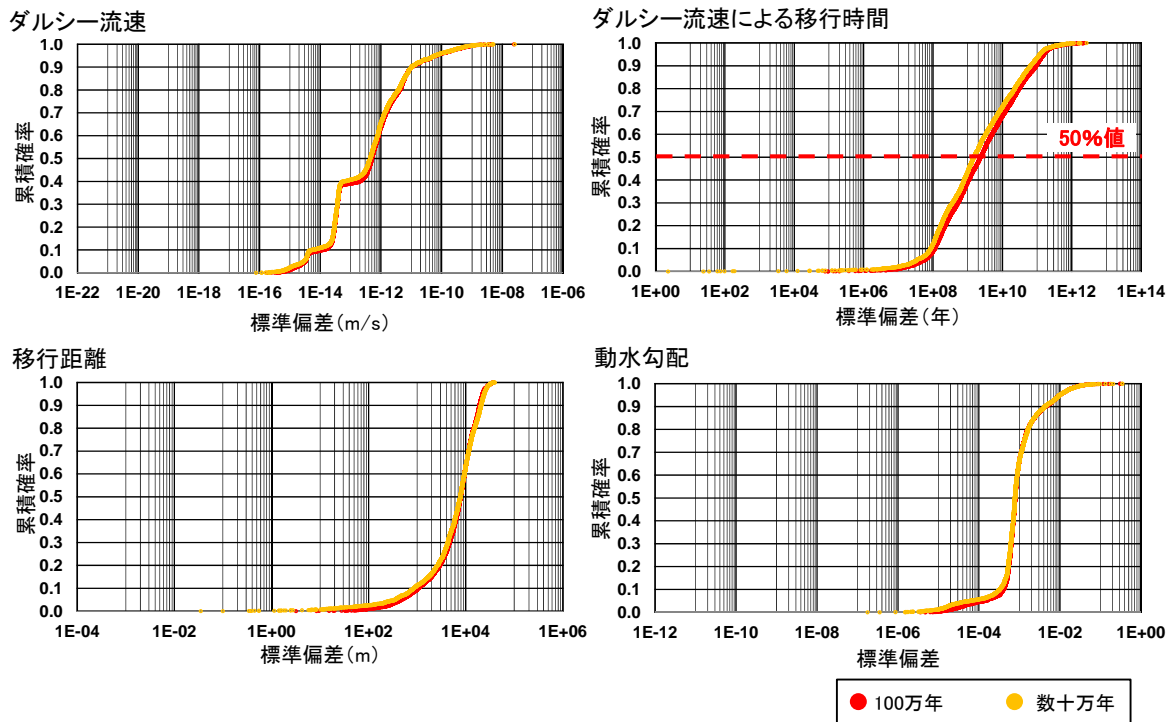


図 2.3-27 時間スケールに着目した統計解析結果（標準偏差：幌延地域）

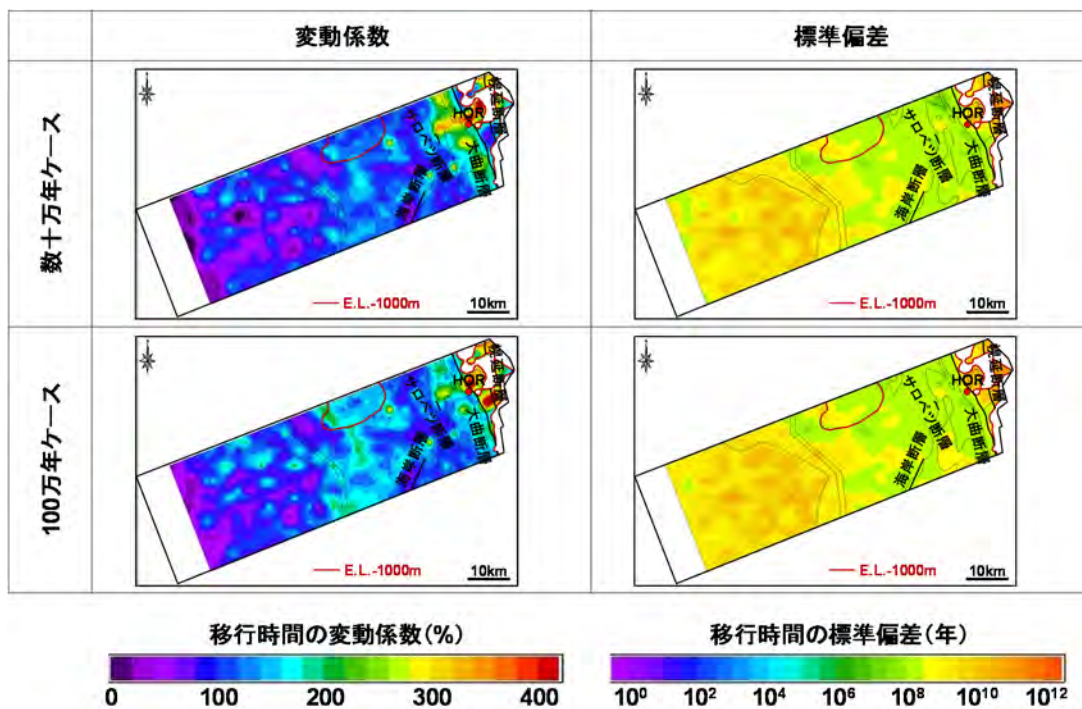


図 2.3-28 移行時間の変動係数及び標準偏差分布（幌延地域，水平断面：標高-1000m）

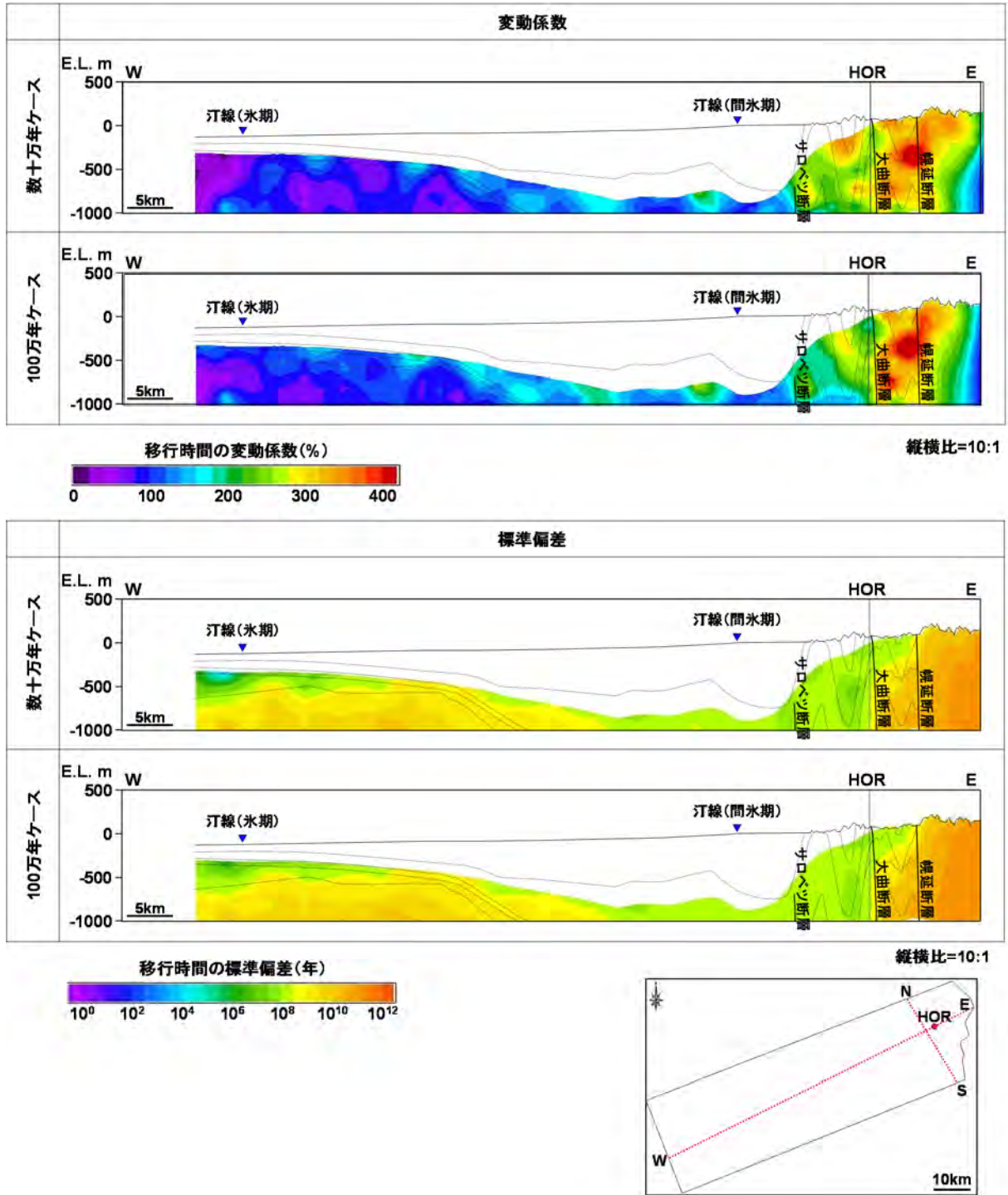


図 2.3-29 移行時間の変動係数及び標準偏差分布（幌延地域，鉛直断面：E-W 断面）

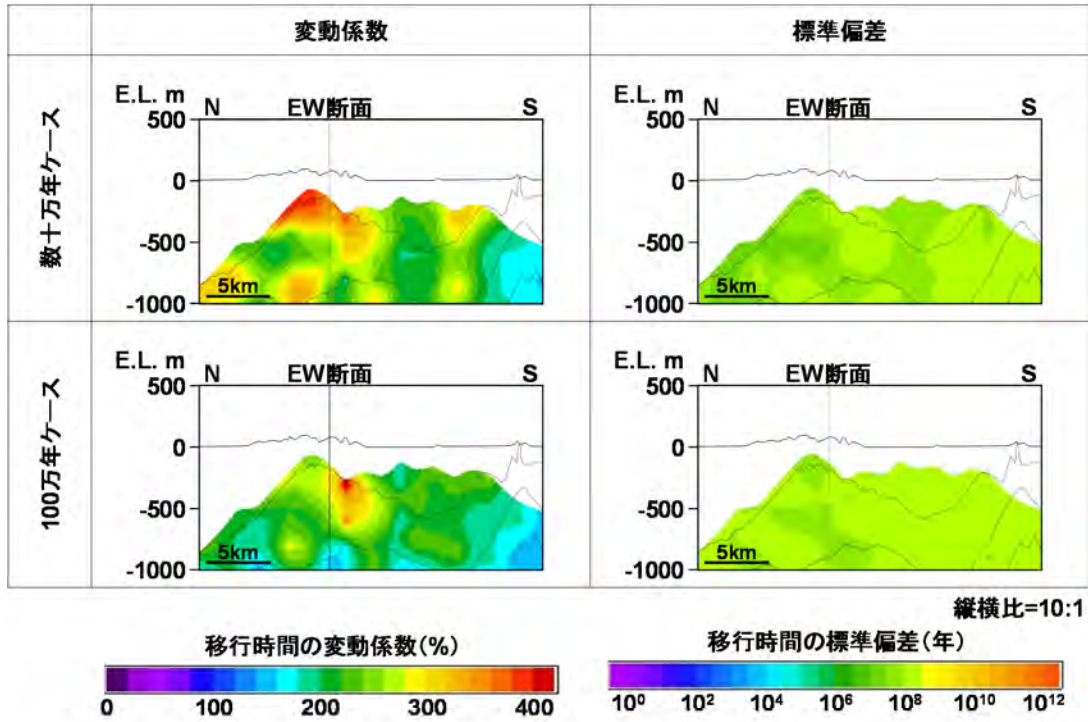


図 2.3-30 移行時間の変動係数及び標準偏差分布（幌延地域，鉛直断面：N-S断面）

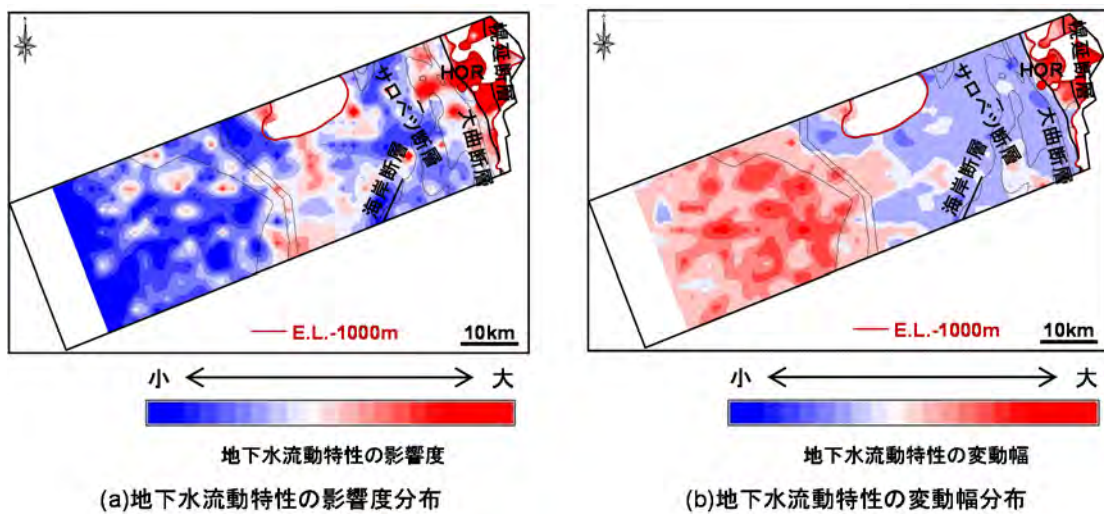


図 2.3-31 地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布（幌延地域）
（評価時間スケール：100万年，水平断面：標高-1000m）

② 地下水流動特性評価における重要因子の抽出

幌延地域において長期変遷を考慮した地下水流動特性を評価するにあたっての重要因子を抽出するために、各重要因子を感度パラメータとした解析ケースのみで統計解析を実施し、重要因子が地下水流動特性に及ぼす影響度を比較した(図 2.3-32)。各重要因子による影響度をみると、本検討で考慮した断層の分布や透水性、地質の透水性の変化のみの影響は陸部のみの局所的なものであり、その影響範囲は小さいことが確認できる(図 2.3-32)。このことから、本検討領域の空間スケール(約 90 km×約 30 km)全体を評価する場合には、地形変化及び気候変動による影響が支配的であると推察される。さらに、気候変動に関しては変動係数の累積確率分布の分布形状から、本検討条件下での不連続永久凍土の影響が比較的広範囲に及ぶことがわかる(図 2.3-32)。一方で、図 2.3-33 に示した標準偏差の累積確率分布をみると、不連続永久凍土の有無による移行時間の変化量は、他の気候変動(涵養量及び海水準変動)の影響と比べて2オーダー程度小さいことが確認できる。

上記のとおり、幌延地域においては地形変化及び気候変動が、数十 km の空間スケールにおける長期変遷を考慮した地下水流動特性を評価するにあたっての重要因子である。

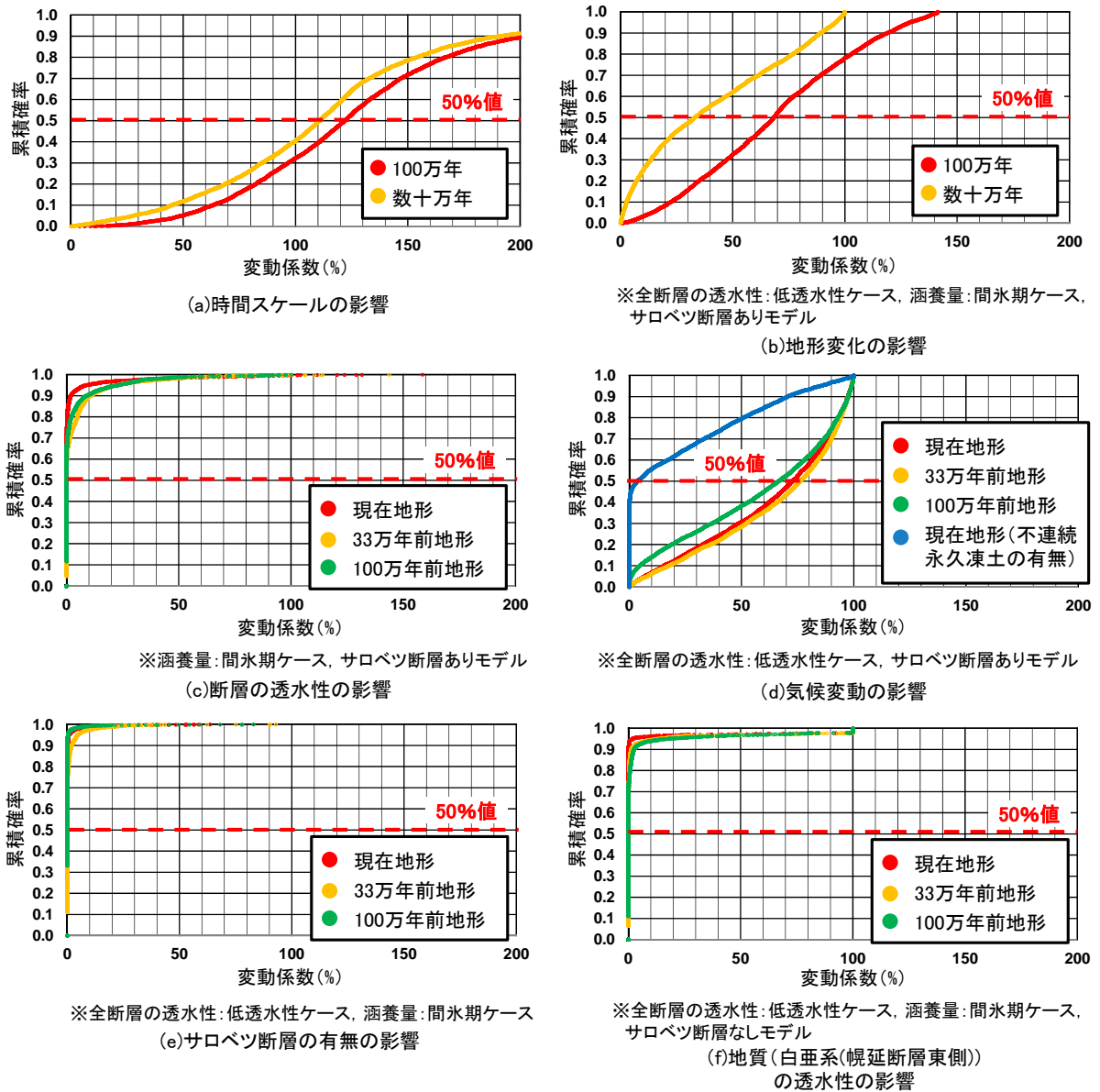


図 2.3-32 重要因子による影響度の比較 (幌延地域, 地下水の移行時間の変動係数)

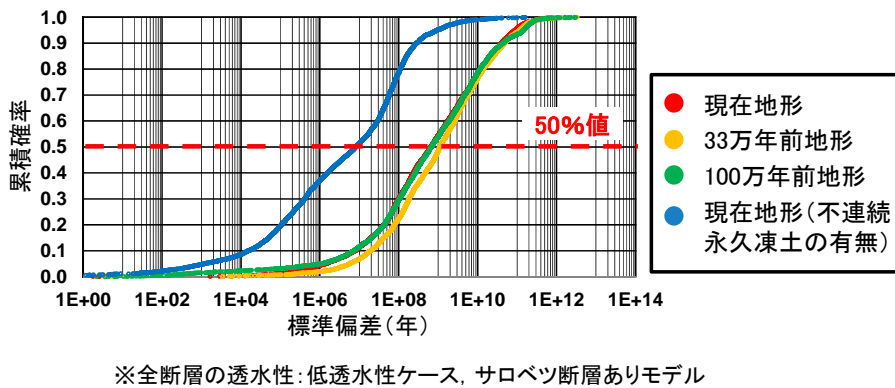


図 2.3-33 不連続永久凍土による変化量 (幌延地域, 地下水の移行時間の標準偏差)

(3) 東濃及び幌延地域における検討結果の比較

(1)及び(2)における検討結果に基づき、山間部である東濃地域と平野部である幌延地域における地下水流動特性及びその長期変動特性の違いを整理した(図 2.3-34、図 2.3-35、表 2.3-9)。比較対象は、両地域にある深地層研究施設からの深度 1000 m を基準とした。

地下水流動特性について比較すると、東濃地域に比べて幌延地域の地下水流動特性が非常に緩慢であり、両地域における地下水流動の時間スケールが大きく異なることがわかる。一方で、地下水流動の長期変動傾向については、東濃地域と比較して幌延地域のほうが自然現象の変化に対する感度が高く、地下水移行時間の変動係数の累積確率分布の 50 % 値でみると、幌延地域では東濃地域の 2 倍程度大きな値となる。また、自然現象に伴う地下水流動特性の変化量も、地下水の移行時間そのものが長い幌延地域のほうが大きな値を示しており、標準偏差の累積確率分布の 50 % 値でみると、5 オーダー程度の違いがある。

これらのことから、平野部は山間部と比較して地下水流動は緩慢であるものの、自然現象の変化に対する感度が高い特徴があると言える。ただし、平野部と山間部では地下水流動の時間スケールが大きく異なることを踏まえて、地下水流動状態の長期的な変動性を評価することが重要である。

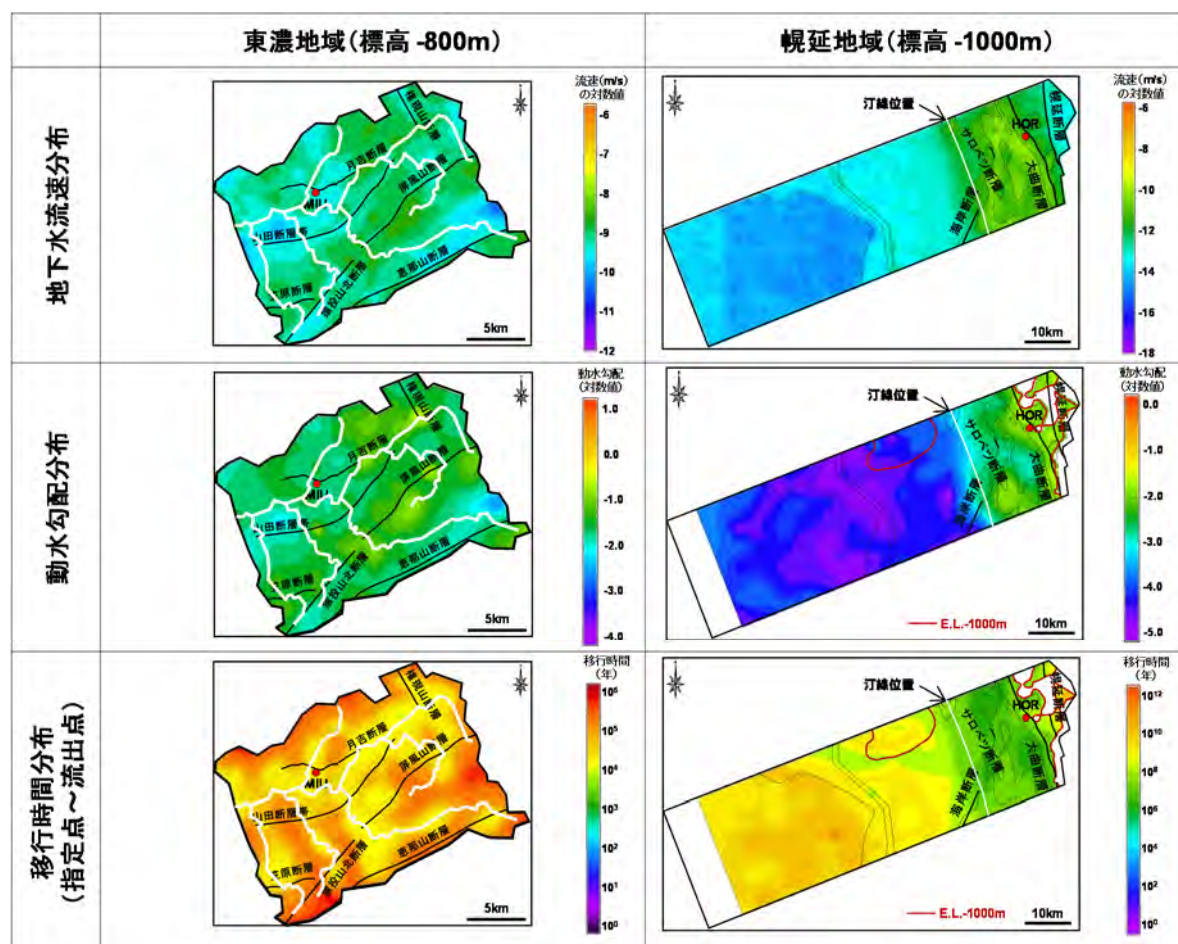


図 2.3-34 東濃及び幌延地域における地下水流動特性の比較
(基本ケース、深地層研究施設を基準とした約深度 1000 m の水平断面)

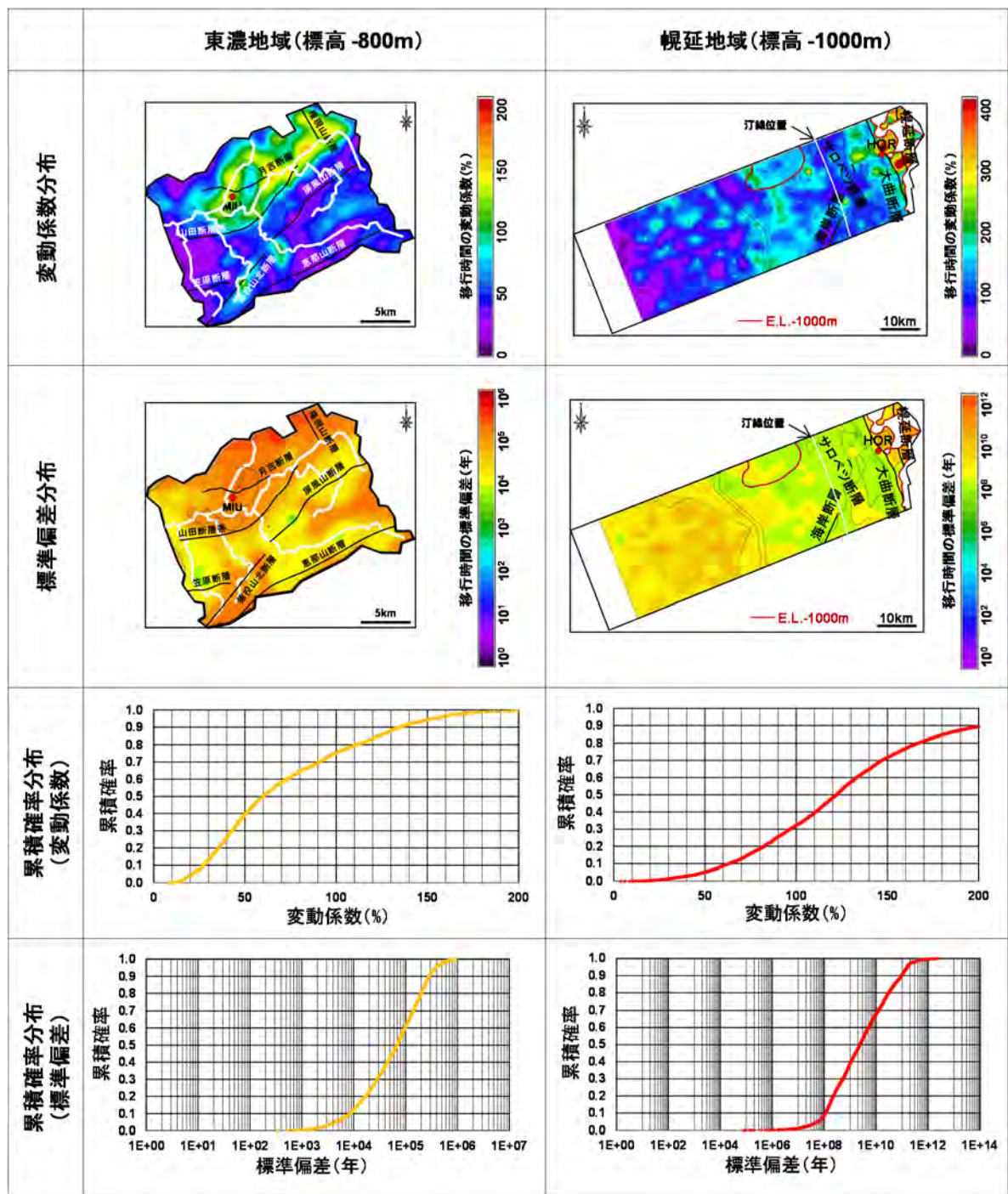


図 2.3-35 東濃及び幌延地域における地下水流動の長期変動特性の比較（地下水の移行時間，時間スケール：100 万年，深地層研究施設を基準とした約深度 1000 m の水平断面）

表 2.3-9 東濃及び幌延地域における地下水流動特性及びその長期変動特性の比較

		東濃地域(標高-800m)	幌延地域(標高-1000m)
地下水流動特性	地下水流速	<ul style="list-style-type: none"> ・屏風山などの山地部: -9乗m/sオーダー以上 ・土岐川下流域などの低地部: -10乗m/sオーダー 	<ul style="list-style-type: none"> ・陸部(汀線位置以東~幌延深地層研究センター付近): -10~-11乗m/sオーダー ・海部(汀線位置以西): -11乗m/s以下
	動水勾配	<ul style="list-style-type: none"> ・屏風山などの山地部: 0.05程度以上 ・土岐川下流域などの低地部: 0.05程度以下 	<ul style="list-style-type: none"> ・陸部(汀線位置以東~URL付近): 0.01~0.001オーダー ・海部(汀線位置以西): 0.001オーダー以下
	移行時間 (指定点~流出点; ダルシー流速)	<ul style="list-style-type: none"> ・尾根部: 10万年オーダー ・河川周辺などの低地部: 1万年オーダー 	<ul style="list-style-type: none"> ・陸部(汀線位置以東~URL付近): 100万~1億年オーダー ・海部(汀線位置以西): 1000万年オーダー以上
地下水流動の長期変動傾向	移行時間の 変動係数	<ul style="list-style-type: none"> ・検討領域北部(土岐川本流沿い): 相対的に高い傾向 ・検討領域北部以外: 相対的に低い傾向 ・累積分布関数の50%値: 60% 	<ul style="list-style-type: none"> ・全体: 海部に比べて陸部が相対的に高い傾向 ・陸部(大曲断層東側): 陸部では相対的に高い傾向 ・陸部(大曲断層西側): 陸部では相対的に低い傾向 ・海部(汀線から30km程度以内): 海部では相対的に高い傾向 ・海部(汀線から30km以上遠方): 海部では相対的に低い傾向 ・累積分布関数の50%値: 120%
	移行時間の 標準偏差	<ul style="list-style-type: none"> ・検討領域北部(土岐川本流沿い): 相対的に高い傾向 ・検討領域北部以外: 相対的に低い傾向 ・累積分布関数の50%値: 7万年 	<ul style="list-style-type: none"> ・陸部(大曲断層東側): 陸部では相対的に高い傾向 ・陸部(大曲断層西側): 陸部では相対的に低い傾向 ・海部(汀線から30km程度以内): 海部では相対的に低い傾向 ・海部(汀線から30km以上遠方): 海部では相対的に高い傾向 ・累積分布関数の50%値: 20億年

2.3.4 まとめ

平成 25 年度に整理した各地域の地下水流動特性に関わる FEP の相関に基づき、地下水流動特性に大きな影響を及ぼす可能性がある影響因子を感度パラメータとして抽出するとともに、平成 26 年度に検討した評価手法を用いた地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の推定、地下水流動特性評価における重要因子の抽出を行った。

その結果、東濃・幌延地域において、地形・地質モデル及び地表環境モデルとの統合を図りつつ、山間部及び平野部を対象とした場合の地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価、並びに地下水流動特性評価における重要因子の抽出のためのアプローチを具体例として示すことができた。影響因子による地下水流動特性の影響度及び変化量を評価するにあたっては、最も感度の高い評価項目である地下水の移行時間を評価指標をすることで、地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価が可能であることを示すことができた。また、山間部である東濃地域での数十 km の空間スケールにおける長期変遷の地下水流動特性評価における重要因子として、地形変化を抽出することができた。平野部である幌延地域においては、数十 km の空間スケールにおける長期変遷の地下水流動特性評価における重要因子として地形変化と気候変動を抽出した。さらに、平野部は山間部と比較して地下水流動特性は緩慢であるものの、自然現象の変化に対する感度が高い特徴があることを定量的に示すことができた。

今後は、平成 27 年度の検討結果を踏まえて、地形・地質モデル及び地表環境モデルの情報に基づく、水理地質構造モデルの構築、解析条件の設定及び解析結果の評価手法に至る一連の方法論を体系的に取りまとめるとともに、地球化学的指標を用いた水理モデルの定量的な検証を進める必要がある。

引用文献

- 1) Organisation for Economic Co-operation and Development/Nuclear Energy Agency, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 92p.
- 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的変遷の影響に関する研究, JAEA-Research 2009-001, 2009, 116p.
- 3) Ohyama, T. and Saegusa, H., GEOMASS System, Japan Atomic Energy Agency, JAEA-Testing 2008-007, 2009, 248p.
- 4) 野原 壯, 梅田浩司, 笹尾英嗣, 花室孝広, 齋藤龍郎, 安江健一, 丹羽正和, 眞島英壽, 島田耕史, 山田国見, 二ノ宮 淳, 根木健之, 田力正好, 鎌滝孝信, 草野友宏, 中司 昇, 地質環境の長期安定性に関する研究 年度報告書 (平成 18 年度), JAEA-Research 2008-062, 2008, 61p.
- 5) 吉沢達夫, シュリヤンギ, 渡辺邦夫, 大澤英昭, 石山宏二, 透水性に着目した断層破碎帯の構造特性評価, 土木学会第 53 回年次学術講演会講演概要集第 3 部(A), 1998, pp.556-567.
- 6) Lockner, D., Naka, H., Tanaka, H., Ito, H. and Ikeda, R., Permeability and Strength of Core Samples from the Nojima Fault of the 1995 Kobe Earthquake, Proceedings of the International workshop on the Nojima fault core and borehole data analysis, 1999, pp.147-152.
- 7) 竹内真司, 下茂道人, 西嶋 望, 後藤和幸, 1000m ボーリング孔を用いた圧力干渉試験による断層近傍の透水性調査, 第 31 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 2001, pp.296-300.
- 8) 野上道男, 細密 DEM の紹介と流域地形計測, 地理学評論, vol.68A-7, 1995, pp.465-474.
- 9) 稲葉 薫, 三枝博光, 深部地下水流動系を抽出するための後背地地形の影響を考慮した広域地下水流動解析, 地下水学会誌, 第 47 巻, 第 1 号, 2005, pp.81-95.
- 10) 尾上博則, 三枝博光, 大山卓也, ローカルスケールの地下水流動解析 – サイトスケールにおけるステップ 4 の地下水流動解析の境界条件の設定 –, JAEA-Research 2007-035, 2007, 63p.
- 11) 尾上博則, 小坂 寛, 竹内竜史, 三枝博光, 超深地層研究所計画 (岩盤の水理に関する調査研究) 第 2 段階におけるサイトスケールの水理地質構造モデルの構築, JAEA-Research 2015-008, 2015, 146p.
- 12) 国土技術研究センター, 河川堤防の構造検討の手引き, 2002, 192p.
- 13) 山石 毅, 小林 仁, 谷藤吉郎, 岡本明夫, 登坂博行, 小島圭二, 地下石油備蓄基地建設に伴う水文・水理挙動の数値シミュレーション, 地下水学会誌, 第 40 巻, 第 2 号, 1998, pp.167-183.
- 14) 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, No.1, 2009, pp.40-53.
- 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 確証技術開発 報告書, 2014, 198p.
- 16) 操上広志, 竹内竜史, 藪内 聡, 瀬尾昭治, 戸村豪治, 柴野一則, 原 稔, 國丸貴紀, 幌延深地層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究, 土木学会論文集 C, Vol.64, No.3, 2008, pp.680-695.
- 17) 伊藤成輝, 越谷 賢, 丸井敦尚, 幌延沿岸域における地下水流動・塩淡水境界解析の初期モデル構築, 地下水学会誌, 第 52 巻, 第 4 号, 2010, pp.381-394.
- 18) 前川恵輔, 三枝博光, 稲葉 薫, 下河内隆文, 幌延沿岸域を対象とした地下水流動評価のためのモデル化・解析 (受託研究), JAEA-Research 2010-001, 2010, 238p.
- 19) 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.
- 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 成果報告書, ISSN 1881-8838, 2011, 209p.
 - 21) 財団法人電力中央研究所, 平成 22 年度 地層処分技術調査等委託費 (地層処分共通技術調査: ボーリング技術高度化開発) 成果報告書, 2011, 580p.
 - 22) 竹下祐二, 地盤の浸透特性値の算定方法に関する研究, 博士論文, 岡山大学, 1990, pp143.
 - 23) Woo, M.-k., *Permafrost Hydrology*, Springer, 2012, 564p.
 - 24) Abraham, J., A promising tool for subsurface permafrost mapping: An application of airborne geophysics from the Yukon River Basin, Alaska, *U.S. Geological Survey Fact Sheet* 2011-3133, 2011, 4 p.
 - 25) 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 99-021, 1999, 509p.

2.4 地球化学モデル

2.4.1 背景と目的

地球化学特性の長期変遷をモデル化するためには、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 の相関性を把握する必要がある。本事業では、地形・地質モデル、水理モデルを利用した解析結果及び古水理地質学的な検討結果に基づき、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しつつ、地下水流動解析結果の妥当性を化学的指標から評価するための方法論を整備する。平成 26 年度は、地下水流動解析により得られた地下水流動状態の長期的な変動性と地球化学特性の比較を行うために、東濃及び幌延の両地域を対象として、地下水水質や地下水年代、鉱物学的特徴などの既往の調査・研究結果を整理した。

平成 27 年度は、気候変動や表層地形の変遷といった古水理地質学的知見を踏まえて実施された地下水流動解析の結果を基に推測された地下水流動状態の長期的な変動性の小さい領域と相対的に変動性が大きい領域における地球化学特性について整理する。

2.4.2 アプローチ

(1) 地下水流動状態の長期的な変動性と地球化学特性の分布の比較

東濃及び幌延地域を事例として実施してきた地下水流動解析結果に基づいて、地下水流動状態の長期的な変動性の小さい領域（解析により抽出される変動性は、気候変動や隆起・侵食などの自然現象の影響の強弱を意味し、地下水流速や地下水の移行時間が長い場所とは限らない）と相対的に変動性が大きい領域に区分する。それらと地球化学特性の指標となる炭酸塩鉱物や含鉄鉱物などの分布、水質などを比較した上で、両領域における地球化学的特徴について明らかにする。

(2) 予察的移流分散解析

東濃地域において、瑞浪超深地層研究所周辺の深部地下水の塩分濃度分布に着目した移流分散解析を予察的に実施し、本格的な解析を実施するにあたっての課題、最適な解析条件について整理する。

2.4.3 実施結果

(1) 地下水流動状態の長期的な変動性と地球化学特性の分布の比較

1) 東濃地域

古水理地質学的知見を踏まえて実施された地下水流動解析（2.3 章参照）では、過去 100 万年間にわたる長期的な地質現象（気候変動に伴う涵養量変化や隆起・侵食に伴う地形変化など）を考慮した上で、地下水圧やダルシー流速の空間分布とそれらの長期変動性（長期的な地質現象に伴う不確実性）を提示している（図 2.4-1；図 2.3.3-13 では土岐川の南側の領域までを含む解析により、瑞浪超深地層研究所周辺が地下水流動状態の長期的な変動性の大きい領域となっているが、地球化学データとの比較のため、地球化学データが得られている土岐川の北側の領域のみについて相対的な観点で地下水流動状態の長期的な変動性の異なる領域について考察した）。ダルシー流速の変動係数、標準偏差に基づいて推定された地下水流動状態の長期的な変動性が小さい領域と相対的に変動性が大きい領域は、現在の地形、水理地質条件における広域的な地下水流動系と比較すると、下流域深部の流速が相対的に遅い領域（概ね土岐花崗岩中の下部低密度割れ目帯領域に相当）と、地下水流動の上流域及び地下水流動下流域浅部の流速が相対的に速い領域（概ね基盤岩の土岐花崗岩中の上部高密度割れ目帯領域に相当）に相当する（図 2.4-1 左下図）。変動係数、標準偏差に基づいて推定された地下水流動状態の長期的な変動性の小さい領域は気候変

動や隆起・侵食などの自然現象の影響を受けにくい場所を意味しているが、このような条件下にある場所は、結果として地下水流動が滞留的になり得る可能性が示唆された。

平成 26 年度までの受託事業報告書(日本原子力研究開発機構, 2014¹⁾, 2015²⁾)に整理した地下水や鉱物の地球化学的指標の情報を基に両領域の現在の地球化学特性を整理すると、それぞれの領域において以下のような地球化学的特徴が認められる。

・地下水流動状態の長期的な変動性の大きい領域

地下水に認められる特徴

- ✓ 塩化物イオン濃度が 50 mgL⁻¹ 以下 (図 2.4-2)
- ✓ 中性の pH
- ✓ 相対的に“重い”水素・酸素同位体比

鉱物に認められる特徴

- ✓ 花崗岩浅部(深度 200 m 前後まで)では炭酸塩鉱物の沈殿が少ない傾向がある。その一方で、深部の一部の割れ目表面に過去に海水が花崗岩中に浸透していた時代(中期中新世以前)に沈殿したと推察される炭酸塩鉱物が存在する。このため、地下水流動状態の長期的な変動性に鉱物分布に関わる化学的環境の長期的な変動性が追従しない可能性が考えられる。

・地下水流動状態の長期的な変動性の小さい領域

地下水に認められる特徴

- ✓ 塩化物イオン濃度が 50 mgL⁻¹ 以上 (図 2.4-2)
- ✓ 中性～弱アルカリ性の pH
- ✓ 相対的に“軽い”水素・酸素同位体比
- ✓ 花崗岩中で生成される放射性塩素量(バックグランド平衡値)と同等の放射性塩素濃度
- ✓ 相対的に高い ⁴He 濃度

鉱物に認められる特徴

- ✓ 多くの割れ目表面に過去に海水が花崗岩中に浸透していた時代(中期中新世以前)に沈殿したと推察される炭酸塩鉱物が存在する。

地下水流動状態の長期的な変動性の大きい領域においては、地下水中の炭酸水素イオンに含まれる放射性炭素(¹⁴C)濃度に基づく地下水年代について、岩盤中の有機物や鉱物に由来する¹⁴Cを含まないデッドカーボンの混入を補正していない年代として、数千年 - 1 万数千年と見積もられている(Iwatsuki et al., 2000³⁾)。したがって、同領域では数千年 - 数万年の時間スケールで地下水が入れ替わり得る条件にあると推察され、地下水の化学組成が、涵養する水の入れ替わりに応じて数千年 - 数万年で変化してきた可能性を示唆する。低濃度の塩化物イオン濃度、中性の pH 条件、相対的に重い水素・酸素同位体比といった地下水の特徴は、天水を起源とする水の涵養に伴う数千年 - 数万年スケールの地下水の入れ替わりと矛盾しない。

数千年 - 数万年の地下水の入れ替わり時間と同等の時間スケールで起こり得る FEP については、気候変動とそれに伴う涵養量変化が挙げられる。これらの FEP は、より長い時間スケールで進行する隆起・侵食といった FEP と比較して、より直接的に地下水の化学組成に影響を与え得る因子として抽出できる。例えば、気候変動に伴う温暖化や寒冷化により涵養量が増減した場合は、現在観察される地下水水質の深度分布が、より深部もしくは浅部に移動する可能性がある。しかしながら、地下に涵養する表層水が天水由来の淡水であり続ける限り、その化学組成は天水

と現在観察される岩盤中の鉱物との数千年 - 数万年にわたる水-岩石反応により形成されることになるため、大局的な地下水の化学組成の変化は小さいと推察される。

一方で、同領域の深部においては、一部で中期中新世以前に海水から沈殿したと推察される炭酸塩鉱物が溶解・消失することなく保存されており、地下水が塩水から淡水に入れ替わっても炭酸塩鉱物に対して飽和から過飽和となる中性～弱アルカリ性の地下水の pH 条件が維持されてきたと考えられる (Iwatsuki et al., 2002⁴⁾)。地下水の pH は主に炭酸塩鉱物と地下水の水-鉱物反応により形成されており (日本原子力研究開発機構, 2014⁵⁾)、化学組成の異なる地下水の入れ替わりがこの水-鉱物反応に与えた影響は小さかったと考えられる。また、pH 条件が維持されてきた時間スケールは、隆起・侵食といった FEP の時間スケールと同等であり、隆起・侵食が地下水流動の変化を通して間接的に深部地下水の pH に与える影響も小さいと言える。

地下水流動状態の長期的な変動性の小さい領域においては、電力中央研究所(2013)⁶⁾により、地下水の滞留時間とともにその濃度が増加する ⁴He が高い濃度で観察され、地球化学的にも長期的に滞留状態にあることが伺える (図 2.4-3)。

Metcalf et al. (2003)⁷⁾ では、相対的滞留域の地下水中の塩化物イオン濃度と放射性塩素同位体、花崗岩中で生成される放射性塩素量 (バックグランド平衡値) に基づき、百数十万年間にわたって地下水が花崗岩と接していた可能性を提示している。ただし、放射性塩素同位体の平衡値に基づく滞留年代の推定手法は、計算に用いる岩盤中に含まれる天然の放射性元素(ウランなど)含有量の不均質性に由来する不確かさを伴う。

また、地下水中の ¹⁴C 濃度については、瑞浪超深地層研究所の深度 500 m において予察的に 2pMC 前後と求められている (Nakata et al., 2016⁸⁾)。 ¹⁴C 濃度から地下水の滞留時間を推測するためには、調査地域の岩盤中の有機物や炭酸塩鉱物から地下水中に供給される無機炭素の混入量を踏まえて地質環境に応じた地球化学モデルを構築した上で、それに基づいて Nakata et al., (2016)⁸⁾に示されている ¹⁴C 濃度を補正する必要がある。平成 27 年度は、補正のための地球化学モデルを未構築であるため、正確な地下水の滞留時間を見積もることができないが、未補正の地下水の滞留時間は約 3 万年程度と見積もられる。通常、地球化学モデルによる補正を経た滞留時間は、未補正の値に比べて若くなるため、瑞浪超深地層研究所の深度 500m の地下水の滞留時間は 3 万年未満と推察される。

地下水流動解析では、現在の気候条件、水理地質条件下で相対的滞留域における地下水のダルシー流速を 10^{-10} ms^{-1} オーダーと推定している。このダルシー流速では、100 m の距離の地下水の移動時間は数万年程度と見積もられ、放射性塩素同位体の平衡値により推測された地下水の滞留年代と矛盾するものの、¹⁴C 濃度に基づく地下水年代とは整合的である。今後は、地球化学モデルの構築とそれに基づく ¹⁴C 年代の補正を経た上で再確認を行う必要がある。また、後述する移流分散解析による地下水の移行時間スケールと地球化学特性の比較、再検証を行う必要がある。

地球化学特性に影響を与え得る FEP を明確にするためには、¹⁴C 濃度に基づく地下水年代を精査したうえで、各 FEP の時間スケールとの比較を行って、重要な FEP を明確化していくことが課題として挙げられる。

加えて、地下水の化学組成は長期的な地下水流動の変化に影響を受け得るものの、水-鉱物反応が主な形成プロセスとなる pH や酸化還元電位などについては、地下水流動の変化に伴う影響が小さいと考えられるため、化学組成と pH・酸化還元電位の長期変動を考察するためには各項目が変化する領域を整理分類 (システム区分) した上で、今後の考察を区別して行う必要があると考えられる。例えば、平成 26 年度までの受託事業で整理した FEP や現在の水理地質構造と本年度の地下水流動解析で得られた知見を踏まえて概略的に土岐川より北側の領域のシステム区分を行うと、図 2.4-4 のように表現することができる。なお、酸化還元電位については、別途行っ

ている要素技術開発の今後の成果に基づく整理が必要である。地下水の化学組成、pH 条件のそれぞれが長期的に安定であった領域は、現在の地下水流動系下流側の深部（花崗岩下部割れ目低密度帯）と推定できる。ただし、この領域の地下水の化学組成の安定性については、現時点で明らかになっていない地下水の年代を把握した上で、どの程度の時間スケールで安定と言えるのか更なる考察が必要である。

2.4 章では、主に地球化学データが得られている土岐川より北側の領域について、地下水流動状態の長期的な変動性と地球化学特性の関連について検討したが、2.3 章に示されるように、地下水流動状態の長期的な変動性の小さいと目される領域は、土岐川より南側の領域に分布しており、これらの領域では、より滞留的な地下水が存在する可能性もある。

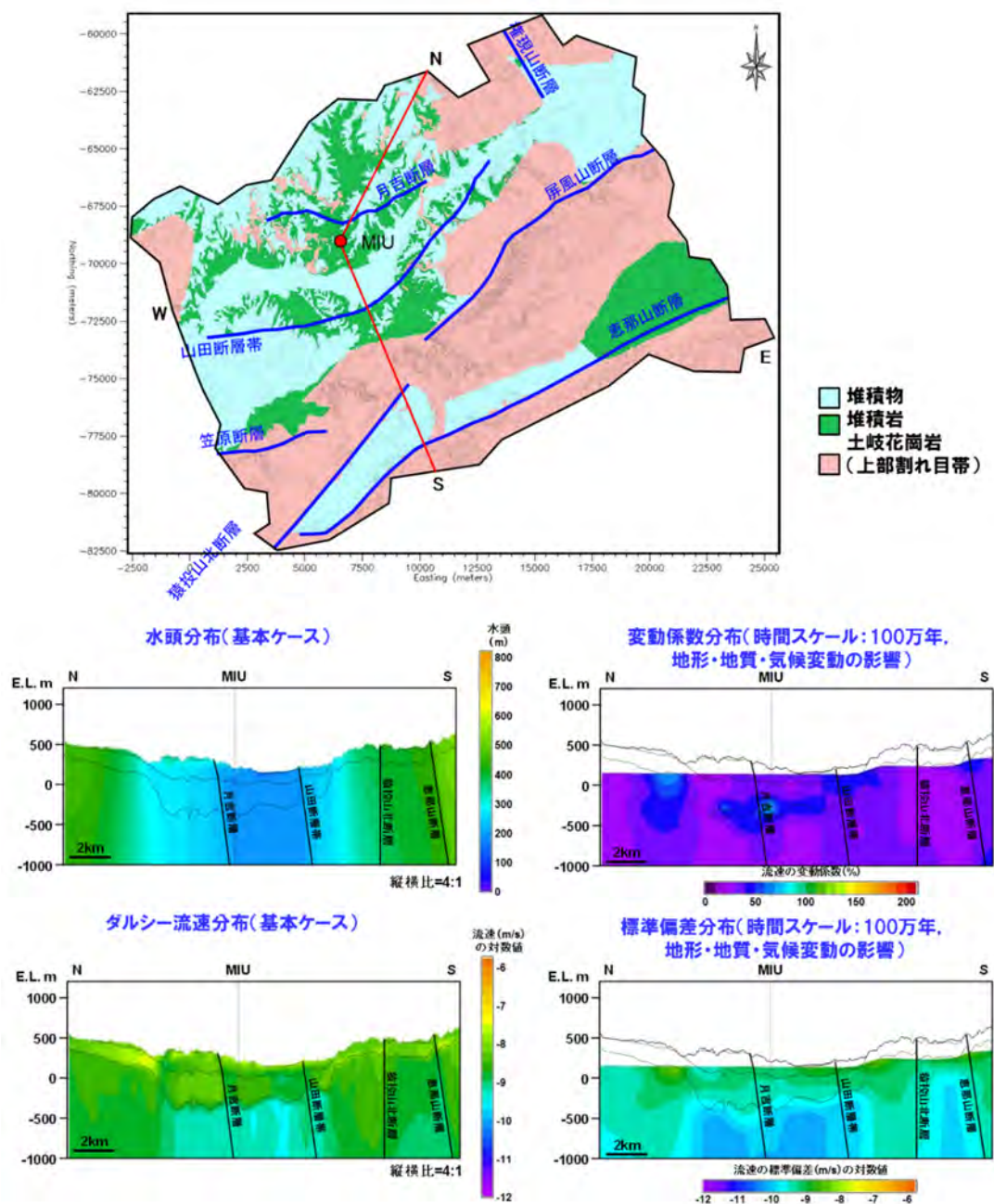


図 2.4-1 東濃地域の地下水水質分布に影響を与えらると思われる長期的な地下水流動特性 (2章3節3項(1)の結果を再整理)

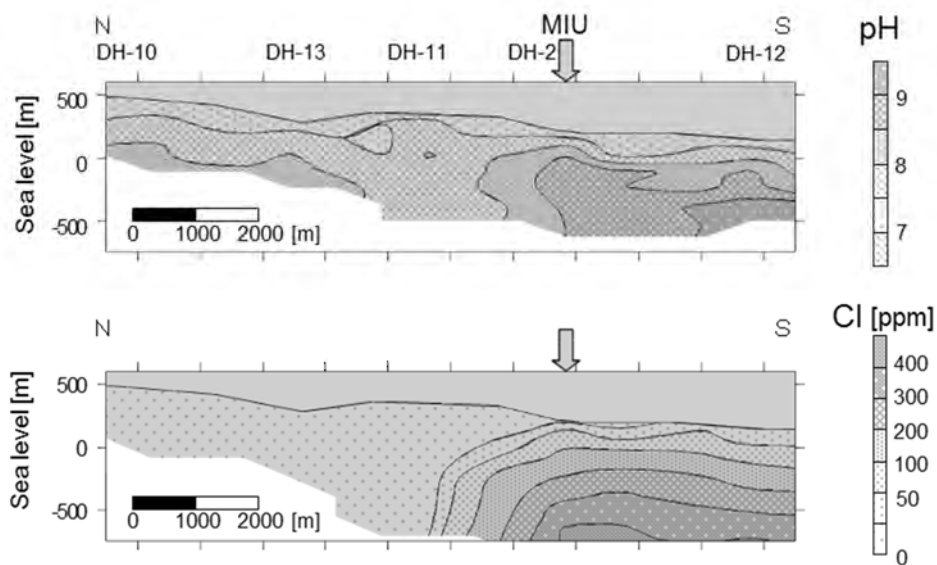


図 2.4-2 東濃地域における地下水の水質分布（塩化物イオン濃度）
（原子力機構, 2014¹⁾）

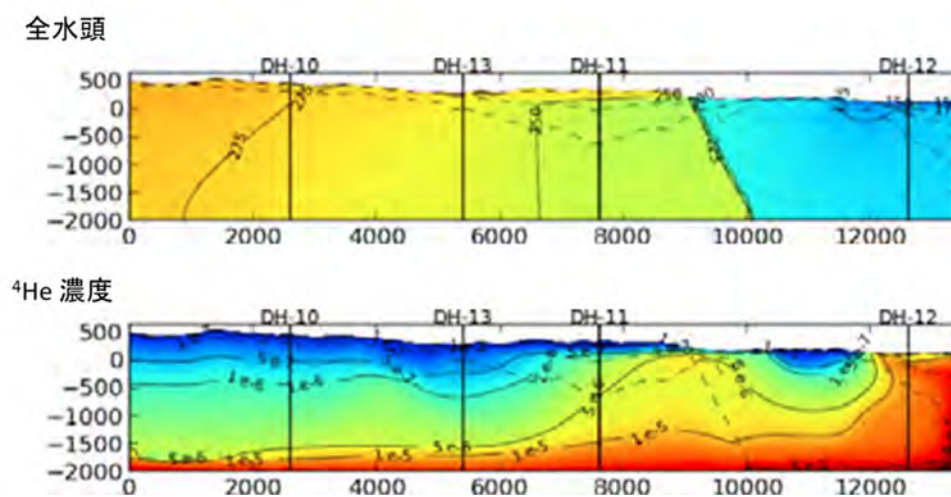


図 2.4-3 地下水中の ^4He 濃度の空間分布
（電力中央研究所, 2013⁶⁾）

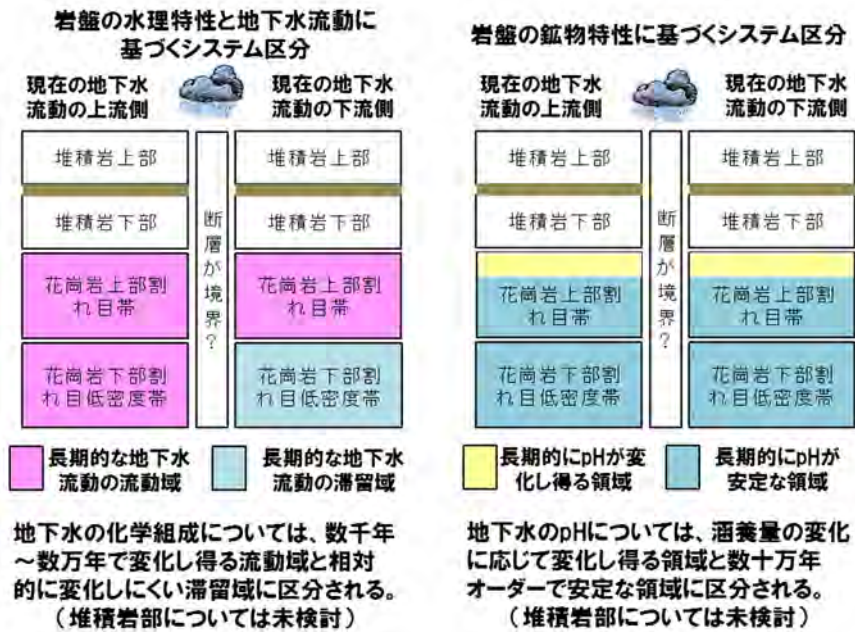


図 2.4-4 各地球化学特性の長期変化を考察するためのシステム区分（東濃地域）

2) 幌延地域

幌延地域において地球化学データが得られているのは、主に幌延深地層研究センター周辺と現在の海岸線（汀線の陸側）に位置する浜里地区であり、それぞれ新第三系の堆積岩（声問層、稚内層）と鮮新世 - 更新世の堆積岩（更別層、勇知層）が分布する。

2.3 章の地下水流動状態の長期的な変動性の解析においては、気候変動とそれに伴う永久凍土の形成、地層の隆起・侵食、断層形成や地層の圧密などに伴う水理地質特性の変化のため、水頭分布、ダルシー流速とその変動係数、標準偏差に基づいて推測される地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布に関わる移行時間やダルシー流速の不確実性（長期的な地質現象に伴う不確かさ）が大きくなっている（図 2.3.3-28 - 図 2.3.3-31）。平成 27 年度の検討では、過去から現在にかけて新たに堆積した地層（更別層）には解析評価点を設定していないため、海岸部に分布する更別層の大部分において地下水流動の長期安定性に関わる変動係数、標準偏差が見積もられていないものの、深部（勇知層）の地下水流動状態の長期的な変動性が小さい領域と推測される。一方で幌延深地層研究センター周辺は、深部と比較すると相対的に地下水流動状態の長期的な変動性が大きい領域となる。

これまでの調査により幌延深地層研究センター周辺の地下水は、新第三系の堆積岩（声問層、稚内層）が堆積する過程で地層中に取り込まれた海水が残留・変質（化石海水化）して、現在の化学組成が形成されたと推測されている（岩月ほか, 2009⁹⁾）。ただし、現在観察される地下水の塩分濃度は現海水の 1/2～1/3 程度であり、堆積岩の形成とともに海水由来の地下水が形成されてから現在までに、何らかの地質現象により地下水の塩分濃度を変動（希釈）させたプロセスがあったことになる。希釈のプロセスについては、浅部（主に声問層 - 稚内層浅部）では隆起・侵食、しゅう曲・とう曲・断層形成時の高透水性の水理地質特性の形成と、それに伴う天水の浸透などが想定できる。深部（稚内層深部）においては、天水の深部への浸透、続成作用の過程でシリカ鉱物から排出される水による希釈（甲斐・前川, 2009¹⁰⁾）といった可能性が挙げられている。しかしながら、稚内層では約百万年前までの沈降時に地層の圧密により難透水性の水理特性が形成されており、陸化した後に天水が稚内層深部に浸透した可能性は小さいと考えられる。また、シ

リカ鉱物からの脱水による希釈プロセスについては、稚内層の層厚を考慮すると堆積時に残留した海水の塩分濃度を 1/2 - 1/3 程度まで希釈するだけの淡水を供給することはできない。そのため、稚内層以深の増幌層からも脱水により淡水が供給された可能性がある。地下水の化学組成については、堆積時に残留した海水が、水-鉱物（有機物）-ガス-微生物反応を伴う続成作用により化石海水に特徴的な化学組成（マグネシウムや硫酸イオンが減少し、無機・有機炭素、ヨウ素、アンモニウムイオンなどが増加）になっている。以上の塩分濃度の希釈や化学組成の変化は、主に地層堆積初期から沈降時に起こったと考えられる（岩月ほか, 2009⁹⁾）。

地下水の pH、酸化還元電位については、現在、中性 pH かつ強還元状態にあり、岩盤中の微生物による生物化学反応や炭酸塩鉱物の沈殿・溶解などの無機化学反応により維持されてきたと考えられている。酸化還元電位は概ね -250 ~ -200 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, 2009⁹⁾）。

以上の事から、地下水の塩分濃度や化学組成の長期変化に影響を与えてきた FEP として、声問層~稚内層浅部では隆起・侵食、しゅう曲・とう曲・断層形成→高透水性の水利地質特性の形成→天水の浸透、稚内層深部では地層沈降→地層圧密→シリカ鉱物からの脱水、両地層における水-鉱物（有機物）-ガス-微生物反応が挙げられる。

現在の地下水の滞留年代については、⁴He 濃度により稚内層深部の地下水年代が 100 万 - 1,000 万年、稚内層浅部（深度 250 m 以浅）の地下水年代が 100 - 200 万年と見積もられている（中田・長谷川, 2010¹¹⁾）。また、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（中田ほか, 2009¹¹⁾；中田・長谷川, 2010¹²⁾；柏谷ほか 2010¹³⁾）。

幌延深地層研究センター周辺においては、海岸部深部と比較して相対的に地下水流動状態の長期的な変動性が大きい領域と目されるものの、地下水の滞留年代が 100 万年オーダーであり、かつ化石海水由来の地下水が長期的に賦存しており、地球化学特性は長期的に安定状態にあったと言える。

海岸部に分布する勇知層は鮮新世 - 更新世の浅海成の堆積物であり、更別層は下部で鮮新世の浅海成 - 汽水成、上部で更新世の浅海成 - ラグーン成の堆積物とされている。同地域では、沿岸域プロジェクト（丸井ほか, 2010¹⁴⁾、2011¹⁵⁾）により現在の海岸線（汀線）の深度 1,000 m 付近まで掘削されたボーリング孔での調査で、沖積層および更別層の深度 500 m 付近まで天水由来の淡水系地下水が分布しており（水素・酸素同位体比から氷河期に涵養した天水である可能性が示唆されている）、深度 800 m 以深の勇知層および声問層で塩化物イオン濃度が現海水と同等の地下水が分布することが明らかになっている。また、深度 500 - 800 m の勇知層は、深度 800 m 以深の滞留的塩水系地下水と深度 500m 以浅の淡水系地下水の混合領域と考えられ、両地下水の混合は拡散プロセスにより起こっている可能性が示唆されている。深度 800 m 以深の地下水の化学組成については、臭素やアンモニウムイオンの増加、水-岩石反応に伴う酸素同位体シフトなどの観察結果に基づいて化石海水化が進んでいることが示唆されている（井川ほか, 2010¹⁶⁾）。地下水の pH については、コア抽出水のデータとして、深度に依存せず 8 付近の弱アルカリ性を示している（伊藤ほか, 2010¹⁷⁾）。酸化還元電位については、調査データが得られていない。

地下水年代については、勇知層（深度 800 m 以深）における ³⁶Cl 濃度による評価において、放射平衡時の ³⁶Cl / Cl 比を 6×10^{-15} と仮定した場合は数十万年、 3×10^{-15} と仮定した場合は百万年以上と見積もられている。ただし、これらの評価結果については、比較的若く圧密過程にある堆積岩では ³⁶Cl 濃度に基づく地下水年代が、実際より若く評価される可能性があることを指摘している（電力中央研究所, 2013¹⁸⁾）。一方で、深度約 500 m までの更別層中の地下水は直近 12 万

年以内の海水準変動によって入れ替わっていると推測されている（丸井ほか, 2011¹⁵⁾）。

海岸部の更別層中と海岸線から十数km内陸部に位置する幌延深地層研究センター周辺の声問層、稚内層の深度約 500 m 付近までの地下水の塩分濃度を比較すると、海岸部に位置する更別層中の地下水の塩分濃度の方が低く、海岸部に必ずしも塩水が分布するわけではないことが判る。これは、更別層と声問層・稚内層の堆積環境の違い（浅海成 - 汽水成⇔深海成）やその後の隆起・沈降・圧密過程により形成された透水特性の違い（相対的に高透水性⇔相対的に低透水性）、隆起・沈降や気候変動に伴う海水準変動の影響の違いに起因すると考えられる（図 2.4-5）。

海岸部の地下水の塩分濃度や化学組成の長期変化に影響を与えてきた FEP としては、更別層では気候変動・隆起 / 沈降・海水準変動→地下水流動の変化、勇知層では化石海水と天水由来の淡水との混合が挙げられる。

海岸部においては、深部（勇知層分布深度）が地下水流動状態の長期的な変動性の小さい領域と目されており、化石海水の特徴を示す地下水の化学組成や地下水流動の長期滞留時に形成される拡散プロセスを示唆する塩化物イオン濃度の深度プロファイルは、それを裏付けるものである。しかしながら、更別層中の地下水は、汀線周辺においても淡水の化学組成を示しており、地球化学的に長期滞留状態とは言えない。今後は、平成 27 年度の検討で得られなかった更別層中の地下水流動状態の長期的な変動性に関わる解析に基づき、地下水の入れ替わりの時間スケールと地球化学特性の整合性について確認する必要がある。

以上の知見を踏まえると、幌延地域における地球化学特性の長期安定領域は幌延深地層研究センター周辺と海岸部の各領域の FEP を整理した上で図 2.4-6 のように領域区分することができる。

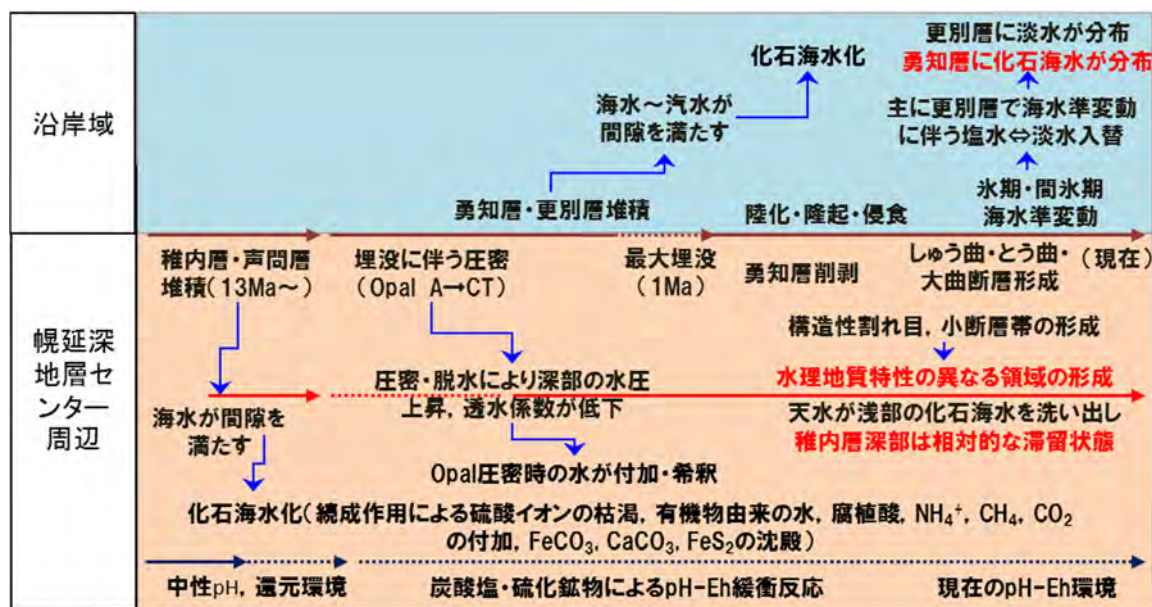


図 2.4-5 幌延深地層研究センターおよび海岸部における地質現象と地球化学特性

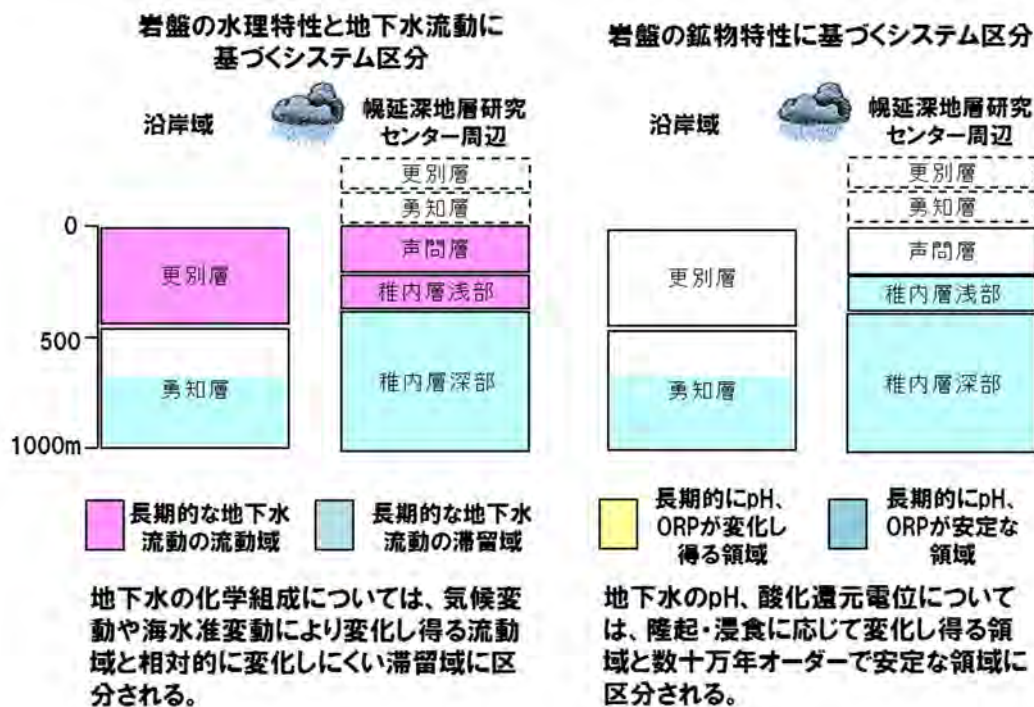


図 2.4-6 各地球化学特性の長期変化を考察するためのシステム区分（幌延地域）

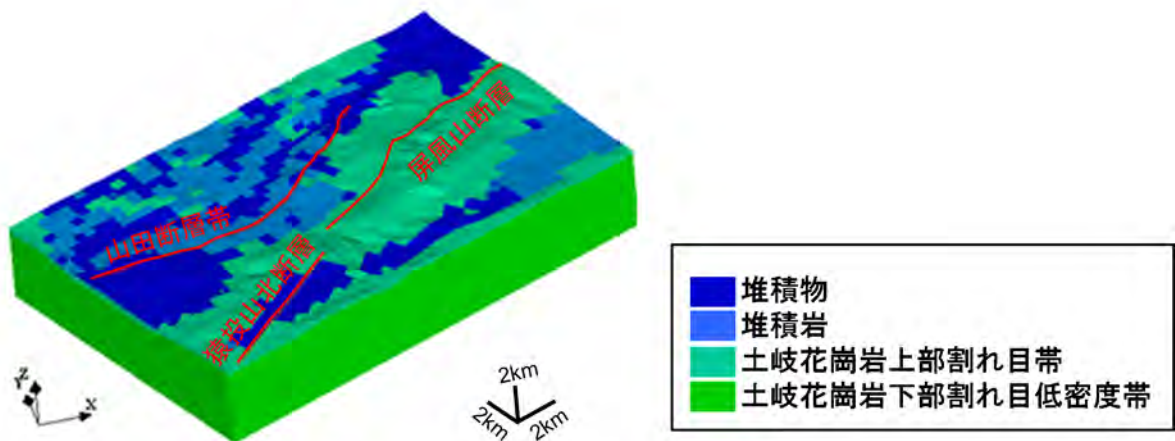
東濃地域と幌延地域において地下水の滞留時間スケールは大きく異なり、深度 500 m までの領域では、東濃地域においては相対的滞留域と判断された場所においても数万年、幌延地域では数十万年～百万年スケールになる。また、幌延地域では相対的流動域の海岸部浅部においてもその移動は海水準変動が誘因となるため数万年スケールの滞留状態が想定される。

(2) 予察的移流分散解析

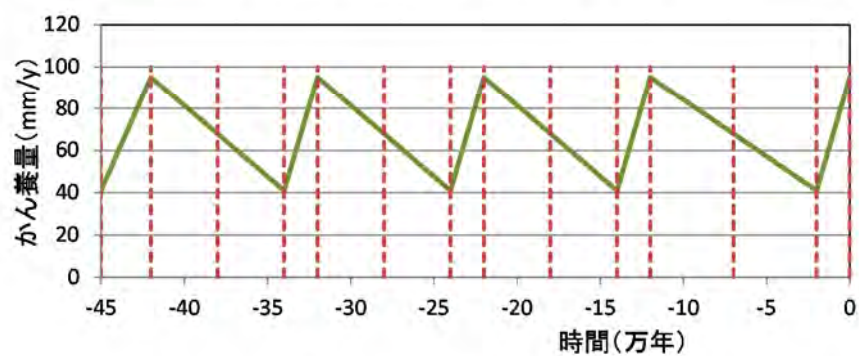
(1)で前述したように、東濃地域における地下水流動解析結果に基づき推定された地下水の移動時間と、放射性塩素同位体の平衡値により推測された地下水の滞留年代の矛盾の要因分析に資する予察的検討として、瑞浪超深地層研究所周辺の深部地下水の塩分濃度分布に着目した移流分散解析を実施した。移流分散解析は、平成 26 年度に東濃地域での SMS の適用性確認を目的として構築した水理モデル及び解析条件（日本原子力研究開発機構，2015²⁾）を用いて実施した（図 2.4-7）。なお、移流分散解析の初期条件は、検討領域全体が塩水で満たされているものと仮定した。

図 2.4-8 に、移流分散解析による地下水の塩分濃度分布の時間変化を示す。なお、同図には図 2.4-7(b)中の赤色破線の時間断面の解析結果を示した。解析結果からは、検討領域内の塩水が時間の経過と共に洗い出されて淡水になる過程が確認できるものの、その変化は早く、45 万年前を基準として 3 万年後には地表から深度 2 km 程度における地下水は概ね淡水化しており、27 万年後には検討領域全体が淡水に置換されている。前述のとおり、相対的滞留域では百数十万年間にわたって地下水が花崗岩と接していた可能性が示唆されており、解析結果から推定された地下水の移行時間スケールとは大きく異なる。この移行時間スケールの差異の要因としては、地下水の流動特性や地球化学特性の長期変化に影響を及ぼす可能性のある水理地質構造が適切に解析に反映されていない可能性が挙げられる。2.3 章に示したように、平成 27 年度の検討では 100 万年以前から現在までの五つの時間断面において、7 条の断層が考慮されたより詳細な水理モデルが構築

されている。また、東濃地域における調査研究では、堆積岩中に分布する低透水性の泥岩層（キャップロック構造）が地下水の流動特性や地球化学特性に大きな影響を及ぼす重要な水理地質構造の一つであることが確認及び推定されている¹⁹⁾。今後取り組むべき課題として、平成 27 年度に構築した水理モデルをベースとし、キャップロック構造などの水理地質構造を考慮した移流分散解析を実施し、地球化学的な比較検討を実施することが必要と考えられる。



(a)水理モデル(水理地質構造区分を表示)



(b)移流分散解析に考慮した涵養量の時間変化

図 2.4-7 東濃地域を対象とした SMS による移流分散解析の水理モデル及び上部境界条件 (日本原子力研究開発機構, 2015²⁾)

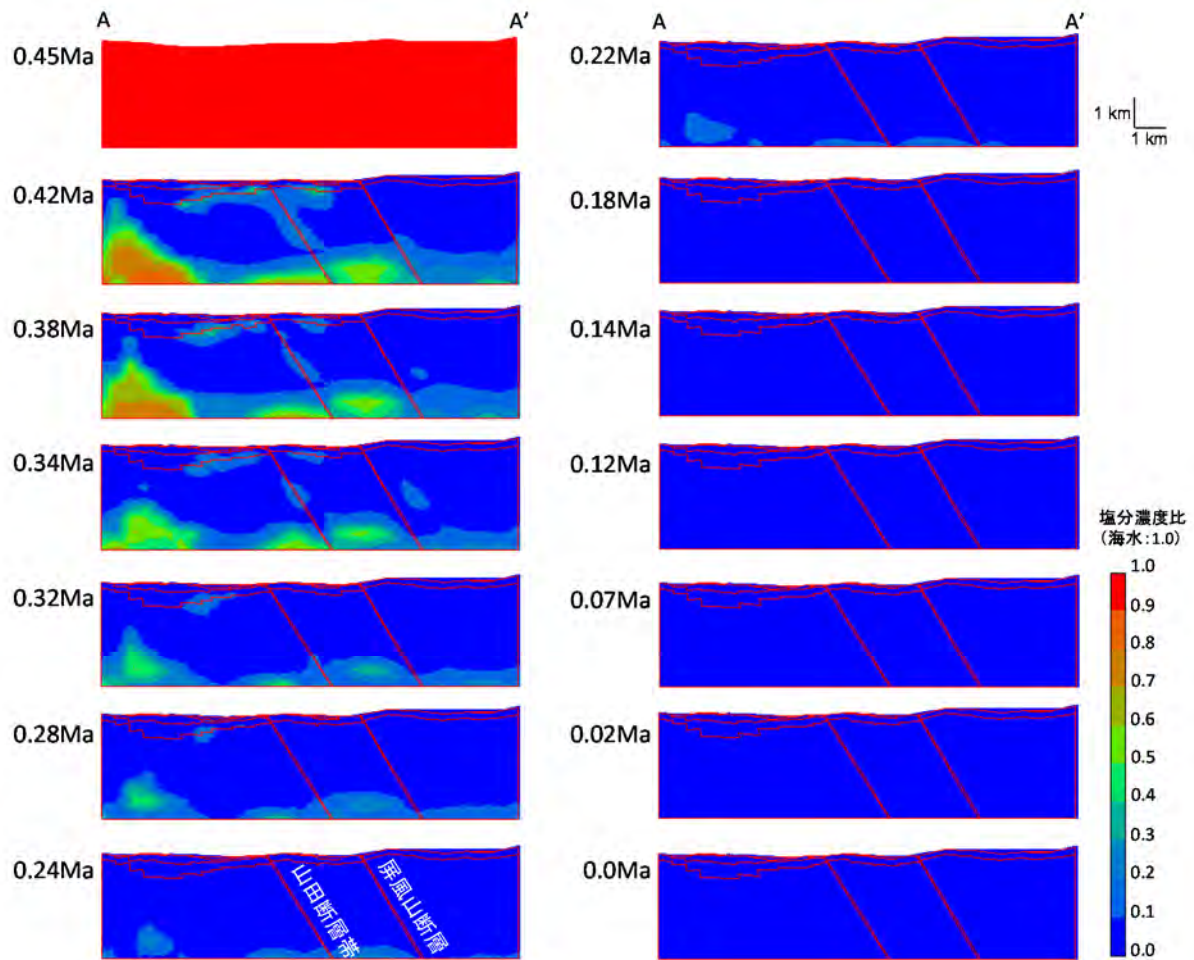


図 2.4-8 東濃地域を対象とした SMS による移流分散解析結果（塩分濃度分布の時間変化）

2.4.4 まとめ

東濃地域及び幌延地域（海岸部を含む）において、長期的な地質現象を考慮した地下水流動解析の結果に基づいて推定された地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布と地球化学特性の分布を比較した結果、地下水流動状態の長期的な変動性が小さい領域においては、長期的な地下水の滞留を示唆する地球化学特性が確認された。一方で、地下水流動状態の長期的な変動性が大きい領域においても、pH や酸化還元状態といった地球化学特性は長期的に安定状態にあったと推察されることから、水理学的プロセスにより地球化学特性が影響を受けうる領域と、鉱物反応のような地球化学プロセスにより地球化学特性が形成される領域といった領域の分布を区別して地球化学特性の長期変遷を考察する必要があると考えられた。

幌延の海岸部においては、現在淡水の分布を観察できる浅部領域において、地下水流動状態の長期的な変動性を解析できていないことから、今後、その解析を進め、地球化学特性との関連性を確認する必要がある。また、東濃地域においては、今年度の予察的検討で明らかとなった課題を考慮した移流分散解析により、深部地下水中の塩分の由来に関する考察を進める必要がある。

引用文献

- 1) 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認技術開発 報告書, 2014, 198p.
- 2) 日本原子力研究開発機構, 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認技術開発 報告書, 2015, 229p.
- 3) Iwatsuki, T., Xu, S., Itoh, S., Abe, M. and Watanabe, M., Estimation of relative groundwater age in the granite at the Tono research site, central Japan, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, Vol.172, 2000, pp.524-529.
- 4) Iwatsuki, T., Satake, H., Metcalfe, R., Yoshida, H. and Hama, K., Isotopic and morphological features of fracture calcite from granitic rocks of the Tono area, Japan: a promising palaeohydrogeological tool, *Applied Geochemistry*, vol.17, 2002, pp.1241-1257.
- 5) 日本原子力研究開発機構, CoolrepH26, 2014 <http://kms1.jaea.go.jp/CoolRep/index.html> (2016.1.20)
- 6) 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.
- 7) 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.
- 8) Nakata, K., Hasegawa, T., Iwatsuki, T. and Kato, T., Comparison of ^{14}C collected by precipitation and Gas-Strip methods for dating groundwater., *Radiocarbon*, 2016, in press.
- 9) 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.
- 10) 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.
- 11) 中田弘太郎, 長谷川琢磨, 岩月輝希, 北海道幌延地域における $^4\text{He} \cdot ^{36}\text{Cl}$ 法による地下水年代推定の試み, 2009 年日本地下水学会秋季講演会講演要旨, 2009, pp.352-357.
- 12) 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 $^4\text{He} \cdot ^{36}\text{Cl}$ 法適用の試み -, 電力中央研究所報告, vol. N09027, 2010, 21p.
- 13) 柏谷公希, 長谷川琢磨, 中田弘太郎, 富岡祐一, 後藤和幸, 橘川貴史, 北海道幌延町沿岸域における地下水年代調査, 日本地下水学会 2010 年秋季講演要旨集, 2010, pp.172-177.
- 14) 産業総合研究所, 平成 21 年度 地層処分技術調査等事業 沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発平成 21 年度成果報告書, 2010, 318p, 産業技術総合研究所.
- 15) 産業総合研究所, 平成 21 年度 地層処分技術調査等事業 沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発平成 22 年度成果報告書, 2011, 433p, 産業技術総合研究所.
- 16) 井川玲欧, 町田 功, 越谷 賢, 西崎聖史, 丸井敦尚, 沿岸域における深部地下水の地球化学的特性, 日本地下水学会 2010 年秋季講演会講演要旨, 2010, pp.112-115.
- 17) 伊藤成輝, 町田功, 丸井敦尚, 間隙水の化学的性質と地下水流動との関係 ~3 段階で遠心分離した砂岩間隙水の水質分析結果に基づいて~, 地下水学会誌, 2010, Vol.52, pp.183-194.
- 18) 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, 402p.
- 19) 尾上博則, 三枝博光, 竹内竜史, 超深地層研究所計画の研究坑道の掘削を伴う研究段階における地下水流動のモデル化・解析, 土木学会論文集 C, 印刷中

2.5 地表環境モデル

2.5.1 背景と目的

地表環境条件を考慮した生活圏評価においては、将来の時間的変遷に伴う地表環境の状態変化等を考慮した生活圏評価モデルが必要となる。超長期にわたる評価において地表環境条件の時間的変遷を考慮する場合には、自然現象に起因する地表環境や生物相の変化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、処分システムの性能を示すうえで重要となる。

本事業では、自然現象の変化に伴う地表環境の変遷をモデル化するための方法論を構築することを目的として、古地形・古気候・古環境や表層水環境などを考慮した地表環境条件を明らかにするとともに、地表環境の領域や状態の設定に関する検討を行う。

なお、地表環境の状態の時間的変遷を考慮するにあたっては、対象とする時間断面における地形・水文環境（降水量、蒸発散量及び、河川流出量）を推定することが肝要となる。そこで、平成 26 年度までに実施した地下水涵養量推定技術の成果を活用し、整備した推定手法の適用事例を蓄積するとともに、各推定手法の妥当性の確認・高度化について検討し、モデル化技術との連携を図ることとした。

平成 26 年度までに、地表環境モデルにおいては、地殻変動・気候変動のパターンや物質移行プロセスに与える影響の整理及び長期変遷を考慮した地表環境の状態設定フローの作成を実施した。また、地下水涵養量推定技術においては、地下水涵養量の推定に必要な情報のうち、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推定法の適用性を確認した。これにより、平成 25 年度に実施した気温との相関による降水量、蒸発散量の推定手法と合わせて、長期的な気候変動及び地形変化を考慮した地下水涵養量の推定に必要なパラメータの推定技術を整備することができた。

平成 27 年度は、平成 26 年度までに開発した地下水涵養量推定技術を適用して、山間部における過去の流出量・降水量・蒸発散量の推定に関わる解析とデータ整理を実施した。また、長期変遷を考慮した地表環境の状態設定フローを作成し、この状態設定フローと流出量などの推定結果を用いて山間部における古地形・古気候・古環境を考慮した地表環境の状態設定の時間的変遷を整理した。

2.5.2 アプローチ

(1) 地下水涵養量推定技術の成果を適用した地表・水文環境の推定

平成 26 年度までに開発した地下水涵養量推定技術の成果を適用し、東濃地域を山間部の事例として、長期的な時間変遷を考慮した地表、水文環境の推定を実施した。

(2) 推定結果に基づく地表環境の状態設定の試行・概念化

(1)で推定された地表・水文環境及び推定に用いた環境条件を参照して、山間部の地表環境の状態を整理し、概念化を行った。地表環境の状態整理及び概念化にあたっては、平成 26 年度までの検討を参照し、下記の点に着目した。

- ・ 平成 26 年度に整理した地殻変動・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に与える影響の中から、数 km～数十 km 程度の領域を設定した場合に地表環境の状態変化を生じうる影響として、地形の変化、地下水流動路の変化、気温の変化及び、降雨量の変化に着目
- ・ 特に、地形の変化と降雨量の変化の影響を受けるプロセスとして、浸透量（涵養量）及び

- 河川流出量に関して、(1)での推定結果を参照
- ・ (1)の推定を行うにあたって参照した地形変化などの環境条件についても、地表環境の状態設定において参照

2.5.3 実施結果

(1) 地下水涵養量推定技術の成果を適用した地表・水文環境の推定

観測結果、気温と降水量及び、気温と蒸発散量の関係性から、過去の降水量と蒸発散量を推定する。また、地形モデルに基づく地形変化を考慮した河川流出量推定手法により、過去の河川流量を推定する。これらの結果から、水収支法により過去の地下水涵養量を推定した。以下に、水文環境の各構成要素の推定方法及び推定結果を提示する。

1) 気温

平成 25 年度に実施した古気候・古環境の推定手法の検討結果から、降水量、蒸発散量は気温との相関関係から推定できる可能性が示されていることから、降水量、蒸発散量の推定における指標となる気温を推定した。佐々木ほか (2006)¹⁾によれば、東濃地域の過去 30 万年の古気候は、最も寒冷な時期の気温が約 3~4 °C、最も温暖な時期の気温が約 12~13 °Cと推定されている。この結果から算定される寒冷な時期と温暖な時期との気温差 (約 8~10 °C) と、東濃地域のアメダス (多治見、恵那) における過去 30 年の年平均気温及び原子力機構が実施した上野・竹内 (2014)²⁾による表層水理観測の結果から算定される現在の東濃地域の気温 13.6 °Cを基準として、氷期の推定気温を 3.6 °C (現在の平均気温-10 °C) ~5.6 °C (現在の平均気温-8 °C) とした。また、氷期の推定気温の気温差 (2 °C) から、間氷期の推定気温を 12.6~14.6 °C (現在の平均気温±1 °C) とした。

2) 降水量

降水量は気温との相関関係から推定した。平成 25 年度に実施した古気候・古環境の推定手法の検討結果から、降水量は気温に対しておおまかな正相関を示すものの、気象観測地点の位置での気候の違いにより回帰直線から逸脱する傾向が生じると指摘されている。そこで、東濃地域の気候条件を考慮し、原子力機構 (2014)³⁾で示された観測データのうち太平洋沿岸の観測データを基本とし、氷期の低気温に相当する観測データとして北アジア、北ヨーロッパ及び、北アメリカの観測データを用いて気温と降水量との相関式を求め (図 2.5-1)、相関式に上述の氷期、間氷期の推定気温を代入して降水量を推定した。

3) 蒸発散量

降水量と同様に、蒸発散量についても気温との相関関係から推定した。原子力機構 (2014)³⁾で示された観測データを用いて気温と実蒸発散量との関係を整理した結果、気温と実蒸発散量は正の相関を示すもののデータのばらつきが大きく、また、相関式から得られる推定値を中心にほぼ一定の幅の範囲内に分布している (図 2.5-2)。このデータのばらつきは、降水量と同様に観測地点の位置と気候の違いによる影響と考えられる。東濃地域の観測結果 (上野・竹内, 2014)²⁾は、ばらつきの下限値付近の値となることから、ばらつきの下限値の推定式を用いて推定した。

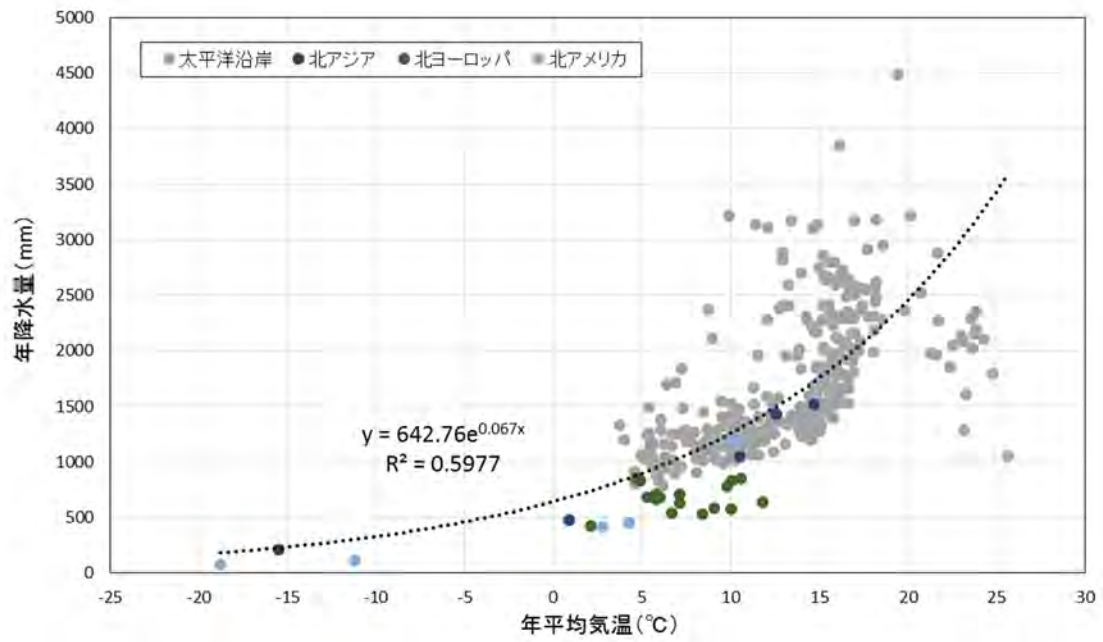


図 2.5-1 気温と降水量との関係

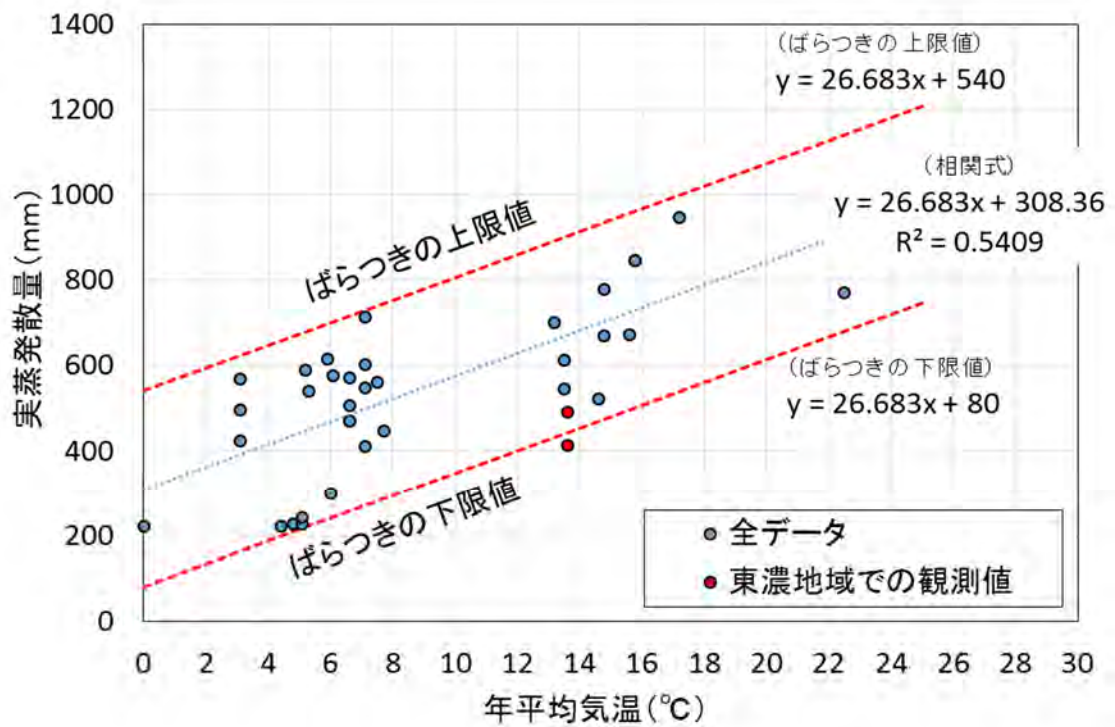


図 2.5-2 気温と蒸発量との関係

4) 河川流量

河川流量の推定は、平成 26 年度に実施した地形特徴に基づく河川流量推定手法⁴⁾を適用した。ここでは、現在と過去の地形の特徴から両者の地形に共通する流出指標を算定し（図 2.5-3）、現在の地形での流出指標と現在の河川流量、降水量から求められる流出率との相関関係を求めた（図 2.5-4）。河川流量は国土交通省の水文水質データベース⁵⁾で公開されている庄内川流域土岐観測所、瑞浪観測所の河川流量及び原子力機構が観測した日吉川流域の河川流量（竹内ほか, 2011）⁶⁾、降水量は気象庁のメッシュ平年値 2010 年⁷⁾を用いた。流出指標と流出率の相関式に過去の地形での流出指標を代入することで過去の地形における流域全体の流出率を推定し（図 2.5-5）、推定された流出率に降水量を乗じることで河川流量を推定した。

河川流量推定の対象とする地形は、現在の地形及び 2.2 で復元された 14 万年前、45 万年前の地形モデルとし、各地形において氷期、間氷期を考慮した。また、過去の地形における推定では、過去の地形と共通の流出指標から得られる現在の地形での河川流量推定結果の再現性を考慮し、推定値の幅を設定した。

100 万年前の地形については、特に対象領域北西部において直線状の流路が抽出されるなど、小流域を形成する流路が抽出できなかった（図 2.5-6）。これは、復元された地形モデルの精度が 14 万年前や 45 万年前の地形モデルの精度より悪く、起伏などの地形変化が乏しい平坦な地形であったことから、流路抽出アルゴリズムが対応できなかった可能性が考えられる。

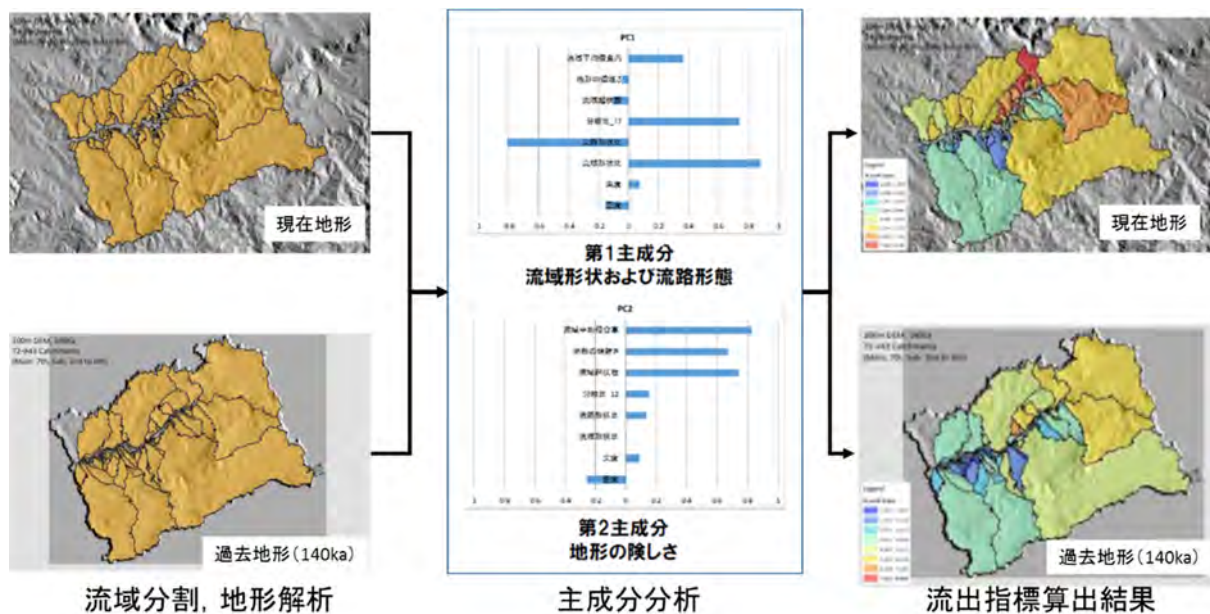


図 2.5-3 流出指標の算出
（現在と 14 万年前の地形を対象とした場合）

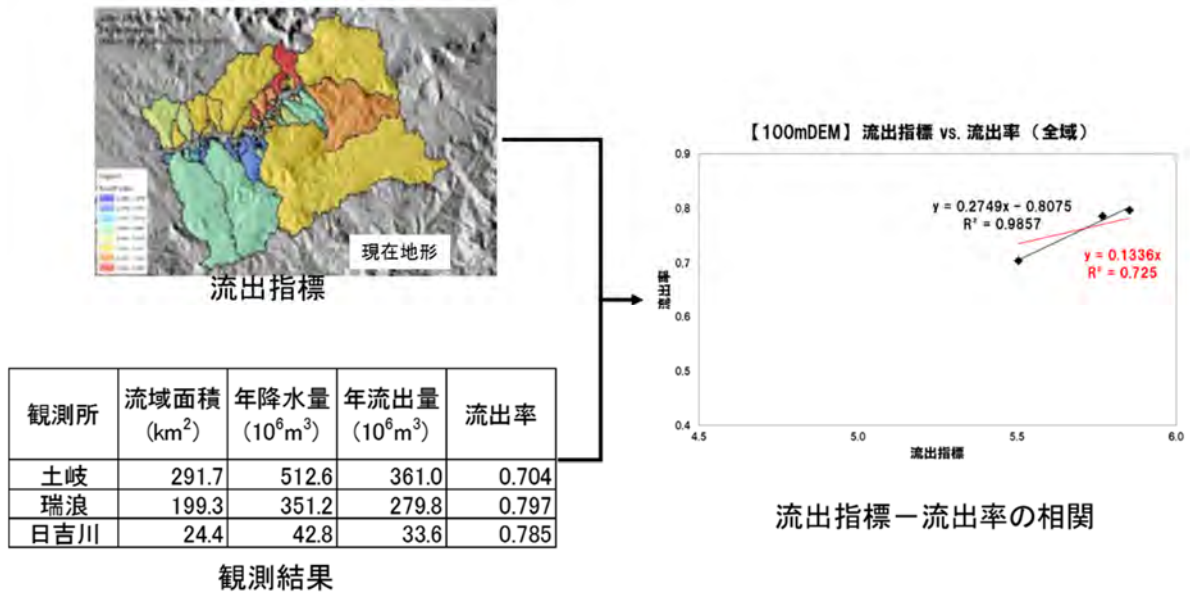


図 2.5-4 流出指標の流出率との相関関係
(現在と 14 万年前の地形を対象とした場合)

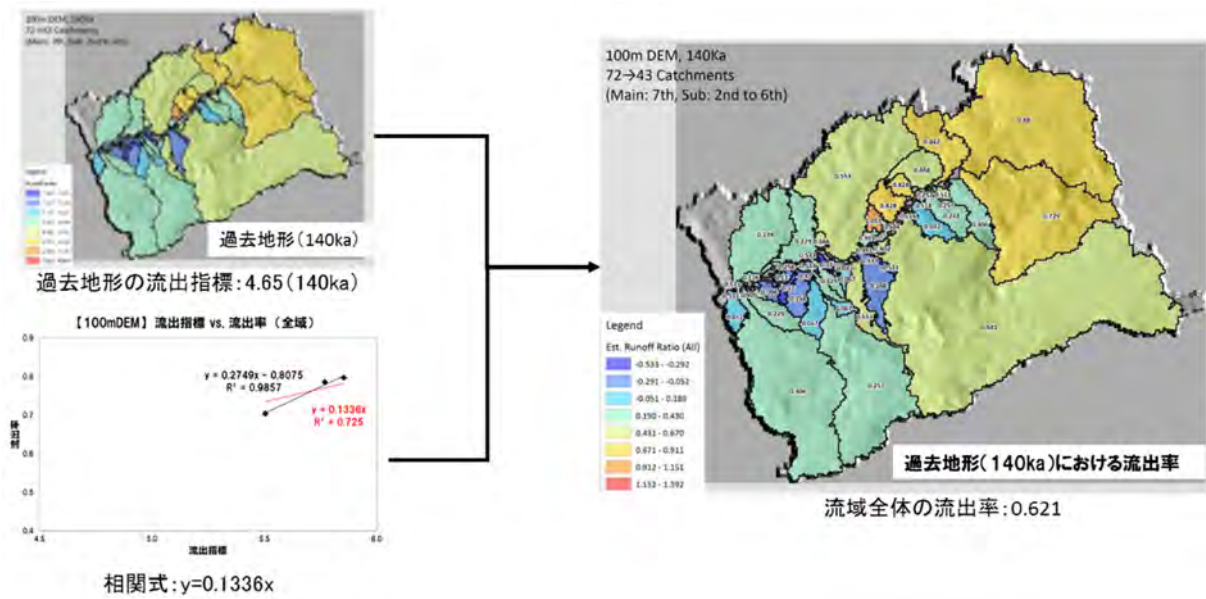


図 2.5-5 過去地形における流出率の算出
(現在と 14 万年前の地形を対象とした場合)

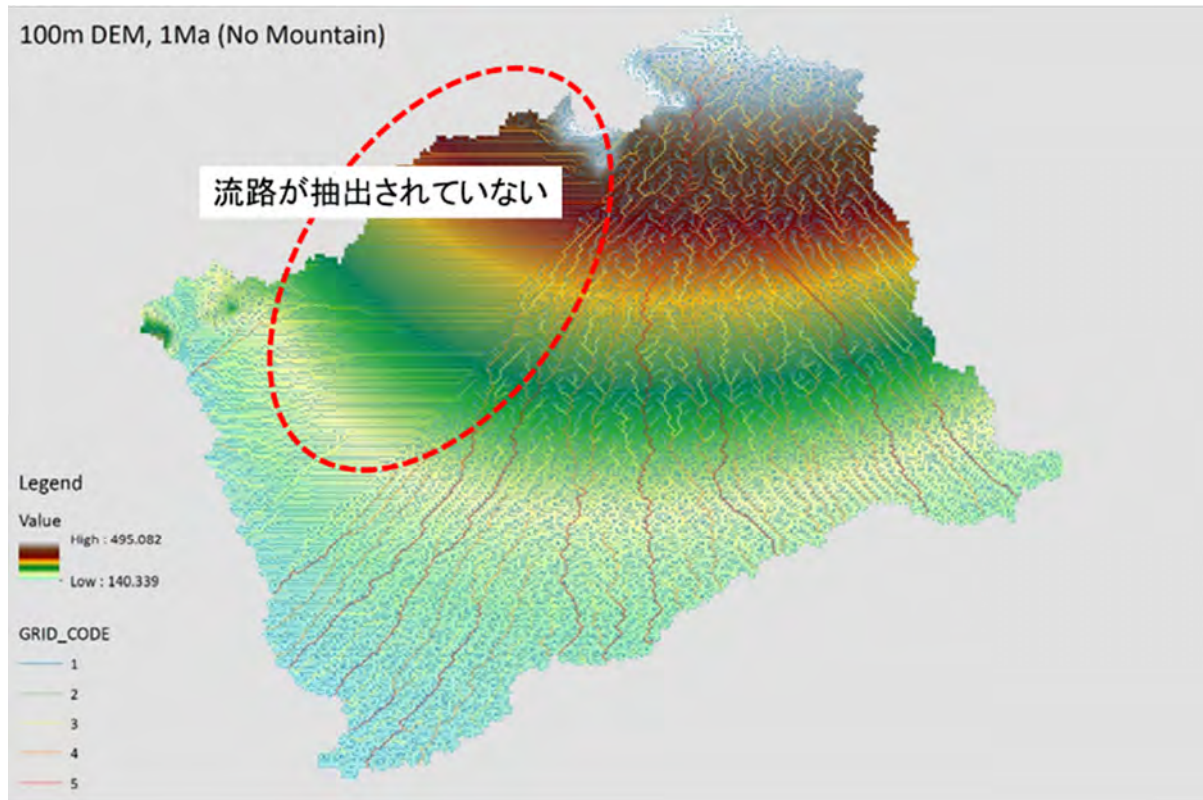


図 2.5-6 100 万年前の地形（山なしケース）を対象とした流路抽出結果

5) 水文環境の各構成要素の推定結果

降水量、蒸発散量、河川流量の推定結果及び水収支法に基づく地下水涵養量の推定結果を表 2.5-1 に示す。

各時間断面での気候条件の違いに着目すると、降水量、蒸発散量は間氷期に比べ氷期で減少している。また、降水量の減少により河川流出量も間氷期に比べ氷期で減少しており、この結果、地下水涵養量も間氷期に比べ氷期で減少する傾向であることが推定された。

同一気候条件における時間断面の違いに着目すると、間氷期、氷期ともに現在の河川流出量に比べ過去の河川流出量は減少している。これは、過去に遡るにしたがい地形がなだらかに復元されているため、降水が流域外へと流出し難くなるためと考えられる。この結果、地下水涵養量は過去に遡るにしたがい多くなり、45 万年前の氷期の地下水涵養量は現在（間氷期）の地下水涵養量よりも多いと推定された。この結果から、山間部における地下水涵養量は気候変動に伴う降水量、蒸発散量の変化のみならず、地形変化に伴う河川流出量の変化に影響されることが示唆された。

これらの結果から、これまでに開発した地形、水文環境の推定手法を適用して山間部における過去の地表環境構成要素が推定できることが確認された。一方で、復元した 100 万年前の地形を対象とした河川流出量推定において、平坦地形での流路抽出に課題が確認された。今後は、平坦地形での流路抽出アルゴリズムの改善など、平坦地形における推定手法を改良することが重要である。

(2) 推定結果に基づく地表環境の状態設定の試行・概念化

2.2 で示した地形モデルの成果や 2.5.3 (1)の結果を踏まえて、東濃地域を事例とした山間部における地表環境の状態を整理した。地表環境の状態の整理にあたっては、2.2 における地形モデ

ルの検討において設定した各時間断面及び気候サイクル（氷期・間氷期）における下記の点（2.5.2に示した着眼点に基づき設定）について、他のモデル化技術における検討結果や、地下水涵養量の推定結果を参照して記述した。

- ・ 地形の特徴：2.2 で示した地形モデルの検討結果を参照
- ・ 河川の状態：河道形状については 2.2 で示した地形モデルの検討結果、河川流出量については、2.5.3 (1)の結果（表 2.5-1）を参照
- ・ 地下水涵養量：2.5.3 (1)の結果（表 2.5-1）を参照
- ・ 永久凍土：2.2 で示した地形モデルの検討結果を参照
- ・ 気候の状態：2.5.3 (1)で用いた年平均気温（表 2.5-1）より、町田ほか（2003）⁸⁾に示された気候帯区分に基づき設定
- ・ 植生の状態：2.5.3 (1)で用いた年平均気温と年降水量（表 2.5-1）より、町田ほか（2003）⁸⁾に示された植生帯区分に基づき設定

東濃地域を事例とした山間部における地表環境の状態の整理の結果（時間的変遷を伴う地表環境の概念化）を表 2.5-2 に示す。本整理の結果は、山間部における時間変化を考慮した地表環境モデルの作成や、水収支を中心とした物質移行に係るパラメータ設定方法の参考になる。また、経時的な事象の変化に伴う地表環境の変遷を可視化する際に含めるべき要素を抽出することができた。今後、平野部を対象とした試行を実施することで、平成 26 年度までに作成した地表環境の状態設定フローの適用可能性を確認し、地表環境の状態を設定するにあたっての着眼点の適切性について議論することが重要となる。

表 2.5-1 水文環境の各構成要素の推定結果

時間断面	現在			14万年前				45万年前				備考
	間氷期 (現在)	氷期		間氷期		氷期		間氷期		氷期		
気温 (°C)	13.6	3.6	5.6	12.6	14.6	3.6	5.6	12.6	14.6	3.6	5.6	
降水量 (mm / 年)	1759	818	935	1495	1710	818	935	1495	1710	818	935	
河川流出量 (mm / 年)	1198	557	637	928	1062	508	581	854	976	467	534	流出指標に基づく推定値
				975	1115	533	610	905	1035	495	566	140 ka : 流出指標に基づく推定値+5% 450 ka : 流出指標に基づく推定値+6%
				882	1009	483	552	802	918	439	502	140 ka : 流出指標に基づく推定値-5% 450 ka : 流出指標に基づく推定値-6%
実蒸発散量 (mm / 年)	443	176	229	416	470	176	229	416	470	176	229	・ 気温と相関式（ばらつきの下限值考慮）から算出
地下水涵養量 (mm / 年)	118	85	69	150	178	134	125	225	264	175	172	流出指標に基づく推定値
				104	125	109	96	174	205	147	140	140 ka : 流出指標に基づく推定値+5% 450 ka : 流出指標に基づく推定値+6%
				197	231	159	154	276	322	203	204	140 ka : 流出指標に基づく推定値-5% 450 ka : 流出指標に基づく推定値-6%

表 2.5-2 山間部における地表環境の状態の整理の結果（東濃地域を事例として）

Time	サイクル	地表環境の概念化					
		地形の特徴（※1）	河川の状態（※1）	地下水涵養量の状態	永久凍土	気候の状態（※2）	植生の状態（※2）
現在	間氷期（現在）	山地の北側斜面では急峻な地形となっているものの、全体としてはなだらかな丘陵状の地形が広がっている。	本流とともに支流が発達している。	—	なし	暖温带	照葉樹林
	氷期	同上	[現在]と比較して、5割程度の流量となる。	[現在]と比較して、6～7割程度の涵養量となる。	なし	亜寒帯～冷温带	針葉樹林～ステップ
140ka	間氷期	河川上流部の地形が[現在]と比較してなだらかとなる。	[現在]と比較して、7～9割程度の流出量となる。河道形状はそれほど大きく変わらない。	[現在]と比較して、9割～2倍程度の涵養量となる。涵養量の増加の主な要因は地形がなだらかになることによる河川流出量の減少である。	なし	暖温带	照葉樹林
	氷期	同上	[現在]と比較して、4～5割程度の流出量となる。	[現在]と比較して、8割～1.4倍程度の涵養量となり、概ね、現在と同等程度である。	なし	亜寒帯～冷温带	針葉樹林～ステップ
450ka	間氷期	[現在]と比較して、山地の占める割合が減少する。河川周辺の地形の起伏がなだらかになり、支流が減少する。	[現在]と比較して、7～9割程度の流出量となるが140kaに比べ若干少ない。河道形状が大きく変化し、支流がほとんどなくなる。	[現在]と比較して、1.5～2.7倍程度の涵養量となる。涵養量の増加の主な要因は地形がなだらかになることによる河川流出量の減少である。	なし	暖温带	照葉樹林
	氷期	同上	[現在]と比較して、4～5割程度の流出量となるが、140kaに比べ若干少ない。	[現在]と比較して、1.2～1.7倍程度の涵養量となり、現在よりも増加する。	なし	亜寒帯～冷温带	針葉樹林～ステップ
1Ma	間氷期	[450ka]と比較して、山地の占める割合がさらに減少し、起伏がなだらかとなる。	[現在]と比較して、河道形状が大きく変化し、450kaと比較してさらに支流が短くなる。河川流出量は推定できず。	—	なし	暖温带	照葉樹林
	氷期	同上	同上	—	なし	亜寒帯～冷温带	針葉樹林～ステップ

（※1）形状に関しては、地形図などからの判読

（※2）町田ほか（2003）⁹⁾を参考に設定

2.5.4 まとめ

平成 26 年度までに検討した地下水涵養量推定技術の成果を活用して、過去のいくつかの時間断面に対する地表・水文環境を推定し、山間部における適用可能性を示した。また、推定された地表・水文環境や地形・地質発達史をもとに、過去のいくつかの時間断面に対する地表環境の状態を整理するための一覧表を作成し、地表環境の概念化に必要な因子を抽出した。これらにより、山間部における地表環境の状態を設定するにあたっての着眼点を整理することができた。

平野部での事例検討に基づく涵養量推定技術の適用可能性を検討することにより、手法の適用範囲を明らかにすることが今後の検討課題である。

引用文献

- 1) 佐々木俊法, 須貝俊彦, 柳田 誠, 守田益宗, 古澤 明, 藤原 治, 守屋俊文, 中川 毅, 宮城豊彦, 東濃地方内陸小盆地堆積物の分析による過去 30 万年間の古気候変動, 第四紀研究, vol.45, 2006, pp.275-286.
- 2) 上野哲郎, 竹内竜史, 超深地層研究所計画における表層水理観測データ集 —2014 年度—, 日本原子力研究開発機構, JAEA Data/Code2015-031, 2016, (最終校正中)

- 3) 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，経済産業省資源エネルギー庁，2014，pp.166-169.
- 4) 日本原子力研究開発機構：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，経済産業省資源エネルギー庁，2015，pp.160-177.
- 5) 国土交通省，水文水質データベース，<http://www1.river.go.jp/>，(2015.10.1)
- 6) 竹内竜史，小坂 寛，佐藤敦也，富山眞吾，景山宗一郎，池田 誠，東濃地域を対象とした数値標高モデルを用いた統計量解析手法による流出量の推定，日本原子力研究開発機構，JAEA-Research 2011-008，2011，p15.
- 7) 気象庁，メッシュ平年値図（解説），
http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/atlas_manual_new.html，(2015.10.1)
- 8) 町田 洋，大場忠道，小野 昭，山崎晴雄，河村善也，百原 新編，第四紀学，朝倉書店，2003，336p.

3. 革新的要素技術の開発

3.1 後背地解析技術

3.1.1 背景と目的

日本列島では、過去十万年程度の編年に必要となる段丘などの地形学的情報が多くの地域で得られることから、その情報に基づき変動傾向や速度を把握し、数万年程度の将来を外挿することは可能と考えられる。しかし、十万年を超えるような百万年、千万年といったより長期の将来においては、プレート運動を含む地殻変動の永続性が保証できなくなり、予測に対する不確実性も著しく増大していくと考えられる（例えば、梅田ほか, 2013¹⁾）。特に百万年を超える期間では、山地の形成やそれに伴う侵食速度の増加などの大規模な地形変化が生じると考えられる。山地の形成によっては、地下数百 m 以深の地質環境においても動水勾配や地下水移行経路が大きく変化する可能性がある（尾上ほか, 2009²⁾; 草野ほか, 2011³⁾）。日本の山地では一般的に、隆起に伴う山地高度の増大とともに、侵食速度が増大していくというプロセスが成立する（Ohmori, 1978⁴⁾）。侵食速度が隆起速度と動的平衡状態にある山地では、時間が経っても高度が一定に保たれているため、山地から平野に至るスケールでの地下水の流れには時間変化に伴う大きな変動が生じなくなると考えられる。一方、隆起を開始した時期が新しく、山地高度が低いために侵食速度が隆起速度に比べて小さい地域では、将来も山地高度が増大し、地下水の流れにも変動が生じると考えられる。そのため、十万年を超えるような将来の地質環境の予測・評価を扱う場合には、平野から丘陵・山地への大局的な地形変化も蓋然的なシナリオの一つになると考えられることから、現在の山地の発達段階や動的平衡状態に関する情報が重要となる。山地の発達段階を把握するためには、その山地がいつから隆起を開始し、どのように成長してきたかという山地の形成過程を明らかにすることが重要となる。その解明手法には、山地を形成する岩石・鉱物の熱年代学によって隆起・削剥過程を推定する方法の他、対象とする山地を供給源として、その下流域に分布する砕屑岩類の堆積学的・岩石学的アプローチによる後背地解析が特に有効である。

本事業では、山地・丘陵の隆起開始時期と形成過程の推定及び古地形の復元における精度や分解能の向上に必要な手法を整備するため、山地・丘陵から供給された砕屑粒子の地球化学特性・物理化学特性・放射年代値などを指標とした手法を組み合わせた後背地解析技術の開発を行う。平成 25 年度は、既存の後背地解析技術の情報を整理し、各手法の利点や問題点、技術開発における重要な着眼点の抽出を行った。その結果、堆積物を構成する砕屑粒子と供給源に分布する岩石の地質学的特徴を比較する手法として、主成分化学組成と微量元素を用いた地球化学的手法、石英の電子スピン共鳴（Electron Spin Resonance: 以下、「ESR」という）・光ルミネッセンス（Optically Stimulated Luminescence: 以下、「OSL」という）・熱ルミネッセンス（Thermal Luminescence: 以下、「TL」という）信号を用いた物理化学的手法、ウラン-鉛（以下、「U-Pb」という）法・フィッシュントラック（以下、「FT」という）法・アルゴン-アルゴン（Ar-Ar）法などの放射年代測定法が有効であることを示した。さらに、古流向を把握する帯磁率異方性測定、テフラを用いた堆積時期の決定などが有効であることを示した。また本事業を行ううえで、個々の技術の向上や有効性の確認及びそれらの技術を複合した手法の整備が望まれた。これらのことから、本事業において、地球化学特性・物理化学特性・放射年代値などを指標とした砕屑粒子の供給源を推定する手法を導入することにより、山地・丘陵の隆起開始時期と形成過程の推定及び古地形の復元に係る精度と分解能の向上に必要な後背地解析手法の開発フローを提示した（図 3.1-1）。平成 26 年度は、平成 25 年度に提示した開発フローに沿って、試料採取及び各種分析を行い、各分析データ（地球化学・物理化学的手法及び FT、U-Pb 年代による堆積物と周辺岩体の特性把握、帯磁率違法性による堆積様式把握、テフラ分析による堆積時期把握）を総合的に評価

することで、後背地解析技術の確立に向けた見通しを得た。また、日本列島全域に幅広く適用できるテフラカタログの作成を目指し、情報が十分でない北海道のテフラを中心に岩石学的特徴を記載した。

平成 27 年度は、堆積物から抽出した石英粒子と後背地に分布する源岩中の石英の ESR・ルミネッセンス信号特性を比較し、これらの特性を用いた手法の有効性について検討する。また、堆積物の帯磁率異方性を用いた古流向解析法を検討する。さらに、後背地解析に有効な地球化学特性を効率的に把握するため、電子線マイクロアナライザ (Electron Probe Micro Analyzer: 以下、「EPMA」という) を用いた高速定量分析に基づく重鉍物の同定手法と元素マッピング手法、ジルコンを対象とした元素組成分析手法を構築する。テフラカタログの作成では、広域分布の可能性が高い大規模火砕流堆積物試料について、北海道のテフラに加えて、東北・中部・九州起源の情報の少ないテフラも分析を行い、日本列島全般を網羅したカタログ作成を進める。

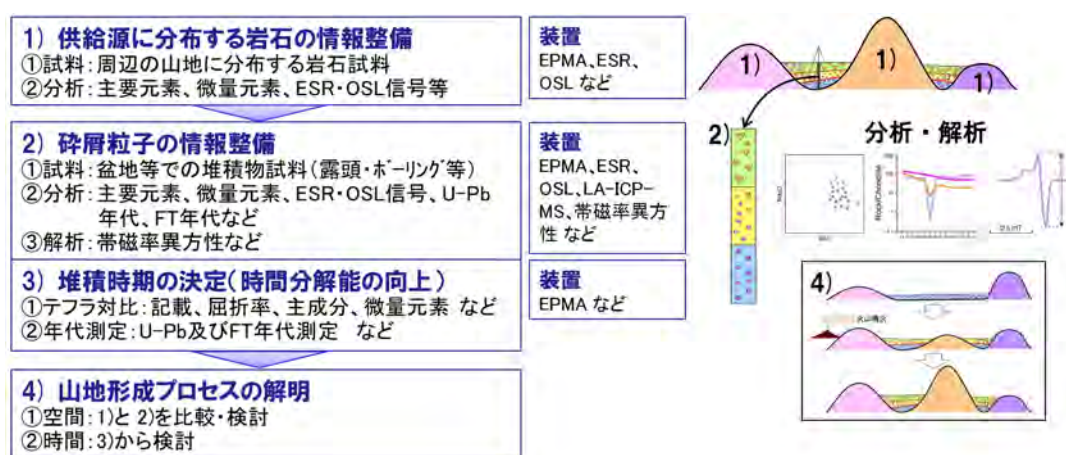


図 3.1-1 山地形成過程の解明に適用する後背地解析技術の開発フロー
日本原子力研究開発機構 (2014)⁵⁾に加筆。

3.1.2 アプローチ

(1) 後背地解析技術の開発

堆積物中の石英粒子とその堆積物周辺に分布する基盤岩中の石英の ESR・OSL・TL の信号特性を比較し、これらの信号特性を用いた堆積物の供給源を推定する手法の有効性を確認する。また、後背地解析に有効な地球化学的特性を効率的に把握するため、EPMA を用いた高速定量分析に基づく重鉍物の同定手法と元素マッピング手法、ジルコンを対象とした元素組成分析手法を確立する。さらに、堆積物の帯磁率異方性と既往の堆積様式の研究を比較し、帯磁率異方性を用いた古流向解析法の有効性を確認する。

(2) テフラカタログの作成

平成 26 年度に引き続き、相模原市立博物館所蔵テフラ試料 (町田 洋コレクション; 相模原市立博物館, 2003⁶⁾) の記載 (鉍物組成、火山ガラス及び斑晶鉍物の屈折率) や火山ガラスの化学分析を行い、テフラ対比の基礎となるデータ取得を進める。

3.1.3 実施結果

(1) 後背地解析技術の開発

平成 26 年度に引き続き、東海層群とその上位の第四紀堆積物及びこれらの堆積物の周辺に分

布する基盤岩を用いて、ESR 測定、TL 測定、OSL 測定、EPMA 測定及び帯磁率異方性測定を行い、後背地解析技術の開発を進めた（表 3.1-1）。以下に実施結果を示す。

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

	番号	収集試料	ESR	OSL	EPMA	帯磁率異方性
基盤岩	2	伊奈川花崗岩	○	○	○	
	4	姫栗花崗岩	○	○	○	
	8	苗木・上松花崗岩	○	○	○	
	12	苗木・上松花崗岩	○	○	○	
	15	苗木・上松花崗岩	○	○		
	16	苗木・上松花崗岩	○	○		
	17	濃飛流紋岩	○	○		
	19	木曾駒花崗岩	○	○	○	
	22-a1	濃飛流紋岩	○	○	○	
	22-a2	濃飛流紋岩	○	○		
堆積物	22-b	土岐砂礫層	○	○		○
	22-c	土岐砂礫層中の花崗岩礫	○	○	○	
	23-b	土岐砂礫層				○
	24-b	土岐砂礫層				○
	26	土岐砂礫層、段丘堆積物				○
	36	コア試料（KNGコア）	○	○		

※試料番号 36 については、TL 信号も測定した。

1) 測定試料

平成 26 年度に引き続き、試料番号 22-b の堆積物試料及びその周辺の基盤岩試料（試料番号 2、4、8、12、15、16、17、19、22-a1、22-a2 及び 22-c）を測定した（図 3.1-2）。試料番号 22 の露頭では、基盤岩である濃飛流紋岩とそれを覆う堆積物が連続して分布する（図 3.1-3）。堆積物は主に砂礫層であり、所々に砂層が挟在する。礫種は、下部と上部で異なり、下部が濃飛流紋岩の礫だけであるのに対して、上部では濃飛流紋岩の礫の他に花崗岩や玄武岩（K-Ar 年代： 2.08 ± 0.30 Ma）の礫を含む。このように下部と上部では供給源が明らかに異なることから、後背地解析技術の開発を進めるうえで適した露頭である。測定試料は、下位から試料番号 22-a1 と 22-a2（濃飛流紋岩）、試料番号 22-b（堆積物；深度ごとに下部から F1、F2、F5、F7、F14、F11、F12 及び F13 に細分）、F14 と F11 の間の礫層に含まれる試料番号 22-c（花崗岩礫）を用いた。さらに、周辺の基盤岩試料として、伊奈川花崗岩（試料番号 2）、姫栗花崗岩（試料番号 4）、苗木-上松花崗岩（試料番号 8、12、15 及び 16）、濃飛流紋岩（試料番号 17）、木曾駒花崗岩（試料番号 19）を用いた（図 3.1-2）。また、ボーリングコア試料は時間変化に伴う後背地の変化を記録している可能性があり、後背地解析技術の構築において有効と考えられることから、堆積時期が明らかな既存コアを用いて、手法の検討を行った。用いたコア試料は、庄内川下流域の沖積平野で掘削された KNG コア（丹羽ほか，2008⁷⁾）である（試料番号 36）。このコアは、長さが 25.1 m であり、主に砂と砂礫層から構成される。地表付近から深度約 10 m までは、主に砂層が分布する。それ以深では主に砂礫層が分布し、所々に砂層やシルト層を挟む。深度 14.36～16.24 m には、御嶽火山起源の軽石層が含まれる（丹羽ほか，2008⁷⁾）。

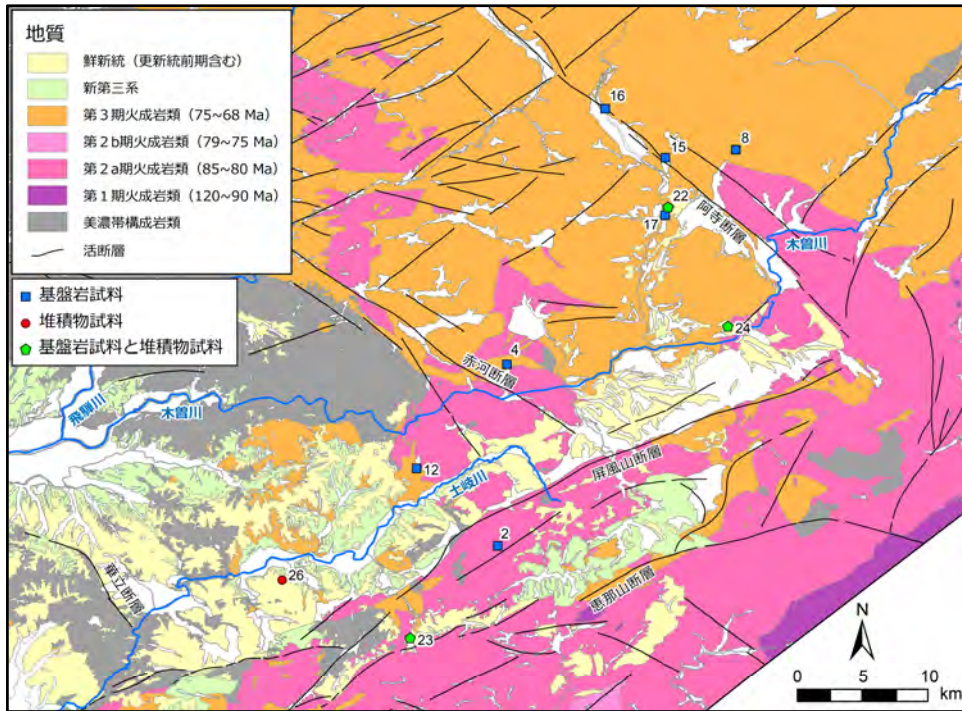


図 3.1-2 後背地解析技術の開発に用いる岩石試料と堆積試料の分析地点
日本原子力研究開発機構 (2015)⁸⁾に基づき作成。

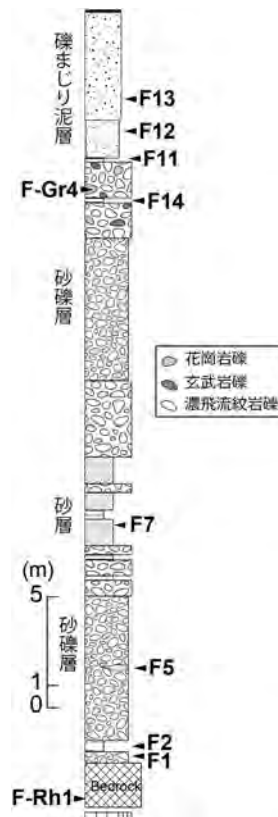


図 3.1-3 地点番号 22 の柱状図
日本原子力研究開発機構 (2015)⁸⁾に基づき作成。

2) ESR 測定

日本電子製の ESR 装置 (JES-X320) を用いて、ESR 信号 (Al 中心信号及び Ti-Li 中心信号) を測定した。変調幅は 100 kHz で 0.1 mT とした。測定条件は主に Shimada et al., (2013)⁹⁾に従い、Al 及び Ti-Li 中心信号は、液体窒素温度 (77 K) でマイクロ波出力を 5 mW に設定して測定した。E1'中心信号は、300 °C で 15 分加熱した後、室温でマイクロ波出力を 0.01 mW に設定して測定した。ESR 信号強度は、測定した ESR スペクトルから Shimada et al.(2013)⁹⁾にしたがって算出し、Mn マーカーにより規格化された値を用いた。また、測定は同一試料で 3 回行い、その平均値を信号強度として採用した。信号強度は任意単位である。ESR 測定は、未照射試料と照射試料の両方で行った。照射は、原子力機構高崎量子応用研究所のコバルト 60 線源を用いて実施し、天然の石英試料に 2.5 kGy のガンマ線を照射した。

試料番号 22 の堆積物と基盤岩から抽出した石英の未照射試料及び照射試料の ESR 信号強度を図 3.1-4、図 3.1-5 に示す。ESR 測定の結果、Al 中心信号及び Ti-Li 中心信号においては、未照射試料と照射試料の両方で同じ傾向の信号特性を示した。濃飛流紋岩の礫だけが分布する下部の堆積物から採取した F1、F2、F5 及び F7 は、その下位に分布する基盤岩の濃飛流紋岩 (試料番号 22-a1、22-a2 及び 17) に近い信号特性を示した。一方、濃飛流紋岩の礫の他に花崗岩や玄武岩の礫を含む上部の堆積物から採取した F11、F12、F13 及び F14 は苗木-上松花崗岩 (試料番号 8、12、15 及び 16) または、伊奈川花崗岩 (試料番号 2) に近い信号特性を示した。特に、Ti-Li 中心信号については、その傾向が顕著であった。E1'中心信号については、F2 を除いて、未照射試料と照射試料の強度に大きな差は見られなかった。また、苗木-上松花崗岩 (試料番号 8、12、15 及び 16) は同程度の強度を示したが、濃飛流紋岩 (試料番号 22-a1、22-a2 及び 17) はばらつきが見られた。堆積物試料は、多くの岩石試料と比べて大きな強度を示し、全体的に試料番号 22-a2 (濃飛流紋岩) や試料番号 22-c (花崗岩礫) と近い強度を示した。また、Ti-Li 中心信号で見られた傾向と同様に、下部の堆積物から採取した F1、F2、F5 及び F7 と、上部の堆積物から採取した F11、F12、F13 及び F14 では信号強度に違いが見られ、F2 の照射試料を除いて上部の堆積物の方が強い値を示した。

以上の測定結果では、供給源が異なると考えられる堆積物において、ESR 信号特性が異なる傾向が認められる。その傾向は、特に Ti-Li 中心信号と E1'中心信号で顕著である。また、基盤岩の ESR 信号特性は、岩体によって異なった特性を示すが、Ti-Li 中心信号は、濃飛流紋岩で比較的強く、花崗岩類で弱い傾向がある。この傾向は、濃飛流紋岩の礫だけからなる下部の堆積物の Ti-Li 中心信号が比較的強く、花崗岩礫を含む上部の堆積物の Ti-Li 中心信号が比較的弱いことと調和的である。これらのことから、ESR 信号 (特に Ti-Li 中心信号) を用いることで、堆積物の供給源を推定できる可能性が見出された。

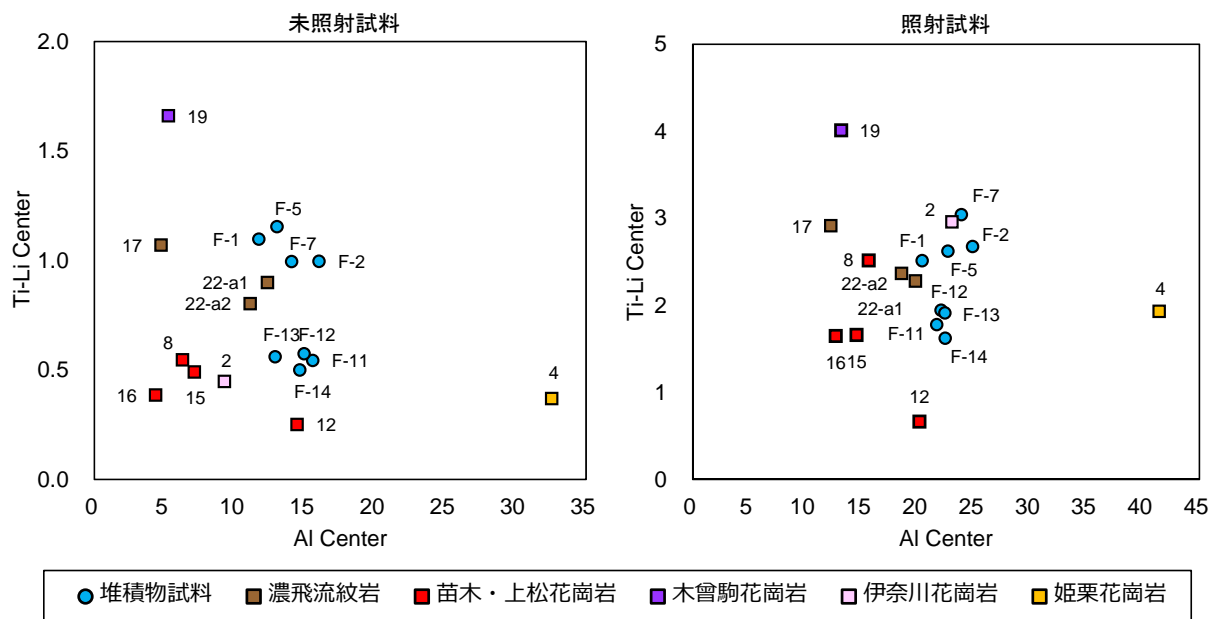


図 3.1-4 堆積物及び基盤岩試料の ESR 信号強度 (AI 及び Ti-Li 中心信号)
(左：未照射試料、右：照射試料)

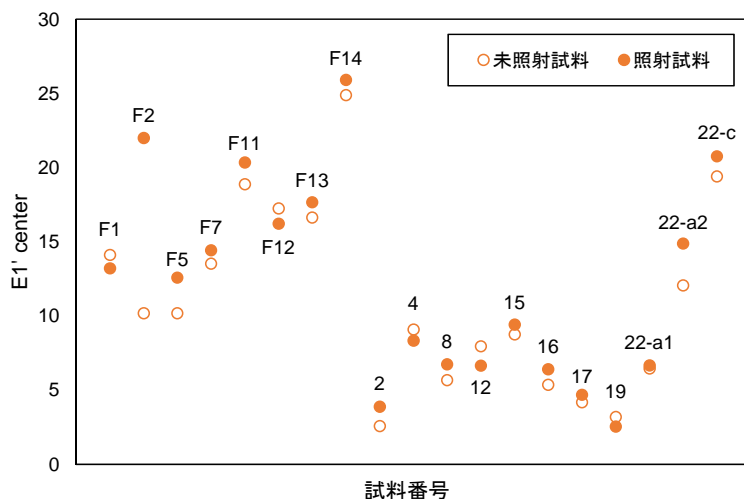


図 3.1-5 堆積物及び基盤岩試料の ESR 信号強度 (E1'中心信号)

次に、コア試料を用いた検討について、試料番号 36 (KNG コア) で先述した測定条件により ESR 測定を行った。測定の結果を図 3.1-6、図 3.1-7 に示す。

測定の結果、測定試料 13、15 及び 16 (深度約 12~16 m) の AI 中心信号と E1'中心信号が他の測定試料に比べて弱い強度を示す。また、測定試料の番号が大きいほど深度が深く、その特徴を踏まえて測定結果を見ると、同程度の深度の試料で比較的集中した値を示し、深度に伴って強度が変化することから、ESR 信号特性は供給源の変化を示している可能性がある。

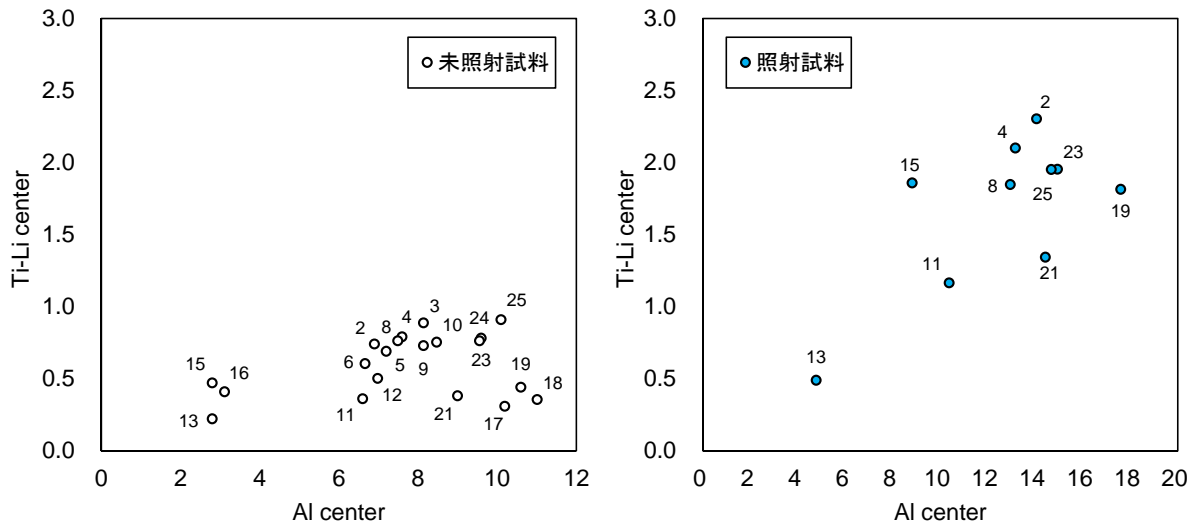


図 3.1-6 コア試料（試料番号 36）の ESR 信号強度（Al 及び Ti-Li 中心信号）
（左：未照射試料、右：照射試料）

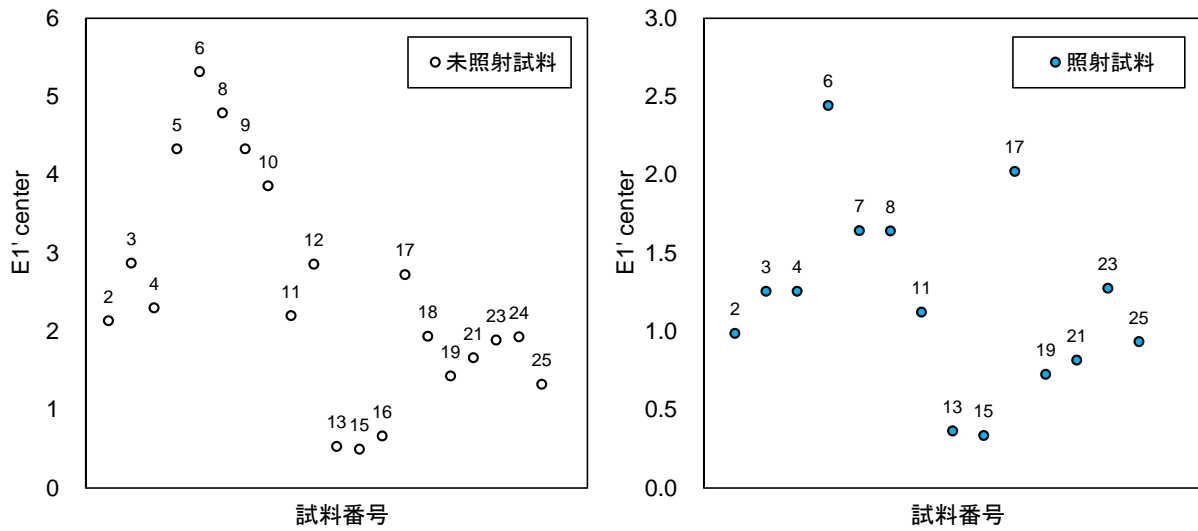


図 3.1-7 コア試料（試料番号 36）の ESR 信号強度（E1'中心信号）
（左：未照射試料、右：照射試料）

3) OSL・TL 測定

OSL・TL 測定は、Riso 製の TL/OSL DA-20 装置を用いて行った。試料番号 22 の堆積物試料とその周辺の基盤岩試料（試料番号 2、4、8、12、15、16、17、19、22-a1、22-a2 及び 22-c）、及び試料番号 36 (KNG コア) の OSL 測定を行い、信号特性について検討した。OSL 及び TL 測定では、Freiberg 社製のアリコット作製キットを用いて作製したアリコット（石英試料を直径 1 cm の試料皿に載せたもの）を使用した。OSL 信号は、最初に 500 °C・10 秒で加熱処理を行った後、装置の B 線源で 50 Gy を照射し、240 °C・10 秒で加熱処理を行い、励起光の出力を 0~90 % まで一定速度で上げながら 1,000 秒間測定した。TL 信号は、室温から 5 °C/秒で 500 °C まで試料を加熱して測定した。試料番号 22 の堆積物試料の OSL 測定結果を図 3.1-8(a)に、その周辺の基盤岩試料の OSL 測定結果を図 3.1-8(b)に示す。堆積物試料では、その下部 (F1、F2、F5 及び F7) と上部 (F11、F12、F13 及び F14) でピーク位置に違いが見られ、上部は下部と比較してピークが早く現れることから、下部よりも光に対する反応速度が速い成分からなると考えられる。一方で、基盤岩試料では、岩種の違いによって OSL 信号特性に大きな差異は見られなかった。また、堆積物試料は基盤岩試料よりもカウント数が大きく、放射線に応答しやすいことが分かった。

試料番号 36 (KNG コア) の OSL 及び TL の測定結果を図 3.1-8(c)と(d)にそれぞれ示す。図 3.1-8(c)の右上の挿入図は、カウント数が大きい KNG6 と KNG16 を除いた試料の OSL 信号を示している。KNG10 及び 16 の OSL 信号は、比較的ピークが早く現れる。特に KNG16 はカウント数が大きく、明瞭なピークを示した。KNG2、4、6、8、11、17、18 及び 23 では、ピーク位置が KNG10、16 よりも遅く、ピークが明瞭でないものが多い。TL 測定結果では、ピーク位置に注目すると、KNG2、4、6、8、10 及び 11 は 330 °C 付近、KNG16 は 380 °C 付近、KNG17、18 及び 23 は 310 °C 付近にそれぞれピークが見られた。これらの結果を考慮すると、TL 信号は、深度方向と関連があるようにみえるが、現時点では石英の OSL 及び TL 特性だけでは後背地の変化を捉えることは困難であると考えられる。OSL では、どこに捕獲された不対電子に由来する信号なのかを明確にできず、また、TL では、OSL 信号よりもトラップに関する情報を取得できるが、原理的には ESR 信号特性を用いる方法の方が後背地解析を行ううえで適していると考えられる。

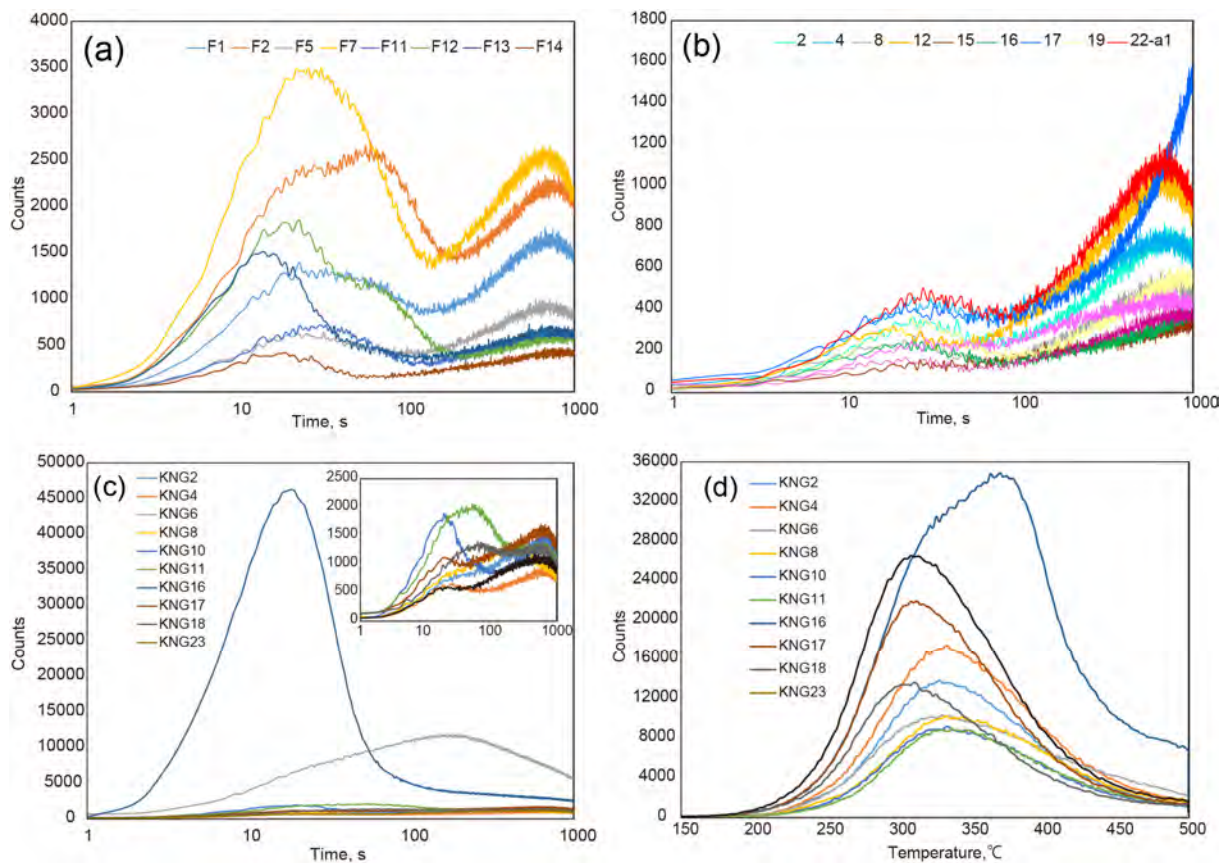


図 3.1-8 堆積物及び基盤岩試料の OSL・TL 信号の特徴

OSL 信号 : (a),(b),(c) TL 信号 : (d)

(a)試料番号 22 の堆積物試料、(b)試料番号 22 周辺の基盤岩試料、(c),(d)試料番号 36 (KNG コア)

4) EPMA 測定

EPMA を用いた後背地解析のフロー (図 3.1-9) を実現するため、高速定量分析法に基づく重鉍物の同定手法と元素マッピング手法、ジルコンを対象とした元素組成分析手法を確立した。

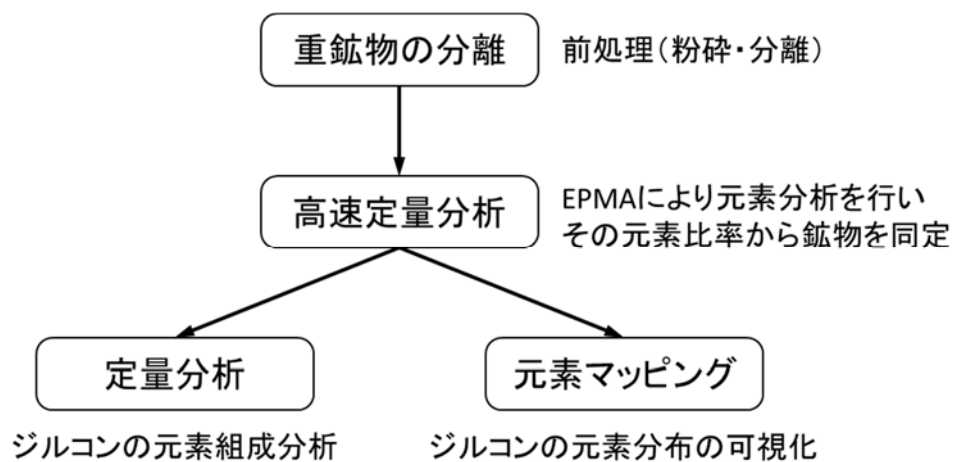


図 3.1-9 EPMA を用いた後背地解析のフロー

① 高速定量分析法に基づく重鉍物の同定手法

岩体ごとの重鉍物の存在比率又はその化学組成により、岩体ごとの特徴が見出せれば、その情報に基づいた後背地解析が可能であると考えられる。重鉍物の同定やその存在量の計測方法の一つとして偏光顕微鏡による目視観察による方法があるが、後背地解析で有意差のあるデータを得るためには数百粒の重鉍物の同定や計測が必要である。しかし、目視観察には膨大な時間と労力を要する。そこで、EPMAにより鉍物の元素組成を測定し、その測定結果に基づいた重鉍物の同定手法の確立を行った。

試料の前処理（重鉍物の分離）に試薬（塩酸やフッ酸）を使用すると鉍物の元素組成に影響を与えるため、水と重液のみを使用した前処理方法を検討しマニュアル化した。

EPMA測定では、多種の元素を短時間で測定するための測定条件を検討し、1鉍物29元素を3分30秒で測定可能な高速定量法を確立した。

以上の前処理手法と高速定量法を用いて、基盤岩試料（試料番号2、4、8、12、19、22-a1及び22-c）の重鉍物の同定及び存在比率、重鉍物の化学組成を求め、岩体ごとの特徴を把握することができた。

(a) 前処理手法の最適化

本事業において確立した前処理の全体の流れと各ステップの作業の様子を図3.1-10に示す。前述したように、塩酸やフッ酸などの使用により鉍物の化学組成に影響を与えるため、試薬は一切使用しない。また、多量の重液使用量を避けるため事前にパンニングによる重鉍物の粗分離を取り入れた。したがって、前処理は、粉碎・ふるい分け・パンニング・重液分離・マウントの順で行うこととした。

- 1: 粉碎：ステンレス乳鉢で粗粉碎を行い、その後スタンプミルで微粉碎を行う。
- 2: ふるい分け：ふるいにかけて直径180 μm 以下の粒子を回収する。
- 3: パンニング：比重の小さい（水に浮く）鉍物は捨て、沈殿した重鉍物のみを回収した後、乾燥する。
- 4: 重液分離：石英・長石を取り除くために、 2.7 g/cm^3 の重液で分離させる。この重液に浮いた鉍物は石英・長石で、重鉍物は沈殿する。重鉍物を回収・洗浄して乾燥機で乾燥させる。
- 5: マウント：スライドガラスに重鉍物をマウントする。このとき、EPMAで分析しやすくするため、鉍物を列状に並べる。

なお、パンニングは熟練者とそうでない人とで重鉍物の分離の違いが出る可能性が考えられるため、同試料を用いて熟練者を含めた数人でパンニング作業を行い重鉍物の同定結果を確認した（表3.1-2）。その結果、作業者が異なっても同定結果が同程度になったことから、鉍物の存在比の把握にパンニングの熟練度は大きく依存しないと考えられる。

以上のプロセスを経た後、試料に導電性を持たせるためのカーボン蒸着を行って分析試料が完成する。



図 3.1-10 前処理手法のフローと各ステップの様子

表 3.1-2 パンニング作業の比較結果

	作業者A		作業者B		作業者C		
	個数	存在率(%)	個数	存在率(%)	個数	存在率(%)	
(a) 岩体の特徴の判定に利用する鉱物	Allanite	0	0	0	0	0	
	Apatite	0	0	0	0	0	
	Columbite	0	0	0	0	0	
	Epidote	1	0.8	0	0	1	0.8
	Fergusonite	0	0	0	0	0	0
	Fluorite	0	0	0	0	0	0
	Hornblende	0	0	0	0	0	0
	Ilmenite	95	76	199	87.7	88	74.6
	Monazite	0	0	0	0	0	0
	Rutile	23	18.4	21	9.3	22	18.6
	Thorite	1	0.8	0	0	1	0.8
	Xenotime	3	2.4	3	1.3	3	2.5
	Zircon	2	1.6	4	1.8	3	2.5
(b) (a)に該当しない鉱物	Biotite	1	-	0	-	1	-
	Chlorite	28	-	13	-	35	-
	K-feldspar	0	-	0	-	0	-
	Plagioclase	0	-	0	-	0	-
	Quartz	26	-	14	-	25	-
	Vermiculite	20	-	18	-	22	-
	unknown	85	-	58	-	79	-
total	285	100	330	100	280	100	

(b) 高速定量分析法

EPMAは、細く絞った電子線を試料に照射し、その時に発生する特性X線を利用して元素の同定や元素組成を分析する装置である。この特性X線は元素特有のスペクトルを持つが共存する元素の種類によっては、お互いの特性X線が干渉し定量結果に影響を及ぼす問題が出てくる。また、特性X線と同時に発生する連続X線がバックグラウンドとして現れ、そのバックグラウンド強度は特性X線に加算されるため、他元素の特性X線の影響がない位置を探しバックグラウンド強度を計測し分析線（測定対象元素の特性X線強度）から差し引く必要がある。これらを踏まえ重鉱物の同定に必要とされる29元素の測定条件の検討を行った。主な検討内容は、分析線の選択、バックグラウンド測定位置の選択、干渉補正の必要性の有無の確認などである。また、通常は分析線の低角側と高角側の2点のバックグラウンド強度から分析線位置のバックグラウンド強度を計算によって求める。今回は測定時間の短縮を目的として、バックグラウンド強度測定位置を低角又は高角の1点とし、その測定強度とバックグラウンドの傾斜係数から分析線位置のバックグラウンド強度を求める方法を取り入れた。

以上の検討内容を整理し、一鉱物の測定が3分30秒で行える高速定量分析条件を設定した（表3.1-3）。標準試料は、Astimex Standards社のMINM25-53、REEM25-15を用いた。本測定は通常の定量分析（15～20分）に比べ測定時間の短縮を優先し、鉱物の同定に最低限必要な精度としたため、鉱物粒子における元素のTotal含有量は80～110wt%となる。

表 3.1-3 高速定量分析条件

元素	CH(分光器)	分光結晶	X線名	ピーク位置(mm) /測定時間(s)	計数方法	BG ^(※3) 位置(mm)/ 測定時間(s)		BG傾き (cps/mm)	干渉線の除去手段
						低角	高角		
Na	CH1 (H形)	TAPH	Kα	129.548/10	定時間法 ^(※1)	5.5/5	5.5/5	—	PHA
F	CH1 (H形)	TAPH	Kα	199.276/10	定時間法	5.0/5	5.0/5	—	PHA
B	CH1 (H形)	LDE2H	Kα	194.659/10	定時間法	2.0/5	1.0/5	—	PHA
P	CH2 (XCE形)	TAP	Kα	66.757/10	定時間法	5.0/5	5.0/5	—	PHA
Si	CH2 (XCE形)	TAP	Kα	77.380/10	バックグラウンド傾斜法 ^(※2)	5.0/5	—	-3.6	PHA
Al	CH2 (XCE形)	TAP	Kα	90.660/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-1.5	PHA
Ho	CH2 (XCE形)	TAP	Mα	99.522/10	定時間法	5.0/5	5.0/5	—	PHA
Mg	CH2 (XCE形)	TAP	Kα	107.631/10	定時間法	5.0/5	5.0/5	—	PHA
Ti	CH3 (XCE形)	PETJ	Kα	88.044/10	バックグラウンド傾斜法	4.0/5	—	-2.6	—
Ca	CH3 (XCE形)	PETJ	Kα	107.614/10	バックグラウンド傾斜法	3.0/5	—	-0.2	—
K	CH3 (XCE形)	PETJ	Kα	119.863/10	バックグラウンド傾斜法	3.0/5	—	-1.06	—
Th	CH3 (XCE形)	PETJ	Mα	132.538/10	バックグラウンド傾斜法	3.0/5	—	-0.8	—
S	CH3 (XCE形)	PETJ	Kα	172.056/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-0.05	—
Zr	CH3 (XCE形)	PETJ	Lα	194.61/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	0.02	—
Ta	CH3 (XCE形)	PETJ	Mα	232.47/10	バックグラウンド傾斜法	1.5/5	—	-0.7	—
Hf	CH4 (H形)	LIFH	Lα	109.105/10	バックグラウンド傾斜法	2.0/5	—	-2.7	PHA
Er	CH4 (H形)	LIFH	Lα	124.118/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-1.6	X線強度による干渉補正 ^(※4) (Fe)
Mn	CH4 (H形)	LIFH	Kα	146.275/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-1.3	—
Nd	CH4 (H形)	LIFH	Lβ	150.742/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-1.8	—
Ce	CH4 (H形)	LIFH	Lα	178.197/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-2.0	—
Y	CH4 (H形)	PETH	Lα	206.656/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-0.13	—
Nb	CH4 (H形)	PETH	Lα	183.456/10	バックグラウンド傾斜法	2.0/5	—	-1.0	—
Yb	CH5 (H形)	LIFH	Lα	116.516/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-1.17	—
Dy	CH5 (H形)	LIFH	Lα	133.013/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-1.11	X線強度による干渉補正(Mn)
Fe	CH5 (H形)	LIFH	Kα	134.975/10	バックグラウンド傾斜法	3.0/5	—	-1.6	—
Sm	CH5 (H形)	LIFH	Lβ	139.196/10	バックグラウンド傾斜法	2.0/5	—	-2.4	—
Pr	CH5 (H形)	LIFH	Lβ	157.302/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-1.2	—
Cr	CH5 (H形)	LIFH	Kα	159.456/10	バックグラウンド傾斜法	5.0/5	—	-1.02	—
La	CH5 (H形)	LIFH	Lα	185.575/10	バックグラウンド傾斜法	3.0/5	—	-1.0	—

(※1)ピーク強度とバックグラウンド強度の測定時間を指定して測定する方法。バックグラウンド強度はピークの高角側と低角側の2点で測定する。

(※2)バックグラウンドの傾きを仮定した上で、ピーク強度および片方のバックグラウンド強度を実測し、正味の特異X線強度を計算する方法 (JXA-8530F応用ソフトウェアマニュアル)

(※3)バックグラウンド

(※4)Åmli and Griffin (1975)

(c) 重鉱物のスクリーニング

表 3.1-4 に示す鉱物同定判定基準を定め、EPMA で得られた元素組成から判定基準に基づき鉱物の同定を行う。この判定基準は EPMA での測定誤差を踏まえて作成しており、判定基準から外れる鉱物は一旦不明鉱物に分類される。不明鉱物には誤判定の鉱物も含まれるが、元素組成を見直し、鉱物同定判定基準の改定を行うことで同定可能な鉱物を追加したのち、再度同定を行った。

表 3.1-4 鉱物同定判定基準

(a) 岩体の特徴の判定に利用する鉱物				(b) (a)に該当しない鉱物			
鉱物	成分	基準		鉱物	成分	基準	
1 Allanite	FeO	$\geq 5\%$		1 Biotite	MgO+FeO	$\geq 25\%$	
	Al ₂ O ₃	$\geq 5\%$			Al ₂ O ₃	$\geq 12\%$	
	Ce ₂ O ₃	$\geq 1\%$			K ₂ O	$\geq 8\%$	
2 Apatite	P ₂ O ₅	$\geq 40\%$		2 Chlorite	MgO+FeO	$\geq 25\%$	
	CaO	$\geq 30\%$			Al ₂ O ₃	$\geq 12\%$	
3 Columbite	Ta ₂ O ₅	$\geq 30\%$			K ₂ O	$\leq 1\%$	
4 Epidote	CaO	$\geq 5\%$		3 K-feldspar	K ₂ O+Na ₂ O	$\geq 14\%$	
	FeO	$\geq 5\%$			FeO	$\leq 1\%$	
	Al ₂ O ₃	$\geq 20\%$		4 Plagioclase	Na ₂ O+CaO	$\geq 10\%$	
5 Fergusonite	Nb ₂ O ₅	$\geq 30\%$			Al ₂ O ₃	$\geq 15\%$	
	Y ₂ O ₃	$\geq 10\%$			SiO ₂	$\geq 50\%$	
6 Fluorite	CaO	$\geq 30\%$		5 Quartz	SiO ₂	$\geq 90\%$	
	F	$\geq 30\%$			6 Vermiculite	MgO+FeO	$\geq 20\%$
7 Hornblende	MgO+FeO	$\geq 20\%$		Al ₂ O ₃		$\geq 12\%$	
	Al ₂ O ₃	4-10%		K ₂ O		$\geq 1-8\%$	
	SiO ₂	$\geq 40\%$					
	CaO	9-12%					
8-1 Ilmenite	TiO ₂	$\geq 40\%$					
	MnO	$\geq 1\%$					
	FeO	$\geq 30\%$					
8-2 Ilmenite	TiO ₂	$\geq 40\%$					
	MnO	$\geq 15\%$					
	FeO	$\geq 30\%$					
9 Monazite	Ce ₂ O ₃	$\geq 20\%$					
	Nd ₂ O ₃	$\geq 3\%$					
	La ₂ O ₃	$\geq 3\%$					
10 Rutile	TiO ₂	$\geq 70\%$					
11 Thorite	ThO ₂	$\geq 40\%$					
12 Xenotime	Y ₂ O ₃	$\geq 30\%$					
	P ₂ O ₅	$\geq 20\%$					
13 Zircon	ZrO ₂	$\geq 20\%$					

(d) 高速定量分析法の適用

本同定手法を、基盤岩試料 7 試料（試料番号 2、4、8、12、19、22-a1 及び 22-c）に適用した結果を図 3.1-11 及び図 3.1-12 に示す。

各基盤岩試料における重鉱物の構成比は図 3.1-11 のようになった。横軸は重鉱物の種類で、縦軸にはその存在比率を示す。今回測定した 7 試料から同定した重鉱物は、褐簾石 (Allanite)、磷灰石 (Apatite)、蛍石 (Fluorite)、普通角閃石 (Hornblende)、チタン鉄鉱 (Ilmenite)、モナズ石 (Monazite)、金紅石 (Rutile)、トール石 (Thorite)、リン酸イットリウム鉱 (Xenotime)、ジルコン (Zircon) の 10 種類であった。

各試料に含まれている特徴的な鉱物として、試料 2 と 19 は普通角閃石 (Hornblende)、試料 4 と 8 はチタン鉄鉱 (Ilmenite)、22-c はチタン鉄鉱 (Ilmenite)、モナズ石 (Monazite)、トール石 (Thorite)、ジルコン (Zircon)、試料 22-a1 は、褐簾石 (Allanite) とチタン鉄鉱 (Ilmenite)、試料 12 は、金紅石 (Rutile) であった。

このうち、試料 22-a1、22-c 及び 12 は、それぞれ特徴的な鉱物種が他の試料とは異なる。この特徴を利用して岩体を判別することが可能であると考えられる。

次に、特徴的な鉱物が同じである試料 2 と 19 の判別及び試料 4 と 8 の判別を行うため、試料 2 と 19 は普通角閃石、試料 4 と 8 はチタン鉄鉱の元素組成を整理した。

試料 2 と 19 で特徴的な鉱物である普通角閃石 (Hornblende) は、化学式 $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mg})_4\text{Al}(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ で表され固溶体形成の際に生じ得る元素の置換は数パターン存在する。例えば、Si-Mg 又は、Si-Fe が Al-Al に置換される。こうした元素の置換は、周りの環境や鉱物の種類の影響を受けるため、同じ普通角閃石においても元素比率が異なる。

そこで、高速定量分析において得られた元素組成データから、縦軸に Fe と Mg のうちの Mg の存在比 ($\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$)、横軸に Al の重量%をとってプロットした (図 3.1-12)。その結果、試料 2 と 19 では、元素比率に異なる傾向が見られた。このことから、元素比率を用いれば試料 2 と 19 の判別は可能であると判断される。

同様に、試料 4 と 8 についても、チタン鉄鉱 (Ilmenite) の元素組成比率から判別を試みたが有意な差は見られなかった。今後は、他の分析手法も併用しながら検討していく必要がある。

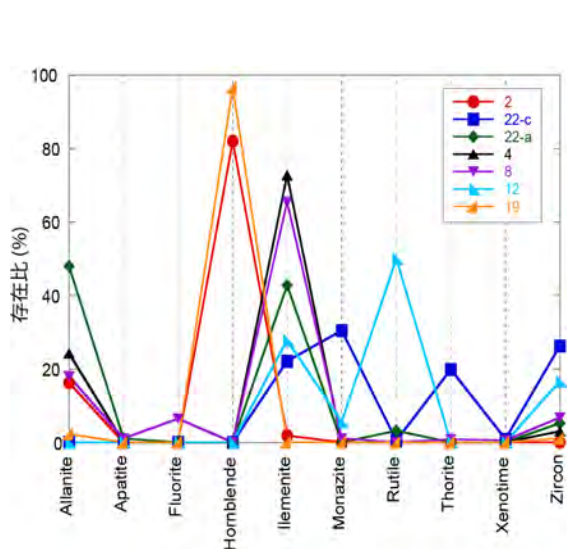


図 3.1-11 基盤岩試料 7 試料への高速定量分析法の適用結果

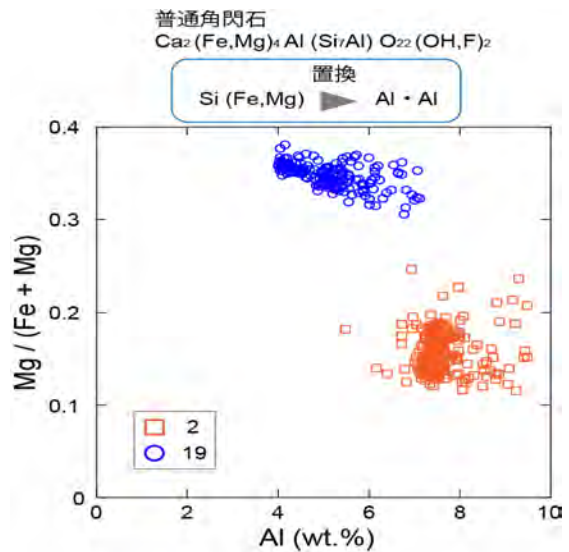


図 3.1-12 鉱物の化学組成の岩体間での比較

② ジルコンの元素マッピング手法

(a) 測定条件の検討

マッピングは、計測時間が長ければ長いほど、また、ピクセル数を小さくすればするほど、高解像度のマッピング結果が得られる。しかし、その際の測定時間は膨大な時間を要し、測定可能な試料数に制限が出てくる。そこで、測定時間に影響を与える測定条件（計測時間、ピクセルサイズ）を段階的に変化させてマッピングを行い、最低限必要とされる測定条件を設定した（図 3.1-13）。

計測時間がマッピング解像度に及ぼす影響を確認するため、表 3.1-5 に示す計測時間でマッピングを行った。その結果、計測時間 1000 msec 以上であれば解像度に大きな差が見られない（図 3.1-13 上段）。計測時間 100 msec は、累帯構造の確認はできるものの明瞭なマッピングは得られなかった。

次にピクセルサイズを表 3.1-5 の通り変化させてマッピングを行った。その結果、 $2\ \mu\text{m} \times 2\ \mu\text{m}$ では累帯構造の境界が不明瞭であるが、 $1\ \mu\text{m} \times 1\ \mu\text{m}$ 以下であれば累帯構造の確認に差し支えないデータが得られた（図 3.1-13 下段）。但し、ピクセルサイズの変更に伴い測定時間はその 2 乗の影響を受ける。例えば、 $100\ \mu\text{m}$ 四方の範囲を計測時間 1000 msec でマッピングした場合、ピクセルサイズ $1\ \mu\text{m} \times 1\ \mu\text{m}$ の測定時間が 2.78 時間であるのに対し、その 2 分の 1 のピクセルサイズ $0.5\ \mu\text{m} \times 0.5\ \mu\text{m}$ では測定時間が 4 倍の 11.11 時間となる。

以上の結果を踏まえると、計測時間は 1000 msec でピクセルサイズは $1\ \mu\text{m} \times 1\ \mu\text{m}$ が妥当であると判断される。

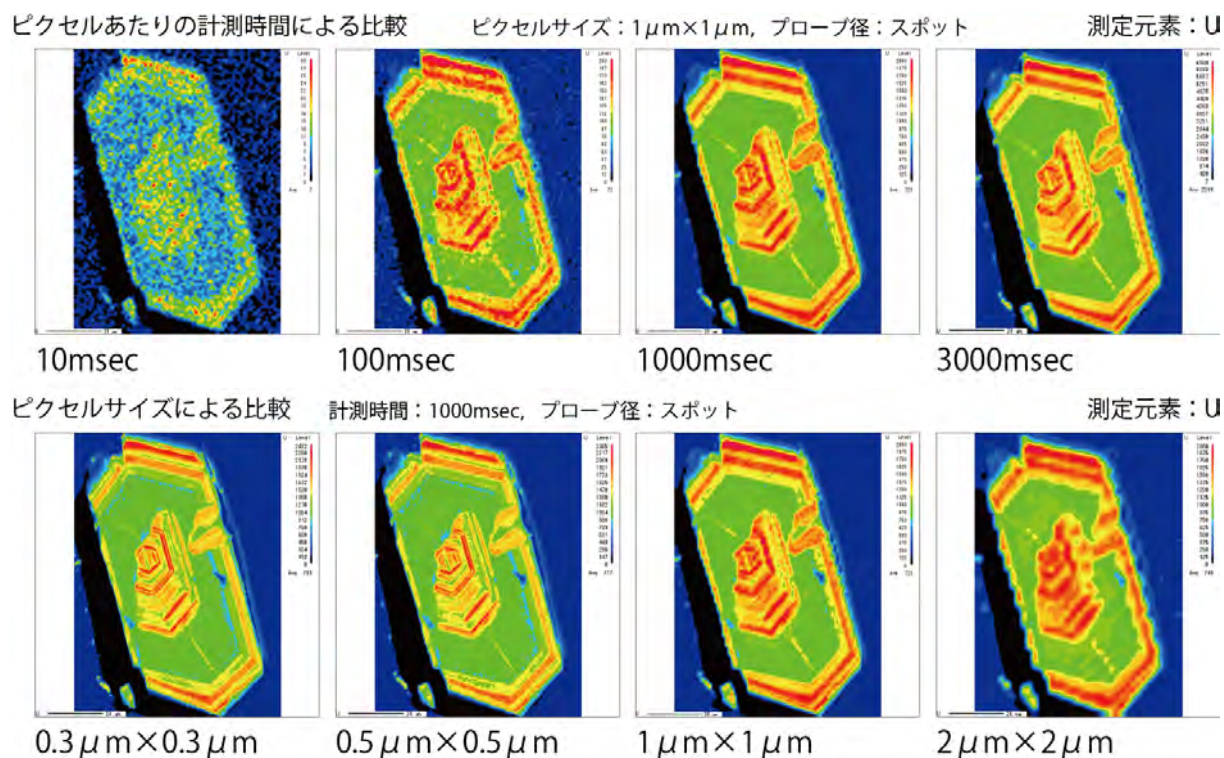


図 3.1-13 測定条件による元素マッピング結果の違い

表 3.1-5 設定した元素マッピングの測定条件

ピクセルあたりの計測時間による比較		ピクセルサイズ：1 μm ×1 μm , プローブ径：スポット			
ピクセルあたりの計測時間 (msec)		10	100	1000	3000
測定時間 (h)		0.03	0.28	2.78	8.33

ピクセルサイズによる比較		測定時間：1000msec, プローブ径：スポット			
ピクセルサイズ (μm)		0.3	0.5	1.0	2.0
測定時間 (h)		30.86	11.11	2.78	0.69

※:測定範囲を100 μm ×100 μm と仮定して算出。加速電圧15.0 kV・照射電流200 nAで測定。

(b) 基盤岩試料の元素マッピング

基盤岩試料（7試料）のうち、高速定量分析によりジルコンが抽出された試料22-a1と試料22-cについて、ジルコンの元素マッピングを行った（図 3.1-14）。測定条件は前項で設定した、ピクセルサイズ1 μm ×1 μm 、1ピクセルあたりの計測時間1000 msecとしプローブ径はスポットとして行った。測定元素は、Zr、Si、Th、U、Pb、P、Hf及びYとした。このうちHf、U及びThは明瞭な累帯構造が確認できた（図 3.1-14）。さらに、平成27年度に導入したEPMA用カソードルミネッセンス検出器を用いてカソードルミネッセンス（CL）像も取得したところ、同様な累帯構造が確認できた（図 3.1-14）。

今後、マッピングデータを蓄積し累帯構造の特徴の整理を進めることにより、重鉱物スクリーニング結果に基づく岩体の判別を補助するデータとして利用できると考えられる。

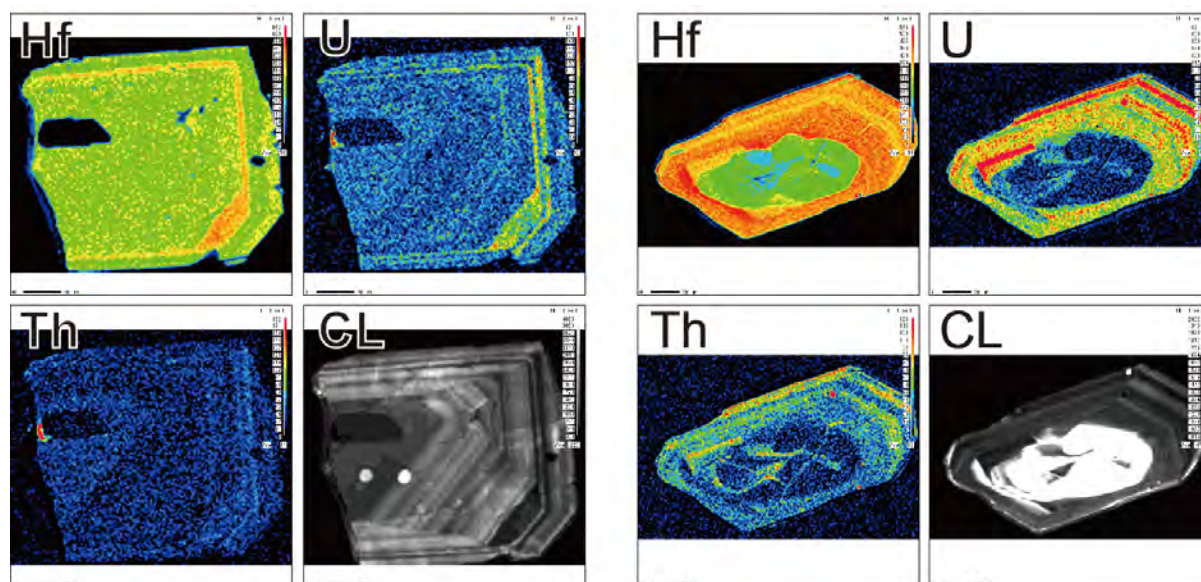


図 3.1-14 基盤岩試料から抽出されたジルコンの元素マッピング結果
（左：試料 22-a1、右：試料 22-c）

③ ジルコンを対象とした元素組成分析手法

(a) 測定条件の検討

ジルコンの構成元素を Th、U、Pb、Si、P、Zr、Hf、Y、Sm、Gd、Dy、Er、Yb 及び Lu の 14 種と近似した。また、測定値のチェック元素として Ca、K、S の定量条件も併せて検討した。各元素について、分光結晶、分析線及びバックグラウンドの測定位置について設定した(表 3.1-6)。分析線が他の共存元素の干渉を受ける場合は、予め干渉量を測定して干渉補正係数を求め、補正を行うことにより、真の特性 X 線強度を求めた。標準試料は、Astimex Standards 社の MINM25-53、REEM25-15 を用いた。なお、本測定条件での測定時間は、約 15 分である。

表 3.1-6 ジルコンを対象とした元素組成分析のための測定条件

元素	CH(分光器)	分光結晶	X線名	ピーク位置(mm)/ 測定時間(s)	BG位置(mm)/測定時間(s)		干渉補正
					低角	高角	
Si	CH2(XCE形)	TAP	K α	77.373/40	5.0/20	6.0/20	—
P	CH5(H形)	PETH	K α	197.237/40	8.0/20	5.0/20	—
S	CH5(H形)	PETH	K α	172.104/40	6.0/20	1.5/20	Zrの干渉補正
K	CH3(XCE形)	PET	K α	119.873/40	3.5/20	1.0/20	Uの干渉補正
Ca	CH4(H形)	PETH	K α	107.525/40	3.0/20	3.0/20	—
Y	CH4(H形)	PETH	L α	206.643/40	3.5/20	1.2/20	—
Zr	CH3(XCE形)	PET	L α	194.505/40	5.0/20	8.0/20	—
Hf	CH2(XCE形)	TAP	M α	81.882/100	1.2/50	1.6/50	—
Pb	CH4(H形)	PETH	M β	162.532/300	1.5/150	1.0/150	Uの干渉補正
Sm	CH3(XCE形)	LIF	L α	152.992/80	1.0/40	1.0/40	—
Gd	CH5(H形)	LIFH	L α	142.571/80	1.5/40	1.5/40	—
Dy	CH5(H形)	LIFH	L α	133.063/60	1.0/30	1.5/30	—
Er	CH3(XCE形)	LIF	L α	124.125/80	1.0/40	1.5/40	—
Yb	CH3(XCE形)	LIF	L α	116.299/60	1.0/30	1.6/30	Dyの干渉補正
Lu	CH5(H形)	LIFH	L α	112.824/80	0.8/40	0.8/40	Dyの干渉補正
Th	CH5(H形)	PETH	M α	132.590/100	2.0/50	2.0/50	—
U	CH3(XCE形)	PET	M α	118.984/100	2.5/50	1.8/50	Thの干渉補正

(b) 基盤岩試料中のジルコンの元素定量分析

基盤岩試料(7試料)のうち、高速定量分析によりジルコンが抽出された試料22-a1と試料22-cについて、図 3.1-15に示す各点(22-a1:5点、22-c:4点)の元素定量分析を行った。表3.1-4の測定条件で分析した結果を表 3.1-7に示す。それぞれの試料について構造式計算を行い分析値の妥当性を確認した。

試料22-a1は、ジルコンの分析値から算出される酸素原子4個あたりのSiとPの原子数は1.002~1.006で全陽イオン数が2.000~2.002である。試料22-cでは、酸素原子4個あたりのSiとPの原子数が1.002~1.008で、全陽イオン数が2.000~2.001である。主要成分の割合がジルコンとして妥当な範囲であることから、組成分析は正しく行われたと判断できる。但し、試料22-a1の分析点3は、Caが0.753 wt.%と分析誤差を超える量で存在しており、微細な他の鉱物を含有していると考えられるため、この分析値は除外した。

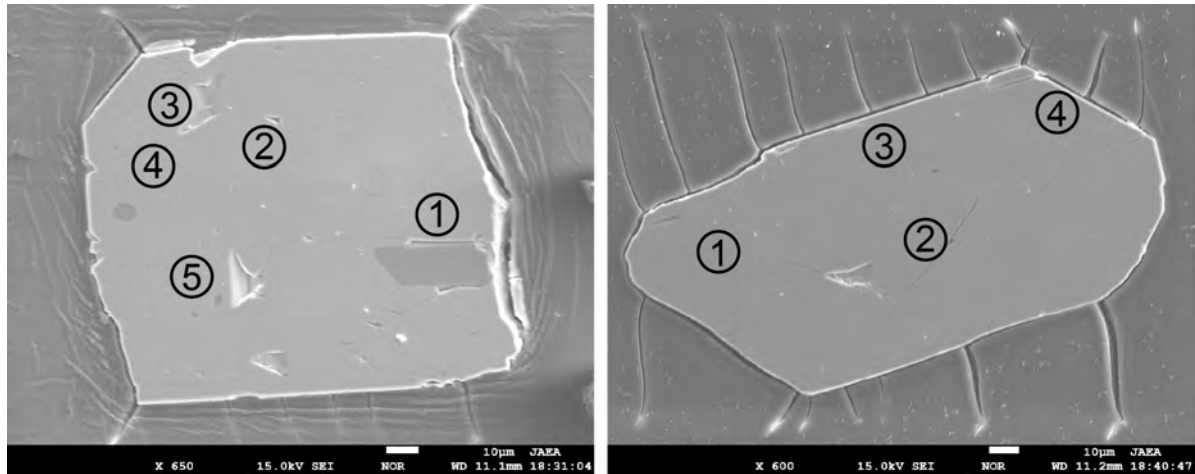


図 3.1-15 基盤岩試料から抽出されたジルコンの定量分析の測定位置
(左：試料 22-a1、右：試料 22-c)

表 3.1-7 基盤岩試料から抽出されたジルコンの元素定量分析の結果
(単位：wt.%)

Sample	22-a					22-c			
No.	1	2	3	4	5	1	2	3	4
SiO ₂	32.104	32.039	31.735	32.256	32.589	32.36	32.396	32.573	32.27
HfO ₂	1.691	1.711	2.209	2.002	1.759	1.594	1.396	2.102	2.014
ZrO ₂	64.139	64.195	62.878	64.16	64.794	64.659	65.31	64.033	64.354
K ₂ O	0.004	0.003	0.003	0.006	0	0	0	0.003	0.014
UO ₂	0.082	0.097	0.232	0.231	0.086	0.282	0.032	0.335	0.229
Yb ₂ O ₃	0.138	0.133	0.184	0.141	0.028	0.126	0	0.134	0.077
Er ₂ O ₃	0.077	0.051	0.096	0.067	0.053	0.063	0.068	0.066	0.066
Sm ₂ O ₃	0.025	0.016	0.01	0.012	0	0.042	0.003	0	0.061
Y ₂ O ₃	0.313	0.227	0.36	0.354	0.17	0.326	0.035	0.48	0.3
CaO	0.054	0.021	0.753	0.037	0.015	0.011	0.01	0.007	0.014
PbO	0.007	0	0	0.003	0.002	0.001	0.009	0	0.004
P ₂ O ₅	0.086	0.103	0.696	0.165	0.089	0.255	0.055	0.236	0.137
SO ₃	0.038	0.017	0.037	0.036	0.028	0.028	0.027	0.032	0.022
ThO ₂	0.056	0.029	0.075	0.075	0.044	0.1	0.005	0.122	0.102
Lu ₂ O ₃	0.03	0.006	0.047	0.004	0.019	0.007	0.008	0.054	0
Dy ₂ O ₃	0.03	0	0.028	0.001	0	0.005	0.016	0.024	0.013
Gd ₂ O ₃	0.008	0.003	0.018	0	0	0.033	0	0	0.007
Total	98.882	98.651	99.361	99.55	99.676	99.892	99.37	100.201	99.684

④ CHIME 年代測定

CHIME年代測定法 (Suzuki and Adachi, 1991¹⁰) は、ジルコンやモナザイトなどに含まれる U、Th、Pb を EPMA で正確に定量して鉱物粒子の各部分の形成年代 (サブグレイン年代) を決定する年代測定手法である。この手法はイオンマイクロプローブやレーザー ICP 質量分析計と比較して数 μm と空間分解能が高く、また簡便である (鈴木, 2005¹¹)。平成 27 年度は、東濃地科学センターの EPMA を用いてモナザイトを分析対象として、この手法の実現を試みた。

本事業で使用する EPMA は、フィールドエミッション電子銃を搭載した FE-EPMA (フィールド

エミッション電子プローブマイクロアナライザ)で、H形X線分光器 (R = 100 mm) を3台とXCE形X線分光器 (R = 140 mm) を2台備えている。U、Th、Pbの特性X線は、相互干渉があり、そのため従来は、高分解能であるXCE形X線分光器を用いることで干渉の影響を軽減させてきた (Suzuki and Adachi, 1991¹⁰; Jercinovic and Williams, 2005¹²; Pyle et al., 2005¹³; Suzuki and Kato, 2008¹⁴)。しかし、このような従来法では白亜紀や新生代の年代を測定するには大きなプローブ電流とともに2時間超の計測が必要になり (Imayama and Suzuki, 2013¹⁵)、後背地解析に必要な多数の碎屑粒子の分析は非現実的となる。このEPMAは、高感度のH形X線分光器を備えており、この分光器を用いたモナザイト中のPbの定量分析が行えれば計測時間を数分の1に短縮でき後背地解析に必要な大量の年代データの収集が可能になる。

モナザイトのTh、Uの測定には、XCE形X線分光器でPET分光結晶を用いて、Th-M α 、U-M β を計測した。Pbの測定には、H形X線分光器でPETH分光結晶を用いて、Pb-M β を計測した。バックグラウンドの測定位置は、Uが分析線から高角側2.0 mm、低角側4.0 mm、Thが分析線から高角側2.0 mm、低角側2.0 mm、Pbが分析線から高角側1.0 mm、低角側1.2 mmとした。X線の計測時間は、Uの分析線が100秒、各バックグラウンドでそれぞれ50秒、Thの分析線が60秒、各バックグラウンドでそれぞれ30秒、Pbの分析線が138秒、各バックグラウンドでそれぞれ69秒とした。また、U-M β は、Th-M γ と干渉し、Pb-M β は、Ce-Laの2次線と干渉する。そこでU-M β は、式(1)でTh-M γ の干渉補正を行った。U-M β には、K-K α も干渉するが、カリウムはモナザイトに入りくい元素である。しかし、主に薄片試料の場合、測定鉱物近隣の他の鉱物の影響によってカリウムが検出される場合があるため、カリウムの重量%が測定誤差を超える量含まれている測定データは除外することとし、K-K α の干渉補正は行っていない。Ce-Laの2次線の干渉は、波高分析を用いて取り除いた。

以上の測定条件の信頼性を確認するため、既にU-Pb年代が報告されているCooma花崗岩と江若花崗岩について測定を実施した結果、いずれも誤差の範囲で一致した年代値が得られた。このことから、今回用いたFE-EPMAを用いたCHIME年代測定法が確立できたと判断できる。

$$U_M\beta_{net} = U_M\beta_{sam.} - Th_M\alpha_{sam.} \times f_{ThM\gamma} \quad (1)$$

U-M β _{net} : 正味のU-M β のX線強度
 U-M β _{sam.} : U-M β 位置のX線強度
 Th-M α _{sam.} : Th-M α 位置のX線強度
 f_{ThM γ} : 干渉補正係数

⑤ EPMAによる微小領域鉱物の分析技術における干渉補正などに関する評価及び検討

EPMAでは試料に電子線を照射し、照射部位から発生する特性X線の強度を測定することで、微小領域の化学組成を測定する。そのため、正確な化学組成を得るためには、特性X線強度を正確に測定することが必要である。しかし希土類元素の定量分析や上述のCHIME年代測定法では、特性X線の干渉を考慮しなければならない。特性X線の干渉とは、測定対象の元素の特性X線ピークの近傍に他の元素の特性X線などが存在することにより、測定強度が見かけ上両者の和となる現象である。こうした干渉がある場合には、測定対象ではない元素のX線の影響を補正(干渉補正)する必要がある。そこで、干渉補正方法のうちX線強度を補正する方法とマトリクス補正後の化学組成を用いる方法について比較を行うとともに、装置依存性の有無についても検討した。

これに加え、CHIME年代測定などのサブグレイン年代測定でジルコンやモナザイトの正確な年代を得るために考慮しなければならないメタミクト化(鉱物中のUやThによる放射線の影響

により結晶の格子が破壊されること)を検出する方法として、結晶状態の把握に有効な顕微ラマン分光法が適用できるか否かについても検討した。

以上の検討の結果、X線の干渉補正については、化学組成で補正した方が補正係数の物質依存性が小さくなるという結果が得られた。一方、顕微ラマン分光法によるメタミクト化検出については、先行研究に示されている方法($v_3(\text{SiO}_4)$ ピークの半値幅を用いる方法; Nasdala et al., 2001¹⁶⁾)で検証を行ったが、反射電子像やカソードルミネッセンス像との大きな違いを見出すことはできず、必ずしも本手法による指標が損傷の程度の指標とはならないことが分かった。

5) 帯磁率異方性

帯磁率は、外部磁場をかけたときに得られる磁化の変化率であり、磁場に対する磁化のしやすさを表す(中井, 2004¹⁷⁾)。堆積物中には様々な磁性鉱物が存在し、これらの形状や配列により三次元的な帯磁率強度の分布に違いが生じる。こうした三次元的な帯磁率強度の偏りが帯磁率異方性と呼ばれる。帯磁率異方性は、磁化容易軸(K_{max})、中間軸(K_{int})、磁化困難軸(K_{min})の三軸からなる楕円体として表すことができるため、その測定結果から、ファブリック(粒子の空間的配列)を議論することが可能である(Byrne et al., 1993¹⁸⁾)。

後背地解析では、堆積物中の碎屑物から、その供給源や運搬経路の時間的・空間的変遷について検討する。こうした検討を行うにあたって必要な情報の一つが、碎屑物の流下方向(古流向)である。碎屑物の古流向復元については、露頭で確認された礫のファブリックや古水理環境を示す特徴的な堆積構造を対象に、野外で直接観察・測定する手法がある(公文・立石編, 1998¹⁹⁾)。この手法は古典的かつ簡便な古流向の復元手法ではあるが、適用限界がある。例えば、後背地推定において対象となる中期更新世以前の砂礫層は、クサリ礫から構成されることが多く、その場合、礫のファブリック計測が著しく困難になる。さらに、古水理環境を示す堆積構造は、砂礫層や細粒層において確認されない場合もある。しかし、こうした場合においても、細粒層が存在さえすれば、帯磁率異方性の測定から定量的に古流向を検討することが可能となる(例えば、Taira, 1989²⁰⁾; 川村ほか, 2002²¹⁾; 金丸ほか, 2008²²⁾; 澁谷ほか, 2014²³⁾)。一方で、山地発達史の解明に用いる後背地解析において鍵となる情報を提供する鮮新-更新世堆積物を対象とした帯磁率異方性に基づく古流向解析の適用事例は少ない。そこで、本事業では、後背地解析技術の開発のため、肉眼では古流向を示す堆積構造が不明瞭な鮮新-更新統の細粒層を対象に帯磁率異方性の測定を行い、その結果から古流向を検討する。

平成27年度は、Agico社製帯磁率異方性測定装置 MFK1-FA を用いて、平成26年度に採取した堆積物のキューブ試料(4地点、52試料; 表 3.1-8)の帯磁率異方性の測定を行った。そして、帯磁率異方性測定の結果を整理するとともに、この手法の有効性と課題について検討した。

表 3.1-8 帯磁率異方性測定試料の一覧

地点番号	地層	試料ID	走向傾斜	地点番号	地層	試料ID	走向傾斜		
22	塊状のシルト層	F2-1	N88W55W	23	塊状の極細粒砂層（テフラ？）	O-1	S84W83W		
		F2-2	N72W40W			O-2	S58W78S		
		F2-3	N78W46W			O-3	S82W83W		
		F2-4	S78W76W			O-4	S80W90		
		F2-5	N74W60W			O-5	S72W86W		
	塊状のシルト層	F2-1'	S67W46SW			O-6	S82W81W		
		F2-2'	S72W43SW			O-7	S68W81E		
		F2-3'	S72W48SW			O-8	S71W80E		
		F2-4'	S73W45SW			24	塊状の細粒火山噴出物層	I-1	N74W84W
		F2-5'	S71W53SW					I-2	S82W78W
F2-6'	S74W41SW	I-3	N89W66W						
F2-7'	S69W44SW	I-4	S83W65W						
F2-8'	S72W46SW	I-5	S84W74W						
塊状のシルト層	F10-6	S30W60S	I-6	S85W68W					
	F10-7	S60W44W	I-7	N52W56W					
	F10-8	S59W40W	I-8	S84W58W					
	F10-9	S38W54S	26	斜交葉理の発達する細粒砂層	S-1			N55E65N	
F10-10	S68W44S	S-2			N27E46N				
塊状の細粒砂層	F14-1	S60W68SW			S-3	N28E40N			
	F14-2	S60W68SW			S-4	N41E40N			
	F14-3	S60W61SW			S-5	N25E45N			
	F14-4	S63W71SW			S-6	N26E55N			
	F14-5	S60W72SW			S-7	N70E40N			
	F14-6	S63W73SW			S-8	N29E48N			
	F14-7	S61W75SW							
	F14-8	S66W61SW							
	F14-9	S65W73SW							
	F14-10	S64W75SW							

① 測定試料

測定には、東濃地域に分布する土岐砂礫層から採取された4地点の試料を用いた。試料の一覧については、表 3.1-8 に示した。以下に採取地点の情報を記す。

地点 22 は、付知川沿いに発達する河成段丘（馬場面；津沢, 1981²⁴）の段丘崖に位置する露頭である（図 3.1-2）。段丘面の現河床からの比高は約 100 m である。馬場面は、土岐砂礫層を切って形成されたフィルストラス段丘と考えられている（津沢, 1981²⁴）。この露頭では、図 3.1-3 に示されるように基盤岩である濃飛流紋岩を覆う 30 m ほどの砂礫層が確認できる。この砂礫層は、下部の礫種が濃飛流紋岩だけであるのに対して、上部の礫種が濃飛流紋岩・花崗岩・玄武岩であるという特徴を持つことから、砂礫層の下部と上部では後背地が異なることが想定され、後背地解析技術の開発に適した試料と考えられる。測定には、砂礫層中の三ヶ所（下位より F2, F14 及び F10）のキューブ試料を用いた。

F2（図 3.1-16A, B）：段丘構成層の基底付近に見られる 50～70 cm の厚さのシルト層。このシルト層の上部には、φ 2～5 mm 程度の細かい礫が散在し、レンズ状に泥炭が挟在する。一方、シルト層の下部は塊状である。

F14（図 3.1-16C）：段丘構成層上部の砂礫層に挟在する 15 cm ほどの厚さの塊状細粒砂層。

F10 (図 3.1-16D) : 砂礫層を覆う細礫まじりシルト層中に不定形に挟在する塊状シルト層。

地点 23 は、小里川沿いに分布する小起伏面の露頭である (図 3.1-17)。ここでは、花崗岩の基盤に対して亜炭層を挟在する砂～シルト層 (層厚不明) と砂礫層 (層厚 35 m 程度) がアバットする (図 3.1-17A)。砂礫層には、主として中～粗粒砂からなる砂層ないしはシルト～粘土からなる細粒層が挟在する。この地点は、恵那山断層の下盤側に位置しており、恵那山断層の発達に伴う後背地の変化が考えられ、後背地解析技術の開発に適した地点と考えられる。測定には、土岐砂礫層の中位にあたる位置に見られる厚さ 10～15 cm の塊状の極細粒砂層のキューブ試料を用いた (図 3.1-17B)。

地点 24 は、木曾川沿いに分布する小起伏面の露頭である (図 3.1-18)。この露頭では、下位から順に亜炭層、火山噴出物層、砂礫層が確認できる (図 3.1-18A)。火山噴出物層は、層厚 1～2 m 程度で、やや成層する。また、風化が進んでいるため、火山灰の組織は残らず粘土のような様相である。しかし、風化軽石と白色のレンズ状軽石が地層中に確認できたことから、この地層は火山噴出物層であると判断される。火山噴出物と砂層では構成鉱物が異なることから、帯磁率の値も異なることが予想される。そのため、堆積物の種類の違いによる適用性の違いを検討することができる。測定には、この火山噴出物層のキューブ試料を用いた (図 3.1-18B)。

地点 26 は、土岐川沿いに分布する小起伏面の露頭である (図 3.1-19)。ここでは、図 3.1-19A に示されるように厚さ 50 m を越える砂礫層が確認できる。測定試料は、この砂礫層の中位においてレンズ状に挟在する砂層のキューブ試料を用いた (図 3.1-19B)。この砂層は細粒砂からなり、層厚 20～30 cm である。下部には水平葉理、中部には斜交葉理、上部にはやや不明瞭な水平～低角度の斜交葉理が発達する。大規模な露頭であることから、後背地に関する情報が多いことが予想され、後背地解析技術の開発に適した試料と考えられる。

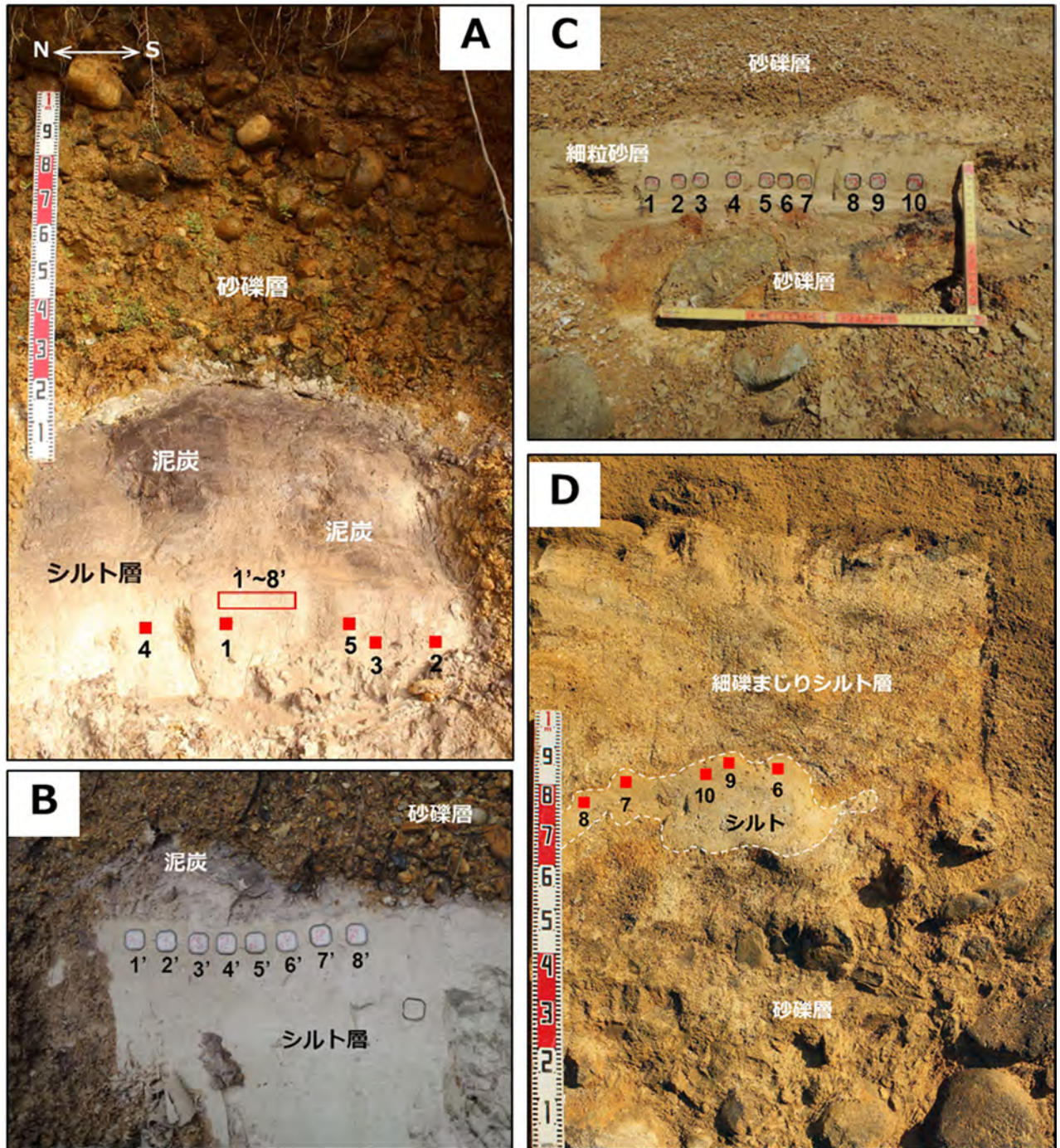


図 3.1-16 地点 22 の露頭とキューブ試料の位置

A) F2-1~5 の位置。赤枠は F2-1'~8' の位置。B) F2-1'~8' の位置。C) F14-1~10 の位置。D) F10-6~10 の位置。赤い正方形はキューブ試料の位置を示す。地点 22 の位置については、図 3.1-2 を参照。

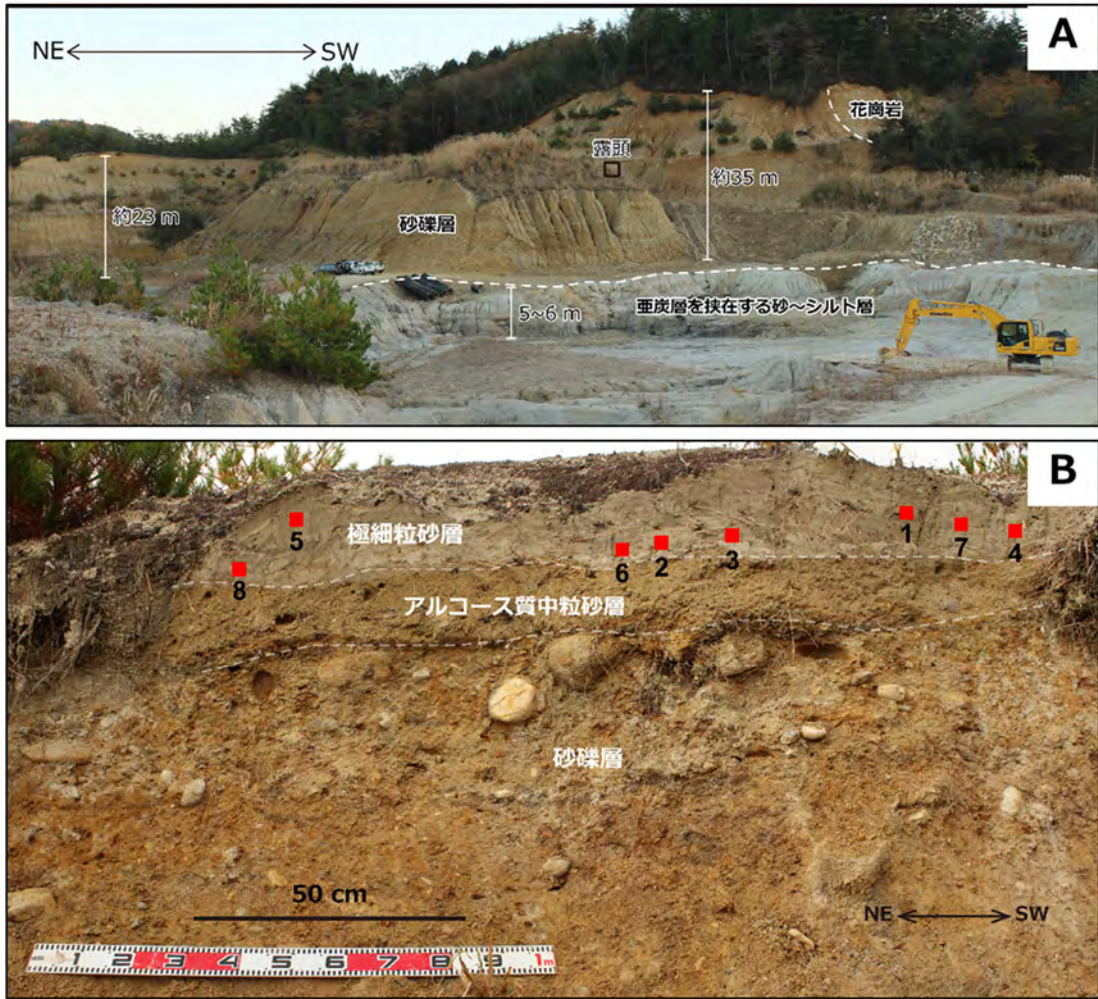


図 3.1-17 地点 23 の露頭とキューブ試料の位置
 A) 全景。B) キューブ試料の位置 (赤い正方形)。
 地点 23 の位置については、図 3.1-2 を参照。

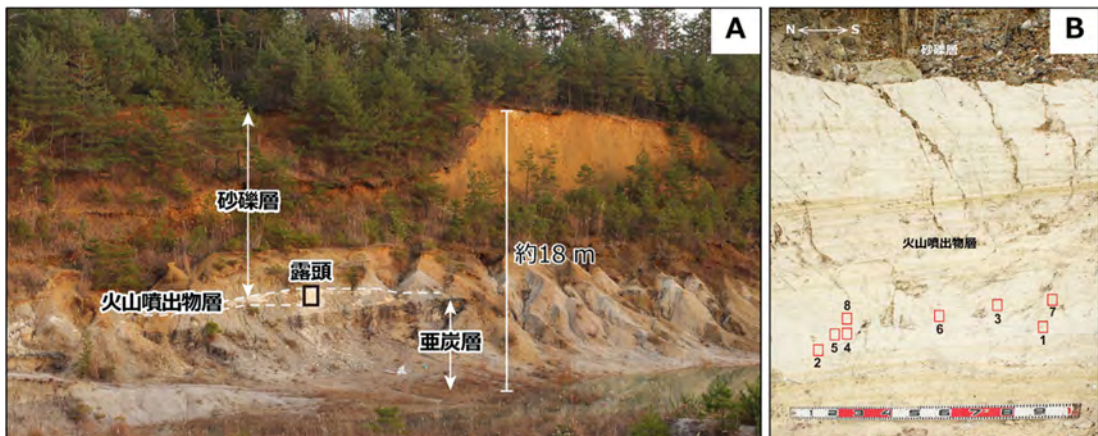


図 3.1-18 地点 24 の露頭とキューブ試料の位置
 A) 全景。B) キューブ試料の位置 (赤い正方形)。
 地点 24 の位置については、図 3.1-2 を参照。

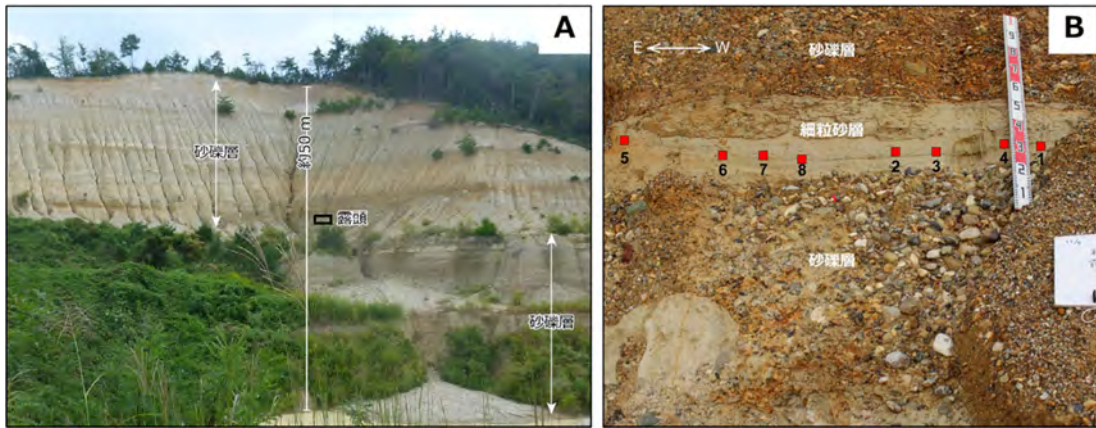


図 3.1-19 地点 26 の露頭とキューブ試料の位置
 A) 全景。B) キューブ試料の位置 (赤い正方形)。
 地点 26 の位置については、図 3.1-2 を参照。

② 測定方法

測定試料は、細粒砂～シルトからなる未固結堆積物である。これらの試料は、いずれもプラスチックキューブを用いて採取された定方位試料である。

定方位試料については、Agico 社製 Multi-Function Kappabridge (MFK1-FA) を用いて帯磁率異方性の測定を行ない、磁化容易軸 (K_{max})、中間軸 (K_{int})、磁化困難軸 (K_{min}) の各強度を得た。試料の帯磁率異方性は、これら三軸によって構成される近似楕円体として表すことができる (Tarling and Hrouda, 1993²⁵)。また、三軸の強度を用いて定義される 2 つの指標 (P' , T) から、近似楕円体の形状と異方性の程度を定量化して示すことができる (Tarling and Hrouda, 1993²⁵)。

$\eta=1/3(\ln K_{max}+\ln K_{int}+\ln K_{min})$ としたとき

P' (corrected anisotropy degree) = $\exp[2(\ln K_{max}-\eta)^2+2(\ln K_{int}-\eta)^2+2(\ln K_{min}-\eta)^2]^{1/2}$ (異方性の大きさ)

T (shape parameter) = $(2\ln K_{int}-\ln K_{max}-\ln K_{min})/(\ln K_{max}-\ln K_{min})$ (異方性のかたち)

P' (> 1) については、その値が大きくなるほど異方度が大きいことを示す。 T は、 $-1 < T < 1$ の値をとり、 $T > 0$ ならば扁平形状 (oblate shape)、 $T < 0$ ならば扁長形状 (prolate shape) であることを示す。

古流向については、 K_{max} , K_{int} , K_{min} のそれぞれが堆積物粒子の長軸・中軸・短軸に相当することから、短軸にあたる K_{min} の偏角の方向とした。また、 K_{max} と K_{min} の空間配置からは、粒子配列の様式が推定できる。そこで粒子配列の様式を、澁谷ほか (2014)²³ で定められた基準を参照して、a(p)a(i)タイプ、a(t)b(i)タイプ、a(o)タイプのいずれかに区分した。

a(p)a(i)タイプ：古流向に対して長軸の方向が $\pm 30^\circ$ 以内であると定義される。このタイプは、流れに対して長軸が平行 (parallel) であり、覆瓦構造 (imbricated) を持つ粒子配列である (Harms et al., 1975²⁶)。

a(t)b(i)タイプ：古流向に対して中軸の方向が $\pm 30^\circ$ 以内であると定義される。このタイプは、流れに対して長軸が直交 (transverse) し中間軸が覆瓦構造 (imbricated) を持つ粒子配列である (Harms et al., 1975²⁶)。

a(o)タイプ：上記以外のタイプ。このタイプは、長軸が流れに対して斜交 (oblique) する粒子配列を持つ。

③ 測定結果

表 3.1-9 に測定結果の一覧を示す。帯磁率は、 $1.5 \times 10^{-5} \text{ SI} \sim 15.1 \times 10^{-5} \text{ SI}$ の値を示す。同じ露頭で採取された試料の帯磁率の値は、 $10 \times 10^{-5} \text{ SI} \sim 50 \times 10^{-5} \text{ SI}$ 程度の幅におさまる。図 3.1-20 に帯磁率異方性をシュミットネット (下半球投影) にプロットしたもの、図 3.1-21 に異方度の大きさとかたちをプロットしたダイアグラムを示す。以下にこれらの図から読み取れる結果を地点ごとに示す。

(a) 地点 22 (F2-1~5)

長軸と中軸は、北東~北西~南西方向に伸び、 $10 \sim 20^\circ$ の低角で北西方向に傾斜する大円に分散する (図 3.1-20)。その一方で、短軸は南東~南方向に約 $60 \sim 80^\circ$ で傾斜する位置に集中する。帯磁率異方性の度合いは、 $1.032 \sim 1.139$ と比較的幅広い値を取る (図 3.1-21)。帯磁率異方性楕円体の形状は扁平形と扁長形の両方を含む。

(b) 地点 22 (F2-1'~8')

三軸が明瞭に分かれており、長軸はほぼ水平の北北東~南南西方向、中軸はほぼ水平の西北西~東南東方向、短軸はほぼ鉛直方向及び西~南方向に約 $50 \sim 80^\circ$ で傾斜する位置に集中する (図 3.1-20)。帯磁率異方性の度合いは、 $1.066 \sim 1.109$ である (図 3.1-21)。帯磁率異方性楕円体の形状は、一試料を除くと扁平形である。

(c) 地点 22 (F10-1~5)

短軸がほぼ鉛直方向に集中する一方で、長軸、中軸は水平面付近に分散する (図 3.1-20)。粒子配列は、a(t)b(i)もしくは a(o)であり、一定の傾向を示さない (表 3.1-9)。帯磁率異方性の度合いは、 $1.012 \sim 1.036$ であり、比較的低い値でまとまる (図 3.1-21)。帯磁率異方性楕円体の形状は、一試料を除くと扁平形である。

(d) 地点 22 (F14-1~10)

三軸の集中が明瞭に分かれる。長軸は北東方向に約 $20 \sim 36^\circ$ で傾く一方で、短軸は南西側へ $50 \sim 70^\circ$ で傾斜する (図 3.1-20)。中軸は短軸・長軸に直交するように、ほぼ水平面上の北西~南東方向に分布する。粒子配列は、全体の傾向として a(p)b(i)である (表 3.1-9)。帯磁率異方性の度合いは、 $1.042 \sim 1.061$ の間でまとまる (図 3.1-21)。帯磁率異方性楕円体の形状は扁平形である。

(e) 地点 23 (O-1~8)

帯磁率 (Km) は、 $15 \sim 28 \times 10^{-6}$ と他の試料に比べて小さい値を示す (表 3.1-9)。短軸は鉛直方向を中心に比較的高角で分散する一方で、長軸、中軸は水平面付近に分散する (図 3.1-20)。粒子配列は、明瞭に一定の傾向を表さない (表 3.1-9)。帯磁率異方性の度合いについては、 $1.036 \sim 1.158$ と比較的幅広い値を取る (図 3.1-21)。帯磁率異方性楕円体の形状は扁平形である。

(f) 地点 24 (I-1~8)

帯磁率 (Km) は、 $46 \sim 54 \times 10^{-6}$ と比較的小さい値を示す (表 3.1-9)。三軸全てが明瞭な集中を示さない (図 3.1-20)。粒子配列についても、明瞭な一定の傾向を表さない (表 3.1-9)。帯磁率異方性の度合いは、全試料中で最も低い値 ($1.005 \sim 1.014$) でまとまる (図 3.1-21)。帯磁率異方性楕円体の形状は、様々であり、扁平形・円形・扁長形を取る。

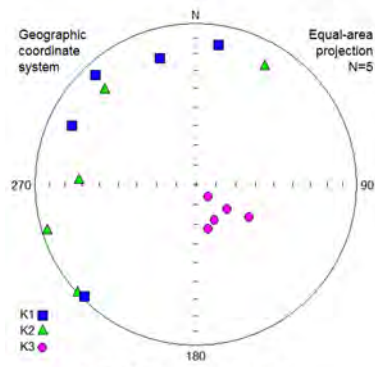
(g) 地点 26 (S-1~8)

短軸は鉛直方向を中心に比較的高角で分散する一方で、長軸、中軸は水平面付近に分散する (図 3.1-20)。粒子配列は、明瞭に一定の傾向を表さない (表 3.1-9)。帯磁率異方性の度合いは、 1.041

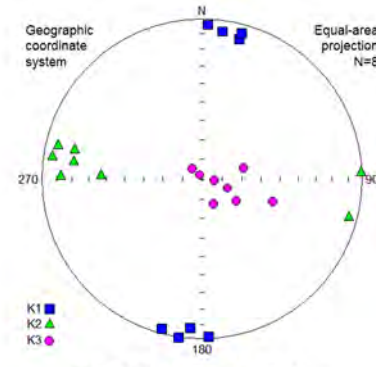
～1.138 と比較的幅広い値をとる (図 3.1-21)。帯磁率異方性楕円体の形状は、一試料を除くと扁平形である。

表 3.1-9 帯磁率異方性測定の結果

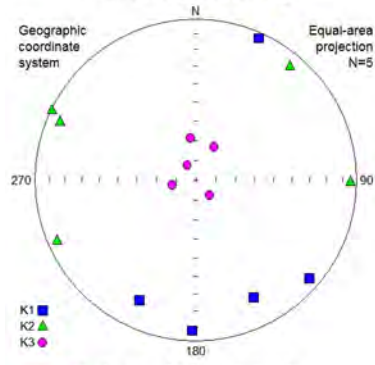
Locality	Sample ID	Km ($\times 10^{-6}$ SI)	Kmax	Kint	Kmin	Kmax		Kint		Kmin		P'	T	Fabric
						Dec.	Inc.	Dec.	Inc.	Dec.	Inc.			
22	F2-1	54.20	1.02616	0.99381	0.98003	9.2	13.2	271.9	28.2	121.6	58.3	1.062	-0.052	a(t)b(i)
	F2-2	90.02	1.03594	1.03365	0.93042	317.5	8.5	227.5	0.3	135.4	81.5	1.139	0.575	a(p)b(i)
	F2-3	71.75	1.00485	1.02284	0.97231	295.5	15.7	30.3	16.6	164.5	66.9	1.068	0.361	a(o)
	F2-4	65.73	1.00963	1.00908	0.98128	225.1	2.3	315.9	19.8	128.8	70.1	1.042	0.175	a(t)b(i)
	F2-5	68.85	1.01201	0.99913	0.98886	344.1	19.9	252.8	3.6	152.8	69.8	1.032	-0.161	a(p)b(i)
	F2-1'	56.46	1.03528	1.01129	0.95343	14.8	10.9	283.1	8.7	155.3	76.1	1.1	0.343	a(o)
	F2-2'	58.21	1.03212	0.99628	0.9716	184.5	7.7	277.4	20.5	75	68	1.069	0.042	a(t)b(i)
	F2-3'	63.67	1.02346	0.99481	0.98173	7.7	7.9	271.7	37.1	107.9	51.8	1.069	0.554	a(t)b(i)
	F2-4'	68.13	1.04212	1.01397	0.94391	188.5	0.2	278.5	6.2	96.6	83.8	1.109	0.447	a(t)b(i)
	F2-5'	44.26	1.03795	1.00026	0.96179	177.8	2.1	87.7	1.1	330.8	87.7	1.079	0.028	a(p)b(i)
	F2-6'	45.94	1.03558	1.00859	0.95583	195.1	3.9	104.7	6.1	317	82.7	1.088	0.266	a(t)b(i)
	F2-7'	63.63	1.02617	1.00651	0.96732	2.1	4.3	271.1	12.9	110	76.4	1.066	0.431	a(t)b(i)
	F2-8'	60.43	1.03063	0.99719	0.97218	15	6.4	282.7	19.6	122.3	69.3	1.069	-0.104	a(t)b(i)
	F10-6	73.03	1.00673	1.00241	0.99086	205.2	19	295.6	1.1	28.7	71	1.022	0.184	a(t)b(i)
	F10-7	89.88	1.01091	1.00864	0.98045	23.7	4.2	293.1	9.2	138	79.8	1.036	0.786	a(o)
	F10-8	81.72	1.00607	1.00712	0.9868	130.9	7.5	39.6	9.4	258.9	77.9	1.027	0.136	a(o)
	F10-9	80.89	1.0062	0.99955	0.99425	181.6	7.4	91	4.5	330.1	81.3	1.012	-0.1	a(t)b(i)
	F10-10	81.66	1.00507	1.00675	0.98818	153.8	20.2	246.1	6.4	353	68.8	1.026	0.835	a(t)b(i)
	F14-1	96.52	1.00736	1.00925	0.98338	50.7	30	319.4	2.4	225.2	59.9	1.054	0.487	a(p)b(i)
	F14-2	92.75	1.01053	1.00917	0.9803	51.6	26.7	143.3	3.3	239.9	63.1	1.056	0.478	a(p)b(i)
F14-3	85.43	1.0086	1.00633	0.98507	46.5	34.7	137.8	1.9	230.5	55.2	1.061	0.555	a(p)b(i)	
F14-4	84.43	1.00863	1.0151	0.97627	57.4	19.4	325.5	5.4	220.6	69.8	1.056	0.419	a(p)b(i)	
F14-5	95.70	1.01359	1.00881	0.9776	45.9	21	140.3	11.3	256.9	65.9	1.06	0.252	a(o)	
F14-6	111.71	1.01164	1.0028	0.98556	34.1	22.7	129.3	12.3	245.7	63.9	1.043	0.125	a(o)	
F14-7	114.03	1.0089	1.00803	0.98307	45.3	21.5	136.4	2.6	233	68.3	1.042	0.329	a(p)b(i)	
F14-8	89.44	1.01032	1.00073	0.98895	40.9	35.6	138.8	10.8	243	52.3	1.055	0.496	a(p)b(i)	
F14-9	99.72	1.01214	1.01161	0.97625	44.6	19.7	134.9	0.9	227.3	70.3	1.056	0.388	a(p)b(i)	
F14-10	102.70	1.00763	1.01367	0.9787	54.9	22.3	324.5	0.9	232.3	67.7	1.059	0.135	a(p)b(i)	
23	O-1	24.68	1.00581	1.0148	0.97939	294.6	12.3	197.2	30.4	43.9	56.7	1.065	0.553	a(t)b(i)
	O-2	20.10	1.02248	1.03072	0.9468	44.2	19.5	311.7	7.2	202.3	69.1	1.125	0.79	a(p)b(i)
	O-3	17.23	1.02445	1.05428	0.92127	263.9	2.5	353.9	0.2	87.3	87.5	1.153	0.563	a(p)b(i)
	O-4	15.27	1.03009	1.03726	0.93266	273.2	3.7	3.4	3.8	138.4	84.7	1.128	0.872	a(o)
	O-5	16.85	1.01606	1.00584	0.9781	211.3	3.5	302.6	20	111.8	69.7	1.049	0.299	a(t)b(i)
	O-6	18.93	1.0083	1.05336	0.93834	70.3	17	339.4	3.2	239.1	72.7	1.158	0.099	a(p)b(i)
	O-7	18.44	0.99697	1.02431	0.97872	275.9	17.9	16.1	28.8	158.3	55.1	1.074	0.501	a(t)b(i)
	O-8	28.05	1.01424	1.00167	0.98409	178	11.1	84.2	18.5	297.4	68.2	1.036	0.371	a(o)
24	I-1	46.40	1.00073	1.00081	0.99846	229.2	6.2	324.8	42.3	132.5	47.1	1.007	0.422	a(t)b(i)
	I-2	45.45	0.99847	1.00266	0.99888	276.1	8.1	17.1	53.4	180.3	35.4	1.005	-0.511	a(t)b(i)
	I-3	47.90	1.00071	0.99919	1.0001	2.5	42.7	110.7	18.7	218.1	41.4	1.007	-0.02	a(p)b(i)
	I-4	45.04	0.99856	1.00155	0.99989	245.5	12.5	1.5	63.2	150	23.3	1.006	0.159	a(o)
	I-5	44.32	0.99733	1.00789	0.99478	271.1	4	2.2	16	167.3	73.5	1.014	-0.539	a(o)
	I-6	43.36	1.00064	0.99898	1.00038	323.3	15.6	166.2	73.1	55.1	6.2	1.005	0.141	a(o)
	I-7	54.10	1.00102	1.00025	0.99873	340.4	20.4	82.2	28.8	220.2	53.5	1.005	0.379	a(o)
	I-8	51.96	1.00099	1.00461	0.9944	297.4	0.6	27.7	30.8	206.4	59.2	1.015	0.559	a(t)b(i)
26	S-1	151.18	1.03698	1.03551	0.9275	319.2	1.7	49.3	3	198.7	86.6	1.138	0.801	a(o)
	S-2	115.14	1.01166	1.02005	0.96829	246.1	6.7	337.4	11.2	126	76.9	1.063	0.538	a(o)
	S-3	101.68	0.99149	1.02268	0.98584	115.7	14.1	217.9	39.9	10.2	46.7	1.066	0.276	a(t)b(i)
	S-4	114.33	1.02527	1.0144	0.96033	208.2	20.5	301.4	8.4	52.5	67.7	1.097	0.616	a(p)b(i)
	S-5	121.71	1.01564	1.01634	0.96802	322.9	7.7	54.6	12.4	201.8	75.3	1.064	0.787	a(o)
	S-6	103.11	1.01696	0.99371	0.98932	349.3	20.2	249.2	25.7	112.9	56.4	1.041	-0.224	a(o)
	S-7	118.44	1.02561	1.01073	0.96366	344.5	0.4	254.4	18.8	75.8	71.2	1.078	0.686	a(t)b(i)
	S-8	108.66	1.00362	1.0153	0.98108	94.5	21.1	187.3	7.2	295.2	67.6	1.048	0.289	a(p)b(i)



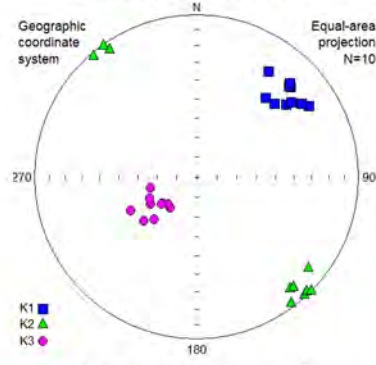
地点22 (F2-1~5)



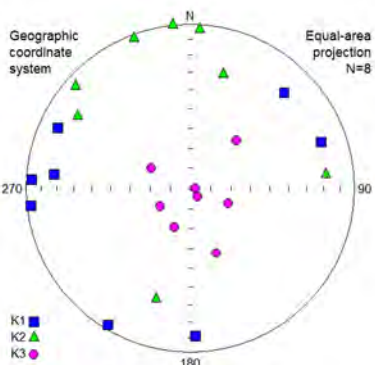
地点22 (F2-1'~8')



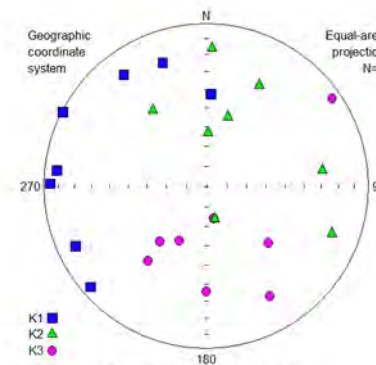
地点22 (F10-1~5)



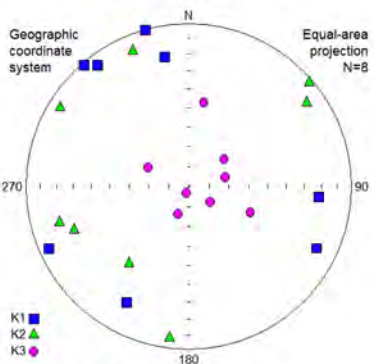
地点22 (F14-1~10)



地点23 (O-1~8)



地点24 (I-1~8)



地点26 (S-1~8)

図 3.1-20 帯磁率異方性のオリエンテーション
(シュミットネット、下半球投影)

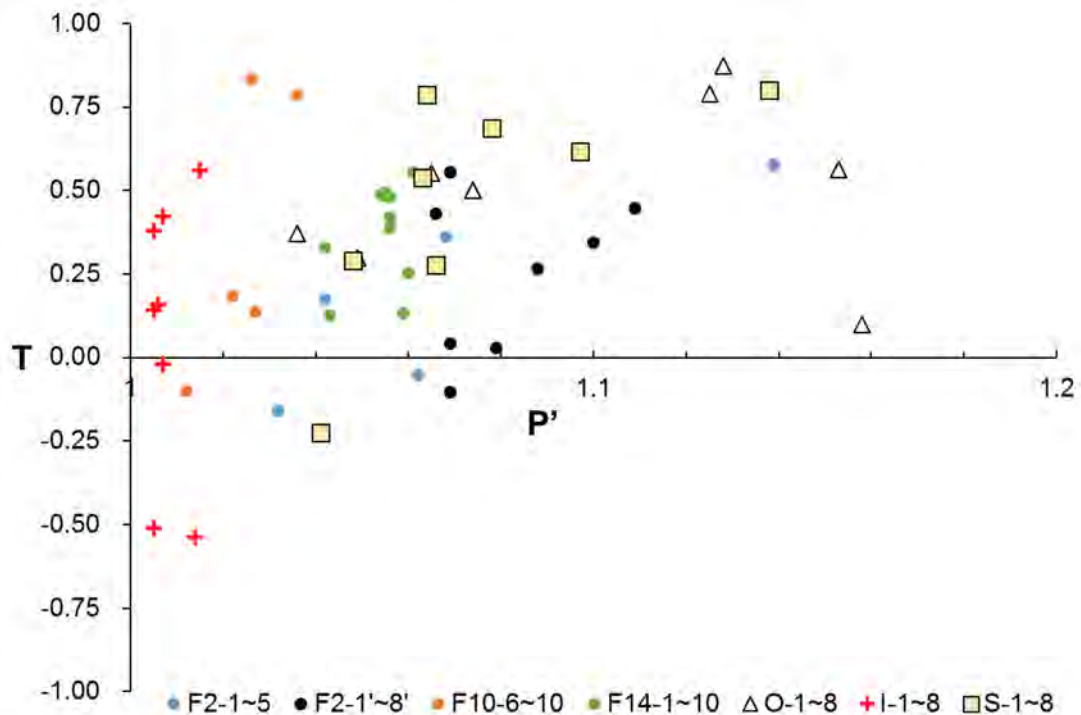


図 3.1-21 P'-T ダイアグラム

P'は異方度の大きさ、Tは異方性の形。P' (> 1) については、その値が大きくなるほど異方度が大きいことを示す。Tは、 $-1 < T < 1$ の値を取り、 $T > 0$ ならば扁平形状、 $T < 0$ ならば扁長形状を示す。

④ 考察

帯磁率異方性の三軸が示す磁気ファブリックが碎屑粒子のファブリックとほぼ同じ傾向であると仮定する。この仮定に基づき、帯磁率異方性のパターンから各地点の試料を「流れによって配列した堆積物」、「水中での重力沈下による堆積物」、「流れによる配列と水中での重力沈下の両方の可能性がある堆積物」、「無秩序な配列の堆積物」、のいずれかに区分した。

(a) 流れによって配列した堆積物

典型的に流れを反映した堆積構造を示すと考えられる試料は、地点 22 の F14-1~10 である (図 3.1-20)。この試料の帯磁率異方性は、南西方向への流れに対して長軸が平行に、短軸が下流側もしくは長軸と中軸を含む面が上流側に傾く。粒子配列の傾向も、a(p)b(i)型であり (表 3.1-9)、このパターンと調和的である。この試料の堆積プロセスについては、長軸が流れに平行となるインブリケーションを示すことから、堆積物重力流によって運搬されたと考えられる (例えば、八木下, 2001²⁷⁾)。

(b) 水中での重力沈下による堆積物

水中での重力沈下により、水平な堆積面に堆積したと考えられる試料は、地点 22 の F10-1~5、地点 23 の O-1~8、地点 26 の S-1~8 である。これらは、「長軸が水平面上にランダムに分布する一方で、短軸がほぼ鉛直方向に配列する」(図 3.1-20)、「粒子配列が一定の傾向を表さない」(表 3.1-9) という特徴を持つ。

(c) 流れもしくは重力沈下による堆積物

流れによる配列と重力による沈下の両方の可能性を示す帯磁率異方性のパターンを持つ試料は、地点 22 において同一の地層から採取された F2-1~5 と F2-1'~8' である。

F2-1~5 については、短軸がインブリケーションを示すように下流（南東）側に傾く一方で、長軸が北西方向に低角で傾斜する大円上に分散する（図 3.1-20）。平（1976）²⁸⁾に示された磁気ファブリックのモデルを参照すると、このようなパターンは、南東方向へ流れる粘性流体中で粒子が回転し、配列したこと、ないしは粒子が南東方向に傾く水平面上に重力沈下したことを示唆する。

F2-1'~8'については、短軸がほぼ鉛直方向及び西~南方向に約 50~80° で傾斜する位置に配列する（図 3.1-20）。この点に着目すると、この試料は水平な堆積面への重力沈下を反映した堆積物であると判断される。ただ、ほぼ鉛直方向に配列する短軸については、若干ではあるがインブリケーションを示すように南東方向に傾く（図 3.1-20）。さらに、この短軸の方向にほぼ直交する方向に長軸の向きが揃う。これらの点から、この試料は、南東方向への流れを反映した堆積物であるという解釈も可能である。そして、この解釈は、F2-1~5 の磁気ファブリックから示唆される古流向とも矛盾しない。F2-1'~8'が南東向きの流れを反映した堆積物と仮定すると、その磁気ファブリックの長軸は、流向と直交するインブリケーションを示す。そのため磁性鉱物粒子はトラクション流により配列したと考えられる（例えば、八木下, 2001²⁷⁾）。

(d) 無秩序な配列の堆積物

無秩序な磁気ファブリックを持つ堆積物は、地点 24 の I-1~8 である（図 3.1-20）。この試料は、帯磁率異方性の度合いも 1.014 以下と低い（表 3.1-9; 図 3.1-21）。

⑤ 古流向解析における帯磁率異方性の有効性と課題

本事業では、露頭で確認される鮮新-更新世堆積物から得られた 7 試料の帯磁率異方性を測定した。そして、帯磁率異方性の測定結果に基づき、6 試料の古流向を含む堆積プロセスを検討することができた。特に、地点 22 の F14-1~10 から得られた磁気ファブリックは、南西向きの古流向による配列を示唆するパターンを明確に示した。測定した堆積物試料は、いずれも肉眼では、古流向解析が不可能もしくは困難な細粒層からなる。そのため、このような堆積物の帯磁率異方性測定は、古流向解析において有効な手法になると考えられる。

一方で、地点 24 の I-1~8 については、ばらつきの多い磁気ファブリックであったことから、その堆積プロセスを検討することができなかった。しかし、例えば、津波堆積物の中には、原因は不明ながら、磁気ファブリックが無秩序な配列を示す一方で、粒子ファブリックは流れを反映するパターンを示すケースが存在することが確認されている（高清水ほか, 2014²⁹⁾）。そのため、I-1~8 のような試料に対しては、粒子ファブリックが磁気ファブリックを反映しているかどうかを両者の比較から検討をする研究の蓄積が必要と考えられる。なお、I-1~8 及び O-1~8 の帯磁率は砂層である他の試料に比べて小さい値である。これは、この 2 試料が火山灰であり、もともとまたは風化で磁性鉱物が少なくなっていたためと考えられる。

(2) テフラカタログの作成

1) 鮮新-更新世の大規模火砕流堆積物を中心としたテフラの記載・分析結果

平成 26 年度に入手した相模原博物館所蔵のテフラ標本（町田 洋コレクション：相模原市立博物館, 2003⁶⁾）9 試料（標本番号：MJB0435~MJB0442）及び町田 洋 東京都立大学（現首都大学東京）名誉教授から提供された「新編 火山灰アトラス」（町田・新井, 2003³⁰⁾）関連の 13 試料

の合計 22 試料の北海道テフラに加え、平成 27 年度に入手した相模原博物館所蔵のテフラ標本 20 試料についても記載・分析を行った。20 試料の内訳は、北海道地域のテフラが 7 試料、九州地域が 5 試料及び東北地域が 8 試料である。東北地域の 2 試料（標本番号：MJB0410 と MJB0424）を除いて、いずれも広域分布の可能性が高い大規模火砕流堆積物である。また、中部地域については、代表的な火山である御岳山の軽石層 7 試料を町田 洋コレクションより提供を受け、記載を行った。平成 26 年度と合わせて、合計 49 テフラに関して、基礎データの整備を実施した。

試料は洗浄・乾燥後、双眼実体顕微鏡及び偏光顕微鏡下で、鉱物組成、火山ガラスの形態を記載した。その後、篩別し、原則として 1/4 - 1/16 mm の粒径の火山ガラスの屈折率を測定した。屈折率測定は、首都大学東京の温度変化型屈折率測定装置(京都フィッシュントラック製 RIMS2000)を用い、1 試料につき、40 カウント以上の測定値を得るようにした。測定精度は、 $\pm 1 \sim 2 \times 10^{-4}$ である(壇原, 1991³¹⁾)。分析結果を表 3.1-10 と表 3.1-11 に示す。なお採取地、堆積様式及び層厚は町田 洋氏の記載による。また、テフラ対比に有効な火山ガラスの化学分析は、広域分布の可能性が高い北海道・東北・九州の大規模火砕流を中心にエネルギー分散型 X 線分析 (EDS) により行った。分析は火山ガラス 15 粒子を株式会社古澤地質において実施した。分析装置は HORIBA EMAX Evolution EX-270 を使用した。分析結果を表 3.1-12、図 3.1-22 に示す。

北海道地域の無加・芽登・屈足の各テフラは、石井ほか (2008)³²⁾により対比された、北海道中央部の十勝三又カルデラ起源の火砕流堆積物(約 1 Ma)である。火山ガラスの化学組成では、芽登テフラが他の 2 つのテフラと FeO、CaO、K₂O の値にやや違いが見られ、異なる噴火ユニットの可能性もある。また、十勝テフラと安足間テフラは、北海道中央部の十勝カルデラ起源の火砕流堆積物であるが、著しく火山ガラスの化学組成が異なっている。十勝テフラの噴出年代が 1.2 Ma~1.4 Ma であるのに対し、安足間テフラはオールドバイ層準の 2 Ma 前後という年代値を持つ美瑛テフラとの類似性が指摘されており(町田・新井, 2003³⁰⁾)、噴出年代の隔たりが関連している可能性がある。壮瞥テフラは北海道南部の洞爺カルデラ周辺に分布する火砕流堆積物で、1.59 ± 0.33Ma (高島ほか, 1992³³⁾)という TL 年代が得られているが、給源火山など詳細は不明である。分析結果から、北海道起源の大規模火砕流は、火山ガラス化学組成の K₂O 値 が、安足間テフラを除いて 3 %台後半~4 %台後半に集中し、東北起源(八甲田 0 テフラや鬼首池月テフラ: 2%未満)や九州起源(鬼界コアビ山テフラ: 3 %台前半)起源の火砕流と異なるレンジを示すことが明らかである(表 3.1-12、図 3.1-22)。

2) 今後の課題

北海道起源の大規模火砕流と北海道や東北北部地域の鮮新-更新統中の細粒テフラとの対比については、研究はほとんど行われておらず、噴火の規模や微化石層序などからの年代情報は不明である。今後、日本列島のテフラカタログ作成に向けて、北海道や東北北部地域のテフラの化学分析(主成分・微量成分組成)を進めることが課題である。

表 3.1-10 日本列島の大規模火砕流堆積物の記載岩石学的特徴

	試料番号*	テフラ名	給源火山	地域	採取地	堆積様式**	層厚cm	主な鉱物***	火山ガラスのタイプ****	火山ガラスの屈折率(n)	その他
1	MJA0418 809-7(6)	Spfa 1 pfl	支笏カルデラ	北海道	伊達国道	pfl	210	opx, ho > cpx	sb, bw, str	1.500-1.502	
2	MJA0419 845-11	Spfa 1 pfa	支笏カルデラ	北海道	早来新栄	pfa	400-500	opx, ho > cpx	sb, str	1.499-1.502	
3	MJA0422 83.9-36 ④	銭亀女那川	銭亀	北海道	函館 銭亀沢	pfl	600	ho >> opx	-	-	
4	MJA0441 8311-4 ②	Toya	洞爺カルデラ	北海道	共和 国富	ash	>500	opx > +cpx	str, fib, sb	1.495-1.499	
5	MJA0442 809-9(11)	Toya pfl	洞爺カルデラ	北海道	伊達国道	pfl	>200	opx > cpx	fib	1.497-1.498	
6	MJA0469 846-2(8)	クッチャロ庶路	クッチャロカルデラ	北海道	白糠庶路	pfl KP1	60	opx > cpx	sb, str	1.501-1.504	
7	MJA0498 8410-2(2)	クッチャロ羽幌	クッチャロカルデラ	北海道	網走藻琴湖	pfl KP4	>500	opx > cpx	bw, str	1.502-1.505	
8	MJB0001 710-6②	鬼界小アピ山	鬼界カルデラ	九州	薩摩硫黄島	pfl	>2000	opx > cpx	bw, 黒着色	1.509-1.510	EDS分析
9	MJB0048 87.11-23'	樋脇	始良?	九州	宮崎 田野・松山	pfl	-	ho > opx	-	-	
10	MJB0057 993-7	河頭	始良?	九州	鹿児島 河頭	pfl?	-	opx, ho	fib, sb, sp	1.48-1.500	EDS分析
11	MJB0067 87.11-24	仮屋	?	九州	宮崎 田野清武川河床	ash	-	ho	fib	-	
12	MJB0070 99.1-2	垂水	?	九州	宮崎 上畑・清田	pfl	-	ho > opx	str, fib > sb	1.503-1.505	
13	MJB0405 8106-13	鬼首池月	鬼首	東北	鳴子・上原	pflトップ	>3000	opx	sb, str	1.500-1.503	EDS分析
14	MJB0406 8106-13①	鬼首池月	鬼首	東北	鳴子・上原	pfl	-	ho > opx	fib	1.501-1.504	
15	MJB0409 610-4②	渋民	岩手山	東北	盛岡 四十四田ダム	pfl下部	>200	cpx > opx	sp	-	
16	MJB0410 610-4①	渋民	岩手山	東北	盛岡 四十四田ダム	afa	10	opx	sp	-	
17	MJB0424 8911-25①	男鹿pmt	戸賀湾	東北	安田海岸 鱒川層最下部		160	bio, opx	fib, str	1.496-1.498	
18	MJB0426 8911-26	Ksm・5	始良?	東北	安田海岸 鱒本層	ash	2.5	opx	str	1.498-1.500	小田pfl? 広域分布 EDS分析
19	MJB0429 007-3(1')	八甲田1(最下部)	八甲田	東北	青森十和田	pfl	300-400	opx > cpx	str, sb, bw	1.500-1.502	
20	MJB0432 007-3(2')	八甲田0	八甲田?	東北	青森十和田	pfl	?	-	bw, 黒着色	1.504-1.506	

*: MJAで始まる試料は第四紀後期, MJBで始まる試料は第四紀中期～前期のテフラ

** : pfa:陸下軽石, pfl:火砕流堆積物, afa:陸下火山灰

***: bio:黒雲母, opx:斜方輝石, cpx:単斜輝石, qt:石英, pl長石類, +:微量, >:2～3倍程度, >>:4～5倍以上.

****: 火山ガラスの形態は岸・宮脇(1995)による. bw:バブル型, str:平行型, sb:スモールバブル型, fib:繊維型, sp:スポンジ型ガラス.

表 3.1-11 中央日本テフラの記載岩石学的特徴

試料番号*	テフラ名	給源火山	地域	採取地	堆積様式**	層厚 cm	主な鉱物***	火山ガラスの タイプ****	火山ガラス 屈折率 (n)	斜方輝石 屈折率 (γ)	普通角閃石 屈折率 (n2)	その他
1	MJA0189 823-1(10)	御岳山	中部	伊那 六道原	pfa	10	opx>>ho	-	-	1.711-1.717	1.686-1.690	
2	MJA0196 823-1(5)	御岳山	中部	伊那 六道原	pfa	80	opx	-	-	1.705-1.709	-	
3	MJA0198 8510-1(3)	御岳山	中部	長野 高野	pfa	10	opx	bw-Y, str, fib	-	1.711-1.717	-	opx晶癖扁平
4	MJA0202 823-1(1)	御岳山	中部	伊那 六道原	pfa	15	opx=ho	-	-	1.701-1.706	1.685-1.691	
5	MJA0204 911-3(1)	御岳山	中部	木曾福島	pfa	500	ho	-	-	-	1.683-1.687	subangular pumice φ6cm
6	111-12A	御岳山	中部	各務原	sd+pm	-	opx=ho	-	-	1.708-1.716	1.682-1.691	pumice+sand
7	111-12B	御岳山	中部	各務原	pm	-	opx=ho	-	-	1.711-1.715	1.682-1.689	round pumice φ3cm

*: MJAで始まる試料は第四紀後期のテフラ

** : pfa:降下軽石, pfl:火砕流堆積物, pmfl:火山泥流堆積物, afa:降下火山灰, sd:砂層.

*** : bio:黒雲母, opx:斜方輝石, cpx:単斜輝石 qt:石英, pl:長石類, +:微量, >:2~3倍程度, >>:4~5倍以上.

**** : 火山ガラスの形態は岸・宮脇(1995)による. bw:バブル型, str:平行型, fib:繊維型ガラス.

表 3.1-12 北海道・東北・九州の大規模火砕流火山ガラスの化学分析値

地域	テラフラ名	試料番号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	測定数
北海道	屈足	MJB0435 02-10-05(1) 標準偏差	77.85	0.11	12.56	0.60	0.09	0.07	0.69	3.35	4.69	100	15
北海道	芽登	MJB0436 84-8-21(0) 標準偏差	0.12	0.04	0.10	0.09	0.07	0.04	0.14	0.10	0.21	100	15
北海道	無加	MJB0437 84-8-5 標準偏差	77.81	0.13	12.47	1.10	0.03	0.08	0.93	3.47	3.99	100	15
北海道	十勝	MJB0439 02-10-4(2) 標準偏差	0.24	0.05	0.11	0.15	0.04	0.03	0.12	0.15	0.13	100	15
北海道	安足間	MJB0441 0606 84-84(1) 標準偏差	77.68	0.06	12.66	0.88	0.07	0.04	0.59	3.38	4.64	100	15
北海道	壮瞥	MJB0442 83-9-3 標準偏差	0.21	0.05	0.14	0.08	0.04	0.03	0.02	0.25	0.14	100	15
北海道	瀬棚1	ST01. 03-5-25 標準偏差	77.85	0.10	12.49	0.65	0.11	0.09	0.85	3.21	4.66	100	15
北海道	瀬棚2	STD02top.03-5-26(2)(3) 標準偏差	0.23	0.11	0.15	0.26	0.09	0.08	0.23	0.29	0.80	100	15
東北	八甲田0	MJB0432 007-3(2) 標準偏差	77.97	0.38	12.04	1.54	0.11	0.31	1.41	4.23	2.00	100	15
東北	鬼首池月	MJB 0405 標準偏差	0.13	0.05	0.09	0.09	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05	100	15
東北	Ksm5	MJB 0426 標準偏差	78.69	0.22	11.90	1.14	0.07	0.19	1.08	3.06	3.66	100	15
九州	鬼界コアピ山	MJB 0001 標準偏差	0.32	0.04	0.12	0.27	0.05	0.03	0.15	0.10	0.12	100	15
九州	河頭	MJB 0057 標準偏差	77.83	0.09	13.45	0.65	0.18	0.17	0.26	4.58	2.79	100	15
			0.22	0.06	0.14	0.07	0.07	0.04	0.05	0.16	0.30	100	15
			77.55	0.08	12.42	0.50	0.09	0.06	0.79	2.78	5.74	100	15
			0.30	0.05	0.06	0.06	0.05	0.03	0.05	0.35	0.59	100	15
			77.70	0.28	12.28	1.78	0.12	0.26	1.63	4.13	1.81	100	15
			0.14	0.04	0.08	0.08	0.08	0.04	0.03	0.06	0.07	100	15
			78.54	0.17	12.18	1.30	0.08	0.17	1.32	4.46	1.78	100	15
			0.17	0.06	0.10	0.09	0.05	0.04	0.05	0.07	0.05	100	15
			77.15	0.11	12.84	0.54	0.15	0.05	0.92	3.24	5.00	100	15
			0.18	0.05	0.10	0.07	0.08	0.03	0.05	0.06	0.13	100	15
			74.70	0.55	12.96	2.38	0.08	0.48	1.98	3.59	3.27	100	15
			0.22	0.05	0.07	0.10	0.05	0.04	0.07	0.12	0.17	100	15
			78.58	0.20	12.20	0.95	0.05	0.18	1.14	2.75	3.94	100	15
			0.23	0.06	0.11	0.10	0.05	0.04	0.04	0.12	0.15	100	15

・値は火山ガラス15粒子の平均値 (wt%)。トータルが100%になるよう規格化したもの。

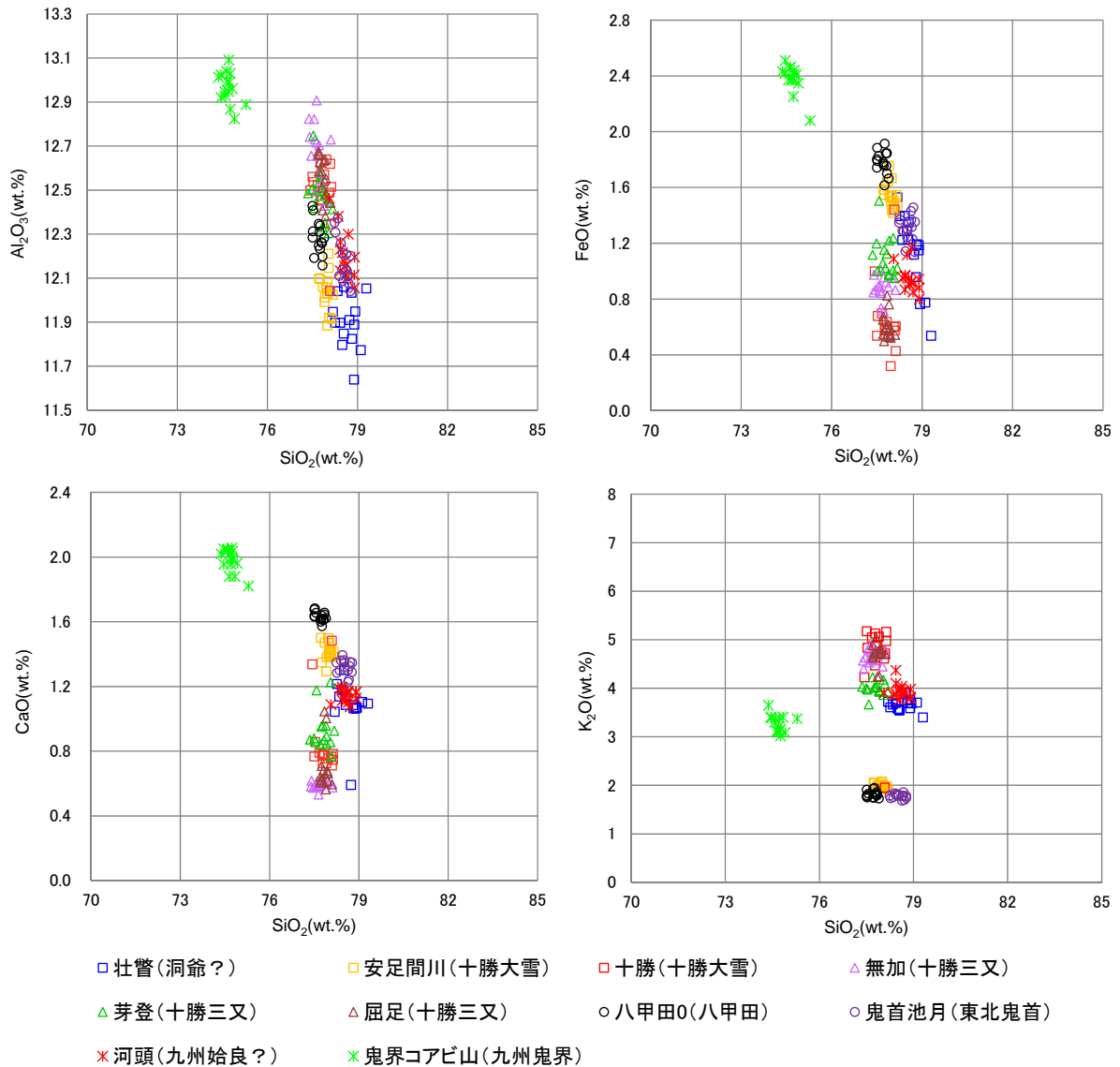


図 3.1-22 北海道・東北・九州の大規模火砕流火山ガラスの化学組成散布図

3.1.4 まとめ

堆積物中の石英粒子とその堆積物周辺に分布する基盤岩中の石英の ESR・OSL・TL の信号特性を比較し、これらの信号特性を用いた堆積物の供給源を推定する手法の有効性を検討した。

その結果、供給源が異なると考えられる堆積物において、ESR 信号特性が異なる傾向が認められた。また、基盤岩の ESR 信号特性は、岩体によって異なった特性を示す傾向が認められ、この傾向は、堆積物で認められる ESR 信号特性の傾向と調和的である。さらに、コア試料を用いた測定の結果、同程度の深度の試料で比較的近い値を示し、深度に伴って強度が変化する傾向が認められ、ESR 信号特性は供給源の変化を示している可能性が示された。一方、OSL 測定と TL 測定の結果については、本研究では現時点において後背地の変化を捉えることは困難であった。OSL 測定と TL 測定では、どこに捕獲された不対電子に由来する信号なのかを明確にできないことから、原理的には ESR 信号特性を用いる方法の方が後背地解析を行ううえで適していると考えられる。

また、後背地解析に有効な地球化学的特性を効率的に把握するため、EPMA を用いた高速定量

分析に基づく重鉍物の同定手法、CHIME 年代測定手法を確立した。重鉍物の同定により、試料ごとの特徴的な鉍物種や、その元素比率を用いた岩体判別が可能である。CHIME 年代測定については、この岩体判別の補完的役割を果たす。加えて、ジルコンを対象とした元素マッピング手法と元素組成分析手法も構築した。

さらに、堆積物の帯磁率異方性を用いた古流向解析法の有効性を確認した。

堆積年代を明らかにするうえで重要なテフラカタログの作成については、北海道地域が 7 試料、九州地域が 5 試料、東北地域が 8 試料、中部地方が 7 試料のテフラ試料の記載（鉍物組成・火山ガラス及び斑晶鉍物の屈折率）と火山ガラスの主成分化学分析を行い、テフラ対比の基礎となるデータを整備した。なお、本事業を進めるに当たり、町田 洋東京都立大学名誉教授には、北海道のテフラ試料を提供していただき、詳細な情報をご教示いただいた。河尻清和学芸委員をはじめとする相模原博物館においては、博物館所蔵テフラを提供いただく際に大変お世話いただいた。首都大学東京都市環境学部地理学教室においては、屈折率測定装置を使用させていただいた。以上の方々に深く感謝いたします。

引用文献

- 1) 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—地層処分の安全評価の視点から—, 地学雑誌, vol.122, 2013, pp.385-397.
- 2) 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, 日本原子力学会論文誌, vol.8, 2009, pp.40-53.
- 3) 草野友宏, 浅森浩一, 黒澤英樹, 國分(齋藤)陽子, 谷川晋一, 根木健之, 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.
- 4) Ohmori, H., Relief structure of the Japanese mountains and their stages in geomorphic development, *Bulletin of Department of Geography, University of Tokyo*, vol.10, 1978, pp.31-85.
- 5) 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)
- 6) 相模原市立博物館, テフラ標本目録 町田 洋 コレクション, 相模原市立博物館資料目録 vol.4, 2003, 81p.
- 7) 丹羽雄一, 田力正好, 安江健一, 大上隆史, 須貝俊彦, ボーリングコア解析に基づく後期更新世以降の濃尾平野西部の地形形成, 日本地理学会 2008 年春季学術大会, 2008, p.158.
- 8) 日本原子力研究開発機構, 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, 2015, 229p.
- 9) Shimada, A., Takada, M. and Toyoda, S., Characteristics of ESR signals and TLCLs of quartz included in various source rocks and sediments in Japan: A clue to sediment provenance, *Geochronometria*, vol.40, 2013, pp.334-340.
- 10) Suzuki K. and Adachi M., The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the gray granite of Hida terrace, Japan, *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol.38, 1991, pp.11-38.
- 11) 鈴木和博, 電子プローブマイクロアナライザを用いた CHIME 年代測定, 地質学雑誌, 111(9), 2005, pp.509-526.
- 12) Jercinovic, M. J. and Williams, M. L., Analytical perils (and progress) in electron microprobe trace element analysis applied to geochronology: background acquisition,

- interferences, and beam irradiation effects, *American Mineralogist*, 90(4), 2005, pp.526-546.
- 13) Pyle, J. M., Spear, F. S., Wark, D. A., Daniel, C. G. and Storm, L. C., Contributions to precision and accuracy of monazite microprobe ages, *American Mineralogist*, 90(4), 2005, pp.547-577.
 - 14) Suzuki, K. and Kato, T., CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data, *Gondwana Research*, 14(4), 2008, pp.569-586.
 - 15) Imayama, T. and Suzuki, K., Carboniferous inherited grain and age zoning of monazite and xenotime from leucogranites in far-eastern Nepal: Constraints from electron probe microanalysis, *American Mineralogist*, 98(8-9), 2013, pp.393-1406.
 - 16) Nasdala, L., Wenzel, M., Vavra, G., Irmer, G., Wenzel, T. and Kober, B., Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.141, 2001, pp.125-144.
 - 17) 中井睦美, ジオロジストのための岩石磁気学 - 帯磁率から古地磁気・AMS まで -, 地学団体研究会 地学双書, vol.34, 2004, 178p.
 - 18) Byrne, T., Bruckmann, W., Owens, W., Lallemand, S., Maltaman, A., Structural synthesis: correlation of structural fabrics, velocity anisotropy, and magnetic susceptibility data. In: Hill, I.A., Taira, A., Firth, J.V., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 131, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1993, pp.365-378.
 - 19) 公文富士夫, 立石雅昭(編), 新版碎屑物の研究法, 地学団体研究会 地学双書, vol.29, 1998, 399p.
 - 20) Taira, A., Magnetic fabrics and depositional processes, *Sedimentary Facies in the Active Plate Margine*, edited by A. Taira and F. Masuda, 1989, pp.43-77.
 - 21) 川村喜一郎, 池原 研, 金松敏也, 藤岡換太郎, 松岡浩美, パレスベラ海盆から採取されたタービタイトの物性と帯磁率異方性による古流向解析. 地質学雑誌, vol.108, 2002, pp.207-218.
 - 22) 金丸龍夫, 木村一成, 田結庄良昭, 帯磁率異方性による現世凝灰質堆積物の古流向解析, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, vol.43, 2008, pp.145-154.
 - 23) 澁谷剛丈, 高清水康博, ト部厚志, 鈴木幸治, 磁気ファブリックと粒度特性を用いた名取川河口左岸域における 2011 年東北地方太平洋沖地震津波の挙動, 堆積学研究, vol.73, 2014, pp. 3-17.
 - 24) 津沢正晴, 付知川沿岸の段丘, 月刊地球, vol.3, 1981, pp.232-236.
 - 25) Tarling, D. and Hrouda, F., *Magnetic Anisotropy of Rocks*, Springer, 1993, 218p.
 - 26) Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker, R.G., *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Lecture notes for Short Course Notes, vol. 2, 1975, 161p.
 - 27) 八木下晃司, 岩相解析および堆積構造, 古今書院, 2001, 222p.
 - 28) 平 朝彦, 沈降速度分布および帯磁率異方性によるタービタイト堆積機構の解析, 堆積学会報, vol.11, 1976, pp1-10.
 - 29) 高清水康博, 大田和樹, ト部厚志, 開水路により作成した平滑床の磁気ファブリックの特徴 (予報), 新潟大学災害・復興科学研究所年報, vol.3, 2014, pp.88-89.
 - 30) 町田 洋・新井房夫, 新編火山灰アトラス 日本列島とその周辺, 東京大学出版会, 2003, 360p.
 - 31) 壇原 徹, RIMS による屈折率測定とその応用, 月刊地球, vol.13, 1991, 193-2000.
 - 32) 石井英一, 中川光弘, 齋藤 宏, 山本明彦, 北海道中央部, 更新世の十勝三又カルデラの提唱と関連火砕流堆積物: 大規模火砕流堆積物と給源カルデラの対比例として, 地質学雑誌, vol.114, 2008, pp.348-365.
 - 33) 高島 勲, 山崎哲良, 中田英二, 湯川公靖, 北海道洞爺湖周辺の第四紀火砕岩および火山岩の TL 年代, 岩鉱, vol.87, 1992, pp.197-206.

3.2 炭酸塩鉱物測定技術開発

3.2.1 背景と目的

炭酸塩鉱物は岩種や岩盤の形成過程に依存せずに、岩盤中に広く一般的に産出する鉱物であるため（図 3.2-1）（西本ほか, 2008¹⁾；Nishimoto and Yoshida, 2010²⁾；Iwatsuki and Yoshida, 1999³⁾；Yoshida et al., 2000⁴⁾；吉田, 2012a⁵⁾；横田・吉田, 2013⁶⁾）、汎用的な古環境指標物質として利用可能である。炭酸塩鉱物から得られる情報に基づき、現在は直接的に確認することができない過去の地質環境特性の履歴を推測することで、長期的な地質環境変動モデルの構築に利用できると考えられる。

長期的な地質環境変動モデルを構築する際は、地下水やガスの通路となり得る高透水性の地質構造（透水性割れ目や断層など；Yoshida et al., 2000⁴⁾；舟木ほか, 2009⁷⁾）を把握したうえで、その長期的な発達過程を推定することが重要となる。数十万年というタイムスケールにおける割れ目の発達過程を推定するためには、割れ目の形成やシーリングなどの形成・発達履歴を明らかにし、割れ目近傍の環境変化を推定する必要がある（吉田, 2012b⁸⁾）。割れ目の形成・発達履歴を解明するうえで、その充填鉱物は様々な指標になり得る（石橋ほか, 2014⁹⁾）。例えば、西本ほか（2008）¹⁾や Nishimoto and Yoshida (2010)²⁾では、割れ目充填鉱物の産状や晶出温度から、割れ目の形成・発達履歴が議論されている。また、変動シナリオを考慮した安全評価を行ううえでは、候補地に存在する断層の活動性を評価することが重要な課題であり、断層の活動性評価手法として、炭酸塩鉱物（方解石）などの充填鉱物の年代測定が用いられている（例えば、柴田・高木, 1988¹⁰⁾；Vargas et al., 2011¹¹⁾；Yamasaki et al., 2013¹²⁾；Nuriel et al., 2012¹³⁾）。

一方、長期的な地下水の地球化学特性（pH や酸化還元電位など）の推定は、地質環境の長期変動モデル構築のために重要なだけでなく、長期的な地下水流動解析結果の検証にも有効であると考えられる。しかし、過去の地球化学特性を反映した地下水は、地下水の滞留時間の範囲内でしか直接採取することができない。そのため、過去の地下水の地球化学的特性を復元するためには、地下水の化学特性を反映しながら沈殿した二次鉱物である炭酸塩鉱物を利用する手法が有効である（Blyth et al., 2009¹⁴⁾）。本事業では長期的な地史や地球化学特性の変化を推定するための調査技術の開発として、炭酸塩鉱物の形成年代推定手法と炭酸塩鉱物形成時点の地球化学特性、特に酸化還元電位の推定手法の構築を進める。また、炭酸塩鉱物から得られた過去から現在までの地球化学的特性の変動幅の情報は、地質環境変動モデルによって示された自然現象による外的インパクトによる地質環境の復元性（レジリアンス）に関する科学的信頼性を示すための重要なエビデンスとなる。

平成 25 年度の事業では、炭酸塩鉱物を対象とした放射年代測定法及び酸化還元電位測定技術についての既存情報を整理し、その中で以下の点を重要課題として抽出した。

<A. 放射年代測定法の開発>

- A-1. 炭酸塩鉱物の年代測定技術の構築
- A-2. 微小領域での分析手法の構築
- A-3. 標準試料の選定・採取

<B. 酸化還元電位測定技術の構築>

- B-1. 地下水成分から炭酸塩鉱物組成への分配挙動のカタログ化
- B-2. カタログ化に適した標準試料の選定・採取
- B-3. 微小領域での分析手法の構築

A-2 と B-3 で示した「微小領域での分析手法の構築」及び A-3 と B-2 で記した「標準試料の選定・採取」の項目は、放射年代測定法の開発及び酸化還元電位測定技術の構築の双方において共通する課題であり、同一の炭酸塩鉱物中の微小領域の複数地点から、鉱物成長方向に年代と化学

的データを取得することで、炭酸塩鉱物の形成をもたらす地下水の地球化学的環境の長期的な変遷を時間経過とともに議論することが可能となる（図 3.2-2）。上記のように放射年代測定法の開発及び酸化還元電位測定技術の構築では取り組むべき共通の課題が多く、平成 25 年度はそれぞれ別々の項目としていたが、平成 26 年度からは「炭酸塩鉱物測定技術開発」として一つにまとめて取り組み現在に至っている。

平成 26 年度は、上記の重要課題の解決に向けて、以下の項目を実施した（図 3.2-3）。

- ・ 微小領域の年代測定が可能なレーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計（Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer：以下、「LA-ICP 質量分析計」という）の整備（A-1、A-2）
- ・ LA-ICP 質量分析計を用いた予備測定（A-1）
- ・ 炭酸塩鉱物の微小領域を対象とした分析手法・手順の整備（A-2、B-3）
- ・ カソードルミネッセンス像が観察可能なルミノスコープや、数十 μm スケールの試料採取（分取）が可能なマイクロミルなどの整備（A-2、B-3）
- ・ 年代測定の標準試料となる鍾乳石などの炭酸塩鉱物の採取（A-3）
- ・ カタログ化に向けた試料となる炭酸塩鉱物（スケールなど）と地下水の採取（B-1、B-2）
- ・ 採取した地下水分析（B-1、B-2）
- ・ 希ガス質量分析装置の整備（B-1）

さらに平成 27 年度は、以下の項目を実施した（図 3.2-3）。

- ・ ルミノスコープを用いた炭酸塩鉱物中の局所領域分析方法の構築（A-2、B-3）
- ・ 炭酸塩鉱物の局所領域に含まれる微量元素を用いた酸化還元電位（以下、「ORP」という）の推定手法の妥当性確認（B-1）
- ・ 炭酸塩鉱物の年代測定技術開発に先駆け、ジルコンを対象とした LA-ICP 質量分析計を用いた局所領域に対するウラン-鉛年代測定技術の構築（A-1、A-2）
- ・ マルチコレクタ希ガス質量分析計を用いた地下水年代測定技術の構築（B-1）

また本事業に関連する研究開発として、以下の二件の共同研究を実施した。

- ・ 共同研究「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」（連携先：国立大学法人京都大学・株式会社京都フィッシュン-トラック・国立研究開発法人海洋研究開発機構）（A-1、A-2）
- ・ 共同研究「炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発」（連携先：国立大学法人山形大学・国立大学法人熊本大学）（A-2、B-3）

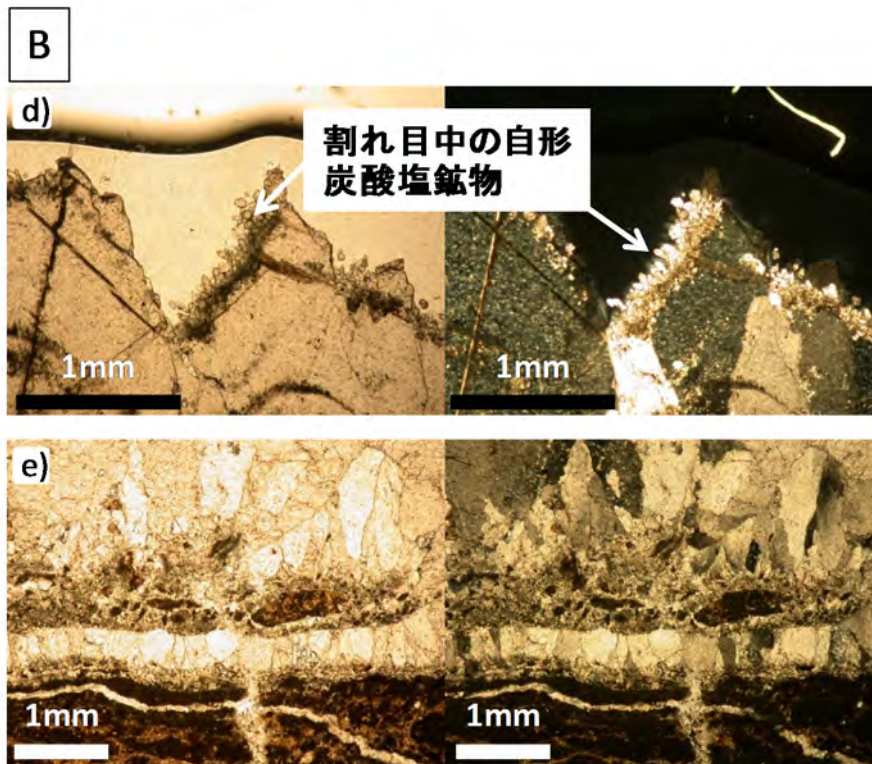
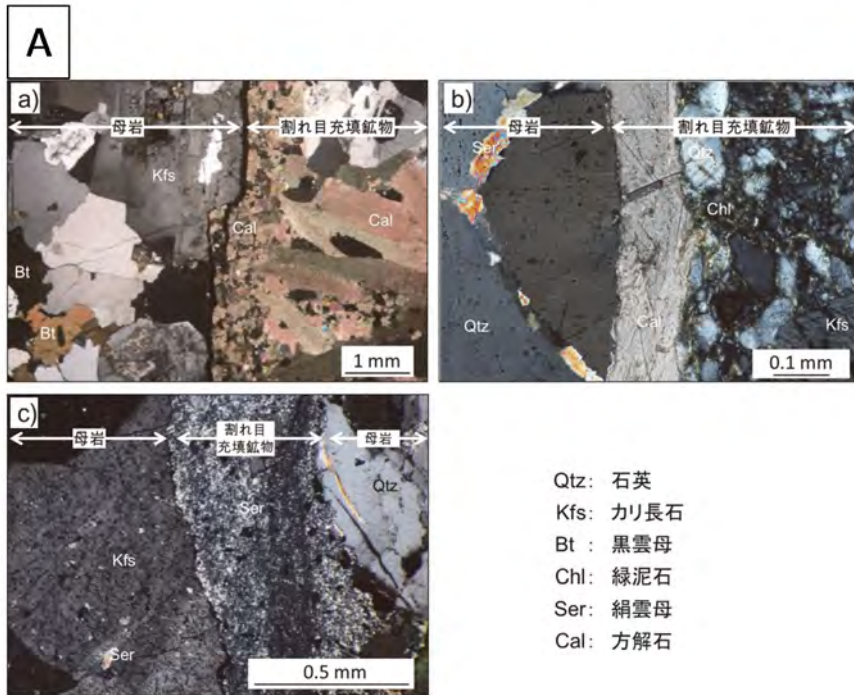


図 3.2-1 花崗岩と堆積岩中の割れ目を充填する炭酸塩鉱物（方解石）

A. 花崗岩の割れ目を充填する炭酸塩鉱物（方解石）の偏光顕微鏡写真（窪島ほか, 2012)¹⁵⁾

a) 割れ目を充填する方解石、b) 石英や長石の岩片を含む割れ目充填鉱物、
c) 未固結充填物（絹雲母）（a)-c) は、いずれもクロスニコル）

B. 堆積岩の割れ目を充填する炭酸塩鉱物（方解石）の偏光顕微鏡写真
（左：オープンニコル、右：クロスニコル）（横田・吉田, 2013)⁶⁾

d) 割れ目内部の晶洞に発達する方解石、e) 方解石脈と基質の泥岩との境界部

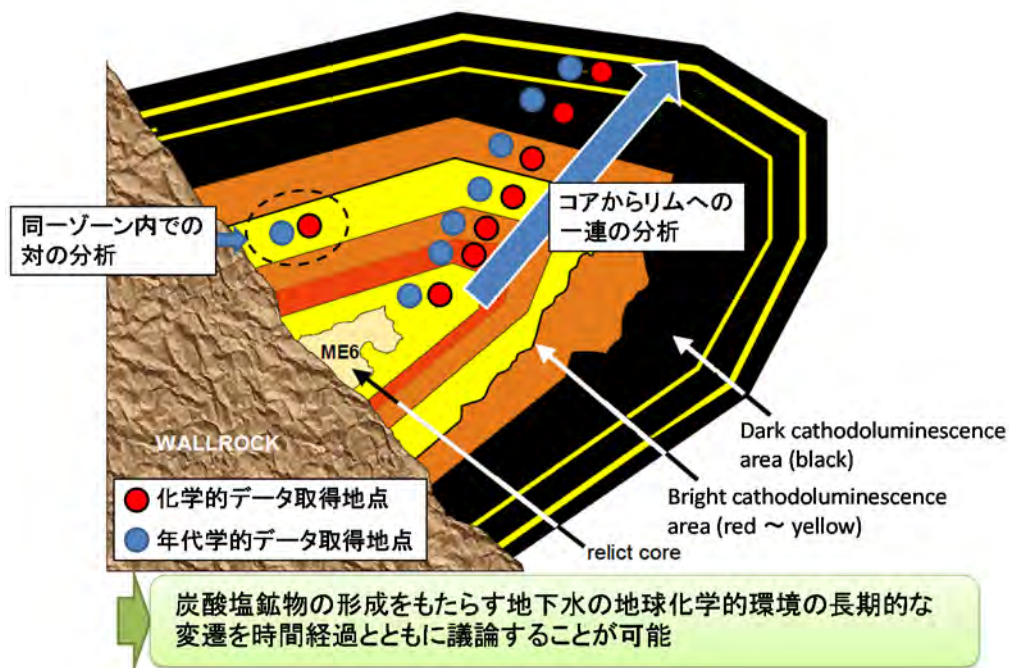


図 3.2-2 炭酸塩鉱物の累帯構造に対する化学的及び年代学的分析点を示した概念図 (Milodowski et al., 2005¹⁶⁾を改定)

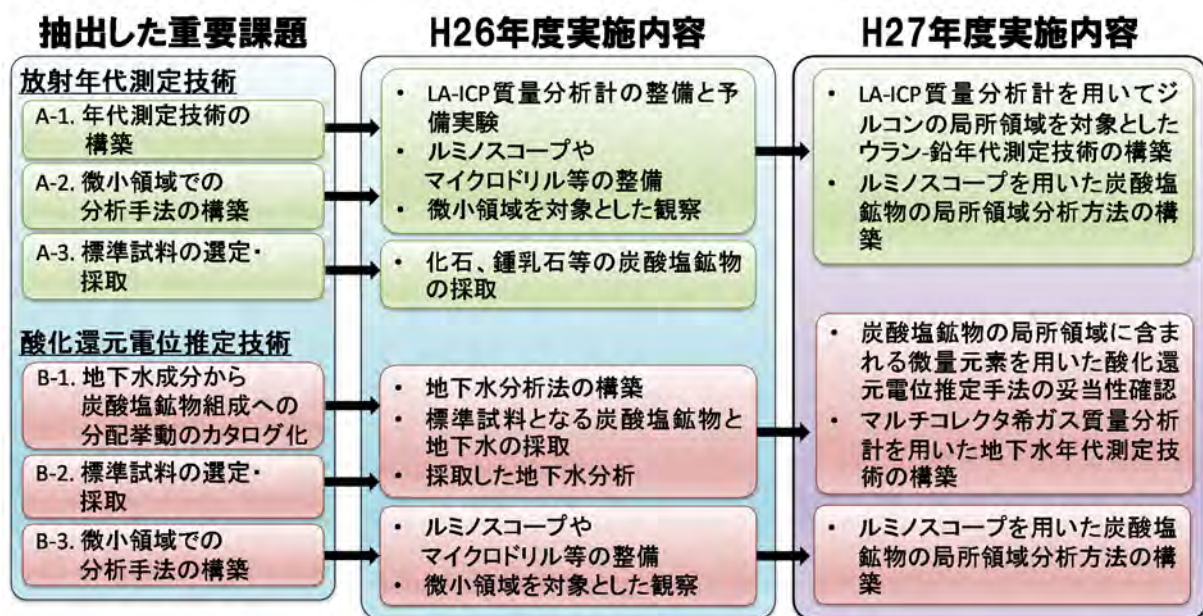


図 3.2-3 既存情報に基づいて抽出した重要課題及び実施内容

3.2.2 アプローチ

放射年代測定法の開発及び酸化還元電位測定技術の開発について、各アプローチを示す。最終的には両データを統合させ、炭酸塩鉱物の形成年代や形成過程及び地下水の化学的特徴の時間変化について検討を行う。図 3.2-2 で示したように、化学的データと年代学的データを一对として、同じカソードルミネッセンスで観察されるレイヤーから取得し、これを炭酸塩鉱物の中心部（コア）から最縁部（リム）まで一連のライン分析を行うことにより、炭酸塩鉱物の成長・発達をもたらす地下水の化学的特徴の時間変化を定量的に議論することが可能となる。この際、地史や地下水の流動状態などの古水理地質学的な視点からのアプローチも実施することになる。

(1) 微小領域分析手法の開発

炭酸塩鉱物は段階的に成長することで内部に累帯構造を形成する。異なる化学組成をもつ地下水から沈殿した場合、各累帯に含有される微量元素の組成に差があり、その差はカソードルミネッセンス（以下、「CL」という）像で定性的に把握することができる（Witkowski et al., 2000¹⁷⁾；Bouch, 2004¹⁸⁾；Milodowski et al., 2005¹⁶⁾；水野・岩月, 2006¹⁹⁾）。そのため、累帯構造内のレイヤーごとに、形成順序や生成環境等の「地質学的な意味合い」が異なる。よって、レイヤーごとの微小領域における精度の高い分析手法の確立が課題となる。また、ウラン系列の元素を用いた年代測定を実施するためには、分析する点に分析装置の定量下限値以上の対象元素が含まれている必要がある。したがって、分析点の配置を定めるためには、前述の「地質学的な意味合い」と、割れ目の充填鉱物のように微量しか採取できない試料に対する「分析の可否」を踏まえる必要がある。すなわち、炭酸塩鉱物の微小領域における地球化学的特性の把握や年代測定を実施するためには、効率的に「観察・分析点の選定」、「採取（分取）」、そして「測定」の手順をたどることが必要となる。

また、平成 26 年度の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）報告書において 3 段階のアプローチを経ることが述べた（日本原子力研究開発機構, 2014²⁰⁾）。その第 1 段階とは「炭酸塩からなる海生化石」を標準試料として用いることである。海生化石は層序から年代が既知であるものが多く（例えば有孔虫など）、示準化石のように比較的年代幅に制限があり、明確に年代指標となる種もあることから、体系的な年代側の技術の構築の第一歩と捉えられている。第 2 段階として、試料評価方法のさらなる向上を図るため「炭酸塩岩（鍾乳石、蒸発岩、海成の炭酸塩鉱物である石灰岩等）」を標準試料として活用することが述べられる。これらの標準試料への年代測定法の適用性の確認を経て、測定技術が確立されたと判断できれば、第 3 段階として「割れ目及び断層に介在する炭酸塩鉱物の年代測定」を実施していく（日本原子力研究開発機構, 2014²⁰⁾）。したがって、これらの 3 段階の試料に対する微小領域における観察・分析点の選定手法を構築することが重要となる。

そこで、炭酸塩鉱物の微小領域ごとの地質学的背景を明らかにする分析手法の開発を目的とし、「炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発」と題した共同研究を国立大学法人山形大学及び同熊本大学と実施した。具体的には、炭酸塩鉱物を対象として、ルミノスコープや電子顕微鏡に付属する CL 観察装置を用いて CL 像の観察を行い、電子顕微鏡に併設したエネルギー分散型の X 線分光器を備えた電子プローブマイクロアナライザ（以下、「EPMA-EDS」という）による化学組成分析（組成マッピング）を実施した。これらの結果に基づいて、研究対象とした炭酸塩鉱物の生成をもたらした地質学的背景について考察を行った。以上の検討を通じた最終段階として、炭酸塩鉱物内の位置ごとの地質学的意味の評価手法構築のために、必要なデータ、そのデータの取得方法について取りまとめた。

(2) 炭酸塩鉱物を用いた酸化還元電位 (ORP) の推定技術の開発

地下水中の鉄 (Fe)、マンガン (Mn)、ウラン (U)、希土類元素などの化学形態は、地下水の酸化還元状態と密接な関係がある (Drever, 1997²¹⁾)。したがって、地下水から炭酸塩鉱物が沈殿する際にとりこまれる Fe や U などの濃度は、沈殿した当時の酸化還元状態を反映する (Arthur et al. 2006²²⁾)。既往研究において、方解石の沈殿時に結晶内に取り込まれる微量元素と地下水間の分配係数に着目し、方解石中の微量元素濃度から沈殿時の酸化還元電位 (以下、「ORP」という) を推測する手法が提案されている (水野・岩月, 2006¹⁹⁾)。しかし、既報において報告された理論式は様々な仮定を前提としており、全てのケースで適切な ORP を導けるわけではない。

平成 27 年度は、天然の炭酸塩鉱物を用いて既報の理論式の妥当性を検証した。さらに理論式が適用できる地化学的条件を整理した。

(3) 炭酸塩鉱物の放射年代測定法の開発

平成 26 年度は、炭酸塩鉱物の U 系列による年代測定技術の構築のために、レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ (以下、「LA-ICP」という) 質量分析計の整備及び LA-ICP 質量分析法による炭酸塩鉱物の予備測定を実施した。平成 27 年度は、導入した装置を用いて同位体分析を行ううえで、同位体比測定精度の確認や、得られるデータ及び年代値の再現性を評価するため、国内外で広く分析が行われているジルコンを対象として年代測定技術開発を進めた。

また、炭酸塩鉱物のウラン (U) -鉛 (Pb) 法による放射年代測定技術開発において課題となっている、マトリクスマッチング法での測定値の補正に必要な炭酸塩鉱物の標準試料の選定を目的として、国立研究開発法人海洋研究開発機構、国立大学法人京都大学及び株式会社京都フィッション・トラックを共同研究の連携先として「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」と題した共同研究を実施した。

1) ジルコンの U-Pb 年代測定技術の確立

LA-ICP 質量分析法による U-Pb 年代測定技術を確立するため、最終的に分析対象とする炭酸塩鉱物の年代測定に向けて、Pb 同位体比測定及び Pb/U 比 (元素比) 測定に着手した。平成 27 年度は、ジルコンを対象試料として LA-ICP 質量分析法による分析データの取得と解析を行った。U-Pb 法は ^{238}U 、 ^{235}U がそれぞれ ^{206}Pb 、 ^{207}Pb に放射壊変する (壊変定数 $^{238}\text{U}: 0.155125 \times 10^{-9}/\text{年}$; $^{235}\text{U}: 0.98485 \times 10^{-9}/\text{年}$ 、Jaffey et al., 1971²³⁾) 壊変系を用いた放射年代測定法であり、特長として同じ元素から成る二つの壊変系列を有すること、壊変定数が極めて正確に求まっていること等が挙げられる。マグマの結晶分化作用の残液から晶出するジルコンは、物理化学的に極めて安定な性質を持ち、結晶の晶出時に U を選択的に取り込み Pb を取り込まない (初生 Pb が少ない) という特徴を有するため、U-Pb 年代測定技術の開発においては最も適切で有効な試料である。また、二次イオン質量分析法 (SIMS) や表面電離型質量分析法 (TIMS) 及び LA-ICP 質量分析法等の様々な手法でジルコンの U-Pb 年代測定は炭酸塩鉱物と比較して国内外で広く行われているため、得られる同位体組成や年代値を既往研究と比較しやすい。そのため、ジルコンの U-Pb 年代測定を導入した装置で行うことにより、取得データの正確さと再現性を検証した。

LA-ICP 質量分析法による同位体分析では、質量分析計のイオン源の不安定性やイオン源での元素のイオン化効率の変化に伴う測定値の経時的な変化を補正するため、既知試料と未知試料を交互に測定して補正を行う挟み込み法 (以下、「ブラケット法」という) が慣例的に取り入れられている。ジルコンの同位体分析においては、ブラケット法による補正により分析値が文献値や推奨値と一致するか検証する必要がある。

2) 炭酸塩鉱物の標準試料の選定と分析及び Pb 同位体分析

レーザーアブレーション装置を試料導入部として分析手法として用いる LA-ICP 質量分析においては、レーザーを照射する試料のアブレーションへの応答（アブレーション効率）が鉱物種や照射の表面状態により異なる。そのため、LA-ICP 質量分析法による同位体分析を行ううえでは、マトリクス（対象とする鉱物結晶を取り囲む岩石）の一致した同位体組成及び元素組成が既知の試料を標準試料としたブラケット法による分析値の補正が必要となる。一方で、LA-ICP 質量分析法による炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定の研究例が限られ、Pb 同位体組成及び Pb/U 比が均質で年代が既知である標準試料は未だに選定されていない。そこで、国立研究開発法人海洋研究開発機構、国立大学法人京都大学及び（株）京都フィッシュン・トラックを共同研究の連携先として「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」と題した共同研究を実施し、LA-ICP 質量分析法による炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定に適切な標準試料候補の選定を行うとともに、選定した試料について予察的な U-Pb 同位体分析と均質性の評価を実施した。標準試料候補の選定と予備実験結果の詳細については、平成 27 年度共同研究報告書「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」を参考にされたい。

(4) 地下水年代測定技術の構築

地下水の滞留年代は、炭酸塩の生成に要した時間や物質供給の速度などに制約を与える。地下における炭酸塩の形成は、花崗岩体や堆積層の中に地下水が浸潤し、地下水中の二酸化炭素が塩として析出することによって形成される。花崗岩体や堆積層を構成する一部の鉱物、また時には地下水自体も、微量成分として U やトリウム (Th) を含むが、これらは主としてアルファ崩壊によってヘリウム-4 (^4He) を放出する。放出された ^4He は地下水の溶存成分となる。このようにして地下水中に蓄積される ^4He を用いた地下水の涵養年代の測定には、Torgersen et al. (1980)²⁴⁾ などの例がある。またケイ酸塩鉱物中に放出されたアルファ粒子は酸素-18 と反応しネオン-21 (^{21}Ne) を生じる。これも微量だが周囲の地下水に溶出し、その測定例としては例えば Lippmann et al. (2003)²⁵⁾がある。原子力機構においても森川 (2001)²⁶⁾が東濃地域の地下水の He 及び Ne 同位体組成を分析しているが、用いられた VG5400 希ガス質量分析計では ^{21}Ne の変化は測定限界以下であるとされている。また Lippmann et al. (2003)²⁵⁾や Castro and Jambon (1998)²⁷⁾は、放射起源アルゴン-40 (^{40}Ar) や自発核分裂起源キセノン同位体による変動も報告している。

本事業では、これら先行研究に基づき、 ^4He 蓄積法をベースとして、複数の希ガスを用いた年代測定法を組み合わせることによる、より堅牢な年代測定の構築を目指す。年代測定法にはそれぞれ固有の前提があるが、一つの年代測定法の結果のみ見てその前提が満たされていることを検証するのは容易ではない。しかし、例えば放射起源 ^4He が発生していれば Nucleogenic ^{21}Ne も発生しているなどの関係を元にして、あるいは放射起源 ^4He の蓄積量と炭素-14 (^{14}C) 年代を突き合わせるといった形で、年代を比較検証することは可能である。例えば、電力中央研究所 (2012)²⁸⁾では、瑞浪地域の地下水について、 ^{14}C 法による年代と ^4He 蓄積法による年代は相関すると報告している。このため本事業では、 ^{21}Ne 、 ^{40}Ar といった、地下水中に蓄積する放射起源希ガス同位体としては検出の困難な同位体を、マルチコレクタ方式を用いた高精度な希ガス質量分析計（角野, 2015²⁹⁾）を用いて測定可能とすることを目指す。マルチコレクタ方式による同時分析においては、同位体比はピークジャンピング法による測定と比べてばらつきが小さくなり（長尾, 2011³⁰⁾）、より高精度の値が得られることになる。例えば森川(2001)²⁶⁾では Nucleogenic ^{21}Ne の検出ができなかったがネオン-22 (^{22}Ne) との比である $^{21}\text{Ne} / ^{22}\text{Ne}$ の 0.001 の差を識別できる

程度の有効数字があれば、検出できたと考えられる。また原子力機構ではペレトロン年代測定装置による地下水の年代測定を実施しており、これも用いて複数の系を用いた年代値の検定を行っていく。

3.2.3 実施結果

(1) 微小領域分析手法の開発

微小領域分析手法の構築について概略を示す。詳細は「炭酸塩鉱物の微小領域分析手法の開発」共同研究報告書を参照のこと。本検討では、それぞれの段階の炭酸塩鉱物である三種類（表 3.2-1 及び図 3.2-4）をデータ取得の対象とした。対象とした試料はそれぞれ、原子力機構と独立行政法人国立科学博物館で実施している共同研究「化石試料の放射年代測定による古環境変動の復元」において提供された有孔虫化石（貨幣石）、平成 26 年度に実施した美弥市立秋吉台科学博物館、山口大学及び原子力機構の三者間での共同研究「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」において山口県美弥市・秋吉台の北山北の横穴より採取した鍾乳石（日本原子力研究開発機構, 2014³¹⁾）及び原子力機構が実施した広域地下水流動研究（動力炉・核燃料開発事業団, 1997³²⁾）で採取された花崗岩試料中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物である。

本検討での分析手順を図 3.2-5 に示す。まず各試料の薄片を作成し、表面をダイヤモンドペーストで琢磨した。この薄片試料を落射偏光顕微鏡を用いて観察面の凹凸を確認し、ルミノスコープで CL 像の観察を行った。次に電子顕微鏡に併設したカソードルミネッセンス装置（以下、「SEM-CL 装置」という）を用いて試料の観察を行った。ルミノスコープと SEM-CL 装置は、ともに試料の CL 像を観察するための装置である。ルミノスコープは炭素を蒸着せずに試料を観察することができるが、像の収集は光学顕微鏡によるため観察できる倍率は低くなる。それに対して、SEM-CL 装置は試料への炭素蒸着を必要とするが、像の収集は電子顕微鏡によるため高倍率での観察が可能である。さらに、電子顕微鏡に併設した EPMA-EDS を用いて、炭酸塩鉱物中の化学組成濃度分布を明らかにした。炭酸塩鉱物中に含有する主要成分のマッピングのために、EDS 装置を用いた。

ルミノスコープを用いて取得した CL 像（以下、「optical-CL 像」という）を観察した結果、全ての試料で試料表面の凹凸に対比される輝度の高低が認められた（図 3.2-6 - 図 3.2-8）。このことは、明瞭な成長構造を観察するためには、試料調製の際に鏡面に近い分析面を取得することが重要となることを示す。また、有孔虫や鍾乳石では、成長構造と並行あるいは垂直に発達する線状構造や帯状構造が認められた。これらの構造は落射偏光顕微鏡では観察できない成長構造を反映していると推察される。花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の optical-CL 像からは、母岩（花崗岩）側から空隙（割れ目の中心部）側へと伸びる線構造が観察された（図 3.2-8）。一般的に花崗岩中の割れ目に介在する充填鉱物は、母岩側から空隙側への成長が予想される。しかし、optical-CL 像で観察される線構造の分布は、母岩と空隙の間に位置する割れ目面と垂直に炭酸塩鉱物が成長したことを示唆する。このことは、母岩側に近接していれば古い時代に形成され、空隙側に近ければ若い年代を表すはずであるという固定概念を崩す結果である。つまり、花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の年代測定地点を選定する際に、optical-CL 像の観察が不可欠であることを強く示唆するものである。

SEM-CL 装置を用いて取得した CL 像（以下、SEM-CL 像）を図 3.2-9 に示す。SEM-CL 像に加えて、化学組成の違いを反映する組成像、表面の凹凸を反映する二次電子像も併せて示した。これらの SEM-CL 像は約 2 分間のスキャンタイム（解像度: 1,280 × 960）で取得した。しかし、SEM-CL 像ではゴーストやストリーク（Bouch, 2006³³⁾）の現象が現れ、明瞭な成長構造を観察することはできない。この対策として、1 ピクセルあたりのスキャンタイムを伸ばす手法（Lee et

al., 2005³⁴⁾ や、光のフィルタリングを行い検出器に入る波長を制限する手法 (Reed and Milliken, 2003³⁵⁾) が提案されている。そこで、より簡便な前者を適用し、スキャンタイムを2倍 (約7分、解像度: 2,560 × 1,920) 及び4倍 (約29分、解像度: 5,120 × 3,840) に設定してSEM-CL像を再取得した。その結果、SEM-CL像において、optical-CL像と同一の方向を示す輝度の異なる線構造が認められた (図 3.2-10)。また、SEM-CL像を取得することで、この線構造が数 μm 程度の幅で不規則に繰り返していることが明らかとなった。したがって、SEM-CL像の取得は、optical-CL像の取得と比較して、蒸着が必要で長い分析時間を必要とするものの、高い解像度におけるCL像の観察が可能となる。

さらに、EPMA-EDSを用いて、炭酸塩鉱物中に含有する主要成分の濃度分布マッピングを実施した (図 3.2-11)。その結果、主要成分の濃度分布とCL像で観察された成長線 (成長構造) との明瞭な関係性は見て取れない。CL像による成長構造がどのような要因で生じているかを捉えることは、その形成メカニズムを解明するために重要である。また、形成メカニズムを捉えることは、地質学的背景を押えた微小領域分析には不可欠となる。波長分散型X線分析 (WDS) 装置を用いた微量含有成分のマッピングや、ラマン分光装置を用いた結晶構造の相違の解明を実施し、これらとCL像による成長構造との比較検討が今後の課題として残される。

本検討で実施した炭酸塩鉱物のCL像の観察の結果、個別の成長現象の把握のためにはCL像観察が不可欠であることが明らかとなった。optical-CL像は低倍率観察に限られるが、炭素蒸着も不要で簡便に炭酸塩鉱物中の成長構造を観察することが可能であった。SEM-CL像は高倍率における成長構造の観察を可能にする。一方でSEM-CL像の観察には炭素蒸着を必要とするため、その後のLA-ICP質量分析計を用いた分析を行う際には、一度レーザーで短時間照射することによって試料表面の炭素を除去する作業 (one-shot cleaning; 例えば、横山ほか, 2011³⁶⁾) が必要となる。

上記の成果を踏まえ、炭酸塩鉱物の微小領域分析における地質学的背景を明らかにする分析手法の合理的な手順を図 3.2-12 に示す。まず試料準備・調整し、落射偏光顕微鏡観察によって試料の分析面の状態を確認する。この際、分析面に亀裂等の凹凸が大きければ再調整を行う。次にルミノスコープを用いたoptical-CL像を取得する。ここで得られる低倍率でのoptical-CL像が、地質学的背景を議論できる十分な分解能を持つ場合 (具体的には成長構造や成長線が明瞭に観察でき、炭酸塩鉱物の伸長方向や始点・終点が明確に観察できる場合)、炭酸塩鉱物の微小領域における地球化学的特性や放射年代を取得するための分析へ移行する。一方、取得したoptical-CL像が地質学的背景を議論できる十分な分解能を持たない場合、試料に炭素蒸着処理を行い、高倍率観察が可能なSEM-CL像の観察を実施する。その後、微小領域における地球化学的特性や放射年代を取得するための分析へ移行する際には、分析表面の炭素蒸着の影響を十分に考慮する必要がある。

表 3.2-1 SEM-CL 観察を実施した炭酸塩鉱物とその産状

段階	炭酸塩鉱物	産状
第1段階	有孔虫 (貨幣石)	・ 小笠原諸島に位置する母島の御幸之浜
第2段階	鍾乳石	・ 山口県美弥市・秋吉台の北山北の横穴より採取 (AK-1)
第3段階	花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物	・ 岐阜県・土岐花崗岩において掘削したDH-15孔 ・ 深度996.2-996.5m地点より採取

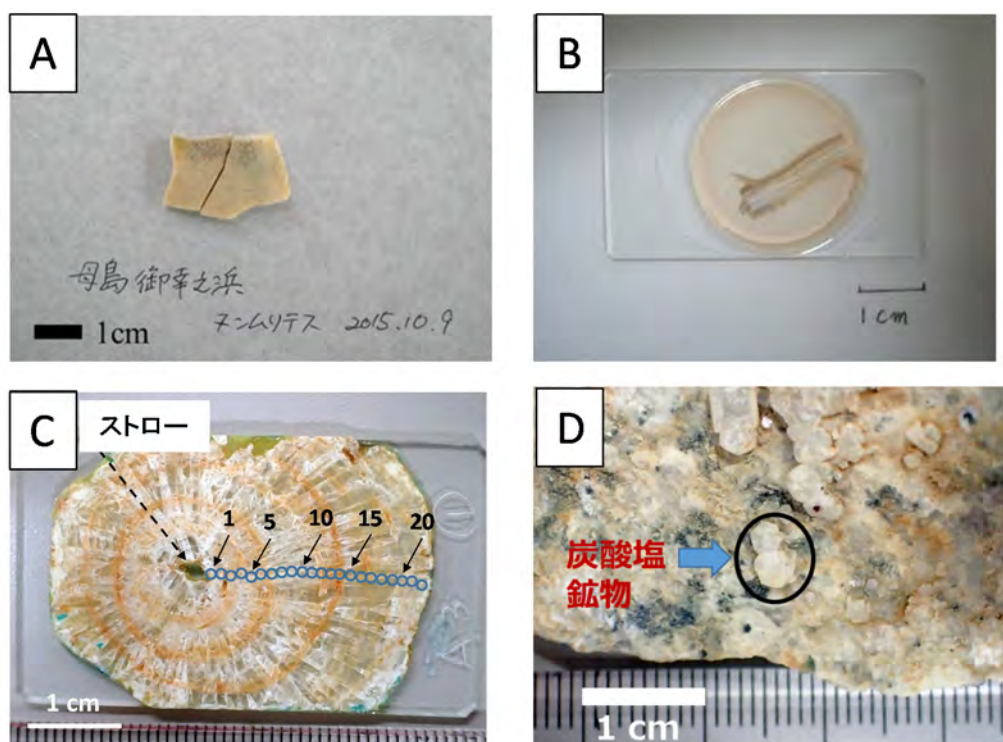


図 3.2-4 微小領域分析手法の開発で対象とする各段階の炭酸塩鉱物
 A, B: 貨幣石、C: 鍾乳石、D: 花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物

<分析手順>

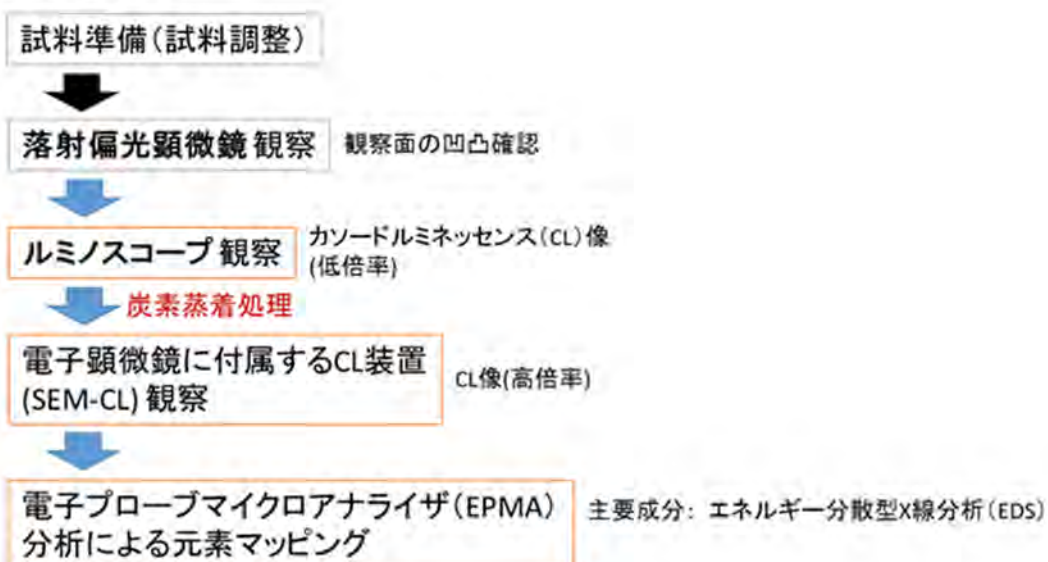


図 3.2-5 微小領域分析手法の開発に係る分析の手順

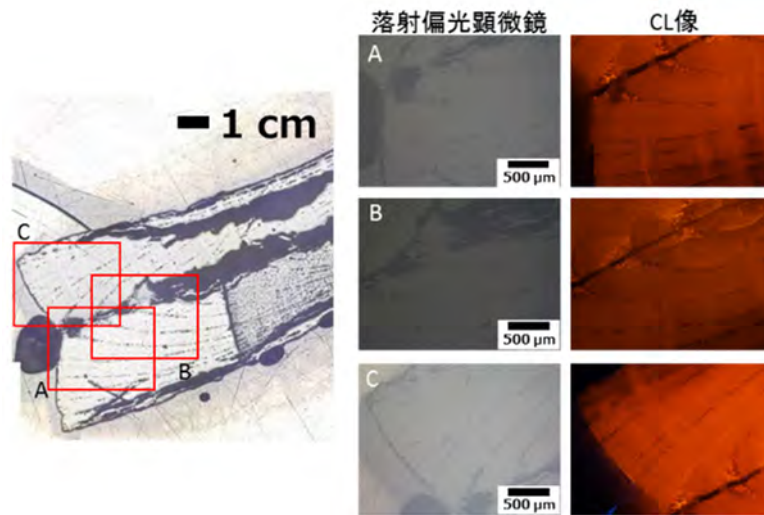


図 3.2-6 貨幣石の落射偏光顕微鏡像及び optical-CL 像

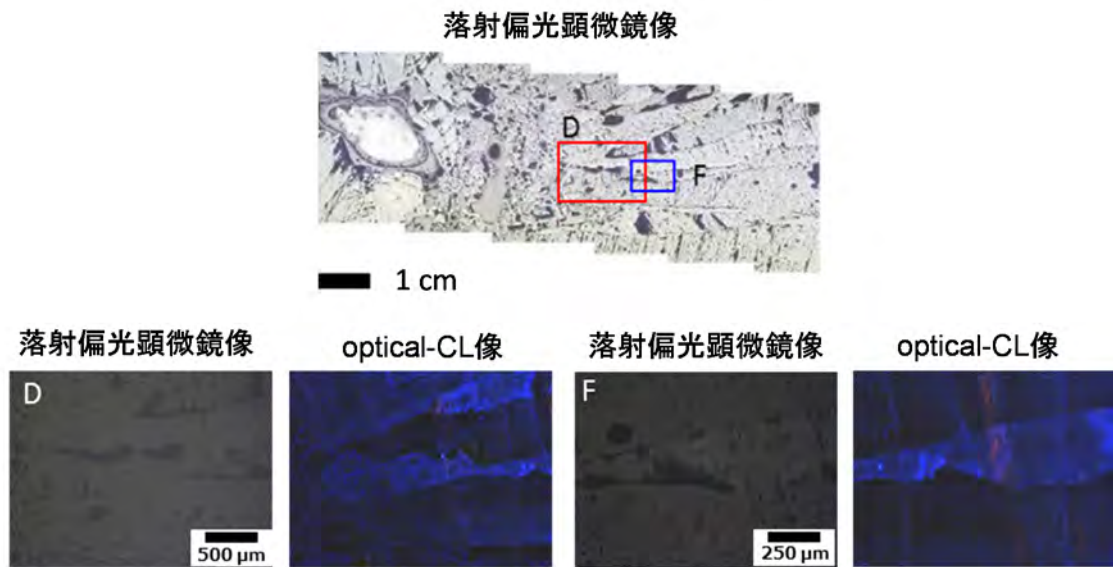


図 3.2-7 鍾乳石 (AK-1) の落射偏光顕微鏡像及び optical-CL 像

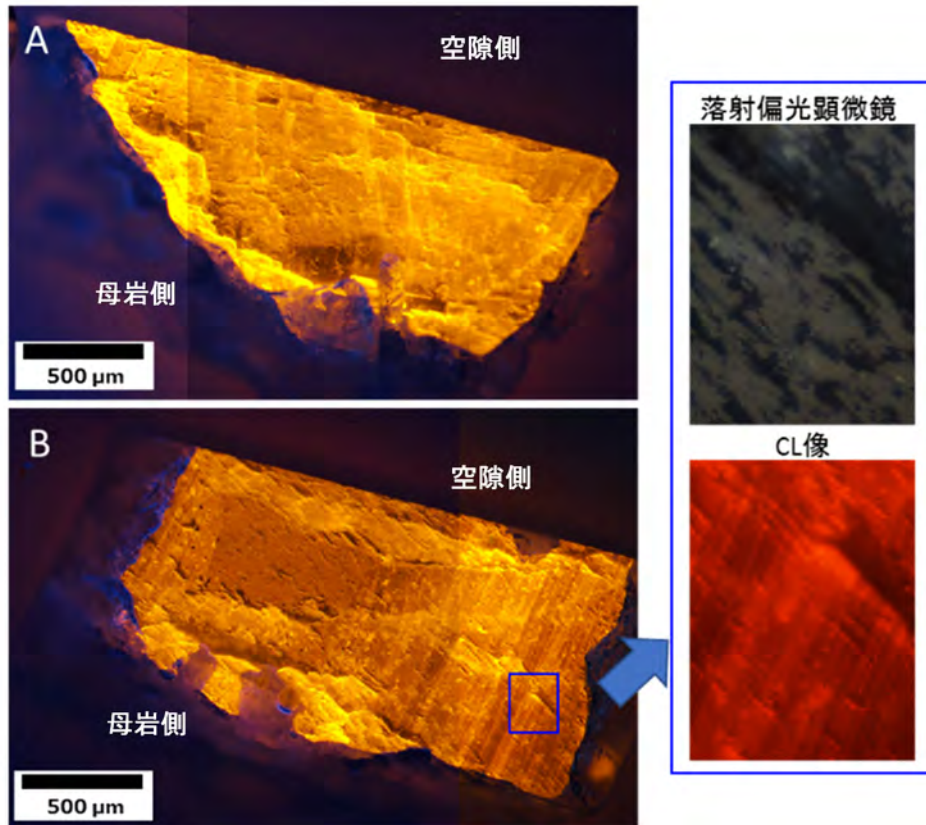


図 3.2-8 花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の落射偏光顕微鏡像及び optical-CL 像

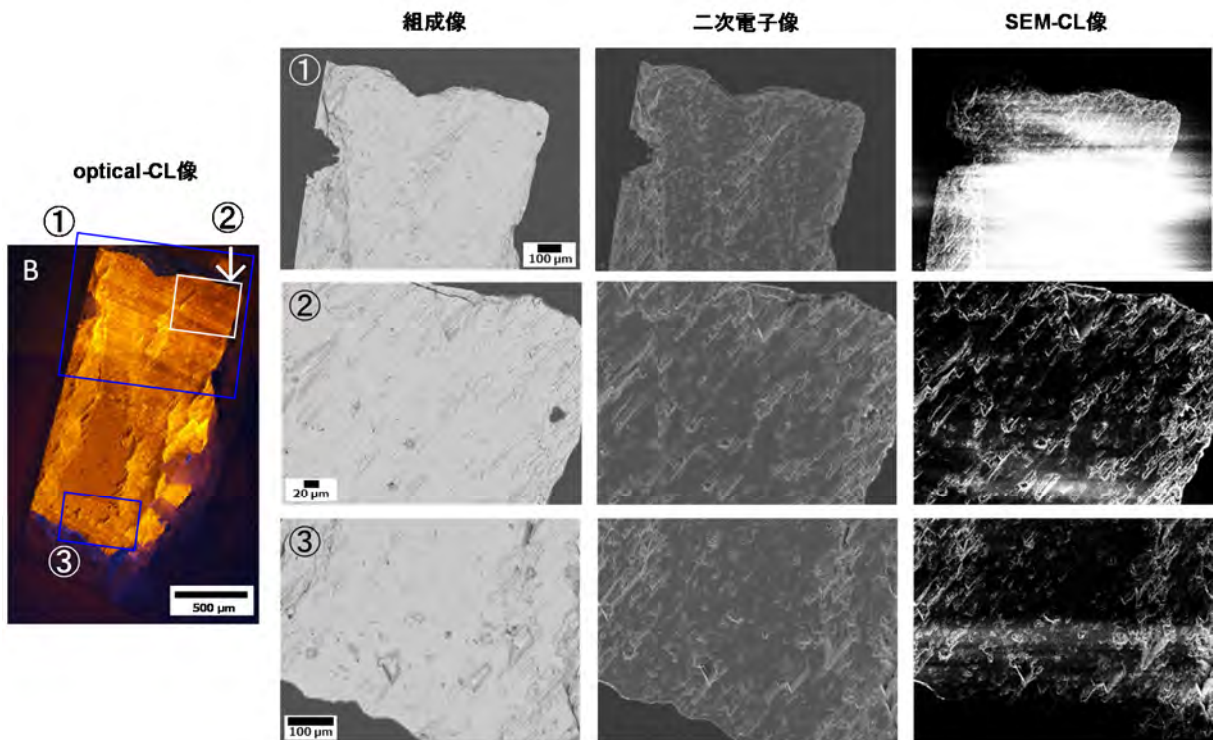
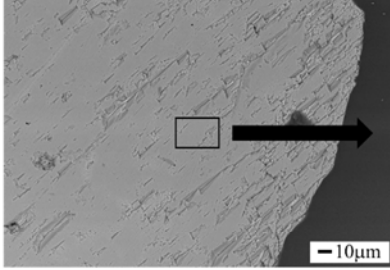
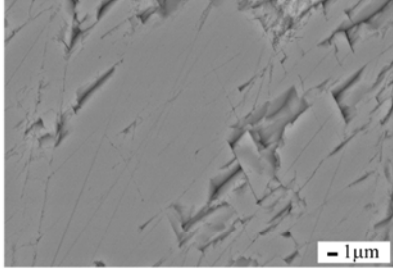


図 3.2-9 花崗岩中の割れ目に介在する炭酸塩鉱物の SEM-CL 装置下での観察
左から optical-CL 像、組成像、二次電子像及び SEM-CL 像

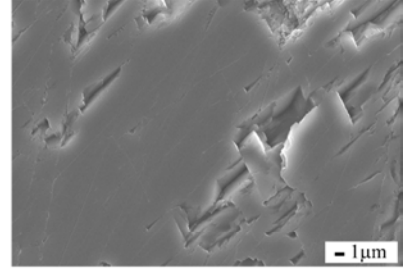
組成像(×430)



組成像(×3000)

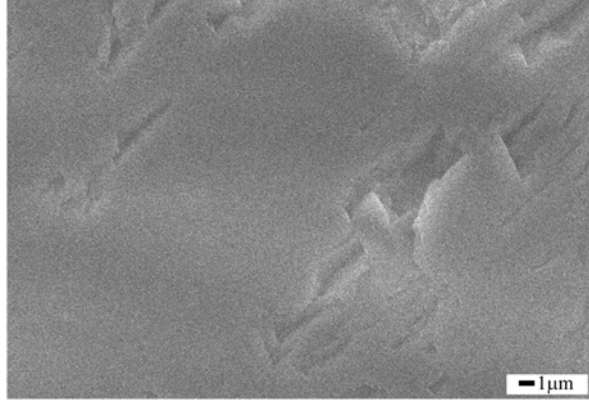


二次電子像(×3000)

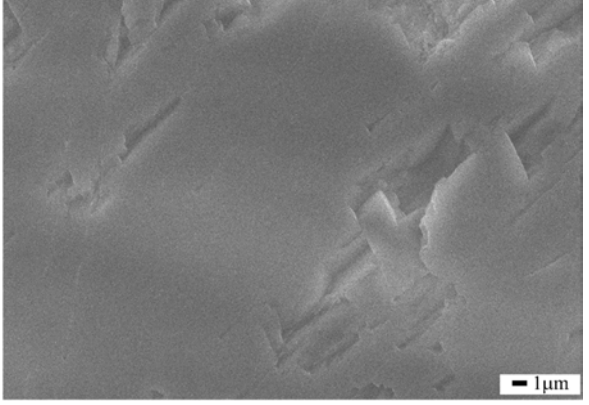


SEM-CL像(×3000)

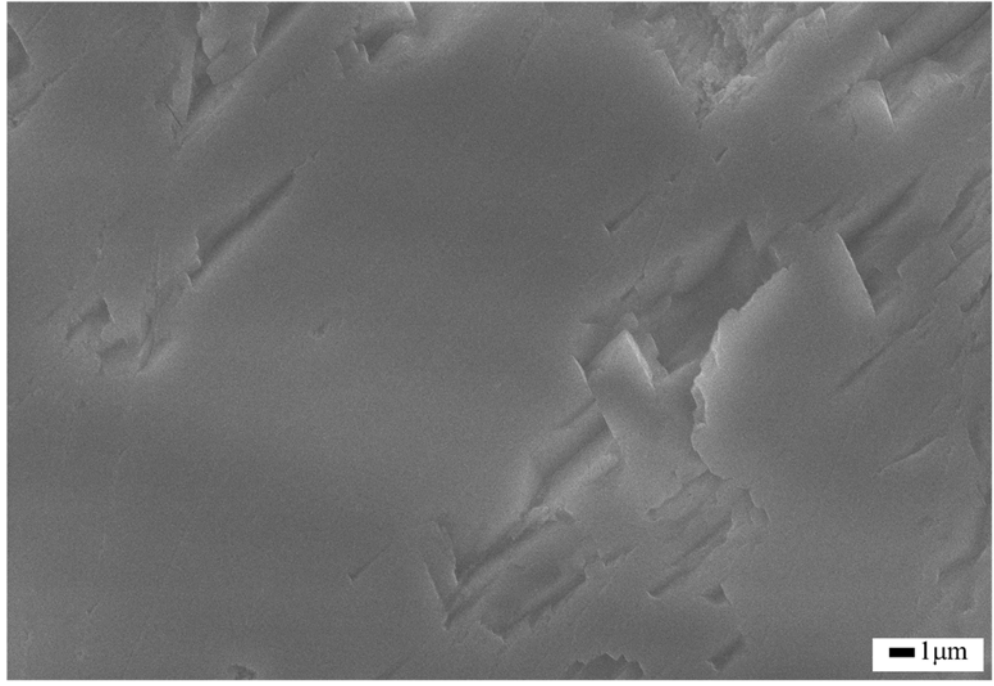
Scan time: 1m52s (1280 × 960)



Scan time: 7m28s (2560 × 1920)



Scan time: 28m48s (5120 × 3840)



明帯

明帯

明帯

図 3.2-10 長時間のスキャンを行った割れ目に介在する炭酸塩鋳物試料の SEM-CL 像

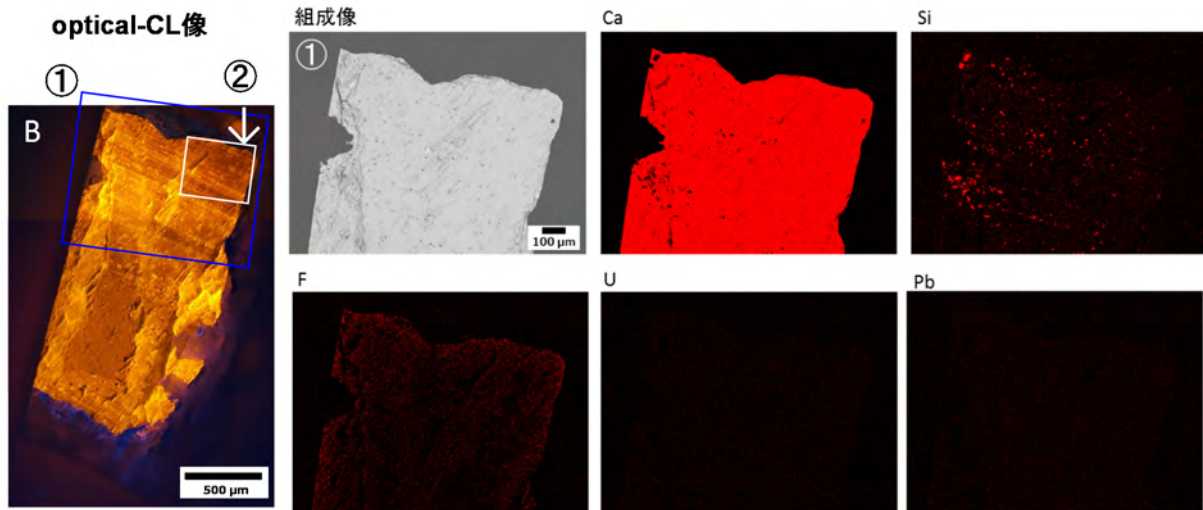


図 3.2-11 EPMA-EDS 装置で取得した割れ目に介在する炭酸塩鉱物の化学組成マッピング

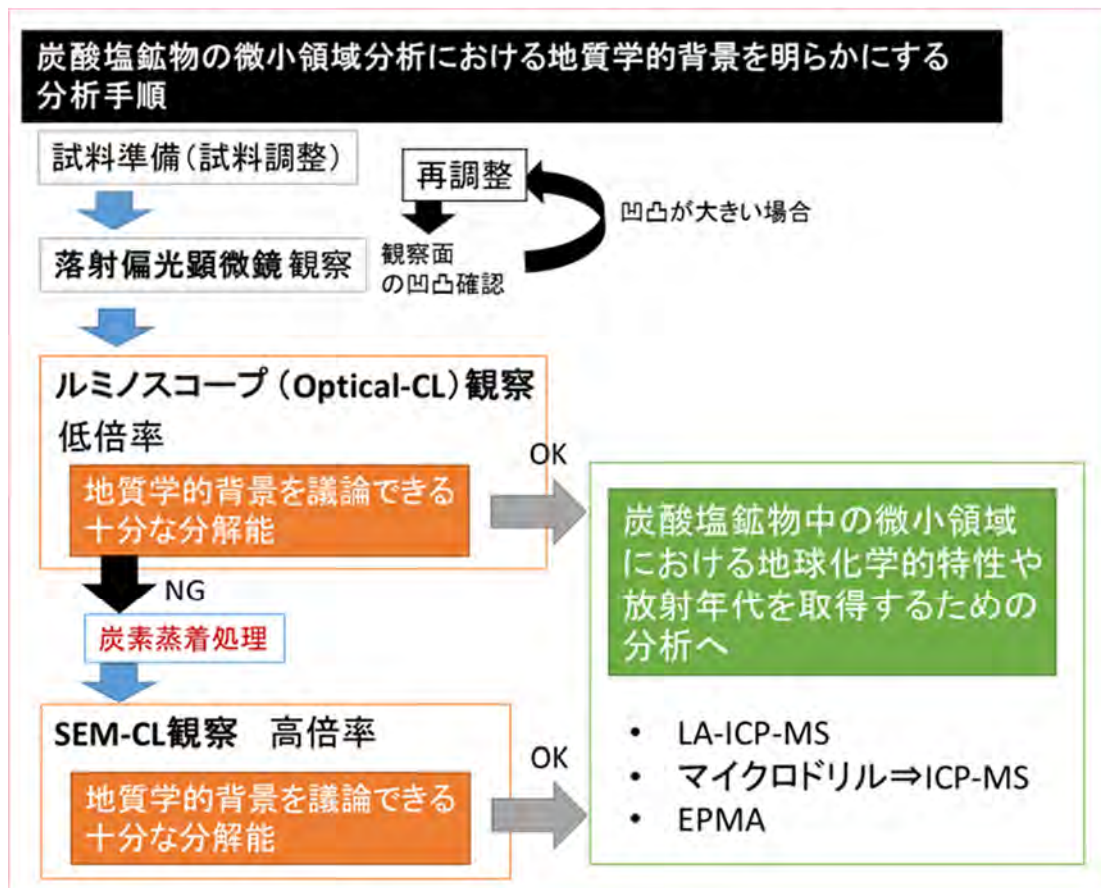
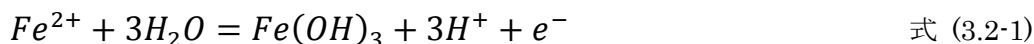


図 3.2-12 炭酸塩鉱物の微小領域分析の流れ

(2) 炭酸塩鉱物を用いた酸化還元電位 (ORP) の推定技術の開発

水野・岩月(2006)¹⁹⁾は、以下の化学反応を考慮して ORP を計算する理論式を提案している。以下、理論式について説明する。まず、地下水中の酸化還元反応が式(3.2-1)の反応式であり、かつこの反応が化学平衡であると仮定する。



次に、式(3.2-2)を用いて地下水中のカルシウム (Ca) 濃度を算出する。

$$[Ca] = K_{cc} \left(\frac{[H^+]^2}{K_1 P_{CO_2(g)}} + \frac{1}{K_2} + \frac{[H^+]}{K_3} \right) \quad \text{式 (3.2-2)}$$

ここで、 K_{cc} は $CaCO_3(c) + H^+ = Ca^{2+} + HCO_3^-$ の平衡定数 ($10^{1.85}$)、 K_1 は $CO_2(g) + H_2O(l) = H^+ + HCO_3^-$ の平衡定数 ($10^{-7.81}$)、 K_2 は $CaCO_3(aq) + H^+ = Ca^{2+} + HCO_3^-$ の平衡定数 ($10^{7.0}$)、 K_3 は $CaHCO_3^+ = Ca^{2+} + HCO_3^-$ の平衡定数 ($10^{-1.05}$)、 $[Ca]$ は地下水中の全 Ca^{2+} 化学種濃度、 $[H^+]$ は H^+ 濃度 (pH) をそれぞれ示す。地下水中の二酸化炭素分圧は、東濃地域における経験式 (Arthur et al., 2006²²⁾) である式(3.2-3)を用い、地下水の pH から算出する。

$$\log P_{CO_2(g)} = -5.5303 + 1.7172pH - 0.17628pH^2 \quad \text{式 (3.2-3)}$$

地下水の pH は、これまでの調査の結果、東濃地域の地下水の pH が約 8 - 10 の範囲の値を示すことから、8、9、10 の三つの値を設定してそれぞれの条件で計算している。

地下水中の Ca 濃度が算出されたら、方解石 - 地下水間の中の Fe の分配平衡から式(3.2-4)が成り立つため、Fe の分配係数 (Curti, 1999³⁷⁾) を用い、式(3.2-4)に基づいて地下水中の $[Fe(II)]$ を算出する。

$$[Fe(II)] = \frac{X_{Fe}^{cc} [Ca]}{X_{Ca}^{cc} \lambda_{Fe}^{cc}} \quad \text{式 (3.2-4)}$$

ここで、 X_{Fe}^{cc} は Fe の方解石中におけるモル分率、 X_{Ca}^{cc} は Ca の方解石中におけるモル分率、 λ_{Fe}^{cc} は Fe が方解石へ共沈する際の分配係数 (2.7 ; Curti, 1999³⁷⁾)、 $[Fe(II)]$ は地下水中の全 $Fe(II)$ の化学種濃度を示す。

次に、 $[Fe(II)]$ のうち、酸化還元反応式中の化学種である $[Fe^{2+}]$ を式(3.2-5)より算出する。

$$[Fe^{2+}] = \frac{[Fe(II)]}{\left(1 + \frac{K_4}{[H^+]} + \frac{K_5 K_1 P_{CO_2(g)}}{[H^+]} + \frac{K_6 K_1 P_{CO_2(g)}}{[H^+]^2} \right)} \quad \text{式 (3.2-5)}$$

ここで、 K_4 は $Fe^{2+} + H_2O = FeOH^+ + H^+$ の平衡定数 ($10^{-9.3}$)、 K_5 は $Fe^{2+} + HCO_3^- = FeHCO_3^-$ の平衡定数 ($10^{2.7}$)、 K_6 は $Fe^{2+} + HCO_3^- = FeCO_3(aq) + HCO_3^- + H^+$ の平衡定数 ($10^{-5.6}$) を示す。

最後に、(3.2-1)式の酸化還元反応から得られる式(3.2-6)を用いて、地下水中の ORP を算出する。

$$ORP(Eh) = E_0^* - 0.059(3pH + \log[Fe^{2+}]) \quad \text{式 (3.2-6)}$$

E_0^* は $Fe(OH)_3$ を細粒針鉄鉱と仮定した電位値である 0.836 (Arthur et al., 2006²²⁾) を用いる。

本事業では、天然の炭酸塩鉱物を分析し、上記で示した理論式を用いて計算した ORP の計算値と現在の地下水の ORP を比較した。この結果を用い、理論式の妥当性を検証するとともに、この理論式を適用できる地質環境について整理した。なお、本稿で用いる ORP の値は、全て標準水素電極に換算した値 (ORP_{SHE}) を用いる。

1) 東濃地域の炭酸塩鉱物を用いた理論式の妥当性の確認

岐阜県南東部の東濃地域を対象として、理論式を用いた地下環境の ORP の推定を実施した。試料の採取場所を図 3.2-13 に示す。本検討では、DH-5 号孔、DH-6 号孔、DH-7 号孔、DH-8 号孔、DH-12 号孔の五つのボーリング孔から採取した割れ目を充填する方解石を対象とした。これらのボーリング孔では地下水の pH 及び ORP が測定されており (Furue et al., 2003³⁸⁾)、ORP の計算値と実測値の比較が可能である。

採取した方解石に対して Tessier et al.(1979)³⁹⁾に基づいた逐次抽出を行い、試料から炭酸塩態の Fe を抽出し、Agilent Technologies 社製の ICP 質量分析計 (7700X) で Fe 濃度を測定した。得られた Fe 濃度を水野・岩月(2006)¹⁹⁾の理論式に代入して、方解石が沈殿した際の ORP を算出した。地下水の pH は現在の地下水の値を採用した。

DH-5 号孔、DH-6 号孔、DH-7 号孔、DH-8 号孔、DH-12 号孔の五つのボーリング孔から採取した方解石中の Fe 濃度は 56.9 - 2,111 mg / kg であった。ORP の計算値と実測値を比較すると、DH-5 号孔、DH-12 号孔の計算結果を除き、両者の値はおおむね一致する (図 3.2-14)。

DH-5 号孔では、ORP の実測値が 0 mV 付近を示すのに対して、計算値は -270 mV 付近となった。これは、方解石を沈殿させた時代の地下水の ORP が現在の地下水に比べて相対的に還元状態にあった可能性を示唆する。また、DH-12 号孔の結果は、方解石中の Fe 濃度を用いて計算した ORP が実測値より低い値を示す。DH-12 号孔は土岐川の河床近傍において掘削されており、調査時にボーリング孔全体で湧水が認められたことから、ORP を実測した地下水に表層水が流入している可能性が高いと考えられている (田中ほか, 2001⁴⁰⁾)。したがって、地下水の ORP を正確に実測できていない可能性がある。そのため、DH-12 号孔では、ORP の計算値と実測値が整合しなかったと考えられる。

DH-6 号孔、DH-7 号孔、DH-8 号孔の ORP の計算結果は、過去に現在の地下水の酸化還元状態と同様の環境で方解石が沈殿した可能性を示している。なお、現時点では方解石の生成年代と地下水の年代が不明であるため、酸化還元状態の長期安定性について詳細な考察はできない。本事業にて進めている炭酸塩鉱物の局所領域における年代測定法及び地下水年代測定法が確立すれば、炭酸塩鉱物の沈殿した年代と ORP 及び地下水の年代と ORP がそれぞれセットとなり、理論式の妥当性についてより高度に検証できる。さらに過去から現在への ORP の変遷に関する議論を展開することができると考えられる。また、溶液の ORP を制御した室内試験等を実施することで、理論式の妥当性をより詳細に検証することができる可能性がある。

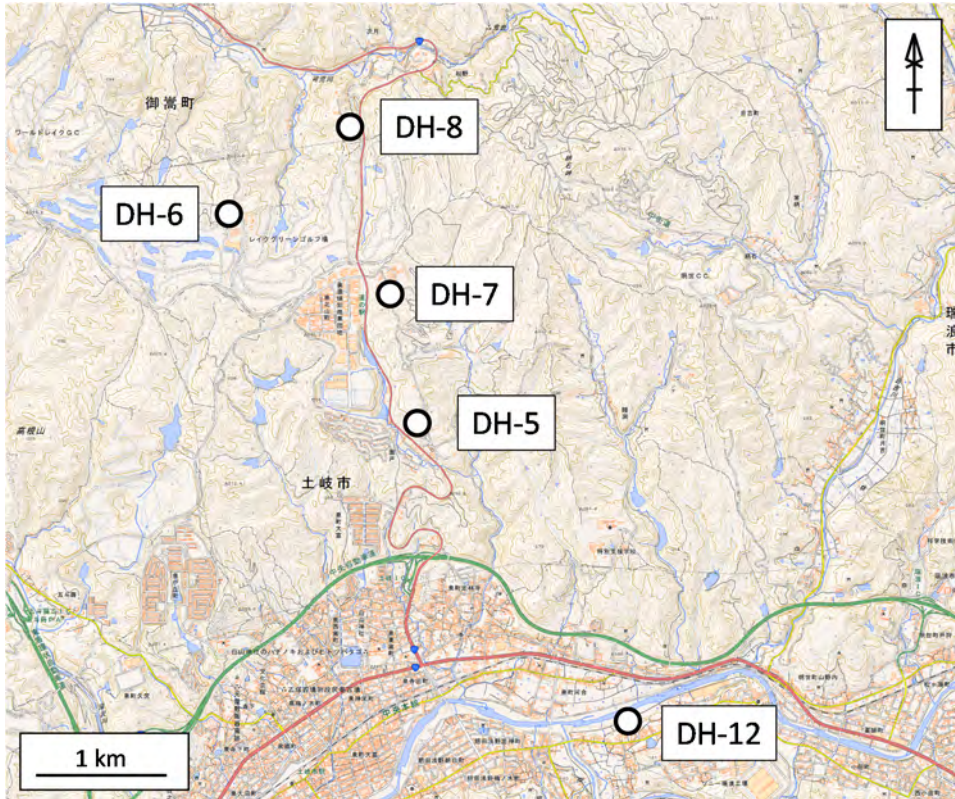


図 3.2-13 東濃地域の方解石試料の採取位置

国土地理院の電子地形図 25,000 『御嵩』、『土岐』、『武並』、『瑞浪』に一部追記

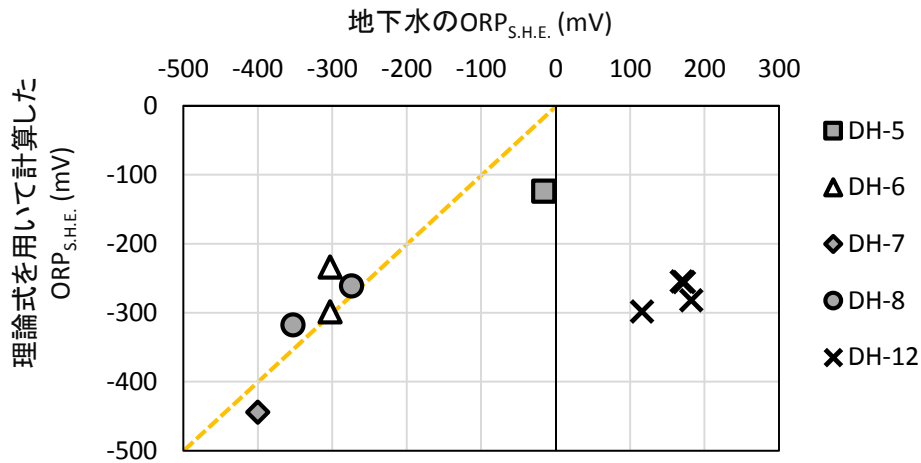


図 3.2-14 東濃地域の方解石を用いて計算した ORP と現在の地下水の ORP の比較
計算値と実測値が一致する場合はオレンジ色の破線上にプロットされる。

2) 湧水由来の石灰華を用いた理論式の妥当性の確認

平成 26 年度に収集した石灰華（日本原子力研究開発機構, 2015⁴¹⁾）を対象として、理論式を用いた地下環境の ORP の推定を実施した。試料の採取位置を図 3.2-15 に、試料の写真を図 3.2-16 に示す。採取地域は、島根県鹿足郡津和野町、同郡吉賀町及び山梨県北杜市の三地域である。これらの石灰華のうち、主に方解石からなることが明らかになっている試料を用いた（日本原子力研究開発機構, 2015⁴¹⁾）。

採取した石灰華に対して Tessier et al. (1979)³⁹⁾に基づいた逐次抽出を行い、試料から炭酸塩態の Fe を抽出し、Varian 社製の誘導結合プラズマ発光分光分析装置 (ICP-OES ; VISTA-MPX) で測定した。得られた Fe 濃度を水野・岩月(2006)¹⁹⁾の理論式に代入して、方解石が沈殿した際の ORP を算出した。pH は湧水の実測値を用い、二酸化炭素分圧は板寺ほか(2011)⁴²⁾の手法を用いて湧水の pH と水温の実測値から算出した。

各地域における石灰華の Fe 濃度は、181 - 7,380 mg/kg であった。ORP の計算値と実測値を比較すると、計算値は実測値と比較して低い値を示す (図 3.2-17)。ORP の計算値は Fe 濃度に反比例する (式(3.2-5)を参照) ことから、石灰華の Fe 濃度が何らかの原因で高い値を示していることが示唆された。

そこで、走査型電子顕微鏡 (以下、「SEM」という) TD-1000 (日立ハイテクノロジーズ社製) 及び SEM に併設した EDS である EMAX ENERGY EX-250 (HORIBA 社製) を用いて石灰華の観察及び分析を行った。その結果、石灰華上に Fe が主成分の沈殿物が多数認められた (図 3.2-18)。このことは、本検討で得られた石灰華中の Fe 濃度は、石灰華の形成時に結晶中に取り込まれた Fe だけでなく、地下水から単純に沈殿した Fe も含まれている可能性があることを示す。この理由として、本検討で用いた湧水の ORP が約+100 mV 以上であることが挙げられる。このような酸化的な ORP で、かつ pH が中性付近の溶液中では、Fe は溶解せずに沈殿する (Brookins, 1988⁴³⁾)。つまり、酸化的な地下水から沈殿した方解石を対象とする場合は、本理論式を適用することはできない可能性が高い。

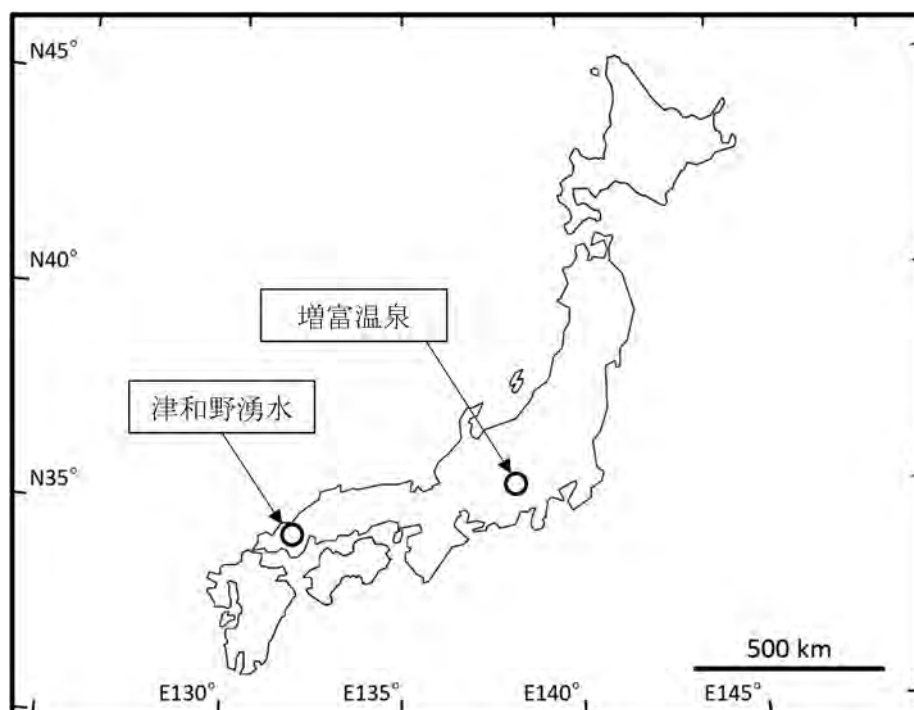


図 3.2-15 湧水由来の石灰華の採取位置

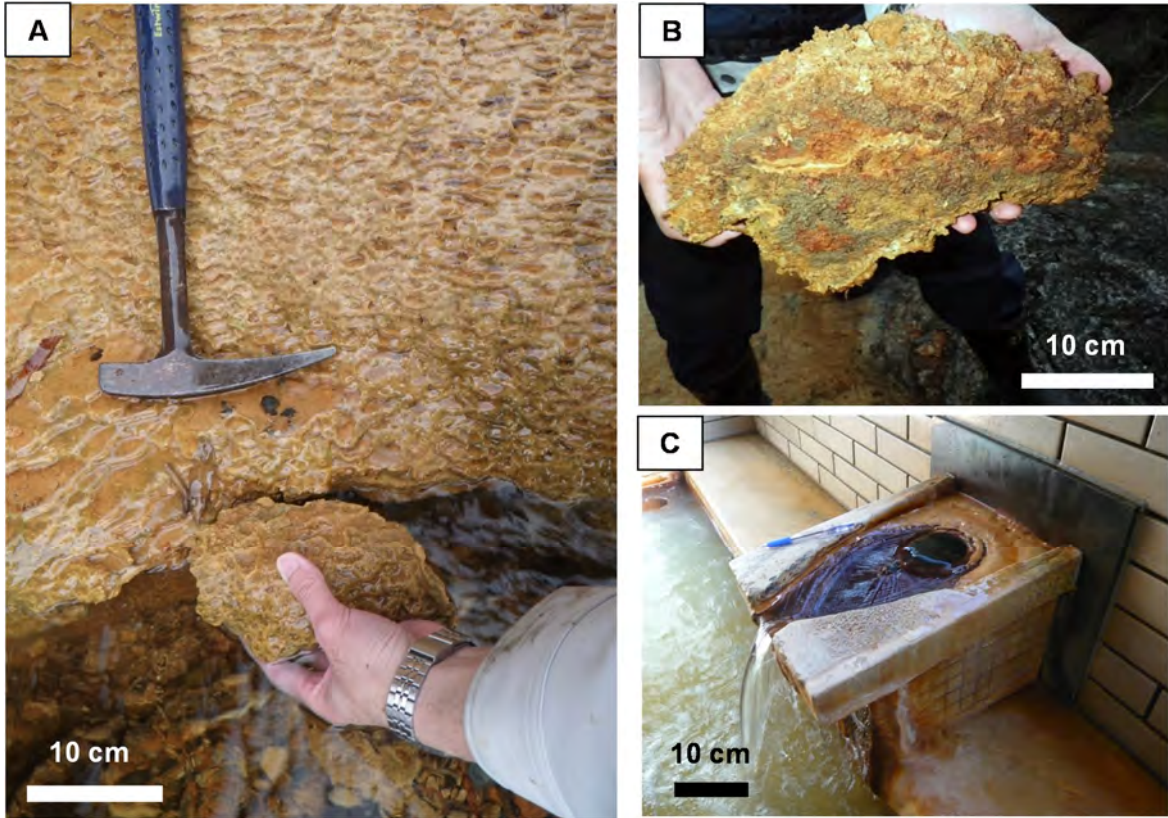


図 3.2-16 湧水由来の石灰華試料の写真
A 及び B: 津和野湧水の試料、C: 増富温泉の試料。

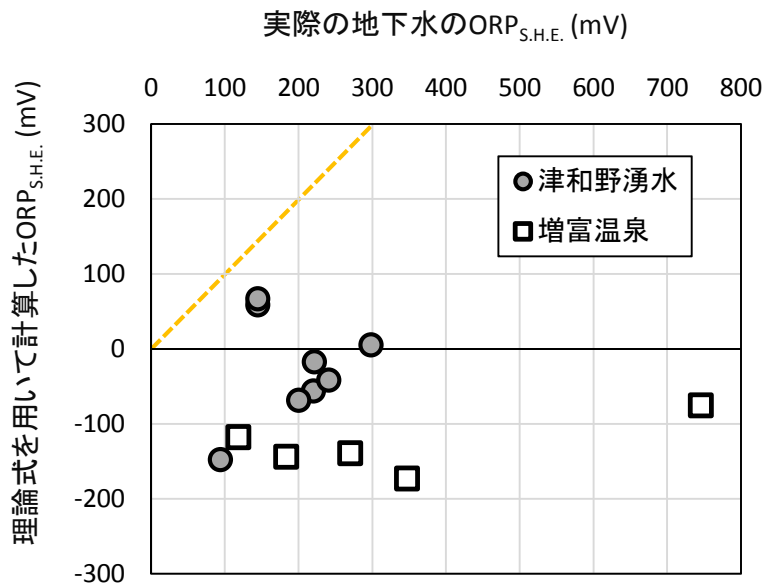


図 3.2-17 石灰華に含まれる Fe 濃度を用いて計算した ORP と実際の地下水の ORP の比較
計算値と実測値が一致する場合はオレンジ色の破線上にプロットされる。

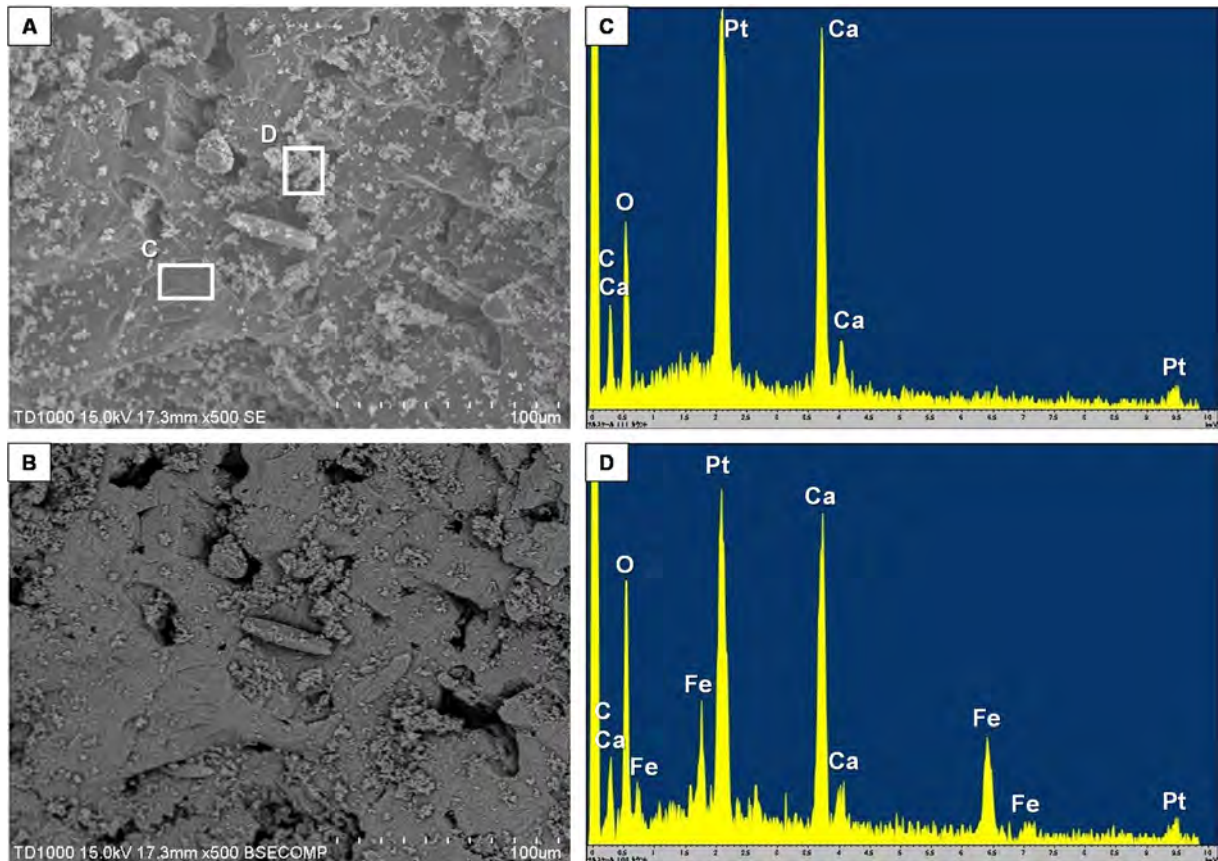


図 3.2-18 津和野湧水の石灰華の二次電子像、組成像及びスペクトラム

A: 二次電子像、B: 組成像、C 及び D: SEM-EDS による局所分析結果（白金は蒸着材料）。
C 及び D の分析箇所は A 中の白い四角で示した。

3) 理論式の適用条件の確認

既に述べた通り、既往報告の理論式は岐阜県南東部の東濃地域に分布する白亜系の土岐花崗岩の割れ目を充填する方解石を対象としている（水野・岩月, 2006¹⁹⁾。東濃地域では、地下水のイオン強度が低く ($I < 0.03$)、炭酸系の地下水である。一方、日本の地下水は場所によって様々な水質を示す（例えば、浅森ほか, 2003⁴⁴⁾、尾山ほか, 2011⁴⁵⁾）。したがって、既往研究で提案された理論式の適用性を確認する必要がある。これ以降、理論式が適用できる条件について整理を行う。

まず、理論式は、方解石の中に含まれている Fe の濃度を用いて方解石が沈殿した時の地下水中の Fe の濃度を算出し、その地下水中の Fe の濃度を用いて地下水の ORP を求めている。したがって、方解石が沈殿しない環境では理論式を利用できない。方解石は pH が低いと未飽和条件になり沈殿しない（Drever, 1997²¹⁾）ため、pH が極端に酸性を示す地下水の場合は、理論式は適用できない。このような環境の例として、第四紀火山近傍の火山性流体が関与する地域（浅森ほか, 2002⁴⁴⁾）が挙げられる。

次に、地下水中の Fe 濃度を用いて ORP を算出する手法であることから、Fe が地下水の酸化還元状態を決定づける環境であれば、理論式は適用できる。一方で、岩石中に普遍的に存在し、地下水の ORP を決める元素は、Fe 以外にも硫黄及び有機物などがある（Drever, 1997²¹⁾）。したがって、有機物や硫黄が地下水の ORP を決定するような環境である場合は、理論式を適用することはできない。通常、海成の堆積岩には海水由来の硫酸イオンや有機物が比較的多く含まれて

いるため、このような場所では理論式が適用できない可能性が高い。実際に、第三系の堆積岩地域では Fe のほかに硫黄や有機物が ORP を規定している可能性が指摘されている（天野ほか, 2007⁴⁶⁾, 天野ほか, 2011⁴⁷⁾, 穂刈, 2012⁴⁸⁾）。一方、有機物や硫黄の存在量が比較的少なく、二価鉄を含む鉱物である黒雲母や緑泥石などが豊富に存在する地域、例えば花崗岩地域の地下水を対象とした既往研究では、地下水 ORP は鉄の酸化還元反応により決定される（Gascoyne, 2004⁴⁹⁾）。東濃地域の花崗岩岩盤中においても、主に鉄（III）水酸化物の酸化還元反応が ORP に関与する可能性が報告されている（Arthur et al., 2006²²⁾）。これらのことから、対象地域の地質環境に基づき、理論式の適用の可否が推測可能である。なお、Mn も地下水の酸化還元状態を決める元素の一つだが、Mn の酸化還元反応が支配的な地下水は酸化的な電位（ORP = 約+500 mV ; Drever, 1997²¹⁾）を示す。一般に、深度が深くなればなるほど地下水の ORP が低くなり（井岡ほか, 2007⁵⁰⁾）、地下深部の地下水はおおむね還元状態である（核燃料サイクル開発機構, 1999⁵¹⁾）。したがって、本検討において Mn の酸化還元反応は考慮しない。

また理論式は、炭酸塩鉱物が沈殿した時の pH を仮定し、pH を用いた経験式に則って地下水中の二酸化炭素分圧を計算し、算出した二酸化炭素分圧を用いて地下水中の Ca²⁺濃度を推定する。この時、地下水中の Ca²⁺濃度は、炭酸カルシウムと地下水との化学反応によって決まっていると仮定している。したがって、二酸化炭素や Ca²⁺が炭酸カルシウム以外から供給されるような環境では、この理論式は成立しない。そのような環境は、火山性流体や海水のような塩濃度が高い水が地下水の水質形成に関連している地域であると考えられる。地下深部の環境は地域によって大きく異なるが、炭酸系地下水であれば理論式を適用することは可能であると考えられる。

さらに、湧水由来の石灰華を用いた検討によって明らかになったように、酸化的な環境下では、炭酸塩鉱物の沈殿反応と関係なく Fe が沈殿するため、Fe 濃度を過剰に見積もる可能性がある。この場合、理論式を用いた ORP の計算値は実際の ORP よりも低い値を示すこととなる。したがって、酸化的な環境下で沈殿した炭酸塩鉱物を対象として本理論式を適用することは難しい。

以上の検討に基づき、水野・岩月（2006）¹⁹⁾の理論式が前提としている条件を整理し、理論式の適用性について検討した結果を表 3.2-2 に示す。除外地域の例として、火山地域、堆積岩の分布域、海水などの高塩濃度地下水が存在する地域が挙げられる。ただし、この例は一つの目安でしかなく、前述したように、対象とする地域において地下水の酸化還元状態を規定している化学反応を推測し、その結果を元に本理論式が適用可能であるかどうかを判断することが重要である。

表 3.2-2 理論式の適用条件の一覧

要 因	条 件
pH	・ 極端に低くないこと
ORP	・ Feの酸化還元反応が支配的な環境であること ・ 地下水中にFeが溶解しうる還元的な環境であること
地下水の水質	・ Ca ²⁺ 濃度が地下水と炭酸塩鉱物の反応によって決まっていること

(3) 炭酸塩鉱物の放射年代測定法の開発

1) ジルコンの U-Pb 年代測定技術の確立

① ジルコン標準試料の入手

ジルコンの U-Pb 年代測定技術の確立に向けて、既往研究で Pb 同位体比及び Pb / U 比の補正に標準試料として使用されている、91500（Wiedenbeck et al., 1995⁵²⁾, Wiedenbeck et al.,

2004⁵³⁾、Ybr157 (Misawa & Premo (私信) ⁵⁴⁾、BR1 (Misawa & Premo (私信) ⁵⁴⁾ 及び比較対象としてジルコン以外で U-Pb 年代測定が行われている標準試料 (アパタイト、バデレアイト等) を入手した。入手した試料の種類と Pb 同位体比、Pb / U 比及び年代値の文献値もしくは参考値を表 3.2-3 に示す。これらの標準試料はエポキシ系の樹脂で、外部要因の Pb の混入が少ない新ペトロポキシ 154 (パールスペトロ・プロダクツ社製) に包埋し、LA-ICP 質量分析計での分析試料として研磨厚片を作製した。

表 3.2-3 入手したジルコン等の標準試料一覧

鉱物名	サンプル名	年代値	備考
Zircon	91500	1062.4 ± 0.8 Ma	Wiedenbeck et al. (1995) ⁵²⁾
Zircon	Ybr157	569.5 Ma	Misawa & Premo (私信) ⁵⁴⁾
Zircon	high-U Zircon		U ピークサーチ用、詳細不明
Zircon	BR-1	560 Ma	Misawa & Premo (私信) ⁵⁴⁾ ゾーニング有
Apatite	UWA apatite-1	948 Ma	コモン鉛の影響有のため total U-Pb 年代値、University of Wisconsin Lab std.
Baddeleyite	Phalaborwa	2059.8 ± 0.8 Ma	Heaman & LeCheminant (1993) ⁵⁵⁾
		2059.60 ± 0.35 Ma	Heaman (2009) ⁵⁶⁾

② 測定手法

試料の U-Pb 同位体比測定にはレーザーアブレーション装置 (Photon-machines 製 Analyte G2) 及び ICP 質量分析計 (Thermo Scientific 製 NEPTUNE-*plus*) を用いた。ジルコン標準試料及び標準ガラス (National Institute of Standards and Technology (NIST) SRM 612 (Pb = 38.96 ppm ; Th = 37.23 ppm ; U = 37.00 ppm; Pearce et al. (1997)⁵⁷⁾、以下、「SRM 612」という) の U-Pb 同位体測定条件を表 3.2-4 に示す。ICP 質量分析計の試料導入系には U、Pb のイオンカウンティング測定において高い感度の得られるセッティング (Jet-sampler cone + X-skimmer cone + シールドトーチ (GE : Guard electrode on) の組み合わせ : 以下、「高感度インターフェイス」という) が使用可能であり、高感度インターフェイスでは、通常のセッティングに比べて 10 倍以上の感度を得ることができる。一方で U 及び Th の酸化物生成率 (例えば $[UO^+]/[U^+] > 1$) が増加し、その生成率は経時的に変化することも報告されている (Kimura et al., 2014⁵⁸⁾)。

測定における検出器には、全ての同位体に対してイオンカウンティングを採用するマルチプルイオンカウンティング (Multiple Ion Counting : MIC) の組み合わせで行った。測定試料へのレーザー照射前に 20 秒間 (約 85 cycles) ガスブランクを測定し、50 秒間のレーザーを照射した後 (約 210 cycles)、40 秒間 (約 170 cycles) サンプルチャンバーから ICP 質量分析計内にかけて残留する試料のウォッシュアウトをモニターした。試料へ照射するレーザーの径は 1 - 155 μm の範囲で選択可能であるが、20 - 30 μm の円形スポットで測定を行った。試料の同位体分析においては、50 秒の照射で得られる約 200 cycles のデータのうち、照射直後の試料表面の外来汚染物等に起因するスパイク状のシグナルをデータ解析から除外し、110 - 175 cycles を同位体比を算出するデータとして使用した。ガスブランク補正については、試料へのレーザー照射前の約 85

cycles データのうちレーザー照射直前の数 cycles 分を除外し、77 cycles の分析平均値をガスブランク値として試料の各同位体測定値より差し引いた。U-Pb 年代計算に必要な各同位体比 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) はガスブランクの除算の後、各同位体の信号強度の除算により求め、2 sigma を越えるエラーを排除した後、平均値と標準誤差 (1 σ) として記録した。また、標準試料と未知試料の測定及びデータ解析は、すべて同一条件下で実施した。

NIST 612 (N (測定点数) =11) を標準試料として、91500 (N=10) と交互に測定しブラケット法による補正の後、U-Pb 同位体分析値を得た (測定 A と呼ぶ)。また、共にジルコンでマトリクス的一致する 91500 (N=11) と Ybr157 (N=10) について、91500 を標準試料として Ybr157 について U-Pb 同位体分析を行った (測定 B と呼ぶ)。測定 A では感度を重視し、レーザーアブレーション装置は繰り返しレート 3 Hz、レーザーフルエンス 2.0 J/cm²、レーザースポット径 20 μm の条件下で、ICP 質量分析計は高感度インターフェースの組み合わせで同位体比測定を行った。測定 B では、酸化物生成率を極力低減させるため、ICP 質量分析計のコーンセッティングを通常の組み合わせ (normal sample cone + H-skimmer cone) に戻し、レーザーアブレーションの条件は、繰り返しレート 5 Hz、レーザーフルエンス 2.0 J/cm²、レーザースポット径 25 μm として、試料のアブレーション量を増加させた。

U-Pb 年代値の計算 (コンコーディアプロット)、重み付き平均及び重み付き標準偏差の 2 乗平均 (MSWD : mean square of weighted deviation; York, 1969⁵⁹) の計算には、ISOPLOT ver. 3.7 (Ludwig, 2009⁶⁰) を用いた。

表 3.2-4 エキシマレーザーアブレーション装置及び ICP 質量分析計の設定

<u>Apparatus</u>	<u>Experimental setting</u>
Excimer laser	Analyte G2 (Photon-machines)
Source wave length/pulse width	193 nm/<4 ns
Energy at source	200 mJ
Focusing lens	Imaging optics using field lens and air spaced doublet objective
Pulse width	20 ns
Spot size	20-30 μm
Fluence at laser spot	2.0-6.0 J/cm ²
Repetition rate	2-5 Hz
Multi Ion Counting (MIC)-ICP-MS	NEPTUNE- <i>plus</i> (Thermo Scientific)
RF-power	1200 W
Guard electrode	On / Off
Sampling cone	Normal sample cone (Ni) / JET-sample cone (Ni)
Skimmer cone	H-skimmer cone (Ni) / X-skimmer cone (Ni)
Cool gas (Ar)	16.0 L/min
Auxiliary gas (Ar)	0.96 L/min
Sample gas (Ar)	1.2-1.3 L/min
Laser carrier gas (He)	1.0-1.1 L/min
Mass resolution	Low resolution
[Zoom optics]	
Dispersion Quad	0 V
Focus Quad	2 V
<u>Cup configurations</u>	
²⁰² Hg	IC4 (CDD) L5 platform
²⁰⁴ Pb (²⁰⁴ Hg)	IC5 (CDD) L5 platform
²⁰⁶ Pb	IC3 (SEM)
²⁰⁷ Pb	IC2 (SEM)
²⁰⁸ Pb	IC1 (SEM)
^{224.15} M dummy mass	Axial
²³² Th	IC6 (CDD) (not observed in data acquisition)
²³⁸ U	IC7 (CDD)
Background subtraction	On-peak background

IC: Ion Counter; CDD: Compact Discrete Dynode; SEM: Secondary Electron Multiplier.

③ 結果

標準ガラス SRM 612 を標準試料として 91500 の U-Pb 同位体分析を行った結果（結果 A と呼ぶ）と 91500 を標準試料として Ybr157 の U-Pb 同位体分析を行った結果（結果 B と呼ぶ）を表 3.2-5 及び表 3.2-6 に示す。ブラケット法による補正において、補正係数を計算する際には測定 A の標準試料である SRM 612 の文献値として、 $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = 0.90745$ (Baker et al., 2004⁶¹) を用い、 $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ 比は Pearce et al. (1997)⁵⁷ の U ($[U] = 37.06$ ppm)、 Pb ($[Pb] = 38.96$ ppm) 定量分析結果と Baker et al. (2004)⁶¹ の Pb 同位体分析結果を基に、 $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} = 0.25636$ として未知試料 (91500) の補正を行う補正係数を算出した。同様に測定 B の標準試料となる 91500 に関しては $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = 0.07488$ (Wiedenbeck et al., 1995⁵²)、 $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} = 0.17917$ (Wiedenbeck et al., 1995⁵²) として未知試料 (Ybr157) に対する補正係数を算出した。

表 3.2-5 91500 の U-Pb 同位体分析結果 (結果 A)

Sample	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1SE*	1SE%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1SE	1SE%
SRM612-1	0.90785	0.0016	0.17	1.12014	0.0047	0.42
91500-1	0.08036	0.0003	0.35	0.23401	0.0014	0.62
SRM612-2	0.90803	0.0012	0.13	1.21967	0.0100	0.82
91500-2	0.08054	0.0003	0.36	0.22606	0.0014	0.61
SRM612-3	0.90788	0.0012	0.14	1.16301	0.0051	0.44
91500-3	0.08151	0.0004	0.44	0.22598	0.0015	0.64
SRM612-4	0.90679	0.0012	0.13	1.23268	0.0106	0.86
91500-4	0.08111	0.0004	0.43	0.22489	0.0015	0.69
SRM612-5	0.90592	0.0016	0.18	1.19537	0.0075	0.62
91500-5	0.08075	0.0003	0.38	0.22982	0.0013	0.58
SRM612-6	0.91076	0.0012	0.13	1.21252	0.0077	0.64
91500-6	0.08302	0.0005	0.57	0.22777	0.0014	0.62
SRM612-7	0.90646	0.0012	0.14	1.18517	0.0084	0.71
91500-7	0.07981	0.0002	0.30	0.23122	0.0016	0.69
SRM612-8	0.90566	0.0014	0.15	1.16878	0.0097	0.83
91500-8	0.08058	0.0003	0.37	0.23326	0.0015	0.66
SRM612-9	0.90733	0.0013	0.15	1.14612	0.0069	0.60
91500-9	0.07987	0.0003	0.34	0.22815	0.0015	0.67
SRM612-10	0.91106	0.0011	0.13	1.22244	0.0106	0.87
91500-10	0.08046	0.0003	0.40	0.22310	0.0017	0.77
SRM612-11	0.90428	0.0016	0.17	1.19668	0.0106	0.88
Mean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1SD**		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1SD	
Std. SRM612	0.90746	0.00204	(N=11)	1.18751	0.0350	(N=11)

*SE:Standard Error (1 σ)

**SD:Standard Deviation (1 σ)

赤字で示す同位体比はスタンダードの分析値 (黒字) よりブラケット法補正後の値

表 3.2-6 Ybr157 の U-Pb 同位体分析結果 (結果 B)

Sample	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1SE*	1SE%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1SE	1SE%
91500_1	0.07411	0.00041	0.55	0.1649	0.0036	2.2
Ybr157_1	0.05966	0.00038	0.63	0.1027	0.0041	4.0
91500_2	0.07444	0.00047	0.63	0.1666	0.0038	2.3
Ybr157_2	0.05999	0.00038	0.64	0.1044	0.0055	5.3
91500_3	0.07508	0.00047	0.62	0.1651	0.0039	2.4
Ybr157_3	0.05928	0.00043	0.73	0.1035	0.0041	3.9
91500_4	0.07524	0.00064	0.85	0.1654	0.0040	2.4
Ybr157_4	0.05948	0.00042	0.71	0.1032	0.0051	4.9
91500_5	0.07524	0.00046	0.61	0.1652	0.0041	2.5
Ybr157_5	0.05910	0.00038	0.65	0.1034	0.0052	5.0
91500_6	0.07516	0.00046	0.61	0.1663	0.0040	2.4
Ybr157_6	0.05994	0.00037	0.61	0.1033	0.0050	4.8
91500_7	0.07411	0.00041	0.55	0.1649	0.0036	2.2
Ybr157_7	0.05940	0.00043	0.72	0.1043	0.0057	5.5
91500_8	0.07571	0.00049	0.65	0.1634	0.0043	2.6
Ybr157_8	0.05935	0.00042	0.72	0.1048	0.0058	5.6
91500_9	0.07442	0.00053	0.72	0.1630	0.0045	2.8
Ybr157_9	0.05970	0.00041	0.68	0.1047	0.0048	4.6
91500_10	0.07513	0.00047	0.62	0.1632	0.0040	2.4
Ybr157_10	0.05942	0.00039	0.66	0.1040	0.0052	5.0
91500_11	0.07484	0.00045	0.60	0.1631	0.0040	2.4
Mean	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1SD**		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1SD	
Std. 91500	0.07486	0.00052	(N=11)	0.1646	0.0013	(N=11)

*SE:Standard Error (1σ)

**SD:Standard Deviation (1σ)

赤字で示す同位体比はスタンダードの分析値 (黒字) よりブラケット補正後の値

91500 U-Pb 年代測定 (結果 A)

高感度インターフェースを用いて感度を最優先とした分析を試みた結果、U 及び Th の酸化物生成率は共に 100%に近かった ($[UO^+]/[U^+] \approx 1$, $[ThO^+]/[Th^+] \approx 1$)。標準試料とした SRM 612 の各測定 (n (1 測定当たりの同位体比データ数) =175 ratios) における Pb 同位体比及び Pb / U ($^{206}Pb / ^{238}U$) 比の測定精度は standard %error (1σ) にしてそれぞれ、0.13 - 0.17%、0.42 - 0.88%であった。同様に、未知試料として測定した Ybr157 の Pb 同位体比及び Pb / U ($^{206}Pb / ^{238}U$) 比の測定精度は 1 sigma standard %error にしてそれぞれ、0.30 - 0.57%、0.61 - 0.77%であった。91500 の U-Pb 同位体分析を行い、コンコーディアダイアグラム (Wetherill concordia plot [Wetherill, 1956⁶², 1963⁶³]及び Tera-Wasserburg concordia plot [Tera & Wasserburg, 1973⁶⁴]) 上にプロットした結果を図 3.2-19 に示す。Wetherill concordia plot に必要な $^{207}Pb / ^{235}U$ 比は U の天然同位体存在度の比 ($^{235}U / ^{238}U = 0.72 / 99.2745$: International Union of Pure and Applied Chemistry, 1977⁶⁵) を用いて算出している。各測定における不確かさは 1%を十分に下回る精度で測定することができたが、一方で同一試料の同位体比が一致せず、分析点はコンコーディア上 (文献値 : 1062.4 ± 0.8 Ma, Wiedenbeck et al., 1995⁵²) にプロットされずに明確に分散した。

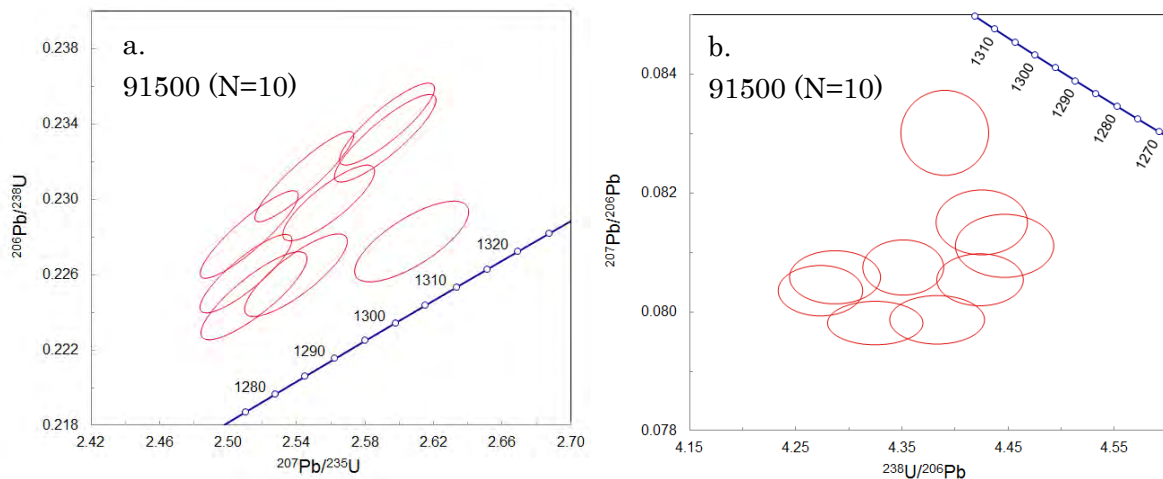


図 3.2-19 91500 の U-Pb 年代測定結果

a. 91500 の Wetherill concordia plot (N=10) ; b. 91500 の Tera-Wasserburg concordia plot (N=10)

Ybr157U-Pb 年代測定 (結果 B)

酸化物生成率の低減を最優先し同位体比測定を試みた結果、U 及び Th の酸化物生成率は共に 0%近くまで抑制することが可能となった ($[UO^+]/[U^+] \approx 0$, $[ThO^+]/[Th^+] \approx 0$)。標準試料とした 91500 の各測定 (n (1 測定当たりの同位体比データ数) =112 ratios) における Pb 同位体比及び Pb / U ($^{206}Pb / ^{238}U$) 比の測定精度は standard %error (1σ) にしてそれぞれ、0.55 - 0.85%、2.2 - 3.8%であった。同様に、未知試料として測定した 91500 の Pb 同位体比及び Pb / U ($^{206}Pb / ^{238}U$) 比の測定精度は 1 sigma standard %error にしてそれぞれ、0.61 - 0.73%、3.9 - 5.6%であった。結果 A と同様に、Ybr157 の U-Pb 同位体分析値をコンコーディアダイアグラム上にプロットした結果を図 3.2-20 に示す。各測定における不確かさは結果 A に比べて一桁近く大きくなる結果となったが、これは酸化物生成率を低減した際に各同位体の信号強度が低下したこと及び 1 測定当たりの同位体比データの取得数を減らしたことに起因するものである。分析点はコンコーディア上 (参考値 : 569.5 Ma, Misawa & Premo (私信) ⁵⁴) にはプロットされずに 600 Ma 近傍に集中した。

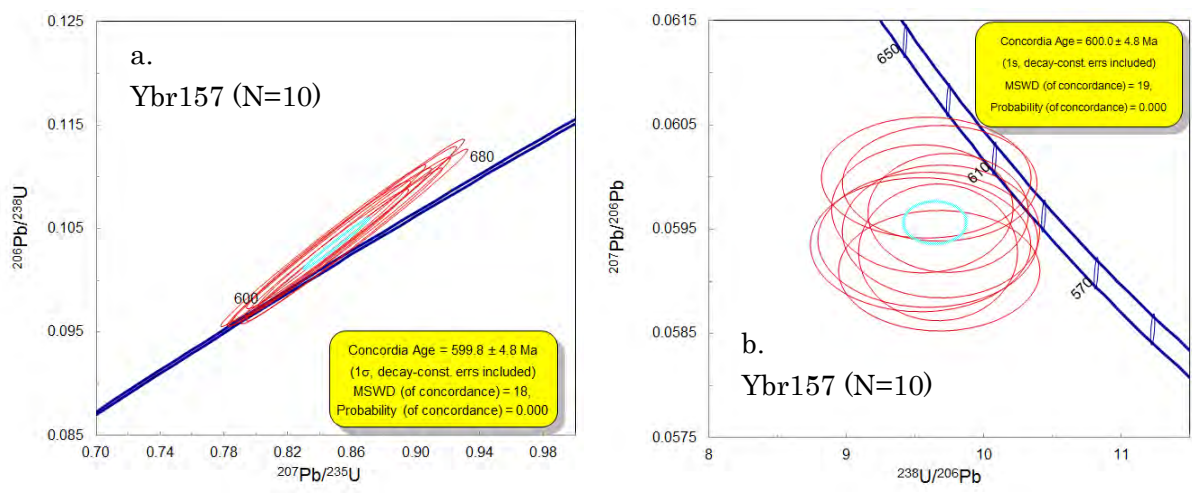


図 3.2-20 Ybr157 の U-Pb 年代測定結果

a. Ybr157 の Wetherill concordia plot (N=10); b. Ybr157 の Tera-Wasserburg concordia plot (N=10)

④ 結果の考察

91500 U-Pb 年代測定 (結果 A)

測定 A の全測定間の同位体比 (Mean SRM612, $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = 0.90746 \pm 0.00204$ (N=11), $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} = 1.18751 \pm 0.0350$ (N=11)) に対する不確かさは、各測定の不確かさと相対すると顕著に大きく、測定期間中で同位体比の変動が著しい (図 3.2-21)。一方で、同程度の測定期間で実施した測定 B の全測定間の同位体比 ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} = 0.07486 \pm 0.00052$ (N=11), $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} = 0.1646 \pm 0.0013$ (N=11)) の不確かさは、各測定における不確かさと大きな差異はなく同位体比の変動が全測定期間を通して小さいことが確認された (図 3.2-21)。これは、測定 A の測定期間中に酸化物生成率が著しく変化し、試料中の U 及び Pb の金属イオンへのイオン化効率が変動していることに起因すると考えられ、酸化物生成の抑制されたセッティングでは、同位体比の時間変動が抑えられることが判明した。

また、同一試料の分析値がコンコーディアダイアグラム上で分散してプロットされるのは、ブラケティング補正が十分に機能していないことを意味していると考えられ、異なるマトリクス(ガラスとジルコン)を持つ試料を標準試料とした分析では、正確な年代測定ができないことが明らかとなった。

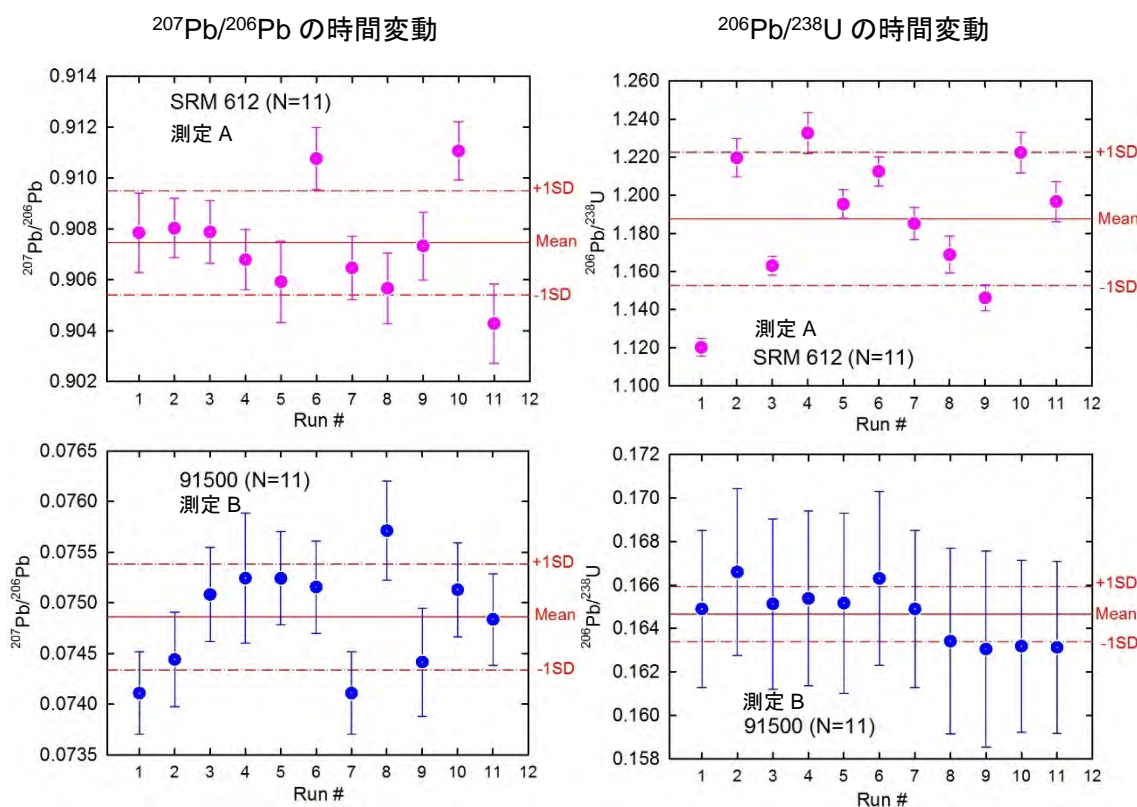


図 3.2-21 91500 及び Ybr157 の U-Pb 年代測定におけるスタンダードの同位体比変動

Ybr157U-Pb 年代測定 (結果 B)

全測定間の同位体比の変動が小さいにも関わらず、得られた Ybr157 の U-Pb 年代値 (600 ± 4.8 Ma) は、同位体希釈法による表面電離型質量分析法 (ID-TIMS) で得られた参考値 (569.5 Ma, Misawa & Premo (私信) ⁵⁴⁾ より有意に古く、コンコーディア上にプロットされない。一方で、Pb 同位体比のみから得ることのできる Pb-Pb 年代は U-Pb 年代に比べ、参考値と比較的良好一致を示す (図 3.2-22)。このことは、Pb 同位体比の測定及び解析が適切に行われていることを意味する一方で、Pb/U 比の分析データの取得方法が適切でないことを示している。測定 B では同一マトリクスでのブラケット補正を施しているが、1 測定中の Pb/U 比の時間変動の傾向 (元素イオンシグナルの減衰や増感) は 91500 と Ybr157 の間で異なることが確認され、Pb/U 比の補正に影響を及ぼしている可能性が示唆された (図 3.2-23)。1 点 (スポット) へのレーザー照射による分析では、試料の掘削が進むことによってアブレーション効率に変化する (ダウンホール分別) ことも影響している可能性があり、掘削深度を抑えるためにもレーザー走査 (ラスタ) での分析が効果的と考えられる。

2) 炭酸塩鉱物の標準試料の選定と分析及び Pb 同位体分析

レーザーアブレーション試料導入法による炭酸塩鉱物の U-Pb 年代測定において、炭酸塩鉱物からなる (マトリクスの一致した) 標準試料の選定と評価が課題としてあげられ、平成 27 年度共同研究「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」を実施し、これらの課題への解決を図った。

元素濃度の認証値が公表されている炭酸塩試料のうち 6 候補を選択し、その均質性の評価と年代測定への適用性の評価のため、LA-ICP 質量分析法による主要元素及び微量元素定量分析、湿式法による高精度 Pb 同位体分析による基礎データの取得、LA-ICP 質量分析法による Pb 同位体分析及び LA-ICP 質量分析法による二次元分布の取得（イメージング）による炭酸塩鉱物の均質性評価への有効性の確認を行った。その結果、選択した 6 試料の標準試料候補のうち、国立研究開発法人産業技術総合研究所が配布している 2 試料（JCp-1, JCt-1）について、標準試料としての有用性が確認された。また、イメージングにより炭酸塩鉱物の均質性や炭酸塩鉱物の取り込んでいる砕屑物の分布状況を把握できることが確認され、今後の標準試料候補のより詳細な評価においてイメージングを採用する。分析結果の詳細は、平成 27 年度共同研究報告書「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」を参考にされたい。

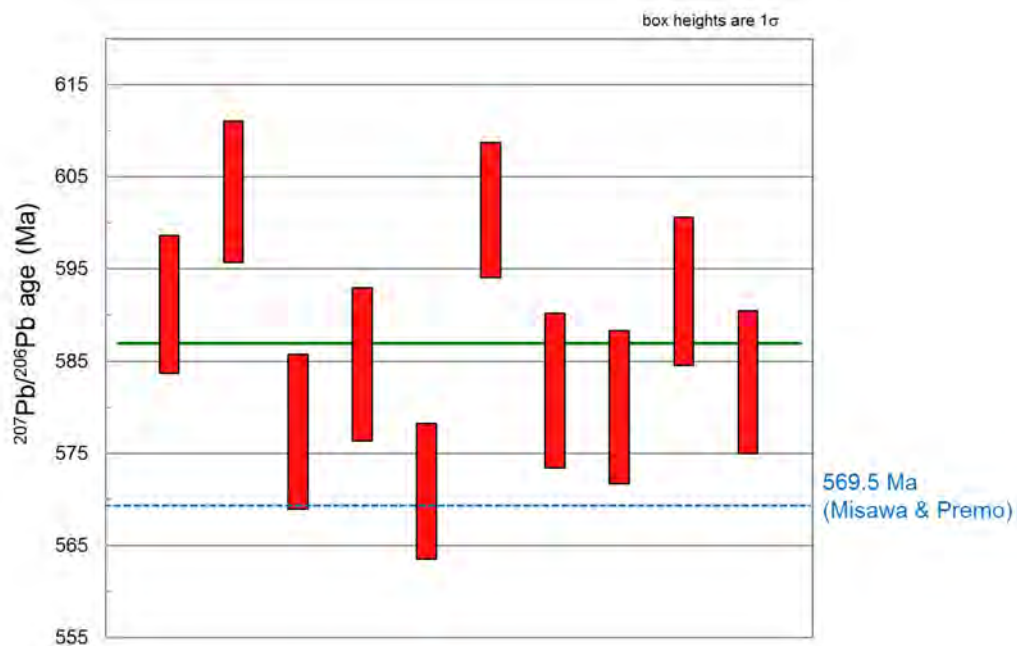


図 3.2-22 Ybr157 の Pb-Pb 年代

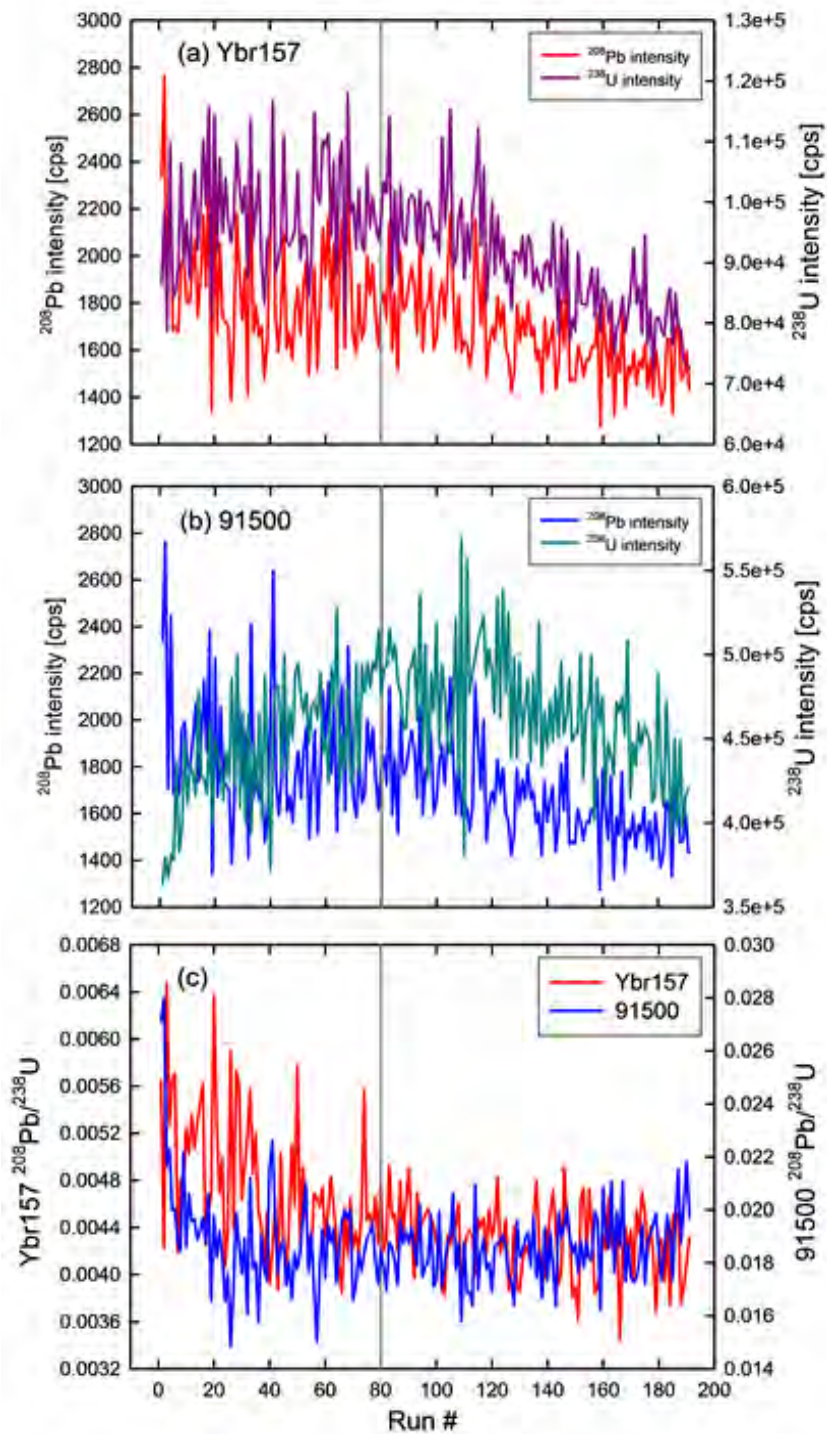


図 3.2-23 Ybr157 と 91500 の Pb、U 信号強度及び Pb / U 比の時間変動

(a)-(c)の横軸は測定のランナンバーを示し同時に時間を示す。(a)Ybr157 の Pb、U の時間変動 : Pb、U の信号強度が共に減衰する傾向にある。(b)91500 の Pb、U の時間変動 : Pb は安定した信号強度を保つ一方で U は増加の後に減衰する。(c)Ybr157 と 91500 の Pb / U 比の時間変動の比較 : Ybr157 の Pb / U 比は結果として穏やかな減衰傾向を示し、91500 の Pb / U 比は穏やかに増加する。共にジルコンであるにも関わらず、レーザー照射に対する元素の経時的挙動が異なる。解析には灰色のライン (80 cycle 目) 以降 (112 cycle 分) の変化の穏やかな測定値を採用した。

(4) 地下水年代測定技術の構築

平成 27 年度は、高分解能マルチコレクタ希ガス質量分析計の性能把握、測定基準用水試料の作製、試料採取機材の開発、ガスの抽出及び精製法の構築を実施した。

平成 26 年度末に高分解能マルチコレクタ希ガス質量分析計 NGX 004 号機が導入された。平成 27 年度は本機を用いて、大気を希釈・精製して作製した既知組成ガスを繰り返し測定して、その性能把握を行った。本機についてはヘリウム (He) について 1.78×10^{-6} A / Pa、アルゴン (Ar) について 7.65×10^{-6} A / Pa という感度が報告されているが、これは本機のイオンソースにおけるイオン生成の効率を示すものであり、前処理部分を含めた装置全体としての感度の評価は、投入した試料ガスの量と出力される信号強度の比 $\text{cm}^3\text{STP}/\text{V}$ で示される (本来は $\text{V}/\text{cm}^3\text{STP}$ という単位で感度を示すが、実用上は信号強度に感度の逆数を乗じて投入された未知試料の量を得るため、 $\text{cm}^3\text{STP}/\text{V}$ を感度の指標とする)。精製した大気組成のネオン (Ne) ガス 9.1×10^{-9} cm^3STP を導入した時に得られた信号強度は 7.5×10^{-1} V であったので、 1.2×10^{-8} $\text{cm}^3\text{STP}/\text{V}$ ということになる。水温 25°C で大気に飽和した水は 1.78×10^{-7} $\text{cm}^3\text{STP}/\text{g}$ の Ne を含んでいる (Ozima and Podosek, 2002⁶⁶) ので、予定される 1 g 程度の水を処理して得られたガスを若干希釈して測定する方法を取るうえで、本機は十分な感度を持っていることになる。本機の特徴は Ne 及び Ar の同位体の同時分析向けに構成されたマルチコレクタである。また本機の仕様策定においては、²²Ne を検出する検出器を高感度・低雑音型のもの (IsotopX eXact Amp) とすることで、測定値の有効数字の拡大を企図した。IsotopX 社の通常の信号増幅器の雑音強度は 1.5×10^{-16} A (ゲイン抵抗の抵抗値を乗じると電圧計の読み V になるので、 10^{11} Ω を乗じて 1.5×10^{-5} V) である。投入される Ne の量が比較的豊富 (測定において ²⁰Ne の信号強度が 1 V 程度) であることを前提とすると (前述のとおり本機の感度に照らして試料に含まれる Ne ガスはこの前提を満たす)、²²Ne は大まかに言って ²⁰Ne の 1 / 10 - 1 / 20 程度の量であるため、信号強度は 0.05 - 0.10 V となり、これに対して 1.5×10^{-5} V の雑音が乗るのであるから有効数字は 4 - 5 桁になる (4 桁目に誤差が乗る)。eXact Amp はゲイン抵抗が 10^{12} Ω で雑音強度が 4×10^{-17} A であるので、信号強度は従来の増幅器に対して 10 倍、雑音信号は 4×10^{-4} V となる。すなわち 0.5 - 1 V の信号に 4×10^{-4} V の雑音が乗るので、有効数字は 5 - 6 桁と一桁改善することになる。²²Ne は同位体比を取る場合の分母として用いられるため、²⁰Ne / ²²Ne と ²¹Ne / ²²Ne の二つが同時に改善される。実際の測定値の例をあげれば、²⁰Ne / ²²Ne = 10.0840 ± 0.0044 で (図 3.2-24)、想定通り誤差が 5 桁目以降に乗っている。このように、イオン源の感度変動の影響を同時分析によって打ち消し、増幅器の熱雑音の影響を低減することで高精度の分析結果が得られるのであるが、希ガスの同位体分析の場合、同位体比は 1 回の未知試料の測定では決めることができない。同位体比既知の試料を測定し、その結果を用いて装置特有の偏りを補正することになる (長尾, 2011³⁰; 角野, 2015²⁹)。すなわち、測定間の測定値のばらつきが影響してくる。半月程度の期間にわたる既知組成ガスの測定結果の変動は ²⁰Ne/²²Ne でも 2 パーミル程度であり、これは 1 回の測定における誤差と比べて 10 倍程度大きく、測定精度悪化の主因となっている。改善策を検討中である。一方で高精度の検出系の特性を最大限に生かすことができた場合、標準試料である大気の組成の値自体の精度 (4 桁) が測定精度に及ばないという問題も発生しうる。He についてはすでに大気組成の均一性に疑問が呈され (Sano et al., 2010⁶⁷)、大気 He 同位体組成の再検討の提案が表れている状況であるが (角野, 2015²⁹)、大気 Ne 同位体組成についてもより高精度な値を再決定することを検討すべきかもしれない。

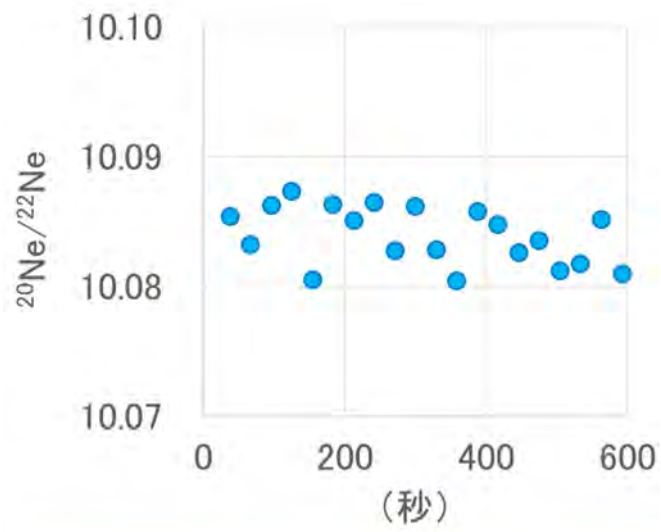
未知試料を分析する場合、その中に含まれる目的物質をどの程度完全に回収できたかを評価する必要がある。回収が十分でない場合は濃度に関して補正を行う必要があり、また回収状況によっては同位体分別を起こしていることもあるため、統制された条件で希ガスを含む測定基準用水

試料を測定し、分析評価する必要がある。このため、既存の研究（森川，2004²⁶⁾）を参考に、大気に飽和した水試料を作製する手順を構築した。今後実際の分析を行い、評価を進める。

水試料の場合、採取については岩石試料よりも慎重を要する。水と周囲の大気の間では容易にガス交換が行われるため、採取した水は速やかに大気と接触することのないよう封止しなければならない。このような採取法としては、コック付のガラス容器やバルブ付の金属容器を用いる方法、銅管の両端をクランプで封止する方法などがあるが、ボーリング坑などの高い水圧がかかりうる場所での採取のためにバルブ付の金属容器による採取法を（図 3.2-25）、また通常の湧水ないしは井戸からのポンプアップによる採水のために銅管の両端をクランプで封止する方法（図 3.2-26）を整備した。

採取した試料からガスを抽出、精製し、質量分析計に導入して分析することになるが、水試料の場合、真空の容器に水試料を導入すれば、平衡状態になるまで希ガスが水から移動してくる（角野，2015²⁹⁾）。ただし、この気相は相当量の水蒸気や他の溶存ガスを含む。水蒸気や希ガス以外の溶存ガスは希ガスに比べて多量に存在するため、全圧が高くなりそもそも質量分析にかけられない、また希ガスのイオン化を妨害する、装置を毀損するなどといった状況を招くほか、少量でも、希ガス同位体と近い m/z を持つため希ガス同位体分析を妨害するといった事態を招く。このため、高分解能マルチコレクタ希ガス質量分析計の一環として、チタン - ジルコニウム (Ti-Zr) ゲッター（角野，2015²⁹⁾）を 3 基、SAES Getters 社の NEG ポンプを 2 基備えた希ガス精製装置を導入した。Ti-Zr ゲッターは一端を閉じた管状の真空容器に Ti と Zr の箔を封入したものである。必要があれば、Ti と Zr を他の物質（佐藤ほか，2015⁶⁸⁾）に詰め替えることも可能である。また希ガス同位体分析を行う場合、希ガス元素が相互に測定の支障となることもあり、特に同位体組成を分析する場合は、元素ごとに分離してから質量分析計に導入することになる。このための仕組みとして、活性炭トラップ 1 基と、ステンレスシーブトラップ 1 基を備える。活性炭トラップは液体窒素、エタノールといった寒剤で、またステンレスシーブトラップは温度調節機能付きの極低温冷凍機 ARS DE-210 で冷却され、一度低温でトラップした希ガスを適切な温度条件で吸着剤から脱離させて分離する。現状、活性炭トラップは Ar、クリプトン (Kr)、キセノン (Xe) を、ステンレスシーブトラップは He 及び Ne を扱う。

なお Ar のみは濃度が他の希ガスに比べ非常に高く、液体窒素で冷却した活性炭トラップでも気相に相当量が残存し、Ne 同位体分析の支障となるため、装置にはもう 1 基活性炭トラップを備え、Ne 同位体分析の際はこれを液体窒素で冷却して残存する Ar を除去する。現時点で、Ne 同位体分析の条件での $^{40}\text{Ar}^{2+}$ ピークの強度は 2×10^{-16} A (0.2 mV) 程度である。通常は $^{40}\text{Ar}^{2+}$ のピーク強度を $^{20}\text{Ne}^+$ のピーク強度から引いて補正を行うが、今回の場合導入している Ne の量が多いため、補正が必要ない程度に $^{40}\text{Ar}^{2+}$ を除去できていると考える。他に Ne に係る妨害イオンとしては、炭酸ガス ($m/z=22$)、 $^{20}\text{Ne}^1\text{H}$ ($m/z=21$) があるが、炭酸ガスについても、 ^{22}Ne の量が多いため、無視できる状況である。 $^{20}\text{Ne}^1\text{H}$ については、検討を進めている状況である。



	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$
平均値	10.0840	0.025986
標準偏差	0.0022	0.000045

図 3.2-24 NGX 004 号機による Ne 測定結果の例



図 3.2-25 金属製サンプリング容器

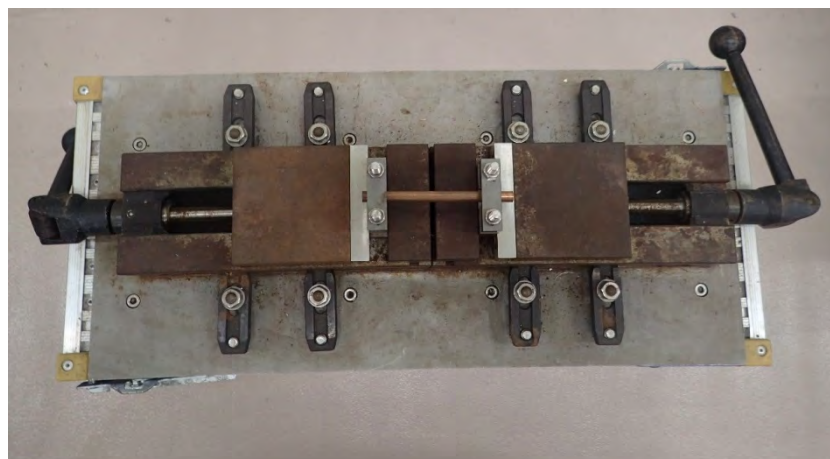


図 3.2-26 銅管のサンプリング容器

3.2.4 まとめ

(1) 微小領域分析手法の開発

炭酸塩鉱物中の微小領域において地球化学的特性や放射年代を取得するための分析点選定には、定量下限以下となる領域を避けるだけでなく、分析点ごとの地質学的な意味合いを事前に評価する必要がある。本検討では有孔虫（貨幣石）、鍾乳石及び花崗岩の割れ目に介在する炭酸塩鉱物に対して、成長構造を把握するため、ルミノスコープを用いた optical-CL 像の観察や、電子顕微鏡に付属した CL 装置を用いた SEM-CL 像の観察を行った。optical-CL 像は低倍率観察において秀でており、SEM-CL 像は高倍率における成長構造の観察を可能にする。ルミノスコープによる optical-CL 像の観察は比較的簡便なのに対して、SEM-CL 像の観察には試料の炭素蒸着を必要とする。地質学的な意味合いを評価するために必要な分解能に応じて、optical-CL 像の観察と SEM-CL 像の観察を段階的に用いることが効率的である。

次に成長構造と含有化学組成の関係を明らかにするため、EPMA-EDS を用いた主成分元素のマッピングを実施した。3 種類の炭酸塩鉱物に対する CL 像の成長構造と主成分元素の濃度マッピングに明瞭な関連性は認められなかった。しかし CL 像の成長構造がどのような要因で生じているかを捉えることは、その形成メカニズムを解明するために重要である。また形成メカニズムを捉えることは、地質学的背景を押えた微小領域分析には不可欠となる。波長分散型 X 線分析（WDS）装置を用いた微量含有成分のマッピングや、ラマン分光装置を用いた結晶構造の相違の解明を実施し、これらと CL の成長構造との比較検討が今後の課題として必要となる。

本検討を通じて、微小領域分析における地質学的背景を明らかにするための分析手法の合理的な手順を構築するとともに、今後の課題について明らかにした。

(2) 炭酸塩鉱物を用いた酸化還元電位（ORP）の推定技術の開発

平成 27 年度は、既往研究（水野・岩月, 2006¹⁹⁾ で提案された ORP を推定する理論式の妥当性を確認するため、東濃地域の天然の炭酸塩鉱物及び地下水を対象とし、理論式を用いた計算値と実際の地下水の ORP を比較した。その結果、両者の値はおおむね整合したことから、理論式が適用できることを確認した。一方で、地表で沈殿した石灰華を用いた場合は、理論式を用いた計算値は実際の地下水と整合せず、酸化的な環境下で沈殿した炭酸塩鉱物は、本理論式の対象として適さないことが明らかとなった。これらの結果も含めて、理論式が適用できる地化学的な条件を整理した。理論式の適用性を検討する際は、地下水の pH や ORP に加えて、地下水の水質組成や酸化還元状態を決める化学反応を推測することが必要となる。したがって、対象とする地域の地下水の水質形成プロセスを推測することが重要である。課題としては、室内試験等による理論式の妥当性のさらなる検証が挙げられる。

ただし、本検討の結論は、方解石が沈殿してから現在まで還元状態が維持されたということ担保するものではない。本事業で実施している炭酸塩鉱物の局所領域における年代測定技術が確立することで、地下深部の ORP の変遷を推測することが可能となる。

(3) 炭酸塩鉱物の放射年代測定法の開発

平成 27 年度は、炭酸塩鉱物の局所領域 U-Pb 年代測定に先駆けて、ジルコンを対象とした U-Pb 同位体分析を行った。同位体比、元素比及び U-Pb 年代値が既知であるジルコン試料について、LA-ICP 質量分析法による U-Pb 同位体分析を実施した結果、マトリクス的一致しない標準ガラスによる分析値のブラケティング補正では、正確な年代測定を行うことができないことが判明した。一方で、マトリクス的一致した標準試料を用いた分析においても、現在までのところ文献値等の参考値と一致する正確な年代値が得られていない。この年代値の不一致は、同位体比測定中

にシグナル強度（増感や減衰）やシグナル安定性が変化する挙動が、マトリクスが同じ場合でも標準試料と未知試料との間で異なっていたことに起因しており、レーザーアブレーションの照射条件を繰り返し検討し、Pb/U比（元素分別）の変動を抑える装置のセッティングを探求する必要がある。一方で、Pb同位体分析精度は各スポット分析においても1%（1 SE）を十分に下回り、測定期間中の偏差も小さい。また、Pb同位体比から得られるPb-Pb年代の中心値は、U-Pb年代と比較して文献値に近い値で得られたことから、Pb同位体比測定に関しては高精度な測定が可能となったと判断できる。

炭酸塩鉱物のU-Pb同位体分析に必要な標準試料の選定と評価を目的として、平成27年度共同研究「レーザーアブレーション付き誘導結合プラズマ質量分析計を用いた炭酸塩鉱物の分析手法の開発」を実施し、2試料の標準試料候補を選定して均質性の評価と高精度同位体分析を行った。選定した標準試料候補の均質性を把握するために、イメージング手法を用いてより詳細な元素及び同位体情報を取得する必要がある。

（4）地下水年代測定技術の構築

平成27年度は、平成26年度に導入された高分解能マルチコレクタ希ガス質量分析計の性能把握、及び測定基準用水試料の作成、試料採取機材の開発、ガスの抽出及び精製法の構築を実施した。高分解能マルチコレクタ希ガス質量分析計については、併せて導入された希ガス精製装置とともに、地下水試料の分析に必要な性能を持つことを確認した。採水機材については、ボーリング坑からの採取と湧水部からの採取に対応した2種類を整備した。

これら一連の検討、装置の整備、試験、試料採取、分析の実施により、岩盤中に普遍的に存在する炭酸塩鉱物を対象とした局所領域U-Pb年代測定技術の開発及び妥当性のある地下水シナリオの検討のために必要な酸化還元電位測定技術の構築が大きく進展したと判断できる。

引用文献

- 1) 西本昌司, 鶴飼恵美, 天野健治, 吉田英一, 地下深部花崗岩の変質プロセス解析 : 土岐花崗岩を例にして, 応用地質, vol.49, 2008, pp.94-104.
- 2) Nishimoto, S. and Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite : Effects of dissolution and precipitation, *Lithos*, vol.115, 2010, pp.153-162.
- 3) Iwatsuki, T. and Yoshida, H., Characterizing the chemical containment properties of the deep geosphere : Water-rock interactions in relation to fracture systems within deep crystalline rock in the Tono area, Japan, *Geological Society of London, Special Publications*, vol.157, 1999, pp.71-84.
- 4) Yoshida, H., Aoki, K., Semba, T., Ota, K., Amano, K., Hama, K., Kawamura, M. and Tsubota, K., Overview of the stability and barrier functions of the granitic geosphere at the Kamaishi mine ; Relevance to radioactive waste disposal in Japan, *Engineering Geology*, vol.56, 2000, pp.151-162.
- 5) 吉田英一, 地層処分 脱原発後に残される科学課題, 近未来社, 2012a, 168p.
- 6) 横田秀晴, 吉田英一, 堆積岩中の物質移動経路となり得る割れ目の構造とその特徴 - 幌延深地層研究所における事例 -, 日本地球惑星科学連合 2013 年大会予稿集, 2013, S-CG60-03.
- 7) 舟木泰智, 石井英一, 常盤哲也, 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?, 応用地質, vol.50, 2009, pp.238-247.
- 8) 吉田英一, 岩盤中の透水性亀裂とその長期的挙動 - 現状と今後の課題 -, 地学雑誌, vol.121, 2012b, pp.68-95.
- 9) 石橋正祐紀, 安藤友美, 笹尾英嗣, 湯口貴史, 西本昌司, 吉田英一, 深部結晶質岩における割れ目の形成・充填過程と透水性割れ目の地質学的特徴 - 土岐花崗岩を例として -, 応用地質, vol.55, 2014, pp.156-165.
- 10) 柴田 賢, 高木秀雄, 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代 - 長野県分杭峠地域の例 -, 地質学雑誌, vol.94, 1988, pp.35-50.
- 11) Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S., Shen, C.-C., González, G. and Wu, Y.-C., U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S), *Tectonophysics*, vol.497, 2011, pp.34-44.
- 12) 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, *Chemical Geology*, vol.351, 2013, pp.168-174.
- 13) Nuriel, P., Rosenbaum, G., Zhao, J.-X., Feng, Y., Golding, S.D., Villemant, B. and Weinberger, R., U-Th dating of striated fault planes, *Geology*, vol.40, 2012, pp.647-650.
- 14) Blyth, A., Frapé, S., Ruskeenieni, T. and Blomqvist, R., Origins, closed system formation and preservation of calcites in glaciated crystalline bedrock : evidence from the Palmottu natural analogue site, Finland, *Applied Geochemistry*, vol.19, 2004, pp.675-686.
- 15) 窪島光志, 石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 鶴田忠彦, 田上雅彦, 湯口貴史, 超深地層研究所計画 地質・地質構造に関する調査研究 - 深度 300m までの地質・地質構造 -, 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2012-037, 2013, 78p.
- 16) Milodowski, A.E., Tullborg, E.-L., Buil, B., Gómez, P., Turrero, M.-J., Haszeldine, S., England G., Gillespie, M.R., Torres, T., Ortiz, J.E., Zacharias, J., Silar, J., Chvátal, M., Strnad, L., Sebek, O., Bouch, J.E., Chenery, S.R.N., Chenery, C.A., and Shepherd, T.J. , Application of mineralogical, petrological and geochemical tools for evaluating the palaeohydrogeological evolution of the PADAMOT Study sites, PADAMOT PROJECT Overview Technical Report WP2. EU FP5 Contract No : FIKW-CT2001-20129, 2005, 206p.
- 17) Witkowski, F.W., Blundell, D.J., Gutteridge, P., Horbury, A.D., Oxtoby, N.H. and Qing, H., Video cathodoluminescence microscopy of diagenetic cements and its applications, *Marine and Petroleum Geology*, vol.17, 2000, pp.1085-1093.
- 18) Bouch, J.E., Cathodoluminescence petrography and fluid inclusion microthermometry

- of vein calcites from Laxemar borehole KLX-01, Sweden, British Geological Survey, Commissioned Report, CR/04/161, 2004, 25p.
- 19) 水野 崇, 岩月輝希, 地下深部における地球化学的環境の長期的変遷 - 炭酸塩鉱物中の微量元素に基づく解析例 -, 地球化学, vol.40, 2006, pp.33-45.
 - 20) 日本原子力研究開発機構, 「炭酸塩鉱物の LA-ICP-MS による U-Pb 年代測定法の開発」共同研究報告書, 2014, 24p.
 - 21) Drever, J.I., *The Geochemistry of Natural Waters - Surface and Groundwater Environments* -, 3rd edition, Prentice Hall, 1997, 436p.
 - 22) Arthur, R.C., Iwatsuki, T., Sasao, E., Metcalfe, R., Amano, K. and Ota, K., Geochemical constraints on the origin and stability of the Tono Uranium Deposit, Japan, *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, vol.6, 2006, pp.33-48.
 - 23) Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E., Bentley W.C. and Essling A.M., Precision Measurement of Half-Lives and Specific Activities of ²³⁵U and ²³⁸U, *Physical Review C*, vol.4, 1971, pp. 1889-1906.
 - 24) Torgersen, T., Controls on pore-fluid concentration of ⁴He and ²²²Rn and the calculation of ⁴He / ²²²Rn ages, *Journal of Geochemical Exploration*, vol.13, 1980, pp. 57-75.
 - 25) Lippmann, J., Stute, M., Torgersen, T., Moser, D.P., Hall, J.A., Lin, L., Borcsik, M., Bellamy, R.E.S. and Onstott, T.C., Dating ultra-deep mine waters with noble gases and ³⁶Cl, Witwatersrand Basin, South Africa, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.67, 2003, pp.4597-4619.
 - 26) 森川徳敏, 地球化学的調査に基づいた地下水流動に関する研究 - 東濃地域を対象とした溶存希ガスによる地下水調査 -, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2001-003, 2001, 63p.
 - 27) Castro, M. C. and Jambon, A., Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris Basin 1. Measurements and discussion of their origin and mechanisms of vertical transport in the basin, *Water Resources Research*, vol.34, 1998, pp. 2443-2466.
 - 28) 電力中央研究所, 地層処分技術調査等事業 (地層処分共通技術調査: 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, 2012, p388.
 - 29) 角野浩史, 希ガス同位体質量分析の温故知新, *Journal of Mass Spectrometry Society of Japan*, vol.63, 2015, pp. 1-30.
 - 30) 長尾敬介, 基礎から学ぶマスマススペクトロメトリー / 質量分析の源流 第10回 同位体の質量分析, *Journal of Mass Spectrometry Society of Japan*, vol.59, 2011, pp. 35-49.
 - 31) 日本原子力研究開発機構, 「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」共同研究報告書, 2014, 15p.
 - 32) 動力炉・核燃料開発事業団, 広域地下水流動研究基本計画書, 動燃技術報告書, PNC TN7020 98-001, 1997, 9p.
 - 33) Bouch, J.E.. Development of Capability in the SEM-CL of carbonates, Nottingham, UK, British Geological Survey, IR / 06 / 111, 2006, 25p.
 - 34) Lee, M.R., Martin, R.W. and Trager-Cowan, C., Imaging of Cathodoluminescence Zoning in Calcite by Scanning Electron Microscopy and Hyperspectral Mapping, *Journal of Sedimentary Research*, vol.75, 2005, pp.313-322.
 - 35) Reed, R.M. and Milliken, K.L., How to overcome imaging problems associated with carbonate minerals on SEM-based cathodoluminescence systems, *Journal of Sedimentary Research*, vol.73, 2003, pp.328-332.
 - 36) 横山隆臣, 檀原有吾, 岩野英樹, 檀原 徹, 平田岳史, リダクションイオン検出器を用いたジルコン U-Pb 年代測定法と FT 法との比較, フィッション・トラック ニュースレター, vol.24, 2011, pp.36-40.
 - 37) Curti, E., Coprecipitation of radionuclides with calcite: estimation of partition coefficients based on a review of laboratory investigations and geochemical data, *Applied Geochemistry*, vol.14, 1999, pp.433-445.

- 38) Furue, R., Iwatsuki, T., Mizuno, T. and Mie, H., Data book on groundwater chemistry in the Tono area, JNC TN7450 2003-001, 2003, 93p.
- 39) Tessier, A., Campbell, P.G.C. and Bisson, M., Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals, *Analytical Chemistry*, vol.51, 1979, pp.844-851.
- 40) 田中壯一郎, 中野勇次, 石川潤一, 小坂邦夫, 廣田善夫, 広域地下水流動研究における試錐調査 (その4) DH-12号孔, JNC-TJ7440-2001-012, 2001.
- 41) 日本原子力研究開発機構, 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, 2015, 229p.
- 42) 板寺一洋, 菊川城司, 吉田明夫, 酸素同位体比および主要アニオンから見た箱根強羅温泉水の成因, *温泉科学*, vol.60, 2011, pp.459-480.
- 43) Brookins, D.G., *Eh-pH diagrams for geochemistry*, Springer-Verlag New York, 1988, 176p.
- 44) 浅森浩一, 石丸恒存, 岩月輝希, 日本列島における火山周辺の酸性地下水分布, *サイクル機構技報*, no.15, 2002, pp.103-111.
- 45) 尾山洋一, 高橋正明, 塚本 斉, 風早康平, 安原正也, 高橋 浩, 森川徳敏, 大和田道子, 芝原 暁彦, 稲村明彦, 日本列島の非火山地域における深層型地下水水質と地質との関係について, *原子力バックエンド研究*, vol.18, 2011, pp.25-34.
- 46) 天野由記, 岩月輝希, 井岡聖一郎, 笹尾英嗣, 微生物が地下の酸化還元環境形成に及ぼす影響, *原子力バックエンド研究*, vol.14, 2007, pp.61-68.
- 47) 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評価 -, *地下水学会誌*, vol.54, 2012, pp.207-228.
- 48) 穂刈利之, 日本の地下水・温泉水の原位置における支配的な酸化還元反応の推定, *温泉科学*, vol.62, 2012, pp.225-236.
- 49) Gascoyne, M., Hydrogeochemistry, groundwater ages and sources of salts in a granitic batholith on the Canadian Shield, southeastern Manitoba, *Applied Geochemistry*, vol.19, 2004, pp.519-560.
- 50) 井岡聖一郎, 岩月輝希, 酒井利彰, 石島洋二, 深層地下水の酸化還元状態 - 現状と今後の課題 -, *日本水文科学会誌*, vol.37, 2007, pp.287-293.
- 51) 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 99-021, 1999, 509p.
- 52) Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W., Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses, *Geostandards Newsletter*, vol.19, 1995, pp.1-23.
- 53) Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.-P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P.M., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, Ø., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q. and Zheng, Y.-F., Further characterisation of the 91500 zircon crystal, *Geostandards and Geoanalytical Research*, vol.28, 2004, pp.9-39.
- 54) Misawa, K. and Premo, W.R. (私信)
- 55) Heaman L.M. and LeCheminant A.N., Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂), *Chemical Geology*, vol.110, 1993, pp.95-126.
- 56) Heaman, L.M., The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards, *Chemical Geology*, vol.261, 2009, pp.43-52.
- 57) Pearce N.J.G., Perkins W.T., Westgate J.A., Gorton M.P., Jackson S E., Neal C.R. and Chenery S.P., A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials, *Geostandards Newsletter*, vol.21, 1997, pp.115-144.

- 58) Kimura, J-I., Chang, Q., Itano, K., Iizuka, T., Vaglarov B.S. and Kenichiro, T., An improved U-Pb age dating method for zircon and monazite using 200 / 266 nm femtosecond laser ablation and enhanced sensitivity multiple-Faraday collector inductively coupled plasma mass spectrometry, *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, vol.30, 2015, pp.494-505.
- 59) York, D., Least-squares fitting of a straight line with correlated errors, *Earth Planetary Science Letters*, vol.5, 1968, pp.320-324.
- 60) Ludwig, K. R., Berkeley Geochronology Center Special Publication No.4, 2009, 76p.
- 61) Baker, J., Peate, D., Waight T. and Meyzen C., Pb isotopic analysis of standards and samples using a ^{207}Pb - ^{204}Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS, *Chemical Geology*, vol.211, 2004, pp.275-303.
- 62) Wetherill, G.W., Discordant uranium-lead ages, *Transaction American Geophysical Union, Earth & Space Science News*, vol.37, 1956, pp.320-326
- 63) Wetherill, G.W., Discordant uranium-lead ages, Pt 2, discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium, *Journal of Geophysical Research*, vol.68, 1963, pp.2957-2965.
- 64) Tera, F. and Wasserburg, G. J., A response to a comment on U-Pb systematics in lunar basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.19, 1973, pp.213-217.
- 65) IUPAC Inorganic Chemistry Division, CAWIA ,SAIM, Isotopic compositions of the elements 1997, *Pure and Applied Chemistry*, vol.70, 1998, pp.217-235.
- 66) Ozima, M and Podosek, F., Noble Gas Geochemistry Second Edition, Cambridge University Press, 286p.
- 67) Sano, Y., Furukawa, Y. and Takahata, N, Atmospheric helium isotope ratio : possible temporal and spatial variations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.74, 2010, pp.4893-4901.
- 68) 佐藤佳子, 熊谷英憲, 岩田尚能, 鈴木勝彦, 熱水の希ガス測定のための試み : 2011 年上山温泉と上山標準ガスとの比較, 2015 年度日本地球化学会第 62 回年会講演要旨集, 2015, 1P35, 284p.

3.3 地殻変動予測技術

3.3.1 背景と目的

地層処分における将来の地質環境の予測・評価は、過去の自然現象の偏在性や変動傾向に基づき、将来へ外挿することが基本となる。日本列島における第四紀後期の地殻変動には、変位の向きの一様性や変位の等速性といった経験則（一様継続性）が見出されている（例えば、笠原・杉村, 1978¹⁾; 松田, 1988²⁾）。ここで、時系列解析モデル（自己回帰移動平均モデル）の研究例によると、過去の期間（N）に成り立っていた関係性（定常性）は、将来になればなるほど、その関係性そのものが変化していると考えられるので、0.1~0.2 N 程度であれば関係性が継続する確率が高いと考えられている（梅田ほか, 2013³⁾）。ここで、過去のイベントや変動パターン・規模に係る記録は、遡る年代や地域によって識別できる分解能が異なることから、外挿による予測結果に伴う不確かさも様々である。また、時間スケールごとの変動方向や速度が大きく異なる場合は、その地域は一様継続性が成立しておらず、単純な外挿による予測には、より大きな不確かさが伴う。

また、単純な外挿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かつ三次元的に評価することは困難である。このため、地形・地質学的手法による過去～現在の長期的な変遷に基づいた帰納的な予測アプローチに加えて、変動のメカニズムを考慮した運動学的な数値シミュレーションにより、将来の地殻変動を定量的に評価する演繹的な手法が重要であると考えられる。

地殻変動は空間的に一様ではなく、プレート間の相互作用の他、地殻内の物性不均質にも支配されると考えられる。そのため本事業では、長期間のプレート間における相互作用と地下構造の粘弾性不均質を考慮したシミュレーションによって、地形・地質構造の時間発展を定量的に予測する手法を開発する。

3.3.2 アプローチ

日本列島は、プレートの沈み込みにより長期にわたって短縮変形を受け続けている。これによる地殻変動は、複雑な地形・地質構造で特徴付けられるわが国の地質環境の根元的な形成・変動要因であり、将来においても継続すると考えられる。しかしながら、測地学的データ及び地質学的データに基づいて推定されたそれぞれの地殻ひずみ速度は、大きく食い違う（例えば、池田, 1996⁴⁾）。その原因として、プレート境界地震に伴う地殻ひずみの解放などが指摘されていることから（例えば、池田, 1996⁴⁾; 鷲谷, 2004⁵⁾）、測地学的データに基づいて長期にわたる地殻変動を推定することは困難であると考えられる。そのため、本事業では、地質学的データから推定される地殻ひずみ速度分布に基づいて長期間のプレート間相互作用をモデル化し、地球物理学的観測から推定される地殻・マントル構造の粘弾性不均質を考慮した数値シミュレーションに応用することで、長期にわたる地殻変動を推定する手法の構築を試みる。平成 27 年度は、以下に述べるシミュレーションに必要なパラメータの取得を実施するとともに、モデルの検証に必要な観測を行い、数値シミュレーションによる地殻変動予測手法の構築に向けた検討を開始した。

(1) 過去の変動に基づいたプレート間の相互作用モデルの構築

地殻変動のシミュレーションを行うためには、プレート相対運動に伴う陸域の地殻変動への影響の程度（プレート境界における境界条件）をモデル化する必要がある。しかしながら、現行の地殻変動を示す測地測量データや GPS 速度データより得られた測地学的ひずみ速度（ 10^{-7} yr⁻¹ オーダー）と、過去から現在の地殻変動の結果として生じた活断層に関するデータより得られた地質学的ひずみ速度（ 10^{-8} yr⁻¹ オーダー）には、およそ一桁程度の違いがあることがこれまでの

研究より指摘されている (Kaizuka and Imaizumi, 1984⁶⁾; 橋本, 1990⁷⁾; Shen-Tu et al., 1995⁸⁾; 池田, 1996⁴⁾; 鷺谷, 2004⁵⁾; 池田ほか, 2012⁹⁾)。その原因の一つとして、プレート境界地震に伴う地殻ひずみの解放が指摘されているが、その程度やメカニズムは未だ解明されていない。そのため、測地学的データに基づいて推定されるモデルは、長期 (プレート境界地震の発生周期を超える期間) を対象とした地殻変動シミュレーションには適さないと考えられる。そこで、活断層の変位などの地形・地質学的情報を基に過去～現在のひずみ速度 (地質学的ひずみ速度) を推定したうえで、これに基づいたプレート間の相互作用モデルについて検討した。

(2) 地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討

地殻変動は空間的に一様ではなく、プレート間の相互作用の他、地殻内の物性不均質にも支配されると考えられる。特に、長期にわたる地殻変動をシミュレーションによって評価する際には、地下の温度構造や流体の存在などに伴う粘弾性不均質を考慮したシミュレーションにより、地殻の非弾性変形の考慮が重要と考えられる。このため、2011年東北地方太平洋沖地震に伴って顕著な沈降が確認されている東北地方の火山地域 (Takada and Fukushima, 2013¹⁰⁾; Ozawa and Fujita, 2013¹¹⁾) を対象として、合成開口レーダ (Synthetic Aperture Radar: 以下、「SAR」という) 及び GPS 観測データから地震後の地殻変動を求め、地殻深部の流体に関する粘性係数の推定を行った。また、粘弾性不均質を考慮したシミュレーションの実施に向けた検討として、2011年より茨城県・福島県県境付近において活発化した群発地震活動域を対象とした二次元シミュレーション及び三次元シミュレーションコードを用いた予備解析を実施した。

(3) 過去～現在の地殻変動に係るデータの取得

本事業で構築する地殻変動シミュレーションの解析結果との比較や検証を行うために必要となる、過去～現在の地殻変動に係るデータの取得を実施した。平成 26 年度は、国土地理院の GEONET 観測網で 1998 年 1 月 1 日から 2001 年 12 月 31 日に観測された Global Navigation Satellite System (以下、「GNSS」という) データの変位速度を用いてひずみ速度の推定を行い、北緯 32° 付近の幅約 50 km の範囲におけるせん断ひずみ速度の高い領域 (以下、「せん断帯」という) の分布を示した (図 3.3-1)。その大きさは、 $1.2 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ 程度で、半無限断層モデルを用いて固着域の深さを推定すると、地表から 5 km の深さまでが固着しているという結果が得られている (図 3.3-2)。同領域でせん断ひずみ速度が大きいことは、これまでに Takayama and Yoshida (2007)¹²⁾ や Wallace et al. (2009)¹³⁾ によっても指摘されているが、その活動に対応する明瞭な活断層の存在が認められていないことから、せん断帯は比較的若い時代に開始した活動により生じているとも考えられる。また、この領域下の地殻には深部流体の存在が見出され、せん断帯での活動との関連性も指摘されている (Aizawa et al., 2014¹⁴⁾; Umeda et al., 2014¹⁵⁾)。このような背景から、九州南部のせん断帯を対象とした古地磁気測定、SAR 観測データ解析を実施するとともに、より詳細な地殻変動の特徴を把握するための GPS 稠密観測を開始した。

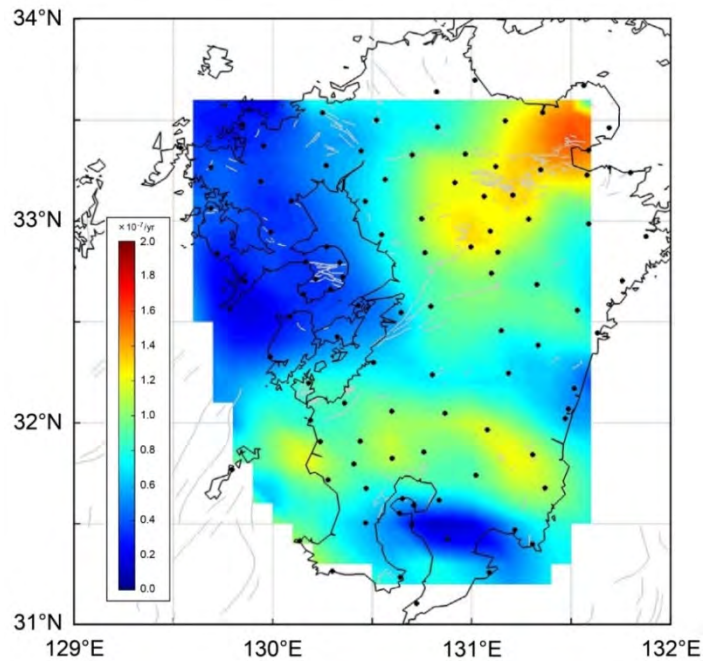


図 3.3-1 GNSS 変位速度データより推定されたせん断ひずみ速度

1998年1月1日～2001年12月31日の国土地理院 GEONET F3 解より各観測点での速度を推定し、Shen et al. (1996)¹⁶⁾ の手法で推定したせん断ひずみ速度。九州北部と九州南部にせん断ひずみ速度の大きな領域が確認できる。九州南部においては、北緯 32° 付近に九州地方を東西に横切るようなせん断帯が確認できる。その大きさは約 $1.2 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ で幅 50 km 程度である。

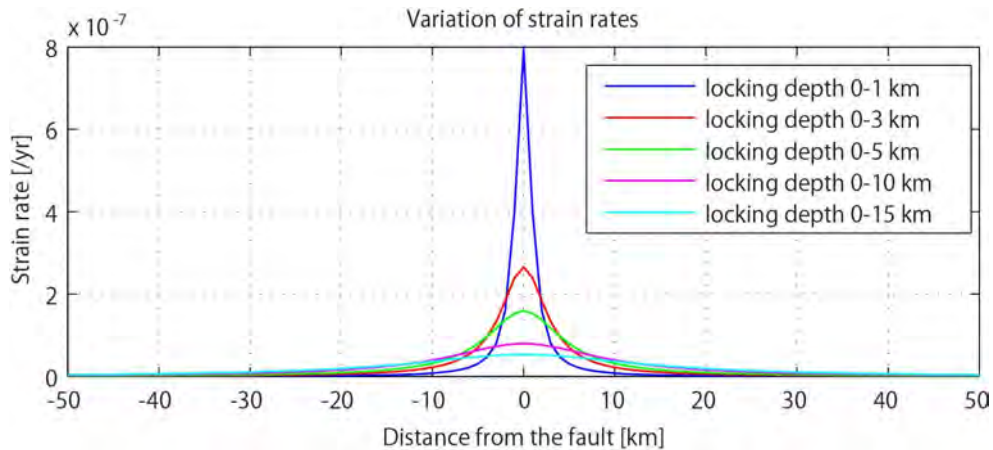


図 3.3-2 横ずれ断層の固着に伴うせん断ひずみ速度の空間変化

断層は 0 km に存在し、横軸は断層の走向に対して直交方向の距離を示す。また、固着域上限の深さを 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。せん断ひずみ速度は、Segall (2010)¹⁷⁾ の理論式に基づき、相対運動速度を 5 mm yr^{-1} として計算した。なお、相対運動速度は 5 mm yr^{-1} で計算している。断層の傾斜角は 90° である。図 3.3-1 のせん断ひずみ速度の分布と比較して、緑色で示した曲線の分布に近いことから、固着域は 0～5 km の深さであると推測される。

3.3.3 実施結果

(1) 過去の変動に基づいたプレート間の相互作用モデルの構築

1) 地質学的ひずみ速度分布の推定

① 解析手法

ここでは、産総研活断層データベース（産業技術総合研究所，2012¹⁸⁾）に掲載される活断層のうち、その平均変位速度 (v) が記載されている 418 セグメントの活断層に対して、断層の平均変位速度、断層の長さ (L)、傾斜角 (δ)、走向 (ϕ)、断層タイプなどの情報（図 3.3-3）から過去 1,000 年間における地震モーメント (M_0) 及び水平方向の地震モーメントテンソル密度 (M_{11} 、 M_{12} 、 M_{22}) を計算した。地震モーメントは、個々の地震の大きさを示す指標の一つであり、断層運動に伴う力のモーメントの大きさを示す。これは、剛性率 (μ)、すべり量 (U ; $U = v \times 1,000$)、断層の面積 (S) の関係より、

$$M_0 = \mu US \quad (3.3-1)$$

という式で示される。地震モーメントの計算においては、剛性率を Wesnousky et al. (1982)¹⁹⁾と同様に、 $\mu = 30$ GPa とした。また、断層面の下端は深さ 15 km と仮定し、断層の傾斜角との関係より断層の面積 ($S = L \times 15 / \sin(\delta)$) を求めた。続いて、ここで得られた地震モーメントを用いて、地震モーメントテンソル密度を計算した。ここで、地震モーメントテンソル密度は等方性を仮定すると 6 成分となるが、ここでは水平方向のひずみ速度に関する議論を行うため、3 成分のみとした。地震モーメントテンソル密度の水平成分は、断層の走向・傾斜角・すべり角 (λ) の値を用いて、式 (3.3-2) に従い計算した。

$$\begin{aligned} M_{11} &= -M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin2\phi + \sin2\delta\sin\lambda(\sin\phi)^2) \\ M_{22} &= M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin2\phi - \sin2\delta\sin\lambda(\cos\phi)^2) \\ M_{12} &= M_0\left(\sin\delta\cos\lambda\cos2\phi + \frac{1}{2}\sin2\delta\sin\lambda\sin2\phi\right) \end{aligned} \quad (3.3-2)$$

ここで、すべり角については、正断層型を $\lambda = -90^\circ$ 、逆断層型を $\lambda = 90^\circ$ 、左横ずれ型を $\lambda = 0^\circ$ 、右横ずれ型を $\lambda = 180^\circ$ とした。図 3.3-3 から明らかなように、東北日本では逆断層、西南日本では横ずれ断層が卓越し、正断層の多くは九州地方に分布する。さらに、地震モーメントテンソルからひずみ速度への変換は、Kostrov (1974)²⁰⁾ による式 (3.3-3) に従った。

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \sum M_0 o_{ij} / 2\mu VT \quad (3.3-3)$$

この式は、ある領域内・期間に発生した地震による平均的な弾性ひずみの解放を定量化するために提案されたものであり、 $\dot{\epsilon}_{ij}$ はある領域中のひずみ速度、 V は領域の体積、 T は地震発生期間を示す。剛性率は、地震モーメントの算出と同様に、 $\mu = 30$ GPa とした。また、地震発生期間は、活断層データベースの平均変位速度が 1,000 年あたりの速度として記載されていることに合わせて $T = 1,000$ yr とした。さらに、解析領域に Wesnousky et al. (1982)¹⁹⁾ とほぼ同様なグリッド（緯度方向に 0.67° 、経度方向に 1.00° の間隔であり、概ね 80 km \times 80 km の面積となる）を設定し、各グリッドでの面積に固着域の深さである 15 km を乗じて領域の体積とし、ひずみ速度を推定した。なお、ひずみ速度の緯度方向、経度方向、せん断方向の各成分が、式 (3.3-3) より求まるが、ひずみ速度の主軸は、得られたひずみ速度の各成分を用いて固有値、固有ベクトルを計算した結果である（図 3.3-4）。

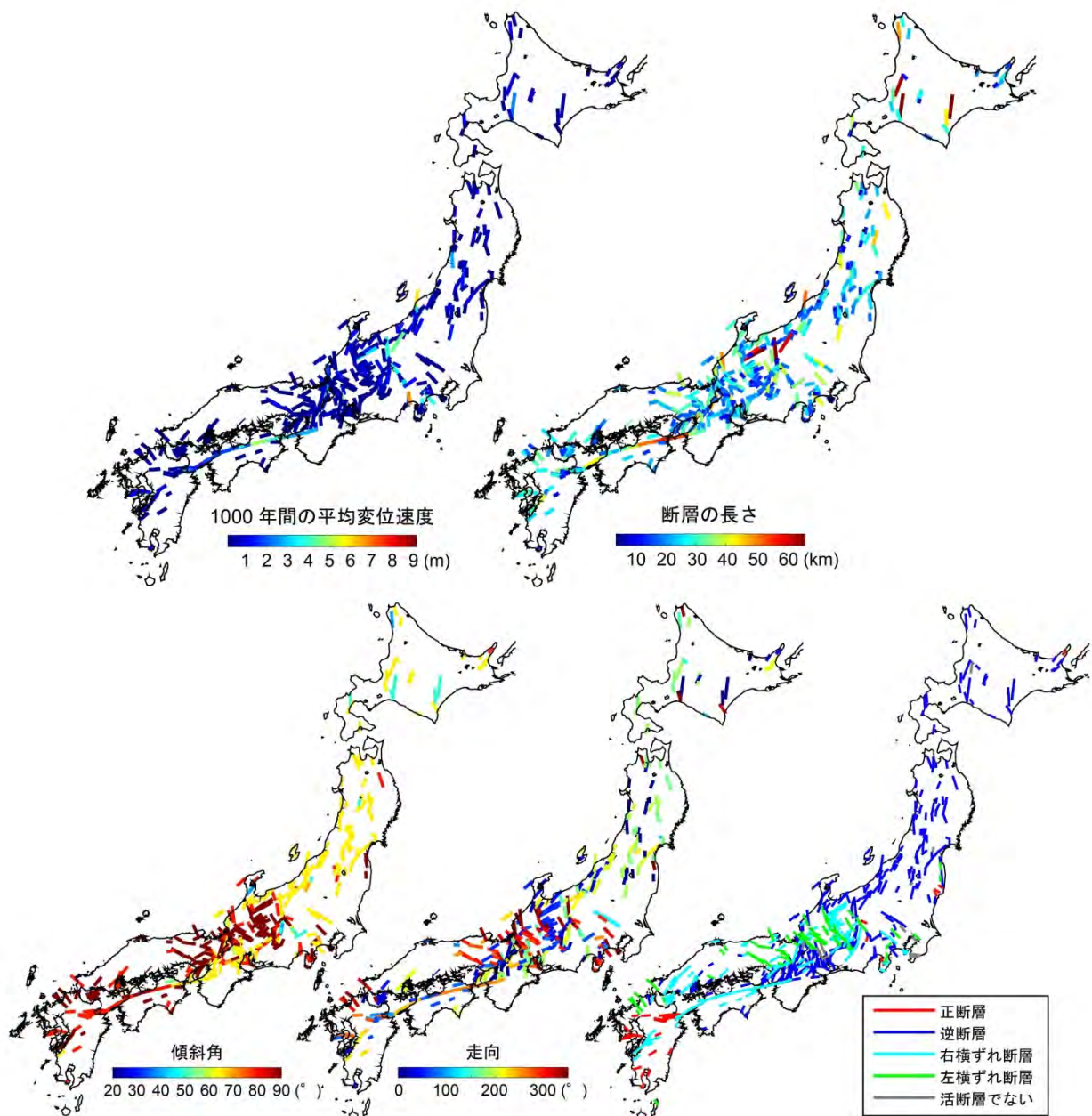


図 3.3-3 地質学的ひずみ速度の推定に用いた断層パラメータ

産総研活断層データベース（産業技術総合研究所, 2012¹⁸⁾）のデータを用いて作成。1,000年間の平均変位速度が0 m/1,000 yr でない418セグメントを用いて、地質学的ひずみ速度の計算を行った。各断層パラメータの分布については、平均変位速度は、0.1~9.1 m/1,000 yr、平均で0.64 m/1,000 yrである。断層長さは、4~66 km、平均で20 km、傾斜角は、20~90°、平均で63°、走向は、0~350°、平均で167°であった。断層タイプ別の割合は、逆断層が全体の51.3%を占め、続いて、右横ずれ断層が25.0%、左横ずれ断層が14.0%、正断層にいたっては、わずか7.5%であった。

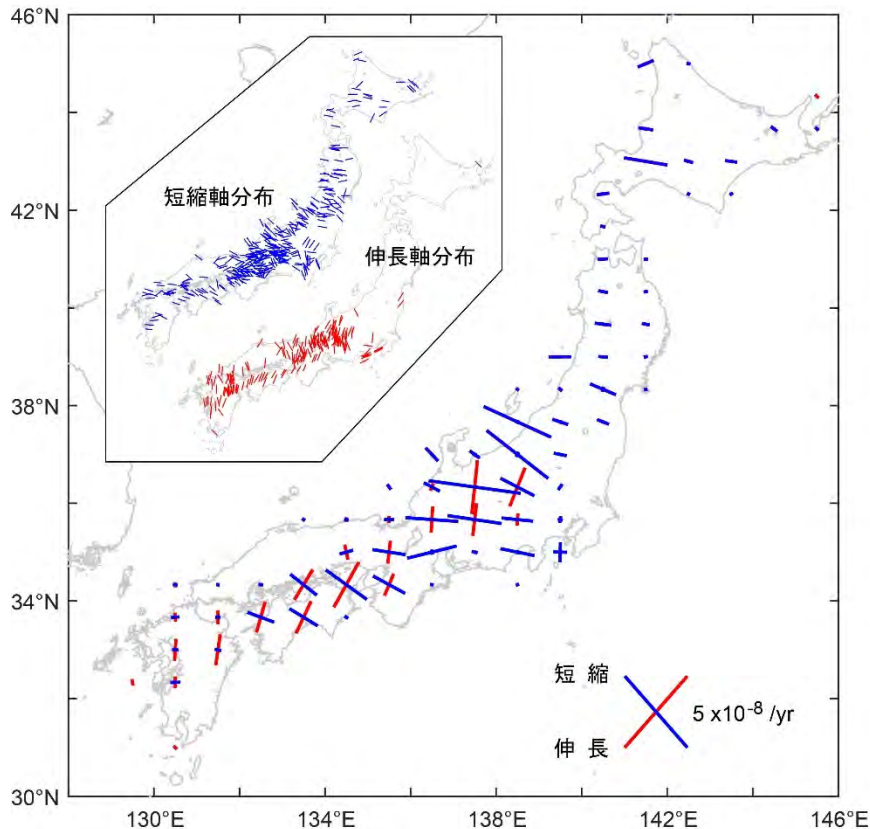


図 3.3-4 地質学的ひずみ速度の推定結果

概ね 80 km×80 km の領域でグリッドを作成し、ひずみ速度の計算を行った。短縮軸・伸長軸分布については、個々の断層セグメントでの地震モーメント量を同一にして計算を行っており、線の長さはひずみ速度の大きさを示していないことに注意。

② 地質学的ひずみ速度の推定結果

図 3.3-4 に推定したグリッドごとの地質学的ひずみ速度の主軸の分布、個々の断層での短縮軸、及び伸長軸分布を示す。日本列島全域における大局的な特徴として、太平洋プレート及びフィリピン海プレートの沈み込み方向に短縮変形が卓越するとともに、中部日本を含む西南日本においては、概ね南北～北東-南西方向の伸長変形が認められる。ひずみ速度の大きさが 10^{-9} yr^{-1} 以上の領域に着目すると、北海道では 10^{-8} yr^{-1} オーダーの東西短縮が確認できる。同領域では、ほぼ南北走向の逆断層が多数分布していることから、ひずみ速度はこれらの断層の短縮を反映した結果であると考えられる。東北地方では、前弧域に比べて奥羽脊梁山地付近に多くの活断層が分布しており、その領域で顕著な短縮 (N 86.8～110.2°E 方向に $1.2 \times 10^{-9} \sim 1.4 \times 10^{-8} \text{ yr}^{-1}$) が見られ、同領域でのひずみ速度も前弧域に比べて大きい。関東地方北東部においては、活断層の分布がまばらで平均変位速度も小さいことから、 10^{-9} yr^{-1} 以上のひずみ速度は得られていない。北陸～中部地方内陸部では、新潟～神戸歪集中帯 (Sagiya et al., 2000²¹⁾) に位置する領域で大きなひずみ速度が推定された。特に、牛首、跡津川、高山・大原断層帯を含む領域では、短縮のみでなく顕著な伸長が認められ、それらの領域でのひずみ速度は、N 96.8～97.4°E 方向に $3.0 \sim 5.2 \times 10^{-8} \text{ yr}^{-1}$ の短縮、N 6.8～7.4°E 方向に $1.5 \sim 2.6 \times 10^{-8} \text{ yr}^{-1}$ の伸長であった。さらに、平均変位速度が 9.1 m/1,000 yr と推定される牛伏寺断層を含む領域では、N 96.8°E 方向に最大の $5.2 \times 10^{-8} \text{ yr}^{-1}$ となった。四国地方では、N 108.0～124.7°E 方向に $1.5 \sim 2.7 \times 10^{-8} \text{ yr}^{-1}$ の短縮、N 18.0～34.7°E 方向に $1.5 \sim 2.6 \times 10^{-8} \text{ yr}^{-1}$ の伸長が見られた。中部地方と同様に、短縮と伸長ひずみ速度の大きさがほぼ

ほぼ同じであることは、横ずれ断層の運動を反映した結果であり、四国地方においては、中央構造線の活動がその役割を果たしていると考えられる。中国地方では、活断層がほとんど分布しないため、ひずみ速度は得られていないが、兵庫県、岡山県、島根県、山口県でのひずみ速度は、東西短縮の変形を示す。九州地方では、九州北部と島原一別府地溝帯の東部と西部に活断層が分布するが、平均変位速度が小さいために、他の領域ほど大きなひずみ速度は得られていない。ただし、島原一別府地溝帯内の領域では、N 4.5~9.6°E 方向に $9.6 \times 10^{-9} \sim 1.4 \times 10^{-8}$ /yr の伸長ひずみ速度が得られている。これらの結果は、概ね Wesnousky et al. (1982)¹⁹⁾ や Kaizuka and Imaizumi (1984)⁶⁾ らが推定したひずみ速度の結果と調和的であった。さらに、推定されたひずみ速度の短縮軸の方向は、紀伊半島南西部と四国地方を除いて、浅発地震の応力テンソルインバージョンにより推定された最大主応力軸の方向 (Yukutake et al., 2015²²⁾) と良い一致が見られた。これらのことは、内陸の変形場が、そこに存在する活断層の形状に影響を受け、ひずみ速度の大きな方向と最大圧縮応力の方向が一致するということを反映し、変位の向きの一様継続性を示唆している可能性がある。また、紀伊半島南西部と四国地方で見られた違いについては、Wang (2000)²³⁾ に述べられている Stress-Strain Paradox の考え方が妥当と思われる。

③ 地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度の比較

先の手法で得られた地質学的ひずみ速度と GNSS データから得られた測地学的ひずみ速度の比較を行うため、1997 年 1 月 1 日~1999 年 12 月 31 日の国土地理院 GEONET で観測された GPS データの F3 解 (中川ほか, 2009²⁴⁾) を基に各観測点の変位速度を決定し、測地学的ひずみ速度の推定を行った。各観測点の変位速度の決定には、F3 解の時系列よりアンテナ交換や地震による非定常なステップを除去した後、年周・半年周成分を推定し、時系列より変位速度成分を抽出している。測地学的ひずみ速度の推定には、Shen et al. (1996)¹⁶⁾ の手法を用いた (図 3.3-5)。この手法では、緯度・経度方向に、一定間隔でグリッドを設置し、個々のグリッド点周辺の水平方向のひずみ速度を GPS 速度データより推定している。この手法は、いわゆる GPS 速度データを入力値とした逆問題であり、未知数は、水平方向 (緯度・経度・せん断方向) のひずみ速度 3 成分、回転 1 成分、並進 2 成分の合計 6 成分となる。GPS 速度データは、一つの観測点で東西及び南北方向の 2 成分であるので、3 観測点以上の GPS 速度データが使用できない場合は、入力値の数が未知数よりも少なくなり、ひずみ速度が得られない。ここでは、地質学的ひずみ速度を推定する際に設定したグリッド間隔 (緯度方向 0.67°、経度方向 1.00°) を採用し、各グリッド点を中心として半径 50 km 以内に含まれる GNSS 観測点の速度データを用いて、水平方向のひずみ速度を推定した。

Shen et al. (1996)¹⁶⁾ の手法で推定した測地学的ひずみ速度の結果を図 3.3-6 に示す。この結果の特徴として、 10^{-7} yr⁻¹ オーダーのひずみ速度の分布が見られ、前弧域においては概ねプレートの沈み込みを反映した短縮傾向が認められる。また、海溝から内陸に向かうにつれて、東北日本では、ひずみ速度の大きさの顕著な変化は認められなかったが、西南日本では、それらの変化が顕著に見られた。この違いは、東北日本の背弧域に存在する、日本海東縁の変動帯における活動を反映した結果である可能性を示唆する。九州地方については、南北方向の伸長ひずみ速度が卓越している。ひずみ速度の大きさについては、測地学的ひずみ速度が地質学的ひずみ速度よりも一桁大きい結果となった。

続いて、ひずみ速度主軸の方位角 (北を 0°として時計回りに計測した角度) についての比較を行った。短縮軸については、方位角の差は平均で $6.99 \pm 30.48^\circ$ となり、特に北海道中部や関東~中部地方の太平洋側で顕著な短縮軸の方位角の差が検出された。これらの原因として、日高衝突帯や伊豆弧の衝突など長期の地形変形の可能性が考えられる。また、東北日本では方位角に関し

て、測地学的ひずみ速度より地質学的ひずみ速度の方が大きく、西南日本では地質学的ひずみ速度より測地学的ひずみ速度の方が大きいという、対照的な結果が得られた (図 3.3-7)。これは、プレート沈み込みなどの広域的な要因が関係している可能性を示唆する。

既に述べたように、地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度に認められるおよそ一桁程度の食い違いの原因として、プレート境界地震に伴う地殻ひずみの解放が指摘されている (例えば、池田ほか, 2012⁹⁾)。これまでの測地学的な観測によると、このようなイベントの一つであると考えられる 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴う東北地方の地殻変動は、地震前の水平変位ベクトルとおよそ逆向きのセンスを示す。しかしながら、多くの領域においては、プレート境界における地震時のすべり分布に起因して、地震前と地震後の水平変位ベクトルは互いに真逆ではない。この地震の余効すべりに伴う地殻変動は現在も継続しているため、両者の方位に関する関係性については更なる観測が必要となるが、地質学的ひずみ速度主軸と測地学的ひずみ速度主軸の方位角の差が認められた原因の一つとして、プレート境界地震に伴う短期的な地殻変動が考えられる。

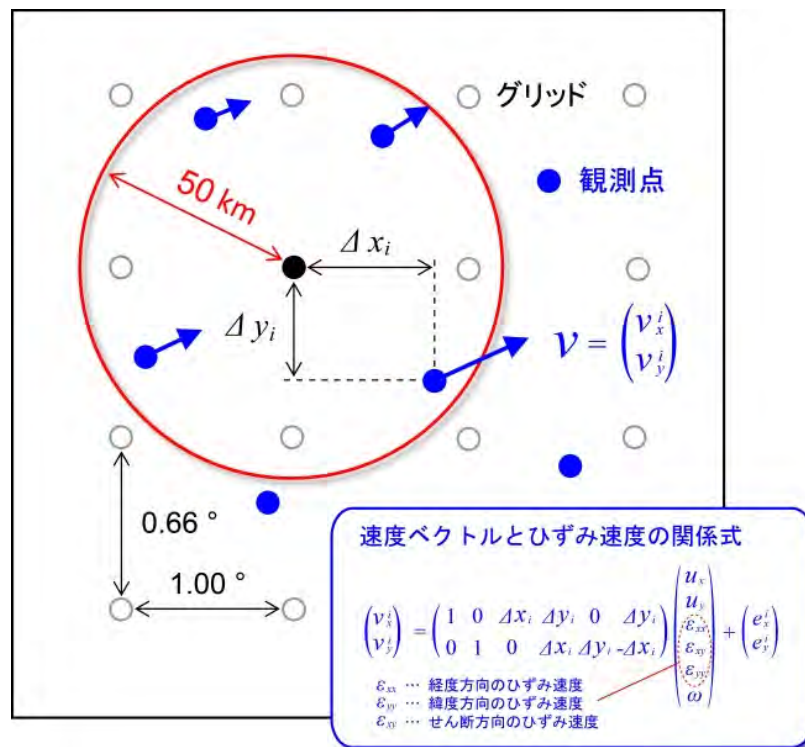


図 3.3-5 測地学的ひずみ速度の推定手法

Shen et al. (1996)¹⁶⁾の手法に従い、測地学的ひずみ速度の推定を行った。青丸が観測点を、白丸と黒丸がひずみ速度を求めるグリッドを示す。例えば、黒丸の位置でのひずみ速度を求める際には、黒丸を中心として半径 50 km 以内に位置する観測点の速度ベクトルを用いる。これらの速度は、速度ベクトルとひずみ速度の関係式の左辺に代入され、黒丸と速度ベクトルの得られた観測点間の距離 (Δx_i , Δy_i) が右辺に代入される。グリッド間隔は、経度方向に、1°、緯度方向に 2/3°とした。

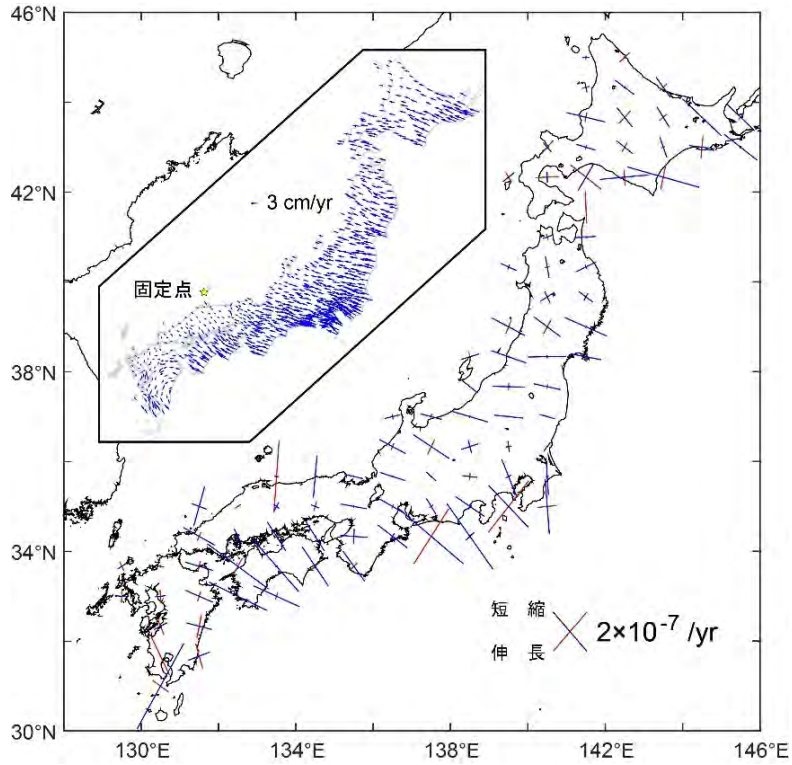


図 3.3-6 測地学的ひずみ速度の推定結果

Shen et al. (1996)¹⁶⁾の手法を用い、地質学的ひずみ速度と同様のグリッドを使用して、ひずみ速度の計算を行った。使用した GPS 速度分布も一緒に示した。

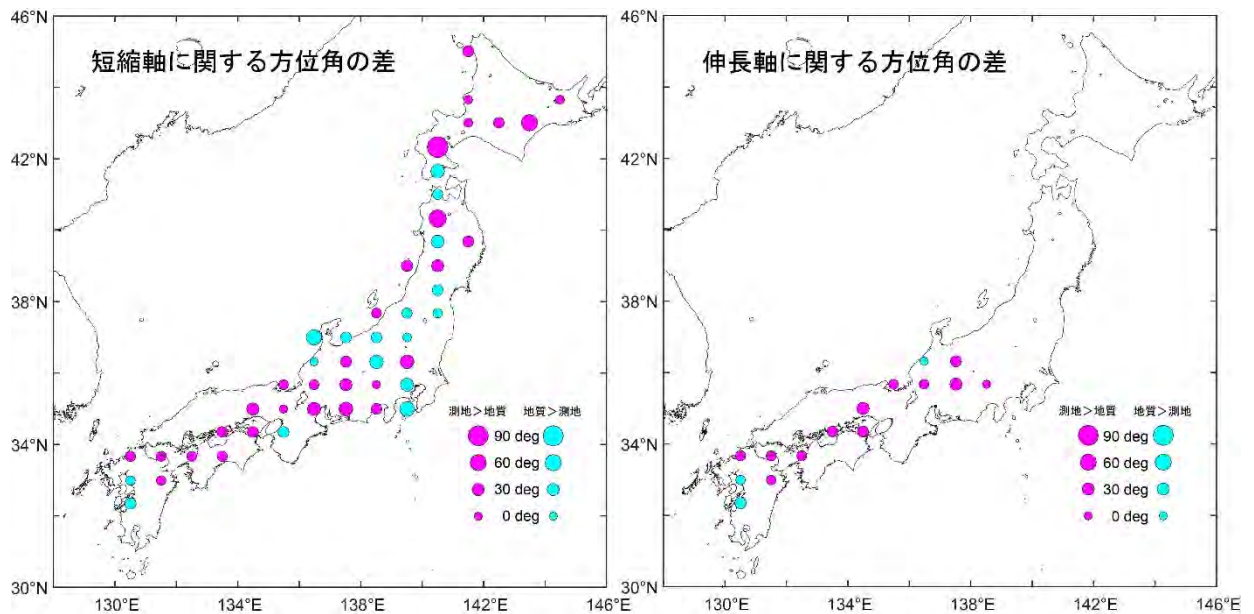


図 3.3-7 ひずみ速度主軸の方位角の差の分布

方位角に関して、測地学的ひずみ速度の方が地質学的ひずみ速度よりも大きい場合を桃色の円で、逆の場合は水色の円で示した。また、円の大きさと角度の差を示した。

2) プレート間の相互作用モデルの構築

日本列島の地殻変動場の形成には、プレート沈み込みなどのプレート間相互作用が重要な役割を担っている。大局的には、プレート間相対運動の大部分は、プレート境界での海溝型地震を発生させるためのひずみ蓄積に、残りの部分が内陸地震発生のためのひずみ蓄積に割り当てられると考えられる。プレート相対運動については、NUVEL-1 (DeMets et al., 1990²⁵) や NUVEL-1A (DeMets et al., 1994²⁶) を皮切りに、最近では、GPS、VLBI、SLR などの宇宙測地技術に基づくプレート運動モデル (例えば、Sella et al., 2002²⁷; Altamimi et al., 2012²⁸) が示され、主に測地学的時間スケールでの地殻変動モデリングを行う場合には、それらのプレート運動モデルが利用されている。また、日本列島の地殻変動の議論には、国土地理院 GEONET 観測網の GPS 速度場なども地表面変動の拘束条件として用いられている (例えば、Ozawa et al., 2011²⁹)。しかしながら、地質学的ひずみ速度と測地学的ひずみ速度の矛盾 (池田, 1996⁴) や内陸地震発生過程の問題 (飯尾, 2009³⁰) などが存在するため、これらの時間スケールを超える長期間の地殻変動シミュレーションを行うにあたっては、その初期条件や境界条件として上述の測地学的観測データを単純に用いることは妥当ではないと考えられる。

地質学的観測と測地学的観測による地殻の変位速度やひずみ速度の一致や不一致に関して、池田 (1996)⁴は、地質学的観測と測地学的観測が概ね一致する事例として、米国のサンアンドレアス断層やトルコのアナトリア断層を例に挙げ、これらの断層では、上部地殻内での非弾性的な変形が無視できるほど小さく、プレート相対運動のほとんどが断層面上で生じていると指摘した。一方、ひずみ速度の不一致 (矛盾) については、日本列島を例に挙げ、地質学的ひずみ速度が測地学的ひずみ速度よりも一桁小さく、前者がプレート境界地震の発生サイクルより長い周期で生じる非弾性ひずみを、後者がプレート境界で発生する海溝型地震で解消される弾性ひずみを示していると指摘した。この考えに基づくと、測地学的ひずみ速度は、海溝型地震の発生によってキャンセルされることから、海溝型地震の地震サイクルより長期間の地殻変動には、地質学的ひずみ速度の寄与の方が大きいと考えられる。最近では、新潟-神戸歪集中帯の GPS 観測から、GPS 速度場から推定される測地学的ひずみ速度の中には上部地殻の非弾性変形が含まれている可能性が示され (西村, 2010³¹)、弾性変形と非弾性変形の分離をどのようにして行うかが課題となっている (例えば、Noda and Matsu'ura, 2010³²)。また、内陸地震の発生 (飯尾, 2009³⁰) に大きく関係していると考えられている地殻内の流体の存在や温度構造なども長期にわたる地殻変動シミュレーションを行ううえで考慮しなければならない課題であると考えられる。

ここでは、プレート境界地震の発生サイクルより長い期間を対象とした地殻変動シミュレーションに必要な境界条件としてのプレート間の相互作用モデルを得るため、前項で推定した地質学的ひずみ速度を用いてプレート間相互作用に関する検討を行った。

飯尾 (2009)³⁰では、新潟-神戸歪集中帯の GPS 観測結果を説明するため、地殻内の強度の不均質を導入したモデルを提案している。本事業でも、その結果を踏まえ、三つのモデルについて FLAC3D (Itasca, 2016³³) を用いた数値シミュレーションを行い、前項で推定した 10^{-8} yr^{-1} オーダーの地質学的ひずみ速度が説明可能であるかどうかの検討を行った。モデル領域については、東西・南北方向にそれぞれ 200 km、深さ方向に 30 km の領域を設定し、深さ 0~15 km を上部地殻、15~30 km を下部地殻と設定した。さらに、地殻内の強度が周囲より弱い領域として、モデル領域の中心に長さ 200 km、幅 50 km に渡る領域 (weak zone) を設定した (図 3.3-8)。この weak zone は、弾塑性体から成ると仮定し、その他の領域は弾性体としている。なお、用いた物性定数などは表 3.3-1 に示した。さらに、境界条件として、南北端面、底面は面に対して垂直な方向の変位をゼロに固定 (ローラーコンディションを採用) し、東西端面にそれぞれ領域の中心へ向かう向きに $0.1, 5.0, 10.0 \text{ mm yr}^{-1}$ の速度を与え、50,000 ステップまで計算した (図 3.3-9)。

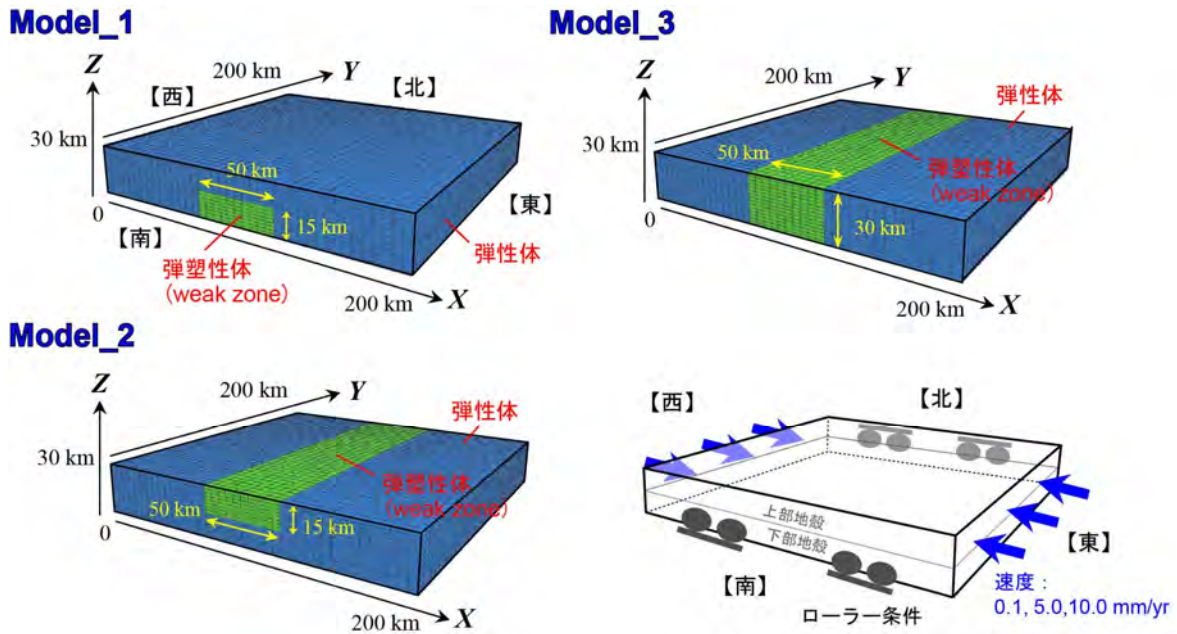


図 3.3-8 各モデルの設定と境界条件

各モデルのメッシュサイズについては、水平方向 5 km、上下方向 2 km に分割した。

表 3.3-1 数値シミュレーションに用いた物性定数

	密度 [kg m ⁻³]	剛性率 [GPa]	ポアソン比	摩擦角 [°]	ダイラタンシー角 [°]	せん断強度 [Pa]
弾性体	2,700	30	0.25	—	—	—
弾塑性体	2,700	30	0.25	30	10	1,000

図 3.3-8 で示した三つのモデルに対して、それぞれ 0.1、5.0、10.0 mm yr⁻¹ の速度を与えた場合のせん断ひずみ速度の最大値に関して議論すると、50,000 ステップの時点で、Model_1 では 3.4×10^{-8} 、 6.9×10^{-8} 、 7.1×10^{-7} yr⁻¹、Model_2 では 6.9×10^{-8} 、 1.4×10^{-7} 、 1.3×10^{-6} yr⁻¹、Model_3 では 1.3×10^{-7} 、 2.5×10^{-7} 、 2.5×10^{-6} yr⁻¹ となった。この結果は各モデルでの最大値であり、weak zone でのせん断ひずみ速度はこれらの値を下回るものの、東北日本・西南日本で観測されている 10⁻⁸ yr⁻¹ オーダーの地質学的ひずみ速度と整合的であるのは、5.0 mm yr⁻¹ の速度を与えた場合であった。図 3.3-9 には、境界条件として 5.0 mm yr⁻¹ の速度を与えた場合の各モデルのせん断ひずみ速度の時間変化を表示した。東北日本には、高角な逆断層が多数存在することはよく知られているが、Model_1 は下部地殻に存在する weak zone から上部地殻に繋がるせん断ひずみ速度の大きな領域が示されていることから、東北日本の内陸断層形成過程を再現している一つの可能性を示す。また、Model_3 についても、weak zone である弾塑性体と弾性体の境界付近に「V」字型のせん断ひずみ速度のギャップが見られることから、東北日本の高角な逆断層という特徴をよく再現していると思われる。西南日本については、横ずれ断層が卓越することから、境界条件を面に対して直交方向の速度だけでなく、平行な方向に与える必要があると考えられる。以上の結果は、特に東北日本を対象とした地殻変動シミュレーションを行う際には、プレート間の相互作用による外力として、5.0 mm yr⁻¹ 程度の速度を与えることが妥当であることを示唆する。なお、ここで実施したフォワードモデリングによる推定をさらに高度化するためには、後述する詳細な

上部マントルの粘性構造、地殻内の粘弾塑性構造を踏まえ、さらには、重力を考慮した数値シミュレーションを行うことが重要である。

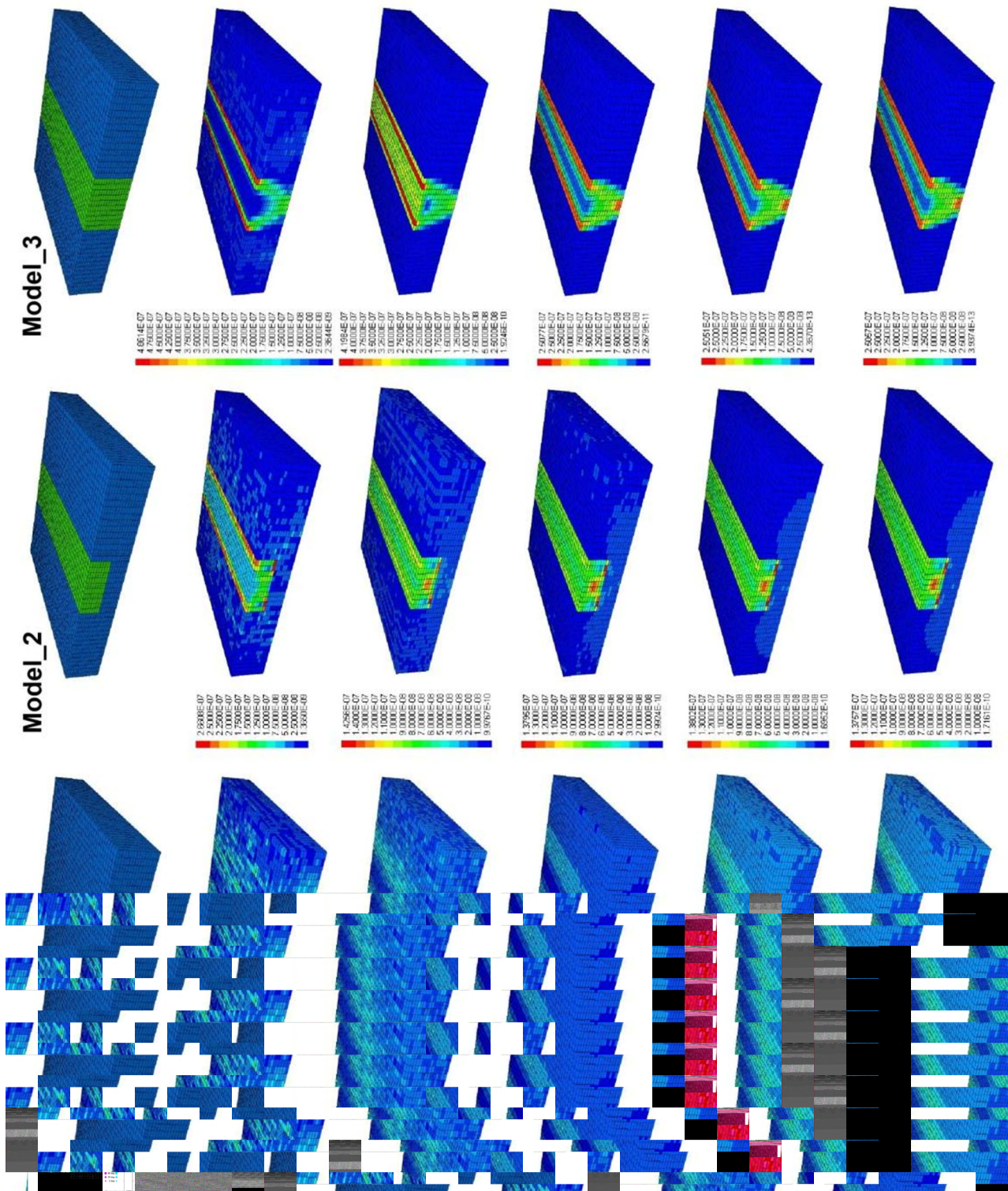


図 3.3-9 数値シミュレーションによるせん断ひずみ速度の計算結果
境界条件として 5 mm yr^{-1} の速度を与えた場合の計算結果について表示した。カラスケールはモデル及びステップごとに異なる。

(2) 地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討

1) 測地的観測データを用いた地殻流体の粘性係数の推定

2011年東北地方太平洋沖地震に伴い、東北地方の火山地域で最大10 cmにも及ぶ局所的な地表変位が干渉 SAR 解析により検出された。これは地震により広域応力場が変化し、それに伴い地下のマグマ溜りが変形したことによる沈降であると考えられている (Takada and Fukushima, 2013¹⁰)。岩石の粘性係数はその温度により変化するが、Takada and Fukushima (2013)¹⁰は、マグマ溜り自体の粘性係数は非常に小さく、事実上瞬時に起こったと考えてよいと述べている。しかし高温のマグマ溜りの周囲には、それより温度が低く、したがって粘性が大きい領域が存在すると考えられる。また、この領域は地震後一定の時間をかけて変形すると推測されるため、その微小な地表変位を観測することができれば、それに基づいて粘性係数を推定することができると考えられる。ここでは、この粘弾性変形に伴う地表変位を捉えるため、陸域観測技術衛星2号「だいち2号」(ALOS-2)搭載のLバンド SAR アンテナである PALSAR-2 により観測されたデータを用い、干渉 SAR 解析を行った。

解析は、吾妻山、鳴子火山、日光白根山及び蔵王山の4つの火山において行った(図 3.3-10)。吾妻山と蔵王山は、Takada and Fukushima (2013)¹⁰により地震に伴う局所的な地表変位が観測されている火山であり、鳴子火山と日光白根山では地磁気・地電流観測(Magnetotelluric 法。以下、「MT 法」という)により部分熔融域及びそれに関連する流体の存在を示唆する地殻の低比抵抗域が推定されている(Asamori et al., 2010³⁴)。

解析は、2パス干渉 SAR 解析(Massonet et al., 1993³⁵)に基づいて行った。地形の除去には国土地理院による基盤地図情報(数値標高モデル)を用い、解析ソフトウェアは RINC(小澤・宮城, 2015³⁶)を利用した。表 3.3-2 に使用したデータの諸元を示す。

解析結果を図 3.3-11 に示す。複数ペアの存在するシーンでは、各点の相関値を重みとした加重平均をとり、非干渉領域はマスクした。図 3.3-11 b) (吾妻山) と図 3.3-11 g) (日光白根山) において大きな位相変化のパターンが見られるが、どちらもペアが1つのみのシーンであり、また同一地域の他のシーンではそのようなパターンは見られないことから、大気遅延などによる誤差によるものと考えられる。また、それらのシーンを除いては、ノイズレベルを超える位相変化のパターンは認められない。

このことから、マグマ溜り周囲の粘弾性体による地殻変動は本解析に用いたデータの観測期間(2014年8月~2015年7月)には、既に終了していたと考えることができる。一般に、Maxwell 粘弾性体の時定数 τ は粘性係数 η と剛性率 G を用いて、 $\tau = \eta/G$ と表される。ここで、 G を 30 GPa (Wesnousky et al., 1982¹⁹)、本解析に用いた観測データから τ を 3.5 年よりも短いとすると、 η は 3.3×10^{18} Pa·s 以下となる。

以上を検証するため、国土地理院により全国に設置された GEONET 観測点のデータからも粘性係数を推定した。GEONET 観測点の設置間隔は約 20 km であるため、干渉 SAR 解析でターゲットとした変動域の空間分布を詳細に把握することはできないが、GEONET 点は連続観測点であり時間分解能に優れることから、マグマ溜り周辺の粘弾性的挙動の時定数を議論することは可能である。干渉 SAR 解析のターゲットである4つの火山地域のうち、観測点 020934 が変動域に最も近いことから(約 5 km: 図 3.3-11 h) 参照)、この観測点での鉛直変位について解析した。

図 3.3-12 に解析の結果を示す。解析には F3 解(中川ほか, 2009²⁴)を用い、年周変化は地震前の5年間のデータを元に推定して除去した。赤の実線が指数関数によるフィッティングの結果であり、前述の干渉 SAR 解析と同じく G を 30 GPa と仮定すると、 $\eta = 3 \times 10^{17}$ Pa·s (時定数約 4 ヶ月)となる。観測点 020934 の位置から、本震の粘性緩和による地殻変動が重畳している可能性があるが、マンツルの粘性係数は 10^{19} のオーダーであることを考えると、推定された粘性係

数はマンタルの粘性緩和とは異なる過程、すなわち地下のマグマ溜り周辺の粘弾性変形の粘性係数であると考えられる。得られた値は干渉 SAR の結果と調和的であり、マンタルの粘性係数よりも二桁小さいため、マグマ溜り周囲の粘弾性体は非常に柔らかいと言える。Newman et al. (2001)³⁷⁾ はロングバレーカルデラにおいてマグマ溜りを覆う粘弾性体の粘性係数を 10^{16} Pa s と推定しており、これは本解析よりも一桁小さい値ではあるが、マンタルに比して非常に柔らかいという点では一致している。



図 3.3-10 解析対象とした各火山の位置

表 3.3-2 使用したデータの諸元

地域名	シーン					ペア数	シーン ID
	パス	フレーム	軌道昇降	観測方向	ビーム番号		
吾妻山	124	0744	Ascending	右	U2-6	2	a
	125	0740	Ascending	右	U2-9	1	b
鳴子火山	016	2842	Descending	右	U3-13	1	c
	018	2835	Descending	右	U2-7	2	d
日光白根山	124	0764	Ascending	右	U2-7	4	e
	018	2877	Descending	右	U2-9	6	f
蔵王山	019	2872	Descending	右	U2-6	1	g
	118	0790	Ascending	左	U2-8	1	h
	124	0750	Ascending	右	U2-7	5	i

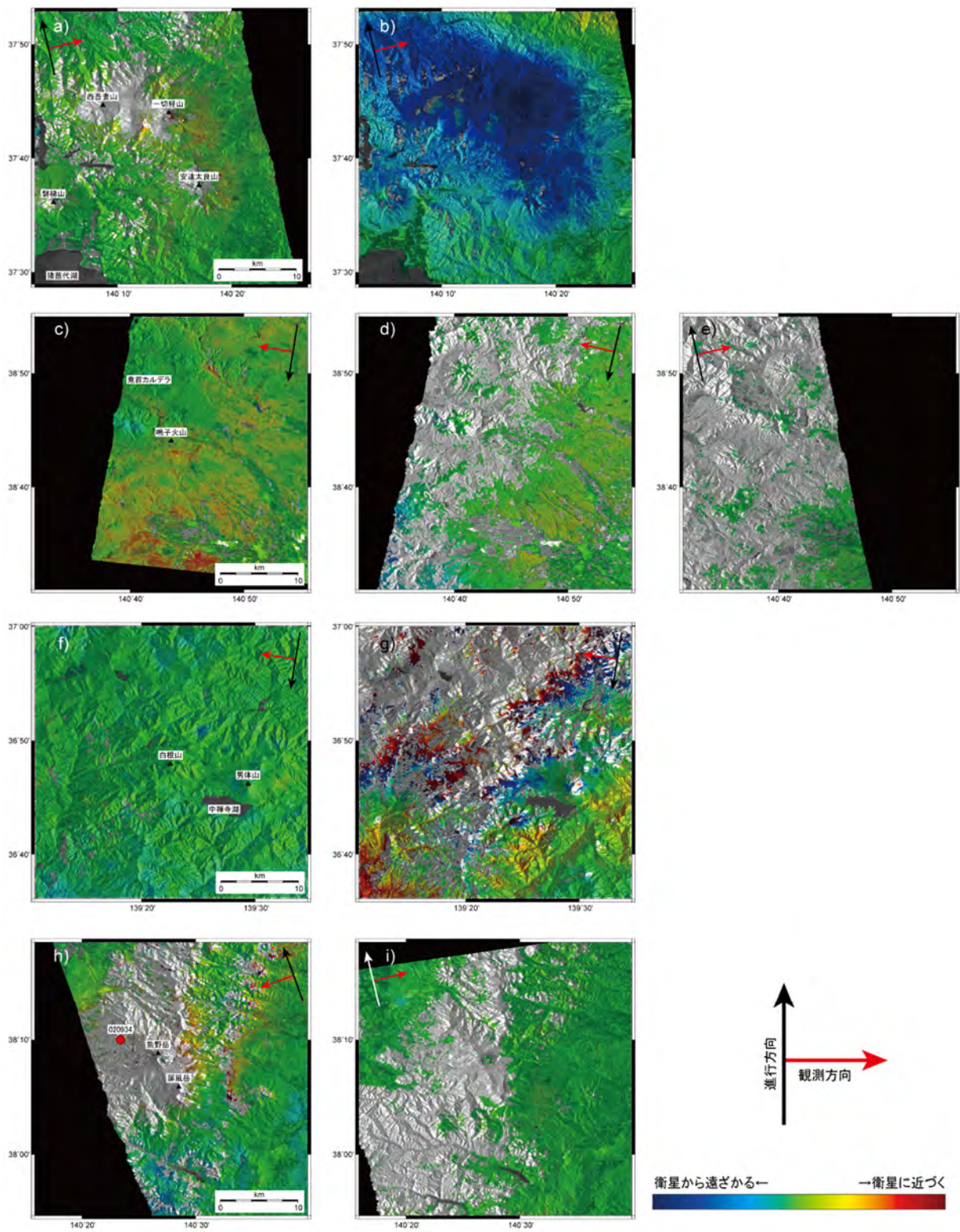


図 3.3-11 2パス干渉 SAR 解析の結果

暖色系の色の変化は衛星に近づく変位を表し、寒色系の色の変化は衛星から遠ざかる変位を、無彩色は非干渉領域を示す。各図左上に示した a-i は表 3.3-2 中のシーン ID に対応する。

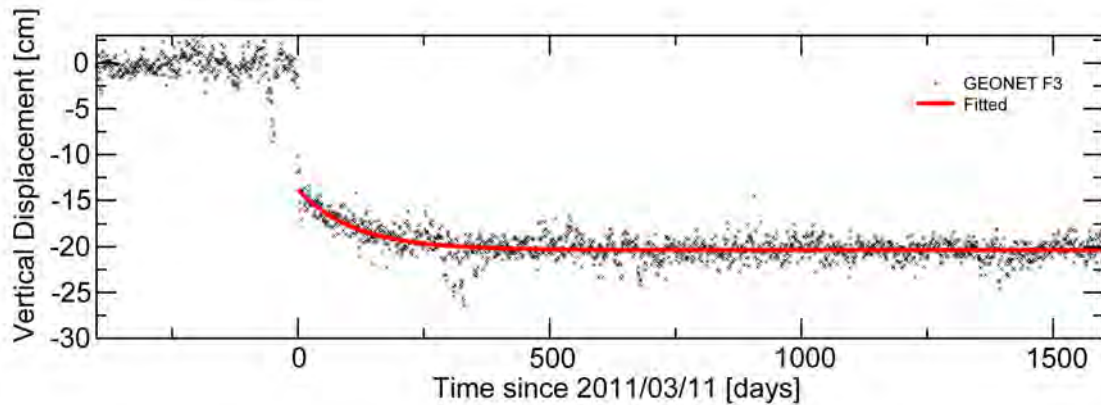


図 3.3-12 GEONET 点 020934 の鉛直変位時系列
 点の位置は図 B-h を参照。x が各日の座標値、赤の実線がフィッティングの結果を表す。

2) 地殻流体の存在を考慮した粘弾性地殻変動シミュレーション

① 二次元シミュレーションに関する検討

2011 年東北地方太平洋沖地震の発生後、茨城県・福島県県境付近の地殻浅部において、正断層型の群発地震活動が活発化した（例えば、Kato et al., 2011³⁸⁾）。東北日本は、基本的に太平洋プレートの沈み込みによる東西圧縮場であり、したがって発生する地震のメカニズムのほとんどが逆断層型であることを考慮すると、これは特異な現象であると言える。2011 年以前の地震データに基づく応力テンソルインバージョンによると、当該地域における深さ 15 km 以浅では正断層型、以深では逆断層型の応力場を示す（Yoshida et al., 2015³⁹⁾）。さらに、群発地震活動に関連すると指摘されている井戸沢断層や湯ノ岳断層は、正断層型の活断層であり（活断層研究会, 1991⁴⁰⁾; 中田・今泉, 2002⁴¹⁾）、この現象の発生自体は東北地方太平洋沖地震と関係があるとしても、その発生前から伸張場であったことを示す。また、この地域は局所的に隆起していることも報告されており（Suzuki, 1989⁴²⁾）、この地域が周辺とは異なるテクトニクスを持つことを示唆している。

これらの現象を説明するため、いくつかのメカニズムが提案されている（例えば、Imanishi et al., 2012⁴³⁾; Hashimoto and Matsu'ura 2006⁴⁴⁾）。その一方で、地震波トモグラフィー（Zhao, 2015⁴⁵⁾）や MT 法では、群発地震震源域下の地殻に流体の存在を示唆する低地震波速度・低比抵抗域が推定されている（Umeda et al., 2015⁴⁶⁾）。Umeda (2015)⁴⁷⁾ は、これらの観測事実から当該地域には地殻流体が存在するとし、その非弾性変形が浅部での伸張場を作り出している可能性について論じている。ここでは、地域的な地殻変動への地殻内の流体（いわゆる深部流体）の寄与について検討するため、平面ひずみ状態を仮定した二次元有限要素法による粘弾性シミュレーションを用いて、浅部での伸張場と局所的な隆起が説明可能であるかを検討した。

図 3.3-13 にシミュレーションに用いたモデルを、表 3.3-3 には解析に用いたそれぞれの物性値を示す。本解析では、深部流体分布域以外の地殻は弾性体とし、マントルは粘弾性体とした。また地殻はコンラッド面を境に上部地殻と下部地殻に分割した。弾性波速度、密度及び各層の底面の深さは防災科学技術研究所 (2009)⁴⁸⁾ に、マントルの粘性係数は先行研究（例えば、Suito and Hirahara (1999)⁴⁹⁾; Yamasaki and Seno (2005)⁵⁰⁾）による。地震波トモグラフィーに関する研究（例えば、Zhao et al., 1992⁵¹⁾）を参考に深部流体分布域の弾性波速度は周囲の 94%とし、密度は比抵抗と含水率の関係（上嶋, 2003⁵²⁾）から、含水率 1%として計算した値を用いた。また、底面及び左端はローラーコンディションとし、プレート境界には NUVEL-1A (DeMets et al., 1994²⁶⁾）による収束速度と、Hashimoto et al. (2009)⁵³⁾ 及び Uchida and Matsuzawa (2011)⁵⁴⁾

によるプレート間カップリングを参考にバックスリップを設定した。領域の delaunay 分割には triangle (Shewchuk, 1996⁵⁵)を、有限要素法コードは Pylith (Aagaard et al., 2013⁵⁶)を利用した。

図 3.3-14 に深部流体分布域の幅 20 km、上端深さ 5 km、粘性係数を 1.0×10^{18} Pa·s として計算した 100 年後のシミュレーション結果を示す。ここで、深部流体の分布域は、MT 法により推定された低比抵抗体の分布 (Umeda et al., 2015⁴⁶) を参考にした。図 3.3-14 a) は 3,000 倍に強調した地形変化であり、深部流体分布域の上部で鉛直上向きの変位が卓越していることが確認できる。また図 3.3-14 b) は水平応力を示すが、深部流体分布域の直上では圧縮場である一方で、それ以浅では伸張場であり、当該地域における応力場の特徴 (Yoshida et al., 2015³⁹) を定性的に再現することができた。これらの特徴は、深部流体分布域に相当する粘弾性体の変形が周囲より大きいために、その上部にある地殻のみで圧縮応力を支えることとなり、結果その部分が座屈する効果に加え、プレート境界の固着域において、大陸地殻がプレート間相互運動により左下方に押し込まれることによる屈曲の効果であると考えられる。これらの結果は、地殻内に存在する深部流体が、その周辺の地殻変動場に寄与している可能性を示唆する。

ただし、このシミュレーションは観測の全てをよく説明するわけではないことに注意すべきである。応力テンソルインバージョンでは、伸張場と圧縮場の境界は深さ 15 km であるが、シミュレーション結果では深さ約 2 km に境界がある。また、上端深さ 5 km は MT 探査から得られている低比抵抗域の上端よりも明らかに浅いが、粘弾性体の上端を深くすると上部の水平応力は減少してしまう。上端を 10 km に変更した場合には最大水平応力は 0.5 GPa に低下し、さらに 15 km に変更した場合には -760 Pa となり、伸張場を再現できなくなる。そのため、より詳細かつ定量的な議論を行うためには、シミュレーションに用いた各パラメータや地下構造に関する情報の不確実性などについても考慮する必要がある。

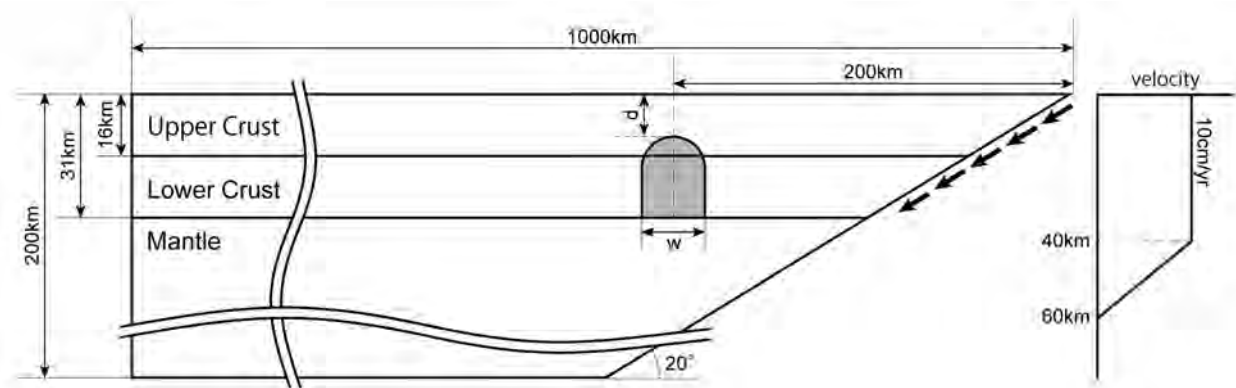


図 3.3-13 二次元有限要素法によるシミュレーションのセットアップ
灰色の領域が低比抵抗域に対応する粘弾性体を表す

表 3.3-3 シミュレーションに用いた各パラメータ

領域	パラメータ	値
上部地殻(UC) 弾性体	P 波速度 (V_{pUC})	5850 m/s
	S 波速度 (V_{sUC})	3350 m/s
	密度 (ρ_{UC})	2725 kg/m ³
下部地殻(LC) 弾性体	P 波速度 (V_{pLC})	6600 m/s
	S 波速度 (V_{sLC})	3700 m/s
	密度 (ρ_{LC})	2950 kg/m ³
マントル(M) 粘弾性体	P 波速度 (V_{pM})	7800 m/s
	S 波速度 (V_{sM})	4200 m/s
	密度 (ρ_M)	3250 kg/m ³
	粘性係数 (η_M)	10 ¹⁹ Pa·s
	含水率 (θ)	0.01
低比抵抗域 粘弾性体	P 波速度	0.94 V_{pBG} [※]
	S 波速度	0.94 V_{sBG} [※]
	密度	10000 + (1- θ) ρ_{BG} [※]
	粘性係数	10 ¹⁸ Pa·s

※ 添字BGは上部地殻中の低比抵抗域ではUC、下部地殻中ではLCを表す

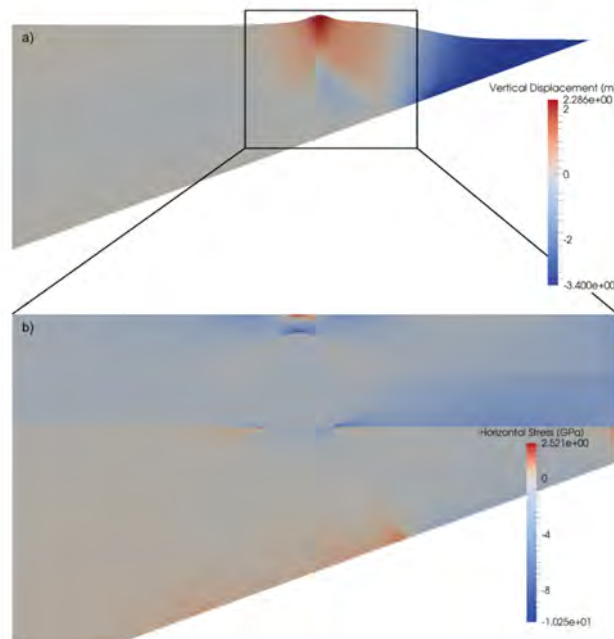


図 3.3-14 二次元有限要素法による 100 年間の粘弾性シミュレーション結果

正負でカラーのスケールが異なることに注意。a) 地形変化。実際の地形変化を 3,000 倍に強調したもの。カラーは鉛直変位量。b) 水平応力。正の値（赤）は伸張を、負の値（青）は圧縮を示す。

② 三次元シミュレーションに関する検討

物体の変形に関する解析には、有限要素法や有限差分法がよく用いられる（例えば、Hyodo and Hirahara, 2004⁵⁷⁾）。これらの手法は、応力-ひずみ-変位の関係式に代表される微分方程式の近似解を数値的に解く数値解析法であり、対象とする領域や物体をメッシュで要素に分割し、変位・応力などの境界条件を与えて、対象領域や対象物の変形を計算する手法である。現在では、様々なソフトウェアが作成されているが、本事業では、有限要素法として、前述した PyLith (Aagaard et al., 2013⁵⁶⁾)、Tekton (Melosh and Raefsky, 1980⁵⁸⁾)、GeoFEM (奥田・中島, 2004⁵⁹⁾)、有限差分法として、FLAC3D (Itasca, 2016³³⁾) など、地殻変動シミュレーションの実績を有する解析コードの使用を前提とする。このうち FLAC3D は、米国 ITASCA 社により開発された三次元有限差分法コードであり、地盤・岩盤・構造物の塑性大変形を解析するために用いられている。地盤工学、岩盤工学、鉱山工学、廃棄物処理分野など、広範囲な問題への適用が可能であり、段階掘削や盛土、埋め戻し、荷重載荷などの施工工程に沿った解析に適している。その他、断層を模したインターフェイス要素では、断層の摩擦、すべり、及び剥離などを生じる非連続面のモデリングを含むシミュレーションが可能である。また、陽解法を用いることにより、物理的に不安定な問題についても、安定的な解が得られるようになっている。また、Maxwell モデルや Burgers モデルなどにより媒質の粘性挙動を扱うことが可能である。

図 3.3-15 には、三次元地殻変動シミュレーションの予備解析として、FLAC3D を用いて行った砂箱実験の数値シミュレーション結果を示した。このシミュレーションでは、領域全体を弾塑性体として仮定しており、物性定数として、重力加速度を 9.81 m s^{-2} 、密度を $2,700 \text{ kg m}^{-3}$ 、剛性率を 3.0 GPa 、体積弾性率を 5.0 GPa 、摩擦角を 20° 、ダイラタンシー角を 10° 、せん断強度を 10 MPa として計算を行っている。また、領域の右端面に $5 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ の速度を与え、50,000 ステップまで計算を行った。なお、左端面、両側面、底面は面に対して垂直な方向の変位をゼロに固定（ローラーコンディションを採用）している。これらの結果より、地形変化や最大せん断ひずみ速度の分布のコントラストが確認でき、今後は、実際の空間スケールを考慮することや、さらに細かな境界条件や媒質の粘弾塑性構造を考慮することが課題となる。

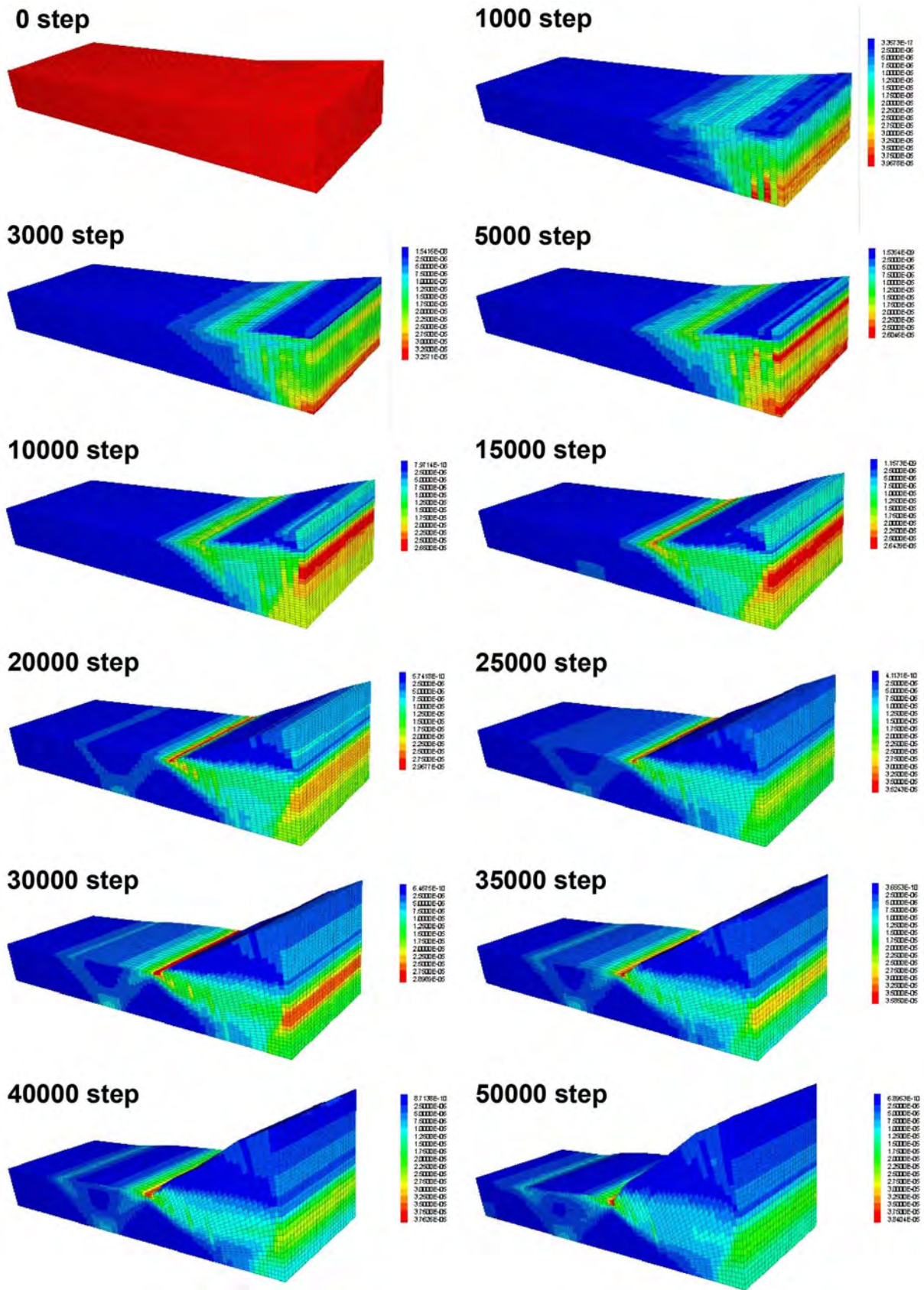


図 3.3-15 FLAC3D によるシミュレーション結果
各ステップでの最大せん断ひずみ速度の分布を示す。カラースケールはステップごとに異なる。

(3) 過去～現在の地殻変動に係るデータの取得

1) 古地磁気測定

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と考えられることから、九州南部に見出されたせん断帯付近において、平成 26 年度に引き続き、既存の地質試料を用いて古地磁気測定を実施した。

測定した試料は主に後期中新世～鮮新世の火山岩類であり、一部、更新世の火山岩類を含む。試料整形と測定は、平成 26 年度に実施した方法（日本原子力研究開発機構, 2015⁶⁰）と同じである。なお、1 地点あたり 8 試料の測定結果から磁化方向を決定しているが、測定の結果が明らかに特異な磁化方向を示す試料があった場合には、それを除外して磁化方向を決定した。なお、磁化方向を決定する際には、複数の消磁段階から得られる直線成分が重要であるが、平成 26 年度及び平成 27 年度の測定の結果、その直線成分がうまく抽出できていない場合が認められた。そのような場合には、大円法などの解析方法を適用して磁化方向を高確度に決定する必要がある。本測定結果において、大円法を適用すると良いと考えられる試料があるものの、大まかな空間的な傾向を考察するため、現時点で得られている結果を用いて、縦軸に試料位置の緯度、横軸に測定された偏角を示したグラフで表現した（図 3.3-16）。また、測定結果の中には、南方を示す地点があったが、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際の角度で示した。また、図 3.3-16 には、震源分布も一緒に示した。

その結果、測定した範囲において、北緯 32° 付近の微小地震が多い辺りを境に、北側ではほぼ北を示すが、南側ではほぼ北を示す地点の他に西方や東方を示す地点も存在し、測定の範囲内の北部と南部で違いが認められる可能性がある。今後、大円法を適用した磁化方向の決定、試料の形成時期を考慮した検討、その他の地形学的・測地学的データとの比較なども踏まえて考察する必要がある。

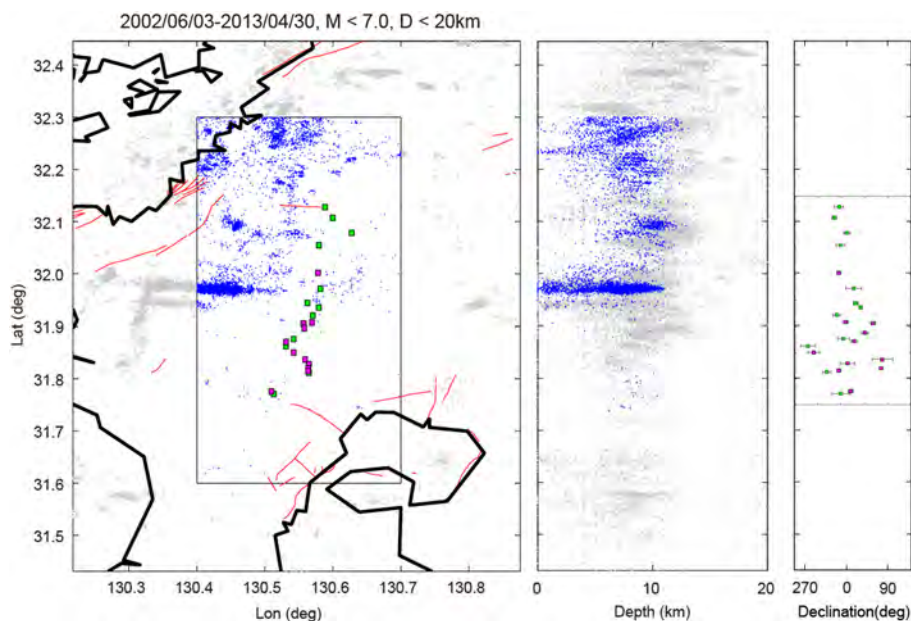


図 3.3-16 九州南部せん断帯付近の震源分布と古地磁気の偏角分布

青点は青四角枠内の震源分布。緑とピンクの四角は古地磁気測定地点（緑四角が平成 26 年度、ピンクが平成 27 年度）。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した。

2) SAR 解析

GPS 観測データを用いて求められた九州南部せん断帯のひずみ集中は、国土地理院により設置された GEONET の観測データを基に計算されたものである。GEONET の設置間隔は約 20 km であるため、得られたひずみ速度分布の空間分解能は高いとは言い難い。ここでは、より高空間分解能でせん断帯周辺の地表変動やひずみ速度分布を求めるため、SAR 画像を用いた干渉解析（以下、「干渉 SAR 解析」という）を行った。一般に、干渉 SAR 解析の結果には、衛星軌道の誤差や大気遅延による誤差成分が含まれる。そのため、平成 27 年度は多数の SAR 観測データを用い、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した。解析には、植生のある地域において干渉性の点で有利な L バンド（波長 23.6 cm）を用いる陸域観測技術衛星「だいち」（ALOS）搭載の PALSAR により観測されたデータを用いた。本解析に使用した SAR 観測データの諸元を表 3.3-4 に示す。

時系列解析では、StaMPS (Hooper, 2004⁶¹)による persistent scatterer 法を用いた解析（以下、「PS 解析」という）を行った。PS 解析とは、非常に多くの点（PALSAR FBS モードによる観測で 1 シーンあたり約 2.6 億点）での観測を行うことのできる SAR の利点を活かし、その中で値が安定している点（resolution element 中に安定した散乱体が存在する）のみを用いて各種誤差成分を補正することで、高精度に位相の時間変化を求める手法である。StaMPS では、誤差成分の補正をハイパス・ローパスフィルタを適用することで行う。例えば、大気遅延による誤差は各観測（PALSAR の場合 46 日周期）において独立と考えることができるため、ある特定の点の位相時系列を見た場合には高周波成分として現れる。したがって時間方向にローパスフィルタを適用することでこれを除去する。

PS 解析では、特定のシーンを基準として、それ以外の全ての画像との干渉ペアを作成する。L バンド SAR 衛星では、干渉画像中に含まれるノイズの量は主に 2 回の観測における衛星の軌道間距離に依存する (Tobita et al., 1996⁶²) ため、全てのペアにおいて軌道間距離の和が最小となるシーンを基準とすることが望ましい。また、FBD 観測（2 偏波モード）ではデータの帯域幅が FBS 観測（単偏波モード）の半分であるため、FBD 観測を基準にすることも避けなければならない。この 2 点を基に決定した基準シーンの観測日を表 3.3-4 に、例としてパス番号 072 での観測日と軌道間距離の関係を図 3.3-17 に示す。

解析の結果得られた平均変位速度の分布を図 3.3-18 に示す。92%の点で変位速度は $\pm 1 \text{ cm yr}^{-1}$ 以下であり、各種誤差成分はほぼ除去されたと考えられる。また平成 26 年度に実施した単一ペアでの干渉解析の結果では、大気遅延などの誤差成分によるものか実際の地表変位によるものかを判別できない、数 cm yr^{-1} に相当する位相変化が見られたが、本解析結果にはそのようなパターンは確認できないため、実際の地殻変動による位相変化ではなかったことが明らかとなった。

また、九州南部せん断帯の存在を示唆する顕著な変位パターンも認められない。想定されるせん断帯に直交する方向の視線方向変位速度プロファイルを図 3.3-19 に示す。せん断帯の走向は $\text{N}101^\circ\text{E}$ を想定し、プロファイルの位置は ($\text{E}130.5^\circ, \text{N}32.0^\circ$) を原点とした。全ての点において無変動 (0 mm yr^{-1}) が $\pm 1\sigma$ の領域に入っており、有意な変動が認められないことを意味する。

時系列解析により南九州せん断帯の活動を捉えられなかった理由として、以下の 2 点が考えられる。その第一が衛星の軌道間距離の問題である。図 3.3-17 に示したように、ALOS の軌道制御の方針により、PS 解析では必然的に軌道間距離の長いペアが発生する。このようなペアにはノイズが多く含まれるため、PS 解析を適用するうえで精度の低下に繋がる。第二に衛星軌道情報の誤差などによる空間波長の長い位相誤差が挙げられる。StaMPS ではこのような誤差は空間方向のハイパスフィルタを適用することで除去するため、対象となる地殻変動の空間勾配がゆるやかな場合、オーバーフィッティングにより地殻変動のシグナルまで除去された可能性がある。

第一の問題は PS 解析同様、時系列解析の一種である Small Baseline Subset Algorithm（以下、「SBAS 解析」という）を用いることで解決する可能性がある。特定のシーンを基準とする PS 解析とは異なり、SBAS 解析は軌道間距離の短いもの同士を繋げたネットワークを作成することで時系列解析を行うため、ALOS の軌道制御の方針が問題になりにくい。一方、衛星軌道情報の誤差は、衛星軌道を計測している GNSS 観測そのものの誤差に起因する避け得ない誤差であり、したがって第二の問題を解決することは難しいと考えられる。

表 3.3-4 解析に使用した SAR データの諸元

軌道昇降	パス番号	シーン数	基準
Ascending	423	22	2009/12/16
	424	29	2010/01/02
	425	32	2010/01/19
Descending	072	23	2009/12/29
	073	21	2009/05/30
	074	24	2010/02/02

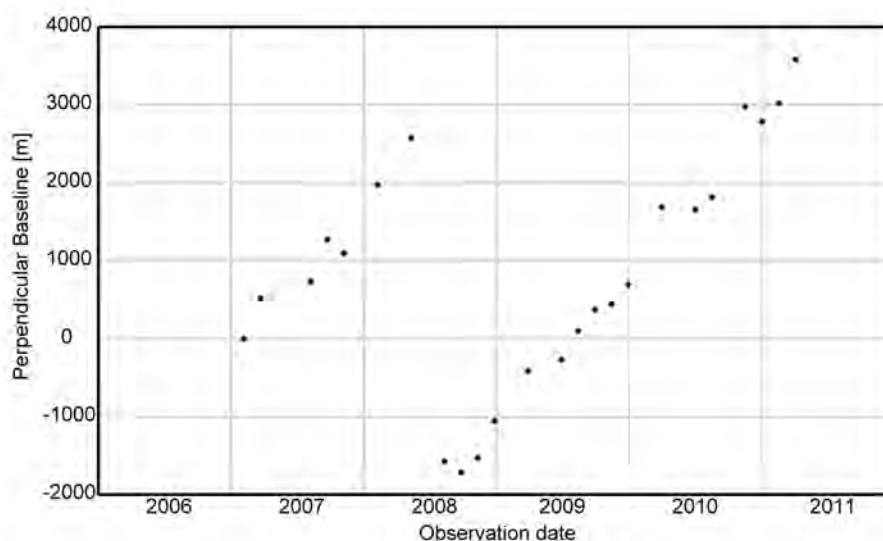


図 3.3-17 パス番号 072 における観測日と衛星軌道間距離との関係

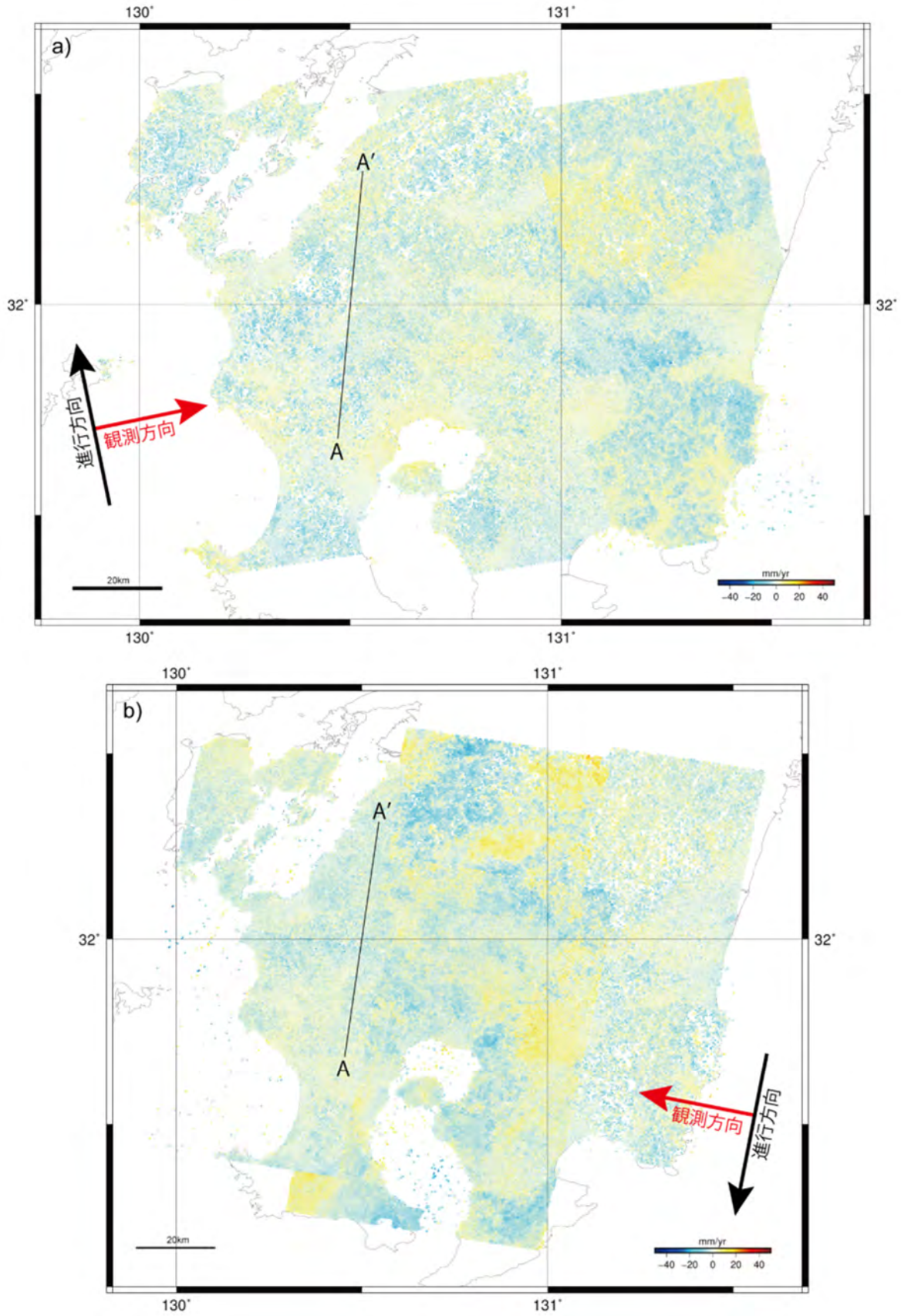


図 3.3-18 StaMPS による時系列解析から得られた視線方向変位速度マップ
 a) アセンディングパス b) ディセンディングパス

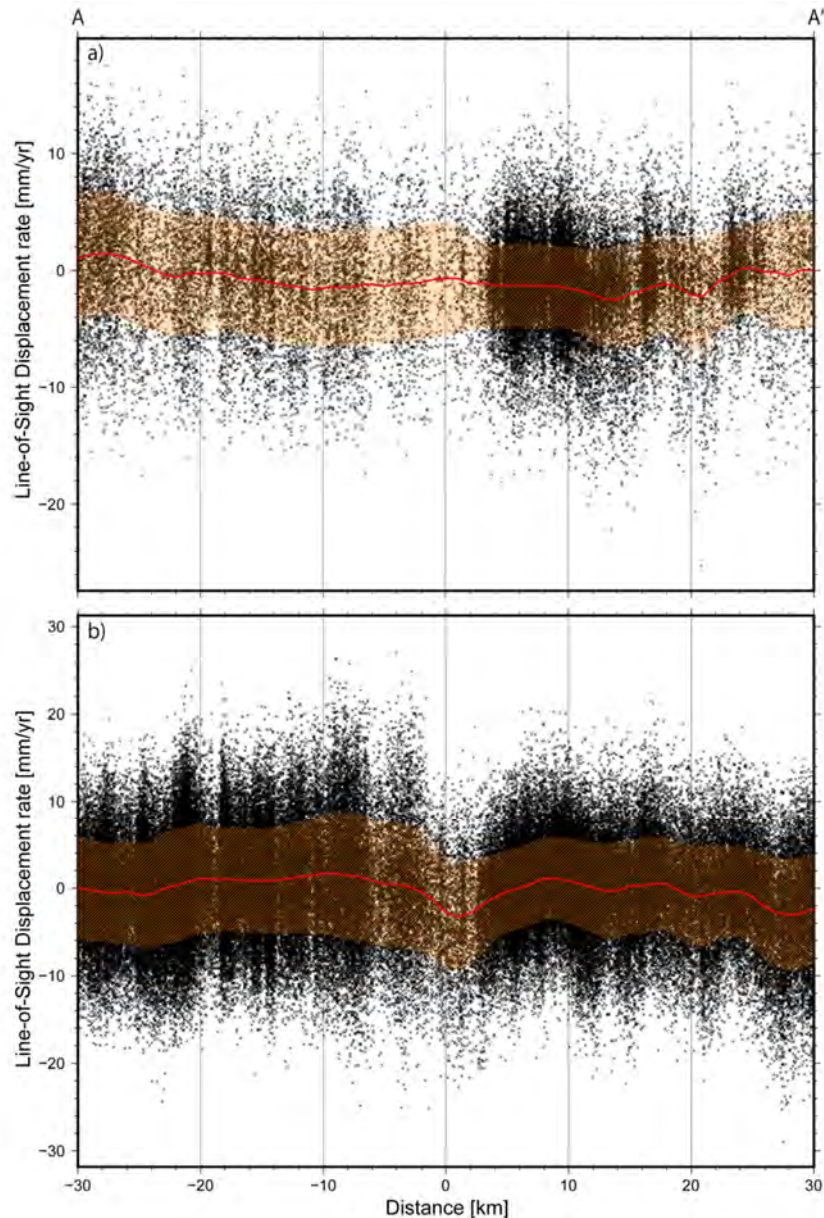


図 3.3-19 図 3.3-18 中の直線 A-A' 上の変位速度プロフィール

黒の x が計算された変位速度、赤線が周囲 1km の移動平均、茶色の網掛けは各ウィンドウの $\pm 1\sigma$ の範囲を示す。a) アセンディングパス b) ディセンディングパス

これらの結果から、期待されるせん断帯の活動パラメータについてある程度の知見を得ることができる。平成 26 年度に報告した、地下の横ずれ断層の相対運動速度を仮定した地表変位シミュレーションから、遠地においては断層の相対運動速度と同じ大きさの地表変位が期待される。図 3.3-19 に示したように、PS 解析による標準偏差は 6 mm yr^{-1} 程度である。また、断層の活動が $\text{N}101^\circ\text{E}$ の水平方向のみであると仮定すると、干渉 SAR では実際の地表変位の約 6 割の視線方向変位として観測される。したがって、仮に第二の問題点が存在しないとすると、断層の相対運動速度は 1 cm yr^{-1} 以下であると考えることができる。また、上で述べた第二の問題点は、地表変位のパターンが衛星軌道情報の誤差による位相パターンと同程度の空間波長を持つことを意味する。オーバーフィッティングにより除去された長波長のパターンを線形と近似した場合、平成 26 年度のシミュレーションでは、固着域下端の深さを 1 km とした場合は断層の相対運動速度の

約 80%、15 km とした場合には約 20%の残差が残る (図 3.3-20)。したがって、本解析の標準偏差と視線方向と実際の変位方向を考慮した 1 cm yr^{-1} を検出限界と考えた場合、断層の相対運動速度が 3 cm yr^{-1} の場合は固着域下端の深さが 10 km 以深、 1.5 cm yr^{-1} の場合は 3 km 以深であるとする事で、本解析で地殻変動が検出されなかった事実が説明可能である。このように、本解析から断層の相対運動速度または固着域下端いずれかの上限を求めることができる。

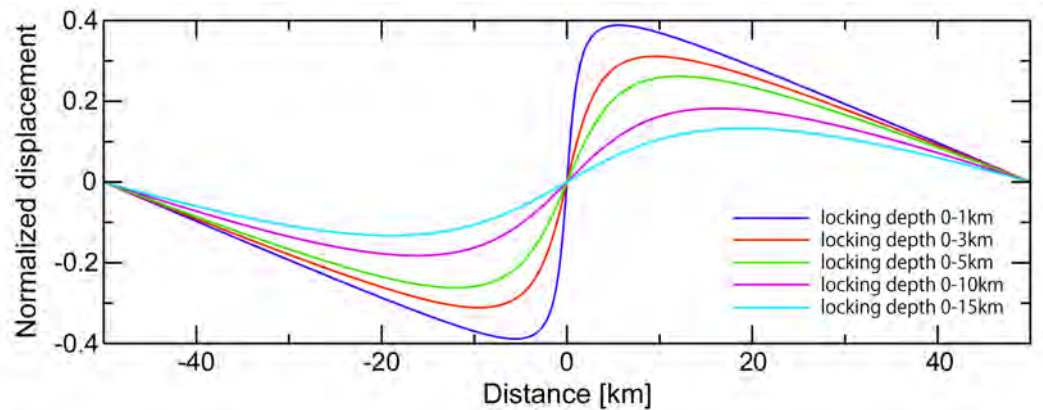


図 3.3-20 地下の横ずれ断層による変位速度の線形変位からのずれ
縦軸は断層のすべり量で正規化した地表変位を示す。

3) GPS 稠密観測

① 最適な観測点配置の検討

ここでは、九州南部のせん断帯を対象とした GPS 稠密観測を行うにあたって、せん断帯下にすべり面が存在すると考えた場合に期待される地表変動を効果的に捉えることが可能な観測点配置を検討した。本検討では、インバージョンによるすべり面推定解析を想定した分解能テストを実施し、最適な観測点配置を検討した。

すべり面推定解析におけるモデルパラメータ (未知数) は、断層などのすべり量として、地表面で得られた変位速度などを基に推定する物理量である。このモデルパラメータの解像度を計算することで、どのような観測点配置が最適であるかをあらかじめ評価することができる (例えば、Menke, 1989⁶³⁾)。モデルパラメータの解像度は行列で表現され、モデルパラメータ解像度行列と呼ばれており、各成分は通常 0 から 1 の値から成る。モデルパラメータ解像度行列の対角成分の値が 1 に近いほど、モデルパラメータが良く推定されるということを意味している。逆に、対角成分の値が 0 に近い場合、何らかの推定値が得られたとしても、その推定値は観測値を十分に説明していないことになる。モデルパラメータ解像度行列の計算には、グリーン関数が必要となる。グリーン関数は、断層のすべりによる地表面の変位で表され、断層中心からの距離に依存して変化する。断層のすべりと地表面変位の関係は線形であるが、断層の幾何学的形状と地表面変位の関係は非線形であることから、まずは断層の形状を固定し、グリーン関数を計算することから始めた。ここでは、平成 26 年度の成果に基づき、北緯 32° 付近に長さ 100 km、幅 1 km、傾斜角 90° の矩形断層をそれぞれの断層が重複しないように、地表から深さ 30 km の範囲に 30 個設定した。また、観測点候補として、断層中心 (北緯 32° 、東経 130.5°) から $N11^\circ E$ 方向に 1 km ごとに 1~50 km の距離を設定した。その後、断層面上に 1.0 m のすべりを与え、30 個の各断層のすべりによる各観測点候補となる 1~50 km 地点でのグリーン関数の計算を行った。実際には $\pm 1 \sim$

50 km の距離におけるグリーン関数が必要となるが、今回の計算では、断層の傾斜角が 90°であることから、断層中心を境に地表面の変位パターンは正負の反転したものとなるため、片側のみの計算とした。なお、断層面上のすべりに伴う地表面の理論変位は、Okada (1985)⁶⁴⁾を用いている。

稠密観測において新たに設置する観測点数を 10 点と想定し、断層中心より±50 km の範囲に含まれる GEONET 観測点は 8 点である。断層中心より同じ距離に位置する観測点が複数存在しても、解像度の向上には寄与しないため、計算では、稠密観測の観測点位置と GEONET 観測点との位置が重複しないような組み合わせとなるようにした。その場合、長さ 50 km の領域内に既設の観測点が 8 点含まれるため 42 通りとなり、42 通りより 10 点を選定するので、合計で ${}_{42}C_{10} = 1,471,442,973$ 通りの組み合わせとなる。ここでは、全ての解像度行列を計算し、30 個の断層それぞれの解像度の最小値が全ての組み合わせの中で最大となる観測点配置を最適な観測点配置として採用した。これは、固着もしくは、すべりが実際に起きている深さが未知であることや、すべり量も未知であることから、ある深さでの解像度のみが高くなるような組み合わせを選び、極端に解像度の高低が出ないようなパターンを最適な観測点配置として選ぶという考えである。

モデル解像度行列については、Menke (1989)⁶³⁾に詳細な説明がなされている。断層すべりのすべり量などのモデルパラメータ (m) と観測値 (d)、誤差 (e) の関係は、グリーン関数 (G) を介して、 $d = Gm + e$ という形で記述できる。インバージョンは、 $e^T e = (d - Gm)^T (d - Gm)$ の形式から、左辺の誤差の部分を最小化するモデルパラメータを最小二乗法により推定するという問題である (T は行列の転置を示す)。観測値の数がモデルパラメータ数より多い場合を優決定問題、逆に、観測値の数がモデルパラメータ数より少ない場合を劣決定問題と呼ぶ。多くの自然科学に関する問題の場合、意図的に観測データを取得する場合を除いて、観測データがターゲットとするモデルパラメータの周囲に均等に分布しているわけではないので、劣決定問題となり得る。本事業においては、モデルパラメータとする断層の数が 30 個であり、観測点数は 18 点としているため、劣決定問題となる。この場合、モデル解像度行列 (R) はグリーン関数を用いて $R = G^T (GG^T)^{-1} G$ として、各モデルパラメータの解像度は行列 R の対角成分に記される。

解像度の計算結果について、いくつかの例を図 3.3-21 に示した。この図は、断層中心よりそれぞれ 1~10 km、11~20 km、21~30 km、31~40 km 及び 41~50 km 間に 1 km ごとに観測点を 10 点配置した場合のモデルパラメータの解像度を示している。青色の濃さで解像度の高さを示したものであるが、概ね断層中心に近いほど浅部の解像度が高いことがわかる。図 3.3-21 (a) では、深さ 0~3 km までの解像度は 0.7~1.0 と非常に高いが、10 km 以深では、0.3 以下と解像度が低いことを示しており、それらの深さでのすべり量などの検知能力が低いことを示している。図 3.3-22 には、GEONET の 8 観測点 (断層中心より 8、11、17、24、33、35、36 及び 40 km の地点) での解像度を示したが、この図よりターゲットとする断層でのすべり検知能力は決して高くないことがわかる。これらのことを踏まえた解像度計算を行い、全ての深さの解像度が決して低くなく、解像度の高低差の少ない最適な観測点配置は、断層中心より 7、10、13、16、25、28、30、32、39 及び 43 km の地点であり (図 3.3-23)、実際に設置する際の候補として挙げた (図 3.3-24)。次章で述べる観測装置を候補点に設置するにあたって、信号を遮蔽する障害物などが少なく、設置場所がなるべく平坦であるような条件を満たす場所として、既存施設の屋上が最適であると考え、観測地点の選定と設置を行った。

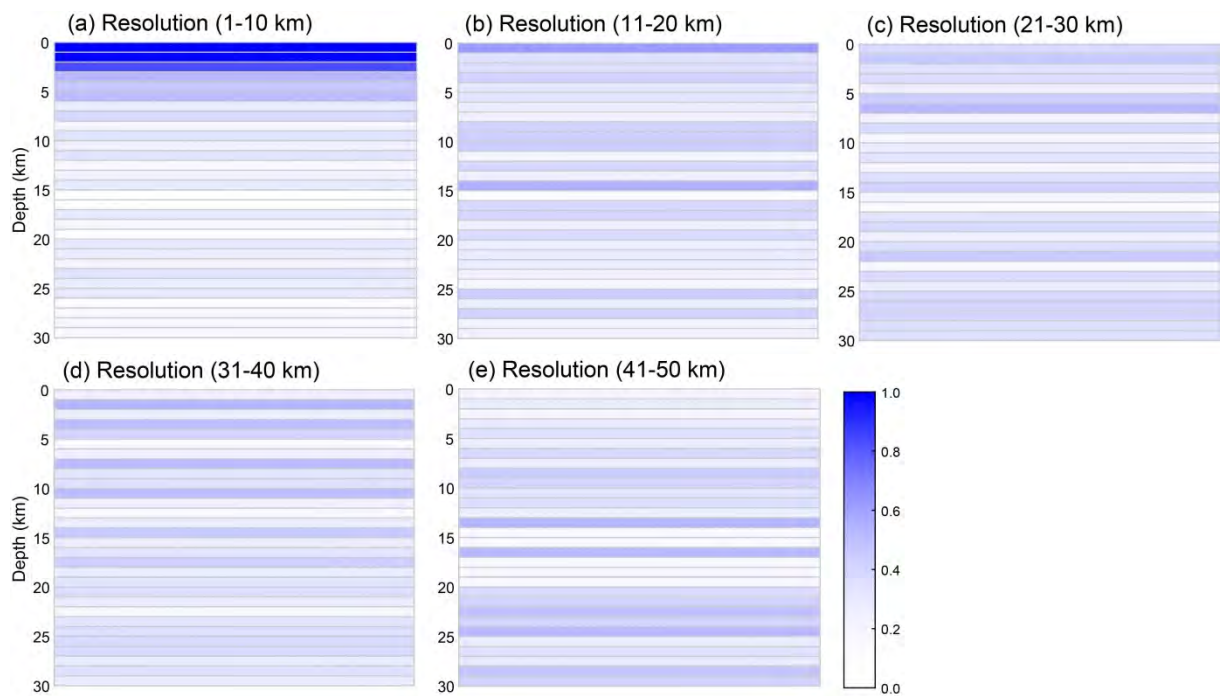


図 3.3-21 観測点配置の違いによるモデルパラメータの解像度分布

断層中心を 0 km として、10 個の観測点をそれぞれの断層からの距離に配置した場合のモデルパラメータ（深さ方向）の解像度を示す。濃い青色ほど解像度が高く、白色は解像度が低いことを示す。断層は、幅 1 km で深さ 0~30 km まで設定した。計算では、傾斜角は 90° の左横ずれ断層を想定している。（図 3.3-22、図 3.3-23 も同様）

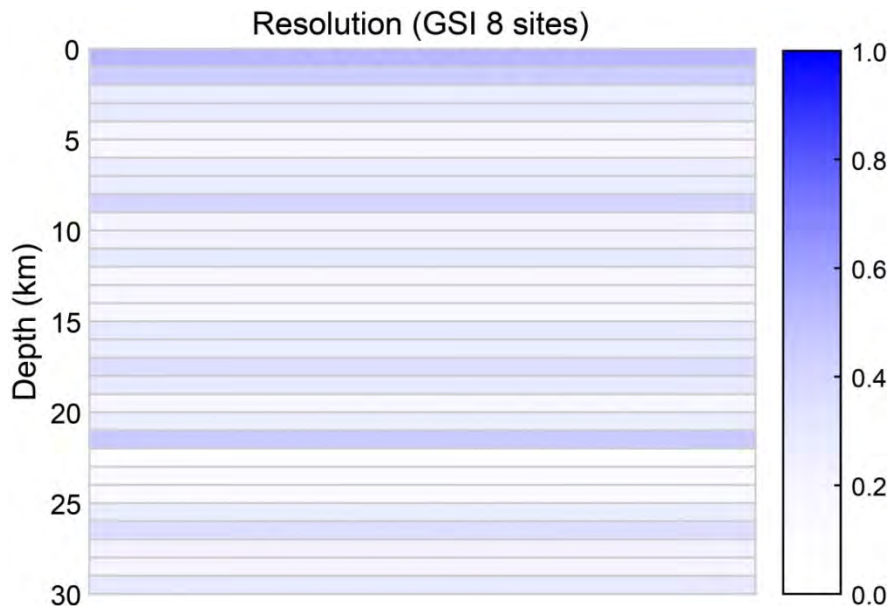


図 3.3-22 GEONET の 8 観測点で解析を行った場合のモデルパラメータの解像度分布
断層中心より 8、11、17、24、33、35、36 及び 40 km の地点に観測点を設けた場合のモデルパラメータの解像度を示す。平面図は図 3.3-24 参照のこと。

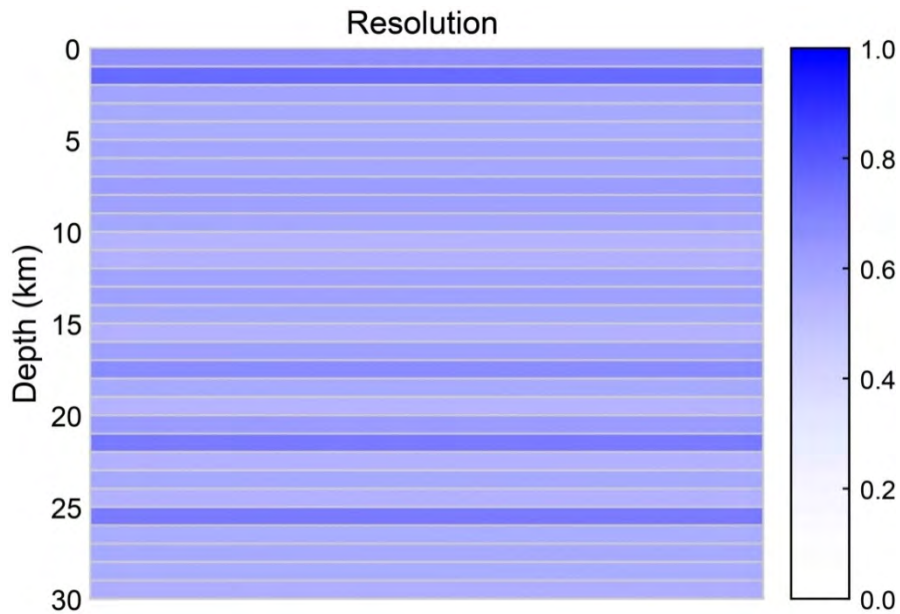


図 3.3-23 最適な観測点配置とされる場合のモデルパラメータの解像度分布
 GEONET の 8 観測点に加えて、断層中心より 7、10、13、16、25、28、30、32、39 及び 43 km の地点に観測点を設けた場合のモデルパラメータの解像度を示す。平面図は図 3.3-24 参照のこと。

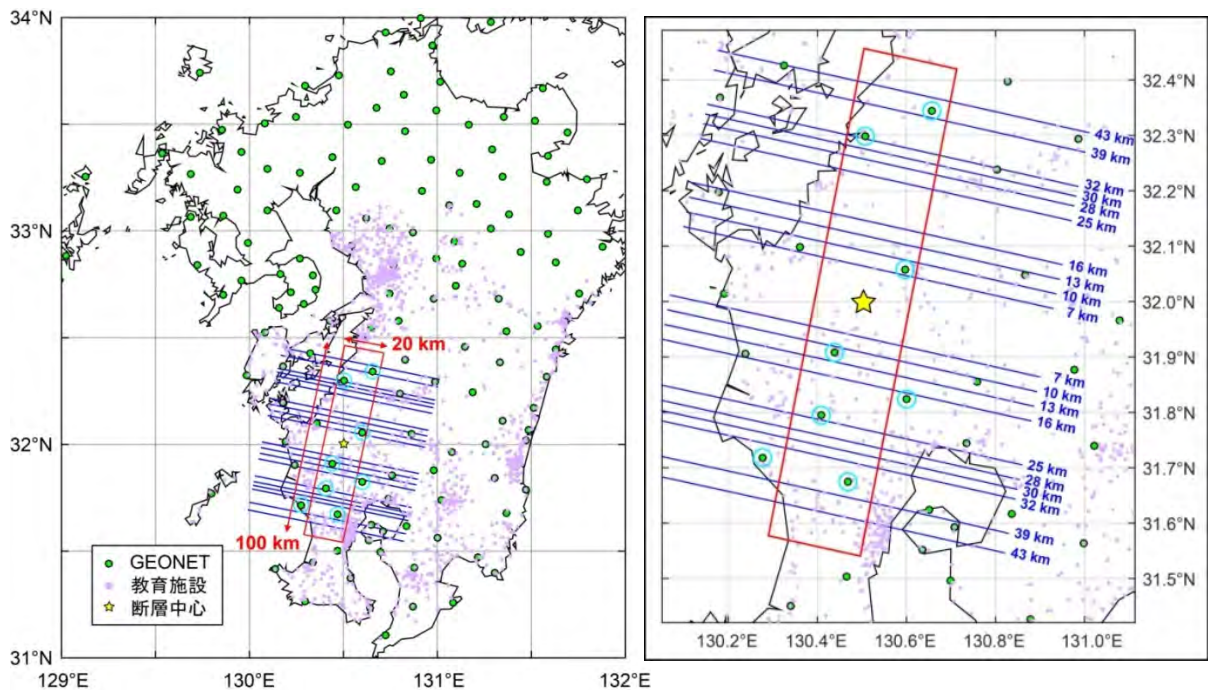


図 3.3-24 最適な観測点配置の平面図

GEONET 観測点を緑色の円、鹿児島県・熊本県・宮崎県内の教育施設を紫色の円、断層中心を星で示した。また、モデルパラメータ解像度行列の計算に用いた GEONET 8 観測点を水色の円で示した。青色の線は、解像度計算の結果得られた最適な観測点距離を示し、断層中心からの距離がそれぞれ、7、10、13、16、25、28、30、32、39 及び 43 km の地点を表している。なお、最適な観測点は、解像度計算を経て、赤色長方形で示した幅 20 km、長さ 100 km の領域内で探索した。対象領域の拡大図を右図に示した。

② 観測機器

九州南部のせん断帯を対象とした GPS 稠密観測を行うにあたって、GNSS 受信機とそれらの駆動を補助する架台式ソーラー蓄発電システムを導入した。このシステムは、GNSS 受信機として GPS、GLONASS、QZSS 信号の受信が可能な Trimble 社製 Trimble NetR9 を、GNSS アンテナとしてマルチパスを強力に除去できる特殊な素材を使用している Trimble 社製 Zephyr 2 をそれぞれ 7 台導入した。残りの 3 台の受信機については、原子力機構が所有する Trimble 5700 を使用した。また、受信機及びアンテナは、これらに電力を供給するための架台式ソーラー蓄発電システムと一体として各地点での観測に用いる (図 3.3-25)。これらの架台は、簡易的に設置・撤収が可能な可搬型であること、観測機器による部分影や環境温度の上昇が発電効率へ及ぼす影響が十分に少ないものであること、錆による腐食に強く、アンテナ・ソーラーパネルなどの外部機器装着に対して十分な強度を持つ素材で構成される必要があるため、強化プラスチックを使用している。また、台風などの風水害や自然災害の発生に係る機器の破損や機器内部への漏水に対して、十分な備えのなされた設計となっている。架台内部には、GNSS 受信機、12V のディープサイクル AGM 型鉛蓄電池、充電放電コントローラーなどが収納されている。充電放電コントローラーについては、AGM 型鉛蓄電池と外部のソーラーパネルとの充電が安全かつ安定的に行えるように制御する機器である。また、装置架台外部に装着するソーラーパネルに関しては、無日照時間が 5 日以上継続した場合でも、GNSS 観測データの収録が停止しないよう、架台 1 台につき 3 セットとした。なお、消費電力は、通信に要する電力も含めて 6 W 未満の設計となっている。架台の寸法は、幅 1.9 m、奥行き 1.4 m、高さ 1.1 m である (図 3.3-25)。

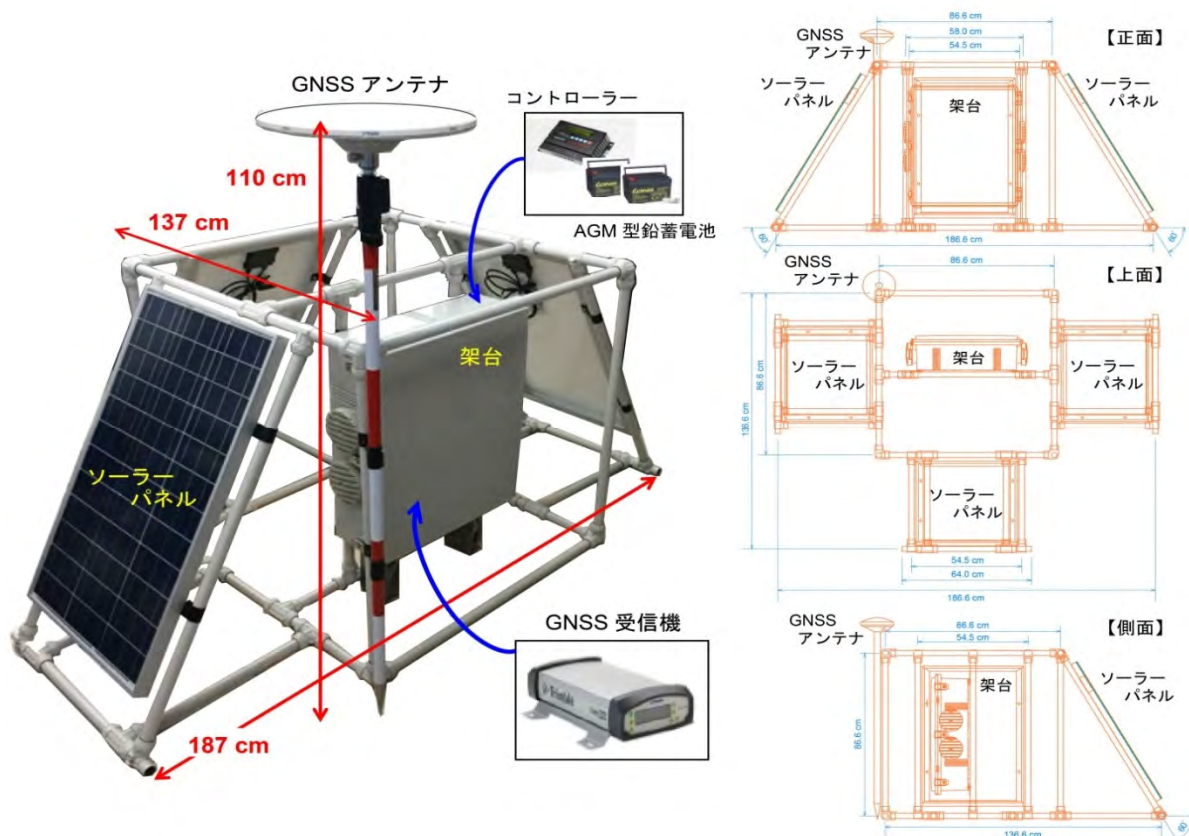


図 3.3-25 GNSS 受信機及び架台式ソーラー蓄発電システムの外観と設計図

可搬型かつ腐食に強いことを理由に、架台の骨組みは防錆対策用プラスチックを、GNSS 受信機や AGM 型鉛蓄電池などを収納するボックスは、高難燃性樹脂を使用している。また、十分な電力確保のため、3 枚のソーラーパネルを装着している。

③ 観測点の設置及び観測状況

上述のモデルパラメータの解像度の計算により決定した最適な観測点配置（断層中心からの距離）を踏まえて、観測点への GNSS 機器の設置を平成 28 年 2 月 22 日～3 月 9 日に行い、連続観測を開始した。各観測点の設置状況やデータ取得情報について以下に記載する。今後は、当該観測を継続することで九州南部のせん断帯における地殻変動の詳細な特徴を把握し、本事業で構築する地殻変動シミュレーションの解析結果との比較及び検証を行っていく（図 3.3-26）。

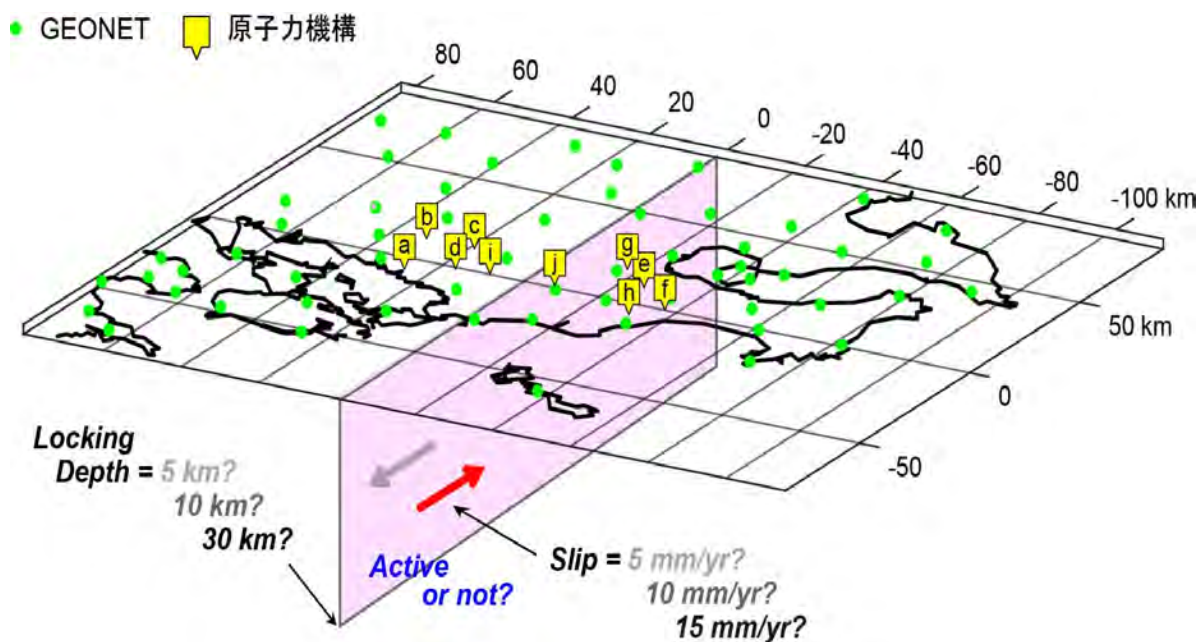


図 3.3-26 GEONET 観測点と原子力機構の観測点配置の概略図

九州地方の GEONET 観測点を緑色の丸で示した。また、本事業でターゲットとしているすべり面（活断層としては認定されていない）を桃色で示した。この地殻変動観測を通じて、ターゲットとするすべり面の固着域の深さ（Locking depth）やすべり速度（slip）がどの程度であるかを把握し、この領域で起きているひずみの蓄積過程や変形様式を解明する。なお、黄色で示した原子力機構の観測点に記されたアルファベットについては、次ページ以降に示した観測点に対応している。

(a) 熊本県葦北郡津奈木町（津奈木町役場、断層中心からの距離：25 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 2 月 22 日
- ・ 観測点コード：TUNG
- ・ 施工： 架台固定の為に屋上壁面への穿孔は行わず、注水式ウエイト（10 kg、25 kg）のみで架台を固定した。また、アンテナについては既設の配管に金具を用いて固定した。



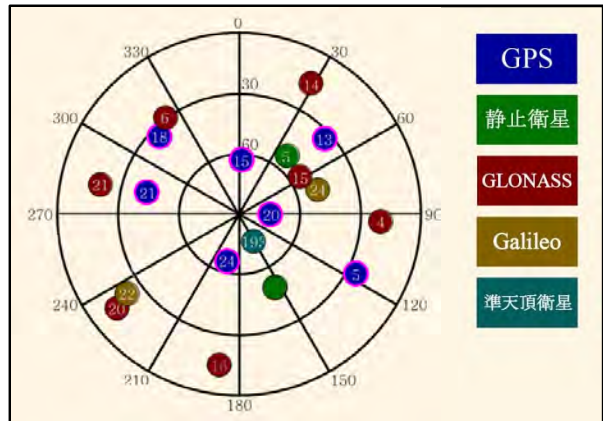
架台の外観



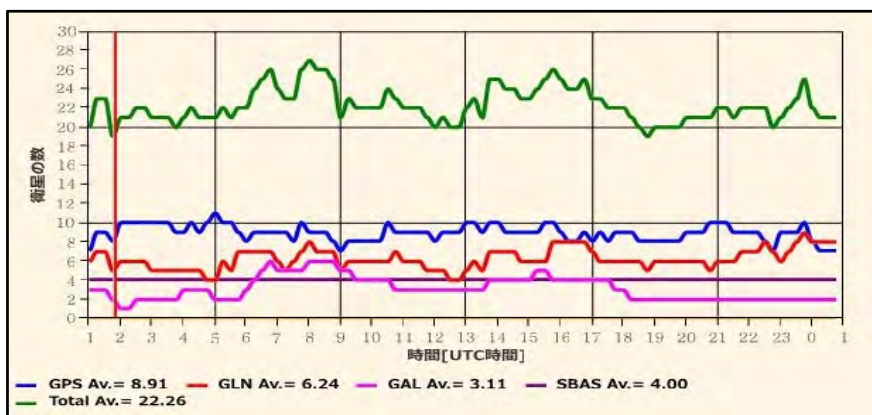
アンテナの設置状況



架台内の装置



GPS 衛星などの配置図(平成 28 年 2 月 22 日)



24 時間以内の可視衛星数（青線が GPS 衛星、データは平成 28 年 3 月 11 日）

図 3.3-27 熊本県葦北郡津奈木町役場における地殻変動観測概要

(b) 熊本県球磨郡球磨村（球磨村役場、断層中心からの距離：30 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 2 月 22 日
- ・ 観測点コード：KUMA
- ・ 施工：架台固定の為、屋上北壁面へ 2ヶ所の穿孔を行い、架台をワイヤーと注水式ウエイトで固定した。また、アンテナは側壁上面にボルトを用いて固定した。



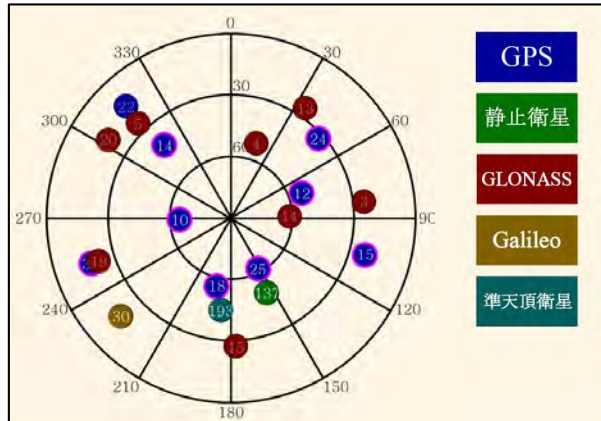
架台の外装



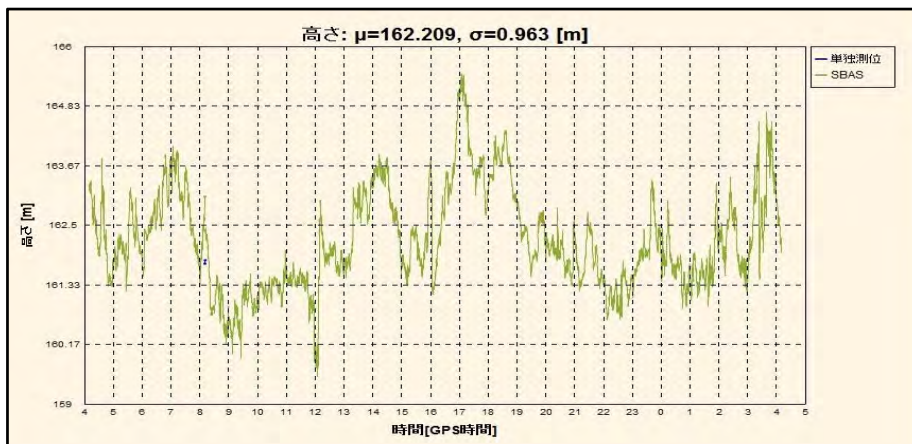
アンテナの設置状況



穿孔箇所(左)とアンテナ設置場所(右)



GPS 衛星などの配置図(平成 28 年 2 月 22 日)



高さ方向の変化（データは、平成 28 年 3 月 11 日）

図 3.3-28 熊本県球磨郡球磨村役場における地殻変動観測概要

(c) 鹿児島県伊佐市（伊佐市立山野中学校、断層中心からの距離：13 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 2 月 23 日
- ・ 観測点コード：YMNO
- ・ 施工： 架台固定の為、校舎屋上に設置されたフェンスを利用し、架台をワイヤーと注水式ウエイトで固定した。また、アンテナは側壁上面にボルトを用いて固定した。



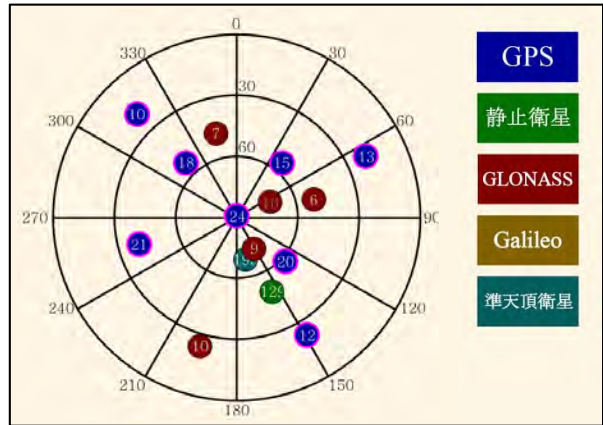
架台の外観



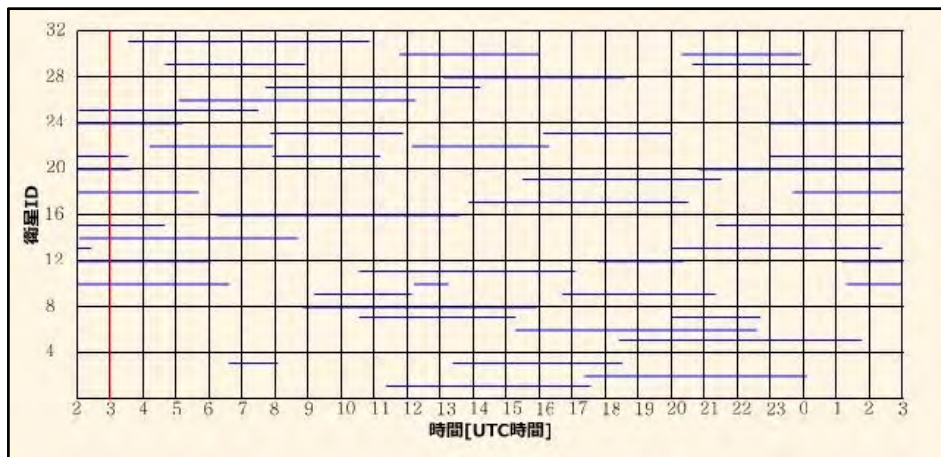
アンテナの設置状況



アンテナ設置のために施工したボルト



GPS 衛星などの配置図(平成 28 年 2 月 23 日)

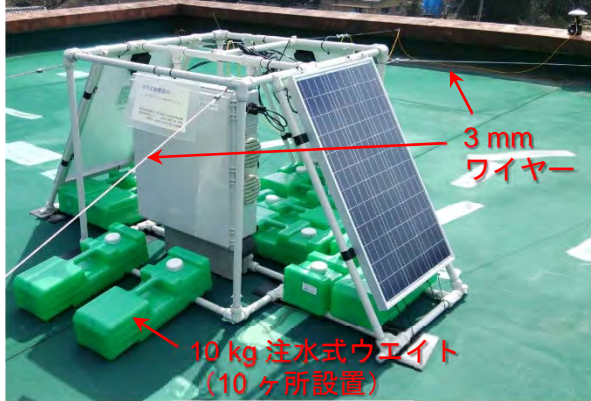


24 時間以内の GPS 衛星捕捉状況（データは、平成 28 年 2 月 23 日）

図 3.3-29 鹿児島県伊佐市立山野中学校における地殻変動観測概要

(d) 鹿児島県出水市（出水市立上場小学校、断層中心からの距離：10 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 2 月 24 日
- ・ 観測点コード：UWAB
- ・ 施工： 架台固定の為、屋上壁面へ 4ヶ所の穿孔を行い、架台をワイヤーと注水式ウエイトで固定した。また、アンテナは側壁上面にボルトを用いて固定した。



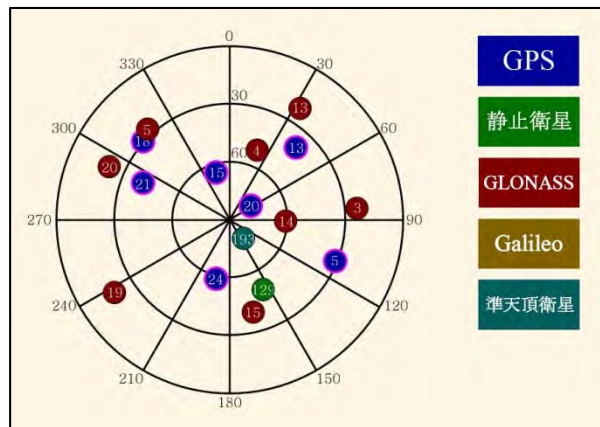
架台の外観



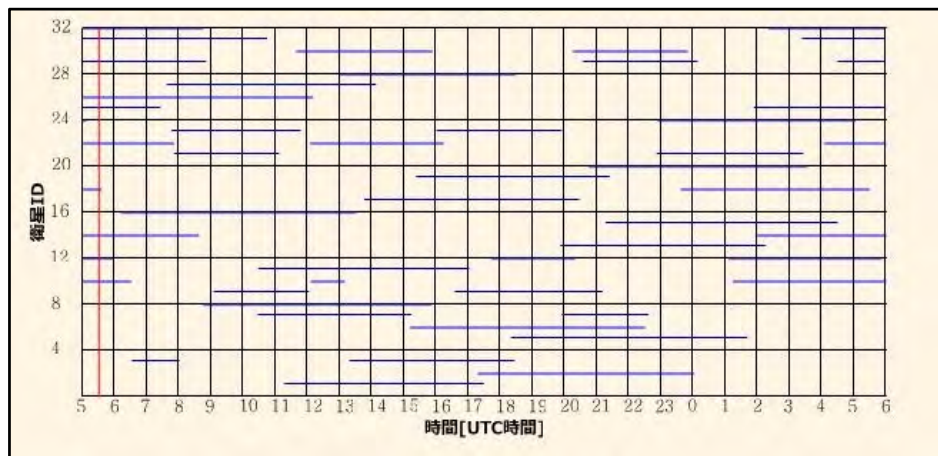
アンテナの設置状況



穿孔箇所とワイヤーの施工状況



GPS 衛星などの配置図(平成 28 年 3 月 10 日)



24 時間以内の GPS 衛星捕捉状況（データは、平成 28 年 3 月 10 日）

図 3.3-30 鹿児島県出水市立上場小学校における地殻変動観測概要

(e) 鹿児島県鹿児島市（鹿児島市立花尾小学校、断層中心からの距離：32 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 2 月 24 日
- ・ 観測点コード：HNAO
- ・ 施工： 架台固定の為、屋上壁面へ 2ヶ所の穿孔を行い、架台をワイヤーと注水式ウエイトで固定した。また、アンテナは側壁上面にボルトを用いて固定した。



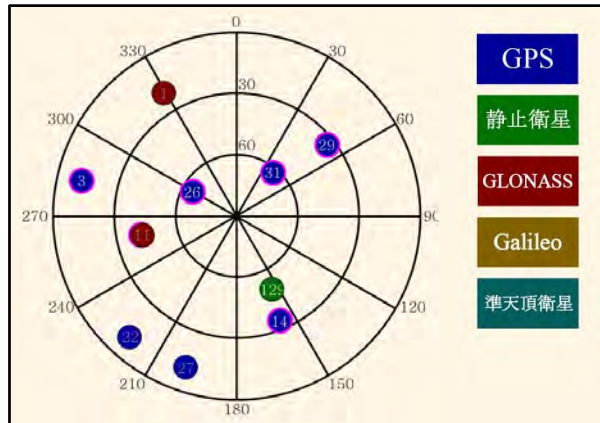
架台の外観



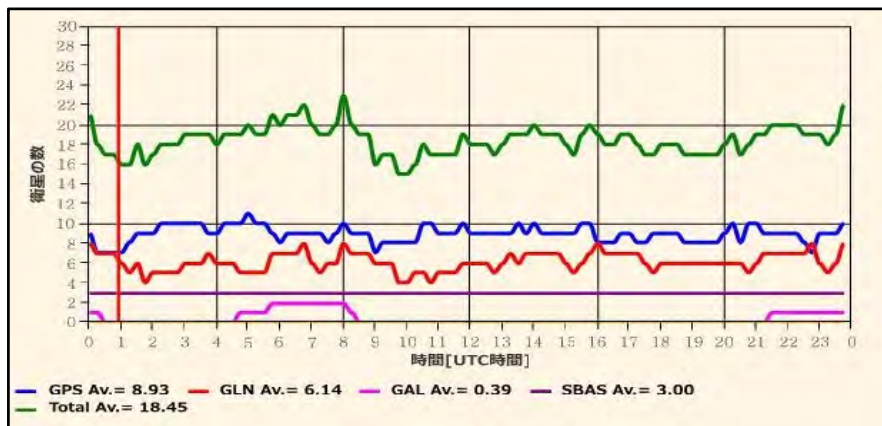
アンテナの設置状況



穿孔箇所(左)とアンテナ用ボルト(右)



GPS 衛星などの配置図(平成 28 年 3 月 10 日)



24 時間以内の可視衛星数（青線が GPS 衛星、データは平成 28 年 3 月 10 日）

図 3.3-31 鹿児島県鹿児島市立花尾小学校における地殻変動観測概要

(f) 鹿児島県日置市（日置市立伊集院中学校、断層中心からの距離：43 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 3 月 6 日
- ・ 観測点コード：IJYI
- ・ 施工： 架台固定の為、屋上壁面へ 1 ヶ所の穿孔を行い、架台をワイヤーと注水式ウエイトで固定した。さらに、2 ヶ所については屋上のフェンスを、1 ヶ所については既設のソーラーパネル土台を利用し、架台の固定を行った。また、アンテナは側壁上面にボルトを用いて固定した。



架台の外観



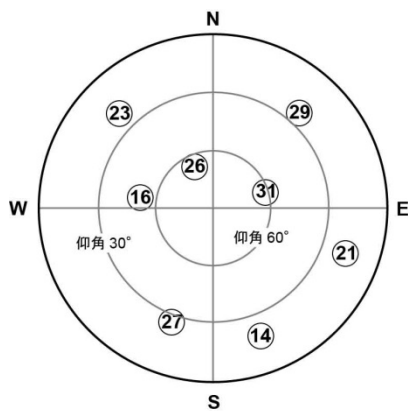
アンテナの設置状況



穿孔箇所にアンカーを施工



既設のソーラーパネル土台にワイヤーを固定



GPS 衛星の配置図（平成 28 年 3 月 6 日）

図 3.3-32 鹿児島県日置市立伊集院中学校における地殻変動観測概要

(g) 鹿児島県鹿児島市（鹿児島市立吉田小学校、断層中心からの距離：28 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 3 月 7 日
- ・ 観測点コード：YSHD
- ・ 施工：架台固定の為、屋上壁面へ 4ヶ所の穿孔を行い、架台をワイヤーと注水式ウエイトで固定した。また、アンテナは側壁上面にボルトを用いて固定した。



架台の外観



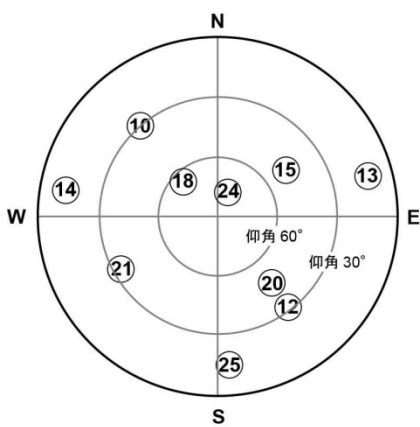
アンテナの設置状況



穿孔箇所にアンカーを施工



アンテナ固定用ボルト



GPS 衛星の配置図（平成 28 年 3 月 7 日）

図 3.3-33 鹿児島県鹿児島市立吉田小学校における地殻変動観測概要

(h) 鹿児島県日置市（日置市立湯田小学校、断層中心からの距離：39 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 3 月 7 日
- ・ 観測点コード：YUDA
- ・ 施工： 架台固定の為、屋上壁面へ 3ヶ所の穿孔を行い、架台をワイヤーと注水式ウエイトで固定した。また、アンテナは側壁上面にボルトを用いて固定した。



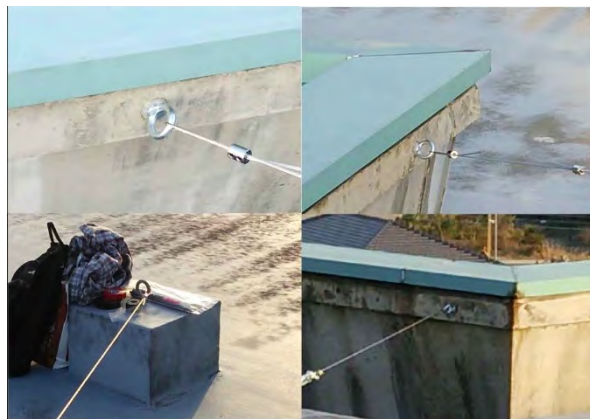
架台の外観

10 kg 注水式ウエイト
(10ヶ所設置)

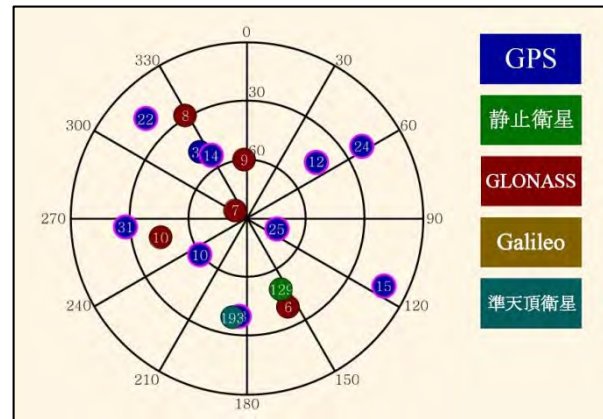


アンテナの設置状況

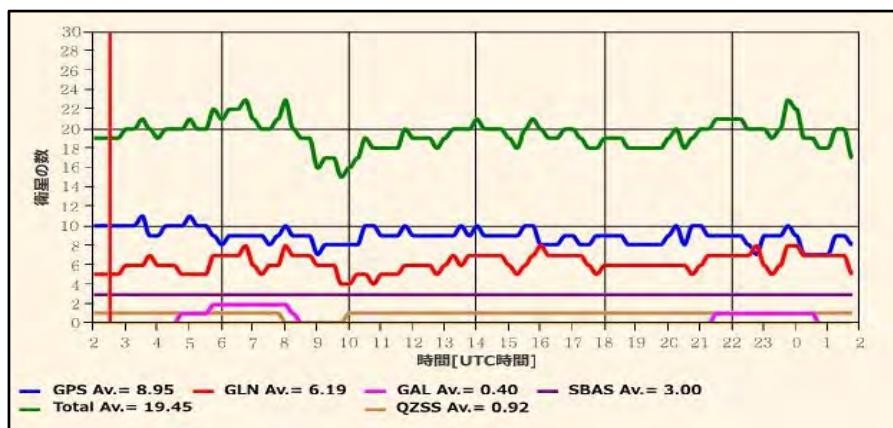
壁面には4ヶ所の
穿孔を行った



穿孔箇所にアンカーを施工



GPS 衛星などの配置図（平成 28 年 3 月 7 日）

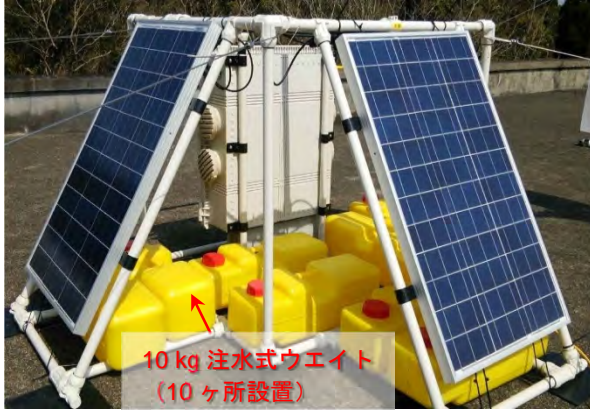


24 時間以内の可視衛星数（青線が GPS 衛星、データは平成 28 年 3 月 7 日）

図 3.3-34 鹿児島県日置市立湯田小学校における地殻変動観測概要

(i) 鹿児島県伊佐市（伊佐市立羽月北小学校、断層中心からの距離：7 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 3 月 8 日
- ・ 観測点コード：HTUN
- ・ 施工：架台固定の為、屋上壁面へ 2ヶ所の穿孔を、残る 2ヶ所は、既設のフックを使用し、架台をワイヤーと注水式ウエイトで固定した。アンテナは側壁上面にボルトを用いて固定した。



架台の外観



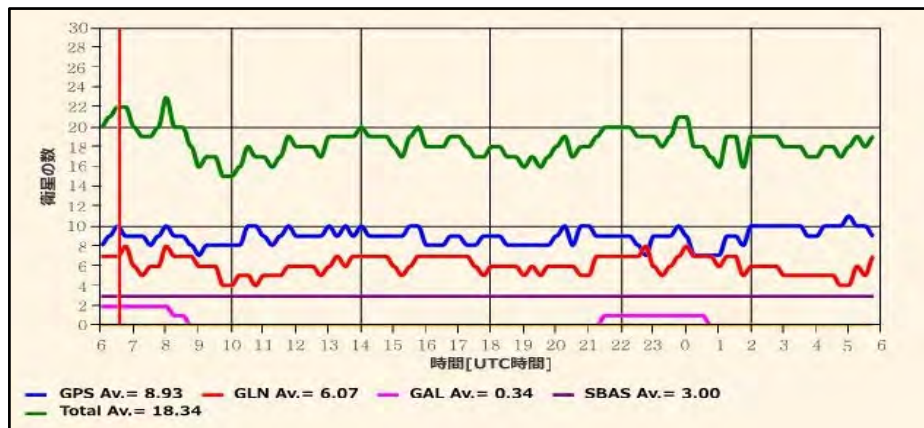
アンテナの設置状況



アンカーの施工状況



アンテナ設置のために施工したボルト



24 時間以内の可視衛星数（青線が GPS 衛星、データは平成 28 年 3 月 10 日）

図 3.3-35 鹿児島県伊佐市立羽月北小学校における地殻変動観測概要

(j) 鹿児島県薩摩郡さつま町（さつま町山崎地区公民館、断層中心からの距離：16 km）

- ・ 機材設置日：平成 28 年 3 月 8 日
- ・ 観測点コード：ZKYM
- ・ 施工：架台固定の為、屋上壁面へ 2ヶ所の穿孔を行い、架台をワイヤーと注水式ウエイトで固定した。また、アンテナは側壁上面にボルトを用いて固定した。



架台の外観



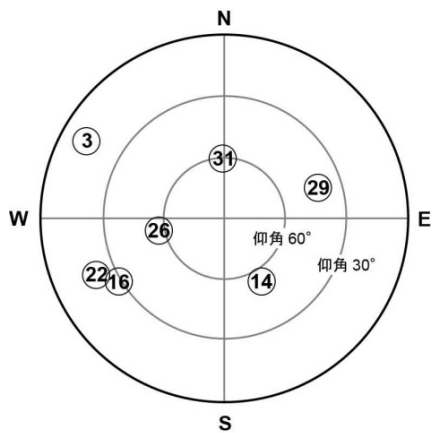
アンテナの設置状況



穿孔箇所アンカーを施工



アンテナ固定用ボルト



GPS 衛星の配置図（平成 28 年 3 月 8 日）

図 3.3-36 鹿児島県薩摩郡さつま町山崎地区公民館における地殻変動観測概要

3.3.4 まとめ

本事業では、過去から現在、さらには将来の地殻変動を予測する手法の開発を目的として、地下構造の粘弾性不均質を考慮した地殻変動シミュレーション技術の構築に着手した。平成 27 年度は、シミュレーションの境界条件となるパラメータを検討するとともに、シミュレーションの妥当性を検討するために必要な観測を開始した。

このうち、過去の変動に基づいたプレート間の相互作用モデルの構築では、日本列島における活断層データに基づいた地質学的ひずみ速度分布を推定することで、長期にわたるプレート間の相互作用モデルについて検討した。地殻変動シミュレーションの実施にあたっては、ここで得られた結果に基づいて、地殻に作用させる外力を与えることが可能であると考えられる。

地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討においては、火山地域の周辺における測地学的観測データに基づいて深部流体に関する粘性係数の推定を行うとともに、地殻の粘弾性不均質を考慮したシミュレーションに関する予備解析を実施した。その結果、深部流体の粘性係数はマントルのそれに比べて有意に小さいことが明らかになった。また、このような地殻内の粘弾性不均質は、その周辺の地殻変動に大きく寄与することを示した。これらの成果は、地殻変動シミュレーションに必要な物性値情報を与えるとともに、地殻内の粘弾性不均質を考慮することの重要性を示唆する。

また、過去～現在の地殻変動に係るデータの取得においては、九州南部のせん断帯及びその周辺を対象とした古地磁気測定及び測地学的観測データの解析を実施し、比較的若い時代に開始したと考えられるせん断帯の活動に関するデータを蓄積した。しかしながら、その詳細な活動特性を十分に把握するためには、より精密な地殻変動の観測が必要であると考えられるため、当該地域における GPS 稠密観測を開始した。今後、せん断帯における観測を継続することで、活動のメカニズムを含め、本事業で目指す地殻変動予測技術の妥当性を検討するための有効なデータが得られると考えられる。

本事業で用いた PALSAR データの一部は、PIXEL (PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface) において共有しているものであり、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) と東京大学地震研究所との共同研究契約により JAXA から提供されたものである。また、干渉画像の処理過程においては、国土地理院発行の数値地図 10 m メッシュ (標高) を元にした DEHM を使用した。また、GPS 稠密観測においては、観測点の設置や施設の使用にあたり、関係する自治体などにご協力を頂いた。記して感謝申し上げます。

引用文献

- 1) 笠原慶一, 杉村 新, 変動する地球 I - 現在および第四紀 -, 岩波書店, 1978, 岩波講座地球科学 10, 296p.
- 2) 松田時彦, 地殻変動からみた第三紀/第四紀 - 第四紀地殻変動の一樣観の検討 -, 地球, vol.10, 1988, pp.599-603.
- 3) 梅田浩司, 谷川晋一, 安江健一, 地殻変動の一樣継続性と将来予測 - 地層処分安全評価の視点から -, 地学雑誌, vol.122, 2013, pp.385-397.
- 4) 池田安隆, 活断層研究と日本列島の現在のテクトニクス, 活断層研究, vol.15, 1996, pp.93-99.
- 5) 鷲谷 威, 測地学的歪み速度と地質学的歪み速度の矛盾は解消可能か?, 地球, vol.46, 2004, pp.183-189.
- 6) Kaizuka, S., 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.
- 7) 橋本 学, 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度 (I): 本州・四国・九州, *地震* 2, vol.43, 1990, pp.13-26.
 - 8) Shen-Tu, B., Holt, W.E., and Haines, A.J., Intraplate deformation in the Japanese Islands: a kinematic study of intraplate deformation at a convergent plate margin, *Journal of Geophysical Research*, vol.100, 1995, pp.24275-24293.
 - 9) 池田安隆, 岡田真介, 田力正好, 東北日本島弧—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.
 - 10) Takada, Y. and Fukushima, Y., Volcanic subsidence triggered by the 2011 Tohoku earthquake in Japan, *Nature Geoscience*, vol.6, 2013, pp.637-641.
 - 11) Ozawa, T. and Fujita, E., Local deformations around volcanoes associated with the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol.118, 2013, pp.390-405.
 - 12) Takayama, H., Yoshida, A., Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data, *Journal of Geophysical Research*, vol.112, 2007, B06413, doi:10.1029/2006JB004690.12p.
 - 13) 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.
 - 14) Aizawa, K., Koyama, T., Hase, H., Uyeshima, M., Kanda, W., Utsugi, M., Yoshimura, R., Yamaya, Y., Hashimoto, T., Yamazaki, K., Komatsu, S., Watanabe, A., Miyakawa, K. and Ogawa, Y., Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the Kirishima Volcanoes as inferred from broadband magnetotelluric data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol.119, 2014, pp.198-215.
 - 15) 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.
 - 16) 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.
 - 17) Segall, P., *Earthquake and Volcano Deformation*, Princeton University Press, 2010, 456p.
 - 18) 産業技術総合研究所, 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 2012, https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
 - 19) Wesnousky, S.G., Scholz, G.H. and Shimazaki, K., Deformation of an island arc: Rates of moment release and crustal shortening in intraplate Japan determined from seismicity and Quaternary fault data, *Journal of Geophysical Research*, vol.87, 1982, pp.6829-6852.
 - 20) Kostrov, V.V., Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, vol.1, 1974, pp.23-40.
 - 21) Sagiya, T., Miyazaki, S. and Tada, T., Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, *Pure and Applied Geophysics*, vol.157, 2000, pp.2303-2322.
 - 22) Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A., The applicability of frictional reactivation theory to active faults in Japan based on slip tendency analysis, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.411, 2015, pp.188-198.
 - 23) Wang, K., Stress-strain 'paradox', plate coupling, and forearc seismicity at the Cascadia and Nankai subduction zones, *Tectonophysics*, vol.319, 2000, pp.321-338.
 - 24) 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, 湯通堂 亨, 石倉信広, 菅原安宏, 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.
 - 25) DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., Current plate motions, *Geophysical Journal International*, vol.101, 1990, pp.425-478.
 - 26) DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical*

- Research Letters*, vol.21, 1994, pp.2191-2194.
- 27) Sella, G.F., Dixon, T.H. and Mao, A., REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, vol.107, 2002, doi:10.1029/2000JB000033.
 - 28) Altamimi, Z., Métivier, L. and Collilieux, X., ITRF2008 plate motion model, *Journal of Geophysical Research*, vol.117, 2012, doi:10.1029/2011JB008930.
 - 29) Ozawa, S., Nishimura, T., Suito, H., Kobayashi, T., Tobita, M. and Imakiire, T., Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, vol.475, pp.373-376, 2011, doi:10.1038/nature10227.
 - 30) 飯尾能久, 内陸地震の発生過程, *地震* 2, vol.61, 2009, pp.365-377.
 - 31) 西村卓也, 測地観測によって明らかになった新潟県中越沖地震に伴う地殻変動と地震に同期した活褶曲の成長, *活断層研究*, vol.32, 2010, pp.41-48.
 - 32) Noda, A., Matsu'ura, M., Physics-based GPS data inversion to estimate 3-D elastic and inelastic strain fields, *Geophysical Journal International*, vol.182, 2010, pp.513-530.
 - 33) Itasca, FLAC3D, <http://www.itascacg.com/software/flac3d>, (2016.1.22).
 - 34) Asamori, K., Umeda, K., Ogawa, Y. and Oikawa, T., Electrical Resistivity Structure and Helium Isotopes around Naruko Volcano, Northeastern Japan and Its Implication for the Distribution of Crustal Magma, *International Journal of Geophysics*, vol.2010, doi:10.1155/2010/738139.
 - 35) Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. and Rabaut, T., The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, vol.364, 1993, pp.138-142.
 - 36) 小澤 拓, 宮城洋介, RINC による PALSAR-2/InSAR 解析, 日本地球惑星科学連合 2015 年大会予稿集, 2015, STT54-P02.
 - 37) Newman, A.V., Dixon, T.H., Ofoegbu, G.I. and Dixon, J.E., Geodetic and seismic constraints on recent activity at Long Valley Caldera, California: evidence for viscoelastic rheology, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol.105, 2001, pp.183-206.
 - 38) Kato, A., Sakai, S. and Obara, K., A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate, *Earth Planets Space*, vol.63, 2011, pp.745-748.
 - 39) Yoshida, K., Hasegawa, A. and Okada, T., Spatial variation of stress orientations in NE Japan revealed by dense seismic observations, *Tectonophysics*, vol.647-648, 2015, pp.63-72.
 - 40) 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.
 - 41) 中田 高, 今泉俊文編, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002, 68p.
 - 42) Suzuki, T., Late quaternary crustal movements deduced from marine terraces and active faults, joban coastal region, northeast japan, *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, vol.24, 1989, pp.31-42.
 - 43) Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y., Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, *Geophysical Research Letters*, vol.39, 2012, L09306, doi:10.1029/2012GL051491.
 - 44) Hashimoto, C. and Matsu'ura, M., 3-D simulation of tectonic loading at convergent plate boundary zones: Internal stress fields in northeast Japan, *Pure and Applied Geophysics*, vol.163, 2006, pp.1803-1817.
 - 45) Zhao D, The 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.0) sequence and subduction dynamics in Western Pacific and East Asia, *Journal of Asian Earth Science*, vol.98, 2015, pp.26-49.
 - 46) Umeda, K., Asamori, K., Makuuchi, A., Kobori, K. and Hama, Y., Triggering of earthquake swarms following the 2011 Tohoku megathrust earthquake, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol.120, 2015, pp.2279-2291.
 - 47) Umeda, K., Localized extensional tectonics in an overall reverse-faulting regime, Northeast Japan, *Geoscience Letters*, vol.2:12, 2015, 8p.

- 48) 防災科学技術研究所, 防災科学技術研究所研究資料, vol.337, 2009, 272p.
- 49) Suito, H., and Hirahara, K., Simulation of Postseismic Deformations caused by the 1896 Riku-u Earthquake, Northeast Japan: Re-evaluation of the viscosity in the upper mantle, *Geophysical Research Letters*, vol.26, 1999, pp.2561-2564.
- 50) Yamasaki, T. and Seno, T., High strain rate zone in central Honshu resulting from the viscosity heterogeneities in the crust and mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.232, 2005, pp.13-27.
- 51) Zhao, D., Hasegawa, A. and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *Journal of Geophysical Research*, vol.97, 1992, pp.19909-19928.
- 52) 上嶋 誠, 地震発生と水 (電気比抵抗と水), 東京大学出版会, 2003, pp.283-296.
- 53) Hashimoto, C., Noda, A., Sagiya, T. and Matsu'ura, M., Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, 2009, pp.141-144.
- 54) Uchida, N. and Matsuzawa, T., Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, *Earth Planets Space*, vol.63, 2011, pp.675-679.
- 55) Shewchuk, J.R., Triangle: Engineering a 2D Quality Mesh Generator and Delaunay Triangulator, Applied Computational Geometry, *Applied Computational Geometry: Towards Geometric Engineering*, Springer-Verlag, Berlin, 1996, pp.203-222.
- 56) Aagaard, B.T., Knepley, M.G., and Williams, C.A., A domain decomposition approach to implementing fault slip in finite-element models of quasi-static and dynamic crustal deformation, *Journal of Geophysical Research*, vol.118, 2013, doi:10.1002/jgrb.50217, pp.3059-3079.
- 57) Hyodo, M., Hirahara, K., GeoFEM Kinematic Earthquake Cycle Simulation in Southwest Japan, *Pure and Applied Geophysics*, vol.161, 2004, pp.2069-2090.
- 58) Melosh, H.J., Raefsky, A., The dynamical origin of subduction zone topography, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol.60, 1980, pp.333-354.
- 59) 奥田洋司, 中島研吾, 並列有限要素解析<1> クラスタコンピューティング, 培風館, 2004, 205p.
- 60) 日本原子力研究開発機構, 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, 2015, 241p.
- 61) Hooper, A., Zebker, H., Segall, P. and Kampes, B., A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers, *Geophysical Research Letters*, vol.31, 2004, doi:10.1029/2004GL021737.
- 62) Tobita, M., Murakami, M., Fujiwara, S., Rosen, P., Hensley, S. and Werner, C., Correlation studies of JERS-1 SAR interferometry, *Abstract of 1996 Earth and Planetary Science Joint Meeting*, 1996, p.87.
- 63) Menke, W., Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, Academic Press, 1989, 285p.
- 64) Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol.75, 1985, pp.1135-1154.

4. おわりに

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パターンやスケールの把握に必要な百万年以上に及ぶ時間スケール（主に第四紀）の地殻変動とそれに伴う地質環境（地形・地質、水理、地球化学）と地表環境の変動を表現できる数値モデル（地質環境長期変動モデル）の開発とモデル構築に必要な個別の要素技術（革新的要素技術）の開発を進めている。以下に、本事業の平成 27 年度の成果を示す。

4.1 地質環境長期変動モデルの開発

地質環境長期変動モデルの開発では、東濃地域と幌延地域を山間部と平野部の事例としてモデル構築手法を検討すると同時に、これまで個別に進められてきた「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」といった各分野のモデルを統合的に取り扱い（「統合数値モデル化」）、地質環境の長期的な変動を表現できる数値モデルの構築の方法論を整備する。また、モデルの妥当性の確認及び不確実性の評価のための方法論、モデルを効果的に表現する可視化技術の検討も進めている（「モデル検証及び不確実性の評価」）。

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

統合数値モデルについては、分野ごとのモデルを構築し、モデル間のデータフローを検討した。その結果、山間部及び平野部の両地域において、数十 km の空間スケールにおける長期変遷の地下水流動特性評価にあたっては、地形変化が重要因子であると考えられた。平野部である幌延地域においては、重要因子として地形変化に加えて気候変動を抽出した。

統合数値モデルの検証については、構築したモデルと現在の情報は矛盾しないことから、おおむね妥当であり、個別に構築された地下水流動モデルと地球化学モデルとの比較によって、各分野を統合したモデルの妥当性を確認できることが示された。

可視化技術については、時間変化する現象を可視化する方法について整理し、百万年以上に及ぶ時間スケールで変化していく地質環境を効果的に可視化する技術としては、「人間が設定した変化の要所の間をコンピュータが補間する方法」と「パラメータを設定して計算した結果を示す方法」が有効であることを示した。これらの方法を用いた可視化の例として、地形変化のシナリオと地形変化のシミュレーションの結果について示した。

4.1.2 地形・地質モデル

百万年以上前から現在までの複数の時間断面における三次元地形モデルと三次元地質モデルを構築する際の手法を提示した。作成した地形・地質モデルについては、地形的特徴や既存の地質断面図との比較などから定性的にその妥当性を検討した。

一方、地形・地質モデルの高度化を目指した個別課題においては、堆積物を供給した後背地の風化状態を推定する手法を検討するために、陶土層を対象とした鉱物・化学分析を実施し、古風化度の現実的な評価に結びつく結果が得られた。また、断層発達史の解明手法を検討するために断層岩を用いた観察記載・分析を行い、断層活動時に形成した変質鉱物の組成を明らかにできたことで、断層活動に伴う変質環境を詳しく検討できる見通しが得られた。

4.1.3 水理モデル

平成 25 年度に整理した各地域の地下水流動特性に関わる FEP の相関に基づき、地下水流動特性に大きな影響を及ぼす可能性がある影響因子を感度パラメータとして抽出するとともに、平成

26年度に検討した評価手法を用いた地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の推定、地下水流動特性評価における重要因子の抽出を行った。

その結果、東濃地域及び幌延地域において、地形・地質モデル及び地表環境モデルとの統合を図りつつ、山間部及び平野部を対象とした場合の地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価、並びに地下水流動特性評価における重要因子の抽出のためのアプローチを具体例として示すことができた。影響因子による地下水流動特性の影響度及び変化量を評価するにあたっては、最も感度の高い評価項目である地下水の移行時間を評価指標とすることで、地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布の評価が可能であることを示すことができた。また、山間部である東濃地域での数十 km の空間スケールにおける長期変遷の地下水流動特性評価における重要因子として、地形変化を抽出した。平野部である幌延地域においては、数十 km の空間スケールにおける長期変遷の地下水流動特性評価における重要因子として地形変化と気候変動を抽出した。さらに、平野部は山間部と比較して地下水流動特性は緩慢であるものの、自然現象の変化に対する感度が高い特徴があることを定量的に示すことができた。

4.1.4 地球化学モデル

東濃地域及び幌延地域（海岸部を含む）において、長期的な地質現象を考慮した地下水流動解析の結果に基づいて推定された地下水流動状態の長期的な変動性の空間分布と地球化学特性の分布を比較した。その結果、地下水流動状態の長期的な変動性が小さい領域においては、長期的な地下水の滞留を示唆する地球化学特性が確認された。一方で、地下水流動状態の長期的な変動性が大きい領域においても、pH や酸化還元状態といった地球化学特性は長期的に安定状態にあったと推察される。このことから、水理学的プロセスにより地球化学特性が影響を受けうる領域と、鉱物反応のような地球化学プロセスにより地球化学特性が形成される領域といった領域の分布を区別して地球化学特性の長期変遷を考察する必要があると考えられた。

4.1.5 地表環境モデル

平成 26 年度までに検討した地下水涵養量推定技術の成果を活用して、過去のいくつかの時間断面に対する地表・水文環境を推定し、山間部における適用可能性を示した。また、推定された地表・水文環境や地形・地質発達史をもとに、過去のいくつかの時間断面に対する地表環境の状態を整理するための一覧表を作成し、地表環境の概念化に必要な因子を抽出した。これらにより、山間部における地表環境の状態を設定するにあたっての着眼点を整理することができた。

4.2 革新的要素技術の開発

長期的な時間スケールでのモデル化及びその解析評価に必要な技術として、山地や丘陵の形成過程を推定する「後背地解析技術」、過去の地下水の化学的状态とその時代を推定する「炭酸塩鉱物測定技術」、過去から将来の地殻変動を数値シミュレーションから推定する「地殻変動予測技術」の開発を進めている。

4.2.1 後背地解析技術

堆積物中の石英粒子とその堆積物周辺に分布する基盤岩中の石英の ESR・OSL・TL の信号特性を比較し、これらの信号特性を用いた堆積物の供給源を推定する手法の有効性を検討した。その結果、供給源が異なると考えられる堆積物において、ESR 信号特性が異なる傾向が認められた。また、基盤岩の ESR 信号特性は、堆積物で認められる ESR 信号特性の傾向と調和的であった。さらに、コア試料を用いた測定の結果、同程度の深度の試料で比較的近い値を示し、深度に伴っ

て強度が変化する傾向が認められ、ESR 信号特性は供給源の変化を示している可能性が示された。一方、OSL 測定と TL 測定の結果については、本研究では現時点において後背地の変化を捉えることは困難であった。

また、後背地解析に有効な地球化学的特性を効率的に把握するため、EPMA を用いた高速定量分析に基づく重鉍物の同定手法と元素マッピング手法、ジルコンを対象とした元素組成分析手法、CHIME 年代測定手法を構築した。

さらに、堆積物の帯磁率異方性を用いた古流向解析法の有効性を確認した。

堆積年代を明らかにするうえで重要なテフラカタログの作成については、新たに 27 試料についてテフラ対比の基礎となるデータを整備した。

4.2.2 炭酸塩鉍物測定技術

炭酸塩鉍物中の微小領域において地球化学的特性や放射年代を取得するための分析点選定を事前に評価する必要があるため、ルミノスコープを用いた optical-CL 像の観察や、電子顕微鏡に付属した CL 装置を用いた SEM-CL 像の観察による検討を行った。地質学的な意味合いを評価するために必要な分解能に応じて、optical-CL 像の観察と SEM-CL 像の観察を段階的に用いることが効率的であることがわかった。

また、ORP を推定する理論式の妥当性を確認するため、東濃地域の天然の炭酸塩鉍物及び地下水を対象とし、理論式を用いた計算値と実際の地下水の ORP を比較し、理論式が適用できる地化学的な条件を整理した。理論式の適用性を検討する際は、地下水の pH や ORP に加えて、地下水の水質組成や酸化還元状態を決める化学反応を推測することが必要となる。

炭酸塩鉍物の放射年代測定法の開発においては、炭酸塩鉍物の局所領域 U-Pb 年代測定に先駆けて、ジルコンを対象とした U-Pb 同位体分析を行った。Pb 同位体比の高精度な測定が可能となったが、元素比 (Pb / U) の測定では、さらに最適な測定条件を探求する必要があることが判明した。また、炭酸塩鉍物の U-Pb 同位体分析に必要な標準試料の選定及び評価のため、2 試料の標準試料候補を選定してそれぞれの均質性の評価と高精度同位体分析を行った。

地下水年代測定技術の構築においては、高分解能マルチコレクタ希ガス質量分析計の性能把握、及び測定基準用水試料の作成、試料採取機材の開発、ガスの抽出及び精製法の構築を実施した。高分解能マルチコレクタ希ガス質量分析計については、併せて導入された希ガス精製装置とともに、地下水試料の分析に必要な性能を持つことを確認した。

4.2.3 地殻変動予測技術

過去から現在、さらには将来の地殻変動を予測する手法の開発を目的として、地下構造の粘弾性不均質を考慮した地殻変動シミュレーション技術の構築に着手した。平成 27 年度は、シミュレーションの境界条件となるパラメータを検討するとともに、シミュレーションの妥当性を検討するために必要な観測を開始した。

このうち、過去の変動に基づいたプレート間の相互作用モデルの構築では、日本列島における活断層データに基づいた地質学的ひずみ速度分布を推定することで、長期にわたるプレート間の相互作用について検討した。地殻変動シミュレーションの実施にあたっては、ここで得られた結果に基づいて、地殻に作用させる外力を与えることが可能であると考えられる。

地下構造の不均質による非弾性変形に関する検討においては、火山地域の周辺における測地学的観測データに基づいて深部流体に関する粘性係数の推定を行うとともに、地殻の粘弾性不均質を考慮したシミュレーションに関する予備解析を実施した。その結果、深部流体の粘性係数はマントルのそれに比べて有意に小さいことが明らかになった。また、このような地殻内の粘弾性不

均質は、その周辺の地殻変動に大きく寄与することを示した。これらの成果は、地殻変動シミュレーションに必要な物性値情報を与えると同時に、地殻内の粘弾性不均質を考慮することの重要性を示唆する。

また、過去から現在の地殻変動に係るデータの取得においては、九州南部のせん断帯及びその周辺を対象とした古地磁気測定及び測地学的観測データの解析を実施し、比較的若い時代に開始したと考えられるせん断帯の活動に関するデータを蓄積した。しかしながら、その詳細な活動特性を十分に把握するためには、より精密な地殻変動の観測が必要であると考えられるため、当該地域における GPS 稠密観測を開始した。

謝 辞

本事業は、平成 27 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国立研究開発法人日本原子力研究開発機構が受託したものである。

山崎晴雄委員長（首都大学東京 都市環境科学研究科 教授）をはじめ、楮原京子委員（山口大学教育学部 講師）、竹内真司委員（日本大学 文理学部 准教授）、遠田晋次委員（東北大学 災害科学国際研究所 教授）、古市幹人委員（国立研究開発法人海洋研究開発機構 主任研究員）、吉田英一委員（名古屋大学博物館 教授）（以上、五十音順）には、本事業の実施にあたって設置した「地質環境長期安定性評価確証技術開発委員会」において有益な意見・助言をいただいた。

経済産業省 資源エネルギー庁 電気・ガス事業部 放射性廃棄物対策課の島田顕臣課長補佐、真田祐幸氏及び横田秀晴氏には、事業全般にわたってご指導をいただいた。

ここに深く感謝いたします。