

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

平成 26 年 3 月

独立行政法人日本原子力研究開発機構

本報告書は、経済産業省資源エネルギー庁からの委託事業として、独立行政法人日本原子力研究開発機構が実施した平成 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」の成果を取りまとめたものである。

要 旨

本事業は、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）として、経済産業省資源エネルギー庁から独立行政法人日本原子力研究開発機構が受託したものである。

本事業では、国の地層処分基盤研究開発の全体計画に示された、地質環境特性の時間的な変化や地質環境の超長期的な変化を評価するための体系的な方法論（地質環境長期変遷モデルや革新的分析技術などの要素技術）の構築の必要性に応え、実施主体である原子力発電環境整備機構や安全規制関係機関が、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、技術基盤を整備していくという点をより重視している。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した。

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「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」を複数年度にわたって進めていく。「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」、「生活圏モデル」を統合して、過去から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できる三次元地質環境長期変動モデルの開発を進める。また、「統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価」として、先端計算科学技術や先進可視化技術を可能な限り取り込んで個別モデルの統合化や数値化を進めるとともに、モデルを検証するための方法論や不確実性を定量化するための技術開発も併せて実施する。「革新的要素技術の開発」では、地質環境長期変動モデルを構築していく上で、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要素技術を開発する。具体的には、「後背地解析技術」、「炭酸塩鉱物の放射年代測定技術」、「炭酸塩鉱物の酸化還元電位推定技術」、「地下水涵養量予測技術」の開発を進める。これらの開発研究で得られた科学的知見や方法論については、これまでに日本原子力研究開発機構が開発してきた「次世代型サイト特性調査情報統合システム (ISIS)」によって効率的かつ体系的に統合する。

平成 25 年度は、「地質環境長期変動モデルの開発」において、まず自然現象による変化を定量的に記述することが必要であることから、自然界で発生するイベント間の相関関係を明確に示した国際 FEP リストに基づいて、地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデル、生活圏モデルの各モデルに影響を与える FEP の抽出や相関の検討、長期変遷シナリオの整理などを実施した。特に地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデルについては、実際の沿岸部と内陸部の事例として、北海道北部の幌延地域と中部地方の東濃地域において実施した。両地域には深地層の研究施設があり、この地域において現段階で得られている最先端の知見を用いることで、将来予測の方法論を科学的に示すことが可能と考えられる。また、統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価では、既往研究の成果を整理し、モデル化対象領域の検討、時間分解能の検討、外挿法に基づく将来予測及び不確実性の検討を実施した。さらに、これらの情報に基づき、地質環境長期変動モデルを開発する上での、各モデルにおける現状の到達点と課題を抽出した。

「革新的要素技術の開発」では、各要素技術に関する既存の技術や研究例に関する情報を整理し、技術開発における問題点や課題などを抽出するとともに、それらを踏まえて技術開発の内容や方向性を検討した。また、後背地解析技術と炭酸塩鉱物の放射年代測定技術においては、技術開発に必要なシステムとして、分析装置を整備し、その装置の性能確認や予察的な分析を実施した。地下水涵養量予測技術においては、技術開発で必要となる古気候・古環境の推定法について微化石分析を実施して検討した。

目 次

1. はじめに	1
1.1 本事業の背景と目的	1
1.2 本事業の概要	1
1.2.1 地質環境長期変動モデルの開発	2
1.2.2 革新的要素技術の開発	3
1.3 平成 25 年度実施概要	5
1.3.1 地質環境長期変動モデルの開発	5
1.3.2 革新的要素技術の開発	5
1.4 本報告書の構成	5
2. 地質環境長期変動モデルの開発	7
2.1 地形・地質モデル	7
2.1.1 背景と目的	7
2.1.2 アプローチ	7
2.1.3 実施結果	8
2.1.4 まとめと今後の課題	64
2.2 水理モデル	74
2.2.1 背景と目的	74
2.2.2 アプローチ	74
2.2.3 実施結果	74
2.2.4 まとめと今後の課題	80
2.3 地球化学モデル	83
2.3.1 背景と目的	83
2.3.2 アプローチ	83
2.3.3 実施結果	83
2.3.4 まとめと今後の課題	91
2.4 生活圏モデル	93
2.4.1 背景と目的	93
2.4.2 アプローチ	95
2.4.3 実施結果	95
2.4.4 まとめと今後の課題	99
2.5 統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価	101
2.5.1 背景と目的	101
2.5.2 アプローチ	101
2.5.3 実施結果	101
2.5.4 まとめと今後の課題	104
3. 革新的要素技術の開発	106
3.1 後背地解析技術	106
3.1.1 背景と目的	106
3.1.2 実施内容・結果	106
3.1.3 まとめ	123
3.2 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術	128
3.2.1 背景と目的	128
3.2.2 実施内容・結果	130
3.2.3 まとめ	136
3.3 炭酸塩鉱物の酸化還元電位推定技術	142
3.3.1 背景と目的	142

3.3.2 実施内容・結果	143
3.3.3 まとめ	154
3.4 地下水涵養量予測技術.....	158
3.4.1 背景と目的.....	158
3.4.2 実施内容・結果	158
3.4.3 まとめ	188
4. おわりに	194
4.1 地質環境長期変動モデルの開発	194
4.1.1 地形・地質モデル.....	194
4.1.2 水理モデル.....	195
4.1.3 地球化学モデル	195
4.1.4 生活圏モデル	195
4.1.5 統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価	195
4.2 革新的要素技術の開発.....	196
4.2.1 後背地解析技術	196
4.2.2 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術.....	196
4.2.3 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術.....	196
4.2.4 地下水涵養量推定技術	197
謝辞.....	198

付録 1：次世代型サイト特性調査情報統合システム (ISIS) の概要

付録 2：「地質環境長期安定性評価確証技術開発委員会」の開催実績

目 次

図 1.2-1	技術開発に係る全体フレーム	2
図 1.2-2	地質環境長期変動モデル (GEMs) の構成	3
図 1.2-3	革新的要素技術開発の必要性・課題・反映先	5
図 2.1-1	日本列島とその周辺のプレート配置	8
図 2.1-2	東濃地域とその周辺の地形	9
図 2.1-3	地層の層厚変化に基づいた隆起・沈降量の見積もり	10
図 2.1-4	東濃ウラン鉱床周辺の土岐面の分布	11
図 2.1-5	幌延地域周辺の地形	12
図 2.1-6	北海道周辺におけるプレート配置図 (左) 及び北海道北部地域における第四系と活構造の分布 (右)	13
図 2.1-7	海成段丘面を利用して推定した幌延地域における隆起速度	13
図 2.1-8	幌延地域北西部のサロベツ背斜における海成段丘面の分布 (a) 及び同背斜軸をまたいだ MIS 5c と 5e における汀線高度 (b)	14
図 2.1-9	各手法で算定した地殻水平歪速度	15
図 2.1-10	GPS 観測点間の基線長変化	15
図 2.1-11	地質断面を用いた地殻水平短縮量の解析結果	16
図 2.1-12	異なるデータに基づく地殻変動の傾向の解釈模式図	16
図 2.1-13	幌延地域における隆起・沈降曲線	17
図 2.1-14	瑞浪超深地層研究所周辺の地形	19
図 2.1-15	幌延地域周辺における活構造の分布	20
図 2.1-16	幌延地域における層序と珪藻化石帯	23
図 2.1-17	幌延町北進地区における侵食量のコンターマップ	24
図 2.1-18	東濃地域、大湫盆地における過去 30 万年間の古気候の推定例	27
図 2.1-19	幌延地域西部の海成段丘面の分布と海陸分布の変遷	28
図 2.1-20	中～粗粒花崗岩	30
図 2.1-21	細～中粒花崗岩	30
図 2.1-22	花崗岩の薄片顕微鏡写真	30
図 2.1-23	ペグマタイト	31
図 2.1-24	アプライト	31
図 2.1-25	幌延地域の地質図	33
図 2.1-26	測線 A-A' の地質断面図	34
図 2.1-27	幌延地域の模式柱状図	34
図 2.1-28	幌延地域に分布する段丘堆積物	36
図 2.1-29	瑞浪超深地層研究所周辺の深度 300～500 m における断層の分布	38
図 2.1-30	瑞浪超深地層研究所周辺の地表露頭で確認される断層	40
図 2.1-31	瑞浪超深地層研究所の研究坑道で観察される断層	40
図 2.1-32	主立坑壁面で認められるランプロファイアー岩脈 (深度 187.2～189.6 m)	41
図 2.1-33	主立坑壁面で認められるランプロファイアー岩脈と 花崗岩の細粒・均質なゾーン (深度 218 m 付近)	42
図 2.1-34	大曲断層の露頭スケッチ	43
図 2.1-35	地下施設周辺の地質構造モデル	44
図 2.1-36	瑞浪超深地層研究所の換気立坑で見られる割れ目	45
図 2.1-37	深度 500 m 水平坑道で確認された割れ目の方位分布 (極の下半球等積投影コンター図)	46
図 2.1-38	06MI03 号孔で認められた湧水を伴う割れ目の BTV 画像とコア写真	47
図 2.1-39	08MI13 号孔における湧水量の変化と壁面地質調査に基づく岩級区分	48
図 2.1-40	深度 500 m ステージにおける湧水を伴う割れ目方位 (極の下半球等積投影コンター図)	49

図 2.1-41	深度と透水係数の関係.....	51
図 2.1-42	坑道の掘削前後における割れ目形成過程に関する概念図.....	51
図 2.1-43	幌延地域に分布する断層の概念図.....	52
図 2.1-44	換気立坑の深度 250 m から 347 m における割れ目分布図.....	52
図 2.1-45	実効拡散係数と有効間隙率の関係.....	53
図 2.1-46	瑞浪地域の地質構造発達史（古応力の変遷）.....	54
図 2.1-47	幌延町北進地区における水系密度、水系パターン及び地質の分布.....	57
図 2.1-48	幌延町北進地区における起伏量、水系パターン及び地質の分布.....	57
図 2.1-49	幌延町北進地区における水系密度、標高及び地質の分布.....	58
図 2.1-50	幌延町北進地区における起伏量、標高及び地質の分布.....	58
図 2.1-51	幌延町北進地区における地層ごとの地形断面.....	59
図 2.1-52	幌延町北進地区における地すべり地形と地質の分布.....	59
図 2.1-53	花崗岩の風化核が作る風景（鬼岩公園）.....	61
図 2.1-54	東濃地域における時間変化を考慮した地質事象の変遷.....	62
図 2.1-55	幌延地域における時間変化を考慮した地質事象の変遷.....	63
図 2.1-56	地形モデルに関連する FEP とその相関.....	64
図 2.1-57	地質モデルに関連する FEP とその相関.....	64
図 2.2-1	既存情報に基づいて概括的に推定した木曾山脈から伊勢湾までの古地形と それを用いた地下水流動解析結果（水頭分布）.....	75
図 2.2-2	河成段丘の分布に基づいて推定した地形変化と それを用いた地下水流動解析結果（水頭分布）.....	76
図 2.2-3	地形変化の数値シミュレーション結果と それを用いた地下水流動解析（水頭分布）.....	76
図 2.2-4	断層ブロック周辺の概括的な地形変化と断層分布を考慮した 地下水流動解析結果（水頭分布）.....	77
図 2.2-5	地形・地質構造の変化と、それを用いた地下水流動解析結果（水頭分布）.....	78
図 2.2-6	涵養量の違いによる全水頭分布の比較（時間断面：0.2 Ma）.....	79
図 2.2-7	水理モデルに関連する FEP とその相関.....	79
図 2.2-8	地下水流動特性に関わる FEP の相関（東濃地域）.....	80
図 2.2-9	地下水流動特性に関わる FEP の相関（幌延地域）.....	80
図 2.3-1	東濃地域における花崗岩体の地質環境変遷モデル.....	84
図 2.3-2	幌延地域における続成作用（珪藻質泥岩の相変化）.....	85
図 2.3-3	東濃地域における地球化学特性に関わる水文/水文地質学的変化.....	85
図 2.3-4	幌延地域における地球化学特性に関わる水理/水文地質学的プロセス.....	87
図 2.3-5	幌延地域における地球化学特性に関わる化学/地球化学プロセス.....	88
図 2.3-6	東濃地域における生物/生化学プロセス.....	88
図 2.3-7	幌延地域における生物/生化学プロセス.....	89
図 2.3-8	抽出した地球化学特性に関わる FEP の相関（概要）.....	90
図 2.3-9	地球化学特性に関わる FEP の相関（東濃地域）.....	90
図 2.3-10	地球化学特性に関わる FEP の相関（幌延地域）.....	91
図 2.4-1	長期変遷を考慮した生活圏評価における知識利用の概念.....	94
図 2.4-2	各環境変遷に関するモデル構築のための知識利用における事象と アプローチの組合せ例.....	94
図 2.5-1	長期的な地形変化を考慮した地下水流動解析による瑞浪超深地層研究所周辺の ダルシー流速の変化（左）、及び研究所の深度 1,000 m を通過する地下水の 移行経路（右）.....	102
図 2.5-2	海成段丘の分布に基づき推定した汀線位置の変遷.....	102
図 2.5-3	地形変化に伴う瑞浪超深地層研究所の地下 1,000 m におけるダルシー流速の変化.....	104
図 3.1-1	従来の後背地解析技術に関する整理.....	107
図 3.1-2	野外調査で適用する後背地解析のイメージ.....	108

図 3.1-3	岩石や複数の鉱物粒子を対象とした後背地解析のイメージ	109
図 3.1-4	砕屑粒子の形成年代を用いた後背地解析のイメージ	110
図 3.1-5	珪藻化石を用いた後背地解析のイメージ	111
図 3.1-6	東濃地域の土岐砂礫層の礫種分布	115
図 3.1-7	土岐川流域に分布する土岐砂礫層中の基質中を構成する岩片（上図） 及び鉱物片（下図）の特徴	116
図 3.1-8	複数の手法を用いた古流向解析	117
図 3.1-9	土岐砂礫層中のシルト層（地点 21）に含まれる斜長石中の ガラス包有物の化学組成	117
図 3.1-10	幌延地域に分布する礫層の礫種構成	118
図 3.1-11	幌延地域における珪藻化石の層序学的分布	119
図 3.1-12	幌延地域の鮮新世以降の古地理変遷図	120
図 3.1-13	山地形成プロセスの解明に適用する後背地解析技術の開発フロー	120
図 3.1-14	導入した FE-EPMA (JXA-8530F)	122
図 3.1-15	ジルコンの元素マッピングの例（木曾駒花崗閃緑岩中のジルコン）	123
図 3.2-1	花崗岩の割れ目を充填する充填鉱物の鏡下写真	129
図 3.2-2	堆積岩の割れ目を充填する方解石（北海道天塩郡幌延町）	129
図 3.2-3	方解石の CL 像と Mn の分布	133
図 3.2-4	本年度整備したルミネッセンス測定装置	136
図 3.2-5	標準石英の OSL 信号	136
図 3.2-6	脈状の炭酸塩鉱物を対象とした年代測定技術開発の戦略概念図	137
図 3.3-1	地下水の地球化学特性の長期的な変遷を把握するためのアプローチ手法	142
図 3.3-2	炭酸塩鉱物の結晶形態の特徴を示した SEM 像	144
図 3.3-3	炭酸塩鉱物の結晶伸長断面のカソードルミネッセンス像	145
図 3.3-4	ラクシュマー／シンペーパープで認められる炭酸塩鉱物の 炭素同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ ‰PDB）と酸素同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB）の相関性	145
図 3.3-5	炭酸塩鉱物のストロンチウム同位体比（ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{S}$ ‰PDB）と 酸素同位体比（ $\delta^{18}\text{O}$ ‰PDB）の相関性	146
図 3.3-6	深度に対する炭酸塩鉱物中の Fe と Mn 濃度の変化	147
図 3.3-7	炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンス像（左）と Mn 濃度分布（右）の関連	148
図 3.3-8	炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンス像（左）と 微量元素の定量分析結果（右）との関連	148
図 3.3-9	カソードルミネッセンス像の明るさと地下水の酸化還元状態の関係	148
図 3.3-10	土岐花崗岩体中の炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンス像と酸化還元電位	149
図 3.3-11	水野・岩月（2006） ¹⁹⁾ による酸化還元電位の時間変化の解析手法	150
図 3.3-12	花崗岩体中の地下水の地球化学特性の長期的変遷を把握するための 4段階のアプローチ	151
図 3.3-13	同一炭酸塩鉱物中で結晶形態（カソードルミネッセンス像）、 微量元素の濃度分布、酸化還元電位を検討した実例	152
図 3.3-14	炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンスの累帯構造と分析予定地点の概略図	153
図 3.3-15	土岐花崗岩体中の割れ目に発達する層状炭酸塩鉱物	153
図 3.3-16	黄鉄鉱中の硫黄同位体比（ $\delta^{34}\text{S}$ ）の変動	155
図 3.4-1	地域内における水収支の概念図	159
図 3.4-2	東濃地域における地下水涵養量の推定流域	160
図 3.4-3	東濃地域における地下水涵養量の推定結果	160
図 3.4-4	幌延地域における地下水涵養量の推定流域	161
図 3.4-5	国内及び諸外国における年平均気温と年降水量の関係	167
図 3.4-6	年平均気温と実蒸発散量の関係	168
図 3.4-7	年平均気温と夏季降水量（4月～9月の降水量）の関係	168
図 3.4-8	年平均気温と冬季降水量（10月～翌3月の降水量）の関係	169

図 3.4-9	幌延地域における最終氷期後期の植生復元.....	174
図 3.4-10	OK-1 コアの花粉分析結果に基づくベストモダンアナログ法を用いた 定量的な古気候復元結果.....	176
図 3.4-11	ベストモダンアナログ法で復元された過去の夏季・冬季降水量の関係.....	177
図 3.4-12	OK-1 コアの珪藻分析結果（珪藻ダイアグラム）.....	177
図 3.4-13	OK-3 コアの珪藻分析結果（珪藻ダイアグラム）.....	178
図 3.4-14	OK-1 コアの植物珪酸体分析結果.....	179
図 3.4-15	珪藻分析、植物珪酸体分析及び古気候の定量復元結果の対比.....	181
図 3.4-16	MIS6 以降の氷期・間氷期におけるメダケ率の F-検定及び t-検定の結果.....	181
図 3.4-17	堆積環境ごとにみた古気温・古降水量の関係.....	183
図 3.4-18	数値標高モデルを用いた統計量解析手法による河川流出量の推定フロー.....	186
図 3.4-19	各小流域の流出指標（第 1 主成分、第 2 主成分から算定）.....	186
図 3.4-20	流出指標と年間比流量との関係.....	187
図 3.4-21	クラスター分析結果.....	187
図 3.4-22	河川流出量の推定の考え方.....	188

表 目 次

表 2.1-1	勇知層、更別層の分布と海水準.....	18
表 2.1-2	幌延町北進地区において掘削した各ボーリング孔におけるオパール CT 化の深度 及び侵食量の推定値.....	25
表 2.1-3	各ボーリング孔における侵食速度.....	25
表 2.1-4	研究所周辺に分布する断層の特徴.....	39
表 2.4-1	生活圏モデル構築のための地表環境の状態設定における留意点の整理（1/2）.....	98
表 2.4-1	生活圏モデル構築のための地表環境の状態設定における留意点の整理（2/2）.....	99
表 2.5-1	地形・地質、水理、地球化学の各モデルに必要な情報の時間分解能のまとめ.....	103
表 3.1-1	導入した FE-EPMA の主な仕様.....	122
表 3.2-1	各種年代測定法の一覧.....	130
表 3.2-2	脈状の炭酸塩鉱物を対象とした年代測定法の適用性.....	135
表 3.2-3	平成 25 年度に導入したルミネッセンス測定装置の仕様.....	136
表 3.4-1	幌延地域における地下水涵養量の推定結果.....	162
表 3.4-2	東濃地域における氷期の気候及び地下水涵養量の推定手法.....	163
表 3.4-3	東濃地域における氷期の気候及び地下水涵養量の推定結果.....	163
表 3.4-4	下北半島南部地域における将来の気候及び地下水涵養量の推定手法.....	164
表 3.4-5	下北半島南部における将来の気候及び地下水涵養量の推定結果.....	164
表 3.4-6	国内及び諸外国の気象観測データにおける年平均気温、年降水量、夏季降水量 及び冬季降水量の相関分析結果.....	167
表 3.4-7	陸域を対象とした主要な第四紀の古気候指標.....	173

1. はじめに

1.1 本事業の背景と目的

本事業は、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）として、経済産業省資源エネルギー庁（以下、「資源エネルギー庁」という）から独立行政法人日本原子力研究開発機構（以下、「原子力機構」という）が受託したものである。

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

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

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

1.2 本事業の概要

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、生活圏モデルを統合化した三次元地質環境長期変動モデルを開発するとともに、これらに必要な可視化・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向上に用いるデータの取得に必要な新たな要素技術

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、フィールドや深地層の研究施設などを利用しつつ研究開発を進める。これらの開発研究で得られた科学的知見や方法論については、これまでに原子力機構が開発してきた「次世代型サイト特性調査情報統合システム (ISIS)」(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とともに、ISIS の情報などを活用しつつモデルの開発を進める (図 1.2-1)。

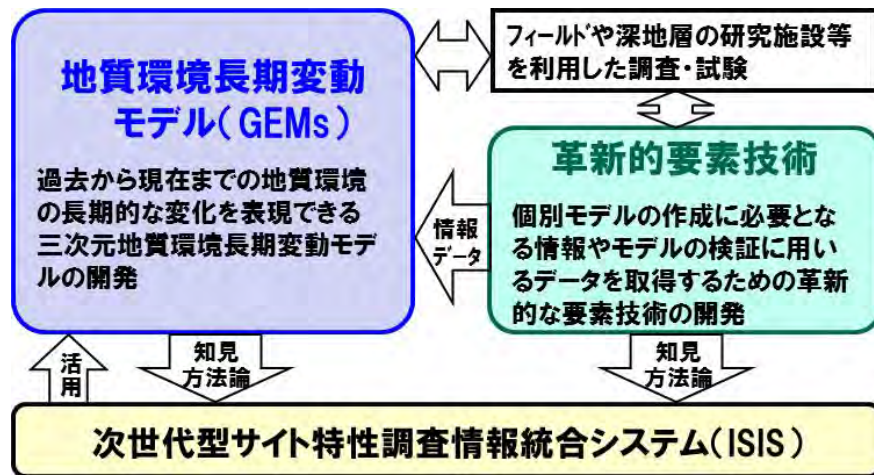


図 1.2-1 技術開発に係る全体フレーム

1.2.1 地質環境長期変動モデルの開発

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、生活圏モデルを統合して、過去から現在までの地質環境の長期的な変化を表現できる三次元地質環境長期変動モデル (Geological-evolutionary model, GEMs) の開発を複数年度にわたって進める (図 1.2-2)。個別モデルの統合化やこれらの数値化にあたっては、先端計算科学技術や先進可視化技術を可能な限り取り込んでいく。また、モデルを検証するための方法論や不確実性を定量化するための技術開発も併せて実施する。

(1) 地形・地質モデル

既存文献のほか、機構が保有する施設・設備を利用した追加調査などを含む地形・地質データを収集・整理するとともに、百万年以上の時間スケールでの地史 (テクトニクス) を検討した上で、古地形の推定及び地質・地質構造の復元を行い、地形・地質モデルを構築する。

(2) 水理モデル

既存文献のほか、機構が保有する施設・設備を利用した追加調査などを含む水理データを収集・整理するとともに、(1) の地形・地質モデルをベースに古気候・古環境を考慮した水理パラメータの設定及び数値モデルを作成する。また、数値モデルを用いた地下水流動解析を試行しつつ、過去から現在までの水理ポテンシャルや流動系の変化を明らかにする。

(3) 地球化学モデル

既存文献のほか、機構が保有する施設・設備を利用した追加調査などを含む地球化学データを収集・整理するとともに、(1) の地形・地質モデル、(2) の水理モデルをベースに水-鉱物-微生物-ガス相互反応などの地球化学解析に基づき、過去から現在までの地下水の水質、pH 及び酸化還元状態などの変化を明らかにする。

(4) 生活圏モデル

地形や気温、水収支などの長期的な変化が生活圏での物質移行に影響を与える因子を抽出し、

適切な生活圏の状態と変化を設定する上で留意すべき点を整理するとともに、古地形、古気候・古環境の復元に基づく地表環境の変遷を生活圏モデルに反映するための方法論を構築する。

(5) 統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価

(1) ～ (4) の個別モデルやデータなどを統合した数値モデルの構築を目的とする。その上で、室内試験、原位置試験によって得られた地下水や亀裂充填鉱物などの地球化学的性状や放射年代値などのデータによってモデルの信頼性を検討するとともに、データ取得からモデル化に至る一連のアプローチに内在する不確実性を定量化するための手法を開発する。

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

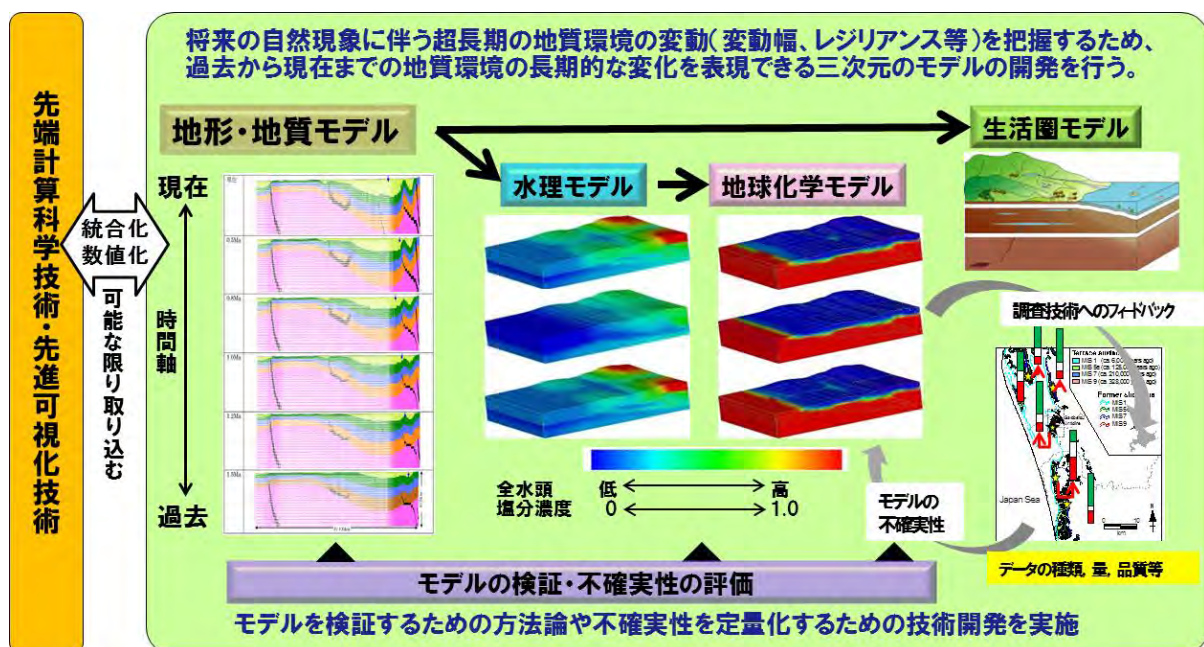


図 1.2-2 地質環境長期変動モデル (GEMs) の構成

1.2.2 革新的要素技術の開発

本事業では、百万年以上に及ぶ時間スケールを扱うことから、日本列島におけるこの時間スケールの自然現象として、山地や丘陵の形成などが考えられる。このような現象を考慮した信頼性の高い地形・地質モデルを構築するためにも、地形形成プロセスが記録されている堆積物から必要な情報を取得するための後背地解析技術が必要となる。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必要となる。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があげられる。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必要である。

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

る情報やモデルの検証に用いるデータを取得するための革新的な要素技術として、後背地解析技術、炭酸塩鉱物の放射年代測定技術、炭酸塩鉱物の酸化還元電位推定技術、地下水涵養量予測技術の開発を複数年度にわたって進める（図 1.2-3）。

（1） 後背地解析技術

現在の山地や丘陵は、新第三紀末～第四紀に活発化した地殻変動に伴って形成されたと考えられている。従来の後背地解析に加えて、山地や丘陵から供給された碎屑粒子の主成分・微量成分や放射年代値を指標とした解析手法を導入することにより、隆起開始時期の推定や古地形の復元に係る精度や分解能の向上を目指す。

（2） 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術

地下水の“化石”の一つである地下深部の亀裂を充填している炭酸塩鉱物は、過去から現在までの地下水の流れや水質などに関する情報を保持しており、これらの炭酸塩鉱物の放射年代値が地形・地質モデルや地下水モデル、統合数値モデルの信頼性の向上に寄与するものと考えられる。そのため、諸外国においても基礎研究の段階にある炭酸塩鉱物の放射年代測定を実現するため、U-Pb 法、U-Th 法、(U-Th)/He 法、OSL 法などの年代測定システムを開発する。

（3） 炭酸塩鉱物の酸化還元電位推定技術

地下深部の地球化学環境の長期変化を推測する手法として、地下水の化学条件を反映し易い鉱物（炭酸塩鉱物や硫化鉱物、含鉄鉱物など）を利用した長期変化解析手法の開発を行う。特に、炭酸塩鉱物中の金属元素や希土類元素の含有量に基づいて、鉱物を沈殿させた地下水の化学条件を推測する手法を構築するとともに、それに必要な分析手法の適用性確認も行う。

（4） 地下水涵養量予測技術

汎世界的な気候変動・海水準変動を考慮しつつ、花粉、プラントオパール、珪藻などの化石分析のデータに基づくローカルな古気候・古環境（特に水文環境）の推定や、(1) による古地形の推定などに基づき、地下水流動系の上部境界条件となる涵養量（降水量、蒸発散量、流出量など）を推定するための統計学的手法を開発する。

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

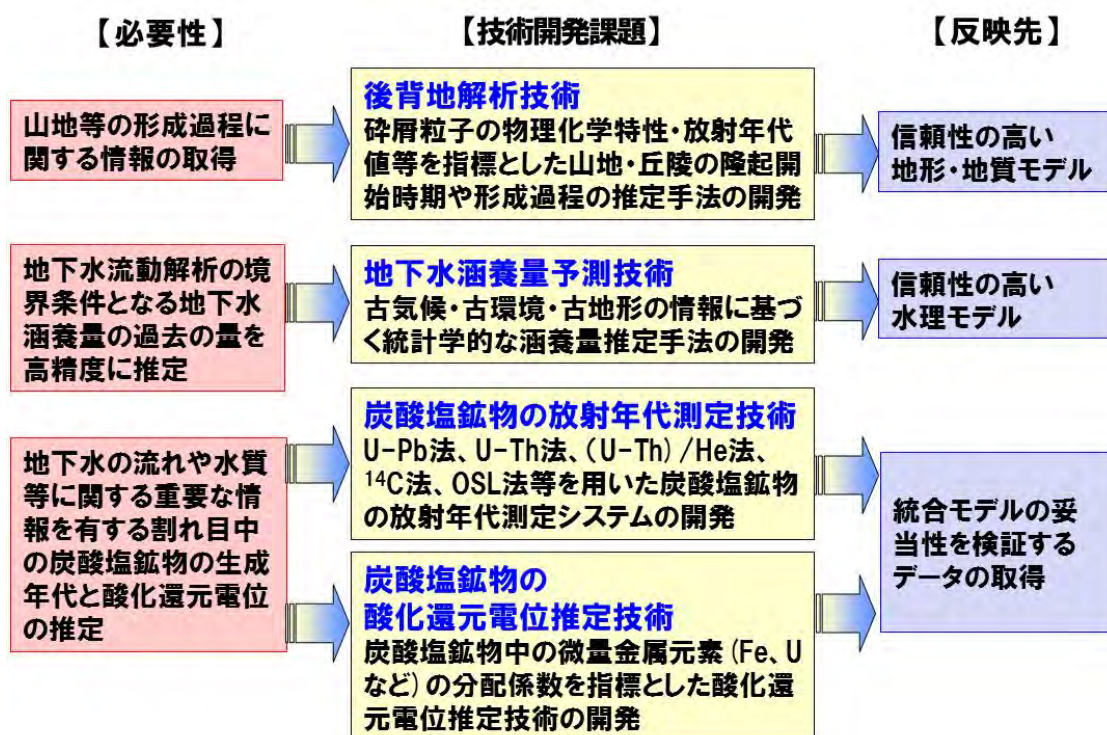


図 1.2-3 革新的要素技術開発の必要性・課題・反映先

1.3 平成 25 年度実施概要

1.3.1 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を開発するにあたって、自然現象による変化を定量的に記述する必要がある。本年度は、自然界で発生するイベント間の相関関係を明確に示した国際 FEP リスト (OECD/NEA, 2000⁶⁾; BIOMOV5 II, 1996⁷⁾) に基づいて、地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデル、生活圏モデルの各モデルに影響を与える FEP の抽出や相関の検討、長期変遷シナリオの整理などを実施した。特に地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデルについては、実際の沿岸部と内陸部の事例として北海道北部の幌延地域と中部地方の東濃地域において実施した。両地域には深地層の研究施設があり、この地域において現段階で得られている最先端の知見を用いることで、将来予測の方法論を科学的に示すことが可能と考えられる。また、統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価では、既往研究の成果を整理し、モデル化対象領域の検討、時間分解能の検討、外挿法に基づく将来予測及び不確実性の検討を実施した。さらに、これらの情報に基づき、地質環境長期変動モデルを開発する上での、各モデルにおける現状の到達点と課題を抽出した。

1.3.2 革新的要素技術の開発

本年度は、各要素技術に関する既存の技術や研究例に関する情報を整理し、技術開発における問題点や課題などを抽出するとともに、それらを踏まえて技術開発の内容や方向性を検討した。また、後背地解析技術と炭酸塩鉱物の放射年代測定技術においては、技術開発に必要なシステムとして、分析装置を整備し、装置の性能確認などを実施した。地下水涵養量予測技術においては、技術開発で必要となる古気候・古環境の推定法について微化石分析を実施して検討した。

1.4 本報告書の構成

本年度は、4 章から構成されている。1 章 (本章) に述べた本事業の背景と目的及び本事業の概要と実施概要にしたがって、2 章では、地質環境長期変動モデルの開発について、各モデルの

開発に係る背景と目的、アプローチ、実施結果、まとめと今後の課題を述べる。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、実施内容・結果、まとめについて述べる。4章では、本年度の成果をまとめるとともに、課題を整理する。付録には、本事業で得られた科学的知見や方法論を効率的かつ体系的に統合する際に使用する「次世代型サイト特性調査情報統合システム (ISIS)」の概要と委員会開催実績を記す。

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/rw/library/2012/24-3-12.pdf> (2014.3.26)
- 6) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 7) 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.

2. 地質環境長期変動モデルの開発

2.1 地形・地質モデル

2.1.1 背景と目的

地層処分における将来の自然現象に伴う地質環境の予測・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。これまで将来十万年程度の地質環境の予測・評価を念頭においた研究開発が進められてきたが、最近になって十万年を超える自然現象についての予測・評価の考え方及び方法論の確立といった技術基盤の整備が求められている（原子力発電環境整備機構, 2010¹⁾）。

一般に、日本列島では過去十万年程度の地形学的情報（沿岸域では MIS^{注1)} 5e の海成段丘、内陸では MIS 2 及び MIS 6 の河成段丘）が多く地域で得られることから、それらの情報に基づき将来数万年程度の地質環境の変化については、予測・評価が可能となると考えられている。

地形・地質モデルについては、従来は地質学的手法によって様々なモデルが検討されてきた（東濃地域の事例として、吉田, 1992²⁾; Nakayama, 1994³⁾; 尾上ほか, 2009⁴⁾などが、幌延地域の事例として、新里ほか, 2007⁵⁾; 石井ほか, 2008⁶⁾などがある）。しかしながら、従来の地質学的研究では地史や地質構造発達史など、場合によっては数千万年以上の時間スケールを対象とした概念モデルの構築に留まっており、水理モデルや地球化学モデルの構築に必要な精度のモデルはごく限られた事例にとどまる（尾上ほか, 2009⁴⁾）。

本事業においては、地形・地質の変化に伴う水理及び地球化学環境の変化（もしくは安定性）を検討するため、従来の地質学的研究とは異なる視点での対象領域及び時間スケールを設定し、地形・地質モデルを構築していく必要がある。

本事業では、東濃地域及び幌延地域における従来の地形・地質に関する調査結果を整理し、既存の情報と抽出された課題を踏まえて、地形・地質モデルの構築を目指す。モデルの構築にあたっては、革新的要素技術の開発の成果を活用していく。

2.1.2 アプローチ

地質環境長期変動モデルは、深部地質環境が地殻変動や火成活動などといった将来の自然現象による変化を定量的に記述することを目的とする。そのためには、一つのイベントが様々なプロセスを経て次のイベントを惹起し、これがさらに次のプロセス、イベントを誘発するという一連のメカニズム（事象）として明確に捉えられるようにすることが重要となる。このようなイベント間の相関関係を明確に示したものとして Features, Events, and Processes（以下、「FEP」という）がある。そこで、東濃地域及び幌延地域のうち、原子力機構がこれまでに重点的に調査研究を実施してきた地域（東濃地域においては、瑞浪超深地層研究所及び東濃鉱山を中心とした地域、幌延地域においては、幌延深地層研究センターを中心とした地域）を対象として、地形・地質に関する調査結果を整理する。整理にあたっては、国際FEPリスト（OECD/NEA, 2000⁷⁾）に基づいて、FEPごとに調査結果及び課題をまとめる。そのうえで、各FEPの相関を検討し、問題点や新たな着眼点を抽出する。これらの問題点や着眼点を踏まえて、次年度以降のモデル開発の課題をまとめる。

注1) Marine Oxygen Isotope Stage（海洋酸素同位体ステージ）の略称。以下、「MIS」という。

2.1.3 実施結果

(1) FEP リスト

1) 地質プロセスとその影響

① 構造運動と造山運動

構造運動は、地球表層を覆うプレートの運動によって生じる地質体を形成する運動であり、造山運動は山脈が形成されるプロセス及びその期間を指す。造山運動に伴っては、断層や褶曲などの変成作用のほか、地下深部での変成作用及びマグマ活動を伴う場合がある。国際 FEP リストには、隆起・沈降が含まれないこと、また、隆起・沈降はプレート境界で生じる構造運動と見なせるため、隆起・沈降に係る情報は本 FEP に含める。

東濃地域は、フィリピン海プレートがユーラシアプレートに沈みこむ場所に位置し(図 2.1-1)、地域全体として隆起する場にあたり、北西側の美濃／飛騨山地と南東側の三河高原にはさまれた丘陵地帯である。南東部に位置する屏風山(標高 794.1 m)付近では、北東から南西方向に分布する屏風山断層によって急崖が形成されており、この断層崖によって丘陵地帯と三河高原が明瞭に隔てられている(図 2.1-2)。なお、東濃地域の東方には阿寺断層などの活動性が高い活断層が分布するものの、本地域では著しい構造運動及び造山運動の痕跡は認められない。

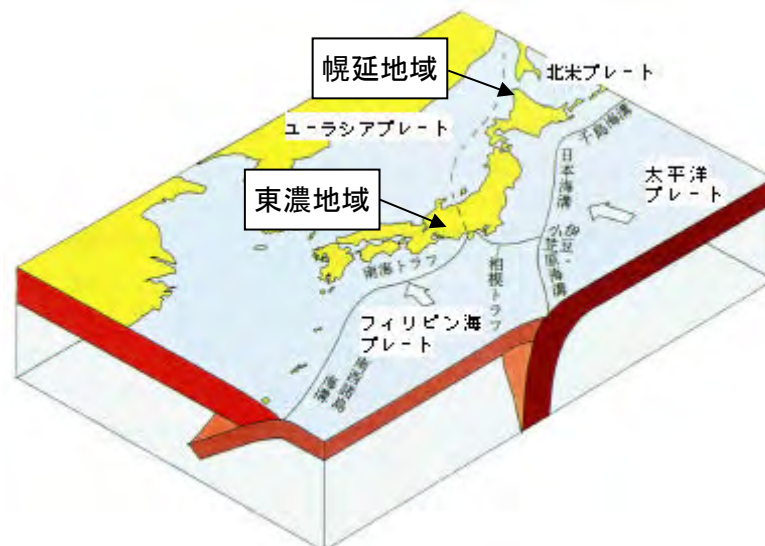


図 2.1-1 日本列島とその周辺のプレート配置(核燃料サイクル開発機構, 1999⁸⁾に加筆)

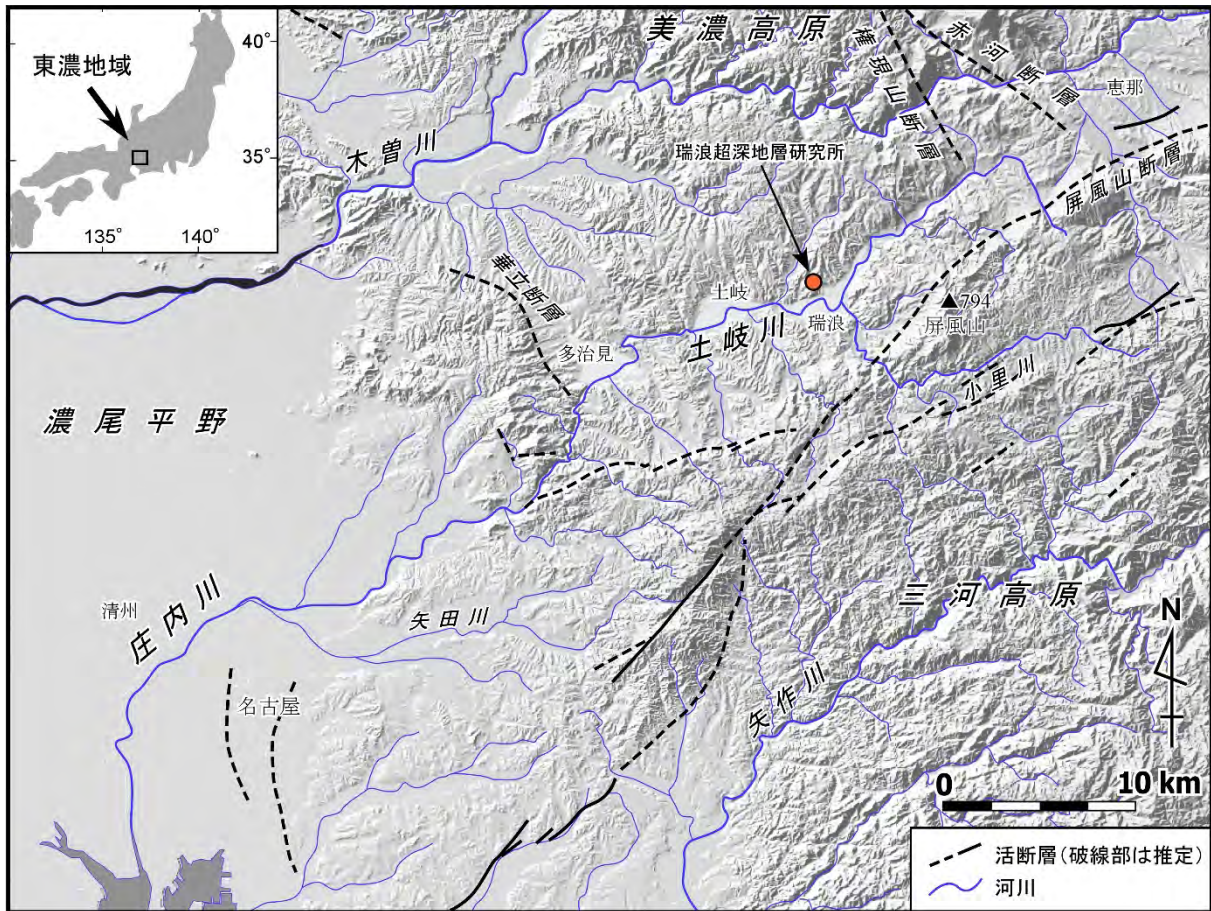


図 2.1-2 東濃地域とその周辺の地形

地形陰影図は国土地理院 (2001)⁹⁾を使用。活断層の分布は活断層研究会編 (1991)¹⁰⁾、中田・今泉編 (2002)¹¹⁾に基づく。

隆起・沈降に関しては、瑞浪超深地層研究所周辺において、瑞浪層群堆積後の隆起・沈降の履歴が検討されてきた (天野ほか, 2003¹²⁾; 笹尾ほか, 2005¹³⁾)。笹尾ほか (2005)¹³⁾は瑞浪超深地層研究所の西方に位置する東濃鉦山で掘削されたボーリングデータから各層の層厚を求め、各層の堆積時及び不整合期における土岐花崗岩と瑞浪層群との不整合面直上に位置するウラン鉦床の標高変化を見積もった (図 2.1-3)。

	ウラン鉱床の標高	隆起・沈降量
①土岐花崗岩／瑞浪層群の不整合期	-0 m	-
②土岐夾炭累層堆積時	-40 m	40 m 沈降
③土岐夾炭／本郷累層の不整合期	-40 m	±0 m
④本郷累層堆積時	-95 m	55 m 沈降
⑤明世累層堆積時	-240 m	145 m 沈降
⑥明世／生俵累層の不整合期	-140 m	100 m 隆起
⑦生俵累層堆積時	-380 m	240 m 沈降
⑧瑞浪層群／東海層群の不整合期	-140 m	240 m 隆起
⑨東海層群堆積時	-180 m	40 m 沈降
⑩東海層群堆積後から現在まで	+170 m	350 m 隆起

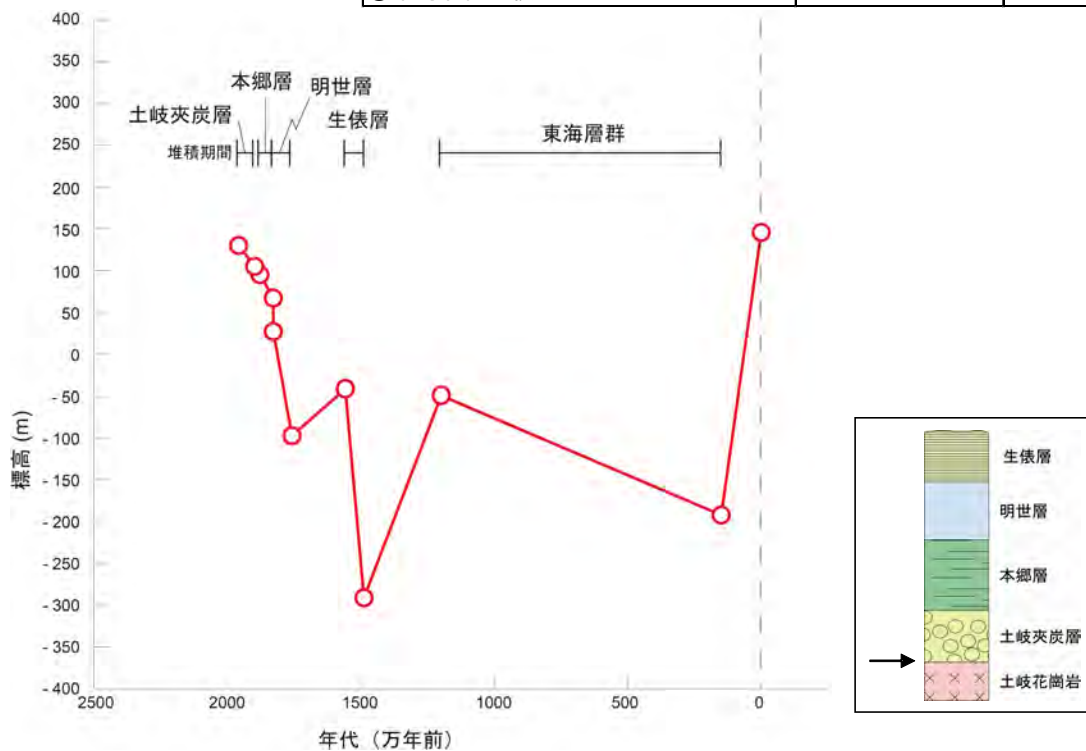


図 2.1-3 地層の層厚変化に基づいた隆起・沈降量の見積もり（笹尾ほか, 2005¹³⁾に加筆）
海水準変動、圧密による層厚の減少及び不整合期の地層の削剥は考慮していない。また、不整合期における古地形面の標高を 0 m とした。

また、天野ほか (2003)¹²⁾は、隆起速度に関して比較的多くの情報が取得されている東海層群堆積以降の隆起現象に着目し、複数の手法を用いて行った隆起速度の推定を行った (図 2.1-4)。東濃ウラン鉱床の周辺では、東海層群堆積以降に主に隆起していると考えられることから、約 150 万年前と推定される東海層群堆積後から現在までを対象年代として、次の四つの方法による平均隆起速度の推定を行った。

- ① 白亜系基盤花崗岩（土岐花崗岩）の年代測定結果及び冷却速度からの推定
- ② 新第三系堆積岩東海層群中に認められる小起伏侵食面の標高分布からの推定
- ③ 段丘面の比高及び形成年代からの推定
- ④ 水準測量で得られた過去 100 年間の地殻上下変動からの推定

これらの検討の結果、本地域は 100 万年前から現在までに 250～300 m 程度隆起していると考えられ、この間の平均隆起速度はそれぞれ、①0.10～0.14 mm yr⁻¹（一定な地温勾配条件下で冷却速度が隆起速度を反映しているものと仮定）、②0.25～0.30 mm yr⁻¹、③0.10～0.24 mm yr⁻¹、④0.15～0.30 mm yr⁻¹と推定される。仮定条件による制約や調査精度の違いがあるものの、異な

る手法で求めた結果でほぼ同一の速度が得られたことから、約 100 万年前から現在に至るまでの本地域は、ほぼ一定の割合で隆起傾向にあり、平均隆起速度は $0.10\sim 0.30\text{ mm yr}^{-1}$ の範囲内であると考えられる(天野ほか, 2003¹²⁾)。なお、東海層群の最上位層(土岐砂礫層)の上限の年代は、最新の研究成果では 150 万年前と見積もられている(陶土団体研究グループ, 1999¹⁴⁾)ので、それに基づくと②の隆起速度は $0.16\sim 0.2\text{ mm yr}^{-1}$ と求められる。

土岐川流域の段丘面の詳細な区分に基づいて行われた、段丘面の比高と形成年代からは、土岐川流域の隆起速度は $0.11\sim 0.16\text{ mm yr}^{-1}$ と推定されている(田力ほか, 2011¹⁵⁾)。この隆起速度の値も上記の推定値の範囲内に入る。

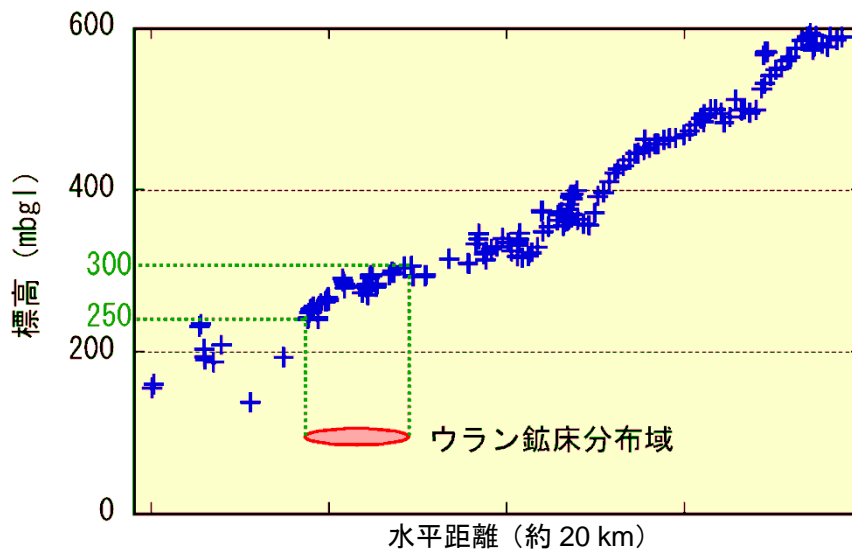


図 2.1-4 東濃ウラン鉱床周辺の土岐面の分布

ウラン鉱床の周辺では、過去 100 万年程度の間約 250~300 m 程度隆起したとされる。なお、東海層群の上限は既存の研究では 150 万年前とされている。

一方、幌延地域が位置する北海道北部地域の後期鮮新世以降のテクトニクスは、北米プレートとユーラシアプレート(図 2.1-1)の相互作用によって、その基本的な枠組みが形作られている。地形は、南北系の山地と丘陵及び沿岸部に広がる平野で特徴づけられる(図 2.1-5)。北海道北端の宗谷岬から日本海沿岸の遠別にかけては、標高 80~300 m 程度の宗谷丘陵が分布する。宗谷丘陵西部には、サロベツ原野とウブシ原野などからなる天塩平野が広がる。宗谷丘陵の東部には、猿払川一帯寒別川沿いの谷を挟んで北海道北部地域の脊梁をなす天塩山地が分布する。

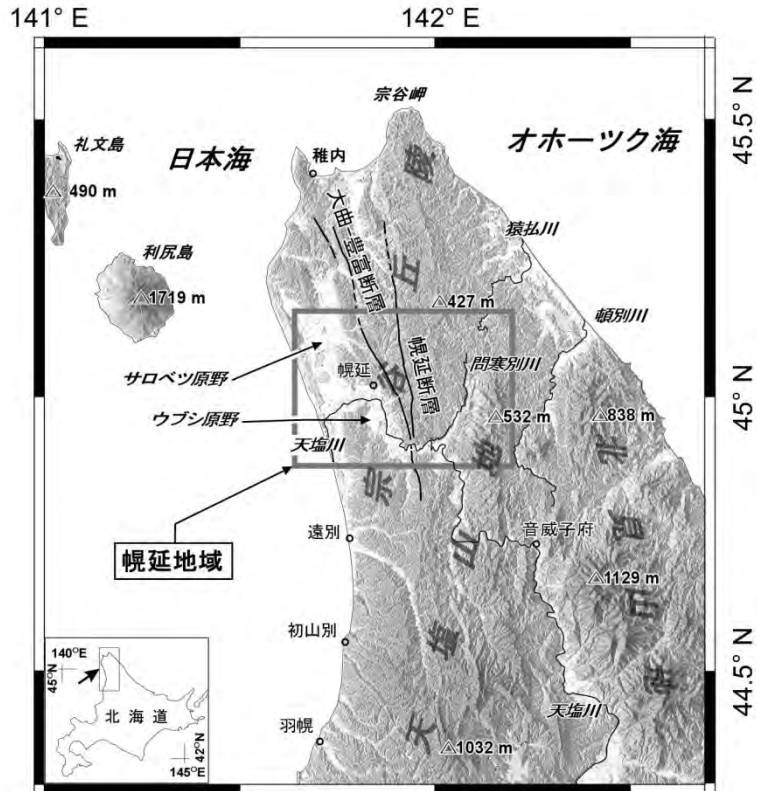


図 2.1-5 幌延地域周辺の地形（核燃料サイクル開発機構, 2005¹⁶⁾）

幌延地域が位置する北海道北部地域では、神居古潭帯を含む中生界の構造的高まりが中央部付近に存在し、その東西両側に新生代堆積盆が分布する。西側の堆積盆は天北（第三紀）堆積盆（山本, 1979¹⁷⁾）と呼ばれ、ほぼ南北に走る主要な構造線である大曲断層及び幌延断層により、三つの構造区に区分される（図 2.1-6）。幌延地域西部の天塩平野区は、第四紀以降の沈降量、活構造や震源分布など（岡, 1997¹⁸⁾; 中田・今泉編, 2002¹¹⁾; 田村ほか, 2003¹⁹⁾）に示されるように、北海道北部において地殻変動が最も活発な地域と考えられている（新里・安江, 2005²⁰⁾）。

幌延地域の西方の日本海東縁には、北米（オホーツク）プレートとユーラシア（アムール）プレートの境界部に相当すると考えられている「日本海東縁変動帯」が存在する（中村, 1983²¹⁾; 小林, 1983²²⁾）: 図 2.1-6）。幌延地域を含む北海道西部から東北日本西半部にかけての地域（岡, 1999²³⁾のI及びVI区）は、東西圧縮のテクトニクスにより特徴づけられる「日本海東縁変動帯」の一部になるとされている。同変動帯の形成時期は、奥尻海嶺上における深海掘削の結果や日本海東縁の海域で実施された反射法音波探査による地質層序の解析結果などにより、約200万～300万年前と推定されている（平, 2002²⁴⁾）。また、幌延地域西部には東西圧縮場におけるfold-and-thrust帯の一部をなす褶曲構造が発達しており、東から順次、褶曲構造が形成されたと考えられている（小椋・掃部, 1992²⁵⁾）。安江ほか（2006）²⁶⁾は、このうちサロベツ背斜付近の声問層と稚内層の境界年代から、現行の東西圧縮場のテクトニクスの開始時期が230万年前より新しい可能性を指摘している。以上のことから、幌延地域は、後期鮮新世以降、現在と同様の東西圧縮場のテクトニクス下に置かれていると考えられる。

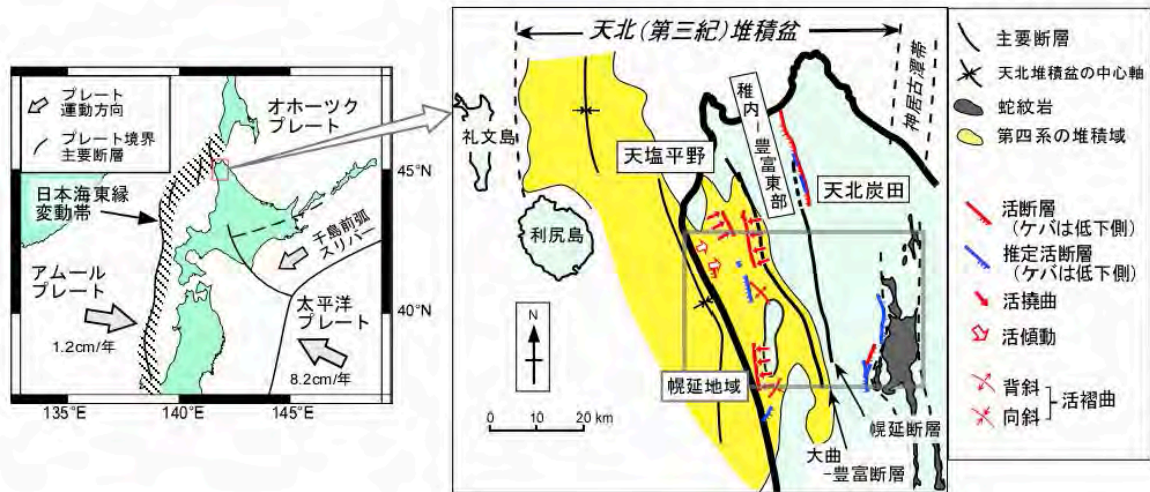


図 2.1-6 北海道周辺におけるプレート配置図（左）及び北海道北部地域における第四系と活構造の分布（右）（核燃料サイクル開発機構, 2005¹⁶⁾）

プレート配置図は平 (2002)²⁴⁾、プレート運動方向と相対速度はWei and Seno (1998)²⁷⁾、活構造分布は杉山ほか (1987)²⁸⁾及び中田・今泉編 (2002)¹¹⁾、第四系の分布は岡・五十嵐 (1993)²⁹⁾に基づく。

隆起・沈降に関連しては、海成段丘を指標とした過去数十万年の隆起速度の推定と、測地学的手法と地質学的手法を組合せた地殻水平歪速度について検討されている（太田ほか, 2007³⁰⁾）。

隆起速度については、既存文献（小池・町田編, 2001³¹⁾; 小疇ほか, 2003³²⁾）による海成段丘面のMIS対比に基づき、幌延地域西部に分布する海成段丘面の形成時期と段丘面高度を利用して、過去数十万年間における同地域の隆起速度を推定した（図 2.1-7）。隆起量（垂直変動量）については、小池・町田編 (2001)³¹⁾による方法に従い、海成段丘面が示す相対的な旧汀線高度からユースタティックな変動による海水準高度を差し引くことで算定した。なお、小池・町田編 (2001)²⁹⁾と小疇ほか (2003)³²⁾では、海成段丘面のMIS 対比が異なっている。そのため、見積もられた隆起速度に、最大で2倍程度の差が生じている（新里・安江, 2005²⁰⁾）。すなわち、MIS 7 から推定した隆起速度は、小池・町田編 (2001)³¹⁾では約 $0.29 \sim 0.34 \text{ m ky}^{-1}$ であり、小疇ほか (2003)³²⁾では約 $0.16 \sim 0.26 \text{ m ky}^{-1}$ となる。

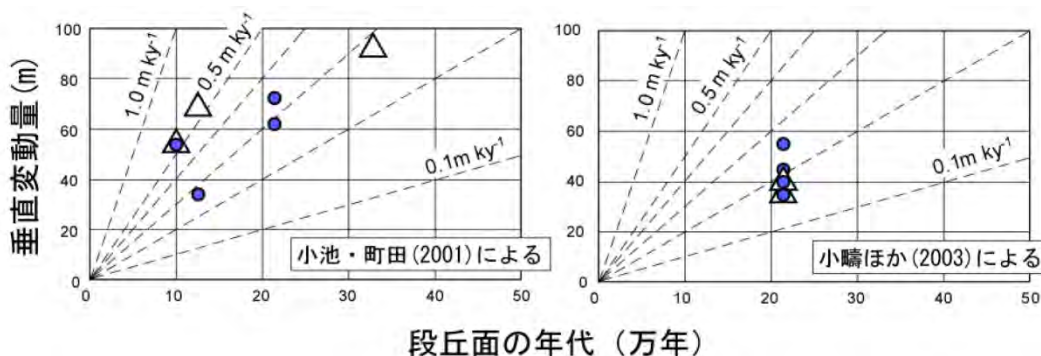


図 2.1-7 海成段丘面を利用して推定した幌延地域における隆起速度（核燃料サイクル開発機構, 2005¹⁶⁾）

段丘面の年代については小池・町田編 (2001)³¹⁾及び小疇ほか編 (2003)³²⁾の文献データに基づき推定。白抜き三角プロットはサロベツ背斜近傍における海成段丘面のデータ、図 2.1-8 (a) を参照。

さらに、活褶曲であるサロベツ背斜付近（図 2.1-8 (a) の範囲）の隆起速度は、小池・町田編 (2001)³¹⁾によると、その周囲（図 2.1-8 (a) の範囲外）における隆起速度より大きく見積もられている。例えば、MIS 5e について見た場合、背斜軸部では、約 0.60 m ky^{-1} であるが、その翼部では、約 0.48 m ky^{-1} である。これは、サロベツ背斜の活動により、背斜軸部において局所的な隆起が生じていることが示唆されている（新里・安江, 2005²⁰⁾。

海成段丘を用いた調査では、その MIS 対比が重要であり、対比の違いによって隆起速度の見積もりや旧汀線位置の推定などが大きく異なってくる。隆起速度の推定値の精度を高くし、隆起速度のより詳細な時間的・空間的分布を把握するためには、対象地域に分布する海成段丘面の形成時期を明らかにし、形成時期が明確となった海成段丘面を基準として、その周辺に分布する海成段丘面の対比を行う必要がある。また、隆起量・隆起速度の空間分布を推定する際には、サロベツ背斜の例から分かるとおり、活構造の分布を考慮することが重要となる。

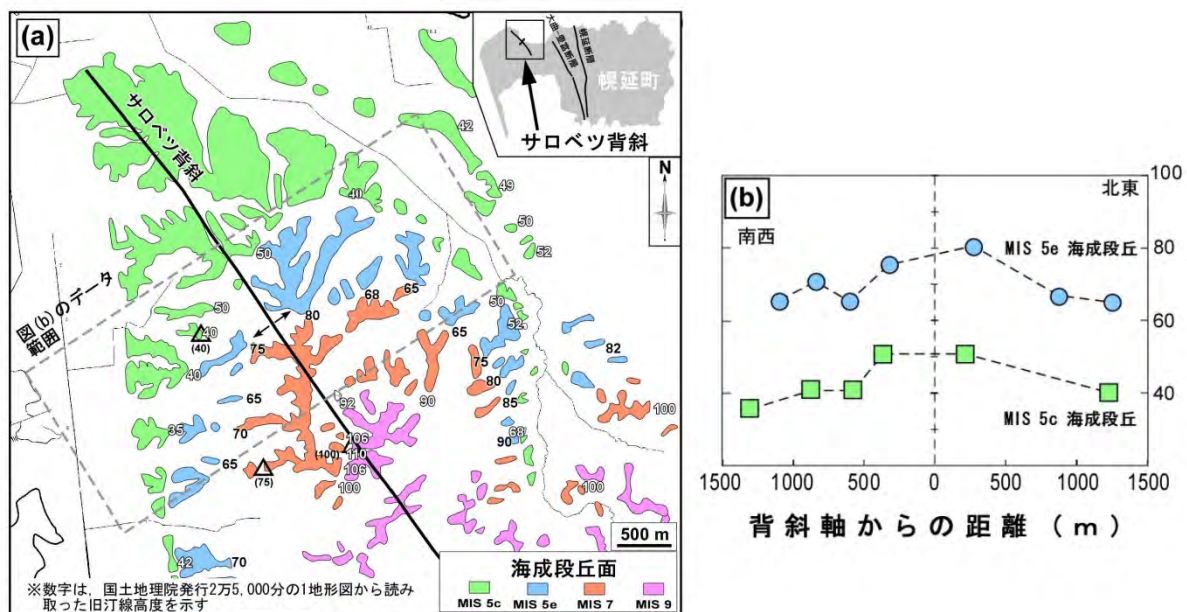


図 2.1-8 幌延地域北西部のサロベツ背斜における海成段丘面の分布 (a) 及び同背斜軸をまたいだ MIS 5c と 5e における汀線高度 (b) (核燃料サイクル開発機構, 2005¹⁶⁾)
海成段丘面の分布及び形成時期は小池・町田編 (2001)³¹⁾を参考にした。(a) における白抜き三角プロット及び括弧数字は、図 2.1-7 へのプロットデータ位置及び旧汀線高度を示す。

幌延地域周辺を対象として、GPS観測データと三角測量データを用いた測地学的手法及び活断層データと地下地質構造断面を用いた地質学的手法を適用し、水平短縮量及び水平歪速度が推定されている。本地域における歪速度の推定結果は、測地学的手法で $10^{-8} \sim 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ 、地質学的手法で $10^{-9} \sim 10^{-8} \text{ yr}^{-1}$ となり、両者は同程度あるいは測地学的手法に比べて地質学的手法によって推定した歪速度が最大で 1 オーダ小さい値であった（図 2.1-9: 太田ほか, 2007³⁰⁾）。この違いの原因としては、測地学的手法から推定された歪速度は局所的な歪の影響を受けていること、地質学的手法から推定された歪は長期的な地殻の塑性変形を反映していることなどが挙げられている（鷲谷ほか, 2002³³⁾）。また、GPS 観測データのように短期間の歪には地震の余効変動が含まれていることも指摘されている（鷲谷ほか, 2002³³⁾）。

実際、幌延地域での GPS 観測データによる地殻変動の解析結果は、2003 年十勝沖地震の発生前後において変動の傾向・速度ともに変化が認められている（図 2.1-10: 太田ほか, 2007³⁰⁾）。また、幌延地域の地下地質構造断面図には、fold-and-thrust帯の地質構造を形づくる多数の断層や褶曲構造が認められ（図 2.1-11: 太田ほか, 2007²⁸⁾）、同断面図を用いた地殻水平歪速度の算定結果は地殻の塑性変形を反映している。さらに、地震の余効変動の継続期間（2～3 年もしくは 10 年以

上) や測地観測の観測期間 (数年~百年間程度) は、北海道周辺におけるマグニチュード 8 以上の巨大地震の発生周期 (500~1,000 年程度: Nanayama et al., 2003³⁴) と比較して明らかに短い。これらの測地学的手法で観測できる期間よりも長い周期で起こるサイクリックな変動により、幌延地域における約 2 年間の GPS 観測データや約 100 年間にわたる三角測量データは影響を受けている可能性が高い。すなわち、最近 2 年間や 100 年間程度における変動傾向とその量は、数万年程度の期間におけるそれらとは異なる可能性が高い (図 2.1-12: 太田ほか, 2007³⁰)。これらのことから、地質環境長期変動モデル構築の観点からは、数万年以上の期間を対象とする地質学的手法によって地殻変動の傾向及び地殻水平歪速度を求めることが適切であると考えられる。

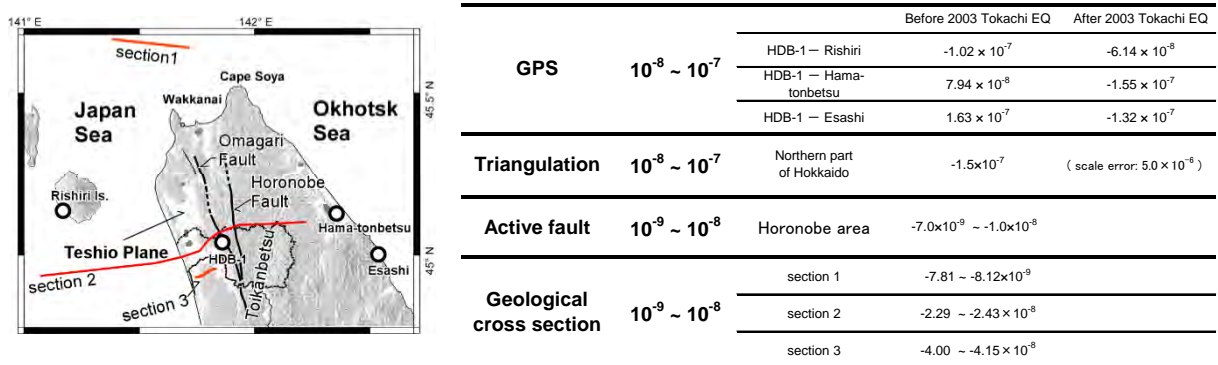


図 2.1-9 各手法で算定した地殻水平歪速度 [yr^{-1}] (太田ほか, 2007³⁰)
(陰影図は国土地理院 (2001)⁹) を使用)

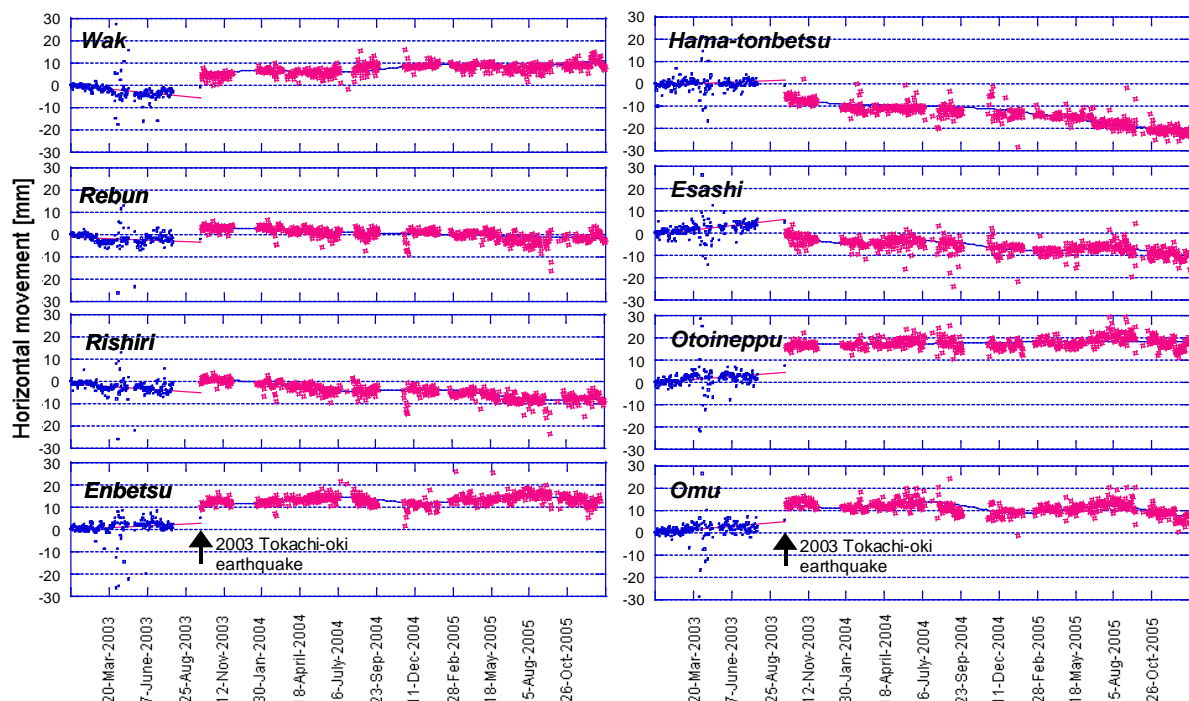


図 2.1-10 GPS 観測点間の基線長変化 (太田ほか, 2007³⁰)

青丸印は 2003 年十勝沖地震発生前、ピンク丸印は地震発生後における基線長変化傾向を示す。青もしくはピンクの直線は一次関数による近似直線。青及びピンクの直線が右下がりの場合は短縮傾向、右上がりの場合は伸張傾向を示す。

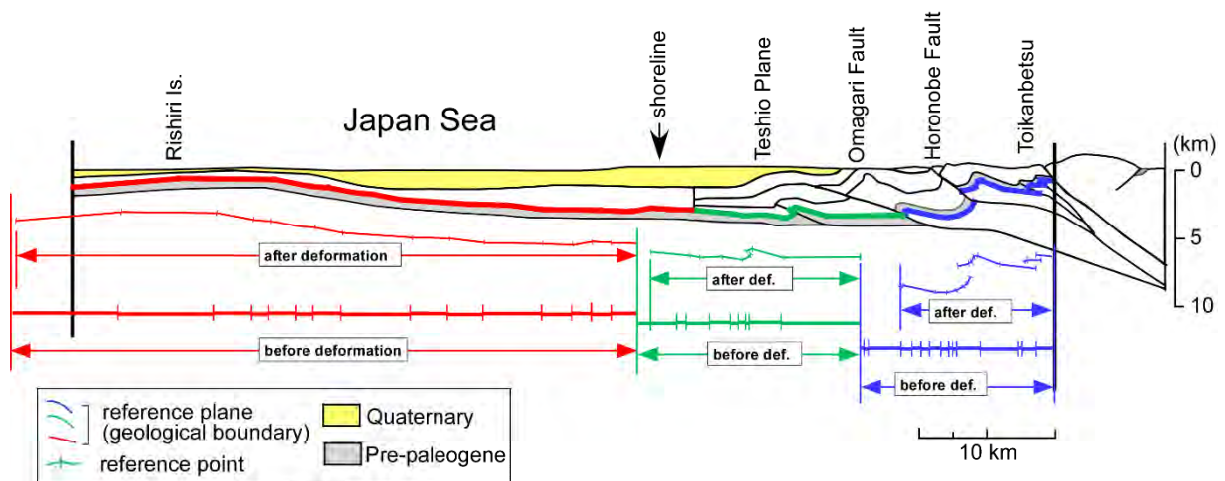


図 2.1-11 地質断面を用いた地殻水平短縮量の解析結果 (太田ほか, 2007³⁰⁾)
断面位置は図 2.1-9 のsection2。加藤・佐藤 (2002)³⁵⁾に基づく。

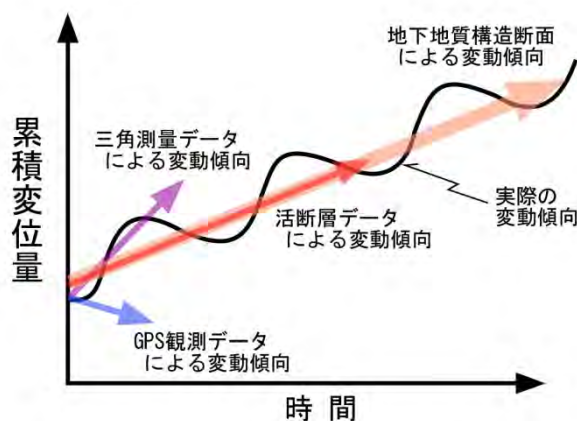


図 2.1-12 異なるデータに基づく地殻変動の傾向の解釈模式図
(核燃料サイクル開発機構, 2005¹⁶⁾)
笠原ほか (1991)³⁶⁾及び松田 (1987)³⁷⁾を参考にして作成。

隆起・沈降に関しては、幌延地域に分布する各層の層厚、現在の標高分布、深度分布 (新里・安江, 2005²⁰⁾など)、堆積時期 (安江ほか, 2006²⁶⁾)、堆積環境、古地理及び既存情報によるサロベツ原野下での各地層の深度分布や年代測定結果 (石山, 2006³⁸⁾; 岡ほか, 2006³⁹⁾) などに基づき、幌延地域の隆起・沈降に関する情報を取りまとめた隆起・沈降曲線が作成されている (図 2.1-13: 太田ほか, 2007³⁰⁾)。各地層が堆積した当時の古水深については、教科書的な既存文献 (例えば、Walker, 1992⁴⁰⁾; サイボルト・バーガー, 1986⁴¹⁾) を参照して、現地調査の結果や既存情報 (例えば、福沢ほか, 1992⁴²⁾) に記された各層の堆積相から推定している。そして、海水準変動曲線 (Chappell, 1994⁴³⁾; Haq et al., 1987⁴⁴⁾) から各層堆積当時の海水準を読み取り、現在の海水準に対する標高を求めた (表 2.1-1)。この図は、地層の圧密による層厚の減少やアイソスタシーを考慮していないなど、いくつかの仮定のもと作成した隆起・沈降曲線ではあるものの、幌延地域における隆起・沈降の大局的な傾向を表しているものと考えられる。すなわち、研究所設置地区周辺 (図 2.1-13 の URL area) 及びサロベツ背斜付近では、平衡状態に達するまで今後とも継続して隆起が進行するのに対し、サロベツ原野では、過去 200 万年程度継続した沈降傾向が隆起傾向に変化する状況にあると思われる。このような地域ごとに異なる隆起・沈降史は、北海道北部

地域におけるfold-and-thrust 帯の地質構造を反映した地殻水平歪速度の分布と調和的であり、歪速度の高い幌延地域東部では、100 万年前以前から隆起傾向が継続しているのに対し、歪速度の低い西部では、沈降から隆起に変化する傾向にある。以上のことから、幌延地域における将来の隆起・沈降の傾向については、広域テクトニクスを考慮し検討すると、幌延地域の東部及びサロベツ背斜付近では、平衡状態に達するまで現在の隆起傾向が継続するのに対し、サロベツ原野では、今後の地殻水平歪速度の増加に伴って隆起傾向に転じ、平衡状態に達するまでその隆起傾向が継続していくものと思われる。

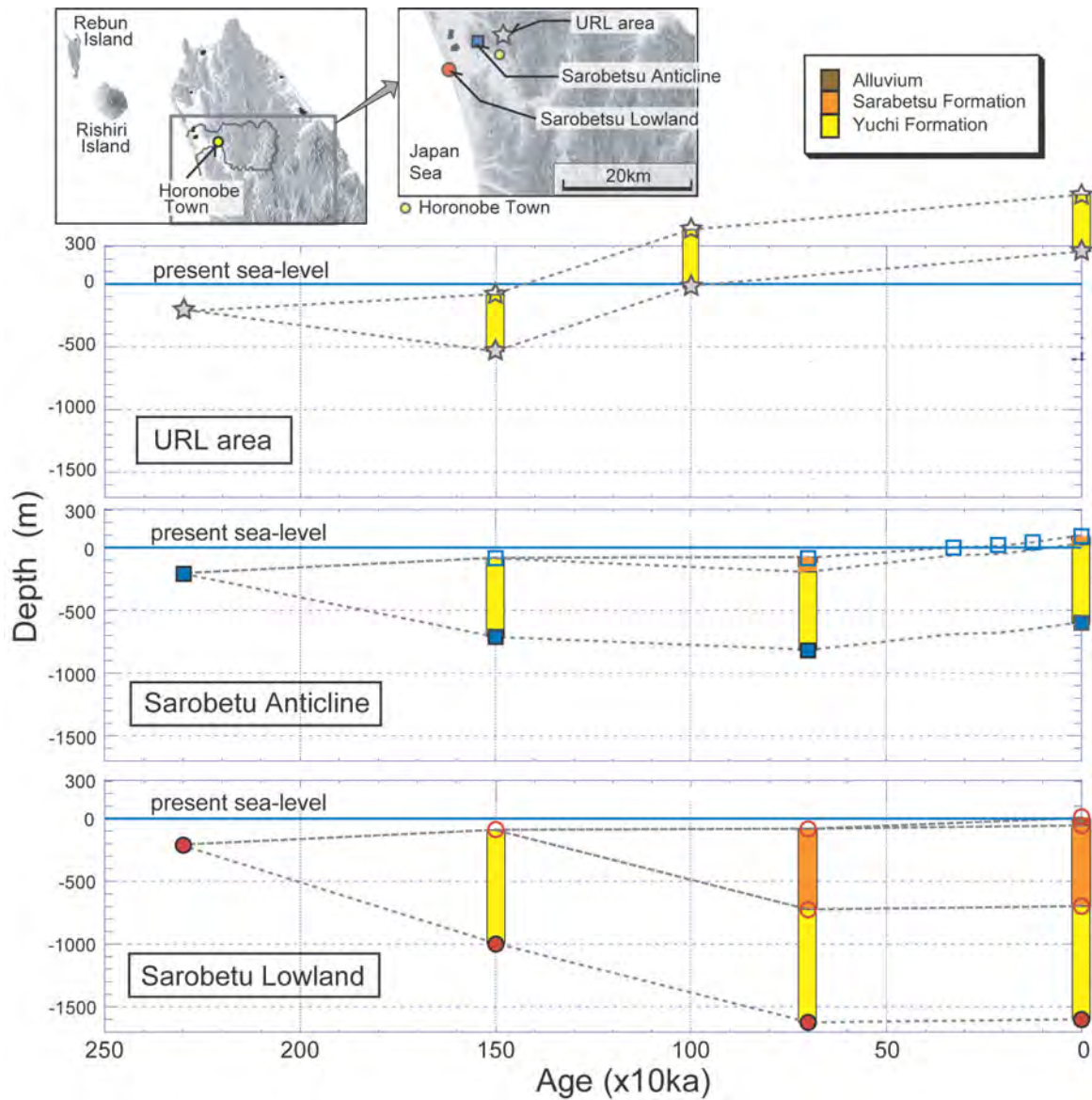


図 2.1-13 幌延地域における隆起・沈降曲線 (太田ほか, 2007³⁰⁾)

表 2.1-1 勇知層、更別層の分布と海水準（太田ほか, 2007³⁰⁾）

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

② 弾性、塑性または脆性的変形

変形は岩石及び大きなスケールの地質構造の物理的変形を指す。変形様式として、弾性、塑性及び脆性があるが、岩石の場合には塑性変形と脆性変形が卓越する。変形によって、断層変位及び割れ目が形成される。力のかかる方向によって、引張りと圧縮がある。地層処分の観点では、脆性変形が重要であり、岩石の破壊を伴う断層の形成（塑性変形の場合には、岩石が流動するため、破碎は伴わない）及び割れ目の形成をもたらす。

東濃地域を含む中部地方から近畿地方では、日本列島の他の地域に比べて北西－南東、北東－南西の共役系のリニアメントや断層が卓越している（図 2.1-14: 例えば、鈴木・杉戸編, 2010⁴⁵⁾）。これらの断層は①で述べた構造運動、すなわちプレートの沈み込みによって生じる圧縮応力場で形成されたと考えられる。

図 2.1-14 に示した断層のうち、赤河断層、華立断層では最近数十万年間に活動した明確な証拠は見つかっていないとされる（鈴木・杉戸編, 2010⁴⁵⁾）。また、屏風山断層についても瑞浪市付近では、推定活断層として図示されているに過ぎない。しかし、100 万年前以前にさかのぼると、屏風山断層、赤河断層、権現山断層については、東海層群堆積開始時から活動を開始し、同層群堆積後にこれら断層の大部分で変位量が増加したと報告されている（陶土団体研究グループ, 1994⁴⁶⁾）。例えば、屏風山断層は東海層群堆積後（約 150 万年前）から現在の間約 200 m以上の垂直変位が推定されている。また、地域西部に分布する華立断層についても、鈴木・杉戸編（2010）⁴⁵⁾では推定活断層として図示されているに過ぎないが、本断層では、幅 20 cmの未固結断層粘土を伴う断層破碎帯を挟んで、東海層群と美濃帯堆積岩が接する地点、及び東海層群が撓曲している地点が記載されており（陶土団体研究グループ, 1999⁴⁷⁾）、東海層群堆積後の断層活動を示唆する。

このように本地域に分布する断層は最近の活動は活発ではないと考えられるが、屏風山断層は山麓に分布しており、屏風山を主峰とする山地は、屏風山断層の活動に関連して形成されたと考えられる。また、赤河断層は地域東方の恵那盆地を境する断層で、現在の土岐川と木曾川水系の分水界をなす地形の高まりに沿って分布する。東濃地域周辺の山間盆地は、西から多治見、土岐、瑞浪、恵那、中津川と土岐川に沿って配列するが、土岐川は瑞浪盆地と恵那盆地の境で南に向きを変える。このことは、赤河断層の活動によって、恵那盆地の西側が隆起し、分水界を形成した可能性を示唆する。したがって、東濃地域の地形モデルを構築するためには、これら断層の活動履歴の把握が必要である。

また、花崗岩中には割れ目が発達するが、割れ目の多くは花崗岩形成時以降の様々な段階で形成されたと考えられている（吉田, 2012⁴⁸⁾; 笹尾・石橋, 2013⁴⁹⁾）。

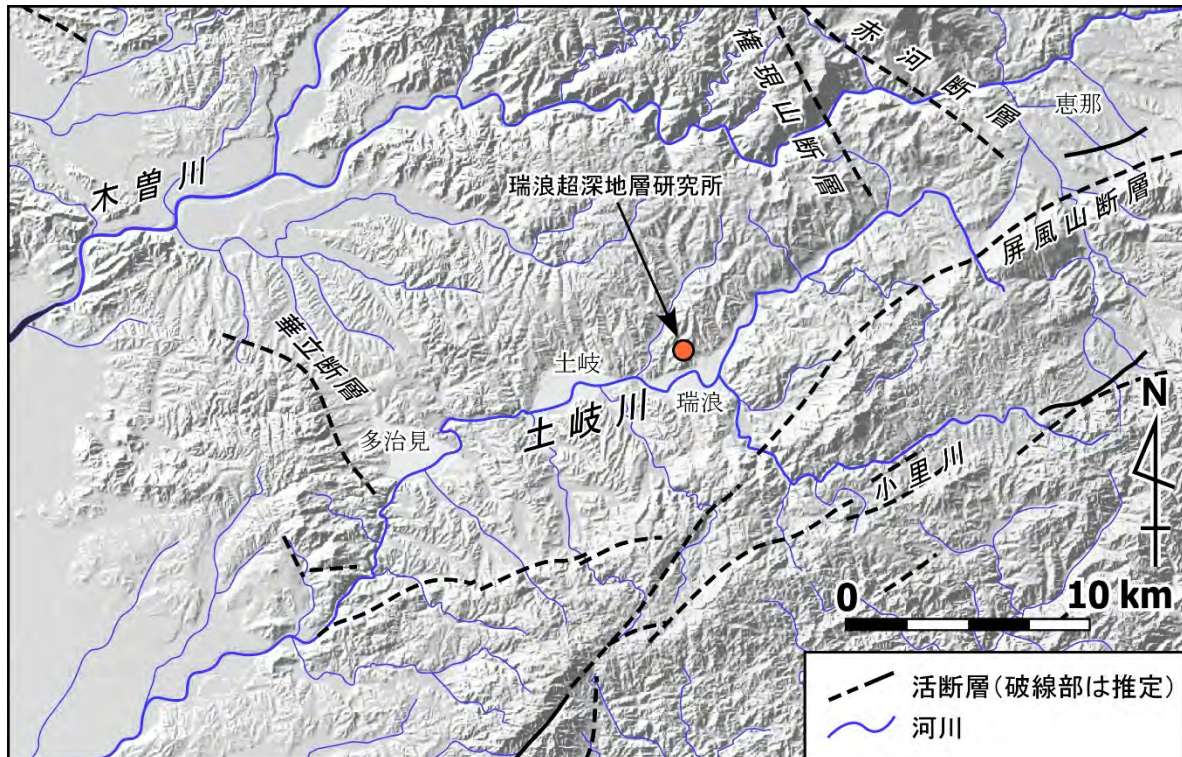


図 2.1-14 瑞浪超深地層研究所周辺の地形

地形陰影図は国土地理院 (2001)⁹⁾を使用。活断層の分布は活断層研究会編 (1991)¹⁰⁾、中田・今泉編 (2002)¹¹⁾に基づく。

幌延地域には現在の海岸線とほぼ平行にいくつかの断層が分布する (図 2.1-15)。これらの断層は 2.1.3 (1) 1) ①で述べた構造運動、すなわちプレート運動によって生じる圧縮応力場で形成されたと考えられる。

幌延を含む北海道北部地域の陸域には、地質断層と考えられている幌延断層及び大曲断層の他に、活断層帯であるサロベツ撓曲帯 (既存文献による「天塩断層帯 (池田ほか編, 2002⁵⁰⁾」及び「サロベツ断層帯 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005⁵¹⁾」に相当)、幌延断層の北側に位置する幌延断層帯 (ここでは、活断層と認定された「幌延断層帯 (中田・今泉編, 2002¹⁸⁾」及び「幌延断層 (活断層研究会編, 1991¹⁰⁾」を「幌延断層帯」とする) 及び問寒別断層帯の各断層帯が、西から順に分布している (図 2.1-15 右)。これらの活断層帯については、空中写真判読結果、反射法地震探査断面及びボーリング調査結果などに基づき、活断層の地表露出位置、変位量及び変位基準面の年代などが求められている (例えば、池田ほか編, 2002⁵⁰⁾)。なお、幌延断層帯は、宗谷丘陵北部において北北西-南南東に延びる長さ約 20 km の断層帯であるが、地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2010)⁵²⁾によれば、「宗谷丘陵の西縁に沿って分布し、宗谷丘陵を相対的に隆起させる東側隆起の活断層としての幌延断層帯は存在しないと考えられる」と評価されている。サロベツ撓曲帯は、北北西-南南東に延びる長さ約 10 km 前後の複数の断層から構成され、サロベツ原野の縁辺部に分布する総延長約 40 km の活断層帯である。地表では丘陵斜面や海成段丘面を変位させる撓曲として現れており、サロベツ原野の縁辺は、南北に延びる撓曲によって限られている。問寒別断層帯は、問寒別川沿いに発達する丘陵中をほぼ南北に連なる長さ約 20 km の断層帯である。南半部では南から北に分岐する断層線、北半部では右ステップする断層線によって構成されている。主に段丘面を西上がりに変位させ、低断層崖や撓曲崖を発達させる (例えば、中田・今泉編, 2002¹¹⁾)。

一方、幌延地域の海域では、音響地殻断面の解析に基づいて海底活断層図が作成されており (徳山ほか, 2001⁵³⁾)、これによると北海道北部地域では、稚内断層系と武蔵断層系という二つの海底活断層系が確認されている (図 2.1-15 左)。稚内断層系は、北西-南東走向で延びる海底活断層

系であり、北海道北部地域に認められる陸上活構造の海域への延長と考えられている。武蔵断層系は、積丹半島から武蔵堆、礼文島にかけて分布する活断層で、おおよそ南北の走向を示す。

幌延地域における過去約 300 万年間の地史 (2.1.3 (1) 1) ①及び⑦に詳述) を踏まえると、同程度の期間を対象として現在から将来にわたる地質環境の変化を考える場合には、サロベツ原野の西方における活構造の発達、西方への陸域の拡大及び地質構造の変化による影響を考慮に入れなければならないと思われる。それら西方への移動傾向については、天北堆積盆がその堆積中心に向かい縮小していく傾向の一部であると考えられ、このため、将来百万年程度の期間を対象とする場合には、天北堆積盆の東部における活構造の成長などもあわせて検討しなければならず、予測に係わる不確実性は大きくなるものと考えられる。

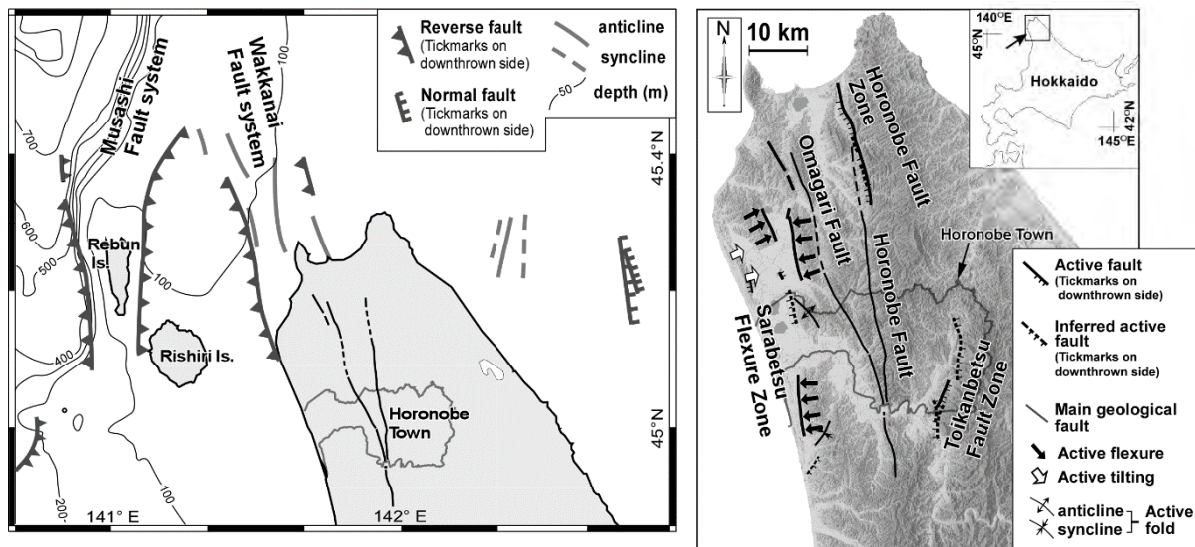


図 2.1-15 幌延地域周辺における活構造の分布 (太田ほか, 2007³⁰⁾
中田・今泉編 (2002)¹¹⁾及び徳山ほか (2001)⁵³⁾に基づく。陰影図は国土地理院 (2001)⁹⁾を使用。

③ 地震活動

地震活動は地球表層での急激な動きのことであり、このFEPには将来の地震活動の可能性を含む。地震活動は通常、既存の断層に沿って発生し、地震に伴って解放されるエネルギーは地震動や地表もしくはその近傍でのずれ(断層)として現れる。また、地震活動に伴って応力の再配分や地下水圧の変化が生じる(例えば、Toda et al., 1998⁵⁴⁾; Niwa et al., 2012⁵⁵⁾)。海域で発生する地震は津波を発生させる場合もある。

東濃地域では、規模の大きい地震が発生した記録はごくわずかである。しかし、東濃地域に分布する断層は、明瞭な垂直変位を有しているため、過去に地震が発生したことは間違いなく、将来においても地震が発生する可能性がある。一方、遠地で発生した地震に伴う地震動は計測されており、遠地地震に伴う地下水圧の変化が確認されている(Niwa et al., 2012⁵⁵⁾)。

幌延地域では、1980年代以降、北海道内における地震観測網の充実や臨時地震観測などによるデータの増加により、北海道北部地域において微小地震(M<3)が多く発生していることが明らかになっている。これらの地震活動は神居古潭帯を含む日本海側で顕著であり、オホーツク海側の地震活動度は極めて低い。北海道の北西部を南北に縦断する幅約 50 kmの地震帯が認められ、深さ 15~30 km付近に数多くの地震が発生している(例えば、石川, 2002⁵⁶⁾; 田村ほか, 2003¹⁹⁾)。微小地震の活動度は日本海沿岸において特に高く、それらのメカニズム解は、深さ 10 km以浅で東西圧縮を最大主応力とする逆断層成分を含む横ずれ断層型、深さ 20 km付近では正断層型を示す(田村ほか, 2003¹⁹⁾)。また、北海道北部地域の日本海側では、群発地震が時折発生することも知られている。幌延地域に限ると、1975年、1986年及び1992年と過去に複数回の群発地震が発

生しており、1992年の群発地震では最大M4.3を記録している（島村・森谷, 1994⁵⁷⁾）。

池原（2000）⁵⁸⁾は、北海道礼文島西方の利尻トラフから採取した海底堆積物コアにおいて、地震時の斜面崩壊堆積物と考えられるタービダイトを2枚見出し、その解析結果に基づいて、利尻トラフ付近における大地震の発生間隔を約3,000年強と見積もっている。このことから、北海道北部地域における大地震（例えば、斜面崩壊を引き起こす程度）の発生周期は、文献史料で遡ることのできる期間よりも長い800～3,000年間程度であったと推測される。

地震の発生が地下水水圧に及ぼす影響については、2003年十勝沖地震発生の10日前後における、幌延URL周辺の地下水水圧のモニタリングデータにおいて、約1 kPa程度の変動ではあるが、地下水水圧は地震発生4日前に上昇、2日前から地震発生まで減少、地震直後には再度上昇するという変化が確認されている（太田ほか, 2007³⁰⁾）。

④ 火山・マグマ活動

マグマは地球表層下に存在する流動性のある高温物質であり、マグマ活動はマグマの形成や流動に伴って生じる過程（例えば、マグマの熱による変成作用）を指す。火山はマグマが火道あるいは割れ目を通して地表に現れたものであり、高温の溶融物である溶岩、急冷したマグマ片である火山ガラス、火山ガスなどが放出される。

東濃地域では、現在の火山・マグマ活動は知られていない。しかし、瑞浪層群の堆積物を構成する鉱物組成及び堆積物中の火山ガラス含有量から、約2,000万～1,500万年前には瑞浪周辺で火山活動が発生した可能性が指摘されている（Sasao, 2013⁵⁹⁾）。このほか、7,000万～6,000万年前に形成された安山岩岩脈が分布していることから、この時期に小規模な火山・マグマ活動が生じたと考えられる（及川ほか, 2006⁶⁰⁾）。また、東濃地域の東方に分布する阿寺断層に沿っては、200万～100万年前に上野玄武岩が噴出している（柴田・山田, 1977⁶¹⁾; 宇都・山田, 1985⁶²⁾; 氏家, 1989⁶³⁾; 氏家ほか, 1992⁶⁴⁾; 中野ほか, 2000⁶⁵⁾）。

幌延地域では、幌延地域の北西に第四紀火山である利尻火山が存在する。利尻火山については、火山体の地質調査と主要な噴出物のK-Ar年代測定などに加え、北海道北部地域におけるテフクロロジーの研究結果（Miura, 1995⁶⁶⁾）なども合わせて、噴火様式、噴出量、噴出率及び岩質の時間変化などに関する詳細な検討が行われている（石塚, 1999⁶⁷⁾）。これらの研究から、利尻火山は約20万年前以降に活動を開始し、最新の噴火は数千年前に発生したと推定されている。また、利尻火山のマグマ噴出率と温度変化が、マグマ発生の熱源としてのダイアピルモデルと調和的であることから、利尻火山の発達史は単一のダイアピルの消長で説明可能であるとしている。さらに、最近数千年間において噴火した形跡や噴気活動などが認められないこと、利尻火山の周辺に他の第四紀火山が存在しないことから、利尻火山を含む北海道北部は定常的に熱源が上昇する環境にはないとしている。

北海道における新生代の火山活動は、北海道とその周辺におけるテクトニクスと密接な関連性をもって変遷しており、このことから、現在のテクトニクスが将来にわたり変化しない限り、現在火山活動や熱水活動が活発である地域（知床半島から札幌南側に延び、函館へと至る地域）は、将来ともに大きく移動しないことが推測される。これは、現在のテクトニクスが将来にわたり変化しない限り、北海道北部地域では将来ともに火山活動や熱水活動が生じる可能性が低いことを示唆する。

⑤ 変成作用

変成作用は地下深部（一般に数km以深）またはマグマの近傍で、圧力や熱によって元の岩石から異なる岩石に変化する過程である。

東濃地域では、土岐花崗岩近傍の美濃帯堆積岩で熱変成作用によって生じた岩石が分布するが（原山ほか, 1988⁶⁸⁾; 湯口ほか, 2010⁶⁹⁾）、過去数百万年の時間スケールにおいては、変成作用は生じていない。

幌延地域については、幌延地域が位置する天北（第三紀）堆積盆（山本, 1979¹⁷⁾）の東部の神居古潭帯（図 2.1-6）において変成岩類が分布するが、幌延地域では変成作用は生じていない。

⑥ 熱水活動

熱水は高温の地下水であり、熱水活動は熱水によって生じる様々なプロセスを指す。具体的には、地下水の密度差によって起こる地下水流動、あるいは高温の地下水による熱水変質がある。

東濃地域では、花崗岩中の割れ目を充填する鉱物の特徴から、数千万年前に熱水が流入し、変質が生じたと推定されている (Nishimoto and Yoshida, 2010⁷⁰; Yoshida et al., 2013⁷¹)。しかし、過去数百万年の時間スケールにおいては、熱水活動の証拠は認められていない。

幌延地域では、地表地質調査やボーリング調査の結果からも、熱源となり得る岩脈などの存在や、熱水活動に伴う鉱物組成や熱熟成の変化は報告されていない (石油公団, 1995⁷²)。

⑦ 侵食と堆積

侵食は地球の表面が雨、流水、風、氷河などの外因的要因で削られる作用であり、堆積は堆積物が集積し、地層が形成される作用を指す。

なお、ここでは地質学的スケールで生じる比較的大規模な侵食と堆積を扱い、地表環境で生じる比較的小規模な侵食と堆積は 4) ⑤に含まれる。

地質学的スケールで生じる侵食と堆積は、地形の変化を引き起こし、地下水流動系に影響を与える。また、堆積によって、下位に分布する堆積物に荷重がかかるため、続成作用を引き起こす。なお、海成段丘においては、侵食量及び侵食速度は隆起速度と関連することが指摘されている (核燃料サイクル開発機構, 1999⁸)。

東濃地域は、全体としては侵食場に位置しており、堆積場は現在の河川沿いの山間盆地などに限られる。

幌延地域では、幌延地域の西部に位置するサロベツ背斜の西翼に分布する声問層上部と幌延地域東部の声問層と勇知層の堆積年代を比較すると、東西十数 km の間で少なくとも 100 万年程度の堆積年代の違いが認められ、東部に比べて西部の方が明らかに新しいことがわかっている (

図 2.1-16)。同様の傾向は、勇知層とその上位の更別層の境界付近でも認められており、幌延地域東部の問寒別地域で 2.4 Ma 頃、西部で 1.3 Ma 頃となっている (岡・五十嵐, 1993²⁹)。このことは、鮮新世以降、本地域の堆積域の中心が西方へ移動したことを示している。こうした堆積域の西方への移動には、幌延地域東部及び西部それぞれの堆積域の東縁が断層により限られていること、西部と東部は褶曲構造により境されていること、それぞれの堆積域の長軸が幌延地域の地質構造の一般的トレンドである北北西-南南東方向と同一であること及び西側ほど地層の変形量が小さいことなどから、断層活動や褶曲作用などの構造運動が深く関わっていると推測されている (太田ほか, 2007³⁰)。また、珪藻化石を用いた後背地解析手法によっても同様の結果が得られている (詳細については 3.1.2 (2) を参照)。

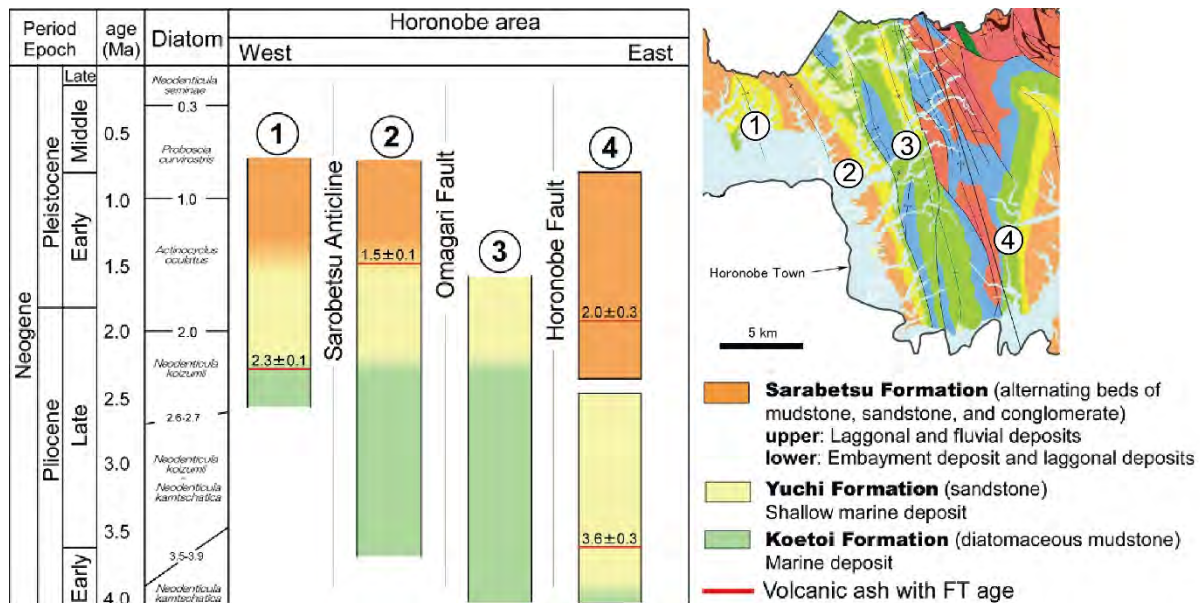


図 2.1-16 幌延地域における層序と珪藻化石帯（太田ほか, 2007³⁰に基づく）
 上図右の地質図の凡例は、図 2.1-25 と同じ。

侵食量（削剥量）については、地表温度や古地温勾配及びシリカ鉱物の相転換温度などの参照データを用いて推定を行っている（太田ほか, 2007³⁰）。幌延町周辺では、町の北端部（基礎試錐「天北」）及び町の南西側（北川口 SK-1）において古地温勾配が得られていることから（石油公団, 1995⁷²）、その結果を用いて、幌延地域の古地温勾配を 100 m ごとに 3.5 °C と仮定し、また、地表温度は、基礎試錐「天北」を含めた 13 孔の孔口部の平均温度（石油公団, 1995⁷²）及び気象庁天塩気象観測所で測定された 1979～2000 年までの平均気温から、それぞれ、15 °C 及び 6.2 °C の値が得られていることから、それらを古地温勾配獲得時の地表温度と仮定して、侵食量（削剥量）を推定した。

古地温勾配及び鉱物相の変化に基づいて対象地層の侵食量を推定するためには、続成作用による鉱物相の変化が生じて以降、火山活動やそれに伴う熱水活動などにより、地温勾配の急激な変化などによる鉱物相の変化が生じていないことが前提となる。幌延地域とその周辺の新第三紀の火山岩類の年代は、放射年代測定などによりほぼ明らかとなっており、いずれも 10 Ma より古い年代値を示している。併せて、幌延地域における地表地質調査やボーリング調査の結果からも、熱源となり得る岩脈などの存在や、熱水活動に伴う鉱物組成や熱熟成の変化は報告されていない（石油公団, 1995⁷²）ことから、シリカ鉱物の相変化は一連の埋没続成作用により生じたものであると見なすことができる。

これらの条件を用いて得られたオパール CT 化が生じた過去の深度は約 860～1,250 m であり、この値と現在のオパール A/CT 境界が認められる深度との差から、侵食量を推定できる。その結果、既存の各ボーリング調査地点における侵食量は、少なくとも約 435～820 m と推定された（表 2.1-2）。地表に露出する稚内層/声間層境界はオパール A/CT 境界付近と一致することから、各ボーリング孔における侵食量とともに、地表に露出する稚内層/声間層境界を基準として侵食量データを取得し、幌延町北進地区における侵食量のコンターマップが作成された（図 2.1-17）。オパール A からオパール CT へ変化する温度を 45 °C、地表温度を 15 °C とした場合、地質構造と侵食量の間関係を見ると、背斜軸部で 860 m 以上、翼部の HDB-7 孔周辺で約 275 m と推定されている。北進地区の周辺地域では、オパール A/CT 境界付近から約 860 m 上位と約

1,250 m 上位は、それぞれ、勇知層と更別層の境界付近と更別層中であることから、勇知層と更別層の境界付近及び更別層中の年代である約 1.3~0.7 Ma 以降は、北進地区については沈降場になっていないと考えられる。このことから、幌延町北進地区における侵食量は過去約 100 万年間あたりの値であり、それを 1,000 年あたりに換算した侵食速度は、隆起量の多い背斜軸部では約 0.66~1.79 m ky⁻¹ 以上、隆起量の少ない翼部では約 0.21~0.86 m ky⁻¹ 以上と見積もられている (表 2.1-3)。

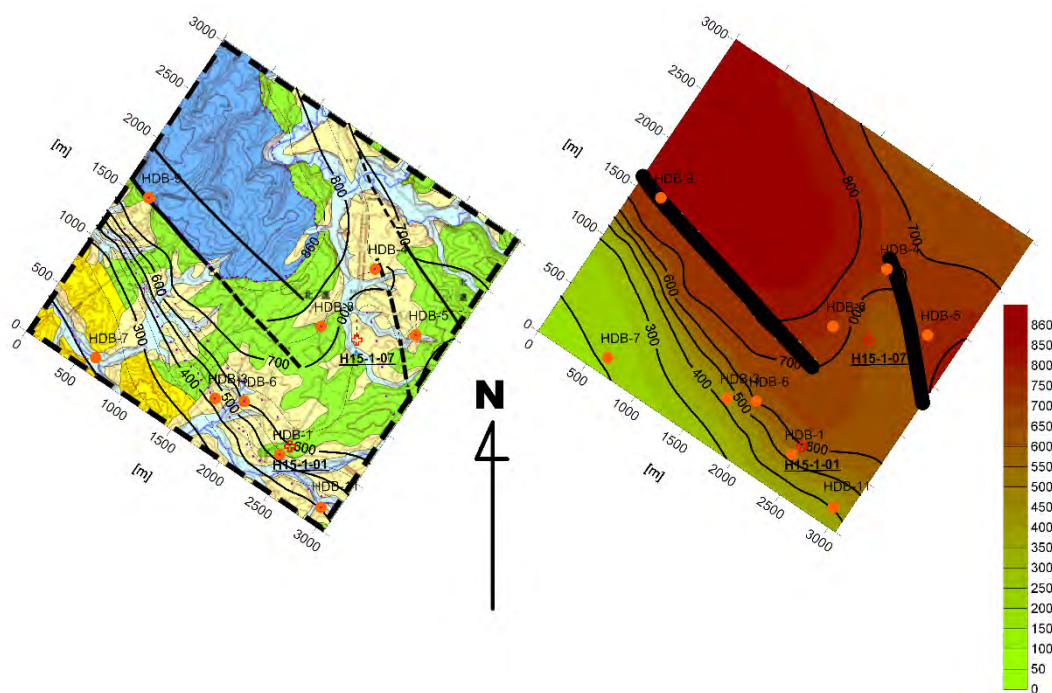


図 2.1-17 幌延町北進地区における侵食量のコンターマップ (太田ほか, 2007³⁰⁾)

●は、コンターマップを作成する際に使用したデータ位置を示す。使用データについては、各孔のオパールA/CTから得られた侵食量及び地質構造モデル (石井・安江, 2005a⁷³⁾) から推定した侵食量を使用。

表 2.1-2 幌延町北進地区において掘削した各ボーリング孔におけるオパール CT 化の深度及び侵食量の推定値 (太田ほか, 2007³⁰⁾)

Borehole	Depth [m] ・appearance of opal-CT is detected by XRD	Amount of erosion [m] ・ ground temperature: 15°C		Amount of erosion [m] ・ ground temperature: 6.2°C	
		・temperature of transformation from opal-A to opal-CT: 45°C	・temperature of transformation from opal-A to opal-CT: 50°C	・temperature of transformation from opal-A to opal-CT: 45°C	・temperature of transformation from opal-A to opal-CT: 50°C
		HDB-1	324.99	535	675
HDB-2	41.38	820	960	1,070	1,210
HDB-3	426.05	435	575	685	825
HDB-4	100.05	760	900	1,010	1,150
HDB-5	99.95	760	900	1,010	1,150
HDB-6	262.21	600	740	850	990
HDB-7 ^{a)}	N.D.	(225)	(350)	(475)	(600)
HDB-8	102.35	760	900	1,010	1,150
HDB-9 ^{b)}	N.D.	(860)	(1,000)	(1,110)	(1,250)
HDB-10	320.18	540	680	790	930
HDB-11	460.38	400	540	650	790
H15-1-01 ^{b)}	N.D.	(600)	(725)	(825)	(975)
H15-1-07 ^{b)}	N.D.	(650)	(800)	(900)	(1,050)

*ボーリング孔でオパール A/CT 境界に遭遇しない

a) 図 2.1-17 に基づく侵食量

b) 古地温とステラン/ステレンの有機物比の相関性に基づく推定

表 2.1-3 各ボーリング孔における侵食速度 (太田ほか, 2007³⁰⁾)

Borehole	Erosion rate [m ky ⁻¹] ・ ground temperature: 15°C		Erosion rate [m ky ⁻¹] ・ ground temperature: 6.2°C	
	・temperature of transformation from opal A to opal CT: 45°C ・ starting age of erosion: 1.3 Ma	・temperature of transformation from opal A to opal CT: 50°C ・ starting age of erosion: 1.1 Ma	・temperature of transformation from opal A to opal CT: 45°C ・ starting age of erosion: 0.9 Ma	・temperature of transformation from opal A to opal CT: 50°C ・ starting age of erosion: 0.7 Ma
	HDB-1	0.41	0.61	0.87
HDB-2	0.63	0.87	1.19	1.73
HDB-3	0.33	0.52	0.76	1.18
HDB-4	0.58	0.82	1.12	1.64
HDB-5	0.58	0.82	1.12	1.64
HDB-6	0.46	0.67	0.94	1.41
HDB-7	0.17	0.32	0.53	0.86
HDB-8	0.58	0.82	1.12	1.64
HDB-9	0.66	0.91	1.23	1.79
HDB-10	0.42	0.62	0.88	1.33
HDB-11	0.31	0.49	0.72	1.13

⑧ 続成作用

続成作用は、地表あるいは地表近くに定着した堆積物が、物理的、化学的、生物学的な様々な過程によって固結し、岩石に変化するプロセスを指す。

東濃地域では、瑞浪層群で続成作用によって一般的に形成されるスメクタイトが広く分布している。また、瑞浪層群下部において堆積物中に含まれていた火山ガラスが沸石に変化している (Sasao, 2013⁵⁹); Utada, 2003⁷⁴)。瑞浪層群よりも新期の地層 (東海層群及び段丘堆積物、沖積層) では続成作用の影響は認められない。

幌延地域には、稚内層及び声問層と呼ばれる珪質堆積岩が分布している。珪質堆積物では、地下に埋没して温度が上昇するにつれて、堆積物中に含まれるシリカ鉱物は、非晶質シリカ (オパールA) から低温型クリストバライト (オパールCT) を経て低温型石英へと相変化する (Aoyagi et al., 1980⁷⁵) など)。このシリカ鉱物の相変化は、Na やCa に富む沸石や長石とともに、埋没続成過程における鉱物指標となることが広く知られている。特にシリカ鉱物の相変化は、堆積物の埋没による温度の変化に強く規制されている (Iijima and Tada, 1981⁷⁶)。幌延地域のシリカ鉱物の相変化は、2.1.3 (1) 1) ⑦で述べたとおり、一連の埋没続成作用により生じたものであると判

断される。

顕微鏡観察、電子顕微鏡観察、粉末X線回折などの結果（石井ほか, 2007⁷⁷⁾）から、稚内層及び声問層の代表的な構成鉱物は、ともにシリカ鉱物（オパールCT・オパールA）及び少量の石英・長石・粘土鉱物（カオリナイト・スメクタイト・イライト・緑泥石）・黄鉄鉱・炭酸塩鉱物（シデライト・マグネサイト）であった。ただし、稚内層及び声問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、声問層はこのオパールCTを含まない。

2) 気候プロセスとその影響

① 地球規模の気候変動

地球規模の気候変動は、地球規模の長期的な気候変動の、起こり得る将来の状態又は過去の証拠に関する FEP である。地域的な状況により特定地域で起こった、気候のゆらぎや短期的な気象変化は含まない。

第四紀前期以降は、大陸氷河の拡大（氷期）と縮小（間氷期）を伴う気候変動が地球規模で繰り返されており、特に過去 70 万年程度については、明瞭な周期性が認められるとされている（核燃料サイクル開発機構, 1999⁸⁾）。この氷期・間氷期の周期性は、地球の軌道要素（公転軌道の形や地軸の傾きなど）の永年変化と極めて良く調和しており、これらの変化に伴う周期的な日射量変化に氷期-間氷期サイクルの原因が求められている（核燃料サイクル開発機構, 1999⁸⁾）。このように、地球規模の気候変動については、既に多くの研究によって明らかにされており、東濃・幌延地域における個別の課題はない。

② 地域的及び局所的な気候変動

地域的及び局所的な気候変動は、本事業においては、東濃地域及び幌延地域における将来あり得る気候変動及び過去の変動の証拠に関する FEP である。これは地球規模の気候変動に伴っても起こると考えられるが、特定の地域における気候変動はその場所特有のものであり、この FEP には短期的変動も含む。

気候は、気温・降水量・気圧など様々な要素で特徴づけられる。また、大洋・雪氷・生物相・地表のような、気候システムの構成物によっても特徴づけられる。20～30 年程度の期間で生じる気候変動は、気候のゆらぎと言う。気候変動を現在の科学で予測することは困難であるが、過去の記録に基づいて変動幅を把握することは可能であると考えられる。

東濃地域では、山間小盆地の一つである大湫盆地において、ボーリングコアを用いた過去 30 万年間の気候変動及び植生復元が行われ（佐々木ほか, 2006⁷⁸⁾; 守田ほか, 2006⁷⁹⁾）、ベストモダンアナログ法による過去 30 万年間の気温と降水量の変化が検討された（図 2.1-18: 草野ほか, 2011⁸⁰⁾）。しかしながら、過去の降水量の復元については、気温に比べて復元精度が劣る可能性が指摘されており（中川ほか, 2002⁸¹⁾）、検討例は少ない。

幌延地域では、最終氷期後期以降の北海道北部地域の古環境について、氷期に形成された化石周氷河地形の種類とその分布及び花粉分析に基づく植生の復元により推定されている。

最終氷期後期以降の北海道北部地域における気候は、同地域の南部に位置する剣淵盆地での花粉分析結果から推定されている（五十嵐ほか, 1993⁸²⁾）。復元された過去約 3.2 万年間の植生変遷によると、3.2～2.5 万年前は、現在のサハリン中央部付近の植生に対比されるようなエゾマツあるいはアカエゾマツを主体としてグイマツなどを混じえたタイガ、2.5～1.6 万年前は最終氷期後期以降で最も寒冷な時期（極相期）に当たり、現在のサハリン北部に見られるステップとハイマツを主とした疎林、1.6～1.2 万年前はグイマツ、ハイマツの頻度の顕著な低下が認められる亜間氷期、そして 1.2～1.0 万年前は、極相期に匹敵する厳しい寒冷気候の再来時期である。これ以降は徐々に温暖化し、8,000 年以降には現在の森林が形成されたと推定されている。

北海道北部地域には、氷期に形成された化石周氷河地形が分布している（小疇ほか編, 2003³²⁾）。周氷河現象は形成環境によって異なるため、過去の周氷河現象（以下、「化石周氷河現象」という）の組み合わせから、それらが形成された当時の環境を推定することができる。三浦・平川（1995）⁸³⁾ は、従来報告されてきた化石周氷河現象のうち、特に化石凍結割れ目構造の再検討を行い、北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源及びそれらが形成された当時の永久凍土環境の復

元を行っている。それによると、最終氷期のうち、4.2～1.2 万年前にかけては、オホーツク海沿岸から根釧原野にかけて連続永久凍土帯の南限地域で、年平均気温は－7℃、十勝平野や日本海側の北部が－7～－3℃の不連続永久凍土帯であり、気温の年較差が大きく、冬の寒さが厳しい気候であったとされている。この不連続永久凍土帯の南限は、最終氷期最寒冷期において、グイマツ、ハイマツを主とする疎林と草原の南限にほぼ一致する。

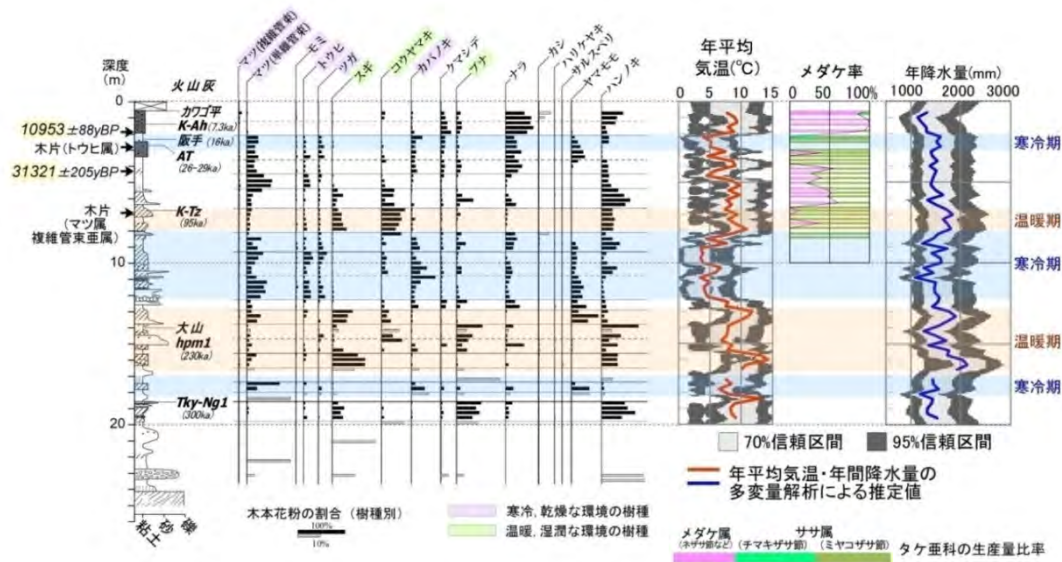


図 2.1-18 東濃地域、大湫盆地における過去 30 万年間の古気候の推定例（草野ほか, 2011⁸⁰⁾）
年平均気温と年降水量の推定は、Nakagawa et al. (2002)⁸⁴⁾の手法による。

③ 海面変化

海面変化には、地球規模で生じる変化（ユースタティック）と、局地的な地質変動に伴う変化（アイソスタティック）がある。

このうち、ユースタティックな海面変動は、氷期に陸上に氷河・氷床が発達して海面が下降する一方、間氷期には陸上の氷河・氷床が融けて海面が上昇する変動を指す。氷期－間氷期を通じた海水準の上下変動の幅は、過去数十万年間を通じてほぼ一定しており、現在に比べて十数 m～－120 m 程度の範囲にあったとされている（核燃料サイクル開発機構, 1999⁸⁾）。

アイソスタティックな変動としては、陸地の上下方向の変動の影響によるものがある。例えば、氷河・氷床が発達する地域では、それらの荷重によって陸が沈降するが、間氷期にはそれらが融解し荷重が除去されることによって陸が隆起する。このような陸地の上下変動によって海面が見かけ上、変化することがある。

東濃地域は内陸部に位置するため、海面変化の影響を直接受けない。ただし、海面変化に伴う侵食基準面の変化に河川が応答し、その勾配が変化するため、海面変化が内陸部の侵食・堆積に対して間接的に影響を与えられられる。

幌延地域は沿岸に位置しており、海面変化の影響を強く受ける。幌延地域における海成段丘面の形成時期とその分布、氷期－間氷期サイクルに伴うユースタティックな海水準変動（小池・町田編, 2001³¹⁾）及び幌延地域の西方海域における緩傾斜な海底地形を考慮して、約 21 万年前以降の古地理が詳細に復元されている（図 2.1-19: 新里ほか, 2007⁵⁾）。この図から、海水準変動による汀線位置の大規模な変化を伴いながら、陸域が徐々に西方へ拡大してきたことが読み取れる。

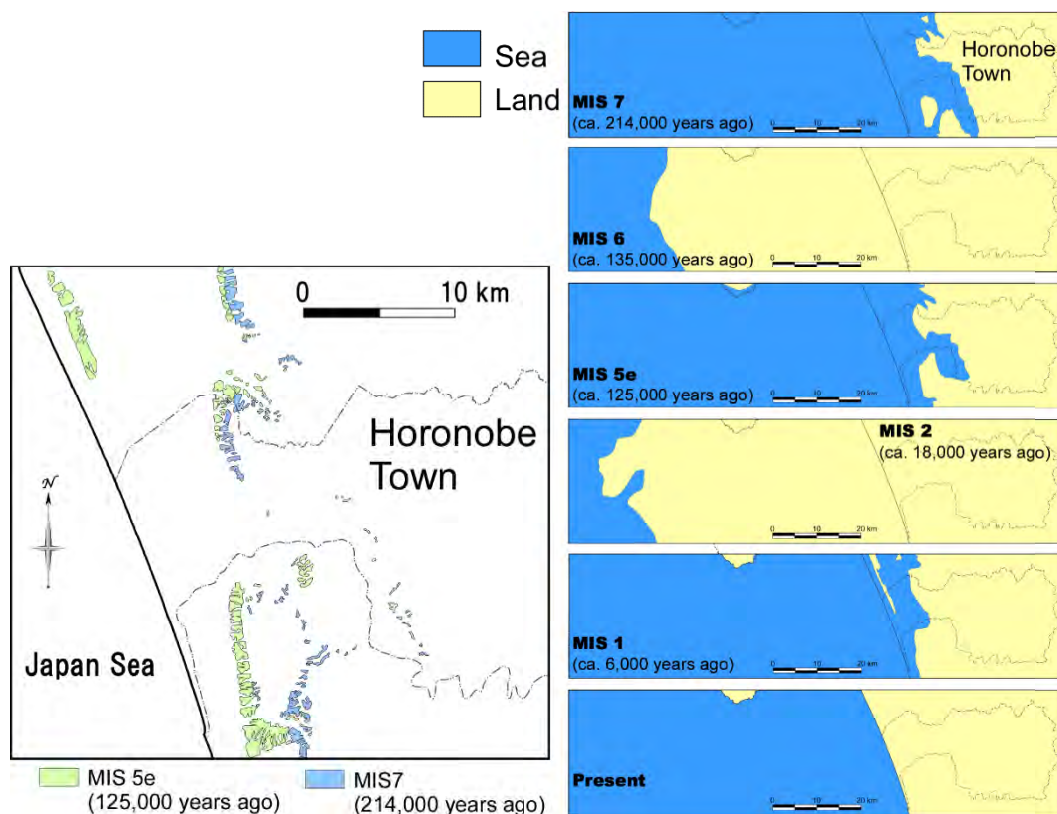


図 2.1-19 幌延地域西部の海成段丘面の分布と海陸分布の変遷（太田ほか, 2007³⁰⁾）

④ 周氷河現象の影響

周氷河現象の影響は、氷河に覆われることはないものの、地中の水分が凍結や融解を繰り返すこと（凍結融解作用）による物理的プロセスやそれに付随する地形に関する FEP を指す。

周氷河現象の重要な特性は、冬期の氷結から夏期の融解に至る季節変動であり、大量の水の移動や侵食が起こる可能性を伴うことである。氷結した下層土は永久凍土層と呼ばれる。季節が変わる際に氷が溶けてできた水は、永久凍土層があるために下部に浸透せず、表層の土壌は水で飽和状態になる。その結果、ソリフラクションと呼ばれるマスマーブメントが発生する。永久凍土層があると、深部の水理領域は表面の水理領域から切り離される、深部の地下水はタリク（局地的に凍っていない場所を言う）に集中的に流出する。

東濃地域では、周氷河現象の影響は認められない。

幌延地域では、2.1.3 (1) 3) ②で述べたとおり、氷期に形成された化石周氷河地形が分布している。凍結融解が進行する斜面ではソリフラクションによる面的な削剥作用が卓越するため、宗谷丘陵のような、なだらかな波状起伏をなす地形が形成される（貝塚ほか編, 1985⁸⁵⁾; 小疇ほか編, 2003³²⁾など）。研究所周辺においても、それらの作用で形成されたと考えられる堆積物が確認されている（新里ほか, 2007⁵⁾）。

⑤ 局所的な氷河と氷床の影響

局所的な氷河と氷床の影響は、処分場が存在する地域における氷河や氷床からの影響に関する FEP であり、例えば、地形学上の変動、侵食、溶けた水の影響、水力学的な影響が挙げられている。しかし、東濃地域及び幌延地域では、これらの影響は認められない。

3) 地質環境

本事業では、深地層の研究施設の設置されている東濃地域と幌延地域を事例研究の対象として

いることから、ここに分布する主たる岩体（東濃地域は土岐花崗岩、幌延地域は稚内層及び声間層）の地質環境に関する FEPのうち、地形・地質モデルに関連する FEP を取りまとめる。

① 母岩

母岩は、国際 FEP リストでは、処分場の閉鎖の前あるいは後における処分場周囲の岩石(母岩)の性質や特性に関する FEP とされており、関係する性質として、熱伝導率や透水係数、圧縮強度や剪断強度、空隙率などが挙げられている (OECD/NEA, 2000⁷⁾)。ここでは、東濃地域については土岐花崗岩、幌延地域については稚内層及び声間層を母岩として記述する。

東濃地域に分布する土岐花崗岩は、岐阜県土岐市から瑞浪市にわたって分布する白亜紀後期～古第三紀前期の深成岩体であり (石原・鈴木, 1969⁸⁶⁾; Ishihara and Chappel, 2007⁸⁷⁾)、地表では、東西約 12 km、南北約 14 km の範囲に分布する (石原・鈴木, 1969⁸⁶⁾)。

土岐花崗岩は、鉱物組み合わせとモード組成から白雲母-黒雲母花崗岩、ホルンブレンド-黒雲母花崗岩及び黒雲母花崗岩の三つの岩相に区分されている (湯口ほか, 2010⁶⁹⁾)。これらの岩相は系統的に推移しており、岩体中心部には黒雲母花崗岩が、縁辺部には白雲母-黒雲母花崗岩が分布し、両者の間にホルンブレンド-黒雲母花崗岩が分布するとされる (湯口ほか, 2010⁶⁹⁾)。これらの形成年代については、CHIME 年代 (モナザイト) として 68.3 Ma (Suzuki and Adachi, 1998⁸⁸⁾) とジルコンのフィッション・トラック (Fission Track: 以下、「FT」という) 年代として 76～53 Ma (笹尾ほか, 2006⁸⁹⁾; Yuguchi et al., 2011⁹⁰⁾) が報告されている。

瑞浪超深地層研究所の研究坑道の地表から深度 500 m の範囲において観察される土岐花崗岩は、等粒状で淡灰色～淡桃色を呈する。主に石英、カリ長石、斜長石、黒雲母から構成され、ホルンブレンドを含むことがある。石英、カリ長石、斜長石は自形～半自形、黒雲母は半自形～他形である。粒度は、主に鉱物の長径が 5～7 mm 程度の中～粗粒であるが、鉱物粒径 1～5 mm 程度の細～中粒の場合もある (図 2.1-20～図 2.1-22: 窪島ほか, 2013⁹¹⁾; 鶴田ほか, 2013⁹²⁾)。

花崗岩中には、ペグマタイト及びアプライトが岩脈として局所的に分布している。ペグマタイトは、幅 5～20 cm 程度のものが認められており、粗粒で等粒状組織を示す (図 2.1-23)。主要構成鉱物は、石英 (最大粒径 10 mm 程度)、淡橙色を呈するカリ長石 (最大粒径 20 mm 程度)、白色を呈する斜長石 (最大粒径 10 mm 程度)、黒雲母 (最大粒径 10 mm 程度) である (図 2.1-23: 鶴田ほか, 2012⁹³⁾)。ペグマタイトは、淡橙色のカリ長石を多く含むため、全体的に橙色がかかった色調を呈する。アプライトは幅数～20 cm 程度のものが認められており、非常に細粒で、全体的に灰色～淡緑色を呈する (図 2.1-24: 窪島ほか, 2013⁹¹⁾; 鶴田ほか, 2012⁹³⁾, 2013⁹²⁾)。

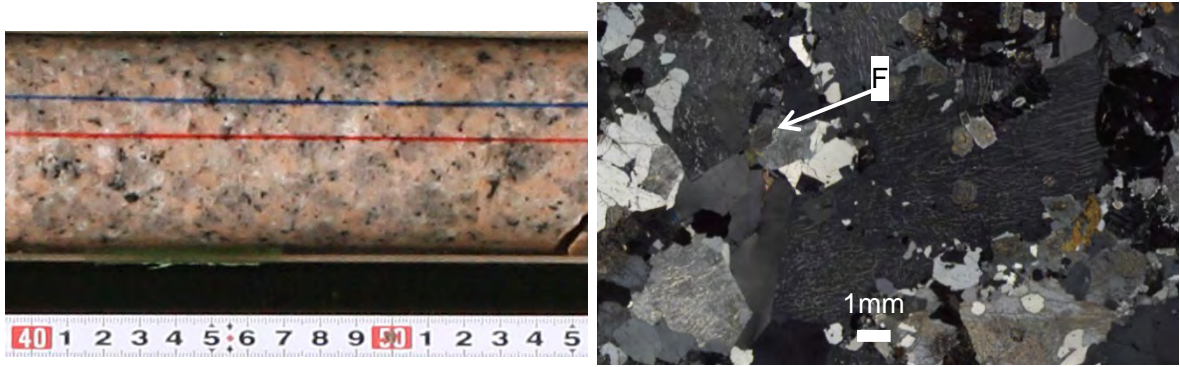


図 2.1-20 中～粗粒花崗岩 (窪島ほか, 2013⁹¹⁾)
 09MI20 号孔 41.40 mabh*付近のコア写真及び薄片写顕微鏡写真 (クロスニ科尔)
 F : カリ長石。*mabh: meter along borehole

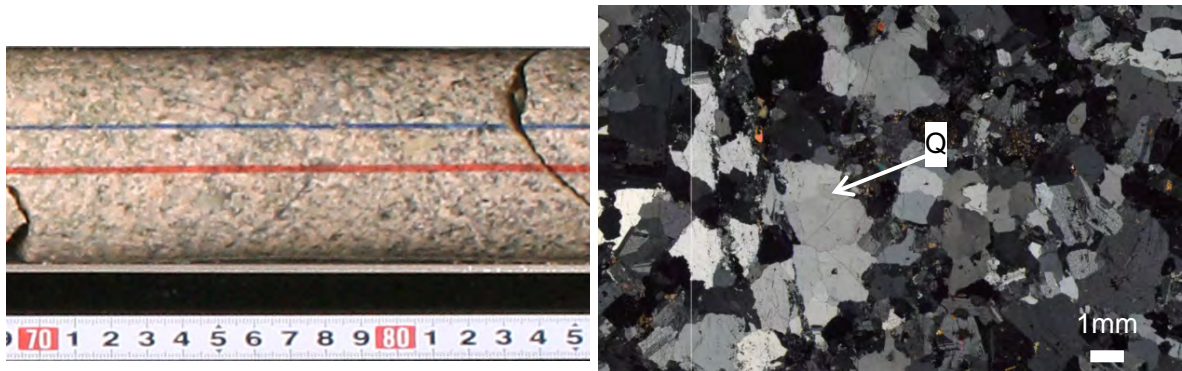


図 2.1-21 細～中粒花崗岩 (窪島ほか, 2013⁹¹⁾)
 09MI20 号孔 83.70 mabh 付近のコア写真及び薄片写顕微鏡写真 (クロスニ科尔)
 Q : 石英

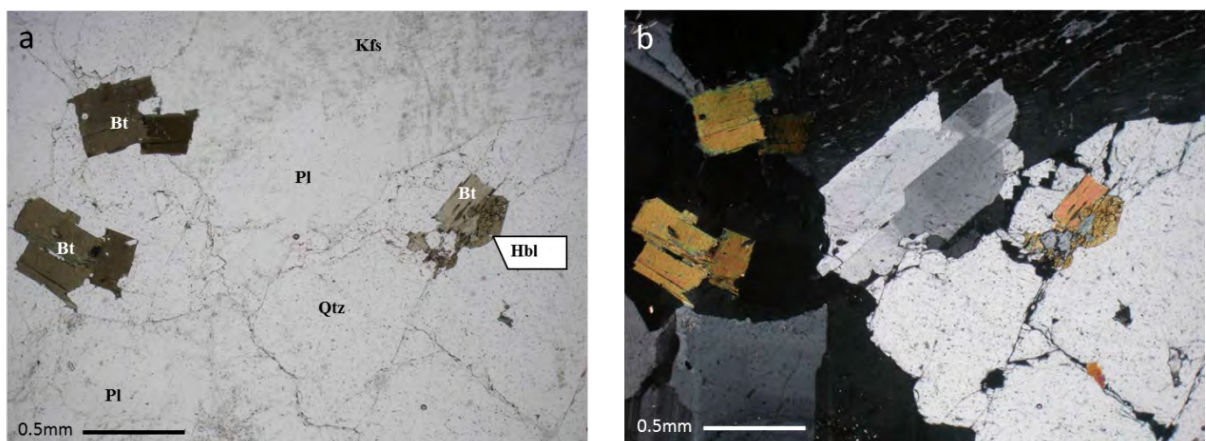


図 2.1-22 花崗岩の薄片写顕微鏡写真 (鶴田ほか, 2013⁹²⁾)
 06MI03 号孔 深度 476.5 m 付近のコアの薄片写顕微鏡写真
 a) オープンニ科尔、b) クロスニ科尔
 Qtz ; 石英、Bt ; 黒雲母、Pl ; 斜長石、Kfs ; カリ長石、Hbl ; 普通角閃石



図 2.1-23 ペグマタイト (窪島ほか, 2013⁹¹⁾)
10MI23 号孔 102.40~102.55 mabh のコア写真



図 2.1-24 アプライト (窪島ほか, 2013⁹¹⁾)
10MI23 号孔 108.70~108.90 mabh のコア写真

幌延地域は、既存文献に基づくと、天北堆積盆の東端部に位置し、幌延地域に分布する地層は、白亜系を基盤岩とし、古第三系の羽幌層及び曲瀨層、中期中新世前半の宗谷夾炭層、鬼志別層及び増幌層、中期中新世後半～鮮新世の稚内層及び声問層、鮮新世～前期更新世の勇知層及び更別層、中期更新世以降の段丘堆積物群、完新世堆積物が分布している (岡・五十嵐, 1997⁹⁴)。既存の調査結果から作成された地質図を図 2.1-25 及び図 2.1-26 に示す (太田ほか, 2007³⁰)。

母岩である稚内層及び声問層については、長尾 (1960)⁹⁵や三谷ほか (1971)⁹⁶は岩質に着目した区分を行い、いわゆる“硬質頁岩” (珪質頁岩あるいは珪質泥岩：ともに結晶度の低い含水シリカ鉱物であるオパールCTから構成される泥岩) 主体の地層を稚内層、この上位の珪藻質泥岩 (非晶質な含水シリカ鉱物であるオパールAから構成される泥岩) 主体の地層を声問層と定義している。これに対し、福沢 (1985)⁹⁷は堆積構造に着目し、層理の明瞭な珪質頁岩あるいは珪藻質頁岩主体の地層を稚内層、その上位の層理の不明瞭な珪質泥岩あるいは珪藻質泥岩主体の地層を声問層と再定義した。さらに福沢 (1985)⁹⁷は、岩石学的検討によって、シリカ鉱物の累進的埋没続成作用下で、稚内層中の珪藻質頁岩が珪質頁岩に、また声問層中の珪藻質泥岩が珪質泥岩に硬質化していることを明らかにした。このように稚内層及び声問層の定義については異なる見解があるが、幌延深地層研究計画では、長尾 (1960)⁹⁵や三谷ほか (1971)⁹⁶らの定義に従った地質図が広範囲にわたって整備されている点 (例えば、秦, 1969⁹⁸; 山口・須田, 1981⁹⁹)、及び調査の初期段階においては広域的な地下水流動解析 (あるいは水理地質構造モデル) が不可欠である点を考慮し、長尾 (1960)⁹⁵や三谷ほか (1971)⁹⁶らの定義に従っている。すなわち、稚内層は、層理の不明瞭な珪質泥岩あるいは層理の明瞭な珪質頁岩を主体とし、上部では珪藻質泥岩に漸移する。

層厚は約 600~1,000 mで、本層の下限年代は、珪質頁岩の基底部に発達する火山性碎屑岩（福沢, 1985⁹⁷⁾）の放射年代値から約 13 Maと判断される。声問層は、一見すると塊状な珪藻質泥岩を主体とし、上位に向かって次第に砂質になる。層厚は約 400~700 mである。

稚内層及び声問層の代表的な構成鉱物は、顕微鏡観察、電子顕微鏡観察、元素マッピング及び粉末X線回折に基づく、ともにシリカ鉱物（オパール CT/オパール A）及び少量の石英・長石・粘土鉱物（カオリナイト/ス멕タイト/イライト/緑泥石）・黄鉄鉱・炭酸塩鉱物（シデライト/マグネサイト）であり、稚内層は主にオパール CT からなるのに対し、声問層はオパール CT を含まない（石井ほか, 2007⁷⁷⁾）。ただし、黄鉄鉱と炭酸塩鉱物は、その分布がそれぞれ深度約 10 m 以深及び深度数十 m 以深に限られ、地表付近では酸化・溶解現象によってほとんど溶解していることが示された。なお、各層内におけるシリカ鉱物の深度方向に対する含有量（重量%）変化は、全岩化学組成（重量%）の SiO₂や Al₂O₃に大きな変化が認められない（例えば、石井ほか, 2007⁷⁷⁾）ことから、ほぼ一定と考えられる。

岩石の化学組成については、地表付近の岩石や地表から浸透した天水に接触した地下浅部の岩石で、ナトリウムなどの元素の溶脱が生じていることが示された（石井ほか, 2007⁷⁷⁾）。

地層の物性については、稚内層の自然含水状態の比重は約 17 kN m⁻³、空隙率は約 40%、硬度（Ld 値）は 400 以上、声問層の自然含水状態の比重は約 15 kN m⁻³、空隙率は約 58%、硬度（Ld 値）は 300~400 である（高畑ほか, 2004¹⁰⁰⁾；高橋, 2005¹⁰¹⁾：空隙率の測定はJIS A 1109「細骨材の比重及び吸水量試験方法」及びJIS A 1110「粗骨材の比重及び吸水量試験方法」に準拠しており、硬度の測定はPROCEQ S.A.社製エコーチップによる）。

地層の年代については、稚内層と声問層の境界付近に凝灰岩層の挟在を、背斜軸部に近い HDB-2 孔と背斜軸部から遠い HDB-10 孔で確認しており、それらの FT 年代は HDB-2 孔で 3.9 ± 0.3 Ma、HDB-10 孔で 2.9 ± 0.1 Maを示している（石井・安江, 2005b¹⁰²⁾）。このことから、幌延の研究所設置地区周辺における同境界年代は背斜軸部との位置関係によって異なる（すなわち地層境界面と同時面が一致しない）可能性が考えられ、古くとも約 3.9 Ma、若くとも約 2.9 Ma と推定された。一方、声問層とその上位層である勇知層との境界年代については、研究所設置地区から西方に約 5 km離れた場所に分布する声問層上部において珪藻化石分析と凝灰岩層の FT 年代測定を行なった結果、明白な *Neodenticula koizumii* 帯（2.6/2.7~2.0 Ma）の存在と約 2.4 Ma 以降の年代を示す *N. seminae* の産出、さらに 2.3 ± 0.1 Ma の FT 年代を確認することができた。以上の結果から、研究所設置地区周辺における各地層の年代について、図 2.1-27（太田ほか, 2007³⁰⁾）のようにまとめられている。

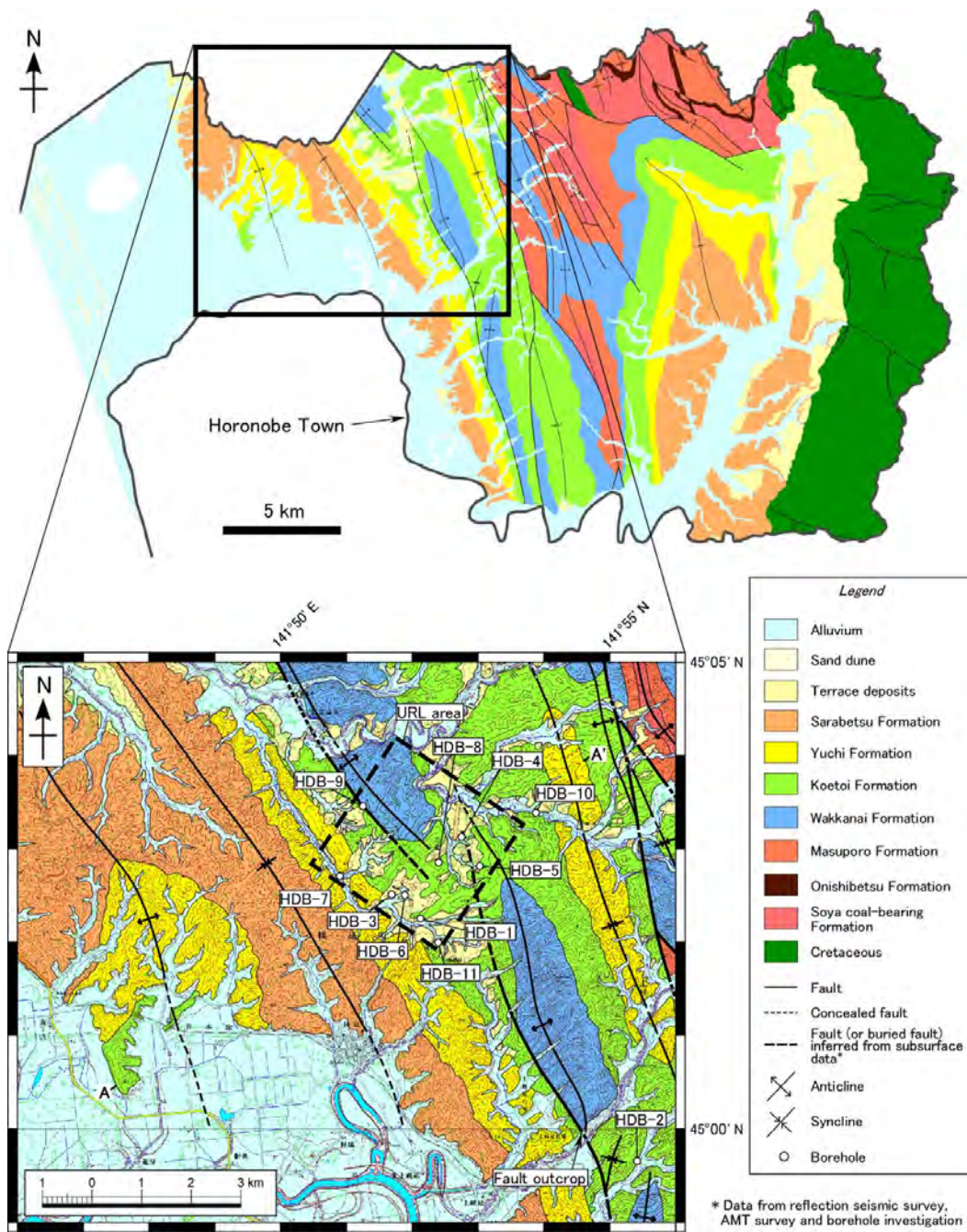


図 2.1-25 幌延地域の地質図 (太田ほか, 2007³⁰⁾)

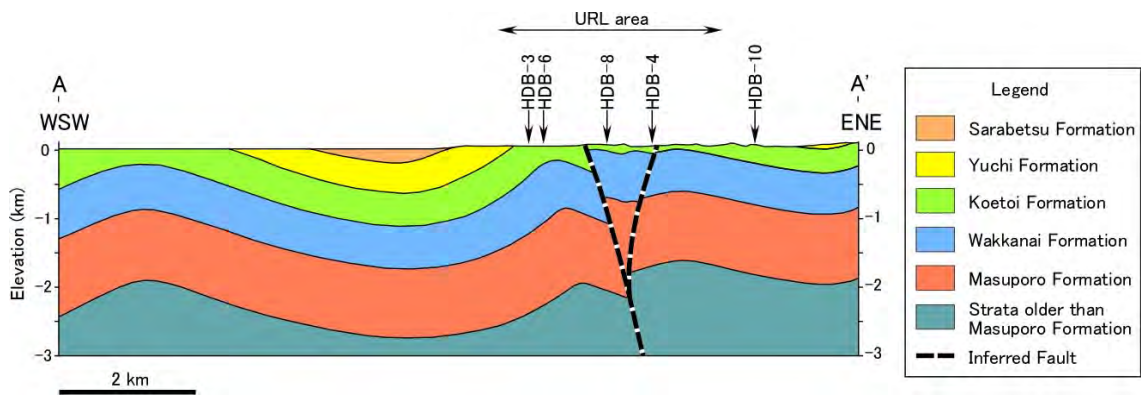


図 2.1-26 測線 A-A'の地質断面図(測線の位置は図 2.1-25 を参照) (太田ほか, 2007³⁰⁾)

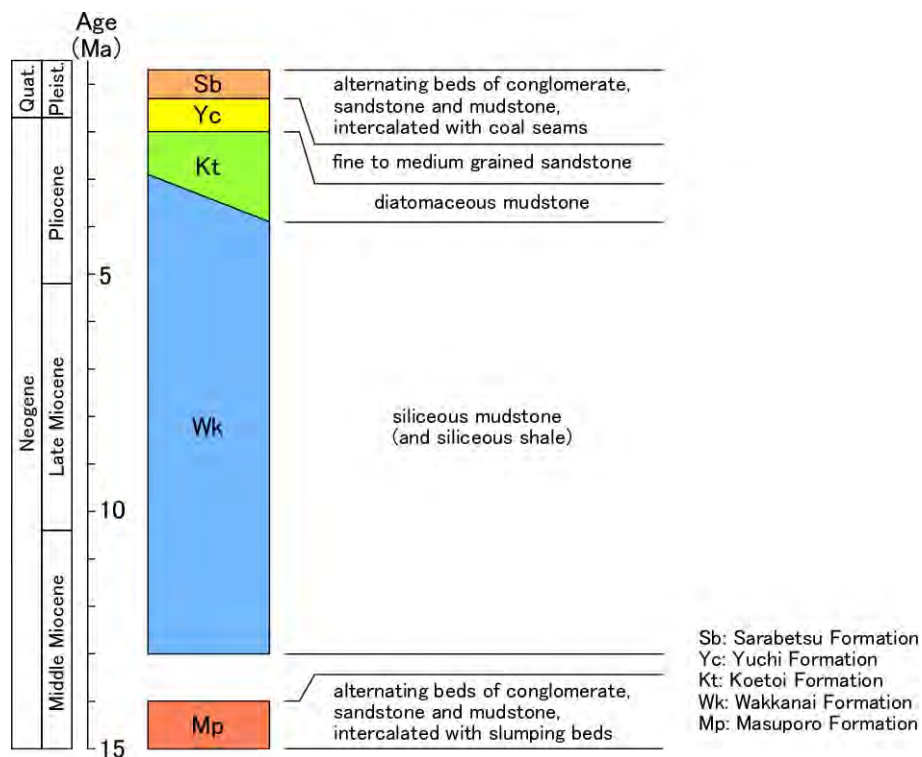


図 2.1-27 幌延地域の模式柱状図 (太田ほか, 2007³⁰⁾)

② その他の地質ユニット

その他の地質ユニットは、国際 FEP リストでは、処分場が存在する地域を構成している母岩以外の個々の岩石及びその構造のこととされており、それぞれの地質ユニットは分布形状と一般物性によって特徴づけられるとされている。

東濃地域では、土岐花崗岩を不整合に覆って分布する瑞浪層群及び東海層群、さらに新規の段丘堆積物及び沖積層がその他の地質ユニットとして挙げられる。

瑞浪層群は瑞浪市から土岐市周辺に広く分布する。本層群は美濃帯堆積岩類、土岐花崗岩及び濃飛流紋岩を基盤として、新第三紀中新世～第四紀更新世の東海層群に不整合で覆われる。岩相によって下位から土岐夾炭累層、本郷累層、明世累層、生俵累層に区分される(糸魚川, 1974¹⁰³)。また、明世累層と生俵累層の間に宿洞累層が分布する場所もある(氏原ほか, 1999¹⁰⁴)。

土岐夾炭累層は主に礫岩、砂岩、泥岩からなり、凝灰質もしくは亜炭質の部分がある。数層の亜炭層及び凝灰岩層を挟み、基底部には礫岩が発達する。土岐夾炭累層からは海棲生物の化石は発見されていないことと、可児盆地において、土岐夾炭累層と同じ地質年代及び地質環境下で堆積したと考えられている可児層群中村累層(可児夾炭累層とも呼ばれる)からは淡水貝が発見されていることから、本層も淡水成であると考えられている(糸魚川, 1974¹⁰³)。

本郷累層は主に砂岩、シルト岩、泥岩の互層、礫岩及び軽石凝灰岩からなり、全体に凝灰質で、軽石粒を多く含むことがある。基底部には礫岩が発達する(糸魚川, 1974¹⁰³)。

明世累層は全体として細粒～中粒の凝灰質砂岩、凝灰質泥岩を主体とする海成層で、一般に火山性物質を多く含む。下位から月吉層、戸狩層、山野内層、狭間層に区分される(糸魚川, 1974¹⁰³; 笹尾ほか, 2004¹⁰⁵)。一般に月吉層は凝灰質の泥質砂岩、戸狩層は凝灰質砂岩、山野内層は凝灰質シルト岩及び細粒砂岩からなる。狭間層は厚い軽石凝灰岩を下限として、軽石凝灰岩と細粒凝灰岩～凝灰質泥岩の互層からなる(糸魚川, 1974¹⁰³)。明世累層は下位の本郷累層とは整合で接するが、山野内層の層準までは本郷累層と同時異相の関係にあるとされる(糸魚川, 1974¹⁰³)。

生俵累層は下位の明世累層を不整合に覆い、主に塊状無層理の泥岩～極細粒砂岩からなり、基底部には層厚数～10 m の礫岩及び中粒砂岩を伴う(糸魚川, 1974¹⁰³)。

瑞浪層群の層厚は変化が激しいが、おおむね 170 m 程度である(Hiroki and Matsumoto, 1999¹⁰⁶)。瑞浪層群の堆積年代は 20～15 Ma と推定されている(笹尾ほか, 2006⁸⁹; 氏原ほか, 1999¹⁰⁴; 糸魚川・柴田, 1992¹⁰⁷)。

土岐花崗岩と堆積岩の不整合面には、起伏の変化に富むチャンネル構造が存在する。このチャンネル構造の一つ(月吉チャンネルと呼ばれている)が、東濃鉦山から研究所にかけて北西-南東方向に分布しており、研究所の西側では幅は狭く、翼部は急傾斜になる(核燃料サイクル開発機構, 2002¹⁰⁸)。

東海層群は、伊勢湾をとりまく地域(岐阜県の東濃地域・伊勢湾東岸・濃尾平野の地下・知多半島・伊勢湾西岸部)に分布する地層である。岐阜県東濃地域から伊勢湾東岸の名古屋市、瀬戸市にかけて広く分布する地層に対しては瀬戸層群と呼ばれることもある。東濃地域の東海層群は、美濃帯堆積岩類、濃飛流紋岩、土岐花崗岩及び瑞浪層群を不整合に覆い、層相によって下位から土岐口陶土層と土岐砂礫層に区分される(赤嶺, 1954¹⁰⁹; 糸魚川, 1988¹¹⁰)。東濃地方に分布する東海層群の堆積年代は、12～1.5 Ma と推定されている(陶土団体研究グループ, 1999¹²)。

土岐口陶土層は、その相当層も含め、瑞浪超深地層研究所西方の多治見市から東方の中津川市にかけての広い地域に分布し、その分布は一辺が数～十数 km の小さい凹地に分かれている。本層は主としていわゆる木節粘土と蛙目粘土からなり、レンズ状の花崗岩質砂層や、花崗岩あるいは美濃帯堆積岩類の礫を伴うことがある(赤嶺, 1954¹⁰⁹)。また、本層には不淘汰な礫層や火山灰層などが含まれる。層厚は最大 50 m であるが、一般には 30 m 以下である(赤嶺, 1954¹⁰⁹)。

土岐砂礫層は土岐口陶土層を不整合で覆うか漸移関係にあり、土岐口陶土層よりも分布が広く、土岐口陶土層を欠く地域では美濃帯堆積岩類、花崗岩類及び瑞浪層群を直接不整合で覆う。本層は主としてチャート、花崗岩、石英斑岩などの円礫または亜円礫からなり、基質は主に花崗岩質の砂である(赤嶺, 1954¹⁰⁹)。礫の大きさは地域によって異なっており、径 3～5 cm のものが最も多く、径 20～30 cm の礫を含むこともあり、稀に径 100 cm におよぶ礫が見られる場合もある(赤嶺, 1954¹⁰⁹)。層厚は一般には数十～百 m である(糸魚川, 1988¹¹⁰)。

幌延地域について、2.1.3 (1) 3) ①で述べた母岩周辺に分布する地質ユニットのうち、研究所が設置されている地区に分布する地層である増幌層、勇知層、更別層及び未固結な被覆層がその他の地質ユニットとして挙げられる。その概要を以下に述べる。

増幌層は礫岩・砂岩・泥岩の互層からなり、乱堆積相をしばしば示す。層厚は約 900～1,000 m である。

勇知層は軟質な細粒砂岩から構成され、その層厚は約 400～800 m である。

更別層は礫岩・砂岩・シルト岩の互層から構成され、亜炭層を挟有する。層厚は最大約 700 m

で、年代は貝化石及び花粉化石から約 1.3~0.7 Ma とされる (岡・五十嵐, 1997⁹⁴)。

これらの地層の物性については、増幌層の自然含水状態の比重は約 18 kN m⁻³、空隙率は約 45%、硬度 (Ld 値) は 250~400 程度、勇知層の自然含水状態の比重は約 18 kN m⁻³、空隙率は約 45%、硬度 (Ld 値) は 200~350 程度、更別層の硬度 (Ld 値) は 200~450 である (高畑ほか, 2004¹⁰⁰; 高橋, 2005¹⁰¹)。なお、空隙率の測定は JIS A 1109「細骨材の比重及び吸水量試験方法」及び JIS A 1110「粗骨材の比重及び吸水量試験方法」に準拠しており、硬度の測定は PROCEQ S.A.社製 エコーチップによる。

未固結な被覆層については、既存文献に基づく、表層に分布する未固結堆積物としては段丘堆積物が広く分布しており、その厚さは研究所設置地区近辺では最大数 m 以上、幌延町の東部では最大 25 m 程度、そして幌延町西部のサロベツ原野やウブシ原野では最大 15 m 程度である (舟木ほか, 2005¹¹¹)。これに加え、幌延地域西部には段丘堆積物と類似の岩相を示す更新世の恵北層が分布しており、その厚さは最大 50 m 程度である (舟木ほか, 2005¹¹¹)。地形調査 (段丘面判読) 及び地表踏査により、研究所設置地区近辺において、小河谷沿いに分布する段丘面とその構成層、及びこの段丘面より高い地点 (標高 70~80 m 程度) に分布する著しく開析した段丘面とその構成層を確認している (図 2.1-28) (核燃料サイクル開発機構, 2004¹¹²)。前者の段丘面の構成層は主に泥岩の角礫からなり、本層直上に分布する泥炭層中の植物片の放射性炭素年代が約 14,000 yrBP を示すこと及び反射法地震探査の屈折波初動解析結果によれば段丘面の中央部で最も深い埋積谷の構造が示される (東中ほか, 2002¹¹³) ことから、同段丘堆積物は最終氷期にソリフラクションなどの周氷河作用によって谷を埋積して形成された低位段丘堆積物と考えられている (安江ほか, 2004¹¹⁴)。この低位段丘堆積物の厚さは、浅層簡易ボーリング調査及び深層ボーリング調査の結果に基づく、最も厚くなる段丘面の中央部で 20 m 程度である (安江ほか, 2004¹¹⁴)。一方、後者の段丘面の構成層は水平な泥・シルト・砂の互層からなり、淡水域に生息する珪藻や内湾・沿岸域に生息する珪藻が含まれることから、河川の影響が強い海岸付近で形成された高位段丘と考えられている (安江ほか, 2004¹¹⁴)。この高位段丘堆積物の厚さは、地表踏査の結果から、数 m 以上と推定される。以上のことから、研究所設置地区近辺においては段丘堆積物が基盤の岩石を被っており、その層厚は 20 m に及ぶと考えられている。

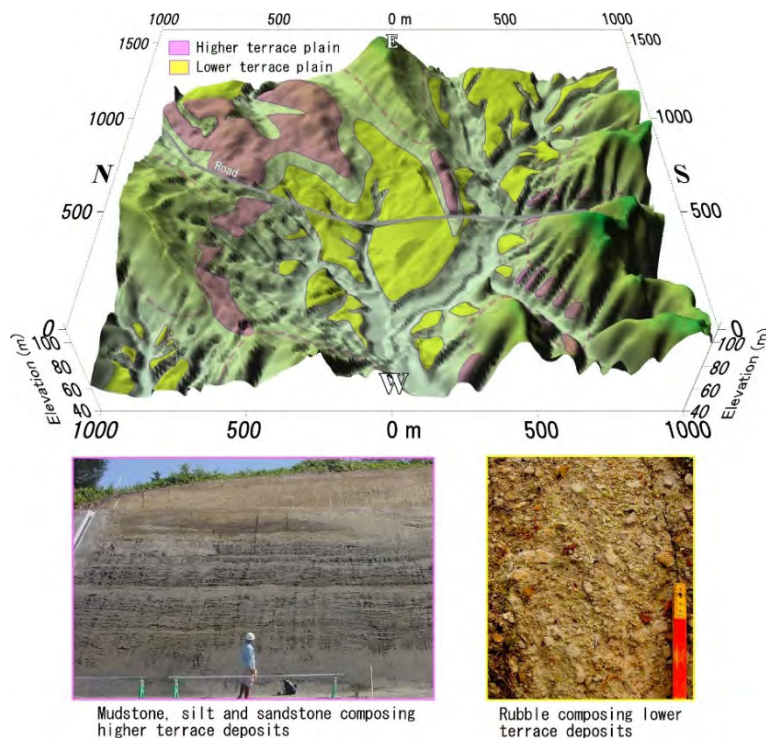
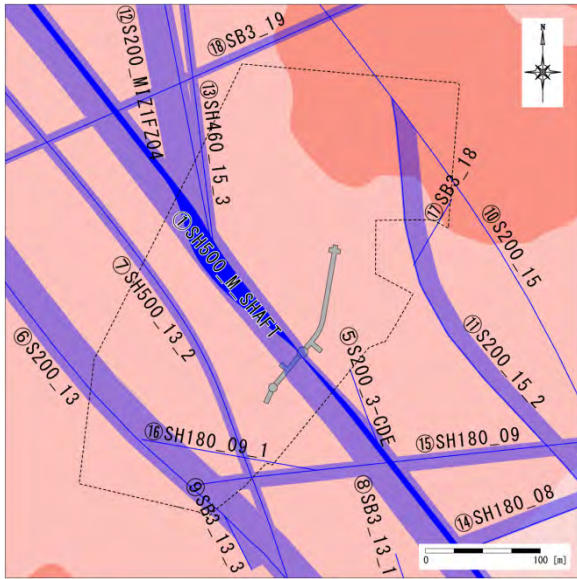


図 2.1-28 幌延地域に分布する段丘堆積物 (核燃料サイクル開発機構, 2004¹¹²)

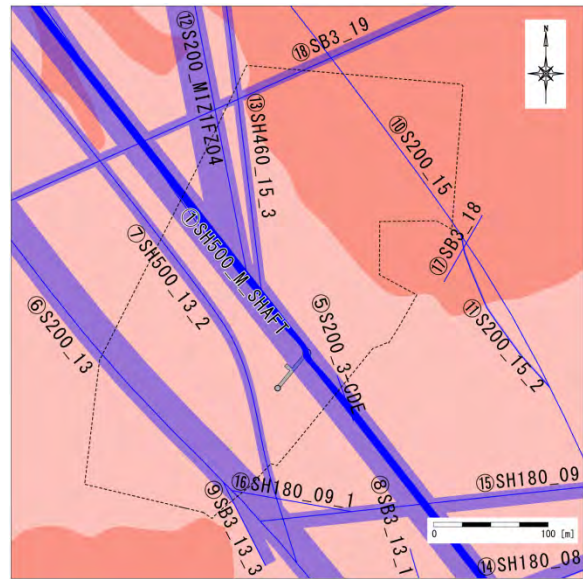
③ 大規模な不連続性

大規模な不連続性とは、母岩や地質ユニットあるいはそれらの境界に存在する不連続面の性質や特性に関する FEP で、断層、破碎帯、貫入岩脈、種類が異なる岩石間の境界などを含む。

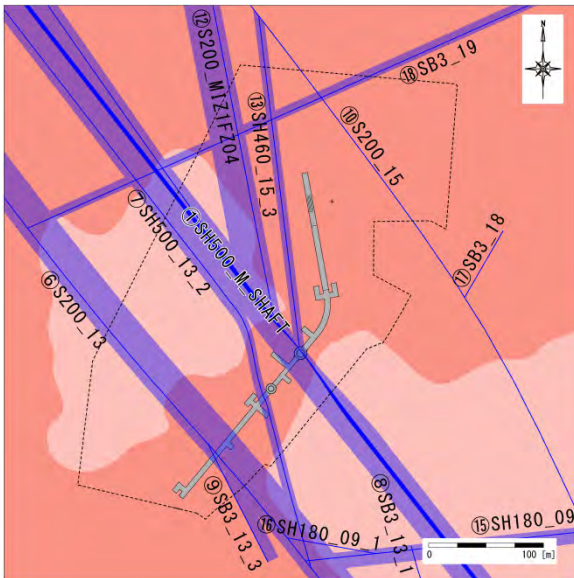
東濃地域では、大規模な不連続性として、断層（破碎帯を含む）、貫入岩類及び地層境界がある。このうち、主要な断層については、1) ②弾性、塑性または脆性的変形で記載したとおりであるが、瑞浪超深地層研究所の周辺には、既存地質図（例えば、糸魚川, 1980¹¹⁵⁾）には記載されていない南北～北西走向及び東西～西北西走向の比較的小規模な断層が、主に土岐花崗岩中に多数分布する（図 2.1-29 と表 2.1-4: 三枝ほか, 2007¹¹⁶⁾; 窪島ほか, 2013⁹¹⁾; 鶴田ほか, 2013⁹²⁾）。これらの断層は、詳細な地表踏査で確認されたもののほか、反射法弾性波探査によって、地表露頭で確認された分布と対応付けられているものや、断層と解釈される反射イベントのずれが複数箇所を確認されたものである。この結果より、サイトスケール内の地表下には、地表までは達していない、変位量の小さい（もしくは古い年代に活動した）断層の分布も推定されている（三枝ほか, 2007¹¹⁶⁾; 窪島ほか, 2013⁹¹⁾; 鶴田ほか, 2013⁹²⁾）。地表露頭及び瑞浪超深地層研究所の研究坑道で確認された断層では、遮水構造として機能し得る粘土を多く含む断層ガウジや断層角礫が確認されていることから（図 2.1-30、図 2.1-31）、これらの断層が地下水流動に影響を与えている可能性が考えられている（例えば、三枝ほか, 2007¹¹⁶⁾）。



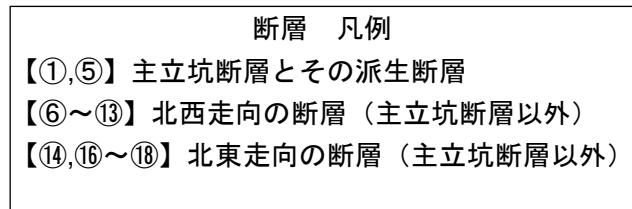
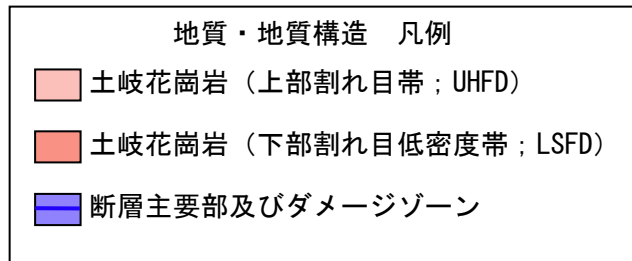
a) 深度 300 m 水平断面



b) 深度 400 m 水平断面



c) 深度 500 m 水平断面



（①～⑱は表 5.1-1 の番号に対応。なお、
②～④と⑯の断層はこの水平断面には
分布しない）

図 2.1-29 瑞浪超深地層研究所周辺の深度 300～500 m における断層の分布（鶴田ほか, 2013⁹²⁾
黒色の破線は瑞浪超深地層研究所用地の範囲を示す。

表 2.1-4 研究所周辺に分布する断層の特徴 (鶴田ほか, 2013⁹²⁾)

番号	断層モジュール名	分布が確認されている箇所	断層主要節をなす断層岩の種類 (層※)	条線の方向と変位センス	最大変位量	走向・傾斜
①	SH500_M_SHAFT断層 主立坑断層	露頭2-D (瑞浪層群) 主立坑壁面 深度約144.94m以深 10M122号孔 76.50-110.6mhbh (土岐花崗岩)	断層ガウジ・断層角線 (数cm~0.2m; 瑞浪層群) 断層ガウジ・断層角線 (数cm~約7.0m; 土岐花崗岩)	正断層 北西方向に低角度で傾斜する条線 (瑞浪層群) 北西もしくは南東方向に 低角度で傾斜する条線 (土岐花崗岩)	約0.7m以上 (瑞浪層群) 約1.0m (不整合境界) 不明 (土岐花崗岩)	N28~57°W・85°NE~鉛直~50°SW (瑞浪層群) N30~40°W・80°SW~鉛直 (土岐花崗岩)
②	SH180_FB14MSB3断層	主立坑壁面 深度約9.14~64.60m, MS-3号孔 87.70~92.20mhbh	断層ガウジ・断層角線 (1cm未満~約0.5m)	正断層 北西もしくは南東方向に 低角度~中角度で傾斜する条線	約4.0m	N33°E~NS~N62°W・65°E~鉛直~73°W (主立坑壁面) N21°W・87°W (MSB-3号孔)
③	S200_F13440断層	主立坑壁面 深度約134.40~164.80m	断層ガウジ・断層角線 (1cm未満~約0.3m)	正断層もしくは逆断層 南東方向に低角度で傾斜する条線	約5cm	N30~56°W・73°NE~鉛直~50°SW
④	S200_F14660断層	主立坑壁面 深度約146.60~209.00m	断層ガウジ・断層角線 (1cm未満~約0.5m; 瑞浪層群)	正断層 北西方向に低角度で傾斜する条線	約3cm (瑞浪層群)	N15~68°W・55~83°NE (瑞浪層群)
⑤	S200_3-0DE断層	露頭3-C, 露頭3-D, 露頭3-E	断層ガウジ (約0.3~0.5m)	正断層 北西方向に低角度で傾斜する条線 南東方向に低角度で傾斜する条線	不明	N1°E~NS~N13°W・60~81°W
⑥	S200_13断層	リニアメントL211, 露頭2-B (瑞浪層群) MIZ-1号孔 918.50-982.60mhbh (土岐花崗岩)	断層ガウジ・断層角線 (約0.5~8.0m)	正断層 (瑞浪層群), 北西もしくは南西方向に 低角度~中角度で傾斜する条線 (土岐花崗岩)	約1.0m (瑞浪層群) 不明 (土岐花崗岩)	N22°W・78°E (瑞浪層群) N38°W・74°NE (土岐花崗岩)
⑦	SH500_13_2断層	DH-2号孔 413.10~460.18mhbh, 深度500m研究アクセス南坑道 (換気立坑の中心から約9m付近)	断層ガウジ・断層角線 (約10.6m, DH-2号孔), 断層ガウジ・断層角線 (約0.1m; 深度500m研究アクセス南坑道)	南方向に高角度で傾斜する条線	不明	N16°W・79°E (DH-2号孔), N12~14°W・80°E~鉛直 (深度500m研究アクセス南坑道)
⑧	SB3_13_1断層	露頭3-A, 露頭3-B	断層ガウジ (約0.5m以上)	左横ずれ断層 北もしくは南方向に低角度で傾斜する条線	不明	N10°W・80°E (露頭3-A), N20°W・85°E (露頭3-B)
⑨	SB3_13_2断層	MIZ-1号孔 1083.17~1117.00mhbh	断層角線 (約0.5m)	北西もしくは南東方向に低角度で傾斜する条線	不明	N27°W・85°E
⑩	S200_15断層	露頭2-1	断層ガウジ・断層角線 (約0.2~0.5m)	正断層 南方向に低角度で傾斜する条線	約0.8m	N20°W・78°W
⑪	S200_15_2断層	MIZ-1号孔 174.50-221.70mhbh	断層角線 (約0.3m)	北もしくは南方向に 低角度~中角度で傾斜する条線	不明	N9°W・69°E
⑫	S200_MIZ1FZ04断層	MIZ-1号孔 653.00-725.70mhbh	断層角線 (約0.4m)	北もしくは南方向に低角度で傾斜する条線	不明	N11°W・78°SE
⑬	SH460_15_3断層	MIZ-1号孔 580.90-596.40mhbh	断層ガウジ (約0.2m)	南方向に低角度で傾斜する条線	不明	N7°W・72°E
⑭	SH180_08断層	DH15号孔 605.30~632.70mhbh	断層角線 (約0.9m)	東方向に高角度で傾斜する条線	不明	N69°E・64°S
⑮	SH180_09断層	DH2号孔 293.47~328.03mhbh	断層角線 (約1.0m)	西方向に中角度で傾斜する条線	不明	N84°E・69°S
⑯	SH180_09_1断層	DH2号孔 339.18~356.19mhbh	断層角線 (約0.5m)	西方向に高角度で傾斜する条線	不明	N80°W・73°S
⑰	SB3_18断層	MIZ-1号孔 37.86~43.05mhbh	断層角線 (約0.2m)	北東方向に低角度で傾斜する条線	不明	N30°E・75°S
⑱	SB3_19断層	MIZ-1号孔 782.40~812.90mhbh	断層角線 (約0.2m)	南東方向に高角度で傾斜する条線	不明	N66°E・73°SE
⑲	S500_prov.22断層	深度500m研究アクセス北坑道 (主立坑の中心から約59m付近)	断層ガウジ・断層角線 (約0.2m)	北西もしくは南東方向に低角度で傾斜する条線	不明	N21~31°W・76~82°E
⑳	S500_prov.23断層	深度500m研究アクセス南坑道 20mボーリング横坑 (換気立坑の中心から約20m付近)	断層ガウジ (約0.1m)	不明	不明	N10~30°W・80~86°E

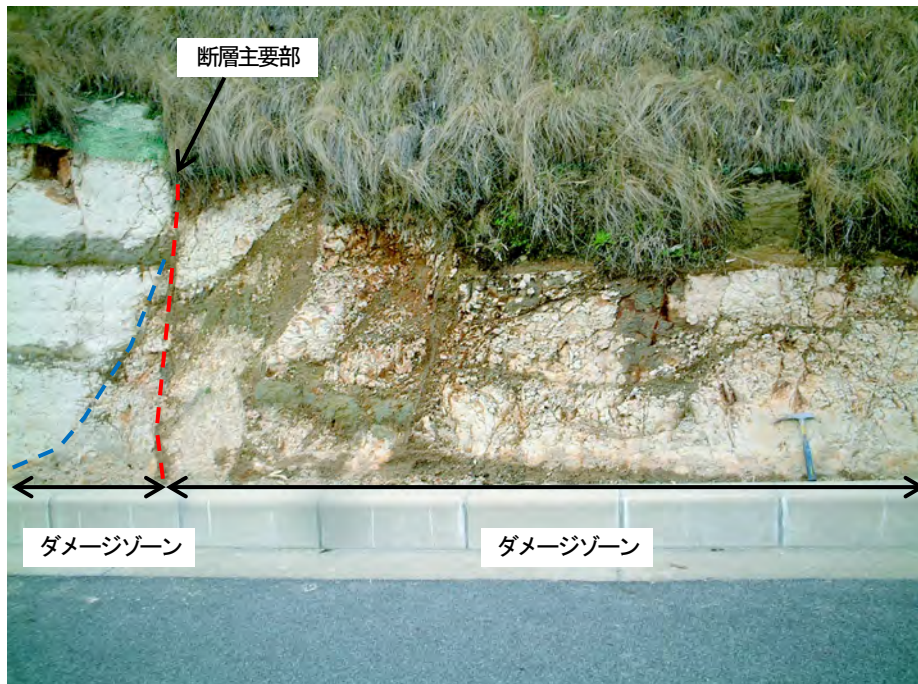


図 2.1-30 瑞浪超深地層研究所周辺の地表露頭で確認される断層（窪島ほか, 2013⁹¹⁾)

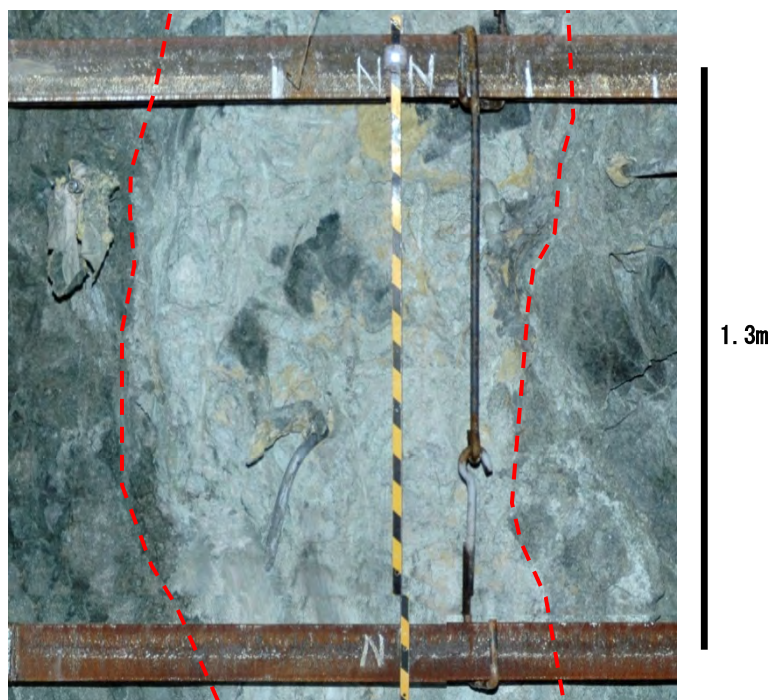


図 2.1-31 瑞浪超深地層研究所の研究坑道で観察される断層（窪島ほか, 2013⁹¹⁾)

また、瑞浪超深地層研究所の研究坑道では、塩基性の貫入岩（ランプロファイアー岩脈）が認められる（鶴田ほか, 2009¹¹⁷⁾; 西尾ほか, 2009¹¹⁸⁾; 窪島ほか, 2013⁹¹⁾）。ランプロファイアー岩脈は、主立坑の深度約 180 m 以深で花崗岩中に分布する。鉱物の粒径は細粒で、灰白色を呈し、数

～十数 m程度の幅で断続的に分布する。ランプロファイアー岩脈の一般的な方位は、N30～60° W走向・20～60° W傾斜である。貫入岩は断層ガウジや割れ目を境として花崗岩と接する場合が多いが（図 2.1-32）、断層ガウジ中に5～15 cm程度のブロック状で取り込まれることもある（鶴田ほか, 2010¹¹⁹⁾）。また、断層ガウジや割れ目などを欠き、貫入岩と花崗岩の両者ともに比較的細粒で均質な幅数 cmのゾーンを境に接する部分も認められる（図 2.1-33）。この岩脈は、そのほとんどが変質により微細な粘土鉱物に置換されているが、変質が比較的弱い部分では、主に自形の斜長石（部分的に微細な粘土鉱物によって置換されている）、自形の角閃石及び少量の石英、緑泥石からなる細粒な完晶質の全自形粒状組織が認められる。各鉱物の粒径は、斜長石で0.5 mm程度、角閃石で0.3 mm程度、石英で0.1～0.2 mm程度である。変質が強い部分では、原岩の構成鉱物や組織が不明瞭になる（窪島ほか, 2013⁹¹⁾; 鶴田ほか, 2013⁹²⁾）。

ランプロファイアー岩脈以外にも、糸魚川（1974）¹⁰³⁾や動力炉・核燃料開発事業団（1994）¹²⁰⁾の地質図には、石英斑岩の岩脈が図示されている。

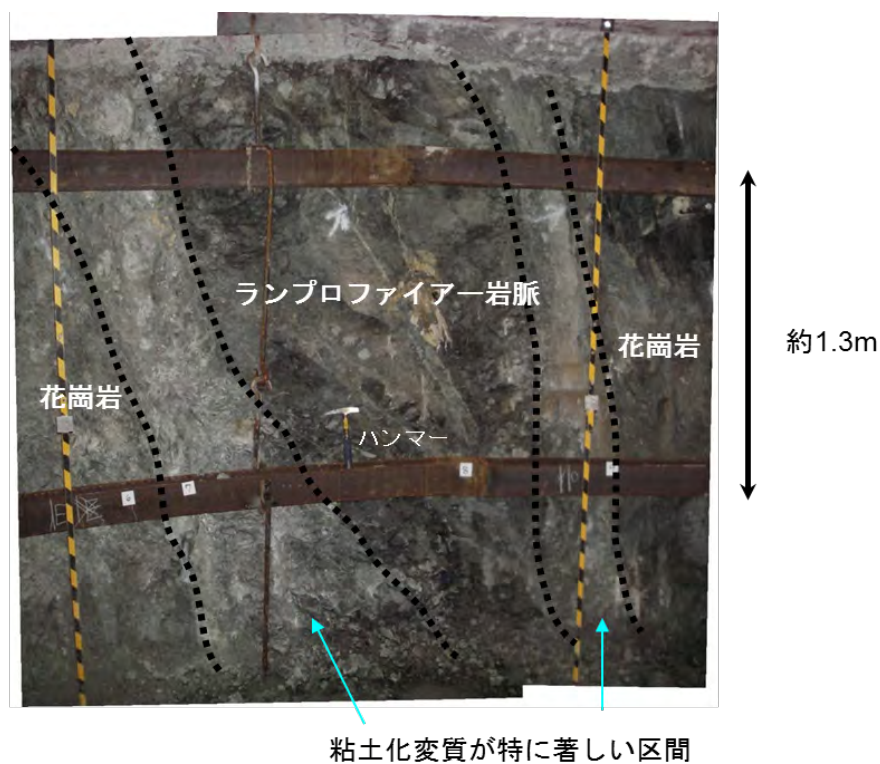


図 2.1-32 瑞浪超深地層研究所の主立坑壁面で認められるランプロファイアー岩脈（深度 187.2～189.6 m）（窪島ほか, 2013⁹¹⁾）
※黒点線は岩相境界を示す。



図 2.1-33 瑞浪超深地層研究所の主立坑壁面で認められるランプロファイアー岩脈と花崗岩の細粒・均質なゾーン（深度 218 m 付近）（窪島ほか, 2013⁹¹⁾）

東濃地域では、地質境界として土岐花崗岩と瑞浪層群もしくは東海層群の不整合及び瑞浪層群と東海層群の不整合がある。このうち、土岐花崗岩と上位層（瑞浪層群及び東海層群）の不整合は、本地域に分布するウラン資源の調査を目的としたボーリング調査によって、その分布が明らかにされている（動力炉・核燃料開発事業団, 1994¹²⁰⁾）。また、東海層群の基底面は一般にほぼ平坦であり、既存地質図に示されている（糸魚川, 1974¹⁰³⁾; 動力炉・核燃料開発事業団, 1994¹²⁰⁾）。

幌延地域に分布する主要な断層については、2.1.3 (1) 1) ②弾性、塑性または脆性的変形で記載したとおりであるが、ここでは、幌延深地層研究センター周辺に分布する大曲断層と、地質図には記載されていない、より小規模な断層について述べる。

大曲断層は、延長距離 25 km 以上の断層であり（長尾, 1960⁹⁵⁾）、南方では東野断層に連続する（広岡, 1962¹²¹⁾; 福沢, 1987¹²²⁾）。同断層の地表位置は、主に東側の稚内層と西側の声問層の分布境界部に推定されている（例えば、福沢, 1985⁹⁷⁾）。断層の東側では、N15°~20°W 方向の軸を持つ褶曲構造が雁行状に配列する（広岡, 1962¹²¹⁾; 正谷ほか, 1982¹²³⁾）。変位センスは、地表部で断層面が西傾斜し、断層東側が隆起していることから西傾斜の正断層と解釈されていた（長尾, 1959¹²⁴⁾, 1960⁹⁵⁾）。しかしその後の物理探査の結果、東側隆起の逆断層と解釈された（石油公団, 1995⁷²⁾; 三谷ほか, 1971⁹⁶⁾; 山本, 1979¹⁷⁾; 小椋・掃部, 1992²⁵⁾）。また、岡 (1986)¹²⁵⁾も同様に本断層を逆断層としている。一方、福沢 (1987)¹²²⁾は断層周辺の稚内層の層厚分布から、稚内層堆積以降に断層に沿う 30 km の左横ずれ運動があったと報告している。なお、最新の活動履歴に関して、活断層研究会編 (1991)¹⁰⁾は断層が天塩川を横断する部分で傾動を認めているが、池田ほか編 (2002)⁵⁰⁾はその部分以外では活断層、活撓曲を示す地形はまったく認められないとしている。また、原子力機構が研究所設置地区から南方に約 5 km 離れた露頭にて大曲断層を観察しており（太田ほか, 2007³⁰⁾）、同露頭において、稚内層と声問層の境界をなす幅 10~20 cm 程度の断層角礫を伴う断層面と、その断層面から幅約 120 m にわたって卓越する幅 1~10 cm 程度の断層角礫あるいは幅 0.5~3.0 cm 程度の断層ガウジを伴う小断層群が認められ、本断層が幅 10~20 cm 程度の断層核と幅 120 m 程度のダメージゾーンからなる断層帯を形成していることを確認している（石井ほか, 2006¹²⁶⁾: 図 2.1-34）。

大曲断層のほか、小規模な断層として、横ずれ優勢の傾向を示す層理面に高角な小断層と縦ずれ優勢の傾向を示す層理面にほぼ平行な小断層が褶曲構造に伴って広く分布している（ただし、層理面にほぼ平行な小断層は褶曲の軸部よりも翼部に発達する傾向がある）。層理面に高角な小断層は雁行状に互いに密集して小断層帯を形成する傾向があり、層理面に高角な小断層、特に小断

層帯は地下水の主要な水みちとして機能している可能性が高い。一方、層理面にほぼ平行な小断層は、主要な水みちとして機能している可能性が低い。地下施設周辺のスケールでは、ボーリング調査の結果に基づいて、これらの小断層の分布を推定している (図 2.1-35)。

幌延地域における地層境界としては、稚内層、声問層、勇知層及び更別層は、増幌層に不整合で重なる深海性→浅海性→半陸成～陸成の一連の堆積物であり (岡・五十嵐, 1997⁹⁴); 高橋ほか, 1984¹²⁷); 福沢, 1985⁹⁷)、稚内層と声問層は珪質岩から、勇知層と更別層は粗粒な碎屑物からなる。

また、母岩として取り扱われる声問層と稚内層の境界は、塊状の珪質泥岩 (オパールCTゾーン) の珪藻質泥岩 (オパールAゾーン) との境界として定義されており、その境界付近では、高い一軸圧縮強度を示す部分が認められている。おそらく、硬質部はオパールAとオパールCTの共存によってより強固な骨格/セメント硬化がもたらされたことにより形成されたものと考えられる。稚内層と声問層の遷移帯は一般的に強固に、そして脆性的になりやすく、岩石が変形を受けている場合は、地下水流動に寄与する不連続構造を形成しやすい傾向がある (Ishii et al., 2011¹²⁸)。

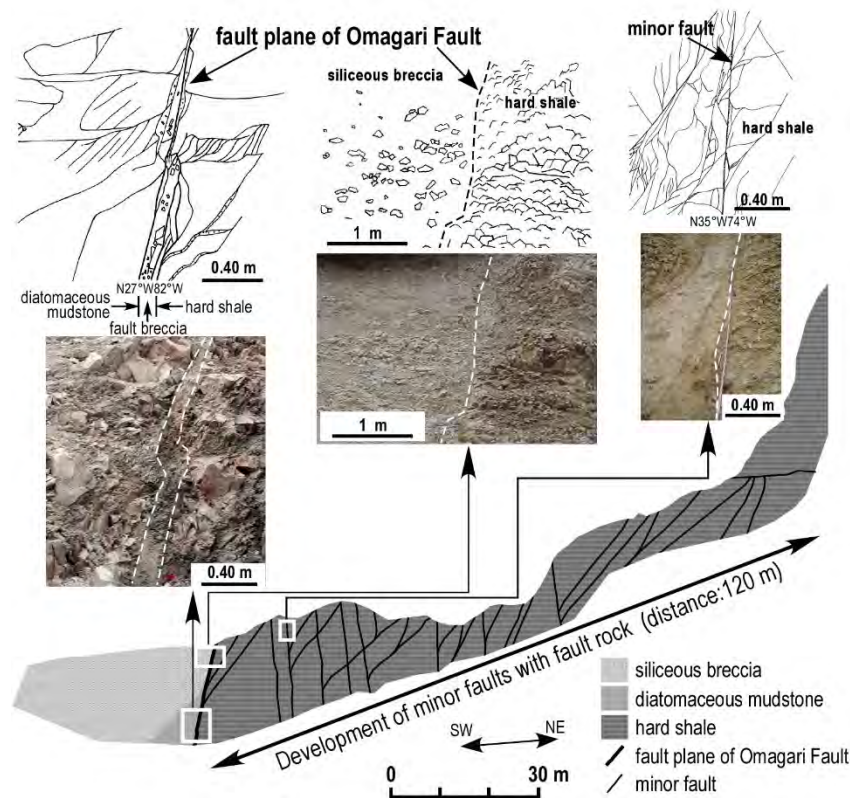


図 2.1-34 大曲断層の露頭スケッチ (石井ほか, 2006¹²⁶)

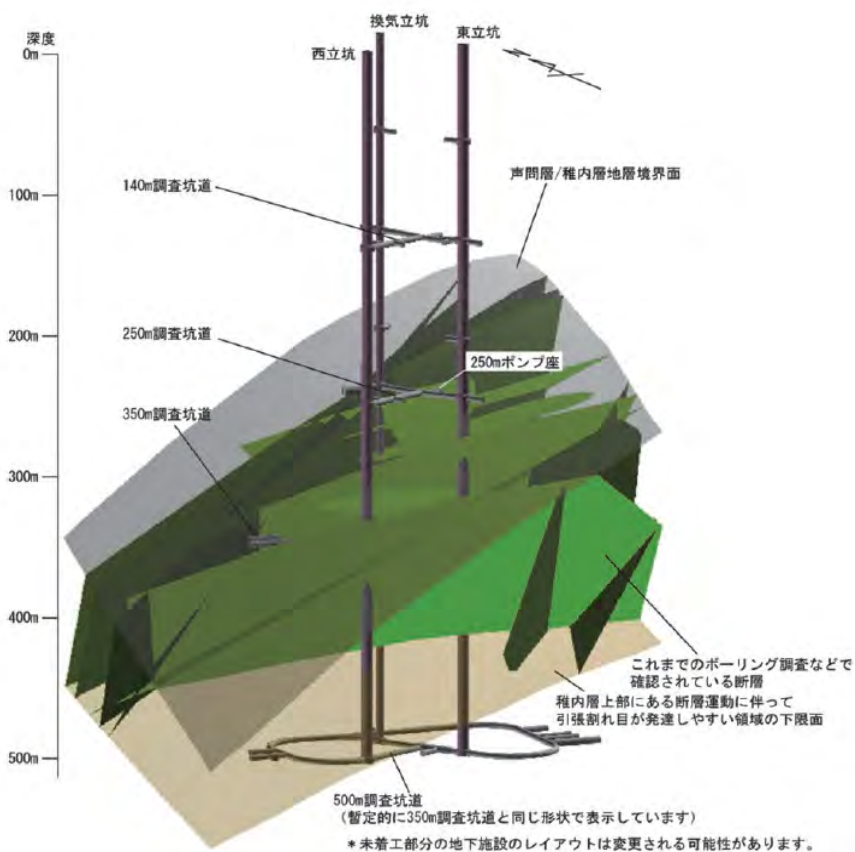


図 2.1-35 地下施設周辺の地質構造モデル (中山ほか, 2012¹²⁹⁾)

④ 物質移行経路の特性

物質移行経路の特性は、母岩あるいはその他の地質ユニットの中にある、物質移動の主要経路となり得る、より小規模な不連続部や形状についての性質や特徴に関する FEP である。

岩石中における地下水流動や物質移動は、岩石の特性により異なっており、多孔質媒体では、媒体の空隙や微粒物質の粒間を通じて行われる。亀裂性媒体では、岩石中の唯一の連続空間が割れ目である場合、割れ目に沿って行われる。処分場建設やそれによる化学反応の影響などにより汚染物質の移動経路が変化することも含む。

東濃地域では、移行経路として土岐花崗岩中の割れ目が挙げられる。その割れ目の特徴は、地表露頭やボーリングコアに基づいて記載されている (例えば、藤井, 2000¹³⁰; 丸山ほか, 2006¹³¹; 高木ほか, 2008¹³²)。また、瑞浪超深地層研究所では、坑道掘削時の壁面地質調査によって、深度 500 m までの割れ目の特徴が記載されている (窪島ほか, 2013⁹¹; 鶴田ほか, 2013⁹²)。その割れ目の方位については、立坑深度や換気立坑及び主立坑による卓越方位の違いが認められるものの、概ね北西走向や北東走向の高角度傾斜の割れ目や低角度傾斜の割れ目が卓越する。一般に花崗岩上部では低角度傾斜の割れ目が卓越するが、深度 320 m 以深からその頻度が小さくなり、深度 460 m 以深ではほとんど確認されない。高角度傾斜の割れ目では、北西走向の割れ目が深度 220 m 付近以深で確認されるが、その頻度は深度 300 m にかけて減少する。深度 300 m 付近からは北東走向の高角度傾斜の割れ目が卓越し、その頻度は深度 420~460 m にかけて増加する傾向にある (図 2.1-36)。深度 500 m に位置する水平坑道では、全体として北東及び北西走向の高角度割れ目が卓越する。ただし、その卓越方位は断層を挟んで変化しており、断層北側の研究アクセス北坑道と予備ステージでは北東走向の高角度割れ目が卓越するが、断層南側の研究アクセス南坑道では北西走向の高角度割れ目が卓越する (図 2.1-37)。

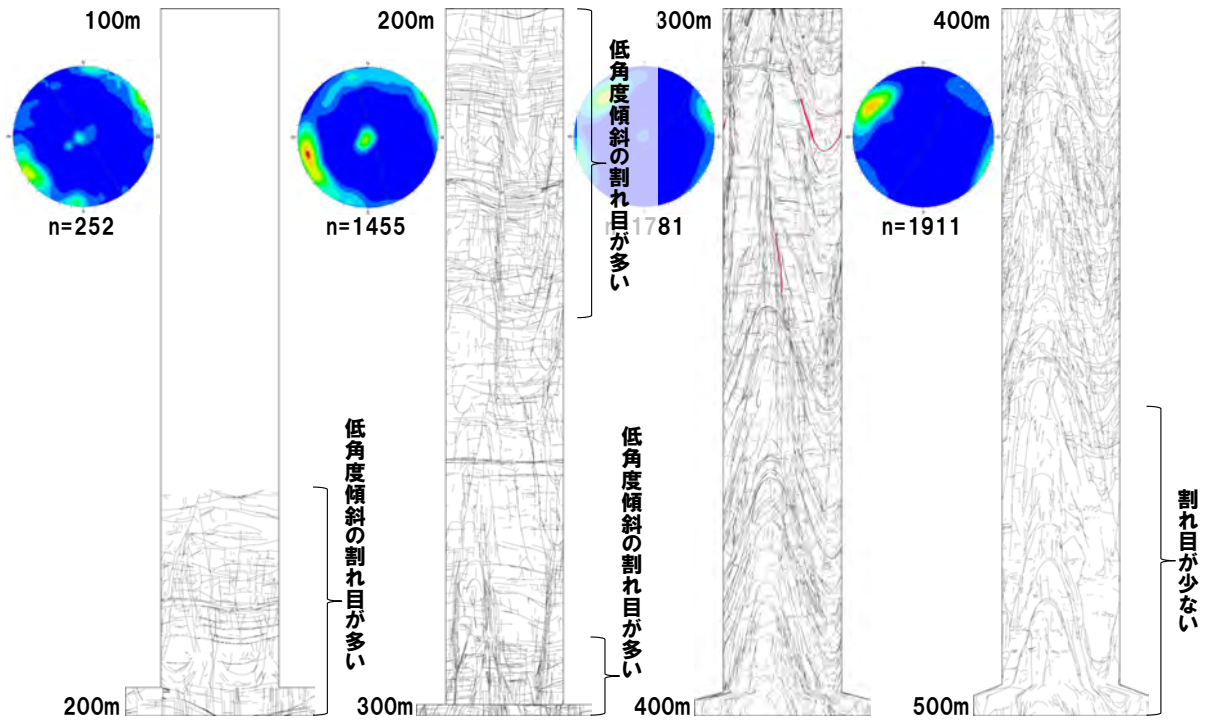


図 2.1-36 瑞浪超深地層研究所の換気立坑で見られる割れ目極の下半球投影においては、暖色系ほど高い集中を示す。

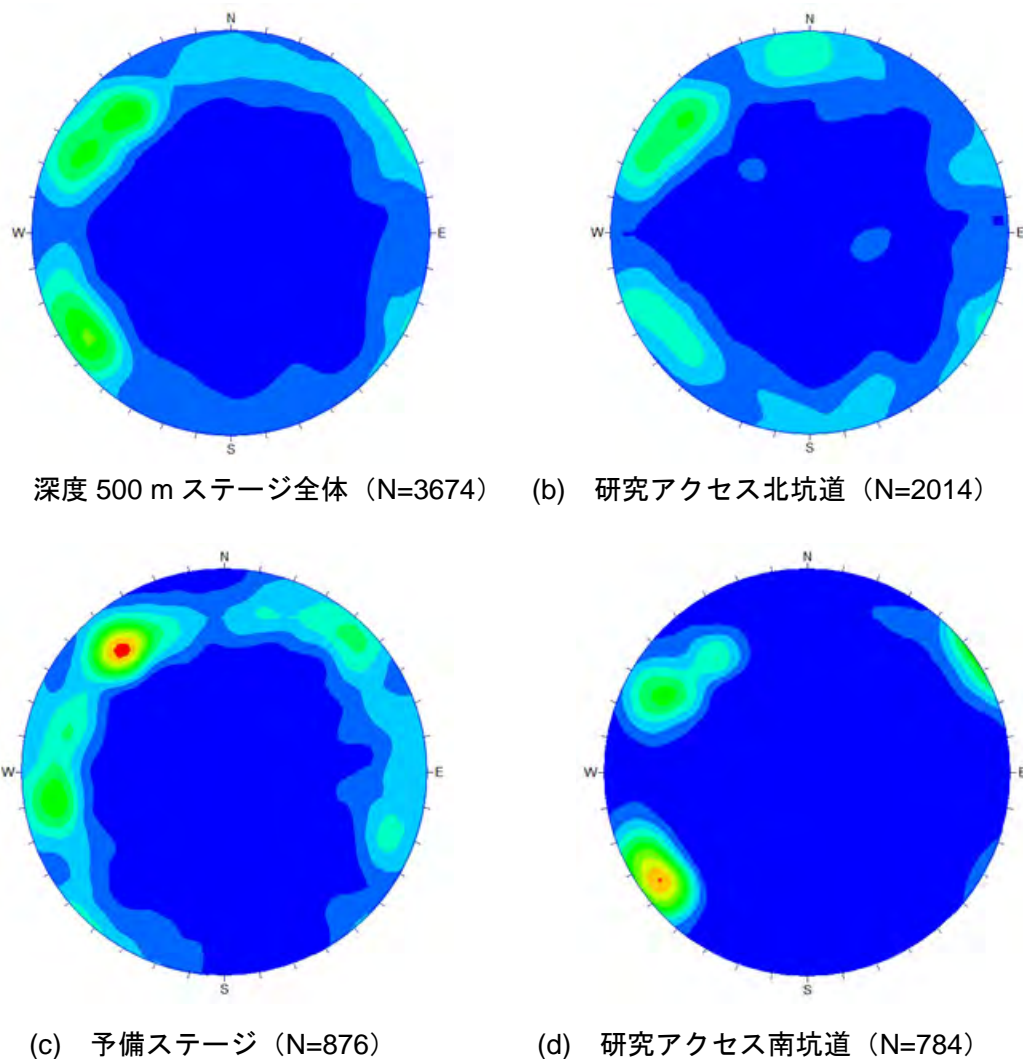


図 2.1-37 深度 500 m 水平坑道で確認された割れ目の方位分布(極の下半球等積投影コンター図)
 カッコ内の数字は割れ目本数を表す(鶴田ほか, 2013⁹²⁾)。
 極の下半球投影においては、暖色系ほど高い集中を示す。

上述した割れ目のうち、現在の物質移行経路と推定される、湧水を伴う割れ目については、ボーリング調査で採取されたコアではかみ合わせの悪い割れ目として認められることが多く、割れ目充填物も認められるものの、充填物が割れ目表面全体を覆うような産状は確認されない。立坑では、坑道建設前にプレグラウチングを実施した坑道壁面においては、グラウトで充填される割れ目が認められた。グラウト材が充填される割れ目は低角度割れ目の方が卓越する傾向が認められた。また、湧水を伴う割れ目は、深度 400 m 付近では主に北東走向の高角度割れ目で認められたが、深度 500 m ステージでは、主に北西走向の高角度割れ目に認められた。

湧水を伴う割れ目については、ボーリング調査や壁面地質調査において、その分布が把握されている。ボーリング調査では、BTV 観察やフローメータ検層で把握している。また、壁面地質調査では、坑道壁面で湧水している割れ目について、湧水を伴う割れ目として記載するとともに、湧水量が測定されている。

主立坑で実施したパイロットボーリング(06MI02 号孔)調査の結果、主立坑の深度約 300 m までは顕著な湧水管所は確認されていないが、換気立坑で実施したパイロットボーリング(06MI03 号孔)調査では、数十~数百 $l \text{ min}^{-1}$ の湧水が確認されている(鶴田ほか, 2009¹¹⁷⁾)。ここでは、06MI03 号孔の BTV 観察の結果、単一割れ目または走向傾斜の異なる割れ目の交差部

から湧水が認められた（図 2.1-38 の赤丸）。これらの湧水箇所は、割れ目を介したコア同士のかみ合わせが悪く、割れ目充填物として炭酸塩鉱物が認められる場合が多いが、充填物が割れ目表面の全体を覆うような産状は確認されない（鶴田ほか, 2009¹¹⁷⁾）。また、割れ目充填物を欠く割れ目でも湧水が認められている。

深度 300 m の水平坑道においては、研究坑道掘削前のパイロットボーリング（08MI03 号孔）調査で孔口湧水量が最大で千数百 $l \text{ min}^{-1}$ の湧水が認められた（図 2.1-39: 鶴田ほか, 2010¹¹⁹⁾）。そのため、深度 300 m 研究アクセス坑道掘削時には、プレグラウチングが実施された（見掛ほか, 2010¹³³⁾）。

深度 300 m 研究アクセス坑道掘削時に認められたグラウト充填割れ目は、08MI13 号孔で湧水量が増加した範囲に分布しており、北東及び北西走向を有するものが卓越する（見掛ほか, 2010¹³³⁾）。また、湧水は主立坑の近傍では認められず、主立坑から約 40 m 離れた割れ目密度が相対的に低下した範囲（岩級では、概ね B 級以上）で認められた。湧水を伴う割れ目は 08MI13 号孔のコア観察などから炭酸塩鉱物で充填される割れ目または充填物を欠く割れ目であり、換気立坑のパイロットボーリング（06MI03 号孔）で確認された湧水を伴う割れ目と類似した特徴を有する（鶴田ほか, 2010¹¹⁹⁾）。

また、深度 500 m 水平坑道では、湧水を伴う割れ目は全体の約 13% であり、方位としては北西走向の高角度が卓越し、北東走向の高角度を伴う。深度 500 m ステージ全体としてみると、湧水を伴う割れ目の方位は、全体の割れ目の方位（図 2.1-37）と同様であり、方位による透水性の違いは認められない。このような傾向は深度 500 m 研究アクセス南坑道でも同様であり、そこでは全体の割れ目方位と同様に、湧水を伴う割れ目は北西走向の高角度のものが卓越し、北東走向の高角度のものを伴う（図 2.1-40）。なお、研究アクセス南坑道では、全体の約 36% の割れ目で湧水が認められている（鶴田ほか, 2013⁹²⁾）。

これに対し、研究アクセス北坑道では湧水を伴う割れ目は北西走向の高角度のものが多く（図 2.1-40b）、全体の割れ目方位（北東走向の高角度傾斜: 図 2.1-40a）とは異なる傾向を示す。また、予備ステージでは、湧水を伴う割れ目は北北西走向の高角度が卓越するが（図 2.1-40c）、全体の割れ目方位は北東走向の高角度のものが卓越し（図 2.1-40a）、研究アクセス北坑道と同様に、全体の割れ目方位とは異なる卓越方位を示す。なお、研究アクセス北坑道では全体の約 6%、予備ステージでは全体の約 8% の割れ目が湧水を伴うのみである（鶴田ほか, 2013⁹²⁾）。

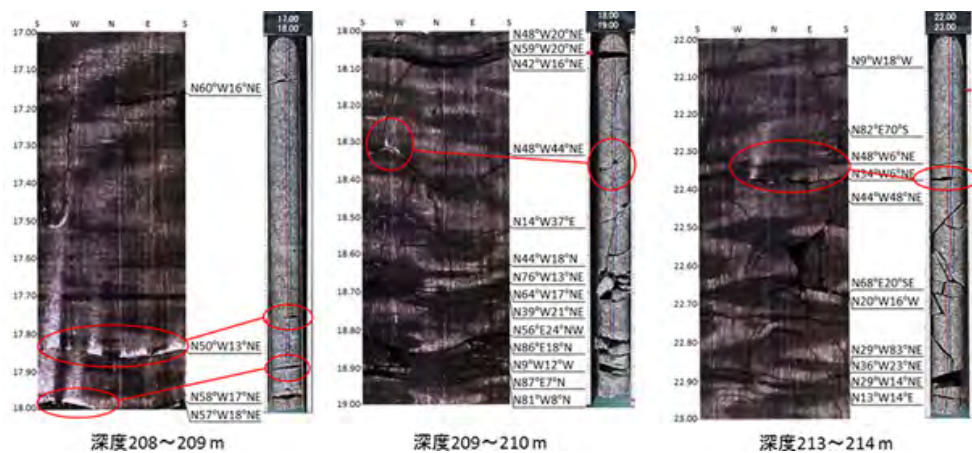


図 2.1-38 06MI03 号孔で認められた湧水を伴う割れ目の BTV 画像とコア写真（鶴田ほか, 2009¹¹⁷⁾）

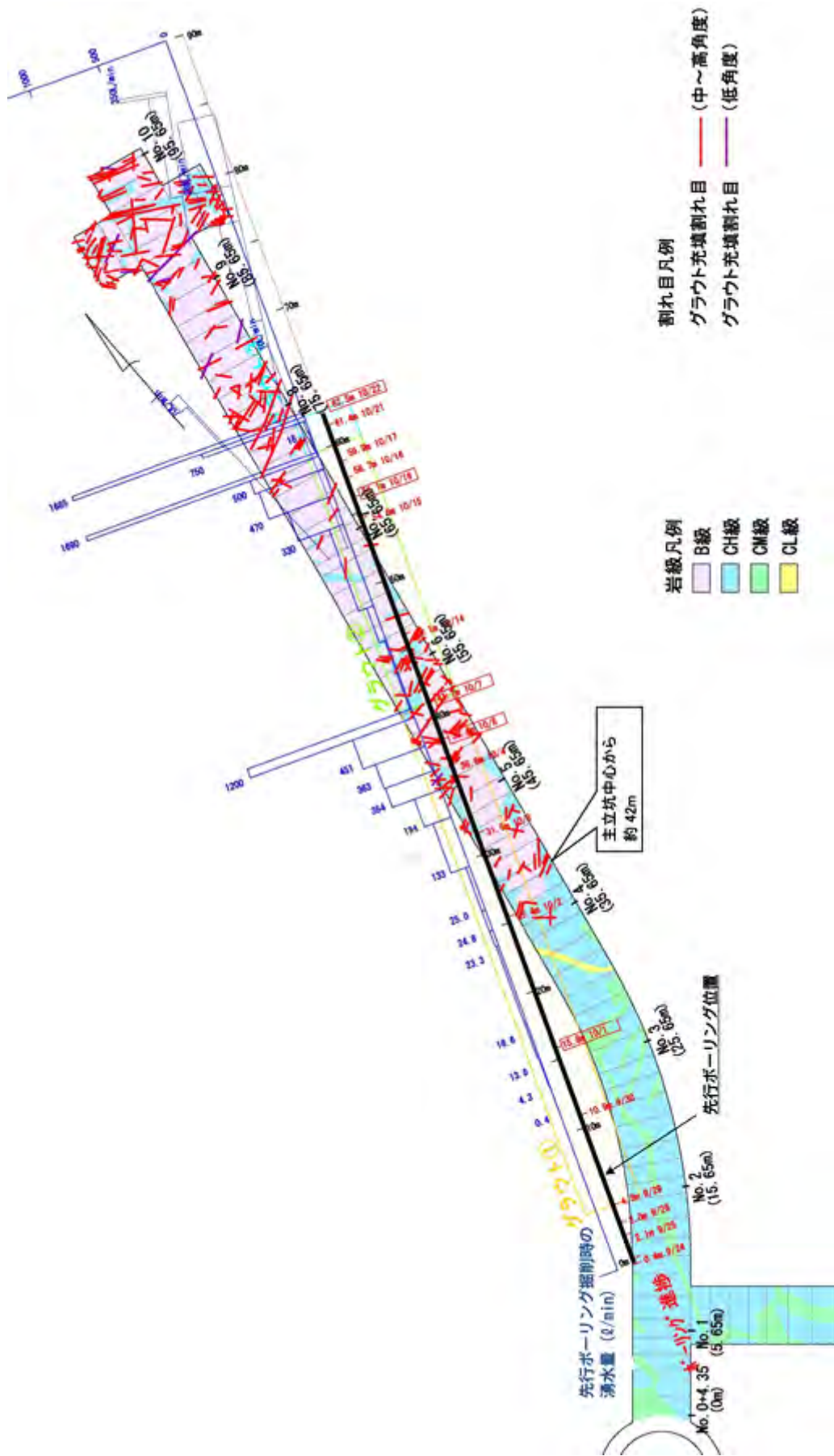
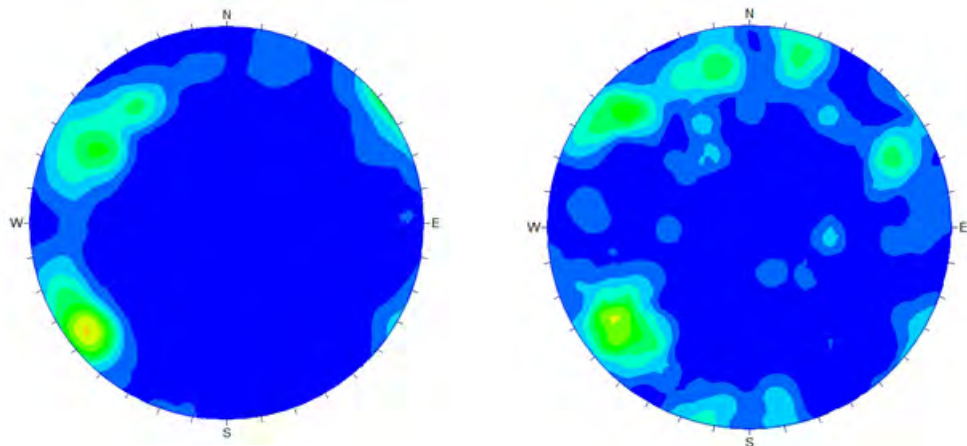
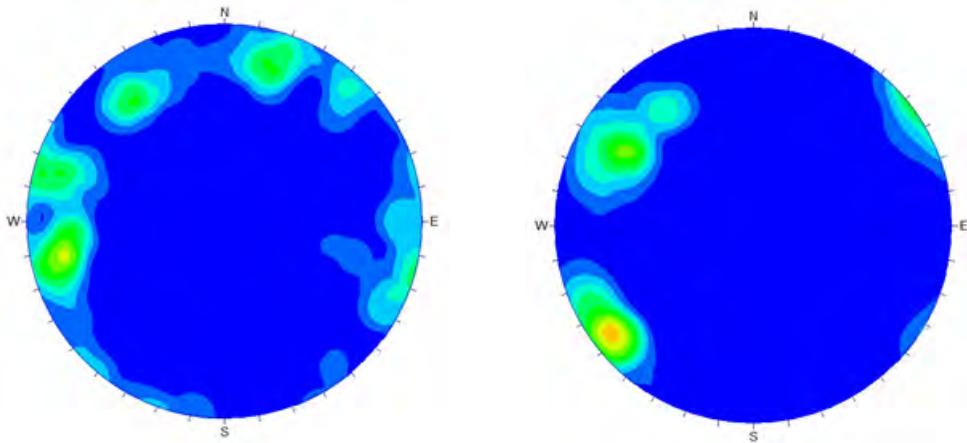


図 2.1-39 08M13 号孔における湧水量の変化と壁面地質調査に基づく岩級区分 (見掛ほか, 2010¹³³⁾)



(a) 深度 500 m ステージ全体 (N=471) (b) 研究アクセス北坑道 (N=117)



(c) 予備ステージ (N=69) (d) 研究アクセス南坑道 (N=285)

図 2.1-40 深度 500 m ステージにおける湧水を伴う割れ目方位(極の下半球等積投影コンター図)
 カッコ内の数字は湧水を伴う割れ目本数を表す(鶴田ほか, 2013⁹²)。
 極の下半球投影においては、暖色系ほど高い集中を示す。

幌延地域では、一般的に、固結度が低い新第三紀の堆積岩は多孔質媒体として取り扱われるが、割れ目がしばしば主要な水みちとして機能している報告がある(杉山ほか, 2003¹³⁴)。そのため、マトリクス部における地下水流動による移流のみならず、結晶質岩と同様に、割れ目に支配される地下水流動による移流を考慮する必要がある。さらに、結晶質岩と比較して、新第三紀の堆積岩のマトリクス部の間隙率は大きい。瑞浪地域の土岐花崗岩の場合、0.2~0.3%程度(國丸ほか, 2013¹³⁵)であるが、40~60%程度(下茂ほか, 2009¹³⁶)である。そのため、岩盤内の物質移行現象の評価においては、亀裂からマトリクス部への拡散現象の効果を考慮する必要がある。

声問層及び稚内層から採取したインタクト試料を対象とした透水試験の結果、声問層は、 $10^{-11} \sim 10^{-12} \text{ m s}^{-1}$ 程度、稚内層は $10^{-10} \sim 10^{-11} \text{ m s}^{-1}$ 程度の透水係数であり(図 2.1-41)、いずれの地層も低透水性として評価できる(下茂ほか, 2009¹³⁶)。よって、マトリクス部における地下水流動による移流は物質移行に与える影響は小さいと言える。

声問層と稚内層における割れ目の発達状況は異なる。コア観察により認められた割れ目と超音波型孔壁画像検層により検出した割れ目を比較し、対比できた割れ目の割合から割れ目の開口性を評価し、また、流体電気伝導度検層により検出した流出入箇所と割れ目との対応関係から割れ

目の連続性・連結性が評価された（舟木ほか, 2009¹³⁷）。その結果、声問層は多孔質媒体として、稚内層は声問層と比べて亀裂性媒体としての性質が強いことが示された（舟木ほか, 2009¹³⁷）。また、岩石の脆性度、変形挙動を判断する指標として、**Brittleness index**（以下、「BRI」という）という概念を適用して、割れ目が水みちとして機能するか否かが検討された（Ishii et al., 2011¹²⁸）。その結果、BRIがおおむね 8 以上の場合は、亀裂性媒体として、おおむね 8 以下の場合は、多孔質媒体として取り扱いができることが示されている（Ishii et al., 2011¹²⁸）。これらの事例から、声問層より稚内層の方が亀裂性媒体としての性質が強く、割れ目に支配される地下水流動による移流を考慮する必要があると考えられる。

声問層及び稚内層の割れ目の特徴は、坑道壁面の地質観察などにより観察された。声問層及び稚内層中に発達する割れ目は、掘削前から存在した構造的割れ目（以下、「既存割れ目」という）と掘削影響割れ目（以下、「EDZ割れ目」という）に大別される（Tokiwa et al., 2013a¹³⁸）。EDZ割れ目は層理面又は古応力場から推定される潜在割れ目と同じ方向であり、既存の割れ目で止められている。つまり、堆積軟岩における掘削影響による割れ目は、層理面や潜在割れ目などの弱面に形成され、既存の割れ目にコントロールされていることを示唆する（図 2.1-42: Tokiwa et al., 2013a¹³⁸）。また、プレグラウトの注入状況の観察から、EDZ割れ目は坑道から 5 m 程度周辺で発達することが認められた（Tokiwa et al., 2013b¹³⁹）。

一方、稚内層中には、大曲断層のような地質図スケールの大規模な断層の他に、確率論的に取り扱われる小断層として、層理面に高角な横ずれが卓越する断層（以下、「高角断層」という）と層理面にほぼ平行な縦ずれが卓越する断層（以下、「層面断層」という）が分布する。これらは連続性の良い割れ目として取り扱うことができる（図 2.1-43: 太田ほか, 2007³⁰）。250 m 調査坑道などの過去の観察結果から、高角断層は、雁行状に配列したスプレークラックを伴い、それにより連結して主要な水みちとなる小断層帯を形成する概念モデルが示されている（図 2.1-43: 太田ほか, 2007³⁰）。一方、層面断層が水みちとして機能している可能性は低いと考えられている。研究坑道の深度 250 m から 350 m の換気立坑における坑道壁面の地質観察では、グラウトの注入状況も含め割れ目の分布状況が把握された。換気立坑の本深度に認められる割れ目は主に剪断割れ目であり、断層岩類を伴う連続性の良い割れ目（断層）や引張割れ目を伴う。また、掘削に伴う割れ目も多数観察された。注入されたグラウト材は断層から派生した割れ目に多く認められ、断層自体に多くのグラウト材が入っていないことがわかった（図 2.1-44）。この結果は、高透水性の割れ目は断層から派生した割れ目であることを示唆する（Tokiwa et al., 2013b¹³⁹）。

マトリクス部における間隙率は、声問層が 48~64% 程度、稚内層が 33~44% 程度であり、声問層の方が大きい（図 2.1-45: 下茂ほか, 2009¹³⁶）。よって、マトリクス拡散の寄与は、声問層の方が大きいと言える。稚内層は、結晶度の低い含水シリカ鉱物であるオパール CT 含む珪質頁岩あるいは珪質泥岩から構成された地層、その上位層である声問層は、非晶質な含水シリカ鉱物であるオパール A を含む珪藻質泥岩からなる地層と定義されている（長尾, 1960⁹⁵; 三谷ほか, 1971⁹⁶）。シリカ鉱物の累進的埋没続成作用の観点から、埋没深度の深い稚内層の方が硬質化の進んだ岩石であり（福沢, 1987¹²²）、硬質化に伴い間隙率も小さくなる。

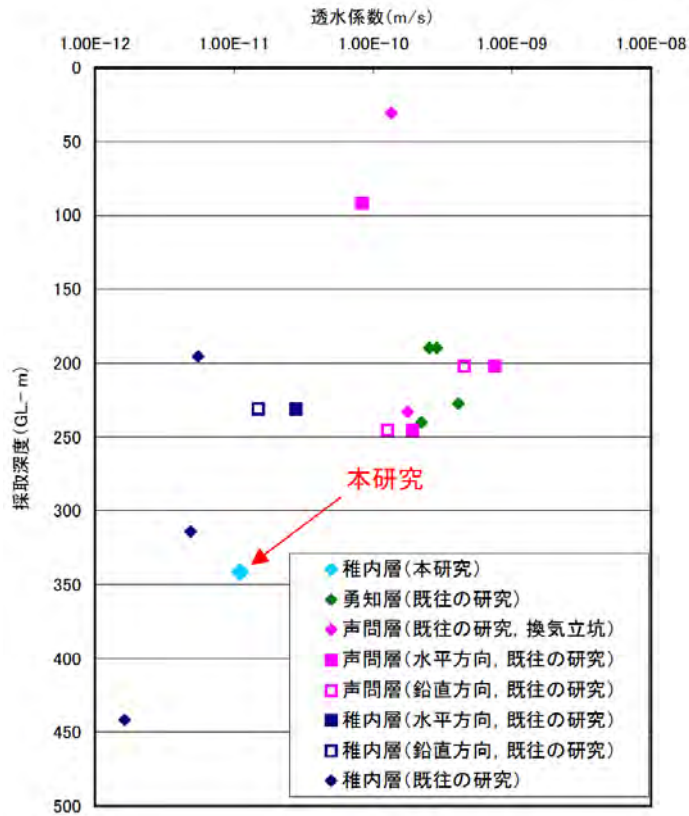


図 2.1-41 深度と透水係数の関係 (下茂ほか, 2009¹³⁶⁾
 図中の「本研究」は、下茂 (2009)¹³⁶⁾を意味する。

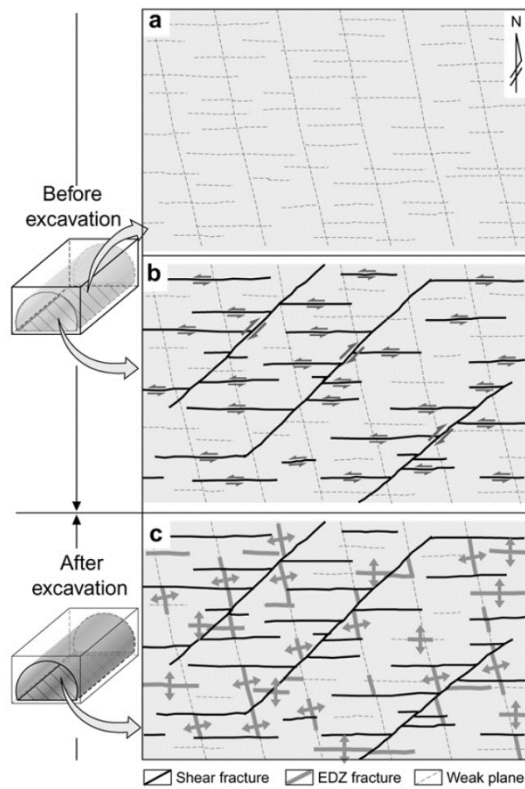


図 2.1-42 坑道の掘削前後における割れ目形成過程に関する概念図 (Tokiwa et al., 2013a¹³⁸⁾)

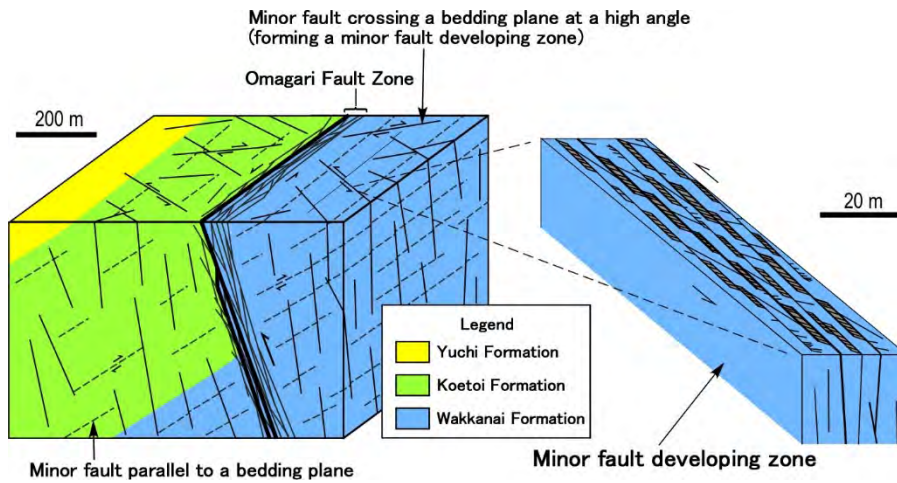


図 2.1-43 幌延地域に分布する断層の概念図 (太田ほか, 2007³⁰⁾)

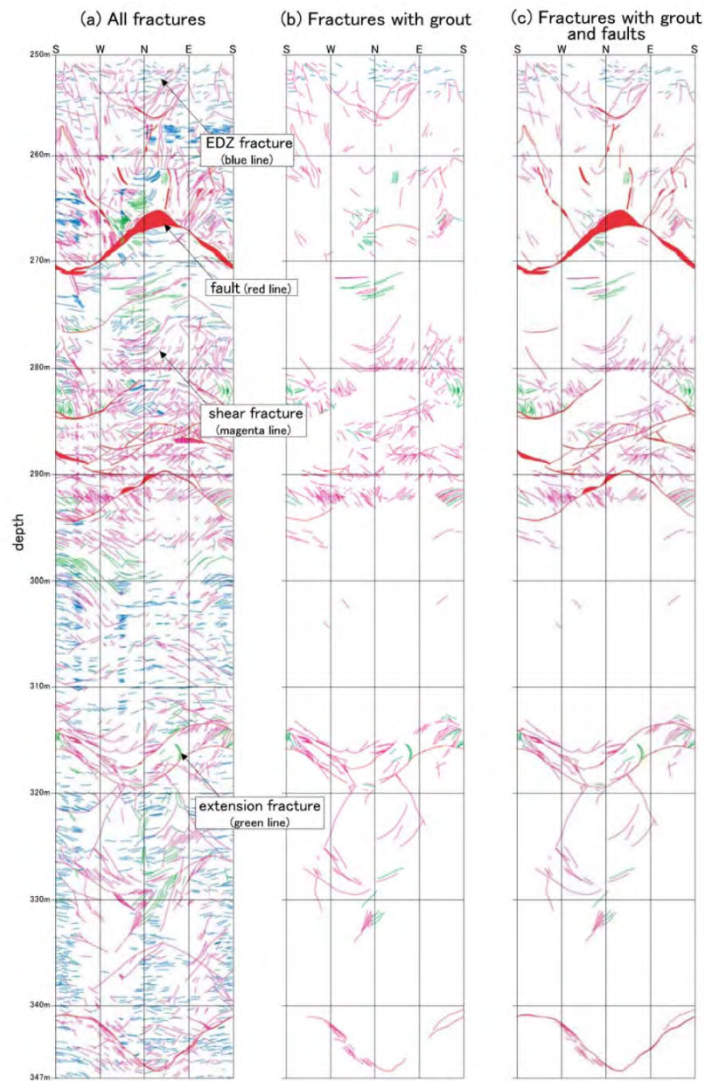


図 2.1-44 換気立坑の深度 250 m から 347 m における割れ目分布図 (Tokiwa et al., 2013b¹³⁹⁾)
 (a) 全割れ目 (b) グラウト充填割れ目 (c) グラウト充填割れ目と断層

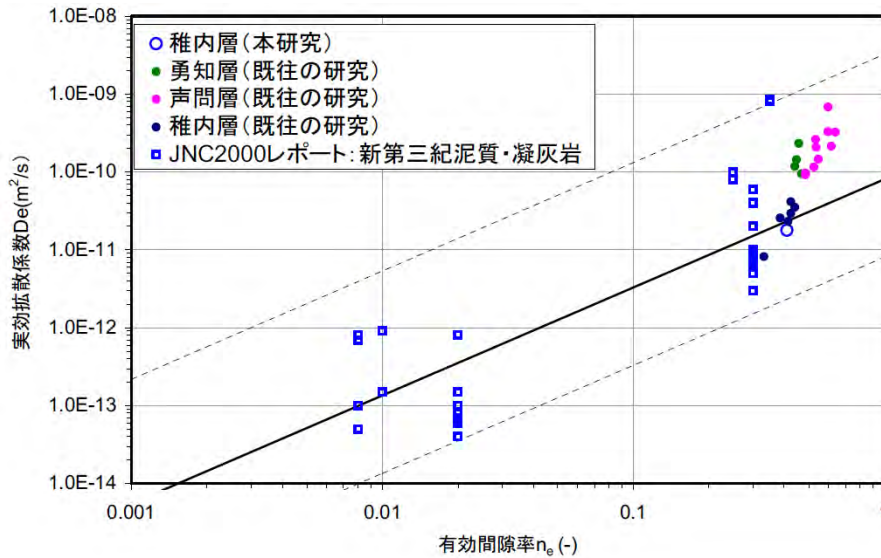


図 2.1-45 実効拡散係数と有効間隙率の関係 (下茂ほか, 2009¹³⁶)
 図中の「本研究」は、下茂 (2009)¹³⁶を意味する。

⑤ 力学的プロセスとその状態

力学プロセスとその状態とは、母岩や他の岩石ユニットに影響を与える力学プロセス、並びに時間とともに変化する力学条件の全てに関する FEP であり、国際 FEP リストでは、例として処分場の掘削、建設、長期間の存続によって影響を受ける岩盤の応力変化が挙げられている。ここでは地形・地質モデルに影響を及ぼすと考えられる応力場の変遷について記述する。

東濃地域の現在の応力分布はWNW-ESE方向に最大主応力軸を持つ応力場にあると考えられている (塚原・池田, 1991¹⁴⁰)。土岐花崗岩を対象とした初期応力測定では、水平面内の最大主応力の方向はNW-SE方向に集中する (平野ほか, 2009¹⁴¹; 真田ほか, 2011¹⁴²)。ただし、瑞浪超深地層研究所では、深度 400 m 付近以浅では逆断層型であるのに対し、深度 600 m 付近以深では正断層・横ずれ断層型となる環境である (平野ほか, 2009¹⁴¹)。このような変化は過去に行われた初期応力測定においても報告されており、原子力機構の正馬様用地におけるボーリング孔 (AN-1 号孔、MIU-2 号孔) で行われた水圧破碎法による初期応力測定においても報告されている (佐藤ほか, 1999¹⁴³)。この報告では、地表から深度 200~250 m までは南北方向の σ_1 による逆断層型の応力状態が、それ以深では現在の広域応力場に対比されるNW-SE方向の σ_1 による横ずれ断層型の応力状態が報告されている (佐藤ほか, 1999¹⁴³)。

また、古応力の把握に関しては、瑞浪超深地層研究所の研究坑道及び周辺で掘削されたボーリングコアで確認された断層で認められた条線に基づいた研究が行われている (田上ほか, 2012¹⁴⁴)。この研究では、条線の方位データと剪断センスに基づいて、多重逆解法による古応力解析によって、断層の変位の方向や断層活動時の古応力が検討されている (田上ほか, 2012¹⁴⁴)。その結果、研究対象とした断層では、N-S方向低角度の σ_1 、E-W方向低角度の σ_3 、応力比が 0.3 程度の横ずれ型の古応力配置が普遍的に認められ、これは研究所周辺における微小割れ目の研究 (高木ほか, 2008¹³²) でも指摘された約 60 Ma 頃の古応力を示す可能性が考えられている (田上ほか, 2012¹⁴⁴)。また、これ以外にも、日本海拡大時期のリフト変形を反映していると推定される古応力も認められている。これらの研究成果や瑞浪地域の地質構造発達史に基づいて、古応力の変遷が検討されている (図 2.1-46: 田上ほか, 2012¹⁴⁴)。

Phase	Age (Ma)	Inferred casual stress state	fracture & rotation
1 時階 花崗岩の定置直後	69-64		
2 時階 剪断帯・断層の形成	64-43		
3 時階 太平洋プレートの沈み込み方向の変化	43-37		
4 時階 花崗岩の削剥レベル到達	37-20		
5 時階 リフトの開始・第一瀬戸内期	20-15		
6 時階 西南日本弧の時計回り回転と瀬戸内火山岩類の活動	15-14		
7 時階 逆断層運動と急激な陸化	14-12		
8 時階 第二瀬戸内期	12-1		
現在 東西性の圧縮変形	<1		

図 2.1-46 瑞浪地域の地質構造発達史（古応力の変遷）（田上ほか, 2012¹⁴⁴⁾

幌延地域では、地表のボーリング孔における水圧破砕法による初期応力測定から、研究所設置場所及びその周辺地区では、土被りから推定した鉛直応力と水平面内最小主応力がほぼ等しく、最大主応力はその 1.5 倍程度の範囲内であること、水平面内主応力方向は地表付近から深度 700 m 程度の範囲までほぼ東西方向で一定していることなどの結果が得られている（太田ほか, 2007³⁰⁾。また、複数のボーリング孔で深度 300 m よりも深い領域でボアホールブレイクアウト現象が生じていることが確認されており、これから推定される最大主応力方向もほぼ東西となっている（太田ほか, 2007³⁰⁾。

また、応力変遷を把握するために、GPS観測に基づく水平変位速度ベクトルの推定とともに、

研究坑道で得られた小断層のスリップデータを用いた多重逆解法 (Yamaji, 2000¹⁴⁵) による古応力の推定が行われた (常盤ほか, 2009¹⁴⁶)。その結果、GPS 観測による北海道北部の水平変位速度ベクトルは、東西圧縮を示し、ボーリング孔で行われた水圧破砕法によって得られた最大主応力方向とも一致しており、幌延地域が現在の東西圧縮場にあることが示された。それに対して、小断層を形成させた最大応力は東西方向ではなく、断層運動に伴う地層の回転などの造構運動や応力の変化などを示唆する現在の応力場とは異なる結果が得られた (常盤ほか, 2009¹⁴⁶)。

4) 地表環境

地表環境は地形モデルの上面と見なすことができる。ただし、本事業では、地形モデルは広域を対象にしており、さらに地表の詳細な環境までを考慮したものではないので、地表環境に関する FEP については、東濃地域と幌延地域で典型的に見られる地表環境を対象とし、特定の狭い範囲を対象とした FEP として記述することとする。具体的には、東濃地域については、瑞浪超深地層研究所が所在する瑞浪市を、幌延地域については、幌延深地層研究センターの所在する幌延町を対象とする。

① 地表と形態

地表と形態は、地表の起伏や形状及びその変化に関する FEP であり、平野や丘陵、山地、谷、河川などがある。地表と形態は、長期的には、隆起、侵食及び堆積などの地質学的事象に伴って変化すると考えられる。

東濃地域のうち、瑞浪市周辺の地形は、大局的には、現在の土岐川沿い及び屏風山の南側に東北東～西南西方向に山間盆地が連なり、これら盆地の南北に丘陵もしくは山地が連なるという特徴を有する。

土岐川以北は丘陵及び山地からなり、北部ほど標高は高く、瑞浪市北端には木曾川が峡谷を刻んで流れている。丘陵は開析され、比較的幅の広い谷を構成する。また、山地では山間盆地が発達する。

土岐川流域では河成段丘の発達がよく、瑞浪市街地では少なくとも三段の段丘面が識別される。これらの段丘を侵食して土岐川が流れ、河川沿いでは沖積層が堆積し、一部で瑞浪層群や東海層群が露出している。

土岐川以南では、西部では瑞浪層群及び東海層群から構成される丘陵が広く分布する。この丘陵の頂部は定高性を有していることから、一般には東海層群土岐砂礫層堆積時の堆積面であると考えられているが、土岐砂礫層堆積後の侵食面とする考え方もある (木曾, 1963¹⁴⁷; 貝塚ほか, 1964¹⁴⁸; 森山・丹羽, 1985¹⁴⁹)。また、東部には、やや標高の高い山地 (高原) が広がる。

さらに南側には屏風山を最高峰とする山地が連なる。この山地の地形的な特徴として、河川が山地を横切ることが挙げられる。これは東方の中津川市から西方の多治見市まで普遍的に見られるものであり、主な河川として、阿木川、小里川、肥田川、妻木川がある。これらの河川はいずれも山地を横切って北向きに流れ、土岐川もしくは木曾川に合流する。このような特徴は、山地が形成される前から先行河川として河川が流れていたことを示しており、山地の隆起前から河川の位置は大きく変わっていないことを示す。

幌延地域が位置する宗谷丘陵と天塩山地北部に分布する地形や水系は、地質構造や岩質を反映していることについて、これまでに多くの指摘がなされている (小疇ほか編, 2003³²) など。宗谷丘陵北半部における大局的な水系パターンを見た場合、全体を通じて南北方向に並ぶ丘陵の稜線から東西に伸びる必従谷 (地表面の最大傾斜方向に向かって形成される谷) と、地層の走向に沿う南北方向の適従谷 (地質構造に適応した流路を持つ谷) とが格子状をなしている。さらに詳細に見ると、平行状、亜平行状及び羽毛状など、地層によって水系パターンに違いが認められるとともに、谷密度などの地形量についても差異がある (小疇ほか編, 2003³²)。既存文献 (Suzuki et al., 1985¹⁵⁰) などでは、各地層の物性値と地形量データとの比較に基づき、それら丘陵の削剥地形の差異を岩石の力学的強度と透水係数 (あるいは浸透能) という岩石物性の組み合わせの違いによって系統的に説明している。

幌延地域における地形プロセスは、ロックコントロール (鈴木, 1994¹⁵¹) のもと進行していると考えられる。以下、幌延北進地区における地形データ (図 2.1-47 ~ 図 2.1-52) に基づいて説

明する。

稚内層の分布域では、水系パターンは主に亜平行状であり、同地域には、幅が広く、深くて長い直線的な河谷が多く認められる（図 2.1-47、図 2.1-48、図 2.1-51）。相対的に標高の高い低谷密度の円頂状の丘陵が多い（図 2.1-49、図 2.1-51）。声問層と比較して起伏量が大きく、河谷は沖積層で埋め立てられている箇所が多い（図 2.1-50）。また、同層の分布域には、最終氷期に形成されたと考えられる段丘の分布が声問層に比較して少ない。このため、稚内層分布域では、後氷期である現在と氷期ともに、下刻作用が主な削剥過程として作用していると考えられる。

声問層の分布域では、水系パターンは北西部と南東部で主に亜平行状、それ以外の地域では主に樹枝状が認められる（図 2.1-47、図 2.1-48）。谷密度は稚内層と比較して高いものの、南東部を除き、起伏量の小さいなだらかな尾根地形を示す（図 2.1-49、図 2.1-50）。また、声問層の河谷地形として谷中谷が認められる（図 2.1-51）。これは氷期に形成されたお椀状の河谷が、後氷期の現在における下刻作用により形成されたものと考えられる。さらに、声問層の分布域には、最終氷期に形成されたと考えられる段丘が広く分布している（図 2.1-49、図 2.1-50）。それらの段丘は、主に声問層に由来する角礫～亜角礫と泥の基質から構成される角礫堆積物であり、河谷を横断して発達することなどから、周氷河作用により形成されたものと考えられる。すなわち、氷期には、声問層は周氷河作用による著しい面的削剥作用を被ったものと推定される。まとめると、後氷期の現在、斜面や周氷河作用により脆くなった斜面表層部が崩壊するとともに、下刻が主な削剥過程であると推定される。また、声問層の分布域では、氷期には、まばらになった植生のもと周氷河作用による面的削剥作用が促進されるとともに、河谷では、お椀状の断面形状をなすような下刻作用を伴う側方侵食が主な削剥過程であったと考えられる。すなわち、声問層分布域では、周氷河作用により、著しくなだらかな地形が形成されるものと推定される。

勇知層の分布域では、水系パターンは主に樹枝状であるとともに、谷密度が非常に高い（図 2.1-47）。また、後述する更別層とは異なり、勇知層は砂岩から構成される比較的均質な岩相を呈する。一方、勇知層の分布域では、最終氷期に形成されたと考えられる段丘の分布が声問層に比べて非常に少ない。これらのことから、後氷期である現在及び間氷期ともに、勇知層の分布域は、河谷における下刻作用と側方侵食が主な削剥過程として作用していると思われる。また、樹枝状の水系パターンの形成が進行していくにつれて、隣り合う河谷の併合が生じ幅の広い河谷と谷密度の低い地形が形成されていくものと思われる。

更別層の分布域では、水系パターンは樹枝状である（図 2.1-47、図 2.1-48）。更別層の分布域である北進地区の西部では、声問層や勇知層よりも標高の高い丘陵をなしている（図 2.1-49、図 2.1-50）。地形量データを見ると、声問層や勇知層と比較して起伏量が高いものの、勇知層とほぼ同じ程度の谷密度を持つ（図 2.1-49、図 2.1-50）。また、更別層は礫や砂、泥などの多様な岩石から構成されており、尾根地形では礫岩層が卓越するのに対して、谷地形では泥や砂が卓越する。これを反映し、更別層の地形断面は、礫岩層が頂部をなす尖頂状の尾根地形を呈する（図 2.1-51）。このように、更別層では、同一地層内においてもロックコントロールが作用していると考えられる。これらを考え合わせると、更別層分布域では、起伏量が増大する方向に地形が変化していくものの、ある一定の起伏量を超えると、マスマーブメントなどが生じ、長期的な傾向としては勇知層と同様に起伏量の小さいなだらかな地形に変化していくものと推定される。

北進地区の東部に分布する稚内層よりも下位の地層群は、北進地区における地形的高所をなしており、谷密度と起伏量がともに高い（図 2.1-49、図 2.1-50）。それらの分布域は、地すべり地形が多いことで特徴づけられる（図 2.1-52）。特に、増幌層、鬼志別層及び宗谷夾炭層の分布域には地すべり地形が集中している。地すべり地形は、稚内層よりも下位の地層群を除くと、断層沿いにならずに分布するのみである。すなわち、稚内層よりも下位の地層群では、後氷期である現在において、その上位の地層群と比較すると、マスマーブメントによる削剥過程が卓越していると考えられる。

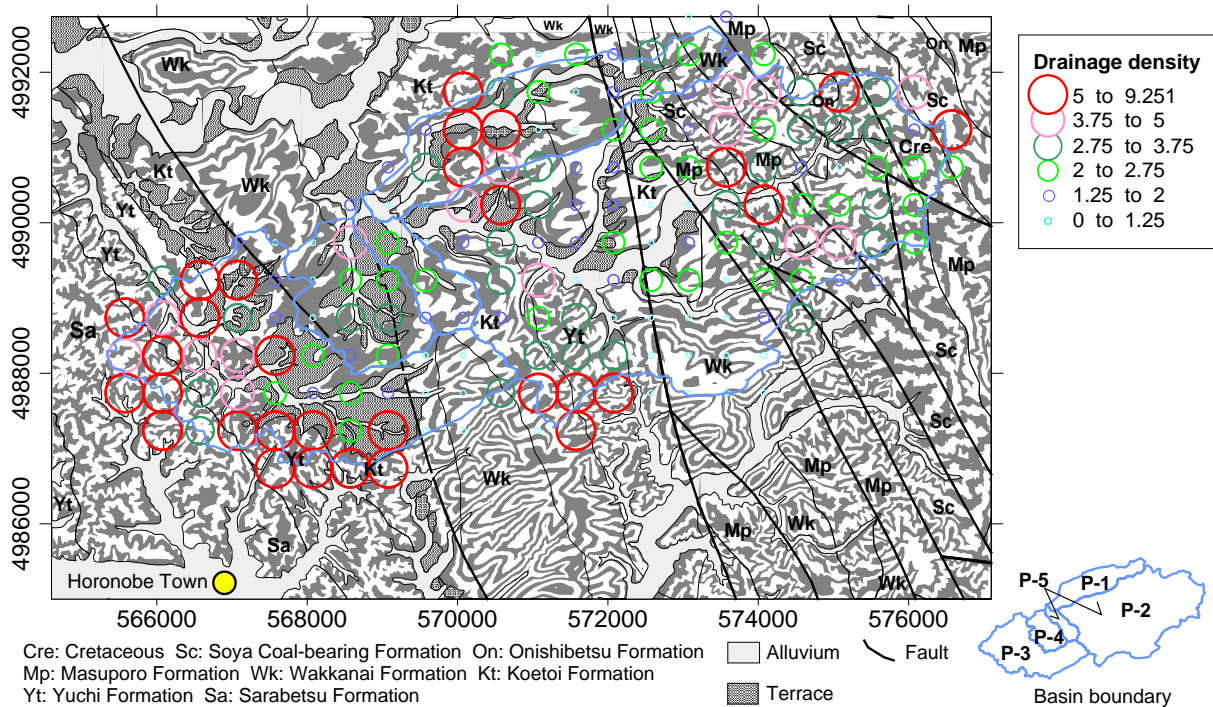


図 2.1-47 幌延町北進地区における水系密度 [number km⁻²], 水系パターン (縞模様は標高 25 m ごと) 及び地質の分布 (座標は UTM) (太田ほか, 2007³⁰⁾)

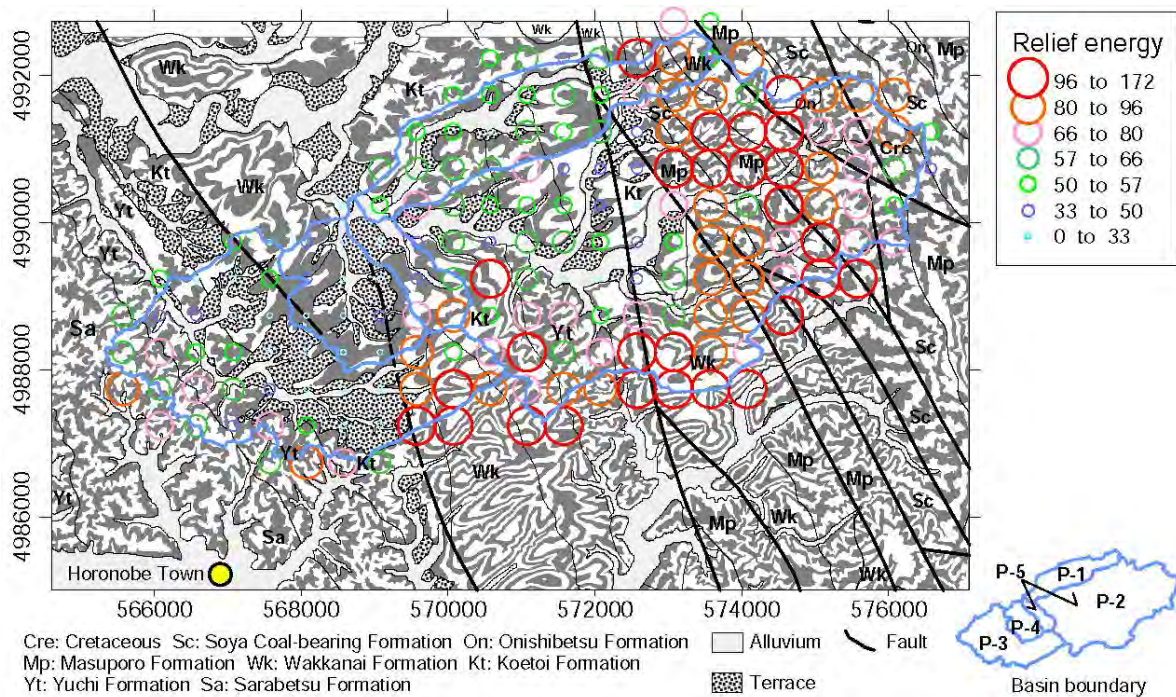


図 2.1-48 幌延町北進地区における起伏量 [m]、水系パターン (図 2.1-47 と同様) 及び地質の分布 (座標は UTM) (太田ほか, 2007³⁰⁾)

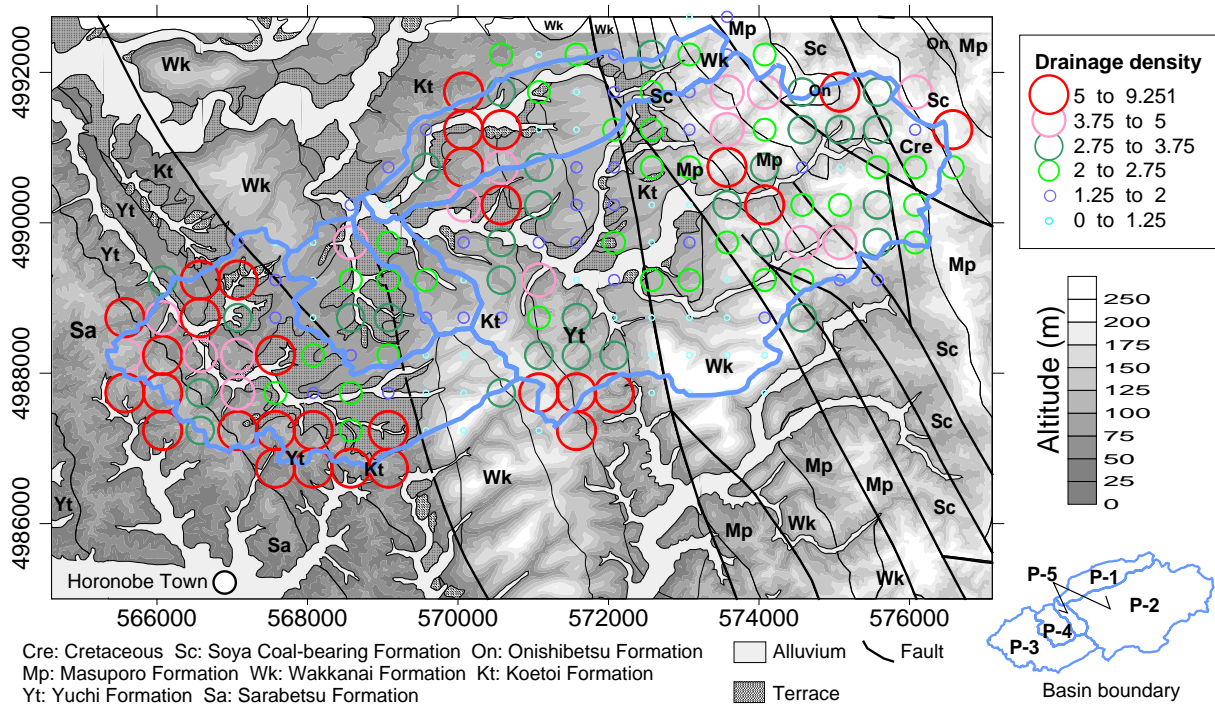


図 2.1-49 幌延町北進地区における水系密度 [number km⁻²], 標高及び地質の分布 (座標は UTM) (太田ほか, 2007³⁰)

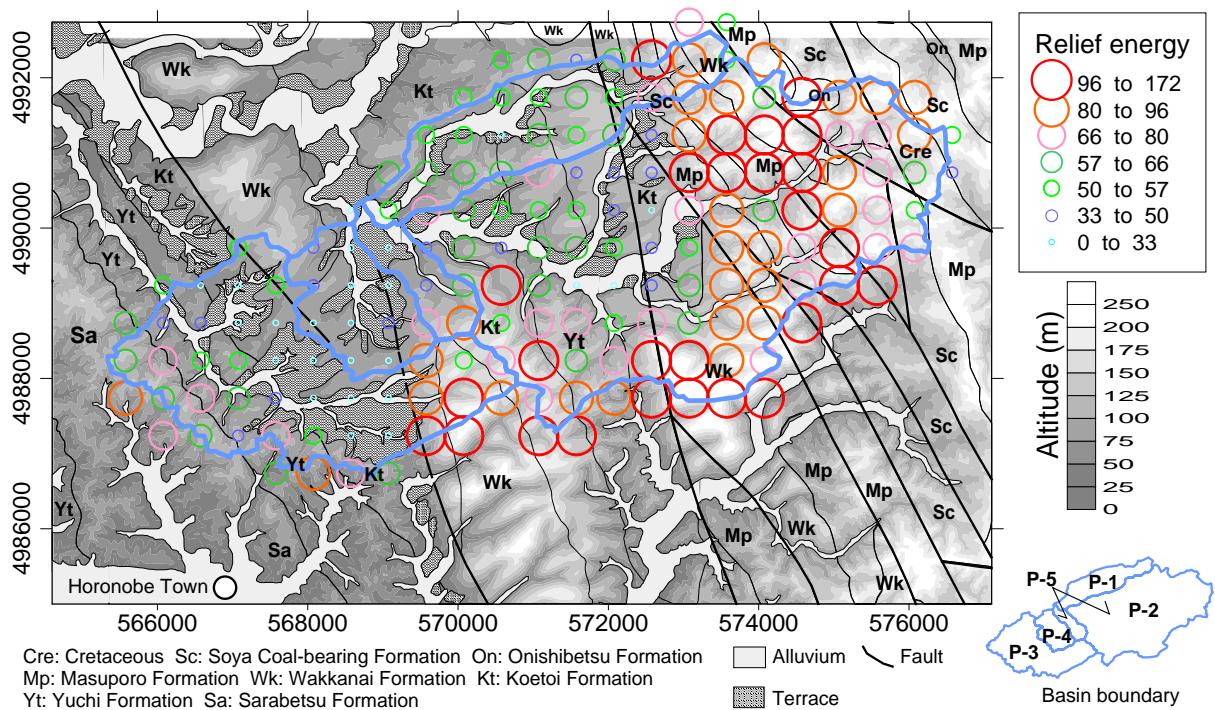


図 2.1-50 幌延町北進地区における起伏量 [m], 標高及び地質の分布 (座標は UTM) (太田ほか, 2007³⁰)

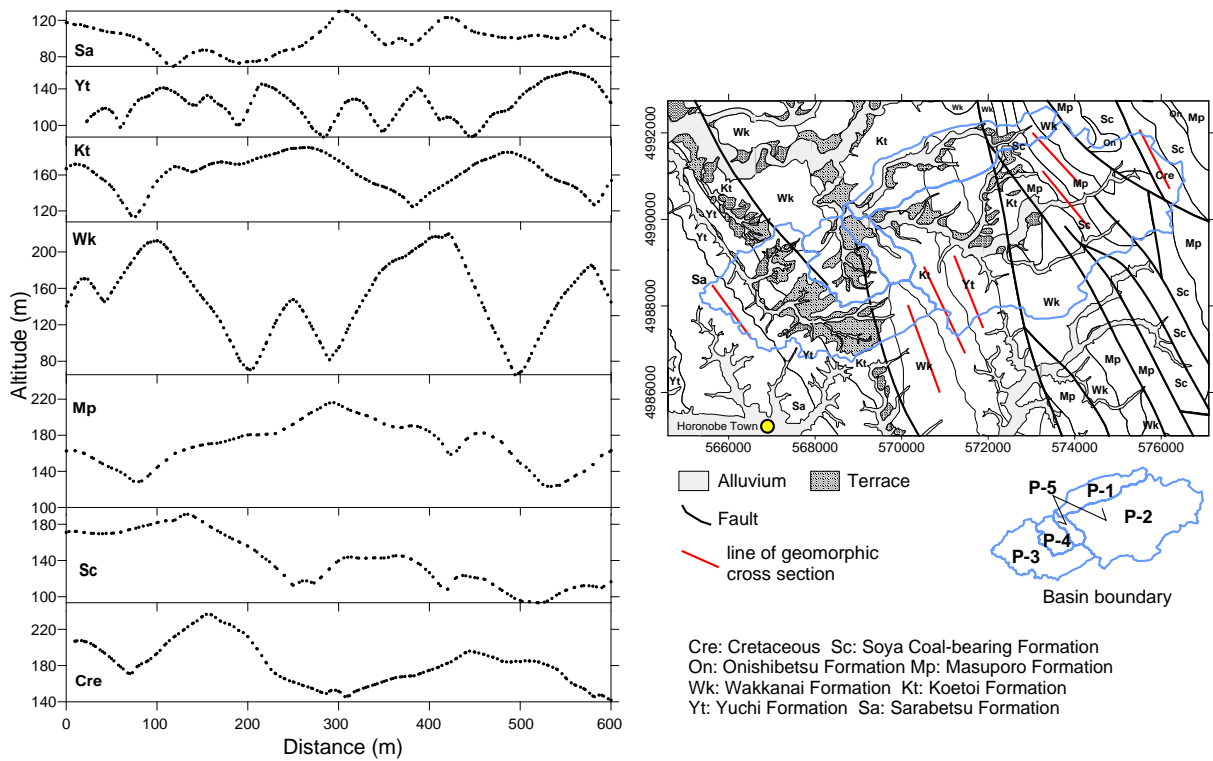


図 2.1-51 幌延町北進地区における地層ごとの地形断面（座標は UTM）（太田ほか，2007³⁰）

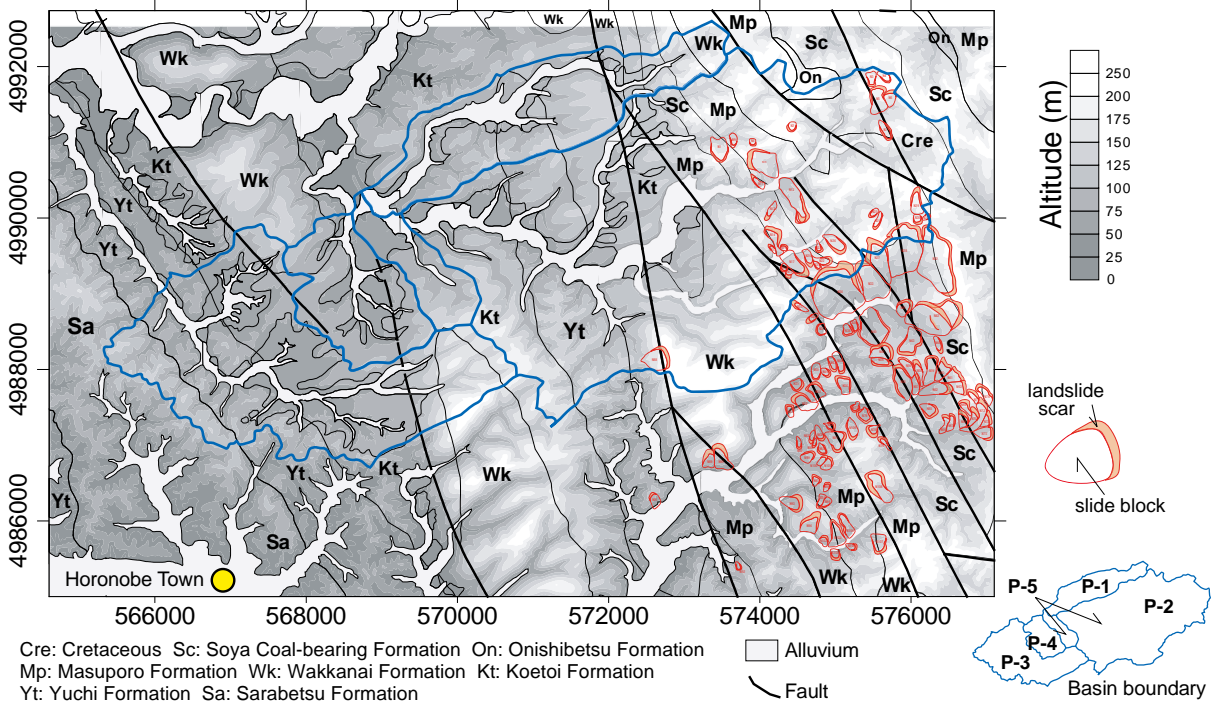


図 2.1-52 幌延町北進地区における地すべり地形と地質の分布（座標は UTM）（太田ほか，2007³⁰）

② 海岸の特性

海岸の特性は、海岸や沿岸の特性とそれらの変化に関する FEP であり、海岸の特性には、岬、入り江、浜、洲、崖、河口などがある。

東濃地域は、内陸部に位置しており、海岸の特性は関係しない。

幌延地域の西部の大部分を占めるサロベツ原野の海拔高度は平均約 2.5~3.0 m であり、大部分が 5 m 以下である。幌延地域の西方は、水平距離にして約 30~45 km にわたり水深が 100 m 以浅の海域である。このため、幌延地域では、海水準変動などにより汀線位置が変化し、将来十万年以上の期間において、陸域の拡大・縮小が生じると考えられる。特に、幌延地域における古気候を考える際に重要な点として、氷期には幌延地域の西に広がる大陸棚が海水準低下によって広範に陸化するとともに、最終氷期の大部分の期間にわたり、宗谷海峡がサハリンと陸橋で結ばれて内陸的な位置に変わったこと（小野, 1990¹⁵²⁾）、また、周辺海域に当たる日本海とオホーツク海西部は冬季に結氷していたと考えられることが挙げられる（小疇ほか編, 2003³²⁾）。

③ 海洋の特性

海洋の特性は、海底を含めた海洋の特性、及びその変化に関する FEP であり、海に関する特性には、外洋、海溝、浅海、内海などがある。

東濃地域は、内陸部に位置しており、海洋の特性は関係しない。

幌延地域では、2.1.3 (1) 4) ② で述べたとおり、幌延地域の西方は、水平距離にして約 30~45 km にわたり水深が 100 m 以浅の海域である。

④ 気象学

気象学は、気象及び気候の特性とその変化に関する FEP であり、降水量・気温・気圧・風向・風速によって特徴づけられる。

東濃地域では、気象庁が設置している地域気象観測システム（アメダス）が複数個所に設置されており、過去 30 年以上にわたる気象データ（降水量、気温、風向・風速）が気象庁によって公開されている。

瑞浪市内には、アメダスは設置されていないが、原子力機構によって、瑞浪超深地層研究所周辺において降水量、風向・風速データが取得されてきた（例えば、荒井, 2005¹⁵³⁾; 佐藤・竹内, 2009a¹⁵⁴⁾, 2009b¹⁵⁵⁾; 武田ほか, 2012a¹⁵⁶⁾, 2012b¹⁵⁷⁾, 2012c¹⁵⁸⁾, 2012d¹⁵⁹⁾; 佐藤ほか, 2013a¹⁶⁰⁾, 2013b¹⁶¹⁾, 2013c¹⁶²⁾）。

なお、本事業で対象としている過去から現在までの長期変遷の観点では、地域内に分布する山間小盆地の一つである大湫盆地において、ボーリングコアを用いた過去 30 万年間の気候変動及び植生復元が検討されており（佐々木ほか, 2006⁷⁸⁾; 守田ほか, 2006⁷⁹⁾）、この結果から、過去 30 万年間の気温変化が議論されている（守田ほか, 2006⁷⁹⁾）が、降水量に関する検討は行われていない。また、約 30 万年前よりも古い時期の情報は取得されていない。

幌延地域では気象庁によるアメダスが 2005 年に設置され、降水量データが取得されている。また、1986 年から原子力機構が複数個所に設置した気象観測設備により降水量、風向・風速、相対湿度、積雪深などの気象データが取得されてきた（山本ほか, 2010¹⁶³⁾）。

過去から現在までの長期変遷の観点では、幌延地域における過去約 13 万年間の気候変動が、泥炭層の年代測定とそれに含まれる花粉分析による植生復元（新里ほか, 2009¹⁶⁴⁾）や永久凍土の分布（新里ほか, 2007⁵⁾）、貝化石分析による海面の温度解析（松島ほか, 1974¹⁶⁵⁾）などを基に検討されている。

⑤ 侵食と堆積

侵食と堆積は、地表環境における全ての侵食と堆積プロセスとその変化に関する FEP である。侵食と堆積は地質モデルにおける後背地の侵食と堆積盆地での堆積と同一のプロセスであるが、ここでは東濃地域と幌延地域の代表的な地表環境を対象とし、特定の狭い範囲における侵食と堆積を記述する。なお、狭い範囲での侵食を考慮する場合、地形だけではなく、気候や植生の影響を考慮する必要があると考えられる。

東濃地域では、堆積場は現在の河川沿いに限られており、地域の大部分を構成する丘陵地及び

山地は侵食場である。侵食の様式としては、花崗岩分布域では深層風化に伴ってマサ化した花崗岩が供給される場合と、風化核として取り残されたブロックが崩落する場合があると考えられる（図 2.1-53）。また、美濃帯堆積岩類は、一般に風化されにくいことから、ブロックの崩壊が卓越すると考えられる。一方で、瑞浪層群はブロック状には割れないため、流水による侵食が卓越すると推察される。



図 2.1-53 花崗岩の風化核が作る風景（鬼岩公園）
原子力機構東濃地科学センターWeb ページから引用

http://www.jaea.go.jp/04/tono/kenkyusitu/web/chara_index2.html (accessed 2014.03.26)

幌延地域では、2.1.3 (1) 1) ⑦で述べたとおり、鮮新世以降、本地域の堆積域の中心は西方へ移動している（太田ほか, 2007³⁰）。また、2.1.3 (1) 4) ①で述べたとおり、ロックコントロールのもと地形プロセスが進行しており、各層の削剥過程として、周氷河作用による面的削剥作用や、流水による下刻作用や側方侵食、地すべりなどのマスマーブメントなどが挙げられている（2.1.3 (1) 4) ①参照）。

(2) FEP の相関

上記した地形・地質に関わる FEP について、時間変化を考慮した地質事象の変遷を図 2.1-54 及び図 2.1-55 に示す。また、各 FEP の相関を概括的に検討した結果を地形と地質に分けて図 2.1-56 及び図 2.1-57 に示す。

地形モデルにおいては、地表で生じるプロセスとして、侵食と堆積が最上位の情報に位置付けられる。また、隆起は侵食量を規制するために次に重要であるが、一方で、大局的な地形配置は隆起によって支配されるため（東濃地域では沈降は重要なプロセスではない）、隆起も侵食・堆積と同程度に重要なプロセスと考えられる（図 2.1.3-56）。

地質モデルにおいては、地層の堆積が重要なプロセスであるが、侵食も地層を削除し、下位層が露出する可能性があることから、同様に重要なプロセスであると考えられる（図 2.1.3-57）。これらのことから、地形及び地質モデルの双方において、最も重要なのは侵食と堆積のプロセスであると考えられる（図 2.1.3-56 及び図 2.1.3-57）。

東濃地域及び幌延地域においては、原子力機構によって様々な調査が行われており、上記したように、現時点でも多くの情報が取得されている。しかし、時間変化を考慮した地形・地質モデルの構築には情報が不足している部分もある。例えば、侵食に関しては、情報が失われるプロセスであるため、地層の厚さの変化による見積もり（笹尾ほか, 2005¹⁰）以外には、研究事例がない。

断層活動については、それらが山地と山間盆地の位置、つまり大局的な地形の配置を決定する可能性がある。しかし、東濃地域では、活動履歴が把握されていない断層が多い。

地域的及び局地的な気候変動は、侵食速度や堆積速度を規制する可能性がある。東濃地域においては、大湫盆地での研究事例あるものの（佐々木ほか、2006⁷⁸⁾; 守田ほか、2006⁷⁹⁾）、局地的な気候変動は解明されていない。

他分野との相関の観点では、亀裂性媒体においては割れ目が地下水流動や物質移動の経路として重要である。長期の時間変化を考える際には、割れ目が新たに形成されたり、充填されて移行経路として機能しなくなる現象を考慮する必要がある。

これらの点から、さらなる調査・研究が必要な FEP として、①侵食、②構造運動と造山運動（断層活動）、③地域的及び局所的な気候変動及び④物質移行経路の特性が挙げられる。

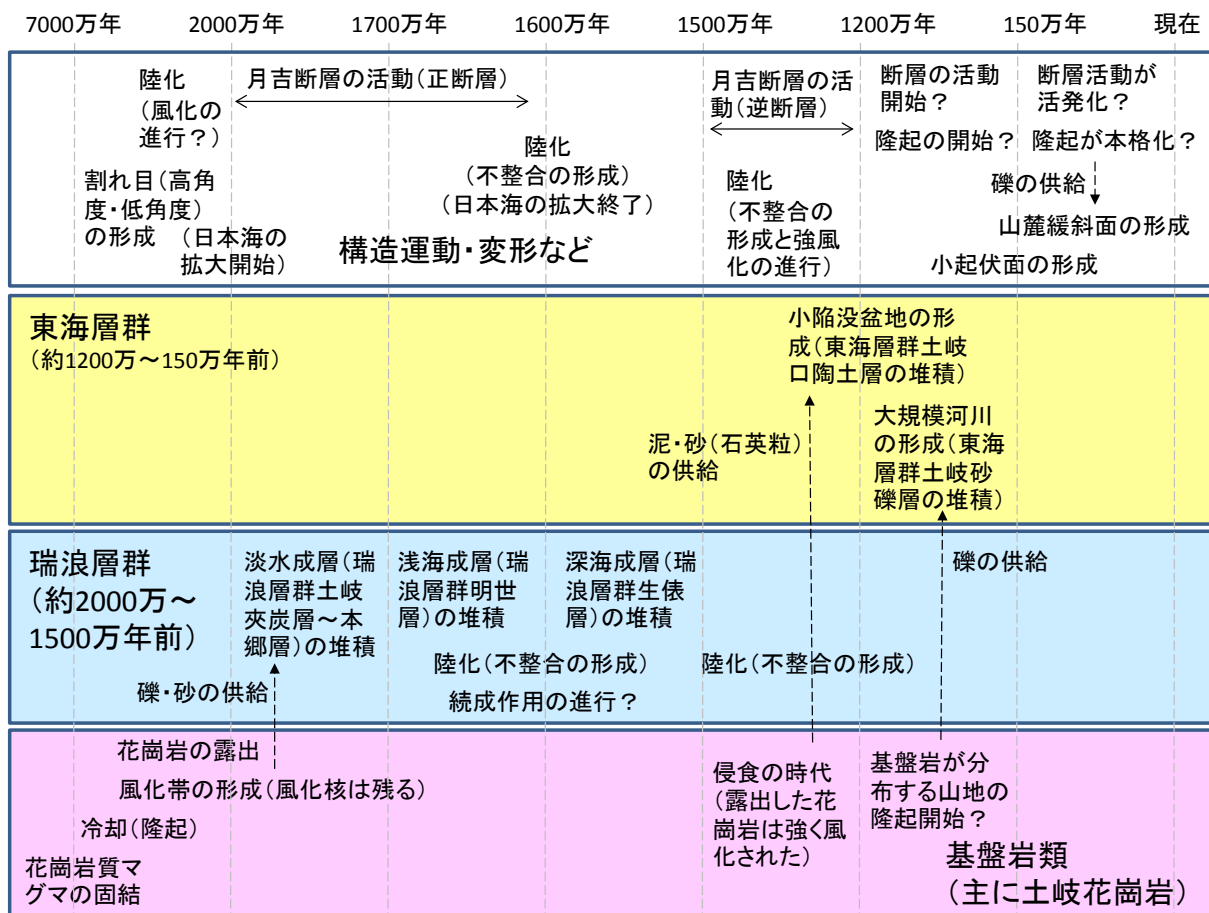
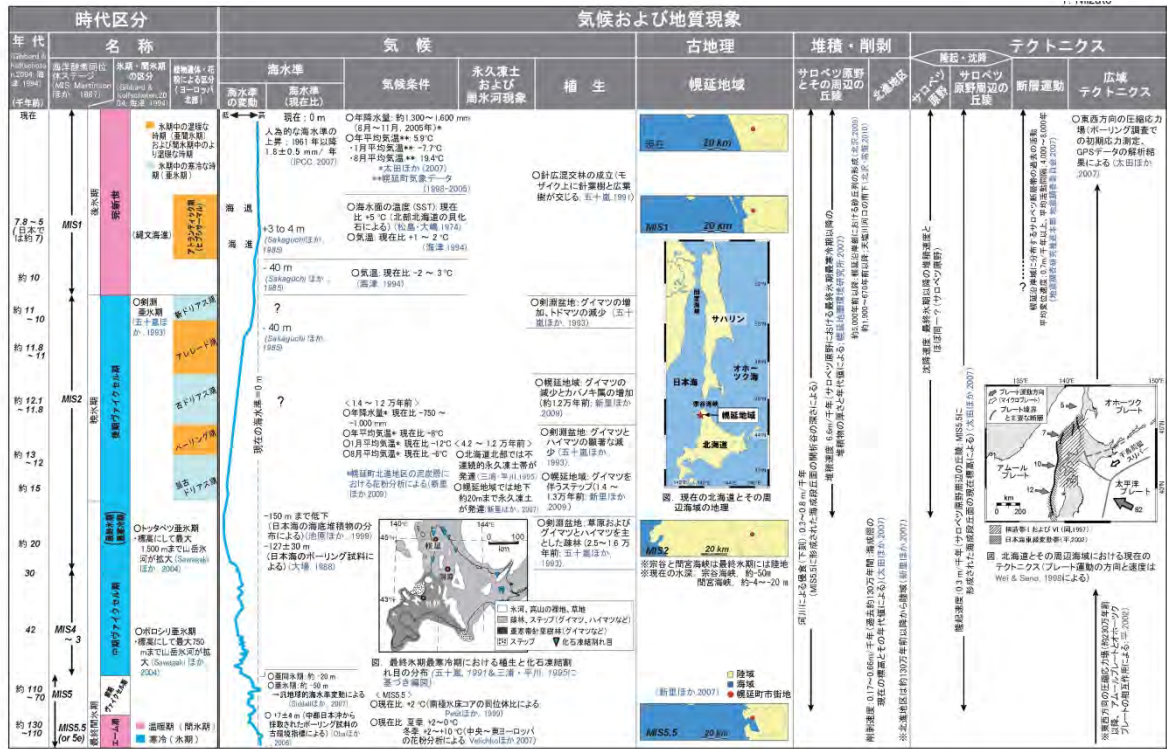
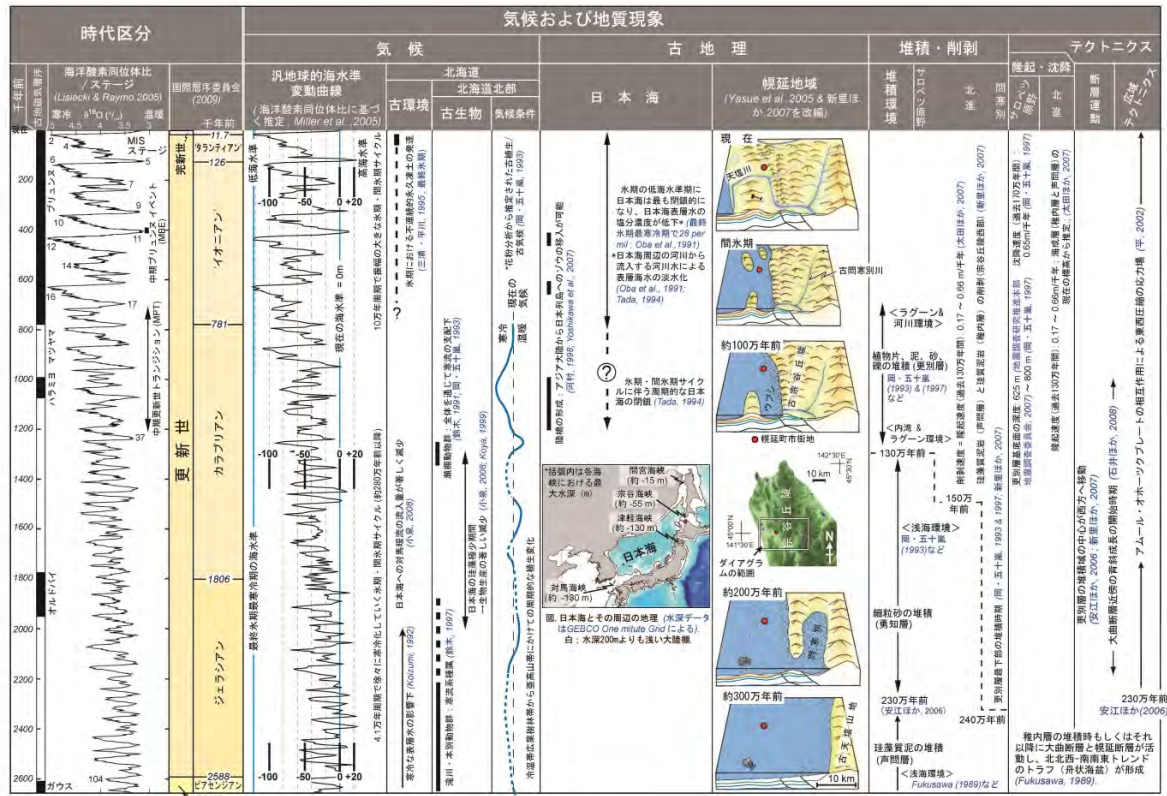


図 2.1-54 東濃地域における時間変化を考慮した地質事象の変遷



(a) 過去13万年間 (Niizato et al., 2010¹⁶⁶) を和訳)



(b) 過去260万年間 (Niizato et al., 2010¹⁶⁶) を和訳)

図 2.1-55 幌延地域における時間変化を考慮した地質事象の変遷

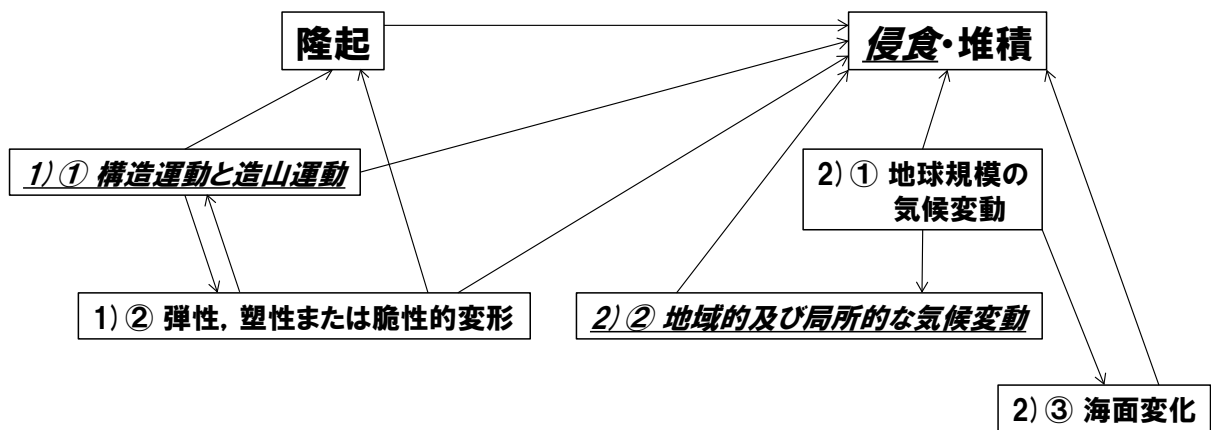


図 2.1-56 地形モデルに関連する FEP とその相関
斜体で下線を付けた FEP は十分な情報が得られていないものを示す。

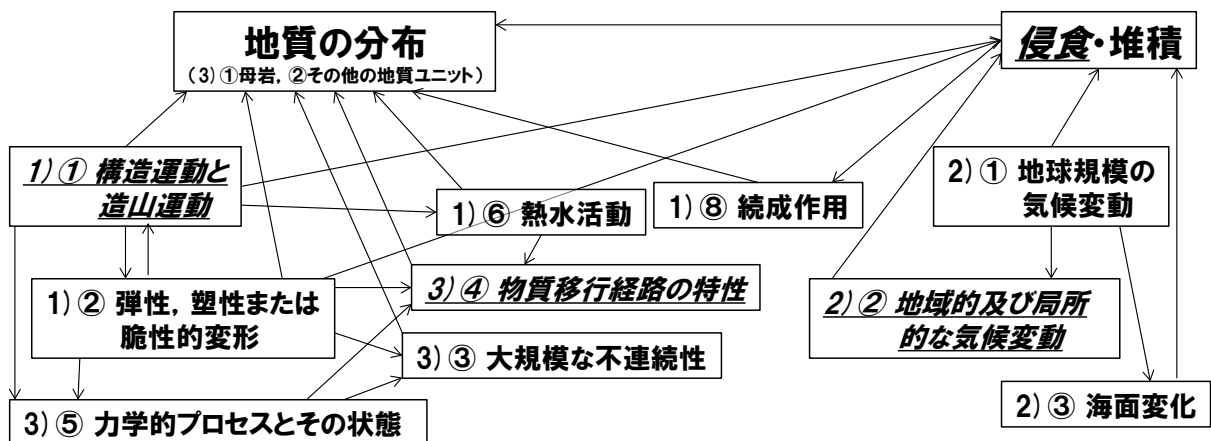


図 2.1-57 地質モデルに関連する FEP とその相関
斜体で下線を付けた FEP は十分な情報が得られていないものを示す。

2.1.4 まとめと今後の課題

本年度は国際 FEP リスト (OECD/NEA, 2000⁷⁾) に従って、東濃地域及び幌延地域でのこれまでの研究成果を取りまとめた。その結果は以下のようにまとめられる。

(1) 東濃地域

- ・ 隆起・沈降については、段丘面の標高差などを用いた方法によって、過去百万年程度の情報が取得されている。
- ・ 侵食については、尾上ほか (2009)⁴⁾によって試算されているが、過去 150 万年間について時間断面ごとに侵食量を比例配分したのみである。
- ・ 断層については、本地域の東方に活動性が高い活断層が分布するものの、本地域に分布する断層の最近の活動は活発ではないと考えられ、また活動履歴や断層運動に伴う山地の隆起開始時期や速度などは不明である。
- ・ 気候プロセスについては、地球規模の変動は明らかにされているが、地域的な変動 (周氷河現象なども含む) は瑞浪市大湫地域で研究されているのみであり、地球規模の変動を比べてどの程度の差異があるかなど、詳細は明らかにされていない。
- ・ 土岐花崗岩を母岩としてみた場合、割れ目や断層の分布は瑞浪超深地層研究所において多くの

データが取得されている。しかし、地表では風化核が残る場所があるなど、割れ目の発達と比較的弱いと推定される場所もある。

- ・表層環境については、段丘堆積物が堆積を始めた年代以降の情報は段丘面として保存されているが、それ以前の情報には欠く。
- ・土壌の形成に重要な影響を与える風化については、研究例の収集が行われていない。

これらを踏まえ、次年度以降、以下のような課題に取り組む必要がある。

- ①侵食量を復元する方法の検討
- ②地域的な気候変動の把握
- ③活動性の低い断層の活動履歴の把握
- ④花崗岩の風化に関する研究
- ⑤土岐花崗岩の割れ目の形成履歴

(2) 幌延地域

- ・隆起・沈降については、海成段丘を指標とした過去数十万年の隆起速度の推定と、測地学的手法と地質学的手法を組合せて推定された地殻水平歪速度について検討されている。
- ・侵食については、地表温度や古地温勾配、シリカ鉱物の相転換温度などの参照データを用いて、隆起量の多い背斜軸部と隆起量の少ない翼部でそれぞれの侵食速度が推定されている。
- ・断層については、幌延地域ではプレート運動によって生じる東西圧縮によって形成された断層が数多く発達している。このうちサロベツ撓曲帯は活断層と考えられている。過去約 300 万年間の地史を踏まえると、100 万年以上の期間を対象として現在から将来にわたる地質環境の変化を考える場合には、断層の新たな成長・発達もあわせて検討する必要がある。そのような地質構造の変化は水理地質構造に影響を与える。
- ・気候プロセスについては、過去約 13 万年間の気候変動が検討されるとともに、周氷河現象の発生が確認されている。
- ・続成作用については、幌延地域に分布する珪質堆積岩において、下位の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、それより上位の声問層はオパール CT を含まないことがわかっている。
- ・海面変化については、幌延地域は沿岸に位置しており、海面変化の影響を強く受ける。このため、氷期-間氷期サイクルに伴うユースタティックな海水準変動と海成段丘や海底地形を考慮して、約 21 万年前以降の古地理が詳細に復元されている。海面変化は沿岸域では動水勾配を変化させるため、地下水流動に影響を与える。
- ・母岩である稚内層及び声問層については、硬質頁岩主体の地層を稚内層、この上位の珪藻質泥岩主体の地層を声問層と定義している。

これらを踏まえ、次年度以降、以下のような課題に取り組む必要がある。

- ① 断層の形成発達過程に関する研究
- ② 地史を考慮した地形・地質モデル作成システムの改良
- ③ 地形・地質モデルの水理地質構造モデルへの反映と検証システムの構築

引用文献

- 1) 原子力発電環境整備機構, 地層処分技術開発ニーズの整理～精密調査地区選定に向けて～, NUMO-TR-10-02, 2010, 58p.
- 2) 吉田史郎, 瀬戸内区の発達史—第一・第二瀬戸内海形成期を中心に—, 地質調査所月報, vol.43, 1992, pp.43-67.
- 3) Nakayama, K., Stratigraphy and paleogeography of the upper cenozoic Tokai group around the East coast of Ise bay, Central Japan, *Journal of Geosciences, Osaka City University*, vol.37, 1994, pp.77-143.
- 4) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水

- 流動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, 2009, pp.40-53.
- 5) 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, 119-135.
 - 6) 石井英一, 安江健一, 大平寛人, 古澤 明, 長谷川健, 中川光弘, 北海道北部, 大曲断層近傍の背斜成長の開始時期, 地質学雑誌, vol.114, 2008, pp.286-299.
 - 7) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
 - 8) 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ー地層処分研究開発第2次取りまとめー分冊1 わが国の地質環境, サイクル機構技術資料, JNC TN1400 99-021, 1999, 559p.
 - 9) 国土地理院, 数値地図 50 m メッシュ (標高) 日本-I, 国土地理院, 2001.
 - 10) 活断層研究会編, 新編 日本の活断層ー分布図と資料, 東京大学出版会, 1991, 437p.
 - 11) 中田 高, 今泉俊文編, 活断層詳細デジタルマップ (+DVD2枚 +付図), 東京大学出版会, 2002.
 - 12) 天野健治, 笹尾英嗣, 太田久仁雄, 東濃ウラン鉱床におけるナチュラルアナログ研究ーウラン鉱床分布域における隆起現象についてー, 日本原子力学会 2003年春の年会要旨集, 2003, p.950.
 - 13) 笹尾英嗣, 天野健治, 太田久仁雄, 東濃ウラン鉱床におけるナチュラルアナログ研究ーウラン鉱床での隆起・沈降の変遷と隆起速度の見積もりー, 原子力バックエンド研究, vol.11, 2005, pp.167-179.
 - 14) 陶土団体研究グループ, 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地ー岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例ー, 地球科学, vol.53, 1999, pp.291-306.
 - 15) 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.
 - 16) 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ー平成17年取りまとめ 分冊1 深地層の科学的研究ー, JNC TN1400 2005-014, 2005, 69p.
 - 17) 山本裕彦, オホーツク海および天北日本海側海域の地質構造と堆積盆について, 石油技術協会誌, vol.44, 1979, pp.260-267.
 - 18) 岡 孝雄, 北海道とその周辺海域のネオテクトニクスに関する諸問題ー付, 札幌付近での活断層の存在と地震発生についての考察ー, 川村信人・岡 孝雄・近藤 務編「加藤誠教授退官記念論文集」, 1997, pp.427-449.
 - 19) 田村 慎, 笠原 稔, 森谷武男, 臨時地震観測による北海道北部地域の微小地震活動と地殻構造, 地震, 第2輯, vol.55, 2003, pp.337-350.
 - 20) 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ー長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮ー, 原子力バックエンド研究, vol.11, 2005, pp.125-137.
 - 21) 中村一明, 日本海東縁新生海溝の可能性, 東京大学地震研究所彙報, no.58, 1983, pp.711-722.
 - 22) 小林洋二, プレート”沈み込み”の始まり, 月刊地球, vol.5, 1983, pp.510-518.
 - 23) 岡 孝雄, 北海道付近のネオテクトニクス像ー特にネオテクトニクスの地域区分と特徴ー, 月刊地球, vol.21, 1999, pp.549-556.
 - 24) 平 朝彦, 日本海東縁の変動と日本列島のテクトニクス, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス (大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子 編), 東京大学出版会, 2002, pp.3-15.
 - 25) 小椋伸幸, 掃部 満, 天北・羽幌地域の石油地質ー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.32-44.
 - 26) 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問層上部の鮮新統上部珪藻化石帯とフィッシュン・トラック年代, 地質学雑誌, vol.112, 2006,

- pp.284-293.
- 27) Wei, D. and Seno, T., Determination of the Amurian plate motion, in Flower, M., Chung, S.-L., Lo, C.-H., and Lee, T.-Y. (eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*, Geodynamics Series, vol.27, 1998, pp.337-346.
 - 28) 杉山雄一, 栗田泰夫, 秦 光男, 50 万分の 1 活構造図「旭川」, 通商産業省工業技術院地質調査所, 1987.
 - 29) 岡 孝雄, 五十嵐八枝子, 北海道北部・間寒別構造盆地の鮮新-更新統一とくに堆積相および花粉層序について, 地質学雑誌, vol.99, 1993, pp.365-389.
 - 30) 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.
 - 31) 小池一之, 町田 洋編, 日本の海成段丘アトラス (CD-ROM3 枚+付図), 東京大学出版会, 2001, 105p.
 - 32) 小疇 尚, 野上道男, 小野有五, 平川一臣編, 日本の地形 2 北海道, 東京大学出版会, 2003, 384p.
 - 33) 鷺谷 威, 明治期以降の歪み集中帯, 大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子編, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会, 2002, 218p.
 - 34) Nanayama, F., Sateke, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B.F., Shigeno, K. and Yamaki, S., Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench, *Nature*, vol.424, 2003, pp.660-663.
 - 35) 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.
 - 36) 笠原慶一, 杉村 新, 松田時彦, ネオテクトニクスの体系, 笠原慶一, 杉村 新編, 岩波地球科学選書「変動する地球—現在および第四紀」, 1991, pp.1-31.
 - 37) 松田時彦, 百年・千年・万年の未来予測—地震と地殻運動, 日本第四紀学会編, 百年・千年・万年後の日本の自然と人類 第四紀研究に基づく将来予測, 1987, pp.81-103.
 - 38) 石山達也, 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, 独立行政法人産業技術総合研究所, 2006, 48p.
 - 39) 岡 孝雄, 五十嵐八枝子, 林正彦, ボーリングデータ解析および花粉分析による天塩平野の沖積層の研究, 北海道立地質研究所報告, vol.77, 2006, pp.17-75.
 - 40) Walker, R.G., Wave- and storm-dominated shallow marine systems, In *Facies Models: response to sea level change* (R.G. Walker & N.P. James eds.), Geological Association of Canada, 1992, pp.219-238.
 - 41) E. サイボルト, W.H. バーガー, 新妻信明, 海洋縁辺の起源と地形, 「海洋地質学入門」第 2 章, シュプリンガー・フェアラーク東京株式会社, 1986, pp.25-48.
 - 42) 福沢仁之, 保柳康一, 秋山雅彦, 北海道中央北部の新第三系の層序と古環境, 地質学論集, vol.37, 1992, pp.1-10.
 - 43) Chappell, J., Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperature, *Journal of Geography*, vol.103, 1994, pp.828-840.
 - 44) Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, vol.235, 1987, pp.1156-1167.
 - 45) 鈴木康弘, 杉戸信彦編, 1:25,000 岐阜県活断層図, 岐阜県, 2010, 138p.
 - 46) 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.
 - 47) 陶土団体研究グループ, 断層境界を伴う多数の基盤ブロックからなる内陸盆地—岐阜県多治見市周辺の東海層群堆積盆地の例—, 地球科学, vol.53, 1999, pp.291-306.
 - 48) 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, 2012, pp.68-95.
 - 49) 笹尾英嗣, 石橋正祐紀, 瑞浪超深地層研究所における割れ目の形成過程からみた地質環境

- の長期変化, 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨集, 2013, p.195.
- 50) 池田安隆, 今泉俊文, 東郷正美, 平川一臣, 宮内崇裕, 佐藤比呂志編, 第四紀逆断層アトラス, 東京大学出版会, 2002, 254p.
 - 51) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 今後の重点的調査観測について—活断層で発生する地震及び海溝型地震を対象とした重点的調査観測, 活断層の今後の基礎的調査観測の進め方—, 地震調査研究推進本部, 2005, 32p.
<http://www.jishin.go.jp/main/suihon/honbu05c/h22-4-2b.pdf> (accessed 2014.03.20)
 - 52) 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 幌延断層帯の評価について:平成 22 年 11 月 25 日, 2010. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10nov_horonobe/index.htm (accessed 2014.03.20)
 - 53) 徳山英一, 本座栄一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐垣, 日野亮太, 野原 壯, 阿部寛信, 坂井眞一, 向山建二郎, 海域地質構造マップワーキンググループ, 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史 (CD-ROM 版), 海洋調査技術, vol.13, 2001.
 - 54) Toda, S., Stein, R.S., Reasenber, P.A. and Dieterich, J.H., Stress transferred by the Mw=6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *Journal of Geophysical Research*, vol.103, 1998, pp.24543-24565.
 - 55) Niwa, M., R. Takeuchi, H. Onoe, K., Tsuyuguchi, K., Asamori, K., Umeda, K. and Sugihara, K., Groundwater pressure changes in Central Japan induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol.13, 2012, Q05020, doi:10.1029/2012GC004052.
 - 56) 石川有三, 日本海東縁の地震活動から見た歪み集中帯, 日本海東縁の活断層と地震テクトニクス (大竹政和, 平 朝彦, 太田陽子編), 東京大学出版会, 2002, pp.151-165.
 - 57) 島村英紀, 森谷武男, 北海道の地震, 北海道大学図書刊行会, 1994, 224p.
 - 58) 池原 研, 北海道北端部, 利尻トラフの海底堆積物中にタービダイトとして記録された地震, 第四紀研究, vol.39, 2000, pp.569-574.
 - 59) Sasao, E., Petrographic study of the Miocene Mizunami Group, Central Japan: detection of unrecognized volcanic activity in the Setouchi Province, *Island Arc*, vol.22, 2013, pp.170-184.
 - 60) 及川輝樹, 眞島英壽, 梅田浩司, ニノ宮 淳, 棚瀬充史, 岐阜県土岐川沿いに露出する高マグネシウム安山岩 岩脈の K-Ar 年代, 地質学雑誌, vol.112, 2006, pp.616-619.
 - 61) 柴田 賢, 山田直利, 1977, 岐阜県東部の高原火山岩類および上野玄武岩の K-Ar 年代, 地球科学, vol.31, 1977, pp.15-18.
 - 62) 宇都浩三, 山田直利, 1985 岐阜県坂下町上野玄武岩および高山市南方の玄武岩溶岩の K-Ar 年代, 地質調査所月報, vol.36, 1985, pp.47-52.
 - 63) 氏家 浩, 1989, 上野玄武岩類—非島弧的火成活動の産物—, 岩鉱, vol.84, 1989, pp.43-54.
 - 64) 氏家 浩, 飯塚義之, 中野 俊, 上野玄武岩類の K-Ar 年代, 岩鉱, vol.87, 1992, pp.102-106.
 - 65) 中野 俊, 宇都浩三, 内海 茂, 上野玄武岩類および地蔵峠火山岩類の K-Ar 年代と化学組成の時間変化, 火山, vol.45, 2000, pp.87-105.
 - 66) Miura, H., A proposal for the source vent of the Rishiri-Wankonosawa tephra (Rs-Wn), the late Pleistocene maker tephra in northern Hokkaido, *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, vol.30, 1995, pp.133-145.
 - 67) 石塚吉浩, 北海道北部, 利尻火山の形成史, 火山, vol.44, 1999, pp.23-40.
 - 68) 原山 智, 棚瀬充史, 赤羽久忠, 仲井 豊, 3.3 美濃帯の火成岩類 (4) 花こう岩類. 山下 昇, 鮎野義夫, 糸魚川淳二編, 日本の地質 5 中部地方 II, 共立出版, 1988, pp.93-96.
 - 69) 湯口貴史, 鶴田忠彦, 西山忠男, 中部日本土岐花崗岩体の岩相と化学組成の累帯変化, 岩石鉱物科学, vol.39, 2010, pp.50-70.
 - 70) Nishimoto, S. and Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite: Effects of dissolution and precipitation, *Lithos*, vol.115, 2010, pp.153-162.
 - 71) Yoshida, H., Metcalfe, R., Ishibashi, M. and Minami, M., Long-term stability of fracture

- systems and their behavior as flow paths in uplifting granitic rocks from the Japanese orogenic field, *Geofluids*, vol.13, 2013, pp.45-55.
- 72) 石油公団, 国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐「天北」調査報告書, 石油公団, 1995, 121p.
- 73) 石井英一, 安江健一, 幌延新地層研究における断層の解析と地質構造モデルの構築, JNC TN5400 2005-008, 2005, 49p.
- 74) Utada, M., Smectite-zeolite envelope surrounding the Tsukiyoshi uranium deposit, central Japan: A natural analogue study, *Resource Geology*, vol.53, 2003, pp.293-304.
- 75) Aoyagi, K. and Kazama, T., Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis, *Sedimentology*, vol.27, 1980, pp.179-188.
- 76) Iijima, A. and Tada, R., Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan, *Sedimentology*, vol.28, 1981, pp.185-200.
- 77) 石井英一, 濱 克宏, 國丸貴紀, 佐藤治夫, 海成堆積物の地下浅部における天水の浸透に伴う地下水の pH 変化, 地質学雑誌, vol.113, 2007, pp.41-52.
- 78) 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.
- 79) 守田益宗, 神谷千穂, 佐々木俊法, 宮城豊彦, 須貝俊彦, 柳田 誠, 古澤 明, 藤原 治, 守屋俊文, 東海地方の中間温帯における中期更新世以降の植生変遷—内陸小盆地堆積物の花粉分析から—, 季刊地理学, vol.58, 2006, pp.123-139.
- 80) 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.
- 81) 中川 毅, Tarasov, P., 西田 詩, 安田喜憲, 日本海沿岸, 北陸地方における最終氷期—完新世変動に伴う気温と季節性の変動の復元, 地学雑誌, vol.111, 2002, pp.900-911.
- 82) 五十嵐八枝子, 五十嵐恒夫, 大丸裕武, 山田 治, 宮城豊彦, 松下勝秀, 平松和彦, 北海道の剣淵盆地と富良野盆地における 32,000 年間の植生変遷史, 第四紀研究, vol.32, 1993, pp.98-105.
- 83) 三浦英樹, 平川一臣, 北海道北・東部における化石凍結割れ目構造の起源, 地学雑誌, vol.104, 1995, pp.189-224.
- 84) Nakagawa, T., Tarasov, P. E., Nishida, K., Gotanda, K. and Yasuda, Y., Quantitative Pollenbased climate reconstruction in central Japan: Application to surface and late Quaternary spectra, *Quaternary Science Reviews*, vol.21 (18-19), 2002, pp.2099-2113.
- 85) 貝塚爽平, 太田陽子, 小疇 尚, 小池一之, 野上道男, 町田 洋, 米倉伸之編, 写真と図でみる地形学, 東京大学出版, 1985, pp.110-111.
- 86) 石原舜三, 鈴木淑夫, 東濃ウラン鉱床の基盤花崗岩類, 地質調査所報告, vol.232, 1969, pp.113-127.
- 87) Ishihara, S. and Chappel, B., Chemical compositions of the late Cretaceous Ryoke granitoids of the Chubu District, central Japan-Revisited, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol.58, 2007, pp.323-350.
- 88) Suzuki, K. and Adachi, M., Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, south west Japan, constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids, *Journal of Metamorphic Geology*, vol.16, 1998, pp.27-37.
- 89) 笹尾英嗣, 岩野英樹, 壇原 徹, 岐阜県東濃地方に分布する瑞浪層群土岐夾炭層の凝灰質砂岩のフィッシュン・トラック年代, 地質学雑誌, vol.112, 2006, pp.459-468.
- 90) Yuguchi, T., Amano, K., Tsuruta, T., Danhara, T. and Nishiyama, T., Thermochronology and the three-dimensional cooling pattern of a granitic pluton, An example of the Toki granite, Central Japan, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.162, 2011, pp.1063-1077.
- 91) 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－. JAEA-Research 2012-037, 2013, 78p.
- 92) 鶴田忠彦, 笹尾英嗣, 川本康司, 窪島光志, 石橋正祐紀, 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 から 500m までの地質・地質構造－, JAEA-Research 2013-014, 2013, 35p.
- 93) 鶴田忠彦, 武田匡樹, 上野孝志, 大丸修二, 徳安真吾, 尾上博則, 新宮信也, 石橋正祐紀, 竹内竜史, 松岡稔幸, 水野 崇, 田上雅彦, 超深地層研究所計画; 主立坑断層を対象としたボーリング調査結果報告書, JAEA-Technology 2012-001, 2012, 134p.
- 94) 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－, 川村信人・岡 孝雄・近藤 務編「加藤誠教授退官記念論文集」, 1997, pp.341-365.
- 95) 長尾捨一, 5 万分の 1 地質図幅「豊富」及び同説明書, 北海道立地下資源調査所, 1960, 42p.
- 96) 三谷勝利, 早川福利, 高橋功二, 石山昭三, 和気 徹, 重山 武, 豊富背斜地域の天然ガス鉱床, 北海道地下資源調査資料, vol.125, 北海道開発庁, 1971, 31p.
- 97) 福沢仁之, 北海道天北－羽幌地域の上部新第三系層序の再検討－特に“稚内”・“声間”層について－, 地質学雑誌, vol.91, 1985, pp.833-849.
- 98) 秦 光男, 植田芳郎, 松田武雄, 杉山友紀, 20 万分の 1 地質図「天塩」, 地質調査所, NL-54-17, 1969.
- 99) 山口昇一, 須田芳朗, 20 万分の 1 地質図「枝幸」, 地質調査所, NL-54-11, 1981.
- 100) 高畑裕之, 長根将格, 松本尚巳, 幌延町における新第三紀堆積岩の地質・地質構造に関する調査, JNC TJ5420 2004-002, 2004, 533p.
- 101) 高橋一晴, 幌延深地層研究計画における地表踏査およびボーリング調査の各種測定・分析データ集, JNC TN5400 2005-010, 2005, 72p.
- 102) 石井英一, 安江健一, 幌延町における鮮新世～前期更新世のテフラ層序と FT 年代, JNC TN5400 2005-006, 2005, 52p.
- 103) 糸魚川淳二, 瑞浪層群の地質, 瑞浪市化石博物館研究報告, vol.1, 1974, pp.9-42.
- 104) 氏原 温, 入月俊明, 細山光也, 岐阜県東濃地域の第三系, 日本地質学会第 106 年学術大会見学旅行案内書, 1999, pp.97-116.
- 105) 笹尾英嗣, 佐々木圭一, 鶴田忠彦, 太田久仁雄, 瑞浪層群の層序区分について, JNC TN7420 2004-001, 2004, 19p.
- 106) Hiroki, Y. and Matsumoto, R., Magnetostratigraphic correlation of Miocene regression-and-transgression boundaries in central Honshu, Japan, *Journal of the Geological Society of Japan*, vol.105, 1999, pp.87-107.
- 107) 糸魚川淳二, 柴田 博, 瀬戸内区の中新世古地理 (改訂版), 瑞浪市化石博物館研究報告, vol.19, 1992, pp.1-12.
- 108) 核燃料サイクル開発機構, 東濃地域における地質環境特性に関する研究－地表からの調査研究の考え方と進め方－, JNC TN7410 2002-008, 2002, 37p.
- 109) 赤嶺秀雄, 瀬戸市を中心とする陶土地帯, 特に陶土および亜炭を含む地層の堆積状態, 資源科学研究所彙報, vol.34, 1954, pp.25-39.
- 110) 糸魚川淳二, 4.3 瀬戸内区の中新統 (2) 東濃地域, 山下 昇, 粕野義夫, 糸魚川淳二編, 日本の地質 5 中部地方 II, 共立出版, 1988, pp.117-120.
- 111) 舟木泰智, 石井英一, 安江健一, 高橋一晴, 文献調査に基づく幌延地域の地質・地質構造に関する検討, JNC TN5400 2004-006, 2005, 53p.
- 112) 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研究開発－平成 15 年度報告－, JNC TN1400 2004-007, 2004, 409p.
- 113) 東中基倫, 津久井朗太, 太田陽一, 幌延深地層研究計画における反射法地震探査を用いた地質構造調査, JNC TJ1410 2002-002, 2002, 23p.
- 114) 安江健一, 石井英一, 浴 信博, 福島龍朗, 北海道北部, 幌延町北進地域の段丘堆積物の特徴, 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集, 2004, Q042-P004.

- 115) 糸魚川淳二, 瑞浪地域の地質, 瑞浪市化石博物館専報, no.1, 1980, pp.1-50.
- 116) 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.
- 117) 鶴田忠彦, 竹内真司, 竹内竜史, 水野 崇, 大山卓也, 瑞浪超深地層研究所における立坑内からのパイロットボーリング調査報告書, JAEA-Research 2008-098, 2009, 116p.
- 118) 西尾和久, 松岡稔幸, 見掛信一郎, 鶴田忠彦, 天野健治, 大山卓也, 竹内竜史, 三枝博光, 濱克宏, 吉田治生, 水野 崇, 齋 正貴, 中間茂雄, 瀬野康弘, 弥富洋介, 島田顕臣, 黒田英高, 尾方伸久, 仙波 毅, 池田幸喜, 山本 勝, 内田雅大, 杉原弘造, 超深地層研究所計画 年度報告書 (2006年度), JAEA-Review 2009-001, 2009, 110p.
- 119) 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 程塚保行, 田上雅彦, 石田英明, 早野 明, 栗原 新, 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 (2008年度) 報告書, JAEA-Research 2010-039, 2010, 131p.
- 120) 動力炉・核燃料開発事業団, 日本のウラン資源, PNC TN7420-94-006, 1994, 403p.
- 121) 広岡悦郎, 北海道天北地方の石油地質学的研究, 石油技術協会誌, vol.27, 1962, pp.113-134.
- 122) 福沢仁之, 北海道北部, 新第三紀後期の層状珪質岩の堆積場, 地質学雑誌, vol.93, 1987, pp.37-55.
- 123) 正谷 清, 藤田 実, 新保久弥, 秋葉文雄, 工藤修治, 青柳宏一, 小林精一, 日本の石油・天然ガス資源「第1編北海道」, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982, pp.1-92.
- 124) 長尾捨一, 牧野登喜男, 天塩国大曲油田調査報告, 北海道地下資源調査資料, 1959, 22p.
- 125) 岡 孝雄, 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関わるテクトニクス, 地団研専報, vol.31, 1986, pp.295-320.
- 126) 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.
- 127) 高橋功二, 福沢仁之, 和田信彦, 保柳康一, 岡 孝雄, 北海道北部、日本海沿岸地域の新第三系—その層序と古地理について—, 地球科学, vol.38, 1984, pp.299-312.
- 128) 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.
- 129) 中山 雅, 天野健治, 常盤哲也, 山本陽一, 大山卓也, 天野由記, 村上裕晃, 稲垣大介, 津坂仁和, 近藤桂二, 横田秀晴, 南條 功, 新里忠史, 田中真悟, 大原正嗣, 神 和美, 幌延深地層研究計画 平成23年度調査研究成果報告, JAEA-Review 2012-035, 2012, 63p.
- 130) 藤井幸泰, 中部日本東濃地方, 土岐花崗岩中の割れ目解析, 地質学雑誌, vol.106, 2000, pp.249-263.
- 131) 丸山大悟, 小嶋 智, 大谷具幸, ボーリングコアとボアホールテレビ画像を利用した岐阜県東濃地方, 土岐花崗岩の割れ目解析, 応用地質, vol.47, 2006, pp.13-22.
- 132) 高木秀雄, 三輪成徳, 横溝佳侑, 西嶋 圭, 円城寺 守, 水野 崇, 天野健治, 土岐花崗岩中の石英に発達するマイクロクラックの三次元方位分布による古応力場の復元と生成環境, 地質学雑誌, vol.114, 2008, pp.321-335.
- 133) 見掛信一郎, 山本 勝, 池田幸喜, 杉原弘造, 竹内真司, 早野 明, 佐藤稔紀, 武田信一, 石井洋司, 石田英明, 浅井秀明, 原 雅人, 久慈雅栄, 南出賢司, 黒田英高, 松井裕哉, 鶴田忠彦, 竹内竜史, 三枝博光, 松岡稔幸, 水野 崇, 大山卓也, 結晶質岩を対象とした坑道掘削における湧水抑制対策の計画策定と施工結果に関する考察, JAEA-Technology 2010-026, 2010, 146p.
- 134) 杉山和稔, 池田則生, 斉藤茂幸, 諸岡幸一, 内田雅大, 露頭観察に基づく新第三紀堆積岩中の水理・物質移行経路抽出の試み, 応用地質, vol.43, 2003, pp.372-381.

- 135) 國丸貴紀, 見掛信一郎, 西尾和久, 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 石橋正祐紀, 上野孝志, 徳安真吾, 大丸修二, 竹内竜史, 三枝博光, 尾上博則, 武田匡樹, 狩野智之, 水野 崇, 萩原大樹, 佐藤稔紀, 真田祐幸, 丹野剛男, 引間亮一, 森川佳太, 湯口貴史, 尾方伸久, 濱 克宏, 池田幸喜, 山本勝, 島田顕臣, 松井裕哉, 伊藤洋昭, 杉原弘造, 超深地層研究所計画 年度報告書 (2010年度), *JAEA-Review* 2012-020, 2013, 149p.
- 136) 下茂道人, 熊本 創, 伊藤 章, 唐崎健二, 澤田 淳, 小田好博, 佐藤 久, 亀裂を有する堆積岩の水理・物質移行評価のためのデータ取得・解析 (Ⅲ), *JAEA-Research* 2009-060, 2009, 24p.
- 137) 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.
- 138) Tokiwa, T., Tsusaka, K., Matsubara, M., Ishikawa, T. and Ogawa, D., Formation mechanism of extension fractures induced by excavation of a gallery in soft sedimentary rock, Horonobe area, Northern Japan, *Geoscience Frontiers*, vol.4, 2013, pp.105-111.
- 139) Tokiwa, T., Sawada, S., Ochiai, S., and Miyakawa, K., Occurrence of high-permeability fracture estimated by grouting in Horonobe URL of Japan, 13th Japan Symposium on Rock Mechanics & 6th Japan-Korea Joint Symposium on Rock Engineering, 2013, pp.1021-1025.
- 140) 塚原弘昭, 池田隆司, 本州中央部の地殻応力方位分布—応力区とその成因—, *地質学雑誌*, vol.97, 1991, pp.461-474.
- 141) 平野 享, 中間茂雄, 山田淳夫, 瀬野康弘, 佐藤稔紀, 超深地層研究所計画(岩盤力学に関する調査研究) MIZ-1 号孔における岩盤力学調査, *JAEA-Research* 2009-031, 2009, 58p.
- 142) 真田祐幸, 引間亮一, 丹野剛男, 松井裕哉, 佐藤稔紀, 加藤春實, 超深地層研究所計画(岩盤力学に関する調査研究)深度 300m ステージでのコア法による初期応力測定, *JAEA-Research* 2011-038, 2011, 26p.
- 143) 佐藤稔紀, 前田信行, 松井裕哉, 1,000m 試錐孔における岩盤の初期応力測定—東濃地域における測定例—, *サイクル機構技報*, vol.5, 1999, pp.95-99.
- 144) 田上雅彦, 山田泰広, 山下佳彦, 宮川歩夢, 松岡俊文, 薛 自求, 辻 健, 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 天野健治, 濱 克宏, 笹尾英嗣, 地質構造発達プロセスに基づく地質モデリング技術の開発(共同研究), *JAEA-Research* 2012-036, 2012, 110p.
- 145) Yamaji, A., The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data, *Journal of Structural Geology*, vol.22, 2000, pp.441-452.
- 146) 常盤哲也, 浅森浩一, 石井英一, 舟木泰智, GPS 観測と小断層解析を用いた応力変遷; 北海道北部幌延地域の例, 日本地質学会第 116 年学術大会, 2009, P-95.
- 147) 木曾敏行, 木曾川流域の地形発達, *地理学評論*, vol.36, 1963, pp.87-109.
- 148) 貝塚爽平, 木曾敏行, 町田 貞, 太田陽子, 吉川虎雄, 木曾川・矢作川流域の地形発達—現地シンポジウムにおける討論と今後の課題—, *地理学評論*, vol.37, 1964, pp.89-102.
- 149) 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連する諸問題, *地理学評論 (Ser. A)*, vol.58, 1985, pp.275-294.
- 150) Suzuki, T., Tokunaga, E., Noda, H. and Arakawa, H., Effects of rock strength and permeability on hill morphology, *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, vol.6, 1985, pp.101-130.
- 151) 鈴木隆介, ロックコントロールの研究小史, *地形*, vol.15, 1994, pp.179-201.
- 152) 小野有五, 北の陸橋, *第四紀研究*, vol.29, 1990, pp.183-192.
- 153) 荒井 靖, 広域地下水流動研究における表層水理観測年報—2001~2003 年度(データ集)—, *JNC TN7450* 2005-005, 2005, 33p.
- 154) 佐藤敦也, 竹内竜史, 広域地下水流動研究における表層水理観測データ集—2004~2007 年度—, *JAEA-Data/Code* 2009-027, 2009, 27p.
- 155) 佐藤敦也, 竹内竜史, 瑞浪超深地層研究所計画における表層水理観測データ集—2004~2007 年度—, *JAEA-Data/Code* 2009-028, 2009, 43p.
- 156) 武田匡樹, 佐藤敦也, 竹内竜史, 広域地下水流動研究における表層水理観測データ集—

- 2008年度－, JAEA-Data/Code 2011-006, 2012, 21p.
- 157) 武田匡樹, 佐藤敦也, 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－2008年度－, JAEA-Data/Code 2011-007, 2012, 38p.
- 158) 武田匡樹, 佐藤敦也, 竹内竜史, 広域地下水流動研究における表層水理観測データ集－2009年度－, JAEA-Data/Code 2012-015, 2012, 19p.
- 159) 武田匡樹, 佐藤敦也, 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－2009年度－, JAEA-Data/Code 2012-016, 2012, 39p.
- 160) 佐藤成二, 武田匡樹, 竹内竜史, 広域地下水流動研究における表層水理観測データ集－2010年度－, JAEA-Data/Code 2013-003, 2013, 19p.
- 161) 佐藤成二, 尾方伸久, 竹内竜史, 武田匡樹, 超深地層研究所計画における表層水理観測データ集－2010～2011年度－, JAEA-Data/Code 2013-016, 2013, 50p.
- 162) 佐藤成二, 尾方伸久, 竹内竜史, 武田匡樹, 広域地下水流動研究における表層水理観測データ集－2011年度－, JAEA-Data/Code 2013-017, 2013, 24p.
- 163) 山本陽一, 前川恵輔, 1986年～2009年幌延気象観測統計, JAEA-Data/Code 2010-014, 2010, 105p.
- 164) 新里忠史, 五十嵐八枝子, 安江健一, 北海道北部, 幌延地域における最終氷期後期の古気候と地表環境, 日本地球惑星科学連合 2009年大会, 2009, G122-P007.
- 165) 松島義章, 大嶋和雄, 縄文海進期における内湾の軟体群集, 第四紀研究, vol.13, 1974, pp.135-159.
- 166) Niizato, T., Amano, K., Ota, K., Kunimaru, T., Lanyon B. and Alexander W.R., Development of Comprehensive Techniques for Coastal Site Characterisation (3) Conceptualisation of Long-term Geosphere Evolution, Proceedings of 13th International Conference on Environmental and Radioactive Waste Management (ICEM2010), ASME, 2010, ICEM2010-40052.

2.2 水理モデル

2.2.1 背景と目的

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

水理モデル構築に際しては、地下水流動特性に与える影響因子を抽出するとともに、それらを考慮した、解析領域の設定→水理特性の空間分布を表現した水理地質構造モデルの構築→地下水流動解析という流れで実施され、それぞれの影響因子のモデル化・解析への反映方法や、地下水流動解析を行う際の時間断面の設定方法などを検討する必要がある。

本事業では、東濃地域及び幌延地域における既存文献及び追加調査などを含む水理データを収集・整理し、2.1 で作成した地形・地質モデルをベースとして水理地質構造モデルを構築する。また、水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析を試行しつつ、過去から現在までの地下水流動特性（水理ポテンシャルや流動系など）の変化を明らかにする。

2.2.2 アプローチ

東濃地域及び幌延地域を対象として、従来の水理に関する調査結果を整理する。整理にあたっては、国際 FEP リストに基づいて、FEP ごとに調査結果及び課題をまとめる。その上で、各 FEP の相関を検討し、問題点や新たな着眼点を抽出する。これらの問題点や着眼点を踏まえて、次年度以降のモデル開発の課題をまとめる。

2.2.3 実施結果

(1) FEP リスト

1) 地質プロセスとその影響

① 地質の変化に伴う水文学的／水文地質学的変化

地下水流動特性を規定する因子のうち、主に地質プロセスの影響を受けると考えられるものとしては、地形分布（地形の高低差や起伏の想定的な程度）、水理特性、地温勾配、地下水の水質分布（塩分濃度分布など）が挙げられる。

山地の形成などの地形分布の変化は、地下水流動系（涵養域、流動経路、流出域）や、地下水流動の駆動力である動水勾配に影響を与える。

水理特性は、沈降や堆積といった地質プロセスによって地層の層厚が変化し、岩盤に作用する土被り圧が変化することに伴って、岩盤の間隙率が変化することで変化が生じる。また、地下水の移行経路となっている割れ目の密度や卓越方向、長さなどの分布特性や、充填鉱物が変化することによって水理特性が変化する。このような岩盤の水理特性の変化は、地下水の流向・流速に影響を与える。さらに、断層は周辺岩盤と比較して透水性が高い場合や、低い場合、透水異方性（断層面方向に高透水性、断層面に直交方向に低透水性）を有している場合があり、いずれの場合においても地下水流動の上流側に分布する断層の水理特性が変化する場合は、地下水流動特性に影響を与える。

地温勾配や地下水の塩分濃度の変化は、密度流や熱対流といった地下水流動の駆動力を発生させる可能性がある。

さらに、断層運動（海溝型地震・内陸地震など）に伴い岩盤の体積歪や地下水圧が変化するとといった現象が確認されており、それにより動水勾配が変化する可能性がある。

東濃地域の場合では、過去数百万年の時間スケールにおいては、熱水活動による顕著な熱対流は生じていないと考えられることから（2.1.3 (1) 1) ⑥参照）、地下水流動特性に対する影響因子の一つである地形変化に着目した地下水流動解析を実施し（草野ほか, 2011¹⁾）、地下水流動特性の長期変化に対する影響因子を抽出した。なお、花崗岩の水理特性は、過去数百万年の時間スケールにおいては、顕著な変化が生じていないと考えられることから地下水流動解析には考慮していない。これまでに以下の三つの領域とプロセスを考慮した地下水流動解析を実施している。

- ・木曾山脈などの主要な山地や濃尾平野の発達過程を考慮した広範囲の概括的な古地形変化を考慮した地下水流動解析（尾上ほか, 2009a²⁾）（図 2.2-1）
- ・断層に囲まれたより狭い領域における河成段丘分布に基づき推定した古地形変化を考慮した地下水流動解析（尾上ほか, 2009b³⁾; 小坂ほか, 2009⁴⁾）（図 2.2-2）
- ・物理モデルを用いて推定した地形変化を考慮した地下水流動解析（核燃料サイクル開発機構, 2005⁵⁾; Saegusa et al., 2009⁶⁾）（図 2.2-3）

尾上ほか (2009a)²⁾の解析結果から、山地や丘陵の成長や起伏の増加が、地下水流動特性に与える影響が相対的に大きいことが明らかとなった。一方で、広範囲の概括的な古地形変化を考慮した地下水流動解析の結果から、地形変化に伴う涵養域から流出域までの地下水流動系は、大きく変化していないことが明らかとなった。この結果に基づき、図 2.2-2 並びに図 2.2-3 に示す解析は、この地下水流動系を包含する範囲を解析領域として設定し、より詳細に地形分布の推定等を行い、それに基づく地下水流動解析を実施している。

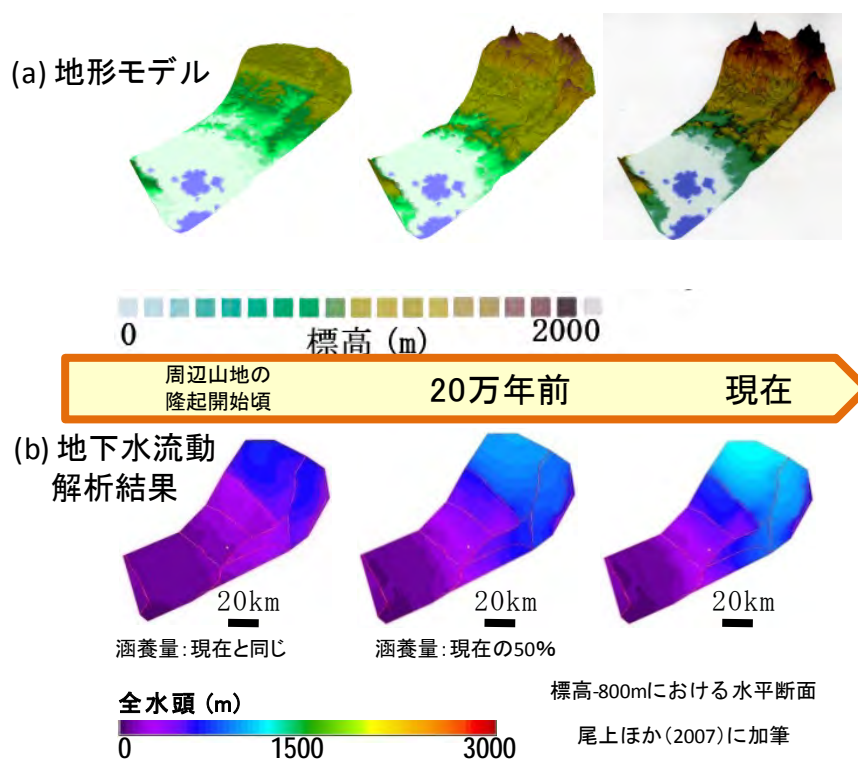


図 2.2-1 既存情報に基づいて概括的に推定した木曾山脈から伊勢湾までの古地形とそれを用いた地下水流動解析結果（水頭分布）（草野ほか, 2011¹⁾）

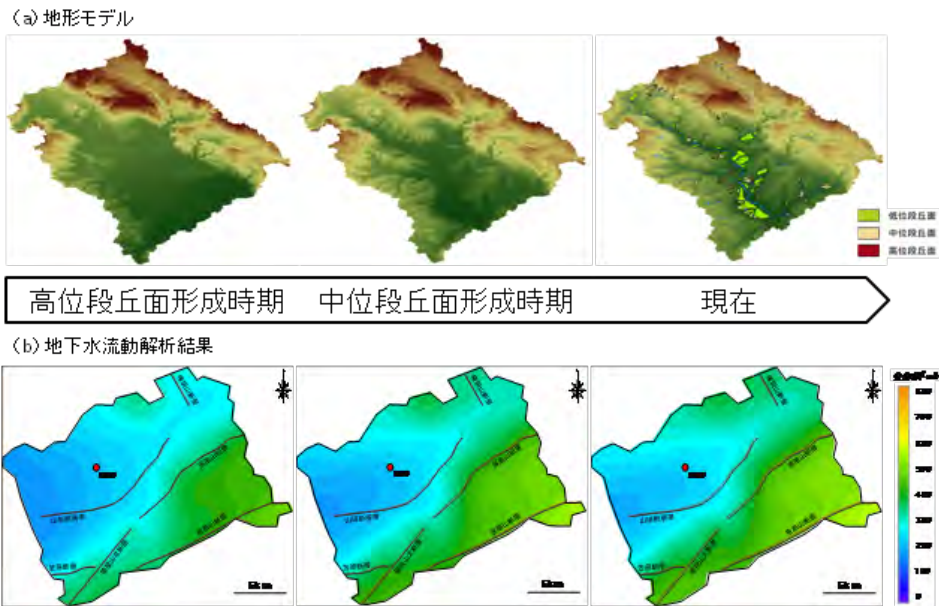


図 2.2-2 河成段丘の分布に基づいて推定した地形変化とそれを用いた地下水流動解析結果（水頭分布）（草野ほか, 2011¹⁾）

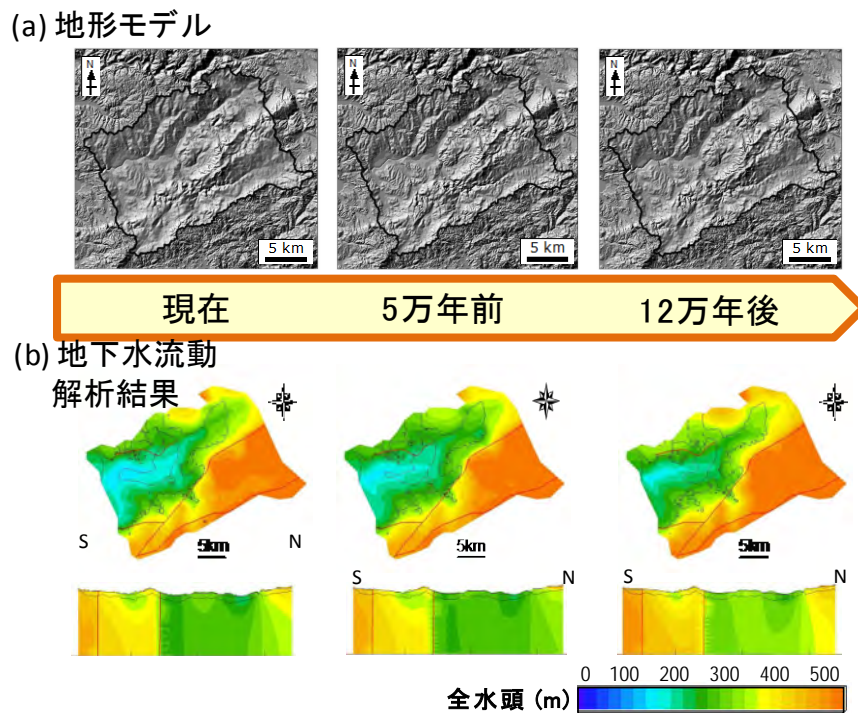


図 2.2-3 地形変化の数値シミュレーション結果とそれを用いた地下水流動解析（水頭分布）（草野ほか, 2011¹⁾）

また、複数の断層に囲まれる範囲において、断層の連続性などに着目した地下水流動解析を実施した（河口ほか, 2007⁷⁾）（図 2.2-4）。

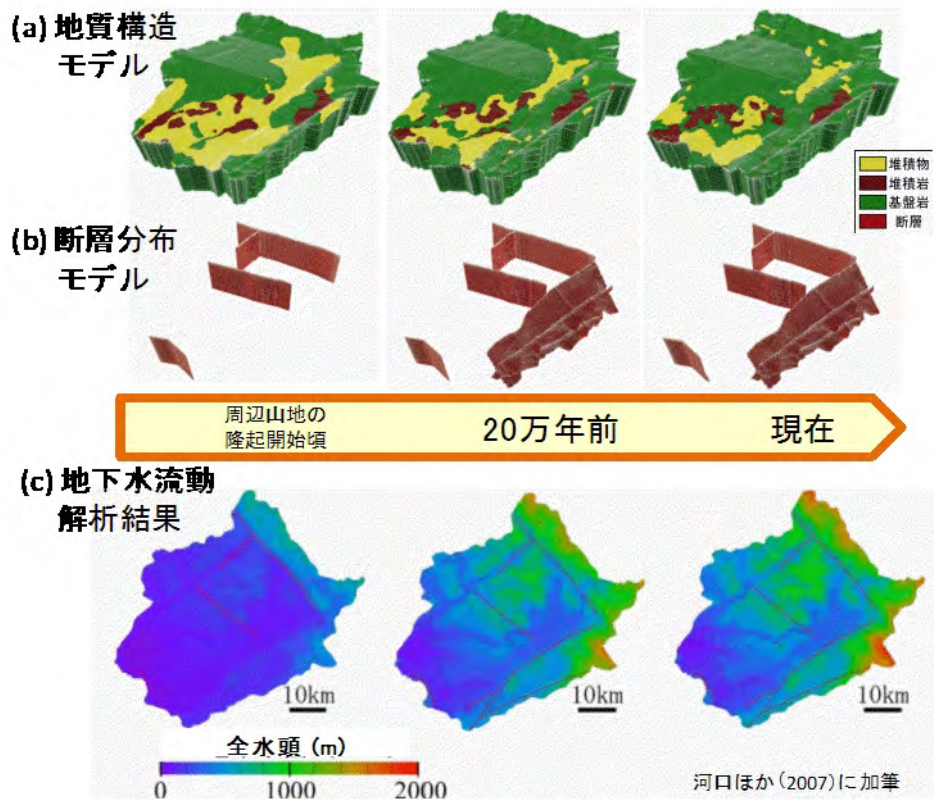


図 2.2-4 断層ブロック周辺の概括的な地形変化と断層分布を考慮した地下水流動解析結果（水頭分布）（草野ほか, 2011¹⁾）

以上に述べた地下水流動解析の結果から、地下水流動特性の長期変化に対する影響因子としては、「地形変化」が抽出された。特に、山地や丘陵の発生や顕著な高度変化が地下水流動特性に与える影響が相対的に大きいことが明らかとなった。

さらに、東北地方太平洋沖地震などでの地震活動に伴って地下水圧は変化した（Niwa et al., 2012⁸⁾; 露口ほか, 2012⁹⁾）ものの、遮水性の断層に区分される領域内における地下水の主流動方向の動水勾配は、地下水流速に影響を与える程度の変化は認められなかった。

幌延地域の場合では、海面変化を含む地形変化や気候変動に伴う涵養量の変化、続成作用に伴う水理特性の変化に着目した地下水流動解析が実施されている（Niizato et al., 2009¹⁰⁾; Niizato et al., 2010¹¹⁾; 中山ほか, 2012¹²⁾）（図 2.2-5）。解析領域は、海面変化に伴う海陸分布の変化を考慮して設定した。また、地下水流動に影響を与える自然現象を地下水流動解析に取り込む枠組みとして、複数の時間断面における地形変化や水理特性の変化、気候変動を考慮できる解析手法を開発し、海面変化と涵養量を連動させた地下水流動特性と塩分濃度分布の長期的な変化を評価可能な地下水流動解析手法の開発を進めた（今井ほか, 2009¹³⁾; 山下ほか, 2011¹⁴⁾）。

地下水流動解析の結果、特に「地形変化」及び「続成作用に伴う水理特性の変化」が地下水流動特性に与える影響因子として抽出された。

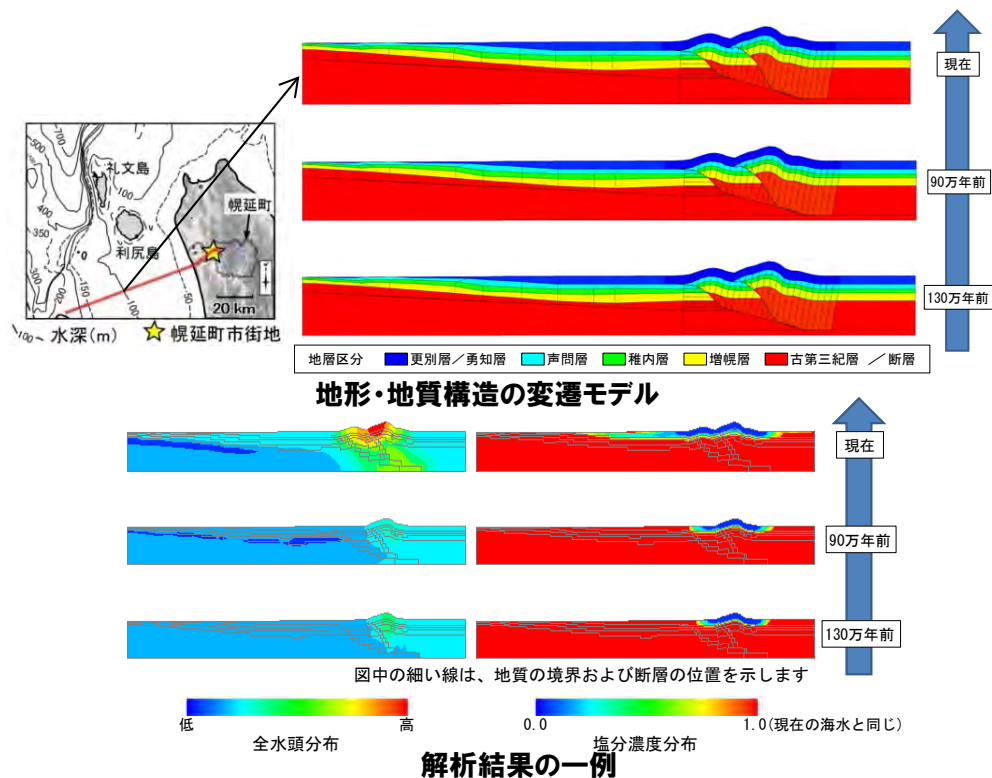


図 2.2-5 地形・地質構造の変化と、それを用いた地下水流動解析結果（水頭分布）
（草野ほか, 2011¹⁾）

2) 気候プロセスとその影響

① 気候変動に伴う水文学的／水文地質学的変化

地下水流動特性を規定する因子のうち、主に気候プロセスの影響を受けると考えられるものとしては、涵養量と海面の変化が挙げられる。

地表から地下への水の供給量である涵養量は、地下水位の深さ分布に影響を与えるものであり、それが変化することにより、地下水流動系や動水勾配に影響を与える。この涵養量は、降水量、蒸発散量、表面流出量から算定されるものであり、気候変動に伴い降水量や蒸発散量が変化する。併せて、地形変化や表面地層の変化により表面流出量も変化する。また、浅部帯水層の地下水流量にも影響を与えるものであるから、帯水層での希釈効果に影響を及ぼすものである。

沿岸域においては、地下水中の塩水と淡水の境界が地下水流動系の境界をなす分界面となっており、海面が変化することにより、その位置も変化する。

東濃地域の場合では、前述した地下水流動解析において、涵養量の変化が解析結果に与える影響を感度解析的に評価した。その結果、「涵養量の変化」は、地形変化と同様に地下水流動特性に影響を与える可能性があることが示唆された（尾上ほか, 2007¹⁵⁾）（図 2.2-6）。

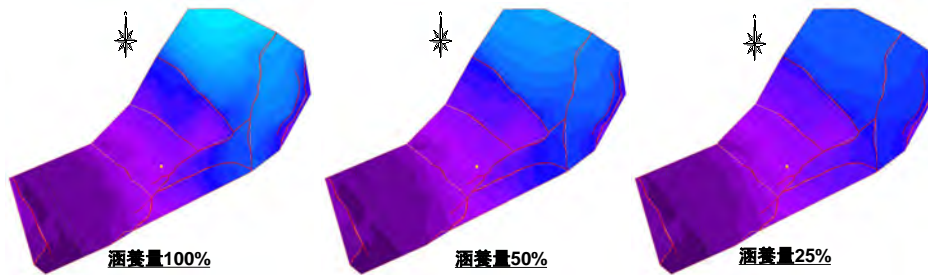


図 2.2-6 涵養量の違いによる全水頭分布の比較（時間断面：0.2 Ma）（尾上ほか, 2009²⁾）

幌延地域の場合においても、前述の地下水流動解析において、気候変動に伴う降水量の変化や永久凍土層の発達に伴う「涵養量の変化」、「海面変化」が解析結果に与える影響を評価した。その結果、これらは、地形変化や水理特性の変化と同様に地下水流動特性に影響を与える可能性があることが示唆された。

(2) FEP の相関

(1) で抽出した地下水流動特性の長期変化を推定するための水理モデルに関わる FEP と、その相関を整理し図 2.2-7 に示す。また、東濃地域、幌延地域における個々の諸現象と地下水流動特性の関連については、時間断面ごとに図 2.2-8、図 2.2-9 のように整理した。

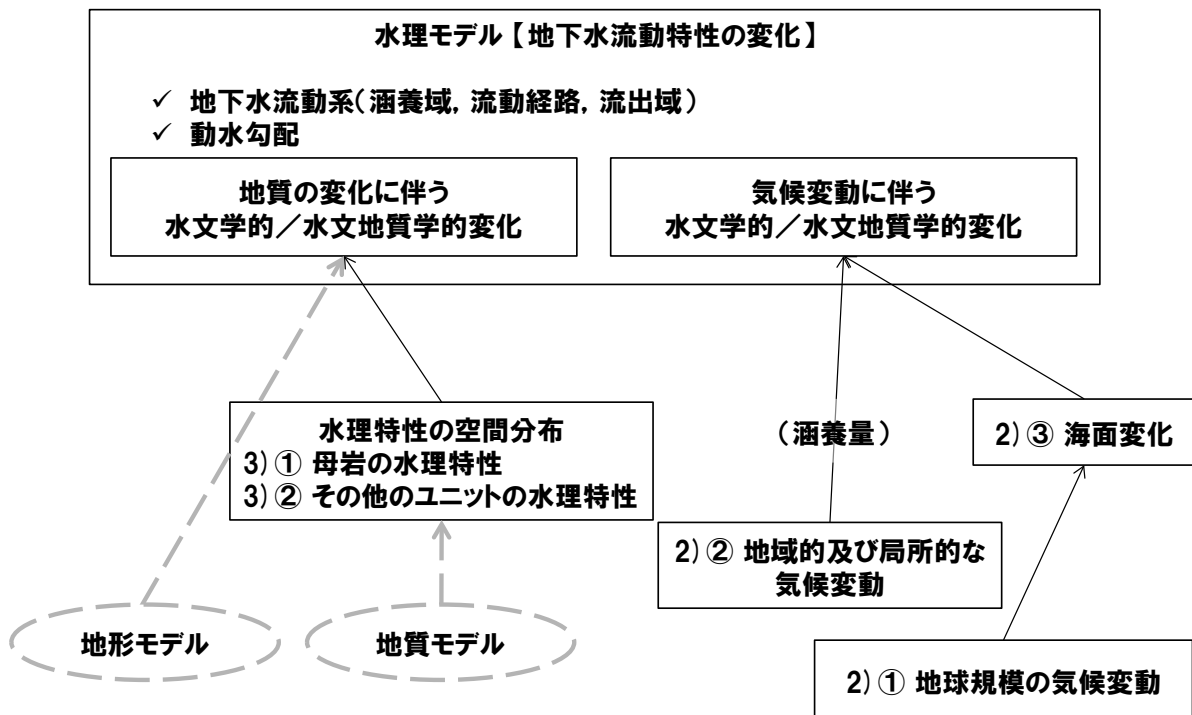


図 2.2-7 水理モデルに関連する FEP とその相関

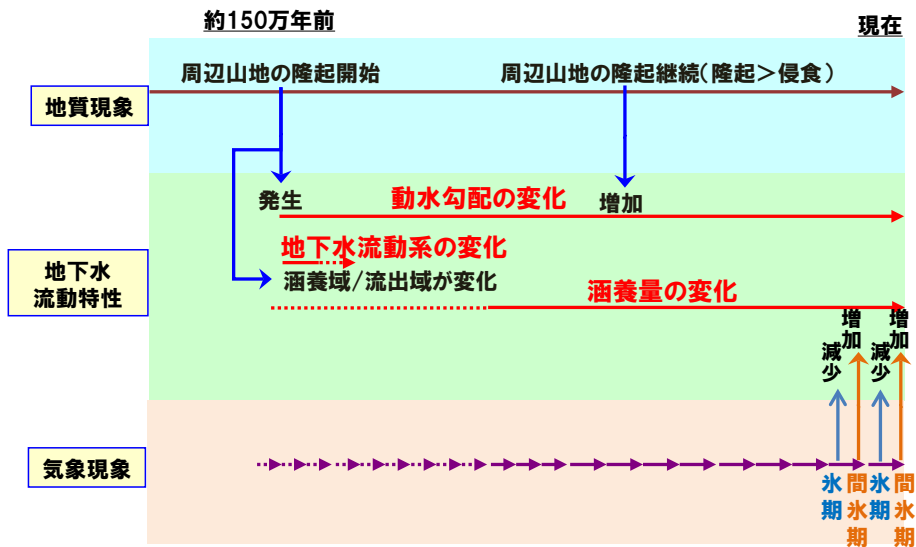


図 2.2-8 地下水流動特性に関わる FEP の相関（東濃地域）

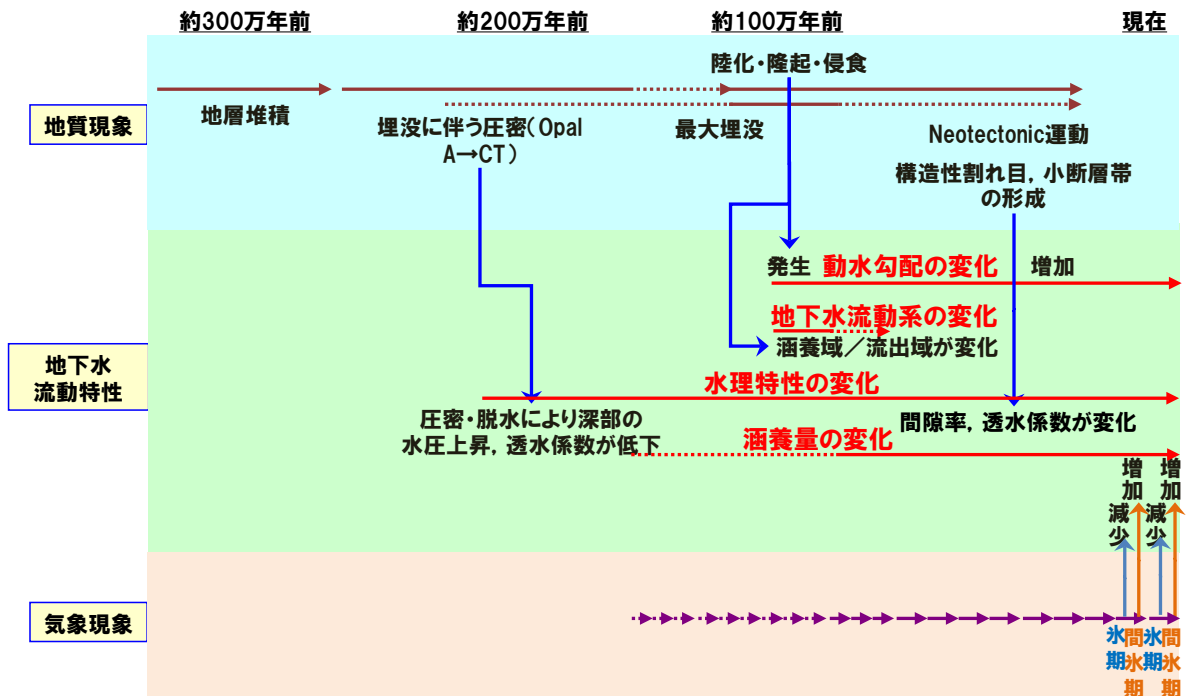


図 2.2-9 地下水流動特性に関わる FEP の相関（幌延地域）

2.2.4 まとめと今後の課題

これまでの東濃地域や幌延地域を事例とした地質・気候プロセスを考慮した地下水流動解析を用いた研究の成果から、地下水流動特性への影響因子を抽出することができた。具体的には、「地形変化」や「気候変動」、「続成作用に伴う水理特性の変化」が主な影響因子として抽出することができた。また、大局的な「地形変化」や「続成作用に伴う水理特性の変化」は百万年オーダーで、局所的な「地形変化」や「気候変動」は十万年オーダーの時間スケールでの変化として捉えることが重要となる。

この地下水流動解析結果の信頼性を向上させるためには、一般的に、解析結果と実測値の比較による妥当性確認及び不確実性を有する入力パラメータの精度の向上の2点が重要となる。天然現象の長期変化に関わる地下水流動解析の場合、前者の水圧分布の実測値との比較は困難である

ため、地下水流動特性の長期変化の指標となる地下水年代や地下水水質などの長期変化を表現する地球化学モデルとの整合性を確認することが不可欠である。また、後者の入力パラメータの精度向上については、以下に示す技術開発が必要と考えられる。

- ・ 地質の変化に伴う後背地地形変化の復元技術の開発
- ・ 気候変動に伴う涵養量の変化の推定技術の構築
- ・ 水理特性の変化の有無や変化の程度を把握するための技術開発

引用文献

- 1) 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.
- 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, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, 2009a, p.40-53.
- 3) 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する方法論の構築(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, 2009b, pp.332-337.
- 4) 小坂 寛, 三枝博光, 草野友宏, 安江健一, 竹内竜史, 田力正好, 尾上博則, 塩見 哲, 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する方法論の構築(その2) - 地形変化および気候変動を考慮した地下水流動のモデル化・解析 -, 日本地下水学会 2009年秋季講演会要旨, 2009, pp.338-343.
- 5) 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 - 一分冊1 深地層の科学的研究 -, JNC TN1400 2005-014, 2005, 415p.
- 6) Saegusa, H., Yasue, K., Onoe, H., Moriya, T. and Nakano, K., Numerical assessment of the influence of topographic and climatic perturbations on groundwater flow conditions, In *Stability and Buffering Capacity of the Geosphere for Long-term Isolation of Radioactive Wastewater: Application to Crystalline Rock*, edited by Nuclear Energy Agency, Workshop Proceedings Manchester, United Kingdom 13-15 November 2007, Organization for Economic Co-operation and Development (OECD), 2009, pp.269-276, ISBN 978-9-26406-057-9, Paris.
- 7) 河口達也, 三枝博光, 丹羽正和, 島田耕史, 安江健一, 黒澤英樹, 鎌滝孝信, 登坂博行, 岐阜県東濃地域における地殻変動および気候変動を考慮した広域地下水流動解析, 日本地下水学会 2007年秋季講演会講演要旨, 2007, pp.36-41.
- 8) Niwa, M., Takeuchi, R., Onoe, H., Tsuyuguchi, K., Asamori, K., Umeda, K. and Sugihara, K., Groundwater pressure changes on Central Japan induced by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol.13(5), 2012, Q05020, doi:10.1029/2012GC004052.
- 9) 露口耕治, 尾上博則, 丹羽正和, 竹内竜史, 狩野智之, 東濃地域における東北地方太平洋沖地震前後の地下水圧の変化, 日本地下水学会 2012年春季講演会要旨, 2012, pp.214-219.
- 10) Niizato, T., Yasue, K. I., Kurikami, H., Kawamura, M. and Ohi, T., Synthesizing geoscientific data into a site Model for performance assessment: a study on the long-term evolution of the geological environment in and around the Horonobe URL, Hokkaido, northern Japan”, *Proceedings of an OECD/NEA third AMIGO workshop, Approaches and challenges for the use of geological information in the safety case for deep disposal of radioactive waste*, 15-17 April 2008, Nancy, France, 2009, pp.222-234.
- 11) 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 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management*, ICEM2010-40052, 2010.

- 12) 中山 雅, 天野健治, 常盤哲也, 山本陽一, 大山卓也, 天野由記, 村上裕晃, 稲垣大介, 津坂 仁和, 近藤桂二, 横田秀晴, 南條 功, 新里忠史, 田中真悟, 大原正嗣, 神 和美, 幌延深地層 研究計画 平成 23 年度調査研究成果報告, *JAEA-Review-2012-035*, 2012, 63p.
- 13) 今井 久, 山下 亮, 塩崎 功, 浦野和彦, 笠 博義, 丸山能生, 新里忠史, 前川恵輔, 地下水流動に対する地質環境の長期変遷の影響に関する研究, *JAEA-Research 2009-001*, 2009, 116p.
- 14) 山下 亮, 塩崎 功, 大山卓也, 新里忠史, 前川恵輔, 今井 久, 地質環境の長期変遷を考慮した地下水流動解析による塩淡分布の検討, 日本地下水学会 2011 年秋季講演会, 2011.
- 15) 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わるシンポジウム発表論文集, 2007, pp.51-56.

2.3 地球化学モデル

2.3.1 背景と目的

地層処分安全性に影響を与える地下水の地球化学特性として、主に地下水の塩分濃度、pH及び酸化還元状態が挙げられる。安全評価の観点からは、これらの長期的な変動幅を踏まえて解析を行う必要がある。このためには、地層処分において重要な地質環境特性やイベント及びそれらに関わるプロセス（Features, Events and Processes; 以下、「FEP」という）を時間軸に沿って抽出し、その際の地質環境の変化を把握することが求められる（Galson et al., 2000¹⁾; OECD/NEA, 2000²⁾; SKB, 2001³⁾; Mazurek et al., 2003⁴⁾）。

一般的に地下水の地球化学特性は、地下水流動に伴う複数の異なる水質の地下水の混合や岩盤中での水-鉱物-微生物相互反応などにより形成される。そのため、地球化学特性の長期変遷を推測するためには、地下水流動に関わる諸現象や長期的な水-鉱物-微生物相互反応プロセスを理解する必要がある。地下水流動の長期変遷は水理地質構造の分布・発達過程や沿岸域においては海進・海退などに応じて変化する。長期的な水-鉱物-微生物相互反応は、鉱物の変質や二次鉱物の沈殿、堆積岩であれば地層中の有機物の熟成などに影響を受ける。これらの様々な現象については、各現象が起きた時間断面での地下水の地球化学特性の変化やその際に作用したプロセスを推定することにより、地球化学特性の長期変遷に関わる影響の程度を推定することが可能となる。

平成 25 年度は、これまでの東濃地域及び幌延地域における地下水の地球化学に関する調査研究成果に基づいて、時間断面ごとの地球化学特性に関わる FEP を整理し、地下水の地球化学に関する長期変動モデルの構築に関わる留意点や課題を抽出するとともに、課題を解決するための方法について検討を行った。

2.3.2 アプローチ

東濃地域及び幌延地域を対象として、従来の地下水の地球化学に関する調査結果を整理する。整理にあたっては、国際 FEP リスト（OECD/NEA, 2000²⁾）に基づいて、FEP ごとに調査結果及び課題をまとめる。その上で、各 FEP の相関を検討し、問題点や新たな着眼点を抽出する。これらの問題点や着眼点を踏まえて、次年度以降のモデル開発の課題をまとめる。

2.3.3 実施結果

(1) FEP リスト

1) 地質プロセスとその影響

① 地震活動

地震活動は、地球表層での急激で相対的な動きが原因で発生し、この動きは、通常、既存の断層や地質境界に沿って発生する。地震活動は、岩石にかかる応力や地下水の水圧分布状態を変化させる可能性がある。ただし、過去に発生した地震活動による水圧変化や水質変化の履歴については地質媒体に記録が残らないことから、地震活動が地球化学特性に与える影響については不明な点が多い。

東濃地域では、2011 年に発生した東北太平洋沖地震時の水質モニタリングにより、地震に伴う水圧、水質変化についての知見が得られている。この事例では、地震に伴って瑞浪超深地層研究所周辺の地下水の水圧分布状態が変化することにより、異なる水質の地下水の混合が起こり、一時的に地下水の水質は変化している。この水質変化は、数週間程度で元の状態に回復する傾向が認められている。地震活動に伴う水質変化の原因は異なる水質を持つ地下水の混合状態の変化であるため、地下水の水質分布を事前に把握できていれば、既知の水質の範囲を超える変化はないと言える（岩月ほか, 2013⁵⁾）。幌延地域では、地震に伴う水質変化をモニタリングした事例はないものの、水質の三次元分布は既に把握されているため、将来における地震に対しても、水質の変動は推定できると考えられる。

以上の知見から、地震活動による地下水水質や水質分布の変化は現象として認められるものの、現在の水質分布を詳細に把握しておくことで、地質環境特性の長期変遷モデルを構築することが可能と考えられる。

② 熱水活動

高温の地下水に関する FEP であり、地下水の密度差によって起こる地下水流動、あるいは高温の地下水が岩石中を流れることによって起こる鉱物の熱水変質などのプロセスを含む。

東濃地域では、約 7,000 万年前頃の花崗岩の形成から定置、冷却に至るプロセスにおいて、複数回の熱水活動があったことがボーリングコアを利用した化学分析や変質鉱物の観察結果などから示されている（図 2.3-1: 西本ほか, 2008⁶⁾）。熱水による鉱物の変質では、水-岩石反応の促進による水質の変化（塩水化）や一次鉱物の粘土鉱物化などが想定される。

幌延地域では、シリカ鉱物の相転位などから、これまでの最大埋没深度が約 1 km（稚内層）であり（石井ほか, 2008⁷⁾）、岩体が経験した最大温度も 100 °C 未満であることが指摘されていることから（Amo et al., 2007⁸⁾）、熱水活動の影響はなかったと考えられる。

熱水活動の履歴は割れ目充填鉱物の鉱物組成や母岩の変質について考察することにより推定できる。東濃地域においては、花崗岩形成初期から冷却過程において、熱水活動による鉱物変質や二次鉱物の沈殿が起こったと推察され、特に地下水の pH に関わる緩衝反応に関与する炭酸塩鉱物については、酸素安定同位体比などから熱水起源のものを同定することが可能である。そのため、熱水起源の炭酸塩鉱物を同定することで、pH 環境の長期変遷に関わる知見を得ることができると考えられる。

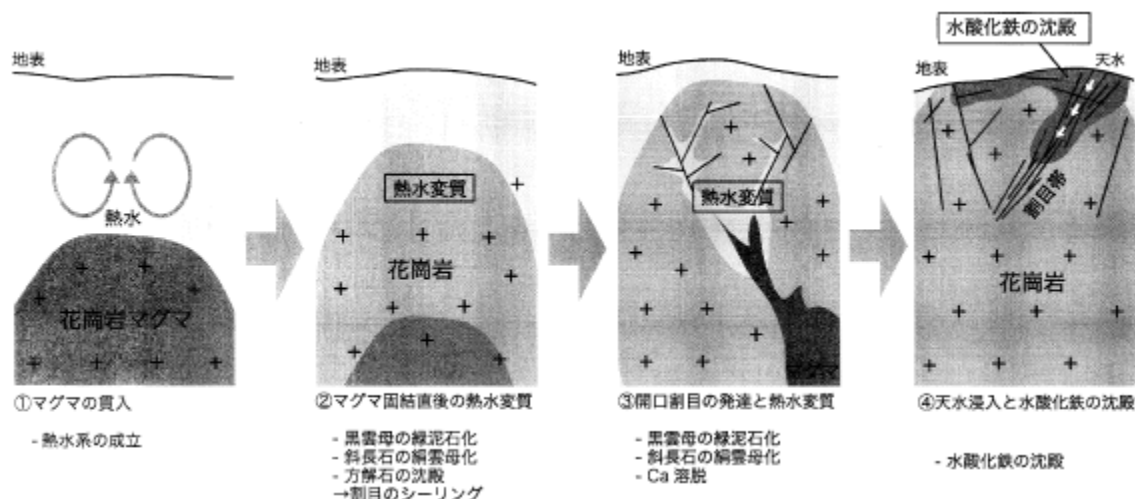


図 2.3-1 東濃地域における花崗岩体の地質環境変遷モデル（西本ほか, 2008⁶⁾）

③ 続成作用

地表あるいは地表近くにある堆積物が、圧密・セメント作用・結晶化により岩石に変化するプロセスであり、それは、地下 2~3 km までに普通にある温度・圧力下で起こる。

東濃地域では、土岐花崗岩の上位に分布する瑞浪層群（下位から湖水成層である土岐夾炭累層、海成層である本郷・明世累層）の続成作用について、本郷・明世累層下部に低透水性の粘土層の分布が確認されており、地層堆積時の地下水水質の淡水から塩水への変化に伴う続成作用により、構成鉱物の粘土化が進んだ可能性がある。この低透水性粘土層は、広域地下水流動の下流部において、粘土層以深の地下水の滞留状態に影響を与えており、粘土層により表層水の地下深部への浸透が抑制されることにより、下流部では上流部に比べて塩分濃度の高い地下水が長期滞留状態にある。

幌延地域では、地層堆積時の沈降・埋没により岩石を構成する珪藻が圧密され、圧密によりシリカ鉱物が相転移を起こすことで脱水し、地下水の塩分濃度が希釈されている（図 2.3-2: 甲斐・前川, 2009⁹⁾; 岩月ほか, 2009¹⁰⁾; 酒井ほか, 2012¹¹⁾）。また、圧密により空隙率と空隙サイズの減少も起こっており、付随して透水性が低下している。このような場合、地下水中での化学反応に必要な物質やその触媒となる微生物の循環が十分に行われない閉鎖的な環境が形成されることになる（岩月ほか, 2009¹⁰⁾）。

続成作用は堆積岩のみにおいて考慮すべき FEP であり、該当する地域においては地下水水質の分布や形成プロセスを変化させる要因となり得る。

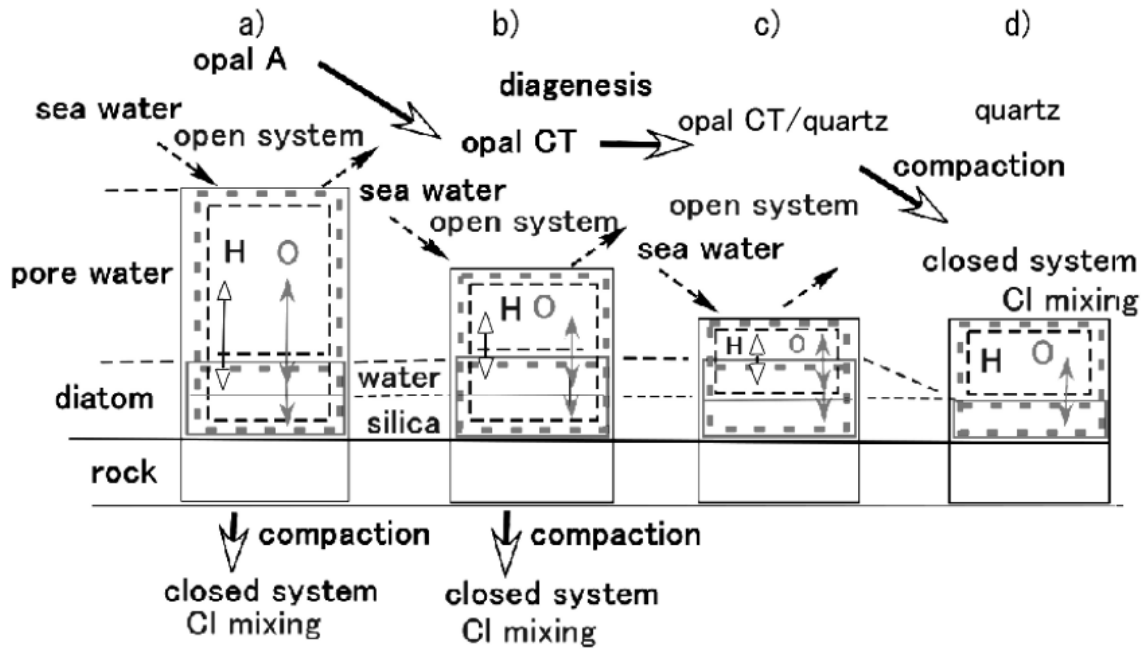


図 2.3-2 幌延地域における続成作用（珪藻質泥岩の相変化； 甲斐・前川, 2009⁹⁾）

④ 地質の変化に伴う水文学的／水文地質学的変化

広域的な地質変化が引き起こした現象に関する FEP である。地形学的な侵食による水文学的な境界条件の変化や、岩石の応力や断層の動きの変化による地質単元の水文学的性質の変化を含む。

東濃、幌延の両地域において、断層や割れ目などの地質構造の発達とそれに伴う境界条件の変化が水質形成プロセスや地下水水質分布に影響を与えていることが明らかにされてきている。

東濃地域では、広域地下水流動系の中に位置する月吉断層を境として異なる水質型の地下水が分布しており、前述のように下流側では上流側に比べ塩分濃度が高い地下水が分布している (Iwatsuki et al., 2005¹²⁾)。これは、元々存在していた塩分濃度の高い地下水（熱水由来の塩水あるいは海成層堆積時に花崗岩中に浸透した化石海水の可能性）を、長期にわたって表層から涵養する天水由来の淡水が洗い出してきた過程を反映していると考えられ（図 2.3-3）、月吉断層が形成された時期には花崗岩深部に塩分濃度の高い地下水が存在していたと推察される。

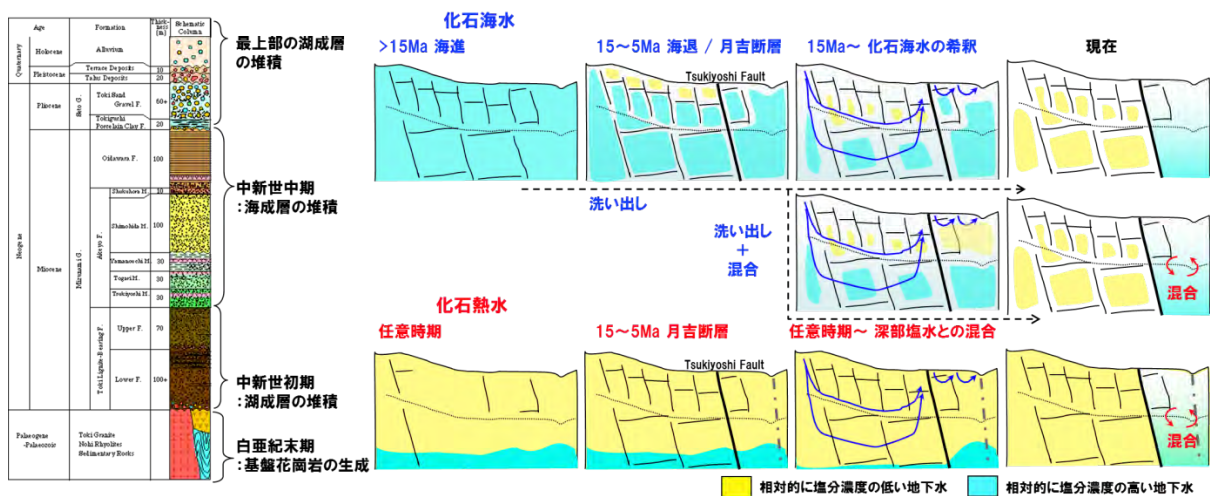


図 2.3-3 東濃地域における地球化学特性に関わる水文/水文地質学的変化

幌延地域では、大曲断層に沿って天水が浸透することによって、塩分濃度の低い地下水が分布する領域が断層周辺に形成されている（石井ほか, 2006¹³⁾）。また、褶曲構造の形成に応じて声問層と稚内層の地層境界面周辺に割れ目を含む透水性の高い領域が形成され、地下水の水質分布に影響を与えている可能性がある。沿岸域に位置する幌延地域では海進・海退が地下水の塩分濃度に大きく関連している（図 2.3-4）。地層堆積時に取り込まれた海水が、地層の圧密とともに堆積岩深部に隔離され生物化学的な長期熟成により現在の水質が形成されている（岩月ほか, 2009¹⁰⁾）。

水文学的／水文地質学的変化は、水質の形成プロセスや水質分布と密接に関係しており、地下水の長期的な変化を推定するためには重要な FEP である。

2) 地質環境

前述のように地質環境の FEP は東濃地域と幌延地域を事例研究の対象として、深地層の研究施設の主たる対象岩体（東濃地域は土岐花崗岩、幌延地域は稚内層及び声問層）の地質環境に関する FEP のうち、地球化学モデルに関連する FEP を取りまとめる。

① 水理学／水文地質学的プロセスとその状態

母岩及び他の岩石単元に影響を与える水理学／水文地質学的プロセス及び時間とともに変化するそれらの状態全般に関する FEP である。状態の変化による影響も含む。例えば、処分場の掘削、建設、長期間の存続による水頭変化を含む。水文地質学は、処分場周辺の地層中の地下水の化学組成や移動、そしてそれらに影響を与える要因を明らかにする。そのためには、地下水の流入・流出ゾーンと、地下水流動システムの知識が必要である。さらに、塩分濃度勾配または温度勾配による濃度効果のように、水文地質に影響を与える要素の知識も必要である。

東濃地域における水理学／水文地質学的プロセスとして、隆起・沈降に伴う動水勾配の変化、地質構造発達に伴う境界条件の変化、海水準変動に伴う地下水流動状態の変化などが挙げられる。また、東濃地域では複数の水理地質学的なコンパートメントより水理地質構造が構成されていることが指摘されている（Onoe et al., 2011¹⁴⁾）。このような場合、水理学的な影響がコンパートメント間では不均質に伝播するため、地下水の地球化学特性の短期的、長期的な変動をコンパートメントごとに検討する必要がある（水野ほか, 2013¹⁵⁾）。

幌延地域における水理学／水文地質学的プロセスとして、東濃において想定されるプロセスのほか、続成作用に伴う間隙率低下による地下水流動状態の変化が考えられる。幌延地域では母岩の力学特性によって破壊様式が異なり、その結果、水理学的特性の異なる複数の領域を設定できる（図 2.3-4: Ishii et. al., 2011¹⁶⁾）。このような場合、コンパートメント構造のように水理学的な影響が不連続ではないものの、各領域に対して不均質に伝播することが考えられる。

水理学／水文地質学的プロセスとその状態については、地球化学特性の相関性について、概念的には整理されてきているため、数値モデルの信頼性を高めることが課題となる。

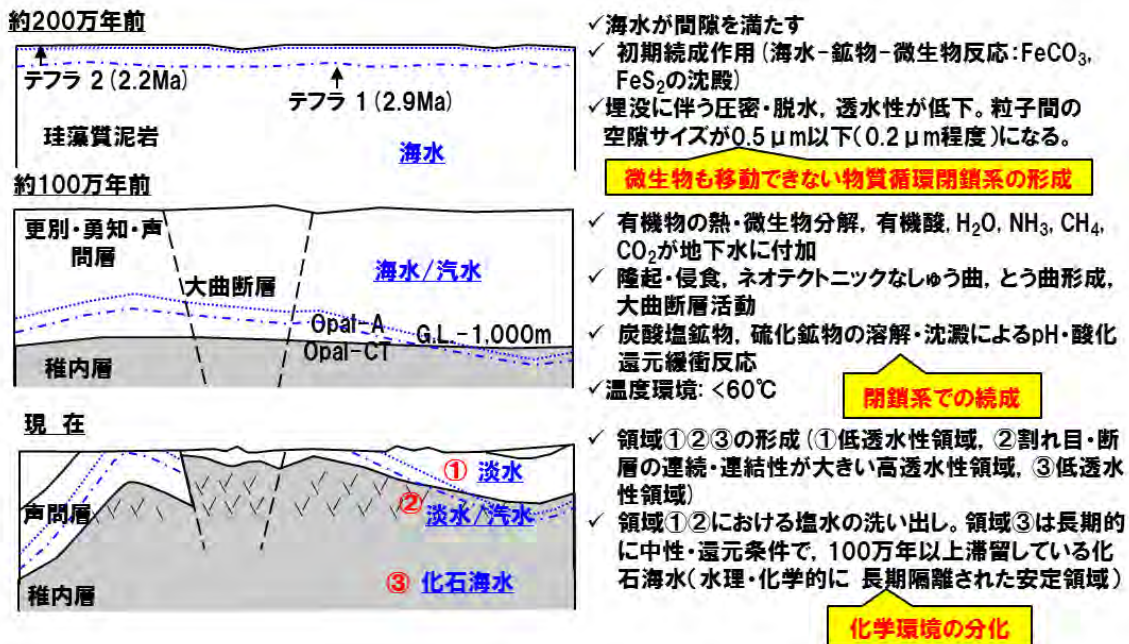


図 2.3-4 幌延地域における地球化学特性に関わる水理/水文地質学的プロセス

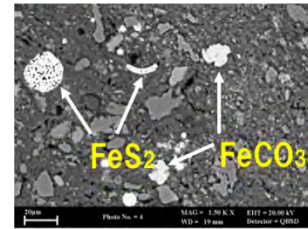
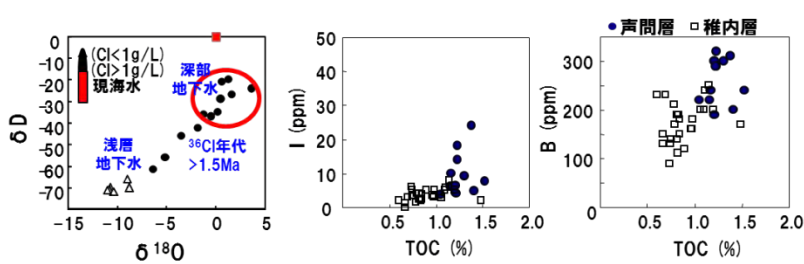
② 化学/地球化学的プロセスとその状態

母岩あるいは他の岩石単元に影響を与える化学的/地球化学的プロセス及び時間とともに変化するそれらの状態全般に関する FEP である。処分場の掘削・建設・長期存続による状態 (例えば, Eh や pH) 変化の影響も含む。水文化学では, 処分場周辺の地層中を流れる地下水の化学組成及びこれに影響を与える要因を明らかにする。この状況を把握するには地下水化学の知識が必要である。すなわち, 溶存化学種の識別、溶解度、錯体、酸化還元状態、造岩鉱物の組成と風化プロセス、塩分濃度と化学組成の勾配に関する知識が必要である。処分場の建設や存続に伴う水文化学的状態の変化も含む。

東濃地域における地下水の起源は主に天水であるため、涵養域と流出域の間で滞留時間と共に変化する。しかしながら、一部では過去に浸透したと考えられる海水もしくは長期的な水-岩石反応により形成された塩分濃度の高い地下水が残存しており、これまでに天水から海水程度の幅で地下水水質の変化があったと考えられる (Iwatsuki et al., 2005¹²⁾; Mizuno et al., 2010¹⁷⁾)。pH は、主に炭酸塩鉱物と地下水の反応により弱アルカリ性の状態が深部まで保持されており (Iwatsuki et al., 2002¹⁸⁾)、酸化還元状態については、鉄と硫黄を含む水-鉱物反応、もしくはそれらの元素を利用した水-鉱物-微生物の反応により還元環境が維持されている (天野ほか, 2007¹⁹⁾; Yoshida et al., 2008²⁰⁾)。

幌延地域における地下水の水質分布は、主に堆積時に地層内に取り込まれた海水が長期的な滞留により変質した化石海水と、現在の天水との混合により形成されている。pH については、炭酸塩鉱物が形成プロセスに関与している他、地下水中に飽和している炭酸ガスも含めた水-鉱物-ガス反応により平衡状態を維持している。酸化還元状態は鉄、硫黄を含む鉱物の水-鉱物反応により形成されている。また、微生物のエネルギー源となる有機物に富む環境でもあるので、微生物が酸化還元状態の形成において大きな役割を担っていると考えられる (図 2.3-5: 岩月ほか, 2009¹⁰⁾)。

これらの地球化学特性は、地下施設建設時には、地下水の混合状態の変化や施設建設に利用される人工材料の影響などにより変化することが、これまでの瑞浪、幌延の両地下施設における調査研究によって把握されてきている (天野ほか, 2012²¹⁾; 水野ほか, 2012¹⁵⁾; 岩月ほか, 2013⁵⁾)。また、安全評価において想定される時間スケールでの地球化学特性の変化も、地史に基づいたシナリオ解析や充填鉱物の解析から推定されてきているものの、定量的な評価が難しく、今後の課題である。



- ・カリウム, マグネシウム, 硫酸イオンが大きく減少
- ・無機/有機炭素, 臭素, ヨウ素, ホウ素, アンモニウムイオンが海水の数倍から数十倍の割合で付加



- ・微生物による硫酸還元反応に伴い黄鉄鉱 (FeS₂) が沈殿
- ・黄鉄鉱沈殿時に粘土鉱物中の鉄が使われ、マグネシウムイオンを置換する形で間隙水中から除去
- ・粘土鉱物の生成やイオン交換によりカリウムが地下水から除去
- ・無機・有機炭素, 臭素, ヨウ素, ホウ素, アンモニウムイオン(栄養塩型元素)は、海水から生物活動により濃縮し、長期にわたる有機物の熟成により溶出

図 2.3-5 幌延地域における地球化学特性に関わる化学/地球化学プロセス (初期続成時の海水→化石海水化)

③ 生物学/生化学的プロセスとその状態

母岩及びその他の岩石単元に影響を与える生物学的・生物化学的プロセスとそれらの生物学的・生物化学的條件の時間変化に関するFEPである。条件の変化による影響、例えば、処分場の掘削・建設・長期存続による微生物数の変化による影響などを含む。

生物学/生化学的プロセスとその状態については、これまで主に東濃地域に分布する堆積岩を中心に調査研究が進められてきた。微生物は地下水の地球化学特性において、特に酸化還元状態について重要な役割を担うことが示されてきている (図 2.3-6: 岩月ほか, 2003²²⁾; 天野ほか, 2007¹⁹⁾)。また、幌延地域においても、酸化還元環境の形成や維持においての重要性が指摘されている (図 2.3-7: 日本原子力研究開発機構, 2011²³⁾)。また、花崗岩地域では、一般的に微生物の利用可能なエネルギー源が乏しく微生物の代謝活性は低いものの、深度 1,000m以深においても、供給されるエネルギー源に応じて微生物が活動していることが示されている (Fukuda et al., 2010²⁴⁾)。また、微生物は供給されるエネルギー源に応じて群集構造が変化するため、地下深部での物質循環の変化を示す指標としても有効である。

生物学/生化学的プロセスとその状態においては、その調査手法が確立されつつある段階であり、今後、微生物数や代謝様式の短期的、長期的な変化や定量的な評価が課題となる。

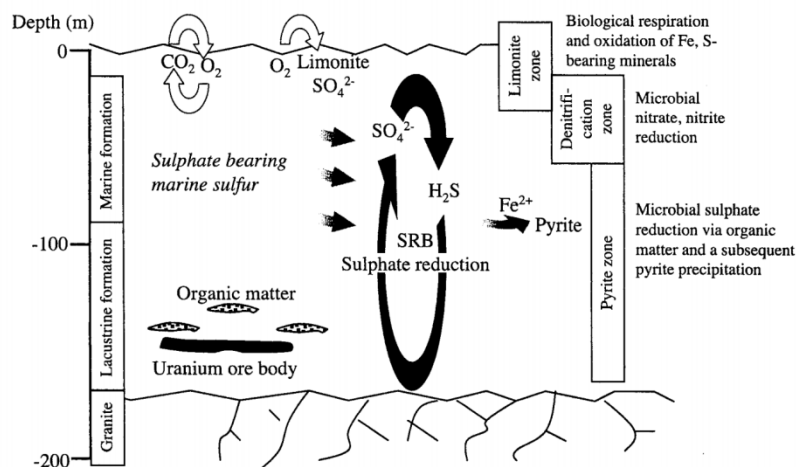


図 2.3-6 東濃地域における生物/生化学プロセス (岩月ほか, 2003²²⁾)

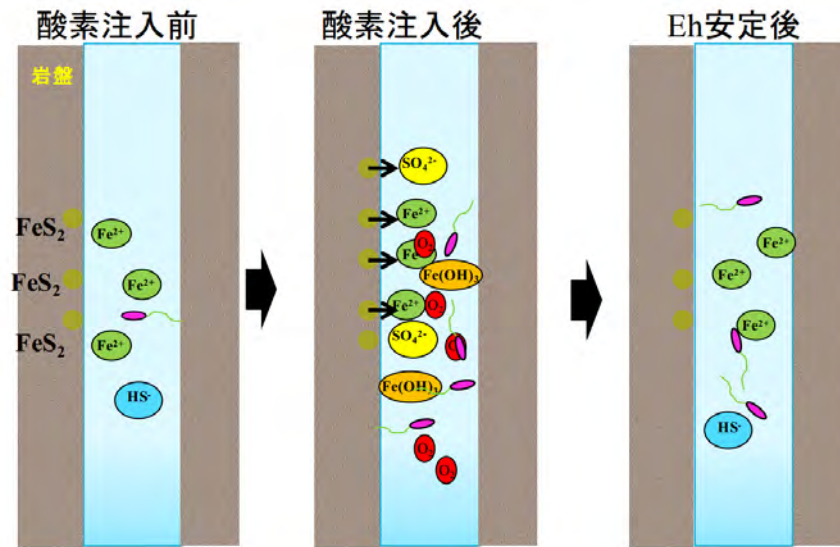


図 2.3-7 幌延地域における生物/生化学プロセス（日本原子力研究開発機構, 2011²³⁾）

④ ガスの起源とその影響

地圏内での天然ガスの起源と生成並びに地圏内で生成される天然ガスと施設内で生成するガスの流動やそれらの条件の時間変化の影響に関する FEP である。地圏でのガスの移動は、ガス生産速度、ガスの透過速度と溶解度、そして静水圧分布など、多くの要因により影響される。

東濃地域では、幌延地域と比較して低濃度であるが同様にメタンガスや炭酸ガスが検出される (Iwatsuki et. al., 2005¹²⁾)。これらのガスについては水圧に応じて深部ほど高濃度になるものの、その起源や移動経路については十分な知見が得られていない。

幌延地域では、メタンガス及び炭酸ガスが間隙水圧に応じて飽和した状態で存在している。メタンガスの起源は微生物による有機物熟成や溶存炭酸の還元作用により形成したと考えられている (舟木ほか, 2012²⁵⁾)。また、幌延地域は多くのガス徴が認められる地域であり、地殻変動に伴う背斜構造の形成や低透水層の形成に伴ってガスが移動・蓄積したと考えられる (Miyakawa et. al., 2013²⁶⁾)。しかし、これについて十分な知見は得られていない。そのため、ガスの起源とその影響については、処分システムに対する影響度も含め、今後の課題である。

(2) FEP の相関

(1) において抽出した、地球化学特性の長期変遷に関連する FEP を図 2.3-8 に整理した。FEP は地球化学特性の長期変遷に影響を与える要因として、外的要因と地質環境要因の二つに大別できる。外的要因については、「地質の変化に伴う水文学的/水文地質学的変化」が直接的に影響を与える FEP と考えられる。この「地質の変化に伴う水文学的/水文地質学的変化」に対しては、地球化学特性の長期変遷に関連する FEP として、「続成作用」、「熱水活動」及び「地震活動」が作用し、地球化学変動モデルに対して間接的に作用する FEP となる。他方、地質環境要因については、対象とする領域を「母岩」、「掘削で影響を受けるゾーン」及び「その他の地質ユニット」の三つに区分している。各領域では、「化学/地球化学プロセスとその状態」が直接的に影響する FEP となると考えられる。また、その下位には「水理学/水文地質学的プロセスとその状態」、「生物学/生化学的プロセスとその状態」及び「ガスの起源とその影響」が関与すると考えられる。

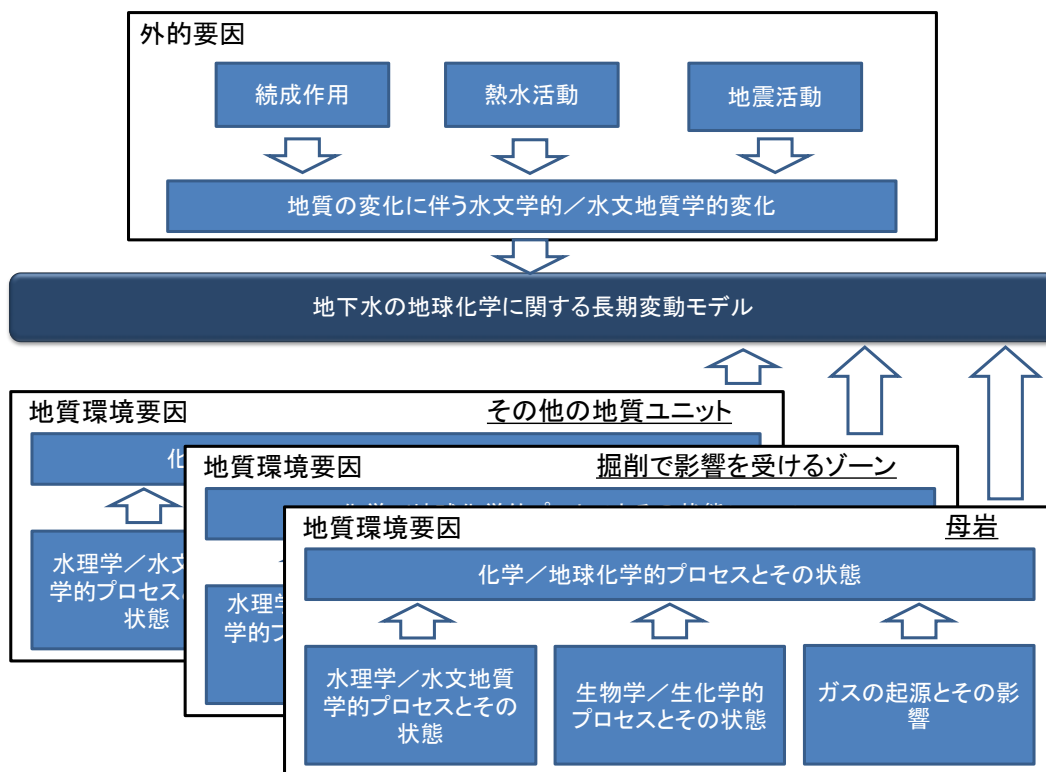


図 2.3-8 抽出した地球化学特性に関わる FEP の相関 (概要)

東濃地域、幌延地域における個々の諸現象と地球化学特性の関連については、時間断面ごとに図 2.3-9 及び図 2.3-10 のように整理することができる。これらによると、東濃地域と幌延地域では、地球化学特性（地下水化学・鉱物・微生物）に係る変化の時間スケールが異なることがわかる。

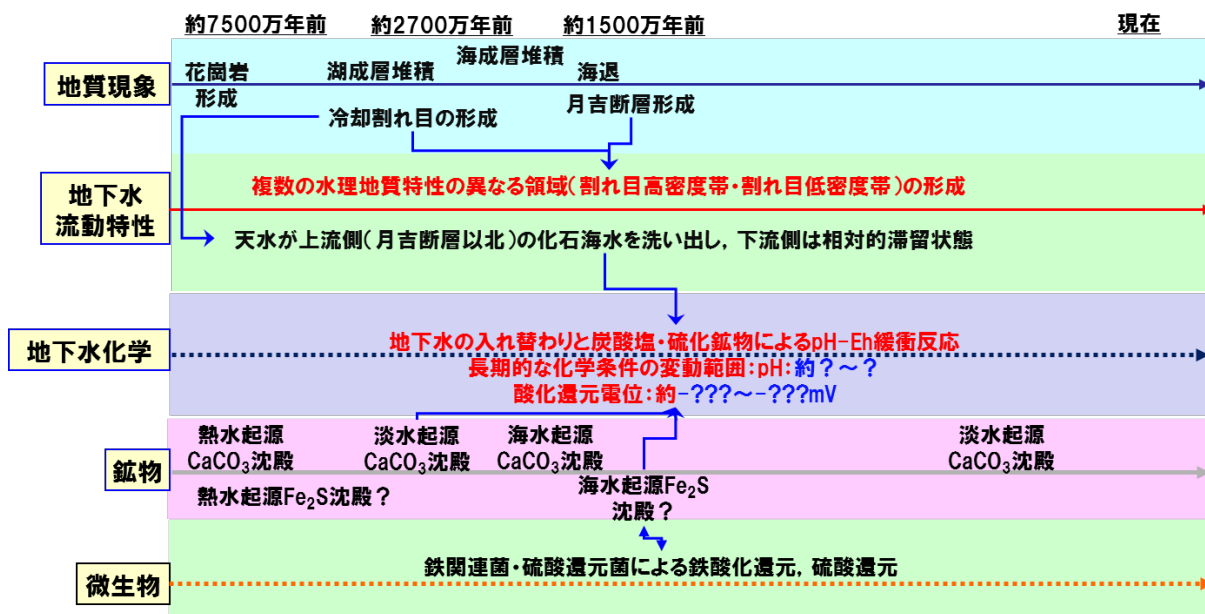


図 2.3-9 地球化学特性に関わる FEP の相関 (東濃地域)

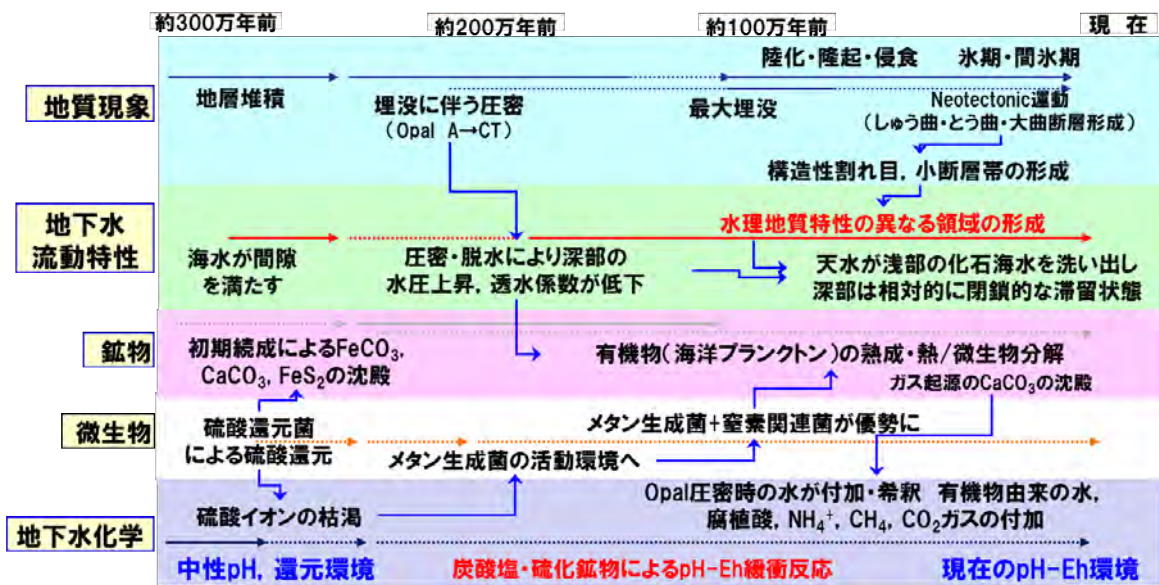


図 2.3-10 地球化学特性に関わる FEP の相関 (幌延地域)

2.3.4 まとめと今後の課題

東濃、幌延の両地域を対象に整理した地球化学特性の長期変遷に関連する FEP のうち、ガスや微生物に関する FEP などについての知見が十分でないことがわかった。それらの不確実性がどのように伝播するのかを確認するための基盤的な情報として利用することができる。

今後は、各 FEP における相対的な重要度の確認や、他分野で抽出されている FEP との相関性について詳細に検討する。また、検討の結果、重要度が高いものの十分な知見が得られていない FEP について、他地域の既往研究などを参照しつつ、信頼性の高い地球化学変動モデルを構築するための手法の検討を行う。

引用文献

- Galson, D.A., Swift, P.N. Anderson, D.R., Bennett, D.G., Crawford, M.B., Hicks, T.W., Wilmot, R.D. and Basabilvazo, G., Scenario development for the waste isolation pilot plant compliance certification application, *Reliability Engineering and System Safety*, vol.69, 2000, pp.129-149.
- OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste: An International Database, 2000, 88p.
- SKB, Project SAFE Scenario and System Analysis, SKB Report, 2001, R-01-13.
- Mazurek, M., Pearson, F. J., Volckaert, G. and Bock, H., *Features, Events and Processes Evaluation Catalogue for Argillaceous Media*, OECD/NEA, 2003, 376p.
- 岩月輝希, 湯口貴史, 大森一秋, 長谷川 隆, 宗本隆志, 瑞浪超深地層研究所における深度 500m までの地球化学調査および調査技術開発, 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2013-021, 2013, 63p.
- 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.
- 石井英一, 安江健一, 大平寛人, 古澤 明, 長谷川健, 中川光弘, 北海道北部, 大曲断層近傍の背斜成長の開始時期, 地質学雑誌, vol.114, 2008, pp.286-299.
- Amo, M., Suzuki, N., Shinoda, T., Ratnayake, N. P. and Takahashi, K., Diagenesis and distribution of steranes in Late Miocene to Pliocene marine siliceous rocks from Horonobe (Hokkaido, Japan), *Organic Geochemistry*, vol.38, 2007, pp.1132-1145.
- 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.
- 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.
- 11) 酒井隆太郎, 宗像雅広, 木村英雄, 地下水の地化学データに基づく地下水流動評価方法の検討－幌延地域の例－(受託研究), *JAEA-Research*, 2011-54, 2012, 19p.
 - 12) Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S. and Mizuno, T., Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU), *Applied Geochemistry*, vol.20, 2005, pp.2283-2302.
 - 13) 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.
 - 14) Onoe, H., Takeuchi, R., Saegusa, H., Daimaru, S. and Karino, T., Interpretation of Hydrogeological Characteristics based on Data from Long-Term Cross-Hole Pumping Test, *19th International Conference on Nuclear Engineering (ICONE-19), Proceedings of ICONE19*43560, 2011.
 - 15) 水野 崇, 青才大介, 新宮信也, 萩原大樹, 山本祐平, 福田朱里, 瑞浪超深地層研究所の建設に伴う地下水水質の変化, 日本原子力学会和文論文誌, vol.12, 2013, pp.89-102.
 - 16) 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(B9), 2011, pp.1-15.
 - 17) Mizuno, T., Milodowski, A.E. and Iwatsuki T., Evaluation of the Long-Term Evolution of the Groundwater System in the Mizunami Area, Japan, *ICEM2010*-40070, 2010, pp.193-201.
 - 18) Iwatsuki, T., Satake, H., Metcalf, R., Yoshida, H. and Hama, K., Isotopic and morphological features of fracture calcite from granitic rocks of the Tono area, Japan: a promising paleohydrogeological tool, *Applied Geochemistry*, vol.17, 2002, pp.1241-1257.
 - 19) 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.61-67.
 - 20) Yoshida, H., Metcalfe, R., Yamamoto, K., Murakami, Y., Hoshii, D. and Kanekiyo, A., Applied Geochemistry Redox front formation in an uplifting sedimentary rock sequence : An analogue for redox-controlling processes in the geosphere around deep geological repositories for radioactive waste, *Applied Geochemistry*, vol.23, 2008, pp.2364-2381.
 - 21) 天野由記, 南條 功, 村上裕晃, 藪内 聡, 横田秀晴, 佐々木祥人, 岩月輝希, 北海道幌延地域における深部地下水調査 -地上からの地球化学調査の妥当性評価と地下施設建設に伴う地球化学特性変化-, 地下水学会誌, vol.54, 2012, pp.207-228.
 - 22) 岩月輝希, 村上由記, 長沼 毅, 濱 克宏, ウラン鉱床の長期保存に関わる岩盤の酸化還元緩衝能力 -東濃地域における天然環境の水-鉱物-微生物システムの研究例-, 地球化学, vol.37, 2003, pp.71-82.
 - 23) 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(地層処分技術関連: 処分システム化学影響評価高度化開発) 報告書, 2011, 287p.
 - 24) Fukuda, A., Hagiwara, H., Ishimura, T. and Kouduka, M., Geomicrobiological properties of ultra-deep granitic groundwater from the Mizunami Underground Research Laboratory (MIU), central Japan, *Microbial Ecology*, vol.60, 2010, pp.214-225.
 - 25) 舟木泰智, 石山宏二, 加藤 進, 早稲田 周, 渡辺邦夫, 北海道北部、幌延地域に分布する新第三紀堆積岩中の炭化水素ガスの分子組成と炭素同位体組成, 地学雑誌, vol.121, 2012, pp.929-945.
 - 26) Miyakawa, K., Tokiwa, T. and Murakami, H., The origin of muddy sand sediments associated with mud volcanism in the Horonobe area of northern Hokkaido, Japan, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol.14, 2013, pp.4980-4988.

2.4 生活圏モデル

2.4.1 背景と目的

性能評価における生活圏評価では、人間の生活環境である地表環境^{注1)}における核種移行のプロセスとこれによる被ばくの形態（被ばく経路）についてモデルを構築して、人間が受ける放射線影響（例えば、放射線量）を評価している。時間スケールが超長期に及ぶ地層処分^{注2)}の生活圏評価において、現在から将来にわたる地表環境及び人間の生活様式の変遷を正確に予測して記述することは、困難であると同時に、「処分場の性能を人間が受ける放射線影響という指標で表現する」という生活圏評価の目的において合理的ではない。地表環境や人間の生活様式の変化の予測に伴って最終的な評価に生じる不確実性を回避するため、例えば、地層処分研究開発第2次取りまとめ（核燃料サイクル開発機構、1999¹⁾）（以下、「第2次とりまとめ」という）では、BIOMASS Methodology^{注2)}を適用し、現在の地表環境の状態と人間の生活様式が将来にわたっても継続することを仮定し、生活圏評価モデルを構築している。

その一方で、諸外国の一部の規制要件や指針では、将来の時間変化が考慮すべき事項として挙げられており、これらの国では、地質環境及び地表環境の時間変化を考慮した性能評価が実施されている（SKB, 2011²⁾; Posiva, 2013³⁾）。生活圏モデルでは、自然現象に起因する地表環境及び人間の生活様式の状態変化が、地表環境の構成要素やそこでの核種移行プロセス、被ばくの形態にどのような影響を与えるかを整理し、評価結果にどの程度の影響を与えるかを例示しておくことが、処分場の性能を示す上で重要となる。

これまでに、長期変遷を考慮した生活圏評価に影響を与え得る因子と解決策の抽出・分析を通じて、地表環境の時間変化及びこれに伴う人間活動や生活習慣の変化に関する不確実性への対処における現状と課題を整理し、評価結果に影響を与え得る因子（評価上の問題点や誤り）と解決策の抽出（全般的な項目に対する整理）を行うとともに、仮想的な環境変遷条件（例えば、気候変動や地形変化に伴う地表環境の変遷）を用いた生活圏評価の試行に基づく上記影響因子と解決策の生活圏評価への適用方法の具体化を実施した（日本原子力研究開発機構、2013⁴⁾）。図 2.4-1 及び図 2.4-2 に長期変遷を考慮した生活圏モデル構築のための知識利用に関する概念と、長期変遷について記述すべき事象とアプローチの組合せ例を示す。

地表環境における核種移行／被ばく経路の時間変化に関しては、地史などの情報やモダンアナログの考え方を適用し、地表環境の状態と整合のとれた設定を前提としたうえで、適度に保守的な設定を心がけることにより、性能評価の目的と整合性を有する結果を効率的に得られることが期待される。そこで、実際の環境における地史などの情報に基づき、時間変化を考慮した生活圏モデルを構築するための出発点として重要となる、地表環境の状態設定手法を具体的に提示することを目指し、2.4.2 に示すアプローチに基づく検討を実施することとした。

注 1) 地層処分の観点から見た地下の環境である「地質環境（岩盤やそこに含まれる地下水からなる）」の上部に広がる、人間が生活の範囲においてアクセス可能な環境を「地表環境」と定義する。地表環境で営まれる人間の生活様式を含めて「生活圏」と呼ぶが、これは第 2 次取りまとめ（核燃料サイクル開発機構、1999¹⁾）における「生物圏」と同義である。

注 2) 地表環境や人間の生活様式の予測に対する不確実性をできるかぎり排除するために「様式化」された生活圏評価モデルを構築することが有効な手段であるとの考え方にに基づき IAEA の国際共同研究 BIOMASS プロジェクトにより提唱された、生活圏評価モデルを構築するための体系的アプローチ（IAEA, 2003⁵⁾）。

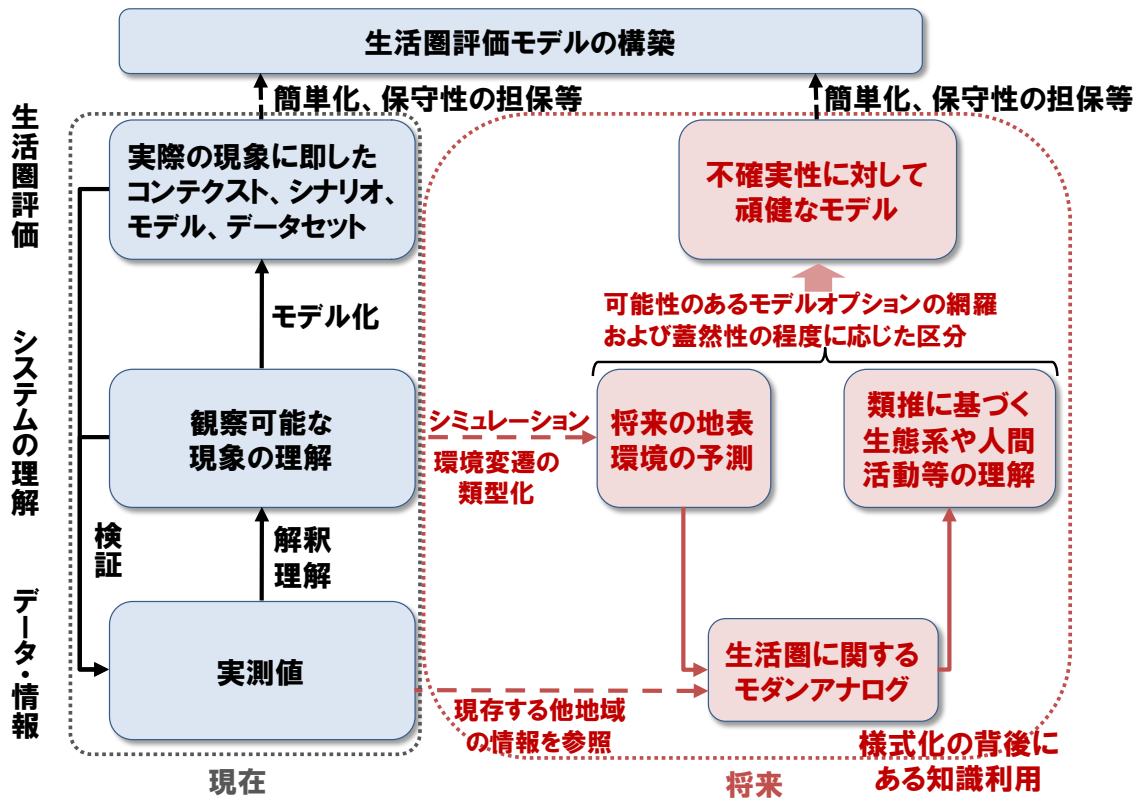


図 2.4-1 長期変遷を考慮した生活圏評価における知識利用の概念
(日本原子力研究開発機構, 2013⁴⁾)

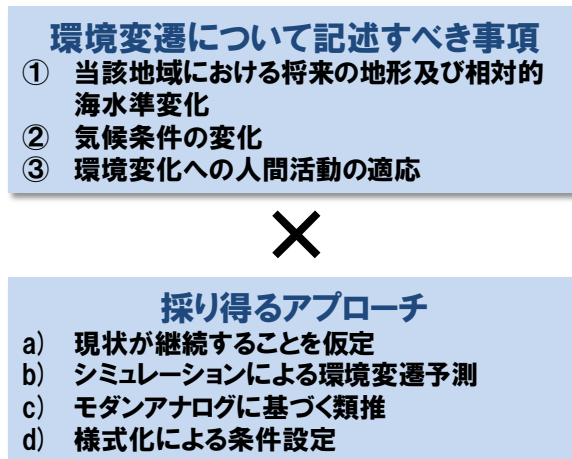


図 2.4-2 各環境変遷に関するモデル構築のための知識利用における事象とアプローチの組合せ例
(日本原子力研究開発機構, 2013⁴⁾)

2.4.2 アプローチ

将来の時間変化を考慮した生活圏モデルの構築にあたっては、まず、長期変動現象に伴う地形、気温、水収支などの変化が生活圏での核種移行に影響を与える要因を抽出し、適切な生活圏の状態と変化を設定する上で留意すべき点を整理するとともに、長期変動現象を連続的に取り扱うことで、生活圏での核種移行に与える影響の上下限を把握するための手法を整備する必要がある。

そこで、以下の方法により、実際の地表環境・地質環境を対象として得られている地史などの情報を利用し、連続的な現象の変化に伴う地表環境の変遷を生活圏モデル構築に反映するための方法論を構築することとした。

- ・ 地形変化などを考慮した地表環境の変遷に関する記述方法の提示（生活圏への核種流入域や移行経路に影響を与える因子の抽出など）
- ・ 実際の地表環境・地質環境を対象として得られた地史などの情報を用いた、地表環境の変遷を考慮した生活圏の状態設定方法の提示
- ・ 上記の成果を反映した、生活圏モデル構築のための新たな作業フローの構築（既往研究の成果である、時間変化を考慮しない作業フローの改良をベースとする）
- ・ 上記生活圏モデルに対応し、かつ最新の知見やデータを反映した生活圏評価パラメータの設定に向けた汎用的なデータベースの整備

このうち、平成25年度は、諸外国の評価事例などに基づき、時間変化を考慮した生活圏評価（シナリオやモデル構築、パラメータ設定、影響解析）に必要となる事項について、以下の調査・整理を実施した。

2.4.3 実施結果

(1) 国際生活圏 FEP リストなどを用いた着目すべき事象及びプロセスの整理

IAEAの国際共同研究BIOMASS IIでは、国際生活圏FEPリストが整理されている（BIOMOVS II, 1996⁶⁾）。このFEPリストは内陸部のみを対象としているため、第2次取りまとめでは、河川や河口/沿岸域に関するFEPを新たに追加した。両FEPリストに記載されている事象及びプロセスは、OECD/NEAのFEPリスト（OECD/NEA, 2000⁷⁾）と基本的に相違はなく、下記の観点に基づき挙げられたものである。

- ・ 自然の事象及びプロセス（環境変動、核種移行、核種濃度に影響するプロセス、核種の代謝）
- ・ 人間活動に関わる事象及びプロセス（人間活動による化学的变化、人間活動による物理的变化、人間活動による物質のリサイクルと混合、人間活動を媒介とした核種移行）
- ・ 人間の被ばくに関わる事象及びプロセス（人間活動、外部被ばくプロセス、内部被ばくプロセス）

これらのうち、自然の事象及びプロセスに関して述べられているFEPについて、着目すべき事象及びプロセスを整理した。

BIOMOVS II国際生活圏FEPリスト（BIOMOVS II, 1996⁶⁾）では、自然の事象及びプロセスに関連して、環境変動、核種移行、核種濃度に影響するプロセス、核種の代謝に係る事象及びプロセスが挙げられている。これらのうち、環境変動の項には、短期間あるいは長期間の生活圏の特性の変化を引き起こす自然のプロセスとして、季節変化、化学変化（微生物や植物によって引き起こされる変化）、物理的变化（土壌の転換、侵食）、気候変動による変化が挙げられている。また、核種移行、核種濃度に影響するプロセス、核種の代謝の各項には、環境変動の項で挙げられたプロセスの影響を受ける可能性がある気相・液相・固相による移行プロセス（大気中での気体及び揮発物質の移行、地表水による移行、地すべりによる移行など）や、化学反応・生物の代謝による移行プロセスが網羅的にリストアップされている。

これらの事象及びプロセスの組合せにより、地質・地形、気候などの変化に伴う地表環境での自然の事象及びプロセスの変化を生活圏モデルにおいて表現する際には、評価条件や生活圏の状

態設定をもとに、システムとしての生活圏の特徴を表現するための相互作用マトリクスを、FEPリストとは別に作成し、考慮すべきプロセスを特定する（核燃料サイクル開発機構、1999¹⁾）。相互作用マトリクスでは、生活圏の主要な構成要素（土壌や表層水、海洋など）を対角線上に置き、構成要素間の相互作用を非対角線要素として配置する。FEPリスト及び相互作用マトリクスを用いることにより、設定された評価条件及び生活圏の状態に適合する事象及びプロセスが抽出されるとともに、安全評価上重要となる構成要素と事象・プロセスの抽出過程を記録することが可能となる。

(2) 環境変遷を考慮するにあたって留意すべき事項の調査

実際の環境における地史の情報などに基づき得られる地形や海水準変化、気候条件の変化に関して、時間変化を考慮した生活圏モデルにおいて表現すべき事項を整理するために、既往の検討などでの地表環境の状態変化に関する取り扱いを調査した。

スウェーデン核燃料・廃棄物管理会社（以下、「SKB」という）が作成したSR-Siteプロジェクト報告書（SKB, 2011²⁾）では、規制要件に基づき、環境変遷を考慮した安全評価を実施している。報告書では、将来の処分場サイトにおいて最も被ばくするグループの代表的個人が受ける放射線量を算出するために必要な、サイト特性変化に関する将来予測、サイト特性の変化に伴い変化すると考えられる処分場から地表環境への核種放出域、地表環境での核種移行のモデル化において重要となる地表環境の特性とプロセスを特定するための方法論が説明されている。ここで評価上考慮するとされた外部因子（自然現象）は気候変動とそれに伴う海水準変動であり、地質学的プロセス（プレートテクトニクスによる移動）については、評価期間（百万年）では考慮しないこととされている。気候変動は、現時点で起こっている海岸線の変化のように、数十年から十万年までの時間枠で処分場に影響を与える最も重要な外部因子であり、地表環境で生じる長期的プロセスのほとんどは気候変動の影響を受ける。SR-Siteの評価では、レファレンス氷期サイクル（最終氷期とそれに続く温暖期との繰り返しからなる12万年のサイクル）と地球温暖化（評価期間の最初の12万年間が地球温暖化の影響を受けることにより、温暖期が5万年延長）の2ケースを想定し、生活圏の特性とそこでの物質移行プロセスを考慮した地形モデル(Landscape model)を構築している。空間的な広がり（分布）だけではなく、時間的な広がり（変化）に対しても生活圏の特性とそこでの物質移行プロセスの変化を加味することによって、地形モデルを構築することが可能である。地表環境の変遷を考慮した地形モデルの構築にあたっては、(1)で述べた相互作用マトリクスを用いて、15の環境構成要素と51の事象・プロセス（うち34の事象・プロセスを定量評価において重要と定義）が抽出されている（SKB, 2010³⁾）。また、ひとつの地形モデルが構築される地表環境の領域（処分場から地下水により地表環境に到達した核種を受容し得る領域）を「オブジェクト」と定義し、地形の変化に関する理解に基づき、オブジェクト自体の変化についても議論している。例えば、間氷期では、海洋、海水から淡水への過渡期、湖沼、陸域の四つの段階を経ると予測されている。

一方、フィンランドPosiva社が作成した2012年報告書（Posiva, 2013³⁾）（以下、「TURVA2012報告書」という）においても、SR-Siteの評価と同様、規制要件に基づき環境変遷を考慮した安全評価を実施している。TURVA2012報告書では、地域レベルの海水準変動を考慮しており、これらを考慮した下記のステップに基づく評価を実施している。

- ・ ニアフィールドへの核種放出と移行のモデル化
- ・ 地表環境への核種移行のモデル化
- ・ 生活圏における核種移行のモデル化と線量評価

評価上考慮されている自然現象は、気候変動と氷床の後退に伴う土地の隆起（氷河による加重がなくなることによる）であり、過去の状態の変化を追うことにより、将来（評価期間は10,000年以上）の状態を予測している。評価シナリオのうち、擾乱シナリオ（Disturbance scenario）においては、処分場システムが気候変動による影響を受けることを想定しており、最初の1,000年間温暖な気候状態が維持された後、今後百万年間で8回の氷期・間氷期サイクルが起こることを仮定している。将来の気候変動を考慮する場合には、SR-Siteの評価と同様、気温や降水量デ

ータに基づく表層環境及び深部地下での水理の変化を記述するとともに、永久凍土が発生する時期や氷床が継続する期間、海水準変動とそれに伴う土地利用の変化に着目し、過去の変化に基づく将来予測を実施している。

(3) 生活圏モデル構築のための地表環境の状態設定における留意点の整理

(2) で整理された結果を用いて、時間変化を考慮した生活圏モデル構築における地表環境の状態設定の留意点を整理した。整理にあたっては、IAEA BIOMASSプロジェクトにおいて提唱された生活圏評価モデルの構築アプローチなどと照らし合わせつつ、実際の地表環境の状態設定において、地史の情報などをどのように活用するかについて検討した。

時間変化を考慮した生活圏モデル構築に関連し、以下のa～gの観点に着目して(2)で整理された調査結果を整理した。整理の結果を表 2.4-1に示す。

- a. 考慮している天然現象
- b. 考慮の対象とした期間や事象が発生する時期の設定
- c. 考慮した天然現象及びそれに伴い発生する事象（例えば、陸化、海化などの地形変化）の変化の取り扱い方法（連続的か離散的か）
- d. （変化を連続的に取り扱っている場合）連続的な地表環境の状態変遷の記述方法
- e. （変化を離散的に取り扱っている場合）生活圏評価において考慮すべき現象の抽出方法
- f. 生活圏への核種流入域や移行経路に影響を与える因子の整理
- g. 地史情報の活用方法

表 2.4-1 生活圏モデル構築のための地表環境の状態設定における留意点の整理 (1/2)

	SR-Site	TURVA 2012
考慮している天然現象	気候変動及びそれに伴う海水準変動	気候変動及びそれに伴う海水準変動、隆起・沈降
考慮の対象とした期間や事象が発生する時期の設定	<ul style="list-style-type: none"> ・ 百万年（規制要件に基づく期間。ただし、閉鎖後最初の1,000年については詳細なリスク分析を、約十万年以上の期間については定量的なリスク分析を行うことが要件として示されている。） ・ レファレンス氷期サイクル（reference glacial cycle）のケースでは、気候変動予測に伴う、氷床の発達・変化（体積、重さ、広がり）と永久凍土層の発達・変化（深度、広がり）、海水準変動による冠水状態の変化に着目し、最初のサイクル（12万年）の間で氷期、周氷河期（periglacial）、温暖期、冠水状態（submerged conditions）の期間が周期的に訪れると設定 ・ 地球温暖化ケースでは、二酸化炭素濃度の変動による気温変動をもとに、氷床、海岸線、海水準、永久凍土層の変化の予測を行い、最初の5万年は温暖期が継続し、その後、レファレンス氷期サイクルが開始すると設定 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 放射線被ばくについて十分な信頼性をもって評価可能な期間であって、最低でも数千年間の幅とすべきとしており、一万年以上を評価期間として設定 ・ 気候変動に関するシナリオに関しては、最初の1,000年間は現在と同様の温暖気候が継続することを想定、12万年後までは大気中の二酸化炭素濃度の変化に関する二つのケース（産業活動による二酸化炭素濃度の増減を考慮）を考慮、百万年後までは氷期・間氷期サイクルが継続することを想定
考慮した天然現象及びそれに伴い発生する事象（例えば、陸化、海化などの地形変化）の変化の取り扱い方法（連続的か離散的か）	四つの気候状態（氷期、周氷河期、温暖期、冠水期）について、離散的な取り扱い	気候変動に関して、離散的な取り扱い
（変化を連続的に取り扱っている場合）連続的な地表環境の状態変遷の記述方法	該当なし	該当なし

表 2.4-1 生活圏モデル構築のための地表環境の状態設定における留意点の整理 (2/2)

	SR-Site	TURVA 2012
(変化を離散的に取り扱っている場合) 生活圏評価において考慮すべき現象の抽出方法	<p>地表環境の状態設定に影響を与える下記の現象の変化について、着目すべき事象をそれぞれ記述</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 氷床動態：地温、地下水流、地下水圧、岩圧、地下水組成 ・ 氷床水理：地下水流、地下水圧 ・ 地殻均衡調整と海水準：岩圧、地下水圧 ・ 永久凍土：温度、地下水、地下水圧、地下水組成、岩圧、破碎形状 	<p>処分場サイトにおける地表環境の現在の状態と、過去の変遷の主な特性を環境モニタリングや既往研究から特定</p>
生活圏への核種流入域や移行経路に影響を与える因子の整理	<p>相互作用マトリクスを用いて、重要な事象・プロセスを下記のとおり選定</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 生物学的プロセス：生物擾乱、消費、死亡、分解、排出、食物供給、成長、生息地での供給、粒子放出／捕獲、一次生産、刺激／阻害、吸収 ・ 人間活動に関するプロセス：人為放出、種の導入／絶滅、水の利用 ・ 化学・力学・物理プロセス：元素供給、相転移、物理成分の変化、吸着／沈着、風圧 ・ 移行プロセス：対流、堆積、輸送、再配置、再懸濁 ・ 熱放射プロセス：崩壊、照射、熱貯蓄、光関連プロセス、核種放出 ・ 地形変化プロセス：表層岩石の配置変化、海水準変動、陸化 	<p>相互作用マトリクスを用いて、各生態系における重要因子を下記のとおり特定</p> <ul style="list-style-type: none"> ・ 水域環境 (典型的な湖環境を想定)：一次生産者 (プランクトン) の分解による堆積物への沈着、湖の堆積化、食物連鎖など ・ 沼地・森林環境：土壌及び大気から植物への移行、リター (落葉) 及び土壌の沈着と分解、生物擾乱、食物連鎖
地史情報の活用方法	<p>過去の記録、ナチュラルアナログあるいは観測結果の利用により、層序、地形、排水速度、水圧、海水準、風化／侵食／堆積過程などに関する情報を取得、これらをもとに現在の状態に関するモデル化を行い、将来予測を実施</p>	<p>地形の連続性のパターンを把握するために利用。これらの情報は、地形・生態系変化モデルを作成するために利用される。</p>

2.4.4 まとめと今後の課題

諸外国における既往の検討例を参考に、将来の時間変化を考慮した生活圏モデルの構築にあたって重要となる、長期変動現象に伴う地形、気温、水収支などの変化が生活圏での核種移行に影響を与える要因を抽出するとともに、適切な生活圏の状態と変化を設定する上で留意すべき点を整理した。

なお、本調査は諸外国での検討例に基づくものであり、わが国において考慮すべき地質環境や天然現象が必ずしも含まれていないことに留意する必要がある。したがって、これらの事例における基本的なアプローチを参照し、実際の環境変遷に関する情報を用いて、わが国において考慮

すべき事象及びプロセスを抽出するとともに、地質環境・地質環境の状態設定を試行することが必要である。

今後は、上記の整理の結果を活用し、実際の環境における地史などの情報に基づき、時間変化を考慮した生活圏モデル構築に資する地表環境の状態設定の試行を実施した上で、留意点の見直しやさらなる課題の抽出を実施する予定である。

引用文献

- 1) 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3 地層処分システムの安全評価, JNC TN1400 99-023, 1999, 511p.
- 2) SKB, Long-term safety for the final repository for spent nuclear fuel at Forsmark, Main report of the SR-Site project Volume III, SKB Technical Report, TR-11-01, 2011, 340p.
- 3) Posiva, Safety Case for the Disposal of Spent Nuclear Fuel at Olkiluoto - Biosphere Assessment 2012, POSIVA 2012-10, 2013, 259p.
- 4) 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 高レベル放射性廃棄物処分関連 先進的地層処分概念・性能評価技術高度化開発6カ年とりまとめ報告書, 2013, 209p.
- 5) IAEA, Reference Biospheres” for solid radioactive waste disposal, Report of BIOMASS Theme 1 of the BIOSphere Modelling and ASSESSment (BIOMASS) Programme, Part of the IAEA Co-ordinated Research Project on Biosphere Modelling and Assessment (BIOMASS), IAEA-BIOMASS-6, 2003, 560p.
- 6) 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.
- 7) OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 2000, 88p.
- 8) SKB, Biosphere Analysis for the Safety Assessment SR-Site – Synthesis and Summary of results, SKB Technical Report, TR-10-09, 2010, 170p.

2.5 統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価

2.5.1 背景と目的

従来の地質環境モデルは、地質や水理、地球化学など、個別の分野ごとに構築されてきた。しかし、これらは相互に関連しており、例えば、地下水流動の駆動力である動水勾配は、地形の変化に伴い変化する。また、地球化学モデルは、基本的には水-岩石（鉱物）-微生物の相互作用と考えることができる（例えば、岩月ほか, 2003¹⁾; 村上ほか, 2003²⁾; 笹尾ほか, 2006³⁾; 岩月ほか, 2009⁴⁾; Amano et al., 2012⁵⁾）ことから、地質、水理、地球化学の各現象は相互に関連している。このため、地質環境をよりよく理解するためには、従来の分野ごとの個別モデルを統合したモデルの構築が必要である。

また、生活圏モデルについては、人類が生活に必要な水を確保する範囲を生活圏と考えると、基本的には地表環境と読み替えることができ、さらに長期の時間変遷を考慮すると、地表環境は地形や地質（風化による土壌の発達、気候変動など）、地下水流動によって変化する。

そこで、本事業では、これら個別モデルを統合した数値モデルの構築を目標とする。その上で、室内試験、原位置試験によって得られた地下水や亀裂充填鉱物などの地球化学的性状や放射年代値などのデータによってモデルの信頼性を検討するとともに、データ取得からモデル化に至る一連のアプローチに内在する不確実性を定量化する手法を開発する。

2.5.2 アプローチ

統合数値モデルの対象領域としては、基本的には地下水流動の涵養域から流出域が考えられるが、長期の時間変化を考慮する場合には、流出域と涵養域が大きく変化する可能性がある（尾上ほか, 2009⁶⁾）。このため、モデル化対象領域の設定についても検討を行った。

また、統合数値モデルは個別モデルを統合したものであるため、まずは個別モデルを構築し、その後、統合していくことが考えられる。しかし、個別モデルを統合するにあたって、例えば、個別モデルの時間分解能が異なるなどの問題点が考えられるため、本年度は分野ごとの時間分解能について検討を行った。

2.5.3 実施結果

(1) モデル化対象領域の検討

統合数値モデルの研究事例として東濃地域においては、瑞浪超深地層研究所周辺の地下水流動特性に大きな影響を及ぼす可能性が考えられる長期的な地形・地質の変化に着目し、こうした変化が地下水流動特性に及ぼす影響が概括的に評価されている（尾上ほか, 2009⁶⁾）。この研究では、瑞浪超深地層研究所を含む木曾山脈から濃尾平野に至る領域を対象に、主要な山地の隆起開始時期や隆起速度などの時代変遷を考慮して、150 万年前から現在までの期間における概略的な古地形分布を推定した上で、推定した地形に基づいて地下水流動解析が実施された。その結果、瑞浪超深地層研究所の周辺では、地形変化に伴ってダルシー流速は変化するものの、地下水流動の涵養域と流出域の多くは変わらないことが示されている（図 2.5-1）。この結果からは、東濃地域については、百万年オーダーでの変動についてのモデル化対象領域として、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。

幌延地域については、沿岸部に位置していることから、海水準変動に伴って海岸線が変化するとともに（図 2.5-2）、地下水の流出域も変化する（新里・安江, 2005⁷⁾; Niizato et al., 2009a⁸⁾, b⁹⁾）。このため、幌延地域については、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となる。そのため、百万年オーダーでの変動と十万年オーダーでの変動のモデル化対象領域のスケールが異なるものと考えられる。

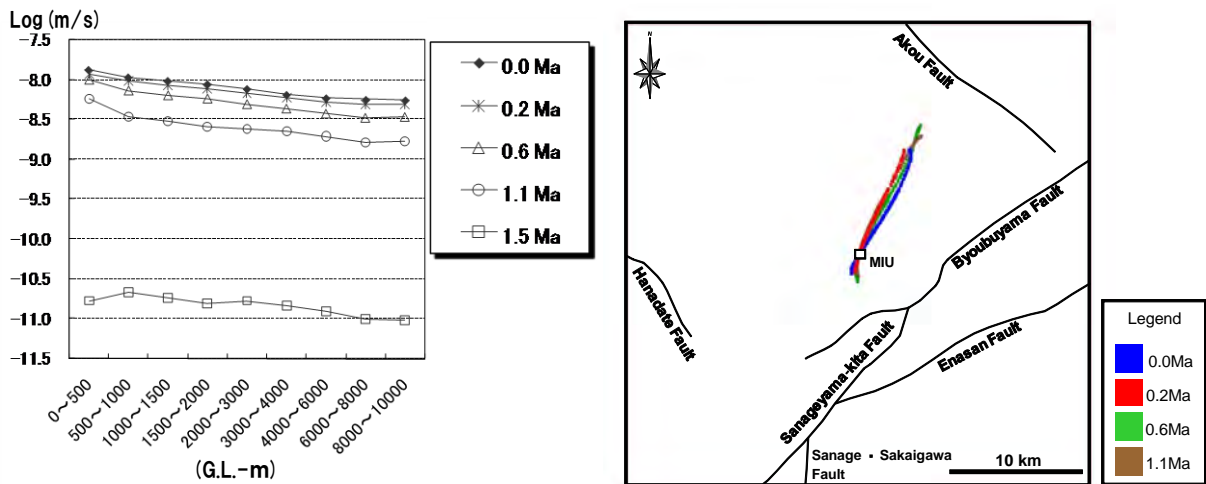


図 2.5-1 長期的な地形変化を考慮した地下水流動解析による瑞浪超深地層研究所周辺のダルシー流速の変化（左）及び研究所の深度 1,000 m を通過する地下水の移行経路（右）（尾上ほか, 2009⁶⁾）

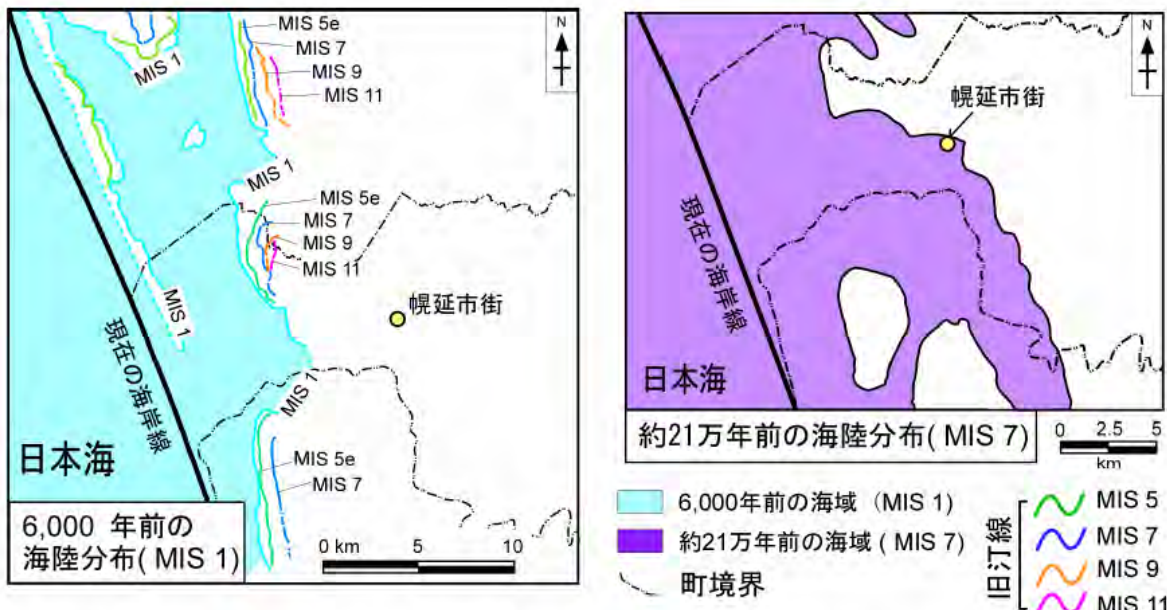


図 2.5-2 海成段丘の分布に基づき推定した汀線位置の変遷（核燃料サイクル開発機構, 2005¹⁰⁾）

(2) 統合モデルの時間分解能の検討

上記した地形・地質、水理及び地球化学の個別モデルで考えられる時間分解能を表 2.5-1 にまとめた。

個別モデルに取り込まれる情報は、千年オーダーから千万年オーダーまでの様々な時間分解能を有すると考えられる。本事業では、過去百万年程度を対象としているものの、例えば、花崗岩中の割れ目や断層は百万年を越すオーダーで発生した事象であるものの地下水の移行経路であるため、その変遷を把握する必要がある。したがって、本事業では、百万年オーダーまでの情報の取得に重点を置きつつ、それを越すオーダーの情報についても背景情報として取得し、必要に応じてモデルに取り込んでいくことも重要と考えられる。

表 2.5-1 地形・地質、水理、地球化学の各モデルに必要な情報の時間分解能のまとめ

時間分解能	地形・地質	水理	地球化学
千年	気候変動 隆起・侵食(段丘も侵食されている) 沖積層の堆積	地下水流動 (定量的)	
万年	気候変動 隆起・侵食 段丘の形成	地下水流動 (定量的)	海進・海退
十万年	気候変動 隆起・侵食 テクトニクス 段丘の形成 堆積層の形成	地下水流動 (定量的)	海進・海退
百万年	隆起・侵食 地質構造 テクトニクス	地下水流動 (定性的?)	海進・海退 塩水の洗い出し?
千万年	隆起・侵食 地質構造 テクトニクス 堆積層の形成 花崗岩の形成 花崗岩の露出 花崗岩中の断層・割れ目の形成発達	地下水流動 (定性的なシナリオ)	

(3) 統合モデルを用いた将来予測及び不確実性の検討

将来の地下水理の予測については、地形発達シミュレーション(野上, 2005¹¹⁾)のように拡散現象を数式化し、数値解析によって将来の地形を予測するといった試みも最近ではなされている(草野ほか, 2011¹²⁾)。このように将来の地質や透水性、気候などを演繹的なアプローチによって予測し、それをベースに地下水流動解析を行うことも考えられるが、それぞれの予測には個別に不確かさを伴うことから、全体としての予測の信頼性を定量化することは難しい。むしろ、過去から現在まで地下水理の変動方向と速度に着目し、それを外挿するといった帰納的なアプローチの方がそれぞれの不確実性を包含することから、地層処分のようにシステムとしての影響の観点から長期的かつトータルに安全性を評価する場合には扱いやすい。

図 2.5-3 には、上記に示した瑞浪超深地層研究所周辺の地下 1,000 m 付近でのダルシー流速をそれぞれの時間断面でプロットしたものであり、過去 150 万年間の地下水理の時間変化を大局的に示したものである。ここで、最近数十万年間の変動傾向をそのまま外挿してみるとケース 1 のように将来十年程度、さらには百万年程度まで外挿してもダルシー流速には大きな変化が認められない。しかしながら、より長期の時間スケールでの予測を考えた場合、解析領域で 1.1 Ma 頃に始まったような山地や平野の形成といったイベントが生じる可能性も想定できる。地層処分の安全性の検討に際しては、このような稀頻度なシナリオを想定した保守的な評価も併せて行うことが重要となる(原子力安全委員会, 2004¹³⁾)。現在のテクトニクスに転換が生じて隆起速度が大きくなり、山地や平野の形成のようなイベントが現時点で発生したシナリオを考えると、ケース 2 のようにダルシー流速も急激に大きくなることが想定される(しかしながら、山地が動的平衡(隆起と侵食が釣り合った状態)に達すればその変化も小さくなっていく)。この場合、ケース 1 とケース 2 の外挿値の幅がシナリオによる総体的な不確実性の一つと捉えることができる。このような不確実性の大きさは当然のことながら、予測する時間スケールによっても異なっていくと考えられる。実際に、図 2.5-3 から将来十万年程度と百万年程度ではダルシー流速に換算して 2 オーダ程度の幅を見込む必要があることがわかる。

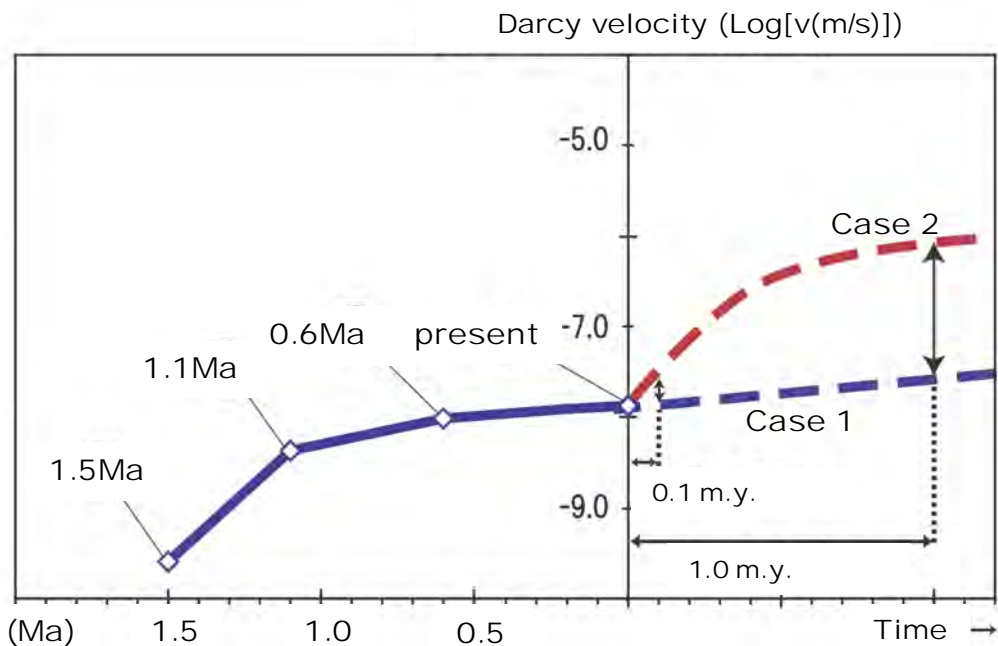


図 2.5-3 地形変化に伴う瑞浪超深地層研究所の地下 1,000 m におけるダルシー流速の変化

2.5.4 まとめと今後の課題

本年度は個別モデルを統合するための課題について、特にモデル化対象領域と個別モデルの時間分解能について検討した。その結果、モデル化対象領域については、東濃地域では地形変化を考慮した概括的な地下水流動解析に基づく、地形が変化しても地下水流動の涵養域と流出域は大きくは変化しないことから、現在の地下水流動における涵養域と流出域を含む領域設定が考えられた。幌延地域では、海水準変動の影響を受けることから、海退時の海岸線を含む領域を考慮することが重要となる。

個別モデルに取り込まれる情報の時間分解能については、それらの整理の結果、千年オーダーから千万年オーダーまでの様々な時間分解能を有すると考えられた。本事業では、過去百万年程度を対象としているものの、例えば、花崗岩中の割れ目や断層は、地下水の移行経路であり、その変遷を把握する必要がある。したがって、本事業では、百万年オーダーまでの情報の取得に重点を置きつつ、それを超すオーダーの情報についても背景情報として取得し、必要に応じてモデルに取り込んでいくことが重要であると考えられる。

今後の課題として、各分野について時間軸を入れた FEP を精緻化するとともに、時間スケールに応じたモデル化の対象領域や個別モデルの最適な統合方法を検討することが重要となる。

引用文献

- 1) 岩月輝希, 村上由記, 長沼 毅, 濱 克宏, ウラン鉱床の長期保存に関わる岩盤の酸化還元緩衝能力ー東濃地域における天然環境の水-鉱物-微生物システムの研究例ー, 地球化学, vol.37, 2003, pp.71-82.
- 2) 村上由記, 岩月輝希, 長沼 毅, 東濃地域における地下水化学と地下微生物の相互作用, 地学雑誌, vol.112, 2003, pp.277-287.
- 3) 笹尾英嗣, 岩月輝希, 天野由記, 東濃ウラン鉱床でのナチュラルアナログ研究からみた古水理地質研究の役割, 資源地質, vol.56, 2006, pp.125-132.
- 4) 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.700-736.
- 5) Amano, Y., Sasao, E., Niizato, T. and Iwatsuki, T., Redox Buffer Capacity in Water-Rock-Microbe Interaction Systems in Subsurface Environments, *Geomicrobiology Journal*, vol.29, 2012, pp.628-639.
- 6) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, 2009, pp.40-53.
- 7) 新里忠史, 安江健一, 2005, 幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究ー長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮ー, 原子力バックエンド研究, vol.11, 2005, pp.125-137.
- 8) Niizato, T., Yasue, K., Kurikami, H., Kawamura, M. and Ohi, T., Synthesizing geoscientific data into a site model for performance assessment: A study on the long-term evolution of the geological environment in and around the Horonobe URL, Hokkaido, northern Japan, Approaches and Challenges for the Use of Geological Information in the Safety Case for Deep Disposal of Radioactive Waste, OECD/NEA, 2009a, pp.222-234.
- 9) Niizato, T., Yasue, K. and Kurikami, H., Impacts of natural events and processes on groundwater flow conditions: A case study in the the Horonobe URL, Hokkaido, northern Japan, Stability and buffering capacity of the geosphere for long-term isolation of radioactive waste: Application to crystalline rock, OECD/NEA, 2009b, pp.269-275.
- 10) 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ー平成 17 年取りまとめー分冊 1 深地層の科学的研究, JNC TN1400 2005-014, 2005, 415p.
- 11) 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.
- 12) 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.
- 13) 原子力安全委員会, 放射性廃棄物処分の安全規制における共通的な重要事項について, 原子力安全委員会, 2004, 42p.

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

自然現象に伴う地質環境の予測・評価は、過去の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。これまでは、地質環境の長期的な変遷の要因となる自然現象の将来予測期間を十万年程度と想定し、技術的な検討が進められてきている（原子力発電環境整備機構、2011¹⁾）。さらに、最近の重要な技術課題としては、安全評価に関する動向も踏まえ、十万年を超える超長期評価の可能性や不確実性に関する科学的な立場からの検討が求められている（原子力発電環境整備機構、2010²⁾）。

一般に、日本列島では過去十万年程度の編年に必要となる地形学的情報（沿岸域では海成段丘、内陸では河成段丘）が多く地域で得られることから、それら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持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、2013³⁾）。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、2009⁴⁾；草野ほか、2011⁵⁾）。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, 1978⁶⁾）。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、現在の山地の発達段階や動的平衡状態を把握しておくことは、将来の地質環境の予測・評価を行う際には重要な情報となる。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形成プロセスを明らかにすることが重要となる。その解明手法には、山地側（削剥域）の試料を用いて推定する手法（例えば、熱年代学的手法）と山地の下流側（堆積域）の試料を用いて推定する手法（後背地解析手法）がある。変動帯に位置する日本列島の現在の山地を検討する際には、数百万年前以降を対象とする場合が多いと考えられることから、その期間の山地形成プロセスを記録している堆積物を用いた後背地解析手法がより有効と考えられる。

そこで本事業では、従来の後背地解析技術について情報を収集し、整理した特徴や問題点などを踏まえて、山地形成プロセスを把握する後背地解析技術の開発・体系化とその技術の精度と分解能の向上を目指す。その成果は、信頼性の高い地質環境長期変動モデルの開発、特に地形・地質モデルの構築に反映される。

3.1.2 実施内容・結果

後背地解析とは、堆積物の供給源やその供給源の時間的・空間的变化を明らかにする解析であり、堆積物を対象とした様々な調査手法が用いられる。平成 25 年度は、既存の後背地解析技術について情報を収集し、東濃地域と幌延地域での事例研究の情報も含めて、各手法の特徴や問題点などを整理する。この特徴や問題点などを踏まえて、より精度の高い後背地解析技術を検討し、その開発に必要な測定システムの整備を開始する。

(1) 既存の後背地解析技術

既往の後背地解析研究では、古生代や中生代における大陸縁辺の構造場の推定などが精力的に行われている（例えば、君波ほか、2000⁷⁾）。これに比べ、本事業が対象とする日本列島の過去から現在までの山地形成プロセスの解明に必要な時間・空間スケールは、現在の山地や丘陵の規模を考慮すると数百万年前以降の時間と数十 km から百 km 程度の空間が想定される。このような時間・空間スケールを対象とする後背地解析技術としては、広範囲の岩体が混合した組成を念頭に実施されている中・古生代の後背地解析に比べ、供給源の岩体を細分するデータの取得が必要

である。また、対象となる堆積物が未固結であること、時間分解能の良い堆積時期決定が重要であること、下流域の堆積物が平野や盆地の地下に分布しており試料の連続採取が困難であることなど、この時間・空間スケールに対応するための技術開発課題として想定される。

ここでは、数百万年前以降の山地形成に適用された事例を中心に、実際に適用する観点から「野外調査」と「室内試験」に分けて後背地解析の手法を整理した(図 3.1-1)。野外調査は、肉眼で観察できる砕屑物の種類や堆積構造などの特徴に基づいて、砕屑物と供給源を結びつける情報を得る。室内試験は、薄片観察や各種分析によって得られる鉱物・粒子の組成、堆積構造、年代などの特徴に基づいて、砕屑物と供給源を結びつける情報を得る。特に室内試験は、対象とする試料が礫のように岩石や複数の鉱物粒子である場合と砂粒のように単一の鉱物粒子などである場合とに分けられる。以下では、各手法の概要、特徴、問題点などを記す。また、後背地解析から砕屑物の供給源である山地の形成プロセスや山地形成を引き起こすテクトニクスの変遷を推定する際には、堆積場における堆積年代を把握する必要がある。このことから、火山活動が活発な日本列島において堆積物の編年に有効である火山灰(以下、「テフラ」という)を用いた堆積時期の推定手法についても概観し、問題点と技術開発課題を記す。

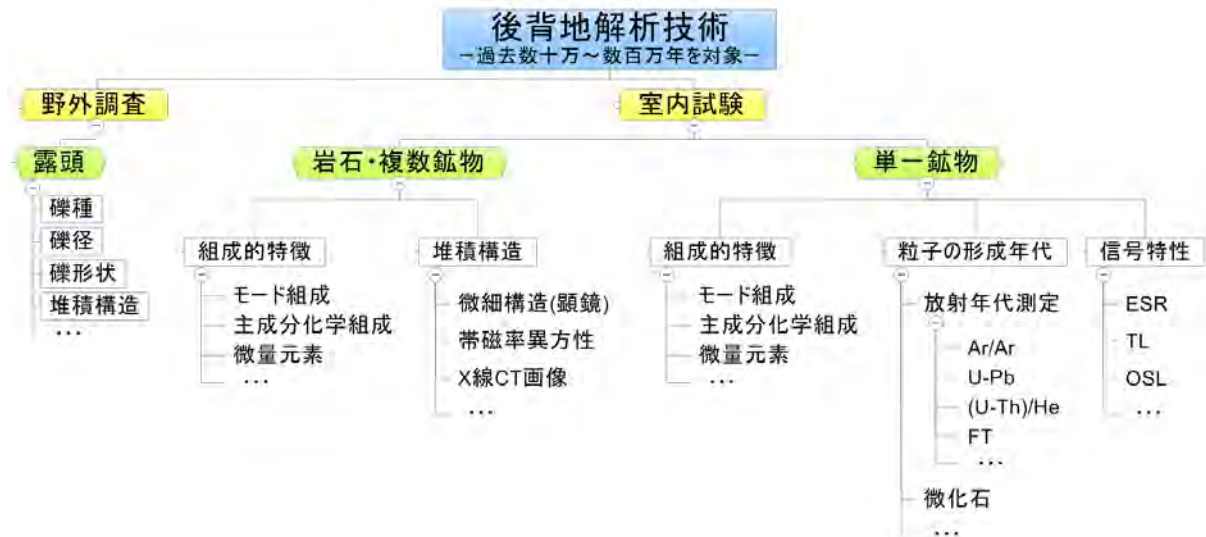


図 3.1-1 従来の後背地解析技術に関する整理

1) 野外調査

礫種、礫径、礫形状、堆積構造などの堆積学的な記載情報から供給源を推定することができる(図 3.1-2)。礫種は、後背地の地質を反映していることから、現在の地質の分布と比較することによって、礫が堆積した当時の削剥域を推定することができる。特に、特殊な岩石であり、かつ肉眼で容易に礫種の鑑定可能な礫は、後背地を推定する際に有効である。礫径は、礫を供給する河川の規模や傾斜などによって変化することから、後背地の規模や堆積した場の地形状況を知る手がかりになる。礫形状は、後背地からの運搬距離を検討する手がかりになる。礫のインブリケーション、カレントリップル、斜交層理などの堆積構造は、過去に堆積物が流れてきた方向(以下、「古流向」という)を知ることができる。この古流向を同じ層準において空間的に把握することで、堆積当時の供給源の位置を推定することができる。これらの手法は簡便であり、露頭からデータを取得できることから、古くから適用されており、手法の詳細な解説や研究事例が多く存在する(例えば、森山・丹羽, 1985⁸⁾; 公文・立石編, 1998⁹⁾; 八木下, 2001¹⁰⁾)。数百万年前以降の日本の山地発達を研究した例としては、森山(1990)¹¹⁾の中部山岳地帯、木村(1994)¹²⁾の阿武隈山地北部、植木・満塩(1998)¹³⁾の阿讃山地、中嶋ほか(2000)¹⁴⁾の奥羽山脈、守屋ほか(2008)¹⁵⁾の出羽丘陵、田村(2005)¹⁶⁾の飛騨山脈などの研究がある。また、研究事例が多いことから、新たな後背地解析技術の比較・検証に有効である。

これらの手法の野外での適用では、礫を指標とすることが多いが、礫は後背地がある程度の高

さに達することで広く供給されることから、実際の山地の隆起開始時期よりも若く見積られる可能性がある。また、露頭規模が小さい場合には、礫種組成や堆積構造を十分に観察できない可能性がある。さらに、周辺の複数の山地を構成する基盤地質が類似した岩相の場合は、礫種の肉眼鑑定だけでどの山地が後背地であるかを推定することは困難となる。これらの問題点を解決するためには、より細粒の碎屑物を指標にすること、記載岩石学的や地球化学的手法を用いて礫や鉱物の特徴をより詳細に把握することなどが必要なため、単一粒子を対象とした室内試験が重要となる。

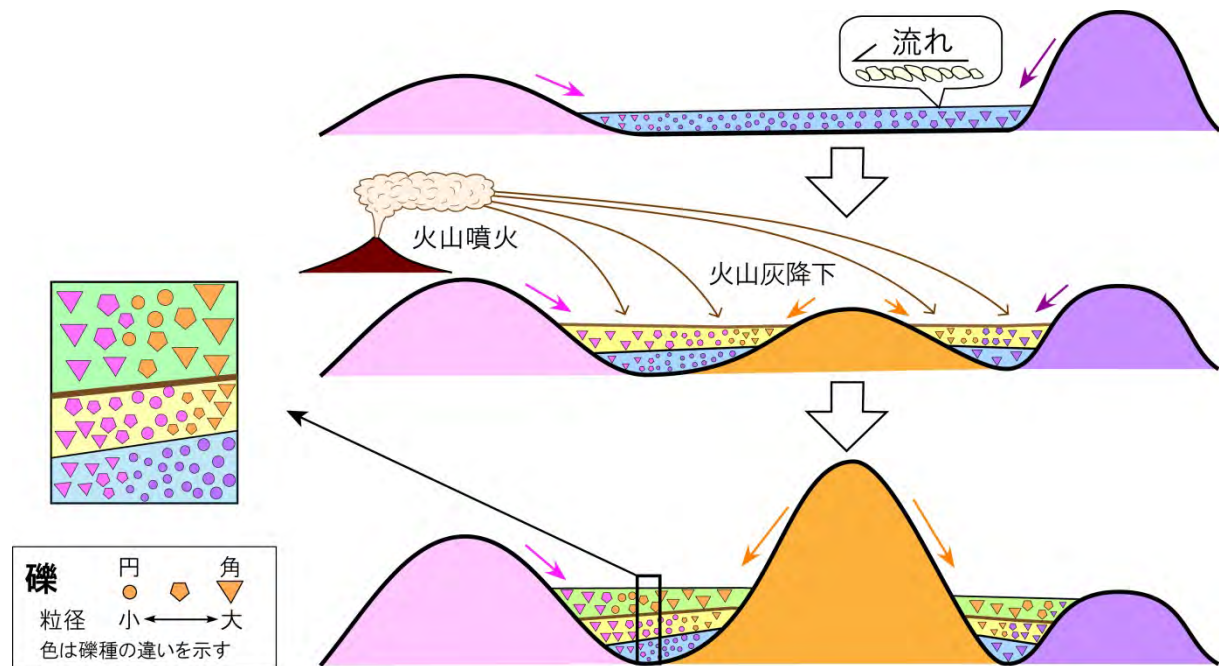


図 3.1-2 野外調査で適用する後背地解析のイメージ

2) 室内試験

① 岩石や複数の鉱物粒子を対象とする手法

岩石や鉱物のモード組成、化学組成などの組成的特徴から供給源を推定する手法と室内における堆積構造の観察・分析から古流向を推定する手法に分けられる。

(a) 組成的特徴

モード組成や化学組成を用いて、砂や礫の特徴と後背地の岩体の特徴を比較することで、供給源を推定することが可能である。これらの特徴を明らかにする手法は、鉱物や岩片の種類と割合を記載する手法と化学組成を分析する手法とに区分される(図 3.1-3)。

記載では、顕微鏡観察(薄片観察、粒子観察)を行い、構成鉱物・粒子の量比や岩石学的特徴を明らかにする。これには、特殊な装置は必要なく、実体顕微鏡や偏光顕微鏡などを用いて実施可能であることから、多くの研究例や解析方法が検討されている(例えば、公文ほか, 1992¹⁷⁾; 公文・立石編, 1998⁹⁾; 公文ほか, 2000¹⁸⁾)。記載を行う際には、処理・測定に手間がかかること、測定結果に個人差が生じることなどが挙げられる(公文ほか, 2000¹⁸⁾)。この手法においては、堆積物中の碎屑物と後背地の岩体の双方のデータが必要であり、特に供給源となる複数の岩体を識別するためのデータセットの整備が重要となる。

化学分析では、蛍光X線分析装置(X-Ray Fluorescence: 以下、「XRF」という)、誘導結合プラズマ質量分析装置(Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer: 以下、「ICP-MS」という)、電子線マイクロアナライザ(Electron Probe Micro Analyzer: 以下、「EPMA」という)といった分析機器などを用いて、主成分化学組成、希土類元素などの微量元素を明らかにし、化学組成に基づいて後背地を解析する(例えば、Roser et al., 2000¹⁹⁾)。比較的短時間の分析で高精

度のデータが得られ、砕屑物の種類を細分できることが利点である。しかし、主成分化学組成の結果だけでは、組成の差が小さい花崗岩片と酸性火山岩片、チャートと単結晶石英などの区別が出来ない(公文ほか, 2000¹⁸⁾)。こうした問題点は、構成鉱物の組成の違いや希土類元素などの微量元素に着目することにより対処することが可能と考えられる。この点については、複数の花崗岩体を対象として、長石や黒雲母の主成分化学組成や希土類元素パターンに着目して岩体の識別方法を検討している例がある(Hiraoka, 1997a²⁰,b²¹); Ishihara, 2003²²); 浅森ほか, 2012²³); 花室ほか, 2013a²⁴,b²⁵)。これらの化学分析を用いた手法においては、堆積物中の砕屑物とその供給源の岩体の双方のデータが必要であり、特に供給源になる可能性がある複数の山地において基盤地質からのデータセットが重要となる。

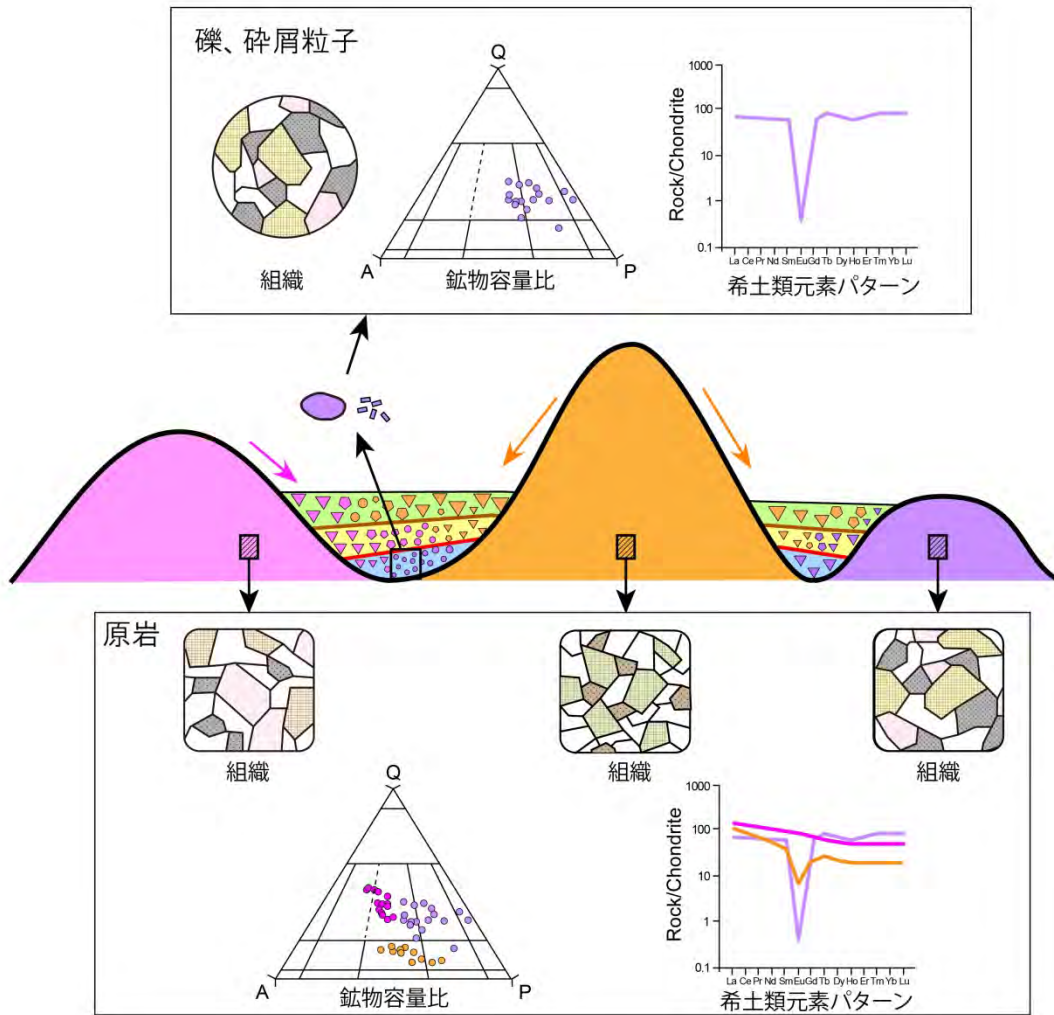


図 3.1-3 岩石や複数の鉱物粒子を対象とした後背地解析のイメージ

(b) 堆積構造

細粒な堆積物の薄片を作成して顕微鏡で粒子の構造を測定することで、粒子配列に認められる規則性から古流向を把握することができる(公文・立石編, 1998⁹)。その他、帯磁率や誘電率を測定することによって堆積構造を推定する方法(Taria and Lienert, 1979²⁶)、X線CT法を用いて三次元的な粒子配列を明らかにする試みも行われている(横川ほか, 1997²⁷)。以下に、測定が比較的簡便であり、少量の試料で測定が可能な帯磁率異方性を用いた手法について記す。

帯磁率とは、外部磁場をかけたときに得られる磁化の変化率であり、帯磁率が外部磁場をかける方向によって異なる性質を帯磁率異方性という(中井, 2000²⁸)。堆積物の帯磁率異方性は、堆

積物に含まれる個々の物質の形状や配列様式を反映して生じることから、堆積物の流下方向を客観的に知ることができる（例えば、金丸ほか, 2008²⁹⁾。堆積物の帯磁率異方性は、多少粗い砂様の粒子に有効である（中井, 2004³⁰⁾。また、比較的少量の試料で測定することができる。試料は一辺 2 cm のプラスチックキューブで採取することが多い。以上のような特徴から、帯磁率異方性を用いた古流向の把握手法は、後背地解析技術として汎用性が高い手法の一つとなると考えられ、本事業における後背地解析システムの一部として整備の検討が望まれる。

② 単一の鉱物粒子を対象とする手法

(a) 組成的特徴（化学組成）

砕屑粒子を用いた供給源の推定は、構成鉱物の主成分化学組成、希土類元素などの微量元素などに基づいて行われる。鉱物の化学組成と岩石の生成環境（例えば、温度・圧力や全岩化学組成）が密接に関係していて、化学組成にある程度のバリエーションがある鉱物が後背地解析に有効である（加藤ほか, 2010³¹⁾。日本列島にける中・古生代の後背地解析では、主として、ザクロ石、スピネル、輝石が対象であり、日本ではザクロ石とクロムスピネルを用いた研究が盛んである（例えば、竹内, 2000³²⁾。これらの分析に使用される分析機器は、XRF、ICP-MS、EPMAなどである。このような古い時代の大陸縁辺における構造場の推定に適用されている後背地解析手法においては、主成分化学組成、希土類元素などの微量元素の測定が精力的に行われている。これらの研究は本事業が対象とする時間・空間スケールと異なるが、数百万年前以降の山地形成プロセスの解明に適用する後背地解析技術の参考になる。

日本列島において、数百万年前以降の山地形成プロセスを精度良く把握するためには、類似の岩体をより詳細に区分する情報が必要であり、そのための分析データを取得する後背地解析技術が望まれる。また、岩石及び砕屑物は風化することから、その風化も考慮した解析手法の整備が必要である。この点については、Hiraoka (1997a²⁰⁾, b²¹⁾が、法地質学に応用する目的で琵琶湖南部周辺の複数の花崗岩体を対象に研究を行い、化学的特徴から風化物の供給源を推定することが可能であり、その手法が堆積物の後背地推定にも応用できる可能性を示した。

(b) 粒子の形成年代

堆積物中の砕屑粒子の供給源がある程度推定できる場合は、供給源の岩体の年代をまず測定し、同じ特徴を持つ砕屑粒子が出現する層準を特定することによって、供給源となる岩体が地表に露出した時期を推定することができる（郷津, 2006³³⁾。これを堆積時期が異なる複数の層準で検討することで、周辺山地の形成過程を空間的に把握することも可能であると考えられる（図 3.1-4）。

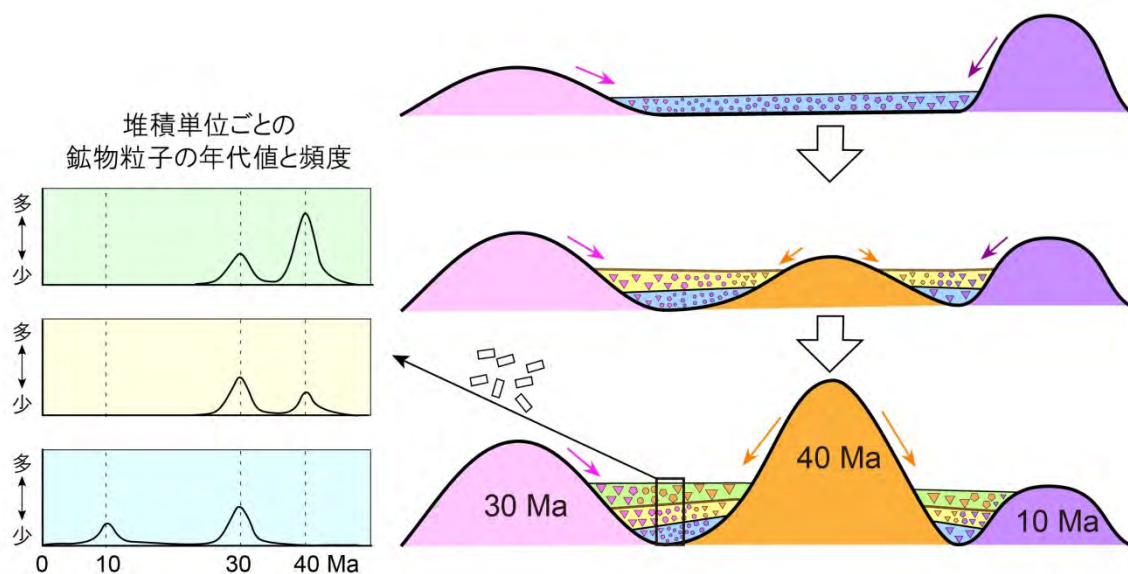


図 3.1-4 砕屑粒子の形成年代を用いた後背地解析手法のイメージ

砕屑粒子の年代測定手法としては、例えば、Ar-Ar法がある。Ar-Ar法を砕屑粒子に適用する場合は、測定鉱物がKをある程度含んでいる必要があり、長石、白雲母、黒雲母が分析鉱物として選ばれることが多い (Kowalewski and Rimstidt, 2003³⁴)。Ar-Ar法を用いた後背地の露出時期を推定する研究は、ヒマラヤなどで行われた例がある (Najman et al., 2001³⁵)。砕屑粒子の年代測定には、他にK-Ar法、U-Pb法、(U-Th)/He法、FT法などが用いられているが (von Eynatten and Dunkl, 2012³⁶)、いずれの場合にもこれらは鉱物の生成年代であり、砕屑粒子としての堆積年代ではないことに注意が必要である。そのため、後背地解析に堆積物中の砕屑粒子の年代を用いる際には、供給源と考えられる岩体を構成する鉱物粒子の年代との対比が必要となる。また、規模の大きい岩体の場合は、岩体全てが必ずしも同じ冷却史をたどったという保証がない。そのため、精度の高い後背地解析を行う際には、岩体において系統的な年代測定を行い、空間的に詳しい冷却史を把握しておくことが望まれる。

堆積物を対象とする場合には、鉱物と同様に微化石も指標として後背地解析に適用可能である。ここでは、時代指標種と環境指標種が豊富な珪藻化石を用いた後背地解析手法について記す。珪藻化石の中には、生存期間が明らかになっている種が存在することから、堆積物中から産出する種を組み合わせることで、珪藻化石を含む堆積物の堆積時期の解明と再堆積した種の判別が可能である。再堆積した種の産出は、その種を初生的に含む地層が削剥環境であったことを示すと考えられる (図 3.1-5)。よって、珪藻化石を使うことで、後背地解析が可能であり、いつの時代にどの場所が陸化したかなどの古地理復元に役立つ。新里ほか (2007)³⁷は、北海道幌延地域の堆積物から産出する珪藻種の再堆積種の産出頻度と産出層準、地質分布、堆積年代から、2 Ma頃には宗谷丘陵の東縁部周辺が削剥環境であり、1 Ma頃からは宗谷丘陵の東部と西部がともに削剥環境であったと考えた。本手法の利点は、珪藻化石が細粒であることから弱い水流でも運ばれるため、後背地に大きな地形勾配が形成される以前からの情報が得られやすいこと、少量で分析が可能なこと、堆積環境を示す種が存在することである。一方で、この手法は珪藻化石が豊富に産出する岩体が供給源の場合にしか適用できないという制約がある。精度の高い後背地解析を行うためには、この例のように与えられた場でより良い指標を検討することが重要である。

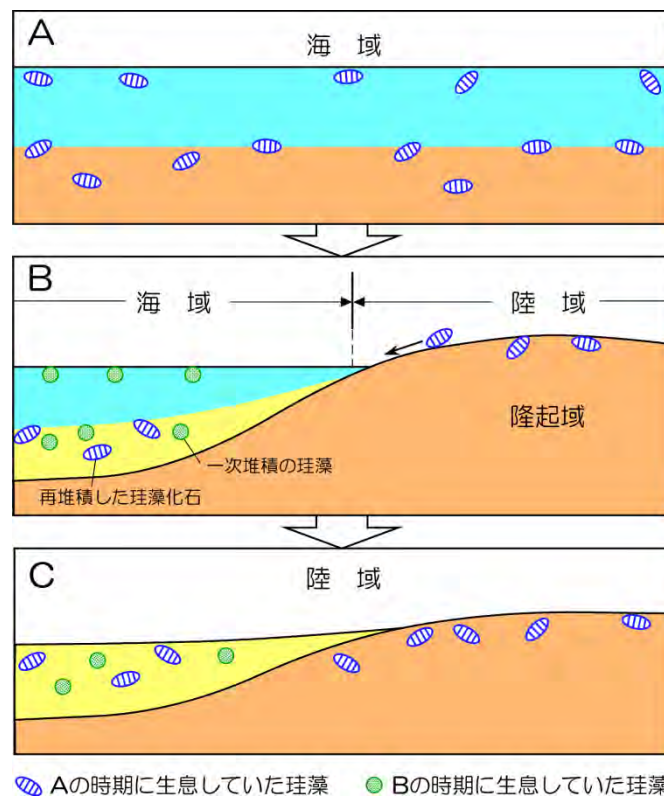


図 3.1-5 珪藻化石を用いた後背地解析のイメージ

(c) 信号特性

鉱物中の放射線損傷量を推定する手法である電子スピン共鳴 (Electron Spin Resonance: 以下、「ESR」という) 法、熱ルミネッセンス (Thermal Luminescence: 以下、「TL」という) 法、光ルミネッセンス (Optically Stimulated Luminescence: 以下、「OSL」という) 法を用いた後背地解析の研究が進められている。これらの物理化学的手法は、堆積物中の碎屑物及び後背地の岩体に含まれる石英結晶の特性の違いを比較することで、碎屑物の供給源を推定する。石英は、堆積物に普遍的に多量に存在するとともに、風化に強いことから、数百万年前の堆積物からでも採取できる可能性が極めて高い。これまで、石英粒子のESR信号は、風成塵の供給源を推定する有用な指標として用いられてきた (例えば、Toyoda and Naruse, 2002³⁸; Nagashima et al., 2007³⁹)。その他に、堆積物と花崗岩中に含まれる石英粒子のOSL信号やTL信号から堆積物の供給源に関する情報が得られる可能性が示されている (例えば、Tsukamoto et al., 2011⁴⁰; 高田, 2010⁴¹)。近年では、それらの手法を用いて、現世の河川堆積物の供給源を推定するための基礎研究も試みられている (Sawakuchi et al., 2011⁴²; Shimada et al., 2013⁴³; 野曾原ほか, 2014⁴⁴)。さらに、Shimada et al. (2013)⁴³は、複数のESR信号強度と熱ルミネッセンスカラー画像 (TLCI) を組み合わせることで、より詳細な後背地解析が可能であることを示した。

これら物理化学的手法の利点は、測定が比較的簡便であり、測定試料として石英を用いるため、汎用性が高いことである。しかし、これまでの研究では主に現世の堆積物での適用により手法開発が進められてきたことから、山地形成プロセスの解明などに適用するためには、より古い堆積物での検討が必要である。また、その際には供給源と考えられる岩体を構成する石英の信号との対比が必要となる。さらに、より詳細な後背地解析に向けて、ESR、TL、OSLの信号などの複数の指標を組み合わせた適用検討が望まれる。

これらの物理化学的手法は、日本列島における山地形成プロセスの解明に適用できる汎用性の高い後背地解析技術の一つと考えられることから、今後、本事業での手法の確立が望まれる。原子力機構では、ESR測定装置を導入しており、さらに本事業でOSLとTLの両方の測定が可能なルミネッセンス測定装置を整備したことから (詳細は本報告の「3.2 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術」を参照)、本手法の適用や複数の指標を組み合わせた検討が可能である。数百万年前以降の堆積物への適用性を確認するためには、別の後背地解析手法との比較検討が必要であるが、原子力機構は、後述するように東濃地域や幌延地域を事例に数百万年前以降の堆積物を用いた後背地解析の研究の経験があり、手法の詳細な比較検討が可能である。

3) 削剥域の試料を用いた山地形成プロセスの推定手法

後背地解析技術ではないが、山地形成プロセスを明らかにする手法として重要である、山地側 (削剥域) の試料を用いた手法について記す。

FT法や(U-Th)/He法などの年代測定法により試料が過去に被った熱履歴を推定し、地点ごとに侵食史を求めることができる。この手法を用いた山地の侵食史の研究は、世界各地の造山帯で行われてきた (例えば、Wagner et al., 1977⁴⁵)。日本列島では、飛騨山脈、木曾山脈、赤石山脈、丹沢山地などの最近数百万年間の冷却・侵食速度が議論されている (例えば、Sueoka et al., 2012⁴⁶)。また、高度による降水の酸素同位体比の違いが石灰質堆積物に記録されていることを用いて、過去の山地の高度を推定する研究が、ヒマラヤ・チベット山塊などで行われている (Garzzone et al., 2000⁴⁷; Rowley and Currie, 2006⁴⁸)。しかし、これらの手法は比較的隆起速度が速く、起伏が大きな山地で適用されており、日本の山地における形成過程の把握にどの程度適用できるかは研究及び検討が必要である。その他、堆積初期には風化殻を持たない堆積物中の礫が離水してから風化殻が成長するという特徴を用いて、隆起を検討した研究例がある (Yoshida et al., 2011⁴⁹)。

4) 堆積時期を決定する手法

後背地解析技術を用いて山地形成プロセスを明らかにするためには、堆積物の堆積時期を特定する必要があり、堆積物の堆積時期の決定は重要な課題である。ここでは、火山活動が活発な日本列島において堆積物の編年に特に有効であるテフラを用いた堆積時期の決定に関し、問題点と技術開発課題を記す。

① テフラ層序

多数のテフラが地層中に挟在されている日本列島においては、テフラは有力な時間指標として用いられている。噴火の産物であるテフラは、広範囲に分布し、水域・陸域を問わずあらゆる地表に降り積もるため、様々な地層中に残存する可能性が高い。またテフラは、地質学的に極めて短時間（おそらく数日間）に降下・堆積するので、同一の噴火で堆積したテフラは、年代間隔に時間幅がある微化石層序などと比較して厳密に過去の同一時間を示す指標となる。さらに、後述する広域テフラのような指標となるテフラが多く発見されると、古地磁気層序や微化石層序と比べ、高精度な時間軸を提供することができる。火山爆発度指数 6~7 の巨大噴火では、噴出したテフラが給源から 1,000 km 以上離れた地域まで広範囲に達し、遠隔地を繋ぐ確実な指標となる。このようなテフラは広域テフラと呼ばれ、わが国では、始良 Tn テフラ (AT: 28-30 ka; 町田・新井, 2003⁵⁰) や鬼界アカホヤテフラ (K-Ah: 7.8 ka; 町田・新井, 2003⁵⁰) などが、1970 年代後半から報告されてきた。後期更新世 (約 0.13 Ma) では、火山爆発度指数 6 クラスが 8 回、7 クラスが 9 回発生し (町田・新井, 2003⁵⁰)、20 層弱の広域テフラが明らかにされ、段丘の形成時期の特定などに利用されている。後期鮮新世~中期更新世 (約 3.6~0.13 Ma) では、恵比須峠福田テフラ (Ebs-Fkd: 1.75 Ma; 吉川ほか, 1996⁵¹) や ZnP 大田テフラ (ZnP-Oht: 3.75-3.9 Ma; Kurokawa and Tomita, 1998⁵²) などの広域テフラが、2000 年代初めまでに、21 層報告されている (例えば、町田・新井, 2003⁵⁰)。

離れた地点に分布するテフラの対比は、野外や室内分析で得られたテフラの特徴とテフラ挟在層の微化石や古地磁気などの年代層序情報を考慮して総合的に行われる。テフラ対比には、以前は色調や粒径、層相、斑晶鉱物の種類や量比などの堆積物としての外見 (みかけ) の特徴によって行われてきた。1970 年代より、火山ガラス及び斜方輝石・角閃石など斑晶鉱物の屈折率や火山ガラスの主成分化学組成などを用いた対比が行われるようになった (町田ほか, 1974⁵³)。屈折率測定では、新たな装置の開発による測定精度や測定速度の飛躍的な向上にとともに、大量の火山ガラスや鉱物の測定を容易かつ迅速に行うことが可能となった。これにより、風成層や湖沼・内湾堆積物を 5~10 cm 間隔で連続的に採取した試料に含まれる火山ガラス、斑晶鉱物 (斜方輝石、角閃石など) の屈折率を全て測定し、得られた大量のデータを統計的に解析し、肉眼では識別できないテフラ起源物質やテフラ降灰層準を認定することが可能となった (古澤, 2004⁵⁴)。一般に、火山ガラスの主成分化学組成は、EPMA を用いて、Si、Ti、Fe、Al、Mg、Mn、Ca、Na、K の主成分 9 元素を測定するもので、比較するパラメータが多く、テフラ対比の精度が向上した。しかしながら、テフラ記載データが蓄積されると、近接する層準で、火山ガラスの主成分化学組成が類似したテフラが増加し識別困難なケースが出てきた。吉川 (1990)⁵⁵ や吉川ほか (1991)⁵⁶ は、火山ガラスの化学成分分析で、主成分が類似するテフラであっても、Ba、La、Sr、Y などの微量成分の違いから識別できることを示した。これらを受けて、ICP 発光分光分析 (ICP Atomic Emission Spectrometry: 以下、「ICP-AES」という) による火山ガラスの微量成分の特徴を用いた高精度対比が行われるようになり、より多くの鮮新-更新世の広域テフラが対比された (例えば、水野, 2000⁵⁷; 田村・山崎, 2004⁵⁸; 田村ほか, 2005⁵⁹)。東濃地域が位置する中部日本における微量成分の特徴を用いたテフラ対比の研究としては、愛知県知多半島に分布する鮮新-更新世である東海層群中の坂井、小鈴谷、大田 (大谷) の指標テフラ (牧野内, 1970⁶⁰) の例がある。これらの火山ガラスの主成分化学組成は、K₂O に富み、CaO が少ないという類似する傾向を示すが、微量成分組成はそれぞれ異なる (Tamura et al., 2008⁶¹)。特に坂井テフラは今まで知られていた鮮新-更新世テフラと比べ、Ba や Sr が極めて低い特徴をもつ (Tamura et al., 2008⁶¹)。

鮮新世~中期更新世のテフラでは、風化などによって火山ガラスの保存状態が悪く、さらに斜方輝石や角閃石なども残存していないため、火山ガラスや斑晶鉱物などの屈折率測定や主成分化学分析などが適用できない場合がある。このようなテフラについては、斑晶鉱物中のガラス包有物の化学組成を指標に同定が試みられている (例えば、Delano et al., 1994⁶²; Hanson et al., 1996⁶³)。わが国では、古澤 (2008)⁶⁴ が大山倉吉テフラ (DKP: ≥ 55 ka; 町田・新井, 2003⁵⁰) の斜長石に含まれる直径 8~十数 μm のガラス包有物の主成分化学組成がこれらのテフラの対比に有効であることを示した。また、古澤・中村 (2009)⁶⁵ は鬼界葛原テフラ (K-Tz: 約 95 ka; 町

田・新井, 2003⁵⁰⁾) の石英に含まれるガラス包有物の主成分化学組成によってテフラの対比に成功した。さらに、中村ほか (2011)⁶⁶⁾ は阪手テフラの普通角閃石に含まれるガラス包有物の化学組成によってテフラ対比が可能であることを示した。これらの研究は、テフラ起源の斑晶鉱物に含まれるガラス包有物の主成分化学組成による対比が、風化などにより火山ガラスの保存状態が悪いテフラの同定技術として有効である可能性を示している。

② テフラを用いた堆積時期の決定手法の課題

広域テフラの枚数と分布域地点のデータを増やすことで様々な地域の堆積時期の決定が向上する。そのため、既往研究で報告されている鮮新-更新統における指標テフラの対比を進める必要がある。特に、東北地方や北海道の鮮新-更新統は、ほとんど広域テフラ対比が検討されていないことから、更なる充実が望まれる。このテフラ対比には、火山ガラスの微量成分の特徴が有効である。しかし、これまで報告された火山ガラスの微量成分分析は、大部分が ICP-AES で行われており、分析には 98% まで純化した火山ガラス試料 0.5 g が必要である。そのため、火山ガラスの割合が少ない試料や異質物質の混入の影響などの対応が課題である。これらの課題に対しては、粒子ごとの分析が可能な装置を用いた微量成分の測定が望まれる。また、風化などにより火山ガラスの保存状況が悪いテフラの対比には、斑晶鉱物に含まれるガラス包有物の主成分化学組成が有効である。しかし、鉱物中のガラス包有物は数~十数 μm と小さいことから、それを研磨面に露出させる技術及び高精度の分析を行う装置と測定技術が必要である。

(2) 東濃地域と幌延地域での後背地解析研究の例

後背地解析技術を実際の堆積物に適用した事例を参考にすることで、その場の特徴などを考慮した手法の組み合わせの例や実際に適用する際の問題点などを知ることができる。以下では、東濃地域と幌延地域での事例を紹介し、問題点などを整理する。

1) 東濃地域

東濃地域は、北側に主に美濃帯堆積岩類と濃飛流紋岩類が分布し、南側に主に花崗岩類が分布することから、礫の供給源を検討しやすい(貝塚, 1998⁶⁷⁾)。そのため、古くから後背地解析や山地形成の研究が行われてきた(例えば、木曾, 1959⁶⁸⁾, 1963⁶⁹⁾; 桑原, 1973⁷⁰⁾; 陶土団体研究グループ, 1985⁷¹⁾; 森山, 1990¹¹⁾; 陶土団体研究グループ, 1994a⁷²⁾, b⁷³⁾)。これらの研究は、この地域に分布する東海層群を対象としている。東海層群は、泥と砂を主体とする下部の土岐口陶土層及び礫を主体とする上部の土岐砂礫層に分けられる。土岐砂礫層の上位には、段丘堆積物や扇状地堆積物が分布する。森山 (1990)¹¹⁾ は、東濃地域周辺の山地の隆起時期について、北東部の阿寺山地が第四紀初め (200 万年前頃)、東部の木曾山脈及び南部の山地が更新世中期 (50 万年前頃) と推定した。安江ほか (2011)⁷⁴⁾ は、複数の後背地解析手法を適用し、堆積物に記録されている供給源の変化と堆積時期について研究した。以下に、後背地解析手法に着目して、この研究結果の概要を記す。

標高別の礫種の特徴は、土岐砂礫層堆積期の前半に北側の美濃帯堆積岩からの供給が多く、後半に北東側の濃飛流紋岩からの供給が多い。これらのことは、土岐砂礫層堆積期の前半は北側の美濃高原が相対的に高く、後半には北東側も高かったと考えられる。また、屏風山断層の上盤側である南側に分布する土岐砂礫層は、下盤側と同様に美濃帯堆積岩礫を多く含むことから(図 3.1-6; 地点 23)、屏風山断層の南側は土岐砂礫層堆積当時は隆起を開始していなかったと考えられる。さらに、恵那山断層の南側の三河高原については、その断層の北側において断層の存在を示唆する上盤側(南側)からの流れや断層の走向と同じ方向の流れが見られることから(図 3.1-6; 地点 20, 23)、土岐砂礫層が堆積している時期には断層崖が存在し、南側の三河高原がある程度高くなっていた可能性がある。このことは、恵那山断層の南側の山地を源流とする中津川、阿木川などの河川が、屏風山断層と恵那山断層の間の北東-南西系山地を先行谷として横切ることと矛盾しない。この土岐砂礫層(地点 23)の堆積時期は、砂・シルト互層に含まれる石英及び斜長石中のガラス包有物の主成分化学分析の結果、南谷 I テフラ降灰期(約 2.7 Ma: 富田・黒川, 1999⁷⁵⁾)頃であると推測された。

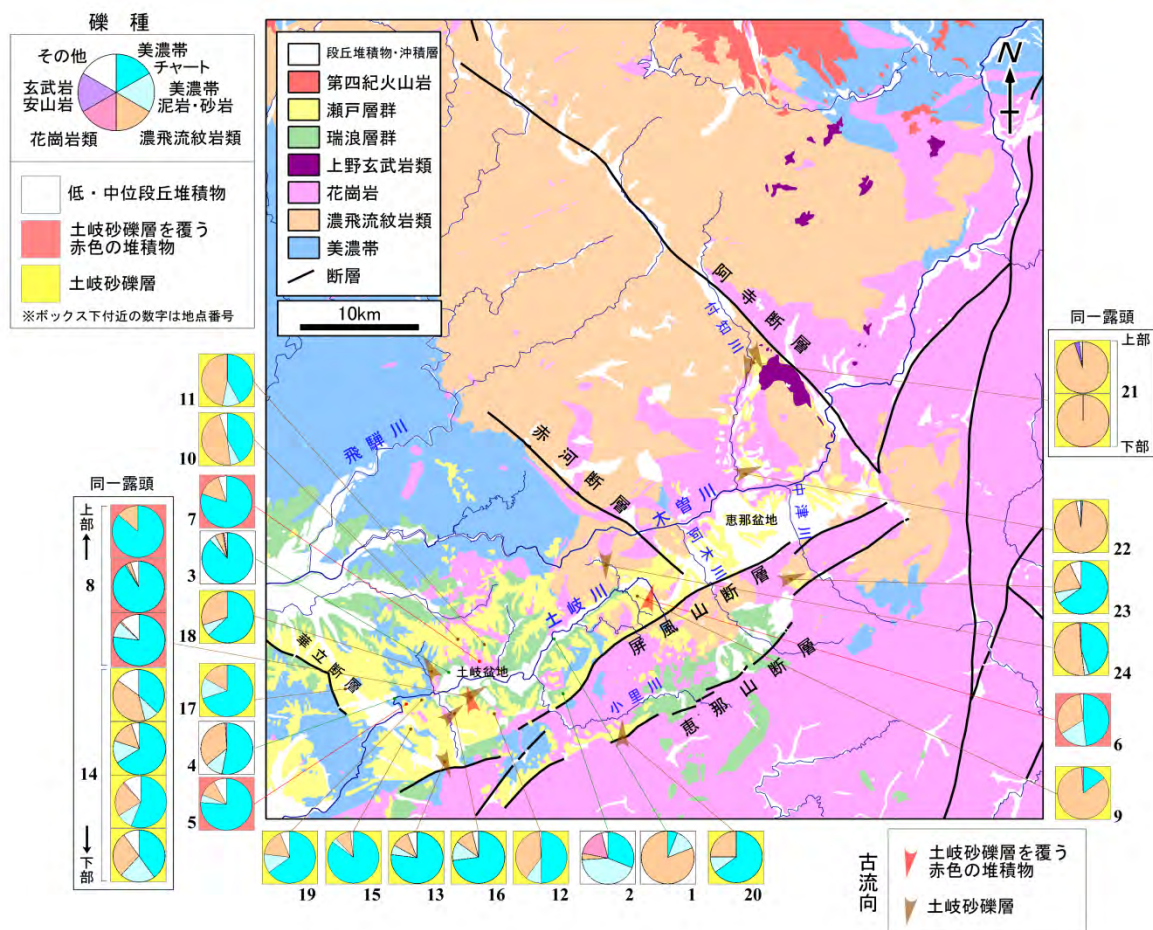


図 3.1-6 東濃地域の土岐砂礫層の礫種分布 (安江ほか, 2011⁷⁴⁾)

ボックスの下付近の数字は地点番号を示す。凡例の瀬戸層群は本文中では東海層群と記述。

この地域周辺の岩体に分布する花崗岩類を供給源とする礫については、主に赤色の堆積物と段丘堆積物において認められ、土岐砂礫層にはほとんど含まれない (図 3.1-6)。しかし、粒子サイズでは、花崗岩類の岩片は土岐砂礫層においても僅かに認められる (図 3.1-7)。同様の傾向は、鉱物片でも認められ、花崗岩類が由来と考えられる石英・カリ長石・黒雲母の組み合わせが、赤色の堆積物の一部 (地点 5、6) と段丘堆積物に明瞭に認められ、土岐砂礫層においても数地点 (地点 9、11、16 など) でその組み合わせが認められる (図 3.1-7)。これらの特徴から、主に赤色の堆積物及び段丘堆積物において供給源に花崗岩類の存在が推定され、その堆積物の堆積時に花崗岩類が分布する地塊が削剥環境であったことが示唆される。また、土岐砂礫層堆積当時も起伏が小さいが花崗岩の岩体が削剥環境であったことが示唆される。また、阿寺断層の下盤側 (南西側) である地点 21 の上部では、層厚 1.5 m 程度の堆積物について、礫の配列、砂層の堆積構造、シルト層の帯磁率異方性はいずれも北東側からの古流向を示す (図 3.1-8)。このことから、阿寺断層の下盤側の土岐砂礫層堆積時には北東側の山地の隆起が開始していたと推測される。この土岐砂礫層 (地点 21) の堆積時期は、シルト層に含まれる斜長石中のガラス包有物の主成分化学分析の結果 (図 3.1-9)、小鈴谷～大田・大谷テフラの降灰期 (4.2 ± 0.2 Ma: 吉田ほか, 1997⁷⁶⁾) であると考えられる。

以上の結果から、阿寺断層より北東側の山地は、4.2 Ma 頃には隆起を開始していたと考えられる。屏風山断層の南西側の山地は、約 2.7 Ma 以降のある時期 (赤色の堆積物の堆積期: 前～中期更新統) に隆起を開始したと考えられ、恵那山断層の南側の山地は 2.7 Ma 頃には隆起を開始していたと考えられる。これらの値は、森山 (1990)¹¹⁾ によって同地域で推定された山地の隆起時期に比べて古い傾向がある。

これらの研究における後背地解析の問題点としては、堆積物の堆積時期の決定に適用可能なテフラがほとんど確認されておらず、テフラ層序の研究が遅れている点である。堆積物中に火山灰起源と思われる粒子が含まれていることから(図 3.1-9)、単一粒子を対象とした分析・対比やガラス包有物を用いた火山灰対比が望まれる。また、詳細な堆積時期が明らかになっていないことから、堆積物の時間的・空間的分布を踏まえた礫種や礫径の特徴は不明である。この堆積物の特徴として、くさり礫(風化礫)が多いことがあり、鉱物組成などから詳細な後背地を推定することは困難である。そのため、風化に強い鉱物を用いて後背地の岩体と対比できる技術が必要である。さらに、後背地の岩体を、数十 km の狭い範囲で、細分できる指標や方法が望まれる。なお、山地形成プロセスを検討する際には、後背地解析の結果と堆積物の堆積時期だけでは限界がある場合も考えられる。本事例で考察した先行谷のように、現在の地形の特徴を踏まえて山地形成プロセスを検討する必要がある。

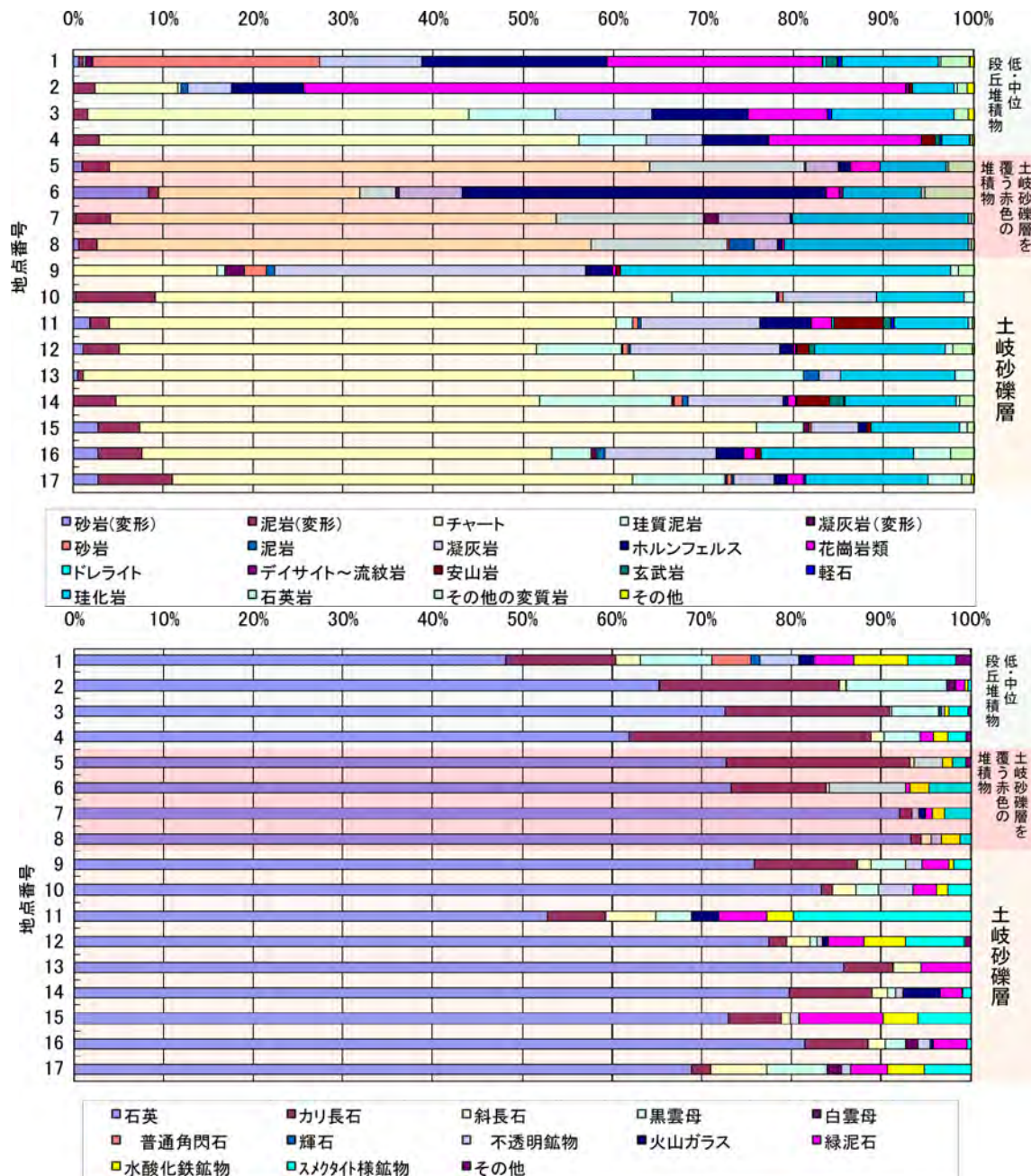


図 3.1-7 土岐川流域に分布する土岐砂礫層中の基質中を構成する岩片(上図)及び鉱物片(下図)の特徴(安江ほか, 2011⁷⁴⁾)
地点については、図 3.1-6 を参照。

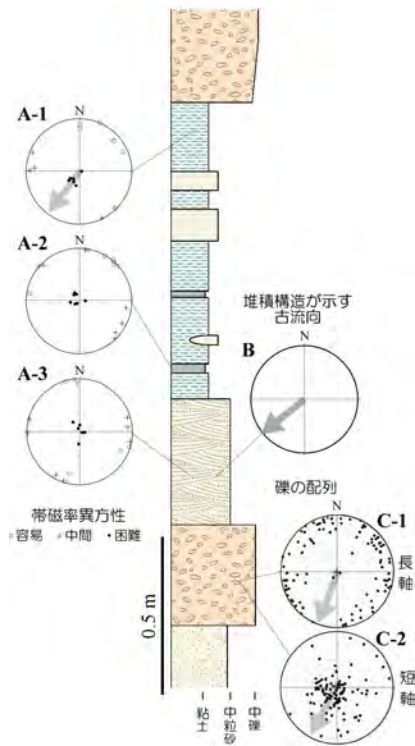


図 3.1-8 複数の手法を用いた古流向解析 (安江ほか, 2011⁷⁴⁾)

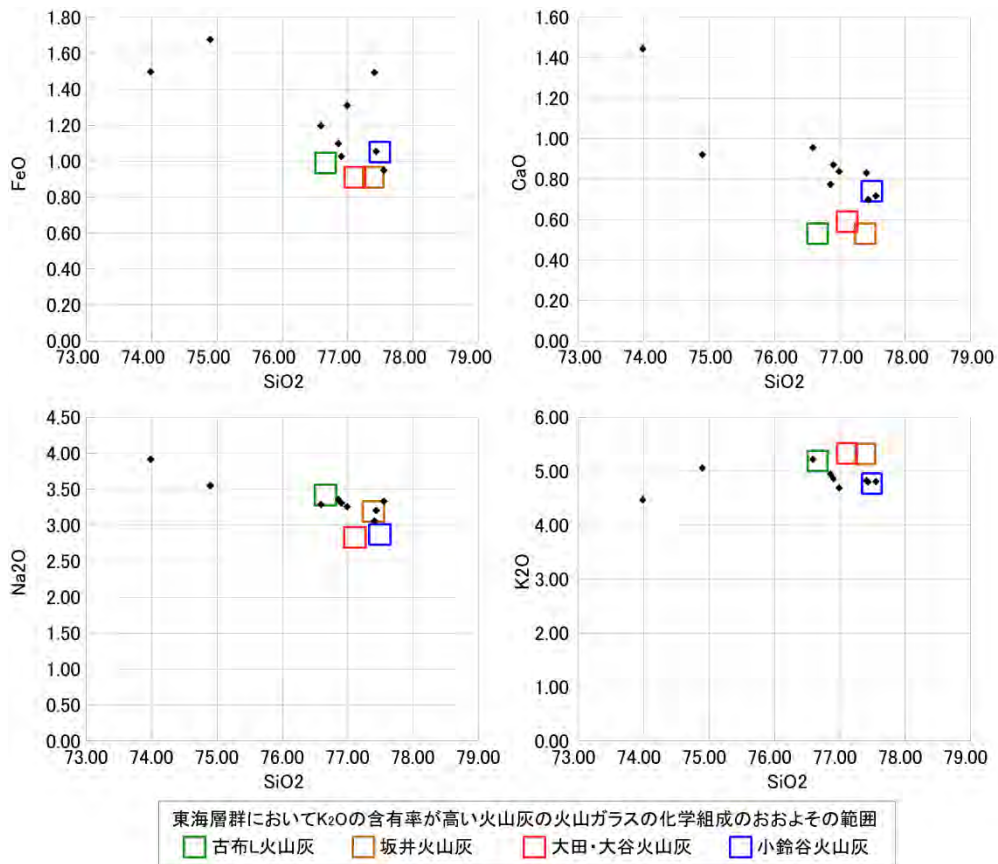


図 3.1-9 土岐砂礫層中のシルト層 (地点 21) に含まれる斜長石中のガラス包有物の化学組成 (安江ほか, 2011⁷⁴⁾)

2) 幌延地域

幌延地域における後背地解析の研究例としては、新里ほか (2007)³⁷⁾がある。これによると本地域西部の更別層の礫層の一部に第三紀堆積岩の珪質岩を含む礫層が分布することから (図 3.1-10)、更別層堆積時に後背地として珪質岩が広く分布する宗谷丘陵の分布域が削剥環境であったと考えられる。さらに先述したように、この地域の堆積物から産出する珪藻種の再堆積種の産出頻度と産出層準、地質分布 (図 3.1-11) から、2 Ma 頃には宗谷丘陵の東縁部周辺が削剥環境であり、1 Ma 頃からは宗谷丘陵の東部と西部がともに削剥環境であったと考えられる。さらに、現在の天塩川は、天塩山地と宗谷丘陵を東西に横断する先行谷をなすことから、天塩川の流路がほぼ現在の位置を流れ始めた後に、天塩山地や宗谷丘陵が隆起したと考えられる。

幌延地域に分布する堆積物のうち、声問層とその上位の勇知層の堆積時期を、珪藻化石帯と FT 年代から検討すると、西部の声問層上部は約 2.3 Ma であり、西部の方が東部より明らかに新しく、東西十数 km の間で少なくとも百万年程度の堆積年代の違いが認められる (安江ほか, 2006⁷⁷⁾)。同様の傾向は、勇知層とその上位の更別層との境界付近でも認められ、東部で 2.4 Ma 頃、西部で 1.3 Ma 頃である (岡・五十嵐, 1993⁷⁸⁾, 1997⁷⁹⁾)。これらのことから、本地域は東側から丘陵や山地などの高まりが形成され、削剥域が西方へ拡大するとともに、堆積中心が西方へ移動したと考えられる (図 3.1-12)。

これらの研究における後背地解析の問題点としては、後背地に礫岩層が分布することから、礫岩層の礫が再堆積して分布する可能性もあり、後背地の検討が複雑になることである。また、注目した珪質岩や珪藻を含む堆積物の分布は南北に延びており、その南北の中でどこが早く削剥域になったかというより空間的に詳細な推定は行われていない。これらについては古流向とセットでの検討や後背地の地質分布を何らかの特徴にもとづいて細分化することで明らかにすることができると考えられる。なお、東濃地域の事例と同様に、山地形成プロセスを検討する際には、後背地解析の結果と堆積物の堆積時期だけでは限界がある。現在の地形の特徴も踏まえて山地形成プロセスを検討する必要がある。

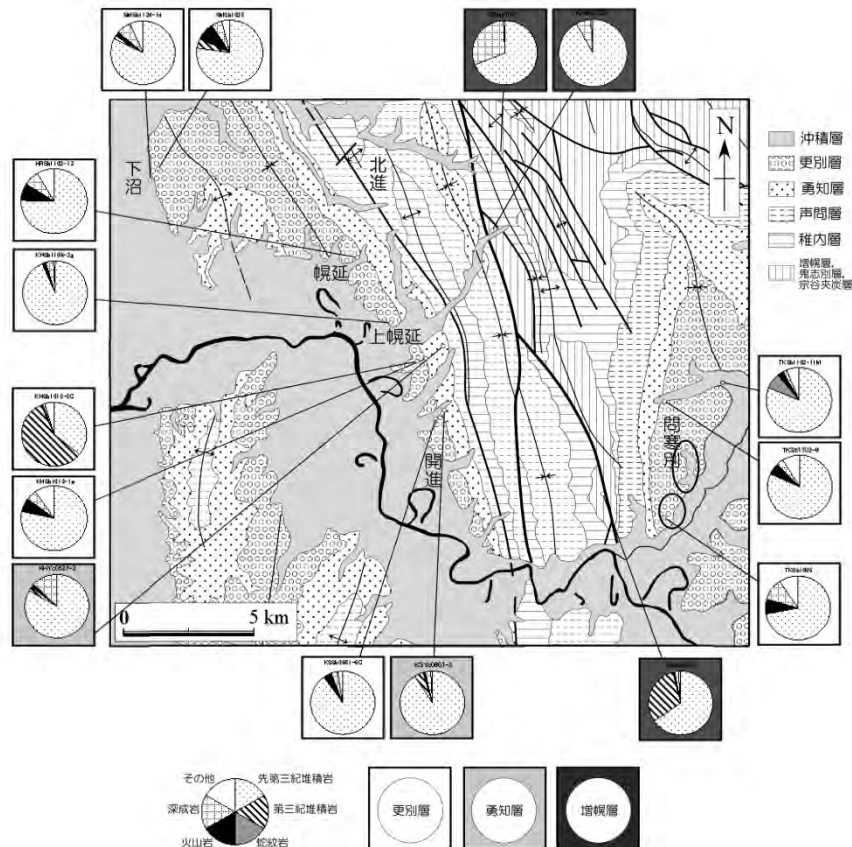


図 3.1-10 幌延地域に分布する礫層の礫種構成 (核燃料サイクル開発機構, 2005⁸⁰⁾)

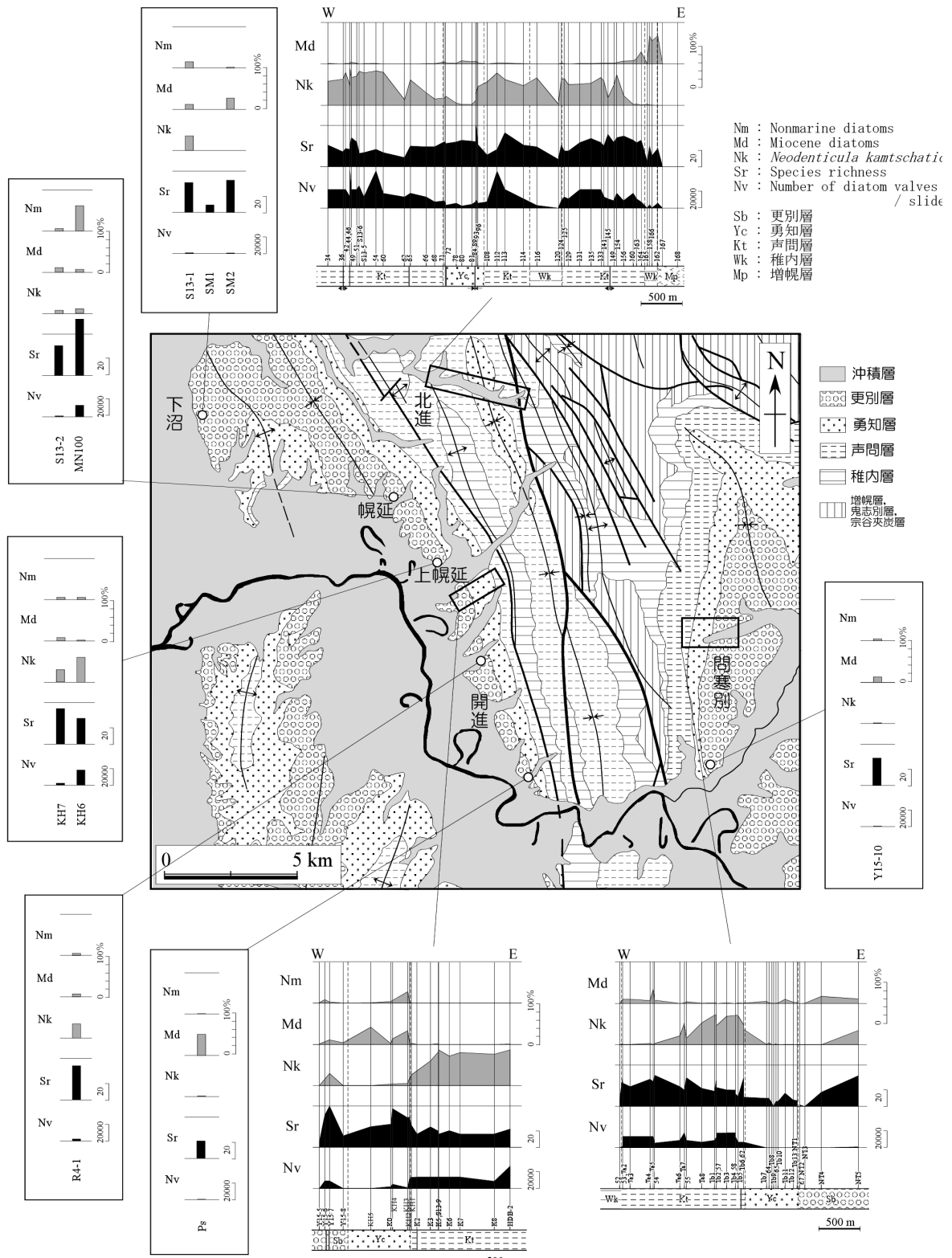


図 3.1-11 幌延地域における珪藻化石の層序学的分布
 (核燃料サイクル開発機構, 2005⁸⁰⁾)

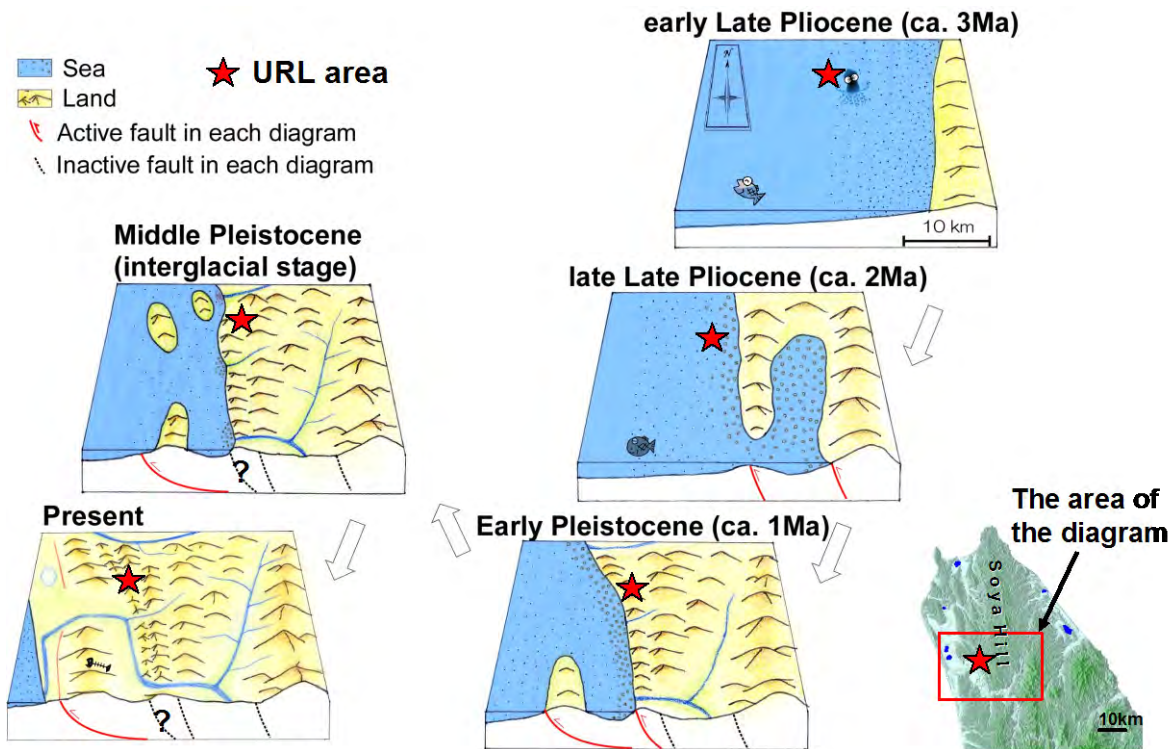


図 3.1-12 幌延地域の鮮新世以降の古地理変遷図 (太田ほか, 2007⁸¹⁾)

(3) 技術開発に関する検討

数百万年前以降の時間と数十 km から百 km 程度の空間を対象とする後背地解析技術としては、未固結堆積物に適用できること、露出が少ない場合や細粒な碎屑物にも適用できること、定量的であることが重要である。また、様々な地形や地質に適用できる汎用性の高い技術であることも重要である。さらに、堆積時期の決定も合わせて提示していくことが必要である。これらの点及びこれまでに整理した後背地解析技術の情報を踏まえると、室内試験における岩石や鉱物を対象とする手法が有効であり、供給源と比較する際には、地球化学的手法、物理化学的手法、放射年代測定の利用が有効であると考えられる。これらを踏まえて、本事業では、図 3.1-13 の流れで技術開発を進める。

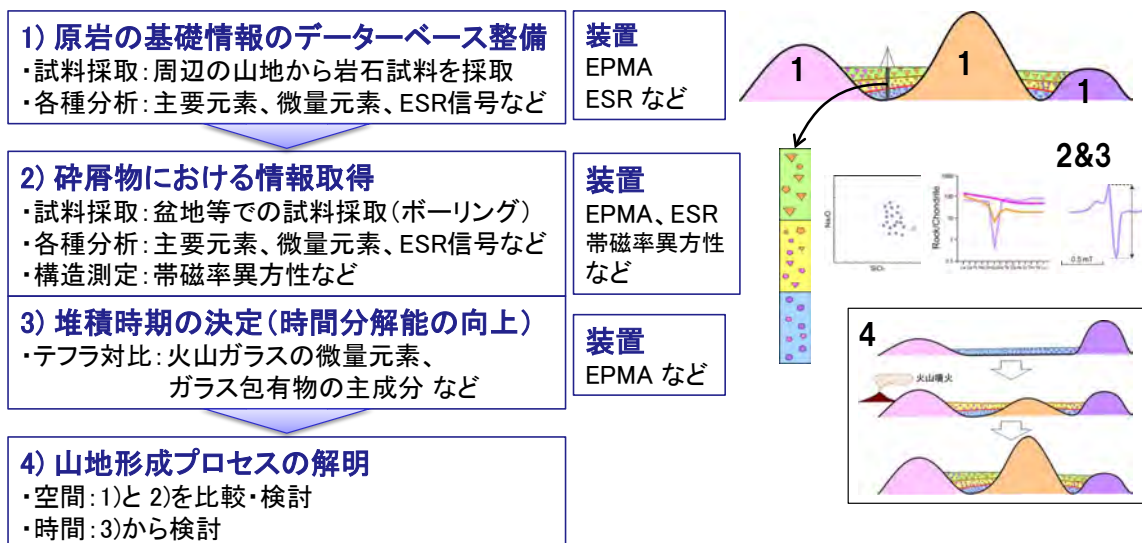


図 3.1-13 山地形成プロセスの解明に適用する後背地解析技術の開発フロー

1) 原岩の基礎情報のデータベース整備

基礎情報として、後背地に分布している岩体の地球化学・物理化学・放射年代のデータを取得する。分析項目としては、主要元素、微量元素、構成鉱物、ESR 信号、年代測定（例えば、U-Pb 法、(U-Th)/He 法、FT 法、Ar-Ar 法）などが考えられる。これらの分析には、EPMA、ESR、OSL、TL、XRF、ICP-MS、ICP-AES などの装置を用いる。

2) 砕屑物における情報取得

下流域の堆積物中の礫や砕屑粒子の地球化学・物理化学・放射年代のデータを 1) と同様の手法で取得する。ただし、堆積物中では砕屑物が風化している可能性があることから、原岩由来と考えられる鉱物や風化耐性の強い鉱物を対象とした分析方法や解析方法についても検討を行う。このような場合の分析項目としては、石英の ESR 信号、黒雲母の元素分析、ジルコン中の微量元素分析、ジルコンの U-Pb 年代などが考えられる。これらの分析には、1) と同様の装置を用いる。また、供給源の方向を把握する際には、細粒砕屑物中の堆積構造を簡便かつ定量的に検討できる帯磁率異方性測定が有効であることから、この手法も合わせて検討を進める。

下流域の堆積物は、現在、平野や盆地の地下に分布していることが想定され、一部を地表露頭で観察することができたとしても、連続的に、特に山地形成が始まった時期の堆積物を観察することは困難な場合が多いと考えられる。山地形成の開始頃からの堆積物を連続的かつ効率的に採取するため、下流域の平野や盆地での大深度ボーリングを行って試料を採取する必要がある。このような試料採取の技術開発もあわせて進めていく。

3) 堆積時期の決定

堆積時期の決定については、噴火活動が活発な日本においてテフラが有力な時間指標である。このテフラ対比による時間分解能の向上のため、微量成分化学組成の分析技術（特に粒子ごとの分析技術）の改善と火山ガラスが残存していないテフラの対比にガラス包有物の化学分析を適用する。これらの分析には、EPMA などの装置を用いる。

4) 山地形成プロセスの解明

1) ～3) の成果を用いて、山地形成プロセスの解明の事例を示す。空間分布の把握は、1) と 2) のデータを比較・検討する。時間軸は 3) のデータを用いて検討する。これらの検討においては、本事業で得られた情報だけではなく、既往研究の成果や現在の地形の特徴も踏まえる必要がある。

5) 後背地解析システムの整備

上記の技術開発を進めるため、平成 25 年度は FE-EPMA を導入した（表 3.1-1、図 3.1-14）。この装置は、FE（電界放出、フィールドエミッション）電子銃が従来の W フィラメントや LaB6 チップを使用した熱電子放出形電子銃に比べてプローブ径を一桁絞ることができることから、汎用的な装置に比べてより高い空間分解能の分析が短時間で可能である。また、WDS・EDS 併用により、主要元素から微量元素までを対象に、精度良く効率的な元素マッピングデータの取得が可能である。本装置の性能を確認するため、風化に強く後背地推定に重要な役割を果たすと考えられる鉱物の一つであるジルコンについて、既存の試料を用いて化学組成の分析を予察的に行った結果を図 3.1-15 に示す。ジルコンには主要構成元素である Si、Zr に加えて、希土類元素や U や Th などの元素が含まれている。これらの元素の量比や REE パターンの傾向が岩体によって異なる場合、ジルコンの化学組成分析によって原岩の推定が可能となると考えられる（例えば、Hoskin and Ireland, 2000⁸²⁾）。今後は本装置を活用し、後背地解析に必要な岩体及び堆積層中の鉱物の化学分析を実施していく。併せて、テフラ対比のための化学分析も実施していく。

その他、原子力機構では、後述する「炭酸塩鉱物の放射年代測定技術」において OSL と TL の測定が可能なルミネッセンス測定装置の整備を進めている。また、上述した ESR、ICP-MS、ICP-AES の測定装置を所有しており、それらを用いることで後背地解析システムの構築に向けた取り組みが可能である。

表 3.1-1 導入した FE-EPMA の主な仕様

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	
機種	JXA-8530F(日本電子)
加速電圧	1～30 kV(0.1 kVステップ)
照射電流範囲	10^{-12} ～ 5×10^{-7} A
二次電子分解能	3 mm(WD: 11 mm, 30 kV)
走査倍率	40～300,000倍
最大試料寸法	100 mm x 100 mm x 50 mm(H)
分析元素範囲	^5B ～ ^{92}U
X線分光器	WDS: 5基、EDS: 1基
特徴	自動定性分析
	定量分析
	スタンダードレス定量分析
	線分析
	面分析(微量元素マップなど)
	標準試料測定



図 3.1-14 導入した FE-EPMA (JXA-8530F)

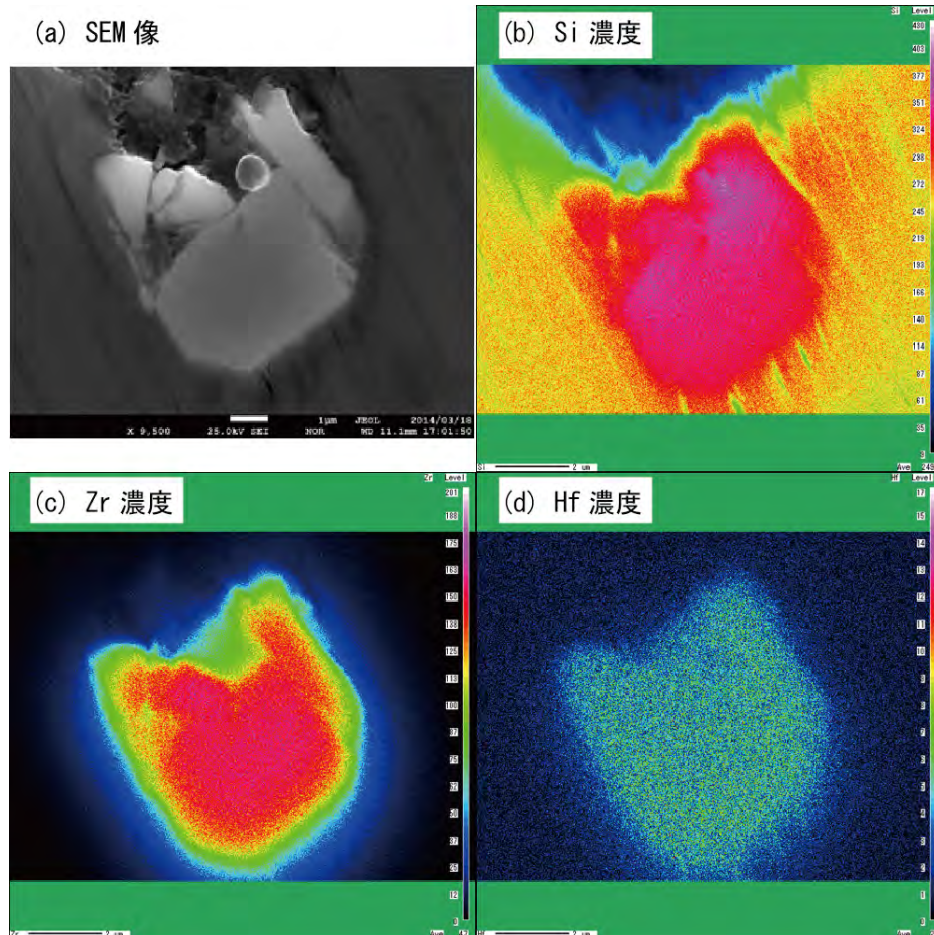


図 3.1-15 ジルコンの元素マッピングの例（木曾駒花崗閃緑岩中のジルコン）
スケールバーは(a) 図が 1 μm、(b)~(d) 図が 2 μm。

3.1.3 まとめ

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、本事業において重要な着眼点の抽出を行った。得られた情報は、実際に適用する観点から「野外調査」と「室内試験」に分類でき、さらに対象とする試料の規模（露頭、岩石・複数鉱物、単一鉱物）で分類可能である。また、後背地解析技術を用いた山地形成プロセスの解明に必要な堆積時期の決定については、日本列島においてテフラ対比が有効であり、その調査手法についての問題点と課題を示した。さらに、後背地解析技術を適用した例として、東濃地域と幌延地域での研究例を紹介し、実際の地形・地質に適用することで得られた問題点や課題を示した。

以上のように整理された技術や抽出された利点、問題点などを参考に、日本列島の過去から現在までの山地形成プロセスの解明に必要な時間・空間スケールを対象とする後背地解析技術の開発について検討した。その結果、堆積物と供給源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 ESR・OSL・TL 信号を用いた物理化学的手法、U-Pb 法、(U-Th)/He 法、FT 法、Ar-Ar 法などの放射年代測定法、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法、大深度ボーリングによる分析試料の採取法を組み合わせることが有効であると考えられる。また、本事業を行う上で、個々の技術の向上や有効性の確認及びそれらの技術が複合した解析システムの整備が望まれる。本年度は、上述した分析の多くが行える FE-EPMA 装置を整備し、その装置を用いて予察的な分析を実施した。

引用文献

- 1) 原子力発電環境整備機構, 地層処分事業の安全確保 (2010 年度版), NUMO-TR-11-01, 2011, 770p.
- 2) 原子力発電環境整備機構, 地層処分技術開発ニーズの整理～精密調査地区選定に向けて～, NUMO-TR-10-02, 2010, 58p.
- 3) 梅田浩司, 谷川晋一, 安江健一, 地殻変動の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.
- 4) 尾上博則, 笹尾英嗣, 三枝博光, 小坂 寛, 過去から現在までの長期的な地形変化が地下水流動特性に与える影響の解析的評価の試み, 日本原子力学会和文論文誌, vol.8, 2009, pp.40-53.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 君波和雄, 公文富士夫, 宮本隆実, 鈴木茂之, 竹内 誠, 吉田孝紀, 日本列島のペルム紀～白亜紀砂岩の改訂 BI 図と後背地の造構場, 地質学論集, vol.57, 2000, pp.9-18.
- 8) 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.
- 9) 公文富士夫, 立石雅昭編, 新版碎屑物の研究法, 地学双書 29, 地学団体研究会, 1998, 399p.
- 10) 八木下晃司, 岩相解析および堆積構造, 古今書院, 2001, 222p.
- 11) 森山昭雄, 中部山岳地域における山地形成の時代性—山はいつから高くなったか?, 米倉伸之, 岡田篤正, 森山昭雄編「変動地形とテクトニクス」, 古今書院, 1990, pp.87-109.
- 12) 木村和雄, 阿武隈高地北部の侵食小起伏面と後期新生代地形発達史, 季刊地理学, vol.46, 1994, pp.1-18.
- 13) 植木岳雪, 満塩大洗, 阿蘇山地の隆起過程: 鮮新～更新統三豊層群を指標にして, 地質学雑誌, vol.104, 1998, pp.247-267.
- 14) 中嶋 健, 壇原 徹, 鎮西清高, 岩手県湯田盆地の堆積盆発達史 - 新生代後期における奥羽山脈中軸部の地質構造発達史に関して -, 地質学雑誌, vol.106, 2000, pp.93-111.
- 15) 守屋俊治, 鎮西清高, 中嶋 健, 壇原 徹, 山形県新庄盆地西縁部の鮮新世古地理の変遷 - 出羽丘陵の隆起時期と隆起過程 -, 地質学雑誌, vol.114, 2008, pp.389-404.
- 16) 田村糸子, テフロクロロジーに基づく中央日本の鮮新世—更新世古環境復元, 地学雑誌, vol.114, 2005, pp.631-637.
- 17) 公文富士夫, 君波和雄, 足立 守, 別所孝範, 川端清司, 楠 利夫, 西村年晴, 岡田博有, 大上和良, 鈴木茂之, 寺岡易司, 日本列島の代表的砂岩のモード組成と活構造, 地質学論集, vol.38, 1992, pp.385-401.
- 18) 公文富士夫, 君波和雄, 保柳康一, 碎屑岩研究の現状と 21 世紀への展望, 地質学論集, vol.57, 2000, pp.1-8.
- 19) Roser, B.P., Ishiga, H. and Lee, H.K., Geochemistry and provenance of Cretaceous sediments from the Euisong block, Gyeongsang Basin, Korea. 地質学論集, vol.57, 2000, pp.155-170.
- 20) Hiraoka, Y., Characterization of weathered products from granites around southern Lake Biwa, central Japan – Application to forensic geology –, *Journal of the Geological Society of Japan*, vol.103, 1997a, pp.36-46.
- 21) Hiraoka, Y., Presumption method for the provenance of weathered products from granites around southern Lake Biwa, central Japan, based on chemical analysis of biotite, *Journal of the Geological Society of Japan*, vol.103, 1997b, pp.770-780.
- 22) Ishihara, S., Chemical contrast of the Late Cretaceous granitoids of the Sanyo and

- Ryoke Belt, Southwest Japan: Okayama-Kagawa Transect, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol.54, 2003, pp.95-116.
- 23) 浅森浩一, 丹羽正和, 花室孝広, 山田国見, 草野友宏, 幕内 歩, 高取亮一, 國分(齋藤)陽子, 松原章浩, 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23年度), JAEA-Research 2012-024, 2012, 132p.
 - 24) 花室孝広, 高取亮一, 安江健一, 柴田健二, 梅田浩司, 化学的特徴による花崗岩体の識別手法の検討; 中部地方の領家花崗岩と山陽帯花崗岩を例として, 日本地球惑星科学連合2013年大会, 2013a, S-CG61-P07.
 - 25) 花室孝広, 安江健一, 柴田健二, 梅田浩司, 高取亮一, 後背地推定のための花崗岩体の識別方法の検討; 中部地方の領家花崗岩と山陽帯花崗岩を例として, 日本鉱物科学会2013年年会, 2013b, 2-13b.
 - 26) Taira, A. and Lienert, B.R., The comparative reliability of magnetic, photometric and microscopic methods of determining the orientations of sedimentary grains, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.49, 1979, 759-772.
 - 27) 横川美和, 土山 彰, 平井秀和, 小石川篤, 水槽実験の未固結堆積物のX線CT法による撮影試み, 堆積学研究, vol.44, 1997, pp.31-36.
 - 28) 中井睦美, 帯磁率異方性(AMS), 地球科学, vol.54, 2000, pp.279-280.
 - 29) 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室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.
 - 30) 中井睦美, ジオロジストのための岩石磁気学 帯磁率・古地磁気からAMSまで, 地学双書34, 地学団体研究会, 2004, 178p.
 - 31) 加藤碩一, 脇田浩二 総編集, 今井 登, 遠藤祐二, 村上 裕(編), 地質学ハンドブック(普及版), 朝倉書店, 2010, 712p.
 - 32) 竹内 誠, 碎屑粒子の化学組成からのメッセージ: 碎屑性ザクロ石の化学組成に基づく後背地解析と東アジアの地殻変動, 地質学論集, vol.57, 2000, pp.183-194.
 - 33) 郷津知太郎, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定の紹介と最近の応用例, 地質技術, 創刊準備号(蒜山地質年代学研究所創立10周年記念特集), 2006, pp.35-41.
 - 34) Kowalewski, M. and Rimsidt, J. D., Average lifetime and age spectra of detrital grains: Toward a unifying theory of sedimentary particles, *Journal of Geology*, vol.111, 2003, pp.427-439.
 - 35) Najman, Y., Pringle, M., Godin, L. and Oliver, G., Dating of the oldest continental sediments from the Himalayan foreland basin, *Nature*, vol.410, 2001, pp.194-197.
 - 36) von Eynatten, H. and Dunkl, I., Assessing the sediment factory: The role of single grain analysis, *Earth-Science Reviews*, vol.115, 2012, pp.97-120.
 - 37) 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, Supplement, 2007, pp.119-135.
 - 38) Toyoda, S. and Naruse, T., Eolian dust from the Asian deserts to the Japanese islands since the last glacial maximum: the basis for the ESR method, *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, vol.23, 2002, pp.811-820.
 - 39) Nagashima, K., Tada, R., Tani, A., Toyoda, S., Sun, Y. and Isozaki, Y., Contribution of aeolian dust in Japan Sea Sediments estimated from ESR intensity and crystallinity of quartz, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol.8 (Q02Q04), 2007. doi:10.1029/2006GC001364.
 - 40) Tsukamoto, S., Nagashima, K., Murray, A. S. and Tada, R., Variations in OSL components from quartz from Japan sea sediments and the possibility of reconstructing provenance, *Quaternary International*, vol.234, 2011, pp.182-189.
 - 41) 高田将志, 起源の異なる石英の110°C熱ルミネッセンス信号特性—堆積物の供給源推定にむけて—, 奈良女子大学地理学・地域環境学研究報告, vol.7, 2010, pp.105-112.
 - 42) Sawakuchi, A.O., Blair, M.W., DeWitt, R., Faleiros, F.M., Hyppolito, T. and Guedes, C.C.F., Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains

- extracted from rocks and sediments, *Quaternary Geochronology*, vol.6, 2011, pp.261-272.
- 43) Shimada, A., Takada, M. and Toyoda, S., Characteristics of ESR signals and TLCIs of quartz included in various source rocks and sediments in Japan: a clue to sediment provenance, *Geochronometria*, vol.40, 2013, pp.334-340.
 - 44) 野曾原吉彦, 豊田 新, 高田将志, 島田愛子, 吉田真徳, 現河床堆積物に含まれる石英の ESR 信号特性—木津川流域を対象として—, *ESR 応用計測*, vol.30, 2014, pp.4-11.
 - 45) Wagner, G. A., Reimer, G. M., Jäger, E., Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps, *Memoir of the Institute of Geology and Mineralogy, University of Padova*, vol. 30, 1977, pp.1-27.
 - 46) Sueoka, S., Kohn, B. P., Tagami, T., Tsutsumi, H., Hasebe, N., Tamura, A. and Arai, S., Denudation history of the Kiso Range, central Japan, and its tectonic implications: Constraints from low-temperature thermochronology, *Island Arc*, vol.21, 2012, pp.32-52.
 - 47) Garzzone, C.N., Dettman, D.L., Quade, J., DeCelles, P.G. and Butler, R.F., High times on the Tibetan Plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal, *Geology*, vol.28, 2000, pp.339-342.
 - 48) Rowley, D.B. and Currie, B.S., Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet, *Nature*, vol.439, 2006, pp.677-681.
 - 49) Yoshida, H., Metcalfe, R., Nishimoto, S., Yamamoto, H., Katsuta, N., Weathering rind formation in buried terrace cobbles during periods of up to 300ka, *Applied Geochemistry*, vol.26, 2011, pp.1706-1721.
 - 50) 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, 336p.
 - 51) 吉川周作, 里口保文, 長橋良隆, 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層—福田・辻又川・Kd38 火山灰層—, *地質学雑誌*, vol.102, 1996, pp.258-270.
 - 52) Kurokawa, K. and Tomita, Y., The Znp-Ohta Ash; an early Pliocene widespread subaqueous tephra deposit in central Japan, *Journal of the Geological Society of Japan* vol.104, 1998, pp.559-561.
 - 53) 町田 洋, 新井房夫, 村田明美, 袴田和夫, 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年, *地学雑誌*, vol.83, 1974, pp.302-338.
 - 54) 古澤 明, RIPL 法により由布岳火山周辺のテフリックレスから見いだした火山活動, *地質学雑誌*, vol.101, 2004, pp.19-37.
 - 55) 吉川清志, ICP 発光分析を用いたテフラの同定法とその応用, *地学雑誌*, vol.9, 1990, pp.743-758.
 - 56) 吉川清志, 水野清秀, 杉山雄一, 関東～九州における前～中期更新世テフラの広域対比, *月刊地球*, vol.13, 1991, pp.228-234.
 - 57) 水野清秀, 火山灰対比に基づく近畿～東海地域の堆積盆の形成史, *日本地質学会第 107 年 学術大会講演要旨*, 2000, p.77.
 - 58) 田村糸子, 山崎晴雄, 北陸層群のテフロクロロジー—テフラ層序および広域テフラ層との対比に基づく北陸層群の堆積年代—, *地質学雑誌*, vol. 110, 2004, pp.417-436.
 - 59) 田村糸子, 山崎晴雄, 水野清秀, 前期鮮新世 4.1Ma 頃の広域テフラ, 坂井火山灰層とその相当層, *地質学雑誌*, vol.111, 2005, pp.727-736.
 - 60) 牧野内 猛, 知多半島南部に分布する常滑層群について, *日本地質学会第 77 年学術大会講演要旨*, 1970, p.250.
 - 61) Tamura, I., Yamazaki, H. and Mizuno, K., Characteristics for the recognition of Pliocene and early Pleistocene marker tephras in central Japan, *Quaternary International*, vol.178, 2008, pp.85-99.
 - 62) Delano, W. J., Tice, J. S., Mitchell, E. C. and Goldman, D., Rhyolitic glass in Ordovician K-bentonites: A new stratigraphic tool, *Geology*, vol.22, 1994, pp.115-118.

- 63) Hanson, B., Delano, W. J. and Lindstrom, J. D., High-precision analysis of hydrous rhyolitic glass inclusions in quartz phenocrysts using the electron microprobe and INAA, *American Mineralogist*, vol.81, 1996, pp.1249-1262.
- 64) 古澤 明, ガラス包有物の主成分分析によるテフラ識別の試みー大山テフラ DKP, DSP, DNP の識別を例としてー, 地質学雑誌, vol.114, 2008, pp.618-631.
- 65) 古澤 明, 中村千怜, 石英に含まれるガラス包有物の主成分分析による K-Tz の識別, 地質学雑誌, vol.115, 2009, pp.544-547.
- 66) 中村千怜, 安江健一, 石丸恒存, 梅田浩司, 古澤 明, 緑色普通角閃石中のガラス包有物の主成分化学組成を用いた広域テフラの対比: 阪手テフラを例として, 地質学雑誌, vol.117, 2011, pp.495-507.
- 67) 貝塚爽平, 発達史地形学, 東京大学出版会, 1998, 286p.
- 68) 木曾敏行, 恵那盆地の地形発達, 地理学評論, vol.32, 1959, pp.365-373.
- 69) 木曾敏行, 木曾川流域の地形発達, 地理学評論, vol.36, 1963, pp.87-109.
- 70) 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.
- 71) 陶土団体研究グループ, 東海湖の東縁部における陥没盆地-岐阜県中津川市付近の瀬戸層群-, 地団研専報, vol.29, 1985, pp.101-117.
- 72) 陶土団体研究グループ, 岐阜県恵那市周辺の瀬戸層群, 地球科学, vol.48, 1994a, pp.1-15.
- 73) 陶土団体研究グループ, 上部新生界第二瀬戸内累層群における堆積盆地のブロック運動-岐阜県恵那盆地の例-, 地球科学, vol.48, 1994b, pp.17-29.
- 74) 安江健一, 浅森浩一, 谷川晋一, 山田国見, 山崎誠子, 國分(齋藤)陽子, 丹羽正和, 道家涼介, 草野友宏, 花室孝広, 石丸恒存, 梅田浩司, 地質環境の長期安定性に関する研究, 年度報告書(平成 22 年度), JAEA-Research 2011-023, 2011, 113p.
- 75) 富田裕子, 黒川勝己, 中央日本における 2.7 Ma 頃の広域火山灰層; 土生滝 1 (大阪層群)-MT2 (氷見層群)-Arg-2 (西山層) 火山灰層の対比. 地質学雑誌, vol.105, 1999, pp.63-71.
- 76) 吉田史郎, 牧野内 猛, 壇原 徹, 知多半島中南部, 東海層群下部のフィッシュン・トラック年代, 地質調査所月報, vol.48, 1997, pp.497-510.
- 77) 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ュン・トラック年代, 地質学雑誌, vol.112, 2006, pp.284-293.
- 78) 岡 孝雄, 五十嵐八枝子, 北海道北部・間寒別構造盆地の鮮新-更新統-とくに堆積層および花粉層序について, 地質学雑誌, vol.99, 1993, pp.365-389.
- 79) 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-, 川村信人, 岡 孝雄, 近藤 務編, 加藤誠教授退官記念論文集, 1997, pp.341-365.
- 80) 核燃料サイクル開発機構, 博士研究員による平成 16 年度研究概要報告, JNC TN1400 2005-007, 2005, 161p.
- 81) 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.
- 82) Hoskin, P. W. O. and Ireland, T. R., Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator, *Geology*, vol.28, 2000, pp.627-630.

3.2 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術

3.2.1 背景と目的

地層処分の安全評価を行う際には、地下深部の透水性とその変化を把握することが重要である。特に結晶質岩や続成作用が進んだ堆積岩のような硬岩の場合、割れ目が地下水やガスの移行経路として重要な役割を果たす (Yoshida et al., 2000¹⁾; 舟木ほか, 2009²⁾) ため、透水性割れ目 (亀裂) の長期的な状態の変化を把握する必要がある。さらに、地層処分で検討すべき数十万年以上という時間において割れ目の挙動を推測するためには、現時点で確認できる割れ目の透水性などの性状がどのように変化していくのかを検討する必要がある。このことは、現在認められる透水性割れ目の状態だけでなく、深部地質環境がどのように変化していくかという大きなスケールでの長期的な挙動を理解しなければならないことを意味する。具体的には、割れ目の形成履歴やシーリングなどの構造発達史を推測する必要がある (吉田, 2012a³⁾)。

割れ目の充填物質は地下水と岩盤 (母岩) との反応によって二次的に形成される鉱物であり、これらの充填鉱物の成分は、主に熱水や天水を含む地下水によって運ばれてくるものと考えられる (Iwatsuki et al., 2002⁴⁾)。我が国の結晶質岩 (花崗岩) 体の割れ目の充填鉱物としては、石英、緑泥石、雲母粘土鉱物、沸石や方解石が挙げられ (図 3.2-1: 窪島ほか, 2012⁵⁾; 吉田, 2012a³⁾)、これらの結晶の産状や晶出温度から母岩の変質と相対的な結晶の晶出順序が推測されている (西本ほか, 2008⁶⁾; Nishimoto and Yoshida, 2010⁷⁾)。また、堆積岩地域では比較的低温の条件下で形成されるケースが多いと考えられ、例えば四万十層群では方解石や石英が割れ目をシーリングしている (吉田, 2012b⁸⁾)。これらの割れ目のうち、現在の透水性割れ目の多くが方解石を介在するという特徴があり (Iwatsuki and Yoshida, 1999⁹⁾; Yoshida et al., 2000¹⁾)、自形の結晶も形成されていることが明らかとなってきた (図 3.2-2: 吉田, 2012b⁸⁾; 横田・吉田, 2013¹⁰⁾)。このような方解石は透水性割れ目の同定に役立つことが研究成果として報告されている (Sandström et al., 2008¹¹⁾)。すなわち、割れ目を充填する方解石の形成年代を明らかにすることにより、透水性割れ目の地球化学的な状態の変遷を解明するためのブレイクスルーになると考えられる。

一方、サイト選定や変動シナリオを考慮した安全評価を行う上では、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となる。断層の活動性の評価は、断層を被覆する地層の変位の有無とその年代から求めることが一般的である (例えば、金折ほか, 2006¹²⁾) が、断層の活動性を方解石や石膏などの充填鉱物の年代から推測する手法 (柴田・高木, 1988¹³⁾; Vargas et al., 2011¹⁴⁾; Yamasaki et al., 2013¹⁵⁾; Nuriel et al., 2012¹⁶⁾) も用いられている。このような脈状の鉱物の年代測定を行うためには、対象とする鉱物を高い純度で採取することが重要であり (Watanabe et al., 2008¹⁷⁾)、土壌や粘土などの不純物が混入しない試料を選定する必要がある。さらに、年代測定が可能な試料量を確保できる大きさまで結晶が成長している必要があり、測定可能な試料は非常に限られる。

割れ目及び断層を充填する方解石などの炭酸塩鉱物 (以下、「脈状の炭酸塩鉱物」という) を対象とした年代測定例としては、割れ目を充填する炭酸塩鉱物の ¹⁴C年代 (Iwatsuki et al., 2002⁴⁾) や Rb-Sr年代 (Asahara and Tanaka, 2007¹⁸⁾)、断層岩中の方解石脈の U-Th年代 (Watanabe et al., 2008¹⁷⁾) などが報告されている。しかし、これらの手法においても、対象とする元素の含有量が低すぎる場合は年代値を推測できないことがある (横田・吉田, 2013¹⁰⁾)。また、脈状の炭酸塩鉱物の年代測定例は、貝殻や鍾乳石などの炭酸塩鉱物の例と比較すると少ない。この理由として、先に述べたように分析に供する試料の量の問題が挙げられる。脈状の炭酸塩鉱物は、元来、その量が少ない。さらに年代測定では、例えば放射壊変を利用する年代測定法を用いる場合は、試料に含まれる親核種と娘核種の量が分析装置の定量下限値よりも有意に多く、補正すべき元素を除外した上で年代を推測できる濃度であることが前提となる。したがって、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精度の高い年代測定手法の確立が課題となっている。

本事業では炭酸塩鉱物の年代測定法について、特に採取可能な試料が微量である脈状の炭酸塩鉱物を対象とした年代測定法の適用性を確認する。平成 25 年度は、炭酸塩鉱物を対象とした年代測定法に関する既往研究を整理し、現状と問題点を抽出した上で、来年度以降の研究方針について検討した。また、年代測定技術の開発として、数十万年までの炭酸塩鉱物の年代測定が可能であり、熱及び光ルミネッセンス (TL/OSL) 両年代測定が実施可能なルミネッセンス測定装

置の整備を行った。

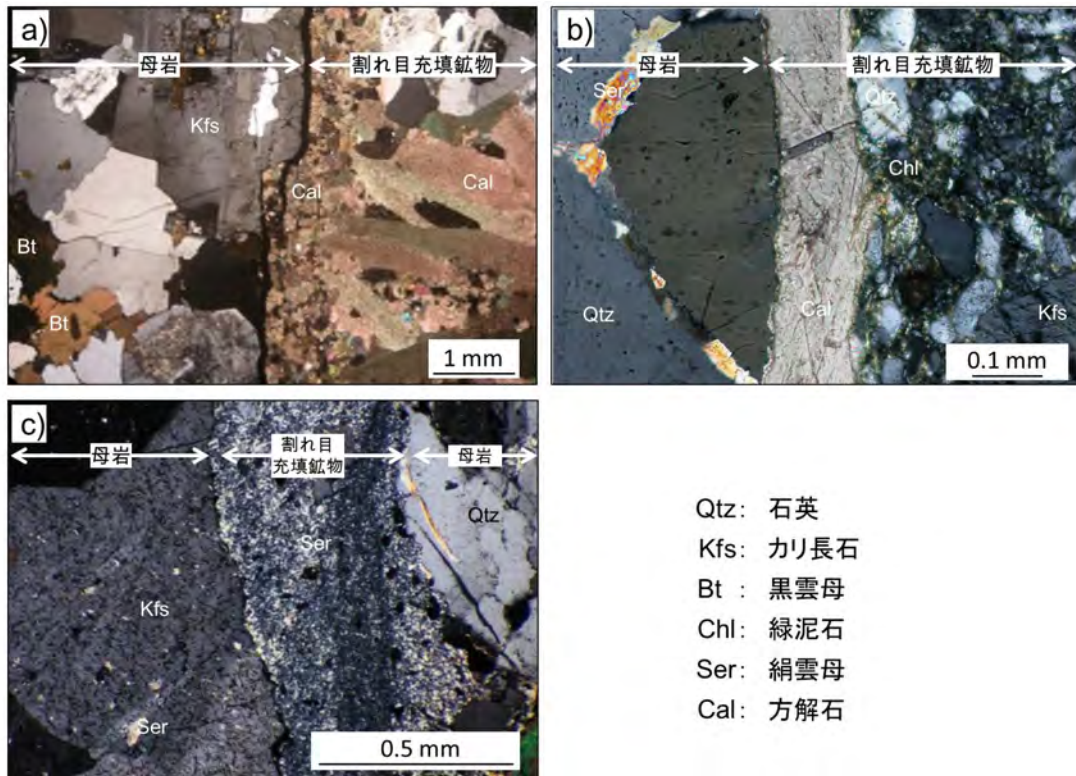


図 3.2-1 花崗岩の割れ目を充填する充填鉱物の鏡下写真（岐阜県瑞浪市：窪島ほか，2012⁵⁾）
 a) 割れ目を充填する方解石
 b) 石英や長石の岩片を含む割れ目充填鉱物
 c) 未固結充填鉱物（絹雲母）
 いずれもクロスニコル。

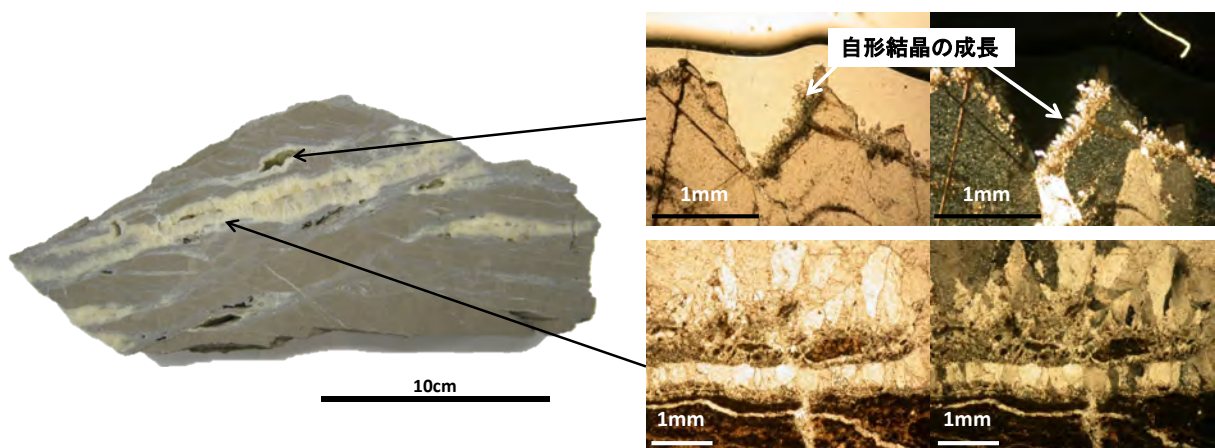


図 3.2-2 堆積岩の割れ目を充填する方解石（北海道天塩郡幌延町：横田・吉田，2013¹⁰⁾）
 左：堆積岩中の割れ目を充填する方解石脈のスラブ写真
 右上：晶洞の内部に発達する方解石の自形結晶（左がオープンニコル、右がクロスニコル）
 右下：方解石脈と基質の泥岩との境界部（左がオープンニコル、右がクロスニコル）

3.2.2 実施内容・結果

本年度は、炭酸塩鉱物を対象とした年代測定技術を整備及び開発するために、既存の年代測定技術について情報を整理した。この結果を元に、炭酸塩鉱物を対象とした年代測定法に関する問題点や新たな着眼点の抽出を行った。また、技術開発に必要な年代測定システムの整備を進めた。

(1) 既往研究

1) 年代測定法について

炭酸塩鉱物の年代測定法について述べる前に、各種年代測定法の概要について触れておく。年代測定は大別して火山灰や古地磁気などを利用する相対的年代測定法、放射性核種の壊変を利用する年代測定法、その他の化学反応を利用する年代測定法がある。本事業においては炭酸塩鉱物の年代測定を行うため、既往研究において炭酸塩鉱物の年代測定を行う際に主に使用されている放射性核種の壊変を利用する年代測定法について、兼岡 (1998)¹⁹⁾を元に概説する。表 3.2-1 に各測定法の適用年代、手法及び主な対象試料を示す。

表 3.2-1 各種年代測定法の一覧

手法	対象	適用年代 (yr)					手法	主な対象試料
		10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷		
放射(非)平衡	Rb-Sr					放射性核種の親核種(Rb)と娘核種(Sr)の量比を利用	長石、輝石、雲母、粘土鉱物など
	U-Pb					放射性核種の親核種(U)と娘核種(Pb)の量比を利用	ジルコン、モナザイト、石灰岩など
	CHIME					UおよびThの放射壊変で生じるPbとの量比をEPMAにより定量	ジルコン、モナザイト
	(U-Th)/He					Uが放射壊変して生じるThとα線として放出される ⁴ Heの量比を利用	ジルコン、モナザイト
	K-Ar					放射性核種の親核種(K)と娘核種(Ar)の量比を利用	角閃石、雲母、長石など
	¹⁰ Be, ²⁶ Al, ³⁶ Cl					鉱物などが地表に露出した瞬間から宇宙線により生じる放射性核種(¹⁰ Be, ²⁶ Al, ³⁶ Cl)が蓄積され始めるのを利用	遠洋性堆積物、氷、隕石など
	U-Th					²³⁴ Uと ²³⁰ Thとの放射非平衡を利用	火山岩、長石、サンゴ、鍾乳石など
	¹⁴ C					宇宙線により生じる放射性核種(¹⁴ C)が、地表の開放系では一定であるが閉鎖系になると壊変が始まり減少するのを利用	骨、木片・植物片、サンゴ、貝殻、炭酸塩、溶存炭素など
放射線損傷	FT					²³⁸ Uの自発破砕作用により鉱物内に生じた飛跡の数をカウント	ジルコン、火山ガラス、雲母など
	ESR					放射性核種の壊変により放出されるエネルギーにより生じた鉱物中の不対電子数をカウント	石英、火山灰、サンゴ、鍾乳石、方解石、骨、断層岩など
	TL					放射線や宇宙線などにより蓄積した鉱物中の捕獲電子数を、加熱して生じる光で測定	石英・長石粒子、火山灰、レス、土器・陶器など
	OSL					放射線や宇宙線などにより蓄積した鉱物中の捕獲電子数を、光刺激を加えて生じる光で測定	石英・長石粒子など

① 放射平衡・放射非平衡を利用する年代測定手法

K-Ar法、(U-Th)/He法、Rb-Sr法、U-Th法などは親核種と娘核種の存在量から年代を推定する手法である。例えば⁴⁰Kは半減期12.5億年でベータ壊変により⁴⁰Ca、電子捕獲により⁴⁰Arに壊変する。このことから、一つの鉱物試料中の⁴⁰Kと⁴⁰Arを正確に定量することで、鉱物が閉鎖系に達した年代が推定可能となる。(U-Th)/He法は娘核種ではなく、α線として生じるHeの量とウラン及びトリウムの同位体比から年代測定を行う。ただし、鉱物中に存在する元素としては、放射壊変で生じた娘核種に加え、閉鎖系に達する前にバックグラウンドとして存在していた娘核種に該当する元素の両方が含まれていることが多い(K-Ar法で言えば⁴⁰Ar)。このような場合は濃度を補正した上で年代値の算出を行う。また、Rb及びSrはその他の元素と比較して相対的に

移動しやすいことや、Arは閉鎖系になる前に生成されていた ^{40}Ar による影響（過剰Ar）や脱ガスの可能性（Ar損失）などの問題がある。これらの補正の問題に加えて、年代値を推定するには閉鎖系が成立していたかどうかを考慮する必要がある。また、外来性の碎屑物などが結晶中に混入している場合は補正が必要となり精度も低下するため、試料の選定には注意を要する。なお、これらの手法は、数千万年オーダーの非常に古い鉱物などの年代値を測定可能だが、比較的若い試料（<百万年）は娘核種の蓄積量が少ないため年代値を測定できない。

^{14}C 法、 ^{10}Be 法、 ^{26}Al 法及び ^{36}Cl 法は宇宙線により生成される放射性核種を利用する手法で、先の手法とは生成した核種にのみ注目するという点で、少し原理が異なる。例えば ^{14}C は大気中の ^{14}N が宇宙線との反応により生じるが、半減期5,730年でベータ壊変して再び ^{14}N になるので、大気中の ^{14}C は生成される量と壊変する量とがほぼ等しくなり、一定の値をとっている。この ^{14}C が閉鎖系に入ると外界との炭素交換が行われなくなり、放射壊変によって濃度が減少する。このことから、試料中の ^{14}C 濃度を測定し、試料が閉鎖系に達してから何年経過したかが推定可能となる。一方、 ^{10}Be 法、 ^{26}Al 法及び ^{36}Cl 法は、放射壊変による放射性核種の濃度の減少ではなく、生成する量に注目した年代測定法である。

② 放射線損傷を利用する年代測定法

自然界に存在する鉱物の結晶は、ウラン系列やトリウム系列、 ^{40}K などの放射性核種の壊変により生じる放射線によって放射線損傷が生じている。この放射線損傷の量から年代を推定する手法がFT法、TL法、OSL法、ESR法である。

FT法は、 ^{238}U が自発核分裂をする際に生じるエネルギーにより生じる鉱物中の飛跡（フィッシュョン・トラック）の数をカウントし、その鉱物に含まれる ^{238}U の量と飛跡の数から年代を推定する手法である。この手法は閉鎖温度が比較的低温で、鉱物粒子ごとに測定が可能だが、飛跡の判別方法に測定者の技量による差が生じる可能性がある。FT法には ^{238}U の自発核分裂壊変定数が明確に定まっていないという問題があったが、近年、他の手法と整合的な年代値が得られる壊変定数が提案されている（檀原ほか, 2010²⁰; Danhara and Iwano, 2013²¹）。

TL法及びOSL法はルミネッセンスを利用する手法で、両手法ともに放射線損傷を受けた鉱物粒子に対してエネルギーを与えてやることで試料を励起・発光させ、得られたスペクトルから損傷量を推定する手法である。TL法は加熱、OSL法は光刺激によって試料を励起させる。これらの手法は放射性核種をほとんど含まず、天然に豊富に存在する石英や長石などに対しても適用可能なため、幅広い試料などに対して有効である。なお、ルミネッセンス法は測定精度が数十%程度となることや、励起させて得られたルミネッセンスから求める「総被ばく線量」と鉱物が自然状態で受け続けている放射線の1年あたりの量である「年間線量率」を正しく見積もる必要があることが課題である（高島, 1995²²; Toyoda et al., 2006²³）。

ESR法もルミネッセンス法と同じく自然状態で受けている放射線による放射線損傷を利用するが、鉱物などに生じる欠陥などの量をマイクロ波吸収により不対電子の量として検出する手法である。この手法はルミネッセンス法よりも適用できる試料が多い利点があるが、測定精度が悪いという欠点がある。また、ルミネッセンス法と同じく年間線量率を算出する必要がある（塚本, 1995²⁴）。

これらの年代測定法はいずれも結晶の生成、閉鎖系の成立や熱的イベントによる放射線損傷のリセットなどのイベントが発生してから現在までの年代値を測定するものであり、採取した試料の状態や地質学的背景などの解釈を考慮した上で年代値を決定する必要がある。

2) 炭酸塩鉱物の年代測定

上述のように、数々の放射性核種の壊変を利用する年代測定法があるが、炭酸塩鉱物を鉱物対象とした年代測定も、その対象となる形成年代と産状によって適用可能な手法が数多くある。平成25年度は、それらについて整理を行った。以下に、各手法の詳細について述べる。

数万年より若い試料の年代測定を行う場合は ^{14}C 法が一般的に用いられている（兼岡, 1998¹⁹）。炭素は、有機化合物の主要成分であり、化石や木片など第四紀学や考古学の分野で対象となる試料に含まれるため、多数の研究で利用されている（例えば、瀧川ほか, 2011²⁵）。炭酸塩鉱物を対象とした ^{14}C 法の適用例もあり、トゥファ（Hori et al., 2008²⁶）、サンゴ（北村ほか, 2003²⁷）

などの年代値が報告されている。かつて ^{14}C 測定では放射線測定が行われてきたが、加速器質量分析法 (AMS) の利用により微量の試料を短時間で測定することが可能となり、測定できる年代値も 6 万年程度前まで測定可能となっている (中井ほか, 1988²⁸⁾)。さらに、AMSの測定技術の向上により、より古い年代の推定が可能となりつつある (Tuniz et al., 1998²⁹⁾)。

形成年代が数百年から数万年までの炭酸塩鉱物の年代測定に対しては、 ^{14}C 法に加え、TL法や ESR法などが適用可能である (Bluszcz et al., 1988³⁰; 兼岡, 1998¹⁹)。方解石 (炭酸塩鉱物) を対象としたルミネッセンス法の適用例はこれまでに考古学や第四紀学の研究で報告されているが、そのほとんどがTL法を用いた研究である。TL法による測定例として、石筍 (Debenham, 1983³¹)、貝殻 (Ninagawa et al., 1992³²)、サンゴや炭酸塩堆積物 (Hou, 1988³³)、遺跡などに使用される石灰岩や大理石中の方解石 (Liritzis et al., 1996³⁴) などの年代値が報告されている (Gallois et al., 1979³⁵)。OSL法を用いた炭酸塩鉱物の年代測定例はTL法を用いた例と比較すると少ないが、鍾乳石を対象としたOSL法の適用性が検討されている (Ugumori and Ikeya, 1980³⁶)。一方、前述の研究の場合とは別の波長のレーザーを用いた場合は、炭酸塩鉱物のOSLが増加しないという報告もある (Galloway, 2002³⁷)。これらのことから、炭酸塩鉱物に対するOSL法の適用性については検討する余地がある。

数千年から数十万年前に形成された炭酸塩鉱物の年代測定の例としては、U系列の放射年代測定法の適用が多く、サンゴ (Sasaki et al., 2004³⁸) やその化石 (Kitamura et al., 2005³⁹)、石筍 (Watanabe et al., 2010⁴⁰)、断層岩の炭酸塩脈 (Watanabe et al., 2008¹⁷) などの年代が報告されている。炭酸塩鉱物を対象としたU-Th法は、炭酸塩鉱物の形成時にThがほとんど結晶中に含まれないことを利用するため、初期Thをほぼ無視できる利点がある (兼岡, 1998¹⁹)。しかし、U-Th法は放射非平衡を利用するため適用可能な年代が 50 万年前までと限られており、形成年代がこれより古い炭酸塩鉱物を測定する際はU-Pb法などを用いる必要がある。(U-Th)/He法も炭酸塩鉱物を対象とした測定例がある (Cros et al., 2014⁴¹) が、その報告例は少ない。

さらに古い年代値 (数百万年から数億年) を示す試料に対してはRb-Sr法、Pb-Pb法やU-Pb法が用いられ、割れ目の充填鉱物に含まれる方解石や沸石のRb-Sr年代値 (Asahara and Tanaka, 2007¹⁸) や原生代以前の石灰岩のPb-Pb年代値 (可児・福井, 2011⁴²) などが報告されている。Rbは熱水に多く含まれており、熱水由来の炭酸塩鉱物であれば測定可能と推測されるが、天水由来の炭酸塩鉱物を対象とした場合は初生的なRbの含有量が少なく適用できない可能性が高い。炭酸塩鉱物を対象にU-Pb年代を報告した例もあり (Becker et al., 2002⁴³)、様々な炭酸塩試料を対象として数十万年から数億年のU-Pb年代値の推測例がある (Rasbury and Cole, 2009⁴⁴) が、一般的にU-Pb法を用いる際に対象とするジルコンと比較すると、炭酸塩鉱物に含まれるU及びPbの濃度が低いために精度のよい年代測定が相対的に困難であると言われている (Jahn and Cuvellier, 1994⁴⁵)。

(2) 問題点と新たな着眼点の抽出

既に述べたように、割れ目の充填鉱物の相対的な形成順序を推測し、透水性割れ目の変遷を考察した例はいくつかある。しかし、これらの充填鉱物のうち、炭酸塩鉱物の形成年代は定量的に推定されていない。この理由として、炭酸塩鉱物の年代測定法として多数の報告例がある ^{14}C 法、TL法、U-Th法やU-Pb法なども、脈状の充填鉱物のような微量の試料を対象とした測定が困難であったためと考えられる。しかし、近年、分析技術の向上によって、より微量の試料による分析や適用年代の延長が可能となっている。例えば ^{14}C 法では、これまで一般的に炭素量 1 mg程度を試料としていたが、近年、より微量での分析需要が高まり、現在 0.1 mg以下でもルーチン測定が可能になってきている (Hua et al., 2004⁴⁶; Santos et al., 2007⁴⁷)。加えて、(1) で述べたように測定技術の向上により測定年代の限界も伸びている。例えば、U-Pb法のような長半減期核種を用いる年代測定法を用いて、百万年より若い年代測定の試みがなされている (Sano et al., 2002⁴⁸)。これらの新たな手法を適用することにより、これまで行うことができなかった炭酸塩鉱物での測定や年代測定が可能になると考えられる。

ただし、微量の試料を対象とする場合は、試料量が豊富にある場合よりもさらに分析中の試料に対する汚染の影響が大きくなると考えられるため、クリーンルームを使用するなどの対策が必要となる。加えて、U系列の年代測定法やOSL法でより正確な測定のために核燃料物質や放

放射性元素を利用する場合があるが、これらの使用には法的な使用許可が必要であり、その条件を兼ね揃えた分析施設が必須となる。

さらに、ジルコンなどの測定例から、カソードルミネッセンス像（以下、「CL像」という）で明瞭に見られる累帯構造が結晶の段階的成長（overgrowth）を示していることが明らかになってきた（例えば、Tatsumi et al., 2011⁴⁹）。すなわち、単一の結晶を対象とした場合でも、その結晶が段階的に成長している可能性があり、年代測定を行う上では注意が必要である。方解石の結晶のCL像でも、単一結晶内で微量元素濃度の違いによる累帯構造や明暗が観察されている（Witkowski et al., 2000⁵⁰; Bouch, 2004⁵¹; Milodowski et al., 2005⁵²; 水野・岩月, 2006⁵³）：図 3.2-3）ことから、本事業においても炭酸塩鉱物のCL像を取得し、結晶が段階的に成長しているかどうかを把握した上で年代測定を行う必要がある。この場合は、対象とする試料の量がさらに少なくなると考えられるため、空間分解能の高い試料分取法及び微量の試料に対する測定手法の適用性を検討することになる。

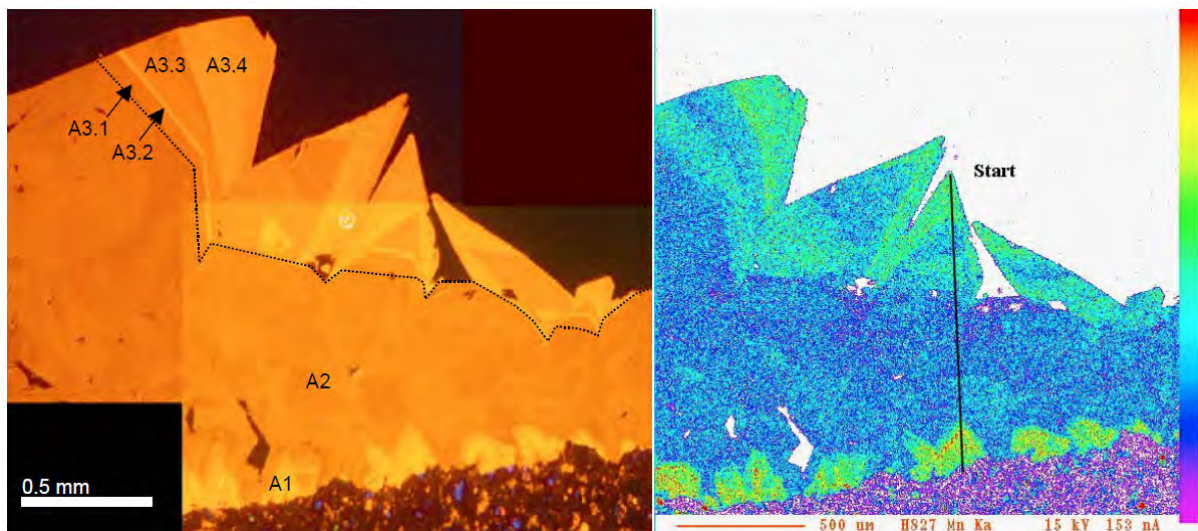


図 3.2-3 方解石の CL 像と Mn の分布 (Milodowski et al., 2005⁵²)

これまで空間分解能の高い微小領域の分析では、対象とする領域からマイクロドリルやマイクロミルなどを用いて試料を採取し、分析する方法が知られている。例えば、マイクロドリルを用いて火山岩中の斑晶の微小部分を削り、U系列の年代測定のために表面電離型質量分析 (Thermal Ionization Mass Spectrometry : 以下、「TIMS」という) を用いて同位体比の測定を行った例 (Davidson and Tepley, 1997⁵⁴) や、マイクロミルにより炭酸塩鉱物を削り、リン酸で分解して¹⁴C年代測定を行った例 (Burgess et al., 2010⁵⁵) がある。また、近年はレーザーを用いて対象領域から試料を分取し、さらにそのまま直接測定装置に試料を導入する方法も提案されている (Kitagawa, 2013⁵⁶)。この手法は、¹⁴C年代測定において、前述のマイクロミルで炭酸塩鉱物を分取してからリン酸で分解して二酸化炭素を得る方法と比較してより高速で簡便である。このような手法を用いることで、微小領域の試料を採取することが可能となる。また、U系列の年代測定法では、レーザーアブレーション (以下、「LA」という) にICP-MSを接続した装置による測定が行われている。これにより、炭酸塩鉱物の微小領域において、試料採取からウランなどの同位体測定までを1セットの装置で行うことができる。このLAとICP-MSを組み合わせた方法 (以下、「LA-ICP-MS」という) を用いることで、測定試料の準備は試料の研磨程度であり、試料の分取、酸分解による溶液化、対象元素の分離などの煩雑な前処理手順は不要である。すなわち、LA-ICP-MSを用いることで簡便かつ微量の試料の測定が可能となる。LA-ICP-MSを用いたジルコンの年代測定については多数の報告がある (例えば、Hirata and Nesbitt, 1995⁵⁷) が、脈状の炭酸塩鉱物の年代測定例はほとんどない。これは、閉鎖系の問題に加えて炭酸塩鉱物 (脈) 中のUやThの含有量の少なさの問題があると考えられている (伊藤, 2011⁵⁸) が、TIMSを用いて断層岩中の炭酸塩脈の年代値を得た例もあり (Nuriel et al., 2012¹⁶)、炭酸塩鉱物への適用性の

検討を行う余地はある。また、多数回のレーザー照射により装置への試料の導入量を確保するなどにより、低濃度のUやThも測定できる可能性がある。

さらに、EPMAを用いたCHIME (Chemical Th-U-total Pb Isochron Method) 年代測定法が Suzuki et al. (1991)⁵⁹⁾によって開発されている。EPMAはLA以上に空間分解能が高い(3~6 μm)。CHIME法はEPMAにより測定した試料のU、Th及びPbの濃度を年代値に換算するもので、数百万年以上の年代を推定できる。また、地球科学の分野では普遍的な装置であるEPMAを使用することから汎用性が高く、迅速な測定が可能である(鈴木, 2005⁶⁰⁾)。ただし、本手法はジルコンやモナザイトなどを対象としており、炭酸塩鉱物を測定した例はない。例えば、サンゴにEPMAのビームを長時間照射すると試料の融解や分解が生じるなどのダメージを受けてしまう報告例もある(織田ほか, 2006⁶¹⁾)ことから、炭酸塩鉱物にCHIME法を適用するためには根本的な手法の開発が必要となる。

調査した年代測定法について、脈状の炭酸塩鉱物に適用する場合の課題及び適用の可能性に関する判定結果を表 3.2-2 にまとめた。¹⁴C 法や U-Th 法、ESR 法、TL 法は炭酸塩鉱物の研究事例もあり、適用が可能である。ただし、高い空間分解能での測定や微量試料の分析、また近年の向上した分析手法の適用については、検討する余地がある。また、U-Pb 法、CHIME 法、OSL 法などについては、炭酸塩鉱物の年代測定への利用について潜在的可能性をもつが、測定条件や研究事例の検討が不十分である。これらの手法が適用できるようになれば、炭酸塩鉱物の年代推定範囲を広げることができ、また、各手法によるクロスチェックもできるため、より正確な年代推定が可能となる。以上が、今後の本事業で実施する課題となりうる。

手法自体の適用性の検討については、既往研究により年代が推定されている炭酸塩鉱物を対象とすることが望ましい。例えば、山口県美祢市の秋芳洞内で採取された石筍は、表面部から中心部に向かって古くなり、中心部の最も古い場所の年代値が $5.5 \pm 0.5 \times 10^4$ 年であると報告されている(Miki and Ikeya, 1978⁶²⁾)。このような試料に対してCL像を取得し、試料の形成年代に見合った年代測定法を適用することで、年代値の妥当性について速やかに確認することが可能となる。

脈状の炭酸塩鉱物を対象として年代測定を行う場合は、試料の選定に注意する必要がある。一般的に充填鉱物は風化に弱いため、地表調査では初生的な組成を保っている物が少なく(吉田ほか, 2002⁶³⁾)、年代測定に適した試料を採取できない可能性が高い。一方、地下深部に建設された施設では新鮮な充填鉱物が採取可能である。原子力機構では、二つの深地層の研究施設(瑞浪超深地層研究所と幌延深地層研究所)を有しており、比較的容易に新鮮な脈状の炭酸塩鉱物を採取することが可能である。また、各年代測定法とも、年代推定には測定対象の脈状の炭酸塩鉱物の性状及び産状の情報を加味した解析が必要である。これらの研究施設では、これまでの研究や調査により既に関連情報が得られており(例えば、Iwatsuki et al., 2002⁴⁾)、また本事業で行う「3.3 炭酸塩鉱物の酸化還元電位推定技術」の研究と同じ試料を分析することで関連情報を効率的に取得し、総合的に評価することが可能である。

表 3.2-2 脈状の炭酸塩鉱物を対象とした年代測定法の適用性

手法	対象	適用年代 (yr)					割れ目を充填する炭酸塩鉱物を対象とした際の課題	判定
		10 ³	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷		
放射(非)平衡	Rb-Sr					・対象元素の含有量が少ない可能性が高い	×
	U-Pb					・鉛の蓄積量が少ないと測定不可	△
	CHIME					・炭酸塩への適用例がない ・鉛の蓄積量が少ないと測定不可	△
	(U-Th)/He					・適用例が少ない	△
	K-Ar					・過剰Ar やAr 損失がある可能性が高い	×
	¹⁰ Be, ²⁶ Al, ³⁶ Cl					・対象核種が生成されない可能性が高い	×
	U-Th					・異地性のTh の混入 ・最長で50万年まで	○
	¹⁴ C					・最長で5万年まで	○
放射線損傷	FT					・飛跡が蓄積されない可能性が高い	×
	ESR					・年間線量率の見積もり ・誤差が大きい(数十%程度)	○
	TL					・年間線量率の見積もり ・誤差が大きい(数十%程度)	○
	OSL					・年間線量率の見積もり ・誤差が大きい(数十%程度) ・適用例が少ない	△

- ：適用できる可能性が高い
- △：適用できる可能性があるが検討が不十分
- ×

(3) 技術開発に関する検討

本年度は 1 台の装置でTL及びOSL年代測定に対応できるルミネッセンス測定装置を整備した(図 3.2-4)。ただし、3.2.2 (1) で既に述べたように、炭酸塩鉱物を対象としたOSL法の適用性については十分に議論されていない。また、TL法であっても、試料の調製や測定時の試料表面の化学反応などにより年代値が得られないこともあり(Wintle, 1978⁶⁴; Roque et al., 2001⁶⁵)、適用性について検討の必要がある。また、充填鉱物のような微量の炭酸塩試料に対する調製手法も開発する必要がある。導入した装置の仕様を表 3.2-3 に示す。

本装置の特徴は以下の 3 点である：1) 光ルミネッセンス (OSL) と熱ルミネッセンス (TL) の測定が可能であり、Linear-Modulated OSL、パルス OSL、post-IRIRSL、赤色 TL、アイソサーマル TL など、様々な測定が可能である、2) 室温から 700℃までの熱処理が可能である、3) 1 回の測定で 48 試料(他社製の装置と比較して最大)が測定可能である。

OSLの測定では、被ばく線量の見積もりのために放射線源を用いて人工的に試料へ放射線を照射する必要がある。線源としては、β線源やX線源などが利用されているが、β線源はX線源よりも長期間安定した照射線量を確保できる(Thomsen et al., 2006⁶⁶) ことから、本装置ではβ線源を選択した。ただし、β線源の使用には放射性元素の取扱許可を得る必要があり、本年度はその許可取得までの十分な時間が確保できないことから、線源の取付は来年度以降に行うこととした。また、RISO DTU製の標準石英を対象として、OSL測定装置の性能確認を実施した。260℃、10秒でプレヒートを行った後、125℃、40秒で石英粒子のOSL信号を測定した。本装置によって得られた石英のOSL信号(図 3.2-5)は正常であり、装置が正しく機能することを確認できた。

来年度以降は炭酸塩鉱物に対する OSL 法の適用性の検討として、基礎データの取得を行う。具体的には、励起光の波長の確認として、炭酸塩鉱物を青色 LED (470 nm) で励起した時に、OSL 信号 (natural 信号) が検出されるか確認する。また、試料を加熱して OSL 信号を完全にリセットした後、青色 LED を用いて OSL 測定を行い、natural 信号との比較を行う。さらに、β線源導入後、試料に人工放射線を照射し、信号強度が放射線量に応じて増加するかについて確認を行う。

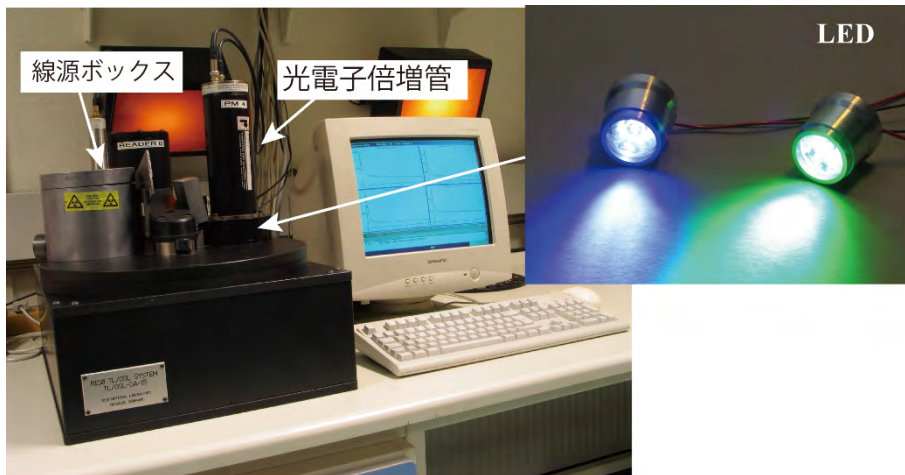


図 3.2-4 本年度整備したルミネッセンス測定装置

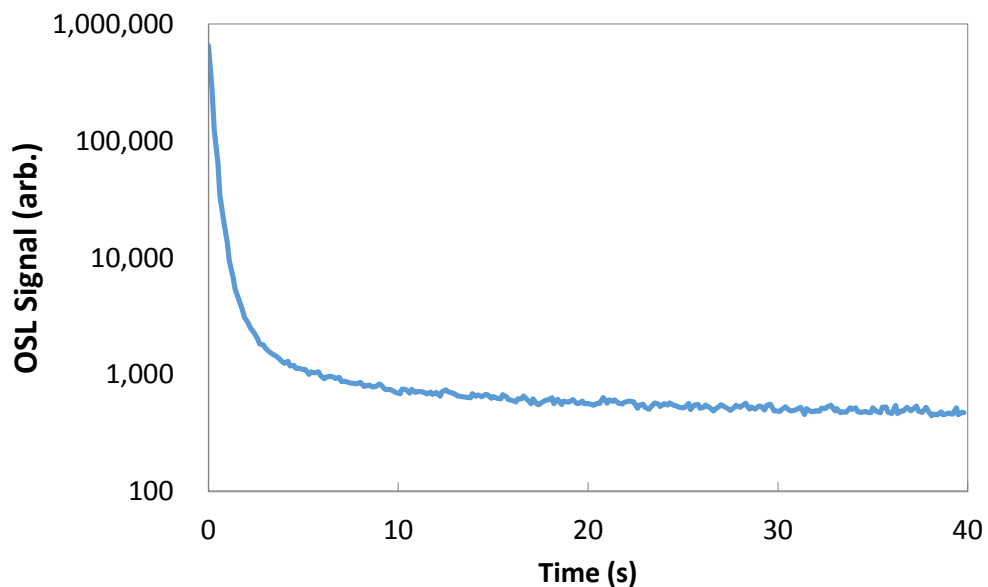


図 3.2-5 標準石英の OSL 信号

表 3.2-3 平成 25 年度に導入したルミネッセンス測定装置の仕様

装置名称	デンマーク国立リソ研究所製 TL/OSL-DA-20自動測定装置
サイズ	40 cm(横幅)×55 cm(奥行き)×55 cm(高さ)
OSL検出装置	光電子増倍管(EMI9235QA)
励起光	発光ダイオード(青色LED; Nichia NSPB-500S、赤外LED; Vishay TSHA650)
密封線源	^{90}Sr - ^{90}Y 放射線源(1.48 GBq、線量率 \sim 0.1 Gy/s、半減期: 30年)

3.2.3 まとめ

平成 25 年度は、年代測定法に関する既往研究を整理した結果、地層処分で考慮すべき数十万から数百万年という時間の全範囲について、炭酸塩鉱物に適用可能な年代測定法が抽出できた。

これらの手法の中にはすでに手法として確立したものもあるが、脈状の炭酸塩鉱物のような微量の試料を対象とした事例はほとんどなく、手法自体の再検討が必要な測定法が多い。また、炭酸塩鉱物に対する適用性の検討が不十分な手法もあるが、各手法で得られた年代値のクロスチェックを実施するためにも、これらの手法が利用可能であるかを明らかにする必要がある。以上のような既往研究の整理を実施した上で、本年度はルミネッセンス測定装置を整備し、装置の性能確認を実施した。

来年度以降は 3.2.2 (3) で挙げた複数の手法で炭酸塩鉱物を対象とした年代測定法の適用性を検討するとともに、脈状の炭酸塩鉱物を対象として鏡下観察とCL像により結晶の産状を詳細に把握した上で、局所的かつ微量の試料の年代測定が可能な手法を開発する (図 3.2-6)。最終的には、試料に応じた年代測定法を組み合わせることでクロスチェックし、より信頼性の高い年代推定が可能なマルチ年代測定 (例えば、巽ほか, 2010⁶⁷⁾; 岩野ほか, 2012⁶⁸⁾) の構築を目指す。

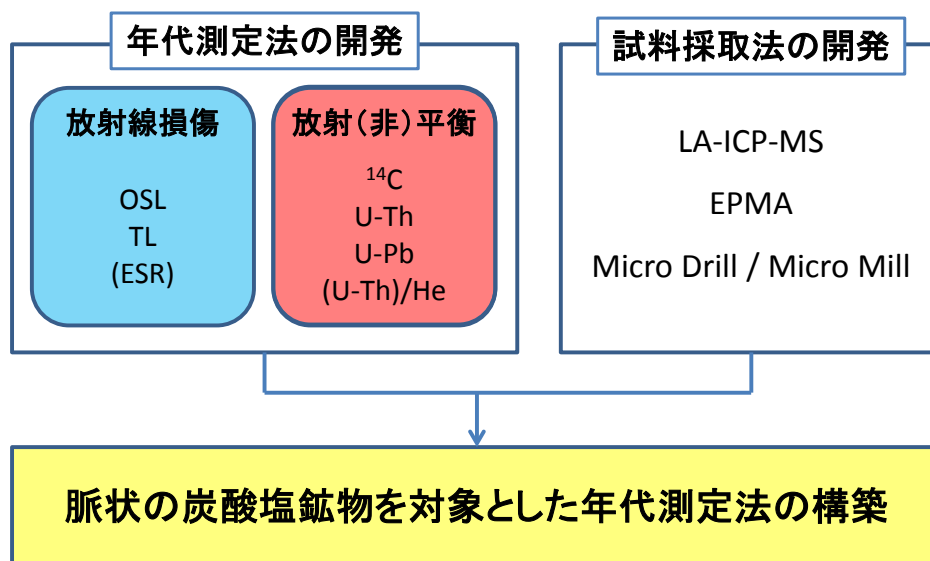


図 3.2-6 脈状の炭酸塩鉱物を対象とした年代測定技術開発の戦略概念図

引用文献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) 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, 2012a, pp.68-95
- 4) Iwatsuki, T., Satake, H., Metcalfe, H., Yoshida, H. and Hama, K., Isotopic and morphological features of fracture calcite from granitic rocks of the Tono area, Japan: a promising paleohydrogeological tool, *Applied Geochemistry*, vol.17, 2002, pp.1241-1257.
- 5) 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, 2012, 78p.
- 6) 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.
- 7) Nishimoto, S. and Yoshida, H., Hydrothermal alteration of deep fractured granite:

- Effects of dissolution and precipitation, *Lithos*, vol.115, 2010, pp.153-162.
- 8) 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, 2012b, 168p.
 - 9) 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.57, 1999, pp.71-84.
 - 10) 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.
 - 11) Sandström, B., Tullborg E-L., Smellie, J., MacKenzie, A.B. and Suksi, J., Fracture mineralogy of the Forsmark site, SKB, SKB Rapport R-08-102, 2008, 113p.
 - 12) 金折裕司, 田中竹延, 柳田 誠, 山口大学断層テクトニクス研究グループ, 山口県中央部, 大原湖断層系の性状と活動性, 応用地質, vol.47, 2006, pp.218-231.
 - 13) 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.
 - 14) 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.
 - 15) 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.
 - 16) 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.
 - 17) Watanabe, Y., Nakai, S. and Lin, A., Attempt to determine U-Th ages of calcite veins in the Nojima fault zone, Japan, *Geochemical Journal*, vol.42, 2008, pp.507-513.
 - 18) Asahara, T.M. and Tanaka, T., An attempt to determine the age of geological fractures by applying Rb-Sr mineral isochron dating to fracture-filling minerals, *Geochemical Journal*, vol.41, 2007, pp.165-172.
 - 19) 兼岡一郎, 年代測定概論, 東京大学出版会, 1998, 315p.
 - 20) 檀原 徹, 岩野英樹, 山下 透, 竹村恵二, 林田 明, 琵琶湖 1400m 掘削試料の編年: フィッション・トラック年代とテフラ同定の再検討, 第四紀研究, vol.49, 2010, pp.101-119.
 - 21) Danhara, T. and Iwano, H., A review of the present state of the absolute calibration for zircon fission track geochronometry using the external detector method, *Island Arc*, vol.22, 2013, pp.264-279.
 - 22) 高島 勲, 熱ルミネセンス年代測定 —特に石英による火山岩類の測定精度について—, 第四紀研究, vol.34, 1995, pp.209-220.
 - 23) Toyoda, S., Tsukamoto, S., Hameau, S., Usui, H. and Suzuki, T., Dating of Japanese Quaternary tephras by ESR and Luminescence methods, *Quaternary Geochronology*, vol.1, 2006, pp.320-326.
 - 24) 塚本すみ子, 電子スピン共鳴(ESR)年代測定法の現状と問題点, 第四紀研究, vol.34, 1995, pp.239-248.
 - 25) 瀧川 渉, 伊達元成, 小杉 康, 北海道小幌洞窟・岩陰遺跡出土人骨の年代学・形態学的検討, 日本人類学会, vol.119, 2011, pp.49-74.
 - 26) Hori, M., Hoshino, K., Okumura, K. and Kano, A., Seasonal patterns of carbon chemistry and isotopes in tufa depositing groundwaters of southwestern Japan, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.72, 2008, pp.480-492.
 - 27) 北村晃寿, 加瀬友喜, 大橋秀一, 平本真弓, 阪口佳孝, 田辺晶史, 間藤基之, 沖縄のサンゴ礁にある海底洞窟堆積物の堆積相と堆積速度, 第四紀研究, vol.42, 2003, pp.99-104.
 - 28) 中井信之, 中村俊夫, 放射性炭素年代測定法, 地質学雑誌, vol.29, 1988, pp.235-252.
 - 29) Tuniz, C., Bird, J.R., Fink, D. and Herzog, G.F., *Accelerator mass spectrometry, ultrasensitive analysis for global science*, CRC press, 1998, 230p.

- 30) Bluszcz, A., Goslar, R., Hercman, H., Pazdur, M.F. and Walanus, A., Comparison of TL, ESR and ^{14}C dates of speleothems, *Quaternary Science Reviews*, vol.7, 1988, pp.417-421.
- 31) Debenham, N.C., Reliability of thermoluminescence dating of stalagmitic calcite, *Nature*, vol.304, 1983, pp.154-156.
- 32) Ninagawa, K., Adachi, K., Uchimura, N., Yamamoto, I., Wada, T., Yamashita, Y., Takashima, I., Sekimoto, K. and Hasegawa, H., Thermoluminescence dating of calcite shells in the pectinidae family, *Quaternary Science Reviews*, vol.11, 1992, pp.121-126.
- 33) Hou, L. H., Properties of thermoluminescence (TL) and electron spin resonance (ESR) in deposited carbonates, *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation, Part D, Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, vol.14, 1988, pp.259-265.
- 34) Liritzis, I., Guibert, P., Foti, F. and Schvoerer, M., Solar bleaching of thermoluminescence of calcites, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, vol.117, 1996, pp.260-268.
- 35) Gallois, B., N'Guegen, B.H., Bechtel, F. and Schvoerer, M., Datation par thermoluminescence de coraux fossiles des Caraïbes; observation et interprétation de mécanismes inhabituels de TL, *PACT*, vol.3, 1979, pp.493-505.
- 36) Ugumori, T. and Ikeya, M., Luminescence of CaCO_3 under N_2 Laser Excitation and Application to Archaeological Dating, *Japanese Journal of Applied Physics*, vol.19, 1980, pp. 459-465.
- 37) Galloway, R.B., Does limestone show useful optically stimulated luminescence?, *Ancient TL*, vol.20, 2002, pp.1-5.
- 38) Sasaki, K., Omura, A., Murakami, K., Sagawa, N. and Nakamori, T., Interstadial coral reef terraces and relative sea-level changes during marine oxygen isotope stages 3–4, Kikai Island, central Ryukyus, Japan, *Quaternary International*, vol.120, 2004, pp.51-64.
- 39) Kitamura, A., Omura, A., Tominaga, E., Kameo, K. and Nara, M., U-Series Ages for Solitary Coral Species from the Middle Pleistocene Kunosan Formation in the Udo Hills, Shizuoka, Central Japan, *The Quaternary Research*, vol.44, 2005, pp.177-182.
- 40) Watanabe, Y., Matsuoka, H., Sakai, S., Ueda, J., Yamada, M., Ohsawa, S., Kiguchi, M., Satomura, T., Nakai, S., Brahmantyo, B., Maryunani, K.A., Tagami, T., Takemura, K. and Yoden, S., Comparison of stable isotope time series of stalagmite and meteorological data from West Java, Indonesia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol.293, 2010, pp.90-97.
- 41) Cros, A., Gautheron, C., Pagel, M., Berthet, P., Tassan-Got, L. and Douville, E., Pinna-Jamme, R., Sarda, P., ^4He behavior in calcite filling viewed by (U–Th)He dating, ^4He diffusion and crystallographic studies, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.125, 2014, pp.414-432.
- 42) 可児智美, 福井真美子, ペルム紀炭酸塩岩の鉛-鉛年代, フィッション・トラック ニュースレター, vol.24, 2011, pp.48-49.
- 43) Becker, M.L., Rasbury, E.T., Meyers, W.J. and Hanson, G.N., U-Pb calcite age of the Late Permian Castile Formation, Delaware Basin: a constraint on the age of the Permian-Triassic boundary (?), *Earth and Planetary Science Letters*, vol.203, 2002, pp.681-689.
- 44) Rasbury, E.T. and Cole, J.M., Directly dating geologic events: U-Pb dating of carbonates, *Reviews of Geophysics*, vol.47, 2009, RG3001, doi: 10.1029/2007RG000246.
- 45) Jahn, B-M. and Cuvellier, H., Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment, *Chemical Geology*, vol.115, 1994, pp.125-151.
- 46) Hua, Q., Zoppi, U., Williams, A.A. and Smith, A.M., Small-mass AMS radiocarbon analysis at ANTARES, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, vol.223-224, 2004, pp.284-292.

- 47) Santos, G.M., Southon, J.R., Griffin, S., Beupre, S.R. and Druffel, E.R.M., Ultra small-mass AMS ^{14}C sample preparation and analyses at KCCAMS/UCI Facility, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, vol.259, 2007, pp.293-302.
- 48) Sano, Y., Tsutsumi, Y., Terada, K. and Kaneoka, I., Ion microprobe U-Pb dating of Quaternary zircon: implication for magma cooling and residence time, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol.117, 2002, pp.285-296.
- 49) Tatsumi, Y., Yokoyama, K., Shen, J.J-S., Horie, K., Terada, K., Hidaka, H. and Lee, C-S., SHRIMP U-Pb Zircon Geochronology of the Orthogneiss and Paragneiss in the Eastern Central Range, Taiwan, *Bulletin of the National Science Museum. Series C*, vol.37, 2011, pp.17-27.
- 50) 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.
- 51) 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.
- 52) 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., Chenery, C., Shepherd, T.J. and McKervey, J.A., Application of mineralogical petrological and geochemical tools for evaluating the palaeohydrogeological evolution of the PADAMOT Study sites, PADAMOT PROJECT Technical Report WP2, EUFP5 Contract No. FIKW-CT2001-20129, 2005, 206p.
- 53) 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.
- 54) Davidson, J.P. and Tepley III, F.J., Recharge in volcanic systems; evidence from isotope profiles of phenocrysts, *Science*, vol.275, 1997, pp.826-829.
- 55) Burgess, S.N., Henderson, G.M. and Hall, B.L., Reconstructing Holocene conditions under the McMurdo Ice Shelf using Antarctic barnacle shells, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.298, 2010, pp.385-393.
- 56) Kitagawa, H., CO_2 -laser decomposition method of carbonate for AMS ^{14}C measurements, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, vol.294, 2013, pp.218-220.
- 57) Hirata, T. and Nesbitt, R.W., U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.59, 1995, pp.2491-2500.
- 58) 伊藤久敏, 電中研における LA-ICP-MS による U-Pb 年代測定法の取り組み, *フィッション・トラック ニュースレター*, vol.24, 2011, pp.46-47.
- 59) Suzuki, K., Adachi, M. and Tanaka, T., Middle precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study, *Sedimentary Geology*, vol.75, 1991, pp.141-147.
- 60) 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*, vol.111, no.9, 2005, pp.509-526. 高島 勲, 熱ルミネッセンス年代測定 —特に石英による火山岩類の測定精度について—, *第四紀研究*, vol.34, 1995, pp.209-220.
- 61) 織田志保, 茅根 創, 白井厚太郎, 高畑直人, 佐野有司, サンゴ骨格中の Sr/Ca, Mg/Ca 比測定: ICP-AES, SIMS, EPMA 分析法の評価, *地球化学*, vol.40, 2006, pp.231-238.
- 62) Miki, T. and Ikeya, M., Thermoluminescence and ESR Dating of Akiyoshi Stalactite, *Japanese Journal of Applied Physics*, vol.17, 1978, pp.1703-1704.
- 63) 吉田英一, 佐藤治夫, 仙波 毅, マトリクス拡散による物質移動の遅延効果の評価手法とその検討, *応用地質*, vol.43, 2002, pp.24-34.
- 64) Wintle, A.G., A thermoluminescence dating study of some Quaternary calcite: potential and problems, *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.15, 1978, pp.1977-1986.

- 65) Roque, C., Guibert, P., Vartanian, E., Bechtel, F. and Schvoerer, M., Thermoluminescence —dating of calcite: study of heated limestone fragments from Upper Paleolithic layers at Combe Saunière, Dordogne, France, *Quaternary Science Reviews*, vol.20, 2001, pp.935-938.
- 66) Thomsen, K.J., Botter-Jensen, L., Denby, P.M., Moska, P. and Murray, A.S., Developments in luminescence measurement techniques, *Radiation Measurements*, vol.41, 2006, pp.768-773.
- 67) 巽 好幸, 谷 健一郎, 佐藤佳子, 壇原 徹, 兵藤博信, 川畑 博, 羽生 毅, Dunkley, D. J., マルチ年代測定による信頼性の高い火山活動年代の推定: 小豆島に分布する瀬戸内火山岩類への適用, *地質学雑誌*, vol.116, 2010, pp.661-679.
- 68) 岩野英樹, 折橋裕二, 壇原 徹, 平田岳史, 小笠原正継, 同一ジルコン結晶を用いたフィッショントラックと U-Pb ダブル年代測定法の評価, *地質学雑誌*, vol.118, 2012, pp.365-375.

3.3 炭酸塩鉱物の酸化還元電位推定技術

3.3.1 背景と目的

深地層の地球化学特性の調査解析、評価においては、現在の地下水の地球化学特性（pH や酸化還元電位）だけではなく、その長期的な変遷や関連するプロセスを推測することにより調査解析で得られた情報の信頼性を向上させることができる。また、長期的な地球化学特性の変動幅を踏まえた解析では、地下深部での長期的な物質移動現象の評価を可能とする。このような長期的な地球化学特性の変遷の調査解析は、地下水の滞留時間の範囲内においては、地下水の分析により直接的に地球化学的特性を把握することが可能である。一方、地下水の滞留時間を超える時間スケール（例えば、 ^{14}C による年代測定法では 5 万年程度、 ^{36}Cl による年代測定法では 150 万年程度まで（電力中央研究所, 2013¹⁾）を対象とする場合においては、過去の地球化学特性を反映した地下水を直接採取することができないため、水-岩石反応により地下水の化学特性を反映しながら地下水から沈殿した二次鉱物を利用し地球化学的特性を推測することが有効である（Blyth et al., 2009²⁾）。このような二次鉱物には、地下水の酸化還元状態を反映し易い鉄鉱物（水酸化鉄など）や硫化鉱物（黄鉄鉱など）、pH を反映し易い炭酸塩鉱物などが挙げられる。特に炭酸塩鉱物は、以下の理由から地下水の地球化学特性の長期的な変遷を推定するために有効な鉱物と考えられている。

- ・岩石の割れ目や空隙中に晶出していることが多い
- ・低温度領域を含めた広い温度範囲で生成される
- ・生成時の地下水の地球化学特性（同位体組成や化学組成）を反映する

そのため、炭酸塩鉱物を利用して岩体中の地球化学特性を推測した研究例も多い（例えば、岩月ほか, 2000³⁾; Bath et al., 2000⁴⁾; Gehör et al., 2002⁵⁾; Whelan et al., 2002⁶⁾; Milodowski et al., 2005⁷⁾; Blyth et al., 2009²⁾; Drake and Tullborg, 2009⁸⁾）。炭酸塩鉱物の生成時の地下水の情報を得るための理想的なケースとしては、炭酸塩鉱物に包有される流体包有物（液相・気相）を分析対象とすることである（Tullborg et al., 2008⁹⁾）。しかし、低温環境で形成した炭酸塩鉱物中には流体包有物が少ないことや、炭酸塩鉱物の結晶が微小な場合が多く、結晶内に存在する流体包有物を分離して測定することが難しい（Tullborg et al., 2008⁹⁾）。このため、既往の研究では炭酸塩形成の物理的・化学的条件を明らかにするための現実的な手法として、炭素安定同位体比、酸素同位体比、ストロンチウム同位体比、炭酸塩鉱物に含有される微量元素やその結晶形態を利用した研究が行われてきた（例えば、Milodowski et al., 1998¹⁰⁾, 2002¹¹⁾, 2005⁷⁾; Tullborg et al., 2008⁹⁾）（図 3.3-1）。

本章では、地下水の地球化学特性を把握するために炭酸塩鉱物を利用した既存研究事例を整理し、主に結晶質岩（花崗岩）中の炭酸塩鉱物に対して適用可能な酸化還元電位（Eh）推定技術開発について検討を行う。

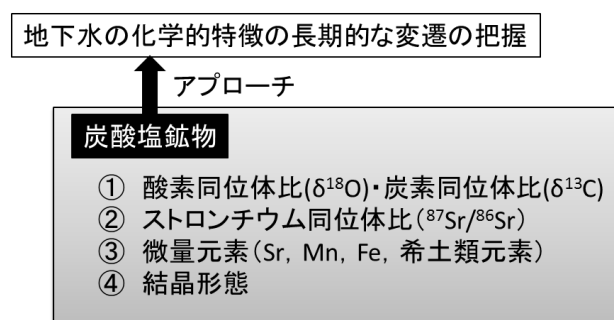


図 3.3-1 地下水の地球化学特性の長期的な変遷を把握するためのアプローチ手法

3.3.2 実施内容・結果

これまでに炭酸塩鉱物を利用して過去の化学環境の復元を試みた研究は多くされているが、今回はそれらの研究から特に地下水の地球化学特性の長期的な変遷を把握するために実施された国内外の事例を分析・観察項目ごとに整理し、問題点や新たな着眼点を抽出した。

(1) 炭酸塩鉱物の結晶形態

炭酸塩鉱物の結晶形態は溶液中のMg濃度に依存するため、鉱物生成時の地下水塩分濃度の指標となることが示されている (Folk, 1974¹²⁾)。これは炭酸塩鉱物が沈殿する溶液中のMg濃度と、沈殿した炭酸塩鉱物のC軸の伸長性に相関があるためである。具体的にはC軸に伸長する炭酸塩鉱物 (例えば、scalenohedral crystal) は塩水から形成し、C軸に対して伸長しない炭酸塩鉱物 (例えば、nailhead shaped crystal) は淡水から形成したと考えることができる (Milodowski et al., 2002¹¹⁾: 図 3.3-2)。このように炭酸塩鉱物の結晶形態は概略的に鉱物形成時の地下水環境を推定するための指標とすることができる。また、炭酸塩鉱物が複数の形成履歴を持つ場合、沈殿鉱物の表面とは異なる結晶形態を内部に保存している場合がある。このような炭酸塩鉱物について、Milodowski et al. (1998)¹⁰⁾は結晶の伸長方向 (C軸方向) に沿った結晶断面のカソードルミネッセンス像を観察することによる沈殿履歴の復元及び各形成段階の炭酸塩鉱物を対象とした解析により過去の地下水環境を詳細に復元できる可能性を示した (図 3.3-3)。

(2) 炭酸塩鉱物の酸素・炭素同位体組成

炭酸塩鉱物の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) は、炭酸塩鉱物の沈殿をもたらした地下水の酸素同位体比と形成時の温度条件に依存する。このため炭酸塩鉱物形成時の酸素同位体の分配係数を仮定することにより、炭酸塩鉱物の酸素同位体比から炭酸塩鉱物を形成した地下水中の酸素同位体比を推定でき、地下水の起源 (特に熱水など) を明らかにすることができる。また酸素同位体比に基づく炭酸塩鉱物形成時の温度条件を推定するための温度計も提唱されている (例えば、O'Neil et al., 1969¹³⁾)。

他方、炭酸塩鉱物中の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) は、炭酸塩鉱物形成時の温度条件による影響をほとんど受けなため、炭酸塩鉱物を形成する炭素源の炭素同位体比の情報を反映する。このことは、炭酸塩鉱物中の炭素の起源 (例えば、天水起源や海水起源、熱水起源) を検証可能であることを示す。例えば、Tullborg et al. (2008)¹¹⁾はスウェーデンのフォルスマルクとラクシュマー/シンペパーブの両サイトで認められる炭酸塩鉱物の低い炭素同位体比 (< -25 ‰PDB) は、おおよそ 100°C 以下での岩盤内で生じた微生物活動の影響を受けた CO_2 由来であることを論じている (図 3.3-4)。さらに、Drake et al. (2012)¹⁴⁾は同地で確認された低い $\delta^{13}\text{C}$ を持つ方解石の炭素の起源を、微生物による嫌氣的メタン酸化により生じた炭素であると推定している。

炭素同位体比及び酸素同位体比の分析では、分析に必要な量はともに 1 mg 未満である。このため微細な炭酸塩鉱物結晶の分析も技術的に可能である。また多くの場合、同一試料での同位体比分析 (酸素、炭素、ストロンチウムなど) 及び微量元素分析が可能である。

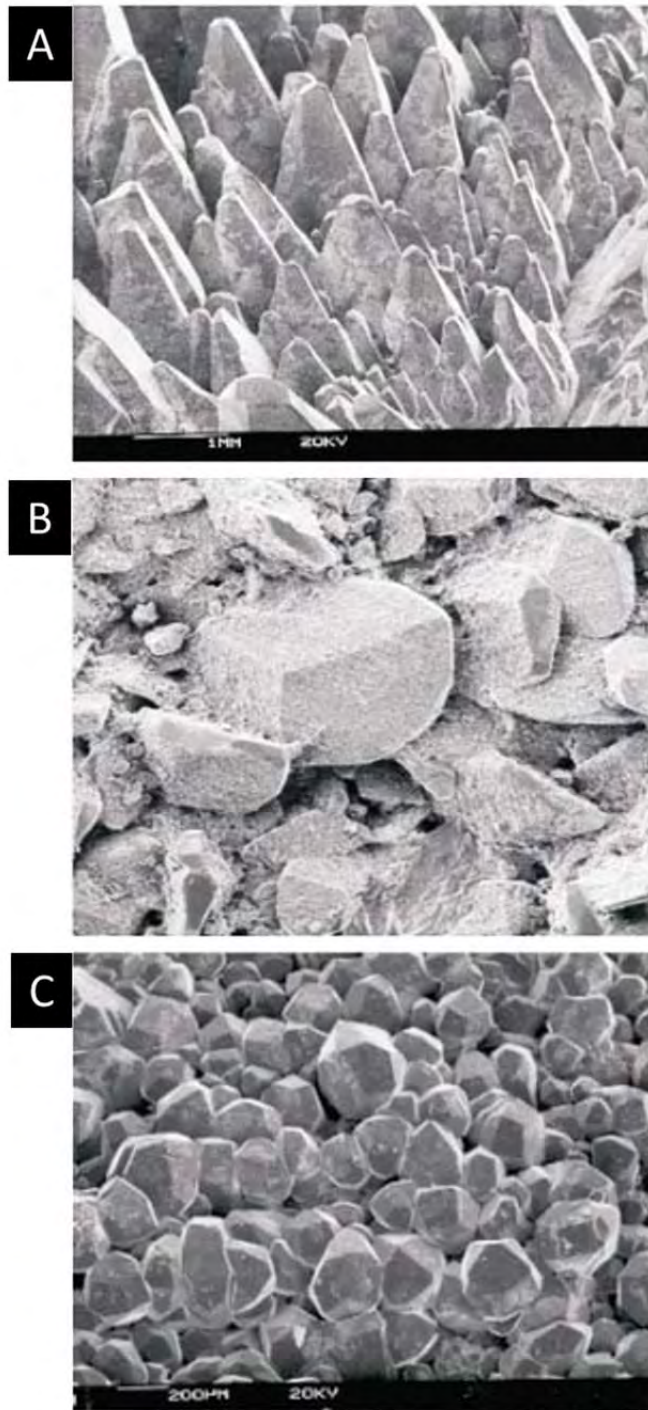


図 3.3-2 炭酸塩鉱物の結晶形態の特徴を示した SEM 像 (Milodowski et al., 2005⁷⁾)

- A. C 軸に伸長する炭酸塩鉱物 (scalenohedral crystal、dog-tooth crystal)、塩水系地下水から形成。
- B. C 軸に対して伸長しない炭酸塩結晶 (nailhead shaped crystal)、淡水系地下水から形成。
- C. C 軸に対して伸長する結晶 (A) と伸長しない結晶 (B) の中間的な結晶形態、両者の中間的な水質から形成。

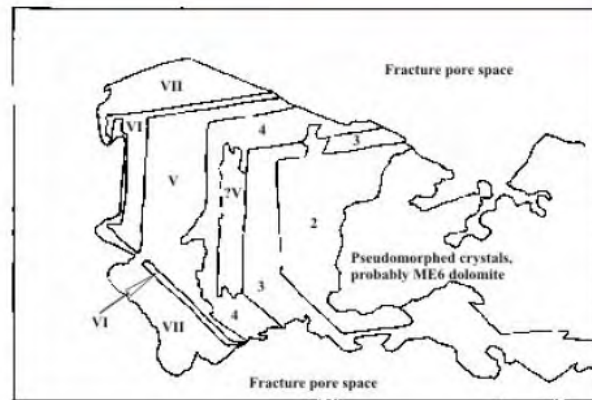
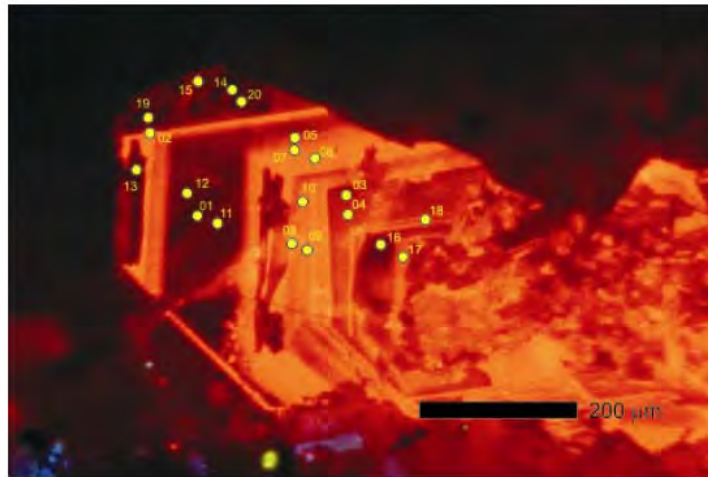


図 3.3-3 炭酸塩鉱物の結晶伸長断面のカソードルミネッセンス像 (Milodowski et al., 2005⁷⁾)

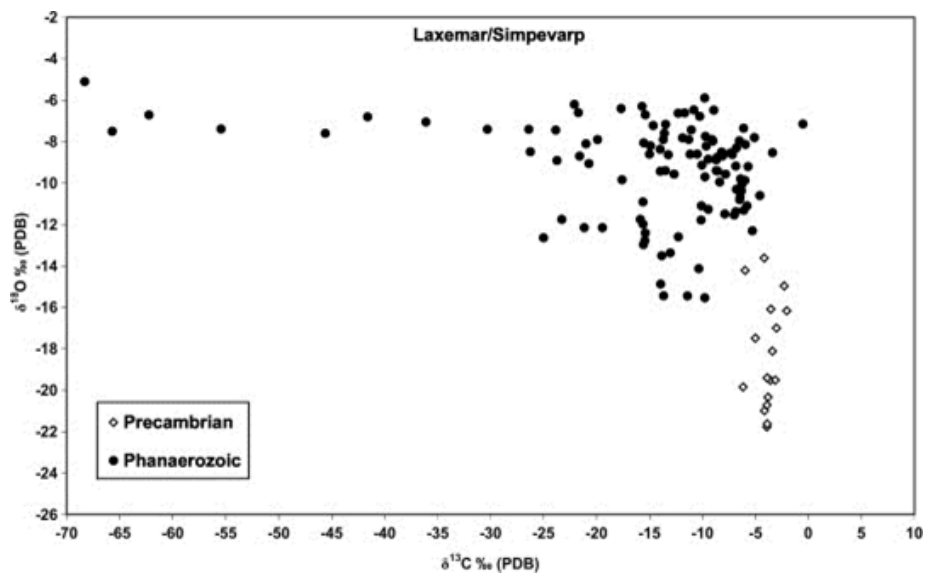


図 3.3-4 ラクシュマー／シンペヴァープで認められる炭酸塩鉱物の炭素同位体比 ($\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}_{\text{PDB}}$) と酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}_{\text{PDB}}$) の相関性 (Tullborg et al., 2008⁷⁾)

(3) 炭酸塩鉱物のストロンチウム同位体比

ストロンチウムは炭酸塩鉱物に普遍的に含有される成分であり、表面電離型質量分析計 (TIMS) を用いることで同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) の分析が可能である。ストロンチウムの同位体比は、炭酸塩鉱物が生成される際の分別が小さい。そのため、Tullborg et al. (2008)⁹⁾やBlyth et al. (2009)²⁾は炭酸塩鉱物中のストロンチウム同位体比が、炭酸塩鉱物を沈殿させた地下水の情報を反映し、炭酸塩鉱物沈殿時の地下水を特定する指標となり得ることや、炭酸塩鉱物の形成過程を区分するのに利用可能であることを指摘している。スウェーデンでの研究事例では、炭酸塩鉱物中のストロンチウム同位体比が酸素同位体比と正の相関を持つことが示されている。また、現在の地下水、海水中のストロンチウム同位体比及び酸素同位体比と比較することにより、産出する炭酸塩鉱物を沈殿させた水の起源を推定している (Tullborg et al., 2008⁹⁾)。その他、スウェーデンのストリパ鉱山やエスポHRL、フィンランドのオルキオト、カナダのチョークリバーなどでも、ストロンチウム同位体比を利用して炭酸塩鉱物の沈殿環境を推定する研究が実施されている (例えば、McNutt et al., 1990¹⁵⁾; Bottomley and Veizer, 1992¹⁶⁾; Wallin and Peterman, 1999¹⁷⁾など)。他方、地下水中のストロンチウムの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は、一般的には造岩鉱物である長石類と地下水の反応により決定されるが、粘土鉱物は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値が高くなる傾向を持つため、粘土鉱物に富んだ割れ目を通った熱水などから沈殿した炭酸塩鉱物は、母岩と比較して高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を示す場合がある (Tullborg et al., 2008⁹⁾)。このような高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値を持つ炭酸塩鉱物の表面に新たな炭酸塩鉱物が沈殿した場合、新しい炭酸塩鉱物の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は、古い炭酸塩鉱物中の高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値の影響を受ける。そのため、炭酸塩鉱物中のストロンチウム同位体比を測定する際には、走査電子顕微鏡 (SEM) による観察や微量元素濃度の分析などにより炭酸塩鉱物結晶内部の形成時期の違いについて把握することが望ましいとされる (Tullborg et al., 2008⁹⁾)。

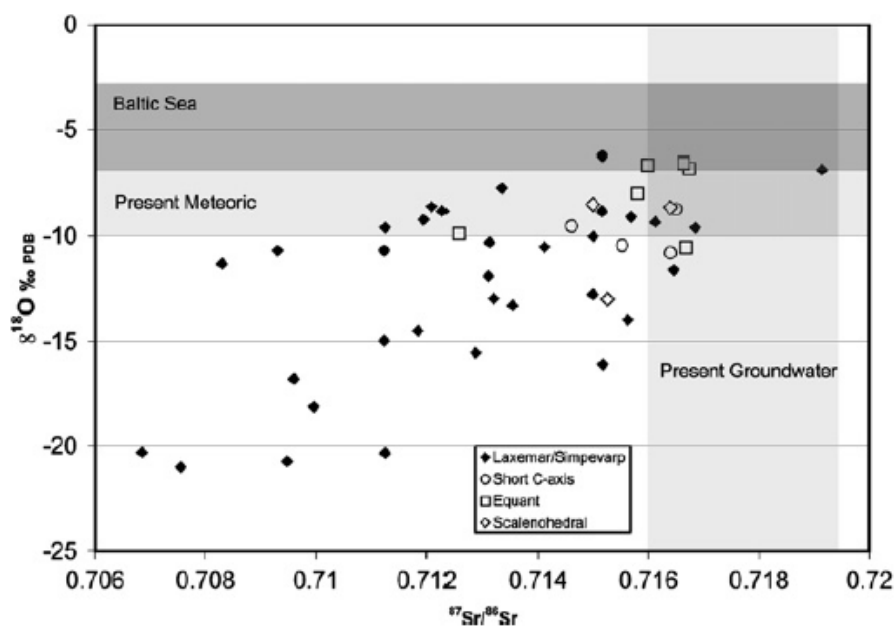


図 3.3-5 炭酸塩鉱物のストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ‰_{PDB}) と酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$ ‰_{PDB}) の相関性 (Tullborg et al., 2008⁹⁾)

(4) 炭酸塩鉱物の微量元素

炭酸塩鉱物に含まれる微量元素や希土類元素の特徴から、炭酸塩鉱物が生成した環境についての言及が可能である。以下に指標となる代表的な元素について示す。

- ・ ストロンチウム濃度は熱水起源か低温地下水からの沈殿由来かの指標となる。熱水起源の炭酸塩鉱物のストロンチウム濃度は 100 ppm 以上であり、低温地下水起源の炭酸塩鉱物のスト

ロンチウム濃度は 20~50 ppm である。

- マンガンや鉄、ウランなどの重金属元素の含有量は酸化還元状態の指標になる。例えば、マンガンと鉄は 2 価の原子価として炭酸塩鉱物中に含有される。このためマンガンと鉄の含有率が高いことは、炭酸塩鉱物形成の際に還元状態であったことを示す。一方、含有率が低いことは酸化状態であったことを示し、マンガンと鉄の含有量が酸化還元状態を知るための指標であることを示している (図 3.3-6)。これらの元素の定量分析とともに、鉱物中のマンガンと鉄の分布パターンを知る手法として、カソードルミネッセンス像の観察も有効である (例えば、Barnaby and Rimstidt, 1989¹⁸⁾)。
- 希土類元素存在度パターンを利用して、酸化還元状態や沈殿をもたらす流体の起源を推定することが可能である。また、希土類元素は放射性核種のアナログ元素でもあり地下水中の軽希土類元素と重希土類元素は炭酸錯体の形成特性が異なっているため、炭酸塩鉱物中の希土類元素濃度は、過去の物質移動状態の推測に指標として利用できる可能性がある。

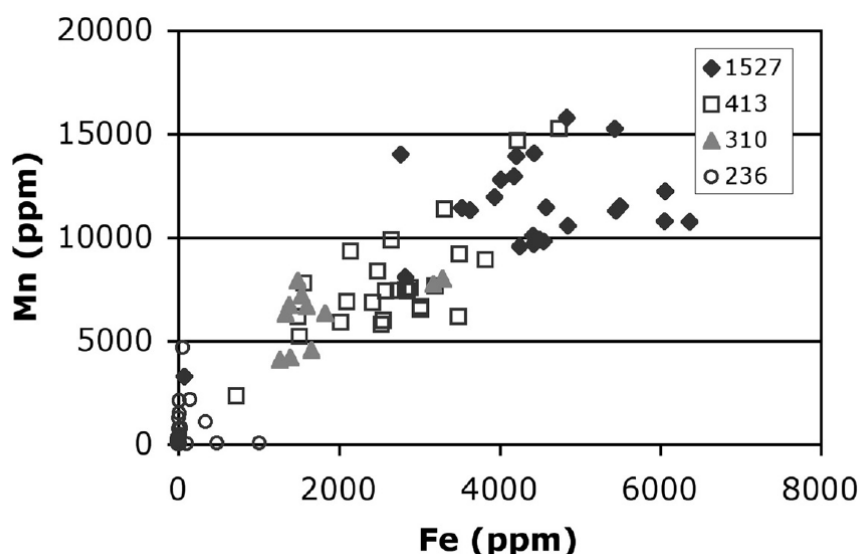


図 3.3-6 深度に対する炭酸塩鉱物中の Fe と Mn 濃度の変化 (Milodowski et al., 2005⁷⁾)
凡例の数字は炭酸塩鉱物の採取深度を表す。この図は、鉄とマンガン含有量は相関を持ち、深度に対して増大する傾向を示す。

(5) 酸化還元電位の推定技術

地下水の酸化還元電位の推定のための炭酸塩鉱物の利用方法について、今日まで様々な検討が行われている。前節「(4) 炭酸塩鉱物の微量元素」で示したようにマンガンや鉄、ウランなどの重金属元素の含有量が、酸化還元状態を知るための指標となる。地下水中の重金属元素の挙動は、酸化還元電位の変化を反映することから、炭酸塩鉱物中の重金属元素の含有量の変遷は、沈殿過程で酸化還元電位が変化した可能性を示している (水野・岩月, 2006¹⁹⁾)。炭酸塩鉱物で観察できるカソードルミネッセンス像の明るさは、重金属元素の濃度の変化に依存する (図 3.3-7、図 3.3-8)。このため Machel (2000)²⁰⁾ は、炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンス像の明るさから、酸化還元電位の変化を定性的に把握できることを示した (図 3.3-9)。Arthur et al. (2006)²¹⁾ は、炭酸塩鉱物沈殿時に取り込まれる微量元素と地下水中の微量元素との間の分配係数に着目し、炭酸塩鉱物沈殿時の酸化還元電位を推定する方法を示した。また、炭酸塩鉱物沈殿時の地下水の地球化学特性の変遷を推定するための指標として、希土類元素の有効性が知られている (例えば、Zhong and Mucci, 1995²²⁾; Tanaka et al., 2004²³⁾)。

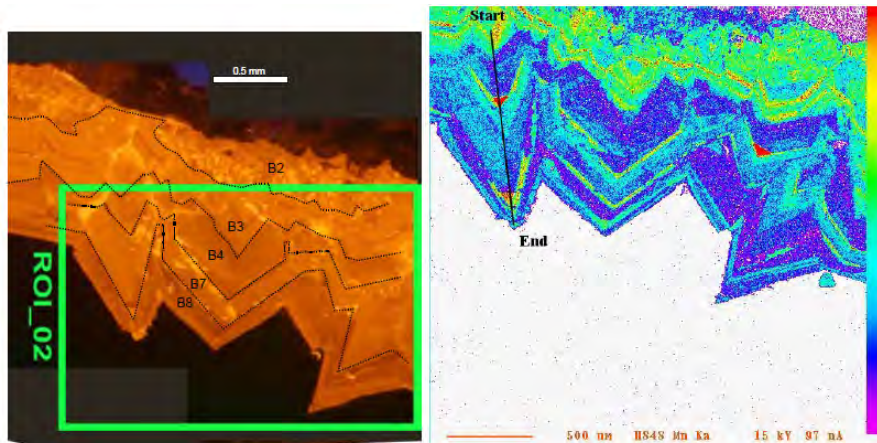


図 3.3-7 炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンス像（左）と Mn 濃度分布（右）の関連 (Milodowski et al., 2005⁷⁾)

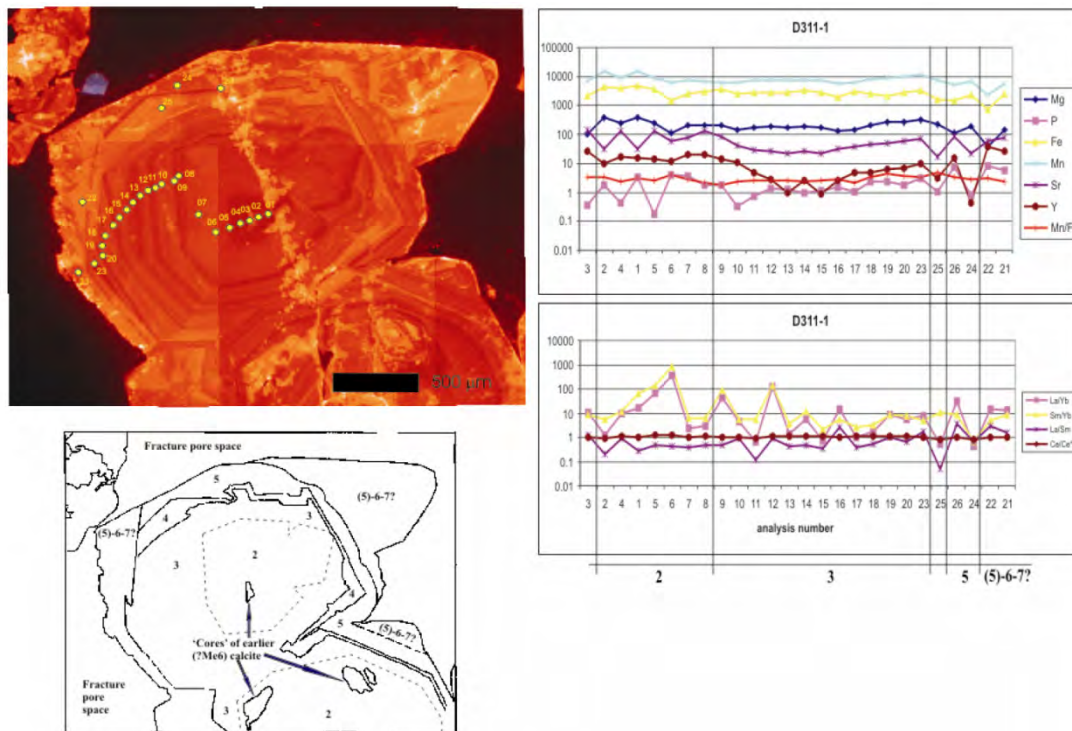


図 3.3-8 炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンス像（左）と微量元素の定量分析結果（右）との関連 (Milodowski et al., 2005⁷⁾)

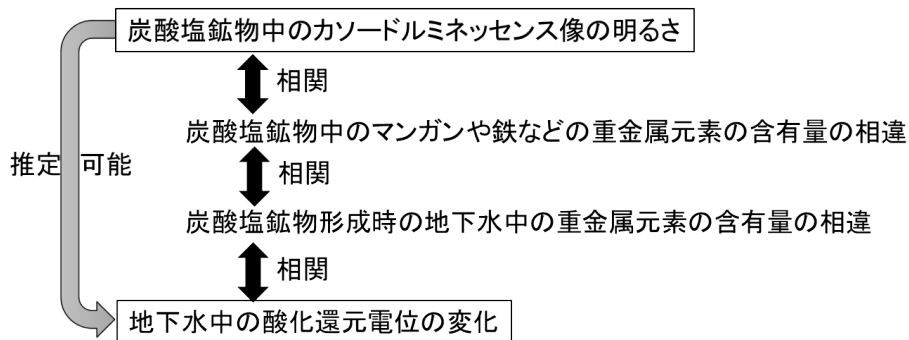


図 3.3-9 カソードルミネッセンス像の明るさと地下水の酸化還元状態の関係

以上の元素の定量には、LA-ICP-MS が用いられる。微量元素組成を基に計算された酸化還元電位の値は、炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンス像の明るさの変化と相関がある。このため、地下水の地球化学的環境の変化に伴って酸化還元電位とカソードルミネッセンス像の明るさが変化していることを示唆する（図 3.3-10）。彼らの研究から、酸化還元電位の時間変化を把握する際には、カソードルミネッセンス像（つまり地下水の化学的環境の変化）の検証が重要であることが明らかになった（図 3.3-11）。

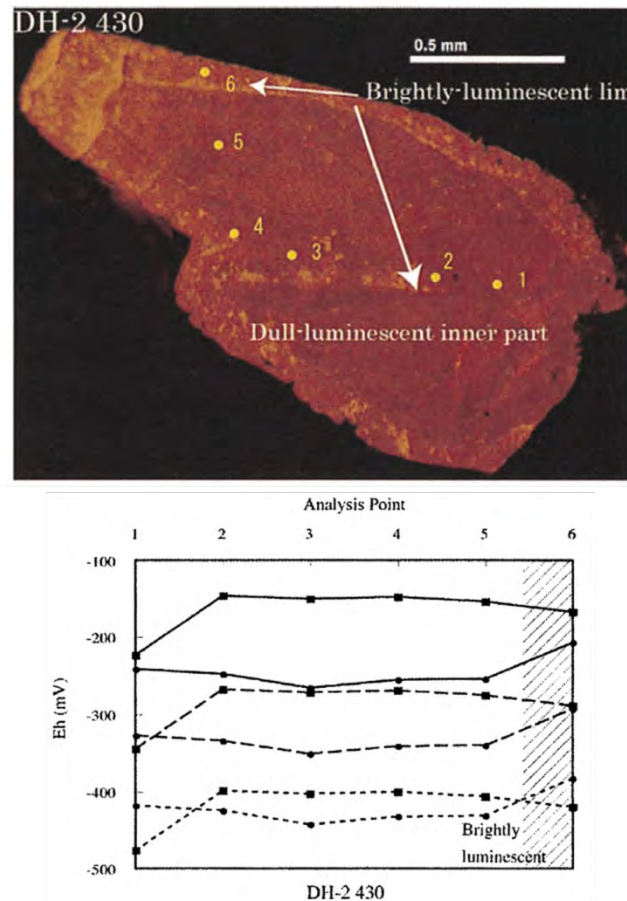


図 3.3-10 土岐花崗岩体中の炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンス像と酸化還元電位
(水野・岩月, 2006¹⁹⁾)

酸化還元電位の測定箇所は、カソードルミネッセンス像中の番号地点に対応。

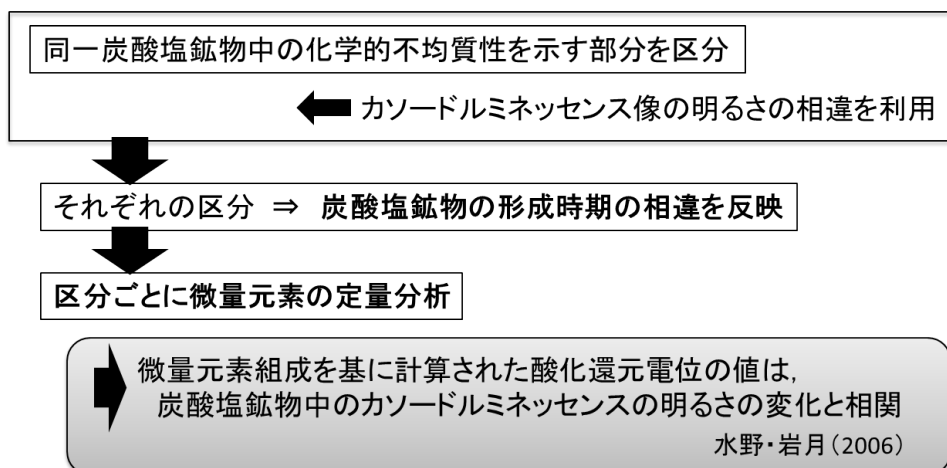


図 3.3-11 水野・岩月 (2006)¹⁹⁾による酸化還元電位の時間変化の解析手法

また近年、カソードルミネッセンス・スペクトルを用いた研究が盛んに行われている（例えば、Silletti et al., 2012²⁴⁾）。カソードルミネッセンス・スペクトルを用いた議論を行うことによって、炭酸塩鉱物内の不均質性を、明るさの相違という定性的な証拠で議論するのではなく、スペクトルの相違というより定量的なデータに基づいて議論することが可能となる。これにより炭酸塩鉱物内の不均質性（あるいは鉱物間の相違）をより定量的に評価することが可能となる。

Barnaby et al. (1989)¹⁸⁾ では 40 μm のレーザー径を用いて LA-ICP-MS により微量元素の定量を行われた。このケースより小さなレーザー径を用いて（より少ない励起量で）、かつ同程度の分析精度が得られるなら、より時間的な分解能は高くなる。カソードルミネッセンス・スペクトルの取得及びより微細量のサンプリングと定量分析が、炭酸塩鉱物の酸化還元電位の推定技術の向上につながると考えられる。

(6) 課題の抽出と今後の取り組み

花崗岩体中の炭酸塩鉱物は主に割れ目充填鉱物として存在する。花崗岩体中の割れ目は、流体の経路であり、割れ目充填鉱物が岩石と流体との反応によって生成される際、その流体が持つ特性が割れ目充填鉱物の岩石学的な特徴（出現鉱物種や組織）及び地球化学的な特徴（化学組成や同位体組成）として記録される。

花崗岩体中の地下水の地球化学特性の長期変遷の解明には大きく 4 段階のアプローチを用いることが有効であると考えられる（図 3.3-12）。

第 1 段階「炭酸塩鉱物の分析前準備」として、対象となる割れ目充填鉱物（炭酸塩鉱物）が産出する領域の温度－時間履歴を明らかにする。温度－時間履歴は、ジルコン U-Pb 年代、ジルコン FT 年代データ及びアパタイト FT 年代データの値（Yuguchi et al., 2011²⁵⁾）を利用し、それらのデータの逆解析的な手法（HeFTy 解析: Ketcham, 2005²⁶⁾）を通して解明する。この手法により、花崗岩体の高温条件だけでなく、炭酸塩鉱物が生成される低温条件での花崗岩体の温度－時間履歴を取得することが可能である。また、炭酸塩鉱物中の酸素同位体比の分析やマイクロサーモメトリを用いた流体包有物の生成温度条件の推定も有効である。このようなアプローチにより、岩体を温度環境の変遷やそれに付随する割れ目形成の変遷などの観点で領域区分を行い、領域ごとに着目すべき地球化学特性の長期変遷に関わる時間スケールを整理する。

第 2 段階「炭酸塩鉱物の生成ステージ取得」として、対象となる炭酸塩鉱物に対して、前章「3.2 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術」で開発される年代学的な手法を用いて、充填鉱物の生成年代を決定する。これを第 1 段階で決定した母岩の温度－時間履歴に組み合わせることで、生成年代の判明した割れ目充填鉱物（炭酸塩鉱物）は、酸素同位体比や流体包有物の分析から生成温度を推定できる。この手法を用い、複数の割れ目充填鉱物の生成ステージ(温度・年代)を決定し、割れ目充填鉱物の生成変遷を明らかにする。

第3段階「炭酸塩鉱物の分析」として、割れ目充填鉱物を対象として取得した化学的データ及び岩石学データを基に、割れ目充填鉱物の生成に関与した流体の化学的特性を解明する。割れ目充填鉱物のうち炭酸塩鉱物については、先に示した結晶形態の観察、酸素・炭素同位体比の分析、ストロンチウム同位体比の分析、微量元素濃度分析、流体包有物の解析により基盤的な情報とする。(図 3.3-13)。具体的な手順としては、第2段階で明らかにした生成ステージに加え、偏光顕微鏡や電子顕微鏡及びルミノスコープでの観察に基づいて炭酸塩鉱物の形成時期・形成環境による区分を行う。その際に、結晶学的な情報が得られるラマン分光分析も有効であると考えられる。次にこの分類に基づき、酸素・炭素同位体比、ストロンチウム同位体比、微量元素の分析を実施し、炭酸塩鉱物の生成時の流体の化学的特性を推定する。また、レーザー溶融型誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)、高分解能二次イオン質量分析計(nano-SIMS)及びエックス線吸収端近傍構造(XANES)などの先進的な装置による分析についても、適宜検討を行う。

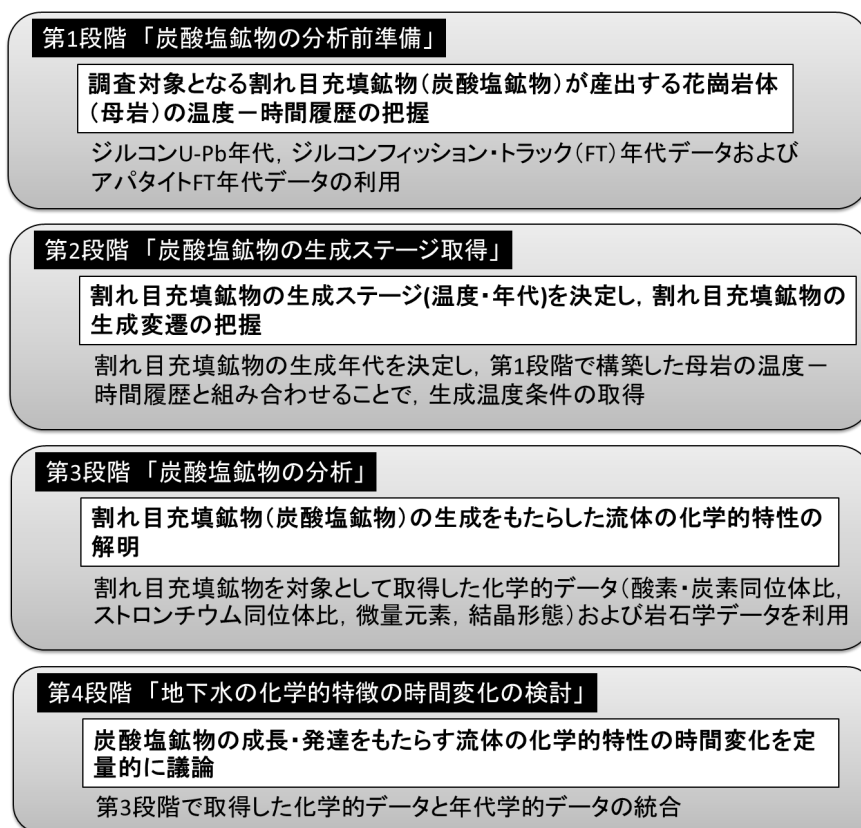


図 3.3-12 花崗岩体中の地下水の地球化学特性の長期的変遷を把握するための4段階のアプローチ

第4段階「地下水の化学的特徴の時間変化の検討」として、化学的データと年代学的データを総合させ議論を行う。年代学的データの取得方法は、「3.2 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術」で開発される技術を利用する。その際には、化学的データ分析点近辺で年代データを取得する。具体的には、化学的データと年代学的データを一対として、同じカソードルミネッセンス・ゾーンから取得する(図 3.3-14)。これを炭酸塩鉱物のコアから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。このためには、微小領域でのサンプリング及び分析技術の向上が重要となる。また、炭酸塩鉱物沈殿時の地球化学特性については、地球化学特性が既知の領域において産出する炭酸塩鉱物を対象に、地球化学特性の変化に鋭敏な元素(鉄、マンガン、ウランなど)の定量・定性分析結果と現在の地下水との比較や熱力学的計算により推定する手法を検討する。この際には、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。

このようにして、割れ目充填鉱物の生成ステージと地球化学特性の情報と統合することで、花崗岩体内の地下水の地球化学特性（酸化還元電位）の長期変遷を明らかにする。特に花崗岩体中の割れ目でしばしば観察される炭酸塩鉱物の層状構造（図 3.3-15）では、割れ目面から内部への地球化学特性の連続変化や年代の連続変化を捉えることが可能である。このような岩盤全体の地球化学特性を評価するための段階的アプローチは今日まで事例がなく、革新的な研究手法である。

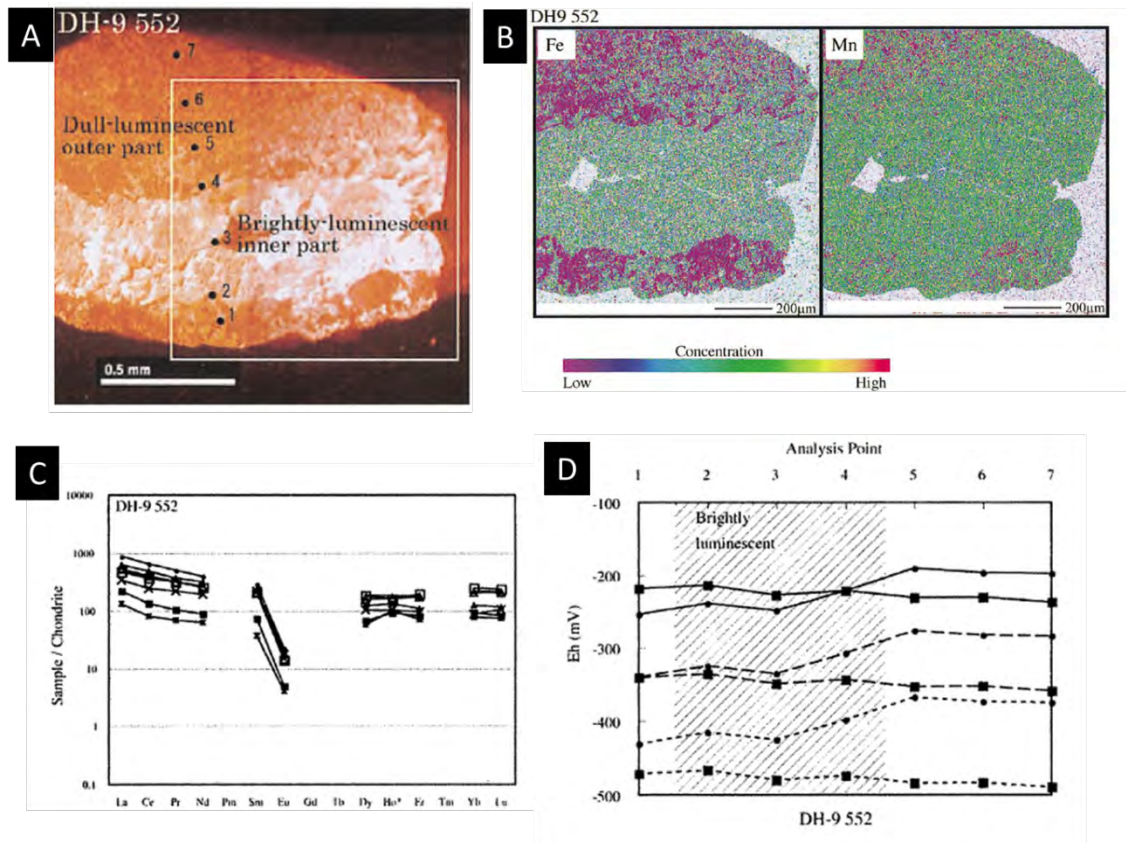


図 3.3-13 同一炭酸塩鉱物中で結晶形態（カソードルミネッセンス像）、微量元素の濃度分布、酸化還元電位を検討した実例（水野・岩月, 2006¹⁹⁾）

A. カソードルミネッセンス像、B. 微量元素濃度分布（鉄、マンガン）、C. 希土類元素存在度パターン、D. 酸化還元電位

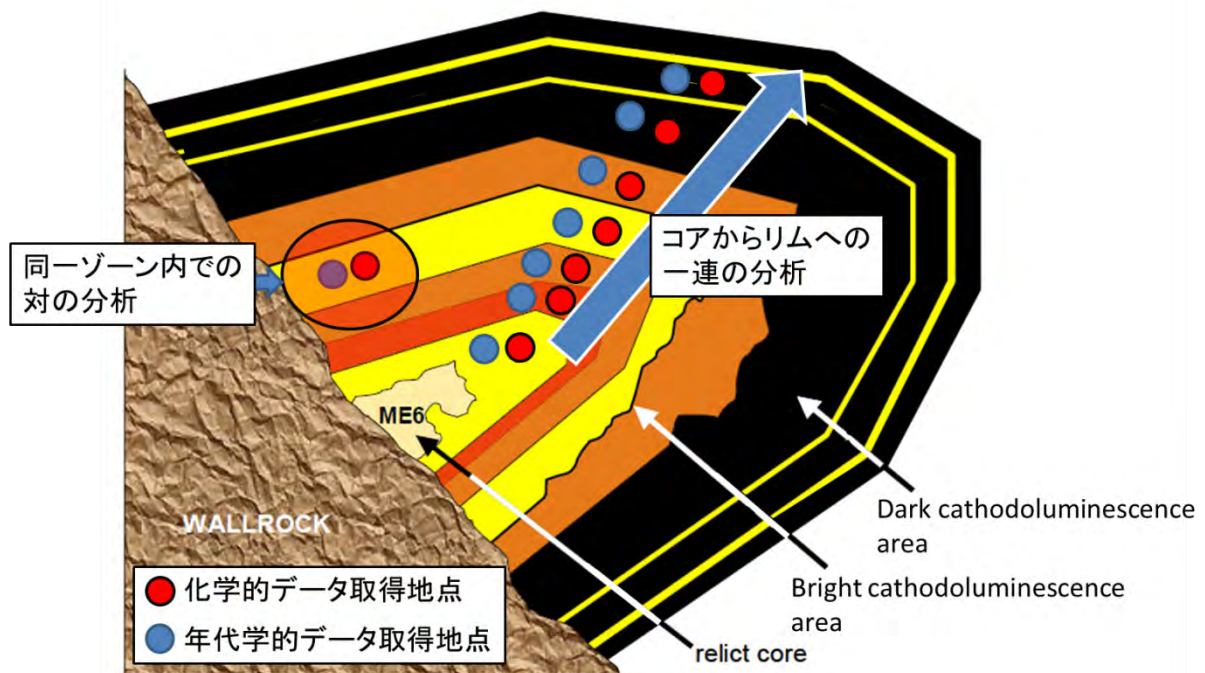


図 3.3-14 炭酸塩鉱物のカソードルミネッセンスの累帯構造と分析予定地点の概略図 (Milodowski et al., 2005⁷⁾を改定)

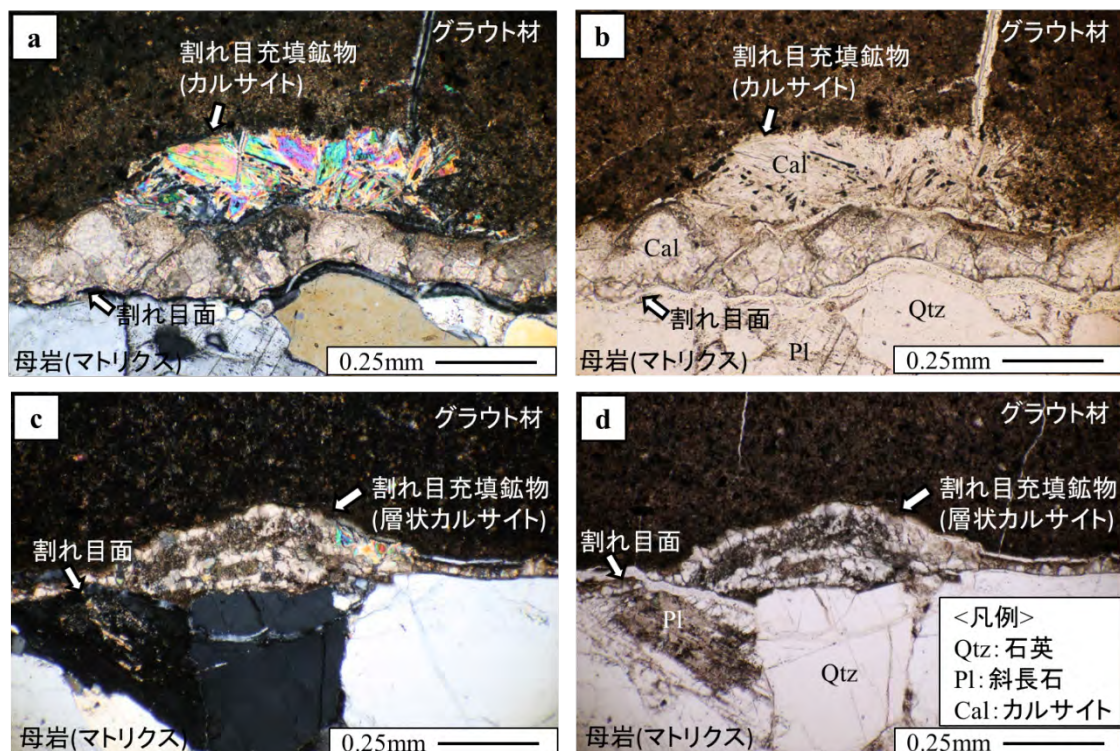


図 3.3-15 土岐花崗岩体中の割れ目に発達する層状炭酸塩鉱物 (a, c: クロスニコール、b, d: オープンニコール) (湯口ほか, 2013²⁷⁾)

3.3.3 まとめ

平成 25 年度は、主に国内外で行われている炭酸塩鉱物を利用した地球化学特性の長期変遷解析事例や解析用データ取得に必要な分析技術について情報収集を行った。今日まで蓄積された研究事例から、方解石形成時の地下水の塩分濃度や温度については定量的に評価できることが示されてきている。他方、その他の地下水の地球化学特性（pH、酸化還元状態）については、定性的に把握できることが示されてきているものの、経時的な変化や地層処分で考慮すべき地質学的イベントによる変動幅を定量的に評価することが課題となる。

また、既存研究の事例は、結晶質岩中の割れ目表面に沈殿した炭酸塩鉱物を対象としているものが多く、堆積岩環境を対象とした場合に、同様の手法を適用可能かどうかは不明である。そのため、今後は幌延地域を含む様々な地質環境・地球化学環境での適用事例を蓄積することで、分析・解析技術の適用性を明確にし、それぞれの手法の世界的な基準を構築することが必要である。この際、各分析に利用可能な試料量を持ち、かつ、形成環境が復元できる可能性の高い試料を採取できる領域を地質環境情報より絞り込み、採取することも重要な課題となる。

加えて、炭酸塩鉱物とは別に黄鉄鉱の硫黄同位体比 ($\delta^{34}\text{S}$) を用いた新たな鉱物学的手法の研究事例も蓄積されつつあり (Drake et al., 2013²⁸): 図 3.3-16)、炭酸塩鉱物だけに焦点を合わせるのではなく、その他の割れ目充填鉱物についても並行して利用可能性を確認し、複数の手法で地下水の地球化学特性に関する推測手法を構築することが重要である。実際の花崗岩及び堆積岩においては、様々な種類の二次鉱物（炭酸塩鉱物や緑泥石、黄鉄鉱など）が観察され、それらの生成時期・生成温度条件には大きな相違がある。今後は、これら二次鉱物の生成時期・生成温度条件及び地球化学特性の相違を明らかにすることで、物質循環を支配する地下水の地球化学特性の長期変遷に関するより精度の高い言及が可能となると考えられる。

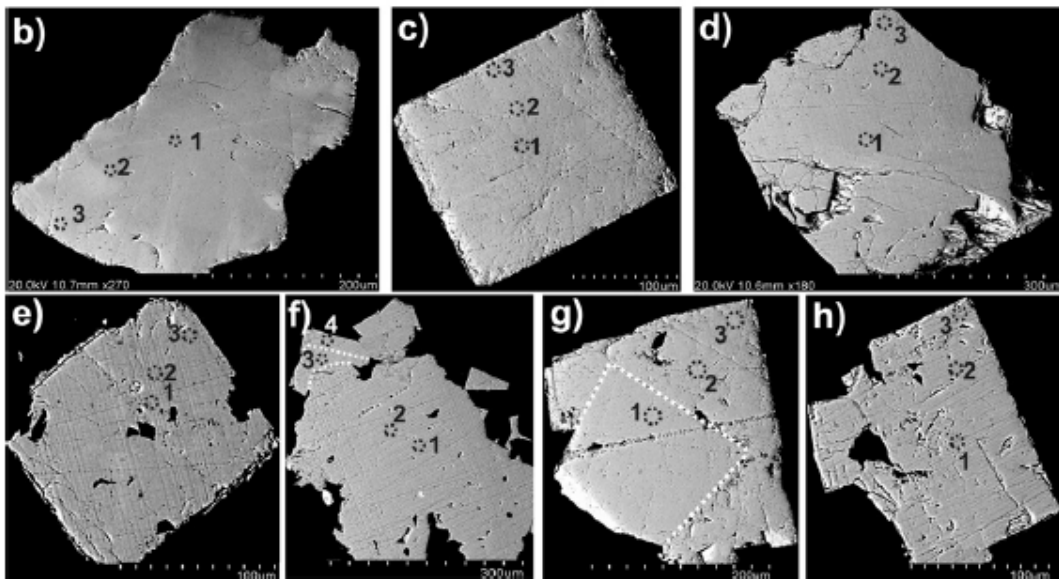
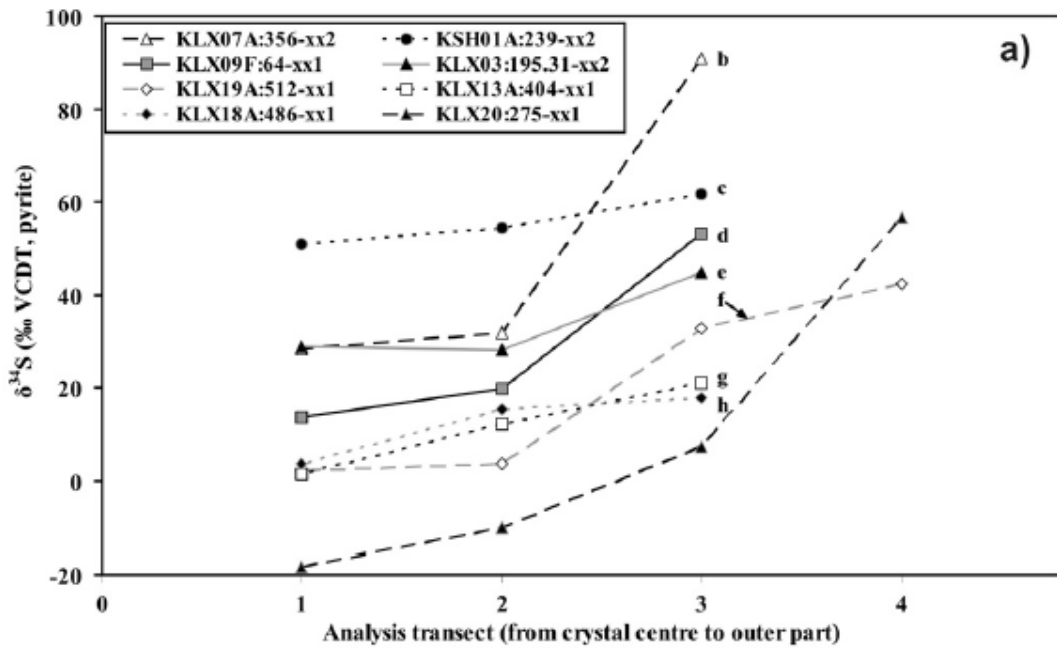


図 3.3-16 黄鉄鉱中の硫黄同位体比 ($\delta^{34}\text{S}$) の変動 (Drake et al., 2013²⁸)
 黄鉄鉱のコアからリムに向けて硫黄同位体比が増大する傾向が認められる。これは黄鉄鉱の形成
 発達 (overgrowth) に伴って、地下水の化学成分も変動することを示唆する。

引用文献

- 1) 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) 成果報告書詳細版分冊 1 -地下水年代測定技術調査-, 2013, 402p.
- 2) Blyth, A., Frapé, S., Ruskeeniemi, T. and Blomqvist, R., Origins, closed system formation and preservation of calcites in glaciated crystalline bedrock: evidence from Palmottu natural analogue site, Finland, *Applied Geochemistry*, vol.19, 2009, pp.675-686.
- 3) 岩月輝希, 吉田英一, 濱 克宏, リチャード・メルトカルフェ, 炭酸塩鉱物の同位体組成に基づく pH 条件の長期安定性の解析手法, サイクル機構技法, vol.8, 2000, pp.41-48.
- 4) Bath, A., Milodowski, A., Ruotsalainen, P., Tullborg, E.-L., Corte's Ruiz, A. and Aranyosy, J.-F., Evidences from mineralogy and geochemistry for the evolution of groundwater systems during the quaternary for use in radioactive waste repository safety assessment (EQUIP project), EUR report 19613. Contract number: F14W-CT96-0038, 2000, 157p.
- 5) Gehör, S., Karhy, J., Kärki, A., Löfman, J., Pitkönen, P., Ruotsalainen, P. and Taikina-aho, O., Fracture calcites at Olkiluoto, Posiva 2002-03. Posiva, Finland., 2002, 118p.
- 6) Whelan, J.F., Paces, J.B. and Peterman, Z.E., Physical and stable-isotope evidence for formation of secondary calcite and silica in the unsaturated zone, Yucca Mountain, Nevada, *Applied Geochemistry*, vol.17, 2002, pp.735-750.
- 7) 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., Chenery, C., Shepherd, T.J. and McKervey, J.A., Application of mineralogical petrological and geochemical tools for evaluating the palaeohydrogeological evolution of the PADAMOT Study sites, PADAMOT PROJECT Technical Report WP2. EUFP5 Contract No: FIKW-CT2001-20129, 2005, 206p.
- 8) Drake, H. and Tullborg, E.-L., Paleohydrogeological events recorded by stable isotopes, fluid inclusions and trace elements in fracture minerals in crystalline rock, Simpevarp area, SE Sweden, *Applied Geochemistry*, vol.23, 2009, pp.715-732.
- 9) Tullborg, E.-L., Drake, H. and Sandström, B., Palaeohydrogeology: A methodology based on fracture mineral studies, *Applied Geochemistry*, vol.23, 2008, pp.1881-1897.
- 10) Mildowski, A. E., Gillespie, M. R., Fortey, N. J., Shepherd, T. J., Pearce, J.M. and Metcalfe, R., The petrology and paragenesis of fracture mineralization in the sellafield area, west Cumbria, *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, vol.52, 1998, pp.215-241.
- 11) Milodowski, A.E., Fortey, N.J., Gillespie, M.R., Pearce, J.M. and Hyslop, E.K., Synthesis report on the mineralogical characteristics of fractures from the Nirex boreholes in the Sellafield area, British Geological Survey, Technical Report WG/98/8, 2002, 111p.
- 12) Folk, R.L., The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity, *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.44, 1974, pp.40-53.
- 13) O'Neil, J.R., Crayton R. and Mayeda, T. K., Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonate, *Journal of Chemical Physics*, vol.51, 1969, pp.5547-5558.
- 14) Drake, H., Tullborg, E.-L., Hogmalm, K.J. and Åström, M.E., Trace metal distribution and isotope variations in low-temperature calcite and groundwater in granitoid fractures down to 1 km depth, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.84, 2012, pp.217-238.
- 15) McNutt, R.H., Frapé, S.K., Fritz, P., Jones, M.G. and Macdonald, I.M., The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.54, 1990, pp.205-215.

- 16) Bottomley, D.J. and Veizer, J., The nature of groundwater flow in fractured rock: Evidence from the isotopic and chemical evolution of recrystallized fracture calcites from the Canadian Precambrian Shield, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.56, 1992, pp.369-388.
- 17) Wallin, B. and Peterman, Z., Calcite fracture fillings as indicators of paleohydrology at lacemar at the Aspo Hard Rock Laboratory, Southern Sweden, *Applied Geochemistry*, vol.14, 1999, pp.953-962.
- 18) Barnaby, R.J. and Rimstidt, D.J., Redox condition of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcite, *Geological Society of American Bulletin*, vol.101, 1989, pp.795-804.
- 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, 33-45.
- 20) Marchel, G.H., Application of Cathodoluminescence to Carbonate Diagenesis, In: *Cathodoluminescence in Geoscience*, Springer (ed. Pagel, M.), 2000, pp.271-302.
- 21) 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.
- 22) Zhong, S. and Mucci, A., Partitioning of rare-earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25 °C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.59, 1995, pp.443-453.
- 23) Tanaka, K., Ohta, A. and Kawabe, I., Experimental REE partitioning between calcite and aqueous solution at 25°C and 1 atm: Constraints on the incorporation of seawater REE into seamount-type limestones, *Geochemical Journal*, vol.38, 2004, pp.19-32.
- 24) Silletti, D.K., Brokus, S.A., Earlywine, E.B., Borycz, J.D., Peaslee a, G.F., DeYoung, P.A., Peters, N.J., Robertson J.D. and Buscaglia, J., Radiation-induced cathodoluminescent signatures in calcite, *Radiation Measurements*, vol.47, 2012, pp.195-200.
- 25) Yuguchi, T., Amano, K., Tsuruta, T., Danhara, T. and Nishiyama, T., Thermochronology and the three-dimensional cooling pattern of a granitic pluton: An example of the Toki granite, Central Japan, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.162, 2011, pp.1063-1077.
- 26) Ketcham, R.A., Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, in: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (eds.), *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Chantilly, vol.58, 2005, pp.275-314.
- 27) 湯口貴史, 石橋正祐紀, 森川佳太, 國丸貴紀, 瑞浪超深地層研究所の深度 300m 研究アクセス坑道で実施したグラウト充填割れ目を含む岩石試料の採取と薄片作成・観察, *JAEA-Data/Code 2013-004*, 2013, 38p.
- 28) Drake, H., Åströma, M.E., Tullborg, E.-L., Whitehouse, M. and Fallick, A.E., Variability of sulphur isotope ratios in pyrite and dissolved sulphate in granitoid fractures down to 1km depth – Evidence for widespread activity of sulphur reducing bacteria, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol.102, 2013, pp.143-161.

3.4 地下水涵養量予測技術

3.4.1 背景と目的

わが国において地層処分システムの長期安定性を評価するにあたっては、地質環境の急激な変化を引き起こす可能性のある断層運動や火山活動などの自然現象だけでなく、緩慢ではあるが累積的・広域的な変化を引き起こす隆起・侵食や気候・海水準変動などの現象が重要であるとされている。このうち、気候・海水準変動が地下水流動特性に及ぼす影響としては、地球規模の気候変動に伴う海面変化による動水勾配の変化、塩淡境界面の移動や地下水系の規模、地下水水質の変化が考えられる。また、気候変動に伴う降水量の変化や隆起・沈降・侵食などに伴う地形分布の変化など、地表における水文環境の変化も地下水流動に影響を与えると考えられる。

地下水流動解析は、地下深部の地下水流動に影響を及ぼすと考えられる地形、地質・地質構造やそれらの水理特性、地下水の涵養量に代表される水文特性などを総合的に考慮することが可能である。特に、広範囲の地下水流動場や三次元的に複雑な地下水流動場を評価する上では、非常に有効なツールであると考えられる。処分事業において実施される調査は限られたものとなることが想定されることから、限られた調査データを活用した地下水流動解析の実施は必要不可欠であると言える。よって、地下水流動解析により長期的な気候変動や地形変化を考慮した地下水流動特性の変化を推定するためには、地下水流動系の上部境界条件となる過去の地下水涵養量について、古気候や古地形から推定する技術が不可欠となる。

そこで、本事業では、水収支法による地下水涵養量の推定に必要な降水量・蒸発散量・流出量の時間的・空間的变化を、古気候・古環境（特に水文環境）・古地形などの情報に基づく統計学的手法で推定するとともに、地下水涵養量を推定する技術を開発する。

3.4.2 実施内容・結果

(1) 水収支法による地下水涵養量の推定技術

水収支法による地下水涵養量の推定技術に関して、現在の推定事例と過去及び将来の推定事例を検討するとともに、課題を抽出する。また、諸外国における地下水流動の評価の際の地下水涵養量の設定について調査し、わが国において、過去の地下水流動を評価するための地下水涵養量の考え方を整理する。

1) 水収支法の概要

水文学における水収支とは、ある地域内における一定期間内の水の流入・流出の均衡状態であり、この水の流入量と流出量の関係を示したものが水収支式である（山本, 1986¹⁾）。ある地域内への水の流入量としては、降水量、他地域からの河川水や地下水があり、流出量としては、他地域への河川水や地下水、蒸発散量及び地下水涵養量が挙げられる。これらに基づくと、ある河川流域内における水収支は図 3.4-1 のように示される。1 年以上の長期間を対象とした場合には、流域内における地下水の貯留量の変化は小さいと見なすことができ、さらに、他流域との地下水の流入量や流出量はないと仮定すると、水収支式は式 (3.4-1) で表わされる（登坂, 2006²⁾）。

$$P=E+Q+G \quad (3.4-1)$$

ここに、P：降水量、E：蒸発散量、Q：河川流出量、G：地下水涵養量

つまり、水収支法を用いることで、降水量、蒸発散量、河川流出量の各パラメータの観測値から地下水涵養量を間接的に推定することが可能となる。

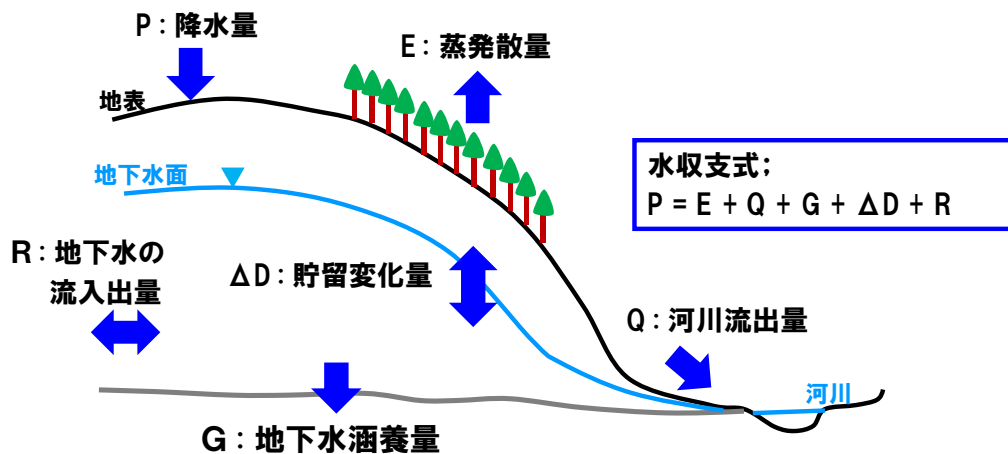


図 3.4-1 地域内における水収支の概念図

2) 水収支法による地下水涵養量の推定事例

水収支法による地下水涵養量の推定に関する問題点の抽出を目的とした情報収集を行った。本報告書には、比較的長期間の表層水理観測データに基づく地下水涵養量の推定事例についての概要を取りまとめる。

① 東濃地域の推定事例

東濃地域にある岐阜県瑞浪市の正馬様用地周辺においては、原子力機構が表層水理研究の一環として、岩盤への地下水涵養量とその涵養機構を把握するための水収支観測を 1990 年から継続的に実施している（佐藤ほか, 2013³⁾）。東濃地域においては、流域内では地表から地下に涵養した降雨が全て河川に流出せず、地下水の貯留変化量は年間で見ると季節変動が平均化されると考えられていることから、水収支式は式 (3.4-1) と同様となる。表層水理観測としては、気象観測装置、雨雪量計、河川流量計、地下水位計及び土壌水分計を設置している。なお、気象観測装置では、ペンマン法 (Penman, 1948⁴⁾) により蒸発散量を算出するために必要な気象要素 (風速、気温、湿度及び純放射量) の観測が実施されている。

本事例では、図 3.4-2 に示す流域面積、河川流域の上流部と下流部や表層の地質状況などが異なる流域ごとに、表層水理観測の結果に基づき地下水涵養量が推定されている (図 3.4-3)。正馬川流域を例にみると、1990 年から 2009 年の 20 年間の気象観測データに基づき算出した地下水涵養量の平均値は 131 mm yr^{-1} であり、降水量の平均値 $1,590 \text{ mm yr}^{-1}$ に対する割合は 8%程度となる。一方、河川流域の特性の違いだけでなく、気象の変化に影響を受けていることが確認されており、水収支による地下水涵養量の推定のためには、長期間の表層水理観測の実施が必要であることが示されている (核燃料サイクル開発機構, 2005⁵⁾)。また、水収支法による地下水涵養量の推定結果には、気象観測などの実測値の精度、観測データの補正・補間方法などの様々な誤差や仮定による影響が大きく含まれていることが示されている (山内ほか, 2000⁶⁾; 宮原ほか, 2002⁷⁾)。

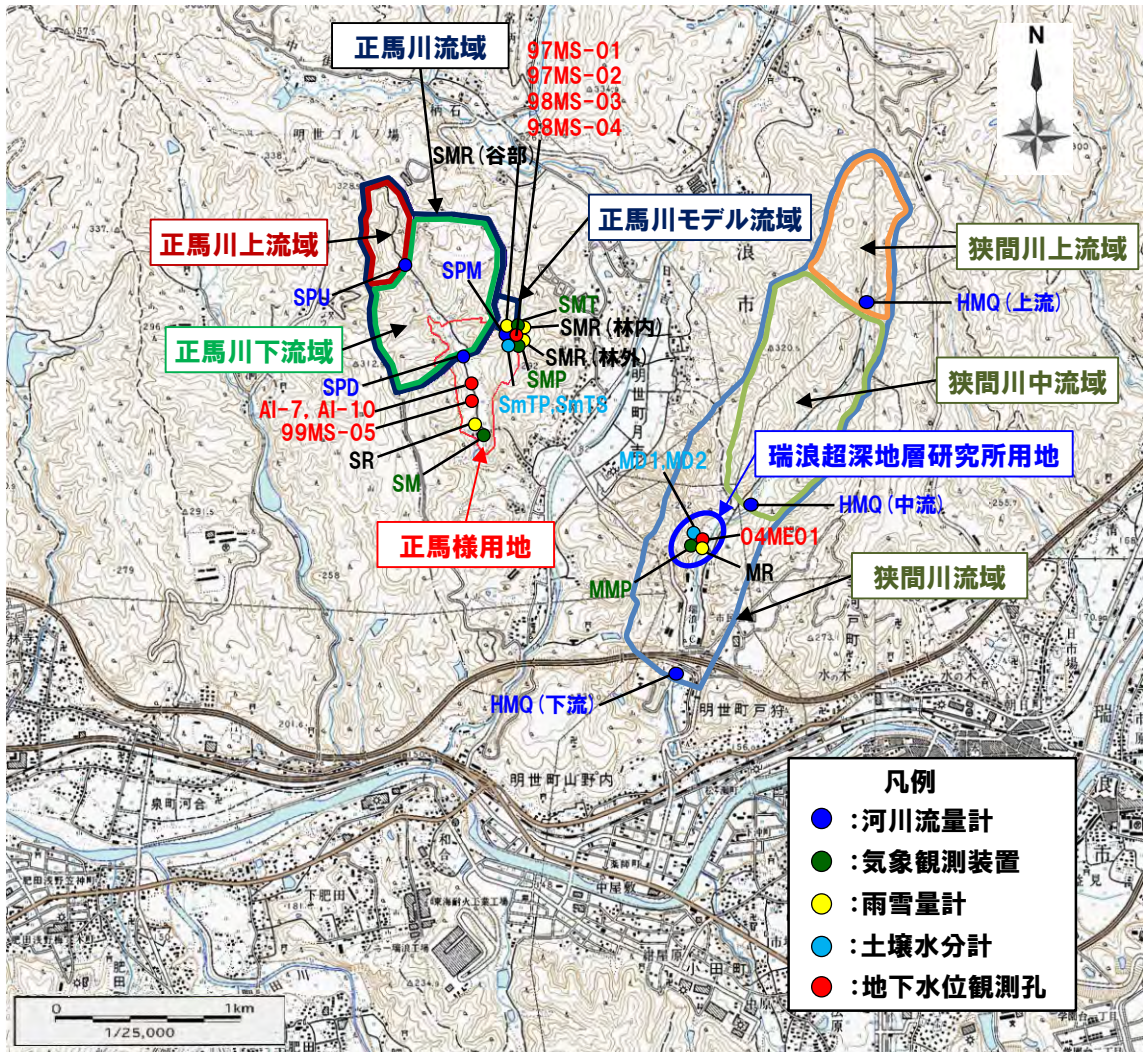


図 3.4-2 東濃地域における地下水涵養量の推定流域 (佐藤ほか, 2013³⁾)

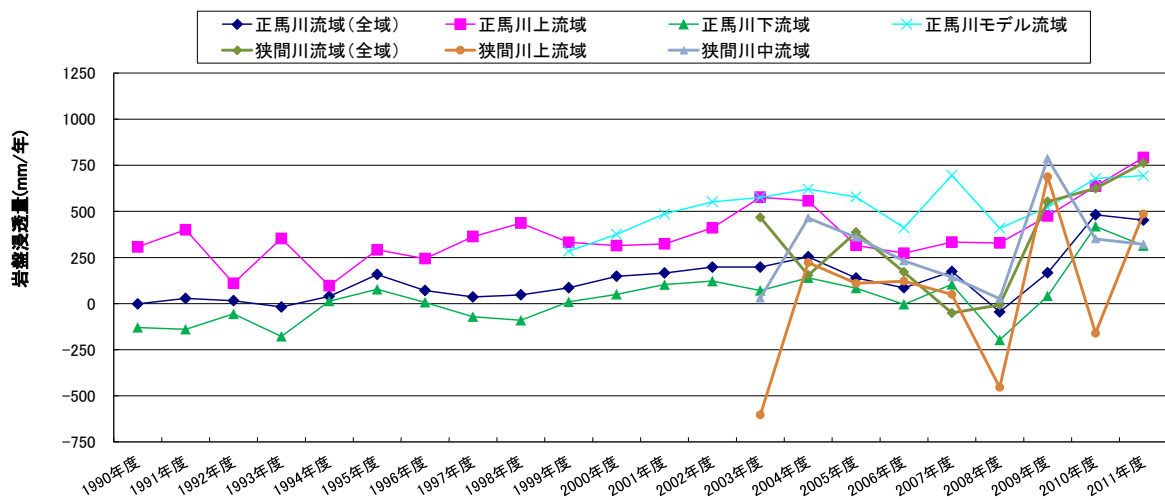


図 3.4-3 東濃地域における地下水涵養量の推定結果 (佐藤ほか, 2013³⁾)

② 幌延地域の推定事例

北海道幌延町においては、原子力機構が冬季に積雪や河川の凍結が生じる寒冷地における表層水理を理解するための水文調査手法の体系化を行うことを目的として表層水理観測を実施している（操上ほか，2008⁸⁾）。本事例では、幌延深地層研究所周辺の3流域（図 3.4-4）を対象とした表層水理観測を実施している。なお、水収支計算の基本的な考え方は、式 (3.4-1) と同様である。対象地域である幌延町は冬季に積雪や河川の凍結が起こるため、非積雪期と積雪期や河川の非凍結期と凍結期において異なる測定手法を用いた表層水理観測を実施している。積雪期の降水量については、雪の補足率を高めるために積雪重量計による観測手法や積雪重量からの換算値を適用している。蒸発散量については、非積雪期・積雪期の違いだけでなく、牧草地や森林地といった表土の被覆状態に応じた算出手法を適用している。また、冬季は河川の水面が凍結して非凍結期とは異なる状況となるため、定期的な流量観測を実施して河川流出量を観測している。

表 3.4-1 に示すように、2004 年 12 月から 2009 年 11 月の 5 年間の気象観測データに基づき算出した各流域における地下水涵養量の平均値は、P-3 流域で 324 mm yr⁻¹、P-4 流域で 28 mm yr⁻¹、P-5 流域で 72 mm yr⁻¹、全流域で 131 mm yr⁻¹ であり、降水量（約 1,500 mm yr⁻¹）に対する割合は 2～21% 程度となる（山本ほか，2012⁹⁾）。各流域における水収支の比較からは、地下水涵養量は地形や被覆条件である植生より、地質や割れ目帯の透水性の影響を強く受けていることが明らかとなっている。また、水収支の評価においては年単位の降水量の増減の影響も見受けられることから、十年程度を目安とした長期間の水収支観測実施の必要性が示されている。

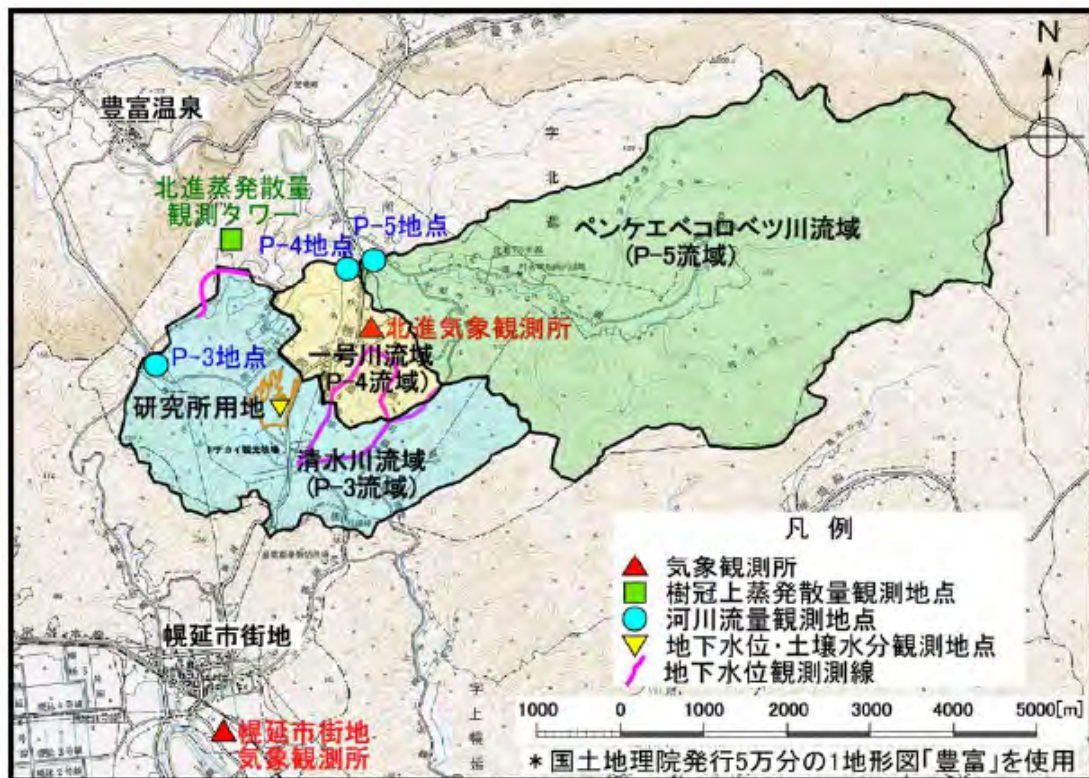


図 3.4-4 幌延地域における地下水涵養量の推定流域（山本ほか，2012⁹⁾）

表 3.4-1 幌延地域における地下水涵養量の推定結果（山本ほか, 2012⁹⁾)

算出期間		2004/12~2005/11	2005/12~2006/11	2006/12~2007/11	2007/12~2008/11	2008/12~2009/11	2004/12~2009/11 (5年平均)
P-3 (7,647km ²)	降水量 (降雨量+融雪水量)	1,654mm	1,945mm	1,461mm	972mm	1,655mm	1,537mm
	蒸発散量	436mm (26.4%)	437mm (22.5%)	340mm (23.3%)	539mm (55.4%)	476mm (28.8%)	446mm (29.0%)
	河川流出高	901mm (54.4%)	966mm (49.6%)	695mm (47.6%)	491mm (50.5%)	786mm (47.5%)	768mm (49.9%)
	地下水涵養量	317mm (19.2%)	543mm (27.9%)	426mm (29.1%)	-57mm (-5.9%)	393mm (23.8%)	324mm (21.1%)
P-4 (2,315km ²)	降水量 (降雨量+融雪水量)	1,619mm	1,898mm	1,432mm	952mm	1,624mm	1,505mm
	蒸発散量	418mm (25.8%)	380mm (20.0%)	373mm (26.1%)	395mm (41.5%)	370mm (22.8%)	387mm (25.7%)
	河川流出高	917mm (56.7%)	1,504mm (79.2%)	1,136mm (79.3%)	770mm (80.9%)	1,123mm (69.1%)	1,090mm (72.4%)
	地下水涵養量	284mm (17.5%)	14mm (0.8%)	-77mm (-5.4%)	-213mm (-22.3%)	131mm (8.1%)	28mm (1.8%)
P-5 (20,798km ²)	降水量 (降雨量+融雪水量)	1,713mm	2,035mm	1,513mm	999mm	1,722mm	1,597mm
	蒸発散量	444mm (25.9%)	460mm (22.6%)	326mm (21.6%)	598mm (59.9%)	520mm (30.2%)	470mm (29.4%)
	河川流出高	1,041mm (60.8%)	1,551mm (76.2%)	831mm (54.9%)	651mm (65.1%)	1,200mm (69.7%)	1,055mm (66.1%)
	地下水涵養量	229mm (13.3%)	24mm (1.2%)	356mm (23.5%)	-250mm (-25.0%)	2mm (0.1%)	72mm (4.5%)
全流域 (30,760km ²)	降水量 (降雨量+融雪水量)	1,691mm	2,002mm	1,494mm	989mm	1,698mm	1,575mm
	蒸発散量	440mm (26.0%)	448mm (22.4%)	333mm (22.3%)	568mm (57.5%)	498mm (29.3%)	458mm (29.0%)
	河川流出高	997mm (58.9%)	1,402mm (70.0%)	820mm (54.9%)	620mm (62.7%)	1,091mm (64.3%)	986mm (62.6%)
	地下水涵養量	255mm (15.1%)	152mm (7.6%)	340mm (22.8%)	-199mm (-20.2%)	109mm (6.4%)	131mm (8.3%)

※下段()は降水量に対する割合

③ 下北半島南部地域の推定事例

青森県下北半島南部地域では、1995年～2004年の10年間の気象観測データに基づく水収支により地下水涵養量を算出している（向井ほか, 2008¹⁰⁾）。本事例では、対象流域内においては地表から地下に涵養した降雨が全て河川に流出すると仮定している。また、河川流出量は、地表面を伝う直接流出量と地下に浸透した後に流出する基底流出量からなり、地下水涵養量は基底流出量と同程度と考えられている。したがって、本事例における水収支式は式(3.4-2)のようになる。

$$P = E + R_s + R_g \quad (3.4-2)$$

$$(R = R_s + R_g)$$

ここに、P：降水量、E：蒸発散量、R_s：直接流出量、R_g：地下水涵養量、R：河川流出量

水収支の結果、算出された10年間の地下水涵養量の平均値は約250 mm yr⁻¹であり、降水量の平均値1,315 mm yr⁻¹に対する割合は19%程度の値が得られている。河川流出量については、河川流量観測結果に基づく推定結果と、式(3.4-2)を用いた水収支による算出結果との比較を行い、両結果の整合が確認されている。また、地下水涵養量の推定の際には、河川流量曲線を使った推定結果と地下水流動解析による推定結果とを比較することで、両推定方法の妥当性が確認されている。

3) 過去及び将来の地下水涵養量の推定事例

過去及び将来の地下水涵養量の推定手法に関する情報収集を行った。以下に、それらの概要をとりまとめる。

① 東濃地域の推定事例

本事例においては、過去の間氷期の気候は現在と同様であると仮定し、現在の表層水理観測データに基づき、地下水涵養量を推定している。また、過去の氷期の気候としては、約2万年前の最終氷期最盛期程度を想定し、検討領域における表層水理観測データや花粉化石分析結果などに基づき、氷期の年平均気温、降水量、蒸発散量及び河川流出量の推定、並びに水収支計算による地下水涵養量の算出を行っている（尾上ほか, 2009¹¹⁾）。

氷期の気候及び地下水涵養量の推定手法を表 3.4-2 にまとめる。なお、氷期の蒸発散量については推定方法によるばらつきを考慮して、気温に基づく複数の手法によって推定されている。推定の結果、検討領域における氷期と間氷期の気温の差は 9 °C 程度、氷期の降水量は間氷期の値の 7 割程度に低減すると推定されている。また、氷期の平均的な地下水涵養量は間氷期に比べて 4 割程度に低下するものの、氷期における地下水涵養量の降水量に対する割合は間氷期と同程度（5%程度）である結果が得られている（表 3.4-3）。本事例では、推定した氷期の気候の妥当性確認として、松末ほか（2000）¹²で推定された結果との比較を行っており、両者における氷期の気温及び降水量が整合していることが確認されている。

表 3.4-2 東濃地域における氷期の気候及び地下水涵養量の推定手法

推定項目	推定手法
年平均気温及び年間降水量	・ 検討領域内で実施されたボーリング調査のコアから得られた花粉分析結果を参考に推定
蒸発散量	・ 年平均気温と蒸発散量の関係式に基づき推定
河川流出量	・ 現在の冬期期間における年間降水量と流出高の関係が氷期のものと同様であると仮定して推定
地下水涵養量	・ 水収支式により推定

表 3.4-3 東濃地域における氷期の気候及び地下水涵養量の推定結果
(尾上ほか, 2009¹¹)を簡略化)

	間氷期(現在)		氷期	
	観測/推定値	降水量に対する割合	推定値	降水量に対する割合
年平均気温 (°C)	12.8	—	4.3	—
降水量 (mm yr ⁻¹)	1575	—	1150	—
蒸発散量 (mm yr ⁻¹)	497	0.32	367	0.32
河川流出量 (mm yr ⁻¹)	983	0.62	742	0.65
地下水涵養量 (mm yr ⁻¹)	95	0.06	41	0.04

※正馬川流域(1990年～2004年度)の表層水理観測データに基づき算出

② 下北半島南部地域の推定事例

本事例では、花粉化石による過去の気候変化の履歴や地下水流動解析による地下水位と涵養量との関係などの知見に基づき、将来の水収支の推定を行っている（向井ほか, 2008¹⁰）。将来の気候は、過去の気候変動が同様に繰り返すことを前提条件として推定されており、次期氷期最盛期は約 2 万年前の最終氷期最盛期を、次期温暖期最盛期は約 6,500 年前のヒブシサーマル期を想定している。

将来の気候及び地下水涵養量の推定手法を表 3.4-4 にまとめる。本事例においては、地下水涵養量と地下水位は相関関係があると仮定し、氷期最盛期の地下水位を推定したうえで、地下水流動解析によってその地下水位を再現しうる地下水涵養量を推定している。なお、氷期最盛期の地下水位の推定にあたっては、その不確実性を考慮して、現在の冬期の地下水位相当としたケースと、岩盤の風化や酸化還元境界から推定したケースが想定されている。推定の結果、温暖期最盛期の年平均気温、降水量、蒸発散量は現在と同程度の値が得られている。温暖期最盛期と氷期最

盛期の気温の差は 10℃程度、氷期最盛期の降水量は間氷期の値の 5 割程度に低減すると推定されている。また、氷期最盛期の平均的な地下水涵養量は温暖期最盛期に比べて 6 割程度に低下するものの、氷期最盛期における地下水涵養量の降水量に対する割合は温暖期最盛期と比べて 5%程度少なくなる結果が得られている（表 3.4-5）。本事例では、地下水流動解析結果から得られる地下水位に基づき地下水涵養量を推定しているが、その推定手法の妥当性は、3.4.2 (1) 2) ③で前述したように現在の観測結果を用いて確認されている。

表 3.4-4 下北半島南部地域における将来の気候及び地下水涵養量の推定手法

推定項目	推定手法
年平均気温	<ul style="list-style-type: none"> 年平均気温と暖かさ指数との関係式（松末ほか, 2000¹²⁾）に基づく推定 ベストモダンアナログ法（花粉化石分析により、現在の日本の気温・降水量・植生分布・表層花粉の情報と比較して古気候を推定する手法）を用いた推定
年間降水量	<ul style="list-style-type: none"> 世界各地の気象データに基づく年平均気温と年間降水量の相関関係から推定 気象データとしては、気候帯や地形、風向などの降水量に関係する因子が対象地点と類似し、緯度あるいは標高のみ異なる地点のものを抽出
蒸発散量	<ul style="list-style-type: none"> 年平均気温と蒸発散量の関係式に基づき推定
河川流出量	<ul style="list-style-type: none"> 水収支式に基づき推定
地下水涵養量	<ul style="list-style-type: none"> 氷期最盛期の地下水位と現在の冬期（1～2月）の地下水位が同程度と仮定し、この地下水位を再現しうる地下水涵養量を地下水流動解析によって推定 岩盤の風化深度から氷期最盛期の地下水位低下位置を仮定し、この地下水位を再現しうる地下水涵養量を地下水流動解析によって推定

表 3.4-5 下北半島南部における将来の気候及び地下水涵養量の推定結果
（向井ほか, 2008¹⁰⁾に基づき作成）

	次期温暖期最盛期		次期氷期最盛期	
	観測/推定値	降水量に対する割合	推定値	降水量に対する割合
年平均気温 (°C)	11.3	—	0.8	—
降水量 (mm yr ⁻¹)	1373	—	698	—
蒸発散量 (mm yr ⁻¹)	587	0.43	367	0.32
河川流出量 (mm yr ⁻¹)	786	0.57	331	0.29
地下水涵養量 (mm yr ⁻¹)	250	0.18	82～227 (平均値:155)	0.07～0.20 (平均値:0.13)
直接流出量 (mm yr ⁻¹)	536	0.39	104～249 (平均値:177)	0.09～0.22 (平均値:0.15)

4) 海外における過去の地下水涵養量の推定事例

諸外国を対象として地下水環境の長期変遷に関する地下水涵養量についての情報収集を行った。その結果、海外においても水収支法を用いた現在の地下水涵養量の推定がなされており (Walker et al., 1997¹³; Karvonen et al., 2010¹⁴)、水収支法による推定手法の適用性を再確認することができた。スウェーデンやフィンランドなどのヨーロッパ諸国及びカナダにおいては、地下水環境の長期変遷の観点からは、気候変動に伴い永久凍土が形成されることによる地表面への荷重作用や地下水涵養の抑制、地下水涵養域・流出域分布の変化、永久凍土融解時には短期的に多量の融解水が地下水涵養されることが重要な影響因子とされている (SKB, 2008¹⁵; Pastina and Hella, 2006¹⁶; Jaquet and Siegel, 2006¹⁷; Lemieux et al., 2008¹⁸)。米国のユッカマウンテンにおいては、将来の氷期には永久凍土は想定されておらず、現在に比べて気温が低く降水量が多い気候が推定されている (Wilson and Ho, 2002¹⁹)。気候の推定に関する不確実性を評価するために、複数の気候パターン (モンスーン気候、氷期への移行期間、氷期) を想定した上で、それぞれに湿潤・乾燥状態の幅が設定されている。地下水涵養量は、推定した気候と同程度と想定される現在の他地域における気候条件を当てはめる「気候アナログ」に基づき推定されている。

5) 水収支法による地下水涵養量の推定技術に関するまとめ

国内を対象とした事例調査の結果、水収支法によって現在の地下水涵養量を推定した事例は多く見受けられ、本報告書では比較的長期間の表層水理観測データに基づく地下水涵養量の推定事例について整理した。事例調査の結果、水収支法により地下水涵養量を推定するためのパラメータとなる降水量、蒸発散量、河川流出量の観測については、既往の観測技術や調査の考え方を適用することが可能である。また、年単位の気象変動の影響が小さい地下水涵養量を推定するにあたっては、長期間の表層水理観測の実施が必要であるとともに、地下水涵養量は、流域面積、地形条件や表土の被覆状況並びに地質や割れ目帯といった地下の地質条件の影響を受けていることが確認できた。

過去及び将来の地下水涵養量についても、花粉を用いたモダンアナログ法に基づき推定した過去や将来における氷期、間氷期の気候 (気温、降水量) や、現在の冬期期間を氷期と見なした河川流出量の推定結果に基づく水収支法によって推定されている。このことから、水収支法は現在だけでなく過去及び将来の地下水涵養量を推定する上でも有効な手法であると言える。海外においては、地下水涵養量の推定手法として水収支法が適用されているものの、地層処分事業における地下水環境の長期変遷の観点からは、気候変動に伴う永久凍土の形成や融解を重要な因子として考えられており、気候変動そのものに伴う地下水涵養量の定量的な変化の推定はなされていない事例が多く見られる。わが国においても、同様の現象に対する検討の余地は残すものの、一方で、最終氷期時においても北海道以外は永久凍土が形成されていないと推定されていることから (米倉ほか, 2001²⁰)、わが国の地層処分事業において地下水環境の長期変遷を考える上では、水収支法による地下水涵養量の推定は、重要な課題の一つとして挙げられる。

地下水涵養量の推定に用いる気温、降水量は一定の値に収束する性質のものでは無いことから、それらの気象条件の影響を受ける蒸発散量や河川流出量もばらつきを有するパラメータとなる。したがって、これらの要素に基づいて推定される地下水涵養量は、一定の値としてではなく、幅を持った値として推定することが重要である。この際、各要素の推定において、推定結果のばらつきを低減することが重要であるが、同時に、異なる手法により推定結果の整合性を確認するなど、各要素の推定結果の妥当性を確認することが重要である。

今回調査した過去及び将来の地下水涵養量の推定事例は、いずれも気候変動に関する影響について考慮されているものの、地形変化による影響は考慮されていない。地下水涵養量の推定に用いる河川流出量に関しては、地形変化による影響を大きく受ける因子であると考えられることから、地形変化の影響を考慮可能な地下水涵養量の推定方法について検討する必要がある。

(2) 古気候・古環境の推定手法

水収支法に基づく地下水涵養量の算出では、降水量及び蒸発散量を適切に見積もる必要がある。そのため、気温と降水量及び蒸発散量との関係を既存資料から検討する。また、降水量及び蒸発散量の過去の変動履歴を把握するために、古気候指標を復元した研究例やその復元手法を整理し、

現段階での問題点を示す。さらに、これらの問題点を踏まえ今年度新たに実施した分析結果について述べる。

1) 現在の降水量及び蒸発散量の推定手法や課題

先述のように、水収支法は現在だけでなく過去の地下水涵養量を推定する上でも有効な手法であると言える。以下では、水収支法で地下水涵養量を推定する際に必要となるパラメータの内、降水量、蒸発散量の推定手法とその問題点について整理する。

気象観測データの比較から、降水量は気温に対しておおまかに正の相関関係を示すとされ（登坂, 2006²¹⁾）、過去の気温を復元することによってその時代の降水量を見積もることができると考えられている。全国の気象観測点のうち、1983～2013年の気温・降水量データが得られた計760地点（気象庁, 2014²¹⁾）や寒冷地に位置する諸外国のデータ（国立天文台, 2013²²⁾）からも同様の傾向を認めることができ（図 3.4-5）、その相関係数は0.57の値を示す（表 3.4-6）。他方、蒸発散量は直接測定することが困難であるため、観測データから関係式を用いて実蒸発散量を算出する方法が提示されている。わが国では、熱収支法（純放射量、顕熱フラックス、地中熱流量などから算出）、Penman法（純放射量、気温、風速などから可能蒸発散量を算出し、地域に適した経験係数を掛けて算出）、補完法（熱放射量とPenman法で求めた可能蒸発散量から算出）が実蒸発散量の算出に多く用いられており（草野ほか, 2010²³⁾）、植生や地形などの測定地の特徴を考慮して適宜選定されている（例えば、山本ほか, 2012⁹⁾）。草野ほか（2010）²³⁾は日本国内及び高緯度域（アラスカ、シベリア、北欧など）で報告された既往の実蒸発散量について網羅的に情報を整理し、実蒸発散量が観測地点の位置（緯度）及び年平均気温の変化に対しておおむね調和的な変化を示すことを明らかにした（図 3.4-6）。このことは、蒸発散量についても、気温に基づく推定・予測がある程度可能であることを示している。ただし、実蒸発散量算出における手法間での差異についてはデータが少なく明らかでない。また、相関をより詳細に把握するためのデータの補間が必要で、特にデータ密度が疎である平均気温 10℃前後の地点（図 3.4-6）における蒸発散量の観測データ蓄積が望まれる。

より精度良く降水量や蒸発散量を見積もるためには、気温のみからの推定では以下に示すような問題がある。降水量は気温に対しておおまかな正相関を示すものの、回帰直線から大きく増大方向に逸脱する地点も多く存在する（図 3.4-5）。気象観測地点の位置（オホーツク海沿岸、太平洋沿岸、日本海沿岸、内陸、北アメリカ、北アジア、北ヨーロッパ）とそれぞれの季節別降水量（夏季：4～9月、冬季：10月～翌3月）に着目すると、太平洋沿岸は夏季に、日本海沿岸は冬季に値のばらつきが大きいことが読み取れる（図 3.4-7、図 3.4-8）。このことは、東アジア地域における夏季・冬季モンスーンがローカルな降水量の差異に影響を与えていることを示している。また、中国チベット高原では近年の温暖化と関連して広く気温が増加傾向を示すにも関わらず、降水量や可能蒸発散量は地域によって変動傾向が異なることが指摘されている（Wu et al., 2007²⁴⁾; Liu et al., 2008²⁵⁾; 西田・川島, 2012²⁶⁾）。また、蒸発散量についても降水プロセスや土壌などの違いによって差異が認められ、可能蒸発散量（十分に湿った地表面から生じる可能な蒸発散量）と実蒸発散量との比が同様の気温条件下でも異なることが示されている（近藤・徐, 1996²⁷⁾; 近藤, 1998²⁸⁾）。したがって、水収支法で過去の地下水涵養量を推定する際に必要となる降水量と蒸発散量は、より狭い空間スケールの古気候・古環境変動の影響を考慮することで、その推定幅をさらに狭めることができると考えられる。わが国ではミランコビッチ・サイクルに起因する約十万年周期の氷期・間氷期サイクルに伴い、気温や降水量分布が大きく変動してきたことが知られる（第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編, 2009²⁹⁾）。また、アジアモンスーン地域に属するため、歳差運動に伴う夏季モンスーン変動（Wang et al., 2008³⁰⁾; 中川ほか, 2009³¹⁾）などによって降水プロセスが変化してきた可能性が高い。こうした詳細な変動履歴を把握するためには、複数の氷期・間氷期サイクルを含む十万年オーダーよりも長い期間を対象として、空間的・時間的分解能の高い古気候復元を行うことが望まれる。

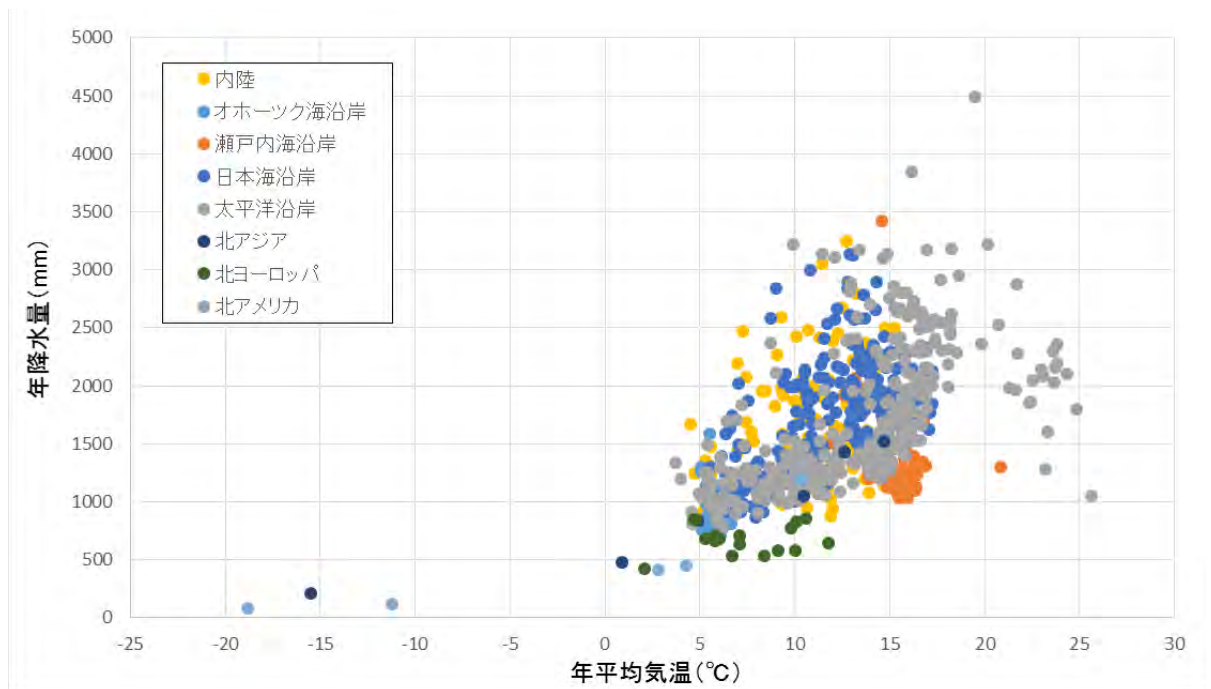


図 3.4-5 国内及び諸外国における年平均気温と年降水量の関係
 国内については、1983～2013年の気象観測データ（気象庁、2014²¹⁾を用いた。諸外国については、国立天文台（2013）²²⁾のデータを用いた。国内外それぞれの地域を色分けで示す。

表 3.4-6 国内及び諸外国の気象観測データにおける年平均気温、年降水量、夏季降水量及び冬季降水量の相関分析結果
 気象観測データは気象庁（2014）²¹⁾及び国立天文台（2013）²²⁾に基づく。

	年平均気温	年降水量	夏季降水量	冬季降水量
年平均気温	1.0000			
年降水量	0.5667	1.0000		
夏季降水量	0.5601	0.8746	1.0000	
冬季降水量	0.2121	0.7420	0.3240	1.0000

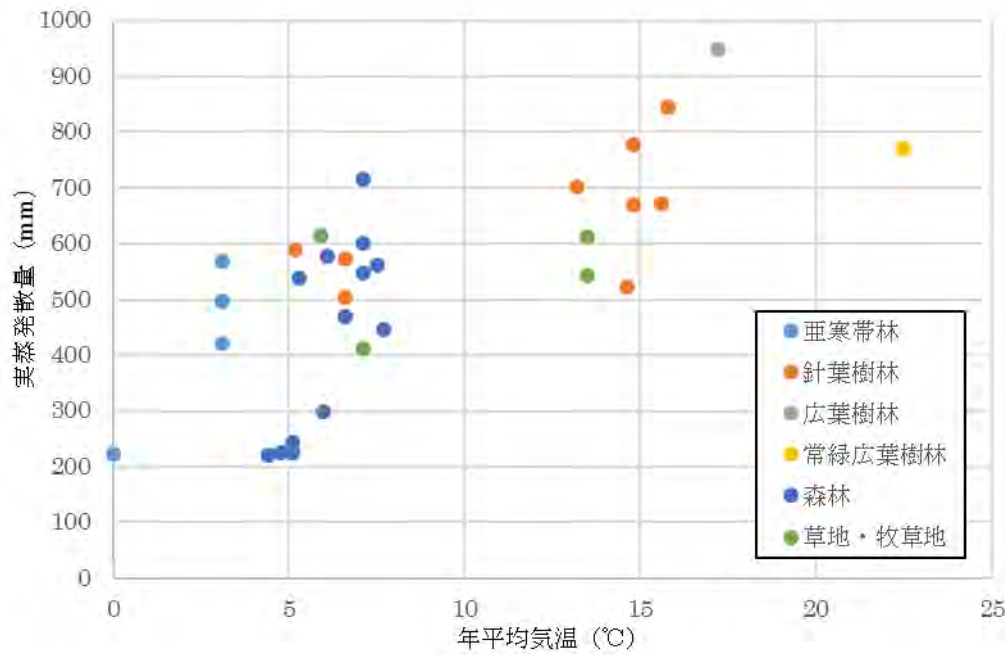


図 3.4-6 年平均気温と実蒸発散量の関係
 草野ほか (2010)²³⁾のデータに基づき作成。観測地周辺の植生や土地利用ごとに色分けで示す。

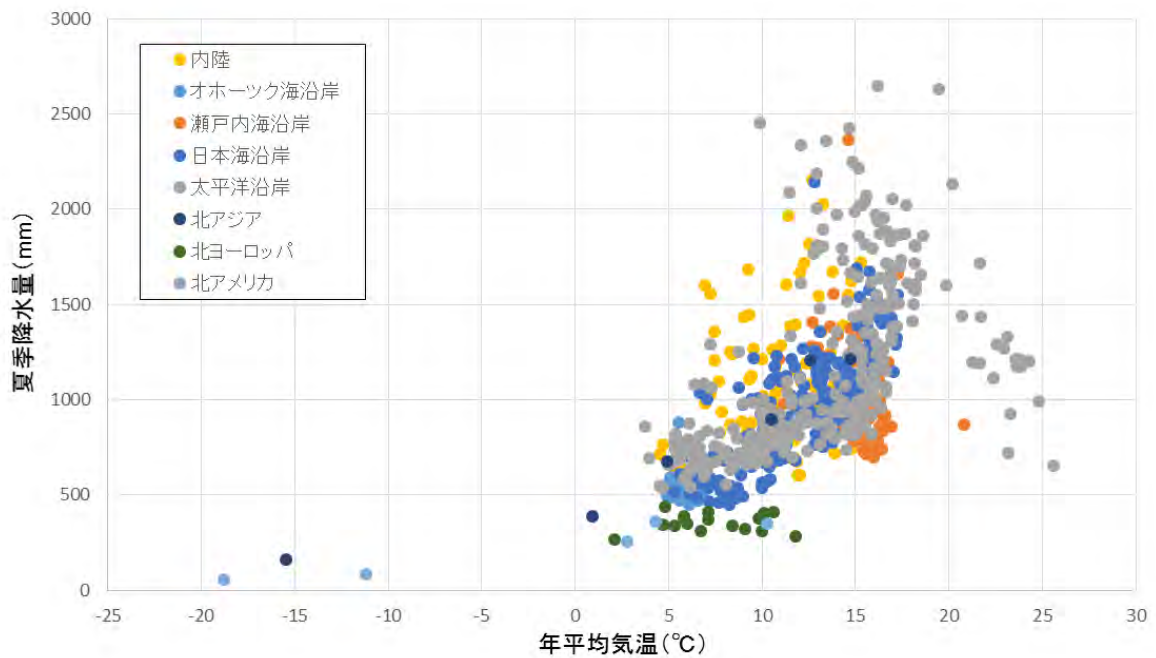


図 3.4-7 年平均気温と夏季降水量（4月～9月の降水量）の関係
 気象庁 (2014)²¹⁾及び国立天文台 (2013)²²⁾のデータを用いて作成。

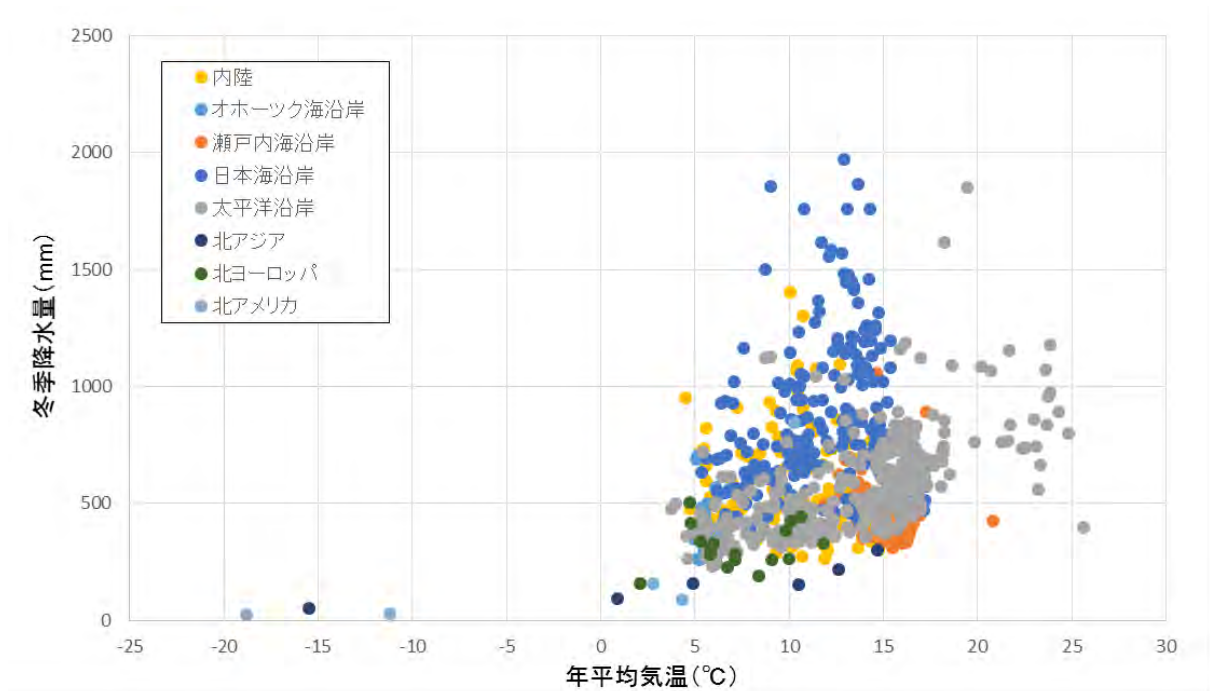


図 3.4-8 年平均気温と冬季降水量（10月～翌3月の降水量）の関係
気象庁（2014）²¹⁾及び国立天文台（2013）²²⁾のデータを用いて作成。

2) 陸域の古気候・古環境復元の指標

日本列島周辺では、主に約十万年周期で生じる氷期・間氷期サイクルなどに代表される気候変動により、気温や降水量、蒸発散量に変化してきたと想定される。これらの気候変動は主にミランコビッチ・サイクルに起因し今後も同様の気候変動が生じると予測されるため、過去の気候変動を復元してその周期性や変動特性を理解することで将来予測に役立てることができる。これまで、汎世界的な気候変動については氷床コアやサンゴの安定酸素同位体比、深海底堆積物の有孔虫殻の化学組成などの解析に基づいて復元され、多くの知見が得られている。他方、地下水涵養量とより直接的に関連する陸域の古気候については、湖沼や湿地の堆積物などの分析から研究が行われている。以下では、主に後期更新世以降の陸域の古気候復元を行った研究について復元指標ごとに整理してそれぞれの成果と問題点を示し（表 3.4-7）、現段階での課題を抽出する。

① 花粉

陸域を対象とした古気候復元の代表的な指標として、堆積物中に含まれる花粉化石をあげることができる。花粉化石は堆積物が採取された場所の植生に加えて周辺から供給された花粉も含んでおり、ある程度の範囲の平均的な植生変化を知ることができる。植生は気温や乾湿の変動に応じて変化するため、花粉分析を連続的に実施することでこれらの変動履歴が定性的に復元されてきた。さらに近年では、ベストモダンアナログ法を用いることによって過去の気温や降水量が定量的に復元され（例えば、Nakagawa et al., 2002³²⁾; Nakagawa et al., 2008³³⁾; 中川, 2008³⁴⁾）、これにより海洋域や氷床コアを用いた古気候復元の結果との対比が可能となった。表層の花粉組成分布のデータセット（例えば、Gotanda et al., 2002³⁵⁾）を整備することで統計学的により確からしい古気候復元が可能となり、季節ごとの気候変動の差異からモンスーン変動とその変動周期・要因に関する議論も行われている（Nakagawa et al., 2008³³⁾; 中川ほか, 2009³¹⁾）。しかし、現在の花粉組成と気候データに基づいた解析方法であるため、絶滅種の増加する古い時代を対象とした手法の適用は困難であり、古くても数十万年前程度までの適応が望ましいとされる（奥田ほか, 2010³⁶⁾）。また、古降水量の復元については、現生花粉データセットを用いた精度検証から古気温に比べて復元精度が劣る可能性が指摘されている（中川ほか, 2002³⁷⁾）。これらに加えて、

分析には湖沼や湿地などの長期間連続して土砂が堆積する安定した地域が適しており、後述する佐々木ほか(2006)³⁸⁾などのような内陸盆地への応用事例はまだ限られている。

② レス・古土壌

陸域では、氷河や乾燥地から巻き上げられた細粒物質が上空の卓越風によって運搬・堆積して形成されるレスが、気候変動の指標として盛んに利用されてきた。氷期には大陸氷河や砂漠の拡大などに伴ってレスの堆積が活発となるため、古地磁気や帯磁率を用いてレスと古土壌の分布・編年を整備することで長期の氷期・間氷期サイクルの履歴が復元されている(例えば、Pécsi, 1995³⁹⁾; 成瀬, 2009⁴⁰⁾)。また、卓越風の風下側ほどレス堆積物の平均粒径が小さくなることを応用してレスの粒径変化から過去のモンスーン変動が復元され、ハインリッヒ・イベントに対比される寒冷化に伴う緩慢な粗粒化とその後の急激な細粒化が報告されている(Yatagai et al., 2002⁴¹⁾)。これらに加えて、レスを構成する石英粒子についてESR法を用いて給源地を特定することによって卓越風の風向変化が復元されている(Toyoda and Naruse, 2002⁴²⁾)。

③ 湖沼堆積物の地球化学分析

内陸湖沼を対象とした研究では、全有機炭素・窒素含有率や生物源シリカなどの地球化学的指標に基づく古気候復元が広く行われている。湖沼堆積物に含まれる有機物含有量(TOC・TN含有量)は湖内での生物生産量と周辺から流入量の総和であり、これらが温暖期に増加することを応用して野尻湖や青木湖などで古気候が復元されている(Adhikari and Kumon, 2001⁴³⁾; Adhikari et al., 2002⁴⁴⁾; 公文ほか, 2003⁴⁵⁾; 公文・田原, 2009⁴⁶⁾)。また、湖内の生物生産量(主に珪藻生産量を反映)は生物源シリカやSiO₂/Al₂O₃比を指標として変動履歴が解明されており、氷床コアの同位体比や花粉分析などの結果との対比から、気温や降水量の変動を反映していると考えられている(Xiao et al., 1997⁴⁷⁾; 伊藤ほか, 2010⁴⁸⁾)。特に、木崎湖湖底堆積物中のTOC・TN含有率は、湖水中のクロロフィルa量及び冬季(12月~翌3月)の平均気温と高い相関を示し(金丸・公文, 2001⁴⁹⁾; 公文, 2003⁵⁰⁾)、河川流入量の小さい閉鎖的な湖沼の場合、両指標は主に湖内の生物生産量を通して気温変化を反映していると解釈されている(公文, 2003⁵⁰⁾)。ただし、後述するように、生物生産量に関しては気温よりも降水量の影響を大きく受けるとする考えもあり(例えば、加ほか, 2003⁵¹⁾)、各指標の変動要因の解釈については地域的特徴などを勘案して検討する必要がある。

④ 石筍試料の酸素同位体比

鍾乳石(特に、石筍)の酸素同位体比を気候変動の指標とする手法があり、主に中国大陸を対象として多くの成果が得られている。石筍を構成する炭酸塩に含まれる酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}_\text{c}$)は夏季のモンスーン強度を反映しており、モンスーン強度が増大し降水量が増加すると $\delta^{18}\text{O}_\text{c}$ が低下すると考えられている(Wang et al., 2001⁵²⁾; Shen et al., 2010⁵³⁾)など。例えば、Wang et al. (2008)³⁰⁾は中国・三宝洞で得られた石筍の酸素同位体比曲線をつなぎ合わせることで過去約22万4,000年間の古気候を復元し、モンスーン強度が主に2万3,000年周期の歳差運動による太陽放射の変化を反映して変化していることを明らかにした。日本では、広島県の鍾乳洞で採取された石筍試料について分析が行われており、氷床コアや中国大陸における事例と整合的な変動を示すことから気候のテレコネクションを反映していると解釈されている(Shen et al., 2010⁵³⁾)。しかし、石筍形成のプロセスは複雑で降水量だけではなく温度条件の影響も受けるため、独立の指標として定量的に降水量を復元することはまだ困難である(狩野, 2012⁵⁴⁾)。

⑤ 珪藻

珪藻は様々な環境下に生息可能な植物性プランクトンで、珪酸質の殻が化石として堆積物中に保存されやすいため、堆積環境復元や海水準変動に関する研究で広く利用されてきた。陸域でも土壌水分量の多寡や水質(pH、汚濁度、流速など)に対する耐性の違いを反映して種構成が異なり、これを応用して堆積環境を詳細に復元することで古気候変化の影響について考察が行われている(Fukumoto et al., 2012⁵⁵⁾)など。加ほか(2001)⁵⁶⁾は、岐阜県深坂湿原に見られる最終氷期以降の堆積物について珪藻分析を行い、pH及び水温指標種に基づいて水質変動を復元することで

両指標が調和的な変動を示し、水質が気候変動と密接に関連して変化してきたことを明らかにした。また、内陸湖沼における生物生産量の多くは珪藻が担っているため、堆積物中の珪藻殻含有率を計測し堆積速度・コア密度などを考慮して年当たりの珪藻生産量を見積もることによって、湖沼における生物生産性を評価することができる。加ほか (2003)⁵¹⁾は琵琶湖の現生珪藻の年間堆積量と気象データとの関係を検討して年間珪藻殻堆積量が古降水量プロキシとして有効であることを示し、琵琶湖湖底堆積物中の年間珪藻殻堆積量の変遷から過去 14 万年間の降水量変動を復元した。ただし、加ほか (2003)⁵¹⁾では相対的な降水量変動を提示するにとどまっており、モダンアナログ法を用いて定量的に古気候指標を推定するためには、さらに現生珪藻の生息環境に関するデータ整備が必要である。また、珪藻化石群集の変化から湖水位変動を復元する試みが多く行われており (Wolin and Stone, 2010⁵⁷⁾)、降水量や蒸発散量の復元に有効な手法である可能性がある。湖水位変動の復元指標としては、浮遊性珪藻種と底生珪藻種の割合 (例えば、Tarasov et al., 2000⁵⁸⁾; Xue et al., 2003⁵⁹⁾) が用いられているほか、現生珪藻のデータセットを用いることで定量的に湖水位変動を復元した研究も行われている (例えば、Laird and Cumming, 2008⁶⁰⁾)。

⑥ 植物珪酸体

植物珪酸体 (プラント・オパール) は植物の表皮細胞内に珪酸が蓄積することで形成され、植物の枯死後にもそのまま堆積物中に埋積される。このため、花粉化石に比べて運搬距離が短く、堆積場周辺の古植生を詳細に復元することが可能である (杉山, 2001⁶¹⁾)。また、乾燥した場所でもよく保存されるため、より広い環境条件下の試料で分析を実施することができる。堆積物中の植物珪酸体は、その形態的特徴から科属レベルで珪酸体を生成した植物を同定でき、堆積当時の群集組成を復元できる。例えば、江口 (2006)⁶²⁾は、海岸付近のバームや砂丘などの微地形とそこに見られる植生ごとに表層堆積物中の植物珪酸体を整理し、これを堆積物試料に応用することで縄文時代後期以降の植生変遷を明らかにしている。また、タケ亜科については古気候指標としての有効性が検討されている。杉山 (2001)⁶¹⁾はタケ亜科の植物珪酸体をメダケ属型、チマキザサ節型 (チシマザサ節、チマキザサ節など) 及びミヤコザサ節型に分類し、これらの中で比較的温暖な地域に特徴的なメダケ属型の割合 (メダケ率) が氷期・間氷期サイクルとよく対応することを示した。また、チマキザサ節型は日本海側に、ミヤコザサ節型は太平洋側に特徴的に見られ、両型の分布境界線 (ミヤコザサ線 : 鈴木, 1978⁶³⁾) が最大積雪量 50 cm の等値線にほぼ対応するとされる (杉山, 2004⁶⁴⁾)。これを応用することで、チマキザサ節型・ミヤコザサ節型の比率から過去の積雪量変動の復元が試みられている (杉山, 2004⁶⁴⁾)。このように植物珪酸体は特に堆積場周辺の古気候復元の指標として有効とされているが、定量的な古気候復元にまでは至っておらず、その適応事例もまだ限られている。

⑦ 樹木年輪

樹木に見られる年輪の幅は気温や降水量などの気候因子によって変化するため、樹木の年輪幅の計測に基づいて古気候を復元する試みが 1900 年代初頭から行われている (小林, 2006⁶⁵⁾)。樹木は陸域の広範囲に分布しているためサンプル採取が容易であり、さらに 1 年ごとの高い時間分解能で復元を行うことが可能である。古気候の復元にあたっては、年輪の欠損などの影響を排除するために、同一個体内や同一林内の複数サンプルの年代幅を計測してクロスデーティング作業を行い、年輪時系列を修正する必要がある。また、年輪幅は樹木年齢 (若いほど幅が大きい) や樹冠の存在による日照量の多寡などによっても影響を受けるため、統計的な処理によって気候因子以外の変動を取り除く必要もある。これまでに得られたデータは国際樹木年輪データベース (ITRDB) にまとめられており、データの蓄積が進められている。また、近年では年輪幅ではなく木材密度や木材のセルロースに含まれる酸素同位体比を指標とする古気候復元が行われている。特に、セルロースの酸素同位体比は上述した樹木の生態的要因による影響をはじめから排除でき、古気候をより直接的に復元できると考えられている (中塚, 2007⁶⁶⁾)。セルロースの酸素同位体比は相対湿度や降水量と強い負の相関関係を示し、その変動傾向から過去の水循環変動を復元できる。ただし、降水量と相対湿度の変化をそれぞれ独立して検出する段階には至っていない。このように、樹木年輪を用いた古気候復元は高い時間分解能と水循環指標としての有効性を持っているが、年輪が得られる時代に制限があるため、数万年以上の長期間の気候変動復元には適してい

ない。

⑧ 課題の抽出

既存の古気候復元に関する研究指標の整理結果から、以下の問題点が挙げられる。まず、定量的復元のための分析指標及びそのデータセットを整備していくことが重要と考えられる。現在のところ、定量的な古気候復元は花粉化石を用いたベストモダンアナログ法が主要であり、復元された各気候データは誤差を持っている。今後は誤差を小さくするためのデータセットの充実や、異なる指標を用いて復元の妥当性を検討していくことが望まれる。また、上述した各分析指標はそれぞれ復元対象とする空間スケールが異なっているため、様々な手法を対比することで地域性を反映した堆積環境変化や気候変化を抽出し、さらに汎世界的な気候変動の影響について高い精度で評価できると考えられる。こうした従来よりもローカルな堆積環境変化や気候変化を検出するためには、地理的特徴の異なる様々な地域を対象として古気候変化を解明し、対比していくことが望まれる。

以上の観点から、気候変動と堆積環境や湖水位などの定性的な指標とを照らし合わせて、マルチプロキシによる古気候復元を進めていくことが重要と考える。以下では、これまでに実施してきた幌延地域及び東濃地域における古気候復元の研究事例と、東濃地域の既存試料などを用いて実施した解析・分析成果を示す。

表 3.4-7 陸域を対象とした主要な第四紀の古気候指標

推定指標	対象期間 (年オーダー)	手法の特徴	手法の問題点
樹木年輪	10 ²⁻³	<ul style="list-style-type: none"> 年輪幅から古気温、古降水量を推定 陸域の幅広い地域で試料の採取が可能 1年オーダーの時間分解能で復元可能 	<ul style="list-style-type: none"> 1万年前よりも古い時代には適応困難
石筍	10 ⁵	<ul style="list-style-type: none"> 酸素同位体比から過去の夏季モンスーン強度、古降水量を推定 年輪状の縞構造を用いることで1年オーダーの時間分解能で復元可能 	<ul style="list-style-type: none"> 石筍形成プロセスが複雑で、古降水量を定量的に復元できていない 適用可能な地域（鍾乳洞）の分布が限定的
レス・古土壌	10 ⁵	<ul style="list-style-type: none"> 帯磁率から古気温、古降水量を推定 粒径、堆積量から過去の風向、風速を推定 結晶度から古降水量を推定 	<ul style="list-style-type: none"> メカニズムが明らかになっていない
花粉	10 ³⁻⁵	<ul style="list-style-type: none"> 周辺の平均的な過去の植生を復元し、古気温、古降水量を推定 ベストモダンアナログ法により気温、降水量を定量的に復元 年縞ラミナがある場合は1年オーダーの時間分解能で復元可能 	<ul style="list-style-type: none"> 時代が古いと絶滅種・消滅種の影響が大きくなる
植物珪酸体	10 ³⁻⁵	<ul style="list-style-type: none"> 現地性が高く、堆積場周辺の気候を反映 乾燥した環境下でも検出可能 気温、積雪量の指標となる可能性がある 	<ul style="list-style-type: none"> 古気候指標としての研究事例が限られている
湖底堆積物	10 ³⁻⁵	<ul style="list-style-type: none"> 全有機炭素、全窒素含有率から古気温を推定 SiO₂/Al₂O₃比（湖内の生物生産性を反映）から古気温を推定 年縞ラミナがある場合は1年オーダーの時間分解能で復元可能 	<ul style="list-style-type: none"> 流域面積などの流入河川の特性を考慮する必要がある
珪藻	10 ³⁻⁵	<ul style="list-style-type: none"> 堆積環境や湖水位を復元 年間殻生産量から古降水量を推定 年縞ラミナがある場合は1年オーダーの時間分解能で復元可能 	<ul style="list-style-type: none"> 古気候の直接的な指標ではない 時代が古いと絶滅種・消滅種の影響が大きくなる

増田・阿部 (1996)⁶⁷⁾及び草野ほか (2011)⁶⁸⁾を参考に作成。

3) 陸域の古気候・古環境の推定事例

① 幌延地域の推定事例

幌延地域では、放射性炭素年代測定から 1.2~1.4 万年前に堆積したと推定される泥炭層中に含まれる花粉化石から、最終氷期後期の古気候が復元されている（松井ほか, 2008⁶⁹⁾）。以下にその要約を示す。

泥炭層中からは主にグイマツの花粉が産出し、最終氷期後期の幌延周辺にはグイマツの純林が広がっていたと推定される（図 3.4-9）。こうした植生はシベリアなどの亜寒帯針葉樹林に相当することから、最終氷期後期における幌延地域の気候は現在のシベリア周辺と類似していたと考えられる。サハリン北端に位置するオハの現在の気象データとの比較から、幌延地域の最終氷期後期の平均気温は現在よりも1月で約 12 °C、8月で約 6 °C、年間で約 8 °C程度低かったと推定され、年間降水量は 750~1,000 mm 程度少なかったと見積もられる。なお、植生復元から推定される古気候はさらに北方のシベリアに類似すると考えられるため、これらの推定値よりもさらに寒冷であった可能性が高い。

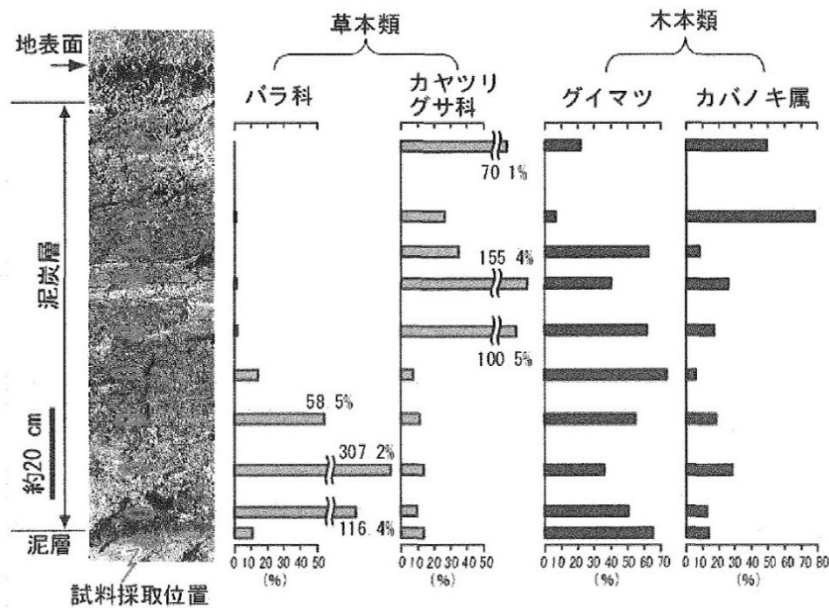


図 3.4-9 幌延地域における最終氷期後期の植生復元 (松井ほか, 2008⁶⁹⁾)

② 東濃地域の推定事例

東濃地域では、土岐川と木曾川との間に位置する大湫盆地において、コア試料の分析から古気候が復元されている。大湫盆地は標高約500 mの小起伏面の頂上付近に形成された東西約250 m、南北約1 kmの小規模な盆地で、周囲には谷地形が発達するが盆地内に谷中分水嶺があり、集水域は非常に狭い。盆地内では計8本のコアが掘削されており、テフラ分析で検出された計4層の広域テフラ層 (K-Ah、AT、K-Tz、Tky-Ng1) の年代値と深度から、約30万年間にわたり比較的安定した堆積速度で連続的に堆積してきたと推定される (佐々木ほか, 2006³⁸⁾)。

これまでにコア試料 (OK-1 コア) の花粉分析結果から、過去約30万年間の詳細な植生変遷が復元されている (守田ほか, 2006⁷⁰⁾)。間氷期ごとの植生変遷の差異に着目すると、暖温帯性 (*Q. subgen. Cyclobalanopsis*) と冷温帯性 (*Fagus*) の割合が大阪層群や琵琶湖と整合的な変動を示すことから、MIS 5が最も温暖であったと推定されている (守田ほか, 2006⁷⁰⁾)。さらに、周辺との比較から植生や植生遷移の速度に地域差があり、標高や地理的位置の差異が影響している可能性が示唆された (守田ほか, 2006⁷⁰⁾)。佐々木ほか (2006)³⁸⁾では花粉分析結果についてベストモダンアナログ法を用いることで気温変動を定量的に復元した。これはベストモダンアナログ法が従来よりも古い堆積物や、大湫盆地のような内陸盆地の堆積物へも適用できることを示した事例の一つである。また、色相計測結果 (*L) では日射量変動と整合的な変動傾向を示すことが明らかになり、日射量が 500 W m^{-2} を超えると寒冷期であっても泥炭が形成され始めることが示された (佐々木ほか, 2006³⁸⁾)。佐々木ほか (2010)⁷¹⁾は同層準で測定された有機炭素含有率から層相ごとのコア密度を考慮して有機炭素の体積含有率を算出し、これが色相計測結果と相関関係を示すことを明らかにした。また、神谷ほか (2009)⁷²⁾及び守田ほか (2010)⁷³⁾はOK-1 コアの近傍で採取されたOK-4 コアについてさらに高密度に花粉分析を行い、過去約34万年間の植生変遷と古気候を高い時間分解能で復元した。各ステージの植生の差異に着目すると、完新世及びMIS 5eの温暖化が顕著であるものの、MIS 5eはそれほど湿潤化せずMIS 5d以降に湿潤化が進んだと推定した。また、MIS 8の寒冷期に比べてMIS 6及びMIS 4~2が寒冷・乾燥な気候であったと述べている (神谷ほか, 2009⁷²⁾)。

4) 既存のデータ・試料を用いた解析・分析結果

古気候復元においてはマルチプロキシによる復元が重要であるという観点から、前節で述べたようにこれまで古気候や古環境に関する多くの知見が得られている東濃地域の大湫盆地を例に、

既往の研究と同じ分析データや既存試料（OK-1 コア、OK-3 コア）を用いて、花粉分析結果のモダンアナログ法による解析、植物珪酸体分析並びに珪藻化石分析を実施し、古気候の推定について検討した。OK-1 コアについては植物珪酸体分析を実施するとともに、既存の珪藻分析結果と花粉分析結果（佐々木ほか, 2006³⁸；守田ほか, 2006⁷⁰）の再解析を行った。また、OK-3 コアについては、珪藻化石分析を行った。植物珪酸体分析では、杉山（2001）⁶¹により温暖指標とされているメダケ率を、下記の式（3.4-3）を用いて算出した。

$$\text{メダケ率} [\%] = \frac{\text{メダケ属の推定植物体生産量} [\text{kg m}^{-2} \text{cm}^{-1}]}{\text{メダケ属とクマザサ属の推定植物体生産量の合計} [\text{kg m}^{-2} \text{cm}^{-1}]} \times 100 \quad (3.4-3)$$

なお、推定植物体生産量は下記の式（3.4-4）から求められる。

$$\text{推定植物体生産量} [\text{kg m}^{-2} \text{cm}^{-1}] = \text{機動細胞珪酸体含量} [\text{個/g}] \times \text{堆積物の比重} [\text{g cm}^{-3}] \times \text{換算計数} [\text{g/個}] \quad (3.4-4)$$

本研究では、比重を 1.0 と仮定した。また、各換算計数は、ネザサ節については 0.48×10^{-5} 、クマザサ節については 0.75×10^{-5} を用いた。

① 古気候・古環境の推定

花粉分析結果について Polygon 2.3（中川, 2008³⁴）を用いてベストモダンアナログ法による解析を行い、大湫盆地周辺の古気温、古降水量（年間、夏季、冬季）の定量復元を行った（図 3.4-10）。なお、解析には草本花粉のみのデータを用いた。復元された古気温変動は、花粉分析結果から判断された MIS の氷期・間氷期サイクル（守田ほか, 2006⁷⁰）と調和的な変動を示した（図 3.4-10）。他方、古降水量は古気温に比べて短波長で変動している。夏季降水量は復元値がおおよそ 700～1,200 mm の範囲で変動し振幅が大きいものに対して、冬季降水量はコア全体を通して変動が少なく復元値も 500～700 mm の範囲で安定して推移する（図 3.4-10）。また、全分析層準で冬季降水量よりも夏季降水量のほうが多く、氷期・間氷期に関わらず夏季モンスーンの影響を強く受ける太平洋側に特徴的な気候であったことが示唆された（図 3.4-11）。

珪藻分析結果から、OK-1 コアは大きく 9 帯（1～9）の珪藻帯に区分することができる（図 3.4-12）。珪藻帯 1、3 及び 5 では珪藻化石がほとんど産出しなかった。その他の珪藻帯では、すべての層準で淡水生珪藻が優占的に産出した。珪藻の生活形態（浮遊性、付着性、底生）に着目すると、珪藻帯 2、6 及び 8 では浮遊性種が多産しており、全体の 40%以上を占めることが確認された。一方、珪藻帯 4、7 及び 9 では浮遊性種が 10%以下と少なく、付着性種や底生種が多産する傾向が認められた。付着性種では沼沢湿地付着性種（安藤, 1990⁷⁴）の *Tabellaria fenestrata-flocculosa* や *Gomphonema gracile*、*Pinnularia viridis* などが多く産出する。また、珪藻帯 3 及び 7 では、浮遊性種の占める割合が少なく、かわって *Anomoeoneis brachysira* や *Diploneis elliptica* などの底生種の割合が増加する。

また、OK-3 コアは大きく 8 帯（I～VIII）の珪藻帯に区分することができ、OK-1 コアと同様に浮遊性種が周期的に増減していたことが明らかになった（図 3.4-13）。すなわち、珪藻帯 II、IV、VI 及び VIII 帯は *Aulacoseira italica* や *Aulacoseira ambigua*、*Cyclotella stelligera* などの浮遊性種の増加によって特徴づけられ、それぞれ 20～40%程度の産出頻度を示す。一方、珪藻帯 V 及び VII では底生種の *A. brachysira* や、淡水生付着性種の *Pinnularia* 属や *Cymbella* 属、高層湿原指標種（安藤, 1990⁷⁴）の *Frustulia rhomboides* などが多く産出する。なお、珪藻帯 I 及び III は珪藻殻の保存状態が悪く産出数が少ないため、堆積環境は明らかでない。

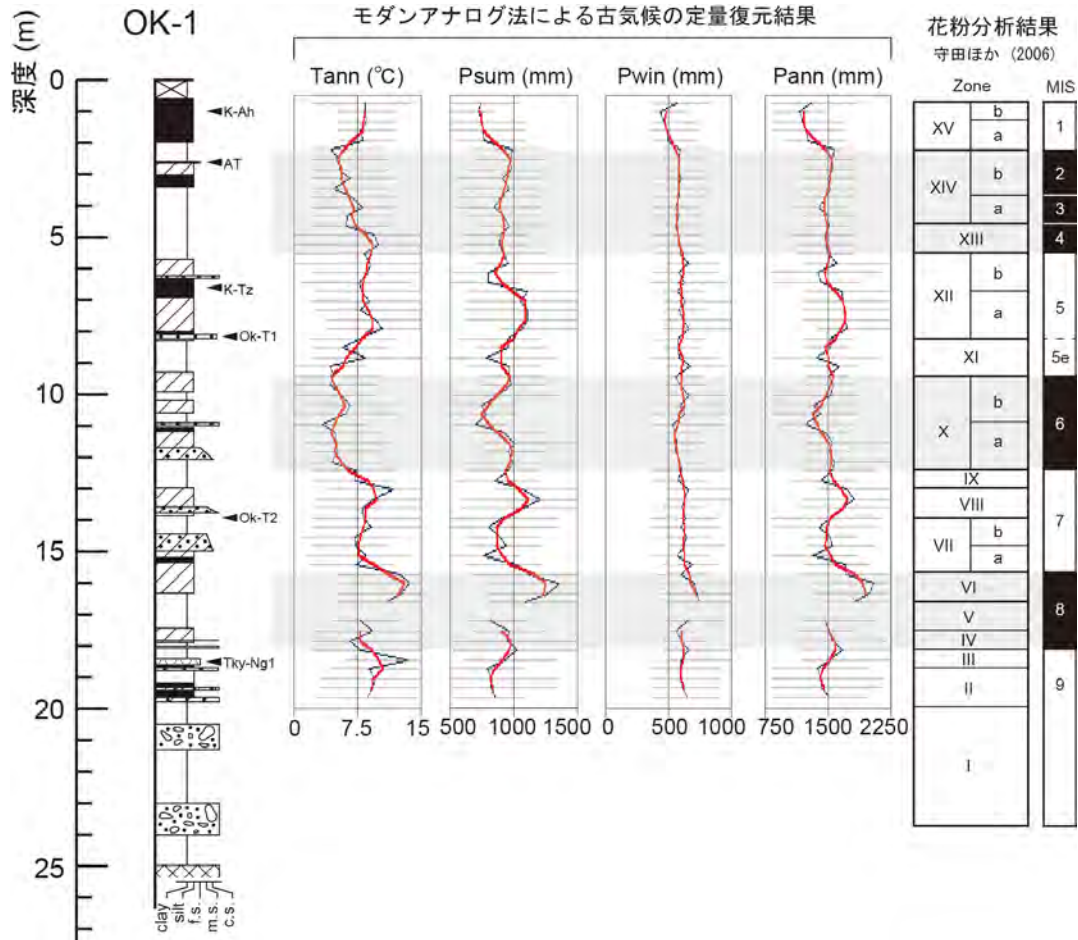


図 3.4-10 OK-1 コアの花粉分析結果に基づくベストモダンアナログ法を用いた定量的な古気候復元結果

Tann: 年平均気温 (°C)、Psum: 夏季降水量 (mm)、Pwin: 冬季降水量 (mm)、Pann: 年降水量 (mm)。各復元結果のグラフ中における水平方向のバーは復元誤差範囲を、赤太線は移動平均を示す。右側に、守田ほか (2006)⁷⁰⁾で報告された OK-1 コアの花粉帯区分及び MIS との対応関係を示す。

こうした珪藻化石組成の特徴は、水深の大きい淡水池沼と水深の浅い淡水湿地とが繰り返し生じたことを示している。テフラや放射性炭素年代測定値、水平方向への連続性 (OK-3に比べて OK-1の方が約1 m 地表面の標高が高い) などを参照すると、OK-1コアの珪藻帯2はOK-3コアの珪藻帯IIに、OK-1コアの珪藻帯6はOK-3コアの珪藻帯IVに、OK-1コアの珪藻帯8はOK-3コアの珪藻帯VIIIにそれぞれ対比される可能性が高い。なお、OK-3コアでは珪藻帯VIでも水深が増加したことが示唆されるが、これに明確に対比される層準はOK-1コアには認められない。OK-1コアはOK-3コアに比べて分析密度が粗いため、対比される層準を見落としている可能性がある。また、OK-1コアの珪藻帯7中には浮遊性種の *A. ambigua* や *A. laevissima* が微増する層準があり、これらの層準に対比される可能性もある。

他方、植物珪酸体は全体として保存状態が悪く同定が困難で不明種が多く、水深のある湿地や池沼などのイネ科植物の生息しにくい環境が継続したと推定されるものの、タケ亜科、ヨシ属、ススキ属などの植物珪酸体の産出が認められた (図 3.4-14)。特に、深度 1~2 m と深度 5.5~6.5 m ではこれらの含量が増加することから、湿原や陸域の環境であったことが示唆される。また、乾燥した場所を好むススキ属が深度 5.4~6.7 m、深度 1.8 m 及び深度 1.5 m で増加することから、これらの層準では水深が低下するなどして地表面が乾燥化したと考えられる。

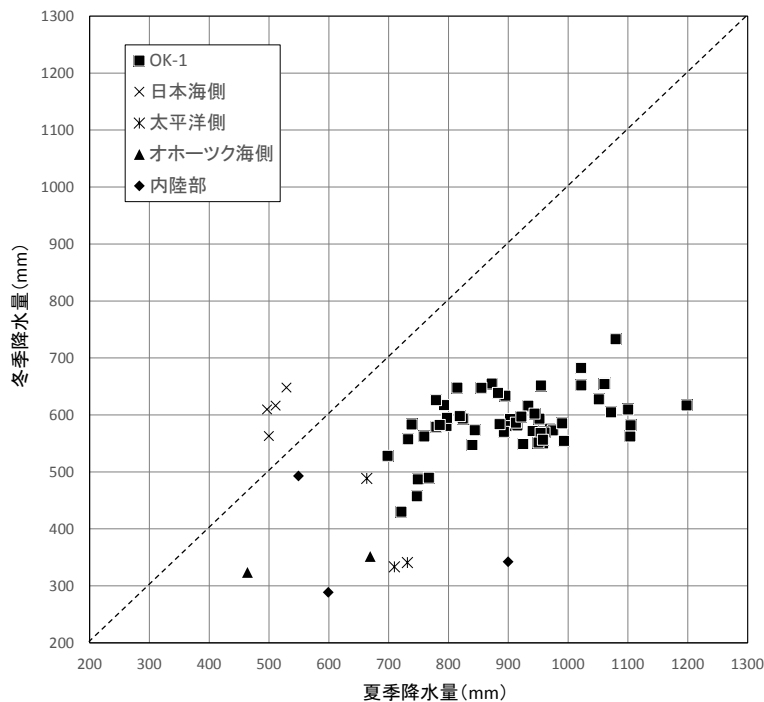


図 3.4-11 ベストモダンアナログ法で復元された過去の夏季・冬季降水量の関係
 OK-1 コアの花粉分析結果についてベストモダンアナログ法により復元された夏季・冬季降水量
 (図 3.4-10) 及び年平均気温 10 °C 以下の気象観測地点のデータ (国立天文台, 2013²³) を示す。

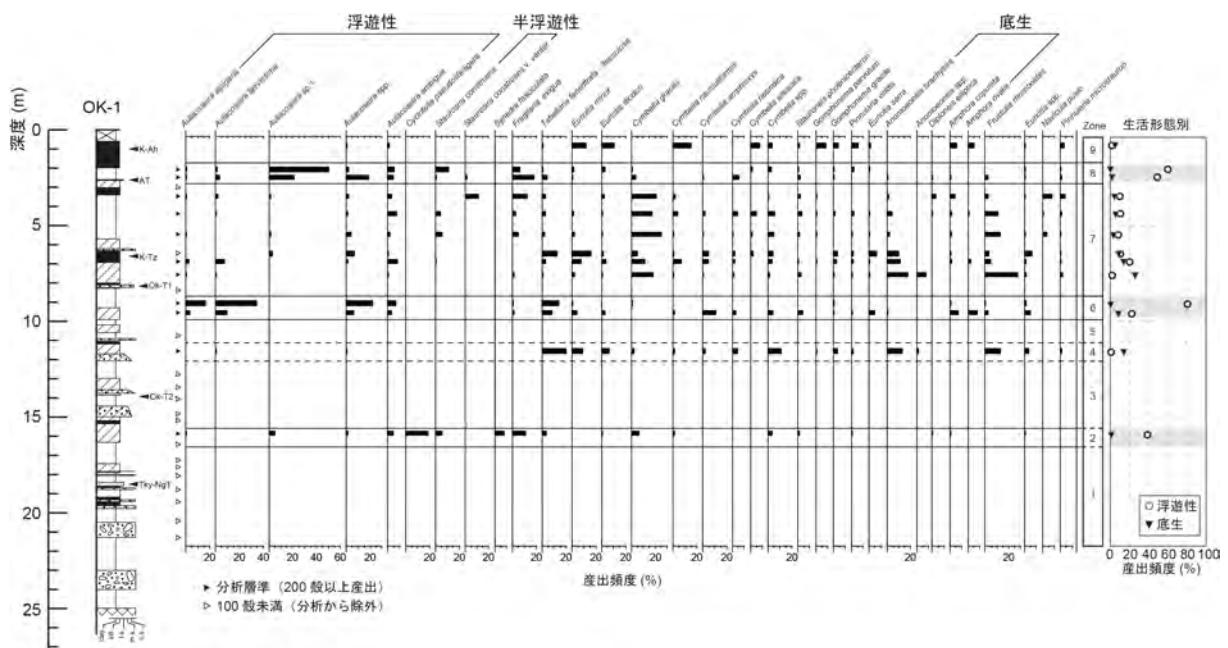


図 3.4-12 OK-1 コアの珪藻分析結果 (珪藻ダイアグラム)
 各棒グラフはそれぞれの珪藻種がその層準の全珪藻殻数に占める割合を示す。灰色の網掛け部分
 は、淡水生浮遊性の珪藻化石が多く底生種が少ないことから、淡水池沼環境が形成されたと推定
 される箇所を示しており、池沼環境が周期的に形成されたことを示唆する。

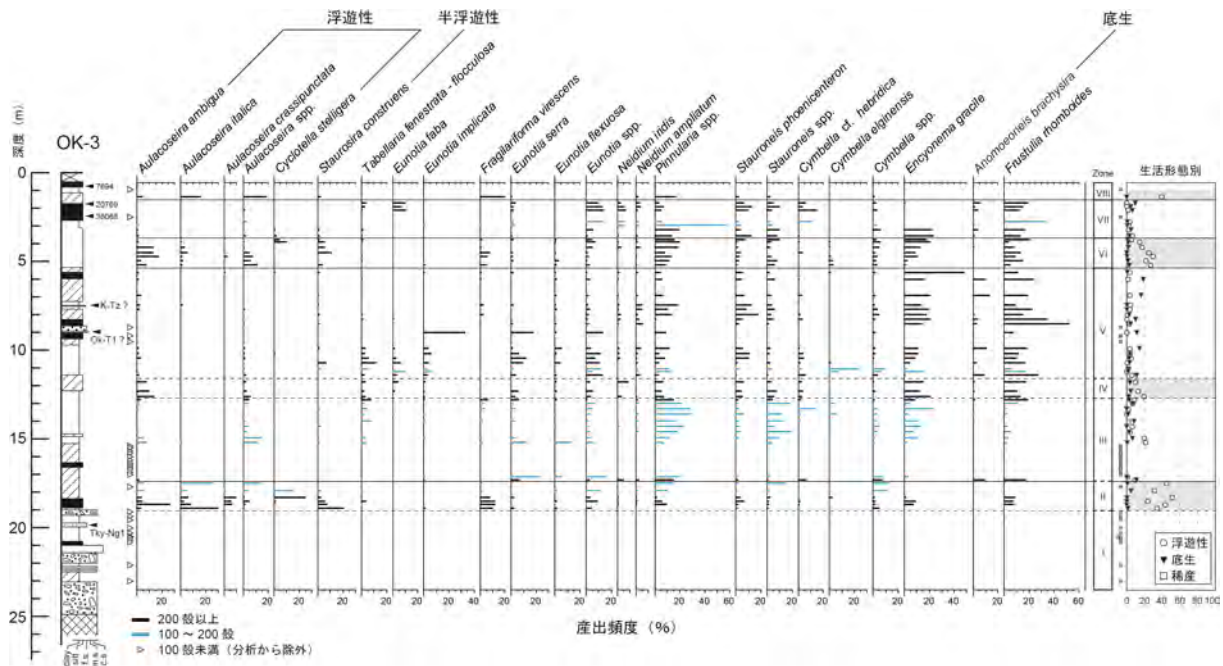


図 3.4-13 OK-3 コアの珪藻分析結果（珪藻ダイアグラム）

各棒グラフはそれぞれの珪藻種がその層準の全珪藻殻数に占める割合を示す。灰色の網掛け部分は、淡水生浮遊性の珪藻化石が多く底生種が少ないことから、淡水池沼環境が形成されたと推定される箇所を示しており、池沼環境が周期的に形成されたことを示唆する。

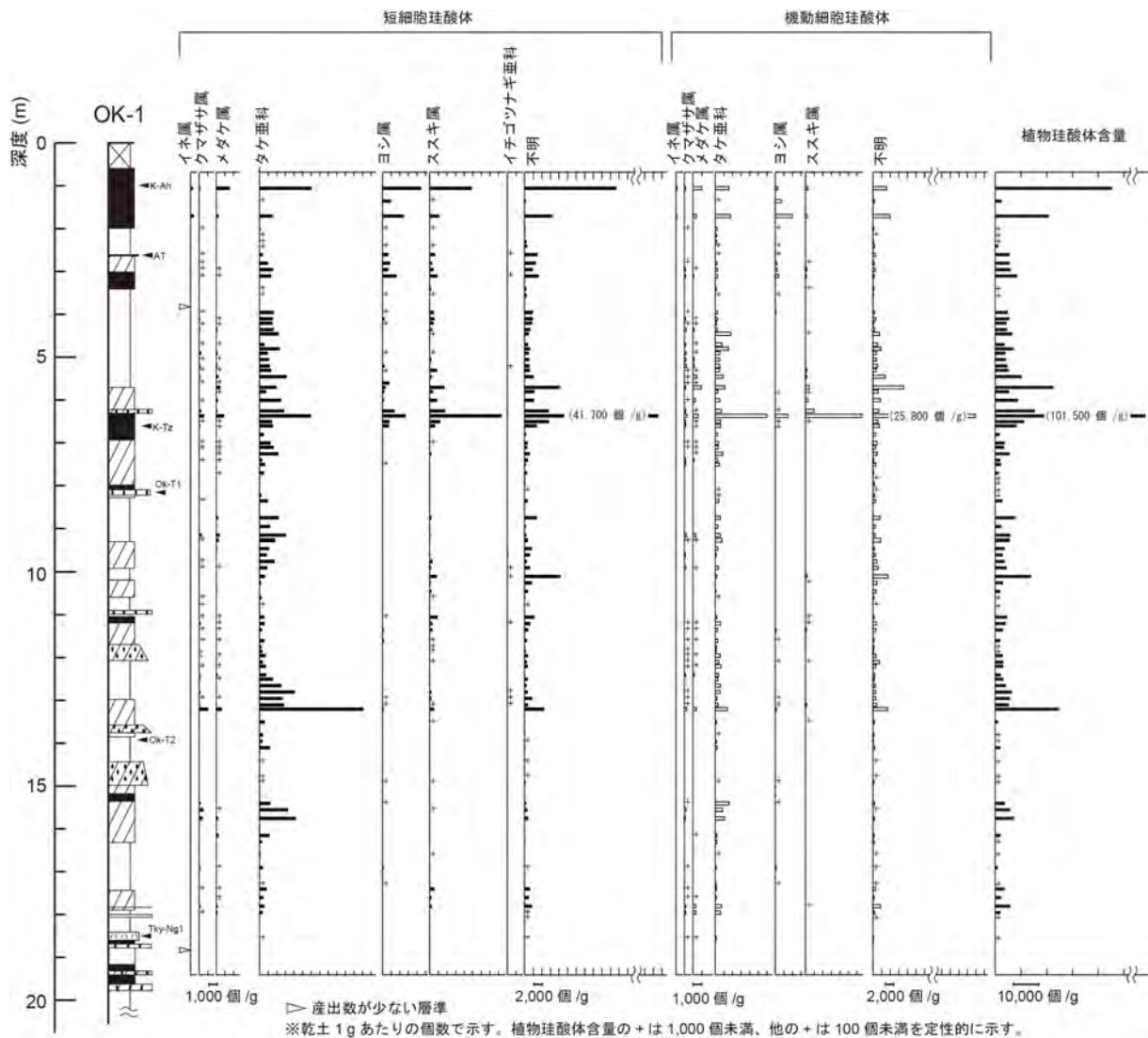


図 3.4-14 OK-1 コアの植物珪酸体分析結果

各棒グラフは、産出数と試料重量から推定された各植物珪酸体の乾土 1 g あたりに含まれる個数を示す。不明種及び植物珪酸体含量のグラフの目盛りがその他の短細胞珪酸体、機動細胞珪酸体と異なっていること、OK-1 コアの深度軸が図 3.4-10 及び図 3.4-12 と異なっていることに注意されたい。

② 古気候・古環境指標の対比

珪藻分析と植物珪酸体からそれぞれ推定される掘削地点周辺の古環境は、概ね整合的な変動傾向を示す。浮遊性の珪藻化石が増加する深度 2~3 m と深度 9~10 m では、植物珪酸体分析でも植物珪酸体含量が減少し、ススキ属の産出数が少なくなっており、ともに水深が増加して湿原や陸域からの距離が増加したことを示唆する。一方、植物珪酸体含量やススキ属の増加する深度 1.8 m 以浅及び深度 5.5~6.5 m では、底生種の *A. brachysira* や高層湿原指標種の *F. rhomboides* が増加していることから、水深が低下して掘削地点周辺に陸域が拡大したことを示唆する。

珪藻分析及び植物珪酸体分析から推定される水深の増減は、既存の花粉分析結果とも調和的な傾向を示している。守田ほか (2006)⁷⁰⁾の示した OK-1 コアの花粉分析結果のうち、池沼の水中や水辺に生息する抽水植物 (*Typha*, *Monochoria* など)、浮葉植物 (*Bracenia*, *Nymphaea*, *Nuphar* など) 及び沈水植物 (*Myriophyllum*, *Isoetes* など) の産出頻度の増減に着目すると、珪藻分析

で浮遊性種が増加する層準やその周辺で顕著に増加する傾向が認められた。これらの植物花粉の増加は、コア掘削地点周辺に水深の大きい湿地や池沼が形成されたことを示している。これに対して水深低下が示唆された層準では、これらの植物花粉の産出頻度が減少してほとんど産出しておらず（守田ほか, 2006⁷⁰）、湿地や池沼が縮小したことが示唆された。

なお、珪藻帯8はAT火山灰との層序関係からOK-4コアの花粉帯XI及びXII（神谷ほか, 2009⁷²）に対比されると考えられる。花粉帯XIはCyperaceaeが多産することから湿原であったと推定されており（神谷ほか, 2009⁷²）、花粉帯XやXIIに比べてNymphaeaなどの浮葉植物が減少することから水深が低下した可能性がある。この花粉帯XIに対応する環境変化は、OK-1コア及びOK-3コアの珪藻分析からは認められなかった。OK-4コアの花粉分析に比べて本研究で実施した珪藻分析の分析間隔が粗かったことを考慮すると、花粉帯XIに対比される環境変化を見落としている可能性が高いと考えられる。

植物珪酸体分析の結果に基づき、メダケ属及びクマザサ属の含量から求められたメダケ率（杉山, 2001⁶¹）は、概ねMISの氷期・間氷期サイクルや先に示した古気温の定量復元結果と同調的な変動を示す（図 3.4-15）。メダケ率と古気温の関係をさらに検討するため、比較的珪酸体の保存状態が良くメダケ率のバラツキの少ないMIS 6以降について、Microsoft Excel 2013を用いて簡易的な統計解析（F-検定及びt-検定）を試みた。メダケ率は氷期には平均23.206%（分散270.376、n=18）であるのに対し、間氷期には平均50.728%（分散882.848、n=18）であった（図 3.4-16）。F-検定ではF値が2.2719、有意確率が0.0096の結果が得られ、有意水準0.05で氷期・間氷期のメダケ率の分散が等しくないことが示された（図 3.4-16）。このため、分散が等しくないと仮定してt-検定を行った結果、t 値が3.4385、自由度が27.0000、有意確率（両側）が0.0019であったことから、有意水準0.05で氷期・間氷期のメダケ率の平均に有意差があることが示された（図 3.4-16）。後述するような問題点はあるものの、メダケ率が氷期・間氷期間程度の寒暖差を反映して変化していることが示唆された。

このことは、杉山（2001⁶¹）によって提示された温暖指標としてのメダケ率の有効性を示すとともに、花粉化石と同様に古気温の定量的復元の指標として利用できる可能性を示している。植物珪酸体は花粉化石よりも乾燥した場所でも保存されるため、花粉分析の適用が困難な砂質堆積物からも古気候を復元できる場合があり、より広範な地域の多様な堆積物を対象として古気候復元の事例を蓄積していくことができると期待される。ただし、本研究で扱った試料は植物珪酸体の保存状態が悪くメダケ属やクマザサ属の含量が限定的であったため、メダケ率を算出できていない層準が多くバラツキが大きいなどの問題があった。今後、メダケ率と花粉や酸素同位体比との関係性について、さらに分析精度を向上させて検討していくことが望まれる。

また、花粉分析から復元された季節別の降水量変動は、大湫盆地が過去約30万年間をとおして降雪量が比較的安定して少なく、太平洋側に特徴的な気候であったことを示唆した。年平均気温が10℃以下の気象観測地点における夏季・冬季降水量の関係をみると、日本海側とそれ以外で大きく傾向が異なっていることが読み取れる（図 3.4-11）。大湫盆地の氷期における気候モデルは、復元された気温から現在の北海道北部の気候が想定されるが（例えば、Yasue et al., 2008⁷⁵）、降水量変動などモンスーンの影響も考慮する場合には、太平洋側やオホーツク海側あるいは内陸の気候を想定する方がより適当である（図 3.4-11）。

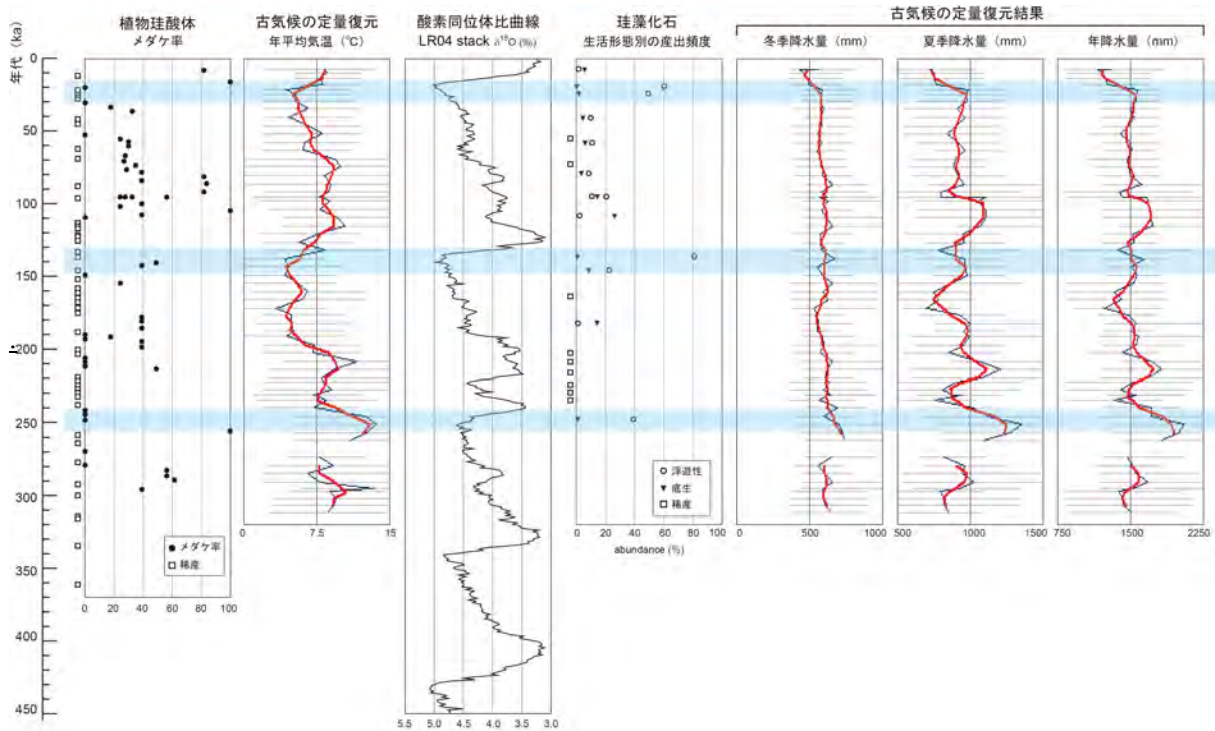


図 3.4-15 珪藻分析、植物珪酸体分析及び古気候の定量復元結果の対比

OK-1 コアの年代軸はテフラ層準から堆積速度一定と仮定して求めた。古気候変動及び降水量変動はOK-1 コアの花粉分析結果のベストモダンアナログ法による解析結果に基づく(図 3.4-10)。LR04 stackの酸素同位体比曲線はLisiecki and Raymo (2005)⁷⁶⁾による。

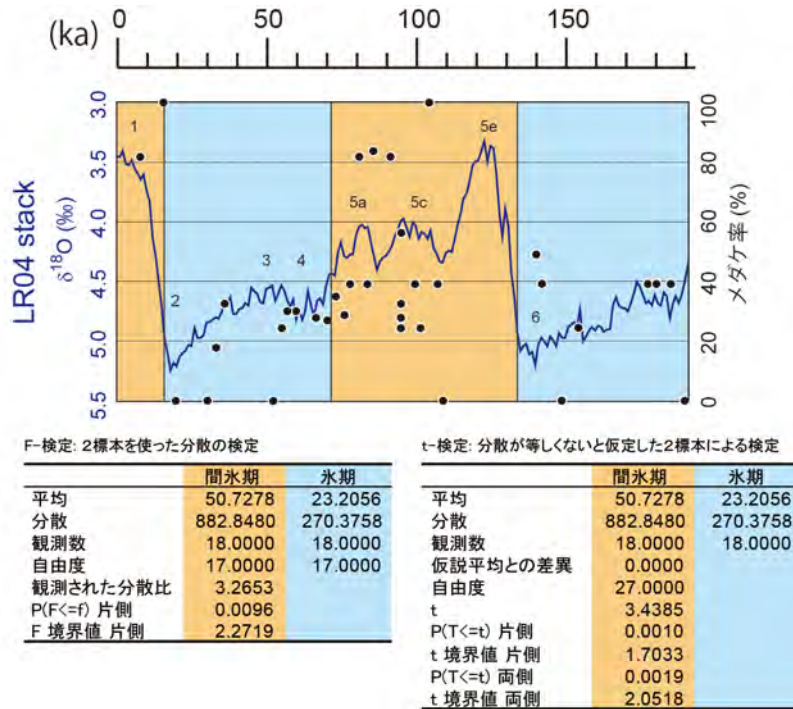


図 3.4-16 MIS6 以降の氷期・間氷期におけるメダケ率の F-検定及び t-検定の結果

LR04 stackの酸素同位体比曲線はLisiecki and Raymo (2005)⁷⁶⁾による。統計解析はMicrosoft Excel 2013を用いて行った。

③ 盆地内の堆積環境変化とその要因

珪藻分析や植物珪酸体分析から推定される池沼形成時期は、花粉分析から氷期から間氷期（あるいは後氷期）への移行期にあたりと推定され、それぞれMIS 2からMIS 1にかけて（約30～15 ka）、MIS 6からMIS 5eにかけて（140 ka頃）、MIS 8からMIS 7にかけて（250 ka頃）の時期に対比できる。

MIS 2からMIS 1における池沼形成は、古気温が低水準で推移したかほとんど上昇しなかった一方で、降水量が増加した時期にあたる（図 3.4-17）。古気温の定量的復元からは、30 ka以降寒冷化が進んで20 ka頃に最も寒冷になったことが示された。また、氷床コアの酸素同位体比（Lisiecki and Raymo, 2005⁷⁶⁾）からも、30 ka以降、MIS 3からMIS 2にかけて寒冷化したことが読み取れる。当該期間における低い年平均気温からは、大湫盆地周辺の蒸発散量が小さかったことが示唆される。一方、降水量の定量的復元からは、50 ka頃以降に降水量が安定～微増傾向であったことが示され、20 ka頃に極大となる。したがって、30 ka以降、蒸発散量の低下と降水量の増加が平行して進行し、これに伴って盆地内への水分供給が相対的に増大して蒸発散量及び河川流出量を上回ったために池沼化が起きたと考えられる。冬季降水量がほとんど変化しておらず、夏季降水量の変動が降水量の多寡に大きく影響していたと考えられることから、30 ka以降の降水量増加は夏季モンスーン強化に起因する可能性が高い。

また、MIS 6からMIS 5eにかけても、古気温の低下と降水量の増加が生じたと推定される。古気温の定量復元からは、150 ka以降に寒冷化が生じたと推定される。古気温の定量復元結果及び酸素同位体比曲線からは135 ka頃以降に温暖化が生じたと推定され、これは大湫盆地における淡水池沼の発達よりも明らかに新しい。一方、降水量は170 ka頃以降顕著に増加して150～140 kaに極大となる。したがって、MIS2からMIS1にかけての時期と同様に、相対的に降水量が蒸発散量・流出量を上回ったために池沼化したと考えられる。季節別の降水量変動から夏季降水量が顕著に増加したと推定され、MIS 6からMIS 5eにかけても夏季モンスーンの強化の影響が大きかったと考えられる。

他方、MIS 8からMIS 7にかけては気温・降水量ともに顕著な増加傾向を示し、降水量は分析対象期間中で最大となる。これらの推定値は、温暖・湿潤を好むとされるスギが高率で産出していることを反映している。温暖化によって盆地周辺では蒸発散量が増加したと考えられるが、降水量がそれ以上に増大したために池沼化が生じたと推定される。ただし、守田ほか（2006）⁷⁹⁾が指摘するように、当該時期におけるスギ花粉の産出頻度は現生のスギ林に比べても異常に高いことから、当時のスギの生息環境が現在とは異なっていた可能性があり、モダンアナログ法による古気候の復元精度に問題が残されている。また、珪藻帯1及び3の珪藻化石の保存状態が悪く堆積環境を検討できないため、池沼化の時期を限定できないという問題も残されている。

周辺地域の古気候変動との対比から、淡水池沼の形成が広域の気候変動に対応する可能性が示唆される。淡水池沼の形成時期のうちMIS 2からMIS 1については、ほぼ同時期に降水量が増加したことが琵琶湖（加ほか、2002⁷⁷⁾；Toyoda and Shinozuka, 2004⁷⁸⁾）や東郷池（福沢ほか、1998⁷⁹⁾）でも指摘されており、中部日本～西日本の広域に共通する気候変動イベントであった可能性がある。本研究ではこれらの既往研究に比べて分析の時間分解能が粗いため詳細な対比は困難ではあるものの、琵琶湖や東郷池における気候変動はハインリッヒ・イベント2あるいは3（Dansgaard et al., 1993⁸⁰⁾）以降の急激な温暖化（Interstadial）に対応する現象であると考えられており、大湫盆地で見られた池沼化もこうした汎世界的な現象に対比される可能性がある。また、30 ka頃には鹿島沖の海水温が上昇したことから黒潮の影響が強まった可能性があり（例えば、Koizumi et al., 2004⁸¹⁾；山本ほか、2009⁸²⁾）、陸域における降水量増加は沿岸部の海流の変化や海水温変動とも関連する現象であったかもしれない。また、MIS 6からMIS 5eにかけての淡水池沼の形成についても、夏季降水量が顕著に増加していることを考慮すると、中国大陸における石筍の酸素同位体比から推定される145～150 kaにピークを持つ夏季モンスーンの増大（Wang et al., 2008³⁰⁾）と対応する現象である可能性が考えられる。

以上に示したように、大湫盆地では間氷期の温暖期だけではなく、MIS 2やMIS 6などの比較的気温が低い時期にも湿地から池沼への環境変化が生じていることが特徴的に認められた。池沼化が起きた時期の気温と降水量の関係をみると、温暖化が顕著に進み降水量も増大した時期（MIS 8からMIS 7）と、寒冷ではあるが降水量がやや多い時期（MIS 2からMIS 1、MIS 6からMIS 5e）

の2パターンに分類することができる(図 3.4-17)。この結果は、地表付近の水分量(乾湿や水深)が気温や降水量などの単独のパラメータだけでは必ずしも正確に評価できず、複数のパラメータ間のバランスを考慮する必要性、重要性を示唆するものである。本研究で実施したような珪藻化石や植物珪酸体、花粉化石などの複数指標に基づく堆積環境や古水深の復元を行うことで、モダンアナログ法では復元できていない蒸発散量や河川流出量の評価を間接的に行うことができる可能性がある。

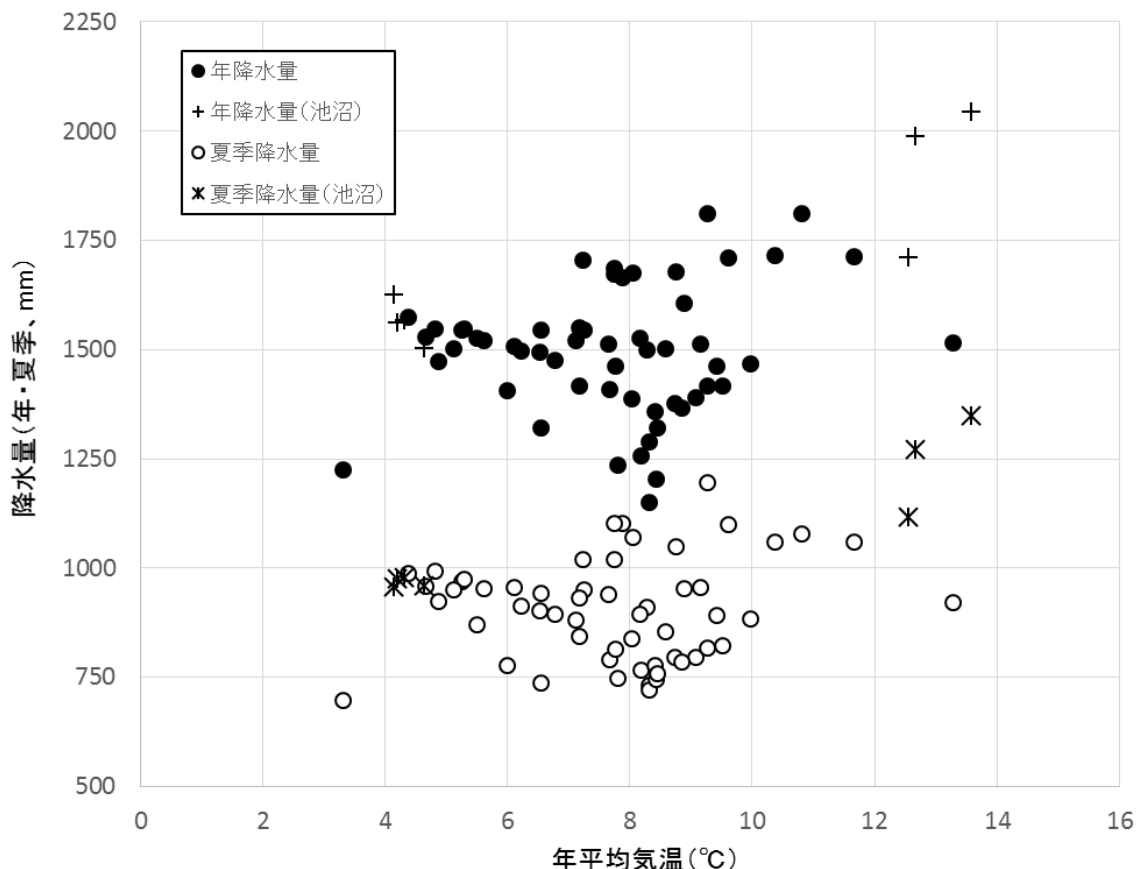


図 3.4-17 堆積環境ごとにみた古気温・古降水量の関係

OK-1 コアの花粉分析結果のモダンアナログ法による解析結果及び珪藻分析結果に基づいて作成。淡水池沼化が生じたと推定される層準については+又は*印で、それ以外の層準については●又は○印で示している。

5) 古気候・古環境の推定手法に関するまとめ

既存の研究事例について調査した結果、降水量と蒸発散量の推定方法並びに陸域の古気候復元指標は以下のようにまとめられる。

降水量は気温との相関関係が認められ、降水量が未知の場合、誤差は大きいものの気温からおおよその値を推定することが可能である。この関係を詳しく検討するため、気象観測地点の位置と季節別降水量に着目すると、太平洋沿岸は夏季に、日本海沿岸は冬季に値のばらつきが大きい特徴がある。また、蒸発散量についても気温との相関関係が認められるものの、データが少なく、相関をより詳細に把握するデータの補間が必要である。

過去の気温や降水量については、花粉化石、レス・古土壌、湖沼堆積物の地球化学的特徴、鍾乳石(石筍)の酸素同位体比、珪藻化石、植物珪酸体、樹木年輪などが陸域における代表的な推定手法である。特に、花粉化石を用いた研究例では、ベストモダンアナログ法を適用することによって古気温や古降水量を定量的に復元することができ、古気候の復元に有効である。これらの

手法を複合して、従来よりもローカルな古気候・古環境変動の影響も考慮することで、降水量と蒸発散量の推定幅を狭めることができると考えられる。

こうした点を踏まえ、太平洋側に位置する東濃地域において、花粉化石、珪藻化石及び植物珪酸体を用いて古気候を検討した。特に、珪藻化石と植物珪酸体は花粉化石に比べて狭い範囲の堆積環境や植生を反映しているとされるため、花粉化石組成から定量復元された古気候データとの対比を行った。その結果、以下の点が明らかとなった。

- ・ ベストモダンアナログ法を用いて復元した古気温は、既往研究で提示されたMIS区分と整合的な変動を示した。冬季降水量はほとんど変動しておらず、夏季の降水量変動が年間の降水量変動に大きく影響していたと考えられる。
- ・ 植物珪酸体分析の結果から算出したメダケ率は、花粉分析から定量的に復元された古気温変動と調和的な変動を示し、古気温指標として利用できる可能性が示唆された。植物珪酸体は花粉化石よりも乾燥した条件下で保存されやすいため、花粉分析が適用できない地域で特に有効であると考えられる。
- ・ 珪藻化石から池沼化が生じたと推定される時期は、寒冷期に夏季降水量が増加している時期あるいは降水量が顕著に増加している時期に相当する。このうち、30～20 ka頃の降水量増加は中部日本～西日本でも報告されており、より広域の気候変動に対比される可能性がある。
- ・ 珪藻化石や花粉化石を用いて復元した堆積環境や水深の変化から、降水量と蒸発散量・河川流出量のバランスを把握することで、花粉分析結果のベストモダンアナログ法による解析では復元できない蒸発散量や河川流出量について間接的な情報を提供することができる可能性がある。

(3) 河川流出量の推定手法

水収支法に基づく地下水涵養量の算出では、降水量及び蒸発散量に加えて、河川流出量を適切に見積もる必要がある。数十万年から百万年以上に及ぶ時間スケールを評価する場合には、気候変動に伴う降水量などの変化のみならず、地形変化に起因する河川形状や表面流出特性の変化も想定される。しかしながら、既存の地下水涵養量の推定事例(3.4.2(1)3参照)は、いずれも気候変動に関する影響について考慮されているものの、地形変化による影響は考慮されていない。したがって、本事業では、河川流出量の推定手法に関する事例研究を整理し、問題点や新たな着眼点を抽出する。また、この結果を踏まえて、地形変化が考慮可能な技術について検討し、そのプロセス(案)を提示する。

1) 河川流出量の推定手法に関する整理

地下水涵養量推定に必要な河川流出量の推定手法に関する情報収集を行った。以下に、それらの概要を取りまとめる。

① 東濃地域、幌延地域の推定事例

3.4.2(1)に示す東濃地域、幌延地域での地下水涵養量の推定事例(核燃料サイクル開発機構, 2005⁵⁾; 山内ほか, 2000⁶⁾; 宮原ほか, 2002⁷⁾; 操上ほか, 2008⁸⁾; 山本ほか, 2012⁹⁾)では、河川流出量の連続観測が行われており、複数年にわたる河川流出量観測結果の平均値として河川流出量を推定している。また、東濃における事例では、欠測期間の河川流出量について、タンクモデルによる推定が実施されている(佐藤ほか, 2013³⁾)。タンクモデル(菅原, 1972⁸³⁾)は、モデルの構造、計算が単純であり、幅広い分野で採用されている。なお、タンクモデルの構築には、河川流出量、降水量及び蒸発散量に関するデータが必要となる。

② 下北半島南部地域の推定事例

3.4.3(1)に示す下北半島南部地域の推定事例(向井ほか, 2008¹⁰⁾)においても、河川流出量は実測値が用いられている。また、この事例では、地形的な特徴から河川流出量は降水が地表面を流出する直接流出量と、降水が地下に浸透した後に河川へ流出する基底流量の総和から求められるとして推定されており、推定結果と実測値がおおむね一致していることを示している。

③ 四国地域における推定事例

Digital Elevation Model (以下、「DEM」という) データの整備により、近年、DEMを用いた地形計測とその結果に基づく流域特徴の評価が実施されるようになった(中山, 1998⁸⁴⁾)。本事例では、DEMを用いた詳細な流域地形計測及び比較水文学的手法を用いる流域分類とセル分布型(Kinematic wave) 流出モデルを組み合わせた未観測流域の流量予測手法が提案されている(佐久間ほか, 2006⁸⁵⁾)。四国地域の河川を対象に実施された流量推定結果から、本手法により地形の類似度の近い流域に対して流量の予測ができる可能性が示されている。

④ 北海道下川地域における推定事例

本事例では、DEMデータを用いた地形計測及び統計量解析から求められる地形特徴量と、限られた流域の河川流出量データを比較検討することにより、未観測流域における河川流出量の推定が試みられた(景山ほか, 2010⁸⁶⁾)。本事例では、DEMデータを用いて実施される地形計測の結果を統計学的に処理することにより流出に係るパラメータ(流出指標)を導き、この指標と既存の河川流出量データとの回帰式から、未観測流域の河川流出量を推定できることが示されている。

⑤ 東濃地域(日吉川流域)での推定事例

本事例では、岐阜県瑞浪市を流れる日吉川流域を対象に、上述した北海道下川地域における事例の推定手法を適用して、河川流出量の推定が行われた(景山ほか, 2009⁸⁷⁾; 竹内ほか, 2011⁸⁸⁾)。ここで実施された推定方法のフローを図 3.4-18 に示す。また、地形計測及び統計量解析の結果から得られた各小流域の流出指標を図 3.4-19 に、流出指標と年比流量との関係を図 3.4-20 に示す。日吉川流域内の未観測流域(小流域)の河川流出量は、図 3.4-20 に示す相関式を用いて推定された。この結果、日吉川の河川流出量は 18,975,072 m³と推定された。日吉川の河川流量観測での実測値は 33,606,049 m³であることから、本手法により 6 割程度の精度で河川流出量を再現できることが確認された。また、地形計測結果に基づくクラスター分析を実施し、対象流域の地形特徴と河川流出量観測流域の地形特徴に関する考察が行われており、その結果、本事例では地形特徴が類似した流域の河川流出量観測結果のみを用いて対象領域の河川流出量が推定されていることが今回の推定精度の原因と考えられている(図 3.4-21)。この結果から、本手法での推定精度を向上する方策として、地形特徴が異なる地点での河川流出量観測結果を用いて流出指標の算定を行うことで推定精度の向上が期待できることが示され、今後、地形特徴ごとの観測結果を用いた河川流出量の推定を実施し、本手法の推定精度に関する検証を行う必要がある。

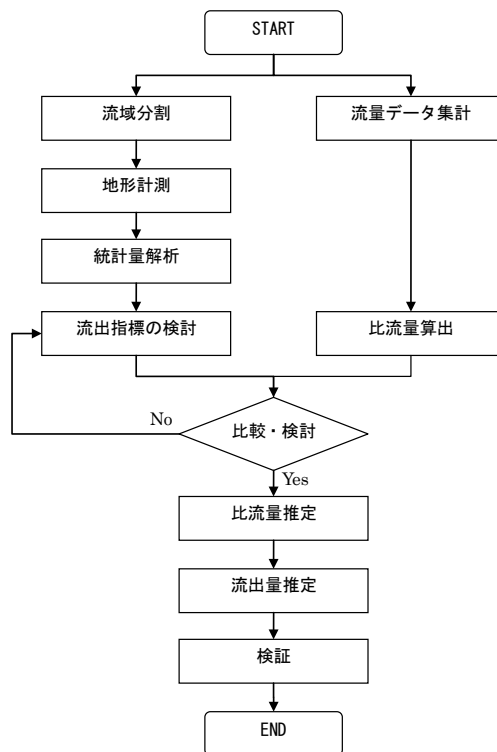


図 3.4-18 数値標高モデルを用いた統計量解析手法による河川流出量の推定フロー
(竹内ほか, 2011⁸⁸⁾)

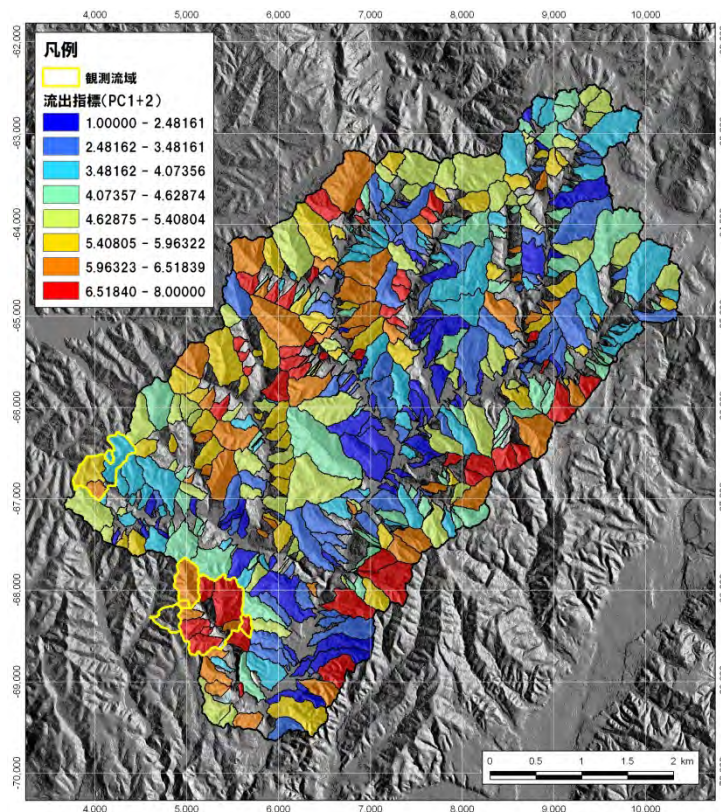


図 3.4-19 各小流域の流出指標（第 1 主成分、第 2 主成分から算定）（竹内ほか, 2011⁸⁸⁾)

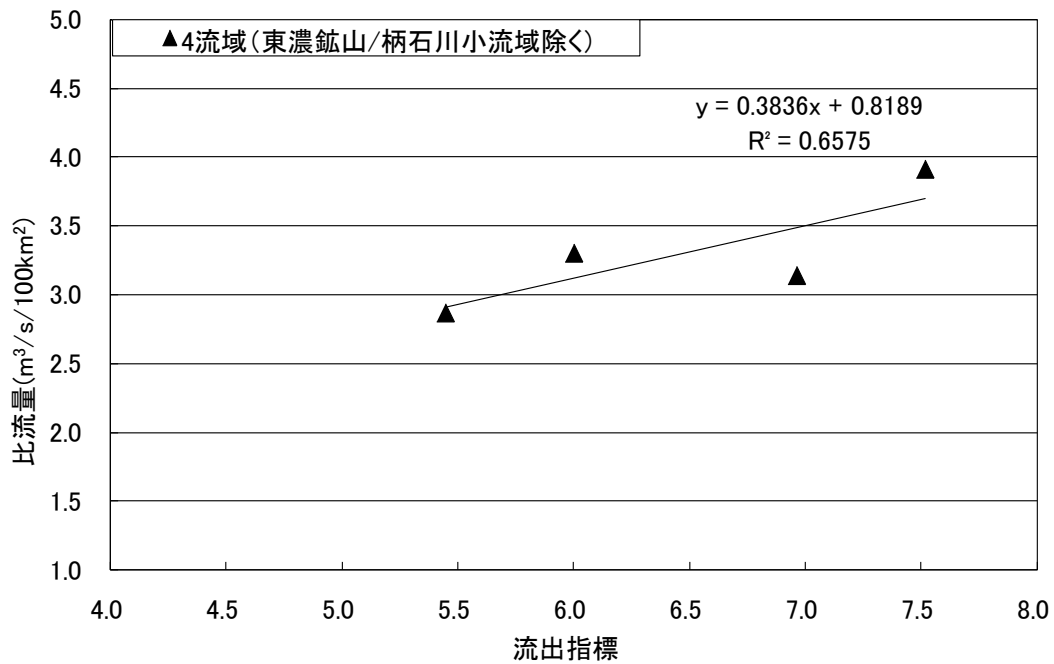


図 3.4-20 流出指標と年間比流量との関係（竹内ほか, 2011⁸⁸⁾
正馬川流域、正馬川上流域、板取洞流域、柄石川流域での河川流量観測結果から算定。

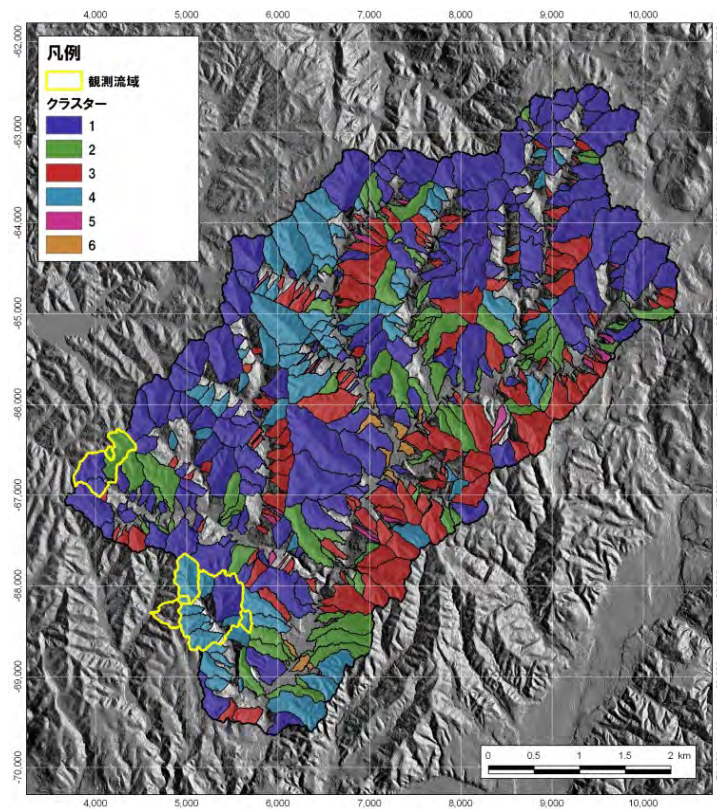


図 3.4-21 クラスター分析結果（竹内ほか, 2011⁸⁸⁾
流量観測流域（黄線囲み）がクラスター1, 2, 4に偏在している。

2) 河川流出量の推定手法に関する課題の抽出

既存の調査研究事例から、河川流出量の推定手法は大きく以下に大別できる。

- ・ 河川流出量の実測値に基づき推定（平均化など）する方法（東濃地域、幌延地域の推定事例）
- ・ 河川流出量と降水量などの関係をモデル化し推定する方法（タンクモデルなど）
- ・ 地形特徴と限られた河川流出量データから推定する方法（四国地域、北海道下川地域、東濃地域の推定事例）

いずれの推定方法も河川流出量データが必要になることから、過去の環境下での河川流出量データをいかにして得るかが大きな課題となる。過去の環境下において河川流出量を実測することは不可能であるが、過去と現在との河川流域の類似性を見出すことが出来れば、現在の測定データを活用できる可能性がある。

3) 河川流出量の推定手法に関するまとめ

既存の調査研究事例から、気候（降水量）や地形特徴を利用した推定手法が明らかとなった。その一方で、いずれの手法も推定にあたっては、実際の河川流出量データや降水量データが必要となることから、過去の環境下におけるこれらのデータを推定することが課題であることも明らかとなった。

過去の気候を復元することによって降水量などの推定が可能となれば、現在の河川流出量と降水量との関連性から、気候変動を考慮した河川流出量を推定できる可能性がある。また、推定精度に課題は残すものの、過去の地形を復元し、その地形特徴と現在の地形特徴との類似性に注目することで、地形変化を考慮した河川流出量を推定できる可能性がある。以下に考え方を整理する（図 3.4-22）。

- ① 過去の復元地形と現在の地形を対象に流域分割を実施
- ② 分割された小流域を母集団として地形計測を実施
- ③ 地形計測結果に基づく主成分分析、クラスター分析を実施
- ④ クラスター分析結果から過去の地形と類似する現在の小流域を抽出
- ⑤ 抽出された現在の小流域において河川流出量、降水量の測定を実施
- ⑥ 主成分分析結果から流出指標を算定
- ⑦ 過去の復元気候から、過去の降水量を推定
- ⑧ 現在の小流域での測定結果から、河川流出量、降水量の関係を整理
- ⑨ ⑤～⑧の結果から、過去の河川流出量を推定

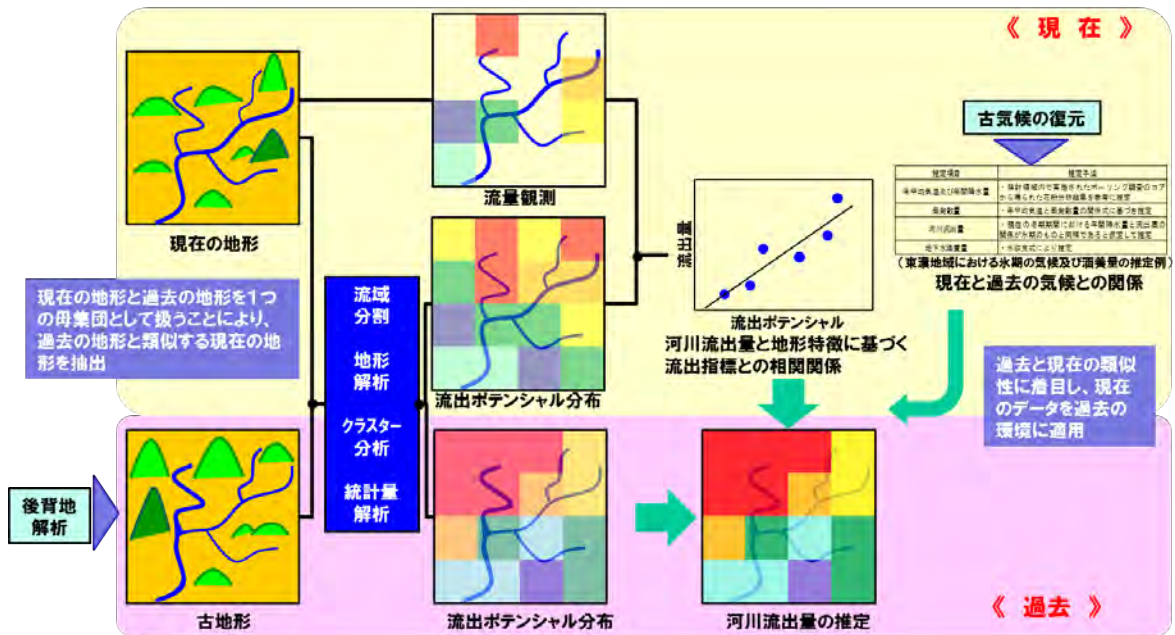


図 3.4-22 河川流出量の推定の考え方

3.4.3 まとめ

地下水涵養量の推定技術について既存の調査研究例を整理し、過去の地下水涵養量を推定する

上で水収支法が有効な手法であることを確認し、水収支法で地下水涵養量を推定する際に必要となる気温、降水量、蒸発散量及び河川流出量の推定に関する課題を抽出した。

降水量、蒸発散量の推定に関して既存の研究例などを整理した結果、降水量については、気温と相関関係が認められ、気温から幅を持っておよその値を推定することが可能であると考えられる。蒸発散量については、気温との相関関係が認められるものの、データが少ないことから、相関をより詳細に把握するデータの補間が必要である。さらにこれらについては、ローカルな気候・環境の変動を考慮することで推定幅を狭めることができると考えられる。また、過去の気候・環境の推定手法としては、特に、花粉化石を指標とした手法が有効であるが、その他の指標（例えば、植物珪酸体、珪藻）も複合して推定することが望まれる。河川流出量の推定に関しても、既存の調査研究例を整理するとともに課題や新たな着眼点を抽出し、古地形、古気候の推定結果を利用しつつ、過去の環境と現在の環境の類似性に着目することで気候変化、地形変化を考慮した河川流出量の推定の考え方を提示した。今後は、この考え方にに基づき、より具体的な調査方法やデータ取得方法に関する検討を進めるとともに、気候変化及び地形変化を考慮した地下水涵養量の推定手法の体系化を進めていく必要がある。

引用文献

- 1) 山本荘毅編, 地下水学用語辞典, 古今書院, 1986, 141p.
- 2) 登坂博行, 地圏の水環境科学, 東京大学出版会, 2006, 364p.
- 3) 佐藤成二, 尾方伸久, 竹内竜史, 武田匡樹, 超深地層研究所計画における表層水理観測データ集-2010~2011年度-, JAEA-Data/Code 2013-016, 2013, 50p.
- 4) Penman, H.L, Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. R. Soc. London*, A193, 1948, pp.120-145.
- 5) 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, 核燃料サイクル開発機構, JNC TN1400 2005-014, 2005, 380p. + 付録(7p.)
- 6) 山内大祐, 宮原智哉, 竹内真司, 小田川信哉, 超深地層研究所計画用地周辺の水収支観測結果, サイクル機構技報, vol.9, 2000, pp.103-114.
- 7) 宮原智哉, 稲葉 薫, 三枝博光, 竹内真司, 広域地下水流動研究実施領域における水収支観測結果と地下水流動スケールの検討, サイクル機構技報, vol.16, 2002, pp.137-148.
- 8) 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, 2008, pp.680-695.
- 9) 山本陽一, 前川恵輔, 横田秀晴, 山崎雅則, 幌延深地層研究計画における表層水理調査流域の水文諸量の空間分布及び地下水涵養量の推定-2004年12月~2009年11月-, 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2011-042, 2012, 97p.
- 10) 向井 圭, 杉 俊二, 直江裕之, 稲垣宏和, 白石知成, 将来の気温・降水量と降雨涵養量の予測, 日本地下水学会秋季講演会講演要旨, 2008, pp.62-67.
- 11) 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及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・古気候の推定及び地質構造のモデル化-, 日本地下水学会秋季講演会講演要旨, 2009, pp.332-337.
- 12) 松末和之, 藤原 治, 末吉哲雄, 日本列島における最終氷期寒冷期の気候, サイクル機構技報, vol.6, 2000, pp.93-103.
- 13) Walker, D., Rhén, I. and Gurban, I., Summary of hydrogeologic conditions at Abeg, Beberg and Ceberg, SKB TR-97-23, 1997, 136p. + appendix (78p.).
- 14) Karvonen, T., Prediction of long-term influence of ONKALO and Korvensuo Reservoir on groundwater level and water balance components on Olkiluoto Island, Posiva Working Report 2010-55, 2010, 84p.

- 15) SKB, Project SFR 1 SAR-08 Update of priority of FEPs from Project SAFE, SKB Report R-08-12, 2008, 191p.
- 16) Pastina, B. and Hella, P., Expected Evolution of a Spent Nuclear Fuel Repository at Olkiluoto, POSIVA 2006-05, 2006, 405p.
- 17) Jaquet O. and Siegel P., Regional groundwater flow model for a glaciation scenario Simpevarp subarea – version 1.2, SKB Report R-06-100, 2006, 55p.
- 18) Lemieux, J.M., Sudicky, E.A., Peltier, W.R. and Tarasov, L., Dynamics of groundwater recharge and seepage over the Canadian landscape during the Wisconsinian glaciation, *Journal of Geophysical Research*, vol.113, 2008, pp.1-18.
- 19) Wilson, M.L. and Ho, C.K., TSPA model for the Yucca Mountain unsaturated zone, WM'02 Conference, 2002, pp.1-18.
- 20) 米倉伸之, 貝塚爽平, 野上道男, 鎮西清高編, 日本の地形 I 総説, 東京大学出版会, 2001, 349p.
- 21) 気象庁, 気象統計情報 (online) , <http://www.jma.go.jp/jma/menu/report.html> (accessed 2014.03.25).
- 22) 国立天文台, 理科年表 平成 26 年, 丸善, 2013, 1081p.
- 23) 草野友宏, 安江健一, 竹内竜史, 三枝博光, 宮原智哉, 地下水流動特性の長期的変化の推定に用いる表層水理に関する情報の整理, 日本原子力研究開発機構, JAEA-Reviews 2009-079, 2010, 56p.
- 24) Wu, S.H., Yin, Y.H., Zheng, D. and Yang, Q.Y., Climatic trends over the Tibetan Plateau during 1971-2000, *Journal of Geographical Science*, vol.17, 2007, pp.141-151.
- 25) Liu, W., Guo, Q.H. and Wang, Y.X., Temporal-spatial climate change in the last 35 years in Tibet and its geo-environmental consequences, *Environmental Geology*, vol.54, 2008, pp.1747-1754.
- 26) 西田 瞬, 川島茂人, チベット高原の温暖化と気候要素の時間的・空間的変動傾向, 天気, vol.59, 2012, pp.201-217.
- 27) 近藤純正, 徐 健青, 中国北西部における積雪の裸地面熱・水収支に及ぼす影響, 雪氷, vol.58, 1996, pp.303-316.
- 28) 近藤純正, 蒸発散量と降水量の気候学的関係ー研究の指針ー, 天気, vol.45(4), 1998, pp.269-277.
- 29) 第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会, デジタルブック最新第四紀学, 日本第四紀学会, DVD, 2009, 2394p.及び概説集 30p.
- 30) Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X.G., Shao, X.H., Chen, S.T., Wu, J.Y., Jiang, X.Y., Wang, X.F. and An, Z.S. , Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years, *Nature*, vol.451, 2008, pp.1090-1093.
- 31) 中川 毅, 奥田昌明, 米延仁志, 三好教夫, 竹村恵二, 琵琶湖の堆積物を用いたモンスーン変動の復元: ミランコビッチ=クズバツハ仮説の矛盾と克服, 第四紀研究, vol.48, 2009, pp.207-225.
- 32) Nakagawa, T., Tarasov, P. E., Nishida, K., Gotanda, K. and Yasuda, Y., Quantitative Pollenbased climate reconstruction in central Japan: Application to surface and late Quaternary spectra, *Quaternary Science Reviews*, vol.21, Issues 18-19, 2002, pp.2099-2113.
- 33) Nakagawa, T., Okuda, M., Yonenobu, H., Miyoshi, N., Fujiki, T., Gotanda, K., Trasarov, P.E., Morita, Y., Takemura, K. and Horie, S., Regulation of the monsoon climate by two different orbital rhythms and forcing mechanisms, *Geology*, vol.36, 2008, pp.491-494.
- 34) 中川 毅, Polygon 1.5 ユーザーマニュアル (モダンアナログ法を用いて過去の気候を定量的に復元するために開発されたユーザーフレンドリーなソフトウェア) , 第四紀研究, vol.47, 2008, pp.355-374.
- 35) Gotanda, K., Nakagawa, T., Tarasov, P., Kitagawa, J., Inoue, Y. and Yasuda, Y., Biome classification from Japanese pollen data: application to modern-day and Late Quaternary samples, *Quaternary Science Reviews*, vol.21, 2002, pp.647-657.

- 36) 奥田昌明, 中川 毅, 竹村恵二, 花粉による琵琶湖など長期スケールの湖沼堆積物からの古気候復元の現状と課題, 第四紀研究, vol.49, 2010, pp.133-146.
- 37) 中川 毅, Tarasov, P., 西田 詩, 安田喜憲, 日本海沿岸、北陸地方における最終氷期一完新世変動に伴う気温と季節性の変動の復元, 地学雑誌, vol. 111, 2002, pp.900-911.
- 38) 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.
- 39) Pécsi, M., The role principles and methods in loess-paleosol investigation, *Geojournal*, vol.36, 1995, pp.117-131.
- 40) 成瀬敏郎, 2-7 レス, 日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編「デジタルブック最新第四紀学」, 2009, pp.194-210.
- 41) Yatagai, S., Takemura, K., Naruse, T., Kitagawa, H., Fukusawa, H., Kim, M.H. and Yasuda, Y., Monsoon changes and eolian dust deposition over the past 30,000 years in Cheju Island, Korea, 地形, vol.23, 2002, pp.821-830.
- 42) Toyoda, S. and Naruse, T., Eolian dust from the Asian deserts to the Japanese islands since the last glacial maximum: the basis for the ESR method, 地形, vol. 23, 2002, pp.811-820.
- 43) Adhikari, D.P. and Kumon, F., Climatic changes during the past 1300 years as deduced from the sediments of Lake Nakatsuna, central Japan, *Limnology*, vol.2, 2001, pp.157-168.
- 44) Adhikari, D.P., Kumon, F. and Kawajiri, K., Holocene climate variability as deduced from the organic carbon and diatom records in the sediments of Lake Aoki, central Japan, 地質学雑誌, vol.108, 2002, pp.249-265.
- 45) 公文富士夫, 河合小百合, 井内美郎, 野尻湖湖底堆積物中の有機炭素・全窒素含有率及び花粉分析に基づく約 25,000~6,000 年前の気候変動, 第四紀研究, vol.42, 2003, pp.13-26.
- 46) 公文富士夫, 田原敬治, 中部山岳地域の湖沼堆積物の有機炭素含有率を指標とした過去 16 万年間の気候変動復元, 地質学雑誌, vol.115, 2009, pp.344-356.
- 47) Xiao, J., Inouchi, Y., Kumai, H., Yoshikawa, S., Kondo, Y., Liu, T. and An, Z.S., Biogenic Silica record in Lake Biwa of central Japan over the Past 145,000 years, *Quaternary Research*, vol.47, 1997, pp.277-283.
- 48) 伊藤拓馬, 谷澤新司, 公文富士夫, 飯島耕一, 坂本竜彦, 長野市南部, 後期更新世高野層における元素組成からみた珪藻生産量の変動とその古陸水学的意味, 第四紀研究, vol.49, 2010, pp.369-382.
- 49) 金丸絹代, 公文富士夫, 木崎湖湖底堆積物中の有機炭素・窒素量とそれを支配する要因について, 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会, Gn-002, 2001.
- 50) 公文富士夫, 古気候指標としての湖沼堆積物中の全有機炭素・全窒素含有率の有効性, 第四紀研究, vol.42, 2003, pp.195-204.
- 51) 加 三千宣, 吉川周作, 井内美郎, 琵琶湖湖底堆積物の年間珪藻殻堆積量記録からみた過去 14 万年間の降水量変動, 第四紀研究, vol.42, 2003, pp.305-319.
- 52) Wang Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z.S., Wu, J.Y., Shen, C.C. and Dorale, J.A., A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China, *Science*, vol.294, 2001, pp.2345-2348.
- 53) Shen, C.C., Kano, A., Hori, M., Lin, K., Chiu, T.C. and Burr, G.B., East Asian monsoon evolution and reconciliation of climate records from Japan and Greenland during the last deglaciation, *Quaternary Science Reviews*, vol.29, 2010, pp.3327-3335.
- 54) 狩野彰宏, 石筍古気候学の原理と展開, 地質学雑誌, vol.118, 2012, pp.157-171.
- 55) Fukumoto, Y., Kashima, K., Orkhonselenge, A. and Ganzorig, U., Holocene environmental changes in northern Mongolia inferred from diatom and pollen records of peat sediment, *Quaternary International*, vol.254, 2012, pp.83-91.
- 56) 加 三千宣, 吉川周作, 里口保文, 小倉博之, 岐阜県谷汲村深坂湿原の最終氷期以降の珪藻

- 群集変化と古環境変遷, 地質学雑誌, vol.107, 2001, pp.451-460.
- 57) Wolin, J.A. and Stone, J.R., Diatom as indicators of water-level change in freshwater lakes. Smol, J.P. and Stoermer, E.F. (eds.) *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences* (Second edition), 2010, pp.175-185.
 - 58) Tarasov, P., Dorofeyuk, N. and Metel'tseva, E., Holocene vegetation and climate changes in Hoton-Nur basin, northwest Mongolia, *Boreas*, vol.29, 2000, pp.117-126.
 - 59) Xue, B., Qu, W., Wang, S., MA, Y. and Dickman, M.D., Lake level changes documented by sediment properties and diatom of Hulun Lake, China since the late Glacial, *Hydrobiologia*, vol.498, 2003, pp.133-141.
 - 60) Laird, K.R. and Cumming, B.F., Reconstruction of Holocene lake level from diatoms, chrysophytes and organic matter in a drainage lake from the Experimental Lakes Area (northwestern Ontario, Canada), *Quaternary Research*, vol.69, 2008, pp.292-305.
 - 61) 杉山真二, テフラと植物珪酸体分析, 月刊地球, vol.23, 2001, pp.645-650.
 - 62) 江口誠一, 植物珪酸体化石群の産出量による空間域の復原—縄文時代晩期の三浦半島古逗子湾奥海岸を例として—, 地理学評論, vol.79, 2006, pp.309-321.
 - 63) 鈴木貞雄, 日本タケ科植物総目録, 学習研究社, 1978, 384p.
 - 64) 杉山真二, 植物珪酸体分析による中期更新世以降の古環境推定—タケ亜科の植生変遷と気候・降水量の変動—, 日本第四紀学会講演要旨集, vol.34, 2004, pp.164-167.
 - 65) 小林 修, 樹木年輪による古気候復元の方法と世界の研究動向, 低温科学, vol.65, 2006, pp.43-48.
 - 66) 中塚 武, 樹木年輪セルロースの酸素同位体比による古気候復元を目指して, 低温科学, vol.65, 2007, pp.49-56.
 - 67) 増田耕一, 阿部彩子, 第四紀の気候変動, 住 明正, 安成哲三, 山形俊男, 増田耕一, 阿部彩子, 増田富士雄, 余田成男編, 岩波講座 11 気候変動論, 岩波書店, 1996, pp.103-156.
 - 68) 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), 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2010-044, 2011, 153p.
 - 69) 松井裕哉, 中山 雅, 真田祐幸編, 幌延深地層研究計画 平成18年度調査研究成果報告, 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2007-092, 2008, 83p.
 - 70) 守田益宗, 神谷千穂, 佐々木俊法, 宮城豊彦, 須貝俊彦, 柳田 誠, 古澤 明, 藤原 治, 守屋俊文, 東海地方の中間温帯における中期更新世以降の植生変遷—内陸小盆地堆積物の花粉分析から—, 季刊地理学, vol.58, 2006, pp.123-139.
 - 71) 佐々木俊法, 須貝俊彦, 大上隆史, 柳田 誠, 安江健一, 色相計測による閉塞盆地堆積物中の有機炭素含有率推定の試み, 地学雑誌, vol.119, 2010, pp.562-567.
 - 72) 神谷千穂, 守田益宗, 佐々木俊法, 宮城豊彦, 須貝俊彦, 柳田 誠, 古澤 明, 藤原 治, 岐阜県瑞浪市大湫盆地における約17万年間の植生変遷, 植生史研究, vol.17, 2009, pp.55-63.
 - 73) 守田益宗, 神谷千穂, 佐々木俊法, 宮城豊彦, 須貝俊彦, 柳田 誠, 古澤 明, 藤原 治, 岐阜県瑞浪市大湫盆地堆積物に記録された花粉化石群の変動—酸素同位体ステージ9以降の植生と気候の変遷—, 季刊地理学, vol.62, 2010, pp.195-210.
 - 74) 安藤一男, 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用, 東北地理, vol.42, 1990, pp.73-88.
 - 75) Yasue, K., Saegusa, H., Onoe, H., Takeuchi, R. and Niizato, T., Study for Evaluation of the Influence of Long-term Climate Change on Deep Groundwater Flow Conditions: integration of paleo-climatology and hydrogeology, *Proceedings of 36th IAH Congress*, 2008, pp.1590-1596.
 - 76) Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E., A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, vol.20, 2005, PA1003.
 - 77) 加 三千宣, 吉川周作, 井内美朗, 琵琶湖湖底コア, 年間珪藻殻堆積量から見た過去14万年間の日本の夏季降水量変動と東アジアモンスーン, 名古屋大学加速器質量分析計業績報告

- 書, vol.13, 2002, pp.61-70.
- 78) Toyoda, K. and Shinozuka, Y., Validation of arsenic as a proxy for lake-level change during the past 40,000 years in Lake Biwa, Japan, *Quaternary International*, vol.123-125, 2004, pp.51-61.
- 79) 福沢仁之, 加藤めぐみ, 山田和芳, 藤原 治, 安田喜憲, 湖沼年縞堆積物に記録された最終氷期以降の急激な気候・海水準変動, 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, vol.9, 1998, pp.5-17.
- 80) Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveibjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. and Bond, G., Evidence for general instability of past climate from a 250kyr ice-core record, *Nature*, vol.364, 1993, pp.218-220.
- 81) Koizumi, I., Irino, T. and Oba, T., Paleoceanography during the last 150 kyr off central Japan based on diatom floras, *Marine Micropaleontology*, vol.53, 2004, pp.293-365.
- 82) 山本正伸, 五十嵐八重子, 大場忠道, 北太平洋亜熱帯循環の氷期・間氷期変動－熱帯大気海洋相互作用および東アジア夏季モンスーンとの関連－, 第四紀研究, vol. 48, 2009, pp.195-206.
- 83) 菅原正巳, 流出解析法, 共立出版, 1972, 257p.
- 84) 中山大地, DEM を用いた地形計測による産地の流域分類の試み－阿武隈山地を例として－, 地理学論評, vol.73A, 1998, pp.169-186.
- 85) 佐久間 進, 中山大地, 松山 洋, 分布型流出モデルを用いた比較水文学的手法に基づく流量未計測流域の流量推定について, 日本地理学会発表要旨集, vol.69, 2006, p.239.
- 86) 景山宗一郎, 池田 誠, 富山眞吾, 北海道下川地域における未観測流域の流出量を考慮した流域水収支の検討, 水文・水資源学会誌, vol.23, 2010, pp.301-311.
- 87) 景山宗一郎, 池田 誠, 富山眞吾, 竹内竜史, 小坂 寛, DEM データの統計量解析による河川流出量推定手法の開発－東濃地域を事例とした推定手法の適用－, 日本地下水学会秋季講演会講演要旨, 2009, pp.46-51.
- 88) 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, 77p.

4. おわりに

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（変動幅、レジリアンスなど）を把握する際に考慮する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を目的とする。そのため、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、地球化学モデル及び生活圏モデルを統合化した地質環境長期変動モデルを開発するとともに、これらに必要な可視化・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。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」として研究開発を開始した。

4.1 地質環境長期変動モデルの開発

平成 25 年度は、地質環境長期変動モデルの開発について、地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデル、生活圏モデルの各モデルに影響を与える FEP の抽出や関連の検討、長期変遷シナリオの整理などを実施した。特に地形・地質モデル、水理モデル、地球化学モデルについては、実際の沿岸部と内陸部の事例として幌延地域と東濃地域において実施した。また、統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価では、既往研究の成果を整理し、モデル化対象領域の検討、時間分解能の検討、外挿法による予測及び不確実性の検討を実施した。さらに、これらの情報に基づき、地質環境長期変動モデルを開発する上での、各モデルにおける現状の到達点と課題を抽出した。

4.1.1 地形・地質モデル

東濃、幌延の両地域のこれまでの研究成果から FEP を用いて時系列のシナリオに係る情報を整理した。

(1) 東濃地域

過去百万年程度の隆起・沈降の情報が検討されているが、侵食量は時間断面ごとに比例配分しているのみである。断層の最近の活動は活発ではなく、活動履歴や断層活動に伴う山地の隆起は不明である。また、地域的な気候変動の詳細は不明である。土岐花崗岩を母岩としてみた場合、割れ目や断層の分布は瑞浪超深地層研究所においてデータが多く取得されている。しかし、地表では風化核が残る場所があり、割れ目の発達が比較的弱いと推定される場所もある。表層環境は、段丘面が保存されているが、段丘面形成以前の情報は欠く。なお風化の研究例の収集は行われていない。

今後は、侵食量の時空間変化、地域的な気候変動、断層活動履歴、花崗岩の風化や割れ目の形成履歴などの情報をモデルに反映する予定である。

(2) 幌延地域

海成段丘を用いた隆起速度、測地学的手法と地質学的手法を組合せた地殻水平歪速度、シリカ鉱物の相転換温度などのデータを用いた侵食速度が推定されている。また、東西圧縮によって形成された断層が数多く発達しており、サロベツ撓曲帯は活断層と考えられている。過去約 300 万年間の地史を踏まえると、百万年以上の期間において断層の新たな成長・発達もあわせた検討が必要である。また、過去約 13 万年間の気候変動が検討され、周氷河現象が認められる。続成作用については、下位の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、その上位の声問層はオパール CT を含まない。海面変化の影響については、氷期-間氷期サイクルに伴うユースタティックな海水準変動と海成段丘や海底地形を考慮して、約 21 万年前以降の古地理が復元されている。母岩については、硬質頁岩主体の地層を稚内層、この上位の珪藻質泥岩主体の地層を声問層と定義している。

今後は、断層の形成発達過程の情報をモデルに取り込むとともに、地史を考慮した地形・地質モデル作成システムの改良、地形・地質モデルの水理地質構造モデルへの反映と検証システムの構築が課題である。

4.1.2 水理モデル

東濃地域と幌延地域を事例とした地質・気候プロセスを考慮した地下水流動解析を用いた研究の成果から、「地形変化」や「気候変動」、「続成作用に伴う水理特性の変化」が地下水流動特性への主な影響因子として抽出することができた。また、大局的な「地形変化」や「続成作用に伴う水理特性の変化」は百万年オーダーで、局所的な「地形変化」や「気候変動」は十万年オーダーの時間スケールの変化として捉えることが重要となる。この地下水流動解析結果の信頼性を向上させるためには、解析結果と実測値の比較による妥当性確認及び不確実性を有する入力パラメータの精度向上の2点が重要となる。長期間を対象とした解析の場合、前者の水圧分布の実測値との比較は困難であるため、地下水流動特性の長期変化の指標となる地下水年代や地下水水質などの長期変化を表現する地球化学モデルとの整合性を確認することが不可欠である。また、後者の入力パラメータの精度向上については、地形変化を把握する後背地解析技術、気候変動に伴う涵養量の変化の推定技術などの革新的要素技術の成果を反映していく。

4.1.3 地球化学モデル

東濃地域と幌延地域を事例として整理された地球化学特性の長期変遷に関連するFEPのうち、ガスや微生物に関するFEPなどについての知見が十分でないことがわかった。それらの不確実性がどのように伝播するのかを確認するための基盤的な情報として利用することができる。

今後は、各FEPにおける相対的な重要度の確認や、他分野で抽出されているFEPとの相関性についての詳細な検討が課題である。また、検討の結果、重要度が高いものの十分な知見が得られていないFEPについて、他地域の既往研究などを参照しつつ、信頼性の高い地球化学変動モデルを構築するための手法の検討が課題である。

4.1.4 生活圏モデル

諸外国における既往の検討例を参考に、将来の時間的変遷を考慮した生活圏モデルの構築にあたって重要となる、長期変動現象に伴う地形、気温、水収支などの変化が生活圏での核種移行に影響を与える要因を抽出した。また、適切な生活圏の状態と変化を設定する上で留意すべき点を整理した。これらは諸外国での検討例に基づくものであり、わが国において考慮すべき地質環境や自然現象が必ずしも含まれていない。

今後は、これらの事例における基本的なアプローチを参照し、実際の環境変遷に関する情報を用いて、わが国において考慮すべき事象及びプロセスを抽出するとともに、地質環境の状態設定を試行することが必要である。また、地史などの情報に基づき、時間変化を考慮した生活圏モデル構築に資する地表環境の状態設定の試行を実施したうえで、留意点の見直しやさらなる課題の抽出が望まれる。

4.1.5 統合数値モデルの構築・検証・不確実性の評価

個別モデルを統合するための課題について、特にモデル化対象領域と個別モデルの時間分解能について検討した。モデル化対象領域については、内陸部の例である東濃地域では地形変化を考慮した概括的な地下水流動解析に基づく、地形が変化しても地下水流動の涵養域と流出域は大きくは変化しないことから、現在の地下水流動における涵養域と流出域を含む領域設定が考えられた。沿岸部の例である幌延地域では、海水準変動の影響を受けることから、海退時の海岸線を含む領域を考慮することが重要となる。個別モデルに取り込まれる情報の時間分解能については、千年オーダーから千万年オーダーまでの様々な時間分解能を有すると考えられた。本事業では、過去百万年程度を対象としているものの、例えば、花崗岩中の割れ目や断層は、地下水の移行経路であり、その変遷を把握する必要がある。したがって、本事業では、百万年オーダーまでの情報の取得に重点を置きつつ、それを超すオーダーの情報についても背景情報として取得し、必要に応じてモデルに取り込んでいくことが重要であると考えられた。

今後は、各分野について時間軸を入れたFEPを精緻化するとともに、時間スケールに応じたモデル化の対象領域や個別モデルの最適な統合方法を検討することが課題である。

4.2 革新的要素技術の開発

革新的要素技術の開発について、各要素技術に関する既存の技術や研究例に関する情報を整理し、技術開発における問題点や課題などを抽出するとともに、それらを踏まえて技術開発の内容や方向性を検討した。

4.2.1 後背地解析技術

既存の後背地解析技術は、実際に適用する観点から「野外調査」と「室内試験」に分類でき、さらに対象とする試料の規模（露頭、岩石・複数鉱物、単一鉱物）で分類可能である。これらの分類に基づき、本事業が対象とする時間・空間スケールの後背地解析技術について検討した。また、堆積時期の決定については、テフラ対比が有効であり、その調査手法についての問題点と課題を示した。

これらの結果を参考に、日本列島の過去から現在までの山地形成プロセスの解明に必要な時間・空間スケールを対象とする後背地解析手法として、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 ESR・OSL・TL 信号を用いた物理化学的手法、U-Pb 法、(U-Th)/He 法、FT 法、Ar-Ar 法などの放射年代測定法、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法、大深度ボーリングによる分析試料の採取法を組み合わせることが有効である。また、本課題である技術開発を行う上で、個々の技術の向上や有効性の確認及びそれらの技術が複合した解析システムの整備が望まれる。本年度は、上述した分析の多くが行える FE-EPMA を整備し、その装置を用いた予察的な分析を実施した。

4.2.2 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術

本事業が対象とする時間スケールにおいて、炭酸塩鉱物に適用可能な年代測定法が抽出できた。これらの手法の中にはすでに手法として確立したものもあるが、脈状の炭酸塩鉱物のような微量の試料を対象とした事例はほとんどなく、手法自体の再検討が必要な測定法が多い。また、炭酸塩鉱物に対する適用性の検討が不十分な手法もあるが、各手法で得られた年代値のクロスチェックを実施するためにも、これらの手法が利用可能であるかを明らかにする必要がある。以上のような既往研究の整理を実施した上で、本年度はルミネッセンス測定装置を整備し、装置の性能確認を実施した。

今後は、複数の手法で炭酸塩鉱物を対象とした年代測定法の適用性を検討するとともに、脈状の炭酸塩鉱物を対象として鏡下観察と CL 像により結晶の産状を詳細に把握した上で、局所的かつ微量の試料の年代測定が可能な手法の開発が課題である。最終的には、試料に応じた年代測定法を組み合わせることでクロスチェックし、より信頼性の高い年代推定が可能なマルチ年代測定の構築が課題である。

4.2.3 炭酸塩鉱物の放射年代測定技術

方解石形成時の地下水の塩分濃度や温度については、定量的に評価できることが示されてきている。その他の地下水の地球化学特性（pH、酸化還元状態）については、定性的に把握できるものの、経時的な変化や地層処分を考慮すべき地質学的イベントによる変動幅を定量的に評価することが課題となる。また、結晶質岩中の割れ目表面に沈殿した炭酸塩鉱物を対象とした研究例が多く、堆積岩環境を対象とした場合に、同様の手法を適用可能かどうかは未明である。今後、堆積岩環境をはじめ、様々な地質環境・地球化学環境での適用例を蓄積することで、分析・解析技術の適用性を明確にし、それぞれの手法の世界的な基準を構築することが必要である。この際、各分析に利用可能な試料量を持ち、かつ、形成環境が復元できる可能性の高い試料を採取できる領域を地質環境情報より絞り込み、採取することも重要な課題となる。さらに、炭酸塩鉱物だけに焦点を合わせるのではなく、その他の割れ目充填鉱物についても並行して利用可能性を確認し、複数の手法で地下水の地球化学特性に関する推測手法を構築することが重要である。今後は、複数の二次鉱物の生成時期・生成温度条件及び地球化学特性の相違を明らかにすることで、物質循環を支配する地下水の地球化学特性の長期変遷に関するより精度の高い言及が可能となると考えられる。

4.2.4 地下水涵養量推定技術

過去の地下水涵養量を推定する上で水収支法が有効な手法であることを確認し、水収支法で地下水涵養量を推定する際に必要となる気温、降水量、蒸発散量及び河川流出量の推定に関する課題を抽出した。降水量、蒸発散量の推定に関して既存の調査研究例などを整理した結果、降水量については、気温と相関関係が認められ、気温から幅をもっておよその値を推定することが可能であると考えられる。蒸発散量については、気温との相関関係が認められるものの、データが少ないことから、相関をより詳細に把握するデータの補間が必要である。さらにこれらについては、ローカルな気候・環境の変動を考慮することで推定幅を狭めることができると考えられる。また、過去の気候・環境の推定手法としては、特に、花粉化石を指標とした手法が有効であるが、その他の指標（例えば、植物珪酸体、珪藻）も複合して推定することが望まれる。河川流出量の推定に関しても、既存の調査研究例を整理するとともに課題や新たな着眼点を抽出し、古地形、古気候の推定結果を利用しつつ、過去の環境と現在の環境の類似性に着目することで気候変化、地形変化を考慮した河川流出量の推定の考え方を提示した。

今後は、この考え方に基づき、より具体的な調査方法やデータ取得方法に関する検討を進めるとともに、気候変化及び地形変化を考慮した地下水涵養量の推定手法の体系化が課題である。

謝 辞

本事業は、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）として、経済産業省資源エネルギー庁から独立行政法人日本原子力研究開発機構が受託したものである。

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）、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放射性廃棄物等対策室の松井裕哉課長補佐、常盤哲也氏及び田中真悟氏には、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。

付録 1

次世代型サイト特性調査情報統合システム (ISIS) の概要

付録 1. 次世代型サイト特性調査情報統合システム (ISIS) の概要

A. 開発の背景

次世代型サイト特性調査情報統合システム (Information Synthesis and Interpretation System: 以下、「ISIS」という) 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) の一環として開発した (日本原子力研究開発機構, 2008¹⁾, 2009²⁾, 2010³⁾, 2011⁴⁾, 2012⁵⁾, 2013a⁶⁾, 2013b⁷⁾)。

ISIS は、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クピットによって構成されている (図 1)。マネジメントコクピットは、これらの機能・ツールと関連する知識を統合するツールである。マネジメントコクピットを通して、地質環境調査の様々な場面でマネージャーが行う意思決定を迅速かつ効率的に支援できる。さらに、関係者間の知識の共有、知識の追跡性の確保が可能である。

ISIS の開発においては、主要な利用者として処分事業の実施主体 (原子力発電環境整備機構) の地質環境調査関係者 (地質環境調査の担当管理者 (マネージャー) 及び原位置調査の担当者、並びに設計及び性能評価担当者) 及び安全規制機関の規制者を想定した。概要調査までの地質環境調査に関わる種々の作業を支援することを目標とし、地層処分の候補サイトにおいて地質環境調査の作業を行う上で有益と考えられる、深地層の研究施設計画など国内外の地層処分を対象とした地質環境調査、他の分野で実施された地質調査などに基づく調査技術に関する研究開発成果やそれらを適用した経験・ノウハウなどを有効に利用可能となるよう、知識工学的手法や IT を最大限利用して構築した。

原子力発電環境整備機構が行う処分事業は長期間に及び、その間どのような情報に基づき意思決定したのかの記録を残しておく必要や知識の伝承を行う必要があると考えられる。また、その間技術の進展も想定され、それに応じて、計画の変更などを行うことも考えられる。さらには超長期の期間の評価を行う必要があり、この評価においては、様々な分野の専門家が携わり行うことになる想定される。

安全規制機関は、事業で得られた情報の追跡性の確保を求めるものと考えられる。この際、必要な情報に容易にたどり着けることが重要である。一方 ISIS は、原子力機構が開発を進めている知識マネジメントシステム「JAEA KMS (Knowledge Management System)」 (大澤ほか, 2008⁸⁾) の地質環境調査に関わる部分を担う。JAEA KMS は、以下のような事項を背景として開発されている (日置, 2010⁹⁾)。

- ・放射性廃棄物の地層処分の特徴は、将来数十万年といった極めて長い時間を対象として安全を確保しようとする点にあり、こうした超長期にわたる地層処分の安全性は、実際に体験することができないため、地層処分の安全性と信頼性に関する議論と証拠の統合であるセーフティケースと呼ばれる考え方の説明によって、安全に対する社会の理解を得ていくことが必要
 - ・地層処分の安全性を示すための論拠には、多くの学問分野の多量の知識が関係
 - ・関連する知識は数十年以上にわたる処分事業期間を通して増加
 - ・知識は安全性の枠組みの中で位置付け、関係者間で共有することが重要
- 以上を背景として、ISIS においては、以下を留意して開発を行った。

- ①従来型の知識^{注1)}（紙ベース）のものから電子媒体とすること
- ②必要な情報に容易にたどり着けるような検索機能を持つこと
- ③判断根拠やそれを支持する証拠の保管と、新たな知見が得られた場合の書き換えを容易にする機能や履歴を管理する機能を持つこと
- ④異なる分野間で議論できる機能を持つこと
- ⑤潜在知（日本原子力研究開発機構, 2013a⁶⁾）を抽出しやすくする機能を持つこと
- ⑥技術伝承や人材育成に利用できる機能を持つこと

上記①～⑥に対して、以下のようなシステムを開発した。

① 従来型の紙ベースではなく電子媒体

ISISは電子媒体であるため、数十年にわたる処分事業における関係する研究成果を含めた膨大な量の知識をいくつかのサーバで管理することができる。

② 必要な情報に容易にたどり着けるような検索機能

知識ベースを紙媒体とすると、膨大な量の文書から、多大な労力をかけて、必要な情報を探し出す必要があるが、検索機能を利用することにより、必要な情報を入手できることから、作業の効率化を図ることができる。

③ 判断根拠やそれを支持する証拠の保管と、新たな知見が得られた場合の書き換えを容易にする機能や履歴を管理する機能

従来、判断根拠などについて重要なものは紙媒体の報告書に一部記載されていたが、判断を行った本人の記憶にのみ残ることが多く、それらを共有することが困難であった。また、新たな知見が得られた場合は、関係する作業員がその知見を踏まえて、作業手順などの見直しを行うことに多大な労力が必要であった。

専門家の知識には、IF-THEN形式（ルール形式）で表現できるものと、そのように表現できないものの直面する問題に類似した事例から、その問題解決に対する回答を得る場合がある。判断根拠や失敗事例に対する解決策などを含めて、前者に対してはルールベース化、後者に対しては事例ベース化しておくことにより、判断するポイントとともに判断根拠を残すことができ、新たな知見が得られた際には、注釈を加えた上で容易に改定できるとともに、その情報を変更履歴とともに関係者間で迅速かつ容易に共有することができる。

これは、専門家本人の知識を抽出する必要があり、そのため、専門家自らがルールベースや事例ベースを作成することができるツール（ルールベース作成インターフェイス及び事例ベース作成インターフェイス）を開発した。

また、報告書類は、調査の進展に応じて複数回改定されることが考えられる。長期間にわたり調査が行われた場合、担当者の変更などにともなって元の文書そのものや改定した理由が失われることも想定される。そこで、履歴を含めて文書を一元的に管理できるとともに、元の文書をそこで利用したデータを含めて再利用することができるように、ドキュメント管理機能を付加した。この機能は、作成した報告書に使用した情報やその取得した方法を関連付けて管理できるようにしており、作業の一貫性の確保と効率化を図ることができる。

さらに、④に示す機能で議論した結果は、関係するタスクとリンクできるので、誰がどのような判断を踏まえて決定したかとの情報を追跡することが可能となる。

注1) 種々の媒体（文書、電子ファイルなど）によって体系的に保存し必要に応じて直ちに取り出せるようにされている様々な知識。

以上、作業者の記録レベルの知識から関係者で共有する知識まで、作業の効率化と情報共有の迅速化、知識の逸散防止と追跡性の確保を図ることができる。これらの知識は、⑥でも活用できる。

④ 異なる分野間で議論できる機能

これまでは、異なる分野間で議論するためには、打ち合わせを複数回行うことが多く、これらの議論は議事録として残っていても、結論に至るまでの詳細な意見が残ることは稀であった。ISIS では、システム上に複数の担当者が議論を行う場を設けており、一定の期間を設けてこれを利用することにより、それぞれの担当者は自分の可能な時間に議論に参加することができる。議論の進展や結果は、全て保存されるため、知識の消失を防ぐことが可能となる。この結果は、⑥でも活用できる。

⑤ 潜在知を抽出しやすくする機能

潜在知は、その知識を持つ者にとっては当たり前のものが多く、潜在知を抽出するためには、潜在知を持つ研究者などの知識生産者と、それを IT ベースにまとめ上げるシステム開発者との綿密な打ち合わせが必要であり、多大な労力が必要である。これまでは、このような手間をかけてまで潜在知を抽出することがなかったため、調査などに携わった者がいなくなると同時に、関係する知識は失われた。

①に示したルールベース作成インターフェイスや事例ベース作成インターフェイスを用いることにより、研究者自らが知識を表出することができるため、得られた知識を、当該機関に残すことが可能となった。これにより、⑥を支援することも可能となる。

⑥ 技術伝承や人材育成に利用できる機能

①で述べた通り、処分事業は数十年以上にわたるため、その間担当者が替わることとなる。また、処分事業は様々な分野が関わっており、それぞれについて技術伝承と人材育成が必要になるとともに、それらの統合方策についても、技術伝承と人材育成が必要になる。しかしながら、⑤でも述べたように、これまでは、知識は作業の経験者のみに残されるため、経験者がいなくなると、関係する知識は失われることが多い。また、技術伝承と人材育成を行える人を育てるためには、多大な時間が必要になる。複数の調査地域が同時に進むことになった場合、それぞれにそのような人が必要になることも考えられる。

これに対して、ルールベース・事例ベースや④の機能で行った議論の結果など、ISIS には、知識が取得された経緯や判断根拠を含めて保存されており、それを利用して、技術の伝承を支援することができる。

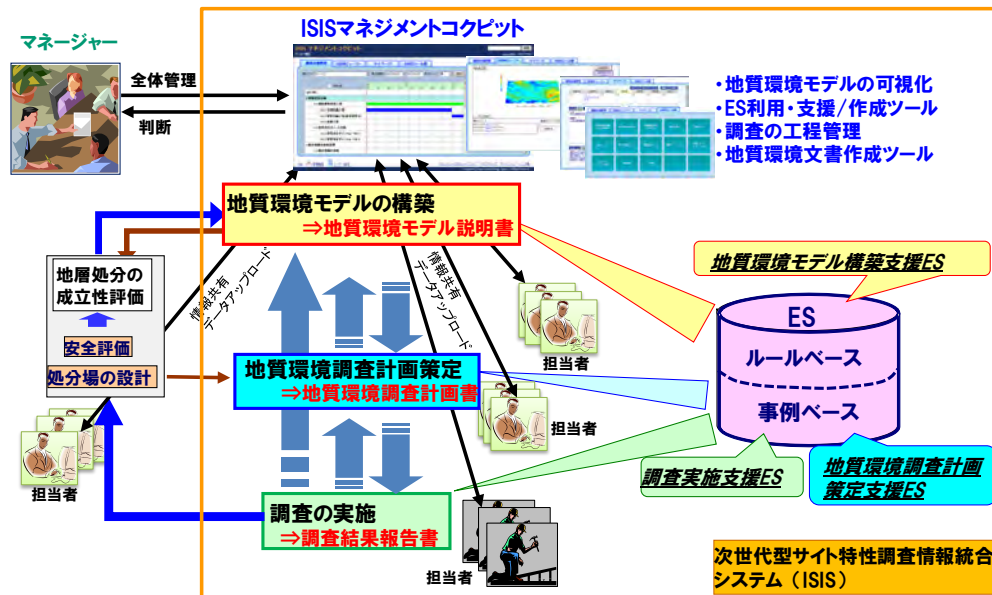


図1 ISISの全体構成
(日本原子力研究開発機構, 2013a⁶⁾)

B. システムの概要

システムは開発したルール・機能及び抽出された知識を「マネジメントコクピット」に一元化し、マネジメントコクピットを通して地質環境調査に関わる様々な作業を支援できるようにした。

マネジメントコクピットは、「調査計画管理タブ」、「GEM ビューワータブ」、「マイペー
ジタブ」、「KMS ツール群タブ」の四つのタブからなり(図2)、共通の機能として各種管理機能と検索機能を持つ。

マネジメントコクピットに統合される ISIS の各種ツール・機能の概要は、下記の通りである。またマネジメントコクピットに統合される ISIS の機能構成を図3に示す。

- a. 調査計画管理タブ：調査作業計画を管理するためのタブであり、地質環境調査に関する様々な作業(タスク)を登録し、それをガントチャートとして表示する機能。登録するタスクには様々な情報(エキスパートシステムや書類など)とのリンクが可能で、それらの履歴管理、コメント登録も可能。登録したタスクの流れを示すための「タスクフロー作成機能」を付加しており、例えば、構築した地質環境モデルとそれを構築するために使用したデータとの関係を示すことが可能。
- b. GEM ビューワータブ：作成された三次元の地質環境モデルや平面図など(ビュー)を表示するタブで、ビュー上での議論や議論の履歴管理が可能。
- c. マイページタブ：グループウェアであり、自分の関係するタスクを登録し、他の関係者に依頼する機能を付加。また、関係者間で議論する「掲示板」機能を付加。
- d. KMS ツール群タブ：ISIS のツール・機能に直接リンクを貼っているタブ。
 - ー地質環境調査に関するエキスパートシステム(ルールベース)：地表からの調査段階を対象としてこれまでに作成されたエキスパートシステム(ルールベース)を表示。
 - ーエキスパートシステム作成インターフェイス(ルールベース作成インターフェイス)：新たにルールベースを作成するためのツール。

- －事例ベース及び事例ベース作成インターフェイス：これまでに作成された事例ベースを表示するとともに、新たに事例ベースを作成するツール。
 - －課題生成インターフェイス：地質環境調査に対する安全評価あるいは処分場の設計に関する課題の抽出を支援するツール。下記の3種類がある。
 - ・アブダクション推論を利用するインターフェイス：観察される事実（キーワード）を入力することにより、その事実を説明する（あるいは説明できる可能性のある）課題を仮説として抽出。知識の関連性を付属するツールで編集しておく必要がある。
 - ・テキストマイニング手法を用いるインターフェイス：2種類の文章を入力し、一方の文に含まれる単語の関係に基づき、もう一方の文章を変換。
 - ・ルールベースを用いるインターフェイス：ルールベースをそのまま利用し、ルールとの関係とルールに含まれる単語の関係から、仮説を生成。
 - －地質環境電子文書作成ツール：コンテンツ・マネジメント・システム（CMS）^{注2)}。Microsoft Wordで作成した文書を、Web上での閲覧に適した文書に変換するツール。既存のCMSへのリンクが可能なので、報告書類を体系的にリンク付けることが可能。
 - －地質環境モデル履歴管理機能：地質環境モデルの構築状況をグラフィカルに表示し、メンバーから派生する様々な検討内容ごとに検討状況を管理するツール。
 - －ストーリーボード：将来のある時点における地質環境モデルを時系列に整理し、そのモデルに対して、熱－水理－応力－地球化学の条件変化などの知見を編集・管理できる機能。例えば、調査スケールとそこで実施した調査などを整理し、広報資料として利用することも可能。
 - －連携支援インターフェイス：ISISで作成された、異なるフォーマットの知識やオントロジー^{注3)}を統合的に取り扱うように編集するためのツール。
 - －知識編集インターフェイス：オントロジーを編集するツール。
- e. その他の機能
- －ドキュメント管理機能：プロジェクトに関係する文書や図表を一元的に管理する機能。
 - －ユーザー管理機能：プロジェクトに関係するユーザーの登録などの管理を行う機能。
 - －検索機能：ISISのツールで保管されている知識を検索する機能。この機能をより良くするためには、連携支援インターフェイス及び知識編集インターフェイスで、知識を整理しておく必要がある。

注2) テキストやグラフィックなどのさまざまなデジタル・コンテンツを収集、登録して統合的に管理し、更新・配信する仕組み、またはそれを実現するソフトウェアの総称（情報システム用語辞典：<http://www.itmedia.co.jp/im/articles/0308/14/news003.html> より）。

注3) 対象世界（知識領域）をある視点でみたときに立ち現われてくる構成要素（概念）を明示的に表現し、それらの関係を体系的に記述したもののこと。概念や意味を共有し、コンピュータが文書の意味を理解したり、情報を再利用したりするための基盤機構として構築される語彙のセットをいう（情報システム用語辞典：<http://www.itmedia.co.jp/im/articles/1004/12/news092.html> より）。

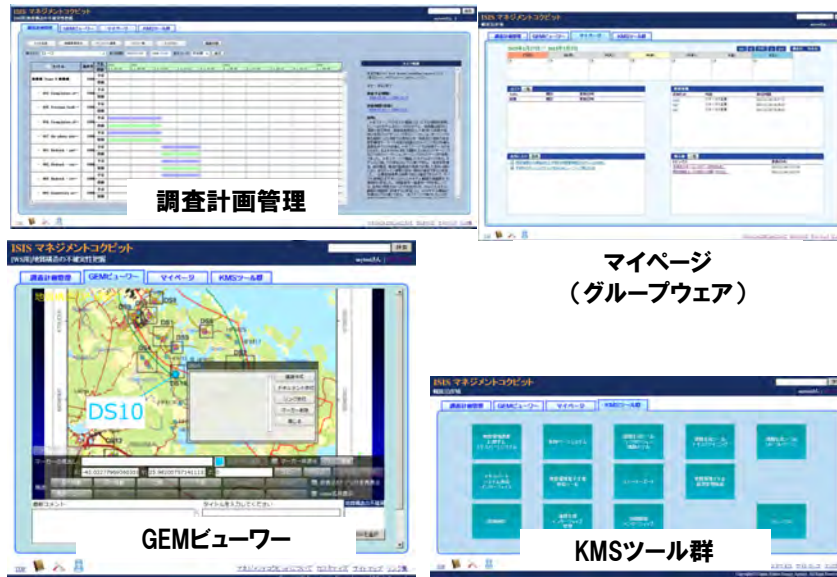


図2 マネジメントコックピットの四つのタブ
(日本原子力研究開発機構, 2013a⁶⁾)

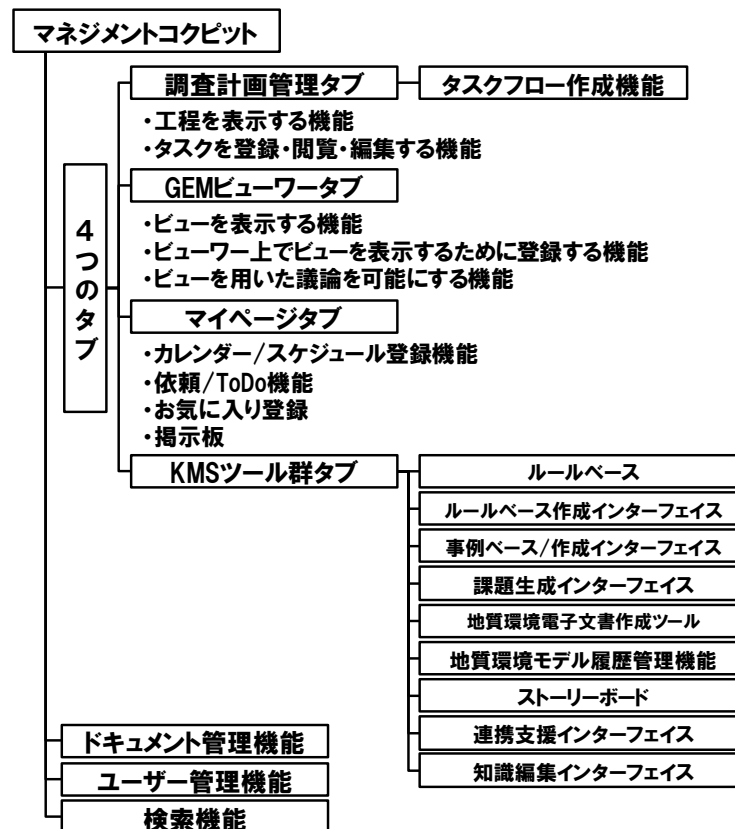


図3 ISISの機能構成
(日本原子力研究開発機構, 2013a⁶⁾を一部修正)

C. システムの活用例

本事業は、本文に述べられている通り、「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」を進め、両者で得られた科学的知見や方法論については、ISISによって効率的かつ体系的に統合することとしている。

B. に示した ISIS の、本事業での活用の一例を下記に示す。

(1) 地質環境長期変動モデルの開発

1) タスクの入力

作成すべき地質環境モデルごとに、調査計画管理タブにタスクとして入力する。その下位には、内部で実施する項目や役務作業ごとにタスクを入力しておく。

関係する情報などの知識があれば、該当するタスクにリンクさせておく。

事業が進展すれば、成果をタスクにリンクさせ、情報を管理する。

2) ルールベースの作成

事業が進展し、地質環境モデルの開発などのルールが検討された際には、上記 1) で示す成果の一つとして、エキスパートシステム作成インターフェイスを用いて、ルールベースを作成する。

3) 事例ベースの作成

事業が進展し、地質環境モデルのオプションの検討や不確実性の検討、その他ルールにはできないものの、将来考え方が参考となる成果が得られたものについて、上記 1) で示す成果の一つとして、事例ベース作成インターフェイスを用いて、事例ベースを作成する。

4) ドキュメントの登録

事業が進展し、地質環境モデルや図表類、文書などが作成されて際には、ドキュメント管理機能を用いて、ドキュメントとして登録し、一元的に管理する。作成されたドキュメントは、1) の関係するタスクにリンクさせる。

5) 地質環境モデルの履歴管理

作成した地質環境モデルをそのオプションも含めて管理機能に登録する。この際に、1) で入力したタスクや 4) で登録する地質環境モデルの図を関連付け、地質環境モデルとそれがどの作業・図が該当するのかを明らかにしておく。

6) ビューの表示とビューを用いた議論

4) で登録した地質環境モデルや図表類を、GEM ビューワーのビューとして表示する（ドキュメント登録において、「GEM ビューワー用データ」として登録）。その図を用いて、作成された地質環境モデルなどの妥当性、複数の地質環境モデルの整合性などについて議論し、議論の結果を残す。この結果も、1) で示す成果の一つとなる。

7) CMS への文書の変換

関係する文書は、Microsoft Word で作成し、「地質環境電子文書」としてドキュメント登録し、「地質環境電子文書作成ツール」を用いて CMS に変換し、Web 上での閲覧に適した文書とする。既に作成された関係する文書があれば、引用する際には、関係する章・節・項にリンクさせることにより、文書の追跡性が向上できるようにする。

8) ストーリーボードへの登録

時間の進展と該当する地質環境モデルとその地質環境特性などの概要を、ストーリーボードに登録し、研究の概要が一目でわかるようにする。

(2) 革新的要素技術の開発

9) タスクの入力

開発項目ごとに、調査計画管理タブにタスクとして入力する。その下位には、内部で実施する項目や役務作業ごとにタスクを入力しておく。

関係する情報などの知識があれば、該当するタスクにリンクさせておく。

事業が進展すれば、成果をタスクにリンクさせ、情報を管理する。この際、1)に関係するタスクがあれば、併せてリンクを貼っておく。これにより、地質環境モデルと要素技術の関連付けを行うことができる。

10) ルールベースの作成

事業が進展し、開発項目に関するルールが検討された際には、上記 9)で示す成果の一つとして、エキスパートシステム作成インターフェイスを用いて、ルールベースを作成する。

11) 事例ベースの作成

事業が進展し、開発項目に関してルールにはできないものの、将来考え方が参考となる成果が得られたものについて、上記 9)で示す成果の一つとして、事例ベース作成インターフェイスを用いて、事例ベースを作成する。

12) ドキュメントの登録

事業が進展し、図表類、文書などが作成された際には、ドキュメント管理機能を用いて、ドキュメントとして登録し、一元的に管理する。作成されたドキュメントは、9)あるいは1)の関係するタスクにリンクさせる。

13) CMS への文書の変換

関係する文書は、Microsoft Word で作成し、「地質環境電子文書」としてドキュメント登録し、「地質環境電子文書作成ツール」を用いて CMS に変換し、Web 上での閲覧に適した文書とする。既に作成された関係する文書があれば、引用する際には、関係する章・節・項にリンクさせることにより、文書の追跡性が向上できるようにする。

D. 平成 25 年度の実施概要

平成 25 年度は、「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」を進め、両者で得られた科学的知見や方法論を、C. に活用例として示した通り ISIS によって効率的かつ体系的に統合するために必要な場を整備した。

本事業で取り扱う知識は、過去から現在までの地質環境の長期的な変化を三次元で表現できる地質環境長期変動のモデル化手法の開発で得られた科学的知見や方法論などの知識を地質環境モデルに直接関連付けを行う必要があることなど、処分事業における処分地選定のための段階的な調査の進め方に即した、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）に加えて、処分場の閉鎖後の長期の時間軸にも焦点をあてた新たなものが必要となる。そこで、このような科学的知見を効率的かつ体系的に統合するために有効となる ISIS の改良方策に関する情報収集を併せて行った。

引用文献

- 1) 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/rw/library/library05.html> (accessed 2014.02.14) .
- 2) 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/rw/library/library05.html> (accessed 2014.02.14) .

- 3) 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/rw/library/library05.html> (accessed 2014.02.14) .
- 4) 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/rw/library/library05.html> (accessed 2014.02.14) .
- 5) 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/rw/library/library05.html> (accessed 2014.02.14) .
- 6) 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/rw/library/library05.html> (accessed 2014.02.14) .
- 7) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度 地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査 地質環境総合評価技術高度化開発 6 カ年とりまとめ報告書, 2013b, 166p.
<http://www.enecho.meti.go.jp/rw/library/library05.html> (accessed 2014.02.14) .
- 8) 大澤英昭, 梅木博之, 牧野仁史, 高瀬博康, イアン・マッキンレー, 大久保博生, 地層処分技術に関する知識マネジメントシステムの設計概念, 火力原子力発電, vol. 59(6), 2008, pp.26-33.
- 9) 日置一雅, JAEA 知識マネジメントシステムと中期計画取りまとめ “CoolRep” の概要, 西尾和久, 弥富洋介, 島田顕臣 (編), 「平成 21 年度 東濃地科学センター地層科学研究情報・意見交換会」資料集, JAEA-Review 2009-049, 2010, pp.24-41.

付録 2

「地質環境長期安定性評価確証技術開発委員会」の開催実績

- A. 第 1 回委員会開催実績
- B. 第 2 回委員会開催実績

付録 2-A 第 1 回委員会開催実績

日 時	平成 26 年 1 月 28 日 (火) 14 時 00 分～16 時 00 分	
場 所	経済産業省別館 1 階 104 会議室	
審議事項	平成 25 年度の計画の概要について報告し、実施内容とアプローチの適切性の観点から審議・検討を行っていただく。	
主なコメント	研究開発の全体概要	開発課題を選んだ背景として、これまでの地質環境の長期安定性に関する研究との関連、性能評価や安全評価との関連などがわかると良い。
		課題としているモデルや技術の開発が完成しないと地層処分はできないという誤解がないような示し方が必要である。
		本事業における長期予測モデルの検証や評価の方法について、考え方の整理が必要である。
		本事業は過去から現在までが対象であるが、将来予測へ反映されるものでもあることから、そのことがわかる示し方が必要である。
		事業の全体工程は、今後の状況によって変更されると理解している。
	革新的要素技術の開発	本事業に係わらず、地下水年代の測定技術の開発は重要である。また、後背地解析には風化殻を用いた既往研究が参考になる。
		炭酸塩鉱物に係る技術開発においては、岩体の地質的変遷を考慮した手法開発が効率的である。また、試料採取の際は、産状を良く観察して行うことが重要である。炭酸塩と反応した流体については、炭素やストロンチウムなどの同位体比が有効であり、これらを用いて開発技術とクロスチェックを行うと良いだろう。
		地下水と炭酸塩との相関関係のスタンダードがつけられると良い。東濃では、地下水と鉱物のデータがセットで得られる利点がある。ただし、本事業期間中の確立は困難と思われる。
		後背地解析技術と地下水涵養量予測技術の開発は、炭酸塩鉱物を対象とした新技術の開発とは異なり、個別技術の統合化・高度化である。
		科学的知見を統合する「次世代型サイト特性調査情報統合システム (ISIS)」のイメージやその ISIS と本事業における統合モデルの関係をわかりやすく示す工夫が必要である。
		効率的に研究開発を進めるために、開発内容に応じて対象とする事象を単純に把握できる研究地域を検討するとよい。複雑な例として、分水嶺が地表と地下で異なる場合がある。
		地質環境の長期開発変動
		モデルの統合化のイメージを鮮明にする検討をすすめていただきたい。
		サイトキャラクター化を念頭において、これまでの技術の過不足を踏まえて本事業の開発内容を示した方が良い。

主なコメント(つづき)	地質環境の長期開発動	気候変動に伴って地下環境は何度も繰り返し変化するかもしれないが、それを明らかにすることで、どれくらいのことがわかれば良いかという精度とデータセットがわかると思われる。例えば、酸化の深度は長い間に繰り返された変動の結果で形成されて今の深さにある。
		地下水の動水勾配の変化を考える際、場の物性値(透水性)自体が変化することも考慮することが大事である。

付録 2-B 第 2 回委員会開催実績

日 時	平成 26 年 2 月 24 日 (月) 13 時 30 分～17 時 00 分	
場 所	経済産業省別館 1 階 104 会議室	
審議事項	平成 25 年度の実施内容の概要について報告し、その適切性の観点から審議・検討を行っていただく。	
主なコメント	革新的要素技術の開発	実施している技術開発が課題である背景を明確にする必要がある。本事業の技術開発は、過去の状態を明らかにするための技術開発ではなく、サイト特性調査に必要な技術開発と考えられる。ある期間に地質環境がどの程度変動し、それが地下のどの深度まで影響を及ぼしたのかを確認する一つの手法開発である。これは、現象をどの精度まで追えば良いかについての歯止めになると考えられる。今回の説明ではそれが見えなかった。
		最終的な目標は将来の現象を予測することである。それには現在から指標を求めて、その指標を使って過去の状況を推定し、それが将来予測につながるという一連の流れがある。指標は多種多様であることから、それぞれの指標の精度・分解能を理解した上で、過去の復元を行う必要がある。様々な手法を用いることができる原子力機構が行う研究である。
		過去のイベントに対して、地質環境がどのように変化してきたのかを確認する作業仮説が必要である。
		処分場を決める際には、あるデータでは違うのではないかという意見が出てくるのが想定される。そのため、様々な手法を使って多方面から議論できることを示す必要がある。
		これまでの事例研究の中で、それぞれの技術開発の問題点が明瞭になるとよい。また、どれだけわかれば次のステップにいけるとか、どれ位のデータ量でどこまでわかるといった道筋をわかりやすく示していただきたい。
		地下環境が変動したとしても、バッファがあることを示すことが望まれる。
		後背地解析による地形発達の議論においては、後背地自体が間接的な議論であることに注意が必要である。手法が限られてしまう場合は、どういう所に注目するかという検討も必要である。
		涵養量の推定は、複数のパラメータの相関であり、精度を上げたとしてバラつきは出てくるので、幅の予測が重要である。
		日本において、付加体中の亀裂中のカーボネイト・フィリングに関する研究が欠落しており、この点も視野に入れつつ技術開発を進めていただきたい。
	地質モデル環境の長期開発変動	本事業の目的は、モデルの高精度化ではなく、どの精度まで行えば良いのかという観点からのモデルの統合化だと考えられる。各段階でできるモデルのレベル、それによってできること、出来ないことのイメージをはっきりとさせることが重要である。また、幌延・瑞浪の事例では、得られたデータから地層処分事業のレベルの上限を示すことができると良い。
	ある場の状況が、長期間変わらずに続くのか、それとも変わるのかという検討を行うと良い。	

主なコメント (つづき)	地質環境長期変動モデルの開発	作業仮説に関しては、日本の地質環境に応じたものをつくる必要がある。本事業はそのための技術開発を行っており、そして個々の技術開発があるという示し方になると考えられる。
		モデルには検証や改良が必要である。少し過去に戻って外挿できるかどうかで検証を行うことなどが考えられる。外挿については、その結果に幅を持たせて示すことも重要である。
		ある時間軸に対しての概念的な変遷は各分野で出来ているので、それらを可視化できると良い。その際、現状では共通的な数値や指標が無いことから、当面は各分野において時間軸に沿った絵などで示すと良い。
		地球化学では 7,500 万年前、水理では 150 万年前と各分野で得られているデータ間で時間差があり、その取り扱いが難しいと考えられる。
		ある時点で何が起きたというよりも、連続的な変化の中で何が起きたかを考えることが重要である。それは気候変動などの周期的な変化の中での視点や、百万年スケールの変化での視点が必要である。また、そうした事象が記録されているかどうかの問題がある。記録物としてのカーボネイトや風化殻が適切かどうかを確認すると良い。また、カーボネイトについては、年代測定から水理特性の空間分布の変化の程度を把握できるかどうかについても検討すると良い。
		花崗岩の割れ目の 1 本 1 本を対象にするのは難しいが、ネットワーク構造自体は変化しないと言えるのではないか。日本における花崗岩の割れ目は隆起による冷却履歴を反映した構造であるが、付加体の割れ目は圧密を受けてから隆起するという 2 段階の履歴を反映した構造であり、後者の方がより考慮しなくてはならないと考えられる。
		断層内物質を用いた断層の活動履歴の把握は、地形発達の観点も合わせて進めると良い。
		地形・地質モデルを作成する際には、後背地解析の結果や活断層周辺だけにこだわらずに、広域の地形の情報や地形発達の見方も取り入れると良い。
		本事業における生活圈モデルのイメージを鮮明にする検討をすすめて欲しい。