
平成28年度原子力発電施設等安全技術対策委託費
（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業

平成28年度事業報告

平成29年3月

国立研究開発法人 産業技術総合研究所



目次

1 隆起速度評価手法の検討

- 1.1 堆積相解析とルミネッセンス年代測定を組み合わせた隆起速度評価手法の整備 1- 1
 - 1.1.1 後背地の異なる段丘堆積物への適用に関する研究 …………… 1- 1
 - 1.1.2 ルミネッセンス年代測定法の適用時間枠の拡大に関する研究………… 1-14
 - 1.1.3 積相解析とルミネッセンス年代測定を組み合わせた隆起速度評価
手法に関する検討のまとめと課題 …………… 1-18
- 1.2 超長期間にわたる隆起速度評価手法の総合的な検討………… 1-23
 - 1.2.1 超長期間へ適用可能な隆起速度評価手法とその複合的な運用に
関する検討 …………… 1-23
 - 1.2.2 時間スケールに応じた隆起速度評価手法に関する検討のまとめと課題 1-25

2 断層の再活動性に関する検討

- 2.1 力学的断層評価手法の総合的な検討………… 2- 1
 - 2.1.1 広域応力場・地域応力場とスリップテンデンスとの関係性に
関する検討 …………… 2- 1
 - 2.1.2 力学的断層評価手法に関する検討のまとめと課題 …………… 2- 5
- 2.2 地域応力場の変化を考慮した断層再活動性の推定手法の検討………… 2- 8
 - 2.2.1 地域応力場の変化要因と断層活動の応力変化に対する反応性の検討 … 2- 8
 - 2.2.2 地域応力場の変化を考慮した断層再活動性の推定手法に関する
検討のまとめと課題 …………… 2-12

3 地質学的変動・海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法の整備

- 3.1 結晶質岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・
整理と水文地質学的変動モデルの構築………… 3- 1
 - 3.1.1 地質学的変動・海水準変動等が沿岸域の地下水性状・地下水流動系に
与える影響に関する検討（広島花崗岩分布地域） …………… 3- 1

3.1.2	地質学的変動・海水準変動等をもたらす水文地質学的変動と そのモデル化に関する検討のまとめと課題	3-26
3.2	堆積岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・ 整理と水文地質学的変動モデルの構築	3-35
3.2.1	海水準変動等が沿岸域の地下水性状・地下水流動系に与える影響に 関する検討（上北平野地域）	3-35
3.2.2	地質学的変動・海水準変動等が沿岸域の地下水性状・地下水流動系に 与える影響に関する検討（幌延地域）	3-43
3.2.3	地質学的変動・海水準変動等をもたらす水文地質学的変動と そのモデル化に関する検討のまとめと課題	3-67
3.3	断層運動による水みち形成と高温泉湧出メカニズム、地下水流動系への影響に 関する検討	3-104
3.3.1	非火山地域における高温泉湧出メカニズムと地下水流動系への影響に 関する検討（有馬温泉）	3-104
3.3.2	断層運動に伴う高温泉湧出の可能性とその影響に関する検討（福島県 浜通り地震）	3-124
4	自然事象等の長期予測に係る調査手法とその予測精度・確度に関する検討	
4.1	隆起・侵食速度評価手法と長期予測に関する検討	4- 1
4.1.1	隆起速度評価手法と長期予測に関する検討	4- 1
4.1.2	侵食速度評価手法と長期予測に関する検討	4- 7
4.2	断層再活動性の評価手法と長期予測に関する検討	4-14
4.2.1	力学的断層評価手法と長期予測に関する検討	4-14
4.2.2	応力場評価手法と長期予測に関する検討	4-20
4.3	深部流体・熱水活動の評価手法と長期予測に関する検討	4-32
4.3.1	深部流体の上昇域・流量の評価手法と長期予測に関する検討	4-32
4.3.2	深部熱水活動の影響・規模の評価手法と長期予測に関する検討	4-44

4.4 地質学的変動・海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討	4-60
4.4.1 地質学的変動・海水準変動を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討	4-60
4.4.2 地質学的変動・海水準変動を考慮した水文地質学的変動モデルの構築手法と長期予測に関する検討（幌延地域）	4-80
4.5 地質・気候関連事象の長期予測の精度・確度と時間スケールとの関係性に関する検討	4-113
4.5.1 地質関連事象の長期予測に関する検討	4-113
4.5.2 気候関連事象の長期予測に関する検討	4-115

1. 隆起速度評価手法の検討

隆起速度に関しては、過年度の原子力規制庁委託事業において、海成段丘の堆積相解析及び形成年代測定（光ルミネッセンス法）を組み合わせた隆起速度推定手法の整備を行った。

本事業では、過年度の成果である過去 50 万年程度までの隆起速度を評価可能な光ルミネッセンス法に加え、さらに長期間にわたる隆起速度の評価を目的として、隆起速度を評価するための個別手法の適用限界・適用精度に関して既往研究成果から取りまとめを行うとともに、複数の手法の組合せによる隆起速度の評価に関して、時間スケールに応じた適用条件及び不確実性に関する検討と、課題の抽出を行う。この際、100 万年を超える範囲までを対象とする。このうち、堆積相解析及び光ルミネッセンス法と組み合わせた隆起速度推定手法を整備する。

1.1 堆積相解析とルミネッセンス年代測定を組み合わせた隆起速度評価手法の整備

【実施内容】

平成 27 年度までの成果を踏まえ、平成 28 年度は能登半島等に発達する海成段丘に対し、堆積相解析手法と長石のルミネッセンス年代測定法を組み合わせた隆起速度の定量評価を実施する。これにより、過去 42 万年間の 4 回の間氷期（MIS 5e, 7, 9, 11）の海成段丘に対する隆起速度評価の有効性に加え、異なる地質体に対する同手法の有効性を検証する。また、ルミネッセンス年代測定法の適用時間枠の拡大に関して、試料の前処理や実験条件を含めた検討を行う。これらの成果を踏まえ、堆積相解析とルミネッセンス年代測定を組み合わせた隆起速度評価手法の適用性・妥当性について検討し、取りまとめを行い、今後の課題抽出を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する 100 万年を超える超長期間の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分及びそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映される。

1.1.1 後背地の異なる段丘堆積物への適用に関する研究

【成果】

1.1.1.1 はじめに

東京電力株式会社福島第一原子力発電所事故によって発生した燃料デブリの処理・処分に係る規制要件の整備に向けては、これまでの地層処分分野における知見を活用して技術的知見を蓄積することが有効である。一方、燃料デブリには U や Pu といった極めて半減期が長い核種が多く含まれるため、その安全評価には従来の地層処分を上回る超長期間における地質環境の変遷を考慮しなければならない。地殻の長期安定性の評価のために知見を蓄積してきたこれまでの数万から数十万年といったスケールでの長期地質変動の解明手法においても、時間枠を拡大した際の予察精度の議論に必要な科学的根拠を整備する必要がある。

地殻の長期安定性の評価においては沿岸域の安定性に影響を与える、隆起、沈降、侵食、堆積及びその速度と速度変化や空間的傾向を評価することが、廃棄された燃料デブリと地表との接近過程の解明にとって重要である。その中でも海成段丘は沿岸域における数十万年間におよぶ隆起速度を議論する上で、最も重要な対象物である（宮内 1985, 太田・平川, 1979 など）。海成段丘の隆起速度は隆起量と年代から得られるが、従来の手法ではその両方の見積もりにおいて問題点があった。そこで昨年度までの課題において、その改善策として、堆積物の詳細な堆積相解析と VRS-GPS 測量による隆起量の見積もり、またルミネッセンス年代測定を用いることで新たな隆起速度評価手法を確立し、青森県上北平野をモデルフィールドとして有効性を検討してきた。また、ルミネッセンス年代の精度と確度に影響を及ぼす鉱物のルミネッセンス特性の地域的な差異についても検討した。平成 28 年度は、前年度までに上北平野の MIS5e, 7,

9, 11 の海成段丘において確立してきた手法を能登半島の MIS5e, 7, 9 の海成段丘にも適用し、地域間で評価手法の不確実性に差異があるかどうかの検討を行う。

1.1.1.2 手法 —青森県上北平野で確立した海成段丘を用いた新たな隆起速度評価手法—

海成段丘の地層は、主に上位の陸成層と下位の海成層により構成され、海成層は最近数十万年間の氷期—間氷期サイクル (Waelbroeck *et al.*, 2002, 図 1.1.1-1) における、間氷期期 (高海水準期) に堆積した浅海成堆積物が隆起することでできたと考えられている (小池・町田, 2001)。間氷期の海面高度を現在と同じ程度とし、海成段丘面が当時の海面高度を表すと近似することで、その地域の隆起速度をおおまかに評価することができる。しかし、海成段丘の高度は陸成層の厚さの分だけ当時の海面高度よりも高くなり、また海成段丘の対比にも問題があることから、こうした手法による隆起速度の見積もりには不確実性があった。

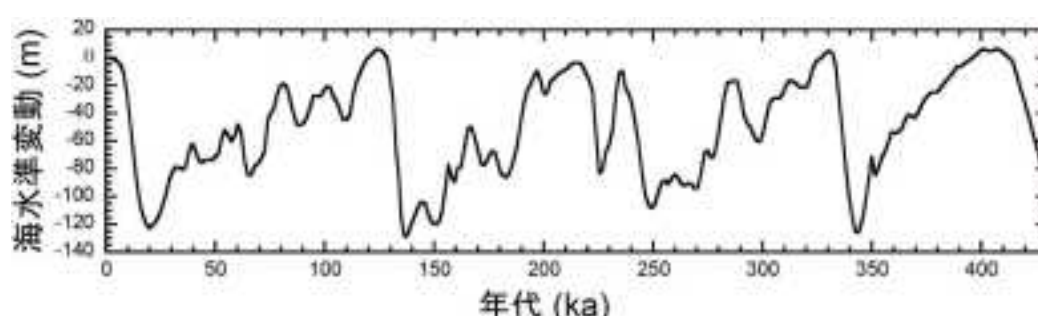


図 1.1.1-1 過去約 45 万年間の海水準変動。

Waelbroek *et al.* (2002) のデータを参考にした。

そこで本課題では平成 25 年度より、これらの問題点を克服し隆起速度評価を高度化するため、浅海堆積物の堆積年代を直接決定できるルミネッセンス年代測定法を用いた堆積年代の決定と、詳細な堆積相解析による海面指標の認定に基づく隆起量評価を行ってきた (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014; 2015 ; 産業技術総合研究所, 2016)。

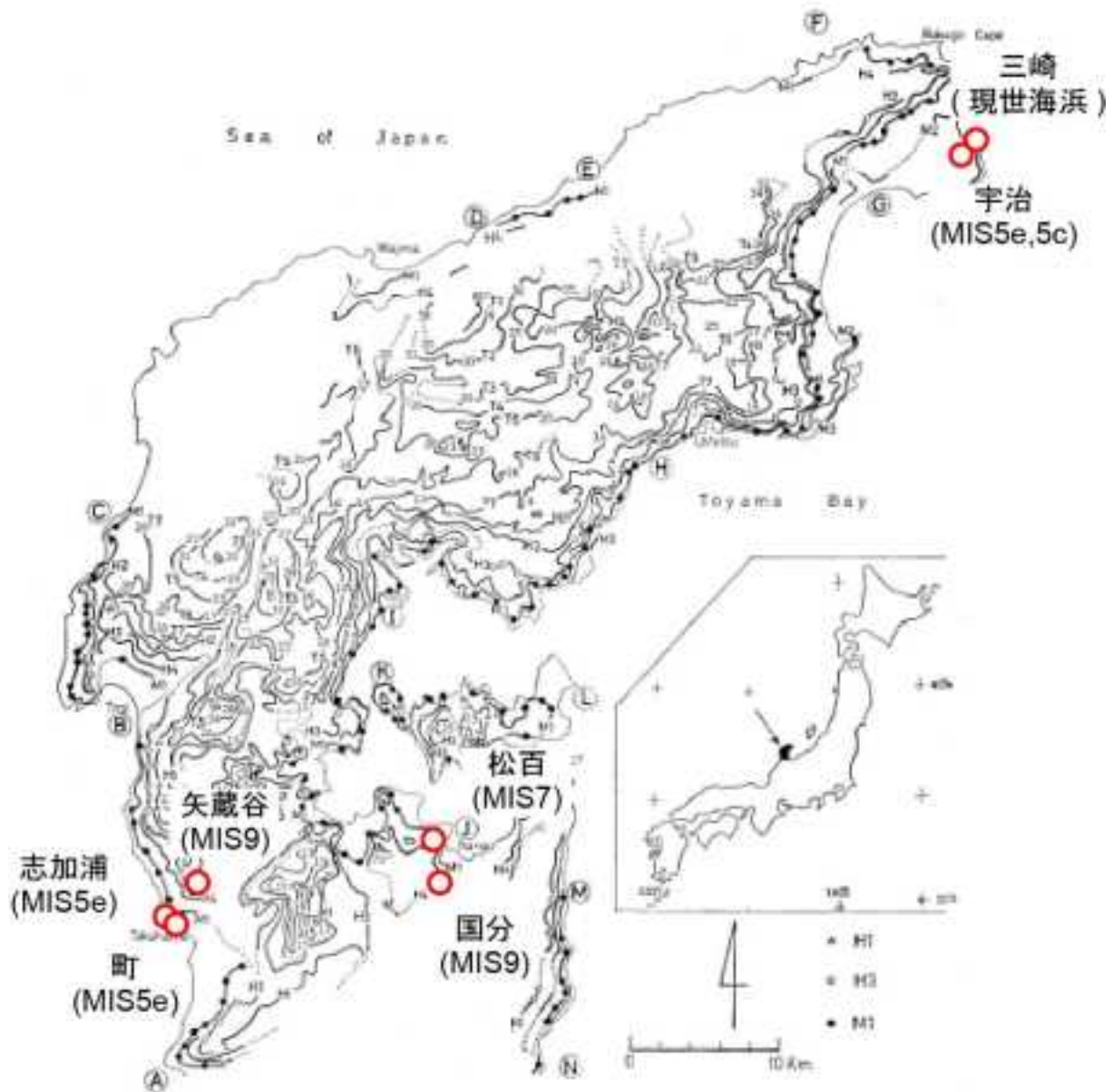
ルミネッセンス年代測定法は、堆積物中に普遍的に含まれる石英・長石を用い、現在から数十万年前までの年代測定が可能な堆積年代決定手法である。ルミネッセンスは、石英・長石などの鉱物の結晶格子中の電子が、周囲に存在する天然の放射性核種からの α , β , γ 線や宇宙線を受けることで電離し、不対電子となり結晶の格子欠陥にトラップされた後、光や熱の刺激による励起で再結合されることによって発せられる。鉱物が地中に埋積される間、放射線の照射は続き、時間とともに不対電子の蓄積量が増えた結果ルミネッセンス強度も大きくなる。これを逆手にとり、試料から発せられるルミネッセンス強度から放射線の蓄積量を求め、単位時間あたりの線量率 (年間線量) で割ることにより埋積時間の長さ (ルミネッセンス年代) を決定する。堆積年代を求める場合、光ルミネッセンス年代測定法が有効で、対象の鉱物が石英と長石の場合で手法が異なる。Murray and Wintle (2000) による Single aliquot regenerative dose (SAR) 法により、石英で顕著な実験中のルミネッセンス感度変化の問題が改善されて以来、石英 OSL 年代は広く用いられるようになった反面、石英は不対電子の容量が小さく、約 10 万年を超える古い試料ではルミネッセンス信号が飽和してしまうため有効ではない。一方で長石は不対電子の容量が大きく数十万年前の試料でも信号が飽和しないが、anomalous fading と呼ばれるルミネッセンス信号の不安定さが問題であった。Thomsen *et al.* (2008) は post-IR IRSL(pIRIR)法により長石でも安定した信号を得られることを見出した。pIRIR 法は Thiel *et al.*

(2012)などで応用され、数十万年前までの地層の年代測定に有効であることが報告されている。

日本列島の海成段丘における堆積相解析は1980～1990年代に盛んに行われ（例：Murakoshi and Masuda, 1992；Ito and O'Hara, 1994；Shirai and Tada, 2000），特に目新しい手法ではないが，これまで隆起評価に積極的には応用されてこなかった．日本列島の隆起域の大半は太平洋など外洋に面した地域である．潮の干満の差が小さい日本の海岸において潮汐の堆積作用は目立たず外洋域では専ら波浪の作用が卓越する．こうした波浪卓越型の海岸域に形成される地層には海面の指標になる堆積構造が発達する．海成段丘面地下の堆積物においてこうした海面指標を認定し，さらにその高度をVRS方式のGPS（渡辺・七山, 2010）により ± 4 cmの精度で測量することにより，過去の高海面期の高度を ± 1 m以内の誤差で求めることができる．産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014; 2015）及び産業技術総合研究所（2016）において，光ルミネッセンス年代測定との組み合わせによる，こうした堆積相解析のMIS5e, MIS7, MIS9 および MIS11 の海成段丘堆積物への適用が隆起速度の評価に有効であることが明らかになってきた．

1.1.1.3 能登半島の手成段丘と試料採取地点

石川県北部に位置する能登半島は，おおむね標高 400m 以下の丘陵性の小起伏山地からなり，平地部分は少ない．一方，沿岸域には外浦（西岸）の一部を除いて第四紀の手成段丘が広く分布する（小池・町田, 2001）．これら手成段丘におけるこれまでの研究では，半島全体の段丘面の分類・対比が行われ，下位から M3, M2, M1, H4, H3, H2, H1 面と認定された（太田・平川, 1979）．しかしその根拠となる年代値は，北東部の羽咋市の平床貝層・宇治貝層が最終間氷期（MIS5e）に形成されたことを示す U-Th 年代（Omura, 1980）に限られる．そこで本研究では，ルミネッセンス年代測定法の適用性ならびに隆起速度評価手法の適用性を調べるため，Omura (1980)で年代測定された宇治貝層近傍の珠洲市三崎町宇治，MIS5e と対比される羽咋郡志賀町志加浦と町，MIS7 と対比される七尾市松百と国分，MIS9 と対比される羽咋郡志賀町矢蔵谷の計 6 つの手成段丘露頭において，詳細な露頭観察と調査を行った（図 1.1.1-2）．これらの露頭において堆積相から堆積環境を推定し，過去の海面指標を認定した．各堆積相の境界，ルミネッセンス年代測定用の試料採取地点は VRS-GPS (Leica Viva GS08plus)を用いて標高を測定した．また，上記露頭に加え，宇治近傍の珠洲市三崎の現世海浜表層からも，残存線量測定用試料を得た．



第1図 能登半島の旧汀線位置と高度の分布
 ③～⑩：図2分布図(第3～8図)および旧汀線高度分布図(第10図)上での位置と対応。H1, H3, M1：それぞれの旧汀線高度実測地点。実線：旧汀線位置。図中の高度の単位は10m。
 Fig. 1 Map showing the study area and the outline of former shorelines from T1 to M1 terraces
 ③～⑩：Locations of Figs. 2~8 and 10. Solid line: Former shorelines. Localities of height measurements of H1, H3 and M1 terraces are shown by different symbols. Some of the former shoreline heights are indicated by arabic figures (unit: 10m).

図 1.1.1-2 能登半島の旧汀線位置と高度の分布図。
 試料採取地点の位置を示す。太田・平川(1979)を改変。

1.1.1.4 ルミネッセンス年代測定

1) 試料採取と前処理

ルミネッセンス年代測定用試料は、宇治露頭から7点、三崎海岸から1点、志加浦露頭から4点、町露頭から1点、矢蔵谷露頭から4点、松百露頭から2点、国分露頭から2点得た。露頭に対してプラスチックチューブ（長さ15cm、直径5cm）を差し込むことで遮光試料を採取し、両端をビニールテープで止めた後にそれをユニパックに入れることで、水分の蒸発を最小

限に留めて実験室まで輸送した。

ルミネッセンス年代測定は、数十万年前までの堆積物の年代決定のため、前年度までに引き続き（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014; 2015；産業技術総合研究所，2016），カリ長石の pIRIR 法を用いた。プラスチックチューブの試料は，両端約 3cm 分の露光部と内部の約 9cm 分の未露光部に分けられる。露光部は含水率測定のために乾燥した後ミルで粉碎し，元素濃度(U, Th, Rb, K)を測定した。測定は日鉄鉱コンサルタント株式会社に ICP-MS 測定を依頼した。未露光部は，乾燥させた後篩で粒径 250 μ m 以上のフラクションを取り除く。その後塩酸と過酸化水素により炭酸塩鉱物と有機物を取り除いた後に，再び篩で粒径 180 μ m 以下のフラクションを取り除く。最後にポリタングステン酸ナトリウム（SPT）の重液分離により比重が 2.53-2.58g/cm³ のフラクションのみを取り出すことで，カリ長石に富む 180-250 μ m の測定試料を調整した。

試料のほとんどでは上記方法により調整を行ったが，NT20160624-6 と NT20160627-1 に関しては粒径が小さく十分な量の 180-250 μ m の粒子が得られなかった。そのため，これらの試料については未露光部に直接塩酸・過酸化水素処理を施した後にストークス則により 4-11 μ m の粒径に揃え，鉱物分離を行わない細粒試料を測定した。

2) 蓄積線量測定方法と計算方法

長石の pIRIR 法は，測定温度 50 $^{\circ}$ Cでの赤外励起ルミネッセンス（IRSL）測定の後，より高温（例えば 290 $^{\circ}$ C）での赤外励起ルミネッセンス測定を行う。このことにより低温(50 $^{\circ}$ C)での IR 刺激による不安定な信号成分が除去された，安定した信号成分のみが得られる。

蓄積線量は各試料について 8disc の測定を行い，その平均値を計算した。年間線量は，得られた U, Th, Rb, K 濃度，Guérin *et al.* (2011)による各種変換係数，Bell (1980)による α 線減衰係数，Mejdahl (1979)による β 線減衰係数，Balescu and Lamothe (1994)によるカリ長石の a 値 0.15 $\pm$ 0.05，Huntley and Baril (1997)によるカリ長石の内部 K 濃度 12.5 $\pm$ 0.5%，Prescott and Hutton (1994)による宇宙線量により計算した。試料の情報と年間線量を表 1.1.1-1 に，蓄積線量と年代を表 1.1.1-2 にまとめる。誤差は 1 σ である。

3) 火山灰分析

Uji 露頭において NT20160624-2 と NT20160624-3 の間から黄褐色のテフラを採取した。豊蔵ほか(1991)により同地域で認定されている三瓶木次（SK）テフラであるかどうかを検証するため，火山灰分析を行った。分析は，株式会社古澤地質に依頼した。

表 1.1.1-1 採取試料の元素濃度と年間線量

試料採取地	試料名	標高 (m, T.P.)	深さ (m)	含水率 (%)	元素濃度				年間線量 (Gy/ka)	
					K (%)	Rb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)		
Uji (宇治)	NT20160624-1	19.7	0.9	10.6	1.36	35	4.7	1.4	2.8	± 0.2
	NT20160624-2	19.3	1.4	9.1	1.32	33	5.3	1.5	2.9	± 0.2
	NT20160624-3	18.8	1.9	10.6	1.48	36	4.1	1.2	2.8	± 0.2
	NT20160624-4	17.1	3.6	17.1	1.80	44	4.4	1.2	2.9	± 0.2
	NT20160624-5	16.2	4.5	19.7	1.99	51	4.5	1.8	3.1	± 0.2
	NT20160624-6	15.7	5.0	42.3	1.76	79	7.8	4.9	2.7	± 0.1
	NT20160624-7	13.7	7.0	33.9	2.10	67	5.0	2.7	2.8	± 0.2
Misaki (三崎)	NT20160625-1	0.0	0.1	6.1	1.68	41	3.4	1.1	3.0	± 0.2
Shikaura (志加浦)	NT20160627-1	8.4	1.1	27.7	2.33	152	16.3	3.8	4.3	± 0.2
	NT20160627-2	8.1	1.4	27.2	2.27	132	15.6	3.8	4.1	± 0.3
	NT20160627-3	7.5	2.0	29.6	2.34	97	11.3	3.2	3.6	± 0.2
	NT20160627-4	6.6	2.9	18.8	2.55	82	6.9	2.5	3.8	± 0.3
Machi (町)	NT20160627-5	12.7	1.8	29.6	1.93	80	10.8	3.1	3.3	± 0.2
Yaguradani (矢蔵谷)	NT20160627-6	49.2	2.4	33.1	1.33	63	10.1	2.7	2.7	± 0.2
	NT20160627-7	46.0	5.6	11.4	3.17	104	4.1	1.3	4.2	± 0.3
	NT20160627-8	46.6	5.0	20.4	2.81	100	4.3	1.0	3.5	± 0.3
	NT20160627-9	44.5	7.1	27.6	2.36	94	4.4	1.4	3.0	± 0.2
Matto (松百)	NT20160628-1	23.0	11	10.0	3.26	97	4.7	0.8	4.2	± 0.4
	NT20160628-2	21.2	13	11.1	2.78	89	6.6	0.7	3.9	± 0.3
Kokubu (国分)	NT20160628-3	40.3	10.5	16.3	2.98	99	4.0	1.4	3.8	± 0.3
	NT20160628-4	32.0	18.8	9.3	2.91	93	4.0	0.7	3.8	± 0.3

1.1.1.5 結果

1) 堆積相解析

珠州市宇治の平床台地における露頭（図 1.1.1-3）では、下位より、基盤岩、エスチュアリー～内湾堆積物、浅海堆積物、レス～土壌層が順に観察される。基盤は、第三系の珪質泥岩である飯塚層で、平床台地の基盤の大部分をなす（北陸第四紀研究グループ、1961）。この基盤岩の上面は幅数十 m の露頭内において少なくとも 2 m の凹凸を伴う侵食不整合面に刻まれる。この侵食面を覆うエスチュアリー～内湾堆積物は、厚さ数十 cm～1 m 程度の淘汰が悪い砂質礫層とそれを覆う砂泥互層および塊状泥層からなる。基底の礫質砂層は侵食面の凹みに厚く堆積し、砂は細粒砂～極粗粒砂、礫は下位の基盤岩の珪質泥岩などに由来する細礫～中礫からなる。今回調査を行った露頭では確認されなかったが、複数露頭における調査を行った北陸第四紀研究グループ（1961）は、この基底礫質砂層から穿孔性のものや汀線付近に生息するものをはじめとする多数の海成の貝化石を報告している。礫質砂層は、厚さ 1.5 m の泥質砂層と砂質泥層の互層に漸移的に覆われる。これらはそれぞれ、もともと厚さ数 cm 程度の、砂がち、および泥がちの砂泥互層が生物擾乱を受けたものとみられ、生痕の直径は 1～10 cm 程度である。この砂泥互層は厚さ 1.5 m の青灰色の塊状泥層に漸移的に覆われる。この塊状泥層は明瞭な侵食面をもって浅海堆積物に覆われる。浅海堆積物は厚さ 4 m で、中部の厚さ 40 cm の泥層と上部の厚さ 5 cm の火山灰層以外は、厚さ 50～100 cm の細粒砂～粗粒砂層からなる。砂層は平行葉理、波状葉理、カレントリップルおよびウェーブリップル葉理を示し、主に下部で生物擾乱を受ける。生痕の直径は 2～5 cm 程度である。また、一部で細礫～小礫やそれと同程度の大きさのマッドクラストを含む。中部の泥層は塊状で細粒砂～中粒砂で充填された直径 1～2 cm 程度の生痕を示すほか、溶けた二枚貝などの印象が認められる。浅海堆積物を漸移的に覆うレス～土壌層は、厚さ 20 cm で、有機質の泥層である。露頭上面の標高は、+20.6 m である。この露頭に見られるサクセションは、1 回の海進とそれに続く海退により形成された海成層であると考えられる。穿孔貝や汀線付近に生息する貝を含むことから、基盤岩直上の礫質砂層は海

進時の岩礁で形成された堆積物で、基盤の凹凸による閉塞的なエスチュアリー～内湾の環境に砂泥互層や塊状の泥層が堆積する。その上位の侵食面は、さらなる海進による外洋化に伴う波浪の侵食を示すと考えられるが、それに続く浅海堆積物が形成されたタイミングが海進期なのか、海退期なのか、もしくは海進-海退の双方にまたがるのかは堆積相からは不明である。

志賀町の海岸沿いに見られる2つの露頭（志加浦，町）には、いずれも段丘面直下のレスを主体とするサクセションが観察される。志加浦の露頭上面の標高は+9.5 mで（図 1.1.1-4），下位より厚さ 25 cm 以上で生物擾乱を受ける細粒～中粒砂層，厚さ 1 m で上方細粒化を示す茶褐色の細粒～極細粒砂からなる砂丘堆積物，その上位を漸移的に覆うレス～土壌層の重なりが見られる。最下部の砂層は生物擾乱を示すものの露出が不十分で海成とするには証拠に乏しい。上位の細粒～極細粒砂層はここでは砂丘堆積物と呼ぶが，斜交層理などのはっきりとした特徴があるわけではなく，シート状の風成砂層と考えるのが妥当である。町の露頭上面の標高は+14.5 m と，20160627-1 に比べて 5 m 高い（図 1.1.1-5）。ここでは基盤の火山岩との不整合面が認められ，露頭内でも 2 m 程度の凹凸が見られる。不整合面直上の凹みを礫層が充填し，その上位を厚さ合計 200 cm 程度のレス～土壌層が覆う。礫層には基盤岩由来の巨礫大までの礫が含まれる。レス～土壌層は細粒～極細粒砂から泥へと上方細粒化し，最上部の 50 cm は有機質である。ここでも海成の地層を示す積極的な証拠は見られず，礫層は海成であれば岩礁堆積物，陸成であれば崖錐堆積物の双方の可能性が残る。

志賀町の内陸の矢蔵谷における露頭は上面の標高が+51.6 m で，下位より浅海堆積物，河川堆積物，レス～土壌層からなる（図 1.1.1-6）。浅海堆積物は下部が塊状の砂質泥層，上部が不明瞭な平行層理を示す厚さ 3 m の泥質で淘汰の悪い極細粒～極粗粒砂層から成る。それぞれ直径 2～3 cm 程度の生痕が見られる。浅海堆積物の上面は深さ 3 m 以上のチャンネルに削り込まれ，このチャンネルを河川堆積物が充填する。河川堆積物はセット高 50 cm までのトラフ型斜交層理を示す中粒～粗粒砂層からなり，一部の砂層ではトラフ型斜交層理の上位にカレントリップルが見られる。また，砂層基底には小礫以下の大きさのマッドクラストも含まれる。河川堆積物を覆うレス～土壌層は厚さ 3 m 程度で，不明瞭な平行層理を示す泥質の極細粒～細粒砂から泥に上方細粒化する。

七尾市の2地点松百，国分における露頭は，ともに 10 m 以上の砂層が認められ，斜交層理の発達が目立つ。松百の露頭上面の標高は，+34 m で，最上部の厚さ約 2 m のレス～土壌層の下位から露頭最下部までに厚さ約 13 m の斜交層理が発達し細礫を含む細粒～極粗粒砂層が認められる。砂層には一様に北東～北北東に傾斜する斜交層理が発達する。斜交層理はセット高が最大で 10 m に及び，再活動面を伴う（図 1.1.1-7）。房総半島の上総層群市宿層に見られる海流堆積物（Nakayama and Masuda, 1989）などによく似た特徴を示すことから，能登半島と本州が地続きになる前の，現在の邑知湾から富山湾に抜ける海峡における海流の堆積物である可能性が高い（太田・平川，1979）。上位のレス～土壌層との間に汀線付近の堆積物は見られないため，ある程度の水深で形成された海流堆積物が海面の低下とともに放棄されて陸地化した上に直接レスが累積したと考えられる。国分の露頭上面の標高は+50.8 m で，松百よりも 16～17 m 高い。この露頭は主に，斜交層理を示し細礫を含む細粒～極粗粒砂層の下部と，生物擾乱を受けた淘汰の悪い泥質砂層の上部からなり，最上部を厚さ 2 m のレス～土壌層が覆う（図 1.1.1-8）。下部の斜交層理は松百と同様に北東～北北東に傾斜し，上部との境界の標高は松百の露頭上面に近い+34.5 m である。この境界面直上は若干粗粒で細礫～小礫がみられるが，上部は全体に下部よりも若干細粒である。生痕はあまりはっきりしないが，直径が 2～3 cm

程度である。全体に堆積構造は明瞭ではなく、斜交層理がごく一部で認められる。下部については松百と同様に海流堆積物であると考えられる。但し、ここでは露頭最上部のレス～土壌層との間に厚さ約 14 m の堆積物が見られるため、海流堆積物形成後、陸化するまでの地層の形成が松百に比べて連続的であったと考えられる。上部の堆積環境は浅海とするが積極的な根拠に乏しい。

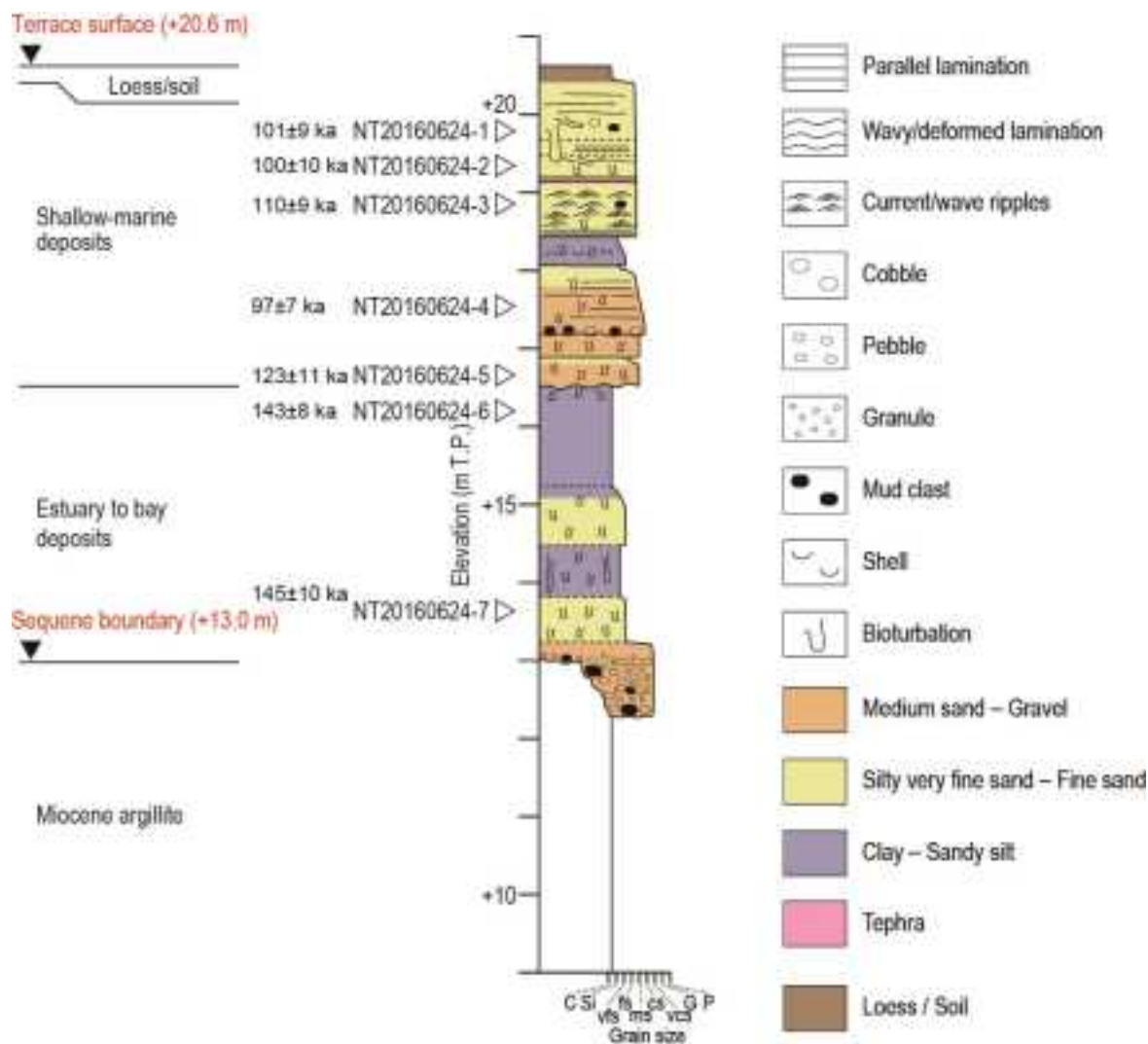


図 1.1.1-3 宇治露頭における海成段丘構成層の柱状図

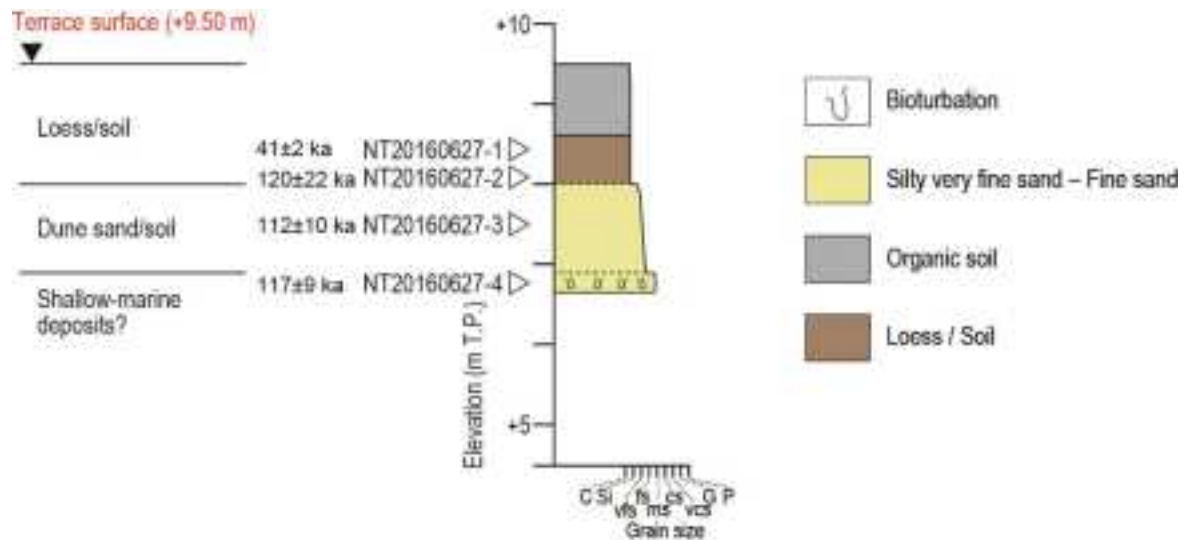


図 1.1.1-4 志加浦露頭における海成段丘構成層の柱状図

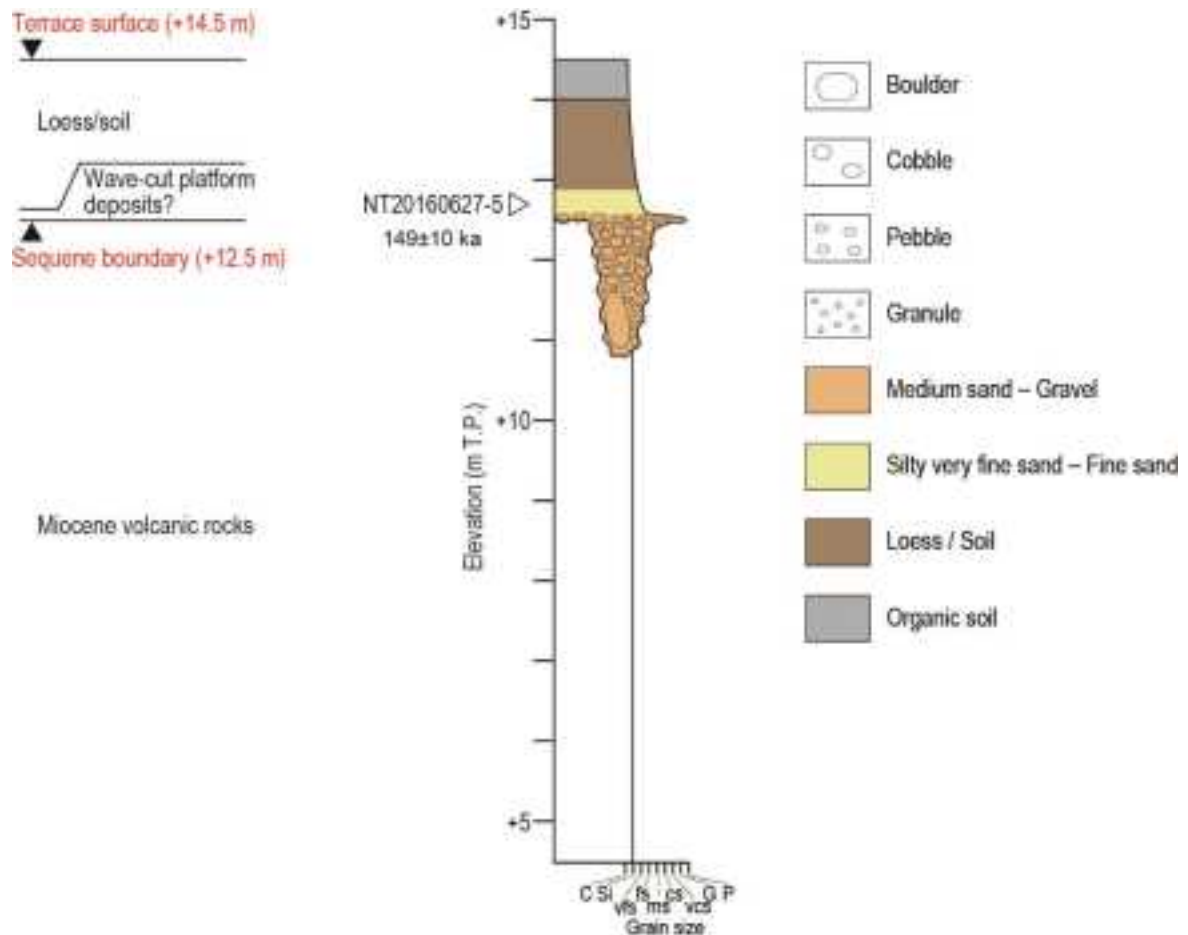


図 1.1.1-5 町露頭における海成段丘構成層の柱状図

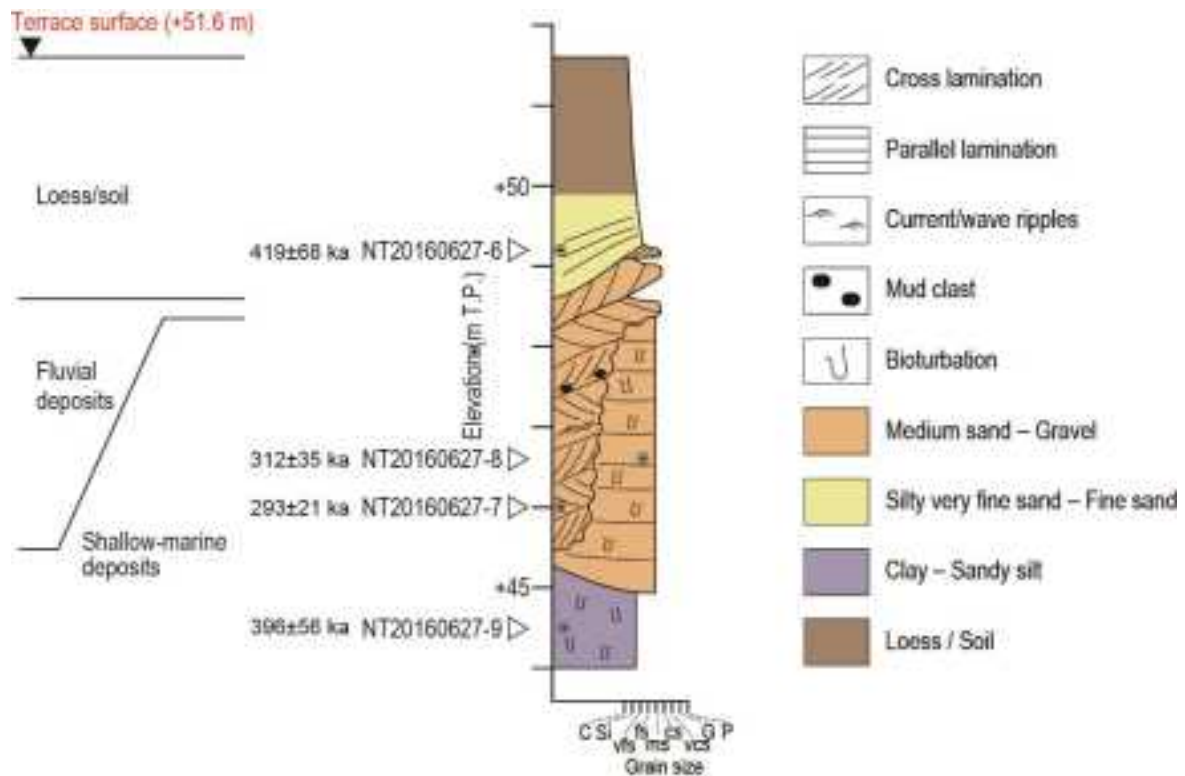


図 1.1.1-6 矢蔵谷露頭における海成段丘構成層の柱状図

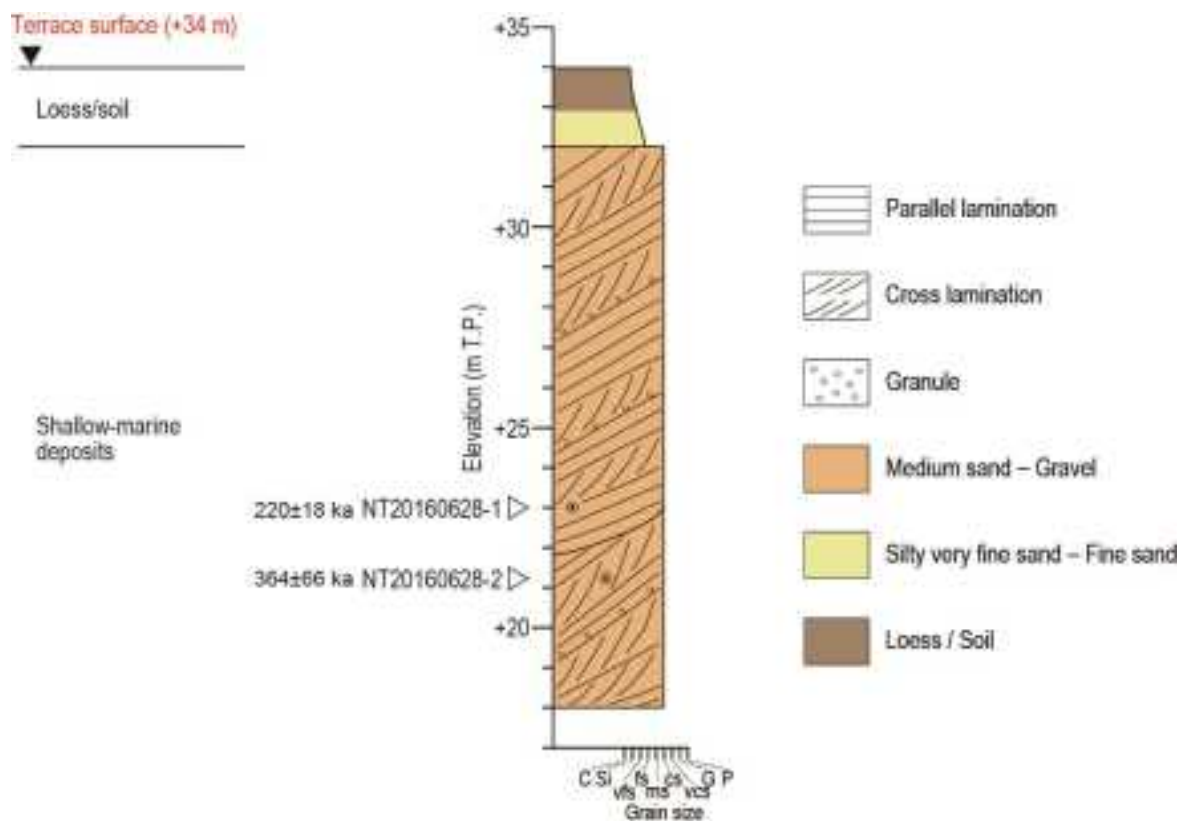


図 1.1.1-7 松百露頭における海成段丘構成層の柱状図

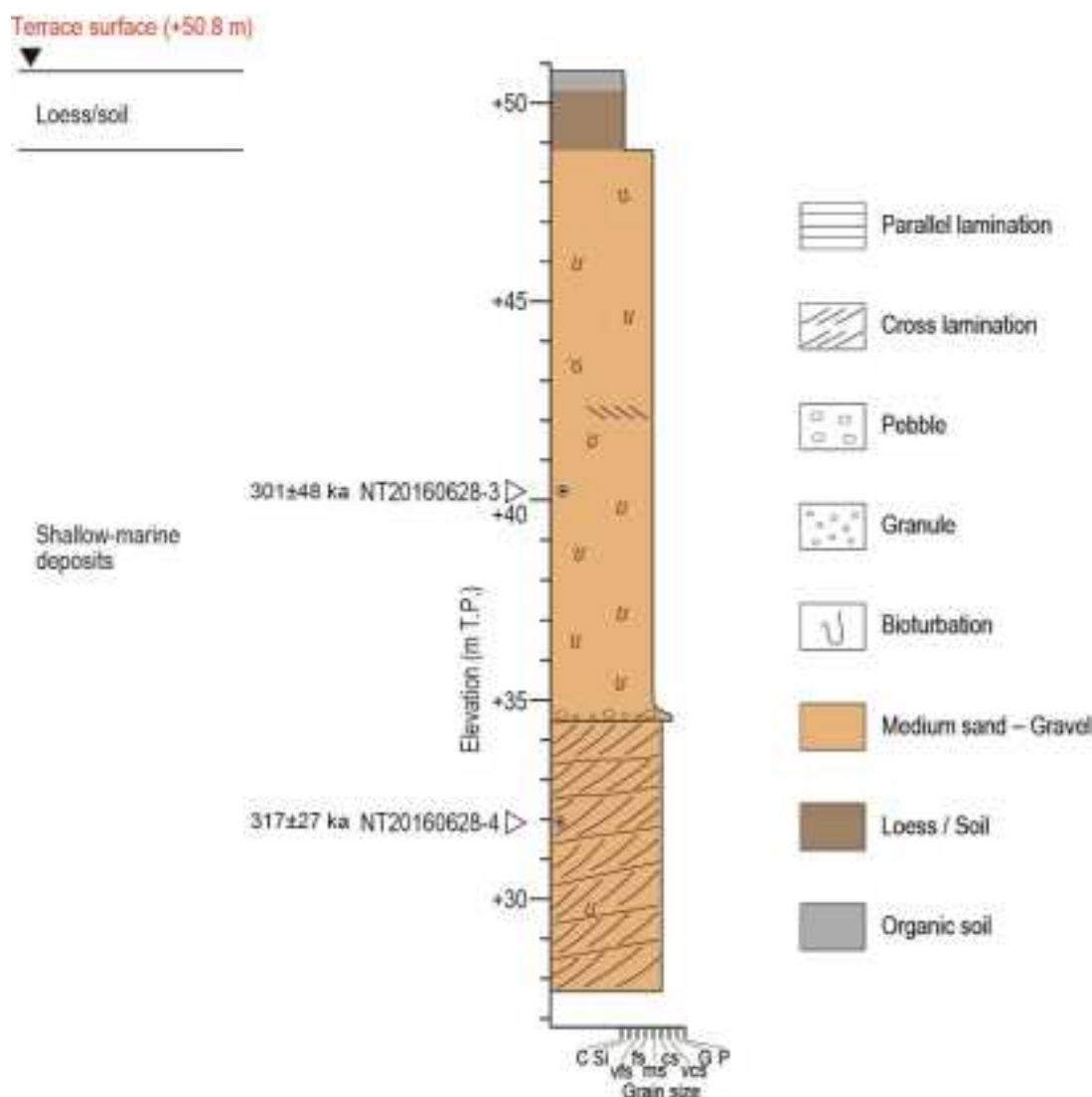


図 1.1.1-8 国分露頭における海成段丘構成層の柱状図

2) 火山灰分析とルミネッセンス年代測定の結果

本試料は、長石類、石英、岩片・風化粒および不透明鉱物を主体とし、テフラ起源粒子としては火山ガラスが僅かに（約 30000 粒子の中に 10 粒子）含まれる。火山ガラスの主成分化学組成を先行研究にもある SK テフラと比較すると、FeO の含有率が 0.0-1.2wt/%と SK とは明らかに異なった。このようにやや K₂O の含有率が高い火山ガラスは中位段丘と識別されている堆積物中に微量含まれる傾向がある。主成分化学組成がややブロードであることから、複数のテフラが混在する可能性もあるが、ある一時期に比較的 K₂O を多く含む火山ガラスを噴出した火山が存在し、中位段丘形成期に降灰している可能性が指摘できる。また、水月湖 SG06 コアに含まれる現在から 150ka までのテフラを調べた Smith *et al.* (2013)の火山ガラスの主成分化学組成と比較すると、本テフラと最も似た組成を持つテフラは、Ata テフラ (105~110ka;町田・新井, 2003) より下位に存在する SG06-6457 であった。このテフラの同定はなされていないが、110ka~150ka 程度であることが推測される。

pIRIR 年代の結果を表 1.1.1-2 に示す。年代に関しては、次の 1.2.1 章で MIS5e より若い試

料に関してはフェーディングの補正を行った年代、MIS7 より古い試料に関しては補正を行わない年代の方が適当な年代が出せる可能性が提示された。そのため、小池・町田(2001)により MIS5e とされた宇治、志加浦、町の年代に関しては補正後の年代、MIS5e より古いとされた矢蔵谷、松百、国分では補正前の年代を示す。なお、g-value は粗粒に関しては宇治では NT20160624-3、志加浦、町に関しては NT20160627-4 を、細粒に関しては宇治では NT20160624-6、志加浦に関しては NT20160627-1 を代表値とした。最上部以外は海成層からの試料である宇治では NT20160624-1~NT20160624-4 は約 100ka、それ以深は 120~140ka であった。侵食面より下部の NT20160624-6,7 は Omura (1980)により MIS5e(約 124ka)と推測されているが、今回の年代値は少し古く見積もられたが NT20160624-5 は誤差範囲内で一致した。志加浦ではレスで 41 ± 2 ka と 120 ± 22 ka、風成砂層で 112 ± 10 ka、最下部の海成層の可能性のある層で 117 ± 9 ka となった。町は志加浦と場所も近いが少し古い年代となり、宇治下部の NT20160624-6,7 と調和的であった。年代値は志加浦の NT20160627-4 が多少若い、蓄積線量ではこれら 4 点はそれほど差がない。矢蔵谷では測定点が少なく古いため値がバラつくが、 293 ± 21 ka から 419 ± 68 ka であり、おおむね MIS9 の年代と誤差範囲内で一致する。松百では 220 ± 18 ka と 364 ± 66 ka で値がバラつくが、古い年代の方は点数が少ないため、加重平均では 249 ± 28 ka と、MIS7 の年代と誤差範囲内で一致した。国分は、小池・町田 (2001) では MIS9 の段丘であるとされているが、今回得られた年代値は 301 ± 48 ka と 317 ± 27 ka と既知年代と調和的であった。

表 1.1.1-2 採取試料の蓄積線量と pIRIR_{200/290} 年代

試料採取地	試料名	n ₁	n ₂	蓄積線量 (Gy)		g-value (%/decade)			年代 (ka)	
Uji (宇治)	NT20160624-1	8	8	219	± 4				101	± 9
	NT20160624-2	2	2	225	± 19				100	± 10
	NT20160624-3	8	8	244	± 5	0.97	±	0.39	110	± 9
	NT20160624-4	2	2	219	± 2				97	± 7
	NT20160624-5	8	8	291	± 6				123	± 11
	NT20160624-6	8	8	326	± 3	0.48	±	0.39	143	± 8
	NT20160624-7	8	8	313	± 5				145	± 10
Misaki (三崎)	NT20160625-1	8	6	15	± 2				5	± 1
Shikaura (志加浦)	NT20160627-1	8	8	166	± 1	0.25	±	0.40	41	± 2
	NT20160627-2	2	2	314	± 33				120	± 22
	NT20160627-3	2	2	311	± 16				112	± 10
	NT20160627-4	8	8	338	± 2	1.00	±	0.15	117	± 9
Machi (町)	NT20160627-5	8	8	356	± 3				149	± 10
Yaguradani (矢蔵谷)	NT20160627-6	2	2	1142	± 174				419	± 68
	NT20160627-7	2	2	1303	± 99				312	± 35
	NT20160627-8	8	8	1021	± 4				293	± 21
	NT20160627-9	2	2	1171	± 145				396	± 56
Matto (松百)	NT20160628-1	8	8	921	± 8				220	± 18
	NT20160628-2	2	2	1404	± 225				364	± 66
Kokubu (国分)	NT20160628-3	2	2	1139	± 158				301	± 48
	NT20160628-4	8	8	1209	± 13				317	± 27
n1: 測定ディスク数, n2: 採用ディスク数										
宇治、志加浦、町はフェーディング補正後の年代。										

1.1.1.6 議論

1) 海成層の年代と堆積相の比較

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2015)及び産業技術総合研究所(2016)に従い、隆起速度は露頭観察で得た旧海面の標高、ルミネッセンス年代に基づく段丘編年、相対的海水準変動の3点から見積もられる。しかし、本課題では全ての露頭で前年度まで上北平野で見られたような明瞭な旧海面の指標(前浜堆積物)を確認することはできなかった。そのため、浅海堆積物の最上部の標高を海面指標の高度の下限值とし、海水準変動と合わせて隆起量の下限値を得た(表 1.1.1-3)。宇治では、侵食面を境にして下部では岩礁で形成された堆積物で、基盤の凹凸による閉鎖的なエスチュアリー～内湾の環境で堆積したものであるとしたが、上部は下部の海進期に続く海進に伴い形成されたのか、それともその後の海退期なのか、もしくは次のサイクルにおける海進-海退に伴い形成されたのかは堆積相からは判断できなかった。しかし年代測定の結果、NT20160624-4と5の間の侵食面で年代のギャップが確認され、上部と下部が互いに異なる高海面期に形成されたことが確認された。つまり、宇治ではMIS5eの海進期初期の内湾の環境で堆積した堆積物の上に、その次のステージであるMIS5cの浅海堆積物が堆積した。この地域ではより内陸の標高約70mがMIS5eの旧汀線高度、沿岸域の標高約35mがMIS5cの旧汀線高度であると小池・町田(2001)に示されている。よって、宇治でもMIS5eの旧海面を示す浅海堆積物は当時堆積していた可能性はあるが、その後のMIS5cの高海面期より前もしくは高海面期にその堆積物は侵食され、結果的にその後堆積したMIS5cの浅海堆積物のみが残ったと推測される。海面指標は見られなかったが、海成層のトップの+20.4mを海面指標の高度の下限值とした。

志加浦および町では、明瞭な海成堆積物が見られなかったが、NT20160627-4とNT20160627-5では、年代結果からはMIS5eの海成層もしくはそれを覆う陸成層であり、この地域の段丘面がMIS5eの海成段丘であることが支持される。ただし、NT20160627-4もNT20160627-5も海成層であることが確実ではないため、海面指標の下限としては認定できない。矢蔵谷では浅海堆積物であり測定ディスク数も豊富なNT20160627-8でMIS9より少し若い年代が得られた。青森県上北平野のMIS9の七百面から採取された試料においても年代値は過小評価される傾向があり、今回の結果はそれと同様の傾向が見られた可能性がある(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015, 2016)。海面指標は見られないが、+48.4mを海面指標の高度の下限值とした。松百では測定ディスク数が多い $220\pm 18\text{ka}$ という年代が信頼できるが、今回の結果からは誤差を考慮するとMIS7eか7cかの判断は難しい。海面指標は確認できないが、海成層のトップの標高(+32m)を海面指標の高度の下限值とした。国分では松百では見られない堆積物が下位の海流堆積物と連続して上位に見られ、上位と下位に年代差はあまり無いようであった。こうした観察事項は、太田・平川(1979)などで示された邑知低地帯は、MIS7, 9当時は海峡であり松百や国分において海流堆積物を堆積させ、その後国分にのみ陸域からの砂の供給により浅海化し、最後に海退していったことを示唆している。海面指標は確認できないが、海成層のトップの標高(+48.8m)を海面指標の高度の下限值とした。

以上の海面指標の仮の高度に対してMIS5e, 7, 9, 11の相対的海水準変動をWaelbroek *et al.* (2002)を参考にし+6.30m (MIS5e), -3.54m (MIS7c), -9.38m (MIS7e), +4.68m (MIS9), +6.46m (MIS11)として隆起量を求めた。

表 1.1.1-3 海面指標の高度，隆起量，隆起速度の最小値

試料採取地	海面指標の高度の 下限値 (m)	隆起量の 下限値 (m)	隆起速度の 下限値 (m/千年)
Uji (宇治) 上部	20.4	41.3	0.413
Yaguradani (矢蔵谷)	48.4	43.7	0.134
Matto (松百)	32	41	0.17
Kokubu (国分)	48.8	44.1	0.135

2) 隆起速度

本課題ではどの露頭でも隆起量を得られなかったため，正確な隆起速度を求めることはできない．しかし，海成層の標高の最高点に基づき隆起量を見積もることで，隆起量・隆起速度の下限値を得ることはできる．宇治では，MIS5c の露頭から得られた隆起量の下限値が 0.413m/千年であるが，小池・町田(2001)で調べられたこの地域の M1 面 (MIS5e) の旧汀線高度に基づく隆起速度は 0.559m/千年，M2 面 (MIS5c) の旧汀線高度に基づく隆起速度は 0.516m/千年であり，本課題の隆起速度に対して旧汀線に基づく手法は 0.1m/千年程度隆起速度が大きかった．つまり，もし海面指標はないが浅海堆積物はある場合は，この程度過小評価される可能性があることがわかった．なお，旧汀線に基づくとき，この地域においては MIS5e，MIS5c でそれほど隆起速度に違いはない．松百では，MIS7c か MIS7e かの区別が年代からはつかなかったが，平均は MIS7e に近かったため，そちらを仮に採用する．隆起速度の下限値は 0.17m/千年となり，宇治よりは小さい．矢蔵谷，国分では，それぞれ隆起速度が 0.134m/千年，0.135m/千年と非常に近い値となった．この地域における隆起の特徴は，これまで太田・平川 (1979) により，(1) 第四紀後期を通じて山地のブロック化を伴いつつ全体として北上りの傾動を続けてきた，(2) それらブロックの境には活断層があり，各ブロック内にも海成段丘を変位される逆断層が多数みられる，と指摘されてきた．今回の隆起速度は下限値であり仮の値だが，志賀町・七尾市の各地点は珠洲市宇治よりも明らかに速度が遅く，地域差があることから，先行研究と調和的な結果となった．

1.1.2 ルミネッセンス年代測定法の適用時間枠の拡大に関する研究

【成果】

1.1.2.1 はじめに

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014; 2015) 及び産業技術総合研究所 (2016) では，これまで青森県上北平野の MIS5e から MIS11 までの海成段丘に対して pIRIR 年代測定法を適用し，今年度は上記の通り能登半島の海成段丘にも適用を行った．pIRIR 法は 1.1.1 章でも述べたが，IRSL 法で問題となる anomalous fading の程度を減衰させることができる手法であり，Thiel *et al.* (2012) では pIRIR_{50/290} 法 (IRSL を 50°C，pIRIR を 290°C で測定) により数十万年前までの年代を anomalous fading の程度を補正することなく報告した．anomalous fading の程度は g-value (Huntley and Lamothe, 2001) で表されることが一般的で，Buylaert *et al.* (2012) ではこの値が 1.5 %/decade 以下であれば，年代値を計算する際に anomalous fading の効果を考慮する必要がないとした．日本では男鹿半島の海成段丘の堆積物において Buylaert *et al.* (2012) が pIRIR_{50/290} シグナルが十分安定していることを示した一方，Thiel *et al.* (2015) では pIRIR_{50/225} シグナルが安定していないことを報告した．産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) では，青森県上北平野の試料からは安定した pIRIR_{50/290} シグナルを得られなかつ

たため、新たに pIRIR_{200/290} 法を試すことで、g-value が 1.5 %/decade を下回る比較的安定したシグナルを得ることに成功した。したがって、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）及び産業技術総合研究所（2016）では pIRIR_{200/290} シグナルにより、anomalous fading を考慮することなく年代を算出した。しかし、得られた年代のうち、特に MIS9（七百面）の試料の年代は既存の年代（約 326ka）よりも約 15%若い 275±11ka（Shichihyaku）、285±4ka（Kamiyoshida）であった。pIRIR_{200/290} シグナルの g-value は MIS5e の高館面から採取した試料でしか測定しておらず、その他の時代の段丘試料も同程度であろうと仮定していた。また、年代が古い試料の場合、蓄積線量とルミネッセンス強度との関係が線形から遠ざかり、g-value が 1.5%/decade 以下でも anomalous fading の効果が年代値に与える影響は大きくなる可能性がある。そこで本課題では、これまで分析を行ってきた青森県上北平野から得た各時代の試料の g-value を測定し、anomalous fading を補正した年代を算出する。補正した年代とこれまでの補正していない年代を比較して補正の是非の検討し、MIS11 より古い試料への適用に関する議論を行う。

1.1.2.2. 年代の補正

長石の IRSL 年代ならびに pIRIR 年代の補正は Huntley and Lamothe (2001)の $\frac{T_f}{T} = 1 - K \left[\ln \left(\frac{T}{t_c} \right) - 1 \right]$ という計算式に基づき補正されることが一般的である。T_fが補正後の年代、T が補正前の年代、K が g-value に基づく定数、t_cが任意の時間（通常は 48 時間）である。この際、補正可能な試料は若いものに限られる。具体的には、蓄積線量が低く、線量とルミネッセンス強度との関係が線形となる領域の試料である。より古い試料の場合、線量とルミネッセンス強度との関係が非線形になるため、より厳密には補正を Kars et al. (2008)と Kars and Wallinga (2009)の $L_{i,t} = L_{i,t-1} - \left(\frac{L_{i,t-1}}{\tau_i} \right) t + \Delta L_{i,t} - \left(\frac{\Delta L_{i,t}}{\tau_i} \right) \left(\frac{t}{e} \right)$ という計算式に基づいて行う必要があるのである。L_{i,t}は i というトラップタイプの t 時間後のルミネッセンスシグナルであり、τ_iは i というトラップタイプのライフタイムである。この手法では、検量線を引くために得た各 L_x/T_x を anomalous fading させるよう補正することで anomalous fading の効果を含んだ検量線を作成し、試料の L₁/T₁をプロットすることで補正後の年代を得る。なお、この補正の際に使う anomalous fading の程度は g-value ではなく p を用いるが、g-value を得るための分析結果から求められる。

本課題で用いる試料は、これまで産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014; 2015）及び産業技術総合研究所（2016）で年代を算出した、青森県上北平野の MIS5e,7c,7e,9,11 の海成段丘堆積物である。この中で高海水準期の海成堆積物のみ年代の再計算を行った。測定点を増やした試料もあり全て年代を再計算し、新たに測定したデータも含めて表 1.1.2-1 に結果を示す。既知年代に関しては、Masson-Delmotte et al. (2010)を参考にした。g-value は、七百でのみ 2 点測定したが、同程度の値だったため各露頭最低 1 点とし、補正はその 1 点の g-value を同じ露頭の他の試料にも適用した。g-value がゼロ以下の試料に関しては、フェーディングがないものとみなし補正は行わない。

1.1.2.3. 結果

補正前の年代は、厳密にはどの露頭においても既知年代に対して過小評価なり過大評価なりしているが、異なる時代に形成された段丘の年代を混同することはないため、これまでと同様

に段丘形成年代を決定することに関しては問題なく利用できる．MIS5e に関しては、根井沼 1 と根井沼 2 で 過大評価も過小評価もしているが、平均すると 124ka となり、測定点だけでなく測定地点も同年代の段丘で増やして平均化することで、適当な年代が得られる可能性がある．MIS7 に関しては、産業技術総合研究所（2016）では 7c と 7e を区別できるような年代が得られていたが、今回の再計算ではそれほど違いは見られない．MIS9 に関しては、2 つの露頭で共に過小評価され、MIS8 程度の年代であった．MIS11 に関しては少し過大評価され、もし同様に MIS13 の試料を年代測定した場合、誤差範囲が重なり互いに区別できなくなる可能性もある．

年代を補正する際の g-value を見ると、根井沼 1 と大撫沢でマイナスの値を示した．これら 2 点に関しては未補正の年代値でさえも若干の過大評価となるため、フェーディングが起こっていないことと調和的である．根井沼 2 に関しては、 $0.49 \pm 0.46\%/decade$ とプラスの値であり、補正すると既知年代と調和的な年代になった．これらのことから、 $1.5\%/decade$ 以下であったとしても補正を行うことで過小評価されていた年代が既知年代と調和的になるため、g-value はゼロでない限り補正を行った方が良いとも考えられる．しかし、それ以外の g-value がゼロ以上である試料に関してはどれも補正後の年代は過大評価され、保土沢下位や上吉田などでは、ステージを超えてはるかに古い年代に補正された．保土沢下位や上吉田は g-value が $1.5\%/decade$ ほどで、他の地点より明らかに大きい．これらのことは g-value が年代の最終結果に大きな影響を及ぼし、その不確定性が年代結果の確度を下げること示している．

長石の測定限界は、石英よりも大きいとはいえ存在し、それを見極めることは重要である．Wintle and Murray (2006)では、検量線を $I/I_0 = (1 - \exp^{-D/D_0})$ という式で指数関数近似し、蓄積線量が $2D_0$ 以上はルミネッセンス強度が飽和に近づき定量出来ないため、測定限界とした．石英の OSL ではこの測定限界は 200Gy 程度だが、カリ長石の pIRIR ではこれよりも大きく、産業技術総合研究所（2016）では青森県上北平野の試料において $1131 \pm 13Gy$ という値を得た．今回、新たに補正年代の $2D_0$ をそれぞれの試料から計算した．結果は蓄積線量の限界を年間線量で割った年代で表記する．若い試料よりも古い試料の測定限界が高いが、これは古い試料の場合は検量線を測定限界を超える高線量の領域まで引いている影響で、古い試料のデータの方が測定限界に関しては信頼性が高い．保土沢上位で 1 点 1000ka を超える点があるが、これは異常点である可能性があり除外すると、最も古い大撫沢で 645～725ka であり MIS17 に相当する．

表 1.1.2-1 青森県上北平野の海成段丘海成層から得た試料の g-value と補正前後の年代

試料採取地	試料名	g-value (%/decade)			未補正年代 (ka)		補正年代 (ka)		2D0 (ka)	酸素同位体 ステージ	既知年代 (ka)
根井沼1	KK20131010-5	-0.11	±	0.74	138	± 11			461	MIS5e	124
	KK20131010-3				144	± 11			356		
	KK20131010-6				126	± 10			450		
	KK20131010-1L				145	± 12			422		
	KK20131010-7				127	± 13			423		
根井沼2	KK20140716-2a				119	± 11	134	± 13	398	MIS5e	124
	KK20140716-2b				106	± 10	120	± 12	376		
	KK20130628-1	0.49	±	0.46	112	± 10	123	± 18	440		
	KK20140930-3				115	± 10	130	± 14	351		
	KK20140930-2				104	± 10	117	± 15	296		
	KK20140716-4				125	± 12	143	± 16	552		
	KK20140930-1				122	± 11	139	± 15	401		
保土沢上位	KK20140717-7				257	± 21	287	± 27	1001	MIS7c	210
	KK20140717-6	0.43	±	0.68	223	± 17	252	± 22	588		
	KK20140717-5				220	± 18	251	± 21	506		
保土沢下位	KK20141001-3				244	± 22	447	± 57	522	MIS7e	240
	KK20140717-4				262	± 21	519	± 56	597		
	KK20140717-3	1.59	±	0.43	230	± 19	491	± 62	556		
	KK20140717-2				213	± 17	493	± 130	405		
七百	KK20140527-5				233	± 17	300	± 29	598	MIS9	326
	KK20140527-4				282	± 20	387	± 47	528		
	KK20140527-3				281	± 18	379	± 34	571		
	KK20140527-2				292	± 16	428	± 48	449		
	KK20130627-5				306	± 30	422	± 62	600		
	KK20130627-6	0.82	±	0.67	246	± 22	320	± 36	583		
	KK20140527-1a				331	± 32	449	± 289	493		
	KK20140527-1b				244	± 22	358	± 40	573		
	KK20131010-8	0.87	±	0.43	257	± 21	361	± 85	472		
上吉田	KK20150624-4				276	± 19	463	± 40	651	MIS9	326
	KK20150624-3	1.48	±	0.72	293	± 23	490	± 55	688		
	KK20150624-2				259	± 24	453	± 93	548		
	KK20150624-1				313	± 26	613	± 299	567		
大撫沢	KK20150623-5				376	± 30			725	MIS11	408
	KK20150623-4	-0.28	±	4.44	441	± 35			645		
	KK20150623-3				399	± 39			651		
	KK20150623-2				511	± 38			716		
	KK20150623-1				579	± 45			695		

1.1.2.4. 議論

今回の結果からは、年代の補正により既知年代に近づいたのは g-value が 0.5%/decade 程度の比較的若い試料 (MIS5e) であり、古い試料は g-value によらず過大評価される傾向があった。つまり、MIS5e より古い試料については年代の補正が適切になされていない可能性がある。原因となりうる問題点は2点挙げられる。Kars et al. (2008)によるフェーディングの補正では、検量線を作るために得た L_x/T_x の値をフェーディングさせて新たな検量線を引き、元々の L_1/T_1 をプロットする(図 1.1.2-1)。これまで蓄積線量を得るために引いた検量線は、原点を含めて 4,5 点のシグナル強度比 ($I=L_x/T_x$) に基づくが、最も高線量側の点は試料が持つ蓄積線量の約 2 倍の線量を当てたものであった。補正を行わない蓄積線量を求めるのならば問題はないが、Kars et al. (2008)に基づく補正後の検量線では、試料が持つ蓄積線量が最も高線量側の点に近づき、試料によっては内挿が難しいものもあった。このことは、検量線が比較的線形に近い若い試料ではそれほど問題なく補正でき、検量線が線形から大きくはずれる古い試料では過大評価される

ことと調和的である。もう一つの問題点は、 g -value が適切に求められていない可能性がある。

以上のことより、年代値の補正は MIS5e 程度の年代の試料に関しては、Kars *et al.* (2008) に基づく補正方法でより適切な年代値に近づき、それより古い試料に関しては、明らかに過大評価されることが確認された。原因としては二つ考えられ、一つ目は補正方法の問題で、もう一つは、補正に用いる g -value 定量の問題である。これら問題点を克服するための対策には、検量線をより高線量域まで引き延ばして、元々の蓄積線量を求めることや、 g -value を決める際のディスク数や L_x/T_x を増やすことが考えられる。ただし、こうした対策には測定時間の大幅な増加が伴う。そのため、Standardised growth curve (Roberts and Duller, 2004) など測定時間を低く抑える方策も必要である。

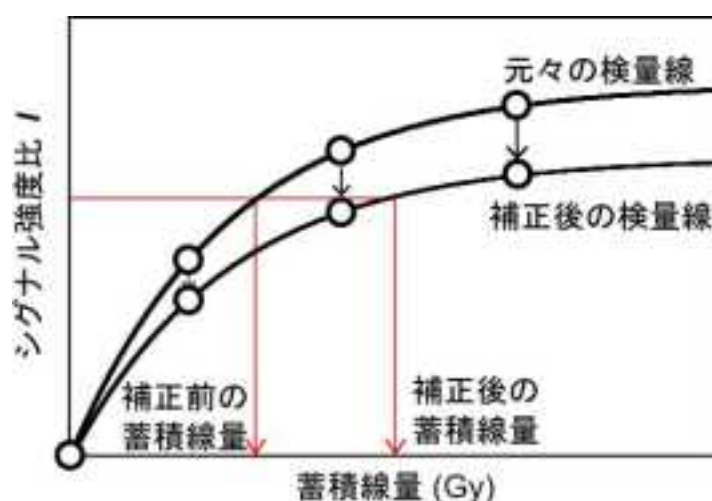


図 1.1.2-1 補正前、補正後の検量線と得られる蓄積線量を示した図

1.1.3 積相解析とルミネッセンス年代測定を組み合わせた隆起速度評価手法に関する検討のまとめと課題

【成果】

青森県上北平野においては、ルミネッセンス年代測定と堆積相解析を組み合わせた隆起速度評価手法が適用可能であることがわかったが、いくつか課題が残された。一つは年代測定の精度の問題である。1.1.2 章で述べた年代補正により、フェーディング補正を行うことで MIS5e の年代をより精密に決定できることがわかったが、それより古い時代の試料に対しては補正後の年代が過大評価されることがわかった。MIS 5～9 の段丘では、複数の年代値や地形や層序を参考にするすることで、各々の年代値の確度や精度に多少の問題があっても段丘対比は可能である。しかし、上北平野で最も古い MIS11 の段丘は、それより古い段丘の情報を参考にできないため、対比の確実性が劣る。改善策としては、検量線を高線量域に延長すること。あるいは g -value を得るための測定をより時間をかけて行って精度を上げることが考えられる。二つ目の課題は、今回露頭で観察した旧海面の標高が、間氷期における最高海面高度と一致するとは限らない点である。本課題では主に露頭観察を行っているが、露頭は限られた場所にしかない。費用や時間の問題はあるが、この点の精度を上げるには、海成段丘において露頭の分布を補完するボーリングコアを掘削してそれぞれに対して堆積相解析を適用することで精度を高めることができる。

第1章 隆起速度評価手法の検討

石川県能登半島においては、青森県上北平野と同様に、ルミネッセンス年代測定が適用可能であることがわかった。一方で、堆積相解析ではどの地点でも明らかな海面指標を確認することはできなかった。そうした場合、隆起量と隆起速度は海成層の最上部の高度から下限値の見積もりのみが可能である。

【まとめと今後の課題】

本課題については、主に以下の 2 つの成果を得た。

- ・ルミネッセンス年代測定法と堆積相解析を組み合わせた隆起速度評価手法を、石川県能登半島の MIS5e から MIS9 の海成段丘に適用した。H27 年度までに確かめられた青森県上北平野と同様に年代測定が適用可能であることが明らかになった。またこれまで適用しなかった MIS5c の海成段丘の年代値も得た。一方、堆積相解析では旧海面高度の指標を確認することはできず隆起速度は下限値のみの見積もりとなった。
- ・H27 年度までに得たルミネッセンス年代は、段丘編年を行うには十分な精度ではあったが主に過小評価される傾向があった。anomalous fading の補正を行った結果、MIS5e の試料に関しては既知年代に近づいた。より古い試料に関しては過大評価されたが、検量線を高線量領域に延長するなどして改善できる可能性がある。

今後の課題として、次の 2 点が挙げられる。

- ・MIS5e より古い試料に関して、検量線を延長するための再測定を行うことで、適切な補正ができるようになる可能性があるため、それを検証する。ただし、検量線を延長すると必然的に測定時間が延長される。そのため測定時間を低減できる手法である Standardised growth curve (Roberts and Duller, 2004) をこれまでのデータに適用し、その有効性を検討する。
- ・上北平野と能登半島以外の地域においても MIS5e までならば少なくとも年代測定は精度よく適用できる可能性が高い。そのため、広域テフラなどで年代が不確かな MIS5e の海成段丘のうち、より異なる堆積環境・地質の地域にも適用し、本手法の適性を調査する。

【引用文献】

- Balescu S. and Lamothe M. (1994) Comparison of TL and IRSL age estimates of feldspar coarse grains from waterlain sediments. *Quaternary Science Reviews* 13, 437-444.
- Bell W. T. (1980) Alpha dose attenuation in quartz grains for thermoluminescence dating. *Ancient TL* 12, 4-8.
- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C. and Sohbat, R. (2012) A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas* 41, 435-451.
- Guérin G., Mercier N. and Adamiec G. (2011) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29, 5-8.
- 北陸第四紀研究グループ (1961) 能登半島平床台地の第四系. *地球科学*, 54 号, 1-19.
- Huntley D. J. and Baril M. R. (1997) The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* 15, 11-13.
- Huntley D.J. and Lamothe M. (2001) Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Science* 38, 1093-1106.
- Ito, M., and O'HARA, S. (1994) Diachronous evolution of systems tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene palaeo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology* 41, 677-697.
- Kars R. H. and Wallinga J. (2009) IRSL dating of K-feldspar: Modeling natural dose response

- curve to deal with anomalous fading and trap competition. *Radiation Measurements* 44, 594-599.
- Kars R. H., Wallinga J. and Cohen K. M. (2008) A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating – test on samples in field saturation. *Radiation Measurements* 43, 786-790.
- 小池一之・町田 洋（編）（2001）日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.
- 町田 洋・新井房夫（2003）新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 360p.
- Masson-Delmotte V., Stenni B., Pol K., Braconnot P., Cattani O., Falourd S., Kageyama M., Jouzel J., Landais A., Minster B., Barnola J. M., Chappellaz J., Krinner G., Johnsen S., Röthlisberger R., Hansen J., Mikolajewicz U. and Otto-Bliesner B. (2010) EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. *Quaternary Science Reviews* 29, 113-128.
- Mejdahl V. (1979) Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry* 21, 61-72.
- 宮内崇裕（1985）上北平野の段丘と第四紀地殻変動. *地理学評論* 58, 492–515.
- Murakoshi, N., and Masuda, F. (1992) Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentary Geology* 80, 167-184.
- Murray, A.S., and Wintle, A.G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57–73.
- Nakayama, N., Masuda, F. (1989) Ocean current-controlled sedimentary facies of the Pleistocene Ichijiku Formation, Kazusa Group, Boso Peninsula, Japan. In: Taira, A., Masuda, F.(Eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terrapub, Tokyo, pp. 275– 293.
- 太田陽子・平川一臣（1979）能登半島の海成段丘とその変形. *地理学評論* 52, 169-189.
- Omura A. (1980) Uranium-series age of the Hiradoko and Uji shell beds, Noto Peninsula, Central Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Jpn.* 117, 247–253.
- Prescott J. R. and Hutton J. T. (1994) Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.
- Roberts H.M. and Duller G.A.T. (2004) Standardised growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots. *Radiation Measurements* 38, 241-252.
- 産業技術総合研究所（2016）平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業：平成 27 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）地層処分に係る地質評価手法等の整備（地質関連情報の整備）：平成 25 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費（地質関連情報の整備）事業：平成 26 年度事業報告
- Shirai, M., and Tada, R. (2000) Sedimentary successions formed by fifth-order glacio-eustatic cycles in the middle to upper Quaternary formations of the Oga Peninsula, northeast Japan. *Journal of Sedimentary Research* 70, 839-849.

- Thiel C., Buylaert J. P., Murray A. S., Elmejdoub N. and Jedoui Y. (2012) A comparison of TT-OCL and post-IR IRSL dating of coastal deposits on Cap Bon peninsula, north-eastern Tunisia. *Quaternary Geochronology* 10, 209-217.
- Thiel C., Tsukamoto S., Tokuyasu K., Buylaert J. P., Murray A. S., Tanaka K. and Shirai M. (2015) Testing the application of quartz and feldspar luminescence dating to MIS 5 Japanese marine deposits. *Quaternary Geochronology* 29, 16-29.
- Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474-1486.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., and Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295-305.
- 渡辺和明・七山 太 (2010) GPS-VRS-RTK 方式による短時間・高精度位置測定技術の解説. 地質ニュース, 674 号, 39-44.
- Wintle A. G. and Murray A. S. (2006) A reviews of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369-391.

1.2 超長期間にわたる隆起速度評価手法の総合的な検討

【実施内容】

平成27年度までの成果及び既往研究成果を基に、100万年を超える範囲までの超長期間を対象とした隆起速度を評価する上で有効と思われる研究手法について、その適用性や精度・確度について個別手法毎に取りまとめるとともに、複数の手法を組み合わせ用いて隆起速度を評価する場合の適用性・適用限界や精度・確度について検討する。これらの結果を時間スケールで整理し、時間スケールに応じた隆起速度評価手法の適用性・適用限界や精度・確度等を取りまとめ、今後の課題を抽出する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する100万年を超える超長期間の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分及びそれに先立つ処理に対する規制上の考慮事項に反映される。

1.2.1 超長期間へ適用可能な隆起速度評価手法とその複合的な運用に関する検討

【成果】

1.2.1.1 平成27年度までに検討した隆起速度評価手法

1) 河岸段丘を用いた内陸部の隆起速度評価手法

これまでの河岸段丘に基づく内陸部の隆起速度評価の研究では、活断層や第四紀火山の活動が活発な地域と非活動的な地域の地殻変動量のモデル化を目指してきた（産業技術総合研究所深部地質環境研究センター，2003;2004;2005）。非活動的な地域の代表として阿武隈地域を調査し、当該地域の段丘の形成年代が海洋酸素同位体ステージ（MIS）の MIS2～3, 5b, 6 に相当し、また火山活動や地殻変動の影響がほとんどない深成岩分布域の浸食量のバックグラウンドが1m/万年程度であることを明らかにした。一方、活断層や第四紀火山の活動が活発な地域としては、福島県会津盆地西縁から西方の新潟県の平野部にかけて調査し、本地域の段丘面を変位させる活断層は第四紀後半からほぼ現在まで活動が継続している可能性が高いこと、数 km オーダーの運動様式の異なる单元があることや運動が一定の速度ではないことが明らかとなった。現在から50kaで見ると、この調査地域の東から西に向かい隆起量が徐々に減少していき、隆起域と沈降域の境界には変動量が非常に小さい地域が存在することも明らかとなった。

2) 海成段丘を用いた沿岸域の隆起速度評価手法

これまでの海成段丘に基づく沿岸域の隆起速度評価の研究では、比高（高度差）分布の傾向から地形面の編年を行ってきた従来の研究とは違い比高と年代を独立変数として得ること、また精度の高い過去の海面指標の認定に基づき隆起量を見積もることを目指してきた（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2010;2011;2012;2013;2014;2015；産業技術総合研究所，2016）。青森県下北半島では、各露頭・ボーリングコアにおいて Toya テフラ（クリプトテフラ）(106ka; 白井ほか，1997)に基づき MIS5e の海成段丘の認定を行い、旧汀線高度は前浜堆積物に基づき判断された。前浜堆積物に特徴的なヒメスナホリムシの棲息痕に関しては、類似の生物痕との違いにも注目し高精度に判別した。その後の青森県上北平野の研究においては、より高精度評価を実現するため、ルミネッセンス年代測定と堆積相解析に基づいた手法を開発した。従来の火山灰層序年代学による年代決定は、段丘形成後に堆積した陸成層中のテフラに基づくこともあり、段丘の年代を直接示すとは限らなかった。そこで、堆積物中に普遍的に含まれる石英・長石という鉱物を利用するルミネッセンス年代測定法を用いることで、段丘形成年代を示す堆積物を直接年代決定できる。また、陸成層を含む段丘面ではなく、海成層中の前浜堆積物を海面指標とすることは近年発展してきたが、前浜堆積物を含む堆積シーケンスを包括的に

調査することで、たとえ前浜堆積物が侵食等で消失していたとしても、その下位や周辺の堆積物の状況などからある程度過去の海面高度を推測することが可能である。

一方、海成段丘の構成堆積物の成因や形成過程を明らかにするために室内実験も行ってきた（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011;2012;2013）。造波水槽を用いたアナログ実験により、前浜－外浜相境界は波浪条件に変化がある場合も大きな影響を受けずに海水準の履歴を残していることが示唆された。その際、氷河性の海水準変動のような長期スケールを模した海水準を一定速度で下げた場合と同様に、地震性隆起を模した海水準を急激に下げた場合においても、前浜－外浜相境界は海水準の履歴を残しうることが示唆された。

1.2.1.2 隆起速度評価手法の複合的な運用

隆起速度評価手法では、比高と年代が最も重要な要素である。比高は対象となる堆積物の特徴が大きくことなるため内陸域と沿岸域では個別に扱う必要がある。一方、年代は両者ともに共通しており、測定法は一つに限らず複合的に扱うことでより不確実性を低減した評価が可能となる。これまで用いてきた年代測定法は、内陸域と沿岸域で火山灰層序年代、沿岸域でルミネッセンス年代測定である。火山灰層序においては、その火山灰の年代をどのような手法で決定したかが重要であるが、 ^{14}C 法の適用範囲を超えた年代域においては例えば *Toya* のような海洋底コア中に含まれることで相対的海水準変動から間接的に年代を見積もられたものであれば高精度で年代が決まっているテフラであると言える（白井ほか，1997）。しかしながら、上述したように火山灰は段丘形成時の堆積物中に必ずしも含まれるとは限らないため、ルミネッセンス年代測定法を沿岸域で適用するに至った。そこでここでは、内陸域の河岸段丘堆積物においてもルミネッセンス年代測定法を適用する際の問題点などを取り上げる。

河岸段丘堆積物にルミネッセンス年代測定法を適用する際には、石英の *OSL* 法か長石の *IRSL* 法の2つの可能性が考えられる。石英の *OSL* 法は2000年代以降のルミネッセンス年代測定法の発展において最も信頼できる手法として現在から過去約10万年前までの年代測定が可能であるが、火山岩起源の石英には適用できないといった問題点がある（*Tsukamoto et al.*, 2003;2007;2013）。また、石英の信号の強さなどの特徴は、堆積・運搬サイクルを繰り返すことで良くなっていくため（*Preusser et al.*, 2009）、大陸に比べて河川の長さが短い日本では、たとえ起源の点では *OSL* 法に適した石英であったとしても信号が弱く、年代精度が上がらない可能性がある。一方、長石の *IRSL* 法は従来 *anomalous fading* と呼ばれる年代値が若返る現象が問題点であったが、その現象による効果を低減もしくは無効にできる *pIRIR* 法が *Thomsen et al.* (2008) で提唱されて以降、数十万年前までの堆積物の年代決定ができる方法として広がりつつある。しかしながら、堆積前に年代がリセットされにくいといった問題は、石英の *OSL* 法にはないが、長石では *IRSL* 法、*pIRIR* 法共に存在し、*pIRIR* 法の方がその影響は大きい。海成段丘の海成層を構成する浅海性堆積物などは堆積前に太陽光に十分露光した後に堆積すると仮定できるが、河成堆積物の場合は十分に太陽光で露光した後に堆積したという保証はない。年代のリセットが十分にされていない可能性がある際は、単粒子を測定するという方法がある。従来のルミネッセンス測定では、直径1cmのステンレスディスクに180-250 μm の石英・長石粒子を数百粒子ほど乗せて測定するが、それは各粒子が同程度の年代を保持していることを仮定し、信号強度を強くするためにまとめて測定している。一方、河成堆積物などの一部不完全なリセットをされている可能性がある堆積物は、一粒子ずつ年代を出すことで、十分露光され正しい年代を保持している粒子と不完全なリセットしか経験していない粒子とを分けることができる。

以上のことから、内陸性の河岸段丘構成堆積物に対してルミネッセンス年代測定を適用する際は、精度が高い年代が出せることもあるが堆積物粒子の起源の問題から石英の OSL 法は適用地域に限られる可能性が一方、長石の IRSL 法や pIRIR 法は単粒子測定を行うことで、堆積前の不十分な年代のリセットの問題点を克服し、日本各地に適用できる可能性がある。

1.2.1.3 超長期間への適用に関する検討

これまでの内陸域と沿岸域の隆起速度評価手法においては、最も古いもので約 15 万年前 (MIS6) と約 41 万年前(MIS11)に形成された段丘までを対象として調査を行ってきた。小池・町田(2001)によると内陸域には MIS6 より古い氷期である MIS8, MIS10, MIS12(水沢など)までの段丘が記載されており、また沿岸域においても MIS11 より古い間氷期である MIS13, MIS15, MIS17, MIS19(久慈など), MIS23, MIS25, MIS27, MIS29(輪島)までの段丘が記載されている。しかし、MIS9 以前の段丘の年代は火山灰層序年代などの絶対年代ではなく比高で決められていることがほとんどであり、本当に MIS8 や MIS13 の段丘であるかの判断は難しい。ただ、より高位の段丘が存在していることは確かであり、これらの年代を精度よく決めることができれば、内陸域、沿岸域共に段丘堆積物を用いてこれまでより長期間の隆起速度評価ができる可能性がある。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2016)では青森県上北平野では約 70 万年前、能登半島では約 50 万年前までの海成段丘にルミネッセンス法を適用できる可能性を示したため、その程度の年代幅まではこれまでの手法で隆起速度評価ができる可能性がある。一方、その年代幅以前、もしくは河成・海成段丘が無い場合は本手法を適用することは難しい。

1.2.2 時間スケールに応じた隆起速度評価手法に関する検討のまとめと課題

【成果】

1.2.2.1 時間スケールに応じた隆起速度評価手法

1) GPS 測量 ー現在から二十数年前ー

1990 年代から固定点による観測が開始された GPS は、電子基準点の増設に伴い地盤の隆起量(速度)を面的にかつ連続的に観測できる。幾何学的な位置(緯度、経度、楕円体高)を求め、ジオイド高と合わせることで標高を得る。ただし、水平方向よりも鉛直方向の精度が劣り、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2014;2015;2016)などによる VRS-GPS (Leica Viva GS08plus)を使って求めた標高の誤差は、数 cm になる。

2) 水準測量 ー現在から百数十年前ー

水準測量に基づく過去百数十年前までの日本の地殻変動に関しては、70 年間(檀原, 1971)や 100 年間(国見ほか, 2001)によってまとめられてきた。面的できるが、一般的には GPS ほどは連続的には観測しない。一方、GPS に比べ鉛直方向の精度は優れている。

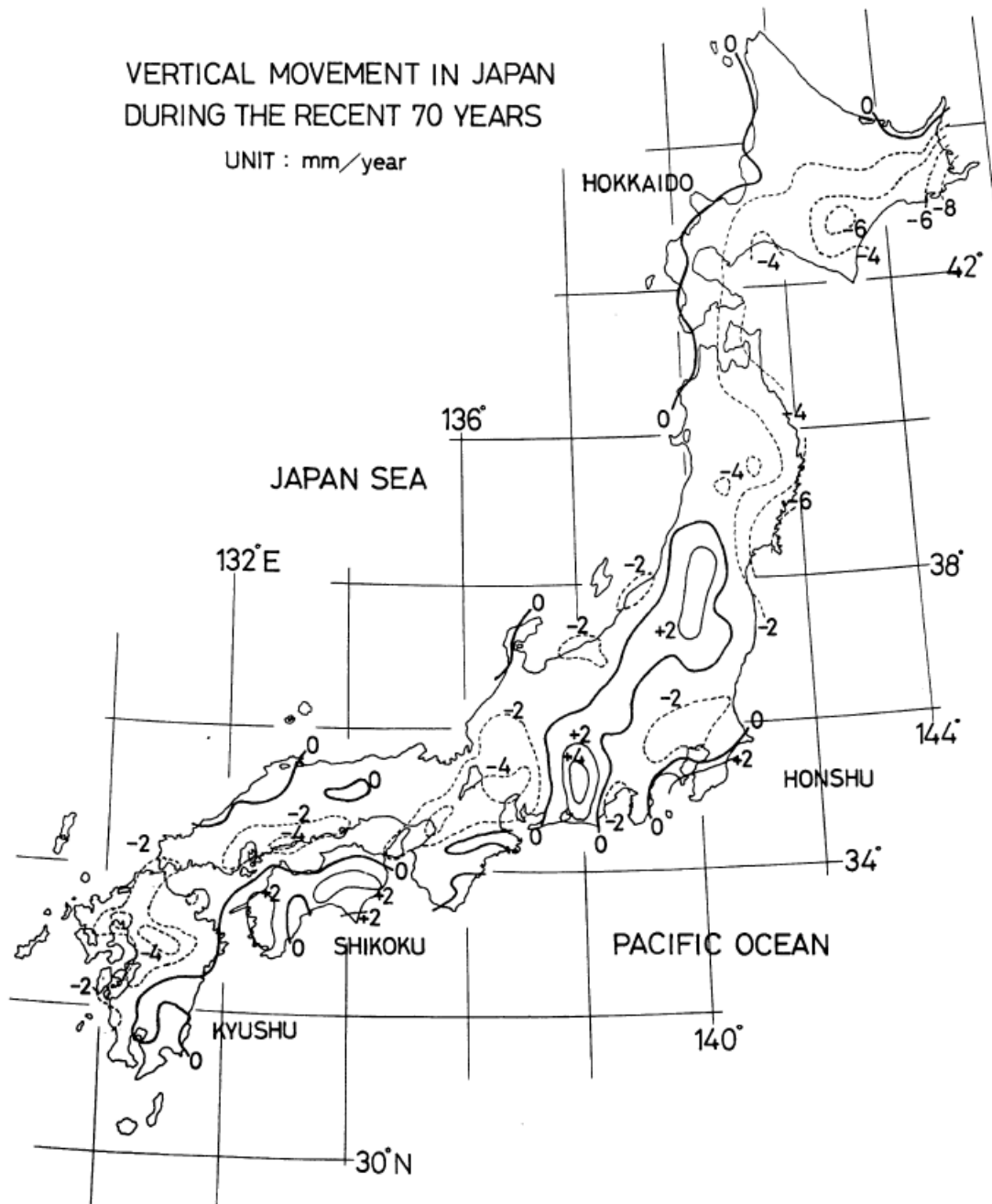


Fig. 4. Equal velocity contour of movements from about 1895 to about 1965.

図 1.2.2-1 水準測量データから求めた日本列島 70 年間(1895-1965)の地殻上下変動
(檀原, 2001)

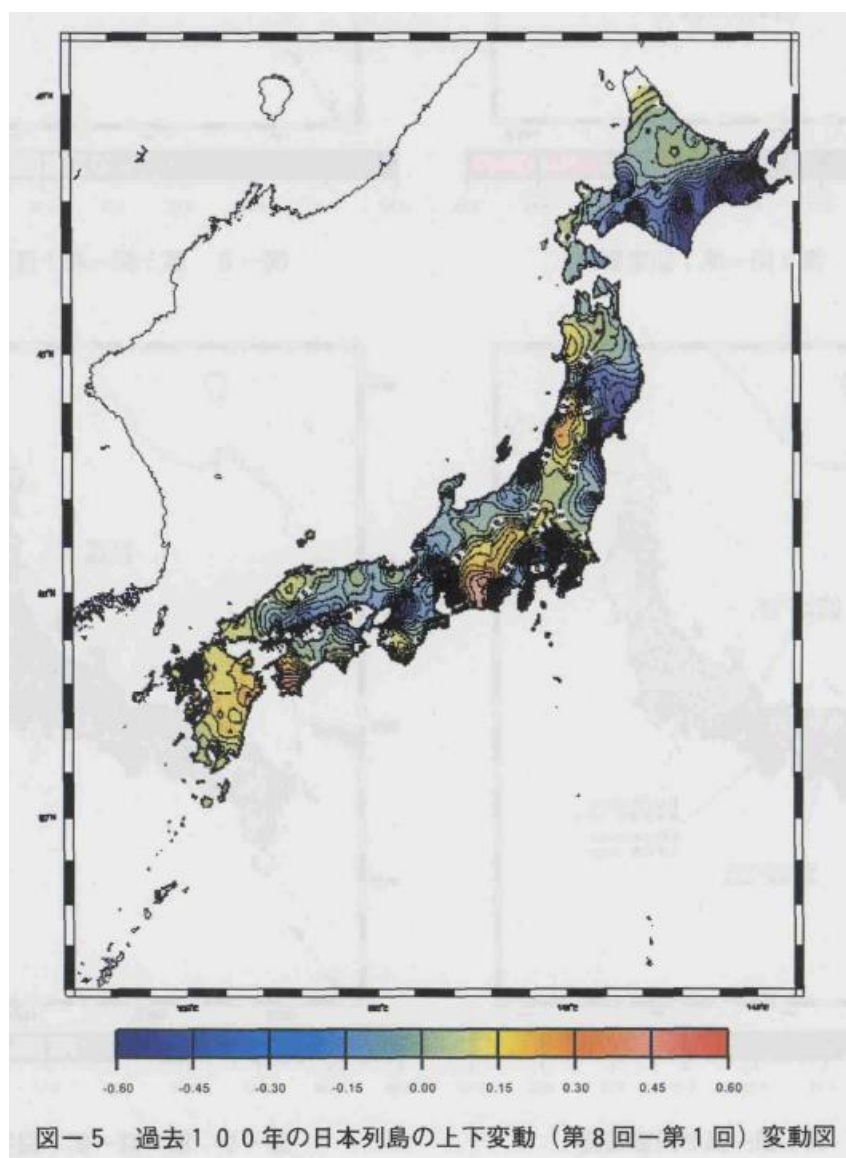


図 1.2.2-2 水準測量データから求めた日本列島 100 年間の地殻上下変動（国見ほか，2001）

3) 海成段丘を用いた沿岸域の隆起速度評価手法－現在から過去約 41 万年前まで

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014;2015）及び産業技術総合研究所（2016）にて提案した，ルミネッセンス年代測定法と堆積相解析を組み合わせた手法によると，現状，現在から約 41 万年前までの沿岸域の隆起速度評価が可能である可能性を示した．ただし，海成段丘の形成時期は間氷期に限られているため，知ることができるのは現在から約 12.4 万年前 (MIS5e)，21.0 万年前(MIS7c)，24.0 万年前(MIS7e)，32.6 万年前(MIS9)，40.8 万年前(MIS11) の 5 つの時代の非連続的な変動に限られる．小池・町田(2001)によると，MIS11 より以前に形成された海成段丘もあり，例えば，石川県能登半島輪島では MIS23～MIS29(約 105 万年前)の海成段丘があることが，地形の順序や高度などから判別されている．産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2016)では青森県上北平野では約 70 万年前，能登半島では約 50 万年前までの海成段丘にルミネッセンス法を適用できる可能性を示したため，その程度の年代幅まではこれまでの手法で隆起速度評価ができる可能性がある．

4) 河岸段丘を用いた内陸域の隆起速度評価手法－現在から過去約15万年間まで

河岸段丘を用いた内陸域の隆起速度評価では、隆起量の指標として最終間氷期（MIS5e）の時の埋没谷底面と現河床との比高を使う BV 法と、最終間氷期の前の氷期（MIS6）の段丘面と最終氷期（MIS2）の段丘面との比高を使う TT 法が主に挙げられる（吉山・柳田，1995）。BV 法は、最終間氷期と後氷期という同様の気候条件下において同一形状の縦断形が形成されることが、それぞれの地形面がその時の気候・海水準の下で平衡状態に達して形成されたことを前提としている。TT 法も、BV 法と同様にそれぞれの氷期には同じ形状の河床縦断形が形成されることを仮定している。前者は MIS5e と現在、後者は MIS6 と MIS2 と隆起量が記録された時期は少し異なるが、時間の長さはほぼ同程度であるため、MIS6 と MIS2 の段丘も確認できるような地域では、両手法を適用し、クロスチェックすることも可能である。BV 法においては、現河床が平衡状態に達していない場合、遷急点が認められることがあり、そのような場合は、TT 法によって得られた隆起量に比べて BV 法のそれは過小評価される。一方、BV 法でも TT 法でも、両者は約 10 万年間の平均的な隆起速度しか得られないため、その間の連続的な変化を追うことはできない。

年代の根拠は主に火山灰層序に寄るが、MIS6 の段丘指標としては On-Pm1, Toya などの広域テフラが挙げられる。On-Pm1 は約 100ka(町田・新井，2003)，Toya は約 106ka(白井ほか，1997)であるため、河岸段丘がそれらテフラに覆われることで、その段丘を MIS6 とした。しかし、目的の地域に適当な火山灰層があるとも限らず、また 1.2.1.2 章でも述べたように、火山灰とその下の河成層に年代ギャップがある可能性があるため、たとえ適当な火山灰層が存在していたとしてもそれが段丘の形成年代を直接的に示すとは限らない。そこで今後は、ルミネッセンス年代測定法を用いた年代決定を行うことで、直接的にかつより古い段丘の年代決定ができる可能性がある。その際、MIS2 の堆積物の下に存在する MIS5e の埋没谷底面と MIS6 の堆積物の下に存在する MIS7 などの埋没谷底面の比高、もしくはそれ以前の埋没谷底面同士の比高を使う BB 法も適用できる可能性がある。ただし、ルミネッセンス年代測定法の適用範囲は数十万年前であるため、もしそれ以前の段丘に対しても適用したい場合は、間接的ではあるが火山灰層序を使うことで段丘年代の下限を決めることができる。

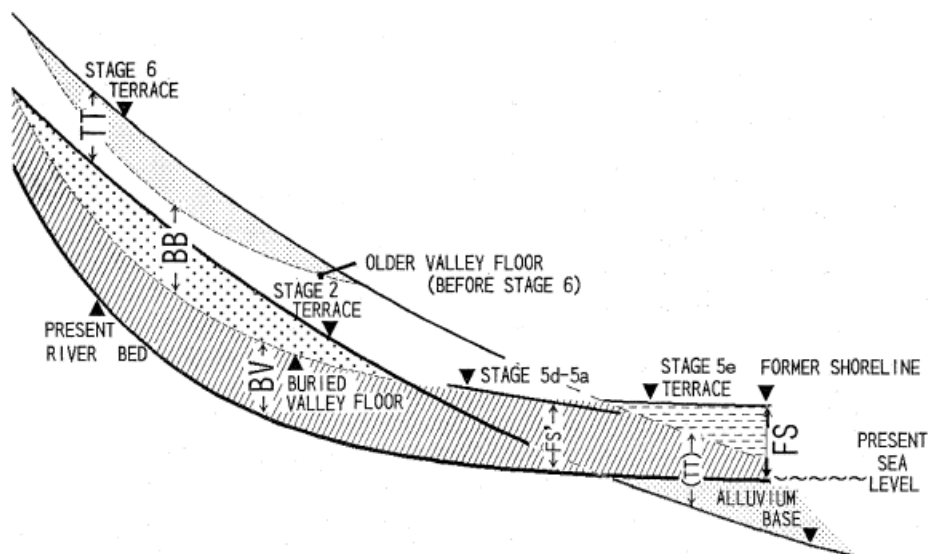


図1 第四紀の各 isotope stage における気候・海面変動に対応して形成された河成地形面の模式縦断面および隆起量の指標となる地形面の比高値の定義
 FS: 最終間氷期 stage 5e 海成面の旧汀線 (Former Shoreline)
 FS': stage 5 の河成段丘と現河床の比高値 (FS 値に準ずる)
 BV: stage 5e の埋没谷底と現河床面の比高値
 TT: stage 2 と stage 6 の河成段丘面の比高値
 (TT): stage 2 と stage 6 の埋没河成面 (河口部) の比高値
 BB: stage 5e とそれより古い時代の埋没谷底の比高値

図 1.2.2-3 河岸段丘を用いた様々な隆起速度評価手法(吉山・柳田, 1995)

1.2.2.2 評価可能な時間スケール

文献や前年度までの課題により, GPS, 水準測量, 段丘の比高を用いることで, 現在から最長過去約 41 万年前までの内陸域・沿岸域の隆起速度評価ができる可能性があることがわかった. 連続的に評価できるのは GPS を用いての過去約二十数年前までだが, 水準測量ではそれに準ずる連続性で過去約百数十年前まで, 非連続的ではあるが, 河岸・海成段丘を用いることで, 約 15 万年前・約 41 万年前まで可能である. 産業技術総合研究所 (2016) では青森県上北平野では約 70 万年前, 能登半島では約 50 万年前までの海成段丘にルミネッセンス法を適用できる可能性を示したため, その程度の年代幅まではこれまでの手法の適用範囲を延長できる可能性がある. 小池・町田(2001)によると, 日本各地における海成段丘・河岸段丘は, それぞれ MIS29・MIS12 程度までは確認されたため, 年代測定が適用できるか否かにより評価手法を延長できる可能性がある. 一方, そのような古い段丘に関しては地形の順序や高度でのみ年代を決められていることがほとんどであるため, ルミネッセンス法だけでなく火山灰層序なども併用しクロスチェックすることが今後評価可能な時間スケールを延長していくのには重要である.

【まとめと今後の課題】

本課題については、主に以下の2つの成果を得た。

- ・これまでの課題の成果を取りまとめ、内陸域の河岸段丘に対してこれまでの間接的な火山灰層序による年代決定でなく、直接的に年代決定をするためにルミネッセンス年代測定法を提案した。また、日本の河岸段丘堆積物にルミネッセンス年代測定法を適用する際の長所・短所などをまとめ、最も適当な手法として長石単粒子を用いた IRSL, もしくは pIRIR 年代測定法を挙げた。
- ・様々な時間スケールに対応した隆起速度評価手法として、GPS, 水準測量, 河岸・海成段丘の比高を取り上げ、それぞれの適用範囲・連続性を示した。

今後の課題として、次の点が挙げられる。

- ・日本各地の段丘を使うことで、評価可能時間を延長することは可能であると思われるが、古くなるにつれて年代の根拠に乏しく(小池・町田, 2001), 複数の手法によるクロスチェックが必須である。ルミネッセンス年代測定法によって直接的に年代決定できるのが理想であるが、火山灰層序なども利用して年代の下限の根拠も共に示すことで不確実性の低減に繋がる。

【引用文献】

- 檀原 毅 (1971) 日本における最近 70 年間の総括的上下変動. 測地学会誌 17, 100-108.
- 小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.
- 国見利夫・高野良仁・鈴木 実・斎藤 正・成田次範・岡村盛司 (2001) 水準測量データから求めた日本列島 100 年間の地殻上下変動. 国土地理院時報 96, 23-37.
- 町田 洋・新井房夫 (2003. 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 360p.
- Preusser F., Chithambo M. L., Götze T., Martini M., Ramseyer K., Sendezera E. J., Susino G. J. and Wintle A. G. (2009) Quartz as a natural luminescence dosimeter. Earth-Science Reviews 97, 184-214.
- 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業：平成 27 年度事業報告書
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2003) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 14 年度事業報告書
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2004) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 15 年度事業報告書
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2005) 地層処分にかかる地質情報データの整備：平成 16 年度事業報告書
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 平成 21 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査(放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質情報データの整備)：平成 21 年度事業報告書
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 平成 22 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査(放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備)：平成 22 年度事業報告書
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 平成 23 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査(放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備)

- 備)：平成 23 年度事業報告書
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 平成 24 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査(放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備)：平成 24 年度事業報告書
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 平成 25 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査等(放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備))：平成 25 年度事業報告書
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費(地質関連情報の整備)事業：平成 26 年度事業報告書
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中 - 後期のテフラの同定と年代. 第四紀研究 36, 183-196.
- Thomsen K. J., Murray A. S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts, Radiation measurements 43, 1474-1486.
- Tsukamoto S. Rink W.J., Watanuki T. (2003) OSL of tephric loess and volcanic quartz in Japan and an alternative procedure for estimating De from a fast OSL component. Radiation Measurements 37, 459-465.
- Tsukamoto S., Murray A.S., Huot S., Watanuki T., Denby P.M. Bøtter-Jensen L. (2007) Luminescence property of volcanic quartz and the use of red isothermal TL for dating tephros. Radiation Measurements 42, 190-197.
- Tsukamoto S., Kataoka K., Miyabuchi Y. (2013) Luminescence dating of volcanogenic outburst flood sediments from Aso volcano and tephric loess deposits, Southwest Japan. Geochronometria 40, 294-303.
- 吉山 明・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌 104, 809-826.

2. 断層の再活動性に関する検討

活断層（第四紀、特に過去約40万年前以降に繰り返し活動したことがある断層）と認定されていない断層（以下「地質断層」という。）の再活動性に関しては、過年度の原子力規制庁委託事業において、スリップテンデンスを用いた力学的断層評価手法を東北日本、西南日本、近畿地方の地質断層及び活断層に対して適用し、これらの評価結果から広域応力場に対する地質断層及び活断層の再活動性（以下、「断層再活動性」という。）の評価手法について取りまとめた。

本事業では、過年度に広域応力場に対する断層再活動性を評価した地域を対象として、局所的な応力場（以下「地域応力場」という。）が広域応力場と一致していない領域での地域応力場に対する断層再活動性を評価し、評価手法の精度、不確実性、適用条件等を取りまとめる。また、広域応力場は将来100万年以上にわたり現在の傾向が継続すると考えられているが、地域応力場についてはそれよりも短い時間内で、内陸地震や海溝型地震の発生に起因して変化することが考えられる。そこで、地域応力場の変化に伴う断層再活動性の変動幅を把握し、将来100万年程度までの地域応力場の変化を考慮した断層再活動性の推定手法についても検討する。なお、地域応力場の設定に当たっては、必要に応じてモーメントマグニチュード（ M_w ）3未満の微小地震の観測結果等に基づく地域応力場の構築を行い、当該観測結果の情報をを用いて従来の M_w3 以上の微小地震情報に基づく応力場情報を補完し、力学的断層評価に必要な応力場情報の正確性を向上させる。

2.1 力学的断層評価手法の総合的検討

【実施内容】

平成27年度までの成果を踏まえ、平成28年度は力学的断層評価手法の適用性・妥当性を検討するため、これまでに検討を行った東北日本・西南日本の2地域を対象に、広域応力場に対して比較的低いスリップテンデンスを示す活断層を抽出し、断層パラメータを基にスリップテンデンスが低い要因について検討を行う。このうち、地域応力場の影響によりスリップテンデンスが低くなったと考えられる活断層について、活断層周辺の地震データを用いた応力逆解析手法等により地域応力場を明らかにし、地域応力場に基づくスリップテンデンスを改めて算出し、スリップテンデンスが断層再活動性を正しく評価できているか再検討を行う。なお、地域応力場の情報に乏しい地域では必要に応じて M_w3 以下の微小地震情報に基づいて地域応力場を解明するものとする。これらの結果に基づき、力学的断層評価手法に基づく断層再活動性の適用性・不確実性・精度等について総合的な検討を行う。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

2.1.1 広域応力場・地域応力場とスリップテンデンスとの関係性に関する検討

【成果】

過年度の原子力規制委員会委託事業において、地質断層の再活動性の評価手法について、地殻応力や間隙水圧と断層姿勢等の幾何学・力学パラメータの関係等について情報を収集し、これらの情報等に基づくスリップテンデンス（ST; Morris et al., 1996）に基づく数値計算及び断層運動シミュレーションを行うことで地質断層の再活動性評価手法の開発に向けた検討と課題の抽出を行った（例えば、Miyakawa and Otsubo, 2016）。その結果、東北地方と近畿地方を事例研究としてスリップテンデンス（ST）に基づく断層活動性評価手法が活断層のみならず地質断層にもおおむね適用可能であることを示した。それらの成果から、検討すべき課題としては、(1) ST計算における適切なパラメータの入力（応力の局所性、間隙水圧の異常および低

い摩擦係数など), (2) 活断層において活動繰り返し周期とスリップテンデンシー値の関係の理解, が挙げられる. 特に, 応力の局所性に関しては, 応力場が空間的にどの程度均一なのかを理解することが重要である. そこで今年度は, 広域応力場・地域応力場とスリップテンデンシーとの関係性に関する検討として, 東北日本, 西南日本において, 既往研究で公表されている応力情報を用いて均一な応力場の空間的な広がり of 把握を行なった.

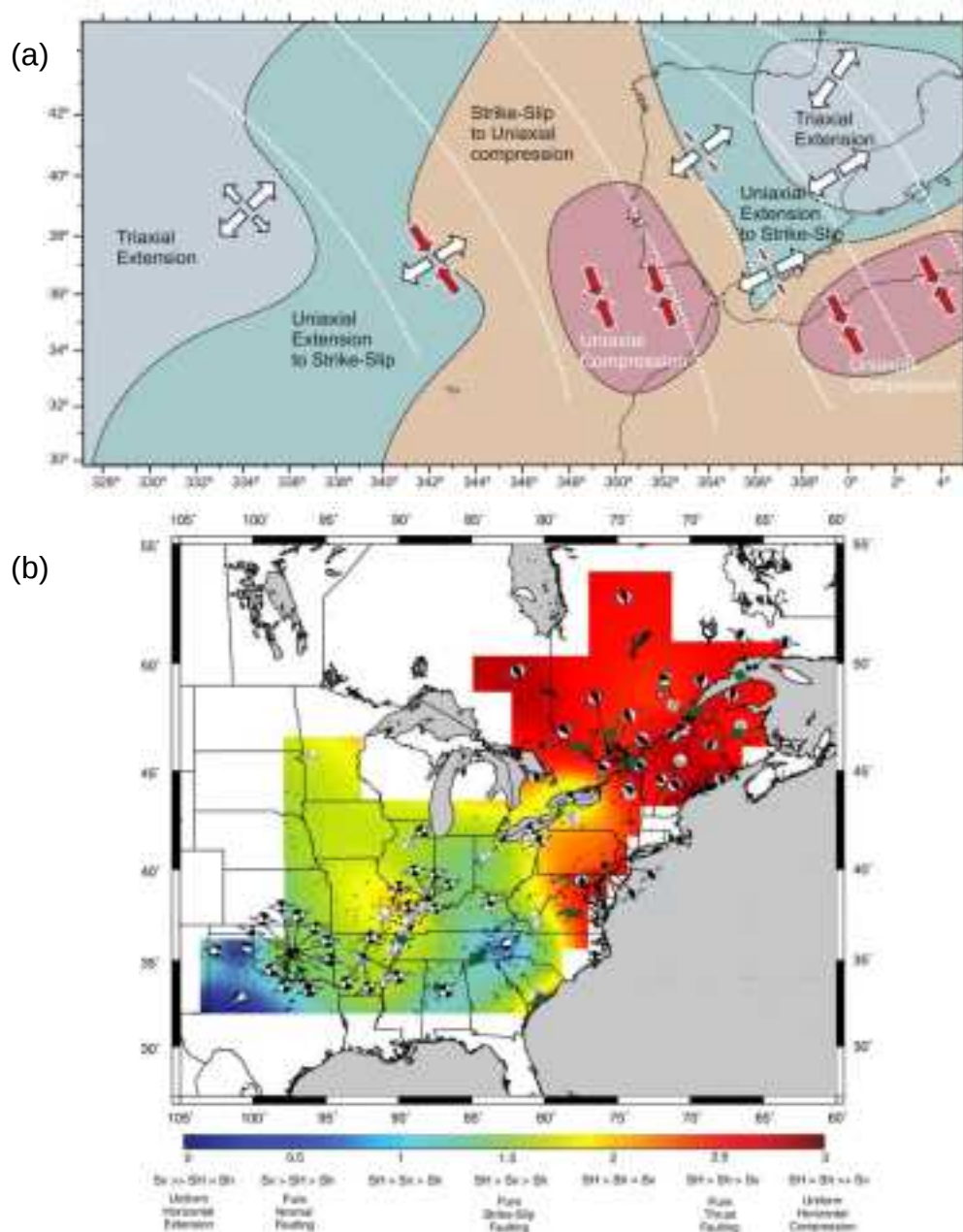


図 2.1.1-1 応力区設定のこれまでの考え方. (a)最大水平主応力(σ_{hmax})の方向による区分(De Vicente et al., 2008). (b)断層のタイプ(正断層, 逆断層, 横ずれ断層)による分類(Hurd and Zoback, 2012).

現在の応力場に関しては, 地震の発震機構を用いた応力逆解析(応力テンソルインバージョン)によって推定されることが多い. 応力逆解析で推定された応力を用いて応力場の空間的な不均一性を検討する際の, 代表的な方法は, ①最大水平主応力(σ_{hmax})の方向の類似性によ

る区分(De Vicente *et al.*, 2008). ②主応力軸の配置から読み取れる断層のタイプ(正断層, 逆断層, 横ずれ断層)による分類(Hurd and Zoback, 2012), である(図 2.1.1-1).

ここでは, 応力がテンソルという物理量であることに注目し, 定量的な応力場の空間不均一性把握を行った. 具体的には, 応力テンソルの非類似性の基準の一つとして提案されている stress difference (Orife and Lisle, 2003) を用いて, 各地点での応力場の類似性を把握し, 均一な応力場がどの程度広がりを持つのかを検討した. これは, 二地点の応力テンソルが一致すれば 0 を, 反対の関係(negative stress)の関係であれば 2 を示す(図 2.1.1-2). Orife and Lisle (2003) は stress difference が 0.65 より大きい応力テンソルを異なるもの同士と見なしている. 今年度は, これまで報告されている応力情報(行竹ほか, 2012) を用いた(図 2.1.1-3). これらの先行研究で報告された地震データは, 期間: 2004-2010 で, 深さ: 30 km 以浅の地震データを使用している(行竹ほか, 2012).

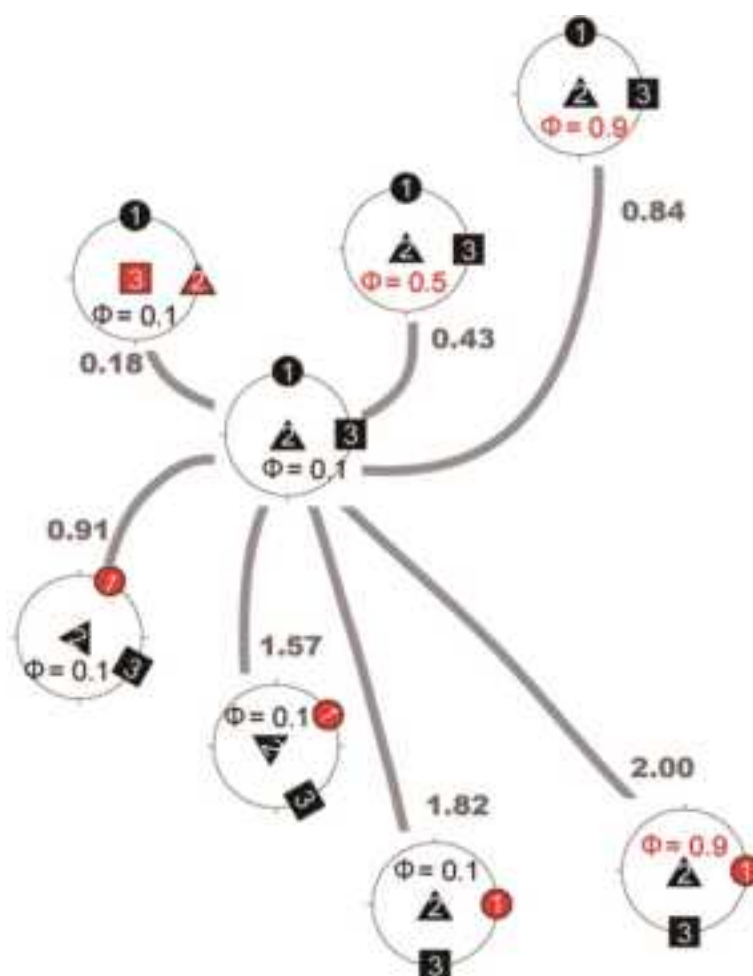


図 2.1.1-2 Stress difference (Orife and Lisle, 2003) を用いた応力テンソルの非類似度. stress difference 0 から 2 を示し, 二つの応力テンソルが一致すれば 0 を, 反対の関係(negative stress)の関係であれば 2 を示す.

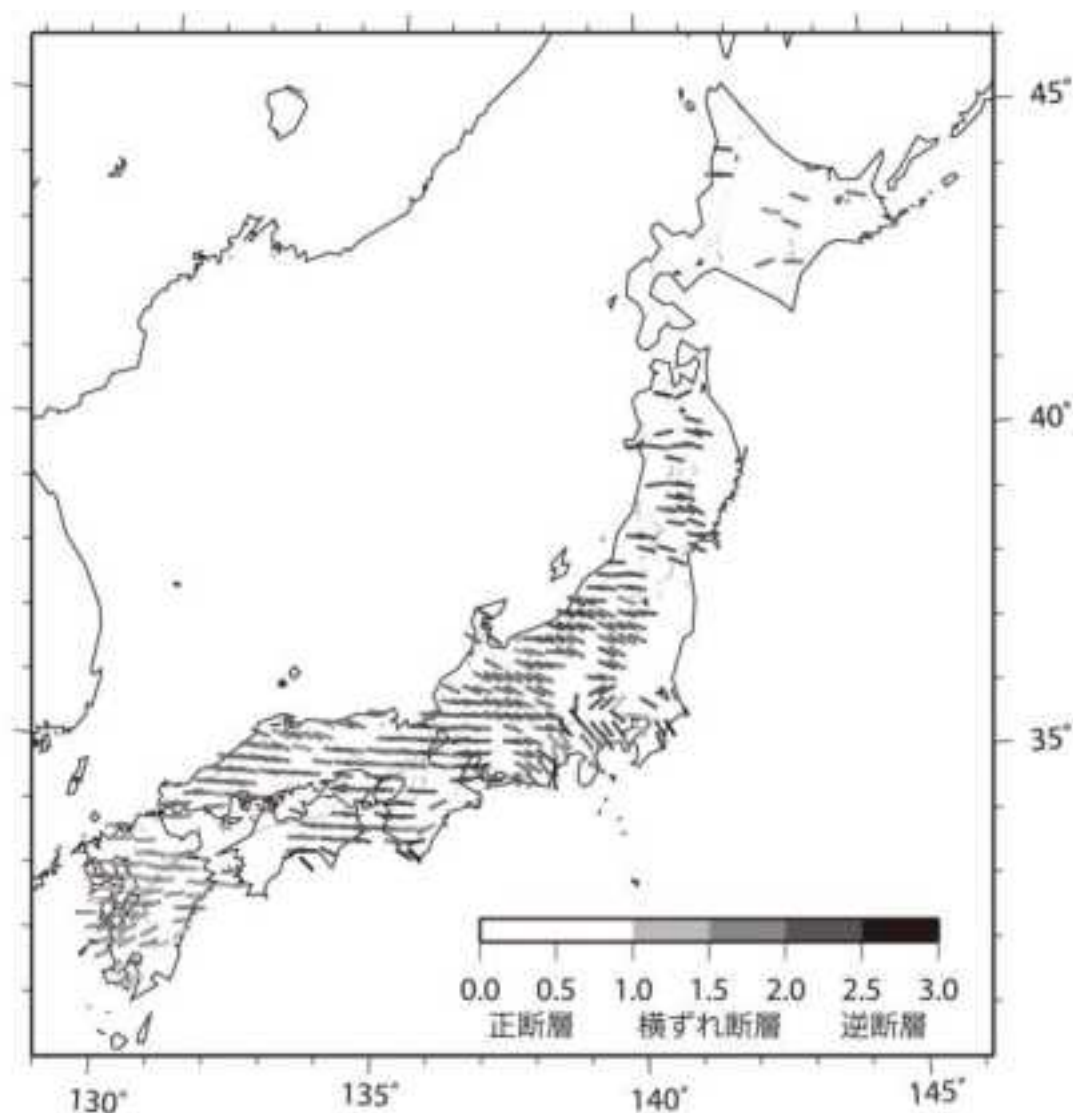


図 2.1.1-3 応力場の均一さを把握するために使用する現在の応力状態(行竹ほか, 2012) .
 ここでは水平最大圧縮軸の向きを棒で示す. 棒の色は応力のタイプ (黒: 逆断層, 灰色: 横ずれ断層, 白: 正断層) を示す. 日本列島は水平最大圧縮方向軸がおおむね東西方向である. また, 東北日本では逆断層型応力, 西南日本では横ずれ断層応力, 九州では正断層応力となっている.

結果を図 2.1.1-4 に示す. ここでは Orife and Lisle (2003) に基づいて stress difference が 0.65 より小さい地域の応力場は同じとみなす. 青色で塗られた三角形は, stress difference が 0.65 以内の類似した応力状態であることを示している. ただし, 薄い青色の領域は応力の類似性を比較する 2 地点の距離が遠い. 東北日本と西南日本を比較すると, 大局的に西南日本の方が応力場の均一性が高い. 東北日本は基本的に東西方向の水平最大圧縮応力軸 (ここでは σ_1 軸) で説明されるような単純な応力場であることが知られている. ただし, Stress difference (Orife and Lisle, 2003) に基づいて応力の均一性を検討してみると, 均一性が高い地域は限定的である. この理由として, 今回用いた応力データ (行竹ほか, 2012) に関して, 東北日本では応力を得た地点間同士が遠すぎることで, 水平最大圧縮応力軸 (ここでは σ_1 軸) がほぼ同じ方向を向いているように見えるが, 逆断層型応力の場のもとでは, 水平最大圧縮応力軸 (ここでは σ_1 軸) の方向のわずかな違いがテンソルとしての応力の違いに現れる (図 2.1.1-2).

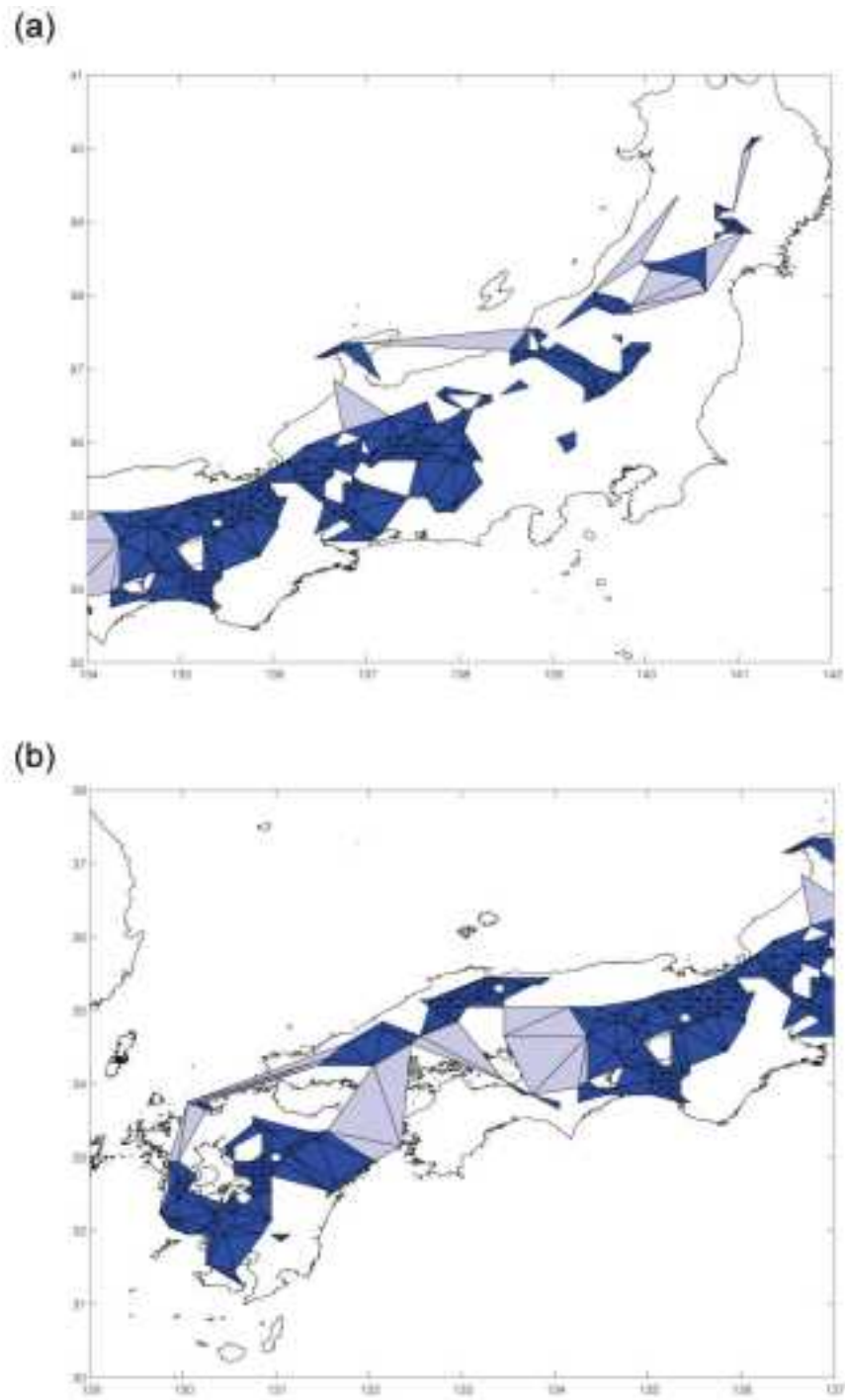


図 2.1.1-4 Stress difference (Orife and Lisle, 2003) に基づいた応力の均一性を示す図.

(a) 東北日本, (b) 西南日本. 青色で塗られた三角形は, 行竹ほか (2012) が公表した各地点での応力状態において, stress difference が 0.65 以内の類似した応力状態であることを示している. ただし, 薄い青色の領域は応力の類似性を比較する二地点の距離が遠いことに注意.

2.1.2 力学的断層評価手法に関する検討のまとめと課題

【成果】

以上の検討から, 力学的な手法により断層活動性を評価する場合には, 対象とする地域での応力場の空間スケールを把握することが重要である. その際には, 応力の主軸の方向の違いだ

けではなく、Stress difference (Orife and Lisle, 2003) などのような基準を用いて応力の類似性を定量的に判断することが重要である。これは、ある断層に対して、Wallace-Bott 仮説 (Wallace, 1959; Bott, 1951) に基づいて与えられた応力場によって動くべき方向を検討する際、2 地点で応力が類似している場合は、それぞれの地点に存在する似た姿勢の断層の運動方向がそれぞれ同じ方向に運動することを意味する (図 2.1.2-1)。よって、今後の課題としては、応力に関する時間変化を踏まえた ST に必要なパラメータの振れ幅の課題整理が必要であり、その際には応力変化の持続性の検討も行う必要がある。

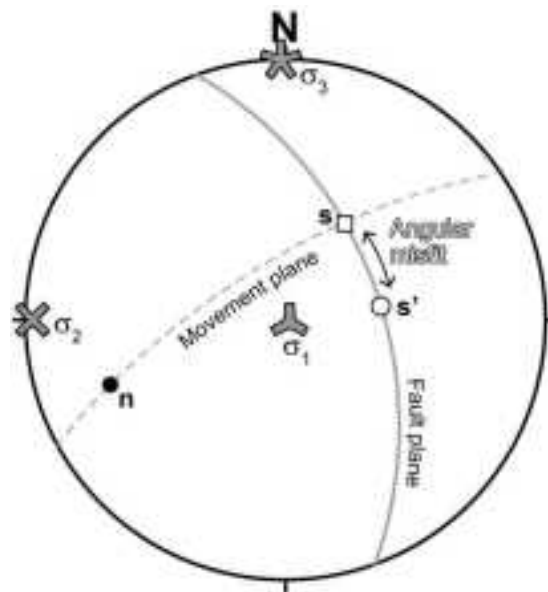


図 2.1.2-1 Wallace-Bott 仮説 (Wallace, 1959; Bott, 1951) に基づいて与えられた応力場 (ここでは正断層型応力) によって 1 つの断層が動くべき方向 (s)。

【まとめと今後の課題】

平成28年度は、広域応力場・地域応力場とスリップテンデンス（ST）との関係性に関する検討として、東北日本・西南日本において、均一な応力場の空間的な広がり の把握を応力のテンソルの類似度に注目することで行なった。その結果、力学的な手法により断層活動性を評価する場合には、対象とする地域での応力場の空間スケールを把握することが重要であること、その際には応力のテンソルとしての類似性の違いの把握が必要であることを明らかにした。

今後の課題としては、(1) ST 計算における適切なパラメータ（応力、間隙水圧、摩擦係数）を入力するための各パラメータの振れ幅の理解、(2) 活断層における活動繰り返し周期と ST 値の関係の理解が挙げられる。特に、各パラメータのもつ振れ幅に関してはそれぞれのパラメータがもつ時間スケールを意識しながらこれまでの知見を整理する必要がある、その際は、応力に関して地殻応力の持続性を合わせて検討する必要がある。

【引用文献】

- Bott, M. H. P. (1959) The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, 109-117.
- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz - Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo - Zaldívar, J. and Fernández - Lozano, J. (2008) Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27, TC1009, doi:10.1029/2006TC002093.
- Hurd, O. and Zoback, M. D. (2012) Intraplate earthquakes, regional stress and fault mechanics in the Central and Eastern US and Southeastern Canada. *Tectonophysics*, 581, 182-192.
- Miyakawa, A., Otsubo, M., (2017) Evolution of crustal deformation in the northeast-central Japanese island arc: Insights from fault activity. *Island Arc*. 印刷中.
- Orife, T. and Lisle, R. J. (2003) Numerical processing of palaeostress results. *J. Struct. Geol.*, 25, no. 6, 949-957.
- 行竹洋平・武田哲也・吉田明夫 (2012) P 波初動極性と実体波振幅値を用いた日本内陸域における微小地震メカニズム解決定. 神奈川県温泉地学研究所報告, 44, 39-46.
- Wallace, R. E. (1951) Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Jour. Geol.*, 59, 118-130.

2.2 地域応力場の変化を考慮した断層再活動性の推定手法の検討

【実施内容】

平成 27 年度までの成果を踏まえ、平成 28 年度は広域応力場に対して地域応力場が変化する要因を検討し、また長期の応力場変化に伴う断層運動方向の変化や断層の再活断プロセス等の断層活動の応力変化に対する反応性について力学的断層評価手法を基にした検討を行う。これまでに収集した活断層および地質断層の力学的断層評価用の情報（位置情報・属性情報など）を再整理し、活断層および地質断層のスリップテンデンスによる力学的断層評価結果を、広域応力場と地域応力場の偏差の観点から整理し、地域応力場の変化に伴う断層再活動性の変動幅について検討し、地域応力場の変化を考慮した断層再活動性の推定手法について検討する。なお、地域応力場の情報に乏しい地域では必要に応じて Mw3 以下の微小地震情報に基づいて地域応力場を解明するものとする。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

2.2.1 地域応力場の変化要因と断層活動の応力変化に対する反応性の検討

【成果】

過年度の原子力規制委員会委託事業において、我が国における応力場に関する知見を、推定される応力の空間スケールを軸に、日本全国をカバーする広域的な応力、地方スケールや断層セグメントスケールでの地域的な応力、1 地点での応力情報として得られる局所的な応力に関する知見について整理した。その結果、各空間スケールにおける応力の推定法（地震の発震機構を用いた逆解析やボーリング孔やコアを用いた手法）それぞれの利点を示した。また、(1) 絶対値も含めた応力情報の整備が今後必要であること、(2) 応力の時間変化として長期的な変動にともなう広域応力場の長期的な変化の検討が必要であること、(3) 応力場と現在の地震発生場との関係として、東北日本と西南日本では沈み込むプレート運動が異なることを考慮しながら、地殻構造や岩石物性の不均一性に関する情報をより詳細に整備していくことが重要であること、を示した。また、広域応力場と局所的な応力場、また現在の地震発生場との関係に注目した整理を行い、長期的な地質・気候関連事象の変動予測に必要な課題の抽出を行った。さらに、地質断層データベースから抽出される過去の地震発生場との関係についても検討を行い、既存応力情報に対して応力間の類似度を尺度としたクラスター解析を用いることで、日本列島の応力場を大きく 5 つに区分できること、この応力区から読み取れる応力の空間不均一性と地殻熱流量の相関がよいこと、を示した。そこで、今年度は、断層活動に伴う断層周囲の応力変化について検討を行なった。

長期的な断層活動性評価において、断層活動を引き起こす応力場の変化要因として主に次の 3 要因がまとめられている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012; 大坪ほか, 2014）。

1. 周辺の地震によって誘発される応力変化、
2. プレート境界部での巨大地震による応力変化、
3. 広域応力場の変化。

ここで、プレート境界部の巨大地震による応力変化は、2011 年東北地方太平洋沖地震における応力変化のように、広域にわたり応力場が変化することでも知られる（例えば Toda et al., 2011）。また、広域応力場の変化は、東北日本に代表されるように、地質時間スケールでのテクトニック応力場の変化を想定し、プレート運動の変化など広域に渡って影響が及ぶことが想定される。一方、周辺の地震によって誘発される応力変化は、プレート境界断層の活動と同様のメカニズムが想定されるが、地震規模が小さいためプレート境界型の巨大地震に比べ、その変化量も影

響範囲も小さい。しかし、応力変化を引き起こす断層活動が、内陸部で発生することから、近傍に存在する内陸断層に影響を与える応力変化となる。実際に内陸断層の活動によっても生じた応力変化の事例として、日本国内でも1891年濃尾地震 (Pollitz and Sacks, 1995), 1995年兵庫県南部地震 (Pollitz and Sacks, 1997) など複数の事例が報告されている。以上のことから、地域スケールで応力を変化させる要因としては、主にその地域で発生する地震 (断層活動) に伴う変化が想定される。

断層活動に伴う応力変化として、その発生メカニズムから次のような特徴がまとめられる。ある断層に伴う応力場の変化の大きさおよびその影響範囲は、断層活動の大きさ (断層面の大きさおよび、滑り量) に大きく異存する。そのため、プレート境界断層で発生する M8~9 クラスの地震と、内陸活断層で発生する M6~7 クラスの地震とでは、応力の変化量は大きく異なる。また、断層活動に伴う応力変化は、その断層を同様な活動をしにくい応力場に変化させる。そして、その応力の変化は距離減衰するため、断層活動を引き起こした断層近傍で最も大きくなる。上記のような特徴は数値シミュレーションでも確認することができる (例えば、King and Cocco, 2001, 図 2.2.1-1)。

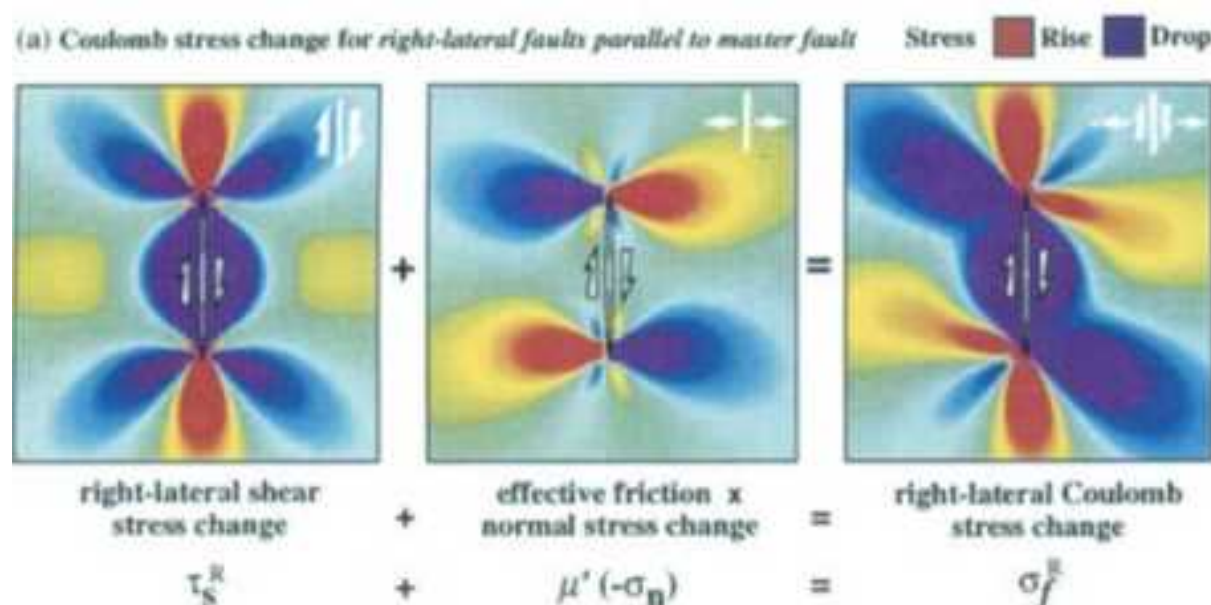


図 2.2.1-1 右横ずれ断層運動に伴う Δ CFF の空間分布 (King and Cocco, 2001)。

暖色が運動した断層と同様の断層を動かしやすくする応力変化。寒色が運動した断層と同様の断層を動かしやすくする応力変化。断層近傍では広く寒色になっていることから、断層運動によってその断層自身が動きにくい応力場になったことを意味する。また、断層から離れるに従って応力変化の影響は低下する。

長期的な時間スケールで、ある断層に対する広域応力の载荷と、断層活動および、断層活動に伴う応力変化についての検討例を以下に示す。プレートの沈み込みに伴う定常的にあるいは長期的に水平圧縮を受けている、付加体のような衝上断層帯における断層活動と地質体内の応力変化が検討されている (Miyakawa et al., 2016 ; 図 2.2.1-2)。地質体は定常的な水平圧縮を受けているため、モデル内の応力場は全体的に水平圧縮応力場、すなわち逆断層が活動し易い応力場になっている。そのような応力場において、地質体内で逆断層 (OOST) が活動すると、その断層活動にともない局所的に応力場が変化する。すなわち、先に示したように断層近傍において応力場が、逆断層を引き起こしにくい応力場に変化する。更にシミュレーションをすすめると、この擾乱を受けた断層近傍の応力場は再び、モデル体内で広く観察される逆断層を引

き起こしやすい応力場に変化し、再び断層活動が引き起こされる。つまり、この結果から次の経時変化が読み取れる。まず、ある地質体に広く作用している背景的な応力場に対して最適な断層が活動する。次に、その断層活動に伴い、その断層近傍では断層を活動しにくい、局所的な応力場が形成される。このような断層活動直後の、断層を動かすにくい応力場への変化は、天然の断層でも報告されている（例えば、野島断層 Tsukahara *et al.*, 2001, 延岡衝上断層 Otsubo *et al.*, 2016; Kawasaki *et al.*, 印刷中; 図 2.2.1-3）。しかし、それから時間が経過することで、再び断層周囲ではその断層を活動させやすい背景的な応力場に復元することで、再び断層活動が引き起こされる。このことから、Miyakawa *et al.* (2016)では、断層近傍の応力場をモニターすることで、対象とする断層が断層活動をする臨界状態にどれだけ迫っているのかを定量化できる可能性を示唆した。逆に言えば、ある断層の活動性を評価する際に、断層の極近傍の応力場を観測場合、どの応力ステージを観測したかによって、断層活動性を見誤る可能性がある。例えば、もしその断層自身の活動の影響で、断層近傍で断層が動きにくい応力場であった場合（まだ動かしやすい背景的な応力場に復元していない段階であった場合）、力学的な活動性評価では断層の活動性を過小評価してしまう可能性がある。このような、断層活動に伴う応力変化による力学的活動性評価の過小評価の可能性については、Yukutake *et al.* (2015)および行竹ほか(2012)においても 1995 年兵庫県南部地震の震源断層について指摘されている。

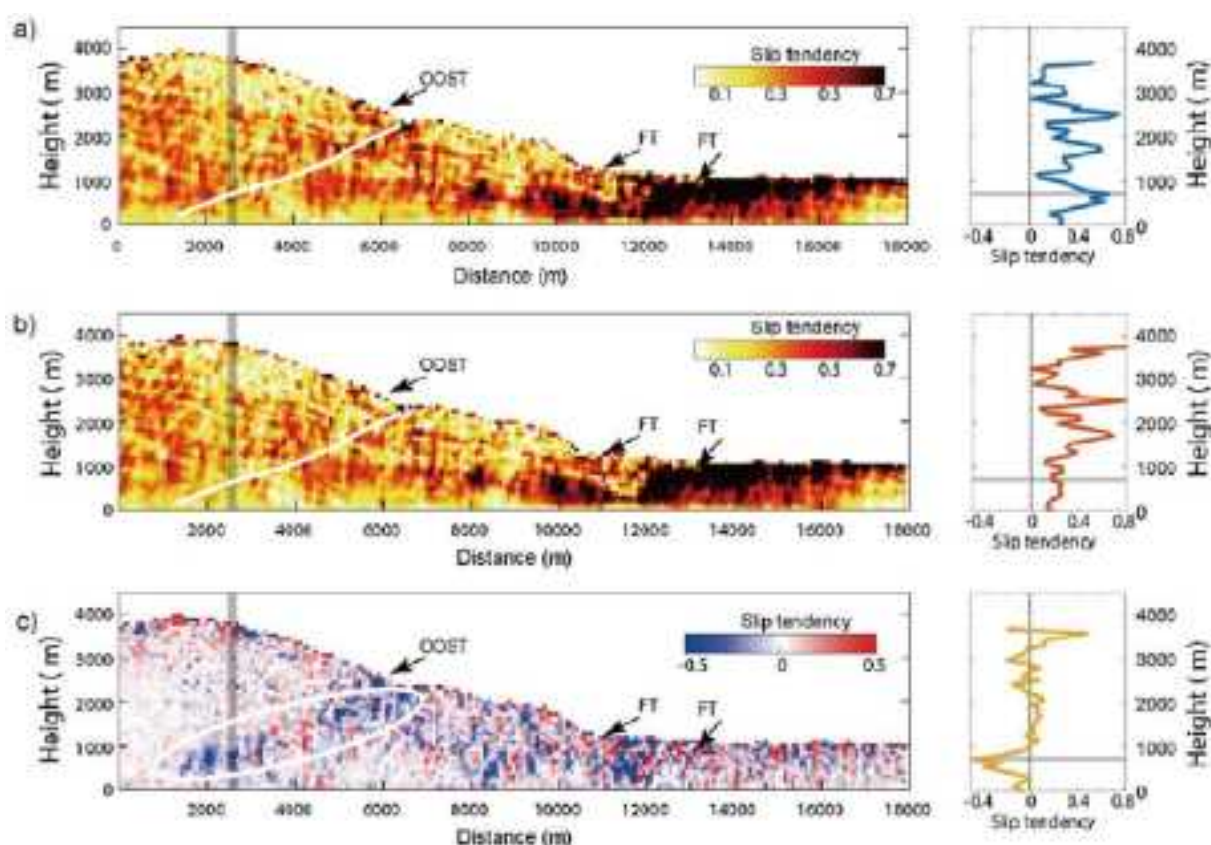


図 2.2.1-2 断層活動に伴う断層周囲の応力変化 (Miyakawa *et al.*, 2016 に加筆)。

いずれも、対象とする逆断層 (OOST) の傾斜 (26°) に対する slip tendency として表現。a) 断層活動前の応力場。b) 断層活動後の応力場。c) 断層活動前後の応力変化。右図は左図の灰色線にそった slip tendency のプロファイル。左図中灰色線は活動する逆断層 (OOST) との交点。図 a), b) における白線が対象とする逆断層 (OOST) の位置を示し、図 c) では断層近傍 (白線内) において応力場が断層を動かすにくい応力に変化していることが読み取れる。

一方、先に示した様に、断層活動に伴うその断層を動かしにくくなる応力場への変化は、距離減衰するため断層遠方に行くほど小さくなる。このことから、ある断層の活動に伴う応力場の擾乱は、断層の近傍に限られ、遠方では背景としての応力場は断層活動によらず維持される。また、その背景の応力場に断層周囲の応力場が復元することで、再び断層活動を引き起こすと考えた場合、断層活動に伴う断層近傍の応力変化のステージによらず、断層から離れた領域では常に断層を動かしやすい応力場が維持されていると考えられる。実際に、先の Miyakawa *et al.* (2016) の例においても、断層から数 100m 離れた領域では、断層活動の前後で応力場がほとんど変化しておらず、またその背景応力場は逆断層活動を引き起こしやすい応力場が維持されている。このことから、断層から離れた背景応力場が維持されている領域の応力場の方が、長期的な断層活動性評価を行うための応力場として利用が期待できる。

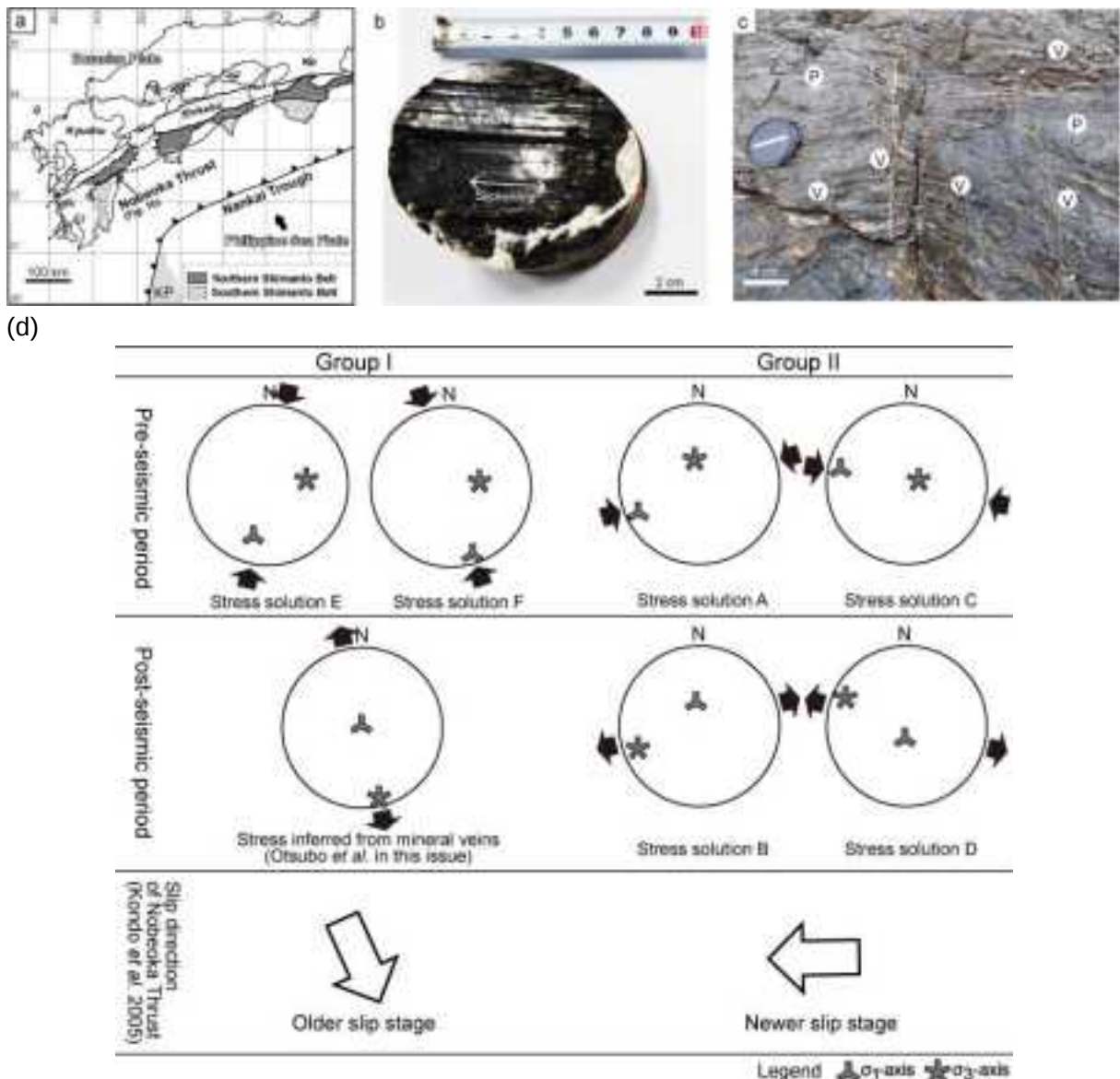


図 2.2.1-3 宮崎県延岡衝上断層周辺で認められた小断層および鉱物脈から推定される延岡衝上断層運動前での断層周囲の応力変化 (Otsubo *et al.*, 2016 および Kawasaki *et al.* 印刷中に加筆)。(a)延岡衝上断層の位置図。(b)小断層の断層面。断層条線が明瞭に認められる。(c)モードIクラックを充填する鉱物脈。(d)応力逆解析によって推定される延岡衝上断層運動前での断層周囲の応力。逆断層型応力によって延岡衝上断層が活動すると、応力解放により二次的な正断層型応力(延岡衝上断層を動かしにくい応力)となる。

2.2.2 地域応力場の変化を考慮した断層再活動性の推定手法に関する検討のまとめと課題

【成果】

以上の検討から、力学的な手法により断層活動性を評価する場合には、対象とするタイムスケールによって用いるべき応力場のスケールが異なることが示唆される。対象とする断層が近い将来実際に活動するのかどうかを評価する場合には、過去のその断層自身の断層活動に伴う応力擾乱からの復元状況も含めて把握する必要があるため、断層近傍の応力場を高精度に決定することが求められる。一方、長期的な断層活動性評価を行う際には、断層活動による応力擾乱の影響が少ない方が望ましく、断層から離れたある程度広域的な背景の応力場を用いる方が適切と考えられる。このことは、東北地方を一様な応力場であると仮定した解析において、活断層に対して高い力学的活動性を得られる (Miyakawa and Otsubo, 2015) こととも整合的である。

ただし、広域的な背景応力を用いることで、傾向としての断層活動性を評価することが期待できるが、逆にいつ断層が活動するのか本当に活断層なのかといった実際の断層面の破壊に関連するすなわち臨界状態に関する情報を得ることは困難である。また、近畿地方の様に非常に活断層が密集した地域においては、近接した活断層の活動が互いに影響を与える可能性が考えられる。

一方、近畿地方の活断層についても一様な応力場により活動性を説明できるという研究事例もある (Tsutumi *et al.*, 2012)。そのため、背景応力の推定法も含めて検討が必要である。

【まとめと今後の課題】

地域応力場の変化要因と断層活動の応力変化に対する反応性の検討として、断層活動に伴う断層周囲の応力変化について検討を行なった。広域的な背景応力を用いることで、傾向としての断層活動性を評価することが期待できる。その結果、(1) 力学的な手法により断層活動性を評価する場合での対象とするタイムスケールによって用いるべき応力場のスケールの適切な設定、(2) 近接した活断層の活動が互いに影響を与える可能性、(3) 背景応力の推定法、(4) 背景応力の場のもとでの各断層の臨界状態に関する情報を取得方法、などが今後取り組むべき課題としてあげられる。

【引用文献】

- De Vicente, G., Cloetingh, S., Muñoz - Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo - Zaldívar, J. and Fernández - Lozano, J. (2008) Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27, TC1009, doi:10.1029/2006TC002093.
- Hurd, O. and Zoback, M. D. (2012) Intraplate earthquakes, regional stress and fault mechanics in the Central and Eastern US and Southeastern Canada. *Tectonophysics*, 581, 182-192.
- Kawasaki, R., Hamahashi, M., Hashimoto, Y., Otsubo, M., Kitamura, Y., Yamaguchi, A., Kameda, J., Hamada, Y., Fukuchi, R. and Kimura, G. (2016) Temporal stress variations along a seismogenic megasplay fault in the subduction zone: an example from the Nobeoka Thrust, southwestern Japan. *Island Arc*. 印刷中.
- King, G. and Cocco, M. (2001) Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences *Advances in Geophysics*, 44, 1-VIII.
- Miyakawa, A. Yamada, Y. and Otsubo, M. (2016) Stress changes in an accretionary wedge related to the displacement of an out-of-sequence thrust in a numerical simulation. *Island Arc*, 25, 433-435.
- Miyakawa, A., Otsubo, M. (2015) Applicability of slip tendency for understanding long-term fault activity: a case study of active faults in northeastern Japan. *Journal of JSCE*, 3, 105-114.
- Morris, A., Ferrill, D. A. and Henderson, D. B. (1996) Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24, no. 3, 275-278.
- Otsubo, M., Miyakawa, A., Kawasaki, R., Sato, K., Yamaguchi, A. and Kimura, G. (2016) Variation of stress and pore fluid pressure using vein orientation along seismogenic megasplay fault - example of Nobeoka Thrust, southwestern Japan. *Island Arc*. 印刷中.
- 大坪 誠・宮川歩夢・塚本 斉・山元孝広・渡部芳夫 (2014) 地層処分の長期安全を評価する際の断層活動における不確実性について. *地質学雑誌*, 120, 423-433.
- Pollitz, F. F. and Sacks, I. S. (1995) Consequences of stress changes following the 1891 Nobi earthquake, Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 796-807.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成23年度事業報告書.
- Toda, S., Lin, J. and Stein, R. S. (2011b) Using the 2011 M-w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth Planets Space*, 63, no. 7, 725-730.
- Tsukahara, H. Ikeda, R. and Yamamoto, K. (2001) In situ stress measurements in a borehole close to the Nojima Fault. *Island Arc*, 10, 261-265.
- Tsutsumi, H., Sato, K. and Yamaji, A. (2012) Stability of the regional stress field in central Japan during the late Quaternary inferred from the stress inversion of the active fault data. *Geophysical Research Letters*, 39.
- Yukutake, Y., Takeda, T. and Yoshida, A. (2015) The applicability of frictional reactivation theory

to active faults in Japan based on slip tendency analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 411, 188–198.

行竹洋平・武田哲也・吉田明夫 (2012) P 波初動極性と実体波振幅値を用いた日本内陸域における微小地震メカニズム解決定. 神奈川県温泉地学研究所報告, 44, 39-46.

3. 地質学的変動・海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法の整備

将来長期にわたる地下水流動系の評価においては、地質学的変動・海水準変動等が地下水流動系に与える影響を評価し、それらをモデル化した水文地質学的変動モデルを構築する必要がある。過年度の原子力規制庁委託事業において、中国地方・近畿地方の結晶質岩地域及び北海道幌延地域周辺の堆積岩地域を対象として、過去数10万年程度までの地下水の性状、起源、年代等に関する知見に基づく水文地質学的変動の概念モデルを構築し、水文地質学的変動の支配的要因として海水準変動による地下水流動場の変化と断層・褶曲等の構造運動に伴う地形変化・水みち形成等が抽出された。

本事業では、過年度の検討で抽出された水文地質学的変動の支配的要因と考えられる海水準変動・構造運動等の自然事象に関連して、追補的な知見の収集・整理及び必要に応じた現地調査・分析等を実施するとともに、地下水の水理・水質パラメータに及ぼす影響の定量的評価手法を検討し、過去数10万年程度の海水準変動・構造運動が今後も継続する将来の期間に対応した水文地質学的変動モデルの構築手法・長期予測精度等を取りまとめる。

3.1 結晶質岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築

【実施内容】

平成27年度までの成果を踏まえ、平成28年度は現在の火山活動による影響を受けていない広島花崗岩分布地域をモデルフィールドとして、地下水の水質・同位体パラメータ、水理パラメータ等や地質・地質構造に関する追補的な知見の収集・整理を行う。海水準変動、地震・活断層による地質変動のそれぞれが地下水系に与える影響を評価するため、浅層地下水系と深層地下水系・深部流体などの地下水の混合による地下水性状変化と地下水の混合をもたらす地下水流動系変化の観点から検討を行う。地下水流動系変化の検討結果を踏まえ、海水準変動及び断層活動等による地下水流動系の変化に関する水文地質学的概念モデルを構築し、長期予測の前提となる地質学的変動・海水準変動等の継続性・予測可能性について検討し、時間スケールに応じた適用性と適用精度の関係について取りまとめる。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

3.1.1 地質学的変動・海水準変動等が沿岸域の地下水性状・地下水流動系に与える影響に関する検討（広島花崗岩分布地域）

【成果】

3.1.1.1 浅層地下水系の水質・同位体パラメータ等に関する追補的な知見の収集・整理と断層活動等の地質学的変動が水質等に与える影響の検討

産業技術総合研究所（2016）において実施した広島花崗岩分布地域の浅層地下水系の調査により、調査地域北東部の上根活動セグメント、北西部の筒賀活動セグメント等に沿ってClイオン濃度が比較的高い地点が存在することが明らかになった。そのため、断層活動とClイオン濃度異常との関係性について、Clイオン濃度分布の異常が見られた地域とその周辺地域を含めた、詳細な地理的分布、Clイオン負荷量の解析などを行い、Clイオンの起源の解析と深層地下水系から浅層地下水系への流出量の評価を行う必要があるとされた（産業技術総合研究所、2016）。

平成28年度は、平成27年度に行えなかった広島平野（太田川三角州）の調査を加えて、広島花崗岩分布地域全体の地下水の水質・同位体パラメータ等の地理的分布を明らかにするとともに、Clイオン濃度が比較的高い地点が存在する根谷川（上根活動セグメント）、筒賀川（筒賀活動セグメント）及び瀬野川支流の熊野川の3河川において詳細調査を行い、Clイオンの起

源や Cl イオン負荷量等の解析を行うことを目標とした。

1) 広島花崗岩分布地域の浅層地下水系

広島平野（太田川三角州）内では深度 10m 以浅の手押しポンプ以外の深い坑井を確認することが出来なかった。そのため寺院等が所有する手押しポンプ 5 箇所（主に広島市中区）、および黄金山、向洋（太田川三角州内の陸封島）周辺の湧水・井戸 6 箇所（主に広島市南区）を対象に調査を行った。なお、太田川生態工学研究会（2013）には、太田川の祇園水門（河口より 5.5km 上流）付近までは河口汽水域となっており、ほとんどの潮汐位相で強い塩分成層が見られ、塩水くさび状態になっていることが示されている。

現地調査では、水温や pH、河川流量等の現地計測可能な水文データを測定し、地下水の付随遊離ガスの有無について確認した。調査で採取した試料について、水試料の主成分陽イオン・陰イオン組成、水素、酸素同位体比（ δD , $\delta^{18}O$ ）とガス試料の主要ガス組成、ヘリウム同位体比（ $^3He/^4He$ ）の分析を行った。水試料の一部については、全炭酸の炭素同位体比（ $\delta^{13}C$ ）、放射性塩素同位体比（ $^{36}Cl/Cl$ ）、トリチウム濃度（ 3H ）、溶存ガスの希ガス組成と $^3He/^4He$ の分析を行った。また、産総研の保有する既存地下水について、主成分陽イオン・陰イオン組成、ホウ素濃度、 δD , $\delta^{18}O$ 、全炭酸の $\delta^{13}C$ 、溶存ガスの希ガス組成と $^3He/^4He$, $^{36}Cl/Cl$, 3H の分析を行った。

(1) 一般水質の傾向・分布

図 3.1.1.1-1 から図 3.1.1.1-3 に、広島花崗岩分布地域の河川水試料、湧水、井戸水等の浅層地下水試料、及び深層地下水試料の Cl, SO_4 , および HCO_3 各イオン濃度の地理的分布を示す。図中には、日本シームレス地質図に含まれている活断層データも同時に示した。図 3.1.1.1-2 と図 3.1.1.1-3 に示したように、河川水試料と浅層地下水試料の SO_4 および HCO_3 両イオン濃度の地理的分布は、沿岸域あるいは太田川三角州地域で非常に高く、また内陸地域では、地域の南東側で高く、北西側で低いという傾向を示す。

一方、図 3.1.1.1-1 から、河川水試料と浅層地下水試料の Cl イオン濃度の地理的分布は、沿岸域あるいは太田川三角州地域で非常に高く、また内陸地域では、地域の南東側で高く、北西側で低いという傾向が見られるが、西部の筒賀川、中部の鈴張川から冠川、根谷川から簸川、東部の三篠川、瀬野川、南部の安川において、明らかに周辺より高い濃度が観測されていることがわかる。

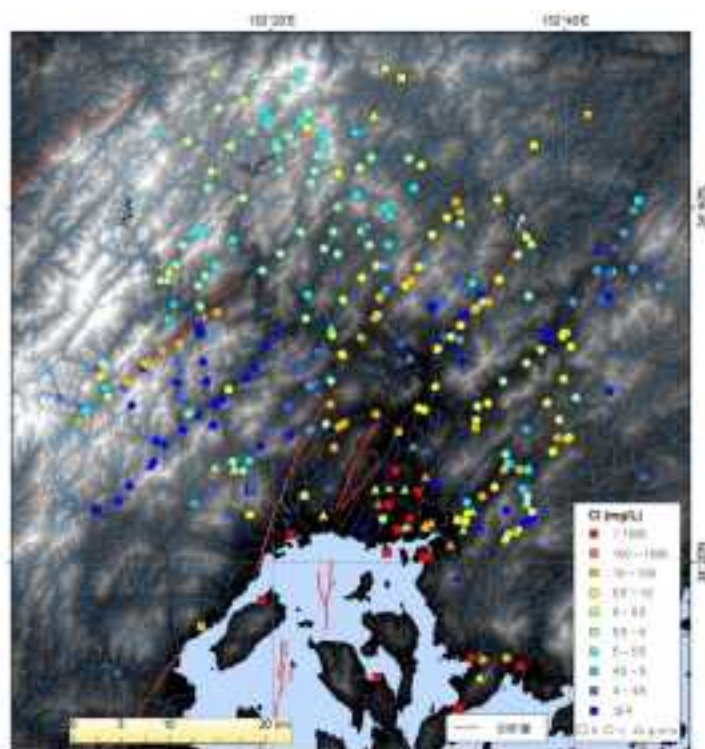


図 3.1.1.1-1 広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の Cl イオン濃度の地理的分布

○：河川水試料 △：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：深層地下水試料

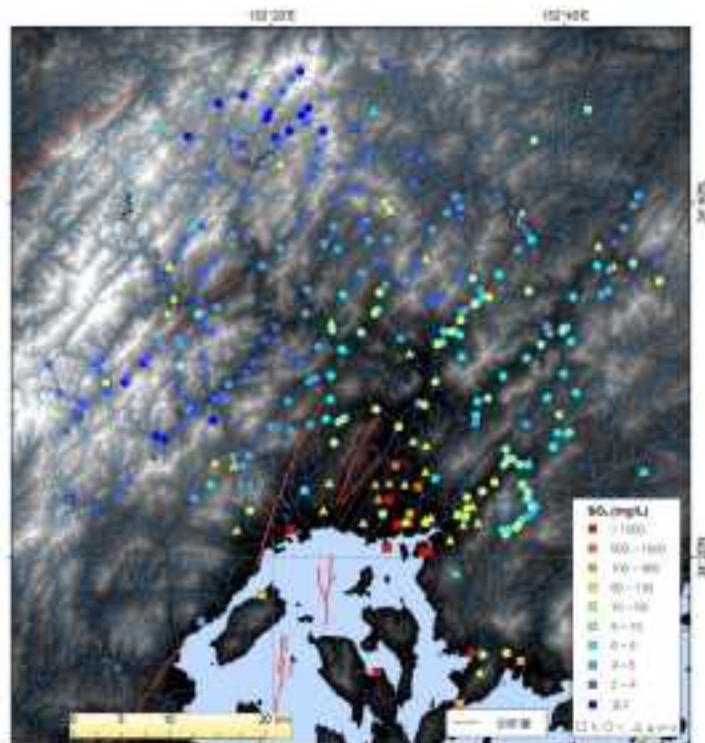


図 3.1.1.1-2 広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の SO₄ イオン濃度の地理的分布

○：河川水試料 △：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：深層地下水試料

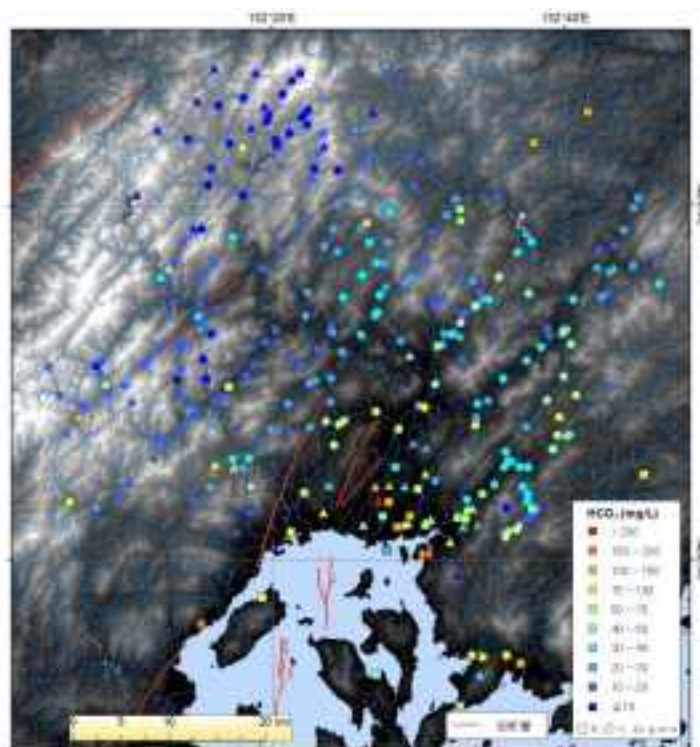


図 3.1.1.1-3 広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の HCO_3^- イオン濃度の地理的分布

○：河川水試料 △：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：深層地下水試料

(2) 潜在的な人工汚染を排除した一般水質の傾向・分布

図 3.1.1.1-4 に，広島花崗岩分布地域の河川水試料，及び湧水，井戸水等の浅層地下水試料の $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比と， NO_3^- 濃度の関係を示す．図中には，産業技術総合研究所（2016）で示された，「人工的な汚染が少ない場所」と「人工的な汚染が考えられる場所」を区別するための $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比（重量比で 1.2 と 2.0），及び NO_3^- 濃度（70 $\mu\text{M/L}$ ）も同時に示した．図 3.1.1.1-4 には，四万十川において観測される NO_3^- 濃度と Cl^- 濃度の関係も同時に示した（データは産業技術総合研究所資料）．図 3.1.1.1-4 から，四万十川ではほとんどの地点で NO_3^- 濃度が 70 $\mu\text{M/L}$ 以下， Cl^- 濃度が 50～200 $\mu\text{M/L}$ であることがわかる．広島花崗岩分布地域においても，多くの観測地点での Cl^- 濃度が 200 $\mu\text{M/L}$ 以下であることから， Cl^- イオン濃度が 200 $\mu\text{M/L}$ （=7.09 mg/L）以下の場所を「人工的な汚染が少ない場所」の条件として新たに加え，本地域の Cl^- ， SO_4^{2-} ，および HCO_3^- 各イオン濃度の地理的分布を新たに示したのが，図 3.1.1.1-5 から図 3.1.1.1-7 である．これにより，安川，筒賀川，鈴張川，冠川，根谷川，瀬野川において観測される Cl^- イオン濃度の異常地点は「人工的な汚染が考えられる場所」として排除された．

図 3.1.1.1-5 から，河川水試料と浅層地下水試料の Cl^- イオン濃度の地理的分布は，太田川本流より南西部分では濃度が低く，逆に北東部分では濃度が高いことが見て取れる．一方，河川水試料と浅層地下水試料の SO_4^{2-} および HCO_3^- 両イオン濃度の地理的分布（図 3.1.1.1-6，図 3.1.1.1-7）は，地域の南東側で高く，北西側で低いという傾向が非常に顕著に示されていることが見て取れる．

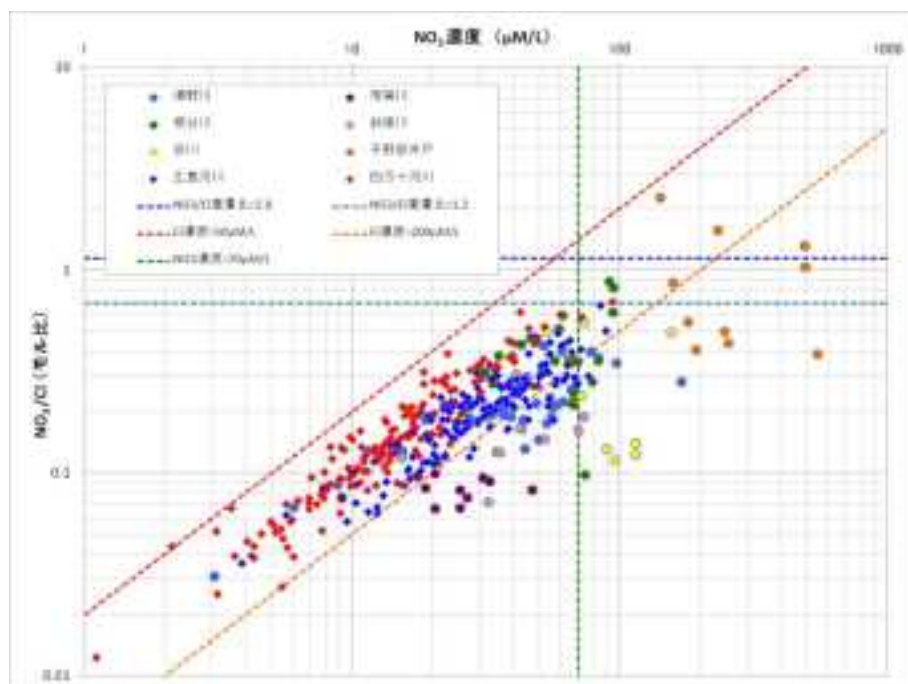
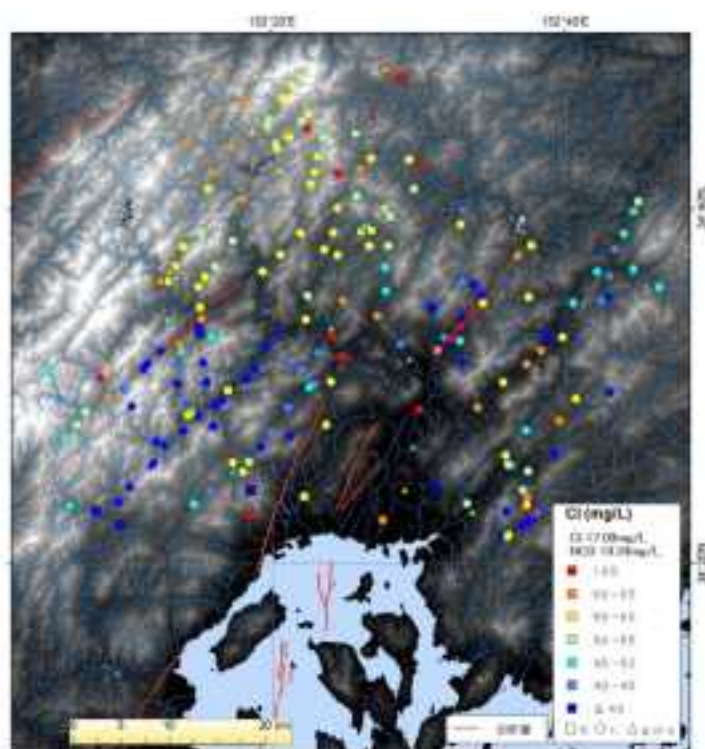


図 3.1.1.1-4 広島花崗岩分布地域の河川水試料，及び湧水，井戸水等の浅層地下水試料の
 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比と NO_3^- 濃度の関係
 $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ 比：モル比， NO_3^- 濃度： $\mu\text{M/L}$



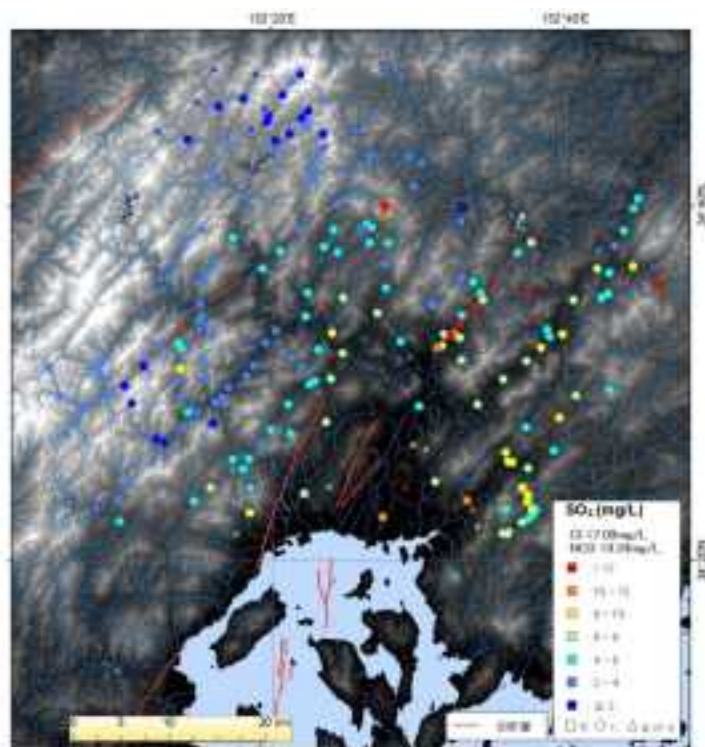


図 3.1.1.1-6 広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の SO_4 イオン濃度の地理的分布

NO_3 イオン濃度 $\leq 70 \mu\text{M/L}$ ($=4.34 \text{ mg/L}$), Cl イオン濃度 $\leq 7.09 \text{ mg/L}$ ($=100/0.6 \mu\text{M/L}$)

○：河川水試料 △：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：深層地下水試料

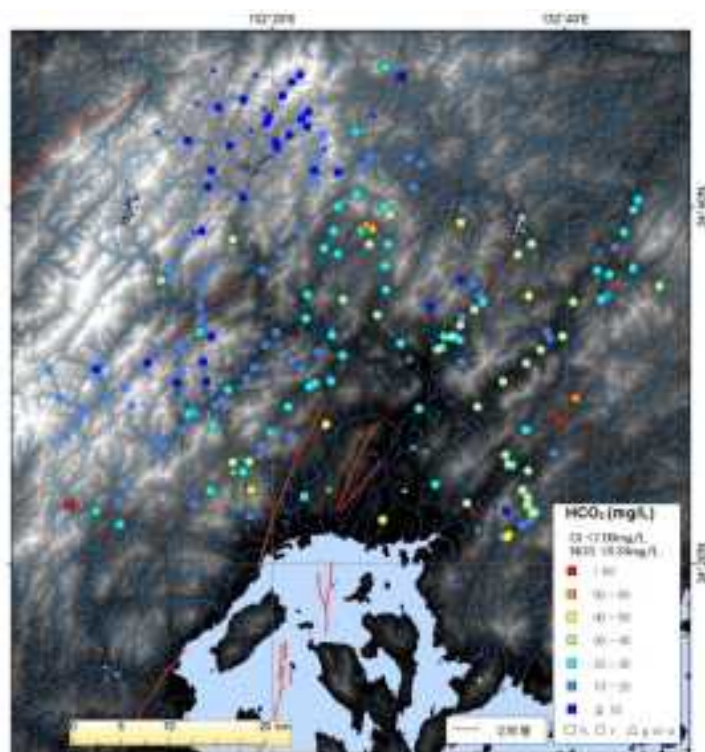


図 3.1.1.1-7 広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の HCO_3 イオン濃度の地理的分布

NO_3 イオン濃度 $\leq 70 \mu\text{M/L}$ ($=4.34 \text{ mg/L}$), Cl イオン濃度 $\leq 7.09 \text{ mg/L}$ ($=100/0.6 \mu\text{M/L}$)

○：河川水試料 △：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：深層地下水試料

河川水試料と浅層地下水試料の Cl イオン濃度と SO_4 および HCO_3 両イオン濃度の地理的分布が異なるため、 Cl/SO_4 当量比の地理的分布を図 3.1.1.1-8 に示す。図 3.1.1.1-8 から、沿岸部及び太田川三角洲地域の深層地下水の Cl/SO_4 当量比は 9 以上（海水は 9.9）あること、内陸地域では、地域の南東部が 2 以下の場所が多いのに対し、北西部では 6 以下の場所が多いということがわかる。

環境省では酸性雨のモニタリングを全国で行っている。調査地域の北西に位置する益田市（蟠竜湖）に観測地点があり、年平均の Cl/SO_4 当量比は 7.4～12.1（平成 22 年度～26 年度、平均 9.7）であった。この値は海水の Cl/SO_4 当量比 9.9 と極めて類似した値である。一方、広島市安佐南区にある観測地点では、年平均の Cl/SO_4 当量比は 2.1～3.0（平成 21 年度～25 年度、平均 2.6）であった。これらのことから、降雨自体に Cl/SO_4 当量比の地理的な違いがあり、河川水、浅層地下水の Cl/SO_4 当量比はそれを反映したものである可能性が考えられる。ただ、調査地域の北西部から、日本海側に流下する高津川支流の匹見川では、高津川本流に合流する直前（益田市横田）の Cl/SO_4 当量比は 2.1～2.2（西山，2002）であり、調査地域の南東部と類似した値である。また、海水の Cl/SO_4 当量比に比べ相対的に SO_4 イオンが多い状態がどのように形成されるかは現状では明らかにできていない。

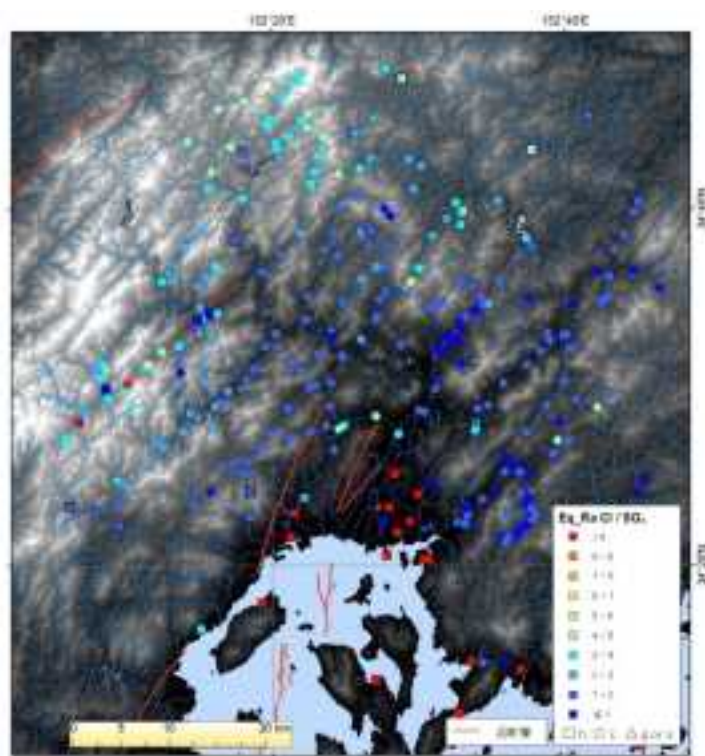


図 3.1.1-8 広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の Cl イオン/ SO_4 イオン当量比の地理的分布

○：河川水試料 △：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：深層地下水試料

(3) 水同位体比の傾向・分布

図 3.1.1.1-9 から図 3.1.1.1-11 に、広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の水素同位体比 (δD)，酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) 及び d 値 ($d=\delta\text{D}-8\times\delta^{18}\text{O}$) の地理的分布を示す。図 3.1.1.1-10 に示したように、本地域の酸素同位体比は、本地域の南東から北西に徐々に小さな値になっていることが非常に明瞭である。また、図 3.1.1.1-9 に示した本地域の水素同位体比も、本地域の南東から北西に徐々に小さな値になっていること

が見て取れる．一方，図 3.1.1.1-11 に示した本地域の d 値は，本地域の南東では 10-14 程度，北西では 22 以上と，徐々に値が大きくなっていくことが見て取れるが， d 値が 18-22 の値が相当南まで張り出している様子も見て取れる．広島花崗岩分布地域は分水嶺が上根峠付近と相当南にあり，またその標高も低い．平成 29 年の冬季には広島市内でも大雪であったことを考えると，冬季の降水の影響が相当南まで及ぶことを意味しているものと考えられる．Mizota and Kusakabe (1994) には日本全域の表層水，浅層地下水の水素・酸素同位体比の分布が示されている．ただ中国地方については，水素同位体比が山地部で-50‰より小さく，それ以外は-40‰～-50‰程度であること，酸素同位体比は広島県西部から滋賀県あたりまでは-7‰～-8‰程度であることが示されているのみである．図 3.1.1.1-9 と図 3.1.1.1-10 は，山岳部では，酸素同位体比は-8‰より小さな値が観測されることと，より詳細な同位体分布を明らかにしている．

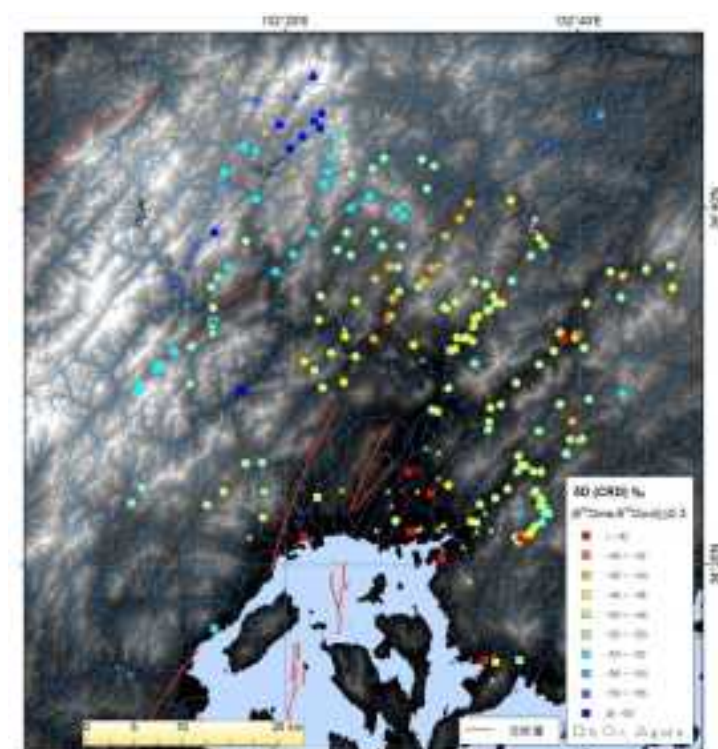


図 3.1.1-9 広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の水素同位体比 (δD) の地理的分布

○：河川水試料 △：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：深層地下水試料

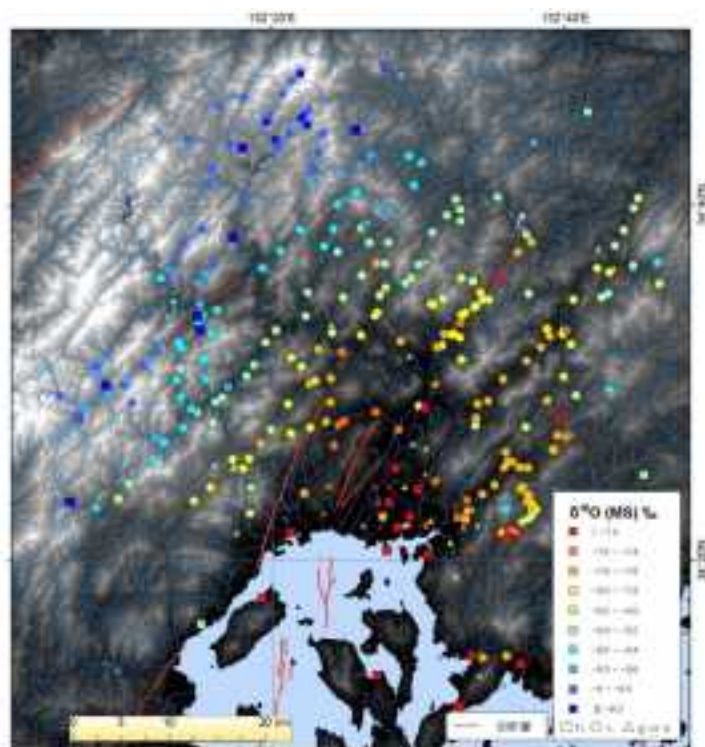


図 3.1.1.1-10 広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の水素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) の地理的分布
○：河川水試料 △：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：深層地下水試料

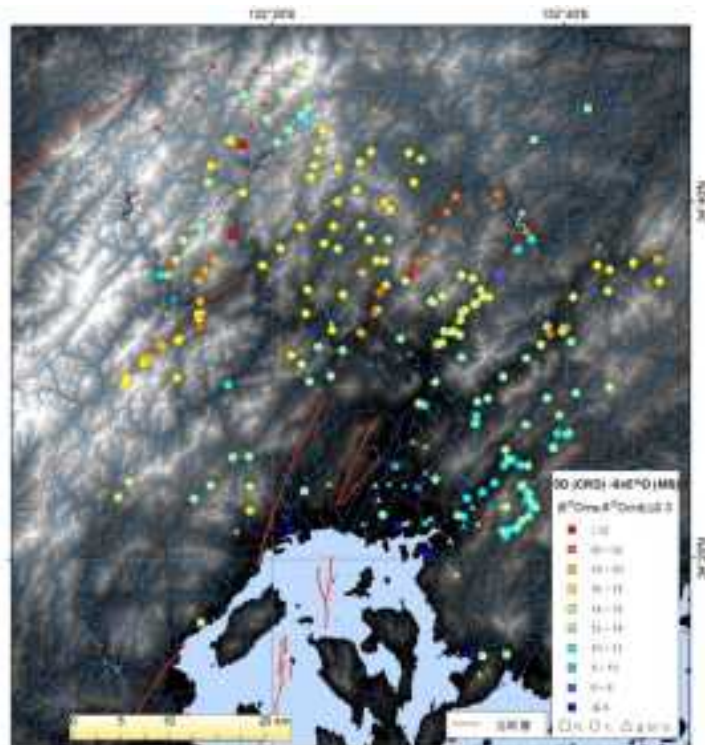


図 3.1.1.1-11 広島花崗岩分布地域の河川水試料，湧水，井戸水等の浅層地下水試料，及び深層地下水試料の d 値 ($d = \delta D - 8 \times \delta^{18}\text{O}$) の地理的分布
○：河川水試料 △：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：深層地下水試料

2) Cl イオン濃度が高い根谷川・筒賀川・熊野川周辺の詳細調査

産業技術総合研究所（2016）における，広島花崗岩分布地域の浅層地下水系の調査により，調査地域北東部の上根活動セグメント，北西部の筒賀活動セグメント等に沿って Cl イオン濃度が比較的高い地点が存在することが明らかになった．そのため平成 28 年度は，Cl イオン濃度が比較的高い地点が存在する根谷川（上根活動セグメント），筒賀川（筒賀活動セグメント）及び瀬野川支流の熊野川の 3 河川において詳細調査を行い，詳細な地理的分布，Cl イオン負荷量の解析などを行った．現地調査では，水温や pH，河川流量等の現地計測可能な水文データを測定した．調査で採取した試料について，水試料の主成分陽イオン・陰イオン組成，水素，酸素同位体比（ δD ， $\delta^{18}O$ ）の分析を行った．

河川流量データの妥当性について検討する．観測された根谷川，筒賀川，熊野川の最下流の観測地点における河川流量は， 1.4×10^5 ton/day， 2.2×10^5 ton/day， 0.4×10^5 ton/day，その流域面積は， 56.1 km^2 ， 47.5 km^2 ， 40.1 km^2 であるので，流出高は 925 mm/year，1707 mm/year，321mm/year となる．降水量は，根谷川近傍の三入で 1003 mm～2418 mm（平均 1609 mm），筒賀川近傍の加計で 1130 mm～2506 mm（平均 1850 mm），熊野川近傍の東広島で 860 mm～2308 mm（平均 1446 mm）である（気象庁）．年蒸発量は南日本では 800-900 mm（近藤ほか，1992）と報告されていることを考え合わせると，観測された河川流量はおおよそ妥当であると考えられる．

(1) 根谷川（上根活動セグメント）周辺の詳細調査

根谷川周辺の詳細調査において，断層（活動セグメント）に沿った顕著な水質異常や深部流体の湧出を示す兆候は確認されなかった．図 3.1.1.1-12～14 に，河川流量，Cl 及び SO_4 両イオンの流下量の調査・解析結果をそれぞれ示す．

根谷川の N5 地点で根谷川本流に合流する人甲川（桧山川）の流域には多数の採石場があり，人甲川の Cl 及び SO_4 両イオンの流下量は 337.0 kg/day 及び 1251.0 kg/day と非常に大きい．根谷川の N5 地点より下流の Cl 及び SO_4 両イオンの流下量は，人甲川による人工的な汚染の影響により非常に大きな値を示している．

根谷川本流の河川流量を見ると，N3 より上流と，N4 地点より下流では，本流の河川流量の増加量が，支流からの河川流量の流入量を下回っている箇所がほとんどである（図 3.1.1.1-12）．これは Cl イオンの流下量についても同様である（図 3.1.1.1-13）． SO_4 イオンの流下量は N4 地点から N5 地点の間では，支流からの流入量より本流の増加量の方が多い．N3 より上流と N5 より下流は河川流量，Cl イオン流下量と同様である（図 3.1.1.1-14）．

一方，河川流量，Cl イオン・ SO_4 イオン流下量とも，支流からの流入量のみでは本流の増加量を説明できないのは，N3 地点と N4 地点の間である．N3 地点と N4 地点の河川流量の差は 4.7×10^4 ton/day である．Cl イオン・ SO_4 イオンの流下量の差は 300.1 kg/day，326.3 kg/day である．この流下量の差を N3 地点と N4 地点の河川流量の差で説明しようとする，想定される Cl イオン・ SO_4 イオンの濃度は 6.3 mg/L，6.9 mg/L である．N3 地点と N4 地点の間で根谷川に流入する支流は，本郷川（河川流量 0.57×10^4 ton/day）と霧切谷（河川流量 0.006×10^4 ton/day）である．Cl イオン・ SO_4 イオンの濃度は，前者が 3.5 mg/L，4.5 mg/L，後者が 26.9mg/L，14.7 mg/L である．河川流量の違いを考えて本郷川をこの区間の代表と考えると，Cl イオン・ SO_4 イオンの濃度は想定よりずっと小さい値である．この場合，流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは説明できない Cl イオン及び SO_4 イオンの負荷量は，132.6 kg/day 及び 112.4 kg/day である．

N3 地点と N4 地点の間は，河川争奪の場所として有名な上根峠である．実際，現在は上根峠より北東方向に流下している簸ノ川は，上流を争奪される前は人甲川（桧山川）が支流，草野，

平原，本郷あたりまで簸ノ川上流部と考えられている．また上根峠付近の簸ノ川の埋積谷（谷底堆積低地）は幅 500m もあるので，堆積物の厚さは 30m 程度と推定される（鈴木，1998）．上根峠付近は分厚い河床堆積物が存在していると考えられ，浅層地下水の流動も通常の川とは相当異なるものと推定できる．産業技術総合研究所（2016）の結果では，簸ノ川の Cl イオン・ SO_4 イオンの濃度は，5.9～8.1 mg/L，5.8～6.5 mg/L であった．この値は上記で想定された Cl イオン・ SO_4 イオンの濃度，6.3 mg/L，6.9 mg/L と相同の値である．これらのことは，N3 地点と N4 地点の間では，根谷川の南西側の地下水系の寄与の他に，北東側（簸ノ川側）の地下水系が寄与している可能性を示唆するものであると考えられる．

以上を踏まえると，根谷川（上根活動セグメント）周辺の Cl イオン濃度異常については，①採石場による人工的な汚染と，②河川争奪の結果として現在は異なった水系に属する簸ノ川の埋積谷の谷底に分布する河床堆積物の浅層地下水系の寄与によるものと考えられ，断層活動との関係性や深部流体の寄与は低いものと考えられる．



図 3.1.1.1-12 根谷川の河川流量（100 ton/day）

赤○：本流の観測地点 黄色○：支流の観測地点（観測値は白地緑枠内の数字）

赤数字：ある観測点の河川流量が，1つ上流側の観測点の本流流量と，この区間で流入する支流の流量の合計より大きい観測地点．紫数字：ある観測点の河川流量が，1つ上流側の観測点の本流流量と，この区間で流入する支流の流量の合計より小さい観測地点



図 3.1.1.1-13 根谷川の Cl イオン流量 (kg/day)

赤○：本流の観測地点 黄色○：支流の観測地点（観測値は白地緑枠内の数字）

赤数字：ある観測点の Cl イオン流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より大きい観測地点。紫数字：ある観測点の Cl イオン流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より小さい観測地点



図 3.1.1.1-14 根谷川の SO₄ イオン流量 (kg/day)

赤○：本流の観測地点 黄色○：支流の観測地点（観測値は白地緑枠内の数字）

赤数字：ある観測点の SO₄ イオン流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より大きい観測地点。紫数字：ある観測点の SO₄ イオン流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より小さい観測地点

(2) 筒賀川（筒賀活動セグメント）周辺の詳細調査

筒賀川周辺の詳細調査において、断層（活動セグメント）に沿った顕著な水質異常や深部流体の湧出を示す兆候は確認されなかった。図 3.1.1.1-15～17 に、河川流量、Cl 及び SO₄ 両イオンの流下量の調査・解析結果をそれぞれ示す。

筒賀川の T2 地点と T3 地点の間に牧場が存在している。T3 地点では T2 地点と比べ Cl 濃度が 4.3 mg/L から 10.9 mg/L、NO₃ 濃度が 0.6 mg/L から 1.3 mg/L と 2 倍以上の濃度になる。筒賀川本流の Cl イオン濃度は T3 地点を最高濃度とし、下流に向かって徐々に濃度が低下するという傾向がある。多くの地点で「人工的な汚染が少ない場所」と「人工的な汚染が考えられる場所」を区別する Cl イオン濃度である 200 µM/L (=7.09 mg/L) を超えている。平成 27 年度調査でも Cl イオン濃度が 20.2 mg/L もあり「人工的な汚染が考えられる場所」であると考えられる。

筒賀川本流の河川流量を見ると、T4 地点と T5 地点の間のみ本流の河川流量の増加量が、支流からの河川流量の流入量と同等か下回っている。それ以外の地点では、支流からの流入量のみでは本流の増加量を説明できない（図 3.1.1.1-15）。これは Cl イオンの流下量についても同様である（図 3.1.1.1-16）。SO₄ イオンの流下量はすべての地点で、支流からの流入量のみでは本流の増加量を説明できない（図 3.1.1.1-17）

T2－T3 地点間

河川流量、Cl イオン及び SO₄ イオンの流下量の差は、 1.3×10^4 ton/day、176.9 kg/day、及び 30.7 kg/day であり、想定される地下水の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度は、13.8 mg/L 及び 2.4 mg/L である。平成 27 年度調査では T3 地点で Cl イオン・SO₄ イオンの濃度、20.2 mg/L、2.4 mg/L が観測されており、この付近の浅層地下水が本流に供給されていることが推定される。

T3－T4 地点間

河川流量、Cl イオン及び SO₄ イオンの流下量の差は、 6.3×10^4 ton/day、448.1 kg/day、及び 184.9 kg/day であり、想定される地下水の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度は、7.1 mg/L 及び 2.9 mg/L である。本区間で流入する支流の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度は、3.8 mg/L 及び 2.0 mg/L であり、流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは、本流の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度の増加を説明することはできない。流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは説明できない Cl イオン及び SO₄ イオンの負荷量は、210.1kg/day 及び 61.1 kg/day である。

T4－T5 地点間

河川流量、Cl イオン及び SO₄ イオンの流下量の差は、 0.85×10^4 ton/day、11.4 kg/day、及び 82.3 kg/day であり、想定される地下水の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度は、3.7～3.8 mg/L 及び 3.3～3.6 mg/L である。本区間で流入する支流の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度は、3.8 mg/L 及び 2.0 mg/L であり、流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみで本流の Cl イオン濃度の増加は説明出来る（逆に上回る）が、SO₄ イオンの濃度の増加を説明することはできない。流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは説明できない SO₄ イオンの負荷量は 51.3kg/day である。

T5－T6 地点間

河川流量、Cl イオン及び SO₄ イオンの流下量の差は、 6.1×10^4 ton/day、311.1 kg/day、及び 276.6 kg/day であり、想定される地下水の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度は、5.1 mg/L 及び 5.6 mg/L である。本区間で流入する支流の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度は、3.8 mg/L 及び 4.3 mg/L であり、流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは、本流の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度の増加を説明することはできない。流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは説明できない Cl イオン及び SO₄ イオンの負荷量は、80.7 kg/day 及び 15.3 kg/day である。

T6-T7 地点間

河川流量、Cl イオン及び SO₄ イオンの流下量の差は、 7.1×10^4 ton/day, 470.0 kg/day, 及び 300.8 kg/day であり、想定される地下水の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度は、6.6 mg/L 及び 4.2 mg/L である。本区間で流入する支流の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度は、3.8 mg/L 及び 3.2 mg/L であり、流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは、本流の Cl イオン・SO₄ イオンの濃度の増加を説明することはできない。流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは説明できない Cl イオン及び SO₄ イオンの負荷量は、202.9 kg/day 及び 72.1 kg/day である。

想定される Cl 負荷量は T3-T4 区間と T6-T7 区間で大きく、T5-T6 区間で小さい (T4-T5 区間はマイナス)。T3-T4 区間と T6-T7 区間は谷底低地が広く、T4-T5-T6 区間では谷底低地が狭いことを考えると、水田等の人為的活動の影響の多寡の可能性が考えられる。

一方、SO₄ 負荷量は T5-T6 区間では小さいが、それ以外の区間では 50-70 kg/day と比較的類似している。

以上を踏まえると、筒賀川 (筒賀活動セグメント) 周辺の Cl イオン濃度異常については、① 牧場による人工的な汚染と、② 水田等の人為的活動の影響の多寡の可能性が考えられ、断層活動との関係性や深部流体の寄与は低いものと考えられる。



図 3.1.1.1-15 筒賀川の河川流量 (100 ton/day)

赤○：本流の観測地点 黄色○：支流の観測地点 (観測値は白地緑枠内の数字)

赤数字：ある観測点の河川流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より大きい観測地点。紫数字：ある観測点の河川流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より小さい観測地点



図 3.1.1.1-16 筒賀川の Cl イオン流量 (kg/day)

赤○：本流の観測地点 黄色○：支流の観測地点（観測値は白地緑枠内の数字）

赤数字：ある観測点の Cl イオン流量が，1つ上流側の観測点の本流流量と，この区間で流入する支流の流量の合計より大きい観測地点。紫数字：ある観測点の Cl イオン流量が，1つ上流側の観測点の本流流量と，この区間で流入する支流の流量の合計より小さい観測地点



図 3.1.1-17 筒賀川の SO₄ イオン流量 (kg/day)

赤○：本流の観測地点 黄色○：支流の観測地点（観測値は白地緑枠内の数字）

赤数字：ある観測点の SO₄ イオン流量が，1つ上流側の観測点の本流流量と，この区間で流入する支流の流量の合計より大きい観測地点。紫数字：ある観測点の SO₄ イオン流量が，1つ上流側の観測点の本流流量と，この区間で流入する支流の流量の合計より小さい観測地点

(3) 熊野川周辺の詳細調査

熊野川周辺の詳細調査において、リニアメント等に沿った顕著な水質異常や深部流体の湧出を示す兆候は確認されなかった。図 3.1.1.1-18～20 に、河川流量、Cl⁻ 及び SO₄²⁻ 両イオンの流下量の調査・解析結果をそれぞれ示す。

熊野川では、河川流量、Cl⁻ イオンおよび SO₄²⁻ イオンの流下量とも、K3 地点までは増加量が、支流からの河川流量の流入量と同等か下回っている。一方、K3 地点以降は支流からの流入量のみでは本流の増加量を説明できない（図 3.1.1.1-18～図 3.1.1.1-20）

K3 地点と K4 地点の河川流量、Cl⁻ イオン及び SO₄²⁻ イオンの流下量の差は、 1.4×10^4 ton/day, 73.5 kg/day, 及び 113.5 kg/day であり、想定される地下水の Cl⁻ イオン・SO₄²⁻ イオンの濃度は、5.2 mg/L 及び 8.0 mg/L である。一方、K4 地点と K5 地点の河川流量、Cl⁻ イオンおよび SO₄²⁻ イオンの流下量の差は、 1.4×10^4 ton/day, 67.5 kg/day, 及び 92.4 kg/day であり、想定される地下水の Cl⁻ イオン・SO₄²⁻ イオンの濃度は、4.8mg/L 及び 6.6mg/L である。K3 地点から K5 地点の間に本流に流入する支流の Cl⁻ イオン・SO₄²⁻ イオンの濃度は、3.2～4.3 mg/L, 4.3～5.8mg/L であるので、流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは、本流の Cl⁻ イオン・SO₄²⁻ イオンの濃度の増加を説明することはできない。流入する支流に代表される浅層地下水の流入のみでは説明できない Cl⁻ イオン及び SO₄²⁻ イオンの負荷量は、K3-K4 区間で 13.1 kg/day 及び 32.1 kg/day, K4-K5 区間で 16.5 kg/day 及び 30.8 kg/day である。ただし、この数値は根谷川あるいは筒賀川に比べ非常に小さな値であることに留意する必要がある。

以上を踏まえると、熊野川周辺の Cl⁻ イオン濃度異常については、その原因は不明であるものの、濃度異常の絶対値が小さく、断層活動との関係性や深部流体の寄与はいずれにせよ低いものと考えられる。



図 3.1.1.1-18 熊野川の河川流量 (100 ton/day)

赤○：本流の観測地点 黄色○：支流の観測地点（観測値は白地緑枠内の数字）

赤数字：ある観測点の河川流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より大きい観測地点。紫数字：ある観測点の河川流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より小さい観測地点



図 3.1.1.1-19 熊野川の Cl イオン流量 (kg/day)

赤○：本流の観測地点 黄色○：支流の観測地点（観測値は白地緑枠内の数字）

赤数字：ある観測点の Cl イオン流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より大きい観測地点。紫数字：ある観測点の Cl イオン流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より小さい観測地点



図 3.1.1.1-20 熊野川の SO₄ イオン流量 (kg/day)

赤○：本流の観測地点 黄色○：支流の観測地点（観測値は白地緑枠内の数字）

赤数字：ある観測点の SO₄ イオン流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より大きい観測地点。紫数字：ある観測点の SO₄ イオン流量が、1つ上流側の観測点の本流流量と、この区間で流入する支流の流量の合計より小さい観測地点

3.1.1.2 海水準変動が沿岸域の深層地下水系に与える影響に関する検討

広島平野およびその周辺地域は、白亜紀後期の広島花崗岩類が広く分布する、我が国における代表的な結晶質岩沿岸域である。本地域が位置する瀬戸内地域は、第四紀における地殻変動が小さな地域として知られており（第四紀地殻変動研究グループ, 1968）、海水準変動（特に汎世界的海水準変動）の影響の検討に適した地域である。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2011, 2012, 2013, 2014）では、結晶質岩沿岸域のモデル地域として、瀬戸内地域における地下水の水質・同位体比および塩水・淡水の年代分布から、海水準変動が地下水系に与える影響に関する検討を行っている。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）では、広島平野において沿岸部から 6 km 程度の内陸まで若い塩水が分布することから、過去の海岸線の移動が塩水侵入に関係している可能性を指摘した。一方、産業技術総合研究所（2016）では、広島平野周辺の沿岸部の深層であっても淡水が存在する場合があることを指摘し、断層・リニアメント等の地質構造の影響を示唆した。平成 28 年度は、追補的に取得したデータを含めて広島花崗岩沿岸域における塩水・淡水の年代および地理的分布を再検討し、海水準変動に伴う長期的な地下水流動系変化の観点から解析を行った。

瀬戸内地域では、氷期には最大 120 m 程度の海水準の低下によって瀬戸内海が全域で陸化したと考えられている（桑代, 1959；太田ほか, 2004；産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014）。図 3.1.1.2-1a には、最終氷期最盛期（約 2 万年前）の海岸線の位置を示しているが、当時の海岸線は広島湾周辺地域から現在の四国沖まで後退していたと考えられ、氷期一週間の海岸線の移動距離が 100-150 km 程度と非常に大きい。したがって、海水準変動による地下水流動系変化が非常に大きな地域であると考えられる。最終氷期以降の海水準上昇に伴い、諸島・怒和島水道が形成（海水準=-50m）された約 1.1 万年前（増田ほか（2000）の相対的海水準変動曲線による）には広島湾に海水が侵入し、約 7 千年前には現在の瀬戸内海が形成されたと考えられている（八島, 1994）。

1) 一般水質・水同位体比の傾向・分布・起源

広島花崗岩沿岸域における地下水・湧水の採取地点を図 3.1.1.2-1b に示す。深層地下水についてみると、塩水（ここでは $\text{Cl} > 250 \text{ mg/L}$ と定義する）が沿岸部から最大 6 km ほど内陸まで分布していることがわかる（図 3.1.1.2-1b）。これらの水質組成をみると（図 3.1.1.2-2）、大きく 3 種類に分けられる。1 つ目は、海水の組成に近い Na-Cl 型から Ca-Cl 型にかけて分布する深層地下水（塩水）であり、採水深度は 100-1,800 m 程度である。2 つ目は、主に Na-HCO₃ 型に相当する深層地下水（淡水）（ $\text{Cl} < 250 \text{ mg/L}$ ）であり、採水深度は 100-2,000 m 程度である。3 つ目は、Ca-HCO₃ 型にほぼ相当する浅層地下水（淡水）（ $\text{Cl} < 10 \text{ mg/L}$ ）であり、採水深度 100 m 以浅の地下水・湧水である。塩水に関しては、多くの試料で Br/Cl 比が海水の値（~0.0035）に近いことから（Tosaki *et al.*, 2017）、海水起源であることが示唆される。図 3.1.1.2-3 は、酸素・水素安定同位体比を示しているが、浅層地下水や深層地下水（淡水）が天水線の近くにプロットされるのに対して、深層地下水（塩水）は天水と海水との混合線上に分布しており、海水起源であることを支持している。

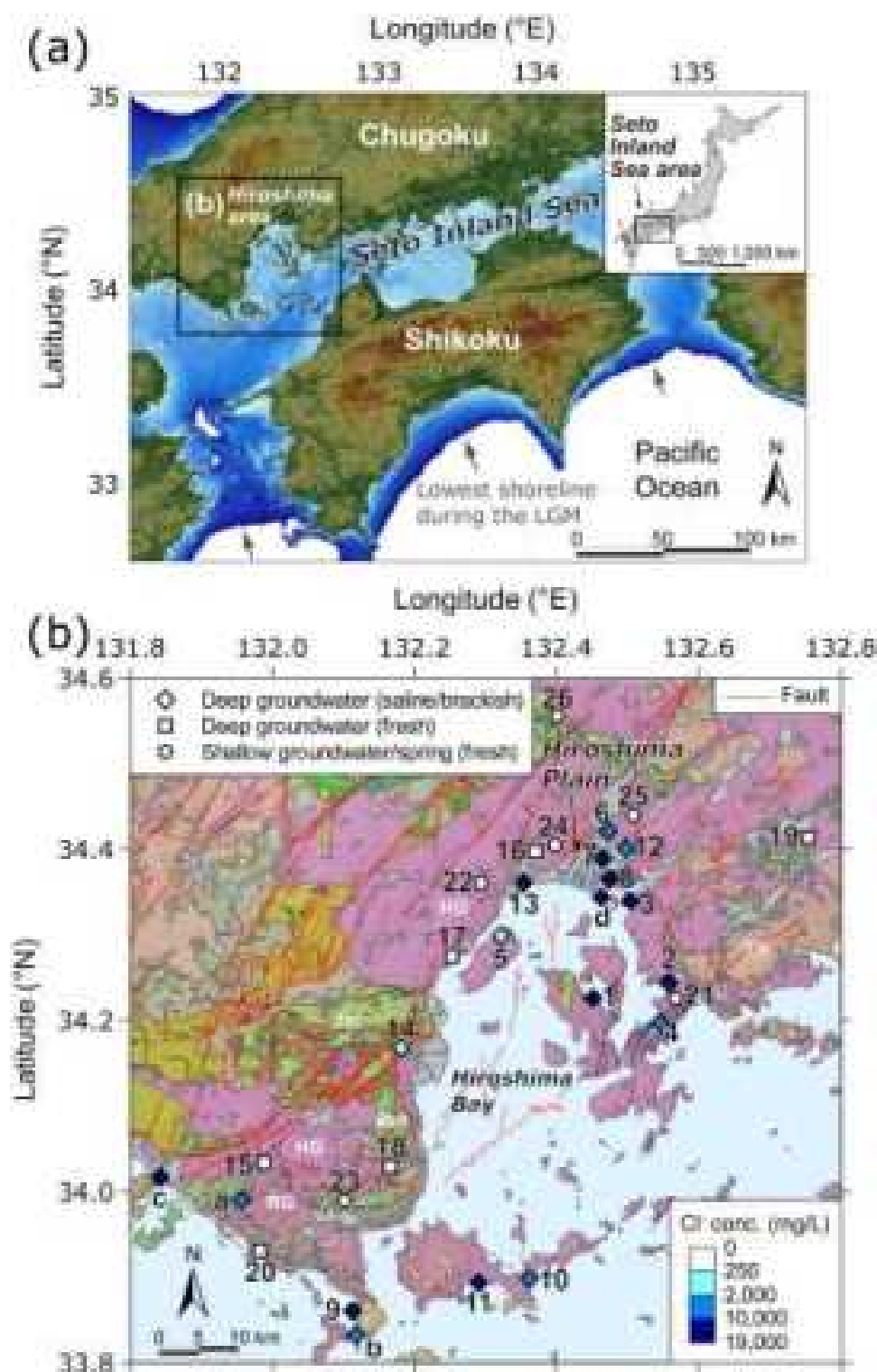


図 3.1.1.2-1 (a)瀬戸内地域と広島平野周辺地域の位置, (b)広島平野周辺地域における深層地下水, 浅層地下水, 湧水の採取地点と Cl 濃度の分布

(a)には氷期の海岸線の位置（海水準が 120 m 低下した場合）を示した。(b)は Tosaki *et al.* (2017)に新たに 4 試料 (a, b, c, d) を加えた。(b)の断層の位置は, 産業技術総合研究所 (2009), 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2012), 東元ほか (1985, 1986), 高橋ほか (1989), 高橋 (1991), 松浦ほか (1999), 高木・水野 (1999) に基づく。(b)には 20 万分の 1 日本シームレス地質図 (産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012) を使用し, 地質は, HG: 広島花崗岩類, TR, 高田流紋岩類, Jac: ジュラ紀付加コンプレックス, Rm: 領家変成岩類, RG: 領家花崗岩類。

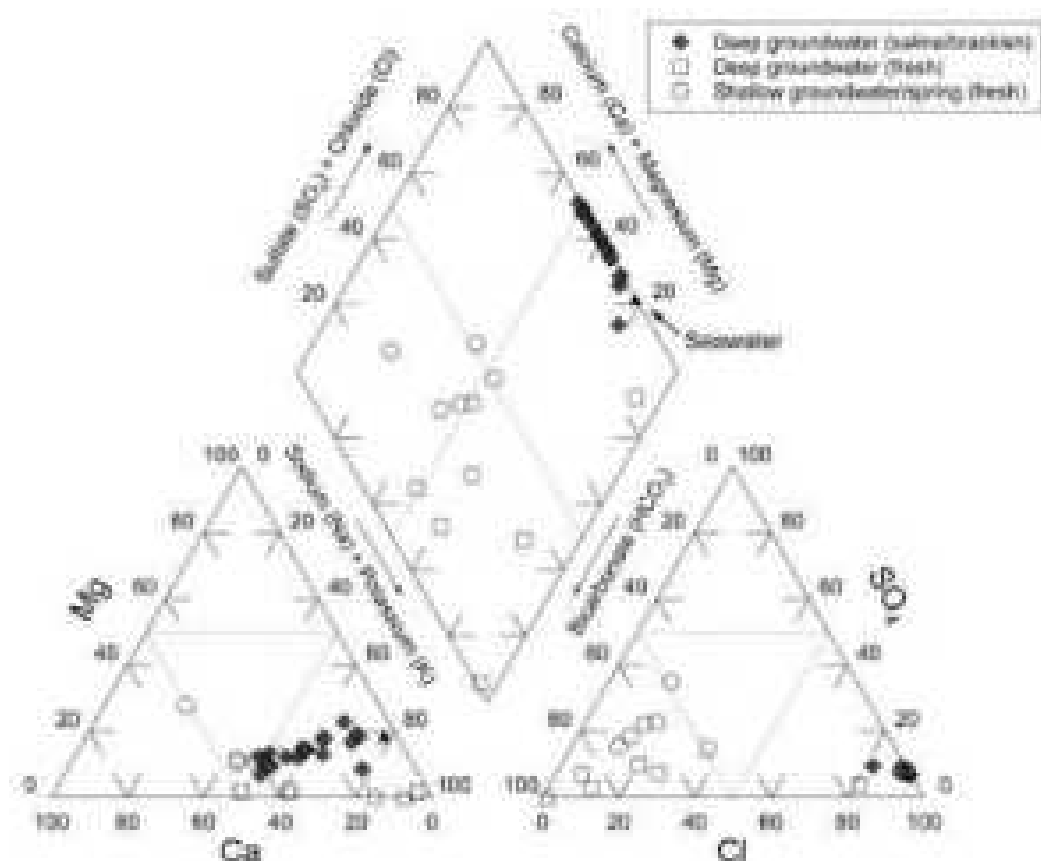


図 3.1.1.2-2 広島花崗岩沿岸域における地下水・湧水の水質組成
産業技術総合研究所（2016）のデータを含む。

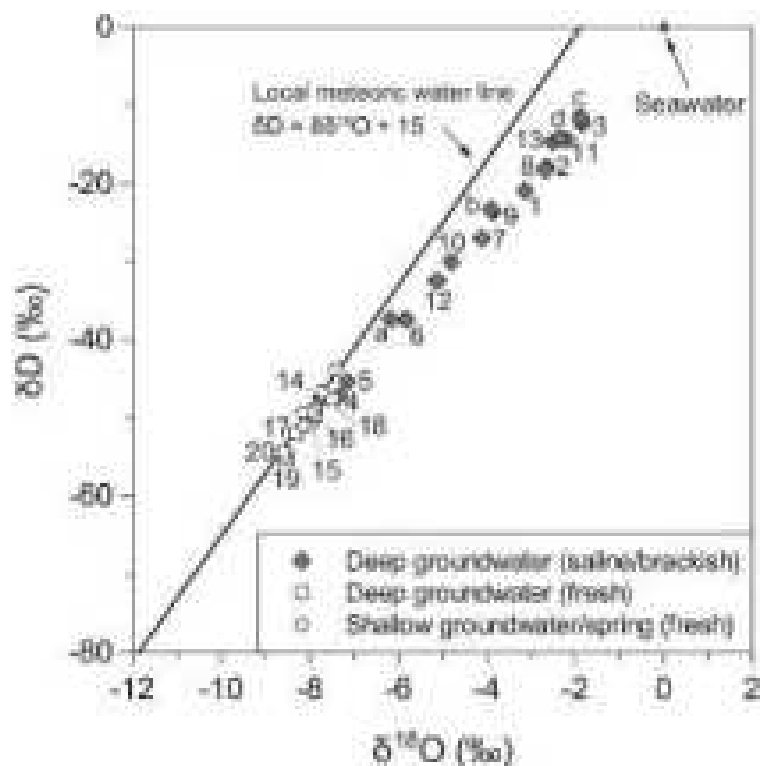


図 3.1.1.2-3 広島花崗岩沿岸域における地下水・湧水の酸素・水素安定同位体比
Tosaki *et al.* (2017)に4 試料 (a, b, c, d) を追加した。直線は、瀬戸内地域を含む地域における
d 値の平均値 (d = 15 ; Mizota and Kusakabe, 1994) を用いた天水線 (LMWL)。

2) ^3H 濃度に基づく検討

図 3.1.1.2-4 は、 Cl 濃度と ^3H 濃度との関係を示している。 ^3H は原則的に深度 200 m 以浅の地下水・湧水で検出されていることから (Tosaki et al., 2017), ^3H は海水成分に由来するものではなく、天水成分に由来することが示唆される。深層地下水（淡水）については、 ^3H がほぼ検出されず、水質が Na-HCO_3 型であることから（図 3.1.1.2-2）停滞傾向で滞留時間が長いことが推定される。ほとんどの深層地下水（塩水）には ^3H が含まれていないが、例外的に深度 700 m 以深の井戸の一部で ^3H が検出されている（図 3.1.1.2-4 の試料 4, 10, 11, b）。これらに関しては、井戸の構造上の不具合等による浅層地下水や現在の海水の混入が疑われ、スクリーン位置の地下水を反映していない可能性が高いため、以下の議論からは除外する。

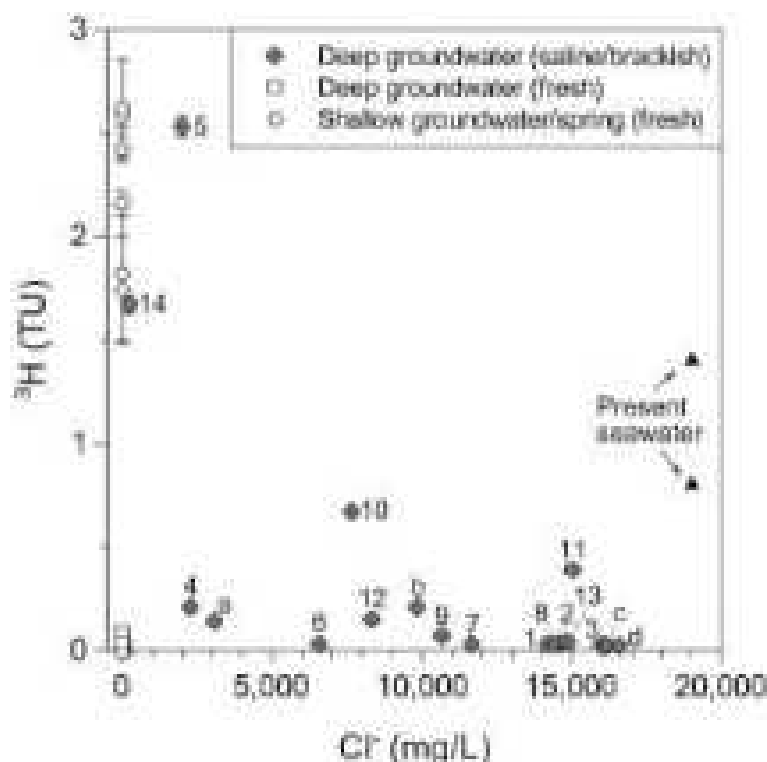


図 3.1.1.2-4 広島花崗岩沿岸域における地下水・湧水の Cl 濃度と ^3H 濃度との関係

Tosaki et al. (2017)に4試料 (a, b, c, d) を追加した。 ^3H が検出限界以下 (<0.03 TU) の試料については、 0.03 TU としてプロットした。広島湾における海水の ^3H 濃度 (広島市衛生研究所環境科学部, 2000, 2001) を併せて示した ($\text{Cl} = 19,000$ mg/L を仮定)。

3) 塩水年代に基づく検討

図 3.1.1.2-5 は、 Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比との関係を示しているが、全ての塩水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は現在の海水に近い非常に低い値を示している。やや高い $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示す Cl 濃度が相対的に低い塩水（試料 14）は、海水と天水との混合線上に位置しており、天水成分の影響を受けたものであると考えられる。これは、この塩水の ^3H 濃度が浅層地下水の値と近いこと（図 3.1.1.2-4）とも整合的である。図 3.1.1.2-5 では、深層地下水（淡水）も海水と天水との混合線上にほぼプロットされている。水質（図 3.1.1.2-2）や ^3H 濃度（図 3.1.1.2-4）からはある程度古い淡水であることが示唆されたが、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比で変化がみられるほどの長い時間は経過していないものと考えられる。

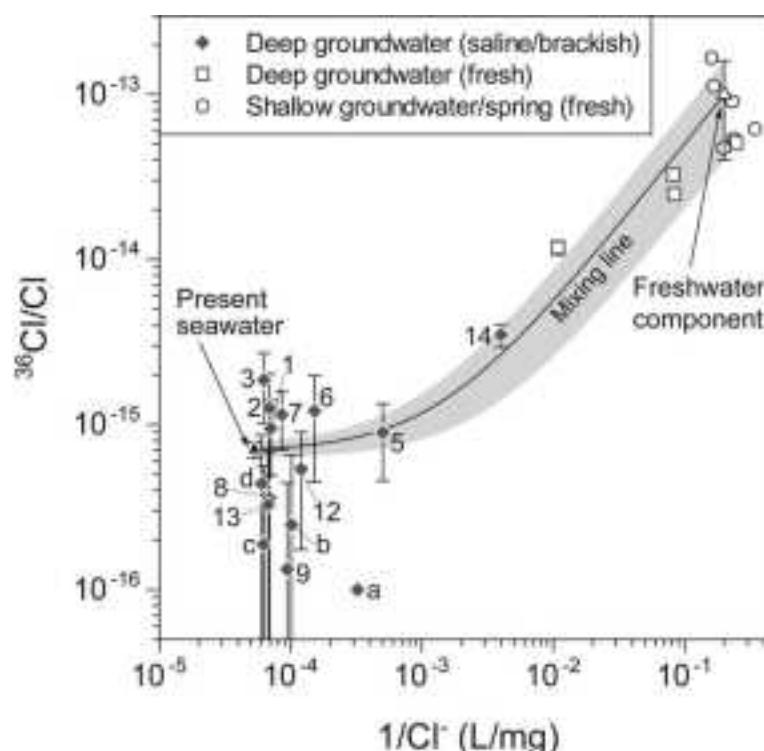


図 3.1.1.2-5 広島花崗岩沿岸域における地下水・湧水の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比との関係
 Tosaki *et al.* (2017)に塩水 3 試料 (a, c, d) 及び淡水 4 試料を追加した。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013, 2014), 産業技術総合研究所 (2016) のデータを含む。曲線は、海水 ($\text{Cl} = 19,000 \text{ mg/L}$, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$; Fifield *et al.*, 2013) と天水との混合線を示している。天水 (淡水成分) の値は、浅層地下水・湧水の平均値である $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (89 \pm 46) \times 10^{-15}$ ($\text{Cl} = 4.8 \pm 1.2 \text{ mg/L}$) を踏まえ、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (100 \pm 60) \times 10^{-15}$ ($\text{Cl} = 5 \text{ mg/L}$) と仮定した。試料 a は検出限界以下の値であったため、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 0.1 \times 10^{-15}$ としてプロットした。

4) 海水準変動が深層地下水系に与える影響の検討

以上を踏まえ、深層地下水 (塩水) と海水準変動との関連について議論する。沿岸域では、約 10 万年周期の海水準変動によって海進—海退が繰り返す起こるが、これまでいくつかの地域において、完新世の海進によって沿岸域の深層地下水に海水がもたらされた事例が報告されている (Laaksoharju *et al.*, 1999 ; Post *et al.*, 2003)。図 3.1.1.2-6 では、深層地下水 (塩水) 中の海水成分の年代と主な海進の時期を比較した。海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は現在の海水の値と同等で、年代は測定誤差を考慮した場合でも約 4 万年以内である。例えば、約 12 万 5 千年前の海進期のような古い海進イベントの痕跡はみられず、当時侵入したと想定される古い塩水は残っていないことがわかる。したがって、より新しい海進期に海水の侵入が起きたことが考えられる。前述のように、最終氷期最盛期には瀬戸内海が全域で陸化し、当時の海岸線は現在の四国沖に位置していた (図 3.1.1.2-1a)。これは広域地下水流動系の流出域が現在と比較して 100-150 km 程度移動し、その規模が拡大していたことを意味している。これに伴って現在よりも深層の地下水流動が活発化し、天水起源の地下水流動系によって、それ以前に存在していた古い塩水がフラッシングされたと考えられる。本研究で得られた塩水の年代の最大値である約 4 万年前には、海水準は現在よりも 80 m 程度低い状態にあったと考えられるため (Yokoyama and Esat, 2011)、塩水の供給源としては最終氷期以降の海水侵入に限定することができる。

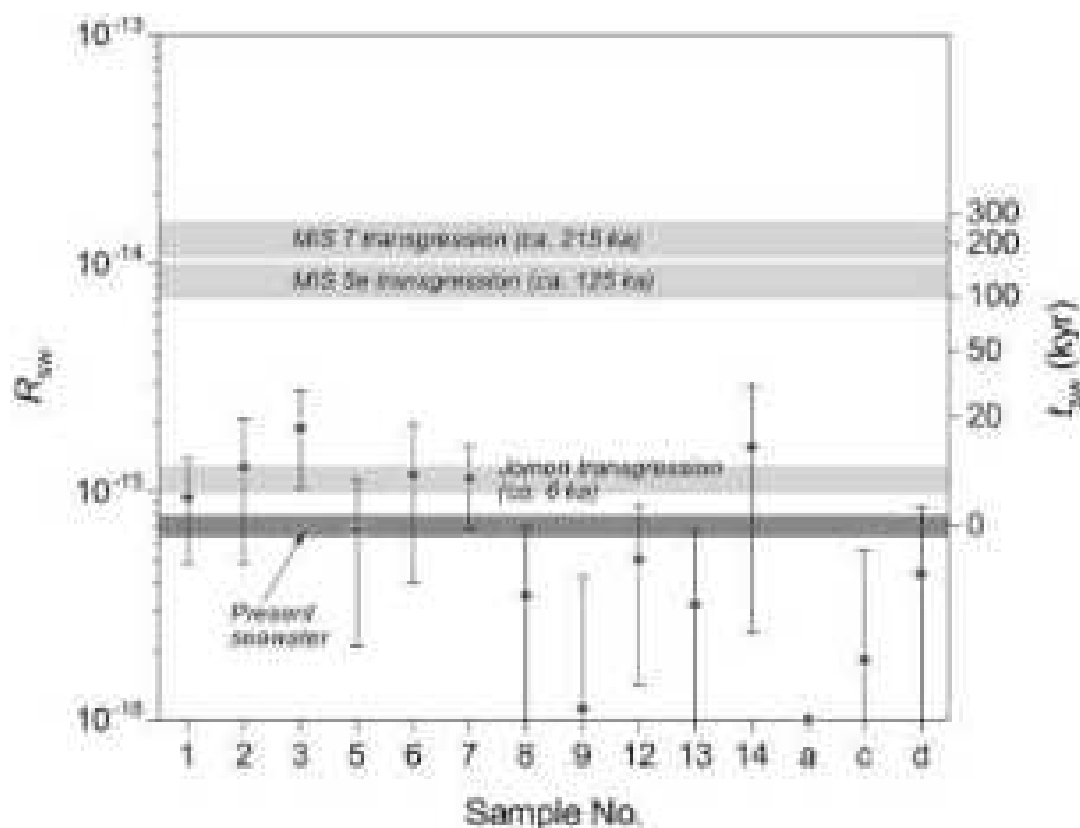


図 3.1.1.2-6 広島花崗岩沿岸域における深層地下水（塩水）の ^{36}Cl 年代と海進の時期との比較

Tosaki *et al.* (2017)に3試料 (a, c, d) を追加した。データは、天水成分の混合の影響を補正した海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比 (R_{sw}) として示してある。試料 a は検出限界以下の値であったため、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 0.1 \times 10^{-15}$ としてプロットした。右側の軸は、海水成分の年代 (t_{sw}) を示しており、計算に用いた放射平衡値 ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 26\text{--}38 \times 10^{-15}$) は、森川・戸崎 (2013) の瀬戸内花崗岩類の化学組成 ($n=5$) を用い、Andrews *et al.* (1989) の方法にしたがって算出した。その際、大熊・金谷 (2011) を基に間隙率を 1%、岩石の密度を 2.65 と仮定し、 $\text{Cl} = 10,000 \text{ mg/L}$ に希釈された海水によって間隙が満たされている状態を仮定して計算した (Tosaki *et al.*, 2017)。

このような若い塩水は、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) で報告されたように、海岸から 6 km ほど内陸まで分布している。瀬戸内地域では、約 6 千年前の縄文海進期の海水準は、現在よりも 4 m 程度高かったと考えられている (太田ほか, 2004)。図 3.1.1.2-7a で当時の海域と塩水の分布を比較すると、若い塩水の採水地点は当時の海水による浸水域にほぼ含まれていることがわかる。比較的内陸に位置している塩水 (図 3.1.1.2-7a の試料 14 や試料 a) も、河床標高が 4 m 程度の河川の近傍に位置している。したがって、若い塩水の分布は縄文海進期の海水侵入に関連付けられると考えられる。

図 3.1.1.2-7b をみると、広島湾周辺の広範囲で深度 1,700 m 程度まで若い塩水が分布していることがわかる。このような海水侵入は、鉛直方向と水平方向の両方が考えられるが (Kooi *et al.*, 2000), 特に亀裂性の沿岸帯水層では具体的なプロセスに関する知見が乏しい (Werner *et al.*, 2013)。ここで、図 3.1.1.2-8 は、縄文海進期の海岸を基準とした塩水と淡水の分布を示している。若い塩水は、当時の海岸よりも海側に分布し、淡水は陸側に分布している。その境界は比較的明瞭であり、当時の海岸の位置にほぼ一致している。このことは、鉛直方向の塩水侵入が主要なプロセスであることを示しており、縄文海進期以降に当時の海水が少なくとも 1,700 m 程度の深層まで侵入したことを示している。

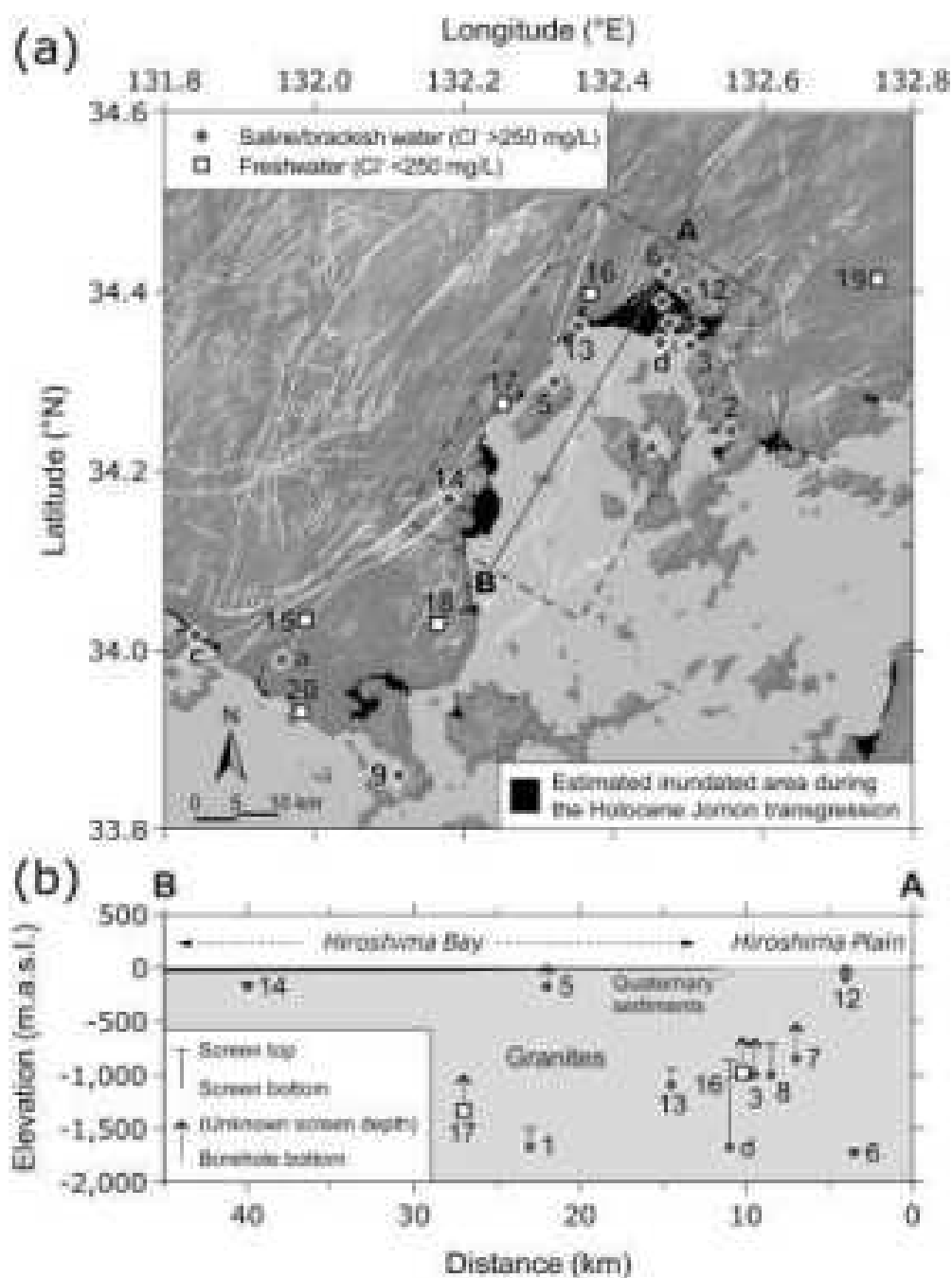


図 3.1.1.2-7 (a)広島花崗岩沿岸域における深層地下水の分布と縄文海進期の海水による浸水域との比較, (b)広島湾周辺地域の深層地下水の採水深度の投影断面図

Tosaki *et al.* (2017)に3試料 (a, c, d) を追加した. (a)では, 標高 4 m 以下の地域を約 6 千年前の縄文海進期の最大浸水域として示した. (a)の断層の位置は, 図 3.1.1.2-1 と同様. (b)は(a)の破線の領域に含まれるデータを A-B 線上に投影したものである.

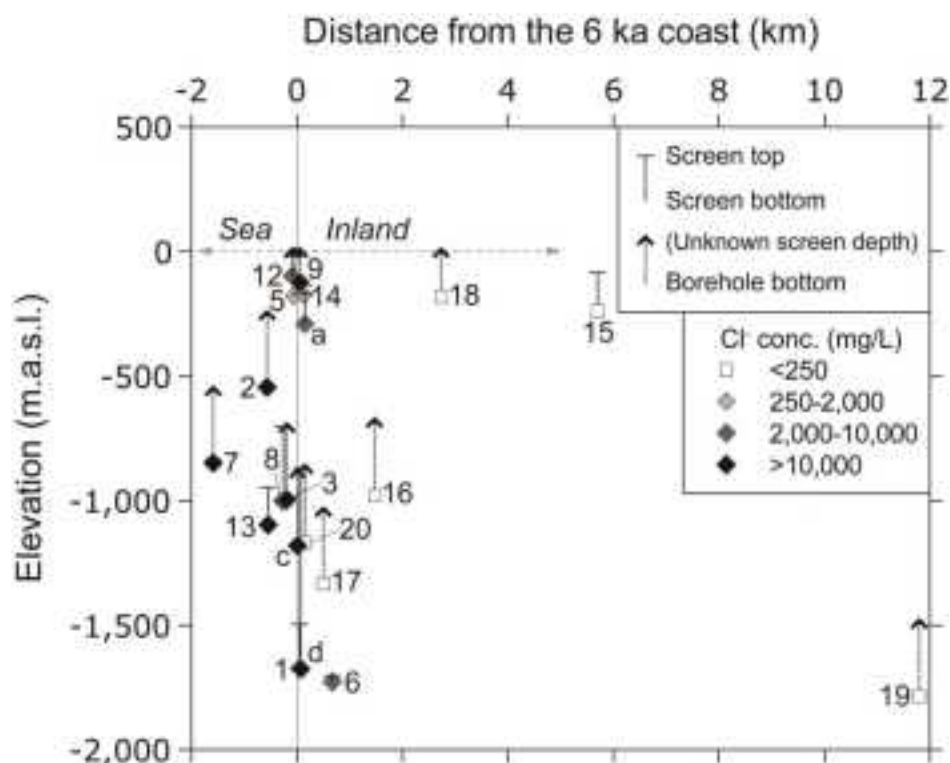


図 3.1.1.2-8 縄文海進期の海岸を基準とした広島花崗岩沿岸域における深層地下水の分布
Tosaki *et al.* (2017)に3試料 (a, c, d) を追加した。

本研究で得られた 1,700 m 以上という完新世の海水の侵入深度は、これまでに報告されている海外の結晶質岩沿岸域（スウェーデン Äspö などバルト海沿岸地域）の事例（~1,000 m ; Laaksoharju *et al.*, 1999; Follin *et al.*, 2008）と比較して非常に大きな値である．考えられる要因として、亀裂の透水性、海進時の海水と淡水との密度差、氷期の天水によるフラッシングが指摘できる (Tosaki *et al.*, 2017)．広島花崗岩類の原位置透水係数 ($3\text{--}4 \times 10^{-8} \text{ m/s}$; 百田ほか, 1981, 1987 ; 大竹, 2001) は、Äspö の花崗岩類の値 (10^{-9} m/s ; 長谷川ほか, 2004) よりも 1 オーダー程度高く、透水性は相対的に良いものと考えられる．前述のように古い塩水が残っていないことから、最終氷期最盛期には少なくとも深度 1,700 m まで淡水で満たされた状態にあったはずであり、縄文海進時の海水との密度差が海水侵入の駆動力となったと考えられる．これには最終氷期における天水によるフラッシングが十分に進む必要があり、前述のように広島平野周辺において氷期の流出域の移動距離が非常に大きく、涵養域となる最大 1,000 m 程度に及ぶ山地に面しているという地形条件が寄与しているものと考えられる．

3.1.2 地質学的変動・海水準変動等をもたらす水文地質学的変動とそのモデル化に関する検討のまとめと課題

【成果】

3.1.2.1 広島花崗岩分地域沿岸域の深層地下水流動系の変遷に係る概念モデルの検討

広島平野およびその周辺の広島花崗岩分布域沿岸域が位置する瀬戸内地域は、第四紀における地殻変動が小さな地域であり（第四紀地殻変動研究グループ，1968）、海水準変動（特に世界的海水準変動）の影響の検討に適している。

3.1.1.2 項では、広島花崗岩分布域沿岸域における塩水・淡水の分布と年代から、①縄文海進期以前の海進期に侵入したような古い塩水が深層地下水系に残存していないこと、②深層地下水中の塩水は、縄文海進期以降の若い海水であること、③深層地下水系中の塩水の分布範囲が、縄文海進最盛期における海水の浸水域にほぼ一致すること、④縄文海進期以降に海水が 1,700 m 以上の深層まで侵入したことを明らかにした。広島花崗岩分布域沿岸域における氷期―間氷期の地下水流動系変化は、次のような概念モデルとしてまとめることができる（図 3.1.2.1-1）。

最終氷期には、海水準が現在よりも最大で 120 m 程度低下することによって、広域地下水流動系の流出域が現在の四国沖まで 100-150 km 程度移動した。これに伴って地下水流動系の規模が非常に大きくなり、現在の広島湾周辺地域では少なくとも 1,700 m 程度の深度まで天水起源の地下水流動が活発化した。これにより、古い塩水成分がフラッシングされたと考えられる。

最終氷期以降に海水準が上昇すると、地下水流動系の規模が次第に縮小し、最終氷期のような地下深部に至る地下水流動は流出域の陸側への移動に伴い停滞的になり、地下水流動が活発な領域はより浅部へと移動した。

最終氷期に陸化した広島湾への海水侵入の時期について、八島（1994）は海水準が -50m まで上昇し、諸島・怒和島水道が形成された時期としており、増田ほか（2000）の相対的海水準変動曲線を参考にすると約 1.1 万年前である。その後、約 6 千年前をピークとした縄文海進最盛期には、海水準が現在よりも 4 m ほど高くなり、現在の低地部まで海水で覆われた。最終氷期に涵養された淡水が深度 1,700 m 以上まで存在していることにより、密度の高い海水が亀裂を介してほぼ鉛直に侵入し、少なくとも 1,700 m まで達した。

現在も依然として海水準は高い状態にあるため、深層地下水の流動は停滞状態にある。現在の天水起源の地下水流動系は、おおよそ 200 m 程度より浅い深度に限られている。

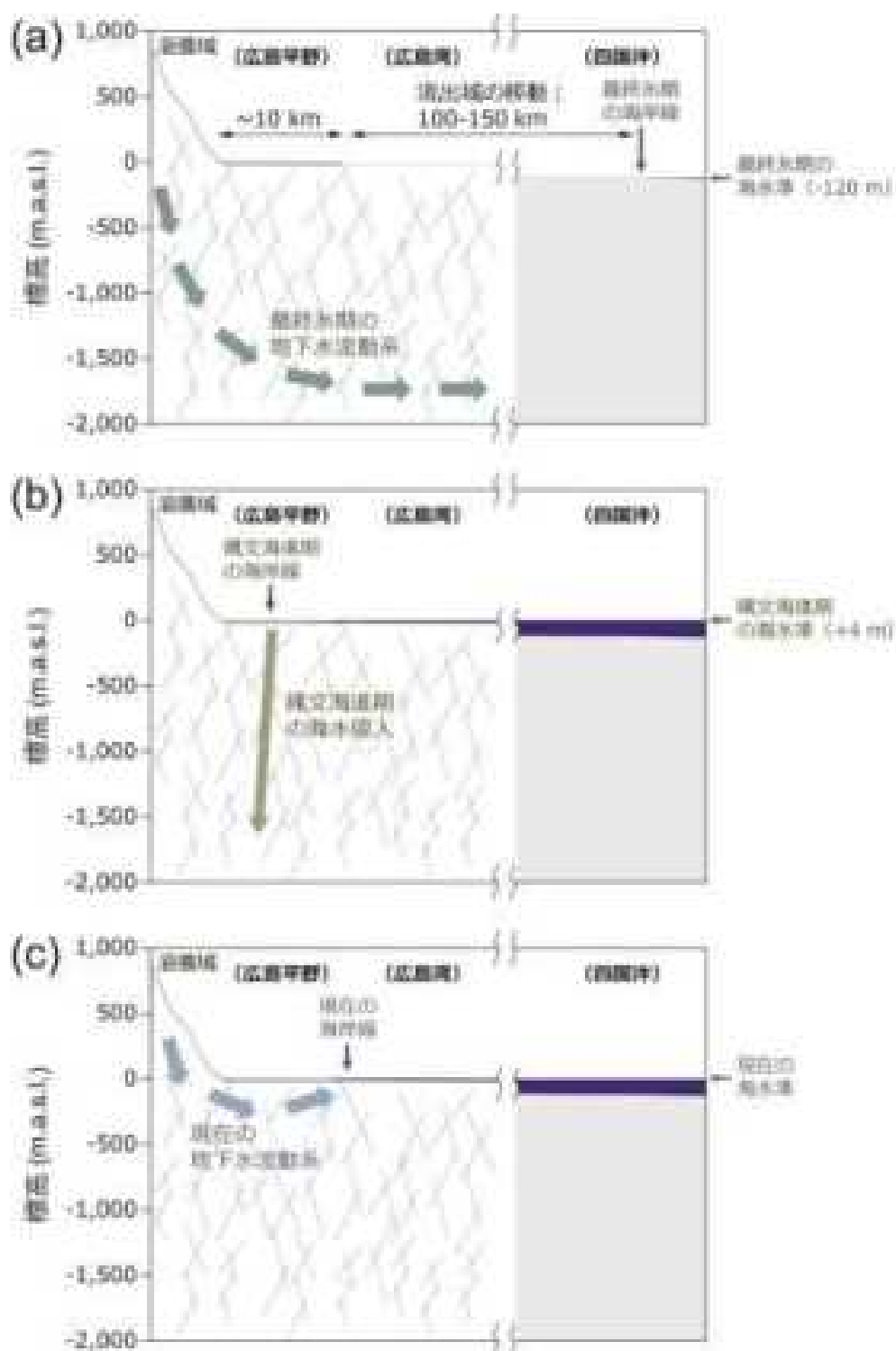


図 3.1.2.1-1 広島花崗岩沿岸域における地下水流動系変化の概念モデル
(a)最終氷期, (b)完新世海進期, (c)現在.

3.1.2.2 結晶質岩地域沿岸域の水文地質学的変動モデルの構築手法と長期予測精度等に関する検討

3.1.2.1 項では、広島花崗岩分布域沿岸域の最終氷期以降の地下水流動系の変化に関する概念モデルについて記述した。本項では、これらの概念モデルを一般化し、水文地質学的変動モデ

ルを構築する手法とその長期予測性について検討する。なお、本検討においては、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2012）の検討結果を踏まえ、かつ仕様書に示されている「過去数 10 万年程度の海水準変動・構造運動が今後も継続する将来の期間」を前提とした検討を行う。

1) 海水準変動のモデル化の検討

第四紀後期の汎世界的な海水準変動（ユースタティックな海水準変動）の主要な要因は陸上氷河の消長による海水量の増減である。氷期－間氷期サイクルの気温変動および氷河性海水準変動の卓越周期は0.5～1.2Maを境に約4.1万年から約10万年へ変化し(Martin *et al.*, 2008)，氷河性海水準変動量はMIS12の氷期（44万年前頃: Shackleton, 1987）以降の変動量は若干の差異があるものの100mを超えた値（Shackleton, 1987; Siddall *et al.*, 2003; Lisiecki and Raymo, 2005）が続いている。

氷期－間氷期サイクルの海水準変動は、鋸歯状の変化を示しており、氷期から間氷期への変化は急激で、逆に間氷期から氷期への変化は緩やかである。また、約10万年周期の氷期－間氷期サイクルを細かくみると、約2万年周期の温暖化－寒冷化のサイクルや、数百年～数千年周期で繰り返す突然かつ急激な変動（Dansgaard-Oeschger cycle）も認められる。このような変動パターンを示す海水準変動について、約10万年の氷期－間氷期の再来間隔よりも短い時間スケール内で、次の氷期がいつ始まるのか、どのように変化して次の間氷期に至るのかを予測することは困難である。さらには、人為的なCO₂の排出がもたらす気候の温暖化が、将来の気候変動に及ぼす影響も予測することが困難で、氷期－間氷期サイクルの周期自体が変化してしまうこともあり得ると考えられる。約10万年の氷期－間氷期サイクル自体も、日射量変動にみられるミランコビッチ・サイクルではなく、大陸氷床の非線形な振る舞いによるもので、将来温暖化が進行すれば本来のミランコビッチ・サイクルである4万年間隔に戻る可能性がある（阿部, 2002）。気候変動の影響を大きく受けるスウェーデンでは、このような背景から将来の気候を予測することは不可能であるとし、一方で100万年の評価期間の中では発生時期は予測できなくとも氷期－間氷期サイクルが繰り返すこと自体は確実であるので、起こりえる最大リスクをもって評価することが重要とする立場を取っている（SKB, 2004）。この対応は現段階で最も現実的な戦略であり、本項での検討も同じ考え方に立脚するものとする。

日本列島のようなかつて氷床が存在した地域から十分に離れた地域であるfar-field locationに位置する地域においては、氷期の海水準の低下に伴い拡大する地下水流動系の把握が、地層処分深度相当深度の地下水流動系の変遷を記述する上で最も重要となる。氷期の地下水流動系は、沿岸海域の地形的傾斜量にも依存するが、一般的に海水準低下量が大きいほど地下水流動系の深度方向・水平方向の拡大が大きくなり、また氷期の継続期間が長いほど地層処分深度相当深度の地下水の移行距離が長くなる。従って、安全評価上は、海水準低下量と氷期の継続期間を一定の尤度を持って大きく与えることが安全側の評価シナリオとなる。

氷期における海水準低下量に関しては、氷期－間氷期サイクルにおける最大海面低下量（内陸では最大下刻量）を最大値として見込めばよい。氷期の海面低下量については、様々な推定値が報告されているが、最終氷期の大陸氷床増加分による海面低下量は120m 前後と推定されている（Nakada *et al.*, 1991）。また、過去100 万年での最大低下量は、対馬海峡の陸化が起きた約60 万年前と約40 万年前の氷期で（小西・吉川, 1999）、その量は140m に達するとされる。

氷期の継続期間に関しては、約10万年の氷期－間氷期サイクルにおける数百年～2万年程度の短期的な海水準変動を考慮しない氷期の継続期間が最大値となるため、単純化された氷期の

継続期間を最大値として見込めばよい。数百年～2万年程度の短期的な海水準変動については、その開始時点の不確実性と、短期的な海進・海退が非安全側の評価シナリオとなることを考慮すると、評価シナリオに組み込むべきではない。

気候変動の長期予測性に関しては、時間的な観点からは将来のある時点（あるいは一定の期間）といった捉え方よりは最大海進期や最大海退期といった氷期－間氷期サイクルの特異点を想定した予測のほうが確度が高い予測に、また変動量の観点からはこれまでの最大海進期や最大海退期における海水準変動量の最大値と単純化された約10万年の氷期－間氷期サイクルの継続期間を想定した予測が安全側の予測になると考えられる。

海水準変動に関しては、日本列島はかつて氷床が存在した地域から十分に離れた地域である **far-field location** に位置するため、①汎世界的な氷期－間氷期サイクルに基づく氷河性海水準変動、②氷河性海水準変動の影響によるハイドロアイソスタシーが最も重要な考慮すべき因子となり、③氷期－間氷期サイクルにおける涵養量の変化がこれに次ぐ。また、④日本海側における氷期の表層水低塩分化イベント（塩淡境界の位置・深度に影響）や⑤北海道北部～北東部における永久凍土の形成（地下水の涵養停止）等が地域的に考慮すべき因子となると考えられる。

2) 地質学的変動のモデル化の検討

隆起・沈降や侵食・堆積などの地質学的変動については、場の特性（プレート配置、前弧・背弧などの相対的位置、周辺の断層配置、応力セッティング等）により考慮すべき因子や影響の程度が異なり、またその長期予測性も場によって異なるため、一般的な記述は困難である。水文地質学的変動モデルを構築する場の特性と、過去の地質変動の履歴から予測される場の傾向等（堆積岩地域での例であるが、須貝ほか（2013）などを参照）を十分に考慮した上で、考慮すべき因子や影響の程度等を設定し、予測を行うことが望ましい。

3) 水文地質学的変動モデルの構築手法の検討

結晶質岩地域沿岸域の地下水流動系の変遷を記述する水文地質学的変動モデルは、基本となる地下水流動モデルを発展・進化させて構築する。基本となる地下水流動モデルは、対象地域に関係するあるいは影響を及ぼすと考えられる亀裂性地下水について、その涵養域から流出域に至る現地地下水調査を実施し、以下のデータ等を基に構築する。

- ① 地下水の起源
- ② 地下水の混合過程
- ③ 地下水年代
- ④ 亀裂性地下水の水理特性（透水性・貯留性・大きさ・拡がり等）

なお、地球化学的に決定される地下水の起源・年代やそれらの特徴の空間分布が、亀裂性地下水の水理特性の分布と矛盾がないことを確認することが重要である。

次に、構築された地下水流動モデルを基に、水文地質学的変動モデルを構築する。水文地質学的変動モデルにおいては、3.1.2.1-1)項で記述したように海水準変動を最も単純化したパターンで与えることが安全側の評価シナリオになるため、地下水流動モデルへの組み込みが容易な単純化されたパターンの海水準変動により影響を受ける因子・境界条件等をまず組み込み、次に地質学的変動により影響を受ける因子・境界条件等を組み込むことにより水文地質学的変動モデルを構築することが一般的な手順となる。

3.1.2.1 項で記述したように沿岸域の地下水流動系は、海水準変動の影響を大きく受けて変動する。結晶質岩のような亀裂性媒体は、亀裂の透水性が高く、塩水－淡水の置換が地下深部まで進行するため、深度方向の塩淡境界のような水文地質学的変動モデルの境界条件となる **field data** の取得が困難な場合が多いと想定される。そのため、パラメトリック・スタディーや感度

解析などの数値解析的手法を援用して、実際に起きている事象が再現可能であるか、また再現するための条件・パラメータの範囲等について検討する必要があると考えられる。広島花崗岩分布地域沿岸域における氷期の淡水による塩水のフラッシングと海進期における地下深部に至る塩水侵入等は、数値解析的な検討における今後の重要な課題と言える。

【まとめと今後の課題】

第3.1章では、我が国における典型的な地質環境の一つである結晶質岩分布地域沿岸域における過年度の検討で抽出された水文地質学的変動の支配的要因と考えられる海水準変動・構造運動等の自然事象に関連して、追補的な知見の収集・整理及び必要に応じた現地調査・分析等を実施するとともに、地下水の水理・水質パラメータに及ぼす影響の定量的評価手法を検討し、過去数10万年程度の海水準変動・構造運動が今後も継続する将来の期間に対応した水文地質学的変動モデルの構築手法・長期予測精度等を取りまとめ、課題を抽出した。以下に、結果をまとめ、今後の課題について記述する。

まとめ

1) 地質学的変動・海水準変動等が沿岸域の地下水性・地下水流動系に与える影響に関する検討（広島花崗岩分布地域）

- ・広島花崗岩分布地域を対象とした過年度における河川水および浅層地下水の現地調査の結果として抽出された2つの活断層（上根活動セグメント・筒賀活動セグメント）沿いのClイオン濃度異常について詳細調査を行った結果、Clイオン濃度異常は人工的な汚染の結果であり、深部からの流体上昇を考慮すべき可能性が低いことを明らかにした。
- ・浅層地下水系のCl/SO₄イオン当量比が、広島花崗岩分布地域の南東から北西に向けて徐々に大きくなる（南東から北西に向けてSO₄イオン濃度が減少する）傾向が認められた。
- ・広島花崗岩分布地域を対象とした深層地下水系の現地調査と地下水年代等の解析の結果、①縄文海進期以前の古い海進期に侵入したことが想定される古海水が残存していないこと、②最終氷期に活発化した地下水流動系による塩水のフラッシングが起こったと想定されること、③広島花崗岩分布地域沿岸域の相対的に新しい塩水の分布範囲は縄文海進最盛期の海岸線より海側に位置していること、④縄文海進期以降に当時の海水が少なくとも1,700m程度の深層まで侵入したこと等が明らかになった。
- ・縄文海進期以降の海水の1,700m程度までの侵入は、海外の結晶質岩沿岸域で報告されている完新世の海水の侵入深度（～1,000m）に比較して非常に大きな値である。
- ・縄文海進期以降の海水侵入の駆動力は、縄文海進期以降に浸水した海水と地下深部に存在する淡水との密度差と考えられる。また、広島花崗岩沿岸域における亀裂の透水性が高いことに加え、氷期の流出域の拡大・移動距離が非常に大きいという地形条件が塩水の洗い出しに寄与しているものと考えられる。

2) 地質学的変動・海水準変動等がもたらす水文地質学的変動とそのモデル化に関する検討のまとめと課題

- ・広島花崗岩沿岸域における塩水・淡水の分布と年代を基に、氷期―間氷期の地下水流動系変化を、(a)最終氷期、(b)完新世海進期、(c)現在の3期に分けて概念モデル化を行った。
- ・海水準変動の影響を大きく受ける結晶質岩地域の水文地質学的変動モデルの構築にあたり、地下水流動モデルに単純化された海水準変動の影響をまず組み込み、次に地質学的変動を組み込むという手順を示し、その際に考慮すべき因子・境界条件等や長期予測性について検討した。
- ・結晶質岩のような亀裂性媒体は、亀裂の透水性が高く、塩水―淡水の置換が地下深部まで進行するため、深度方向の塩淡水境界のような水文地質学的変動モデルの境界条件となる **field data** の取得が困難な場合が多いと想定されるため、パラメトリック・スタディーや感度解析などの数値解析的手法を援用して、実際に起きている事象が再現可能であるか、また再現するための条件・パラメータの範囲等について検討する必要性を示した。

今後の課題

1) 地質学的変動・海水準変動等が沿岸域の地下水性・地下水流動系に与える影響に関する検討（広島花崗岩分布地域）

- ・断層活動等の地質学的変動との関係性は不明であるが、浅層地下水系の Cl/SO_4 イオン当量比が、調査地域の南東から北西に向けて徐々に大きくなる（南東から北西に向けて SO_4 イオン濃度が減少する）原因の解明が必要である。硫黄同位体比が有効な指標となりうると考えられる。日本海側では再び Cl/SO_4 イオン当量比は小さくなる可能性があり、原因の解明が必要と考える。対比調査として、 Cl や SO_4 両イオンの負荷量がより少ない河川での詳細調査も検討課題となりうる。
- ・深層地下水系の深度方向の塩淡水境界のような水文地質学的変動モデルの境界条件となる **field data** を取得することが望ましい。
- ・深層地下水の詳細調査において、同一の断層系から揚水していると推定される他事例について詳細な調査を行い、海水準変動の影響について把握・検討することが望ましい。

2) 地質学的変動・海水準変動等がもたらす水文地質学的変動とそのモデル化に関する検討のまとめと課題

- ・縄文海進期以降の海水の 1,700m 程度までの侵入現象に関して、パラメトリック・スタディーや感度解析などの数値解析の手法を援用して、実際に起きている事象が再現可能であるか、また再現するための因子・境界条件の範囲等について検討することが望ましい。

【引用文献】

- 阿部真郎・佐藤一幸・高橋明久・檜垣大助 (2002) 東北地方における第四紀火山周辺の地すべり地形の発達－山形県肘折カルデラ周辺を例として－. 日本地すべり学会誌, 38, 310-317.
- Andrews, J. N., Davis, S. N., Fabryka-Martin, J., Fontes, J. -Ch., Lehmann, B. E., Loosli, H. H., Michelot, J. -L., Moser, H., Smith, B. and Wolf, M. (1989) The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1803-1815.
- 第四紀地殻変動研究グループ (1968) 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, 7, 182-187.
- Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2013) Ultra-sensitive measurements of ^{36}Cl and ^{236}U at the Australian National University. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, 294, 126-131.
- Follin, S., Stephens, M. B., Laaksoharju, M., Nilsson, A. -C., Smellie, J. A. T. and Tullborg, E. -L. (2008) Modelling the evolution of hydrochemical conditions in the Fennoscandian Shield during Holocene time using multidisciplinary information. *Appl. Geochem.*, 23, 2004-2020.
- 長谷川琢磨・田中靖治・馬原保典・五十嵐敏文 (2004) Äspö Hard Rock Laboratory 建設に伴う地下水流動の変化に着目した解析モデルの検証. 土木学会論文集, 757, 189-202.
- 東元定雄・松浦浩久・水野清秀・河田清雄 (1985) 呉地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 41 p.
- 東元定雄・高橋裕平・牧本博・脇田浩二・佃栄吉 (1986) 大竹地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 70 p.
- 広島市衛生研究所環境科学部 (2000) 広島市における環境放射能調査結果. 広島市衛生研究所年報, 19, 87-88.
- 広島市衛生研究所環境科学部 (2001) 広島市における環境放射能調査結果. 広島市衛生研究所

- 年報, 20, 89-90.
- 近藤純正・中園 信・渡辺 力・桑形恒男 (1992) 日本の水文気象(3)ー森林における蒸発散量ー. 水文・水資源学会誌, 5, 8-18.
- 小西省吾・吉川周作 (1999) トウヨウゾウ・ナウマンゾウの日本列島への移入時期と陸橋形成. 地球科学, 53, 125-134.
- Kooi, H., Groen, J. and Leijnse, A. (2000) Modes of seawater intrusion during transgressions. Water Resour. Res., 36, 3581-3589.
- 桑代 勲 (1959) 瀬戸内海の海底地形. 地理学評論, 32, 24-35.
- Laaksoharju, M., Tullborg, E. -L., Wikberg, P., Wallin, B. and Smellie, J. (1999) Hydrogeochemical conditions and evolution at the Äspö HRL, Sweden. Appl. Geochem., 14, 835-859.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. Paleoceanography, 20, PA1003.
- Martin J.H., Brad, P. and Sarah, A.F. (2008) The Early—Middle Pleistocene Transition: Characterization and proposed guide for the defining boundary. Episodes, 31, 255-259.
- 増田富士雄・宮原伐折羅・広津淳司・入月俊明・岩淵 洋・吉川周作 (2000) 神戸沖海底コアから推定した完新世の大阪湾の海況変動. 地質学雑誌, 106, 482-488.
- 松浦浩久・豊遥秋・佃栄吉 (1999) 厳島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 37 p.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of δD - $\delta^{18}\text{O}$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south-Korea and east China. Geochem. J., 28, 387-410.
- 百田博宣・藤城泰行・青木謙治・花村哲也 (1987) 降雨浸透を考慮した岩盤中の地下水挙動に関する解析的検討. 土木学会論文集, 379.
- 百田博宣・嶋田純・楠本太 (1981) 原位置実測データを用いた岩盤内地下水流の解析的検討. 水理講演会論文集, 25, 391-397.
- 森川徳敏・戸崎裕貴 (2013) 非常に古い地下水年代測定のための日本列島の帯水層岩石を対象にしたヘリウム同位体生成速度および放射性塩素同位体放射平衡値データ集. 地質調査総合センター研究資料集, 582, 21 p.
- Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, C. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 85, 10-122.
- 西山 勉 (2002) 本州西部の中国山地にある高津川, 錦川, 日野川, 高梁川, 円山川, 市川について, 河川水中の化学組成の検討. 東洋大学紀要. 自然科学篇. 46, 61-84.
- 大熊茂雄・金谷弘 (2011) PB-Rock 21 (日本列島基盤岩類データベース). 産業技術総合研究所 研究情報公開データベース DB087, 産業技術総合研究所. <https://gbank.gsj.jp/pb-rock21/index.html>
- 太田川生態工学研究会 (2013) 太田川放水路河口干潟における生態工学研究ー太田川生態工学研究会報告書ー. 345p.
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (編) (2004) 日本の地形 6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 402 p.
- 大竹健司 (2001) 水封式地下岩盤貯槽方式を主力とする LP ガスの国家備蓄の現状. 石油技術協会誌, 66, 183-193.
- Post, V. E. A., Van der Plicht, H. and Meijer, H. A. J. (2003) The origin of brackish and saline groundwater in the coastal area of the Netherlands. Neth. J. Geosci., 82, 133-147.

- 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009年7月23日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
- 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業：平成 27 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2012 年 7 月 3 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 22 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 23 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性－. 地質調査総合センター研究資料集, no.560.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 24 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地質処分に係る地質情報データの整備（水理関連情報の整備）：平成 25 年度事業報告書.
- Shackleton, N.J. (1987) : Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D.A. (2003) Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858.
- SKB (2004) Interim main report of the safety assessment SR-Can, SKB TR-04-1. Svensk Karnbranslehantering AB.
- 須貝俊彦・松島（大上）紘子・水野清秀（2013）過去 40 万年間の関東平野の地形発達史―地殻変動と氷河性海水準変動の関わりを中心に― 地学雑誌, 122, 921-948.
- 鈴木隆介（1992）建設後術者のための地形図読図入門 第2巻 低地. 古今書院, 554p.
- 高木哲一・水野清秀 (1999) 海田市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 49p.
- 高橋裕平 (1991) 広島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 41p.
- 高橋裕平・牧本博・脇田浩二・酒井彰 (1989) 津田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 56 p.
- Tosaki, Y., Morikawa, N., Kazahaya, K., Tsukamoto, H., Togo, Y. S., Sato, T., Takahashi, H. A., Takahashi, M. and Inamura, A. (2017) Deep incursion of seawater into the Hiroshima Granites during the Holocene transgression: Evidence from ^{36}Cl age of saline groundwater in the Hiroshima area, Japan. *Geochemical Journal*, 51, in press, doi:10.2343/geochemj.2.0467.
- Werner, A. D., Bakker, M., Post, V. E. A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C. T. and Barry, D. A. (2013) Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges. *Adv. Water Resour.*, 51, 3-26.
- 八島邦夫 (1994) 瀬戸内海の高釜地形に関する研究. 水路部研究報告, 30, 237-327.
- Yokoyama, Y. and Esat, T. M. (2011) Global climate and sea level: Enduring variability and rapid fluctuations over the past 150,000 years. *Oceanography*, 24(2), 54-69.

3.2 堆積岩地域における水文地質学的変動及び変動要因に関する知見の収集・整理と水文地質学的変動モデルの構築

【実施内容】

平成 27 年度までの成果及び既往の堆積岩地域での研究成果を踏まえ、平成 28 年度は地質学的変動・海水準変動が堆積岩分布地域の地下水系に及ぼす影響を検討するため、平成 27 年度に構築した北海道幌延地域を対象とした水文地質学的変動モデルの精緻化を図り、追補的な知見の収集・整理を行う。また、構築した水文地質学的変動モデルの試解析を行うことにより、地質学的変動・海水準変動が地下水の水理・水質パラメータに与える影響の定量的評価手法としての妥当性を検証し、また長期予測性に関しては、その前提となる地質学的変動・海水準変動等の継続性・予測可能性について検討し、予測期間と予測精度の関係について取りまとめる。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

3.2.1 海水準変動等が沿岸域の地下水性状・地下水流動系に与える影響に関する検討（上北平野）

【成果】

青森県東部の上北平野は、平野全体に海成段丘が広く発達しており、過去の相対的海面変化の履歴が詳細に把握されている地域である（宮内，1985；小池・町田，2001）。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010，2011，2012）では、堆積岩地域沿岸域のモデル地域として、上北平野における地下水の水質・同位体比および塩水・淡水の年代分布から、海水準変動が地下水系に与える影響に関する検討を行っている。平成 28 年度は、海水準変動に伴う長期的な地下水流動系変化の観点から、上北平野における補完的データの取得と既存データの再解析を実施した。

1) 地形・地質

図 3.2.1-1 に上北平野を含む青森県東部の広域地形を示す。図中には、海底地形を基に、氷期に海水準が 120 m 低下した場合の海岸線の位置を示しているが、上北平野沖では南部ほど大陸棚が広く発達しており、氷期―間氷期の海岸線の移動距離が大きいことがわかる。図 3.2.1-1 に基づけば、上北平野では小川原湖北部周辺を除く平野主要部において氷期の流出域の移動距離が比較的大きく（20-40 km 程度）、全体として海水準変動による地下水流動系変化が大きな地域であると考えられる。

本地域では、西側に野辺地断層帯（青森県，1996）、北東部の海底には大陸棚外縁断層（渡辺ほか，2008）が存在している（図 3.2.1-1）。また、八戸地域では、南北方向に基盤岩類の落差があり、地質学的な不連続構造の存在が指摘されている（生出，1984）（図 3.2.1-1）。これらの地質構造で画される地域が本研究で解析対象とした上北平野にほぼ相当している。

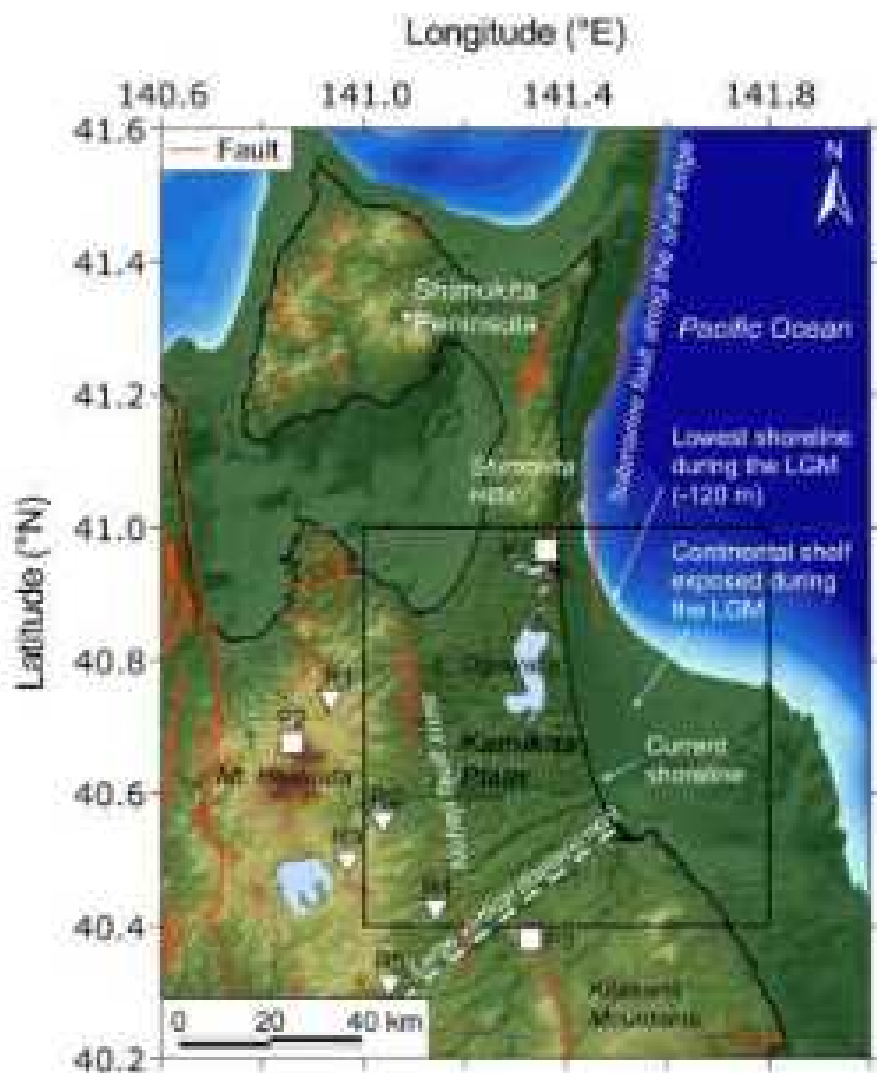


図 3.2.1-1 青森県東部の広域地形図

氷期の海岸線の位置（海水準が 120 m 低下した場合）を示した。断層の位置は、産業技術総合研究所（2009）、産業技術総合研究所地質調査総合センター（2012）、渡辺ほか（2008）に基づく。白色の破線は、生出（1984）による地質学的不連続構造（基盤岩の鉛直落差）の位置を示している。Hasegawa *et al.* (2014)の降水採取地点（P1, P2）、全国公害研協議会酸性雨調査研究部会（1995）の降水採取地点（名川, P3）および Katsuyama *et al.* (2015)の渓流水採取地点（R1-5）を示した。黒枠は本研究で対象とする上北平野の範囲（図 3.2.1-2a）を示す。

2) 一般水質の傾向・分布

図 3.2.1-2 に上北平野における地下水の Cl 濃度の分布を示す。これをみると、奥入瀬川周辺を中心として、深度 1,000 m 前後に塩水（ここでは $\text{Cl} > 250 \text{ mg/L}$ と定義する）が分布していることがわかる。地下水の水質組成をみると（図 3.2.1-3）、3 種類に大別できる。1 つ目は Na-Cl 型の水質を示す前述の深層地下水（塩水）、2 つ目は Na-Cl 型から Na- HCO_3 型にかけて分布する深層地下水（淡水）（ $\text{Cl} < 250 \text{ mg/L}$ ）、3 つ目は大多数が Ca- HCO_3 型に相当する浅層地下水（淡水）（ $\text{Cl} < 50 \text{ mg/L}$ ）である。

なお、上北平野南端の馬淵川流域に関しては、生出（1984）が推定した不連続構造付近の一部の地下水において深部起源の炭素成分の寄与が推定されており（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2010）、同時に比較的高い Li/Cl 比を示すことから（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011）、海水準変動の影響に関する今回の解析からは除外した。

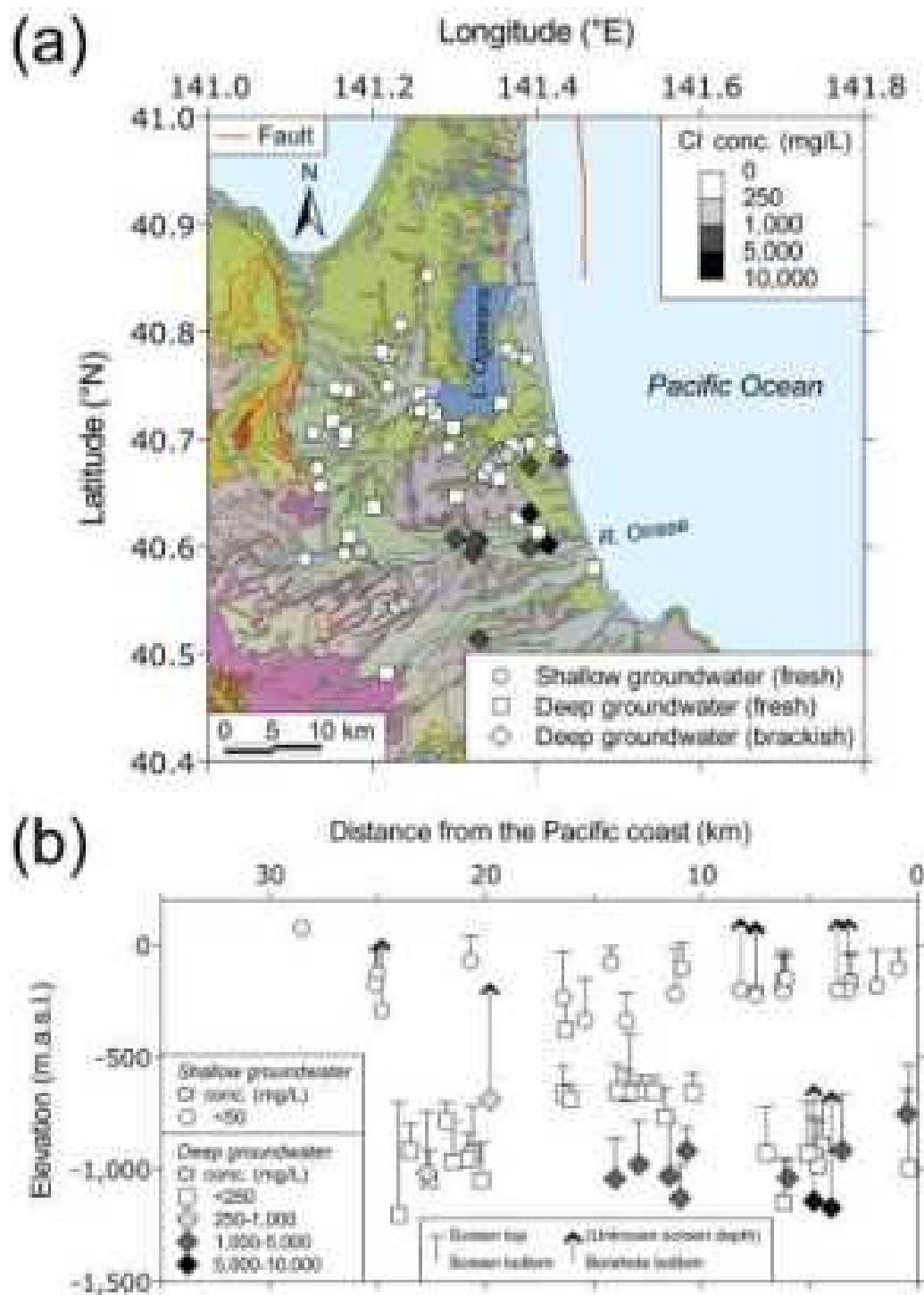


図 3.2.1-2 上北平野における地下水の Cl 濃度の分布

(a)平面分布図および(b)東西方向の投影断面図を示した。(a)には 20 万分の 1 日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2012）を使用し，断層の位置は産業技術総合研究所（2009），産業技術総合研究所地質調査総合センター（2012），渡辺ほか（2008）に基づく。地下水の分類には，図 3.2.1-3 の水質組成と採水深度を考慮した。

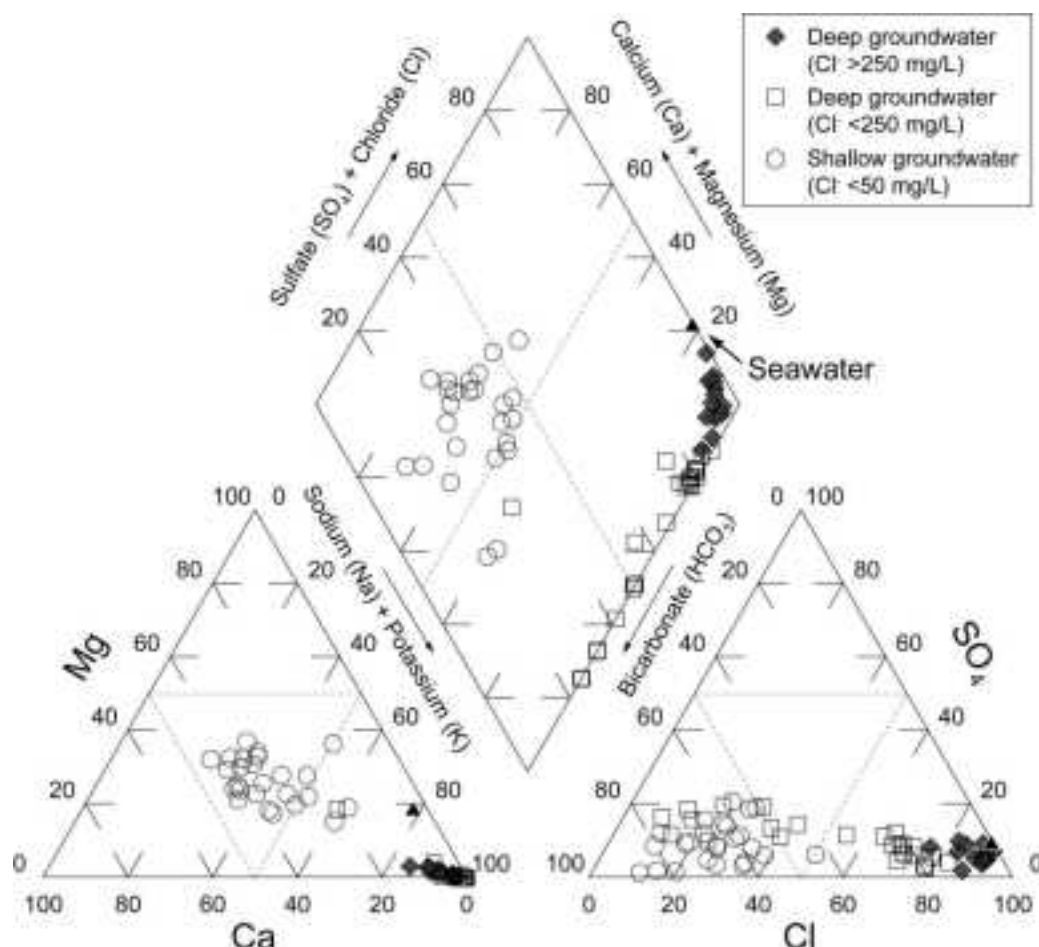


図 3.2.1-3 上北平野における地下水の水質組成
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010, 2012）のデータを含む。

3) 水同位体比及び ^3H ・ ^{14}C 濃度に基づく検討

酸素・水素同位体比を図 3.2.1-4 に示す。図 3.2.1-4a では、塩水は天水と海水との混合の傾向にあり、Na-Cl 型の水質を示していることから（図 3.2.1-3）、塩水成分の起源は海水であると考えられる。深層地下水（淡水）と浅層地下水について図 3.2.1-4b で詳しくみる。

浅層地下水は周辺地域の降水や渓流水（位置は図 3.2.1-1 を参照）の値の範囲に含まれており、水質もほとんどが Ca- HCO_3 型であることから、現在の天水起源の地下水であることがわかる。浅層地下水の一部（8 試料）について ^3H 分析（検出限界：0.5 TU）を実施したが、深度数十メートル以内のごく浅部を除いてほぼ 0.5 TU 以下であったことから、滞留時間としては 50 年以上に及ぶ可能性が考えられる。

一方、深層地下水（淡水）の大部分は浅層地下水よりも明らかに低い酸素・水素同位体比を示している（図 3.2.1-4b）。その値は、地形的に涵養域となり得る平野西側の山地部における降水・渓流水よりも δD で 10‰ 程度低く、同位体高度効果および内陸効果では説明できないことから、これらは寒冷期に涵養された地下水であると考えられる。水質は Na- HCO_3 型から Na-Cl 型の塩水へと連続的に分布していることから、比較的長い滞留時間を経ており、多くは海水起源の塩水とある程度混合していることが伺える。低レベル ^3H 分析（検出限界：0.04 TU）による ^3H 濃度は、分析対象とした深層地下水（淡水）の 15 試料についていずれも 0.04 TU 以下であり、若い地下水の寄与は認められない。これらの淡水については、 δD の値が低いほど ^{14}C が低い傾向（図 3.2.1-5）がみられ、 ^{14}C 年代としては 1 万年前後に相当している（産業技術総

合研究所深部地質環境研究コア, 2011, 2012). 以上の特徴を踏まえると, 深層地下水(淡水)は最終氷期後期頃の天水によって涵養された地下水であると考えることができる.

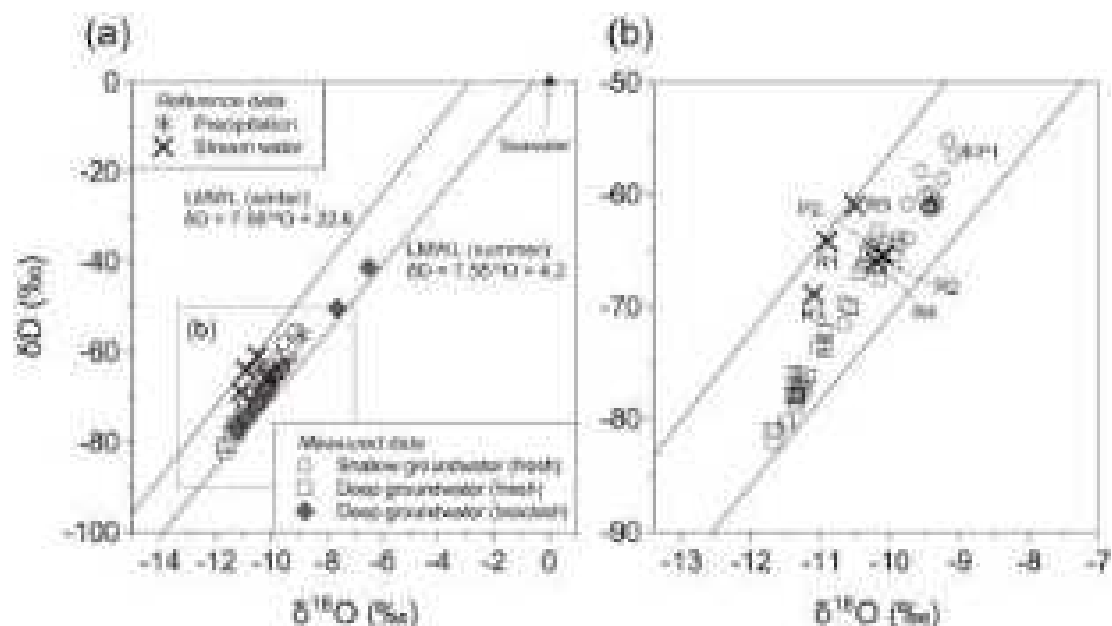


図 3.2.1-4 上北平野における地下水の酸素・水素安定同位体比

(a)全ての試料と(b)淡水のみの2通りを示した。六ヶ所における夏季と冬季の天水線(LMWL) (Hasegawa *et al.*, 2014), 六ヶ所(P1)と八甲田(P2)における降水の加重平均値(Hasegawa *et al.*, 2014), 山地部における渓流水の値(R1-5) (Katsuyama *et al.*, 2015)を併せて示した。

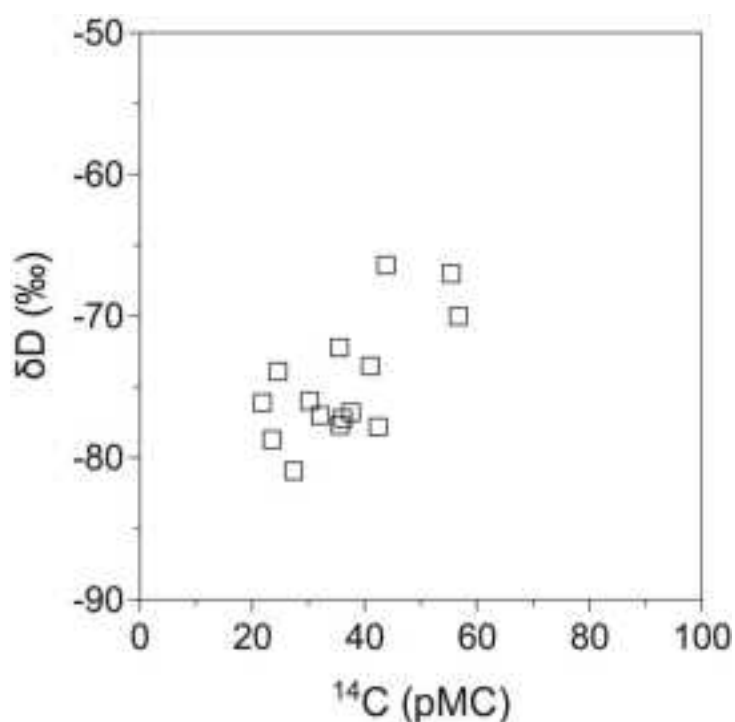


図 3.2.1-5 上北平野における深層地下水(淡水)の ^{14}C 濃度と水素安定同位体比との関係

図 3.2.1-6 には, 東西方向の断面に投影した淡水の δD の分布を示した。これをみると, 現在の天水起源の地下水はおおよそ 400 m 程度以浅の深度を流動しているということがわかる。また, 浅層地下水の δD は海岸に近いほど高い値を示しており, 内陸効果を反映したものと考え

られる．このことは、浅層地下水には局地的な涵養が相対的に大きく寄与していることを示唆している．一方で、最終氷期に涵養された低い δD をもつ地下水は、400 m 程度から 1,000 m 前後の深度まで広く分布している（図 3.2.2-6）．このことは、最終氷期には、天水起源の地下水流動系が 1,000 m 程度の深度まで及んでいたことを示している．

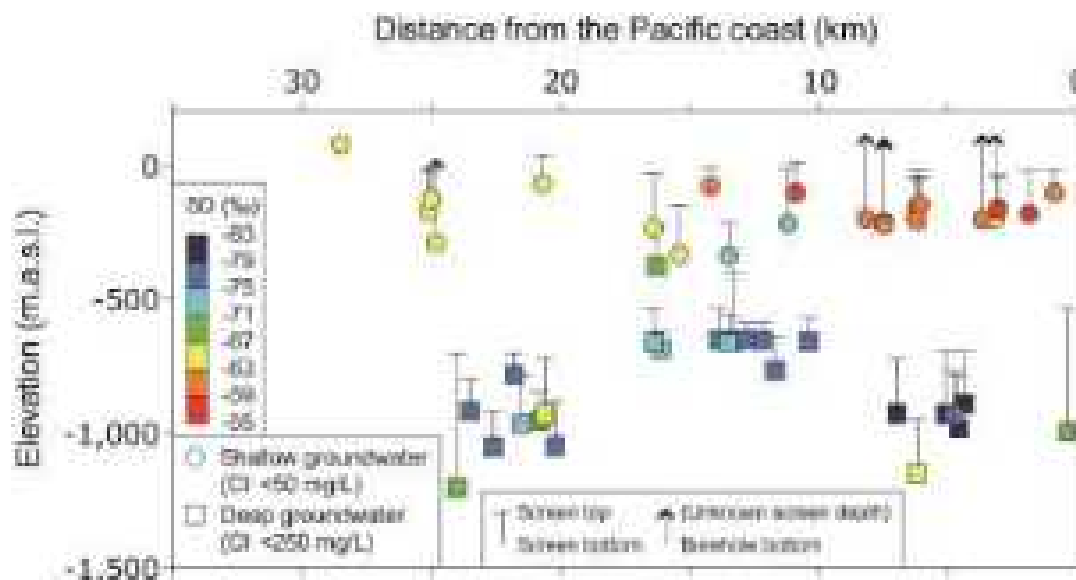


図 3.2.1-6 上北平野における浅層地下水および深層地下水（淡水）の水素安定同位体比の分布東西方向の投影断面図を示した．

4) 塩水年代・過剰 ^4He 濃度に基づく検討

図 3.2.1-2b で示した深層地下水（塩水）について、CI 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比との関係を図 3.2.1-7 に示す．東北通商産業局総務企画部産業施設課（1990）では、上北平野における浅層から深層までの帯水層を 6 層に区分しているが、本研究で採取した深層地下水は、採水深度や地質柱状図から判断すると、ほとんどが新第三紀中新世中期の下部鷹架層（凝灰質砂岩等が主体）に相当する（岩井，1975；青森県環境保健部自然保護課，1997）．図 3.2.1-7 に示した帯水層の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の放射平衡値は、同様の中新世中期の砂岩として、三戸地域の留崎層の化学組成（森川・戸崎，2013）を使用して求めた（図 3.2.1-7）．深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を比較すると、淡水は天水成分の影響を受けて相対的に高い値を示しているが、塩水は放射平衡値に近い値を示している．海水端成分値と比較すると（図 3.2.1-8）、放射平衡値に達していると判断される塩水が大部分であり、100 万年以上に相当する非常に古い塩水であると考えられる．これらは、地層堆積時に由来する塩水（もしくは下位の地層に由来する塩水）である可能性が考えられる．

CI 濃度と過剰 ^4He 濃度との関係を、図 3.2.1-9 に示す．両者に正の相関関係がみられることから、 ^4He が蓄積した古い塩水成分と ^4He が少ない淡水成分との混合の関係が読み取れる．この結果も非常に古い塩水成分が残留していることを支持している．一方で、図 3.2.1-9 では塩水から淡水にかけて同様の混合傾向の中で連続的に分布していることから、古い塩水は必ずしもすべて閉鎖的に取り残されているとは限らず、氷期には天水起源の地下水流動によって徐々に希釈されつつ存在していると解釈できる．

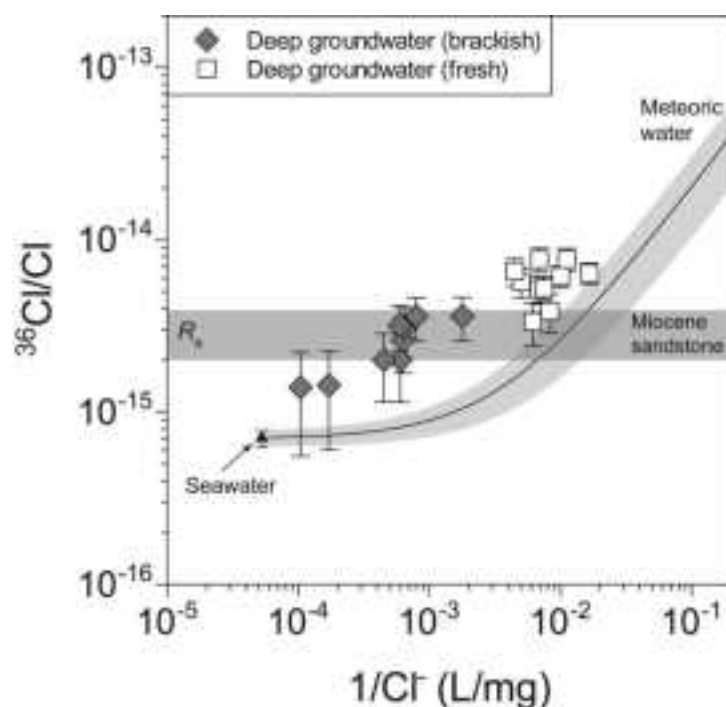


図 3.2.1-7 上北平野における深層地下水の Cl 濃度と $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比との関係

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010, 2011, 2012）のデータを含む。曲線は、海水（ $\text{Cl} = 19,000 \text{ mg/L}$, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$; Fifiield *et al.*, 2013）と天水との混合線を示している。天水の範囲は、つくばにおける ^{36}Cl の降下量（ $32 \pm 2 \text{ atoms m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; Tosaki *et al.*, 2012）と名川（図 3.2.1-1 の P3）における 1992-1993 年の Cl の降下量（ $7.8 \times 10^{14} \text{ atoms m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; 全国公害研協議会酸性雨調査研究部会, 1995）から算出される $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (41 \pm 3) \times 10^{-15}$ を踏まえ、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (40 \pm 20) \times 10^{-15}$ （ $\text{Cl} = 5 \text{ mg/L}$ ）と仮定した。放射平衡値（ $R_e = 2.0\text{-}3.9 \times 10^{-15}$ ）は、森川・戸崎（2013）の三戸層群留崎層の砂岩の化学組成（ $n = 3$ ）を用い、Andrews *et al.* (1989)の方法に従って算出した。ここでは、間隙率を 20-30%、岩石の密度を 2.3-2.5 と仮定し、 $\text{Cl} = 5,000 \text{ mg/L}$ に希釈された海水によって間隙が満たされている状態を仮定して計算した。

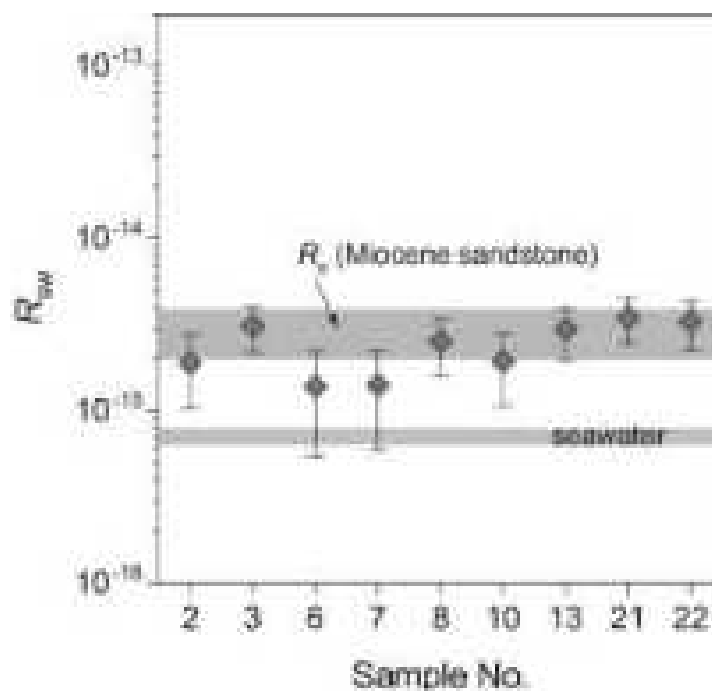


図 3.2.1-8 上北平野における深層地下水中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と放射平衡値との比較
放射平衡値（ R_e ）および海水の値は図 3.2.1-7 と同様。海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比（ R_{sw} ）は、図 3.2.1-7 で仮定した天水成分を用いた混合解析によって求めた。

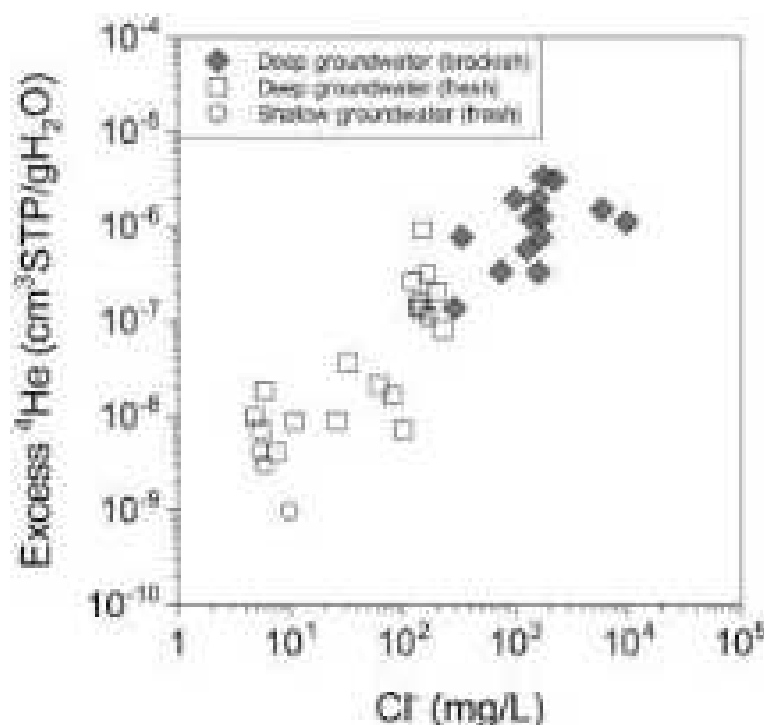


図 3.2.1-9 上北平野における地下水の Cl^- 濃度と過剰 ^3He 濃度との関係

5) 海水準変動が深層地下水系に与える影響の検討

以上の結果から、最終氷期の上北平野では、海水準低下によって天水起源の地下水流動系が少なくとも深度 1,000 m 前後まで及んでいたことが明らかとなった。この 1,000 m 以上という氷期の淡水の到達深度は、国内の他の堆積岩沿岸域（幌延）（~500 m ; Ikawa *et al.*, 2014）や海外の堆積岩地域（イギリス East Midlands）（~600 m ; Edmunds, 2001）の事例と比較してかなり大きな値である。先行研究では、このような氷期の淡水の流動深度を規定する主要因として、地質条件、氷期の海水準、涵養域の場所および標高が挙げられている（Edmunds, 2001; McIntosh *et al.*, 2012）。したがって、前述のように上北平野において氷期の流出域の移動距離が大きく、想定される涵養域として平野西部に標高 1,000 m 以上の山地が存在するという地形条件が寄与している可能性が挙げられる。しかしながら、上北平野と山地との間には野辺地断層帯（青森県, 1996）が存在し、野辺地断層帯の水理学的挙動が両者の間の水理学的な連続性に大きく影響する。今後、野辺地断層帯西方域を含む詳細な現地調査に基づく水理学的連続性の検討と、数値解析的な手法の援用による検証が必要と考えられる。

上北平野の深層地下水（淡水）の ^{14}C 年代はおよそ 1 万年前程度に相当する値であり（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011, 2012）、上北平野内の相対的海面変化の履歴復元に基づく隆起傾向（宮内, 1985 ; 小池・町田, 2001）が深層地下水流動系に及ぼす影響については解析・検討に値する field data が得られておらず、今後の課題として残されている。また、上北平野南端の馬淵川流域付近に推定される不連続構造沿いの深部流体の湧出についても、詳細調査に基づく検討が必要と考えられる。

3.2.2 地質学的変動・海水準変動等が沿岸域の地下水性状・地下水流動系に与える影響に関する検討（幌延地域）

【成果】

3.2.2.1 き裂発生が稚内層珪質頁岩の透水性に及ぼす影響に関する検討

平成 27 年度までに、海水準変動及び地質学的変動に伴う応力状態の変化について、堆積岩の水理特性に及ぼす影響を明らかにするため北海道幌延地域に分布する稚内層珪質頁岩を用いた実験的研究を実施した。平成 27 年度の研究では、10 万年程度の期間に見込まれる海水準変動による応力変化として最大 1MPa の水圧変動を仮定し、室内三軸透水試験を 2 試料について実施した。結果として、き裂の存在によっては試料の透水係数に最大 2 桁程度の差が生じることを明らかにした。

平成 28 年度は、追補的な知見の収集・整理データの拡充を目的として、き裂系の存在が透水特性に及ぼす影響を明確にするため、静水圧下におけるき裂の有無及びその開閉の影響を検討する。また、もともとき裂が存在する地質体の透水係数と、地殻応力変動などの変形によって新たに生じたき裂の透水係数に与える影響についての違いを確認するため、室内三軸透水試験を実施し、破壊前後の供試体のマイクロフォーカス X 線 CT データを取得し、既存の弱面とせん断面の関係や透水係数に与える影響について検討する。

1) 供試岩石

供試岩石として 2 つの稚内層珪質頁岩（孔名：PB-E01，東立坑横，深度 300m 付近）を用いた。供試体は、日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センターの PB-E01 孔ボーリングコアの健全な部分を抽出し、直径 30mm，高さ 60mm の円柱に整形した。封圧媒体に対するシール性能を保持するため熱収縮チューブをジャケット材料に使用した。供試体は 3 週間イオン交換水に沈め、含水飽和させた。

2) 試験手法

図 3.2.2.1-1 に本研究で採用した室内三軸圧縮試験の供試体組み立ての状況を示す。供試体の設置・固定方法及び、室内三軸圧縮試験機と透水装置の概要は、平成 27 年度に実施した試験と基本的に同様である(産業技術総合研究所, 2016)。本試験では、供試体の軸差応力下における透水係数の変化及びき裂発生後の透水係数の変化を調べるために、段階的に封圧と軸圧を加圧・除圧しつつ透水試験を行った。



図 3.2.2.1-1 室内三軸透水試験のコアサンプル[60mm×φ30mm]と変位計の設置状況

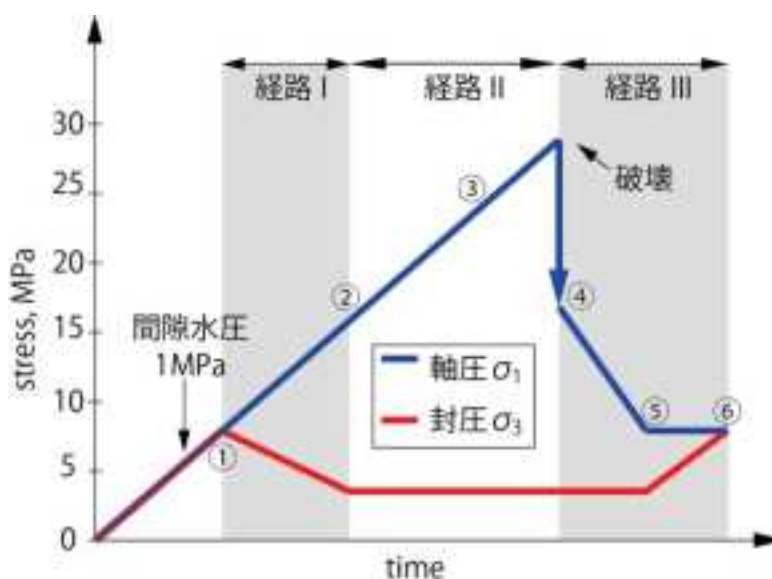


図 3.2.2.1-2 载荷経路. 図中の番号の位置は透水係数を計測した軸圧の応力状態を示す.

(1) 载荷経路

もともと存在するき裂の影響と、海水準変動や地殻応力変動の影響によるき裂の発生が透水特性に与える影響の違いを確認するために、図 3.2.2.1-2 に示す応力経路に従い三軸透水試験を実施した。本試験では封圧の载荷・除荷は応力制御(速度 2.6MPa/min)とし、鉛直方向の载荷・除荷はストローク制御(速度 0.02mm/min)とする。最初に、供試体の軸圧(σ_1)、封圧(σ_3)を地下 350m 相当の初期地圧状態である有効封圧に設定し、封圧および軸応力を载荷した。応力は静水圧状態であり、試験体は等方で負荷されたことになる。静水圧を 5MPa まで上昇させた後、間隙水圧を 1MPa に設定する、その後目標静水圧(有効応力 7.3MPa)まで上昇させる。本実験で採用した初期地圧は、幌延地下研究所における深度 350m 相当の応力設定値としている。幌延地下研究所では、設計時における地圧比を、最大主応力、鉛直応力、最小主応力の順に 1.3, 1.0, 0.9 と設定している(森岡ほか, 2008)。したがって、深度 350m の土被り圧を 5.63MPa とすると、最大主応力は 7.3MPa となる。以下に、応力経路ごとの軸圧、封圧の状態を述べる。

経路 I：地殻応力の変化を想定した変差応力の変化によって新たにき裂を発生させるため、静水圧状態から、封圧を 4MPa(有効応力 3MPa)まで徐々に減少させ同時に軸圧を増加した。

経路 II：封圧は 4MPa で一定とし、コアサンプルが破壊するまで軸圧を増加した。

経路 III：コアサンプルが破壊した後、再び初期地圧の静水圧状態に設定する。この際、最初に軸圧を減圧し、その後封圧を 7.3MPa まで昇圧し、静水圧状態とした。

図 3.2.2.1-2 の経路 I と経路 III における静水圧下の透水係数を測定することで、同じコアサンプルのき裂の有無による透水特性の違いを把握することが可能である。

(2) 透水試験

本試験では、比較的低透水である珪質泥岩を扱うため、フローポンプ（下流側定圧制御）法を採用した。透水試験は、1つの試験体につき、破壊前後を含む計 6 回の応力状態で計測した。図 3.2.2.1-2 の番号の位置は、透水係数を計測した応力状態を示す。流体の供給は、破壊前の岩石に対しては 0.0002mL/min、破壊後の岩石に対しては、0.002~0.01mL/min を一定流量として制御した。間隙水圧は 1.0MPa で一定とし、透水係数の算出はダルシー式を用いた。

3) 試験結果

(1) 応力-ひずみ特性と透水特性

図 3.2.2.1-3 と図 3.2.2.1-4 に三軸圧縮試験によって得られた軸差応力とひずみ関係と透水係数の試験結果をそれぞれ示す。図 3.2.2.1-3 において応力値が局所的に減少しているのは、透水試験を行う際に载荷応力を一定に維持するために起こるリラクゼーションによるものである。図 3.2.2.1-4 の透水試験番号は、図 3.2.2.1-3 の対応する数字の応力-ひずみ状態における供試岩石の透水係数である。なお、コアサンプル No.1 の状態④における透水係数は計測できなかった。これは、破壊した岩石に対してフローポンプ法における流量の供給が少なく、水圧が定常状態に至らなかったためである。経路Ⅰは図 3.2.2.1-3 の①から②まで、経路Ⅱは状態②から最大応力まで、経路Ⅲは最大応力以降に、それぞれ対応している。後述するように、試験前のコアサンプルには層理面に沿うき裂（剥離）が存在している。このき裂は 2 つのコアサンプルごとに場所や大きさが異なるものの、2 つのコアサンプルの応力-ひずみ関係に大きな差異はなかった。また、破壊時の応力値及びひずみ値は 2 つのコアサンプルで近い値となった。透水係数についても若干の差異はあるものの、桁数としては近い値を示した。以下に、それぞれの経路ごとの試験結果について順番に述べる。

経路Ⅰ（状態①から②）

軸差応力-ひずみの関係は、試験的に透水係数の測定を行ったため変動があるものの、概ね弾性範囲内で挙動した。経路Ⅰでは封圧を減少させているが、ほぼ弾性範囲内であるため、岩石への力学的影響は少なかったと考えられる。また、透水係数はコアサンプル No.1 で多少上昇した。

経路Ⅱ（状態②から最大応力）

軸差応力-軸ひずみの関係は、上に凸の挙動を示したが最大応力前の弾性挙動に大きな変化はなく、ほぼ直線的に増加した。また、最大応力前の体積ひずみの変化は概ね一定で、ダイラタンシーとみられる急激な膨張を示す挙動は確認できなかった。透水係数は、状態②から③の過程でどちらのコアサンプルにおいても上昇する傾向を示した。これは、軸圧の上昇とともに周ひずみが増大し、空隙や既存のき裂が広がることによる影響であると推測できる。特に、コアサンプル No.1 では、より破壊に近い透水係数（状態③）を計測することに成功しており、その値はコアサンプル No.2 より大きな増加量を示した。

経路Ⅲ（最大応力以降）

最大応力後は軸差応力が急激に減少し、脆性的な破壊挙動を示した。破壊後は、どちらのコアサンプルでも透水係数が上昇した。後述するように、き裂は長軸に低角であり水みちとして機能している。その後、軸圧を除荷する過程（状態④から⑤）では透水係数が上昇したが、封圧を増加し静水圧に戻す過程（状態⑤から⑥）では透水係数が減少した。これは封圧の増加によって、破壊で生じた水みちとしてのき裂や空隙が減少したためであると考えられる。き裂が生じる前後の透水係数を比較すると、最も差のあるとき（状態①と⑤）でコアサンプル No.1 と No.2 ではそれぞれ 48.0 倍と 22.4 倍の違いがあった。き裂が発生した前後の同じ静水圧化における透水係数の差は(状態①と⑥)、コアサンプル No.1 と No.2 ではそれぞれ 21.0 倍と 7.68 倍であった。また、封圧を増加する過程（状態⑤から⑥）では、周方向にはひずみが生じたが、軸方向はほとんど変化が見られなかった。一方、透水係数は約半分減少している。封圧の増加によるき裂の閉鎖に伴い、水みちが縮小した可能性が考えられる。

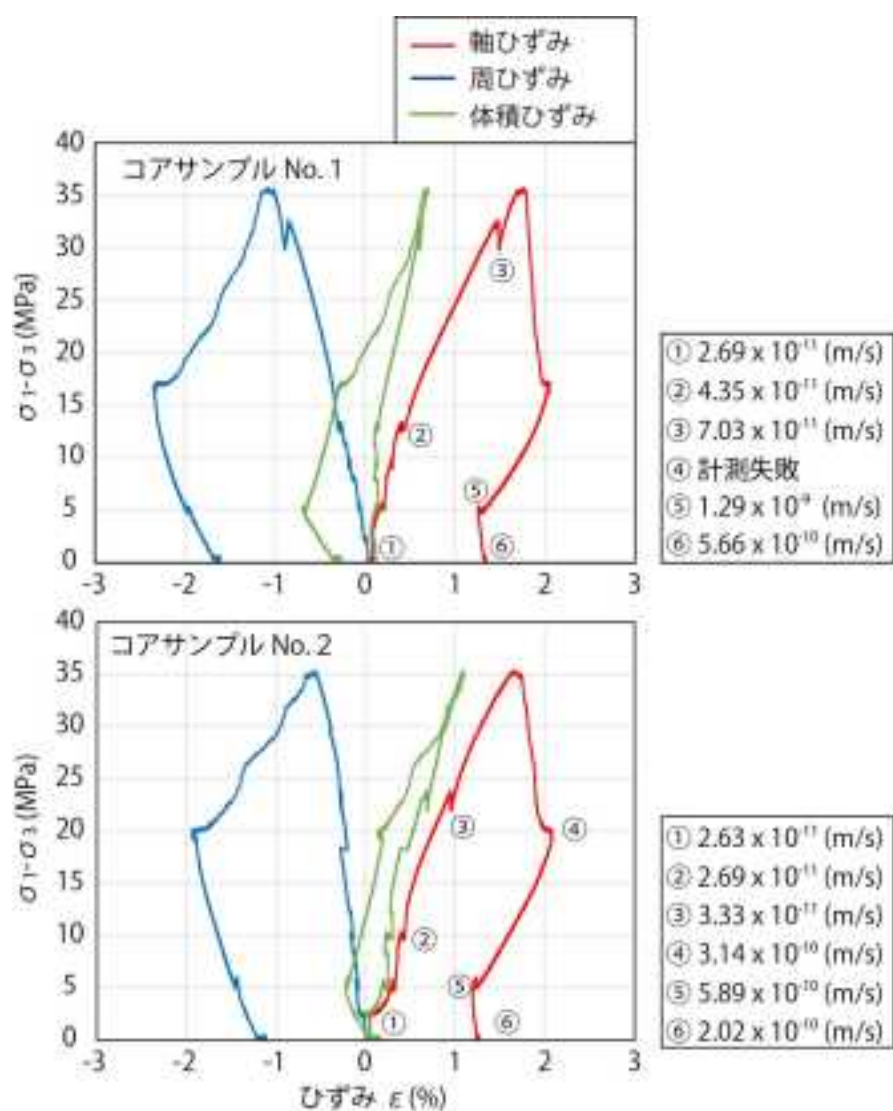


図 3.2.2.1-3 室内三軸透水試験の結果：軸差応力-ひずみの関係

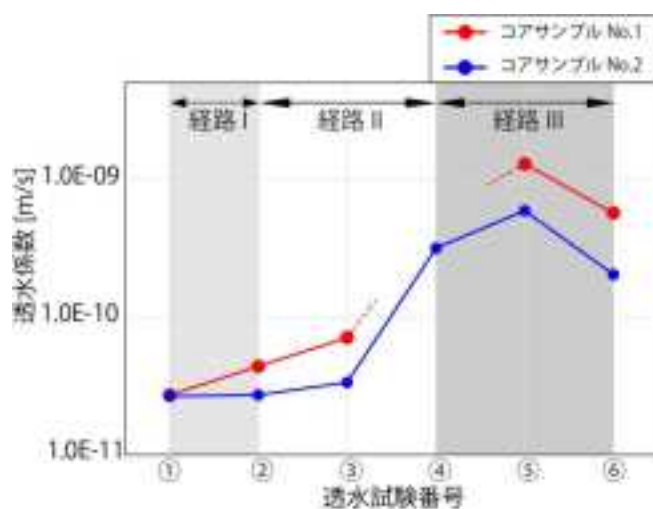


図 3.2.2.1-4 室内三軸透水試験の結果：透水係数

(2) 供試体の変形と破壊状況について

海水準変動及び地殻応力変化と泥岩の透水特性との関係を想定した検証データの拡充のため、試験前後の変形と破壊の状況を詳細に把握する。透水特性変化の解釈を明確にするため、試験前後に CT 撮影を行い、内部構造変化の把握とき裂の状況を観察した。

図 3.2.2.1-5 に、三軸圧縮試験前と試験後のコアサンプル No.1 供試体の写真をそれぞれ示す。試験後のコアサンプルは熱収縮チューブが取り付けられており、チューブ表面の白い模様は、LDT 変位計を固定させるためのターゲットを取り付けた跡である。図 3.2.2.1-6 に CT 画像撮像時の断面イメージと座標系の設定を示す。図 3.2.2.1-7 と図 3.2.2.1-8 は、三軸圧縮試験前と試験後の供試体の断面の X 線による透視画像（CT 画像）である。本 CT 画像では、黒く見える部分は間隙で、より白く見えるほど粒子が密である。試験前の供試体は、明瞭な斜めの層理面が存在し、長軸に高角で斜交している。これらの結果は、目視による表面観察(図 3.2.2.1-5)や CT 画像による内部構造の観察(図 3.2.2.1-7, 図 3.2.2.1-8)において確認することができる。

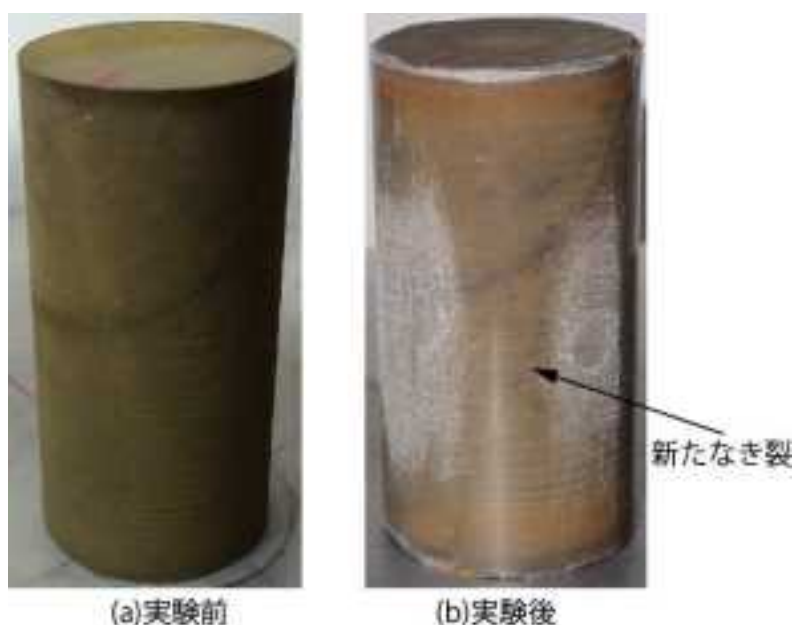


図 3.2.2.1-5 コアサンプル No.1 供試体[60mm×φ30mm]:(a)試験前,(b)試験後

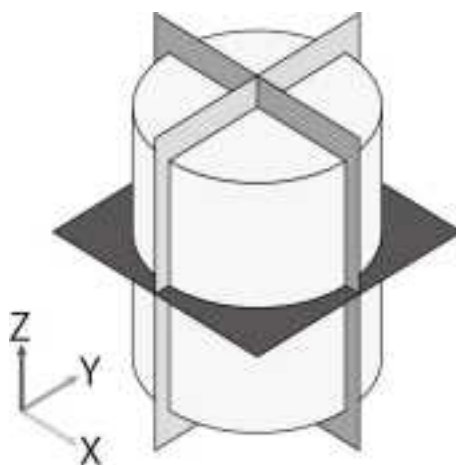


図 3.2.2.1-6 CT 断面イメージ

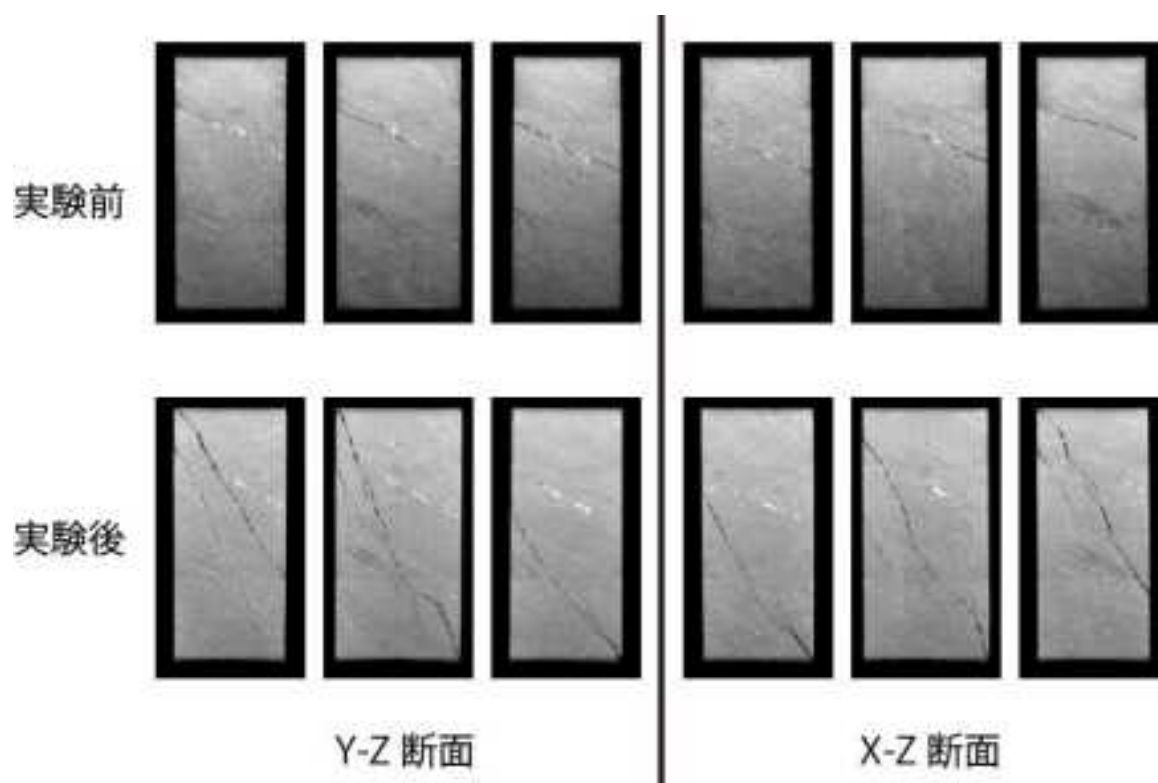


図 3.2.2.1-7 コアサンプル No.1 供試体の CT 画像（Y-Z 断面・X-Z 断面）

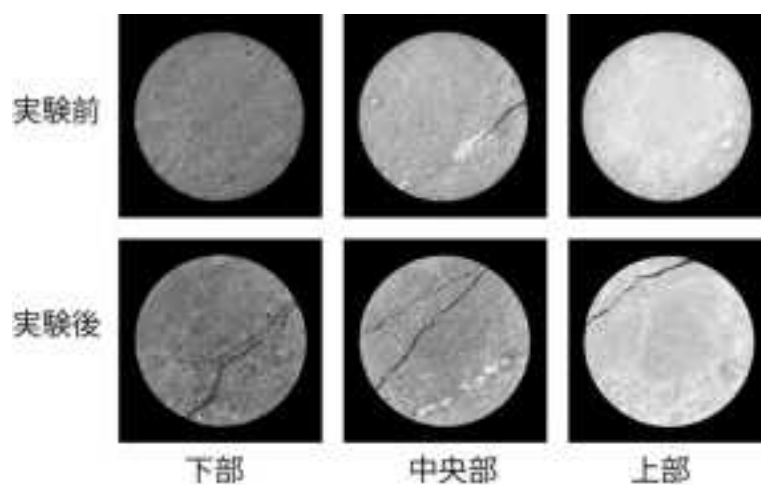


図 3.2.2.1-8 コアサンプル No.1 供試体の CT 画像（X-Y 断面）

試験後の供試体には、新たに生じた破壊面を示す低密度の領域を確認することができた。新たな破壊面は長軸により低角で斜交しており、既存の層理面と交差している。また、明瞭な滑り面が確認できることから、せん断破壊であることが分かる。破壊面は上端から下端まで連結している。試験前から存在する層理面に沿うき裂については、軸方向の圧縮によって閉塞している。層理面の影響は、新たに生じたき裂にほとんど影響していないと考えられる。これらの観察結果から、供試体は試験前に確認された明瞭な斜めの線が弱面としてほとんど滑らず、低封圧下における応力状態が破壊に与える影響が支配的であったと考えられる。また、層理面に沿うき裂内は高密度であり固着していた可能性がある。

載荷経路の影響については、経路Ⅰにおける封圧の除荷の過程では、供試体はほぼ弾性範囲内であるため破壊に対する力学的な影響は表れていない。一方、経路Ⅲでは静水压状態に戻すため軸荷重の除荷を行っており、長軸に低角で斜交する断層が開きやすい状態となっていると推測される。経路Ⅲが断層の形状に与える影響については、載荷中のき裂の発生過程を知る必要があり、載荷中の CT 撮影等のより詳しい観察が必要である。

4) まとめ

海水準変動及び地質学的変動に伴う静水压変動が、地質体の水理パラメータに与える影響を検討した。本試験では、直径 30mm、高さ 60mm の 2 つの稚内層珪質頁岩を用いて、封圧 4MPa から 8.3MPa における三軸圧縮透水試験を実施した。間隙水压は 1MPa に設定し、き裂の有無が静水压下の透水係数に及ぼす影響について検討を行った。本実験で計測した静水压下における透水係数は、き裂の影響によって 20 倍程度の違いが確認された。また、破壊試験前と試験後のマイクロフォーカス X 線 CT データを取得し、既存の弱面とせん断面について観察した。供試体の外部で計測した応力-ひずみ曲線の関係と対応する断層の形状に関する知見を得ることができた。本研究では、一つの載荷経路しか考慮していないが、実際の地質学的変動は様々な応力状況が考えられる。地質変動によるき裂の発生やその閉塞過程は、本実験で得られた結果のように地質体の透水特性に大きな影響を与える可能性がある。これらの岩石の基礎情報は、地質学的変動・海水準変動が地下水の水理パラメータに与える影響の定量的評価手法の妥当性を検証するために役立つと考えられる。

3.2.2.2 稚内層珪質頁岩の水理パラメータの応力依存性及び塩分濃度依存性に関する検討

地質学的変動・海水準変動に伴う応力及び塩分濃度の変化が固有浸透率・実効拡散係数・反射係数などの水理パラメータに及ぼす影響を明らかにするために、稚内層の珪質頁岩を対象に拘束圧及び塩分濃度の変化を考慮した化学的浸透実験を実施し、各パラメータの応力依存性及び塩分濃度依存性を評価する。

1) 実験試料

実験には、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内で掘削された稚内層の珪質泥岩を用いた。岩石試料は、SAB-2 孔の深度 400 m 及び 698 m において採取された岩石コアからそれぞれ高さ 10 mm 直径 50 mm に整形した。それぞれの岩石試料は整形後 0.1 M 塩化ナトリウム水溶液内で実験開始まで保管した。

2) 実験装置と実験条件

既往委託研究において開発した室内実験装置(竹田ほか, 2013)を当該実験に用いた。実験では、試料に載荷する拘束圧を、1 MPa から段階的に増加させ、各拘束圧条件下で水理パラメータを測定した。拘束圧の最大値は、それぞれの採取試料が過去最大埋没時に受けていた有効応力より大きくなるように設定し、最大拘束圧の載荷後は拘束圧を段階的に除荷し、水理パラメータの測定を行った。試料端面間に与える塩化ナトリウム水溶液の濃度差は 0.1 M を基準に、2 オーダーに亘る範囲とした。

3) 化学的浸透実験

図 3.2.2.2-1(a)及び(b)に、化学的浸透実験の例として、載荷及び除荷過程の拘束圧 5 MPa における SAB-2 孔深度 400 m の岩石試料を用いて取得した計測データを示す。なお、SAB-2 孔

深度 400 m の現在の有効埋没応力は約 5 MPa である。両実験で、実験開始直後から岩石中で発生した化学的浸透によって、高塩分濃度側への水の移動が始まり、貯留槽内の圧力は上昇し、準定常状態となった。貯留槽内の塩分濃度は、岩石中での塩分の拡散によって、高濃度側では低下し、低濃度側では上昇した。一方、貯留槽内での圧力増分（以下、浸透圧という。）は、同一の拘束圧条件であるにもかかわらず、過去最大埋没有効応力载荷後には、およそ 2 倍となっており、水理パラメータが応力の载荷履歴によって異なることが推察される。

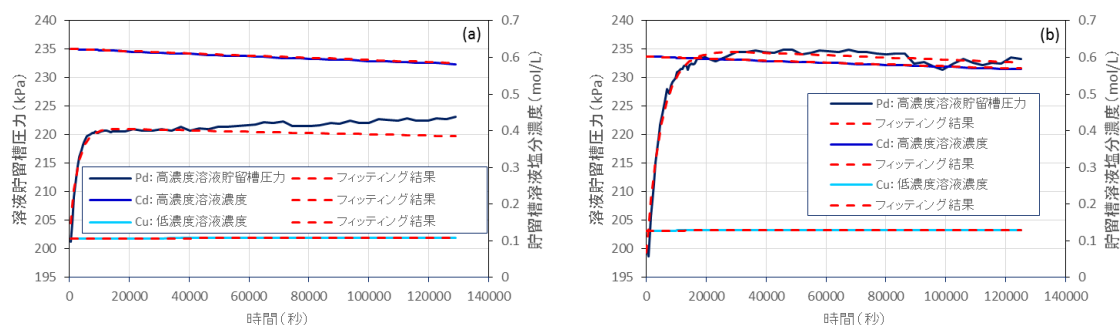


図 3.2.2.2-1 SAB-2 孔深度 400 m の岩石試料を用いた拘束圧 5MPa での化学的浸透実験の結果。(a)拘束圧载荷過程, (b)過去最大埋没応力 16MPa 载荷後。

過去最大埋没応力は、Ishii *et al.* (2011)に基づき、稚内層とその上部に位置する声問層の地層境界が最大埋没時に深度 1000 m であったこと及び各層序において岩石飽和重量が 2.2g/cm^3 であると過程して算出した。

反射係数は、化学的浸透実験の準定常状態に対する次式によって算出した (Takeda *et al.*, 2014)。

$$\sigma = \frac{\Delta P}{v \cdot R \cdot T \cdot \Delta C} \quad \text{式 3.2.2.2-1}$$

ここで、 σ は反射係数、 ΔP 及び ΔC は岩石試料端面間の圧力及び濃度の差、 v は塩の乖離定数 (NaCl の場合、 $v = 2$)、 R はガス定数、 T は絶対温度である。

実効拡散係数は、塩分の拡散を準定常状態と過程する次式によって算出した (Wolfrum *et al.*, 1988)。

$$\ln \left(\frac{\Delta C}{\Delta C_0} \right) = - \frac{A \cdot D_e^*}{L} \cdot \left(\frac{1}{V_u} + \frac{1}{V_d} \right) \cdot t + B \quad \text{式 3.2.2.2-2}$$

ここで、 ΔC_0 は岩石試料端面間の初期濃度差、 A 及び L は岩石試料の断面積及び長さ、 V_u 及び V_d は低塩濃度貯留槽及び高塩濃度貯留槽の体積、 t は実験開始からの時間、 B は定数、 D_e^* は半透膜性を考慮した実効拡散係数である。反射係数 σ と実効拡散係数 D_e^* の間には、

$$D_e^* = (1 - \sigma) \cdot D_e \quad \text{式 3.2.2.2-3}$$

の関係があるとされており、この場合、 D_e は半透膜性の影響を排除した実効拡散係数となる (Bader and Kooi, 2005)。図 3.2.2.2-2 a)及び(b)に式 3.2.2.2-1 及び式 3.2.2.2-2 を用いた化学的浸透実験の解析結果を示す。

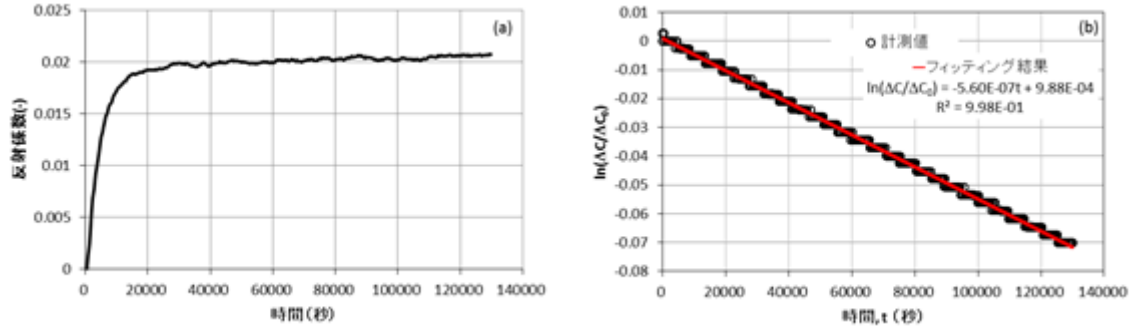


図 3.2.2.2-2 SAB-2 孔深度 400 m の岩石試料を用いた去最大埋没応力 16MPa 載荷後の拘束圧 5MPa での化学的浸透実験の結果. (a)式 3.2.2.2-1 を用いて算出した反射係数, (b)式 3.2.2.2-2 の計測データに対してのフィッティング結果.

固有浸透率は、上記の方法で算出した σ 及び D_e と以下に示す解析モデルから数値的に算出される圧力及び濃度を実験で得られた計測データにフィッティングし決定した. 岩石の半透膜性は溶液の移流フラックス及び溶質の輸送フラックスにおいて、それぞれ化学的浸透及び塩分排除の項として表わされる[e.g., Malusis et al., 2012]. なお、ここで用いる解析モデルは、岩石試料中の移流・拡散現象は岩石端面間で一様に発生すると仮定し一次元とした.

移流フラックスは一般化されたダルシー則として、

$$J_v = -\frac{k}{\mu} \cdot \left(\frac{\partial P}{\partial x} - \sigma \cdot \frac{\partial \Pi}{\partial x} \right) \quad \text{式 3.2.2.2-4}$$

と表わされる. ここで、 J_v は溶液の体積フラックス、 x は高濃度側貯留槽に接する岩石端面から反対側端面への距離、 μ は粘性係数、 P は圧力、 Π は浸透圧である. 式 3.2.2.2-4 において、右辺第 2 項は化学的浸透による溶液の体積フラックスを表わしている. なお、塩濃度 C の溶液の浸透圧は $\Pi = v \cdot R \cdot T \cdot C$ として定義される.

溶質のフラックスは次式で表わされる.

$$J_s = -(1-\sigma) \cdot \left(D_e \cdot \frac{\partial C}{\partial x} + C \cdot J_v \right), \quad \text{式 3.2.2.2-5}$$

ここで、 J_s は溶質のモルフラックスである. 上式において、第 1 項及び第 2 項はそれぞれ拡散及び移流フラックスを表わしている. 溶質の排除効果は右辺の係数 $(1-\sigma)$ として表わされる.

岩石試料内での溶液及び溶質の移動は質量保存則に従い、それぞれ以下の式で表わされる[e.g., Bader and Kooi, 2005].

$$\frac{\partial}{\partial t}(n \cdot \rho) + \frac{\partial}{\partial x}(\rho \cdot J_v) = 0, \quad \text{式 3.2.2.2-6}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(n \cdot \rho \cdot \omega) + \frac{\partial}{\partial x}(M_s \cdot J_s) = 0, \quad \text{式 3.2.2.2-7}$$

ここで、 n は空隙率、 ρ は溶液密度、 ω は溶質の質量分率、 M_s は溶質モル質量である.

岩石試料端面と高濃度貯留槽の境界面での溶液及び溶質の移動は質量保存則に基づきそれぞれ以下の式で表わされる (例えば, Takeda et al., 2014).

$$V_d \cdot \frac{dC_d}{dt} = -A \cdot J_s|_{x=0}, \quad C_d(t) = C(0, t), \quad t > 0, \quad \text{式 3.2.2.2-8}$$

$$V_u \cdot \frac{dC_u}{dt} = A \cdot J_s \Big|_{x=L}, \quad C_u(t) = C(L, t), \quad t > 0. \quad \text{式 3.2.2.2-9}$$

ここで、 C_d 及び C_u は高濃度及び低濃度貯留槽の溶液の溶質濃度、 V_d 及び V_u は高濃度及び低濃度貯留槽の溶液堆積である。

高濃度貯留槽での圧力変化は次式によって表わされる[e.g., Sherwood and Craster, 2000].

$$S_d \cdot \frac{dP_d}{dt} = -A \cdot J_v \Big|_{x=0}, \quad P_d(t) = P(0, t), \quad t > 0, \quad \text{式 3.2.2.2-10}$$

ここで、 P_d 及び S_d は高濃度貯留槽の溶液圧力及び圧縮貯留である。なお、 S_d は単位圧力変化に対しての体積変化量として定義される。

岩石試料端面と低濃度貯留槽の境界面における圧力は次式で与えられる。

$$P_u = P_b, \quad P_u(t) = P(L, t), \quad t \geq 0, \quad \text{式 3.2.2.2-11}$$

ここで、 P_u 及び P_b は低濃度貯留槽の溶液圧力及び背圧である。なお、 P_b は実験中に一定値で保たれる。

貯留槽溶液の濃度初期条件は次式で表わされる。

$$C_d = C_{d0}, \quad C_d(0) = C(0, 0), \quad \text{式 3.2.2.2-12}$$

$$C_u = C_{u0}, \quad C_u(0) = C(L, 0), \quad \text{式 3.2.2.2-13}$$

ここで、 C_{d0} 及び C_{u0} は実験開始時に測定される高濃度及び低濃度貯留槽の溶液の塩分濃度である。

実験開始時における高濃度溶液貯留槽とそれに接する岩石試料端面の圧力は背圧と等しく、その初期条件は次式で表わされる。

$$P_d = P_b, \quad P_d(0) = P(0, 0), \quad \text{式 3.2.2.2-14}$$

拘束圧 1 MPa 以上の実験を開始する時点では、岩石試料内の溶質及び圧力の分布は一様でないため、以下で示すように距離 x の関数としての取り扱いが必要となる。

$$C(x, 0) = C_i(x), \quad 0 < x < L, \quad \text{式 3.2.2.2-15}$$

$$P(x, 0) = P_i(x), \quad 0 \leq x \leq L, \quad \text{式 3.2.2.2-16}$$

ここで、 C_i 及び P_i は拘束圧条件が異なる 2 回の化学的浸透実験の間に背圧 P_b が載荷された状態で岩石試料内に分布する溶質及び圧力の分布を表わす関数である。各拘束圧条件での実験開始前の岩石試料の両端面には背圧 P_b が載荷され、塩濃度 C_{u0} 及び C_{d0} の溶液が接している。このため、式 3.2.2.2-15～16 の C_i 及び P_i は以下の境界条件と式 3.2.2.2-4～7 で定義される問題の定常解として与えられると仮定する。

$$C(0, t) = C_{d0}, \quad \text{式 3.2.2.2-17}$$

$$C(L, t) = C_{u0}, \quad \text{式 3.2.2.2-18}$$

$$P(0, t) = P(L, t) = P_b. \quad \text{式 3.2.2.2-19}$$

拘束圧 1 MPa 以上で実施した化学的浸透実験は、式 3.2.2.2-4～16 で記述される解析モデルを用いて評価した。また、拘束圧 1 MPa の実験の評価は式 3.2.2.2-15 及び 16 において $C_i = C_{u0}$

及び $P_i = P_o$ とした．図 3.2.2.2-1(a) 及 (b) に圧力及び塩濃度のフィッティング結果を示す．数値解析の結果は測定結果とほぼ同じ圧力及び濃度を再現できており，上述の水理パラメータの算出方法が適切であることを示している．

4) 水理パラメータの応力依存性

実験により測定された固有浸透率及び実効拡散係数を図 3.2.2.2-3～4 に拘束圧の関数として示す．固有浸透率及び実効拡散係数は，拘束圧が過去最大埋没応力以上となるまで拘束圧の増加とともに顕著に低下するが，その後の応力増加に対しての低下量は小さくなる傾向にある．一方，拘束圧の除荷過程では，固有浸透率及び実効拡散係数はほぼ一定の値となった．さらに，拘束圧を繰り返し載荷・除荷した場合においても固有浸透率及び実効拡散係数はほぼ一定の値となった．固有浸透率及び実効拡散係数のこのような応力依存性は，岩石コア採取後の大気圧下での応力開放が，移流及び拡散現象を律則する空隙を開口させ，実験時における拘束圧の載荷が開口した空隙を収縮させたことによると考えられる．

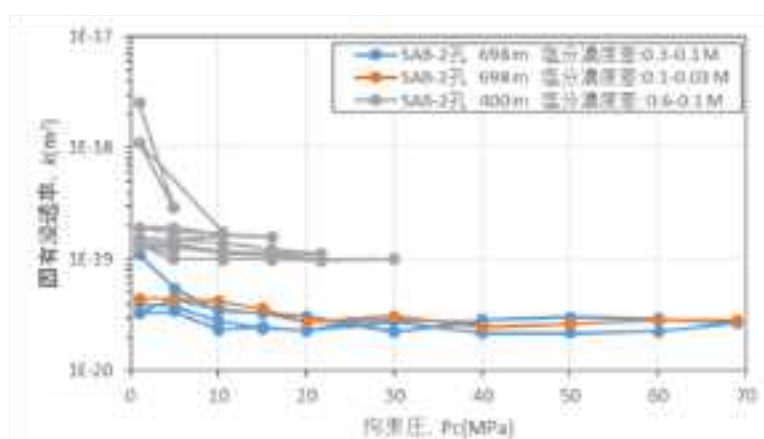


図 3.2.2.2-3 SAB-2 孔深度 400 m 及び 698 m の岩石試料の各拘束圧条件下での固有浸透率．

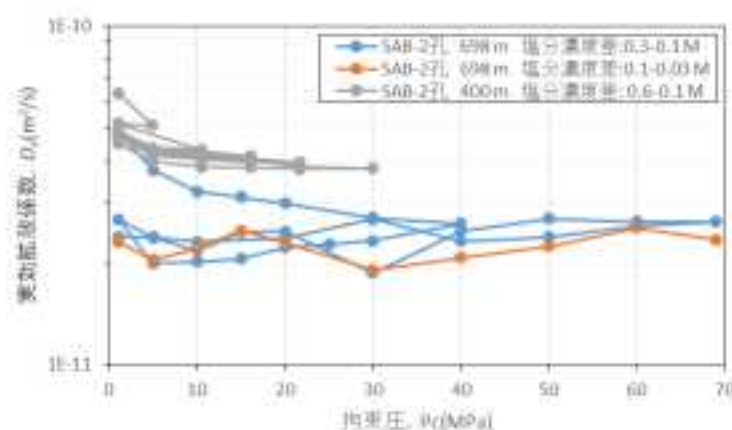


図 3.2.2.2-4 SAB-2 孔深度 400 m 及び 698 m の岩石試料の各拘束圧条件下での実効拡散係数．

各拘束圧条件下で測定された反射係数を図 3.2.2.2-5 に示す．反射係数は拘束圧の増加にともない増加するが，その応力依存性は岩石試料によって異なる傾向を示している．採取深度 698 m の岩石試料の反射係数は拘束圧の増減に追従し，応力に対して可逆的に変化している．一方，採取深度 400 m の岩石試料の除荷過程における反射係数は，拘束圧がほぼ除荷される 1 MPa までほとんど変化しない．この応力増加にともなう反射係数の不可逆的な増加は，岩石試料中

で半透膜性を発揮する粘土凝集塊が、実験前の応力開放下での膨張した状態から、拘束圧の载荷によって塑性的に圧縮されたためと考えられる。採取深度 699 m の岩石試料の反射係数が応力に対して可逆的に変化したのは、岩石自体の圧密が進んだ状態にあり、応力開放下での粘土凝集塊の膨張がより少なかったことにより、応力の载荷・除荷に追従して弾性的に変形したためと考えられる。

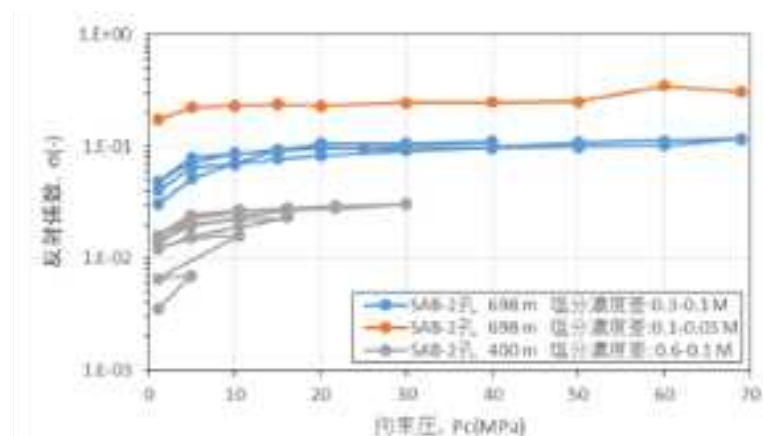


図 3.2.2.2-5 SAB-2 孔深度 400 m 及び 698 m の岩石試料の各拘束圧条件下での反射係数。

以上の結果は、稚内層珪質泥岩の水理パラメータは掘削後の応力開放によって顕著に変化することを示唆しており、各パラメータを測定するためには原位置の応力状態に近い条件下で実験を実施する必要があると考えられる。さらに、反射係数の測定に際しては、過去最大埋没深度における応力を载荷した後に、現在の埋没深度に相当する応力条件下で実験を実施する必要があると考えられる。これは、反射係数が応力の増加に伴って不可逆的に増加する場合があるためである。例えば、幌延地域のように、上載地層が剝削を受け、現在の地層応力が過去最大埋没応力より低下している場合には、反射係数が応力減少に追従せずに過去最大埋没応力時の高い値のままの可能性がある。従って、反射係数の測定では、現在の埋没応力だけでなく、岩石試料が地層中で受けた応力の履歴をも考慮する必要がある。実際、応力履歴の影響は化学的浸透実験で発生する浸透圧にも現れており、採取深度 400 m の岩石試料の場合、図 3.2.2.2-1 に示すように、過去最大埋没応力を载荷せず現在の埋没応力下で発生した浸透圧は、過去最大埋没応力を载荷した場合のおよそ半分となっている。

5) 水理パラメータの塩分濃度依存性

図 3.2.2.2-3～4 に示されるように、深度 698 m の同一岩石試料に対して実施した化学的浸透実験の結果では、塩分濃度の変化は固有浸透率及び実効拡散係数にほとんど影響しない。一方、図 3.2.2.2-5 に示される反射係数は塩分濃度の低下によって顕著に増加し、塩分濃度差が 0.1～0.03 M（平均濃度 0.065 M）の条件下で測定された反射係数は、0.3～0.1 M（平均濃度 0.2 M）の条件下で測定された値のおよそ 2 倍となっている。これは岩石中の粘土凝集塊中の粘土粒子間に発揮される電氣的斥力が間隙水中の溶存物質濃度に依存することを反映したものと考えられる。こうした反射係数の塩分濃度依存性を定量的に表わすために、粘土を対象に開発された粘土粒子間に発生する電位場を電気三重層モデル（electrical triple layer model, 以下、TLM とよぶ。）として表現する反射係数モデルが適用できるか検討した。

TLM に基づく反射係数の算出では Gonçálvès et al.(2007)による方法を使用し、各塩分濃度差の平均濃度 0.065 M 及び 0.2 M NaCl における反射係数の標準曲線を粘土粒子間の平均距離 b

の関数として作成した．この標準曲線を実測された反射係数に対してフィッティングした結果と得られた粘土粒子間の平均距離をそれぞれ図 3.2.2.2-6～7 に示す．

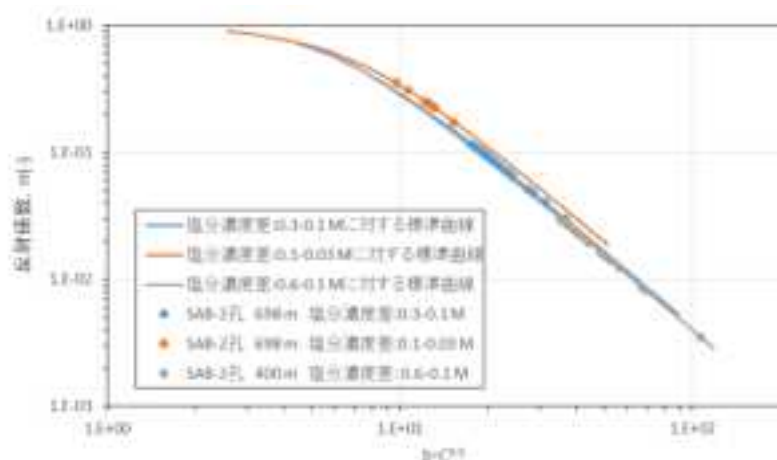


図 3.2.2.2-6 SAB-2 孔深度 400 m 及び 698 m の岩石試料の反射係数に対する反射係数の標準曲線のフィッティング結果．

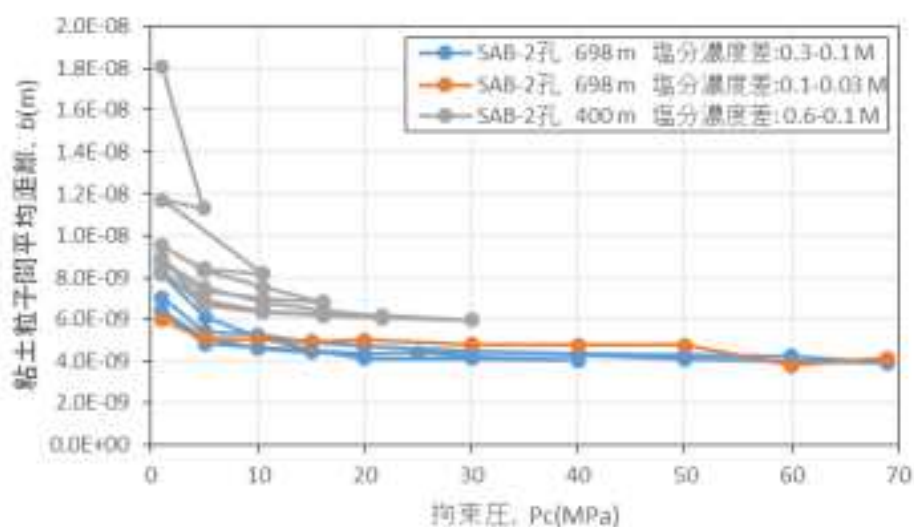


図 3.2.2.2-7 拘束圧の変化に対する SAB-2 孔深度 400 m 及び 698 m の岩石試料の粘土粒子間平均距離の変化．

各拘束圧の粘土粒子間の平均距離はほぼ同じ値であり，反射係数の塩分濃度依存性は既存の TLM に基づく反射係数モデルを用いて評価できる可能性がある．しかしながら，評価された粘土粒子間の平均距離は拘束圧の増加に伴い低下する傾向にあるため，地層中での反射係数を把握するためには，反射係数の応力依存性，すなわち，TLM に基づく反射係数モデルでは粘土粒子間の平均距離の変化を実験によって評価することが不可欠である．また，図 3.2.2.2-6 に示されるように，TLM に基づく反射係数モデルから算出した標準曲線は平均濃度が異なるとわずかに異なる傾向がある．従って，同モデルの妥当性に関しては，反射係数のデータの拡充とその解釈によってさらに検証する必要がある．

6) 粘土凝集塊の変形挙動と半透膜性の関係

図 3.2.2.2-3～5 からは、各水理パラメータのうち、反射係数だけが岩石試料の差異によって異なる応力依存性をとることが明らかとなった。採取深度 400 m の岩石試料の反射係数は拘束圧の増加に対して不可逆的に増加し、採取深度 698 m の岩石試料の反射係数は拘束圧の増加に対して可逆的に増加している。この応力依存性の差異は、浅い深度にある泥質岩では粘土凝集塊の圧密度が低く、粘土と同様に応力の増加に伴って塑性的に収縮すると考えられる。一方、深い深度にある泥質岩の粘土凝集塊は加圧密状態にあり、応力変化に対して弾性的に変形したものと考えられる。しかし、採取深度 698 m の岩石の過去最大埋没応力は約 20MPa であり、それ以上の応力値での応力変化を受けた場合には、粘土凝集塊は圧密降伏しているため正規圧密状態として塑性的に変形するはずである。泥質岩中の粘土凝集塊が、そのような通常の粘土に起こる変形と異なる挙動を示したのは、深い深度にある粘土凝集塊中の粘土粒子は最密に充填されており、個々の粘土粒子が弾性的に変形したためと考えられる。

上記の仮説は、半透膜性を発揮する粘土粒子が層状粘土鉱物であり、粘土シート間に吸着した水和水が構造化しており、粘土粒子全体としては水の圧縮性を反映して弾性的に変形するのであれば支持される。これを検証するために、半透膜性が可逆的に変化した採取深度 698 m の岩石試料片の TEM 観察を行った。図 3.2.2.2-8 に TEM 観察の結果を示す。

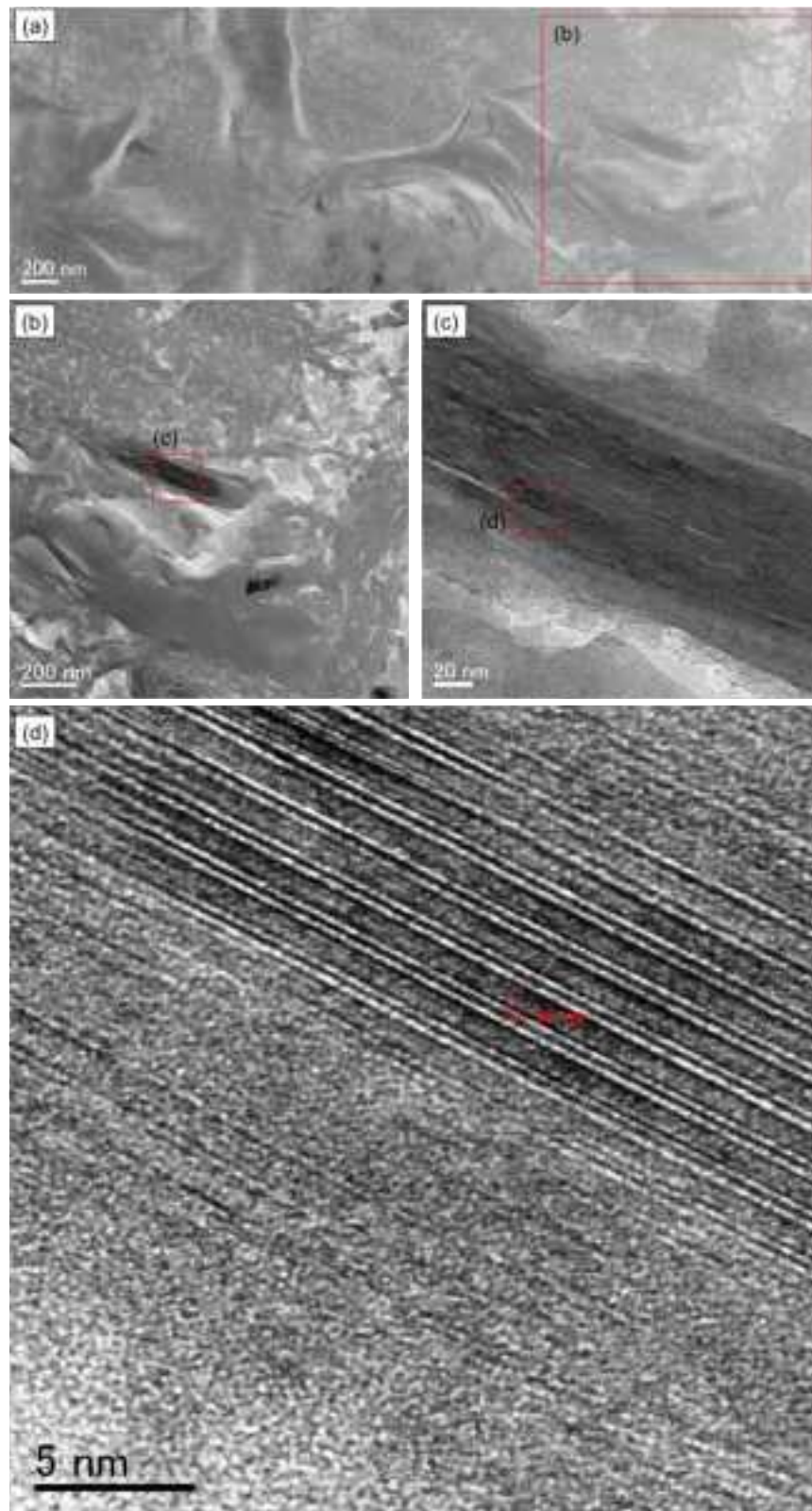


図 3.2.2.2-8 SEM 及び TEM による SAB-2 孔深度 698 m から採取された岩石片の空隙構造の観察結果.

図 3.2.2.2-8(c)では、粘土粒子に隣接する空隙（図 3.2.2.2-8 において白色）は～数十 nm のサイズにある．これらの空隙は化学的浸透実験において拘束圧の载荷によって収縮し，粘土凝

集塊中の粘土粒子は密に接するものと考えられる。粘土粒子自体は図 3.2.2.2-8(c)及び(d)に示されるように、複数の粘土シートが重なった層状構造をしており、個々のシート間（シート単体は約 $10\text{\AA}$ ）には $4\text{\AA}$ 程度の幅の空隙が認められる（図 3.2.2.2-8(d)）。この空隙幅は、粘土シート間に吸着したナトリウムイオンに水分子が一層分水和した大きさとほぼ同じであり、粘土シート間には構造化された水分子が吸着している様子を示している。この構造化された水分子が拘束圧の载荷によって圧縮変形し、複数のシートから構成される粘土粒子は弾性的に変形したと考えられる。同様の粘土粒子の弾性的挙動は、Bathija et al(2009)による分子動力学シミュレーションにおいても得られており、粘土粒子の弾性変形は水の圧縮挙動と類似することが示唆されている。

7) まとめと今後の課題

以上の検討によって、稚内層珪質頁岩の反射係数は岩石中の粘土凝集塊の変形挙動に依存し、応力に対して可逆的あるいは不可逆的に変化することが明らかとなった。また、反射係数の応力依存性は埋没深度によって異なることが明らかとなったが、現状では、どの深度において岩石の反射係数が応力変化に対して可逆的あるいは不可逆的に変化するかは不明である。幌延地域において観測されている深部での高い間隙水圧と塩分濃度差によって発生する可能性のある浸透圧の関連性を明らかにするためには、深度方向の岩石の反射係数の応力依存性についてさらに調査する必要がある。泥質岩の反射係数の応力依存性が可逆的・不可逆的となる要因については、堆積後の圧密環境やその後の隆起・侵食過程等で変化する応力の履歴に決定付けられると考えられる。そのような決定因子を明らかにするためには、稚内層の他の深度の泥質岩や他の堆積岩地域の泥質岩に対しても反射係数の応力依存性をさらに検討することが必要である。

3.2.2.3 海水準変動が稚内層の地下水環境に及ぼす影響に関する検討

幌延地域の深地層における地下水流動と物質移行を把握するために、稚内層の珪質頁岩を対象に、固有浸透率・実効拡散係数・反射係数などの基本的な水理パラメータの深度依存性に関する検討を行う。平成 27 年度の研究では、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内の SAB-2 孔で採取された岩石試料に対して透水・化学的浸透実験を実施し、各水理パラメータの深度プロファイルを整備したが、固有浸透率の深度プロファイルでは深度 650m 付近の岩石は、その上下深度の岩石と比較し固有浸透率が 1 オーダー程度大きな値となった。本年度は、固有浸透率の値が特異的であった深度 650m 付近の岩石試料を用いて、固有浸透率・実効拡散係数・反射係数を決定付ける空隙性状や電気化学的特性などの物理化学的物性を測定し、固有浸透率等が特異的となる要因があるか検討する。また、深度 650m 付近の岩石コアを用いて透水実験及び化学的浸透実験を行い、追補データも取得する。さらに、整備した各水理パラメータの深度プロファイルに基づき、稚内層深部において観測されている高い塩分濃度と間隙水圧について検討を行うとともに、静水圧から乖離する高い間隙水圧の成因として化学的浸透の関連性について検討を行う。

1) 実験試料

物理化学的物性の測定には、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内の SAB-2 孔深度 600 m 以深の 8 深度（625, 644, 645, 669, 678, 695, 698 及び 705 m）で掘削された稚内層の珪質泥岩コアを用いた。水理パラメータについて追補データの取得には SAB-2 孔の深度 650 m において採取された岩石コアから高さ 10 mm 直径 50 mm に整形した岩石試料を用いた。整形した試料は 0.1 M 塩化ナトリウム水溶液内で実験開始まで保管した。

2) 水銀圧入式ポロシメータによる空隙性状の評価

図 3.2.2.3-1 に水銀圧入式ポロシメータによって測定した空隙サイズ分布を示す。

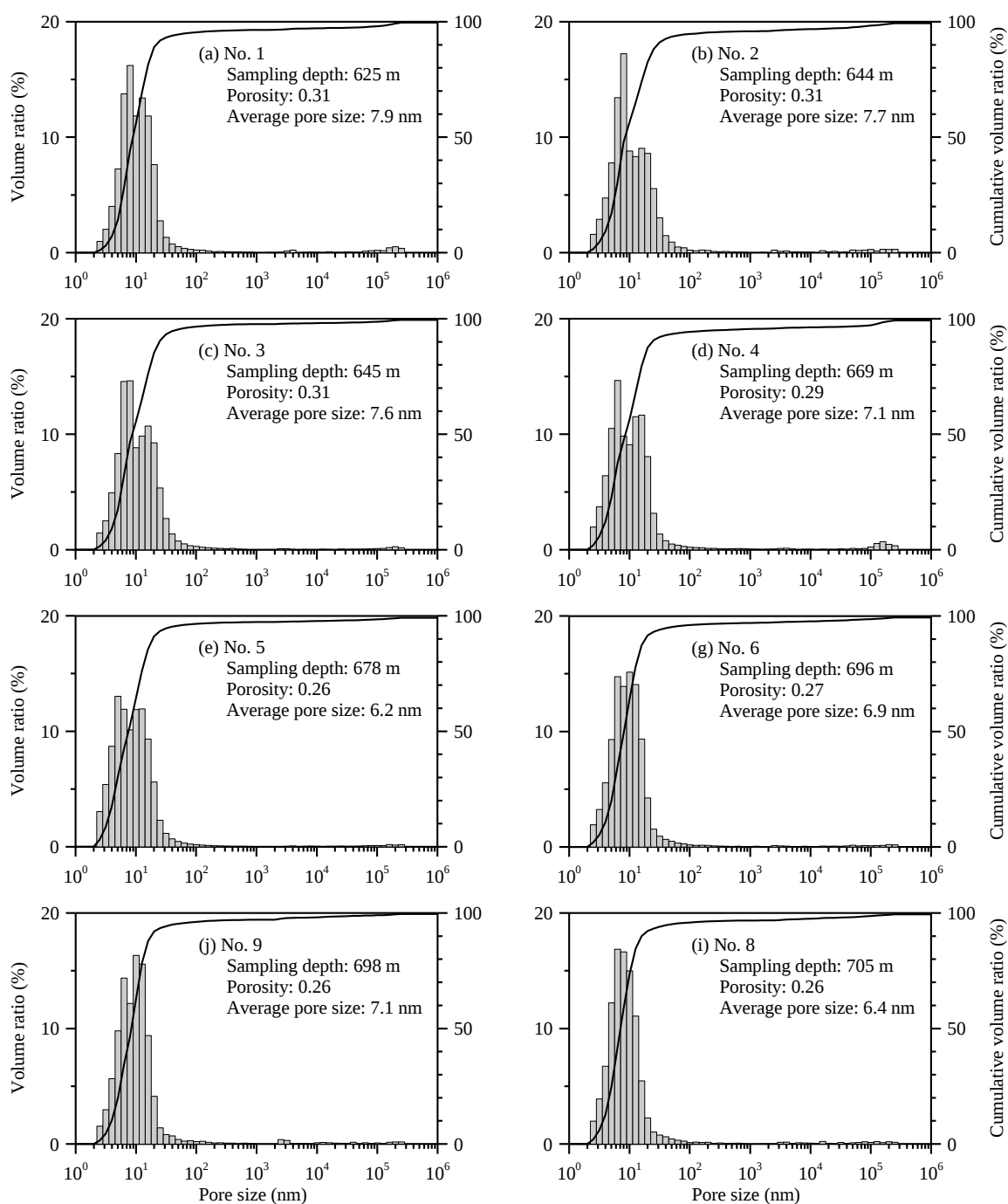


図 3.2.2.3-1 水銀ポロシメータ圧入法によって評価した SAB-2 孔から採取された岩石試料の空隙性状。

全試料の空隙サイズのピークは 10 nm 前後に現れたが、深度 645～678 m の岩石試料の空隙分布では空隙サイズ 10 nm を境に二項分布を示している。平成 27 年度の測定結果では、SAB-2 孔の 600 m より浅部の珪質頁岩は空隙サイズ 10 nm を境に空隙分布が二項分布を示し、600 m より深部では 10 nm 以上のピークが明瞭でなくなる傾向があり、深度 650 m では特異的に二項分布を示した。これらの測定結果から、深度 650 m 付近（深度 600～700 m の区間）では特

異的に空隙が 10 nm を境に二項分布となり、透水性が若干大きくなると考えら得る。また、図 3.2.2.3-4(d)に示すように、水銀圧入式ポロシメータによって測定された空隙率は、深度 650 m 付近で比較的大きく、このことも同深度付近で透水性が高くなる一因と考えられる。

3) 陽イオン交換容量及び比表面積

図 3.2.2.3-2(a)～(c)に陽イオン交換容量分析および比表面積測定の結果とこれらの結果から算出した表面電荷密度を示す。

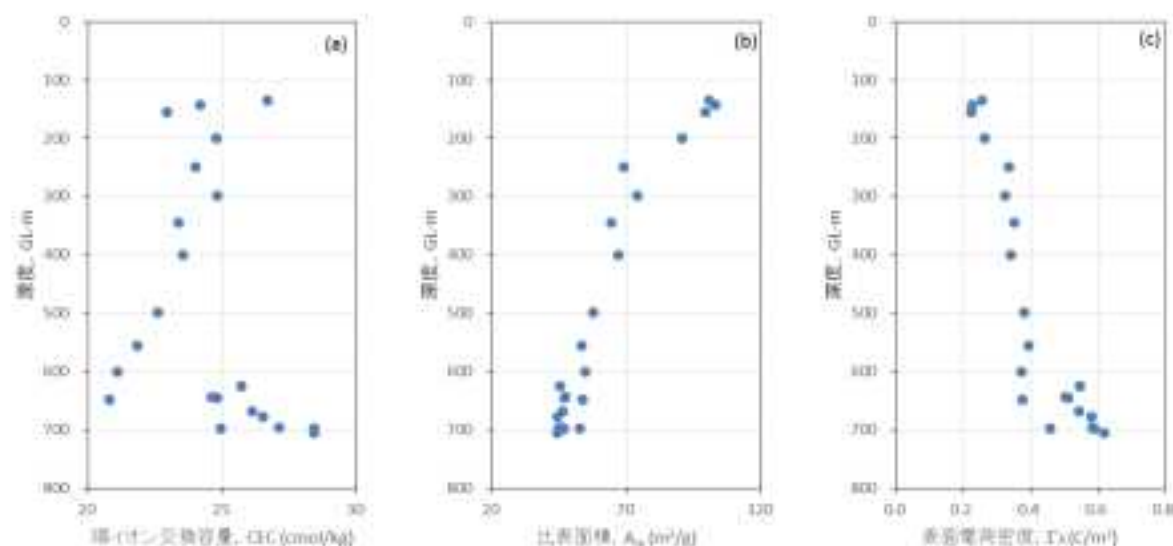


図 3.2.2.3-2 SAB-2 孔の各深度の岩石試料の(a)陽イオン交換容量, (b)比表面積, (c)表面電荷密度。

陽イオン交換容量は、深度の増加とともに低下するが、深度 600 m 付近からは増加する傾向が認められる。一方、比表面積は採取深度が大きい試料では小さくなる傾向がみられる。これらから算出された表面電荷密度は 0.22～0.62 となり、深度方向へ増加する結果となった。岩石の表面電荷密度が 0.44 と報告されている Callovo-Oxfordian 層では、地層スケールでの化学的浸透が発生していると報告されており (Rousseau-Gueutin et al., 2008), その値を若干上回る稚内層深部の珪質泥岩は電気化学的には化学的浸透が発生し得る特性を有しているといえる。

4) 各種水理パラメータの深度依存性の再評価

SAB-2 孔の深度 650 m において採取された岩石試料を対象に、既往委託研究において開発した室内実験装置(竹田ほか, 2013)を用いて透水及び化学的浸透実験を実施した。図 3.2.2.3-3 に計測データ及び解析解によるフィッティングの結果を示す。

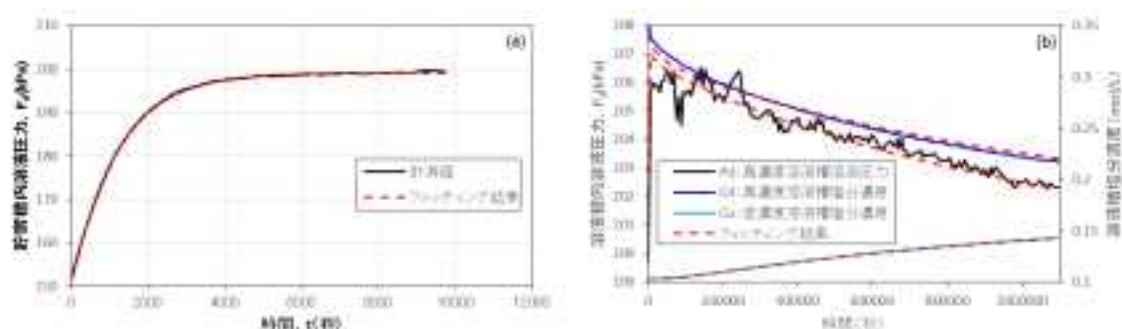


図 3.2.2.3-3 SAB-2 孔深度 400 m の岩石試料に対して現在の上載圧と同等の拘束圧 8MPa で実施した(a)定圧法による透水実験、(b)化学的浸透実験の計測データとフィッティング結果。

再実験の結果得られた固有浸透率は、平成 27 年度の実験により得られた値 $4.74 \times 10^{-18} \text{ m}^2$ より小さい $7.20 \times 10^{-19} \text{ m}^2$ と評価された。比貯留率については、 $2.75 \times 10^{-6} \text{ 1/kPa}$ と妥当な値が得られた。比貯留率については、平成 27 年度の実験においてフィッティングの下限值として評価されていたことから、本年度の実験により得られた値の方が固有浸透率・比貯留率ともに、より代表性が高いと考えられる。これらの実験結果を反映した各種水理パラメータの深度分布を図 3.2.2.3-4 に示す。なお、深度 700 m の値については、先述の応力依存性評価実験で一回目の載荷過程の拘束圧 10 MPa（現在の有効埋没応力程度）で得られた値をプロットしている。

稚内層珪質頁岩の空隙率は採取深度が深くなるにつれて減少する傾向にあり（図 3.2.2.3-4(d)）、移流・拡散現象を規定する固有浸透率および拡散係数も空隙率の減少を反映し、深部では小さくなる傾向にある（図 3.2.2.3-4(a)及び(c)）。また、反射係数は深度方向に増加する傾向にある（図 3.2.2.3-4(e)）。反射係数が 2 オーダー以上にわたって低下する原因は、空隙率や空隙分布から判断されるように採取深度が深くなるほど空隙構造が最密になるとともに（図 3.2.2.3-4(d)及び図 3.2.2.3-1）、図 3.2.2.3-2(c)に示したように表面電荷密度も増加することを反映した結果と考えられる。

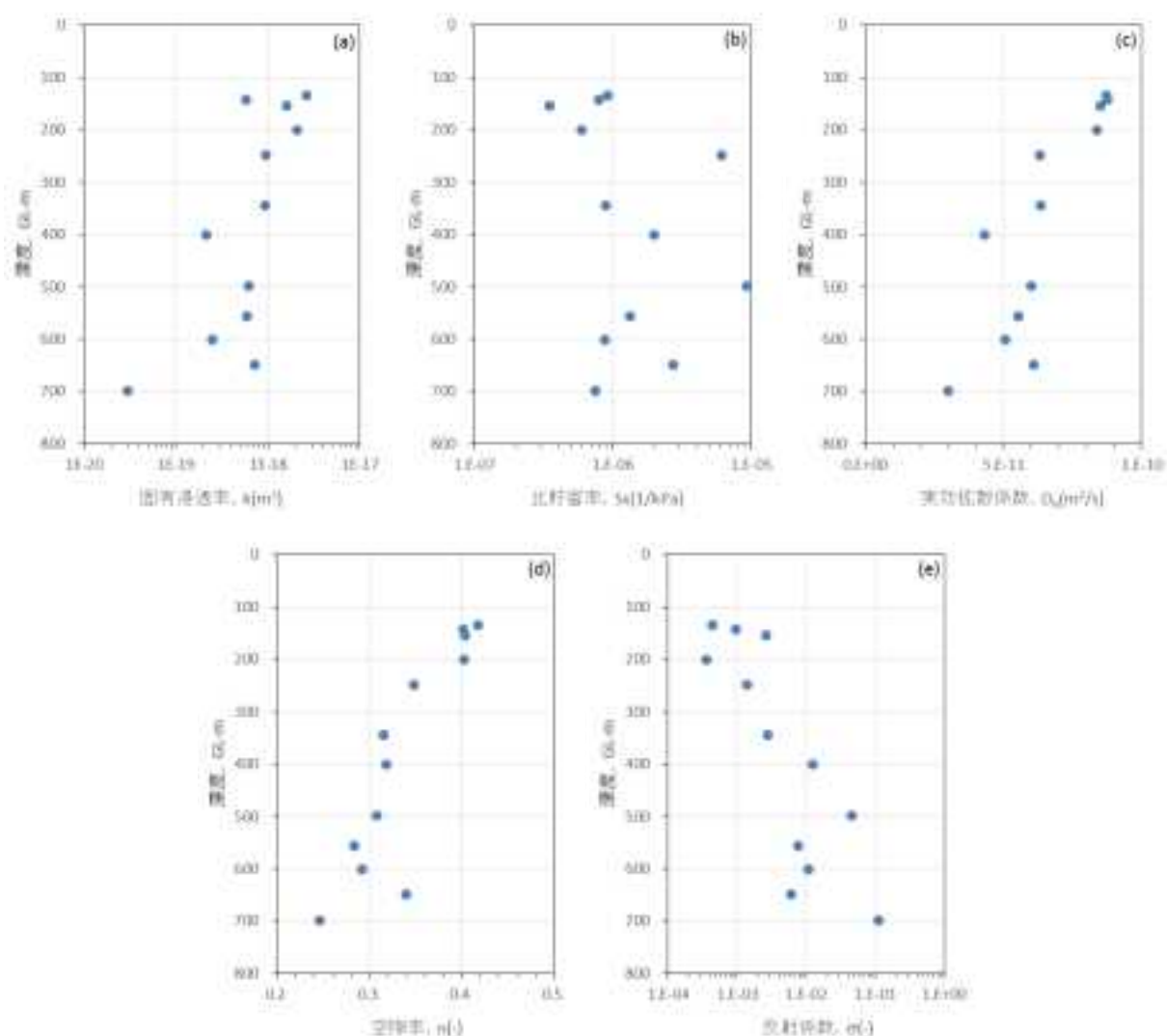


図 3.2.2.3-4 SAB-2 孔から採取された岩石試料を用いて測定した各種水理パラメータの深度プロファイル；(a)固有浸透率, (b)比貯留率, (c)実効拡散係数, (d)空隙率, (e)反射係数。
 図中、空隙率は水銀ポロシメータによって測定した値である。他の水理パラメータは現在の有効埋没応力と同等の拘束圧条件下で測定した。透水係数及び比貯留率は透水実験、実効拡散係数及び反射係数は化学的浸透実験によって測定した。

5) 稚内層の海水成分移行において卓越する現象

幌延地域では、海面下で堆積した地層が現在においても海水成分を地下水に含んでおり、深部では静水圧分布から乖離する高い地下水圧が観測されている。図 3.2.2.3-5(a)及び(b)に SAB-2 孔において観測されている地下水塩分濃度及び全水頭を示す。

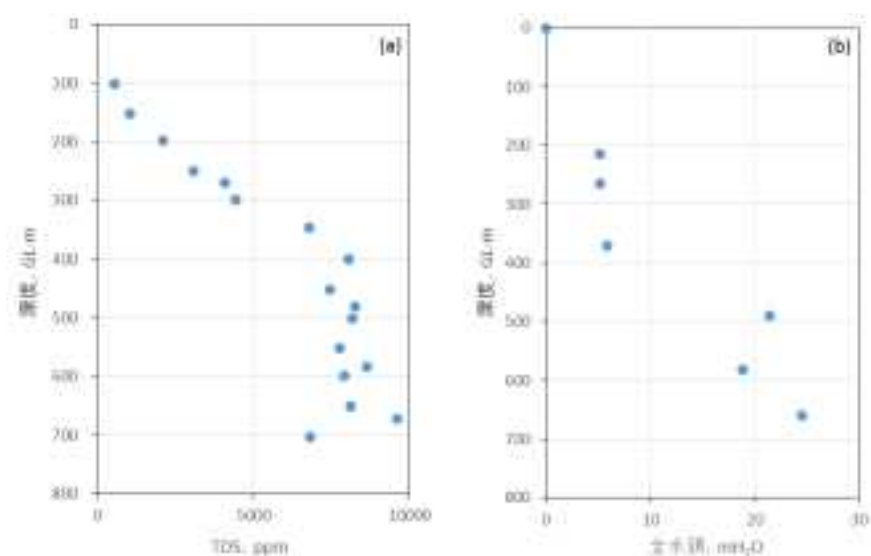


図 3.2.2.3-5 SAB-2 孔の地下水の(a)溶存物質質量及び(b)全水頭の深度プロファイル。
溶存物質質量 (TDS) は天野ほか (2012) で示されている各種地下水溶存物質質量から換算した。
全水頭は、須甲ほか (2014) による。

深度 400 m 以深では海水の 1/4 程度の溶存物質 (TDS を NaCl 濃度に換算した場合では約 0.15 M) を含む地下水が存在しており、全水頭は静水圧分布より 20 m 程度高い。このような地下水環境の形成において移流あるいは拡散のどちらが卓越する現象であるかを、本研究で取得した各水理パラメータ深度プロファイルから推定した。全水頭のプロファイルならびに固有浸透率及び実効拡散係数のプロファイルから以下の式を用いて算出したペクレ数を図 3.2.2.3-6 に示す。

$$P_e = \frac{v_a \cdot L}{D_p} = \frac{q/n \cdot L}{D_e^*/n} = \frac{q \cdot L}{D_e^*} \quad \text{式 3.2.2.3-1}$$

ここで、 P_e ：ペクレ数、 v_a ：実流速、 L ：代表的長さ、 D_p ：空隙内拡散係数、 q ：ダルシー流速、 n ：空隙率、 D_e^* ：実効拡散係数である。

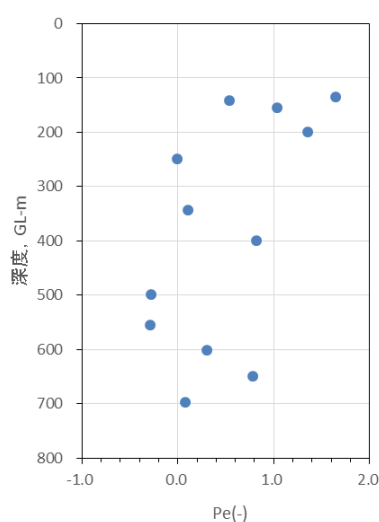


図 3.2.2.3-6 SAB-2 孔の深度方向へのペクレ数の分布。

ペクレ数の算出において、深度 0m から 214m までの全水頭は図 3.2.2.3-5(b)に基づき線形分布と仮定し、深度 660m 以深は深度 582~660m までのデータを外挿した。固有浸透率および実効拡散係数の値は本研究で測定された値を用いた。

全深度のペクレ数は2以下であり、200mより深い深度では1より小さく、0前後の値となっている。図3.2.2.3-5(b)に示されるように、SAB-2孔では深部ほど間隙水圧が高く、圧力勾配を駆動力とする移流現象が発生していると仮定するならば、地下水溶存物質は深部から浅部へ向けて流動すると判断されるが、ここで示されたように深部でのペクレ数が概ね0前後であることから、実際の溶存物質の移行は物質濃度勾配に従う拡散現象が支配的であると考えられる。

6) 海水準変動が稚内層の海水成分の移行に及ぼす影響

幌延地域においては、海水準変動の影響によって地形表面は過去に海水・降雨に繰り返し曝されてきている。しかし、深部においては海水成分が現在も賦存しており、地下浅部における地下水環境の変動の影響をほとんど受けていないと考えられる。海水準変動の影響は、地形表面の地下水の圧力伝播・溶存物質の拡散についての境界条件の変化として捉えられるが、そのような境界条件の変化の圧力伝播・物質拡散のそれぞれの現象でどの程度の違いを生じるか検討するために、本研究で取得した水理パラメータから次式で定義される L_e 数を算出した。

$$L_e = \frac{K/S_s}{D_e^*/n} \quad \text{式 3.2.2.3-2}$$

ここで、 L_e ：水頭拡散係数と見かけ拡散係数の比、 K ：透水係数である。 L_e 数は圧力伝播・物質拡散のそれぞれの現象の時定数の比であり、境界条件が同時に変化する場合、同一の媒体中でどちらの現象がより早く伝わるかを表わす尺度である。算出した L_e 数を図3.2.2.3-7に示す。

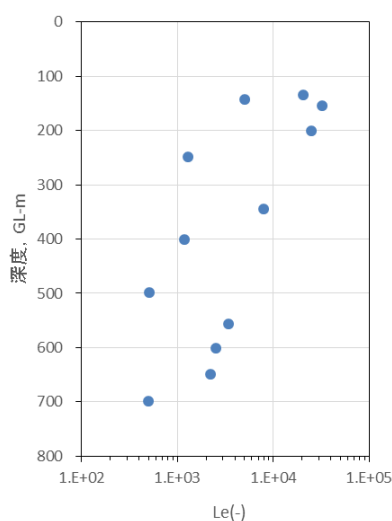


図 3.2.2.3-7 SAB-2 孔の深度方向への L_e 数の分布。

全深度において L_e 数は概ね500以上となっている。一般的に L_e 数が500以上であることは、境界条件の変化した際には、地下水中の圧力伝播は物質拡散と比べ500倍以上の速さで伝わることを意味している。言い換えれば、海水準変動は地形表面での地下水の水頭及び溶存物質濃度の境界条件を、地形表面での陸域化・海域化及び淡水化・塩水化として変動させるが、その影響が稚内層を伝わるのは、拡散現象の方が圧力伝播と比べ格段に遅く、その影響も小さくなることを示唆している。さらに、図3.2.2.3-6で示されたように、 P_e 数は深度200m以上の深部では概ね0前後となっており、海水準変動の影響を受け地下水圧が変化し流動場が変わったとしても、物質移行においては拡散現象が支配的であると言える。以上のことから、稚内層深部の地下水に含まれる海水成分は、海水準変動の影響を受けず、浅部での淡水化された地下水

との溶存物質濃度差（勾配）に従う拡散現象によって超長期に亘って深部から浅部に向けて移行しているものと考えられる。

7) 化学的浸透が稚内層の間隙水圧分布に及ぼす影響

本研究で実施した化学的浸透実験から、稚内層の珪質頁岩はわずかに半透膜性を有しており、反射係数は深度方向に増加することが明らかとなった。そのような稚内層の半透膜性と地下水中の塩分濃度差によって発生する浸透圧が、現在幌延地域において観測されている高い間隙水圧の原因であるかを、実験結果に基づき検討する。一般に、泥質岩の半透膜性は地下水の溶存物質濃度と粘土鉱物の電気化学的特性に依存し、その関係は TLM に基づく反射係数モデルで表わされる (Gonçalvès *et al.*, 2007)。本研究において、先述のように同モデルの稚内層珪質頁岩への適用性を確認しており、ここでも検討においても TML に基づく反射係数モデルを用いる。稚内層中で発生する浸透圧の算出は Neuzil & Provost(2009)によって提案された以下の式を用いる。

$$P_{os} = \int_{C_{max}}^{C_{min}} \sigma(C) \frac{d\Pi}{dC} dC \quad \text{式 3.2.2.3-3}$$

ここで、 P_{os} ：濃度差 C_{max} - C_{min} において地層中で発生する浸透圧、 C_{max} 及び C_{min} ：地層中での最大及び最小塩分濃度、 Π ：浸透圧の理論値。なお、浸透圧 Π は希釈溶液中（NaCl の場合 1 M 以下）では、 $\Pi = \nu \cdot R \cdot T \cdot C$ と近似できる (Fritz, 1986)。この関係式を用いて式 3.2.2.3-3 を再整理すると、

$$P_{os} = \nu \cdot R \cdot T \int_{C_{max}}^{C_{min}} \sigma(C) dC \quad \text{式 3.2.2.3-4}$$

となる。上式の計算 C_{max} 及び C_{min} は図 3.2.2.3-5(a)に示した SAB-2 孔で観測されている最大及び最小塩分濃度とし、温度 T は 40°C と仮定した。また、塩分濃度 C の関数として表わされる反射係数 $\sigma(C)$ は図 3.2.2.2-6 に得られた深度 400 m 及び 698 m の岩石試料に対する標準曲線からそれぞれの粘土粒子間平均距離を 7.4 nm 及び 5.0 nm と仮定し求め、それぞれの場合に対して浸透圧 P_{os} を算出した。算出に用いた反射係数 $\sigma(C)$ を図 3.2.2.3-8 に示す。

深度 400 m 及び 698 m の岩石試料の半透膜性に基づき算出した浸透圧は、それぞれ 119 kPa 及び 224 kPa（12 mH₂O 及び 23 mH₂O）となり、現在 SAB-2 孔で観測されている静水圧からの乖離分、およそ 5～25 mH₂O の水頭増分と整合的な結果となり、稚内層で観測されている異常間隙水圧が珪質頁岩の半透膜性と地下水中に残存する海水成分に起因する浸透圧によって維持されている可能性が高いことを示唆している。

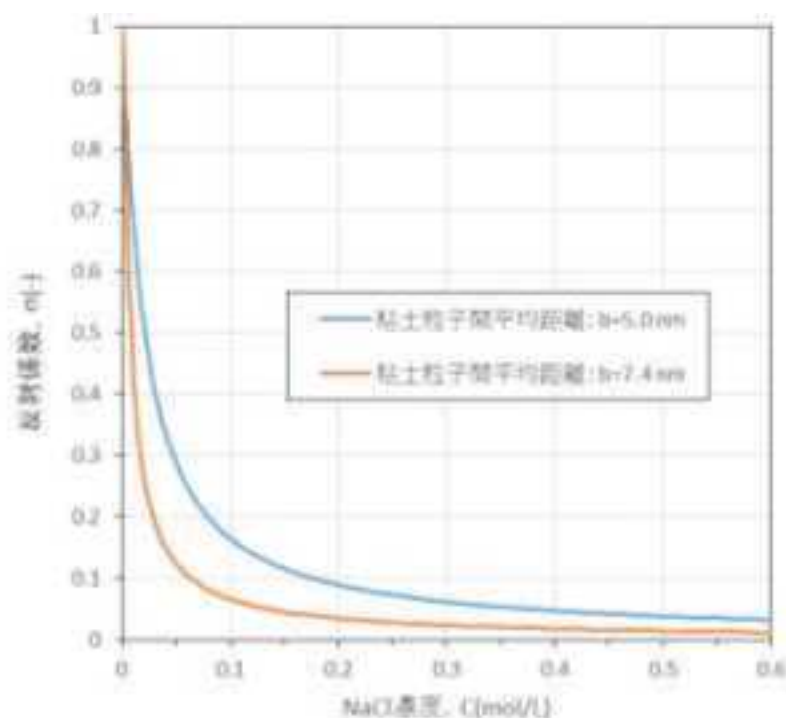


図 3.2.2.3-8 稚内層珪質頁岩の反射係数の濃度依存性.

図中、粘土粒子間平均距離 $b=5.0$ nm 及び 7.4 nm はそれぞれ、SAB-2 孔深度 698 m 及び 400 m から採取された岩石試料の最大有効埋没応力載荷後に測定された反射係数に対して、TML に基づく反射係数モデルから算出された値。

8) まとめと今後の課題

本研究では、海水準変動が幌延地域の地下水環境に及ぼす影響を調査するために、稚内層の珪質頁岩の移流・拡散・化学的浸透に係わる各種水理パラメータの深度プロファイルを整備した。これに基づき P_e 数及び L_e 数の深度プロファイルを概算した結果、稚内層 200 m 以深の塩分移行現象では拡散現象が支配的であること、海水準変動が地下水環境の変化に及ぼす影響は、地下水塩分濃度の変化と比較して間隙水圧の変化として現れる速さが卓越していることが明らかとなった。これらのことから、同地域において観測されている深部での比較的高い海水成分は地層形成時に間隙水としてトラップされた海水が地表付近の天水に向けて超長期に亘って拡散によって移行しているものと考えられる。また、間隙水圧が高い深度から採取された深度 400 m 及び 698 m を対象に実施した化学的浸透実験から得られた粘土粒子間平均距離と TML に基づく反射係数モデルを用いて、SAB-2 孔で観測されている最小及び最大塩分濃度から算出した浸透圧の理論値は 12 mH₂O 及び 23 mH₂O となり、同孔で観測されている異常間隙水圧と整合的な結果となった。このことから、幌延地域の深部で観測されている静水圧から乖離する高い間隙水圧は、稚内層中の塩分濃度差と半透膜性に誘発される化学的浸透による浸透圧である可能性があると考えられる。その詳細な検討には、反射係数の実測データを拡充し、それを踏まえた化学的浸透を考慮した地下水流動・物質移行解析を実施し、観測されている地下水塩分濃度及び間隙水圧の深度プロファイルとの照合を行う必要がある。

3.2.3 地質学的変動・海水準変動等をもたらす水文地質学的変動とそのモデル化に関する検討のまとめと課題

【成果】

3.2.3.1 地質学的変動・海水準変動等をもたらす水文地質学的変動が水理・水質パラメータに与える影響の数値解析に基づく評価・検討

北海道幌延地区では、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所・産業技術総合研究所等が実施した調査・研究により、地下での水頭及び塩分濃度の分布状況が把握されてきており、地下数百メートル以深では地層堆積時に間隙水として取り込まれたと考えられる海水が現在においても天水による希釈を受けながら広範に存在していることが明らかにされている（例えば、今井ほか，2009）。しかし、最近の調査では、現在の海水準からは想定されていなかった深度約 500 m までの淡水化が沿岸部で確認されており（電力中央研究所，2013），このような状況が生じる要因について改めて検討することが、超長期の地下水流動・物質移行の予測精度を向上させる上で課題となっている。本項では、北海道幌延地区の沿岸部及び内陸部における地下水の水頭及び塩分濃度が現在の分布状況となっている要因を明らかにすることを目的に、数値解析による方法で地質学的変動及び海水準変動の影響を調査し、現在の水頭及び塩分濃度の分布状況に対して支配的な要因を明らかにする。

1) 解析モデルの構築

(1) 解析領域の設定

長期間（海進・海退を含む 12 万年を 1 周期とし、数周期程度）の海面変化の影響を考慮した地下水流動・物質移行解析を行うために、試行錯誤による観測データ再現のためのキャリブレーションを伴うことから、解析モデルは断面 2 次元とした。解析測線は、基本的には電力中央研究所(2013)と同じ位置に設定したが、東端点については谷地形と湿地帯の存在から定水頭境界とみなせる位置まで約 12km 東方へ延長した。海域の西端点は、海退時において解析領域内全てが陸化しないように現在の海水面から約-200m の深度を含むように設定した。図 3.2.3.1-1 に解析測線を示す。同図に、日本原子力研究開発機構及び産業技術総合研究所によるボーリング地点も示す。なお、陸域地形は国土地理院基盤地図情報数値標高モデル 10m メッシュデータ、海域地形は日本海洋センター J-EGG (http://www.jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/infoJEGG_j.html) の 500m 海底地形データを使用した。

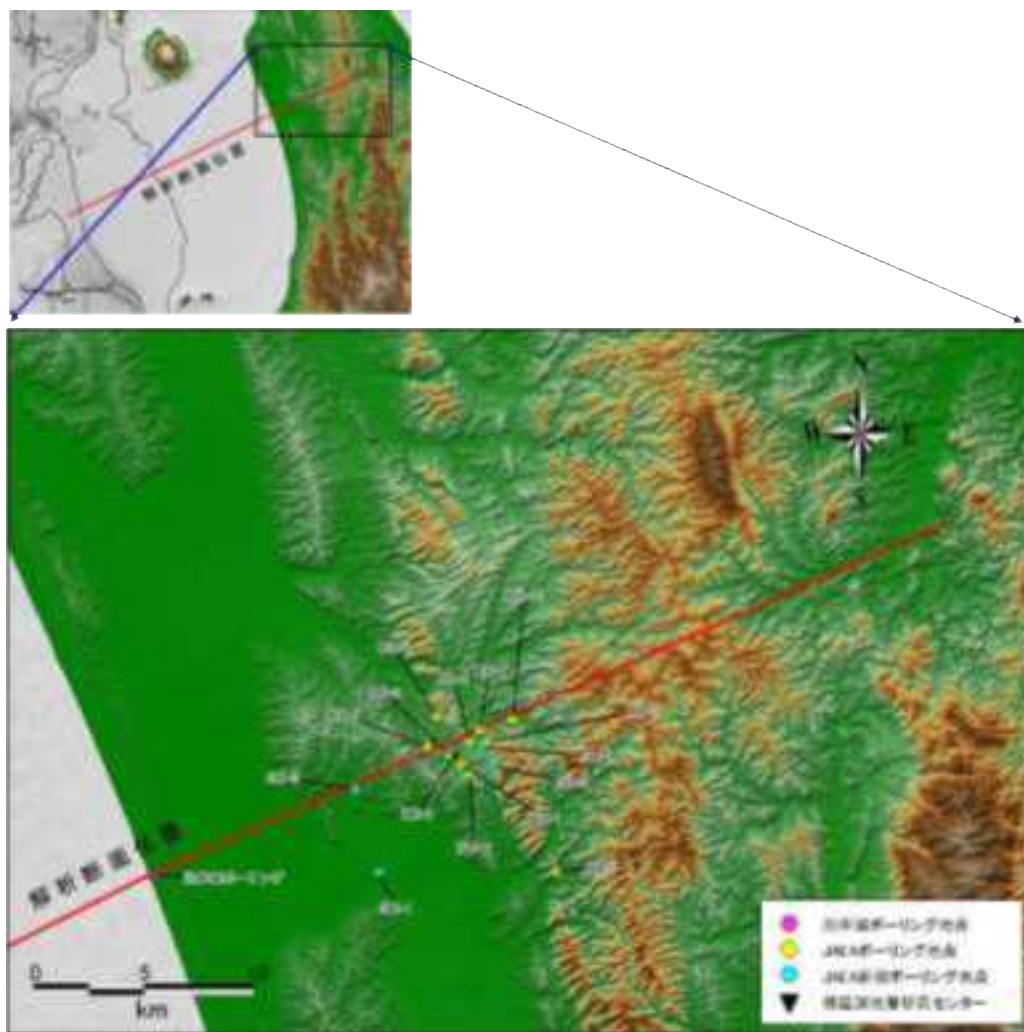


図 3.2.3.1-1 解析断面位置陸域拡大図及びボーリング位置.

(2) 地質構造モデルの作成

解析断面上の地質構造は、電力中央研究所(2013)によるモデルの地質構造を参考とした。モデル東側の約 12km 延長部分は田中啓策(1961)による 5 万分の 1 地質図「上猿払」(図 3.2.3.1-2)を参考とし、宗谷(来炭層)は地質図の走向・傾斜より深度約 800m まで分布するとした。

海底地質については、電力中央研究所(2013)によるモデルと同様とし、断層位置は荒井(2012)による海洋地質図「天売島周辺海底地質図」及び音波探査プロファイルに基づき設定した。海域の断層位置を図 3.2.3.1-3 に示す。なお、断層の深度方向については、新里ほか(2007)を参考とした。



図 3.2.3.1-2 5 万分の 1 地質図幅「上猿弘」(田中啓策, 1961)。

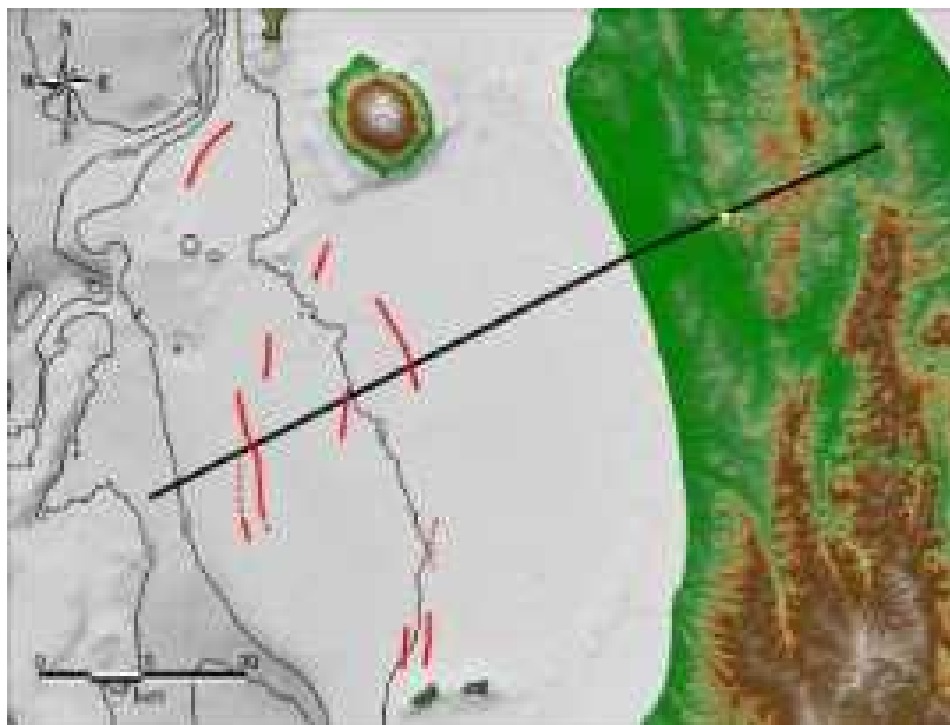


図 3.2.3.1-3 海域断層と解析領域断面の位置関係。

(3) 解析モデルの構築

解析モデルの格子分割は、水平方向では平均的な解像度を 500m とし、鉛直方向では 50m～500m 程度で深度方向に徐々に解像度が粗くなるようにした。地質構造を考慮して構築した解析モデルを図 3.2.3.1-4 に示す。

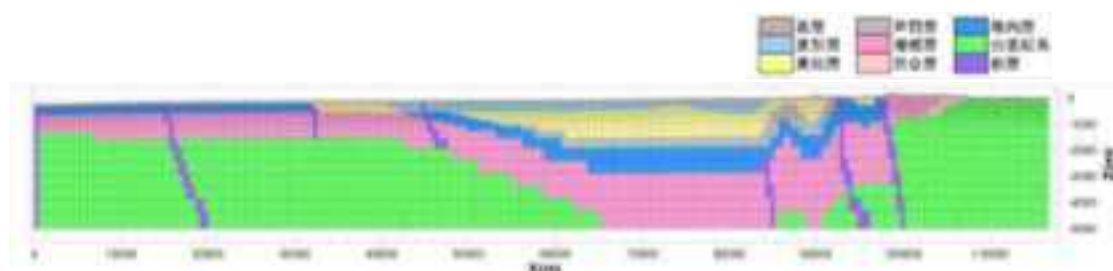


図 3.2.3.1-4 地質構造を考慮した解析モデル.

(4) 水理・物質移行パラメータの設定

水理・物質移行パラメータの初期設定値は、既に観測データとの比較を通じて解析モデルのキャリブレーションが実施されている既往検討事例（たとえば、電力中央研究所（2013））で使用された値（表 3.2.3.1-1 及び表 3.2.3.1-2）を基本とし、複数回の試解析に基づき決定する。

表 3.2.3.1-1 水理パラメータ

地質	透水係数 (m/s)	間隙率 (%)	比 貯留係数 (1/m)	参考: 操上ほか(2008)での 透水係数 (m/s)
沖積層	1.0×10^{-7}	40	1.0×10^{-5}	
更別層	1.0×10^{-7}	40	1.0×10^{-5}	1.0×10^{-6}
勇知層	1.0×10^{-9}	40	1.0×10^{-5}	$\log_{10}k = -0.0034 \times Z - 8.3665$ 上限: 4.0×10^{-8} 下限: 2.5×10^{-10}
声問層	1.0×10^{-8}	50	1.0×10^{-5}	$\log_{10}k = -0.0039 \times Z - 7.5935$ 上限: 2.5×10^{-7} 下限: 1.7×10^{-10}
稚内層	1.0×10^{-9}	30	1.0×10^{-5}	$\log_{10}k = -0.0061 \times Z - 5.5626$ 上限: 1.4×10^{-5} 下限: 3.6×10^{-12}
増幌層	1.0×10^{-10}	20	1.0×10^{-5}	
白亜紀層	1.0×10^{-11}	10	1.0×10^{-5}	
断層	1.0×10^{-7}	50	1.0×10^{-5}	

表 3.2.3.1-2 物質移行パラメータ

地質	分子拡散係数 (m^2/s)	縦分散長 (m)	横分散長 (m)
表層	2.0×10^{-10}	100	10
更別層	2.0×10^{-10}	100	10
勇知層	2.0×10^{-10}	100	10
声問層	3.0×10^{-10}	100	10
稚内層	5.0×10^{-11}	100	10
増幌層	5.0×10^{-11}	100	10
白亜紀層	5.0×10^{-11}	100	10
断層	1.0×10^{-11}	100	10

(5) 解析ケースの設定

町田ほか(2003)によれば、現在から過去10万年オーダーの海水準変動は図3.2.3.1-5のように推定される。12万年ほど前に現在程度の水位にあり、約10万年間で-120m程度低下した後、2万年程度で現在より+5m程度まで高い位置に上昇し、数千年で現在の状態に低下したと考えられている。このようなパターンは、多少形を変えながら、過去50万年程度の中に、ほぼ12万年程度の周期で4回程度大きなものがあったことが推定されている。本解析では、このような海水準変動を模擬するため、時間と共に直線的な海退10万年、海進2万年を1周期とし、現在より遡って3周期を解析期間とする(図3.2.3.1-6)。なお、現在を海水位0m、最高水位5mからの時間を4000年目として、計算出発時点は36.4万年前とする。さらに、地質学的変動として、隆起・沈降の影響を考慮に入れ、解析ケースを表3.2.3.1-3のように設定した。なお、どのケースにおいても、降雨の涵養は海水で覆われていない大気に露出した地表面で行われ、海水に覆われた地表面では涵養は0とした。以下に各解析ケースの詳細を記載する。

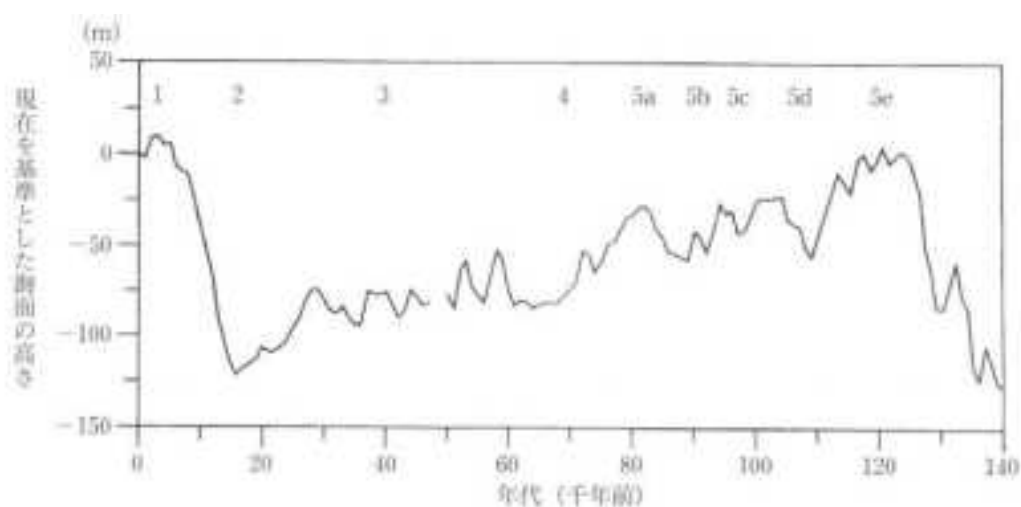


図 3.2.3.1-5 過去 14 万年間の海面変化.

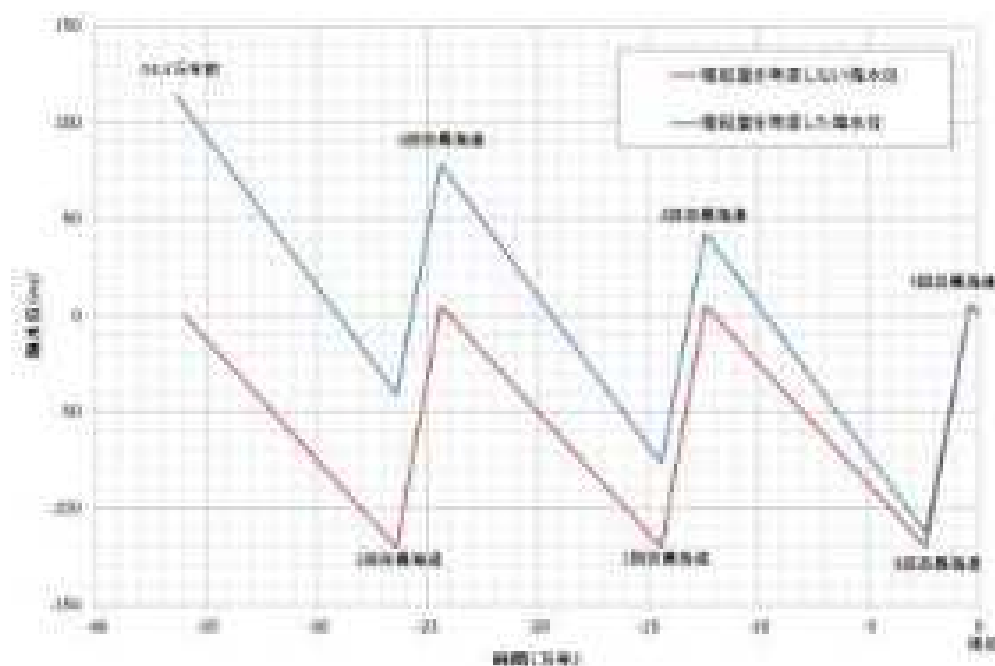


図 3.2.3.1-6 隆起のない場合とある場合の相対的海水準変動パターン.

表 3.2.3.1-3 解析ケース一覧

ケース名	海水準変動の設定	涵養量の設定
ケース 1	隆起量考慮なし	一律 100mm/yr
ケース 2	隆起量考慮	一律 100mm/yr
ケース 3	隆起量考慮	最大海退時 0mm/yr, 最大海進時 100mm/yr を線形補間

ケース 1：隆起=0, 涵養量=一定

過去 14 万年間の海面変化(図 3.2.3.1-5)を参考に,海面位置は最大海退時には現在から-120m, 最大海進時は現在から+5m とし,現在は海退途中とする.陸地は隆起・沈降をせず,解析期間にわたり海水準のみが動いていたものとし,図 3.2.3.1-6 の「隆起を考慮しない海水位」の変動曲線を与える.このケースの初期状態として,36 万 4 千年前に+5m の海水位があり,地下は全て塩水に満たされていたことを仮定する.地下水涵養量は,電力中央研究所(2013)を参考とし,解析期間を通じて年 100mm で一定であったものとする.

ケース 2：隆起の影響を考慮, 涵養量=一定

日本原子力研究開発機構(2006)では,幌延町北西部における過去 21 万年間の隆起速度が推定されており(図 3.2.3.1-7),当該地区での平均的な速度は約 0.3m/kyr 程度であると考えている.本ケースでは,解析領域全体が約 0.3m/kyr の速度で隆起したことを仮定する.この隆起速度を反映した,相対的な海水準変動は図 3.2.3.1-6 の「隆起を考慮した海水位」となる.モデルの初期状態は,最初 114.2m の海水準があり現在の陸域から海底の大部分が海水で覆われ静水圧状態にあり,地下は相対塩分濃度 1 であったものと仮定する.地下水涵養量はケース 1 と同様に年 100mm とする.

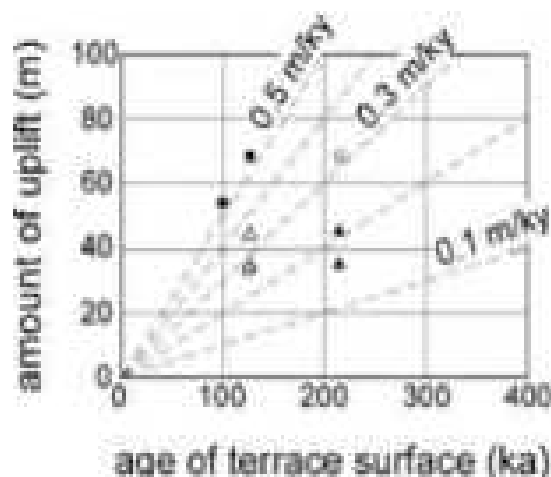


図 3.2.3.1-7 幌延町北西部における過去 21 万年間の隆起速度(日本原子力研究開発機構, 2006).

ケース 3：隆起の影響を考慮, 涵養量の変化を考慮

氷期における凍土の発達と,地下への涵養量の低下を想定し,地下水涵養量を氷期・間氷期で変化させる.氷期最盛期(最大海退時)では 0 mm/yr, 間氷期最盛期(最大海進時)では 100 mm/yr として,その間を線形補間した涵養量を陸域に設定する(図 3.2.3.1-8).

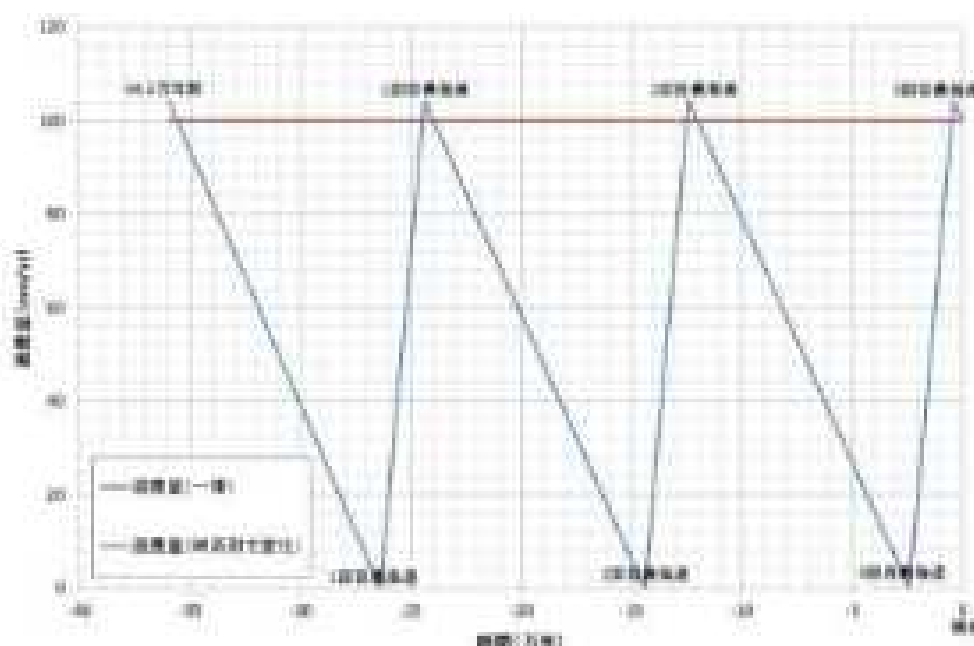


図 3.2.3.1-8 氷期及び間氷期における凍土の発生及び消滅を想定した涵養量.

(6) 初期条件及び境界条件

36.4 万年前（解析の初期時刻）の圧力分布および塩分濃度分布は，先行する氷河期・間氷期の影響を受けたものであり，その状態は明らかではない．従って，本解析では，どのケースも 36.4 万年前の海水準により海底地下の圧力が平衡状態にあり，陸域・海域全体にわたり地下は海水に満たされていたと仮定する．

(7) 解析手法と入力データ

本解析は，陸域で生じる様々な水問題（水資源，水環境，水災害）において要請される実用的かつ客観的な水文・水理モデリングに供する事を目的として開発された GETFLOWS

（GEneral purpose Terrestrial fluid-FLOW Simulator）を用いて実施した．本解析コードでの入力データを以下に記載する．

- ・流体物性ファイルにおける溶質（塩分）の密度：相対塩分濃度が 1 の時に 1025kg/m^3 とする．
- ・飽和率関数テーブルにおける毛管圧力及び相対浸透率：一般曲線（本解析では不飽和の影響が少なく特に結果に影響しないと考えられる）
- ・格子物性ファイル：各格子の地層割り当て，および対応した物性の付与（表 3.2.3.1-1 及び表 3.2.3.1-2）．なお，複数回の試解析の結果を踏まえ，断層の透水係数は表 3.2.3.1-1 の値より 1 オーダー下げ，宗谷層の物性は増幌層と同じ値として設定した．
- ・降雨データ：一定涵養量の場合には，図 3.2.3.1-8 の「一律」とした涵養量を用いる．涵養量が増える場合には，2000 年ごとに増加するステップ関数を用いる．なお，涵養量は海水準に合わせ海が地表面を覆っているかどうかシミュレータ内部で自動的に判断され，露出面のみに涵養が行われる．
- ・タイムステップの設定：タイムステップは可変とし，最大時間ステップを 100 年程度まで許容して計算を行った．なお，最小時間ステップは状態変化が大きな場合には収れんするまで細かく取られ，安定な時期には大きな時間ステップに自動的に調節される．また，海水準の変化点では自動的にその時点に合わせた計算が行われる．

2) 解析結果：キャリブレーションポイントにおける水頭及び塩分濃度の深度プロファイル

試解析では、幌延地区のボーリング地点において観測されている深度方向の水頭及び塩分濃度の分布を再現するように物性値をキャリブレーションした。キャリブレーションポイントは、実測データのある幌延沿岸域ボーリング箇所（HDB-7 及び HDB-10）の各 1 地点ずつの合計 3 地点とした。なお、ボーリング孔 HDB-7 及び HDB-10 の平面上の位置は解析断面からわずかに離れており（図 3.2.3.1-1），それぞれの孔口の標高（約 44m 及び 51m）を解析断面へ投影した場合にはモデル地表面の標高値（約 63m 及び 94m）と異なる。従って，HDB-7 及び HDB-10 での全水頭は，解析で得られた圧力水頭に各ボーリング箇所での実際の位置水頭を足し合わせ，全水頭の計測値に対してキャリブレーションを行った。以下にキャリブレーションの結果得られた全水頭と塩分濃度の深度プロファイルを示す。

(1) 沿岸域ボーリングにおける計測値と計算値の比較

- ・ 水頭の観測値は，300m 程度～1000m 程度まで直線的で値としては-300m で 5m，-600m で 12m，-950m ほどで 20m 弱である。それに対し計算値は，-300m で 6m 程度，-600m で 10m 程度，-950m で 20m 程度となっており，どのケースも観測とよく整合しているように見える。
- ・ 塩分濃度の観測値は，-500m 程度以深から増加をはじめ，-600m で 0.4 程度，-800m で 0.8 程度となっている。計算値は，観測より浅いところで増加をはじめ，-600m で 0.6 以上，-800m ではほぼ 1 に近い値となっている。増加の傾向は類似しており，定性的には観測値と整合しており，水理パラメータや物質移行パラメータの若干の調整が必要と考えられる。

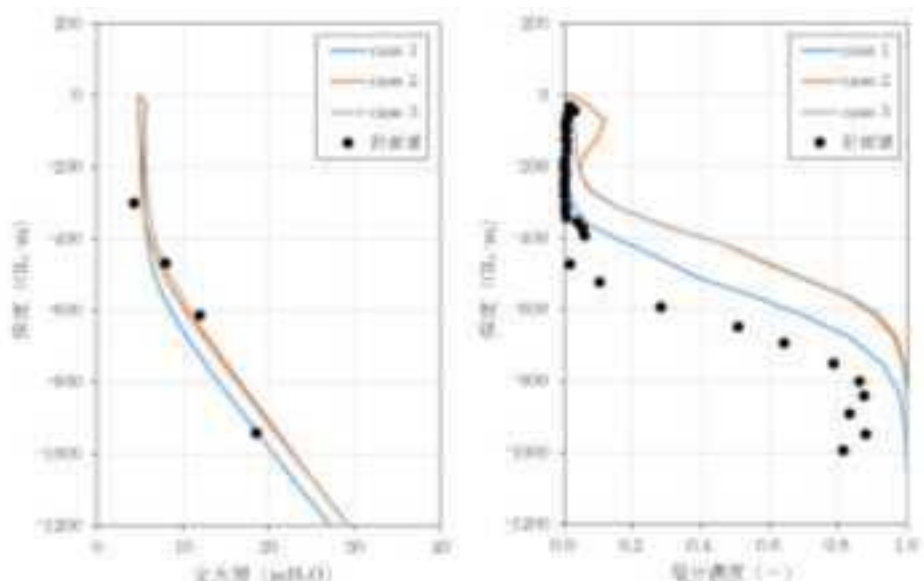


図 3.2.3.1-9 沿岸域ボーリング箇所における全水頭及び塩分濃度の解析値と計測値（●印）
（電力中央研究所（2013）から抜粋）。

(2) HDB-7 における計測値と計算値の比較

- ・ 全水頭は，-200m～-400m 付近で 60m 内外であり，計算値は 55m 程度であり，やや低い。計算値の増加パターンは観測値と適合しておらず，境界条件やパラメータの見直しが必要である。
- ・ 塩分濃度は，計測されている-300～-500m 程度で 0.75 付近，計算値は同区間で 0.5 程度であり，計算の方が淡水化が進んでおり，パラメータの見直しが必要である。

- ・ 大曲断層の東西方向の遮水性が表現できていない可能性が高いと考えられる。

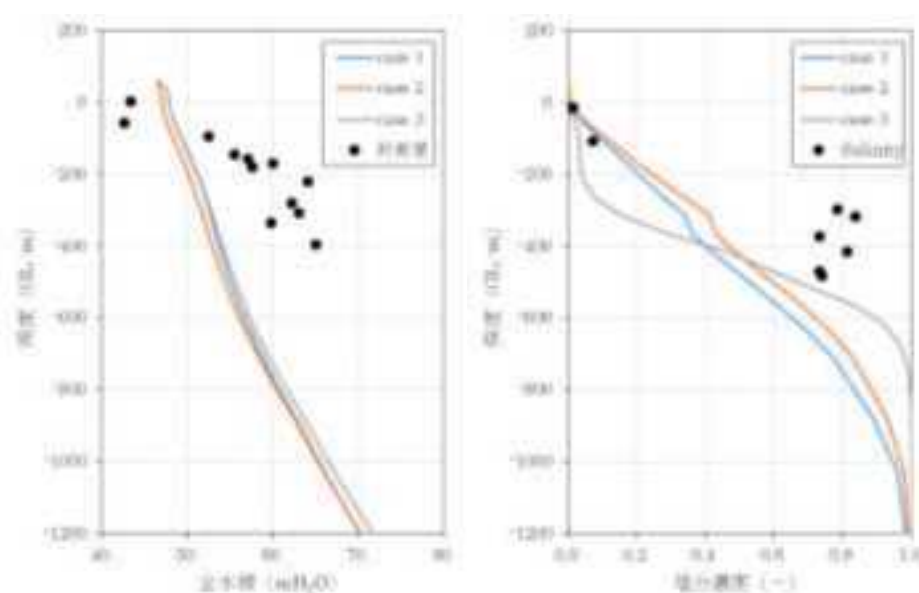


図 3.2.3.1-10 HDB-7 における全水頭及び塩分濃度の解析値と計測値（●印）（宗像（2014）から抜粋）。

(3) HDB-10 における計測値と計算値の比較

- ・ 全水頭の観測値は、0～-400m 程度まで 50m～60m 付近に推移している。計算値はやや下回っているが概ね同程度となっている。計算値の増加パターンが観測値と適合しているか判別できない。
- ・ 塩分濃度の観測値は 0～-400m 程度まで増加傾向にあり、-400m で 0.5 弱である。これに対し、計算値は-200m で 0.2 程度、-400m で 0.6 程度であり、数値的には比較的整合性があるが、計算値の増加パターンは観測値と適合しておらず、境界条件やパラメータの見直しが必要である。
- ・ 大曲断層による母岩の破碎の影響が表現できていない可能性が高いと考えられる。

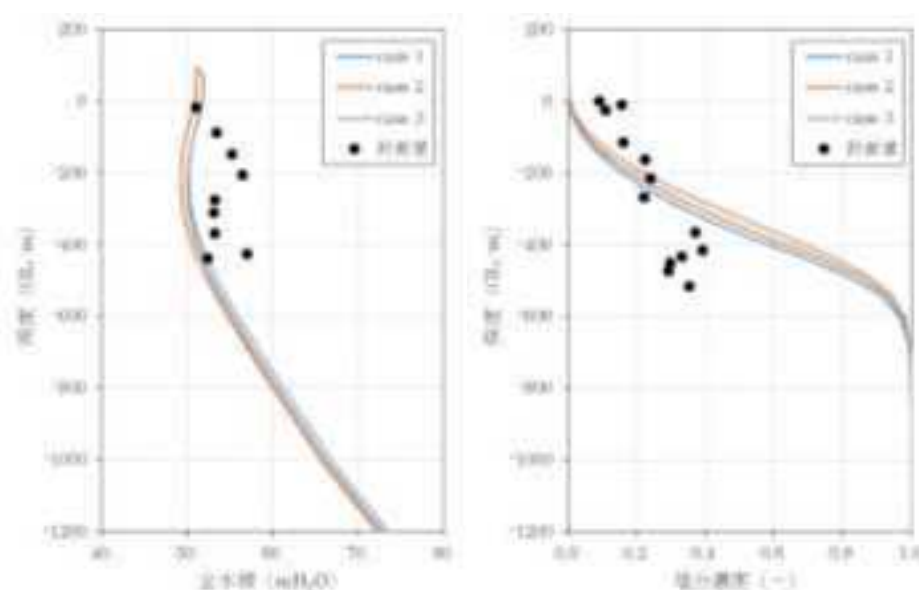


図 3.2.3.1-11 HDB-10 における全水頭及び塩分濃度の解析値と計測値（●印）（宗像（2014）から抜粋）。

以上の(1)～(3)の検討結果から、全体として以下の点があげられる。

- ・ 3 ケースの解析結果では、キャリブレーション・ポイントにおいて全水頭及び塩濃度の深度プロファイルはほぼ同一となった。これは、計算の初期圧力は各ケースでかなり異なるものの、海水準変動を 3 周期繰り返した後は全水頭及び塩濃度が同様となることを示している。
- ・ 各観測孔での観測値と計算値の違いは、数値的に大きく異なるとは言えないが、一部には傾向が異なるものが認められる。二次元モデルにおける観測値とのマッチングは定性的な傾向を見るぐらいにとどめるべきものであるが、本計算で比較的整合した結果となったことは、幌延地域では海岸線と断層位置が比較的並行して配置していることによる可能性がある。

3) 解析結果：キャリブレーション・ポイントにおける塩分濃度の経時変化

各キャリブレーション・ポイントにおける深度 100m 程度、および 200m 程度の地点における塩分濃度の経時変化をケース 1、ケース 2、ケース 3 を合わせて図 3.2.3.1-12～図 3.2.3.1-17 に示す。

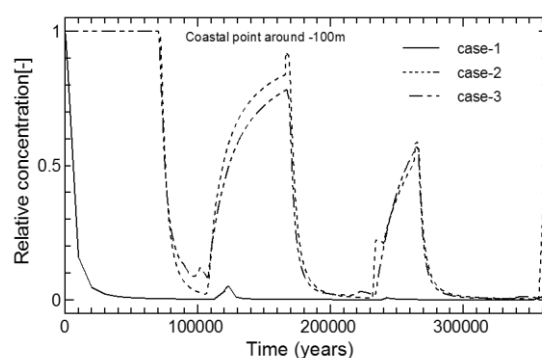


図 3.2.3.1-12 沿岸ボーリングの約 100m 深度における塩分濃度計算値の経時変化。

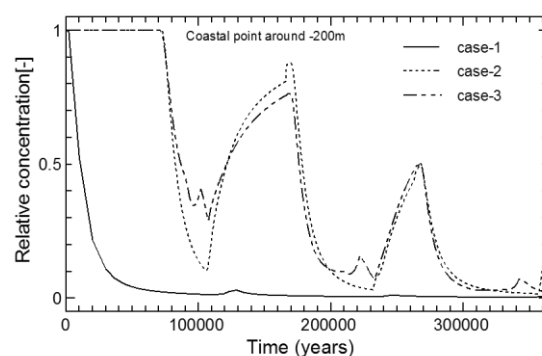


図 3.2.3.1-13 沿岸ボーリングの約 200m 深度における塩分濃度計算値の経時変化。

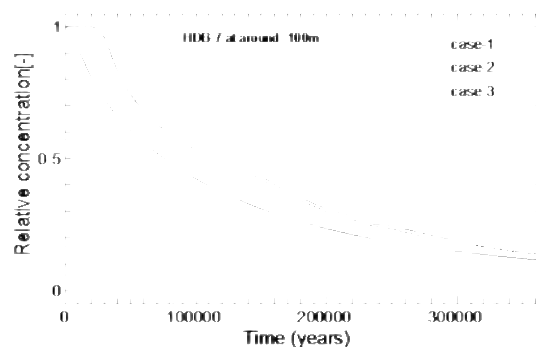


図 3.2.3.1-14 HDB-7 の約 100m 深度における塩分濃度計算値の経時変化.

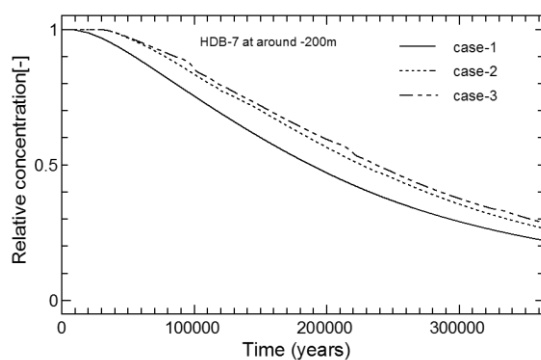


図 3.2.3.1-15 HDB-7 の約 200m 深度における塩分濃度計算値の経時変化.

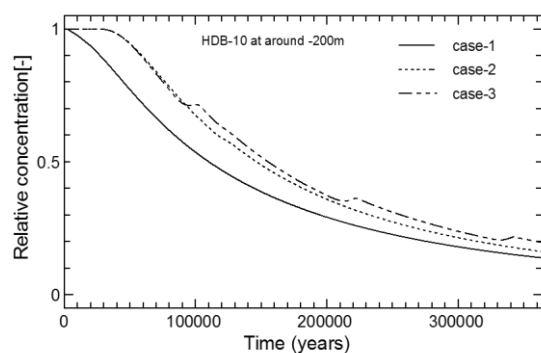


図 3.2.3.1-16 HDB-10 の約 100m 深度における塩分濃度計算値の経時変化.

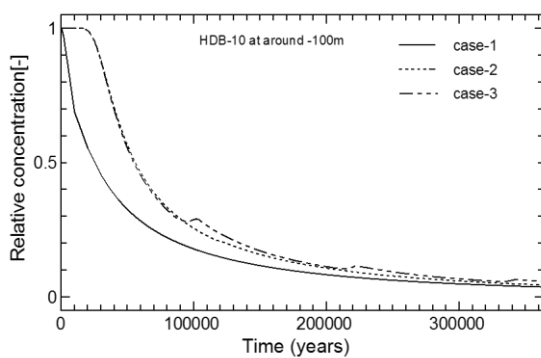


図 3.2.3.1-17 HDB-10 の約 200m 深度における塩分濃度計算値の経時変化.

塩分濃度の経時変化は観測できないので計算と比較するものはないが、定性的な挙動から以下の点がまとめられる。

- ・ ケース 1 では、隆起のような大きな変動がなく、初期海水準が低いため海岸部の海退が他のケースより速く進むため、淡水化の程度が大きい。
- ・ ケース 2 よりケース 3 の淡水化はわずかに進みにくい。これは涵養量の氷期における減少のためと考えられる。
- ・ 陸域の HDB-7, HDB-10 では海水準の変動にそれほど敏感ではなく、時間と共に塩分濃度が低下してゆく様子を示している。初期に海の下にあったことを仮定したケース 2, 3 はケース 1 より淡水化が遅れている。
- ・ 3 周期を与えた最後の段階（現在）では、塩分濃度は 3 つのケースで大きな差は見られない。
- ・ 本解析では、初期状態を全領域が塩水で満たされていたとの仮定から出発したが、長期間のプロセスの中では、初期値のちがいは結果に鈍感となるものと考えられる。

4) 解析結果：解析断面上の水頭及び塩分濃度の分布

海水準変動の変化点（36.4 万年前，26.4 万年前，24.4 万年前，14.4 万年前，12.4 万年前，2.4 万年前，0.4 万年前，現在）における領域全体の塩分濃度及び全水頭の分布及びそれらの陸域を中心とする拡大図を図 3.2.3.1-18～29 に示す。これらの解析結果をまとめると、以下のようである。

- ・ 各ケースで、淡水化領域の時間的位置などを見ると、海進・海退の時間設定、涵養の位置等の入力データが解析に適切に反映されていることが確認できる。
- ・ ケース 1～3 までの塩水濃度分布拡大図を見ると、沿岸部より陸側での淡水化の深さは、多少塩分濃度の薄くなったフロントが深度 500～1000m 程度まで達するのが見られる。相対的には、ケース 1 が他のケースより深くまで塩水化が起こっているように見える。
- ・ 現在の沿岸部（ $x=78000$ 付近）では、水理ポテンシャルの等値線の形からは左上方向（上向き、西向き）の地下での動きがケース 1～3 において見られる。ケース 1 よりもケース 2, ケース 3 のの方がその流れが色のコントラストから判断して強い傾向を示しているようである。
- ・ なお、全水頭分布図の見方には注意が必要と考えられる。観測深度での圧力観測値から、水頭への換算は、鉛直方向に密度分布がある場合には実際には難しい。鉛直方向に密度の異なる流体が連続している場合には、それらの積分として水頭（水理ポテンシャル）を考えるのが適切であるが、一般にそれは知り得ない。
- ・ ここで使用した水頭プロファイルは、観測水頭が水の密度で換算されたものと考え、計算された地下圧力を水の密度で水頭換算したものである。また、水頭分布の画像は、当該深度の格子の密度がそのまま上方に続いているとして換算された値であり、両者には 3% ほどの違いが出る。1000m から戻すと 30m ほどの差が両方で生じることは注意しておく必要がある。本来は、観測深度の圧力値自体と計算値を比較するほうがより適切と考えられる。

ケース1：隆起=0，涵養量=100mm/yr一定

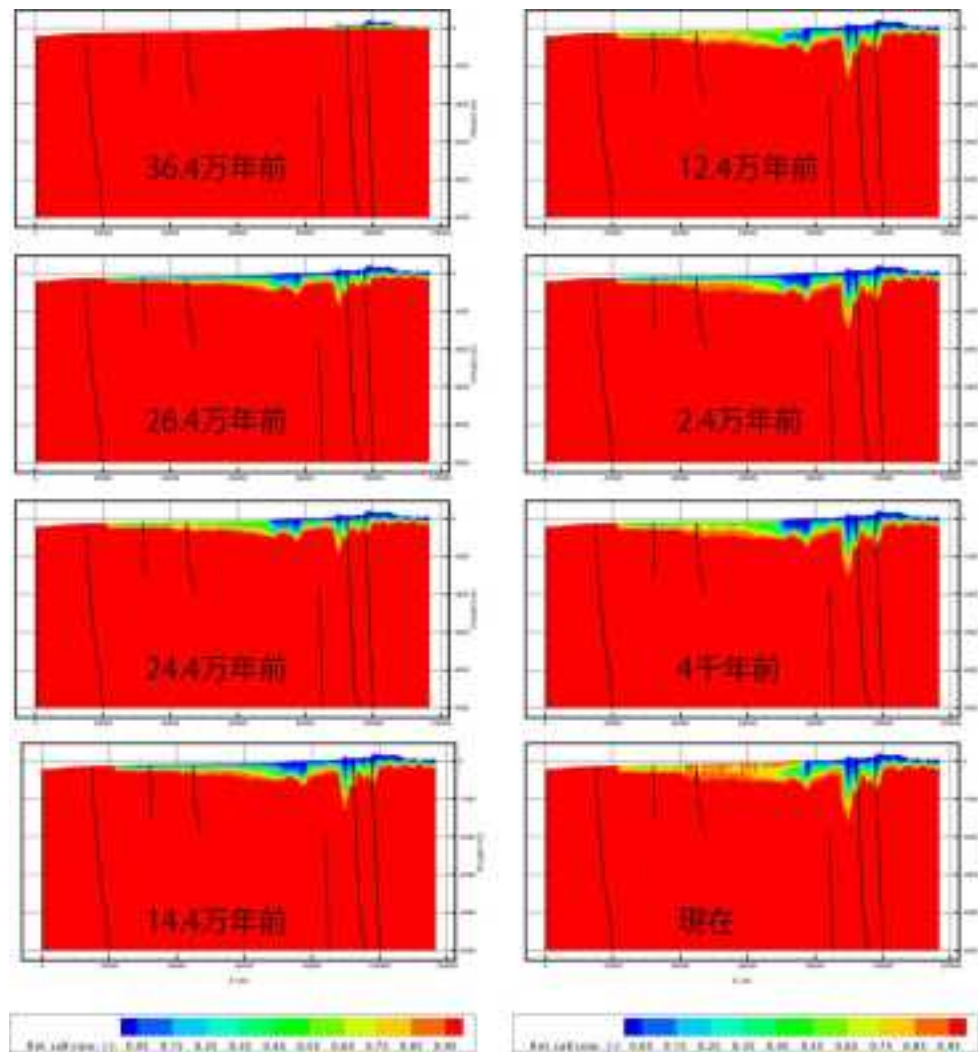


図 3.2.3.1-18 ケース1における塩分濃度分布の時間変化.

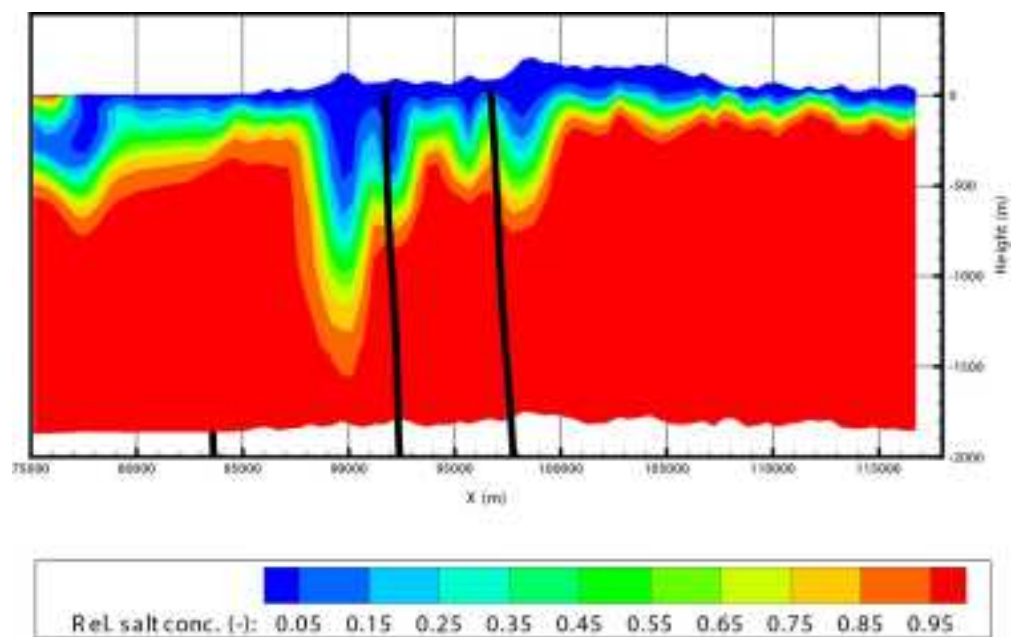


図 3.2.3.1-19 ケース1における現在の塩分濃度の拡大図.

ケース1：隆起=0, 涵養量=100mm/yr 一定

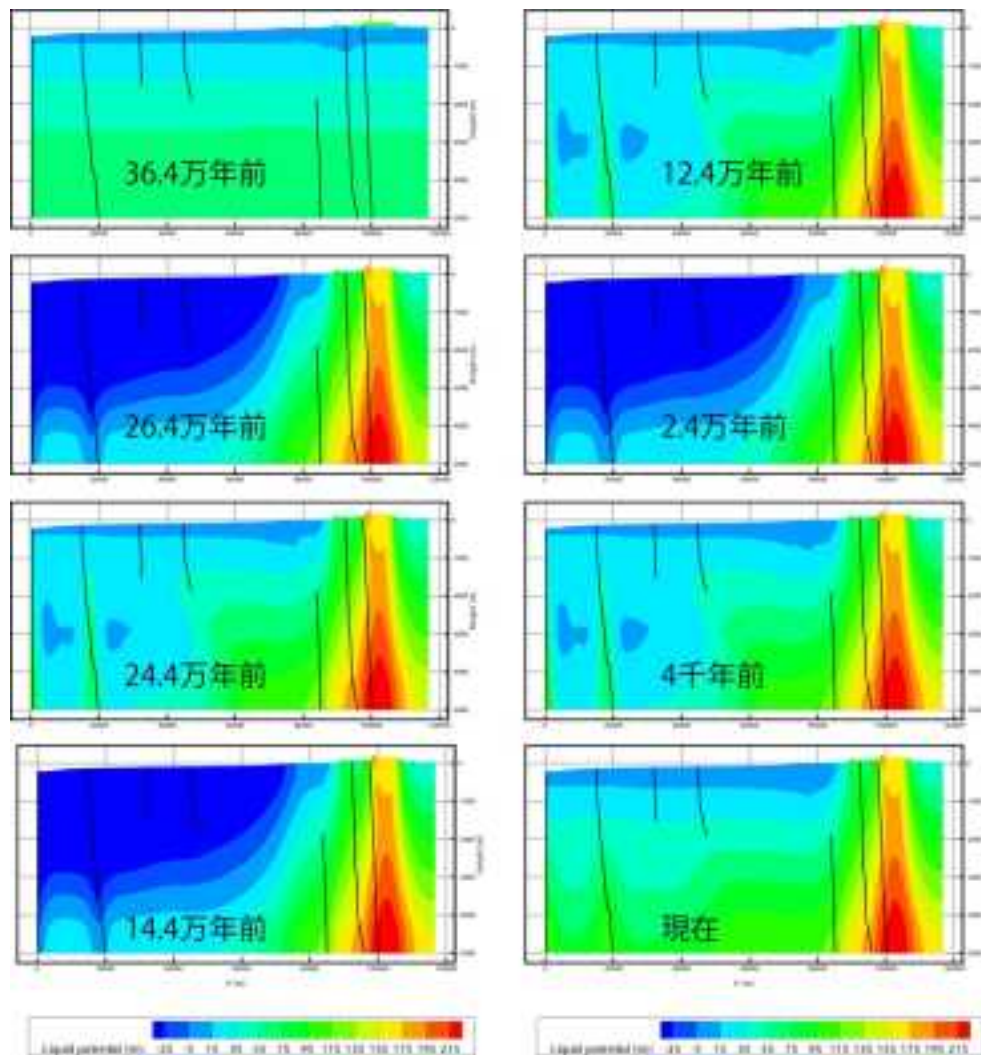


図 3.2.3.1-20 ケース1における水頭分布の時間変化.

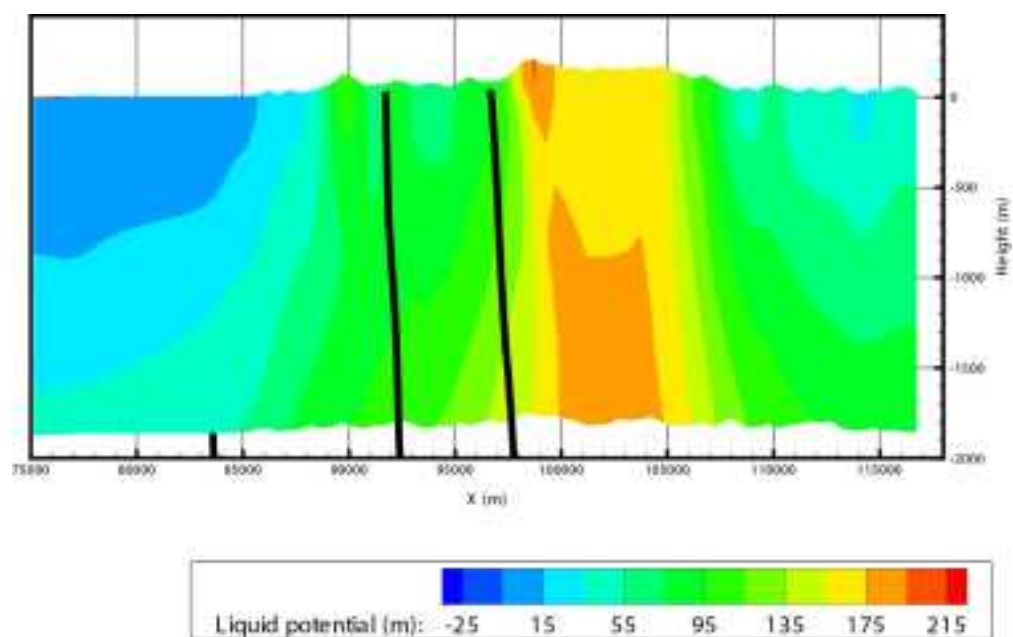


図 3.2.3.1-21 ケース1における現在の水頭分布の拡大図.

ケース2：隆起量=0.3m/kyr，涵養量=100mm/yr 一定

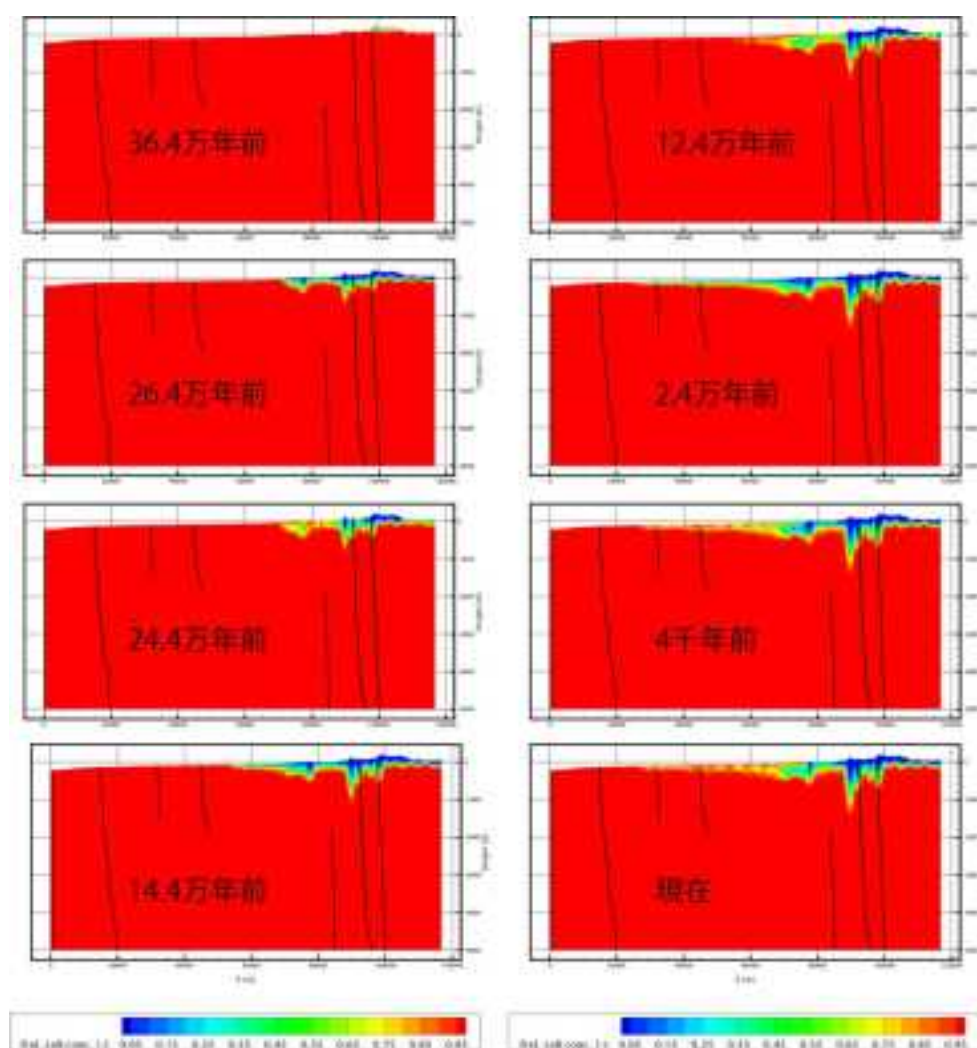


図 3.2.3.1-22 ケース2における塩分濃度分布の時間変化.

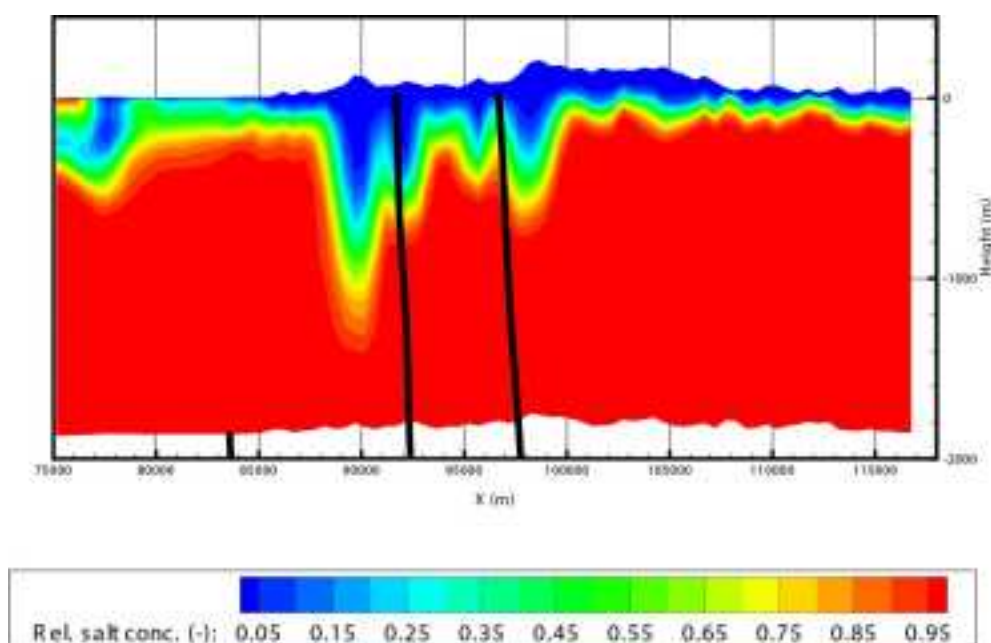


図 3.2.3.1-23 ケース2における現在の塩分濃度分布の拡大図.

ケース2：隆起量=0.3m/kyr，涵養量=100mm/yr 一定

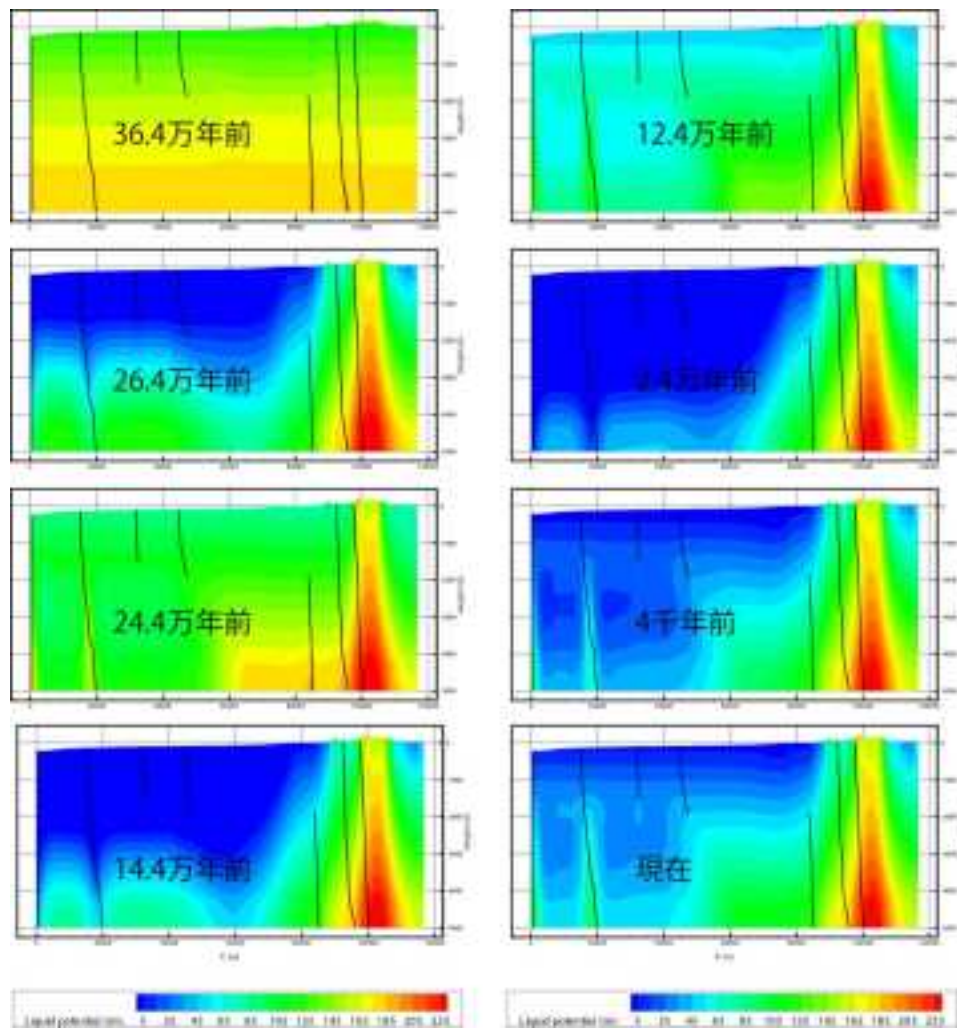


図 3.2.3.1-24 ケース2における水頭分布の時間変化。

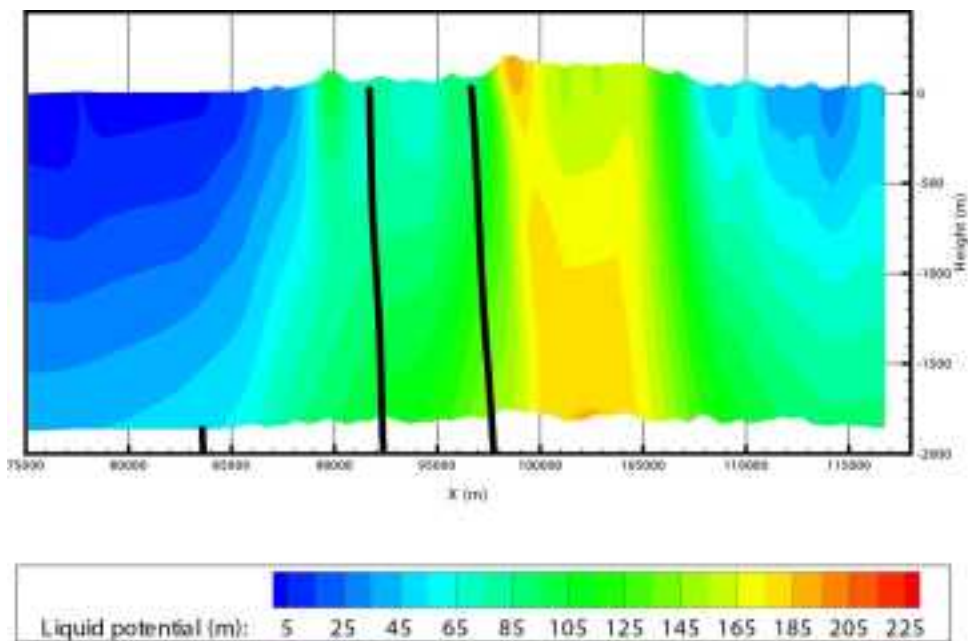


図 3.2.3.1-25 ケース2における現在の水頭分布の拡大図。

ケース3：隆起量=0.3m/kyr，涵養量=0mm~100mm/yr 線形補間

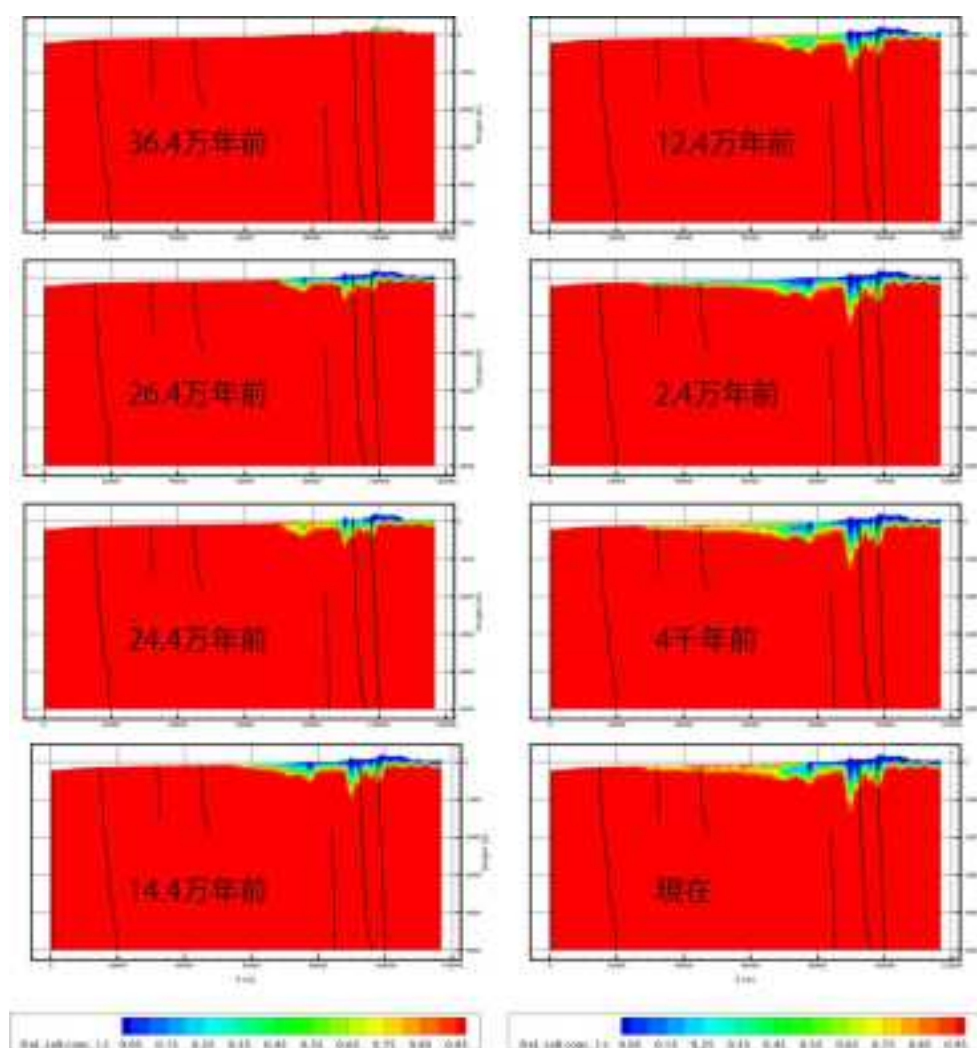


図 3.2.3.1-26 ケース3における塩分濃度分布の時間変化.

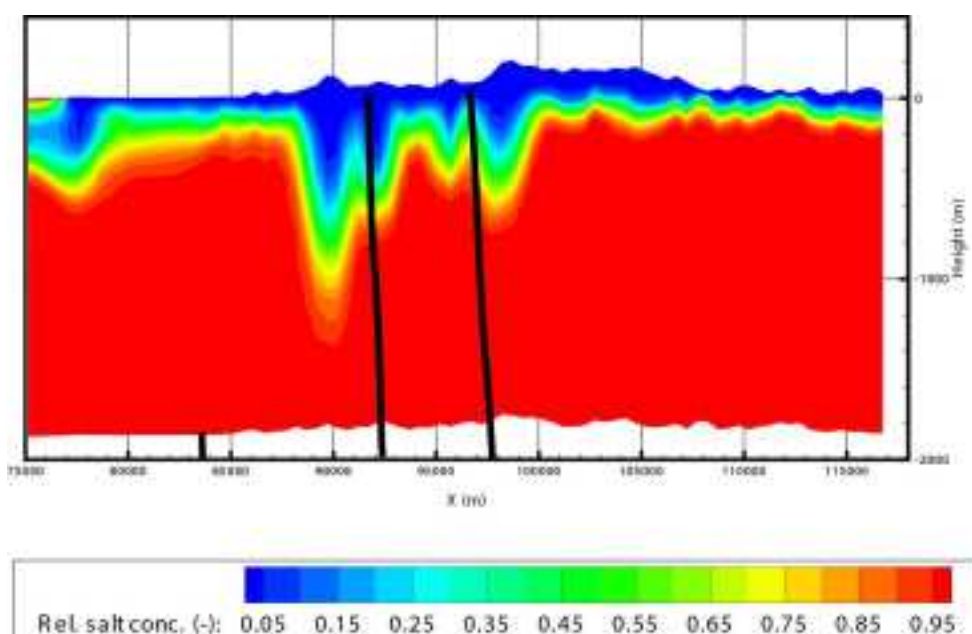


図 3.2.3.1-27 ケース3における現在の塩分濃度分布の拡大図.

ケース3：隆起量=0.3m/kyr，涵養量=0mm~100mm/yr 線形補間

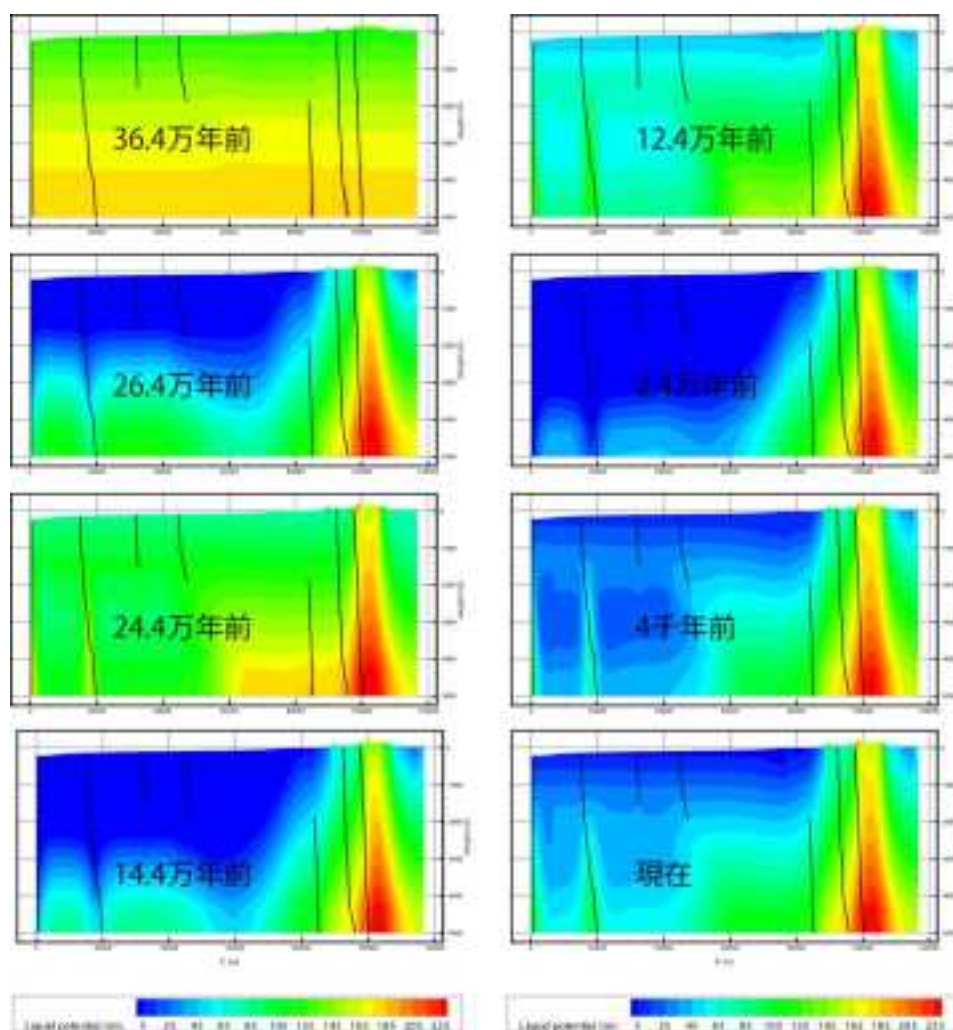


図 3.2.3.1-28 ケース3における水頭分布の時間変化.

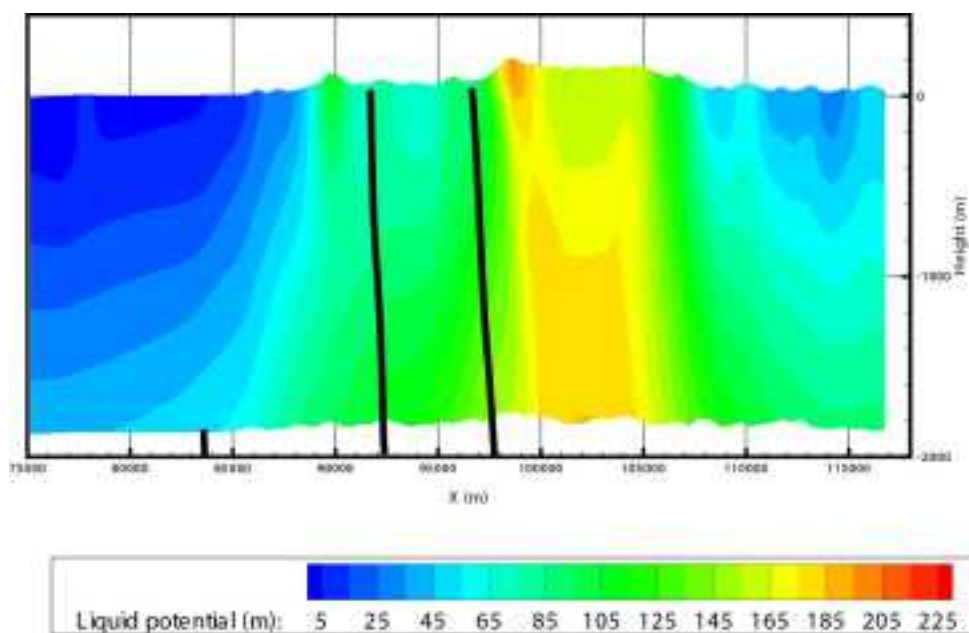


図 3.2.3.1-29 ケース3における現在の水頭分布の拡大図.

5) 解析結果：直接年代解析による地下水の平均年代

水理地質構造モデルや与えた水理・物質移行パラメータの妥当性検証のために、地下水位や塩分濃度だけでなく、水質データから推定される年代を用いた。解析から得られる年代については直接年代解析によって算出した。直接年代解析は、“Age Mass”と呼ばれる水の質量と平均年代の積（次元は、質量×時間）が保存されるとし、溶質の質量保存式とのアナロジーから得られる収支式に基づく手法である。この手法では、水の分子拡散や機械的分散等による混合を考慮することができ、水の平均年代を直接解析することが可能である。この手法は、地圏流体シミュレータ GETFLOWS に搭載されている（森ほか，2011）。解析では、地質分布に基づく水理物性、物質の輸送における拡散係数、分散長等を表 3.2.3.1-1 及び表 3.2.3.1-2 に従って与えた。地質分布図を図 3.2.3.1-30 に、直接年代解析結果を図 3.2.3.1-31 に示す。図 3.2.3.1-32 及び図 3.2.3.1-33 に陸域を中心とする拡大図を示す。



図 3.2.3.1-30 対象とする地質断面の岩相分布図.

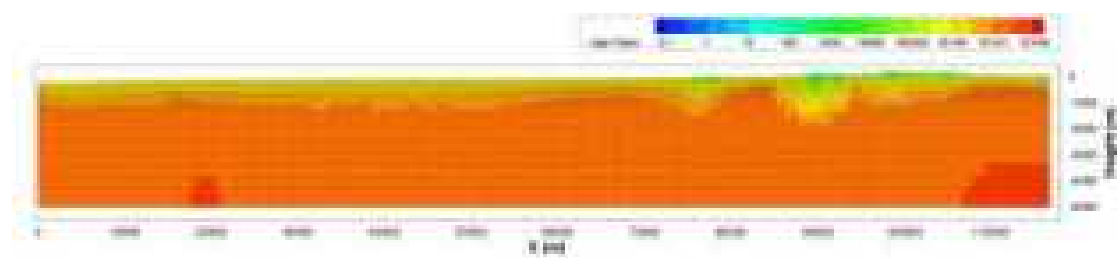


図 3.2.3.1-31 海水位 0m（現在）における直接年代解析結果.

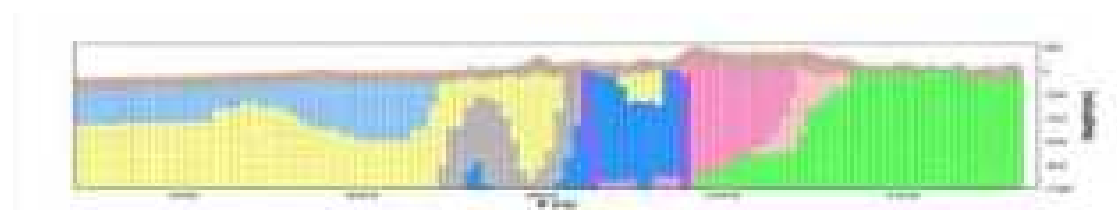


図 3.2.3.1-32 対象とする地質断面図（拡大図）（海岸線は横軸約 78000 の位置）.

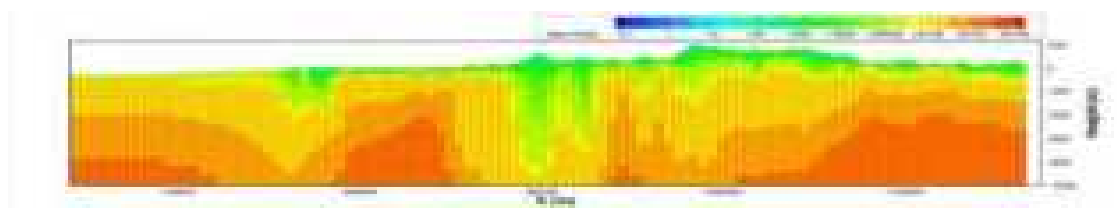


図 3.2.3.1-33 海水位 0m（現在）における直接年代解析結果（拡大図）（海岸線は横軸約 78000 の位置）.

以上の結果から次のことがわかる。

- ・ 涵養がある地表面一体が最も若い年齢の水となり、その下部に浸透した水が周辺の塩水よ

り若い状況がみられる。最大 1000m 弱まで淡水が潜り込んでおり、年齢的には数万年～10 万年オーダーとなっている。

- ・海洋側には海底付近に 3 回目の海退時に涵養されたと考えられる若い水（1 万年～10 万年程度）が残留している状況がわずかにみられる。
- ・なお、計算開始時に、深部や浅いところの水の年齢をどのように設定するかで、この図の様相も大きく変わってくるので、見る際には注意しておく必要がある。

6) まとめ

本解析では、幌延地域を対象に想定される水文地質学的変動モデルに基づき数値解析を実施した。水文地質学的変動として、海退 10 万年、海進 2 万年を 1 周期とする海水準変動を考慮し、氷期における永久凍土の発生に伴う涵養量の変化も考慮した。地質学的変動としては、当該地域での隆起・沈降の履歴を踏まえ、その影響を海水準の変化として考慮した。これら変動要因の地下水流動系への影響を評価するため、3 つの解析ケースを設定した。数値解析の結果、以下のことが明らかとなった。

- ・大曲断層の東西に位置するボーリング地点及び沿岸域ボーリング地点における水頭値、塩分濃度について観測値と計算値の比較を行った。その結果、観測地点の水頭分布や塩分濃度分布の現在の鉛直プロファイルは 3 つのケースで類似したものが得られた。さらに、観測地点の全水頭、塩分濃度の鉛直分布と計算値の比較を行ったところ、概ね類似した傾向を示し、数値的にみても大きな差異が認められなかった。沿岸域ボーリングにおける塩分濃度は海水準変動の影響を強く受けるが、次第に淡水化し、深度 200m 程度では、どのケースも現在の塩分濃度に大きな差は見られなかった。ケース 2 とケース 3 はケース 1 よりも淡水化が遅れるが、3 周期目は全ケースでほぼ同じ海水準変動が与えられるため、3 つのケースの淡水化は類似していると考えられる。
- ・直接年代解析を実施した結果、涵養がある地表面一体が若い年齢の水となるが、海洋底には海退時に涵養された 1 万年～10 万年程度の年齢の水がある可能性が示唆された。

3.2.3.2 断層等の水理地質構造を詳細に表現するためのモデル要素分割法の開発

構造運動に伴う褶曲構造の発達や断層の発生は、堆積岩地域の水理地質構造を変化させ、特に、母岩の破壊と大きな変形が生じる断層とその周辺では透水性が局所的に大きく変化するため、広域的な地下水流動系の評価では、その水理的な機能（遮水・通水）の設定が重要となる。断層の規模（幅・長さ）は、母岩の種類や断層の生成過程に依存するものの、断層周辺の透水性は、断層の幅・長さとは相関性があることが知られている(Vermilye and Scholz, 1998)。一般的には、図 3.2.3.2-1 に示すように、断層の中心部（断層コア）は細粒・未固結物質が充填されるため低透水性であり、断層コアの外側に形成されるダメージゾーンは、母岩よりも透水性が高いと考えられている(Bense et al., 2013)。しかしながら、既往の広域地下水流動解析では、断層領域（断層コア及びダメージゾーン）を数百 m サイズの格子要素で代表させることが多く、その場合には、断層領域における透水性の分布は表現されない。断層領域の透水性分布を表現するためには、数 m～数十 m サイズまでの要素を用いる必要があるが、広域を対象とするモデル化では要素数が飛躍的に大きくなり、試解析を複数回実施する必要がある場合などでは、効率的ではない。また、既往の解析事例では複数層に渡る断層に対して一様な透水性を設定することが多いが、このような断層の取り扱いでは、断層の水理的機能が断層と母岩のそれぞれに設定した透水性の相対的な大小関係で決まり、遮水・通水の別は各層（若しくは深度）によって異なることとなる。つまり、図 3.2.3.2-1 に例示した断層領域の透水性分布を断層全体に沿って表現できないこととなる。そこで、本小項目では、広域を対象とする地下水流動解析におい

て、断層領域の水理的機能をより詳細に設定できるモデル化の方法を考案する．さらに、この方法を北海道幌延地域の水理地質構造のモデル化に適用し、地下水流動の試解析を行い、断層領域のモデル上での詳細な表現によって断層沿いの地下水流動状況がどのように異なるかを調査する．

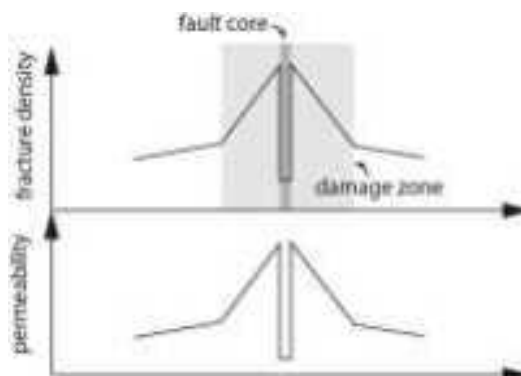


図 3.2.3.2-1 岩石のき裂の密度と透水係数の概念図(Bense et al., 2013)

1) ヴォロノイ分割法による水理地質構造のモデル化

水理地質構造のモデル化では、一般的に格子要素や三角形（柱）要素が用いられることが多いが、局所的な水理地質構造の変化（ここでは、断層領域）を詳細に表現するためには、その局所的变化を囲う領域を小さなサイズの要素で分割し、要素数を増加させる必要が生じる．この問題を回避する方法として、ここでは、流動解析コードとして有限体積法に基づく TOUGH2 を採用し、モデル分割には、要素の代表点の配置が任意に行えるヴォロノイ図を使用する．

図 3.2.3.2-2 に、ヴォロノイ分割法による断層領域を想定した 3 次元での要素分割例を示す．図中、母岩、ダメージゾーン、断層コアを想定した要素のサイズは相対的に小さく設定されており、各サイズの比は任意に設定することが可能である．また、この分割法によって図 3.2.3.2-1 に示した断層領域での透水性分布を詳細に表現することも可能となる．さらに、ヴォロノイ分割法では、要素代表点が任意に設定できることから流動解析でキャリブレーションポイントとなる観測井での各深度の計算値が得られ、解析モデルのキャリブレーション精度の向上が見込まれる．

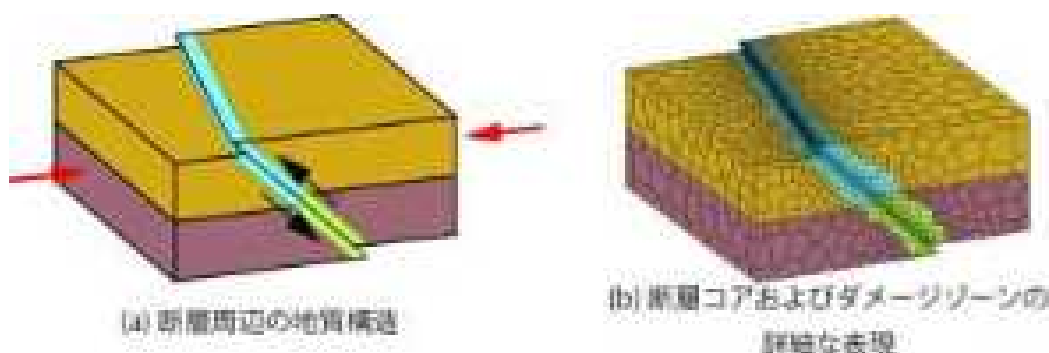


図 3.2.3.2-2 ヴォロノイ分割による断層領域の要素分割の例．(a)断層周辺の水理地質構造（各色は異なる水理物性を表わしている）と(b)その要素

図 3.2.3.2-3 にヴォロノイ分割方法の流れを示す(Asahina, 2011)．最初に計算領域内に点を発生させ(図 3.2.3.2-3a)，得られた点を頂点として、デローニー分割(図 3.2.3.2-3b)とその双対関

係にあるヴォロノイ分割(図 3.2.3.2-3c)を行う．ここでは，ヴォロノイ分割の核となる点の配置において 2 つの制限を設けている．1 つは地層境界や断層などの領域に関する制限であり，もう 1 つは，隣接する点の最小許容距離 L_m である．本手法では Random Sequential Addition (RSA) 法を用いて，2 つの制限の中で試行錯誤的に計算領域内に点を配置していく．最小許容距離 L_m の制限下で任意の点を配置していくと，最終的に点群は領域内にくまなく配置される．断層領域の要素分割では， L_m の条件として，断層からの距離と地層境界からの距離の二つの距離を設定し，点の密度の調節を行う．点の密度を調節することによって，断層周辺や地層境界をより効率的に計算点を配置することが可能となる．

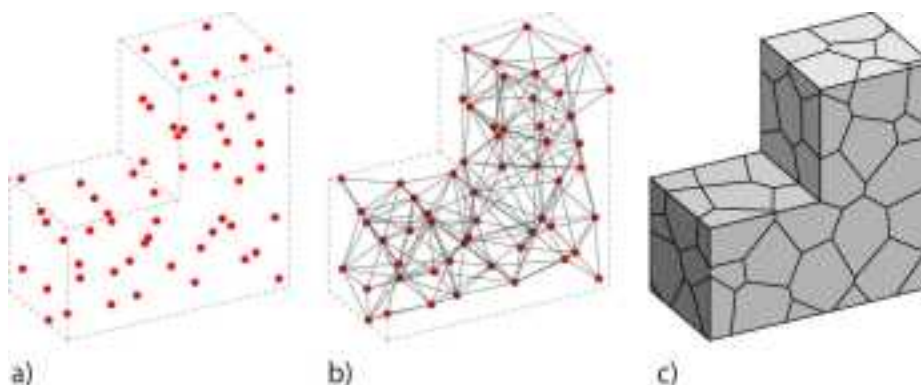


図 3.2.3.2-3 要素分割の流れ．a)点分布，b)デローニー分割，c)ヴォロノイ分割

2) 幌延地域を対象とする地下水流動解析

3.2.3.1 項と同様に北海道幌延地域を対象とする断面 2 次元モデルによる地下水流動解析を実施し，断層領域の水理的機能の再現におけるヴォロノイ分割に基づく水理地質構造の詳細なモデル化方法の有用性を示す．

(1) 解析モデルの構築

3.2.3.1 項で作成した地質構造モデル（図 3.2.3.1-4）を用い，北海道幌延地域を想定した断面 2 次元モデルを作成した．地層及び断層の形状は，図 3.2.3.1-4 から座標値を抽出し，アキマ補間によって曲線として補間した．図 3.2.3.2-4 にヴォロノイ分割法によって作成した解析モデルを示す．モデル全要素数は図 3.2.3.1-4 では 6291 個であるのに対し，図 3.2.3.2-4 では 11030 個となった．図 3.2.3.2-4c 及び d にヴォロノイ分割で作成した要素と 3.2.3.1 で用いた格子要素を対比する．格子分割によるモデル化（図 3.2.3.2-4d）では，断層の要素分割はモデル全体の鉛直及び水平方向の分割幅に依存しており，断層領域においてさらに詳細な要素分割を行うためには非常に多くの要素が必要となることが分かる．一方，考案した方法（図 3.2.3.2-4c）では，ヴォロノイ要素のサイズは地層境界面と断層面からの距離に依存するため，地層境界面と断層面に近づくに要素サイズは小さく設定される．このようにモデル中の局所的な水理地質構造の表現には，本項で考案した地質構造の境界面を基準としてヴォロノイ要素を配置する手法が有効であることが分かる．

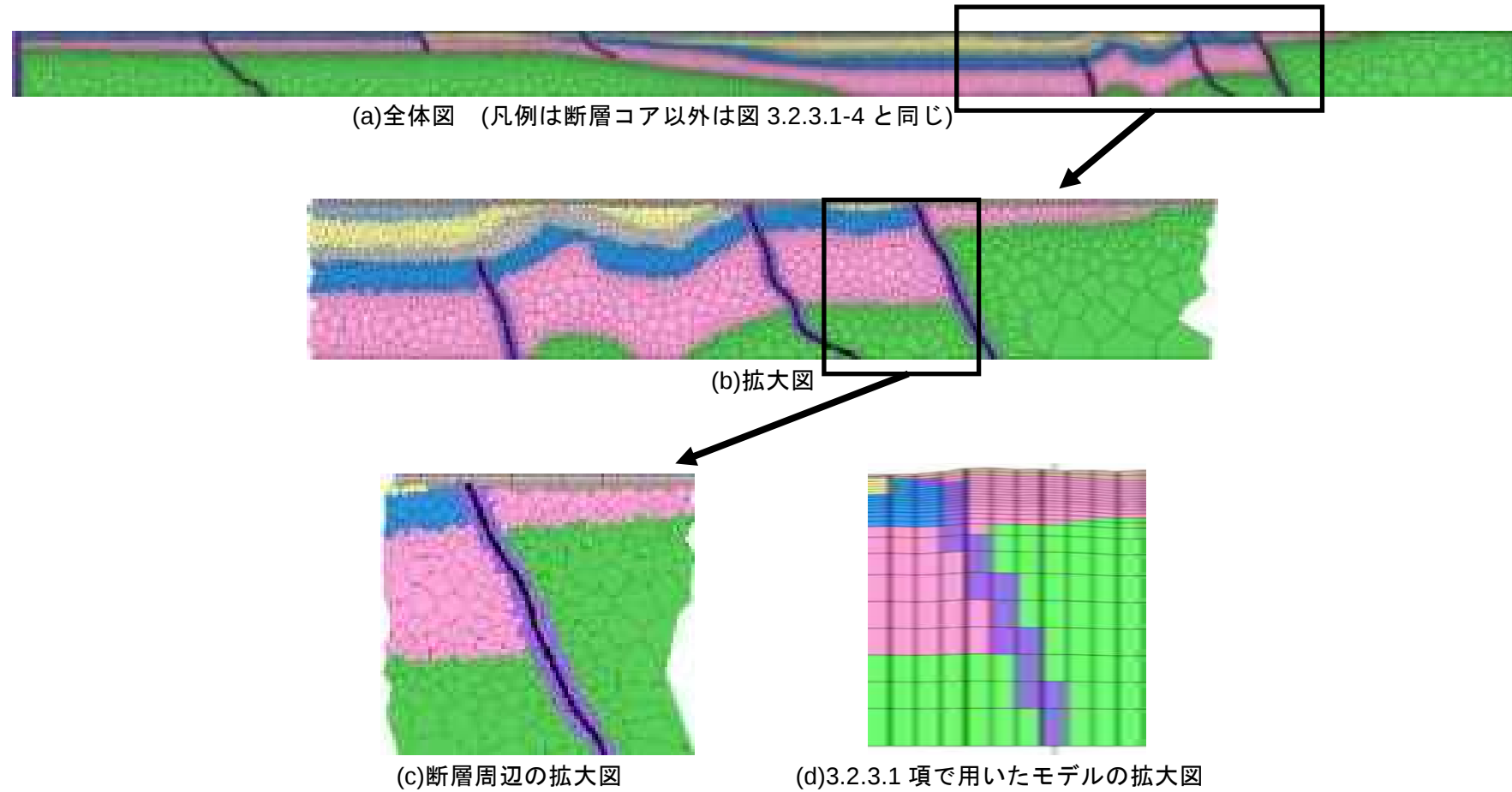


図 3.2.3.2-4 解析モデル(11030 要素)

(2) 水理・物質移行パラメータの設定

本解析モデルでは、図 3.2.3.2-4 に示すように、断層領域を、断層コア、ダメージゾーン 1、ダメージゾーン 2 と三つに分け、それぞれの透水係数を、表 3.2.3.2-1 に示すように設定した。一定モデルの断層領域（断層コア及びダメージゾーン 1 及び 2）の透水係数は、周囲母岩の透水性に係わらず 10^{-8} m/s とした。高透水モデルでは、断層領域すべての透水係数を深度毎に異なる各母岩よりも 2 桁高くなるため、水理的には周囲母岩を貫く通水経路として機能する。低透水モデルでは、逆に断層領域すべての透水係数を母岩よりも 2 桁低くなるため、水理的には遮水壁として機能する。3 層モデルでは、断層コアは透水係数が周辺岩盤の透水性より 2 桁低く、ダメージゾーン 1 は 2 桁高く、ダメージゾーン 2 は 1 桁高く設定しているため、断層に沿う鉛直方向では通水経路となり、断層をまたぐ水平方向では遮水壁として機能する。なお、断層コア及びダメージゾーンの幅を、ここでは数十～数百 m と設定しているが、技術的には数 m の幅で設定することも可能である。各母岩に対して水理パラメータは表 3.2.3.1-1 と同様とした。

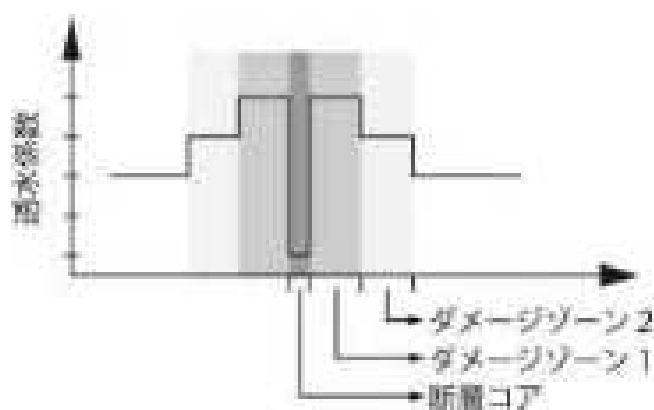


図 3.2.3.2-4 断層領域の要素分割と透水係数設定の関係。

表 3.2.3.2-1 断層領域の透水係数の設定方法

断層領域透水性モデル	断層コア (断層中心から 50m)	ダメージゾーン 1 (断層コアから 200m)	ダメージゾーン 2 (ダメージゾーン 1 から 250m)
一定モデル		1.0×10^{-8}	
高透水モデル		$k \times 10^{+2}$	
低透水モデル		$k \times 10^{-2}$	
3 層モデル	$k \times 10^{-2}$	$k \times 10^{+2}$	$k \times 10^{+1}$

K : 周辺母岩の透水係数(m/s)

(3) 解析条件

前述した各断層領域透水モデルと断層と周囲の地下水流動状況の関係を調査するため、ここでは、密度流の影響が現れないように塩分濃度をモデル全体で 0 とした。流体圧力の初期値は、深度に応じた静水圧を与えた。境界条件は、モデルの側面及び底面は不透水境界とし、海水面は現在の標高で固定した。モデル上面の流体圧は、海域では大気圧と海水（塩分濃度 0 と仮定）による静水圧とし、陸域では大気圧とした。これらの条件下において TOUGH2 によって圧力分布が平衡状態となるまで非定常解析を実施した。

(4) 解析結果

図 3.2.3.2-5 に各断層領域透水モデルを用いた流動解析から得られた全水頭分布を示す。なお、水頭分布図中のモデル境界付近での水頭表示がないが、図 3.2.3.2-6 に示すように、各計算点を頂点とする三角形要素内で水頭を線形近似しているためであり、計算誤差等の問題ではないことに留意されたい。

一定モデル及び高透水モデルから得られた水頭分布図（図 3.2.3.2-5a 及び b）では、陸域の大曲断層と幌延断層の周辺においてモデル深部まで標高値に対応した比較的高い水頭が伝播している。一定モデルと高透水モデルが陸域において同様の水頭分布を示している理由は、一定モデルの断層領域の透水係数を増幌層及び白亜紀系の地層の値と比較して 1～2 桁ほど高い 10^{-8} m/s に設定しているため、高透水モデルとほぼ近い透水係数の分布となっているためである。さらに、3 層モデル（図 3.2.3.2-5d）から得られた全水頭分布図も一定モデル及び高透水モデルとほぼ同様となっているが、これは水理的に遮水機能のある低透水性の断層コア部分が水頭分布にはあまり影響を与えず、むしろコア周囲に設定したダメージゾーンの高透水性箇所の影響が顕著に現れたことによる。

一方、低透水モデル（図 3.2.3.2-5c）では、大曲断層と幌延断層の深部の水頭は相対的に小さく、海域における静水圧状態の水頭と近い。これは、本解析で設定した断層領域の全体の幅が 1000m であり、水理的には大規模な遮水壁として機能し、周囲の高い水頭がその内部へは伝播しにくい条件となっているためである。

以上の結果は、広域流動解析における水頭分布の評価では、モデル全体の大きさと比べて幅が非常に薄い低透水性の断層コア（3 層モデルでは幅 100m）の影響は現れにくいこと示している。ただし、塩分等の溶存物質の移行においては、水頭ポテンシャルの勾配に加え、各点の透水性が影響するため、物質の貯存状況の把握には、移行解析を実施することが必要である。

次に、移行解析におけるポテンシャル流動による物質移行量を推定するために、各モデルで顕著な水頭の変動が見られた陸域について、水頭及び流速の詳細分布の対比を行う。図 3.2.3.2-7～10 に大曲断層と幌延断層の断層領域（断層コア並びにダメージゾーン 1 及び 2）での詳細な流速分布を水頭分布とあわせて示す。

図 3.2.3.2-9 の b～d に示されるように、断層領域の水理的機能として遮水性を強く表現した低透水モデルでは、断層周囲の流速は他のモデルの流速と比較して非常に小さく、断層から離れた母岩において流速は小さい。

断層領域を断層に沿った通水経路として表現する高透水性モデル及び 3 層モデルでの流速は、断層領域の流速は母岩と同程度あるいは若干大きな値となっている（図 3.2.3.2-8 & 10 の b～d）。また、これらのモデルでは、モデル上部の標高と水理地質的条件に従って、大曲断層と幌延断層に沿ってそれぞれ上昇流と下降流が現れている。これらのモデルの断層領域における局所的な流速を比較すると、3 層モデルから得られた流速の方が高透水性モデルから得られたものと比較して大きい。この原因としては、3 層モデルでは断層コアが低透水性であるため局所的な水頭勾配が大きくなる傾向にあるためと考えられる。

一定モデルより得られた流速ベクトルは他のモデルと比較してランダムである（図 3.2.3.2-7 の b～d）。これは断層領域と母岩の透水性の大小関係が増幌層と白亜紀系の地層で同一ではないためである。

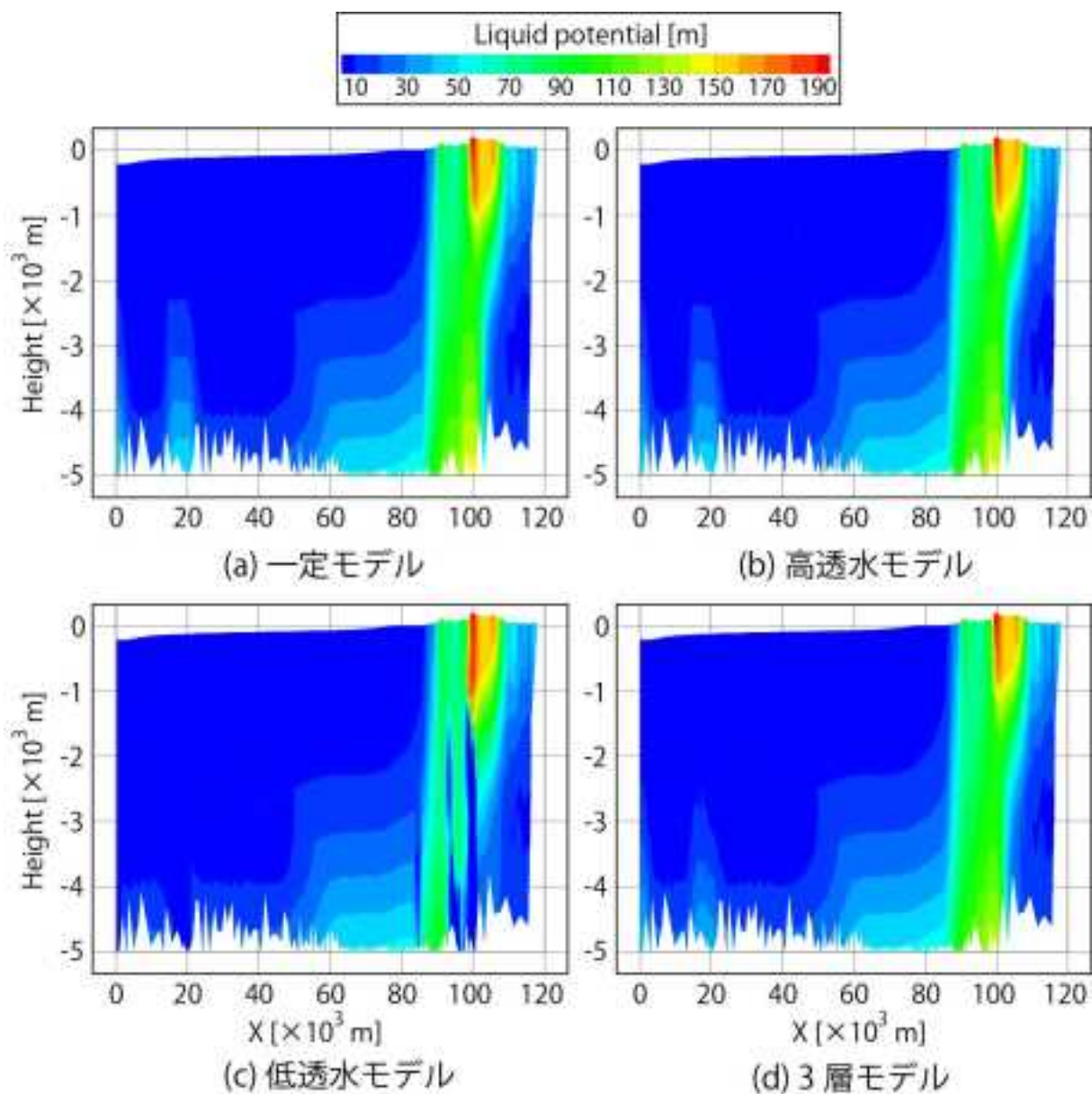


図 3.2.3.2-5 幌延地域の水理地質構造を想定した断面 2 次元地下水流動解析より得られた水頭分布図. (a)一定モデル, (b)高透水モデル, (c)低透水モデル, (d)3 層モデル

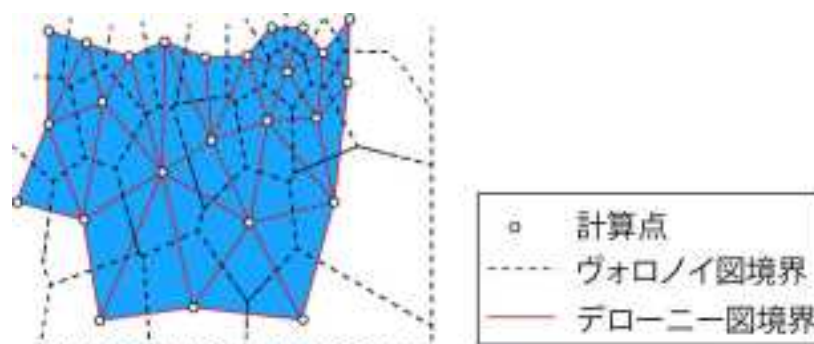


図 3.2.3.2-6 計算領域の右下境界面付近（拡大図）のヴォロノイ図とデローニー分割

断層領域透水性モデル＝一定モデル

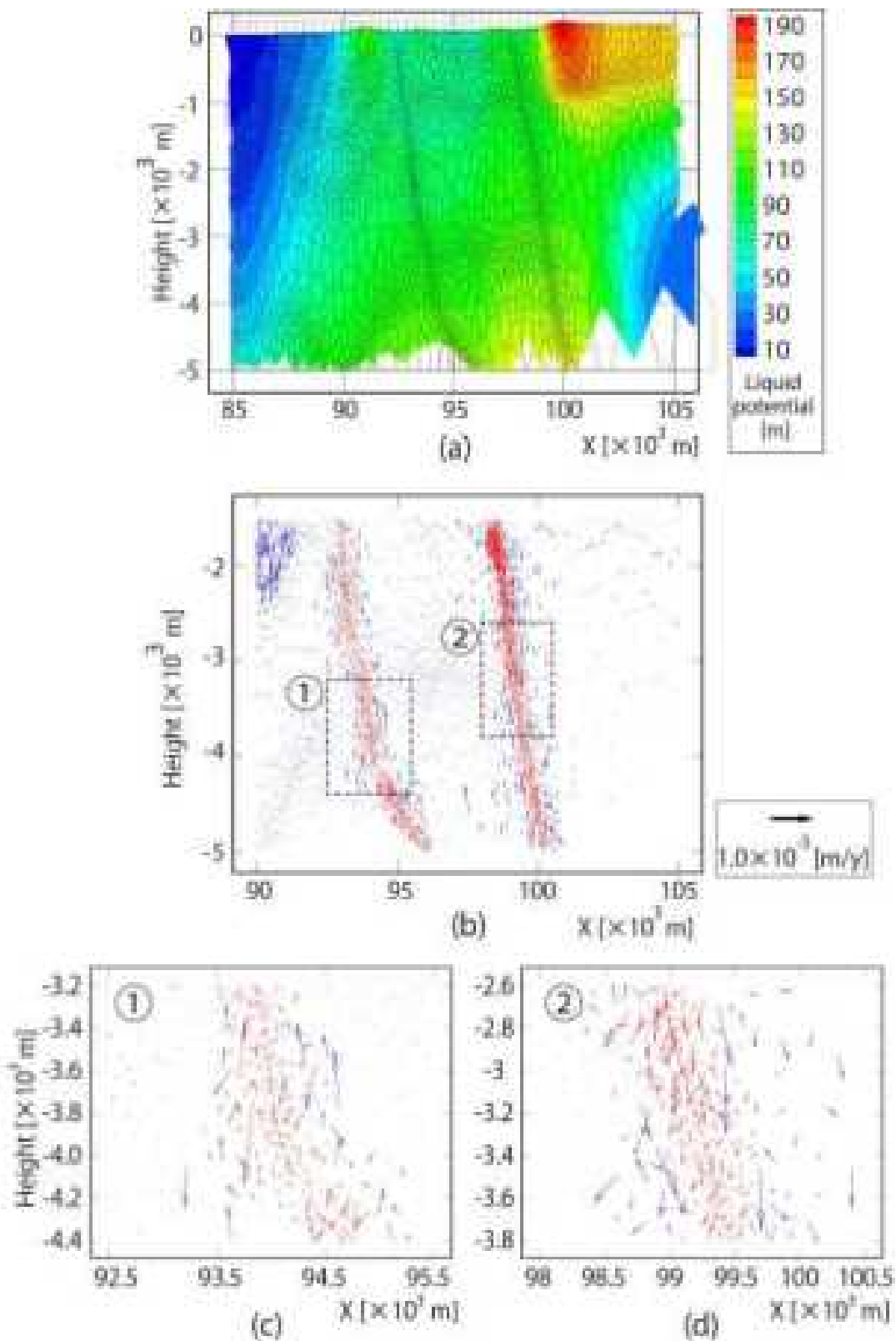


図 3.2.3.2-7 一定モデルにおける大曲断層及び幌延断層周辺の (a)水頭分布, (b)流速ベクトル, (c)大曲断層近傍の流速ベクトルの拡大図, (d)幌延断層近傍の流速ベクトルの拡大図.

図中, ベクトルの赤色及び青色はそれぞれ断層領域及び母岩での流速を表す.

断層領域透水性モデル＝高透水性モデル

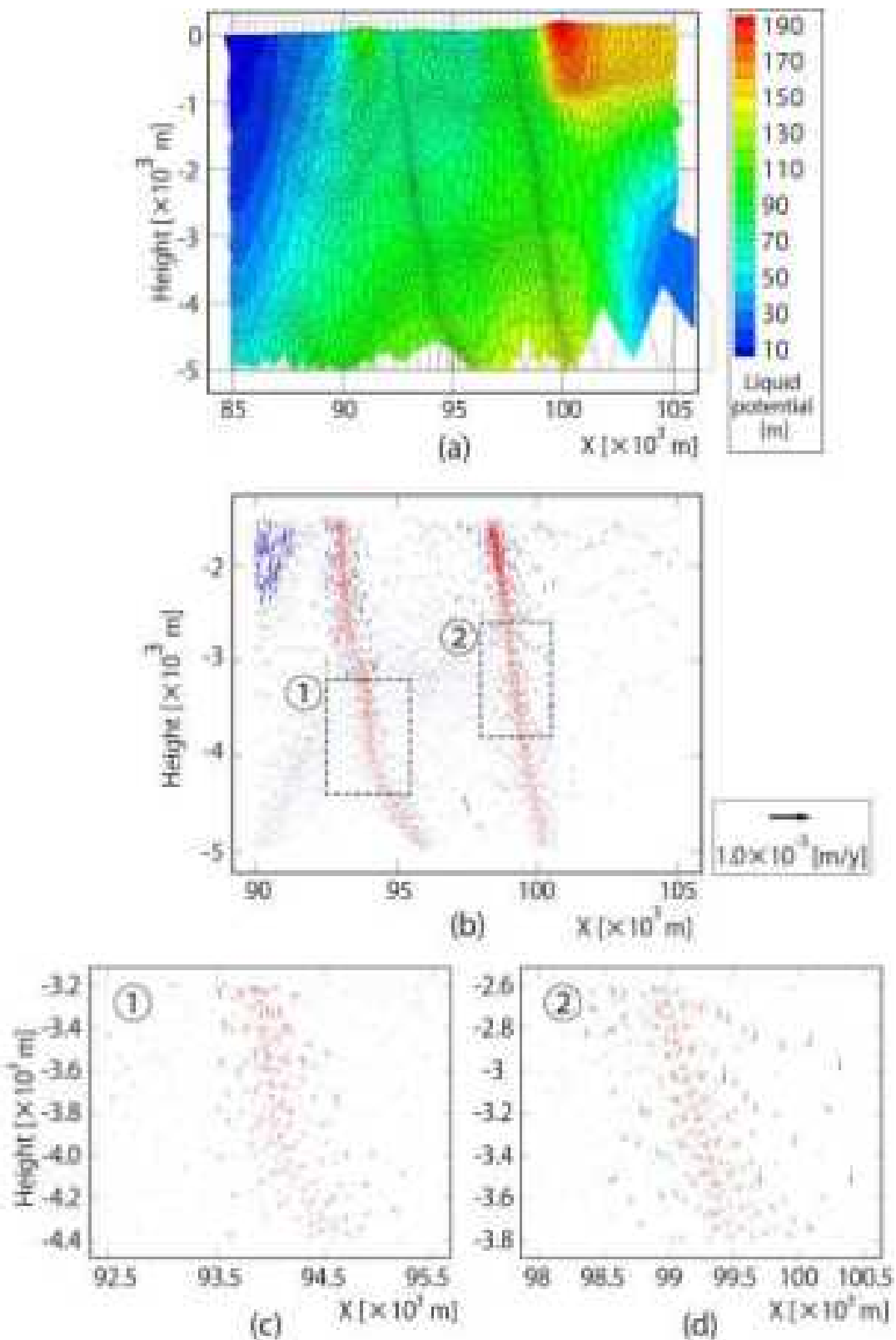


図 3.2.3.2-8 高透水モデルにおける大曲断層及び幌延断層周辺の (a)水頭分布, (b)流速ベクトル, (c)大曲断層近傍の流速ベクトルの拡大図, (d)幌延断層近傍の流速ベクトルの拡大図.

図中, ベクトルの赤色及び青色はそれぞれ断層領域及び母岩での流速を表わす.

断層領域透水性モデル＝低透水性モデル

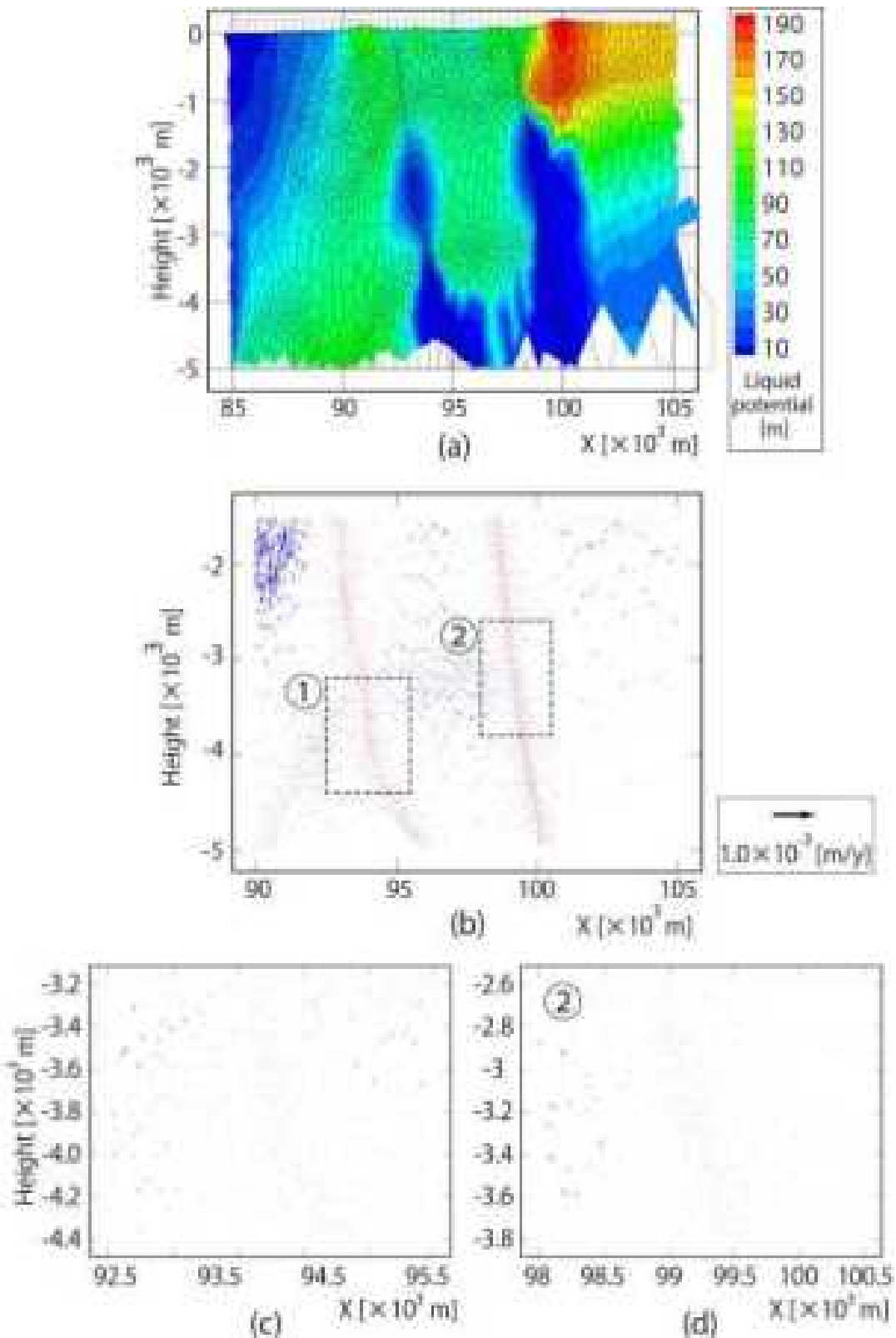


図 3.2.3.2-9 低透水モデルにおける大曲断層及び幌延断層周辺の (a)水頭分布, (b)流速ベクトル, (c)大曲断層近傍の流速ベクトルの拡大図, (d)幌延断層近傍の流速ベクトルの拡大図.

図中, ベクトルの赤色及び青色はそれぞれ断層領域及び母岩での流速を表わす.

断層領域透水性モデル＝3層モデル

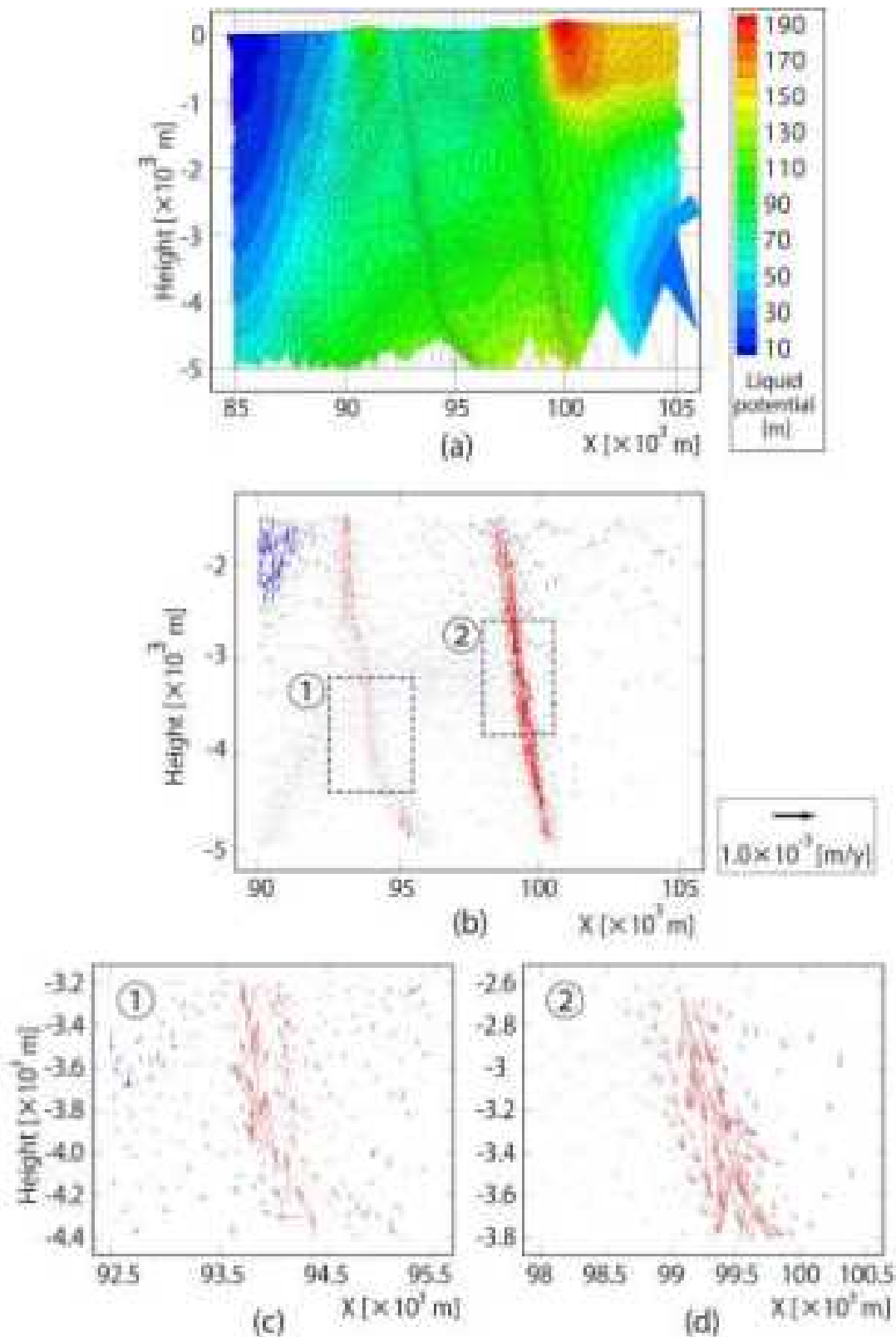


図 3.2.3.2-10 3層モデルにおける大曲断層及び幌延断層周辺の (a)水頭分布, (b)流速ベクトル, (c)大曲断層近傍の流速ベクトルの拡大図, (d)幌延断層近傍の流速ベクトルの拡大図。
 図中、ベクトルの赤色及び青色はそれぞれ断層領域及び母岩での流速を表わす。

3) まとめと今後の課題

長期に亘る広域地下水流動系の評価において重要な、断層領域の水理解析上の取り扱いを詳細に検討するためにヴォロノイ分割に基づく水理地質構造の詳細なモデル化方法を考案した。考案した方法を、実際に北海道幌延地域の水理地質構造を再現する断面2次元モデルの作成に適用し、断層に遮水・通水機能を持たせる透水係数の分布を与え定常的な流動場での水頭及び流速分布を評価した。その結果、断層領域を通水経路として表現するモデル間では水頭分布には顕著な差異が現れないものの、流速ベクトルには大きな差が現れることが明らかとなった。特に、断層領域の透水係数を母岩と相対的に大きく設定することによって、異なる地層を貫く断層沿いに一様な流速ベクトルを表現することが可能であり、さらに、断層領域を断層コア及び複数のダメージゾーンに分割し透水性を分布させるモデルでは、母岩と断層領域の流速に明確な差を与えることが可能となった。また、断層領域の透水係数を隣り合う母岩の透水係数と相対的に小さくした解析モデルでは、断層領域だけではなく、モデル上の他の領域にも水理的に停滞する箇所を発生させており、断層が大規模な遮水壁として機能する場合には広域に亘ってその影響が現れるかもしれない。

本項では、水理地質構造上を踏まえた局所的なモデル要素分割と水理物性分布の設定が、広域流動解析において非常に有用であることが示された。特に、断層領域の断層コア及びダメージゾーンの透水性を近接する母岩の透水性と関連付け、相対的な透水係数の値を設定することは、実際の断層の水理的機能を解析上再現する上で重要と考えられる。今後は、断層領域における断層コア及びダメージゾーンの透水係数分布が得られている調査地域を対象にここで考案したモデル化手法の適用を図り、その有用性をさらに検証することが必要である。

【まとめと今後の課題】

第3.2章では、我が国における典型的な地質環境の一つである堆積岩分布地域沿岸域における過年度の検討で抽出された水文地質学的変動の支配的要因と考えられる海水準変動・構造運動等の自然事象に関連して、追補的な知見の収集・整理及び必要に応じた現地調査・分析等を実施するとともに、地下水の水理・水質パラメータに及ぼす影響の定量的評価手法を検討し、過去数10万年程度の海水準変動・構造運動が今後も継続する将来の期間に対応した水文地質学的変動モデルの構築手法・長期予測精度等を取りまとめ、課題を抽出した。以下に、結果をまとめ、今後の課題について記述する。

まとめ

1) 海水準変動等が沿岸域の地下水性状・地下水流動系に与える影響に関する検討(上北平野)

- ・上北平野地域を対象とした深層地下水系の現地調査と地下水年代等の解析の結果、①塩水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は帯水層を構成する地層と放射平衡に達しているものがほとんどであり、100年以上に相当する非常に古い塩水が残留していること、②淡水成分の ^{14}C 年代はおよそ1万年前程度に相当する値を示し、酸素・水素同位体比が低い値を示すことから、最終氷期後期頃の天水によって涵養された地下水であること、③最終氷期に涵養された淡水の到達深度が1,000 m以上に達すること、④古い地下水年代を示す塩水は必ずしも閉鎖的に取り残されているとは限らず、氷期には天水起源の淡水の地下水流動により徐々に希釈されつつ存在していること等が明らかになった。
- ・最終氷期に涵養された淡水の到達深度が1,000 m以上に達することは、国内の他の堆積岩沿岸域(幌延)(~500 m; Ikawa et al., 2014)や海外の堆積岩地域(イギリス East Midlands)(~600 m; Edmunds, 2001)の事例と比較してかなり大きな値である。

2) 地質学的変動・海水準変動等が沿岸域の地下水性状・地下水流動系に与える影響に関する検討(幌延地域)

- ・稚内層珪質頁岩の三軸圧縮透水試験の結果、静水圧下の透水係数は、層理面に斜交する亀裂の発生により20倍程度増加することが確認された。三軸圧縮透水試験の前から存在する層理面に沿った亀裂は、軸方向の圧縮により閉塞しており、層理面に斜交する亀裂の発生に影響していないと考えられる。
- ・稚内層珪質頁岩の反射係数は、岩石中の粘土凝集塊の変形挙動に依存し、応力に対して可逆的あるいは不可逆的に変化する。また、反射係数の応力依存性は埋没深度によって異なるが、どの深度において、反射係数が応力変化に対して可逆的あるいは不可逆的に変化するかは不明である。
- ・稚内層の地下200m以深の塩分移行現象では拡散現象が支配的であり、幌延地域の地下深部に存在する比較的高濃度の塩水は地層形成時にトラップされた海水が地表付近の天水に向けて超長期に亘って拡散によって移行しているものと考えられる。
- ・稚内層の異常間隙水圧を示す層準から採取されたコア試料を対象とした化学的浸透実験結果と反射係数モデルから算出された浸透圧の理論値は、観測された異常間隙水圧と整合的な値を示す。幌延地域の深部で観測される静水圧から乖離する高い間隙水圧(異常間隙水圧)は、稚内層の地下水中に含まれる塩分濃度差と稚内層珪質頁岩の半透膜性に誘発される化学的浸透による浸透圧である可能性が高いと考えられる。

3) 地質学的変動・海水準変動等がもたらす水文地質学的変動とそのモデル化に関する検討のまとめと課題

- ・過去数10万年間の海面変化の影響を考慮した地下水流動/物質移行解析を行うため、断面2

次元モデルによる試解析を行った。解析測線は、西側は電力中央研究所（2013）と同じとし、東側は電力中央研究所（2013）が設定した山頂部を終端とせず、東北東側に約 12km 延長・拡大した地点（谷地形と湿地帯の存在から定水頭境界とみなせる地点）までとした。解析格子は、水平方向の平均的な解像度を 500m とし、鉛直方向では 50m～500m 程度で深度方向に徐々に解像度が粗くなるようにした。地質構造は電力中央研究所（2013）を参考にし、水理・物質移行パラメータ等の初期設定値は電力中央研究所（2013）で使用された値を基本とした。

- ・海水準変動は、時間とともに直線的な海退期 10 万年（海水準-120m）と海進期 2 万年（海水準+5m）とを 1 サイクルとし、3 サイクルを解析期間とした。なお、現在を海水位 0m、縄文海進最盛期の最高水位+5m からの経過時間 4,000 年として、解析出発時点を 36.4 万年前とした。
- ・解析ケースは、海水準変動に加えて、ケース 1: 隆起量=0m/kyr および陸域涵養量=100mm/yr、ケース 2: 隆起量=0.3m/kyr および陸域涵養量=100mm/yr、ケース 3: 隆起量=0.3m/kyr および陸域涵養量=100mm/yr（最大海進時）～0mm/yr（最大海退時）を線形補間の 3 ケース実施した。
- ・内陸部の大曲断層の東西のボーリング地点（HDB-10 孔および HDB-7 孔）と沿岸域ボーリング地点（幌延町浜里地区）の 3 地点をキャリブレーション・ポイントとして設定し、水頭および塩分濃度の深度プロファイルと比較し、概ね類似した数値であることを確認した。
- ・解析開始時点で地層が海水で満たされていると仮定した洗い出し解析では、ケース 2 及びケース 3 では、ケース 1 よりも淡水化が遅れるが、3 サイクル目は全ケースでほぼ同じ海水準変動が与えられるため、3 つのケースの最終的な淡水化パターンは類似したものとなった。
- ・水質データから推定される年代を用いた直接年代解析の結果、涵養がある陸域地表面は若い年齢の水となるが、海洋底近傍には海退時に涵養された 1 万年～10 万年程度の年齢の水が存在する可能性が示唆された。また、若い年齢の水の地下への侵入深度は、涵養標高と地質構造に依存するパターンが示された。
- ・断層等の複雑な水理特性（例えば、断層中心部（断層コア）は母岩よりも低透水性であるが、断層コアの外側に形成されるダメージゾーンは母岩よりも高透水性である等）を解析モデルとして扱うため、計算点の配置に対して自由度の高いヴォロノイ分割法の適用性について検討し、幌延地区を対象に試解析を行った。その結果、断層領域を通水経路として表現するモデル間では水頭分布には顕著な差異が現れないものの、流速ベクトルには大きな差が現れることが明らかとなった。特に、断層領域の透水係数を母岩と相対的に大きく設定することによって、異なる地層を貫く断層沿いに一様な流速ベクトルを表現することが可能となった。断層領域を断層コア及び複数のダメージゾーンに分割し透水性を分布させるモデルでは、母岩と断層領域の流速に明確な差を与えることが可能となった。また、断層領域の透水係数を隣り合う母岩の透水係数と相対的に小さくした解析モデルでは、断層領域だけではなく、モデル上の他の領域にも水理的に停滞する箇所が発生しており、断層が大規模な遮水壁として機能する場合には、広域に亘ってその影響が現れる可能性を示唆しているかもしれない。
- ・水理地質構造上を踏まえた局所的なモデル要素分割と水理物性分布の設定が、広域流動解析において有用であることが示された。特に、断層領域の断層コア及びダメージゾーンの透水性を近接する母岩の透水性と関連付け、相対的な透水係数の値を設定することは、実際の断層の水理的機能を解析上再現する上で重要と考えられる。

今後の課題

- 1) 海水準変動等が沿岸域の地下水性状・地下水流動系に与える影響に関する検討（上北平野）

- ・氷期の淡水の流動深度を規定する主要因として、地質条件、氷期の海水準、涵養域の場所および標高が挙げられている (Edmunds, 2001; McIntosh et al., 2012). 上北平野においては、氷期の流出域の移動距離が大きく、想定される涵養域として平野西部に標高 1,000 m 以上の山地が存在するという地形条件が寄与している可能性がある。しかしながら、上北平野と山地との間には野辺地断層帯 (青森県, 1996) が存在し、野辺地断層帯の水理学的挙動が両者の間の水理学的な連続性に大きく影響するため、今後、野辺地断層帯西方域を含む詳細な現地調査に基づく水理学的連続性の検討と、数値解析的な手法の援用による検証が必要と考えられる。
- ・上北平野の深層地下水 (淡水) の ^{14}C 年代はおよそ 1 万年前程度に相当する値であり (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011, 2012), 上北平野内の相対的海面変化の履歴復元に基づく隆起傾向 (宮内, 1985; 小池・町田, 2001) が深層地下水流動系に及ぼす影響については解析・検討に値する field data が得られていない。
- ・上北平野南端の馬淵川流域付近に推定される不連続構造沿いの深部流体の湧出についても、詳細調査に基づく検討が必要である。

2) 地質学的変動・海水準変動等が沿岸域の地下水性・地下水流動系に与える影響に関する検討 (幌延地域)

- ・稚内層珪質頁岩の各種物性には応力依存性が認められるため、三軸圧縮透水試験の載荷経路を変えた試験を行い、試験結果の応力依存性や載荷経路依存性について検討することが望ましい。
- ・稚内層珪質頁岩の反射係数の応力依存性が可逆的・不可逆的になる要因について、①堆積後の圧密過程、②その後の隆起・侵食過程で変化する応力履歴等を明らかにし、③稚内層珪質頁岩の他層準の反射係数の応力依存性に関するデータを蓄積することが必要である。また、反射係数の応力依存性について一般化するためには、他の堆積岩地域の泥質岩の反射係数の応力依存性を更に検討する必要がある。
- ・稚内層を対象とした化学的浸透を考慮した地下水流動／物質移行解析などの数値解析シミュレーションを行い、観測されている間隙水圧・地下水塩分濃度等の深度プロファイルと照合し、事象の再現可能性や再現するための境界条件・因子の範囲等について検討することが望ましい。

3) 地質学的変動・海水準変動等がもたらす水文地質学的変動とそのモデル化に関する検討のまとめと課題

- ・平成 28 年度に作成した 2 つの解析モデルを用いて、境界条件や各種因子の範囲等を変えたパラメトリック・スタディーや感度解析などの数値解析を行い、観測された事象等の再現可能性や再現するための境界条件や各種因子の範囲等について検討することが望ましい。
- ・水理地質構造上を踏まえた局所的なモデル要素分割と水理物性分布の設定が、広域流動解析において有用であることが示されており、断層領域における断層コア及びダメージゾーンの透水係数分布が得られている調査地域を対象に考案したモデル化手法の適用を図り、その有用性をさらに検証することが望ましい。

【引用文献】

天野由記・山本陽一・南條 功・村上裕晃・横田秀晴・山崎雅則・國丸貴紀・大山隆弘・岩月輝希 (2012) 幌延深地層研究計画における地下水、河川水及び降水の水質データ (2001～2010 年度)。日本原子力研究開発機構。

- Andrews, J. N., Davis, S. N., Fabryka-Martin, J., Fontes, J. -Ch., Lehmann, B. E., Loosli, H. H., Michelot, J. -L., Moser, H., Smith, B. and Wolf, M. (1989) The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1803-1815.
- 青森県 (1996) 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査. 平成 7 年度地震調査研究交付金成果報告書 (概要版), 青森県, 54 p.
- 青森県環境保健部自然保護課 (1997) 青森県温泉地質誌. 青森県, 535 p.
- 荒井 晃 (2012) 20 万分の 1 海洋地質図「天売島周辺海底地質図」及び同説明書, 地質調査総合センター.
- Asahina, D. and Bolander, J. E. (2011) Voronoi-based discretizations for fracture analysis of particulate materials. *Powder Technology*, 213, no. 1-3, 92-99.
- Bader, S., and H. Kooi (2005), Modelling of solute and water transport in semi-permeable clay membranes: Comparison with experiments, *Adv. Water Resour.*, 28, 203-214.
- Bathija, A. P., H. Liang, N. Lu, M. Prasad, and M. L. Batzle (2009), Stressed swelling clay, *Geophysics*, 74, A47-A52, doi:10.1190/1.3131385.
- Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O. and Scibek, J. (2013) Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171-192.
- 電力中央研究所(2013)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: 岩盤中地下水移行評価技術高度化開発) -地下水年代測定技術調査- 報告書, 402 p.
- Edmunds, W. M. (2001) Palaeowaters in European coastal aquifers - the goals and main conclusions of the PALAEWAUX project. in Edmunds, W. M. and Milne, C. J., eds., *Palaeowaters of Coastal Europe: Evolution of Groundwater Since the Late Pleistocene*: London, Geological Society, Special Publication 189, 1-16.
- Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2013) Ultra-sensitive measurements of ^{36}Cl and ^{236}U at the Australian National University. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, 294, 126-131.
- Fritz, S. J. (1986) Ideality of clay membranes in osmotic processes: A review, *Clays Clay Miner.*, 34, 214-232.
- Gonçalvès, J., Rousseau-Gueutin, P., and Revil, A. (2007) Introducing interacting diffuse layers in TLM calculations: A reappraisal of the influence of the pore size on the swelling pressure and the osmotic efficiency of compacted bentonites, *J. Colloid Interface Sci.*, 316, 92-99.
- Hasegawa, H., Akata, N., Kawabata, H., Sato, T., Chikuchi, Y. and Hisamatsu, S. (2014) Characteristics of hydrogen and oxygen stable isotope ratios in precipitation collected in a snowfall region, Aomori Prefecture, Japan. *Geochem. J.*, 48, 9-18.
- Ikawa, R., Machida, I., Koshigai, M., Nishizaki, S. and Marui, A. (2014) Coastal aquifer system in late Pleistocene to Holocene deposits at Horonobe in Hokkaido, Japan. *Hydrogeol. J.*, 22, 987-1002.
- 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 (2009) 地下水流動に対する地質環境の長期的変遷の影響に関する研究 (委託研究), JAEA-Research 2009-001, 日本原子力研究開発機構.
- Ishii, E., H. Sanada, H. Funaki, Y. Sugita, and H. Kurikami (2011), The relationships among brittleness, deformation behavior, and transport properties in mudstones: An example from the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan, *J. Geophys. Res.*, 116, B09206, doi:10.1029/2011JB008279.
- 岩井武彦 (1975) 青森県小川原湖畔地域における温泉群の研究. 青森県・三沢市・上北町・東北町, 26 p.
- Katsuyama, M., Yoshioka, T. and Konohira, E. (2015) Spatial distribution of oxygen-18 and deuterium in stream waters across the Japanese archipelago. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*,

- 19, 1577-1588.
- 小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p. + CD-ROM.
- 町田 洋・小野 昭・河村善也・大場忠道・山崎晴雄・百原 新 (2003) 第四紀学, 朝倉書店, 323p.
- Malusis, M. A., C. D. Shackelford, and J. E. Maneval (2012), Critical review of coupled flux formulations for clay membranes based on nonequilibrium thermodynamics, *J. Contam. Hydrol.*, 138–139, 40–59.
- McIntosh, J. C., Schlegel, M. E., and Person, M. (2012) Glacial impacts on hydrologic processes in sedimentary basins: Evidence from natural tracer studies. *Geofluids*, 12, 7-21.
- 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. *地理学評論* 58, 492-515.
- 森 康二・多田和広・田原康博・登坂博行 (2011) かん養起源及び年代推定の数値解析に関する一考察, *日本地下水学会 2011 年秋季講演会講演要旨*, 0-35.
- 森川徳敏・戸崎裕貴 (2013) 非常に古い地下水年代測定のための日本列島の帯水層岩石を対象にしたヘリウム同位体生成速度および放射性塩素同位体放射平衡値データ集. *地質調査総合センター研究資料集*, 582, 21 p.
- 森岡宏之・山崎雅直・松井裕哉・尾留川剛・山口雄大 (2008) 幌延深地層研究計画における地下施設の支保設計 (実施設計).
- 宗像雅広 (2014) 放射性廃棄物処分に係る安全評価解析手法の実証的研究, 博士論文, 埼玉大学.
- Neuzil, C. E., and Provost, A. M. (2009) Recent experimental data may point to a greater role for osmotic pressures in the subsurface, *Water Resour. Res.*, 45, W03410, doi:10.1029/2007WR006450.
- 日本原子力研究開発機構地層処分研究開発部門 (2006) 「幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究」の研究成果および今後の計画について, *地質環境の長期安定性研究検討委員会*
- 新里忠史・舟木泰智・安江健一 (2007) 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*, 113 (補遺), 119–135.
- 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 (2007) 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-Reserch 2007-044*, 日本原子力研究開発機構.
- 生出慶司 (1984) 第四紀火山活動の地域性と島弧—海溝系の会合問題. *地質学論集*, 24, 221-232.
- 岡田知己・海野徳仁・長谷川昭・2008 年岩手宮城内陸地震合同余震観測グループ (2008) 2008 年岩手・宮城内陸地震緊急余震観測による震源分布・地震波速度構造・メカニズム解分布. *ASC・SSJ 合同大会 (2008 年日本地震学会秋季大会)* 発表要旨.
- Rousseau-Gueutin, P., J. Gonçalves, and S. Violette (2008) Osmotic efficiency in Callovo-Oxfordian argillites: Experimental vs. theoretical models, *Phys. Chem. Earth*, 33, S106–S113.
- 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009 年 7 月 23 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
- 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の長期予測に関する予察的調査) 事業: 平成 27 年度事業報告書.

- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2012 年 7 月 3 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 21 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 22 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 23 年度事業報告書.
- Sherwood, J. D., and B. Craster (2000), Transport of water and ions through a clay membrane, *J. Colloid Interface Sci.*, 230, 349–358.
- 竹田幹郎・間中光雄・平塚 剛・三好 悟・徳永朋祥・伊藤一誠 (2013) 堆積岩地域における化学的浸透現象の地下水流動への影響. *地学雑誌*, 122, 192-213.
- Takeda, M., T. Hiratsuka, M. Manaka, S. Finsterle, and K. Ito (2014) Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2013JB010421.
- 田中啓策 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「上猿払」及び同説明書, 地質調査所.
- 東北通商産業局総務企画部産業施設課 (1990) 上北地域地下水利用適正化調査報告. 工業用水, 381, 36-46.
- Tosaki, Y., Tase, N., Sasa, K., Takahashi, T. and Nagashima, Y. (2012) Measurement of the ^{36}Cl deposition flux in central Japan: Natural background levels and seasonal variability. *J. Environ. Radioact.*, 106, 73-80.
- Vermilye, J. M. and Scholz, C. H. (1998) The process zone: A microstructural view of fault growth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103, no. B6, 12223-12237.
- 渡辺満久・中田 高・鈴木康弘 (2008) 下北半島南部における海成段丘の撓曲変形と逆断層運動. *活断層研究*, 29, 15-23.
- 全国公害研協議会酸性雨調査研究部会 (1995) 酸性雨全国調査報告 (平成 3 年度から平成 5 年度). *全国公害研会誌*, 20, 58-130.

3.3 断層運動による水みち形成と高温泉湧出メカニズム, 地下水流動系への影響に関する検討【実施内容】

平成27年度までの成果により、一定規模以上の断層・構造線の屈曲部や交差部においては非火山地帯であっても高温泉がしばしば湧出することが明らかにされている。平成28年度は、断層運動の影響を強く受けたと推定される非火山地帯の高温泉について、高温泉湧出メカニズムや高温泉周辺の地下水系への影響に関する調査を行う。調査結果をもとに、断層運動に伴う高温泉湧出の一般的可能性について検討し、問題点・課題を整理する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

3.3.1 非火山地域における高温泉湧出メカニズムと地下水流動系への影響に関する検討（有馬温泉）

【成果】

スラブ起源熱水の上昇域の典型的な地域(兵庫県西宮市～神戸市有馬町)において、断層近傍の熱水変質作用に関する現地地質調査を、産業技術総合研究所(2016)の調査地域から拡大して実施した。採取した地質試料を用いて、変質鉱物の同定による変質の度合い(分布、範囲、程度)、温度および年代を求め、産業技術総合研究所(2016)のデータと比較検討した。また、熱水変質鉱物生成に伴う透水・透気性の水理パラメータ定量化に向けた検討を現地にて行い、産業技術総合研究所(2016)のデータと比較検討した。以上の実施作業結果をもとに、熱水変質作用からみた、水みち形成と高温泉湧出メカニズム、ならびに高温泉湧出が地下水流動系に与える影響を検討した。

3.3.1.1 はじめに

本調査範囲は、有馬-高槻構造線(以下、六甲断層)を挟んで南側に六甲花崗岩(領家花崗岩の一種)が、北側に有馬層群(流紋岩類)が分布する(図3.3.1.1-1)。有馬層群および六甲花崗岩ともに中生代白亜紀後期の形成である(藤田・笠間, 1982)。六甲花崗岩は、概ね物理的風化変質(六甲断層による機械的破碎)と、その後の化学的風化変質(原岩鉱物と天水の化学反応による質的变化)を被っている(神戸市立教育研究所, 1979)。六甲断層に沿った六甲花崗岩は、これらの変質以外に加えて熱水変質を局所的に被っている(産業技術総合研究所, 2016; 歌田, 2003)。六甲花崗岩は、新生代の堆積岩類(神戸層群および大阪層群ほか)に不整合に覆われている。六甲断層に沿って、本調査域西方には有馬温泉が、東方には宝塚鉱泉が分布する。両温泉の主な湧出水は含鉄炭酸強食塩泉(有馬型熱水; Sakai and Matsubaya, 1976)であり、フィリピン海プレート(スラブ)の脱水作用によって放出された熱水と考えられている(Kusuda et al., 2014; 西村ほか, 2006)。

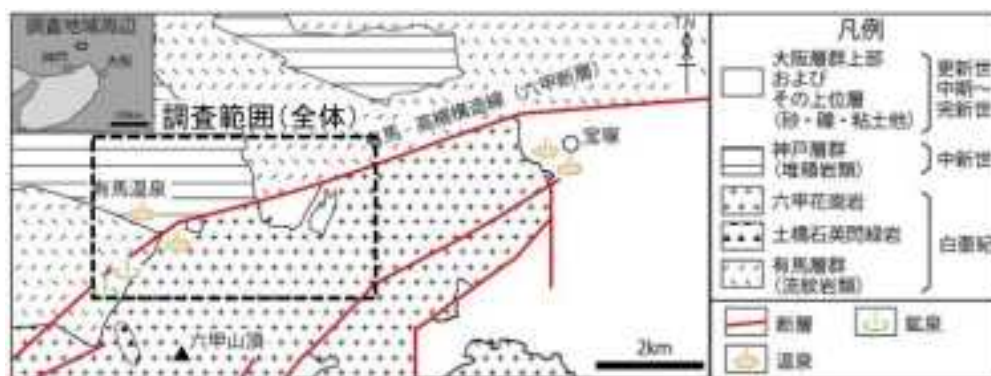


図 3.3.1.1-1 有馬—高槻構造線(六甲断層)沿いの地質。
新井・田結床(2004), 藤田・笠間(1982)を一部改変

産業技術総合研究所（2016）では、六甲断層沿いの白水峡及び蓬莱峡（図 3.3.1.1-2）において地質調査が実施された。それを踏まえ、主に白水峡及び蓬莱峡の周辺域（蓬莱峡広場六甲側，座頭谷上流域，座頭谷中流域，白水峡奥域__東方部，白水峡広場__反対側林，白水峡墓園__東方，白水峡墓園__西方，並びに射場山への山道）にて，地質調査（露頭観察，採取試料観察および透気試験）を実施した（図 3.3.1.1-2）。さらに採取試料の XRD による鉱物同定，全岩 K-Ar 年代測定，および全岩成分分析を実施した。なお，蓬莱峡広場六甲側，座頭谷中流域，およびその上流域では，透気試験のみ実施した。



図 3.3.1.1-2 地形図に示す調査域分布。

本図全体は図 3.3.1.1-1 の四角点線内に相当。六甲断層位置は藤田・笠間（1982）に基づく。四角点線部 A 図は，図 3.3.1.5-1 および図 3.3.1.5-4 の位置に相当。四角点線部 B 図は，図 3.3.1.5-2 および図 3.3.1.5-4 の位置に相当。四角点線部 C 図は，図 3.3.1.5-3 および図 3.3.1.5-6 の位置に相当。

3.3.1.2 地質調査（露頭観察および採取試料観察）

1) 白水峡奥域__東方部

本調査域は，白水峡奥域から東方へ 200m 余り離れている（図 3.3.1.1-2）。白水峡奥域と同様に白水峡奥域__東方部においても六甲花崗岩が分布しており，概して変質を被っているため脆く崩れやすい。同花崗岩の一部はブロック状をなし（図 3.3.1.2-1a），節理面に沿って割れやすい。破碎の著しいところでは白色粘土化している（図 3.3.1.2-1a）。変質の度合い（岩石の脆さや粘土化の程度）は，白水峡奥域や座頭谷中流域及びその上流域と同様に，六甲断層に最も近い蓬莱峡広場六甲側（産業技術総合研究所，2016）と比べて概して弱い。同花崗岩の表面もしくは，節理面など裂隙中に褐鉄鉱（ゲーサイトなどからなる茶色の微細粒～土壌鉄鉱物の集合体）が形成している（図 3.3.1.2-1b，図 3.3.1.2-2a）。また，座頭谷上流域と同様な黒色の硫化鉄物細脈（最大 3cm 幅）が N84°E～EW，72～88°N 方向に複数見られる。硫化鉄物細脈には部分的に灰色粘土が伴われる（図 3.3.1.2-1b）。



図 3.3.1.2-1 調査域の露頭

a. 変質した六甲花崗岩露頭（白水峡奥域__東方部）。b. 灰色粘土を伴う硫化鉱物脈。a 図の点線四角内に相当。c. 変質した六甲花崗岩露頭（白水峡墓園__東方）。d. 変質した六甲花崗岩中の緑色粘土脈（白水峡墓園__東方）。e. 花崗岩礫を含む褐鉄鉱岩塊（白水峡墓園__東方）。f. 灰色粘土部（射場山への山道）

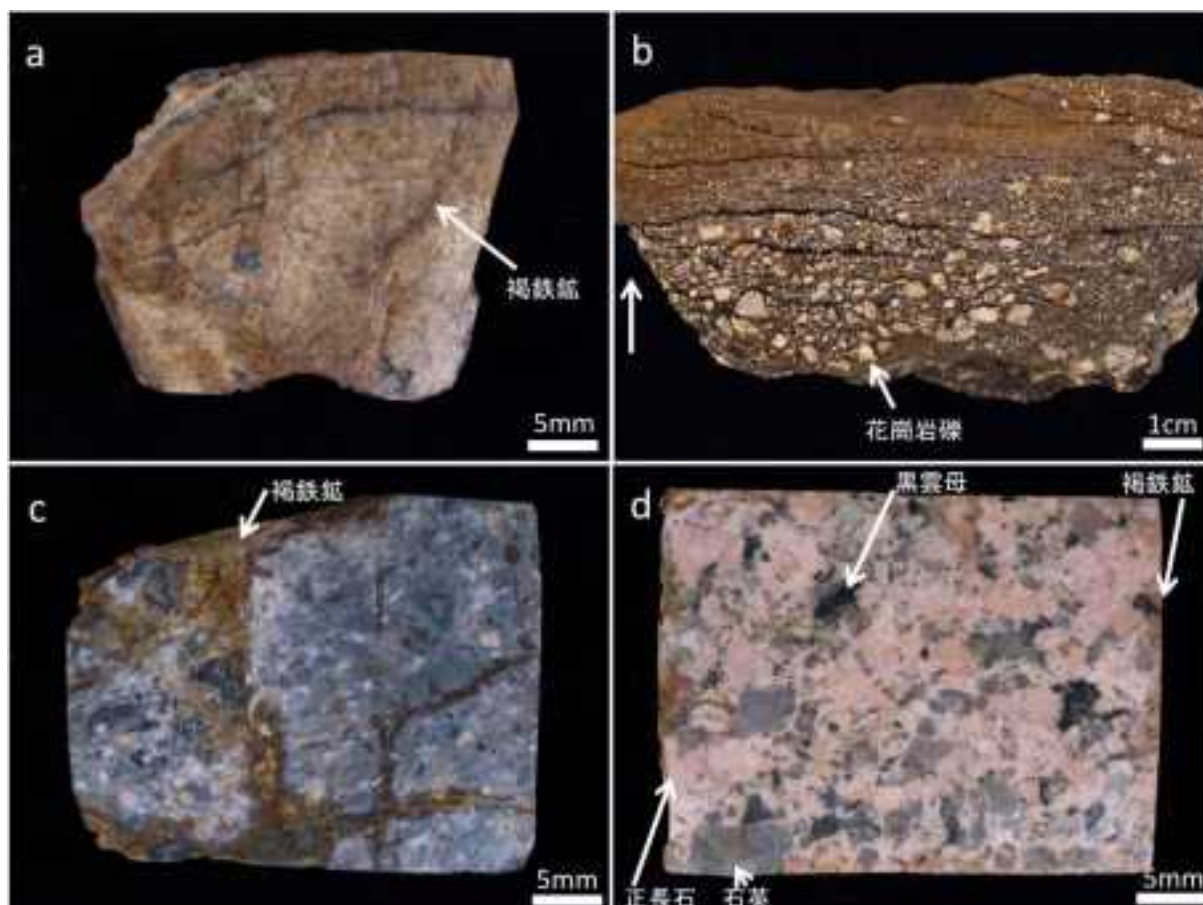


図 3.3.1.2-2 調査地域の試料

a. 変質花崗岩（白水峡奥域__東方）。褐鉄鉱（茶褐色部）が微小裂罅に沿って鉱染状に分布する。変質花崗岩中に原岩鉱物斑晶は残っていない（試料番号：2016060103）。b. 層状褐鉄鉱岩塊（切断面）（白水峡墓園__東方）。花崗岩礫を含む。矢印方向が上方（試料番号：2016060206）。c. 流紋岩質凝灰岩。褐鉄鉱が微小裂罅に沿って分布している（試料番号：2016053107）。d. ほぼ新鮮な六甲花崗岩（射場山への山道）。正長石が桃色を呈している。一部褐鉄鉱化している。（試料番号：2016053101）。

2) 白水峡広場__反対側林，白水峡墓園__東方および白水峡墓園__西方

白水峡広場__反対側林は，有馬街道を挟んで白水峡広場対面に位置する。大部分植生に覆われているが，局所的に黄土色粘土が分布する。同様な粘土層は同調査域内の近接する小沢（名称不詳）の堰堤付近（有馬街道沿い）にも見られるが，小沢沿いに数メートル北へ移動すると凝灰岩層（有馬層群）になる。本凝灰岩の破断面は貝殻状断口を示す。

白水峡墓園__東方および同墓園__西方は，ともに六甲断層沿いに位置し，それぞれ白水峡広場から 300 m および 800 m 西方に位置する（図 3.3.1.1-2）。これらの調査域にも，白水峡広場や蓬莱峡広場六甲側（産業技術総合研究所，2016）と同様に，変質の著しい六甲花崗岩が広く分布し，一部は岩塔をなす（図 3.3.1.2-1c）。変質花崗岩中には局所的に緑色粘土細脈（図 3.3.1.2-1d）や褐鉄鉱細脈が見られる。白水峡広場では，六甲断層に平行に分布する緑泥石を伴った褐鉄鉱脈（脈幅 1.5 m）が見られるが（産業技術総合研究所，2016），白水峡墓園__東方および同墓園__西方では見られない。また，白水峡墓園__東方では，花崗岩礫を含んだ褐鉄鉱岩塊（長径最大 1.5m）が数多く南東斜面窪地（標高 410～420m 付近）に分布している（図 3.3.1.2-1e）。ただし褐鉄鉱露頭は確認出来ていない。褐鉄鉱岩塊は層状をなし（図 3.3.1.2-2c），座頭谷下流域および白水峡広場南東崖で観察された褐鉄鉱（産業技術総合研究所，2016）に類似する。

3) 射場山への山道

本調査域は、有馬温泉街南方の射場山北側斜面の登山道沿いである。標高 440-550 m 付近には流紋岩質凝灰岩（有馬層群）が観察される。六甲断層に隣接する標高 440-520 m では流紋岩質凝灰岩は灰色粘土化している（図 3.3.1.2-1f）。粘土化露頭は山道沿いに約 10 m の幅に分布する。さらに標高 520-550 m では流紋岩質凝灰岩（図 3.3.1.2-2c）が分布しているが、破断面は貝殻状断口を示す。また標高 560-580 m には六甲花崗岩が分布する。六甲花崗岩と流紋岩質凝灰岩の境界露頭は確認出来ていない。標高 560m 付近には、花崗岩中に硫化鉍物細脈(約 1cm 幅)が N52°E, 90°N 方向に複数見られ、脈際では花崗岩が白色変質している。標高 580 m ではほぼ新鮮な六甲花崗岩（図 3.3.1.2-2d）が分布する。

3.3.1.3 鏡下観察

射場山への山道におけるほぼ新鮮な六甲花崗岩（図 3.3.1.2-2d）と白水峡奥域__東方部の変質花崗岩（図 3.3.1.2-2a）の鏡下観察を行った。六甲花崗岩は、初生鉍物として石英、正長石、斜長石および黒雲母からなる（図 3.3.1.3-1a）。本花崗岩は、鉍物粒径が 3~10mm の中～粗粒相（新井・田結床, 2004）に相当する。石英は他形～半自形で集斑状組織を示す。正長石は他形～半自形でパーサイト構造を示す。斜長石は自形～半自形の累帯構造を示す。黒雲母の一部は緑泥石化している（図 3.3.1.3-1b）。さらに黒雲母の一部は褐鉄鉍化している（図 3.3.1.3-1b）。すなわち、鏡下では本試料は弱い変質を被っていることが明らかである。

白水峡奥域__東方の変質花崗岩は、アプライト質（図 3.3.1.3-1c）であり、鉍物粒径が 500μm 以下の細粒相（新井・田結床, 2004）に相当する。本試料では、白水峡奥域の花崗岩（試料番号：2015060312, 産業技術総合研究所, 2016）と同様に、各鉍物の斑晶が破断した産状(サブグレイン化)が見られる(図 3.3.1.3-1d)。正長石および斜長石ともに内部が一部微細な粘土鉍物に変質している。裂罅中には褐鉄鉍が充填している(図 3.3.1.3-1d)。

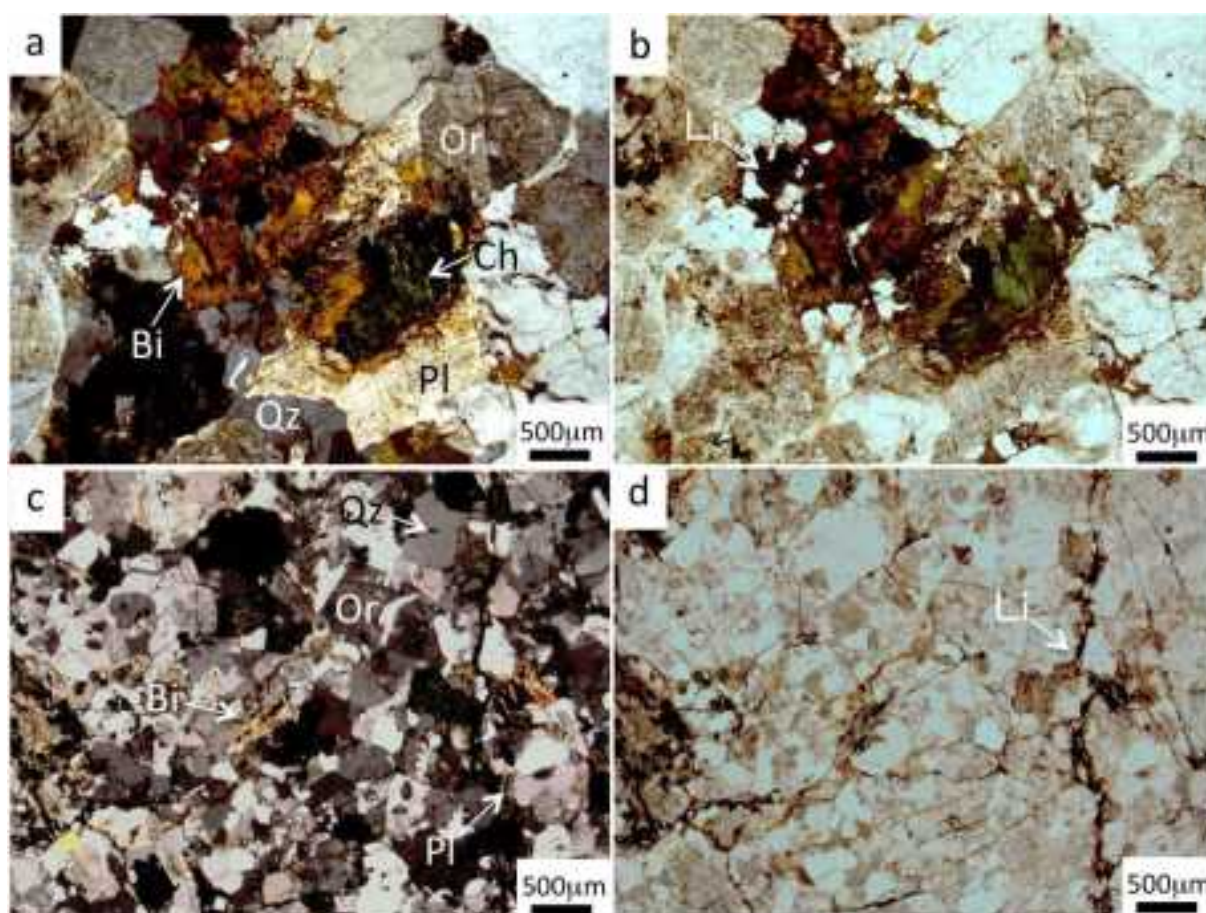


図 3.3.1.3-1 薄片の鏡下写真

a: 六甲花崗岩（射場山への山道）。黒雲母の一部は緑泥石化している。さらに黒雲母の一部は褐鉄鉱化している。直行ニコル（試料番号：2016053101）。b: a と同一試料。単ニコル。c: 六甲花崗岩（白水峡奥域__東方）。アブライト質。直交ニコル（試料番号：2016060103）。d: c と同試料。裂隙が見られ、斑晶が破断している（サブグレイン化）。裂隙中には褐鉄鉱が充填している。単ニコル。略語：Bi: 黒雲母, Ch: 緑泥石, Li: 褐鉄鉱, Or: 正長石, Pl: 斜長石, Qz: 石英。

3.3.1.4 変質鉱物の同定

本調査では、白水峡周辺（白水峡奥域__東方部、白水峡広場__反対側林、白水峡墓園__西方および白水峡墓園__東方）、および射場山への山道にて採取した試料を用いて、粉末 X 線回折 (XRD) 実験によって、変質鉱物同定を行った(同定方法は付録 3.3.A 参照)。また、産業技術総合研究所（2016）によって、調査域（六甲山の花崗岩、有馬街道沿い、白水峡広場、白水峡奥域、蓬莱峡広場__有馬側、蓬莱峡広場__六甲側、座頭谷下～上流域）で採取された試料のうち、全岩 XRD 実験のみ実施した試料（表 3.3.1.4-2 の該当試料の備考欄にその旨明記）については、粘土画分（ $<2\mu\text{m}$ の粘土鉱物を分離）による変質鉱物同定を実施した。

同定鉱物は、以下の通りである。

原岩鉱物：石英、アルバイトおよび正長石

変質鉱物：緑泥石、絹雲母、カオリナイト、スメクタイト、濁沸石($\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$)、ギブサイト($\text{Al}(\text{OH})_3$)、ゲーサイト、レピドクロサイト、方解石、シデライト

本調査地域における試料の XRD 分析結果を表 3.3.1.4-1～表 3.3.1.4-3 にまとめる。なお試料の属性は、主に褐鉄鉱関連試料（花崗岩礫を含む褐鉄鉱脈試料）、流紋岩関連試料(流紋岩質

凝灰岩または同角礫岩)および風化花崗岩(破碎化および/あるいは粘土化した花崗岩)に大分した。

表から明らかなように、石英、アルバイトおよび正長石は、主要鉱物として新鮮な六甲花崗岩に含まれ、原岩鉱物である。これらの鉱物は、多少の差異はあるものの、風化花崗岩などその他の試料にも含まれる。変質鉱物である絹雲母とカオリナイトも、大部分の試料に含まれる。一方、緑泥石やスメクタイトは風化花崗岩、流紋岩関連試料、および褐鉄鉱関連試料にのみ含まれる。褐鉄鉱関連の試料について、結晶性鉄鉱物（ゲーサイトやレピドクロサイト）は概して微量であり、褐鉄鉱の主体が非晶質・低結晶性鉱物であるためと考えられる。なお、炭酸塩鉱物（方解石またはシデライト）は検出されなかった。

表 3.3.1.4-1 白水峡エリアの全岩試料及び粘土画分試料における検出鉱物

試料 採取 位置	試料名	属性	検出鉱物												備考
			石英	正長石	斜長石	アルバイト	絹雲母	緑泥石	カオリナイト	スメクタイト	褐鉄鉱	ゲーサイト	レピドクロサイト	シデライト	
有馬地帯															
33-0001	流紋岩関連		△	△			△				◎	△			✓
33-0004	風化花崗岩		△	○	△	△	△				○	△			✓
33-0005	風化花崗岩		△	○			○				○				✓
33-0006	褐鉄鉱関連		△	○	△	△	△				◎				✓
33-0007	褐鉄鉱関連		△	◎	△	△	○	○	△		○	△			✓
33-0008	褐鉄鉱関連		△	△	△	△	○	○			○				✓
33-0009	風化花崗岩		△	◎	△	○	△		△		△				✓
白水地帯															
33-0010	褐鉄鉱関連		△	△	△	△	△				◎		+		✓
33-0011	褐鉄鉱関連		△	△	△	△	+				○		+		✓
33-0012	褐鉄鉱関連		△	△	△	△	△				◎		+		✓
33-0013	風化花崗岩		△	△	△	△	△	△	△		△	△			✓
33-0014	褐鉄鉱関連		△	△	△	△	-		+		△	+			✓
33-0015	風化花崗岩		△	△	△	△	△				◎	◎			✓
33-0016	褐鉄鉱関連		△	○	△	△	○	△	○	△		△	+		✓
白水地帯															
33-0017	砂岩		△	△	△	△	+		+	△					✓
33-0018	風化花崗岩		△	△		○	△	+							✓
33-0019	砂岩		△		△					△	○			+	✓
33-0020	砂岩		△		△					△	○			△	✓
33-0021	砂岩		△		△					○	◎			△	✓
白水地帯、東方部															
33-0022	風化花崗岩		△	△	○	◎	△	△	△	△	△	△			✓
33-0023	風化花崗岩		△	△	△	△	+			△	△	+			✓
33-0024	褐鉄鉱関連		△	△	△	△	△				○				✓
白水地帯、西方部															
33-0025	粘土質花崗岩		◎	◎	△	△					△	◎			✓
33-0026	褐鉄鉱関連		◎	◎	△	△	△				△	△			✓
33-0027	褐鉄鉱関連		◎	◎	△	△	△				△	△			✓
33-0028	風化花崗岩		◎	◎	△	△	△				○	△		△	✓
33-0029	粘土質花崗岩		◎	◎	△	○	△	△	△						✓
33-0030	粘土質花崗岩		◎	◎	△	○	△	△	△						✓
33-0031	粘土質花崗岩		◎	◎	△	△	△				+				✓
33-0032	緑泥石質粘土質花崗岩		◎	◎	△	+	+				△				✓
33-0033	緑泥石質粘土質花崗岩		△	△			◎			○					✓
白水地帯、反対側															
33-0034	流紋岩関連		◎	◎	△	△		△		△	◎				✓
白水地帯、西方															
33-0035	粘土質花崗岩		△	◎	△	△	△								✓
33-0036	粘土質花崗岩		◎	◎	△	△	△								✓
白水地帯、東方															
33-0037	粘土質花崗岩		△	◎	△	△				+					✓
33-0038	粘土質花崗岩		◎	◎	△	△	△								✓
33-0039	褐鉄鉱関連		◎	◎	△	△	△				◎	◎			✓
33-0040	褐鉄鉱関連		◎	◎	△	△	△								✓
33-0041	褐鉄鉱関連		△	△	+	△	-		+						✓
33-0042	褐鉄鉱関連		△	△	+	△							+		✓
33-0043	褐鉄鉱関連		△	○	+	△							△		✓
33-0044	褐鉄鉱関連		△	△	+	△							△		✓
緑泥石質・褐鉄鉱多量・石英少															
◎ 多量(>300μg) ○ 中量(50-300μg) △ 少量(10-50μg)															
+ 微量(20-10μg) - 検出限界(<20μg)															

備考：◎ 多量（＞300μg）、○ 中量（100～300μg）、△ 少量（10～100μg）、+ 微量（10～100μg）、+ 微量（＜25μg）

表 3.3.1.4-2 蓬莱峡・座頭谷エリアの全岩試料及び粘土画分試料における検出鉱物

試料 採取 位置	試料名	属性	検出鉱物													備考
			粘土	石英	正長石	アルバイ ト	絹雲母	緑泥石	カゼリ ナイト	スメク タイト	沸沸石	ゴフ サイト	ゲー サイト	レピ ドクロ サイト	カル サイト	シ ニョ ライト
蓬莱峡上流_有馬側	20190003-0	流紋岩類	<Qpr	◎	△	△	+		△	+						✓
	20190003-1	流紋岩類	<Qpr	◎	△	△	+		△	△						✓
	20190003-6	流紋岩類	<Qpr	◎	△	△	+		△	△						✓
	20190003-7	流紋岩類	<Qpr	◎	△	△	+		△	△						✓
	20190003-9	流紋岩類	<Qpr	◎	△	△	+		△	△						✓
蓬莱峡上流_六甲側	201900010	凝灰岩類	<Qpr	◎	△	◎	+		△	◎						✓
	201900011	凝灰岩類	<Qpr	◎	△	◎	△		△	◎						✓
	201900014	凝灰岩類	<Qpr	◎	△	◎	△	+				+		+		✓
	201900015	凝灰岩類	<Qpr	◎	△	◎	+		+	△						✓
	20191129_P001	凝灰岩類	全岩	△		◎	◎									✓
	20191129_P002	凝灰岩類	全岩	△		◎	◎	△		△						✓
	20191129_P003	凝灰岩類	全岩	△		◎	◎		◎	△						✓
	20191129_P004	凝灰岩類	<Qpr	△		△	△		◎	◎						✓
座頭谷_下流域	20190001	凝灰岩類	<Qpr	◎	△	◎	△		△	◎						✓
	20190002	凝灰岩類	<Qpr	△	◎	◎	△		◎	△						✓
座頭谷_上流域	20190003	凝灰岩類	<Qpr	△	△	◎	△	△		△						✓
	20190004-1	凝灰岩類	<Qpr	△	△	◎	◎		△	+						✓
	20190004-2	凝灰岩類	<Qpr	△	△	◎	△		△	+						✓
	20191129-1	凝灰岩類	全岩	◎	△	△	+									✓
	20191129-2	凝灰岩類	全岩	◎	△	△	+									✓
	20191129-3	凝灰岩類	全岩	◎	△	△	+									✓
試験方法: 流紋岩類は流紋岩の12方向で採取 ◎: 多量 (> 9000 apy) △: 中量 (2,500 ~ 9,000 apy) △: 少量 (500 ~ 2,500 apy) + : 微量 (250 ~ 500 apy) - : 検出されなかった (x250 apy)																

注：①：多量（＞3000 g/g）、②：中量（2,500～5,000 g/g）、△：少量（500～2,500 g/g）、+：微量（250～500 g/g）、+：推定（推定）（＜250 g/g）

表 3.3.1.4-3 六甲山・射場山(有馬温泉側)エリアの全岩試料及び粘土画分試料における検出鉱物

試料 採取 位置	試料名	属性	検出鉱物													備考	
			粘土	石英	正長石	アルバイト	絹雲母	緑泥石	カオリナイト	スメクタイト	沸沸石	ゴフサイト	ゲーサイト	レピドクロサイト	カルサイト		シニョライト
六甲山	2019112901	凝灰岩	全岩	◎	△	△											2015年度全岩によるXRD分析結果参照
			<2µm	◎	△	△											
	2019112902	凝灰岩	全岩	◎	△	△											
			<2µm	◎	△	△											
射場山への山道	201605101	凝灰岩	全岩	◎	△	△											
			<2µm	△	◎	◎		+	+								
	201605102	偶七鉱物群を含む花崗岩	全岩	◎	△	△		+									
			<2µm	◎	△	△		△				+					
	201605103	流紋岩質凝灰岩	全岩	◎	△	△											
			<2µm	◎	△	△		+	+								
	201605106	流紋岩質凝灰岩(粘土層)	全岩	◎									△	+			
			<2µm	△	△	△							△	+			
	201605107	流紋岩質凝灰岩(粘土層側)	全岩	◎	△	△											
			<2µm	△	△	△											
	201605108	流紋岩質凝灰岩(凝灰部)	全岩	◎	△	△											
			<2µm	◎	△	△											
201605109	流紋岩質凝灰岩(粘土層)	全岩	◎	△													
		<2µm	△														
201605110	流紋岩質凝灰岩(粘土層)	全岩	◎	△	△	△											
		<2µm	◎	△	△	△		+									
201605111	流紋岩質凝灰岩(粘土層)	<2µm	◎			△		+									
201605112	流紋岩質凝灰岩	全岩	◎		△												
		<2µm	◎			△			+								

◎:多量(≧3000 µg), ○:中量(12.50≦5,000µg), △:少量(150≦2,500 µg),
 +:微量(250≦100 µg), ・:推定的微量(≦250µg)

注：①：多量（＞3000 g/g）、②：中量（2,500～5,000 g/g）、△：少量（500～2,500 g/g）、+：微量（250～500 g/g）、+：推定（推定）（＜250 g/g）

3.3.1.5 変質の度合い（分布、範囲、程度）

本項では、産業技術総合研究所（2016）の成果と併せて、白水峡周辺域および射場山への山道における露头および採取試料観察、鏡下観察、X線回折実験による鉱物同定結果から、調査地域（蓬莱峡、白水峡ならびに射場山におよぶ地域）の変質の分布、範囲および程度を述べる。

主な変質鉱物の分布を蓬莱峡、白水峡周辺および射場山への山道に分けて、図 3.3.1.5-1～6 に示す。なお、ゲーサイトおよびレピドクロサイトは、褐鉄鉱として一括して分布を示してある。産業技術総合研究所（2016）による調査域と今回の調査域は、それぞれ緑点線円および桃色点線円にて示した。調査結果を総合検討した結果、主な変質鉱物の分布・範囲の特徴は次の通りである。

蓬莱峡周辺、白水峡周辺および射場山への山道ともに、絹雲母、カオリナイトおよび褐鉄鉱は、広範囲に存在する（図 3.3.1.5-1、図 3.3.1.5-2 および図 3.3.1.5-3）。また、蓬莱峡周辺および白水峡周辺では、緑泥石、スメクタイトおよび炭酸塩鉱物は、局所的（断層上あるいは断層近傍）に存在する傾向にある（図 3.3.1.5-4 および図 3.3.1.5-5）。一方、射場山への山道では、緑泥石が点在し、スメクタイトや炭酸塩鉱物は産出しないが、ギブサイトや濁沸石が産出する（図 3.3.1.5-6）。



図 3.3.1.5-1 蓬莱峡周辺の変質鉱物の分布（絹雲母、カオリナイト、褐鉄鉱）。

マップ範囲は図 3.3.1.1-2 の四角点線部'A'の拡大表示。X線回折実験(XRD)結果により産出位置をプロットした。産業技術総合研究所（2016）によるデータに、全岩ならびに粘土画分（ $<2\mu\text{m}$ の粘土鉱物分離）によるXRD分析データを追記した。透気試験結果については、3.3.1.7項を参照のこと。



図 3.3.1.5-2 白水峡周辺の変質鉱物の分布（絹雲母，カオリナイト，褐鉄鉱）。マップ範囲は図 3.3.1.1-2 の四角点線部'B'の拡大表示。X線回折実験結果により産出位置をプロットした。産業技術総合研究所（2016）によるデータに、全岩ならびに粘土画分（ $<2\mu\text{m}$ の粘土鉱物分離）によるXRD分析データを追記した。*は転石試料。



図 3.3.1.5-3 射場山への山道の変質鉱物の分布（絹雲母，カオリナイト，褐鉄鉱）。マップ範囲は図 3.3.1.1-2 の四角点線部'C'の拡大表示。X線回折実験結果により産出位置をプロットした。ただし褐鉄鉱（2016053107）は薄片観察による同定。泉源分類および位置は西村ほか（2015）による。単純炭酸泉は自然湧出であるが、低温泉、中温泉および強塩高温水は、ラッパ管や汲み上げポンプなどの揚水である。



図 3.3.1.5-4 蓬萊峡周辺の変質鉱物の分布（緑泥石，炭酸塩鉱物，スメクタイト）。マップ範囲は図 3.3.1.1-2 の四角点線部'A'の拡大表示。X線回折実験(XRD)結果により産出位置をプロットした。産業技術総合研究所（2016）によるデータに、全岩ならびに粘土画分（ $<2\mu\text{m}$ の粘土鉱物分離）による XRD 分析データを追記した。透気試験結果については、3.3.1.7 項を参照のこと。



図 3.3.1.5-5 白水峡周辺の変質鉱物の分布（緑泥石，炭酸塩鉱物，スメクタイト）。マップ範囲は図 3.3.1.1-2 の四角点線部'B'の拡大表示。X線回折実験結果により産出位置をプロットした。産業技術総合研究所（2016）によるデータに、全岩ならびに粘土画分（ $<2\mu\text{m}$ の粘土鉱物分離）による XRD 分析データを追記した。



図 3.3.1.5-6 白水峡周辺の変質鉱物の分布（緑泥石、ギブサイト、沸石）。
マップ範囲は図 3.3.1.1-2 の四角点線部'c'の拡大表示。X線回折実験結果により産出位置をプロットした。泉源分類および位置は西村ほか（2015）による。単純炭酸泉は自然湧出であり、低温泉、中温泉および強塩高温水は、ラッパ管や汲み上げポンプなどの揚水である。

産業技術総合研究所（2016）によれば、白水峡および蓬莱峡周辺の花崗岩の変質は成因的に以下に区分される。

- ・物理的風化変質：六甲断層運動による機械的破碎（歌田, 2003 による'圧砕岩'に相当）
- ・化学的風化変質：原岩鉱物と天水（地表水）の化学反応による質的变化（歌田, 2003 による'風化岩'に相当）
- ・熱水変質：原岩鉱物と熱水の化学反応による質的变化

熱水変質はさらに広域的熱水変質と局所的熱水変質に区分される。広域的熱水変質は、花崗岩形成後の冷却過程において中性深部熱水（鉱物粒間に浸透した熱水）と原岩鉱物の反応による弱い変質であり、花崗岩体全体に及ぶ（吉田ほか, 2008）。局所的熱水変質は、断層を上昇した熱水による変質鉱物脈若しくはその脈近傍に限った変質を指す。

吉村（2001）、歌田（2003）、吉田ほか（2008）および産業技術総合研究所（2016）らの研究結果によれば、調査域の変質鉱物は化学的風化変質、広域的熱水変質および局所的熱水変質において以下のように分類出来る。

- ・化学的風化変質：カオリナイト、褐鉄鉱、スメクタイト、ギブサイト
- ・広域的熱水変質：絹雲母、緑泥石
- ・局所的熱水変質：絹雲母、緑泥石、スメクタイト、褐鉄鉱、方解石、シデライト、硫化鉱物（黄銅鉱・閃亜鉛鉱）

白水峡奥域―東方部、白水峡墓園―東方および西方域のいずれにおいても、六甲花崗岩は概ね物理的風化変質（断層運動による機械的破碎）を受けており、白水峡広場、白水峡奥域、蓬莱峡（蓬莱峡広場六甲側、座頭谷下流、座頭谷中流および上流域）の花崗岩（産業技術総合研究所, 2016）と同様である。特に、六甲断層に近い白水峡墓園―東方ならびに西方では、物理

的風化変質は著しい。断層に近いところほど粘土化していることから、物理的風化変質が強い所ほど化学的風化変質も及んでいる。広域的熱水変質は、調査地域全体に広がる弱い変質である。ほぼ未変質の花崗岩では、顕微鏡下で原岩鉱物の一部変質しているのが観察され（図 3.3.1.3-1a および b）、広域的熱水変質が起きていたと考えられる。局所的熱水変質はこれらの変質に重複して分布しているが、成因的に異なる変質間でも生成条件さえ合えば複数の同じ変質鉱物が生成するために、単一の変質鉱物の分布データからだけでは、局所的熱水変質は区分出来ない。

産業技術総合研究所（2016）は、白水峡広場で六甲断層に沿って主に褐鉄鉱、緑泥石および方解石からなる脈（脈幅 1.5m）が分布することに注目し、本鉱物組合せを局所的熱水変質の指標とするとともに、六甲断層運動に伴う高温泉（スラブ起源熱水）湧出の痕跡と判定した。本脈内では緑泥石脈が褐鉄鉱-方解石脈に切られている。すなわち、地下深部で 200～320℃ の高温熱水から緑泥石が形成され、その後削剥を受けた後、浅部で低温熱水（常温もしくは高くても 40～50℃ の熱水）から褐鉄鉱-方解石脈がオーバープリントしたと解釈されている。同脈および周辺の褐鉄鉱層の分布の特徴から、白水峡および蓬莱峡では中期更新世以降少なくとも過去数 10 万年にわたり、断続的にスラブ起源熱水が断層に沿って上昇しており、その熱水変質は熱水脈から数 m 幅の範囲に限られることがわかった（産業技術総合研究所, 2016）。

白水峡墓園__東方および西方は、白水峡広場の褐鉄鉱-緑泥石-方解石脈（産業技術総合研究所, 2016）の走向方向（N87°E, 68°S）におよそ位置するが（図 3.3.1.5-2）、同走向の褐鉄鉱-緑泥石-方解石脈の分布は見られなかった。これは同脈の連続性が乏しいことを表す。すなわち、六甲断層に沿う裂隙を上昇したスラブ流体の湧出が、走向方向にも極めて局所的であったことを意味する。

白水峡墓園__東方で花崗岩礫を含んだ層状褐鉄鉱転石が数多く南東斜面窪地（標高 410～420 m 付近）に分布していることは（図 3.3.1.2-1e）、かつて褐鉄鉱層がより標高の高い位置で形成された後、一部が岩塊として崩落したことを意味する。褐鉄鉱露頭が確認されなかったことから、露頭の全て（もしくは大部分）が既に削剥されたと思われる。白水峡広場南東崖では、六甲花崗岩とその上位の大阪層群上部亜層群（更新世中期）の境界部に同様な褐鉄鉱層が分布し、スラブ起源熱水の湧出孔が近在していたことを示唆する（産業技術総合研究所, 2016）。白水峡墓園__東方でも、六甲花崗岩と同亜層群の境界が、褐鉄鉱転石の位置から南東へ 50m 離れた標高 440 m 付近に分布していることから（藤田・笠間, 1982）、おそらくその周辺でかつてスラブ起源熱水が湧出し褐鉄鉱層が形成していたと考えられる（このスラブ起源熱水湧出場所およびその周辺の褐鉄鉱層の推定形成位置は、後述の通り図 3.3.1.5-7 にプロットする。）

射場山周辺では、六甲断層沿いの 5 箇所単純炭酸泉（15～20℃、西村ほか 2015）が自然湧出している（図 3.3.1.5-6）。単純炭酸泉は、スラブ起源熱水から放出された二酸化炭素を取り込んだ低温の浅層地下水である（Masuda et al., 1985）。射場山への山道では、六甲断層近傍（標高 440-520 m、図 3.3.1.5-6）で、有馬層群の流紋岩質凝灰岩が広範囲（約 10m 幅）にわたって強い粘土化（図 3.3.1.2-1f）を受けているが、絹雲母、カオリナイト、ギブサイトを産することから、様々な変質（広域的熱水変質、化学的風化変質および局所的熱水変質）を被っていると思われる。また濁沸石の産出（図 3.3.1.5-6）は、熱水変質を以下のように特徴付けることが出来る。

溶液中のイオン活動度比と温度データ（Utada, 1980）に基づけば、濁沸石はアルカリ性（アルカリおよびアルカリ土類のイオン活動度比/水素イオン活動度が大きい）の環境で生成しており、非火成活動による熱水性鉱物と考えられる（歌田, 2003）。濁沸石の生成温度は 120～220℃ である（Reyes, 1990）。本温度範囲は、単純炭酸泉の温度よりかなり高く、有馬温泉街の強塩高温泉（図 3.3.1.5-6 の極楽泉など）泉脈の温度 126℃（掘削井の深度 170～204m 付近、西村ほか、

2015)と整合する。これは、六甲断層に沿って上昇した、高温のスラブ起源熱水(Kusuda *et al.*, 2014)から濁沸石が形成したことを示唆する。なお、射場山周辺では濁沸石が産出する地点は一箇所のみで、白水峡広場で観察された褐鉄鉱-緑泥石-方解石脈(スラブ起源熱水の痕跡)は見られない。したがって今後さらに濁沸石の産出範囲と生成環境に関し、褐鉄鉱-緑泥石-方解石脈との違いを比較考察する必要がある。

山道沿い標高 520-550 m に見られる流紋岩質凝灰岩(有馬層群, 図 3.3.1.2-1c)は、白水峡広場反対側林付近の小沢沿いの凝灰岩層(有馬層群)とともに硬く貝殻状断口を示すが、六甲花崗岩との境界に近いことから、六甲花崗岩の熱的影響を受けホルンフェルス化していたことが考えられる。また、標高 560-580 m で見られるほぼ未変質の花崗岩中の緑泥石は、前述の通り、広域的熱水変質による産物である。

なお、硫化鉱物脈が座頭谷奥(産業技術総合研究所, 2016)、白水峡奥域―東方部および射場山への山道で確認されており、いずれも硫化鉱物脈際の花崗岩に絹雲母を多く含むことから、硫化鉱物および絹雲母からなる組合せも局所的熱水変質と言える。ただし、本変質は、六甲断層からやや離れた場所にも存在することや、変質年代(後述の絹雲母の K-Ar 年代)が花崗岩形成年代と同様であることから、六甲断層運動に伴う高温泉(スラブ流体)湧出の痕跡ではない。

熱水変質に関する以上の解釈をもとに、スラブ起源熱水による変質の分布、範囲および程度をまとめる。図 3.3.1.5-7 に熱水変質の分布を産業技術総合研究所(2016)のデータと合わせて示す。今回の調査により、白水峡墓園―東方および射場山への山道にてスラブ起源熱水の変質分布位置を新たに特定した。スラブ起源熱水変質の分布は断層沿いのみに見られ局所的である。なお白水峡墓園―東方では、前述の通り褐鉄鉱転石の分布情報などから変質分布位置を推定した。

蓬莱峡および白水峡周辺では、更新世中期以降、断続的に断層を上昇してきたスラブ起源熱水によって、深部で緑泥石脈が形成した後、花崗岩の隆起・削剥を経て、浅部で同断層中に褐鉄鉱・方解石脈が形成したと思われる。断層中で褐鉄鉱が複数の層をなすことは、断層中に繰り返し熱水が通ったことを意味する。局所的に湧出した熱水は、その湧出孔の周辺地表部低地に褐鉄鉱層を形成し、その範囲は最大幅 10m および厚さ 1m であった。熱水変質岩は、緑泥石脈が形成している以外は、脈中の花崗岩礫の原岩鉱物が破碎されているものの、粘土化は有色鉱物および長石の一部のみであり、原岩鉱物は残存している。そのため熱水変質の程度(粘土化)は総じて弱いと言える。

六甲断層に極めて隣接する射場山への山道で、アルカリ性環境下高温で生成する濁沸石が局所的に見られることは、スラブ起源水による変質が局所的に存在したことを意味する。濁沸石産出箇所が一ポイントであるため、変質の範囲は不明である。

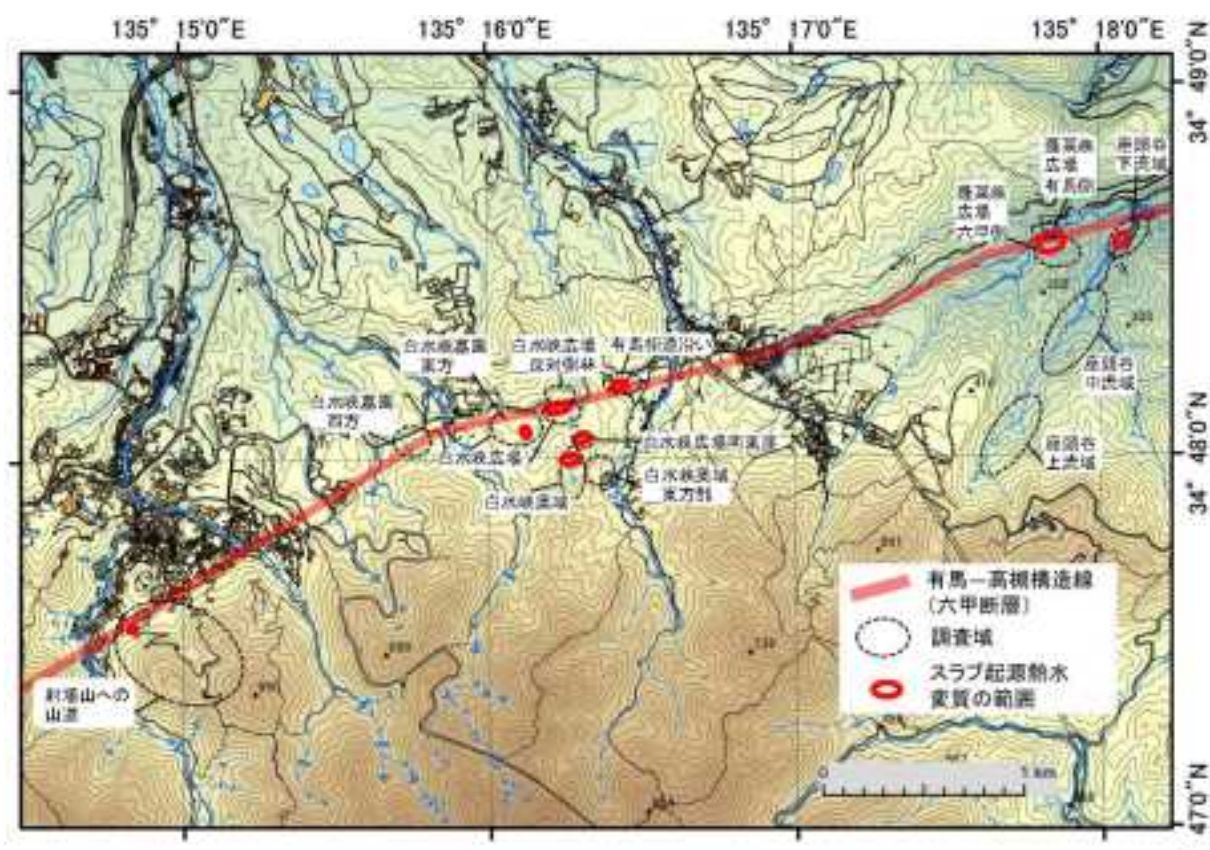


図 3.3.1.5-7 スラブ起源熱水変質の分布.
六甲断層位置は藤田・笠間 (1982) に基づく.

3.3.1.6 変質年代

有馬温泉周辺の調査地域の変質年代として、当該地域の熱水変質活動の継続時間について検討する。その方法として、当該地域に産する絹雲母に注目し、露頭観察や分析・測定事実から考察する。絹雲母は当該地域に広域的に産出すること(図 3.3.1.5-1, 図 3.3.1.5-2, 図 3.3.1.5-3)から、花崗岩マグマの固結後の冷却過程における広域的な熱水変質によって形成されたと考えられる(例えば、吉田ほか, 2008)。また花崗岩形成時期の熱水性硫化鉱物脈際の局所的熱水変質によっても形成される。これらのことを確認するため、絹雲母のカリウム-アルゴン年代測定を新たな試料を用いて実施した結果、当該地域の絹雲母の形成は、花崗岩形成期とほぼ同じ時期であり、産業技術総合研究所 (2016) の結果と同様に有馬型熱水の活動と絹雲母の形成は無関係であることが分かった。なお、絹雲母のカリウム-アルゴン年代測定の詳細については以下に記す。

カリウム-アルゴン年代測定

六甲花崗岩及び硫化鉱物脈を含む熱水変質した六甲花崗岩の全岩をカリウム-アルゴン年代測定用試料とした。測定に使用した試料はつぎの通りであり、調査地域での位置関係を図 3.3.1.6-1 に示す。

2015112601 (六甲山)	全岩分析, 六甲花崗岩
2015112602 (六甲山)	全岩分析, 六甲花崗岩
2016060108 (白水峡奥域_東方部)	全岩分析, 硫化物脈+熱水変質六甲花崗岩

カリウム-アルゴン年代測定におけるアルゴン同位体測定は、ActLabs に依頼した。カリウム

-アルゴン年代の計算に用いた定数は、 $\lambda_{\beta}=4.962\times 10^{-10}/\text{yr}$, $\lambda_{\epsilon}=0.581\times 10^{-10}/\text{yr}$, $^{40}\text{K}/\text{K}=0.01167$ atom%である (Steiger and Jager, 1977). 放射性 Ar 混入率(% Ar-40(*))は, 83.9~86.0%の範囲内のため, 年代測定精度は以下の解釈に影響を与えるものではない.

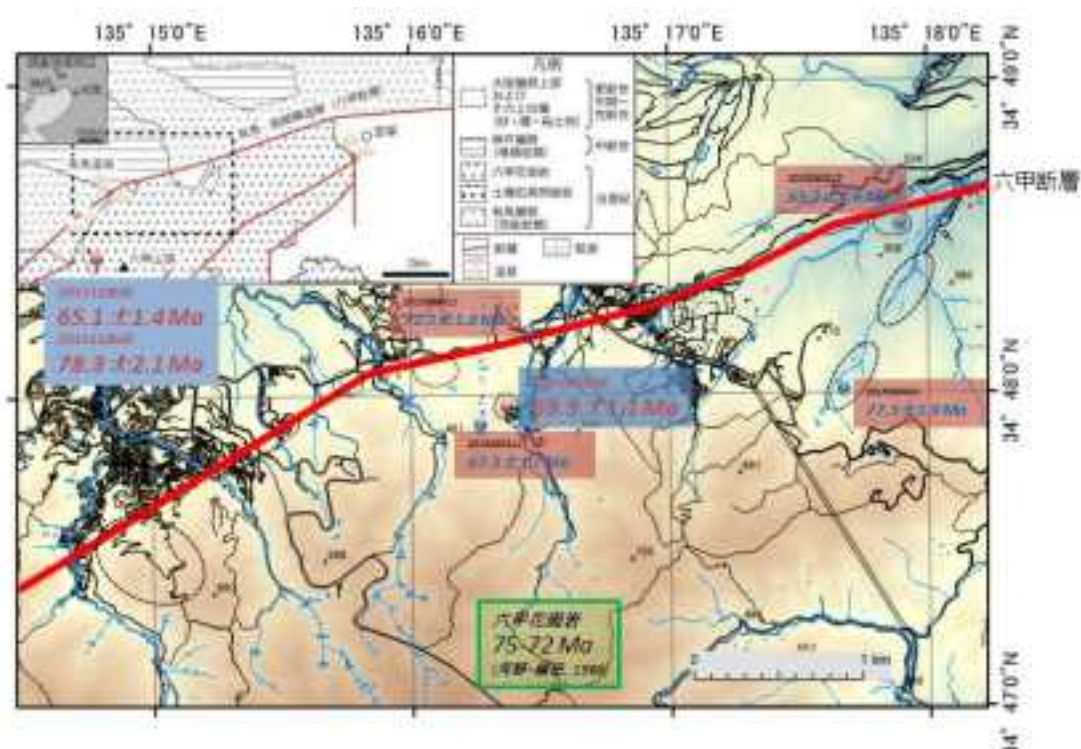


図 3.3.1.6-1 有馬温泉周辺における試料採取位置とカリウム-アルゴン年代値
今回の測定試料は赤丸, 産業技術総合研究所 (2016) 測定試料は青丸で示した.

六甲花崗岩のカリウム-アルゴン年代値は, 65.1 ± 1.4 Ma (2015112601)及び 78.3 ± 2.1 Ma (2015112602)であった. 硫化鉬物脈を含む熱水変質した六甲花崗岩(2016060108)中のカリウム-アルゴン年代値は, 69.9 ± 1.1 Ma であった. 六甲花崗岩(2015112602)のカリウム-アルゴン年代値は, 河野・植田 (1966) による六甲花崗岩のカリウム-アルゴン年代値から推定された六甲花崗岩の形成年代の $75-72$ Ma である. しかしながら, 六甲花崗岩(2015112601)のカリウム-アルゴン年代値は六甲花崗岩の形成年代 (河野・植田, 1966) よりも若かった. 六甲花崗岩の若返りの原因として, 当該花崗岩の露頭観察では黒雲母が一部変質していることから, 花崗岩中のカリウムを含んだ黒雲母が, 風化・変質を受け, 放射性アルゴンを損失していたことが考えられる (兼岡, 1998). 同様に, 硫化鉬物脈際の熱水変質した六甲花崗岩のカリウム-アルゴン年代値も, 六甲花崗岩形成よりも若かった. 当該試料については, 六甲断層からあまり離れていないため断層運動による強度の構造破壊を受け, 年代値の若返りを被ったと考えられる (Scholz *et al.*, 1979). 一方, 座頭谷上流域の硫化鉬物脈際の熱水変質した六甲花崗岩(2015060421)のカリウム-アルゴン年代値 (産業技術総合研究所, 2016) は, 六甲断層から離れており, 断層運動による強度の構造破壊を受けていないため, 年代値の若返りを被っていないと考えられる. つまり, 同様な岩石試料について, 六甲断層からの距離によってカリウム-アルゴン年代値の解釈が異なることが指摘される.

上述のことから, 測定試料のカリウム-アルゴン年代値は変質や形成年代を表しているものの, 花崗岩形成時期($75-72$ Ma; 中生代末期)と大差が無く, 花崗岩マグマの固結後の冷却過程における熱水変質によって形成されたものであると考えられる. それゆえ, 本研究で対象としてい

る有馬型熱水による形成鉱物ではないと言える。

3.3.1.7 透気試験

有馬温泉周辺の調査地域において、ポロスコープ及びパーマートルを用いて透気性を原位置において測定し、熱水変質鉱物の生成に伴う透水性等の水理パラメータの変化を露頭観察や分析・測定事実から考察する。

1) ポロスコープ

ポロスコープによる透気性の計測を、2016年5月下旬から6月上旬にかけて射場山北部山道沿い及び白水峡周辺部にて行った(図3.3.1.7-1)。なお、同測定器の詳細に関しては、産業技術総合研究所(2016)に記載してある。計測に先立ち、ドリルを用いて岩盤表面に直径10 mm、深さ40 mmの孔を穿孔し試験孔を形成するが、固すぎる岩盤あるいは亀裂等が多い岩盤に対しては試験孔の形成が困難であり、本研究ではこのような岩盤での計測を除外した。試験孔内を減圧し空気の浸入による圧力回復の所要時間から、透気性を判断した。なお、所要時間によるコンクリート品質の評価区分として、空気の透過度が30秒未満の場合は遮蔽能力として「貧弱」、30～100秒の場合は「やや貧弱」、100～300秒の場合は「普通」、300～1000秒の場合は「良好」、1000秒より長い場合は「優秀」が提案されている(株式会社マルイ, 2015)。



図 3.3.1.7-1 有馬温泉周辺におけるポロスコープによる調査位置図

表 3.3.1.7-1 有馬温泉周辺におけるポロスコープ・水分計の測定値

計測位置	産状		ポロスコープ		水分計			備考
			空気透過度		水分 ¹⁾	空気中の湿度	空気中の温度	
			(s)	評価区分 ²⁾				
射場山への山道								
2016053107採取位置	粘土脈間の母岩	site 1	n.d. ³⁾	「貧弱」	3.2	54.0	24.6	-50kPaまで減圧不可
2016053108採取位置	変質部	site 2	n.d.	「貧弱」	3.4	71.9	22.5	-50kPaまで減圧不可
2016053109採取位置	粘土脈	site 3	n.d.	「貧弱」	4.8	57.3	26.9	-50kPaまで減圧不可
2016053110採取位置	粘土脈	site 4	n.d.	「貧弱」	4.1	58.4	26.4	-50kPaまで減圧不可
2016053112採取位置	ブロック状割れ部	site 5			2.0	61.8	24.9	試験孔形成不可
白水峡奥域_東方部								
2016060101採取位置	粘土脈を含む風化花崗岩	site 6	n.d.	「貧弱」	7.3	42.3	26.5	-50kPaまで減圧不可
白水峡基園_東方								
2016060201採取位置	変質花崗岩	site 7			—	44.6	20.3	試験孔形成不可
2016060202採取位置	粘土脈	site 8	n.d.	「貧弱」	12.7	43.7	28.4	-50kPaまで減圧不可

1) 水分計のモルタルモード(測定対象物としてコンクリート)

2) コンクリートへの透気性評価区分

3) n.d.: not determined

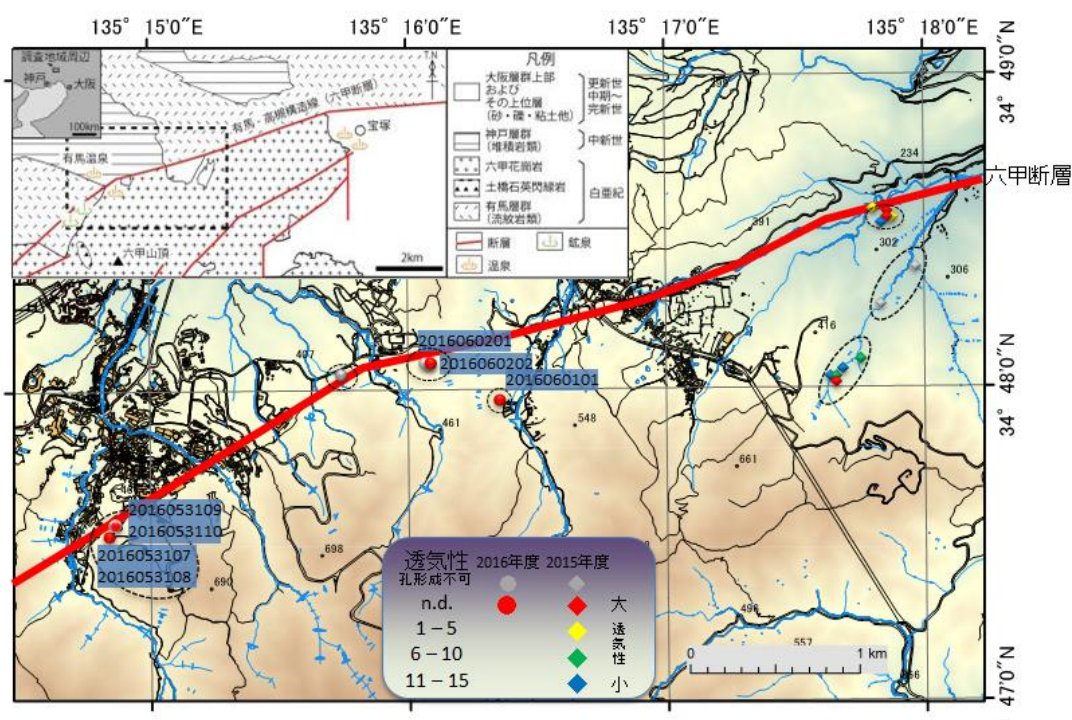


図 3.3.1.7-2 有馬温泉周辺におけるポロスコープによる透気試験結果

表 3.3.1.7-1 および図 3.3.1.7-2 に射場山北部山道沿い及び白水峡周辺部にて透気性を計測したポロスコープの結果を示す。なお、コンクリート品質への評価区分を岩盤に適用した場合、大部分の孔は-50 kPa までの減圧に到達しなかったため、本研究での透気性の評価区分はすべて「貧弱」と判断される。ただし、コンクリートと露頭岩盤の品質は大きく異なることから、岩盤に対する評価区分として透気性の大小を 4 段階に分けた(産業技術総合研究所, 2016)。本研究の透気性は n.d.であることから、透気性は非常に大きい。つまり、断層近傍の岩盤では、岩盤中の割れ目や空隙への水みちの連続性が高いことが言える。

産業技術総合研究所(2016)のポロスコープの透気性の結果も含めると、岩盤の透気性の高低は、断層からの距離による影響を強く受けたためであると考えられる。具体的には、六甲断層より約 1 km 離れた座頭谷の上流域と六甲断層近傍の蓬莱峡広場の透気性を比較した場合、断層近傍の透気性の方がその値が高い。つまり、断層運動が活発になるほど、透気性等の水理

パラメータ値は高くなると言える。また、岩盤に含まれる粘土鉱物と褐鉄鉱量の多寡によっても岩盤の透気性の高低が決められていると言える。

2) パーマトール

パーマトールによる透気性の計測を、2016年12月に蓬莱峡広場_六甲側及び座頭谷中流から上流域にて行った(図3.3.1.7-3)。なお、当該地域は産業技術総合研究所(2016)において、ポロスコープ試験器による透気性の計測が実施された地域でもある。また、パーマトールについても、産業技術総合研究所(2016)で使用された試験機である。計測に先立ち、露頭上の岩盤とダブルチャンバー真空セル(直径10cm)を密着させるために塩化ビニル板と油粘土を用意した。塩化ビニル板は岩盤から空気を排気可能とする複数の孔を有する。実計測は以下のように実施した。岩盤上の砂等をエアブラシや刷毛で取り除き、2重のリング状の油粘土を岩盤に押し当て密着させ、さらに粘土上に塩ビ板を置き、塩ビ板にダブルチャンバー真空セルを軽く押し当て、接触面の空気を排気し、真空状態にした後、圧力が回復するまでの経時的変化を計測し、透気係数を算出した。なお、透気性の評価区分についてコンクリート品質の評価区分として、KT値が $0.01 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ 未満の場合は「very low」、 $(0.01 \sim 0.1) \times 10^{-16} \text{ m}^2$ の場合は「low」、 $(0.1 \sim 1.0) \times 10^{-16} \text{ m}^2$ の場合は「moderate」、 $(1.0 \sim 10) \times 10^{-16} \text{ m}^2$ の場合は「high」、 $(10 \sim 100) \times 10^{-16} \text{ m}^2$ の場合は「very high」、 $100 \times 10^{-16} \text{ m}^2$ より大きい場合は「ultra high」の6段階を示す(エフティーエス/イプロス, 2017)。なお、KT値が低いほど、測定した岩盤の表層部がより密実である。

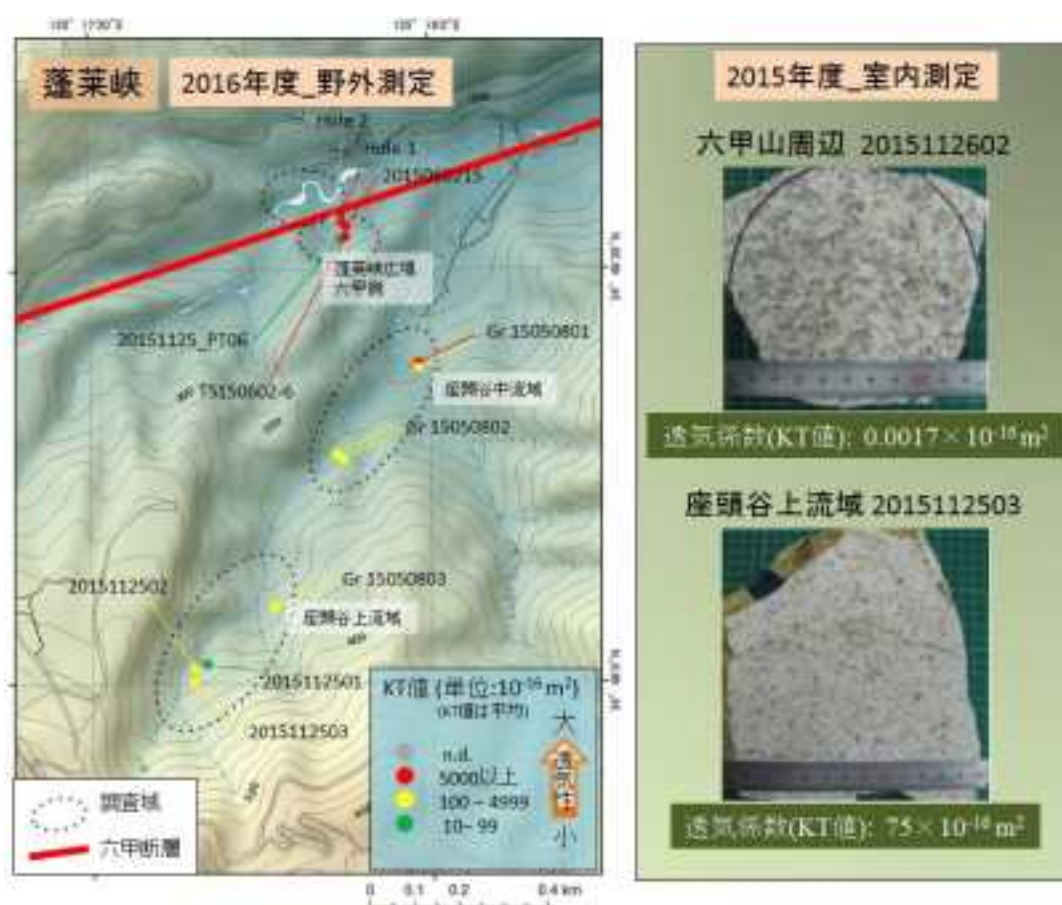


図 3.3.1.7-3 蓬莱峡広場及び座頭谷におけるパーマトールによる調査位置図と透気試験結果

表 3.3.1.7-2 蓬萊峡広場及び座頭谷におけるパーマトール・水分計の測定値

計測位置	産状	パーマトール				水分計			備考	
		KT値 (透気係数)				水分 ¹⁾ (%)	空気中の湿度 (%)	空気中の温度 (°C)		
		(x 10 ⁻¹⁶ m ²)		評価区分 ²⁾						
蓬萊峡広場_六甲側										
2015060215採取位置	灰色粘土化	Site 1	5744			「Ultra high」	7.9	68.6	9.1	
TS150602_6採取位置	粘土脈中褐鉄鉱あり	Site 2	2.2	27		「High」～「Very High」	0.2	53.9	13.5	
Hole 1 位置より直下	緑白色粘土化	Site 3	7505	5503	8502	「Ultra high」	7.8	63.5	10.5	
Hole 2 位置の直近	灰色粗粒堆積物	Site 4	n.d.			「Ultra high」	3.4	68.6	9.4	
20151125_PT06採取位置	緑白色粘土化	Site 5	7637	6173		「Ultra high」	8.8	58.6	12.2	
座頭谷_中流域										
Gr15050801採取位置	白色ブロック状破砕物	Site 6	1st	3432	5929	「Ultra high」	1.4	53	13.3	
			2nd	8508	8871					9561
Gr15050802採取位置	黄土色岩塔(ブロック状)	Site 7	1st	1539	1972	「Ultra high」	1.5	57.9	9.8	
			2nd	5007	4478					4952
座頭谷_上流域										
Gr15050803採取位置より六甲断層側崖	白色粘土化	Site 8	7431	5788	1179	4851	「Ultra high」	6.3	61.5	8.2
2015112501採取位置	褐色岩塔(ブロック状)	Site 9	11	13	8.6	「High」～「Very High」	2.1	54.6	11.1	粘土脈のため測定位置によって変動大
2015112502採取位置	緑白色粘土化	Site 10	1788	9819	307	「Ultra high」	13.4	56.6	11.8	
2015112502採取位置より直下(1m)	粘土脈含風化花崗岩	Site 11	n.d.			「Ultra high」	8.2	65	8.3	
2015112503採取位置より直下(3m)	風化花崗岩岩盤	Site 12	4796			「Ultra high」	6.4	69.4	7.9	

1) 水分計のモルタルモード3(測定対象物としてコンクリート)

2) コンクリートへの透気性評価区分

3) n.d.: not determined

1) 水分計のモルタルモード3(測定対象物としてコンクリート)

2) コンクリートへの透気性評価区分

3) n.d.: not determined

表 3.3.1.7-2 に、蓬萊峡広場_六甲側及び座頭谷中流から上流域にて行ったパーマトール試験機による透気性の計測結果を示す。なお、コンクリート品質への評価区分を岩盤に適用した場合、透気性の評価区分は「High」から「Ultra high」と判断される。ポロスコープによる透気性の評価区分と同様に、パーマトールによるコンクリート品質への評価区分は露頭岩盤には難があると考えられる。そのため、本研究ではコンクリートの「Ultra high」区分を2段階に分けた（具体的には図 3.3.1.7-3 を参照）。図 3.3.1.7-3 より、同一調査地域において評価区分の違いが認められる。この評価区分の差は、岩石試料中の割目の連続性の程度の差あるいは粘土鉱物と褐鉄鉱量の多寡であると考えられる。具体的には、粘土化した岩盤や割れ目の連続性が良好でない岩盤の KT 値は低く、割れ目の連続性が良好な岩盤の KT 値は高い。なお、本試験機による透気性試験結果は、ポロスコープ試験器による結果とも整合的であった。

パーマトールの透気性の結果から、岩盤の透気性の高低は割目の連続性の程度によって決められていると言える。また、六甲断層から離れるに従い、岩盤の透気性が低くなると考えられる。つまり、水理パラメータは、断層運動による影響を強く受け変化すると言える。

3.3.2 断層運動に伴う高温泉湧出の可能性とその影響に関する検討（福島県浜通り地震）

【成果】

福島県浜通り地域には沈み込むスラブから熱水が上昇する機構が存在する可能性があり、また福島県浜通り地震の1か月前の東北地方太平洋沖地震のよってもたらされた応力状況の変化によって断層内を流体が上昇しやすくなった可能性が考えられる。類似した状況下において巨大地震に励起された断層運動が発生した場合、断層周辺において数100mの深さに存在している温泉水が数年に渡って湧出する現象が起きる可能性が考えられる。本項では、断層運動に伴って高温泉が湧出した事例として2011年福島県浜通り地震を取り上げた。

3.3.2.1 はじめに

2011年福島県浜通り地震は、2つの正断層（井戸沢断層と湯ノ岳断層）の活動によって発生し、地震後にはいわき市内において高温（最大64.5℃）の温泉の湧出が起きている。これまでの調査・研究（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013, 2014, 2015）では、断層運動に伴う高温泉湧出の背景として、特殊な熱水上昇機構の存在や流体上昇をしやすくする応力状態の変化について取り上げた。このような背景を念頭に置きながら温泉湧出の状況を調査することによって、断層運動に伴う高温泉湧出の可能性とその影響に関する検討を行った。

3.3.2.2 特殊な熱水上昇機構

2011年福島県浜通り地震後に発生した高温泉湧出は、深度600m付近に存在している高温泉が断層運動に伴って地表に湧出した現象である。太平洋沿岸地域の一般的な地温勾配（2～3℃/100m：Tanaka *et al.*, 2004）を参考にすると、福島県浜通り地域にて深度600m付近に60℃を超える温泉が存在するためには特殊な熱水上昇機構が存在する必要があると考えられる。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）では、この熱水上昇機構としてTogo *et al.*（2014）による指摘が最も妥当であるとしている。具体的には、沈み込むスラブの間隙水が分岐断層に沿って上昇し、いわき市周辺の断層を通して地表付近へ流入している可能性である（図3.3.2.2-1）。前弧側の地殻内部で生じる地震の分布より、福島県浜通り沖のプレート境界（地下50km）からいわき（地下約15km）に向かう分岐断層の存在がImanishi *et al.*（2012）によって示唆されていることも一つの根拠となっている。このような熱水上昇機構によってもたらされる温泉水は、地下数10kmで続成作用を受けたスラブ間隙水の特徴（例えば、端成分の水の安定同位体比は海水起源を示すが、そのNaCl濃度は海水よりも低い）を示すと考えられ、Togo *et al.*（2014）では水温やヨウ素等のハロゲン濃度の関係を用いて福島県浜通り地域の温泉の特徴を明らかにし、スラブ間隙水が起源であると結論づけている。

熱水の上昇の証拠は、地震波によっても捉えられている。Kato *et al.*（2013）は、井戸沢断層および湯ノ岳断層の直下に地震波低速度層の存在を明らかにし（図3.3.2.2-2）、断層直下に流体が存在していることを示唆している。

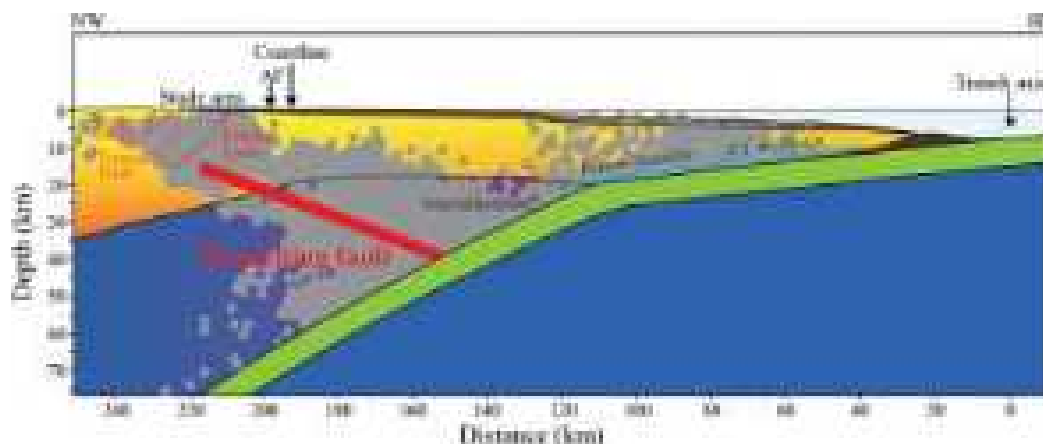


図 3.3.2.2-1 福島県浜通り地域への水みちとなる断層系の模式図 (Togo *et al.*, 2014)
分岐断層 (太い赤線) 及び微小地震 (灰色丸印) は Imanishi *et al.* (2012) による。福島沿岸の断層系は Sato *et al.* (2013) による。

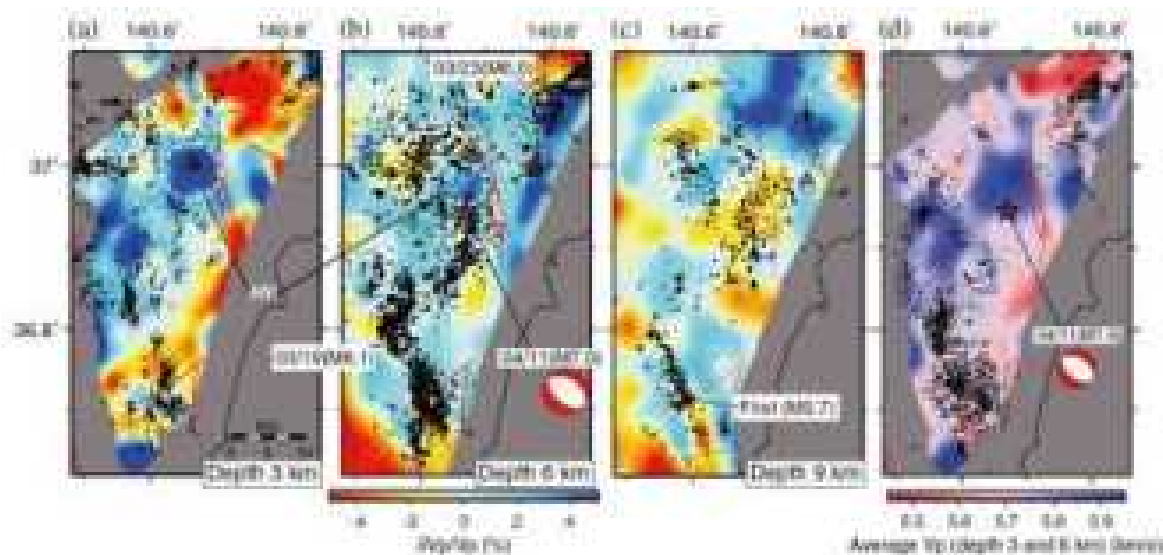


図 3.3.2.2-2 福島県いわき市周辺の地下の速度構造 (Kato *et al.*, 2013)
2011 年福島県浜通り地震を起こした断層の直下 (地下 9km 周辺) に地震波低速度層が存在し、流体が存在している可能性が示唆されている。

3.3.2.3 応力状態の変化の影響

福島県浜通り地域の地下には特殊な熱水上昇機構が存在し、断層の直下には流体が存在する可能性があることを述べた。2011 年福島県浜通り地震の事例では、この地震の 1 か月前に発生した巨大地震 (2011 年東北地方太平洋沖地震) による流体上昇への影響について産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) で検討されている。具体的には、東北地方太平洋沖地震によってもたらされた応力状況が、流体を上昇しやすくした可能性についてである。

図 3.3.2.3-1 は、井戸沢断層および湯ノ岳断層について、東北地方太平洋沖地震前後の応力状態に対する断層の開き具合 (dilation tendency ; Ferrill *et al.* (1999)) を計算したものである (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015)。これを見ると、東北地方太平洋沖地震後に両断層の dilation tendency の値が上昇しており、流体の移動経路として機能するポテンシャルが高くなったと推測される。このような結果が得られた理由として、両断層が正断層であったことと、正断層応力であったことの二つが挙げられている。巨大地震以外で正断層応力が生

じる要因として、山岳地域の地形効果や上盤側プレートのベンディング等も検討されている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。

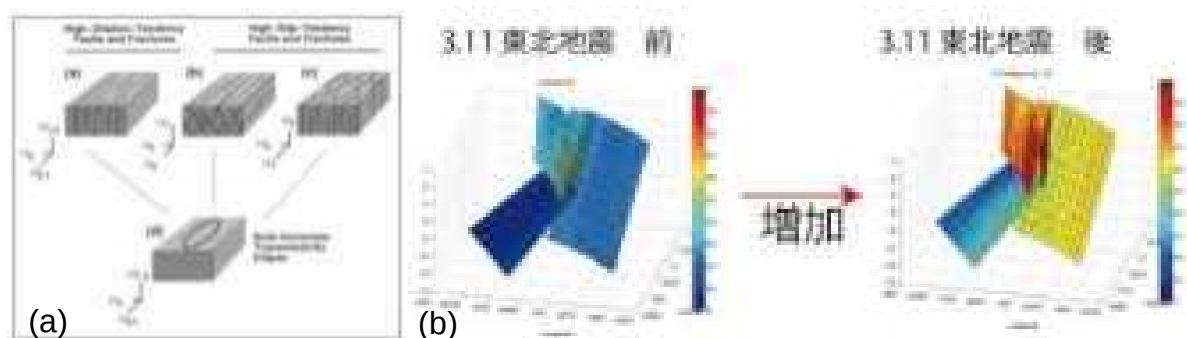


図 3.3.2.3-1 (a) Dilation tendency (DT) (Ferrill *et al.*, 1999) と(b)東北地方太平洋沖地震前後の応力状態での井戸沢断層および湯ノ岳断層に対する DT の変化（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）

3.3.2.4 発生した高温泉湧出の範囲と期間

2011 年福島県浜通り地震後にいわき市で見られた温泉の自噴は 4 地点（図 3.3.2.4-1 の A から D）であり、その範囲は南北約 10km に及ぶ（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。地震直後に限れば、水位の一時的な上昇は約 10km 四方の範囲に及んでいる（図中赤三角印）。図 3.3.2.4-2 は、B および C 点における湧出量の観測結果である（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。地震から 3 年以上が経過しても温泉の自噴が継続していることがわかる。鈴木ほか（2014）では、福島県浜通り地震に伴う地下水位の上昇や温泉水の湧出と地震後の岩盤のひずみを比較検討しており、それを参考にするに 3 年以上継続する温泉湧出の原因として岩盤のひずみは考えにくい（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。前述のように、福島県浜通り地域の地下にはスラブ間隙水が上昇する特殊な機構が存在する可能性が考えられ、2011 年東北地方太平洋沖地震による応力状態の変化によって正断層内の流体の通りやすさが上昇した可能性も取り上げられている。このような状況が強く影響して、南北 10km に及ぶ 3 年以上続く温泉の湧出が生じたものと考えられている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。

3.3.2.5 まとめ

2011 年東北地方太平洋沖地震により誘発されたいわき内陸地震(Mw7.0)の影響により、いわき市において約 6 年経過した現在も続く高温泉湧出の原因と熱水の上昇経路について整理・検討した結果は以下の通りである。

- (1) 温泉湧出は正断層型のいわき内陸地震により、いわき直下に存在が推定される大型の熱水リザーバーからの熱水の供給路の透水性の上昇の可能性が考えられる。
- (2) その結果、浅層-深層地下水系全体に影響する水頭ポテンシャルの増加が生じ、水質の異なる地下水、温泉水の湧出が起きたと考えられる。
- (3) 湧出量の減衰がみられない原因は熱水リザーバーの規模が大きいためである可能性がある。
- (4) 深部からの熱水の起源は、その化学・同位体組成から太平洋スラブの海水起源の間隙水に続成流体が付加された熱水が、地下 50km 付近で絞り出されたもの（Togo *et al.*, 2014）と考えられ、分岐断層（Imanishi *et al.*, 2012）を水みちとして、西方へ上昇していると考えられる。



図 3.3.2.4-1 福島県浜通り地震後に観測された地下水変化の分布（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）

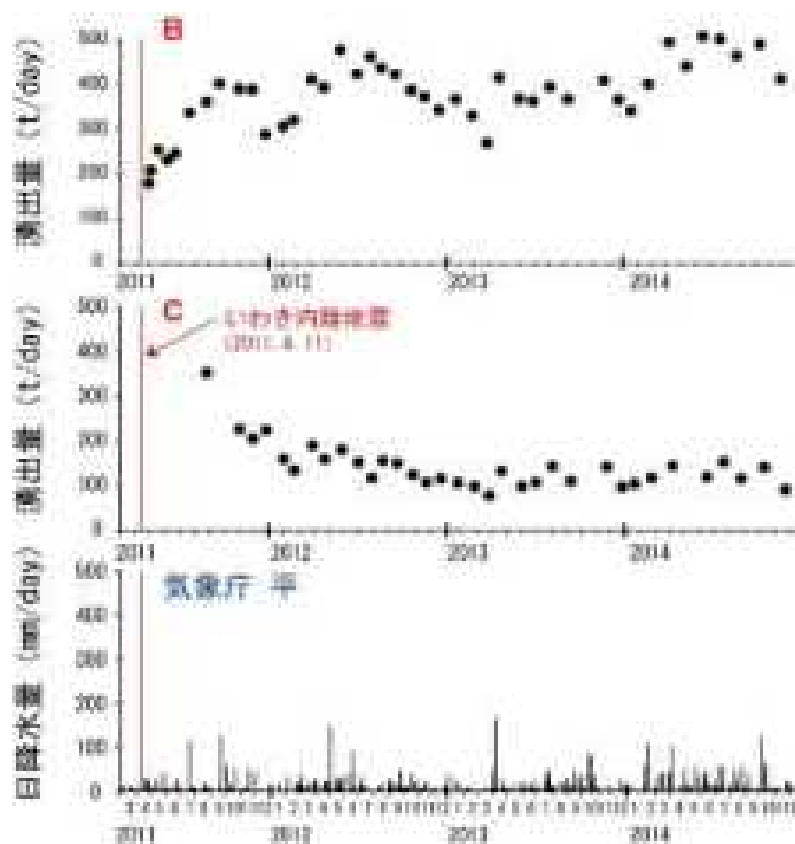


図 3.3.2.4-2 いわき市内の温泉自噴量変化（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）

B：内郷高坂町，C：内郷御厩町（場所は図 3.3.2.4-1 を参照）

降水量データはアメダス平観測所による（気象庁, 2015）

【まとめと今後の課題】

1) 非火山地域における高温泉湧出メカニズムと地下水流動系への影響に関する検討（有馬温泉）

断層運動の影響を受けたと考えられる、非火山性地域のスラブ起源熱水上昇域（有馬-高槻構造線沿いの兵庫県西宮市～神戸市に至る範囲）において、地質調査、薄片顕微鏡観察およびX線回折実験などを行い、成因の異なる変質の分布を把握した。その結果、過去の断層運動に伴う高温泉湧出の痕跡が、変質鉱物脈（褐鉄鉱-緑泥石-方解石脈）および濁沸石であり、断層沿いに極めて局所的に分布することがわかった。また、少なくとも過去数 10 万年にわたり、断続的にスラブ起源熱水が断層に沿って上昇しており、その熱水変質は熱水脈から数 m 幅の範囲に限られることがわかった。以上の成果は、非火山性地域のスラブ起源熱水上昇域における高温泉湧出の明瞭な地質学的事例である。

今後は、さらに高温泉湧出の地質学的情報の高度化をはかるため、(1) 高温泉湧出の痕跡とされる鉱物試料の産状と元素分布を精査して、鉱物成長組織や元素濃度の変化などから、高温泉湧出の地質学的环境を詳細に明らかにし、さらに高温泉湧出の地質学的事例を蓄積していくこと、及び(2) 過去の断層運動に伴う高温泉湧出の痕跡として見出された濁沸石の産出箇所は露頭でポイントのみであり、今後追加調査を行いその分布範囲を把握することで、非火山性地域の高温泉湧出による熱水変質の範囲や分布をさらに詳細に明らかにすること、の2点が挙げられる。

一方で、熱水変質および断層帯地域における熱水変質鉱物の生成に伴う透水性等の水理パラメータの変化を捉えるために、ポロスコプ試験器及びパーマトル試験機を用いて原位置試験を実施した。その結果、六甲断層から離れるに従い、岩盤の透気性が低くなると考えられるデータを得た。つまり、水理パラメータは、断層運動による影響を強く受け変化すると考えられる。今後は、野外調査においてパーマトル試験機による定量的データの拡充が必要である。現時点では、データが少なく定性的な議論のみが可能であるが、データを拡充することによって、熱水変質鉱物の生成に伴う透気性等の水理パラメータの変化の定量化を、より詳細に議論できると考えられる。

2) 断層運動に伴う高温泉湧出の可能性とその影響に関する検討（福島県浜通り地震）

2011 年東北地方太平洋沖地震により誘発されたいわき内陸地震(Mw7.0)の影響により、いわき市において、約 6 年経過した現在も温泉湧出が続いている。湧出の原因と熱水の上昇経路及び成因について整理・検討した結果を下記にまとめる。

- (1) 温泉湧出は正断層型のいわき内陸地震により、いわき直下に存在が推定される大型の熱水リザーバーからの熱水の供給路の透水性の上昇の可能性が考えられる。
- (2) その結果、浅層-深層地下水系全体に影響する水頭ポテンシャルの増加が生じ、水質の異なる地下水、温泉水の湧出が起きたと考えられる。
- (3) 湧出量の減衰がみられない原因は熱水リザーバーの規模が大きいためである可能性がある。
- (4) 深部からの熱水の起源は、その化学・同位体組成から太平洋スラブの海水起源の間隙水に続成流体が付加された熱水が、地下 50km 付近で絞り出されたもの（Togo *et al.*, 2014）と考えられ、分岐断層（Imanishi *et al.*, 2012）を水みちとして、西方へ上昇していると考えられる。

将来予測に関する課題として、いわき地域でみられた現象が他の地域で起こりうるかどうかについては、いわき地域と同様の熱水供給システム（スラブ間隙水の絞り出し—分岐断層—大型の熱水溜まり）が存在しているかどうかを確認することがまず重要である。宮城県側の太平洋側でも、微小地震活動が活発な帯がみられ、スラブ間隙水の上昇と関係がある可能性がある。

東北地方沿岸部におけるスラブ間隙水の上昇に関して、地域性があることは明らかである。地域性の原因及びいわき地域以外の場所でのスラブ間隙水の上昇先に関して今後も検討を続ける必要がある。また、熱水上昇の発端となった正断層型内陸地震が他の地域で発生しうるかについての検討も重要である。

【付録】

3.3.A 変質鉱物の同定方法

1) 全岩試料の粉末 X 線回折分析

試料は乾燥機において 50℃以下で 24 時間以上乾燥させた後、振動ミルまたは全自動粉碎装置を用いて粉碎・混合し、粉末試料とした。微粉碎された粉末試料を X 線回折用アルミニウムホルダーに充填して不定方位試料を作成した。粉末 X 線回折(XRD)試験は、産総研所有の RINT 2500V(RIGAKU)を使用し、以下の条件で測定を行なった。

Target : Cu (Kα) Voltage : 40KV Current : 100mA
Scanning Speed : 2°/min Sampling Range : 0.02° Scanning Range : 2.5-70°

2) 粘土粒子径試料の粉末 X 線回折分析

試料に含まれる<2μm 径粒子(粘土画分)を画分し分析を行った。試料を 50ml 遠沈管にとり、蒸留水を加えて超音波洗浄機、攪拌機を用いて 30 分程度分散作業を行なった。室温で静置し、分散状態を確認した後、Stokes の法則に従って所定時間・所定深度より上の上澄み液を採取した。採取した懸濁液は 3000 回転 30 分程度の遠心分離により固体粒子を濃集させた。この操作を数度繰り返し行い、所定の画分の固体粒子を濃集させた。上記の画分試料の懸濁液をスライドガラスに無限厚さを保つように塗布し乾燥させ、下記の条件にて X 線回折試験を行なった。

Target : Cu (Kα) Voltage : 40KV Current : 100mA
Scanning Speed : 1°/min Sampling Range : 0.02° Scanning Range : 2.5-15°

3) 定方位法によるエチレングリコール処理試料の X 線回折

定方位法による未処理 X 線回折で測定した試料に対し、エチレングリコールを噴霧し約半日経過させ、サンプルが十分にエチレングリコール蒸気を吸収した後、X 線回折を行った。測定条件は、上記の定方位法による未処理 X 線回折と同様である。

3.3.B 全岩化学組成分析

分析方法

主要元素の全岩化学組成分析は、カナダの Actlabs 社にて ICP 法により行われた。ICP 分析法では、微粉碎した岩石試料に融点降下剤として四ホウ酸リチウムを加え、誘導加熱炉で共融解後、硝酸水溶液に完全に溶かし、分析精度を向上させるための標準物質を添加したうえで、その水溶液を試料とした。また、試料中の FeO は滴定法によって決定された。滴定するために、メタバナジン酸アンモニウムとフッ化水素酸によって試料を分解させた。分解後、鉄(2価)硫酸アンモニウムを加え、滴定剤として二クロム酸カリウムを使用した。

分析結果

本調査地域における試料の主要元素、微量元素および希土類元素を、試料属性毎(表 3.3.1.4-1 を参照)にまとめたものをそれぞれ表 3.3.B-1~3 に示す。なお、属性の一つである'鉱物脈を含む変質花崗岩'の鉱物脈中の鉱物は硫化鉱物と粘土鉱物からなる(粘土鉱物同定結果については、3.3.1.4 項を参照のこと)。

表 3.3.B-1 蓬莱峡（座頭谷）周辺，白水峡周辺，射場山周辺，および六甲山試料の全岩化学組成（主要元素）

属性	試料名	試料採取位置	SiO ₂ wt%	TiO ₂ wt%	Al ₂ O ₃ wt%	Fe ₂ O ₃ wt%	FeO wt%	MnO wt%	MgO wt%	CaO wt%	Na ₂ O wt%	K ₂ O wt%	P ₂ O ₅ wt%	LOI wt%	Total wt%
花崗岩	2013112601 六甲山		74.27	0.114	13.17	0.45	0.9	0.057	0.12	0.69	3.57	3.8	0.01	1.31	98.74
	2013112602 六甲山		75.37	0.123	13.05	0.35	1.2	0.042	0.14	1.25	3.80	3.45	0.01	1.06	99.98
		Average	74.82	0.119	13.11	0.40	1.1	0.049	0.13	0.97	3.69	3.63	0.01	1.19	
		Standard deviation	0.78	0.006	0.08	0.07	0.2	0.004	0.01	0.40	0.16	0.23	0.00	0.12	
安山岩類	2013112501 座頭谷奥		77.64	0.026	12.57	0.25	0.5	0.051	0.02	0.55	5.21	4.48	< 0.01	1.39	100.30
	2013112503 座頭谷奥		75.88	0.028	12.54	0.11	0.7	0.050	0.02	0.59	5.67	4.73	0.01	0.91	99.33
	2016060104 白水峡奥東方		75.64	0.029	12.53	0.06	0.7	0.024	0.02	0.55	5.63	4.56	0.01	1.07	98.90
		Average	76.19	0.028	12.41	0.14	0.6	0.042	0.02	0.54	5.50	4.60	0.01	1.12	
		Standard deviation	1.09	0.002	0.21	0.10	0.1	0.015	0.00	0.02	0.25	0.14	0.00	0.24	
基岩類を含む安山岩類	2016060106 白水峡奥東方		80.51	0.029	9.93	0.14	1.1	0.085	0.04	1.07	0.11	2.77	< 0.01	2.98	98.89
	2016060108 白水峡奥東方		76.34	0.029	12.19	0.35	1.4	0.272	0.03	0.85	0.26	4.21	< 0.01	2.36	99.05
		Average	78.43	0.029	11.06	0.25	1.3	0.179	0.04	0.96	0.19	3.49		2.68	
		Standard deviation	2.95	0.000	1.60	0.29	0.2	0.132	0.01	0.14	0.11	1.02		0.14	
流紋岩類	2016053103 有馬温泉射場山北斜面		75.29	0.072	12.09	0.4	0.7	0.092	0.08	0.75	5.61	4.39	< 0.01	0.99	98.54
粘土岩を含む流紋岩類	2016053112 有馬温泉射場山北斜面		74.52	0.088	13.17	0.73	0.2	0.014	0.04	0.35	2.51	4.68	0.01	2.32	99.47
粘土岩	2016060109 白水峡奥東方より道路横断		63.37	0.542	15.29	3.20	0.4	0.032	0.51	0.8	1.68	3.26	0.02	9.40	98.63
	2016053106 有馬温泉射場山北斜面		82.48	0.048	22.76	0.42	0.4	0.017	0.02	5.09	1.01	1.59	0.03	10.28	100.20
	2016060203 白水峡奥東方		76.20	0.019	11.94	0.74	0.2	0.030	0.03	0.52	2.7	4.44	< 0.01	2.11	99.80
		Average	64.02	0.210	16.66	1.43	0.3	0.026	0.19	2.14	1.80	3.10	0.04	9.29	
		Standard deviation	11.87	0.288	3.54	1.32	0.1	0.006	0.27	2.56	0.83	1.47	0.02	7.09	
凝灰岩類	2016060103 白水峡奥東方		75.22	0.030	12.27	1.1	0.1	0.032	0.02	0.3	5.32	4.52	< 0.01	1.73	98.87
	2016060204 白水峡奥東方		71.18	0.036	11.5	5.48	0.1	0.170	0.02	0.3	5.23	4.18	< 0.01	2.38	98.79
		Average	73.20	0.033	11.89	3.29	0.1	0.101	0.02	0.30	5.28	4.35		2.06	
		Standard deviation	2.64	0.004	0.54	3.10	0.0	0.098	0.00	0.00	0.06	0.24		0.46	

表 3.3.B-2 蓬莱峡（座頭谷）周辺，白水峡周辺，射場山周辺，および六甲山試料の全岩化学組成（微量元素）

属性	試料名	試料採取位置	Zn ppm	Os ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Ba ppm	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Mo ppm
花崗岩	2013112601 六甲山		36	16	100	11.5	18.2	92	1123	18	8.58	4.5	0.114
	2013112602 六甲山		< 30	15	91	336	26.8	131	896	14	11.1	8.7	0.123
		Average	30	15.5	95.5	126.2	22.2	111.5	1009.5	16.5	9.83	6.6	0.119
		Standard deviation	49.050	0.73	8.19	36.20	6.08	23.38	160.37	6.34	1.50	1.87	0.008
安山岩類	2013112501 座頭谷奥		126	18	309	9	71.8	66	33	24	19.8	6.6	0.026
	2013112503 座頭谷奥		88	18	245	13	41.4	71	60	32	21.8	7.8	0.028
	2016060104 白水峡奥東方		< 30	18	277	16	71.4	96	84	99	28.2	10.4	0.030
		Average	103.20	18.87	283.87	11.20	62.40	78.30	63.87	103.33	23.27	8.27	0.029
		Standard deviation	33.36	1.11	22.74	2.50	16.89	12.47	13.33	32.89	4.30	2.54	0.003
基岩類を含む安山岩類	2016060106 白水峡奥東方		1790	28	344	8	111	397	18	150	27.1	11.3	0.029
	2016060108 白水峡奥東方		100	27	420	9	111	91	47	376	27.7	12.1	0.029
		Average	810.00	27.50	286.00	8.50	112.00	180.00	33.20	263.00	27.40	11.20	0.029
		Standard deviation	1151.60	0.71	38.40	0.00	1.61	8.90	20.11	158.20	5.20	0.89	0.000
流紋岩類	2016053103 有馬温泉射場山北斜面		126	18	324	78	48.4	94	561	199	16	6.7	0.021
粘土岩を含む流紋岩類	2016053112 有馬温泉射場山北斜面		< 30	17	340	87	18.8	303	781	63	12.4	5.6	0.008
粘土岩	2016060109 白水峡奥東方より道路横断		88	18	141	120	18.9	193	444	38	11	7.6	0.142
	2016053106 有馬温泉射場山北斜面		46	43	37	132	12	30	186	28	22.7	4.1	0.040
	2016060203 白水峡奥東方		88	19	307	11	136	61	131	33	27.3	21.1	0.009
		Average	69.67	27.00	160.67	124.33	18.87	179.33	227.67	34.00	26.40	19.87	0.170
		Standard deviation	23.04	13.86	126.40	183.17	67.23	75.35	180.49	4.58	8.49	6.03	0.288
凝灰岩類	2016060103 白水峡奥東方		98	21	309	14	98.1	93	73	72	27.4	8.8	0.030
	2016060204 白水峡奥東方		296	18	271	11	130	393	111	31	52.8	10.8	0.036
		Average	197	19.2	270	12.5	114.5	263	92	52	40.1	9.8	0.033
		Standard deviation	141.42	3.12	1.61	4.93	21.27	27.9	23.46	2.12	18.10	1.41	0.009

表 3.3.B-3 蓬莱峡（座頭谷）周辺，白水峡周辺，射場山周辺，および六甲山試料の全岩化学組成（微量元素）

成（希土類元素）

項目	試料名	試料採取位置	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	合計
			ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
有馬温泉	2015112601六甲山		17.5	40.7	1.28	11.2	1.28	0.48	2.01	0.40	2.77	0.27	0.28	0.28	1.09	0.10	0.10
	2015112602六甲山		16.5	36.5	1.10	10.2	1.05	0.45	1.90	0.34	2.47	0.24	0.24	0.24	0.94	0.09	0.10
	Average		17.0	38.6	1.19	10.7	1.16	0.46	1.95	0.37	2.62	0.25	0.26	0.26	0.99	0.09	0.10
	Standard deviation		1.02	2.18	0.09	0.40	0.02	0.02	0.05	0.04	0.26	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00
変質片麻岩	2015112603変質片麻岩		11	29.0	1.10	10.5	0.48	0.98	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	2015112604変質片麻岩		11.5	27.5	1.05	10.0	0.45	0.95	1.05	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
	Average		11.2	28.2	1.07	10.2	0.46	0.96	1.07	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
	Standard deviation		0.20	0.40	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
新成り花崗岩	2016053106白水峡奥域		10.5	40.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	2016053107白水峡奥域		10.5	38.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Average		10.5	39.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Standard deviation		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
新成り花崗岩	2016053108白水峡奥域		10.5	40.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	2016053109白水峡奥域		10.5	38.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Average		10.5	39.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Standard deviation		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
粘土鉱物	2016053110白水峡奥域		10.5	40.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	2016053111白水峡奥域		10.5	38.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Average		10.5	39.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Standard deviation		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
濁沸石	2016053112白水峡奥域		10.5	40.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	2016053113白水峡奥域		10.5	38.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Average		10.5	39.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Standard deviation		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
濁沸石	2016053114白水峡奥域		10.5	40.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	2016053115白水峡奥域		10.5	38.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Average		10.5	39.5	1.05	10.5	0.45	0.95	1.10	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
	Standard deviation		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

表 3.3.B-1 において、属性毎に主要元素の平均値を比較すると、特徴として、粘土脈を除き SiO_2 、 Al_2O_3 および K_2O は概して大差がないことが確認される。粘土脈では、他の属性に比べて SiO_2 および K_2O とともに乏しいが、 Al_2O_3 には富んでいる。 Fe_2O_3 は褐鉄鉱関連試料で最も多いが、XRD の結果と調和してゲーサイトまたはレピドクロサイトの存在を示唆する。

粘土脈試料の中で試料 2016053106（有馬温泉射場山北斜面採取）は、 CaO (5.09wt%)、 Al_2O_3 (22.76wt%) および LOI (loss of ignition, 16.28wt%) が他の全ての試料に比べて極めて多いが、XRD の結果と調和して濁沸石 ($\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) の存在を示唆する。また粘土脈試料 2016060109（白水峡広場より道路横断）は、 TiO_2 が 0.542wt% と他の全ての試料に比べて極めて富んでいる。本試料は、ほぼ六甲断層直上に位置することからガウジと考えられる。 TiO_2 は有馬街道沿いや白水峡奥域のガウジ試料（産業技術総合研究所，2016）においても 0.16～0.87wt% と富んでいる。加藤ほか（2015）によれば、阿寺断層の断層ガウジでも TiO_2 の濃集が報告されているが、Ti は一般に流体により移動しにくい代表的な元素であることを踏まえ、粘土鉱物と TiO_2 濃集の関係を今後さらに検討する必要がある。

表 3.3.B-2 において、属性毎の微量元素の平均値を比較すると、鉱物脈を含む変質花崗岩試料で Zn および Pb は 930ppm および 263ppm と他の属性に比べて極めて多い。同試料鉱物脈には黑色硫化鉱物が含まれるが、閃亜鉛鉱 (ZnS) や方鉛鉱 (PbS) が存在することを示唆する。一方、Sr と Ba は同試料には少ない。他の属性間では、各微量元素量に際だった差は無い。

表 3.3.B-3 において、希土類元素についても属性毎の平均値を比較する。新鮮な六甲花崗岩（2015112601 および 2015112602）は、地球化学標準物質の花崗岩（JG-1 及び JG-2；Imai et al., 1995）とほぼ同様な希土類元素濃度を示す。新鮮な六甲花崗岩に比べて、変質花崗岩では、概して軽希土類（Gd よりも原子量が小さい元素）は少ないが、重希土類（Gd よりも原子量が大きい元素）は多い。一方、鉱物脈を含む変質花崗岩、粘土脈および褐鉄鉱関連は、新鮮な花崗岩に比べて、概ね軽希土類の量は大きくないが重希土類には富んでいる。中国の花崗岩風化鉱床（石原・村上，2005）のように、花崗岩風化土壤中の粘土鉱物が重希土類元素を濃集することを踏まえると、今回の調査域の六甲花崗岩ならびに流紋岩の希土類元素は、変質によって一旦溶脱されたが、そのうち重希土類はその後粘土鉱物（風化花崗岩、鉱物脈を含む変質花崗岩、および粘土脈中の粘土鉱物）によって濃集されたと考えられる。また、深海底の重金属泥やマ

ンガンクラストでは、褐鉄鉱など鉄水酸化物が希土類元素を吸着し濃集させることが知られている (Feely *et al.*, 1996; Urabe *et al.*, 1995) .これは、今回の調査域の褐鉄鉱関連に重希土類が濃集していることとも矛盾しない. 以上を踏まえると、今後は、六甲断層沿いの変質花崗岩、ガウジおよび褐鉄鉱における重希土類元素濃集の特性をさらに考察し、断層活動評価の指標になるか検討する必要がある.

本調査地域の試料の属性毎の化学的特徴をさらに把握するために、新鮮な六甲花崗岩を基準にしてその組成変化を検討した. 手法は Nesbitt (1979) による The percentage changes to element ratios を採用する:

$$\% \text{ change in ratio} = 100 \times \frac{\left\{ \left(\frac{E}{Ti} \right)_{\text{Sample}} - \left(\frac{E}{Ti} \right)_{\text{Parent}} \right\}}{\left(\frac{E}{Ti} \right)_{\text{Parent}}}$$

この式中のパラメータ E に試料の各元素含有量を、パラメータ Ti に同試料の Ti 含有量を代入し、% change を算出する. Sample には検討する試料の分析値を用い、Parent には基準となる新鮮な六甲花崗岩の分析値を用いる. Ti は風化に伴う不動元素であり、元素移動の程度を測定する際の基準値としての役割をもつ.

属性ごとに、採取試料の全岩化学組成分析を行った. 本調査地域において、新鮮な六甲花崗岩に対する属性毎の試料の組成変化を図 3.3.B-1 に示す.

変質花崗岩: 変質花崗岩は新鮮な六甲花崗岩と比較して、主要元素成分では Fe_2O_3 および MgO の枯渇、それ以外の元素の富化が認められる. 微量元素では、Sr と Ba が枯渇傾向を示し、それ以外の元素は富化が認められる. 希土類元素では、いずれの試料においても重希土類元素ほど富化する傾向が認められる.

鉱物脈を含む変質花崗岩: 新鮮な六甲花崗岩と比較して、主要元素成分では MnO の著しい富化が見られるものがあるが、他の元素は、六甲花崗岩よりわずかに高い. 微量元素では、Zn および Pb に著しい富化が見られるものがある. また Rb, Y および Th はやや富化する. 希土類元素では、重希土類元素ほど富化する傾向が認められる.

流紋岩関連: 流紋岩関連試料 1 試料 (有馬温泉射場山北斜面) は新鮮な六甲花崗岩と比較して、主要元素では SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , Na_2O および K_2O の富化が認められる. 微量元素では、前述の通り Zn と Pb の富化が認められる. 希土類元素では、重希土類元素ほど富化する傾向が認められる. これは、流紋岩関連試料 (有馬街道沿) が全ての希土類元素において枯渇傾向にあったこととは一致しない. 本原因に関し今後検討する余地がある.

粘土脈を含む流紋岩関連: 本試料は新鮮な六甲花崗岩と比較して、 Fe_2O_3 および K_2O の富化が認められるが、 FeO , MnO , MgO , CaO および Na_2O に関しては概して枯渇している. 微量成分については、Rb, Pb および Th に富化が認められる. 希土類元素では、重希土類ほどやや富む傾向にある. 逆に軽希土類は Eu を除き、枯渇している.

粘土脈: 新鮮な六甲花崗岩と比較して、いずれの試料も Fe_2O_3 にやや富む傾向にあるものの、その他の成分量に関しては多様性がある. 2016053106 試料 (有馬温泉射場山北斜面) は、 CaO および P_2O_5 に著しい富化がある. CaO が多い原因は濁沸石を含んでいることによる. 微量成分においては試料間で多様性があり、一概に共通の変化傾向があるとはいいがたい. ただ、2016060109 (白水峡広場より道路横断) では、全ての微量成分に枯渇する傾向にあることは興味深い. 希土類元素は、測定試料の絶対量の平均値 (表 3.3.B-3) で見る限り、前述の通り概して重希土類に富化が見られるが、それぞれの試料においては、希土類元素含有量に多様性が見られる. 2016060203 (白水峡墓園前) では Sm と重希土類に富むが、2016053106 (有馬温泉射場山北斜面) では、全ての希土類元素ともに新鮮な六甲花崗岩よりわずかに富化する. また、2016060109 (白水峡広場より道路横断) では、全ての元素で枯渇を示した. 今後さらに

採取位置ごとの希土類元素の違いの原因を考察する必要がある。

褐鉄鉱関連：褐鉄鉱関連試料は新鮮な六甲花崗岩と比較して、主要元素では、FeO、MgO および P_2O_5 は枯渇傾向、それ以外の元素は富化が認められ、とりわけ Fe_2O_3 の富化は著しかった。微量元素では、Sr と Ba が枯渇傾向を示し、それ以外の元素の富化が認められる。希土類元素では、重希土類元素ほど富化する傾向が認められる。

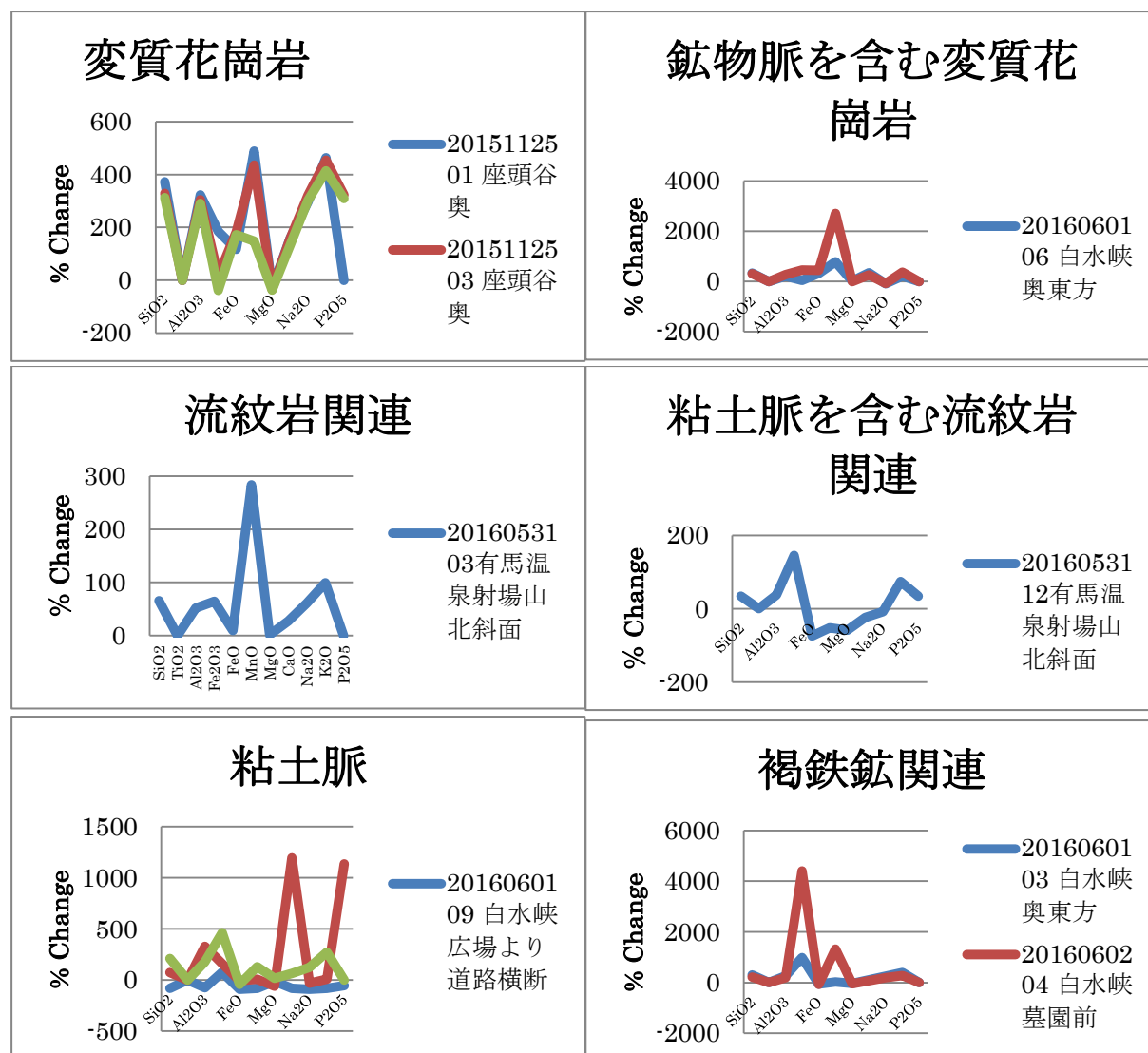


図 3.3.B-1 六甲花崗岩に対する属性毎の試料の主要元素組成変化

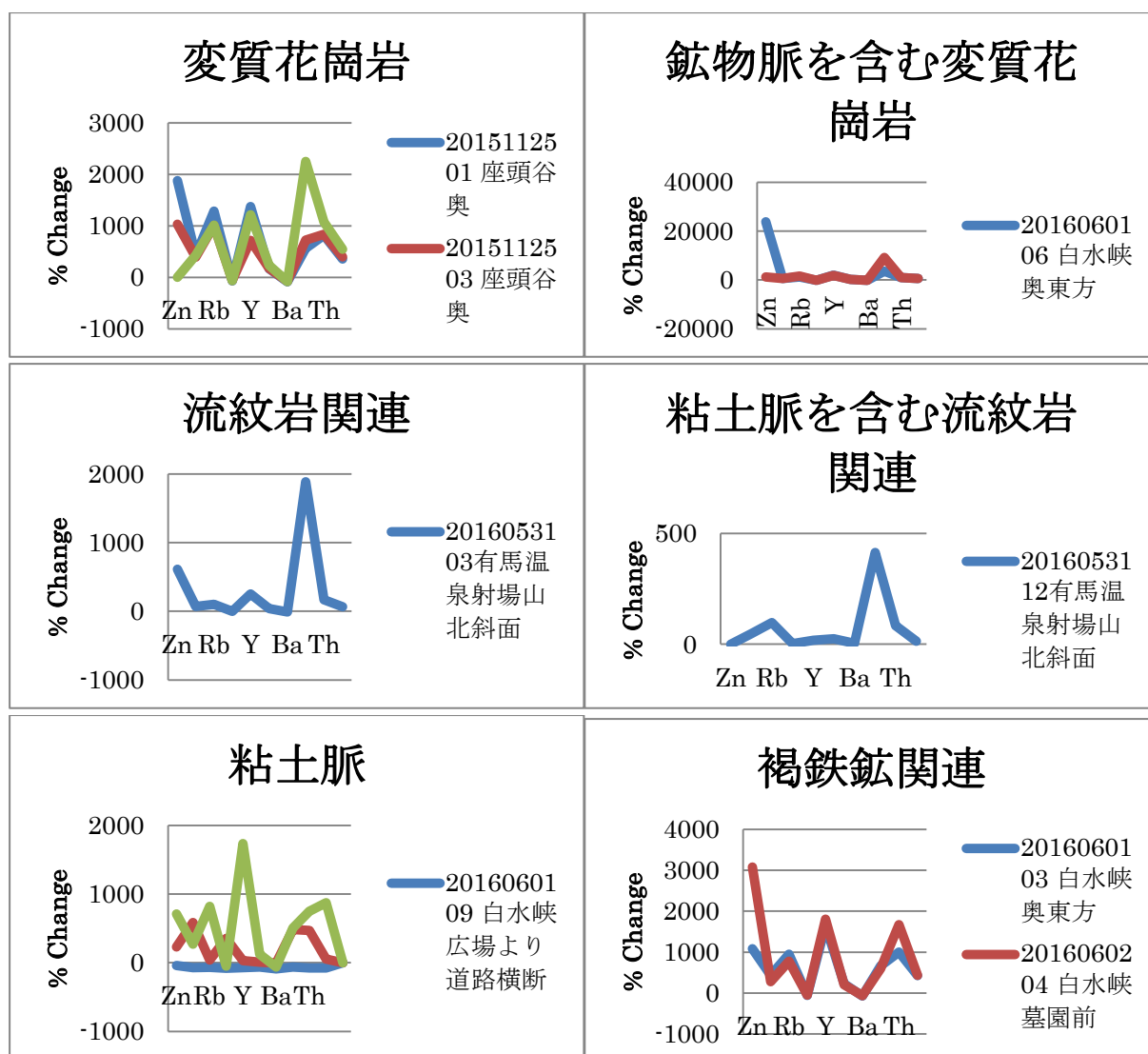


図 3.3.B-2 六甲花崗岩に対する属性毎の試料の微量元素組成変化

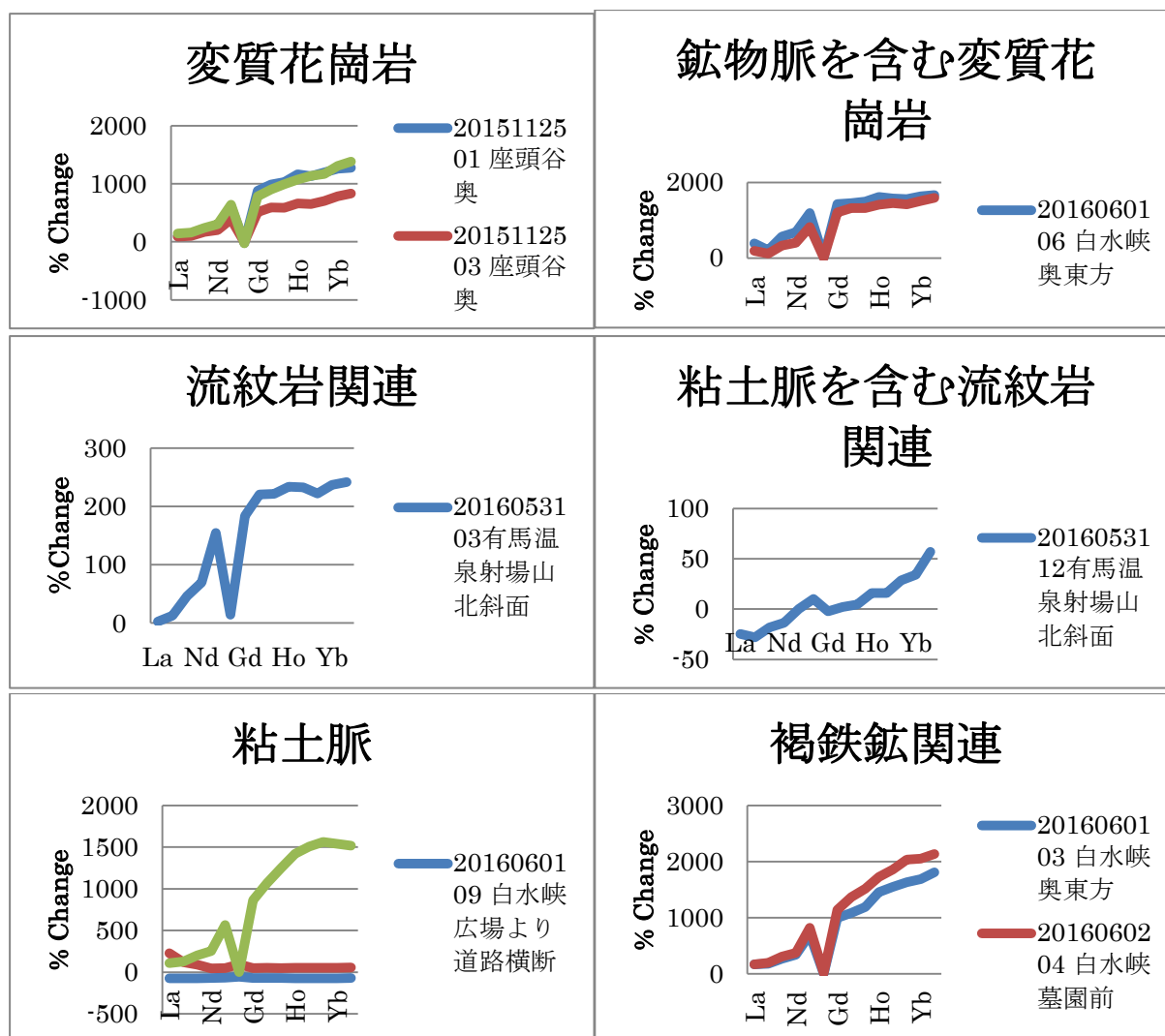


図 3.3.B-3 六甲花崗岩に対する属性毎の試料の希土類元素組成変化

【引用文献】

- 新井敏夫・田結床良昭 (2004) 兵庫県南東部, 六甲山地の白亜紀後期花崗岩類の岩体・岩相区分と火成活動史. 地質学雑誌, 110, no. 8, 452-462.
- エフティーエス/イプロス (2017) [透気試験機] パーマトール製品カタログ. <https://premium.ipros.jp/fts-ltd/catalog/detail/308882/>.
- Feely, R. A., Baker, E. T., Marumo, K., Urabe, T., Ishibashi, J., Gendron, J., Lebon, G. T. and Okamura, K. (1996) Hydrothermal plume particles and dissolved phosphate over the superfast-spreading southern East Pacific Rise. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 2297-2323.
- Ferrill, D. A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S., Armstrong, A. and Morris, A. P. (1999) Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain. Nevada. *GSA Today*, 9, no. 5, 1-8.
- 藤田和夫・笠間太郎 (1982) 大阪西北部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 京都(11)第50号, 112.
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S. and Ando, A. (1995) 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous rock series". *Geostandards Newsletter*, 19, 135-213.
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 39, doi:10.1029/2012gl051491.
- 石原舜三・村上浩康 (2005) いまレアアースが面白い-イオン吸着型鉱床は 将来の高度先端産業を支えられるか? 地質ニュース, 609, 4-18.
- 株式会社マルイ (2015) ジェームズ・インストルメンツ非破壊検査システム. P-6050&P-6000 ポロスコープ・プラス取扱説明書, 15 p.
- 兼岡一郎 (1998) 年代測定概論. 315p.
- Kato, A., Igarashi, T., Obara, K., Sakai, S., Takeda, T., Saiga, A., Iidaka, T., Iwasaki, T., Hirata, N., Goto, K., Miyamachi, H., Matsushima, T., Kubo, A., Katao, H., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Nakamichi, H., Okuda, T., Horikawa, S., Tsumura, N., Umino, N., Okada, T., Kosuga, M., Takahashi, H. and Yamada, T. (2013) Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 40, no. 2, 273-278. doi:10.1002/grl.50104
- 加藤尚希・廣野哲朗・石川剛志・大谷具幸 (2015) 阿寺断層田瀬露頭における断層ガウジの鉱物学的・地球化学的特徴. 活断層研究, 43, 1-16.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) —西南日本の花崗岩類—. 岩石鉱物鉱床学会誌, 56, 191-211.
- 気象庁 (2015) 過去の気象データ検索. <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>, 2015年1月14日閲覧.
- 神戸市立教育研究所 (1979) 神戸の自然シリーズ1 六甲の断層をさぐる.
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N. (2014) Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab. *Earth Planets Space*, 66, no. 119. doi:10.1186/1880-5981-66-119
- Masuda, H., Sakai, H., Chiba, H. and Tsurumaki, M. (1985) Geochemical characteristics of Na-Ca-Cl-HCO₃ type waters in arima and its vicinity in the western Kinki district, Japan. *Geochemical Journal*, 19, 149-162.
- Nesbitt, H. W. (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279, no. 5710, 206-210. doi:10.1038/279206a0
- 西村 進・桂 郁雄・西田潤一 (2006) 有馬温泉の地質構造. 温泉科学, 56, 3-15.
- 西村 進・桂 郁雄・西田潤一・川崎逸男・城森信豪 (2015) 有馬温泉の貯留層について. 温

- 泉科学, 65, 14-24.
- Reyes, A. G. (1990) Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43, no. 1-4, 279-309. doi:10.1016/0377-0273(90)90057-m
- Sakai, H. and Matsubaya, O. (1976) Stable isotopic studies of Japanese geothermal systems. *Geothermics*, 5, 97-124.
- 産業技術総合研究所 (2016) 原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業：平成 27 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 24 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備)：平成 25 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費(地質関連情報の整備)事業：平成 26 年度事業報告書.
- Sato, H., Ishiyama, T., Kato, N., Higashinaka, M., Kurashimo, E., Iwasaki, T. and Abe, S. (2013) An active footwall shortcut thrust revealed by seismic reflection profiling: a case study of the Futaba fault, northern Honshu, Japan. *EGU General Assembly, Austria Center, Vienna*.
- Scholz, C. H., Beavan, J. and Hanks, T. C. (1979) Fractional metamorphism, argon depletion, and tectonic stress on the Alpine Fault, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, 84, no. NB12, 6770-6782. doi:10.1029/JB084iB12p06770
- Steiger, R. H. and Jager, E. (1977) Subcommission on geochronology: Convention on use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, no. 3, 359-362. doi:10.1016/0012-821x(77)90060-7
- 鈴木 寛・牧内秋恵・國丸貴紀・稲垣 学・藤原啓司 (2014) 地震・断層運動による地質環境への影響. *原子力バックエンド研究*, 21, 99-100.
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y. and Sasada, M. (2004) Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth Planets Space*, 56, no. 12, 1191-1194.
- Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. *Earth Planets Space*, 66. doi:10.1186/1880-5981-66-131
- Urabe, T., Baker, E. T., Ishibashi, J., Feely, R. A. and Marumo, K. (1995) The effect of magmatic activity on hydrothermal venting along the superfast-spreading East Pacific Rise. *Science*, 269, 1092-1095.
- Utada, M. (1980) Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations of Japan. *Mining Geology Special Issue: Granitic Magmatism and Related Mineralization*, 8, 67-83.
- 歌田 実 (2003) 六甲花崗岩の変質作用—鉱物変化と帯磁率変化—. *地学雑誌*, 112, 360-371.
- 吉田英一・西本昌司・長 秋雄・山本鋼志・勝田長貴 (2008) 地下花崗岩体の変質とその形態—産総研岡山応力測定用深部花崗岩コア試料の変質を例に—. *応用地質*, 49, no. 5, 256-265.
- 吉村尚久 (2001) 粘土鉱物と変質作用. *地学双書* 32, 293.

4. 自然事象等の長期予測に係る調査手法とその予測精度・確度に関する検討

東京電力株式会社福島第一原子力発電所事故によって発生した燃料デブリの処理・処分に係る規制要件の整備に向けては、これまでのガラス固化体等の地層処分分野における知見を活用して技術的知見を蓄積することが有効である。

他方、UやPuといった極めて半減期が長い核種を多く含む燃料デブリの処分時の安全評価においては、従来のガラス固化体等の処分を上回る超長期間における地質・気候関連事象の発生及び地質環境の変遷を考慮しなければならない可能性がある。本事業では、安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠を整備し、燃料デブリの処分における評価期間の議論に反映させる知見を得ることを目的として、超長期間における地質・気候関連事象及び地質環境（以下「自然事象等」という。）の将来予測に係る調査手法の予察的検討を行い、また対象となる自然事象等の予測精度・確度等の長期予測に係る予察的検討を行い、それらの課題を抽出する。

4.1 隆起・侵食速度評価手法と長期予測に関する検討

【実施内容】

平成28年度までの成果及び既往研究成果を基に、隆起・侵食速度評価手法と長期予測に関する検討結果を取りまとめ、課題を抽出する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

【成果】

隆起・侵食量の長期予測においては、過去の履歴の将来への外挿が基本となるが、この場合、1)過去の履歴の解明時に用いる解析手法のもつ誤差や精度による不確実性が生ずる、また、2)過去の履歴解明が不十分な場合、外挿による不確実性は著しく大きくなることが予想される。特に、3)過去から将来に及ぶテクトニクスの特続性が不確実な場合は、過去の履歴をそのまま外挿することができない場合が想定される。

1)に関しては、それぞれ独立した複数の手法を用い、指標地形面の認定・編年・地形オフセット量の計測を行うことが必要である。また、2)の過去の履歴解明においては、複数手法による隆起速度の見積もりや当該地域周辺の大局的な地殻変動の傾向を別途明らかにしたうえでの、整合性についての検討が必要である。3)のテクトニクスの特続性に関しては、数百万年スケールでの地殻変動発達史の検討が必要となる。

本章では、これまでの委託事業報告書、産業技術総合研究所深部地質環境研究センター(2007)および産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2012)による技術資料、およびその他の研究報告を踏まえ、10万年を超え、100万年に達する評価期間における隆起・侵食速度の評価および予測に関する調査手法と得られる精度および確度に関する課題について再整理を行った。

4.1.1 隆起速度評価手法と長期予測に関する検討

【成果】

評価期間内の侵食量を予測するためには、過去の侵食量の変化履歴を将来に外挿することが基本となる。そのためには、過去に形成された指標地形面と現在の指標地形面とのオフセット量の計測と、過去の地形面の編年が必要となる。放射性廃棄物処分に対する安全評価においては、10万年を超える超長期間の隆起・侵食を評価することになるので、変動地形学的研究手法を活用するためには、少なくとも1回以上の氷期・間氷期サイクル(約10万年)を経た指標

地形面を用いた隆起・侵食履歴を知ることが必要である。1 サイクルに満たない侵食・堆積変化履歴しか反映していない評価手法では、比較的短い時間スケールで生ずる侵食速度の変動の幅に強い影響を受けるため、安全評価で要求される時間尺度への外挿にあたっては、その適用妥当性についての検討が必要となる。図 4.1.1-1 には、ダムの堆砂速度から推定される山地地域の侵食速度と最近 180 万年の隆起速度との関係が図示されている (Yoshikawa, 1974)。この結果では、両者には緩い相関性があるように見える。しかしながら、現在ではほぼ 10 万年周期の氷期-間氷期サイクルからすると最も湿潤・温暖な環境下にある。降水に影響を及ぼす短期的な気候変動と地表侵食速度との関連性は現時点で不明であり、今後の検討が必要で、100 万年オーダーで進行する隆起活動との相関関係を議論するには対象時間軸を揃えた、より長期間の(平均)侵食速度との対比が重要と思われる。特に、海岸部においては氷期の海面低下による河川の下刻が顕著に表れる。このため、隆起量のみによる埋没深度の変化予測は過小評価となる可能性に注意を払う必要がある。また、河川の下刻だけでなく、海食崖の発達による面的な侵食作用についても、今後の検討が必要であろう。海岸侵食に関して、これまで経験的に得られている侵食モデルは、観測値に基づく侵食量が基本データとして用いられていることが多い。これら観測値は短期的(10^1 - 10^2 年)な予測に向けて整備されたものであり、氷期-間氷期サイクルで生ずる 100m を超える海水準変動が海食崖侵食に与える影響については検討された研究例はこれまでほとんどない。従って、現在、沿岸工学で用いられている沿岸侵食のモデル化を、放射性廃棄物規制において求められる長期的な予測(10^5 - 10^6 年)に大して、どの程度活用できる力については、今後の検討が必要である。

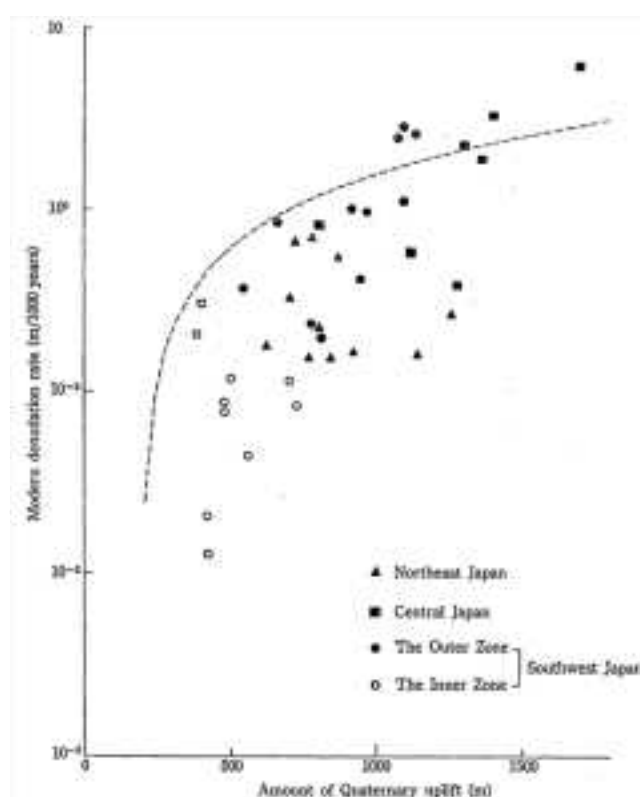


図 4.1.1-1 日本各地の第四紀(180 万年)の隆起速度と最近 1000 年間の平均削剥速度 (Yoshikawa, 1974)

4.1.1.1 隆起速度評価手法

過去の隆起量（速度）を入手するために変動地形学的手法を用いる場合、1)指標地形面（旧海面）の認定に基づく地形面オフセット量の計測と、2)指標地形面の編年が必要となる。1)の指標地形面の認定においては、野外調査やボーリング試料を用いて地形面を構成する地層の成因を明らかにすることが必要となる。形成条件が同じ指標面を認定した上で、形成期間が異なる同一指標地形面の高度差を計測することで正確なオフセット量の計測値を得ることができる。また、2)の指標地形面の編年では、様々な年代測定手法を駆使し、オフセット量を計測したそれぞれの地形面に正確な時間軸を与えることが重要となる。表 4.1.1.1-1 には、過去の隆起侵食速度を求めるために使用される指標と代表的研究事例がまとめられている。

表 4.1.1.1-1 隆起侵食速度算定のために用いられる各種指標（産業技術総合研究所 深部地質環境研究コア, 2011 に追記）

調査地域	指標	研究例	調査方法	備考
内陸域	山地の侵食平坦面	第四紀地殻変動研究グループ, 1968など	地形図判読	平坦面の形成時の標高を仮定 隆起・沈降量の総和
	氷期の段丘面同士の高差 (TT法)	吉山・柳田, 1995など	露頭調査	氷期には同じ形状の河床横断面が形成されることを仮定
沿岸域	示相化石	藤原ほか, 1998など多数	露頭観察 (示相化石の同定)	・生息環境の多様性 (岡崎・増田, 1992など多数) ・類似化石との誤認の可能性 (Seile et al., 2011)
	ビーチロック	Spurgeon et al., 2003 Rey et al., 2004 Caldas et al., 2006	露頭調査 ボーリングコア	・多くの研究例 ・精度に難あり (Knight, 2007)
	風成相と後浜・前浜相との境界	van Heteren & van de Plassche, 1997 van Heteren et al., 2000	露頭調査 (トレンチ) ボーリングコア 地中レーダー	・側方変化が大きい (Rodríguez and Meyer, 2006)
	前浜相と外浜相の境界	増田ほか, 2001 田村ほか, 2007 Nielsen & Clemmensen, 2009	露頭調査 ボーリングコア	・古海水道の絶対値を得られる可能性
	下部外浜相と上部外浜相の境界	Tamura et al., 2007	地中レーダー	

1) 指標地形面（旧海面）の認定

過去の海面位置を特定するためには、地形面を構成する地層に対する堆積学的な解析が必要となる。段丘面を対象とするなら、まず、当該段丘が海成か河成か、どのような環境下で形成されたものかを、構成層の堆積相解析から検討する必要がある。特に海岸段丘についてはシーケンス層序学に基づいた解析が重要な指標を与えると期待される。

我が国の沿岸域においてしばしば見られる波浪卓越型の海岸が前進して形成された堆積シーケンスは、過去の相対的海水準変動を反映した浅海堆積相を示すと考えられており、これを指標とした相対的海水準変動の復元が試みられている例えば、前浜相と外浜相の境界を旧汀線の指標として用いることで、地震性の急激な隆起を含む相対的海水準変動の復元が行われてきた（例えば、増田ほか, 2001）。また、下部外浜相と上部外浜相の境界も、相対的海水準変動に応じた特徴的な空間分布を示すことが報告されており、隆起侵食活動を解析するための基準指標面として用いられた研究成果も報告されている (Fraser et al., 2005; Tamura et al., 2007a;b)。

一方、堆積相の分布には、数万年オーダーの気候変動に伴う海水準変動だけでなく、急激な隆起による相対的海水準変動の低下が記録されている可能性が考えられる。例えば、Tamura et al. (2008) は九十九里浜平野において、前浜-上部外浜相境界と、上部-下部外浜相境界の分布高度は段階的に沖側へ低下しており、地震性隆起による相対的海水準の急激な低下を示す痕跡で

ある可能性を報告している。この様な状況を踏まえ、産業技術総合研究所では、相対的海面変化と堆積相との関連について、水槽実験を用いた予察的研究を実施した。その結果、前浜相—上部外浜相境界は相対的海水準に追従するのに対し、上部外浜相—下部外浜相境界は相対的海水準変動に必ずしも反映しないことが判明している（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011, 2012）。基準指標面として活用することができる浅海堆積相の認定にはさらなる研究が必要であろう。

2) 地形面の年代決定

段丘堆積物などの編年手法として最も一般的なものは広域火山灰を用いたものである。日本では段丘化した地形面上の多くには風成層が堆積しており、この被覆風成層から噴火年代が判明している広域テフラを同定することで、段丘の編年が行われてきた。しかしながら、噴火年代が確定している広域テフラが、段丘堆積物の中から、常に見いだせるわけではないので、段丘堆積物に適応可能な堆積物の年代測定手法の開発が必要となる。これまで、産業技術総合研究所では風成土壌中に散在している"クリプトテフラ"の認定・対比に基づく段丘編年手法の研究（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2009；2010；2011）や、火山灰土の連続微化石分析に基づく堆積物編年の検討（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2010）を実施してきた。クリプトテフラを用いた段丘編年の研究では、火山灰粒子の組成分析や鉱物中の流体包有物に対する組成分析がクリプトテフラの対比に効果的であることが示され、室戸地方において 10 万年を超える段丘編年に初めて成功している（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011）。また、火山灰土の連続微化石分析では、微化石群衆を基に、気候変動パターンを読み解き、汎地球的な気候変動との関連から年代層序を編む手法の適応性の検討を実施した（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2010）。この手法については、挟在される広域テフラなど、他の手法によってコントロールポイントとしての年代値を入れる必要がある。また、ハイアタスの存在などにも注意する必要がある。

一方、段丘構成層（構成物）に対する直接的な年代測定手法の検討として、ESR、フィッシュン・トラック法、U-Pb 法、 ^{10}Be や ^{26}Al などの宇宙線性核種を用いた地形面形成年代の測定が活用されている。それら測定手法毎に、適応可能な年代幅が異なり（図 4.1.1.1-1）、年代測定を行う対象物も異なるので、検討地点毎に適応な手法を選定する必要がある。産業技術総合研究所では、広域テフラ以外のローカルテフラにも適応可能な火山灰の年代測定法として、斜長石の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定手法の開発を行ってきた（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2009, 2010, 2011）。しかしながら、斜長石に形成される累帯構造が当初予想されていた以上に古い時代の同位体比組成を保持しており、これが年代測定の精度向上を阻んでいることが判明した（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011）。近年は、風成層に覆われる段丘を構成する水中堆積物から直接堆積年代を得る手法として、カリ長石を用いた光ルミネッセンス手法による年代測定の開発を進めている。これまで、上北地域での研究により、40～50 万年前までの段丘構成層の年代測定が実施されている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014, 2015, 2016）。光ルミネッセンス手法では、測定対象とする鉱物の特性と観測地点の自然放射線量により、測定可能となる年代幅、得られる年代値の確度が影響を受ける。このことから、測定対象毎に、限界年代と精度（および最適の測定条件）を評価する必要がある。

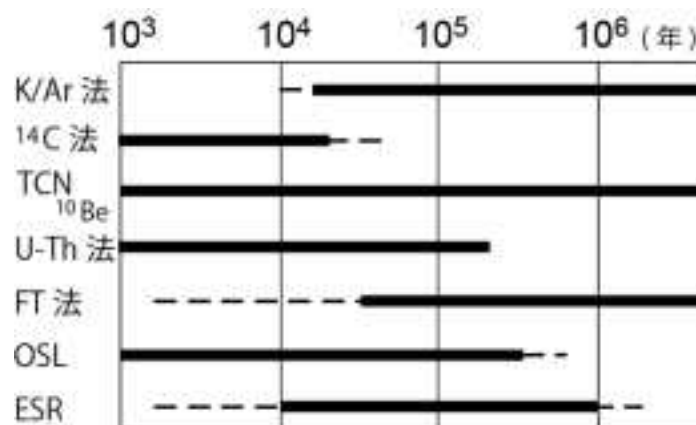


図 4.1.1.1-1 各種の年代測定手法の適応範囲

4.1.1.2 隆起速度の長期予測

長期予測においては、当該地域の応力場が将来的にも安定していることが保証される必要がある。例えば、カリフォルニア沿岸の例では、多段化した段丘面に対して堆積物の年代測定と海水準変動曲線の対比により現在から約 30 万年前までの隆起速度が推定され、約 8-10 万年前を境としてその前後で隆起速度が約 10 倍に加速した事例が報告されている（図 4.1.1.2-1；Merritts and Bull, 1989）。このような長期間に及ぶ隆起量算定事例は、このほかニュージーランドの事例などがあり、それによると現在から約 70 万年前までの隆起速度が求められ、14 万年前を境としてその前後で隆起速度が 2.5 倍に加速している（Bishop, 1991）。これらは、3 重会合点の潜り込みや大規模な構造運動の変化に伴い、隆起速度の変化が生じたと考えられている。

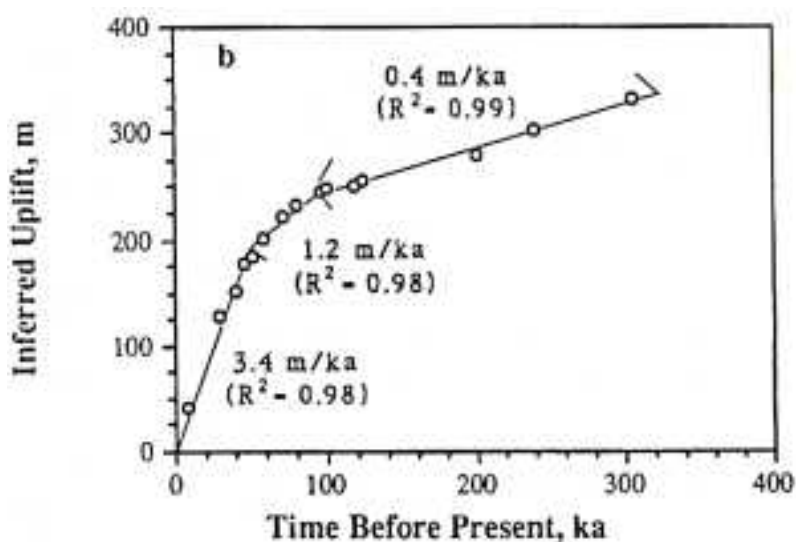


図 4.1.1.2-1 海岸段丘を用いた長期的隆起速度の算定事例 (Merritts and Bull, 1989)

日本列島において第四紀初期に形成された侵食平坦面や第三紀－第四紀境界層準を用いて列島規模における 200 万年スケールの積算隆起沈降量の推定（第四紀地殻変動研究グループ，1968）のほか、六甲山地（藤田，1983）や関東平野周辺（貝塚，1998）を対象とした研究成

果が報告されている。特に貝塚(1987)は関東平野周辺域においても過去 2-300 万年間に隆起・沈降速度の変化があり、その傾向は地域ごとに異なることを示しており、その変動要因を関東地域の複雑なプレート構造に影響されていると考えている。また、堆積盆における堆積作用の進行によりリソスフェアスケールの変形が生じ、十万年スケールで約 100m 程度の沈降が生ずる可能性が指摘されている(Yamasaki & Nakada, 1996)。このように、数 10~100 万年スケールの隆起・沈降速度の大幅な変更は(プレートの相互運動を含む)大規模な構造運動の変化の為に生じると考えられる。従って、数 10~100 万年スケールの将来の隆起・沈降速度の推定においては、当該地域の構造運動史の理解は、隆起速度の将来予測においても重要である。

4.1.2 侵食速度評価手法と長期予測に関する検討

【成果】

侵食速度の算定方法としては、間接的な推定として 1)ダム堆砂量に基づく推定（阿子島，1983；藤原ほか，1999 など），2)河川侵食の地形面オフセット（Yamamoto, 2005），3)フィッシュン・トラックを用いた熱履歴解析（Willett *et al.*, 2003）などがある．一方，地表面の岩石に生成される宇宙線照射生成核種の蓄積量から地表面の露出期間や侵食速度を直接かつ定量的に求めることのできる手法が近年用いられるようになっていく．

従来の侵食速度の測定手法として，河川が単位時間あたりに運搬する物質質量に基づく手法がある（Holeman, 1968）．この手法は，河川が発達した地域では，侵食された物質のほとんどは，河川によって最終的に海洋まで運搬されるという考えに基づいている．従って，上記の手法は，河川が発達する地球上の広範囲に適応可能な手法であるが，(1)現在の侵食速度しか得られない，(2)小流域や起伏の大きな流域での測定誤差が大きい，(3)洪水時などの一時的な運搬量増加を考慮しての長期にわたる観測が必要などの問題が生じている．一方，過去の侵食速度を求める手法として，海底や堆積盆の堆積量と堆積年代による堆積速度に基づくものがあげられる（Menard, 1961）．この手法によって，流域内の平均的な侵食速度を求めることができる．しかしながら，求める際に用いる堆積速度には，堆積物年代の測定誤差や陸成堆積物の推定誤差といった不確かな仮定を多く含んでいる．

より長期間（1-100 Ma）の平均的な侵食速度を求める手法として，造岩鉱物の熱履歴に基づく手法が用いられる．これはフィッシュン・トラック法によりアパタイト，ジルコンおよびスフェーンの冷却年代（試料が徐々に冷却し閉鎖温度まで達した年代）を求めるもので，地温勾配を仮定した上で，隆起活動により鉱物が封鎖温度を切ると推定される深度から，現在の標高までを侵食速度として推定するものである（Wagner and Reimer, 1972）．物毎に閉鎖温度が異なることから，同一地質体に含まれる複数の鉱物種を用いることで，侵食速度の変化履歴を入手することも原理的には可能である．しかし得られた情報は，単に測定に供した試料のサンプリング地点における局地的な侵食過程を示すものである点に注意が必要である．

宇宙線生成核種を用いた手法は，地表面に到達する二次宇宙線と鉱物中の特定の元素との相互作用により岩石中に生成される宇宙線生成核種の蓄積量を利用するもので（Gosse and Phillips, 2001）．特に半減期の比較的長い ^{10}Be (1.36 Myr) や ^{26}Al (0.75 Myr)， ^{36}Cl (0.30 Myr) を用いることで，十万～百万年スケールな地形発達の情報を得る事が可能である．また対象鉱物として，普遍的に存在する石英を用いるという点でも，本手法は汎用性が非常に高く（Gosse and Phillips, 2001），従来のフィッシュン・トラック年代測定法などでは捉えきれなかった低い侵食速度に対する議論も可能である．宇宙線照射生成核種は，海成段丘や河岸段丘，断層崖など形成年代測定にも活用され，海水準変動やテクトニクスとの議論にも活用されるなど（例えば Perg *et al.*, 2001），放射性廃棄物処分に対する侵食速度評価においても重要な研究手法の一つである．

宇宙線照射生成核種による侵食速度の研究は，世界各国，様々な地形・地質・気候環境で実施されている（Portenga and Bierman, 2010）日本列島では，湿潤なモンスーン気候下にあることから，地層表層部は土壌化が著しく，地表面部分のみから得た核種蓄積量からの侵食速度の定量は生物擾乱などの影響により，本来の地表面の侵食速度が維持され続けているか懸念される場合が多い（例えば Shiroya *et al.*, 2010）．加えて基本的に湿潤地域は侵食速度が高いことから，宇宙線照射生成核種の蓄積量が低いと予想され，加速器質量分析装置による核種量の測定誤差が増大されるなどの問題も付随している．しかしながら日本列島においては，表面から地下への宇宙線照射生成核種濃度プロファイルを基に，核種蓄積および表面剝削をモデル化することで，地表面侵食速度を推定する手法が有効で，研究事例も報告されるようになってきた．例えば，Matsushi *et al.* (2006) は，房総半島に分布する砂岩層と泥岩層の地表面の侵食速度を核種の深度プロファイルから求め，侵食速度は，岩種にコントロールされていることを示唆した．また，Shiroya *et al.* (2010) では，阿武隈山地の侵食平坦面の花崗岩風化層にも同様の手法を用い侵食速度の測定を行っている．

一方で、本手法は、サンプル採取地点における局所的な侵食速度を反映している可能性がある。例えば、図 4.1.2-1 で例示される様に、地点毎の隆起侵食量が得られたとしても、それらは個別地点の地形発達プロセスを反映したものであり、ここのデータをそのまま用いても、評価区画内の平均的侵食速度としては、過大評価あるいは過小評価となる可能性がある。また逆に、地下処分施設というきわめて局所的な一区画の評価においては、地域的な平均侵食量だけを根拠にした評価だけでは不十分であり、評価期間という点だけでなく、空間スケールの代表性についても注意をはらう必要がある。

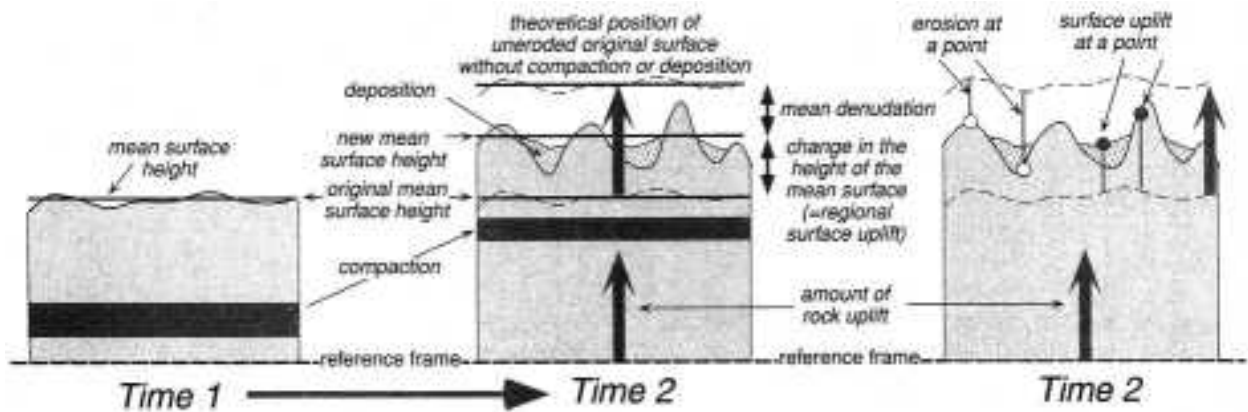


図 4.1.2-1 隆起活動と地形を形作る地域的な侵食・堆積作用の模式図
(Douglas & Anderson, 2009)

第4章 自然事象等の長期予測に係る調査手法とその予測精度・確度に関する検討

表 4.1.2-1 侵食速度評価に関する主な文献リスト

著者	発行年	タイトル	雑誌名	推定方法	対象時間スケール	侵食速度算出対象	結果	備考
高木ほか	2000	河岸段丘から推定した河床高度変化の歴史	地学雑誌	河岸段丘面年代測定：テフラなど	数万～数十万	河岸段丘、関東・中部地方の大河川（4河川）の中流部	下刻と埋積の規則的なサイクルが氷期・間氷期に対応、1サイクルの期間を通して、隆起量とほぼ等しい分だけ下刻、間氷期時の下刻速度：2～7m/ky	大河川の中・上流部におけるサイクリックな河床変動の振幅は、氷期間氷期に支配、河床高度の変化速度が最も大きい区間に適応化
藤原ほか	2005	地層処分から見た侵食作用の重要性-改正段丘を対象とした侵食速度の推定を例に-	原子力バックエンド研究	海成段丘開析谷の地形：開析谷の体積/開析谷の上面投影面積/12.5万年	12.5万年	開析谷侵食速度	開析谷侵食速度：隆起速度の約20～30%、段丘面侵食速度：8～19%	最終間氷期最盛期（約12.5万年前）に形成された海成段丘、18地域
Yamamoto T.	2005	The rate of fluvial incision during the Late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology	The Island Arc	河岸堆積部の地形オアセット	約15万年	新旧河川堆積物による河川下刻量計測	150～80m/Myr	阿武隈花崗岩地域 河川の高度によらない
Yoshikawa, T.	1974	Denudation and Tectonic Movement in Contemporary Japan	Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo	堆砂量	数十年	堆積域毎	6～0.02mm/y	第四紀の積算隆起量と近年の侵食速度はほぼ正の相関がある
阿子島	1972	山地の侵蝕速度分布図について	地理学評論	堆砂量	数十年	東北日本：地形・地質・気候等を考慮しメッシュマップ化	1～0.1mm/y	少ない堆砂量データと地形を指標化データの相関を求め、東北地域全体をメッシュ化して適応した。相関を求めたデータ数が荒い。
藤原ほか	1999	日本列島における侵食速度の分布	サイクル機構技報	ダムにおける堆砂量、(扇状地などの体積)	平均～30年、(千年～万年)	全国：平均	流域の侵食速度と降水量や降水強度との間に、相関がほとんどみられない。地域間での平均侵食速度に違いあり(3～5 mm/y, 2～3 mm/y, 1mm/y)。地質によらない。山地の侵食速度は第四紀の隆起量を反映している。千年～万年の侵食速度とも比較的近い値	数十から200～300km ² 程度の領域の平均的な侵食速度、推定式は地形量の区間毎に算出された侵食速度の平均値に対する回帰分析に基づく、ダム数：82、地形の起伏
阿古島	1983	山形県馬見ヶ崎川流域における過去2万年間および最近の侵蝕速度	地形	1. 扇状地の堆積速度、2. 扇状地河川上流の堆砂速度	1. 25,000年、2. 12年	1流域：平均	掃・浮・溶流物質量に基づく、1. 平均堆積速：0.67mm/y、2. 比堆砂量：0.72mm/y→ほぼ等しい	掃・浮に加え、溶流物質量をも検討1地域、馬見川流域：ほぼやせ尾根と急斜面
Tanaka, M.	1982	A map of regional denudation rate in Japanese mountains	地形	ダムにおける堆砂量	最近100年	全国	全国平均0.4mm/y、地域的に相違が認められる	地域的な相違があり、四国、東海、北陸地方で大きく、治中国地方で小さい
長谷川ほか	2005	ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布	自然災害科学	ダム比堆砂量(量/面積/年)、S20～40年代	～25年	全国：流域全体の侵食速度の推定	表層地質と平均メッシュ傾斜を用いた比堆砂量の推定式を提案、誤差52m ³ /km ² /yr、荒廃地では過大評価	地域による降雨の違いを考慮しない、ダム数：72、地質
Willett, S. D. et al.	2003	Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry	Geology	FT 熱履歴解析	数百万年	台湾	最近百万年の平均値として4～6mm/y	変成岩中のアパタイト、ジルコン熱履歴解析
Shiroya, K. et al.	2010	Quantitative determination of long-term erosion rates of weathered granitic soil surfaces in western Abukuma, Japan using cosmogenic 10Be and 26Al depth profile	Geochemical Journal	TCN, 10Be, 26Al深度プロファイル	数十万年～数百万年	阿武隈地域：尾根部	約19m/Myr	花崗岩真砂土層
Mahara, Y. et al.	2010	Vertical distribution of 10Be, 26Al, and 36Cl in the surface soil layer of weathered granite at Abukuma, Japan	NIMB	TCN, 10Be, 26Al, 36Cl 深度プロファイル	数十万年～数百万年	阿武隈地域：尾根部	約49～74m/Myr	花崗岩真砂土層
Matsushi, Y. et al.	2006	Long-term denudation rates of activity uplifting hillcrests in the Boso Peninsula, Japan, estimated from depth profiling of in situ-produced cosmogenic 10Be and 26Al	Geomorphology	TCN, 10Be, 26Al深度プロファイル	数十万年～数百万年	房総半島：隆起(900～1400mm/kyr)地域	砂岩層：90mm/kyr、泥岩層：720±110mm/kyr、両地層間で約50万間で約300mの高度差	砂岩層、泥岩層

【まとめと今後の課題】

1) 隆起速度評価手法と長期予測に関する検討

隆起速度を評価するための手法として、指標地形面の認定ならび適応可能な年代測定法を整理した。地域によっては指標地形面から遡れる侵食・堆積量変化履歴が、評価期間に対して不十分なくらい短い場合（例えば得られた変化履歴が過去 10 万程度しかないケース）もありえ、数十万年を越える複数の指標地形面が保存されている地域の方が例外的と推測される。そのため、短い侵食・堆積量変化履歴を将来に外挿せざるをえない場合には、変動地形学的な将来の侵食量予測にあわせて、他の地質学的証拠に基づく隆起速度の見積もりや当該地域周辺の大局的な地殻変動の傾向を別途明らかにし、両者の整合性を別途示す必要がある。

2) 侵食速度評価手法と長期予測に関する検討

侵食速度の評価手法として、間接的な推定手法（ダム堆砂量、侵食作用による地形面オフセット、鉱物の熱履歴熱履歴解析）および直接的な推定手法（地表面への宇宙線生成核種の利用）の概観を示した。侵食速度については、現時点ではいくつかのテストフィールドでの研究成果が示されているに過ぎず、全国的な侵食速度マップはダム堆砂量によるものしか作られていない。放射性廃棄物の安全規制における基盤的地質情報としては、今後、宇宙線生成核種等を用いた時間スケールの長い侵食速度データの蓄積についても検討が必要と思われる。

【引用文献】

- 阿子島功(1972) 山地の侵蝕速度分布図について. 地理学評論, 45, no. 11, 794-803.
- 阿子島功 (1983) 山形県馬見ヶ崎川流域における過去 2 万年間および最近の侵蝕速度, 地形, 4, 97-106.
- Bishop, D. M. (1991) High-Level Marine Terraces in Western and Southern New Zealand: Indicators of the Tectonic Tempo of an Active Continental Margin. Spec. Pub. Int. Assoc. Sediment. 12, 69-78.
- Burbank, D. W. and Anderson, R. S. (2009) Tectonic Geomorphology. Wiley, 288.
- Caldas, L. H. O., Stattegger, K. and Vital, H. (2006) Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil, Marine Geol., 228, 39-53
- 第四紀地殻変動グループ (1968) 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, 7, 182-187.
- 藤原 治・増田富士雄 (1996) 地殻変動の将来予測に関する研究(1)―堆積環境の復元による第四紀の隆起運動の解析精度の向上―. 動燃事業団東濃地科学センター地層科学研究外部発表集(PNC TN7410 96-030),173-173.
- 藤原 治・三箇智二・大森博雄 (1999) 日本列島における侵食速度の分布. サイクル機構技報, 5, 85-93.
- 藤原 治・柳田 誠・三箇智二・守屋俊文 (2005) 地層処分から見た侵食作用の重要性 ―海成段丘を対象とした侵食速度の推定を例に― 原子力バックエンド研究, 11, no. 2, 139-146.
- Gosser, J. C. and Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides : theory and application, Quat. Sci. Rev., 20, 1475-1560
- 長谷川浩一・若松加寿江・松岡昌志 (2005) ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布. 自然災害科学, 24, no. 3, 287-301.
- Holeman, J. N. (1968) Sediment yield of major rivers of world. Water Resour. Res., 4 (4), 737

- Fraser, C., Hill, P.R. and Allard, M. (2005) Morphology and facies architecture of a falling sea level strandplain, Umiujaq, Hudson Bay, Canada. *Sedimentology*, 52, 141–160.
- 貝塚爽平 (1998) 発達地形学. 東大出版会, 286p.
- Mahara, Y., Hohjo, K., Kubota, T., Ohta, T., Mizuochi, Y., Tashiro, T., Sekimoto, S., Takamiya, K., Shibata, S. and Tanaka, K. (2010) Vertical distribution of ^{10}Be , ^{26}Al , and ^{36}Cl in the surface soil layer of weathered granite at Abukuma, Japan. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268, no. 7-8, 1197-1200.
- 増田富士雄・藤原 治・酒井哲弥・荒谷 忠 (2001) 房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去 6000 年間の相対的海水準変動と地震隆起. *地学雑誌*, 110, 650–664.
- Matsushi, Y., Wakasa, S., Matsuzaki, H. and Matsukura, Y. (2006) Long-term denudation rates of actively uplifting hillcrests in the Boso Peninsula, Japan, estimated from depth profiling of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al . *Geomorphology*, 82, no. 3-4, 283-294. doi:10.1016/j.geomorph.2006.05.009
- Merritts, B. and Bull, W. B. (1989) Interpreting Quaternary uplift rates at the Mendocino triple junction, northern California, from uplifted marine terraces, *Geology*, 17, 1020-1024.
- Menard, H. W. (1961) Some rates of regional erosion, *J. Geol.*, 69 (2), p.154-161.
- Nielsen, L. and Clemmensen, L. B. (2009) Sea-level markers identified in ground-penetrating radar data collected across a modern beach ridge system in a microtidal regime, *Terra Nova*, 21, 474-479.
- 岡崎浩子・増田富士雄 (1992) 古東京湾地域の堆積システム, *地質学雑誌*, 98, 235-258.
- Perg, L. A., Anderson, R. S. and Finkel, R. C. (2001) Use of a new Be-10 and Al-26 inventory method to date marine terrace, Santa Cruz, California, USA. *Geology*, 29(10), 879-882
- Portenga, E. W. and Bierman, R. R. (2010) Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . *GSA Today*, 21, 4-10
- Ray, D., Rubio, B., Bernabeu, A. M. and Vilas (2003) Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain), *Sedim. Geol.*, 169, 93-105.
- Rodriguez, A.B. and Meyer, C.T. (2006) Sea-level variation during the Holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, USA: *Jour. Sedim.Res.*, 76, 257–269.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2008) 地層処分にかかる地質情報データの整備 : 平成 19 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2009) 地層処分にかかる地質情報データの整備 : 平成 20 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 地層処分にかかる地質情報データの整備 : 平成 21 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備 : 平成 22 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料ー立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性ー. 地質調査総合センター研究資料集, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no.560, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 112p

- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備：平成 23 年度事業報告書。
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備：平成 24 年度事業報告書。
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質評価手法等の整備：平成 25 年度事業報告書。
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2006) 地層処分にかかる地質情報データの整備 平成 17 年度事業報告書。
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究センター (2007) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料－長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方－.地質調査総合センター研究資料集, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no.459, 191p.
- Shiroya, K., Yokoyama, Y. and Matsuzaki, H. (2010) Quantitative determination of long-term erosion rates of weathered granitic soil surfaces in western Abukuma, Japan using cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al depth profile. *Geochem. J.*, 44, no. 6, E23-E27.
- Spurgeon, D., Davis, R. and Shinnu, E.A. (2003) Formation of 'Beach Rock' at Siesta Key, Florida and its influence on barrier island development, *Marine Geol.*, 200, 19-29
- 高木俊男・柳田 誠・藤原 治・小澤昭男 (2000) 河岸段丘から推定した河床高度変化の歴史. *地学雑誌*, 109, no. 3, 366-382.
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K. and Saito, Y. (2008) Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Mar. Geol.*, 248, 11-27.
- Tamura, T., Nanayama, F., Saito, Y., Murakami, F., Nakashima, R. and Watanabe, K. (2007a) Intra-shoreface erosion in response to rapid sea-level fall: depositional record of a tectonically uplifted strand plain, Pacific coast of Japan. *Sedimentology*, 54, 1149-1162
- Tamura, T., Saito, Y., Sieng, S., Ben, B., Kong, M., Choup, S. and Tsukawaki, S. (2007b) Depositional facies and radiocarbon ages of a drill core from the Mekong River lowland near Phnom Penh, Cambodia: evidence for tidal sedimentation at the time of Holocene maximum flooding, *Jour. Asia. Earth. Sci.*, 29, 585-592
- Tanaka, M. (1982) A Map of Regional Denudation Rate in Japanese Mountains. *地形*, 3, no. 2, 159-167.
- van Heterenm S., Huntley, D. J., van de Plassche, O. and Lubberts, R. K. (2000) Optical dating of dune sand for the study of sea-level change. *Geology*, 28, DOI:10.1130/0091-7613(2000)28
- Wagner, G. A. and Reimer, G. M. (1972) Fission track tectonics - Tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth Planet Sci. Lett.*, 14 (2) 263-268
- Willet, S. D., Fisher, D., Fuller, C., En-Chao, Y. and Lu, C. Y. (2003) Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry. *Geology*, 31, no. 11, 945-948. doi:10.1130/g19702.1
- Yamasaki, T. and Nakada, M (1996) Effects of the Quaternary sea-level change on the subsidence of a sedimentary basin: a case study of the Osaka Bay sedimentary basin, Japan. *Tectonophysics*, 267, 229-238.
- Yamamoto, T. (2005) The rate of fluvial incision during the Late Quaternary period in the Abukuma Mountains, northeast Japan, deduced from tephrochronology. *Island Arc*, 14, 199-212. doi:10.1111/j.1440-1738.2005.00464.x
- Yoshikawa, T. (1974) Denudation and tectonic movement in contemporary Japan'. *Bull.*

Dept.Geogr. Univ. Tokyo, 6, 1-14.

吉山 昭・柳田 誠 (1995) 河川地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, 104 (6), 809-826.

4.2 断層再活動性の評価手法と長期予測に関する検討

【実施内容】

平成 28 年度までの成果及び既往研究成果を基に、断層再活動性の評価手法と長期予測に関する検討結果を取りまとめ、課題を抽出する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

4.2.1 力学的断層評価手法と長期予測に関する検討

【成果】

過年度の原子力規制委員会委託事業において、地質断層の再活動性の評価手法について、スリップテンデンス（ST）に基づく数値計算及び断層運動シミュレーションを行うことで地質断層の再活動性評価手法の開発に向けた検討と課題の抽出を行った。その結果、東北地方および近畿地域を事例研究としてスリップテンデンス（ST）に基づく断層活動性評価手法が活断層のみならず地質断層にもおおむね適用可能であることを示した。それらの成果から、断層活動性評価手法として力学的な評価法を長期予測に適用する場合の検討すべき課題としては、力学的な評価方法が長期に渡って適用可能か検討すること等が挙げられる。特に長期予測を行う場合には、応力場等の環境条件が変化しないとすれば（応力の長期予測については下記 4.2.2.にて検討）、変化する要因として長期的な地殻の変形を考慮する必要がある。このことについては、平成 27 年度に一部先行して検討を行っており。例えば、東北の断層では、長期的に一樣なテクトニックセッティングに置かれた断層群において、長期的な地殻の変形場の移動に伴い、断層活動性が時間変化することが指摘されている（Otsubo and Miyakawa, 2016; 図

4.2.1-1）。この天然で観察された断層活動場が時間変化する現象が、数値シミュレーションにおいても再現されている。そこで、今年度は、同様の数値シミュレーションを用いて、長期的な地殻変形の場合における、断層の活動性を力学的活動性評価手法によって評価する。これにより、力学的評価手法による断層活動性評価の、地殻変形を伴うような長期的な変形場における適用性を検討する。

地殻を模擬する完全線形弾性体のブロック（300 km × 20k m）を設定する。モデル底面に水平不連続面を設定し、その不連続面の下にも上部と同様の完全線形弾性体のブロックを深度 10km で設定する（図 4.2.1-2）。このような地殻底部の水平不連続面は、実際の地質体でも存在が想定されるデタッチメント断層を模擬する（Okada and Ikeda, 2012）。水平不連続面より上のブロック中に、地殻内の既存断層を模擬する不連続面を設定する。その際、それぞれの不連続面には異なる傾斜 40 度、35 度、70 度、30 度を与え、それぞれ 40km, 30km, 50km 間隔に設定する。これにより、天然に存在する断層姿勢（傾斜）の異なる断層を模擬する。上部ブロック内の傾斜した不連続面および水平不連続面の断層面の摩擦特性として、いずれも摩擦角 30 度（摩擦係数 0.58）とした。次に境界条件とし、モデル底面および両端に上下水平方向に変位をしない固定拘束を与える（図 4.2.1-2）。最後に、加速度を無視できる準静的な側方圧縮変形を加えるために、水平不連続面より上のブロックに対して、左側から 0.1 m/s の非常に遅い速度で右に向かって短縮変位を加える。ここで、数値シミュレーション中では、準静的な変形をモデル化するため、総歪量による時間の規格化を行う。シミュレーション開始時から終了時までの総短縮量は 20m であり、歪み量は $20/300=6.66\%$ となる。ここで、東北地方の一般的な歪み速度が $-3 \times 10^{-7}/\text{year}$ 程度であることから、総短縮量（6.66%）に至るには、約 22 万年経過したことに相当する。

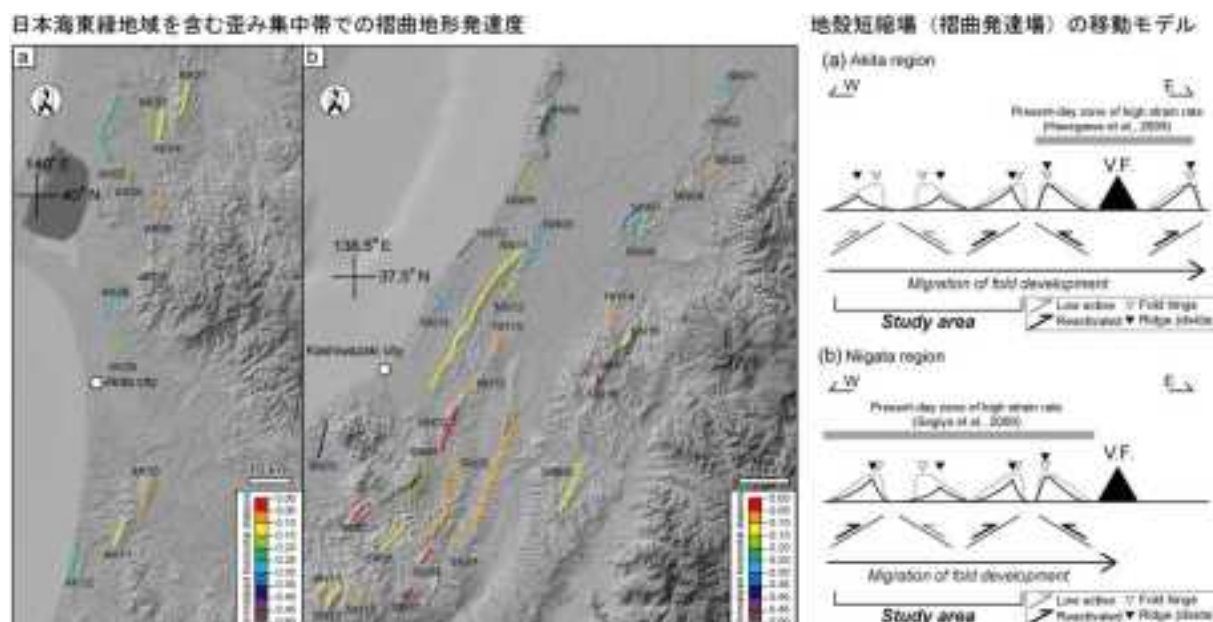


図 4.2.1-1 日本海東縁地域（秋田地域および新潟地域）での(左)褶曲のヒンジラインと地形的稜線のズレと、(右)両者のズレから推定される褶曲発達場の移動モデル (Otsubo and Miyakawa, 2016)。

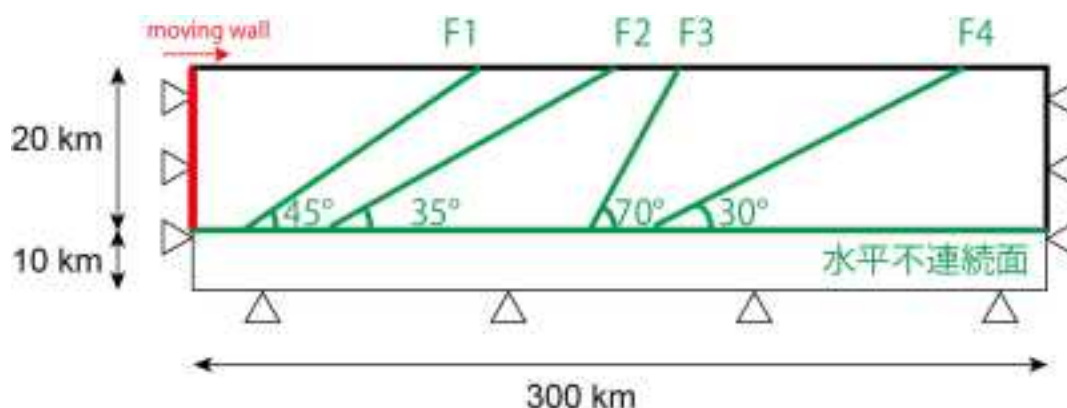


図 4.2.1-2 異なる傾斜を持つ断層群を含む地殻の変形モデルセッティング。
モデル上部ブロックには異なる傾斜（45°、35°、70°、30°）の断層を模擬する不連続面が設定される。上部ブロックと下部ブロックの境界は水平な不連続面が設定され、天然におけるデタッチメント断層を模擬する。東北地方で見られるような水平圧縮を模擬するため、上部ブロックのみを左端を右方に強制変位させ上部ブロックを短縮変形させる。

シミュレーションの結果、地殻を模擬したブロック間で長期的な地殻の変形と、それに伴う断層運動を再現された（図 4.2.1-3）。さらに、断層の活動場は左から右に移動しており、東北地方の活断層など天然で指摘されている断層活動場の移動（Otsubo and Miyakawa, 2016; 図 4.2.1-1）と類似した現象を確認できる。一方、モデル中にシミュレーションを通して、F3断層は運動しない。断層活動場の移動方向であるより右側の断層（F4）断層が活動していることから、F3断層より右側まで断層活動場の移動は到達しているとみなせる。すなわち、F3断層が活動していないのは、断層活動場の移動がF3まで到達していないというわけではない。そこで、この長期的な地殻変動を模擬したモデル中で、活動する断層（F1、F2、F4）と活動しない断層（F3）について、力学的な断層活動性評価を適用して検討する。

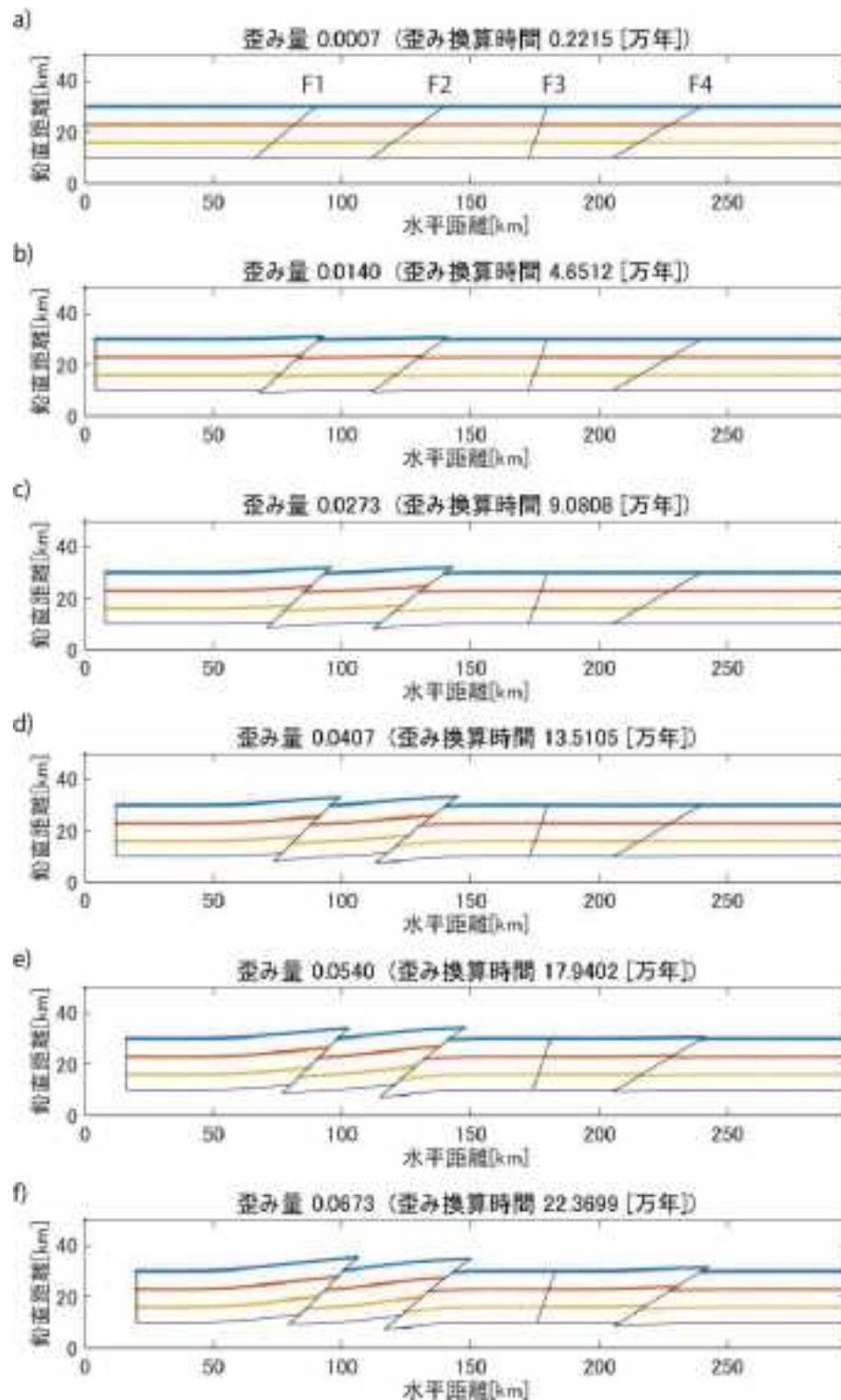


図 4.2.1-3 数値シミュレーションにより再現された地殻の短縮に伴う異なる傾斜を持つ断層群の活動の様子。短縮変位を加えた、上部ブロックのみを表示。歪み量 0.0140 以降 F1, F2 の不連続面が活動。歪み量 0.0540 以降 F4 の不連続面が活動している様子がわかる。

図 4.2.1-3 の断層群の挙動に対する力学的な断層活動性評価の結果、図 4.2.1-4 のような slip tendency の時間変化が得られる。まず、F1 と F2 の断層については、断層活動開始時（それぞれ約 1 万年, 約 5 万年経過後）には slip tendency がおよそ 0.6 に到達することになる(図 4.2.1-4)。

シミュレーション中の断層に与えた摩擦係数がおよそ 0.6 であることから、いずれも摩擦強度を超えることで断層が活動していることが確認できる（図 4.2.1-4）。F1,F2 に比べて 15 万年以上経過した、約 18 万年後に F4 断層が活動を開始するが、その際には slip tendency が 0.6 を超えていることが確認できる（図 4.2.1-4）。以上のことから、シミュレーション中で活動をした断層は、いずれも力学的に活動性が高い状態になり活動をしていることが確認できる。また、その活動のタイミングは必ずしも同時ではなく、それぞれの断層周囲の応力場が断層活動に適切になったタイミングで活動していることが確認された。一方、シミュレーションを通して活動をしなかった F3 断層については、全期間を通して slip tendency が 0.4 を下回る低い値であることが確認できる。このことから、F3 断層が活動をしなかったのは、摩擦強度を超える応力が断層面に作用しなかったためと結論付けられる。このことから、複数の断層を有し、変形場が移動するような長期的な地殻変動を模擬したシミュレーション中でも、力学的な断層活動性評価手法が適用可能であることが確認できた。

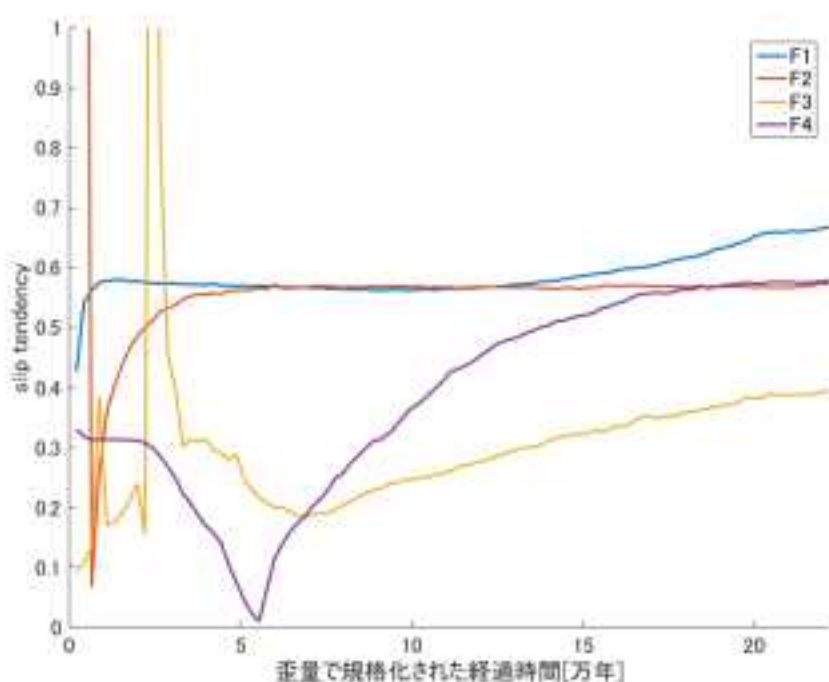


図 4.2.1-4 数値シミュレーションから得られた各断層の slip tendency の時間変化。

F1（青）は 1 万年程度、F2（赤）は 5 万年程度、F4（紫）は 18 万年程度で slip tendency が 0.6 に漸移。F3（黄）はシミュレーションを通して、0.4 以下の値を示す。なお、5 万年までに F2,F3 で見られるスパイク状の変化は、モデル载荷時に一時的に発生した局所応力による変化と考えられる。

次に、このシミュレーション結果から、天然における長期的な断層活動性評価手法の適用性を検討する。今回シミュレーションを行ったモデルは、広域的にデタッチメント断層が伏在するような地殻を模擬している。例えば、Okada and Ikeda (2012)では、秋田県本庄市を含む日本海沿岸では、地下 10km 程度にほぼ水平なデタッチメント断層が伏在し、それに沿った短縮変位により活褶曲が形成されたと考えている（図 4.2.1-5）。

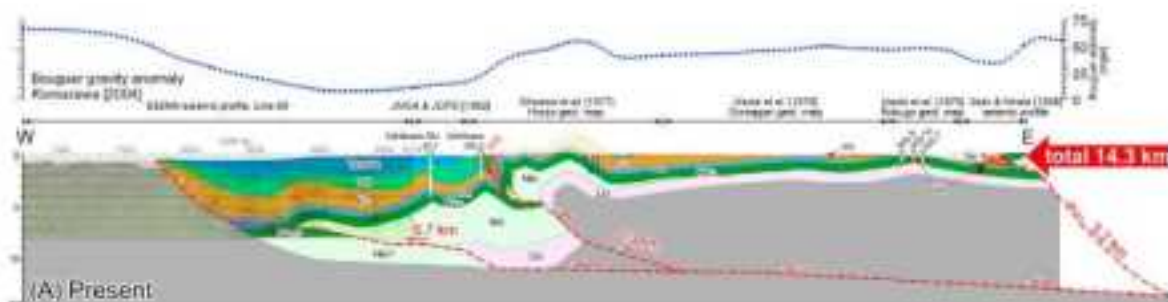


図 4.2.1-5 秋田県由利本荘市を含む地殻の模式図 (Okada and Ikeda, 2012). 赤線で示される地表では高角な断層が、底部(深度約 10km)では、ほぼ水平な断層(デタッチメント断層)として示されている。第四紀中にこのデタッチメント断層より上部で、14.3 km の水平短縮が起きた。この水平短縮に伴いデタッチメント断層およびそれにつながる逆断層が活動し、地層の変形や活褶曲を形成したと考えられる。

このようなデタッチメント断層を有する短縮場における応力場は長期的な短縮にともない、広域的には水平圧縮が卓越する応力場が形成され则认为される(図 4.2.1-5)。本シミュレーションにおいても、デタッチメント断層を有する天然の地殻構造と同様の境界条件が設定されていることから、長期的には水平圧縮が卓越する応力場が形成され则认为される(図 4.2.1-6)。実際に数値シミュレーション中の、最大圧縮軸の方向を確認すると、初期状態では鉛直方向(暖色)であったが、時間経過とともに最大圧縮軸の方向が水平方向(寒色)に移行する様子が確認できた。

このような応力場の長期的な発展を想定すると、水平圧縮に対して適当な断層が活動をし、逆に水平圧縮に対して不適当な断層は長期的にも活動しないことが予想される。具体的には、低角な断層ほど活動しやすく、高角な断層は活動しないことが予想される。この条件下で、実際に数値シミュレーション中で活動した断層は、いずれも 40 度を下回る低角な断層のみであった。以上のことから、テクトニックセッティングにもとづいて、長期的な応力場あるいはその時間発展を予測することができれば、それにもとづいて長期的な断層活動性評価の適用可能性を示す。そのため、また、長期的な応力場あるいはその時間発展を予測が課題となる。その際には対象となるテクトニックセッティングの初期値の適切さも重要である。

ここで議論している力学的な断層活動性評価法は、長期的に応力場が継続した際に、その応力下での断層の活動性を評価する。例えば、ある断層で力学的に活動性が高いと推定されても、長期的な時間スケールでは活動すると予想はされるが、いつ活動するかは決められない。このことから、年代学的情報をもつ異なる手法との組み合わせることで、活動時期も加味した断層活動性評価への発展が期待できる。例えば、石渡(2016)は断層の活動性を評価する際に、被覆層がない場合には従来の上載地層法が利用できないことに言及した上で、対象とする断層が切っている、あるいは断層を切っている鉱物脈に基づく評価手法が重要であることを指摘した。すなわち、断層を切っている鉱物脈が十分古いあるいは高温環境下で形成されるものであれば、最近断層が活動していないことを意味する。このように、断層の活動時期についての研究の進展も踏まえて、今後の活動性評価手法の検討が必要である。

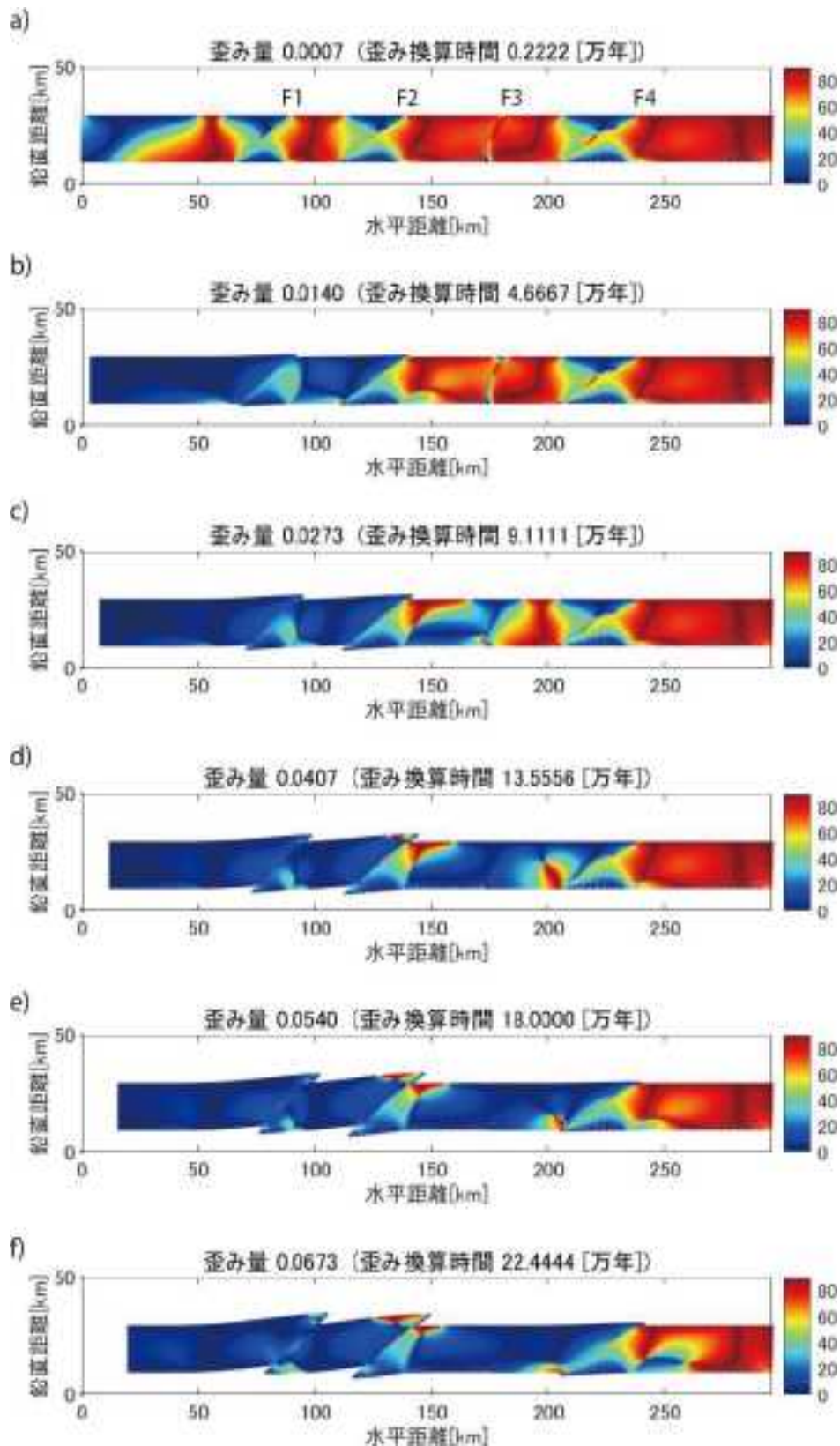


図 4.2.1-6 数値シミュレーションによる地殻内の最大圧縮主応力軸の水平からの角度。初期状態では概ね鉛直に近い（暖色）の最大圧縮軸の向きである。局所的に低角な最大圧縮軸の向きを示すのは、断層による影響。短縮変形の進行に伴い、最大圧縮軸の向きが左側から水平に向かって（寒色）変化していく。シミュレーション終盤には上部ブロックのほぼ全域が、水平に近い最大圧縮軸の向きを示し、全体として水平圧縮が卓越している様子が確認できる。

4.2.2 応力場評価手法と長期予測に関する検討

【成果】

平成 27 年度までの原子力規制委員会委託事業において、応力場評価手法と長期予測に関して、各空間スケールにおける応力の推定法（地震の発震機構を用いた逆解析やボーリング孔やコアを用いた手法）それぞれの利点を示した。また、地質環境の長期予測評価手法の整備のための有用なデータについては、広域応力場と局所的な応力場、また現在の地震発生場との関係に注目した整理を行い、既存応力情報に対して応力間の類似度を尺度としたクラスター解析を用いることで、日本列島の応力場を大きく 5 つに区分できること、この応力区から読み取れる応力の空間不均一性と地殻熱流量の相関がよいこと、を示した。それらの成果から、検討すべき課題としては、(1) 絶対値も含めた応力情報の整備が今後必要であること、(2) 応力の時間変化として長期的な変動にともなう広域応力場の長期的な変化の検討が必要であること、(3) 応力場と現在の地震発生場との関係として、東北日本と西南日本では沈み込むプレート運動が異なることを考慮しながら、地殻構造や岩石物性の不均一性に関する情報をより詳細に整備していくことが重要であること、が挙げられる。そこで、平成 28 年度は、(1) 広域応力場の空間スケール・空間分解能、(2) 広域応力場の時間スケール・時間分解能について、これまでの知見を踏まえ、検討を行なう。

4.2.2.1 既存知見の整理

1) 広域応力場の空間スケール・空間分解能

広域応力の一番の源はプレート沈み込みや衝突によるものである。地殻応力場の第一次オーダーの大局的な空間的な不均一性を捉えることは可能である。その際は、マグニチュード 3 以下の微小地震を用いた応力場の詳細な空間不均一性把握が有効である（例えば、(Imanishi et al., 2012) など）。ただし、地震活動が低調な地域では、必要に応じて岡田ほか (2008) が 2008 年 6 月 14 日の岩手宮城内陸地震発生後に実施したような臨時観測を行うなどの対応が必要である。急激な応力変化に関しては、プレート境界型の大規模地震を想定している。評価する断層がその近傍の大地震によってどのように動き易いか（もしくは、動き難いか）のを表す指標として「クーロン応力変化」を用いることが多い。

2) 広域応力場の時間スケール・時間分解能

プレート沈み込みや衝突による地殻に働く応力がもつ時間スケールは基本的には 100 万年のオーダーである。広域応力場と断層活動の時間分解能・時間スケールに関して、広域応力場の大規模な変化（例えばプレート沈み込み方向の変化によるもの）による断層再活動性については別途、将来の広域応力場変化の可能性（発生要因等）とその変化量について含めた形での検討が必要になる。その際には対象地域ごとに考慮すべき不確実性が異なることに留意し、プレート沈み込み方向が変化する時間スケール（100 万～200 万年）を超えない範囲での検討が可能である。島弧沈み込み帯において、より活動的な地域では、10 万年スケールで地殻応力が変化する可能性がある。現在拡大中である背弧海盆が存在する琉球弧において、その前弧にあたる琉球列島では、ここ 100 万年間に 10 万年スケールで応力場が変化している（図 4.2.2.1-1）(Otsubo and Hayashi, 2003)。海溝－海溝－海溝型の三重会合点近傍である房総半島でも、ここ 100 万年間に 10 万年スケールで応力場が変化している（図 4.2.2.1-2）(Yamaji, 2000)。

また、近年、静的な応力変化と地震活動の関係に関する定量的な研究では、0.01 MPa～0.1 MPa 程度のわずかなクーロン応力の増加・減少でもその後の地震活動の活発化・静穏化が認められることが報告されている(Reasenbergs and Simpson, 1992; Toda et al., 1998)。例えば、2000 年の福岡県西方沖の地震に活動されたとする警固断層の場合、M7 級の地震を 1～2 万年間隔で発生してきたと推定されており、剪断応力約 3～5 MPa を 1～2 万年かけて蓄積してい

る(Toda and Horikawa, 2005). このことから, 2000 年の地震によって警固断層に加わった応力は 0.5 MPa であり, 応力は通常の約 1000 年分に相当する. すなわち, 次の大地震発生が 1000 年以上前倒しされることになる. Toda et al. (2011)では 2011 年東北地方太平洋沖地震 ($M_w=9.0$) における日本列島側のプレートが受けた応力変化 (クーロン応力変化) によって, 東北地方の活断層ではクーロン応力が低下し活動度が低下する一方, 中部地方の活断層ではクーロン応力が上昇し活動度が上昇することを報告している (図 4.2.2.1-3). 一方西南日本では, 1944 年東南海地震及び 1946 年南海地震による応力変化で西南日本での地震が増加したことが報告されている. Ogata (2004)は, 南海トラフにおけるプレート境界での巨大地震 (1944 年の東南海地震, 1946 年の南海地震) の発生によるクーロン応力変化によって, 西南日本陸域の活断層の活動が促進されたことを指摘している (図 4.2.2.1-4~5). それによると, 1946 年 12 月 21 日に発生した南海地震 ($M=8.1$) によるクーロン応力変化では, 南和歌山の北北西-南南東方向の走向をもつ断層, 東四国の東北東-西南西方向の走向をもつ断層, 南紀伊半島の東北東-西南西方向の走向をもつ断層周辺で断層活動が促進された. よって, 日本列島において, 東北日本, 西南日本, それぞれ地域のテクトニックセッティングの違いあっても, マグニチュード 7 を超えるような大規模な地震活動 (断層運動) によるクーロン応力の増加・減少が周囲の地震活動の活発化・静穏化を促す.

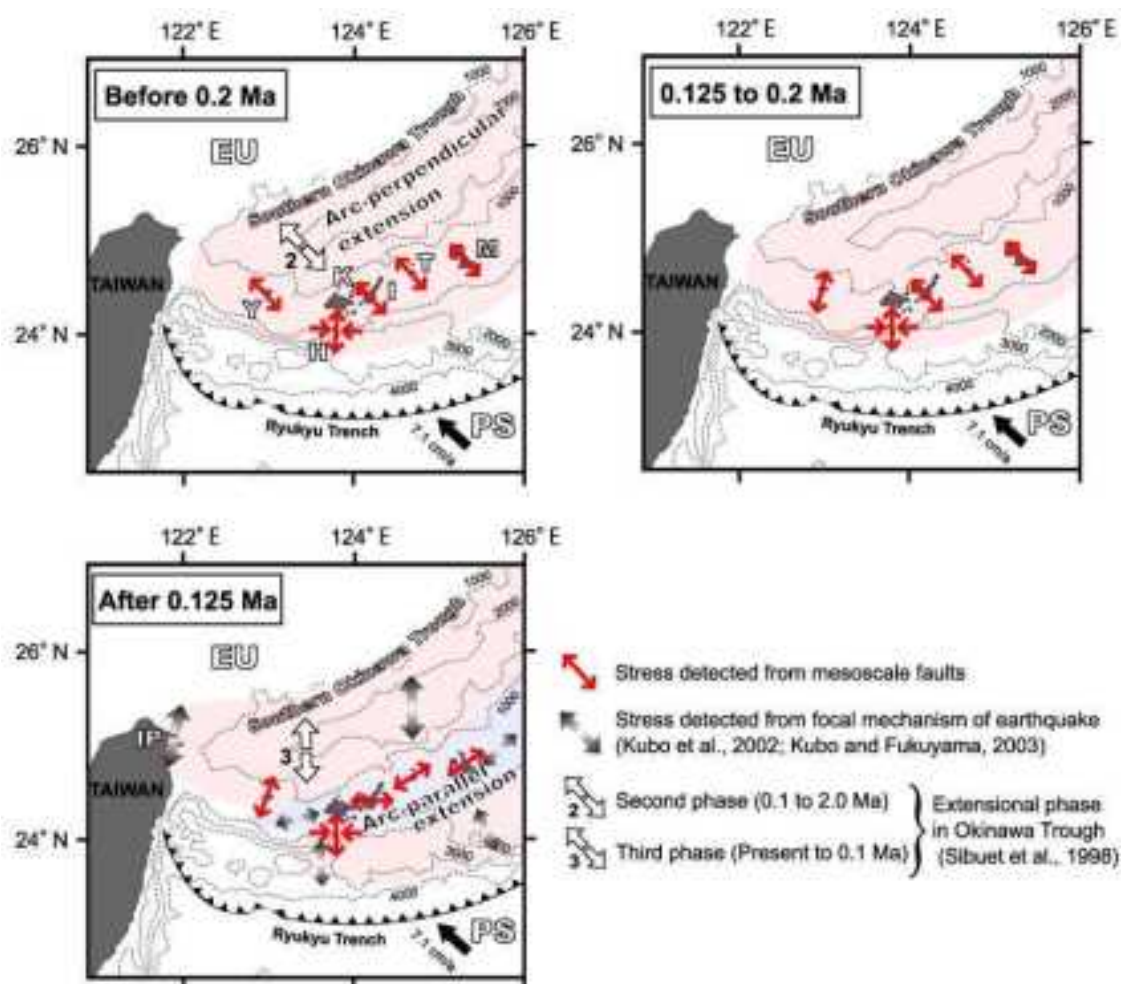


図 4.2.2.1-1 南琉球弧での最近 100 万年間の応力場変化(Otsubo and Hayashi, 2003).

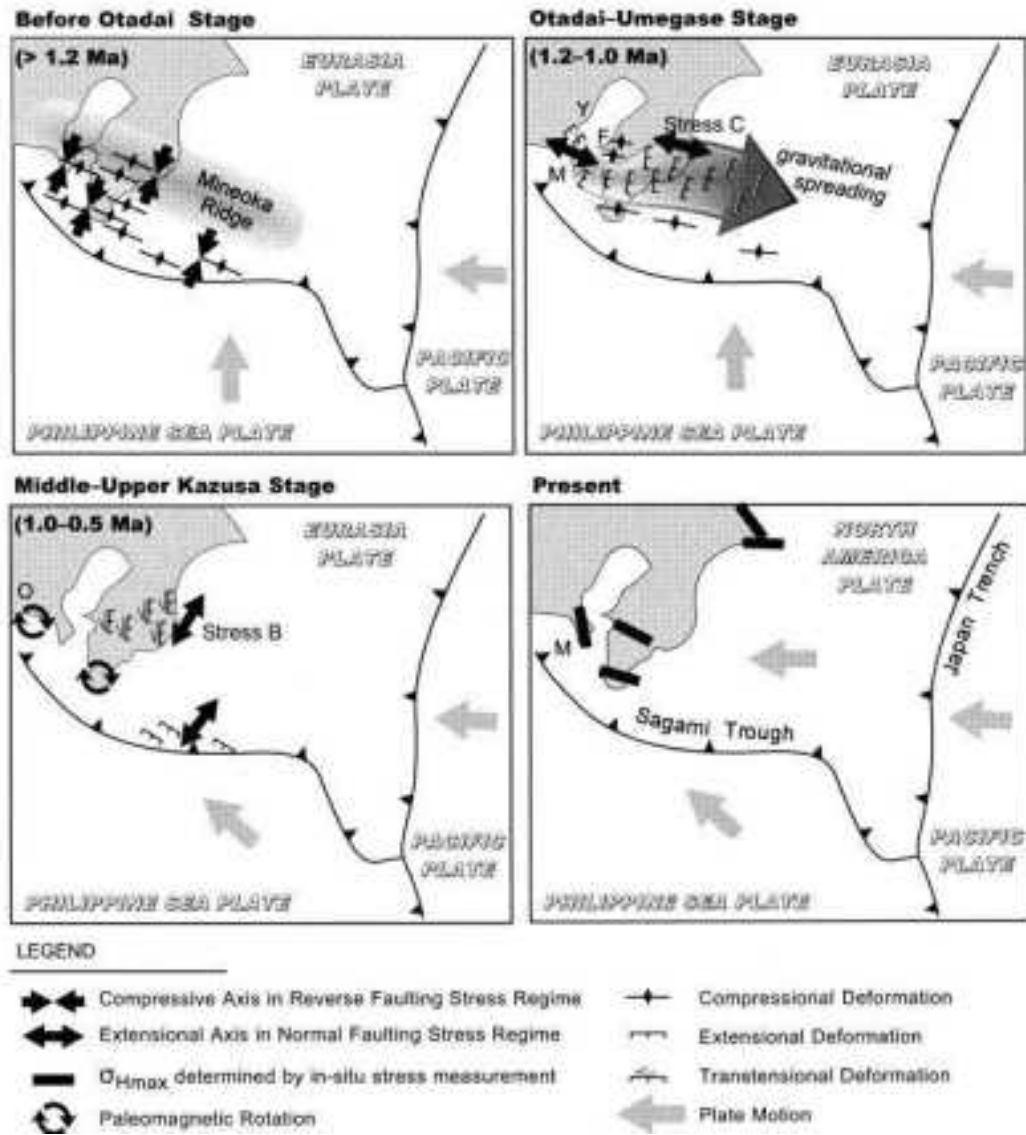


図 4.2.2.1-2 房総半島での最近 100 万年間の応力場変化(Yamaji, 2000).

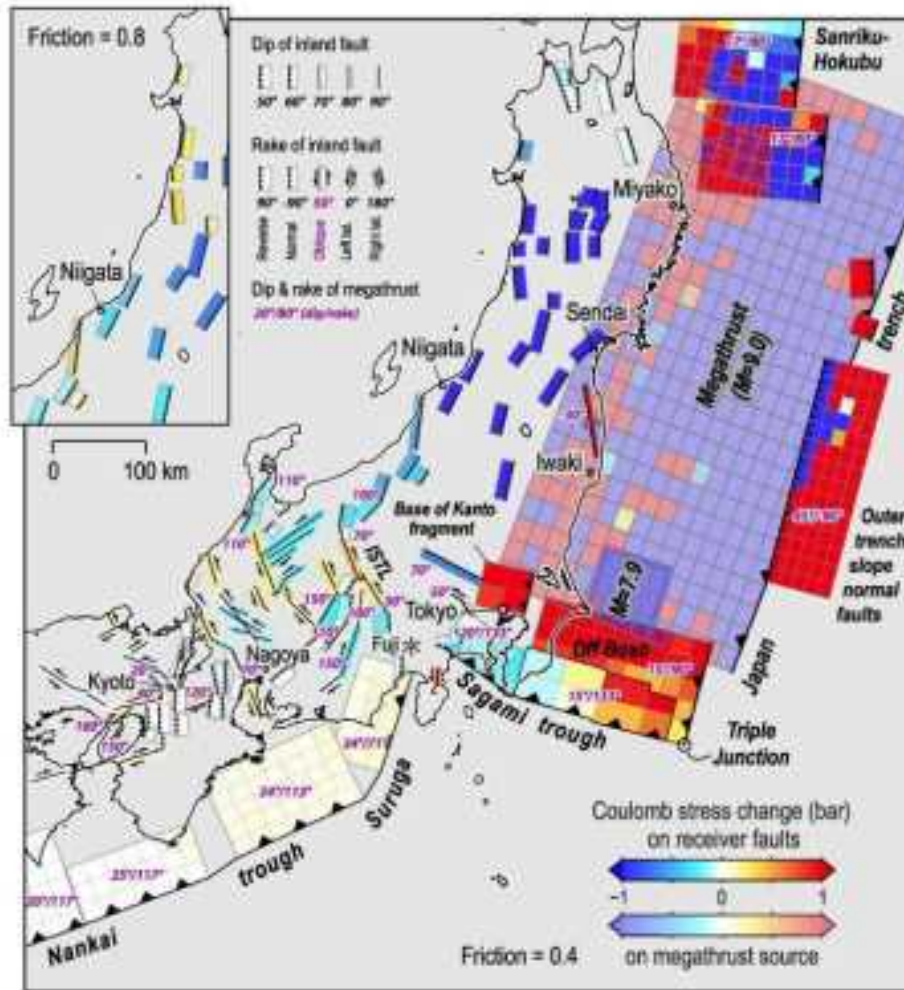


図 4.2.2.1-3 東北地方太平洋沖地震発生による東北日本弧を主とする陸域のクーロン応力変化による各活断層の活動度変化(Toda et al., 2011b).

暖色の付いた活断層がこの地震のクーロン応力変化によって活動が活性化された可能性を示す。

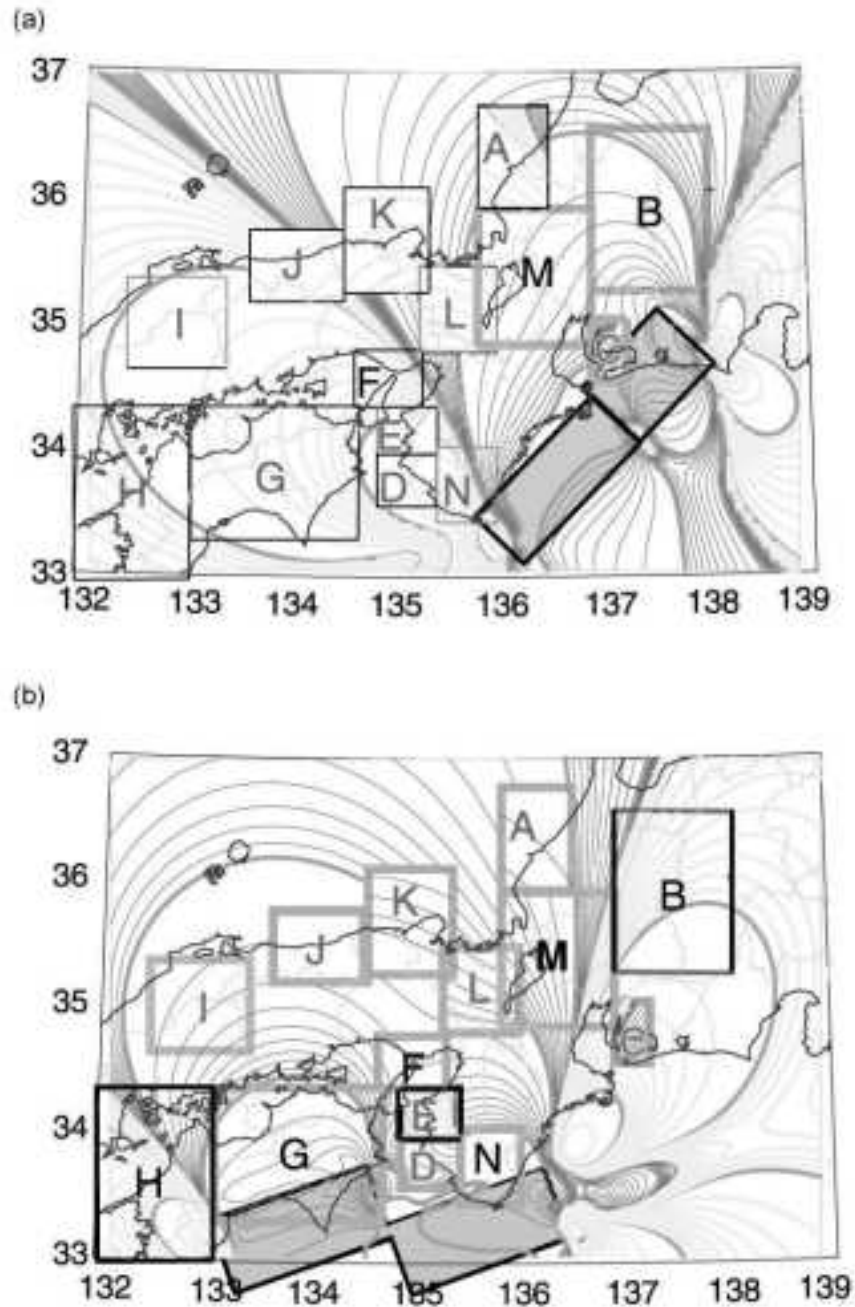


図 4.2.2.1-4 (a)1944 年東南海地震および(b)1946 年南海地震発生によるクーロン応力変化 (Ogata, 2004). A～N での地震活動については図 4.2.2-5 を参照.

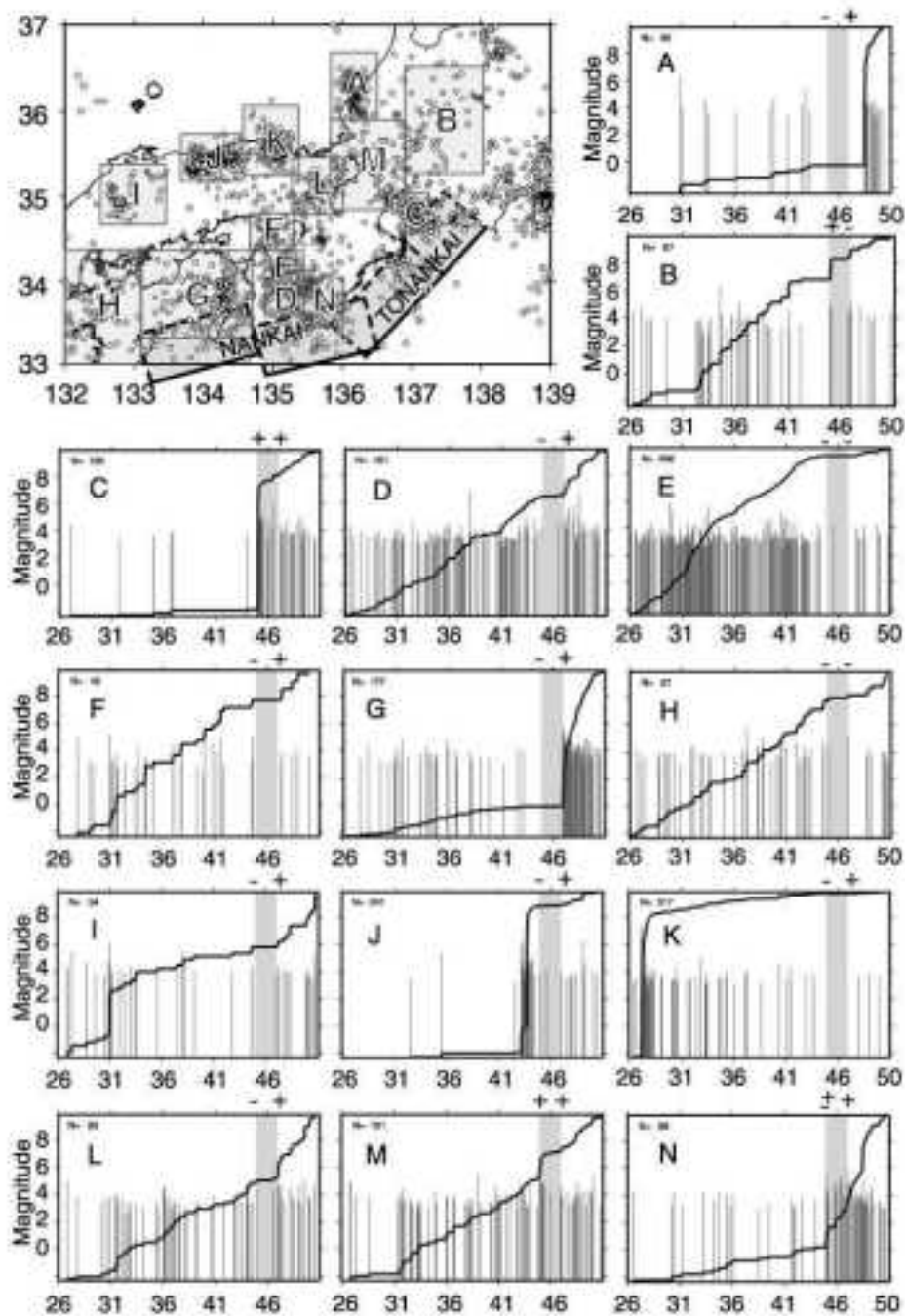


図 4.2.2.1-5 1944 年東南海地震および 1946 年南海地震発生前後での地震活動(Ogata, 2004).
A～N の領域については、図 4.2.2-4 を参照。

4.2.2.2 応力場の評価手法と長期予測性に関する今後の課題

4.2.2.1 項の知見の整理を踏まえ、応力場評価手法と長期予測に関する検討をする際の今後の課題として、以下の 3 点で整理する。

- 1) 広域応力場の空間スケール・空間分解能
- 2) 広域応力場の時間スケール・時間分解能
- 3) 応力の絶対値

1) 広域応力場の空間スケール・空間分解能

10 万年を超えるような時間スケールでは、広域応力場の空間スケールに関して、現在のプレート配置の条件での三次元での応力場の不均一性を把握することが課題として挙げられ、詳細な三次元の応力把握に基づいて周辺テクトニクスを整理することが重要である。その際は、例えば、地下 5km, 10km でのそれぞれの地質構造を踏まえながら応力場を理解し、GNSS (GPS) で認められる歪み場との対比しながら、地表から地下へのシームレスな応力場の理解が今後必要である。三次元の応力場の把握では、可能な限りシミュレーションで検証できる精度にすることが望ましい。なぜならば、シミュレーションで検証可能な精度として応力場の空間不均一が把握できた場合は、その応力場を発生させるテクトニックセッティングの形状（プレート沈み込み形状など）などを精度よく把握することが期待されるからである。また、合わせて、テクトニックプロビンス（構造区）を精度良く理解することも可能となり、これは広域応力場の空間分解能の向上に繋がる。

また、10 万年を超えるような時間スケールにおいては、地質構造の不均一は広域応力場一定でも亀裂発生の違いに影響をもたらす可能性について理解が必要である。長期間での隆起が生じる場では、地下での上裁荷重が低下することによる応力解放が原因となって岩石に開口亀裂が発生しやすくなる。このことは岩石中の新たな流体の通路となりうる。例えば、花崗岩地域と堆積岩地域での、一定期間隆起した際の亀裂発生のパターンの違いなどの理解が今後の課題である。

さらに、大事規模地震による地殻応力場の変化とその影響の範囲を把握することも今後の課題として挙げられる。2011 年東北地方太平洋沖地震（マグニチュード 9）の発生のような超巨大海溝型地震の発生など大きなイベントに伴い、海溝から離れた上盤側プレートで局所的に地殻応力が時間変化する (Otsubo *et al.*, 2013; Yoshida *et al.*, 2012, 図 4.2.2.2-1)。それにより内陸活断層の活動性が上昇し断層運動（内陸地震の発生）した可能性が指摘されている (Miyakawa and Otsubo, 2015, 図 4.2.2.2-2)。一方、比較的小規模な内陸型の地震に伴い誘発される断層の再活動性についての評価は、より広域・高分解能な応力評価とともに別途検討する必要がある。遠田 (2011) は、天正地震の発生において周辺の活断層が連鎖的に活動したのかどうかについてクローン応力変化を用いて評価している（図 4.2.2.2-3）。

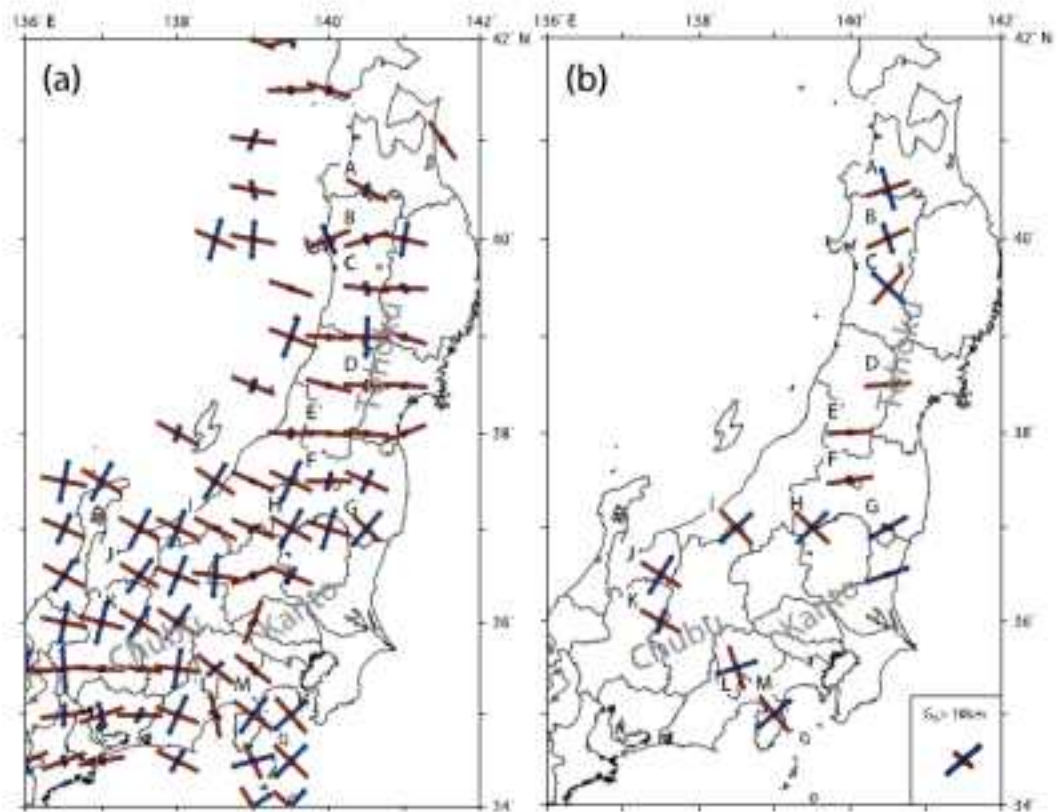


図 4.2.2.2-1 地震の発震機構から推定された、東北地方における東北沖太平洋沖地震の前（左）および後（右）の応力状態（Yoshida et al., 2012）。赤色の棒は圧縮の方向を、青色の棒は引っ張りの方向を示す。

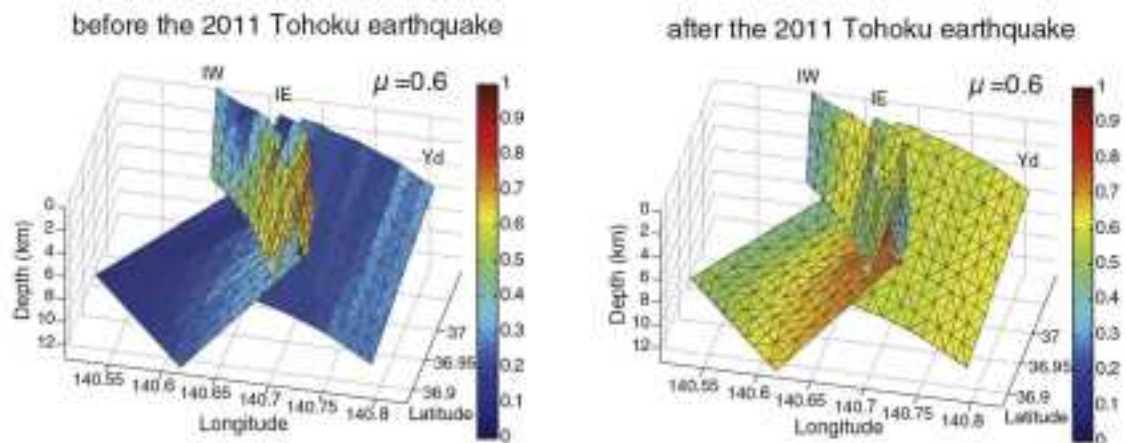


図 4.2.2.2-2 2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震発生前の（左）前および（右）後での福島県いわき市で認められる井戸沢断層および湯ノ岳断層に対するスリップテンデンス（Miyakawa and Otsubo, 2015）。本検討では、東北地方太平洋沖地震発生前の応力状態は Imanishi et al. (2012) を、東北地方太平洋沖地震発生後の応力状態は Otsubo et al. (2013) をそれぞれ用いた。これらの断層では、東北地方太平洋沖地震発生のカ月後の同年 4 月 11 日に福島県浜通りの地震（マグニチュード 7）が発生。

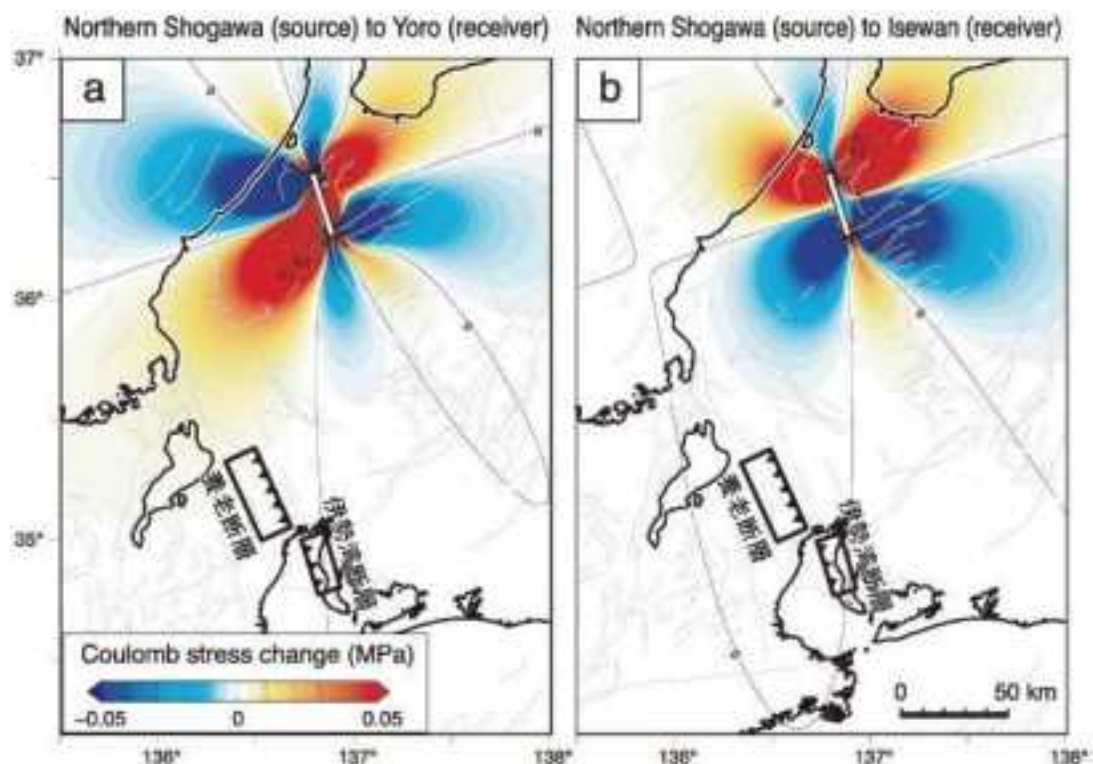


図 4.2.2.2-3 1586 年天正地震による養老断層および伊勢湾断層に対するクーロン応力変化 (遠田, 2011)。

2) 広域応力場の時間スケール・時間分解能

長期間での応力変遷を把握する際には、時系列的な精度を上げることが重要である。日本の広域地殻応力は長期的な変動にともなって発達してきたものである (Townend and Zoback, 2006)。ただし、房総半島や南琉球弧のような活動的な地域の局所点 (図 4.2.2-1 および 2) では、プレート配置に変化がなくとも 10 万年スケールで局所的に地殻応力が変化する可能性がある。そのため、詳細な時間軸を入れた応力場の時系列な変化を把握することが重要である。検討の第一歩としては、応力変化の順序を組み立てることが重要である。その際は、地層や断層破碎帯の年代測定の進展 (各種分析機器の向上を含む) や、応力逆解析手法の高精度化が今後の課題である。また、地殻応力場に関しては、地域によって、取り扱う時間分解能が異なる可能性があることに留意しなければならない。

一方で、応力場が一定でも、地形学的な時間スケール (1000 年～10000 年) で変形場が移動すること (Otsubo and Miyakawa, 2016) から、テクトニックセッティングを踏まえた形で応力場一定における変形場の移動範囲を適切に評価していく必要がある。よって、陸域での応力場の理解にとどまらず、海—陸統合したシームレスな応力場の理解が今後の課題である。

3) 応力の絶対値

応力の絶対値を求める手法としては、水圧破碎法 (Hubbert and Willis, 1957) やボアホールブレイクアウト (Leeman, 1964) があるが、局所的な応力の把握に限られる。日本全域をカバーする応力情報 (Seno, 1999; Terakawa and Matsu'ura, 2010) が応力逆解析によって得られつつあるが、適切な応力区を設定するためには応力逆解析手法の高精度化が今後の課題である。ただし、応力逆解析では応力の絶対値まで求めることは現時点では困難であり、地質関連事象の変動予測を行うためには応力の絶対値についても必要となるため、絶対値も含めた応力情報の整備が今後必要となる。

【まとめと今後の課題】

1) 力学的断層評価手法と長期予測に関する検討

断層活動性評価手法として力学的な評価法を長期予測に適用する場合、力学的な評価方法が長期に渡って適用可能か検討する必要がある。特に長期予測を行う場合には、応力場等の環境条件が変化しないと仮定できるならば、変化する要因として長期的な地殻の変形を考慮する必要がある。さらに、テクトニックセッティングに基づいて、長期的な応力場あるいはその時間発展を予測することが重要である。

2) 応力場評価手法と長期予測に関する検討

応力場評価手法と長期予測に関しては、「広域応力場の空間スケール・空間分解能」「広域応力場の時間スケール・時間分解能」、「応力の絶対値」の3点で整理し検討を行った。広域応力場の空間スケール・空間分解能に関しては、比較的小規模な内陸型の地震に伴い誘発される断層の再活動性についての評価は、より広域・高分解能な応力評価とともに別途検討する必要がある。広域応力場の時間スケール・時間分解能に関しては、地殻構造や岩石物性の不均一性に関する情報をより詳細に整備していくことが応力情報の整備と併せて重要である。応力の絶対値に関しては、応力の絶対値まで求めることは現時点での応力逆解析手法では困難であるため、応力の絶対値を求める手法開発が必要である。

なお、課題を整理するにあたっては、以下の有識者から意見をいただいた。

高田陽一郎 准教授（北海道大学）

長期的な断層活動性評価における、測地学的手法の利用可能性について議論を行った。Takada *et al.* (2016) で評価された、跡津川断層における断層運動が周囲の応力場に与える影響について、その影響が新たに別の断層活動を引き起こす可能性を議論した。議論の結果、跡津川断層のような大規模な内陸断層の活動によって引き起こされた応力擾乱が、新たな断層活動を引き起こす可能性はあるが、その規模については評価が難しいという共通認識を得た。特に、跡津川断層のような大規模な内陸断層の活動によって引き起こされた応力擾乱は、その断層活動によって解消しきれなかった応力と捉えることができるので、そういった応力がどれほどの断層活動を引き起こすのかについては今後の検討が必要である。また、衛星による広域的な地表変動を観測することで、火山体における局所的な沈降が捉えられる事象 (Takada and Fukushima, 2013) について、周囲に伏在する断層の活動性の観点から今後評価が必要であるという意識を共有した。

堤 浩之 准教授（京都大学）

長期的な断層活動を支配する広域応力場の継続時間について議論を行った。堤准教授の研究 (Tstusumi *et al.*, 2012) では、中部地方・近畿地方における活断層の姿勢・運動方向情報から、同地域が第四紀以降ほぼ一様な応力場にあったことを示した。そのような一様な応力場の将来的な継続期間および、異なる地域において同様の議論が可能かについて意見交換を行った。その結果、堤准教授の考えでは、将来的な継続期間については不明であるが、短期的な変化は想定していないということ、また概ね同様な応力場の継続期間を異なる地域においても想定しても良いだろうという意見を頂いた。ただし、これまでの活断層研究において、個別の活断層の最近の活動に主眼をおいた現在の研究の偏りについて、今後改めて行く必要性を指摘された。具体的には、テクトニックな過去の履歴を踏まえたその地域の地史、そしてその地史の中で形成された既存断層の活動履歴についての理解の重要性を指摘された。このような指摘は、特に長期的な断層活動性を評価する上で、より一層重要になる視点であり、今後如何に評価に取り入れるかを検討する必要がある。

竹村恵二教授（京都大学）

長期の時間スケールでの断層再活動性評価に関する今後の検討課題について、①広域応力場と断層活動の空間スケール・空間分解能、②広域応力場と断層活動の時間スケール・時間分解能、③断層の摩擦強度や破砕帯発達の時間変化、およびそれらの岩体変形ポテンシャルへの影響、等について、現在のテクトニクスの場合の初期値の設定（応力場、力学的境界、岩石強度、など）の不確実性について、より検討していく必要があると意見をいただいた。また、「応力推定の時空間的な精度向上」、「地表情報からの地下の力学的な状態の理解」、「沈み込み帯がもつスケール（1000km スケール）と対象とする断層のスケール（10km スケール）の整合性」、「より一層精度を上げた時系列的な地殻変動の整理（高精度の構造発達史の構築）」などを検討する必要性についてご指摘いただいた。

【引用文献】

- Hubbert, M. K. and Willis, D. G. (1957) Mechanics of Hydraulic Fracturing, Trans. AIME, 210, 153-166.
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. Geophys. Res. Lett., 39.
- 石渡 明 (2016) 鉱物脈法による断層活動性評価について. 地質学会第 123 年学術大会講演要旨, R23-O-3, 166.
- Leeman, E. R. (1964) The measurement of stress in rock – Parts I, II and III. - J. South Afr. Inst. Min. Metall., 65, 45-114 and 254-284.
- Miyakawa, A., Otsubo, M. (2015) Effect of a change in the state of stress on inland fault activity during the Mw 6.6 Iwaki earthquake resulting from the Mw 9.0 2011 Tohoku earthquake, Japan. Tectonophysics, 661, 112-120.
- Ogata, Y. (2004) Seismicity quiescence and activation in western Japan associated with the 1944 and 1946 great earthquakes near the Nankai trough. J. Geophys. Res., 109, B04305.
- 岡田知己・海野徳仁・長谷川昭・2008 年岩手宮城内陸地震合同余震観測グループ (2008) 2008 年岩手・宮城内陸地震緊急余震観測による震源分布・地震波速度構造・メカニズム解分布. ASC・SSJ 合同大会（2008 年日本地震学会秋季大会）発表要旨.
- Okada, S. & Ikeda, Y. (2012) Quantifying crustal extension and shortening in the back-arc region of Northeast Japan. Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, 2012, 117, B01404.
- Otsubo, M. & Miyakawa, A. (2016) Landward migration of active folding based on topographic development of folds along the eastern margin of the Japan Sea, northeast Japan. Quaternary International, Elsevier, 2016, 397, 563-572
- Otsubo, M., Shigematsu, N., Imanishi, K., Ando, R., Takahashi, M. and Azuma, T. (2013) Temporal slip change based on curved slickenlines on fault scarps along Itozawa fault caused by 2011 Iwaki earthquake, northeast Japan. Tectonophysics, 608, 970-979.
- Otsubo, M. and Hayashi, D. (2003) Neotectonics in southern Ryukyu arc by means of paleostress analysis. B. Fac. Sci. Univ. Ryukyu, 76.
- Reasenber, P. A. and Simpson, R. W. (1992) Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. Science, 255, 1687-1690.
- Seno, T. (1999) Syntheses of the regional stress fields of the Japanese islands. Isl. Arc, 8, no. 1, 66-79.
- Terakawa, T. and Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. Tectonics, 29.

- Toda, S., Lin, J. and Stein, R. S. (2011b) Using the 2011 M-w 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake to test the Coulomb stress triggering hypothesis and to calculate faults brought closer to failure. *Earth Planets Space*, 63, no. 7, 725-730.
- 遠田晋次 (2011) 中部地方の活断層の相互作用と連動・連鎖性の評価－天正地震を例にして－. *活断層研究*, 35, 41-50.
- Toda, S. and Horikawa, H. (2005) Stress transferred by the M 7.0 Fukuoka-ken-seiho-oki earthquake: Influence on the Kego fault beneath the city of Fukuoka, Japan earth and planetary science joint meeting, Volume X113.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenber, P. A. and Dieterich, J. H. (1998) Stress transferred by the Mw = 6.5 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.*, 103, no. B10, 24543-24565.
- Townend, J. and Zoback, M. D. (2006) Stress, strain, and mountain building in central Japan. *J. Geophys. Res.*, 111, no. B3.
- Tsutsumi, H., Sato, K. and Yamaji, A. (2012) Stability of the regional stress field in central Japan during the late Quaternary inferred from the stress inversion of the active fault data. *Geophysical Research Letters*, 39.
- Yamaji, A. (2000) The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan. *J. Struct. Geol.*, 22, no. 4, 429-440.
- Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y. and Asano, Y. (2012) Stress before and after the 2011 great Tohoku-oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L03302.

4.3 深部流体・熱水活動の評価手法と長期予測に関する検討

【実施内容】

平成28年度までの成果及び既往研究成果を基に、深部流体・熱水活動の評価手法と長期予測に関する検討結果を取りまとめ、課題を抽出する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

【成果】

4.3.1 深部流体の上昇域・流量の評価手法と長期予測に関する検討

4.3.1.1 はじめに

スラブ起源流体は、沈み込むプレート内の水の存在形態の違いや温度・圧力が上昇する中で各種脱水反応により大きな特徴の違いを生じると考えられる。間隙水は、海洋プレート内の堆積岩中の間隙に存在する海水を起源とする水で、組成も海水に近い。沈み込みに伴い、続成作用等による粘土鉱物-水の反応を起こしつつ圧密による間隙水放出が生じると、間隙に存在する水自体が変化してゆく。さらに深所の高温・高圧環境では、最初に含まれていた海水に似た間隙水は、その大部分が失われ、含水鉱物の脱水反応が主な間隙への水供給の元になると考えられる。したがって、プレート内の間隙水はその存在形態の変化に伴い、量だけでなく化学組成も変化する。本節では、島弧（西南日本弧（南海トラフ：フィリピン海プレート）および東北日本弧（日本海溝：太平洋プレート））における深部水循環について脱水・上昇する水のプロセスをまとめ、沈み込む水および地表に上昇する水のフラックスに関してまとめる。4.3章では、スラブ起源流体の類型化にあたり、生成プロセスや上昇している地域等によって、いくつかの呼称を使用している。それぞれについて、4.3.1.2項において解説しているが、複雑であるため、模式図を示す（図4.3.1.1-1）。

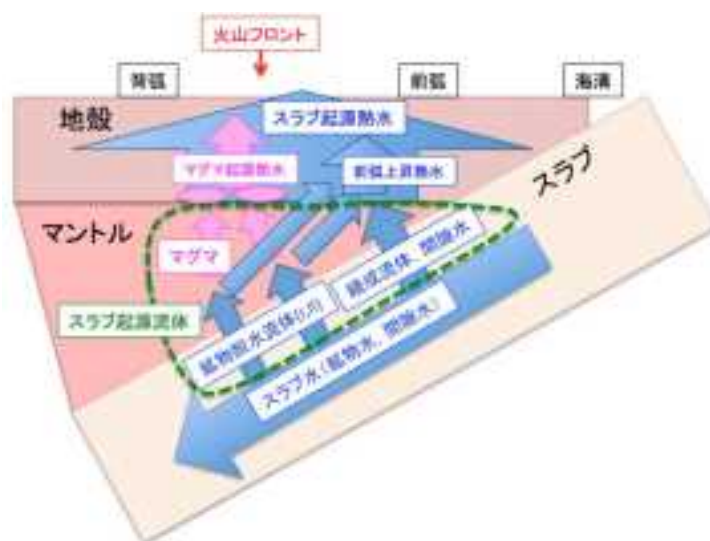


図 4.3.1.1-1 4.3章で扱う熱水流体の呼称の模式図

スラブ水：スラブ内に存在する水で、スラブ中の鉱物水（含水鉱物中の水）、間隙水（スラブ中の岩石の間隙に存在する水）がある。続成流体：200℃以下で放出される粘土鉱物の脱水起源の水。間隙水：圧密によって、スラブ中の岩石の間隙から搾り出された水。鉱物脱水流体(I)：含水鉱物から350-450℃で放出される水。鉱物脱水流体(II)：含水鉱物から500-700℃で放出される水。スラブ起源流体：スラブ由来の流体で、間隙水、続成流体、鉱物脱水流体、マグマがある。スラブ起源熱水：地表、地殻浅部に上昇するスラブ由来の水で、マグマ起源熱水及び前弧上昇熱水がある。マグマ起源熱水：スラブ起源熱水のうちマグマを経由し、マグマから脱水した水。前弧上昇熱水：前弧側に上昇するスラブ起源熱水で大元の発生源は間隙水、続成流体、鉱物脱水流体がある。

4.3.1.2 深部流体の発生と流量（島弧の水循環）

1) 沈み込む水と離水・脱水

固体地球内部における水の循環量については Jarrard (2003), Rupke *et al.* (2004), Hacker (2008) 等により, かなり判明してきている. プレートとともに沈み込む水は, プレート上面の堆積物中の①間隙水および②含水鉱物中の水 (以下, 鉱物水), 海洋プレート本体の玄武岩, ガブロ等の③間隙水および④鉱物水, 海洋プレートの下部に位置するマントル内の⑤鉱物水, および東北日本弧特有の構造侵食による苦鉄質の前弧部分の⑥鉱物水がある (図 4.3.1.2-1).

プレートの沈み込みにより地球内部に運搬された水 (鉱物水を含む) は, A) 圧密による間隙水の搾り出し, B) 間隙水と堆積物の反応による粘土鉱物等の含水鉱物の形成, C) 蛇紋石等の含水鉱物の脱水, および, D) 雲母等の含水鉱物としてマントル (>100km) に運搬. のプロセスを経て, 脱水, もしくはマントルに輸送される.

間隙水の変化として, 深さ 10 km まで, オパール等の鉱物に含まれる水が脱水して, 間隙に供給される一方で, 深さ 20 km までに大部分の間隙水は搾り出しにより失われ, 間隙水が粘土鉱物化する. その後 100 km までに徐々に含水鉱物が分解し, 水を続成流体として放出する (図 4.3.1.2-2; Jarrard, 2003). Jarrard (2003) は, 深さ 50km を境界として, それより浅い場所では, 間隙水 (+粘土鉱物の脱水) はプレート境界の断層を通り地表 (あるいは海溝) に戻り, 深い場所では, マントル対流の影響を受け, 含水鉱物 (+脱水した水) はさらに沈み込み, 約 100km の深度におけるマグマ発生に寄与するとしている (図 4.3.1.2-2).

プレート内の鉱物水は, 図 4.3.1.2-2 (Jarrard, 2003) および, 図 4.3.1.2-3 (Hacker, 2008) のように変化すると考えられている. 沈み込むプレートを構成する岩石 (含水鉱物: 粘土鉱物を除く) 中の水は, 350℃近辺でまず脱水し (図 4.3.1.2-3 中: dehydration (I)), 500-700℃で大部分の水が放出される (図 4.3.1.2-3 中: dehydration (II)). これらの含水鉱物から脱水した流体を鉱物脱水流体と呼び, 脱水温度の違いにより (I) と (II) に分けられる (図 4.3.1.2-4).

以上より, 沈み込むプレートの脱水プロセスとして, 間隙水等のように圧密により絞り出される水について, 圧力 (深さ) により脱水場所が制限され, 鉱物水については, 沈み込み帯の温度構造の違いにより脱水の場所 (深さ) が変化することになる. したがって, 西南日本弧と東北日本弧は, 沈み込むプレートの違い, 沈み込み角の違い, マントルの温度構造の違い等を反映して, スラブの脱水過程が大きく異なる.

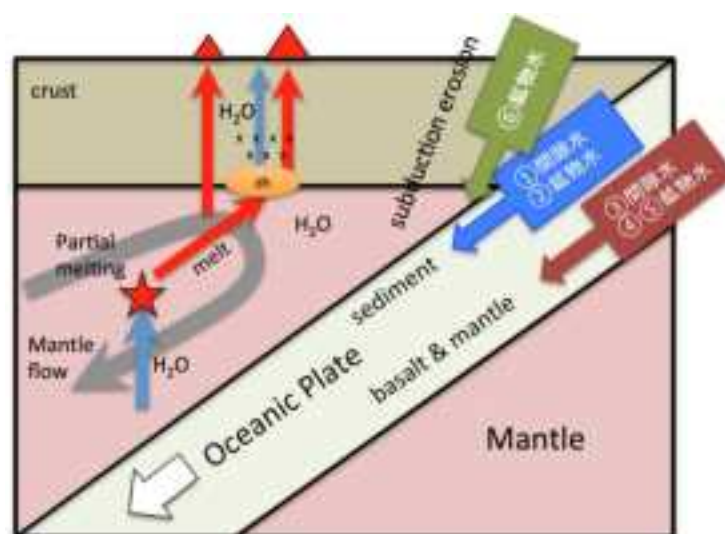
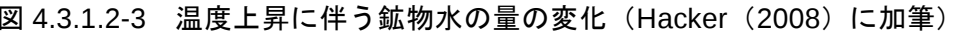
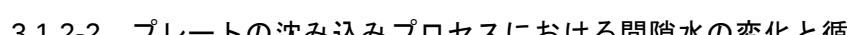


図 4.3.1.2-1 プレートとともに沈み込む水に関する模式図



2) スラブからの水の上昇

上述したように、海洋プレートは間隙水と鉱物水を含んでおり、それらが沈み込みに伴い、温度・圧力に依存して多様な脱水プロセスを経ると考えられる。スラブからは様々な深度で脱水した水が上昇する可能性があるが、マントルに供給された水のすべてがマグマ生成に関与するわけではない。図 4.3.1.2-4 に模式的に示すように、マントル内を上昇する熱水流体がマントルの温度が 1,200-1,300℃の領域にはいるとマントルの岩石を融解し、初成メルト（マグマの元になる部分熔融メルト）をつくる。ここで重要な点は、マントルにおけるマグマの発生は、その温度により決まるという点である。ウェッジマントルの温度構造によって、マグマの発生場所（つまり海溝からの距離）が決まるため、沈み込み帯に固有の島弧の火山フロントが定義される。前弧側にマグマは発生しないため、スラブで脱水や間隙水の離水により発生した水は、マントル内を上昇し、さらに、熱水として地殻内を上昇する。一方、火山フロント～背弧側においては、直下マントルの温度が高いため、スラブから上昇した熱水はメルトを生成し、マグマとして地殻に供給される。マグマの大部分は地殻下部でガブロとして貫入固化し、島弧の造山活動の起動力となっている。また、地殻下部に供給された玄武岩質マグマの熱により上部地殻を溶融させ大型の珪長質マグマ溜り（固化すれば花崗岩）を形成したりする。いずれにしても、供給されたマグマの大部分は、地殻内で固化し、熱水が放出され、地殻内を上昇する。

西南日本弧と東北日本弧では、プレートが異なること等により、沈み込み様式に違いがあり、さらにスラブ起源熱水の上昇プロセスも異なる（風早ほか, 2014）。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）においてまとめたプレートの違いに関するスラブ起源熱水の上昇の特徴、および風早ほか（2014）による西南日本弧および東北日本弧の水循環モデルに加えて、以上述べてきたスラブの脱水特性をもとに作成した西南日本弧および東北日本弧の模式的水循環モデルをそれぞれ図 4.3.1.2-5a および 5b に示す。図 4.3.1.2-5 に示した温度プロファイル（Peacock and Wang, 1999）が大きく異なるため脱水プロセスに影響する。

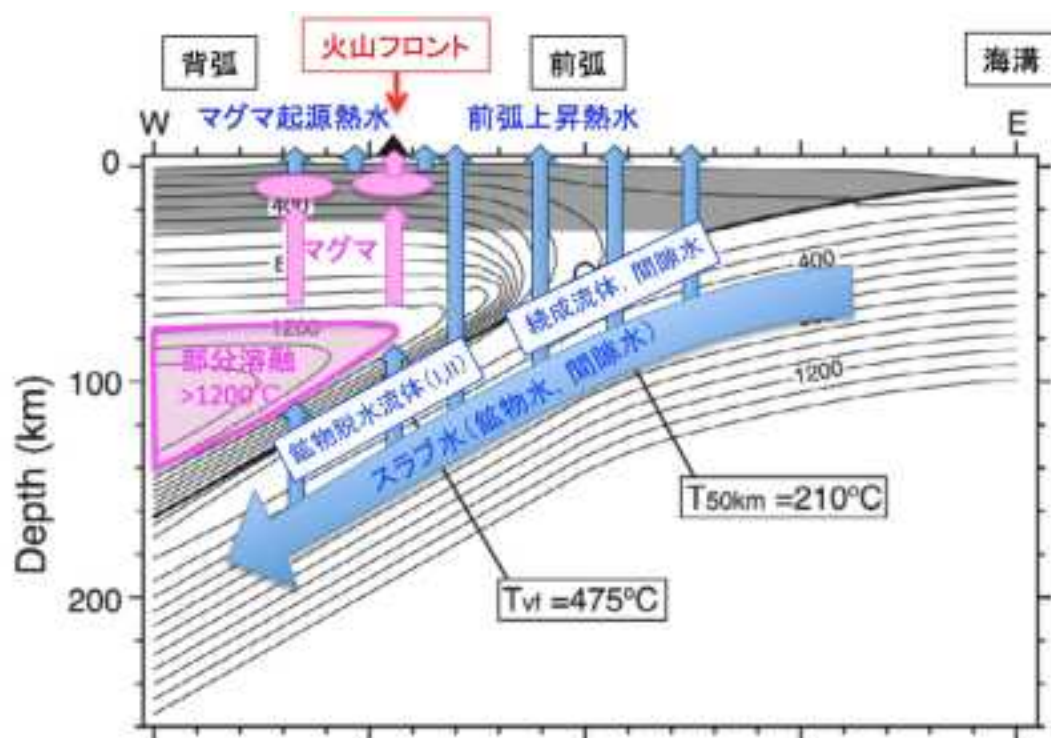


図 4.3.1.2-4 沈み込む海洋プレートの脱水プロセスの模式図
片山ほか（2010）に加筆

西南日本弧では、27Ma-15Ma に四国海盆の拡大に伴い生成したフィリピン海プレートが非常に若いこと、ウェッジマントルもプレートによる冷却が進んでいない高温マントルであることに起因し、スラブが高温の温度構造を持つ。そのため、大部分の脱水が深度 60 km (温度 600°C) までに生じる (図 4.3.1.2-3)。深さ 60 km で脱水した熱水流体 (鉱物脱水流体(II)もしくは dh(II)) はマントルを蛇紋岩化 (<600°C) しつつ、さらに熱水として上昇する。この熱水は、主に含水鉱物の OH 基の脱水により生じ、かつ非常に高温であるため、高い Li/Cl 比、および低い Br/Cl 比を持ち酸素同位体比も大きくシフトしたマグマ水に酷似した有馬型温泉水に代表されるようなスラブ起源熱水 (産業技術総合研究所, 2016) として上昇する。フィリピン海スラブがマントルには達していない深さ 30-40 km までに鉱物が脱水して生じた熱水流体 (図 4.3.1.2-5a : dh(I) ; 鉱物脱水流体(I)) は、西南日本外帯を構成する付加体の内部を上昇することが考えられる。また、続成流体を含む間隙水は、大部分が海域に上昇すると考えられるが、高温高压変成作用を受けた三波川帯の形成時にも存在していたことが指摘され (Sumino *et al.*, 2010)、西南日本弧特有の付加体形成時に間隙水も一部とりこまれると考えられる。したがって、現在の付加体の内部にも、プレートの間隙水由来の塩水がとりこまれていると思われる (図 4.3.1.2-5a : dw)。山陰の火山周辺において、スラブ起源熱水の上昇が認められる (風早ほか, 2014; 産業技術総合研究所, 2016)。西南日本弧の火山 (山陰地方) は、スラブの溶融により生じた成分を含むのが特徴的なマグマである (Kimura *et al.*, 2005)。火山周辺の 20-30 km 深度に熱水活動と考えられる深部低周波地震が観測されるため (高橋・宮村, 2009)、図 4.3.1.2-5a に示したように、地殻下部のマグマ溜りの固化に伴い放出された熱水 (図 4.3.1.2-5a : mg) であろう。

東北日本弧では、低温かつ厚い太平洋スラブが沈み込んでいるため、ウェッジマントルも低温であり、マントル内地震活動を引き起こしているのが特徴的である。60 km まで沈み込んだスラブの一部は 200°C の領域があり (Peacock and Wang, 1999)、粘土鉱物の脱水が関係する続成流体 (図 4.3.1.2-5b : dg) が発生しうる。この熱水流体は、福島県の沿岸部に上昇する NaCl 型の水の起源となっている可能性が指摘されている (Togo *et al.*, 2014)。太平洋スラブとウェッジマントルの両方が低温なため、350°C 以上で生じる含水鉱物の脱水 (鉱物脱水流体) は 80km よりも深いところで生じると考えられる。その際放出された熱水流体はマントル内を上昇するが、マントルの温度が低いいため、マントルのカンラン岩を水和し蛇紋岩化する (Iwamori, 1998)。蛇紋岩はウェッジマントルの対流によりさらに深部に運搬され、600°C を超えたところで脱水 (dh(II)) を起こし (例えば, Ulmer and Trommsdorff, 1995)、熱水流体がマントル内を上昇する。その熱水流体が 1,200-1,300°C のマントル領域 (図 4.3.1.2-4) に入ると、マントルを部分溶融し初成メルトを生じる。このようにして、火山フロント沿いに島弧マグマが上昇していると考えられている。地殻下部でマグマから放出される熱水 (図 4.3.1.2-5b : mg) は、西南日本弧の場合と同様に火山周辺部に上昇し、有馬型スラブ起源熱水と同様の化学的特徴を持つ。東北日本弧においては、前弧側に位置するスラブが低温 (400°C 程度) のため、500-700°C の高温で脱水する含水鉱物起源の熱水流体 (有馬型熱水を生成するスラブ起源熱水, 図 4.3.1.2-3: dh(II)) は、前弧側には存在しない。

前弧側で上昇する間隙水・続成流体起源の熱水は、発生深度が浅いため熱水温度は 200°C を超えない。化学的には NaCl 型 (+CH₄) で CO₂ 濃度が低い (産業技術総合研究所, 2016) ため、地層処分地への化学的影響は少ないが、方解石による脈の閉塞が生じにくい。また、温度も低いためシリカによる脈閉塞も生じにくい。これらの特徴は、いわきにおける熱水噴出が止まらない原因のひとつに挙げられており (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015)、前弧側で熱水活動の影響評価を行う際には留意が必要である。

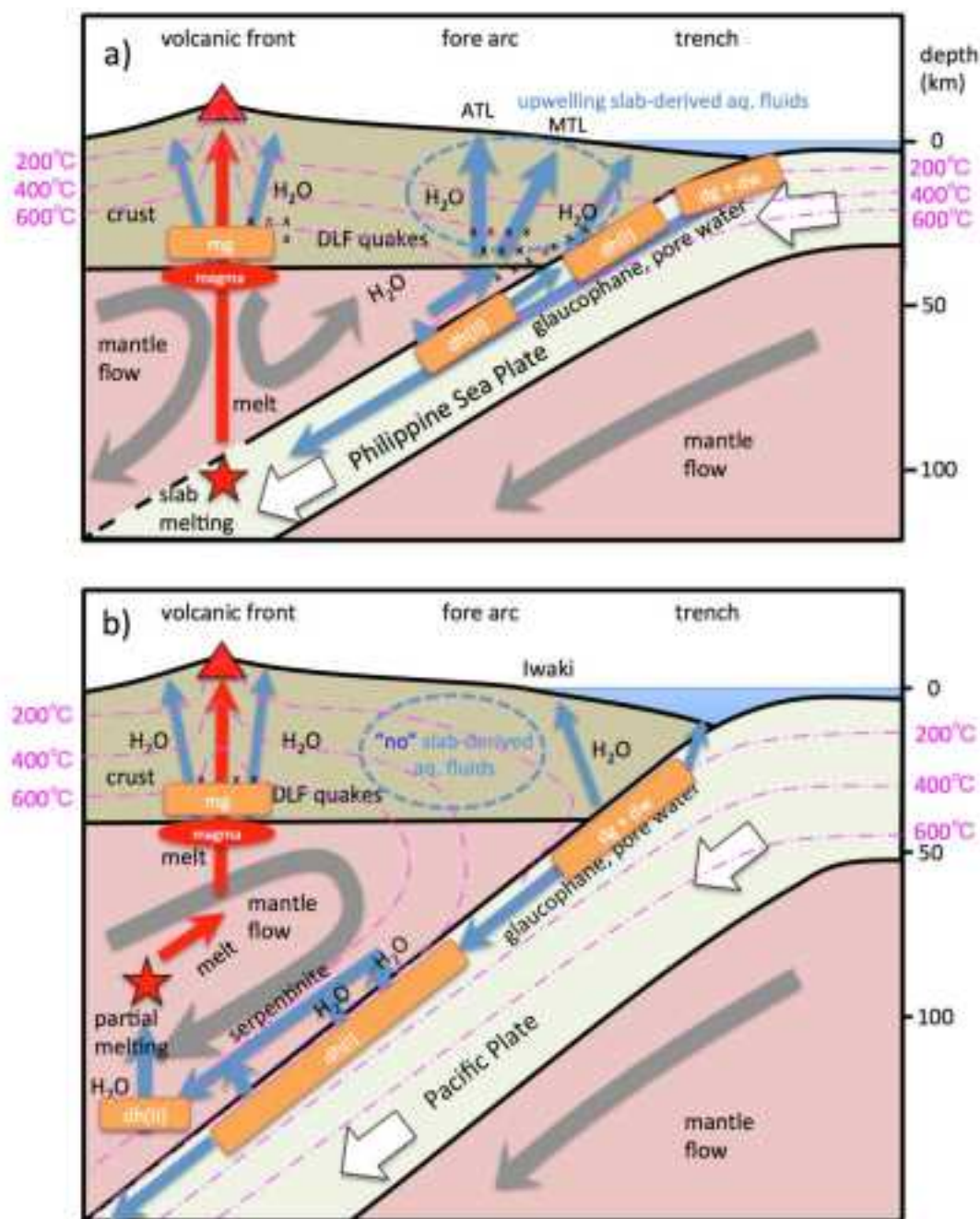


図 4.3.1.2-5 スラブの脱水特性に基づく模式的水循環モデル

風早ほか（2014）をもとに加筆修正．(a) 西南日本弧，(b) 東北日本弧．mg：マグマ起源熱水，dw：間隙水の脱水，dg：続成流体の脱水，dh(I)：350-450℃において脱水する鉱物脱水流体(I)，dh(II)：500-700℃において脱水する鉱物脱水流体(II)．dh(I)とdh(II)については，図 4.3.1.2-3 を参照．

3) スラブ起源熱水の化学組成

スラブ起源熱水は Cl 濃度が高い特徴があり，他の流体と区分するための化学的指標として， δD ， $\delta^{18}O$ ， $^3He/^4He$ ， $\delta^{13}C$ といった同位体組成や，塩素 (Cl)，リチウム (Li) や臭素 (Br)，ホウ素 (B) といった化学成分の利用が提唱されている（大沢ほか，2010；産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011，2013，2014，2015；風早ほか，2014）．産業技術総合研究所（2016）では，これまで用いられてきた Li/Cl 比に Br/Cl 比を組み合わせることで，有機物分解の影響を受けた地下水の分類が行えることを示した．また，これらの化学成分の比である Li-Br-Cl を用いることで，Li/Cl 比を指標とした解析で問題となっていた海水とスラブ起源熱水の混合系等に

についてもスラブ起源熱水の寄与を判別できることが示され、Li/Cl 比に変わる新しい指標となり得ることがわかった。

このようにして検出したスラブ起源熱水の寄与がある地下水試料について、スラブ起源熱水と浅層水との混合関係を利用した解析によって、スラブ起源熱水の化学組成を推定することができる。化学成分を用いた地域ごとの解析は、産業技術総合研究所（2016）に示されている。ここでは、地下環境に与える影響が強い Cl と CO₂ 濃度について報告する。東北日本のスラブ起源熱水は、海水よりも低い Cl 濃度を示すと思われ、太平洋沿岸地域では 8,000～17,000 mg/L、第四紀火山周辺の堆積岩類の地域では 5,000～8,000 mg/L と推定される。Togo *et al.* (2014) では、常磐地域に続成流体の寄与があることを指摘している。同じ続成流体として報告されている宮崎地域におけるスラブ起源熱水の Cl 濃度は、5,000 mg/L 程度と推定されている（大沢ほか, 2010）。東北日本と西南日本の前弧域に上昇する続成流体はどちらも、同程度の Cl 濃度である可能性が高い。一方、東北日本の第四紀火山周辺の火山岩類の地域や背弧地域では、スラブ起源熱水の Cl 濃度が 11,000～23,000 mg/L、場所によっては 26,000 mg/L を超える。

西南日本においては、有馬・宝塚地域でスラブ起源熱水の Cl 濃度が最も高い傾向を示し、およそ 40,000 mg/L と見込まれ、場合によってはさらに高い可能性もある。大阪府石仏に代表されるような、近畿地域の中央構造線やその周辺に沿った地域では、有馬・宝塚地域よりも、やや Cl 濃度が低い傾向があり、草山や兵庫西部でさらに低くなり、Cl 濃度が 20,000～30,000 mg/L 程度である可能性がある。三重県の中央構造線沿いにも、兵庫西部地域と同じくらいの Cl 濃度を示す地点がある。四国の中央構造線沿いの 1 つの地点では、10,000～15,000 mg/L と推定され、その他の地域よりも低い。西南日本においては、いくつかの地域で CO₂ 濃度の下限値が分かっており、津和野や兵庫県西部における流量観測では 0.3M と 1.1M（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）である。

熱水鉱床の流体包有物からも、地殻深部における熱水の情報の手がかりが得られ、深部の情報を保持していると考えられるタングステン鉱床で NaCl 相当濃度として、3～10wt% が報告されており、Cl 濃度に換算すると 18,000～60,000 mg/L となる（武内, 1977）。このことは、地下に非常に高い Cl 濃度を持つ流体があることを示しており、スラブ脱水熱水やマグマ起源熱水の濃度は、水試料からの推定値を大きく上回る可能性が高いと考えられる。また、流体包有物中の CO₂ 濃度として 1.7-4.4M（Kazahaya and Matsuo, 1985）が報告されており、こちらも前述の地表における観測からの推定値よりも高い濃度を示している。

4) スラブ水のフラックス

図 4.3.1.2-6 に Jarrard (2003) および Hacker (2008) のデータを元にした地球内部の水のフラックス値（東北日本弧）を示す。鉱物水（②④⑤⑥）による水の沈み込み量について、Hacker (2008) では海洋掘削による海洋プレートの組成、含水量および熱力学的データを利用した詳細な検討を行って、Jarrard (2003) の結果と比較して 1.2-1.4 倍のフラックスを報告している（産業技術総合研究所, 2016）。以下、本稿においては、間隙水として運搬される量については Jarrard (2003) による値を用い、鉱物水による運搬に関しては、より詳細に検討されている Hacker (2008) による値を採用する。図 4.3.1.2-6 は、東北日本弧に沈み込む水がどのように分配され地表に戻るかを示したもので、前弧側 46%、マグマ 20%、マントル深部への供給 34%（Hacker, 2008）としてフラックス値に変換して示した。前弧側に上昇する水は、大部分が海洋プレート上面の堆積物起源の間隙水および含水鉱物の分解により放出された水（続成流体）である。東北日本弧は延長 1,061 km であり、島弧長 100 km あたりのフラックスは前弧側の上昇水で 2.6 Tg/yr/100km、マグマ水は 1.1 Tg/yr/100km である。100 万年間では、前弧側の上昇水で 2,600 km³/my/100km、マグマ水で 1,100 km³/my/100km となる。

陸域では、福島浜通り～いわき周辺部においてスラブ間隙水（+続成流体）が関与した温泉水が存在し（Togo *et al.*, 2014）、2011 年 4 月 11 日のいわき内陸地震後地表に噴出し、約 6 年経過した現在も湧出を続けている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。前弧に上昇する水はマグマ水の 2 倍以上の量になるが、実際には福島浜通り～いわき周辺を除き、前弧側に顕著な深部熱水の上昇がみられないことから、これらの大部分は海溝を含む海域に上昇していると考えられる。

図 4.3.1.2-7 に、図 4.3.1.2-6 と同様に求めた西南日本弧のフラックス値の結果を示す。西南日本弧は延長 824 km（Jarrard, 2003）であり、島弧長 100 km あたりのフラックスは前弧側の上昇水で 1.1 Tg/yr/100km、マグマ水+有馬型熱水の和は 0.5 Tg/yr/100km である。100 万年間では、前弧側上昇水で 1,100 km³/my/100km、マグマ水+有馬型熱水で 500 km³/my/100km となる。東北日本弧に比べて、地表へのフラックス値が約 1/3 になっているが、大部分はプレートの運動速度（沈み込み速度）が遅いことが原因である。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2012）は、深部からの有馬型熱水の上昇量についての水文学的実測値を示し、近畿地方（島弧幅 100km の範囲）における兵庫県（五社、有馬、宝塚、平野）および大阪府（石仏）の 5 箇所の合計は 3.7 L/sec/100km（0.12 Tg/yr/100km）に達する。この 5 箇所には、中央構造線（和歌山県）や大阪府（和泉）、兵庫県（神戸）等相当量の上昇が考えられる地域が含まれていない。水文学的実測値は、モデル計算値（0.5 Tg/yr/100km）と矛盾しない値であるといえる。

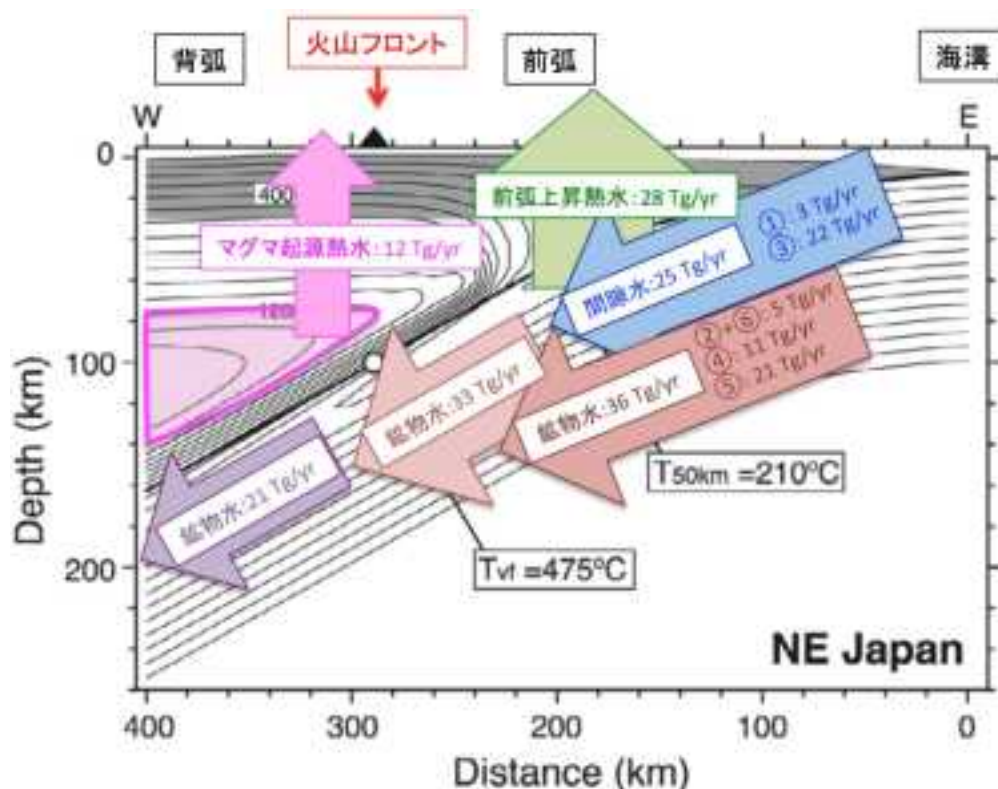


図 4.3.1.2-6 東北日本弧における水のフラックス値

間隙水は Jarrard（2003）に基づく。また、地幔水および上昇水のフラックスは Hacker（2008）によりまとめた。片山ほか（2010）に加筆

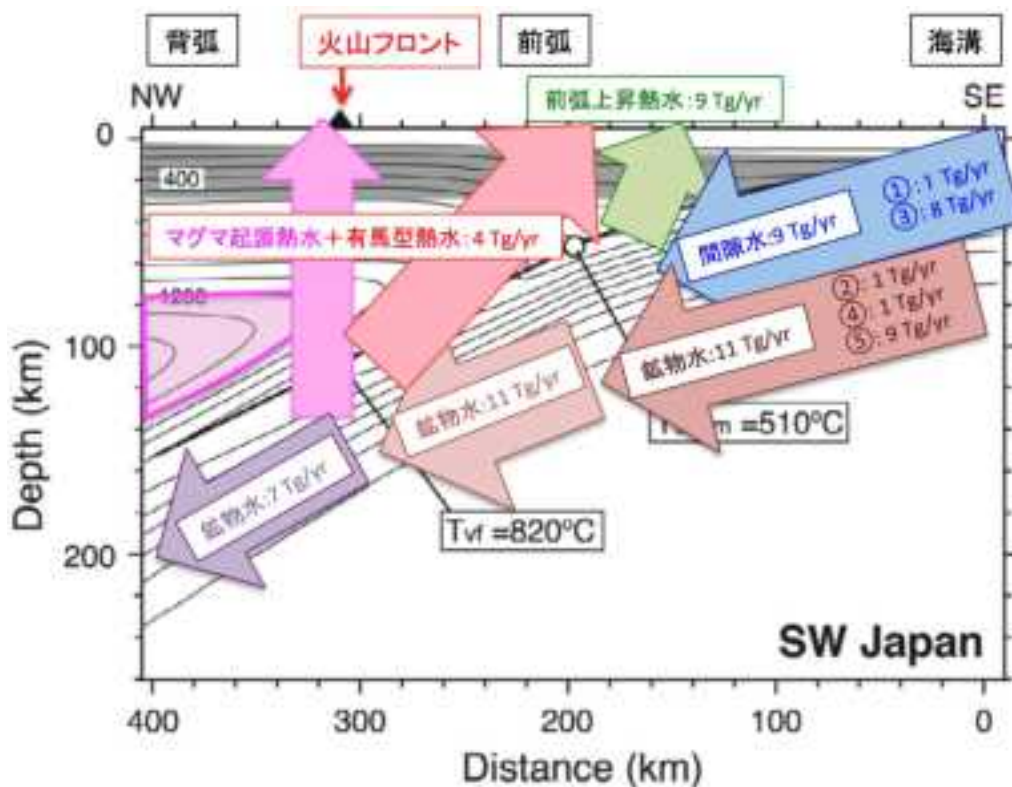


図 4.3.1.2-7 西南日本弧における水のフラックス値

間隙水は Jarrard (2003) に基づく。また、鉱物水および上昇水のフラックスは Hacker (2008) によりまとめた。片山ほか (2010) に加筆

4.3.1.3 深部流体の上昇域

スラブ起源流体の発生源の違い (4.3.1.2 項) により、スラブ起源熱水の化学的特徴が異なること (産業技術総合研究所, 2016)、および、長期的活動の原因も異なることから、本項ではスラブ起源熱水の成因により上昇域を区分する (図 4.3.1.3-1)。

東北日本弧においては、図 4.3.1.2-1 に示した①と③の間隙水は、深さ 20km まで沈み込む段階で、その多くが圧密により放出され、日本列島では太平洋の海域に上昇すると考えられる。②の含水鉱物は海洋プレート上面の堆積物に含まれる鉱物で主に粘土鉱物が主体で、この脱水 (続成作用) は 150-200°C の温度で生じ、スラブ深度 50km までに脱水する。この続成流体と間隙に残った海水起源の塩水の混合水が放出されると、NaCl 型で海水に似ているが、Cl 濃度が海水の 1/2-1/3 程度の塩水ができる。この塩水は、東北日本弧の前弧側に上昇する熱水の典型と考えられ、福島沿岸域で見つかっている (Togo et al., 2014)。含水鉱物に関して④、⑤、⑥ (図 4.3.1.2-1) は、蛇紋石、雲母、角閃石等が主体であり、より強く結合した OH 基の形で水を含むため、さらに高温側で脱水する。東北日本弧ではスラブ深度 70km より深いところで生じる (図 4.3.1.2-5b; dh(I))。この脱水流体が元になり、マントル内でマグマを生じる。火山フロントおよびその背弧側で、マントル内を熱水流体が上昇するとマントルが部分熔融するため、熱水流体のままで上昇しない (図 4.3.1.2-4)。したがって、この背弧側の領域で存在する熱水は基本的にマグマが関与すると考えられる。火山近傍を含む背弧側に上昇するスラブ起源熱水は多数見つかっているが (産業技術総合研究所, 2016)、地殻内でマグマが固化した際に放出された熱水であると考えられる。

以上より、東北日本弧について、成因により上昇域を区分すると、a) 前弧側に上昇する熱水 (間隙水 + 続成流体) と b) 火山フロントおよび背弧側に上昇するマグマ起源熱水 (含水鉱物

の脱水流体)の2種類となる(図4.3.1.3-1の東北地方を参照)。**a)**は太平洋プレートの沈み込みプロセスに直接起因し、長期的には定常的に上昇しうるものである。**b)**は最終的にマグマが運搬し、放出する熱水であるため、マグマ活動に直接起因し、長期的な熱水活動はマグマの供給や地殻内における固化プロセスに依存する。なお、図4.3.1.3-1に示される(●赤点)ように、火山フロントおよび背弧側にマグマ起源熱水と考えられる熱水上昇地点が多数存在することは重要である。これらの地域では現在地表に火山は存在しないが、地殻下部にマグマが存在する可能性がある。

西南日本弧においては、図4.3.1.2-1に示した①と③の間隙水は、東北日本弧と同様に深さ20kmまで沈み込む段階で、その多くが圧密により放出され、日本列島では太平洋の海域に上昇すると考えられる。②の含水鉱物は、東北日本弧と比較してスラブの温度構造が大きく異なる(図4.3.1.2-5)ため、①、③と同様に20km程度の深度で脱水し、多くは海域に上昇すると考えられる。西南日本弧において上昇するスラブ起源熱水は、主に④、⑤の含水鉱物(図4.3.1.2-1)の脱水により生成される水であり、深度30kmから60kmまでにその多くが脱水(図4.3.1.2-5; dh(I),(II))し、前弧側に上昇する(図4.3.1.2-5, 図4.3.1.3-1の西南日本前弧側地域)。この熱水は、有馬温泉水に代表される有馬型熱水の元になると考えられ(例えば, Kusuda *et al.*, 2014), CO₂を多量に含む高濃度のNaCl型熱水である。⑥の構造侵食による含水鉱物(図4.3.1.2-1)の脱水は東北日本弧に特有のもので、西南日本弧には存在しないと考えられる。

西南日本弧の地質学的特徴は、中央構造線よりも南側(外帯)に海洋プレート上面の堆積物に由来する付加体が発達していることである。付加体の高圧変成作用に関与した熱水流体に間隙水起源の塩水が関与しているという報告があり(Sumino *et al.*, 2010), 実際にはかなりの深度まで間隙水が到達しているようである。そのため、深度30km付近で脱水して生じるCO₂を含むNaCl型熱水(東北日本弧では、マグマを生成する元になる熱水(dh(I)))は、間隙水および続成流体由来の組成の異なる熱水と複雑に混合しうる。実際に四国南部-東海地方の前弧域では、CO₂ではなくCH₄を主成分ガスとする塩水が上昇している(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014)。西南日本外帯では、この2種類の熱水が混合しつつ上昇しているのではないと思われる(図4.3.1.3-1; 四国-東海地域)。また、山陰地方に並ぶ第四紀火山周辺において、東北日本弧と同様に15km圏外にも、スラブ起源熱水の上昇が見られるが、同じくマグマ起源熱水であると考えられる。

西南日本弧に位置するが、伊豆小笠原弧の背弧に相当する地域(静岡, 山梨県, 関東地方西部)では、静岡県内に油田が存在し、かつスラブ起源熱水の上昇も広域に見られる(図4.3.1.3-1)。この地域はフィリピン海プレートの沈み込み深度も浅い地域で、伊豆弧は日本列島に衝突しており非常に複雑な地殻構造およびマントル内構造を持つ。スラブ起源熱水の発生原因および上昇プロセスについては現在のところ、はっきりと結論することができないため、将来予測も難しい地域といわざるを得ない。

次に、地表に近い場所に上昇する水みちおよび流出域に関して述べる。地殻内を上昇する熱水は、最終的には透水性が相対的によい断層等の周辺に存在する亀裂を水みちとして地表付近に到達すると考えられる。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア(2014, 2015)にまとめたように、深層地下水が地表に上昇する場所は、**a)**断層系の流出域、**b)**河川沿いに形成された流出域、**c)**地形変換点に形成された流出域に分類できる。この中で、**a)**断層系の流出域が最も多く、しかも水温の高い深部流動系の地下水上昇は、断層の屈曲部あるいは断層セグメントの接合部にあると考えられる。

スラブ起源熱水の流量に関しては、河川水質と流量観測を併用した水文学的実測値がでているのは、島根県津和野、兵庫県宝塚、有馬、五社、および大阪府河内長野である(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2012)。島根県津和野の湧出域は、第四紀火山の青野山の近傍

で大原湖-弥畝山西断層系の活断層が存在している。湧出地点は活断層沿いあるいは地質断層・地質境界に位置する（村上・田中, 2015）。兵庫県宝塚、有馬および五社は、有馬-高槻構造線上あるいはその近傍にあり、同構造線は有馬から西方において、いくつかの活断層に分岐する。大阪府河内長野は、中央構造線の北部に位置し、同構造線の分岐断層（東西系）の近傍にスラブ起源熱水が上昇している（田中ほか, 2013）。地表で観測できる流量を持つ活発なスラブ起源熱水上昇域は、いずれも活断層あるいはその分岐断層を水みちにしていると考えられる。現在、活発に湧出している場所は、水みちとなる断層が活発に活動するため、地表から地下深部に至る水みちが相対的に高い透水性を持つことによるのであろう。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014, 2015）でまとめた結果では、深層地下水の湧出に関しては、活断層だけでなく、地質断層も水みちとなっていることがわかっているため、将来にわたる熱水上昇の活動域の評価という面においては、水みちとしての地質断層の役割についても留意が必要であると考えられる。スラブ起源熱水は、地殻内ではかなり大きな広がりを持ち存在していると考えられるが（産業技術総合研究所, 2016）、そこから地表への上昇経路は、断層等の地質構造に大きく規制されている。したがって、将来にわたる上昇場所の特定あるいは今後上昇する可能性のある場所の予測は、地下地質構造および熱水の存在状態が詳細に判明するまで待たねばならない。

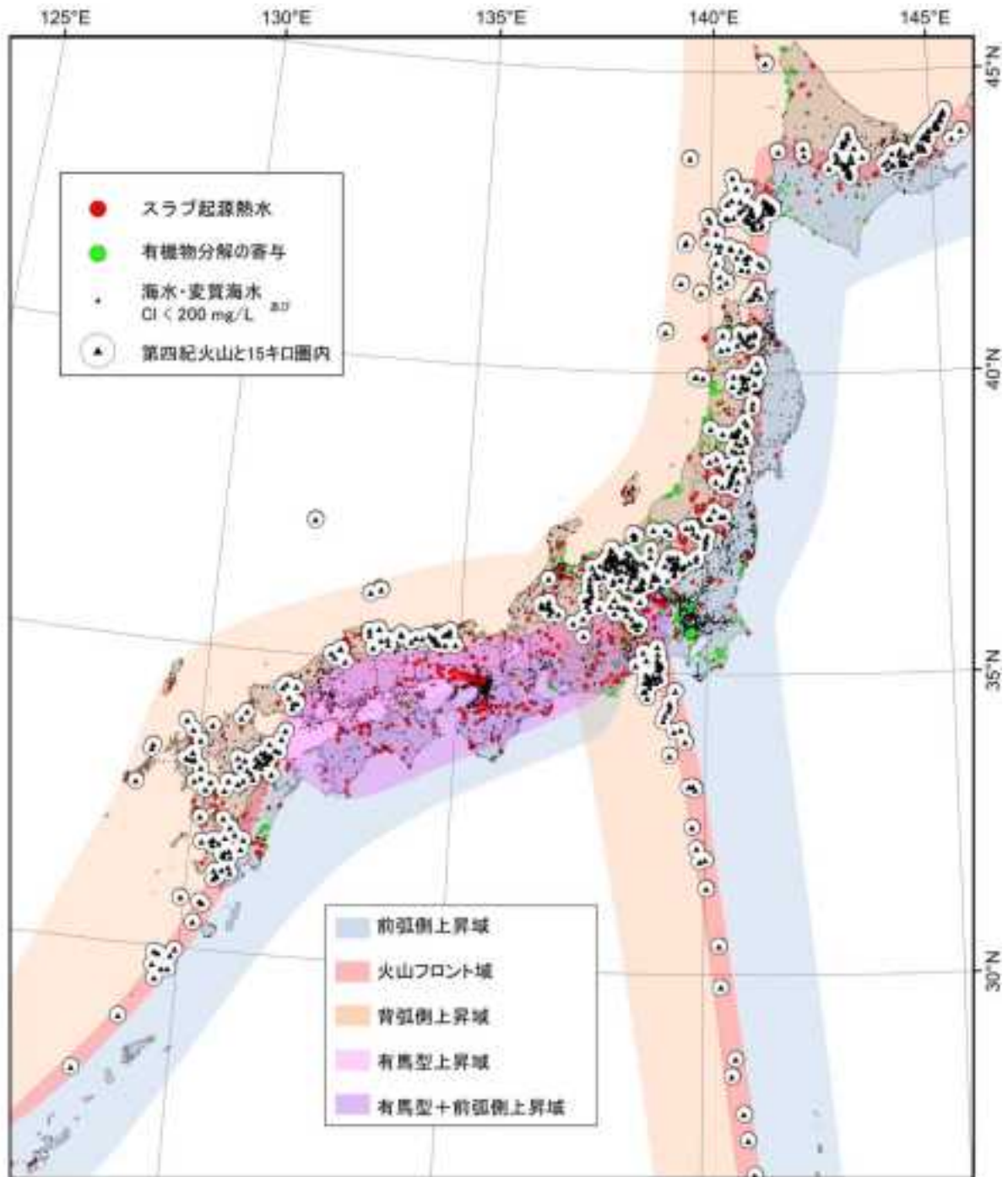


図 4.3.1.3-1 成因により区分したスラブ起源熱水の上昇域

各上昇域のスラブ起源熱水の特徴は本文参照。有機物分解の寄与の地点は、東北日本における Li/Cl 比と Br/Cl 比の関係と同じ傾向を示す試料を抽出して求めた（産業技術総合研究所, 2016）。

4.3.2 深部熱水活動の影響・規模の評価手法と長期予測に関する検討

4.3.2.1 地下水系への深部熱水による影響要因の整理と元になる知見

1) 影響の種類

深部熱水活動が周辺の地下水系に与える影響を考える上で、サイトの天然バリアや廃棄体を変質、腐食等により破壊する恐れがある深部流体等に含まれる化学種と水温等が重要である。重視される化学種及び付随パラメータは、水温、pH、NaCl 濃度、CO₂ 濃度などが挙げられる。さらに、深部流体等に含まれる化学種は、水温変化、岩石・鉱物等との反応や、流体自体のガス分離等により、溶存成分の種類や濃度及び pH が変化することも考慮が必要である。変質帯等を形成することで知られる火山性熱水活動では、火山ガスや火山ガスを溶解した強酸性の地下水により変質作用を起こす。しかし、これらの熱水活動は、基本的に活火山周辺部に活動の場所が限られるため、サイト選定時に排除されると考えられる。ここでは、深部流体の中でも、地殻深部で固化したマグマから供給されるマグマ起源熱水(火山から離れて地表に到達しうる)と火山活動と無関係に熱水として上昇するスラブ起源熱水について取り扱う。NaCl-CO₂ 型のスラブ起源熱水は、地層内の鉱物等との反応による pH の変化により炭酸種の種類が変化する。NaCl, CO₂ ともに腐食の原因物質であるので、評価の対象となる。これらの化学種の影響の程度の把握においては、スラブ起源熱水の流量やその変化および持続時間などのパラメータも重要になってくる。このようなパラメータは、スラブ起源熱水の成因と上昇プロセスにより値と変動値が決まるため、まず、影響要因の整理が重要である。

2) 要因の整理

深部流体等による地下水系への影響の要因を検討するには、影響の原因であるスラブ起源熱水そのものの挙動と変化の仕組みの理解が必要である。本項では、1)スラブ起源熱水の供給源とその供給源のメカニズム、2)供給源から地下水系までの上昇経路、3)上昇する流量と上昇時間について、それらの変動要因も考慮しつつまとめる。

(1) 供給源とそのメカニズム

詳細は、4.3.1 節に詳細にまとめている。供給量はプレートの運動とプレートに含まれる鉱物種、間隙水の量で決定され、定常的な供給があるものと推定される。これは沈み込むプレートにより異なることも示しており、それぞれに固有値を持つと考えられる。さらに沈み込み角が場所によって異なるフィリピン海プレートの西南日本弧と九州―琉球弧の両者では、温度・圧力の関係も違うため、水の放出過程は異なるはずである。これらスラブ起源熱水の初期値が異なる場合も念頭に置いておく必要がある。

(2) 上昇経路

スラブ起源熱水の供給源から地下水系までの上昇経路としては、マントル内の浸透流的上昇経路と主に上部地殻内の亀裂系を上昇する経路の2種類がある。マントル内での上昇はよくわかっていないが、本目的に対して重要性が低いと考えられる。しかし、マントルを上昇後、地殻下部に到達したときにどのような空間分布を示すのかについては、地表付近での上昇域を決定する重要な因子である。地殻下部の観測は、地震波や電磁気等を用いた地球物理学的手法に依存する。地震観測は、Hinet 観測網の整備および解析技術の進展により飛躍的に向上し、現在では日本列島の広域にわたり地震波速度構造がわかるようになってきた。その結果、広域にわたるマントルー地殻の速度構造の不均一性が明らかとなり、その原因はさらに深いマントルの上昇流や、マントル対流による流体の移動などによると考えられている。また、スラブ自体も地震波速度構造が異なっており、低速度域を形成する場所では、スラブの脱水や放出された流体の移動等の解釈がされている。さらに、地殻内部についても観測結果が集積されつつあり、

地震波の低速度域に流体が存在する可能性が多数の事例で指摘されている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013）。以上より、地殻下部では、熱水に偏在性が認められる。マグマの固化に伴い放出されるスラブ起源熱水についても、火山活動の局地性から偏在性は明らかである。したがって、ある場所で熱水上昇がありうるかどうかについては、地震波や電磁気により観測が可能な状況にあると考えられる。なお、これらについては、主に観測結果を基にした地震学的解釈であるが、熱力学的に脱水反応を起こす温度圧力条件と整合性が確保されている場合は、より信憑性が高いものと思われる。今後は地質学—地球化学等の物質科学的手法により、検証が進められるべきである。

次に地殻下部から地表付近への上昇経路についてであるが、深層地下水の調査により明らかになったスラブ起源熱水の空間分布（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013, 図 4.3.2.1-1, 図 4.3.2.1-2）から、偏在性があり、構造線や断層、あるいは火山の旧火道等を水みちとして上昇していると考えられる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013）。断層については、水みちとして機能する亀裂が存在すればよく、活断層でなければならないという前提はない。したがって、非常に古い現在は活動していない地質断層や火山火道等も上昇経路となりうる。どのような経路で上昇しうるかについては、深層地下水の流出域に関する調査研究が重要であり（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013）、流出域の特性と湧出機構等の解明が将来予測の上で重要である。

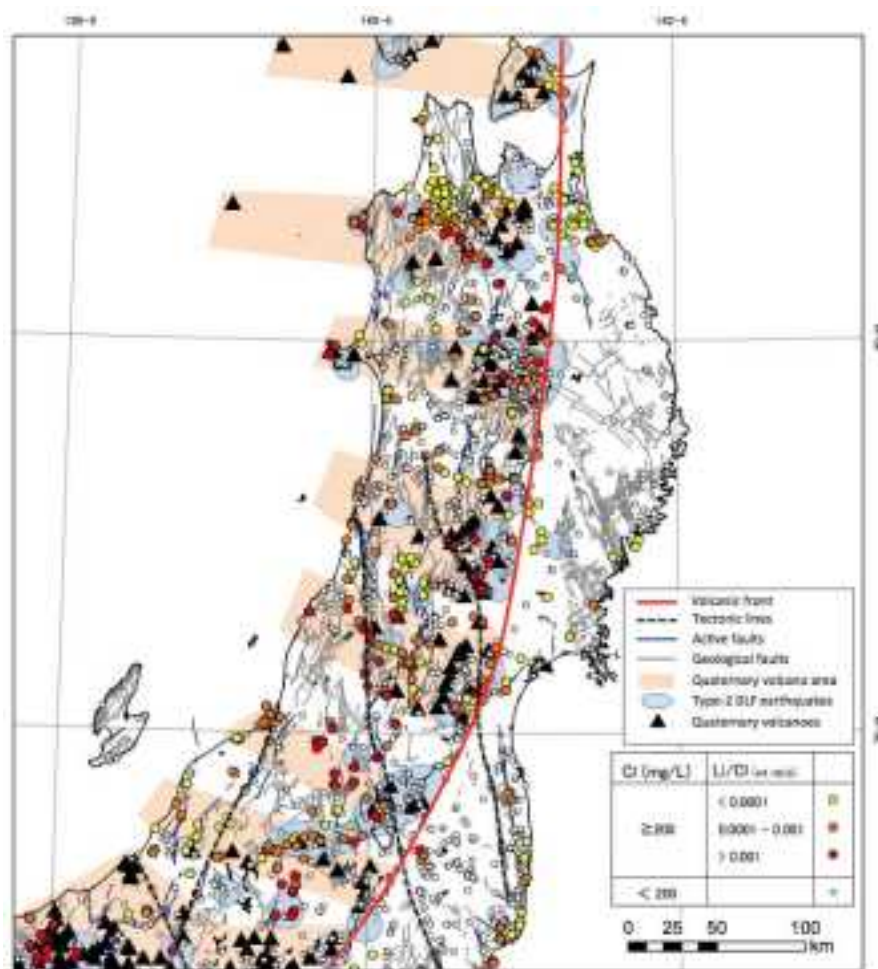


図 4.3.2.1-1 東北日本弧における Li/Cl 重量比の分布。

青線は活断層（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009）、グレー線は地質断層（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010）、▲は第四紀火山（西来ほか, 2012）を示す。

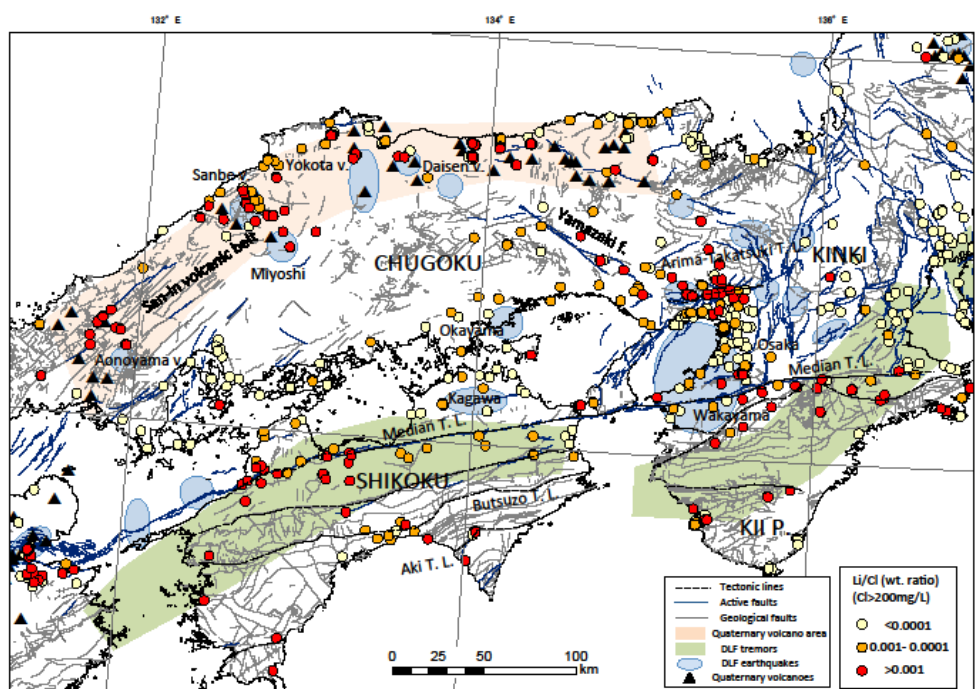


図 4.3.2.1-2 西南日本弧における Li/Cl 重量比の分布（風早ほか, 2014）。

青線は活断層（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2009），グレー線は地質断層（産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2010），▲は第四紀火山（西来ほか, 2012）を示す。

(3) 流量

先に述べたように、スラブの脱水量は定常的であると考えられる。しかし、マグマによって運搬される熱水流体はマグマ発生の間欠性によって、連続的には地殻下部に供給されないであろう。マントル内を熱水流体として上昇すると考えられる非火山地域のスラブ起源熱水は、マグマよりも流動性に富むため、比較的定常的に供給されている可能性がある。その流量については、平均的にはスラブの脱水量からマントル深部に潜ってゆく水を差し引いたものであり、Jarrard (2003) や Hacker (2008) が、熱力学的反応を考慮し、スラブから地殻への供給量の見積りを行っている（詳細は 4.3.1 節参照）。

4.3.2.2 各種変動パラメータの変動

本項においては、各種変動パラメータについて現在の知見を集約し、その変動特性を地域特性がどの程度の大きさであるのかも含めて検討を行う。また、各種影響の持続時間について、地域特性の有無も含めて検討する。影響を与える流体のパラメータで変動を考慮するものとして、水温、化学組成、地下水系への流量、持続時間がある。化学組成は CO_2 及び HCO_3 等の無機炭素種と Cl 濃度が重要である。

1) 水温の変動

地下から上昇するスラブ起源流体はマントルを通過するので、非常に高温である。地殻下部においては、 $400\text{-}500^\circ\text{C}$ 以上が想定される。また、マグマが地殻下部で固化する際に放出されるスラブ起源熱水も 600°C 以上の高温で放出されることが考えられる。処分地深度に到達したときの水温は、上昇速度等にもよると考えられるが、 CO_2 の気相を持つ流体として最速で上昇した場合、処分地深度の静水圧下での boiling point に相当する温度になる。水温は、熱水の流入が想定される場合は、深度 1000m で最大 200°C 程度であろう。

2) 化学組成の変動

流体の化学組成を決定するのは、初期組成及び化学反応・相平衡である。反応・相平衡は温度・圧力の関数であり、熱水流体の上昇プロセスの違いにより環境が様々に変化するため、深部に由来する熱水流体の化学組成は大きなバリエーションを生じる。地下環境に与える影響が強い Cl と CO_2 濃度については、東北日本と西南日本で異なり、同じ西南日本弧内においてもバリエーションが見られる（4.3.1.2 項参照）。さらに、スラブの脱水場所や温度環境の違いにより、初期組成が変化すると考えられるが、初期組成がどのように決まるのかまだよくわかっていない。スラブ起源熱水の上昇速度には非常に大きな違いがあると考えられるため、岩石等との反応による水質変化は非常に大きな幅を持ちうる。正確な予測を行うことはできないが、 CO_2 は上昇場所によっては失われうるものであること、 Cl 濃度は変化しないで上昇すること等を地球化学的エビデンスとして扱うことができる。上部地殻に供給されるスラブ起源流体は、 NaCl-CO_2 型であったと考えられ、高温の有馬温泉水などがその特徴を有している。しかし、非火山地域にみつかる前弧上昇熱水を含む地下水は、地下にマグマ等の熱源が存在しないため、基本的に低温のことが多い。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）がまとめたように、地層中で岩石に pH がコントロールされ高くなると、 CaCO_3 の沈殿などが生じる。長野県鹿塩で自然湧出する塩水は、有馬温泉水と似た水の同位体組成や Cl 濃度を持つが、炭酸成分がほとんどないのが特徴である。これは、当初は多量の CO_2 を有していた熱水が、超塩基性岩の地層と反応することにより、ほぼすべての炭酸成分が CaCO_3 として沈殿除去されたためと考えられる（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014）。

3) 流量の変動

スラブ起源熱水の流量については、供給源のメカニズムと経路に大きく依存する。火山性（マグマ活動）と非火山性（プレートの脱水・マントルから直接供給）の2種類の熱水は、どちらもスラブから放出された水を起源とするが、上昇経路と形態が異なるため、地殻下部から上昇するモデルを作成する場合は初期値がまったく異なることになる。スラブ起源熱水の広域分布より、東北日本弧では、主にマグマおよび前弧域における続成流体としてスラブ起源流体が運搬されること、そして西南日本弧では主に有馬型に代表される前弧上昇熱水としてマグマを経由しないで前弧側に上昇すると推定される。また、上昇する場所は、火山形成場や断層・構造線沿い等に限られるため、空間的な流量平均値は流量としての意味はあまりない。

マグマ起源熱水は、火山ガスやそれを溶解して生成する強酸性熱水と異なり、地下深部で固化したマグマから放出されるため、地下に貫入したマグマの規模に放出される熱水の量は大きく依存する。現在観察されるマグマ溜りの化石としての花崗岩の規模や巨大カルデラ噴火時の噴出物量等から地殻深部のマグマ溜りは 100 km^3 以上に達しうる。仮に 100 km^3 のマグマに 10wt% の水が含まれていた場合では、このマグマ溜りが固化する際に放出される熱水の総量は、マグマの密度を 2500 kg/m^3 とすると、 2.5×10^{10} トンとなる。この量は 100 万年間に上昇する西南日本の熱水量の 1/5 の規模になる。流量値については、スラブ脱水が恒常的に生じていると考えられるので、長期的かつ広域的には、ほぼ一定に保たれるはずである。しかし、スラブ起源熱水を運搬される場合は、地殻内におけるマグマの挙動により、地表への流動パターンは大きく変化することに留意しなければならない。

直接スラブから熱水として上昇する場合は、地下に貯留層がある場合でも、長期的には定常性を保っているはずであり、マグマ起源熱水の変動よりも変動幅は小さいであろう。ただし、地下における貯留層の形成や断層活動による熱水上昇等もあるため、短期的には変動しうるものである。現在、熱水上昇の痕跡がない断層地域においても将来は熱水活動が生じる可能性がある点は留意すべきである。より詳細な変動幅については、さらに事例を含めた検討が必要で

ある。

4.3.2.3 影響の持続時間・影響範囲の検討

1) 影響の持続時間

熱水活動の持続時間は、供給のメカニズムと上昇経路の特性により決まると考えられる。マグマ起源熱水は、マグマの固化により放出されるので、マグマの規模、固化速度により供給量と流量が決まる。ひとつのマグマ活動の寿命は数 10 万年程度と考えられるので、持続時間も同等の長さが想定されるべきである。しかし、複成火山の形成機構等から同じ場所に何度も別のマグマが供給される事例は一般的なことであり、このような場においては一回のマグマ活動の持続時間はあまり意味がないため、継続的に供給されるものとする方が適当である。

マグマを介さずに直接スラブから上昇するスラブ起源熱水は、流量の変動幅の検討と同様の理由で、基本的には長期的かつ連続的に活動するものと考えられる。しかし、地殻浅部の貯留層の存在と断層活動等による小規模な流量変動時の持続時間については、まだ不明な点が多く、さらに事例を含めた検討が必要である。

2) 深部熱水活動の影響の規模に関する検討

高感度地震観測網（Hi-net）が全国に設置されたことにより、地震波トモグラフィなどの地震波を用いた地球物理学的研究が急速に進展し、マントルおよび地殻内の熱水の分布や移動、含水率を明らかにするための研究も進められてきた。

Zhao *et al.* (1992) や Nakajima *et al.* (2001) は、東北地方において広域の地震波トモグラフィを行い、沈み込む太平洋スラブに平行に分布する顕著な地震波低速度域をマントルウェッジに見出し、それらが火山フロント直下のモホ面まで連続して存在していることを示した。そして、Hasegawa and Nakajima (2004) により、この太平洋スラブに平行に分布する顕著な地震波低速度域は、スラブの沈み込みに伴うマントルウェッジ内の二次対流に相当し、この上昇流は地殻内における高温流体の源であることが指摘されている。この熱水の起源は、スラブに含水鉱物などとして含まれている水であり、沈み込みに伴い脱水分解され、上昇流に取り込まれることによりマントルウェッジを部分溶融させることから、この上昇流にはメルトが含まれていると述べられている (Nakajima *et al.*, 2005)。さらに、Nakajima *et al.* (2013) は、東北日本背弧域の地震波速度構造で確認されていたマントルウェッジ内のフィンガー状の地震波低速度域が地震波の減衰構造では確認できないことを明らかにした。これにより、地表に現れる火山・熱水活動は、マントルウェッジの部分溶融の度合いにより決定されることが示唆され、東北日本広域にわたるより詳細なメルト／熱水の分布がまとめられた (図 4.3.2.3-1)。

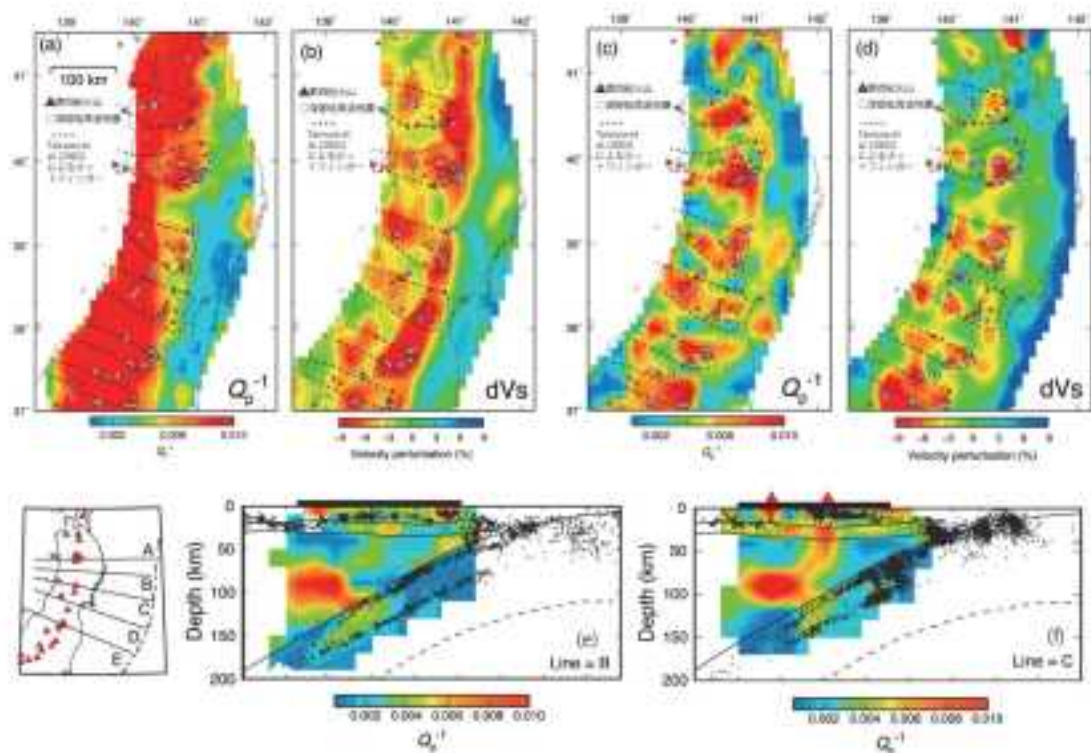


図 4.3.2.3-1 (a) マントル内の上昇流に沿った Q_p^{-1} , (b) マントル内の上昇流に沿った S 波速度偏差, (c) 下部地殻の Q_p^{-1} , (d) 下部地殻の S 波速度偏差, (e) 島弧に沿った第四紀火山のない地域の Q_p^{-1} 断面図, (f) 島弧に沿った火山域の Q_p^{-1} 断面図. Nakajima *et al.* (2013) に加筆.

Hi-net の設置による緻密な観測により地殻深部（深度 10 km-40 km）において深部低周波地震活動も詳細に観測されるようになり，東北日本の非火山性地域で発生している深部低周波地震活動（図 4.3.2.3-2）は，地殻下部の熱水活動に起因していることが示唆されている（高橋・宮村, 2009）．また，Omuralieva *et al.* (2012) により，東北地域における地震発生層の下限分布も東北脊梁山地に沿って系統的に浅いことも明らかになっている（図 4.3.2.3-3）．この地震発生層の下限の浅い地域は，背弧域の第四紀火山の集中域，深部低周波地震の発生地域，および地温勾配の高い地域とも相関があり，マグマや熱水の供給されている地域に対応するとされている．

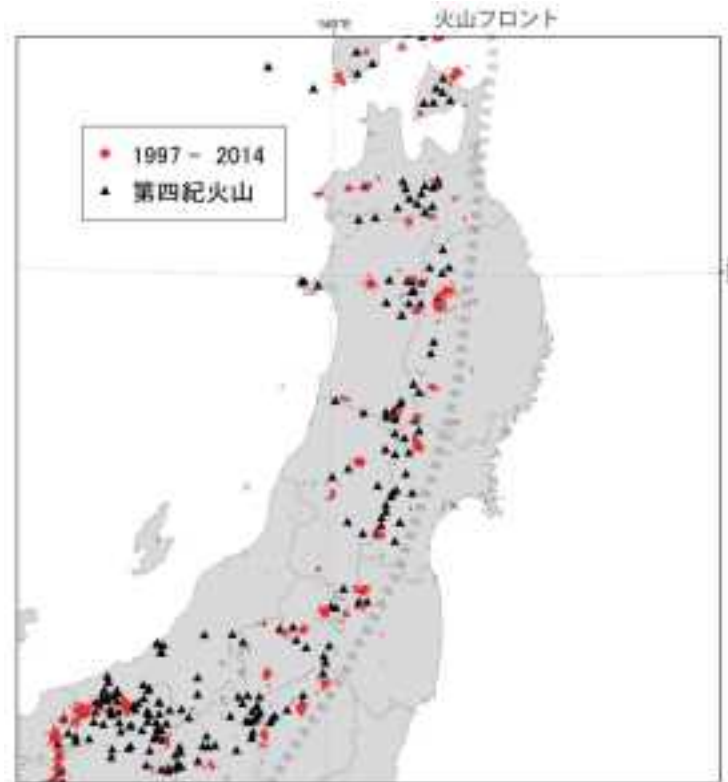


図 4.3.2.3-2 気象庁一元化震源データによる 1997 年から 2014 年の深部低周波地震の分布
▲は第四紀火山を示す（西来ほか, 2012）.

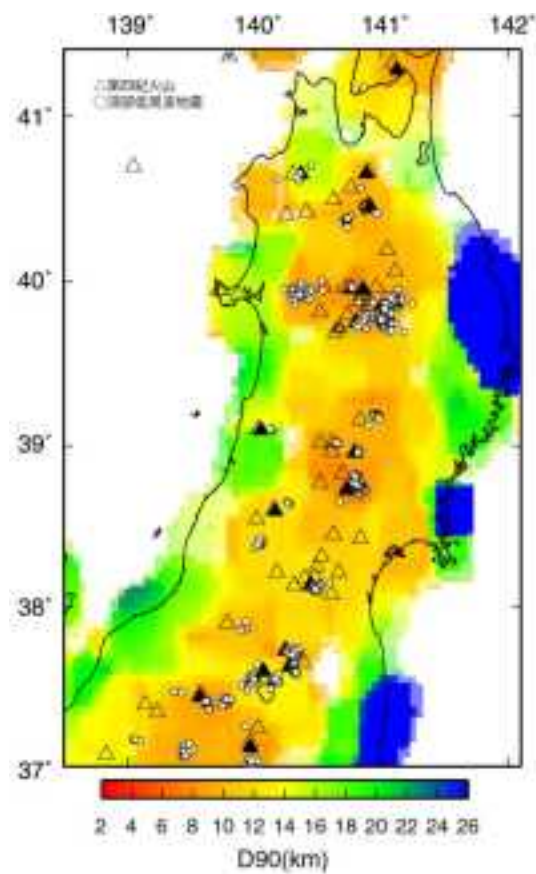


図 4.3.2.3-3 地震発生層下限（この深さ以下に 90%以上の地震が発生する深さ）の分布 (D90)
Omuralieva et al. (2012) に加筆.

その他に地震波観測により求められた地殻内の熱水の存在を示唆する事例としては、東北の脊梁域に多数存在する S 波反射面がある。例えば、堀ほか（2004）によって推定された反射面（図 4.3.2.3-4）は、火山近傍では地殻上部の浅部に多く分布しており、第四紀火山のない地域では、地殻の中～深部まで反射面が存在している。S 波反射面は、この地域の浅発微小地震の分布の下限および地震波の低速度域の分布の上面に分布するのが特徴である（図 4.3.2.3-4）。Umino *et al.*（2002）は、地震断層の直下に存在する S 波反射面は、より下位のモホ面付近の脱水により供給された水の薄い層であると考えた。一方、この反射面は下位に存在する熱水リザーバーの蓋の部分形成している珪化岩と考えている研究もある（例えば、寺林・山本, 2007）。いずれにしても、S 波反射面の下位に熱水流体のリザーバーの存在が推定されている。

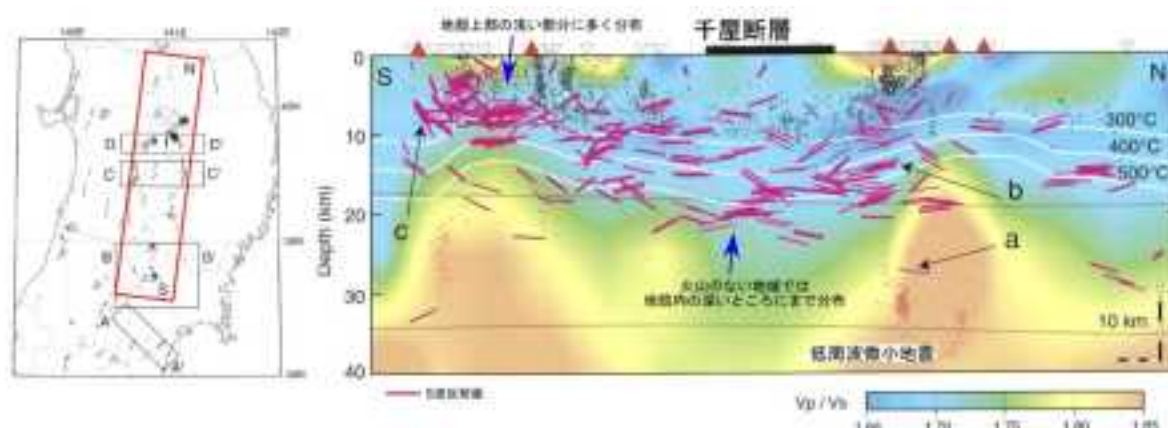


図 4.3.2.3-4 NS 線に沿った S 波反射面の断面図（深さ方向に 2 倍に拡大）。

堀ほか（2004）に加筆。黒丸は浅発微小地震、赤三角は第四紀火山、S 波反射面は、下部地殻～上部マントルの高 Vp/Vs 比域の上部境界線に沿うようにほぼ水平に分布している。

熱水流体の存在を探るもう一つの地球物理学的手法として広帯域 MT 観測が有効である。一般的に地殻内に存在する深部起源の熱水は、湖沼や河川などの陸水に比べて塩濃度が高いことから、広帯域 MT 観測をもとにして求められる地殻の比抵抗分布は、地殻内の熱水リザーバーの有無を見極めるのによい指標となる。近年、東北日本では、Ogawa *et al.*（2014）により、東北脊梁域の鳴子火山直下の 5 km より深い場所に、幅 10km 四方、深さ 25 km の低比抵抗領域が観測された（図 4.3.2.3-5）。Ogawa *et al.*（2014）は、この低比抵抗領域を巨大な熱水リザーバーと考え、その間隙率を 1.5～5%（塩水の比抵抗値を 0.1Ωm と仮定）と見積っている。このように、MT 観測による地殻内比抵抗構造の観測結果は、熱水リザーバーの検出に有効であると考えられるが、現時点では事例が少ない状況である。

Hacker（2008）によると東北日本弧では、間隙水を除く鉱物水だけで 36 Tg/yr が沈み込んでいる。地表に上昇するスラブ起源熱水は火山フロントおよび背弧側では、すべてマグマ起源と考えられる。マグマ起源熱水として地表に上昇するフラックスは、東北日本弧全体で 12 Tg/yr である（図 4.3.1.2-6）。熱水リザーバーへの熱水のフラックス（=リザーバーの周囲 10 km も考慮し、島弧 30 km あたりの量とする）は、島弧長 1,061 km（Jarrard, 2003）なので、0.33 Tg/yr/30km、つまり、年間あたり $3.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ となる。

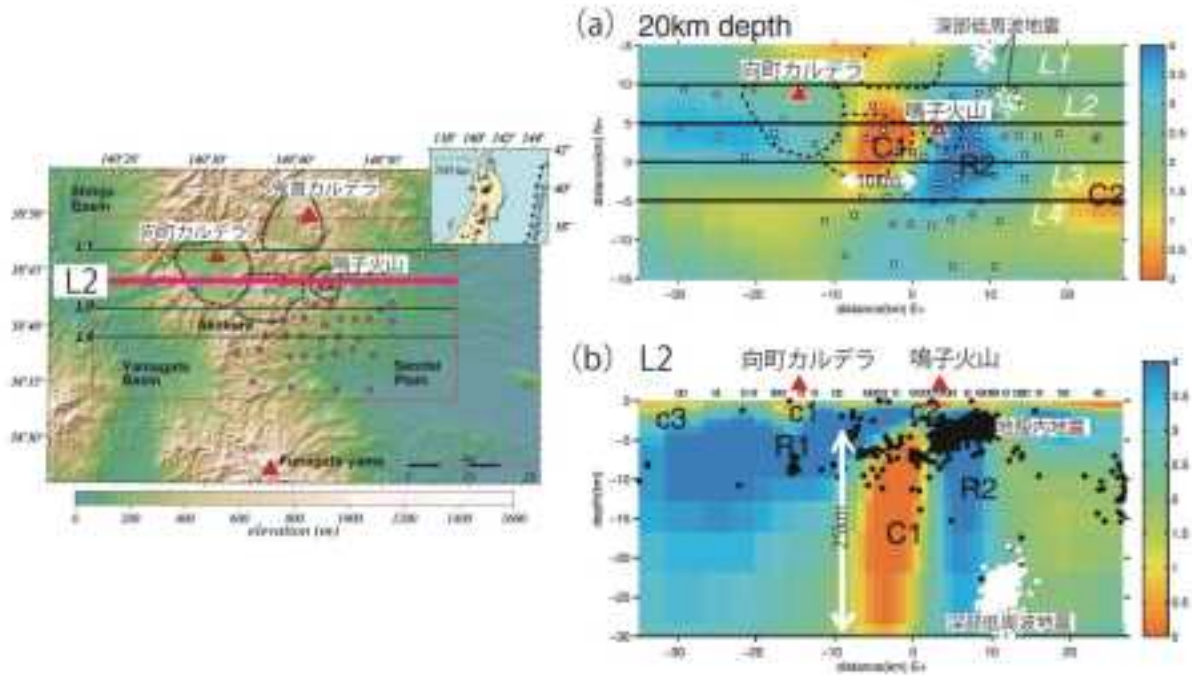


図 4.3.2.3-5 東北脊梁域（鳴子火山域）における三次元比抵抗分布（Ogawa *et al.* (2014) に加筆）。紫丸は Ogawa *et al.* (2014) における広帯域 MT 観測点，青丸・黄丸は Mishina (2009) における広帯域 MT 観測点。(a) 深さ 20km における比抵抗分布，(b) L2 に沿った三次元比抵抗断面図。白抜きの四角は広帯域 MT 観測点。

3) 深部熱水活動の影響の範囲に関する検討

ここでは、深部熱水活動の影響範囲に関する事例の一つとして、ハロゲン元素による評価手法についてまとめる。

ハロゲン元素（ここでは Cl, Br, I）は、水中で陰イオンとして安定であるが、それぞれ異なる特徴を持つ。これに基づき、スラブ起源流体のうち、鉱物脱水流体と続成流体を区別すること、および深層地下水に混入する各流体の混合比率の検討をまず行う。Br/Cl 比は鉱物脱水流体であると海水の値よりも低くなり、生物分解や熱分解によって堆積物中の有機物が分解すると高くなる傾向がある。一方、ヨウ素は地殻中の約 68% が海底堆積物中に含まれ、約 28% が上部地殻の堆積岩中に含まれると推定されており（Muramatsu and Wedepohl, 1998）、その挙動には堆積物・堆積岩が大きく関わっている。また、ヨウ素は生物や有機物に非常に濃縮されやすいことが特徴である（Amachi, 2008; Schlegel *et al.*, 2006; Shimamoto *et al.*, 2011）。Sumino *et al.* (2010) では、マントルや火山ガス凝集物、堆積物やその間隙水、海水の I/Cl 比、Br/Cl 比がそれぞれ異なる値を持つことが示されている。ここでは、I/Cl 比と Br/Cl 比の関係を利用して、東北日本で採取された地下水起源の解明および深部から上昇するスラブ起源流体（鉱物脱水流体と続成流体）の混入比率の検討を行った。

図 4.3.2.3-6 から、大部分試料において I/Cl, Br/Cl 比は「海水」「スラブ起源流体」「有機物分解および続成作用によって放出される水（以下、有機物分解+続成流体）」の三つの端成分の混合で説明できることが分かる。ここでは、地下水の I/Cl, Br/Cl 比を用いて以下の三つの式を用いて端成分の混合比率を求めた。

$$\begin{aligned} R_s + R_o + R_c &= 1 \\ (I/Cl)_g &= (I/Cl)_s R_s + (I/Cl)_o R_o + (I/Cl)_c R_c \\ (Br/Cl)_g &= (Br/Cl)_s R_s + (Br/Cl)_o R_o + (Br/Cl)_c R_c \end{aligned}$$

ここで、R は各成分の割合、g は地下水試料、s は鉍物脱水流体、o は海水、c は有機物分解＋続成流体である。各端成分の I/Cl および Br/Cl 比は表 4.3.2.3-1 で示した値を仮定して用いた。鉍物脱水流体についてはある程度の範囲を持っているため (Sumino et al., 2010)、鉍物脱水流体 A、鉍物脱水流体 B として 2 通りの解析を行い、その平均値を使用した。また、三成分の混合解析の結果、いずれかの割合が負の値になる場合は、その値をゼロとして二成分混合比を求めた。天水の影響は、海水と天水の単純な混合を仮定して補正を行った。天水の値としては、最上川と北上川の I/Cl および Br/Cl 比の平均値を使用した (Tagami and Uchida, 2006)。

表 4.3.2.3-1 三成分混合解析で仮定した端成分の I/Cl および Br/Cl 比

	I/Cl	Br/Cl
	(molar, 10^{-6})	(molar, 10^{-3})
海水	0.8	1.53
有機物分解＋続成流体	3500	5.5
鉍物脱水流体A	110	0.5
鉍物脱水流体B	30	0.5

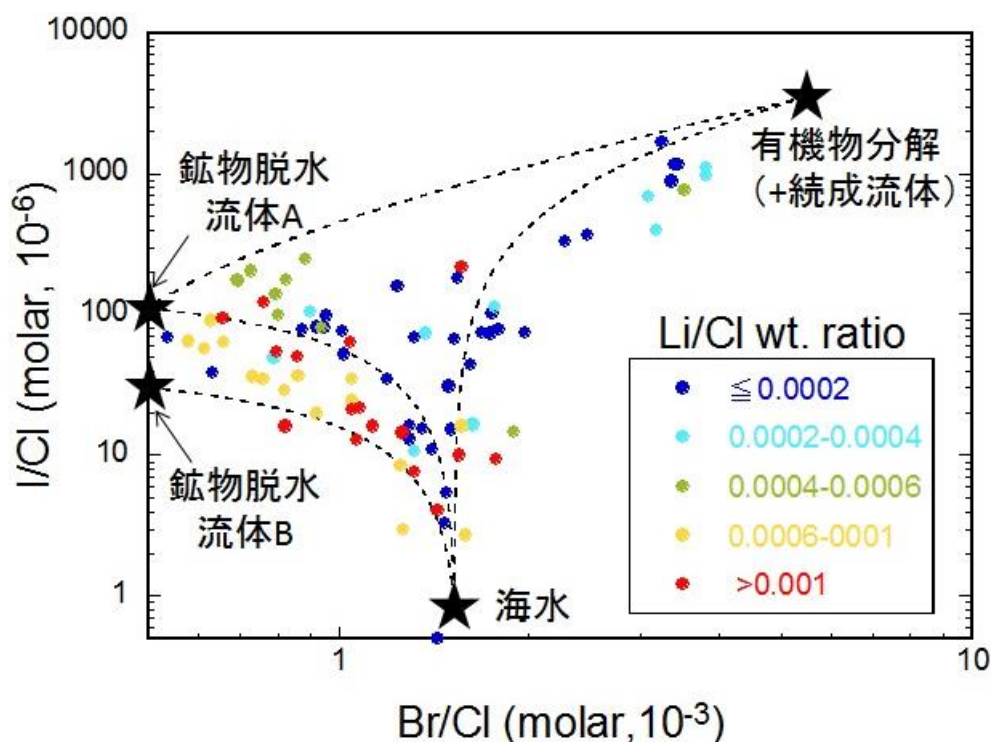


図 4.3.2.3-6 東北地方で採取した深層地下水の I/Cl および Br/Cl 比と Li/Cl 比の関係
★印は端成分、点線は各端成分の混合曲線を示す。

三成分混合解析の結果 (図 4.3.2.3-7)、最寄りの火山からの距離が 20 km 圏内においては、鉍物脱水流体の割合が 85%以上の試料が存在し、火山活動の影響がより強いことが分かる (図 4.3.2.3-8)。しかし、火山から 20 km 圏内においても、鉍物脱水流体の割合は様々である。また前弧域において、最大で 42%の割合で鉍物脱水流体が存在しているが、その上昇経路については今後検討する必要がある。また、常磐地域において海洋プレートの堆積物から放出された続成流体起源のスラブ起源熱水の上昇が指摘されており (Togo et al., 2014)、同様の熱水上昇が他地域においても存在している可能性がある点を指摘しておく。

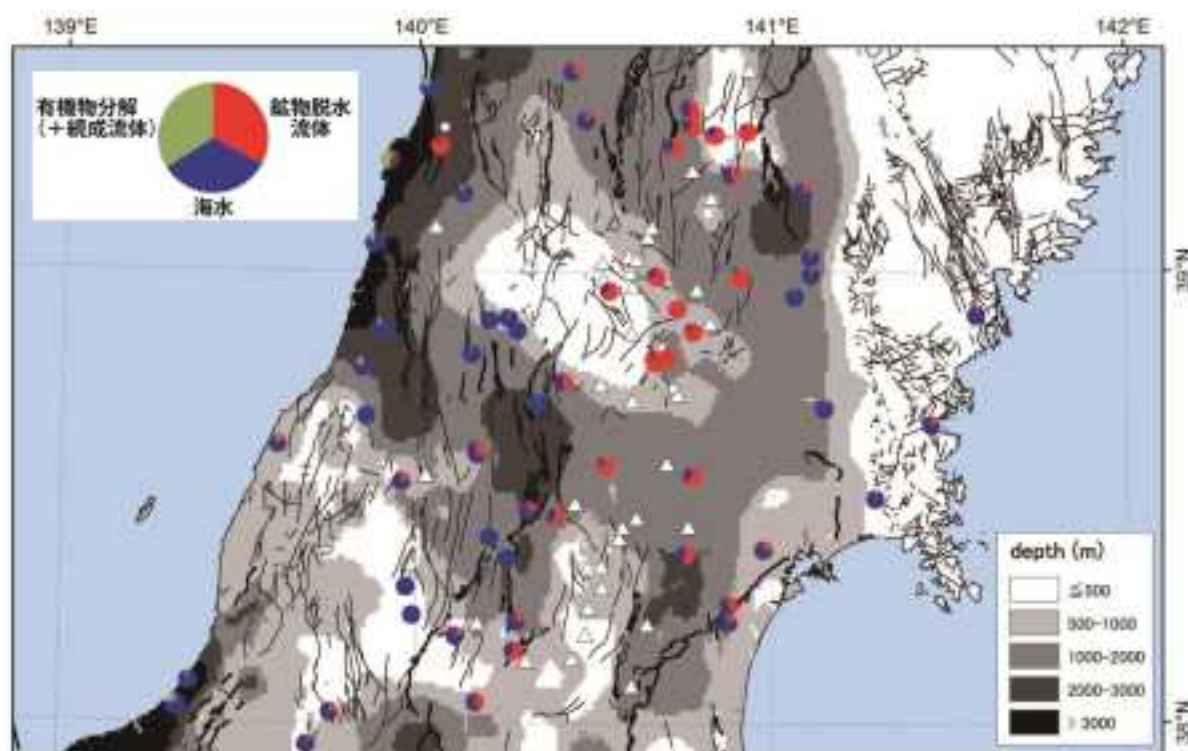


図 4.3.2.3-7 東北地方で採取した深層地下水の三成分（鉱物脱水流体-海水-有機物分解＋続成流体）解析結果の分布図.

図中に基盤深度分布（グレースケール;防災科学技術研究所），第四紀火山（△；西来ほか, 2012），活断層（太線），地質断層（細線）を示した.

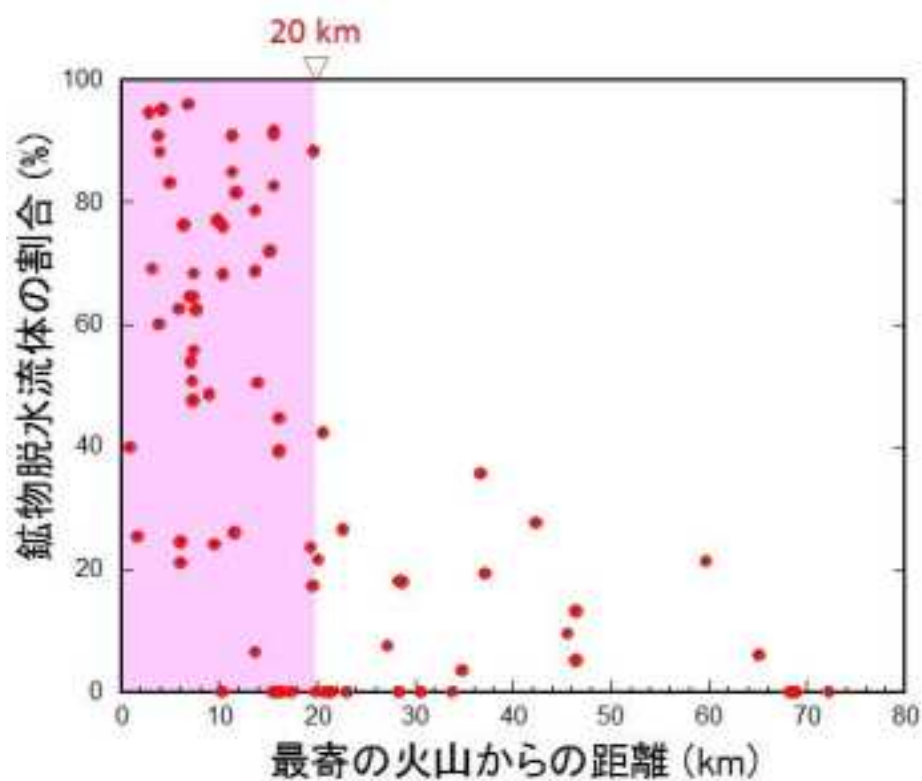


図 4.3.2.3-8 最寄りの第四紀火山からの距離と鉱物脱水流体成分の関係

【まとめと今後の課題】

まとめ

1) 深部流体の上昇域・流量の評価手法と長期予測に関するまとめ

- ・スラブ起源水は、その成因により分類可能であり、沈み込むスラブ内の A) 圧密による間隙水(海水組成)の搾り出し、B) 続成作用による粘土鉱物等の含水鉱物の形成・脱水（続成流体の放出）、C) 蛇紋石等の含水鉱物の脱水（有馬型、マグマ起源熱水のもとになる熱水放出）、および、D) 雲母等の含水鉱物としてマントル（>100km）に運搬されるもの等に分類した。
- ・A)の間隙水はスラブ上面の間隙に含まれる塩水であり、スラブ深度 20 km までに、多くが放出され、日本列島においては主に前弧側海域に上昇する。
- ・B)の続成流体は、粘土鉱物の分解などにより 200°C 以下で生成される熱水（しばしば CH₄ を伴う海水組成に近い熱水）、日本列島の前弧側沿岸域（いわき周辺、宮崎平野、四国南部など）に存在が認められ、放出されるスラブ深度は、東北日本弧では 40-50 km、西南日本弧では 20 km である。ただし、西南日本弧の付加体においては、プレート上の堆積物の間隙水に由来する塩水を起源とする熱水が高压変成作用時に存在している。
- ・C)の鉱物脱水流体は 350-450°C および 500-700°C で放出される比較的強く結合した OH 基の脱水がもとになる熱水で、西南日本弧ではスラブ深度 50-60km で脱水した水が前弧側に有馬型熱水（高 CO₂ 濃度の塩水）として上昇する。CO₂ 濃度は水文学的観測から 1.1 M 以上と推定され、深部熱水により生成した流体包有物からの推定では 4.4 M に達する。また、東北日本弧においては、同様の熱水が 80-130 km の深度で生成されるが、直接熱水流体として上昇せず、マントル内でマグマを生成する。
- ・Li-Br-Cl を用いた解析手法は、スラブ起源熱水検出の指標として有効である。本手法によれば、海水とスラブ起源熱水の混合系等で問題のあった Li/Cl 指標よりもさらに感度よく検出ができる。
- ・Li-Br-Cl 法によるスラブ起源熱水の全国図を新たに示した（図 4.3.1.3-1）。これにより、スラブ起源熱水がこれまで考えられていたよりも広範囲に存在することが明らかとなった。また、スラブ起源熱水の成因区分とその発生深度（場所）に基づいて、日本列島におけるそれぞれのスラブ起源熱水の上昇域を示した。西南日本弧でのみ前弧側に有馬型熱水上昇域があり、外帯側（中央構造線の南側）では、有馬型熱水上昇域は続成流体・間隙水の上昇域と重なり、重なった領域(四国—紀伊半島—東海)では、様々な組成の深層地下水を形成する。東北日本弧では、前弧側に続成流体・間隙水の上昇域が存在するが、有馬型熱水は上昇しない。
- ・100 万年間では、東北日本弧では、前弧側の上昇水で島弧長 100 km あたり 2600 km³/my、マグマ水で 1100 km³/my となり、西南日本弧では、前弧側上昇水で 1100 km³/my、マグマ水+有馬型熱水で 500 km³/my となる。日本列島では、この上昇流量で定常的にスラブから供給があるものと考えられる。しかし、地殻内においては、次に示すように、熱水溜りの存在が推定され、不均質に熱水が存在していると考えられるため、表付近へ上昇する熱水流体は定常的ではないと考えられる。

2) 深部熱水活動の影響・規模の評価手法と長期予測に関するまとめ

- ・地震波速度構造、深部低周波地震、S 波反射面分布、地殻の比抵抗分布等の調査研究の進展に伴い、地殻内部に地震波が低速度かつ低比抵抗の領域が不均質に存在していることが明らかになりつつある。その特徴は、高塩濃度の熱水による可能性が指摘されており、地殻内部に大型の熱水リザーバーが存在している可能性が指摘されている。
- ・地殻内の熱水リザーバーに関する検討として、地球物理学的データの豊富な東北地方南部を事例として、スラブ起源熱水の上昇量と熱水リザーバーの規模の検討、②地下水に含まれ

るハロゲン元素 (Cl-Br-I) による地下水起源解析(新手法)による深部から上昇するスラブ起源熱水の混入比率の検討を行った。

- ・①の検討の結果、鳴子地域にある熱水リザーバーについて、スラブ起源熱水の上昇量は年間あたり $3.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ 、また、熱水リザーバーの規模は、 2500 km^3 に達すると考えられる。
- ・②の検討の結果、I/Cl, Br/Cl 比は「海水」「スラブ起源熱水」「有機物分解および続成作用によって放出される水（有機物分解+続成流体）」の三つの端成分の混合で説明できることがわかった。この混合関係を解析し、各地下水のスラブ起源熱水の混合比を求めた。
- ・東北地方中部において、スラブ起源熱水の存在と第四紀火山の位置との関係について検討を行った結果、最寄りの火山からの距離が 20 km 圏内においては、鉱物脱水流体の割合が 85%以上の試料が存在し、火山活動の影響がより強いことが分かる。しかし、火山から 20 km 圏内においても、割合は様々であるが、スラブ起源熱水の存在が認められた。また前弧域においても、最大で 42%の割合でスラブ起源熱水が存在していることがわかった。

今後の課題及び留意点

1) 深部流体の上昇域・流量の評価手法と長期予測に関する課題

- ・スラブ起源熱水の指標として、今回用いた Li-Br-Cl の利用は、Li/Cl 指標のみ用いた場合よりも数倍高い感度で深部から上昇し地下水系に混入したスラブ起源熱水を検出できる。しかし、比較的高温環境で続成作用をうけた海水起源の塩水（油田に見られる鹹水等）が存在する地域においては、Li-Br-Cl 指標でも検出が難しい。そのため、今回提示したスラブ起源熱水のマップは、現在検出可能なスラブ起源熱水のマップという位置付けである。今後は、Cl-Br-I のハロゲンを用いたスラブ起源水混合解析手法を日本全国への適用性について検討し、地殻浅所に存在する停滞型の続成流体や古海水とスラブ起源熱水が区別できるようにする必要がある。
- ・これまでの結果は、全国の深層地下水データベースの化学・同位体組成分析値を用いて一般化可能な指標を用いて解析した結果である。今後、ある特定の場所において、地下水とスラブ起源熱水の混合や反応等について、より詳細に明らかにするには、多くの周辺地下水データが必要になることに留意する必要がある。
- ・深層地下水の湧出に関しては、活断層だけでなく、地質断層も水みちとなっていることがわかっているため、将来にわたる熱水上昇の活動域の評価という面においては、水みちとしての地質断層の役割についても留意が必要であると考えられる。地殻内では、スラブ起源熱水がかなり大きな広がりを持ち存在していると考えられるが、そこから地表への上昇経路は、断層等の地質構造に大きく規制されている。したがって、将来にわたる上昇場所の特定あるいは今後上昇する可能性のある場所の予測は、地質構造、地下地質構造および地殻内部の熱水の存在状態を地球化学的手法（4.3.2 節に記載した手法等）および地球物理学的観測等により、さらに詳細にデータを得た上で検討する必要がある。
- ・島弧における水循環モデルは、概ね観測値と整合性があり、現在のところ信頼できるモデルであると考えられる。これにより、沈み込むスラブから定常的に地殻に供給される熱水量を求めることができた。今後は、地殻内における熱水上昇プロセスについてより詳細な検討が望まれる。超長期にわたる熱水活動予測のためには、4.3.2 節に示した熱水リザーバーの存在も重要な点であるが、地表付近へどのようなプロセスを経て上昇するのか、定常的なのか間欠的なのか、上昇量の変動幅等について、今後の検討が必要である。

2) 深部熱水活動の影響・規模の評価手法と長期予測に関するまとめ課題

- ・熱水リザーバーの存在に関する事例として東北地方南部を検討したが、他の地域については、今のところ主に MT 法等による電磁探査による地球物理学的観測データが乏しいのが現

状である。地殻内部の地震波の低速度域は非火山地域においても、多数存在していることが明らかになっているため、これらが熱水リザーバーとして機能している可能性がある。今後は、事例を増やしつつ、熱水リザーバーの規模と $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比の低下およびスラブ起源熱水の混入量との関係をより詳細に解析する必要がある。また、前弧側の地殻内にも、地震波低速度域があり、非火山性の熱水リザーバーの存在の有無について検討する必要がある。

- ・東北地方中部における事例のみであるが、第四紀火山から離れた地域（前弧側を含む）において、スラブ起源熱水の存在する可能性が示された。この原因が第四紀火山の影響範囲がさらに広いことを示すのか、あるいは、未知のマグマ活動に起因するのかについて、さらなる検討が必要である。さらに、前弧側においては、いわきの事例（3.3.2 節）を考慮した上で熱水リザーバーの存在の有無を含めて検討してゆく必要がある。

【引用文献】

- Amachi, S. (2008) Microbial contribution to global Iodine cycling: volatilization, accumulation, reduction, oxidation, and sorption of Iodine. *Microbes Environ.*, 23, no. 4, 269-276. doi:10.1264/jsme2.ME08548
- 防災科学技術研究所 J-SHIS 地震ハザードステーション. <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>.
- Hacker, B. R. (2008) H₂O subduction beyond arcs. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q03001, doi:10.1029/2007GC001707.
- Hasegawa, A. and Nakajima, J. (2004) Geophysical constraints on slab subduction and Arc magmatism, *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*, Volume 150: Washington, D. C., AGU, 81-93, doi:10.1029/1150GM1008.
- 堀修一郎・海野徳仁・河野俊夫・長谷川昭 (2004) 東北日本弧の地殻内 S 波反射面の分布. *地震*, 56, 435-446.
- Iwamori, H. (1998) Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, no. 1-2, 65-80. doi:10.1016/s0012-821x(98)00080-6
- Jarrard, R. D. (2003) Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4. doi:10.1029/2002gc000392
- 片山郁夫・平内健一・中島淳一 (2010) 日本列島下での沈み込みプロセスの多様性. *地学雑誌*, 119, 205-223.
- Kazahaya, K. and Matsuo, S. (1985) A new ball-milling method for extraction of fluid inclusions from minerals. *Geochemical Journal*, 19, no. 1, 45-54.
- 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤 努・高橋 浩・大沢 信二・尾山洋一・大和田道子・塚本 斉・堀口桂香・戸崎裕貴・切田 司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. *日本水文科学会誌*, 44, no. 1, 3-16.
- Kimura, J. I., Tateno, M. and Osaka, I. (2005) Geology and geochemistry of Karasugasen lava dome, Daisen-Hiruzen Volcano Group, southwest Japan. *Isl. Arc.*, 14, no. 2, 115-136. doi:10.1111/j.1440-1738.2005.00461.x
- Kusuda, C., Iwamori, H., Nakamura, H., Kazahaya, K. and Morikawa, N. (2014) Arima hot spring waters as a deep-seated brine from subducting slab. *Earth Planets Space*, 66, no. 119. doi:10.1186/1880-5981-66-119
- Mishina, M. (2009) Distribution of crustal fluids in Northeast Japan as inferred from resistivity surveys. *Gondwana Res.*, 16, no. 3-4, 563-571. doi:10.1016/j.gr.2009.02.005
- 村上裕晃・田中和広 (2015) 島根県津和野地域に分布する高塩濃度地下水の地球化学的特徴と湧出機構. *地下水学会誌*, 57, no. 4, 415-433.
- Muramatsu, Y. and Wedepohl, K. H. (1998) The distribution of iodine in the earth's crust. *Chem. Geol.*, 147, no. 3-4, 201-216. doi:10.1016/s0009-2541(98)00013-8

- Nakajima, J., Hada, S., Hayami, E., Uchida, N., Hasegawa, A., Yoshioka, S., Matsuzawa, T. and Umino, N. (2013) Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 118, no. 11, 5838-5855. doi:10.1002/2013jb010388
- Nakajima, J., Matsuzawa, T., Hasegawa, A. and Zhao, D. P. (2001) Seismic imaging of arc magma and fluids under the central part of northeastern Japan. *Tectonophysics*, 341, no. 1-4, 1-17. doi:10.1016/s0040-1951(01)00181-0
- Nakajima, J., Takei, Y. and Hasegawa, A. (2005) Quantitative analysis of the inclined low-velocity zone in the mantle wedge of northeastern Japan: A systematic change of melt-filled pore shapes with depth and its implications for melt migration. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234, no. 1-2, 59-70. doi:10.1016/j.epsl.2005.02.033
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之 (2012) 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース. 地質調査総合センター速報, 60, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Ogawa, Y., Ichiki, M., Kanda, W., Mishina, M. and Asamori, K. (2014) Three-dimensional magnetotelluric imaging of crustal fluids and seismicity around Naruko volcano, NE Japan. *Earth Planets Space*, 66. doi:10.1186/s40623-014-0158-y
- 大沢信二・網田和宏・山田 誠・三島壮智・風早康平 (2010) 宮崎平野の大深度温泉井から流出する温泉水の地化学特性と成因-温泉起源流体としての続成脱水流体-. *温泉科学*, 59, no. 4, 295-319.
- Omuralieva, A. M., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., Nakajima, J. and Okada, T. (2012) Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophysics*, 518, 93-105. doi:10.1016/j.tecto.2011.11.013
- Peacock, S. M. and Wang, K. (1999) Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286, no. 5441, 937-939. doi:10.1126/science.286.5441.937
- Rupke, L. H., Morgan, J. P., Hort, M. and Connolly, J. A. D. (2004) Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 223, no. 1-2, 17-34. doi:10.1016/j.epsl.2004.04.018
- 産業技術総合研究所 (2016) 原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業：平成 27 年度事業報告.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2009) 活断層データベース 2009 年 7 月 23 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2010) 20 万分の 1 日本シームレス地質図データベース 2010 年 2 月 1 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 22 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 23 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 24 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備)：平成 25 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費(地質関連情報の整備)事業：平成 26 年度事業報告書.
- Schlegel, M. L., Reiller, P., Mercier-Bion, F., Barre, N. and Moulin, V. (2006) Molecular environment of iodine in naturally iodinated humic substances: Insight from X-ray

- absorption spectroscopy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70, no. 22, 5536-5551. doi:10.1016/j.gca.2006.08.026
- Shimamoto, Y. S., Takahashi, Y. and Terada, Y. (2011) Formation of organic Iodine supplied as Iodide in a soil-water system in Chiba, Japan. *Environ. Sci. Technol.*, 45, no. 6, 2086-2092. doi:10.1021/es1032162
- Sumino, H., Burgess, R., Mizukami, T., Wallis, S. R., Holland, G. and Ballentine, C. J. (2010) Seawater-derived noble gases and halogens preserved in exhumed mantle wedge peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 294, no. 1-2, 163-172. doi:10.1016/j.epsl.2010.03.029
- Tagami, K. and Uchida, S. (2006) Concentrations of chlorine, bromine and iodine in Japanese rivers. *Chemosphere*, 65, no. 11, 2358-2365. doi:10.1106/j.chemosphere.2006.04.077
- 高橋浩晃・宮村淳一 (2009) 日本列島における深部低周波地震の発生状況. 北海道大学地球物理学研究報告, 72, 177-190.
- 武内寿久禰 (1977) 鉍化流体の研究とその探鉍への応用. 鉍山地質, 27, 63-68.
- 田中和宏・東田優記・村上裕晃 (2013) 紀伊半島の中央構造線付近に見られる深部流体と地質・地質構造. 日本水文科学会誌, 43, no. 4, 137-150.
- 寺林 優・山本啓司 (2007) 領家帯に残された地質時代のブライトレイヤー, 日本地質学会 第114年学術大会: 札幌.
- Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. *Earth Planets Space*, 66. doi:10.1186/1880-5981-66-131
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268, no. 5212, 858-861. doi:10.1126/science.268.5212.858
- Umino, N., Ujikawa, H., Hori, S. and Hasegawa, A. (2002) Distinct S-wave reflectors (bright spots) detected beneath the Nagamachi-Rifu fault, NE Japan. *Earth Planets Space*, 54, no. 11, 1021-1026.
- Zhao, D. P., Hasegawa, A. and Horiuchi, S. (1992) Tomographic imaging of P-wave and S-wave velocity structure beneath Northeastern Japan. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 97, no. B13, 19909-19928, doi:10.1029/1992jb00603. doi:10.1029/92jb00603

4.4 地質学的変動・海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討 【実施内容】

平成28年度までの成果及び既往研究成果を基に、地質学的変動・海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討結果を取りまとめ、課題を抽出する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

4.4.1 地質学的変動・海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討

【成果】

4.4.1.1 海水準変動を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討（広島花崗岩分布地域）

広島花崗岩分布地域を含む瀬戸内地域は、第四紀における地殻変動が小さな地域として知られている（第四紀地殻変動研究グループ，1968）が、広島花崗岩分布地域を及びその周辺域には北東－南西方向の断層・リニアメントが顕著に発達している（産業技術総合研究所，2009）。産業技術総合研究所（2016）において実施した広島花崗岩分布地域の浅層地下水系の調査により、調査地域北東部の上根活動セグメント、北西部の筒賀活動セグメント等に沿って Cl イオン濃度が比較的高い地点が存在することが明らかになったが、3.1.1.1 項で既述したように、これらの Cl イオン濃度異常は人工的な汚染の可能性が高く、深部流体の寄与などの構造運動との関係性は認められない。

瀬戸内地域では、氷期には最大 120 m 程度の海水準の低下によって瀬戸内海が全域で陸化したと考えられている（桑代，1959；太田ほか，2004；産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2014）。図 4.4.1.1-1a は、最終氷期最盛期（約 2 万年前）の海岸線の位置を示しているが、当時の海岸線は広島湾周辺地域から現在の四国沖まで後退していたと考えられ、氷期一問氷期の海岸線の移動距離が 100-150 km 程度と非常に大きな値となっている。最終氷期以降の海水準上昇に伴い、諸島・怒和島水道が形成（海水準＝-50m）された約 1.1 万年前（増田ほか（2000）の相対的海水準変動曲線による）には広島湾に海水が侵入し、約 7 千年前には現在の瀬戸内海が形成されたと考えられている（八島，1994）。

1) 一般水質・水同位体比の傾向・分布・起源

広島花崗岩沿岸域に分布する深層地下水では、塩水（ここでは $\text{Cl} > 250 \text{ mg/L}$ と定義する）が沿岸部から最大 6 km ほど内陸まで分布している（図 4.4.1.1-1b）。これらの水質組成をみると（図 4.4.1.1-2）、大きく 3 種類に分けられる。1 つ目は、海水の組成に近い Na-Cl 型から Ca-Cl 型にかけて分布する深層地下水（塩水）であり、採水深度は 100-1,800 m 程度である。2 つ目は、主に Na- HCO_3 型に相当する深層地下水（淡水）（ $\text{Cl} < 250 \text{ mg/L}$ ）であり、採水深度は 100-2,000 m 程度である。3 つ目は、Ca- HCO_3 型にほぼ相当する浅層地下水（淡水）（ $\text{Cl} < 10 \text{ mg/L}$ ）であり、採水深度 100 m 以浅の地下水・湧水である。塩水に関しては、多くの試料で Br/Cl 比が海水の値（ ~ 0.0035 ）に近いことから（Tosaki *et al.*, 2017）、海水起源であることが示唆される。地下水・湧水の酸素・水素安定同位体比（図 4.4.1.1-3）は、浅層地下水や深層地下水（淡水）が天水線の近くにプロットされるのに対して、深層地下水（塩水）は天水と海水との混合線上に分布しており、海水起源であることを支持している。

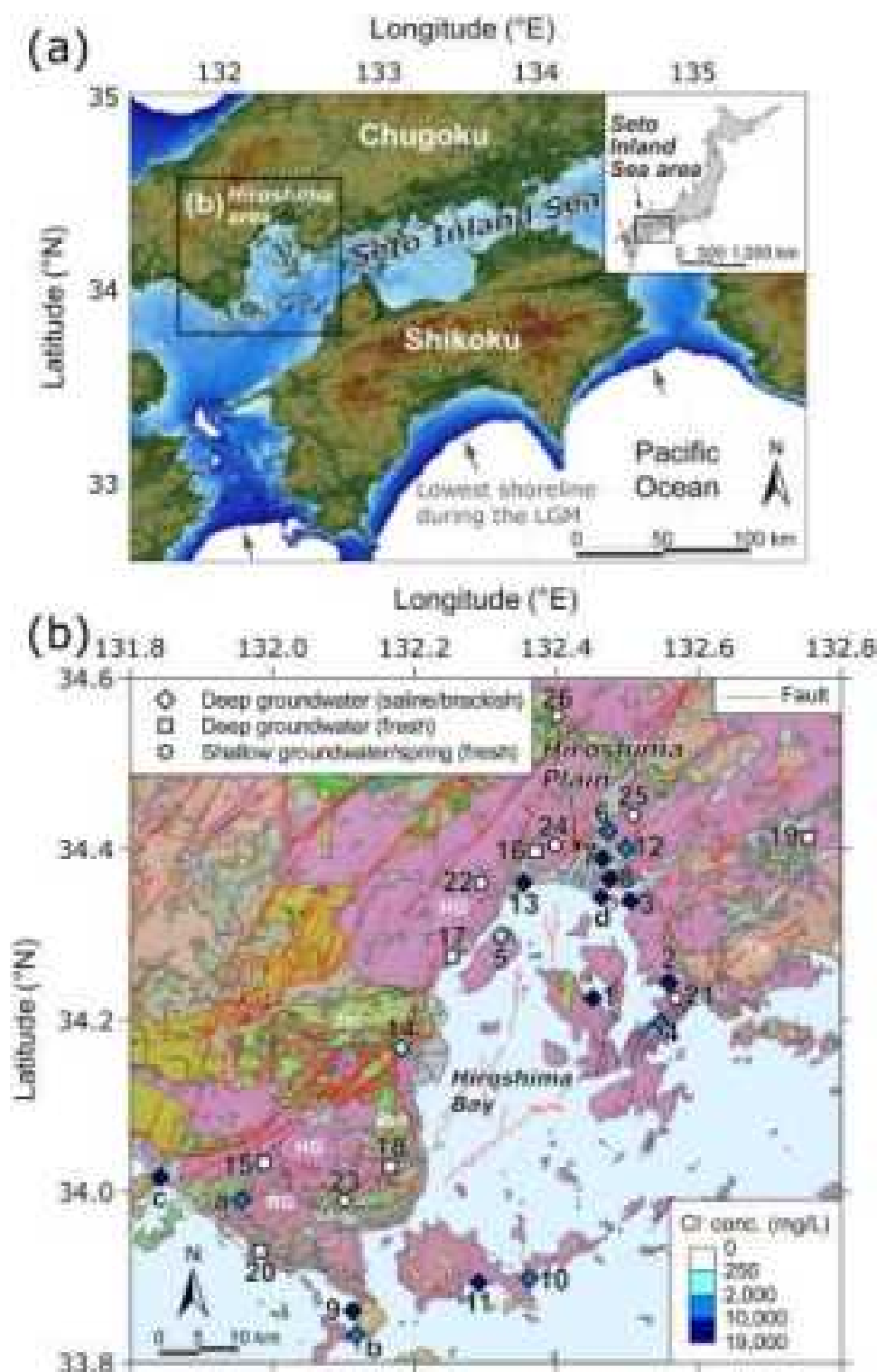


図 4.4.1.1-1 (a)瀬戸内地域と広島平野周辺地域の位置, (b)広島平野周辺地域における深層地下水, 浅層地下水, 湧水の採取地点と Cl 濃度の分布

(a)には氷期の海岸線の位置(海水準が120 m低下した場合)を示した。(b)はTosaki *et al.* (2017)に新たに4試料(a, b, c, d)を加えた。(b)の断層の位置は, 産業技術総合研究所(2009), 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2012), 東元ほか(1985, 1986), 高橋ほか(1989), 高橋(1991), 松浦ほか(1999), 高木・水野(1999)に基づく。(b)には20万分の1日本シームレス地質図(産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2012)を使用し, 地質は, HG: 広島花崗岩類, TR: 高田流紋岩類, Jac: ジュラ紀付加コンプレックス, Rm: 領家変成岩類, RG: 領家花崗岩類。

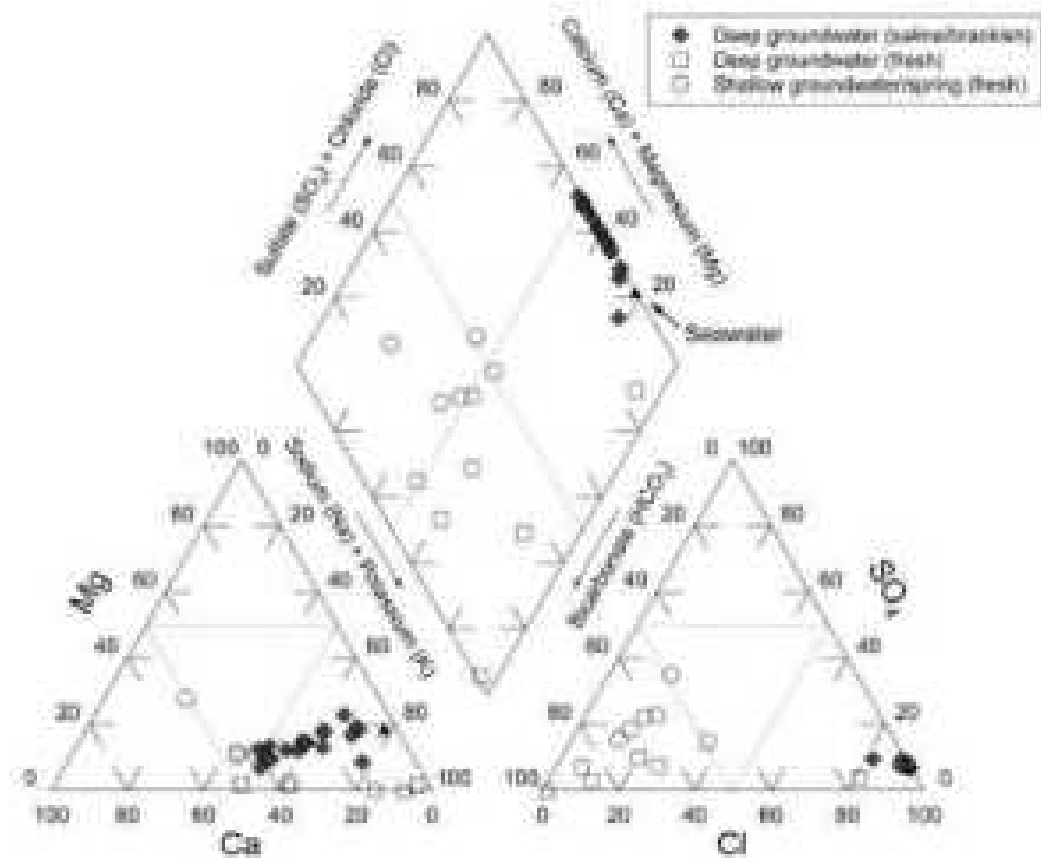


図 4.4.1.1-2 広島花崗岩沿岸域における地下水・湧水の水質組成
産業技術総合研究所（2016）のデータを含む。

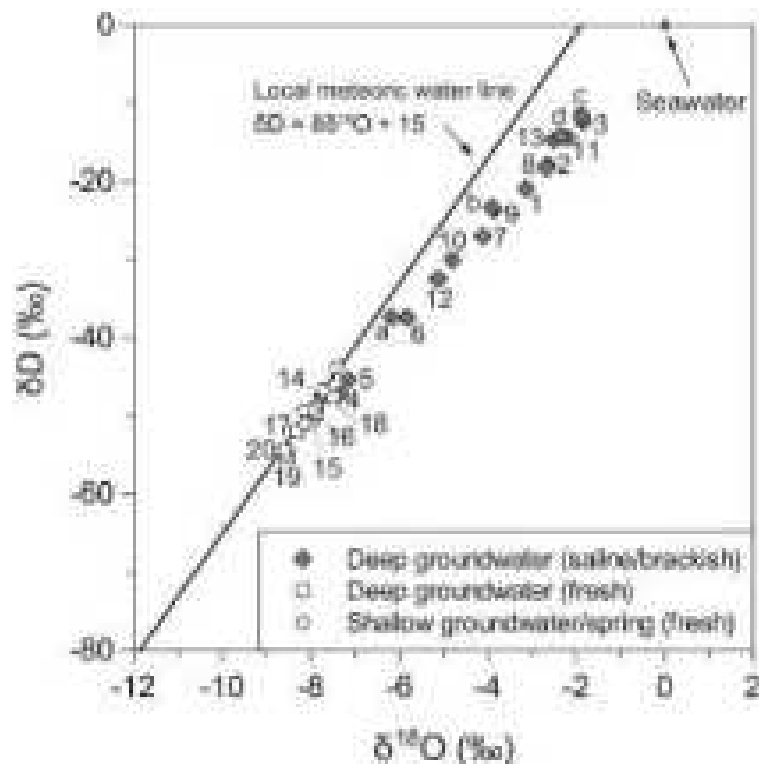


図 4.4.1.1-3 広島花崗岩沿岸域における地下水・湧水の酸素・水素安定同位体比
Tosaki *et al.* (2017)に4 試料 (a, b, c, d) を追加した。直線は、瀬戸内地域を含む地域における
d 値の平均値 (d = 15 ; Mizota and Kusakabe, 1994) を用いた天水線 (LMWL)。

2) ^3H 濃度に基づく検討 (図 4.4.1.1-4)

^3H は原則的に深度 200 m 以浅の地下水・湧水で検出されていることから (Tosaki et al., 2017), ^3H は海水成分に由来するものではなく、天水成分に由来することが示唆される。深層地下水 (淡水) については、 ^3H がほぼ検出されず、水質が Na-HCO_3 型であることから (図 3.1.1.2-2) 停滞傾向で滞留時間が長いことが推定される。ほとんどの深層地下水 (塩水) には ^3H が含まれていないが、例外的に深度 700 m 以深の井戸の一部で ^3H が検出されており、井戸の構造上の不具合等による浅層地下水や現在の海水の混入が疑われる。

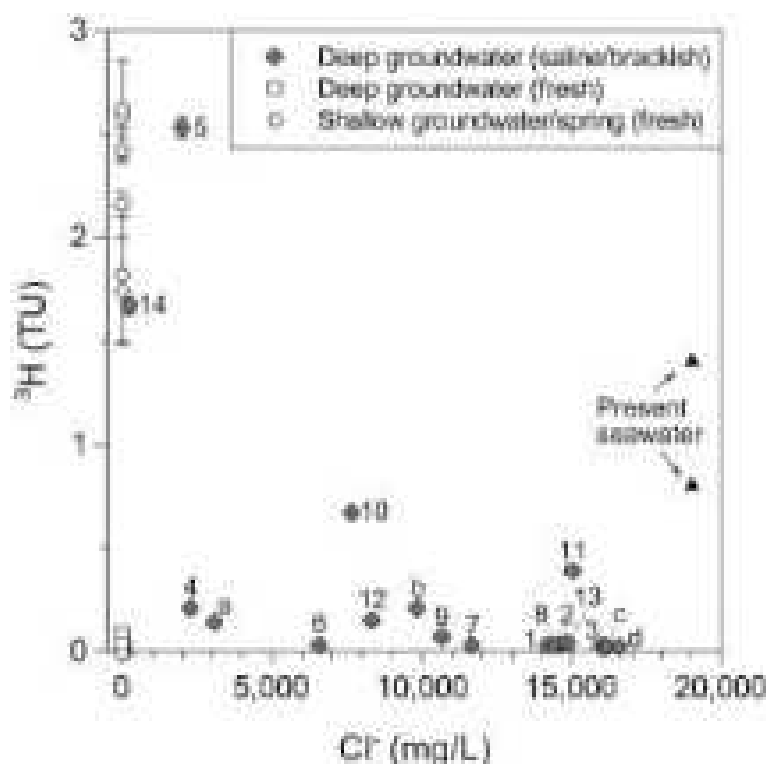


図 4.4.1.1-4 広島花崗岩沿岸域における地下水・湧水の Cl 濃度と ^3H 濃度との関係

Tosaki et al. (2017) に 4 試料 (a, b, c, d) を追加した。 ^3H が検出限界以下 (<0.03 TU) の試料については、 0.03 TU としてプロットした。広島湾における海水の ^3H 濃度 (広島市衛生研究所環境科学部, 2000, 2001) を併せて示した ($\text{Cl} = 19,000$ mg/L を仮定)。

3) 塩水年代に基づく検討 (図 4.4.1.1-5)

深層地下水 (塩水) 中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は現在の海水の値と同等で、年代は測定誤差を考慮した場合でも約 4 万年以内である。例えば、約 12 万 5 千年前の海進期のような古い海進イベントの痕跡はみられず、当時侵入したと想定される古い塩水は残っていないことがわかる。従って、広島花崗岩分布地域では、より新しい海進期に海水の侵入が起きたと考えられる。

前述のように、最終氷期最盛期には瀬戸内海が全域で陸化し、当時の海岸線は現在の四国沖に位置していた (図 4.4.1.1-1a)。現在の広域地下水流動系の流出域が広島湾であるのに対し、最終氷期最盛期の流出域は現在と比較して 100-150 km 程度海側に移動し、その規模が拡大していたことを意味する。これに伴って、地下水中に含まれる ^3H 濃度から現在は深度 200 m 以浅までしか流動していない地下水系が、最終氷期最盛期に深層まで活発化し、天水起源の淡水系の地下水流動によって、それ以前に存在していた古い塩水がフラッシングされたと考えられる。

また、本研究で得られた塩水の年代の最大値である約4万年前には、海水準は現在よりも80 m程度低い状態にあったと考えられるため（Yokoyama and Esat, 2011）、塩水の供給源としては最終氷期以降の海水侵入に限定することができる。

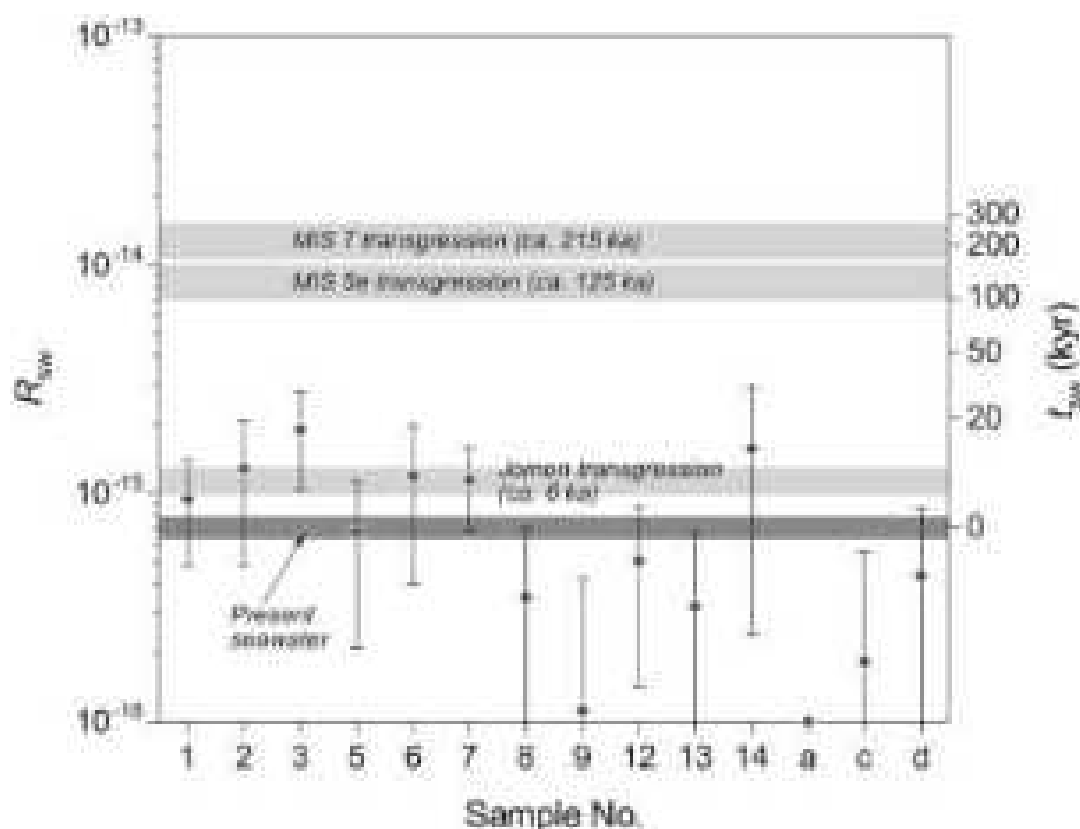


図 4.4.1.1-5 広島花崗岩沿岸域における深層地下水（塩水）の ^{36}Cl 年代と海進の時期との比較

Tosaki et al. (2017)に3試料（a, c, d）を追加した。データは、天水成分の混合の影響を補正した海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比（ R_{sw} ）として示してある。試料 a は検出限界以下の値であったため、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 0.1 \times 10^{-15}$ としてプロットした。右側の軸は、海水成分の年代（ t_{sw} ）を示しており、計算に用いた放射平衡値（ $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = 26\text{--}38 \times 10^{-15}$ ）は、森川・戸崎（2013）の瀬戸内花崗岩類の化学組成（ $n=5$ ）を用い、Andrews et al. (1989)の方法にしたがって算出した。その際、大熊・金谷（2011）を基に間隙率を1%、岩石の密度を2.65と仮定し、 $\text{Cl} = 10,000 \text{ mg/L}$ に希釈された海水によって間隙が満たされている状態を仮定して計算した（Tosaki et al., 2017）。

4) 海水準変動が深層地下水系に与える影響の検討

深層地下水系中の比較的若い年代の塩水は、産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2014）で報告されたように、海岸から6 kmほど内陸まで分布している。瀬戸内地域では、約6千年前の縄文海進期の海水準は、現在よりも4 m程度高かったと考えられている（太田ほか，2004）。図 4.4.1.1-6a で当時の海域と塩水の分布を比較すると、若い塩水の採水地点は当時の海水による浸水域にほぼ含まれている。比較的内地に位置している塩水（図 4.4.1.1-6a の試料 14 や試料 a）も、河床標高が4 m程度の河川の近傍に位置している。したがって、若い塩水の分布は縄文海進期の海水侵入に関連付けられると考えられる。

広島花崗岩分布地域では、広範囲で深度1,700 m程度まで若い塩水が分布している。このような海水侵入は、鉛直方向と水平方向の両方が考えられるが（Kooi et al., 2000）、特に亀裂性の沿岸帯水層では具体的なプロセスに関する知見が乏しい（Werner et al., 2013）。図 4.4.1.1-7 に、縄文海進期の海岸を基準とした塩水と淡水の分布を示す。若い塩水は、当時の海岸よりも海側に分布し、淡水は陸側に分布している。その境界は比較的明瞭であり、当時の海岸の位置

にほぼ一致している。このことは、鉛直方向の塩水侵入が主要なプロセスであることを示しており、縄文海進期以降に当時の海水が少なくとも 1,700 m 程度の深層まで侵入したことを示している。

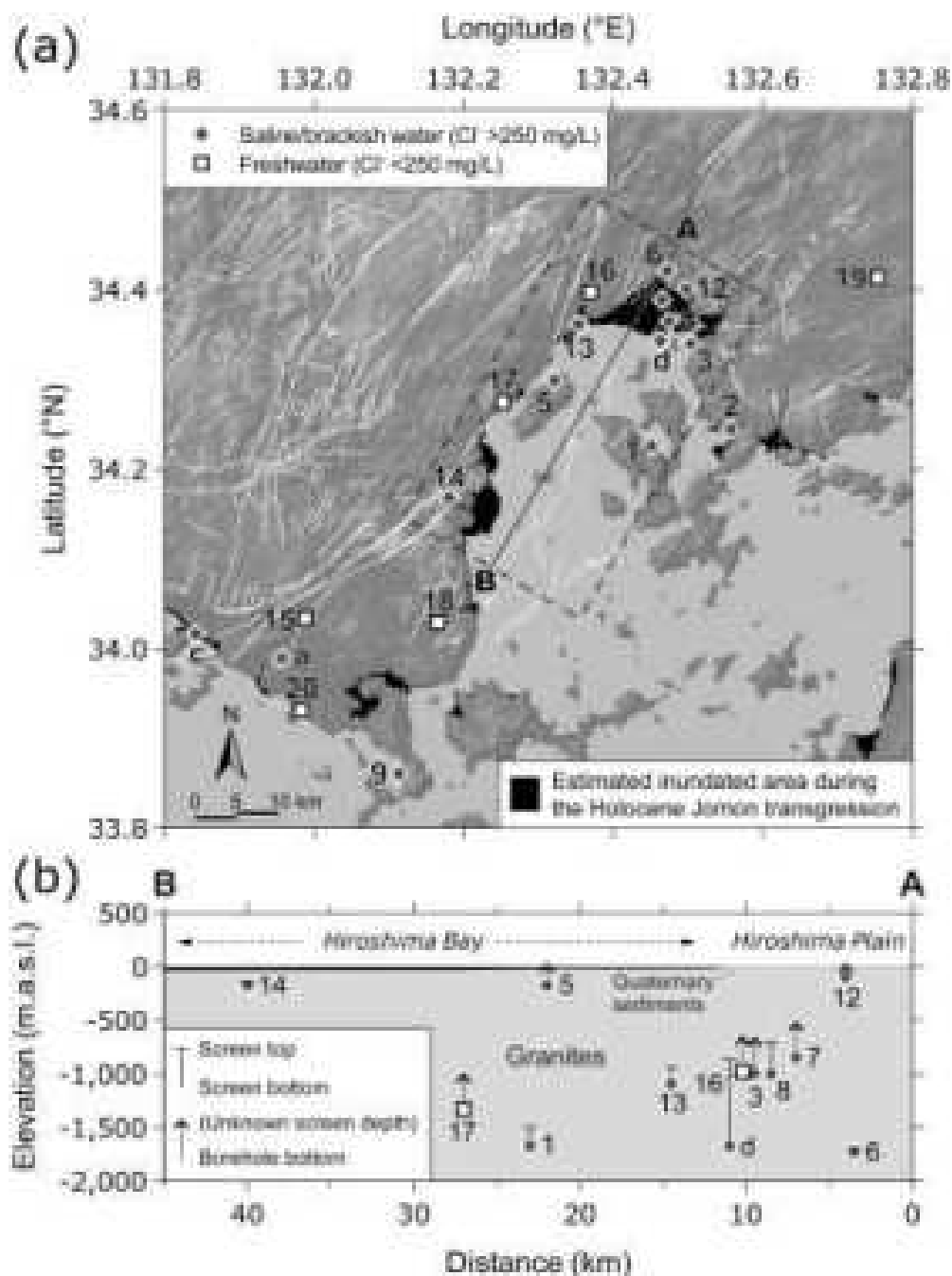


図 4.4.1.1-6 (a)広島花崗岩沿岸域における深層地下水の分布と縄文海進期の海水による浸水域との比較, (b)広島湾周辺地域の深層地下水の採水深度の投影断面図

Tosaki *et al.* (2017)に3試料(a, c, d)を追加した。(a)では、標高4 m以下の地域を約6千年前の縄文海進期の最大浸水域として示した。(a)の断層の位置は、図4.4.1.1-1と同様。(b)は(a)の破線の領域に含まれるデータをA-B線上に投影したものである。

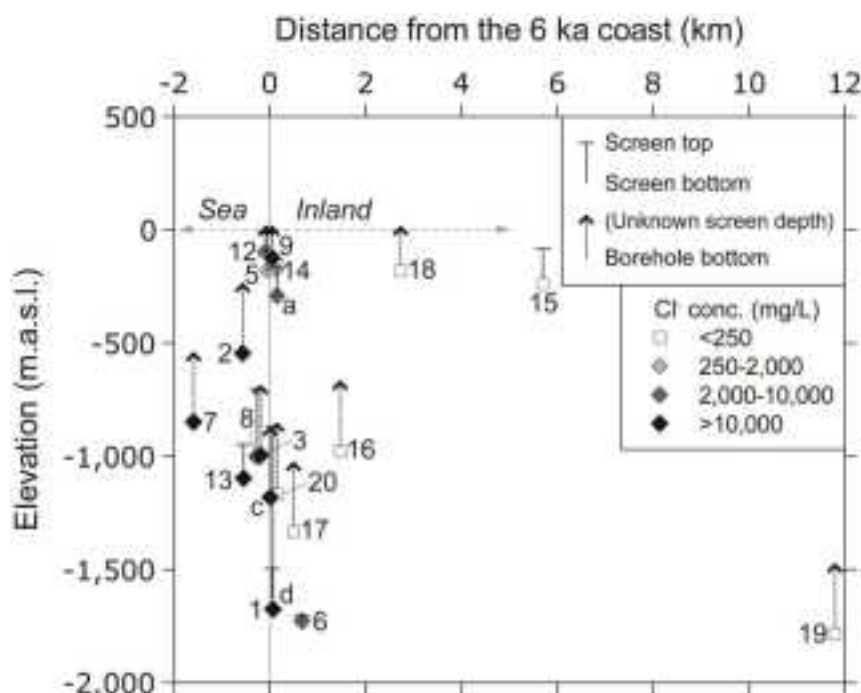


図 4.4.1.1-7 縄文海進期の海岸を基準とした広島花崗岩沿岸域における深層地下水の分布
Tosaki *et al.* (2017)に3試料 (a, c, d) を追加した。

1,700 m 以上という完新世の海水の侵入深度は、これまでに報告されている海外の結晶質岩沿岸域(スウェーデン Äspö などバルト海沿岸地域)の事例(～1,000 m; Laaksoharju *et al.*, 1999; Follin *et al.*, 2008)と比較して非常に大きな値である。考えられる要因として、亀裂の透水性、海進時の海水と淡水との密度差、氷期の天水によるフラッシングが指摘できる(Tosaki *et al.*, 2017)。広島花崗岩類の原位置透水係数($3\text{--}4 \times 10^{-8}$ m/s; 百田ほか, 1981, 1987; 大竹, 2001)は、Äspö の花崗岩類の値(10^{-9} m/s; 長谷川ほか, 2004)よりも1オーダー程度高く、透水性は相対的に良いものと考えられる。前述のように古い塩水が残っていないことから、最終氷期最盛期には少なくとも深度1,700 m まで淡水で満たされた状態にあったはずであり、縄文海進時の海水との密度差が海水侵入の駆動力となったと考えられる。これには最終氷期における天水によるフラッシングが十分に進む必要があり、前述のように広島平野周辺において氷期の流出域の移動距離が非常に大きく、涵養域となる最大1,000 m 程度に及ぶ山地に面しているという地形条件が寄与しているものと考えられる。

5) 深層地下水流動系の変遷に係る概念モデルの検討

これまでの検討結果を踏まえ、広島花崗岩分布域沿岸域における氷期一問氷期の地下水流動系変化を取りまとめると、図4.4.1.1-8のような概念モデルとなる。

最終氷期には、海水準が現在よりも最大で120 m 程度低下することによって、広域地下水流動系の流出域が現在の四国沖まで100-150 km 程度移動した。これに伴って地下水流動系の規模が非常に大きくなり、現在の広島湾周辺地域では少なくとも1,700 m 程度の深度まで天水起源の地下水流動が活発化した。これにより、古い塩水成分がフラッシングされたと考えられる。

最終氷期以降に海水準が上昇すると、地下水流動系の規模が次第に縮小し、最終氷期のような地下深部に至る地下水流動は流出域の陸側への移動に伴い停滞的になり、地下水流動が活発な領域はより浅部へと移動した。

最終氷期に陸化した広島湾への海水侵入の時期について、八島(1994)は海水準が-50m まで上昇し、諸島・怒和島水道が形成された時期としており、増田ほか(2000)の相対的海水準

変動曲線を参考にすると約 1.1 万年前である．その後，約 6 千年前をピークとした縄文海進最盛期には，海水準が現在よりも 4 m ほど高くなり，現在の低地部まで海水で覆われた．最終氷期に涵養された淡水が深度 1,700 m 以上まで存在していることにより，密度の高い海水が亀裂を介してほぼ鉛直に侵入し，少なくとも 1,700 m まで達した．

現在も依然として海水準は高い状態にあるため，深層地下水の流動は停滞状態にある．現在の天水起源の地下水流動系は，およそ 200 m 程度より浅い深度に限られている．

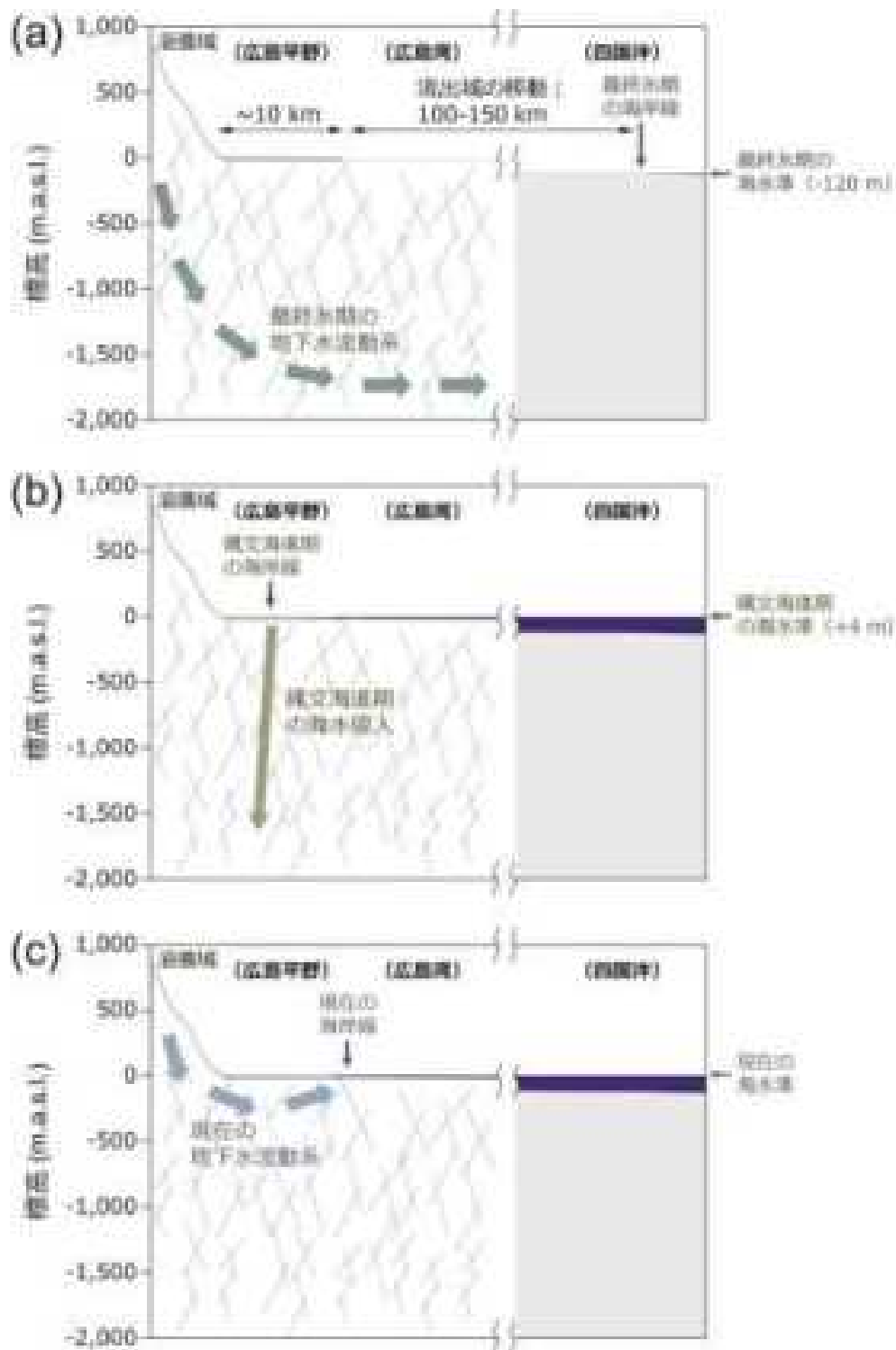


図 4.4.1.1-8 広島花崗岩沿岸域における地下水流動系変化の概念モデル
(a)最終氷期，(b)完新世海進期，(c)現在．

4.4.1.2 地質学的変動・海水準変動を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討（上北平野）

青森県東部に位置する上北平野は、西側の奥羽山脈との境界に野辺地断層帯（青森県，1996），北東部の海底には大陸棚外縁断層（渡辺ほか，2008），また南側の北上山地との境界も南北方向に基盤岩類の落差から地質学的な不連続構造（生出，1984）が存在し，これらの地質構造で画された一種の構造平野である（図 4.4.1.2-1）．上北平野内部では，海成段丘が広く発達しており，過去の相対的海面変化の履歴が詳細に把握されている（宮内，1985；小池・町田，2001）．

最終氷期最盛期に海水準が 120 m 低下した場合の海岸線の位置（図 4.4.1.2-1）によれば，上北平野沖では南部ほど大陸棚が広く発達しており，氷期―間氷期の海岸線の移動距離が大きい．図 4.4.1.2-1 に基づけば，上北平野では小川原湖北部周辺を除く平野主要部において氷期の流出域の移動距離が比較的大きく（20-40 km 程度），全体として海水準変動による地下水流動系変化が大きな地域であると考えられる．

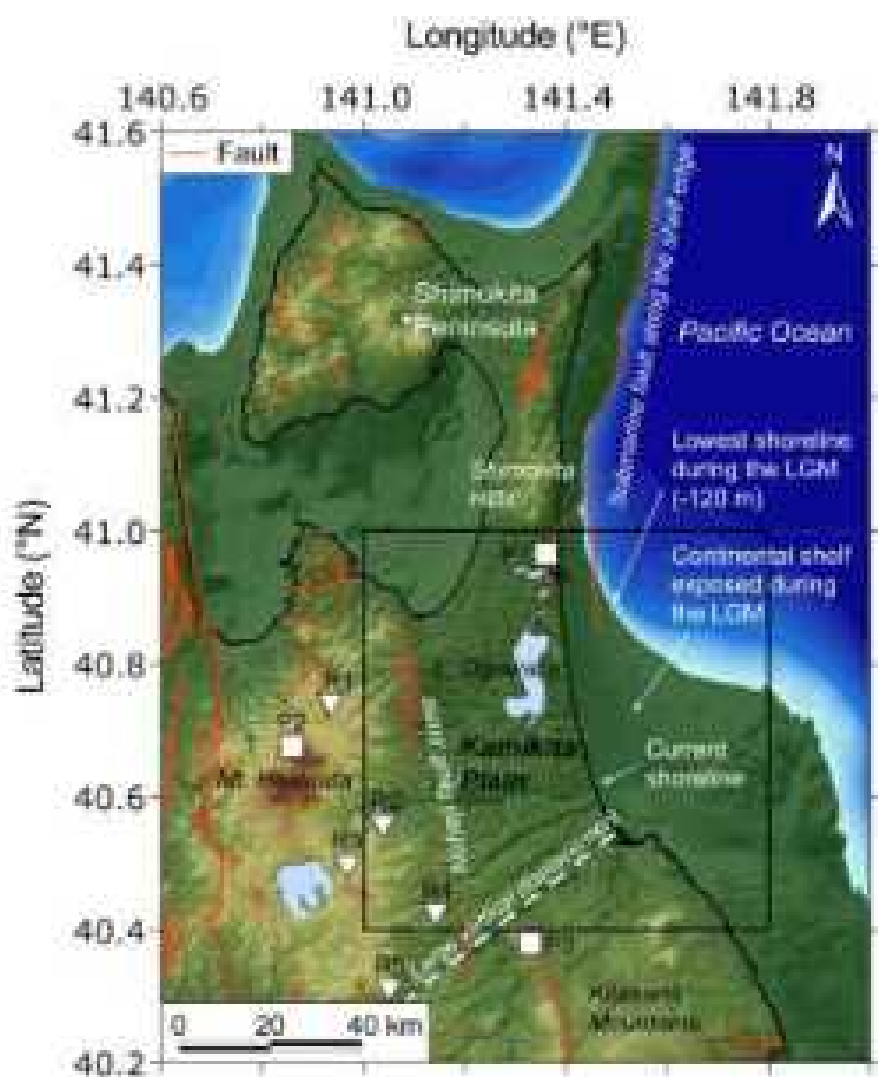


図 4.4.1.2-1 青森県東部の広域地形図

氷期の海岸線の位置（海水準が 120 m 低下した場合）を示した．断層の位置は，産業技術総合研究所（2009），産業技術総合研究所地質調査総合センター（2012），渡辺ほか（2008）に基づく．白色の破線は，生出（1984）による地質学的不連続構造（基盤岩の鉛直落差）の位置を示している．Hasegawa et al. (2014)の降水採取地点（P1, P2），全国公害研協議会酸性雨調査研究部会（1995）の降水採取地点（名川，P3）および Katsuyama et al. (2015)の渓流水採取地点（R1-5）を示した．黒枠は本研究で対象とする上北平野の範囲（図 4.4.1.2-2a）を示す．

1) 一般水質の傾向・分布

図4.4.1.2-2に上北平野における地下水のCl濃度の分布を示す。奥入瀬川周辺を中心として、深度1,000 m前後に塩水（ここではCl >250 mg/L と定義する）が分布している。

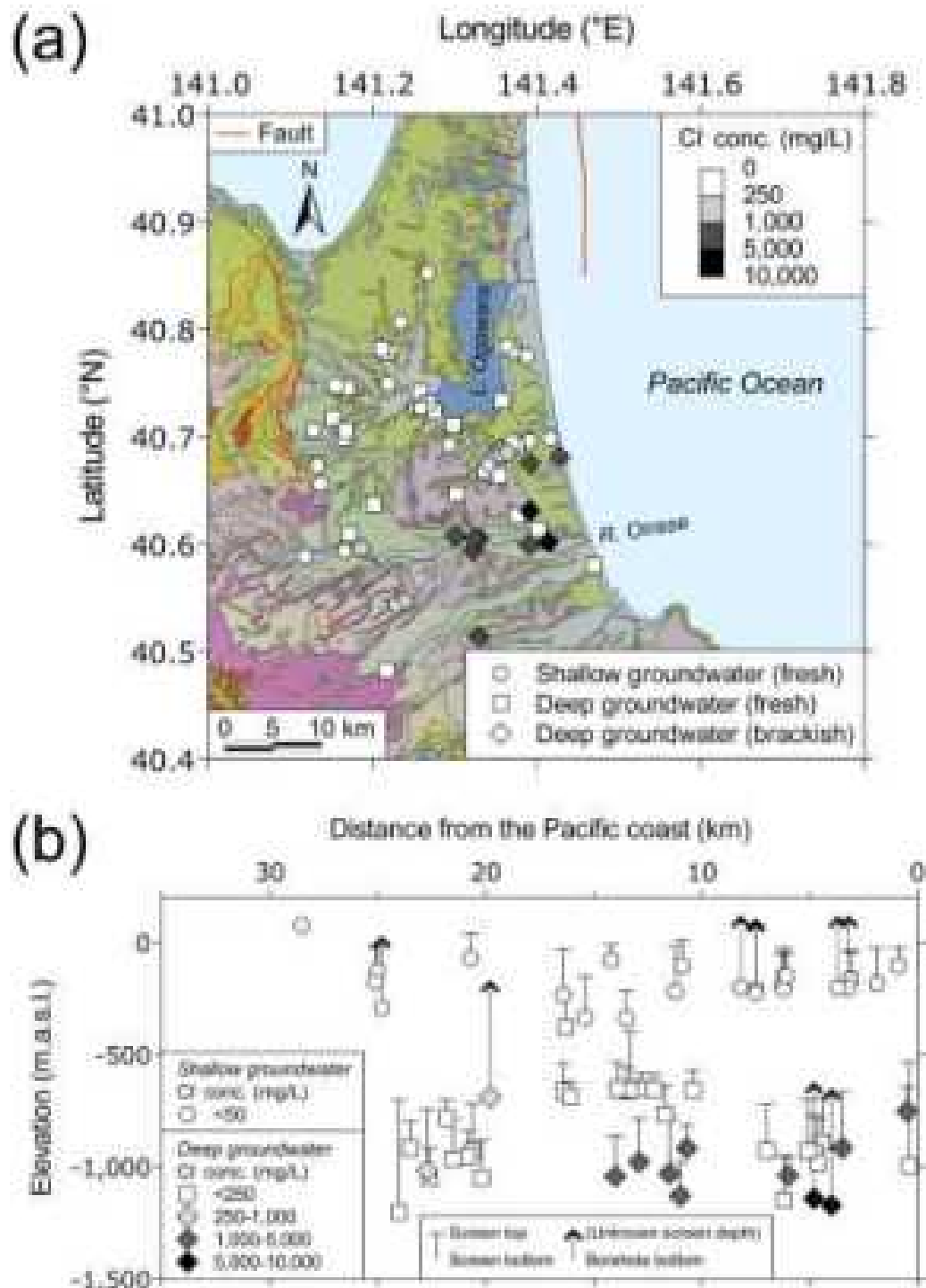


図 4.4.1.2-2 上北平野における地下水の Cl 濃度の分布

(a)平面分布図および(b)東西方向の投影断面図を示した。(a)には20万分の1日本シームレス地質図（産業技術総合研究所地質調査総合センター，2012）を使用し，断層の位置は産業技術総合研究所（2009），産業技術総合研究所地質調査総合センター（2012），渡辺ほか（2008）に基づく。地下水の分類には，図 4.4.1.2-3の水質組成と採水深度を考慮した。

地下水の水質組成（図 4.4.1.2-3）からは 3 種類に大別できる．1 つ目は Na-Cl 型の水質を示す前述の深層地下水（塩水），2 つ目は Na-Cl 型から Na-HCO₃ 型にかけて分布する深層地下水（淡水）（Cl < 250 mg/L），3 つ目は大多数が Ca-HCO₃ 型に相当する浅層地下水（淡水）（Cl < 50 mg/L）である．

なお，上北平野南端の馬淵川流域に関しては，生出（1984）が推定した不連続構造付近の一部の地下水において深部起源の炭素成分の寄与が推定されており（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2010），同時に比較的高い Li/Cl 比を示すことから（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011），海水準変動の影響に関する今回の解析からは除外する．

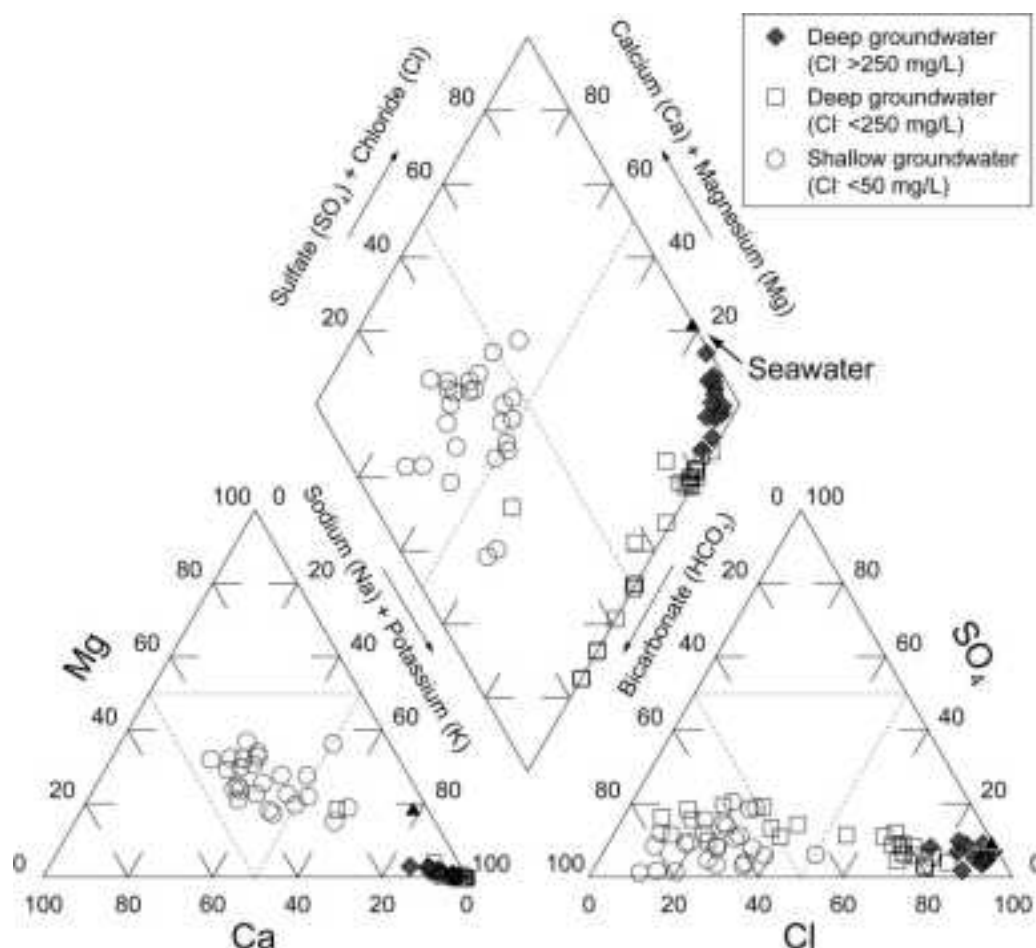


図 4.4.1.2-3 上北平野における地下水の水質組成
産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2010，2012）のデータを含む。

2) 水同位体比と ³H・¹⁴C 濃度に基づく検討

酸素・水素同位体比を図 4.4.1.2-4 に示す．図 4.4.1.2-4a では，塩水は天水と海水との混合の傾向にあり，Na-Cl 型の水質を示していることから（図 4.4.1.2-3），塩水成分の起源は海水であると考えられる．

浅層地下水は周辺地域の降水や渓流水（位置は図 4.4.1.2-1 を参照）の値の範囲に含まれており，水質もほとんどが Ca-HCO₃ 型であることから，現在の天水起源の地下水である．浅層地下水の一部（8 試料）について ³H 分析（検出限界：0.5 TU）を実施したが，深度数十メートル以内のごく浅部を除いてほぼ 0.5 TU 以下であったことから，滞留時間としては 50 年以上に及ぶ可能性が考えられる．

一方，深層地下水（淡水）の大部分は浅層地下水よりも明らかに低い酸素・水素同位体比を

示す(図4.4.1.2-4b)。その値は、地形的に涵養域となり得る平野西側の山地部における降水・溪流水よりも δD で10%程度低く、同位体高度効果および内陸効果では説明できないことから、これらは寒冷期に涵養された地下水であると考えられる。水質はNa-HCO₃型からNa-Cl型の塩水へと連続的に分布していることから、比較的長い滞留時間を経ており、多くは海水起源の塩水とある程度混合していることが伺える。低レベル³H分析(検出限界:0.04 TU)による³H濃度は、分析対象とした深層地下水(淡水)の15試料についていずれも0.04 TU以下であり、若い地下水の寄与は認められない。これらの淡水については、 δD の値が低いほど¹⁴Cが低い傾向(図4.4.1.2-5)がみられ、¹⁴C年代としては1万年前後に相当している(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2011, 2012)。以上の特徴を踏まえると、深層地下水(淡水)は最終氷期後期頃の天水によって涵養された地下水であると考えられることができる。

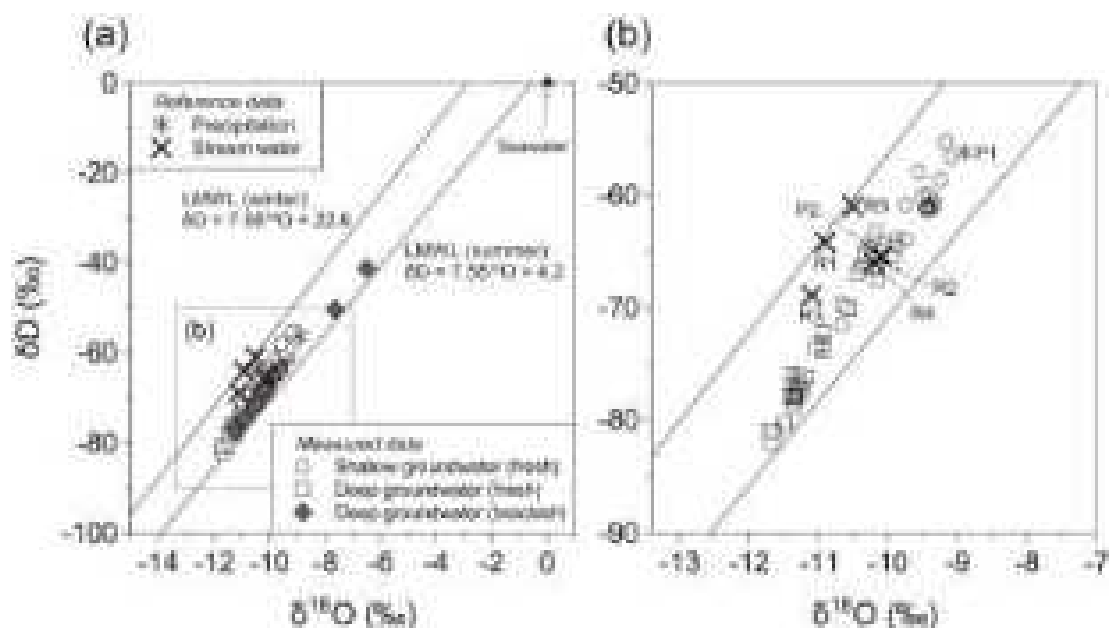


図4.4.1.2-4 上北平野における地下水の酸素・水素安定同位体比

(a)全ての試料と(b)淡水のみの2通りを示した。六ヶ所における夏季と冬季の天水線(LMWL)(Hasegawa *et al.*, 2014)、六ヶ所(P1)と八甲田(P2)における降水の加重平均値(Hasegawa *et al.*, 2014)、山地部における溪流水の値(R1-5)(Katsuyama *et al.*, 2015)を併せて示した。

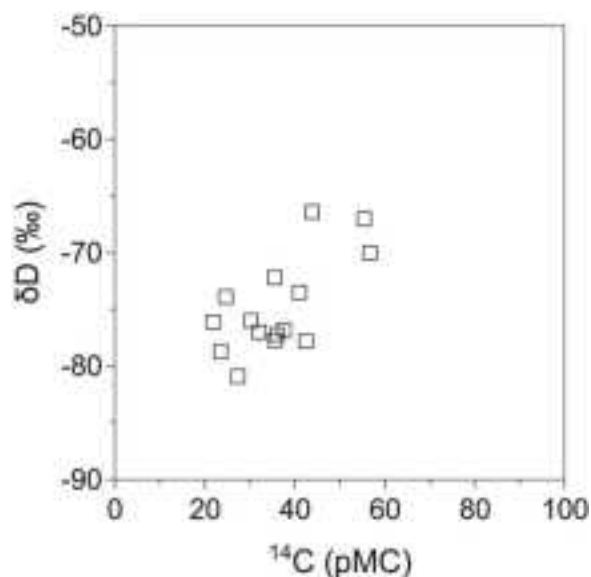


図4.4.1.2-5 上北平野における深層地下水(淡水)の¹⁴C濃度と水素安定同位体比との関係

図 4.4.1.2-6 には、東西方向の断面に投影した淡水の δD の分布を示す。この図から、現在の天水起源の地下水はおよそ 400 m 程度以浅の深度を流動しているということがわかる。また、浅層地下水の δD は海岸に近いほど高い値を示しており、内陸効果を反映したものと考えられる。このことは、浅層地下水には局地的な涵養が相対的に大きく寄与していることを示唆している。一方で、最終氷期に涵養された低い δD をもつ地下水は、400 m 程度から 1,000 m 前後の深度まで広く分布している（図 4.4.1.2-6）。このことは、最終氷期には、天水起源の地下水流動系が 1,000 m 程度の深度まで及んでいたことを示している。

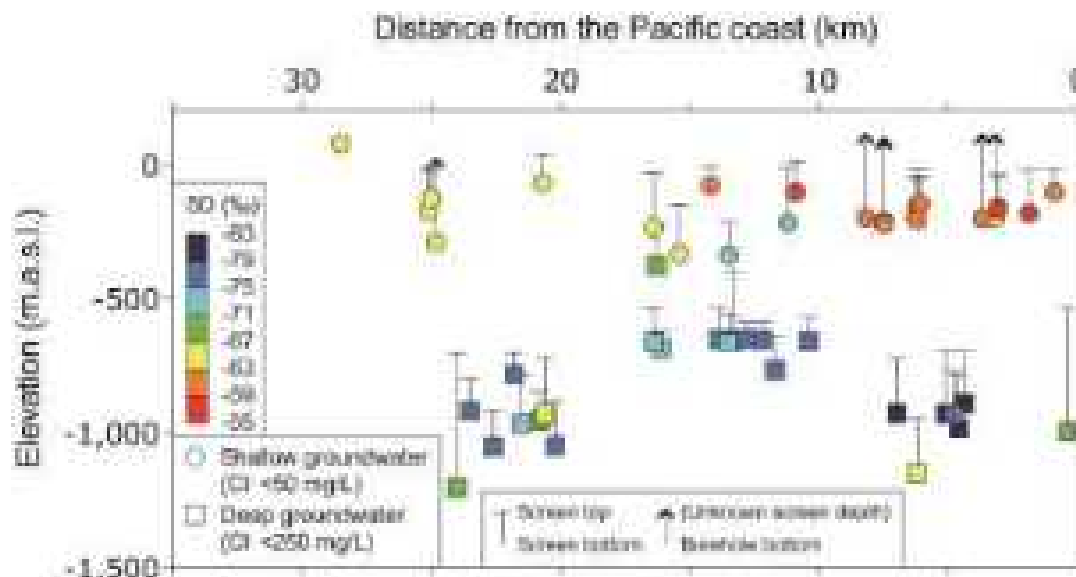


図 4.4.1.2-6 上北平野における浅層地下水および深層地下水（淡水）の水素安定同位体比の分布。東西方向の投影断面図を示した。

3) 塩水年代・過剰 ^4He 濃度に基づく検討

上北平野における浅層から深層までの帯水層は 6 層に区分されている（東北通商産業局総務企画部産業施設課，1990）。本項で採取した深層地下水は、採水深度や地質柱状図から、ほとんどが新第三紀中新世中期の下部鷹架層（凝灰質砂岩等が主体）に相当する（岩井，1975；青森県環境保健部自然保護課，1997）。図 4.4.1.2-7 に示した帯水層の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の放射平衡値は、隣接する三戸地域の新第三紀中新世中期の留崎層砂岩の化学組成（森川・戸崎，2013）を使用して求めた。深層地下水の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を比較すると、淡水は天水成分の影響を受けて相対的に高い値を示しているが、塩水は放射平衡値に近い値を示している。海水端成分値と比較すると（図 4.4.1.2-7）、放射平衡値に達していると判断される塩水が大部分であり、100 万年以上に相当する非常に古い塩水であると考えられる。これらは、地層堆積時に由来する塩水（もしくは下位の地層に由来する塩水）である可能性が考えられる。上北平野地域では、直近の海進期の塩水侵入は沿岸部の浅層地下水など限定的であり、4.4.1.1 項の広島花崗岩分布地域とは異なり、深層への侵入は起こらなかったと考えられる。これは、地下水の移行経路として亀裂を主体とする亀裂性媒体と、構成鉱物の粒子間隙を主体として層状構造をもつ多孔質媒体の違いと考えられる。

Cl 濃度と過剰 ^4He 濃度との関係を、図 4.4.1.2-8 に示す。両者に正の相関関係がみられることから、 ^4He が蓄積した古い塩水成分と ^4He が少ない淡水成分との混合の関係が読み取れる。この結果も非常に古い塩水成分が残留していることを支持している。一方で、図 4.4.1.2-8 では塩水から淡水にかけて同様の混合傾向の中で連続的に分布していることから、古い塩水は必ずしもすべて閉鎖的に取り残されているとは限らず、氷期には天水起源の地下水流動によって

徐々に希釈されつつ存在していると解釈できる。

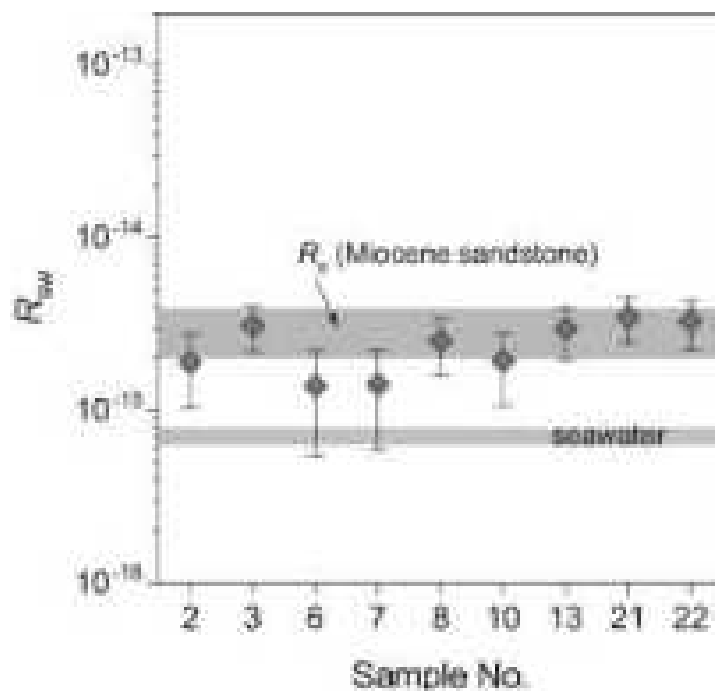


図 4.4.1.2-7 上北平野における深層地下水中の海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比と放射平衡値との比較
海水 ($\text{Cl} = 19,000\text{mg/L}$) の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (0.71 \pm 0.08) \times 10^{-15}$ (Fifield *et al.*, 2013) とし、天水の範囲は、つくばにおける ^{36}Cl の降下量 ($32 \pm 2 \text{ atoms m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; Tosaki *et al.*, 2012) と名川(図 3.2.1-1 の P3)における 1992-1993 年の Cl の降下量 ($7.8 \times 10^{14} \text{ atoms m}^{-2} \text{ s}^{-1}$; 全国公害研協議会酸性雨調査研究部会, 1995) から算出される $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (41 \pm 3) \times 10^{-15}$ を踏まえ、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl} = (40 \pm 20) \times 10^{-15}$ ($\text{Cl} = 5 \text{ mg/L}$) と仮定した。放射平衡値 ($R_e = 2.0\text{-}3.9 \times 10^{-15}$) は、森川・戸崎 (2013) の三戸層群留崎層の砂岩の化学組成 ($n=3$) を用い、Andrews *et al.* (1989)の方法に従って算出した。ここでは、間隙率を 20-30%、岩石の密度を 2.3-2.5 と仮定し、 $\text{Cl} = 5,000 \text{ mg/L}$ に希釈された海水によって間隙が満たされている状態を仮定して計算した。海水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比 (R_{sw}) は、混合解析によって求めた。

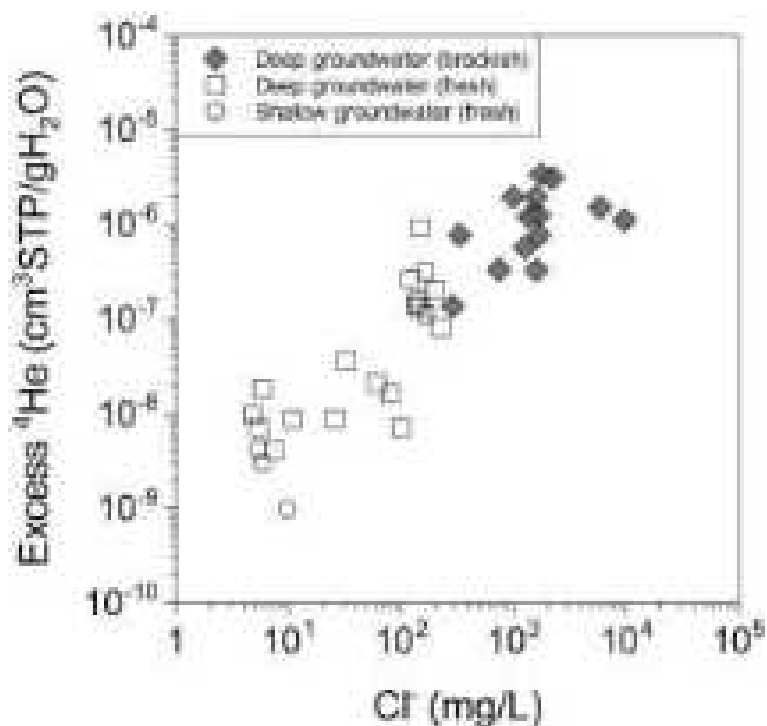


図 4.4.1.2-8 上北平野における地下水の Cl 濃度と過剰 ^4He 濃度との関係

4) 海水準変動が深層地下水系に与える影響の検討

以上の結果から、最終氷期の上北平野では、海水準低下によって天水起源の地下水流動系が少なくとも深度 1,000 m 前後まで及んでいたことが明らかとなった。この 1,000 m 以上という氷期の淡水の到達深度は、国内の他の堆積岩沿岸域（幌延）（~500 m ; Ikawa *et al.*, 2014）や海外の堆積岩地域（イギリス East Midlands）（~600 m ; Edmunds, 2001）の事例と比較してかなり大きな値である。先行研究では、このような氷期の淡水の流動深度を規定する主な要因として、地質条件、氷期の海水準、涵養域の場所および標高が挙げられている（Edmunds, 2001; McIntosh *et al.*, 2012）。前述のように上北平野において氷期の流出域の移動距離が大きく、想定される涵養域として平野西部に標高 1,000 m 以上の山地が存在するという地形条件が寄与している可能性が挙げられる。しかしながら、上北平野と山地との間には野辺地断層帯（青森県，1996）が存在し、野辺地断層帯の水理学的挙動が両者の間の水理学的な連続性に大きく影響する。今後、野辺地断層帯西方域を含む詳細な現地調査に基づく水理学的連続性の検討と、数値解析的な手法の援用による検証が必要と考えられる。

なお、上北平野の深層地下水（淡水）の ^{14}C 年代はおおよそ 1 万年前程度に相当する値であり（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011，2012），上北平野内の相対的海面変化の履歴復元に基づく隆起傾向（宮内，1985；小池・町田，2001）が深層地下水流動系に及ぼす影響については解析・検討に値する field data が得られておらず、今後の課題として残されている。

5) 深層地下水流動系の変遷に係る概念モデルの検討

これまでの検討結果を踏まえ、上北平野沿岸域における氷期―間氷期の地下水流動系変化を取りまとめると、次のような概念モデルとしてまとめることができる（図 4.4.1.2-9）。

最終氷期には、海水準が現在よりも最大で 120 m 程度低下することにより、広域地下水流動系の流出域が海側へ 30 km 前後移動した。これに伴って地下水流動系の規模が拡大し、少なくとも深度 1,000 m 程度まで天水起源の地下水流動が活発化した。一方で、深度 1,000 m 前後の一部には、地層堆積時に相当するような 100 万年以上の古い塩水が残留している。天水起源の淡水の流動は、このような塩水の周囲まで及んでおり、徐々に希釈の影響を受けていると考えられる。

最終氷期以降に海水準が上昇すると、地下水流動系の規模が次第に縮小し、現在の海水準条件下では深度 1,000 m 前後の深層地下水はほとんど流動していない。現在の天水によって涵養された地下水は、深度 400 m 程度以浅を流動している。

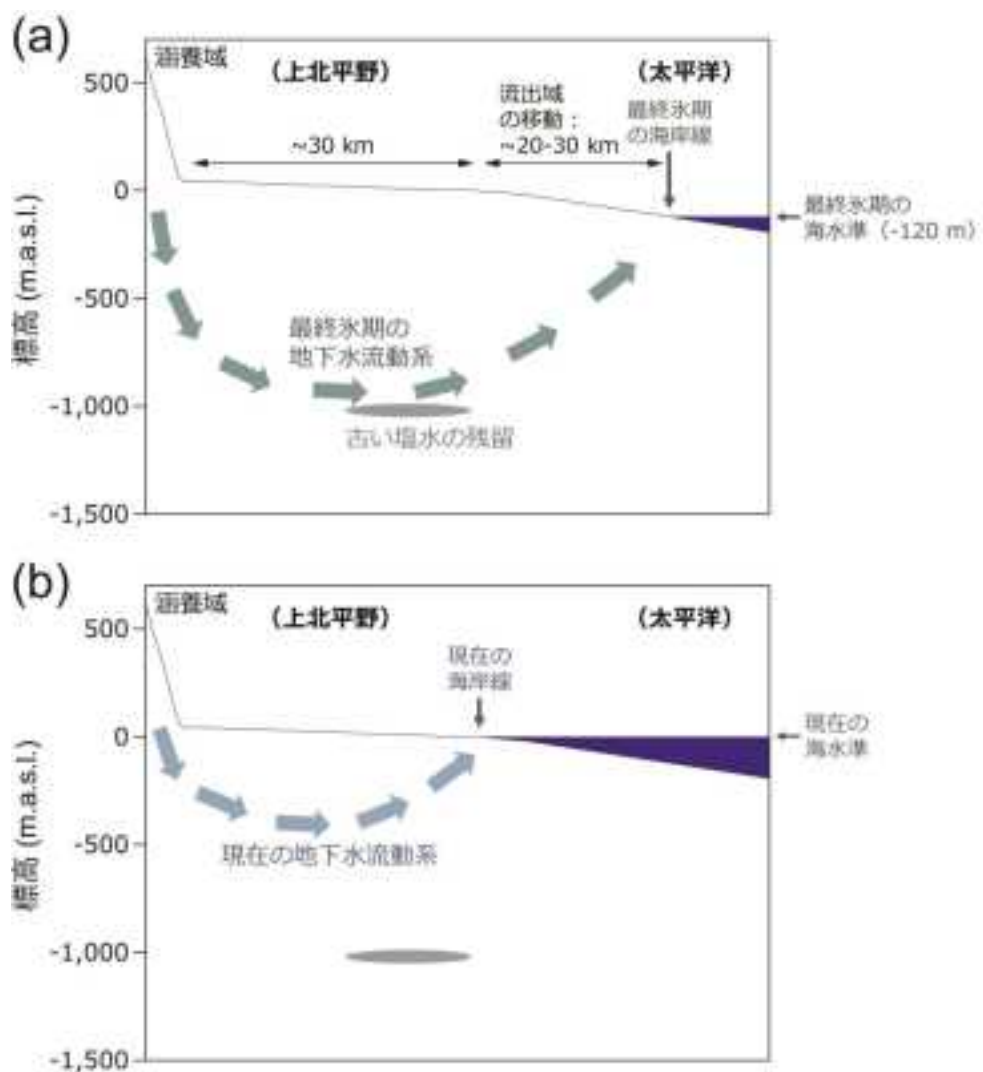


図 4.4.1.2-9 上北平野沿岸域における地下水流動系変化の概念モデル
(a)最終氷期, (b)現在.

4.4.1.3 地質学的変動に伴う高温泉湧出の可能性とその影響に関する検討（福島県浜通り地震）

2011年東北地方太平洋沖地震の1ヶ月後に発生した2011年福島県浜通り地震は、2つの正断層（井戸沢断層と湯ノ岳断層）の活動によって発生し、地震後にはいわき市内において高温（最大64.5℃）の温泉の湧出が起きている。産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2013；2014；2015）では、断層運動に伴う高温泉湧出の背景として、特殊な熱水上昇機構の存在や流体上昇をしやすい応力状態の変化について取り上げている。過年度の検討結果や最新の知見等を再整理し、断層運動に伴う高温泉湧出の可能性とその影響に関する検討を行う。

1) 特殊な熱水上昇機構の存在

2011年福島県浜通り地震後に発生した高温泉湧出は、深度600m付近に存在している高温泉が断層運動に伴って地表に湧出した現象である。太平洋沿岸地域の一般的な地温勾配（2～3℃/100m：Tanaka *et al.*, 2004）を参考にとすると、福島県浜通り地域にて深度600m付近に60℃を超える温泉が存在するためには特殊な熱水上昇機構が存在する必要がある。

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア（2015）では、この熱水上昇機構としてTogo *et al.*（2014）による仮説が最も妥当であるとしている。具体的には、沈み込むスラブの間隙水が分岐断層に沿って上昇し、いわき市周辺の断層を通して地表付近へ流入している可能性である（図4.4.1.3-1）。前弧側の地殻内部で生じる地震の分布より、福島県浜通り沖のプレート境界（地下50km）からいわき（地下約15km）に向かう分岐断層の存在がImanishi *et al.*（2012）によって示唆されていることも一つの根拠となっている。Togo *et al.*（2014）では、水温やヨウ素等のハロゲン濃度の関係を用いた福島県浜通り地域の温泉の特徴が、地下数10kmで続成作用を受けたスラブ間隙水と特徴と一致することから、スラブ間隙水が起源であると結論づけている。

また、Kato *et al.*（2013）は、井戸沢断層および湯ノ岳断層の直下に地震波低速度層が存在することを示しており（図4.4.1.3-2）、このことは両断層の直下に流体が存在していることを示唆している。

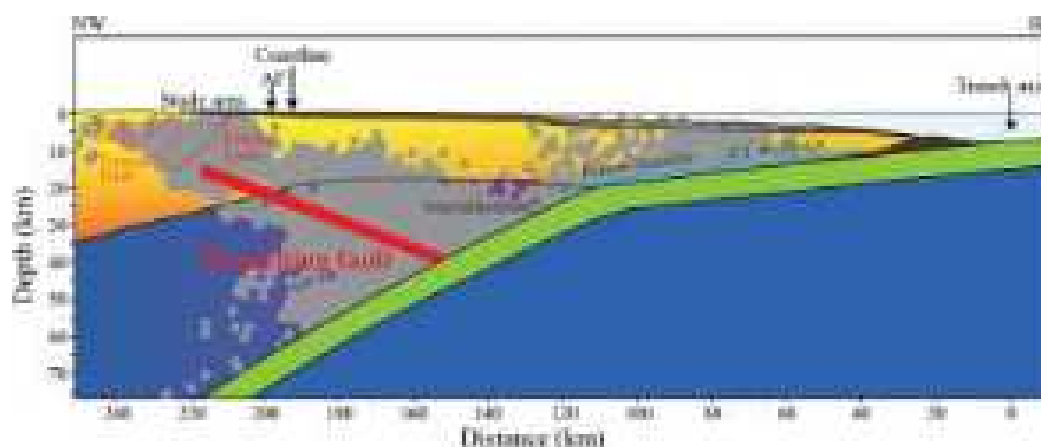


図 4.4.1.3-1 福島県浜通り地域への水みちとなる断層系の模式図（Togo *et al.*, 2014）
分岐断層（太い赤線）及び微小地震（灰色丸印）は Imanishi *et al.*（2012）による。福島沿岸の断層系は Sato *et al.*（2013）による。

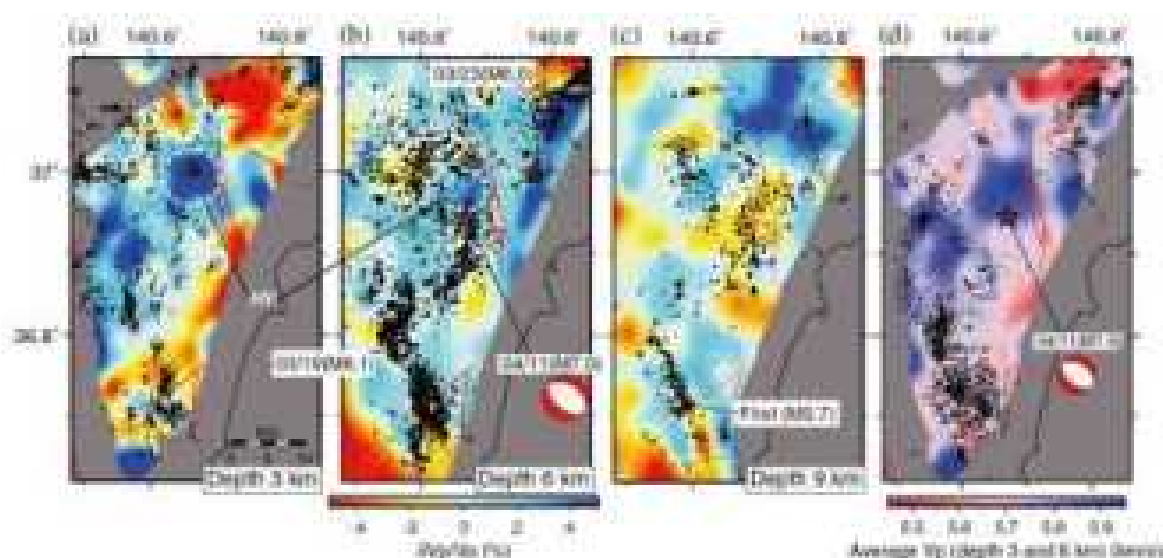


図 4.4.1.3-2 福島県いわき市周辺の地下の速度構造 (Kato *et al.*, 2013)
2011 年福島県浜通り地震を起こした断層の直下 (地下 9km 周辺) に地震波低速度層が存在し、
流体が存在している可能性が示唆されている。

2) 2011 年東北地方太平洋沖地震による応力状態の変化の影響

産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) では、2011 年福島県浜通り地震の 1 ヶ月前に発生した巨大地震 (2011 年東北地方太平洋沖地震) の影響について検討している。図 4.4.1.3-3 は、井戸沢断層および湯ノ岳断層について、東北地方太平洋沖地震前後の応力状態に対する断層の開き具合 (dilation tendency ; Ferrill *et al.* (1999)) を計算したものである (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015)。東北地方太平洋沖地震後に両断層の dilation tendency の値が上昇しており、流体の移動経路として機能するポテンシャルが高くなったと推定されている。このような結果が得られた理由としては、両断層が正断層であったことと、この地域が正断層応力場であったことの二つが挙げられている。

このような応力状態の変化の中で発生した dilation tendency の値の上昇が、2011 年福島県浜通り地震や、その後の高温流体の上昇を引き起こしたと考えられる。

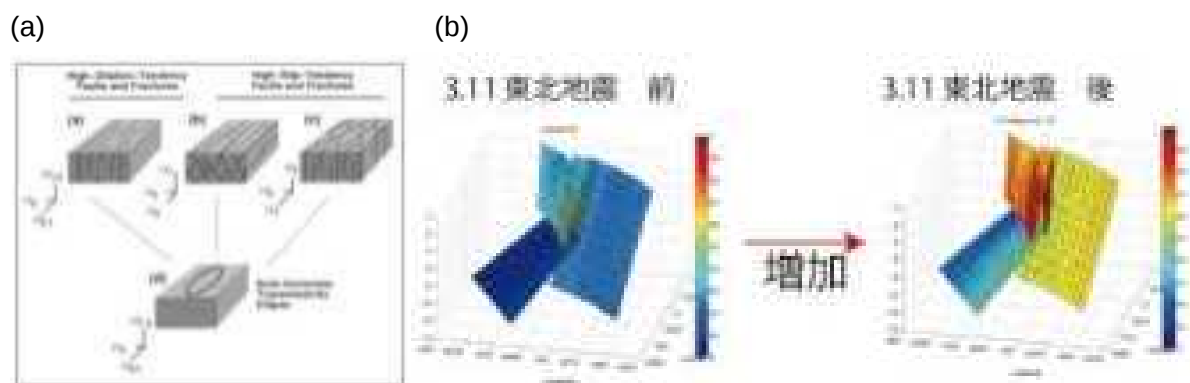


図 4.4.1.3-3 (a) Dilation tendency (DT) (Ferrill *et al.*, 1999) と (b) 東北地方太平洋沖地震前後の応力状態での井戸沢断層および湯ノ岳断層に対する DT の変化 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015)

3) 発生した高温泉湧出の範囲と期間

2011年福島県浜通り地震後にいわき市で見られた温泉の自噴は4地点（図4.4.1.3-4のAからD）であり、その範囲は南北約10kmに及ぶ（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。地震直後に限れば、水位の一時的な上昇は約10km四方の範囲に及んでいる（図中赤三角印）。

図4.4.1.3-5は、BおよびC点における湧出量の観測結果である（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。地震から3年以上が経過しても温泉の自噴が継続している。鈴木ほか（2014）では、福島県浜通り地震に伴う地下水位の上昇や温泉水の湧出と地震後の岩盤のひずみを比較検討しており、それを参考にすると3年以上継続する温泉湧出の原因として岩盤のひずみは考えにくい（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。

前述のように、福島県浜通り地域の地下にはスラブ間隙水が上昇する特殊な機構が存在する可能性があり、さらに2011年東北地方太平洋沖地震による応力状態の変化によって正断層内の流体の通りやすさが上昇した可能性がある。このような状況が強く影響して、南北10kmに及ぶ3年以上続く温泉の湧出が生じたものと考えられている（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）。

4) 断層運動に伴う高温泉湧出の可能性とその影響の予測

2011年東北地方太平洋沖地震により誘発されたいわき内陸地震(Mw7.0)の影響により、いわき市において、約6年経過した現在も温泉湧出が続いている。湧出の原因と熱水の上昇経路及び成因について整理・検討した結果は下記のようにまとめられる。

- (1) 温泉湧出は正断層型のいわき内陸地震により、いわき直下に存在が推定される大型の熱水リザーバーからの熱水の供給路の透水性の上昇の可能性が考えられる。
- (2) その結果、浅層-深層地下水系全体に影響する水頭ポテンシャルの増加が生じ、水質の異なる地下水、温泉水の湧出が起きたと考えられる。
- (3) 湧出量の減衰がみられない原因は熱水リザーバーの規模が大きいためである可能性がある。
- (4) 深部からの熱水の起源は、その化学・同位体組成から太平洋スラブの海水起源の間隙水に続成流体が付加された熱水が、地下50km付近で絞り出されたもの(Togo et al., 2014)と考えられ、分岐断層(Imanishi et al., 2012)を水みちとして、西方へ上昇していると考えられる。

将来予測に関する課題として、いわき市でみられた高温泉湧出現象と類似した現象が他の地域で起こりうるかどうかが挙げられる。これについては、いわき地域と同様の熱水供給システム（スラブ間隙水の絞り出し—分岐断層—大型の熱水溜まり）が地下に存在しているかどうかを確認することがまず重要である。宮城県の太平洋側でも、微小地震活動が活発な帯がみられ、スラブ間隙水の上昇と関係がある可能性がある。東北地方沿岸部におけるスラブ間隙水の上昇に関して、地域性があることは明らかであり、地域性の原因及びいわき地域以外の場所でのスラブ間隙水の上昇先に関して今後も検討を続ける必要がある。また、熱水上昇の発端となった正断層型内陸地震が他の地域で発生しうるかについて、地域応力場についての検討も重要である。



図 4.4.1.3-4 福島県浜通り地震後に観測された地下水変化の分布（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）

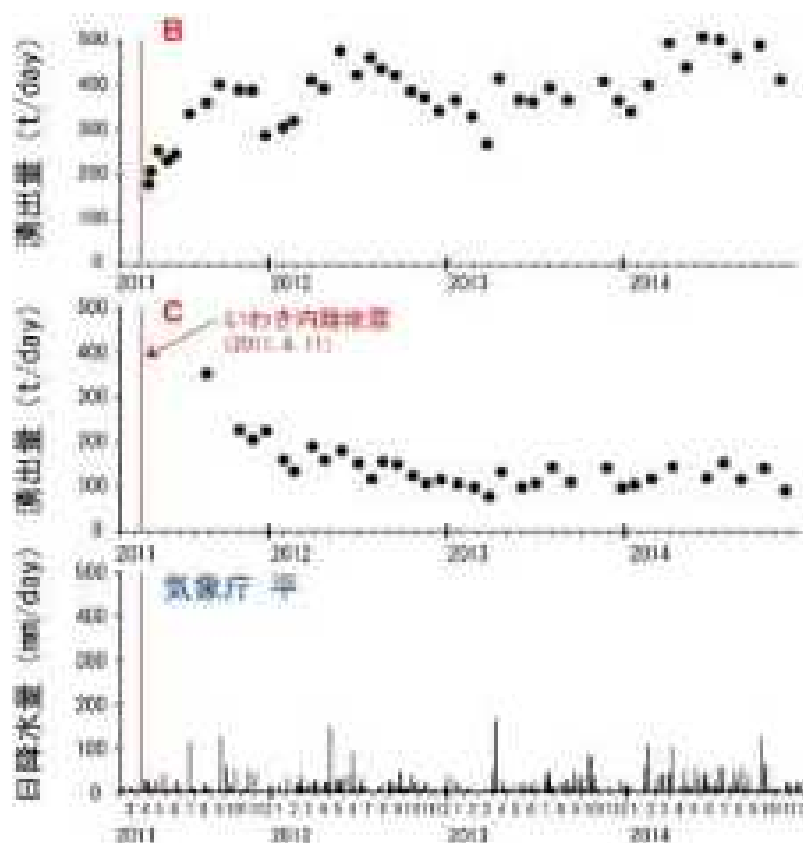


図 4.4.1.3-5 いわき市内の温泉自噴量変化（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2015）

B：内郷高坂町，C：内郷御殿町（場所は図 4.4.1.3-4 を参照）

降水量データはアメダス平観測所による(気象庁, 2015)

4.4.2 地質学的変動・海水準変動等を考慮した水文地質学的変動モデルの構築手法と長期予測に関する検討（幌延地域）

【成果】

4.4.2.1 海水準変動が稚内層の地下環境に及ぼす影響に関する検討（幌延地域）

幌延地域の深地層における地下水流動と物質移行を把握するために、稚内層の珪質頁岩を対象に、固有浸透率・実効拡散係数・反射係数などの基本的な水理パラメータの深度依存性に関する検討を行う。産業技術総合研究所（2016）では、国立研究開発法人日本原子力研究開発機構幌延深地層研究センター内の SAB-2 孔で採取された岩石試料に対して透水・化学的浸透実験を実施し、各水理パラメータの深度プロファイルを整備したが、固有浸透率の深度プロファイルでは深度 650m 付近の岩石は、その上下深度の岩石と比較し固有浸透率が 1 オーダー程度大きな値となった。平成 28 年度は、固有浸透率の値が特異的であった深度 650m 付近の岩石試料を用いて、固有浸透率・実効拡散係数・反射係数を決定付ける空隙性状や電気化学的特性などの物理化学的物性を測定し、固有浸透率等が特異的となる要因があるか検討し、また透水実験及び化学的浸透実験を行い、追補的データを取得する。各水理パラメータの深度プロファイルに基づき、稚内層深部において観測されている高い塩分濃度と間隙水圧について検討を行うとともに、静水圧から乖離する高い間隙水圧の成因として化学的浸透の関連性について検討を行う。

1) 各種水理パラメータの深度依存性の評価結果

産業技術総合研究所（2016）及び平成 28 年度の実験結果を反映した各種水理パラメータの深度分布を図 4.4.2.1-1 に示す。なお、深度 700 m の値については、平成 28 年度の応力依存性評価実験で一回目の載荷過程の拘束圧 10 MPa（現在の有効埋没応力程度）で得られた値をプロットしている。

稚内層珪質頁岩の空隙率は採取深度が深くなるにつれて減少する傾向にあり（図 4.4.2.1-1 (d)）、移流・拡散現象を規定する固有浸透率および拡散係数も空隙率の減少を反映し、深部では小さくなる傾向にある（図 4.4.2.1-1 (a)及び(c)）。また、反射係数は深度方向に増加する傾向にある（図 4.4.2.1-1 (e)）。反射係数が 2 オーダー以上にわたって低下する原因は、空隙率や空隙分布から判断されるように採取深度が深くなるほど空隙構造が最密になるとともに（図 4.4.2.1-1 (d)）、表面電荷密度が増加することを反映した結果と考えられる。

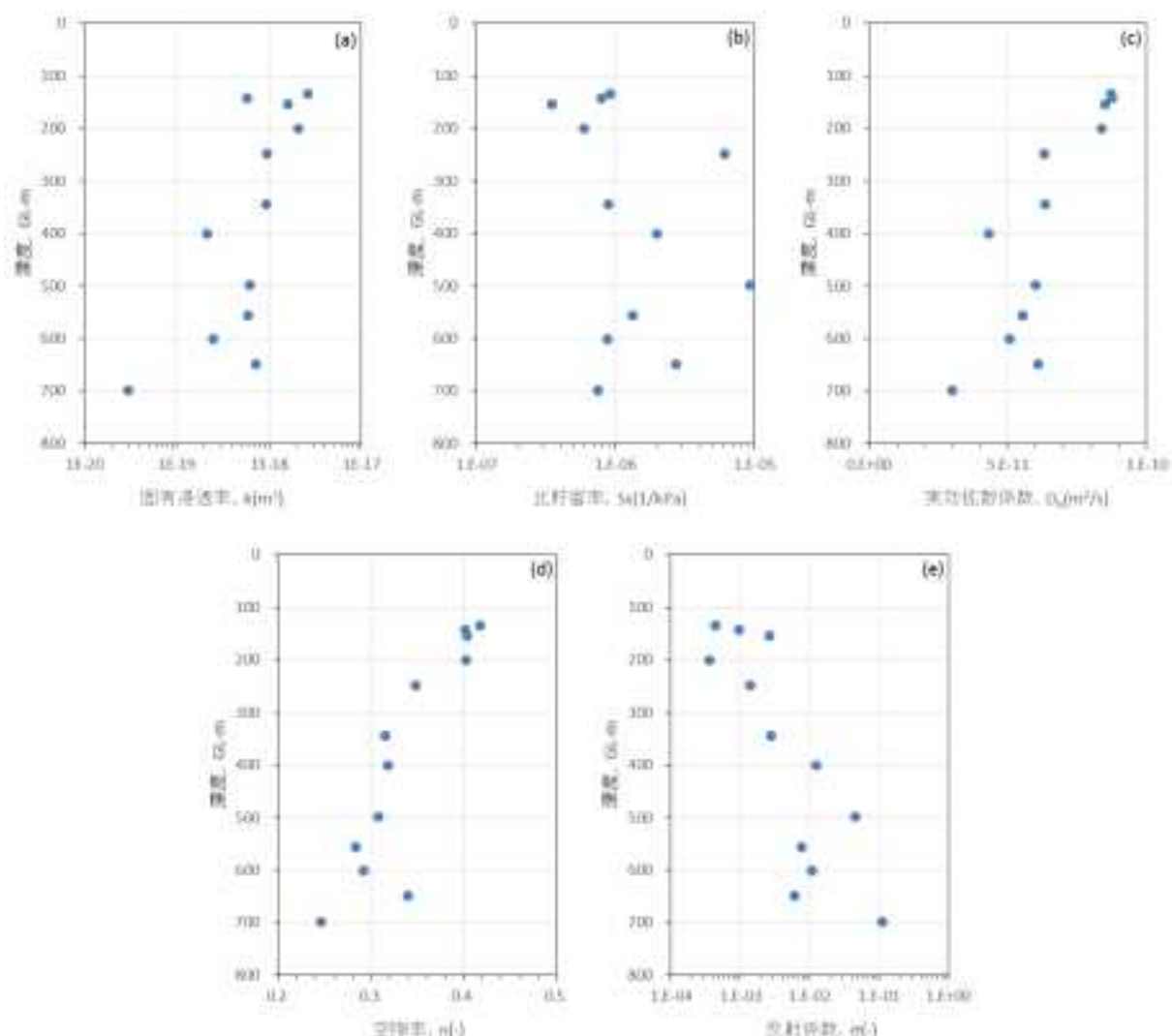


図 4.4.2.1-1 SAB-2 孔から採取された岩石試料を用いて測定した各種水理パラメータの深度プロファイル；(a)固有浸透率，(b)比貯留率，(c)実効拡散係数，(d)空隙率，(e)反射係数。

図中，空隙率は水銀ポロシメータによって測定した値である。他の水理パラメータは現在の有効埋没応力と同等の拘束圧条件下で測定した。透水係数及び比貯留率は透水実験，実効拡散係数及び反射係数は化学的浸透実験によって測定した。

2) 稚内層の海水成分移行において卓越する現象

幌延地域では，海面下で堆積した地層が現在においても海水成分を地下水に含んでおり，深部では静水圧分布から乖離する高い地下水圧が観測されている。図 4.4.2.1-2(a)及び(b)に SAB-2 孔において観測されている地下水塩分濃度及び全水頭を示す。

深度 400 m 以深では海水の 1/4 程度の溶存物質(TDS を NaCl 濃度に換算した場合では約 0.15 M)を含む地下水が存在しており，全水頭は静水圧分布より 20 m 程度高い。このような地下水環境の形成において移流あるいは拡散のどちらが卓越する現象であるかを，本研究で取得した各水理パラメータ深度プロファイルから推定した。全水頭のプロファイルならびに固有浸透率及び実効拡散係数のプロファイルから以下の式を用いて算出したペクレ数を図 4.4.2.1-3 に示す。

$$P_e = \frac{v_a \cdot L}{D_p} = \frac{q/n \cdot L}{D_e^*/n} = \frac{q \cdot L}{D_e^*} \quad \text{式 4.4.2.1-1}$$

ここで、 P_e ：ペクレ数、 v_a ：実流速、 L ：代表的長さ、 D_p ：空隙内拡散係数、 q ：ダルシー流速、 n ：空隙率、 D_e^* ：実効拡散係数である。

全深度のペクレ数は2以下であり、200mより深い深度では1より小さく、0前後の値となっている。図4.4.2.1-2(b)に示されるように、SAB-2孔では深部ほど間隙水圧が高く、圧力勾配を駆動力とする移流現象が発生していると仮定するならば、地下水溶存物質は深部から浅部へ向けて流動すると判断されるが、ここで示されたように深部でのペクレ数が概ね0前後であることから、実際の溶存物質の移行は物質濃度勾配に従う拡散現象が支配的であると考えられる。

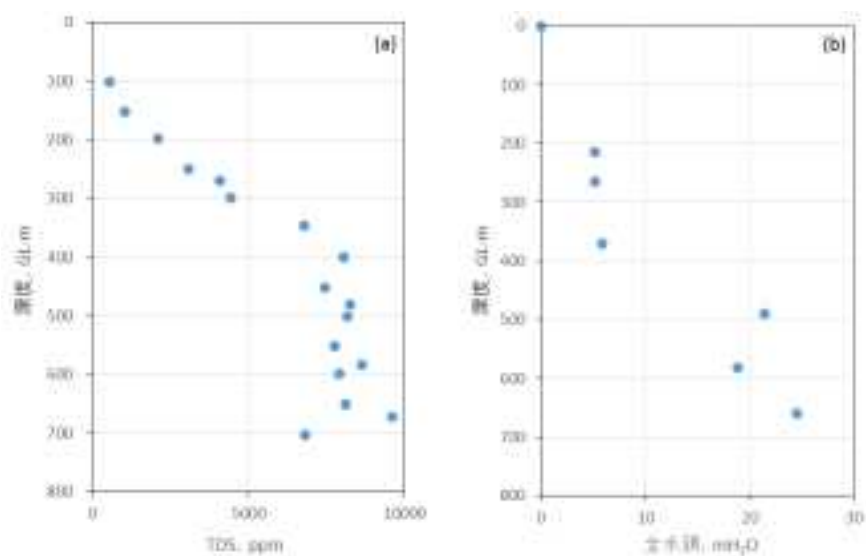


図 4.4.2.1-2 SAB-2 孔の地下水の(a)溶存物質質量及び(b)全水頭の深度プロファイル。
溶存物質質量（TDS）は天野ほか（2012）で示されている各種地下水溶存物質質量から換算した。
全水頭は、須甲ほか（2014）による。

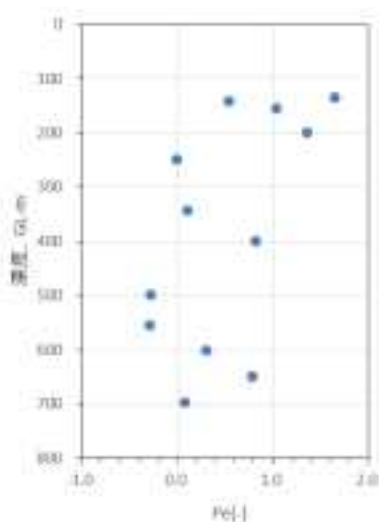


図 4.4.2.1-3 SAB-2 孔の深度方向へのペクレ数の分布。

ペクレ数の算出において、深度 0m から 214m までの全水頭は図 3.2.2.3-5(b)に基づき線形分布と仮定し、深度 660m 以深は深度 582～660m までのデータを外挿した。固有浸透率および実効拡散係数の値は本研究で測定された値を用いた。

3) 海水準変動が稚内層の海水成分の移行に及ぼす影響

幌延地域においては、海水準変動の影響によって地形表面は過去に海水・降雨に繰り返し曝されてきている。しかし、深部においては海水成分が現在も賦存しており、地下浅部における地下水環境の変動の影響をほとんど受けていないと考えられる。海水準変動の影響は、地形表面の地下水の圧力伝播・溶存物質の拡散についての境界条件の変化として捉えられるが、そのような境界条件の変化の圧力伝播・物質拡散のそれぞれの現象でどの程度の違いを生じるか検討するために、本研究で取得した水理パラメータから次式で定義される L_e 数を算出した。

$$L_e = \frac{K/S_s}{D_e^*/n} \quad \text{式 4.4.2.1-2}$$

ここで、 L_e ：水頭拡散係数と見かけ拡散係数の比、 K ：透水係数である。 L_e 数は圧力伝播・物質拡散のそれぞれの現象の時定数の比であり、境界条件が同時に変化する場合、同一の媒体中でどちらの現象がより早く伝わるかを表わす尺度である。算出した L_e 数を図 4.4.2.1-4 に示す。

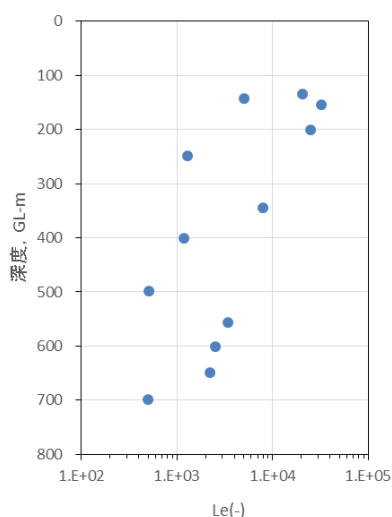


図 4.4.2.1-4 SAB-2 孔の深度方向への L_e 数の分布。

全深度において L_e 数は概ね 500 以上となっている。全般的に L_e 数が 500 以上であることは、境界条件の変化した際には、地下水中の圧力伝播は物質拡散と比べ 500 倍以上の速さで伝わることを意味している。言い換えれば、海水準変動は地形表面での地下水の水頭及び溶存物質濃度の境界条件を、地形表面での陸域化・海域化及び淡水化・塩水化として変動させるが、その影響が稚内層を伝わるのは、拡散現象の方が圧力伝播と比べ格段に遅く、その影響も小さくなることを示唆している。

また、図 4.4.2.1-3 で示されたように、 P_e 数は深度 200 m 以上の深部では概ね 0 前後となっており、海水準変動の影響を受け地下水圧が変化し流動場が変わったとしても、物質移行においては拡散現象が支配的であると言える。以上のことから、稚内層深部の地下水に含まれる海水成分は、海水準変動の影響を受けず、浅部での淡水化された地下水との溶存物質濃度差（勾配）に従う拡散現象によって超長期に亘って深部から浅部に向けて移行しているものと考えられる。

4) 化学的浸透圧が稚内層の間隙水圧分布に及ぼす影響

平成 28 年度に実施した化学的浸透実験から、稚内層の珪質頁岩はわずかに半透膜性を有しており、反射係数は深度方向に増加することが明らかとなった。そのような稚内層の半透膜性

と地下水中の塩分濃度差によって発生する浸透圧が、現在幌延地域において観測されている高い間隙水圧の原因であるかを、実験結果に基づき検討する。

一般に、泥質岩の半透膜性は地下水の溶存物質濃度と粘土鉱物の電気化学的特性に依存し、その関係は TLM に基づく反射係数モデルで表わされる (Gonçavès et al., 2007). 本研究において、先述のように同モデルの稚内層珪質頁岩への適用性を確認しており、ここでの検討においても TML に基づく反射係数モデルを用いる. 稚内層中で発生しうる浸透圧の算出は Neuzil & Provost(2009)によって提案された以下の式を用いる。

$$P_{os} = \int_{C_{max}}^{C_{min}} \sigma(C) \frac{d\Pi}{dC} dC \quad \text{式 4.4.2.1-3}$$

ここで、 P_{os} : 濃度差 C_{max} - C_{min} において地層中で発生する浸透圧, C_{max} 及び C_{min} : 地層中での最大及び最小塩分濃度, Π : 浸透圧の理論値. なお, 浸透圧 Π は希釈溶液中 (NaCl の場合 1 M 以下) では, $\Pi = \nu \cdot R \cdot T \cdot C$ と近似できる (Fritz, 1986). この関係式を用いて式 4.4.2.1-3 を再整理すると,

$$P_{os} = \nu \cdot R \cdot T \int_{C_{max}}^{C_{min}} \sigma(C) dC \quad \text{式 4.4.2.1-4}$$

となる. 上式の計算 C_{max} 及び C_{min} は図 4.4.2.1-2(a)に示した SAB-2 孔で観測されている最大及び最小塩分濃度とし, 温度 T は 40°C と仮定した. また, 塩分濃度 C の関数として表わされる反射係数 $\sigma(C)$ は, 図 4.4.2.1-5 から得られた深度 400 m 及び 698 m の岩石試料に対する標準曲線からそれぞれの粘土粒子間平均距離を 7.4 nm 及び 5.0 nm と仮定し求め, それぞれの場合に対して浸透圧 P_{os} を算出した. 算出に用いた反射係数 $\sigma(C)$ を図 4.4.2.1-6 に示す.

深度 400 m 及び 698 m の岩石試料の半透膜性に基づき算出した浸透圧は, それぞれ 119 kPa 及び 224 kPa (12 mH₂O 及び 23 mH₂O) となり, 現在 SAB-2 孔で観測されている静水圧からの乖離分, およそ 5~25 mH₂O の水頭増分, と整合的な結果となり, 稚内層で観測されている異常間隙水圧が珪質頁岩の半透膜性と地下水中に残存する海水成分に起因する浸透圧によって維持されている可能性が高いことを示唆している.

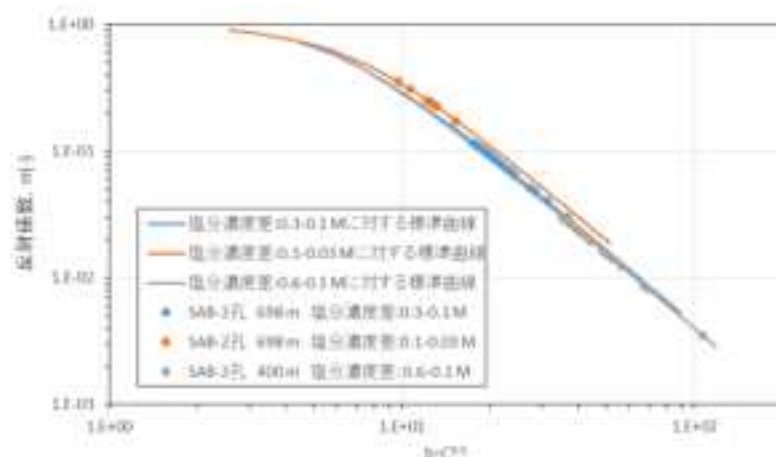


図 4.4.2.1-5 SAB-2 孔深度 400 m 及び 698 m の岩石試料の反射係数に対する反射係数の標準曲線のフィッティング結果.

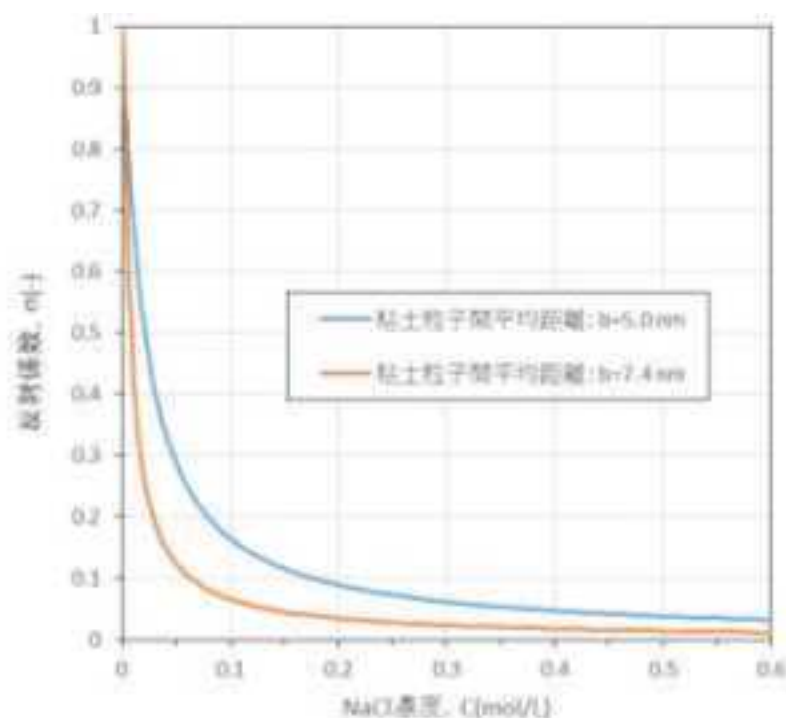


図 4.4.2.1-6 稚内層珪質頁岩の反射係数の濃度依存性.

図中、粘土粒子間平均距離 $b=5.0$ nm 及び 7.4 nm はそれぞれ、SAB-2 孔深度 698 m 及び 400 m から採取された岩石試料の最大有効埋没応力載荷後に測定された反射係数に対して、TML に基づく反射係数モデルから算出された値。

4.4.2.2 地質学的変動・海水準変動を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討（幌延地域）

北海道幌延地区では、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所・産業技術総合研究所等が実施した調査・研究により、地下での水頭及び塩分濃度の分布状況が把握されてきており、地下数百メートル以深では地層堆積時に間隙水として取り込まれたと考えられる海水が現在においても天水による希釈を受けながら広範に存在していることが明らかにされている（例えば、今井ほか，2009）。しかし、最近の調査では、現在の海水準からは想定されていなかった深度約 500 m までの淡水化が沿岸部で確認されており（電力中央研究所，2013），このような地下水の水頭及び塩分濃度の分布状況となっている要因を明らかにすることを目的に、数値解析による方法で地質学的変動及び海水準変動の影響を調査し、現在の水頭及び塩分濃度の分布状況に対して支配的な要因を明らかにする。

1) 解析モデルの構築

(1) 解析領域の設定

長期間（海進 2 万年・海退 10 万年を含む計 12 万年を 1 周期とし、数周期程度）の海面変化の影響を考慮した地下水流動・物質移行解析を行う。解析モデルは断面 2 次元とし、解析測線は、基本的には電力中央研究所(2013)と同じ位置に設定した。なお、解析測線の東端点については、谷地形と湿地帯の存在から定水頭境界とみなせる位置まで約 12km 東方へ延長した。海域の解析測線の西端点は、海退時において解析領域内全てが陸化しないように現在の海水面から約-200m の深度を含むように設定した。図 4.4.2.2-1 に解析測線を示す。同図に、日本原子力研究開発機構及び産業技術総合研究所によるボーリング地点も示す。なお、陸域地形は国土地理院基盤地図情報数値標高モデル 10m メッシュデータ、海域地形は日本海洋センターJ-EG

G (http://www.jodc.go.jp/jodcweb/JDOSS/infoJEGG_j.html) の 500m 海底地形データを使用した。

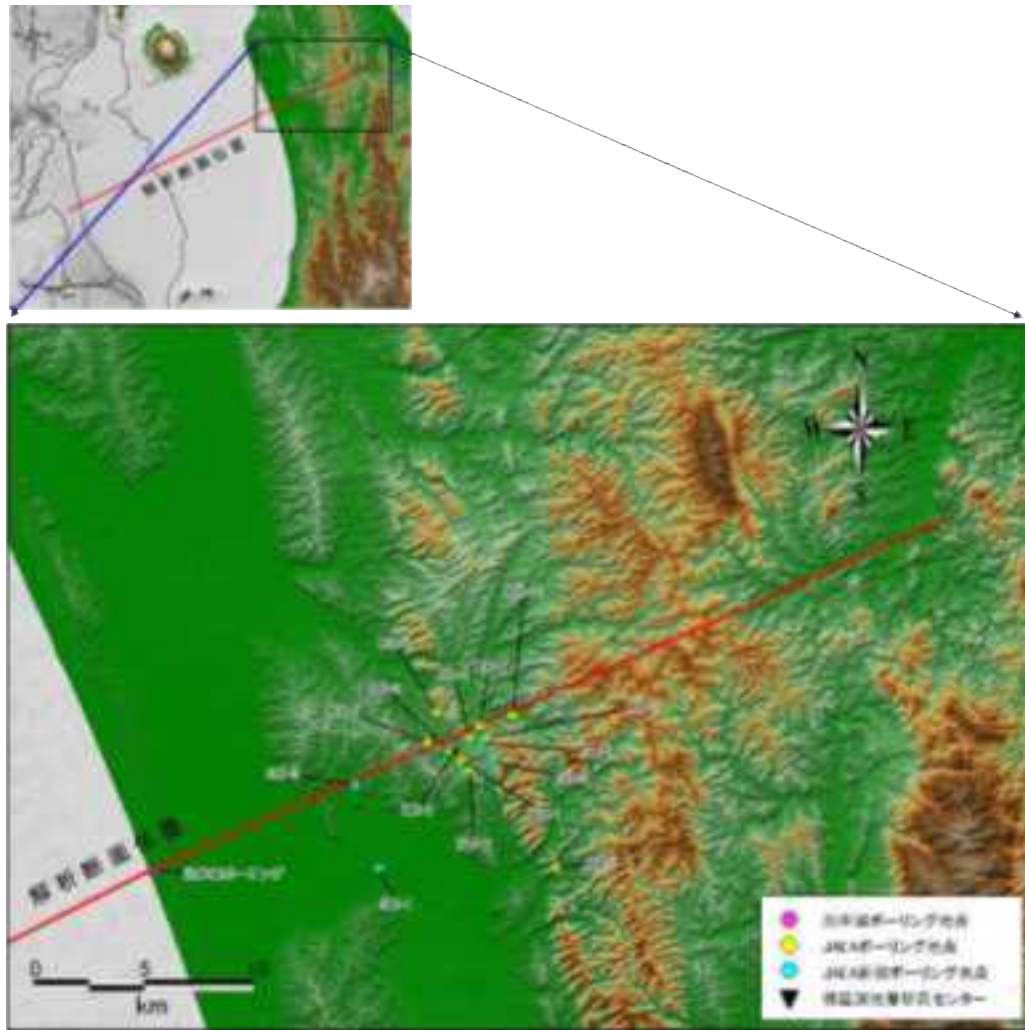


図 4.4.2.2-1 解析断面位置陸域拡大図及びボーリング位置。

(2) 地質構造モデルの作成

解析断面上の地質構造は、電力中央研究所(2013)によるモデルの地質構造を参考とした。モデル東側の約 12km 延長部分は田中啓策(1961)による 5 万分の 1 地質図「上猿払」を参考とし、宗谷（来炭層）は地質図の走向・傾斜より深度約 800m まで分布するとした。

海底地質については、電力中央研究所(2013)によるモデルと同様とし、断層位置は荒井(2012)による海洋地質図「天売島周辺海底地質図」及び音波探査プロファイルに基づき設定した。海域の断層位置を図 4.4.2.2-2 に示す。なお、断層の深度方向については、新里ほか(2007)を参考とした。

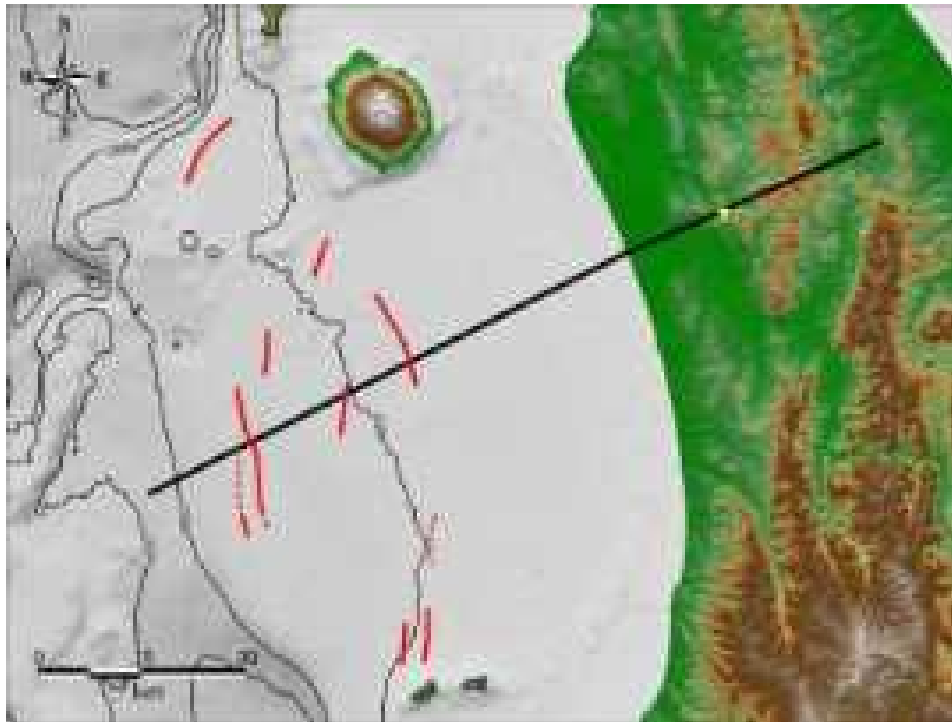


図 4.4.2.2-2 海域断層と解析領域断面の位置関係.

(3) 解析モデルの構築

解析モデルの格子分割は、水平方向では平均的な解像度を 500m とし、鉛直方向では 50m～500m 程度で深度方向に徐々に解像度が粗くなるようにした。地質構造を考慮して構築した解析モデルを図 4.4.2.2-3 に示す。

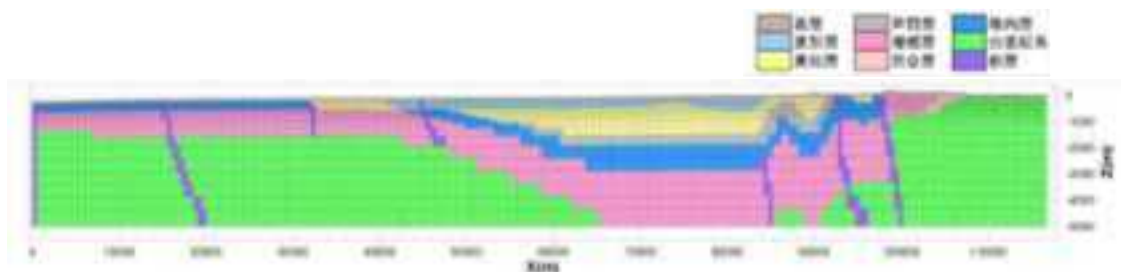


図 4.4.2.2-3 地質構造を考慮した解析モデル.

(4) 水理・物質移行パラメータの設定

水理・物質移行パラメータの初期設定値は、既に観測データとの比較を通じて解析モデルのキャリブレーションが実施されている既往検討事例（たとえば、電力中央研究所（2013））で使用された値（表 4.4.2.2-1 及び表 4.4.2.2-2）を基本とし、複数回の試解析に基づき決定した。

表 4.4.2.2-1 水理パラメータ

地質	透水係数 (m/s)	間隙率 (%)	比 貯留係数 (1/m)	参考: 操上ほか(2008)での 透水係数 (m/s)
沖積層	1.0×10^{-7}	40	1.0×10^{-5}	
更別層	1.0×10^{-7}	40	1.0×10^{-5}	1.0×10^{-6}
勇知層	1.0×10^{-9}	40	1.0×10^{-5}	$\log_{10}k = -0.0034 \times Z - 8.3665$ 上限: 4.0×10^{-8} 下限: 2.5×10^{-10}
声問層	1.0×10^{-8}	50	1.0×10^{-5}	$\log_{10}k = -0.0039 \times Z - 7.5935$ 上限: 2.5×10^{-7} 下限: 1.7×10^{-10}
稚内層	1.0×10^{-9}	30	1.0×10^{-5}	$\log_{10}k = -0.0061 \times Z - 5.626$ 上限: 1.4×10^{-5} 下限: 3.6×10^{-12}
増幌層	1.0×10^{-10}	20	1.0×10^{-5}	
白亜紀層	1.0×10^{-11}	10	1.0×10^{-5}	
断層	1.0×10^{-7}	50	1.0×10^{-5}	

表 4.4.2.2-2 物質移行パラメータ

地質	分子拡散係数 (m ² /s)	縦分散長 (m)	横分散長 (m)
表層	2.0×10^{-10}	100	10
更別層	2.0×10^{-10}	100	10
勇知層	2.0×10^{-10}	100	10
声問層	3.0×10^{-10}	100	10
稚内層	5.0×10^{-11}	100	10
増幌層	5.0×10^{-11}	100	10
白亜紀層	5.0×10^{-11}	100	10
断層	1.0×10^{-11}	100	10

(5) 解析ケースの設定

現在から過去 10 万年オーダーの海水準変動は、2 万年ほど前に現在程度の水位にあり、約 10 万年間で -120m 程度低下した後、2 万年程度で現在より +5m 程度まで高い位置に上昇し、数千年で現在の状態に低下したと考えられている（町田ほか，2003）。このようなパターンは、多少形を変えながら、過去 50 万年程度の間に、ほぼ 12 万年程度の周期で 4 回程度大きなものがあったことが推定されている。本解析では、このような海水準変動を模擬するため、時間と共に直線的な海退 10 万年、海進 2 万年を 1 周期とし、現在より遡って 3 周期を解析期間とする（図 4.4.2.2-4）。なお、現在を海水位 0m、最高水位 5m からの時間を 4000 年目として、計算出発時点は 36.4 万年前とする。さらに、地質学的変動として、隆起・沈降の影響を考慮に入れ、解析ケースを表 4.4.2.2-3 のように設定した。なお、どのケースにおいても、降雨の涵養は海水で覆われていない大気に露出した地表面で行われ、海水に覆われた地表面では涵養は 0 とした。以下に各解析ケースの詳細を記載する。

表 4.4.2.2-3 解析ケース一覧

ケース名	海水準変動の設定	涵養量の設定
ケース 1	隆起量考慮なし	一律 100mm/yr
ケース 2	隆起量考慮	一律 100mm/yr
ケース 3	隆起量考慮	最大海退時 0mm/yr, 最大海進時 100mm/yr を線形補間

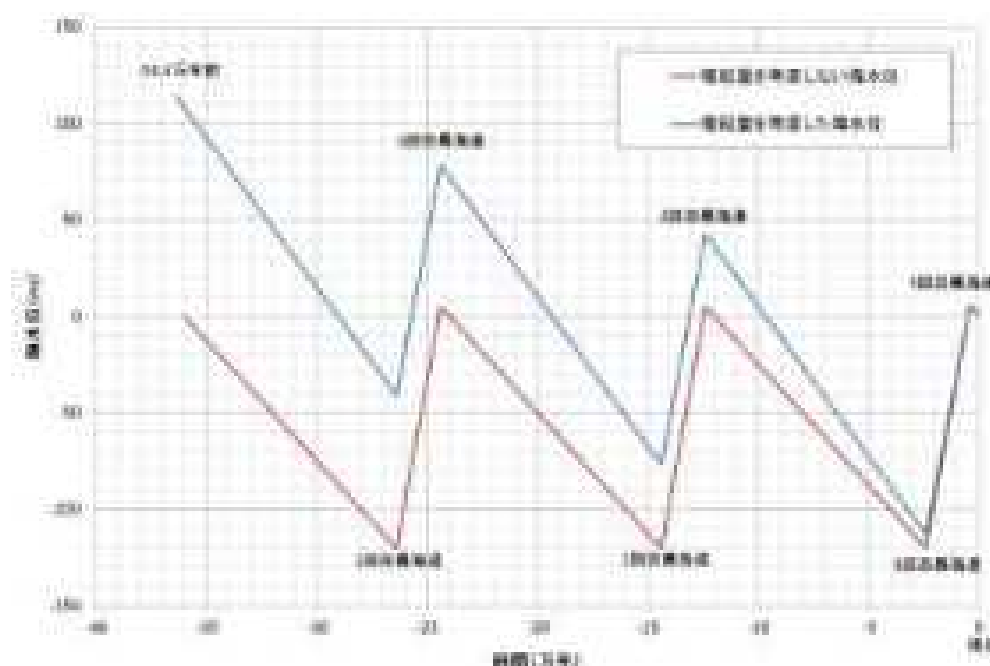


図 4.4.2.2-4 隆起のない場合とある場合の相対的海水準変動パターン。

ケース 1：隆起＝0，涵養量＝一定

町田ほか（2003）を参考に、海面位置は最大海退時には現在から-120m，最大海進時は現在から+5m とし，現在は海退途中とする．陸地は隆起・沈降をせず，解析期間にわたり海水準のみが動いていたものとし，図 4.4.2.2-4 の「隆起を考慮しない海水位」の変動曲線を与える．このケースの初期状態として，36 万 4 千年前に+5m の海水位があり，地下は全て塩水に満たされていたことを仮定する．地下水涵養量は，電力中央研究所（2013）を参考とし，解析期間を通じて年 100mm で一定であったものとする．

ケース 2：隆起の影響を考慮，涵養量＝一定

日本原子力研究開発機構（2006）では，幌延町北西部における過去 21 万年間の隆起速度が推定されており（図 4.4.2.2-5），当該地区での平均的な速度は約 0.3m/kyr 程度であると考えている．本ケースでは，解析領域全体が約 0.3m/kyr の速度で隆起したことを仮定する．この隆起速度を反映した，相対的な海水準変動は図 4.4.2.2-4 の「隆起を考慮した海水位」となる．モデルの初期状態は，最初 114.2m の海水準があり現在の陸域から海底の大部分が海水で覆われ静水圧状態にあり，地下は相対塩分濃度 1 であったものと仮定する．地下水涵養量はケース 1 と同様に年 100mm とする．

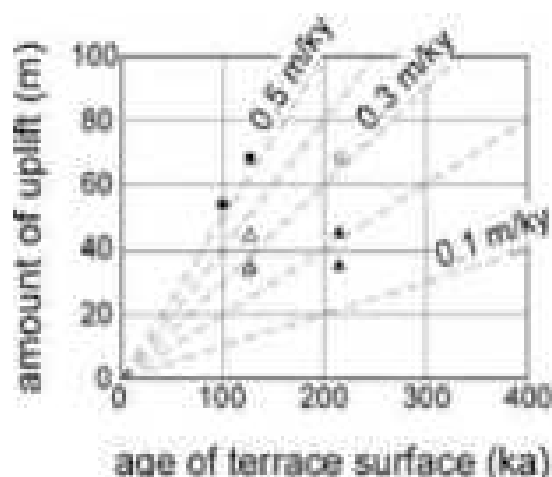


図 4.4.2.2-5 幌延町北西部における過去 21 万年間の隆起速度（日本原子力研究開発機構，2006）。

ケース 3：隆起の影響を考慮，涵養量の変化を考慮

氷期における凍土の発達と，地下への涵養量の低下を想定し，地下水涵養量を氷期・間氷期で変化させる．氷期最盛期（最大海退時）では 0 mm/yr ，間氷期最盛期（最大海進時）では 100 mm/yr として，その間を線形補間した涵養量を陸域に設定する（図 4.4.2.2-6）。

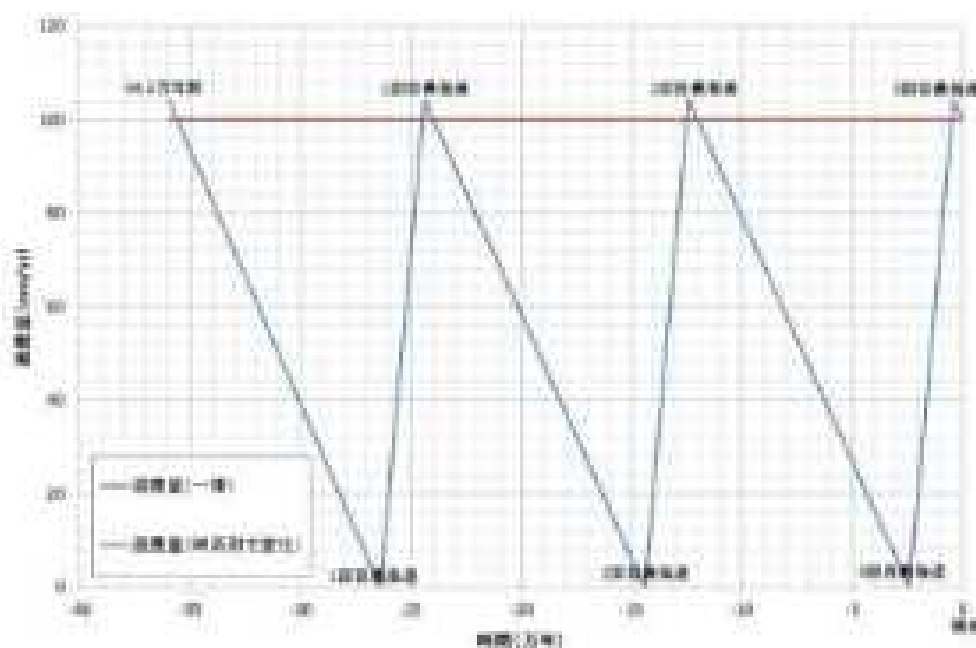


図 4.4.2.2-6 氷期及び間氷期における凍土の発生及び消滅を想定した涵養量。

(6) 初期条件及び境界条件

36.4 万年前（解析の初期時刻）の圧力分布および塩分濃度分布は，先行する氷河期・間氷期の影響を受けたものであり，その状態は明らかではない．従って，本解析では，どのケースも 36.4 万年前の海水準により海底地下の圧力が平衡状態にあり，陸域・海域全体にわたり地下は海水に満たされていたと仮定する．

(7) 解析手法と入力データ

本解析は，陸域で生じる様々な水問題（水資源，水環境，水災害）において要請される実用

的かつ客観的な水文・水理モデリングに供する事を目的として開発された GETFLOWS

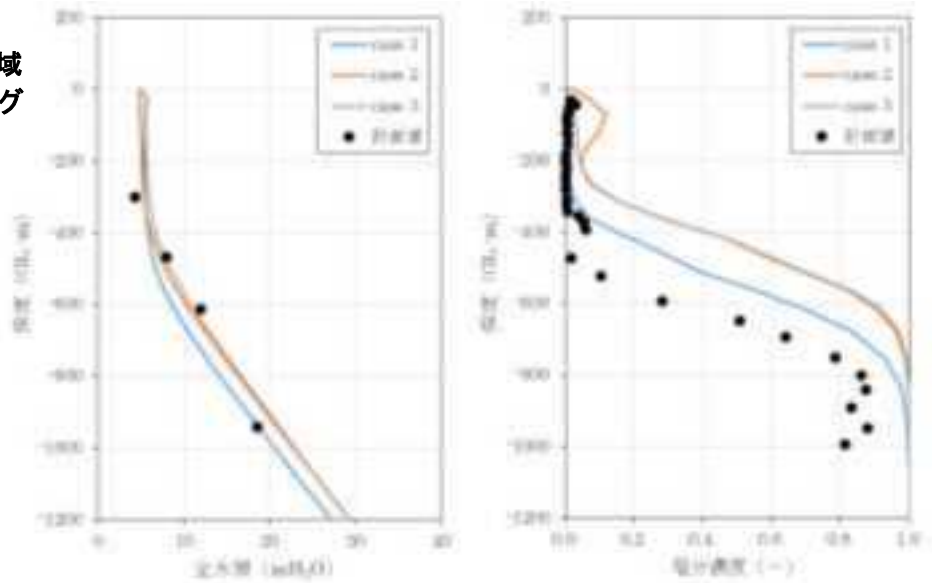
(GEneral purpose Terrestrial fluid-FLOW Simulator) を用いて実施した。本解析コードでの入力データを以下に記載する。

- ・ 流体物性ファイルにおける溶質（塩分）の密度：相対塩分濃度が 1 の時に 1025kg/m^3 とする。
- ・ 飽和率関数テーブルにおける毛管圧力及び相対浸透率：一般曲線（本解析では不飽和の影響が少なく特に結果に影響しないと考えられる）
- ・ 格子物性ファイル：各格子の地層割り当て、および対応した物性の付与（表 4.4.2.2-1 及び表 4.4.2.2-2）。なお、複数回の試解析の結果を踏まえ、断層の透水係数は表 4.4.2.2-1 の値より 1 オーダー下げ、宗谷層の物性は増幌層と同じ値として設定した。
- ・ 降雨データ：一定涵養量の場合には、図 4.4.2.2-6 の「一律」とした涵養量を用いる。涵養量が変化する場合には、2000 年ごとに変化するステップ関数を用いる。なお、涵養量は海水準に合わせ海が地表面を覆っているかどうかシミュレータ内部で自動的に判断され、露出面のみに涵養が行われる。
- ・ タイムステップの設定：タイムステップは可変とし、最大時間ステップを 100 年程度まで許容して計算を行った。なお、最小時間ステップは状態変化が大きな場合には収れんするまで細かく取られ、安定な時期には大きな時間ステップに自動的に調節される。また、海水準の変化点では自動的にその時点に合わせた計算が行われる。

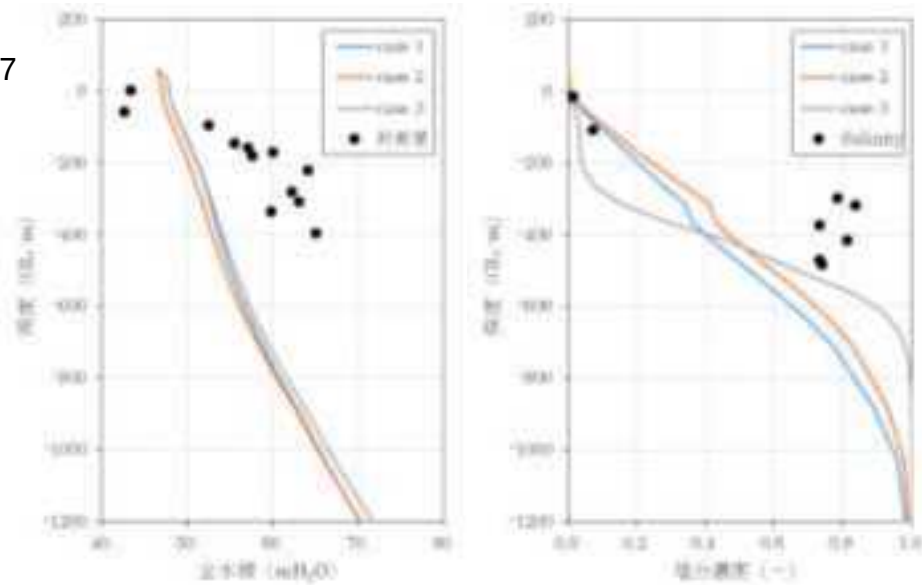
2) 解析結果：キャリブレーションポイントにおける水頭及び塩分濃度の深度プロファイル

試解析では、幌延地区のボーリング地点において観測されている深度方向の水頭及び塩分濃度の分布を再現するように物性値をキャリブレーションした。キャリブレーションポイントは、実測データのある幌延沿岸域ボーリング箇所 1 地点、JAEA 深地層研究所周辺の大曲断層の西側及び東側ボーリング箇所（HDB-7 及び HDB-10）の各 1 地点ずつの合計 3 地点とした。なお、ボーリング孔 HDB-7 及び HDB-10 の平面上の位置は解析断面からわずかに離れており（図 4.4.2.2-1）、それぞれの孔口の標高（約 44m 及び 51m）を解析断面へ投影した場合にはモデル地表面の標高値（約 63m 及び 94m）と異なる。従って、HDB-7 及び HDB-10 での全水頭は、解析で得られた圧力水頭に各ボーリング箇所での実際の位置水頭を足し合わせ、全水頭の計測値に対してキャリブレーションを行った。図 4.4.2.2-7 にキャリブレーションの結果得られた全水頭と塩分濃度の深度プロファイルを示す。

(a) 沿岸域
ボーリング



(b) HDB-7



(c) HDB-10

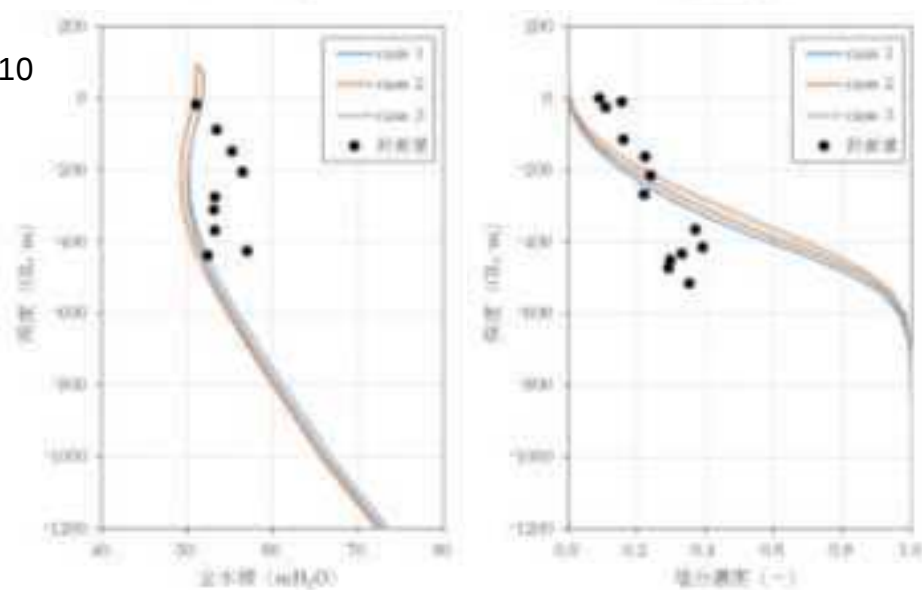


図 4.4.2.2-7 全水頭及び塩分濃度の解析値と計測値 (●印).
計測値 (●印) は, (a)電力中央研究所 (2013) から抜粋, (b)&(c)宗像 (2014) から抜粋.

図 4.4.2.2-7 の(a)～(c)の結果から、各キャリブレーション・ポイントについて以下が挙げられる。

(a)沿岸域ボーリングにおける計測値と計算値の比較

- ・ 水頭の観測値は、300m 程度～1000m 程度まで直線的で値としては-300m で 5m、-600m で 12m、-950m ほどで 20m 弱である。それに対し計算値は、-300m で 6m 程度、-600m で 10m 程度、-950m で 20m 程度となっており、どのケースも観測とよく整合している。
- ・ 塩分濃度の観測値は、-500m 程度以深から増加をはじめ、-600m で 0.4 程度、-800m で 0.8 程度となっている。計算値は、観測より浅いところで増加をはじめ、-600m で 0.6 以上、-800m ではほぼ 1 に近い値となっている。増加の傾向は類似しており、定性的には観測値と整合しており、水理パラメータや物質移行パラメータの若干の調整が必要と考えられる。

(b)HDB-7（大曲断層西側）における計測値と計算値の比較

- ・ 全水頭は、-200m～-400m 付近で 60m 内外であり、計算値は 55m 程度であり、やや低い。計算値の増加パターンは観測値と適合しておらず、境界条件やパラメータの見直しが必要である。
- ・ 塩分濃度は、計測されている-300～-500m 程度で 0.75 付近、計算値は同区間で 0.5 程度であり、計算値の方が淡水化が進んでおり、パラメータの見直しが必要である。
- ・ 大曲断層の東西方向の遮水性が表現できていない可能性が高いと考えられる。

(c)HDB-10（大曲断層東側）における計測値と計算値の比較

- ・ 全水頭の観測値は、0～-400m 程度まで 50m～60m 付近に推移している。計算値はやや下回っているが概ね同程度となっている。計算値の増加パターンが観測値と適合しているか判別できない。
- ・ 塩分濃度の観測値は 0～-400m 程度まで増加傾向にあり、-400m で 0.5 弱である。これに対し、計算値は-200m で 0.2 程度、-400m で 0.6 程度であり、数値的には比較的整合性があるが、計算値の増加パターンは観測値と適合しておらず、境界条件やパラメータの見直しが必要である。
- ・ 大曲断層による母岩の破碎の影響が表現できていない可能性が高いと考えられる。

また、上記の(a)～(c)の検討結果から、全体として以下が挙げられる。

- ・ 3 ケースの解析結果では、キャリブレーション・ポイントにおいて全水頭及び塩濃度の深度プロファイルはほぼ同一となった。これは、計算の初期圧力は各ケースでかなり異なるものの、海水準変動を 3 周期繰り返した後には全水頭及び塩濃度が同様となることを示している。

3) 解析結果：直接年代解析による地下水の平均年代

水理地質構造モデルや与えた水理・物質移行パラメータの妥当性検証のために、地下水位や塩分濃度だけでなく、水質データから推定される地下水年代について直接年代解析によって算出した。直接年代解析は、“Age Mass”と呼ばれる水の質量と平均年代の積（次元は、質量×時間）が保存されるとし、溶質の質量保存式とのアナロジーから得られる収支式に基づく手法である。この手法では、水の分子拡散や機械的分散等による混合を考慮することができ、水の平均年代を直接解析することが可能である（森ほか、2011）。解析では、地質分布に基づく水理物性、物質の輸送における拡散係数、分散長等を表 4.4.2.2-1 及び表 4.4.2.2-2 に従って与えた。地質分布図を図 4.4.2.2-8 に、直接年代解析結果を図 4.4.2.2-9 に示す。図 4.4.2.2-10 及び図 4.4.2.2-11 に陸域を中心とする拡大図を示す。

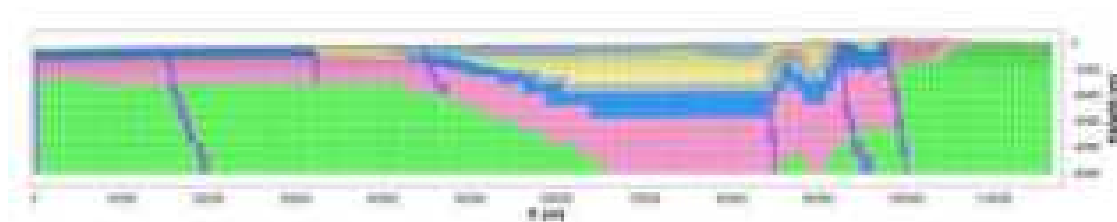


図 4.4.2.2-8 対象とする地質断面の岩相分布図.

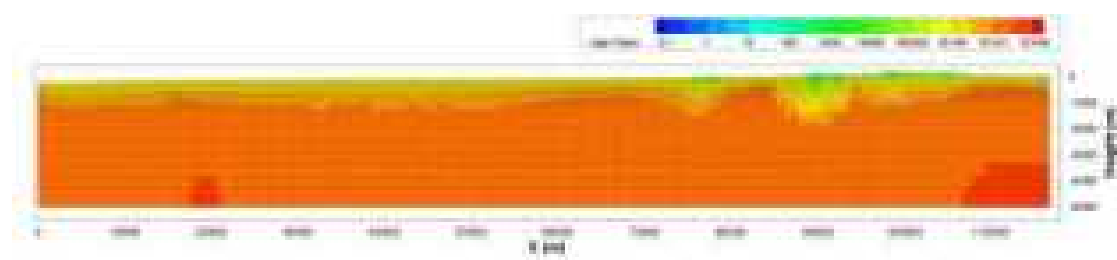


図 4.4.2.2-9 海水位 0m（現在）における直接年代解析結果.



図 4.4.2.2-10 対象とする地質断面図（拡大図）. 海岸線は横軸約 78000 の位置.



図 4.4.2.2-11 海水位 0m（現在）における直接年代解析結果（拡大図）.
海岸線は横軸約 78000 の位置.

これらの結果から次のことがわかる.

- ・ 涵養がある地表面一体が最も若い年齢の水となり、その下部に浸透した水が周辺の塩水より若い状況がみられる. 最大 1000m 弱まで淡水が潜り込んでおり、年齢的には数万年～10 万年オーダーとなっている.
- ・ 海洋側には海底付近に 3 回目の海退時に涵養されたと考えられる若い水（1 万年～10 万年程度）が残留している状況がわずかにみられる.

4.4.2.3 断層等の水理地質構造を表現できるモデル要素分割法に関する検討（幌延地域）

構造運動に伴う断層の発生や褶曲構造の発達は、堆積岩地域の水理地質構造を変化させ、特に、母岩の破壊と大きな変形が生じる断層とその周辺では透水性が局所的に大きく変化するため、広域的な地下水流動系の評価では、その水理的な機能（遮水・通水）の設定が重要となる. 断層の規模（幅・長さ）は、母岩の種類や断層の生成過程に依存するものの、断層周辺の透水

性は、断層の幅・長さとの相関性があることが知られている(Vermilye and Scholz, 1998). 一般的には、図 4.4.2.3-1 に示すように、断層の中心部(断層コア)は細粒・未固結物質が充填されるため低透水性であり、断層コアの外側に形成されるダメージゾーンは、母岩よりも透水性が高いと考えられている(Bense et al., 2013).

既往の広域地下水流動解析では、断層領域(断層コア及びダメージゾーン)を数百 m サイズの格子要素で代表させることが多く、その場合には、断層領域における透水性の分布は表現されない. 断層領域の透水性分布を表現するためには、数 m ～数十 m サイズまでの要素を用いる必要があるが、広域を対象とするモデル化では要素数が飛躍的に大きくなり、試解析を複数回実施する必要がある場合などでは、効率的ではない. また、既往の解析事例では複数層に渡る断層に対して一様な透水性を設定することが多いが、このような断層の取り扱いでは、断層の水理的機能が断層と母岩のそれぞれに設定した透水性の相対的な大小関係で決まり、遮水・通水の別は各層(若しくは深度)によって異なることとなる. その結果、図 4.4.2.3-1 に例示した断層領域の透水性分布を断層全体に沿って表現できないこととなる.

本項では、広域を対象とする地下水流動解析において、断層領域の水理的機能をより詳細に設定できるモデル化の方法を検討する. さらに、この方法を北海道幌延地域の水理地質構造のモデル化に適用し、地下水流動の試解析を行い、断層領域のモデル上での詳細な表現によって断層沿いの地下水流動状況がどのように異なるかを検証する.

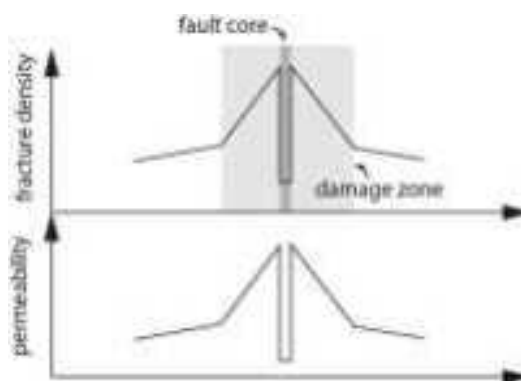


図 4.4.2.3-1 岩石のき裂の密度と透水係数の概念図(Bense et al., 2013)

1) ヴォロノイ分割法による水理地質構造のモデル化

水理地質構造のモデル化では、一般的に格子要素や三角形(柱)要素が用いられることが多いが、局所的な水理地質構造の変化(ここでは、断層領域)を詳細に表現するためには、その局所的变化を囲う領域を小さなサイズの要素で分割し、要素数を増加させる必要が生じる. この問題を回避する方法として、ここでは、流動解析コードとして有限体積法に基づく TOUGH2 を採用し、モデル分割には、要素の代表点の配置が任意に行えるヴォロノイ図を使用する.

図 4.4.2.3-2 に、ヴォロノイ分割法による断層領域を想定した 3 次元での要素分割例を示す. 図中、母岩、ダメージゾーン、断層コアを想定した要素のサイズは相対的に小さく設定されており、各サイズの比は任意に設定することが可能である. また、この分割法によって図 4.4.2.3-1 に示した断層領域での透水性分布を詳細に表現することも可能となる. さらに、ヴォロノイ分割法では、要素代表点が任意に設定できることから流動解析でキャリブレーションポイントとなる観測井での各深度の計算値が得られ、解析モデルのキャリブレーション精度の向上が見込まれる.

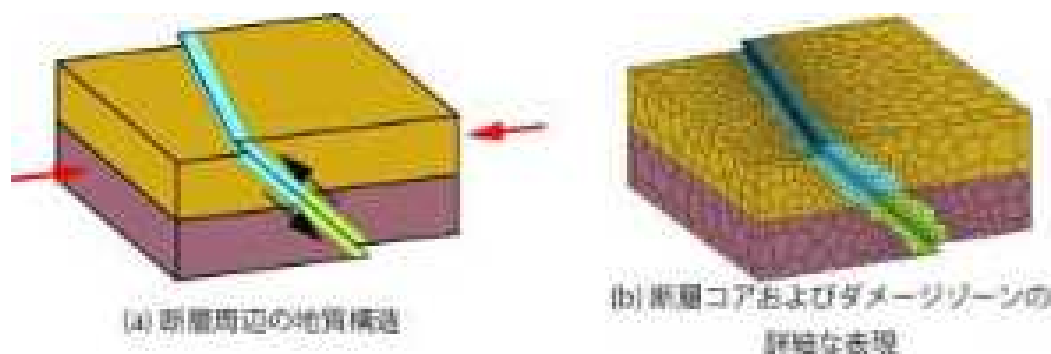


図 4.4.2.3-2 ヴォロノイ分割による断層領域の要素分割の例. (a)断層周辺の水理地質構造（各色は異なる水理物性を表わしている）と(b)その要素

2) 幌延地域を対象とする地下水流動解析

4.4.2.2 項と同様に北海道幌延地域を対象として、断層領域の水理的機能をヴォロノイ分割に基づいた水理地質構造モデルによる断面 2 次元地下水流動解析を実施し、ヴォロノイ分割に基づく水理地質構造のモデル化手法について検討する。

(1) 解析モデルの構築

4.4.2.2 項で作成した地質構造モデル（図 4.4.2.2-3）を用い、北海道幌延地域を想定した断面 2 次元モデルを作成した。地層及び断層の形状は、図 4.4.2.2-3 から座標値を抽出し、アキマ補間によって曲線として補間した。図 4.4.2.3-3 にヴォロノイ分割法によって作成した解析モデルを示す。モデル全要素数は図 4.4.2.2-3 では 6291 個であるのに対し、図 4.4.2.3-3 では 11030 個となった。図 4.4.2.3-3c にヴォロノイ分割で作成した要素を、図 4.4.2.3-3d に 4.4.2.2 で用いた格子要素を示す。格子分割によるモデル化（図 4.4.2.3-3d）では、断層の要素分割はモデル全体の鉛直及び水平方向の分割幅に依存しており、断層領域においてさらに詳細な要素分割を行うためには非常に多くの要素が必要となることが分かる。一方、考案した方法（図 4.4.2.3-3c）では、ヴォロノイ要素のサイズは地層境界面と断層面からの距離に依存するため、地層境界面と断層面に近づくに要素サイズは小さく設定される。このようにモデル中の局所的な水理地質構造の表現には、本項で考案した地質構造の境界面を基準としてヴォロノイ要素を配置する手法が有効であることが分かる。

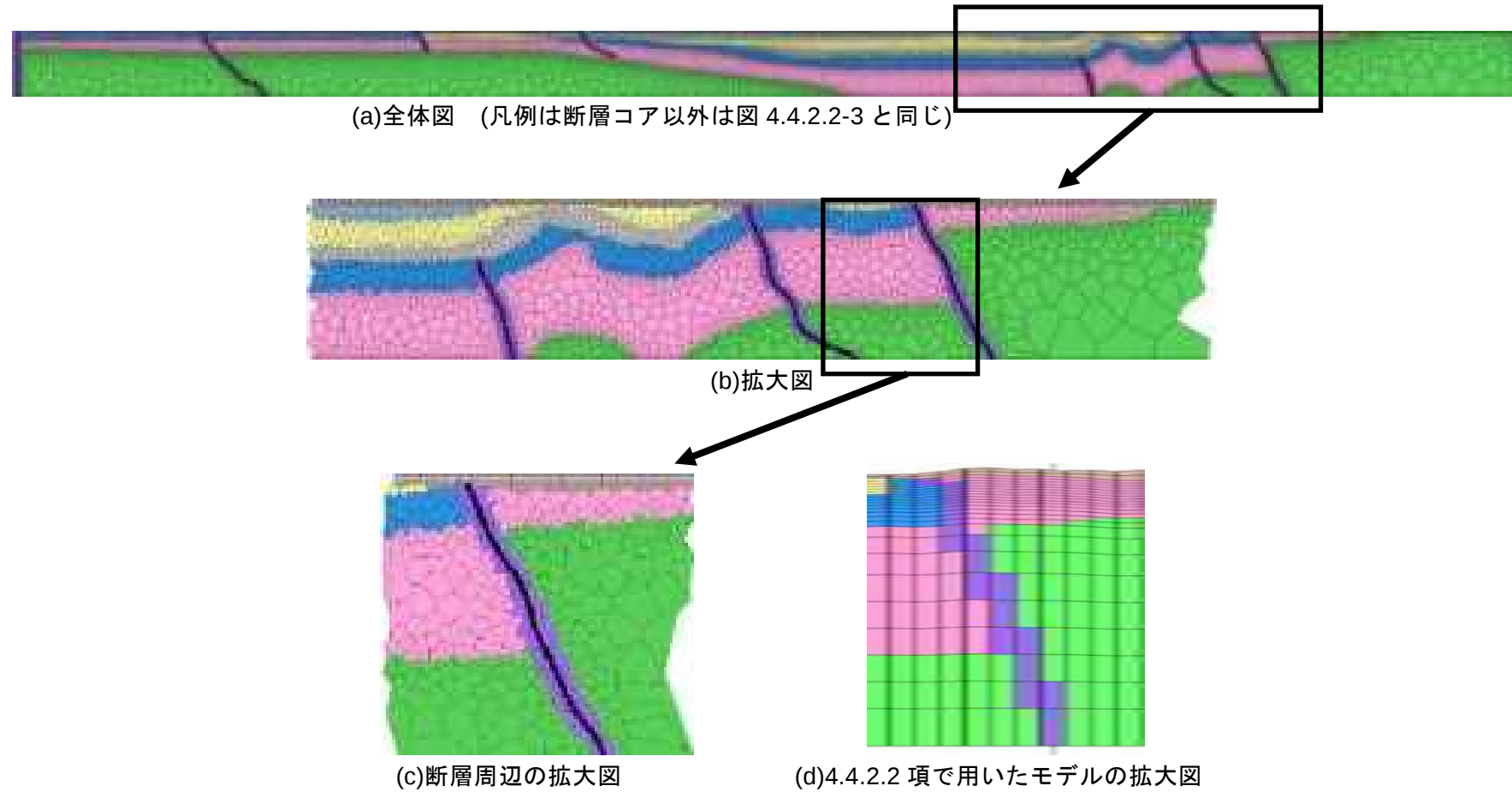


図 4.4.2.3-4 解析モデル(11030 要素)

(2) 水理・物質移行パラメータの設定

本解析モデルでは、図 4.4.2.3-5 に示すように、断層領域を、断層コア、ダメージゾーン 1、ダメージゾーン 2 と三つに分け、それぞれの透水係数を、表 4.4.2.3-1 に示すように設定した。一定モデルの断層領域（断層コア及びダメージゾーン 1 及び 2）の透水係数は、周囲母岩の透水性に係わらず 10^{-8} m/s とした。高透水モデルでは、断層領域すべての透水係数を深度毎に異なる各母岩よりも 2 桁高くなるため、水理的には周囲母岩を貫く通水経路として機能する。低透水モデルでは、逆に断層領域すべての透水係数を母岩よりも 2 桁低くなるため、水理的には遮水壁として機能する。3 層モデルでは、断層コアは透水係数が周辺岩盤の透水性より 2 桁低く、ダメージゾーン 1 は 2 桁高く、ダメージゾーン 2 は 1 桁高く設定しているため、断層に沿う鉛直方向では通水経路となり、断層をまたぐ水平方向では遮水壁として機能する。なお、断層コア及びダメージゾーンの幅を、ここでは数十～数百 m と設定しているが、技術的には数 m の幅で設定することも可能である。各母岩に対して水理パラメータは表 4.4.2.2-1 と同様とした。

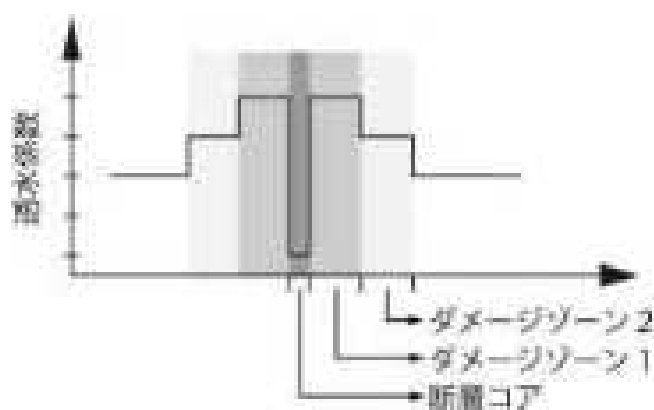


図 4.4.2.3-4 断層領域の要素分割と透水係数設定の関係。

表 4.4.2.3-1 断層領域の透水係数の設定方法

断層領域透水 性モデル	断層コア (断層中心から 50m)	ダメージゾーン 1 (断層コアから 200m)	ダメージゾーン 2 (ダメージゾーン 1 から 250m)
一定モデル		1.0×10^{-8}	
高透水モデル		$k \times 10^{+2}$	
低透水モデル		$k \times 10^{-2}$	
3 層モデル	$k \times 10^{-2}$	$k \times 10^{+2}$	$k \times 10^{+1}$

K : 周辺母岩の透水係数(m/s)

(3) 解析条件

前述した各断層領域透水モデルと断層と周囲の地下水流動状況の関係を調査するため、ここでは、密度流の影響が現れないように塩分濃度をモデル全体で 0 とした。流体圧力の初期値は、深度に応じた静水圧を与えた。境界条件は、モデルの側面及び底面は不透水境界とし、海水面は現在の標高で固定した。モデル上面の流体圧は、海域では大気圧と海水(塩分濃度 0 と仮定)による静水圧とし、陸域では大気圧とした。これらの条件下において TOUGH2 によって圧力分布が平衡状態となるまで非定常解析を実施した。

(4) 解析結果

各断層領域透水モデルを用いた流動解析・移行解析におけるポテンシャル流動による物質移行量を推定するために、各モデルで顕著な水頭の変動が見られた陸域について、水頭及び流速の詳細分布の対比を行う。図 4.4.2.3-5～8 に大曲断層と幌延断層の断層領域（断層コア並びにダメージゾーン 1 及び 2）での詳細な流速分布を水頭分布とあわせて示す。

図 3.2.3.2-7 の b～d に示されるように、断層領域の水理的機能として遮水性を強く表現した低透水モデルでは、断層周囲の流速は他のモデルの流速と比較して非常に小さく、断層から離れた母岩において流速は小さい。

断層領域を断層に沿った通水経路として表現する高透水性モデル及び 3 層モデルでの流速は、断層領域の流速は母岩と同程度あるいは若干大きな値となっている（図 3.2.3.2-6 & 8 の b～d）。また、これらのモデルでは、モデル上部の標高と水理地質的条件に従って、大曲断層と幌延断層に沿ってそれぞれ上昇流と下降流が現れている。これらのモデルの断層領域における局所的な流速を比較すると、3 層モデルから得られた流速の方が高透水性モデルから得られたものと比較して大きい。この原因としては、3 層モデルでは断層コアが低透水性であるため局所的な水頭勾配が大きくなる傾向にあるためと考えられる。

一定モデルより得られた流速ベクトルは他のモデルと比較してランダムである（図 3.2.3.2-5 の b～d）。これは断層領域と母岩の透水性の大小関係が増幌層と白亜紀系の地層で同一ではないためである。

断層領域透水性モデル＝一定モデル

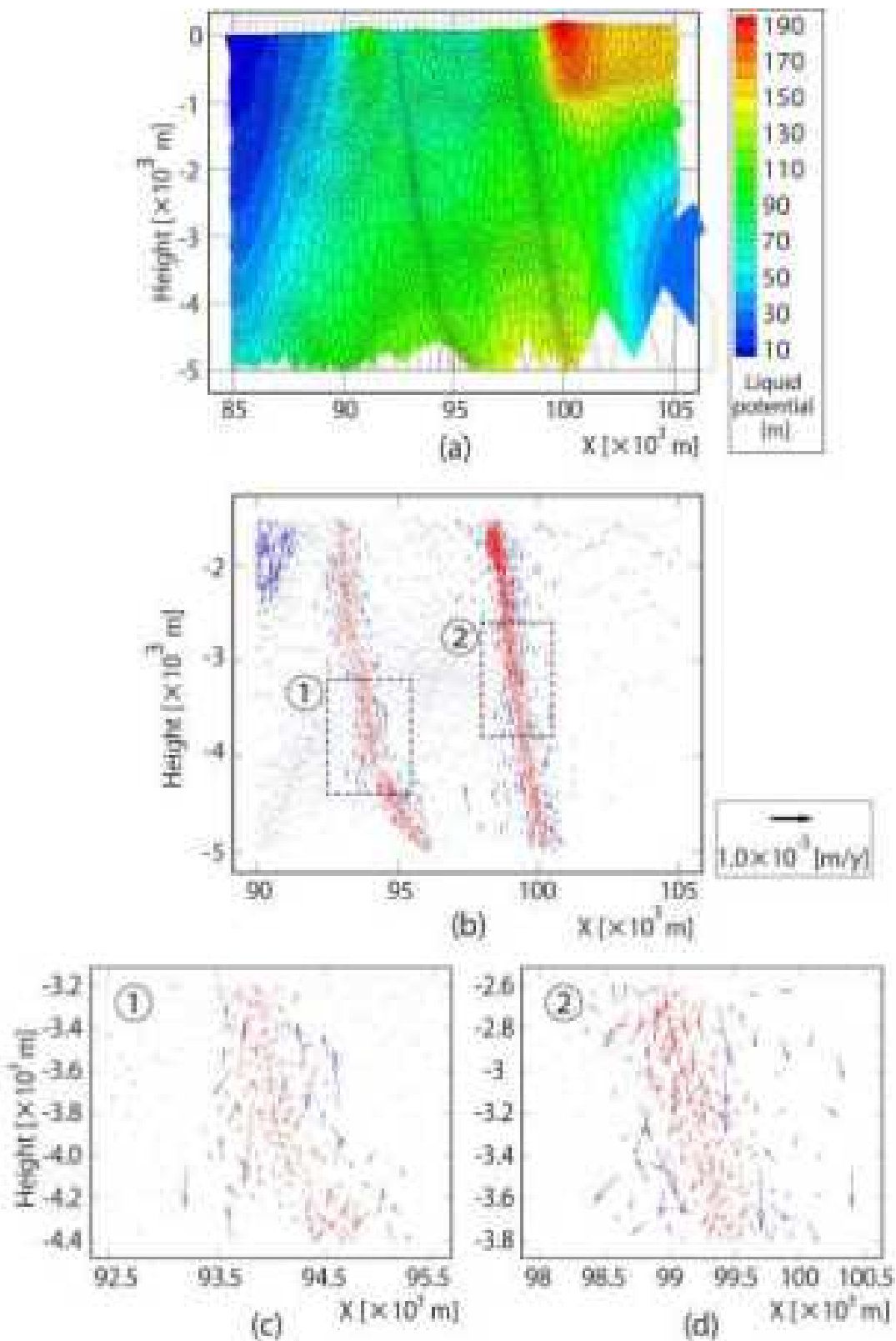


図 4.4.2.3-5 一定モデルにおける大曲断層及び幌延断層周辺の (a)水頭分布, (b)流速ベクトル, (c)大曲断層近傍の流速ベクトルの拡大図, (d)幌延断層近傍の流速ベクトルの拡大図.

図中, ベクトルの赤色及び青色はそれぞれ断層領域及び母岩での流速を表す.

断層領域透水性モデル＝高透水性モデル

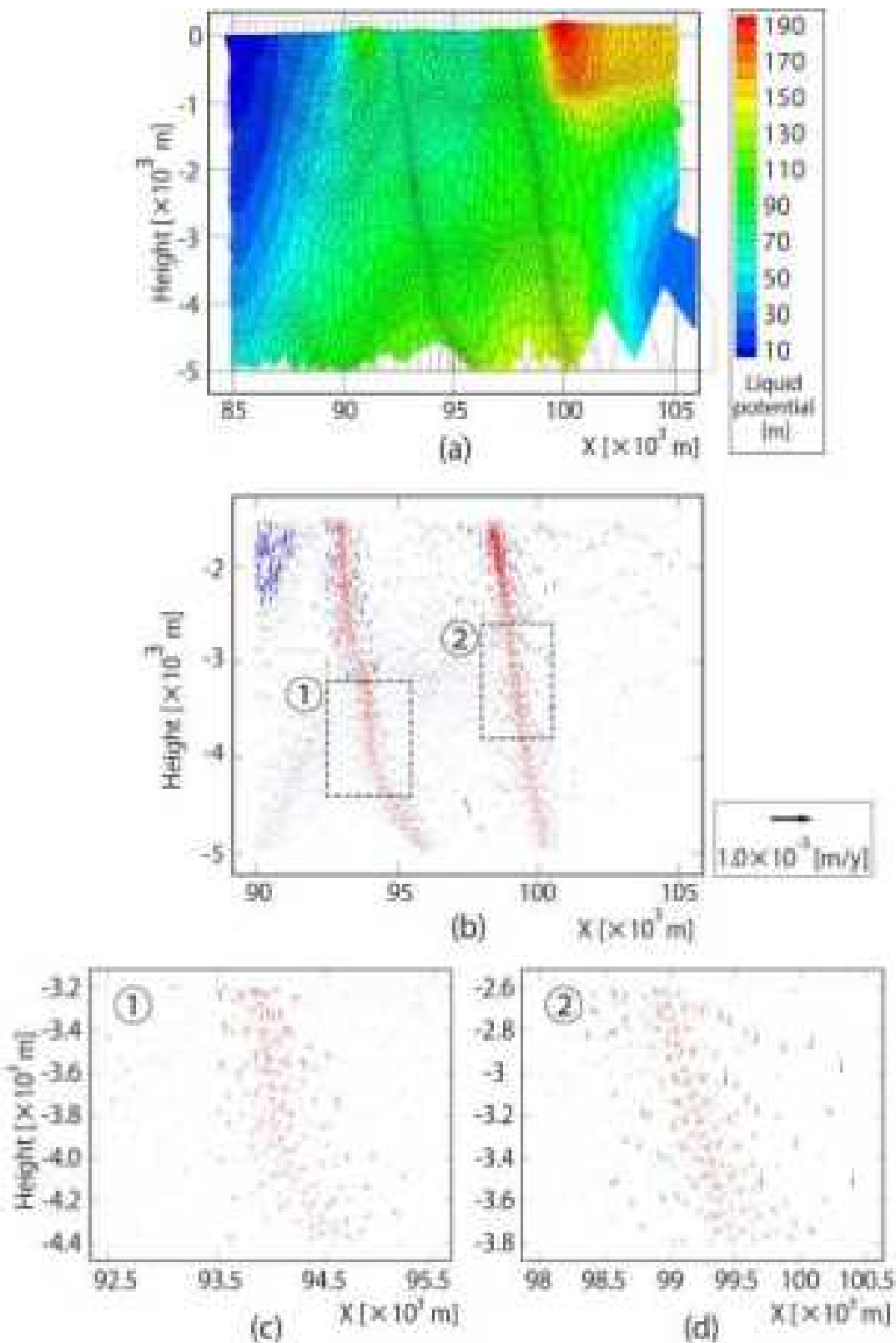


図 4.4.2.3-6 高透水モデルにおける大曲断層及び幌延断層周辺の (a)水頭分布, (b)流速ベクトル, (c)大曲断層近傍の流速ベクトルの拡大図, (d)幌延断層近傍の流速ベクトルの拡大図.

図中, ベクトルの赤色及び青色はそれぞれ断層領域及び母岩での流速を表わす.

断層領域透水性モデル＝低透水性モデル

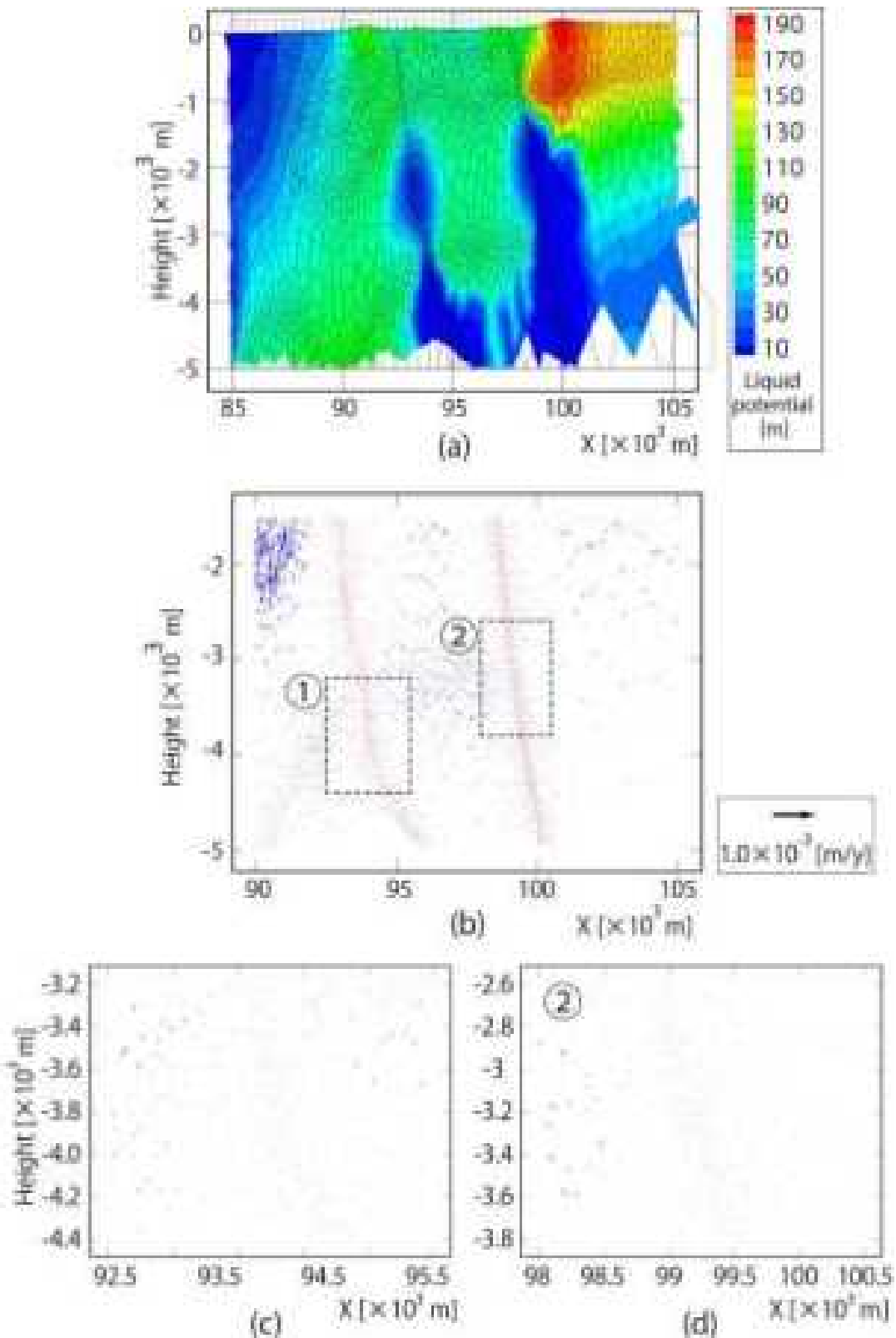


図 4.4.2.3-7 低透水モデルにおける大曲断層及び幌延断層周辺の (a)水頭分布, (b)流速ベクトル, (c)大曲断層近傍の流速ベクトルの拡大図, (d)幌延断層近傍の流速ベクトルの拡大図.

図中, ベクトルの赤色及び青色はそれぞれ断層領域及び母岩での流速を表わす.

断層領域透水性モデル＝3層モデル

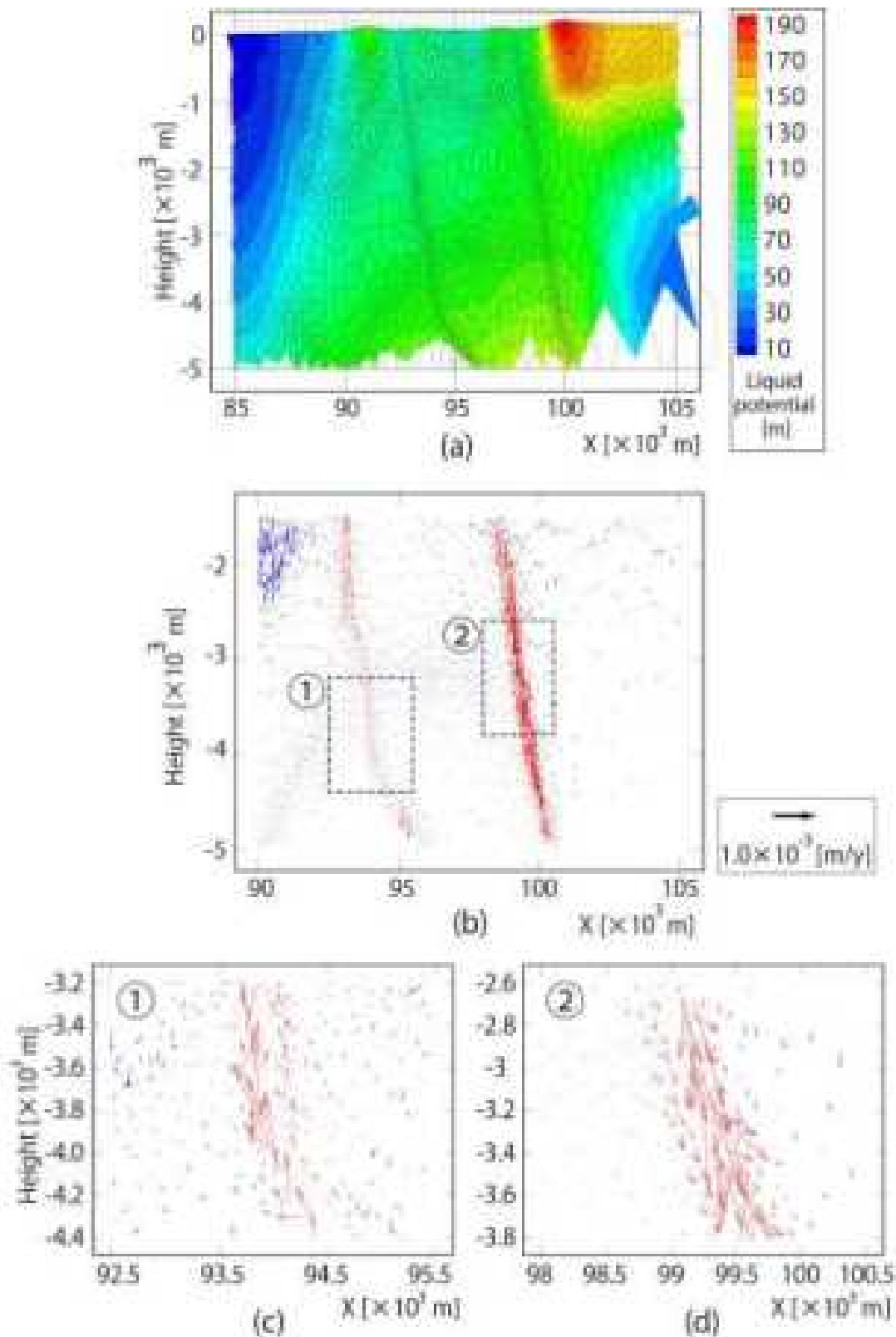


図 4.4.2.3-8 3層モデルにおける大曲断層及び幌延断層周辺の (a)水頭分布, (b)流速ベクトル, (c)大曲断層近傍の流速ベクトルの拡大図, (d) 幌延断層近傍の流速ベクトルの拡大図.

図中、ベクトルの赤色及び青色はそれぞれ断層領域及び母岩での流速を表わす。

3) ヴォロノイ分割に基づく水理地質構造の詳細なモデル化方法の検討

断層領域の水理解析上の取り扱いを詳細に検討するためにヴォロノイ分割に基づく水理地質構造の詳細なモデル化方法を考案し、北海道幌延地域の水理地質構造を再現する断面2次元モデルの作成に適用し、断層に遮水・通水機能を持たせる透水係数の分布を与え定常的な流動場での水頭及び流速分布を評価した。その結果、断層領域を通水経路として表現するモデル間では水頭分布には顕著な差異が現れないものの、流速ベクトルには大きな差が現れることが明らかとなった。特に、断層領域の透水係数を母岩と相対的に大きく設定することによって、異なる地層を貫く断層沿いに一様な流速ベクトルを表現することが可能であり、さらに、断層領域を断層コア及び複数のダメージゾーンに分割し透水性を分布させるモデルでは、母岩と断層領域の流速に明確な差を与えることが可能となった。また、断層領域の透水係数を隣り合う母岩の透水係数と相対的に小さくした解析モデルでは、断層領域だけではなく、モデル上の他の領域にも水理的に停滞する箇所を発生させており、断層が大規模な遮水壁として機能する場合には広域に亘ってその影響が現れるかもしれない。

本項では、水理地質構造上を踏まえた局所的なモデル要素分割と水理物性分布の設定が、広域流動解析において非常に有用であることが示された。特に、断層領域の断層コア及びダメージゾーンの透水性を近接する母岩の透水性と関連付け、相対的な透水係数の値を設定することは、実際の断層の水理的機能を解析上再現する上で重要と考えられる。今後は、断層領域における断層コア及びダメージゾーンの透水係数分布が得られている調査地域を対象にここで考案したモデル化手法の適用を図り、その有用性をさらに検証することが必要である。

【まとめと今後の課題】

第4.4章では、水文地質学的変動の支配的要因と考えられる海水準変動・構造運動等の自然事象に関連して、過去数10万年程度の海水準変動・構造運動が今後も継続する将来の期間に対応した水文地質学的変動モデルの構築手法・長期予測の精度・確度等を取りまとめ、課題を抽出した。以下に、結果をまとめ、今後の課題について記述する。

まとめ

1) 地質学的変動・海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討

(1) 海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討（広島花崗岩分布地域）

- ・広島花崗岩分布地域を対象とした深層地下水系の現地調査と地下水年代等の解析の結果、①縄文海進期以前の古い海進期に侵入したことが想定される古海水が残存していないこと、②最終氷期に活発化した地下水流動系による塩水のフラッシングが起こったと想定されること、③広島花崗岩分布地域沿岸域の相対的に新しい塩水の分布範囲は縄文海進最盛期の海岸線より海側に位置していること、④縄文海進期以降に当時の海水が少なくとも1,700m程度の深層まで侵入したこと等が明らかになった。
- ・縄文海進期以降の海水の1,700m程度までの侵入は、海外の結晶質岩沿岸域で報告されている完新世の海水の侵入深度（～1,000m）に比較して非常に大きな値である。
- ・縄文海進期以降の海水侵入の駆動力は、縄文海進期以降に浸水した海水と地下深部に存在する淡水との密度差と考えられる。また、広島花崗岩沿岸域における亀裂の透水性が高いことに加え、氷期の流出域の拡大・移動距離が非常に大きいという地形条件が塩水の洗い出しに寄与しているものと考えられる。
- ・広島花崗岩沿岸域における塩水・淡水の分布と年代を基に、氷期—間氷期の地下水流動系変化を、(a)最終氷期、(b)完新世海進期、(c)現在の3期に分けて概念モデル化を行った。

(2) 地質学的変動・海水準変動を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討（上北平野）

- ・上北平野地域を対象とした深層地下水系の現地調査と地下水年代等の解析の結果、①塩水成分の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比は帯水層を構成する地層と放射平衡に達しているものがほとんどであり、100万年以上に相当する非常に古い塩水が残留していること、②淡水成分の ^{14}C 年代はおおよそ1万年前程度に相当する値を示し、酸素・水素同位体比が低い値を示すことから、最終氷期後期頃の天水によって涵養された地下水であること、③最終氷期に涵養された淡水の到達深度が1,000m以上に達すること、④古い地下水年代を示す塩水は必ずしも閉鎖的に取り残されているとは限らず、氷期には天水起源の淡水の地下水流動により徐々に希釈されつつ存在していること等が明らかになった。
- ・最終氷期に涵養された淡水の到達深度が1,000m以上に達することは、国内の他の堆積岩沿岸域（幌延）（～500m；Ikawa et al., 2014）や海外の堆積岩地域（イギリス East Midlands）（～600m；Edmunds, 2001）の事例と比較してかなり大きな値である。
- ・上北平野沿岸域における塩水・淡水の分布と年代を基に、氷期—間氷期の地下水流動系変化を、(a)最終氷期、(b)現在の2期に分けて概念モデル化を行った。

(3) 地質学的変動に伴う高温泉湧出の可能性とその影響に関する検討（福島県浜通り地震）

2011年東北地方太平洋沖地震により誘発されたいわき内陸地震(Mw7.0)の影響により、いわき市において、約6年経過した現在も温泉湧出が続いている。湧出の原因と熱水の上昇経路及び成因について整理・検討した結果は下記のようにまとめられる。

- (1) 温泉湧出は正断層型のいわき内陸地震により、いわき直下に存在が推定される大型の熱

水リザーバーからの熱水の供給路の透水性の上昇の可能性が考えられる。

- (2) その結果、浅層-深層地下水系全体に影響する水頭ポテンシャルの増加が生じ、水質の異なる地下水、温泉水の湧出が起きたと考えられる。
- (3) 湧出量の減衰がみられない原因は熱水リザーバーの規模が大きいためである可能性がある。
- (4) 深部からの熱水の起源は、その化学・同位体組成から太平洋スラブの海水起源の間隙水に続成流体が付加された熱水が、地下 50km 付近で絞り出されたもの (Togo *et al.*, 2014) と考えられ、分岐断層 (Imanishi *et al.*, 2012) を水みちとして、西方へ上昇していると考えられる。

2) 地質学的変動・海水準変動を考慮した水文地質学的変動モデルの構築手法と長期予測に関する検討

(1) 海水準変動が稚内層の地下環境に及ぼす影響に関する検討（幌延地域）

- ・稚内層の地下 200m 以深の塩分移行現象では拡散現象が支配的であり、幌延地域の地下深部に存在する比較的高濃度の塩水は地層形成時にトラップされた海水が地表付近の天水に向けて超長期に亘って拡散によって移行しているものと考えられる。
- ・稚内層の異常間隙水圧を示す層準から採取されたコア試料を対象とした化学的浸透実験結果と反射係数モデルから算出された浸透圧の理論値は、観測された異常間隙水圧と整合的な値を示す。幌延地域の深部で観測される静水圧から乖離する高い間隙水圧（異常間隙水圧）は、稚内層の地下水中に含まれる塩分濃度差と稚内層珪質頁岩の半透膜性に誘発される化学的浸透による浸透圧である可能性が高いと考えられる。

(2) 地質学的変動・海水準変動を考慮した水文地質学的変動モデルの構築手法と長期予測に関する検討（幌延地域）

- ・過去数 10 万年間の海面変化の影響を考慮した地下水流動／物質移行解析を行うため、断面 2 次元モデルによる試解析を行った。解析測線は、西側は電力中央研究所 (2013) と同じとし、東側は電力中央研究所 (2013) が設定した山頂部から東北東側に約 12km 延長・拡大した地点（谷地形と湿地帯の存在から定水頭境界とみなせる地点）までとした。解析格子は、水平方向の平均的な解像度を 500m とし、鉛直方向では 50m～500m 程度で深度方向に徐々に解像度が粗くなるようにした。地質構造は電力中央研究所 (2013) を参考にし、水理・物質移行パラメータ等の初期設定値は電力中央研究所 (2013) で使用された値を基本としたが、キャリブレーションの結果として、断層の透水係数は 1 桁低い値を用いた。
- ・海水準変動は、時間とともに直線的な海退期 10 万年（海水準-120m）と海進期 2 万年（海水準+5m）とを 1 サイクルとし、3 サイクルを解析期間とした。なお、現在を海水位 0m、縄文海進最盛期の最高水位+5m からの経過時間 4,000 年として、解析出発時点を 36.4 万年前とした。
- ・解析ケースは、海水準変動に加えて、ケース 1: 隆起量=0m/kyr および陸域涵養量=100mm/yr, ケース 2: 隆起量=0.3m/kyr および陸域涵養量=100mm/yr, ケース 3: 隆起量=0.3m/kyr および陸域涵養量=100mm/yr（最大海進時）～0mm/yr（最大海退時）を線形補間の 3 ケース実施した。
- ・内陸部の大曲断層の東西のボーリング地点（HDB-10 孔および HDB-7 孔）と沿岸域ボーリング地点（幌延町浜里地区）の 3 地点をキャリブレーション・ポイントとして設定し、水頭および塩分濃度の深度プロファイルと比較し、概ね類似した値を示すことを確認できたが、一部において計算値の傾向が観測値と適合せず、境界条件やパラメータの見直しが必要である。
- ・解析開始時点で地層が海水で満たされていると仮定した洗い出し解析では、ケース 2 及びケ

ース3では、ケース1よりも淡水化が遅れるが、3サイクル目は全ケースではほぼ同じ海水準変動が与えられるため、3つのケースの最終的な淡水化パターンは類似したものとなった。

- ・水質データから推定される年代を用いた直接年代解析の結果、涵養がある陸域地表面は若い年齢の水となるが、海洋底近傍には海退時に涵養された1万年～10万年程度の年齢の水が存在する可能性が示唆された。また、若い年齢の水の地下への侵入深度は、涵養標高と地質構造に依存するパターンが示された。

(3) 断層等の水理地質構造を表現できるモデル要素分割法に関する検討（幌延地域）

- ・断層等の複雑な水理特性（例えば、断層中心部（断層コア）は母岩よりも低透水性であるが、断層コアの外側に形成されるダメージゾーンは母岩よりも高透水性である等）を解析モデルとして取り扱うため、計算点の配置に対して自由度の高いヴォロノイ分割法の適用性について検討し、幌延地区を対象に試解析を行った。その結果、断層領域を通水経路として表現するモデル間では水頭分布には顕著な差異が現れないものの、流速ベクトルには大きな差が現れることが明らかとなった。特に、断層領域の透水係数を母岩と相対的に大きく設定することによって、異なる地層を貫く断層沿いに一様な流速ベクトルを表現することが可能となった。断層領域を断層コア及び複数のダメージゾーンに分割し透水性を分布させるモデルでは、母岩と断層領域の流速に明確な差を与えることが可能となった。また、断層領域の透水係数を隣り合う母岩の透水係数と相対的に小さくした解析モデルでは、断層領域だけではなく、モデル上の他の領域にも水理的に停滞する箇所が発生しており、断層が大規模な遮水壁として機能する場合には、広域に亘ってその影響が現れる可能性を示唆しているかもしれない。
- ・水理地質構造上を踏まえた局所的なモデル要素分割と水理物性分布の設定が、広域流動解析において有用であることが示された。特に、断層領域の断層コア及びダメージゾーンの透水性を近接する母岩の透水性と関連付け、相対的な透水係数の値を設定することは、実際の断層の水理的機能を解析上再現する上で重要と考えられる。

今後の課題

1) 地質学的変動・海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討

(1) 海水準変動等を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討（広島花崗岩分布地域）

- ・深層地下水系の深度方向の塩淡境界のような水文地質学的変動モデルの境界条件となる field data を取得することが望ましい。
- ・深層地下水の詳細調査において、同一の断層系から揚水していると推定される他事例について詳細な調査を行い、海水準変動の影響について把握・検討することが望ましい。
- ・縄文海進期以降の海水の1,700m程度までの侵入現象に関して、パラメトリック・スタディーや感度解析などの数値解析的手法を援用して、実際に起きている事象が再現可能であるか、また再現するための因子・境界条件の範囲等について検討することが望ましい。

(2) 地質学的変動・海水準変動を考慮した地下水流動系の評価手法と長期予測に関する検討（上北平野）

- ・氷期の淡水の流動深度を規定する主な要因として、地質条件、氷期の海水準、涵養域の場所および標高が挙げられている (Edmunds, 2001; McIntosh et al., 2012)。上北平野においては、氷期の流出域の移動距離が大きく、想定される涵養域として平野西部に標高1,000 m以上の山地が存在するという地形条件が寄与している可能性がある。しかしながら、上北平野と山地との間には野辺地断層帯（青森県, 1996）が存在し、野辺地断層帯の水理学的挙動が両者の間の水理学的な連続性に大きく影響するため、今後、野辺地断層帯西方域を含む詳細な現地調査に基づく水理学的連続性の検討と、数値解析的な手法の援用による検証が必要と考え

られる。

- ・上北平野の深層地下水（淡水）の ^{14}C 年代はおよそ1万年前程度に相当する値であり（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア，2011，2012），上北平野内の相対的海面変化の履歴復元にに基づく隆起傾向（宮内，1985；小池・町田，2001）が深層地下水流動系に及ぼす影響については解析・検討に値するfield dataが得られていない。
- ・上北平野南端の馬淵川流域付近に推定される不連続構造沿いの深部流体の湧出についても，詳細調査に基づく検討が必要である。

(3) 地質学的変動に伴う高温泉湧出の可能性とその影響に関する検討（福島県浜通り地震）

- ・いわき市でみられた高温泉湧出現象が他の地域で起こりうるかどうかについては，いわき地域と同様の熱水供給システム（スラブ間隙水の絞り出し—分岐断層—大型の熱水溜まり）が存在しているかどうかを確認することがまず重要である。宮城県の太平洋側でも，微小地震活動が活発な帯がみられ，スラブ間隙水の上昇と関係がある可能性がある。
- ・東北地方沿岸部におけるスラブ間隙水の上昇に関して，地域性があることは明らかである。地域性の原因及びいわき地域以外の場所でのスラブ間隙水の上昇先に関して今後も検討を続ける必要がある。
- ・熱水上昇の発端となった正断層型内陸地震が他の地域で発生しうるかについて，地域応力場等の検討も重要である。

2) 地質学的変動・海水準変動を考慮した水文地質学的変動モデルの構築手法と長期予測に関する検討

(1) 海水準変動が稚内層の地下環境に及ぼす影響に関する検討（幌延地域）

- ・稚内層珪質頁岩の各種物性には応力依存性が認められるため，三軸圧縮透水試験の載荷経路を変えた試験を行い，試験結果の応力依存性や載荷経路依存性について検討することが望ましい。
- ・稚内層珪質頁岩の反射係数の応力依存性について，①堆積後の圧密過程，②その後の隆起・侵食過程で変化する応力履歴等を明らかにし，③稚内層珪質頁岩の他層準の反射係数の応力依存性に関するデータを蓄積することが必要である。また，反射係数の応力依存性について一般化するためには，他の堆積岩地域の泥質岩の反射係数の応力依存性を更に検討する必要がある。
- ・稚内層を対象とした化学的浸透を考慮した地下水流動／物質移行解析などの数値解析シミュレーションを行い，観測されている間隙水圧・地下水塩分濃度等の深度プロファイルと照合し，事象の再現可能性や再現するための境界条件・因子の範囲等について検討することが望ましい。

(2) 地質学的変動・海水準変動を考慮した水文地質学的変動モデルの構築手法と長期予測に関する検討（幌延地域）

- ・平成28年度に作成した解析モデルを用いて，境界条件や各種因子の範囲等を変えたパラメトリック・スタディーや感度解析などの数値解析を行い，観測された事象等の再現可能性や再現するための境界条件や各種因子の範囲等について検討することが望ましい。

(3) 断層等の水理地質構造を表現できるモデル要素分割法に関する検討（幌延地域）

- ・平成28年度に作成した解析モデルを用いて，境界条件や各種因子の範囲等を変えたパラメトリック・スタディーや感度解析などの数値解析を行い，観測された事象等の再現可能性や再現するための境界条件や各種因子の範囲等について検討することが望ましい。
- ・水理地質構造上を踏まえた局所的なモデル要素分割と水理物性分布の設定が，広域流動解析において有用であることが示されており，断層領域における断層コア及びダメージゾーンの

透水係数分布が得られている調査地域を対象に考案したモデル化手法の適用を図り、その有用性をさらに検証することが望ましい。

【引用文献】

- 天野由記・山本陽一・南條 功・村上裕晃・横田秀晴・山崎雅則・國丸貴紀・大山隆弘・岩月輝希（2012）幌延深地層研究計画における地下水、河川水及び降水の水質データ（2001～2010年度）。日本原子力研究開発機構。
- Andrews, J. N., Davis, S. N., Fabryka-Martin, J., Fontes, J. -Ch., Lehmann, B. E., Loosli, H. H., Michelot, J. -L., Moser, H., Smith, B. and Wolf, M. (1989) The in situ production of radioisotopes in rock matrices with particular reference to the Stripa granite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1803-1815.
- 青森県（1996）津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査。平成7年度地震調査研究交付金成果報告書（概要版），青森県，54 p.
- 青森県環境保健部自然保護課（1997）青森県温泉地質誌。青森県，535 p.
- 荒井 晃（2012）20 万分の 1 海洋地質図「天売島周辺海底地質図」及び同説明書，地質調査総合センター。
- Asahina, D. and Bolander, J. E. (2011) Voronoi-based discretizations for fracture analysis of particulate materials. *Powder Technology*, 213, no. 1-3, 92-99.
- Bense, V. F., Gleeson, T., Loveless, S. E., Bour, O. and Scibek, J. (2013) Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127, 171-192.
- 第四紀地殻変動研究グループ（1968）第四紀地殻変動図。第四紀研究, 7, 182-187.
- 電力中央研究所(2013)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：岩盤中地下水移行評価技術高度化開発）－地下水年代測定技術調査－ 報告書，402 p.
- Edmunds, W. M. (2001) Palaeowaters in European coastal aquifers - the goals and main conclusions of the PALAEWAUX project. in Edmunds, W. M. and Milne, C. J., eds., *Palaeowaters of Coastal Europe: Evolution of Groundwater Since the Late Pleistocene*: London, Geological Society, Special Publication 189, 1-16.
- Ferrill, D. A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S., Armstrong, A. and Morris, A. P. (1999) Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain. Nevada. *GSA Today*, 9, no. 5, 1-8.
- Fifield, L. K., Tims, S. G., Stone, J. O., Argento, D. C. and De Cesare, M. (2013) Ultra-sensitive measurements of ^{36}Cl and ^{236}U at the Australian National University. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B*, 294, 126-131.
- Follin, S., Stephens, M. B., Laaksoharju, M., Nilsson, A. -C., Smellie, J. A. T. and Tullborg, E. -L. (2008) Modelling the evolution of hydrochemical conditions in the Fennoscandian Shield during Holocene time using multidisciplinary information. *Appl. Geochem.*, 23, 2004-2020.
- Fritz, S. J. (1986) Ideality of clay membranes in osmotic processes: A review, *Clays Clay Miner.*, 34, 214-232.
- Gonçalvès, J., Rousseau-Gueutin, P., and Revil, A. (2007) Introducing interacting diffuse layers in TLM calculations: A reappraisal of the influence of the pore size on the swelling pressure and the osmotic efficiency of compacted bentonites, *J. Colloid Interface Sci.*, 316, 92-99.
- Hasegawa, H., Akata, N., Kawabata, H., Sato, T., Chikuchi, Y. and Hisamatsu, S. (2014) Characteristics of hydrogen and oxygen stable isotope ratios in precipitation collected in a snowfall region, Aomori Prefecture, Japan. *Geochem. J.*, 48, 9-18.
- 長谷川琢磨・田中靖治・馬原保典・五十嵐敏文（2004）Äspö Hard Rock Laboratory 建設に伴う

- 地下水流動の変化に着目した解析モデルの検証. 土木学会論文集, 757, 189-202.
- 東元定雄・松浦浩久・水野清秀・河田清雄 (1985) 呉地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 41 p.
- 東元定雄・高橋裕平・牧本博・脇田浩二・佃栄吉 (1986) 大竹地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 70 p.
- 広島市衛生研究所環境科学部 (2000) 広島市における環境放射能調査結果. 広島市衛生研究所年報, 19, 87-88.
- 広島市衛生研究所環境科学部 (2001) 広島市における環境放射能調査結果. 広島市衛生研究所年報, 20, 89-90.
- Ikawa, R., Machida, I., Koshigai, M., Nishizaki, S. and Marui, A. (2014) Coastal aquifer system in late Pleistocene to Holocene deposits at Horonobe in Hokkaido, Japan. *Hydrogeol. J.*, 22, 987-1002.
- 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 (2009) 地下水流動に対する地質環境の長期的変遷の影響に関する研究 (委託研究), JAEA-Research 2009-001, 日本原子力研究開発機構.
- Imanishi, K., Ando, R. and Kuwahara, Y. (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 39, doi:10.1029/2012gl051491.
- 岩井武彦 (1975) 青森県小川原湖畔地域における温泉群の研究. 青森県・三沢市・上北町・東北町, 26 p.
- Kato, A., Igarashi, T., Obara, K., Sakai, S., Takeda, T., Saiga, A., Iidaka, T., Iwasaki, T., Hirata, N., Goto, K., Miyamachi, H., Matsushima, T., Kubo, A., Katao, H., Yamanaka, Y., Terakawa, T., Nakamichi, H., Okuda, T., Horikawa, S., Tsumura, N., Umino, N., Okada, T., Kosuga, M., Takahashi, H. and Yamada, T. (2013) Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 40, no. 2, 273-278. doi:10.1002/grl.50104
- Katsuyama, M., Yoshioka, T. and Konohira, E. (2015) Spatial distribution of oxygen-18 and deuterium in stream waters across the Japanese archipelago. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 1577-1588.
- 気象庁 (2015) 過去の気象データ検索. <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>, 2015 年 1 月 14 日閲覧.
- 小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p. + CD-ROM.
- Kooi, H., Groen, J. and Leijnse, A. (2000) Modes of seawater intrusion during transgressions. *Water Resour. Res.*, 36, 3581-3589.
- 桑代 勲 (1959) 瀬戸内海海底地形. 地理学評論, 32, 24-35.
- Laaksoharju, M., Tullborg, E. -L., Wikberg, P., Wallin, B. and Smellie, J. (1999) Hydrogeochemical conditions and evolution at the Äspö HRL, Sweden. *Appl. Geochem.*, 14, 835-859.
- 町田 洋・小野 昭・河村善也・大場忠道・山崎晴雄・百原 新 (2003) 第四紀学, 朝倉書店, 323p.
- 増田富士雄・宮原伐折羅・広津淳司・入月俊明・岩淵 洋・吉川周作 (2000) 神戸沖海底コアから推定した完新世の大阪湾の海況変動. 地質学雑誌, 106, 482-488.
- 松浦浩久・豊遥秋・佃栄吉 (1999) 厳島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 37 p.
- McIntosh, J. C., Schlegel, M. E., and Person, M. (2012) Glacial impacts on hydrologic processes in sedimentary basins: Evidence from natural tracer studies. *Geofluids*, 12, 7-21.

- 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. 地理学評論 58, 492-515.
- Mizota, C. and Kusakabe, M. (1994) Spatial distribution of δD - $\delta^{18}O$ values of surface and shallow groundwaters from Japan, south-Korea and east China. *Geochem. J.*, 28, 387-410.
- 百田博宣・藤城泰行・青木謙治・花村哲也 (1987) 降雨浸透を考慮した岩盤中の地下水挙動に関する解析的検討. 土木学会論文集, 379.
- 百田博宣・嶋田純・楠本太 (1981) 原位置実測データーを用いた岩盤内地下水流の解析的検討. 水理講演会論文集, 25, 391-397.
- 森 康二・多田和広・田原康博・登坂博行 (2011) かん養起源及び年代推定の数値解析に関する一考察, 日本地下水学会 2011 年秋季講演会講演要旨, 0-35.
- 森川徳敏・戸崎裕貴 (2013) 非常に古い地下水年代測定のための日本列島の帯水層岩石を対象にしたヘリウム同位体生成速度および放射性塩素同位体放射平衡値データ集. 地質調査総合センター研究資料集, 582, 21 p.
- 宗像雅広 (2014) 放射性廃棄物処分に係る安全評価解析手法の実証的研究, 博士論文, 埼玉大学.
- Neuzil, C. E., and Provost, A. M. (2009) Recent experimental data may point to a greater role for osmotic pressures in the subsurface, *Water Resour. Res.*, 45, W03410, doi:10.1029/2007WR006450.
- 日本原子力研究開発機構地層処分研究開発部門 (2006) 「幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究」の研究成果および今後の計画について, 地質環境の長期安定性研究検討委員会
- 新里忠史・舟木泰智・安江健一 (2007) 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, 113 (補遺), 119-135.
- 生出慶司 (1984) 第四紀火山活動の地域性と島弧-海溝系の会合問題. 地質学論集, 24, 221-232.
- 大熊茂雄・金谷弘 (2011) PB-Rock 21 (日本列島基盤岩類データベース). 産業技術総合研究所 研究情報公開データベース DB087, 産業技術総合研究所. <https://gbank.gsj.jp/pb-rock21/index.html>
- 太田陽子・成瀬敏郎・田中眞吾・岡田篤正 (編) (2004) 日本の地形 6 近畿・中国・四国. 東京大学出版会, 402 p.
- 大竹健司 (2001) 水封式地下岩盤貯槽方式を主力とする LP ガスの国家備蓄の現状. 石油技術協会誌, 66, 183-193.
- 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009 年 7 月 23 日版. 産業技術総合研究所 研究情報公開データベース DB095, 産業技術総合研究所. https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
- 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費 (自然事象等の長期予測に関する予察的調査) 事業: 平成 27 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (編) (2012) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2012 年 7 月 3 日版. 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084, 産業技術総合研究所地質調査総合センター. <https://gbank.gsj.jp/seamless/maps.html>
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2010) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 21 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2011) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 22 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2012) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平

- 成 23 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備：平成 24 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地質処分に係る地質情報データの整備（水理関連情報の整備）：平成 25 年度事業報告書.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費(地質関連情報の整備)事業：平成 26 年度事業報告書.
- Sato, H., Ishiyama, T., Kato, N., Higashinaka, M., Kurashimo, E., Iwasaki, T. and Abe, S. (2013) An active footwall shortcut thrust revealed by seismic reflection profiling: a case study of the Futaba fault, northern Honshu, Japan. EGU General Assembly, Austria Center, Vienna.
- 鈴木 覚・牧内秋恵・國丸貴紀・稲垣 学・藤原啓司 (2014) 地震・断層運動による地質環境への影響. 原子力バックエンド研究, 21, 99-100.
- 高木哲一・水野清秀 (1999) 海田市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 49p.
- 高橋裕平 (1991) 広島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 41p.
- 高橋裕平・牧本博・脇田浩二・酒井彰 (1989) 津田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 56 p.
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y. and Sasada, M. (2004) Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. Earth Planets Space, 56, no. 12, 1191-1194.
- 田中啓策 (1961) 5 万分の 1 地質図幅「上猿払」及び同説明書, 地質調査所.
- Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. Earth Planets Space, 66. doi:10.1186/1880-5981-66-131
- 東北通商産業局総務企画部産業施設課 (1990) 上北地域地下水利用適正化調査報告. 工業用水, 381, 36-46.
- Tosaki, Y., Tase, N., Sasa, K., Takahashi, T. and Nagashima, Y. (2012) Measurement of the ^{36}Cl deposition flux in central Japan: Natural background levels and seasonal variability. J. Environ. Radioact., 106, 73-80.
- Vermilye, J. M. and Scholz, C. H. (1998) The process zone: A microstructural view of fault growth. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103, no. B6, 12223-12237.
- 渡辺満久・中田 高・鈴木康弘 (2008) 下北半島南部における海成段丘の撓曲変形と逆断層運動. 活断層研究, 29, 15-23.
- Werner, A. D., Bakker, M., Post, V. E. A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C. T. and Barry, D. A. (2013) Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges. Adv. Water Resour., 51, 3-26.
- 八島邦夫 (1994) 瀬戸内海の高釜地形に関する研究. 水路部研究報告, 30, 237-327.
- Yokoyama, Y. and Esat, T. M. (2011) Global climate and sea level: Enduring variability and rapid fluctuations over the past 150,000 years. Oceanography, 24(2), 54-69.
- 全国公害研協議会酸性雨調査研究部会 (1995) 酸性雨全国調査報告 (平成 3 年度から平成 5 年度). 全国公害研会誌, 20, 58-130.

4.5 地質・気候関連事象の長期予測の精度・確度と時間スケールとの関係性に関する検討

【実施内容】

平成28年度までの成果及び既往研究成果を基に、地質・気候関連事象の長期予測の精度・確度と時間スケールとの関係性に関する検討結果を取りまとめ、課題を抽出する。以上の成果は、原子力規制委員会が整備する安全評価の時間枠の拡大に伴う予測精度の議論に必要な科学的根拠と、燃料デブリの処分における評価期間の議論に必要な知見に反映される。

4.5.1 地質関連事象の長期予測に関する検討

【成果】

放射性廃棄物の地層処分に關して、処分地に影響を及ぼすと考えられる地質・気象関連事象の相関関係は図4.5.1-1のようにまとめられている。

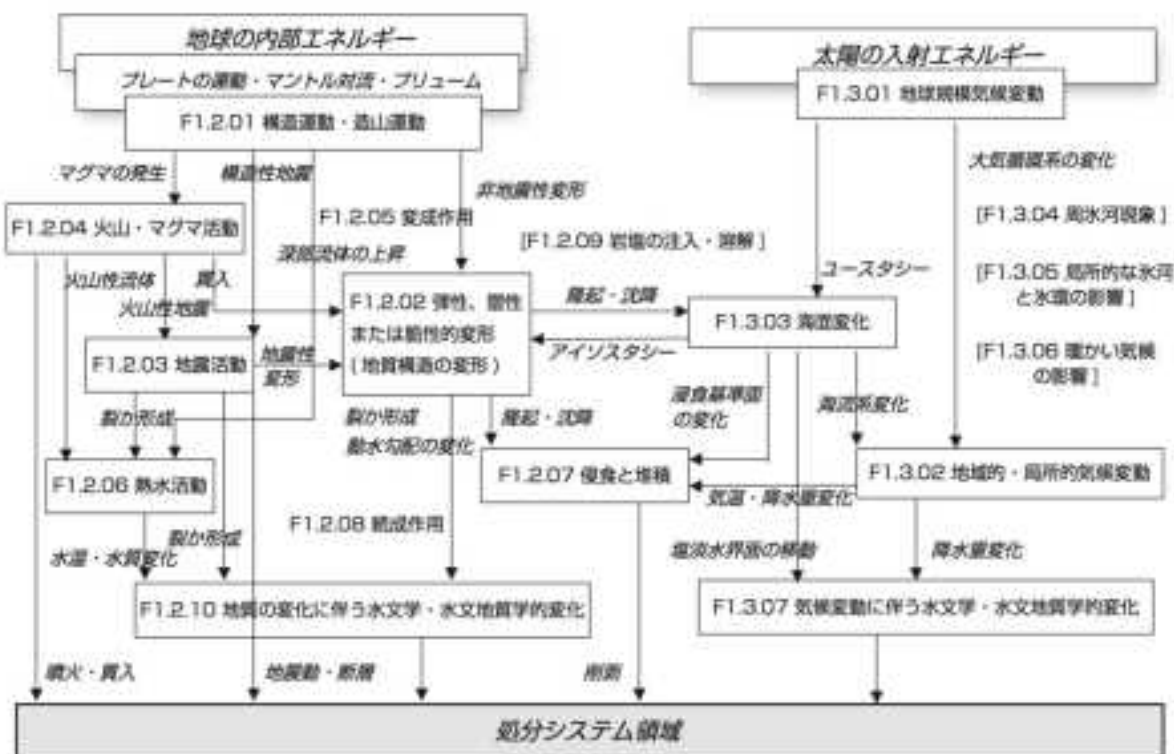


図4.5.1-1 FEPリストに基づく地層処分に於ける地質および気候関連事象の相関図。

Fで始まる番号は、OECD/NEAのFEP番号、矢印はFEP間の影響の伝搬を示す。

(山元・児玉, 2004を一部改変)

ここで示された地質関連事象の長期予測においては、評価対象地域で過去に起きた事象の地質学的な変動傾向を明らかにし、これを将来に外挿することが基本となる。将来10万～100万年間に外挿するのであれば、これと同じかこれ以上の過去にまで遡った履歴データを基にすることが望ましいが、すべての活動履歴が地質学的に保存されているわけではなく、十分な履歴が得られない可能性が高い。そのため、限られたデータから将来予測を行わなければならないが、統計科学的な扱いには適合しないケースが多くなると予想される。そのような場合、超長期にわたる評価対象地域の地質環境の安定性を評価するには、当該地域の地質構造発達史ならびに地形発達史に基づく将来予想（日本列島の進化に対する地球科学的モデル・理論）が必要となる。日本列島は、4つのプレートが収斂する複雑な地質変動帯に属することから、地質変動事

象の履歴・様式・活動度が異なる地質特性をもっており、その場所に対応した地質発達論理を地域毎に考える必要がある。

日本列島は大まかに千島弧、東北日本弧、伊豆－小笠原弧、西南日本弧、琉球弧に分割できる。それぞれを地質変動事象の原動力となっているプレートとの関連でまとめると、千島弧・東北日本弧・伊豆－小笠原弧に対しては太平洋プレートが沈み込んでおり、西南日本弧に対してはフィリピン海プレート北部が、琉球弧には九州－パラオ海嶺以西のフィリピン海プレートが沈み込んでいる。また、千島弧については、島弧に対する太平洋プレートの進行方向が東北日本よりも浅く（斜め沈み込みの傾向が強く）、前弧スリバーの活動など地質変動に影響を及ぼすような相違点も認められる。

すでに図 4.5.1-1 で示したように、各種の地質変動事象（火山・マグマ活動、地震・断層活動、隆起・沈降）はプレート運動を原動力として生じているが、その発生場所や頻度などを制御している原因はそれぞれ異なっている。

火山・マグマ活動の源はマントルにおけるマグマの発生であり、プレートの沈み込みがもたらすウェッジ・マントル内の物質循環がマグマの発生場と発生率を支配している。火山・火成活動の将来予測においては、マグマ発生域の出現や継続期間を規制している条件を明らかにした上で、ウェッジ・マントルの熱・流体分布にまで考慮したマグマ発生モデルの検討が必要がある。

断層活動は地殻上部の広域応力場に支配されており、東北日本の日本海側では逆断層や褶曲による地殻変動の影響が強く表れているのに対し、西南日本の内帯では横ずれ断層運動による地殻のブロック化の影響を強く受けている。また、九州中部地域や東北日本の太平洋側の一部などでは伸張応力場が卓越している地域もある。地域毎の相違を明らかにすると共に、地殻応力の地域性、長期間に及ぶ変動についての検討が必要である。

隆起活動については多様な原因が重なり合った結果であり、履歴データの蓄積に加え、隆起活動をもたらす地質構造発達史を加味した将来予測の検討が必要である。特に、侵食活動については、日本国内における 10 万年～100 万年スケールの侵食速度データの蓄積が不十分であり、履歴データの蓄積をまず進める必要がある。それに加え、気候変動および地殻変動との関連性についても検討を進める必要がある。

4.5.2 気候関連事象の長期予測に関する検討

【成果】

4.5.2.1 海水準変動とその長期予測性に関する検討

第四紀後期の汎世界的な海水準変動（ユースタティックな海水準変動）の主要な要因は陸上氷河の消長による海水量の増減である。氷期－間氷期サイクルの気温変動および氷河性海水準変動の卓越周期は0.5～1.2Maを境に約4.1万年から約10万年へ変化し(Martin *et al.*, 2008)，氷河性海水準変動量はMIS12の氷期（44万年前頃: Shackleton, 1987）以降の変動量は若干の差異があるものの100mを超えた値（Shackleton, 1987; Siddall *et al.*, 2003; Lisiecki and Raymo, 2005）が続いている。

氷期－間氷期サイクルの海水準変動は、鋸歯状の変化を示しており、氷期から間氷期への変化は急激で、逆に間氷期から氷期への変化は緩やかである。また、約10万年周期の氷期－間氷期サイクルを細かくみると、約2万年周期の温暖化－寒冷化のサイクルや、数百年～数千年周期で繰り返す突然かつ急激な変動（Dansgaard-Oeschger cycle）も認められる。このような変動パターンを示す海水準変動について、約10万年の氷期－間氷期サイクルよりも短い時間スケール内で、次の氷期がいつ始まるのか、どのように変化して次の間氷期に至るのかを予測することは困難である。

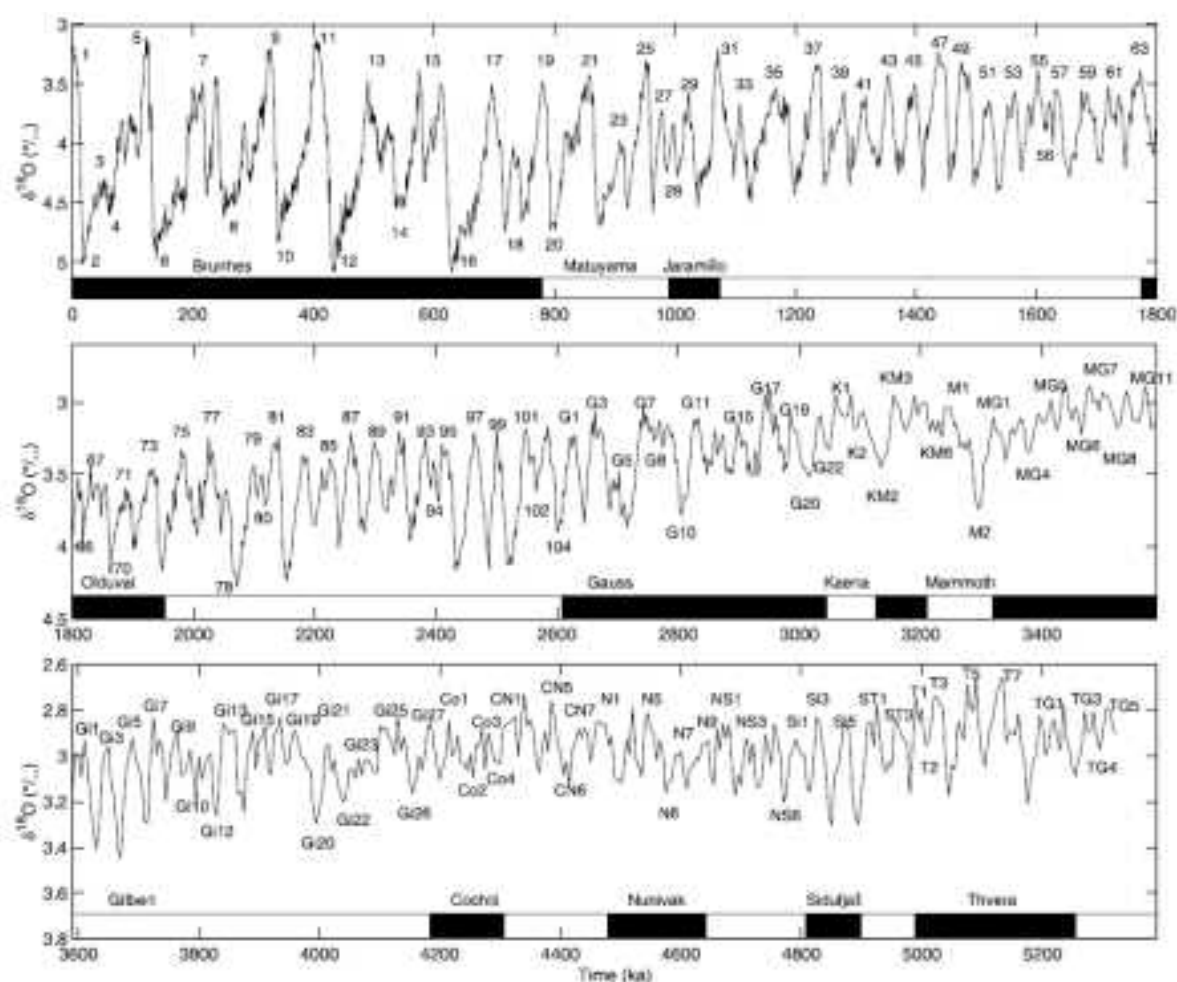


図 4.5.2.1-1 酸素同位体比スタックデータ（Lisiecki and Raymo, 2005）

気候変動については、第四紀学的知見に基づけば、現在は氷期へと向かう過程にあると考えられるが、現在の地球は人類史上で経験したことがないレベルのCO₂を大気中に含んでおり、その温室効果等により気温は上昇傾向にある。気候変動に関する政府間パネル(IPCC)は、2013年から2014年にかけて第5次評価報告書(AR5)を公表しているが、それらの報告書では以下のように述べられている。

- ・「気候システムの温暖化には疑う余地はない」気温・海水温・海水面水位・雪氷減少などの観測事実が強化され温暖化していることが再確認された。
- ・「人間の影響が20世紀半ば以降に観測された温暖化の支配的な要因であった可能性が極めて高い(95%以上)」
- ・「今世紀末までの世界平均気温の変化はRCPシナリオによれば、0.3～4.8℃の範囲に、海面水位の上昇は0.26～0.82mの範囲に入る可能性が高い」

地球表層の気候システムについては、太陽の熱エネルギーの変化が一定程度以上の影響を与えていることは疑いようがない事実であるが、約10万年の氷期-間氷期サイクル自体も、日射量変動にみられるミランコビッチサイクルではなく、大陸氷床の非線形な振る舞いによるもので、将来温暖化が進行すれば本来のミランコビッチサイクルである4万年間隔に戻る可能性がある(阿部, 2002)。気候変動には、太陽の熱エネルギーの他に地球システムの複雑な現象が絡み合っており、結果として現れる地球表層の気候変動は相当な蓋然性をもって予測可能なレベルに到達していないのが現状である。

気候変動の影響を大きく受けるスウェーデンでは、このような背景から将来の気候を予測することは不可能であるとし、一方で100万年の評価期間の中では発生時期は予測できなくとも氷期-間氷期サイクルが繰り返すこと自体は確実であるので、起こりえる最大リスクをもって評価することが重要とする立場を取っている(SK B, 2004)。この対応は現段階で最も現実的な戦略であり、本項での検討も同じ考え方に立脚するものとする。

日本列島のようなかつて氷床が存在した地域から十分に離れた地域であるfar-field locationに位置する地域においては、氷期の海水準の低下に伴い拡大する地下水流動系の把握が、地層処分深度相当深度の地下水流動系の変遷を記述する上で最も重要となる。氷期の地下水流動系は、沿岸海域の地形的傾斜量にも依存するが、一般的に海水準低下量が大きいほど地下水流動系の深度方向・水平方向の拡大が大きくなり、また氷期の継続期間が長いほど地層処分深度相当深度の地下水の移行距離が長くなる。従って、安全評価上は、海水準低下量と氷期の継続期間を一定の尤度を持って大きく与えることが安全側の評価シナリオとなる。

氷期における海水準低下量に関しては、氷期-間氷期サイクルにおける最大海面低下量(内陸では最大下刻量)を最大値として見込めばよい。氷期の海面低下量については、様々な推定値が報告されているが、最終氷期の大陸氷床増加分による海面低下量は120m前後と推定されている(Nakada et al., 1991)。また、過去100万年での最大低下量は、対馬海峡の陸化が起きた約60万年前と約40万年前の氷期で(小西・吉川, 1999)、その量は140mに達するとされる。

氷期の継続期間に関しては、約10万年の氷期-間氷期サイクルにおける数百年～2万年程度の短期的な海水準変動を考慮しない氷期の継続期間が最大値となるため、単純化された氷期の継続期間を最大値として見込めばよい。数百年～2万年程度の短期的な海水準変動については、その開始時点の不確実性と、短期的な海進・海退が非安全側の評価シナリオとなることを考慮すると、評価シナリオに組み込むべきではない。

気候変動の長期予測性に関しては、時間的な観点からは将来のある時点(あるいは一定の期間)といった捉え方よりは最大海進期や最大海退期といった氷期-間氷期サイクルの特異点を

想定した予測のほうが確度が高い予測に、また変動量の観点からはこれまでの最大海進期や最大海退期における海水準変動量の最大値と単純化された約10万年の氷期―間氷期サイクルの継続期間を想定した予測が安全側の予測になると考えられる。

海水準変動に関しては、日本列島はかつて氷床が存在した地域から十分に離れた地域である **far-field location** に位置するため、①汎世界的な氷期―間氷期サイクルに基づく氷河性海水準変動、②氷河性海水準変動の影響によるハイドロアイススタシーが最も重要な考慮すべき因子となり、③氷期―間氷期サイクルにおける涵養量の変化がこれに次ぐ。また、④日本海側における氷期の表層水低塩分化イベント（塩淡水境界の位置・深度に影響）や⑤北海道北部～北東部における永久凍土の形成（地下水の涵養停止）等が地域的に考慮すべき因子となると考えられる。

4.5.2.2 水文地質学的変動モデルの構築手法とその長期予測性に関する検討

沿岸域の地下水流動系の変遷を記述する水文地質学的変動モデルは、基本となる地下水流動モデルを発展・進化させて構築する。基本となる地下水流動モデルは、対象地域に関係するあるいは影響を及ぼすと考えられる帯水層や亀裂性地下水について、その涵養域から流出域に至る現地地下水調査を実施し、以下のデータ等を基に構築する。

- ① 地下水の起源
- ② 地下水の混合過程
- ③ 地下水年代
- ④ 帯水層（もしくは亀裂性地下水）の水理特性（透水性・貯留性・大きさ・拡がり等）

なお、地球化学的に決定される地下水の起源・年代やそれらの特徴の空間分布が、帯水層や亀裂性地下水の水理特性の分布と矛盾がないことを確認することが重要である。また、泥岩などの細粒堆積岩が分布する地域においては、地下水の流動ポテンシャルとして、重力ポテンシャルの他に化学的浸透圧に基づく圧力ポテンシャルを加えた地下水流動解析が必要となる場合があることに留意する。

次に、構築された地下水流動モデルを基に、水文地質学的変動モデルを構築する。水文地質学的変動モデルにおいては、4.5.2.1 項で記述したように海水準変動を最も単純化したパターンで与えることが安全側の評価シナリオになるため、地下水流動モデルへの組み込みが容易な単純化されたパターンの海水準変動により影響を受ける因子・境界条件等をまず組み込み、次に地質学的変動により影響を受ける因子・境界条件等を組み込むことにより水文地質学的変動モデルを構築することが一般的な手順となる。

4.4.1.1 項や4.4.1.2 項で記述したように透水性の高い媒体では、塩水―淡水の置換が地下深部まで進行するため、深度方向の塩淡水境界のような水文地質学的変動モデルの境界条件となる **field data** の取得が困難な場合が多いと想定される。そのため、パラメトリック・スタディーや感度解析などの数値解析的手法を援用して、実際に起きている事象が再現可能であるか、また再現するための因子・境界条件の範囲等について検討する必要があると考えられる。広島花崗岩分布地域沿岸域における氷期の淡水による塩水のフラッシングと海進期における地下深部に至る塩水侵入、あるいは上北平野における氷期の地下水流動系の拡大等は、数値解析的な検討における今後の重要な課題と言える。

また、海水準変動に関しては、隆起・沈降や侵食・堆積等の地質学的変動による相対的な海面変化の影響を十分に考慮する必要がある。しかしながら、地質学的変動については、場の特性（プレート配置、前弧・背弧などの相対的位置、周辺の断層配置、応力セッティング等）により考慮すべき因子や影響の程度が異なり、またその長期予測性も場によって異なるため、一般的な記述は困難である。水文地質学的変動モデルを構築する場の特性と、過去の地質変動の

第4章 自然事象等の長期予測に係る調査手法とその予測精度・確度に関する検討

履歴から予測される場の傾向等（堆積岩地域での例であるが，須貝ほか（2013）などを参照）を十分に考慮した上で，考慮すべき因子や影響の程度等を設定し，予測を行うことが望ましい。

【まとめと今後の課題】

1) 地質関連事象の長期予測に関する検討

- ・超長期にわたる評価対象地域の地質環境の安定性を評価するためには、当該地域の地質構造発達史及び地形発達史に基づく将来予測(日本列島の進化に対する地球科学的モデル・理論)が必要である。
- ・日本列島は、4つのプレートが収斂する複雑な地質変動帯に属している。各種の地質変動事象(火山・マグマ活動、地震・断層活動、隆起・沈降)はプレート運動を原動力として生じているため、その発生場所や頻度などを制御している要因はそれぞれの属するプレートの運動により異なっている。地質変動事象の履歴・様式・活動度は、その場に応じて異なる特性をもっており、その場に応じた地質構造発達史及び地形発達史を考える必要がある。
- ・日本列島は大まかに千島弧、東北日本弧、伊豆-小笠原弧、西南日本弧、琉球弧に分割できる。それぞれを地質変動事象の原動力となっているプレートとの関連でまとめると、千島弧・東北日本弧・伊豆-小笠原弧に対しては太平洋プレートが沈み込んでおり、西南日本弧に対してはフィリピン海プレート北部が、琉球弧には九州-パラオ海嶺以西のフィリピン海プレートが沈み込んでいる。また、千島弧については、島弧に対する太平洋プレートの進行方向が東北日本よりも浅く(斜め沈み込みの傾向が強く)、前弧スリバーの活動など地質変動に影響を及ぼすような相違点も認められる。

2) 気候関連事象の長期予測に関する検討

- ・第四紀学的知見に基づけば、現在は氷期へと向かう過程にあると考えられるが、現在の地球は大気中の多量のCO₂の温室効果等により気温は上昇傾向にある。
- ・地球表層の気候システムについては、太陽の熱エネルギーの変化が一定程度以上の影響を与えていることは事実であるが、その他に地球システムの複雑な現象が絡み合っており、結果として現れる地球表層の気候変動は相当な蓋然性をもって予測可能なレベルに到達していない。
- ・気候変動については、氷期-間氷期サイクルの周期や気温変動量・氷河性海水準変動量に関して、サイクル毎に若干の差異があるものの、今後も継続するとみなして長期予測を行うことが、現段階で最も現実的な戦略である。
- ・日本列島のようなかつて氷床が存在した地域から十分に離れた地域である **far-field location** に位置する地域においては、氷期の海水準の低下に伴い拡大する地下水流動系の評価が、安全評価上最も重要である。
- ・氷期の地下水流動系は、海水準低下量が大きいほど地下水流動系の深度方向・水平方向の拡大が大きくなり、また氷期の継続期間が長いほど地下水の移行距離が長くなる。従って、安全評価上は、海水準低下量と氷期の継続期間を一定の尤度を持って大きく与えることが安全側の評価となり、数百年間~2万年程度の短期的な海水準変動については、その開始時点の不確実性と、短期的な海進・海退が非安全側の評価シナリオとなることを考慮すると、評価シナリオとして組み込むべきではない。
- ・気候変動の長期予測性に関しては、時間的な観点からは将来のある時点(あるいは一定の期間)といった捉え方よりは最大海進期や最大海退期といった氷期-間氷期サイクルの特異点を想定した予測のほうが確度が高い予測に、また変動量の観点からはこれまでの最大海進期や最大海退期における海水準変動量の最大値と単純化された約10万年の氷期-間氷期サイクルの継続期間を想定した予測が安全側の予測になる。
- ・透水性の高い媒体では、塩水-淡水の置換が地下深部まで進行するため、深度方向の塩淡水境界のような水文地質学的変動モデルの境界条件となる **field data** の取得が困難な場合が多い。

ため、パラメトリック・スタディーや感度解析などの数値解析的手法を援用して、実際に起きている事象が再現可能であるか、また再現するための条件・パラメータの範囲等について検討する必要がある。

- ・海水準変動に関しては、隆起・沈降や侵食・堆積等の地質学的変動による相対的な海面変化の影響を十分に考慮する必要がある、場の特性（プレート配置、前弧・背弧などの相対的位置、周辺の断層配置、応力セッティング等）と、過去の地殻変動の履歴から予測される場の傾向等を十分に考慮した上で、隆起・沈降等の地殻変動の影響を設定することが望ましい。

【引用文献】

- 阿部真郎・佐藤一幸・高橋明久・檜垣大助 (2002) 東北地方における第四紀火山周辺の地すべり地形の発達—山形県肘折カルデラ周辺を例として—。日本地すべり学会誌, 38, 310-317.
- IPCC (2013) IPCC第5次評価報告書, 第1作業部会報告書, 本体報告書技術要約 (Technical Summary), 気象庁訳 (2015年12月1日版), 100p.
- 小西省吾・吉川周作 (1999) トウヨウゾウ・ナウマンゾウの日本列島への移入時期と陸橋形成。地球科学, 53, 125-134.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003.
- Martin J.H., Brad, P. and Sarah, A.F. (2008) The Early—Middle Pleistocene Transition: Characterization and proposed guide for the defining boundary. *Episodes*, 31, 255-259.
- Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, C. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 85, 10-122.
- Shackleton, N.J. (1987) Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D.A. (2003) Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858.
- SKB (2004) Interim main report of the safety assessment SR-Can, SKB TR-04-1. Svensk Karnbranslehantering AB.
- 須貝俊彦・松島（大上）紘子・水野清秀 (2013) 過去 40 万年間の関東平野の地形発達史—地殻変動と氷河性海水準変動の関わりを中心に— 地学雑誌, 122, 921-948.
- Tosaki, Y., Morikawa, N., Kazahaya, K., Tsukamoto, H., Togo, Y. S., Sato, T., Takahashi, H. A., Takahashi, M. and Inamura, A. (2017) Deep incursion of seawater into the Hiroshima Granites during the Holocene transgression: Evidence from ^{36}Cl age of saline groundwater in the Hiroshima area, Japan. *Geochemical Journal*, 51, in press, doi:10.2343/geochemj.2.0467.
- 山元孝広・小玉喜三郎 (2004) 日本の地層処分で考慮すべき地質及び気候関連事象について。月刊地球, 26, 452-456.

