平成 30 年度

高レベル放射性廃棄物等の 地層処分に関する技術開発事業

(岩盤中地下水流動評価技術高度化開発)

報告書

平成 31 年 3 月

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構 一般財団法人電力中央研究所

目次

1.	はじめに	1-1
	1.1 背景と目的	1-1
	1.2 事業の全体概要	1-3
2.	2018 年度の実施概要	2-1
	2.1 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化	2-1
	2.2 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための	
	技術の高度化	2-2
	2.3 水みちの水理特性や物質移動特性を調査・評価するための技術の高度化	2-5
	2.4 研究成果の統合	2-7
3.	内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化	3-1
	3.1 地下水流動・物質移行解析技術の高度化	3-1
	3.1.1 背景と目的	3-1
	3.1.2 評価方法の提案	3-2
	3.1.3 地下水年代を対象とした地下水解析	3-9
	3.1.4 まとめ	3-28
	3.2 地下水年代測定技術の高度化	3 - 31
	3.2.1 背景と目的	3-31
	3.2.2 文献調査	3-32
	3.2.3 新しい方法の整備および高度化	3-33
	3.2.4 原位置への適用	3-52
	3.2.5 まとめ	3-61
4.	内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための	
	技術の高度化	4-1
	4.1 背景と目的	4-1
	4.2 アプローチ	4-1
	4.3 地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための方法論の構築	4-5
	4.3.1 低透水領域の抽出方法の検討	4-5
	4.3.2 その他の方法論の可能性の検討	4-33
	4.3.3 地下水の同位体に着目した古水理地質学的指標の開発	4-34
	4.4 地下深部の低透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・解析手法の整備	4-50
	4.4.1 地下深部の低透水性領域を含む地域を対象とした地下水の洗出し解析手法	
	の高度化	4-50
	4.4.2 地下浅部から深部までを対象とした広域地下水流動モデル化・解析手法	
	の提示4	-107
	4.5 概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案4	-114
	4.5.1 地下深部の低透水性領域を含む地域を対象とした地下水の洗出し解析手法	
	の高度化	-115

	4.5.2 化石海水が存在し拡散が支配する滞留場における概要調査の方法論・フロー	
	の検討	4-119
5.	水みちの水理特性や物質移動特性を調査・評価するための技術の高度化	5-1
	5.1 水みちのネットワークによる水理・物質移動特性の調査・評価技術の高度化	5-1
	5.1.1 水みちの検出技術の高度化	5-1
	5.1.2 水みちの微細透水構造・物質移動モデルの構築	5-84
	5.1.3 水みちのネットワークによる物質移動予測手法の高度化	5-116
	5.2 亀裂性岩盤の透水不均質性の評価	5-135
	5.2.1 背景と目的	5-135
	5.2.2 アプローチ	5-136
	5.2.3 実施結果	5-138
	5.2.4 まとめ	5-12
6.	まとめ	6-1
	6.1 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化	6-1
	6.1.1 地下水流動・物質移行解析技術の高度化	6-1
	6.1.2 地下水年代測定技術の高度化	6-1
	6.2 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための	
	技術の高度化	6-2
	6.2.1 地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための方法論の構築	築6-2
	6.2.2 地下深部の低透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・解析手法の整体	備 6-3
	6.2.3 概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案	6-3
	6.3 水みちの水理特性や物質移動特性を調査・評価するための技術の高度化	6-3
	6.3.1 水みちのネットワークによる水理・物質移動特性の調査・評価技術の高度化	6-3
	6.3.2 亀裂性岩盤の透水不均質性の評価	6-5

义	1.1-1	広域を対象とした地下水流動の調査・解析の流れ	1-1
义	1.1-2	本事業で取り組む地下水流動解析のフロー	1-2
义	1.2 - 1	事業の全体概要	1 - 3
义	2.4-1	研究成果の統合イメージ(瑞浪地域)	2-7
义	2.4-2	個別の研究開発項目とアウトプット(瑞浪地域)	2-8
义	2.4-3	研究成果の統合イメージ(幌延地域)	2-8
义	2.4-4	個別の研究開発項目とアウトプット(幌延地域)	2-9
义	3.1-1	地下水シナリオの概念図	3-1
义	3.1 - 2	地下水解析による地下水年代評価方法の代表例(長谷川、2007)	3-2
义	3.1-3	一般的な地下水流動解析フローと ASTM の関係	3-5
义	3.1-4	地下水流動の概念モデル	3-6
义	3.1 - 5	実測値と解析値の比較	3-8
义	3.1-6	地下水流動解析モデルの評価フロー	3-9
义	3.1-7	地下水流動の概念モデル	3-11
义	3.1-8	地下水年代の概念モデル	3-11
义	3.1-9	解析モデルおよび断面図	3-12
义	3.1-10	解析条件および境界条件	3-13
义	3.1-11	解析値との比較に用いた全水頭の実測値	3-14
义	3.1 - 12	解析値との比較に用いた 4He 濃度の実測値	3-14
义	3.1-13	初期の透水係数設定値での解析結果の断面図	3-15
义	3.1-14	初期の透水係数設定値での実測値と解析値の相関図	3-15
义	3.1-15	全水頭を対象とした透水係数の感度解析時のモデル化効率	3-16
义	3.1-16	全水頭を対象とした透水係数の感度解析時の絶対誤差	3-17
义	3.1-17	4He 年代を対象とした透水係数の感度解析時のモデル化効率	3-17
义	3.1-18	4He 年代を対象とした透水係数の感度解析時の絶対誤差	3-18
义	3.1-19	瑞浪層群の異方性に対する感度解析結果	3-19
义	3.1-20	修正マルカート法の手順	3-21
义	3.1 - 21	透水係数の校正過程	3-22
义	3.1 - 22	校正結果での実測値と解析値の比較	3-23
义	3.1 - 23	校正値での解析結果の断面図	3-24
义	3.1-24	解析モデルの検証	3-24
义	3.1 - 25	透水係数の校正過程	3-25
义	3.1 - 26	校正結果での実測値と解析値の比較	3-26
义	3.1 - 27	校正値での解析結果の断面図	3-27
义	3.2 - 1	地下水年代測定法の種類と評価時間スケール	3-31
义	3.2-2	中空糸膜法による地下水中のガス分離	3-34
义	3.2-3	真空脱気による地下水中のガス抽出システム	3-34
义	3.2-4	真空脱気による試験結果	3-36
义	3.2-5	主要ガス分析	3-37
义	3.2-6	瑞浪の Kr 抽出率	3-37
义	3.2-7	有機溶媒法によるヨウ素同位体の化学分離抽出のスキーム	3-40
义	3.2-8	2 つの環境場で分離抽出したヨウ素標準溶液中の ¹²⁹ I/ ¹²⁷ I の比較	3-41

図目次

义	3.2 - 9 Ξ	ヨウ素標準溶液と Standard W-2-007 中の ¹²⁹ I/ ¹²⁷ I 分析	3-41
义	3.2-10	陰イオン交換樹脂のコンディショニングパターンと化学形	3-43
义	3.2 - 11	AMS 測定推定值	3-44
义	3.2 - 12	Isotope Dilution による真値と推測誤差範囲	3-45
义	3.2-13	瑞浪の地下水中のヨウ素濃度と ¹²⁹ I/ ¹²⁷ I	3-46
义	3.2-14	瑞浪の試料中の ¹²⁹ I/ ¹²⁷ I 同位体比とトリチウムの混合ライン	3-46
义	3.2 - 15	ガス化法、沈殿法で評価された ¹⁴ C の差と ¹⁴ C 濃度、TIC 濃度の関係	3-48
义	3.2 - 16	¹⁴ Cの変化と TIC、 ¹⁴ C 濃度、流量の関係	3-50
义	3.2 - 17	涵養温度と溶解度の関係	3-51
义	3.2-18	瑞浪超深地層研究所での調査ボーリング孔のレイアウト	3-53
义	3.2 - 19	浅層水の混合率	3-60
义	4.2-1	個別の研究開発項目とアウトプット(幌延地域)	4-2
义	4.2-2	地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための	4-2
义	4.3-1	ボーリング調査において通常の短期的な透水試験などにより	4-5
义	4.3-2	HDB-11 孔の位置図	4-6
义	4.3-3	FTS の構造	4-7
义	4.3-4	FTS のポート部と MP ケーシングのメジャーメントポート部	4-7
义	4.3-5	試験装置(地上部)の構成概念図	4-8
义	4.3-6	HDB-11 孔の地下水圧・換算水頭分布	4-9
义	4.3-7	バルブオープンからクローズまでの孔内水位の経時変化	4-10
义	4.3-8	区間 17 のバルブクローズ後の地下水圧の経時変化	4-11
义	4.3-9	ケーシング挿入時の FTS の状態概念図(Valve Position#2)	4-12
义	4.3 - 10	設置直前(シューアウト前)の FTS の状態概念図(Valve Position#1)	4-13
义	4.3-11	区間 17 に FTS 設置後の地下水圧の回復過程	4-13
义	4.3 - 12	FTS の計測結果	4-15
义	4.3-13	地上部での注水圧力の計測結果	4-16
义	4.3 - 14	本研究における浸透流解析による検討フロー	4-17
义	4.3 - 15	注水区間 A モデルの例	4-18
义	4.3-16	半径1mの断層モデルの例	4-18
义	4.3 - 17	解析モデル全体図	4-19
义	4.3-18	事前検討解析結果(ケース A-0,1,2)	4-20
义	4.3-19	事前検討解析結果(ケース A-0,3,4)	4-21
义	4.3-20	事前検討解析結果(ケース A-0,5,6)	4-21
义	4.3-21	事前検討解析結果(ケース A-0,7,8)	4-21
义	4.3-22	事前検討解析結果(ケース A-0,1,3)	4-22
义	4.3-23	事前検討解析結果(ケース A-0,2,4)	4-22
义	4.3 - 24	事前検討解析結果(ケース A-0,1,5,7)	4-23
义	4.3-25	事前検討解析結果(ケース A-0,2,6,8)	4-24
义	4.3-26	事前検討解析結果(ケース A-0,1,9,00)	4-25
义	4.3-27	事前検討解析結果(ケース A-0,2,10,00)	4-25
义	4.3-28	事前検討解析結果(ケース B-0,1,2)	4-26
义	4.3-29	事前検討解析結果(ケース B-0,3,4)	4-26
义	4.3 - 30	事前検討解析結果(ケース B-0,5,6)	4-27

义	4.3 - 31	事前検討解析結果(ケース B-0,7,8)	. 4-27
义	4.3-32	事前検討解析結果(ケース B-0,1,3)	. 4-28
义	4.3-33	事前検討解析結果(ケース B-0,2,4)	. 4-28
义	4.3-34	事前検討解析結果(ケース B-0,1,5,7)	. 4-29
义	4.3-35	事前検討解析結果(ケース B-0,2,6,8)	. 4-29
义	4.3-36	事前検討解析結果(ケース B-0,1,9,00)	. 4-30
义	4.3-37	事前検討解析結果(ケース B-0,2,10,00)	. 4-30
义	4.3-38	注水試験結果とのフィッティング結果(ケース A)	. 4-31
义	4.3-39	注水試験結果とのフィッティング結果(泥岩部の透水係数の関係)	. 4-31
义	4.3-40	最適フィッティングケースの最大値基準全水頭コンター図	. 4-32
义	4.3-41	デリバティブ解析の結果	. 4-33
义	4.3-42	室内実験で求めた泥岩試料の透水係数、逆解析で求めた泥岩層の巨視的な	
		透水係数、および空隙率	. 4-34
义	4.3-43	幌延深地層研究センターでの Cl 濃度分布と拡散場・ ⁸¹ Kr 年代測定法	
		の概念図	. 4-35
义	4.3-44	幌延深地層研究センター周辺の地質および地下水分布の概念図	. 4-36
义	4.3-45	Through Diffusion 試験装置の概念図	. 4-37
义	4.3-46	幌延地域の水素・酸素同位体の関係(JAEA、2012)	. 4-39
义	4.3-47	Cl 同位体分別の概念図	. 4-39
义	4.3-48	Cl と水素・酸素同位体比の関係	. 4-40
义	4.3-49	拡散シナリオの違いによる 6D と Cl の関係	. 4-41
义	4.3-50	HDB-11 孔での Cl と 8 ³⁷ Cl の分布	. 4-42
义	4.3-51	拡散による Cl と 8 ³⁷ Cl の分別	. 4-43
义	4.3-52	分離ガス中の濃度分析	. 4-45
义	4.3-53	hollow fiber 法と水上置換法による Kr 抽出率	. 4-46
义	4.3-54	キャビテーション効果による水中のガス捕集効率の変化	. 4-47
义	4.3-55	必要地下水採取量と本システムによる捕集 Kr 量	. 4-48
凶	4.4-1	モデル化領域	. 4-51
凶	4.4-2	解析メッシュ(鳥瞰)	. 4-52
凶	4.4-3	解析メッシュ (水平)	. 4-53
凶	4.4-4	地表地質とモデル化領域	. 4-53
凶	4.4-5	水理地質モデル(鳥瞰)	. 4-54
凶	4.4-6		. 4-54
凶	4.4-7	解析条件と手順(現在海水準の場合)	. 4-57
図	4.4-8	解析条件と手順(氷期海水準の場合)	. 4-57
凶	4.4-9		. 4-58
図	4.4-10	大曲断層の透水性と海水準の違いの比較(4 十年、2 万年)	. 4-60
凶	4.4-11	大曲断層の透水性と海水準の違いの比較(10万年、100万年)	. 4-61
凶	4.4-12	ホーリンク調査で待られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較	1.05
			. 4-62
凶	4.4-13	ホーリンク調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較	1 95
1001		$(\mathcal{T} - \mathcal{X} 3, 4)$. 4-63
凶	4.4-14	初期瑥分濃度の遅いの比較(ケース 1,5)	. 4-65

义	4.4-15	ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較	4-66
义	4.4-16	稚内層深部の透水係数の違いの比較(ケース 6~9:2 万年,5 万年)	4-68
义	4.4-17	稚内層深部の透水係数の違いの比較(ケース 6~9:10 万年,100 万年)	4 - 69
义	4.4-18	ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較	4-70
义	4.4-19	ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較	4-70
义	4.4-20	ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較	4-71
义	4.4-21	ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較	4-71
义	4.4-22	コア抽出水と揚水試料の Cl 濃度と水素同位体比(δD)、	
		酸素同位体比(δ18O)	4-75
义	4.4-23	幌延地域を対象とした水理地質構造モデルの構築における空間スケールと	
		モデル化手法	4-81
义	4.4-24	稚内層における深度と透水係数	4-82
义	4.4-25	等価なマトリクス拡散を評価するための検討フロー	4-83
义	4.4-26	亀裂モデルの構築方法	4-84
义	4.4-27	順解析における有限要素メッシュおよび境界条件の概要	4-85
义	4.4-28	逆解析の手順および同定するパラメータ	4-86
义	4.4-29	亀裂密度と定常流量	4-87
义	4.4-30	順解析により取得した破過曲線(マトリクス拡散の考慮なし)	4-87
义	4.4-31	順解析により取得した破過曲線(マトリクス拡散の考慮あり)	4-88
义	4.4-32	亀裂モデルにおける亀裂方位別の流速頻度分布	4-88
义	4.4-33	逆解析の結果	4-90
义	4.4-34	亀裂モデルの亀裂密度(ρ)と単一亀裂モデルのマトリクス部の	
		拡散係数(D _m)の関係	4-90
义	4.5-1	幌延での広域地下水流動概念の見直しに係る背景・経緯	. 4-115
义	4.5 - 2	地史や水質形成機構を踏まえた検討事例	. 4-118
义	5.1-1	深度 300m ボーリング横坑構造図、瑞浪超深地層研究所概要	5-2
义	5.1 - 2	調査工の施工フロー	5-2
义	5.1 - 3	位置出し測量のための座標点、測量状況	5-3
义	5.1-4	深度 300m ボーリング横坑、予備ステージでの資機材仮設状況	5-4
义	5.1 - 5	分光蛍光光度計	5-5
义	5.1-6	一段目掘削の手順	5-6
义	5.1-7	孔口装置模式図	5-6
义	5.1-8	コア表面への基準線の記入例	5-7
义	5.1 - 9	コア撮影用の架台	5-7
义	5.1-10	キャリパー検層の測定概念図	5-8
义	5.1-11	高精度孔曲がり検層のシステム概念図	5-9
义	5.1-12	フローメータ検層の測定概念図	5-10
义	5.1-13	スポンジパッカーを用いた流速測定の概念図	5-10
义	5.1-14	水理試験装置の設置概念図	5-12
义	5.1-15	水理試験のパッカー	5-12
义	5.1-16	各測定・試験時の装置概念図	5-13
义	5.1-17	Log(t)-s 曲線、Derivative Plot の例	5- 13
义	5.1 - 18	Log(tp・Δt/(tp+Δt))・Sr 曲線、Derivative Plot の例	5-14

义	5.1 - 19	水理試験中の差圧測定の概念図	. 5-15
义	5.1 - 20	BIP-V システム模式図	. 5-16
义	5.1 - 21	面構造の走向傾斜の解析ルーチン	. 5-17
义	5.1 - 22	幅の計測結果の例	. 5-18
义	5.1 - 23	詳細観察シートの例	. 5-19
义	5.1 - 24	間隙水圧モニタリング計測で使用したパッカー、ロッド一式	. 5-19
义	5.1 - 25	18MI63 号孔のケーシング編成	. 5-21
义	5.1 - 26	18MI63 号孔 アミノ G 酸の濃度変化、掘削時の湧水量	. 5-22
义	5.1 - 27	18MI63 号孔 変質の程度、割れ目充填物の分布	. 5-23
义	5.1 - 28	18MI63 号孔 割れ目沿いの変質	
		(2.37~2.50mabh 付近、17.78mabh 付近)	. 5-24
义	5.1 - 29	18MI63 号孔 絹雲母が挟在する割れ目(21.37mabh 付近)	. 5-24
义	5.1 - 30	18MI63 号孔 脈状に分布する緑泥石	
		(6.14mabh 付近、29.85mabh 付近)	. 5-25
义	5.1 - 31	18MI63 号孔 方解石を含む粘土鉱物が付着する割れ目	
		(7.89mabh, 24.84mabh)	. 5-25
义	5.1 - 32	18MI63 号孔 粘土が充填する割れ目 (20.29mabh、28.22~28.53mabh)	. 5-26
义	5.1 - 33	18MI63 号孔 各角度の割れ目密度分布、岩盤区分、RQD	. 5-27
义	5.1 - 34	18MI63 号孔のキャリパー検層結果	. 5-28
义	5.1 - 35	ボーリング孔跡図(計画と実績)	. 5-29
义	5.1 - 36	18MI63 号孔 水平方向の孔跡位置(実績)	. 5-30
义	5.1 - 37	18MI63 号孔 上下方向の孔跡位置(実績)	. 5-30
义	5.1 - 38	フローメータ検層結果(左:18MI63 号孔、右:ボーリング横坑西側)	. 5-31
义	5.1 - 39	ボーリング孔の位置関係	. 5-31
义	5.1-40	18MI63 号孔 2.5m 区間長の湧水量測定結果	. 5-32
义	5.1-41	試験対象区間 36.00mabh~孔底の湧水量測定深度と割れ目分布	. 5-34
义	5.1 - 42	試験対象区間 31.00~33.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布	. 5-35
义	5.1 - 43	試験対象区間 26.00~28.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布(1回目)	5-36
义	5.1 - 44	試験対象区間 26.00~28.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布(2回目)	5-37
义	5.1 - 45	試験対象区間 26.00~28.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布(3回目)	5-38
义	5.1-46	試験対象区間 21.00~23.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布	. 5-39
义	5.1 - 47	18MI63 号孔 水理試験結果一例(31.00~31.67mabh、Jacob 法)	. 5-41
义	5.1-48	18MI63 号孔 水理試験結果一例(31.00~31.67mabh、Agarwal 法)	. 5-42
义	5.1-49	18MI63 号孔、ボーリング横坑西側ステレオネット	. 5-44
义	5.1 - 50	18MI63 号孔 掘削深度方向に対する水平割れ目(30°以下)の頻度分布	. 5-45
义	5.1 - 51	18MI63 号孔 間隙水圧モニタリング装置の編成	. 5-45
义	5.1 - 52	18MI63 号孔 間隙水圧の計測状況	. 5-46
义	5.1 - 53	18MI64 号孔のケーシング編成	. 5-47
义	5.1 - 54	18MI64 号孔 アミノ G 酸の濃度変化、掘削時の湧水量	. 5-48
义	5.1 - 55	18MI64 号孔 変質の程度、割れ目充填物の分布	. 5-49
义	5.1 - 56	18MI64 号孔 色調が強い長石類(17.21mabh、39.17~39.45mabh)	. 5-50
义	5.1 - 57	18MI64 号孔 割れ目沿いの変質(39.90~40.26mabh 付近)	. 5-50
义	5.1 - 58	18MI64 号孔 絹雲母が挟在する割れ目(9.06mabh、10.24~10.45mabh)	. 5-51

义	5.1 - 59	18MI64 号孔 脈状に分布する緑泥石	
		(21.36mabh 付近、28.77mabh 付近)	5-51
义	5.1-60	18MI64 号孔 方解石が充填する割れ目(5.94mabh、16.43mabh 付近)	5-52
义	5.1-61	18MI64 号孔 赤鉄鉱が含まれる充填割れ目(11.31mabh)	5-52
义	5.1-62	18MI64 号孔 粘土が充填する割れ目(27.95mabh)	5-52
义	5.1-63	18MI64 号孔 各角度の割れ目密度分布、岩盤区分、RQD	5-54
义	5.1-64	18MI64 号孔のキャリパー検層結果	5-55
义	5.1 - 65	ボーリング孔跡図(計画と実績)	5-56
义	5.1-66	ボーリング孔軸に対して直交する断面模式図(孔口から孔底をのぞむ)	5-57
义	5.1-67	18MI64 号孔 水平方向の孔跡位置(実績)	5-58
义	5.1-68	18MI64 号孔 上下方向の孔跡位置(実績)	5-58
义	5.1-69	18MI64 号孔 フローメータ検層結果	5-59
义	5.1-70	ボーリング孔と主立坑断層、ダメージゾーンの位置関係	5-59
义	5.1-71	18MI64 号孔 2.5m 区間長の湧水量測定結果	5-60
义	5.1-72	試験対象区間 39.50mabh~孔底の湧水量測定深度と割れ目分布	5-62
义	5.1 - 73	試験対象区間 37.05~39.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布	
		(1回目)	5-63
义	5.1-74	試験対象区間 37.05~39.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布	
		(2回目)	5-64
义	5.1-75	試験対象区間 29.70~32.15mabh ゾーンの湧水量測定深度と割れ目分布	
		(1回目)	5-65
义	5.1-76	試験対象区間 29.70~32.15mabh の湧水量測定深度と割れ目分布	
		(2回目)	5-66
义	5.1-77	試験対象区間 24.80~27.25mabh の湧水量測定深度と割れ目分布	5-67
义	5.1-78	18MI64 号孔 水理試験結果一例(30.50~31.07mabh、Jacob 法)	5-69
义	5.1-79	18MI64 号孔 水理試験結果一例(30.50~31.07mabh、Agarwal 法)	5-70
义	5.1-80	試験区間 37.98~38.55mabh における差圧測定	5-71
义	5.1-81	18MI64 号孔試験区間と 18MI63 号孔観測区間の孔間距離	5-71
义	5.1-82	18MI64 号孔、ボーリング横坑西側ステレオネット	5-73
义	5.1 - 83	18MI64 号孔 掘削深度方向に対する水平割れ目(30°以下)の頻度分布	5-74
义	5.1-84	18MI64 号孔 間隙水圧モニタリング装置の編成	5-74
义	5.1 - 85	18MI64 号孔 間隙水圧の計測状況	5-75
义	5.1-86	18MI63 号孔の区間圧力解放時の 18MI64 号孔への水圧応答結果	5-76
义	5.1-87	18MI63 号孔の区間圧力解放時の他区間の圧力変化	5-76
义	5.1-88	18MI64 号孔の区間圧力解放時の 18MI63 号孔への水圧応答結果	5-77
义	5.1-89	18MI64 号孔の区間圧力解放時の他区間の圧力変化	5-77
义	5.1 - 90	18MI63 号孔 水みち割れ目の特徴(26.5m 付近、36.5m 付近)	5-78
义	5.1 - 91	18MI64 号孔掘削時の 18MI63 号孔への水圧応答	5-78
义	5.1 - 92	深度方向の割れ目方向分布(dip≧30°)	5-80
义	5.1 - 93	深度方向の割れ目方向分布(dip<30°)	5-80
义	5.1 - 94	ステレオネット上の割れ目密集部(18MI63 号孔、18MI64 号孔)	5-81
义	5.1 - 95	三次元割れ目配置図(高傾斜割れ目)	5-82
义	5.1 - 96	三次元割れ目配置図(低傾斜割れ目)	5-82

义	5.1 - 97	レジン充填割れ目の X 線 CT 原画像	5-86
义	5.1 - 98	X線CT画像の360°展開表示画像	5-87
义	5.1 - 99	割れ目の三次元可視化画像(17MI60.号孔の N28W76E 割れ目)	5-88
义	5.1 - 100	割れ目の三次元可視化画像(17MI61 号孔の N3E25E 割れ目)	5-88
义	5.1 - 101	割れ目の三次元可視化画像(17MI62 号孔の N29E80W 割れ目)	5-89
义	5.1 - 102	最小値投影法によるレジン充填分布の可視化	5-89
义	5.1 - 103	割れ目面に直交する方向から見た研削面画像	5-92
义	5.1 - 104	割れ目間隙幅分布(17MI61 号孔の N3E25E 割れ目)	5-93
义	5.1 - 105	N3E25E 割れ目中の充填鉱物	5-93
义	$5.1 \cdot 106$	ディスク状岩石の加工の様子	5-95
义	$5.1 \cdot 107$	拡散試験に用いるディスク状岩石試料(a)写真および(b)スケッチ	5-96
义	5.1 - 108	ディスク状岩石試料の表面のトポグラフィー情報(No.1)	5-97
义	$5.1 \cdot 109$	岩石薄片によるモード測定の範囲	5-98
义	5.1 - 110	岩石薄片によるモード測定結果	5-98
义	5.1 - 111	水銀ポロシメータ測定用試料のサイズ	5-98
义	$5.1 \cdot 112$	低濃度溶液中の各元素の濃度変化(No.1)	5-99
义	$5.1 \cdot 113$	低濃度溶液中の各元素の濃度変化(No.3)	.5-100
义	$5.1 \cdot 114$	偏光顕微鏡下における脈状充填鉱物の様子(クロスニコル)	.5-101
义	5.1 - 115	2 次鉱物の生成および鉱物粒界・粒子内充填の差による	
		実効拡散係数の差	. 5-101
义	5.1 - 116	粉末収着バッチ試験で用いる試料の例	. 5-102
义	5.1 - 117	岩石粉末試料中の鉱物のモード測定結果のグラフ	. 5-103
义	5.1 - 118	一次元模擬割れ目モデル	. 5-107
义	5.1 - 119	室内トレーサー試験系概念図	. 5-108
义	5.1 - 120	室内トレーサー試験系の外観	. 5-108
义	5.1 - 121	Tr01(流量 1.0 mL/min)の試験結果	. 5-110
义	5.1 - 122	Tr02(流量 0.5 mL/min)の試験結果	. 5-110
义	5.1 - 123	Tr03(流量 0.1 mL/min)の試験結果	. 5-111
义	$5.1 \cdot 124$	パルス入力の破過曲線の計算方法	. 5-112
义	5.1 - 125	Tr02(流量 0.5 mL/min)と理論解のカーブフィッティング	. 5-112
义	5.1 - 126	サイトスケールの解析モデル	. 5-117
义	5.1 - 127	サイトスケールでモデル化した断層の分布	. 5-117
义	5.1 - 128	サイトスケールでモデル化した坑道の形状	. 5-117
义	$5.1 \cdot 129$	深度 300 m ボーリング横坑のサイトスケールのモデル化形状	. 5-118
义	5.1-130	サイトスケールの解析モデルの有限要素分割	. 5-118
义	$5.1 \cdot 131$	ブロックスケールの解析領域	. 5-119
义	5.1 - 132	深度 300 m ボーリング横坑のレイアウト	. 5-119
义	5.1-133	ブロックスケールの解析モデルの有限要素分割	. 5-120
义	5.1-134	サイトスケール解析結果(全水頭分布)	. 5-122
义	5.1 - 135	サイトスケール解析結果(流速分布)	. 5-122
义	5.1 - 136	ブロックスケール解析領域の境界面上の全水頭分布	. 5-123
义	5.1 - 137	ブロックスケール解析結果(全水頭分布)	. 5-124
义	5.1 - 138	ブロックスケール解析結果(流速分布)	. 5-124

义	5.1 - 139	各間隙水圧モニタリング区間の中心点を起点とした流跡線	5-125
义	5.1 - 140	揚水の有無による深度 312m 水平断面内全水頭分布の比較	5-126
义	5.1-141	揚水の有無による深度 312m 水平断面内流速分布の比較	5-126
义	5.1 - 142	18MI63 号孔 Int4 で揚水を行った場合の 18MI64 号孔からの流跡線	5-127
义	5.1 - 143	サイトスケール解析結果(全水頭分布)	5-128
义	5.1-144	サイトスケール解析結果(流速分布)	5-128
义	5.1 - 145	ブロックスケール解析領域の境界面上の全水頭分布	5-129
义	5.1 - 146	ブロックスケール解析結果(全水頭分布)	5-130
义	5.1 - 147	ブロックスケール解析結果(流速分布)	5-130
义	5.1 - 148	間隙水圧モニタリング区間からの流跡線	5-131
义	5.1 - 149	深度 312m 水平断面内の全水頭分布	5-132
义	5.1 - 150	深度 312m 水平断面内の流速分布	5-132
义	5.1 - 151	18MI64 号孔からの流跡線	5-133
义	5.2-1 東	濃地域を事例とした地下水の実流速の推定結果	5-136
义	5.2-2 亀	裂性岩盤の透水不均質性評価の検討フロー	5-137
义	5.2-3 瑞	浪超深地層研究所の研究坑道レイアウト	5-138
义	5.2-4 瑞	浪超深地層研究所周辺の地質・地質構造モデル	5-139
义	5.2-5 瑞	浪超深地層研究所における坑道壁面観察結果	5- 140
义	5.2-6 18	3MI65 号孔の掘削レイアウト	5- 141
义	5.2-7 18	3MI65 号孔の掘削作業配置図(平面図)	5-143
义	5.2-8 18	3MI65 号孔の掘削作業配置図(断面図1)	5- 143
义	5.2-9 18	3MI65 号孔の掘削作業配置図(断面図2)	5-144
义	5.2-10	L8MI65 号孔の孔口部概要図	5- 144
义	5.2-11 1	8MI65 号孔の閉塞システム設置概要図	5-146
义	5.2-12	18MI65 号孔の掘削作業の計画工程表	5-147
义	5.2-13	L8MI65 号孔の掘削実績	5-147
义	5.2-14	L8MI65 号孔のコア観察総合柱状図	
义	5.2-15	18MI65 号孔のコア写真例(岩相)	
义	5.2-16	L8MI65 号孔のコア写真例(断層岩)	
义	5.2-17 1	L8MI65 号孔の掘削中の割れ目遭遇頻度の予測と観察結果	
义	5.2-18 1	L8MI65 号孔の掘削中の湧水量分布の予測と観察結果	
义	5.2 - 19 5	冠水坑道周辺における既存観測孔の配置	
义	5.2-20 1	18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(12MI33 号孔)	
凶	5.2-21 1	L8MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(12MI33 号孔)	
义	5.2-22 1	18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(12MI33 号孔)	
义	5.2-23 1	18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI38 号孔)	
义	5.2-24 1	L8MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI38 号孔)	
図	5.2-25 1	L8MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI39 号孔)	
図	5.2-26 1	L8M165 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI40 号孔)	5-9
凶	5.2-27 1	18M165 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI41 号孔)	5-10
义	5.2-28 1	18MI65 号孔の掘削に伴う冠水坑道周辺岩盤内の水圧応答(平面図)	5-11

表 目 次

表	1.2 - 1	岩盤中の水理・物質移動場の特性評価に係わる技術開発課題と本事業の	
		実施内容の関係	1-4
表	3.1-1	解析に用いるデータベース (ASTM, 1996a)	
表	3.1 - 2	透水係数の実測値および設定値(JAEA-Research2015-008 を参照)	3-13
表	3.1-3	校正と検証に使用するデータセット	3-19
表	3.1-4	透水係数の実測値と逆解析によって推定された透水係数	3-21
表	3.1 - 5	4He 年代の絶対誤差平均	
表	3.1-6	透水係数の実測値と逆解析によって推定された透水係数	
表	3.2 - 1	$^{129}\mathrm{I}/^{127}\mathrm{I}$ isotopic ratio in NaI reagent using by an ion exchange resin	3-42
表	3.2-2	ガス化法、沈殿法で回収した無機炭素における ¹⁴ C分析結果の比較	3-48
表	3.2 - 3	ガス化法におけるばらつきの評価と経時変化	3-49
表	3.2-4	採水区間と涵養温度の推定値	
表	3.2-5	瑞浪超深地層研究所での原位置計測結果	3-56
表	3.2-6	採水項目と採取目的および取得量	
表	3.2-7	瑞浪超深地層研究所での分析結果	3-57
表	3.2-8	瑞浪超深地層研究所の各成分の相関図	3-59
表	3.2-9	浅部地下水の混合率計算に仮定した特性値	3-60
表	4.3-1	長期注水試験工程	4-11
表	4.3-2	注水試験期間中の計測項目とデータ記録間隔	4 - 14
表	4.3-3	注水試験の開始時と終了時の計測値一覧	4 - 14
表	4.3-4	事前検討解析において変化させるパラメータ	4-17
表	4.3-5	設定した注水区間のパラメータ	4-18
表	4.3-6	事前検討解析ケース一覧	4-19
表	4.3-7	断層部の比貯留係数の影響を検討したケース(ケース A)	4-20
表	4.3-8	断層部の比貯留係数の影響を検討したケース(ケース A)	4-22
表	4.3-9	断層部の透水係数の影響を検討したケース(ケース A)	4-23
表	4.3-10	断層周辺の泥岩部の透水係数の影響を検討したケース(ケース A)	4-24
表	4.3-11	断層部の比貯留係数の影響を検討したケース(ケース B)	4-25
表	4.3-12	断層部の大きさの影響を検討したケース(ケース B)	4-27
表	4.3-13	断層部の透水係数の影響を検討したケース(ケース B)	4-28
表	4.3-14	断層周辺の泥岩部の透水係数の影響を検討したケース(ケース B)	4-29
表	4.3-15	最適フィッティングモデルのパラメータ	4-31
表	4.3-16	拡散試験結果の一覧	4-38
表	4.3-17	封圧採水中の希ガス濃度	4-45
表	4.4-1	解析ケースの一覧	4-55
表	4.4-2	各地層の物性値	4-56
表	4.4-3	調査文献の分類	4-76
表	4.4-4	亀裂沿いにおける天水浸透メカニズム(物質移動概念)と	4-82
表	4.4-5	順解析における水理・物質移動パラメータ一覧	4-85
表	4.4-6	洗出しの解析条件の設定方法に関わる諸外国の先行研究の一覧	4-93
表	4.4-7	地下水年代測定に利用される代表的な放射性核種とその壊変生成物	4-100
表	4.4-8	幌延の試料水における ¹⁴ C 濃度の測定結果一覧	4-103

表	4.4-9	幌延の試料水における酸素安定同位体比、炭酸濃度、天水混入割合	
		および天水由来の炭素の ¹⁴ C 濃度	4-104
表	4.4-10	調査結果整理表	4-110
表	4.4-11	諸外国の手法を幌延地域に適用する場合の確認事項	4-111
表	$5.1 \cdot 1$	ボーリング資機材一覧表	5-4
表	5.1 - 2	キャリパー検層装置の仕様	5-8
表	5.1^{-3}	フローメータ検層装置の仕様	5-10
表	5.1-4	差圧 20mH2O 用差圧計の仕様	5-15
表	5.1^{-5}	間隙水圧モニタリング装置の仕様	5-20
表	5.1-6	18MI63 号孔の実績	5-21
表	5.1-7	掘削方向の計画と実績	5-29
表	5.1-8	湧水割れ目特定のための湧水量測定結果	5-33
表	5.1-9	18MI63 号孔 定流量揚水試験の結果	5-40
表	$5.1 \cdot 10$	18MI63 号孔 全岩盤分離面の内訳	5-43
表	5.1 - 11	18MI63 号孔 水みち割れ目の詳細観察箇所と開口幅	5-43
表	5.1 - 12	18MI63 号孔 各モニタリング区間の湧水量	5-46
表	5.1-13	18MI64 号孔の実績	5-47
表	5.1-14	掘削方向の計画と実績	5-57
表	5.1 - 15	18MI64 号孔 湧水割れ目特定のための湧水量測定結果	5-61
表	$5.1 \cdot 16$	18MI64 号孔 定流量揚水試験の結果	5-68
表	5.1 - 17	水圧測定区間と差圧測定結果	5-71
表	5.1 - 18	18MI64 号孔 全岩盤分離面の内訳	5-72
表	5.1 - 19	18MI64 号孔 水みち割れ目の詳細観察箇所と開口幅	5-72
表	5.1 - 20	18MI64 号孔 各モニタリング区間の湧水量	5-75
表	5.1 - 21	レジン充填箇所一覧	5-84
表	5.1 - 22	X 線 CT 画像の撮影条件	5-85
表	5.1 - 23	割れ目間隙幅の統計量	5-92
表	5.1 - 24	ディスク状岩石試料の 3D スキャナによる寸法の測定結果(No.1)	5-97
表	5.1 - 25	各トレーサーの実効拡散係数および間隙率	5-100
表	5.1 - 26	岩石粉末試料の採取箇所およびその性状	5-102
表	5.1 - 27	岩石粉末試料のモード測定結果(数値はすべて%で表示)	5-103
表	5.1 - 28	各試料の比表面積および Rb および Ba の溶出量、収着率、分配係数、	
		脱離率の結果	5-105
表	5.1 - 29	室内トレーサー試験の流量条件	5-109
表	5.1 - 30	解析に使用した各地質区分の透水係数	5-121
表	5.1 - 31	起点から換気立坑までの地下水移行時間	5-125
表	5.1 - 32	18MI64 号孔の各区間から 18MI63 号孔 Int4 までの直線距離と移行時間	.5 - 127
表	5.1 - 33	起点から換気立坑までの移行時間	5-131
表	5.1 - 34	18MI64 号孔の各区間から 18MI63 号孔 Int4 までの地下水粒子移行時間	. 5-133
表	5.2 - 1	東濃地域を事例とした地下水の実流速の推定根拠	5-136
表	5.2-2	日本と海外における結晶質岩の特徴の比較(深度 500m 付近)	5-139
表	5.2 - 3	UHFD と LSFD における割れ目の分布特性の比較(細谷ほか, 2015)	5-139
表	5.2-4	18MI65 号孔の設計諸元	5-141

表	5.2 - 5	18MI65 号孔の掘削で使用する主な資機材一覧	5-142
表	5.2-6	18MI65 号孔における調査項目	5-145
表	5.2-7	18MI65 号孔の BTV 観察で使用する主な資機材一覧	5-145
表	5.2-8	18MI65 号孔に使用する閉塞システム仕様一覧(孔内部)	
表	5.2-9	18MI65 号孔に使用する閉塞システム仕様一覧(計測部)	
表	5.2 - 10	18MI65 号孔の走向・傾斜測定結果	5-148
表	5.2 - 11	18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(12MI33 号孔)	
表	5.2 - 12	18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI38 号孔)	
表	$5.2 \cdot 13$	18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI39 号孔)	
表	$5.2 \cdot 14$	18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI40 号孔)	
表	5.2 - 15	18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI41 号孔)	
表	5.2 - 16	18MI65 号孔パッカー設置位置と区間水圧	

1. はじめに

本事業は、平成 30 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分技術に関する調査等事業(岩盤中 地下水流動評価技術高度化開発)として、経済産業省資源エネルギー庁から、日本原子力研究開 発機構、電力中央研究所の二機関が共同で受託したものである。

1.1 背景と目的

地下水の流動方向や、流速、移行経路、移行時間は、地下水の駆動力である動水勾配および岩 盤の透水性の空間的な不均質性に影響を受けている。原子力発電環境整備機構(NUMO)が行う 概要調査では、地下水の涵養域から流出域までを包含する広域スケール(数km~数+km)を対 象とした地下水流動解析が行われ、地下水の流動方向や、流速、移行経路、移行時間が評価され る。地下水流動解析を行う際には、岩盤の透水性の空間分布を推定した水理地質構造モデルを構 築する必要がある。また、調査の進展とともに評価対象となる主な空間スケールが広域スケール から施設スケール(数百m~数km)、坑道スケール(数m~数百m)と変化する。そのため、そ れぞれの空間スケールに応じた岩盤の透水性の空間分布を推定するための手法を整備する必要が ある。さらに、狭い空間スケールで推定した岩盤の透水性の空間分布をより広い空間スケールに どのように反映させるのかといった空間スケールによって見え方が異なる岩盤の透水性の空間分 布を空間スケール間でつなぐための手法や考え方の整備が重要となる。

広域スケールの水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析による地下水圧の空間分布の算出 結果の妥当性は、地下水圧の算出結果と原位置での観測結果とを比較することによって確認され ることが一般的である(図 1.1-1)。加えて、断層などの大規模な不連続構造や岩盤中の割れ目ネ ットワーク(連続性など)に起因する不均質な岩盤の透水性の空間分布の推定結果の妥当性を確 認する上では、地下水圧の経時変化を用いることが有効である。



図 1.1-1 広域を対象とした地下水流動の調査・解析の流れ

地層処分において対象となる地下深部の地下水流動を対象とした場合、物質移動の評価に必要

となる地下水の流速や移行時間(地下水流動解析によって算出)については、その算出結果の妥 当性を示すためには、地下水流動の結果である地下水水質分布や地下水年代との整合性も確認す る必要がある。しかしながら、地下水年代や水質分布と地下水流動解析との整合的な解釈に係る 事例は少ないのが現状である。

天水の浸透(涵養)を起源とした地下水が動水勾配を駆動力として移流する環境においては、 地下水の涵養域から流出域への流動に伴って、地下水の水質や年代が変化していく。従来は、地 下水流動解析から算出される地下水圧の分布と地下水圧の実測データとの比較など、主に地下水 の「流れ方」に係る情報に基づき解析結果の妥当性が確認され、地下水の「流れ方」に伴う「変 化」に係る情報(実測データから推定される地下水の水質や地下水年代の分布など)は、地下水 流動解析結果の妥当性を示す傍証とされてきた。本事業においては、地下水流動に伴う水質の変 化を解析に取り組むことを検討する。これにより、従来の地下水の「流れ方」に基づく解析だけ でなく、「流れ方」に伴う「変化」を加味した解析方法の構築に取り組む(図 1.1・2)。この結果、 解析結果と現場で取得される「データ」を直接比較することが可能になり、地下水流動解析結果 の信頼性が向上する。さらに、結晶質岩では地下水流動は亀裂や断層の分布に規制されるが、そ れらの分布は不均質である。そのため、本事業においては、結晶質岩中での地下水流動を規制す る地質構造の不均質性の理解を深め、それに基づく広域の地下水流動解析手法を提案する。これ らの検討の結果として、調査・解析の体系的な手法を整備することを目的とする。



図 1.1-2 本事業で取り組む地下水流動解析のフロー

一方、堆積岩分布地域の深部領域においては、しばしば古い化石海水が存在することが報告さ れているが、そのような場は天水起源の地下水流動を前提とした地下水流動解析の適用が困難な 場である。地下水年代についても、堆積岩では埋没過程において初期の間隙水の大部分が置き換 わり得るため、地下水年代の評価も単純ではない。したがって、このような場を対象に地下水年 代を用いた地下水流動解析結果の妥当性の検証を行うことは困難であるため、アプローチを分け る必要がある。地下浅部の天水浸透領域については、水質の実測値を用いた地下水流動解析結果 の妥当性の検証方法を整備する一方で、古い化石海水が残存する深部領域については、その三次 元分布、水理学的特性、形成要因を明らかにするための調査・解析手法の開発を目的とする。

1.2 事業の全体概要

1.1 に述べたとおり、本事業では地層処分事業における概要調査において重要となる涵養域から流出域までの広域的な地下水流動(移流場)や地下水が長期にわたり滞留する領域(拡散場)の三次元分布に係る調査・評価の信頼性向上に向け、これまでに整備された水理・物質移動場の特性に係る調査・評価技術の妥当性の確認および高度化として、以下の技術開発課題に取り組む。

(1)内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化

(2)内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の 高度化

(3)水みちの水理特性や物質移動特性を調査・評価するための技術の高度化

上記の技術開発課題については、日本原子力研究開発機構が保有する2つの地下研究施設周辺 を事例として取り組む。具体的には、結晶質岩が分布する岐阜県瑞浪市にある瑞浪超深地層研究 所周辺地域(以下、瑞浪地域)を移流場の事例とし、堆積岩が分布する北海道幌延町にある幌延 深地層研究センター周辺地域(以下、幌延地域)を拡散場の事例とする。両地域を事例とした研 究開発成果を統合することで、移流場と拡散場に応じた水理・物質移動場の特性の調査・評価技 術の整備を図る(図 1.2-1)。

また、本事業における実施内容は、表 1.2-1 に示す岩盤中の水理・物質移動場の特性評価に係 わるいくつかの技術開発課題を解決するための研究開発として位置付けられる。



図 1.2-1 事業の全体概要

表 1.2-1 岩盤中の水理・物質移動場の特性評価に係わる技術開発課題と本事業の実施内容の関係

地質環境特性		地質構造	水理地質	
空間スケール		【瑞浪/幌延】	【瑞浪】	【幌延】
広域スケール (数km~数十km)	アウトプット	・地質構造モデル(広域スケール)	 ・水理地質構造モデル(広域スケール) ・地下水流動モデル(広域スケール) ・物質移動モデル(広域スケール) 	・水理地質構造モデル(広域スケール) ・地下水流動モデル(広域スケール) ・物質移動モデル(広域スケール)
【地下施設を通過する地下水流動の 涵養域から流出域までの地下水流動 状況を把握するための空間スケール】	技術開発課題 (要素技術/解析・評価技術)	 ・地質調査の技術群の統合の在り方(体系化) ・地質構造解釈技術、地質年代測定、物理探査などの精度・信頼性向上(高度化) 	・地下水年代測定技術 ・モデルの妥当性評価技術	 ・地下水年代測定技術(Kr法) ・地下水滞留域の空間分布の評価技術 ・モデルの妥当性評価技術
空間スケール間	『の関連性	【↑】母岩の割れ目ネットワーク(地質特性)の反映 【↑】広域スケールの地下水流動に影響を及ぼしうる地質構造 の抽出	【↑】母岩の割れ目ネットワーク(水理特性, 物質移動特性)の反映 【↑】広域スケールの地下水流動に影響を及ぼしうる水理地質構造の抽出	
		【↓】地質構造モデルの解像度向上(モデル化対象の分布形状 などの詳細化)	【↓】施設スケールの地下水流動に影響を及ぼしうる水理地質構造の抽出	
施設スケール (数百m~数km)	アウトプット	・地質構造モデル(施設スケール)	・水理地質構造モデル(施設スケール) ・地下水流動モデル(施設スケール) ・物質移動モデル(施設スケール)	・水理地質構造モデル(施設スケール) ・地下水流動モデル(施設スケール) ・物質移動モデル(施設スケール)
【地下施設全体を包含し,施設の設計 や安全評価に必要となる空間スケー ル】	技術開発課題 (要素技術/解析・評価技術)	 ・地質調査の技術群の統合の在り方(体系化) ・地質構造解釈技術、地質年代測定、物理探査などの精度・信頼性向上(高度化) 	・地下水年代測定技術 ・モデルの妥当性評価技術	 ・地下水年代測定技術(Kr法) ・地下水滞留域の空間分布の評価技術 ・モデルの妥当性評価技術
空間スケール	『の関連性	【↑】母岩の割れ目ネットワーク(地質特性)の反映 【↑】施設スケールの地下水流動に影響を及ぼしうる地質構造 の抽出	【↑】母岩の割れ目ネットワーク(水理特性,物質移動特性)の反映 【↑】施設スケールの地下水流動に影響を及ぼしうる水理地質構造の抽出	
		【↓】地質構造モデルの解像度向上(モデル化対象の分布形状 などの詳細化)	【↓】坑道スケールの地下水流動に影響を及ぼしうる水理地質構造の抽出	
坑道スケール (数m~数百m)	アウトプット	・地質構造モデル(坑道スケール)	 ・水理地質構造モデル(坑道スケール) ・地下水流動モデル(坑道スケール) ・物質移動モデル(坑道スケール) 	・水理地質構造モデル(坑道スケール) ・地下水流動モデル(坑道スケール) ・物質移動モデル(坑道スケール)
【坑道近傍の地質環境特性や坑道掘 削影響などを評価する空間スケール】	技術開発課題 (要素技術/解析・評価技術)	 ・地質調査の技術群の統合の在り方(体系化) ・物理探査の高精度化(高度化) 	・水みちの検出、三次元分布特性の調査技術 ・水みちのネットワークを対象としたトレーサー試験技術 ・母岩の割れ目ネットワークのモデル化技術	・母岩の割れ目ネットワークのモデル化技術 ・割れ目およびマトリクスを対象としたトレーサー試験技術
	10.81注册	【↑】割れ目の地質特性の反映	【↑】割れ目の水理特性, 物質移動特性の反映	
空间スケール情	前の関連性	-	【↓】トレーサー試験結果の反映	
微視スケール (十cm以下)	アウトプット	・地質構造モデル(微視スケール)	・水理地質構造モデル(微視スケール) ・地下水流動モデル(微視スケール) ・物質移動モデル(微視スケール)	・水理地質構造モデル(微視スケール) ・地下水流動モデル(微視スケール) ・物質移動モデル(微視スケール)
【母岩中の割れ目や間隙中の物質移 動特性を評価するための空間スケー ル】	技術開発課題 (要素技術/解析・評価技術)	・割れ目・マトリクスの可視化技術(要素技術開発)	・割れ目内水みちの可視化技術 ・マトリクス内間隙の可視化技術	・堆積構造に起因した収着・拡散特性の評価技術 ・割れ目からマトリクスへの物質移行挙動の評価技術
(1)内陸部の広域的な地	下水流動を評価するための技術	所の高度化の実施内容		
(2)内陸部の地下深部に	存在する長期的に安定な水理均	・ 化学環境を評価するための技術の高度化の実施内容		
(3)水みちの水理特性や 【赤字・水みちのネット	物質移動特性を調査・評価する	ための技術の高度化の実施内容 性の調査・評価技術の高度化 緑字・魚裂性岩盤の透水不均	a質性評価 里字·而老共通】	
	>) COUNT 10 019 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10			

本事業以外で実施

2.2018年度の実施概要

1.2 に示した各研究課題の分野毎の研究開発目標および実施内容は以下のとおりである。

2.1 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化

地下水シナリオでは、漏出した核種の地下水による輸送を評価するため、処分施設周辺の地下 水流動を精度良く把握することが重要となる。そのため、これまでに地下水の起源や滞留時間を 評価する地下水年代測定技術を開発してきた。しかしながら、これらの情報を用いた地下水モデ ルの検証は十分に行われていない。このため、地下水年代を対象に、地下水流動・物質移行解析 を行うことにより、地下水モデルの妥当性を示す方法を開発する必要がある。あわせて、地下水 年代測定技術についても、技術の高度化と適用性の向上を図る必要がある。近年、計測技術の発 達により、新たな物質の分析が可能となるとともに、前処理および計測方法の改良によって測定 精度の向上が図られている。これらについても調査・整備するとともに、原位置に適用し、有効 性を確認していく必要がある。

これらの課題について、具体的には下記の内容について取り組む。

1) 地下水流動・物質移行解析技術の高度化〈実施者:電力中央研究所〉

地下水モデルの妥当性は、地下水の水位や水圧など水理的な結果に基づいて検証される場合が 多い。しかしながら、安全評価では、地下水の流況や流動性などの評価も重要になる。したがっ て、水理的な情報だけでなく、地下水年代などの情報を用いた地下水モデルの検証が必要になる と考えられる。

広域的な地下水年代を対象とした地下水流動・物質移行解析方法を調査し、その評価方法を例 示する。また、この方法に基づいて、原位置データを用いた地下水流動解析を実施し、地下水モ デルと地下水年代の整合性を確認する。さらに、課題を検討することにより、評価方法の高度化 を図る。これらの検討により、地下水年代を用いた広域的な地下水流動解析モデルの妥当性を検 証する方法を提案する。

平成 30 年度は、下記の内容について取り組む。地下水年代を対象とした地下水流動・物質移行 解析の文献調査を行い、評価方法のプロトタイプを提示する。次に、原位置の地形、地質、水理、 水文などの情報を考慮した地下水モデルを構築する。この地下水モデルを用いて、プロトタイプ に基づいて、地下水年代測定結果を対象とした地下水流動・物質移行解析を実施する。

・文献調査に基づく地下水年代を考慮した評価方法の例示

・原位置データを用いた評価方法の試行

2) 地下水年代測定技術の高度化〈実施者:電力中央研究所〉

これまでに、地下水に溶存する物質やガスの量や同位体から、地下水の滞留時間を評価する方 法を整備してきた。これによって、数万年から数百万年のような滞留時間の長い地下水が国内に も存在することを確認することができた。ただし、どの方法にも長所・短所および適用条件があ るため、複数の方法で評価を行い、整合性を示すことが結果の信頼性を示すうえで重要である。 近年、新しい技術(³⁹Ar、⁸¹Kr、¹²⁹I など)が開発されてきており、既存技術(⁴He、¹⁴C、³⁶Cl、 希ガス温度計など)についても、前処理方法や分析方法の改良によって、測定精度や適用性の向 上が図られている。

以上の課題認識から、下記の内容について取り組む。

新しい分析方法や前処理技術について調査するとともに、可能なものについて整備する。また、 整備した技術を原位置で試行することにより、有効性を確認するとともに課題の抽出を行う。こ れらの検討を通じて、新しい地下水年代測定法や分析方法を抽出するとともに、有望な方法につ いて整備する。あわせて、これまでデータがとられていない高透水帯や低透水帯などで採水を開 始し、これらの地点での地下水年代の違いを確認することにより、地下水流動・物質移行特性を 明らかにする。

平成 30 年度は、測定方法や前処理方法の進歩・発展による地下水年代測定技術の高度化に追 従していくために、新しい方法について文献調査を実施する。文献調査結果に基づいて、地下水 シナリオ評価の観点から有望であると考えられるものについて、方法の整備を行うとともに原位 置で試行する。あわせて、坑道周辺での地下水流動・物質移行特性を評価するために、瑞浪超深 地層研究所の研究坑道を利用して低透水帯および高透水帯での地下水年代調査を実施する。

- ・新しい地下水年代測定法および分析方法の文献調査
- ・新しい年代測定法の試行
- ・低透水帯および高透水帯での地下水年代測定の実施

2.2 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度 化

これまでは、岩盤中の水みちの透水性を把握するための調査技術や水理学的な不均質性をモデ ル化・解析する技術の整備が進められ、対象とする場を網羅的に調査・解析・評価するための手 法が構築されている。今後はこれまでの成果を踏まえつつ、地下深部に化石海水が滞留している ような、水理学的に閉鎖的な環境の形成・維持が推定される領域における巨視的な透水性を評価 するとともに、水理場・化学環境の古水理地質学的変遷などの評価を行い、長期的に安定な水理 場・化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価技術の体系化を図る必要がある。

上述の必要性に対して、下記の内容について取り組む。

1) 地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための方法論の構築

既存情報に基づくと、地下深部の低透水領域の分布は、透水試験を含むボーリング調査と地質 図などに基づく低透水領域の分布の推定により、効率的に抽出することが可能と考えられる。こ の方法は、通常の短期的な透水試験から断層・亀裂の水理的不連続性を推定するものである。こ のような方法に基づく推定結果の信頼性を向上させるためには、より長期の透水試験のデータを 用い、推定結果の妥当性を検証する必要がある。また、透水試験から推定した水理学的不連続性 は、地下水の水質・年代・水圧により検証することが重要であり、信頼性の高い検証を行うため には、より多くの古水理地質学的指標を整備することも必要である。

以上のような課題認識から、本事業では、幌延地域に分布する堆積岩を対象とし、地下深部の 低透水領域の分布を効率的に把握するための方法論を整備・検証し、信頼性の担保された調査方 法として提示するため、以下を実施する。

- 低透水領域の抽出方法の検討〈実施者:日本原子力研究開発機構〉
 - a 既存孔を用いた長期揚水/注水試験
- b 試験結果に基づく、低透水領域の抽出方法の妥当性検証と高度化
- ②その他の方法論の可能性の検討〈実施者:日本原子力研究開発機構〉
 - a 化石海水、異常間隙水圧、亀裂の水理的連続性、ボーリング調査などのキーワードに着目し

た文献調査

b 他の方法論の可能性の検討

③ 地下水の同位体に着目した古水理地質学的指標の開発〈実施者:電力中央研究所〉

a 拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査の有効性の検討

b ⁸¹Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討

上記の①および②については、下記の内容について取り組む。深地層研究センター周辺における既存のボーリング孔を用いた長期揚水/注水試験から得られた水圧データの解析により、低透水 領域を抽出するとともに、抽出方法の妥当性について検討する。また、低透水領域の抽出に係る その他の方法論について、キーワードとなる化石海水・異常間隙水圧・亀裂の水理的連続性・ボ ーリング調査等を対象に、国内外での先行事例を調査した結果についてとりまとめる。

平成 30 年度は、既存ボーリング孔を用いた長期揚水/注水試験により、低透水領域を抽出する 方法の適用性を確認する。また、低透水領域の抽出に係るその他の方法論について、上述したキ ーワードのうちの幾つかに着目した文献調査を行い、予察的な見解をまとめる。

上記の③については、下記の内容について取り組む。

拡散場の調査については、既存のボーリング孔などを対象に、化石海水と浅層水が混合している領域を対象に、δDとCl、35Clと37Clの原位置での分布を調査する。また、室内で拡散試験を行い、拡散係数や分別係数を求める。これらの結果を用いて、原位置のプロファイルの再現を 試み、その分離や同位体分別から移流が支配的か、拡散が支配的かを評価する方法を提案する。 また、81Kr 法を試行することにより、その有効性を確認する。

平成 30 年度は、拡散場の調査については、既存データを見直すとともに、既存ボーリングから データを採取し、δD、Cl、δ³⁷Clの濃度プロファイルを評価するとともに、拡散試験や物性試 験によって、拡散を評価するためのパラメータを調査する。⁸¹Krについては、メタンガスなどの 溶存ガスが多い環境で、原位置における溶存ガス採取の捕集、採取した溶存ガスからの Kr の抽 出、⁸¹Kr 計測の一連の作業を試行する。

2) 地下深部の低透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・解析手法の整備

〈実施者:日本原子力研究開発機構〉

広域地下水流動解析では、通常、涵養域や流出域を包含するように解析対象領域を設定し、解 析を通じてある特定の区間の移行時間などを算出する。しかし、このような解析では、天水起源 の地下水が地下において流動することを前提としている。地下深部の低透水領域は、化石海水の 存在から示唆されるように、長期にわたり海水起源の地下水が滞留する場である。このような場 合、涵養域や流出域を包含するように解析対象領域を設定する方法や、涵養域からの移行時間の 算出結果を地下水年代と直接比較するような方法は、適切とは言えない。このため、新たな広域 地下水流動解析の考え方や手法を構築する必要がある。この問題は、セーフティーケースにおけ る安全戦略において、地下深部の低透水領域のみならず、地下浅部の領域に対してどのような安 全機能を設定するかにも深く関係するため、この点も考慮した検討が必要である。

上記のような課題認識から、本事業では、地下深部の低透水性領域を含む地域を対象とした場 合の広域地下水流動モデル化・解析手法を整備するため、以下のことを実施する。

①地下深部の低透水性領域を含む地域を対象とした地下水の洗出し解析手法の高度化

a 氷期/間氷期(最終氷期/後氷期)における亀裂を介した天水浸透(物質移行)メカニズムの解明

- b 浸透メカニズムを考慮したモデル化手法(スケールアップ)の開発
- c 洗出しの解析条件(洗出し開始時期や海水準変動を考慮した境界条件など)の設定方法の提示
- d 水理地質構造モデル(地下深部の低透水領域の拡がりや透水性など)の妥当性の検証方法の構築

②地下浅部から深部までを対象とした広域地下水流動モデル化・解析手法の提示

幌延地域の沿岸部〜内陸部までの広域を対象とし、氷期/間氷期における亀裂を介した天水浸透 メカニズムについて、既報の評価例などの文献調査結果を踏まえ、情報・知見を整理する。また、 天水浸透に係る簡易モデルを用いた解析を行い、スケールアップにあたり留意すべき事項を整理 する。さらに、地下水の洗出し解析の条件設定のために必要な情報(洗出し開始時期や海水準変 動を考慮した境界条件など)について文献調査を行うとともに、条件設定を変えた洗出し解析を 複数ケース行い、結果をまとめる。なお、地下浅部から深部までを対象とした広域地下水流動モ デル化・解析手法については、キーワードとなる泥岩、安全戦略、広域地下水流動解析等を対象 に、国内外での先行事例を調査した結果についてとりまとめる。

平成 30 年度は、低透水性領域を含む地域を対象とした地下水の洗出し解析を行う上で必要と なる情報・知見を収集・集約するための文献調査に着手するとともに、簡易モデルを用いた天水 浸透に関わる予察解析を行う。また、地下水の洗出し解析に関わる既往モデルを基に、条件設定 を変えた試解析を行い、境界条件の設定の違いによる解析結果への影響について整理する。さら に、上述したキーワードのうちの幾つかに着目した文献調査を行い、予察的な見解をまとめる。

3) 概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案〈実施者:日本原子力研究開発機構〉

堆積岩にしばしば認められる化石海水の存在は、極めて長い地史の中で隆起・侵食や海水準変 動といった自然現象の影響を受けないと想定され、地層処分にとって好ましい環境である可能性 が高いことを示す証拠となりうる。このような地質環境を概要調査段階で効率的に把握し、化石 海水が滞留する低透水領域の三次元的分布を推定できれば、地層処分が可能と判断し、精密調査 地区を選定するという概要調査の主たる目的を果たすことができると考えられる。

これまでの研究開発成果、ならびに、本事業で取り組む 1)地下深部の低透水領域の分布を概要 調査で効率的に把握するための方法論の構築と、2)地下深部の低透水領域を対象とした広域地下 水流動のモデル化・解析手法の整備の成果を踏まえ、堆積岩にしばしば認められる化石海水が存 在し、拡散が支配するような場を概要調査でどのように把握するべきか、調査・モデル化・解析 の方法論やフローあるいは評価にあたっての留意点などを検討し、提案する。このような検討結 果や提案内容は、概要調査を効率的・効果的に行うための情報として重要になる。

上記のような課題認識から、本事業では、以下のことを実施する。

①幌延における研究成果の再整理

化石海水領域や拡散が支配する場を抽出するために、指標となりうるパラメータを検討すると ともに、調査・解析手法の有効性を再整理する。

② 化石海水が存在し拡散が支配する流動場における概要調査の方法論・フローの検討

既存の報告書などに基づき、幌延地域における化石海水領域や拡散支配場に係る指標となりう るパラメータを抽出・整理する。また、化石海水が存在し、拡散が支配する流動場での概要調査 にあたって留意すべき事項や調査フロー案等について、1)および 2)の成果も踏まえ、整理する。 平成 30 年度は、幌延地域における化石海水領域や拡散支配場に係る指標となりうるパラメー タを抽出・整理するための文献調査に着手するとともに、拡散が支配する流動場での概要調査に あたって留意点の抽出を試行する。

2.3 水みちの水理特性や物質移動特性を調査・評価するための技術の高度化

1) 水みちのネットワークによる水理・物質移動特性の調査・評価技術の高度化

〈実施者:電力中央研究所〉

我が国では割れ目密度の高い岩盤がしばしば見られるが、割れ目のすべてが地下水の流動や物 質の移動に寄与するわけではない。そのため、ある程度の大きさの岩体の水理特性を把握するた めには、岩体内で支配的な役割をになう水みち割れ目の三次元的な分布を把握し、岩体の水理地 質構造モデルを構築する必要がある。これまでに事例研究として、ボーリング孔に交差する水み ちを検出するための各種の検層(ボアホール TV 検層、フローメータ検層、透水試験)や単一割 れ目を対象としたトレーサー試験などが実施されてきた。これら技術を必要に応じて改良を加え た上で組み合わせ、岩体内に分布する水みちの三次元的な分布を精度良く推定する技術の開発が 必要となる。

一方、岩体内の水みちの三次元分布がわかったとしても、それら多数の水みちのネットワーク による水理・物質移動特性を推定するためには、水みちの微細透水構造・物質移動特性も把握し ておく必要がある。例えば、割れ目充填鉱物の有無や種類、水みち内の地下水流速やマトリクス 拡散に寄与する割れ目面の割合を示す割れ目開口度、吸着に寄与するマトリクス空隙と割れ目面 からの距離との関係などである。

そして、水みちの微細透水構造や岩体の水理地質構造を基に、多数の水みちのネットワークに よる水理・物質移動特性を精度良く効率的に評価する手法の高度化も必要となる。

さらに、我が国に特徴的な高割れ目密度の岩盤において、広域を対象とした地下水流動・物質 移行解析を行う場合、大規模な断層については解析モデルで明示してモデル化することは可能で あるが、最近の計算機環境の著しい発展をもってしても、小規模な個々の水みち割れ目までモデ ルで直接表現して計算することは困難である。そのため、それら小規模の水みち割れ目を含む岩 体については、等価な透水性・物質移動特性を有する多孔質媒体に置き換えて計算を行うことが 現実的である。透水性に関しては、個々の割れ目あるいは小スケールのボーリング区間を対象と した透水試験の結果から、確率論を導入するなどしてより広い岩体の透水係数を推定する手法の 開発が望まれる。また、物質移動特性に関しては、マトリクス拡散を考慮した等価な間隙率や分 配係数の設定手法の開発が必要である。

以上の課題認識から、本事業では、我が国で多く見られる高割れ目密度の岩盤において、水み ちの微細透水構造モデルを構築し、水みちの三次元分布を精度良く検出する技術や水みちのネッ トワークによる水理・物質移動予測技術を高度化し、広域的な物質移動場の解析条件の設定手法 の最適化につなげることを目指す。

①水みちの検出技術の高度化

高割れ目密度の岩盤を対象として、ボーリング掘削、各種地質調査(コア観察、ボアホール TV 検層等)、地下水調査(フローメータ検層、湧水量計測、透水試験、間隙水圧モニタリング等)、 物理探査(ボアホールレーダー、VSP(Vertical Seismic Profiling)探査等)、トレーサー試験等、 既存の調査技術を必要に応じて改良して適用し、岩盤内の水みちの三次元分布(特性)を明らか にし、試験場の水理地質構造モデルを構築する。この作業を通じて、岩盤内の支配的な水みちを 検出し、その分布(特性)を調査・評価する技術の高度化を図る。 ②水みちの微細透水構造・物質移動モデルの構築

蛍光剤を添加したレジン(樹脂)が充填された岩石コアの水みち割れ目について、X線 CT 解 析やコア試料を 1mm 毎に研削し撮影した画像の分析により透水構造を把握するとともに、紫外 光下での観察や薄片観察により割れ目周辺のマトリクス部の空隙構造を明らかにする。

また、岩石の粉体試料やブロック試料を用いて、室内吸着試験やトレーサー試験を実施し、水 みち割れ目および周辺のマトリクス部の物質移動モデル構築のための基礎資料を取得する。

③水みちのネットワークによる物質移動予測手法の高度化

上記①により構築された試験場の水理地質モデルを基に、地下水流動に関する数値シミュレー ションを実施し、試験場周辺の水みちによる影響を受けた地下水の流速と流向の分布を明らかに する。そして、その結果を基に数値シミュレーションによるトレーサー試験の予測解析を行い、 ①で実施するトレーサー試験の試験条件の策定に反映させる。また、トレーサー試験の評価解析 に着手する。

平成30年度には、以下の内容を実施する。

①水みちの検出技術の高度化

岩盤内の支配的な水みちの分布を検出する技術の高度化を図るため、既存の各種地質地下水調 査技術を必要に応じて改良して適用し、試験場周辺岩盤の水理地質構造モデルを構築する。 ②水みちの微細透水構造・物質移動モデルの構築

水みち割れ目を含む岩石コアのX線CT解析や詳細な観察、岩石ブロック等を用いた室内での 吸着・トレーサー試験により、単一の水みち割れ目の透水構造・物質移動モデルを構築するため の基礎資料を取得する。

③ 水みちのネットワークによる水理・物質移動予測手法の高度化

数値解析により試験場周辺の地下水の流速や流向の分布を推定する。

2) 亀裂性岩盤の透水不均質性評価<(実施者:日本原子力研究開発機構)

わが国の亀裂性岩盤における水理・物質移動特性を評価するにあたっては、地下水の水みちと なる割れ目の位置、方向、大きさなどの幾何学的特性(地質学的特性を含む)や水理学的特性、 物質移動特性を把握することが重要である。国内では亀裂性岩盤を対象とした調査やモデル化を 通じて割れ目の特性評価に関する調査研究を進めており、割れ目の統計分布を再現しうる割れ目 ネットワークモデルの構築手法が整備されつつある。

しかしながら、個々の割れ目の透水性とその幾何学的・水理学的連続性の情報が不足している ため、割れ目に依存して局所的に不均質に分布する透水構造の空間分布を十分に理解できていな いのが現状である。そのため、岩盤の透水不均質性を把握するために必要な原位置調査の最適化 や、取得した調査データに基づく割れ目ネットワークモデルの構築および構築したモデルの信頼 性確認のための方法論が確立されていない。さらには、空間スケールに応じた岩盤の透水不均質 性のモデル化手法が整備されていない。

上記の課題を解決するために、平成 30 年度末時点までに瑞浪超深地層研究所の冠水坑道周辺 においてボーリング孔を掘削し、調査を実施するための環境整備を行う。平成 31 年度には、ボー リング孔を利用した調査を実施して割れ目の透水性などのデータを取得するとともに、それらの データを用いた岩盤の透水不均質性の評価を行う。

本検討の実施項目を以下に示す。

①ボーリング調査のための環境整備

平成 30 年度には、瑞浪超深地層研究所において、既存の調査密度が高い領域である深度 500m の冠水坑道周辺岩盤を対象として掘削長 100m 程度のボーリング孔を掘削する。ボーリング孔の 掘削では、掘削長 50~100m(50m 区間)において、土岐花崗岩健岩部の割れ目データの取得を 目的とした調査が実施できるように、ボーリング孔内を整備する。

2.4 研究成果の統合

図 2.4-1 および図 2.4-2 に、瑞浪地域を事例とした研究成果の統合のイメージと、個別の研究 開発項目から想定されるアウトプットを示す。また、図 2.4-3 および図 2.4-4 には幌延地域を事 例とした研究成果の統合のイメージと、個別の研究開発項目から想定されるアウトプットを示す。 これらの図に示すように、本事業においては両地域で実施する個別の研究開発項目からのアウト プットを統合または反映させつつ、移流場と拡散場に応じた水理・物質移動場の特性の調査・評 価技術の整備を進めていく。



広域的な地下水の流動域(移流場)の三次元分布の調査・評価技術

図 2.4-1 研究成果の統合イメージ(瑞浪地域)



図 2.4-2 個別の研究開発項目とアウトプット(瑞浪地域)



広域的な地下水の滞留域(拡散場)の三次元分布の調査・評価技術

図 2.4-3 研究成果の統合イメージ(幌延地域)



図 2.4-4 個別の研究開発項目とアウトプット(幌延地域)

3. 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化

3.1 地下水流動・物質移行解析技術の高度化

3.1.1 背景と目的

地下水シナリオでは、図 3.1-1 に示すように、漏出した核種の地下水による輸送を評価する。 このシナリオでは、核種の生物圏への到達が遅いほど、核種の放射壊変による減衰が進み、安全 評価上有利になるため、遅い流速の評価が重要となる。このため、これまでに地下水の起源や滞 留時間を評価する地下水年代測定技術を開発してきた。

地下水シナリオでは、地下水の流速だけでなく流向や流出点も重要である。地下水流動は、地 形、地質、水理、水文状態の影響を受けるため、これらの影響を統合するには、解析モデルが有 効と考えられている。このため、評価に用いる地下水流動モデルの妥当性が重要となる。

地下水流動モデルの妥当性は、地下水の水位や水圧など水理的な結果に基づいて検証されてきた。 しかしながら、安全評価では、地下水の流況や流動性などの評価も重要になる。このため、水理 的な情報だけでなく、地下水年代などの地化学的な情報を用いた地下水流動モデルの検証が必要 になると考えられる。しかしながら、地下水年代を用いた地下水流動モデルの検証は十分に行わ れていない。このため、地下水年代を対象に、地下水流動・物質移動解析を行うことにより、地 下水流動モデルの妥当性を示す方法の開発を行う必要がある。

このため、広域的な地下水年代を対象とした地下水流動・物質移動解析方法を調査し、その評価方法を例示する。また、この方法に基づいて、原位置データを用いた解析を実施し、地下水流動モデルと地下水年代の整合性を確認する。さらに、課題を検討することにより、評価方法の高度化を図る。これらの検討を通じて、地下水年代を用いた広域的な地下水流動モデルの妥当性を検証する方法を提案する。

瑞浪地域では、これまでに地下水年代測定結果が実施されており、広域的な地下水流動は、地 形に従い(三枝ほか、2007)、数万年程度で流れていると推定されている(Hasegawa et al. 2016)。 ここでは、地下水流動特性と地下水年代が明らかになっている瑞浪地域において、地下水流動解 析モデルの妥当性を地下水年代測定結果で検証することを試みる。



図 3.1-1 地下水シナリオの概念図

3.1.2 評価方法の提案

(1) 事例調査

ここでは地下水年代測定結果を用いたモデルの検証事例を示す。地下水年代測定は、地下水シ ステムの流況、例えば、涵養域や流出域、その滞留時間などの評価に有用である。この地下水年 代と比較するために、これまでに解析モデルを用いて地下水年代を評価する方法が開発されてき ている。最も代表的な方法として、図 3.1-2 に示すように、流跡線解析(例えば、Pollock, 1988; Cordes and Kinzelbach, 1992)、水理的滞留時間の解析(Goode, 1996; Varini and Carrera, 1998)、 対象物質の直接解析(例えば、Sanford et al., 2011; Castro et al., 1998)がある。



図 3.1-2 地下水解析による地下水年代評価方法の代表例(長谷川、2007)

このような解析モデルによる地下水年代評価事例は、Turnadge and Smerdon(2014)によって、 まとめられており、Lumped Mass Model(LMM), Mixing Cell Model(MCM), Direct Age Model(DAM)の3つに大別されている。Turnadge and Smerdon(2014)によれば、これまで、LMM や MCM が良く用いられているが、 地下水流動系の情報が少ない中で地下水年代を評価するた めに用いられてきたのが実情である。地下水流動解析を用いたものでは、図3.1-2②に示す DAM が最も概念的に単純であり、利害関係者とのコミュニケーションに役立つと結論付けている。地 下水年代の解析は、数値モデルを制約する上で非常に有益であることが示されている。一部の研 究では、解釈の結果である見かけの年代(Apparent age)でなく、図3.1-2③に示す直接濃度を解析 する方が、解釈時の誤差を含まなくてよいとしている。さらに、地下水年代は涵養してから流出 までの時間の積分値のため、広い範囲の不均質性を考慮することが可能であり、全水頭は地形へ の依存度が高いのに対し、地下水年代は流速について独立な情報を与えると考えられている (Larocque et al., 2009)。

DAM については、1990 年代後半から評価が実施されるようになった (Goode, 1996; Varni and Carrera, 1998; Ginn, 1999)。DAM は、地下水年代の空間分布を解析するために、物質移行方程 式を用いるものである。Goode (1996) はこの代表的なもので、地下水年代と地下水質量の積を 平均地下水年代 (一般に Age Mass 年代質量と呼ばれる) として、これを求める方程式を導いた。 これは、He 年代測定における発生速度を単位量とし、外部フラックスを無視したものと同じで ある。 すなわち、理想的な系であれば、He 年代は滞留時間を表していると考えられる。

ただし、DAM は地域規模の地下水流動システムの評価ではめったに実施されない。これは DAM の数値的要件、x, y, z, time の 4 つの関数となる地下水年代の解法は、計算負荷が非常に大 きいためである。さらに、移流分散方程式の数値解は、クーラント基準を満たさなければならな いため、地下水流動モデルに使用される解析メッシュよりも、はるかに高い空間分解を必要とす る。これらの理由のために、DAM の用途は一般に局所規模(すなわち数十~数百メートル規模) の地下水システムの定性的研究に限定されている(例えば Wilson and Gardner, 2006; Riedel et al., 2011)。地域規模の水文地質系への適用が少ないのとは対照的に、DAM や地下水年代は、地 下水流動・物質移行現象の重要性を調査するために多くの理論的研究で使われてきた。

DAM や地下水年代の解析が中規模から地域規模の地下水流動系に適用されている研究は、具体的には以下がある。

Castro et al.(1998)は Paris 盆地を対象に、地下水流動と³He、⁴He、⁴⁰Ar を対象に解析を行い、透水係数、堆積盆の循環時間、外部からのフラックスなどを評価している。

Engesgaard and Molson (1998) は、デンマークの Rabis Creek 帯水層の 2 次元垂直断面モデ ルを用いて平均地下水年代の空間分布を計算し、直接シミュレートした平均年齢の垂直プロファ イルは、観測されたトリチウム濃度を上手く再現できなかった。一方で、理論解は、トリチウム プロファイルをより正確に再現でき、帯水層への涵養率の推定を可能にした。

Bethke et al.(1999) はオーストラリアの Great Artesian Basin の3つの垂直断面について、 ³⁶Cl と ⁴He などの観測値を解釈するために、³⁶Cl、⁴He、DAM を計算した。それらの結果から、 従来考えられているような広域的な地下水流動で、GABの⁴Heの分布を説明できるとしている。

Tompson et al.(1999) は³H と³He データを使って、アメリカ、カリフォルニア、オレンジ郡 のかん養地域の地下水流動システムの概念モデルを改善した。

Castro et al.(2000)は、テキサスの Carrizo 帯水層、ニューメキシコの Sun Juan Basin、ナミ ビアの Auob 砂岩帯水層について、He のフラックスと原位置生成の寄与を推定している。また、 各帯水層で想定される地下水流速を求めている。これらの結果と¹⁴C や希ガス温度計の結果が整 合的であることを示している。

Sanford et al.(2011)は、Danube and Tisza River を含む南中央 Hungary を対象に、300 の地下水位観測結果と 51 の ¹⁴C 観測結果に基づいて、涵養量、蒸発量、水平と鉛直の透水係数の推定を行っている。この結果、透水係数の異方性は 10,000 倍程度あり、涵養量は 55mm/y と推定している。

Weissmann et al.(2002)は、米国カリフォルニア州の Kings River Alluvial Fan 帯水層を対象に、3D モデルを用いて CFC 濃度を評価している。空間的に分布した CFC の結果は、直接シミュレートした平均地下水年代および累積分布曲線が整合しておらず、CFC から求めた地下水年代が帯水層システムの平均地下水年代を表していないためと考えられた。この結果から、古い水が流入している可能性を示唆している。

Sanford et al.(2004)は、ニューメキシコの Middle Rio Grande Basin を対象に、¹⁴C データを

用いた解析を行うことにより、これまでの水理的な調査結果に基づく解析よりも、涵養量が非常 に少ないことを明らかにした。また、涵養は2万年前に最も多く1万年前に最も小さかったと結 論付けている。

Lemieux and Sudicky(2010)は、複数の連結された垂直二次元断面モデルを用いて平均地下水 年代を解析した。この結果から、氷期溶解水の混合過程を示した。

Eberts et al.(2012)は、カリフォルニア、フロリダ州コネチカット、および米国ネブラスカにおける 4 つの地下水システムに対して年代の確率密度関数を計算し、DAM よりも優れていることを示している。

Leray et al.(2012)はフランスのロリアンの近くに位置する Ploemeur 断裂岩帯水層における CFC と SF6の分布を解釈した。 CFC 濃度に対するモデル較正は、空間的に分布した透水係数パ ラメーターに制限を与えた。

Molson and Frind (2012) は、カナダの Waterloo Moraine 帯水層複合体の理想化された二次 元垂直断面モデルと三次元モデルの両方を使用して地下水年代の空間分布を計算し、公的坑口保 護のために平均滞留時間が決定された。

Park et al.(2002)は、³⁶Cl 年代を対象に、オーストラリア GAB を模擬した単純な帯水層と難透 水層がある系において、様々な輸送現象の影響を評価している。この結果、帯水層が厚く、層間 流れが顕著でなく、塩分濃度が低く、拡散係数が小さい場合にピストンフローを仮定した場合の 年代に対して一致するとしているが、いろいろなシナリオを考慮して評価する必要があること述 べている。

Bethke and Johnson(2002)は、混合がある系での地下水年代測定は、放射壊変による方法の場合、若い側にシフトするため、複数指標での評価と異なる半減期や蓄積性物質での年代など複数指標での評価の重要性を示している。また、Bethke and Johnson(2008)は、帯水層だけでなく難透水層が存在する場合には、難透水層への物質の漏出や供給も重要になる可能性を示唆している。

Castro and Goblet(2005)は、テキサス州の Carrizo 帯水層の単純化された 2-D 垂直断面モデ ルを使用して、直接シミュレートされた平均年代を他の2つのモデル年代、移流年代と¹⁴C 年代 と比較した。著者らは、平均年代の直接シミュレーションが、複雑な不均一流れシステムにとっ て最もロバストなアプローチであるかもしれないと結論づけている。

このように、地下水年代を対象にした解析は行われているものの、広域的な地下水流動場に対 し、三次元的な地質構造を考慮して実施された例は非常に少ないのが現状である。このため、瑞 浪地域のような広域的に水理的な調査や地化学的な調査が実施されている地点において、水理的 情報と地下水年代の整合性を示しておくことは意義があると考えらえる。

(2) 地下水流動解析評価フロー

地下水流動解析が、放射性廃棄物処分の安全評価などで用いられるためには、地下水流動解析 が一定の品質を維持し、専門家だけでなく、政策決定者や一般に対して受け入れられる必要があ る。このためには、地下水流動解析が一定の手順で実施され、一定の書式で文書化されることが 有効であると考えられる。このため、地下水流動解析の評価フローについて調査した。

このような取り組みについて調査した結果、諸外国には多数の地下水流動解析のガイドライン が存在することがわかった(長谷川、2004)。ここでは、これらの調査結果から、地下水年代測定 結果に基づく、地下水流動解析方法についてまとめる。

1) 地下水流動解析手順

地下水流動解析の一貫性を確保するためには、諸外国のガイドラインに見られるように、一定

の手順を踏む必要があると考えられる。地下水流動解析の手順は、各国のガイドラインによって 大差なく、概ね同様の手順になっている。ここでは、最も単純な手順を示している ASTM のガイ ドラインを示した。ASTM のガイドラインは、いくつかの基準の組み合わせとして構成されてお り、これは図 3.1-3 のように表される。このため、図 3.1-3 に従って解析を進めるのが有効であ ると考えられる。ここでは、この手順に沿って、地下水年代を対象とした地下水流動解析の手順 を説明する。

1.目的の設定



図 3.1-3 一般的な地下水流動解析フローと ASTM の関係

(フロー全体は、ASTM D5447-93 Standard Guide for Application of a Ground-Water Flow Model to a Site-Specific Problem を参照)

① 目的の設定

目的の設定は、地下水流動解析を実施する際に重要なステップである。目的は、解析に求める 詳細さ(複雑さ)に影響を与える。このため、解析作業に入る前に詳細に目的を規定しておくこと が重要であるとされている。

② 概念モデルの構築

地下水流動の概念モデルは、収集したデータから地下水流動の特徴を表現するものであり、図 3.1-4 のように表される。概念モデルの構築に役に立つと考えられるデータは、ASTM によれば 表 3.1-1 のように与えられる。

概念モデルの構築においては、これらのデータを解釈する必要があるため、地質、地下水、水 質など多様な専門知識が必要とされる。これらのデータに基づいて、モデルの境界(涵養域、流出 域、圧力境界など)、地質学的な枠組み(地形、地層、断層など)、水理学的な枠組み(透水係数、貯 留性など)、人為的な要因(揚水など)について定量的に表現し、モデル化に反映する必要がある。 概念モデルの構築は、地下水流動形態の特徴化、単純化であるため、構築の際の解釈、仮定につ いて明記するとともに、データの不足および誤差が発生する可能性について検討しておく必要が ある。また、特徴が明確に定義出来ない場合もあるため、別の解釈に基づいた代替モデルを構築 して検討することも重要であるとされている。

概念モデルは、最初から完全なものを構築できるとは限らないため、修正・改善を繰り返し行 う必要がある。



図 3.1-4 地下水流動の概念モデル

③ 解析コードの選択

解析コードの選択においては、前述の②概念モデルの構築において明らかになった地下水流動 の特徴を適切に再現できるコードを選択する必要がある。具体的には、1)流動の次元(2次元、3 次元)、鉛直流動が重要か(準3次元の評価が可能か)?2)不飽和浸透の影響は重要か?3)多孔質媒 体 or 亀裂性媒体?4)密度流は考慮すべきか?5)有限要素法 or 差分法?などが重要な評価項目に なる。一般的に、有限要素法は解析領域や境界条件をより正確に表現することが可能であり、差 分法は計算量が少なく、非線形問題などの計算が安定であるとされている。

種類	内容
地形学	(a)地形図、地図、標高のデジタル値、(b)排水設備のトレース地図
业所必	(a) 地質図と地質層序、(b) 表層地質図と地質層序、(c) 地質断面図、(d)
地頁子	地質層序あるいはボーリング柱状図
告告委	(a) 重力探査、(b) 磁気探査、(c) 比抵抗探査、(d) 音波あるいは地震波
地球初连子	探查、(e)電磁探查
気象学と気候	(a)降水量、(b)温度、(c)蒸発散、(d)日射量
植物	(a)植生とその分布図、(b)水利用状況
土質	(a) 土質種と特性図、(b) 土質特性
水理	(a)井戸、(b)水面分布図、(c)湧水と泉、(d)地表水、(e)帯水層の特性
地下水水質/	(a)同位体、(b)有機の地下水水質、(c)無機の地下水水質、(d)土質、化
地球化学	学的沈殿物と岩石の化学種
人本的お知占	(a)行政上の境界地図、(b)土地所有地図、(c)土地使用-もし利用可能
八句的は観点	であるなら、履歴情報を含める
水文	(a)地下水面の特性、(b)水文図、(c)水文断面と層序
地下水システムの	(a)涵養・流出量の地下水システムの収支、(b)涵養・流出マップ、(c)
特性化	断面での涵養・流出、(d)各地層における水頭面

表 3.1-1 解析に用いるデータベース (ASTM, 1996a)

④ 数値モデルの構築

数値モデルの構築は概念モデルを数学的形態に変換する作業である。この作業は、空間的・時 間的離散化、境界条件の設定、水理特性の設定、初期条件の設定がある。この作業時にも、概念 モデルから数値モデルへの変換が行われるため、仮定や解釈が必要になる。これらについても明 らかにしておく必要がある。

また、この時点において目的を考慮して、解析計画を作成しておく必要がある。

⑤ モデルの校正

モデルの校正は、予測に必要な精度が得られるようにパラメーターを修正することである。一 般的には、透水係数などの設定したパラメーターを現実的な範囲で修正し、解析値と実測値を整 合させることである。

校正については、トライアンドエラーで実施する方法と逆解析により実施する方法がある。校 正は非常に時間のかかる作業なので逆解析などにより自動的な方法が推奨されている。逆解析は 比較的一般に実施されており、解説書などもある(N-Z.Sun,1994)。

校正時には、各パラメーターの解析値への影響を評価するために、感度解析が実施される。逆 解析では、パラメーターの変化に伴う実測値と解析値の誤差の変化に基づいてパラメーターを更 新し、最適値を推定する方法が一般的に用いられる。

校正結果の評価には、水収支、繰り返し計算誤差、定性的評価、定量的評価がある。定性的評価は、地下水の流動パターン、校正後の物性の分布などを図化し、地下水流動の概念モデルと比較し、評価するものである。定量的評価は、実測値と解析値の差を統計的に評価するものである。

定量的評価では、図 3.1-5 に示すように、実測値と解析値を一対一で比較する方法が有効であると考えられる。図 3.1-5 の Y=X となる直線が実測値と解析値が一致することを表すため、どの程度の再現性があるか、どの解析値が実測値と差が大きいかなどについて把握することが容易

である。



⑥ モデルの検証

校正したモデルは、予測において妥当な結果を得られるとは限らないため検証を行う。検証に は以下の3つの方法がある(Spitz and Moreno, 1996)。1)別条件での検証、例えば、自然状態で校 正を行い揚水状態で検証をする。2)別データでの検証、校正に用いなかったデータを用いて再現 性を確認する。ただし、別データでの検証では、校正と検証に用いたデータに独立性がない場合 は検証として十分でない可能性がある。3)データの取得範囲外および将来データでの検証、解析 モデル校正後に採取したデータで検証を行う。

検証において目的に見合った再現性が得られない場合には、モデルを校正し直すか、概念モデ ルを見直すことになる。

データが少ない場合には、検証に十分なデータが利用できないため、感度解析などでパラメー ターの重要性を把握したうえで、この過程を省略する場合もある。

⑦ 予測解析

地下水流動解析の目的は、地下水を利用するなど地下水流動システムに何らかのインパクトを 与えた場合に、将来的に地下水流動にどのように影響するかが議論される。このため、予測シミ ュレーションにおいては、目的に応じて将来的にどのようなことが想定されるのかというシナリ オの作成が重要である。

シナリオは将来的なことであり、不確実な部分が含まれるため、それが結果に与える影響について検討する不確実性解析を実施しておく必要がある。不確実性は、シナリオだけでなく、パラメーター、境界条件などにも含まれるため、不確実性が予測シミュレーションの結果に対してどのように影響するか感度解析により検討しておく必要がある。

⑧ 文書化

文書化は上記の過程を取り纏めることであり、1)タイトル、2)要約、3)目的、4)水理地質状況、 5)概念モデル、6)数値解析モデル、7)校正、8)予測、9)まとめ、10)参考文献、11)付録の 11 項目 である。

上記の手順では明確になっていないが、レビュー、感度解析、各段階の文書化を推奨している。 また、両ガイドラインとも目的の設定後に解析の計画作成や事前調査(Scoping study)が推奨され ている。これによって解析に必要な予算や時間などを明らかにすべきとされている。

ほとんどのガイドラインでは、特に「概念モデルの構築」や「予測解析」の中の不確実性の評価が重要視されている。これはデータから地下水流動を解釈する部分において設定した仮定や設定の不確実性が、政策決定者などにとって最も理解しにくいためと考えられる。このため、概念 モデルや予測解析時の不確実性などについて十分に説明することにより、解析の透明性が図られることが期待できる。

3.1.3 地下水年代を対象とした地下水解析

ここでは、瑞浪地域を対象に地下水年代を対象とした解析を実施し、解析モデルの妥当性を検討することを目的としている。このため、地下水モデルの評価フローは図 3.1-6 のようになる。 地下水年代は地下水流動に基づいて評価されるため、地下水流動解析の後に物質移行解析が追加 されるフローになる。

従来の地下水流動解析モデルのフローに、地下水年代を対象とした物質移行解析を追加することで、①滞留時間(実流速)、②物質輸送現象(移流、分散、有効間隙率)、③複数の指標(例えば、¹⁴C、³⁶Cl、⁴He など)で評価できる。

広域の地下水解析結果(流量、水圧など)は、地形に依存度が高く、流れの大きい浅部で決ま る傾向にある。特に、放射性廃棄物処分で重要となるような流れの遅い深部の地下水流動の評価 には不適である。一方で、地下水年代は、深部の流速の遅い部分では、年代が古くなる。このた め、深部の遅い地下水流動の評価に適していると考えられる。



図 3.1-6 地下水流動解析モデルの評価フロー
(1) 目的の設定

ここでは、瑞浪地域の広域地下水流動モデルの妥当性を確認するために、地下水年代を用いて 検証を実施する。設計や評価に用いるものではないため、評価すべき項目(流量や流速など)精 度は明確ではないが、地下水年代を用いることによって、解析モデルの確からしさを評価するこ とが重要であると考えられる。このため、解析モデルによる地下水年代の再現性向上を目的とそ の手順の確立を目的として解析を実施する。

(2) 地下水流動の概念モデルの構築

地下水流動の概念モデルについては、これまでに三枝ほか(2007)などにおいて、図 3.1-7 のよ うに取り纏められており、地下水流動は花崗岩であり亀裂を主体とするものが、地形に従い均質 媒体的な流動であることが知られている。また、地下水流動については調査段階を反映した繰り 返しアプローチにより、モデルの詳細化にともない、予測誤差が小さくなることが知られている。

地下水年代の概念モデルについては、Hasegawa et al.(2016)により、図 3.1-8 のようにまとめ られている。⁴He については、涵養域から流出域では原位置生成で蓄積しており、流出域では外 部フラックスの影響が顕著になるため、⁴He 年代の推定が困難になっている。¹⁴C については、 涵養域において、地化学反応(炭酸塩鉱物の溶解など)の影響をうけて希釈されるものの、涵養域 で溶解平衡に達した後は、主に放射壊変で濃度変化している。¹⁴C についても、流出域において は、地下水中の C が少ないため、ばらつきが大きく ¹⁴C 年代の推定が困難になっている。⁴He 年 代と ¹⁴C 年代については相関があり、この相関から、⁴He の原位置生成速度、¹⁴C の涵養域にお ける地化学反応による希釈が推定されている。

(3) 解析コードの選択

地下水流動の概念モデルから、地下水流動については、前述のように母岩が花崗岩であり、亀 裂を主体としているものの、均質媒体的である。年代測定結果についても、4He 年代と14C 年代 の分布は、涵養域から流出域に向けて単調に増加しており、均質媒体的であると考えられる。ま た、4He 年代の算出には、間隙率として 2%を想定している。これらのことから、地下水流動・物 質移行解析ともに均質媒体的な取り扱いができる解析コードを用いることとした。

このため、解析コードには当所所有の FEGM/FERM を用いることにした(河西ほか、 1994,1995)。地下水流動・物質移行の基礎方程式は以下のとおりである。

地下水流動の基礎方程式は、質量保存則とダルシー則を用いた。

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x_i} (V_i) + Q_w \quad \exists \exists v_i, V_i = -k_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_i}$$

ここに、*Ss*は比貯留係数、*h*は水頭、 k_{ij} は透水係数テンソル、 V_i はダルシー流速、 Q_w は流入 出量を示す。

物質移行の式は、移流・分散方程式を用いた。

$$n\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (V_i C) - nC\lambda + Q_c$$

ここに、nは間隙率、Cは濃度、 D_{ij} は分散係数、 V_i はダルシー流速、 λ は壊変定数、 Q_c は流入出量である。







図 3.1-8 地下水年代の概念モデル

(4) 数値モデルの構築

解析モデルは、尾上ほか(2007)に基づいて、図 3.1-9 のように作成した。解析メッシュは、南 北方向 9600m を 192 分割、東西方向を 182 分割、鉛直方向を地表面から標高-2000m を 73 分割 程度で分割した。節点総数は 2,613,606、要素総数は 2,550,912 である。

地層は、瀬戸層郡、瑞浪層群、土岐花崗岩の上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯、月吉断層を モデル化した。

地下水流動の境界条件は、図 3.1-10 に示すように、側面および底面を不透水境界とした。地表 面は、初期のパラメーター設定で全水頭を最もよく再現できる降雨涵養量の最適値を求め、その 際の地表面固定で固定とした。これは、後述のように、全水頭はほぼボーリング孔でほぼ一定で あり、感度解析を実施した結果、全水頭は透水係数について感度が小さいものの、透水係数が大 きくなると、地下水位が低下するため、誤差が大きくなるという結果となった。このため、地表 面に全水頭を固定することとした。

4He 年代の境界条件は、図 3.1-10 に示すように、側面および底面をゼロフラックス境界、地 表面を濃度固定境界として原位置生成を考慮した。底部からのフラックスは、流出域の 4He 濃 度の実測値は影響を受けているものの、³He/⁴He を考慮して影響を排除したため、考慮しない こととした。





図 3.1-9 解析モデルおよび断面図



(2)4He 濃度の解析・境界条件図 3.1-10 解析条件および境界条件

(5) モデルの校正(感度解析)

地下水年代を対象とした地下水流動・物質移行解析の実施に先立ち、まずパラメーターの感度 解析を実施した。ここに初期パラメーターとして、表 3.1-2の値を用いた。初期パラメーターは 実測値(透水試験結果の対数平均値)を丸めた値を用いた。

表 3.1-2 透水係数の実測値および設定値(JAEA-Research2015-008 を参照)

地層名		実測値 (m/s)	設定值 (m/s)	
瀬戸層郡		-	1×10 ⁻⁵	
瑞浪層群	湍浪層群 水平方向 kh		1×10-7	
	(kxx=kyy)			
	鉛直方向 kv (kzz)		1×10 ⁻⁹	
土岐花崗岩	上部割れ目帯	$5.8 \times 10^{-8} (10^{-7.2 \pm 1.0})$	1×10-7	
	下部割れ目低密度帯	$2.2 \times 10^{-8} (10^{-7.2 \pm 1.0})$	1×10 ⁻⁸	
月吉断層		-	1.5×10^{-11}	

パラメーターの感度解析は、初期の透水係数設定値において、降雨量を20mm/yとした場合が 最も実測値と解析値の全水頭が整合したことから、降雨量を20mm/yとして実施した。なお、降 雨境界条件では、20mm/yの降雨量が涵養しない場合には、地表面で圧力0の圧力固定境界条件 となる。4He年代の解析では、縦分散長100m、横分散長10mとした。これは、Gelhar et al.(1992) が示しているように、縦分散長は移行距離の1/10、横分散長は縦分散長の1/10に基づいて設定 した。また、間隙率は2%としている。これは炉乾燥して求めたものと同程度である。全水頭の実 測値には図3.1-11、4He年代の実測値には図3.1-12の値を用いた。



初期の透水係数設定値における全水頭と滞留時間の解析結果を図 3.1-13 に示す。全水頭は北

側から南側に向けて低下傾向にあるのがわかる。また、全水頭は月吉断層周辺において大きく低下している。4He年代は、深度方向に増加する傾向があり、北部から南部に向けてやや増加傾向にある。月吉断層以南で4He年代が若くなるが、これは断面を取った部分の標高がやや高くなっており、地下水の流入が起こることで4He年代が若くなったためと考えられる。



図 3.1-13 初期の透水係数設定値での解析結果の断面図



図 3.1-14 初期の透水係数設定値での実測値と解析値の相関図

透水係数の初期設定値から、透水係数を対数的に 2,5,10, 20, 50, 100 倍および 1/2, 1/5, 1/10, 1/20, 1/50, 1/100 倍と変化させて感度解析を実施した。なお、瑞浪層群については、異方性 2 桁 (kh=100kv)を維持した状態で感度解析を実施している。

感度解析の解析値と実測値とを比較して、以下の式でモデル化効率と相対絶対誤差を求めたものを図 3.1-15 と図 3.1-16 に示す。なお、4He 年代については、数百~数万年とオーダーで変化するため、実測値と解析値の常用対数を取ったものでモデル化効率および絶対誤差を計算していた。

モデル化効率
$$EF = \frac{\sum_{i=1}^{n} (O_i - \overline{o})^2 - \sum_{i=1}^{n} (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{n} (O_i - \overline{o})^2}$$

絶対誤差
$$AE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} |P_i - O_i|$$

ここに、Oは実測値、Pは解析値、nは観測点数、添え字のiは観測点番号である。

図から、透水係数が大きくなるとモデル化効率が急激に低下および絶対誤差が急激に増加して いるのがわかる。透水係数を大きくすると、降雨境界条件では、地下水位が低下し、全水頭の整 合性が低くなることからこのような現象が発生していると考えられる。全水頭は透水係数を低下 させてもそれほどモデル化効率絶対誤差ともに改善されない傾向にあり、後述の4He年代に比べ て感度が低い。



図 3.1-15 全水頭を対象とした透水係数の感度解析時のモデル化効率

同様に、⁴He年代に対してもモデル化効率と絶対誤差を求めたものを図 3.1-17 と図 3.1-18 に 示す。図から、透水係数が変化するとモデル化効率と絶対誤差が変化している傾向がある。特に、 上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の感度が大きく、上部割れ目帯は透水係数が一桁程度小さく なるとピークを示している。下部割れ目低密度帯は設定値周辺にピークがある。土岐花崗岩にお いて透水係数が大きくなると、モデル化効率が低下するのと、絶対誤差が大きくなるのは、前述 の地下水位が低下することによる動水勾配の低下が原因である。土岐花崗岩の透水係数の変化が 評価結果に大きな影響を与えるのは、⁴He年代の観測値が土岐花崗岩にあり、瑞浪層群や瀬戸層 郡にないためと考えられる。このため、瑞浪層群や瀬戸層郡の透水係数は間接的に評価されてお り、直接透水係数を絞れていないと考えられる。

この結果から、瑞浪層群の透水係数は小さく、土岐花崗岩上部割れ目帯の透水係数は一桁程度 小さく下部割れ目低密度帯の透水係数と同程度である方がモデル化効率は大きく、絶対誤差は小 さくなると考えられる。



図 3.1-16 全水頭を対象とした透水係数の感度解析時の絶対誤差



図 3.1-17 ⁴He 年代を対象とした透水係数の感度解析時のモデル化効率



図 3.1-18 ⁴He 年代を対象とした透水係数の感度解析時の絶対誤差

感度解析の結果から、透水係数の変化は ⁴He 年代の変化に対して感度が大きいものの全水頭の 変化に対しては変化が小さいことが分かった。これは、全水頭がほぼ標高で決まっており、 ⁴He 年代は透水係数で決まっているためと考えられる。このため、モデルの校正は ⁴He 年代に着目し て実施することにする。

さらに、瑞浪層群については、鉛直方向の異方性について、不確実性が大きいため、水平およ び鉛直方向の透水係数について感度解析を実施した。ここでは、土岐花崗岩の透水係数は、ほぼ 同じ程度の値で最適値を取る傾向があるため、土岐花崗岩の上部割れ目帯および下部割れ目低密 度帯の透水係数は同じ値とした。瀬戸層郡および月吉断層については影響を与える領域が狭いた め一定値とした。

最終的に、瑞浪層群の水平方向の透水係数(kh)を3水準、1×10⁻⁷、1×10⁻⁸、1×10⁻⁹ m/s、鉛直 方向を5水準、1×10⁻⁷、1×10⁻⁸、1×10⁻⁹、1×10⁻¹⁰、1×10⁻¹¹ m/s、土岐花崗岩の透水係数を4 水準1×10⁻⁸、2×10⁻⁸、5×10⁻⁸、1×10⁻⁷ m/s としてグリッドサーチを実施した。この結果を図 3.1-19 に示す。結果は土岐花崗岩の透水係数ごとに以下の全水頭と年代の絶対誤差(AE+)がどの ように変化するかを示している。

全水頭と年代の絶対誤差
$$AE^+ = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|P_{hi} - O_{hi}|}{\sigma_h} + \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \frac{|P_{ai} - O_{ai}|}{\sigma_a}$$

ここに、n は全水頭の観測点数、添え字のh は全水頭、添え字のa は ⁴He 年代、σ は観測値の 標準偏差を示す。

図から、土岐花崗岩の透水係数が、2×10-8 m/s の際に AE+が最も小さくなる。この時の瑞浪 層群の kh=1×10⁻⁸ m/s、kv=1×10⁻⁹ m/s となり、おおむね瑞浪層群には異方性がある方が、誤差 が小さくなることがわかる。土岐花崗岩の透水係数が大きくなると、瑞浪層群の透水係数が低下 する傾向にあるが、これは土岐花崗岩を通過する流量を瑞浪層群が少なくすることにより、土岐 花崗岩の滞留時間を維持しようとしてると考えられる。



図 3.1-19 瑞浪層群の異方性に対する感度解析結果

(6) モデルの校正および検証

長期に亘る将来予測のための解析モデルにおいて、その解析モデルの予測能力の信頼性を検証 することが重要である。感度解析の結果より、全水圧に比べ ⁴He 年代の感度が大きいことが分か ったため、⁴He 年代の実測値による校正と検証を試みた。⁴He 年代の実測値には時系列データが ないことから、別条件下での予測(定常条件下で校正、非定常条件下で検証)を実施できない。その ため、校正と検証の手法としては、⁴He 年代の実測値を校正用と検証用に分割する方法を採用し た。校正と検証に使用するデータセットを表 3.1-3 に示す。校正に使用しなかったデータセット で検証を実施した。

表 3.1-3 校正と検証に使用するデータセット

	校正用データ	検証用データ		
データセット1(図 3.1-9 中赤字の井戸名)	DH-3, DH-13, MIU-4	DH-9, MIU-3, DH-12		
データセット2(図 3.1-9 中緑字の井戸名)	DH-9, MIU-3, DH-12	DH-3, DH-13, MIU-4		

校正は、主観を排除するため修正マルカート法(N-Z.Sun, 1994)による逆解析を実施した。逆解 析の手順を図 3.1-20 に示す。図 3.1-20 中に示す POj はパラメーター初期設定時の解析結果、 j(1~m:観測点数)は観測番号、Pij は感度解析での解析結果、i(1~n:推定パラメーター数)はパラメ ーター番号、ki はパラメーター、POj'は修正マルカート法(変更パラメーター)での解析結果を示 す。また、目的関数は感度解析で使用した絶対誤差平均(AE)とした。絶対誤差平均の計算時、4He 年代の実測値と解析値は常用対数で比較した。図 3.1-20 で AED を計算する場合、解析値=P0j と なり、AED'を計算する場合、解析値=P0j'となる。

図 3.1-20 の逆解析手順として、①推定するパラメーター(k)に初期値(初期パラメーター)を設定し、順解析を実施する。②順解析での解析結果と実測値を用いて絶対誤差平均(AE_D)を計算する。③推定するパラメーター(k)の感度を求めるため、i 番目のパラメーターの設定値を僅かに変更(本解析では2倍)し、そのたびに数値解析を行う。④では、③の過程で得らえた Pijを用いて感度マトリックス、感度ベクトルを作成する。⑤感度マトリックス、感度ベクトルよりパラメーター変更量を計算する。⑥パラメーター変更量で順解析後、その結果を用いて式の絶対誤差平均(AE_D)を計算する。⑦AE_Dと AE_D'を比較し、変更パラメーターの方が小さければ、変更パラメーターを基本パラメーターに入れ替えて③に戻る。変更パラメーターの方が大きければ、⑤に戻り感度マトリックスの対角項を強化した後⑥に移る。以下に感度マトリックス、感度ベクトルの計算方法を示す。

$$A_{ij} = \left[\frac{\partial P}{\partial k}\right]_{ij} \left\{ \left[\frac{\partial P}{\partial k}\right]_{ij} \right\}^{T} \quad \exists z \in k, \quad \left[\frac{\partial P}{\partial k}\right]_{ij} = \frac{\log P_{ij} - \log P_{0j}}{\log (k_i \times 2) - \log k_i}$$
$$B_i = \left[\frac{\partial P}{\partial k}\right]_{ij} \left[\frac{\log O_1 - \log P_{01}}{\log O_2 - \log P_{02}} \right]$$
$$\log O_j - \log P_{0j}$$

ここに、Oは実測値、Pは解析値、kはパラメーター値、添字iはパラメーター数、jは観測点数である。

逆解析で推定するパラメーターは、①瑞浪層群 kh(kxx = kyy)、②瑞浪層群 kv(kzz)、③上部割 れ目帯、④下部割れ目低密度帯、⑤月吉断層の透水係数を対象とした。感度解析の結果から、瀬 戸層群の透水係数は感度が小さいことが分かったため、1×10⁻⁵ m/s に固定した。

表 3.1-4 に透水係数の実測値(尾上ほか、2015)と逆解析によって推定された透水係数を示す。 実測値と校正値を比較すると、データセット1およびデータセット2において、瑞浪層群 kv を 除く透水係数の校正値は、透水係数の対数平均値の推定誤差±1 程度には推定できた。しかし、 データセットの違いによって、特に瑞浪層群 kv、月吉断層では校正された透水係数の値が異なる。 これは校正に使用するデータの選び方によって、透水係数への感度が異なることが考えられる。



図 3.1-20 修正マルカート法の手順

		実測値	初期値	校正値	
				データセット1	データセット2
瑞浪層群 -	kh (kxx = kyy)	14×10 ⁻⁸	10×10 ⁻⁸	0.80×10^{-8}	1.1×10^{-8}
	kv	$(10^{-6.8\pm1.0})$	0.10×10^{-8}	0.015×10^{-8}	0.077×10^{-8}
土岐花崗岩 —	上部割れ目帯	$5.8 imes 10^{-8} \ (10^{-7.2 \pm 1.0})$	10×10 ⁻⁸	2.2×10 ⁻⁸	3.5×10^{-8}
	下部割れ目 低密度帯	$2.2 imes 10^{-8} \ (10^{-7.7 \pm 1.0})$	1.0×10 ⁻⁸	2.4×10^{-8}	3.6×10^{-8}
月吉断層		1.5×10^{-11}	1.5×10^{-11}	3.6×10^{-11}	7.7×10^{-11}
校正時の絶対誤差平均(AE)		-	0.31	0.16	0.06

表 3.1-4 透水係数の実測値と逆解析によって推定された透水係数

データセット 1 およびデータセット 2 における透水係数の校正過程を図 3.1-21 に示す。図 3.1-21 において、修正マルカート法の回数が 0 回目の時は表 3.1-4 における初期値の透水係数を示す。感度解析の結果より、感度が大きいことが示された土岐花崗岩下部割れ目低密度帯の透水

係数は1回目の校正で透水係数が改善され、その後は大きく変化しない。その他の透水係数については、データセット1では2~4回目で改善され、データセット2では、1~2回目で改善されたことが分かる。



因 5.1-21 超水保敏的校正過程

校正結果での全水頭ならびに 4He 年代について、実測値(横軸)と解析値(縦軸)を比較した結果を図 3.1-22 に示す。4He 年代は常用対数上で比較を行った。図 3.1-22 において、凡例赤字は校正に使用し た 4He 年代の実測値がある井戸を示す。また、校正に使用した実測値については白抜きで示している。 全水頭はデータセットの違いによる差異は認められない。一方、4He 年代はデータセットの違いに関 わらず、校正に使用したデータ(白抜き)で誤差が小さく、校正に使用しなかったデータで誤差が大きく なる。

図 3.1-23 に初期値ならびに校正結果での全水頭および ⁴He 年代の南北断面を示す。⁴He 年代は常 用対数値で示した。図 3.1-23 中の全水頭断面において、月吉断層周辺で全水頭が大きく低下してお り、感度解析結果と同様の傾向が確認できる。校正を実施すると、データセットに関わらず土岐花崗 岩下部割れ目低密度帯における ⁴He 年代は小さくなる。また、表 3.1-4 中では土岐花崗岩の透水係数 は校正により初期値から少し大きくなる。これらのことから、⁴He 年代で校正を実施した場合、デー タセットに関わらず土岐花崗岩下部割れ目低密度帯における ⁴He 年代が小さくなるようにその部分の 透水性が大きくなることが分かった。

検証用データ(校正に使用しなかったデータ)を用いて、解析モデルの検証を実施した。校正用デー タ、検証用データにおける ⁴He 年代の絶対誤差平均の計算結果を表 3.1-5 に示す。表 3.1-5 に示すよ うに予測誤差はデータセット 1 では 0.21、データセット 2 では 0.25 が得られた。データセットに関 わらず、検証結果は校正結果よりも誤差は大きくなるものの、推定した ⁴He 年代は 1.6~1.8 倍程度で あることが分かった。これは、透水係数の対数平均値の推定誤差±1 あるいはそれ以上に比べて小さく、 地下水年代を考慮することでモデルの推定誤差が小さくなることが示唆される。



図 3.1-22 校正結果での実測値と解析値の比較

	データセット1	データセット2		
校正用	$0.16 (10^{0.16} = 1.4)$	$0.06 (10^{0.06} = 1.1)$		
検証用	0.21 (10 ^{0.21} =1.6)	0.25 (10 ^{0.25} =1.8)		

表 3.1-5 ⁴He 年代の絶対誤差平均

ボーリング孔ごとに、4He 年代の絶対誤差平均を計算した結果を図 3.1-24 に示す。図 3.1-24 において、青色棒グラフが検証用データである。また、データセット1の校正用データは赤色棒 グラフで示し、データセット2の校正用データは緑色棒グラフで示す。図 3.1-24 からも分かる ように、校正用データでの誤差は小さくなり、検証用データでの誤差は大きくなる。校正時に使 用するデータの選択によって、解析モデルの校正結果および検証結果が変化することを示してい る。校正を効率的に実施するために、校正に使用するデータの選択方法は今後の検討していく必 要がある。







ここまでに、データを校正用と検証用に分割して感度解析を実施した。ここでは、すべてのデ ータを用いてモデルの校正を行う。これによって校正誤差を評価する。また、降雨量についても 未知パラメーターとした逆解析を実施した。

逆解析時のパラメーターの変化を図 3.1-23 に示す。(3)全データと(4)全データ+降雨量を校正 したものは、3 回目までの繰り返し計算では変動が大きいが、おおむね一定値に収束していると 考えられる。またこの結果表 3.1-6 にまとめる。全データを使った場合の 4He 年代の校正誤差は、 おおむね(3)全データと(4)全データ+降雨量でそれぞれ 0.15 と 0.13 程度であった。これらは、半 分のデータを使った校正とほぼ同じレベルである。また、降雨量を推定パラメーターとしたもの は、誤差が少し小さくなっている。これは、パラメーター数が増えることで、より 4He 年代を合 わせやすくなったためと考えられる。

これまでの結果と同様に、校正結果での実測値と解析値の比較を図 3.1-26、校正結果での解析 結果の断面図を図 3.1-27、図 3.1-27に示す。



図 3.1-25 透水係数の校正過程

				校正値	
		実測値	初期値	全データ	全データ
				十降雨重	
降雨浸透量(mm/y)			20	20 (固定)	12.3
瑞浪層群	kh (kxx = kyy)	14×10^{-8}	10×10 ⁻⁸	3.9×10^{-8}	6.8×10^{-8}
(m/s)	kv	$(10^{-6.8\pm1.0})$	0.10×10 ⁻⁸	$5.0 imes 10^{-10}$	5.3×10^{-10}
土岐 上部 花崗岩 (m/s) (レゴーション日世	5.8×10^{-8}	10×10-8	2 0×10-8	1 7×10-8
	工 前 司 4 0 日 1日	$(10^{-7.2\pm1.0})$	10~10 °	3.0~10 °	1.7~10 °
	下部割れ目	2.2×10^{-8}	1.0×10-8	0 Fx10-8	2.9×10^{-8}
	低密度带	$(10^{-7.7\pm1.0})$	1.0×10 °	2.5×10 °	
月吉断層(m/s)		1.5×10^{-11}	1.5×10^{-11}	1.4×10^{-11}	7.3×10^{-12}
校正時の絶対 誤差平均(AE)	+ 全水頭 (m)	-	23.3	25.0 m	23.3 m
	^{N)} ⁴ He (年)	_	0.31	0.15	0.13
	10 ^x	-	$(10^{0.31}=2.0)$	$(10^{0.15} = 1.4)$	$(10^{0.13} = 1.3)$

表 3.1-6 透水係数の実測値と逆解析によって推定された透水係数



図 3.1-26 校正結果での実測値と解析値の比較



図 3.1-27 校正値での解析結果の断面図

3.1.4 まとめ

地下水年代を対象とした地下水モデルの検証を実施した。地下水モデルの検証を行うにあたり、 これまでに実施された地下水年代を対象とした地下水流動解析を整理した。この結果、広域的な 地下水流動モデルに対して、3次元的な地質の分布や複数のボーリング孔での地下水年代調査に 基づいた地下水年代解析はこれまでに実施されていないことがわかった。これは、地下水調査に 労力がかかるだけでなく、滞留時間の空間分布を求めるには、多大な労力を要するためと考えら れた。

地下水モデルを検証するために、地下水解析の手順と地下水モデルの検証方法について文献調 査を実施し、その手順に地下水年代の評価を組み込み、地下水モデルの検証方法を整備した。こ の結果に基づいて、地下水モデルの検証を試行した。地下水モデルの検証は、地下水年代に基づ いて、データを校正用と検証用とに分割して評価した。地下水モデルの校正は、主観を排除する ために、逆解析(修正マルカート法)で実施した。校正時の絶対誤差は対数紙上で 0.16 程度であっ た(10^{0.16}=1.4)。校正後のモデルを用いて、検証用データの予測し、実測値と解析値の絶対誤差は 0.25 程度であることを確認できた(10^{0.21}=1.6)。校正と検証データを入れ替えて再度試行したとこ ろ、校正時と検証時の絶対誤差はそれぞれ 0.06 と 0.25 程度であった(10^{0.06}=1.1、10^{0.25}=1.8)。こ の結果、検証結果は校正結果よりも誤差は大きくなるものの、推定した 4He 年代の誤差は、1.6~1.8 倍程度であることがわかった。これは、透水係数の対数平均値の推定誤差±1~1.5 に比べて十分 に小さく、地下水年代を考慮することによって、モデルの推定誤差が小さくなることを示してい ると考えられる。また、校正の結果得られた透水係数が対数平均値に近いことから、水理情報と 地化学情報が整合していると考えられた。

校正時のデータの選択によって、モデルの校正結果や予測誤差が変化する。このため、どのようなデータを用いれば校正がうまく進むか、例えば、流出域を校正データに含める、涵養域から流出域までのデータを校正データに含めるなど、データの選択方法についてはケント脳が必要である。また、今回の校正では、4He 年代が土岐花崗岩にしか存在しないため、他の地層、例えば瑞浪層群、瀬戸層郡などの推定精度が低いことが明らかになった。また、校正時に誤差が小さくなっている原因や透水係数の不均質性の影響が4He 年代に与える影響を評価していく必要がある。最後に、ここでは均質媒体的なモデルを想定し、間隙率を2%として評価しているが、この概念モデルの妥当性についても検討していく必要がある。

参考文献

- ASTM, D5447-39 Standard Guide for Application of a Ground-Water Flow Moldels to a Site-Specific Problem, 1993.
- ASTM, D5609-94 Standard Guide for Defining Boundary Conditions in Ground-Water Flow Moldeling, 1994a.
- ASTM, D5610-94 Standard Guide for Defining Initial Conditions in Ground-Water Flow Moldeling, 1994b.
- ASTM, D5611-94 Standard Guide for Conducting a Sensitivity Analysis for a Ground-Water Flow Moldel to a Site-Specific Problem, 1994c.
- ASTM, D5718-95 Standard Guide for Documenting a Ground-Water Flow Moldel Application, 1995.
- ASTM, D5979-96 Standard Guide for Conceptualization and Characterization of Ground-Water System., 1996a
- ASTM, D5981-96 Standard Guide for Calibrating a Ground-Water Flow Model Application,

1996b.

ASTM, D6170-97 Standard Guide for Selecting a Ground-Water Flow Moldeling Code, 1997.

- Bethke, C.M., Zhao, X. and Torgersen, T., Groundwater flow and the 4He distribution in the Great Artesian Basin of Australia. J. Geophys. Res.: Solid Earth (1978–2012) Vol.104 (B6), 12999–13011, 1999.
- Bethke, C. M. and Johnson, T.M., Paradox of groundwater age: Correction, Geology, Vol.30, No.4, pp.385-388, 2002.
- Bethke, C.M., Johnson, T.M., Groundwater age and groundwater age dating. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 36, 121–152, 2008.
- Castro, M. C., Goblet, P., Ledoux, E., Violette, S. and de Marsily, G., Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris basin 2, Calibration of a groundwater flow model using noble gas isotope data, Water Resour. Res., Vol.34, No.10, pp.2467-2483, 1998.
- Castro, M. C., Stute, M., and Scholosser, P., Comparison of ⁴He ages and ¹⁴C ages in simple aquifer systems: Implications for groundwater flow and chronologies, Applied Geochemistry, Vol.15, pp.1137-1167, 2000.
- Castro, M. C. and Goblet, P., Calculation of ground water ages-A comparative analysis, Ground Water, Vol.43, No.3, pp.368-380, 2005.
- Cordes, C and Kinzelbach, W., Continuous groundwater velocity fields and path line in liner, bilinear, and trilinear finite elements, Water Resources Research, vol.28, No.11, pp.2903-2911, 1992.
- Unregard, P. and Molson, J., Direct simulation of ground water age in the Rabis
- Creek Aquifer, Denmark. Ground Water vol.36, pp.577-582, 1998.
- Ginn, T.R., On the distribution of multicomponent mixtures over generalized exposure time in subsurface flow and reactive transport: foundations, and formulations for groundwater age, chemical heterogeneity, and biodegradation. Water Resour. Res. 35, 1395–1407, 1998.
- Gelhar, L. W., Welty, C. and Rehfeldt, K. R., A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. Water Resources Research, Vol.28, No.7, pp.1955-1974, 1992.
- Goode, D. J., Direct simulation of groundwater age, Water Resources Research, Vol. 32, No.2, pp.289-296, 1996.
- Hasegawa, T., Nakata. K., Tomioka, Y., Kazuyuki G., Kashiwaya, K., Hama, K., Iwatsuki, T., Kunimaru, T. and Takeda, M., Cross-checking groundwater age by ⁴He and ¹⁴C dating in a granite, Tono area, central Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.192, 166-185, 2016.
- Larocque, M., Cook, P.G., Haaken, K. and Simmons, C.T., Estimating flow using tracers and hydraulics in synthetic heterogeneous aquifers. Ground Water vol.47, pp.786–796, 2009.
- Leray, S., de Dreuzy, J.R., Bour, O., Labasque, T. and Aquilina, L., Contribution of age data to the characterization of complex aquifers. J. Hydrol. vol.464–465, pp.54–68,2012.
- Molson, J.W.and Frind, E.O., On the use of mean groundwater age, life expectancy and capture probability for defining aquifer vulnerability and time-of-travel zones for source water protection. J. Contam. Hydrol. vo.127, pp.76–87, 2012.
- Park, J., Bethke, C. M., Torgersen, T. and Johnson, T.M., Transport modeling applied to the interpretation of groundwater 36Cl age, Water Resources Research, Vol.38, No.5, pp.1-1-1-15, 2002.

- Sun, N-Z., Inverse Problems in groundwater modeling, Kluwer Academic Publisher, 337p, 1994.
- Spitz, K. and Moreno, J. 著, 岡山地下水研究会 訳, 実務者のための地下水環境モデリング, 技報堂出版, p.321,2003.
- Pollock,D.W, Semlanalytical computation of pathlines for finite difference models, Ground Water, vol.26, no.6, pp.743-750, 1988.
- Riedel, T., Lettmann, K., Schnetger, B., Beck, M. and Brumsack Jr., H., Rates of trace metal and nutrient diagenesis in an intertidal creek bank. Geochim. Cosmochim. Acta vol.75, pp.134–147, 2011.
- Sanford, W.E., Calibration of models using groundwater age. Hydrogeol. J. 19, 1–4, 2011.

Sanford, W.E., Plummer, L.N., McAda, D.P., Bexfield, L.M. and Anderholm, S.K., Hydrochemical tracers in the middle Rio Grande Basin, USA: 2. Calibration of a groundwater-flow model, Hydrogeology Journal, vol.12, No.4, pp.389-407, 2004.

- Tompson, A.F., Carle, S.F., Rosenberg, N.D., Maxwell, R.M., 1999. Analysis of groundwater migration from artificial recharge in a large urban aquifer: a simulation perspective. Water Resour. Res. Vol.35, No.10, 2981–2998, 1999.
- Turnadge, C. and Smerdon, B.D., A review of methods for modelling environmental tracers in groundwater: Advantages of tracer concentration simulation, Journal of Hydrology, vol.519, pp.3674–3689, 2014.
- Varni, M. and Carrera, J., Simulation of groundwater age distributions. Water Resour. Res. vol.34, pp.3271–3281, 1998.
- Weissmann, G.S., Zhang, Y., LaBolle, E.M. and Fogg, G.E., Dispersion of groundwater age in an alluvial aquifer system. Water Resour. Res. Vol.38, pp.1–14, 2002.
- Wilson, A.M. and Gardner, L.R., Tidally driven groundwater flow and solute exchange in a marsh: numerical simulations. Water Resour. Res. 42,

W01405.http://dx.doi.org/10.1029/2005WR004302, 2006.

- 三枝博光,瀬野康弘,中間茂雄,鶴田忠彦,岩月輝希,天野健治,竹内竜史,松岡稔幸,尾上博則,水野 崇, 大山卓也,濱 克宏,佐藤稔紀,久慈雅栄,黒田英高,仙波 毅,内田雅大,杉原弘造,坂巻昌工, 超深 地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階(第1段階)研究成果報告書,JAEA-Research 2007-043, 337p, 2007.
- 長谷川琢磨, 地下水流動解析のガイドラインに関する調査、地下水学会誌、Vo..48, No.2, pp.75-86, 2006.
- 河西基,田中靖治,五十嵐敏文,高レベル廃棄物処分の天然バリア性能評価手法の開発(その1) -割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法-,電力中央研究所研究報告 U93054,1994.
- 河西基,田中靖治,五十嵐敏文,高レベル廃棄物処分の天然バリア性能評価手法の開発(その2) –割れ目系岩盤中の熱および核種の移行解析手法–,電力中央研究所 研究報告 U94053,1995.
- 尾上博則、三枝博光、大山卓也, ローカルスケールの地下水流動解析--サイトスケールにおけるステップ4の地下水流動解析の境界条件の設定、JAEA Research 2007-035、63p, 2007.
- 尾上博則、小坂寛、竹内竜史、三枝博光, 超深地層研究所計画(岩盤の水理に関する調査研究); 第 2 段階におけるサイトスケールの水理地質構造モデルの構築、JAEA-Research2015-008, 146p, 2015.

3.2 地下水年代測定技術の高度化

3.2.1 背景と目的

地下水年代測定は、地下水流動場の評価に有効であると考えられる。これは、地下水の流動系、 涵養域、流出域などの識別が可能なこと、地下水の流動の遅い領域の識別が可能であるためであ る。さらに、高レベル放射性廃棄物処分では、地下水流速の評価が重要である。これは、施設か ら漏出した核種が地下水によって輸送される地下水シナリオにおいて、地下水の流速が遅いほど 放射壊変が進み、核種の濃度が低下するためである。この遅い地下水流速を評価するためには、 天然に存在する放射性物質の壊変やそれに伴う蓄積などに着目した地下水年代がもっとも有効で あると考えられる。他の方法として透水試験や流向流速測定があるが、透水係数は局所的な値と なりやすく、透水係数から流速を求めるには、さらに動水勾配や有効間隙率のパラメーターが別 途必要である。さらに花崗岩などの割れ目系の岩盤では、有効間隙率の評価は難しい。流向流速 測定は、直接的に地下水流速が測れるという意味で有益であるが、流速測定が数 cm/y 以下のよ うな遅い流速を評価するのは、ボーリング掘削や計測装置の設置による擾乱の影響が大きく、拡 散の影響を受けるため、困難であると考えられる。

地下水年代測定については、図 3.2-1 に示すように、これまでに地下水に溶存する物質やガス の量や同位体から、地下水の滞留時間を評価する方法を整備してきた。これによって、数万年か ら数百万年のような滞留時間の長い地下水が国内にも存在することを示すことができた。



ただし、どの方法にも長所・短所および適用条件があるため、複数の方法で評価を行い、整合

性を確認することが結果の信頼性を示すうえで重要である。

近年、新しい技術(³⁹Ar、⁸¹Kr、¹²⁹I など)が開発されてきており、既存技術(⁴He、¹⁴C、³⁶Cl、 希ガス温度計など)についても、前処理方法や分析方法の改良によって、測定精度や適用性の向 上が図られている。

このため、これらの技術について調査するとともに、可能なものについて整備する。また、整備した技術を原位置で試行することにより、有効性を確認するとともに課題を抽出する。

これらの検討を通じて、新しい地下水年代測定法や分析方法を抽出するとともに、有望な方法を整備することとする。

3.2.2 文献調査

地層処分などで対象となる地下水の長期安定評価には、104-106年の滞留時間の地下水年代測 定のツール開発が極めて重要である。ここでは、104-106年の滞留時間をもつ地下水および浅層地 下水の流入、深部流体の流入を含む地下水流動評価に欠かせない核種の研究動向を記述する。

⁸¹Kr (半減期: 0.21Ma) は宇宙線由来の核種であり、核実験、再処理あるいは岩石内での ²³⁵U や ²³⁸U の核反応により放出される割合が少ない核種であること、不活性希ガスであるため地下 水-岩石間の相互作用も低いことを考慮すると、 10^{4-106} 年オーダーの地下水の絶対年代測定に有 効であると考えられる。大気中のKrはわずか 1.099 ± 0.009 ppmであり(Aoki and Makide, 2005)、地下水中のKr の溶解度は 8.1×10^{-5} cm³/L (15°)と低い(Ozima and Podosek, 1983)。大気の ⁸¹Kr/Kr は 5.2×10^{-13} であるため、 81 Kr の溶存量は僅か 1100 atom/L である。さらに、海水中の ⁸¹Kr はそれより 20%溶解度が低い(Collon et al., 2000)。

⁸¹Kr は加速器質量分析計(AMS)で測定が可能であるが(Collon et al., 1997, 2000)、近年 ATTA による分析が可能となった(Lu et al., 2014, Jiang et al., 2012)。AMS で測定可能な Kr 量は 0.5 cm³ であるが、ATTA で測定可能な Kr 量は 1-10 µL, であり、AMS より高感度分析が可能である。しかしながら、1-10µL の Kr を抽出するためには 100L の地下水より Kr を抽出する必要がある。

地下水中の Kr の抽出は、試料水を加熱して溶存 Kr を degassing する手法などが適用されて いたが、大量の試料水をフィールドで分離する手法としては困難である。近年の地下水中の Kr の 主な抽出方法は、hollow fiber 法(Probst et al., 2007, Ohta et al., 2009, Yokochi et al., 2016)と 真空脱ガス法(Yokochi et al., 2013)がある。両方の手法はフィールドで大量の試料水から溶存ガ スのみを分離できる。これらの抽出手法が深部地下水へ適用され、⁸¹Kr の地下水年代測定の有効 性が議論されつつある(Matsumoto et al., 2018)。

⁸⁵Kr は半減期 10 年の放射性核種であり、滞留時間が数 10 年のスケールの地下水の年代測定に 適用できることが期待できる。⁸⁵Kr は主に再処理工場より放出される人為起源の核種であり、近 年増加傾向である。地下水中の Kr 同位体は大気由来であるが、現在、大気中の ⁸⁵Kr 濃度は 1.5 Bq/m³ であるので、大気と平衡の地下水中の ⁸⁵Kr の濃度は極低濃度である。⁸⁵Kr は液体シンチ レーションカウンター(LSC)で測定できるが、⁸⁵Kr を検出するためには、10⁴L オーダーの大量 の試料水から Kr 同位体を分離・捕集する必要がある。⁸⁵Kr の半減期が短いため、³H の検出でき ない領域では、脱ガスから精製ラインへの最終的なリークを含めた評価には重要となると考えら れる。

³⁹Ar は半減期が269年の放射性核種である。半減期が200年オーダーの核種のため、CFC(数 十年)やトリチウムヘリウム法(60年程度)と¹⁴C法(1,000~30,000年)の間をつなぐ年代測定法と して期待される(Corcho et al., 2009, Corcho et al., 2007)。³⁹Ar は大気中のカリウムとアルゴン の核種と宇宙線の相互作用により生成される。大気中の³⁹Ar の平衡値は、1.67×10⁻²Bq/m³(Loosli, 1983)である。これは、³⁹Ar/Ar 同位体比に換算して約10⁻¹⁵である。このように同位体比レベル が非常に低い核種であるために、加速器質量分析計で検出可能な³⁹Ar レベルは、地下水2,000L 程度に相当する(Collon et al., 2004)。一方、³⁹Ar は ³⁹K の(n, p)反応のため (Loosili et al., 1989)、 地下深部で生成されるので、地下水年代の評価は難しい核種と考えられる。

129I は半減期が 1,570 万年の放射性核種である。ヨウ素は主に海洋堆積物(5.9×1012t; 68.2%)と 陸上堆積物(5.9×10¹²t:27.7%)に腑存している。水中のヨウ素濃度は堆積物中のものより桁違い に低く、海洋中のヨウ素はわずか 0.8% (7×10¹0t)である。海水中のヨウ素の濃度は 50-60ppb 程 度であるが、陸水中のヨウ素濃度はわずか数 ppb オーダーである(Muramatsu and Wedepohl, 1998)。陸域・海域では、地球規模・ローカルレベルのヨウ素の物質循環の過程を通じ、植物・海 水・陸域地表面よりヨウ素が大気中に放出され、大気中のヨウ素を含むエアロゾルの washout、 falloutによりヨウ素を含む降水が陸域や海域へ沈着する。海水中のヨウ素の形態は主に IO3 であ るが(Hou et al., 2007)、陸水中のヨウ素の形態は溶存態(I, IO3など)や懸濁態など様々な形態で 存在している(Muramatsu et al., 2001, Ohta et al., 2012)。近年、Fallout 核種の不飽和層中の分 布や形態別分離試験では、129I は主に有機物に賦存している。また、不飽和層中の人工起源の 129I の環境動態解析では、Falloutより数年程度の時間スケールでは、不飽和層中のヨウ素は Fe. Mn 酸化物態が有機物結合態より優勢である(Ohta et al., 2016)。129I は半減期が 1,570 万年である超 寿命放射性核種であるため、超長期枠の物質循環の指標になる可能性がある核種である。¹²⁹I は 天然起源および人為起源のものがあり、核実験および再処理工場の稼動が活発化された 1960 年 代以降より環境中の ¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比は天然起源のものと比較して桁違いに高い(Ohta 2013, 2017)。近年の¹²⁹Iをトレーサーとした地下水年代測定の適用例は、Muramasu et al. (2001)、 Fabruyaka-Marthin et al.(1985), Fehn et al.(1992), Tomaru et al.(2007, 2009)などがある。こ れらの研究で得られた 129I 年代は、地下水年代は 10Ma 以上であり、I の起源に深部流体の寄与 が示唆されていた。

地下水中の¹²⁹Iをトレーサーとした地下水年代測定法は核実験前の初期値の¹²⁹I/¹²⁷I同位体比 をベースとしているが、¹²⁹I/¹²⁷I同位体比より求めた地下水年代は、地下水の賦存する地質年代 および³⁶Cl/Cl, ⁴He をベースに求めた地下水年代と比べて違いに高く、地下水中のヨウ素の起源 や年代の指標となるヨウ素同位体の初期値にはまだまだ議論の余地がある(Mahara et al., 2010, 2011, 2012, 2013, Ohta et al., 2017)。

3.2.3 新しい方法の整備および高度化

(1) ⁸¹Kr

昨年、地層処分に求められる科学的特性を明らかにするために、科学的特性マップが示された (経済産業省資源エネルギー庁、2017)。300m 以深の地下深部では塩分濃度が高くメタン濃度も 高い地下水も存在しており、我が国の地層処分のための地層・深層地下水特性(深部地下水のイ オン濃度と共存ガス濃度が高い条件)に適応した抽出システムの構築が必須である。

近年、radio-Kr の抽出に利用される hollow fiber 法と真空脱ガス法は、大量の地下水から効率 的に放射性 Kr を抽出できる特徴があるが、地下水から⁸¹Kr を抽出するためには、1)現代の大 気性⁸¹Kr の汚染防止、2)地下水より Kr を抽出できるシステムの構築、などの以下の課題が挙げ られる。

1)の現代の大気性⁸¹Kr の汚染防止は、正確な地下水中の⁸¹Kr 値を得るために、必須の条件で ある。一方、2)の Kr 抽出率向上のためには、抽出時の地下水の流量を低くするのが一般的な方法 である。ただし、抽出率低下に伴い現代の大気性⁸¹Kr のコンタミネーションの増加が懸念され る。真空脱ガス法では、真空装置の密閉性が課題である。hollow fiber 法および真空脱ガス法の 両システムに共通した課題は、リーク量の最小化であり、リーク量を抑えるために捕集時間を短 くすることも重要である。 透水係数が小さい地層の流動性の低い地下水では、抽出ラインに導入する地下水流量に制限が あるため、より低流量で地下水中の Kr を抽出する必要がある。一方、透水係数が大きな場の流 動性の高い地下水中の Kr を抽出するためには、低流量で Kr を抽出するよりも、大流量で Kr を 抽出するほうが、total のコンタミネーションが小さくなると考えられる。

ここでは、瑞浪地域の流動性の高い深部地下水を対象として、地下水中の Kr を抽出し、hollow fiber 法と真空脱ガス法を利用したガス採取時の現代大気性⁸¹Kr のコンタミネーションの評価と 現場への適用時における Kr の抽出率を求めた。

1) 採取装置の概要

Radio Kr 分離技術は、Ohta et al.(2009)の hollow fiber system を改良したものと真空脱ガス システムの構築を行った。改良した hollow fiber 装置は、中空糸膜を内蔵した装置であり、中空 糸膜の内側を真空に脱気し、膜と接触したガスを捕集できる仕様である。図 3.2-2 に装置の概念 図を示す。図 3.2-3 に真空脱気による地下水中のガス抽出システムを示す。



図 3.2-2 中空糸膜法による地下水中のガス分離



真空脱気

図 3.2-3 真空脱気による地下水中のガス抽出システム

2) 真空脱ガスの脱気効率

真空脱気法は、機構が簡単なため、様々な分野で使われている。このため、真空脱気法を試作 し、性能を調査した。 真空脱気法は、図 3.2-3 に示すように、真空に脱気した容器内に地下水を噴射し、ガスを採取 する方法であり、海洋調査などで一般に用いられている。流量の多い場合に特に有効であり、真 空脱気する容器の大きさが処理できる水量に依存すると考えられている。

ここでは、真空容器に大きい容器(内径 145mm×高さ 350 mm)と小さい容器(内径 110 mm ×高さ 200 mm)の2つを製作し、脱気性能を調査した。試験には、大気をバブリングして酸素 濃度を飽和にした溶液を用いた。この溶液を真空容器に導入し、噴射することによって溶液中の 酸素を回収する試験を実施した。脱ガス性能は、導入する溶液と排水する溶液の溶存酸素濃度の 変化から以下の式で評価した。

脱気性能=(導入溶液の溶存酸素量―排水溶液の溶存酸素量)/導入溶液の溶存酸素量

脱気試験は、流量、シャワーノズル、前述の容器の大きさを変えて実施した。シャワーノズル にはいけうちの標準扇形ノズルを用いた。ノズルの標準流量は0.7 L/min と 1.4 L/min を用いた。 子の流量は、0.2 MPa に加圧した際に期待される流量である。この結果を図 3.2-4 に示す。溶液 の導入は、真空吸引とポンプで実施しており、シャワーノズルは、0.2 MPa で注入したときの流 量のため、導入量がシャワーノズルの設定流量よりも小さくなっている場合は、真空吸引のみで の導入となっている。図 3.2-4(1)では 0.7 L/min のノズルを用いた試験を 0.1, 0.2, 0.4 L/min で 試験を実施した。

試験の結果、流量が大きい方が、脱気効率が高い結果となった。これは流量が少ないとノズル からシャワーとして十分に噴射されず、流量が少ないほど霧になる効率が落ちるため、ガスの分 離効率が低下するためと考えられる。このため、ノズルと流量があっているほうが、脱気率が高 いことがわかった。次に、容器の大きい方が小さい方よりもやや脱気効率が良い結果となった。 これは、容器が大きい方が、噴霧される領域が広く、脱気する面積が大きくなり、脱気効率が上 がるためと考えられる。

図 3.2-4(2)の 1.4 L/min のノズルを用いた試験でも、0.7 L/min のノズルを用いた試験と同様 の傾向となっており、ガスの分離効率は、流量が多い方が、容器が大きい方が良い結果となって いる。

図 3.2-4(2)には、小タンクで脱気した後の溶液をさらに大タンクで脱気した場合、すなわち2 段階で脱気した場合の結果を示している。この場合が最も脱気効率が高くなっている。これは、 処理回数が増えれば脱気率が上がることを示しており、流量が少ない場合、ガス採取効率を上げ るには処理回数を増やせばいいことを意味している。

これらの結果から、流量、段階数がガス採取効率を上げるうえで特に重要であると考えられた。 容器の大きさの影響が大きくなかったことから、装置は小さくできる可能性がある。



図 3.2-4 真空脱気による試験結果

3) 大気の混入の評価

現代大気性 ⁸¹Kr によるコンタミネーションは、真空ラインからの極微量のリークと掘削水に よる汚染が考えられる。ここでは、対象とした瑞浪地下水中の DO をポータブル DO 計により、 現場観測したところ、0 mg/L であった。したがって、地下水より抽出した O₂は、主に抽出ライ ンからの極微量のリークによるものと考えられる。ここでは、バックグランドレベルの現代大気 性の ⁸¹Kr による寄与を求めるために、抽出ガス中の O₂,N₂, CH₄, CO₂, H₂ をガスクロマトグラフ ィーで測定を行った。

図 3.2-5 に抽出したガス中の主要ガス成分の O₂,N₂, CH₄, CO₂, H₂を示す。図 3.2-5 より、真 空脱ガス法および hollow fiber 法により脱ガスできるメインは N2 であることがわかった。



次に、瑞浪超深地層研究所の深度 500mの地下水へ hollow fiber 法の適用を行った。地下水原 水を圧力の変化を極力小さくし、Cu tube に封圧採水を行った。次に、hollow fiber によりガス を抽出した後の水を Cu tube に通水させ、水中のガスを密封した。水試料を封入した Cu tube は、クランプで Cu tube 両端を圧着させ、大気性のコンタミネーションを防止した。原水およ び、hollow fiber 適用後の水試料中の Kr は QMS で計測を行った。図 3.2-6 に瑞浪の地下水で 適用された Kr の抽出効率を示す。Kr 抽出効率は概ね 90%程度であることがわかった。



図 3.2-6 瑞浪の Kr 抽出率

(2) ¹²⁹I

¹²⁹I は半減期が長い核種であるため、環境試料中の¹²⁹I の放射能測定は容易ではない。環境試料中の¹²⁹I は放射化学中性子放射化分析法(Muramatu et al., 1986)、加速器質量分析法で測定 を行うことができる。近年では、トリプル四重極誘導結合プラズマ質量分析計(Ohno et al., 2013) による測定も可能となったが、測定可能な濃度レベルは 0.1 pg(10⁻¹³ g)オーダーである。

放射化学中性子放射化分析法は、ターゲット試料を作成し、自動遠隔システムを用いてターゲット試料を研究炉の中性子到達場まで移動させて、試料に中性子を照射することで、放射化した 線源を得る。放射化した線源試料は、ジオメトリーを均一化した均一線源の作成を行い、非破壊 HPGe半導体検出器でガンマ線源の測定を行う一般的な方法である。

上記三つの方法を比較した場合、放射化学中性子放射化分析法は他の二つより¹²⁹Iの検出下限 値が高い。この方法を用いた場合、¹²⁹Iの量が少ない試料では、¹²⁹Iの検出が困難であるため、測 定対象試料は限られる。また、放射化学中性子放射化分析法、トリプル四重極誘導結合プラズマ 質量分析法では、同重体や多原子イオンの干渉をさけるために化学分離が必要となり、分析まで に時間を要する。加速器質量分析法による環境試料中の129Iの定量は、他の二つの手法と同様に 化学分離が必要であるものの、同位体希釈法を利用することにより、アトグラム(10⁻¹⁸g)レベルの 129Iの高感度分析が可能である(太田, 2015)。

我が国では、地下水や海生試料中の極低レベル¹²⁹I/¹²⁷I分析(10⁻¹²以下)は、2000年代よりAMS で盛んに行われている(Mahara et al., 2010, 2011, 2012, 2013, Muramatus et al., 2001, Ohta et al., 2013, Tomaru et al, 2007, 2009, Synder et al., 2002)。¹²⁹Iをトレーサーとした地下水年代測 定はいくつかの適用例がある。¹²⁹I/¹²⁷I同位体比を指標とした年代測定法では、¹²⁹I/¹²⁷I同位体比 の初期値と実測する地下水中の同位体比を基に地下水年代を得る。しかし、¹²⁹I年代と他の地下 水年代が適合しないため、初期値の評価を含めた適用性の見直しが必要であると考えられる。

現在、測定可能な¹²⁹I/¹²7I 同位体比のレベルは 10⁻¹⁴オーダーであるため、初期値の値により、 適用できる年代範囲は異なる。現在考えられる初期値の値は、1.5×10⁻¹², 2×10⁻¹³ - 5×10⁻¹³ (Mahara et al, Ohta et al., 2017) であるが、初期値の適用範囲は多くの議論の余地がある。ここで、初期 値と¹²⁹Iの減衰に応じた同位体比と加速器質量分析計の検出範囲を考慮すると、初期値が 1.5×10⁻¹² ¹²であれば適用可能な年代は 5Ma-90Ma, 5×10⁻¹³ であれば適用可能な年代は 5Ma-60Ma, 2×10⁻¹³ であれば適用可能な年代は 5Ma-40Ma である。ここで、¹²⁹I 年代を指標とした地下水年代測定法 の開発の一つに、地下水に含まれる origin の ¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比を正確に再現できる手法が必要で ある。

ここでは、地下水中の同位体比の origin からのずれに着目を行い、origin の ¹²⁹I/¹²I 同位体比 を正確に再現するための課題を抽出した。今年度は、加速器質量分析計で同位体比を測定する前 に行う複数の前処理に着目し、¹²⁹I をトレーサーとした地下水年代測定で予測できる年代の精度 を推測した。

加速器質量分析法による測定では、地下水試料の前処理が必須となる。前処理である地下水中のヨウ素同位体の化学分離精製のプロセスでは、溶媒抽出法が適用されている。ここで、地層処分の対象と考えられる地下深部の周囲にある地下水は、メタンガスなどのガス溶存濃度が高いこと、共存イオン濃度が高いこと、さらに様々な有機物を多く含んでいる可能性が高い。対象とする地下深部の地下水中の¹²⁹I濃度は、核実験起源や原子力施設の事故より放出された人為起源の¹²⁹Iの寄与がないため、極低レベルの¹²⁹Iであると考えられる。

ここで、極低レベルの深部地下水中の¹²⁹Iを溶媒抽出で化学分離精製するプロセスの課題として、A:化学分離精製の場の影響、B:共存有機物による溶媒抽出の干渉,C:抽出時のガスの暴発が挙げられる。

化学分離プロセス課題 A(CPA-A)は大気コンタミによる¹²⁹Iの寄与の問題であり、大気粉塵の 多い環境場とクリーンルーム内における環境場では、バックグランドレベルの¹²⁹I測定に影響が でる可能性がある。

化学分離プロセス課題 B(CPA-B)は、地下水中の ¹²⁹I の測定を行うためには、地下水中の共存 元素の妨害を避けるために、化学分離が必要である。地下水中に多量の有機物があると、有機溶 媒法による抽出の適用が困難であり、測定に要するヨウ素同位体の回収ができないことが挙げら れる。特にこの問題は、加速器質量分析法だけではなく、トリプル四重極誘導結合プラズマ質量 分析法でも同様の課題であり、解決に向けての具体的な提案が必要な項目である。

化学分離プロセス課題 C は溶媒抽出法でヨウ素を抽出するときは、ガス濃度の高さおよび共存 物質の存在に加え、化学分離抽出操作のために適用する試薬との反応により、強度のガスの暴発 がしばしば観測され、抽出システムの破損およびヨウ素同位体の回収が阻害されることがある。 ここでは、地下水中の¹²⁹I 分析を正確に行うために、CPA-A:抽出環境場の最適化、CPA-B:共 存有機物除去手法の最適化の2点について、¹²⁹I 分析の高度化の検討を行った。 はじめに CPA-A では、土壌粉塵を取り扱う大気粉塵の多い実験室とクリーンルームの 2 つの 抽出環境場における極低レベルの¹²⁹Iの分離抽出過程におけるコンタミネーションを比較した。

まず、ヨウ素同位体の抽出・精製に行う全てのガラス器具(ガラスビーカー類、分液漏斗、遮光瓶、遠沈管)・プラスチック製器具(薬さじ、マイクロチップ、パスツールピペット、洗浄容器、保管容器、遠沈管)、ステンレス器具(スパチュラ、金属密閉容器)を、温水で洗浄を行った後、30分間の超音波洗浄を行い、その後、アルカリ洗浄、酸洗浄を3回繰り返し、器具類に付着した極微量の¹²⁹Iの除去を行い、最後は超純水で洗浄を行った。マイクロチップ類は上記と同様の洗 浄を行った後、1本ずつマイクロチップ先端を超純水で洗浄を行った。

抽出環境場の検討として、大気粉塵の多い実験室とクリーンルームの両方で、ヨウ素試薬を超 純水で希釈を行い、ヨウ素標準溶液(10,000ppm)の作成を行った。ヨウ素標準溶液はヨウ素の化 学形はI:である。調整したヨウ素標準溶液中の¹²⁹I/¹²⁷Iは2×10⁻¹³オーダーである。

ヨウ素標準溶液をガラスビーカーに1mL分取した後、AgNO₃溶液を添加し、AgIの沈殿の作成を行った。AgIは、超純水で複数回洗浄後、真空容器を過熱して、試料中の水蒸気の脱ガスを行い、試料の乾燥を行った。

次に、ヨウ素標準溶液 1mL を 100mL に希釈を行った。希釈試料溶液に NaHSO3 を添加し、 HNO3 と NaNO2 もしくは H2O2 を添加し、希釈試料水中のヨウ素を酸化し、有機溶媒に捕捉させ た。次に、試料溶液から有機溶媒の分離を行い、有機溶媒に HONH3Cl を含む水溶液を添加し、 有機層に捕捉されたヨウ素を水層へ逆抽出させた。水層に含有されたヨウ素に AgNO3 溶液を添 加した後に、AgI の分離精製を行った(図 3.2·7)。精製した AgI は遮光性のガラスバイヤルに移 し、80℃で1日乾燥させた。乾燥後に AgI を回収し、AgI に対して高純度ニオブ粉末を 1:4 の重 量比で分取し、AgI と高純度ニオブ粉末をメノウ乳鉢に投入し、メノウ製の乳棒で1 試料あたり 15 分間に渡り、クリーンベンチ内で粉砕・混合を行った。AgI と高純度ニオブの混合粉末は、コ ンタミネーションを排除したガラスバイヤルに移し、大気のコンタミネーションを避けた容器中 に保管を行った。測定に供する混合粉末試料は、ステンレス製のジグに封入し、封入口先端をス テンレス製のピンで混合粉末をプレスし、試料の圧縮成型を行った。圧縮成型した試料は、スタ ンダード試料とともにターゲットピースに配置を行い、スタンダードおよび試料中の 129I/127I 同 位体比を加速器質量分析計(AMS)で測定を行った。AMS のスタンダードは、ISO 6 II を用いて、 NIST 3230 I, II でキャリブレーションをおこなった。ブランクのキャリア試料は 129I/127I が 1×10⁻¹⁴のものを用いた。

次に、スタンダードの地下水試料(Standard W-2-007)を対象に、ヨウ素同位体の溶媒抽出・分離精製を行った。Standard W-2-007 は、化石海水起源の地下水であり、塩分濃度は海水と同程度のものであり、メタンガスをリッチに含むこと、生物起源の有機物を多く含む地下水である。 さらに、¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比は 2×10⁻¹³ オーダーのものである。

図 3.2-8 にクリーンルーム内と土壌粉塵を取り扱う大気粉塵の多い実験室の環境場でヨウ素標 準溶液中のヨウ素同位体の化学分離精製により得た AgI 中の¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比を示す。クリーン ルーム内の環境場で抽出したヨウ素標準溶液中の¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比は(1-2)×10⁻¹³の範囲にあった。 一方、土壌粉塵を取り扱う大気粉塵の多い実験室の環境場では、クリーンルーム内の環境場で抽 出した試料より 5 倍以上高い値を示した。これは、エアロゾル中の極微量の¹²⁹I が寄与したもの と考えられた。

次に、様々な有機溶剤の組み合わせによる溶媒抽出法による精製に伴う試薬の Quality control(QC)試験を行った。有機溶剤は、クロロホルム(R)、ドデカン、四塩化炭素の3種を用いて、試薬のQCの検討を行った。ここでは、試料水をヨウ素標準溶液およびStandard W-2-007の2種類を用いた。ヨウ素標準溶液中のヨウ素同位体の抽出検体数は、四塩化炭素で4試料、ク

ロロホルムで1試料、ドデカンで2試料である。一方、Standard W-2-007の系では、四塩化炭素で5試料、クロロホルムで2試料、ドデカンで2試料である。

図 3.2-9 にヨウ素標準溶液中のヨウ素同位体を直接沈殿生成法、クロロホルムおよび四塩化炭素による溶媒抽出法を経て得た AgI 中の¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比を示す。図 3.2-9 より AgI 中の¹²⁹I/¹²⁷I は(1-2)×10⁻¹³の範囲にあった。また、ドデカンより得た同位体比も四塩化炭素およびクロロホルムによる抽出手法と同様の同位体比を得た。したがって、3 つの有機溶媒による¹²⁹I の寄与はないと考えられた。また、化学分離精製に使用した全ての試薬中の¹²⁹I は低バックグランドレベルであることが示されたことを確認した。

次に、Standard W-2-007 の化学分離精製を行った試料水中のヨウ素同位体比の結果を図 3.2-9 に示す。四塩化炭素とクロロホルムによる溶媒抽出法により得た Standard W-2-007 のヨ ウ素同位体比は 2×10⁻¹³ オーダーであり、Standard W-2-007 の同位体比と一致した。また、ドデ カンを用いた溶媒抽出法でも同様の結果を得た。したがって、使用した試薬と Standard W-2-007 の地下水では、化学分離抽出後に得られる AgI の沈殿にヨウ素同位体の測定を妨害するコンタミ ネーションは生じなかったと考えられた。



図 3.2-7 有機溶媒法によるヨウ素同位体の化学分離抽出のスキーム



図 3.2-8 2 つの環境場で分離抽出したヨウ素標準溶液中の 1291/1271 の比較



(a)ヨウ素標準溶液,1: 直接精製法,2-5: CCl4 による溶媒抽出法、6: CHCl3 による溶媒抽出法



(b) Standard W-2-007、1-5: CCl₄ による溶媒抽出法、6-7: CHCl₃ による溶媒抽出法 図 3.2-9 ヨウ素標準溶液と Standard W-2-007 中の¹²⁹/¹²⁷ I 分析

次に、有機物が多量にあり、従来の有機溶媒法では対応できない地下水試料中のヨウ素同位体 の前処理手法の検討を行った。有機物の前処理手法は、有機溶媒法の前に、地下水中のヨウ素同 位体のみを単離する手法がある。ここで地下水中のヨウ素同位体のみを単離する手法では、陰イ オン交換樹脂による手法がある。陰イオン交換樹脂を用いた分離手法では、有機物濃度が高くヨ ウ素濃度が低い試料に適用できると考えられる。一方、陰イオン交換樹脂そのものに極微量の¹²⁹ が混入しているものもあり、低レベルの同位体比の試料には適さないものもある。一方、中性子 量が多い環境場では、129I も多いものもあり、一部の地下水試料に適用できる可能性もある。ここでは、陰イオン交換樹脂のコンディショニング手法のバリエーションに応じた 129I /127I 同位体バックグランド測定を行い、陰イオン交換樹脂を用いた分離手法で寄与する 129I /127I 同位体バックグランドレベルを明らかにすることを試み、HLW サイトで対応可能な処理レベルの検討および適用方法の提案を行う。

まず、本手法で用いる陰イオン交換樹脂のコンディショニングパターンとコンディショニング によって得られる化学形を図 3.2-10 に示す。コンディショニング様式は 6 パターン実施した。 ここではコンディショニングパターンを Cond と表した。Cond1,2,3 までを Cl 型の 3 試料、 Cond4,5,6 までを Cl 型の 3 試料、Cond7,8 までを Cl 型の 2 試料、Cond9 を NO₃型の 1 試料、 Cond10 を NO₃型の 1 試料、Cond11 を Cl 型の 1 試料とした。様々なコンディショニングによ り調整した樹脂に、ヨウ素標準試料(ヨウ素量 10mg)をローディングさせ、ヨウ素同位体の単 離を行った。単離したヨウ素同位体を含む試料溶液は、クロロホルムによる溶媒抽出を行い、AgI の化学形で回収を行い,加速器質量分析計で測定を行った。

表 3.2-1 に Cond1,2,3,4 の陰イオン交換樹脂を適用したときに得られたヨウ素同位体比を示す。 表より、陰イオン交換樹脂法を用いて濃縮したヨウ素標準試料中の¹²⁹I/¹²⁷I は、適用しないもの より 10 倍以上高かった。他の Cond5,6,7,8,9 までの分離適用後の試料も同様で、適用しないもの より 10 倍以上高かった。

Cond 1-6 のコンディショニングは、陰イオン交換樹脂の化学形を Cl 型にそろえただけであり、 ヨウ素同位体の除去は可能でない。Cond 7,8,9 のコンディショニングは、陰イオン交換樹脂に含 有する I-, IO3 の化学形で存在するヨウ素同位体の除去が可能である。

上記のコンディショニングのやり方では、試料本来の¹²⁹I/¹²⁷Iの値が得られない原因と対策として、以下のことが考えられた。

1)陰イオン交換樹脂に含有される極微量の 129 Iの化学形は、有機形である。

2) どんな化学形のヨウ素同位体でも極微量のものは通常のコンディショニング方法では除去できない。すなわち、極微量の¹²⁹Iは stable レベルの¹²⁷Iと化学挙動が異なる。

3)陰イオン交換樹脂に含有される 129I 以外の不純物の影響

Site	ID	¹²⁹ I/ ¹²⁷ I×10 ⁻¹²		
Clean room	Cond1	4.0	±	0.2
Clean room	Cond1	3.3	±	0.2
Clean room	Cond2	3.7	±	0.2
Clean room	Cond2	3.1	±	0.1
Clean room	Cond2	3.8	±	0.2
Clean room	Cond3	2.8	±	0.4
Clean room	Cond3	3.8	±	0.3
Clean room	Cond4	5.8	±	0.2
Clean room	Cond4	2.1	±	0.04
Clean room	Cond4	2.6	±	0.05

表 3.2-1 ¹²⁹I/¹²⁷I isotopic ratio in Nal reagent using by anion exchange resin



図 3.2-10 陰イオン交換樹脂のコンディショニングパターンと化学形

一方、表 3.2-1 より、陰イオン交換樹脂によって寄与する ¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比は、Cond1,2,3 で は、同位体比のばらつき範囲が、わずか 1.2-1.4 倍である。これは、同一のコンディショニング手 法を用いることにより、一定の ¹²⁹I が試料に寄与をすることを示している。

陰イオン交換樹脂を経由しない分離手法でも、同位体比のばらつき範囲は 1.5 倍程度であるため、加速器質量分析の測定精度を考慮すれば、同一のコンディショニング手法を経た陰イオン交換法は、Isotope Dilution より、試料オリジンの ¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比を求めることができる。

ここで、Cond2 の条件でコンディショニングを行ったときに、深部地下水試料を陰イオン交換 樹脂で濃縮・単離を行うと、単離した試料中の ¹²⁹I は陰イオン交換樹脂に含まれる 34 fg の ¹²⁹I がローディングされると考えられる。ここで、陰イオン交換樹樹脂にローディングする ¹²⁷I の量 を 1 mg~20 mg までの範囲に設定し、そのローディングする地下水試料が、 $1.8 \times 10^{-13} \sim 5 \times 10^{-12}$ までの範囲の ¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比であると仮定をする。陰イオン交換樹脂にローディングするヨウ 素量と加速器質量分析計で得られる ¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比の関係を図 3.2-11 に示す。

次に、加速質量分析計で実測した同位体比の測定精度を 0.5%と仮定したときに、Isotope Dilution で得られる origin の同位体比を図 3.2-12 に示す。



図 3.2-11 AMS 測定推定値

A: Origin of Isotopic ratio: 1.8×10⁻¹³, B: 5×10⁻¹³, C: 1.5×10⁻¹², D: 5×10⁻¹²

 5×10^{-12} の同位体比の試料では、陰イオン交換樹脂に 1mg 程度のヨウ素をローディングさせる 程度でも Origin の同位体比との差が 5%以内までの分析が可能である。次に、 1.5×10^{-12} の Origin を持つ地下水では、5 mg 以上のヨウ素がローディングされれば、origin 値 5%以内で適用でき る。1 mg 程度のローディングでは、25%以内の誤差で Origin 同位体比の議論ができる。

次に、5×10⁻¹³の Origin を持つ地下水では、10mg 以上のヨウ素がローディングされれば、origin 値 5%以内で適用できる。2mg ローディングでは、25%以内の精度で適用できる。一方、1mg 以下のローディングの場合、一桁範囲で同位体比の議論が可能である。

次に、1.8×10⁻¹³の同位体比の試料では、1mg以下程度のローディングでは、推測される下限値 が Origin の同位体比と一桁違うため、適用できないと考えられる。一方、2mg のローディング では、origin の同位体比のずれが 25%を超過するため、精度の良い分析には不向きであるが、一 桁の議論には適用できる。しかし、Origin の同位体比との差が 5%以内までの範囲であれば、ヨ ウ素のローディング量が 20mg、10%以内では 10mg, 25%以内では 5mg 程度でそれぞれの測定 精度にあわせた分析が可能である。



図 3.2-12 Isotope Dilution による真値と推測誤差範囲 A: Origin of Isotopic ratio: 1.8×10⁻¹³, B: 5×10⁻¹³, C: 1.5×10⁻¹², D: 5×10⁻¹²

地下深部のヨウ素同位体比は 10⁻¹³ ~ 10⁻¹² オーダーが多いため、origin の同位体比と精度を考 慮に入れれば、この範囲の同位体比レベルの試料では適用が可能であると考えられた。

一方、10⁻¹³ オーダーの試料より低い 10⁻¹⁴ オーダーの試料のケースを記述する。加速質量分析 計の下限値が 2×10⁻¹⁴ 程度であり、この測定レンジの同位体比の測定誤差は 10-20%と高くなる。 通常、10⁻¹³ オーダー以下の origin の試料を Isotope Dilution で分析を行う場合は、同位体比が 10⁻¹⁴ オーダーの old iodine をトレーサーとした手法が適用される。しかし、陰イオン交換樹脂中 のコンタミネーション ¹²⁹I を Isotope Dilution のトレーサーに適用する今回のケースでは、測定 下限値同様の議論はできない。したがって、Isotope Dilution を用いた現在の同位体比レベルで 推測可能な同位体比のレベルを 5×10⁻¹⁴ と考える。ここで、5×10⁻¹⁴ の Origin の試料では、2 mg 以下のローディングでは、下限値の評価ができないため、Origin の議論ができないと推測された。 さらに、5 mg までのヨウ素のローディングでは一桁の Origin の同位体比の議論が可能であるも のの、20 mg のヨウ素のローディングで Origin 同位体比の 25%以内の分析が可能である。

次に高流量の瑞浪地域の地下水で¹²⁹Iの実地試験を行った。ヨウ素濃度が低濃度の試料溶液は、 Isotope Dilution を行った。深部地下水中の¹²⁹I/¹²⁷I同位体比の Isotope Dilution では、キャリア は¹²⁹I/¹²⁷I同位体比が 2×10⁻¹⁴のヨウ素試薬を用いた。キャリアを添加後の溶液中に HNO₃およ び酸化剤(NaNO₂もしくは H₂O₂)を添加し、試料水中のヨウ素を I₂に酸化し、I₂を有機溶媒 (CCI4 など)に捕捉させた。次に、試料溶液から有機溶媒の分離を行い、有機溶媒に還元剤を含む水溶 液(Na₂SO₃ など)を添加し、有機層に捕捉された I₂を水層へ逆抽出させた。水層に含有されたヨ ウ素に AgNO₃溶液を添加した後に、AgI の分離精製を行った。分離・抽出の Quality control(QC) は、old iodine より精製したヨウ素溶液(AgI として 2mg 精製できる量)を対象に、上記と同様の 化学分離・精製を行い、AMS の測定に供した。

測定した¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比を図 3.2-13 に示す。¹²⁷I 濃度範囲は 140-250ppb の範囲であり、試料中の同位体比は 10⁻¹²オーダーであった。次に¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比とトリチウムの混合ラインを図 3.2-14 示す。トリチウムと¹²⁹I/¹²⁷I 同位体比の混合ラインより、試料水中の¹²⁹I は核実験後の¹²⁹I


図 3.2-13 瑞浪の地下水中のヨウ素濃度と¹²⁹I/¹²⁷I



図 3.2-14 瑞浪の試料中の 1291/1271 同位体比とトリチウムの混合ライン

(3) ¹⁴C

放射性の炭素 (14C) は数千年から 2 万年程度の地下水年代を評価するために最も重要なトレー サーの一つであり、既往の研究でも多く利用されてきた(例えば、Geyh 2000; Iwatsuki et al., 2000)。14C を用いた地下水年代の精度を向上させるために、サンプリングや分析前処理において 14C の値が影響を受けるような操作等があればこれを特定し、改善する方法や補正する方法を提 案していくことが必要であると考えられる。このため、本年度の研究ではまず、異なる無機炭酸 の回収方法を実施した場合の ¹⁴C の値を比較し、無機炭酸回収法が ¹⁴C の値の与える影響を評価 した。さらに、この評価でより実効性が高いと考えられた「ガス化法」について、分析前処理・分 析の一連のばらつき評価などを実施した。さらに、同一地点で異なる日時にサンプリングを実施 して無機 ¹⁴C の値を分析し、¹⁴C の値の再現性を確認するとともに再現性の低いサンプルに共通 する条件について検討した。

1) 沈殿法とガス化法の比較

地下水中の無機炭酸を回収し、加速器質量分析 (AMS) に供する代表的な方法として、炭酸ス トロンチウムの沈殿を利用する「沈殿法」と、溶液の pH を下げて二酸化炭素をガスとして回収 する「ガス化法」の2つの方法が存在する。既往の研究では、いくつかの地下水や模擬的な地下 水に対して2つの方法を適用し、沈殿法はサンプルの処理プロセスにおいて大気由来の¹⁴C が混 入し、年代が若く評価される傾向にあることを示した (Nakata et al., 2016)。本年度はさらに 種々の性質(総無機炭素濃度 (TIC)、¹⁴C 濃度、チューブから得られる地下水の流速、採水時の 水圧)の異なる地下水に2つの方法を適用し、その差を確認した。

2つの方法で得たサンプルから分析した¹⁴Cの結果を表 3.2-2にまとめた。表からわかるよう に、全ての結果において沈殿法で評価された¹⁴Cはガス化法で評価された¹⁴Cより有意に高い値 を示し、サンプルの分析前処理プロセスで大気由来の¹⁴Cが混入している可能性が示された。ま た、無機炭素濃度が極めて低く(1.6~1.8mg/l)沈殿法では炭素が回収できないような地下水に おいても、ガス化法であれば無機 Cを回収し分析することができることが確認された。このよ うにガス化法は分析前処理において大気由来の¹⁴Cが混入しにくく、無機炭素濃度が低い場合で もある程度正確な¹⁴Cを評価できる可能性が高いことが確認された。

沈殿法で得られたサンプルにおける¹⁴C の値がガス化法で得られたものに比べて 50%以上大きいサンプルについては、表中に下線で示した。下線がついたサンプルの特性として、TIC 濃度が低いこと(10mg/l 以下程度)、¹⁴C 濃度が低いこと(15pMC 以下程度)、が挙げられる。この傾向は、ガス化法と沈殿法で得られた¹⁴C の比と TIC および¹⁴C 濃度を比較したグラフ(図 3.2-15)からも、明確に読み取ることができる。一方で、採水時の水圧や採水前水圧と採水後水圧の差は、2 つの方法による¹⁴C の値の差に大きな影響がないことがわかる。流速については、流速が小さい地点(0.2l/min 以下)でサンプリングされた全てのサンプルが「差が 50%以上」に分類されたが、TIC 濃度や¹⁴C 濃度の条件との切り分けが困難である。

以上のように、ガス化法は沈殿法に比較して大気の影響を受けにくく、極めて低い TIC 濃度の サンプルにも対応できる等の利点がある。一方で沈殿法は、¹⁴C 濃度が低い(15pMC以下)ある いは TIC 濃度が低い(10mg/l以下)サンプルでは大気による影響が顕著となり、これらの条件 のサンプルで、沈殿法を用いて得られた試料から分析した¹⁴C の値は慎重に取り扱う必要がある と考えられる。

3-47

拉丽地占夕	区間圧力) (Mpa)	流量	~H	TIC	¹⁴ C (pMC)
休奴地忌石	採水前	採水時	(l/min)	рп	(mg/l)	ガス化	沈殿
07MI07#1	0.6	0.4	0.35	9.00	12	21.5	28.9
07MI07#3	0.5	0.4	0.30	8.94	11	20.3	25
<u>07MI07#5</u>	<u>0.5</u>	<u>0.5</u>	<u>0.06</u>	<u>8.98</u>	8	<u>16.6</u>	<u>24.5</u>
09MI20#1	2.0	1.2	0.84	8.78	16	24.3	28.6
09MI20#3	1.9	1.2	0.86	8.64	14	20.7	25
09MI20#5	1.8	1.4	0.23	8.76	15	22	26.1
<u>09MI21#2</u>	<u>1.4</u>	<u>1.0</u>	<u>0.08</u>	<u>7.11</u>	<u>4.1</u>	<u>4.9</u>	<u>21.3</u>
<u>09MI21#3</u>	<u>2.0</u>	<u>1.0</u>	<u>0.18</u>	<u>8.52</u>	<u>5.3</u>	<u>5</u>	<u>19.5</u>
10MI26#1	2.4	1.4	0.39	8.39	15	12.1	16.7
<u>10MI26#3</u>	<u>2.0</u>	<u>1.2</u>	<u>0.28</u>	<u>8.41</u>	<u>18</u>	<u>9.7</u>	<u>15.9</u>
10MI26#5	1.9	1.5	0.49	8.73	14	18.2	22.5
<u>12MI33#1</u>	<u>3.8</u>	<u>3.0</u>	<u>0.34</u>	<u>8.43</u>	<u>6.6</u>	<u>13.5</u>	<u>28.4</u>
<u>13MI38#5</u>	<u>3.3</u>	<u>2.7</u>	<u>0.33</u>	<u>8.08</u>	<u>5.6</u>	<u>10.9</u>	<u>35</u>
15MI52#1	3.2	0.8	0.33	8.46	1.8	11.1	NM
15MI52#5	NM	NM	NM	NM	1.6	12.6	NM

表 3.2-2 ガス化法、沈殿法で回収した無機炭素における¹⁴C分析結果の比較

 $NM:Not\ Measured$



図 3.2-15 ガス化法、沈殿法で評価された ¹⁴C の差と ¹⁴C 濃度、TIC 濃度の関係 A:(沈殿法で評価された ¹⁴C-ガス化法で評価された ¹⁴C)/(ガス化法で評価された ¹⁴C)で 定義した値

2) ガス化法におけるデータのばらつき評価

1) に示したように、ガス化法は沈殿法と比較して大気によるコンタミの影響が少なく、無機炭

素濃度が低い場合でも適用が可能である、という利点があることが確認できた。次に、同じサン プリング地点で同じ日時に5つ以上のサンプルを取得し、全てガス化法での分析を実施したあと、 5つの結果からガス化法の分析プロセス(分析前処理と分析自体)におけるばらつきを評価した。

結果を表 3.2-3 にまとめた。表に示したように 07MI07#1 を除いて、¹⁴C 分析値のばらつきは 1pMC 以内程度に収まっており、分析は再現性良く実施されていることがわかった。サンプルの 中には 09MI20#1 のように ¹⁴C 濃度も TIC 濃度も比較的高く、外部からのコンタミがあったと しても影響を受けにくいと考えられるサンプルから、10MI23#3 や 12MI33#1 のように ¹⁴C や無 機炭素濃度が低く、外部からのコンタミがあった場合影響が大きくなるサンプルまで存在してい たが、いずれの場合も ¹⁴C 濃度や無機炭素濃度によりばらつきが影響を受けている様子は確認で きなかった。このことから、ガス化法は分析前処理・分析においてコンタミの影響が少なく、¹⁴C や無機炭素濃度が低いサンプルでも精度良く ¹⁴C を分析できている可能性が高いことが示された。

	TIO	採水時圧力	法目		2	2018年12月の分析	結果	2018年9月の分析結果			
採取地点名	(mg/l)	採水時圧力 (Mpa)	流重 (I/min)		¹⁴ C	(pMC)	¹³ C(‰)	¹⁴ C (pMC)	¹³ C(‰)		
				最大	最小	平均±ばらつき	平均±ばらつき	測定値	測定値		
07MI07#1	12	0.4	0.35	28.7	16.8	20.4 ± 4.8	-14.5 ± 0.2	16.9	-14.9		
09MI20#1	16	1.2	0.84	26.0	24.9	25.4 ± 0.4	-15.7 ± 0.2	23.5	-14.9		
09MI21#2	4.1	1.0	0.08	5.3	4.1	4.6±0.5	-15.0 ± 1.1	9.4	-14.0		
09MI21#3	5.3	1.0	0.18	4.5	3.2	3.8±0.6	-15.0 ± 0.3	11.4	-13.7		
10MI23#1	6.2	1.4	0.39	12.1	10.0	10.8 ± 0.9	-14.3 ± 0.6	22.0	-20.6		
10MI23#3	5.6	1.2	0.28	2.5	1.6	2.0±0.3	-14.2 ± 0.6	3.2	-20.8		
12MI33#1	3.0	3.0	0.34	7.3	4.9	5.9 ± 1.2	-17.9 ± 0.3	7.9	-15.6		

表 3.2-3 ガス化法におけるばらつきの評価と経時変化

3) 同一地点における経時変化

2)において、ガス化法の分析における一連のプロセス(前処理と分析)におけるばらつきが評価できたため、ここではさらに同一地点で異なるサンプリング時にサンプルを採取した場合に生じるばらつきを評価するための検討を実施した。表 3.2・3 に示した地点で 2018 年 9 月と 12 月に地下水を採取し、そのとき評価された¹⁴C および¹³C の値を比較した。比較結果を同じく表 3.2・3 に示している。表からわかるように、結果がよく一致しているサンプルもあるが、09MI21-3、10MI23#1、10MI23#1 などでは 9 月の分析値が 12 月の分析値と比較すると顕著に¹⁴C が高い傾向が確認された。大気の二酸化炭素における炭素の同位体比は、¹³C:*8‰(Atekwana and Krishnamurthy,1998)、¹⁴C:100pMC(Stewart, 2012)程度である。このため、いくつかのサンプルについては、サンプリング中に大気が混入したと考えると¹⁴C および¹³C の変化を定性的に説明することが可能であるが、定性的にも大気の混入で値のずれが説明できないサンプルも存在する。

また、全体的な傾向として ¹⁴C 濃度が低く、無機炭酸濃度が低いサンプルの方が 9 月と 12 月 の分析結果のずれが顕著であるほか、流量についても多少の影響があるように観察される(図 3.2-16)。このような変化が起きている原因としてまず、地下水における ¹³C や ¹⁴C が実際に 9 月 と 12 月とで変化している可能性を考える必要がある。しかし、トリチウムなどの他の指標は 9 月と 12 月とで大きな変化がなく(3.2.4 参照)、水質が本質的に変化した可能性は低いと考えられ る。しかし、TIC 濃度と ¹⁴C 濃度が低い地下水では大気由来の炭素が少量混入すると大きな影響 が出る可能性があり、炭素同位体比の若い地下水の混入指標としての有用性を示すデータであっ



図 3.2-16 ¹⁴C の変化と TIC、¹⁴C 濃度、流量の関係

また、サンプリング等や保管・輸送において¹³C・¹⁴C が変化した可能性もある。¹⁴C や TIC 濃 度と独立して考えることができないが、流速が遅いほど 9 月と 12 月のデータに差があるように も見えるため、サンプリング中の大気の混入が 9 月と 12 月で状態が変わった可能性も考えられ る。現時点ではどのような原因で上述の経時変化が起こり、どのような対策をすることでずれを 低減できるのかを推定することは困難であるが、今後無機¹⁴C を利用して精度良く地下水年代を 評価するためにはこのようなずれの原因を特定し、対策を考えていくことが重要である。

今後、条件の異なる地下水(¹⁴C、無機炭素濃度、水圧、流量など)で、サンプリング方法や条件を制御してサンプルを取得し、それらのサンプルにおける¹⁴C や¹³C を比較していくほか、地下水から直接溶存二酸化炭素ガスを抽出する(例えば Yokochi et al., 2018)などの新たな方法を 適用し、一度サンプルを取得してから溶存ガスを抽出する方法との比較を実施するなどして、¹⁴C 分析のための最適なサンプリング方法・精度を保つために重要な条件を明らかにしていく予定で ある。

4) まとめ

¹⁴C を分析するための前処理法が ¹⁴C の値に与える影響、ガス化法における ¹⁴C の値のばらつ き、同一地点における経時変化について調べ、以下の様な知見を得た。

種々の条件の異なる地下水に対して、沈殿法とガス化法の2つの方法で得られた試料から分析 した¹⁴Cを分析したところ、ガス化法は無機炭素濃度が低いサンプルでも適用できる、前処理に おける大気のコンタミが少ないなどの利点が確認できた。

ガス化法におけるばらつきを評価するために、同一地点で同一時に取得した5サンプルの値を 比較した。その結果、多くの場合分析におけるばらつきは1pMC以下程度であり、同じサンプル であればガス化法の前処理・分析におけるばらつきは小さいことがわかった。

同一地点で時間を変えて地下水サンプルを採取し、¹³C・¹⁴C を分析した結果、大きく変動する サンプルが存在することがわかった。¹⁴C が若い地下水の流入に対し、感度良く反応している可 能性もあるが、サンプリング方法等によって値が変化している可能性も考えられるため、今後検 討が必要であると考えられる。

(4) 希ガス温度計

希ガス温度計は、希ガスが地化学反応などの影響を受けず、重い希ガスの溶解度図 3.2-17 に 示すように温度依存性が高いことから、涵養温度を推定する方法である。涵養温度を推定するた めには、Stute and Schlosser (1993)が示すように、Ne, Ar, Kr, Xe の濃度を定量し、その濃度を 再現するうえで、もっとも整合性の高い涵養温度を推定する。ただし、涵養時や採取時に大気が 混入する場合や脱ガスする場合があるため、これらを考慮して評価する必要がある。これまでに、 大気の混入率と涵養温度を考慮して最適な値を評価する方法を検討されているが、ここではさら に、脱ガスの影響も考慮して評価することとした。ここで対象とするような深部の地下水におい ては、採取時の揚水などによる水圧の低下で脱ガスする可能性があるため、脱ガスについて補正 する方法を検討する。



図 3.2-17 涵養温度と溶解度の関係

脱ガスの影響は、Aeschaback-Hertig and Solomon(2013)にまとめられているように数々の補 正式がある。代表的なものには、溶解度補正と拡散補正がある。補正は、温度への依存性が低く、 原位置での生成がほとんど無視できる Ne 濃度を基準にして実施するのが一般的である。

溶解度補正は、それぞれのガスの脱ガス状態が平衡状態にあると仮定するものであり、式では 次のように与えられる。

$$C_{ic} = C_{im} \left[1 + \frac{\beta_{Ne}}{\beta_i} \left(\frac{Ne_0}{Ne_m} - 1 \right) \right]$$

ここに、 C_{o} は脱ガスを補正した濃度、 C_{m} は計測値(脱ガス影響あり)、 β_{i} は溶解度、添え字iは それぞれの希ガスを示す。Neoはネオンの涵養時のNe濃度、NemはNeの計測値(脱ガス影響あ り)である。

拡散補正は、脱ガスがガスと水との界面を通じて発生すると仮定するものであり、式では次の ように与えられる。

$$C_{ic} = C_{im} / \left(\frac{Ne_m}{Ne_0}\right)^{\left(\frac{D_i}{D_{Ne}}\right)}$$

ここに、Di は拡散係数、i は希ガス成分を示す。ここに、p は拡散時にガスと水の界面の輸送 形態によって決まる定数で、0.5~1 になる。

これらの溶解度補正と拡散補正に基づいて補正した濃度を求め、涵養温度を推定した。推定時には大気の混入はないと仮定して以下のように実施した。

1)涵養温度 t を設定する(t は通常 0~20℃を 0.1℃間隔、標高による気圧の変化を考慮)。
 2)涵養温度に基づいて Net 濃度(Ne0)を計算

3)Net 濃度より実測値(Nem)が小さい場合、上式により、Ar₀, Kr₀, Xe₀の初期濃度を推定する。 ここで、βは0.5~1までを0.1間隔で変更して設定

4) 推定した Aro, Kro, Xeo と設定温度 Art, Krt, Xet の誤差を以下の式で計算する。

$$O(t) = \frac{\left(Ar_0 - Ar_t\right)^2}{\left(Ar_0 E_{Ar}\right)^2} + \frac{\left(Kr_0 - Kr_t\right)^2}{\left(Kr_0 E_{Kr}\right)^2} + \frac{\left(Xe_0 - Xe_t\right)^2}{\left(Xe_0 E_{Ar}\right)^2}$$

ここに、O(t)は最小にする目的関数、Eiは計測誤差(一般的には 1~5%程度)である。

6)最も誤差が小さい温度を涵養温度推定値とする。

この評価方法に基づいて、瑞浪超深地層研究所内のボーリング孔で³H が検出されない(新しい 地下水が混合していない)地点での涵養温度を推定すると表 **3.2**-4 のようになる。

採水区間名	涵養温度(℃)	標本数
09MI21#2	8.1 ± 6.2	n=4
09MI21#3	$7.1{\pm}1.8$	n=7
15MI52#1	7.2 ± 3.9	n=9
15MI53#5	$6.0{\pm}2.4$	n=2

表 3.2-4 採水区間と涵養温度の推定値

なお、脱ガスを考慮する際には、大気の混入は考慮していいないが、実際には、脱ガスが発生 したうえで、サンプリング時や分析時に大気混入が起こっている可能性がある。このため、ガス 水比、ガス組成、大気の混入量について別途検討できると、脱ガスのモデルについてより精度が 上昇すると考えられる。

3.2.4 原位置への適用

(1) 地下水調査概要

瑞浪超深地層研究所のボーリング孔において、立坑掘削による水質・地下水年代の変化や、流 出域地下水、浅部地下水、深部地下水の特性評価のために、地下水調査を実施している。今年度 は、図 3.2-18 に示す地点において地下水調査を実施した。前述の Kr、¹⁴C、希ガス温度計についても、原位置調査で採取した試料を分析して、各方法の適用性を確認したものである。



図 3.2-18 瑞浪超深地層研究所での調査ボーリング孔のレイアウト

(2) 地下水の採取・分析方法

立坑内で採水することから、各採水区間の水圧が高く、湧出することから、各採水区間へ繋がっ ている外径 6 mm 内径 4 mm のナイロンチューブから採水した。採水時に区間の圧力が下がると 脱ガスなどを起こし、pH や水質が変化する可能性があるため、チューブにレギュレーター、圧 力計、流量計をつけ、原位置圧力を可能な限り低下させないように採水を実施した。ただし、湧 水量が少なすぎると、採水に時間を要することと、大気の混入などが発生する可能性が高くなる ため、100 ml/min 程度の流量が得られるように実施した。原位置の区間圧力、採水時の圧力、流 量を表 3.2-5 に示す。また、pH, ORP, EC, DO, T については、原位置で HORIBA 社製のポータ ブルメーターで計測した。

採水した項目と採取量は表 3.2-6 に示すとおりである。採取方法は、以下のとおりである。

主要溶存イオン(Na、K、Mg、Ca、SO4、Cl、I、F、Si、B)、微量元素(Sr、Ba、Fe、Mn、Se、As、Se、Al、Cs)、TOC(TC、DIC、TOC(NPOC)、水素酸素同位体比の分析用サンプルは、 容器は異なるが基本的な採取方法は同じである。まず、容器に1/10程度に地下水を入れ、フタを して共洗いをする。共洗いを3度実施した後、チューブの外側を地下水で洗浄し、ボトルの底ま でチューブを差し込んで、ボトル内を地下水で満たす。チューブを差し込んだままで、さらに容 器の3倍の地下水をオーバーフローさせる。その後、静かにチューブを引き抜き、気泡が入らな いようにフタをする。ビニールテープでフタが閉まる方向(時計回り)に数回巻いて密封する。

³H 試料の採水は、共洗いは行わず、ボトルからオーバーフローする直前にチューブを静かに引き抜きながら、容器を満たし、なるべく空気が入らないようにフタをする。

¹⁴C とδ¹³C の分析用の採取方法は、主要溶存イオンと同じであるが、炭酸ガスの脱ガスを防ぐ ために、採水容器には、気密性の高いフロロバリアボトルを用い、大気が混入しないように注意 する。

CFCsの採取は USGS(2017a)の推奨する方法に準じ、125 ml のガラス瓶とアルミホイルで被 覆したパッキン入りのキャップを用いる。また、空気の混入を防ぐため、採取を水中で行う。チ ューブは、ナイロンチューブやバイトンチューブなど低透気性でフロンが含まれないものを用い る。ガラス瓶の底までチューブを挿し込み、容器からオーバーフローさせたのち、チューブを挿 したまま水が満たされた 5 L ビーカーへガラス瓶を静かに沈める。さらに数回分のオーバーフロ ーを行い、水中でフタをする。フタをする前にフタに空気などが残っていないことを確認する。

SF6の採取も USGS(2017b)の推奨する方法に準じて実施した。500 ml or 1000 ml のデュラン 瓶とフタには PTFE 製のパッキンを用いた。採水時には、容器の底までチューブを挿し込み、容器容量の数倍をオーバーフローさせたのち、空気が混入しないようにフタを締める。

地下水の溶存成分の内、Ca²⁺、Mg²⁺、Na⁺、K⁺、F⁺、Cl⁺、NO₃⁻、SO₄²⁻、アルカリ度、Br, I, Si, B, Fe, Se, Sr, Li, Mn, Zn, Ba, Al, Rb, Cu, As, Cs、水素・酸素同位体、³H、炭素同位体(¹⁴C、δ ¹³C)、塩素同位体(³⁶Cl、δ³⁷Cl)、希ガス、CFCs、SF6を分析した。

陽イオン(Ca, Mg, Na, K)の定量分析には、イオンクロマトグラフィー(メトローム社製コンパ クトプロフェッショナル IC881)を用いて検量線法により実施した(例えば、日本分析化学会北海 道支部編、1994)。試料水中の各イオンを分離する分離カラムには、陽イオン交換樹脂が充填され ている YS-50A、ガードカラムには YS-G を使用した。検量線は、元素ごとに関東化学製化学分 析用標準溶液を既知の濃度に希釈した標準試料を調製した。

陰イオン(F, Cl, NO₃, SO₄)の定量分析には、イオンクロマトグラフィー(メトローム社製コン パクトプロフェッショナル IC881 CO₂ サプレッサ付き)を用いて検量線法により実施した(例 えば、日本分析化学会北海道支部編、1994)。試料水中の各イオンを分離する分離カラムには、陰 イオン交換樹脂が充填されている A Supp 5-150、ガードカラムには ShodexSI-90G を使用した。 検量線は、元素ごとに和光純薬工業株式会社製化学分析用標準溶液を既知の濃度に希釈した標準 試料を調製し作成した。

アルカリ度の測定は、酸標準液(0.01mol/L 硫酸)を用いて pH4.8 まで滴定する手法(pH4.8 アルカリ度)により実施した(例えば、半谷・小倉、1995)。試料 20mL をビーカーにはかり取り、pH メーターで試料の pH を確認しながら、pH4.8 になるまで酸標準液で滴定した。

微量元素(Br, I, Si, B, Fe, Se, Sr, Li, Mn, Zn, Ba, Al, Rb, Cu, As, Cs)の定量分析には、ICP-MS (誘導結合プラズマ-質量分析装置: Agilent Technologies 製 Agilent7500CE)を用いて検量線法 により実施した(例えば、日本分析化学会北海道支部編、1994)。検量線は、元素ごとに和光純薬 工業株式会社製化学分析用標準溶液を既知の濃度に希釈した標準試料を調製し作成した。

TOC および NPOC(Non-Purgeable Organic Carbon:不揮発性有機体炭素)の測定は、島津製 作所製 TOC-V CSH を用いた非分散型赤外分析計(Non-Disparsive Infrared Gas Analyzer: NDIR)で実施した(例えば、半谷・小倉、1995)。

TOC の定量分析は、試料中の全炭素(Total Carbon: TC)と無機体炭素(Inorganic Carbon: IC,またはTIC)をそれぞれ測定し、TC 濃度から IC 濃度を差し引いて求める方法(差し引き法) で実施した。検量線は、TC 濃度用に和光純薬工業株式会社製フタル酸水素カリウム標準液、IC 濃度用に和光純薬工業株式会社製炭酸ナトリウムおよび炭酸水素ナトリウムを混合した標準溶液 をそれぞれ既知の濃度に希釈した標準試料を調製し作成した。

NPOC の定量分析は、試料水を酸性(pH3以下)にして通気処理し、試料水中の IC を CO₂として除去した後に TC を測定する方法(IC 前処理法またはプレ IC 除去法)で実施した。検量線は、

和光純薬工業株式会社製フタル酸水素カリウム標準液を既知の濃度に希釈した標準試料を調製し 作成した。

水素・酸素同位体の計測は、Los Gatos Research 社製のレーザー吸収ガス分析装置を用いて Off-axis ICOS 法(Off-axis Integrated Cavity Output Spectroscopy)にて、試料中の水素同位体 比および酸素同位体比の同時分析を実施した(山中・恩田、2011)。分析は手順書に準じた。

上記の分析は電力中央研究所で実施した。

³H 分析は、電解濃縮(アルカリ水溶液電解)-液体シンチレーション計数法によって実施した (文部科学省、2002)。試料水を予め蒸留精製しアルカリ電解溶液とした後、電解濃縮を行う。電 解濃縮終了後、電解液を中和・蒸留し、液体(乳化)シンチレータを加え、低バックグラウンド 液体シンチレーションカウンターにより計測する。分析は地球科学研究所で実施した。計測結果 は、水素原子 10¹⁸ 個に対して ³H が 1 個存在する率である TU で示した。

¹⁴C 分析は、グラファイト・ターゲットー加速器質量分析法 (AMS 法) で実施した(中村、2003)。 沈殿法では、試料水 1 リットルにつき 1.2g の塩化ストロンチウムを加え、試料水中の無機炭素を 炭酸ストロンチウムとして沈殿させる。沈殿物は中性になるまで洗浄し、乾燥させた後、リン酸 と反応させ CO₂ ガスを生成させる。得られた CO₂ ガスを精製した後、コバルト触媒をもちいて 600°Cに加熱しグラファイトを調製した。それらグラファイトをターゲットとし加速器質量分析 (AMS : Accelerator Mass Spectrometry)によって定量した。ガス化法では、試料水にリン酸を加 えて CO₂ をガスとして回収した後、グラファイトを生成する(Nakata et al., 2016)。分析は Beta Analytic Inc.で実施した。

希ガスの定量は、希ガス質量分析装置 VG-5400(VG instruments s)とその前処理ラインを用い て行った(馬原、1998)。地下水サンプルを封入した銅管を、直接装置へと接続する。これによ り、銅管内の希ガスを散逸させることなく前処理ライン内へ導入することが可能である。抽出ラ イン内では、まず、サンプルに超音波をあてることで、地下水サンプルからガス成分のみを抽出 する。抽出されたガス成分に対して、コールドトラップ(液体窒素温度)・チタンゲッターを作用 させ、水分や反応性のガスを取り除き希ガス成分のみを取り出すことができる。さらに、ステー ジ内温度を 20 K まで低下させることができるクライオスタッドを用いて希ガスを各成分に単離 し、希ガスごとに質量分析装置へと導入する。質量分析装置では希ガスをイオン化し、適切な磁 力をかけることによって設定した質量数のみをカウントすることができる。既知量(0.13cc)の空 気に含まれる希ガスにおけるカウント数と、サンプルに含まれる希ガスにおけるカウント数を比 較し、サンプルに含まれる希ガス量および同位体比を決定した。分析は電力中央研究所で実施し た。

CFCs の分析は、Purge and Trap 法によって地下水中の CFC を分離・抽出した後に、GC-ECD にて検出・定量を行った(Plummer and Bunsenberg, 2006)。CFC は CFC-12, CFC-11, CFC-113 を対象とした。

SF₆の分析も CFCs と同様に、Purge and Trap 法によって地下水中の CFC を分離・抽出した 後に、GC-ECD にて検出・定量を行った(Bunsenberg and Plummer, 2000)。

CFCs と SF₆の分析は、地球科学研究所で実施した。

(3) 分析結果

瑞浪超深地層研究所のボーリング孔での分析結果を表 3.2-7 に示す。

百日	拉水時間	区間圧力) (Mpa)	流量	pН	ORP	EC	DO	Т
坝口	1本小叶日	採水前	採水時	L/min		mV	mS/m	mg/l	°C
07MI07#1	2018/10/12 10:35	0.6	0.4	0.35	9.00	-341	38.7	0.2	27.3
07MI07#3	2018/10/12 9:30	0.5	0.4	0.30	8.94	-351	55.2	0.1	27.7
07MI07#5	2018/10/12 10:15	0.5	0.5	0.06	8.98	-363	59.5	0.1	27.5
09MI20#1	2018/10/10 10:10	2.0	1.2	0.84	8.78	-364	42.2	0.1	28.7
09MI20#3	2018/11/1 10:10	1.9	1.2	0.86	8.64	-372	44.7	0.0	23.6
09MI20#5	2018/10/10 12:10	1.8	1.4	0.23	8.76	-367	44.00	0.1	23.0
09MI21#2	2018/10/11 15:00	1.4	1.0	0.08	7.11	-331	82.7	0.1	22.6
09MI21#3	2018/10/10 14:38	2.0	1.0	0.18	8.52	-320	84.8	0.1	22.4
10MI23#1	2018/10/11 10:37	2.1	0.4	0.07	8.61	-205	77.9	0.1	22.2
10MI23#2	2018/10/11 11:22	1.9	1.1	N.M.	8.92	-338	66.9	0.2	22.4
10MI23#3	2018/10/11 15:58	2.0	1.9	0.72	7.94	-341	52.1	0.0	23.0
10MI26#1	2018/10/11 13:30	2.4	1.4	0.39	8.39	-326	50.9	0.2	22.3
10MI26#3	2018/10/11 14:54	2.0	1.2	0.28	8.41	-334	58.1	0.1	24.5
10MI26#5	2018/10/11 13:35	1.9	1.5	0.49	8.73	-346	46.1	0.1	24.2
12MI33#1	2018/10/10 14:24	3.8	3.0	0.34	8.43	-295	176	0.1	23.9
13MI38#1	2018/10/10 10:45	2.9	2.4	0.23	7.90	-313	173	0.1	20.9
13MI38#5	2018/10/10 13:40	3.3	2.7	0.33	8.08	-286	283	0.1	20.9
15MI52#1	2018/10/11 10:13	3.2	0.8	0.33	8.46	-300	178	0.2	21.3

表 3.2-5 瑞浪超深地層研究所での原位置計測結果

表 3.2-6 採水項目と採取目的および取得量

項目	目的	取得量	備考
主要溶存イオン	主要なイオン濃度評価	100mL×2本	
微量元素	微量に含まれる金属元素を定量	100mL×1本	
水素・酸素同位体比	水素・酸素同位体比を評価	10mL $ imes$ 2本	
炭素同位体	地下水年代測定のために地下水	1000mL×1本	
(14C、 δ 13C)	中の無機炭素の ¹⁴ C、 ¹³ C を評		
	価		
TOC	地下水中溶存有機炭素量を評価	50mL×1本	
アルカリ度	アルカリ度を評価し、その結果	50mL×1本	
	から炭酸水素イオン濃度を評価		
希ガス濃度	地下水年代指標となる希ガス	銅管×3本	地上でクラ
	(He、Ne) 濃度を評価		ンプ留め
CFCs	溶存クロロフルオロカーボン量	125mL $ imes$ 3本	水没して採
	から、若い地下水の混入を評価		取
${ m SF}_6$	六フッ化硫黄量から、若い地下	500mL or 1000ml	PTFE 製パ
	水の混入を評価	imes 2 本	ッキン
トリチウム	トリチウム濃度から、若い地下	1000 mL imes 2 本	
	水の混入を評価		

表 3.2-7 瑞浪超深地層研究所での分析結果

項目	Na	К	Mg	Ca	F	Cl	NO ₃	SO ₄	Si	В	ALK	TOC	TC	TIC	NPOC
採水区間	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	meq/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L						
07MI07#1	67	0.34	0.06	10	11.1	55	<0.005	9.5	7.26	1.48	1.04	0.97	11.58	10.61	0.28
07MI07#3	87	0.42	0.09	14	10.1	105	0.0	9.3	7.26	1.29	0.84	0.83	9.15	8.32	0.31
07MI07#5	94	0.46	0.07	23	9.2	123	<0.005	8.6	7.47	1.33	0.75	0.87	8.08	7.21	0.24
09MI20#1	71	0.37	0.13	11	9.4	51	<0.005	16	7.33	1.23	1.33	0.91	14.73	13.83	0.31
09MI20#3	77	0.5	0.28	12	9.9	71	<0.005	12	7.36	1.34	1.17	1.10	13.46	12.36	0.31
09MI20#5	71	0.39	0.16	11	9.5	56	0.01	15	8.53	1.23	1.26	0.99	14.46	13.47	0.30
09MI21#2	124	0.4	0.07	26	8.8	205	<0.005	0.36	6.60	1.40	0.46	0.91	5.09	4.18	0.45
09MI21#3	120	0.45	0.08	30	8.6	202	0.02	0.68	7.94	1.47	1.51	1.89	19.93	18.04	0.70
10MI23#1	117	0.6	0.10	25	8.9	186	0.01	<0.05	8.34	1.53	0.59	1.12	7.33	6.21	0.59
10MI23#2	103	0.47	0.06	21	9.6	154	< 0.005	1.2	7.66	1.60	0.58	0.84	6.43	5.59	0.25
10MI23#3	79	0.4	0.04	15	11.3	99	0.01	1.7	7.68	1.53	0.78	0.64	8.22	7.57	0.12
10MI26#1	86	0.6	0.44	13	9.6	85	0.01	13	7.21	1.42	1.23	1.02	14.38	13.36	0.30
10MI26#3	102	0.73	0.62	16	9.3	105	0.01	10	7.31	1.30	1.58	1.15	18.29	17.14	0.27
10MI26#5	74	0.5	0.29	11	9.7	71	0.01	14	7.55	1.27	1.30	0.81	14.52	13.71	0.26
12MI33#1	183	0.93	0.18	113	6.4	451	<0.005	0.32	8.03	1.84	0.33	0.45	3.40	2.95	0.11
13MI38#1	181	1.0	0.19	107	6.6	438	< 0.005	0.32	7.31	1.73	0.34	0.47	3.52	3.06	0.14
13MI38#5	251	1.35	0.32	258	4.8	817	< 0.005	0.27	7.50	2.23	0.24	0.53	2.56	2.03	0.12
15MI52#1	195	1.3	0.16	105	5.2	497	< 0.005	2.9	7.13	1.90	0.27	0.39	2.60	2.21	0.24

(1)主要溶存イオンおよび溶存炭素

(2)微量元素

項目	Br	Ι	Cs	Sr	Li	Al	Fe	Mn	Cu	Zn	As	Se	Rb	Ba
採水区間	mg/L	µg/L	µg/L	µg/L										
07MI07#1	0.11	8.2	0	83	36	8.6	3.0	1.9	0.70	0.2	0.39	<0.1	1.9	0.32
07MI07#3	0.22	23	1	123	39	10.2	6.5	2.2	2.50	0.2	0.3	<0.1	2.3	0.5
07MI07#5	0.24	29	1	144	44	8.1	2.4	1.8	4.80	0.1	0.2	<0.1	2.6	0.5
09MI20#1	0.09	6.6	0	82	38	7.9	1.6	2.4	<0.5	0.7	0.2	<0.1	1.9	0.4
09MI20#3	0.13	13	0	103	41	12	6.6	3.7	<0.5	2.2	0.3	<0.1	1.9	0.5
09MI20#5	0.10	6.9	0	87	39	10	2.8	2.8	1.10	0.1	0.3	< 0.1	1.9	0.3
09MI21#2	0.39	48	1	223	100	8.7	3.8	1.9	5.50	0.1	0.4	<0.1	2.8	0.6
09MI21#3	0.42	52	3	278	105	450	620	60	3.48	0.5	0.6	< 0.1	5.3	2.6
10MI23#1	0.37	46	1	232	77	68	19	9.4	2.60	2.8	0.2	<0.1	3.5	1.1
10MI23#2	0.29	35	1	194	71	45	7.1	8.0	0.50	0.1	0.2	<0.1	3.4	0.8
10MI23#3	0.18	18	1	133	55	11	3.8	2.3	1.20	0.5	0.2	<0.1	3.1	0.4
10MI26#1	0.15	16	1	126	49	10	5.2	6.9	2.90	0.2	0.3	<0.1	2.4	1.1
10MI26#3	0.20	21	1	175	52	7.1	8.4	14	<0.5	0.1	0.4	<0.1	2.9	1.6
10MI26#5	0.13	17	0	114	45	10	1.7	5.3	<0.5	0.2	0.3	<0.1	2.1	0.8
12MI33#1	0.75	126	2	1112	178	12	3.7	11	<0.5	0.6	0.2	<0.1	7.8	3.3
13MI38#1	0.72	115	2	1052	170	22	6.1	12	0.60	0.5	0.2	<0.1	7.6	3.1
13MI38#5	1.37	243	3	2582	267	6.6	5.7	26	<0.5	0.5	0.3	<0.1	11.5	7.4
15MI52#1	0.76	148	2	1107	165	18	8.3	9.4	<0.5	0.5	0.5	<0.1	7.9	3.3

項目	³ H (L	SC)	14	^₄ C	$\delta^{13}C$	δD		δ^1	³ O
採水区間	Т.(U.	рМС	(%)	‰	‰		%	0
07MI07#1	0.7	±0.1	16.9	±0.1	-14.9	-57.8 ±	0.3	-8.6	±0.1
07MI07#3	0.5	±0.1	15.8	±0.1	-15.3	-57.8 ±	0.4	-8.5	±0.1
07MI07#5	0.4	±0.1	14.2	±0.1	-14.7	-59.2 ±	0.9	-8.7	±0.1
09MI20#1	0.7	±0.1	23.5	±0.1	-14.9	-56.9 ±	0.9	-8.4	±0.1
09MI20#3	0.6	±0.1	16.0	±0.1	-13.1	-57.5 ±	0.4	-8.5	±0.1
09MI20#5	0.7	±0.1	20.6	±0.1	-21.7	-56.8 ±	0.5	-8.5	±0.0
09MI21#2	<0.3		9.4	±0.1	-14.0	-60.6 ±	0.1	-9.0	±0.1
09MI21#3	<0.3		11.4	±0.1	-13.7	-60.3 ±	0.2	-9.1	±0.0
10MI23#1	<0.3		22.0	±0.1	-20.6	-60.1 ±	0.3	-8.9	±0.1
10MI23#2	<0.3		5.6	±0.1	-20.1	-60.1 ±	1.5	-8.9	±0.1
10MI23#3	<0.3		3.2	±0.1	-20.8	-59.4 ±	1.2	-9.1	±0.1
10MI26#1	0.6	±0.1	11.3	±0.1	-11.0	-57.4 ±	0.5	-8.6	±0.0
10MI26#3	0.4	±0.1	7.3	±0.1	-8.4	-58.9 ±	0.5	-8.8	±0.1
10MI26#5	0.6	±0.1	16.5	±0.1	-12.4	-57.9 ±	1.2	-8.6	±0.1
12MI33#1	<0.3		7.9	±0.1	-15.6	-59.9 ±	0.5	-9.0	±0.0
13MI38#1	<0.3		7.9	±0.1	-15.6	-60.7 ±	0.5	-8.9	±0.1
13MI38#5	<0.3		13.1	±0.1	-17.1	-59.6 ±	1.2	-8.8	±0.0
15MI52#1	<0.3		12.1	±0.1	-14.9	-59.1 ±	0.8	-8.9	±0.0

(3)同位体

(4)溶存ガス

	1 CFCs 濃度									
項目		CFCs 濃度		SF ₆ 濃度	Rn		計測値	_	補正値 (Ne補正)
	CFC-12	CFC-11	CFC-113			⁴ He	³ He/ ⁴ He	Ne	⁴ He	³ He/ ⁴ He
採水区間		pg/kg		fmol/kg	Bq/L	cc_{STP}/g_w	-	cc_{STP}/g_w	cc_{STP}/g_w	-
07MI07#1	1.0	0.7	0.0	0.34	151	5.9E-5	4.9E-7	6.0E-6	5.7E-5	4.6E-7
07MI07#3	0.5	1.2	0.0	0.36	294	3.8E-5	4.6E-7	2.9E-7	3.7E-5	4.6E-7
07MI07#5	0.5	0.8	0.0	0.28	360	3.8E-5	4.7E-7	2.8E-7	3.8E-5	4.7E-7
09MI20#1	0.4	3.0	0.0	1.10	282	1.2E-5	4.7E-7	1.7E-6	1.1E-5	4.4E-7
09MI20#3	0.4	4.5	0.0	0.51	129	3.4E-5	4.6E-7	3.0E-7	3.4E-5	4.6E-7
09MI20#5	0.6	5.9	0.0	0.88	236	2.0E-5	4.4E-7	3.0E-7	2.0E-5	4.4E-7
09MI21#2	2.1	4.5	0.0	0.54	95	9.0E-5	4.9E-7	6.6E-7	9.0E-5	4.9E-7
09MI21#3	2.4	1.9	0.0	0.35	79	6.2E-5	4.7E-7	3.8E-7	6.2E-5	4.7E-7
10MI23#1	2.0	1.4	0.0	0.74	25	1.8E-4	4.9E-7	9.2E-6	1.7E-4	4.7E-7
10MI23#2	2.0	2.5	0.0	0.81	39	7.3E-5	5.0E-7	3.5E-7	7.3E-5	4.9E-7
10MI23#3	1.0	2.5	0.0	0.47	171	4.0E-5	4.5E-7	5.0E-7	4.0E-5	4.5E-7
10MI26#1	2.7	4.5	0.0	0.36	113	4.2E-5	4.8E-7	3.2E-7	4.2E-5	4.8E-7
10MI26#3	1.2	1.1	0.0	0.38	244	4.9E-5	5.0E-7	3.5E-7	4.9E-5	4.9E-7
10MI26#5	0.6	1.3	0.0	0.39	257	3.5E-5	4.6E-7	3.1E-7	3.5E-5	4.6E-7
12MI33#1	1.0	1.2	0.0	0.28	106	6.3E-5	5.1E-7	2.1E-7	6.3E-5	5.1E-7
13MI38#1	1.0	1.8	0.0	0.40	96	8.1E-5	5.1E-7	1.5E-6	8.1E-5	5.1E-7
13MI38#5	1.4 1.1 0.0		0.0	0.30	124	2.6E-4	4.9E-7	2.3E-6	2.6E-4	4.9E-7
15MI52#1	0.6	0.9	0.0	0.39	373	1.8E-4	5.2E-7	3.8E-7	1.8E-4	5.2E-7

(4) 考察

瑞浪立坑で採取した地下水の分析結果について、各成分の相関を求めたものを表 3.2-8 に示す。 分析結果から、Cl, Na, K, Ca, B, Br, Sr, Li, Rb, Ba, 4He のグループと ³H、¹⁴C、 δ D と δ ¹⁸O、 SO₄のグループで相関が高いことがわかる。Cl のグループは深部地下水の指標になっていると考 えられ、溶存物質量の少ない流出域の地下水に、深部地下水(化石海水)が混入することにより、 このような高い相関になっていると考えられる。深部地下水の混合率は、端成分が不明確なため 計算できない。³H のグループは浅部地下水の指標になっていると考えられる。これは、³H、¹⁴C、 SO₄²⁻は浅部地下水に多く含まれ、深部地下水に含まれないためである。また、浅部地下水の δ D と δ ¹⁸O は、温暖期のため大きいが、流出域地下水は氷期に涵養したため、 δ D と δ ¹⁸O は小さい と考えられる。

表 3.2-8 瑞浪超深地層研究所の各成分の相関図

	項目	Na	к	Mg	Ca	F	Cl	NO ₃	SO ₄	Si	В	ALK	TOC	TC T	IC I	NPOC	Br	Ι	Cs	Sr	Li	Al	Fe	Mn	Cu	Zn	As F	Rb Ba	3	H 1	¹⁴ C	$\delta^{13}C$	δD	δ ¹⁸ Ο	CFC12 CFC11	1 SF6	Rn	⁴He	³ He/ ⁴ He
項目	採水区間	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	meq/L	mg/L r	ng/L n	ig/L	mg/L	mg/L	µg/L	μg/L μ	g/L µg/	'L T.	U. pl	4C atm/	_ %	‰	‰	pg/kg	fmol/kg	Bq/L	cc _{stp} /g _w	-														
Na	mg/L	1.000	0.926	0.099	0.940	-0.952	0.988	0.716	-0.696	-0.058	0.918	-0.727	-0.490 -	0.681 -0	.684	0.282	0.985	0.983	0.842	0.943	0.986	0.030	0.028	0.377	0.083	0.010	0.099 0	.976 0.9	32 -0.	876 -0	304 -0.65	7 -0.055	-0.581	-0.440	0.121 -0.37	1 -0.366	-0.157	0.808	0.755
К	mg/L	0.926	1.000	0.343	0.888	-0.926	0.918	-0.163	-0.469	-0.078	0.860	-0.599	-0.5671 -	0.577 -0	.570	0.412	0.891	0.924	0.662	0.900	0.888	-0.133	-0.128	0.246	-0.196	0.019	0.064 0	.909 0.8	91 -0	617 -0	250 -0.56	1 0.076	-0.359	-0.257	-0.019 -0.39	7 -0.386	0.037	0.764	0.740
Mg	mg/L	0.099	0.343	1.000	0.143	-0.148	0.079	-0.362	0.330	-0.153	-0.007	0.363	0.034	0.343 (.358	-0.204	0.058	0.086	-0.097	0.159	0.063	-0.217	-0.176	0.050	-0.018	-0.058	0.035 0	.071 0.2	52 -0.	335 -0	118 0.07	1 0.640	0.244	0.266	0.079 0.047	2 -0.240	0.075	0.031	0.213
Ca	mg/L	0.940	0.888	0.143	1.000	-0.872	0.978	0.843	-0.555	-0.019	0.913	-0.649	-0.525	0.622 -0	.620	0.421	0.973	0.979	0.754	0.999	0.956	-0.074	-0.061	0.315	-0.188	-0.028	0.011 0	.950 0.9	66 -0.	895 -0	192 -0.52	5 -0.104	-0.383	-0.240	-0.003 -0.347	2 -0.342	-0.114	0.788	0.554
F	mg/L	-0.952	-0.926	-0.148	-0.872	1.000	-0.928	-0.672	0.521	0.027	-0.806	0.634	0.468	0.592 (.592	0.232	-0.913	-0.928	-0.775	-0.877	-0.921	-0.023	-0.023	-0.343	-0.181	-0.015	-0.145 -0	.916 -0.8	70 0.	407 0	137 0.48	2 -0.019	0.437	0.281	-0.020 0.298	3 0.258	-0.004	-0.728	-0.722
Cl	mg/L	0.988	0.918	0.079	0.978	-0.928	1.000	0.773	-0.661	-0.042	0.940	-0.724	-0.521 -	0.685 -0	.686	0.341	0.996	0.999	0.822	0.979	0.988	-0.007	-0.005	0.353	-0.025	-0.002	0.070 0	.981 0.9	54 -0.	923 -0	259 -0.61	9 -0.106	-0.509	-0.374	0.067 -0.368	3 -0.359	-0.139	0.823	0.673
NO ₃	mg/L	0.716	-0.163	-0.362	0.843	-0.672	0.773	1.000	-0.513	0.454	0.322	0.271	0.936	0.459 (.405	0.891	0.797	0.772	0.924	0.800	0.878	0.954	0.930	0.921	0.596	0.213	0.751 0	.851 0.7	65 0	596 0	153 0.25	1 -0.056	-0.541	-0.464	0.520 -0.025	5 0.038	-0.565	0.288	0.040
SO ₄	mg/L	-0.696	-0.469	0.330	-0.555	0.521	-0.661	-0.513	1.000	0.078	-0.724	0.711	0.254	0.643 (.662	0.088	-0.688	-0.637	-0.792	-0.550	-0.712	-0.294	-0.268	-0.424	-0.065	0.080	-0.141 -0	.695 -0.5	58 0.	702 0	738 0.85	0.269	0.933	0.894	-0.384 0.328	3 0.370	0.476	-0.578	-0.663
Si	mg/L	-0.058	-0.078	-0.153	-0.019	0.027	-0.042	0.454	0.078	1.000	0.004	0.126	0.217	0.160 (.154	0.177	-0.025	-0.040	0.057	-0.023	-0.021	0.291	0.236	0.249	-0.365	0.319	-0.222 0	.038 0.0	24: 0.	274 0	258 0.22	6 -0.596	0.021	-0.082	0.008 0.050	0.280	-0.222	0.001	-0.264
В	mg/L	0.918	0.860	-0.007	0.913	-0.806	0.940	0.322	-0.724	0.004	1.000	-0.758	-0.533 -	0.720 -().722 ·	-0.375	0.933	0.938	0.768	0.917	0.929	-0.011	-0.027	0.312	-0.436	0.049	0.001 0	.939 0.8	85 -0.	084 -0	363 -0.70	5 -0.221	-0.535	-0.473	0.165 -0.397	7 -0.358	-0.273	0.826	0.671
ALK	meq/L	-0.727	-0.599	0.363	-0.649	0.634	-0.724	0.271	0.711	0.126	-0.758	1.000	0.732	0.992 (.996	0.388	-0.717	-0.711	-0.474	-0.643	-0.702	0.310	0.350	0.157	0.005	-0.089	0.314 -0	.661 -0.5	02 0	204 0	296 0.77	9 0.415	0.594	0.445	-0.008 0.283	3 0.195	0.169	-0.653	-0.630
TOC	mg/L	-0.490	-0.567	0.034	-0.525	0.468	-0.521	0.936	0.254	0.217	-0.533	0.732	1.000	0.800	.776	0.838	-0.468	-0.519	-0.082	-0.526	-0.472	0.734	0.731	0.537	0.342	0.156	0.503 -0	.458 -0.3	42 -0.	041 0	231 0.51	5 0.227	0.093	0.026	0.433 0.224	4 0.123	-0.242	-0.312	-0.423
TC	mg/L	-0.681	-0.577	0.343	-0.622	0.592	-0.685	0.459	0.643	0.160	-0.720	0.992	0.800	1.000 (.999	0.474	-0.671	-0.673	-0.386	-0.616	-0.654	0.417	0.453	0.264	0.053	-0.058	0.382 -0	.612 -0.4	54 0	192 0	285 0.75	3 0.410	0.524	0.377	0.074 0.274	4 0.172	0.104	-0.603	-0.595
TIC	mg/L	-0.684	-0.570	0.358	-0.620	0.592	-0.686	0.405	0.662	0.154	-0.722	0.996	0.776	0.999	.000	0.443	-0.675	-0.673	-0.401	-0.613	-0.657	0.390	0.428	0.243	0.030	-0.072	0.368 -0	.614 -0.4	56 0.	198 0	285 0.76	3 0.416	0.546	0.396	0.049 0.273	3 0.173	0.125	-0.614	-0.599
NPOC	mg/L	-0.282	-0.412	-0.204	-0.421	0.232	-0.341	0.891	0.088	0.177	-0.375	0.388	0.838	0.474 (.443	1.000	-0.288	-0.339	0.049	-0.419	-0.295	0.705	0.665	0.475	0.470	0.347	0.483 -0	.317 -0.2	80 0.	733 0	366 0.37	4 0.065	-0.108	-0.114	0.505 0.154	4 0.211	-0.271	-0.017	-0.229
Br	mg/L	0.985	0.891	0.058	0.973	-0.913	0.996	0.797	-0.688	-0.025	0.933	-0.717	- 0.468 -	0.671 -(.675	-0.288	1.000	0.993	0.845	0.973	0.988	0.044	0.043	0.398	0.061	0.009	0.082 0	.978 0.9	58 -0.	893 -0	262 -0.62	4 -0.116	-0.549	-0.403	0.116 -0.372	2 -0.363	-0.185	0.832	0.663
I	µg/L	0.983	0.924	0.086	0.979	-0.928	0.999	0.772	-0.637	-0.040	0.938	-0.711	-0.519 -	0.673 -0	.673	-0.339	0.993	1.000	0.812	0.981	0.981	-0.008	-0.005	0.353	-0.009	-0.001	0.086 0	.978 0.9	57 -0.	926 -0	235 -0.59	9 -0.097	-0.481	-0.350	0.049 -0.381	1 -0.365	-0.108	0.831	0.660
Cs	µg/L	0.842	0.662	-0.097	0.754	-0.775	0.822	0.924	-0.792	0.057	0.768	-0.474	- 0.082	0.386 -(.401	0.049	0.845	0.812	1.000	0.753	0.874	0.522	0.528	0.752	0.167	-0.052	0.429 0	.879 0.8	29 -0.	811 -0	363 -0.52	1 -0.042	-0.666	-0.623	0.318 -0.294	4 -0.376	-0.315	0.606	0.581
Sr	µg/L	0.943	0.900	0.159	0.999	-0.877	0.979	0.800	-0.550	-0.023	0.917	-0.643	-0.526 -	0.616 -(.613	-0.419	0.973	0.981	0.753	1.000	0.957	-0.074	-0.061	0.318	-0.229	-0.026	0.023 0	.953 0.9	69 -0.	912 -0	194 -0.52	5 -0.096	-0.375	-0.240	0.000 -0.342	2 -0.341	-0.110	0.795	0.562
Li	µg/L	0.986	0.888	0.063	0.956	-0.921	0.988	0.878	-0.712	-0.021	0.929	-0.702	-0.472, -	0.654 -0	0.657	-0.295	0.988	0.981	0.874	0.957	1.000	0.068	0.069	0.415	-0.018	-0.008	0.105 0	.984 0.9	47 -0.	653 -0	309 -0.62	3 -0.099	-0.568	-0.449	0.137 -0.320	0 -0.344	-0.233	0.781	0.687
AI	µg/L	0.030	-0.133	-0.217	-0.074	-0.023	-0.007	0.954	-0.294	0.291	-0.011	0.310	0.734	0.417 (.390	0.705	0.044	-0.008	0.522	-0.074	0.068	1.000	0.992	0.898	0.185	0.056	0.676 0	.117 0.1	21 0	355 -0	057 0.11	5 0.053	-0.327	-0.409	0.463 -0.078	3 -0.102	-0.302	0.003	-0.039
Fe	µg/L	0.028	-0.128	-0.176	-0.061	-0.023	-0.005	0.930	-0.268	0.236	-0.027	0.350	0.731	0.453 (.428	0.665	0.043	-0.005	0.528	-0.061	0.069	0.992	1.000	0.904	0.215	-0.016	0.731 0	.119 0.1	.36 -0.	368 -0	071 0.13	8 0.123	-0.277	-0.373	0.418 -0.065	5 -0.155	-0.238	-0.036	-0.060
Mn	µg/L	0.377	0.246	0.050	0.315	-0.343	0.353	0.921	-0.424	0.249	0.312	0.157	0.537	0.264 (.243	0.475	0.398	0.353	0.752	0.318	0.415	0.898	0.904	1.000	0.136	-0.005	0.657 0	.463 0.5	17 -0.	439 -0	171 -0.06	5 0.138	-0.411	-0.438	0.466 -0.211	1 -0.265	-0.323	0.284	0.194
Cu	µg/L	0.083	-0.196	-0.018	-0.188	-0.181	-0.025	0.596	-0.065	-0.365	-0.436	0.005	0.342	0.053 (0.030	0.470	0.061	-0.009	0.167	-0.229	-0.018	0.185	0.215	0.136	1.000	-0.004	0.319 -0	.167 -0.0	189 -0.	947 0	092 -0.02	8 0.510	-0.227	-0.113	0.266 0.070	0 -0.333	0.219	0.099	0.111
Zn	µg/L	0.010	0.019	-0.058	-0.028	-0.015	-0.002	0.213	0.080	0.319	0.049	-0.089	0.156	0.058 -0	0.072	0.347	0.009	-0.001	-0.052	-0.026	-0.008	0.056	-0.016	-0.005	-0.004	1.000	-0.2051-0	.014 -0.0	36 0.	267 0	387 0.11	1 -0.211	-0.059	-0.026	0.037 0.050	0.225	-0.360	0.270	-0.097
AS	µg/L	0.099	0.064	0.035	0.011	-0.145	0.070	0.751	-0.141	-0.222	0.001	0.314	0.503	0.382	1.368	0.483	0.082	0.086	0.429	0.023	0.105	0.676	0.731	0.657	0.319	-0.205	1.000 0	.129 0.1	.69 -0.	041 -0	029 0.13	0.469	-0.058	-0.157	0.147 -0.107	/ -0.352	0.128	0.043	0.097
KD	µg/L	0.976	0.909	0.071	0.950	-0.916	0.981	0.851	-0.695	0.038	0.939	-0.661	-0.4581 -	0.612 -0	0.614	-0.317	0.978	0.978	0.879	0.953	0.984	0.117	0.119	0.463	-0.167	-0.014	0.1291 1	.000 0.9	58 -0.	892 -0	3201-0.61	3 -0.100	-0.540	-0.446	0.089 -0.405	0.383	-0.164	0.762	0.677
Ba Zu (up a	µg/L	0.932	0.891	0.252	0.966	-0.870	0.954	0.765	-0.558	0.024	0.885	-0.502	-0.3421 -	0.454 -0	1.456	-0.280	0.958	0.957	0.829	0.969	0.947	0.121	0.136	0.517	-0.089	-0.036	0.169 0	.958 1.0	00 -0.	584 -0	233 -0.48	0.016	-0.415	-0.300	0.128 -0.375	-0.398	-0.160	0.775	0.581
⁻ H (LSC) 1.0.	-0.876	-0.617	-0.335	-0.895	0.407	-0.923	0.596	0.702	0.274	-0.084	0.204	-0.041	0.192 (1.198	0.733	-0.893	-0.926	-0.811	-0.912	-0.653	0.355	-0.368	-0.439	-0.947	0.267	-0.041 -0	.892 -0.5	84 1	000 0	762 0.82	-0.510	0.960	0.842	-0.077 0.575	0.702	-0.437	-0.477	-0.801
¹⁴ C	MC (%)	-0.304	-0.250	-0.118	-0.192	0.137	-0.259	0.153	0.738	0.258	-0.363	0.296	0.231	0.285 (1.285	0.366	-0.262	-0.235	-0.363	-0.194	-0.309	-0.057	-0.071	-0.171	0.092	0.387	-0.029 -0	.320 -0.2	33 0.	762 1	000 0.78	9 -0.101	0.604	0.712	-0.313 0.132	2 0.461	0.256	-0.030	-0.568
¹⁴ C	atm/L	-0.657	-0.561	0.071	-0.526	0.482	-0.619	0.251	0.856	0.226	-0.705	0.779	0.515	0.758 (0.763	0.374	-0.624	-0.599	-0.521	-0.525	-0.623	0.116	0.138	-0.066	-0.028	0.111	0.135 -0	.613 -0.4	86 0.	825 0	789 1.00	0.140	0.781	0.744	-0.274 0.343	3 0.495	0.270	-0.515	-0.781
δ ¹³ C	‰	-0.055	0.076	0.640	-0.104	-0.019	-0.106	-0.056	0.269	-0.596	-0.221	0.415	0.227	0.410 (.416	0.065	-0.116	-0.097	-0.042	-0.096	-0.099	0.053	0.123	0.138	0.510	-0.211	0.469 -0	.100 0.0	16 -0.	510 -0	101 0.14	1.000	0.161	0.226	0.050 -0.148	3 -0.462	0.240	-0.222	0.231
δD	‰	-0.581	-0.359	0.244	-0.383	0.437	-0.509	-0.541	0.933	0.021	-0.535	0.594	0.093	0.524 (.546	0.108	-0.549	-0.481	-0.666	-0.375	-0.568	-0.327	-0.277	-0.411	-0.227	-0.059	-0.058 -0	.540 -0.4	15 0.	960 0	604 0.78	1 0.161	1.000	0.889	-0.468 0.355	0.291	0.486	-0.476	-0.671
δ ¹⁸ 0	‰	-0.440	-0.257	0.266	-0.240	0.281	-0.374	-0.464	0.894	-0.082	-0.473	0.445	0.026	0.377 (.396	0.114	-0.403	-0.350	-0.623	-0.240	-0.449	-0.409	-0.373	-0.438	-0.113	-0.026	-0.157 -0	.446 -0.3	00 0.	842 0	712 0.74	4 0.226	0.889	1.000	-0.479 0.231	1 0.274	0.455	-0.339	-0.532
CFC-12	pg/kg	0.121	-0.019	0.079	-0.003	-0.020	0.067	0.520	-0.384	0.008	0.165	-0.008	0.433	0.074 (.049	0.505	0.116	0.049	0.318	0.000	0.137	0.463	0.418	0.466	0.266	0.037	0.147 0	.089 0.1	28 -0	077 -0	313 -0.27	4 0.050	-0.468	-0.479	1.000 0.156	5 -0.062	-0.706	0.257	0.275
CFC-11	1	-0.371	-0.397	0.042	-0.342	0.298	-0.368	-0.025	0.328	0.050	-0.397	0.283	0.224	0.274 (.273	0.154	-0.372	-0.381	-0.294	-0.342	-0.320	-0.078	-0.065	-0.211	0.070	0.050	-0.107 -0	.405 -0.3	75 0.	575 0	132 0.34	3 -0.148	0.355	0.231	0.156 1.000	0.505	-0.208	-0.363	-0.427
SF6	fmol/kg	-0.366	-0.386	-0.240	-0.342	0.258	-0.359	0.038	0.370	0.280	-0.358	0.195	0.123	0.172 (.173	0.211	-0.363	-0.365	-0.376	-0.341	-0.344	-0.102	-0.155	-0.265	-0.333	0.225	-0.352 -0	.383 -0.3	98 0.	702 0	461 0.49	5 -0.462	0.291	0.274	-0.062 0.505	1.000	-0.073	-0.194	-0.480
Rn	Bq/L	-0.157	0.037	0.075	-0.114	-0.004	-0.139	-0.565	0.476	-0.222	-0.273	0.169	-0.242	0.104 (.125	0.271	-0.185	-0.108	-0.315	-0.110	-0.233	-0.302	-0.238	-0.323	0.219	-0.360	0.128 -0	.164 -0.1	.60 -0.	437 0	256 0.27	0.240	0.486	0.455	-0.706 -0.208	3 -0.073	1.000	-0.221	-0.180
⁴He	cc _{stp} /g _w	0.808	0.764	0.031	0.788	-0.728	0.823	0.288	-0.578	0.001	0.826	-0.653	-0.312 -	0.603 -0	.614	0.017	0.832	0.831	0.606	0.795	0.781	0.003	-0.036	0.284	0.099	0.270	0.043 0	.762 0.7	75 -0.	477 -0	030 -0.51	5 -0.222	-0.476	-0.339	0.257 -0.363	3 -0.194	-0.221	1.000	0.525
³ He/ ⁴ He	-	0.755	0.740	0.213	0.554	-0.722	0.673	0.040	-0.663	-0.264	0.671	-0.630	-0.423	0.595 -0	.599	0.229	0.663	0.660	0.581	0.562	0.687	-0.039	-0.060	0.194	0.111	-0.097	0.097 0	.677 0.5	81 -0	801 -0	568 -0.78	1 0.231	-0.671	-0.532	0.275 -0.42	7 -0.480	-0.180	0.525	1.000

浅層水の指標となりそうなものに基づいて、浅部地下水の混合率を計算した。浅部地下水の特性値は、河川水 (JAEA, 2003)や立坑周辺の MSB-4 の浅部地下水の値を参考にした。この浅部地下水の特性値を表 3.2-9 に示す。

水素・酸素同位体比から計算した混合率は他の混合率に比べて非常に大きくなった。また、水素・酸素同位体比の測定精度±1‰と±0.1‰に比べて、浅部地下水と流出域地下水の範囲が狭いためここでは、比較に用いていない。

浅層水の混合率の評価結果を、 3 H(TU)、 14 C(mol/L)、SO₄(mg/L)、Alkalinity(meq/L)で比較したものを図 3.2-19 に示す。 3 H と 14 C で求めた混合率はほぼ同じになっている、一方で、Alkalinity(HCO₃)や SO₄²⁻はやや混合率の評価が大きくなっている。水分子、 14 C は 1 価の陰イオン、SO₄は二価の陰イオンのため、マトリックス拡散が有意であれば、混合率は SO₄> 14 C \approx 3 H となっている。このため、これらのデータからマトリックス拡散の影響を確認することは難しいと考えられる。

表 3.2-9 浅部地下水の混合率計算に仮定した特性値

項目	δ D	δ 18Ο	зН	$^{14}\mathrm{C}$	Alkalinity	$\mathrm{SO}_{4^{2^{\star}}}$
単位	‰	‰	TU	$ imes 10^{-15}$ mol/L	meq/L	mg/L
浅部地下水	-5 4 ¹⁾	-8.31)	$4.5^{1)}$	$150^{2)}$	$3.0^{2)}$	$60^{2)}$
流出域地下水	-60	-9.0	0	3	0.3	0.3

1) 河川水データから推定(JNC, 2003)

2) MSB-4データから推定



3.2.5 まとめ

地下水年代測定技術の高度化を図るために、放射性希ガスを用いた年代測定法の開発、¹⁴C 年 代測定と希ガス温度計の精度向上を実施した。

近年、Atom Trace Trap Analysis 法の開発により、計測が可能となった放射性希ガスを分析す るための採水装置を整備した。採水装置として、中空糸膜法と真空脱気法を原位置に適用し、そ の有効性を確認した。両方法とも、ガス採取の効率大気の混入の評価が重要になる。ガスの採取 効率は、ガスを集めるために処理する地下水量に直結するため、採取時間や採取量に影響を与え る。また、採取効率が悪いと同位体分別などが発生する原因にもなる。大気の混入は、現大気は 高い放射性濃度(初期値あるいはそれ以上)を持っているため、正確な年代測定に影響を与える。 整備した方法を原位置に適用した結果、大気の混入なく、高効率にガスを採取できていることが 確認できた。

¹⁴C 年代測定については、³H が検出されない地点において、¹⁴C 濃度に流量依存性がみられた ため、採取方法を検討した。具体的には、大気との接触時間を短くするためボトルを 1000ml か ら 250ml と小さくし、オーバーフローの回数も増やした。この結果、流量が大きいほど ¹⁴C 濃度 が低下する傾向にあり、最小値は 2pMC 程度であった。このため、採取時に大気中の ¹⁴C を吸収 している可能性が高く、採取方法について改良が必要であることが示唆された。

希ガス温度計については、大気の混入に加えて、脱ガスを考慮する方法を整備した。整備した 方法で希ガスの涵養温度を評価したところ、これまで脱ガスの影響で温度の推定が不可能であっ た地点でも涵養温度の推定が可能となった。ただし、脱ガスが激しい地点では依然として、推定 が困難であり、脱ガスを抑制して採取する必要があることがわかった。また、脱ガスに加えて大 気の混入が疑われる試料もあるため、このような複数の影響を考慮して評価する方法の開発が今 後必要である。

瑞浪超深地層研究所のボーリング孔で地下水を採取し、主要溶存イオン、微量元素、同位体、 溶存ガスを調査した。この結果、立坑周辺に元々存在する流出域の地下水に、浅部地下水と深部 地下水が混合していると考えられた。浅部地下水は、³H、¹⁴C、δDとδ¹⁸O、SO4が指標となり、 深部地下水は、Na, Cl, K, Ca, B, Br, Sr, Li, Rb, Ba, ⁴He などが指標となることが確認できた。今 年度は断層周辺の 10MI23 孔を調査した結果、³H が検出されず、¹⁴C 濃度が低いため、アクセス 坑道奥は流出域の地下水が浅部地下水の影響を受けずに残っていることがわかった。この地点は、 氷期に涵養した地下水と考えられ、氷期地下水(2 万年程度)の地下水年代測定を検証する地点と して有望であると考えられる。

今後、採取した溶存ガスを分析するために、ガスの精製および分析方法について整備するとと もに、今回の調査で課題が明らかとなった¹⁴C採取方法、希ガス温度計の精度向上を図っていく。 また、瑞浪立坑内で採取した地下水を分析し、マトリックス拡散の影響を評価する方法を検討し ていく予定である。

参考文献

Aoki, N. and Makide, Y., The concentration of krypton in the atmosphere – its revision after half a century, Chemistry Letter, vol.34, pp.1396-1397, 2005.

Aeschaback-Hertig, W and Solomon, D.K., Noble gas thermometry in groundwater hydrology in Noble gases as geochemical tracers edited by Burnard, P., Springer, pp.81-122, 2013.

Atekwana, E.A., Krishnamurthy RV. 1998. Seasonal variations of dissolved inorganic carbon and δ^{13} C of surface waters: application of a modified gas evolution technique. Journal of Hydrology vol.205(3–4), pp.265–278, 1998.

- Bunsenberg, E. and Plummer, L.N., Dating young groundwater with Sulphur hexafluoride Natural and anthropogenic sources of Sulphur hexafluoride, Water Resour. Res., vol.36, pp.3011-3030, 2000.
- Corcho Alvarado, J.A., Purtschert, R., Barbecot, F., Chabanlt, C., Rueedi, J., Schneider, V., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R. and Loosli, H.H., Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using ³⁹Ar: a multiple environmental tracer (³H/³He, ⁸⁵Kr, ³⁹Ar and ¹⁴C): study in the Semiconfined Fontaineblean Sands Aquifer (France), Water Resource Research, vol.43, pp.1-16, 2007.
- Corcho, A., Barbecot, F., Purtschert, R., Gillon, M., Aeschbach Hertig, W. and Kipfer, R., European climate variations over the past half-millennium reconstructed from groundwater, Geophysical Research Letter, vol.36, L15703, 2009.
- Collon, Ph., Bichler, M., Caggiano, J., DeWayne Cecil, L., El Masri, Y., Golser, R., Jiang, C.L., Heinz, A., Henderson, D., Kutschera, W., Lehmann, B.E., Leleux, P., Loosli, H.H., Pardo, R.C., Paul, M., Rehm, K.E., Schlosser, P., Scott, R.H., Smethie Jr., W.M. and Vondrasek, R., Developing an AMS method to trace the oceans with ³⁹Ar, Nuclear Instrument Method B, vol.223-224, pp.428-434, 2004.
- Collon, P., Antaya, T., Davids, B., Fauerbach, M., Harkewicz, R., Hellstrom, M., Kutschera, W., Morrissey, D. J., Pardo, R. C. R., Paul, M., Sherrill, B.M. and Steiner, M., Measurement of ⁸¹Kr in the atmosphere, Nuclear Instrument Method B, vol.123, pp.122-127, 1997.
- Collon, P., Kutschera, W., Loosli, H.H., Lehman, B.E., Purtschert, R., Love, A., Sampson, L., Anthony, D., Cole, D., Davids, B., Morrissey, D. J., Sherrill, B.M., Steiner, M., Pardo, R.C. and Paul, M., ⁸¹Kr in the grade Artesian basin, Australia: a new method for dating very old groundwater, Earth and Planetary Science letters, vol.182, pp.103-113, 2000.
- Fehn, U., Snyder, G. and Egeberg, P.K., Dating of pore waters with ¹²⁹I: Relevance for the origin of marine gas hydrates, Science, vol.289, pp.2332-2335, 2000.
- Geyh MA., An overview of ¹⁴C analysis in the study of groundwater. Radiocarbon vol.42(1), pp.99–114, 2000.
- 半谷高久, 小倉紀雄 共著, 第3版 水質調査法, 丸善, 239-245 (1995).
- Hou, X., Aldahan, A., Nielsen, S. P., Possnert, G., Nies, H. and Hedfors, J., Speciation of ¹²⁹I and ¹²⁷I in Seawater and Implications for Sources and Transport Pathways in the North Sea, *Environment Science and Technology*, vol.41, pp.5993–5999, 2007.
- Iwatsuki T, Furue R, Mie H, Ioka S, Mizuno T., Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU). Applied Geochemistry vol.20, pp.2283-2302, 2005.
- Jiang, W., Bailey, K., Lu, Z.-T., Mueller, P., O' Connor, T.P., Cheng, C.-F., Huc, S.-M., Purtschert, R., Sturchio, N.C., Sun, Y.R., Williams, W.D. and Yang, G.-M., An atom counter for measuring ⁸¹Kr and ⁸⁵Kr in environmental samples, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.91, pp.1-6, 2012.
- JNC, Data book on groundwater chemistry in the Tono area, Tono Geoscience Center, Japan Nuclear Cycle Development Institute, JNC TN 7450 2003-001, 2003.
- Loosli, H.H., A dating method with ³⁹Ar, Earth and Planetary Science letters, vol.63, pp. 51-62, 1983.
- Loosli, H.H., Lehmann, B.E. and Balderer, W., Argon-39, argon-37, and krypton-85 isotopes

in Stripa groundwaters, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.53, pp.1825-1829, 1989.

- Lu, Z. T., Schlosser, P., Smethie, W. M., Sturchio, N. C., Fischer, T. P., Kennedy, B. M., Purtschert, R., Severinghaus, J. P., Solomon, D. K., Tanhua, T. and Yokochi, R., Tracer applications of noble gas radionuclides in the geosciences, Earth-Science Reviews, vol.138, pp.196-214, 2014.
- Mahara, Y., Ohta, T., Tokunaga, T., Matsuzaki, H., Nakata, E., Miyamoto, Y., Mizuochi, Y., Tashiro, T., Ono, M., Igarashi, T. and Nagao, K., Comparison of stable isotopes, ratios of ³⁶Cl/Cl and ¹²⁹I/¹²⁷I in brine and deep groundwater from the Pacific coastal region and the eastern margin of the Japan Sea, Applied Geochemistry, vol.27, pp.2389-2402, 2012.
- Mahara, Y., Ohta, T., Tokunaga, T., Matsuzaki, H., Nakata, E., Nakano, T., Kubota, T. and Yasuda, H., Pore-water mobility: Distribution of δ³⁷Cl, ³⁶Cl/Cl, ¹²⁹I/¹²⁷I and dissolved ⁴He concentration in the core drilled in the Mobara gas field, Japan, Nuclear Instrument and Method of Physics Research B, vol.294, pp.597-601, 2013.
- 馬原保典,太田朋子,徳永朋祥,松崎浩之,長尾敬介,塩素 36 と溶存希ガス測定による鹹水の滞 留時間推定とヨウ素同位体比について, Proc. the Eleventh Workshop on Environmental Radioactivity, vol.11, pp.107-116, 2010.
- Mahara, Y., Ohta, T., Tokunaga, T., Matsuzaki, H. and Kubota, T., Origin of iodine of brines in the Mobara Gas Field, Japan- suggestion from the biogeochemical indicator of I/Br ratio and the pore water mobility, International Symposium on Environmental Biogeochemistry 2011, 2011.
- Matsumoto, T., Chen, Z., Wei, W., Yang, Guo-Min, Hu, Shi-Ming, and Zhang, X., Application of combined ⁸¹Kr and ⁴He chronometers to the dating of old groundwater in a techtonically active region of the North china Palin, Earth and Planetary Science letters, vol.493, pp.208-217, 2018.
- 文部科学省 科学技術・学術政策局原子力安全課防災環境対策室、「放射能測定法シリーズ 9 ト リチウム分析法 平成 14 年改訂」,(財)日本分析センター、2002.
- Muramatsu Y. and Wedepohl, K. H., The distribution of iodine in the earth's crust, Chemical Geology, vol.147, pp.201-216, 1998.
- Muramatsu, Y. and Ohmomo, Y., Iodine-129 and iodine-127 in environmental samples collected from Tokaimura/Ibaraki, Science of the Total Environment, vol.48, pp.1-2, pp.33-43, 1986.
- Muramatsu, Y., Fehn, U. and Yoshida, S., Recycling of iodine in Pacific areas: evidence from the iodine brines in Chiba, Japan, Earth and Planetary Science letters, vol.192, pp.583-593, 2001.
- Nakata, K., Hasegawa, T., Oyama, T., Ishii, E., Miyakawa, K. and Sasamoto, H., An Evaluation of the Long-Term Stagnancy of Porewater in the Neogene Sedimentary Rocks in Northern Japan, Geofluids, Article ID 7823195, 2018.
- Nakata, K., Hasegawa, T., Iwatsuki, T., Kato, T., Comparison of ¹⁴C collected by precipitation and gas-strip methods for dating groundwater. Radiocarbon vol.58, pp.491-503, 2016
- 中村俊夫 (2003): I. 加速器質量分析 (AMS) における環境中およびトレーサー放射性同位体の高感度測定, Radioisotopes, 52, 145-171.

日本分析化学会関東支部:ICP 発光分析・ICP 質量分析の基礎と実際一装置を使いこなすために、、

日本分析化学会北海道支部編、水の分析(第5版)、化学同人、472p, 2005.

上本道久監修、オーム社、231p, 2008.

- Ohno, T., Muramatsu, Y., Shikamori, Y., Toyama, C., Okabe, N. and Matsuzaki, H., J. Anal. At. Spectrom., vol.28, pp.1283-1287, 2013.
- 太田朋子, 土壌試料中のヨウ素-129 分析による福島事故時のヨウ素-131 降下量の復元, ぶんせき, No.5, pp.203-204, 2015.
- Ohta, T. and Mahara, Y., Changes in ¹²⁹I/¹²⁷I ratios in seaweed samples from Japan following world war II, AMS conference, CD-ROM, 2017.
- Ohta, T., Mahara, Y., Fukutani, S. Kubota, T., Shibahara, Y., Igarashi, T., Fujiyoshi, R., Watanabe, N. and Kozaki, T., Speciation of ¹³⁷Cs and ¹²⁹I in soil after the Fukushima NPP accident, Radiological issues for Fukushima's revitalized future, Springer Nature, pp.13-24, 2016.
- Ohta, T., Mahara, Y., Kubota, T., Abe, T., Matsueda, H., Tokunaga, T. and Matsuzaki, H., Separation and measurement of ¹²⁹I and ¹²⁷I in pre-nuclear-era marine algae with ultra low ¹²⁹I/¹²⁷I isotopic ratios, Nuclear Instrument and Method of Physics Research B, vol.294, pp.559-562, 2013.
- Ohta, T., Mahara, Y., Kubota, T., Fukutani, S., Fujiwara, K., Takamiya, K., Yoshinaga, N., Mizuochi, Y. and Igarashi, T., Prediction of groundwater contamination with ¹³⁷Cs and ¹³¹I from the Fukushima nuclear accident in the Kanto district, Journal of Environmental Radioactivity, vol.111, pp.38-41, 2012.
- Ohta, T., Mahara, Y., Momoshima, N., Inoue, N., Ikawa, R., Taniguchi, M. and Shimada, J., Separation of dissolved Kr from water sample with hollow fiber membrane, Journal of Hydrology, vol.376, pp.152-158, 2009.
- Ozima, M. and Podosek, F. A., Noble gas geochemistry, Cambridge University Press, Cambridge, 367p., 1983.
- Plummer L.N. and Bunsenberg, Chlorofluorocarbons in the atmosphere (Chapter 2) in Use of chlorofluorocarbons in hydrology -a guide book-, IAEA, 2006.
- Probst, P. C., Yokochi, R. and Sturchio, N. C., Method for extraction of dissolved gases from groundwater for radiokrypton analysis. In: Proceedings of the 4th Mini Conference on Noble Gases in the Hydrosphere and in Nature Gas Reservoirs held at GFZ Postsdam, Germany, 28 February-02 March 2007, pp.69-70, 2007.
- Purtschert, R., Yokochi, R. and Sturchio, N.C., Krypton-81 dating of old groundwater (Chapter 5), Isotope methods for dating old groundwater, IAEA, pp.91-124, 2013.
- Snyder, T., Fehn, U. and GoffIodine F., Isotope ratio and halide concentrations in fluids of the Satuma-Iwojima volcano, Japan, Earth Planets Space, vol.54, pp.265-273, 2002.
- Stewart MK., A 40-year record of carbon-14 and tritium in the Christchurch groundwater system, New Zealand: dating of young samples with carbon-14. Journal of Hydrology vol.430-431, pp50-68, 2012.
- Stute, M., and Schlosser, P., Principles and applications of the noble gas paleothermometer in Climate Change in Continental Isotopic Records edited by P.K. Swart, K.C. Lohmann, J. McKenzie, and S. Savin, published by AGU Book Board, 1993.
- Tomaru, H. Ohsawa, S., Amita, K., Zunli, L. and Fehn, U., Influence of subduction zone settings on the origin of Pacific fluids: halogen concentrations and ¹²⁹I/I ratios in waters from Kyushu, Japan, Applied Geochemistry, vol.22, pp.671-691, 2007.

- Tomaru, H., Fehn, U., Lu, Z., Takeuchi, R., Inagaki, F., Imachi, H., Kotani, R., Matsumoto, R. and Aoki, K., Dating of dissolved iodine in pore water from the gas hydrate occurrence offshore Shimokita Peninsula, Japan^{: 129}I results from the D/V Chikyu shakedown cruise, Resource Geology, vol.59, no.4, pp.359-373, 2009.
- USGS, https://water.usgs.gov/lab/chlorofluorocarbons/sampling/bottles/(2019/3/15 閲覧)
- USGS, http://water.usgs.gov/lab/sf6/sampling/ (2019/3/15 閲覧)
- 山中勤,恩田裕一、波長スキャンキャビティリングダウン分光法を用いた水同位体分析計の測定 精度について,筑波大学陸域環境研究センター報告,vol.12, pp.31~40、2011.
- Yokochi, R., Recent developments on field gas extraction and sample preparation methods for radiokrypton dating of groundwater, Journal of Hydrology, vol.540 no.1, pp.368-378, 2016.
- Yokochi, R., Bernier, R., Purtschert, R., Zappala, J.C., Yechieli, Y., Adar, E., Jiang, W., Lu, Z., Mueller, P., Olack, G., Ram, R., Field Degassing as a New Sampling Method for 14C Analyses in Old Groundwater. Radiocarbon, vol.60, pp.349-366, 2018

内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の高度化 1 背景と目的

これまでの調査研究において、地下深部には化石海水 *に代表されるように、長期にわたり地 層中に残留していると考えられる地下水の存在が確認されている(例えば、Pearson et al., 2003; 馬原ほか、2006)。また、化石地下水が残留しているような場所では、地下水流動が遅く、拡散に よる物質輸送が支配的であることも報じられている(例えば、Mazurek et al., 2009)。拡散によ る物質輸送は最も遅い輸送であるため、拡散による輸送が支配的であることを示すことができれ ば、天然バリア性能が高いことの証左となる。実施主体が行う概要調査では、このような地下水 の流れが非常に遅く、拡散が支配的な場の空間的な拡がりを把握できることが重要となる。

これまでの事例研究により、岩盤中の水みちの透水性を把握するための調査技術や水理学的な 不均質性をモデル化・解析する技術の整備が進められ、対象とする場を網羅的に調査・解析・評 価するための手法が構築されてきた(例えば、太田ほか,2007;佐藤ほか,2017)。今後は、そ れらの成果を踏まえて、水理学的に閉鎖的な環境が形成・維持されていると推定される領域の巨 視的な透水性を評価するとともに、その結果を踏まえた水理場・化学環境の古水理地質学的変遷 の評価を行い、長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地表から把握するための調査・ 評価技術の体系化を図る必要がある(地層処分研究開発調整会議,2018)。

このような背景を踏まえ、本事業では、概要調査段階における調査・評価の技術基盤の強化に 資することを念頭に、これまでに新第三紀堆積岩を対象に地質環境データが蓄積されている幌延 地域を一例とし、長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地表から把握するための調査・ 評価技術の体系化への反映を目的に、以下に示す研究開発項目を実施する。

① 地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための方法論の構築

② 地下深部の低透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・解析手法の整備

③ 概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案

4.2 アプローチ

図 4.2-1 に、本事業で取り組む 3 つの研究開発項目と各項目で期待される主なアウトプットを 再掲した。

1 つ目の研究開発項目である「地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するた めの方法論の構築」におけるアウトプットとしては、水理学的に閉鎖的な環境が形成・維持され ていると推定される領域(低透水領域)を抽出するための調査・評価技術、低透水領域に存在す る地下水の年代測定技術および低透水領域における物質移動プロセスの調査(拡散場の調査)技 術の提示を目標とする。

2 つ目の研究開発項目である「地下深部の低透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・ 解析手法の整備」におけるアウトプットとしては、広域の地下水流動のモデル化・解析にあたり 流動域と滞留域といった異なる流動場を考慮する場合の評価技術の提示を目標とする。

3 つ目の研究開発項目である「概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案」における アウトプットとしては、幌延地域における既往の研究成果や本事業における1つ目および2つ目 の研究開発項目における成果を踏まえ、候補地において実施主体が行う概要調査段階での利用を 想定し、低透水領域と考えられる化石海水滞留域の調査・評価の方法論/フローの案を提示する ことを目標とする。

^{*}本事業では、堆積時の海水が埋没続成過程で変化し、その後、天水浸透の影響を受けていない 地下水を化石海水と称す。



図 4.2-1 個別の研究開発項目とアウトプット(幌延地域)

次に、本事業における各研究開発項目での平成 30 年度の実施概要について、検討フローをも とに説明する。

1 つ目の研究開発項目である「地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための方法論の構築」の検討フローを図 4.2-2 に示す。



図 4.2-2 地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための 方法論の構築に係わる検討フロー

坑道スケールおよび施設スケールを対象にした検討として、平成 30 年度は、既存ボーリング 孔を利用した長期注水試験や低透水領域を抽出する方法として透水試験以外の手法について文献 調査による知見の整理を進めた。長期注水試験については、概要調査段階での実施が想定される 短期透水試験による評価の信頼性向上に資するため、低透水と想定される地層を対象に亀裂や断 層を含む場合の透水性の評価方法として亀裂の連結性に着目した評価方法の確からしさを検討し た。なお、ボーリング調査における透水試験では、評価可能な領域が限定されるため、広域スケ ールを対象とした低透水領域の三次元分布を抽出するための調査・評価としては、幌延地域にお ける地上からの調査段階で行われた地質調査、物理探査、ボーリング調査の結果を統合させた解 釈の事例を示すことも必要である。これについての具体的検討は、次年度から進める予定であり、 その際には、概要調査の段階で想定される情報・データ量に基づいた調査・評価も念頭に進める。

また、施設スケール〜広域スケールを対象にした検討として、平成 30 年度は天水の浸透により化石海水の洗出しが生じていると想定される領域を対象に、⁸¹Krを用いて数十万年〜百万年程度の年代測定に適した技術開発に着手した。さらに、拡散で分離・分別する指標として、地下水中の水素や塩素の同位体比に着目し、これらの元素プロファイルの解釈を試みる調査も実施した。

2 つ目の研究開発項目である「地下深部の低透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・ 解析手法の整備」の検討フローを図 4.2-3 に示す。



図 4.2-3 地下深部の低透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・解析手法の整備 に係わる検討フロー

本項目では、広域地下水流動のモデル化・解析手法の整備として、幌延地域の浅部で想定され る流動域での天水浸透による化石海水の洗出しの影響範囲を評価する手法を改良・開発し、深部 に存在する影響が小さい領域(以下、「滞留域」と称す)の分布を評価する。評価手法の開発にあ たっては、坑道スケール、施設スケールおよび広域スケールといった異なるスケール間での不均 質性の取扱いに留意することが重要である。このため、各スケールで用いられるモデル (例えば、 亀裂ネットワークモデルと連続体モデル等)と空間スケール間の関連性について検討を進める。 平成 30 年度は、坑道スケールを対象に亀裂とマトリクスの寄与による水理・物質移行への影響 に関わる知見を整理するための文献調査(天水浸透メカニズムの検討)や簡略化した解析体系で の試解析等(浸透メカニズムを考慮したモデル化・解析)を実施した。また、施設スケールおよ び広域スケールを対象として検討では、水理地質構造モデルを構築するとともに連続体モデルを 用いた水理・物質移行解析を行い、天水浸透による化石海水の洗出しの影響範囲を評価する手法 の改良に着手した。なお、天水浸透による洗出し解析の条件設定を行う上で重要となる古水理地 質学的情報については、諸外国における類似事例の調査を行い、重要な要件の抽出・整理を行っ た。さらに、幌延を対象にした場合の天水浸透による洗出し期間として、最終氷期以降(2万年 程度)を仮定することの妥当性を検討するため、14Cを用いた地下水年代測定の適用可能性につ いても検討した。一方、滞留域における物質移動の評価に関しては、諸外国における粘土質堆積 岩を対象にした評価例を参考に情報や知見の整理を進めた。

3 つ目の研究開発項目である「概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案」の検討フ ローを図 4.2-4 に示す。



図 4.2-4 概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案に係わる検討フロー

本項目では、これまでに幌延深地層研究計画で得られた成果や本事業における1つ目および2 つ目の研究開発項目における成果をもとに、実施主体が将来の候補地域で実施する概要調査段階 での利用に資するため、地上からの調査により地下に存在する長期的に安定な水理場・化学環境 の三次元分布を評価する上で必要な技術を体系的に整理する。平成30年度は、まず、幌延におけ る既存の研究成果の再整理を重点的に行った。

参考文献

地層処分基盤調整会議,地層処分研究開発に関する全体計画(平成 30 年度~平成 34 年度), 2018. 馬原保典,中田英二,大山隆弘,宮川公雄,五十嵐敏文,市原義久,松本裕之,化石海水の同定法 の提案-太平洋炭鉱における地下水水質・同位体分布と地下水年代評価-,地下水学会誌, vol.48, no.1, pp.17-33, 2006.

- Mazurek, M., Alt-Epping, P., Bath, A., Gimmi, T. and Waber, H.N., Natural tracer profiles across argillaceous formations: The CLAYTRAC project. OECD/NEA Report 6253, OECD Nuclear Energy Agency, Paris, France, 2009
- 太田久仁雄,阿部寛信,山口雄大,国丸貴紀,石井英一,操上広志,戸村豪治,柴野一則,濱 克 宏,松井祐哉,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,福島龍郎,幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第1段階)研究 成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」,JAEA-Research 2007-044, 2007.
- Pearson, F.J., D. Arcos, A. Bath, J.Y. Boisson, A.M. Fernandez, H.E. G\u00e4bler, E. Gaucher, A. Gautschi, L. Griffault, P. Hernan and H.N. Waber., Mont Terri project Geochemistry of water in the Opalinus Clay formation at the Mont Terri Rock Laboratory. Federal Office for Water and Geology Report 5, Bern, Switzerland, 2003.
- 佐藤稔紀, 笹本 広, 石井英一, 松岡稔幸, 早野 明, 宮川和也, 藤田朝雄, 棚井憲治, 中山 雅 史, 武田匡樹, 横田秀晴, 青柳和平, 大野宏和, 茂田直孝, 花室孝広, 伊藤洋昭, 幌延深地層

研究計画における坑道掘削(地下施設建設)時の調査研究段階(第2段階:深度350mまで) 研究成果報告書, JAEA-Research 2016-025, 2017.

4.3 地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための方法論の構築4.3.1 低透水領域の抽出方法の検討

(1) はじめに

地下深部の低透水領域はボーリング調査を行うことにより抽出することが可能であり、その領 域の拡がりは、地層と透水性を対応付けることにより、地質図などを用いて推定することができ る。低透水領域の候補としては、断層や亀裂のまったくない泥岩層などが望ましいが、処分場の スケールを考えた場合、地層中には幾らかの断層・亀裂が存在することが一般的である。したが って、低透水領域の抽出にあたっては、断層・亀裂が存在していても、それらの水理的連結性が 限定的であるため、巨視的には低透水である領域を抽出することが肝要となる。そのような領域 はボーリング調査において通常の短期的な透水試験などを行うことにより抽出することが可能と 考えられているが(図 4.3-1)、そのような方法に基づいて抽出された領域の巨視的な透水性が健 岩部に匹敵するほど低透水かどうかはまだ十分な検討がなされておらず、これについては、より 広範囲の水理特性の評価が可能な長期の透水試験のデータを用いて確認しておく必要がある。

以上のような課題認識から、本事業では、幌延地域に分布する堆積岩において、実際に図 4.3-1 に示す方法により亀裂の水理学的連結性が限定的と推定されている領域中の断層を対象に長期 透水試験を実施し、断層の水理学的な不連続性を確認するとともに、健岩部相当の巨視的な透水 性が得られるかどうかを検討した。長期透水試験に用いた試験孔は、実施可能な既存孔が地下水 長期モニタリング装置(Westbay 社製 MP ケーシング;内径 55mm)設置孔に限られ、そのう ち、断層・亀裂の水理学的連結性が限定的であると推定される領域が広く存在する孔が HDB-11

(図 4.3・2) に限られることから(Ishii, 2018)、同孔を用いて試験を実施した。試験方法として は、揚水法と注水法の二通りが考えられるが、揚水法を採用する場合、MP ケーシング内にポン プを設置する必要がある。しかし、そのようなポンプの設計・製作には多大な時間を要し、定め られた期間内での試験の実施が困難となることから、地上部での通常のポンプを用いた注水によ る方法を採用することとした。注水法を採用することにより、原位置の地下水を地上部まで揚水 する際に発生する地下水中の溶存ガスの減圧による脱ガスも防ぐことができ、これにより、地上 部にて適切に流量・水圧(注入流量・注入圧)を計測・管理することが可能となる。



14.3-1 ホーリング調査において通常の短期的な透水試験などによ 亀裂の連結性を評価する方法(Ishii, 2018)



図 4.3-2 HDB-11 孔の位置図

(2) 長期注水試験

1) 概要

HDB-11 孔に設置された地下水長期モニタリング装置の水圧計測区間(計19区間)のうち、既 往の調査により断層・亀裂の水理的連結性が限定的であると推定された領域(深度655m~1020 m)で且つ断層部に相当する区間17(ケーシング内観測区間:927.72m~949.04m;パーフォ レーション区間:930.00m~936.00m)に対して注水装置(Flow Through Sampler。以下、「FTS」 と示す)を接続し、定流量注水試験を実施した。試験では、事前にHDB-11孔の水圧計測を行う とともに、区間17近傍の断層の透水性を概算することを目的として簡易的なスラグ試験を実施 し、その結果や注水チューブの抵抗等を考慮して、注水流量を0.1 cc/minと設定した。注入時間 は、時間的・予算的な制約から、20日間を目標とした。また、注入水はナフチオン酸ナトリウム を10mg/L(ppm)の濃度で添加したものを使用した。

2) 試験装置

区間 17 に設置する FTS (MODEL2480) は、カナダの Westbay Instruments 社製の Multi Packer System (MP システム) の MP55 ケーシング (公称内径 57mm) を設置している調査孔 で連続採水および封圧採水が可能な装置である。図 4.3・3 に FTS の構造を示す。FTS は、外径 45 mm、長さ 970 mm のステンレスボディに 2 つの圧力計 (圧力レンジ 2,000psi)、水温計と 2 つのバルブを内蔵しており、上位の圧力計 (Module #1) は下位の圧力計 (Module #2) の 31.6 cm 上位に設置されている。FTS の 2 カ所のポート部は、MP55 ケーシングのメジャーメントポ ート部に対応する (図 4.3・4)。



図 4.3-3 FTS の構造



図 4.3-4 FTS のポート部(左図)と MP ケーシングのメジャーメントポート部(右図)

注水試験で用いる試験装置の地上部の構成概念図を図 4.3-5 に示す。試験装置は、注水タンク、 ポンプ、流量計、圧力計、データを記録する PC、配管切替のためのバルブ、無停電電源装置など から構成される。



図 4.3-5 試験装置(地上部)の構成概念図

① 注水ポンプ

本試験では、ボーリング孔に一定流量かつ低流量(0.1 cc/min)で長時間送水することが可能な FLOM 社製低脈流ポンプ UI-22(ポンプ駆動方式設定流量範囲:0.1 mL/min~100 mL/min;最 大吐出圧:5 MPa)を採用した。

2 流量計

流量計は高耐圧、高精度で流量をデジタルで出力することができる Bronkhorst 社製コリオリ 式マスフローメーターmini CORI-Flow(流量測定範囲: 0.2~32 cc/min; 精度: 0.2%)を使用した。

③ 圧力計

圧力計は高精度、高分解能でデータをデジタルで出力することができる MENSOR 社製
 CPT6000 (レンジ: 5 MPa; 精度: 0.020%FS) を使用した。

④ 無停電電源装置

地上の装置類は、ノートパソコン以外はバッテリーを内蔵していないため、突発的な電源喪失 に備え無停電電源装置を使用した。無停電電源装置は、常時インバータ供給方式を採用しており、 入力電圧の変動の影響を受けず出力電圧は常に安定している。

⑤ 注水用チューブ

地上に設置する装置と FTS を接続する注水チューブには、ニッタムアー社製ナイロンチュー

ブ N2-4-4 (外径:4mm;内径:2mm)を用いた。

⑥ 注水用試験水

注水試験に用いる試験水は、ナフチオン酸ナトリウム(和名:4-アミノ-1-ナフタレンスルホン 酸ナトリウム四水和物、英名:4-Amino-1-naphthalenesulfonic Acid Sodium Salt Tetrahydrate) を 10 mg/L (ppm)の濃度で添加したものを使用した。濃度 10 mg/L の試験水の製造方法として は、まず、1L の水道水に 20g のナフチオン酸ナトリウムを添加して十分に攪拌して、20 g/L (20,000ppm)の濃度の溶液を作る。この溶液の 100 cc を 20 L の水道水が入っているタンクに 混入して、溶液を 200 分の 1 にすることで、濃度 10 mg/L (10ppm)の注水用試験水を作った。

3) HDB-11 孔の水圧計測

計測は、MOSDAX サンプラープローブを用いて行い、所定区間の地下水圧の計測を行った。 図 4.3-6 に計測結果を示す(参考として、2005 年 11 月の計測結果も併記)。計測結果を見ると、 区間 17 は、地下水圧が 9,750 kPa であり、換算水頭は+53.4 m と静水圧に比べて高い値を示し ている。2005 年 11 月の計測結果と比較すると、深度が深くなるに従い、静水圧より高くなる傾 向は同じであるが、深い位置での換算水頭値は差が見られ、区間 17 では、2005 年 11 月は+24.9 m であり、2018 年 11 月の約半分程度である。



図 4.3-6 HDB-11 孔の地下水圧・換算水頭分布 (深度 927.72~949.04 m の破線枠が区間 17 に対応)

4) スラグ試験

注水試験の対象である区間 17 近傍の透水性を概算することを目的として、簡易的なスラグ試験を実施した。スラグ試験手順は、以下の通りである。

 区間 17 に MOSDAX サンプラープローブを設置する(サンプラーボトルは接続しないで、 サンプラープローブのみ使用)。

- ② 設置後の MP ケーシング外の水圧を計測する。
- ③ MP ケーシング孔内の孔内水位を計測する。
- ④ サンプラープローブのバルブをオープン。バルブをオープンすると、メジャーメントポートとサンプラープローブを介して、地下水が MP ケーシング内に流入する。
- ⑤ 孔内水位を経時的に計測する。
- ⑥ 所定の時間が経過したら、バルブをクローズする。クローズすると、ケーシング外の水圧は 回復する傾向を示すので、その回復する傾向をモニタリングする。

サンプラープローブのバルブをオープンしてからクローズするまで 31 分間であった。この間 の孔内水位の上昇の経時的変化を図 4.3-7 に示す。図には、MP ケーシングの公称内径 57 mm と 孔内水位の上昇量から求めた地下水の流入量も図示した。図を見ると、バルブオープン直後に急 激に地下水は流入し、1 分程度以降は、少しずつ流入する傾向を示した。開放時間 31 分で、孔内 水位は 3.6 cm 程度の上昇で、流入量は 95 cc 程度である。区間 17 の地下水圧は、静水圧より水 頭換算で約 53 m 被圧されているもののこれだけの流入量に留まっており、区間 17 と交差する 断層部の透水性は比較的低いと考えられる。



図 4.3-7 バルブオープンからクローズまでの孔内水位の経時変化

バルブクローズ後、区間 17 の地下水圧の回復傾向をモニタリングした結果を図 4.3-8 に示す。 バルブのオープンによって、9,750 kPa から 9,236 kPa まで低下した水圧は、クローズ後に回復 の傾向を示したが、その回復傾向は緩慢であり、2 日後(約 46 時間後)の値で 9,720 kPa であっ た。バルブクローズ前後の水圧変化を用いて、Agarwal の解析式により区間 17 付近の断層部の 透水量係数を概算すると、 4.49×10^{-9} m²/s と算出される。この値は、この深度で想定される断層 の透水性として整合的である(Ishii, 2015)。





5) 長期注水試験

試験工程

表 4.3-1 に長期注水試験の試験工程を示す。注水試験は、20 日間連続で実施した。

	日時		作業内容
2018 年	12月19日 (水)		FTS の地上動作確認
	12月20日(木)	9:45	FTS の挿入作業開始
		14:30	FTS が区間 17 (GL-930 m) に到達
		14:30	ナフチオン酸ナトリウム溶液製作
		15:45	注水チューブにナフチオン酸ナトリウム溶液の送水開始
		16:50	採水チューブ内に充てん完了
		17:10	FTS のシューアウト。区間 17 に設置。
			区間 17 の圧力回復傾向のモニタリング開始。
	12月21日(金)	6:10	採水チューブ内の加圧用ポンプの始動
		9:10	FTS のバルブをオープンし、区間 17 とチューブを導通
		9:12	注水試験開始。注水ポンプ稼働(0.1 cc/min)
2019 年	1月10日(木)	9:12	注水試験終了。注水ポンプ停止。
		9:20	FTS のシューイン。
		9:25	回収作業開始。
		13:30	回収終了。回収後のケーシング孔内水位 8.117m

表 4.3-1 長期注水試験工程

2 装置の設置

(a)試験装置の挿入作業

FTS に MOSDAX ケーブルと最終チューブを接続して FTS の最終動作確認(ロケーションア ーム、シュー、バルブの開閉)を行い、その後、MP ケーシング孔内に挿入した。採水チューブ が MOSDAX ケーブルと絡まないように注意しながら挿入を行い、約20m毎にビニルテープで、 MOSDAX ケーブルと採水チューブを固定しながら挿入作業を行った。採水チューブは、1 束の 長さが 100 m であるので、100 m 毎にステンレス製のジョイント (Swagelok 社製) で接続し、 ジョイント部の上下をビニルテープで固定した。挿入時には、採水チューブがケーシング孔内の 水圧によって、押しつぶされないように、FTSのバルブは、バルブA、バルブBともにオープン

(Valve Position#2) で挿入し、FTS のポートから FTS 介して採水チューブ内にケーシング孔内

水が流入する状態とした(図 4.3-9)。



図 4.3-9 ケーシング挿入時の FTS の状態概念図(Valve Position#2)

(b)試験水(ナフチオン酸ナトリウム溶液)

FTS が目的深度の区間 17 に達した後、注水ポンプで試験水を注水し、注水タンクから FTS の ポートまでを試験水に置換させた。地上部の注水ポンプや流量計、注水圧計の接続部には、空気 抜き用の弁を設けて、チューブ内に空気が混入しない仕様とした。採水チューブの内径が 2 mm であるので、採水チューブ内の容積は、2,924 cc(= $0.2^2 \times \pi \div 4 \times 930.7$ m)である。よって、 10%余裕を考慮し、合計で 3,300 cc の試験水の注水を行った。

(c) FTS の設置

試験水の置換後に、FTS のバルブ A をオープン、バルブ B をクローズにした状態 (Valve Position#1) で、FTS をシューアウトして区間 17 に設置した。シューアウト時の FTS の状態の 概念図を図 4.3-10 に示す。FTS は、シューアウトを開始してからシューアウトが完了するまで に 30 秒程度必要であり、メジャーメントポート部が少しずつ開くために、シューアウトが完了 してポート部の止水性が確保できるまでの間に区間 17 の MP ケーシング外の水圧が解放され(地 下水が MP ケーシング内に流入する)、水圧が低下する。注水試験を開始する際は、区間 17 本来 の地下水圧であることが望ましいため、設置した状態で低下した水圧の回復を待った。



図 4.3-10 設置直前(シューアウト前)の FTS の状態概念図(Valve Position#1)

(d) 地下水圧の回復観測

12月20日(木) 17:10にFTS を区間17に設置したが、設置の際にポートが一時的に解放されたことにより、地下水圧が低下したので、地下水圧が回復してから注水試験を行うこととした。 図 4.3-11 にシューアウト後の地下水圧の回復観測結果を示す。地下水圧は、21日(金) 8:30の時点で、9,708 kPa まで回復した。



図 4.3-11 区間 17 に FTS 設置後の地下水圧の回復過程

(e)採水チューブ内の昇圧作業

図 4.3-10 に示す Valve Position#1 の状態(バルブA:オープン、バルブB:クローズ)では、 センサー1 が地下水圧を計測しており、センサー2 が採水チューブ内の水圧を計測していた。注 水試験開始時には、センサー2 が示す値、すなわち採水チューブ内の水圧が、センサー1 で計測 している地下水圧の値とほぼ同じである必要がある。そこで、21 日(金)6:10 から Valve Position#1 の状態で注水ポンプを稼働し、採水チューブ内の昇圧を行った(注水試験と同じ 0.1 cc/min で注水)。注水した結果、21 日(金)9:08 時点で、FTS 内蔵のセンサー2 が地下水圧(9,708.7 kPa)とほぼ同じ水圧(9,708.6 kPa)を示したので、この時点で注水チューブへの注水を停止し た。

注水試験の開始

区間 17 の地下水圧が本来の水圧と考えられる程度まで回復し、かつ、採水チューブ内の圧力 が地下水圧とほぼ同じ値まで昇圧できたので、以下の手順で注水試験を開始した。

9:10 バルブ B オープン (Valve Position#1)

9:12 注水ポンプ稼働(注水流量 0.1 cc/min):注水試験開始

注水開始後は、表 4.3-2 に示す項目を計測した。

計測場所	計測項目	データ記録間隔	
地上	注水流量	明秋末後 00月月 11月月	
	注水圧		
区間17 (GL-970.3 m)	地下水圧:センサー1	2 日日~3 日日 : 5 秒间隔 5 日目以降 :60 秒間隔	
	地下水圧:センサー2		

表 4.3-2 注水試験期間中の計測項目とデータ記録間隔

※地下水圧を計測している FTS 内蔵のセンサー1、2 は、同じ地下水圧を計測している。

④ 注入試験の終了

2019年1月10日(木)の9:12に注水ポンプを停止した。20日間連続で注水し、計2,880 cc (=0.1 cc/min×60 min×24 h×20 days)注水した。

⑤ 注水試験の結果

HDB-11 孔の区間 17 を対象に 0.1 cc/min の注水流量にて 20 日間連続で注水試験を行った。表 4.3-3 に注水開始時と注水終了時の計測値一覧を示す。20 日間連続の注水にて、区間 17 (GL-930.7 m)の水圧は、9,710 kPa から 10,170 kPa まで上昇しており、その上昇量は、約 460 kPa であった。地上に設置しているセンサー(Mensor)で計測している注入圧力も 586 kPa から 1,058 kPa まで 472 kPa の上昇を示しており、地上と計測区間はほぼ同じ上昇量を示した。

日時		地上部での注入圧	 FTS の水圧計測値(kPa)		
		(kPa)	センサー1	センサー2	
開始	2018/12/21 9:12	586	9708	9711	
終了	2019/1/10 9:12	1058	10170	10174	
L	上昇量(kPa)	472	463	464	

表 4.3-3 注水試験の開始時と終了時の計測値一覧

図 4.3-12 に、FTS のセンサー1 とセンサー2 の計測値の時刻歴を示す。図の横軸は、開始 (2018/12/21 9:21)からの経過時間(秒)を示しており、上段は線形軸、下段は対数軸で示して いる。約 400,000 秒(約 110 時間)までは、上昇量が大きいが、それ以降は、緩やかな上昇を示 した。

図 4.3-13 に、注水ポンプに隣接して注水圧力を地上部で計測しているセンサー(Mensor)の時刻歴を示す。図の横軸は、開始(2018/12/21 9:21)からの経過時間(秒)を示しており、上段は線形軸、下段は対数軸で示している。FTSと同様に、約 400,000 秒(約 110 時間)までは、上昇量が大きいが、それ以降は、緩やかな上昇を示した。







(3) 浸透流解析

1) 概要

本事業で実施した長期注水試験では、注水期間が長くなるに従い、注水による影響がより広範 囲に及ぶ。注水による影響が透水性の異なる岩盤の領域まで及ぶことになると、注水試験結果の 評価する際、岩盤の不均質性を前提とした評価が必要となる。また、本業務で想定される計測区 間の透水係数が低いことから、注水区間(地上および地下の配管、MPケーシングのパッカー等) の圧縮性が無視できなくなる可能性が予想される。これらのことから、本事業で実施する長期注 水試験では、異なる物性(透水性、貯留性)を持つモデルが構築できる有限要素法による浸透流 解析を用い、注水試験を模擬したシミュレーションを実施し、試験結果の評価を行うこととした。

本研究における浸透流解析の実施フローを図 4.3-14 に示す。まず長期注水試験に先立ち、注水 区間の貯留性、および注水区間周辺の断層の有無およびその透水性・貯留性が、注水試験結果に 及ぼす影響について評価するために事前検討解析を実施した(表 4.3-4)。次いで、長期注水試験 の評価において、これらのシミュレーション結果を参考に試験結果に近いモデルを基本ケースと して、浸透流解析のパラメータの修正を繰り返し、最終的に各領域の透水性、貯留性を推定した。


事前検討解析

長期注水試験結果の評価

図 4.3-14 本研究における浸透流解析による検討フロー

2	
対象領域	変化させるパラメータ
注水区間	比貯留係数、領域の大きさ
試験孔周辺の断層部	無/有、領域の大きさ、透水係数、比貯留係数
断層周辺の泥岩部	透水係数、比貯留係数

表 4.3-4 事前検討解析において変化させるパラメータ

解析には地層科学研究所社製 2 次元飽和-不飽和浸透流解析ソフトウェア「2D-FLOW」を用 いた。本製品は地下水流動問題対象の数値解析ソルバーとして高い評価を受けている「UNSAF」 を搭載した 2 次元飽和-不飽和浸透流解析ソフトウェアで、有限要素解析モデルの作成、解析の 実行、結果の表示が 1 つのソフトウェアに収容されている。本事業の注水試験で得られる試験結 果は、対象区間への注水量と注水圧それぞれ 1 データのみであるので、今回作成するモデルは 2 次元軸対象モデルとした。

2) 事前検討解析

① 解析ケース

事前検討解析ではまず、注水区間を2パターン設定した(注水区間Aおよび注水区間B)。これは注水区間の実際の露岩状況が確認できないことによる。注水区間Aは、断層部に一つのパーフォレーション孔(孔径:0.011m;長さ:0.25m)のみから注水がなされる状態を想定した注水区間であり、注水区間Bは、断層が交差する鋼製ケーシング区間(区間長:2m;孔径:0.1039m)が全て裸孔であり、そこから断層部へ注水がなされると仮定した場合の注水区間である。実際の岩の露出面積(注入面積)はこの2ケースの間に存在するものと思われる。設定した注水区間のパラメータを表4.3-5に、注水区間Aの例を図4.3-15に示す(二次元軸対象モデルであることから、モデル内の注入区間長は上記の値の半分)。次いで、注入区間周辺の断層部の形状を2パターン想定した。両者ともにディスク状の形状を仮定し、コア観察の結果から断層部の厚さを1mと設定したが、断層部の半径を実際に確認することができないことから、1mのパターンと5

mのパターンを仮定した。半径1mの断層部の例を図4.3-16に示す(二次元軸対象モデルであることから、モデル内の断層の厚さは上記の値の半分)。全体の解析モデルは軸(高さ)方向10m、法線(水平)方向20mとした(図4.3-17)。全体の初期全水頭は仮設定として10m(水密度は1.0g/cm³で固定)とし、定常計算を行った後に、注水試験条件を境界に設定した非定常解析を実施した。

	注水区間A	注水区間 B				
孔径 ϕ (m)	0.011	0. 1039				
区間長L(m)	0. 125	1.0				
透水係数(m/s)	0. 01	0. 01				
比貯留係数(1/m)	0.1	0. 0002				

表 4.3-5 設定した注水区間のパラメータ







図 4.3-16 半径1mの断層モデルの例





表 4.3-6 に事前検討解析の解析ケースの一覧を示す。事前検討解析では表 4.3-6 のケースについて、注水区間 A、B の両ケースで実施し、計 22 ケース実施した。断層部の透水係数は、事前に行った簡易的なスラグ試験により得られた断層部の透水量係数(4.49×10⁹ m²/s)を用いて設定し、断層周辺の泥岩部の透水性・比貯留係数は、稚内層泥岩試料の既存の室内試験結果(下茂ほか、2010)に基づいて設定した。

		断層部		断層周	断層周辺の泥岩部	
ケース	透水係数	比貯留係数	領域(m)	透水係数	比貯留係数	
	(m/s)	(1/m)	(半径×厚さ)	(m/s)	(1/m)	
A-0, B-0		なし				
A-1、B-1		1.0×10 ⁻⁴	1.40 5			
A-2、B-2	A: 2.0 × 10 ⁻⁸	1.0×10 ⁻⁷	I × 0. 5			
A-3, B-3	B∶ 2.0×10 ⁻⁹	1.0×10 ⁻⁴	5×0.5	1. 0 × 10 ⁻¹¹ 1. 0 × 10 ⁻⁵		
A-4、B-4		1.0×10 ⁻⁷			1. 0 × 10⁻⁵	
A-5、B-5	A: 2.0×10 ^{−7}	1.0×10 ⁻⁴				
A-6、B-6	B: 2.0 × 10 ⁻⁸	1.0×10 ⁻⁷				
A-7、B-7	A: 2.0 × 10 ⁻⁹	1.0×10 ⁻⁴	1.40 5			
A-8, B-8	B: 2.0 × 10 ⁻¹⁰	1.0×10 ⁻⁷	I × 0. 5			
A-9、B-9	A: 2.0×10 ^{−8}	1.0×10 ⁻⁴				
A-10, B-10	B: 2.0 × 10 ⁻⁹	1.0×10 ⁻⁷		1. 0 × 10 ⁻¹²		
A-00、B-00		なし]		

表 4.3-6 事前検討解析ケース一覧

事前検討解析結果(ケースA)

(a) 断層部の比貯留係数の影響

断層部の比貯留係数が注水試験結果に及ぼす影響について検討をするために行った事前検討解

析ケースを表 4.3-7 に示す。

		断層部			断層周辺の泥岩部	
比較	ケース	透水係数	比貯留係数	領域(m)	透水係数	比貯留係数
		(m/s)	(m/s)	(半径×厚さ)	(m/s)	(1/m)
	A-0	な	L			
1	A-1	0.0×10^{-8}	1.0×10 ⁻⁴	1 × 0.5		
	A-2	2. 0 × 10 °	1.0×10 ⁻⁷			
	A-0	なし				
2	A-3	2. 0 × 10⁻ ⁸	1.0×10 ⁻⁴	5 × 0. 5	1.0×10-11	1 0 1 10-5
	A-4		1.0×10 ⁻⁷			
	A-0	な	L		1.0×10 […]	1. U × 10 °
3	A-5	0.0.10-7	1.0×10 ⁻⁴			
	A-6	2.0×10^{-7}	1.0×10 ⁻⁷	4 9 5		
4	A-0	 なし		I × 0. 5		
	A-7	0.0.10-9	1.0×10 ⁻⁴			
	A-8	2. U × 10 °	1.0×10 ⁻⁷			

表 4.3-7 断層部の比貯留係数の影響を検討したケース (ケース A)

図 4.3-18~図 4.3-21 に高透水層の比貯留係数が注水試験結果に及ぼす影響についての比較結 果を示す。どの比較においても高透水層の比貯留係数が大きいケースは、注水開始後に比貯留係 数が小さいケースよりも一旦水頭上昇が緩やかになる期間がある。その後は比貯留係数が小さい ケースと同様の傾きの水頭上昇を示し、断層部領域の半径が 5m のケース (図 4.3-19)を除いて、 1,000時間経過時には比貯留係数が小さいケースとほぼ同様の水頭上昇幅となる。



図 4.3-18 事前検討解析結果 (ケース A-0,1,2)











図 4.3-21 事前検討解析結果 (ケース A-0,7,8)

(b) 断層部の大きさ

表 4.3-8 に断層部の大きさが注水試験に及ぼす影響を検討するために行った事前検討解析ケースを示す。

		断層部			断層周辺の泥岩部	
比較	ケース	透水係数	比貯留係数	領域(m)	透水係数	比貯留係数
		(m/s)	(m/s)	(半径×厚さ)	(m/s)	(1/m)
	A-0		なし			
1	A-1	2. 0 × 10⁻ ⁸	1.0×10 ⁻⁴	1 × 0. 5	1.0.4.10-11	1.0.410-5
	A-3			5×0.5		
	A-0	なし			1.0×10	1.0×10°
2	A-2	0.0×10^{-8}	1.0×10^{-7}	1 × 0. 5		
	A-4	2. U × 10 °	1. 0 × 10 ′	5×0.5		

表 4.3-8 断層部の比貯留係数の影響を検討したケース(ケース A)

図 4.3-22、図 4.3-23 に断層部の大きさが注水試験結果に及ぼす影響についての比較結果を示 す。断層部が存在する場合、断層部がないケース(A-0)より一旦水圧上昇が緩やかになるが、高 透水層の大きさが大きい場合には、水圧上昇が緩やかになる期間が、断層部が小さい場合に比べ て長くなる。1000時間経過時で比較すると、両図共に断層部が大きいケースでは、断層部が小さ いケースに比べ、水頭の上昇は1オーダー程度小さい。



図 4.3-22 事前検討解析結果 (ケース A-0,1,3)



図 4.3-23 事前検討解析結果 (ケース A-0,2,4)

(c) 断層部の透水係数

表 4.3-9 に断層部の透水係数の大きさが注水試験結果に及ぼす影響について検討するために行った事前検討解析ケースを示す。

		断層部		断層周辺の泥岩部		
比較	ケース	透水係数	比貯留係数	領域(m)	透水係数	比貯留係数
		(m/s)	(1/m)	(半径×厚さ)	(m/s)	(1/m)
	A-0		なし			
	A-1	2. 0 × 10 ^{−8}		1 × 0.5	1.010-11	1.010-5
I	A-5	2. 0 × 10 ⁻⁷	1.0×10 ⁻⁴			
	A-7	2. 0 × 10 ⁻⁹				
	A-0		なし		1.0×10…	1.0×10°
0	A-2	2. 0 × 10 ^{−8}				
2	A-6	2. 0 × 10 ⁻⁷	1. 0 × 10 ⁻⁷	1 × 0. 5		
	A-8	2.0×10 ⁻⁹				

表 4.3-9 断層部の透水係数の影響を検討したケース (ケース A)

図 4.3-24、図 4.3-25 に断層部の透水係数の大きさが注水試験結果に及ぼす影響についての比較図を示す。断層部が存在するケースにおいては、どのケースにおいても水頭上昇が一旦緩やかになるが、断層部の透水係数に応じて、水頭上昇が緩やかになるまでの水頭上昇幅が異なっている。1,000時間経過時には、今回の比較検討条件では、ほぼ同じ水頭上昇となっている。



図 4.3-24 事前検討解析結果 (ケース A-0,1,5,7)



図 4.3-25 事前検討解析結果 (ケース A-0,2,6,8)

(d) 断層周辺の泥岩部の透水係数

断層周辺の泥岩部の透水係数が注水試験結果に及ぼす影響について検討をするために実施した 事前検討解析ケースを表 4.3-10 に示す。

~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~						
			断層部		断層周辺の泥岩部	
比較	ケース	透水係数	比貯留係数	領域(m)	透水係数	比貯留係数
		(m/s)	(1/m)	(半径×厚さ)	(m/s)	(1/m)
	A-0		なし		$1.0 \times 10^{-11}$	
	A-1	2. 0 × 10⁻ ⁸	1.0×10 ⁻⁴	1 × 0. 5	1.0 × 10 ···	
1	A-9				$1.0 \times 10^{-12}$	
	A-00	なし			1.0×10 ~	$1.0 \times 10^{-5}$
	A-0		なし		$1.0 \times 10^{-11}$	1.0×10°
0	A-2	$0.0 \times 10^{-8}$	$1.0 \times 10^{-7}$	10.5	1.0×10	
2	A-10	2. 0 × 10 °	1.0×107	1 × 0. 5	1 0 1 10-12	
	A-00		なし		1.0×10 "	

表 4.3-10 断層周辺の泥岩部の透水係数の影響を検討したケース (ケース A)

図 4.3-26、図 4.3-27 に断層周辺の泥岩部の透水係数の注水試験結果に及ぼす影響についての 比較図を示す。断層部の有無にかかわらず、断層周辺の泥岩部の透水係数の違いによる注水試験 結果の差異は、注水試験の後半にのみ現れる。1,000 時間経過時の水頭上昇量は、泥岩部の透水 係数の影響が顕著に現れている。



図 4.3-26 事前検討解析結果 (ケース A-0,1,9,00)



図 4.3-27 事前検討解析結果 (ケース A-0,2,10,00)

③ 事前検討解析結果 (ケースB)

# (a) 断層部の比貯留係数の影響

断層部の比貯留係数が注水試験結果に及ぼす影響について検討をするために実施した事前検討 解析ケースを表 4.3-11 に示す。

		断層部			断層周辺の泥岩部		
比較	ケース	透水係数	比貯留係数	領域(m)	透水係数	比貯留係数	
		(m/s)	(m/s)	(半径×厚さ)	(m/s)	(1/m)	
	B-0	な	:L				
1	B-1	$0.0 \times 10^{-9}$	1.0×10 ⁻⁴	1 × 0. 5			
	B-2	2. 0 × 10 °	1.0×10 ⁻⁷				
	B-0	なし			-		
2	B-3	2. 0 × 10 ⁻⁹	1.0×10 ⁻⁴	5×0.5	1 0 1 10-11	1 0 1 10-5	
	B-4		1.0×10 ⁻⁷				
	B-0	なし			1.0×10 ''	1.0×10°	
3	B-5	2. 0 × 10⁻ ⁸	1.0×10 ⁻⁴				
	B-6		1.0×10 ⁻⁷				
4	B-0	なし		I × 0. 5			
	B-7	$2.0 \times 10^{-10}$	1.0×10 ⁻⁴				
	B-8	2.0×10 **	1.0×10 ⁻⁷				

表 4.3-11 断層部の比貯留係数の影響を検討したケース (ケース B)

図 4.3-28~図 4.3-31 に断層部の比貯留係数が注水試験結果に及ぼす影響についての比較結果 を示す。ケース B においては、注水区間と泥岩部が断層部を介せずに直接接している部分がある ため、泥岩部と、断層部の比貯留係数の大小関係から、注水試験初期の水頭上昇が異なっている。 どの比較においても、断層部の比貯留係数が大きいケースでは比貯留係数の小さいケースと比べ て初期の水圧上昇に遅れが生じている。その後は比貯留係数が小さいケースと同様の傾きの水頭 上昇を示し、1,000時間経過時には比貯留係数が小さいケースとほぼ同様の水頭上昇幅となる。



図 4.3-28 事前検討解析結果 (ケース B-0,1,2)





図 4.3-31 事前検討解析結果(ケース B-0,7,8)

## (b) 断層部の大きさ

表 4.3-12 に断層部の大きさが注水試験に及ぼす影響を検討するために実施した事前検討解析 ケースを示す。

			断層部			断層周辺の泥岩部	
比較	ケース	透水係数	比貯留係数	領域(m)	透水係数	比貯留係数	
		(m/s)	(m/s)	(半径×厚さ)	(m/s)	(1/m)	
	B-0		なし				
1	B-1	2. 0 × 10 ⁻⁹	1.0×10 ⁻⁴	1 × 0.5	1.010-11	1.010-5	
	B-3			5×0.5			
2	B-0		なし		1.0×10 "	1. U × 10 °	
	B-2	$0.0 \times 10^{-9}$	1.0.10-7	1 × 0.5			
	B-4	2. U × 10 °	1. U × 10 '	5×0.5			

表 4.3-12 断層部の大きさの影響を検討したケース (ケース B)

図 4.3-32、図 4.3-33 に断層部の大きさが注水試験結果に及ぼす影響についての比較結果を示 す。断層部が存在する場合、断層部がないケース(A-0)より一旦水圧上昇が緩やかになるが、断 層部が大きい場合には、水圧上昇が緩やかになる期間が、断層部が小さい場合に比べて長くなる。 1000時間経過時で比較すると、両比較ともに水圧上昇差は顕著なままである。



図 4.3-33 事前検討解析結果(ケース B-0,2,4)

## (c) 断層部の透水係数

表 4.3-13 に断層部の透水係数の大きさが注水試験結果に及ぼす影響について検討するために 実施した事前検討解析ケースを示す。

	14 110					2/
			断層部		 断層周辺の泥岩部	
比較	ケース	透水係数	比貯留係数	領域(m)	透水係数	比貯留係数
		(m/s)	(1/m)	(半径×厚さ)	(m/s)	(1/m)
1	B-0		なし			
	B-1	2. 0 × 10 ⁻⁹		1 × 0. 5	1.010-11	1.010-5
	B-5	2. 0 × 10 ⁻⁸	1.0×10 ⁻⁴			
	B-7	2. 0 × 10 ⁻¹⁰				
	B-0		なし		1.0×10	1.0×10°
0	B-2	2. 0 × 10 ⁻⁹				
2	B-6	2. 0 × 10 ⁻⁸	1.0×10⁻ ⁷	1 × 0.5		
	B-8	2. 0 × 10 ⁻¹⁰				

表 4.3-13	断層部の透水係数の影響を検討したケース	(ケース B)

図 4.3-34、図 4.3-35 に断層部の透水係数の大きさが注水試験結果に及ぼす影響についての比較図を示す。断層部が存在するケースにおいては、どのケースにおいても水頭上昇が一旦緩やかになるが、断層部の透水係数に応じて、水頭上昇が緩やかまでの水頭上昇幅が異なっている。







図 4.3-35 事前検討解析結果 (ケース B-0,2,6,8)

# (d) 断層周辺の泥岩部の透水係数

断層周辺の泥岩部の透水係数が注水試験結果に及ぼす影響について検討をするために実施した 事前検討解析ケースを表 4.3-14 に示す。

			断層部			断層周辺の泥岩部	
比較	ケース	透水係数	比貯留係数	領域(m)	透水係数	比貯留係数	
		(m/s)	(1/m)	(半径×厚さ)	(m/s)	(1/m)	
	B-0		なし		1.0.10-11		
1	B-1	0.0×10 ⁻⁹	1.0×10 ⁻⁴	1 × 0. 5	1. 0 × 10		
I	B-9	2.0×10*			1 0 10-12		
	B-00	なし			1.0×10 ¹ 2	1.0.10-5	
	B-0		なし		$1.0 \times 10^{-11}$	1.0×10°	
0	B-2	0.0×10 ⁻⁹	1.0.4.10-7	1.05	1.0×10…		
2	B-10	2. 0 × 10 °	1. U × 10 '	I × 0. 5	4 0 40 12		
	B-00	なし			1. U × 1U '		

表 4.3-14 断層周辺の泥岩部の透水係数の影響を検討したケース (ケース B)

図 4.3-36、図 4.3-37 に断層周辺の泥岩部の透水係数が注水試験結果に及ぼす影響についての 比較図を示す。断層部の有無にかかわらず、断層周辺の泥岩部の透水係数の違いによる注水試験 の結果の差異は、注水試験の後半にのみ現れる。1,000 時間経過時の水頭上昇幅は、泥岩部の透水係数の影響が顕著に現れている。



図 4.3-37 事前検討解析結果(ケース B-0,2,10,00)

# ④ 注水試験結果とのフィッティング解析

図 4.3-38 に注水試験結果とのフィッティング結果を示す。注水試験結果とのフィッティングで は、FTS の圧力センサーの分解能が地上に設置した圧力計(Mensor)よりも粗く、注水試験初期 の変動が不明瞭なため、地上に設置した圧力計(Mensor)の結果をフィッティングに用いること とした。事前検討解析で最も似た傾向を示したケースはA-2であり、ケースA-2の注水区間の貯 留係数を 0.1 倍したケース(A-2-SS)を初期モデルとして、フィッティングを開始し、最終的に は表 4.3-14 に示すパラメータを最適モデルとした。図にはA-1-SS の結果とA-2-SS から断層部 の透水係数を 0.1 倍、泥岩部の透水係数を 0.2 倍に設定(A-2-SS_rev)した結果も示している。 また、最適フィッティングモデルの泥岩部の透水係数を 2.0×10⁻¹⁰ m/s~2.0×10⁻¹³ m/s に変更し た結果を図 4.3-39 に、最適フィッティングモデルの全水頭コンター図を図 4.3-40 に示す。



図 4.3-38 注水試験結果とのフィッティング結果(ケース A)

区間	最適モデル			
	透水係数(m/s)	比貯留係数(1/m)		
注水区間	0.01	0. 001		
断層部	5.00E-09	1.00E-07		
泥岩部	2.00E-12	1.00E-06		

表 4.3-15 最適フィッティングモデルのパラメータ



図 4.3-39 注水試験結果とのフィッティング結果(泥岩部の透水係数の関係)



図 4.3-40 最適フィッティングケースの最大値基準全水頭コンター図 (上段から 25 秒後、9897 秒後、2966 秒後、3993000 秒後)

#### (4) 考察とまとめ

20日間におよぶ注入試験の結果、試験区間の水頭は最終的に約50m上昇し、浸透流解析の結果、注入点付近に透水量係数5×10⁻⁹ m²/s、半径1mの断層を仮定すると実測の水頭変化をよく再現できることが分かった。得られた水頭変化をデリバティブに基づいて解釈すると、試験初期の100秒付近までは断層の透水性を反映した水圧挙動が現れており、その後は、泥岩部の透水性を反映した水圧挙動が最後まで現れていると解釈される(図 4.3-41)。泥岩部の透水性は 2×10⁻¹² m/s と推定されるが、この推定の有意性を感度解析により確認すると、泥岩部の透水係数に対する水頭変化の感度が十分に高いことが確認でき(図 4.3-39)、泥岩部の透水係数を適切に評価できていると考えられる。また、この泥岩部の透水係数は既往の室内試験で得られた泥岩試料の透水係数(Kurikami et al., 2008)ともよく一致する。試験開始20日後の浸透流解析結果を見ると、断層部の周辺数メートルにわたって水圧が有意に上昇している様子が確認できることから(図 4.3-40)、今回の試験では断層周辺数メートルの範囲の水理特性を評価できていると考えられ、このスケール感は、断層が水理学的に完全に孤立していると考えてよいことを示唆する。

以上の結果から、図 4.3-1 に示す短期的な透水試験に基づく評価方法により亀裂の水理学的連結性が限定的であると推定される領域の巨視的な透水性は、健岩部に匹敵するほど低透水であることが確認でき、上記の方法は地下深部において地下水が長期に渡って滞留するほど十分に透水性が低い領域の抽出に有効であることが考えられる。そのような領域は1本のボーリング調査でも抽出することが可能であり(Ishii, 2018)、その拡がりを地質図や物理探査結果などの他の情報を用いて空間的に外挿することにより、低透水領域の分布を概要調査において効率的に把握することが可能と考えられる。



図 4.3-41 デリバティブ解析の結果

# 4.3.2 その他の方法論の可能性の検討

低透水領域の抽出に係るその他の方法論の可能性を検討するために、化石海水、異常間隙水圧、 亀裂の水理的連続性、ボーリング調査などのキーワードに着目した文献調査を行った。その結果、 特段に有効と思われるような方法を今回の文献調査では見つけることができなかったが、異常間 隙水圧を低透水領域の指標として、その異常間隙水圧から低透水領域の巨視的な透水性を逆解析 的に求めている事例をレビューした文献を確認することができた(Neuzil, 1994)。Neuzil (1994) によると、逆解析で求めた巨視的な透水係数は、岩石の空隙率との関係で見た場合、室内試験で 求めた透水係数と同等であることが推定される(図 4.3-42)。このような知見は、今回の長期注水 試験の結果とも整合的であり、低透水領域の抽出やその巨視的な透水性の把握に役立つ可能性が あるが、異常間隙水圧から逆解析的に地層の透水係数を求めるためには、過去に起こった様々な 地質現象を定量的に再現する必要があるため、データの少ない概要調査の段階で適用可能かどう かは今後、更なる検討が必要である。



図 4.3-42 室内実験で求めた泥岩試料の透水係数(点線枠)、逆解析で求めた泥岩層の巨視的な 透水係数(図中の青実線枠)、および空隙率

(Neuzil (1994)のデータに基づく。矢印は推定される透水性の上限値を示す。)

# 参考文献

- Ishii, E., Predictions of the highest potential transmissivity of fractures in fault zones from rock rheology: preliminary results, vol.120, pp.2220-2241, 2015.
- Ishii, E., Assessment of hydraulic connectivity of fractures in mudstones by single-borehole investigations, Water Resources Research, vol.54, pp.3335-3356, 2018.
- Kurikami, H., Takeuchi, R., Yabuuchi, S., Scale effect and heterogeneity of hydraulic conductivity of sedimentary rocks at Horonobe URL site, Physics and Chemistry of the Earth, vol.33, pp.S37-S44, 2008.
- Neuzil, C.E., How permeable are clays and shales? Water Resources Research, vol.30, pp.145-150, 1994.
- 下茂道人, 熊本創, 伊藤章, 唐崎健二, 澤田淳, 小田好博, 佐藤久, 亀裂を有する堆積岩の水理・物 質移行評価のためのデータ取得・解析(III), JAEA-Research 2009-060, 2010.

### 4.3.3 地下水の同位体に着目した古水理地質学的指標の開発

#### (1) 背景と目的

これまでの研究開発において、地下深部には化石海水に代表されるように、長期にわたり同じ 地層に残留している地下水が確認されている。化石海水が残留する地点では地下水流動が遅く、 拡散による物質輸送が支配的であると推定される。拡散による輸送は最も遅い輸送であるため、 拡散による輸送が支配的であることを示すことができれば、天然バリア性能が高いことの証左に なる。拡散による輸送速度は、物質によって異なり、水分子と Cl とでは数倍程度異なる(例えば、 Muzurek et al., 2011)。また、Cl の同位体(35Cl と 37Cl) は拡散によって分別することが知られ ている(例えば、Desaulniers et al., 1986; Hasegawa et al., 2016)。このため、これらを利用して、 化石海水が残留するような場における輸送形態を評価することが有効であると考えられる(図 4.3-43)。

このため、拡散が支配的な場であることを、概要調査段階で得られる水質や同位体などから明 らかにする方法論を整備することが求められている。

化石海水のように長い滞留時間を持つことが予想される地下水の年代測定は、 36 Cl/Clの平衡値 や  4 Heの蓄積に基づいて評価されてきた。しかし、これらの方法では、浅層水が混合しても、年 代値が大きく変化しないという課題がある。これは、化石海水の  36 Cl/Cl は Cl を含まない降水で 希釈されても、 36 Cl/Cl が変化しない、化石海水の  4 He は降水で希釈されると混合率によって  4 He 濃度が変化するものの、希釈している降水の年代を求めることは難しい。これは、数百万年オー ダーで蓄積した  4 He 濃度 1×10⁻⁶ ccsrp/gw に対して、数万年オーダーで蓄積した 1×10⁻⁸ ccsrp/gw の降水が 1:1 で混合した場合、濃度は 0.505×10⁻⁶ ccsrp/gw になるが、この 0.005×10⁻⁶ ccsrp/gw (1%)の濃度をうまく分離して降水の年代を求めることは難しい。

一方で、化石海水には含まれず、降水にのみ含まれるトレーサーは降水の地下水年代を測定す るうえで有望である。近年、⁸¹Kr による地下水年代測定が測定装置の開発で可能となったため、 この方法で降水の存在を確認しておく必要がある。また、⁸¹Kr は半減期が約 20 万年で、浅層水 には含まれるが、化石海水には含まれない。このため、³⁶Cl や ⁴He と異なり、混合した降水の年 代測定に有効である。

幌延地域の深部の地下水(主に稚内層)は、図 4.3-44 に示すように化石海水が残留している。 これは稚内層内の Cl 濃度の高い地下水が、³⁶Cl/Cl が原位置放射平衡に達している、⁴He の蓄積 が進んでいることから明らかである(Nakata et al., 2018)。ただし、地表付近は、降水によって淡 水化している部分、声問層/稚内層の境界は割れ目が多く透水係数が高くなっており、降水によっ て希釈された領域がある。このため、浅層から降水が流入していると考えられる。この地下水が 流入し、地下水が淡水化されている部分の評価が、地下水の安定性を示すうえで重要である。



図 4.3-43 幌延深地層研究センターでの CI 濃度分布と拡散場・⁸¹Kr 年代測定法の概念図



図 4.3-44 幌延深地層研究センター周辺の地質および地下水分布の概念図

#### (2) 拡散場の評価方法の検討

物質の輸送形態には、移流、分散、拡散などがある。移流は地下水の輸送に伴って物質が移動 する現象であり、分散は移流時に粒子間での分岐や流路での流速の違いによって発生する現象で あり、拡散はイオンのブラウン運動によって発生する現象である。地下水流速が遅くなると、地 下水による移流によりも拡散による輸送の方が支配的になる。この移流と拡散の輸送比率はペク レ数(Pe 数)と呼ばれ、以下の式で表される。Pe 数が1より大きいと移流支配、小さいと拡散支配 といわれる。

$$P_e = \frac{VL}{D}$$

ここに、Vはダルシー流速、Dは拡散係数、Lは輸送スケールである。

拡散係数は、物質によって異なることが知られている(Jahne et al., 1987)。これは、分子間力 やイオンの大きさの影響と考えられている。岩石では間隙構造や表面が帯電する影響で、差が大 きくなるといわれており、He>水分子>イオンと考えられている。この拡散係数の差による物質 の分離を用いて、淡水の侵入時期などを評価する方法も提案されている(例えば、Mazurek et al.,2011)。また、Cl の同位体( 35 Cl と  37 Cl)、Br の同位体( 79 Br と  81 Br)は、重さが異なるため拡散 係数が異なり、拡散によって同位体分別を起こすことが知られている(Eggemkamp and Coleman, 2009)。このため、海成の地層が隆起し、降水に長期間さらされるような環境になると、 $\delta$ D と Cl の分離や Cl や Br の同位体の分離が発生すると考えられ、これらが拡散の指標になると考えられ る。

ここでは、幌延深地層研究センター周辺の岩石を対象に拡散試験を実施し、 $\delta D$ や Cl の拡散 係数を求めるとともに、Cl 同位体の分別係数を計測した。また、これまでに調査されている $\delta D$ 、 Cl、Cl 同位体のプロファイルを取り纏め、簡易的に評価した。

#### 1) 拡散係数の計測方法

水素同位体比、Cl イオン、Cl 同位体の分別係数の計測は、室内で一般的に実施される Through-diffusion 試験で実施した。この試験は、図 4.3-45 に示すように、試料を挟んで高濃 度と低濃度のタンクを設け、この濃度勾配から発生するフラックスを計測することによって、 拡散係数を計測する方法である。 Crank(1975)によれば、低濃度側の濃度変化は次式で与えられる。

$$C_{L} = \frac{C_{H}AL}{V} \left[ \frac{\text{Dt}}{L^{2}} - \frac{n_{e}}{6} - \frac{2n_{e}}{\pi^{2}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n}}{n^{2}} \exp\left(-\frac{Dn\pi^{2}t}{L^{2}}\right) \right]$$

ここに、 $C_L \ge C_H$ は、高濃度と低濃度タンクの濃度、Aはサンプルの面積、Lはサンプルの 厚さ、Vはタンクの体積、 $n_e$ は有効間隙率である。



図 4.3-45 Through Diffusion 試験装置の概念図

 $Dt/\phi L^2 > 0.45$ であれば、フラックスは一定と見なすことができ、上式の括弧内第3項は無 視することができる。この時、拡散係数は低濃度タンクの濃度勾配から、以下のように計算で きる。

$$D = \frac{sVL}{C_H A}$$

ここに、sは低濃度タンクの濃度勾配である。

また、分別係数は、Hasegawa and Nakata(2018)が示すように、高濃度タンクと定濃度タン クの同位体の差から、以下のように求めることができる。

$$10^3 \ln \alpha = 10^3 \ln \frac{R_H}{R_I} \approx \delta^{37} C l_H - \delta^{37} C l_L$$

ここに、 $\delta^{37}$ Cl_Hは高濃度タンクの $\delta^{37}$ Cl、 $\delta^{37}$ Cl_Lは低濃度タンクの $\delta^{37}$ Cl である。

これは、フラックスは拡散係数に比例するため、D_{CI-35}と D_{CI-37}に比例し、拡散による分別を 受けるためである。

ただし、拡散試験開始時には、³⁵Clの拡散係数が³⁷Clよりも大きいため、低濃度タンクに おいて³⁵Clの分別係数が大きくなる。この初期の非定常状態の影響を排除するか、実験的に 定常状態に達する前の溶液を排除する等の操作が必要である。

# 2) 拡散試験結果

拡散試験結果を表 4.3-16 に示す。拡散係数は、表に示すように、  $\delta$  D では 1~2×10⁻¹⁰ m²/s、 Cl と Br では 10⁻¹¹ m²/s の中盤となっている。このため、  $\delta$  D と Cl と Br は拡散係数が 3 倍程度 異なることがわかる。これは、Mazurek et al.(2011)で報告されている傾向とほぼ同じである。 このため、幌延においても拡散によって δ D と Cl の分離や Cl 同位体の分別が十分に起こる可 能性があることがわかる。

サンプル名	地層名	拡散係数 (m²/s)			分別係数(-)	
東立坑 深度(m)	地層名	δD	CI	Br	CI	Br
100	声問層	1.3E-10	5.3E-11	4.4E-11	NM	NM
110	声問層	1.7E-10	2.7E-11	2.7E-11	1.0016	1.0007
110	声問層	1.4E-10	3.7E-11	3.2E-11	NM	NM
150	声問層	1.5E-10	7.3E-11	7.0E-11	1.0015	NM
200	声問層	1.4E-10	3.2E-11	3.0E-11	1.0016	NM
250	声問/稚内層	1.3E-10	3.3E-11	2.9E-11	NM	NM
301	稚内層	1.2E-10	3.0E-11	2.9E-11	1.0019	1.0007
350	稚内層	1.2E-10	3.3E-11	3.4E-11	1.0018	1.0009

表 4.3-16 拡散試験結果の一覧

3) 拡散による分離の検討

これまでの水素・酸素同位体比の分析結果を図化すると図 4.3-46 のようになる。これは、 JAEA(2012)のデータを水素酸素同位体比について取りまとめたものであり、声問層と稚内層と で区分している。図から、採取した地下水および間隙水の水素酸素同位体比の分布から降水と解 析海水が混合しているように見える。ただし、幌延地区には化石海水が残留しており、滞留時間 も長いことから、移流による淡水化ではなく、拡散による淡水化ではないかと推定される。幌延 地域は約 100 万年前から隆起に転じ、降水にさらされているため、拡散でも化石海水から淡水へ の入れ替わりは進むと考えられる。

拡散は最も遅い輸送形態のため、拡散による輸送が支配的であることが示せれば、物質の輸送 は非常に遅いことを示すことができる。

拡散による輸送が支配的であるかどうかを示すには、拡散による分離や分別を調査するのが有 効であると考えられる。これは、化石海水は降水に比べて Cl 濃度が高く、 $\delta D \cdot \delta^{18}O$  は重いが、  $\delta D$ の拡散係数は Cl の数分の 1 程度である。このため、拡散が支配的であれば、 $\delta D$  と Cl の変 化は、 $\delta D$ の方が拡散係数を反映して早く、Cl の方が遅いことになる。このため、 $\delta D$  と Cl の 分離が発生する。また、一般に Cl は ³⁵Cl と ³⁷Cl とで構成されている。Cl は化学的に安定なた め、その同位体である ³⁵Cl と ³⁷Cl も安定であるが、質量数が異なるため、図 4.3-47 に示すよう に、拡散によって同位体分別を起こし、拡散した先での ³⁷Cl の率が低下する。このため、拡散先 では  $\delta$  ³⁷Cl が小さくなる。



図 4.3-47 CI 同位体分別の概念図

ここで、幌延地域の水素・酸素同位体比と Cl 濃度の関係を図化すると図 4.3-48 のようになる。 Cl と δ D および δ ¹⁸O の関係は直線関係ではなく、曲線のように見える。ただし、化石海水の水 素・酸素同位体比は、水岩石相互作用の影響で、水素同位体比はやや軽く(-10~-20‰)、酸素同位 体比はやや重い(+2~4‰)傾向にある。また、水岩石相互作用の影響で化石海水の Cl 濃度は海水 (19000mg/l)の 1/2~1/4 程度となっている。このため、水岩石相互作用の影響で曲がっているよう に見えている可能性もある。



図 4.3-48 CIと水素・酸素同位体比の関係





ここで、堆積岩が地表に露頭して、化石海水が降水で洗われる場合と降水に化石海水が拡散す

る場合を評価した。この結果を、境界条件とともに図 4.3-49 に示す。拡散係数は前述の拡散試験 結果から、Cl で  $3 \times 10^{-11}$ m²/s、 $\delta$ D で  $1x10^{-10}$ m²/s、間隙率は 40%とした。

化石海水が降水によって希釈される場合は、(1)降水が拡散する場合が一般的である。これは、 化石海水を胚胎した地層が露頭し、化石海水が拡散する場合である。ただし、この場合を図化す ると Cl と δ D の関係は(3)に示すように下に曲がり、前述の Cl と水素・酸素同位体比の関係とは 異なる形態になる。一方で、(2)化石海水が拡散する場合は、降水で洗われた領域に化石海水が拡 散する形態で、何らかの要因で地層内が洗われ淡水化するが、そこに化石海水が拡散する場合で ある。図の関係はこちらの関係に近い。このため、淡水化したのちに化石海水が拡散しているの ではないかと推定される。ただし、Cl と水素・酸素同位体比は水岩石相互作用の影響を受けてい る可能性があるため、この影響で(2)のように見えている可能性がある。

Cl 同位体の分別を評価するために、δ³⁷Cl の測定データが多い、HDB-11 孔を対象に結果を取 り纏めた。HDB-11 孔は過去に、JAEA(2012)、電力中央研究所(2012)、松本(2008), Matsumoto et al.(2008)、徳永ほか(2008)などにより調査されている。この結果を図 4.3-50 に示す。



図 4.3-50 HDB-11 孔での CI と δ³⁷CI の分布

Cl 濃度の分布は浅部で薄く、深度 250m 付近で上昇し、その後声問/稚内層の地層境界で低く なり、深度とともに増加し 10,000 mg/l 程度に収れんする。浅部は降水で洗われたと考えられ、 声問/稚内層の地層境界も透水性が高いため、降水で洗われたと考えられる。

δ ³⁷Cl は浅部で低く、深度 150m 付近で高くなり、その後深度 400m 付近で低くなり深度 600m 付近で-1~-0.5‰程度に収れんする。 深度 600m 以深の-1~-0.5‰がこの地域の化石海水のベース ラインではないかと考えられる。 これをベースラインとすると、 ちょうど Cl 濃度が低くなると

ころで $\delta^{37}$ Clも低くなり、最大-2‰程度となっている。 前述のClと $\delta$ Dの場合と同様に、Clと $\delta^{37}$ Clの関係を解析した。



図 4.3-51 拡散による CI と δ³⁷CI の分別

この結果を図 4.3-51 に示す。図より、(1)降水が境界条件の場合はδ³⁷Cl はプラスにシフトし、 (2)化石海水が境界条件の場合はδ³⁷Cl はマイナスにシフトする。これは、(1)の場合には、Cl 濃 度が低い Cl 側に向けて、拡散が進み、拡散の速い ³⁵Cl がなくなるため、δ³⁷Cl はプラスに増え る。一方で、(2)の場合には、Cl 濃度が低い降水の領域に拡散が進むため、拡散が速い ³⁵Cl が多 くなり、δ³⁷Cl はマイナスにシフトする。これらの結果から、δ³⁷Cl がマイナスにシフトするの は、化石海水が降水に広がる場合であることがわかる。このため、HDB-11 で観測されるマイナ スのシフトは、一度洗われて Cl 濃度が下がったところに、Cl が拡散で供給されたと考えるのが 適切と考えられる。このため、浅部と声問稚内境界は、一度洗われた後拡散で Cl が供給されてい ると考えられる。

浅部のδ³⁷Clのマイナスシフトについては、徳永ほか(2008)が検討しており、拡散だけでなく

深度方向に地下水流速があることによって、浅部のδ³⁷Clがマイナスにシフトするシナリオを示 している。これも Cl 濃度が低い領域が移流によって形成されるという意味で、一度洗われると 同じ意味であると考えられる。

Cl とδDの分離、δ³⁷Cl のマイナスシフトから、幌延地域では、降水によって Cl 濃度が下がった領域に Cl が拡散しているというシナリオが適切であると考えられる。これは、浅部の降水 領域が境界条件となり、化石海水が拡散で流出するというシナリオと異なり、一度洗われるイベントを考慮したのちに、拡散による Cl の供給を考える必要があるため、シナリオの構築が難しいと考えられる。

#### (3) Kr 法の適用

低透水領域の地下水から⁸¹Krを抽出するためには、揚水あるいは湧水する流量が 500 ml/min 以下と考えられるため、対象流量の低下に伴い、現代の大気性⁸¹Kr のコンタミネーションの増加 が懸念される。さらに、還元雰囲気が進行した地下深部では、有機物の分解に伴いメタンガスを 多く含むため、ガス/水比も大きいものが多い。

ここでは、流動性の低く、メタンガスが多い幌延地域の深部地下水を対象として、地下水中の Kr を抽出し、hollow fiber 法と水上置換脱ガス法を利用したガス採取時の現代大気性 ⁸¹Kr のコンタ ミネーションの評価と現場への適用時における Kr の抽出率を求めた。Radio Kr 分離技術は、 Ohta et al. (2009)の hollow fiber system を改良したものと水上置換システムを利用した。

現代大気性⁸¹Kr によるコンタミネーションは、真空ラインからの極微量のリークと掘削水に よる汚染が考えられる。ここでは、対象とした幌延地下水中の DO をポータブル DO 計により、 現場観測したところ、0 mg/L であった。したがって、地下水より抽出したガスの中で O₂が検出 されれば、その起源は主に抽出ライン等からの極微量のリークによるものと考えられる。ここで は、バックグランドレベルの現代大気性の⁸¹Kr による寄与を求め、ATTA に測定可能なサンプル の選定を行った。

140 m(07V-140-M01) と 250 m(09-V250-M02#1)のステージでは、hollow fiber 法と水上置換 法の両方の手法で採取を行った。一方、幌延の 350 m(13-350-C01)深度では地下深部で脱ガスが 多く、地下水からのガス採取が困難なため、水上置換法のみを実施した。全てのガスは現場で 50 Lのアルミバックに捕集を行った。採取したガス量は合計 600 L 程度である。

50 L アルミバックに捕集したガスはガス封入の真空ラインシステムに金属製シリンダーを接続し、0.6 MPa(abs)以下の圧力でシリンダーに封入を行った。次に、真空ラインの一部にガスサンプルを注入し、真空引きしたガラスシリンジにガスを分取した。シリンジ中のガスはガスクロマトグラフィーで O₂, N₂, CH₄, CO₂, H₂の定量を行った。各ガスは全て、検量線法により濃度を求めた。

図 4.3-52 に抽出したガス中の主要ガス成分の  $O_2, N_2, CH_4, CO_2, H_2 を示す。図より、水上置換$  $法および hollow fiber 法により脱ガスできるメインは <math>CH_4$  であることがわかる。主要なガス濃度 は  $CH_4$  で 80-92 %、 $CO_2$ を 6-9%含み、残りは  $N_2$  で 1-3%程度であった。 $O_2$ は検出限界以下も しくは、検出された 10^{-2%}以下の極低濃度であった。一部のガスで 1%オーダーの  $O_2$ のコンタミ ネーションが認められたため、ATTA 適用範囲外とした。

次に、現地で、地下水原水を圧力の変化を極力小さくし、Cu tube に封圧採水を行った。次に、 hollow fiber および水上置換法によりガスを抽出した後の水を Cu tube に通水させ、水中のガス を密封した。水試料を封入した Cu tube は、クランプで Cu tube 両端を圧着させ、大気性のコン タミネーションを防止した。地下水試料は、07V-140-M01 は hollow fiber 法で2本、水上置換法 で1本、09-V250-M02#1 では hollow fiber 法で1本、水上置換法で1本、13-350-C01 では水上 置換法で1本のCu-tubeによる試料の分析を行った。



原水および、hollow fiber および水上置換適用後の水試料中の Kr は QMS で計測を行った。Cu tube に封圧採水中のガス(原水)より検出された希ガスのガス濃度を表 4.3-17 に示す。 07V-140-M01、09-V250-M02#1、13-350-C01 の地下水中の Kr 濃度は、(1.1-1.5)×10⁻⁸ cc/g の範囲にあった。

Lab ID	He Total	Ne Total	Ar Total	Kr Total	Xe Total
	(cc/g STP)				
07V-140-	4 7E 00	2.7E-09	8.5E-06	1.5E-08	1.2E-08
M01	4.7E-08				
09-V250-	1.95.09	3.6E-09	1.1E-05	1.5E-08	2.6E-08
M02#1	1.2E-08				
13-350-C01	4.9E-08	6.3E-09	5.8E-06	1.1E-08	1.8E-08

表 4.3-17 封圧採水中の希ガス濃度

次に、原水と hollow fiber および水上置換適用後の水試料中の Kr 濃度より、地下水中の Kr

の抽出率を算出した。図 4.3-53 に幌延地下水で適用された Kr の抽出効率を示す。

Kr 抽出率は、140m 深度 07V-140-M01 における hollow fiber 法では、Kr 抽出率は 80-90%で あった。一方、水上置換法では抽出率は 50%程度であった。



図 4.3-53 hollow fiber 法と水上置換法による Kr 抽出率

次に、140 m より脱ガスが激しい 250 m 深度の 09-V250-M02#1 では hollow fiber 法では、Kr 抽出率の測定ができなかった。水上置換法では抽出率は約 40%であった。次に、350m 深度では、 水上置換法では抽出率は約 60%であった。この適用手法と抽出率の関係から、水上置換法はどの 深度でも 40-60%の Kr を地下水中より分離できることがわかった。一方、hollow fiber 法は脱ガ スの激しい地下水では抽出率が低下すると考えられた。

次に、フィールドに近い条件を室内試験で脱ガス条件の再現を行った。実験室内で地下水中に 大気をバブリングさせ、脱ガスの激しい模擬地下水を作成した。作成したガス水比は約 1.5:1 程 度である。模擬地下水を hollow fiber の装置に通水させ、通水させた後の DO をポータブル DO メーターで測定を行い、hollow fiber 法による模擬地下水中の DO 濃度の分離効率を求めた。図 4.3-54 に脱ガスの激しい条件と脱ガスのない条件で抽出した分離効率を示す。図より脱ガスの激 しい条件では、脱ガスのない条件下の水と比較をして DO の抽出効率が 1/3 ほど低下することが わかった。これは、水中のキャビテーション (気泡)の存在により、hollow fiber の膜の表面と地 下水の接触面積が低下するためのキャビテーション効果に起因すると考えられた。250 m の深度 でも同様に、09-V250-M02#1 では hollow fiber 法では、キャビテーション効果により、Kr の分 離効率が低下したと考えられた。さらに、DO と Kr は拡散係数が Kr のほうが大きいため、DO のほうが Kr より 10-15%程度抽出効率が大きい。よって、流量 0.5 L/min 程度の分離流量では、 キャビテーションのある場合では、Kr の抽出効率はわずか 5%-10%程度であると推測された。 脱ガスが激しい場において、均一な地下水試料を得ることは難しいため、封圧採水によって得ら れた原水と脱ガス後の水との Kr ガス量はほとんど差が見られなかったと考えられた。

一方、水上置換法ではキャビテーションによる分離効果は影響がないため、分離効率は140 m, 250 m, 350 m とほぼ一定であったと考えられた。したがって、脱ガスが激しい地下水では、脱ガ スでは hollow fiber 法のみの適用は適切ではないと考えられた。水上置換法によりガスを採取し、 水上置換後の水より hollow fiber 法より抽出するシークエンス法が適切であろうと考えられた。



図 4.3-54 キャビテーション効果による水中のガス捕集効率の変化

次に、ATTA で測定可能な ⁸¹Kr 量は 1 µL のため、捕集後の化学分離精製でロスをする分も加 味すると、最低でも 2µL の Kr が必要になる。共洗い等も含め、十分な必要量は 10 µL である。 捕集した Kr ガス濃度と必要地下水量を図 4.3-55 に掲げる。図の赤線は最低限必要量である 1 µL, 黄色線は 10 µL の捕集ラインを示す。07V-140-M01 では hollow fiber 法では、1 µL の Kr を捕集するために必要な地下水量は 100L, 水上置換法では 200 L 程度である。一方、10 µL の Kr を捕集するためには、hollow fiber 法では 1000L, 水上置換法では 1500 L 程度であると考え られた。

一方、水上置換法のみが適用可能であった 09-V250-M02#1 と 13-350-C01 では、1 µL および 10 µL の Kr 捕集に必要な地下水量は、200 L と 1900 L であると考えられた。



#### 図 4.3-55 必要地下水採取量と本システムによる捕集 Kr 量

## (4) 考察

幌延地域の物質輸送が拡散支配であるかどうかを検討するために、拡散により分離・分別する 物質の拡散試験と原位置データの整理・評価を実施した。

原位置の岩石コアを用いて拡散試験を行い、拡散係数や分別係数を求めた。Clの拡散係数は稚 内層 3×10⁻¹¹ m²/s 程度、声問層 5x10⁻¹¹ m²/s 程度であった。δDの拡散係数は、Clの拡散係数 の3倍程度であった。δ³⁷Clの分別係数は、1.0015~1.0020であった。今後データの拡充を行う。

幌延地区の Cl とδD の分布を再確認した結果、移流だけでなく拡散による影響を受けている ことがわかった。また、Cl とδD の関係から、地表面からの拡散でなく、淡水で洗われた後に、 化石海水が拡散によって広がっていると推定された。今後、シナリオの検討と拡散によるプロフ ァイル評価を実施する予定である。 幌延地域の化石海水を希釈している淡水の地下水年代を求めるために、⁸¹Krによる年代測定を 実施する。今年度は、原位置において地下水からガス試料の採取を実施した。中空糸膜法と水上 置換法でガスを採取した。採取した試料の酸素濃度を計測し大気起源の汚染を評価した。一部大 気の汚染が疑われる試料はあったが、両方法ともおおむね大気の汚染なく溶存ガスを採取するこ とができた。中空糸膜法は溶存しているガスについては有効であるが、ガス化すると採取効率が 低下することがわかった。水上置換法は簡易に適用できるものの、ガスの採取効率が低い場合が あることがわかった。今後、これらの方法を組み合わせてガスを採集するシステムの構築が必要 であると考えられた。幌延地域で採取したガスは、メタンガスの含有率が多く、ガス量が多いた めに、Krガスの抽出に課題がある。今後、ガスの精製方法を検討するとともに、異なる深度で Kr ガスを採取し、分析を行うことにより、化石海水と混合する降水の年代を評価する予定である。

参考文献

- 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、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、JAEA-Data/Code 2011-023, 312p, 2012.
- 電力中央研究所、地層処分技術調査等事業: 岩盤中地下水移行評価技術高度化開発-地下水年代測 定技術調査-、403p, 2012.
- Crank, J., *The mathematics of diffusion, Second edition,* Oxford Univ. Press, New York, pp.44-53, 1975.
- Desaulniers, D.E., Kaufmann, R.S., Cherry, J.A. and Bentley, H.W., ³⁷Cl–³⁵Cl variations in a diffusion-controlled groundwater system. *Geochim. Cosmochim. Acta* vol.**50**, pp.1757–1764, 1986.
- Eggenkamp, H.G.M. and Coleman, M.L., The effect of aqueous diffusion on the fractionation of chlorine and bromine stable isotopes, *Geochim. Cosmochim. Acta* vol.**73**, pp.3539–3548, 2009.
- Hasegawa, T. and Nakata,K., A measurement method for isotope fractionation of ³⁵Cl and ³⁷Cl by a conventional through-diffusion experiment. Chemical Geology, vol.483, pp.247-253, 2018.
- Hasegawa, T., Nakata, K., Mahara, Y., Habermehl, M.A., Oyama, T. and Higashihara, T., Characterization of a diffusion-dominant system using chloride and chlorine isotopes (³⁶Cl, ³⁷Cl) for the confining layer of the Great Artesian Basin, Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.192, pp.279-294, 2016.
- Jahne, B., Heinz,G. and Dietrich, W., Measurement of the diffusion coefficient of sparingly soluble gases in water, J. Geophys. Res. Oceans, vol.92, pp.10767-10776, 1987.
- Matsumoto,S., Tokunaga,T., Shimada,J., Ijiri, Y.and Kunimaru,T., Evaluation of groundwater behavior in sedimentary formations from the stable chlorine isotopic ratios A case study at Horonobe,Japan-. 36th IAH Congress, 2008.
- 松本慎司、塩素同位体比を用いた堆積岩中の地下水挙動評価―北海道幌延地域における検討―、 東京大学卒業論文、72p、2008.
- Mazurek, M., Alt-Epping, P., Bath, A., Gimmi, T., Niklaus Waber, H., Buschaert, S., Cannière, P.D., Mieke De Craen, M, Andreas Gautschi, A., Savoye, S., Vinsot, A., Wemaere, I. and Wouters, L., <u>Natural tracer profiles across argillaceous formations</u>, *Applied Geochemistry*, **26**, 1035-1064, 2011.
- Nakata,K., Hasegawa,T., Oyama,T., Ishii,E., Miyakawa,K. and Sasamoto, H., An Evaluation of the Long-Term Stagnancy of Porewater in the Neogene Sedimentary Rocks in Northern Japan, Geofluids, vol. 2018, Article ID 7823195, 21p, doi:10.1155/2018/7823195, 2018.
- 徳永朋祥、松本慎司、嶋田純、國丸貴紀、井尻裕二、19.塩素安定同位体比を用いた堆積岩中の地 下水挙動の評価―北海道幌延地域を対象とした検討―、日本地下水学会秋季講演会、4p、2008.

4.4 地下深部の低透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・解析手法の整備 4.4.1 地下深部の低透水性領域を含む地域を対象とした地下水の洗出し解析手法の高度化

# (1)水理地質構造モデル(地下深部の低透水領域の拡がりや透水性など)の妥当性の検証方法 の構築

#### 1) はじめに

これまで国内の堆積岩では、幌延地域での事例研究を通じて、岩盤中の水みちの透水性を把握 するための調査技術や水理学的な不均質性をモデル化・解析する技術の整備が進められ、対象と する場を網羅的に調査・解析・評価するための手法が構築されてきている(例えば、太田ほか, 2007;佐藤ほか, 2017)。

幌延深地層研究所周辺の地下水は、地表や地下研究施設で実施された複数のボーリング調査デ ータから、地下数百mまでの浅部では天水起源の地下水と深部地下水が混合しており、それ以深 の地下深部では天水が関与していない複数の起源をもつ地下水が混合していると解釈されている

(例えば、寺本ほか,2006;酒井ほか2011)。地下水のCl-濃度で見ると、地下浅部から地下深部 に向かって濃度が増加する一方、地下深部では西方から東方に向かって低下する傾向にあり、Cl-濃度は空間的に不均質な分布を示す。このような地下水の水質分布やその形成プロセスについて、 これまでも検討されてきているものの(例えば、甲斐・前川,2009;岩月ほか,2009)、その検討 範囲は限定される。地下深部の長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための体系的な調査・ 評価方法は、十分に整備されていないのが現状である。

本項では、このような地下水の不均質性の時空間分布を評価するための解析的なアプローチを 検討・整備する。そのため、幌延地域の施設スケール~広域スケールを事例として、天水浸透に よる影響範囲を洗出し解析により検討を行う。これにより、地下深部に分布する天水浸透による 洗い出し影響の小さい領域の推定を試みた。また、今年度は、幌延地域における地下水の水質分 布の形成に影響すると考えられる海水準、塩水密度、断層と地層の透水性に着目し、それらの影 響について確認するとともに、解析結果をボーリング孔で確認される水質と比較して、解析結果 の確からしさの検討と課題の抽出を行った。

#### 2) 水理地質構造モデルの構築

既存の幌延地域における幌延深地層研究所(以下、幌延 URL)を包含する地質構造モデル(原 子力原子力研究開発機構、2016)をもとに、解析領域内で考慮すべき主要な水理地質構造の三次 元的な分布を図化(数値化)し、三次元分割メッシュを作成した。作成にあたっては、以下の点 に留意した。

- 可能な限り地形の起伏および水理地質構造の三次元分布を詳細に表現できるようにする。
- ・水圧や水質のモニタリングを実施しているボーリング孔位置や観測区間位置を考慮する。
- ・解析結果と幌延 URL 周辺のボーリング孔データの比較や今後ブロックスケール、施設スケ ール、広域スケール間でのモデルのつながりを検討することを考慮して、モデルは広域スケ ールに施設スケールを入れ子状にした解析メッシュを用いる。

## ① モデル化領域

モデル化領域は、過去の検討結果(下茂ほか,2004)を踏襲して、モデル境界を地形解析により抽出した流域界、河川、海岸線とし、図 4.4-1 に示す広域スケールと施設スケールを設定した。



(国土地理院発行の数値地図 200000 (地図画像) 日本-I に加筆)



国土地理院 基盤地図情報数値標高モデル(5m メッシュおよび10m メッシュ)を使用 図 4.4-1 モデル化領域

# ② 解析メッシュ

作成した解析メッシュを図 4.4-2 および図 4.4-3 に示す。図中 X 軸は東西方向、Y 軸は南北方 向、Z 軸は標高を示す。なお、図 4.4-2 のコンターは標高 10m 以上に対して色を付けている。モ デルの平面方向の境界は、海側は現在の海岸線までとし、その他は稜線を目安に作成した。モデ ルの鉛直方向の範囲は、地表面から標高・4000m までとした。図 4.4-3 に示すとおり、平面方向の 格子分割はボロノイ格子とした。幌延 URL 付近の施設スケールと広域スケールで格子サイズが 異なる入れ子状のメッシュとして作成した。幌延 URL 周囲の格子分割では、地表からのボーリ ング孔 (HDB 孔)の中心が解析格子の中心位置と同じになるように格子の中心位置を調整した。 水平方向のメッシュを深度方向に複数(88 層)作成することで三次元解析メッシュを作成した。 深度方向の格子間隔は、深度約 475m まで 10m 間隔とし、それ以深は約 100m とした。全格子 数は 299,376 で、1 層あたりの格子数は 3,402 である。





図 4.4-2 解析メッシュ (鳥瞰)


図 4.4-3 解析メッシュ (水平)

# ③ 水理地質モデル

図 4.4-4 に本事業のモデル化領域における地表地質を示す。

既存の地質構造モデル(原子力原子力研究開発機構、2016)では、地下水流動に影響を与える 要素として地質年代、岩相、透水性などを重視して地質区分を更別層以浅(沖積層、段丘堆積物 を含む)、勇知層、声問層、稚内層浅部、稚内層深部、増幌層~古第三系、白亜系に区分しており、 本事業においても基本的にこれを踏襲する。



図 4.4-4 地表地質とモデル化領域 (酒井・松岡(2015)に加筆)

水理地質モデルは既存の地層データをもとに作成した。ただし、深部と幌延断層以東の増幌層 ~古第三系、白亜系については、増幌層以深として簡略化した。解析メッシュに水理地質構造を 反映させた各モデルの鳥瞰図と断面図を図 4.4-5 と図 4.4-6 にそれぞれ示す。

なお、低浸透性の地層部分では、地層の浸透能を超える涵養量を強制的に与えると、計算の不 安定性が生じることから、これを回避するために、モデルの最上部格子には砂相当の高い透水性 を持つ格子を与えることとした。



図 4.4-5 水理地質モデル (鳥瞰)



図 4.4-6 水理地質モデル(断面)

## 3) 解析方法および解析条件の設定

# ① 解析コード

解析には、多成分・多相系の地下流体シミュレータ TOUGH2 (Pruess et al., 1999)の並列化 バージョンである TOUGH2-MP (Zhang et al., 2008)を用いた。解析は、TOUGH2-MP/EOS7 モジュールを用い、3 成分(水、塩分、空気)の気液 2 相系問題として取り扱った。

## ② 解析ケース

解析ケース表 4.4-1 に示す。海水準、大曲断層の透水性、塩水密度、稚内層深部の透水性に着 目して、それらの影響を検討する解析ケースを設定した。

ケース	物性値パターン ^{*1} (大曲断層以外)	大曲断層 透水性	海水準 [EL m]	底面圧力 境界	塩水密度 [kg/m ³ ]
1		高透水	現在:0	なし	1034
2		$(1.0 \times 10^{-7} \mathrm{m/s})$	氷期:-150		
3	A	低透水	現在:0		
4		$(2.7 \times 10^{-10} \mathrm{m/s})$	氷期:-150		
5		高透水 (1.0×10 ^{.7} m/s)			1017
6	B (稚内層深部:2.8×10 ⁹ m/s、全水理 試験結果の対数平均値)		現在:0	なし	1017
7	B (稚内層深部:6.4×10 ⁻¹⁰ m/s、断層岩 部除く水理試験結果の対数平均値)	高透水 (1.0×10 ^{.7} m/s)			
8	B (稚内層深部:5.3×10 ⁻¹² m/s、水理試 験結果の最低値)				
9	B (稚内層深部:8.1×10 ⁹ m/s、断層岩 部の水理試験結果の対数平均値)				

表 4.4-1 解析ケースの一覧

※1 AとBの具体的な値は表 4.2.3-2を参照

### ③ 物性値

表 4.4-2 に、各地層(更別層以浅、勇知層、声問層、稚内層浅部、稚内層深部、増幌層、幌延 断層以東、大曲断層)に与える透水係数および間隙率を示す。なお、大曲断層については、地表 調査で幅 120m 程度の破砕帯として確認されていることから(石井ほか,2006)、その厚さを解析 に取り入れる。ただし、解析モデルでは、メッシュの大きさから格子の中心が幅 500m の中に入 るものを大曲断層の格子とする必要があった。そのため、大曲断層に与える透水係数については、 断層幅 500m の格子に対して、断層幅 120m 相当の透水係数となるように換算して与えた。

보고소	А	В		
層区分	透水係数	間隙率	透水係数	間隙率
更別層以浅	$1.0 \times 10^{-5} (\text{m/s})^{*1}$	$0.45^{*2}$	←	←
勇知層	1.4×10 ⁻⁹ (m/s) (水理試験結果*®の平均値)	0.44*4	9.4×10 ⁻¹⁰ (m/s) (水理試験結果*3の対数平均値)	←
声問層	7.6×10 ⁻⁹ (m/s) (水理試験結果*®の平均値)	0.55*4	6.5×10 ⁻⁹ (m/s) (水理試験結果 ^{*3} の対数平均値)	<i>←</i>
稚内層浅部	8.7×10 ⁻⁷ (m/s) (断層部の水理試験*3結果の平均値)	0.40*4	9.1×10 ^{.g} (m/s) (断層部の水理試験*3結果の平均値)	<i>←</i>
稚内層深部	1.0×10 ⁻¹¹ (m/s) (健岩部の値 ^{*4} )	0.40*4	水理試験結果 [®] に基づき設定 (表4.2.3-1)	~
増幌層以深	5.0×10 ⁻¹¹ (m/s)*5	0.20*6	←	←
大曲斷層	1.0×10 ⁻⁷ (m/s) 推定値	0.30 推定值	$1.3  imes 10^{-7} \ (m/s)^{*8}$	←
	2.7×10 ⁻¹⁰ (m/s) (水理試験結果*7の平均値)	0.30 推定值	-	_
幌延断層以東	$1.0 \times 10^{-10} \text{ (m/s)}^{*8}$	0.30 推定值	←	←

表 4.4-2 各地層の物性値

*1: 酒井ほか(2012), *2: 今井ほか(2001), *3: 太田ほか(2007), *4: Ishii et al.(2011), *5: 操上ほか (2008), *6: 辻・横井(1994), *7: 電中研(2012), *8: 操上(2007)

### ④ 境界条件

1ケースあたりの計算は、①淡水涵養前の解析(初期状態の作成)、②淡水涵養による塩水の洗い出し解析、の二段階で実施した。各段階での解析境界条件として、解析条件と手順(現在海水準の場合)を図 4.4-7 に示す。図は海岸線と内陸を結ぶ縦断図を示す。解析モデル側面の海側の 格子を固定境界とし、現在海水準で計算する場合には、最上部格子を現海水位(ELOm)とする 静水圧分布を海側格子に作成した。氷期海水準で計算する場合には、EL-150m(池原ほか,1999) を海水位とする静水圧分布を海側格子に作成した(図 4.4-8)。固定境界の格子の塩分濃度は 100% とした。モデル上面の格子は、大気圧固定の格子(101300Pa、気相飽和度 100%)と接続させた。 モデル下面および海側以外のモデル側面は不透水境界とした。また、モデル上面の格子には、操上ほ か(2008)で算出した 120.5mm/年の強度の涵養を与えた。なお、涵養させる流体については、 ①計算時(初期定常計算の作成時)には塩水とし、②計算時(塩水の洗い出し解析時)には淡水 とした。地温勾配については、地表面 15℃の 3℃/100m で与えた。ただし、熱の移動の計算は行 わないものとしており、水の状態方程式に基づいて物性値(粘性、密度)のみ温度(深度)によ って変化させる計算とした。



図 4.4-8 解析条件と手順(氷期海水準の場合)

# 4) 解析結果

前述した三次元解析メッシュと設定パラメータを用いて塩水の洗出し解析を実施した。解析は、 図 4.4-7 と図 4.4-8 に示したとおり、現在または氷期の海水準で海側を圧力固定した上で、はじ めに塩水涵養による定常計算を実施したうえで、次に淡水涵養による洗出し解析を実施した。な お、淡水涵養による洗出し解析は 100 万年間の計算を実施した。

以降の解析結果については、幌延 URL を通る断面(図 4.4-9 の AA'断面)で示す。



図 4.4-9 解析結果断面位置 (酒井・松岡(2015)に加筆)

## ① 大曲断層の透水係数と海水準の違いに着目した解析

大曲断層の透水係数について、原位置での実測値に基づく2つの透水性パターン(高透水:1.0×10⁻⁷m/s、低透水: 2.7×10⁻¹⁰ m/s)と、海水準(現在と氷期)を考慮した2つのパターン(現在:0、氷期:-150m(池原ほか,1999))の4つのパターン(ケース1~4)について解析を実施した。図4.4-10にはケース1~4の解析結果のうち、解析時間4千年と2万年の解析結果(塩水 濃度分布)を、図4.4-11には解析時間10万年と100万年の結果をそれぞれ示す。

大曲断層の透水性に着目すると、2万年程度までの間は、透水性の違い(ケース1とケース3、 ケース2とケース4の比較)の影響はほとんどなく、2万年の解析結果では、低透水としたケー ス(ケース3またはケース4)に比べて高透水としたケース(ケース1またはケース2)のほう が断層部(横軸で20000m付近)でわずかに深部への天水浸透が認められる程度である。また、 海水準の違い(ケース1とケース2、ケース3とケース4の比較)については明瞭な差は認めら れない。浅部において天水浸透が顕著な場所(解析結果の両端と中央付近)は、透水性の高い更 別層と稚内層浅部が分布する箇所である。一方、10万年と100万年の解析結果(図 4.4-11)で は、大曲断層の透水性の違いは顕著であり、低透水としたケース(ケース 3 とケース 4)では、 大曲断層付近で深度 500m 以浅までの天水浸透にとどまり、10万年と100万年の天水浸透の差 もほとんどないのに対して、高透水としたケース(ケース 1 とケース 2)では、大曲断層に沿っ て、10万年では深度 500m 以深、100万年では深度 1000m 以深まで天水浸透による洗い出しが 生じている。また、海水準の違い(ケース 1 とケース 2)では、氷期海水準のほうが大曲断層の より深部まで天水浸透が生じる結果となっている。海水準の影響は、大曲断層の西側にも現れて おり、大曲断層の透水性の大小に関わらず、10万年と100万年の両方の解析結果で、氷期海水準 のほうが大曲断層西側の背斜翼部において天水浸透がより深部まで達している。

図 4.4-12、図 4.4-13にボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度(天野ほか, 2012; 笹本ほか, 2015)と解析結果(塩水の質量分率から塩化物イオン濃度に換算)を比較する。解析結果を 図 4.4-12、図 4.4-13のプロファイル上で確認すると、大曲断層の透水性の違いについては、大 曲断層に割り当てられた区間(HDB・4,5,8,9の灰色部)で解析時間2万年までは、高透水とした ケース(ケース1,2)と低透水としたケース(ケース3,4)の差は小さいが、それ以降は、深部で 高透水としたケースでの塩化物イオン濃度の低下が顕著になる。それ以外のボーリング孔では解 析ケース間に違いは見られない。また、現在と氷期の海水準の違いによる影響いついては、HDB-7 孔でその違いが顕著であり、氷期海水準のほうが天水浸透が早い。これは、HDB-7 孔が前述し た大曲断層西側の背斜翼部に位置することによる(図 4.4-9)。

実測値の塩化物イオン濃度(図中の丸と三角)との比較では、HDB-7 孔を除いて、最大 10,000ppm 程度であり、とくに深部(稚内層深部)において初期濃度を海水相当(20,000ppm) とした解析結果との乖離が大きい。また、浅部では、10万年の解析結果で上部の声問層の実測値 のカーブに比較的近い形状を示している(HDB-6,7,10,11 孔)。大曲断層近傍では透水性の高低に 関わらず数万年程度の解析結果で実測に近い傾向を示す。どちらが実測に整合しているのかは判 断できない。



図 4.4-10 大曲断層の透水性と海水準の違いの比較(4千年、2万年)



図 4.4-11 大曲断層の透水性と海水準の違いの比較(10万年、100万年)



ケース2(大曲断層高透水、氷期海水準)





ケース4(大曲断層低透水、氷期海水準)

# ② 初期塩水密度の違いに着目した解析

解析初期の塩水密度について、海水相当ではボーリング孔での実測値と大きな乖離が見られた ことから海水の1/2相当での解析を実施した(図 4.4-14)。図 4.4-14に解析時間4千年、2万年、 10万年、100万年の結果を塩水密度を海水相当とした解析結果(ケース1)と比較して示す。こ れらのケースは、いずれも大曲断層を高透水とし、現在の海水準で解析を実施したものである。 4千年および2万年の解析結果では塩水密度の違いによる影響はあまり認められないが、10万年

図 4.4-13 ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較(ケース 3、4)

と100万年の解析結果では、大曲断層周辺でその影響が顕著である。大曲断層では、10万年の解 析結果で、海水相当(ケース1)で数百mまでの天水浸透に対して、海水の1/2相当(ケース5) では深度1000m程度まで天水浸透が及んでおり、100万年では、それぞれ深度1000m程度、 2000m程度になる。同様に、大曲断層西側の背斜翼部においてもケース5のほうが深部まで天水 浸透している。これはケース1に比べてケース5では塩水密度が半分になったことで、密度の軽 い天水がより深くまで入りやすくなったためである。

図 4.4・15 にケース 1 とケース 5 の解析結果について、ボーリング調査で得られた塩化物イオ ン濃度と比較する。塩水密度を海水の 1/2 相当にすることで、稚内層深部では実測値に近い分布 となったが、実測値の塩化物イオン濃度が 10,000ppm を超える HDB・3 孔および HDB・7 孔では その差が大きくなる。稚内層浅部と稚内層深部の境界部より浅い領域(およそ深度 500m 以浅) に着目すると、実測値に整合する解析時間はおおよそ 10 万年未満である。本地域が陸化した時 期がおおよそ 1Ma 以降であり、それ以降、天水が浸透し、地下水が洗出されていたと考えると、 今回の解析による洗出し時間はかなり早いものである。仮に初期の地下水の塩化物イオン濃度が 海水の 1/2 程度であったとして、その原因について考えると、今回の解析で使用したモデルは現 在の地形・地質モデルであるため、想定される過去から現在までの地形・地質変遷(1Ma 以降、 陸化して現在の地形・地質となった)に比べて、地下水の流動が過剰になっている可能性がある。 また、堆積岩には亀裂が発達しているため、実際の天水浸透において、場所によってはマトリク ス拡散による遅延効果が大きく影響している可能性も考えられる。



図 4.4-14 初期塩分濃度の違いの比較(ケース 1,5) (解析時間:上から4千年、2万年、10万年、100万年)



図 4.4-15 ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較

## ③ 稚内層深部の透水性の違いに着目した解析

亀裂の連結に乏しく、地下水の滞留域であると考えられる稚内層深部においても、水理試験結果では、透水性に大きなばらつきがある(図 4.4-24)。そのため、これらのばらつきによる天水浸透への影響を解析により検討した。

稚内層深部の透水係数について、原位置での実測値に基づく4つの透水性パターン(すべての 試験データの対数平均:2.8×10⁻⁹m/s、断層岩なしの箇所のみでの試験データの対数平均:6.4× 10⁻¹⁰ m/s、試験データの最低値: 5.3×10⁻¹² m/s、断層岩ありの箇所のみでの試験データの対数平 均: 8.1×10⁻⁹ m/s) について解析を実施した(ケース 6~9)。

図 4.4-16 にはケース 6~9 の解析結果のうち、解析時間 2 万年と 5 万年の解析結果を、図 4.4-17 には解析時間 10 万年と 100 万年の結果をそれぞれ示す。

2 万年の解析結果では、各ケースの天水浸透に大きな違いは認められないが、5 万年の解析結 果で透水係数が 10⁻⁹オーダーのケース6とケース9 で稚内層深部への天水浸透が認められ、大曲 断層においても残りの二つのケースに比べて明らかに深部まで天水が浸透する傾向にある。10 万 年の解析結果では、ケース6とケース9の天水浸透領域はさらに深くなる。また、ケース7にお いても稚内層深部に天水浸透が確認できるが、ケース8では稚内層深部への天水浸透は確認でき ない。100 万年の解析結果では、ケース6、ケース7、ケース9 では広範囲にわたって天水浸透が 生じており、その範囲は稚内層深部だけでなく増幌層にも及ぶ。一方、ケース8 では、大曲断層 では深度 2000m 以上の天水浸透が認められるものの、それ以外の場所では声問層と稚内層浅部 の範囲にとどまっている。

図 4.4-18~図 4.4-21 に各ケースの解析結果について、ボーリング調査で得られた塩化物イオ ン濃度と比較する。HDB-1,6,11 孔の稚内層深部に着目してみると、すべての試験データの対数 平均であるケース6(図 4.4-18)では、塩化物イオン濃度の実測値に整合する解析時間は5万年 程度までであり、断層岩ありの箇所のみでの試験データの対数平均であるケース9(図 4.4-21) ではわずか2万年程度の解析時間でなければ整合しない。一方、断層岩なしの箇所のみでの試験 データの対数平均であるケース7(図 4.4-19)では、10万年の解析時間で整合的であり、試験デ ータの最低値のケース8では、100万年の解析時間でも稚内層深部への天水浸透は見られない。 浅部における天水浸透の傾向は、前述と同様であり、実測値と整合する解析時間は10万年未満 である。



図 4.4-16 稚内層深部の透水係数の違いの比較(ケース 6~9:2 万年,5 万年) (解析時間:2万年、5 万年)



図 4.4-17 稚内層深部の透水係数の違いの比較(ケース 6~9:10 万年, 100 万年) (解析時間: 10 万年、100 万年)



図 4.4-18 ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較 (ケース6 稚内層深部: 2.8E-9(m/s))



図 4.4-19 ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較 (ケース7 稚内層深部: 6.4E-10(m/s))





図 4.4-21 ボーリング調査で得られた塩化物イオン濃度と解析結果の比較 (ケース 9 稚内層深部: 8.1E-9(m/s))

### 5) まとめと今後の課題

幌延地域における地下水の水質分布の形成に影響すると考えられる海水準、塩水密度、断層と 地層の透水性に着目し、それらの影響について確認した。また、解析結果をボーリング孔で確認 される水質と比較して、解析結果の確からしさの検討を行った。海水準の影響については、高透 水である断層部において、より深部への天水浸透を促す結果となった。大曲断層の透水性の違い では、高透水では深部まで天水浸透するが、低透水の場合には深度 500m 程度までにとどまった。 また、大曲断層近傍では透水性の高低に関わらず、浅部では数万年程度の解析結果で実測に近い 傾向を示す結果となり、どちらが実測にあったものなのかの判断は難しい。塩水密度の違いにつ いて、塩水密度を低く設定したほうが、より深部まで天水浸透が進む結果となった。幌延 URL 周 辺では、海水の 1/2 相当の濃度で実測とより整合的な結果が得られるが、天水浸透による洗出し 期間は実際よりも早い可能性が考えられた。稚内層深部の透水性の違いについても、概ね 10 万 年程度までの解析時間で整合する傾向にあった。

天水浸透の影響範囲については、ボーリング孔データだけではなく、今後、物理探査データな ども踏まえた検討が必要である。また、既存の文献等で想定される天水浸透開始時期よりも速い 解析時間で実測と整合する傾向にあることについては、洗出し解析での条件設定が実際よりも過 剰になっている可能性を検討する必要がある。さらに今後は、地下水年代との比較についても検 討することが重要である。

参考文献

- 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, 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,JAEA-Data/Code 2011-023, 312p, 2012.
- 電力中央研究所, 平成 23 年度 地層処分技術調査等事業 地層処分共通技術調査:ボーリング技術 高度化開発 成果報告書, 535p, 2012.
- 今井 久,山下 亮,雨宮 清,塩崎 功*,堆積岩地域における広域地下水流動解析手法に関する検 討, JNC-TJ1410 2001-002, 318p, 2001.
- 石井英一,安江健一,田中竹延,津久井朗太,松尾公一,杉山和稔,松尾重明,北海道北部,幌延地 域における大曲断層の三次元分布と水理特性,地質学雑誌,vol.112,2006, pp.301-314.
- Ishii, E., Sanada, H., Funaki, H., Sugita, Y. and Kurikami, H., The relationships among brittleness, deformation behavior, and transport properties in mudstones: An example from the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan, Journal of Geophysical Research, vol.116, 2011, doi:10.1029/2011JB008279.
- 岩月輝希,石井英一,新里忠史(2009):北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シ ナリオの構築,地学雑誌,118, pp.700-716.
- 甲斐邦男・前川恵輔、北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と 塩化物イオン濃度、石油技術協会誌,、第74巻、第1号、pp.96-106、2009.
- 操上広志, 幌延深地層研究計画における地下水流動解析; 平成17年度までの調査結果を踏まえた 再解析, JAEA-Research 2007-036, 39p, 2007.
- 操上広志, 竹内竜史, 藪内 聡, 瀬尾昭治, 戸村豪治 柴野一則, 原 稔, 國丸貴紀, 幌延深地層研究 計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究, 土木学会論文集 C, vol.64, pp.680-695, 2008.
- 国土地理院発行の数値地図 200000(地図画像)日本-Ⅰ.
- 国土地理院 基盤地図情報数値標高モデル(5m メッシュおよび10m メッシュ)
- 日本原子力研究開発機構, 平成 27 年度 地層処分技術調査等事業 地質環境長期安定性評価確証 技術開発 報告書, 2016, 265p.
- 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-Research 2007-044, 434p.

- Pruess, K., C. Oldenburg, and G. Moridis, TOUGH2 User's Guide, Version 2.0, Lawrence Berkeley National Laboratory Report LBNL-43134, Berkeley, CA., 1999.
- 酒井隆太郎, 宗像雅広, 木村英雄, 大岡政雄, 瀬口真理子, 広域地下水流動モデル検証の ためのデータ整備方法の検討-幌延地域、新潟堆積盆の例・(受託研究), JAEA-Research, 2011-029, 2011.
- 酒井利彰,井岡聖一郎,五十嵐敏文,サロベツ原野南部における沖積層の水文地質構造と地下水 流動,応用地質, Vol.53, pp.172~182, 2012.
- 酒井利啓, 松岡稔幸, 幌延地域を対象とした地表踏査および地形データにもとづく地質分布の推定, JAEA-Research 2015-004, 2015, 109p.

産総研(2012)

- 笹本 広,山本信幸,宮川和也,水野 崇,幌延深地層研究計画で得られた地下水の水質データ;
   2011 年度~2013 年度, JAEA-Data/Code 2014-033, 43p, 2015.
- 佐藤稔紀, 笹本広, 石井英一, 松岡稔幸, 早野明, 宮川和也, 藤田朝雄, 棚井憲治, 中山雅, 武 田匡樹, 横田秀晴, 青柳和平, 大野宏和, 茂田直孝, 花室孝広, 伊藤洋昭(2016): 幌延深地 層研究計画における坑道掘削(地下施設建設)時の調査研究段階(第2段階: 深度 350m ま で)研究成果報告書, JAEA-Research 2016-025.
- 下茂道人,山本 肇,熊本創,小野 誠,藤原 靖,幌延深地層研究計画における地質環境のモデル 化研究, TJ5400 2004-004, 2005, 120p, 2005.
- 寺本雅子,嶋田純,國丸貴紀,コア間隙水中の安定同位体比をもとにした低透水性堆積岩 盤における地下水挙動の兆候,応用地質,vol.47,pp.68-76,2006.
- 辻 隆司, 横井 悟, 北海道天北地域における新第三系珪質岩中の炭化水素トラップ, 石油技術協 会誌, vol.59, 1994, pp. 283-295.
- Zhang, K., Y.S. Wu, K. Pruess, User's Guide for TOUGH2-MP, A Massively Parallel Version of the TOUGH2 Code, Lawrence Berkeley National Laboratory Report LBNL-315E, Berkeley, CA., 2008.
- (2)氷期/間氷期(最終氷期/後氷期)における亀裂を介した天水浸透(物質移行)メカニズムの解 明

1) 背景・目的

幌延地域は、厚い堆積層に覆われており、約1.3~1.0 Maに地層が最大埋没し、その後に隆起 に転じている。地下深部への天水の浸透が生じたのは、地層の隆起以降と考えられているが、特 に本地域における大規模な褶曲運動が終了し、現在と同様の地形が形成された約0.3~0.2 Ma以 降に天水が浸透した可能性が考えられる。天水の浸透が認められる深度は場所により異なるが、 深度 300 m 程度まで達しているところもある。地下水の酸素水素同位体組成の分析結果から、氷 期の天水が間氷期の天水よりも深部にまで浸透していることが報告されており、また、透水性の 高いところほど天水がよく浸透していることが指摘されている(寺本ほか,2006)。比較的透水性 の高い領域としては、稚内層の割れ目を多く含む浅部や、本地域の地質断層である大曲断層など があり、これらの領域では周囲と比較してより深部にまで天水が浸透している(石井ほか,2006; 太田ほか,2007)。幌延深地層研究計画ではこれまでに、上述の大規模不連続構造である大曲断層 の透水性や、天水浸透の主な駆動力の1つとして考えられている氷期の海水準の低下による比較 的大きな動水勾配に着目した広域地下水流動解析を実施してきており、大局的な天水浸透につい て検討を実施してきている。一方で、広域地下水流動解析では検証することのできない局所的な 観測事例が存在する。

ボーリング調査において得られる地下水試料は、コア試料の間隙水を抽出して得られる地下水 試料(以降、コア抽出水)と水理試験などの際に得られる揚水試料とが存在する。これらの中に は、同じ深度でも必ずしも水質が一致しないことがある。図 4.4-22 にボーリング調査で得られた コア抽出水と揚水試料の塩化物イオン濃度と酸素水素同位体組成の深度プロファイルを示す。 HDB5 孔の相対深度-60 m 付近および-100 m 付近、HDB9 孔の相対深度-40 m 付近に、コア抽出 水と揚水試料との差が見られる。コア抽出水は、岩石のマトリクス部の間隙水を代表していると 考えられる一方で、揚水試料は、主に亀裂部に存在する地下水を代表していると考えられる。つ まり、岩盤中のマトリクス部と亀裂部における地下水の組成に違いが見られ、その違いが天水の 浸透によってもたらされていることが推察される。このような違いは、天水が地表面から動水勾 配に従って一様に地下へと浸透する様な単純な天水浸透メカニズム以外にも考慮すべきメカニズ ムが存在する可能性を示唆している。この様な背景を受け、本事業では、地下深部の低透水性領 域を含む地域を対象とした地下水の洗い出し解析において考慮すべき事項について整理すること を目的とし、天水浸透メカニズムに着目した文献調査を実施した。



図 4.4-22 コア抽出水(白丸プロット)と揚水試料(赤丸プロット)の Cl-濃度と水素同位体比 (δD)、酸素同位体比(δ¹⁸O)

赤色の数字は、掘削水の混入率の推定値を示す。青丸プロットは、掘削水の混入の影響を補 正した値を示す。縦軸の0は、声問層と稚内層の地層境界を意味する。緑線の円は、コア抽出 水と揚水試料との間に明らかな差がある箇所を示す。

## 2) 文献調査の方法

文献調査では、岩種や対象としている深度などのスケールを問わず、天水浸透メカニズムの検討または天水浸透を伴った地下水流動解析に着目した研究事例について 20 件程度の文献調査を 実施した。表 4.4-3 に調査文献の分類を示す。

大分類	中分類と文献毎の研究内容			
	<ul> <li>① モデル化(数値シミュレーション)</li> <li>・ 亀裂性チョークにおける不飽和浸透のモデル化(Brouyére, 2006)</li> <li>・ 三次元広域解析におけるモデル深度の検討(Cao et al., 2016)</li> <li>・ 三次元流線網による局所/広域の流動特性の評価(Wang et al., 2017)</li> </ul>			
A. 数値解析に よる研究	<ul> <li>② メカニズムの考察</li> <li>・断層部の浸透率変化に対する考察(Howald et al., 2015)</li> <li>・拡散試験の再現解析によるマトリクス部と初期塩水濃度の評価(Patriarche et al., 2004)</li> <li>・物質移行における亀裂とマトリクスの関係の検討(Antonellini et al., 2017)</li> <li>・不飽和浸透における亀裂とマトリクスの関係の検討(Cey et al., 2006)</li> <li>・二次元解析による地下深部における塩水洗い出しの検討(Lahm et al., 1998)</li> <li>・地表面隆起と浸食を考慮したモデルによる塩水洗い出し解析(Yager et al., 2017)</li> </ul>			
	<ul> <li>① 断層部の流動特性</li> <li>・コア分析による地震時の断層中への地下水浸透(Lin et al., 2003)</li> <li>・断層部の主成分分析による断層周囲の浸透率低下に関する考察(Boulton et al., 2017)</li> </ul>			
B. 実測データ による研究	<ul> <li>② 天水浸透</li> <li>・地震を駆動力とする地下水循環に関する考察(Smeraglia et al., 2018)</li> <li>・環境トレーサー(Cl)による不飽和部のピストンフローの寄与率の推定(Li et al., 2017)</li> <li>・¹⁴C 分析による深部地下水の涵養経路の推定(Batlle-Aguilar et al., 2017)</li> <li>・同位体分析による天水の深部浸透に関する考察(Methner et al., 2015; Gébelin et al., 2017)</li> <li>・地球化学的分析による天然ガスの起源と混合過程に関する調査(Gonzalez-Penagos et al., 2015)</li> </ul>			
	<ul> <li>③ 深部滞留地下水</li> <li>・同位体分析による氷河融水量の推定と深部地下水流動への影響(McIntosh and Walter, 2005)</li> <li>・同位体と希ガス分析により深部地下水の特性を推定(Gerber et al., 2017)</li> <li>・同位体分析を主に深部地下水の特性を推定(Metcalfe et al., 2007)</li> </ul>			

表 4.4-3 調査文献の分類

### 3) 調査結果

調査文献は大きく分類すると、表 4.4-3 に示されるように A「数値解析による研究」と B「実

測データによる研究」に分けられる。さらに、A「数値解析による研究」は、①モデル化(数値シ ミュレーション)、②メカニズムの考察の二つに分類され、B「実測データによる研究」は、①断 層部の流動特性、②天水浸透、③深部滞留地下水の三つに分類される。この調査結果から、本事 業で取り組む地下水流動解析で考慮すべき事項として、塩分濃度の違いによる密度流の影響と亀 裂部とマトリクス部を合わせた解析モデルによる検討について、次に述べる。

Lahm et al. (1998)では密度流の考慮の有無で天水浸透の深度に大きな違いが生じるとあり、 塩水の洗い出し解析を行う上で密度の影響が大きいことが確認できる。これまでの幌延地域にお ける地下水流動解析では、初期の地下水中の塩分濃度を一様な分布とし、その濃度を海水相当か ら~1/3 倍相当まで感度解析を実施してきており、天水の浸透に与える影響を確認している(日 本原子力研究開発機構, 2018)。一方で、幌延地域における古水理地質環境の変遷を考慮すると、 地下水中の塩分濃度の空間分布は一様ではなく、東から西に向かって濃度が高くなる傾向が見ら れる (例えば、酒井ほか, 2011)。本事業では、この様な初期塩濃度の空間分布の影響を考慮した 感度解析を実施し、古水理地質環境の変遷をどの程度まで地下水流動解析に取り込む必要性があ るのか、議論する必要がある。

Brouyére (2006)や Antonellini et al. (2017)、Cey et al. (2006)は、チョーク層や砂岩層を対象 として、亀裂部とマトリクス部を合わせた解析モデルによる検討を行なっている。マトリクス部 と亀裂部の透水性に応じて、マトリクス部への浸透が支配的な場合と、亀裂部への浸透が支配的 な場合が示されている。それぞれの場合が切り替わる中間点では、天水は亀裂部を先行して浸透 するものの、マトリクス部への浸透効果も比較的大きく、亀裂を介した天水浸透速度が抑制され ることが示されている。図 4.4-22 で示したコア抽出水と揚水試料に見られる水質の違いは、亀裂 部とマトリクス部の天水浸透速度が異なっている証拠として考えられる。すなわち、稚内層のよ うな割れ目を伴う泥岩層に対しては、亀裂やマトリクスのそれぞれにおける天水浸透の特徴の違 いを理解し、それを考慮したモデル構築が必要である。この点に関しては、4.4.1 項(3)において 詳細な検討を行っている。そこでは、より大きいスケールのモデル化・解析において亀裂内の移 流・分散とマトリクス拡散を適切に考慮できるモデル化手法の整備を目的として、等価なマトリ クス拡散を表現するためのパラメータの検討結果が示されている。また、その検討結果から、稚 内層および声問層の具体的な水理・物質移動特性に基づいて、マトリクス拡散が発現する条件や 亀裂およびマトリクスにおける支配的な浸透メカニズムを検討することを今後の課題として挙げ ている。

本調査では、上述の考慮すべき事項の他に、本事業では考慮が難しい事項や、幌延地域では重要性が低い事項も確認された。Yager et al. (2017)では地表の浸食速度と天水の浸透速度の関係から浸食速度によっては天水浸透速度に大きな違いが生じることを報告している。古水理地質環境の変遷について、地下水流動に重要な影響を与える地形の変遷については、日本原子力研究開発機構(2018)などで取り組んでいるが、推定に伴う誤差が大きいことから、大きな変化については取り扱うことが適切ではないと判断されている。一方で、これまでの幌延における地下水流動解析では、浸食速度と天水の浸透速度との関係を比較した事例は無く、検討する余地がある。また、Smeraglia et al. (2018)や Lin et al. (2003)、Howald et al. (2015)、Boulton et al. (2017)は、繰り返し生じる地震による断層部分での浸透率の変化や天水の浸透、深部流体の上昇などについて述べており、活断層の深部地下水環境に影響を与える可能性を示している。しかしながら、発生頻度が低いために原位置での検証は困難であり、そのモデル化手法については提示されていない。本事業における地下水流動解析では、断層部の透水性についても感度解析を実施しているが、その時間変化については取り扱いが難しく、考慮されていない。その他に、McIntosh and Walter (2005)と Gerber et al. (2017)では、氷河期と間氷河期での深部地下水流向の変化により滞留が生

じることを述べており、長期にわたる塩水の洗い出し解析における境界条件設定の課題を示唆す ると言える。幌延地域は周氷河地域であり、我が国における地層処分事業では、直接的な氷河の 影響を考慮する必要は無いが、この様な古水理地質環境の変遷による動水勾配の影響により、地 下深部に滞留域が生じる事例は、重要な知見であると考える。

4) まとめ

本文献調査では、本事業で取り組む地下水流動解析で考慮すべき事項として、塩濃度の違いに よる密度流の影響と亀裂部とマトリクス部を合わせた解析モデルによる検討を抽出した。塩濃度 の違いによる影響については、広域の地下水流動解析において検討すべき課題であると考えられ る。一方で、亀裂部とマトリクス部を合わせた解析モデルによる検討については、ボーリング調 査によるコア抽出水と揚水試料の観測結果と合わせて考えることが望ましい。

参考文献

- Antonellini, M., Mollema, P. N. and Sole, L. D., Application of analytical diffusion models to outcrop observations: Implications for mass transport by fluid flow through fractures, Water Resources Research, vol.53, pp.5545-5566, 2017.
- Batlle-Aguilar, J., Banks, E. W., Batelaan, O., Kipfer, R., Brennwald, M. S. and Cook, P. G., Groundwater residence time and aquifer recharge in multilayered, semiconfined and faulted aquifer systems using environmental tracers, Journal of Hydrology, vol.546, pp.150-165, 2017.
- Boulton, C., Menzies, C. D., Toy, V. G., Townend, J. and Sutherland, R., Geochemical and microstructural evidence for interseismic changes in fault zone permeability and strength, Alpine Fault, New Zealand, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, vol.18, pp.238-265, 2017.
- Brouyére, S., Modelling the migration of contaminants through variably saturated dual-porosity, dual-permeability chalk, Journal of Contaminant Hydrology, vol.82, pp.195-219, 2006.
- Cao, G., Han, D., Currell, M. J. and Zheng, C., Revised conceptualization of the North China Basin groundwater flow system: Groundwater age, heat and flow simulations, Journal of Asian Earth Sciences, vol.127, pp.119–136, 2016.
- Cey, E., Rudolph, D. and Therrien, R., Simulation of groundwater recharge dynamics in partially saturated fractured soils incorporating spatially variable fracture apertures, Water Resources Research, vol. 42, pp.W09413, 2006.
- Gébelin, A., Jessup, M. J., Teyssier, C., Cosca, M. A., Law, R. D., Brunel, M. and Mulch,A., Infiltration of meteoric water in the South Tibetan Detachment (Mount Everest,Himalaya): When and why?, Tectonics, vol.36, pp.690-713, 2017.
- Gerber, C., Vaikmäe, R., Aeschbach, W., Babre, A., Jiang, W., Leuenberger, M., Lu, Z.-T., Mokrik, R., Müller, P., Raidla, V., Saks, T., Waber, H. N., Weissbach, T., Zappala, J. C. and Purtschert, R., Using ⁸¹Kr and noble gases to characterize and date groundwater and brines in the Baltic Artesian Basin on the one-million-year timescale, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.205, pp.187-210, 2017.
- Gonzalez-Penagos, F., Rouchon, V., Guichet, X. and Moretti, I., Origins of formation waters in the Llanos foreland basin of Colombia: geochemical variation and fluid

flow history, Gefluids, vol.14, pp.443-458, 2015.

- Howald, T., Person, M., Campbell, A., Lueth, V., Hofstra, A., Sweetkind, D., Gable, C.
  W., Banerjee, A., Luijendijk, E., Crossey, L., Karlstrom, K., Kelley, S. and Phillips,
  F. M., Evidence for long timescale (>10³ years) changes in hydrothermal activity induced by seismic events, Geofluids, vol.15, pp.252-268, 2015.
- 石井英一,安江健一,田中竹延,津久井朗太,松尾公一,杉山和稔,松尾重明,地質学雑誌,vol.112, pp.301-314, 2006.
- Lahm, T. D., Bair, E. S. and VanderKwaak, J., Role of salinity-derived variable-density flow in the displacement of brine from a shallow, regionally extensive aquifer, Water Resources Research, vol.34, pp.1469–1480, 1998.
- Li, Z., Chena, X., Liu, W. and Si, B., Determination of groundwater recharge mechanism in the deep loessial unsaturated zone by environmental tracers, Science of the Total Environment, vol.586, pp.827-835, 2017.
- Lin, A., Tanaka, N., Uda, S. and Satish-Kumar, M., Repeated coseismic infiltration of meteoric and seawater into deep fault zones: a case study of the Nojima fault zone, Japan, Chemical Geology, vol.202, pp.139–153, 2003.
- McIntosh, J. C. and Walter, L. M., Volumetrically significant recharge of Pleistocene glacial meltwaters into epicratonic basins: Constraints imposed by solute mass balances, Chemical Geology, vol.222, pp.292–309, 2005.
- Metcalfe, R., Crawford, M. B., Bath, A. H., Littleboy, A. K., Degnan, P. J. and Richards, H. G., Characteristics of deep groundwater flow in a basin marginal setting at Sellafield, Northwest England: ³⁶Cl and halide evidence, Applied Geochemistry, vol.22, pp.128-151, 2007.
- Methner, K., Mulch, A., Teyssier, C., Wells, M. L., Cosca, M. A., Gottardi, R., Gébelin, A. and Chamberlain, C. P., Eocene and Miocene extension, meteoric fluid infiltration, and core complex formation in the Great Basin (Raft River Mountains, Utah), Tectonics, vol.34, pp.680–693, 2015.
- 日本原子力研究開発機構, 平成 29 年度高レベル放射性廃棄物の地層処分に関する技術開 発事業 地質環境長期安定性評価確証技術開発, 2018.
- 太田久二雄,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,福島龍郎,幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段 階(第1段階)研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」,JAEA-Research,2007-044,2007.
- Patriarche, D., Michelot, J.-L., Ledoux, E. and Savoye, S., Diffusion as the main process for mass transport in very low water content argillites: 2. Fluid flow and mass transport modeling, Water Resources Research, vol.40, pp.W01517, 2004.
- 酒井隆太郎, 宗像雅広, 木村英雄, 大岡政雄, 瀬口真理子, 広域地下水流動モデル検証の ためのデータ整備方法の検討-幌延地域、新潟堆積盆の例・(受託研究), JAEA-Research, 2011-029, 2011.
- Smeraglia, L., Bernasconi, S. M., Billi, A., Boschi, C., Caracausi, A., Carminati, E., Castorina, F., Doglioni, C., Italiano, F., Rizzo, L., Uysal, I. T. and Zhao, J., Crustalscale fluid circulation and co-seismic shallow comb-veining along the longest

normal fault of the central Apennines, Italy, Earth and Planetary Science Letters, vol.498, pp.152–168, 2018.

- 寺本雅子,嶋田純,國丸貴紀,コア間隙水中の安定同位体比をもとにした低透水性堆積岩 盤における地下水挙動の兆候,応用地質,vol.47,pp.68-76,2006.
- Wang, X.-S., Wan, L., Jiang, X.-W., Li, H., Zhou, Y., Wang, J. and Ji, X., Identifying three-dimensional nested groundwater flow systems a Tóthian basin, Advances in Water Resources, vol.108, pp.139–156, 2017.
- Yager, R. M., McCoy, K. J., Voss, C. I., Sanford, W. E. and Winston, R. B., The role of uplift and erosion in the persistence of saline groundwater in the shallow subsurface, Geophysical Research Letters, vol.44, pp.3672–3681, 2017.

# (3) 浸透メカニズムを考慮したモデル化手法(アップスケーリング)の開発

1) はじめに

水理・物質移動特性の観点から岩盤は、多孔質媒体と亀裂性媒体に分けられる。前者は、砂岩、 泥岩などに代表される主として粒子空隙中を地下水が移動する岩盤であり、後者は花崗岩などに 代表される主として亀裂中を地下水が移動する岩盤である。幌延地域に分布する稚内層を構成す る塊状な珪質泥岩のマトリクス部は、空隙率が30~50%程度の多孔質な岩盤であり(例えば,大 野ほか,2016)、かつ水みちに寄与する小断層やそれに伴う亀裂が発達することから、少なくと も稚内層は、多孔質媒体と亀裂性媒体の特徴を併せ持った水理・物質移動特性を有すると考えら れる(例えば、舟木ほか,2009)。すなわち、このような岩盤中の天水浸透メカニズムとして、溶 質は相対的に地下水流速の大きい亀裂中を移動し、その周辺のマトリクス部への拡散を伴いなが ら下流側へと移動していると考えられる。したがって、稚内層中の天水浸透過程における地下水 の水質変化の挙動を評価する際には、亀裂内の移流およびマトリクス拡散の両者を考慮した評価 が必要となる。

図 4.4-23 に、幌延地域を対象とした水理地質構造モデルのスケールと採用されるモデル化手法 を示す。幌延地域に対して構築される水理地質構造モデルのスケールは、おおよそ三つに区分さ れ、それらは、涵養域から流出域を包含するスケール(数km~数+km)、地下施設周辺の地質 環境特性を調査するための複数の地上からのボーリング孔を包含する施設スケール(数百 m〜数 km)、地下施設の坑道周辺のより詳細な地質環境特性を評価するための坑道スケール(数m~数 百 m) である。坑道スケールのモデル化において断層などの亀裂が不均質性の要因となる場合、 それをモデルにおいて表現するために亀裂を直接的に表現できる亀裂ネットワークモデルがモデ ル化手法として選択される。一方、施設スケールや広域スケールのより大きいスケールに対して 亀裂に伴う不均質性を表現する場合、モデル化手法として亀裂ネットワークモデルも選択肢のひ とつだが、数値解析に適用する際の数値モデルの容量や解析に要する時間が膨大になる場合に、 より合理的なモデル化手法として等価不均質連続体モデルが選択される。具体的には、不均質性 を考慮する必要がある地層に限って、亀裂ネットワークモデルからある一定のスケールごとある いは地層(地質構造区分)ごとに等価な均質多孔質媒体に置き換えてモデル化される(柴田ほか、 2012)。また、広域スケールでは、不均質性を直接的に考慮することは行われず、均質連続体モデ ルが選択され、平均値といった代表値としてパラメータが地層ごとに決定されることが多い(柴 田ほか、2012)。

亀裂ネットワークモデルと等価不均質連続体モデルでは、設定されるパラメータは異なり、また、モデル化の際に考慮する天水浸透メカニズムによっても異なる。それらの関係を表 4.4-4 に 整理した。水みちや物質移動経路に寄与する亀裂が存在する地層をモデル化する際の前提となる 物質移動概念は、大まかに、①亀裂内の移流・分散のみが生じる、②亀裂内の移流・分散と同時 に亀裂面からマトリクスへの拡散が生じる、③亀裂とマトリクスに関係なく一様に移流・分散が 生じているとみなすの三つが考えられる。亀裂ネットワークモデルにおける①の概念の場合、確 率統計亀裂の幾何学パラメータと水理パラメータとして亀裂の透水量係数分布や動水勾配が設定 され、マトリクス拡散(②の概念)が加わるとそれに関連するパラメータが設定される。なお、 亀裂ネットワークモデルは亀裂を直接表現するモデルであるため、③の概念はそれに反するため 採用されない。一方、等価不均質連続体モデルにおいて、亀裂ネットワークモデルから等価な透 水係数を求める点は、すべての概念に共通するが、①の概念と③の概念では、有効間隙率の設定 が異なる。①の概念の場合、亀裂のみが対象であることから亀裂の開口幅に基づいて単位体積あ たりの亀裂体積の割合が設定される。一方、③の概念では、厳密には亀裂体積とマトリクス中の 空隙の体積の両方が考慮されるが、亀裂に対する間隙率とマトリクス中の空隙に対する間隙率は、 マトリクスの間隙率が桁違い(4~5桁程度)で大きく亀裂の間隙率は無視できるため、結果とし てマトリクスの間隙率が設定される。堆積岩は一般的に多孔質媒体として取り扱われるため、③ の概念が採用され、4.4.1(1)の解析においてもこれが採用されている。図4.4-24に、稚内層に おける透水係数と深度の関係図を示す。この透水係数は、地上からのボーリング調査における単 孔式透水試験によって計測された。稚内層には透水に寄与する断層が分布しており、透水試験の 試験区間において断層岩を伴う割れ目が認められた区間の透水係数は全体的に 10⁻⁸ m/s よりも高 い傾向を示し、稚内層浅部は特に高い。断層岩を伴う割れ目が認められない区間の透水係数は、 10⁻¹¹~10⁻¹⁰ m/s 程度が多いが、室内試験によって得られている稚内層のマトリクス部の透水係数 は 10⁻¹¹ m/s 程度であることから、この透水係数はマトリクス部相当である。よって、マトリクス 部相当の低い透水係数に対しては、③の概念に基づいてモデル化することは適当であるが、高い 透水係数に対しては、断層などの亀裂の寄与が大きいと考えられ、厳密には、亀裂とマトリクス を分けてモデル化することも必要である。そのため、等価不均質連続体モデルであっても、マト リクス拡散を考慮したモデル(②の概念)が必要であり、稚内層浅部のような断層が高い透水性 に寄与している地層の物質移動を③の概念で評価している場合には、②の概念のモデルとの比較 により、スケール間の整合性を確認する必要がある。そこで、本事業では、等価なマトリクス拡 散を簡易的に評価する方法を検討した。さらに、その方法の試行を通じて、亀裂パラメータと等 価なマトリクス拡散の関係について検討した。



図 4.4-23 幌延地域を対象とした水理地質構造モデルの構築における空間スケールとモデル化 手法

# 表 4.4-4 亀裂沿いにおける天水浸透メカニズム(物質移動概念)と モデル化手法に対して必要なパラメータ

モデル 概念	亀裂ネットワークモデル (確率論モデル)	等価不均質連続体モデル
<ol> <li>① 亀裂内の移流・分散のみ が生じる</li> </ol>	<ul> <li>・亀裂の幾何学パラメータ</li> <li>・透水量係数分布</li> <li>・亀裂開口幅</li> <li>・動水勾配(境界条件)</li> </ul>	・等価透水係数 ・動水勾配(境界条件) ・有効間隙率 →亀裂開口部のみを考慮
② 亀裂内の移流・分散と同時に 亀裂面からマトリクスへの 拡散が生じる ↓↓↓↓↓↓↓↓↓↓↓	上記パラメータに加えて、 ・マトリクス拡散寄与面積 ・マトリクス拡散深さ ・マトリクス部拡散係数 ・マトリクス部間隙率	上記パラメータに加えて、 ・等価なマトリクス拡散を表す パラメータ
③ 亀裂とマトリクスに関係なく 一様に移流・分散が生じてい るとみなす	亀裂ネットワークモデルの 概念に反する	<ul> <li>・等価透水係数</li> <li>・動水勾配(境界条件)</li> <li>・有効間隙率</li> <li>→亀裂開口部とマトリクスの両方 を考慮するが、それらはオー ダーで異なるので、マトリクス の間隙率が使われる</li> </ul>



## 2) 等価なマトリクス拡散の評価方法の検討

ある一定の大きさを有するモデルに対して、等価なマトリクス拡散を評価するための検討フロ ーを図 4.4-25 に示す。検討は、①亀裂ネットワークモデルの構築、②亀裂ネットワークモデルを 用いた順解析による通過流量や破過曲線の取得、そして、③その解析結果に基づく逆解析による 等価なパラメータの同定の順で行われる。亀裂ネットワークモデルは一般に、亀裂の幾何学的な パラメータとして亀裂密度、亀裂方位分布、サイズ分布などが、また、水理・物質移動に関する パラメータとして透水量係数分布や開口幅分布などに基づき、確率論的なモデルとして構築され る。本事業では、検討内容を簡潔にするために、亀裂が周期性を持って格子状に配列した簡易的 なモデル(以下、これを「亀裂モデル」とよぶ)を用いた。これにより、亀裂モデルは、亀裂密 度のみをパラメータとして構築することができる。順解析では、亀裂内の移流・分散とマトリク ス拡散を考慮した物質移動解析により流出側境界における流量や溶質の破過曲線を取得する。逆 解析では、順解析で得られる流量や溶質の破過曲線を観測値として、それを再現できる等価なモ デルを検討する。等価なモデルには、均質空隙体モデルおよびこれに単一亀裂を配置したモデル (以下,それぞれ「均質モデル」および「単一亀裂モデル」とよぶ)の2種類を用いた。この逆 解析において、等価なモデルにより順解析の結果を再現できる場合、同定されるパラメータのい ずれかによって等価なマトリクス拡散を評価できると言える。亀裂モデルの構築から逆解析にお けるパラメータの同定に至る一連の解析・検討を、亀裂密度を変えた複数の亀裂モデルに対して 実施することにより、亀裂モデルのパラメータと等価なマトリクス拡散のパラメータの間の相関 性、すなわち、亀裂の特徴の視点からマトリクス拡散の程度を評価する。



図 4.4-25 等価なマトリクス拡散を評価するための検討フロー

#### ・① 亀裂モデルの構築

亀裂モデルとして、図 4.4-26 に示すような無限領域における格子状に亀裂を配列させたモデル を考え、検討に用いるモデルとして、この中から 100 m×100 m×100 mの領域を切り出した。 1 枚の亀裂は亀裂交差部を境とし、100 m×100 m×100 mの領域には最大 144 枚の亀裂が存在 する。一般に、亀裂ネットワークモデルの構築には、密度(頻度)、方位分布、サイズ分布などの 複数の幾何学的パラメータを必要とするが、このモデルでは、亀裂方位やサイズは固定され、そ れぞれの亀裂の有無だけから複数のモデルを構築することが可能である。ここで「亀裂密度(ρ)」 とは、亀裂の有無の割合と定義する。図 4.4-26 には、構築した亀裂モデルの例も示す。例えば、  $\rho$ =100%の場合は144枚すべてが亀裂として有効である。また、 $\rho$ =25%の場合、144枚のうち 36枚が亀裂として有効であり、有効な亀裂の位置はアトランダムに決定する。本検討では、亀裂 密度を100%、75%、50%、25%、16.7%の5つを設定する。 $\rho$ =100%の亀裂モデル以外は、複 数の組合せがあるが、それぞれ5つないし6つのモデルを構築した。



図 4.4-26 亀裂モデルの構築方法

## ② 順解析のモデルおよび境界条件

図 4.4・27 に、順解析に用いる有限要素メッシュの一例を示す。有限要素メッシュは、上述のそ れぞれの亀裂モデル毎に構築される。なお、マトリクス部は透過させて表示している。地下水流 動の境界条件としては、X 軸方向に動水勾配(i) が 0.01 である一次元定常流れとした。すなわ ち、X 軸方向の二つの外側境界面をそれぞれ流入面と流出面とし、それ以外の四つの面を不透水 面とした。物質移動の境界条件としては、流入面を C=1.0×10⁻⁶kg/m³の定濃度境界、下流側は分 散・拡散の無い移流のみを考慮した流出境界とした。表 4.4・5 に、順解析に用いた水理・物質移 動パラメータを示す。これらの値は、幌延地域に分布する声問層について得られた原位置試験お よび室内試験の結果を参考して設定した(熊本・下茂, 2012)。順解析の解析コードには、Frac3Dvs (Therrien,R. and E.A.Sudicky, 1996)を用いた。

順解析の解析結果は逆解析の観測データとして用いられるが、順解析の結果のうち、流入出面 における定常流量と流出面における溶質の破過曲線を逆解析に用いた。また、順解析は地下水の マトリクス拡散を考慮しない(すなわち, 亀裂内の移流・分散のみを考慮した)場合とマトリク ス拡散を考慮した場合の2種類の解析を実施した。逆解析において前者は亀裂内の移流・分散に 関するパラメータを同定する際に、後者はマトリクス拡散に関するパラメータを同定する際に用 いた。



図 4.4-27 順解析における有限要素メッシュおよび境界条件の概要

	パラメータ		值	備考
	透水係数	K _m	$1.0 \times 10^{-10} \text{ [m/s]}$	声問層相当
マト	間隙率	n _m	0.5	声問層相当
リクス	拡散係数	D _m	$2.0 \times 10^{-10}  [m^2/s]$	声問層相当(D _m =て _m ×D*) て _m :屈曲度 D*:分子拡散係数
	透水量係数	T _f	$1.0 \times 10^{-6}  [m^2/s]$	水理開口幅:1.11×10⁻4 [m]
亀裂	開口幅	2b	1.0×10 ⁻⁶ [m]	水理開口幅と同値
	縦分散長	α	1.0 [m]	スケールの1/100

表 4.4-5 順解析における水理・物質移動パラメーター覧

③ 逆解析のモデルおよびパラメータの同定手順

図4.4・28に、逆解析に用いる均質モデルおよび単一亀裂モデルと、それぞれのモデルにおいて 同定されるパラメータを示す。逆解析における水理・物質移動パラメータの同定は、図4.4・28に 示すように3段階に分けて実施した。はじめに、順解析により取得した地下水の定常流量に基づ き、理論解を用いて均質モデルに対しては等価な透水係数(km)、単一亀裂モデルに対しては水理 開口幅(2bH)を求めた。次に、等価な物質移動に関するパラメータの同定のうち、亀裂の移流・ 分散に関するパラメータの同定を行った。その際、観測データとしては、順解析におけるマトリ クス拡散を考慮しない場合の解析結果を用いる。逆解析により均質モデルに対しては、空隙率(n) と縦分散長(αL)、単一亀裂モデルに対しては、物質移行開口幅(2br)と縦分散長(αL)が同 定される。最後に、マトリクス拡散に関するパラメータとして、均質モデルに対しては分配係数

(K_d)、単一亀裂モデルに対してはマトリクス部における拡散係数 (D_m)が同定される。その際、 順解析におけるマトリクス拡散を考慮した場合の解析結果を観測データとして用いる。ここで、 均質モデルのマトリクス拡散を表すパラメータとして分配係数 (K_d)を用いることとしたが、分 配係数 (K_d)は収着性物質の遅延を表すパラメータなので、本来の意味合いとは異なる。しかし、 マトリクス拡散による遅延の効果は、均質モデルにおいて空隙率 (n)を調整することにより表す ことも可能であると考えられるが、本事業での目的は、亀裂部における移流・分散とマトリクス 拡散を分けることによって、等価なマトリクス拡散を表すことであるため、あえて均質モデルに 対しては分配係数(Kd)によって遅延の効果を表現することとした。

なお、逆解析における地下水流動および物質移動に関する境界条件は順解析と同じである。また、逆解析の解析コードには、iTOUGH2(Finsterle, S., 1999)を用いた。



図 4.4-28 逆解析の手順および同定するパラメータ

### 3) 解析結果と考察

順解析の結果

図 4.4·29 に、順解析によって得られた定常流量を示す。定常流量と亀裂密度(ρ)とは、ほぼ 比例の関係が認められた。図 4.4·30 にマトリクス拡散を考慮しない場合の流出境界面の破過曲 線、図 4.4·31 にマトリクス拡散を考慮する場合の流出境界面の破過曲線を示す。マトリクス拡散 の考慮の有無に関係なく、亀裂密度の減少に伴い、流出境界面側の濃度上昇は遅くなり、さらに、 ケース毎の結果のばらつきが大きくなる傾向がある。一方、マトリクス拡散を考慮しない場合と 考慮する場合を比較すると、マトリクス拡散を考慮しない場合(図 4.4·30)では、ρ=100%の場 合、20 日程度で流入境界面側と流出境界面側の濃度が等しくなっているのに対して、マトリクス 拡散を考慮する場合(図 4.4·31)では、約 1000 年後(3.65×10⁵ 日後)においても流出境界面側 の濃度は流入境界面側の 60%程度までしか上昇していない。この結果から、亀裂面から生じるマ トリクス拡散が、岩盤内の溶質の移動時間に大きな影響を与えることは明らかである。

図 4.4-32 に、順解析における亀裂内の流速の頻度分布を、亀裂の方位別に示す。亀裂の頻度は 面積で正規化している。亀裂密度が 100%の場合は、大局的な流れ方向と平行な亀裂(XZ 面と XY 面)において一定の流速で物質移動が生じ、それと垂直な YZ 面では物質移動は生じていな い。一方、亀裂密度の減少に伴い、大局的な流れ方向だけでなく垂直な亀裂でも物質移動が生じ るようになり、流速分布の幅も大きくなる。上述のとおり、破過曲線のばらつきが大きくなる傾 向があるが、これは移行経路が複雑になり流速が早い経路と遅い経路の差が大きくなることに起 因していると考えられる。



図 4.4-30 順解析により取得した破過曲線(マトリクス拡散の考慮なし)



図 4.4-32 亀裂モデルにおける亀裂方位別の流速頻度分布
② 逆解析の結果

順解析における定常流量の結果に基づき、均質モデルにおける等価な透水係数および単一亀裂 モデルにおける水理開口幅が同定された。なお、水理開口幅は三乗則を仮定して同定されている。

図 4.4-33 の A に、マトリクス拡散を考慮しない場合の逆解析の結果を示す。逆解析で得られ た破過曲線は、均質モデルおよび単一亀裂モデルとも同一の結果が得られた。これは、マトリク ス拡散を考慮しない場合、どちらのモデルも移流分散方程式を数値解析的に解いており、取り扱 う現象に実質的な差が無いためである。ただし、ダルシー流速と実流速の比は、均質モデルでは 空隙率(nm)により評価されるのに対し、単一亀裂モデルでは、亀裂の物質移行開口幅(2bT) により評価される。また、分散は、均質モデルではマトリクスの縦方向分散長(α_{Lm})で評価さ れるのに対し、単一亀裂モデルでは、亀裂の縦方向分散長(α_L)により評価される。図 4.4-33の Aより、亀裂密度(ρ)が100%の場合、順解析結果と逆解析の均質モデルおよび単一亀裂モデ ルの結果は良い整合性が見られる。しかし、亀裂密度が小さいほど順解析の結果と逆解析の結果 の間に乖離が生じており、例えば、図4.4-33のAに示した ρ=25%の順解析の結果では、逆解析 の結果と比較してテール部がより長くなる傾向が見られる。これは、亀裂ネットワーク内に卓越 した移行経路が形成されるためのチャンネル効果(Neretnieks, I., 1980)に起因すると考えられ る。すなわち、亀裂モデルでは、分岐した複数の流動経路が形成されるのに対し、均質モデルお よび単一亀裂モデルでは、単一の流動経路しか持たないため、破過曲線の再現性に限界があると 考えられる。亀裂モデルにおける亀裂内の移流分散現象を、均質モデルや単一亀裂モデルにおい て等価なパラメータを同定して再現する際には、チャンネル効果の考慮などの課題があることが 示された。

図 4.4·33 の B に、マトリクス拡散を考慮した場合の逆解析の結果を示す。均質モデルを用い た逆解析で得られた破過曲線(破線)は、順解析の結果をまったく再現していない。均質モデル では分配係数(K_d)により亀裂に沿ったマトリクス拡散による遅延効果を再現することとしたが、 この結果は、それが困難であることを示している。一方、単一亀裂モデルによる逆解析結果(図 4.4·33 の B の実線)は、順解析の結果と良い一致が見られた。つまり、マトリクス拡散を考慮し た亀裂モデル内の移流分散現象は、単一亀裂モデルを用いて再現することが可能であり、その等 価なマトリクス拡散の評価には、単一亀裂モデルにおけるマトリクスの拡散係数が有効であるこ とが示された。

図 4.4-34 に、亀裂モデルの亀裂密度と単一亀裂モデルのマトリクス部の拡散係数の関係を示 す。マトリクスの拡散係数は、亀裂密度の減少に伴い、ほぼ線形的に減少する。亀裂密度が減少 すると、亀裂内の流速のばらつきは大きくなるが、これに関係なくマトリクス拡散が生じる亀裂 の面積がマトリクス拡散の影響の程度を左右していることを示唆している。



図 4.4-33 逆解析の結果



図 4.4-34 亀裂モデルの亀裂密度(ρ)と単一亀裂モデルのマトリクス部の拡散係数(D_m)の 関係

# 4) まとめと課題

幌延地域に分布する稚内層には透水に寄与する断層やそれに伴う亀裂が分布し、それが主要な 物質移動経路になっていると考えられる一方で、間隙率の大きいマトリクス部では拡散が生じ物 質移動を遅延させる効果があると考えられる。そのため、均質モデルや等価なモデルといったよ りスケールの大きい解析であっても、天水浸透メカニズムを厳密に考慮するためにマトリクス拡 散の効果を適切に表現する必要がある。そこで、ある一定スケールのモデルにおいて等価なマト リクス拡散を表すパラメータを同定する方法を検討するため、簡易的な亀裂モデルを用いた順解 析と等価なパラメータを同定するための逆解析を試行した。その結果、以下のことが分かった。

- 物質移動が亀裂内の移流・分散のみで生じる場合と、それと同時にマトリクス拡散も生じる場合とでは、流入境界面から流出境界面までの移動時間が大きく異なり、マトリクス拡散を考慮した場合の遅延効果は非常に大きい。
- ・ 逆解析においては、均質モデルと単一亀裂モデルの二つのモデルに近似することを試み、

亀裂内の移流・分散のみの場合には、均質モデルおよび単一亀裂モデルの両方に近似する ことができたが、マトリクス拡散も生じる場合、均質モデルには近似することはできず、 マトリクス拡散の等価なパラメータを表現できるのは、単一亀裂モデルにおけるマトリク スの拡散係数である。

 ・ 亀裂密度と等価なマトリクスの拡散係数は、ほぼ線型的な比例関係にあり、亀裂の面積に 大きく依存していると考えられる。

また、今後の課題として以下のことが挙げられる。

- ・ 稚内層における亀裂パラメータを整理し、本事業において検討した等価なマトリクス拡散 を評価する手法を適用し、より大きなスケールのモデル(施設スケールや広域スケール) において考慮すべきマトリクス拡散の効果の程度や均質モデルを用いて解析する際の留意 点を検討する。
- ・ 稚内層および声問層の具体的な水理・物質移動特性に基づいて、マトリクス拡散が発現する条件や亀裂およびマトリクスにおける支配的な浸透メカニズム(例えば、移流支配なのか拡散支配なのか)を検討する。

### 参考文献

- Finsterle, S., iTOUGH2 User's Guide, Report LBNL-40040, UC-400. Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, CA., 1999.
- 舟木 泰智, 石井 英一, 常盤 哲也, 新第三紀堆積岩中の割れ目は主要な水みちとなり得るか?, 応用地質, 50 巻, 4 号, pp. 238-247, 2009.
- 熊本 創, 下茂 道人, 単一亀裂を対象としたトレーサー試験による亀裂内移流・分散とマトリク ス拡散の評価手法, 土木学会論文集 C(地圏工学) 68 巻, pp. 535-546, 2012.
- Neretnieks, I., Diffusion in the rock matrix : An important factor in radionuclide retardation, J. Geophys. Res., 85(B8), 4379-4397, 1980.
- 大野 宏和, 武田 匡樹, 松岡 稔幸, 深層ボーリング孔を利用した地質学的調査および力学試験デ ータ集(HDB-1~11 孔), JAEA-Data/Code 2015-021, 2016.
- 柴田 雅博, 澤田 淳, 舘 幸男, 牧野 仁史, 早野 明, 三ツ井 誠一郎, 谷口 直樹, 小田 治恵, 北 村 暁, 大澤 英昭, 仙波 毅, 日置 一雅, 亀井 玄人, 江橋 健, 窪田 茂, 黒澤 進, 後藤 淳一, 後藤 考裕, 石井 英一, 稲垣 学, 守屋 俊文, 鈴木 覚, 大井 貴夫, 市原 貴之, 石田 圭輔, 石 黒 勝彦, 土 宏之, 概要調査段階における設計・性能評価手法の高度化; NUMO-JAEA 共同研 究報告書(2011 年度)(共同研究), JAEA-Research 2012-032, 2012.
- Therrien, R. and E.A.Sudicky, "Three-dimensional analysis of variably flow and solute transport in discretely-fractured porous media", J.Contaminant Hydrology, 23, 1996.
- (4) 洗出しの解析条件(洗出し開始時期や海水準変動を考慮した境界条件など)の設定方法の提示

# 1) 既存の知見等の調査

洗出しの解析条件の設定方法に関わる諸外国の先行研究の一覧を、表 4.4-6 に示す。これらの 結果より、境界条件の設定において重要なパラメータとして気候条件(気温、降水量、蒸発散量、 涵養量)、海水準、地形(隆起、侵食)、永久凍土の発達・消失および氷床の発達・消失が抽出さ れた。また、洗出し開始時期を規定するパラメータとして、地下水中の天然の放射性核種および その壊変生成物(³H、⁴He、¹⁴C、³⁶Cl)、水素・酸素安定同位体比(δD、δ¹⁸O)、希ガス濃度に基 づく地下水の涵養温度および当該地域の地史が抽出された。

気候条件については、海洋堆積物コア中の $\delta^{18}$ Oやプランクトン組成、陸域堆積物中の花粉や植物化石および大気循環モデルから、過去の気温や降水量の変遷が推定可能である。これらの結果をもとに水収支に基づいて算出された涵養量が、地下水流動モデルにおける上部境界条件として適用されている(Jost et al., 2007; Bosson et al., 2012; 2013)。また、後述するように、これらのモデルでは地表面の凍結や永久凍土の発達に対応するように涵養量や表層地質の透水係数を変化させている(Hardy et al., 2000; Jost et al., 2007; Bosson et al., 2012; 2013)。

海水準の変動については、海岸線での水頭条件を海水準と平衡となるような値に設定するとと もに(Holmén et al., 2011)、氷期・間氷期サイクルに伴う過去の海水準変動(たとえば、260万 年前までは現在の海水準に対して+25~+40 m、260万年前~90万年前では+20~ -70 m、90万 年前から現在では 0~ -120 m; Jost et al., 2007)に対応するように海水準を時間変動させるこ とにより境界条件を設定している(Hardy et al., 2000; Wemaere and Marivoet, 2003; Jost et al., 2007; Bosson et al., 2012; 2013)。

地形に関しては、堆積物の分析に基づく過去の侵食・堆積量の推定(Brydsten and Strömgren, 2010)や数値標高モデルに基づく流出域ごとの侵食量の推定(Bonnet et al., 2000)から求めた 表層地形の変動が地下水流動モデルに適用されている(Jost et al., 2007; Bosson et al., 2012; 2013)。Jost et al. (2007)では、500万年前から現在まで隆起が継続するとともに、間氷期と次の氷期の間の2万年間では河川による侵食が卓越すると仮定して、その影響も考慮している。

永久凍土の発達・消失については、涵養量や透水係数の値を変化させることでその影響を反映 させている。Jost et al. (2007)では、地表面の凍結により涵養量が 60%減少し、永久凍土の発達 時には涵養が生じないと仮定して、境界条件を変化させている。一方、Bosson et al. (2012; 2013) では、地表面の凍結・融解のサイクルを仮定し、それぞれの段階に応じて表層の岩盤の透水係数 を最大で 3 オーダーまで減少させるとともに、永久凍土の透水係数を 10⁻²⁰ m/s と設定している (従来の岩盤の透水係数は 10⁻⁴~10⁻⁸ m/s)。

氷床の発達については、推定されている氷床の発達範囲から氷床の厚さを推定し、氷の密度に 基づいてその重量を求めることで、地下水流動への影響が見積もられている(McIntosh et al., 2011)。氷床の発達を考慮したモデルでは、考慮しない場合に比べて水頭が増加し、地下水の流動 方向が現在の状態から逆転するとともに、塩分が観測結果と類似した分布を示した。このため、 氷床の発達が現在の地下水流動を考慮するうえで重要であることが示唆される。

# 表 4.4-6 洗出しの解析条件の設定方法に関わる諸外国の先行研究の一覧

地域/文献	地質の概略	地下水流動の概略	境界条件のパラメータ設定	地下水年代・洗出し開始時期
Mol (ベルギー) Hardy et al. (2000), Wemaere and Marivoet (2003)	・基盤層は、きわめて透水 性の低いBoom Clay。Mol 研究施設の地点で、深さ約 190 m、厚さ約100 m。漸 新世に形成された厚い第三 紀堆積岩層の中深度に位置 する。 ・上部には透水量係数が特 に高い新第三紀の堆積岩が、 下部には透水性がそれほど 高くない、Ruisbroeg-Berg 砂岩帯水層とLede-Brussel 粘土質帯水層が分布。	・気候変動が地下水流動に与える影響を 評価するために、北西ヨーロッパでの広 域 (supraregional) および地域 (regional) モデルを有限差分 MODFLOWで計算。 ・河川はきわめて透水性の高い排水路と してモデル化し、その標高は海水準の低 下に対応するように設定。 ・天水涵養速度は右のカラムで示す涵養 量の時間変化を適用。 ・過去12万年の地下水流動に伴う ¹⁴ C・ 8 ¹⁶ Oの分布を、MT3MDSコードを用い てモデル化し、ボーリング孔からの観測 結果と比較。	<ul> <li>・気候条件(降水量、気温、永久凍土の発達) に関する情報をもとに、過去12万年の涵養量を 数千年の地質時代ごとに設定。導出方法につい ては記載がないが、過去の気温・降水量および 海水準の推定値などをもとに涵養量を計算した ものと考えられる。</li> <li>・北西部の境界を除いて、下部・側方境界を水 の流入・流出がない境界として設定。帯水層は 北海の下部で北西方向に深度を増しているため、 ここでは海水準と平衡にある一般的な水頭条件 を設定するとともに、氷河サイクルによる海水 準変動の影響も考慮。</li> <li>・モデルの結果、永久凍土の発達を考慮すると 流速や水圧がきわめて低くなり、浸透速度と河 川標高が重要なパラメータであることが示唆。</li> </ul>	・過去の氷期を想定し、シミュレーション期間 として12万年を設定。 ・ ¹⁴ Cは、Ruisbroek-Bergでは解析結果が実測 値とよく一致したが、Lede-Brusselでは北東地 域の実測値が解析結果に比べて高く、年代の若 い水の混入があることが示唆。 ・モデルによる ⁸¹⁸ Oの分布は、北部および南部 では高く、氷期の水に該当する中央部では低い。 Lede-Brusselでは測定結果からもこのことが見 て取れるが、Ruisbroek-Bergでは明瞭な傾向を 示さない。
Meuse/Haute- Marne (フラン ス) Holmén et al. (2011)	<ul> <li>Callovo-Oxfordian層が、 上部のOxfordian時代の石 灰岩と下部のDogger時代の 石灰岩に挟まれている。</li> <li>Meuse/Haute-Marneエリ アは35 km×50 km、 SectorエリアはBure研究施 設を含む250 km²。Sector エリアではCallovo- Oxfordian層は深度500 mに 位置し、厚さ130 m以上で、 透水係数は10⁻¹³m/s未満。</li> </ul>	・パリ盆地を覆う660 km×528 kmの領 域を設定。三畳紀から第三紀までの34の 地層(モデルでは58層に分割)を設定。 セルは水平方向を333 m×333 m、鉛直 方向を数m~最大100 mと設定。時間は、 基本的に50年ごとの2600ステップとし、 過去13万年間の変化を再現。 ・透水係数と間隙率は、ANDRAによる 報告値を適用。 ・熱輸送方程式と地下水流方程式を組み 合わせた2つの方程式から、気温に対し て地下水流動や水温、永久凍土の分布や 厚さなどを再現できるモデルを構築。過 去の温度変化の推定値を適用し、それら の変化を再現。	・上部境界および海岸線を除いて、モデル領域 境界を水の流入・流出がない境界として設定。 海岸線では海に相当する水頭条件を与えた。 ・地下水の涵養ポテンシャル(全流出量)は時 間によらず一定(223 mm/y)と仮定し、地下 水位と涵養量を、表層流のマスバランス、地形 勾配、岩盤の透水係数をもとにセルごとに計算。 ・モデル領域の下部では、熱の流入が推定され ている地熱のフラックス(0.07 J/s m ² )に等し いと仮定。 ・過去の地表での気温変化から、各セルでの温 度変化を、標高、地形、太陽への角度も考慮し て算出。 ・モデルの結果、永久凍土が発達すると涵養量 は0まで減少し、水頭が50 m近く減少することが 示された。	・過去の氷期を想定し、シミュレーション期間 として13万年を設定。

地域/文献         地質の概略         地下水流動の概略         境界条件のパラメータ設定         地下水年代・洗出し開始時期	
<ul> <li>パリ盆地(フラン)・250,000 km²の調査地域。</li> <li>三次元の地下木流動を有謀差りキビル、</li> <li>海はの堆積物コアの5¹⁰のから明らかとなって、</li> <li>通点の水朝間水朝ウイクルの影響を4</li> <li>たWSMAMで計算、基本のメッシュナイ、</li> <li>がは10 km²し、露嶺周辺では50 km,立</li> <li>丁山雪花道が高大3 km</li> <li>の厚さで堆積。</li> <li>(2007)</li> <li>(2007)</li></ul>	<b></b> 兼証する 500万年

地域/文献	地質の概略	地下水流動の概略	境界条件のパラメータ設定	地下水年代・洗出し開始時期
Mont Terri (スイ ス) / Gimmi and Waber (2004), Gimmi et al. (2007)	<ul> <li>・ジュラ紀のMalm層、 Dogger層、Lias層と、三畳 紀のKeuper層。深度400~ 700 mに分布。</li> <li>Malm:大部分が厚さ252 m の石灰岩帯水層。透水係数 は10⁻¹⁴ m/s~10⁻⁴ m/s。</li> <li>Dogger:厚さ200 mの海成 粘土質岩・頁岩。下部は厚 さ113 mのOpalinus Clayか らなる。透水係数は&lt;10⁻¹³ m/s、流速は100万年で3 m。</li> <li>Lias:厚さ40 mの海成頁 岩・シルト岩・粘土質岩。 透水係数は&lt;10⁻¹³ m/s、流 速は100万年で3 m。</li> <li>Keuper:厚さ119 m。上部 は薄い帯水層、下部は粘土 質岩。透水係数は10⁻¹⁰ m/s ~10⁻⁷ m/s。</li> </ul>	<ul> <li>・Dogger層からKeuper層にかけて6Dお よび8¹⁸Oが深度とともに減少する分布が 得られており、このメカニズムを検証。</li> <li>・Malm層-Keuper層間での一次元移流 分散モデルを構築。これら二層では天水 の浸透と洗出しが生じている。</li> <li>・移流拡散方程式において、拡散係数 Dp、流速v、Keuper層での天水浸透の 開始時刻tを未知数とし、無次元の拡散 時間Td=Dpt/L²(Lは領域長、既知)お よび拡散距離ξ=(Dpt)⁰⁵を設定すると、 濃度をξの関数として表せる。実測値と モデル結果とを平均二乗誤差から評価し、 両者がもっともよく一致するξの値と室 内実験によるDpの報告値からtを算出。</li> </ul>	<ul> <li>・ Malm層とKeuper層をそれぞれ上部・下部境 界に設定。</li> <li>・ 初期条件として、全層にわたって①8¹⁸O = - 4.6%。、8D = -40%と②8¹⁸O = -3.2%。、8²H = - 30 or -37%を設定。①は現在観測される最低値、 ②はそれよりやや高く、全層にわたって希釈が 生じている可能性を考慮。</li> <li>・ Keuper層(下部境界)の濃度は、①現在の 観測値(8¹⁸O = -9.53%。8D = -63.2%)が継続 する場合と、②初期値(8¹⁸O = -4.6%。8D = - 40%)から現在の値(8¹⁸O = -9.53%。8D = - 63.2%)まで時間変化する場合を考慮。</li> <li>・ Malm層(上部境界)の濃度は、①現在の観 測値(6¹⁸O = -5.46%。8D = -49.8%)が最大数 百万年継続、②ゼロ濃度勾配、③Keuper層と 同じ時間変化の3パターンを考慮。</li> <li>・移流を考慮しない場合、</li> <li>ーすべての条件を①にすると実測値とモデル結果と の誤差が大きくなる。</li> <li>一下部境界条件を②にすると実測値とモデル結果と の誤差が大きくなる。</li> <li>ー下部境界条件を②にすると、 5およびtの値が 大きくなる。tとして約1 Maが得られる。</li> <li>ー上部境界条件の変化は下層の分布やtの値には 影響しない。</li> <li>・移流を考慮した場合、 v が3.3×10¹³ m/sよ りも大きいときにペクレ数が1より大きく、こ れに伴い実測値とモデル結果の誤差が大きくな るため、拡散支配と推測される。</li> </ul>	・Keuper層の地下水からトリチウムおよび ¹⁴ C は検出されず、He濃度が高い。260万年前(更 新世の始まり)から2.5万年前(同位体の結果) の間の水と考えられる。また、過去の地形変動 に関する知見より、Keuper層への天水浸透が 始まったのが180万年前と考えられているので、 現在の地下水はこれより若いともいえる。 ・Malm層の地下水年代に関する情報はないが、 安定同位体および希ガス涵養温度から、更新世 (または第三紀)の間氷期に天水が浸透したと 考えられる。 ・モデルにおいてすべて①の条件を仮定した場 合、tは0.55±0.1 Ma。下部境界条件を②とす ると、tは約1 Ma。誤差等も考慮すると、帯水 層に天水が浸透し現在の地下水分布が形成され 始めたのは、0.2~1.5 Maと推定される。

地域/文献	地質の概略	地下水流動の概略	境界条件のパラメータ設定	地下水年代・洗出し開始時期
Forsmark (ス ウェーデン) / Bosson et al. (2012;2013)	<ul> <li>・基盤岩である花崗岩の上に、第四紀の氷河堆積物が堆積。</li> <li>・花崗岩の上部約200 mには亀裂が多く、鉛直方向の透水係数が高い。</li> </ul>	・Forsmark周辺の180 km ² の領域を対 象。MIKE SHEを利用して地下水流動 モデルを構築し、過去の気候・地形変動 が地下水流動に与える影響を考察。 ・以下の5ケースを設定。それぞれの条 件に合わせて上部境界条件を変化。 1a:現在の気候・地形・海水準 1b:気候は現在と同じ、氷期の地形・海 水準 2a:氷期の気候・地形・海水準、永久凍 土なし 2b:氷期の気候・地形・海水準、厚さ 100 mの永久凍土 2c:氷期の気候・地形・海水準、厚さ 240 mの永久凍土	・現在の海水準から600 m底部に下部境界を設 定し、流れのない境界とした。地下水分水界は 表層水の分水界に対応すると仮定し、モデル境 界の陸域部分に沿って流れのない境界を適用。 水頭境界は海水準に対応して時間変化すると設 定。 ・気候(気温、降水量、蒸発散ポテンシャル) について、現在の値は対象地域での観測値を適 用。過去の値は、大気循環モデルに基づく計算 値(Kjellstörm et al. 2009)を適用。 ・氷期の地形および海水準は、侵食・堆積、蒸 発散量に応じた植生なども考慮した計算結果 (Brydsten and Strömgren, 2010)を適用。 ・岩盤の透水係数は、層に応じて10 ⁴ ~10 ⁸ m/s の値を設定。永久凍土は10 ²⁰ m/sと設定。氷期 の表層は、凍結・融解のサイクルに応じて通常 の値からその1/1000の値の範囲で変動させた。	なし
ミシガン堆積盆 (アメリカ)/ McIntosh et al. (2011)	<ul> <li>・先カンブリア紀の火成 岩・変成岩の上に、古生代 から中生代にかけての堆積。</li> <li>・地層層序の形成はジュラ 紀までに終了し、それ以降 は侵食の形成はジュラ になどの顕著えられる。</li> <li>・それぞれの層に対して、 間隙率や水平・鉛直方向の 透水係研究より求められている。</li> </ul>	・最終氷期の氷河作用と地下水流動の関係を明らかにするために、ミシガン堆積 盆の北部を対象として、CPFLOWによる2次元有限要素モデルを構築。 ・幅300 km、深さ4.6 kmの対象地域を 8532個のメッシュに区切り、各岩層の 特性を割り当て。 ・現在の水理条件に基づく地下水流動モ デルと、氷河が発達した場合の地下水流 動モデルを比較し、水頭・塩分などの分 布から、氷河の形成の影響を検証。	・堆積岩の底部(下部境界)と側方境界は流れ のない境界と設定。現在の地下水位は地表面と 同じと仮定。 ・水平方向1000 m、鉛直方向10 mの異方性を 設定。 ・現在の水理条件で100万年間の洗出し解析を 実施した場合、淡水の浸透はごく浅い範囲に限 られ、塩分の分布は現在のものと異なる。 ・次に、推定されている氷床の範囲から氷床の 厚さを推定し、氷の密度(0.91 g/cm ³ )をもと に氷床の重量を求め、それが地表に50万年間積 載したと仮定して計算を行った。その結果、水 頭は増加し、地下水の流動方向が現在と逆転し、 塩分も実際の分布と類似。 ・最終氷期(1.7万年前)の氷床の形成・消失を 模擬して上部境界条件を変化させた場合、氷河 の形成とともに水頭が増加するとともに、その 消失後も高い値が維持された。また、塩分は実 際の分布よりも低くなり、岩塩の溶解が寄与し ていることが示唆された。	・過去の氷期を想定し、シミュレーション期間 として50万年または1.7万年(最終氷期)を設 定。

地域/文献	地質の概略	地下水流動の概略	境界条件のパラメータ設定	地下水年代・洗出し開始時期
Sellafield (イギリ ス) / Bath et al. (2000 ; 2006)	<ul> <li>・基盤岩はオルドビス紀の 火山岩。亀裂が多く、間隙 率・透水性が低い。</li> <li>・その上に三畳記堆積岩の 砂岩帯水層。上層のCalder 砂岩、中層のSt Bees砂岩、 下 層 の North Head Member (泥岩・シルト岩、 低透水性)からなる。厚さ 500 m。上部はより透水性 が高い。</li> <li>・表層には、厚さ100 mの 最終氷期の氷河堆積物が分 布。</li> </ul>	・地下水は3つの流動レジームからなる。 a、海岸平野の浅い帯水層内を流れる淡 水・汽水。流動は地形に駆動される b. アイリッシュ海盆沿岸域の堆積岩中に 位置する低流速・高密度の塩水 c. 東部の丘陵や基盤岩中に位置する、淡 水と深部塩水が混合した水。流動は地形 勾配、および深部では密度差によっても 支配される ・また、地下水はその化学成分(主要成 分、Sr、Br、S同位体比、Sr同位体比) から、3つ(4つ)のタイプに分類される。 a. 塩分増加とともに組成がCa-HCO ₃ か らNa-Clの組成をもち、CaとSO ₄ が洗殿 除去された塩水 c. Ca/Na、Sr/Na、SO ₄ /Cl、Br/Cl、Sr 同位体比が高く、S同位体比が低い saline water (海水由来ではないためこ のように表記) ・流動レジームと地下水タイプとは関連 が強いが、両者の境界面は必ずしも一致 しない。	なし(動水勾配や地下水位に関する記述はある が、具体的な値は設定されていない)	・水素・酸素安定同位体比から、すべての水が 天水起源であると判断できる。 a. 淡水と汽水は現在の涵養水と同じ同位体比を もつ。b. saline waterは同位体比が低く、寒冷 な気候条件下、おそらく更新世の氷期に涵義し た。c. 塩水には海水の寄与はないことから、天 水に岩塩が溶解したと考えられる。b. およびc. の涵養時の温度環境については、希ガス涵義温 度も同様の結果。 ・地下水流動の概略、当該地域の堆積・侵食に 関する知見、安定同位体比および36Clから、過 去の天水浸透や地下水流動に関して以下のシナ リオが提示される。 一前第三紀(6,500万年以上前) この時代の水は、洗出しの影響が限定的である 治岸域および基盤岩の深部に分布。 基盤岩上にはペルム・三畳紀に堆積岩が堆積し、 その後、第三紀に侵食された。この堆積岩に含 まれる岩塩が天水に溶解して塩水が形成され、 基盤岩へ流動したと考えられる。 一第三紀(6,500~200万年前) 2,500万年前の隆起の後、堆積岩が厚さ2,000 m にわたり侵食された。地下水位が地表面近くに 維持されていたと仮定すれば、動水勾配が大き く変化したと考えられる。 第三紀の初期は気候が温暖であったことから、 この時期の天水が岩塩を溶解したものが安定同 位体比の高い塩水である。 ³⁸ Clの放射平衡から、 滞留時間は150万年以上と算出。 一第四紀(200万年前以降) 安定同位体比の低いsaline waterは後期更新世 の氷期、10万~1.4万年前のものと考えられる。 一方、 ³⁸ Clによる滞留時間は150万年以上と算 出。これは、岩石中に残った少量の塩水と天水 との混合によると考えられる。 安定同位体比が現在の涵養水と同程度の値を示 ず淡水、塩水は、最齢水期以降に涵養。 ・4Heは、周辺岩盤中のウラン・トリウム量の 見積もりなどに不確かざか含まれるため年代の 信頼性が低く、 ³⁸ Clとの相関も弱い。また、 ¹⁴ C およびトリチウムは工事用水による汚染の影響 が大きい。

地域/文献	地質の概略	地下水流動の概略	境界条件のパラメータ設定	地下水年代・洗出し開始時期
フロリダ帯水層 (アメリカ) / Clark et al. (1997)	・第三紀の炭酸塩岩層。透 水性の高い上部・下部フロ リダ帯水層の間に、半透水 性のドロマイト層が挟まれ ている。帯水層の上部には 中新世の低透水性の堆積物。 ・帯水層内の透水係数は0.2 ~40 m/s。	<ul> <li>·涵養水は砂岩・炭酸塩岩の帯水層を浸透し、南東の海岸線へ流下。</li> <li>·陸域から海域への2つの測線に沿って、地下水中のCL ¹⁴C、He、安定同位体、希ガスを測定。</li> <li>・北側の測線ではCl濃度に変化はないが、南側では流下に伴い増加。Clに富む地下水や海水の混入が考えられ、地下水流が帯水層を通じた単純なピストン流ではないことが示唆。</li> </ul>	なし	・希ガス涵義温度は大部分の地点で17.7℃また は13.7℃のいずれかに近い値を示す。高いほう は現在と同じ完新世の気候下で、もう一方はお そらく最終氷期に涵養。 ・完新世に涵養したと考えられる11地点のうち 4地点、また最終氷期に涵養したと考えられる すべての地点で、 ¹⁴ Cが検出されなかった (<1.6 pMC)。水-岩石相互反応により ¹⁴ Cが希 釈されたと考えられる。 ・涵養域から離れるほど、また深度が大きいほ ど、He濃度が大きい(年代が古い)。完新世に 涵養した水と最終氷期に涵養した水の境界とな る4He濃度から、約2万年前という年代が得られ た。
エストニア北部帯 水層/Vaikmäe et al.(2001)	<ul> <li>・基盤岩は原生代前期の片 麻岩であり、その上に原生 代後期と古生代(オルドビ ス・シルル紀)の堆積岩が 堆積。表層は第四紀の堆積 物に覆われる。</li> <li>・対象とした主な地質は、 カンブリア紀-原生代後期 (Cambrian-Vendian)の 堆積岩層。透水係数は平均2 ~6 m/d。透水量係数は北側が 100~150 m²/d、南側が 50 m²/d。フィンランド湾海 岸線での地下水位は海水準 に対して1.5~5.5 m。</li> </ul>	<ul> <li>・地下水位が海水準に対して180~280 mの地点から水が下向きに流れ、下部の 不透水基盤で向きを変えて、北方向(海 側)へ流下。フィンランド湾を主要な流 出域とする。</li> <li>・流路は最長250 km。水平方向の動水 勾配は0.0001~0.0003、流速は5×104 ~5×10³ m/d。最終氷期での地下水の 移動距離は数十kmで、流路内の水が完 全に置換されてはいないことが示唆。</li> </ul>	なし	<ul> <li>Cambrian-Vendian 層での 8¹⁸Oは -18.1~-</li> <li>22‰ (降水は-10.4‰)。希ガス涵養温度から、 0℃前後での涵養が示唆。また、過剰大気 (excess air)が50%であることから、高圧下 での涵養が示唆。</li> <li>・以上のことから、1.1万年以上前の最終氷期に、 氷河の融水が氷床下で浸透したと考えられる。</li> <li>⁴He濃度が高いことも、この年代を支持。</li> <li>¹⁴Cの値も長い滞留時間を示唆。ただし、 8¹³Cの値が低くメタン濃度が高いことから、生 物作用の影響を強く受けていると考えられる。</li> <li>³Hが検出されないため、海水を含め現代の水 の寄与はない。</li> </ul>

表 4.4-7 には、地下水年代測定に活用される代表的な放射性核種およびそれらの壊変生成物と 測定可能な地下水年代の範囲を示す。測定可能な年代の範囲は核種により異なっており、また対 象とする地下水の水質等によっても利用可能な核種が異なる。今回調査した先行研究では、³H、 4He、14C および 36Cl を利用して地下水年代が推定されている。3H は半減期が 12.3 年と短く、 現代の天水や海水の寄与を判断するのに用いられる(Vaikmäe et al., 2001; Gimmi and Waber, 2004: Gimmi et al., 2007)。工事用水など人為起源の水の影響が示唆される地点では、その適用 が難しい(Bath et al., 2006)。4He は、周辺岩盤中に含まれるウランやトリウムのα崩壊により 生じ、地下水中に蓄積される。地下水中の 4He 濃度と岩石中のウラン・トリウム濃度とを利用す ることで、104~107年と広い範囲での年代測定が可能である。Clark et al. (1997) および Vaikmäe et al. (2001) では、この方法を利用して、地下水が 1~2 万年前の最終氷期に涵養した天水起源 であることを示している。14C は半減期が 5,730 年であり、最大で数万年までの地下水年代の測 定に用いられている(Hardy et al., 2000; Wemaere and Marivoet, 2003; Clark et al., 1997; Vaikmäe et al., 2001)。ただし、年代が古く¹⁴Cがほとんど含まれていない炭素(デッドカーボ ン)が混入している場合、その量を正しく評価・補正しなければ、地下水年代は実際の値よりも 古く見積もられる。たとえば Clark et al. (1997) では、最終氷期に浸透したと考えられる地下水 においても、デッドカーボンの混入のために ¹⁴C が検出されないものがあることが示されている。 ポーランドの地下水では¹⁴Cが0~7pMCと低い値を示しているが、集水域の炭酸塩岩からのデ ッドカーボンの寄与が大きいために年代を正確に求めることは難しいと結論付けられている (Zuber et al., 2004)。このほか、微生物活動(Vaikmäe et al., 2001)や工事用水の混入(Bath et al., 2006)によっても値が変化しうる。36Cl は半減期が約 30 万年であり、最大で 200 万年程

度までの年代測定が可能である。ただし、年代が古く³⁶Clをほとんど含まない塩水と、相対的に 年代が新しく塩化物イオン濃度が低い天水とが混合した場合には同位体比が変化しないため、 ³⁶Clを利用して推定される地下水年代は水素・酸素安定同位体比などから示唆される値よりも古 く見積もられる可能性がある(Bath et al., 2006)。³⁶Clによる地下水年代の測定値と、同じよう な年代範囲での適用が可能である 4He の結果とを比較すると、両者が類似した結果を示す場合 (たとえば、木方ほか, 2011)と相関関係を示さない場合(たとえば、Bath et al., 2006)とがあ る。後者については、4He を利用した年代の算出における、岩盤中ウラン・トリウム量の見積も りの不確かさなどに起因すると考えられる。

測定法	放射性核種	半減期(年)	地下水年代測定範囲(年)
核大	⁸⁵ Kr	10.7	1~40
種気をお	зН	12.3	1~60
用源	³⁹ Ar	270	$50 \sim 2000$
いのため	¹⁴ C	5,730	$500 \sim 5 \times 10^4$
測射	⁸¹ Kr	210,000	$10^4 \sim 10^6$
定性	³⁶ Cl	301,000	$5 \times 10^4 \sim 2 \times 10^6$
用さ地 いれ下 たろ水	³ He	安定核種	1~120(ウラン、トリウムと 組み合わせて)
に 測希中 定 ガ に ス 著	⁴ He	安定核種	10 ³ ~10 ⁷ (ウラン、トリウム と組み合わせて)
を積	²²² Rn	0.01	0.03以下

表 4.4-7 地下水年代測定に利用される代表的な放射性核種とその壊変生成物

(馬原、1994をもとに作成)

水素・酸素安定同位体比は、温度や蒸発・降水などのさまざまな物理プロセスにより変動す る。一般的に、氷期の天水に起源をもつ地下水は現在の天水に比べて水素・酸素安定同位体比が 低いことから、これらの同位体比は天水涵養時の温度条件の指標となりうる。また、希ガスの溶 解度の温度依存性が高いことを利用して、地下水中の希ガス濃度からも涵養温度の推定が可能で ある。Clark et al. (1997) および Vaikmäe et al. (2001) では、一部の地下水の δ¹⁸O が現代の降 水の値よりも数‰低く、希ガス温度が現代の気温よりも低いことから、これらの地下水が氷期に 涵養したものであることを示すとともに、4He や ¹⁴C を利用した年代測定から、最終氷期に涵養 した天水に由来すると結論付けている。

過去の天水浸透や地下水流動を把握するためには、地下水年代や涵養温度に関する情報に加え て、当該地域の地史を理解することが重要である。セラフィールド(イギリス)では、天水によ る洗出しを含む地下水の形成機構が地史と関連付けて説明されており、地質時代の変遷に伴う表 層地形や地質の変化が天水の浸透挙動や地下水水質に与える影響が考察されている(Bath et al., 2000; 2006)。モンテリ(スイス)では、河川の流向変化や流出域の変化に関する古地理学 的研究に基づいて、過去の天水浸透の開始時期が約180万年前と見積もられており、洗出し開 始時期を推定する上での制約条件の一つとされている(Gimmi and Waber, 2004; Gimmi et al., 2007)。

# 2) 幌延地域の地下水における ¹⁴C の測定

諸外国では、水の安定同位体比や希ガス温度から氷期における天水の涵養が示唆されており、 14Cを指標とした年代測定から、それらの水が最終氷期に涵養したものであると考えられている (たとえば, Clark et al., 1997; Vaikmäe et al., 2001)。幌延地域の深部地下水においては、36Cl/Cl 比が放射平衡に達しておりその年代が100万年以上であること、および4Heの蓄積が有意であり 数百万年程度の年代を有することが示されているが(中田・長谷川, 2010)、塩化物イオンをほと んど含まない天水との混合では化石海水中の36Cl/Cl 比が変化しないこと、4He 濃度が高い化石 海水と濃度が低い天水とが混合した場合に高濃度である化石海水の値をより強く反映することか ら、これら同位体は天水の浸透開始年代の指標とはならない。また、水の安定同位体比から、地 下水の起源として塩水(化石海水)、過去の寒冷気候下の天水および現在(最終氷期以降)の天水 の3つの端成分が提示されている(寺本ほか,2006)。このうち過去の寒冷気候下の天水について は、約1.8万年前の最終氷期最盛期の前後に涵養したものと考えられるが、年代に関する情報と 結びつけて解釈されてはいない。このため本事業では、幌延地域の地下水において、半減期が 5,730年であり5万年程度までの年代の推定が可能である¹⁴Cを分析し、それに基づいて最終氷 期における天水の寄与の把握を試みる。

14C を利用した地下水の年代測定において、地下水の年代t(年)は次式で決定される。

### $t = 8270 \ln(100/C_t)$ (1)

ここで、C_tは試料水中の¹⁴C 濃度 (pMC) を意味する。ただし、C_tは試料中の全炭素量に対する 相対値として測定されるので、デッドカーボンを含む場合には、その量の評価および補正が重要 となる。一般的に地下水中の¹⁴C に対しては、固相の無機・有機炭素(炭酸塩鉱物や有機物、二 酸化炭素(CO₂)ガスや炭化水素ガスなどの溶存ガス)の炭素同位体比に基づいて、地下水中の 無機炭素の収支に関わるプロセスを推測し、その混入の影響を評価する必要がある。しかし、幌 延地域のように有機物やメタンガス・CO₂ガスの濃度が高く、複数の生物・化学反応が異なるタ イミングで生じてきたと考えられる地下水に対しては、正確な¹⁴C 濃度や地下水年代を求めるこ とが困難である場合がある。そこで本事業では、地下水における¹⁴C の検出/非検出を指標とし て、少なくとも 5 万年より若い炭素を含む地下水の混入があるか否かを判断することとした。5 万年より若い地下水の混入が示唆されれば、洗出し解析における天水浸透の開始時期に時間的な 制約条件を与えることができ、解析における条件設定での信頼性向上に資すると考えられる。

### ① ¹⁴C の測定方法

幌延の地下水中の14Cを、次の二種類の方法で測定した。

- ・容量約 30 mLのガラスバイアル瓶を、凍結乾燥機を用いて真空引きし、ブチルゴムセプタムと アルミシールで蓋をした。被圧状態の地下水を、シリンジ針を通してバイアル瓶内へ導入した。 CO2濃度を約 50 ppm とした窒素雰囲気のグローブボックス内でガラスバイアル瓶を開封し、 容量 200 mL または 500 mL の三角フラスコに地下水試料を移して蓋をした。三角フラスコ内 の試料中の炭素濃度が約 5 mg となるように試料量を調整した。この三角フラスコを真空ライ ンに接続し、リン酸を添加して、発生した CO2ガスを真空ラインに導入した。液体窒素トラッ プで CO2を捕集し、次にエタノールを液体窒素で冷却させた寒剤を用いて水蒸気を除去して、 CO2を精製した。詳細は加藤ほか (2017)を参照されたい。抽出・精製した CO2からグラファ イトを作成し、加速器質量分析計 (AMS)により ¹⁴Cを測定した。試料の調製、精製および分 析は、日本原子力研究開発機構東濃地科学センター土岐地球年代学研究所にて実施した。以上 の方法を「手法 A」とする。
- ・1 L のポリプロピレン製ボトルに、大気開放条件下で地下水を採取した。分液漏斗を取り付け た容量 500 mL または 1,000 mL のろ過フラスコにリン酸を入れ、真空引きした。分液漏斗に 試料約 200 mL を入れ、コックを開いてろ過フラスコ内に注ぎ入れた後、ゆっくり混合して 8 ~12 時間放置した。ろ過フラスコを真空ラインに接続し、発生した CO₂ ガスを真空ラインに 導入した。液体窒素トラップで CO₂を捕集し、次にドライアイスとアセトンを混合した寒剤を 用いて水蒸気を除去して、CO₂を精製した。抽出・精製した CO₂ からグラファイトを作成し、 AMS により ¹⁴C を測定した。試料の調製、精製および分析は、Beta Analytic 社 (アメリカ) にて実施した。以上の方法を「手法 B」とする。

試料の採取地点を図 4.4-35 に示す。試料は、幌延深地層研究センター地下施設内の孔壁から掘

削されたボーリング孔、集水リング(立坑内において、孔壁から染み出した地下水を回収・採取 するために、立坑壁面に設置されている設備)および工事用水(幌延町内において深度数 m から くみ上げた後、地下施設内に供給される地下水)の給水用配管から採取した。なお、WR-V98.0 お よび工事用水については、手法 A の測定法においても、大気開放条件でポリプロピレン製ボトル に採水した。



図 4.4-35 幌延深地層研究センター地下施設内での試料採取地点

地点名の「WR」は集水リングを、「V」および「E」はそれぞれ「換気立坑」と「東立坑」を表す。VおよびEの後ろの数字は採水深度を表す。

## 2 測定結果

幌延の地下水における¹⁴Cの測定結果を表 4.4-8 に示す。09-V250-M02 孔においては、試料採 取時の大気混入の影響を検証するために、手法 B での採水時に、6 本のボトルに採取した地下水 試料をそれぞれ 0、5、10、30、60、360 分大気中で開放させたのち、蓋を閉めた(試料名末尾の 数字は、大気中での開放時間を意味する)。また、350-Fz-1 孔においては、経時変化を観測する ために 5 試料を採取した(試料名末尾の数字は採取年月日を意味する)。

ほぼすべての試料において、手法 A のほうが手法 B よりも高い値を示した。手法 B では、地

下施設のボーリング孔から採取したすべての試料について検出限界値(0.44 pMC)未満であった。09-V250-M02 孔においても大気中での開放時間によらずすべての試料が検出限界値未満であったため、大気との接触時間と試料中の¹⁴C 濃度との関係を把握することはできなかった。しかし、少なくとも手法 B での分析では、大気開放条件での採水による大気混入の影響は認められなかったといえる。

試料名	深度 (m)	手法A (pMC)	手法B (pMC)
08-E140-C01-区間5	$157.6 \sim 167.9$	$0.92 \pm 0.04$	<0.44
09-V250-M02-区間1-0min.	248.1~248.8	$1.56 \pm 0.05$	<0.44
09-V250-M02-区間1-5 min.	248.1~248.8	_	<0.44
09-V250-M02-区間1-10min.	248.1~248.8	-	<0.44
09-V250-M02-区間1-30min.	248.1~248.8	-	<0.44
09-V250-M02-区間1-60min.	248.1~248.8	-	<0.44
09-V250-M02-区間1-360min.	$248.1 \sim 248.8$	<u> </u>	<0.44
13-350-C06-区間1	347.9~348.7	$0.62 \pm 0.04$	< 0.44
350-Fz-1-区間2-180703	474.6~479.2	$0.47 \pm 0.03$	< 0.44
350-Fz-1-区間2-180711	474.6~479.2	$0.83 \pm 0.04$	< 0.44
350-Fz-1-区間2-180712	474.6~479.2	-	< 0.44
350-Fz-1-区間2-180713	474.6~479.2	$0.73 \pm 0.04$	< 0.44
350-Fz-1-区間2-180717	474.6~479.2	$0.41 \pm 0.03$	< 0.44
WR-E-63.9	63.9	-	$6.41 \pm 0.05$
WR-E-202.0	202.0	-	$2.20 \pm 0.04$
WR-E-310.0	310.0	—	$0.84 \pm 0.04$
WR-V-98.0	98.0	$28.67 \pm 0.32$	$20.30 \pm 0.09$
WR-V-202.0	202.0		$15.00 \pm 0.07$
WR-V-310.0	310.0		< 0.44
工事用水	—	$81.54 \pm 0.76$	$75.24 \pm 0.28$

表 4.4-8 幌延の試料水における¹⁴C 濃度の測定結果一覧

# ③ 測定結果の検討

地下施設のボーリング孔から採取された地下水について、手法Aでは0.4~1.6 pMCの¹⁴Cが 検出されたのに対し、手法Bではいずれの試料についても検出限界値未満であった。集水リング や工事用水の値も手法Aのほうが高かったことから、手法Aにおいて天水以外に起源をもつ若 い炭素が混入したか、手法Bにおいて何らかの理由により¹⁴C濃度が過小評価されたと考えられ る。以下では、これらの影響について検討する。

幌延地域の地下水は、塩水に対して過去および現在に涵養した天水が混合することで形成され、 δ¹⁸Oを用いた以下の式から、各端成分の混合割合が見積もられる(寺本ほか, 2006)。

 $\delta^{18}O_{\text{sample}} = \mathbf{r} \cdot \delta^{18}O_{\text{a}} + (1 - \mathbf{r}) \cdot \delta^{18}O_{\text{b}}$ (2)

ここで、 $\delta^{18}O_{sample}$ : 試料水の酸素安定同位体比(‰)、r: 天水の塩水への混入割合、 $\delta^{18}O_a$ : 塩水の端成分の酸素安定同位体比(‰)、 $\delta^{18}O_b$ : 天水の酸素安定同位体比(‰)である。 $\delta^{18}O_a$ および

 $\delta^{18}O_b$ の値は、寺本ほか(2006)に倣ってそれぞれ 3.6‰(地上からのボーリング孔から採取した 地下水の中で最も重い値)、-13.1‰(最終氷期以前の天水の代表値)とした。なお、 $\delta^{18}O_b$ の値を 現在の表層地下水の値である -10.2‰とした場合、天水混入割合の変化量は 0.1 程度であり、こ れ以降の議論の結論を大きく変えるものではない。

得られた天水の混入割合に基づいて、以下の式から、天水由来の炭素の 14C 濃度を求めること ができる。

 $C_{\text{sample}} \cdot C_{\text{t}} = C_{\text{surface}} \cdot \mathbf{r} \cdot \mathbf{x} + (C_{\text{sample}} - C_{\text{surface}} \cdot \mathbf{r}) \cdot \mathbf{0} = C_{\text{surface}} \cdot \mathbf{r} \cdot \mathbf{x}$ (3)

ここで、 $C_{sample}$ : 試料水の炭酸濃度 (mg/L)、 $C_{surface}$ : 表層水 (天水)の炭酸濃度 (mg/L)、x: 天水由来の炭素の ¹⁴C 濃度 (pMC) である。 $C_{surface}$ の値は、幌延地域の河川水の値である 30 mg/L とした。また、天水以外 (化石海水、炭酸塩鉱物、有機物など)に起源をもつ炭素はすべてデッ ドカーボンであり、¹⁴C 濃度が 0 pMC であると仮定している。

表 4.4-9 には、地下施設のボーリング孔から採取した試料における  $\delta^{18}O_{sample}$  および  $C_{sample}$  の 値と、(2)式から求めた r の値および(3)式から求めた x の値を示す。なお、Ct は手法 A により得 られた値(表 4.4-8)を用いている。x の値はすべての試料で 100 pMC を大きく超えており、地 下水中における天水由来の炭素が示す ¹⁴C の値として不適当であるといえる。この原因として、 試料の処理過程で大気などから混入した、年代の若い炭素の寄与が考えられる。なお、Ct の値を 手法 B の検出限界値である 0.44 pMC とした場合、深度 140~350 m のボーリング孔では x の値 は 51~123 pMC と算出される。表 4.4-9 に示した結果と比べると低いが、地下数百 m において 天水由来の炭素が示す ¹⁴C の値としては依然としてやや高いことから、試料水中の ¹⁴C 濃度とし て妥当な値は 0.44 pMC よりも低いと考えられる。

試料名	$\delta^{18}O_{sample}$ (%)	C _{sample} (mg/L)	r	x (pMC)
08-E140-C01-区間5	-2.5	3,100	0.37	257
09-V250-M02-区間1-0min.	-6.9	2,190	0.63	182
13-350-C06-区間1	-1.6	2,580	0.31	167
350-Fz-1-区間2-180703	2.9	2,440	0.04	901
350-Fz-1-区間2-180711	3.1	2,550	0.03	2,121
350-Fz-1-区間2-180713	2.9	2,140	0.04	1,399
350-Fz-1-区間2-180717	2.9	2,260	0.04	786

表 4.4-9 幌延の試料水における酸素安定同位体比、炭酸濃度、天水混入割合および天水由来の 炭素の ¹⁴C 濃度

地下施設の深度 140~350 m のボーリング孔から採取された地下水は炭酸濃度がおよそ 2,000 ~3,000 mg/L であるが、天水の炭酸濃度および天水の混入割合に基づくと、このうち天水に由来 するものは最大でも十数 mg/L にすぎず、残りは化石海水や有機物などに起源をもつと見積もら れる。すなわち、天水由来の炭素は化石海水や有機物などを起源とするデッドカーボンによって 最大で数百倍に希釈されており、このために試料水中の ¹⁴C 濃度がきわめて低くなっていると考

えられる。希釈の度合いが小さく、かつ天水に由来する ¹⁴C 濃度が高ければ、¹⁴C の検出/非検 出を指標として地下水年代がおよそ 5 万年より若いか否かを推定することが可能であるが、幌延 地域のようにデッドカーボンの寄与が大きく希釈倍率が数百倍に及ぶ場合には、希釈を受けた ¹⁴C が検出されず、¹⁴C を年代の指標として利用することが困難であると考えられる。手法 B で は検出限界値が 0.44 pMC と設定されているために、これよりも低い値をとると考えられる地下 水中の ¹⁴C を定量することは難しい。したがって今後は、手法 A において大気混入などへの対策 を講じて測定するとともに、同手法における検出限界値の評価も行い、きわめて低い ¹⁴C 分析値 の信頼性について議論する必要がある。また、このように低い分析値から ¹⁴C の検出/非検出を 議論するのが難しい場合は、4.3.3 項で検討されている ⁸¹Kr 法などの手法が有効であると考えら れる。

### 3) まとめ

諸外国での先行研究に関する文献調査から、境界条件の設定において重要なパラメータとして 気候条件(気温、降水量、蒸発散量、涵養量)、海水準、地形(隆起、侵食)、永久凍土の発達・ 消失および氷床の発達・消失が抽出された。幌延地域では過去の氷期において氷床が形成されな かったと考えられているため、氷床の発達・消失については考慮の必要がないが、それ以外のパ ラメータについては過去の変動を適切に考慮した境界条件を設定する必要がある。涵養量および 海水準については4.4.1 項(1)で議論されているが、今後はこれ以外のパラメータである地形や永 久凍土の発達・消失についても検討するとともに、地史を踏まえた各パラメータの時間変化も考 慮した解析を実施することも有効であると考えられる。また、洗出し開始時期を規定するパラメ ータとして地下水中の天然の放射性核種およびその壊変生成物、水素・酸素安定同位体比、希ガ ス濃度に基づく地下水の涵養温度および当該地域の地史が抽出された。幌延地域では、³⁶Cl/Cl お よび ⁴He を利用した地下水の年代測定や水素・酸素安定同位体比を利用した地下水起源の把握が 行われているが、天水浸透に関しては年代に関する情報と結びつけて解釈されてはいない。抽出 された上述のパラメータなどを利用して天水浸透時期に関する情報を取得することで、洗出し解 析の天水浸透開始時期に時間的制約を与えることができ、条件設定における信頼性向上に資する と考えられる。

このことを目的として、幌延の地下水における¹⁴C分析を実施した。2つの手法で比較したと ころ、一方は0.4~1.6 pMCの値を示したものの大気混入の影響が示唆され、もう一方は大部分 の試料で検出限界値(0.44 pMC)未満であった。幌延地域のように、地下水においてデッドカー ボンの寄与が大きく¹⁴Cの希釈倍率が数百倍に及ぶ場合には、¹⁴Cを利用した年代測定や¹⁴Cの 検出/非検出を指標とした天水の寄与の推定は難しいと考えられる。その場合、4.3.3 項で検討さ れている、より古い年代測定に適した同位体を用いた手法の適用が有効であると考えられる。

#### 参考文献

- Bath, A., Milodowski, A., Ruotsalainen P., Tullborg, E.L., Cortés Ruiz, A. and Aranyossy, J.F., Evidence from mineralogy and geochemistry for the evolution of groundwater systems during the Quaternary for use in radioactive waste repository safety assessment (EQUIP Project), EC Nuclear Science and Technology Report, UR 19613 EN, 2000.
- Bath, A., Richards, H., Metcalfe, H., McCartney, R., Degnan, P. and Littleboy, A., Geochemical indicators of deep groundwater movements at Sellafield, UK, Journal of Geochemical Exploration, vol.90, pp.24-44, 2006.
- Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P. and Van Den Driessche, J., Large-scale relief

development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France, Journal of Geophysical Research, vol.105, pp.19273-19288, 2000.

- Bosson, E., Sabel, U., Gustafsson, L.G., Sassner, M. and Destouni, G., Influences of shifts in climate, landscape, and permafrost on terrestrial hydrology. Journal of Geophysical Research, vol.117, D05120, 2012.
- Bosson, E., Selroos, J.O., Stigsson, M., Gustafsson, L.G. and Destouni, G., Exchange and pathways of deep and shallow groundwater in different climate and permafrost conditions using the Forsmark site, Sweden, as an example catchment, Hydrogeology Journal, vol.21, pp.225-237, 2013.
- Brydsten, L. and Strömgren, M., A coupled regolith-lake development model applied to the Forsmark site, SKB Technical Report TR-10-56, 52p, 2010.
- Clark, J.F., Stute, M., Schlosser, P., Drenkard, S. and Bonani, G., A tracer study of the Floridan aquifer in southeastern Georgia: Implications for groundwater flow and paleoclimate, Water Resources Research, vol.33, no.2, pp.281-289, 1997.
- Gimmi, T. and Waber, H.N., Modelling of tracer profiles in pore water of argillaceous rocks in the Benken borehole: Stable water isotopes, chloride, and chlorine isotopes, Nagra Technical Report NTB 04-05, 91p, 2004.
- Gimmi, T., Waber, H.N., Gautschi, A. and Rübel, A., Stable water isotopes in pore water of Jurassic argillaceous rocks as tracers for solute transport over large spatial and temporal scales, Water Resources Research, vol.43, W04410, 2007.
- Hardy, L., Wemaere, I., Van Keer, I., Marivoet, J. and Sillen, X., Tracers and modelling in hydrogeology climatic effects in transport modelling: Application to performance assessment of a radioactive waste repository, Tracers and modelling in hydrogeology (Proceedings of the TraM'2000 conference held at Liège, Belgium, May 2000), IAHS Publ. No.262, pp.263-268, 2000.
- Holmén, J., Benabderrahmane, H., Buoro, A. and Brulhet, J., Modelling of permafrost freezing and melting and the impact of a climatic cycle on groundwater flow at the Meuse/Haute-Marne site, Physics and Chemistry of the Earth, vol.36, pp.1531-1538, 2011.
- Jost, A., Violette, S., Gonçalvès, J., Ledoux, E., Guyomard, Y., Guillocheau, F., Kageyama, M., Ramstein, G. and Suc, J.P., Long-term hydrodynamic response induced by past climatic and geomorphologic forcing: The case of the Paris basin, France, Physics and Chemistry of the Earth, vol.32, pp.368-378, 2007.
- 加藤利弘, 岩月輝希, 西尾智博, 地下水中の溶存無機炭素を対象とした放射性炭素同位体測定の ためのガス化回収法の適用性検討, JAEA-Technology 2017-009, 30p, 2017.
- 木方建造, 大山隆弘, 新 孝一, 田中弘太朗, 長岡 亨, 富岡祐一, 鈴木浩一, 中田英二, 高レベル 放射性廃棄物処分技術に関する国際原位置共同研究「モンテリプロジェクト」における電中研 の主要研究成果(2002年~2009年), 電力中央研究所 総合報告: N14, 81p, 2011.
- Kjellström, E., Strandberg, G., Brandefelt, J., Näslund, J.O., Smith, B. and Wohlfarth, B., Climate conditions in Sweden in a 100,000-year time perspective, SKB Technical Report TR-09-04, 152p, 2009.
- 馬原保典, 最近の地下水調査方法と計測技術 7. 環境の計測 7.2 環境同位体分析, 地下水学会誌, vol.36, no.4, pp.473-485, 1994.

- McIntosh, J.C., Garven, G. and Hanor, J.S., Impacts of Pleistocene glaciation on large-scale groundwater flow and salinity in the Michigan Basin, Geofluids, vol.11, pp.18-33, 2011.
- 中田弘太郎,長谷川琢磨,地下水年代測定評価技術の開発(その10) -北海道幌延地域における 4He・36Cl 法適用の試み-,電力中央研究所研究報告: N09027, 21p, 2010.
- 寺本雅子,嶋田純,國丸貴紀,コア間隙水中の安定同位体比をもとにした低透水堆積岩盤における地下水挙動の兆候,応用地質,vol.47, no.2, pp.68-76, 2006.
- Vaikmäe, R., Vallner, L., Loosli, H.H., Blaser, P.C. and Juillard-Tardent, M., Palaeogroundwater of glacial origin in the Cambrian-Vendian aquifer of northern Estonia, In: Palaeowaters in coastal Europe: Evolution of groundwater since the late Pleistocene (eds. Edmunds, W.M. and Milne, C.J.), Geological Society, London, special publications, vol.189, pp.17-27, 2001.
- Wemaere, I. and Marivoet, J., PHYMOL: Palaeohydrogeological study of the Mol site, Belgium, In: The long-term stability of groundwater conditions at repository sites: Proceedings of the PADAMOT workshop, Brussels 2002 (eds. Bath, A., Degnan, P. and Gillespie, M.), PADAMOT project-EU FP5 Contract No FIKW-CT2001-20129 Technical report WP1, 2003.
- Zuber, A., Weise, S.M., Motyka, J., Osenbrück, K. and Rozanski, K., Age and flow pattern of groundwater in a Jurassic limestone aquifer and related Tertiary sands derived from combined isotope, noble gas and chemical data, Journal of Hydrology, vol.286, pp.87-112, 2004.

# 4.4.2 地下浅部から深部までを対象とした広域地下水流動モデル化・解析手法の提示 (1) はじめに

均質かつ亀裂の少ない泥岩のような低透水領域を対象とした地下水流動および物質移動の解析 では、通常、涵養域から流出域までを包含するように解析領域が設定され、天水が地下に浸透し 地下水となって流動することを前提として、ある特定の区間の移行時間や流出点などが推定され る。しかし、地下深部の低透水領域は、古い化石海水の存在から示唆されるように長期にわたっ て海水起源の地下水が滞留するような場であるため、涵養域から流出域までの移行時間は、極め て長い時間スケールになる。その時間スケールに対応した地下水流動解析における地質構造モデ ルや解析条件の不確実性はきわめて大きくなる。また、上記のような解析により算出される移行 時間を化石海水のように滞留していた地下水の年代と直接的に比較することは適切ではない。し たがって、上記のような広域地下水流動解析とは異なる考え方や手法を構築する必要がある。こ の課題への取り組みにあたっては、セーフティケースでの安全戦略において、母岩となり得る地 下深部の低透水領域やその外側の地下浅部領域に設定される安全基準や評価指標に深く関係する。 (ここで母岩とは、地層処分事業において地下施設を建設し廃棄体を埋設する対象となる岩体や 地層を意味する。)そこで本事業では、粘土層といった低透水の堆積岩を地層処分の候補領域とし て想定しているフランス、スイス、カナダなどの諸外国の事例を主な対象として、安全評価にお いて実施された地下水流動モデルや物質移動モデルなどの構築および解析の事例を調査した。

# (2) 事例調査の対象と着眼点

堆積岩を対象としている事例として、フランスの ANDRA が実施する粘土層を対象とした事例 (Dossier 2005 Argile)、スイスの Nagra が実施したオパリナス粘土を対象とした事例(Opalinus Clay Project)、カナダの NWMO が実施する堆積岩を対象とした事例を調査対象とした。また、 幌延地域の泥岩層では、断層やそれに伴う割れ目が岩盤中の透水性や物質移動における不均質性の要因となっていることから、これに対する考え方や対処方法などの参考事例として、フィンランドの TURVA-2012 も調査対象とした。事例調査では、以下を着眼点とした。

- 水理条件の理解に必要な背景情報
  - ✓ 地下水流動と物質移動の概念
  - ✓ 異なるスケール(坑道スケール、処分場スケール、広域スケール)での地下水流動の 定義
  - ✓ 不均質性の影響を考慮した地下水流動モデルのためのスケール効果の取扱い
  - ✓ 水理条件に影響する長期変遷に関連する重要なシナリオ
- 水理・物質移動モデルの検証に要する事項
  - ✓ モデルおよび解析結果の検証方法および不確実性の低減方法
  - ✓ シミュレーション方法の検証方法
- 性能評価と関連する水理地質学的指標
  - ✓ 水理・物質(核種)移動解析と地圏に対する安全機能/指標との関係

また、事例調査の結果に基づき、幌延地域の地質環境に対して諸外国の手法を適用する場合の確認事項を整理した。

## (3) 調査結果

表 4.4-10 に、調査結果の集約として、(2)に示した事例調査の着眼点に対する調査結果を事例 ごとに示した。調査したすべての堆積岩サイト(スイス北部およびカナダ Ontario 州西部,フラン スの Meuse / Heute Marne)において、基本的に岩石の非常に低い透水性と岩石中に存在する間 隙水が長い滞留時間を有する地球化学的証拠に基づき、滞留する地下水が同定されている。その 際、滞留する地下水の位置と空間的分布、および滞留域と流動域との間の移行の性質を特定する ため、以下のような検討が行われている。

- 以下の領域に関する地下水の塩分濃度および化学的特性のプロファイルの決定:
  - 評価対象の地層(岩体)全体
  - 地下水の涵養域と処分場領域との間の領域
  - 処分場領域と流出域との間の領域
- 水理学的試験データ(地下水の水頭および透水係数)に基づく地下水流動モデルの構築
- 原位置試験と室内試験による岩石の物質移動特性の測定(間隙特性、拡散性、透水性)と地 下水流動特性の変動に着目した測定結果の解釈
- 地下水および溶質の起源および/または滞留時間を推定するための安定および放射性同位元素(例えば、¹⁸O/¹⁶O、³He/⁴He、¹⁴C、³⁶Cl)の測定および解釈
- 母岩中で観測された化学プロファイルが説明できる溶質輸送モデルの構築

また、これらの事例では、以下の目的で様々なシナリオの整理も行われている。

- 地圏の将来挙動の範囲を設定するため
- 現在観察されている地下水および間隙水の化学的変化を生じる原因となった水理地質化学 的な状態の過去の進化を理解するため

特に、気候変動の影響が評価されている。また、シミュレーションの結果は、流動している地下 水および実質的に滞留した地下水と間隙水の空間分布を解釈するための有益な情報となる。

調査した結晶質岩のサイト(フィンランドの Olkiluoto)では、連結した亀裂ネットワーク中の地 下水が、計画された処分場(地表下 450m 以上)より深い深度であっても、厳密に地下水が滞留し ている領域は存在しない。むしろ、主に氷河の形成や融解(およびそれに伴う隆起と沈降)などの 気候変化に起因してサイトの環境の状態が変化するにつれて、亀裂ネットワーク中の地下水流束 や地下水組成もまた変化する。特に、地表から亀裂ネットワークを介して流入してくる天水の量 の変化や地下深部の古い年代の塩水の上昇がある。

他の3カ国では、処分場の母岩として検討されている堆積岩はすべて、非常に低い透水性を有 し、透水性割れ目が存在しない。これらの岩盤は、上下層である淡水が流入する透水性岩盤と比 較して、より塩分濃度の高い間隙水を含む。滞留としての解釈は、このことに基づく。特に、カ ナダの Cobourg 石灰岩の場合、間隙水は、塩分濃度が高い超塩水である。

Meuse / Heute-Marne サイトの事例において、候補となる母岩(Callovo-Oxfordian 層)の中心 における間隙水は、数千 ppm TDS と比較的小さい塩分濃度である。それにもかかわらず、この 間隙水とその上下層である帯水層の地下水の間の塩分濃度勾配は、Callovo-Oxfordian 層では拡 散が溶質の支配的な物質移動メカニズムであることを示している。さらに、候補となる母岩 (Callovo-Oxfordian argillaceous 層)と交差する小さい動水勾配だけの存在でも、滞留水の存在 が支持された。

検討したすべての事例において、モデルの検証は3つの主要な側面を含む:

- 地球化学的および水理学的モデルの間の整合性の実証(例えば、高い塩分濃度の地下水 は地下水流束が小さい領域で生じるといったように、観察された塩分勾配は、地下水流 動モデルの計算結果と整合的である。)
- Mont Terri研究所から取得されたデータを用いて、Meuse/Heute-Marne サイトで ANDRAが適用されたモデル検証のような原位置試験および室内試験におけるモデル検 証
- 特に公表されたデータに基づいたコードおよびモデルの出力と他のコードおよびモデルの結果とを照らし合わせた検証

表 4.4-10 調査結果整理表

		水理条件の理解に必要が			水理・物質移動モデルの検証に要する事項		
国名、 プロジェクト、 対象岩種	地下水流動と物質移動の概念モデル	異なるスケール(坑道スケール、処分場スケール、広域 スケール)での地下水流動の定義	不均質性の影響を考慮した地下水流 動モデルのためのスケール効果の取 扱い	水理・物質移動条件に影響する長期変遷 に関連する重要なシナリオ	モデルおよび解析結果の検証方法および 不確実性の低減方法(またはキャリブレー ション方法を含む)	シミュレーション方法の検証方法	水理・物質(核種)移動解析行と地圏に対する安全機 能/指標との関係
<u>フ</u> ランス、 Dossier 2005 Argile 堆積岩	<ul> <li>【母岩】</li> <li>-粘土から構成される Callovo- Dxfordian層</li> <li>-低透水性(5·10⁻¹³ ~ 5·10⁻¹⁴ m/s)</li> <li>- 拡散支配</li> <li>- 強い収着性能</li> <li>- 間隙水は海水起源(Cl/Br比に基づく)</li> <li>【上下層】</li> <li>- 石灰岩から構成される Dogger 層(下部)およびOxfordian層(上部)</li> <li>- Oxfordian層には割れ目に加え,部分的にカルスト(より高透水性)が存在</li> <li>- Dogger 層には期層領域に付随する割</li></ul>	<ul> <li>700km×550km 広域スケール相当 東はしorraineから西はNormandyへ 南はPoitouから フランス北へ広がる堆積盆であるパリ盆地 水理地質/地質学的な情報の取得、0xfordian と Dogger の両帯水層の地下水流動の較正が目的</li> <li>100km×100km 広域スケール相当 パリ盆地の東部を覆う区域         <ol> <li>(1)の領域よりも詳細な解像度で、東はDogger層の涵 養域、西は将来0xfordian層の流出域となる可能性の ある地域までを包含</li> <li>東西40km、南北60km 広域スケール相当 ボーリング孔の穿孔を含む詳細な地質学的研究の対 象範囲。Gondrecourt地溝とMarne断層を境界とする Nurse (Instant Courted Marted)</li> </ol> </li> </ul>	1000         【母岩】         ・均質(スケール効果の取扱い無し)         【上下層】         亀裂の分布により不均質性の影響の考慮有り         ・パリ盆地を含む大規模スケールモデ ルに含まれる 88 の広域断層         ・Meuse-Heute Marne (10,000 km ² )地 域に含まれる 50 の二次的断層         ・広域的な応力方向と平行な透水性断 層(10 ⁻¹⁰ m/s ~ 10 ³ m/s)         ・広域的な応力方向と垂直な遮水性断 層(10 ⁻¹² m/s)         ・レークコンド着明したわていない	<ul> <li>基本変動シナリオ 現在の状態が継続すると仮定する基本 ケース</li> <li>代替ケースでは氷河作用等を考慮して 予測された100万年後の状況を想定 代替変遷シナリオ</li> <li>シーリング欠陥シナリオ</li> <li>シーリング欠陥シナリオ</li> <li>ボーリングれ掘削シナリオ</li> <li>悲観的な劣化変遷シナリオ</li> <li>それぞれの代替シナリオでは現在の水理 地質が仮定されているが、1つ以上のバリ ア機能が劣化している</li> </ul>	<ul> <li>(1) 地下水の水頭削定/水位観測</li> <li>パリ盆地(200,000 km²)上部境界の1255 地点の水頭データ, Albian 帯水層および Berriasian 帯水層についてのビエゾ水頭 分布図に基づき較正</li> <li>Oxfordian・Dogger 帯水層の水頭は40 km × 60 kmの領域における23のボーリング 孔での測定で較正</li> <li>(2) 地下水の化学・同位体分析</li> <li>地下水流動/物質移行の概念モデルの根拠 として用いられている</li> <li>(3) 間隙水化学・同位体分析</li> <li>地下水流動/物質移行の概念モデルの根拠</li> </ul>	<ul> <li>シミュレーションソフトウェア:</li> <li>大量のコードが使用されており、主要なものは地下水流動モデリングに関するものである:</li> <li>Geoan - 有限差分法、3次元地下水流動・物質移行解析、流跡線解析</li> <li>GroundWater - 有限要素法、書加目に関する2次元および3次元の表現</li> <li>被ばく線量評価にはAlliances Platform (PORFLOW モジュール)を使用 検証:</li> <li>Geoan、GroundWater、PORFLOW は複数の異なる処分プログラムで利用されており相互比較が にたわている</li> </ul>	安全機能: - 地表現象や人間侵入からの廃棄物の隔離 - 廃棄体の腐食の防止 Callovo-0xfordian層からの移流の制限 - 放射性核種の放出の制限と処分場での不動化 - 放射性核種の移行の遅延と抑制 安全指標: - 主要な指標::流出域における被ばく線量 - ペクレ数:物質移行において移流/拡散のどちらが卓越するかを示す - Callovo-0xfordian層における放射性核種の遅延効果 - 廃棄体への地下水流入量
	れ日か存住 - 不均質で低透水性の帯水層 (Dogger 層: $10^{-10} \sim 10^{-8} \text{ m/s}, 0 \text{xfordian}$ 層: $10^{-9} \sim 10^{-7} \text{ m/s}$ ) - 移流支配	Meuse/Haute-Marner型或 - 数hm×数hm 処分場スケール相当 URLの調査対象範囲	- マトリクスは載切されていない。 - Dogger 層には較正されて平均化され た水理パラメータを適用 - Oxfordian 層は透水性の異なる層で 分かれており、較正された水頭を適 用		として用いられている 【不確実性の取り扱い】 - 悲観的なパラメータ設定 - 間隙率データに関する確率論的シミュレ ーション - 複数の代替シナリオ	行われている Callovo-Oxfordian 層における物質移行の概念 モデル(溶質の物質移行, EDZ に関する)は Tournemire や Mont Terri に関する研究により 検証されている	帯水層における単辿は考慮されいよい
スイス, Project Opalinus Clay 堆積岩	<ul> <li>【母岩】</li> <li>部分的に泥質な粘土岩の Opalinus Clay 層</li> <li>低透水性 (10¹³ ~ 10¹⁴ m/s)</li> <li>拡散支配</li> <li>強い収着性能</li> <li>間隙水組成は地域によって異なる (蒸発海水、海水降水混合,海水)</li> <li>透水性書い目は存在しない</li> <li>【上下層】</li> <li>広域の石灰岩帯水層(上部:ジュラ紀 層,下部:三畳紀層)</li> <li>不均質で書い目性のカルスト帯水層 (両層とも)</li> <li>透水性: 10⁸ m/s(上層), 10⁶ m/s(下層)</li> <li>移流支配</li> </ul>	<ul> <li>(1) 涵養域,流出域を含む 100km² オーダーの広域スケ ール</li> <li>(2) 処分場スケールに相当する局所スケール</li> </ul>	<ul> <li>【母岩】</li> <li>均質</li> <li>平均輸送パラメータ,不確実性を把握 するための代替的なシミュレーション</li> <li>【上下層】</li> <li>帯水層にバリア機能は無いが,分散と 希釈は考慮</li> <li>レファレンスケース:広域の帯水層 を瞬時に移動</li> <li>代替ケース:平均透水係数を適用</li> <li>岩石マトリクス部と割れ目中の移行 の差異は考慮しない</li> </ul>	<ol> <li>(1) 基本シナリオ:現代の地圏の状態が 継続するレファレンスケース,氷河 作用によって Opalinus Clay 層に地下 水流動が生じる代替ケース</li> <li>(2) 代替変遷シナリオ: 地圏の状態を考慮した特定のシナリ オは無いが,不確実性を把握するた めの'what-if'ケースが設定された:</li> <li>高地下水流量</li> <li>透水量係数が大きい不連続構造に沿っ た移行</li> <li>- 拡散のみで移流による移行が生じない 地圏</li> <li>- Opalinus Clay における移行距離の減少</li> </ol>	<ul> <li>(1) ボーリング孔から得られた広域の水頃 データ(事前調査および調査中の掘削 時に取得),岩芯試料の観察とボーリン グ孔試験から得られた透水係数(主とし て Benken ボーリング孔から取得),水 理モデルの較正</li> <li>(2) ボーリング孔からの採取や Mont Teni 坑道の調査から得られた地下水化学</li> <li>(3) Benken ボーリング孔や Mont Teni 坑道 の岩芯試料から得られた間隙水化学</li> <li>(4) Benken ボーリング孔や Mont Teni 坑道 の岩芯試料から取得された間隙率と拡 散特性</li> </ul>	ダルシー則により計算された地下水流動 広域のボーリング孔調査で得られた動水勾配 ボーリング孔試験(特に Benken ボーリング孔) から取得した透水係数 Mont Terri 坑道において検証された Opalinus Clay 層の物質移行特性(特に塩分勾配により検 証) コード: 1) PICNIC: 1 次元移行経路/移行経路ネットワ ーク, 拡散・移流による核種移行(地下水流動) の変遷無し) 2) FRAC3DVS: 2 次元の移流・拡散による核種 移行, 氷河作用による Opalinus Clay 層での 地下水流動の変遷を考慮	安全機能 - 人間環境からの隔離 - 長期的な閉じ込め - 核種の放出量の減衰 安全指標: - 被ばく線量が主な安全指標 - 補売的安全指標は全て放射能毒性に関連 - 被覆岩の透水性帯水層には安全機能無し - 安全は Opalinus Clay 層の低透水性と適切な化学条件 に依拠している
カナダ, Generic SF Assessment 堆積岩	<ul> <li>【母岩】</li> <li>・泥質石灰岩(Cobourg 石灰岩)</li> <li>・低透水性(10¹⁴ ~ 10¹⁵ m/s)</li> <li>・拡散支配</li> <li>・塩水(蒸発海水)の間隙水</li> <li>・透水性書い目は存在しない 【上下層】</li> <li>・上層:頁岩,粘土質炭酸石灰</li> <li>・下層:更に下部の片麻花崗岩を覆う砂 岩</li> <li>・主として拡散支配だが,部分的に移流 支配(帯水層)</li> </ul>	<ol> <li>(1) 広域スケール - 152kmx 179km, 全ての透水性ユニ ットの露頭, 不整合露頭を含む, 涵養域から Huron 湖の最深部までの領域</li> <li>(2) サイトスケール - 20km x 20 km, 処分場と周囲の 地圏, 主要な地質学的特徴を包含し, 測定された水 頭が正確にモデル化出来る程度に詳細な解像度で 表現できるサイズ</li> <li>(3) 処分場スケール - 欠陥のあるキャニスターを含む 処分場領域と周囲の地圏を含む</li> </ol>	<ul> <li>【母岩】</li> <li>均質</li> <li>平均輸送パラメータ,不確実性を把握 するための代替的なシミュレーション</li> <li>【上下層】</li> <li>均質</li> <li>平均輸送パラメータ,不確実性を把握 するための代替的なシミュレーション</li> </ul>	<ul> <li>(1) 基本変遷シナリオ</li> <li>・ 欠陥のある廃棄物コンテナ</li> <li>・ 岩盤への拡散による放射性技種の移行</li> <li>・ 地下浅部の帯水層地下水流動系への氷 河作用の影響</li> <li>(2) 8つの"破壊的事象"シナリオ(2つが地 圏に関連):</li> <li>- 未知の断層シナリオ</li> <li>- 未知の断層及びシャフト封鎖不良シナ リオ</li> </ul>	<ul> <li>【母岩】</li> <li>岩芯試料の測定で取得した物質移行パラメータ</li> <li>間隙水における高塩分濃度や同位体比によって確認された拡散支配の物質移行</li> <li>【上下層】</li> <li>(1)既存のボーリング孔や涵養データから得られた広域の水頭データ</li> <li>(2)広域モデルによるサイトスケールモデルの境界条件設定</li> <li>(3)サイト特性調査のボーリング孔から得られた水頭に対するサイトスケールの較正</li> </ul>	<ul> <li>ダルシー則により計算された地下水流動</li> <li>広域のボーリング孔およびサイト特性調査用 ボーリング孔から得られた動水勾配</li> <li>ボーリング孔試験から得られた透水係数</li> <li>岩芯試料の測定から得られた Cobourg 石灰岩 における物質移行特性</li> <li>十分に確立された理論、相互にテストされた確 立されたコードの利用</li> <li>複数の計算手法の整合性確認 コード:</li> <li>(1) FRAC3DVS-OPG:3 次元の拡散・移流による 核種移行</li> <li>(2) SYVAC3-CC4: 放射性核種放出量評価のた めのレファレンスシステムモデル</li> </ul>	安全機能: - 人間環境からの隔離 - 長期的な閉じ込め - 水理地質・地球化学的に安定な環境の確保 安全指標 - ピーク被ばく線量 - 放射性核種/汚染物質フラックス・存在量・濃度
フィンランド TURVA-2012 結晶質岩	<ul> <li>【母岩】</li> <li>・高度変成岩(片麻岩類,ミグマタイト類)</li> <li>・火成岩(花崗岩ペグマタイト,輝緑岩岩脈)</li> <li>・割れ目/割れ目帯のみ移流が生じる(透水量係数 10¹⁰ m³/s ~ 10⁵ m²/s)</li> <li>・割れ目/割れ目帯間の岩石マトリクスにおける拡散による物質移行 【上下層】</li> <li>・母岩のみである</li> </ul>	<ol> <li>広域スケール (10 km x 10 km), 全ての涵養域と流 出域(の候補地)が含まれるのに十分なサイズ(正確 な理由は文献中に説明が無い)</li> <li>サイトスケール (8 km x 8km) Olkiluoto 島のほぼ全 域が DFN 領域に含まれるように設定された広域ス ケールの内部の領域</li> <li>処分場スケール (6 km x 6 km), 処分場を表現する CPM モデルを DFN 領域内に含み、その DFN 領域 は島の北岸, 南岸までを範囲とする。また流出域を 含み、北西・南東方向には処分施設から 200m 離れ た領域までを範囲とする これらのモデルサイズは数値計算能力にも制限され ている</li> </ol>	<ul> <li>主要な透水性割れ目/割れ目帯(高透水性領域)を決定論約に表現</li> <li>まばらな割れ目を確率論約に表現</li> <li>ボーリング孔試験から得られた水理特性の適用</li> <li>水理学的データ,割れ目の観察に基づく確率分布関数の適用</li> <li>透水量のついては割れ目サイズとの相関が有る場合、ない場合及びその中間の状態が考慮された</li> </ul>	<ol> <li>"基本シナリオ", 岩盤が全ての安全 機能を発揮</li> <li>(2) 代替的な核種移行メカニズム/移行経 路を考慮する変動/代替シナリオ</li> <li>(3) 3つの気候シナリオ (温暖な気候, 氷 河期)</li> </ol>	<ul> <li>水理試験から得られた割れ目/割れ目帯の 透水量係数</li> <li>ダウンホール観察や岩芯試料の記録/鉱物 学的調査から得られた割れ目の統計的性 質</li> <li>岩芯試料の測定から得られた岩石マトリ クスの物質移行特性</li> <li>採取された地下水から得られた地下水化 学</li> </ul>	<ul> <li>広域スケール, ECPM モデル</li> <li>サイトスケール, DFN モデルが組み込まれた ECPM モデル</li> <li>処分場スケール, CPM モデルが組み込まれた DFN モデル</li> <li>ConnectFlow によってモデル化された地下水流 動</li> <li>地表から掘削したボーリング孔および ONKALO URL から得られた水頭データに対 する較正</li> <li>地下水化学の変動についての整合性確認</li> <li>地圏における物質移行はMARFA により計算</li> </ul>	<ul> <li>安全機能</li> <li>母岩による隔離および EBS が安全機能を維持することの担保</li> <li>EBS に関する力学,地球化学,水理地質学的条件が適切または予測可能であることを母岩によって担保</li> <li>EBS から放射性核種が放出された場合,地圏が核種移行を遅延</li> <li>安全指標</li> <li>ジオバイオフラックス</li> <li>植物動物に対する年間被ばく線量</li> <li>植物動物に対する明間被ばく線量</li> <li>植物動物に対する吸収線量率</li> <li>鉱物学的な証拠によって,氷河作用の影響があったとしても適切な条件が維持されることが裏付けられている</li> </ul>

# (4) 幌延地域への適用性と課題

諸外国における手法を幌延地域に適用する場合の課題を着眼点ごとに整理し、表 4.4-11、表 4.4-12 にまとめた。次年度以降においては、本事業において抽出した幌延地域に適用する場合の確認 事項に対して、具体的な幌延地域の調査データを用いてモデル化・解析を含め検討を行い、4.5 項 の「概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案」の検討に資する適用例を示すことが課 題である。

- 表 4.4-11 諸外国の手法を幌処地域に適用す	「る場合の確認事項」
----------------------------	------------

水理条件の理解に必要な背景情報
地下水流動と物質移動の概念
• 拡散/移流あるいは低/高透水性の指標となる岩盤の性質
• 地層別、あるは地層内に分布する断層や割れ目と岩石マトリクスにおける溶質/地下水の滞留
時間に関する地球化学的指標
• 水みちや物質移動経路になりうる割れ目の分布とその特性(透水性、連結性、遮水性など)
<ul> <li>水理地質構造の要素ごとの動水勾配</li> </ul>
異なるスケール(坑道スケール、処分場スケール、広域スケール)での地下水流動の定義
<ul> <li>以下の要件を満たす十分に大きな広域スケールのモデル</li> </ul>
✓ 地下研究施設やその周辺の評価範囲を包含
✓ すべての地下水の涵養から流出が十分に表現可能
✓ 最深部地層の涵養域から海岸線を超えた海水準変動を考慮できる領域を包含
<ul> <li>サイト特性調査ボーリング孔を包含する地下施設周辺の施設スケールのモデル</li> </ul>
不均質性の影響を考慮した地下水流動モデルのためのスケール効果の取扱い
• 地層中の水理・物質移動パラメータ(間隙、透水性、拡散特性)の空間的変化
• 透水/不透水割れ目の空間分布
• 透水性割れ目の表現する方法(決定論:規則的・系統的/確率論:ランダム)
• モデル化手法の決定(均質連続体モデル/等価不均質連続体モデル/亀裂ネットワークモデル)
水理条件に影響する長期変遷に関連する重要なシナリオ
地下深部の地下水が滞留(すなわち、移流によって移動しないこと)している場合は、低透水の堆積
岩を対象とする諸外国の方法論が適用可能、一方、滞留でないない場合は、100万年にわたる時間
スケールで以下の事項を決定する必要あり:
• 気候変動の影響(特に、氷河作用による涵養域の変化や海岸線の変化、過去の事例では永久凍
土は形成されているが、氷床は形成されていない)
<ul> <li>隆起/沈降とそれに伴う侵食/堆積の影響</li> </ul>
水理・物質移動モデルの検証に要する事項
モデルおよび解析結果の検証方法および不確実性の低減方法
水理地質データおよび間隙水/地下水の地球化学データに基づく地下水流動の概念/モデル間の全般
的な整合性を確立させるため、以下の作業が必要:
• 水頭観測結果に対する地下水流動モデルの較正(地表および地下からのボーリング孔)
• 地球化学データと整合する保守的な水理地質パラメータの検討
<ul> <li>岩石や割れ目中の鉱物学的な特徴と間隙水/地下水の化学組成の解釈</li> </ul>
<ul> <li>物質移動パラメータを考慮した塩分濃度勾配を表現するモデルの構築</li> </ul>
<ul> <li>すべての地層における透水性割れ目の存在とマトリクス拡散の寄与の確認</li> </ul>
シミュレーション方法の検証方法
• 既存の確立されたシミュレーション手法 (解析コードなど)を出発点として用い、その方法
が不十分であると認められた場合にのみ新しい方法の構築が必要
• 複数の解析コードや方法論を採用したクロスチェック

性能評価と関連する水理地質学的指標						
水理・物質(核種)移動解析と地圏に対する安全機能/指標との関係						
<ul> <li>化石海水とされている塩分濃度の高い地下水が、厳密には、輸送メカニズムが拡散支配なの</li> </ul>						
か非常にゆっくりとした流動なのか確認が必要						
<ul> <li>以下の領域や指標を同定する手法の整備が必要:</li> </ul>						
• バリア機能を有する岩盤領域						
<ul> <li>遅延機能を有する岩盤領域</li> </ul>						
<ul> <li>隔離機能および安定な力学・化学条件を有する岩盤領域</li> </ul>						
• 地下水流量						
• 天然の地球化学トレーサー分布						

表 4.4-11 諸外国の手法を幌延地域に適用する場合の確認事項(つづき)

### 参考文献

本調査において参考にした文献は以下のとおりである。

【フランス】

- ANDRA, Dossier 2005 Argile: Synthesis Evaluation of the Feasibility of a Geological Repository in an Argillaceous Formation - Meuse/Haute-Marne site. ANDRA Report Series. ANDRA, Châtenay-Malabry Cedex, France, 2005a.
- ANDRA, Dossier 2005 Argile: Tome safety evaluation of a geological repository. ANDRA Report Series. ANDRA, Châtenay-Malabry Cedex, France, 2005b.
- ANDRA, Dossier2005 Argile: Tome Phenomenological evolution of a geological repository. ANDRA Report Series. ANDRA, Châtenay-Malabry Cedex, France, 2005c.
- ANDRA, Dossier 2005 Argile: Tome Architecture and Management of a Geological Repository. ANDRA Report Series. ANDRA, Châtenay-Malabry Cedex, France, 2005d.
- ANDRA, Dossier 2005 Argile: Andra Research on The Geological Disposal of High-Level Long-Lived Radioactive Waste - Results and Perspectives. ANDRA Report Series. ANDRA, Châtenay-Malabry Cedex, France, 2005e.
- Benabderrahmane, H., Cornaton, F., and Kerrou, J., An integrated multi-scale hydrogeological model for performance assessment of French geological high level long lived radioactive waste disposal in clay formation. Presentation Given at AGU 2009, 2009.
- Gaucher, E., Robelin, C., Matray, J. M., Negrel, G., Gros, Y., Heitz, J.F., Vinsot, A., Rebours, H., Cassagnabère, A., and Bouchet, A., ANDRA Underground Research Laboratory: Interpretation of The Mineralogical and Geochemical Data Acquired In The Callovian-Oxfordian Formation By Investigative Drilling, Physics and Chemistry of The Earth, 29 (1), pp. 55-77, 2004.
- Gaucher, E. C., Blanc, P., Bardot. F., Braibant, G., Buschaert, S., Crouzet, C., Gautier, A., Girard, J. P, Jacquot, E. and Lassin, A., Modelling the porewater chemistry of the Callovian-Oxfordian formation at a regional scale, Comptes Rendus Géoscience, 338, pp. 917-930, 2006.
- Pearson, F. J., Arcos, D., Bath, A., Boisson, J.-Y., Fernández, A. M., Gaebler, H. –E., Gaucher, E., Gautschi, A., Griffault, L., Hernan, P., and Waber, H. N., Mont Terri Project -

Geochemistry of water in the Opalinus Clay Formation at the Mont Terri Rock Laboratory. Reports of the Federal Office for Water and Geology (FOWG), Geology Series No 5, Bern, Switzerland, 2003.

【スイス】

- Gautschi, A., Safety-relevant hydrogeological properties of the claystone barrier of a Swiss radioactive waste repository: An evaluation using multiple lines of evidence. Grundwasser - Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie, Vol. 22, Issue 3, pp. 221-233, 2017.
- Gimmi, T. and Waber, H. N., Modelling of tracer profiles in pore water of argillaceous rocks in the Benken borehole: Stable water isotopes, chloride, and chlorine isotopes, Nagra Technical Report NTB 04-05, 2004.
- Gimmi, T., Waber, H. N., Gautschi, A. and Rübel, A., Stable water isotopes in pore water of Jurassic argillaceous rocks as tracers for solute transport over large spatial and temporal scales, Water Resources Research, 43, W04410, 2007.
- Mazurek, M. and De Haller, A., Pore-water evolution and solute-transport mechanisms in Opalinus clay at Mont Terri and Mont Russelin (Canton Jura, Switzerland), Swiss Journal of Geosciences, Vol. 110, Issue 1, pp. 129-149, 2017.

Opalinus Clay Project, EN2002 Opalinus clay:

- Nagra, Opalinus Clay Project Summary Overview Demonstration of Feasibility of Disposal for Spent Fuel, Vitrified High-Level Waste and Long-Lived Intermediate-Level Waste, 2002a.
- Nagra, Project Opalinus Clay: Safety Report, Demonstration of disposal feasibility forspent fuel, vitrified high-level waste and long-lived intermediate-level waste (Entsorgungsnachweis), Nagra Technical Report NTB 02-05, Wettingen, Switzerland, 2002b.
- Nagra, Project Opalinus Clay Safety Report, Project Opalinus Clay Models, Codes and Data for Safety Assessment - Demonstration of Disposal Feasibility for Spent Fuel, vitrified high-level waste and long-lived intermediate-level waste, Nagra Technical Report 02-06, 2002c.
- Pearson, F. J., Arcos, D., Bath, A., Boisson, J. -Y., Fernández, A. M., Gaebler, H. E., Gaucher, E., Gautschi, A., Griffault, L., Hernan, P. and Waber, H. N., Mont Terri Project - Geochemistry of water in the Opalinus Clay Formation at the Mont Terri Rock Laboratory, Reports of the Federal Office for Water and Geology (FOWG), Geology Series No. 5, Bern, Switzerland, 2003.

【カナダ】

- NWMO, OPG's Deep Geologic Repository for Low and Intermediate Level Waste -Preliminary Safety Report: NWMO Report 00216-SR-01320-00001, 2011a.
- NWMO, OPG's Deep Geologic Repository for Low and Intermediate Level Waste -Postclosure Safety Assessment: NWMO Report DGR-TR-2011-25, 2011b.
- NWMO, OPG's Deep Geologic Repository for Low and Intermediate Level Waste -Postclosure Safety Assessment: Data, NWMO Report DGR-TR-2011-32, 2011c.

- NWMO, OPG's Deep Geologic Repository for Low and Intermediate Level Waste -Geosynthesis, NWMO Report DGR-TR-2011-11, 2011d.
- NWMO, OPG's Deep Geologic Repository for Low and Intermediate Level Waste -Postclosure Safety Assessment: System and its Evolution: NWMO Report DGR-TR-2011-28, 2011e.
- NWMO, OPG's Deep Geologic Repository for Low and Intermediate Level Waste -Groundwater Modelling: NWMO Report DGR-TR-2011-30, 2011f.
- NWMO, Adaptive Phased Management Postclosure Safety Assessment of a Used Fuel Repository in Sedimentary Rock – Pre-Project Report. NWMO Report NWMO TR 2013-07, 2013.

【フィンランド】

- Hartley, L., Hoek, J., Swan, D., Appleyard, P., Baxter, S., Roberts, D. and Simpson, T., Hydrogeological Modelling for Assessment of Radionuclide Release Scenarios for the Repository System 2012, Posiva Working Report 2012-42, 324pp., 2013.
- Posiva, Safety case for the disposal of spent nuclear fuel at Olkiluoto Synthesis 2012, Eurajoki, Finland: Posiva Oy Report POSIVA 2012-12, 2012a.
- Poteri, A., Nordman, H., Pulkkanen, V. –M. and Smith, P., Radionuclide transport in the repository near-field and far-field, Posiva Report POSIVA 2014-02, 2014.
- SKB and Posiva, Safety functions, performance targets and technical design requirements for a KBS-3V repository - Conclusions and recommendations from a joint SKB and Posiva working group. Posiva SKB Report 01, 2017.
- Vaittinen, T., Ahokas, H., Nummela, J. and Paulamäki, S., Hydrogeological structure model of the Olkiluoto site update in 2010, Posiva Working Report 2011-65, 2011.

### 4.5 概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案

堆積岩地域の地下深部には、化石海水と呼ばれる変質した古海水がしばしば認められる。この 化石海水の存在は、その場所が、極めて長い地史の中で、隆起・侵食や海水準変動といった自然 現象の影響を受け難い可能性が高いことを示唆していると考えられている。高レベル放射性廃棄 物の地層処分に関する概要調査では、地下深部にこのような水理学的・化学的に閉鎖的な環境が 形成・維持されてきていると推定される可能性が高い領域を、既存の文献情報と合わせて、物理 探査やボーリング調査により効率的に把握する必要がある。

日本原子力研究開発機構は、これまでに北海道北部の幌延町において高レベル放射性廃棄物の 地層処分に関する研究開発を目的とした幌延深地層研究計画を進めてきている。北海道北部は、 白亜紀から続く厚い堆積層に覆われた地域であり、これまでの研究により、幌延地域の地下深部 には化石海水が存在するような地下水の流れの非常に遅い環境が存在することが分かってきてい る。しかしながら、幌延深地層研究計画の成果はこのような観点から整理されておらず、地下深 部に化石海水が存在し、そこには浅部とは異なる非常にゆっくりとした地下水流動系が存在する というような現状の理解を得るに至った経緯は必ずしも明確では無い。この経緯を整理すること は、化石海水が存在するような地下水の流れが非常にゆっくりとした領域の三次元分布を概要調 査段階において把握する一連の方法論をまとめるに当たって重要な参考例となる。以上のことか ら、本項目では、初めに、これまでの幌延深地層研究開発に関する成果を、幌延を対象とした広 域地下水流動概念の理解という観点から整理する。そして、本事業で取り組む4.3項「地下深部の 低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための方法論の構築」と、4.4項「地下深部の低 透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・解析手法の整備」の成果を踏まえ、堆積岩に しばしば認められる化石海水が存在するような場の概要調査段階における調査・モデル化・解析 の方法論を検討し、提案することを目標とする。

上記の目標を達成するために、本項目では主な実施内容を次の二つに分けた:4.5.1項「幌延に おける研究成果の再整理」、4.5.2項「化石海水が存在し拡散が支配する滞留場における概要調査 の方法論・フローの検討」。4.5.1項では、これまでの幌延深地層研究計画における研究成果を、長 期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握できるように調査、評価技術の体系 化を検討する、という観点から再整理し、その過程で、重要なプロセスや指標となり得るパラメ ータ、留意点の抽出を行う。これらを基に4.5.2項では、化石海水が存在する場における概要調査 の方法論について検討する。この際に、幌延地域だけでなく、海外の堆積岩地域の調査事例につ いても整理することで、堆積岩地域全般に特有な点と、幌延地域に特有な点とを整理する。平成 30年度は、4.5.1項の幌延における研究成果の再整理を重点的に行った。まず初めに、現状の理解 に至った経緯を整理し、重要なプロセスについて整理した。指標となり得るパラメータや留意点 の抽出、4.3項および4.4項の成果を踏まえた取りまとめについては、4.5.2項と共に、次年度以降 の課題である。

### 4.5.1 地下深部の低透水性領域を含む地域を対象とした地下水の洗出し解析手法の高度化

今年度は、幌延を対象とした広域地下水流動概念の見直しに係る背景・経緯の整理を行った(図 4.5-1)。幌延深地層研究計画の成果を整理する上で、基盤となる情報として、幌延深地層研究計 画第1段階調査に関する成果を最初に整理した(図 4.5-1①)。そして、地下水流動概念に強い影 響力を与えた地下水年代測定(³⁶Cl, ⁴He, ¹²⁹I/¹²⁷I)についてまとめ(図 4.5-1②)、最後に、地史 や水質形成機構を踏まえた再検討を経て現状の理解に至ったことを示す(図 4.5-1③)。



# 幌延での広域地下水流動概念の見直しに係る背景・経緯

幌延深地層研究計画では、既存の文献調査および地上からの調査を第1段階とし、その研究成

図 4.5-1 幌延での広域地下水流動概念の見直しに係る背景・経緯

果は技術資料として取りまとめられている(核燃料サイクル開発機構,2005;太田ほか,2007;Ota et al., 2011)。第1段階における研究開発は主に概要調査段階で必要な調査技術を対象としてい る。はじめに、研究所設置地区の候補となる区域を選定することを目的として、既存の文献など を基に、幌延町周辺の地質、地形、気象などの情報が収集、整理された。既存情報の調査と並行 して、地下水流動に大きく影響を与える地質断層などの大規模不連続構造の分布の把握を主目的 として、各種物理探査や地表踏査が実施された。空中からの調査として、空中電磁探査や磁気探 査、放射能探査が実施され、地表からの調査として、電磁探査、地質調査、岩石鉱物学試験、反 射法地震探査、表層水理調査などが実施された。本地域における大規模不連続構造である大曲断 層の地下深部における位置や形状などの分布については、反射法地震探査のみでは明確に特定す ることができなかった。岩盤中の比抵抗と間隙水の塩化物イオン濃度の相関関係から、AMT 法 電磁探査により得られた比抵抗分布に認められる高比抵抗領域が、淡水系地下水の地下深部まで 浸透している領域であると解釈することで、大曲断層の地下深部における三次元分布が推定され た。地上部の位置については、詳細な地表踏査およびガス調査の結果と合わせて推定された。そ して、推定された不連続構造および地質構造の空間分布の確認や、岩盤中の透水性分布、地下水 の水質の三次元分布および岩盤の力学特性などを広く詳細に把握することを目的として、地上か らのボーリング調査が実施された(ボーリング孔名:HDB1~11)。ここまでの調査で得られた結 果に基づき、地形モデルや地質構造モデル、水理地質構造モデル、地球化学モデルなどが構築さ れた。

構築された各種モデルを用いて、岩盤を多孔質媒体とみなした連続体モデルでの有限要素法に よる広域地下水流動解析が実施された(操上ほか,2005)。地下水流動の主な調査対象である声問 層および稚内層は、新第三紀の海成の堆積層であることから、地層中の間隙はもともと海水で満 たされており、これが天水との混合により現在の地下水の水質が形成されたと考えられていた。 いくつかのボーリング孔では、地下深部で静水圧を超えるような高圧(以降、異常高圧と呼ぶ) が観測されていたが、この時の解析ではこれを境界条件として取り入れていない。このことから、 天水が地下数 km の深部にまで浸透するような洗い出し現象が想定された。その結果、本地域の 地下水流動は、浅部では局所流動系に支配され、深部では広域流動系に支配されているとの結果 が得られた。深部流動系である各孔の標高・400 m におけるペクレ数(Pe = vd / D, v: 流速, d: 移 行距離, D: 水の分子拡散係数、移流と拡散の比を表す無次元数)は、ほぼ全ての移行経路におい て10以上となっており、移流が卓越していることが示された。涵養域から各孔の標高・400 m ま での移行時間については、数十万年~数百万年のオーダーという結果が得られてた。この結果か ら、地下深部に見られる高塩濃度の地下水は、地層の堆積時からほとんど動いていない化石海水 である可能性が高いと解釈された。

地上からのボーリング調査時に得られたコア試料を用いて、³⁶Cl や 4He を用いた地下水年代 測定が実施された。その結果、³⁶Cl/Cl の値が放射平衡に達していると考えられることや、4He の 間隙水中への蓄積量から見積もられる地下水年代が数百万年のオーダーを示すことから、声問層 や稚内層中の地下水年代は 100 万年以上であることが報告された(中田・長谷川, 2010; 大山ほ か, 2010)。さらに、これらの地下水年代値は、地層の堆積年代と整合していることから、これら の地下水は流動性に乏しく、堆積時からほぼ滞留している可能性が高いと結論された。地下水年 代測定による同様の報告は、別の調査からも報告された。地下施設の東立坑のパイロットボーリ ング孔を利用した調査では、4He 地下水年代が 470~800 万年、³⁶Cl/Cl による地下水年代は 200 万年以上、¹²⁹I/¹²I を用いた地下水年代は、46~91 Ma と報告された(須甲ほか, 2014)。同報告 書では、地下水の起源が海水、天水、続成作用時に鉱物から付加された水、起源不明の高塩濃度 の地下水であるとまとめられており、深部地下水中の微量元素濃度を用いた検討から、深部上昇 流体の影響が見られず、長期停滞水に類似した性質を持つことから、この結果が地下水年代測定 と調和的であると報告された。地下水流動モデルについては、深部の地下水は堆積時から滞留し ており、浅部では深部の停滞性の地下水が天水と混合して、動水勾配に従って側方に移流してい ると考えられると報告された。一方で、同じ調査結果に対して、起源不明の高塩分濃度の水の存 在は、深部の地下水を単純に停滞水とすることが出来ないことを示唆しているとの報告も同時に なされた(須甲ほか, 2014)。

酒井ほか(2011, 2012, 2013)は、地史や水質形成機構を踏まえることで、上記とは異なる見 解を得ている(図 4.5-2①)。地下水の化学組成の主成分分析により、上記の須甲ほか (2014)によ る報告と同様に、少なくとも起源を異とする3種類の地下水の混合系からなることを明らかにし、 地下深部には天水起源の地下水混合系とは区別される地下水流動系が存在することを示している。 従って、これまでのような現海水相当の塩濃度の地下水が地層中に分布し、地表から天水によっ て洗い出されるような単純なモデルではなく、もともと現海水とは組成を異とする深部地下水の 混合によって、本地域の西から東に向かって塩濃度が低下するような地下水分布が存在し、その 後、深度 200 m~450 m まで天水による希釈が進み、現在見られるような水質分布が形成された と考えることが妥当であると述べている。地下水年代測定の結果から、深部地下水は100万年超 の長い滞留時間を示す可能性があることや、熱的に流動の兆候がほとんど存在しないことなどか ら、地表から洗い出しが始まる 30~35 万年以前頃までには既に深部地下水分布域では、現在と 同様な塩濃度プロファイルが形成されていたものと考えられると報告されている。つまり、この 地下深部に見られる塩濃度分布は、天水による希釈の結果では無いと推定される。この解釈に基 づき、二次元地下水流動解析が実施された。境界条件として、ボーリング調査で得られた地下深 部の異常高圧が考慮された。その結果、浅部では天水による地下水の洗い出しが生じる一方で、 深部では天水の寄与しない非常にゆっくりとした流動系が存在することが示された。

Togo et al. (2016)は、地上からのボーリング調査により得られた地下水および岩石中の129I/127I 比を測定し、それぞれ 42-60 Ma と 7-38 Ma の年代が得られることを報告している。どちらの 値も地層の堆積年代よりも古い値を示すが、地層の埋没過程に伴う圧密により下位層から間隙水 が押し出されることによる上昇流により稚内層や声問層中の間隙水が置き換えられたと考えると、 非常に古い年代値を合理的に説明できることが示された(図 4.5·2②)。Nakata et al. (2018)は、 このような堆積層の埋没過程では、下位層からの間隙水の放出による上昇流が存在するため、間 隙水の絶対年代の評価は困難であることを述べている。しかしながら、本地域の地層が隆起を開 始した 1.3–1.0 Ma 以降では、地層中の間隙率は大きく変化していないと考えられることから、 埋没時のような上昇流の影響を受けることは無いと考えられるため、このような間隙水中の地下 水に対しては、³⁶Cl/Cl や ⁴He を用いた年代測定は、有益な情報を提供することが出来ると述べ ている。声問層と稚内層中の ³⁶Cl/Cl の値は各深度における永続平衡値を示すことから、地層の 隆起後は、間隙水はほとんど動いていないことが推察されると述べられている。一方で、地層の 隆起後に予想される ⁴He の蓄積量と測定値との比較から、声問層および稚内層の一部では若い水 との混合が示唆されると述べられている。上記の 36Cl/Cl と 4He の結果と合わせて、水の酸素水 素同位体比(δD,δ18O)を用いることで、稚内層深部の地下水は地層の隆起以降ほとんど動い ていないと考えられることが示されている(図 4.5-2③)。



図 4.5-2 地史や水質形成機構を踏まえた検討事例

以上をまとめると、第1段階の時点では地下水は海水を起源とし、地下深部に見られる塩濃度 分布は天水との混合により形成されたものであると考えられており、高塩濃度の地下水は地層の 堆積時からその場に閉じ込められていたものであると解釈されていた。しかしながら、地史や水 質形成機構を考慮することで、地下浅部に天水による洗い出し領域が存在する一方で、地下深部 には天水の寄与しない非常にゆっくりとした流動系あるいは滞留域が存在すると考えられるよう になった。

このような地下水流動概念が構築される中で、地下水年代測定値を含めた各種データの解釈の 際に、地史や水質形成機構を考慮したことが極めて重要な役割を果たしたと考えられる。Bath (2005)は、水理的に安定な低透水領域の地下水に対する地球化学的指標についてまとめている。 その中で、古水理地質学的な境界条件を正しく理解することが極めて重要であると述べている。 Bath (2005)の報告は、亀裂性岩盤を対象としているものの、その指摘事項は、堆積岩地域である 幌延の事例についても当てはまる。幌延の事例では、地下水の化学組成を用いた主成分分析によ り、地下水の起源が単純な海水と天水の2成分混合系では無く、海水と天水の他に低塩濃度且つ 高い酸素水素同位体比で代表されるような水が存在することを示し、堆積岩の続成作用を考慮す ると、これが鉱物からの脱水の影響を受けた水であると解釈され、地層の埋没・隆起といった地 史を考慮すると、地下深部の塩濃度の濃淡分布は、現在と同様の地形が形成されていたと考えら れる約 0.3 Ma の時点で既に形成されていたと考えることができる。地下深部には、異常高圧が 見られる場所があるが、これらの条件を地下水流動解析に取り入れることで、浅部の天水による 洗い出しの流動系と深部の天水の寄与しない非常にゆっくりとした流動系が導かれる。

地下水年代測定結果の年代値を示す数字は、第三者にも分かりやすい印象を与えるため、数字 の持つ意味を丁寧に議論しなければ、誤解を招く恐れがある。幌延の場合は、埋没過程の圧密に よる空隙率の変化やそれに伴う上昇流による影響などがあり、測定結果を正しく年代値に換算す ることは困難である。一方で、古水理地質環境の変遷を正しく理解することで、測定結果をより 合理的に解釈できるようになる。例えば、年代測定値が非常に古い値を示す場合、その信頼性の 幅を示すことなどである。逆に、古水理地質環境の変遷を考慮しない場合、地下水年代から得られる情報は、定性的なものに留まってしまうばかりか、誤解を招く可能性を残す恐れがある。

### 4.5.2 化石海水が存在し拡散が支配する滞留場における概要調査の方法論・フローの検討

初年度である平成 30 年度は、4.5.1 項でまとめた幌延における研究成果の再整理を優先的に 実施したため、本項目における報告は、次年度に向けた概要の整理に留める。幌延深地層研究計 画では、地上からの調査段階として 10 本以上の深層ボーリング調査が実施されている。この様 な調査は、処分事業の段階的調査に照らし合わせると、精密調査前半の調査に相当する。NUMO が処分候補地で実施する概要調査では、このような本数のボーリング調査を実施することは現実 的では無いため、限られた数量の物理探査およびボーリング調査を念頭に置いた取りまとめが必 要である。例えば、地質構造や地球化学特性の分布には不均質性があるため、調査の進展に応じ て予測される不均質性に応じた調査計画が必要である。文献調査の結果から、大きな不均質性が 予測される場所には、物理探査の側線を密に配置する必要があることや、物理探査の結果を受け てボーリング調査を実施する場合においても、不均質性が大きい場所については、空間的に密な データの取得が必要であることなどである。幌延深地層研究計画における第2段階の研究では、 第1段階で得られた研究成果の妥当性評価が実施されているものの(日本原子力研究開発機構, 2011 および関連資料)、概要調査への反映事項を体系的に取りまとめたものは無く、本事業にお いて実施する必要がある。次年度以降は、これまでの幌延の研究成果の再整理の結果や、本事業 の 4.3 項、4.4 項の進捗を受けて、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を概要調査段 階において効率的に調査・評価するための方法論について整理する。

## 参考文献

- Bath, A., Geochemical Investigations of Groundwater Stability, SKI Report 2006:12, 2005.
- 核燃料サイクル開発機構,高レベル放射性廃棄物の地層処分技術に関する知識基盤の構築・平成 17年取りまとめ—分冊1 深地層の科学的研究・, JNC TN1400, 2005-014, 2005.
- 操上広志, 竹内竜史, 瀬尾昭治, 幌延深地層研究計画における地下水流動解析, JNC TN5400, 2005-003, 2005.
- 中田弘太郎,長谷川琢磨,地下水年代測定評価技術の開発(その 10)・北海道幌延地域に おける 4He・36Cl 法適用の試み・,電力中央研究所報告, N09027, 2010.
- Nakata, K., Hasegawa, T., Oyama, T., Ishii, E., Miyakawa, K. and Sasamoto, H., An evaluation of the long-term stagnancy of porewater in the Neogene sedimentary rocks in northern Japan, Geofluids, vol.2018, Article ID 7823195, 21p, 2018.
- 日本原子力研究開発機構,深地層の研究施設計画検討委員会(第11回),2011.

https://www.jaea.go.jp/04/tisou/iinkai/url_iinkai/11-0.pdf (2019 年 3 月 14 日最終 閲覧).

- 大山隆弘,木方建造,鈴木浩一,中田英二,田中姿郎,長谷川琢磨,中田弘太郎,長岡亨, 中村孝道,福島龍郎,石井英一,國丸貴紀,高橋一晴,濱克宏,岩月輝希,杉田裕,薮 内聡,宮原重憲,幌延における堆積岩の特性研究(その2)・電力中央研究所/日本原子 力研究開発機構共同研究 平成 16~20 年度成果報告・,電力中央研究所報告, N09016, 2010.
- 太田久二雄,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, 福島龍郎, 幌延深地層研究計画における地上からの調査研究段階(第1段階)研究成果報告書 分冊「深地層の科学的研究」, JAEA-Research, 2007-044, 2007.

- Ota K., H., Abe and T., Kunimaru, Horonobe Underground Reserach Laboratory Project Synthesis of Phase I Investigations 2001 – 2005 Volume "Geoscientific Research", JAEA-Research, 2010-068, 2011.
- 酒井隆太郎, 宗像雅広, 木村英雄, 大岡政雄, 瀬口真理子, 広域地下水流動モデル検証の ためのデータ整備方法の検討-幌延地域、新潟堆積盆の例・(受託研究), JAEA-Research, 2011-029, 2011.
- 酒井隆太郎, 宗像雅広, 木村英雄, 地下水の地化学データに基づく地下水流動評価方法の 検討-幌延地域の例-(受託研究), JAEA-Research, 2011-054, 2012.
- 酒井隆太郎,武田聖司,宗像雅広,木村英雄,地下水の地球化学データに基づく地下水流 動評価方法の検討(その2)-幌延地域への適用例・(受託研究), JAEA-Research, 2013-006, 2013.
- 須甲武志,高野仁,内田雅大,関陽児,伊藤一誠,渡部芳夫,宗像雅広,田中忠夫,天野健二,幌 延深地層研究施設周辺の地質環境情報に基づく地下水流動評価手法の検証に関する研究, JNES-RE-Report Series, JNES-RE-2013-9032, 2014.
- Togo, Y. S., Takahashi, Y., Amano, Y., Matsuzaki, H., Suzuki, Y., Terada, Y., Muramatsu, Y., Ito, K. and Iwatsuki, T., Age and speciation of iodine in groundwater and mudstones of the Horonobe area, Hokkaido, Japan: Implications for the origin and migration of iodine during basin evolution. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.191, pp.165-186, 2016.

# 5. 水みちの水理特性や物質移動特性を調査・評価するための技術の高度化 5.1 水みちのネットワークによる水理・物質移動特性の調査・評価技術の高度化 5.1.1 水みちの検出技術の高度化

# (1) はじめに

平成 24 年度より日本原子力研究開発機構が所有する瑞浪超深地層研究所の深度 300m ステージ(土岐花崗岩上部割れ目帯)、500m ステージ(土岐花崗岩下部割れ目低密度帯)にて、独立した単一の水みち割れ目の検出のための地質環境調査および対象割れ目を用いた数 m スケールの 原位置トレーサー試験等の適用性試験が実施されてきた。また、原位置で取得した試験データを 説明しうるモデルとして、平行平板での表現、均質な間隙構造や鉱物分布を有するマトリクス部 を仮定した割れ目の評価がなされてきた。

本年度事業より、高割れ目密度の岩盤における支配的な水みちの分布を検出する技術の高度化 を図ることを目的として実施する。なお、本年度は過年度事業で実施されてきた試験スケールを 広げ、瑞浪超深地層研究所の土岐花崗岩上部割れ目帯を対象に水みちの三次元分布(特性)や水 理・物質移行特性を示すことに先立ち、地質・地下水調査手法を適用した水理地質構造モデルを 構築した。調査試験場は深度 300m ボーリング横坑の東側とし、ボーリング掘削、各種試験およ び検層を実施した。

### (2) 調査概要

#### 1) 試験場の地質概要

瑞浪超深地層研究所は、日本原子力研究開発機構により進められてきた結晶質岩と淡水系地下 水を対象とした深地層の研究施設であり、調査試験場は深度 300m ボーリング横坑の東側とした。 本研究所周辺の地質は、白亜紀後期に美濃帯の堆積岩類と濃飛流紋岩類に貫入する土岐花崗岩(石 原・鈴木, 1969)を基盤とし、新第三紀中新世の堆積岩(瑞浪層群)や新第三紀中新世〜第四期 更新世の砂礫層に覆われ(糸魚川, 1980)、不整合関係にある(中山ほか, 1989)。本研究所周辺の 瑞浪層群の層厚は百数十 m であり、深度 300m ボーリング横坑は土岐花崗岩体中で建設されて いる。土岐花崗岩は土岐市周辺に東西約 12km、南北約 14km にわたり分布し、主に細粒〜粗粒 の等粒状完晶質の黒雲母花崗岩、部分的に斑状組織を呈する(石原・鈴木, 1969)。本研究所周辺 の土岐花崗岩を対象として、割れ目特性や物質移行などに着目した研究が日本原子力研究開発機 構主体で進められている。本研究所の立坑壁面などの地質記載から、深度で低角度(0~30°)傾 斜の割れ目密度が変化しており、上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯に分類されている(三枝・ 須山, 2000)。深度 300m 坑道掘削時の壁面観察からは、おおむね NW 走向の割れ目が卓越し、 炭酸塩鉱物や緑泥石が充填する。

上部割れ目帯に属する深度 300m ボーリング横坑は、換気立坑中心から南西方向へ約 20m、坑 道高さ約 3m、坑道幅約 4m の馬蹄型の坑道(図 5.1-1)であり、主立坑断層と SH300_13_2 断 層が並走する間を通過する(石橋ほか, 2012)。周辺の主な造岩鉱物は、石英、カリ長石、斜長石、 および黒雲母であり、微細な角閃石が認められる箇所もある。緑泥石を挟在した割れ目は換気立 坑側に近づくにつれて頻度が減少する傾向があり、炭酸塩鉱物と同様、低角度割れ目で確認され る(鶴田ほか, 2010)。



(右図:日本原子力研究開発機構 HPより引用、加筆)

# 2) 調査手順

深度 300m ボーリング横坑の東側において、新規ボーリング孔(18MI63 号孔、18MI64 号孔) の掘削、各種検層(キャリパー検層、高精度孔曲がり検層、フローメータ検層、高解像度 BTV 検 層)、水理試験、間隙水圧モニタリング計測を実施した。図 5.1-2 に調査工の施工フローを示す。



(3) 調査方法

### 1) ボーリング掘削

深度 300m ボーリング横坑の東側エリアにて、地質(割れ目分布、充填鉱物など)の把握、調 査孔の活用などを目的としたボーリング孔を掘削した。孔跡の設定条件として、ボーリング横坑 付近で卓越する NW 走向の割れ目との遭遇率を向上、ネットワーク状の水みち割れ目を数十 m スケールで把握できる場であることとしている。なお、坑道内の狭小な作業スペースを考慮した ボーリングマシン(東邦地下工機製 D2-K-92)を選定し、オールコアボーリング(外径 86mm、 コア径 72mm)とした。

ボーリング掘削に先立ち、ボーリング孔の掘削方向と孔口位置のための測量を行った。ベンチ マーク(BM)を基準とし、掘削方向の見通しを出すために一孔あたり三点分の位置を鋲打ちし た。孔口の位置は、三点分の鋲を全て通るようにレーザーで見通しし、壁面にレーザー光が投影 される点とした(図 5.1-3)。



図 5.1-3 位置出し測量のための座標点(左)、測量状況(右)

ボーリング資機材の仮設・配置状況を図 5.1-4、ボーリング資機材の一覧表を表 5.1-1 に示す。 ボーリング掘削の間、孔内のカッティングスの排除、ビットなどの回転部を冷却する目的で、 孔内の掘削水をボーリングポンプで一定量を送水、循環させている。そのため、孔内からの湧水・ 逸水状況は、泥水分離タンクなどからの水位変化から確認できる。その水位変化の記録に加え、 掘削水にトレーサーを泥水タンクに添加し、定期的にトレーサー濃度を分光蛍光光度計で現地計 測し、湧水・逸水管理を行った(図 5.1-5)。I ~IVに手順を示す。

- I. 7-アミノ-1,3-ナフタレンジスルホン酸モノカリウム水和物(以後、アミノG酸)をトレー サー材とし、ボーリング掘削作業開始直前にアミノG酸をボーリング循環水に添加する。
- Ⅱ. 泥水分離タンクを湯かき棒で十分かき混ぜ、サンプリングする。アミノG酸の濃度が5mg/L ±10%の範囲にあることを確認する。
- Ⅲ. アミノ G 酸の濃度が 5mg/L±10%の範囲外となったときは、アミノ G 酸もしくは清水を 添加し、濃度調整する。
- IV. 孔内湧水が 5L/min を超えるまで、②、③を繰り返し行う。(5L/min は、過年度事業の実績に基づきトレーサー濃度の希釈が大きく計測が困難と判断される湧水量)



図 5.1-4 深度 300m ボーリング横坑(上)、予備ステージ(下)での資機材仮設状況

品名	型式	数量	単位	寸法 (H×W×L)	備考
ボーリングマシン	東邦地下工機 D2−K−92	1	台	1570×870×1546	能力250m モーター含む(7.5kW)
ボーリングポンプ	東邦地下工機 BG−5C	1	台	1563 × 600 × 715	最大圧力 3.2MPa モーター含む(3.7kW)
ロッド類	NQ ロッド	1	式	2m、1m、0.5m	掘削用
ロッド類	NQ ロッド × 1.0m	5	本	8kg/m	掘削用
ダブルコアチューブ	<i>ϕ</i> 86mm⊐ア掘削用	1	本	L=1.68m	掘削用 インナーチューフ [°] 1.0m
掘削ダイヤビット	$\phi$ 86mm、 $\phi$ 101mm $\phi$ 127mm、 $\phi$ 140mm	1	式		コア掘削用( <b>φ86mm)</b> 拡掘用( <b>φ101~140mm</b> )
タンク類	泥水分離タンク	1	台	600  imes 600  imes 450	鉄製
タンク類	泥水ノッチタンク	1	台	760 × 870 × 1070	鉄製(掘削水貯水)
タンク類	貯水ローリータンク	1	台	760 × 870 × 1070	樹脂製
孔口装置	プリペンダー等	1	式		

表 5.1-1 ボーリング資機材一覧表
	項目	内容
	品番	分光蛍光光度計 F-2700(㈱日立ハイテクサイエンス)
	光源	150Wキセノンランプ(オゾン 自己解消ランプハウス)
	測光方式	単色光モニター比演算測光方式
	感度	水のラマン光 S/N 800以上(RMS) バンドパス <b>5 nm</b> レスポンス <b>2sec</b>
	スリット	2.5、5、10、20nm(励起·蛍光)
	波長走査速度	60~3,000nm/min(4段)+PC制御のみ12,000nm/min
	サイズ/重量	$600mm\left(W\right)\times503mm\left(D\right)\times343mm\left(H\right)\diagup\%1kg$
	電源	$AC100,\ 115,\ 220,\ 230,\ 240V(50/60Hz)  400VA$

図 5.1-5 分光蛍光光度計

坑道周辺の岩盤部には、坑道を掘削中に生じる衝撃や応力の再配分による岩盤の破壊や割れ目 の発生などにより、掘削損傷領域が存在している。ボーリング掘削で発生する掘削水が掘削損傷 領域の割れ目を介して逸水しないように、孔口から掘削損傷領域を抜けた深度までを一段目掘削 とし、その区間をフランジ付ケーシング(外径: $\phi$ 114.3mm、フランジ外径: $\phi$ 250mm)で保護 した。一段目掘削は、 $\phi$ 86mmでコア採取をした後、ケーシングが挿入できる径( $\phi$ 140mm)まで拡孔することを指す。一段目掘削の深度は5m程度とし、採取したコアの割れ目状況に応じて 調整した。I~VIIに一段目掘削の手順を示す(図 5.1-6)。

- Ⅰ. φ86mmで掘削して採取したコアより、掘削損傷領域による影響(割れ目の密度、変質状況など)が小さくなる深度を適宜確認し、その深度まで掘削する。
- Ⅱ. ケーシングの設置深度まで、 φ140mm で拡孔する。
- Ⅲ. グラウト注入管、エア抜き管、およびラバーパッキンをケーシングに装着させて挿入する。
- Ⅳ. ケーシングの口元にコンクリートを打設して固定する。
- V. グラウト材を手押しポンプで圧入し、ケーシングと孔壁の間を固定する。なお、エア抜き 管からグラウト材の還流を確認することで、グラウト材が全体に注入されたと判断する。 その後、グラウト注入管とエア抜き管のバルブを閉鎖する。
- VI. ケーシング下端のモルタルブロックと孔底のグラウト部を 20cm 程度浚渫し、グラウト注 入管を回収する。
- Ⅶ.ケーシング内に水を充填し、検査用のフランジを装着する。テストポンプで孔内を加圧し、
   一定時間圧力を保持することを確認する。

二段目掘削は、一段目掘削で掘削した  $\phi$  86mm 以深をオールコアボーリングで掘削した。掘削 中に数 MPa の水圧を伴う大量湧水の可能性があるため、一段目掘削で設置したフランジ付ケー シングに孔口装置(プリベンダーとゲートバルブ)を取り付け、迅速に湧水を抑制できるように した(図 5.1-7)。なお、掘削中の湧水量は、コアチューブの一掘進ごとに測定することとし、ロ ッドの昇降の影響が小さくなるタイミングとした。



図 5.1-6 一段目掘削の手順



図 5.1-7 孔口装置模式図

#### 2) コア観察

ボーリングコアの回収するタイミングは一掘進長(最大 1m:コアチューブでコア採取可能な 長さ)ごととし、必要に応じてジャッキなどを使用して揚管した。コアチューブ内から取り出し たボーリングコアは、コアの上下方向と連続性が確認できるように赤線を記入した。その後、コ アの深度方向の間違いを防ぐため、コアの浅部を上としたとき、反時計回り方向に 1cm 程度離隔 をとって青線を記入した(図 5.1-8)。

コア記載は、鶴田ほか(2012)のコア観察記載要領に準拠して 1/10 スケールとし、コアを採取 した直後に実施することを原則とした。最終的に、コア観察の結果に加えて後述する検層結果な どを反映した総合柱状図として取りまとめた。

採取したコアは、坑道内から地上へ楊重した後、写真撮影をした。撮影には1,200万画素以上 のカメラを使用することとし、手振れや撮影位置を固定するために架台を準備した(図 5.1-9)。 撮影の際、コア表面を霧吹きで湿潤状態とする、コア上面に調査ボーリング孔の孔番とコア深度 (mabh)、およびカラーチャートを掲示する、背景を黒色とする、光反射を抑制するために光源位 置を調整することに留意した。



図 5.1-8 コア表面への基準線の記入例



図 5.1-9 コア撮影用の架台

# 3) キャリパー検層

ボーリング孔径の形状を計測し、孔壁の崩壊による孔径の拡大箇所の深度と拡大径を把握する ことを目的としてキャリパー検層を実施した。表 5.1-2 にキャリパー検層装置の仕様、図 5.1-10 に測定概念図を示す。作業手順を I ~ IVに示す。

- I. キャリパーセンサーを配線し、キャリブレーションをする。
- Ⅱ. キャリパーアームを閉じた状態でセンサーを孔底まで降下させた後、アームを開く。
- Ⅲ. 深度計の数値と孔底深度(mabh)が同じことを確認する。
- IV. PC (ロガー)の測定スタートボタンを押し、ウインチでセンサーを引き上げながらデータ を収録する。
- V. 孔口まで上昇させた段階で測定終了し、データが PC に保存されていることを確認する。

項目	性能
適応孔径	$\phi 50 \mathrm{mm} \sim \phi 400 \mathrm{mm}$
測定方式	4アーム式(X孔径:Y孔径)
測定精度	1mm(分解能0.1mm)、1~10cmピッチ
耐水圧、耐温度	15MPa、0∼80℃
センサー外径	$\phi45\mathrm{mm} imes1,800\mathrm{mm}$ 13kg

表 5.1-2 キャリパー検層装置の仕様



図 5.1-10 キャリパー検層の測定概念図

#### 4) 高精度孔曲がり検層

ボーリング孔を掘削した後の孔跡を把握するため、高精度孔曲がり検層を実施した。高精度孔 曲がり検層は、方位センサー精度 0.1°(分解能 0.05°)、傾斜センサー精度 0.1°(分解能 0.01°) をもつ村田式デジタルオンラインシステム(DOS-180)を使用した。当システムは三軸構成角速 度センサー・磁気センサーを備えたプローブを孔内に挿入し、ある深度における方位角と傾斜角 を測定して距離換算することで、孔曲がりの状況を座標系に落とすことができる。作業手順とし て、検層装置を孔底まで降ろした後、孔底から孔口までを 50cm ごとに測定した。孔底は、プロ ーブの余裕長を差し引いた深度とした。現地での測定終了後、各深度の測定データから三次元の 孔跡を求め、世界測地系(坑道内で適用している座標系)へ変換した。



図 5.1-11 高精度孔曲がり検層のシステム概念図 (株式会社村田製作所 IP より引用)

### 5) フローメータ検層

孔内からの湧水量について、どの程度の流量(湧水量)がどの深度を境に流量変化(湧水)しているのかを把握することを目的にフローメータ検層を実施した。本検層で使用した装置には、BTV(ボアホールテレビ)を装備しており、フローメータ検層と同時に孔壁の状況を観察可能である。装置の構成は、測定プローブ部(フローメータプローブ、BTV、スポンジパッカー、ケーブル)、地上部(ケーブルドラム)、地上計測部(検層コントローラーBSM-200、ノート PC)からなる。表 5.1-3 にフローメータ検層装置の仕様、図 5.1-12 に測定概念図、図 5.1-13 に流速の測定概念図を示す。作業手順を I ~VIに示す。

- I. 孔口に検層装置を設置し、孔口からの湧水量とフローメータから得られた流量を確認し、 ダイバーターの効果を確認する。
- Ⅱ. ロッドを用いてプローブを孔底まで降下させる。
- Ⅲ. 検層装置を静止させて、流量の測定値が安定した数値を記録する。また、BTVの測定システム上のモニターで孔壁が撮影可能の状態であることを確認する。
- IV. ロッドを電動ホイストにより一定速度で引き上げる。同時に BTV の記録を開始する。原 則、1m ピッチで安定流速を測定し、流量変化(アノマリー)がある付近では、必要に応じ

て細かいピッチで測定する。流量変化のある深度付近の BTV 画像から、湧水割れ目の候 補を挙げる。

- V. 孔口まで検層装置を引き上げた後、孔内の全体湧水量を流量計で測定する。
- VI. フローメータ検層で測定した積算流量と、Vで測定した流量を比較し、差異を確認する。
- VII. BTV で撮影した孔壁展開画像は BSM システムで画像解析し、岩盤分離面の深度と方向(走向・傾斜)を測定した。

表 5.1-3 フローメータ検層装置の仕様

項目	仕様
プローブ外径寸法	D=51mm L=2,700m
最大適用深度	500m
フローメータの適用孔径	$\phi 66 \sim 250 \mathrm{mm}$
<b>BTV</b> の適用孔径	φ66~120mm(清水に限る)
流速測定範囲	二系統常時出力 レンジ1:0 ~ ±120cm/sec レンジ2:0 ~ ±600cm/sec
装置の孔内移動方法	ワイヤーライン(鉛直孔)・ロッド(斜孔)



図 5.1-12 フローメータ検層の測定概念図



図 5.1-13 スポンジパッカーを用いた流速測定の概念図

#### 6) 水理試験

水理試験は、湧水割れ目区間の選定、選定した湧水割れ目の水理情報の取得を目的として実施 した。湧水割れ目区間は、フローメータ・BTV 検層結果や、掘削時の湧水量記録等を基に湧水量 測定を複数区間実施し、湧水量の多い区間を絞り込みした。また、選定した湧水割れ目区間を対 象として定流量揚水試験を実施し、透水量係数を算出した。使用した水理試験装置は、トリプル パッカーの編成を基本とした。パッカー間の接続は、O リングを装着している JFT ロッド( 42mm)を用いた。パッカーで区切られた区間は、下部より P1(測定区間下方)、P2(試験区間)、 P3(試験区間上方)とした(図 5.1-14)。各区間圧、パッカー圧は、ナイロンチューブで地上の 圧力センサーと接続して測定した。試験で使用するパッカーは、耐久性とパッカーの拡張・収縮 時間に優れたスライドパッカー(遮水有効長:0.55m)とし、縦割れ目の存在や試験区間の密閉 性などで問題があると判断された区間については、フィックスエンドタイプのパッカー(遮水有 効長:1.4m)とした(図 5.1-15)。水理試験の試験手順をI~WIIに示す。

- I. 事前に作成した Tally List に基づき、所定のロッド本数、パッカー編成、および残尺を確認しながら、装置を孔内へ挿入する。
- Ⅱ. 湧水圧による装置の浮き上がりを防止するため、壁面のアンカーにチェーンブロックなどでロッドを固縛する。パッカー拡張は、タンク内の水を窒素ガスなどで加圧して送水する。 拡張圧力は水圧+1.0MPa程度とする。
- Ⅲ. 湧水割れ目を推定するために、湧水割れ目近傍の複数区間で湧水量測定を実施する。湧水 量測定は、パッカー拡張後の間隙水圧の安定を待たずに試験区間P2の湧水量を計測する。 測定した複数区間の内、原則として湧水量の最大区間を定流量揚水試験の対象とする。
- Ⅳ. 間隙水圧測定は、定流量揚水試験区間で実施する。試験前日にロ元バルブを閉鎖して区間 を閉鎖し、翌朝までに収束した間隙水圧を測定する。
- V.一定流量で揚水した時の圧力変化から透水量係数を求めるため、定流量揚水試験を実施する。揚水過程、およびモーノポンプを停止した後の水圧回復過程の圧力変化を測定する。 18MI64 号孔の一部試験においては、18MI63 号孔の間隙水圧モニタリング区間との差圧および水圧応答を確認する。揚水方法は、揚水流量の設定値が 2L/min 以下ではモーノポンプの利用、2L/min を超える場合は口元のボールバルブで開度調整とする。
- VI. 水理試験の終了後、パッカー拡張用タンク内の窒素ガスを排気し、パッカーを収縮させる。 タンク内に戻る水位から収縮確認をする。
- Ⅶ. 次の試験対象区間に合わせてロッドの追加、もしくは抜管する。
- ₩. 全試験終了後、パッカーを収縮させて装置を抜管する。



図 5.1-14 水理試験装置の設置概念図



図 5.1-15 水理試験のパッカー

図 5.1-16 に間隙水圧の測定時、湧水量測定時、定流量揚水試験時の装置概念図を示す。 間隙水圧測定時は、パッカー拡張後、ロ元バルブを閉鎖して圧力ライン(測定チューブライン) 内のエア抜きをし、圧力計のライン末端に取り付けた圧力ラインバルブを閉じて密閉区間を形成 してから水圧測定を行う。湧水量測定時は、水頭を一定にして揚水したときの流量変化を測定す る。なお、湧水量測定は、定流量試験区間の選定のための湧水量の把握を目的としている。定流 量揚水試験は、一定の揚水流量で試験区間の圧力変化を測定する。所定時間まで揚水した後、ポ ンプを停止、あるいはバルブを閉鎖して回復試験へ移行する。回復試験は原則として初期間隙水 圧に収束、あるいは揚水時間と同じ時間経過をもって試験終了とする。



図 5.1-16 各測定・試験時の装置概念図

水理試験で得られたデータを用いて解析を行う。定流量揚水試験の解析では Cooper-Jacob 法 (Cooper and Jacob, 1946)、回復試験の解析では Agarwal 法(Agarwal, 1980)を適用する。な お、定流量揚水試験のポンプ停止直前のデータは、おおむね定圧状態であるため、10 分程度のデ ータを用いて Hvorslev の定常法(Hvorslev, 1951)を適用する。図 5.1-17 に Cooper-Jacob 法 を適応した定流量揚水試験の解析例を示す。Log(t/r²) – S 曲線と Derivative Plot を作成し、 Derivative Plot の dS/dLn(t)がおおむね一定値を示す時間の区間を探る。その時間の区間を Log(t/r²) – S 曲線の直線勾配を選定する区間とし、1 cycle での水位差  $\Delta$  S を用いて式 5.1-1 で透 水量係数を求める。また、Log(t/r²) – S 曲線の直線勾配の延長が  $\Delta$  S=0 と交差する点(t/r²)₀(sec)を 用いて、式 5.1-2 で貯留係数 S を求める。

0

20

E

∆s

40 60 o∽ ⊲ 1E+00 80 ∆s/cycle 1E-01 100 •ΔP • dP/dLnt 120 1E-02 . 1E+00 1E+06 1E+01 1E+02 1E+03 1E+04 1E+05 1E+00 1E+01 1E+02 1E+05 1E+06 1E+03 1E+04 (sec)

1E+03

1E+02

1E+01 🕀

1E+00 응

1E-01

1E-02

図 5.1-17 Log(t)-s曲線(左)、Derivative Plot(右)の例

図 5.1-18 に Agarwal 法を適応した回復試験の解析例を示す。回復過程の Log(tp· $\Delta t$ /(tp+ $\Delta t$ )) -Sr 曲線、Derivative Plot を作成し、Derivative Plot の dSr/dLn(e.t)がおおむねー定値を示す 時間の区間を探る。その時間の区間を Log(tp· $\Delta t$ /(tp+ $\Delta t$ ))-Sr 曲線の直線勾配を選定する区間と し、1cycle での水位差 $\Delta$ Sr を用いて式 5.1-3 で透水量係数を求める。また、Log(tp· $\Delta t$ /(tp+ $\Delta t$ ))- Sr 曲線の直線勾配の延長が Sr =0 と交差する点 tp·Δt/(tp+Δt)₀ (sec)を用いて、式 5.1-4 で貯留係 数 S を求める。

T :透水量係数 (m²/sec) S : 貯留係数 (-)  $\Delta Sr$  : Log(tp· $\Delta t/(tp+\Delta t)$ )の1サイクル間における水位回復量 (m)  $r_w$  : 試錐孔半径 (m) Q : 平均流量 (m³/sec) tp· $\Delta t/(tp+\Delta t)_0$ : Sr=0 における tp ·  $\Delta t /(tp+\Delta t)$  (sec) tp: 湧水時間 (湧水停止時間) (sec)  $\Delta t$ : 回復過程 (湧水停止後)の経過時間 (sec)



図 5.1-18 Log(tp・Δt/(tp+Δt))-Sr 曲線(左)、Derivative Plot(右)の例

定流量揚水試験のポンプ停止の10分程度前のデータよりおおむね定圧状態を確認できた場合、そのデータを用いて Hvorslev の定常法を適用する。揚水試験開始直前のP2(試験区間) 圧力を計測し、口元の圧力が0となるように圧力値を水位に換算する。式5.1.-5より透水量係数を求める。

$$T = \frac{Q \times ln[(m \times L/(2r)) + \{1 + (m \times L/(2r))^2\}^{1/2}]}{2\pi \times \Delta s} \cdots (式 5.1-5)$$

$$T : 透水量係数 (m2/sec)$$

$$\Delta s : 水位低下量 (m)$$

$$L : 試験区間長 (m)$$

$$Q : 平均流量 (m3/sec)$$

$$m : 縦横方向の透水係数比 (通常は1)$$

$$r : 試錐孔半径 (m)$$

18MI64 号孔の一部水理試験で、18MI63 号孔の間隙水圧モニタリング区間との水頭差の測定 をする。使用した差圧計の仕様を表 5.1-4 に示す。18MI64 号孔の試験区間(P2)を基準とし、 試験区間と水理的に連通性が高いと想定される 18MI63 号孔の区間を選定する。測定手順を I ~ に示す。

I. 図 5.1-19 に示す配管を構成する。

Ⅱ. V2-1、V2-2 バルブを開放し、測定区間の湧水でエア抜きする。

Ⅲ. エア抜き後、ドレーン側のチューブを連結して間隙水圧の安定を翌朝まで測定する。

Ⅳ. データ収録(初期値)を開始し、V3-1バルブを測定対象とする区間の方向へ開く。

V. V2-1、V2-2のバルブを同時に閉鎖し、約10分間測定する。

20mH ₂ O用 差圧計	マーカー・刑式	Honeywell社製		
		TYPE:AD114BM.1B.2U.5H.6A		
	耐圧	約10MPa(1500psi)		
	差圧	約 $21 \mathrm{mH}_2\mathrm{O}(30 \mathrm{psi})$		
	精度	$\pm~0.1\%FS(\pm~2.1cmH_2O)$		
表示計	メーカー・型式	データトラック社製 <b>TYPE: 223-1-R</b>		
	表示単位	$30 psi \Rightarrow 0.1 mmH_2O$		

表 5.1-4 差圧 20mH₂O 用差圧計の仕様



図 5.1-19 水理試験中の差圧測定の概念図

### 7) 高解像度 BTV 検層

① 概要

高解像度 BTV 装置は、株式会社レアックス社製 BIP-V を使用してボーリング孔の壁面観察を 行った。当システムは、展開画像記録装置(以下 ODS)、詳細観察記録装置[以下 DVS(HR-BTV)] から構成される。ODS は、ボーリング孔壁の全周を孔壁面展開画像として連続して記録するもの で、取得データは室内解析システムで割れ目の走向傾斜など解析を行う。

DVS は、前方視カメラと側方視カメラを組み合わせて割れ目の詳細観察をする。VTR に記録 されるデータのほか、現場で必要箇所をキャプチャー記録する必要がある。システム構成は、現 場システムと室内システムから構成される。高解像度 BTV 検層の概念を図 5.1-20 に示す。

- ・ ODS プローブ(孔壁面展開画像を撮影するカメラ)
- ・ DVS プローブ(孔壁面詳細画像を撮影するカメラ)
- ウインチコントローラおよびケブラーケーブル・ウインチ
- ・ 電動押し込み機(深度計測機能付き)
- ・ 画像処理・プローブコントロールユニット(プローブ制御)
   ノート PC(画像データ記録)



図 5.1-20 BIP-V システム模式図

# ② ODS (BIPS) 画像解析方法

#### (a) 画像処理、および割れ目データの取得

岩盤分離面の走向傾斜は、画像データを読み出して室内解析システムのディスプレイ上に表示し、孔壁との切合線として示される岩盤分離面にフィットするトレースライン (サインカーブ)より求めた (図 5.1-21)。計算された面の走向傾斜はディスプレイに表示され、ファイルに記録される。また、開口幅もポイントした二点間の実距離として示される。



#### (b) 深度

深度は岩盤分離面が出現する上端、消滅する下端、および中間深度を示す。

(c) 区分

面要素は、I~Vに区分する。

I. 初生構造

堆積岩の層理・葉理、火山岩や深成岩などに見られる流理構造、変成岩に見られる片理 構造

- Ⅱ. 開口割れ目 割れ目のうち画像上で1mm以上の開口性が認められ、開口幅の測定が可能な割れ目
- Ⅲ.割れ目画像上 50%以上連続している割れ目
- IV. 破砕部破砕した部分が 5cm 以上の幅を持つ場合
- V. 鉱物脈 鉱物が脈状に割れ目を充填

# (d) 開口幅または充填幅

幅 1mm 以上の分離面の開口幅、鉱物脈、破砕部の充填幅は最大傾斜位置(孔軸に対する最 大交差角位置)において、境界面の上・下盤の正距離とする。

# (e) 分離面形状

面要素の形状について、以下の3つに区分する。 plane-----岩盤分離面がきれいなサインカーブを描くもの angulated----岩盤分離面が曲がっている、ゆがんでいるもの 

### (f) 状態

面要素について、I~IVに示す事項を状態として記載する。

I. 区分が開口割れ目、割れ目の場合

・角礫状、細片状、派生割れ目付随など

- Ⅱ. 区分が破砕部の場合
  - · 上盤、下盤
- Ⅲ. 区分が初生構造の場合
  - · 層理、片理、葉理、流理、岩相境界
- IV. 区分が鉱物脈の場合
  - ・白色鉱物、緑色鉱物、黄色鉱物、石英、方解石など

## (g) 備考

面要素について、以下に示す事項を備考として記載する。 ・褐色化、介在物あり、鉱物伴う

# ③ DVS(HR-BTV)画像解析方法

DVS 画像の解析は ODS 解析を補助し、より詳細な岩盤分離面の特性をうることを目的とする。 岩盤分離面の開口割れ目を対象に、0.1mm 精度で割れ目幅を計測する。幅の計測箇所は最大傾斜 位置(孔軸に対する最大交差角位置)の2箇所を基本とし、幅が一定でない場合は、追加計測し てその平均値を使用する。幅の計測値の精度を確認するため、スケールプレートを孔口にセット し別途撮影、計測する。計測結果の例を図 5.1-22 に示す。なお、図 5.1-22 に映る気泡について は、孔内から発生するガスがスケールプレートに付着したものである。



DVSの観察対象区間のうち、湧水している可能性、かつ開口幅の計測が可能な割れ目について は、幅を計測した箇所を展開画像上に明示した詳細観察シートを A3 横で作成する。詳細観察シ ートの例を図 5.1-23 に示す。幅の計測は対象の開口割れ目 1 本に対して 36 度刻みに 10 箇所計 測する。なお、割れ目の連続性がないものについては、他角度を計測して 14 箇所とする。



図 5.1-23 詳細観察シートの例

# 8) 間隙水圧モニタリング計測

ボーリング掘削、各種検層、および各試験の結果に基づき、湧水割れ目を含む区間をパッカー で区切り、区間水圧をモニタリング計測する。なお、パッカーの設置深度は、水理試験や BTV 結 果などを参考に Tally List を作成した上で決定する。図 5.1-24 に間隙水圧モニタリング計測で 用いたパッカー、ロッドの写真、表 5.1-5 に装置の仕様を示す。



図 5.1-24 間隙水圧モニタリング計測で使用したパッカー、ロッドー式

大項目	項目		主な仕様		
	外径		収縮時外径 :		
パッカーユニット	長さ		全長:1800mm、パッカー有効長:1200mm		
	最大使用差圧		1.5MPa		
	拡張方式		水拡張		
	外径		ソケット部(最大外径): φ76mm		
	長さ(定尺)		2000mm、1000mm、500mm		
	間隙水圧測定用		ϕ6×4mm、耐圧5.0MPa		
中継ぎ用チューブ	採水用		ϕ 6 × 4mm、耐圧5.0MPa		
	パッカー拡張用		φ4×2.5mm、耐圧5.OMPa		
	圧力計	製造元	Honeywell社		
		レンジ	0~7.0MPa(間隙水圧計測用) 0~10.0MPa(パッカー拡張圧計測用) 0~0.2MPa(大気圧計測用)		
		精度	±0.1%		
眼险业厅乱测壮黑		製造元、型番	KEYENCE社、FD-SS2A		
间隙水圧計測装直	流量計	レンジ	(小)0~200mL/min、(大)0~2000mL/min		
		精度	±1%(0~500mL/min) ±4%(500~2000mL/min)		
		使用圧力範囲	5MPa以下		
	A/D計測 ユニット	製造元、型番	Agilent Technologies社、34980A		
		計測プログラム	最大80ch収録可能		

表 5.1-5 間隙水圧モニタリング装置の仕様

# (4) 調査結果

## 1) 18MI63 号孔の調査結果

# ① ボーリング掘削

18MI63 号孔の掘削総長、および掘削方向を表 5.1-6 に示す。

孔名	18MI63号孔
掘削方法	オールコアボーリング、清水掘削
主要孔径	86mm
掘削方向	鉛直方向: -29.3°(水平下向き) 水平方向: S71.0°E
掘削総長	37.20mabh

表 5.1-6 18MI63 号孔の実績

18MI63 号孔の一段目掘削は、5.6mabh(  $\phi$  86mm)まで掘削確認をした。ボーリングコアから は明瞭な掘削損傷領域は認められず、4~5mabhで健岩部が連続的に確認されている。その後、 $\phi$ 140mmまで拡掘をし、ケーシングを4.8mabhまで挿入した(図 5.1-25)。ケーシングを挿入後、 孔口にコンクリートブロックを打設、孔内ケーシングと孔壁の間はグラウトを注入した。養生確 認後に加圧試験を行い、遮水性に問題がないことを確認した。



## 図 5.1-25 18MI63 号孔のケーシング編成

18MI63 号孔の二段目掘削は、突発的な大量湧水に備えて孔内装置をフランジに取り付け(図 5.1-7)、  $\phi$  86mm で掘削をした。掘削作業の間、コアチューブの回収のタイミングで孔口からの 湧水量を測定した。また、アミノG酸をトレーサーとして掘削水に添加し、5mg/L±10%で濃度 調整をした。図 5.1-26 に掘削時の湧水量、アミノG酸の濃度変化を示す。掘削時の湧水量は、 26.50mabh で 20L/min を超過し、37.20mabh で約 50L/min であった。流量変化が顕著に表れた のは、26~28mabh 付近、36~37mabh 付近であり、湧水割れ目が存在する区間を絞りこめた。ア ミノG酸の濃度変化は 5mg/L±10%の範囲を大きく外れることはなく、濃度測定を終了するまで の間に孔内の流量変化がほとんど無かったことから、掘削水の逸水は無いことが分かった。



図 5.1-26 18MI63 号孔 アミノG酸の濃度変化(左)、掘削時の湧水量(右)

# コア観察

18MI63 号孔のコア観察結果について、岩相、変質、割れ目、および岩盤等級と RQD について 取りまとめた。

#### (a) 岩相

18MI63 号孔の孔口は露岩していたため、坑道壁となるコンクリート区間は存在しない。孔口 から 37.20mabh までの地質は中粒黒雲母花崗岩(土岐花崗岩)からなり、変質といくつかの時期 の異なる変形作用を被っている。花崗岩は石英、長石類、黒雲母、および角閃石を主体として構 成される。岩石の組織は中粒の等粒状組織、もしくは長石の斑晶を伴う斑状組織を呈し、斑晶は 最大径 30mm 程度のものが認められた。

# (b) 変質

図 5.1-27 に 18MI63 号孔の母岩の変質の程度、割れ目沿いの変質、および割れ目充填鉱物の 分布を示す。なお、変質の強さの表現(強、中、弱)は、鶴田ほか(2012)のコア観察記載要領 に基づく。

本孔の全体的な変質の特徴としては、長石類が白色、および淡桃色を呈する区間が認められ、 断層や割れ目の集中する区間には、絹雲母、方解石、緑泥石、黄鉄鉱、粘土鉱物などの形成が認 められた。長石類が淡桃色を呈する区間は、7.80~17.40mabh、18.00~26.70mabh、 33.30~37.20mabhであり、特に23.77mabh付近、34.90mabh付近では色調が強い傾向が認めら れた。11.03~11.05mabh付近は、割れ目面に沿って長石類の白濁化が認められた。 17.78~17.81mabh、27.56~27.70mabh、36.81~36.89mabh は断層角礫岩を呈し、長石類の白濁 化が見られたため中変質と判断した。



図 5.1-27 18MI63 号孔 変質の程度、割れ目充填物の分布

割れ目沿いの変質について、以下に特徴を述べる。

• 2.37~2.50mabh

割れ目が 20 本程度発達して弱度の風化を受けており、岩芯までやや軟質である。割れ目面 には緑泥石、絹雲母、粘土が挟在する。(図 5.1-28)

• 6.91~6.99mabh

やや軟質で、粘土、および炭酸塩鉱物を挟在する。

• 11.03~11.05mabh

二本の割れ目沿いが軟質である。絹雲母と炭酸塩鉱物が挟在し、弱度の溶脱を受けている。

• 15.40~15.52mabh

細脈沿いが弱度の風化を受けており、やや粘土化している。

- ・17.78~17.81mabh
   断層角礫岩を呈し、弱度の風化を受けている。(図 5.1-28)
- ・33.41~33.78mabh
   弱度の風化を受けており、やや粘土化している。



図 5.1-28 18MI63 号孔 割れ目沿いの変質(左: 2.37~2.50mabh 付近、右: 17.78mabh 付近)

割れ目充填物は、絹雲母、緑泥石、方解石、および粘土を主体とし、少量の黄鉄鉱も認められた。それらの分布区間と特徴について、以下に述べる。

・絹雲母

白色~淡緑色を呈し、主な分布区間 11.67mabh、11.75mabh、11.92mabh、19.13mabh、および 21.00~24.00mabh の割れ目面で認められた。中でも、21.00~24.00mabh の割れ目面には、 絹雲母が多く挟在していることが確認された。図 5.1-29 に代表的な絹雲母の充填状況を示す。



図 5.1-29 18MI63 号孔 絹雲母が挟在する割れ目(21.37mabh 付近)

・緑泥石

暗緑色を呈し、主な分布区間 5.92 mabh、6.14 mabh、29.85 mabh、および 32.93 mabhの 割れ目面に付着あるいは細脈で認められた。6.14 mabh で確認された緑泥石は、カタクラサイトの基質部として存在している(図 5.1-30)。



図 5.1-30 18MI63 号孔 脈状に分布する緑泥石(左: 6.14mabh 付近、右: 29.85mabh 付近)

·炭酸塩鉱物(方解石)

淡灰色~灰色を呈し、主な分布区間 3.80~3.85 mabh、6.17 mabh、6.91 mabh、6.95 mabh、 6.98 mabh、7.89 mabh、24.84 mabh、28.22~28.53 mabh、33.62 mabh、および 33.83 mabh の割れ目で認められた。方解石は灰色の粘土鉱物の中に含まれ、セリサイトやスメクタイトな どと混在していると考えられる。図 5.1-31 は、淡灰色軟質で細粒未固結の方解石を含んだ粘 土鉱物が付着、充填する状態を示す。



図 5.1-31 18MI63 号孔 方解石を含む粘土鉱物が付着する割れ目(左: 7.89mabh、右: 24.84mabh)

・粘土

主な分布区間 2.30mabh、2.46mabh、7.89 mabh、20.29mabh、24.84 mabh、28.22~28.53mabh、32.69mabh、および35.29mabhで認められた。特に、28.22~28.53mabhで幅 5mm、27.95 mabhで幅 10~25mmの開口した割れ目を粘土鉱物が充填している(図 5.1-32)。また、7.89 mabh、24.84 mabh、および28.22~28.53mabhの割れ目のように、しばしば粘土と方解石が共存していることが確認された。



図 5.1-32 18MI63 号孔 粘土が充填する割れ目(左: 20.29mabh、右: 28.22~28.53mabh)

 ・
 黄鉄鉱

黄鉄鉱は33.62mabhに認められるが、ごくわずかに割れ目面に付着する程度である。

#### (c) 割れ目

割れ目の発達状況に基づき、18MI63 号孔を 7 区間に区分して以下に記述する。なお、割れ目 密度については、コア観察時に分離した(非密着)状態の構造性割れ目の本数とし、「TorD(引 張、または機械割れ目)」と判定した割れ目もカウント数に含めた。

図 5.1-33 に 1mabh ごとの割れ目密度分布および各角度の割れ目密度分布を示す。

・0.0~2.0mabh 区間

割れ目が少ない区間であり、割れ目密度は 2~3 本/m である。中角の傾斜角をもつ割れ目が 多い。

・2.0~5.0mabh 区間

割れ目が多く発達する区間であり、割れ目密度は10~23本/mである。中角の傾斜角をもつ割れ目が多い。4.59~4.63mabhは、断層角礫岩を呈する。

・5.0~27.0mabh 区間

割れ目が少ない区間であり、割れ目密度は 1~15 本/m である。中角、および高角の傾斜角を もつ割れ目が多い。 6.13~6.14mabh でカタクラサイト、 12.09~12.12mabh で破砕、 17.78~17.81mabh で断層角礫岩となり、やや風化を受けている。

・27.0~30.0mabh 区間

割れ目が多く発達する区間であり、割れ目密度は21本/m以上である。中角の傾斜角をもつ 割れ目が多い。27.56~27.70mで破砕が認められる。

・30.0~36.0mabh 区間

割れ目が少ない区間であり、割れ目密度は 4~15 本/m である。中角の傾斜角をもつ割れ目 が多い。

・36.0~37.0mabh 区間

割れ目が多く発達する区間であり、割れ目密度は20本/m以上である。中角、および高角の 傾斜角をもつ割れ目が多い。36.81~36.89mabh で破砕が認められる。

・37.0~37.2mabh 区間

割れ目が少ない区間であり、割れ目密度は1本/mである。

(d) 岩盤等級と RQD

18MI63 号孔の岩盤等級は、鶴田ほか(2012)のコア観察記載要領に基づき変質の程度から判断した。B級が 3m 分、CH 級が 15.0m 分、CH~CM 級が 2.0m 分、CM 級が 7.0m 分、CM~CL 級が 4.0m 分、CH~CL 級が 6.0m 分、CL 級が 1.0m 分と判定した。

RQD は全孔平均で 77 であり、特に低い区間として、4.0~5.0mabh で 50、26.0~27.0mabh で 48、28.0~29.0mabh で 34、29.0~30.0mabh で 40、36.0~37.0mabh で 19 であった (図 5.1-33)。



図 5.1-33 18MI63 号孔 各角度の割れ目密度分布、岩盤区分、RQD

# ③ キャリパー検層

図 5.1-34 に 18MI63 号孔のキャリパー検層結果を示す。

ケーシングの下端は 4.8mabh であり、その直下で孔径が拡大する箇所が認められる。これは、 一段目掘削時に余堀りで拡掘したものである。7.0mabh 以深で顕著に孔径が拡大する箇所は認め られない。28.0~29.0mabh 区間、34.0~36.0mabh 区間でわずかな孔壁の乱れが確認されており、 当区間は掘削方向と並走する割れ目や粘土鉱物が幅をもって充填する区間である。ボーリングコ アの状況、および後述する高解像度 BTV 検層の BIPS の結果から、弱い変質、および孔壁が乱れ ていることが確認されるため、孔壁の表面が剥離したものと考えられる。なお、34.0~36.0mabh 区間については X 軸のみの変化であるため、孔全体ではなく部分的な孔壁の乱れによるものと考 えられる。





# ④ 高精度孔曲がり検層

18MI63 号孔の掘削総長 37.2mabh について、高精度孔曲がり検層を実施した。図 5.1-35 にボ ーリング孔跡の平面図、表 5.1-7 に 18MI63 号孔の掘削方向の計画、および実績を示す。また、 掘削方向の計画に対する実績の差異について、水平方向(図 5.1-36)および上下方向(図 5.1-37) でまとめた。

掘削方向のうち、水平方向は計画に対して反時計回りに約1°、上下方向は約50cm上部へ偏 りが生じた。この偏りは、ボーリングロッドのしなりや、岩盤の不均質性によるビットのずれな どが蓄積することで生じる。過年度事業の孔曲がりの結果と比較しても、偏り程度は同等である。



図 5.1-35 ボーリング孔跡図(計画と実績)

71 <del>32</del>	18MI63号孔			
1 L '⊞'	計画	実績		
掘削深度	40.00mabh	37.20mabh		
掘削方向	<b>S70.2゜E</b> -30゜(水平下向き)	<b>S71.0°E</b> -29.3°(水平下向き)		

# 表 5.1-7 掘削方向の計画と実績





### ⑤ フローメータ検層

18MI63 号孔のフローメータ検層の結果を図 5.1-38(左)に示す。明瞭な流速変化がみられる 区間は、深部より 32.0~32.5mabh、26.0~28.5mabh、21.0~23.0mabh である。また、検層プロ ーブの測定下限深度(36mabh)より以深で、大きな湧水区間が存在する。なお、流量変化が表れ る深度を深度 300m ボーリング横坑西側の結果(電力中央研究所, 2013, 2014, 2015)と比較する と、ボーリング横坑西側の 12MI30 号孔や 13MI37 号孔と流量変化(20L/min 程度)の傾向が似 ている。特に 13MI37 号孔の 27mabh以深は、湧水量 200L/min 程度の大量湧水が確認されてお り、ボーリングコアからは NW 系の割れ目が水みち割れ目として密に分布していることが確認さ れている(電力中央研究所, 2014, 2015)。18MI63 号孔は NW 方向に掘削しており(図 5.1-39)、 縦割れ目(NW 系)が分布する深度で明瞭な流量変化がみられていた。そのため、18MI63 号孔 では 36~37.2mabhの間で 20L/min 程度の流量変化がみられた段階で、それ以深で湧水量がさら に増加することが予想されたため、掘削を終了している。



図 5.1-38 フローメータ検層結果(左:18MI63 号孔、右:ボーリング横坑西側)



図 5.1-39 ボーリング孔の位置関係

#### ⑥ 水理試験

本試験(定流量揚水試験)に先立ち、試験区間の絞りこみを目的として、湧水量測定を行った。 事前に孔全体の湧水量分布を把握するため、2.5m 区間長の湧水量を測定し(図 5.1-40)、ボーリ ング掘削時の湧水量記録(図 5.1-26)、フローメータ検層結果(図 5.1-38)などと合わせて大枠 の試験区間を絞った。これらの結果基づき試験区間を4箇所(21.0~23.5mabh、26.0~28.5mabh、 31.0~33.5mabh、36.0mabh~)とし、詳細に湧水量測定を行った。なお測定時には、湧水量が多 い区間を探ること、ボーリングコア記載などを参考に水みち割れ目の推定を考慮することに留意 した。

表 5.1-8 に、湧水量測定結果を示す。試験区間を 26.0~28.5mabh の区間では、試験区間 (P2) の圧力変化による影響が上区間 (P3)、下区間 (P1) で認められた。これは、掘削方向と並走す る割れ目がいくつか発達しており、これらの割れ目を介して上下区間へ水圧の変化が伝播したと 考えられた。そのため、当初使用していたパッカー (L=0.55m) から有効長を伸ばしたパッカー (L=1.4m) へ編成を替えて、再測定を行った。



図 5.1-40 18MI63 号孔 2.5m 区間長の湧水量測定結果

动象区間		試験深度		区間長	透水量係数	湧水量
(使用ハッカー)	実施日	上端 mabh	下端 mabh	m	m²/sec	L/min
36.0m~孔底	11/13	36.80	37.20	0.40	4.02E-07	9.7
シングルパッカー	"	36.70	37.20	0.50	4.38E-07	9.6
(長パッカー)	11	36.60	37.20	0.60	6.76E-07	13.8
	"	36.50	37.20	0.70	1.14E-06	21.9
水理試験56	"	36.30	37.20	0.90	1.23E-06	21.7
31.0~33.5m	11/7	32.83	33.50	0.67	1.56E-08	0.4
ダブルパッカー	11	32.33	33.00	0.67	5.58E-08	1.3
	"	31.83	32.50	0.67	7.46E-08	1.7
	11	31.33	32.00	0.67	6.88E-08	1.5
	"	32.00	32.67	0.67	6.34E-08	1.4
	11	32.67	33.34	0.67	1.56E-08	0.4
水理試験①	11	31.00	31.67	0.67	6.88E-08	1.5
	11	31.60	32.27	0.67	1.01E-07	2.3
	11	32.25	32.92	0.67	5.49E-08	1.2
26.0~28.5m	11/8	27.83	28.50	0.67	4.85E-07	9.5
ダブルパッカー	, <u>-</u> //	27.16	27.83	0.67	1.04E-06	20.4
, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	11	26.49	27.16	0.67	5.10E-08	1.0
	11	25.82	26.49	0.67	8.37E-07	16.4
	11	26.15	26.82	0.67	8.21E-07	16.1
	11	26.82	27.49	0.67	6.43E-07	12.6
	11	27.49	28.16	0.67	9.24E-07	18.1
水理試験②	11	28.16	28.83	0.67	4.08E-07	8.0
_	11	28.50	29.17	0.67	1.16E-07	2.6
		28.87	29.54	0.67	2.68E-08	0.6
26.0~28.5m	11/9	27.83	28.50	0.67	8.88E-07	17.4
3連ハ [゚] ッカー	11	27.49	28.16	0.67	1.31E-06	25.6
	11	27.16	27.83	0.67	1.32E-06	25.9
	11	26.82	27.49	0.67	9.90E-07	19.4
	11	26.49	27.16	0.67	6.25E-08	1.4
	"	26.15	26.82	0.67	8.57E-07	16.8
	"	25.82	26.49	0.67	8.21E-07	16.1
水理試験③	11	27.33	28.00	0.67	1.34E-06	26.3
	11	27.68	28.35	0.67	1.02E-06	19.9
26.0~28.5m	11/15	25.93	26.50	0.57	7.44E-07	15.5
ダブルハッカー	"	26.50	27.07	0.57	5.88E-08	1.4
(長パッカー)	11	25.68	26.25	0.57	2.94E-08	0.7
水理試験⑦	"	26.25	26.82	0.57	7.16E-07	14.9
26.0~28.5m	11/14	27.16	37.20	10.04	3.68E-06	36.3
シングルパッカー	11	27.49	37.20	9.71	3.67E-06	36.4
(長パッカー)	11	27.83	37.20	9.37	3.58E-06	35.8
	11	28.16	37.20	9.04	3.33E-06	33.5
	11	28.50	37.20	8.70	3.23E-06	32.7
	11	28.87	37.20	8.33	2.59E-06	26.5
21.0~23.5m	11/12	22.93	23.60	0.67	4.46E-09	0.1
3連バッカー	11	22.26	22.93	0.67	8.48E-08	1.9
	11	21.59	22.26	0.67	7.14E-08	1.6
	11	20.92	21.59	0.67	4.46E-08	1.0
	11	21.80	22.47	0.67	8.04E-08	1.8
水埋試願(4)		22.47	23.14	0.67	7.59E-08	1.7
		22.80	23.47	0.67	4.46E-09	0.1
	<i>II</i>	21.13	21.80	0.67	8.48E-08	1.9
試験区间冉	11/16	26.44	27.01	0.57	4.62E-08	1.1
ダブルハッカー / ビッシュ 、	<i>  </i>	31.10	31.67	0.57	7.56E-08	1.8
(長ハッカー)	// 	28.18	28./5	0.57	5./6E-07	12.0
		27.33	27.90	0.57	/.9/E-0/	16.6
	"	22.36	22.93	0.57	/.14E-08	1.7

表 5.1-8	湧水割れ目特定のための湧水量測定結果	(黄色行:	本試験)

湧水量測定の結果は、フローメータ検層時に測定した BTV の孔壁展開画像(割れ目は赤線で トレース)と試験区間深度を対比した断面図に整理し、推測される湧水割れ目の分布状況を検討 した。湧水割れ目の深度を図 5.1-41~図 5.1-46 に示す。本試験区間は、湧水割れ目の可能性を検 討しつつ、その割れ目をパッカーで塞がないようにするなどの深度調整を加えたため、必ずしも 湧水量の最も多いところを選択しているわけではない。なお、これらの図は表 5.1-8の表記順に 合わせて深部から順に示した。



図 5.1-41 試験対象区間 36.00mabh~孔底の湧水量測定深度と割れ目分布



図 5.1-42 試験対象区間 31.00~33.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布



図 5.1-43 試験対象区間 26.00~28.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布(1回目)



図 5.1-44 試験対象区間 26.00~28.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布(2回目)



図 5.1-45 試験対象区間 26.00~28.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布(3回目)



図 5.1-46 試験対象区間 21.00~23.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布

湧水量測定結果(表 5.1-8、および図 5.1-41~図 5.1-46)から選定した7箇所を対象とし、定 流量揚水試験を実施した。試験結果を表 5.1-9に示す。

定流量揚水試験の解析は、非定常解析法の Cooper-Jacob 法(揚水過程)、Agarwal 法(回復過程)、定常解析法の Hvorslev 法(定圧時)により透水量係数を求め、それらの結果について検討した(解析図は付録 5.1-3 参照)。

三者の結果を比較する際、圧力変化と Derivative Plot との相関性、貯留係数の数値の妥当性を 判断基準とし、Hvorslev 法で求めた透水量係数を採用した。Cooper-Jacob 法、Agarwal 法の双 方に共通した特徴として、揚水開始、および揚水停止直後に瞬間的な圧力低下、および圧力回復 を圧力変化のグラフで示しており、Derivative Plot の水平が取れる区間では、ほとんど圧力変化 を示さない。故に、井戸貯留の時間がほとんどないことが考えられる。また、Derivative Plot の 水平が取れる区間での貯留係数は、現実的ではない非常に小さな値を示す。逆に、Derivative Plot の水平を無視して揚水開始、揚水停止直後のデータを用いて透水量係数を求めたときの貯留係数 は、妥当な貯留係数の値が算出される。ただし、揚水開始直後は、揚水用モーノポンプのノイズ (回転が安定するまでの間)が入ることも考えられる。一例として、31.00~31.67m 区間の試験 結果を図 5.1-47、図 5.1-48 に示す。一方で Hvorslev 法では、定流量揚水試験で一時間揚水をし

ているうち、shut-in する 10 分前からのデータを用いて透水量係数を求めた。試験区間が一定圧 力であるデータであることに留意し、貯留係数でも妥当な値であることが確認できたため、 Hvorslev 法での結果を採用した。

計除口	_ 試験区間 測定区間長 間隙水圧 湧水量 揚水量		揚水量	透水量係数(m ² /sec)				
こ 知知 ロ	(mabh)	(m)	(MPa)	(L/min)	(L/min)	Jacob	Agarwal	Hvorslev
2018/11/14	36.30-37.20	0.90	1.619	21.7	8.4	1.61E-06	8.76E-05	2.52E-06
2018/11/15	36.70-37.20	0.50	1.619	9.6	3.6	1.25E-05	1.02E-04	1.12E-06
2018/11/8	31.00-31.67	0.67	1.616	1.5	0.4	1.44E-07	9.92E-07	2.16E-07
2018/11/9	28.16-28.83	0.67	1.616	8.0	2.4	5.88E-05	6.40E-05	2.84E-06
2018/11/12	27.33-28.00	0.67	1.617	26.3	6.7	9.13E-05	6.00E-05	3.58E-06
2018/11/16	26.25-26.82	0.57	1.614	14.9	5.1	4.18E-05	6.19E-05	1.58E-06
2018/11/13	22.26-22.93	0.67	1.612	1.9	0.5	1.13E-06	1.55E-06	2.85E-07

表 5.1-9 18MI63 号孔 定流量揚水試験の結果






18MI63号孔(*φ*86mm) 31.00~31.67mabh RW Jacob法 平均流量:6.70E-06 (m³/s) 測定区間長:0.67m

	(1)	(2)	3
透水量係数 (m²/s)	1.44E-07	5.82E-07	1.67E-06
貯留係数	4.92E-05	1.07E-08	3.50E-19

図 5.1-47 18MI63 号孔 水理試験結果一例 (31.00~31.67mabh、Jacob 法)



図 5.1-48 18MI63 号孔 水理試験結果一例(31.00~31.67mabh、Agarwal法)

### ⑦ 高解像度 BTV 検層

高解像度 BTV 検層で撮影した壁面の展開画像(付録 5.1-4)から、全岩盤分離面の走向傾斜を 解析して整理した。ここでいう全岩盤分離面は、割れ目、開口割れ目、鉱物脈などを全て含めた ものとする。全岩盤分離面の内訳を表 5.1-10、全岩盤分離面、開口割れ目(開口幅 0.1mm 以上、 0.1mm 未満)のステレオネット投影図を図 5.1-49 に示す。

18MI63号孔の割れ目の特徴として、NNW走向、およびNNE走向の高角度割れ目、EW走向の 水平割れ目が多く、開口割れ目はNNW走向に比べてNNE走向の割れ目が多い傾向がみられる。 18MI63号孔(WNW方向/30°伏角)は、NNE走向の割れ目との遭遇率が最も高くなると想定さ れ、計測結果(NNW走向、およびNNE走向の高角度割れ目)と整合する。一方で、EW走向の水 平割れ目は18MI63号孔とおおむね並走しており、遭遇率は通常低いことが予想されるが、本孔で は遭遇率は高く表れている。図 5.1-50に掘削深度方向に対する水平割れ目(30°以下)の頻度分 布を示す。20mabh付近、27mabh付近、34mabh付近は水平割れ目の分布密度が高く、中でも 27mabh付近は開口割れ目があり、流量変化が著しい区間(図 5.1-40)に該当する。

深度300mボーリング横坑西側と18MI63号孔の全岩盤分離面の分布を比較すると、ボーリング 横坑西側はNW系の高角度割れ目に密集するが、18MI63号孔はNSに近いNW系とNE系の高角度 割れ目に密集する傾向がある。また、18MI63号孔の全岩盤分離面の分布密度は9.1条/mと高く、 ボーリング横坑西側の平均6.6条/mと比べて明らかである。開口割れ目の分布密度も2.3条/mと高 く、ボーリング横坑西側の平均0.4条/mと比べて約6倍の条数である。

ボーリングコア観察、水理試験結果、壁面の展開画像などに基づいて水みち割れ目を7箇所選定し、詳細観察(付録 5.1-5)を実施した。水みち割れ目の詳細観察箇所について、表 5.1-11 に示す。

孔番	18MI63号孔
測定区間長(m)	32.5
全岩盤分離面(条)	295
割れ目(条)	206
開口割れ目(条)	86
鉱物脈(条)	3
全岩盤分離面の分布密度(条/m)	9.1
全岩盤分離面の平均間隔(m)	0.1

表 5.1-10 18MI63 号孔 全岩盤分離面の内訳

表 5.1-11 18MI63 号孔 水みち割れ目の詳細観察箇所と開口幅

。 涩庻(mabb) 去向傾	去向傾斜	透水量係数	開口幅	司載
沐皮(IIIabii)	足间顾州	(m²/sec)	(mm)	
26.34	N8W 83E	1.58E-06	0.28	N28W6Wと蝶番状に交差する。
26.37	N28W 6W	1.58E-06	0.24	粘土を挟む。NS高角度割れ目を切る。
26.42	N13W 89W	1.58E-06	0.32	N28W6Wに切られる。
27.89	N13W 66E	3.58E-06	0.14	孔軸沿いの割れ目と交差する。
28.04	N76E 17N	-	0.14	N13W66Eと蝶番状に交差する。
36.57	N58E 85NW	2.52E-06	0.29	NW系緑泥石脈を切る。
36.58	N61E 59N	2.52E-06	0.38	N58E85NWから分岐する。



図 5.1-49 18MI63 号孔、ボーリング横坑西側ステレオネット (左列:18MI63 号孔、右列:ボーリング横坑西側、上段:全岩盤分離面、中段:0.1mm 未満開口 割れ目、下段:0.1mm 以上割れ目)



図 5.1-50 18MI63 号孔 掘削深度方向に対する水平割れ目(30°以下)の頻度分布

## ⑧ 間隙水圧モニタリング計測

18MI63 号孔間隙水圧のモニタリング区間は、水理試験結果、および高解像度 BTV 検層結果な どに基づき、観測区間を 8 区間(パッカー7 連編成)とした(図 5.1-51)。表 5.1-12 に各区間の 湧水量を参考値として示す。ここでの区間の湧水量は、区間からの採水チューブ(内径 φ 4mm) で簡易計測しているため、1.0L/min 以上の湧水量は管内損失の影響が大きく、実際の湧水量より 小さい値を示す。



図 5.1-51 18MI63 号孔 間隙水圧モニタリング装置の編成

知识反問	上端深度	下端深度	区間長	湧水量	<b>进来</b>
1111月11日日	観測区間 (mabh)		(m)	(L/min)	1佣 1万
Int1	36.24	37.20	0.96	4.80	孔底を含む区間
Int2	30.44	35.04	4.60	2.60	
Int3	27.64	29.24	1.60	5.10	
Int4	25.84	26.44	0.60	5.40	
Int5	22.04	24.64	2.60	1.95	
Int6	16.24	20.84	4.60	0.40	
Int7	8.44	15.04	6.60	0.08	
Int8	4.80	7.24	2.47	1.07	区間長は裸岩部表記

表 5.1-12 18MI63 号孔 各モニタリング区間の湧水量

間隙水圧モニタリング装置を設置後、一週間程度の計測状況を図 5.1-52 に示す。なお、Int7、 Int8 は、他区間と間隙水圧のスケールが大きく異なるため、2 軸スケールで示している。大きな イベントもなく、区間圧が安定していることが確認された。



図 5.1-52 18MI63 号孔 間隙水圧の計測状況

### 2) 18MI64 号孔の調査結果

## ① ボーリング掘削

18MI64 号孔の掘削総長、および掘削方向を表 5.1-13 に示す。

孔名	18MI64号孔
掘削方法	オールコアボーリング、清水掘削
主要孔径	86mm
掘削方向	鉛直方向: -26.2°(水平下向き) 水平方向: N91.1°E
掘削総長	42.05mabh

表 5.1-13 18MI64 号孔の実績

18MI64 号孔の一段目掘削は、3.75mabh( $\phi$  86mm)まで掘削確認をした。ボーリングコアよ り、孔口付近から 0.80mabh まで礫状コアやボーリング上面に空洞の存在が想定される掘削損傷 領域が確認されたため、 $\phi$  140mm で 1.0mabh 拡掘し、孔内セメンチングで孔壁を補強した。そ の後、セメンチングした箇所をコア抜きして 0.8mabh 以深のコアリングを行い、3.00mabh まで 健岩部が連続的に確認されている。その後、 $\phi$  140mm まで拡掘をし、ケーシングを 3.20mabh ま で挿入した(図 5.1-53)。ケーシング挿入後、孔口にコンクリートブロックを打設、孔内ケーシ ングと孔壁の間はグラウトを注入した。養生確認後に加圧試験を行い、遮水性に問題がないこと を確認した。



図 5.1-53 18MI64 号孔のケーシング編成

18MI64 号孔の二段目掘削は、18MI63 号孔と同様、突発的な大量湧水に備えて孔内装置をフ ランジに取り付け(図 5.1-7)、  $\phi$  86mm で掘削をした。掘削作業の間、コアチューブの回収のタ イミングで孔口からの湧水量を測定した。また、アミノG酸をトレーサーとして掘削水に添加し、 5mg/L±10%で濃度調整をした。図 5.1-54 に掘削時の湧水量、アミノG酸の濃度変化を示す。 掘削時の湧水量は、18MI63 号孔と比べて全体的に湧水量が少ない傾向がある。25.00mabh 付近 まで 1L/min 程度で推移し、25mabh で約 2L/min、30mabh で約 4 L/min、35mabh で約 5L/min となり、最終的に 42mabh で約 8L/min であった。流量変化が顕著に表れたのは、25~26mabh 付 近、29~30mabh、36~37mabh、39~40mabh 付近であり、湧水割れ目が存在する区間を絞りこ めた。アミノG酸の濃度変化は5mg/L±10%の範囲を大きく外れることはなく、濃度測定を終了 するまでの間に孔内の流量変化がほとんど無かったことから、掘削水の逸水は無いことが分かっ た。



図 5.1-54 18MI64 号孔 アミノG酸の濃度変化(左)、掘削時の湧水量(右)

コア観察

18MI64 号孔のコア観察結果について、岩相、変質、割れ目、および岩盤等級と RQD について 取りまとめた。

(a) 岩相

18MI63 号孔の孔口より 0.26mabh は吹付コンクリート区間である。孔口から 42.05mabh ま での地質は中粒黒雲母花崗岩(土岐花崗岩)からなり、変質といくつかの時期の異なる変形作用 を被っている。花崗岩は石英、長石類、黒雲母、および角閃石を主体として構成される。岩石の 組織は中粒の等粒状組織、もしくは長石の斑晶を伴う斑状組織を呈し、斑晶は最大径 30mm 程度 のものが認められた。

### (b) 変質

図 5.1-55 に 18MI64 号孔の母岩の変質の程度、割れ目沿いの変質、および割れ目充填鉱物の 分布を示す。なお、変質の強さの表現(強、中、弱)は、鶴田ほか(2012)のコア観察記載要領 に基づく。

本孔の全体的な変質の特徴としては、長石類が白色、および淡桃色を呈する区間が認められ、 断層や割れ目の集中する区間には、絹雲母、方解石、緑泥石、赤鉄鉱、粘土鉱物などの形成が認 められた。長石類が淡桃色を呈する区間は、5.800~18.300mabh、24.500~25.000mabh、 30.500~42.200mabhであり、特に13.408mabh付近、17.21mabh付近、39.170~39.455mabhで は色調が強く、淡赤褐色を呈する傾向があった(図 5.1-56)。20.167mabh、21.850~22.250mabh、 22.350mabh付近、30.360~31.353mabh付近、38.500~38.600mabh、39.903~40.260mabhは、 割れ目面に沿って長石類の白濁化が認められた。特に、30.967~31.075mabh、 39.903~40.260mabhは断層角礫岩を呈し、長石類の白濁化が見られたため中変質と判断した。





図 5.1-56 18MI64 号孔 色調が強い長石類(左: 17.21mabh、右: 39.17~39.45mabh)

割れ目沿いの変質について、以下に特徴を述べる。

- ・20.16mabh 付近 割れ目沿いに変質を受け、脆い。長石類が溶脱する。
  ・21.06mabh 付近
- 割れ目沿いに変質を受け、やや脆い。長石類が溶脱する。
- ・21.85~22.25mabh
   割れ目沿いに変質を受け、やや脆い。長石類が溶脱する。
- ・22.35mabh
   割れ目沿いに変質を受け、やや脆い。長石類が溶脱する。
- ・30.36~31.35mabh 角礫状~短柱状コアを呈し、やや脆い。全体の溶脱の程度は小さい。
- ・38.50~38.60mabh
   割れ目沿いの色調が弱く、弱度の溶脱を受けている。
- ・39.90~40.26mabh
   断層角礫岩を呈し、岩芯がやや弱い(図 5.1-57)。



図 5.1-57 18MI64 号孔 割れ目沿いの変質(39.90~40.26mabh 付近)

割れ目充填物は、絹雲母、緑泥石、方解石、および粘土を主体とし、少量の赤鉄鉱も認められた。それらの分布区間と特徴について、以下に述べる。

・絹雲母

白色~淡緑色を呈し、主な分布区間 3.98~13.11mabh、20.66~22.35mabh の割れ目面で多く 認められた。22.35mabh 以深では、絹雲母の分布は少なくなる。図 5.1-58 に代表的な絹雲母 の充填状況を示す。



図 5.1-58 18MI64 号孔 絹雲母が挟在する割れ目(左: 9.06mabh、右: 10.24~10.45mabh)

・緑泥石

暗緑色を呈し、主な分布区間 16.93~17.50mabh、28.41~28.79 mabh、29.81~29.99mabhの 割れ目面に付着あるいは細脈で認められた。0.00~10.06mabh、10.06~16.93mabh、 21.91~40.21mabhでは、緑泥石の分布は少なくなる。10.24~10.45mabhで確認された緑泥石 は、カタクラサイトの基質部として存在している(図 5.1-59)。



図 5.1-59 18MI64 号孔 脈状に分布する緑泥石(左: 21.36mabh 付近、右: 28.77mabh 付近)

・炭酸塩鉱物(方解石)

淡灰色~灰色を呈し、主な分布区間 5.94mabh、7.15mabh、10.35mabh、10.43mabh、 11.59mabh、16.43mabh、27.95mabh、32.07mabh で認められた。方解石は灰色の粘土鉱物の 中に含まれ、セリサイトやスメクタイトなどと混在していると考えられる。判別方法として、 塩酸を滴下することで、炭酸塩鉱物の有無を確認した。図 5.1-60 は、方解石が幅 5mm 程度の 割れ目を充填する状態を示す。



図 5.1-60 18MI64 号孔 方解石が充填する割れ目(左: 5.94mabh、右: 16.43mabh 付近)

## ・赤鉄鉱

11.31mabh で、赤鉄鉱が割れ目に充填された鉱物中に含まれた状態で認められる(図 5.1-61)。



図 5.1-61 18MI64 号孔 赤鉄鉱が含まれる充填割れ目(11.31mabh)

・粘土

主な分布区間 21.02mabh、21.36 mabh、22.02 mabh、22.07 mabh、22.09 mabh、27.95 mabh、28.40 mabh、32.07~32.09mabh で認められた。特に、21.02mabh で幅 5mm、27.95 mabh で幅 10mm、32.07~32.09mabh で幅 10mm の開口した割れ目を粘土鉱物が充填している。図 5.1-62 に示す 27.95mabh の割れ目のように、しばしば粘土と方解石が共存していることが確認された。



図 5.1-62 18MI64 号孔 粘土が充填する割れ目(27.95mabh)

(c) 割れ目

割れ目の発達状況に基づき、18MI64 号孔を 10 区間に区分して以下に記述する。なお、割れ目 密度については、コア観察時に分離した(非密着)状態の構造性割れ目の本数とし、「TorD(引 張、または機械割れ目)」と判定した割れ目もカウント数に含めた。

図 5.1-63 に 1mabh ごとの割れ目密度分布および各角度の割れ目密度分布を示す。

・0.0~1.0mabh 区間

角礫状コア〜短柱状コアを示し、割れ目密度の計上が困難である。掘削影響領域に該当する。 ・1.0~7.0mabh 区間

割れ目が少ない区間であり、割れ目密度は 5~12 本/m である。中角の傾斜角をもつ割れ目 が多い。

•7.0~11.0mabh 区間

割れ目が多く発達する区間であり、割れ目密度は17~20本/m以上である。中角の傾斜角を もつ割れ目が多い。7.58~7.62mabh、9.36~9.49mabhは角礫状コアを呈し、8.19~8.25mabh は割れ目が特に多い。

・11.0~23.0mabh 区間

割れ目が少ない区間であり、割れ目密度は 5~17 本/m である。中角の傾斜角をもつ割れ目 が多い。20.66mabh では緑泥石で充填されたカタクラサイトが確認される。

・23.0~27.0mabh 区間

割れ目が多く発達する区間であり、割れ目密度は 12~25 本/m 以上である。中角の傾斜角を もつ割れ目が多い。深度 24.40~24.48mabh、深度 26.75mabh は角礫状コアを呈し、また深 度 25.92mabh では破砕が認められる。

・27.0~28.0mabh 区間

割れ目が少ない区間であり、割れ目密度は4本/mである。中角の傾斜角をもつ割れ目が多い。

・28.0~32.0mabh 区間

割れ目が多く発達する区間であり、割れ目密度は 12~30 本/m 以上である。中角、および高角の傾斜角をもつ割れ目が多い。29.13~29.17mabh、30.36~31.35mabh は角礫状コアを呈し、 後者では断層角礫岩が認められる。

•32.0~36.0mabh 区間

割れ目が少ない区間であり、割れ目密度は 9~17 本/m である。中角、および高角の傾斜角 をもつ割れ目が多い。

・36.0~41.0mabh 区間

割れ目が多く発達する区間であり、割れ目密度は 14~30 本/m 以上である。中角の傾斜角を もつ割れ目が多い。39.60~39.73mabh、39.90~40.26mabh で角礫状コアを呈し、断層角礫岩 が認められる。

•41.0~42.05mabh 区間

割れ目が少ない区間であり、割れ目が密度は 2~10 本/m である。ただし 2 本/m は掘り止め とした深度~42.05mabhの区間である。中角の傾斜角をもつ割れ目が多い。 (d) 岩盤等級と RQD

18MI64 号孔の岩盤等級は、鶴田ほか(2012)のコア観察記載要領に基づき変質の程度から判断した。CH 級が 7.0m 分、CH~CM 級が 4.0m 分、CM 級が 11.0m 分、CM~CL 級が 7.0m 分、CH~CL 級が 7.0m 分、CL~D 級が 5.0mabh 分と判定した。

RQD は全孔平均で 60 であり、特に低い区間として、0.0~1.0mabh で 16、26.0~27.0mabh で 39、30.0~31.0mabh で 16、31.0~32.0mabh で 36、36.0~37.0mabh で 32、39.0~40.0mabh で 17、40.0~41.0mabh で 38、42.0~43.0mabh で 10 であった (図 5.1-63)。



図 5.1-63 18MI64 号孔 各角度の割れ目密度分布、岩盤区分、RQD

# ③ キャリパー検層

図 5.1-64 に 18MI63 号孔のキャリパー検層結果を示す。

ケーシングの下端は 3.2mabh であり、その直下で孔径が拡大する箇所が認められる。これは、 一段目掘削時に余堀りで拡掘したものである。5.0mabh 以深で顕著に孔径が拡大する箇所は認め られない。



図 5.1-64 18MI64 号孔のキャリパー検層結果

#### ④ 高精度孔曲がり検層

18MI64 号孔の掘削総長 42.05mabh について、高精度孔曲がり検層を実施した。図 5.1-65 に ボーリング孔跡の平面図、表 5.1-14 に 18MI63 号孔の掘削方向の計画、および実績を示す。ま た、掘削方向の計画に対する実績の偏りについて、水平方向(図 5.1-67)および上下方向(図 5.1-68)でまとめた。

掘削方向のうち、水平方向は計画に対して時計回りに約 1.5°、上下方向は約 1m 上部へ偏り が生じた。この偏りは、孔口付近から 0.8mabh で確認されたボーリング孔上部の崩壊を防止する ために打設したグラウト部を抜き直したときのずれが原因である。孔口から 1mabh までがグラ ウト部、それ以深は土岐花崗岩であり、その境界地点で掘削方向に向かって右上方へ孔の位置が ずれていることを採取したコアから確認された。2mabh 付近のボーリング孔軸に対して直交する 断面模式図を図 5.1-66 に示す。この時点で約 10cm 右上方へずれており、それが積算されたこ とが今回の偏りに繋がった。それに加えてボーリングロッドのしなりや、岩盤の不均質性による ビットのずれなどが蓄積することで生じる。



図 5.1-65 ボーリング孔跡図(計画と実績)

71 <del>32</del>			
1118	計画	実績	
掘削深度	30.00mabh	42.05mabh	
掘削方向	N89.8°E ・27.7°(水平下向き)	<b>S88.9°E</b> -26.2°(水平下向き)	





図 5.1-66 ボーリング孔軸に対して直交する断面模式図(孔口から孔底をのぞむ)



図 5.1-67 18MI64 号孔 水平方向の孔跡位置(実績)





### ⑤ フローメータ検層

18MI64 号孔のフローメータ検層の結果を図 5.1-69 に示す。流量変化がみられるのは 25mabh 以深に集中しており、深部より 38mabh 付近、36mabh 付近、31mabh 付近で流量変化が認めら れた。18MI64 号孔は 18MI63 号孔と比べて湧水量が少なく、流量変化は明瞭に表れてはいない。 深度 300m ボーリング横坑西側と比較すると、孔全体の湧水量は 12MI31 号孔と似ているが、割 れ目密度やボーリングコアの変質具合(電力中央研究所, 2013)は 18MI64 号孔と大きく異なる。 18MI64 号孔の深部は、高傾斜の主立坑断層に伴う断層帯(ダメージゾーン)(石橋ほか, 2012) にかかっている(図 5.1-70)。窪島ほか(2012)によれば、ダメージゾーンは健岩部に比べて割 れ目密度が大きく、岩盤全体が淡緑色~暗緑色もしくは灰白色を呈する変質を被る区間であり、 スメクタイトや緑泥石などの粘土鉱物の分布が多い傾向があり、コア観察からもその傾向がうか がえる(図 5.1-55)。そのため本孔の深部では、水みちとなりうる割れ目に充填鉱物が介在して、 湧水量が小さく見積もられている可能性が考えられる。





図 5.1-70 ボーリング孔と主立坑断層、ダメージゾーンの位置関係 (主立坑断層、ダメージゾーンの分布は、石橋ほか(2013)に加筆)

### ⑥ 水理試験

本試験(定流量揚水試験)に先立ち、試験区間の絞りこみを目的として、湧水量測定を行った。 なお、流量変化がみられる25mabh以深にターゲットを絞りこみ、事前に孔全体の湧水量分布を 2.5m区間長で測定した(図 5.1-71)。ボーリング掘削時の湧水量記録(図 5.1-54)、フローメー タ検層結果(図 5.1-72)などと合わせて、流量変化がある5箇所(24.8~27.25mabh、 27.25~29.70mabh、29.70~32.15mabh、34.60~37.05mabh、37.05~39.50mabh)を対象として絞 り、詳細に湧水量測定を行った。なお測定時には、湧水量が多い区間を探ること、ボーリングコ ア記載などを参考に水みち割れ目の推定を考慮することに留意した。

表 5.1-15 に、湧水量測定結果を示す。なお、18MI63 号孔と同様、18MI64 号孔の対象区間に も掘削方向と並走する割れ目がいくつか存在しており、区間湧水の回り込みが生じる可能性が考 えられたため、パッカー有効長 1.4m を使用した。



计会区明		試験深度		区間長	透水量係数	湧水量
刈豕区间  (佶田パ┉┾_)	実施日	上端	下端		2 /	1 /!
(1史用ハッルー)		mabh	mabh	m	m⁻⁄ sec	L/ min
39.5~42.0m	1/31	40.25	42.05	1.80	1.53E-08	0.25
	"	40.55	42.05	1.50	1.16E-09	0.02
	11	40.70	42.05	1.35	1.13E-09	0.02
	"	41.00	42.05	1.05	1.05E-09	0.02
	"	41.20	42.05	0.85	9.76E-10	0.02
	11	40.42	42.05	1.63	1.78E-09	0.03
水理試験⑦	11	39.50	42.05	2.55	5.61E-08	0.84
	"	39.85	42.05	2.20	1.61E-08	0.25
	11	39.75	42.05	2.30	1.76E-08	0.27
37.0~39.5m	1/28	38.25	38.82	0.57	9.51E-08	2.25
	11	38.85	39.42	0.57	1.27E-08	0.30
	11	39.28	39.85	0.57	3.04E-08	0.72
	11	37.73	38.30	0.57	1.06E-08	0.25
	11	37.83	38.40	0.57	1.18E-08	0.28
水理試験④	11	37.98	38.55	0.57	9.18E-08	2.17
	1/30	39.50	40.07	0.57	4.52E-08	1.07
	11	38.78	39.35	0.57	1.06E-08	0.25
37.0~39.5m	1/25	35.63	36.20	0.57	1.01E-08	0.24
	11	36.23	36.80	0.57	3.59E-08	0.85
	11	36.85	37.42	0.57	5.83E-08	1.38
	11	37.05	37.62	0.57	5.67E-08	1.34
	11	37.40	37.97	0.57	8.46E-09	0.20
	11	36.48	37.05	0.57	5.67E-08	1.34
水理試験③	//	36.80	37.37	0.57	5.92E-08	1.40
29.7~32.1m	1/23	29.90	30.47	0.57	4.65E-08	1.10
	11	30.23	30.80	0.57	4.02E-08	0.95
水理試験②	"	30.50	31.07	0.57	4.44E-08	1.05
	1/24	29.63	30.20	0.57	3.04E-08	0.72
	1/30	31.00	31.57	0.57	4.65E-08	1.10
水理試験⑥	"	29.90	30.47	0.57	3.38E-08	0.80
29.7~32.1m	1/23	29.33	29.90	0.57	3.17E-08	0.75
水理試験①	1/24	28.38	28.95	0.57	1.14E-08	0.27
	11	28.75	29.32	0.57	2.96E-08	0.70
24.8~27.2m	1/29	24.80	25.37	0.57	3.30E-08	0.78
水理試験⑤	11	25.38	25.95	0.57	5.92E-09	0.14
	11	25.95	26.52	0.57	8.88E-09	0.21
	11	24.43	25.00	0.57	4.65E-09	0.11
	11	24.63	25.20	0.57	1.78E-08	0.42
	//	26.33	26.90	0.57	1.01E-08	0.24

表 5.1-15 18MI64 号孔 湧水割れ目特定のための湧水量測定結果(黄色行:定流量揚水試験)

湧水量測定の結果は、フローメータ検層時に測定した BTV の画像へ割れ目をトレースした孔 壁展開画像と試験区間深度を対比した断面図に整理し、推測される湧水割れ目の分布状況を検討 した。湧水割れ目の深度を図 5.1-72~図 5.1-77 に示す。本試験区間は、湧水割れ目の可能性を 検討しつつ、その割れ目をパッカーで塞がないようにするなどの深度調整を加えたため、必ずし も湧水量の最も多いところを選択しているわけではない。なお、これらの図は表 5.1-15 の表記 順に合わせて深部から順に示した。



図 5.1-72 試験対象区間 39.50mabh~孔底の湧水量測定深度と割れ目分布



図 5.1-73 試験対象区間 37.05~39.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布(1回目)



図 5.1-74 試験対象区間 37.05~39.50mabh の湧水量測定深度と割れ目分布(2回目)



図 5.1-75 試験対象区間 29.70~32.15mabh ゾーンの湧水量測定深度と割れ目分布(1回目)



図 5.1-76 試験対象区間 29.70~32.15mabh の湧水量測定深度と割れ目分布(2回目)



図 5.1-77 試験対象区間 24.80~27.25mabh の湧水量測定深度と割れ目分布

湧水量測定結果(表 5.1-15、および図 5.1-72~図 5.1-77)から選定した7箇所を対象とし、定 流量揚水試験を実施した。試験結果を表 5.1-16に示す。

定流量揚水試験の解析は、18MI63 号孔と同様、非定常解析法の Cooper-Jacob 法(揚水過程)、 Agarwal 法(回復過程)、定常解析法の Hvorslev 法(定圧時)により透水量係数を求め、それら の結果について検討した(解析図は付録 5.1-3 参照)。

三者の結果を比較する際、圧力変化と Derivative Plot との相関性、貯留係数の数値の妥当性を 判断基準とし、Hvorslev 法で求めた透水量係数を採用した。Cooper-Jacob 法、Agarwal 法の双 方に共通した特徴として、揚水開始、および揚水停止直後に瞬間的な圧力低下、および圧力回復 を圧力変化のグラフで示しており、Derivative Plot の水平が取れる区間では、ほとんど圧力変化 を示さない。故に、井戸貯留の時間がほとんどないことが考えられる。また、Derivative Plot の 水平が取れる区間での貯留係数は、現実的ではない非常に小さな値を示す。逆に、Derivative Plot の水平を無視して揚水開始、揚水停止直後のデータを用いて透水量係数を求めたときの貯留係数 は、妥当な貯留係数の値が算出される。ただし、揚水開始直後は、揚水用モーノポンプのノイズ (回転が安定するまでの間)が入ることも考えられる。一例として、30.50~31.07m 区間の試験 結果を図 5.1-78、図 5.1-79 に示す。一方で Hvorslev 法では、定流量揚水試験で一時間揚水をし

ているうち、shut-in する 10 分前からのデータを用いて透水量係数を求めた。試験区間が一定圧 力であるデータであることに留意し、貯留係数でも妥当な値であることが確認できたため、 Hvorslev 法での結果を採用した。

⇒段口	<b> 時日</b>		試験区間 測定区間		測定区間長 湧水量 揚水量		透7	k量係数(m²/s	sec)
司马安 口	(mabh)	(m)	(L/min)	(L∕min)	Jacob	Agarwal	Hvorslev		
2019/2/1	39.50-42.05	2.55	0.86	0.32	2.64E-08	2.36E-08	6.33E-08		
2019/1/29	37.98-38.55	0.57	2.17	0.76	1.22E-06	1.16E-05	2.09E-07		
2019/1/28	36.80-37.37	0.57	1.40	0.36	2.14E-07	4.05E-08	1.29E-07		
2019/1/25	30.50-31.07	0.57	1.05	0.30	5.77E-08	6.16E-08	1.06E-07		
2019/1/31	29.90-30.47	0.57	0.80	0.37	1.28E-07	5.53E-07	1.28E-07		
2019/1/24	29.33-29.90	0.57	0.75	0.22	1.26E-05	3.13E-07	6.96E-08		
2019/1/30	24.80-25.37	0.57	0.78	0.29	3.67E-08	3.99E-07	8.03E-08		

表 5.1-16 18MI64 号孔 定流量揚水試験の結果







18MI64号孔(*φ*86mm) 30.50~31.07mabh RW Jacob法 平均流量:5.37E-06 (m³/s) 測定区間長:0.57m

	(1)	2
透水量係数 (m ² /s)	5.77E-08	3.37E-06
貯留係数	6.06E-05	5.70E-73

図 5.1-78 18MI64 号孔 水理試験結果一例 (30.50~31.07mabh、Jacob 法)



図 5.1-79 18MI64 号孔 水理試験結果一例(30.50~31.07mabh、Agarwal法)

間隙水圧が安定した状態において、定流量揚水試験と18MI63 号孔の間隙水圧モニタリングの 観測区間との差圧測定を行った。定流量揚水試験の対象区間は、最も湧水量の多い 37.98~ 38.55mabh とし、18MI63 号孔 Int1、Int3 それぞれに対して約 5 分間水圧測定をし、その中で 安定した時間帯の平均値を算出した(表 5.1-17)。測定グラフを図 5.1-80 に示す。

18MI64 号孔と Int3 の差圧はほとんど確認されなかったが、Int1 との差圧はわずかに検知され、64号孔に対して 63 号孔 Int1 が-8mm であった。孔間距離は 10m 以上離れており(図 5.1-81)、 ネットワーク状に広がる割れ目を選択的に水みちとして繋いでいることがうかがえる。

18MI64号孔	18	3MI63号孔	(走 夬)
試験区間	測定区間	差圧( <b>mm)</b>	1/用 ~5
27.00° 20.55 makk	Int1	-8.0	平均値
37.98~38.55mabh	Int3	+0.5	平均値

表 5.1-17 水圧測定区間と差圧測定結果



図 5.1-80 試験区間 37.98~38.55mabh における差圧測定



図 5.1-81 18MI64 号孔試験区間と 18MI63 号孔観測区間の孔間距離

### ⑦ 高解像度 BTV 検層

高解像度 BTV 検層で撮影した壁面の展開画像(付録 5.1-4)から、全岩盤分離面の走向傾斜を 解析して整理した。全岩盤分離面の内訳を表 5.1-18、全岩盤分離面、開口割れ目(開口幅 0.1mm 以上、0.1mm 未満)をステレオネットへ投影した図を図 5.1-82 に示す。

18MI64 号孔の特徴として、NNW~NW 走向、および NNE~NE 走向の高角度割れ目、水平割 れ目が多く、開口割れ目は NW 系の割れ目が多く分布する傾向がみられる。18MI64 号孔(EW 方向/26°伏角)は、NE 走向の割れ目との遭遇率が高くなると想定され、NNW 走向、NNE 走 向の高角度割れ目が多く分布する結果と整合する。水平割れ目の遭遇率は、高角度割れ目の遭遇 率と比較しても高く、中でも NNE 走向の割れ目が多い傾向がみられる。図 5.1-83 に掘削深度方 向に対する水平割れ目(30°以下)の頻度分布を示す。水平割れ目の分布密度は 8mabh 付近、 27mabh 付近、38mabh 付近で高く、全体の水平割れ目の条数も 18MI63 号孔と比較して多い。 開口割れ目の分布は浅部にかたまっており、深部では少ない傾向である。

深度 300m ボーリング横坑西側と 18MI64 号孔の全岩盤分離面の分布を比較すると、NW 系の 高角度割れ目に密集する点で共通するが、18MI64 号孔は NE 系の高角度割れ目も若干密集傾向 がある。また、18MI64 号孔の全岩盤分離面の分布密度は 12.6 条/m と高く、ボーリング横坑西 側の平均 6.6 条/m と比べて倍近い条数である。開口割れ目の分布密度も 3.1 条/m と高く、ボー リング横坑西側の平均 0.4 条/m と比べて約 8 倍の条数である。

ボーリングコア観察、水理試験結果、壁面の展開画像などに基づいて水みち割れ目を7箇所選定し、詳細観察(付録 5.1-5)を実施した。水みち割れ目の詳細観察箇所について、表 5.1-19に示す。

孔番	18MI64号孔
測定区間長(m)	38.9
全岩盤分離面(条)	490
割れ目(条)	359
開口割れ目(条)	131
鉱物脈(条)	0
全岩盤分離面の分布密度(条/m)	12.6
全岩盤分離面の平均間隔(m)	0.08

表 5.1-18 18MI64 号孔 全岩盤分離面の内訳

表	5.1-19	18MI64 号孔	水みち割れ目の詳細観察箇所と開口幅
~	0.1.10	1011101 110	

深度(mabh)	走向傾斜	透水量係数 (m²/sec)	開口幅 (mm)	記載	
25.26	N13W83E	8.03E-08	0.33	幅3cmにわたり破砕細片状。	
31.05	N10W88E	1.06E-07	0.20	30.38m~31.40m変質を受け脆い。 NW/高傾斜とNS/高傾斜の割れ目に より角礫化。	
36.97	N82E79N	1.29E-07	0.14	孔軸沿い割れ目	
37.10	N84E79N	-	0.42	孔軸沿い割れ目	
37.23	N73W79S	-	0.40	孔軸沿い割れ目	
38.48	N20E76E	2.09E-07	0.15	方解石充填も一部開口し、脱色。 N49W89NE割れ目を切る。	
39.76	N12E77E	6.33E-08	0.17	方解石、緑色粘土を挟在。周辺マト リックス部まで変質。	



図 5.1-82 18MI64 号孔、ボーリング横坑西側ステレオネット (左列:18MI64 号孔、右列:ボーリング横坑西側、上段:全岩盤分離面、中段:0.1mm 未満開口 割れ目、下段:0.1mm 以上割れ目)



図 5.1-83 18MI64 号孔 掘削深度方向に対する水平割れ目(30°以下)の頻度分布

# ⑧ 間隙水圧モニタリング計測

18MI64 号孔間隙水圧のモニタリング区間は、水理試験結果および高解像度 BTV 検層結果な どに基づき、観測区間を 8 区間(パッカー7 連編成)とした(図 5.1-84)。表 5.1-20 に各区間の 湧水量を参考値として示す。ここでの区間の湧水量は、区間からの採水チューブ(内径 \$ 4mm) で簡易計測しているため、1.0L/min 以上の湧水量は管内損失の影響が大きく、実際の湧水量より 小さい値を示す。



図 5.1-84 18MI64 号孔 間隙水圧モニタリング装置の編成

観測区間	上端深度	下端深度	区間長	湧水量	供来
	mabh		(m)	(L/min)	1佣 右
Int1	40.20	42.05	1.85	0.23	孔底を含む区間
Int2	38.40	39.00	0.60	1.80	
Int3	34.60	37.20	2.60	1.33	
Int4	28.80	33.40	4.60	1.36	
Int5	24.00	27.60	3.60	0.83	
Int6	18.20	22.80	4.60	0.14	
Int7	8.40	17.00	8.60	0.70	
Int8	3.20	7.20	4.00	1.20	区間長は裸岩部表記

表 5.1-20 18MI64 号孔 各モニタリング区間の湧水量

間隙水圧モニタリング装置を設置後、一週間程度の計測状況を図 5.1-85 に示す。なお、Int7、 Int8 は、他区間と間隙水圧のスケールが大きく異なるため、2 軸スケールで示している。大きな イベントもなく、区間圧が安定していることが確認された。(2/15 の圧力低下は、三方バルブの 作動確認で開閉したときに生じたものである。)



図 5.1-85 18MI64 号孔 間隙水圧の計測状況

18MI64 号孔の間隙水圧モニタリング装置のデータがロガーへ記録されていることを確認した 後、18MI63 号孔、18MI64 号孔それぞれを揚水孔とする簡易の孔間応答試験を行った。図 5.1-86 に 18MI63 号孔を揚水孔としたときの 18MI64 号孔の水圧応答の変化、図 5.1-87 に 18MI63 号 孔で揚水したときの他区間の水圧変化、図 5.1-88 に 18MI64 号孔を揚水孔としたときの 18MI63 号孔の水圧応答の変化、図 5.1-89 に 18MI64 号孔で揚水したときの他区間の水圧変化を示す。

18MI63 号孔の区間排水量は、それぞれ Int1 で 4.8L/min、Int2 で 2.6L/min、Int3 で 5.1L/min、 Int4 で 5.4L/min、Int5 で 2.0L/min 排水しており、排水チューブの内径 φ 4mm で排水できる最 大流量である。結果は、特定の区間のみが応答するのではなく、全体にほぼ同量の水頭差(応答) が確認された。水理的に独立した水みち割れ目が繋がってはおらず、ネットワーク状に割れ目が 広がっていることがうかがえる。一部の区間では、区間圧がほとんど下がらなかった箇所もある が、水頭差は 30cm 程度である。

18MI64号孔の区間排水量は、それぞれInt1で0.25L/min、Int2で2.0L/min、Int3で1.4L/min、 Int4 で 1.4L/min、Int5 で 0.85L/min 排水しており、排水チューブの内径 φ 4mm で排水できる 最大流量である。結果は、18MI63 号孔を揚水孔としたときと同様、特定の区間のみが応答する のではなく、全体にほぼ同量の水頭差(応答)が確認された。水理的に独立した水みち割れ目と して繋がってはおらず、ネットワーク状に割れ目が広がっていることがうかがえる。孔間距離が 数十 m 離れていること、18MI63 号孔と比べて湧水量が小さいこともあり、水頭差は 10cm 程度 である。



(右図は左図を部分拡大している)


(右図は左図を部分拡大している)



図 5.1-89 18MI64 号孔の区間圧力解放時の他区間の圧力変化

#### (5) 試験場周辺岩盤の水理地質モデル

本調査で掘削した 18MI63 号孔、18MI64 号孔の試験結果を用いて、試験場周辺岩盤の水理地 質モデルを検討した。

18MI63 号孔は孔全体で約 50L/min の湧水があり、湧水量の変化が顕著な区間は 26.0~28.5mabh、36.3~37.2mabhの2区間であった。26.0~28.5mabh(約15L/min)で確認さ れた水みち割れ目はNW系の高傾斜割れ目が支配的で、割れ目に緑泥石や方解石が充填、フィル ム状に被覆している箇所(図 5.1-90 左)も確認されており、深度 300m ボーリング横坑西側の 水みち割れ目と同様の傾向(濱田, 2019)である。一方、36.3~37.2mabh(約20L/min)で確認 された水みち割れ目は NE 系であり、割れ目面には方解石の自形結晶が認められた(図 5.1-90 右)。試験場周辺岩盤の NE 系割れ目は、セリサイトや方解石などの粘土鉱物が割れ目面を充填 することが多く、NW 系割れ目が主に水みち割れ目となる傾向がある(濱田, 2019)ことから、 NE 系割れ目が水みちとなることは稀なケースと考えられる。

18MI64 号孔は孔全体で約 8L/min と 18MI63 号孔に比べて湧水量が少なく、明瞭な湧水量の 変化もみられていない。18MI64 号孔の割れ目(表 5.1-18)は深度 300m ボーリング横坑西側の ボーリング孔や 18MI63 号孔(表 5.1-10)と比べて開口割れ目密度は非常に大きいが、方解石や 粘土鉱物などの割れ目充填鉱物も多い特徴(図 5.1-55)がある。これは、開口割れ目を観察した 高解像度 BTV 検層より前のボーリング掘削や水理試験などにより、割れ目面に充填していた鉱 物が wash-out されて画像上で開口しているようにみえ、開口割れ目と誤認している可能性があ る。また 20mabh 以深では、割れ目面に沿って長石類の変質(白濁化)が多くみられており(図 5.1-57)、これらの充填鉱物が水みちを阻害する要因となっていると考えられる。そのため、 18MI64 号孔では、開口割れ目密度が大きく水みちになりうる割れ目が多いようにみえるが、実 際は開口割れ目の奥で充填鉱物が介在する割れ目で、水みち割れ目ではないものが存在している と考えられる。また 18MI64 号孔掘削時の 18MI63 号孔への水圧応答(図 5.1-91)については、 18MI64 号孔の掘削深度 30mabh、37mabh、39mabh付近でみられるが、18MI63 号孔の全区間 で同程度の水頭差である。故に孔間の水みちは、割れ目がネットワーク状に分岐していることが 考えられる。



図 5.1-90 18MI63 号孔 水みち割れ目の特徴(左: 26.5m 付近、右: 36.5m 付近)



図 5.1-91 18MI64 号孔掘削時の 18MI63 号孔への水圧応答

18MI63 号孔、18MI64 号孔の割れ目の方向とその連続性について、深度方向の割れ目方向分 布(高傾斜(30°以上)、低傾斜(30°未満))とステレオネット図を用いて検討した。なお、18MI63 号孔、18MI64 号孔の孔跡はねじれの関係にはなく、おおむね同一平面上に位置するため、深度 方向の割れ目方向分布による割れ目の地質的連続性について、平面上で検討した。図 5.1-92 に 高傾斜の割れ目方向分布、図 5.1-93 に低傾斜の割れ目分布、図 5.1-94 にステレオネット上での 割れ目密集部を示す。両孔の高傾斜、低傾斜のどちらにも開口割れ目の分布(水色丸)は存在す るものの、湧水区間と一致していない。また、開口割れ目は深部方向に減少傾向がみられている ことから、掘削時に割れ目充填鉱物が部分的に wash-out され、開口割れ目にみえている可能性 がある。

次に、割れ目方向分布図(図 5.1-92、図 5.1-93)から割れ目分布の密集部を任意で選択し、密 集部の中で卓越する方向を求め、両孔の卓越する割れ目方向性の整合性について確認した。これ により、試験調査場での割れ目の卓越方向と湧水区間の対応関係を検討した。高傾斜の割れ目分 布は、18MI64 号孔の浅部に NW 系 SW 傾斜の割れ目(7mabh 付近:248/86、19mabh 付近: 248/86)、NW 系 NE 傾斜の割れ目(8mabh 付近:72/81、15mabh 付近:72/81、23mabh 付近: 72/81)が密集するが、18MI63 号孔では、それらの割れ目に対応する密集部は認められない。 18MI63 号孔の深部に NW 系 NE 傾斜の割れ目(34mabh 付近:77/85)が密集し、18MI64 号孔 の NW 系 NE 傾斜の割れ目(30mabh 付近:72/81)と対応するようにみえるが、三次元上では 深度方向に若干食い違いが生じる(図 5.1-95 左)。18MI63 号孔深部の NE 系 SE 傾斜の割れ目 (22mabh 付近:111/80、27mabh 付近:107/80)と18MI64 号孔深部の NE 系 SE 傾斜の割れ 目(20mabh 付近:111/80、26mabh 付近:111/80)が対応するようにみえるが、三次元上では 深度方向に若干食い違いが生じる(図 5.1-95 右)。

低傾斜の割れ目分布は、NE 系の割れ目が3箇所密集しているが、18MI63 号孔は SE 傾斜、 18MI64 号孔は NW 傾斜である。傾斜方向は真逆であるが、両孔とも傾斜が約5°でおおむね水 平面とみなし、図 5.1-93 に示すような傾向で繋がると推定される。これらを三次元上で図化す ると、浅部から 10mabh、20mabh 付近では孔間外でクロスしているが、深部の 30mabh 付近で は孔間でクロスしており、流量変化もみられる区間である(18MI63 号孔 NE 系 SE 傾斜(緑

色)、18MI64 号孔 NW 傾斜(橙色)割れ目分布

(北東上方から南西を望む)

図 5.1-96)。深部の 30mabh 付近で地質的、水理的に繋がりがあることは示唆されるが、現実 には 18MI63 号孔と 18MI64 号孔の孔間応答(図 5.1-86、図 5.1-88)は小さく、孔間距離が長 いことや水みち割れ目がネットワーク状に分岐して水圧応答が分散したことが影響として考えら れる。







図 5.1-94 ステレオネット上の割れ目密集部(左:18MI63 号孔、右:18MI64 号孔)



左:NW系NE傾斜割れ目分布(南上方から北を望む)、 右:NE系SE傾斜割れ目分布(南西上方から北東を望む) 図 5.1-95 三次元割れ目配置図(高傾斜割れ目)



18MI63 号孔 NE 系 SE 傾斜(緑色)、18MI64 号孔 NW 傾斜(橙色)割れ目分布 (北東上方から南西を望む)

図 5.1-96 三次元割れ目配置図(低傾斜割れ目)

## 参考文献

- Agarwal, R. G. A new method to account for producing time effects when drawdown type curves are used to analyze pressure buildup and other test data, paper SPE 9289 presented at the 55th SPE annual technical conference and exhibition, Dallas, TX, 1980.
- Cooper,H.H., Jr.and Jacob, C.E., A generalized graphic method for evaluating formation constants and summarizing well-field history, Transactions ,American geophysical Union, vol.27, no.4, pp.526-534, 1946.
- 一般財団法人電力中央研究所, 平成 24 年度地層処分技術調査等事業(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)-岩盤中物質移行特性評価技術高度化調查-, 2013.
- 一般財団法人電力中央研究所, 平成 25 年度地層処分技術調査等事業(岩盤中地下水移行評価確証 技術開発)-岩盤中物質移行特性評価技術の確証-, 2014.
- 一般財団法人電力中央研究所, 平成 26 年度地層処分技術調査等事業(岩盤中地下水移行評価確証 技術開発)-岩盤中物質移行特性評価技術の確証-, 2015.
- 濱田 藍, 土岐花崗岩中の水みち割れ目とその周辺マトリクスの微細間隙構造, 電力中央研究所 報告, N18004, pp.1-31, 2019.
- Hvorslev, M., Time lag and soil permeability in ground water observations, Corps of Engineers, U.S. Army, No.36, pp.1-50, 1951.
- 石橋 正祐紀, 栗原 新, 松岡稔幸, 笹尾英嗣, 超深地層研究所計画におけるサイトスケール地質 構造モデルの構築-第2段階における Shaft180 から Stage300 地質構造モデルへの更新-, JAEA-Research, 2012.
- 石橋 正祐紀, 笹尾英嗣, 窪島光志, 松岡稔幸, 超深地層研究所計画におけるサイトスケール地質 構造モデルの構築-第2段階における Shaft460 および Shaft500 地質構造モデルへの更新-, JAEA-Research, 2013.
- 石原舜三, 鈴木淑夫, 東濃地方ウラン鉱床の基盤花崗岩類, 地質調査所報告, vol.232, pp.113-127, 1969.
- 糸魚川 淳二, 瑞浪地域の地質, 瑞浪市化石博物館専報, 1, pp.1-50, 1980.
- 窪島光志,石橋 正祐紀,笹尾英嗣,鶴田忠彦,田上雅彦,湯口貴史,超深地層研究所計画 地質・ 地質構造に関する調査研究-深度 300m までの地質・地質構造-,JAEA-Research, 2012. 株式会社村田製作所 HP
- http://www.well-murata.co.jp/attached/Online.pdf(2019年3月12日最終閲覧)
- 中山勝博, 陶土団体研究グループ, 瀬戸層群の堆積盆地, 地球科学, vol.43, pp.392-401, 1989.

日本原子力研究開発機構, 東濃地科学センターHP

- https://www.jaea.go.jp/04/tono/pamph/tgcpamph.pdf(2019年3月13日最終閲覧)
- 三枝博光,須山泰宏,深地層研究所計画における地質構造モデルの構築及び地下水流動解析,サイクル機構技報,no.9, pp.89-101, 2000.
- 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 程塚保行, 田上雅彦, 石田英明, 早野 明, 栗原 新, 湯口貴史, 超深地層研 究所計画 地質・地質構造に関する調査研究(2008年度)報告書, JAEA-Research, 2010.
- 鶴田忠彦, 武田匡樹, 上野孝志, 大丸修二, 徳安真吾, 尾上博則, 新宮信也, 石橋 正祐紀, 竹内竜 史, 松岡稔幸, 水野 崇, 田上雅彦, 超深地層研究所計画 主立坑断層を対象としたボーリング 調査結果報告書, JAEA-Technology, 2012.

## 5.1.2 水みちの微細透水構造・物質移動モデルの構築

# (1) レジン注入による水みち割れ目の可視化

昨年度、「高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業(岩盤中地下水移行評価確 証技術開発)」(電力中央研究所, 2018)で実施した原位置レジン注入試験で得られたコアを観察 したところ、表 5.1-21に示す13箇所でレジンの充填が確認された。さらにレジンが充填されて いた割れ目の走向・傾斜情報から、レジンが主にNW走向とNE走向の割れ目の連結した開口部 を選択的に流動していることが確認された。なお、レジンの注入は三つの割れ目を対象に実施さ れ、1回目の注入は13MI37号孔のN26W80Eの割れ目から、2回目の注入はN29W88Eの割れ 目から、3回目の注入はN8E22Eの割れ目から行っている。レジン注入量は、それぞれ15.7 kg (14.3 L)、0.479 kg (0.435 L)、0 kg (0 L)であった。

また昨年度までの同事業において、コアスケールでの水みち割れ目の構造を把握するために、 17MI60 号孔の N28W76E のレジン充填割れ目を対して各種可視化手法を適用し、割れ目構造の 可視化を行うとともにレジン充填幅の測定を行った。その結果、レジン充填幅分布において、割 れ目の構造に起因してレジンが選択的に流れた(チャネリングフロー)と考えられる線構造が得 られた。

そこで本事業では、引き続き水みち割れ目の構造を把握するために、割れ目内に十分レジンが 充填され、割れ目面が密着した状態であった N3E25E(17MI61 号孔)と N29E80W(17MI62 号 孔)の割れ目の可視化を行い、水みち割れ目の構造の把握を試みた。

孔名	通し番号	走向・傾斜	深度	充填状態	BTV 詳細観察
13MI37 号孔	注入孔	N26W80E	23.14mabh	_	0
12MI31 号孔	注入孔	N29W88E	21.09mabh	_	0
12MI31 号孔	注入孔	N8E22E	22.74mahb		0
17MI60 号孔	1	N28W76E	22.12mabh	密着	0
	1	N3E25E	21.75mabh	密着	0
	2	N28W77E	22.01mabh	充填領域小	$\bigcirc$
3		N34W82NE	22.13mabh	充填領域中	×
17MI61 号孔	4	N22W85E	22.25mabh	充填領域中	×
5		N44W64NE	22.47mabh	密着	0
	6	N19W87E	22.53mabh	密着	0
7		N9E25E	22.87mabh	充填領域大	0
	1)	N29E80W	22.48mabh	密着	0
	2	N49W46NE	22.71mabh	充填領域小	0
17MI62 号孔	3	N34E29SE	22.78mabh	充填領域中	0
	4	N12W82E	23.30mabh	充填領域小	×
	5	N31W82SW	24.38mabh	密着	0

表 5.1-21 レジン充填箇所一覧

※走向・傾斜および深度は BTV 検層によるもの

#### 1) X線CT法による可視化

## ① 概要

X線 CT 法がボーリングコアといった岩石に適用されてから約半世紀を迎え、15 年程前に X線 CT 画像を用いた解析手法がほぼ確立されたことから、近年、実務においても X線 CT 法を活用 した事例が多く見られるようになった。最近は、マイクロオーダー、ナノオーダーの微細な三次 元構造を非破壊で観察することを目的とした研究が増えてきているようである。

本業務では、レジン充填コアのマイクロオーダーでの内部構造の把握とボーリングコアの定方 位化を目的として、X線 CT 法による可視化を行った。X線 CT 法による可視化には、電力中央 研究所が所有する高出力マイクロフォーカスX線 CT スキャナー (TXS-CT450/160、テスコ株式 会社)を用いた。本装置にはX-tek 社 (最大管電圧 450 kV、最小焦点寸法 30 µm)とX-ray workX 社 (最大管電圧 160 kV、最小焦点寸法 4 µm)の二つのX線源を搭載されているが、直径 100 mm の円柱状の花崗岩 (ボーリングコア)が撮影対象であることから、X線が 100 mmの花崗岩を十 分に透過できる 450 kV のX線源で撮影を行った。具体的な撮影条件は表 5.1-22 に示すとおり である。

管電圧 (kV)	250
管電流 (µA)	300
プロジェクション	3600
積算回数	1
露光時間 (ms)	500
ゲイン	imes 2
SOD (mm)	320
SID (mm)	1,190
拡大率 (SID/SOD)	3.72
マトリックスサイズ	2048 x 2048 💥

表 5.1-22 X線CT画像の撮影条件

※ 本業務では 1024 x 1024 にリサイズ

撮影で得られた X 線 CT 原画像を図 5.1-97 に例示する。上段が N3E25E の割れ目、下段が N29E80W の割れ目である。密度が高い領域を白色、低い領域を黒色で表示しており、密度の低 い割れ目の領域が明瞭に可視化されている様子が確認できる。また、低密度であっても、実効原 子番号が高い微量の金属元素を含む充填鉱物や自形結晶(方解石)が白く表示されており、割れ 目に充填されている鉱物の違いもある程度把握することができる。

N3E25Eの割れ目は、大きく開口した紡錘状の割れ目間隙や割れ目表面に形成された自形結晶 (充填鉱物)が特徴的である。この大きく開口した紡錘状の割れ目間隙は不均質に分布しており、 これに起因して割れ目内でのレジンの流動経路が複雑なチャネリング形態を示すものと考えられ る。一方、N29E80Wの割れ目は、試料の端から伸びる二条の割れ目がつながって形成されたジ ョグの存在が確認でき、ジョグ部近傍以外にはレジンが充填されていないことが特徴的である。 したがって、N29E80Wの割れ目では、このジョグ部近傍をレジンが選択的に流動したと考えられ れる。



図 5.1-97 レジン充填割れ目のX線CT原画像

# ② X線 CT 画像の 360°展開表示によるボーリングコアの定方位化

異なる走向・傾斜が連結した水みち割れ目の構造を分析するにあたっては、ボーリングコアの 定方位化が不可欠である。そこで、昨年度実施した BTV 検層による走向・傾斜データと確認ボー リングの掘削方位角・掘削伏角を用いて、ボーリングコア断面の鉛直方向を NS 方向、水平方向 を EW 方向とした場合の走向・傾斜を求めた。次に、求めた走向・傾斜から描かれるサインカー ブと X線 CT 画像を 360° 展開させて表示される割れ目部のサインカーブを比較してボーリング コアの定方位化を行った。

X線 CT 展開表示画像に走向・傾斜データから描いたサインカーブを重ね合わせたものを図 5.1-98 に示す。黄色のサインカーブが、レジンが充填されていた箇所である。BTV 検層の測定精 度によるもの(視認しづらい割れ目であったことも関係している)と思われるズレはあるが概ね 一致している。



# Medical X-ray CT image

図 5.1-98 X線CT画像の 360°展開表示画像

# ③ 割れ目の三次元可視化

レジン充填コアのX線CT原画像中の黒色で表示された領域を抽出して、割れ目の三次元可視 化画像を作成した。なお、本年度の画像は画像再構成時にビームハードニング補正処理を施して いるが、最適と判断した補正係数を用いると岩石コアの外縁部でCT値が低下した分布になるキ ャッピングエフェクトが生じたため、直径80mmの領域のみを使って三次元可視化画像を作成 した。その結果を図 5.1-100~図 5.1-101 に示す。

レジン注入孔に最も近い N28W76E の割れ目の三次元可視化画像では、レジンが比較的均一に 充填されていることが分かる。一方、NW 走向の割れ目に連結する NE 走向の割れ目である N3E25E や N29E80W の割れ目では、一部の割れ目間隙を選択的にレジンが流動した形跡を画像 から読み取ることができる。



図 5.1-99 割れ目の三次元可視化画像(17MI60.号孔の N28W76E 割れ目)



図 5.1-100 割れ目の三次元可視化画像(17MI61 号孔の N3E25E 割れ目)



図 5.1-101 割れ目の三次元可視化画像(17MI62 号孔の N29E80W 割れ目)

次に、最小値投影法によるレジン充填分布の可視化を試みた。最小値投影法(MINIP: Minimum intensity projection)とは三次元画像処理の一つであり、三次元のボリュームデータに対して任意の視点を設定し、その視点と投影面の画像を結ぶ経路上の最小値を二次元面に投影する表示手法である。投影法の特徴としては画像ノイズの影響を受けにくく、低コントラストの画像でもコントラストよく抽出することができることにある。レジンが充填されている箇所は岩石基質部に比べて極端に CT 値が低いため、レジン充填コア画像のボリュームデータから割れ目面に直交する方向へ最小値投影法を適用すれば、簡便にレジン充填分布の可視化が行える。

最小値投影法によるレジン充填分布の可視化結果を図 5.1-102 に示す。画像中の比較的黒く表示されている箇所が、レジンが割れ目内を流動して充填された箇所である。また、比較的白く表示されている箇所が、割れ目面が接触している箇所や充填鉱物で割れ目が閉塞している箇所を表わしている。さらに、画像中で最も黒く表示されている箇所は割れ目内がレジンや鉱物で充填されていない箇所を表わしている。なおこれらの画像は、割れ目面に直交する視点から投影したものである。



N3E25E(17MI61号孔)N29E80W(17MI62号孔)図 5.1-102最小値投影法によるレジン充填分布の可視化

④ まとめ

昨年度に引き続き、原位置レジン注入試験後に得られたボーリングコアを用いて割れ目構造の X線CT法による可視化を行った。

始めに、異なる走向・傾斜が連結した水みち割れ目の構造を分析するにあたって X 線 CT 画像 の 360°展開表示によるボーリングコアの定方位化を行った。その結果、BTV 検層の測定精度に よるものと思われるズレはあったが、BTV 検層による孔壁展開画像と X 線 CT 画像の 360°展開 表示画像は概ね一致しており、ボーリングコア画像の定方位化が可能となった。なお、同手法は 割れ目と鉱物脈の判別や走向・傾斜情報の高精度化など、BTV 検層結果の確からしさを確認する 手段としても非常に有効であると考えられる。X 線 CT 画像の 360°展開表示は、石油業界では 当たり前のように利用されており目新しさはないが、処理方法が非常に単純であるので同手法の 今後の積極的な利用が望まれる。

次に、レジン充填コアのX線CT原画像を用いて割れ目の三次元可視化を行った。X線CT画 像を用いた割れ目の三次元可視化では、ビームハードニング現象による撮影対象物の外縁部近傍 でのCT値上昇が悪影響を及ぼすことが問題となる。これまでは撮影後の画像に対してビームハ ードニング補正を行っていたが、本年度は、画像を再構成する段階でビームハードニング補正を 行った。その結果、レジン充填コア内部の割れ目が明瞭に抽出され、レジンが割れ目間隙を選択 的に流動した形跡を三次元的に把握することができた。しかし、三次元画像処理は専用のソフト や比較的高性能のパソコンが必要であることや、二次元情報に比べて情報量が増えるため逆に理 解が深まらないことが欠点として挙げられる。そこで簡便にレジン充填分布の可視化を行うため に、最小値投影法によるレジン充填分布の可視化を試みた。その結果、レジンが割れ目内を流動 した形跡をよりシンプルな形で把握することができた。また、割れ目の三次元可視化画像では、 レジンが充填されていない箇所も割れ目として画像化してしまう欠点があるが、最小値投影法に よるレジン充填分布ではその違いを判別することができた。したがって、X線CT法による制れ 目構造の可視化において、簡便さの観点からも同手法は非常に有効であると考えられる。

## 2) 逐次研削法による可視化

① 概要

割れ目の三次元的な地質構造の把握(可視化)と割れ目間隙幅データを取得する目的で、逐次研削法による水みち割れ目の可視化を行った。

逐次研削法(シリアルセクショニング法)とは、平面研削による試料表面の研削とデジタルカ メラなどによる撮影とを繰り返して数十 µm サイズの組織の三次元像を取得する方法である。逐 次研削法では、平面研削により最終的に試料が失われることになるが、X 線 CT 画像とは異なり 色情報が保管されるため、X 線 CT 画像に比べてより詳細な地質構造の把握が可能である。

#### ② 研削面画像の取得方法

試料の研削は、電力中央研究所が所有する成形研削盤(PFG-450DXC、株式会社岡本工作機械 製作所)を用いた。この研削装置では長さ 450 mm x 幅 150 mm x 高さ 200 mm のサイズの試 料を 5 μm の精度で平面研削することができる。本業務では、割れ目に直交する方向に 0.475 mm 間隔で研削していった。

画像の取得には、フラットベッドスキャナー(GT-X830、セイコーエプソン株式会社)とデジ タルー眼レフカメラ(D7000、株式会社ニコン)を用いた。研削深さ 0.475 mm ごとにフラット ベッドスキャナーによる画像収録を、研削深さ 0.95 mm ごとにデジタルー眼レフカメラによる 研削面の撮影を行った。デジタルー眼レフカメラでの撮影は簡易暗室内で行い、蛍光灯、紫外線、 蛍光灯+紫外線と光源の種類を変えて行った。

割れ目間隙幅の測定にはデジタルー眼レフカメラで撮影した研削面画像を用いた。測定には、 NIH (National Institute of Health)が開発したオープンソフトウェア「ImageJ」を用いた。測 定手順の概略は以下のとおりである。

- ・ 全ての研削面画像を ImageJ に読み込ませる(Stack 画像として)。
- 着目する割れ目がディスプレイ上で水平になるように画像を回転させる(回転角度は見 掛けの傾斜角を使用)。
- ・ 画像から実寸法を測定するために、画像に写し込んだスケールをもとに画像寸法の単位 を pixel から mm に変更する。
- 0.95 mm 間隔のグリッドを画像に表示させる。
- ・ ImageJのマルチポイント選択ツールを用いて割れ目の上下面とグッリッドが交差する 箇所を選択していく(充填鉱物が存在しない開口割れ目の場合)。

### ③ 逐次研削法による可視化結果

図 5.1-103 に逐次研削法で得られた画像から作成した割れ目面上のレジン充填分布を示す。緑 色で表示されている箇所がレジンである。また、割れ目を充填していた微量の金属元素を含む鉱 物も褐色で表示されている様子を確認することができる。

レジンの充填分布から、N3E25Eの割れ目では大きく開口した紡錘状の間隙を選択的に流れた ことに起因する緑色の分布を確認することができる。また、微量の金属元素を含む鉱物を避けて 流れた様子も確認できる。一方、N29E80Wの割れ目では、二条の割れ目の端点をつなぐ引張割 れ目部(ジョグ部)にレジンが集中して流れたことに起因する分布を確認することができる。



N28W76E (17MI60号孔) N3E25E (17MI61号孔) N29E80W (17MI62号孔) 図 5.1-103 割れ目面に直交する方向から見た研削面画像

# ④ 割れ目間隙幅の測定結果

N3E25E割れ目のレジン充填幅と充填鉱物幅を表 5.1-23に例示する。

平均値と中央値から、N3E25E割れ目のレジン充填幅の分布が正規分布ではなく対数正規分布 に従っていることが分かる。また、開口率(閉塞率)が約50%であったことから、幾何学的開口 幅と水理学的開口幅は一致せず大きく乖離すると考えられる。一方、充填鉱物幅は平均値と中央 値がほぼ等しく、標準偏差が大きいことから、N3E25E割れ目の充填鉱物は空間的にランダムに 分布することがわかる。

項目	レジン充填幅	充填鉱物幅		
平均值	0.246 mm	1.124 mm		
中央値	0.001 mm	0.943 mm		
標準偏差	0.357 mm	0.949 mm		
分散	$0.1278 \text{ mm}^2$	$0.9004 \text{ mm}^2$		
最大値	2.332 mm	5.030 mm		
最小值	0 mm	0 mm		
開口率	約 50%			

表 5.1-23 割れ目間隙幅の統計量

#### ⑤ 割れ目構造の分析

N3E25E割れ目のレジン充填幅分布と充填鉱物幅分布に図 5.1-104に例示する。

レジン充填幅分布では幅の広い箇所を暖色系の色で表示させている。大きく二つの経路をレジ ンが流動していった様子が確認できるが、割れ目面が密着している領域に起因して流れが乱れる ようである。

レジンが選択的に流れた経路には自形結晶の方解石が形成されていたが、画像下部の経路には 自形結晶の方解石が成長する以前に存在していたと考えられる微粒子状の方解石も層状に分布し ていた(図 5.1-105)。この層状の充填物は何かしらの作用を受けて割れ目表面から剥離したよう である。水みちとなる割れ目に微粒子状の方解石が充填されている場合、グラウト材の浸入が阻 害され注入しにくいことが知られているが、割れ目表面との密着性が悪いため再開口しやすいの かもしれない。ただし、自形結晶の方解石が当該箇所で成長を始めていることから、長期的には 充填鉱物によるシーリングが期待できそうである。



図 5.1-104 割れ目間隙幅分布(17MI61 号孔の N3E25E 割れ目)



図 5.1-105 N3E25E 割れ目中の充填鉱物

#### ⑥ まとめ

逐次研削法による割れ目構造の可視化結果も X線 CT 法による割れ目構造の可視化結果と同様 に、レジンの充填経路が明瞭な線状構造をなして分布していることが確認された。また、レジン の流れが充填鉱物に起因して複雑な流れになることも確認できた。レジン充填幅の測定結果から は、レジン充填幅(水みち)の分布が、既往の研究成果と同様に対数正規分布に従っていること を確認でき、開口率(閉塞率)が約 50%であったことから、幾何学的開口幅と水理学的開口幅は 一致せず大きく乖離することがわかった。一方、充填鉱物幅は平均値と中央値がほぼ等しく、標 準偏差もレジン充填幅と比較して大きいことから、空間的にランダムに分布していることがわかった。

ボーリングコア画像の定方位化により割れ目の方位が画像上で確認できるようになったため、 現場スケールでのレジンの流動経路をある程度把握することが可能になった。例えば、N29E80W の割れ目のレジンは、1回目のレジン注入により N29E80W の割れ目と連結した割れ目を介して SW 方向から流動してきたものであると考えられる。一方、N3E25E の割れ目のレジンは、この 割れ目と連結する N29W88E の割れ目から行った 2 回目のレジン注入により充填されたもので あると考えられる。また、1回目のレジン注入で N3E25E の割れ目にレジンが充填されていなか ったことや、1 回目のレジン注入で充填された箇所を避けて流動したであろうことを考え合わせ ると、N3E25E の割れ目は水みちではない可能性も考えられる。なぜ、1 回目のレジン注入で N3E25E の割れ目にレジンが充填されなかったのかなどについては今後検討していきたい。

以上の結果から、割れ目構造の不均質性に起因したチャネリングフローの可視化により、ネットワーク状に発達した割れ目での地下水の流れをある程度把握することが可能となったが、三つ コアの割れ目構造しか把握できておらず不明な点が多い。引き続きレジン充填コアの可視化デー タを蓄積するとともに、それらの結果を統合して水みちの微細透水構造・物質移動モデルの構築 を進めていきたい。

# (2) 岩石マトリクスへの拡散・収着

# 1) 水みち割れ目周辺マトリクスの拡散試験

# 1) 背景と目的

花崗岩などの結晶質岩において、放射性核種は地下水を媒体として岩盤中の割れ目内を流動す るとともに、マトリクス中のマイクロクラックなどの微小な間隙を拡散していく(Neretnieks, 1980)。これまで土岐花崗岩中の割れ目の地質学的特徴と物質移動に関わるパラメータ値(拡散 係数や収着分配係数)の関係の把握を目的とした室内試験とその環境整備が行われてきた(日本 原子力研究開発機構, 2012;2014;2016;2017)。土岐花崗岩の変質・未変質部の試料を比較す ると、変質部の方がより大きな実効拡散係数を示し、これは試料の有効間隙率と相関があり、有 効間隙率は鉱物組成比、特に長石類の量比との相関があることを示した。また未変質部の試料に おいて蛍光レジンによる微視的な間隙分布の可視化とその定量的な評価を行ったところ、長石類 の中でも斜長石中の微細間隙構造が拡散の経路となる可能性が高いことを述べている(石橋ほか, 2016)。

本研究では、原位置トレーサー試験で試験対象となる水みち割れ目の岩石マトリクスにおける 核種の拡散・収着挙動を考慮したパラメータ値を取得することを目的とする。透水量係数の大き さにより移流・拡散の場と判断された水みち割れ目周辺マトリクスを試料として、当所で開発さ れた室内試験技術を参考に、割れ目面からの距離(マトリクス拡散深さ)に応じた拡散試験を行 った。その際、割れ目面からマトリクスにかけての間隙率およびモード測定による鉱物量比の変 化と拡散係数との関係について確認した。

#### ② ディスク状岩石試料の加工

試験に用いる試料は、瑞浪超深地層研究所深度 300m ボーリング横坑の西側孔壁において掘削 した土岐花崗岩のコア試料である。複数のボーリング孔間における透水試験で透水量係数が 10⁻⁷ ~10⁻⁵ m²/s と計測され(電力中央研究所, 2015)、この深度においてより透水性の高い割れ目と判 断された割れ目面とその周辺マトリクスを選定した(14MI49 号孔 19.50mabh)。試料の加工に は、径 52mm のビットを装着したコアドリルを用いて、割れ目面に対して垂直な方向に直径 5.0 cm の円柱状試料に掘削し、次に円柱状試料の割れ目面に対して平行に岩石カッターで厚み 1.0 cm のディスク状に整形した。試料の整形の様子およびディスク状カットの模式図を示す(図 5.1-106(a)~(f))。



図 5.1-106 ディスク状岩石の加工の様子 (a) コア試料, (b) 割れ目面, (c) コアドリルによる掘削の様子



(d) 掘削後のコア試料の様子, (e) カット前の試料, (f) ディスク状カットの模式図

図 5.1-107には割れ目面から厚み 1.0 cm ずつカットして製作したディスク状岩石試料を示す。 試料には割れ目面からマトリクスにかけて順番に No.1, No.2, No.3 と番号を付与した(図 5.1-107の(a))。図 5.1-107の(b)にはそれぞれの試料のスケッチを載せる。No.1の割れ目面は黒 色~濃緑色の鉱物に覆われ、一部に灰色の鉱物の付着が見られた。後述するが、薄片観察の結果、 前者は細粒な石英と長石、また緑泥石で構成され、後者は方解石と同定された。また金属光沢を 有する鉱物も点在し、これは黄鉄鉱と同定された。No.2 は割れ目面から 1 cm 離れたところに位 置し、花崗岩の主要造岩鉱物(石英、斜長石、カリ長石、黒雲母)で構成されるが、斜長石は薄 緑色に変色しているものが多く認められた。また肉眼観察でも鉱物粒子を横切るヘアクラックが 確認できた。No.3 は割れ目面から 2 cm 離れたところに位置し、主要造岩鉱物および一部薄緑色 の鉱物が見られた。No.2 でも見られたヘアクラックが No.3 にも見られた。薄緑色の鉱物は薄片 観察の結果、斜長石とその変質により生成された絹雲母であることが確認された。これら 3 つの ディスク状岩石のうち、割れ目面を含む No.1 および割れ目面から垂直に 2 cm 離れた位置から 1 cm 幅の No.3 を用いて行った拡散試験の結果について報告する。



図 5.1-107 拡散試験に用いるディスク状岩石試料(a)写真および(b)スケッチ

## ③ ディスク状岩石の厚みの測定

拡散試験で用いたディスク状岩石のうち、No.1 は片面が自然の割れ目面そのものであるため、 試料表面の凹凸の程度によって厚みが均一ではないため、試料表面の形状(トポグラフィー)を 3 次元的に測定することが可能な 3D スキャナを用いて、No.1 の試料表面の凹凸情報を取得する ことにした。測定には、ワンショット 3D 形状測定機(キーエンス製、VR3000)を用い、試料台 には高さの基準面となるように、厚さ 9.08 mm の金属片を試料とともに載せて測定した。得られ た画像と計測値を図 5.1-108 および表 5.1-24 に示す。なお、試料の高さと表面積の測定は、(b) で示すように試料の最外径から 1 mm 内側の領域を測定することで、試料の縁のコアドリルで掘 削した際の欠けが最大もしくは最小高さと認識されないようにした。なお、No.3 は No.1 と異な り、両面を整形した試料であったため、平均高さ(厚み)はノギスで正確に測定し、厚み 10.56 mm の測定値を得た。No.3 の直径は No.1 の測定結果と同様の 49.30 mm を使用した。



図 5.1-108 ディスク状岩石試料の表面のトポグラフィー情報(No.1)

(a) 試料の写真。下部には厚みが既知の金属片を置く。(b) 計測位置と計測領域。△は最大高さ位 置、▽は最小高さ位置、水色領域は表面積算出領域を示す。(c) トポグラフィー画像。カラースケ ールの 0.00 mm が金属片の高さと同じになるように表示する。

					,	
封約友	直径	最大高さ**1,2	最小高さ**1,2 平均高さ**		表面積※1	
訊科名	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	$[mm^2]$	
14MI49_19.50 mabh_No.1	49.30	12.91	9.74	11.14	1844.10	

表 5.1-24 ディスク状岩石試料の 3D スキャナによる寸法の測定結果(No.1)

・※1: 試料の最外周から1mm内側の円領域内において計測。

・※2: 基準面の金属片高さ 9.08 mm を加えた値。

## ④ 岩石薄片による鉱物の同定とモード測定

各ディスク状試料に含まれる鉱物の同定および鉱物の割合を把握するために、整形後に残った 試料について、割れ目面から垂直に約3 cm 幅の岩石薄片を製作し、偏光顕微鏡による鉱物同定 およびモード測定を行った。モード測定はディスク状岩石の幅に合わせて、割れ目面(0 cm)か らほぼ1 cm 幅ずつに測定範囲を区切り、ポイントカウント法により測定を行った(図 5.1-109)。 モード測定の結果を図 5.1-110 に示す。モード測定結果の平均的な概況を述べると、初生鉱物は 石英,カリ長石,斜長石で構成され、全体の78%を占める。主要造岩鉱物である黒雲母が結果に 反映されないのは、多くが緑泥石に変質しているためだと考えられる。2次鉱物は絹雲母を12% 程度、緑泥石を3%程度であるほか,炭酸塩鉱物(方解石)を2%ほど産する。マトリクス中に 脈状もしくはプール状(結晶中に取り込まれて産するもの)に産する2次鉱物も全体の5%ほど 含まれていた。



図 5.1-109 岩石薄片によるモード測定の範囲



図 5.1-110 岩石薄片によるモード測定結果

凡例〔〕は、2次鉱物で鉱物同士の粒界もしくは鉱物粒内に脈状に産するもの、もしくは鉱物 粒子内にプール状に産するものを示す。赤枠は拡散試験を実施した試料を示す。

# ⑤ 間隙率測定

各ディスク状試料の間隙率を水銀ポロシメータにより測定した。水銀ポロシメータは岩石中の 細孔を円柱状の間隙と仮定し、表面張力の高い水銀の注入圧と試料中の円柱状間隙の直径との相 関関係からマクロポア(100 nm ~ 1000 µm)の細孔径分布を測定するものである。測定試料は、 ディスク状岩石の幅に合わせて、割れ目面から 1 cm 幅間隔で、かつ花崗岩の間隙率は小さいこ とが予想されるため、試料セルに入る最大の大きさ(1 cm×1 cm×2 cm)に加工した(図 5.1-111)。 測定には、micrometrics AutoPoreIV9500(島津製作所製)を使用した。測定結果(間隙率)を表 5.1-25 に示す。



図 5.1-111 水銀ポロシメータ測定用試料のサイズ

#### ⑥ 試験方法

拡散試験は Through Diffusion 法を採用し、具体的な試験方法は、電力中央研究所、2016; 2017; 2018 に準拠して行った。Through diffusion 法は、2 つのタンクの間にディスク状岩石を挟みこ み、片方のタンクに高濃度溶液、もう片方のタンクに低濃度溶液を入れ、両者間の濃度勾配から 発生するフラックスを計測し、拡散係数を計測する方法である。非収着性トレーサーとして Cl お よび Br、また収着性トレーサーとして Rb および Ba を添加した。タンクの容量は 300 mL とし、 臭化ルビジウム 162 g および塩化バリウム二水和物 220 g を 5 L の純水に溶解させた溶液を調整 し、高濃度側のタンクに入れた。低濃度側のタンクには、高濃度側の溶液とイオン濃度を合わせ た硝酸ナトリウム溶液を入れ、両タンクの間で生じる圧力差や浸透圧の影響を低減するようにし た。ディスク状岩石試料は、予め容器に入れた低濃度側溶液に浸漬し、容器ごと真空デシケータ 内で脱気しながら 3 週間ほど静置することで、試料中に含まれる Cl や Br の濃度を低下させた。 各タンクに溶液を入れた時間を試験の開始時間とし、試験の間、各タンクはスターラーで緩やか に攪拌した。サンプリングはおよそ 2 週間に 1 回実施し、高濃度側および低濃度側のタンクから 少量抜き取った。サンプリングした溶液はろ過・希釈したのち、Cl および Br 濃度はイオンクロ マトグラフ、Rb および Ba 濃度は ICP-MS により分析を行った。

## ⑦ 結果

拡散試験における低濃度側溶液の Cl、Br、Rb および Ba の濃度変化は、図 5.1-112 (No.1) および図 5.1-113 (No.3)の通りである。表 5.1-25 には、低濃度側の濃度変化の近似曲線より求めた実効拡散係数 (m²/s) を示す。





図 5.1-113 低濃度溶液中の各元素の濃度変化(No.3)

計判之	就参う存在	各トレー	間隙率			
山八十十二		C1	Br	Rb	Ba	(%)
No.1(0-1cm)	充填鉱物, 変質	2.3E-13	9.8E-14	2.7E-13	7.2E-14	0.48
No.3(2-3cm)	弱変質	4.3E-13	1.8E-13	1.1E-13	4.3E-14	0.47

表 5.1-25 各トレーサーの実効拡散係数および間隙率

拡散係数は No.1 および No.3 ともに、収着性トレーサーである Rb および Ba はそれぞれ 10⁻¹³ m²/s および 10^{·14} m²/s オーダーとなった。非収着性トレーサーである Cl は 10^{·13} m²/s オーダーで あったが、Br は No.1 で 10⁻¹⁴ m²/s オーダー、No.3 で 10⁻¹³ m²/s オーダーと差が出た。割れ目面 (No.1)と割れ目面から離れた位置(No.3)の拡散係数を比較すると、Clのみ No.3の方が約2 倍大きくなったが、そのほか Br、Rb および Ba は No.1 の方が No.3 よりも 2 倍以上高くなっ た。No.1 および No.3 は同程度の間隙率であったが、岩石薄片のモード測定では、2 次鉱物であ る絹雲母 (Ser)、緑泥石 (Chl) および方解石 (Cal) の産する割合が、No.1 で Ser:13.7 % 〔脈、 プール状が 1.3%]、Cal:1.3% [0.9%] であるのに対し、No.3 では Ser:10.9% [0.4%]、Cal:1.6% [0.4 %] と方解石が他の鉱物の粒界もしくは粒内クラックを脈状に充填もしくは他の鉱物の結 晶内にプール状に産することが分かった(図 5.1-114)。このような微小間隙の充填が拡散係数を 小さくしている可能性が考えられる。絹雲母は斜長石の熱水変質により生成されたと考えられ、 絹雲母の分布と微細な間隙のある領域が一致し、かつウラニンによる拡散試験において、斜長石 部分でウラニンの蛍光が確認されたことから、花崗岩中の拡散経路に寄与すると考えられている (日本原子力研究開発機構, 2017; 石橋ほか, 2016)。図 5.1-115 には、モード測定における絹雲 母がもともと斜長石だったと考え、絹雲母の斜長石に対する割合を絹雲母化の割合(%)とし、 また脈・プール状に産する2次鉱物(絹雲母・緑泥石・方解石)が鉱物同士の粒界・粒内を充填 する割合(%)を引いた値を横軸にとり、縦軸に実効拡散係数(m²/s)をプロットする。今回の

結果は水銀圧入法による間隙率の測定結果がほぼ同じ値であったが、2次鉱物の生成や鉱物粒界・ 粒内の充填の割合の違いにより、収着性トレーサー(Rb, Ba)と非収着トレーサー(Cl, Br)の 実効拡散係数の値が変化すると考えられる。ただし、上記の結果は、試験期間が約3カ月間と短 く、低濃度側の濃度上昇が不十分であるため、より長期間継続して経過を観察する必要がある。



図 5.1-114 偏光顕微鏡下における脈状充填鉱物の様子(クロスニコル)



図 5.1-115 2 次鉱物の生成および鉱物粒界・粒子内充填の差による実効拡散係数の差 ()内には各試料の水銀圧入法による間隙率を示す。

# 2) マトリクスの鉱物割合の異なる試料の収着試験

# ① 背景と目的

高レベル放射性廃棄物処分の安全評価の対象とされている「地下水シナリオ」では、岩盤中に おける核種の移行は、岩石マトリクスへの拡散や収着により遅延することが期待されているため、 岩石に対する核種の遅延能力を評価することは重要である。電力中央研究所,2017においては、 割れ目充填鉱物への収着能力を評価することを目的に、7種類の鉱物単体について、岩石粉末試 料による収着バッチ試験が実施された。その結果、ルビジウム(Rb)は黒雲母および絹雲母,バ リウム(Ba)はスメクタイトへの収着率が大きく、これらの鉱物が他の鉱物よりも大きな比表面 積を有することが収着能力を高める要因であると述べている。実際の土岐花崗岩の割れ目とその 周辺マトリクスは、複数の鉱物で構成されており、割れ目充填鉱物や母岩の変質の程度によって その鉱物の量比は異なる。そこで本研究では、土岐花崗岩の割れ目とその周辺マトリクスの粉末 試料を作成し、粉末試料の鉱物割合をモード測定により把握したうえで、収着バッチ試験を実施 し、個々の鉱物の収着能力とバルク試料の収着率の関係を明らかにする。

#### ② 岩石粉末試料の準備と比表面積測定

岩石粉末を用いた収着バッチ試験の方法は、電力中央研究所,2017の試験方法(「割れ目充填鉱物への核種収着試験」)に準拠して実施した。試験に用いる試料は、瑞浪超深地層研究所深度 300m ボーリング横坑の西側孔壁において掘削したコア試料および深度 500m 研究アクセス南坑道 125m 計測横坑西側孔壁において掘削したコア試料であり、試料の採取箇所およびその性状については表 5.1-26 に示す。岩石試料はタングステンのミルで粗く砕いたあと、表 5.1-26 で示す同じ採取箇所のものについては、砕いた試料に含まれる異なる色の鉱物ごとになるべく多く採取したもの、または異なる色の鉱物同士を均一に混合して採取したものに選別した(図 5.1-116)。こうして選別した試料をさらにタングステンミルで細かく砕いたのち、篩にかけて試料の粒径を 250 μm~1000 μm に揃えた。それぞれの試料について、BET1 点法による比表面積測定を実施した。比表面積の測定結果は表 5.1-28 にまとめる。

試料名	分類(走向) ^{*1}	孔名_深度(mabh)	採取箇所	採取の範囲	選別の仕方	
H30_MIZ_01			充填鉱物		均一に混合して採取	
H30_MIZ_02		1 EN41EO 01 41	充填鉱物	割れ目面上付着物を削り取る	薄緑色の鉱物を多く採取	
H30_MIZ_03	500-1V(NE)	15101153_21.41	充填鉱物		白色の鉱物を多く採取	
H30_MIZ_04			マトリクス	割れ目面から3cm幅	均一に混合して採取	
H30_MIZ_05			マトリクス		濃緑色の鉱物を多く採取	
H30_MIZ_06	$200 \pi (NW)$	12MI30_22.54	マトリクス	割れ目面から1cm幅	均一に混合して採取	
H30_MIZ_07	300-ш (NW)		マトリクス		白色の鉱物を多く採取	
H30_MIZ_08		12MI30_22.77	マトリクス	割れ目面から1cm幅	均一に混合して採取	
H30_MIZ_09	200 T (NE)	12MI31_8.42	マトリクス	割れ目面から3cm幅	均一に混合して採取	
H30_MIZ_10	300-1 (NE)	14MI49_7.68	充填鉱物	割れ目面上付着物を削り取る	灰色の鉱物を多く採取	
H30_MIZ_11		1014120 02 04	マトリクス	割れ日本からない。	均一に混合して採取	
H30_MIZ_12	300-1V (NW)	1210130_23.04	マトリクス	刮れ日面から3cm幅	黒色鉱物を多く採取	
H30_MIZ_13	500-III (NW)	15MI53_15.07	マトリクス	割れ目面から3cm幅	均一に混合して採取	
H30 MIZ 14	300-I (NE)	14MI49 7.68	充填鉱物	割れ目面上付着物を削り取る	白色の鉱物を多く採取	

表 5.1-26 岩石粉末試料の採取箇所およびその性状

*1 割れ目の分類は濱田,2019に従う。



図 5.1-116 粉末収着バッチ試験で用いる試料の例

(上:H30_MIZ_07 白色の鉱物を多く採取したもの、左下:H30_MIZ_05 濃緑色の鉱物を多く
 採取したもの、右下:H30_MIZ_06 均一に混合して採取したもの)

#### 3 岩石粉末試料のモード測定

岩石粉末試料を構成する鉱物の割合を把握するために、岩石粉末試料の鉱物のモード測定を行った. ②で粒径を 250 µm~1000 µm に揃えた試料は、左右相殺法により均一に振り分けたのち、 さらに 70 メッシュ (210 µm 相当) まで粉砕を施し、うち 2g を MLA 分析 (Mineral Liberation Analysis) に供した。MLA 分析によるモード測定は、研磨片の表面に分布する鉱物量比を、その 面積比から求めるものである。粉末試料はエポキシ樹脂で固定し研磨片を作成した。MLA 分析 装置は FEI MLA 650Fを用い、ラインスキャンによりモード測定を行った。分解能は 2~4 µm 程度である。粉末モード測定の結果を表 5.1-27 またグラフを図 5.1-117 に示す。鉱物同定の結 果、H30_MIZ_01~03 は石英や方解石(白色の鉱物)および絹雲母(薄緑色の鉱物)を主とする 石英脈と充填鉱物であり、試料毎にこれらの鉱物の量比が異なる。一方、マトリクスを採取した H30_MIZ_04 は花崗岩の造岩鉱物(石英、斜長石、カリ長石、黒雲母)のほかに緑泥石や絹雲母、 少量の方解石を含む。H30_MIZ_05~08 は緑簾石と緑泥石(濃緑色の鉱物)で特徴づけられる試 料であり、その他には黄鉄鉱や閃亜鉛鉱などの硫化鉱物が含まれていた。H30_MIZ_09~10 およ び H30_MIZ_14 にはアルミに富む粘土鉱物で特徴づけられ、そのほか 2 次鉱物として絹雲母、 方解石および緑泥石を含み量比が異なる。XRD 分析を行ったところ、アルミに富む粘土鉱物はス メクタイトと同定された。H30_MIZ_11~13 は 2 次鉱物の割合が 5 %以下の試料であり、黒雲母 および緑泥石(黒色鉱物)の割合が数%異なる。特に H30_MIZ_13 は 2 次鉱物の量が最も少なか ったことから、2 次的な変質を被っていない花崗岩の健岩部とみなして差し支えない。

=+**1 夕	八七倍記	创 名				2次鉱物						
武科石	万机固加	石英	斜長石	カリ長石	黒雲母	緑泥石	絹雲母	方解石	AIIに富む粘土鉱物	緑簾石	その他	百百
H30_MIZ_01	充填鉱物	88.12	1.89	0.85	0.04	0.05	5.70	2.84	0.05	0.08	0.37	100.0
H30_MIZ_02	充填鉱物	82.84	4.50	4.95	0.07	0.30	6.62	0.32	0.08	0.18	0.15	100.0
H30_MIZ_03	充填鉱物	91.95	3.20	2.59	0.09	0.23	1.47	0.21	0.04	0.04	0.18	100.0
H30_MIZ_04	マトリクス	34.54	28.04	24.76	0.72	4.17	6.38	0.50	0.08	0.14	0.67	100.0
H30_MIZ_05	マトリクス	7.51	25.39	7.76	0.79	13.43	1.59	1.25	0.05	37.29	4.92	100.0
H30_MIZ_06	マトリクス	23.75	41.32	13.87	0.40	4.72	1.70	0.88	0.08	11.77	1.50	100.0
H30_MIZ_07	マトリクス	19.07	46.49	18.02	0.35	3.60	1.87	0.48	0.08	8.87	1.17	100.0
H30_MIZ_08	マトリクス	31.59	31.88	24.29	0.85	5.29	3.27	0.31	0.15	1.42	0.94	100.0
H30_MIZ_09	マトリクス	27.42	19.38	20.42	1.25	2.32	11.09	3.79	12.65	0.64	1.01	100.0
H30_MIZ_10	充填鉱物	23.03	20.60	25.82	0.68	3.84	10.36	7.93	5.54	0.69	1.50	100.0
H30_MIZ_11	マトリクス	35.52	32.41	24.56	4.39	0.79	1.45	0.04	0.34	0.21	0.30	100.0
H30_MIZ_12	マトリクス	35.59	29.68	23.69	7.37	1.40	1.28	0.05	0.29	0.26	0.40	100.0
H30_MIZ_13	マトリクス	30.23	33.26	25.28	7.81	0.34	2.06	0.05	0.52	0.15	0.30	100.0
H30 MIZ 14	充埴鉱物	37.97	20.43	29.14	1.91	3.00	2.43	0.78	3.52	0.24	0.59	100.0

表 5.1-27 岩石粉末試料のモード測定結果(数値はすべて%で表示)



図 5.1-117 岩石粉末試料中の鉱物のモード測定結果のグラフ

## ④ 溶出試験

岩石粉末試料そのものに含まれる Rb および Ba が溶液中に溶出することが想定されるため、 溶出試験を実施した。b で準備した岩石粉末試料 0.2 g に対して、0.01 M の NaCl 溶液 5mL を 添加した。溶液の pH を 8.5±0.1 に調整し、途中振り混ぜながら 7 日間岩石粉末と溶液を接触さ せた。7 日後に上澄み溶液を 0.45 µm のフィルタでろ過して、ろ液中の Rb および Ba 濃度を分 析した。Rb および Ba の濃度分析には ICP-MS (Agilent Technology 製、7500cx)を用いた(e および f も同様)。分析結果は表 5.1-28 に示した。後述する収着率の計算式において、溶出試験 の結果は「岩石ブランク濃度」に相当する。

## ⑤ 収着試験

dと同様に、岩石粉末試料 0.2gに対して、0.01 Mの NaCl 溶液 5 mL を添加した。溶液の pH を 8.5±0.1 に調整し、途中振り混ぜながら 7 日間岩石粉末と溶液を接触させた。7 日間後、塩化 ルビジウム 0.145 gを 100 mL の純水、また臭化バリウム 2 水和物 0.09 gを 100 mL の純水にそ れぞれ溶解したストック溶液を準備し、溶液の Rb 濃度および Ba 濃度がそれぞれ 2 mg/L および 1 mg/L になるように添加した。これらの濃度は原位置トレーサー試験で添加するトレーサー濃度に等しい。Rb および Ba 添加直後に溶液の pH を 8.5±0.2 に調整し、途中振り混ぜながら 7 日間岩石粉末と溶液を接触させた。7 日後に上澄み溶液を 0.45 µm のフィルタでろ過して、ろ液中の Rb および Ba 濃度を分析した。後述する収着率の計算式において、収着試験の結果は「サンプル濃度」に相当する。

また、岩石粉末試料を入れずに、Rb および Ba ストック溶液を加えたブランク溶液も準備し、 同様の pH 調整を行った。ブランク溶液を分析した結果は、「ブランク濃度」に相当する。

#### ⑥ 脱離試験

f でサンプリング後に遠沈管に残った岩石粉末試料に、0.01 M の KCl 溶液 5 mL を入れ、pH を 8.5 ± 0.1 に調整し、途中振り混ぜながら 7 日間岩石粉末と溶液を接触させた。7 日後に上澄み溶 液を 0.45  $\mu$ m のフィルタでろ過して、ろ液中の Rb および Ba 濃度を分析した。脱離試験の結果 は「脱離サンプル濃度」とする。

また、収着試験において岩石粉末試料を入れずに、Rb および Ba ストック溶液を加えたブラン ク溶液にも 0.01 M の KCl 溶液 5 mL を入れ、同様の pH 調整を行った。脱離試験におけるブラ ンク溶液を分析した結果は、「脱離ブランク濃度」とする。

#### ⑦ 結果

各岩石粉末試料の比表面積、溶出する Rb および Ba の量、Rb および Ba の収着率、分配係数、 脱離率を表 5.1-28 に示す。ここで、収着率は次式により算出した。

(収着率) = 〔(ブランク濃度) - { (サンプル濃度) - (岩石ブランク濃度) }〕/(ブランク濃度) また、分配係数は次式により算出した。

(分配係数)=<〔(ブランク濃度) - { (サンプル濃度) - (岩石ブランク濃度) }〕/(岩石粉末試料の質量)>/〔{(サンプル濃度) - (岩石ブランク濃度) }/(溶液の量)〕

さらに、脱離率は次式により算出した。

(脱離率) ={(脱離サンプル濃度) - (脱離ブランク濃度)}/〔(ブランク濃度) - {(サンプル濃 度) - (岩石ブランク濃度)}〕

		レま去注		R	)			B	la	
試料名	分類(走向)		溶出量	山美 (1/)	分配係数		溶出量	□□羊卖(∞)	分配係数	
		(III/g)	$(\mu g/L)$	収有平(%)	(mL/g)	脱離率(%)	$(\mu g/L)$	収宿平(%)	(mL/g)	脱離率(%)
H30_MIZ_01		0.07	14.5	4.8	1.3	>100 %	10.6	12.3	3.5	>100 %
H30_MIZ_02		0.08	8.8	9.6	2.7	70.1	7.8	20.5	6.4	88.4
H30_MIZ_03	500-1V(NE)	0.07	18.2	2.7	0.7	>100 %	15.5	3.9	1.0	>100 %
H30_MIZ_04		0.12	8.9	96.6	493.2	8.8	3.7	28.8	10.1	99.8
H30_MIZ_05		0.16	12.3	96.6	740.9	4.8	5.7	24.3	8.0	80.1
H30_MIZ_06	200 <b>Π</b> (NW)	0.13	9.6	8.2	2.3	73.7	3.8	24.2	8.0	79.5
H30_MIZ_07	300-ш (ММ)	0.12	13.6	5.2	1.4	>100 %	8.4	14.3	4.2	>100 %
H30_MIZ_08		0.15	12.0	10.0	2.8	>100 %	4.9	35.2	13.6	68.0
H30_MIZ_09		5.23	11.7	53.5	28.8	15.2	8.2	83.1	162.6	20.0
H30_MIZ_10	300-1 (NE)	2.66	27.7	56.9	33.0	23.2	15.9	86.5	160.3	22.8
H30_MIZ_11	200 <b>π</b> ζ (NIM)	0.10	22.5	22.1	7.2	22.8	8.9	33.8	12.8	68.5
H30_MIZ_12	300-1V (NW)	0.11	25.7	25.8	8.7	19.9	7.4	31.3	11.6	78.4
H30_MIZ_13	500-III (NW)	0.07	8.4	10.6	3.0	66.0	10.4	31.6	11.5	66.6
H30_MIZ_14	300-I (NE)	0.66	7.3	44.7	20.2	27.2	5.0	84.4	135.0	29.9

表 5.1-28 各試料の比表面積および Rb および Ba の溶出量、収着率、分配係数、脱離率の結果

まず、試料そのものからの Rb または Ba の溶出量については、充填鉱物の方がマトリクスよ りも多い傾向にあった。H30_MIZ_01~03 は Rb の収着率は 10 %未満、これに対し、Ba の収着 率は 20%程度有するものがあった。これらの試料の絹雲母の含有割合は、01:5.7%、02:6.62%、 03: 1.47 % であり、これらの割合と Rb および Ba の収着率の大小関係が同じであることが分か る。これらの試料は多量の石英が含まれるが、収着率は小さいため、収着にはほとんど関与して いないと判断できる。H30 MIZ 05~08 は緑簾石および緑泥石の含有が特徴的であるが、これら の鉱物の含有量が特に多かった 05 で Rb の収着率が 96.6 %、脱離率は 4.8 %となり、強い収着 能力がありかつ脱離しにくいことが分かる。06~08のRbの収着率は緑泥石の割合に応じて小さ くなる傾向にある。これに対し Baの収着率は 24.3%、脱離率は 80.1%であり、Rbと比べると Ba は脱離しやすい。ここで、H30_MIZ_04 は前述した 01~03 のマトリクス部分であるが、Rb の収着率が 05 と同等に 96.6%と非常に高く、脱離率も 05 と同等に 8.8%と低くなった。01~03 と異なり緑泥石を 4.17 %含むが、絹雲母の含有割合は 02 とさほど変わらず、緑簾石はほとんど 含まれない。したがって、04と05で緑泥石の含有割合に差はあるが、緑泥石の含有割合の増加 が Rb の収着率を大きくし、かつ脱離がしにくい可能性がある。また H30 MIZ 09~10 および H30_MIZ_14 はスメクタイトの含有で特徴づけられ、Ba の収着率は 83.1~86.6%、脱離率は 20.0 ~29.9%となり、スメクタイトの含有割合に応じ、Baの収着が強く、脱離もしにくいことが分か った。スメクタイトを含む試料の Rb の収着率は 44.7~56.9%、脱離率は 20.2~33.0 %となり、 Rbの収着能力も高い傾向にある。最後に、H30_MIZ_11~13は2次鉱物の割合が5%以下の試 料であり、土岐花崗岩の健岩部の鉱物割合に近い試料であるが、Rbの収着率は 10.6~25.8 %、 Baの収着率は31.3~33.8%となり、健岩部試料でも収着が認められた。

以上の結果から、土岐花崗岩の異なる鉱物の量比をもつ割れ目充填鉱物とその周辺マトリクス の粉末バッチ試験を実施して以下の点が分かった。

・試料からの Rb および Ba の溶出量は、充填鉱物の方が多い。

・Rbの収着力は、絹雲母および緑泥石の含有量と相関がある。

・Baの収着力は、スメクタイトの含有量と相関がある。

どの鉱物に対して Rb または Ba の収着が起こりやすいかは、鉱物単体による収着試験の結果と 概ね整合し(電力中央研究所, 2017)、充填鉱物やマトリクスに含まれる収着能力の高い鉱物の含 有割合が、バルクとしての収着・脱離の挙動を説明できる可能性があることが確認された。今後 は鉱物の含有割合と収着能力の定量的なパラメータの取得し検討を行っていくことが必要と考え られる。

## ⑧まとめ

瑞浪超深地層研究所深度 300m および深度 500m において掘削して得られたコア試料を用い、 岩石マトリクスに分布する鉱物の割合が拡散・収着・脱離現象にどのように影響するのか室内試 験により調べた。拡散試験は深度 300m の水みち割れ目の面からの距離が大きくなるほど斜長石 やセリサイトが減少するコア試料を用いた。拡散試験では、収着性トレーサーは水みち割れ目の 近傍で拡散係数が大きい結果が得られた。薄片観察より、水みち割れ目からの距離が大きい試料 は、2 次鉱物が鉱物粒界や粒内クラックを脈状に充填しており、このことが拡散係数を小さくし ていることも考えられた。したがって、水みち割れ目と周辺マトリクス部の拡散係数の違いにつ いては、試験の数量をより充実させて検討を継続する必要である。また異なる鉱物割合の岩石粉 末による収着・脱離試験の結果、充填鉱物やマトリクスに含まれる収着能力の高い鉱物の含有割 合が、バルクとしての収着・脱離の挙動を説明できる可能性があることが確認された。今後は鉱 物の含有割合と収着能力の定量的なパラメータの取得し検討を行っていくことが必要と考えられ る。

# 3) 室内トレーサー試験

# ① 概要

高レベル放射性廃棄物地層処分の安全評価では、物質が地下水に溶解し地下水とともに移行し 人間環境に接近する「地下水シナリオ」が最も重要な評価対象である。物質移行では岩盤中の地 下水による移流とともに、地下水流速の不均質性により拡がる分散現象を伴う。また、割れ目が 存在する岩盤に対しては、割れ目内の移流分散現象に加えて、岩石マトリクス部への拡散現象(マ トリクス拡散)も考慮する必要がある。また、溶解した物質が収着性を持つ場合は、岩盤への収着 現象も考慮する必要がある。これらの物質移行特性の調査手法の一つとしてトレーサー試験があ り、原位置で実施されるトレーサー試験ではその試験現場の岩盤が有する物質移行特性を直接評 価することが期待される。原位置トレーサー試験を実施する際、その場本来の地下水流速の下で 試験することが望ましいが、現実的な試験期間での実施やトレーサー回収率の向上などを目的に 地下水流速を加速させるトレーサー試験手法(たとえば、ダイポール試験)が採用されることが多 い。しかし、これまでにトレーサー試験を行う際の流速が物質移行特性の評価結果に及ぼす影響 について、系統立てて検討された例はない。そこで、流速など様々な試験条件の設定・制御が容 易な室内トレーサー試験を実施し、地下水流速などの試験条件が試験結果や評価結果に及ぼす影響

# ② 試験方法

100 mm×1,200 mm×100 mm の柱状の花崗岩をステンレス容器に入れ、スペーサーとオーリ ングを介してアクリル板を押し付けて一次元的な模擬割れ目モデルを作成した(図 5.1-118)。使 用した花崗岩は岐阜県の蛭川が産地としたものであり、瑞浪超深地層研究所周辺で見られる土岐 花崗岩と性質が近いと考えられる。図 5.1-118 に示す模擬割れ目部分の面積は 50 mm×1,000 mm であり、その面は模擬割れ目幅を一定にするため鏡面仕上げを施した。割れ目を模擬するた めのスペーサーとして、厚さ 0.5 mm のステンレスゲージを使用した。模擬割れ目部分の面積お よびスペーサーの厚さから、模擬割れ目部分の体積は 25 cm³=25 mL となる。アクリル板には注 水用溝と揚水用溝を長辺両端にそれぞれ設けた。岩石とアクリル板の固定には、万力を使用した。



図 5.1-118 一次元模擬割れ目モデル

図 5.1-119 に室内トレーサー試験系の概念図、図 5.1-120 に試験系の外観を示す。ポンプを使 用してトレーサー溶液ならびにバックグラウンド溶液を模擬割れ目モデルに送液する。他方から 排出される溶液をフラクションコレクタにて採取した後、分析し試験結果(破過曲線)を得た。



図 5.1-119 室内トレーサー試験系概念図



図 5.1-120 室内トレーサー試験系の外観

試験に使用するトレーサー溶液は非収着性トレーサーと収着性トレーサーの混合溶液を使用した。非収着性トレーサーの破過曲線より移流・分散を評価し、収着性トレーサーの破過曲線より 収着性を評価する。非収着性トレーサーは、マトリクス拡散の差異を検討することを目的に、蛍 光染料であるナフチオン酸ナトリウム(NAP)と重水の二種類を使用した。収着性トレーサーは、 収着性の差異を検討することを目的に、Rb+と Ba²⁺の二種類を使用した。バックグラウンド溶液 は 0.1 M の NaCl を使用した。バックグラウンド溶液をベースに、NAP:1.0 mg/L、重水 10 µL / 100 mL (0.01%)、Rb+: 2.0 mg/L、Ba²⁺: 1.0 mg/L となるよう試験溶液を調整した。 トレーサー溶液は約10mL送液した。流速の違いによる収着、マトリクス拡散挙動を検証する ことを目的にトレーサー及びバックグラウンド溶液の流量を変えた3種類の試験を行った。試験 名と流量条件一覧を表 5.1-29 に示す。本試験系において、流体が通過する断面積は一定になる よう割れ目幅をスペーサーで設定していることから、「③結果」では流量条件の違いを流速条件の 違いとして考察を行った。また、表 5.1-29 には設定した割れ目幅から計算される流速も併せて 示す。

試験名	流量	設定した割れ目幅から計算される流速			
Tr01	1.0 mL/min	40 mm/min			
Tr02	0.5 mL/min	20 mm/min			
Tr03	0.1 mL/min	4.0 mm/min			

表 5.1-29 室内トレーサー試験の流量条件

試験手順は以下の通りである。

#### (a) 一次元模擬割れ目モデルの準備

岩石表面がある溶液と接触した際、岩石-溶液間の相互作用が発生し、岩石表面に収着したイオンが溶液中のイオンと交換反応する。このような反応がある程度平衡になった状態で試験を開始するため、トレーサー溶液の送液前にバックグラウンド溶液を一次元模擬割れ目モデルに十分量流した。本試験における割れ目内の体積は25 mLであることから、その10倍にあたる250 mL 程度のバックグラウンド溶液を送液した。

# (b)トレーサー溶液の送液と排出側でのサンプリング

三方バルブをトレーサー溶液側に切り替えて、トレーサー溶液を一次元模擬割れ目モデルに送 液した。また、トレーサー送液開始と同時にフラクションコレクタを起動し、一次元模擬割れ目 モデルから排出される溶液をサンプリングした。送液した正確なトレーサー量を把握するため、 トレーサー溶液の重量を送液前後で測定した。

#### (c) バックグラウンド溶液の送液

パルス入力を再現するため、トレーサー溶液を約 10 mL 送液した後(流量 1.0 mL/min 時は 10 分後、流量 0.5 mL/min 時は 20 分後、流量 0.1 mL/min 時は 100 分後)、三方バルブをバックグ ラウンド溶液側に切り替えて、バックグラウンド溶液を一次元模擬割れ目モデルに送液した。

#### (d)サンプルの分析

試験終了後、サンプリングした溶液を分析する。NAP の分析は蛍光分光光度系(FP-8300:日本 分光)、重水の分析は水トリプル同位体比アナライザー(IWA-35EP:Los Gatos Research)、Rb⁺・ Ba²⁺の分析は ICP-MS(7500CE:アジレントテクノロジー)を使用した。

#### ③ 結果

各々のサンプル濃度をトレーサー原液濃度で割った値(比濃度)を縦軸、サンプルの累積流出量 を横軸にして試験結果(破過曲線)を示す。また、試験結果はデッドボリュームを補正して示して いる。Tr01(流量 1.0 mL/min)の破過曲線を図 5.1-121、Tr02(流量 0.5 mL/min)の破過曲線を図 5.1-122、Tr03(流量 0.1 mL/min)の破過曲線を図 5.1-123 に示す。

図 5.1-121-図 5.1-123 の非収着性トレーサーNAP と 8D において、破過曲線の違いは認めら

れない。NAP は実効拡散係数が小さいため、マトリクス拡散の影響が小さい。NAP と δD の破 過曲線の差異が認められないことから δD もマトリクス拡散の影響が小さいと推測される。これ らより、本試験の流速条件下ではマトリクス拡散の影響が小さいと考えらえる。

図 5.1-121~図 5.1-123 の収着性トレーサーRb+と Ba²⁺において、流速が遅くなるにつれ遅延 の影響が大きくなることが認められる。また、遅延効果の表れ方として、ピーク位置の遅れより ピーク高さが低くなることが顕著に表れる。これより、本試験の流速条件下では流速に依存した 収着現象が生じている可能性が考えられる。



図 5.1-121 Tr01(流量 1.0 mL/min)の試験結果



図 5.1-122 Tr02(流量 0.5 mL/min)の試験結果



図 5.1-123 Tr03(流量 0.1 mL/min)の試験結果

試験結果と比較するための一次元理論式を示す。<br/>
収着による遅延を考慮した移流分散方程式は<br/>
以下のように示される。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{V}{R}\frac{\partial C}{\partial x} + \frac{D}{R}\frac{\partial^2 D}{\partial x^2}$$
(式 5.1-6)

(式 5.1-6)において、(式 5.1-7)~(式 5.1-9)の境界条件下で(Ogata and Banks, 1961)を参考に理 論解を求めると(式 5.1-10)が得られる。

 $C(0,t) = C_0 ; t \ge 0$  (式 5.1-7)

$$C(x,0) = 0 \ ; \ x \ge 0 \tag{$\frac{1}{3}$ 5.1-8}}$$

$$C(\infty, t) = 0 \ ; \ t \ge 0$$
 (式 5.1-9)

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \left\{ erfc\left(\frac{x - \frac{V}{R}t}{2\sqrt{\frac{D}{R}t}}\right) + exp\left(\frac{Vx}{D}\right) erfc\left(\frac{x + \frac{V}{R}t}{2\sqrt{\frac{D}{R}t}}\right) \right\}$$
(\$\pi\$ 5.1-10)

ここで、*C*₀:初期濃度、*V*:実流速、*D*:分散係数、*R*:遅延係数、*x*:距離、*t*:時間を示す。 (式 5.1-10)は入力地点での物質濃度が常に一定条件で解かれている。そのため、図 5.1-124 に 示す計算を行い、(式 5.1-10)に示す理論解でパルス入力の破過曲線を求めた。図 5.1-124 中の① は(式 5.1-10)の計算結果を示しており、図 5.1-124 中の②はトレーサーを送液した時間だけ遅ら

5 - 111

した(式 5.1-10)の計算結果を示している。図 5.1-124 中の①から②を引くことで(式 5.1-10)のパルス入力の破過曲線を求めた。



図 5.1-124 パルス入力の破過曲線の計算方法 (左):入口側、(右):出口側

Tr02(流量 0.5 mL/min)の破過曲線と理論解とのカーブフィッティングを行った。(式 5.1-10)中の実流速V,分散係数D、遅延係数Rについて非線形最小二乗法で推定した。非収着性トレーサーNAPの破過曲線から実流速V,分散係数Dを推定し、収着性トレーサーRb+、Ba²⁺の破過曲線からそれぞれの遅延係数Rを推定した。

**Tr02**(流量 0.5 mL/min)と理論解とのカーブフィッティングの結果を図 5.1-125 に示す。実流 速Vは 1.80 mm/min、分散係数Dは  $1.52 \times 10^2$  mm²/min と同定された。また Rb+における遅延係 数Rは 1.23、Ba²⁺における遅延係数Rは 1.21 と同定された。図 5.1-125 によると、非収着トレー サーNAP の破過曲線と理論解はよく整合しているが、収着性トレーサーRb+、Ba²⁺の破過曲線と 理論解は整合していない。流速に依存した収着現象を考慮した数値解析によって、収着性トレー サーのカーブフィッティングを行う必要性が示唆された。



図 5.1-125 Tr02(流量 0.5 mL/min)と理論解のカーブフィッティング
# ④ まとめ

原位置トレーサー試験を実施する場合には、その場本来の地下水流速下で試験を実施すること が望ましいが、現実的な試験期間での実施やトレーサー回収率の向上などを目的に地下水流速を 加速させるトレーサー試験手法(たとえば、ダイポール試験)が採用されることが多い。そのため、 原位置の地下水流速より速い地下水流速の下で室内トレーサー試験を実施し、地下水流速が試験 結果に与える影響について検討を行った。

試験の結果、今回実施した流速条件下では、非収着性トレーサーNAPと δD ともにマトリクス 拡散はあまり進行していないことが推測された。また、収着性トレーサーRb+と Ba²⁺において、 流速が遅くなるにつれ非収着性トレーサーに比べ遅延が大きくなった。遅延効果の表れ方として は、ピーク位置の遅れよりピーク高さが低くなることが顕著に表れた。また、一次元の理論解と のカーブフィッティングを行ったところ、非収着性トレーサーNAP の破過曲線と理論解はよく 整合する一方で、収着性トレーサーRb+および Ba²⁺の破過曲線と理論解は整合しなかった。マト リクス拡散があまり進行していないにもかかわらず、一次元の理論解でフィッティングすること ができなかったことから、今回実施した流速条件下では、流速に依存した収着現象が生じている 可能性も考えられた。今後は、流速を変えた試験データを充実させる一方で、マトリクス拡散や 流速に依存した収着現象も考慮した数値解析を導入するなどして、トレーサー試験結果に流速な どが与える影響について解明し、原位置トレーサー試験結果から岩盤本来の物質移行特性を評価 できるようにしたい。

### (3) まとめ

花崗岩のような結晶質岩では、水みちとなる割れ目が主な物質の移動の経路となる。水みちと なる割れ目が多数存在する場合は、水みちのネットワークとして、水理・物質移動特性を推定す ることが必要となる。物質移動の経路となる水みちは、均一な間隙を有する平行平板ではなく、 不均質な間隙分布が地下水の流速やマトリクス拡散に影響を及ぼすとともに、水みちに接するマ トリクスの微細な間隙は吸着に寄与する。したがって、水みちのネットワークだけでなく水みち の微視的な透水構造を明らかにし、物質移動特性も把握しておく必要がある。本事業では、水み ちの微視的な透水構造・物質移動モデルの構築のため、水みちに蛍光剤を添加したレジンを充填 したコア試料をX線CT解析やコア試料を1mm程度毎に研削し撮影した画像分析により透水構 造を把握するとともに、割れ目周辺の岩石薄片観察により、割れ目周辺部のマトリクス部の間隙 構造を明らかにする。また、岩石の粉体試料やブロック試料を用いて、室内吸着試験やトレーサ ー試験を実施し、水みち割れ目周辺のマトリクス部の物質移動モデル構築のための基礎資料を取 得する。

以上のことから、今年度はレジン注入による水みち割れ目の可視化、岩石マトリクスへの拡散・ 収着試験、室内トレーサー試験を実施した。

レジン注入による水みち割れ目の可視化では、瑞浪超深地層研究所の深度 300m の水みち割れ 目にレジンを注入したボーリングコアを用いて、X線 CT による割れ目構造の可視化を行った。 その結果、水みち割れ目に充填されたレジンの経路が明瞭な線状構造をなして分布していること が確認された。この線状構造は個々の水みち割れ目の間隙構造の不均質性に起因したチャネリン グフローを示すものである。また、逐次研削法によって得られた間隙の分布特性と可視化・定方 位化された割れ目構造分布を用いてこれらの連結性を考慮すれば、より実態に近い形で水みちネ ットワークモデルを構築することが可能になると考えられる。今後もレジンを注入したコア試料 による水みち割れ目の可視化を引き続き行い、間隙構造の不均質性に係わるパラメータを充実さ せ、水みちの微視的な透水構造・物質移動モデルの構築を図ることが必要である。

岩石マトリクスへの拡散・収着試験では、水みち割れ目と割れ目周辺マトリクスの拡散試験、 およびマトリクスの鉱物割合の異なる試料の収着試験を実施した。拡散試験で用いたコア試料で は、深度 300m の水みち割れ目の面からの距離が大きくなるほどセリサイトなどの 2 次鉱物が減 少する。拡散試験では、収着性トレーサーは水みち割れ目の近傍で拡散係数が大きい結果が得ら れた。ただし、薄片観察では、水みち割れ目からの距離が大きい試料は、2 次鉱物が鉱物粒界や 粒内クラックを脈状に充填しており、このことが拡散係数を小さくしていることも考えられた。 したがって、水みち割れ目と周辺マトリクス部の拡散係数の違いについては、試験の数量をより 充実させて検討を継続する必要がある。マトリクスの鉱物割合の異なる試料の収着試験において は、昨年度までに純鉱物での収着能力を評価した結果からセリサイトなど収着能力の高い鉱物が 明らかとなっているため、今年度は深度 300 m および 500 m のボーリングコア試料を用い収着 試験を実施した。その結果、充填鉱物やマトリクスに含まれる収着能力の高い鉱物の含有割合が 大きいほど、バルクの収着率や分配係数を大きくなる傾向が確認された。今後は、鉱物の含有割 合と収着能力の定量的なパラメータを取得し検討を行っていくことが必要と考えられる。

物質移動を評価する際に行われる原位置トレーサー試験は、合理的に必要なパラメータを得る都 合上、人工的に動水勾配を与えた試験が採用される。このため、室内トレーサー試験によって原 位置の地下水流速より速い地下水流速が試験結果に与える影響を検討した。試験の結果では、非 収着性トレーサーNAPとδDともにマトリクス拡散はあまり進行していないことが推測された。 一方、収着性トレーサーRb+とBa²⁺では、流速が遅くなるにつれてピークが遅れ、ピーク高さも 低くなり、非収着性トレーサーに比べ遅延が大きくなった。また、非収着性トレーサーNAPの破 過曲線と一次元の理論解はよく整合するが、収着性トレーサーRb+および Ba²⁺の破過曲線は整合 しなかった。マトリクス拡散が進行していないにもかかわらず、理論解と整合しなかったことか ら、室内試験の流速条件下では、流速に依存した収着現象が生じている可能性も考えられる。今 後は、流速条件を変えた試験データを充実させる一方で、マトリクス拡散や流速に依存した収着 現象も考慮した数値解析を導入するなどして、トレーサー試験結果に流速などが与える影響につ いて明らかにする必要がある。

# 参考文献

- 一般財団法人電力中央研究所,平成 26 年度地層処分技術調査等事業(岩盤中地下水移行評価確証 技術開発)-岩盤中物質移行特性評価技術の確証-,2015.
- 一般財団法人電力中央研究所,平成 27 年度地層処分技術調査等事業(岩盤中地下水移行評価確証技術開発)・岩盤中物質移行特性評価技術の確証--,2016.
- 一般財団法人電力中央研究所,平成 28 年度地層処分技術調査等事業(岩盤中地下水移行評価確証技術開発)・岩盤中物質移行特性評価技術の確証・, 2017.
- 一般財団法人電力中央研究所,平成 29 年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業(岩盤中地下水移行評価確証技術開発)・岩盤中物質移行特性評価技術の確証-,2018.
- 濱田 藍, 土岐花崗岩中の水みち割れ目とその周辺マトリクスの微細間隙構造, 電力中央研究所 報告, 研究報告:N18004, 2019.
- 濱 克宏, 岩崎理代, 森川佳太, 土岐花崗岩のブロックサンプルを用いた拡散試験, JAEA-Technology 2017-015, 2017.
- 石橋 正祐紀, 笹尾英嗣, 濱 克宏, 深部結晶質岩マトリクス部における微小移行経路と元素拡散現象 の特徴, 原子力バックエンド研究, vol. 23, pp.121-130, 2016.
- 岩崎理代, 濱 克宏, 森川佳太, 細谷真一, 物質移動に関わるパラメータ値の取得, JAEA-Technology 2016-037, 2016.
- 國丸貴紀, 森川佳太, 舘 幸男, 久野義夫, 細谷真一, 下田 紗音子, 加藤博康, 中澤俊之, 生瀬博 之, 久保田 政子, 花崗岩試料を用いた収着・拡散試験および間隙率測定, JAEA-Data/Code 2012-013, 2012.
- Neretnieks, I., Diffusion in the Rock Matrix: An Important Factor in Radionuclide Retardation?, Geophys. Res., vol. 85, no. B8, p.4379-4397, 1980.
- Ogata, A. and Banks, R.B., A Solution of the Differential Equation of Longitudinal Dispersion in Porous Media, Geological Survey Professional Paper 411-A, United States government printing offwise Washington, pp.1-7, 1961.

山下理代, 濱 克宏, 竹内竜史, 森川佳太, 細谷真一, 中村敏明, 田中 由美子, 花崗岩試料を用い た拡散試験環境の整備と間隙率測定および鉱物試験, JAEA-Technology 2014-029, 2014.

# 5.1.3 水みちのネットワークによる物質移動予測手法の高度化

### (1) はじめに

5.1.1 では、我が国で多く見られる高割れ目密度の岩盤において水みちの検出技術の高度化を 図るために、日本原子力研究開発機構の瑞浪超深地層研究所の深度 300 m ボーリング横坑の東側 の岩盤に約 40 m の孔長のボーリング孔を 2 本掘削し水みち調査を実施した。その結果、計 10 箇 所程度の水みちが確認され、その多くは NW 走向の高傾斜の割れ目が関わっているものと推定さ れた。来年度には、ボーリング孔をさらに 1 本掘削して水みち調査を実施するとともに、孔間で の物質移動への水みちの影響を調査するためのトレーサー試験を予定している。

これら来年度追加する予定のボーリングの掘削位置やトレーサー試験の試験計画の策定には、 調査場所となる深度 300 m ボーリング横坑の東側領域の地下水流動状況を把握することが重要 となる。従来、瑞浪超深地層研究所を含むサイトスケール以上での地下水流動解析は実施されて いる(三枝ほか,2003;尾上ほか,2007;尾上ほか,2015;尾上ほか,2016;電力中央研究所,2018a)。 しかし、深度 300 m ボーリング横坑周辺の狭域を対象とした解析例はない。

そこで、水みち調査の対象領域である深度 300 m ボーリング横坑東側の岩体の地下水流動状況 を把握するための地下水流動解析を実施した。今年度は、岩盤を多孔媒体でモデル化して解析を 実施したが、調査の結果 NW 走向の高傾斜の割れ目に高透水性のものが多いことが確認されたた め、透水異方性を考慮した解析も実施した。また、来年度に実施を予定しているトレーサー試験 の成立性について検討するための予備的評価として、今年度掘削したボーリング孔で揚水を行っ た場合を想定した流跡線解析も実施した。

### (2) 地下水流動解析手法

#### 1) 解析モデル

地下水流動解析は2段階で実施した。すなわち、まず、瑞浪超深地層研究所を中心とした4km 四方の領域を対象としたサイトスケールの地下水流動解析を実施し、その結果を基に5.1.1の調 査場所である深度300mボーリング横坑を中心とした100m立方のブロックスケールの境界条 件を設定し、ブロックスケールの地下水流動解析を実施した。

# ① サイトスケール

サイトスケールの解析領域は、世界測地系でX座標が4,478~8,479(m)、Y座標が-70,900~ -66,880(m)、Z座標が-1,000.7~362.3(m)である。

解析モデルは、図 5.1-126 に示すように地形・地質などを考慮したモデル(尾上ほか, 2015) に基づいて作成した。解析モデルでは、白亜紀後期の土岐花崗岩を比較的割れ目密度が低い領域 を下部低密度割れ目帯、その上部を上部割れ目帯として大きく区分した。土岐花崗岩部の上部を 瑞浪層群が覆っており、瑞浪層群内には数種類の地層が存在しているが、一つの地層として扱っ た。上部割れ目帯内の低角度割れ目集中帯と瑞浪層群内の土岐夾炭累層を再現した。瑞浪層群の 上部には固結度の低い瀬戸層群が場所により分布しているため区分した。断層については、主立 坑断層は堆積岩内と土岐花崗岩内に存在する箇所にそれぞれ区分した。また、存在が確認されて いる月吉断層についても対象とし、研究所用地を包括するように存在されていると推定されてい るコンパートメントを構成する IF_S200_13、IF_S200_15、IF_SB3_11、IF_SB3_19 を対象とし た。解析モデルで考慮した断層の分布を図 5.1-127 に示す。

研究坑道については、図 5.1-128 に示すように主立坑、換気立坑、100、200、300、400、500m のアクセス坑道をモデル化した。坑道は空洞で表現され、境界条件を与えるものとなり、換気立 坑、主立坑は鉛直である。座標は、主立坑の中心軸が(X:6,451.6, Y:-69,007.4)、換気立坑が(X:6,426, Y:-69,038.1)であり、深度 300 m 坑道の Z 座標は-99.1 (m)である。深度 300 m ボーリング横坑の モデル化形状を図 5.1-129 に示す。

解析モデルの有限要素分割を図 5.1-130 に示す。解析モデルは、すべてテトラ要素で構成され、 節点数 485,224、要素数 2,787,958 である。なお、坑道壁面から 5 m の範囲では、スキン効果や グラウト領域を表現するために、周辺岩盤とは異なる物性を与えることが可能となっている。



図 5.1-126 サイトスケールの解析モデル



図 5.1-127 サイトスケールでモデル化した断層の分布





図 5.1-129 深度 300 mボーリング横坑のサイトスケールのモデル化形状



(a) 全体図





(c) 坑道周辺 (d) 深度 300 m 坑道周辺 図 5.1-130 サイトスケールの解析モデルの有限要素分割

# ② ブロックスケール

ブロックスケールの解析領域を図 5.1-131 に示す。解析領域は、深度 300 m ボーリング横坑を 含む一辺の長さ100mの立方体から主立坑断層の影響帯部分を削除した五角柱である。基本とな る立方体は、上面および下面は水平面で、ボーリング横坑の坑道軸に垂直な面と平行な面により 構成される。立方体の中心座標は(6,427.3695, -69,061.1707, -118.42)であり、深度 300 mのZ座 標は-99.1(m)である。解析領域内には、深度 300 m ボーリング横坑、予備ステージの一部、換気 立坑の一部が含まれる。ブロックスケールの解析領域内の岩盤はほとんどが土岐花崗岩上部割れ 目帯であるが、上部割れ目帯中の低角度割れ目集中帯が一部含まれる。

深度 300 m ボーリング横坑のレイアウトを図 5.1-132 に示す。同横坑は、換気立坑中心から南 南西方向へ約 20 m まで伸びており、坑道幅 4 m、坑道高さ 3 m の馬蹄型の坑道である。ただし、 同横坑の奥側 5 m の区間は高さが 2.5 m で、手前側の区間との間には床面に 1.3 m の段差があ る。また、換気立坑よりの区間には縦 8 m、横 1.5 m、深さ 1.3 m のピットがある。坑道壁面に はコンクリートが吹き付けられ、床面にはコンクリートが打設されているが、奥側 5 m 区間の床 面と段差部分、手前側 11m 区間の左下部分は、岩盤が観察できるように露出させている。解析モ デルでは、ボーリング横坑および予備ステージは直径 4 m の円筒とし、ボーリング横坑内の段差 は無視した。また、換気立坑は直径 4.5 m の円筒とした。

ブロックスケールの地下水流動解析用モデルの有限要素分割を、図 5.1-133 に示す。有限要素 にはテトラ要素を用い、要素数は 4,422,380、節点数は 789,840 である。



図 5.1-131 ブロックスケールの解析領域

図中の水平の赤線は深度 300 mボーリング横坑と予備ステージ、鉛直の赤線は換気立坑を表す.



図 5.1-132 深度 300 m ボーリング横坑のレイアウト



- (c)ボーリング横坑近傍水平断面
   (d)ボーリング横坑近傍鉛直断面
   図 5.1-133 ブロックスケールの解析モデルの有限要素分割
   (c)、(d)の図中の外側の赤枠は横坑の中央を中心とした1辺の長さ20mの正方形である.
- 2) 解析条件

# ① 境界条件

(a) サイトスケール

まず、地表面を浸出面境界として地表からの涵養量を 20 mm/year に設定し、周囲境界、底面 境界、坑道面を不透水境界として、坑道掘削の影響が無い状態の地下水流動解析を実施した。そ して、得られた結果から、周囲境界、領域底面境界の全水頭値を抽出し新たな境界条件として、 坑道掘削の影響を考慮した地下水流動解析を、地表からの涵養量 20 mm/year の下で、すべての 坑道壁面を浸出点境界として行う。

### (b) ブロックスケール

サイトスケールの地下水流動解析により得られた全水頭分布から、ブロックスケールの境界面 の全水頭分布を補間し境界条件として設定した。ボーリング横坑、予備ステージ、換気立坑の壁 面は、浸出面境界とした。

### 2 物性値

サイトスケールおよびブロックスケールの地下水流動解析には、表 5.1-30 に示す透水係数を

使用した(電力中央研究所, 2018a)。ただし、サイトスケールおよびブロックスケールの解析と もに、スキン効果として、換気立坑、ボーリング横坑、予備ステージのすべての坑道壁面から 5 m までの距離の岩盤の透水係数を表 5.1-30 の数値の 1/2 に設定した。また、サイトスケールの 解析では、坑道周囲にグラウト施工を行った箇所の透水係数は 1×10⁻⁹ m/sec を設定した。そし て、ブロックスケールの解析では、ボーリング横坑、予備ステージの坑道壁面から 25 cm までの 透水係数は、コンクリートを想定して 2.6×10⁻¹⁰ m/sec に設定した。

解析には、電力中央研究所が開発した岩盤中地下水流動・溶質移行解析コード FEGM (河西ほか, 1994; 1995)を使用した。

地所区八	透水係数(m/sec)				
地員区万	kx	ky	$k_{yz}$		
瀬戸層群	1.0E-5	1.0E-5	1.0E-5		
瑞浪層群	1.0E-7	1.0E-7	1.0E-9		
上部割れ目帯	$3.5 E{-}8*$	3.5E-8*	3.5E-8*		
下部割れ目低密度帯	2.0E-8	2.0E-8	2.0E-8		
月吉断層	2.0E-10	2.0E-10	2.0E-10		
主立坑断層(堆積岩部)	1.0E-6	1.0E-6	1.0E-6		
主立坑断層(花崗岩部)	1.0E-10	1.0E-10	1.0E-10		
「コンパートメントを構成」 する断層群	1.0E-11	1.0E-11	1.0E-11		

表 5.1-30 解析に使用した各地質区分の透水係数

*:ブロックスケールの解析で坑道への湧水量が実測値と一致するように設定

#### (3) 地下水流動解析結果

1) 基本ケース

#### 湯水を行わない場合の地下水流動場

基本ケースにおいては、土岐花崗岩上部割れ目帯の透水性を等方性として扱った。そして、透水係数の値については、後述するブロックスケールの解析において、深度 300 m ボーリング横 坑、予備ステージ、換気立坑への地下水の総流入流量が実測値に一致するように設定した。

まず、サイトスケールの解析結果として、全水頭分布、流速分布を図 5.1-134、図 5.1-135 に それぞれ示す。図 5.1-134 では、坑道掘削の影響による地下水位の低下が確認できる。ただし、 坑道を取り巻く断層群が難透水性であるために、地下水位の低下は断層群に囲まれた内側の領域 にほぼ限定されている。また、同図(c)からは、主立坑断層の透水性が周囲の岩盤に比べて低いた めに、同断層の北東側と南西側とで全水頭が不連続になっていることがわかる。

図 5.1-135 からは、立坑や水平坑道の近傍では動水勾配が急になるために、坑道付近では地下 水の流速が速くなっていることが確認できる。また、断層は透水性が低いために地下水の流速が 遅く、同図(c)からは、主立坑断層が同断層の北東側と南西側の地下水流動場を分断していること がわかる。



(a) 坑道周辺の鉛直断面



250. 200 180 140 140 100 (E) 40 40 20 0 -20 40 -40 -40 -60 -80.0

> 0.002 0.001 0.0005 0.0002 0.0001 5e-5 2e-5 1.00e-05

(b) 深度 300 m 水平断面



(c) ボーリング横坑付近水平断面拡大図図 5.1-134 サイトスケール解析結果(全水頭分布)



(a) 坑道周辺の鉛直断面



(b) 深度 300 m 水平断面



(c) ボーリング横坑付近水平断面拡大図 図 5.1-135 サイトスケール解析結果(流速分布)

サイトスケールの地下水流動解析結果から、図 5.1-136 に示すようにブロックスケールの解析 領域の境界面上の全水頭値を抽出し、ブロックスケールの地下水流動解析の境界条件として設定 した。同図より、全水頭は上部ほど高く、また、南東方向ほど高いことがわかる。



図 5.1-136 ブロックスケール解析領域の境界面上の全水頭分布

図 5.1-136 に示した境界条件の下で、ブロックスケールの地下水流動解析を実施した。解析の 結果得られた全水頭と地下水流速の分布を図 5.1-137、図 5.1-138 にそれぞれ示す。

図 5.1-137 から、換気立坑やボーリング横坑、予備ステージに向かって全水頭が低下していく 様子がうかがえる。特に換気立坑周囲の深度 300 m より下の部分や水平坑道の下側で低くなって いる。岩盤を多孔媒体でモデル化して解析を行っているため、5.1.1 の図 5.1-48 や図 5.1-77 に示 したボーリング孔で計測された間隙水圧の計測結果に比べて、坑道掘削の影響による水位低下が 坑道から 30 m 程度離れた範囲にまで広がっている。

図 5.1-138 を見ると、ボーリング横坑東側では地下水は南東から北西に向かって流れ、坑道に 近づくにつれ坑道壁面に直交する方向に向きを変え、坑道近傍で加速しているのがわかる。ボー リング横坑の先端部や東側で特に流速が速くなっているのは、ボーリング横坑先端部や東側の坑 道下部でコンクリートの吹き付け処理がされておらず、裸岩状態になっているためである。

解析の結果得られたボーリング横坑、換気立坑、予備ステージへの地下水流入流量は、それぞれ 17.19 m³/day、9.02 m³/day、0.99 m³/day で計 27.20 m³/day である。一方、上野・竹内(2017) によれば、2014 年 4 月~2016 年 3 月の地下水湧水量は、換気立坑の深度 265.0~293.9 m で 2.46 m³/day、深度 293.9~302.6 m と深度 300 m ボーリング横坑、予備ステージの合計で 23.57 m³/day、深度 302.6~365.0 m で 1.81 m³/day で計 27.84 m³/day であり、実測値と解析結果はほぼ等しい。



(a) 深度 300 m 水平断面

(b) 深度 322 m 水平断面





(c)ボーリング横坑の坑道軸を通る鉛直断面
 (d)ボーリング横坑中央で直交する鉛直断面
 図 5.1-137 ブロックスケール解析結果(全水頭分布)
 図中の黒線は(a)、(b)は1辺40mの正方形、(c)は上が縦10m、横20m、下が縦30m、横20m

図中の黒緑は(a)、(b)は1辺40mの正方形、(c)は上か縦10m、横20m、下か縦30m、横20m の長方形、(d)は坑道の左、上は長さ10m、右は長さ40m、下は長さ25m.



(c) ボーリング横坑の坑道軸を通る鉛直断面 (d) ボーリング横坑中央で直交する鉛直断面 図 5.1-138 ブロックスケール解析結果(流速分布)

ブロックスケールの地下水流動解析結果を基に、地下水粒子の流跡線解析を実施した。流跡線 解析では、18MI63 号孔と 18MI64 号孔のそれぞれに設定した間隙水圧モニタリング区間 Int1~ Int8(図 5.1-47、図 5.1-76 参照)のうち、ボーリング横坑に接している Int8 を除く 14 区間の中 心点を起点とした。流跡線の移行時間は、岩盤の間隙率を1%として計算した。

流跡線解析の結果得られた流跡線を図 5.1-139 に示す。18MI63 号孔および 18MI64 号孔から の流跡線は、すべて換気立坑へ到達する。流跡線の起点から換気立坑までの移行時間を、表 5.1-31 に示す。18MI63 号孔から換気立坑までの移行時間は、立坑に最も近い Int7 で 32.2 日、最も遠 い Int1 で 110.6 日であった。一方、18MI64 号孔から換気立坑までの移行時間は、立坑に最も近 い Int7 で 23.1 日、最も遠い Int1 で 178.1 日であった。



(a) 上方視点 (b) 斜め上方視点 (b) 斜め上方視点 図 5.1-139 各間隙水圧モニタリング区間の中心点を起点とした流跡線

	Int1	Int2	Int3	Int4	Int5	Int6	Int7
18MI63 号孔	110.6	95.5	79.2	71.8	62.3	45.8	32.2
18MI64 号孔	178.1	158.8	140.4	108.0	77.8	50.6	23.1

表 5.1-31 起点から換気立坑までの地下水移行時間

単位:day

### 湯水を行った場合の地下水流動場

18MI63 号孔と 18MI64 号孔に設置した間隙水圧モニタリング装置を利用してトレーサー試験 を行うことを想定した地下水流動解析を実施した。5.1.1 の表 5.1-11 に示したように、18MI63 号 孔のモニタリング区間への地下水湧水流量はInt4が最大で5.40 L/min であった。そこで、18MI64 号孔の Int1~Int7 の各区間にトレーサーを投入し、18MI63 号孔の Int4 を揚水区間とするトレ ーサー試験を想定し、Int4 の中心点から 5.0 L/min の揚水を行った場合の地下水流動解析を実施 した。

地下水流動解析では、①と同様に、まず、サイトスケールの地下水流動解析を実施し、その結 果を基にブロックスケールの解析領域の境界面の全水頭を設定し、ブロックスケールの地下水流 動解析を実施した。

揚水点付近を通る水平断面上の揚水の有無による全水頭分布の比較を図 5.1-140 に、流速分布 の比較を図 5.1-141 にそれぞれ示す。図 5.1-140 では、揚水の影響により揚水点周りのすべての 方向に広範囲にわたり地下水位が低下するのがわかる。また、図 5.1-141 では、揚水が無い場合 には換気立坑へ向かっていた地下水の流れがやはり広範囲にわたり揚水点の方向に向きを変えて いることがわかる。 ブロックスケールの地下水流動解析結果を基に、地下水粒子の流跡線解析を実施した。流跡線 解析では、18MI64 号孔に設定した間隙水圧モニタリング区間 Int1~Int7 の各区間の中心点を起 点とした。流跡線解析の結果得られた流跡線を図 5.1-142 に、18MI64 号孔の各モニタリング区 間から 18MI63 号孔 Int4 までの直線距離と移行時間を表 5.1-32 にそれぞれ示す。18MI64 号孔 の Int4~Int6 を起点とした流跡線が揚水点である 18MI63 号孔の Int4 に達し、これら 3 区間に トレーサーを投入した場合に 18MI63 号孔の Int4 で回収できる可能性が示唆された。一方、他 の 4 点を起点とした流跡線は換気立坑へ移動した。移行時間は、18MI63 号孔 Int4 までの直線距 離が Int6 に比べて若干長い Int5 を起点とした場合が 19.9 日と最短で、Int4 を起点とした場合 は 35.5 日であった。ただし、これはあくまでも岩盤を多孔媒体でモデル化した地下水流跡線解析 の結果であり、実際の岩盤では地下水の流れは水みち割れ目の分布に支配され、また、トレーサ ーの移行は移流だけでなく分散の影響も受けるため、今回流跡線が到達しなかった Int1~3、Int7 から投入したトレーサーが揚水点に移行する可能性はあるし、逆に Int4~6 から投入したトレー サーが揚水点に届かないことも十分に起こりうることに留意する必要がある。



(a) 揚水無し 図 5.1-140 揚水の有無による深度 312m 水平断面内全水頭分布の比較



(a) 揚水無し 図 5.1-141 揚水の有無による深度 312m 水平断面内流速分布の比較



(a) 上方視点

(b) 斜め上方視点

図 5.1-142 18MI63 号孔 Int4 で揚水を行った場合の 18MI64 号孔からの流跡線

Int1~Int3、Int7 を起点とした流跡線は 18MI63 号孔 Int4 には到達しなかった.

	Int1	Int2	Int3	Int4	Int5	Int6	Int7
距離	22.35	20.36	18.28	15.25	13.20	13.11	16.46
移行時間	-	-	-	35.5	19.9	21.7	-

単位:day

# 2) 上部割れ目帯を透水異方性としたケース

# ① 揚水を行わない場合の地下水流動場

昨年度までの「高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業(岩盤中地下水移行 評価確証技術開発)」(電力中央研究所,2018b)と今年度5.1.1 で実施した深度300mボーリング 横坑周辺での地質地下水環境調査では、上部割れ目帯に分布する割れ目の中でN20°W付近の走 向をもつ高傾斜の割れ目群の中に透水性が高い割れ目が比較的多く見られた。そのため、上部割 れ目帯について、N20°Wの方向と鉛直方向の透水性を高く透水係数を6.0×10⁻⁸ m/sec、N70° Eの方向の透水性は低く1.2×10⁻⁸ m/secとし、これら3方向の透水係数の幾何平均は(1)の基本 ケースと同じ3.5×10⁻⁸ m/secとなるように透水異方性を設定して、地下水流動解析を実施した。

サイトスケールの解析結果として、全水頭分布、流速分布を図 5.1-143、図 5.1-144 にそれぞ れ示す。図 5.1-143 を図 5.1-134 と比較すると、透水異方性を与えたことによる全水頭分布の変 化が見られる。特に同図(c)においては、高透水性を与えた北北西~南南東方向に全水頭のコンタ ー線の間隔が広がり、低透水性とした東北東~西南西方向には間隔が狭くなっていることがわか る。同様に、図 5.1-144 を図 5.1-135 と比較すると、流速分布も大きく変化しており、透水異方 性を与えた上部割れ目帯がほとんどを占める同図(c)において顕著である。



(a) 坑道周辺の鉛直断面



(b) 深度 300 m 水平断面



(c) ボーリング横坑付近水平断面拡大図図 5.1-143 サイトスケール解析結果(全水頭分布)



(a) 坑道周辺の鉛直断面





0.005

250. 2200 180 140 1200 (E) 40 40 200 0 -20 40 -40 -40 -60 -80.0

(b) 深度 300 m 水平断面



(c) ボーリング横坑付近水平断面拡大図図 5.1-144 サイトスケール解析結果(流速分布)

サイトスケールの地下水流動解析結果から、図 5.1-145 に示すようにブロックスケールの解析 領域の境界面上の全水頭値を抽出し、ブロックスケールの地下水流動解析の境界条件として設定 した。上部割れ目帯の透水性を等方性とした図 5.1-136 に比べて、北北西~南南西方向の透水性 を高くしたことで北西端や南東端の全水頭が下がり、南東端や北西端の全水頭が上昇している。



図 5.1-145 ブロックスケール解析領域の境界面上の全水頭分布

図 5.1-145 に示した境界条件の下で、ブロックスケールの地下水流動解析を実施した。解析の 結果得られた全水頭と地下水流速の分布を図 5.1-146、図 5.1-147 にそれぞれ示す。

図 5.1-146 を図 5.1-137 と比較すると、高透水性を与えた北北西~南南東方向と上下方向には 全水頭のコンター線の間隔が広がり、低透水性を与えた北北西~南南東方向には間隔が狭くなっ ていることがわかる。

図 5.1-147 を図 5.1-138 と比較すると、解析領域のほぼ全域で地下水の流速が速くなっている のがわかる。これは、上部割れ目帯の透水性を等方性とした基本ケースでこの領域の地下水は北 西~南東方向に流れており、北北西~南南東方向の透水性を高く設定したことにより、この方向 の流れが増幅されたことによる。そのため、解析の結果得られたボーリング横坑、換気立坑、予 備ステージへの地下水流入流量も、それぞれ 21.28 m³/day、8.03 m³/day、1.16 m³/day で計 30.47 m³/day となり、基本ケースの 27.20 m³/day に比べ 12 %増えている。



(a) 深度 300 m 水平断面



(b) 深度 322 m 水平断面



(c) ボーリング横坑の坑道軸を通る鉛直断面 (d) ボーリング横坑中央で直交する鉛直断面 図 5.1-146 ブロックスケール解析結果(全水頭分布)





(a) 深度 300 m 水平断面





(c) ボーリング横坑の坑道軸を通る鉛直断面 (d) ボーリング横坑中央で直交する鉛直断面 図 5.1-147 ブロックスケール解析結果 (流速分布)



-05

ブロックスケールの地下水流動解析結果を基に、地下水粒子の流跡線解析を実施した。流跡線 を図 5.1-148 に、流跡線の起点から換気立坑までの移行時間を表 5.1-33 にそれぞれ示す。岩盤 の透水性を等方性とした基本ケースと異なり、換気立坑に到達しない流跡線が見られた。18MI63 号孔からの流跡線は、立坑から最も遠い Int1 以外を起点とした流跡線はすべて換気立坑に達し た。換気立坑までの移行時間は、立坑に最も近い Int7 で 18.9 日、Int2 で 97.5 日であった。一 方、18MI64 号孔から換気立坑に到達したのは換気立坑に近い Int6 と Int7 を起点とした流跡線 のみであり、換気立坑までの移行時間は Int6 で 102.5 日、Int7 で 31.1 日であった。18MI63 号 孔の Int1 や 18MI64 号孔の Int1~Int5 を起点とした地下水粒子が換気立坑に到達するには西方 向へ移動する必要があるが、透水異方性を与えたために西方向への地下水の移動が難しくなった ためと考えられる。



図 5.1-148 間隙水圧モニタリング区間からの流跡線

衣 5.1-55							
	Int1	Int2	Int3	Int4	Int5	Int6	Int7
18MI63 号孔	-	97.5	72.3	61.6	46.5	29.5	18.9
18MI64 号孔	-	-	-	-	-	102.5	31.1

表 5.1-33 起点から換気立坑までの移行時間

単位:day

# ② 揚水を行った場合の地下水流動場

1)の基本ケースと同様に、18MI64 号孔の Int1~Int7 の各区間にトレーサーを投入し、18MI63 号孔の Int4 を揚水区間とするトレーサー試験を想定し、Int4 の中心点から 5.0 L/min の揚水を 行った場合の地下水流動解析を実施した。

地下水流動解析では、まず、サイトスケールの地下水流動解析を実施し、その結果を基にブロ ックスケールの解析領域の境界面の全水頭を設定し、ブロックスケールの地下水流動解析を実施 した。

揚水点付近を通る水平断面上の全水頭分布を図 5.1-149 に、流速分布を図 5.1-150 に、上部割 れ目帯の透水性を等方性とした基本ケースの結果と併せてそれぞれ示す。図 5.1-149 では、透水 異方性を設定したことで揚水による水位低下の範囲が北北西~南南東方向には広がり、東北東~ 西南西方向には狭くなっているのがわかる。また、図 5.1-150 では、揚水点には北北西や南南東 方向のより広い範囲から地下水が集まり、東北東や西南西方向からは相対的に水が集まりにくく なっていることがわかる。

ブロックスケールの地下水流動解析結果を基に、地下水粒子の流跡線解析を実施した。流跡線

解析では、18MI64 号孔に設定した間隙水圧モニタリング区間 Int1~Int7 の各区間の中心点を起 点とした。流跡線解析の結果得られた流跡線を図 5.1-151 に、18MI64 号孔の各モニタリング区 間から 18MI63 号孔 Int4 までの直線距離と移行時間を表 5.1-34 にそれぞれ示す。上部割れ目帯 の透水性を等方性とした基本ケースでは、18MI64 号孔の Int4~6を起点とした流跡線が 18MI63 号孔 Int4 に到達したが、透水異方性とした場合には Int5~7 を起点とした流跡線が 18MI63 号 孔に到達した。これは、図 5.1-150 で 18MI64 号孔が位置する領域左下部分において、左上から 右下に向かう流れが揚水点の方向に向きを変える位置が、透水異方性とした場合にはより 18MI64 号孔の孔口方向(解析領域の右方向)に移動するためであると考える。移行時間は Int6 を起点とした場合が 13.1 日と最短で、Int5 を起点とした場合は 52.4 日であった。基本ケースに 比べて最短時間は短くなったが、他の2 区間からの移動時間は長くなった。



(a)透水等方性(b)透水異方性図 5.1-149 深度 312m 水平断面内の全水頭分布



図 5.1-150 深度 312m 水平断面内の流速分布



図 5.1-151 18MI64 号孔からの流跡線

表 5.1-34 18MI64 号孔の各区間から 18MI63 号孔 Int4 までの地下水粒子移行時間

Int1~Int4 を起点と「	した流跡線は 18MI63 号	号孔 Int4 には到诸	皆しなかった.
-----------------	-----------------	--------------	---------

	Int1	Int2	Int3	Int4	Int5	Int6	Int7
距離	22.35	20.36	18.28	15.25	13.20	13.11	16.46
移行時間	-	-	-	-	52.4	13.1	23.2

単位:day

# (4) まとめ

水みち調査の試験場となっている深度 300 m ボーリング横坑周辺の地下水流動状況を把握す ることを目的として、地下水流動解析を実施した。今年度は、岩盤を多孔媒体で表現した解析モ デルにより解析を行った。

基本ケースでは、土岐花崗岩上部割れ目帯の透水性を等方性とし、換気立坑、ボーリング横坑、 予備ステージへの地下水の総流入流量が実測値に一致するような上部割れ目帯の透水係数を同定 した。全水頭は換気立坑やボーリング横坑、予備ステージに向かって低下し、特に換気立坑周囲 の深度 300 m より下の部分で低くなっている。地下水は、ボーリング横坑東側では南東から北西 に向かって流れ、坑道に近づくにつれ坑道壁面に直交する方向に向きを変え、坑道近傍で加速し ており、裸岩状態になっているボーリング横坑の先端部や東側で特に速くなっている。今年度掘 削した調査孔 18MI63 号孔と 18MI64 号孔上のそれぞれ 7 点、計 14 点を起点とした地下水流跡 線解析では、地下水粒子はすべて換気立坑へ到達した。

基本ケースで設定した物性を用いて、18MI63 号孔の水圧モニタリング区間 Int4 において 5 L/min の揚水を行った場合の解析を実施した。その結果、地下水位は揚水点周りのすべての方向 に広範囲にわたり低下し、地下水の流れが広範囲にわたり揚水点の方向に向きを変えることがわ かった。また、18MI64 号孔上の 7 点を起点とした流跡線解析では、Int4~Int6 を起点とした流 跡線が 18MI63 号孔の Int4 に達し、トレーサー試験の成立性が示唆された。

続いて、既往の地質地下水調査の結果も含めて上部割れ目帯では N20°W 付近の走向をもつ高 傾斜の割れ目群の中に透水性が高い割れ目が多く見られたため、N20°Wの方向と上下方向の透 水性を N70°Eの方向の5倍とし、これら3つの透水性主軸方向の透水係数を幾何平均が基本ケ ースと同じになるように設定して、地下水流動解析を実施した。その結果、基本ケースに比べ、 高透水性を与えた北北西~南南東方向と上下方向には全水頭のコンター線の間隔が広がり、北北 西~南南東方向には間隔が狭くなった。また、元々基本ケースでは地下水は北西~南東方向に流 れており、北北西~南南東方向の透水性を高く設定したことにより、この方向の流れが増幅され、 解析領域のほぼ全域で地下水の流速が速くなった。そのため、ボーリング横坑、換気立坑、予備 ステージへの地下水の総流入流量も、基本ケースに比べ12%増えている。18MI63 号孔と18MI64 号孔上の14 点を起点とした地下水流跡線解析では、透水異方性により西方向への地下水の移動 が難しくなったため、基本ケースと異なり6点からの流跡線は換気立坑へ到達しなかった。

上部割れ目帯に透水異方性を与えたケースでも、18MI63 号孔の水圧モニタリング区間 Int4 に おいて 5 L/min の揚水を行った場合の解析を実施した。その結果、基本ケースに比べ揚水による 水位低下の範囲が北北西~南南東方向に広がり東北東~西南西方向には狭くなり、揚水点には北 北西や南南東方向のより広い範囲から地下水が集まり、東北東や西南西方向からは相対的に水が 集まりにくくなった。また、18MI64 号孔上の 7 点を起点とした流跡線解析では、孔口から遠い Int4 からの流跡線は揚水点に届かなくなり、逆に孔口に近い Int7 からの流跡線が届くようにな った。

今後は、トレーサー試験の予備解析を実施し、トレーサー試験の試験条件の策定に反映させる。 また、新たに掘削するボーリングでの調査結果も加え、離散フラクチャーモデル等により地下水 流動解析の精度を向上させるとともに、トレーサー試験の評価解析を実施する予定である。

#### 参考文献

- 上野哲朗, 竹内竜史, 超深地層研究所計画における研究坑道での湧水量計測データ集-2014~ 2015 年度-, JAEA-Data/Code 2017-003, pp.34, 2017.
- 尾上博則,三枝博光,大山卓也,,遠藤令誕,繰り返しアプローチに基づくサイトスケールの水理 地質構造のモデル化・地下水流動解析(ステップ4), JAEA-Research 2007-034, 2007.
- 尾上博則,小坂寛,竹内竜史,三枝博光,超深地層研究所計画(岩盤の水理に関する調査研究)第 2 段階におけるサイトスケールの水理地質構造モデルの構築, JAEA-Research 2015-008, pp.123-124, 2015.
- 尾上博則, 三枝博光, 竹内竜史, 超深地層研究所計画の研究坑道の掘削を伴う研究段階における 地下水流動のモデル化・解析, 土木学会論文集 C, Vol. 72, No.1, pp.13-26, 2016.
- 河西基,五十嵐敏文,田中靖治,高レベル放射性廃棄物地層処分の天然バリア性能評価手法の開発(その1)-割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法-,電力中央研究所研究報告 U93054, 1994.
- 河西基,五十嵐敏文,田中靖治,高レベル放射性廃棄物地層処分の天然バリア性能評価手法の開発(その2) –割れ目系岩盤中の熱および核種の移行解析手法–,電力中央研究所研究報告 U94053,1995.
- 三枝博光, 稲葉薫, 澤田淳, 断層の透水異方性に着目した水理地質構造のモデル化・地下水流動解 析 ・ 東濃地域を例として ・, 第 32 回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, pp.371-376, 2003.
- 電力中央研究所,平成29年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業(岩盤中 地下水移行評価確証技術開発)・岩盤中物質移行特性評価技術の確証-,2018a.
- 電力中央研究所,平成25年度~平成29年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開 発事業(岩盤中地下水移行評価確証技術開発)-岩盤中物質移行特性評価技術の確証-,2018b.

### 5.2 亀裂性岩盤の透水不均質性の評価

#### 5.2.1 背景と目的

結晶質岩に代表される亀裂性岩盤を対象とした地層処分の安全評価においては、放射性核種の 主要な移動経路となる岩盤中の割れ目を対象とした水理特性や物質移動特性の評価が重要となる。 特に、地下水の水みちとなる割れ目の位置、方向、大きさなどの幾何学的特性(地質学的特性を 含む)や水理学的特性、物質移動特性を把握することが重要である。

国内では、瑞浪超深地層研究所において亀裂性岩盤を対象とした調査やモデル化を通じて割れ 目の特性評価に関する調査研究を進めており、割れ目ネットワークモデル(Discrete Fracture Network Model;以下,DFNモデル(Dershowitz,W.,1985))を用いた割れ目の統計分布のモ デル化手法が整備されつつある(例えば、三枝ほか,2015)。しかしながら、個々の割れ目の透水 性とその幾何学的・水理学的連続性の情報が不足しているのが現状である。特に、既往の調査研 究では岩盤中の主要な水みちとなる断層などの水理特性の把握や、研究坑道掘削のための前方探 査を目的として透水性の高い割れ目に着目した水理試験が主体として実施されている。そのため、 低い透水性の割れ目の情報が不足しており、割れ目の分布に起因した亀裂性岩盤の水理学的な不 均質性(以下、透水不均質性)を十分に理解できていない。

また、瑞浪超深地層研究所での既往の調査研究では、広い領域から狭い領域へと段階的な調査・ 評価を繰り返し実施することで、各空間スケールの透水不均質性を把握するための調査・評価の 考え方や手法を整備してきた(例えば、三枝ほか,2007;尾上ほか,2016)。広域スケール(数 km~数+ km 程度)では、地下水の涵養域から流出域までの1つの地下水流動系としての大局 的な地下水の移行経路などが評価対象となるが、坑道スケール(数 m~数百 m)では、坑道周辺 岩盤中の個々の割れ目沿いや、それらの割れ目で形成されたネットワーク状の地下水の移行経路 などが評価対象となる。つまり、それぞれの空間スケールで地下水流動モデルにおける岩盤の不 均質性の表現方法が異なり、それらの異なる方法で表現された岩盤の不均質性を複数のスケール 間でどのように連携させるかが課題となる。特に、広域スケールを対象とした地下水流動モデル において、坑道スケールで評価される個々の割れ目に起因した透水不均質性のモデル化方法につ いては十分に整備されていない。

上記の 2 つの技術的な課題(亀裂性岩盤の透水不均質性を理解するための調査データの蓄積、 広域の地下水流動モデルにおける透水不均質性のモデル化方法の整備)は、1 章で示した地下水 流動モデルから推定した地下水の実流速と地下水年代から推定した地下水の実流速の不整合(図 5.2-1)を解決するために取り組むべき課題といえる。

そのため本事業では、これまでに割れ目データが蓄積されている瑞浪超深地層研究所周辺岩盤 を事例研究の場とした研究開発を行う。岩盤の透水不均質性を把握するために必要な原位置調査 の最適化や、取得した調査データに基づく DFN モデルの構築および構築したモデルの信頼性確 認のための方法論の構築、さらには広域スケールにおける岩盤の透水不均質性のモデル化手法の 整備に資するためのボーリング調査を実施するとともに、ボーリング調査で取得したデータを用 いた岩盤の透水不均質性の評価を実施する。



(図中の実流速の推定根拠は、表 5.2-1 を参照)

		地下水	流動場
		中間域	流出域
		44~110m/y	6~160m/y
地下水の 実流速	地下水流動モデル による推定値	【推定根拠】 動水勾配:0.007 ^{*1} 透水係数:2E-8m/s ^{*2} 有効空隙率:4E-5 ^{*3} ~1E-4 ^{*4}	【推定根拠】 動水勾配:0.001~0.01 ^{*1} 透水係数:2E-8m/s ^{*2} 有効空隙率:4E-5 ^{*3} ~1E-4 ^{*4}
	地下水年代 による推定値	0.1m/yオーダー (数km/数万年)	0.1m/yオーダー (数km/数万年)
		【推定根拠】 14Cと4Heの相関:1万年程度 ^{*5}	【推定根拠】 14C年代、4He濃度:2万年程度 ^{*5}

表 5.2-1 東濃地域を事例とした地下水の実流速の推定根拠

*1 三枝ほか, 2007、*2 尾上ほか, 2016、*3 核燃料サイクル開発機構, 2005、*4 尾上ほか, 2014、

*5 Hasegawa et al., 2016

# 5.2.2 アプローチ

図 5.2・2 に、本事業における亀裂性岩盤の透水不均質性評価の検討フローを示す。平成 30 年 度、31 年度の二か年においては、坑道スケールの透水不均質性のモデル化手法の検討を目的とし た調査研究として、ボーリング調査を実施して割れ目の透水性などのデータを取得するとともに、 それらのデータを用いた岩盤の透水不均質性の評価を行う。図中の黒字部分が本事業で実施する 項目と期待されるアウトプットとなる。本事業で得られたデータや知見は、坑道スケールの透水 不均質性のモデル化手法の体系化や、施設スケールおよび広域スケールへの透水不均質性の反映 方法の検討への反映が期待される。なお、透水不均質性のモデル化手法の体系化にあたっては、 5.1 章に示した「水みちのネットワークによる水理・物質移動の調査・評価技術の高度化」での成 果との統合を図る。また、広域スケールへの透水不均質性の反映方法の検討で得られた成果は、 3.1 章に示した「地下水流動・物質移動解析技術の高度化」に反映させる。 以下に、本事業で実施する具体的な実施内容を示す。

平成 30 年度には瑞浪超深地層研究所において既存の調査密度が高い領域である深度 500m の 冠水坑道(図 5.2-3)周辺岩盤を対象として掘削長 100m 程度のボーリング孔を掘削し、土岐花 崗岩健岩部の割れ目データの取得を目的とした調査が実施できるように、ボーリング孔内および 周辺の環境整備を行う。

平成 31 年度には、平成 30 年度に掘削したボーリング孔で各種検層を実施し、冠水坑道周辺岩 盤における割れ目の幾何学的特性に関するデータを取得する。また、複数の水理試験とそれに伴 う既存孔への圧力応答観測を実施し、岩盤中の割れ目の透水性とその連続性に関するデータを取 得する。これらのボーリング調査で取得した割れ目の幾何学的特性および水理学的特性データを 用いて割れ目に起因する冠水坑道周辺岩盤の透水不均質性を評価する。



図 5.2-2 亀裂性岩盤の透水不均質性評価の検討フロー



図 5.2-3 瑞浪超深地層研究所の研究坑道レイアウト

# 5.2.3 実施結果

# (1) ボーリング調査のための環境整備

# 1) 調査対象領域の概要

瑞浪超深地層研究所周辺の地質は、白亜紀後期の花崗岩(土岐花崗岩)からなる基盤を、新第 三紀中新世の堆積岩(瑞浪層群)が不整合で覆う(糸魚川, 1980;陶土団体研究グループ, 1999) (図 5.2-4)。立坑の掘削地点においては、深度約 170m 以深に土岐花崗岩が分布し、不整合を介 して瑞浪層群が分布する。土岐花崗岩では、上部の低角度の傾斜を有する割れ目の分布密度が有 意に高い岩盤領域(以下、上部割れ目帯)と、下部の割れ目の分布密度が低い岩盤領域(以下、 下部割れ目低密度帯)とに区分されている(石橋ほか, 2013)。本事業でボーリング調査を実施す る冠水坑道周辺岩盤は、土岐花崗岩の下部割れ目低密度帯である。

冠水坑道周辺に分布する土岐花崗岩の下部割れ目低密度帯とスウェーデンの Forsmark 周辺に おける深度 500m 付近の岩盤について比較すると、日本の結晶質岩のほうが、形成年代が若く割 れ目の頻度は一次元割れ目密度で4倍程度多い。さらに、割れ目の透水性は高い傾向にあること がわかる(表 5.2・2)。一方で、瑞浪超深地層研究所周辺に分布する土岐花崗岩についてみると、 立坑の深度 460m 付近が上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の境界と解釈されており、図 5.2・5 に示す坑道壁面観察結果から、上部割れ目帯と比較して下部割れ目低密度帯の割れ目密度が低い ことがわかる。研究坑道の壁面観察結果を用いて、上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の割れ目 の分布特性を定量的に比較した(表 5.2・3)。表 5.2・3 からは、上部割れ目低密度帯の割れ目 の分布特性を定量的に比較した(表 5.2・3)。表 5.2・3 からは、上部割れ目低密度帯の三次元割 れ目密度は上部割れ目帯の 40%程度であることがわかる。また、割れ目の大きさを表す指標であ るべき乗数をみると、上部割れ目帯と比較して下部割れ目低密度帯のほうが小さいことから、下 部割れ目低密度帯に分布する割れ目は比較的長い傾向にあるといえる。



表 5.2-2 日本と海外における結晶質岩の特徴の比較(深度 500m 付近)

	日本(瑞浪超深地層研究所)*1	スウェーデン(Forsmark) ^{*2}
母岩の形成年代	7000万年前	18~19億年前
割れ目の頻度(本/m) ※ボーリング調査結果	1.96	0.54
割れ目の透水量係数 (m ² /s)	$1.3 \times 10^{-10} \sim 6.2 \times 10^{-6}$	$6.2 \times 10^{-10} \sim 8.9 \times 10^{-8}$

 $^{\ast}\,{}^{\scriptscriptstyle 1}\,$  Ishibashi et al., 2016,  $\,\,^{\ast}\,{}^{\scriptscriptstyle 2}\,$  SKB, 2008

表 5.2-3	UHFD と LSFD における割れ目の分布特性の比較	(細谷ほか,	2015)

 土岐	土岐     坑道名称		方向分布		ー次元割れ目密度	三次元割れ目密度		半径分布
花崗岩	延長方向/長さ(m)	セット	方向	Fisher定数	P ₁₀ ^{※1} (本/m)	P ₃₂ ^{※2} (m ² )	/m ³ )	べき乗数
	深度200ギーロング供付	NW系	N29W 87N	12.7	1.34	1.81		
	深度300mパーワンク 横坑 N24.767E/16.05	NE系	N43E 88N	11.0	0.12	0.38	2.65	4.0
		低角度系	N25E 8S	7.6	0.12	0.46		
		NW系	N62W 83S	17.9	0.24	0.32		
	深度500m冠水坑道	NE系	N66E 84S	20.1	0.10	0.11	1.02	2.4
LSFD	N10.231W/46.5	NS系	N7W 84N	17.1	0.09	0.45	1.03	3.4
		低角度系	N65W 31S	11.5	0.06	0.16		

※1:スキャンライン調査結果に基づく単位長さあたりの割れ目数

※2:スキャンライン調査結果に基づく単位体積あたりの割れ目の総面積



図 5.2-5 瑞浪超深地層研究所における坑道壁面観察結果

- 2) ボーリング調査計画
- ① ボーリング孔のレイアウト

ボーリング調査の目的:

割れ目に起因した岩盤の透水不均質性を理解するための調査データや知見の蓄積を目的と して、冠水坑道周辺における土岐花崗岩の健岩部を対象として割れ目の地質学的特性を把 握するとともに、多数の水理試験とそれに伴う既存孔への圧力応答を観測し、個々の割れ 目の透水性とその連続性に関するデータを高密度で取得する。

<u>レイアウト検討:</u>

掘削するボーリング孔(18MI65 号孔)のレイアウトは、冠水坑道周辺岩盤の地質情報や坑 道内の環境条件に基づき設定した(図 5.2-6)。具体的には、冠水坑道周辺において土岐花 崗岩の健岩部(図 5.2-6 の黄色箇所)のデータが取得できること、安全面に配慮した作業 場が確保できること、既存のボーリング孔に交差しないことなどを検討条件とした。表 5.2-4 にボーリング孔の設計諸元を示す。



	12 3.2-4			
項目		值		
走向		N2.73W(磁北基準)		
	傾斜	下向き 7°		
	掘削長	100mabh		

表 5.2-4 18MI65 号孔の設計諸元

2 施工方法

施工に使用する主な資機材を表 5.2-5 に示す。また、現場での掘削作業配置を図 5.2-7~図 5.2-9 に示す。

深度 500m での掘削作業のため、最大で 5MPa の湧水を伴うことが想定されることから、 12MI33 号孔で実績のある多段ケーシング工法を採用し、各掘削段は以下の計画とした。

# 第1段掘削(0~4mabh、PQ 掘削):

PQ 掘削後 φ 220mm に拡孔掘削し、孔口保持対策として 6 インチステンレスケーシングを 設置する。孔口にはマニホールド装置(図 5.2-10)を取り付け、被圧条件下での作業の安 全性を確保し、調査時の湧水量を適切にコントロールできるようにする。 第2段掘削(4~30mabh、PQ掘削):

12MI33 号孔での BTV 検層により取得した割れ目分布から、主立坑に沿って分布する断層 (主立坑断層)の影響を受けている岩盤領域を孔口から約30mabhまでと想定し(Ishibashi et al., 2016)、孔壁保持対策として4インチステンレスケーシングを設置する。

<u>第3段掘削(30~100mabh、HQ掘削):</u>

HQ 掘削後に、冠水坑道の軸方向全長に相当する孔内区間での調査を可能とする。

資機材名称			寸法(L×W×H)	重量
	メーカー名・形式 公称能力および規格		(mm)	(kgf)
試錐機	NLC 製 L-38 メガロ型	最大巻上げ能力:4.8t(シングル) 巻上速度 10~66m/min 最大給圧力/バランス力:7.6t/8.7t 出力:30kW	2,292 × 1,470 × 1,810	1,560
試錐ポンプ	鉱研工業製 MG−20AFV 型(可変式)	吐出量 : 80~330I/min 吐出圧力 2.2MPa 出力 : 15kw	2,565 × 695 × 1,100	1,000
	サクションタンク	鉄製 1.8m ³	1930 × 1000 × 1000	100
<i><b>b</b></i> , <i>b</i>	スライム沈殿タンク	鉄製 0.8m ³	$1900 \times 920 \times 490$	80
329	ロ元タンク	鉄製 0.5m ³	1030 × 1030 × 600	70
	マリンタンク(組立槽丸型)E型 3m3		直径 2,000×高さ 940	31
コアバレル Assy	PQ-3WL HQ-3WL	コア長 1.5m用 コア長 3.0m 用		
ロ切ビット	クリステンセン・マイカイ	インプリタイプ、花崗岩用		5
ビット	旭ダイヤモンド工業	PQ HQ-3 インプリタイプ、S10、S10B		
リーマー	旭ダイヤモンド工業	PQ HQ-3		
	PQ	長さ3.0m、1.5m		15.3kg/m
U ツ F	HQ	長さ3.0m、1.5m		11.6kg/m
ケーシングパイプ	6 吋ガイド管	STPG sch#40 長さ4m(加工品)		55.4
孔口設備	孔口マニホールド	6 吋 30k フランジ付		20
	スタフィングボックス			200
	ウォータースイベル	DH-4 型(耐荷重 4ton)		10
	ホイスチンク・スイヘ゛ル	L-5 型(耐荷重 5ton)		5
副体体	テ゛リヘ゛リホース	1 吋(25H)高圧用:7MPa		2
配官寺	サクションホース	3 吋 エンドブランク3 吋		1.5
	貯水ホース	2 吋		1.5
	排水ホース	2 吋		1.5
水中ポンプ	3 吋 200∨	3.7kW		19
	2 吋 200V	0.75kW		7.5
	2 吋 100V	0.22KW		5
孔芯測定器	村田式			20

表 5.2-5 18MI65 号孔の掘削で使用する主な資機材一覧



図 5.2-7 18MI65 号孔の掘削作業配置図(平面図)



図 5.2-8 18MI65 号孔の掘削作業配置図(断面図 1)



図 5.2-9 18MI65 号孔の掘削作業配置図(断面図 2)



図 5.2-10 18MI65 号孔の孔口部概要図

## ③ 調査項目

調査項目を表 5.2-6 に示す。コア観察は、ボーリング孔の掘削進捗とともにコアを採取し、コ アの写真撮影、コアの地質学的記載を行う。BTV 観察は、全長掘削後に4インチステンレスケー シング設置以深の範囲(30~100mabh)について実施する。BTV 観察で使用する主な資機材を 表 5.2-7 に示す。なお、BTV 観察結果については、平成 30 年度はボーリング孔閉塞用パッカー システム(以下、閉塞システム)を設置するにあたっての孔内状況確認の基礎情報として活用し、 割れ目の幾何学的特性に関するデータ整理は平成 31 年度に実施することとする。

閉塞システムは、平成 31 年度にボーリング孔内で各種検層や水理試験が実施できる孔内環境 を維持することを目的として設置する。閉塞システムの仕様を表 5.2-8 および表 5.2-9 に、設置 概要図を図 5.2-11 に示す。

調査項目	調査内容
コア観察	孔内全長
BTV 観察	30~100mabh(分解能:0.1mm 以上)

表 5.2-6 18MI65 号孔における調査項目

表 5.2-7 18MI65 号孔の BTV 観察で使用する主な資機材一覧

名称	型式	機能	数量	備考
BIP システム コントロール ユニット	0DS-200	プローブ制御	1	
記録装置 (ノート型 PC)	Tough Book CF-18	展開画像作成・記録	1	60MB HDD 内臓
測定プローブ	BPR-555A	ボーリング孔壁画像撮影	1	CCD カメラ,円錐ミラ− LED 照明,磁気方位センサ− φ70mm アクリル窓
水平押込装置	BIP-SCR2	深度測定機能	1	深度測定カウンター
深度測定		0.25mm/Pulse		
ケーブル・ウインチ	BIPV-200W	ウインチ制御機能	1	200m ケブラーケーブル ケーブル昇降装置
VTR 装置	Victor 社製	バックアップ画像録画	1	MiniDV ビデオデッキ

表 5.2-8 18MI65 号孔に使用する閉塞システム仕様一覧(孔内部)

項目	設計条件
最大適応孔径	φ 100mm
モニタリング区間最小調整長 さ	50cm
システム最大外径	∮90mm 以下
パッカー連装数	4連装
モニタリング区間	<ul> <li>・区間数:5区間</li> <li>(孔ロマニュフォールドで閉鎖される区間を含む)</li> <li>・間隙水圧モニタリング、採水に必要な構造を含む</li> <li>・区間構成部材に金属を使用する場合はステンレス製とする</li> </ul>
最大使用環境圧力	10MPa
パッカー部	<ul> <li>・最大遮水差圧:10MPa</li> <li>・拡張方式:水圧式</li> <li>・有効遮水長:850mm以上</li> <li>・個別拡張・収縮が可能なこと</li> </ul>
ケーシング	<ul> <li>・全長:100m</li> <li>(パッカー、水圧計測部、採水部、エンドキャップの長さは除く)</li> <li>・耐圧性能:10MPa</li> <li>・2m×45本、1m×7本、0.5m×6本を基本構成とする</li> <li>・ケーシングの内側と外側が完全に遮断できる構造であること</li> </ul>
孔口マニュフォールド	・耐圧性能:10MPa
エンドキャップ	・耐圧性能:10MPa ・ケーシング先端に取り付け可能なこと
地下水流路用チューブ	・耐酸性・アルカリ性を有すること
チューブ継ぎ手	<ul> <li>・金属部材を使用する場合はステンレス製とする</li> </ul>

名称	製造メーカー	品番等
データロガー	KEYENCE	NR-600 NR-TH08 同等品
AC/DC 電源	KEYENCE	MS2-H50 同等品
圧変換器(大気圧用)	GEセンシング	PMP5033 同等品
圧力変換器(間隙水圧用)	GEセンシング	PMP5033 同等品
ブルドン管式圧力計(パッカー圧用)	Swagelok	PGI-63B 同等品

表 5.2-9 18MI65 号孔に使用する閉塞システム仕様一覧(計測部)



図 5.2-11 18MI65 号孔の閉塞システム設置概要図

# ④ 作業工程

現場作業は2018年12月中旬~2019年3月末で計画した。計画工程表を図 5.2-12に示す。





- 3) ボーリング調査結果
- ① 掘削進捗

掘削作業の実績を図 5.2-13 に示す。





<u>第1段掘削(0~4mabh、PQ掘削):</u>

2019年1月15日より掘削を開始し1月16日には3.95mabhに到達した。その後、1月16日より拡孔作業を開始し1月18日に拡孔終了、1月23日に6インチステンレスケーシング

をフルホールセメンチングにより固定した。

<u>第2段掘削(4~30mabh、PQ 掘削):</u>

2019年1月28日より掘削を開始し2月6日に30.10mabhに到達した。その後、2/8に4 インチステンレスケーシングを固定するセメンチングを実施した。この時、セメンチングに使 用した装置の逆止弁の動作不良があったため、セメントの注入方法を湧水が多い場合に想定し ていたパッカーを使用した方法に変更し、2/15に再度セメンチングを実施した。

<u>第3段掘削(30~100mabh、HQ掘削):</u>

2019年2月18日より掘削を開始し3月5日に103.10mabhに到達した。

# ② コア回収率

コア回収率向上のため、PQ-3WL および HQ-3WL を使用した。

実際のコア回収率は、PQ-3WL で掘削した第1段掘削、第2段掘削では100%であった。また、 HQ-3WL で掘削した第3段掘削でも100%であった。

#### ③ 走向·傾斜測定結果

当初計画(表 5.2-4)に対し若干のずれは生じたものの、観測目的には支障のない範囲であった。走向・傾斜の測定結果を表 5.2-10に示す。

	1 0.2-10 100000		<b>庾</b> 亦[於] <b>仁</b> 阳 木
深度(mabh)	走向(磁北基準)	傾斜	孔径
<計画>	N2.73W	$-7.0^{\circ}$	
10	N1W	$-7.0^{\circ}$	PQ ( \ \ 123)
20	N1W	$-7.5^{\circ}$	PQ ( \ \ 123)
30	N1W	$-8.0^{\circ}$	PQ ( \ \ 123)
50	N1W	$-8.0^{\circ}$	HQ ( $\phi$ 98)
70	N1W	$-8.0^{\circ}$	HQ ( $\phi$ 98)
90	N2W	$-8.0^{\circ}$	HQ ( $\phi$ 98)
103	N2W	$-8.0^{\circ}$	HQ $(\phi 98)$

表 5.2-10 18MI65 号孔の走向・傾斜測定結果

# コア観察

18MI65 号孔におけるコア観察に基づく総合柱状図を図 5.2-14 に示す。また、コア写真を付録 5.2-1、コア観察記載シートを付録 5.2-2 に示す。

# (a) 岩相

18MI65 号孔のコアは、主に中粒〜粗粒の等粒状組織の黒雲母花崗岩で構成される(図 5.2-15 中の a)。その他に 22.8~23.2mabh、24.3~24.4mabh、70.2~70.8mabh にアプライトが、74.3 ~74.4mabh、81.3~81.6mabh、100.7~100.8mabh にペグマタイトが認められる。黒雲母花崗岩の主要構成鉱物は、石英、カリ長石、斜長石、黒雲母であり、石英、カリ長石、斜長石は自形 ~半自形、黒雲母は半自形~他形である。鉱物の粒径は、石英、斜長石および黒雲母が 2~10mm、カリ長石が 2~20mm である。アプライトは幅 10~60cm で認められ(図 5.2-15 中の b)、粒径 1mm 以下の石英、カリ長石と少量の黒雲母が帯状に分布する場合がある。ペグマタイトは幅 10~30cm で認められ(図 5.2-15 中の c)、粗粒な等粒状組織で主要構成鉱物は粒径が 20~30mm
の石英とカリ長石からなる。アプライトと黒雲母花崗岩の岩相境界は明瞭であるが、ペグマタイトと黒雲母花崗岩は互いの岩相が入り入り混じった不明瞭な境界を示す場合もある(図 5.2-15 中の c)。

18M	18MI65 号孔 コア観察・BTV 観察総合柱状図															
(ho	地道	質予測		地質調	査			割れ目	割れ目沿	いの変質	Ħ			介在鉱物		
長 (mat	李亮	主状図	主状図	نبة	西		割れ目密度 [n/m] 累積本数 [n]	割れ目方位	絹雲母化割れ目 密度 [n/m]	緑泥石化割れ目 密度 [n/m]	の範回	粘土 割れ目	鉱物介在 密度 [n/m]	石英介在割れ目 密度 [n/m]	 方解石介在割れ   密度 [n/m]	黄
「「「「「」」	地員	「煎」	節	LE .	5 具		5 10 15 20	(BTV 観察)			影	濃緑色粘土	淡緑色粘土			
	<u> </u>	+ + ·	+ +				100 200 300 400		5 10 15 20	5 10 15 20	+(c	5 10 15 20	5 10 15 20	5 10 15 20	5 10 15 20	
	3	+ + +	+ + +		<b>山</b> 敏~和教						「背」					-
	1	+ + +	+ + +	土岐花崗岩	黒雲母花崗岩						変					+
	-	+ + +	+ +		MP 100 12 14 11						7.00					
10-	3	+ + +	/////	9.00 9.20	助 憎 カ ワ ン						5					
10	1	+ + +	[]]]])	13.00-13.10	断層ガウジ						「三変」					_
.	13.01	+ + + · · · · · · · · · · · · · · · · ·	11/1			1					れが					-
	15.26	+ + +	////	上计学演员	中粒~粗粒						Ma					+
20	1	+ + +	S500 + prov+22	工叹化崗石	黒雲母花崗岩						17.40					+
20.	3	+ + +	) 断層 + + +		/						1					
	-	+ + + +	+ +	23.20	アブライト 中粒~粗粒黒雲母花崗岩											
·	1	+ +	+ + +	24.3-24.4	アプライト	1										-
	3	+ + +	+ + +								{					+
30-	-	+ + +	+ + +								1					+
	1	+ + +	+ + +								1					+
·	-	+ + +	+ + +								1					
	1	+ + +	+ + +													
40	1	+ + +	+ + +								-					
	3	+ + +	+ + +						r							+
.	1	+ + +	+ + +		中											+
	1.	+ + +	+ + +	土岐花岡宕	黒雲母花崗岩			平成 31 年度			靜					
50	1號	+ +	+ + +					に実施予定			1 **					
0	- 122	+ + +	+ + +													+
	15	+ + + +	+ + +								町					+
	H E	+ + +	+ + +													+
6	-	+ + +	+ + +								変					+
60.	-	+ + +	+ + +								1					$\top$
	3	+ + +	+ + +								]					
· ·	1	+ + +	+ + +								一赤					_
	-	+ + +	+ + +								-					+
70	-	+ + +	+ +	70.20	アプライト						1					+
	1	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	+ + +	70.80	中粒~粗粒黒雪母花織岩						1					
·	-	+ + +	+ +		<u></u>						1					
	-	+ + +	+ + +	土岐花崗岩	中粒~粗粒 黒雲母花崗岩											
80-	1	+ + + -	+ + +	81.30	ペガマタイト						-					+
	3	+ + +	+ +	81.60												+
.	-	+ + +	+ + +								1					+
	3	+ + +	+ + +								1					
90.	=	+ + +	+ + +		由验											
	1	+ +	+ + +	土岐花崗岩	黒雲母花崗岩											_
	-	+ +	+ + +													+-
'	-	+ + +	+ + +													
107	1	+ + +	+ + +								1					+
100	-	+ + + +	+ +	100.70-100.80 十岐龙崗岩	ペグマタイト 中粒~相粒黒雪母花岸当						1					
	103.00	+ +	+ +	103.00							103.00					
· ·	1															_
	-															+
110	1								母岩の変	質の程度	1					+
	-								■弱	■ <u>強</u>						1
·	-								黒雲母,長石の 外縁部が変質	黒 展 母, 長 石 が ほぼ 全 て 変 質						
	1								■中 黒雲母,長石が	※黒雲母の緑泥石化、長石の絹雲母化が認めら						
120	1								50% 以上変質	れない割れ目は未記載						

図 5.2-14 18MI65 号孔のコア観察総合柱状図





図 5.2-15 18MI65 号孔のコア写真例(岩相) a:黒雲母花崗岩(74.0~74.2mabh)、b:アプライト(70.6~70.8mabh) c:ペグマタイト(80.3~80.6mabh)

### (b)断層

18MI65 号孔では、坑道の壁面地質調査および 12MI33 号孔で確認されていた断層 (S500_prov_22 断層(石橋ほか, 2013))を、9.0~9.2mabh および 13.0~13.1mabh で確認し た(図 5.2-16)。

9.0~9.2mabh の断層では最大幅約 10mm の断層岩が認められる。断層岩は大きさ数 mm 程度 の岩片と細粒な破屑粒子からなる断層ガウジである(図 5.2-16 中の a-2)。条線等は認められな い。13.0~13.1mabh の断層岩は、幅数 mm 程度の断層ガウジであり、断層ガウジは灰色の粘土 鉱物を基質とし、大きさ 1mm 以下の細粒な破屑粒子が確認される。ガウジは癒着しているため、 条線等を確認することは出来ない。

総合柱状図(図 5.2-14)とコア写真(付録 5.2-1)に基づくと、7.0~17.4mabhにかけては割れ目密度が有意に高く、RQD も低い値を示す。また割れ目沿いの変質も黒雲母や長石の 50%以上が変質していることから、同区間が断層による母岩の変質を伴う割れ目帯である可能性が考えられる。より詳細な分析は、平成 31 年度に整理する BTV 観察結果に基づき実施する。



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 1 2 3 4 5 6 7 8 9 20 1 2



図 5.2-16 18MI65 号孔のコア写真例(断層岩) (図中の白色矢印)

(a-1:9.0~9.2mabh、a-2:断層岩(ガウジ)の拡大写真、b:13.0~13.1mabh)

### (c) 主立坑断層の影響領域

図 5.2-6 に示すとおり、既往の調査結果から主立坑断層から約 60m の範囲(18MI65 号孔の掘 削深度で約 30mabh の範囲) に同断層の影響帯が分布することが推定されていた。図 5.2-14 の 総合柱状図をみると、ボーリング孔沿いの割れ目密度には山谷があるものの、約 30~40mabh を 境として割れ目の累積本数が減少しており、同深度付近に主立坑断層の影響領域の境界が分布す ると考えられる。より詳細な分析は、平成 31 年度に整理する BTV 観察結果に基づき実施する。

### (d)割れ目記載

## (i) 割れ目密度

割れ目密度は平均4.8本/mで、最大は12~13mabhの18本/m、40mabh以深では割れ目が少なく1m当たりの割れ目がない区間が5区間あった。

(ii) 割れ目沿いの変質

割れ目沿いの変質は、新鮮〜弱変質を主体とするが、7~17mabhでは中〜強変質となる。特に 14~16mabh付近では、ほとんどの黒雲母が緑泥石に置き換わっており、コア全体が暗緑色〜淡 緑色を呈する。

### (iii) 割れ目の介在鉱物

主要な割れ目の介在鉱物は、緑泥石および方解石である。緑泥石は0~22mabh、方解石は0~ 30mabhにかけてほぼ全ての割れ目に分布する。その他、スメクタイトおよび雲母粘土鉱物に相 当すると考えられる淡緑色の粘土鉱物は主に12~17mabhの区間で確認された。また黄鉄鉱も少 量ながら複数の割れ目に確認された。

# (e) RQD

**RQD** の全体の平均は82%であった。断層岩近傍の7~17mabhにかけては平均約30%と低く、 一方で40mabh以深はRQD が高く平均92%であった。

#### (f) 岩盤等級

岩盤等級は、25mabhまでCM~CH 級が主体で、25mabh以深ではCH 級~B 級が主体となる。 一般的に割れ目の少ない箇所でB級、割れ目の多い箇所でCM 級に区分される傾向にある。7~ 17mabhおよび36.8~40mabhでは、変質によりコアが軟質になっているためCL級に区分される。 なお、18MI65 号孔ではD 級岩盤は認められなかった。

### 5 BTV 観察

BTV 観察の孔壁画像データから、ボーリング孔壁の崩落や異物などがなく、裸孔が維持されて おり、閉塞システムの設置に問題がないことが確認できた。取得した孔壁画像データは付録 5.2-3 に示す。なお、前述したとおり、BTV 観察結果のデータ整理・解析は平成 31 年度に実施する 予定である。

## ⑥ 割れ目遭遇頻度

掘削中の割れ目遭遇頻度について、既存情報(露口ほか,2013)に基づく予測結果と実際の観察結果を図 5.2-17 に示す。予測結果は、18MI65 号孔に近接する 12MI33 号孔の BTV 観察結果 のうち明瞭割れ目と坑道壁面観察結果のうちトレース長 2m 以上の割れ目をプロットした。また、 観察結果は 18MI65 号孔のコア観察結果の全割れ目をプロットした。

上記に示したとおり、予測に用いた割れ目データは明瞭割れ目やトレース長 2m 以上の割れ目 であることに対して、観察結果の整理には全割れ目を用いたことから、観察結果の割れ目密度は 予測結果よりも少ない頻度となっているものの、割れ目の遭遇位置や頻度分布の形状については 概ね整合した。



図 5.2-17 18MI65 号孔の掘削中の割れ目遭遇頻度の予測と観察結果

### ⑦ 湧水量

掘削中の湧水量について、12MI33 号孔の水理試験で得られたボーリング孔沿いの透水係数と

地下水圧データを用いて(1)式から推定した予測結果と実際の観測結果を図 5.2-18 に示す。観察 結果をみると、第2段掘削終了までは最大で1L/min 程度であったが、第3段掘削に入って掘削 深度約 38mabh で約 11L/min の湧水を観測し、その後最大で18L/min まで増加した。18MI65 号孔の掘削に伴う湧水量の観察結果は、予測結果と概ね整合した。

$$Q = \frac{2\pi L \Delta P k}{\ln \frac{L}{r}} \tag{1}$$

ここで、*Q*: 湧水量(m³/s)、*L*: 掘削長(m)、*△P*(*P*0-*P*1): 有効圧力(m)、*P*0: 岩盤内間隙水圧 (m)、*P*1: 湧水時孔内圧力(m)、*k*: 透水係数(m/s)、*r*: ボーリング孔半径(m)



図 5.2-18 18MI65 号孔の掘削中の湧水量分布の予測と観察結果

## ⑧ 周辺岩盤における地下水圧応答

18MI65 号孔の掘削に伴う冠水坑道周辺岩盤内の地下水圧応答を、図 5.2・19 に示す 5 本の既 存観測孔(12MI33 号孔、13MI38~41 号孔)で観測した。各観測孔で観測された特徴的な水圧 応答を表 5.2・11~表 5.2・15 および図 5.2・20~図 5.2・27 に示す。これらの観測結果に基づき坑 道周辺岩盤内で顕著な水圧応答が発生した掘削深度を大別すると、38mabh、53mabh、67mabh、 89mabh 付近の 4 か所となる。図 5.2・28 に、水圧応答が発生した掘削深度と各観測区間の位置 関係を示す。図 5.2・28 からは、18MI65 号孔の掘削進捗とともに周辺の観測区間で水圧応答が発 生しており、既存情報に基づき予測した割れ目の分布傾向と整合的といえる。掘削による水圧応 答は斜坑や冠水坑道の反対側でも観測されており、坑道周辺岩盤内を回り込むように水圧応答が 伝搬していることが推測される。掘削深度約 38mabhの掘削影響は、12MI33 号孔および 13MI41 号孔の No.1 区間でも確認されることから、同深度付近に分布する割れ目は、他の割れ目との連 結性がよく冠水坑道周辺岩盤内の主要な水みちの1 つである可能性が示唆される。また、掘削長 50mabh 以深には、高透水性の割れ目が局所的にあるものの、低透水性の情報が取得可能な岩盤 が分布していると推定される。



図 5.2-19 冠水坑道周辺における既存観測孔の配置 (図中の赤字が長期地下水観測孔)

表 5.2-11 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(12MI33 号孔)

		特徴的な水圧応答			
孔名	観測区間	図中 ^{*1} の 凡例番号	概要		
	No.1 (105.4−107.0mabh)	1	・掘削深度38.65mabh付近から明瞭な水圧応答あり(変化 量:数十cm程度)		
	No.2 (85.7–104.5mabh)	3	・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う 水圧応答あり(変化量:280m程度)		
12MI33	No.3 (64.0−84.8mabh)	4	・掘削深度67mabh付近から明瞭な水圧応答あり(変化量: 30m程度)		
号孔	No.4 (53.8−63.1mabh)	6	<ul> <li>・掘削深度51~53.15mabh付近で発生した湧水(約3L/min)</li> <li>に伴う水圧応答あり(変化量:350m程度)</li> </ul>		
	No.5 (44.1−52.9mabh)	2	・掘削深度36.85~38.65mabh付近で発生した湧水(約 11L/min)に伴う水圧応答あり(変化量:10m程度)		
	No.6 (42.6−43.2mabh)	5	・掘削深度36.85~38.65mabh付近で発生した湧水(約 11L/min)に伴う水圧応答あり(変化量:30m程度)		

*1:図 5.2-20、図 5.2-21、図 5.2-22を示す。



図 5.2-20 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(12MI33 号孔)



図 5.2-21 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(12MI33 号孔)



図 5.2-22 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(12MI33 号孔)

		特徴的な水圧応答			
孔名	観測区間	図中 ^{*1} の 凡例番号	概要		
	No.1 (90.4-102.1mabh)	$\overline{\mathcal{O}}$	<ul> <li>・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う</li> <li>水圧応答あり(変化量:30m程度)</li> </ul>		
	No.2 (70.2−89.5mabh)	10	・掘削深度67mabh付近から明瞭な水圧応答あり(変化量: 1m程度)		
13MI38	No.3 (60.0−69.3mabh)	1	・掘削深度92mabh付近から明瞭な水圧応答あり(変化量: 1m程度)		
号孔	No.4 (50.3−59.1mabh)	_	・明瞭な水圧応答なし		
	No.5 (37.6−49.4mabh)	8	・掘削深度38.65mabh付近から明瞭な水圧応答あり(変化 量:1m程度)		
	No.6 (6.9−36.7mabh)	9	・掘削深度38.65mabh付近から明瞭な水圧応答あり(変化 量:数十cm程度)		

表 5.2-12 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI38 号孔)

*1:図 5.2-23、図 5.2-24を示す。



図 5.2-23 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI38 号孔)



図 5.2-24 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI38 号孔)

特徴的な水圧応答 孔名 観測区間 図中*1の 概要 凡例番号 ・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う No.1 (12) (12.2-16.2mabh) 水圧応答あり(変化量:30m程度) ・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う No.2 (12) 13MI39 (6.5-11.2mabh) <u>水圧応答あり(変化量:65m程度)</u>

(12)

(13)

・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う

・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う

水圧応答あり(変化量:65m程度)

水圧応答あり(変化量:40m程度)

表 5.2-13	18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答	(13MI39 号孔)
----------	-----------------------	-------------

*1:図 5.2-25を示す。

No.3

(3.3-5.5mabh)

No.4

(0.0-2.3mabh)

号孔



図 5.2-25 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI39 号孔)

特徴的な水圧応答 孔名 観測区間 図中*1の 概要 凡例番号 ・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う No.1 (14) (14.3-16.3mabh) 水圧応答あり(変化量:1m程度) ・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う No.2 (14) 13MI40 (6.1-13.3mabh) <u>水圧応答あり(変化量:1m程度)</u> 号孔 No.3 ・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う (14) 水圧応答あり(変化量:2m程度) (3.4-5.1mabh) ・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う No.4 (15) 水圧応答あり(変化量:3m程度) (0.0-2.4mabh)

表 5.2-14 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI40 号孔)

*1:図 5.2-26を示す。



図 5.2-26 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI40 号孔)

		特徴的な水圧応答			
孔名	観測区間	図中 ^{*1} の 凡例番号	概要		
	No.1	10	・掘削深度38.65mabh付近から明瞭な水圧応答あり(変化		
	(14.8-16.3mabh)		量:1.5m程度)		
	No.2	(1)	・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う		
13MI41	(10.1-13.8mabh)	U	水圧応答あり(変化量:120m程度)		
号孔	No.3	(10)	・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う		
	(6.4-9.1mabh)		水圧応答あり(変化量:280m程度)		
	No.4	10	・掘削深度88.5mabh付近で発生した湧水(約3L/min)に伴う		
	(0.0-5.4mabh)	(18)	水圧応答あり(変化量:220m程度)		

表 5.2-15 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI41 号孔)

*1:図 5.2-27を示す。



図 5.2-27 18MI65 号孔の掘削に伴う地下水圧応答(13MI41 号孔)



※図中の色分けは、掘削深度と水圧応答確認区間の関連性を示す

図 5.2-28 18MI65 号孔の掘削に伴う冠水坑道周辺岩盤内の水圧応答(平面図)

# ⑨ 閉塞システムの設置

閉塞システムの設置にあたっては、コア観察結果、ボーリング孔の掘削中の湧水量や周辺観測 孔での水圧応答、BTV 観察結果を考慮し、表 5.2-16 のとおりパッカー設置位置を選定した。表 5.2-16 からは、パッカーで区切られた各区間の水圧が保持されていることがわかる。また、図 5.2-20~図 5.2-27 をみると、既存の水圧観測孔では閉塞システム設置後に観測区間の水圧が上昇 しており、一部の区間では水圧の増減はあるものの調査開始前の値まで概ね回復している。これ らのことから、閉塞システムは適切に設置されており、平成 31 年度の調査・試験を実施するため の孔内環境を維持できる状況にあると考えられる。

区間 No.	手前側 [mabh]	奥側 [mabh]	区間水圧(MPa) ※2019年3月18日 10時20分	備考
1	74.785	103.000	1.86	パッカーは手前側のみ設置
2	62.585	73.835	2.15	
3	45.385	61.635	3.38	
4	33.185	44.435	3.73	
5	30.100	32.235	2.09	パッカーは奥側のみ設置 (手前側はケーシング終点の位置 を記載)

表 5.2-16 18MI65 号孔パッカー設置位置と区間水圧

### 5.2.4 まとめ

平成 30 年度事業においては、瑞浪超深地層研究所の深度 500m に位置する冠水坑道周辺岩盤 を対象として掘削長 100m 程度のボーリング孔を掘削した。その結果、ボーリング孔の約 50m 区間(掘削長 50~103m)で亀裂性岩盤の透水不均質性を評価するために必要な割れ目の情報を 取得可能な調査環境を整備することができた。

平成 31 年度事業では、平成 30 年度に掘削したボーリング孔を用いた各種検層や水理試験を 実施し、割れ目の幾何学的特性および水理学的特性データを蓄積するとともに、それらデータの 整理・分析結果に基づき冠水坑道周辺岩盤の透水不均質性の統計分布を定量的に評価する予定で ある。

参考文献

- Dershowitz, W., Rock Joint Systems, Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA., 987p, 1985.
- Hasegawa, T., Nakata, K., Tomioka, Y., Goto, K., Kashiwaya, K., Hama, K., Iwatsuki, T., Kunimaru, T. and Takeda, M., Cross-checking groundwater age by ⁴He and ¹⁴C dating in a granite, Tono area, central Japan, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol.192, pp.166-185, 2016.
- 細谷真一,鈴木一成,石橋正祐紀,澤田 淳,渥美博行,岩野圭太,深度 300m と 500m における 割れ目の分布特性の違いが地下水流動特性に与える影響に関する研究(その2)―割れ目の分 布特性の比較―,土木学会第70回年次学術講演会論文集,Ⅲ-181, pp.361-362, 2015.
- 石橋正祐紀, 笹尾英嗣, 窪島光志, 松岡稔幸, 深地層研究所計画におけるサイトスケール地質構 造モデルの構築-第2 段階における Shaft460 から Shaft500 地質構造モデルへの更新-, JAEA-Research 2013-019, 31p, 2013.
- Ishibashi, M., Yoshida, H., Sasao, E. and Yuguchi, T., Long term behavior of hydrogeological structures associated with faulting: an example from the deep crystalline rock in the Mizunami URL, Central Japan. Engineering Geology, Vol.208, pp.114-127, 2016.
- 糸魚川淳二,瑞浪地域の地質,瑞浪市化石博物館専報,第1号, pp.1-50, 1980.
- 核燃料サイクル開発機構,地質環境の調査から物質移行解析にいたる一連の調査・解析技術 2 つの深地層の研究施設計画の地上からの調査研究段階(第1段階)における地質環境情報に基づく検討-, JNC-TN1400 2005-021, 148p, 2005.
- 尾上博則,前村庸之,木村仁,菱谷智幸,水野崇,竹内竜史,岩月輝希,超深地層研究所計画 (岩盤の水理に関する調査研究)研究坑道掘削に伴う地下水流動場および地下水水質の変化 を考慮した地下水流動のモデル化・解析(2011年度), JAEA-Research 2014-010, 35p, 2014.
- 尾上博則,三枝博光,竹内竜史,超深地層研究所計画の研究坑道の掘削を伴う研究段階における 地下水流動のモデル化・解析,土木学会論文集C(地圏工学),Vol.72, No.1, pp.13-26, 2016.
- 三枝博光, 瀬野康弘, 中間茂雄, 鶴田忠彦, 岩月輝希, 天野健治, 竹内竜史, 松岡稔幸, 尾上博則, 水野 崇, 大山卓也, 濱 克宏, 佐藤稔紀, 久慈雅栄, 黒田英高, 仙波 毅, 内田雅大, 杉原弘造, 坂巻昌工, 超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階(第1段階)研究成果報 告書, JAEA-Research 2007-043, 337p, 2007.
- 三枝博光, 尾上博則, 石橋正祐紀, 田中達也, 鐙 顕正, 橋本秀爾, Bruines, P., 割れ目分布に起因 した水理特性の不均質性を考慮した水理地質構造のマルチスケールモデル化手法開発に関わ る検討, JAEA-Research 2015-011, 78p, 2015.

SKB, Bedrock hydrogeology Forsmark, Site descriptive modelling, SDM-Site Forsmark, SKB R-08-95, Svensk Kärnbränslehantering AB, 2008.

陶土団体研究グループ, 断層境界を伴う多数の基礎ブロックからなる内陸盆地-岐阜県多治見市 周辺の東海層群堆積盆地の例-, 地球科学, Vol. 53, pp.291-306, 1999.

露口 耕治, 黒岩 弘, 川本 康司, 山田 信人, 大貫 賢二, 岩月 輝希, 竹内 竜史, 尾方 伸久, 須藤 正大, 見掛 信一郎, 深度 500m 研究アクセス北坑道における先行ボーリング調査報告書 (12MI27 号孔, 12MI33 号孔), JAEA-Technology 2013-044, 12p, 2013.

### 6. まとめ

地層処分事業における概要調査においては、涵養域から流出域までの広域的な地下水流動(移 流場)や地下水が長期にわたり滞留する領域(拡散場)の三次元分布に係る調査・評価の信頼性 向上が重要となる。そのため、本事業ではこれまでに整備された水理・物質移動場・特性に係る 調査・評価技術の妥当性の確認および高度化を通じて、それぞれの水理・物質移動場に応じた方 法論を整備することを目的とした以下の技術開発課題に取り組んでいる。

(1)内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化

(2)内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための 技術の高度化

(3)水みちの水理特性や物質移動特性を調査・評価するための技術の高度化

以下に、本事業の平成30年度の成果と今後の課題を示す。

#### 6.1 内陸部の広域的な地下水流動を評価するための技術の高度化

#### 6.1.1 地下水流動・物質移行解析技術の高度化

瑞浪地域を事例として、地下水年代を対象とした地下水モデルの検証を実施した。これに先立 ち、地下水解析の手順と地下水モデルの検証方法について文献調査を実施し、その手順に地下水 年代の解析を組み込み、地下水モデルの検証方法を整備した。整備した方法に基づいて、地下水 モデルの検証を試行した。ここでは、データを校正用と検証用とに分割し、地下水モデルの校正 は、逆解析(修正マルカート法)で実施した。校正時の絶対誤差は対数紙上で 0.16 程度であった (100.16=1.4)。校正後のモデルを用いて、検証用データの予測し、実測値と解析値の絶対誤差は 0.25 程度であった(100.21=1.6)。検証結果は校正結果よりも誤差が大きいものの、推定した 4He 年代の 誤差は、1.6~1.8 倍程度であることがわかった。これは、透水係数の対数平均値の推定誤差 ±1~1.5(101~1.5≒10~30)に非常に小さく、地下水年代を考慮することによって、モデルの推定誤差 が小さくなることを示していると考えられる。また、校正の結果得られた透水係数が対数平均値 に近いことから、水理情報と地化学情報が整合していると考えられた。今後、どのようなデータ を用いれば校正がうまく進むか、概念モデルや不均質性がどのような影響を与えるかについて検 討していく必要がある。

#### 6.1.2 地下水年代測定技術の高度化

地下水年代測定技術の高度化を図るために、放射性希ガスを用いた年代測定法の開発、14C 年 代測定と希ガス温度計の精度向上を実施した。近年、Atom Trace Trap Analysis 法の開発により、 計測が可能となった放射性希ガスを分析するための採水装置を整備した。整備した方法を原位置 に適用した結果、大気の混入なく、高効率にガスを採取できていることが確認できた。14C 年代 測定については、³H が検出されない地点において、14C 濃度に流量依存性がみられた。このため、 採取時に大気中の¹⁴C を吸収している可能性が高いと考えられた。希ガス温度計については、大 気の混入に加えて、脱ガスを考慮する方法を整備した。整備した方法で希ガスの涵養温度を評価 したところ、脱ガスの影響を考慮して涵養温度の推定が可能となったが、脱ガスが激しい場合に は依然として推定が困難であった。また、脱ガスに加えて大気の混入が疑われる試料もあった。

瑞浪超深地層研究所の研究坑道内のボーリングで地下水を採取し、主要溶存イオン、微量元素、 同位体、溶存ガスを調査した。この結果、立坑周辺に元々存在する流出域の地下水に、浅部地下 水と深部地下水が混合していると考えられた。浅部地下水は、³H、¹⁴C、6Dと δ¹⁸O、SO₄が指標 となり、深部地下水は、Na, Cl, K, Ca, B, Br, Sr, Li, Rb, Ba, ⁴He などが指標となることが確認で きた。断層周辺の 10MI23 孔を調査した結果、³H が検出されず、¹⁴C 濃度が低いため、アクセス 坑道奥は流出域の地下水が浅部地下水の影響を受けずに残っていることがわかった。この地点は、 氷期に涵養した地下水と考えられ、氷期地下水(2 万年程度)の地下水年代測定を検証する地点と して有望であると考えられる。

今後、採取した溶存ガスを分析するために、ガスの精製および分析方法について整備するとと もに、今回の調査で課題が明らかとなった¹⁴C採取方法、希ガス温度計の精度向上を図っていく。 また、瑞浪超深地層研究所の研究坑道内で採取した地下水を分析し、マトリックス拡散の影響を 評価する方法を検討していく予定である。

# 6.2 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための 技術の高度化

#### 6.2.1 地下深部の低透水領域の分布を概要調査で効率的に把握するための方法論の構築

幌延地域で既存ボーリング孔を用いて 20 日間におよぶ長期注水試験を実施した。その結果、 短期的な透水試験に基づく評価方法により亀裂の水理学的連結性が限定的であると推定される領 域の巨視的な透水性は、健岩部に匹敵するほど低透水であることが確認できた。また、概要調査 においては1本のボーリング調査結果を地質図や物理探査結果などの他の情報を用いて空間的に 外挿することにより、地下深部において地下水が長期に渡って滞留するほど十分に透水性が低い 領域の分布を把握することが可能であることが示唆された。さらに、低透水領域の抽出に係るそ の他の方法論の可能性を検討するために文献調査を実施した。その結果、異常間隙水圧を低透水 領域の指標とした事例が確認されたものの、取得データが少ない概要調査段階での適用可能性に ついては更なる検討が必要である。

今後は、低透水領域の抽出方法の妥当性を検証するため、幌延地域で得られている他の関連す る既存情報の整理を行うとともに、低透水領域の空間分布を概要調査で効率的に把握するための 方法として、ボーリング調査と物理探査を組み合わせた手法を対象に、その適用性や課題につい て幌延の既存データを用いて検討・整理する予定である。

幌延地区の物質輸送が拡散支配であるかどうかを検討するために、拡散により分離・分別する 物質の拡散試験と原位置データの整理・評価を実施した。

原位置の岩石コアを用いて拡散試験を行い、拡散係数や分別係数を求めた。Clの拡散係数は稚 内層 3×10⁻¹¹ m²/s 程度、声問層 5×10⁻¹¹ m²/s 程度であった。6Dの拡散係数は、Clの拡散係数の 3 倍程度であった。³⁵Cl と δ³⁷Cl の分別係数(拡散係数比: D_{Cl-35}/D_{Cl-37})は、1.0015~1.0020 であっ た。

幌延地区の Cl と δD の分布を再確認した結果、移流だけでなく拡散による影響を受けているこ とがわかった。また、Cl と δD の関係から、地表面からの拡散でなく、淡水で洗われた後に、化 石海水が拡散によって広がっていると推定された。今後、シナリオの検討と拡散によるプロファ イル評価を実施する予定である。

幌延地区の化石海水を希釈している淡水の地下水年代を求めるために、⁸¹Krによる年代測定に 着手した。今年度は、原位置において地下水からガス試料の採取を実施した。中空糸膜法と水上 置換法でガスを採取し、採取した試料の酸素濃度を計測し大気起源の汚染を評価した。一部大気 の汚染が疑われる試料はあったが、両方法ともおおむね大気の汚染なく溶存ガスを採取すること ができた。幌延地区で採取したガスは、メタンガスの含有率が多く、ガス量が多いために、Krガ スの抽出に課題がある。今後、ガスの精製方法を検討するとともに、異なる深度で Kr ガスを採 取し、分析を行うことにより、化石海水と混合する降水の年代を評価する予定である。

### 6.2.2 地下深部の低透水領域を対象とした広域地下水流動のモデル化・解析手法の整備

幌延地域における地下水の水質分布の形成に影響を及ぼす要因の分析として塩水の洗い出し解 析を実施した。その結果、海水準、塩水密度、断層と地層の透水性の設定の違いが解析結果に及 ぼす影響やその程度を確認することができた。また、天水浸透メカニズムの解明に資することを 目的として、マトリクス拡散の効果の有無が物質移動に及ぼす影響を解析的に確認した。その結 果、マトリクス拡散が遅延効果に及ぼす影響が大きいことや単一亀裂モデルを用いたマトリクス 拡散のモデル化手法、亀裂密度と等価なマトリクスの拡散係数の関係性を確認することができた。 さらに、諸外国での先行研究に関する文献調査から、境界条件の設定において重要なパラメータ ーとして気候条件(気温、降水量、蒸発散量、涵養量)、海水準、地形(隆起、侵食)、永久凍土 の発達・消失および氷床の発達・消失が抽出された。また、洗出し開始時期を規定するパラメー ターとして地下水中の天然の放射性核種およびその壊変生成物、水素・酸素安定同位体比、希ガ ス濃度に基づく地下水の涵養温度および当該地域の地史が抽出された。さらに、洗出し解析の条 件設定の信頼性向上に資することを目的として、幌延地域における地下水を対象として¹⁴C 分析 を実施した。その結果、幌延地域のように地下水においてデッドカーボンの寄与が大きく¹⁴C の 希釈倍率が数百倍に及ぶ場合には、¹⁴C を利用した年代測定や¹⁴C の検出/非検出を指標とした 天水の寄与の推定は難しいことが明らかとなった。

今後は、天水浸透による地下水の洗出し解析については、今年度実施した広域スケールでの予 察解析結果や 6.2 節 1)の成果を踏まえつつ、施設スケールを主な対象とした水理地質構造モデル の妥当性確認のための方法について検討する予定である。また、坑道スケールから施設スケール へのアップスケーリングを念頭に、スケールの違いによる不均質性の影響や取扱いについて、簡 易モデルを用いた解析的検討も行う予定である。さらに、地下浅部から深部までを対象としたモ デル化・解析手法に関しては、今年度の文献調査の結果も参考にしつつ、幌延を対象とした場合 のモデル化・解析手法に係る具体案の検討を進める予定である。

### 6.2.3 概要調査における調査・モデル化・解析手法の提案

堆積岩にしばしば認められる化石海水が存在するような場の概要調査段階における調査・モデ ル化・解析の方法論を検討した。また、これまでの幌延深地層研究計画における研究成果を、長 期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地表から把握できるように調査、評価技術の体系 化を検討する、という観点から再整理した。

今後も引き続き、幌延における既存データや情報の抽出・整理を行うとともに、化石海水領域 や拡散支配場との関係について検討し、拡散が支配する滞留場の概要調査における留意点を整理 する予定である。また、これまでの幌延の研究成果の再整理の結果や、6.2 節 1)および 6.2 節 2) の進捗を受けて、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を概要調査段階において効率的 に調査・評価するための方法論について整理する予定である。

### 6.3 水みちの水理特性や物質移動特性を調査・評価するための技術の高度化

### 6.3.1 水みちのネットワークによる水理・物質移動特性の調査・評価技術の高度化

### (1) 水みちの検出技術の高度化

わが国に特徴的な高割れ目密度の岩盤における水みちの水理特性や物質移動特性を調査・評価 する技術の高度化を目指して、日本原子力研究開発機構の瑞浪超深地層研究所の深度 300 m ボー リング横坑の東側で、ボーリング孔を2孔(18MI63 号孔、18MI64 号孔)掘削し地質地下水調 査を実施した。18MI63 号孔(ESE 方向)と18MI64 号孔(E方向)は、ボーリング横坑西側の 既存孔と比べて割れ目密度が高く、変質や破砕を被る区間が多くみられ、長石類の変質によるセ リサイトやカルサイトなどの頻出、割れ目への挟在が顕著であった。18MI63 号孔ではボーリン グ横坑西側と同様に比較的多量の湧水(50 L/min)が見られ、26 mabh付近で NW 系、36 mabh (孔底)付近で NE 系の高傾斜の割れ目が水みちと考えられた。一方、18MI64 号孔では孔全体 で 8 L/min 程度の湧水で、30 mabh付近、37 mabh付近で小規模な水みちが確認されたのみで、 それらは NE 系の高傾斜の割れ目と推定された。ボーリング横坑西側や 18MI63 号孔では NW 系 の高傾斜の割れ目が水みちとして支配的であり、NE 系の割れ目は充填鉱物で閉塞されることが 多い。18MI64 号孔は NE 系以外の割れ目でも充填鉱物の分布割合が高く、大規模な水みちが見 つからなかったものと考えられる。今後は、今年度掘削した 2 孔のデータを参考にした上で、ネ

# (2) 水みちの微細透水構造・物質移動モデルの構築

圧応答が表れるようなボーリング孔跡の検討、掘削が必要と考えられる。

水みち内のチャンネリングやマトリクス部の不均質性を考慮した微視的な物質移動モデルを構築することを目的として、レジン注入による水みち割れ目の可視化、岩石マトリクスへの拡散・ 収着試験、室内トレーサー試験を実施した。

ットワーク状に割れ目が分岐している場でもあることを考慮し、孔間距離を十分に確保した、水

水みち割れ目の可視化では、深度 300 m ボーリング横坑の水みち割れ目にレジンを注入したコ ア試料を用いて、X線 CT による割れ目構造の可視化を行った。その結果、水みち割れ目内でレ ジン充填箇所が明瞭な線状構造をなして分布していることが確認され、水みち割れ目内の間隙構 造の不均質性に起因したチャネリングフローを示すものと考えられる。今後も、水みち割れ目の 可視化を引き続き行い、間隙構造の不均質性に係わるパラメータを充実させる予定である。

岩石マトリクスへの拡散・収着試験では、水みち割れ目周辺のマトリクスの拡散試験、鉱物割 合の異なるマトリクス試料の収着試験を実施した。拡散試験の結果、収着性トレーサーでは拡散 係数は割れ目近傍で大きく割れ目から離れた試料では小さかった。後者では2次鉱物が鉱物粒界 や粒内クラックを脈状に充填しており、これが原因とも考えられた。鉱物割合の異なるマトリク ス試料の収着試験では、充填鉱物やマトリクスに含まれる収着能力の高い鉱物の含有割合が大き いほど、バルクの収着率や分配係数を大きくなる傾向が確認された。今後は、鉱物の含有割合と 収着能力の関係について引き続き検討を行っていきたい。

室内トレーサー試験は、瑞浪に産地が近い蛭川花崗岩のブロックを用いて実施した。収着性トレーサーRb+とBa²⁺では、流速が遅くなるほど非収着性トレーサーNAPやδDに比べ、ピークが遅れピーク高さも低くなり、流速に依存する遅延効果が確認された。今後は、流速条件を変えた試験データを充実させる一方で、マトリクス拡散や流速に依存した収着現象も考慮した数値解析を導入するなどして、トレーサー試験結果に流速などが与える影響について明らかにする必要がある。

#### (3) 水みちのネットワークによる物質移動予測手法の高度化

水みち調査の試験場となっている深度 300 m ボーリング横坑周辺の地下水流動解析を実施した。今年度は、岩盤を多孔媒体で表現した解析モデルにより解析を行った。

上部割れ目帯の透水性を等方性とした基本ケースでは、地下水はボーリング横坑東側では南東 から北西に向かって流れ、坑道に近づくにつれ坑道壁面に直交する方向に向きを変え、坑道近傍 で加速する。18MI63 号孔で最も湧水量の多かった箇所で揚水を行った場合、18MI64 号孔上の7 点を起点とした流跡線解析では3つの起点からの流跡線が揚水点に達し、トレーサー試験の成立 性が示唆された。

続いて、過去の地質地下水調査の結果も含め深度 300 m ボーリング横坑周辺では NW 走向で

高傾斜の割れ目群の中に比較的高透水性の割れ目が多かったため、上部割れ目帯の北北西方向と 上下方向の透水性を東北東方向の5倍にして地下水流動解析を実施した。基本ケースでも地下水 は北西~南東方向に流れており、この方向の透水性を高くしたことで解析領域のほぼ全域で流速 が速くなった。また、18MI63号孔で揚水を行った場合の流跡線解析では、流れ場が変わったこ とで、揚水点に到達する流跡線の起点が基本ケースとは一部異なる結果となった。

今後は、新たに掘削するボーリングでの調査結果も加え、離散フラクチャーモデル等により地 下水流動解析の精度を向上させるとともに、トレーサー試験の評価解析を実施する予定である。

# 6.3.2 亀裂性岩盤の透水不均質性の評価

亀裂性岩盤の透水不均質性の理解を深めるために必要な割れ目データの取得を目的として、今 年度は瑞浪超深地層研究所の深度 500m に位置する冠水坑道周辺岩盤を対象に掘削長 100m 程 度のボーリング孔を掘削した。その結果、ボーリング孔の約 50m 区間(掘削長 50~103m)で 亀裂性岩盤の透水不均質性を評価するために必要な割れ目の情報を取得可能な調査環境を整備す ることができた。

今後は、今年度に掘削したボーリング孔を用いた各種検層や水理試験を実施し、割れ目の幾何 学的特性および水理学的特性データを蓄積するとともに、それらデータの整理・分析結果に基づ き冠水坑道周辺岩盤の透水不均質性の統計分布を定量的に評価する予定である。 二次利用未承諾リスト

委託事業名 <u>旅育定業省 資源エネルギー</u> 庁 電力・ガス事業部
受注事業者名 国立研究開発法人 日本原子力研究開発機構

頁	図表番号	タイトル
3-14	図3.1-11	解析値との比較に用いた全水頭の実測値
3-14	図3.1-12	解析値との比較に用いた4He濃度の実測値
3-15	図3.1-13	初期の透水係数設定値での解析結果の断面図
3-15	図3.1-14	初期の透水係数設定値での実測値と解析値の相関図
3-16	図3.1-15	全水頭を対象とした透水係数の感度解析時のモデル化効率
3-17	図3.1-16	全水頭を対象とした透水係数の感度解析時の絶対誤差
3-17	図3.1-17	4He年代を対象とした透水係数の感度解析時のモデル化効率
3-18	図3.1-18	4He年代を対象とした透水係数の感度解析時の絶対誤差
3-22	図3.1-21	透水係数の校正過程
3-23	図3.1-22	校正結果での実測値と解析値の比較
3-24	図3.1-24	解析モデルの検証
3-25	図3.1-25	透水係数の校正過程
3-26	図3.1-26	校正結果での実測値と解析値の比較
3-36	図3.2-4	真空脱気による試験結果
3-37	⊠3.2-5	主要ガス分析
3-38	図3.2-6	瑞浪のKr抽出率
3-41	図3.2-8	2つの環境場で分離抽出したヨウ素標準溶液中の1291/1271の比較
3-41	図3.2-9	ヨウ素標準溶液とStandard W-2-007中の129I/127I分析
3-44	図3.2-11	AMS測定推定値
3-45	図3.2-12	Isotope Dilutionによる真値と推測誤差範囲
3-46	図3.2-13	瑞浪の地下水中のヨウ素濃度と1291/1271
3-46	図3.2-14	瑞浪試料中の1291/1271同位体比とトリチウムの混合ライン
3-48	図3.2-15	ガス化法、沈殿法で評価された14Cの差と14C濃度、TIC濃度の関係
3-50	図3.2-16	14Cの変化とTIC、14C濃度、流量の関係
3-42	表3.2-1	129I/127I isotopic ratio in NaI reagent using by anion exchange resin
4-35	図4.3-43	幌延深地層研究センターでのCI濃度分布と拡散場・81Kr年代測定法の概念図
4-36	図4.3-44	幌延深地層研究センター周辺の地質および地下水分布の概念図
4-37	図4.3-45	Through Diffusion試験装置の概念図
4-39	図4.3-46	幌延地域の水素・酸素同位体の関係(JAEA、2012)
4-39	<b>図4.3-47</b>	CI同位体分別の概念図
4-40	<b>図4.3-48</b>	CIと水素・酸素同位体比の関係
4-41	図4.3-49	拡散シナリオの違いによるδDとCIの関係
4-42	図4.3-50	HDB-11孔でのCIと 8 37CIの分布
4-43	<b>図4.3-51</b>	拡散によるCIとδ 37CIの分別
4-45	<b>⊠4.3</b> -52	分離ガス中の濃度分析
4-46	<b>図4.3-53</b>	hollow fiber法と水上置換法によるKr抽出率
4-47	<b>巡</b> 4.3-54	キャビテーション効果による水中のガス捕集効率の変化
4-48	<b>図</b> 4.3-55	必要地下水採取量と本システムによる捕集Kr量
4-38	表4.3-16	拡散試験結果の一覧
4-45	表4.3-17	封圧採水中の希ガス濃度
5-98	図5.1-110	岩石薄片によるモード測定結果

5-99	図5.1-112	低濃度溶液中の各元素の濃度変化(No.1)
5-100	図5.1-113	低濃度溶液中の各元素の濃度変化(No.3)
5-101	図5.1-115	2次鉱物の生成および鉱物粒界・粒子内充填の差による実効拡散係数の差
5-103	図5.1-117	岩石粉末試料中の鉱物のモード測定結果のグラフ
5-110	図5.1-121	Tr01(流量1.0 mL/min)の試験結果
5-110	図5.1-122	Tr02(流量0.5 mL/min)の試験結果
5-111	図5.1-123	Tr03(流量0.1 mL/min)の試験結果
5-112	図5.1-125	Tr02(流量0.5 mL/min)と理論解のカーブフィッティング

(様式2)