令和3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

一岩盤中地下水流動評価技術高度化開発一

報告書

令和4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	
2	令和3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	
	2.1.1 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化	
	2.1.2 地下水年代測定技術の高度化〈実施者:電力中央研究所〉	
	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	
	2.2.1 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化〈実施	
	力研究開発機構〉	
	2.2.2 低流動域の存在を確認するための技術の開発	
	2.2.3 長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・	
	系化〈実施者:日本原子力研究開発機構〉	2-6
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 背景と目的	3-1
	3.2 アプローチ	3-2
	3.3 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化	3-8
	3.3.1 地下水年代を対象とした解析技術の開発	3-8
	3.3.2 水理パラメータの設定手法の開発	3-41
	3.3.3 物質移行パラメータの設定手法の開発	3-74
	3.4 地下水年代測定技術の高度化	3-100
	3.4.1 背景と目的	3-100
	3.4.2 希ガス温度計の適用性についての検討	3-101
	3.4.3 ⁸¹ Kr 下限値についての検討	3-107
	3.4.4 有機 ¹⁴ C についての検討	3-108
	3.4.5 立坑における若い地下水の流入評価(希ガスによる 3H 計測法の検討)	3-114
	3.4.6 地下水年代測定技術高度化のまとめ	3-116
	3.5 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映	3-119
	3.5.1 概要調査の反映	3-119
	3.5.2 概要調査の実施手順とデータフロー	3-120
	3.5.3 瑞浪を事例とした概要調査の全体計画の考え方	3-123
	3.5.4 瑞浪を事例とした概要調査の個別計画の考え方	3-139
	3.5.5 地下水年代測定技術の高度化	3-145

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	1
4.1 背景と目的	1
4.2 アプローチ	
4.3 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する調査・評価技術の体系的	勺
な方法論の整理4-	6
4.3.1 令和2年度に検討した方法論4-	6
4.3.2 令和 3 年度における更新・見直し4-10	0
4.3.3 まとめと今後の予定4-1	9
4.4 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化4-2	1
4.4.1 低流動域の分布を確認するためのボーリング調査の計画4-2	2
4.4.2 ボーリング孔掘削と掘削水管理4-30	0
4.4.3 調査・試験の方法4-3-	4
4.4.4 調査・試験の結果4-5	3
4.4.5 まとめ	6
4.5 地下水の同位体比に着目した古水理地質学的指標の開発4-6	8
4.5.1 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4-6	9
4.5.2 81Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討適用の目的4-8	5
4.5.3 地史を踏まえた水質形成機構の検討4-9	1
4.6 長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系化	Ł
	9
4.6.1 低流動域を含めた水理場・化学環境を評価するためのモデル化・解析手法の整備.4-11	9
4.6.2 長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の位	本
系的整理4-130	6
5 まとめ	1
5.1 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(瑞浪)5-	1
5.1.1 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化5-	1
5.1.2 地下水年代測定技術の高度化 5-:	2
5.1.3 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映5-	3
5.2 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	姕
化(幌延)5-	3
5.2.1 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化5-	4
5.2.2 低流動域の存在を確認するための技術の開発 5	4
5.2.3 低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発5-	5

図 目 次

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	3.1-1	地下水シナリオの概念図	3-1
义	3.2-1	本研究の目的・課題とアプローチの概念図	3-2
义	3.2-2	水理および物質移行パラメータの統合化と広域スケールへの反映の流れ	3-5
义	3.2-3	地下水年代測定法の種類と評価時間スケール	3-6
义	3.3-1	地下水年代を用いた解析のフロー	3-8
义	3.3-2	逆解析の推定値と推定誤差のイメージ	. 3-10
义	3.3-3	Pest のデータフローの概念図	. 3-13
义	3.3-4	地下水流動の概念モデル	. 3-14
义	3.3-5	地下水年代の概念モデル	. 3-14
义	3.3-6	標高および地層境界面の差 (Δz=Step 4 - Step 0)	. 3-16
义	3.3-7	解析モデル	. 3-17
义	3.3-8	地下水流動の境界条件	. 3-18
义	3.3-9	⁴ He 濃度の境界条件	. 3-19
义	3.3-10	¹⁴ C 濃度の境界条件	. 3-19
义	3.3-11	実測値を取得したボーリング孔の位置	. 3-20
义	3.3-12	全水頭の実測値(標高0mを基準)	. 3-20
义	3.3-13	⁴ He 年代の実測値	. 3-21
义	3.3-14	¹⁴ C 年代の実測値	. 3-21
义	3.3-15	⁴ He と ¹⁴ C の輸送形態の違い	. 3-22
义	3.3-16	各パラメータの推定値と推定誤差	. 3-24
义	3.3-17	断面図(3 指標による逆解析)	. 3-25
义	3.3-18	地下水流速と有効間隙率の関係	. 3-26
义	3.3-19	異なるモデル間の実測値と計算値の比較	. 3-28
义	3.3-20	モデルの違いによるパラメータ推定結果の違い	. 3-29
义	3.3-21	重み付けの違いによる推定結果の違い	. 3-31
义	3.3-22	涵養域と流出域のボーリング孔区分	. 3-32
义	3.3-23	流域による逆解析結果の影響調査	. 3-32
义	3.3-24	各実測値の各指標に対する感度(透水係数と間隙率の推定)	. 3-33
义	3.3-25	調査の進展のイメージ	. 3-34
义	3.3-26	調査の進展にともなうパラメータの推定値と推定誤差	. 3-35
义	3.3-27	調査の進展にともなうパラメータの同定率	. 3-36
义	3.3-28	パラメータ同定率の概念図(Doherty, 2015)に加筆	. 3-37
义	3.3-29	地下水年代を考慮した地下水解析フローの提案	. 3-39
义	3.3-30	瑞浪超深地層研究所周辺の地質・地質構造モデル(石橋ほか, 2013 に追記).	. 3-41
义	3.3-31	モデル化・解析領域	. 3-42
义	3.3-32	水圧モニタリング結果の一例	. 3-43
义	3.3-33	瑞浪超深地層研究所周辺の水理地質構造概念図	. 3-44
义	3.3-34	抽出したモデル化要素	
図	3.3-35	研究坑道のイメージ図(尾上・竹内, 2020)	. 3-46

义	3.3-36	水理地質構造モデル(CPM モデル)	3-47
义	3.3-37	ECPM モデル構築フロー	3-48
义	3.3-38	解析領域のイメージ	3-51
义	3.3-39	DFN モデルの構築(抽出) イメージ	3-51
义	3.3-40	等価透水係数分布の算出結果(L _{min} = 2.0m)	3-52
义	3.3-41	等価透水係数分布の L_{min} = 2.0m,10.0m の比較結果(UHFD)	3-54
义	3.3-42	等価透水係数分布の L _{min} = 2.0m, 10.0m の比較結果(LSFD)	3-55
义	3.3-43	ランダム ECPM モデルの例	3-56
义	3.3-44	割れ目連続性考慮 ECPM モデルの例	3-58
义	3.3 - 45	水圧分布図	3-59
义	3.3-46	地質構造モデル (ローカルスケール)	3-60
义	3.3 - 47	水位分布図(坑道掘削前、水平断面図、E.L300m、25m グリッド)	3-62
义	3.3-48	水位分布図(坑道掘削前、水平断面図、E.L300m、50m グリッド)	3-63
义	3.3-49	水位分布図(坑道掘削前、水平断面図、E.L300m、100m グリッド)	3-63
义	3.3-50	水位分布図(坑道掘削前、鉛直断面図、25m グリッド)	3-64
义	3.3-51	水位分布図(坑道掘削前、鉛直断面図、50m グリッド)	3-64
义	3.3 - 52	水位分布図(坑道掘削前、鉛直断面図、100m グリッド)	3-65
义	3.3-53	水位低下分布図(水平断面図、E.L300m、25m グリッド)	3-66
义	3.3 - 54	水位低下分布図(水平断面図、E.L300m、50m グリッド)	3-67
义	3.3 - 55	水位低下分布図(水平断面図、E.L300m、100m グリッド)	3-67
义	3.3-56	水位低下分布図(鉛直断面図、25m グリッド)	3-68
义	3.3 - 57	水位低下分布図(鉛直断面図、50m グリッド)	3-68
义	3.3-58	水位低下分布図(鉛直断面図、100m グリッド)	3-69
义	3.3-59	領域毎の水圧低下量分布の比較結果	3-69
义	3.3-60	湧水量の比較	
义	3.3-61	ダルシー流速分布図(坑道掘削前、鉛直断面、リアライゼーション 1)	3-71
义	3.3-62	物質移行パラメータ設定のフロー	3-75
	3.3-63	一辺の長さ 100 m の立方体領域の割れ目群の例(LSFD)	
义	3.3-64	一辺 300 m の立方体領域に発生した割れ目の方向分布の例(半径 8.8 m 以上の	み)
			3-77
义	3.3-65	一辺 300 m の立方体領域に発生した割れ目の半径の頻度の例(LSFD)	3-77
义	3.3-66	一辺 $100~\mathrm{m}$ の立方体領域の透水量係数 $1\times10^{-11}~\mathrm{m}^2/\mathrm{sec}$ 以上の割れ目の分布例	3-78
义	3.3-67	母岩付き DFN モデルの有限要素分割図の例(一辺の長さ $100\mathrm{m}$ の立方体).	3-78
义	3.3-68	100m 立方体水平断面内の ¹⁴ C 濃度分布の例	3-81
义	3.3-69	100m 立方体の割れ目内平均 14C 濃度の流下方向への分布の例	3-81
义	3.3-70	母岩付き DFN モデルの計算結果に対する等価間隙率の同定結果(LSFD)	3-82
义	3.3-71	母岩付き DFN モデルの計算結果に対する分散長の同定結果(LSFD)	3-82
义	3.3-72	一辺の長さ 100 m の立方体領域の割れ目群の例 (UHFD)	3-84
义	3.3-73	一辺 300 m の立方体領域に発生した割れ目の方向分布の例(半径 5 m 以上の	りみ)
			3-84
図	3.3-74	一辺 300 m の立方体領域に発生した割れ目の半径の頻度の例(UHFD)	3-85
図	3.3-75	一辺 100 m の立方体領域の透水量係数 4.8×10 ⁻⁸ m ² /sec 以上の割れ目の分	布例
			3-86

図	3.3-76	100m 立方体水平断面内の ¹⁴ C 濃度分布の例	3-86
図	3.3-77	DFN モデルの有限要素分割図の例(一辺の長さ 100 m の立方体)	3-87
図	3.3-78	100 m 立方体下流端における流出 Flux の変化の例	3-89
図	3.3-79	DFN モデルの計算結果に対する分散長の同定結果 (UHFD)	3-89
図	3.3-80	不均質連続体モデルの概念図	3-90
図	3.3-81	不均質連続体モデルの有限要素分割図(500 m 立方体)	3-90
図	3.3-82	500m 立方体不均質連続体モデルによる計算結果の例(LSFD)	3-91
図	3.3-83	500m 立方体の割れ目内平均 14C 濃度の流下方向への分布の例	3-92
図	3.3-84	母岩付き DFN、不均質連続体に対する等価間隙率の同定結果(LSFD)	3-93
図	3.3-85	母岩付き DFN、不均質連続体に対する分散長の同定結果(LSFD)	
図	3.3-86	不均質連続体モデルの有限要素分割図(500 m 立方体)	3-94
図	3.3-87	500m 立方体不均質連続体モデルによる計算結果の例(UHFD)	
図	3.3-88	500m 立方体の割れ目内平均 14C 濃度の流下方向への分布の例	3-96
図	3.3-89	DFN、不均質連続体に対する分散長の同定結果 (UHFD)	3-97
図	3.4-1	ヘリウム年代と ¹⁴ C 年代(無機・有機)の比較	
図	3.4-2	希ガス溶解度と温度の関係	3-102
図	3.4-3	涵養温度推定方法による推定誤差の変化	
図	3.4-4	瑞浪広域ボーリングと調査対象ボーリング孔の位置図	
図	3.4-5	推定した涵養温度とヘリウム濃度の関係	
図	3.4-6	最適な樹脂の選定試験の結果	3-109
図	3.4-7	実規模・実地下水における有機物回収試験の結果	.3-111
図	3.4-8	イオン交換樹脂を用いて捕集した有機物を含む固体の様子	.3-111
図	3.4-9	瑞浪立坑におけるサンプルの採取地点	
図	3.4-10	³ He 蓄積法によるボーリング孔毎の分析結果	
図	3.4-11	³ He 蓄積法と従来法の比較	
図	3.5-1	内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順	
図	3.5-2	地下水流動系におけるボーリング孔の配置と間隙水圧の深度分布	
	3.5-3	月吉断層近傍の間隙水圧の深度分布	
	3.5-4	概要調査段階における調査の進め方のイメージ	
図	3.5-5	概要調査段階における調査工程のイメージ	
図	3.5-6	概要調査段階における水理試験の区間設定の基本的な考え方	
図	3.5-7	地下水流動のモデル化/解析の実施概要とその反映先	
図	4.2-1	本事業で想定する幌延地域の広域地下水流動概念および各研究開発項目の関係	
図	4.3-1	方法論の整理の前提とした調査の進め方(令和2年度の検討結果)	
図	4.3-2	概要調査段階における調査の手順のイメージ(令和2年度の検討結果)	4-9
図	4.3-3		
		□2年度の検討結果)	
		概要調査段階における調査の手順のイメージ(令和3年度の見直し結果)	
図	4.3-5(1		
		(手順①: 既存情報のみ)	
図	4.3-5(2		
		(手順②:広域スケールの物理探査終了時)	
义	4.3-5(3	助下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を	表す系

	統図	(手順③:施設スケールの物理探査終了時)	. 4-14
図	4.3-5(4	地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表	きす系
	統図	(手順④:施設スケールのボーリング調査終了時)	. 4-14
図	4.3-6	調査からモデル化までのフローおよび低流動域の存在を認識できるタイミンク	4-18
図	4.3-7	堆積岩地域の地質環境を想定した場合におけるボーリング調査地点と順序の)概念
			. 4-19
図	4.4-1	令和2年度の物理探査範囲と既存ボーリング孔の位置を示した地質図	
図	4.4-2	比抵抗分布(A-A'断面)と地質断面図	
図	4.4-3	標高 - 275 m 水平断面の比抵抗分布	
	4.4-4	声問層と稚内層の地層境界が深度 250 m から深度 350 m にある範囲	
	4.4-5	本事業のボーリング調査 (HFB-1) の地点	
	4.4-6	予測柱状図	
	4.4-7	幌延深地層研究センター周辺の水理地質構造概念	
	4.4-8	HDB-3 および HDB-6 の Cl-濃度、δ ¹⁸ O、比抵抗の深度プロファイル	
	4.4-9	調査プログラム	
	4.4-10	ボーリング調査の全体工程の予定と実績	
	4.4-11	ボーリング調査のケーシングプログラムと掘削深度の予定と実績	
	4.4-12	岩芯記載作業のフロー	
	4.4-13	岩芯撮影用仮設暗室のイメージ	
	4.4-14	1/5 スケールの記載シート	
	4.4-15	FTC 検層ツールの概念	
	4.4-16	7 電極方式電気伝導度センサーの概念	
	4.4-17	インダクション検層の概念	
	4.4-18	孔径検層の概念	
	4.4-19	BHTV 検層の測定概念	
	4.4-20	孔壁における反射波の概念	
	4.4-21	反射のアンプリチュードとトラベルタイムの概念	
	4.4-22	アロープロットとその方位	
	4.4-23		
		インデュースド・フラクチャーとブレークアウト発生機構	
		ブレークアウト方位と開口度	
	4.4-26		
	4.4-27	孔内流速解析の模式図 岩芯記載結果をまとめた地質柱状図(深度 0~100 m)	
	4.4-29		
	4.4-30	HFB-1 の物理検層性状図(温度検層、比扱机・自然電位検層、孔径検層) HFB-1 の物理検層柱状図(孔壁画像検層、電磁フローメータ検層)	
凶	4.4-32		
<u> </u>			
		インデュースド・フラクチャーとブレークアウトの解析の結果	
		オンデュースト・ノフクテャーとフレークアワトの解析の結果定方位孔径比較図	
		足力型れ径比較凶	
121	+.4 00		. 4 0%

义	4.4 - 37	ビルドアップ試験結果(2021年 12月 29日~30日)	4-63
図	4.4-38	ビルドアップ試験結果図(2021 年 12 月 29 日)	4-63
図	4.4-39	ビルドアップ解析図(重ね合わせ法)	4-64
义	4.4-40	ボーリング調査から得られた Cl-濃度および酸素水素同位体比の深度分布	4-65
义	4.4-41	ボーリング調査から得られた Cl-濃度および酸素水素同位体比の相関図	4-66
図	4.5-1	幌延地区における水素酸素同位体比の分布(JAEA, 2012)	4-68
図	4.5-2	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	4-69
义	4.5-3	既存のボーリング孔とコア採取地点の位置図	4-70
义	4.5 - 4	Through-diffusion 試験の概念図	4-71
义	4.5-5	ヘリウム拡散係数評価のための試験系	4-72
図	4.5-6	Through-Diffusion 試験での濃度と同位体比の変化(HDB-3: 287.80-288.00	m)
义	4.5-7	HDB-1 での Cl 濃度と δD と δ18O の分布	4-75
义	4.5-8	HDB-8 での Cl 濃度と δD と δ ¹⁸ O の分布	
図	4.5-9	HDB-10 での Cl 濃度と δD と δ ¹⁸ O の分布	
义	4.5-10	SAB-2 での Cl と $\delta^{37}Cl$ 、 $\delta^{18}O$ の解析結果	
図	4.5-11	HDB-3 での Cl と 8 ³⁷ Cl の解析結果	
図	4.5-12	T Tang et al.(1981)の解析条件	4-79
図	4.5-13	HDB-6 での Cl と δ ³⁷ Cl の解析結果	4-80
义	4.5-14	多古砂岩・来待砂岩・和泉砂岩における低濃度側セルの He 濃度経時変化の	様子
			4-81
図	4.5-15	試験に用いた4種類の蛍光染料の構造	
义	4.5-16	地下水との接触日数と蛍光染料濃度の変化	
义	4.5-17	処理後の地下水との接触日数と蛍光染料濃度の変化	
図	4.5-18	ガスを採取した位置と採取装置の模式図	
义	4.5-19	燃焼によるメタン減量試験の試験系の概念図	
図	4.5-20	改良した燃焼によるメタン減量試験の試験系の概念図	
図	4.5-21	XRD チャート	
义	4.5-22		
図	4.5-23	反応開始前の試料の TG 分析結果(a)と DTA 分析結果(b)	4-97
図	4.5-24	固体試料の TG 分析結果(a, c)と DTA 分析結果(b, d)	4-98
义	4.5 - 25	ろ液試料の Si 濃度、Cl-濃度、酸素水素同位体比の時間変化	4-99
図	4.5-26	反応溶液量(a)とシリカ鉱物量(b)の時間変化	
図	4.5 - 27	反応溶液の減少率の時間変化4	
図	4.5 - 28	補正溶液量(a)と補正シリカ鉱物量(b)の時間変化 4	·-101
図	4.5 - 29	180℃におけるレイリー蒸留による溶液の水素同位体比(a)と酸素同位体比	(b)
	の変化		-102
図	4.5-30	数値解析モデルの概念図4	-104
义	4.5-31	ユニットの構成4	-104
図	4.5 - 32	ユニットの追加による深度の増加の模式図4	-106
义	4.5-33	水の混合計算の概念図4	·-108
図	4.5-34	水の混合計算の順序4	·-109
义	4.5-35	間隙率、温度および各構成要素の長さの深度分布(ケース 1)	1 -111

义	4.5-36	Cl-濃度と酸素水素同位体比の深度分布の解析結果 4-1	112
义	4.5-37	Cl-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (ケース 1) 4-1	114
义	4.5-38	Cl-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (ケース 2)	115
义	4.5-39	Cl-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (ケース 3)	115
义	4.5-40	Cl-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (ケース 4)	116
义	4.6-1	解析領域(黄色枠)および着目断面位置(A-A')	121
义	4.6-2	解析モデル: 地形(左)、水理地質区分(中、右)	122
义	4.6-3	海水準および涵養量の変動4-1	126
义	4.6-4	ケース 1 の解析結果 4-1	127
义	4.6-5	ケース 2-1 の解析結果 4-1	128
义	4.6-6	ケース 2-2 の解析結果4-1	128
义	4.6-7	ケース 2-3 の解析結果 4-1	129
义	4.6-8	ケース 3 の解析結果 4-1	129
义	4.6-9	ケース 4-1 の解析結果4-1	130
义	4.6-10	ケース 4-2 の解析結果4-1	131
义	4.6-11	ケース 5 の解析結果4-1	132
义	4.6-12	ケース 6 の解析結果 4-1	132
义	4.6-13	ケース 7–1 の解析結果4-1	133
义	4.6-14	ケース 7-2 の解析結果4-1	134
义	4.6-15	解析に用いた測点位置図4-1	140
义	4.6-16	既存の空中電磁探査と電気探査の比抵抗分布の比較(標高 37.5m の例) 4-1	140
义	4.6-17	解析ブロック平断面図4-1	141
义	4.6-18	インバージョンに用いた連立方程式4-1	142
义	4.6-19	異なる測点数を用いて拘束を与えずに解析した結果の比較(比抵抗平面図)4-1	144
义	4.6-20	異なる測点数を用いて拘束を与えずに解析した結果の比較(比抵抗鉛直断面図	☑)
		4-1	144
义	4.6-21	電磁探査解析結果とボーリング孔比抵抗検層との比較4-1	145
义	4.6 - 22	異なる測点数を用いて拘束を与えて解析した結果の比較(比抵抗平面図) 4-1	146
义	4.6-23	異なる測点数を用いて拘束を与えて解析した結果の比較(比抵抗鉛直断面図	☑)
		4-1	146
义	4.6 - 24	令和2年度に実施した反射法地震探査の測線図4-1	149
义	4.6 - 25	曲率アトリビュートの解析結果(鳥瞰図)4-1	
义	4.6-26	曲率、傾斜、方位角、不連続性のアトリビュートの断面図4-1	150
义	4.6 - 27	不連続性アトリビュートと既存地質構造モデルの重ね合わせ4-1	152
义	4.6-28	曲率、方位角、傾斜アトリビュートと既存地質構造モデルの重ね合わせ 4-1	153
义	4.6 - 29	HDB-3, HDB-8, HDB-4 付近を通る断面図 (a) 地震探査断面図 (b)サイスミ	ミツ
	クアト	、リビュート(不連続性) 4-1	154
义	4.6-30	重合反射点分布図および断裂系指標表示領域4-1	155
図	4.6-31	断裂系評価アトリビュート解析結果(断裂性指標 TFL)鳥瞰図 4-1	156
义	4.6-32	稚内層上面における TFL とその傾斜、走向の分布 4-1	156
図	4.6-33	稚内層上面における断裂密度と電磁探査の比抵抗分布4-1	157
义	4.6-34	稚内層上面における断裂密度、標高、電磁探査の比抵抗の関係4-1	157
図	4 6-35	ブラインドテストに使用したボーリング孔の位置とケース一覧4-1	160

図	4.6 - 36	ボーリング調査データおよび電磁探査データの頻度分布	4-163
図	4.6-37	ボーリング孔の Cl -濃度、 $\delta^{18}O$ 、比抵抗値と電磁探査の比抵抗値の比較	4-163
図	4.6-38	δ ¹⁸ O および Cl・濃度の深度トレンドとトレンド成分の除去	4-164
図	4.6-39	δ ¹⁸ O のバリオグラム	4-165
図	4.6-40	Cl [・] 濃度のバリオグラム	4-165
义	4.6-41	三次元比抵抗分布(電磁探査データ)のバリオグラムマップ	4-165
义	4.6-42	電磁探査データのバリオグラム	4-166
図	4.6-43	単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによる Cl:濃度の推定結果	果の比較
	(水平	断面)	4-168
义	4.6-44	単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによる Cl:濃度の推定結果	果の比較
	(鉛直	断面)	4-168
図	4.6 - 45	単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによる $\delta^{18}O$ の推定結果の	比較(水
	平断面)	4-169
図	4.6-46	単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによる δ^{18} O の推定結果の	比較(鉛
	直断面)	4-169
図		ブラインドテストにおいて1孔のボーリング孔データを使用した場合の(
	推定結	果(水平断面)	4-172
义		ブラインドテストにおいて1孔のボーリング孔データを使用した場合の(
		果(鉛直断面)	
図		ブラインドテストにおいて2孔のボーリング孔データを使用した場合の(
		果(水平断面)	
図		ブラインドテストにおいて2孔のボーリング孔データを使用した場合の(
		果(鉛直断面)	
図		ブラインドテストにおいて3孔のボーリング孔データを使用した場合の(
		果(水平断面)	
図		ブラインドテストにおいて3孔のボーリング孔データを使用した場合の(
		果(鉛直断面)	
凶		ブラインドテストにおいて1孔のボーリング孔データを使用した場合の8	
		(水平断面)	
凶		ブラインドテストにおいて1孔のボーリング孔データを使用した場合の8	
_		(鉛直断面)	
凶		ブラインドテストにおいて2孔のボーリング孔データを使用した場合の8	
_		(水平断面)	
凶		ブラインドテストにおいて2孔のボーリング孔データを使用した場合の8	
_		(鉛直断面)	
凶		ブラインドテストにおいて 3 孔のボーリング孔データを使用した場合の δ	
জন		(水平断面) カスパーストにより アスプロデータ たばり カス はまり たまり かま	
凶		ブラインドテストにおいて 3 孔のボーリング孔データを使用した場合の δ	
	正結果	(鉛直断面)	4-178

表 目 次

表	3.3-1	第1段階の調査ステップにおける実施概要(尾上、2020)	3-15
表	3.3-2	順解析で設定したパラメータ	3-27
表	3.3-3	重みの設定方法	3-30
表	3.3-4	モデル化した研究坑道	3-45
表	3.3-5	基本的な格子分割	3-46
表	3.3-6	設定した水理特性	3-47
表	3.3-7	UHFD¹¹及び LSFD²¹の DFN モデル構築のためのパラメータセット	3-48
表	3.3-8	DFN モデル構築に用いる分布関数	3-49
表	3.3-9	DFN モデルの構築に関する各種仮定・設定(日本原子力研究開発機構,電	力中央研
	究所,	2021)	3-49
表	3.3-10	等価透水係数分布の算出におけるモデル化・解析仕様	3-50
表	3.3-11	等価透水係数分布の対数平均値,中央値,最大値,最小値一覧	3-52
表	3.3-12	境界条件の設定	3-59
表	3.3-13	水理特性の設定(ローカルスケール)	3-60
表	3.3-14	境界条件(ローカルスケール)	3-61
表	3.3-15	負のスキン効果(係数 α)の設定値	3-61
表	3.3-16	各モデルの透水係数	3-71
表	3.3-17	坑道スケールにおける亀裂性岩盤の水理パラメータ設定手法	3-72
表	3.3-18	割れ目のパラメータの統計量 (LSFD)	3-75
表	3.3-19	母岩付き DFN モデルを用いた地下水流動解析で得られた透水係数((LSFD)
			3-79
表	3.3-20	割れ目のパラメータの統計量(UHFD)	3-83
表	3.3-21	DFN モデルを用いた地下水流動解析で得られた透水係数(UHFD)	3-88
表	3.3-22	不均質連続体モデルの構成要素のパラメータの統計量(LSFD)	3-91
表	3.3-23	母岩付き DFN と不均質連続体モデルの地下水流動解析で得られた透水係数	数(LSFD)
			3-93
表	3.3-24	不均質連続体モデルの構成要素のパラメータの統計量(UHFD)	3-94
表	3.3-25	DFN と不均質連続体モデルの地下水流動解析で得られた透水係数(UHF	D) 3-96
表	3.3-26	物質移行パラメータの設定に必要なデータと調査方法	3-98
表	3.4-1	14C と 81Kr から評価された年代の比較	3-108
表	3.4-2	地下水からの有機採取方法の比較	
表	3.5-1	本事業の成果の概要調査への反映先	
表	3.5-2	概要調査の考え方を整理する上での前提条件	
表	3.5-3	内陸部の移流場を対象とした概要調査のデータフロー	3-122
表	3.5-4	概要調査段階における調査の概要	
表	3.5-5	空間領域に応じた水理パラメータ設定の方法	
表	4.4-1	ボーリング調査の作業順序	
表	4.4-2	物理検層における使用機器一覧 (その1)	
表	4.4-3	物理検層における使用機器一覧 (その2)	
表	4.4-4	各検層の測定ツールの校正・検証一覧	
	4.4-5	岩石部の酸素水素同位体比の分析に供する試料リスト	
表	4.4-6	間隙水中の希ガスの濃度および同位体比の分析に供する試料リスト	4-51

表	4.4-7	間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の分析に供する試料リスト	. 4-52
表	4.4-8	物理検層の作業実績一覧	. 4-55
表	4.4-9	各ゾーンのフラクチャーの傾斜方位と傾斜の分布の特徴	. 4-60
表	4.4-10	間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の分析結果	. 4-65
表	4.5-1	幌延のボーリングコアでの拡散係数と分別係数	. 4-74
表	4.5 - 2	HDB-6 のパラメータ推定における誤差相関マトリックス	. 4-80
表	4.5-3	岩石試料通過前後の ³He/⁴He の値	. 4-81
表	4.5-4	得られた拡散係数と分別係数のまとめ	. 4-82
表	4.5 - 5	採取地点のガスにおける成分分析の結果	. 4-86
表	4.5-6	燃焼・トラップ前後のガスの組成比較	. 4-87
表	4.5-7	試験系・試験条件と試験後ガス組成の関係	. 4-88
表	4.5-8	幌延で取得した実ガスサンプルへのメタン減量法適用結果	. 4-89
表	4.5-9	試料容器を含む加熱前後の重量変化	4-100
表	4.5-10	水質パラメータ一覧表	4-110
表	4.6-1	解析ケース	4-123
表	4.6 - 2	水理区分および水理パラメータの設定	4-124
表	4.6-3	電磁探査データの解析ケース一覧	4-139
表	4.6-4	使用する電磁探査データ一覧	4-139
表	4.6 - 5	既存の空中電磁探査と電気探査の比抵抗分布の比較結果	4-140
表	4.6-6	電磁探査解析結果とボーリング孔比抵抗検層データの深度ごとの RMSE	4-145
表	4.6-7	バリオグラム解析結果の一覧	4-166
表	4.6-8	一次データ用のバリオグラムモデルの一覧	4-167
表	4.6-9	ブラインドテストで使用するボーリング孔と相関係数の一覧	4-172
表	4.6-10	ブラインドテストで得られた Cl-濃度の推定結果と正解モデルとの間の深度ご	ごとの
	RMSI	E	4-175
表	4.6-11	ブラインドテストで得られた δ^{18} O の推定結果と正解モデルとの間の深度ご	ごとの
	RMSI	E	4-179

1はじめに

本事業は、令和3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)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(以下、原子力機構)、電力中央研究所(以下、電中研)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 100 m~数 km)、坑道スケール(数 m~数 100 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。

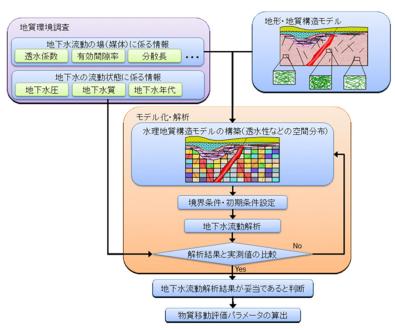


図 1.1-1 広域を対象とした地下水流動の調査・解析の流れ

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。

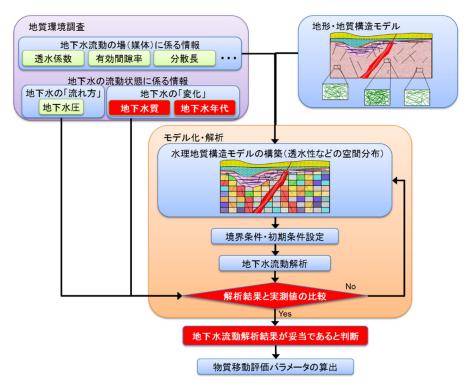


図 1.1-2 本事業で取り組む地下水流動解析のフロー

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ような深部低流動域については、 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の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を通じて、それぞれの水理・物質移行場に応じた方法論を整備するために、以下の課題に取り組む。

- (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

上記の技術開発課題については、原子力機構が保有する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東濃地域にある瑞浪超深地層研究所周辺地域を移流場の事例とし、堆積岩が分布する幌延地域にある幌延深地層研究センター周辺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、広域スケールを対象として移流場と拡散場に応じた水理・物質移動場の特性の調査・評価できる汎用的な技術の整備を図る(図1.2-1)。

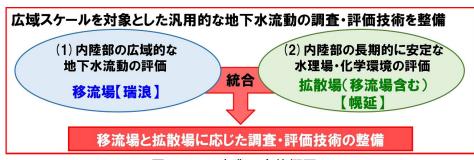


図 1.2-1 事業の全体概要

2 令和3年度の実施概要

1.2 に示した各研究開発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涵養域や流出域の 把握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、地下水年代を用 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。これ によって、従来の水理的な観点だけでなく、地球化学的な観点からも地下水モデルの妥当性を示 すことが可能となる。また、結晶質岩に代表される亀裂性岩盤を対象として広域の地下水流動モ デルを構築するに当たっては、地下水の主要な水みちとなる割れ目の方向、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、物質移行特性およびそれらの不均質性の取り扱 いが重要となる。しかし、坑道スケール(数 m~数 100 m)や微視スケール(10 cm 以下)で取 得された割れ目特性の情報を、広域スケールの地下水流動モデルに反映させるための考え方や手 法は十分に整備されていない。このため、空間スケールが異なる地質環境特性情報の統合化やモ デル化手法を整備する必要がある。あわせて、地下水年代測定技術についても、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・整備し、今後の調査に反映することに より、地下水年代測定の適用性向上を図る必要がある。

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。

2.1.1 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化

広域的な地下水モデルの妥当性を示すには、地下水年代を用いた検証が有効であると考えられる。このため、これまでに地下水年代を用いた検証を実施してきた。ただし、地下水年代は、天然に存在する放射性物質などの輸送を評価するため、地下水流動・物質移行が組み合わさる複合的な現象となっており、評価が難しい。現状、物質移行特性(有効間隙率、分散長など)を固定した状態で最適な透水係数を推定しているが、物質移行特性が変化すれば、最適な透水係数も変化するという相互依存的な関係にある。この依存性を解消するため、複数の指標(全水頭、4He、14Cなど)に基づいて評価を行い、地下水流動・物質移行の両方について、総合的に最適な特性値を求めていく必要がある。また、この相互依存性を解消するために、水理・物質移行特性のそれぞれについて、広域スケールでの特性値を評価する方法を検討する必要がある。

亀裂性岩盤の地下水流動特性を評価するに当たっては、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)や水理学的特性を把握し、地下水流動モデルに適切に反映することが重要である。広域スケールにおいては、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 100 m)では、坑道周辺岩盤中の個々の割れ目や、複数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水理学的な不均質性のモデル化手法が異なる。そのため、異なるモデル化手法で設定された岩盤の水理パラメータが、複数の空間スケール間でどのように関連しているかを明確にすることが重要となる。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岩盤の水理学的な不均質性を表

現するための水理パラメータの設定手法については十分に整備されていない。

亀裂性岩盤においては、地下水は主に割れ目の中を選択的に流れていく。そして、地下水中の溶存物質は地下水とともに割れ目中を移流分散により下流へと移動していく過程で、割れ目周辺のマトリクスへも拡散・吸着し、地下水より遅い速度で移動する。したがって、亀裂性岩盤において物質の移動を精度良く推定するには、岩盤中の割れ目の分布と周囲のマトリクスを忠実に再現した解析モデルにより地下水流動・物質移行解析を行うのが理想である。比較的狭い領域であればそれは不可能ではないが、広域スケールの解析では現実的でなく、割れ目を含む岩盤を多孔質媒体で表現した解析モデルを用いざるを得ない。そこで、亀裂性岩盤を対象とした広域スケールの解析を高精度に行うためには、できるだけ等価な多孔質媒体の物質移行パラメータ(間隙率、分配係数、分散長等)の設定手法を構築する必要がある。

これらの検討結果を組み合わせることにより、詳細スケールから広域スケールまでを包含できる水理・物質移行特性を評価する方法を開発する。

(1) 地下水年代を対象とした解析技術の開発〈実施者:電力中央研究所〉

これまでに、地下水年代を用いて地下水モデルを検証する方法を提示するとともに、パラメータの推定誤差を評価する方法を整備してきた。この結果、地下水年代を用いることにより、地下水モデルのパラメータをより狭い推定誤差で精度よく推定でき、校正に有効であることが確認できた。さらに、実測値が多くなるほどパラメータの推定精度も高く、測定結果によってパラメータへの感度が異なることが期待できる。このため、種々の測定結果(全水頭、14C、4He など)を用いてモデルの校正を行い、どのような測定結果がどのパラメータの校正に有効か、どのような組み合わせが有効か、どのような地点(涵養域、流出域、地層など)での調査結果が有効か、などについて検討する。

令和 3 年度は、どのような地点 (涵養域、流出域、地層など)、どのような調査項目 (水圧、4He、14C など)、どの程度の調査量が、地下水モデルの校正において有効であるかについて検討を行う。具体的には、解析結果に測定誤差を与えたものを実測値とみなし、実測値の増加 (地点と調査項目)を変えて、パラメータの推定値と推定誤差の関係を示す。これらの結果を踏まえて、地下水モデルの校正方法を提案する。また、広域の地下水年代の再計測結果(令和2年度実施)に基づいて、地下水モデルの校正と検証を行う。

(2) 水理パラメータの設定手法の開発〈実施者:日本原子力研究開発機構〉

これまでの調査研究で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として、坑道スケールで評価した岩盤の水理学的な不均質性を広域スケールの地下水流動モデルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備するための検討を行う。

令和2年度には、既存の調査密度が高い領域である深度500 mの冠水坑道周辺岩盤(土岐花崗岩)を対象として、水理学的な不均質性の程度を把握した。さらに、坑道の掘削などの水圧変化データを用いて、その不均質性を坑道スケールで再現するために最適な割れ目のモデル化手法についての検討を行い、坑道スケールの岩盤の水理パラメータ設定手法を整備した。

令和3年度は、以下の内容を実施する。

1) 施設スケールの岩盤の水理パラメータ設定手法の整備

瑞浪超深地層研究所を事例として、施設スケール(数 100 m~数 k m)の水圧変化を再現するために考慮すべき地質構造や岩盤の水理学的な不均質性の程度を把握し、その不均質性を施設スケールの地下水流動モデルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備する。地質構造や岩盤の不均質性のモデル化に当たっては、割れ目ネットワークモデルや等価不均質連続体モデル、均質連続体モデルを用いて、研究坑道周辺に分布する断層や岩盤内の割れ目の影響を考慮した水理特性の推定を目的とした地下水流動解析を実施し、研究坑道周辺で観測された地下水圧への影

響やその概括的な分布を再現するために最適な地質構造や割れ目の表現方法やメッシュサイズといった水理パラメータの設定手法について検討する。なお、モデルの再現性の評価には研究坑道の掘削に伴う岩盤の水圧変化データを用いる。

2) 空間スケールに応じた岩盤の水理パラメータ設定手法の構築

令和2年度に実施した坑道スケールでの検討結果と、上記1)の施設スケールでの検討結果に基づき、空間スケール毎で評価すべき対象や考慮すべき岩盤の水理学的な不均質性の程度を整理し、空間スケールに応じた岩盤の水理パラメータの設定手法を体系的に取りまとめる。また、概要調査段階での調査や広域スケールのモデル化・解析に関する知見を整理する。構築した岩盤の水理パラメータの設定手法は、(1)における広域スケールの地下水流動モデルに適用し、地下水年代などの情報との比較によって、その妥当性を確認する。

(3) 物質移行パラメータの設定手法の開発〈実施者:電力中央研究所〉

これまでの調査研究で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として、坑道スケールや微視スケールで評価した岩盤の物質移行に関わる不均質性を広域スケールの地下水流動モデルに反映するための物質移行パラメータ (間隙率、分散長等)の設定手法を整備するための検討を行う。

令和3年度は、割れ目とマトリクスを考慮した令和2年度より複雑な二重間隙モデルに対して、物質移動の数値シミュレーションを実施し、多孔質媒体モデルの濃度破過曲線と比較することにより、複雑な二重間隙モデルと物質移動に関して等価な多孔質媒体モデルの間隙率を同定する。そして、水理地質構造、物質移動特性と、等価な多孔質媒体モデルの間隙率との関係性を明らかにする。また、令和2年度より大きなスケール(100 m~)で水みち割れ目の分布による透水異方性や不均質性を考慮した解析モデルを作成して物質移動の数値シミュレーションを実施し、物質移動に関して等価となる多孔質媒体モデルの分散長を同定する。そして、物質移行スケールと分散長の関係性を導く。さらに、上記の検討結果に基づき広域スケールの解析に使用する物質移行パラメータの設定手法を提案するとともに、設定に必要なデータの種類や取得方法、密度等について整理する。また、概要調査段階での調査や広域スケールのモデル化・解析に関する知見を整理する。

2.1.2 地下水年代測定技術の高度化〈実施者:電力中央研究所〉

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。核種は放射壊変で濃度が低下するため、滞留時間が長ければ、放射毒性が低下する。このため、滞留時間を正確に評価することが重要である。このような必要性から、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・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。これらの最新技術を整備し、原位置での適用性を確認することと、既存技術を改良し精度向上を図ることは、地下水年代測定技術の信頼性向上を図るうえで重要である

これまでに、瑞浪地区では、 4 He 年代と 14 C 年代とから、瑞浪地区では 2 万年程度で地下水が循環していることを確認することができた。また、 81 Kr 年代を試行した結果や前処理をガス化法にした 14 C 年代測定を適用した結果、立坑周辺の地下水年代は 2 万年以上であることが確認できた。さらに、希ガスの溶解度による涵養温度推定から、氷期に涵養した降水であることを確認で

きた。ただし、⁸¹Kr や希ガスの分析には、溶存ガスからの Kr の分離・精製と回収率の向上、希ガスによる涵養温度推定には、各希ガス(He、Ne、Kr、Xe)の単離と高精度な分析が必要になる。あわせて、これまで開発してきた技術を、広域地下水調査に適用し、有効性を確認することは、地下水年代の信頼性向上を図るだけでなく、地下水モデルの校正にも有用であると考えられる。

令和3年度は、瑞浪地域の地下水年代が数万年程度であることを利用して、81Krの下限について得た情報を取りまとめる。ここから、10万年以下程度の地下水年代を評価する手法について提案する。また、有機 14C 年代を地下水年代評価に利用するための、サンプリング・前処理・分析手法を提案する。これらの情報と既存の知見をあわせて、広域ボーリングでの地下水年代測定結果の妥当性を複数の年代測定の相互比較によって示し、広域の地下水流動概念モデルを更新する。

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

これまでの研究開発では、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存在しているような、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対して、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上から把握する調査・評価技術の体系化を図る必要がある。

2.2.1 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化〈実施者:日本原子力研究開発機構〉

これまでの調査により、幌延地域の地下深部には化石海水の存在や地下水の流れが非常に遅い 地層の存在が確認されている。一方、両者の関連性について検討するためには、独立した複数の 調査結果(地質調査、物理探査、ボーリング調査〔透水性調査、水質・年代調査等〕)の比較に基 づいた検証が重要になる。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、地下深部に存在する化石海水の三次元分布を効率的に把握するための方法論を整備・ 検証するとともに、低流動域の分布との関連性を評価する。

これまでに幌延深地層研究センター周辺で実施された地質調査、物理探査、ボーリング調査の結果を踏まえ、地下施設周辺の地下に存在する化石海水の三次元分布が概ね推定された。一方、このような推定における課題として、物理探査やボーリング調査によりデータが得られた箇所の情報をもとに、地球統計学的手法によりデータが欠落している箇所を含めた推定がなされているが、推定結果の確からしさの評価はなされていない。そこで、追加の物理探査(地震探査、電磁・電気探査)や地上からのボーリング調査を行い、推定結果の確からしさを確認するためのデータを拡充する。また、これらのデータを基に化石海水の三次元分布推定方法の適切性を評価すると共に、見直しを図るべき点等についても整理する。

令和2年度は、令和元年度までの成果に基づき提示する化石海水の三次元分布の推定結果の適切性を確認する上で必要な物理探査データを拡充するため、追加の電磁探査および反射法地震探査を実施した。これらの物理探査では、過去に幌延深地層研究センター周辺において取得された物理探査データと比較して、より三次元的なデータを取得することができる測点(線)配置にするとともに、最新の測定器や探査手法を駆使した調査手法を適用することにより、より高精度のデータを取得することができた。そして、得られたデータを基に地質構造との関連性を踏まえ、比抵抗値の三次元分布の再評価を行う。さらに、比抵抗値を塩濃度に変換することで得られる塩

濃度の三次元分布の再評価結果と令和元年度までの成果に基づき推定された塩濃度の三次元分布の結果を比較し、これまでにデータが欠落していた領域での推定結果の確からしさを評価した。また、準三次元反射法地震探査の実施により、地層・地質構造の三次元的なフレームを取得し、電磁探査により推定した比抵抗三次元分布あるいは比抵抗値から換算される地下水の塩濃度の三次元分布との関係性を評価した。また、これらの結果を踏まえ、令和3年度以降に実施するボーリング調査の掘削位置や調査仕様等について検討した。

令和3年度は、令和2年度に実施した物理探査の結果を踏まえて推定される化石海水の三次元分布の妥当性を確認するためのボーリング調査を、地表から分布する声問層に着目して実施する。ボーリング調査では、化石海水分布と地層・地質構造分布との関係性を評価するための岩芯記載や物理検層を実施するとともに、化石海水の存在を確認するために必要な地下水の水質・同位体データの深度プロファイルを取得するために、試料採取および分析を行う。

令和4年度は、令和3年度のボーリング調査により掘削したボーリング孔を延長し、稚内層に着目した調査を実施する。稚内層は、地層の中の割れ目が開きやすく地下水が流れやすい浅部領域と、割れ目が閉じており地下水が流れにくい深部領域に区分されることが分かっている。そのため、間隙中の地下水のみならず、割れ目中の地下水の水質・同位体データを取得し、化石海水の存在を確認する必要がある。これにより、化石海水分布と地層・地質構造分布との関係を評価する。また、令和3年度実施分も含めボーリング調査により取得したデータに基づき、地球統計学的手法により推定される化石海水の三次元分布の推定結果やその手法の妥当性を評価する。そして、化石海水分布の三次元分布を推定するために実施する物理探査、ボーリング調査、地球統計学的手法に基づく解析といった一連の調査・解析について、最適な方法を整理する。

2.2.2 低流動域の存在を確認するための技術の開発

地下水が長期にわたり滞留していたことを示すことは、地下水シナリオの評価において非常に重要である。この要因を検討するためには、過去から現在に至る古水理地質学的変遷の理解が不可欠であり、そのための評価指標の開発が重要になる。このため、地下水の流動性が低下し、拡散が支配的となってからの時間や、新しい地下水の深部への浸入速度などを評価するために、地下水の同位体に着目した古水理地質学的指標の開発を進める。

(1) 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〈実施者:電力中央研究所〉

これまでに、拡散が支配的な場を識別するために、拡散で分離・分別する指標として、 δ D、Cl と δ 37Cl のボーリング孔での分布を調査するとともに、岩石コアを用いて、 δ D と Cl の拡散係数の違いや δ 37Cl の分別係数の計測を実施してきた。この結果、 δ D と Cl の分離、 δ 37Cl の分別が進んでいる地点があることを確認することができた。しかしながら、拡散だけでなく、そのほかの現象(水岩石相互作用、移流、イオンフィルトレーションなど)の影響を受けている可能性が明らかとなった。

令和3年度は、これまでの調査を継続し、 δ D δ CI の拡散係数や δ 37CI の分別係数の計測は継続して実施する。幌延の地下水は CI 濃度が低い部分もあるので、イオン強度を下げて実施する。また、拡散が支配的と考えられる地点について、リーチング法により、 δ 37CI の分布のデータを拡充する。また、あわせて、拡散方程式だけでなく移流・拡散方程式など異なる概念モデルで、分布の評価を試みる。

令和4年度は、これまでの調査結果に基づいて、拡散が支配的な地点と移流が支配的と考えられる地点について、地史などとの整合性を確認する。また、拡散場を評価するうえで有効な指標や評価方法について取りまとめる。

(2) 81Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討〈実施者:電力中央研究所〉

 81 Kr は半減期約 23 万年の放射性核種であり、降水起源のため、地表からの地下水の流入や流入速度の評価に有効である。このため、幌延立坑において 81 Kr を用いた年代測定を開始した。これまでに、降水の浸入率の異なる地点(C1 や $^{\delta}$ D が異なる地点)や地層の異なる地点で溶存ガスを採取し、 81 Kr の分析を試みたが、メタンなどの妨害ガスが多く、定量がうまくいっていない。このため、溶存ガスを再採取するとともに、分離・精製技術を用いて、 Kr を精製し、定量を容易にする必要がある。

令和3年度は、令和2年度に確立した手法を用いて幌延地域から取得した溶存ガス中のメタン 濃度を減らし、複数地点において81Kr年代測定の適用を行う。また、大気の混入や降水起源地下 水の混合率などを考慮して降水の81Kr年代を評価する。

令和 4 年度は、複数の地点に ⁸¹Kr 年代測定を適用し、降水起源地下水の滞留時間を評価する とともに、降水流入の概念モデルを提示する。また、⁸¹Kr 年代と他の方法との整合性を検討する とともに、⁸¹Kr 年代測定法の適用方法を提案する。

(3) 地史を踏まえた水質形成機構の検討〈実施者:日本原子力研究開発機構〉

長期的に地下水流動が緩慢であることを示すためには、水理学的な指標のみによってこれを検証するのではなく、化学的に不活性な元素濃度や地下水の起源や流動状態を反映する同位体組成の分布から地下水水質の形成プロセスを把握し、それに基づいた地下水流動状態の理解が試みられる。本項目は、地史を踏まえた化石海水の水質形成機構を理解し、化石海水の特性を把握することを目的とする。このことにより、物理探査とボーリング調査を組み合わせた調査により化石海水の分布を調査する際の指標を明確にすることをねらいとする。

令和3年度は、本地域の地史を考慮し堆積層の埋没・続成作用を模擬した数値解析モデルを構築し、数値解析に必要なパラメータを取得するためのシリカ続成作用を模擬した室内試験を実施する。

令和4年度は、室内試験の結果を整理し、数値解析に必要なパラメータを取得し、得られたパラメータを用いて数値解析を実施する。結果を整理し、低塩濃度の化石海水の形成に埋没・続成作用が大きく影響していることを示す。こうした化石海水の指標の明確化について、本地域外への適用可能性を踏まえながら結果を取りまとめる。

2.2.3 長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系化 〈実施者:日本原子力研究開発機構〉

2.2.1 の調査では、物理探査とボーリング調査といった地上からの調査により、現在の化石海水の三次元分布を推定することを目的としている。2.2.2 の調査では、化石海水分布領域の拡散場としての特徴やその場がどのような経緯を経て形成されたのかといった古水理地質学的変遷を明らかにすることを目的としている。最終的に、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には、2.2.1 と 2.2.2 の調査の結果を組み合わせて考える必要がある。また、これらの調査により推定された化石海水の三次元分布の解釈に当たっては、広域スケールの地下水流動や物質移行の解析を通じた検討も有効であり、一方、安全評価に適用する広域スケールの水理・物質移行モデルを構築するといった観点からも、調査によって推定された低流動域の三次元分布と矛盾しないモデルを構築する方法を整備しておくことが肝要である。以上のことを踏まえて、長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術を体系的に整理する。

(1) 低流動域を含めた水理場・化学環境を評価するためのモデル化・解析手法の整備

幌延地域では、これまでの調査により、浅部には地表から浸透した天水と元々存在していた化 石海水の一部が混合している領域が分布することが確認されている。一方、深部には、天水の浸 透影響をほとんど受けていない化石海水の存在も確認されており、このような領域は、地下水の流れが非常に遅い領域(低流動域)であると推察される。これらは、2.2.1 および 2.2.2 の調査により推察され、化石海水の三次元分布や天水と化石海水の混合域における年代測定結果等の調査結果が得られる。これらの調査結果の正確性を評価し、低透水領域を含めた水理場・化学環境を評価するためのモデル化・解析手法を検討するため、水理解析では地下水移行時間、水理・物質移動解析では塩濃度分布に着目した解析的検討を行う。これらの検討に当たっては、亀裂の水みちとしての機能が顕著な稚内層浅部におけるスケールの違いによる地層の透水不均質性(透水性のバラつき)の要因とその取り扱いについて、亀裂特性に関わる情報等を用いた水理解析により検討する。また、スケールの違いによる水理地質構造モデルの使い分け(アップスケール)の考え方についても整理する。

これまでに、既存の広域スケールの水理解析の結果に基づき、地下水移行時間といった水理場に関する評価指標と深度、地質・地質構造分布、気候などに違いとの関係を整理した。さらに、これまでに実施した塩濃度分布に関する物質移動解析の結果と 2.2.1 での調査結果とを比較し、両者の整合・不整合に関わる要因を分析した。また、坑道スケールでの検討として、稚内層浅部を対象に、個々の亀裂を直接表現したモデルを用いた物質移動解析を通じて、均質なモデルが適用されているより大きいスケールでの塩濃度分布の解析結果の妥当性を検討した。

令和3年度は、これまでに検討した塩濃度分布や地下水移行時間(地下水年代)の調査データと解析結果に関わる不整合の要因の検討結果を踏まえ、広域スケールでの水理・物質移動解析を継続し、その結果から改めて調査データと解析結果の不整合に関わる要因を分析し、その不整合箇所の低減に向けた対処方法を検討する。

令和4年度は、令和3年度までの検討結果を踏まえ、幌延地域を例とした場合の広域・施設・ 坑道スケールにおけるモデル化・解析手法を提示するとともに、年代分布および塩濃度分布に関 して、モデル化・解析手法の適切性について再検討する。

(2) 長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系的整理

本事業の成果を踏まえ、幌延を一例にボーリング調査や物理探査といった地上からの調査に基づく調査・評価の方法に加え、水理場・化学環境の古水理地質学的変遷などの評価と合わせて、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価に関する方法論を体系的に整理する。これまでに、本事業における成果や既往研究などに基づき、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系的な方法論の概略的な全体像を検討するとともに、ボーリング調査データに基づく化石海水の三次元分布の推定結果と調査データ量の関係について検討した。

令和3年度は、令和2年度に実施した物理探査のデータを用いて、低流動域の三次元分布を推定する際に最適な物理探査仕様を検討する。さらに、物理探査とボーリング調査を組み合わせて化石海水の三次元分布を地球統計学的に推定する際の最適な手順について検討する。これらの結果を踏まえて、方法論の整理内容を拡充する。

令和4年度は、令和3年度に実施するボーリング調査の結果を踏まえ、また、瑞浪の成果である移流場を対象とした調査評価技術の考え方も踏まえ、方法論の整理内容を拡充し、取りまとめる。

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 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 下水の流況(涵養域や流出域など)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、地下水年代測定結果を十分に地下水流動モデルに反映できていない。このため、 地下水年代を用いて、地下水流動・物質移行解析モデルを校正することにより、地下水年代を地 下水流動モデルに反映し、信頼性の向上を図る。これによって、従来の水理的な観点だけでなく、 地球化学的な観点からも地下水モデルの妥当性を示すことを目指す。また、結晶質岩に代表され みちとなる割れ目の方向、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、 物質移行特性およびそれらの不均質性の取り扱いが重要となる。しかし、坑道スケール(数 m~ 数百 m)や微視スケール(十 cm 以下)で取得された割れ目特性の情報を、広域スケールの地下 水流動モデルに反映させるための考え方や手法は十分に整備されていない。このため、空間スケ ールが異なる地質環境特性情報の統合化やモデル化手法を整備する必要がある。あわせて、地下 水年代測定技術についても、近年の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・整備し、今後の調査に反映することにより、地下水年代測定の適用性向上を図る。

これらの課題について、下記の項目について取り組む。

- ○広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化(3.3章)
 - ・地下水年代を対象とした解析技術の開発(3.3.1章)
 - ・水理パラメータの設定手法の開発(3.3.2章)
 - ・物質移行パラメータの設定手法の開発 (3.3.3 章)
- ○地下水年代測定技術の高度化(3.4章)

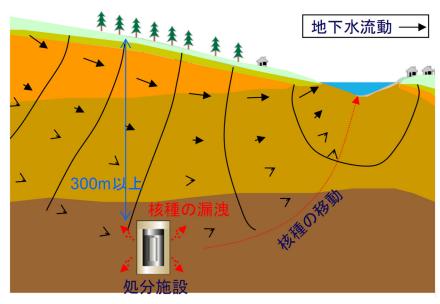


図 3.1-1 地下水シナリオの概念図

3.2 アプローチ

東濃地域では、これまでに、広域地下水流動調査が実施されており、1000m級の大深度ボーリングが10本以上掘削されており、それらのボーリング孔で地下水調査、透水試験、水圧モニタリング、地下水水質調査、地下水年代調査などが実施されている(三枝ほか、2007)。あわせて、大深度の研究施設(瑞浪超深地層研究所)も建設されており、研究坑道内で水理試験、物質移行試験などが実施されている(野原ほか、2015)。

これまでの成果に基づいて、地下水流速を評価した結果、図 3.2-1 に示すように、地下水年代で求めた流速は、水理的に求めた流速よりも小さい結果が得られている。これは、地下水年代で求めた流速は、 $0.3\sim0.5$ m/y となるのに対して、水理的に求めた流速は、 $6\sim160$ m/y となるためである。これらは、広域スケールで見ている流速と詳細スケールで見ている流速の違いによると考えられたため、地下水年代による地下水流動モデルの推定、広域の代表的な水理特性・物質移行特性の推定を実施する。あわせて、東濃地区での滞留時間を考慮した地下水年代測定技術の高度化を行う。

目的 広域の地下水流動モデルと地下水年代の整合性を示す

課題 地下水年代で求めた流速は、水理的に求めた流速よりも小さい

地下水年代での流速(0.3~0.5 m/y) << 水理的に求めた流速(6~160 m/y) 条件: 約5~10 kmを2万年で循環(下図) 条件 k=2E-8 m/s, n=0.004~0.01%, i=0.1~1%

【字施項日】

- 1) 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化
- 広域地下水年代による地下水流動モデルの推定 ⇒①地下水年代を対象とした解析技術の開発
- 広域の代表的な水理特性の推定
- ⇒②水理バラメータ設定手法の開発 ⇒③物質移行バラメータ設定手法の開発
- 広域の代表的な物質移行特性の推定
- 2) 地下水年代測定技術の高度化

広域の地下水流動モデル

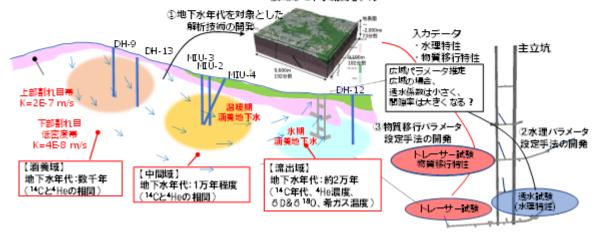


図 3.2-1 本研究の目的・課題とアプローチの概念図

- ○広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化
- ・地下水年代を対象とした解析技術の開発

広域的な地下水モデルの妥当性を示すには、地下水年代を用いた検証が有効であると考えられる。このため、これまでに地下水年代を用いた地下水モデルの検証を実施してきた。ただし、地下水年代は、天然に存在する放射性物質などの輸送を評価するため、地下水流動・物質移行が組み合わさる複合的な現象となっており、評価が難しい。現状、物質移行特性(有効間隙率、分散長など)を固定した状態で最適な透水係数を推定しているが、物質移行特性が変化すれば、最適

な透水係数も変化するという相互依存的な関係にある。この依存性を解消するため、複数の指標 (全水頭、4He、14C など)に基づいて評価を行い、地下水流動・物質移行の両方について、総合 的に最適な特性値を求めていく必要がある。また、この相互依存性を解消するために、水理・物質移行特性のそれぞれについて、広域スケールでの特性値を別の方法で評価する必要がある。このため、後述の水理パラメータの設定手法の開発および物質移行パラメータ設定手法の開発を実施している。

これまでに、地下水年代を用いて地下水モデルを検証する方法を提示するとともに、パラメータの推定誤差を評価する方法を整備してきた。この結果、地下水年代を用いることにより、地下水モデルのパラメータをより狭い推定誤差で精度よく推定でき、校正に有効であることが確認できた。さらに、水圧だけでなく 4 Heや 14 Cなどより多くの項目を考慮するほど、パラメータの推定精度も高くなった。また、水圧、 4 He、 14 Cなど項目によってパラメータへの感度が異なり、推定誤差が小さくなることが期待できる。このため、種々の測定結果(全水頭、 14 C、 4 Heなど)を用いてモデルの校正を行ってきた。

令和3年度は、どのような地点(涵養域、流出域、地層など)、どのような調査項目(水圧、4He、14Cなど)、どの程度の調査量が、地下水モデルの校正において有効であるかについて検討を行う。 具体的には、解析結果に測定誤差を与えたものを実測値とみなし、実測値を増加(地点と調査項目)させながら、パラメータの推定値と推定誤差の関係を示す。

また、広域の地下水年代の再計測結果やその誤差(昨年度実施)に基づいて、地下水モデルの校正と検証を行う。さらに、間隙率についても逆解析をおこなうとともに、異なる地質モデル、調査の進展に伴う地質モデルでの検討も実施する。

これらの検討結果を踏まえて、地下水モデルの校正方法を提案する。

・水理パラメータの設定手法の開発

亀裂性岩盤の地下水流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)や水理学的特性を把握し、地下水流動モデルに適切に反映することが重要である。広域スケールにおいては、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や、複数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水理学的な不均質性のモデル化手法が異なる。そのため、異なるモデル化手法で設定された岩盤の水理パラメータが、複数の空間スケール間でどのように関連しているかを明確にすることが重要となる。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ような個々の割れ目に起因した岩盤の水理学的な不均質性を表現するための水理パラメータの設定手法については十分に整備されていない。

そこで、これまでの調査研究で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 事例として、坑道スケールで評価した岩盤の水理学的な不均質性を広域スケールの地下水流動モ デルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備するための検討を行う。

令和3年度は、施設スケールの岩盤の水理パラメータ設定手法の整備を行う。岩盤の水理学的な不均質性は、地層処分事業における地下施設の計画や施工、安全評価などを行う上で評価しておく必要がある。そこで、瑞浪超深地層研究所を事例として、これまでに深度500mの冠水坑道周辺岩盤を対象に把握された水理学的な不均質性の程度を考慮し、その不均質性を施設スケールの地下水流動モデルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備する。

瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を対象に実施された既往研究や本事業で昨年度までに取得した調

査データを用いて、施設スケールを対象として岩盤内の割れ目の連続性や不連続性に起因した水理学的な不均質性を概念化および定量化する。岩盤の水理学的な不均質性のモデル化にあたっては、等価不均質連続体モデル(Equivalent continuous porous media model;以下、ECPM モデル)と既往研究で用いられている等価連続体モデル(Continuous porous media model)を用いて、施設周辺岩盤内の割れ目に起因する透水不均質性の影響を考慮した地下水流動解析を実施し、岩盤の透水性のばらつきや水理学的な不均質性を再現するために重要となる水理地質構造や岩盤内の割れ目の表現方法、メッシュサイズといった水理パラメータの設定手法について検討する。また、これらの検討で得られた知見に基づき、広域スケールを対象とした最適なモデル化手法、岩盤の水理パラメータ設定手法について整理する。

・物質移行パラメータの設定手法の開発

亀裂性岩盤においては、地下水は主に割れ目の中を選択的に流れていく。そして、地下水中の溶存物質は地下水とともに割れ目中を移流分散により下流へと移動していく過程で、割れ目周辺のマトリクスへも拡散・吸着し、地下水より遅い速度で移動する。したがって、亀裂性岩盤において物質の移動を精度良く推定するには、岩盤中の割れ目の分布と周囲のマトリクスを忠実に再現した解析モデルにより地下水流動・物質移行解析を行うのが理想である。比較的狭い領域であればそれは不可能ではないが、広域スケールの解析では現実的でなく、割れ目を含む岩盤を多孔質媒体で表現した解析モデルを用いざるを得ない。そこで、亀裂性岩盤を対象とした広域スケールの解析を高精度に行うためには、できるだけ等価な多孔質媒体の物質移行パラメータ(間隙率、分配係数、分散長等)の設定手法を構築する必要がある。

そこで、これまでの調査研究で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 事例として、坑道スケールや微視スケールで評価した岩盤の物質移行に関わる不均質性を広域ス ケールの地下水流動モデルに反映するための物質移行パラメータ (間隙率、分散長等) の設定手 法を整備するための検討を行う。

令和2年度は、瑞浪超深地層研究所の主に地下坑道で取得した地質地下水データを整理し、それを基に間隙率については単一割れ目とマトリクスを考慮した簡単なモデルで、分散長については離散フラクチャーネットワークモデルで、それぞれ検討を行った。

令和3年度は、まず100 m以下のスケールで岩盤内に離散的に存在する多数の割れ目とマトリクスを表現したモデルを用いて物質移行解析を実施しそのスケールの間隙率と分散長を同定した後に、その同定結果を基に100 mを超えるスケールの不均質連続体モデルを構築して物質移行解析を実施することで、物質移行パラメータのアップスケーリングを試みる。

また、今回行った検討を基に、広域スケールの物質移行パラメータの設定に必要なデータの種類や取得するための調査方法を提示する。

水理パラメータおよび物質移行パラメータの設定手法の開発については、図 3.2-2 に示すように、両者の検討結果を組み合わせることにより、詳細スケールから広域スケールまでを包含できる水理・物質移行特性を評価する方法を開発する。

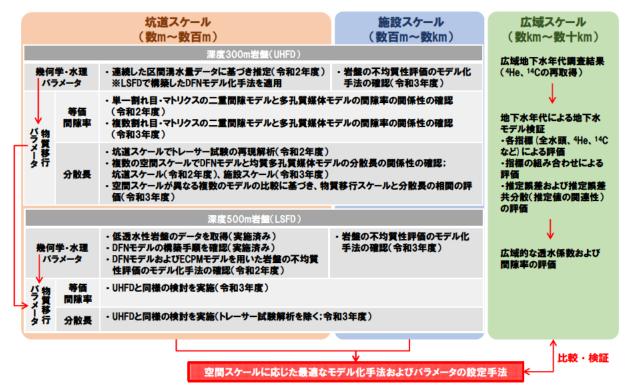


図 3.2-2 水理および物質移行パラメータの統合化と広域スケールへの反映の流れ

○地下水年代測定技術の高度化

地下水シナリオでは放射性核種の壊変による減衰を評価するため、放射性廃棄物の処分場周辺は地下水流動がほとんど動かないか極めて遅い速度で流動していることが望ましい。地下水流速を評価する方法として、例えば透水試験や流向流速測定といった手法があるが、透水係数は試験を実施した局所的な値であり、処分場スケールの場全体を把握することは難しく、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が別途必要である。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/年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(ブラウン運動)の影響を受けるため、困難であると考えられる。一方、地下水の地下での滞留時間(地下水年代)は広域における長期の地下水流動を推定するのに、有用な情報である。評価対象となる場における地下水年代の分布を明らかにすることで、涵養域・流出域を特定し、地下水の流向を明らかにすることができる。さらに、地下水年代と涵養域との距離から広域のマクロな(局所的ではない)地下水流速を算出することが可能であり、これらの情報は放射性廃棄物処分場の選定や安全評価に重要な情報となる。

図 3.2·3 に示すように、これまでに地下水に溶存する溶存イオンやガスの濃度およびそれらの同位体比から、地下水年代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。一方、それぞれの手法には長所と短所が存在し、適用する上で必要な条件も存在する。このため、対象となる地下水に複数の年代評価法を適用し、整合性を確認することが結果の信頼性向上のために必要とされている。近年の技術開発により、39Ar・81Kr・129I などは新たに地下水年代のトレーサーとして使用できる可能性が指摘されている。これらの適用性を確認することにより、適用可能な年代評価法を増やすことができ、結果として地下水年代評価法の精度を高めることが可能となる。また、4He・14C・36Cl・希ガス温度計などの既存技術についても、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期待できる。処分場の選定や安全評価に必要とされる精度を意識 しつつも、測定等の精度を向上できる技術を開発しておくことは、安全評価の精度向上に資する ものと考えられる。

これまでに、瑞浪超深地層研究所周辺を対象とした調査検討では、4He 年代と 14C 年代とから 2万年程度で地下水が循環していることを確認することができた。また、81Kr 年代を試行した結果や前処理をガス化法にした 14C 年代測定を適用した結果、瑞浪超深地層研究所の研究坑道近傍の地下水年代は 2 万年以上であることが確認できた。さらに、希ガスの溶解度による涵養温度推定から、氷期に涵養した降水であることを確認できた。あわせて、これまで開発してきた技術を、広域地下水調査に適用して有効性を確認することは、地下水年代の信頼性向上を図るだけでなく、地下水モデルの校正にも有用であると考えられる。ただし、81Kr や希ガスの分析には、溶存ガスからの Kr の分離・精製と回収率の向上、希ガスによる涵養温度推定には、各希ガス(He, Ne, Kr, Xe)の単離と高精度な分析が必要になる。

令和3年度は瑞浪での検討を実施する最終年度になるため、これまでの知見と本研究における 検討で得られた知見を併せて、数万年程度の地下水年代評価手法について提案する。既に開発済 みのヘリウムや無機 ¹⁴C に加えて、本研究で検討した希ガス温度計(涵養温度)、有機 ¹⁴C、⁸¹Kr をどのように利用するのが良いかについて提案した。

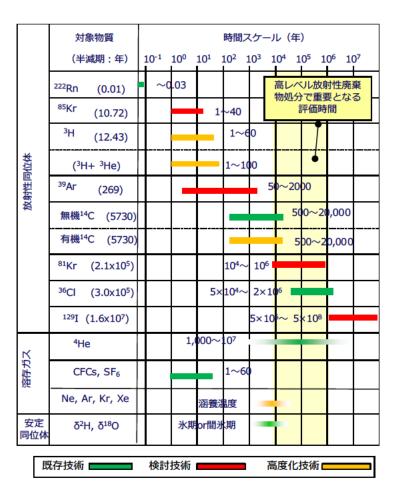


図 3.2-3 地下水年代測定法の種類と評価時間スケール

参考文献

- 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(2007):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.
- 野原 壯、三枝 博光、岩月 輝希、濱 克宏、松井裕哉、見掛信一郎、竹内竜史、尾上博則、笹尾 英嗣 (2015): 超深地層研究所計画における研究坑道の掘削を伴う研究段階 (第2段階) 研究 成果報告書、JAEA-Research 2015-026.

- 3.3 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化
- 3.3.1 地下水年代を対象とした解析技術の開発
- (1) 評価方法
- 1) 解析フロー

ここでは、地下水年代を考慮した解析モデルの校正方法を図 3.3-1 に示す。平成 31 年度までは電力中央研究所開発の地下水流動・物質移行解析コード(FEGM・FERM)と非線形逆解析のプログラムを用いて数値解析を実施してきた。しかし、昨年度から、属人化を解消し、汎用性を高めるという観点で、FEFLOW(Diersh, 2014)と PEST (Doherty, 2015)を用いて数値解析を実施することとした。FEFLOW は地下水流動・物質・熱移行解析が可能な商用コードであり、インハウスコードに比べて解析機能が整備されている。また、ユーザーインターフェースやソルバーなども定期的に修正されており、多くのユーザーが使用することで、ベンチマークテスト、適用事例が多くなっている。課題や問題の抽出や修正がその都度適用されるため、解析コード自体の信頼性はインハウスコードより高いと考えられる。 PEST は、逆解析ソフトウェアであり、FEFLOW のような地下水流動・物質移行解析コードを順解析部分に適用できる。そのため、FEFLOW だけでなく、HydroGeoSphere や COMSOL など様々なコードと共に利用されている(たとえば、Beaujean et al., 2014; González-Quirós and Comte, 2021)。また、パラメータ推定だけでなく、不確実性解析についても実装されており、これらの機能は、推定結果の妥当性や将来予測の信頼性を示す上でも有効であると考えられる。このため、現在は図 3.3-1 に示す流れで解析を実施している。



図 3.3-1 地下水年代を用いた解析のフロー

2) 最適化方法

地下水流動・物質移行解析には FEFLOW、逆解析には PEST を用いた。PEST は、非線形最小二乗法に基づいて、パラメータを最適化する。具体的には、実測値と計算値の残差二乗和が最小となるよう、修正マルカート法によってパラメータを最適化する。(Sun,1994)。目的関数を以下に示す。ここでは、全水頭と ¹⁴C 年代、⁴He 年代を対象として、目的関数を計算した。

$$E(k) = \sum_{n=1}^{N} \left\{ w_n \left(C_{on} - C_{sn}(k) \right) \right\}^2 = \sum_{n=1}^{N} f_n^2(k)$$

ここに、E(k)は目的関数、kはパラメータベクトル、nは実測点数($1\sim N$)、 w_n は実測値の重み、 C_{sn} はn地点での計算値、 C_{on} はn地点での実測値である。なお、複数の項目(以下、指標)の実測値を用いる場合も実測値と計算値の残差二乗和を計算する部分は同じであり、指標によって重み付けを変更した。ここでは、指標ごとに計算される残差二乗和がほぼ同じになるように、各指標の重みは、各指標の実測値の標準偏差の逆数とした。

4He 年代は、サンプルによって百年から万年までオーダーで変化する。線形軸で残差二乗和を計算すると、大きい年代の実測値に目的関数の重みが大きくなりすぎるため、以下に示すように対数軸で比較するようにした。

$$C_{on} - C_{sn}(k) = \log^4 He_{age\ obs} - \log^4 He_{age\ sim}$$

14C 年代についても同様で、4He 年代とサンプルによって値の範囲が大きく変化するため、以下に示すように対数軸で比較した。

$$C_{on} - C_{sn}(k) = \log^{14}C_{age\ obs} - \log^{14}C_{age\ sim}$$

パラメータの更新には、ガウス・ニュートン法が用いられており、以下のように更新される。

$$k^{s+1} = k^s - H^{-1}g$$

ここに、Hは目的関数 E のヘッシアン、g は E の勾配ベクトルである。 目的関数 E の一次微分 g、二次微分 H は、以下のように与えられる。

$$g = \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial k_i} = 2\sum_{n=1}^{N} f_n \frac{\partial f_n}{\partial k_i}$$

$$H = \frac{\partial^{2} \mathbf{E}}{\partial k_{i} \partial k_{j}} = 2 \sum_{n=1}^{N} \left[\frac{\partial f_{n}}{\partial k_{i}} \frac{\partial f_{n}}{\partial k_{j}} + f_{n} \frac{\partial^{2} f_{n}}{\partial k_{i} \partial k_{j}} \right] \approx 2 \sum_{n=1}^{N} \frac{\partial f_{n}}{\partial k_{i}} \frac{\partial f_{n}}{\partial k_{j}} = 2 \sum_{n=1}^{N} J_{in} J_{jn}$$

 k_i, k_j はパラメータを表しており、i, jともに $1 \sim m$ 、m はパラメータ数である。二階偏微分項を数値計算するのは実用的でないため、ガウス・ニュートン法では、二階偏微分項は無視される(中川・小柳、2018)。Jはヤコビアン($n \times m$: 実測値数×パラメータ数)であり、以下で表される。

$$J_{ij} = \frac{\partial C_{ij}}{\partial k_j} = \begin{bmatrix} \frac{\partial C_{11}}{\partial k_1} & \frac{\partial C_{12}}{\partial k_2} & \cdots & \frac{\partial C_{1m}}{\partial k_m} \\ \frac{\partial C_{21}}{\partial k_1} & & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & & \\ \frac{\partial C_{n1}}{\partial k_1} & \cdots & & \frac{\partial C_{nm}}{\partial k_m} \end{bmatrix}$$

最終的には、パラメータの更新は、Jを用いて以下のように表される。

$$k^{s+1} = k^s - (J^T J)^{-1} J^T f \quad ((J^T J) \Delta k = J^T f)$$

 $C = k^{s+1} - k^s$ $C = k^{s+1} - k^s$

ただし、ks+1 をそのまま用いても、残差二乗和が小さくならず、収束しない場合がある。そのため、ガウス・ニュートン法の派生手法である修正マルカート法を用いて、パラメータの修正ベクトルを調整する。修正マルカート法によるパラメータの修正量は以下の通りである。

$$k^{s+1} = k^s - (J^T J + \lambda D)J^T f \quad ((J^T J + \lambda D)\Delta k = J^T f)$$

ここに、D は単位行列、 λ はマルカートラムダと呼ばれ、対角項を調整する。 λ が 0 のとき、ガウス・ニュートン法であり、 $\lambda\gg \|J^TJ\|$ の場合、最急降下法となる。

厳密には理論的に正確ではないが、逆解析の概念的を図 3.3-2 に示す。ある点から目的関数の 微分を求めて最適解に近づいていく。推定値は、目的関数が最も小さくなるところ(下に凸の部 分)であり、推定誤差は目的関数を最適値周辺で計算される微分で除すことで求められる。

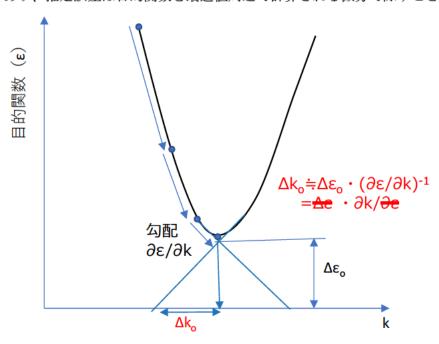


図 3.3-2 逆解析の推定値と推定誤差のイメージ

パラメータの共分散マトリックス V は、Doherty(2015)や Hill and Tiedeman(2007)に示されているように、以下で表される。

$$V(k) = \varepsilon \left(J^{T}J\right)^{-1} = \begin{bmatrix} Var(1) & Cov(1,2) & \cdots & Cov(1,M) \\ Cov(2,1) & Var(2) & & & \\ \vdots & & & \ddots & \\ Cov(M,1) & & & Var(M) \end{bmatrix}$$

 ε は、誤差の最小二乗和 E(k)を自由度(実測点数 n-n パラメータ m)で除したものである。V(k) は、非線形最小二乗法を適用して求めたものであり、推定したパラメータベクトル k 周辺でのパラメータの共分散マトリックスを表している。対角項は各パラメータの誤差分散であり、それ以外は共分散である。この共分散行列を規格化したものが相関係数マトリックスであり、次式で表される。これによって、パラメータ誤差の相関を理解することができる。係数の値の範囲は $-1 \le r_{ij} \le 1$ であり、絶対値が大きいほど相関が強く、1 に近い場合は、パラメータが k_i / k_j のような関係にあり、-1 に近い場合はパラメータが $k_i \cdot k_j$ のような関係にあり、n0 に近い場合はパラメータが n1 に近い場合はパラメータが n2 を求めた際に、パラメータ同士の相関性を議論することに用いることができる。

様にあり、「に近い場合はパクメータが
$$k_i \cdot k_j$$
 のよりな関係にある。これらを求めた際に、パラメータ同士の相関性を議論することに用いることがで
$$r_{ij} = \begin{bmatrix} 1 & \frac{Cov(1,2)}{\sqrt{Var(1)\cdot Var(2)}} & \cdots & \frac{Cov(1,M)}{\sqrt{Var(1)\cdot Var(M)}} \\ \frac{Cov(2,1)}{\sqrt{Var(2)\cdot Var(1)}} & 1 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{Cov(M,1)}{\sqrt{Var(M)\cdot Var(1)}} & 1 \end{bmatrix}$$

さらに、ヤコビアンを用いて実測値の感度を評価することができる。これは、合成観測値感度と呼ばれ、地下水モデルの校正(定量的な場合は、逆解析)を実施する際に、校正に有益な指標や実測値の場所を評価する値として用いられる。合成観測値感度は以下の式で計算できる(Doherty, 2015)。

$$cso_i = \frac{\left[\mathbf{Q}^{1/2}JJ^T\mathbf{Q}^{1/2}\right]_{ii}^{1/2}}{m}$$

ここに、Q は重み行列、J はヤコビアン(感度マトリックス、 $J_{ij}: i=1\sim n$ は観測点、 $j=1\sim m$ はパラメータ数)である。重み行列を単位行列と仮定すると、ヤコビアンを掛け合わせることで (JJ^T) 、以下のように $n\times n$ の行列になる。対角項が合成観測値感度であり、各パラメータの変化に対する残差の変化量となっている。 つまり、ある実測値点の合成観測値感度は、その実測値点が有する各パラメータへ感度を合算したものと理解できる。

$$cso_{ij} = \frac{1}{m} \left(\frac{\partial C_{ij}}{\partial k_j} \left[\frac{\partial C_{ij}}{\partial k_j} \right]^T \right)^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{m} \begin{bmatrix} \frac{\partial C_{11}^2}{\partial k_1^2} + \frac{\partial C_{12}^2}{\partial k_2^2} + \dots + \frac{\partial C_{1m}^2}{\partial k_m^2} & \dots & \frac{\partial C_{11}\partial C_{n1}}{\partial k_1^2} + \frac{\partial C_{12}\partial C_{n2}}{\partial k_2^2} + \dots + \frac{\partial C_{1m}\partial C_{nm}}{\partial k_m^2} \end{bmatrix}^{\frac{1}{2}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial C_{n1}\partial C_{11}}{\partial k_1^2} + \frac{\partial C_{n2}\partial C_{21}}{\partial k_2^2} + \dots + \frac{\partial C_{nm}\partial C_{1m}}{\partial k_m^2} & \dots & \frac{\partial C_{n1}^2}{\partial k_1^2} + \frac{\partial C_{n2}^2}{\partial k_2^2} + \dots + \frac{\partial C_{nm}^2}{\partial k_m^2} \end{bmatrix}^{\frac{1}{2}}$$

3) FEFLOW の特徴

FEFLOW は、地下水流動、汚染物質、地下水年代、熱輸送を解析可能なソフトウェアである。 FEFLOW はプリポストプロセッサを含んでおり、高機能な Graphical User Interface(GUI)を備えている。GUI を用いて物性値や境界条件の設定を視覚的に行うことができ、操作性に長ける。主な特徴を以下に示す。

- ・プリプロセッサに、TetGen(Si, 2020)などのメッシュジェネレーターを備えている。一から メッシュを構築できるだけでなく、CAD などで作成した複雑な形状の地層なども、有限要素 メッシュに分割する機能を備えている。
- ・物性値や境界条件の設定を視覚的に行え、ユーザビリティに長けている。
- ・一般的な第1、2種境界条件に加えて、境界条件を関数形でも設定できる。さらに、流量依存性や圧力依存性の境界条件、時間依存性の非線形の境界条件も採用できる。
- ・定常の地下水流動解析だけでなく、定常の物質移行解析が実施できる。
- ・行列ソルバーは、並列化に対応している。直接法では PARDISO、反復法は BiCGSTAB など 複数の行列解法を備えている。また、代数マルチグリッド法の SAMG ソルバーも選択可能 である。
- ・ポストプロセッサとして、解析結果の 3D 可視化が容易である。等値面 (圧力など) を 3D アイソサーフェスで可視化、流速ベクトルの出力、などが可能であり、解析結果を即座に解釈することができる。

特に、定常の物質移行解析に対応している点は、他の地下水流動・物質移行解析ソフトウェアと比べて特徴的である。これにより、濃度分布が安定するまで非定常過程を解く必要がなく、瑞浪地域のように地下水流動場が定常的と考えられる場所での濃度分布を評価する場合には、計算時間を大幅に節約できる。

4) PEST の特徴

PEST は Model-Independent Parameter Estimation and Uncertainty Analysis と名付けられており、図 3.3・3 に示すように、解析モデル(順解析で使用するソフトウェア)に依存せず、パラメータの推定とその不確実性を解析することができる。PEST は、昨年度までに実施してきた逆解析と同様に、非線形最小二乗法に基づいて、パラメータの推定値と推定誤差を求める。PEST の具体的な処理手順は、解析モデルのインプットデータへの書き込み、解析モデルのアウトプットデータの取り込みを行うことで、逆解析時に用いる感度マトリックスの計算、パラメータの修正ベクトルを計算し、最適なパラメータを求める。そのため、解析コードに依存せず、外部から線形および非線形最小二乗法を適用できる。また、事前情報も考慮できるように設計されている。PEST は地下水流動解析コードでは、iTOUGH2 (Finsterle, 2011) や FEFLOW などに実装されており、地下水流動解析などの逆解析で使用されるコードの一つである。

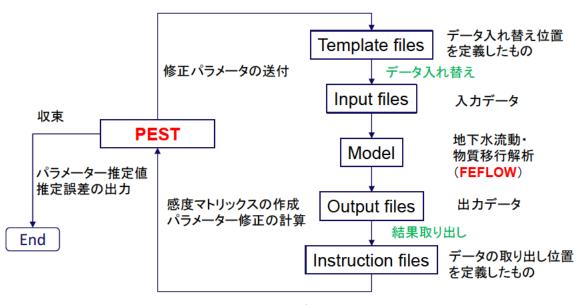


図 3.3-3 Pest のデータフローの概念図

(2) 評価対象

1) 対象地点

瑞浪地域における地下水流動の概念モデルについては、これまでに図 3.3-4 のようにまとめられている(三枝ほか,2007)。瑞浪地域周辺の地質は、白亜紀の花崗岩(土岐花崗岩)が広く分布し、これを基盤として、堆積岩(瑞浪層群)と砂礫層(瀬戸層群)が不整合に覆う。また、土岐花崗岩は、上部に低角度傾斜(30°以下)の割れ目が卓越する岩盤領域(上部割れ目帯)と、下部に比較的割れ目密度が低い岩盤領域(下部割れ目低密度帯)の2つに大きく区分できることが知られている。また、主要な断層としては月吉断層が確認されている(三枝ほか,2007;尾上ほか,2015)。地下水流動の特徴は、亀裂性岩盤ではあるが、概ね地形にしたがって、均質媒体的に流れていると考えられている(三枝ほか,2007)。

地下水年代の概念モデルについては、(Hasegawa et al., 2016) により、図 3.3-5 のようにまとめられている。 ⁴He については、涵養域から中間域では原位置生成量で蓄積しており、蓄積量を原位置生成速度で割ることで、 ⁴He 年代を求めることが可能である。一方、流出域では外部フラックスの影響が顕著になるため、これらを差し引かなければ、 ⁴He 年代の推定が困難である。このため、流出域での ⁴He 年代は明確に求めることができていない。

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)の影響を受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する。14C についても、流出域においては、地下水中の C が少なく、14C 計測結果にばらつきが大きいため、14C 年代の推定が困難になっている。この原因は、大気中の CO2の溶解によるものと特定され、大気との接触を避け、前処理をガス化法とすることで、14C 年代も適切に評価できるようになってきた (Nakata et al., 2016)。

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測されている。

⁴He 年代と ¹⁴C 年代の結果から、地下水は涵養域から流出域で概ね 2 万年程度の滞留時間で流れていることが確認されている。

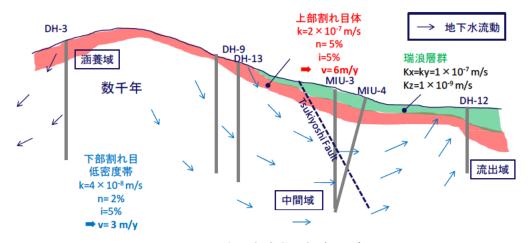


図 3.3-4 地下水流動の概念モデル

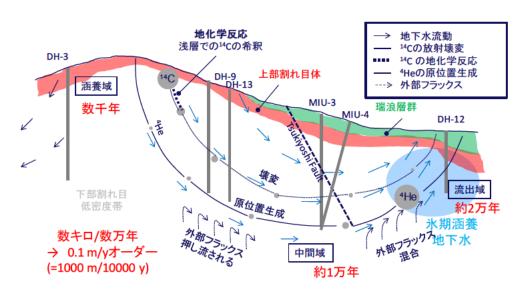


図 3.3-5 地下水年代の概念モデル

2) 解析モデルの概要

瑞浪地域における地表からの調査予測研究(第1段階と呼ばれている)では、既得情報の整理、 地表地質調査から孔間トモグラフィ探査や孔間水理試験などの調査項目が設けられ、それらを 5 つの調査ステップに区分した調査が実施されている。これらの調査に伴って、地質構造モデルお よび水理地質構造モデルの構築と更新が行われた。表 3.3-1 は、第1段階の調査ステップにおけ る実施概要を引用して示す(尾上、2020)。

表 3.3-1 第1段階の調査ステップにおける実施概要(尾上、2020)

調査ステップ	実施概要
ステップ 0	既得情報整理に基づき、サイトスケール領域における地質構造の三次元
A / 9 / U	分布や地下水の流動特性、地下水の地球化学特性などの概略を理解
75.71	地表地質調査や反射法弾性波探査によって、岩相境界や不連続構造の位
ステップ 1	置を面的に推定
ステップ 2	ボーリング調査によって、各岩相や不連続構造の特性を評価
ステップ 3	が一サング調査によりて、存石相で小連続構造の存在を評価
	ボーリング孔を用いた孔間トモグラフィ探査や孔間水理試験によって、
ステップ 4	ボーリング孔間における不連続構造の位置及び幾何学的形状の同定、水
	理特性やその連続性を評価

ステップ 0 の段階で、地形勾配によって流動する地下水の主方向に沿って掘削されたボーリング孔(DH-2, DH-10~11, DH-12~13 号孔)、断層の地質学的・水理学的特性を把握するために掘削されたボーリング孔(MIU-1~3, MIU-4 号孔)で情報が得られている。それらを加味して水理地質構造モデルが構築されている(大山ほか、2005)。ステップ 4 では、これまでの調査結果に基づいて、瀬戸層群、瑞浪層群、上部割れ目帯、下部割れ目低密度帯の地層境界面の形状が修正された水理地質構造モデルが構築されている(尾上ほか、2007)。図 3.3-6 に、ステップ 0 とステップ 4 での標高および地層境界面の差を示す。図 3.3-6 によると、ステップ 0 とステップ 4 での地層境界面の変化は、(3)瑞浪層群と花崗岩の境界面および(4)花崗岩上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の境界面で大きかった。また、地層境界面の変化が大きい領域は、MSB-1~4 号孔やMIZ-1 号孔周辺であった。

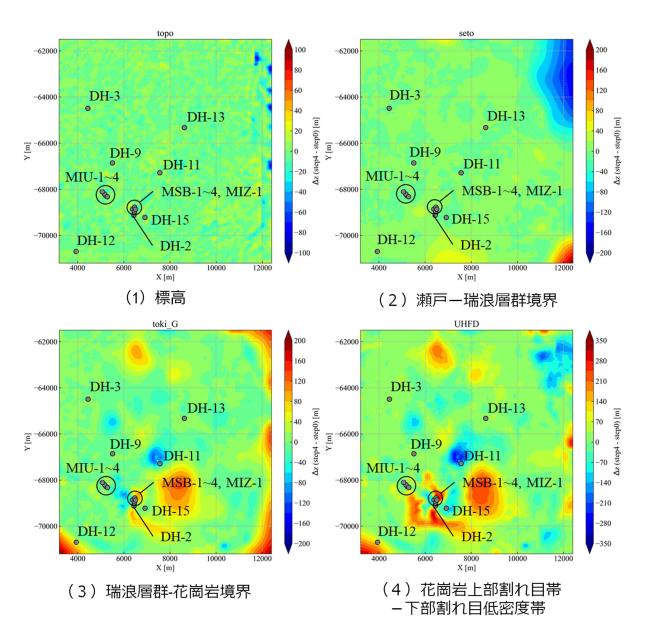


図 3.3-6 標高および地層境界面の差 (△z=Step 4 - Step 0)

上記のステップ毎に構築された地質構造モデルと水理地質構造モデルの数値データは、尾上 (2020) に整理されている。尾上 (2020) に記載の数値データを用いて、新たに3つの解析モデルを作成した (図 3.3-7)。従来モデルは、ステップ4までで得られた情報を用いて構築した解析モデルであり、解析領域の外形は長方形である。新モデルは、ステップ0までで得られた情報を用いて構築した解析モデルであり、解析領域の外形は長方形である。ここでは、解析モデルの外形による地下水流動解析結果の影響を比較するため、JAEAモデル(step0)とJAEAモデル(step4)を構築した。それぞれ、ステップ0とステップ4までの調査結果から得られた地質構造モデルを基に構築した。考慮した地層は、瀬戸層群、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、主要な断層である月吉断層をモデル化した。その他の断層は下部割れ目低密度帯と同じ材質区分とした。

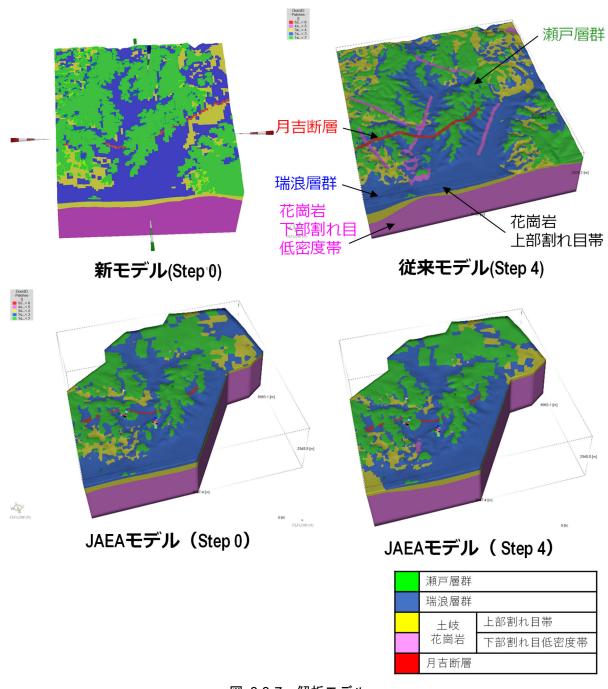


図 3.3-7 解析モデル

3) 解析の境界条件

地下水流動の境界条件は図 3.3-8 に示すように、側面および底面を不透水境界とした。地表面の境界条件は、降雨境界条件を設定した。この条件は、以下の式のように表され、設定地点に降雨量 R_B を与えて計算した結果、圧力が 0 以上になれば、圧力 0 固定境界条件に変更される。また、圧力 0 固定境界として計算されている中で、降雨量が $R > R_B$ となると、降雨量既知境界条件に変更される可変型の境界条件である。

R=R_B: P<0 (水位が地表より低いとき)

P=0: R<R_B(水位が地表と同じとき)

圧力、降雨量の条件が上記に当てはまらない場合、境界条件を切り替える。

4He 年代の境界条件は、図 3.3-9 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た。4He 年代は原位置生成を考慮した移流分散方程式を解くこと方法で計算した(Goode, 1996)。原位置生成量は、単位体積あたりの発生量 5×10⁻¹² ccstp/yccrok を用いた。単位 ccstp/yccrok は、一年に単位体積当たりの岩石から発生する 4He 量を表している。一般的に使われる単位 ccstp/ygw は、一年に単位重量あたりの水に蓄積する 4He 量を表している。単位変換の際には、ccstp/yccrok を間隙率で割ると ccstp/ygw に変換できる。流出域の 4He 濃度の実測値は底部からのフラックスの影響を受けているものの、フラックスの 3He/4He を考慮し、原位置生成量を分離しているため、解析上はフラックスを考慮せず解析が可能となっている。4He 年代の解析では、縦分散長 100 m、横分散長 10 m 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、変数として取り扱った。これまでは、炉乾燥によって求めた 2%を使用していたが、この値は想定される最大の値であり、不確実性が高い。割れ目のみでの輸送を想定すると、この値の 1/10~1/100 程度になる可能性がある。これらのことから、割れ目ネットワークを広域的な地層の間隙率と見立てて推定対象とした。

14C 年代の境界条件は、図 3.3-10 に示すように地表面を濃度固定境界として放射壊変、半減期 5730 年を考慮した。壊変定数(λ)は、 1.21×10^{-4} (1/4)である。浅部で地化学反応を受けて希釈されるため、地表面の濃度はこれをあらかじめ考慮して 0.41 と設定した。その他の分散長、間隙率などのパラメータは、 4 He 年代の境界条件と同じである。

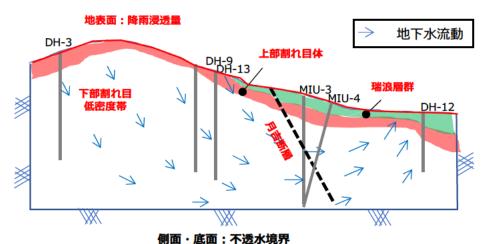


図 3.3-8 地下水流動の境界条件

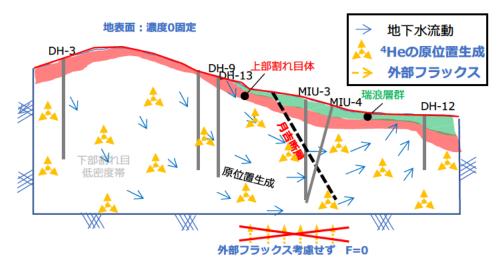


図 3.3-9 ⁴He 濃度の境界条件

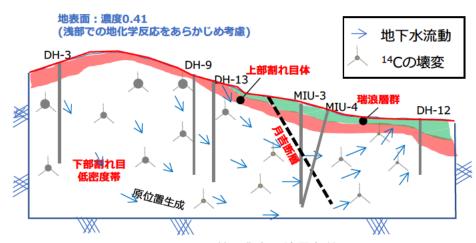


図 3.3-10 ¹⁴C 濃度の境界条件

4) 使用データ

東濃地域で掘削されたボーリング孔を図 3.3-11 に示す。DH-3、DH-9、DH-13 が涵養域、MIU-1~4、DH-11 が中間域、MSB-1~4、MIZ-1、DH-2、DH-12, DH-15 が流出域に位置している。全水頭、4He、14C は、これらのボーリング孔において調査された。

全水頭の実測値を図 3.3-12 に示す。全水頭は、涵養域から流出域に徐々に低下している、ただし、深度方向にほとんど変化がなく、浅部から深部までほぼ同じ値である。すなわち、ボーリング地点の地表面標高とほぼ同じである。MIU-2~4 は、月吉断層と交差していることから、同断層の上流側(浅部)と下流側(深部)で全水頭が大きく変化している。全水頭は、流況を反映している場合、涵養域では深度が深くなるにつれ減少し、流出域では深度が深くなるにつれ増加するような分布を示す。しかし、本地点では、地下水流動が小さいためか、そのような全水頭分布の傾向は明確でない。

4He 年代の実測値を、図 3.3-13 に示す。4He 年代の実測値は、涵養域、中間域、流出域と徐々に古い年代値を示しており、流況を反映した年代となっていることが分かる。

14C 年代の実測値を、図 3.3-14 に示す。14C 年代についても、4He 年代と同様に、涵養域、中間域と古くなっている。また、涵養域では深度とともに増加する傾向が顕著である。中間域では深度方向に変化がない傾向である。これらは、涵養域では下方向に流れ、中間域では横方向に流

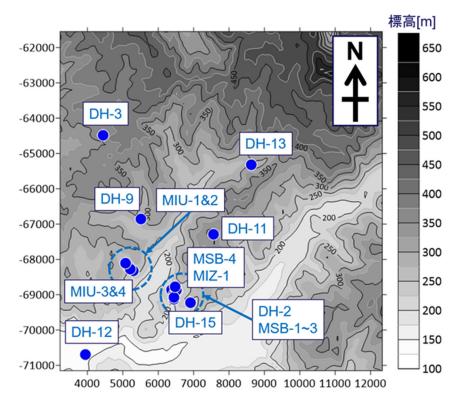


図 3.3-11 実測値を取得したボーリング孔の位置

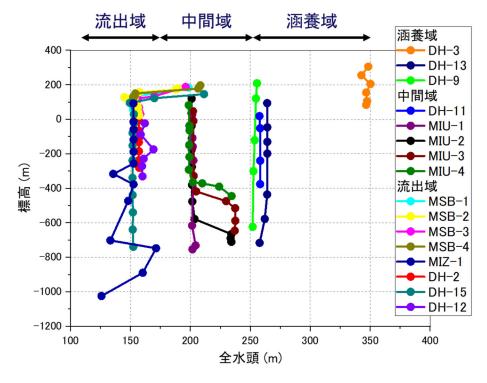


図 3.3-12 全水頭の実測値(標高0mを基準)

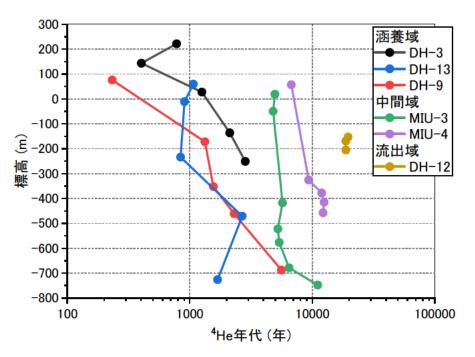


図 3.3-13 ⁴He 年代の実測値

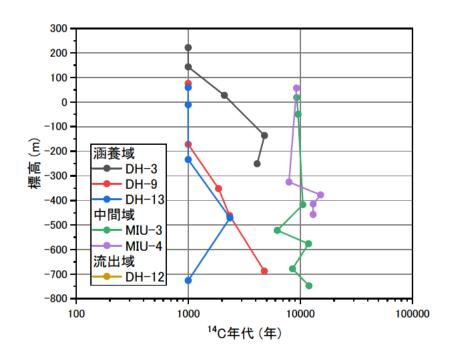


図 3.3-14 ¹⁴C 年代の実測値

(3) 基礎方程式

地下水流動・物質移行解析は、FEFLOW で実施した。地下水流動の基礎方程式は以下のとおりである。ここでは、定常状態を仮定して評価するため、右側の式を解くことになる。

$$Ss\frac{\partial h}{\partial t} = k\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + Q$$
 一定常状態 $k\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + Q = 0$

ここに、SS は比貯留係数、k は透水係数、h は全水頭、Q は流入量である。

花崗岩や瑞浪層郡などの不飽和浸透特性が不明なため、地表面の境界条件を降雨境界条件として解析した。これにより、不飽和帯での地下水流動の厳密ではないものの、不飽和帯から地下水が優位に流入することはなくなる。また、瑞浪地域では、地表面付近に地下水位があることから、おおむね妥当な境界条件であると考えられる。

物質移行の基礎方程式を以下に示す。物質移行でも定常状態を仮定して評価するため、右側の 式を解くことになる。

$$n\frac{\partial C}{\partial t} = -V\frac{\partial C}{\partial x} + D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - n\lambda C + M + F - 定常状態 \rightarrow -V\frac{\partial C}{\partial x} + D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - n\lambda C + M + F = 0$$

ここに、n は間隙率、C は間隙中の濃度、V はダルシー流速、 λ は壊変定数、M は単位体積当たりの生成速度、F はフラックスである。

4He の解析では生成速度を考慮し、14C の解析では壊変項を考慮する。一般的には、4He の解析では、フラックスも考慮するが、ここでは、フラックスの寄与を除外した実測値を逆解析に使用したため、解析ではフラックスは考慮しない。

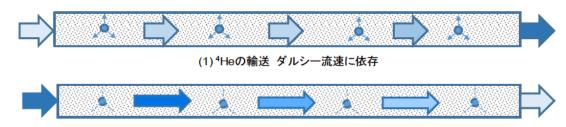
4He 濃度は、図 3.3-15 と以下の式に示すように、地盤内で発生した 4He がダルシー流速に希釈されて濃度が形成される。そのため、4He 濃度は主にダルシー流速に依存すると考えられる。

$$-V\frac{\partial C}{\partial x} + M = 0 - \Re \rightarrow C = C_o + \frac{M}{V}x$$

一方で、14Cの場合、濃度は以下に示すように実流速に依存する。

$$V \frac{\partial C}{\partial x} + n\lambda C = 0 - \Re C = C_o \exp(-\frac{\lambda x}{V/n})$$

これは、 4 He は原位置で生成した 4 He がダルシー流速で希釈されて濃度が形成されるのに対して、 14 C は地表で与えられた濃度が、移行しながら放射壊変するため、濃度分布は実流速に依存する。このように、 4 He と 14 C とでは、起源が異なるため移行形態が異なる。このため、 14 C は間隙率に対する感度を有していると考えられる。



(2)¹⁴Cの輸送 実流速に依存

図 3.3-15 ⁴He と ¹⁴C の輸送形態の違い

(4) 解析結果

1) 間隙率に対する逆解析

昨年度までに、各地層の透水係数に対する逆解析を実施した。一方で、間隙率については、瑞 浪層群では30%、花崗岩では2%のように固定して逆解析を実施した。地下水流動解析の定常 解析では、間隙率が数式になく感度が得られないため、推定できない。一方、4He、14C につい ては、間隙率によっても濃度分布が変化する。このことから、今年度は、透水係数に加えて、間隙率も推定対象として逆解析を実施した。前項で説明したように、基本的には、4He は間隙率に依存せず、14C は間隙率に依存して濃度分布が形成される。

逆解析の対象としたパラメータは、降雨涵養量(r)、透水係数としては、瑞浪層群の水平と鉛直の透水係数(kmh, kmv)、花崗岩上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の透水係数(kgu, kg)、月吉断層の6パラメータ、間隙率としては、瑞浪層群、花崗岩上部割れ目帯、下部割れ目低密度帯、月吉断層の4パラメータの合計11パラメータである。

逆解析は、図 3.3-1 に示したように、FEFLOW を PEST で制御する方法で実施した。逆解析は、それぞれの解析対象の有効性を確認するために、P(全水頭)、 4He 、 ^{14}C の単独指標に基づいて実施した場合、 $P+^4He$ 、 $P+^{14}C$ 、 $^4He+^{14}C$ の 2 指標に基づいて実施した場合、 $P+^4He+^{14}C$ の 3 指標すべてを用いて実施した場合の 7 種類の逆解析を実施した。ただし、全水頭と間隙率は関連性がないため、パラメータの変化による計算値の変化がない。このため、感度マトリックスが計算できず、逆解析が行えないため、P(全水頭)の場合を除き、全 6 種類の逆解析を実施した。

結果を図 3.3-16 に示す。図は、各パラメータについて、上記の 6 種類での透水係数の推定値と推定誤差を示している。降雨涵養量についても単位は m/s で表示した。m/s と mm/y の対応は、図の一番上に示している。間隙率は、透水係数の隣に並べて示す。同じ地層の透水係数と間隙率が同じ高さになるように表示している。図には、尾上ほか(2015)でまとめられている透水係数の対数平均値を実測値(\star)として、尾上・三枝(2005)の瑞浪地区ローカルスケールでの地下水解析で推定されている透水係数の推定値を赤の点線でも示している。間隙率については、実測値に基づく統計量がないため、Saegusa et al.(2003)を参考に実測値(\star)と推定値の赤の点線を設定した。

まず、指標を単独で使用したときの逆解析結果について考察する。4He のみを使用した逆解析において、瑞浪層群の透水係数の推定結果は、実測値した透水係数と整合性がなく、推定した透水係数の推定誤差は、非常に大きかった。これは、4He 年代の実測値が瑞浪層群内にないことが原因だと考えられる。間隙率の推定結果では、どの地層において推定誤差が非常に大きくなっており、確からしく推定できていないと考えられる。これは、前述のように 4He は、ダルシー流速に依存して濃度が変化することから、間隙率に対する感度がないためと考えられる。14C のみを使用した逆解析では、透水係数の推定誤差は、データがない瑞浪層群、月吉断層で大きくなっている。間隙率については、推定誤差は 4He に比べると小さくなった。

次に、2 指標を使用したときの逆解析結果について考察する。全水頭と 4He を使用した逆解析において、透水係数の推定誤差は、全地層において小さくなる傾向にある。ただし、透水係数の推定値と実測値の整合性は良くない。間隙率については、全水頭と 4He ともに、間隙率に対しては感度がないため、推定誤差は非常に大きくなっており、推定できなかったと考えられる。全水頭と 14C を使用した逆解析では、透水係数の推定値と推定誤差は大きく改善した。さらに、透水係数の推定値は実測値に近づき、推定誤差は小さくなった。これは、全水頭が加わることは地下水流動の情報が逆解析に加わることを意味しており、感度(目的関数の形状)が改善されたことを示す。さらに、間隙率の推定結果についても、ここまでの結果と比較して、推定誤差は小さくなった。14C と 4He を使用した逆解析では、透水係数の推定誤差は小さくなったが、推定値と実測値はあまり整合していない。間隙率については、先の全水頭と 14C の場合と同様に推定誤差が小さくなった。ただし、花崗岩上部割れ目帯の間隙率については、非常に小さい間隙率と推定されたことと、推定誤差が大きかったことから、確からしく推定できていないと考えられる。

最後に、3 指標(全水頭、4He、14C)を使用したときの逆解析結果について考察する。透水係数の推定結果は、上部割れ目帯を除いて実測値と非常に良く一致しており、その推定誤差も非常

に小さくなった。間隙率についても、推定値は実測値と近くなり、推定誤差も小さくなった。

ただし、透水係数と同様に、上部割れ目帯の間隙率の推定結果は、実測値に対して1桁ほど異なる。これらは、上部割れ目帯に存在する実測値が少ないため、上部割れ目帯の透水係数と間隙率を推定できなかったと考えられる。

間隙率の推定値は、驚くべきことに、瑞浪層群で約20%、下部割れ目低密度帯で約2%と実測値と非常に近い値が得られた。上述した14Cと4Heにおける実流速とダルシー流速の議論のように、異なる性質をもった指標は、感度があるパラメータが異なると考えられる。それらを組み合わせて逆解析に用いることで、推定結果は実測値に近づき、推定誤差は低下したと考えられる。地下水が割れ目ネットワークを選択的に流れると仮定すると、実流速は速く見積もられる。そのため、地質区分を巨視的な均質媒体として見たときの間隙率を推定することは非常に難しい。しかしながら、ここでは、地下水年代測定結果を適用することによって、割れ目岩盤を巨視的な均質媒体と仮定したときの間隙率を見積もることができた。これは、地下水年代が広域的な地下水流況を情報として持っており、それを逆解析に加えたためである。このことは、大きな成果であると考えられる。

このように、水圧だけでなく、地下水年代の実測値を逆解析に用いることで、透水係数だけでなく、間隙率についても、実測値に近い値で、適切に推定できたと考えられる。

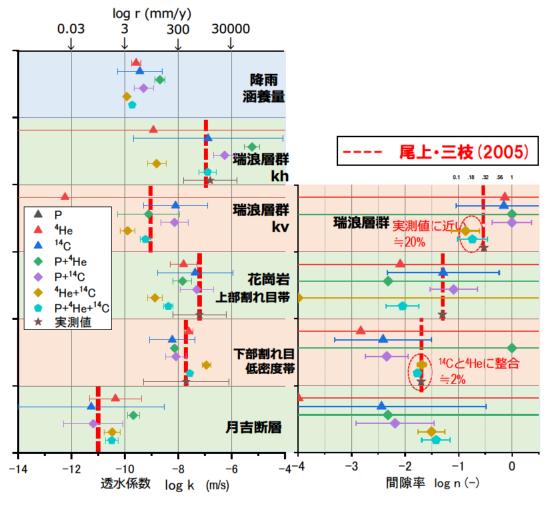


図 3.3-16 各パラメータの推定値と推定誤差

図 3.3-17 に、3 指標(全水頭、4He、14C)を使用した逆解析結果での鉛直断面を示す。鉛直断面

を作成した線も合わせて示した。断面①は、DH-12 や DH-9 ボーリング孔を通過する直線である。断面②は、DH-13 や DH-11 ボーリング孔を通過する直線である。鉛直断面において、左側が涵養域(北)で、右側が流出域(南)を示す。

全水頭では、断面①と断面②において、流出域で全水頭が低下した。これは、月吉断層の透水係数の推定値が低透水であるためである。4He 年代は、暖色部で年代が古いことを示す。4He 年代の結果によると、深部につれ、年代が古くなった。これは、下部割れ目低密度帯の推定値が大よそ 1.0×10⁻⁸ m/s であり、流動性が低いためである。また、断面②の流出域で著しく古くなった。14C 年代も 4He 年代と同様に、暖色部で年代が若いことを示す。14C 年代の結果によると、年代が古い傾向は、4He 年代と同様で、深部の下部割れ目低密度帯で古くなった。上述のように、東濃地域における地下水年代測定の結果によると、4He 年代と 14C 年代には相関があることが知られている(Hasegawa et al., 2016)。相関がある実測値を同時に使用して透水係数と間隙率の逆解析を行ったため、4He 年代と 14C 年代の解析結果は同様の傾向であったと考えられる。

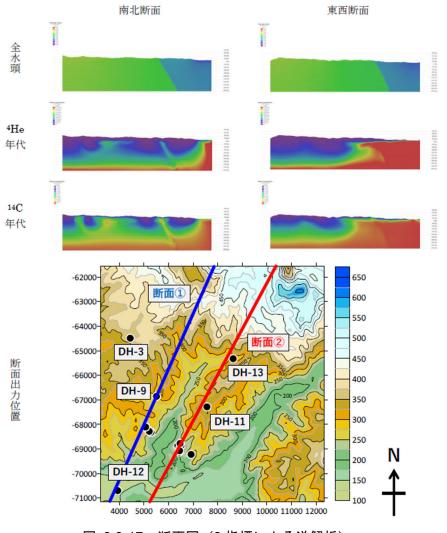


図 3.3-17 断面図 (3 指標による逆解析)

ここでは、花崗岩の間隙率が、母岩の間隙率と同程度に推定された原因について考察する。割れ目を有する岩盤では、拡散による媒体部分の寄与によって有効間隙率が変化する。図 3.3-18 に示すように、地下水流速によって拡散による媒体部分の寄与が変化する。具体的には、

- ①割れ目のみの場合 0.01%以下(媒体がほぼ影響しない、割れ目の率が間隙率)
- ②割れ目+媒体一部の場合 0.01~2% (媒体がやや影響)
- ③全体の場合 2% (媒体の全てが影響、媒体と同じ)

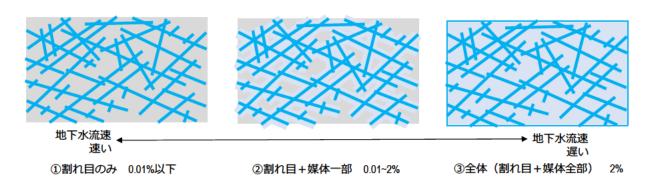


図 3.3-18 地下水流速と有効間隙率の関係

4He の場合、媒体で発生したものが、拡散によって割れ目に流入し、地下水によって輸送される。4He の蓄積が一定(定常)になる時間は、Crank(1975)によれば、以下の式で表される。

$$t > 0.45 \frac{l^2}{D}$$
 $(\frac{Dt}{l^2} > 0.45)$

拡散状態では Dt/L2 > 0.45 となる。

割れ目間隔が 6 m の場合(片側 3 m)、定常到達にかかる時間は、約 2600 年となる。

14C の場合、 割れ目から拡散で媒体に広がることを考慮する。割れ目間隔が、以下に示す式の 拡散の特性長(L)よりも狭ければ、③全体に広がると見なせる。

$$L = \sqrt{\frac{D_e}{n}t}$$

ここに、 D_e は実効拡散係数、n は間隙率、t は 14 C の半減期 5730 年と仮定すると、拡散の特性 長は約 3m となる。割れ目から両側に広がることを考えると、割れ目間隔が 6m 以内であれば、 ③全体(割れ目+媒体全部)に広がるような状態になる。

このように、広域的な地下水流動においては、4Heと14Cはマトリックス拡散の影響を受け、 ③全体(割れ目+媒体全部)が物質の輸送に影響するため、間隙率は2%程度となり、媒体の間 隙率程度と見なせると考えられる。

2) モデルの違いの影響

モデルの違いが解析結果に与える影響を検討するために、前述の異なる 4 つのモデル (図 3.3-7)で計算(順解析)を行った。設定したパラメータの値を表 3.3-2 に示す。これらのパラメータの値は、東濃地域で調査された結果に基づいて設定した。また、これまでの逆解析の結果を踏まえて、降雨涵養量は 5 mm/y に設定した。 4 He の発生速度は、瀬戸層群と瑞浪層群では、 4 C の半減期は 5730 とした。境界条件は上述の通りである。

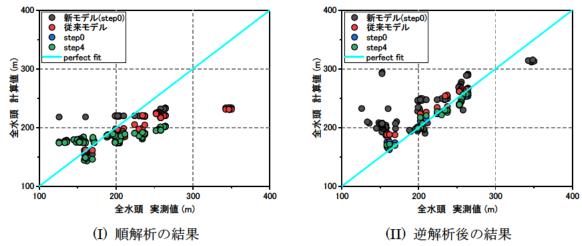
表 3.3-2 順解析で設定したパラメータ

地層	透水係数 [m/s]	間隙率 [-]
瀬戸層群	1.0×10^{-5}	0.3
瑞浪層群 Kh	5.0×10^{-8}	0.9
瑞浪層群 Kv	5.0×10^{-10}	0.2
上部割れ目帯	2.0×10^{-7}	0.05
下部割れ目低密度帯	4.0×10^{-8}	0.02
月吉断層	1.0×10^{-11}	0.02

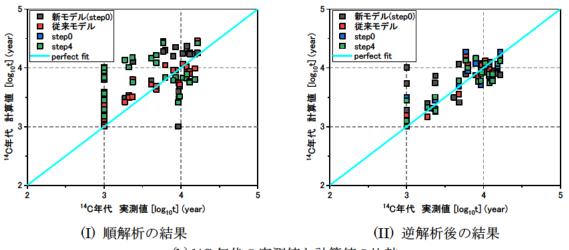
実測値と異なるモデル間での順解析結果を図 3.3-19 に示す。図 3.3-19 には、以降で示す逆解析結果後の計算値と実測値の比較も併せて示している。また、y=x 直線を示しており、この直線上では、実測値と計算値は等しい。順解析結果において、全水頭、 4 He、 14 C、どの比較結果についても、モデルの違いによる計算値の違いは小さい。特に、JAEA モデルの step0 と step4 における解析結果の差異は、ほとんど確認できなかった。一方で、全水頭、 4 He、 14 C での実測値と計算値を比較すると、y=x 上に分布しておらず、観測値と計算値の整合性は悪い。これは、実測値と計算値が合うように透水係数や間隙率を校正していないためである。

これらのことから、実測値を用いて透水係数と間隙率の逆解析を行った。従来モデル、step0 と step4 については、涵養域、中間域、流出域でのボーリング数の偏りが逆解析に与える影響を低減することを目的に、DH-13、DH-9、MIU-3、MIU-4、DH-12 で取得された全水頭、 ^{14}C 、 ^{4}He を実測値として使用した。

逆解析後の計算値と実測値の比較では、順解析の結果に比べて、全ての指標において y=x に近づいた。これは、逆解析によって、実測値と計算値の差が小さくなるように、パラメータが調整されたと理解できる。



(a) 全水頭の実測値と計算値の比較



(b) 14C 年代の実測値と計算値の比較

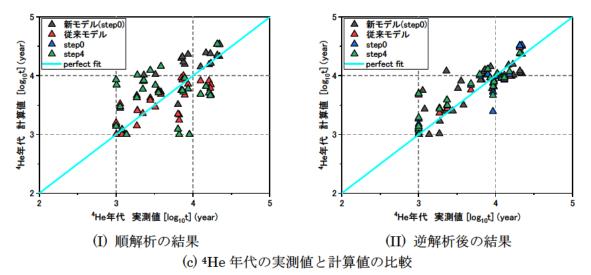


図 3.3-19 異なるモデル間の実測値と計算値の比較

透水係数および間隙率の推定結果を図 3.3-20 に示す。この結果から、モデルを変えても透水 係数・間隙率の推定値および推定誤差に大きな差異はなかった。ただし、実測値が少ない瑞浪層 群と月吉断層については、推定誤差が大きくなる傾向であった。瑞浪層群、月吉断層は、透水係 数の誤差が小さい場合、間隙率の誤差は大きくなる、あるいは、透水係数の誤差が大きい場合、 間隙率の誤差は小さくなる傾向にあった。この結果は、瑞浪層群、月吉断層の透水係数と間隙率 の相関性が高いことを示す。

Step 0 と Step4 とでは、図 3.3-6 に示したように、地層境界が最大で 100 m 程度異なる場合がある。しかしながら、地層厚が局所的に 100 m 変化しても、地層の透水量係数(地層厚×透水係数)が倍や半分にならないため、大きな影響はなかったと考えられる。メッシュ分割や断層のモデル化の違いに対して、推定結果は大きく差異がなかったことから、局所的な地質モデルの差異への依存性は大きくはないと予想される。

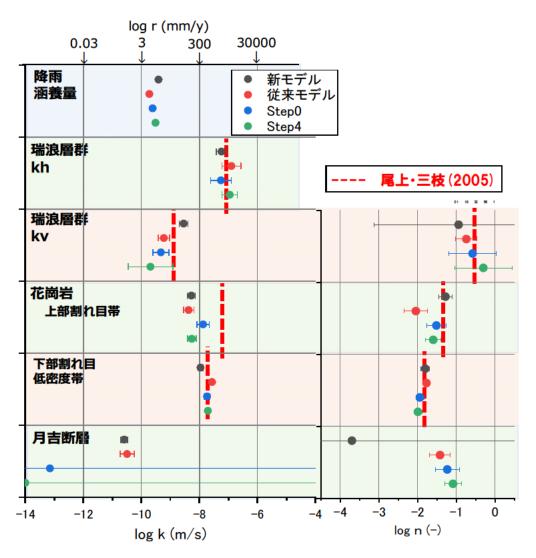


図 3.3-20 モデルの違いによるパラメータ推定結果の違い

3) 計測誤差を考慮した逆解析

実測値には計測誤差が含まれており、この計測誤差が透水係数や間隙率の推定に与える影響を 検討した。ここまでの逆解析については、指標ごとの実測値の標準偏差に基づいて、目的関数の 重み付けを行った。ここでは、指標ごとの計測誤差を測定値に基づいて計算し、これらを目的関数の重みとして設定して、透水係数と間隙率の推定を試みた。また、その推定結果と、指標毎の実測値の標準偏差を重みとして、透水係数と間隙率を推定したときの結果との比較を行った。

涵養域、中間域、流出域でのボーリング数の偏りが逆解析に与える影響を低減することを目的に、DH-13、DH-9、MIU-3、MIU-4、DH-12 で取得された全水頭、 14 C、 4 He を実測値として使用した。また、目的関数の重みとして使用した値を表 3.3-3 に整理した。表 3.3-3 に示すように、ここでは、計測誤差の方が、実測値の標準偏差よりも小さいと仮定した。

	実測値の標準偏差を重みとする	計測誤差を重みとする
	$w_i = \frac{1}{\sqrt{n}\sigma_i}$	$w_{mes_i} = \frac{1}{\sqrt{n\sigma_{mes_i}}}$
	$n:$ 実測値数、 $\sigma_i:$ 実測値の標準偏差	$n:$ 実測値数、 $\sigma_{mes_i}:$ 仮定した計測誤差
全水頭	$\sigma_{mes_h} = 35.1$	σ _{mes_h} = 0.200 (圧力計の精度を 0.2%と仮定)
	$w_h = 4.74 \times 10^{-3}$	$w_{mes_h} = 8.33 \times 10^{-2}$
¹⁴ C 年代	$\sigma_{cl4} = 0.450$	σ_{mes_c14} = $2.40 \times 10^{\cdot 2}$ (同一区間で取得した実測値の標準偏差)
	$w_{c14} = 4.54 \times 10^{-1}$	$w_{mes_c14} = 8.51$
⁴ He 年代	σ_{he4} =0.430	σ _{mes_he4} = 0.10 (同一区間で取得した実測値の標準偏差)
	$w_{he4} = 4.66 \times 10^{-1}$	$w_{mes_he4} = 2.00$

表 3.3-3 重みの設定方法

重み付けの違いによる推定結果の違いを図 3.3-21 に示す。横軸に計測誤差を重みにしたときの推定結果を示し、縦軸に実測値の標準偏差を重みにしたときの推定結果を示す。図 3.3-21 には、y=x (直線)と $y=x\pm1$ (点線)を示した。y=x 上であれば、推定結果の差異はない。また、比較結果が y=x+1と y=x-1 の間にあれば、推定結果は ±1 オーダー以内の差異である。

図 3.3-21(a)によると、涵養量と下部割れ目低密度帯の透水係数の推定結果は、重み付けの違いによらず、同じであった。一方、瑞浪層群や上部割れ目帯の透水係数の推定結果は、重み付けの違いによって、1 オーダー以上異なった。図 3.3-21(b)に示す間隙率の推定結果も透水係数の推定結果と同様の傾向を示した。下部割れ目低密度帯の間隙率の推定結果は、重み付けの違いによらず、同じであった。一方、瑞浪層群や上部割れ目帯の間隙率の推定結果は、重み付けの違いによって異なった。

下部割れ目低密度帯は、どの指標においても実測値の数が多い。そのため、重み付けの違いによらず、同じ推定結果が得られたと考えられる。一方、実測値が少ない瑞浪層群や上部割れ目帯は、推定結果が一つに決まりにくい(非一意性が強い)と想定される。そのため、重み付けの違いによって、異なる推定結果となったと考えられる。

このように、重み付けの設定方法によっては、非一意性が強いパラメータの推定結果に影響を 及ぼす可能性があることが分かった。ここでの検討は一例であり、計測誤差や実測値の標準偏差 などを用いた重み付けの設定方法およびその考え方については、逆解析を実施する際の考え方に 基づいて設定すべきであると考えられる。具体的には、再現したい項目の重み付けを大きくする、 精度の高いデータの重み付けを強くするなど、が考えられる。

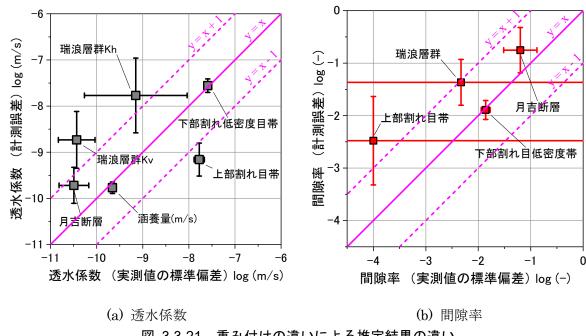


図 3.3-21 重み付けの違いによる推定結果の違い

4) 調査の進捗にともなう推定値と推定誤差の変化

ボーリング調査の進捗にともなって、データが取得される。このデータの増加に伴って、パラ メータの推定値と推定誤差がどのように変化するか検討した。ボーリング調査時には、可能な限 りデータを取得するように工程と調査項目が決められる。そのため、逆解析に使用するデータは、 全水頭、⁴He、¹⁴C とした。

ここでは、①どのような地点 (涵養域、流出域、地層など)、②どのような調査項目 (水圧、4He、 14C など)、③どの程度の調査量が、地下水モデルの校正において有効であるか検討を行う。具体 的には、計算値に測定誤差を与えたものを実測値とみなし、実測値の増加(地点と調査項目)に 対するパラメータの推定値と推定誤差の関係を示す。これらの結果を踏まえて、地下水モデルの 校正方法を提案する。

① 調査領域の影響

まず、どの地点の調査領域が地下水モデルの校正に有効か検討する。図 3.3-22 に示すように、 全域で取得されたデータを用いた場合、涵養域のデータを用いた場合、流出域のデータを用いた 場合として、透水係数と間隙率の逆解析を行った。

逆解析結果を図 3.3-23 に示す。全域と流出域はほぼ同じ結果が得られており、実測値とも整 合した。一方で、涵養域のデータは推定誤差が顕著に大きくなった。そのため、確からしい推定 結果が得られていないと考えらえる。 4 He 年代と 14 C 年代は、 103 年以下の年代は、 103 年に置き 換えて使用した。涵養域は若い年代を持つ地下水が分布するため、有効なデータが少なく、推定 できなかった可能性がある。

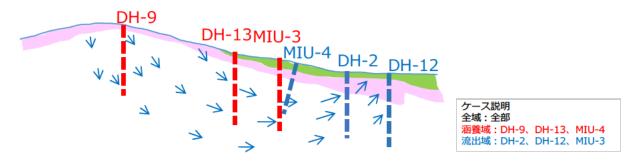


図 3.3-22 涵養域と流出域のボーリング孔区分

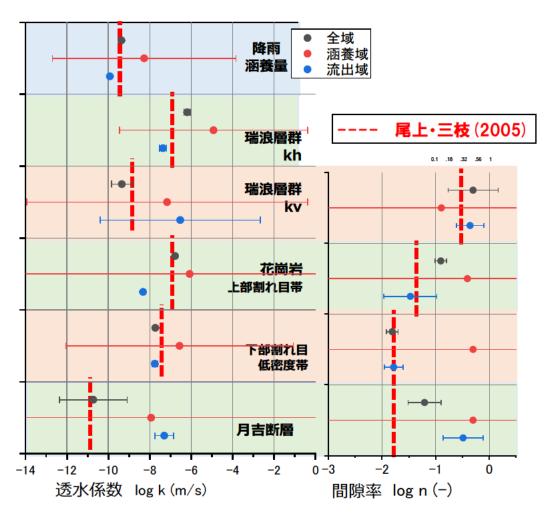


図 3.3-23 流域による逆解析結果の影響調査

②調査項目の影響

地下水モデルの校正に有効なデータを確認するために、調査項目を検討した。ここでは、実測値の感度(合成観測値感度)を図 3.3・24 のようにまとめた。ここで使用した合成観測値感度は、全水頭 ⁴He、¹⁴C を用いて、透水係数と間隙率を推定したときに得られたものである。図 3.3・24では、計算値と実測値と比較して示しており、全水頭、⁴He、¹⁴C を色、感度の大小をプロットの大きさで表した。さらに、全水頭については、グラフの左下が涵養域、右上が流出域になるように、横軸・縦軸の増加方向に対して、全水頭の値が減少するように表示した(軸の大小を反転さ

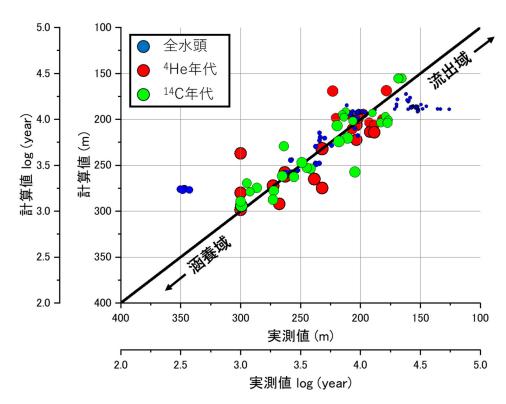


図 3.3-24 各実測値の各指標に対する感度(透水係数と間隙率の推定)

この結果から、全水頭は全体に感度が小さく、特に流出域で小さくなっている。これは、全水頭は、涵養域では涵養量や透水係数によって水位・水圧が変化するが、流出域では水位が地表面に近く、水圧が変動しにくいため、感度が小さいと考えられる。4He 年代と ¹⁴C 年代については、全体に感度がおおきくなっている。これらは、透水係数の変化や間隙率の変化によって計算値はほぼ線形的に変化するため、このような結果が得られたと考えられる。この結果からも、4He 年代と ¹⁴C 年代は、対数値で扱っているものの感度は大きいと考えられる。概略的ではあるが、このような結果から、どの調査項目、どの調査地点が重要か議論できると考えられる。

③ 調査の進捗の影響

調査の進捗の影響を調査するために、ボーリングが掘削された順を参考にして、図 3.3-25 に示すように、①DH-2、②DH-9、③DH-12、④MIU-3、⑤MIU-4、⑥DH-13 のようにデータを増やしながら、透水係数と間隙率を逆解析する数値実験を行った。この条件をそれぞれ $Step1\sim6$ とした。

この結果を図 3.3-26 に示す。図には、各 Step での透水係数の推定値と推定誤差の変化を示している。また、透水係数の設定値(真値)をハッチングで示している。透水係数の推定結果について、Step が小さい場合、特に Step1 では、どの地層、降雨量においても推定誤差は大きかった。Step3 から、花崗岩の下部割れ目低密度帯や降雨量では、推定誤差は小さくなり、推定値も概ね設定値と整合した。一方で、実測値が少ない瑞浪層群や月吉断層などは、推定誤差が大きくStep 毎に値が変動した。間隙率の場合も同様で、Step が小さい場合には推定誤差が大きく、推定値は設定値から離れているものの、Step3 以降では、推定値および推定誤差ともに変動量が少

なくなった。ただし、瑞浪層群や月吉断層について、透水係数と同様で、実測値が少ないため、 step6 でも推定値と設定値の差異は大きかった。

このモデルでは、比較的早い調査段階(ボーリング数少ないとき)で設定値と同等の推定結果が得られた。一方、実測値の少ないところでは、最後の調査段階(ボーリング数が多いとき)でも推定値と設定値の差異は大きかった。このように、原位置調査の進捗を考慮しながら推定値と推定誤差を求めることは、どの程度の調査を実施すれば良いか、適切に透水係数や間隙率が推定できるか、などを議論するための一助になると考えられる。ただし、この結果では調査の進捗によって地質モデルは変わっていない。調査の進捗に応じて、地質モデルが改良された場合などは、それにあわせて、解析モデルを変更しながら検討する必要があると考えられる。

図 3.3-26 に対応したパラメータの同定率を図 3.3-27 に示す。パラメータの同定率は図 3.3-28 に示すように、パラメータの推定結果が解空間にどの程度反映されるかを示したものである。 PEST から出力される情報を用いて計算できる。逆解析結果として得られる感度マトリックスを 特異値分解し、その結果から感度のあるパラメータを識別する。これは、推定したパラメータが 解空間に射影できる大きさを示しており、値は 0~1 の間である(Doherty and Hunt, 2009)。値 が 1 に近いほど、解空間へ射影できる大きさが大きいため、識別できたとされる。

図 3.3-27 に示す透水係数の同定率は、Step3 以降から上昇した。これは、図 3.3-26 に示す透水係数の推定誤差の変化が、Step3 以降から小さくなり、推定値と設定値が整合する傾向と同じである。一方で、瑞浪層群、月吉断層の同定率は、Step6 においても低いままであった。間隙率については、上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯は、同定率が徐々に増加する傾向が見られ、データの増加が同定率の上昇に効果があると推測できる。一方で、瑞浪層群と月吉断層は、Step6 で低下しており、同定率は低かった。これらのことから、パラメータの同定率は、調査の進捗に伴って、解析モデルの校正が改善されているか調べることに有効な指標であると考えられる。

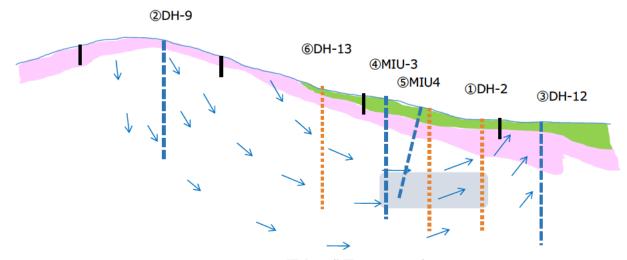
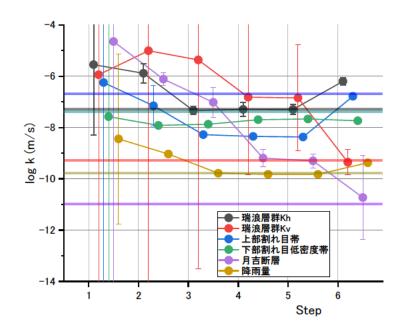
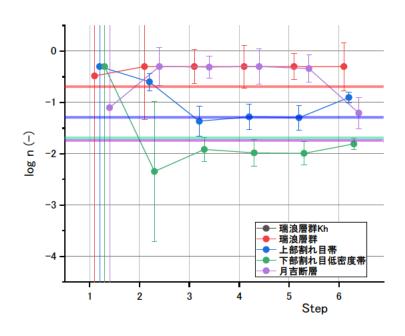


図 3.3-25 調査の進展のイメージ

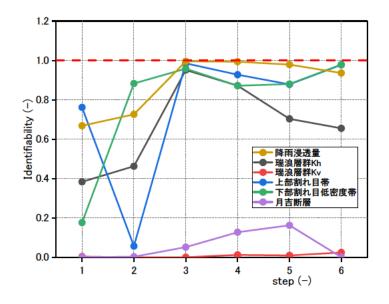


(1) 透水係数



(2) 間隙率の同定率

図 3.3-26 調査の進展にともなうパラメータの推定値と推定誤差



(1) 透水係数の同定率

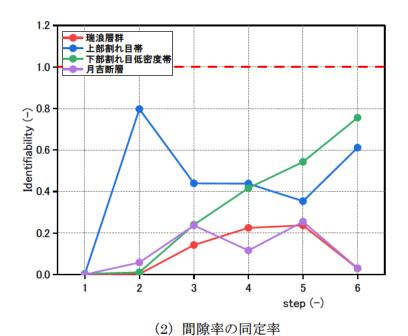


図 3.3-27 調査の進展にともなうパラメータの同定率

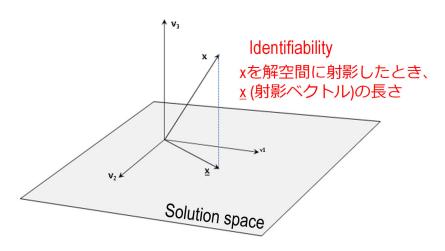


図 3.3-28 パラメータ同定率の概念図 (Doherty, 2015) に加筆

(5) 考察および提言

地下水年代測定結果を用いて逆解析を行い、降雨涵養量、各地層と断層の透水係数、間隙率の推定値と推定誤差を求めた。降雨量と透水係数、透水係数と間隙率など、ダルシー流速や実流速を決める際に相関性が強いと考えられるものを対象に実施した。全水頭、4He、14Cとそれぞれ物理的性質が異なるものを使って逆解析を実施したため、適切に評価することができたと考えられる。透水係数の推定値については、透水試験結果の対数平均値(尾上ほか、2015)とほぼ同程度の値となっており、推定誤差は非常に小さくなった。上部割れ目帯の透水係数について、推定値と透水試験結果はやや合わない。これは、特徴的な上部割れ目帯は、流出域(立坑周辺)などに分布しており、解析では流出域において、特に地下水年代の実測値が少ないためと考えられる。間隙率については、瑞浪層群で20%程度、花崗岩で2%程度と炉乾燥法で求めた間隙率とほぼ同じ値であった。これは、広域的な地下水流動・物質移行では、滞留時間が長くなり、マトリックス拡散の寄与が大きくなると考えられる。そのため、間隙率の推定値は、割れ目開口幅を積算して得た間隙率ではなく、炉乾燥法で得た間隙率と同程度であったと考えられる。この結果は、花崗岩のような割れ目岩盤での広域的な物質の輸送において、その岩盤を巨視的な均質媒体として仮定したとき、マトリックス拡散の寄与によって間隙率が大きくなることを明らかにした初めての成果と考えられる。

東濃地区で構築されたローカルスケールの初期の地質モデル(Step0)と最後の地質モデル(Step4)について、地質・断層のモデル化、モデルの外形を変えて地下水モデルを作成し、それらが逆解析結果に与える影響を検討した。この結果、逆解析で求めた透水係数や間隙率らはモデル間の差異がなかった。Step0と Step4の地質モデルの変化もそれほど大きくないことから、地質モデルの違いによる解析結果への影響もそれほど大きくなかったと考えられる。このことから、東濃地区で構築されたローカルスケールの地質モデルの差異が解析結果へ与える影響は大きくないと考えられる。

調査結果の地点や項目の重要性を調査するために、涵養域と流出域での調査結果を用いて逆解析を行い、その推定結果を比較した。その結果、流出域の調査結果の方がパラメータの推定に有効であることがわかった。また、実測地点のパラメータの感度を評価し、全水頭よりも地下水年代の方が、感度があったことがわかった。

調査の進捗に伴ってパラメータの推定値と推定誤差が改善されるか検討するために、東濃地区でのボーリング調査の進捗を考慮した逆解析を行い、透水係数と間隙率の推定結果の変化を評価した。その結果、下部割れ目低密度帯の透水係数の推定値は、3本目までのボーリング調査結果

を逆解析に含めたところで、一定値に収束し、推定誤差も小さくなることが確認できた。ただし、実測値が少ない、瑞浪層群や月吉断層の透水係数の推定値は、調査進捗によらず、値が大きく変動し、推定誤差は、大きいままであった。6本目までのボーリング調査結果を逆解析に使ったときの透水係数の推定値は、設定値に近づいたものの、透水係数の同定率は小さい値で推移した。間隙率の推定結果は、逆解析に使用するボーリングの本数によらず、大きな変化は認めらない。また、間隙率の同定率は、逆解析で使用するボーリング本数の増加にともなって増加した。このような検討は、解析上ではあるものの、現状の調査が十分か不十分か定量的に比較できるため、広域の調査計画(調査工程、調査場所など)を立案、改善するときに、有益であると考えられる。

本検討では図 3.3-29 に示すように、地下水年代を考慮した地下水モデルの校正方法を検討した。解析コードについては、地下水流動・物質移行解析コードとして FEFLOW (商用コード)、逆解析コードとして PEST (公開コード)を用いた。FEFLOW はインハウスのコードと異なり、商用コードであり、誰でも使うことができる (属人化を防ぐことができる)。PEST は、順解析部分の解析コードへの入力と出力と制御することで、解析コードに依存せず逆解析を実施でき、種々の問題に利用されている。PEST はパラメータ推定だけでなく、不確実性評価も行うことが可能であり、推定誤差、誤差相関マトリックス、実測値の感度なども評価することができる。

本検討の目的は、地下水年代の結果を地下水モデルに反映し、地下水モデルの信頼性向上を図ることであった。ここでは、4He と ¹⁴C を同時に用いることで、それぞれ物質の移行形態が異なる観点から、地下水モデルを校正することができた。地下水年代を考慮することにより、従来実施されている水圧のみの校正とは異なり、非常に小さい推定誤差でモデル内のパラメータを推定することができた。また、水圧のみの逆解析では、相関性が強く推定が困難であった降雨涵養量や間隙率なども、適切に推定することができたと考えられる。これらのことは、これまでの地下水モデルの校正に比べて、格段に推定誤差が小さくでき、非常に優位な進歩が得られたと言える。今後、4He と ¹⁴C だけでなく、さらに、他の指標(物質や同位体比など)を考慮することは、物理的な性質が異なる情報を逆解析に加えることとなり、より確からしく、一意にパラメータを推定できる可能性もある。ただし、計測誤差を考慮した逆解析で議論したように、実測値の計測誤差やばらつきを考慮した実測値の重み付けや、複数指標で目的関数を計算するときのそれらの構成比率を合理的に設定、説明するための事例研究が今後必要であると考えられる。

また、パラメータの推定時に、推定値と推定誤差、同定率が算出できるため、これらを指標として、今後の調査計画の立案(例えば、調査地点や調査項目など)も検討することができる。今後、地下水モデルの校正だけでなく、そこで計算された不確実性を用いて、調査計画の立案やシナリオの予測などにも反映できることが期待できる。そのために、これらを実際のフィールドへ適用した場合の事例研究が必要であると考えられる。

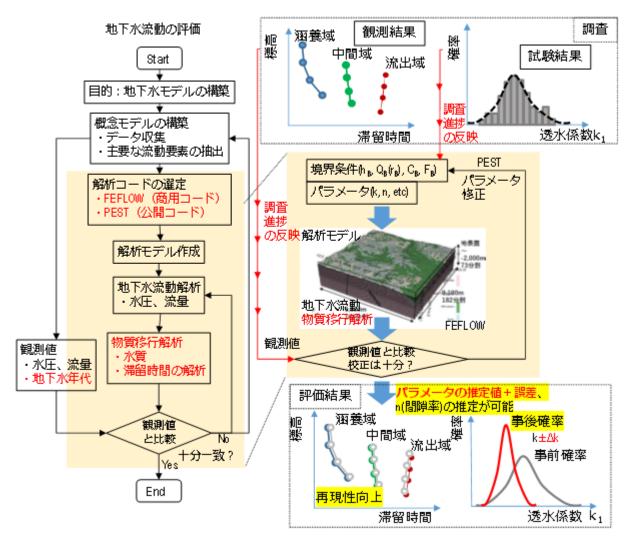


図 3.3-29 地下水年代を考慮した地下水解析フローの提案

参考文献

- Beaujean, J., Nguyen, F., Kemma, A., Antonsson, A. and Engesgaard, P., Calibration of seawater intrusion models: Inversion parameter estimation using surface electrical resistivity tomography and borehole data, Water Resources Research, Vol. 50, Issue 8, pp. 6828-6849.
- Diersch, Hans-Jörg G., FEFLOW Finite element modeling of flow, mass and heat transport in porous and fractured media, Springer, 2014, Berlin Heidelberg, XXXV, 996p., ISBN 978-3-642-38738-8, ISBN 978-3-642-38739-5 (eBook), doi:10.1007/978-3-642-38739-5.
- Doherty, J., Calibration and Uncertainty Analysis for Complex Environmental Models. Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia. ISBN: 978-0-9943786-0-6, 2015.
- Doherty, J. and Hunt, R., J., Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction, Journal of Hydrology, Vol. 366, Issues 1-4, pp.119-127, 2009
- Finsterle, S., iTOUGH2 Universal Optimization Using the PEST Protocol User's Guide, Earth Science Division, Lawrence Berkeley National Laboratory, University of California, LBNL-3698E, 2011.
- 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.
- González-Quirós, A. and Comte J.-C., Hydrogeophysical model calibration and uncertainty analysis via full integration of PEST/PEST++ and COMSOL, Environmental Modelling and Software, Vol. 145, 105183.
- 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, pp. 166-185, 2016.
- Hill, M.C and Tiedeman, C.R, Effective groundwater model calibration with analysis of data, sensitivities, predictions, and uncertainty, Wiley Inter-Science, p.455, 2006.
- 中川 徹, 柳義夫, 最小二乗法による実験データ解析 プログラム SALS (新装版), 東京大学出版, 2018.
- Nakata K, Hasegawa T, Iwatsuki T, and Kato T., (2016) Comparison of ¹⁴C collected by precipitation and gas-strip methods for dating groundwater. Radiocarbon 58, pp.491-503.
- 尾上博則,三枝博光,ローカルスケールの地下水流動解析ーサイトスケールにおけるステップ 3 前半の地下水流動解析の境界条件の設定-,JNC TN7400 2005-011, 2005.
- 尾上博則,三枝博光,大山卓也,ローカルスケールの地下水流動解析―サイトスケールにおけるステップ4の地下水流動解析の境界条件の設定―, JAEA-Research 2007-035, 2007
- 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, 146p, 2015.
- 尾上博則, 超深地層研究所計画 地質構造モデル/水理地質構造モデルの数値データ集, JAEA-Data/Code, 2020-016, 2020
- 大山卓也, 三枝博光, 尾上博則, 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 0 およびステップ 1), JNC TN7400 2005-008, 2005
- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 岩盤中地下水移行評価手法高度化開発, 2019.
- Saegusa, H., Inaba, K., Maeda, K., Nakano, K., McCrank, G. (2003): Hydrogeological modeling and groundwater flow simulation for effective hydrogeological characterization in the Tono area, Gifu, Japan, Groundwater engineering –Recent advances, Kono, Nishigaki & Komatsu (eds), Belkema.
- Si, H., TetGen A Quality Tetrahedral Mesh Generator and 3D Delaunay Triangulator, Use's Manual, Version 1.6, 2020.
- 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.
- Sun, N-Z., Inverse Problems in groundwater modeling, Kluwer Academic Publisher, 337p, 1994.
- 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.

3.3.2 水理パラメータの設定手法の開発

(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 3.3-30)。立坑の掘削地点においては、深度約 170 m 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(上部割れ目帯、Upper Highly Fractured Domain;以下、UHFD)と、下部の割れ目の分布密度が低い岩盤領域(下部割れ目低密度帯、Lower Sparsely Fractured Domain;以下、LSFD)とに区分されている(石橋ほか,2013)。水理パラメータの設定手法の開発は、図 3.3-31 に示す瑞浪超深地層研究所研究坑道を包含する 2km 四方の領域を事例として実施した。

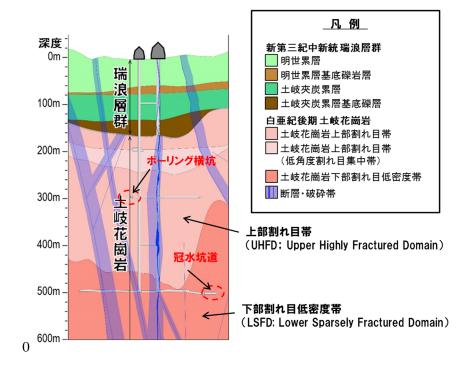


図 3.3-30 瑞浪超深地層研究所周辺の地質・地質構造モデル(石橋ほか, 2013 に追記)

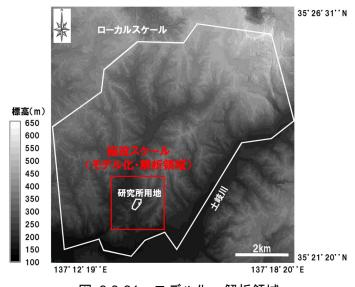


図 3.3-31 モデル化・解析領域

(2) 施設スケールの水理学的な不均質性の解釈

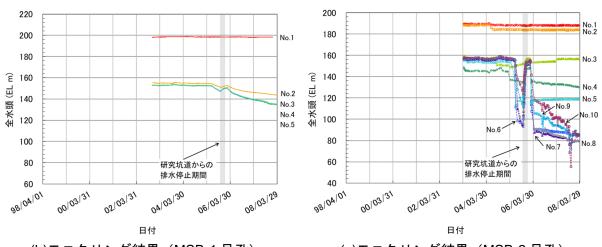
施設スケールの水理学的な不均質性を把握することを目的として、瑞浪超深地層研究所周辺で 観測された地下施設建設前の地下水の水圧および地下施設建設に伴う地下水の水圧変化(図 3.3-32)に基づき、超深地層研究所周辺の水理地質構造を解釈した。

(3) 超深地層研究所周辺の水理地質構造

瑞浪超深地層研究所周辺で観測された研究坑道掘削中の水圧観測結果から、主立坑沿いに分布する断層(主立坑断層)や明世累層中の泥岩層を境として変化の傾向が異なることが確認されている(例えば、毛屋ほか(2010))。例えば、坑道掘削の初期段階においては、主立坑断層南側に位置する換気立坑からの湧水に対し、同断層南側の土岐夾炭累層以深では大きな水圧低下が確認された(図 3.3-32(c)の No.5 から No.10 区間)のに対し、同断層北側では緩やかな水圧低下が確認された(図 3.3-32(b)の No.2 から No.5 区間)。また、明世累層中の泥岩層より浅部では立坑掘削による水圧変化は確認されていない(図 3.3-32(b)の No.1 区間および(c)の No.1,No.2 区間)。これらのことから、瑞浪超深地層研究所周辺の水理地質構造は瑞浪層群浅部の泥岩層および主立坑断層など不連続構造に囲まれた水理学的コンパートメントが形成されていると推定された。瑞浪超深地層研究所周辺の水理地質構造の概念を図 3.3-33 に示す。



(a) モニタリング位置図



(b)モニタリング結果(MSB-1 号孔) (c)モニタリング結果(MSB-2 号孔) 図 3.3-32 水圧モニタリング結果の一例

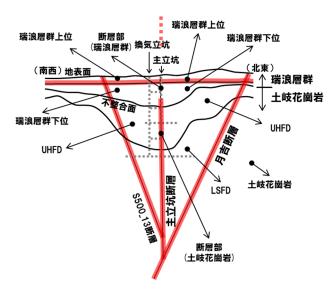


図 3.3-33 瑞浪超深地層研究所周辺の水理地質構造概念図

(4) CPM モデルの構築

本事業では、広域の地下水流動場のモデル化手法として一般的に用いられる連続体モデル(以下、CPM モデル)と水みちとなる割れ目に起因する岩盤の水理学的不均質性を考慮した等価不均質連続体モデル(以下、ECPM モデル)の2つのモデル化手法の比較を行い、施設スケールの地下水流動特性評価の観点から両モデル化手法の有効性を検討する。ここでは、本事業で構築した CPM モデルについて述べる。

1) モデル化要素の抽出

水理地質構造のモデル化要素は、図 3.3-34 に示す水理地質構造概念に加え、酒井ほか(2016) によって構築された深度 500m の研究坑道(深度 500m ステージ)の地質・地質構造の情報を加えて更新された地質構造モデル(Stage500 モデル)に基づき瀬戸層群、瑞浪層群、瑞浪層群中の泥岩層(明世/本郷累層下面)、土岐花崗岩(上部割れ目帯、以下、UHFD)、土岐花崗岩(下部割れ目低密度帯、以下、LSFD)、主立坑断層周辺の変質を伴う割れ目帯、および月吉断層に伴う割れ目帯を抽出した。また、主要な不連続構造として、月吉断層、日吉川沿いのリニアメント、主立坑断層、および S500_13 断層を抽出した(図 3.3-34)。

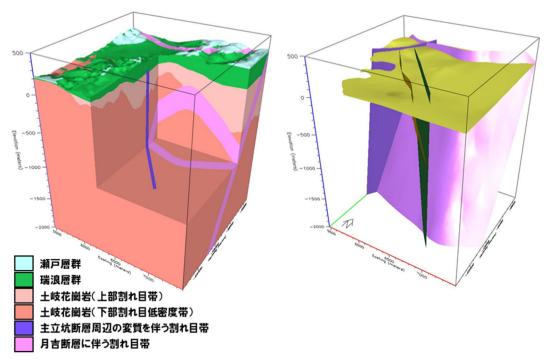


図 3.3-34 抽出したモデル化要素

2) 研究坑道のモデル化

水理地質構造モデルには、研究坑道として主立坑、換気立坑、水平坑道、および予備ステージをモデル化した(表 3.3-4 モデル化した研究坑道および図 3.3-35)。

表 3.3-4 モデル化した研究坑道

研究坑道	備考		
主立坑	・深度500mまで		
換気立坑	深度500mまで		
予備ステージ	·深度100m、200m、300m、400m、500m		
水平坑道	・深度200mボーリング横坑(主立坑・換気立坑) ・深度300m研究アクセス坑道、深度300mボーリング横坑(換気立坑) ・深度500m研究アクセス北坑道、深度500m研究アクセス南坑道		



図 3.3-35 研究坑道のイメージ図 (尾上・竹内, 2020)

3) 三次元格子の分割

三次元格子の分割は、地質モデルにおける地形の起伏、水理地質構造の分布形状の再現性、ならびに地下水流動解析の収束性を考慮して設定した(表 3.3-5 基本的な格子分割)。

	分割範囲	格子分割の大きさ(m)		
	刀刮軋出	水平方向	深度方向	
全領域	標高-2000m~地表	25	25	
	主立坑•換気立坑	2.5	5	
7Π σ έ ο 1± ν ±	深度100~500m予備ステージ	2.5	1	
研究坑道 近傍	深度200mボーリング横坑	2.5	1	
21/5	深度300mステージ	2.5	1	
	深度500mステージ	2.5	1	
断層	標高-2000m~地表	5	_	

表 3.3-5 基本的な格子分割

4) 水理地質構造モデルの構築

CPM モデルにおいて設定した水理特性は、土岐花崗岩(UHFD および LSFD)を除き、尾上ほか(2015)を参考に設定した。また、土岐花崗岩(UHFD および LSFD)の透水係数については、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所(2021)における DFN モデルに基づく $100 \,\mathrm{m}$ ブロックの XYZ 方向の等価透水係数 (pho) の対数平均値 $(\mathrm{UHFD}\,2.5\mathrm{E-7m/s},\mathrm{LSFD}1.0\mathrm{E-8m/s})$

を参考に、モデルキャリブレーションにより水圧分布や湧水量が実測値と整合する値とした(表 3.3-6)。

表 3.3-6 に示すモデル化要素の水理特性を、三次元的な地質構造モデルに加えることにより、 CPM モデルの水理地質構造モデルを構築した(図 3.3-36)

		透	水係数(m/s)					
地層区分		水平方向	鉛直方向	透水 異方性				
瀬戸層群		1.0E-06	1.0E-06	無				
瑞浪層群		1.6E-07	1.6E-09	有				
瑞浪層群中の泥岩層(明世/本郷累層下面)		1.0E-11	1.0E-11	無		透水係数(m/s)		
					断層	断層面	断層面	透水
	上部割れ目帯(UHFD)	2.5E-07	2.5E-07	無		<u> 方向</u>	直交方向	異方性
土岐花崗岩	下部割れ目低密度帯 (LSFD)	5.0E-08	5.0E-08	無	月吉断層	1.0E-11	1.0E-11	無
月吉断層に伴う割れ目帯		4.0E-07	4.0E-07	無	日吉川沿いのリニアメント	6.3E-06	1.0E-11	有
主立坑断層周辺の	堆積岩部	1.0E-09	1.0E-09	無	主立坑断層(S500_M_SHAFT)	3.2E-11	3.2E-11	無
変質を伴う割れ目帯	 花崗岩部	1.0E-09	1.0E-09	無				
	1.01-3-4 4.	00	00		S500_13	3.2E-10	1.0E-11	有

表 3.3-6 設定した水理特性

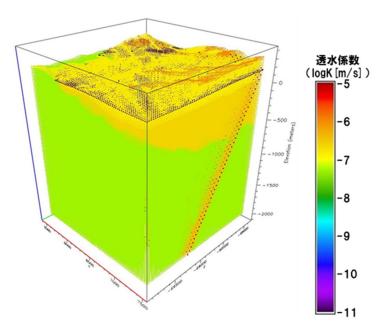


図 3.3-36 水理地質構造モデル (CPM モデル)

(5) ECPM モデルの構築

本事業で構築した ECPM モデルについて述べる。

1) 等価透水係数分布の算出方法

ECPM モデルの構築に際しては、地質区分として UHFD、LSFD の各々に対して、グリッド サイズとして 25m、50m、100m の 3 ケースのモデル化を実施した。ECPM モデルの構築方法としては、対象領域に対して任意の透水係数分布に基づき、その空間的な分布をランダムに設定するモデル(以下、ランダム ECPM モデル)と、DFN モデルなどに基づきグリッド間の割れ目の

連続性を考慮したモデル (以下、連続性考慮 ECPM モデルと示す) が考えられる。そこで、ECPM モデルの構築方法による流動解析への影響を評価するために、これら 2 つ方法で UHFD、LSFD の等価透水量係数分布を設定し、ECPM モデルを構築した。 ECPM モデルの構築に関するモデル化フローを図 3.3-37 に示す。図中の L_{\min} =2.0m は割れ目最小長さ 2.0m、 L_{\min} =10.0m は割れ目最小長さ 1.0m である。なお、等価透水量係数分布の設定に必要となる DFN モデルの構築に必要なパラメータセットは表 3.3-7、各種パラメータセットに適用された分布関数は表 3.3-8 の通りである。また、DFN モデルの構築に際しては、表 3.3-9 に示す仮定(考え方)に基づき上・下限値を設定した。

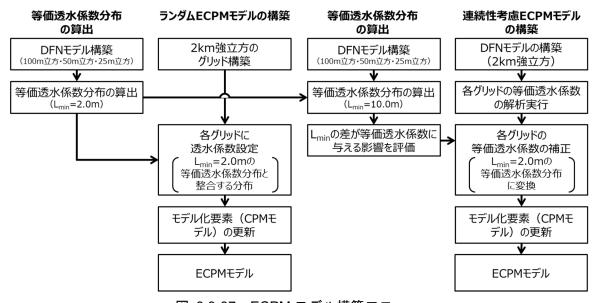


図 3.3-37 ECPM モデル構築フロー

表 3.3-7 UHFD¹)及び LSFD²)の DFN モデル構築のためのパラメータセット

地質区分	卓越 方位 セット	傾斜方位/傾斜 [*] [deg.]	Fisher 定数 [-]	割れ長さ (べき指数[-])	割れ	欠元 目密度 /m³]	透水量係数分布 (対数平均,対数標 準偏差,定数) ³⁾
	Set 1	61.0 / 86.6	12.7		1.81		
UHFD	Set 2	312.9 / 88.3	11.0	4.0	0.38	2.65	-9.0, 0.0, 2.4
	Set 3	114.5 / 8.1	7.6		0.46		
	Set 1	202.9 / 87.8	18.5	3.1	0.43		
LCED	Set 2	150.6 / 89.6	17.8	3.4	0.13	0.00	170 00 70
LSFD	Set 3	80.7 / 86.2	15.3	4.7	0.05	0.69	-17.8, 0.0, 7.2
	Set 4	210.7 / 30.3	12.1	3.3	0.08		

※傾斜方位は、北向きを 0°とした時計回りの角度を示し、傾斜は水平下向きの角度を示す。 1)細谷ほか、2015、2)石橋ほか、2017、3)日本原子力研究開発機構、電力中央研究所、2021

表 3.3-8 DFN モデル構築に用いる分布関数

パラメータ	適用する分布関数
割れ目方位分布	• フィッシャー分布を仮定し、方位セットごとの卓越方位と広がり(フィッシャー係数)を用いた分布を活用(下式) $f(\theta) = \frac{1}{2\pi} \frac{k \sin \theta}{e^k - e^{-k}} e^{k \cos \theta}$ θ : 割れ目の集中方向(極)と個々の割れ目の交角(0 < κ) κ : フィッシャー係数
割れ目長さ分布	・ べき乗分布を仮定(下式) $f(r) = \frac{b-1}{r_{min}} \left(\frac{r_{min}}{r}\right)^b = (b-1) r_{min}^{b-1} r^{-b}$ r : 割れ目半径[m], r_{min} : 最小半径[m], b : べき数
透水量係数分布	• 割れ目の長さと透水量係数の相関モデルを仮定(下式) $T = lognorm(\mu, \sigma) \times r^C$ $T:$ 透水量係数, $\mu:$ 対数平均, $\sigma:$ 対数標準偏差, $r:$ 割れ目半径, $C:$ 定数

表 3.3-9 DFN モデルの構築に関する各種仮定・設定(日本原子力研究開発機構,電力中央研究 所, 2021)

項目	仮定・設定理由等
割れ目の 長さ	・下限値: 2.0m (2km 立方領域では 10.0m で構築し等価透水係数として 2.0m に補正) ※小さな割れ目は、岩盤マトリックス部に相当すると仮定し、その発生を制限するために下限値を設定(透水量係数分布の仮定から、小さな割れ目の水みちへの寄与は小さい) ※データセット自体は、統計的な検討が可能と考えられるトレース長 2m 以上の範囲からパラメータが推定されている
	・上限値:100.0m ※バックグラウンド割れ目がモデル化対象となる。当該地域で構築される地質 構造モデルで表現される断層の最小長さは100mである3ことから、この最 小値を上限値として設定
割れ目の 透水量係	・下限値:1.0E-11 m²/s ※透水量係数が低い割れ目は水みちへの寄与が小さいことから、岩盤のマトリックス部に相当すると仮定して下限値を設定 ※原位置での水理試験では測定限界があるが、水みちに寄与する割れ目の下限 は捉えられていると仮定する(水理試験結果に基づき下限値を設定すること とする)
数	・下限値:1.0E-4 m²/s ※モデル化に際し、統計的には極端に高い透水量係数の割れ目もモデル化されるが、現実的ではないと考えられることから、上限値を設定 ※設定に際しては、原位置での水理試験で得られた最も透水性が高い値を上限値として設定

2) 地質区分・解析領域ごとの等価透水係数分布の算出結果

等価透水係数分布の算出におけるモデル化・解析仕様を表 3.3-10 に、解析領域のイメージについて図 3.3-38 に示す。ここでは、X、Y、Z 方向の等価透水係数の対数平均値として求められる有効透水係数を算出し、リアライゼーション毎の有効透水係数を用いて等価透水係数分布を整理した。以降、特段の記述がない場合は、等価透水係数は有効透水係数と同意語として示す。リアライゼーション数については、各地質区分・解析領域に対して 100 リアライゼーションを実施

した。なお、等価透水係数分布を算出する DFN モデルについては、割れ目分布と各割れ目の透水量係数が解析領域を変更しても同じモデルとするために、200m 立方で DFN モデルを構築し、モデル中心から各解析領域分の割れ目モデルを抽出し、解析用の DFN モデルを構築した(図 3.3-39)。

L_{min} = 2.0m の各地質区分と解析領域ごとの等価透水係数分布の算出結果を図 3.3-40 に、各分布の対数平均値等について表 3.3-11 に示す。

UHFD、LSFD 共に 25m グリッドの等価透水係数のばらつきが大きく、グリッドサイズの増加と共にばらつきが小さくなる傾向が認められる。これは、グリッドサイズの拡大に伴いより平均的な等価透水係数が算出された結果と考えられる。一般的に連続体モデルであれば、中央値において各グリッドの等価透水係数分布が交差する傾向がある。しかし、UHFD、LSFD 共に各グリッドの等価透水係数分布は、それぞれ 60%付近、90%付近で交差している。これは、割れ目密度や割れ目個々の透水量係数分布に伴う不均質性が原因と考えられ、DFN モデル特有の特徴と推察される。UHFD と LSFD のパラメータセットを比較すると、LSFD は割れ目密度が小さく透水量係数分布についても透水コントラストが大きくなる(分散に相当する C 値が大きい)パラメータであり、LSFD の方がリアライゼーション間の不均質性は大きくなる。この結果、各グリッドの等価透水係数分布の交差箇所は LSFD の方が UHFD に比較して 50%値から大きくずれたと推察される。

表 3.3-10 等価透水係数分布の算出におけるモデル化・解析仕様

パラメータセット	表 3.3-7 の通り				
モデル化条件	表 3.3-9 の通り				
対象地質	UHFD, LSFD それぞれ				
	25m×25m×25m, 50m×50m×50m, 100m×100m×100m				
解析領域	※200m×200m×200m で DFN モデルを構築し、上記対象領域を抜出して構築(対象領域縁辺部の三次元割れ目密度低下を抑制するため)				
最小割れ目長さ	2.0m, 10.0m				
リアライゼーショ ン数	各地質区分・解析領域に対して 100				
境界条件	X面, Y面, Z面それぞれに対して動水勾配 1%で設定 (例えば, 100m 立方の場合は,上流側に全水頭 100m,下流側に全水頭 1m)				
出力内容	 X方向, Y方向, Z方向ぞれぞれの流量 出力された流量から, 各方向の等価透水係数(K=Q/A・△h)を算出 有効透水係数として, 各リアライゼーションの3方向の対数平均を算出 (Frac-Affinity インプットデータとして) 				

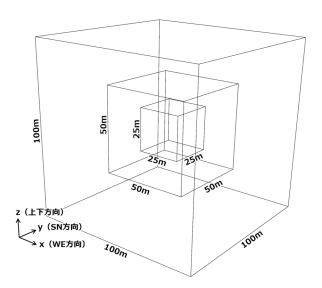


図 3.3-38 解析領域のイメージ

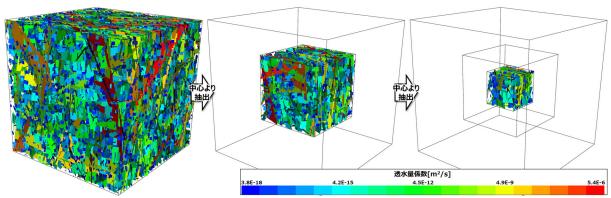
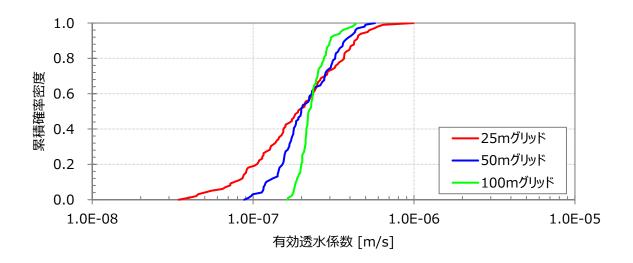
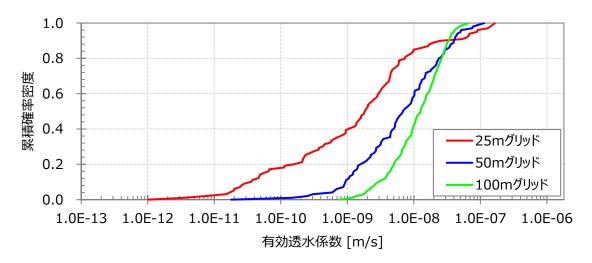


図 3.3-39 DFN モデルの構築(抽出) イメージ



UHFD の等価透水係数分布(Lmin = 2.0m)



LSFD の等価透水係数分布 (L_{min} = 2.0m) 図 3.3-40 等価透水係数分布の算出結果 (L_{min} = 2.0m)

表 3.3-11 等価透水係数分布の対数平均値,中央値,最大値,最小値一覧

		UHFD		LSFD				
	25m グリッド	50m グリッド	100m グリッド	25m グリッド	50m グリッド	100m グリッド		
対数平均値	1.86E-07	2.13E-07	2.34E-07	1.25E-09	6.19E-09	1.11E-08		
中央値	1.91E-07	1.99E-07	2.22E-07	1.83E-09	6.86E-09	1.26E-08		
最大値	9.92E-07	5.72E-07	4.38E-07	1.65E-07	1.15E-07	6.70E-08		
最小値	3.45E-08	8.80E-08	1.63E-07	1.02E-12	1.79E-11	7.63E-10		

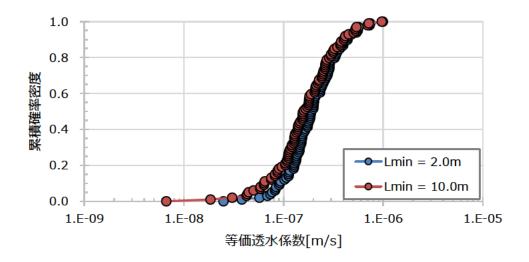
次に、 $L_{min}=10.0$ m の DFN モデルを用いて算出した等価透水係数分布と $L_{min}=2.0$ m の等価透水係数分布との比較を実施した。比較結果として、UHFD は図 3.3-41 に、LSFD は図 3.3-42 に示す。

UHFD の等価透水係数は、何れのグリッドサイズでも、基本的には L_{min} =2.0m の方が高い傾

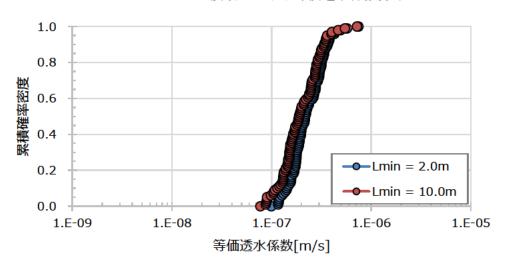
向があり、この傾向は、特に等価透水係数が低い領域で顕著である。UHFD については、透水量係数分布のパラメータセットから、割れ目個々の透水量係数は、割れ目長さが 2.0m で 5.3×10^9 m^2/s であり、規模の小さな割れ目についても比較的透水量係数が大きい。この場合、小さい割れ目であっても水みちとして機能することとなる。このため、特に等価透水係数が小さいリアライゼーションについては、小さい割れ目でも地下水が流動することで、 $L_{min}=10.0m$ に比較して水みちが増え、等価透水係数が大きくなったと考えられる。一方、等価透水係数が高い範囲では、透水量係数が大きな割れ目を主体的に水が流動することで、最小割れ目長さの影響が小さくなったものと推察される。

LSFD については、UHFD に比較して L_{min} = 2.0m、10.0m の差が全体的に小さくグリッドサイズ 50m 立方に至っては、ほぼ差が認められない。LSFD の割れ目の透水量係数分布のパラメータセットでは、割れ目長さ 2.0m で 2.3×10^{-16} m²/s、割れ目長さ 10.0m でも 2.5×10^{-11} m²/s であり、下限値以下であることから解析時には全て 1.0×10^{-11} m²/s に変換しているが、UHFD に比較して非常に透水性が低い。このため、UHFD に比較して L_{min} の違いによる影響が小さくなったことは、割れ目長さ 10.0m 未満の割れ目の透水性が低く、等価透水係数の解析結果への影響が小さくなったと推察される。

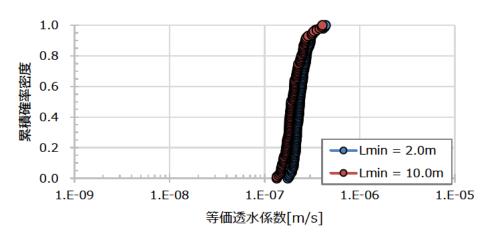
以上のことから、今回のパラメータセットにおいては、UHFD、LSFD 共に等価透水係数の値に対する L_{min} の影響はそれほど大きくはないと考えられる。しかし、分布形状については、 L_{min} = 2.0m と 10.0m で異なることが確認され、ECPM モデルに変換した際に、 L_{min} = 2.0m と 10.0m については等価なモデルとは言い難いと判断した。そこで、連続性考慮 ECPM モデルについては、DFN モデルを用いて一時的な ECPM モデルを構築した後、モデル中の透水係数分布を L_{min} = 2.0m の透水係数に補正することとした。具体的には、一時的な ECPM モデル中の透水係数の累積確率分布を作成し、それに基づく各グリッドの累積確率を設定する。その後、累積確率に対応する L_{min} = 2.0m の等価透水を設定することとした。



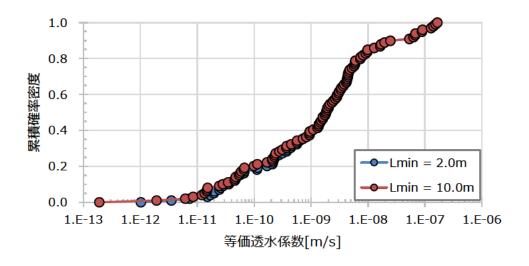
25m×25m×25m 領域における等価透水係数分布



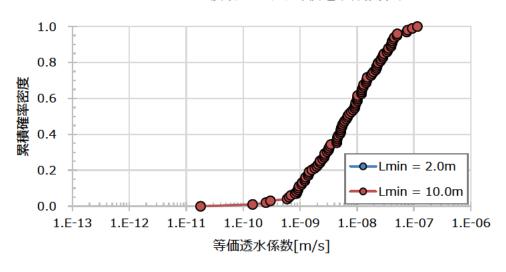
50m×50m×50m 領域における等価透水係数分布



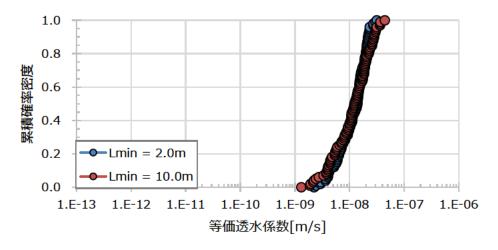
100m×100m×100m 領域における等価透水係数分布 図 3.3-41 等価透水係数分布の Lmin = 2.0m, 10.0m の比較結果 (UHFD)



25m×25m×25m 領域における等価透水係数分布



50m×50m×50m 領域における等価透水係数分布



100m×100m×100m 領域における等価透水係数分布 図 3.3-42 等価透水係数分布の L_{min} = 2.0m, 10.0m の比較結果(LSFD)

3) 水理地質構造モデル(ランダム ECPM モデル)の構築

水理地質構造モデル(ランダム ECPM モデル)は、以下の流れで構築した。

- ① 各地質区分に対して、最小割れ目長 2.0m(以下、Lmin=2.0m)の DFN モデルを用いた 等価透水係数分布を算出する(算出結果は図 3.3-40)
- ② ECPM モデルのモデル化対象領域について、25m 立方、50m 立方、100m 立方のグリッド(座標値)を算出する。
- ③ ②で算出した各グリッドに対し、乱数を用いて累積確率密度値を設定し、①の等価透水係数分布の累積確率密度に相当する等価透水係数を設定する。
- ④ ②, ③を10リアライゼーション繰り返す。
- ⑤ CPM モデルの各地層区分を更新する(設定された等価透水係数を各地層区分に当てはめる)。

⑤で実施した CPM モデルの各地層区分の更新には GEOMASS システム (Ohyama and Saegusa, 2009) の構成要素のうち、Frac-Affinity を用いた。構築した水理地質構造モデルの例 を図 3.3-43 に示す。

CPM モデルと比較すると、UHFD および LSFD の透水係数分布は CPM モデルの透水係数が相対的に高く、ECPM モデルではグリッドサイズが大きいほど透水係数が相対的に高い。これは、ECPM モデルでは、高透水性の割れ目があった場合にグリッドサイズが大きいほどその割れ目に引っ張られて、1 ブロックの等価透水係数が高くなる傾向があることから、その影響によるものと考えられる。

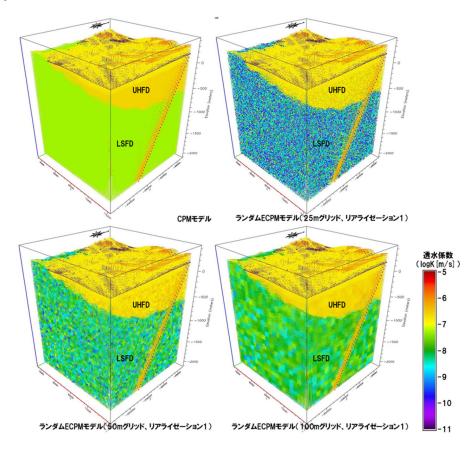


図 3.3-43 ランダム ECPM モデルの例

4) 水理地質構造モデル(割れ目連続性考慮 ECPM モデル)の構築

水理地質構造モデル(割れ目連続性考慮 ECPM モデル)については、2km 立方程度の連続性 考慮 ECPM モデルの基礎となる DFN モデル構築に際して $L_{min}=2.0m$ の設定では計算負荷が大きく、DFN モデルを構築することが困難であった。そこで、 $L_{min}=10.0m$ の等価透水係数分布の算出、 $L_{min}=2.0m$ の等価透水係数分布との比較を経て $L_{min}=10.0m$ で構築した DFN モデルの等価透水係数を補正することで、 $L_{min}=2.0m$ の ECPM モデルと同等の等価透水係数分布を有するモデル(等価透水係数分布としては、ランダム ECPM モデルと同じモデル)を構築した。以下の構築の流れを示す。

- ① 各地質区分に対して、Lmin = 10.0m の DFN モデルを用いた等価透水係数分布を算出する (算出結果は図 3.3-41、図 3.3-42)
- ② Lmin = 2.0m で推定した等価透水係数分布と比較し、補正の必要性や補正方法を検討・決定する。
- ③ 地質区分ごとの解析領域に対し、Lmin = 10.0m の DFN モデルを構築する。
- ④ 各グリッドサイズに分割し、浸透流解析を用いて等価透水係数を算出し、初期的な ECPM モデルを構築する。
- ⑤ 初期的な ECPM モデルの等価透水係数について、Lmin = 2.0m の等価透水係数に補正(変換)する。
- ⑥ ③、④、⑤を3リアライゼーション繰り返す。
- ⑦ CPM モデルの各地層区分を更新する(設定された等価透水係数を各地層区分に当てはめる)。

水地質構造モデル (ランダム ECPM モデル) 構築と同様に、⑦で実施した CPM モデルの各地層区分の更新には GEOMASS システム (Ohyama and Saegusa, 2009) の構成要素のうち、Frac-Affinity を用いた。構築した水理地質構造モデルの例を図 3.3-44 に示す。

水理地質構造モデル(割れ目連続性考慮 ECPM モデル)についても、UHFD および LSFD の透水係数分布は CPM モデルの透水係数が相対的に高く、ECPM モデルではグリッドサイズが大きいほど透水係数が相対的に高い。

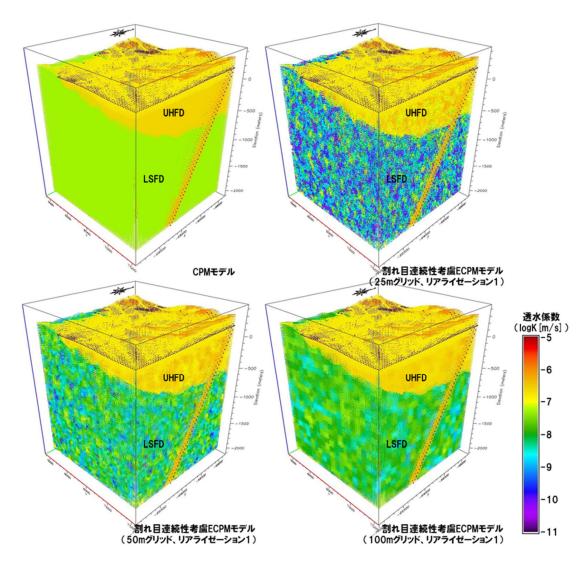


図 3.3-44 割れ目連続性考慮 ECPM モデルの例

(6) 施設スケールを対象とした地下水流動解析

施設スケールにおける岩盤の透水性のばらつきや水理学的な不均質性を再現するために重要となる水理地質構造や岩盤内の割れ目の表現方法、メッシュサイズといった水理パラメータの設定手法について検討するため、構築した CPM モデル、ECPM モデルを用いた地下水流動解析を実施した。地下水流動解析は GEOMASS システム(Ohyama and Saegusa, 2009)の構成要素のうち、Frac-Affinity を用いて実施した。Frac-Affinity は、有限体積法による地下水流動解析コードであり、ハイブリッド媒体として岩盤部、岩盤中の割れ目、および断層などの不連続構造を同時に考慮できるため、不均質な水理地質構造の分布をより現実的に表現できる特徴を有する(Ohyama and Saegusa, 2009)。

1) 境界条件の設定

CPM モデルおよび ECPM モデルに設定する境界条件は表 3.3-12 のとおりに設定した。

上部境界条件は水の流出入のある自由浸出境界とし、岩盤浸透量を与えた。岩盤浸透量は尾上ほか(2015)に基づき 10mm/year を設定した。

側方境界条件は固定水頭境界とし、モデル化・解析領域であるサイトスケールを包含するロー

カルスケール (約 9km 四方の領域、図 3.3-31) を対象に実施した地下水流動解析で得られた水圧分布 (図 3.3-45) を設定した。なお、ローカルスケールの水理地質構造モデルは、尾上ほか (2015) で構築された地質構造モデルを基に、モデル化要素を簡略化して構築した(図 3.3-46)。また、ローカルスケールの水理地質構造モデルに設定した水理特性および境界条件は、尾上ほか (2015) を参考に表 3.3-13 および表 3.3-14 とした。

表 3.3-12 境界条件の設定

モデル境界面	境界条件
上部境界	自由浸出境界(岩盤浸透量:10mm/y)
側方境界	固定水頭境界(ローカルスケールの地下水流動解析結果で得られた水圧 分布を設定)
下部境界	不透水境界
研究坑道壁面	自由浸出境界(負のスキン効果を考慮)

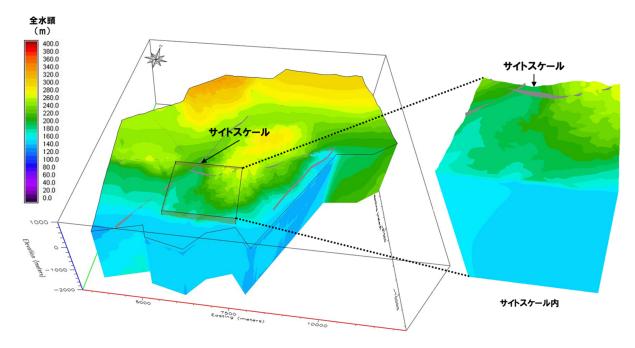


図 3.3-45 水圧分布図

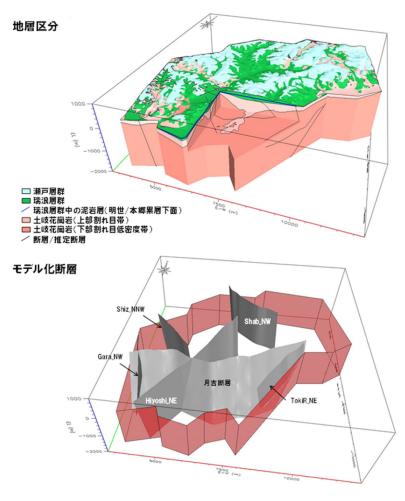


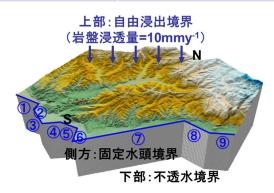
図 3.3-46 地質構造モデル (ローカルスケール)

表 3.3-13 水理特性の設定 (ローカルスケール)

	地層区分	透水係数	透水係数(m/s)			
	地宿 区万	水平方向	鉛直方向			
	瀬戸層群	1.0E	-06			
	瑞浪層群	1.6E-07	1.6E-09			
	明世累層/本郷累層	1.0E	-11			
土岐花崗岩	上部割れ目帯	2.5E	-07			
1 型化尚石	下部割れ目低密度帯	1.0E-08				
		透水係数(m/s)				
	断層	断層面 方向	断層面 直交方向			
		73 143	直文刀円			
	月吉断層	6.3E-06	直交方向 1.0E-11			
	月吉断層 Hiyoshi_NE	İ				
		6.3E-06 6.3E-06	1.0E-11			
	Hiyoshi_NE	6.3E-06 6.3E-06	1.0E-11 1.0E-11			
	Hiyoshi_NE TokiR_NE	6.3E-06 6.3E-06 6.3E	1.0E-11 1.0E-11 E-06			

表 3.3-14 境界条件 (ローカルスケール)

境界条件			
	上部境界	自由浸出境界	
	土岐川以外	不透水境界	
側方境界	土岐川(①, ⑧, ⑨)	固定水頭(土岐川流域を対象とした解析結果 に基づき深度分布を設定)	
	土岐川(②~⑦)	固定水頭(標高140m)	
下部境界		不透水境界	



2) 研究坑道壁面の境界条件

研究坑道壁面の境界は水の流入出のある自由浸出境界を設定した。なお、研究坑道近傍の透水性は、覆エコンクリートなどの人工構造物やグラウト、不飽和領域の発生などの様々な影響により、水理試験などから推定される岩盤の等価な(巨視的な)透水性より低くなっている(負のスキン効果が発生している)可能性がある。このことから、GEOMASS システムでは負のスキン効果を考慮する手法として、坑道壁面および坑道近傍の透水係数を低減させる係数 α の概念を導入している。ここで坑道壁面の透水係数は、「坑道壁面に出現する岩盤の透水係数× α 」で設定される。施設スケールの地下水流動解析において設定した α 値を表 3.3-15 に示す。

表 3.3-15 負のスキン効果 (係数α) の設定値

地	負のスキン 効果(係数α) (-)	
瀬戸層群		- (出現 し ない)
瑞浪層群		0.05
瑞浪層群中の泥岩層	0.05	
1 +	上部割れ目帯(UHFD)	0.01
土岐花崗岩 	下部割れ目低密度帯 (LSFD)	0.05
月吉断層に伴う割れ	- (出現 し ない)	
主立坑断層周辺の	堆積岩部	0.05
変質を伴う割れ目帯	花崗岩部	0.05

3) 地下水流動解析結果(立坑掘削前の水位分布)

CPM モデルおよび **ECPM** モデルを用いた地下水流動解析により得られた、坑道掘削前の水位 分布を図 3.3-47~図 3.3-52 に示す。

坑道掘削前の水位分布は、CPM モデルとランダム ECPM モデル、割れ目連続性考慮 ECPM モデルで大きく変わらず、瑞浪超深地層研究所用地周辺では北西から南東方向へ水圧が低くなる。低透水性の大規模断層や水平に広く分布する堆積岩中の泥岩層を境として水位が大きく異なっているが、これらの水理地質構造で囲まれた領域毎の水位分布は、CPM モデルと各 ECPM モデルで局所的な差異は見られるものの大局的には変わらない。これらの傾向については、グリッドサイズの異なる ECPM モデルの比較においても同様である。よって、施設スケールにおける大局的な地下水流動は、低透水性の大規模不連続構造や水平に広く分布する低透水性の堆積岩相に強く規制されており、岩盤の割れ目に起因する不均質性が施設スケールの地下水流動に与える影響は相対的に小さいと考えられる。

以上のことから、施設スケールにおける坑道掘削前の水位分布の評価にあたっては、低透水性の大規模不連続構造や水平に広く分布する低透水性の堆積岩層を水理学的不均質構造としてモデル化することが最も重要であり、優先度が高いと考えられる。

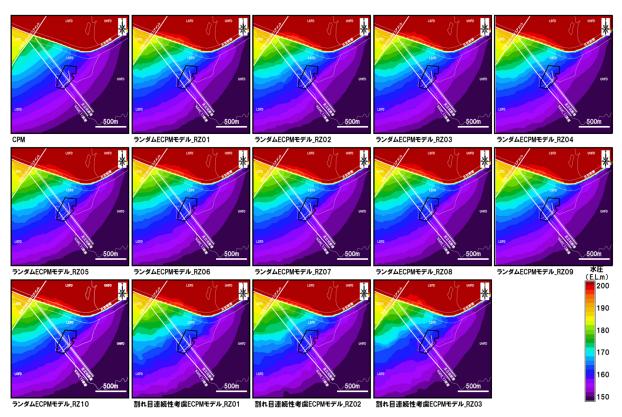


図 3.3-47 水位分布図(坑道掘削前、水平断面図、E.L.-300m、25m グリッド)

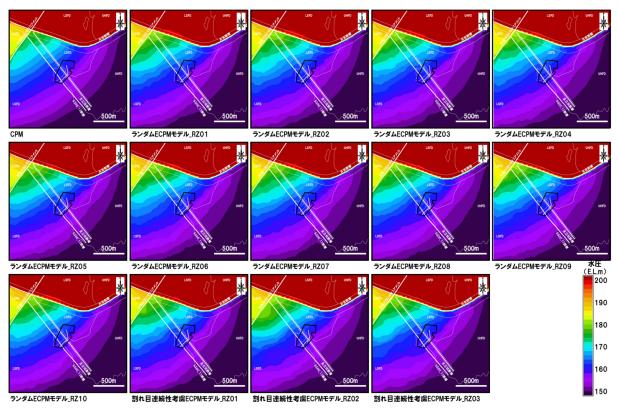


図 3.3-48 水位分布図(坑道掘削前、水平断面図、E.L.-300m、50m グリッド)

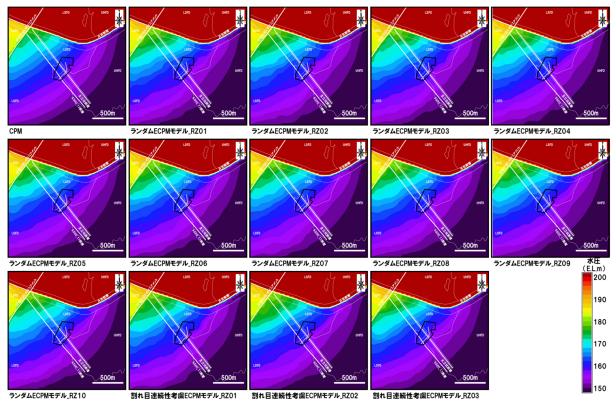


図 3.3-49 水位分布図(坑道掘削前、水平断面図、E.L.-300m、100m グリッド)

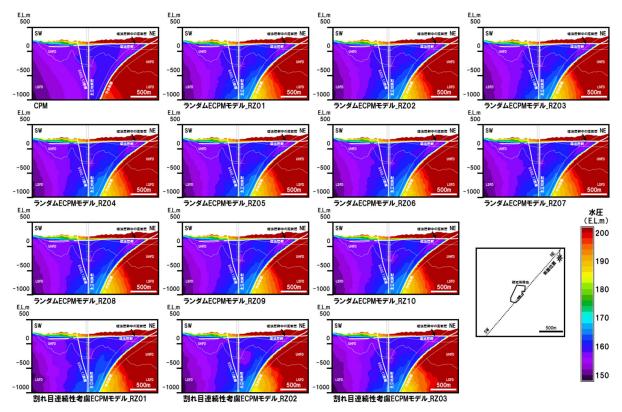


図 3.3-50 水位分布図(坑道掘削前、鉛直断面図、25m グリッド)

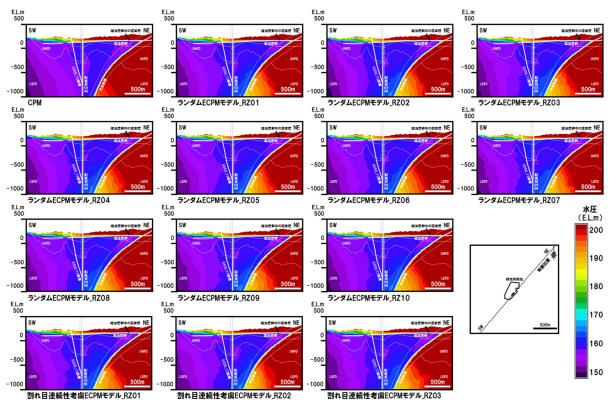


図 3.3-51 水位分布図(坑道掘削前、鉛直断面図、50m グリッド)

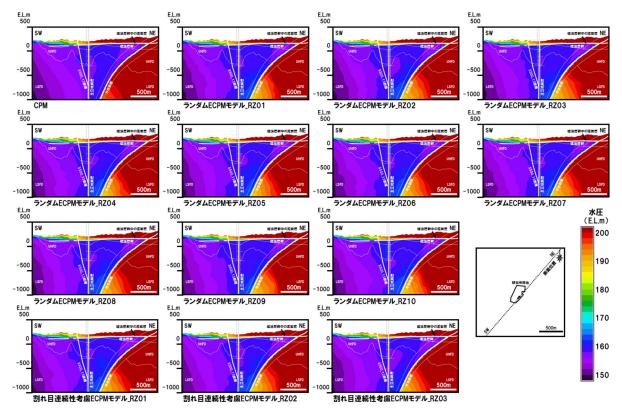


図 3.3-52 水位分布図(坑道掘削前、鉛直断面図、100m グリッド)

4) 地下水流動解析結果 (立坑掘削後の水位低下量分布)

CPM モデルおよび ECPM モデルを用いた地下水流動解析により得られた、坑道掘削後の水位低下量分布を図 3.3-53~図 3.3-58 に示す。また、地上からのボーリング孔で観測された水位低下量と CPM モデル、ECPM モデルの坑道掘削後の水位低下量分布の比較結果を図 3.3-59 に示す。

坑道掘削後の水位低下範囲は、CPM モデルと ECPM モデルとも、坑道周辺や低透水性の不連続構造(主立坑断層、S500_13 断層、および瑞浪層群中の泥岩層)で囲まれた領域では 50m 以上の水位低下量の範囲が広く分布するのに対し、低透水性の不連続構造の外側領域では、坑道近傍を除き水位低下量は 50m 以下であり、低透水性の不連続構造で囲まれた領域の内外で水位低下の傾向が大きく異なる。このことは、立坑掘削による水位低下の広がりは低透水性の不連続構造によって強く規制されていることを示す。

ECPM モデルではグリッドサイズが細かいほど水圧低下量が大きくなり、水圧低下量の範囲も大きくなる。特に、LSFD 分布領域では、25m グリッドの ECPM モデルの水圧低下量の範囲が大きいが、上述した低透水性の不連続構造の影響に比べると、その差異は小さいと考えられる。

CPM モデルの領域毎の水圧低下量は、ECPM モデルのリアライゼーションのバラツキの範囲内にあり、観測された水位低下量とも概ね整合している。

坑道内への湧水量の比較結果を図 3.3-60 に示す。坑道内への湧水量は、CPM モデルが最も多く ECPM モデルの同程度~2 倍の範囲にあり、実測値に近い。ECPM モデルではグリッドサイズが大きいほど湧水量が多くなる。また、各リアライゼーション間のばらつきは同程度またはグリッドサイズが大きいほど大きくなる傾向を示しており、岩盤の平均的な透水性は同じであっても、坑道直近の岩盤の透水性が異なる事で坑道への湧水量も異なる可能性を示唆している。

以上のことから、施設スケールにおける坑道掘削後の水位低下量分布の評価にあたっては、低

透水性の大規模不連続構造や水平に広く分布する低透水性の堆積岩相を水理学的不均質性としてモデル化することが重要であり、優先度が高いと考えられる。また、坑道への湧水量の評価にあたっては、低透水性の不連続構造だけでなく坑道直近の岩盤の透水性も湧水量を規制していると考えられることから、地下施設掘削前の湧水量予測を目的とする場合は、坑道近傍の透水不均質性を考慮することで、事前に湧水量の幅(最大値、最小値)が評価できると考えられる。

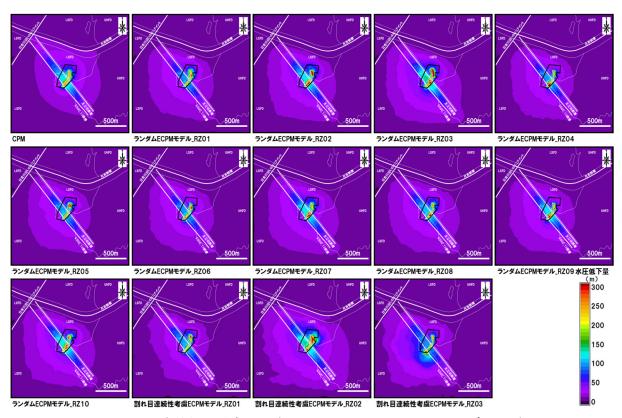


図 3.3-53 水位低下分布図 (水平断面図、E.L.-300m、25m グリッド)

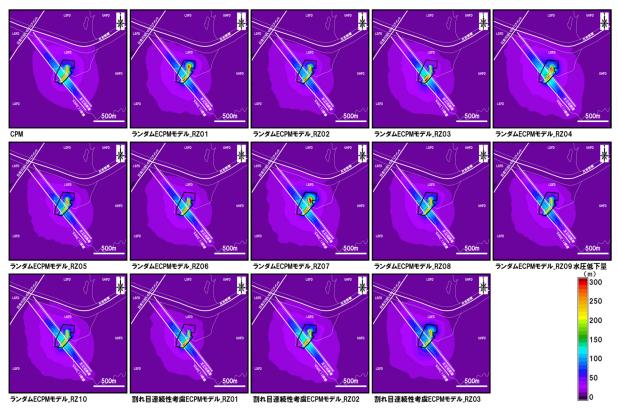


図 3.3-54 水位低下分布図 (水平断面図、E.L.-300m、50m グリッド)

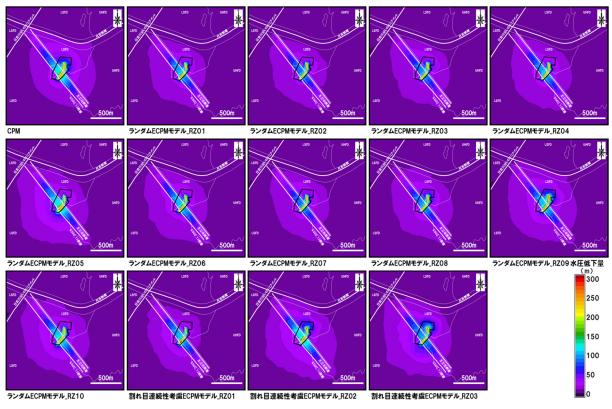


図 3.3-55 水位低下分布図 (水平断面図、E.L.-300m、100m グリッド)

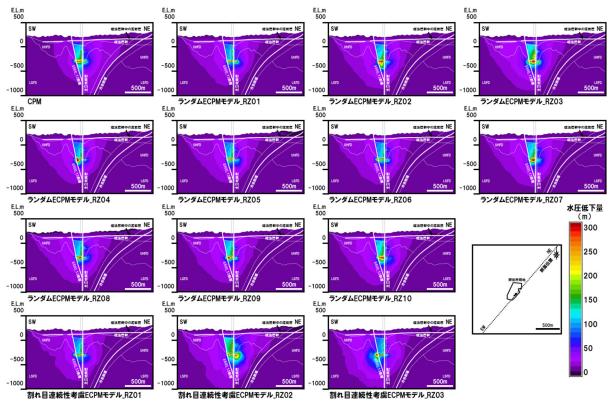


図 3.3-56 水位低下分布図(鉛直断面図、25m グリッド)

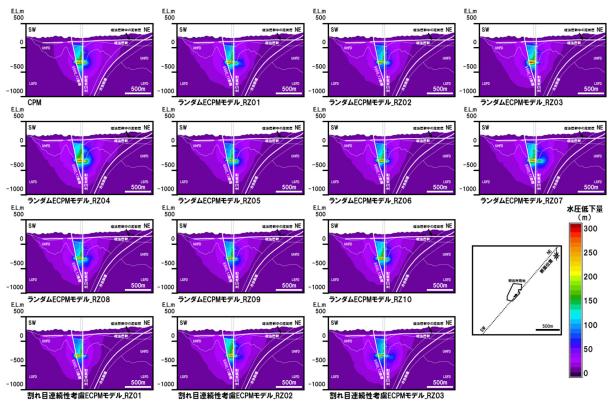


図 3.3-57 水位低下分布図(鉛直断面図、50m グリッド)

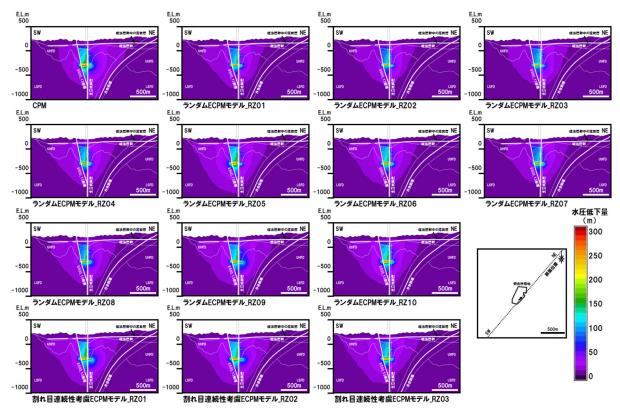


図 3.3-58 水位低下分布図(鉛直断面図、100m グリッド)

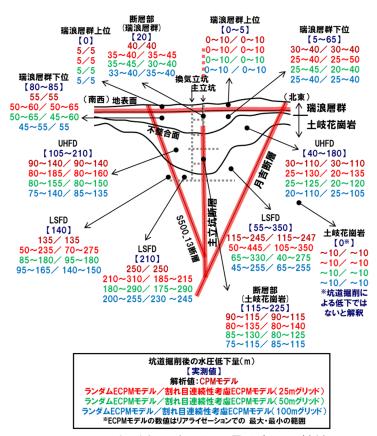
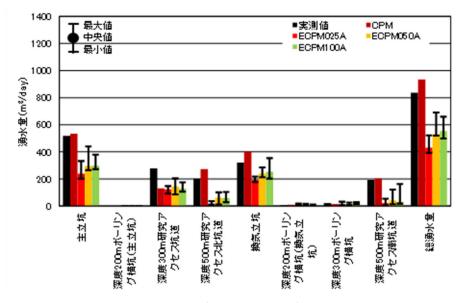
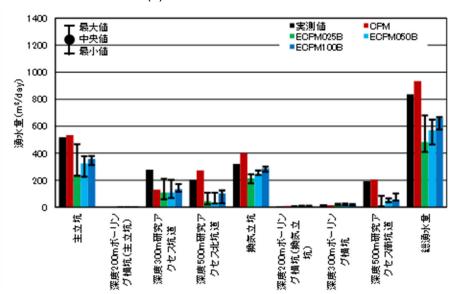


図 3.3-59 領域毎の水圧低下量分布の比較結果



(a)ランダム ECPM モデル



(b)割れ目連続性考慮 ECPM モデル 図 3.3-60 湧水量の比較

5) 地下水流動解析結果 (ダルシ-流速分布)

CPM モデルおよび ECPM モデルを用いた地下水流動解析により得られた、坑道掘削前のダルシー流速分布の比較図を図 3.3·61 に示す。なお、立坑掘削前の水位分布は CPM モデルおよび各 ECPM モデルの結果に大きな差が無かったことから、ここでは各グリッドサイズの ECPM モデルのうちリアライゼーション 1 の解析ケースについて、CPM モデルとの比較を行った。

坑道掘削前のダルシー流速分布は、CPM モデルの流速が最も速い。ECPM モデルでは、グリッドサイズが大きいほど流速が早くグリッドサイズが小さくなるにつれて流速が遅くなり、25m グリッドの ECPM モデルでのダルシー流速は CPM モデルより数オーダー遅い。この傾向は、岩盤の割れ目に起因する不均質性が大きい LSFD で顕著である。

図 3.3-43、図 3.3-44 で示した通り CPM モデルと ECPM モデルの透水係数分布を比較する と、UHFD の透水係数分布は両者に大きな違いは無いものの、LSFD では 25m グリッドの ECPM

モデルの透水係数分布は CPM モデルの透水係数分布より 1 オーダー程度低い透水係数が広く分布しており (表 3.3-16)、ダルシー流速分布はモデル全体の透水性分布の違いを大きく反映した結果である。この結果は、同じデータセットを用いても、選択するモデル化手法によって求められるダルシー流速が異なる事を意味する。本検討で実施したモデル化手法の検討では、坑道掘削前後の定常状態の結果により検討を行ったが、地下水年代測定や孔間水理試験などにより得られる時間変化を含むデータを用いることにより、CPM モデルと ECPM モデルの適用性を評価することが重要であると考えられる。

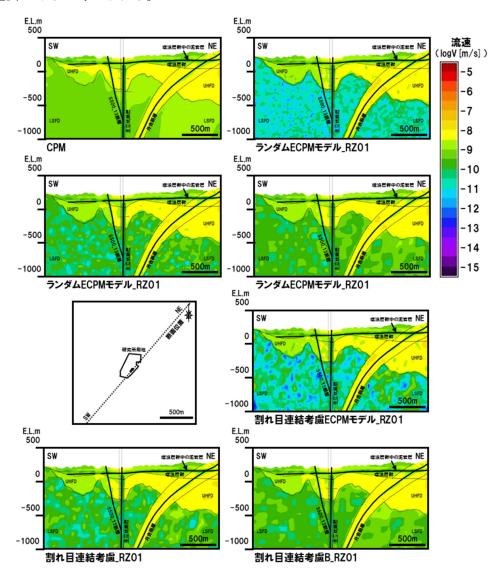


図 3.3-61 ダルシー流速分布図 (坑道掘削前、鉛直断面、リアライゼーション 1)

表 3.3-16 各モデルの透水係数

	透水係数(m/s)					
	СРМ	ECF	ECPMモデル(対数平均値)			
	モデル	25mグリッド	50mグリッド	100mグリッド		
UHFD	2.5E-07	1.9E-07	2.1E-07	2.3E-07		
LSFD	5.0E-08	1.3E-09	6.2E-09	1.1E-08		

(7) 施設スケールの最適な水理パラメータの設定手法

施設スケールの評価対象として、坑道掘削前の水位分布、坑道掘削後の水位低下量分布、坑道への湧水量、ダルシー流速分布を設定し、以下に、それぞれについての概要をまとめる。

- ○施設スケールを対象とした坑道掘削前の水位分布は、低透水性の不連続構造(断層等)や水平に分布する低透水性構造(泥岩層等)に強く規制される。一方で、岩盤の割れ目に起因する不均質性が坑道掘削前の水位分布に及ぼす影響は小さい。これらのことから、坑道掘削前の水位分布の評価においては、水理学的不均質性として低透水性の大規模構造を考慮することが最も重要であり、低透水性の大規模構造を適切にモデル化することで CPM モデル、ECPM のいずれも適用可能である。
- ○坑道掘削後の水位低下量分布は、坑道掘削前の水位分布と同様に低透水性の不連続構造(断層等)や水平に分布する低透水性構造(泥岩層等)に強く規制され、岩盤の割れ目に起因する不均質性が坑道掘削前の水位分布に及ぼす影響は小さい。よって、水理学的不均質性として低透水性の大規模構造を考慮することが最も重要であり、低透水性の大規模構造を適切にモデル化することで CPM モデル、ECPM モデルのいずれも適用可能である。
- ○坑道への湧水量は、坑道近傍の負のスキン効果などの条件を適切に設定することで CPM モデルの適用が可能である。一方で、坑道への湧水量は坑道直近の岩盤の透水性に支配されることが示唆される。坑道掘削前の湧水量予測においては坑道近傍岩盤の不均質性を考慮した ECPM モデルを適用することにより、幅をもった湧水量の予測が期待できる。
- ○ダルシー流速分布については、同じデータセットを用いても選択するモデル化手法により解析 結果が大きく異なることが明らかとなった。このことは、概要調査段階で観測される定常状態 の水圧分布のみを用いたモデルの校正のみでは、解析結果の妥当性が示せない可能性を示唆し ている。ダルシー流速分布を評価するためには、時間変化を含むデータ(例えば、孔間水理試 験結果)を用いてモデル化手法の適用性を確認することが重要となる。したがって、本事業で 実施している地下水年代を用いた水理地質構造モデルの構築・校正手法は、ダルシー流速分布 の評価に有効であると考えられる。

表 3.3-17 坑道スケールにおける亀裂性岩盤の水理パラメータ設定手法

評価対象	不均質性の 規模	モデル化要素	モデル化の 考え方	モデル化 手法
地下施設周辺の水理学的 挙動 ・坑道掘削前の水位分布 ・坑道掘削後の水位低下 量分布	・数百m〜数 km程度	・大規模な不連続構造 (低透水性の断層、堆 積岩(泥岩層)など)	・間接的にモ デル化 (モデル化要 素を陽にモ デル化)	・CPMモデル ・ECPMモデル
地下施設周辺の水理学的 挙動 ・ダルシー流速分布	·数百m~数 km程度	・大規模な不連続構造 (低透水性の断層、堆 積岩(泥岩層)など)	・間接的にモ デル化 (モデル化要 素を陽にモ デル化)	・CPMモデル ・ECPMモデル (時間変化を含むデータを 用いて、選択したモデル化 手法の適用性を確認する 必要あり)
坑道周辺の水理学的挙動 ・坑道への湧水量	・数百m~数km程度	・大規模な不連続構造 (低透水性の断層、堆 積岩(泥岩層)など)・坑道近傍の割れ目	・間接的にモデル化 (モデル化要素を陽にモデル化) ・間接的にモデル化	・CPMモデル ・ECPMモデル

(8) 広域スケールの水理パラメータの設定手法への提言

施設スケールにおける地下水流動は、大規模な不連続構造に強く規制されていることが確認された。このことから、涵養域、流出域のおおよその位置、地下水の流動方向、動水勾配など、広域スケールの大局的な地下水流動を評価する上では、大規模な不連続構造を陽にモデル化することが最も重要であり、モデル化手法としては CPM モデルの適用が可能であると考えられる。一方で、広域スケールの調査段階において、坑道への湧水量など岩盤の局所的な不均質性に支配される項目を評価する場合には ECPM モデルを適用することで、目的に応じた適切な評価が可能になると考えられる。

(9) まとめ

令和3年度事業では、瑞浪超深地層研究所周辺の施設スケールの岩盤を事例としたデータ解釈とモデル化を行い、その結果に基づき施設スケールの岩盤の水理パラメータ設定手法について検討した。検討には、既往の調査研究で得られた調査結果ならびに令和2年度事業までに得られた結果を用いた。

CPM モデルと ECPM モデルを用いて、施設スケールを対象として亀裂性岩盤の水理学的な不均質性の再現性を検討した。その結果、数百 m から数 km 規模の低透水性の不連続構造が施設スケールの地下水流動に与える影響は、岩盤の割れ目に起因する不均質性が地下水流動に与える影響よりも大きいことが確認された。このことから、施設スケールの地下水流動評価においては、大規模な不連続構造を陽にモデル化することが最も重要であり、評価対象に応じて CPM モデル、ECPM モデルのいずれの手法も適用可能であることが示された。

広域スケールの地下水流動評価においても、施設スケールと同様に大規模な不連続構造が不均質性のモデル化要素になると考えられ、水理パラメータ設定手法としては CPM モデル、ECPM モデルとも適用可能であると考えられる。

参考文献

- 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 300 m と 500 m 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.
- 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.
- 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, 146p, 2015.
- 尾上博則, 竹内竜史, 超深地層研究所計画における単孔式水理試験結果; 2016 年度~2019 年度, JAEA-Data/Code 2020-011, 50p, 2020
- Ohyama, T. and Saegusa, H., GEOMASS System, JAEA-Testing 2008-007, 248p, 2009.
- 毛屋博道, 竹内竜史, 超深地層研究所計画における地下水の間隙水圧長期モニタリング (2005 年度~2008 年度) データ集, JAEA-Data/Code 2009-030, 74p, 2010.
- 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.
- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 令和 2 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(岩盤中地下水流動評価技術高度化開発),経済産業省資源エネルギー庁, 343p, 2021.

3.3.3 物質移行パラメータの設定手法の開発

(1) はじめに

従来、地下水年代測定により得られた年代の妥当性について、広域スケールの地下水流動解析および物質移行解析による確認作業を行ってきた。しかし、特に花崗岩のような割れ目を多く含む岩盤においては、地下水年代と数値解析による年代とが必ずしも一致してはいなかった。割れ目系岩盤においては、地下水中の溶質は割れ目内を移流と分散により下流へと移動していく過程で、マトリクスへも拡散していく。しかし、広域スケールにおいて、個々の割れ目の位置をすべて特定することは不可能であり、また、膨大な数の割れ目とマトリクスの両者を組み込んだモデルでの計算も現状の数値計算の環境では難しい。そのため、広域スケールの数値解析では断層など大規模構造以外は多孔質媒体モデルを用いざるを得ず、そのための適正なパラメータ設定の困難さが数値解析により地下水年代を再現できない1つの原因になっていると考えられる。

そこで、ここでは、水みち割れ目の分布に起因する不均質性やマトリクス拡散の影響を考慮して、広域での地下水溶質の移動を評価する際の物質移行パラメータの設定する手法の構築を試みることとした。

昨年度、瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を事例として、坑道スケールで評価した岩盤の不均質性を広域スケールの物質移行解析モデルに反映するための物質移行パラメータ(間隙率、分散長)の設定手法を整備するための検討に着手した。間隙率の設定に関しては、単一割れ目とマトリクスからなる二重間隙モデルを用いて地下水年代測定の指標の1つ¹⁴Cの移動に関する数値シミュレーションを実施し、その結果得られた割れ目内の濃度分布に対して、1次元多孔質媒体モデルを用いたフィッティング解析を行い、¹⁴Cの移動に関して二重間隙モデルと等価な(見かけの)多孔質媒体モデルの間隙率を同定した。一方、分散長の設定に関しては、瑞浪坑道内での水理地質調査に基づき構築した一辺 50 m の立方体状の離散フラクチャー(DFN)モデルを用いて移行解析を実施し、その結果得られたモデル下流端での破過曲線に対して、1次元多孔質媒体モデルを用いたフィッティング解析を行い、DFN モデルと同様な結果が得られる多孔質媒体モデルの分散長を同定した。

今年度は、図 3.3-62 に示すフローにしたがい、まず小スケール($\sim100\,\mathrm{m}$)で割れ目内の移流・分散と母岩内での拡散を考慮した母岩付き DFN モデルを用いて地下水年代の指標となる $^{14}\mathrm{C}$ の 定常移行解析を実施した。そして、その結果得られた小スケールの等価間隙率や分散長の統計量を基に、より大きなスケール($300\,\mathrm{m}$ 、 $500\mathrm{m}$)の不均質連続体モデルを用いて得られた流下方向の $^{14}\mathrm{C}$ 濃度分布に対して 1 次元均質多孔媒体モデルによるフィッティング解析を行い、等価な間隙率と分散長を同定する手法を提案した。

また、広域スケールの解析に使用する物質移行パラメータ(等価間隙率と分散長)の設定に必要なデータの種類や取得方法等について整理し、概要調査段階での調査計画策定の基礎資料にもなり得るものとして提案した。

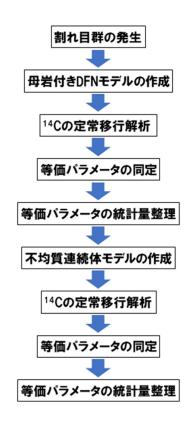


図 3.3-62 物質移行パラメータ設定のフロー

- (2) DFN モデルに対する等価パラメータの推定
- 1) 下部割れ目低密度帯
- ① 割れ目群の発生

土岐花崗岩下部割れ目低密度帯(LSFD)の坑道 DS による割れ目のパラメータの統計量を、表 3.3-18 に示す(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021)。下部割れ目低密度帯の割れ目は、割れ目面の方向により北西走向の高傾斜割れ目(Set 1)、北東走向の高傾斜割れ目(Set 2)、南北走向の高傾斜割れ目(Set 3)、北西走向の低傾斜割れ目(Set 4)の4つのクラスターに分類される。割れ目長さのべき指数は小さい方から Set 1、Set 4、Set 2、Set 3 であり、べき指数の小さい割れ目群ほど長い割れ目の比率が大きくなる。割れ目の3次元密度は、大きい方から Set 1、Set 2、Set 3 の順であり、全体に占める割合はそれぞれ 62 %、19 %、12 %、7 %となる。

		3 € 0.0-10	י דו מוינים		(LOI L	,	
データ セット	卓越方位セット	傾斜方位/傾斜 [deg.]	Fisher 定数 [-]	長さ (最小割れ目長さ[m], べき指数 [-])	三次元密度 [m²/m³]		透水量係数 (対数平均,定数, 対数標準偏差)
	Set 1	202. 9 / 87. 8	18. 5	2. 0, 3. 1	0. 43		
坑道DS -	Set 2	150.6 / 89.6	17. 8	2. 0, 3. 4	0. 13	0.69	_17. 8. 7. 2. 0. 0
	Set 3	80.7 / 86.2	15. 3	2. 0, 4. 7	0. 05	0.09	-17.6, 7.2, 0.0
	Set 4	210. 7 / 30. 3	12. 1	2. 0, 3. 3	0. 08		

表 3.3-18 割れ目のパラメータの統計量 (LSFD)

※方位記載は北から時計回り・水平下向きの角度を示す。

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所(2021)

ここでモデル化の対象とするのは断層以外の割れ目である。サイトスケールの地質構造モデル (石橋 他, 2013) の深度 300 m と 500 m の水平断面にある断層のトレース長を参考に断層の最小規模を 100 m と考え、モデル化する割れ目の最大径を 100 m に設定した(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021)。

表 3.3-18 に示す統計量に基づき、一辺の長さが 300 m の立方体領域に半径 1 m 以上 50 m 以下の割れ目を確率的に発生させ、その中心部の一辺の長さ 50 m と 100 m の立方体でそれぞれトリミングを行った。これら一辺の長さ 50 m と 100 m の立方体領域の割れ目群は、それぞれ 10 リアライゼーションずつ作成した。

一辺の長さ100 m の立方体領域の割れ目群の例を図 3.3-63 に示す。

また、一辺の長さ 300 m の立方体領域に発生した割れ目の方向分布の例を図 3.3-64 に示す。 図は、それぞれの割れ目の法線ベクトルの方向をシュミットネット上にプロットしたものであるが、見やすくするために半径 8.8 m 以上の割れ目のみをプロットした。図より、各セットの割れ目の方向が表 3.3-18 に示した傾斜方位/傾斜を中心として分布しているのがわかる。

さらに、一辺の長さ 300 m の立方体領域に発生した割れ目の半径の頻度の例を図 3.3-65 に示す。図では、半径 $1\sim2$ m、 $2\sim3$ m というように半径 1 m 毎の割れ目枚数をプロットしている。大きい半径の割れ目の発生割合はべき指数の小さな Set 1 で大きく、べき指数の大きい Set 3 では半径が 20 m を超える割れ目は 2 条しか発生していない。

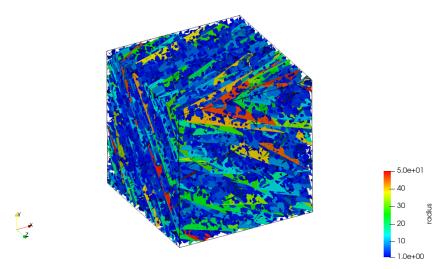


図 3.3-63 一辺の長さ 100 m の立方体領域の割れ目群の例 (LSFD)

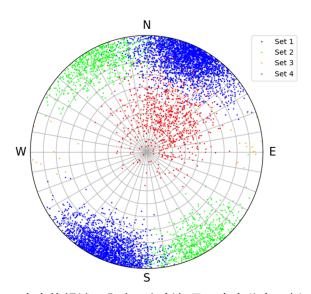


図 3.3-64 一辺 300 m の立方体領域に発生した割れ目の方向分布の例(半径 8.8 m 以上のみ)

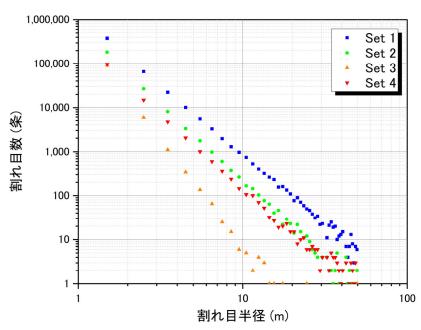


図 3.3-65 一辺 300 m の立方体領域に発生した割れ目の半径の頻度の例(LSFD)

② 等価パラメータの推定

①で作成した割れ目群を含む一辺 $50\,\mathrm{m}$ および $100\,\mathrm{m}$ の立方体状の仮想岩盤を対象として定常の地下水流動解析および $^{14}\mathrm{C}$ の移行解析を行うための解析モデルを作成する。 $^{14}\mathrm{C}$ の定常移行解析においては、割れ目内の移流分散に加えてマトリクス (母岩) への拡散を考慮する必要がある。そこで、通常の DFN モデルと異なり、割れ目に加えてマトリクスも表現した解析モデル (以下、母岩付き DFN モデルと呼ぶ) を用いることとする。

①で作成した一辺 50 m および 100 m の立方体状の仮想岩盤は、膨大な数の割れ目を含んでいる。しかし、透水量係数が低い割れ目は、水みちへの寄与が小さいと考えられる。ここでは、日本原子力研究開発機構・電力中央研究所(2021)に倣い、モデル化する割れ目の透水量係数の下限値を 1×10⁻¹¹ m²/sec に設定することとした。日本原子力研究開発機構・電力中央研究所(2021)では、下部割れ目低密度帯における割れ目の半径と透水量係数の関係を次式のように推定している。

ここで、T は割れ目の透水量係数(単位は m^2/sec)、r は割れ目の半径(単位は m)である。式 3.3-1 によれば、透水量係数 1×10^{-11} m^2/sec の割れ目の半径は 8.8 m と推定されるため、半径 8.8 m 未満の割れ目は解析モデルから除外することとした。

一辺 100 m の立方体状の仮想岩盤内に分布する透水量係数 1×10^{-11} m^2/sec 以上の割れ目の分布の例を図 3.3-66 に示す。図に示した例の場合、透水量係数 1×10^{-11} m^2/sec 以上の割れ目数は 387 条であった。

図 3.3-66 に示した仮想岩盤に対する母岩付き DFN モデルの有限要素分割図を、図 3.3-67 に示す。割れ目は三角形要素で、母岩は四面体要素で表現した。図に示したモデルの場合、三角形要素数 691,115、四面体要素数 6,798,680、節点数 1,165,973 である。

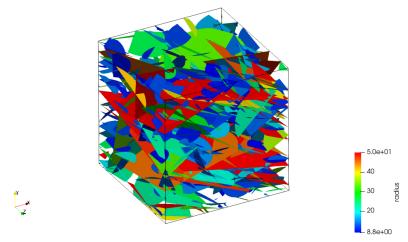


図 3.3-66 一辺 100 m の立方体領域の透水量係数 1×10⁻¹¹ m²/sec 以上の割れ目の分布例

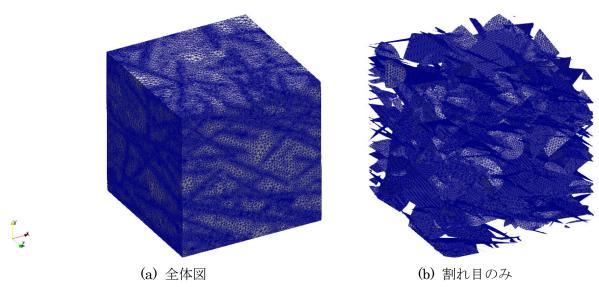


図 3.3-67 母岩付き DFN モデルの有限要素分割図の例 (一辺の長さ 100 m の立方体)

まず、母岩付き DFN モデルを用いて定常状態の地下水流動解析を実施した。解析は、一辺の長さ $50 \,\mathrm{m}$ および $100 \,\mathrm{m}$ の立方体状の $10 \,\mathrm{U}$ アライゼーションずつの仮想岩盤について、 \mathbf{x} 方向、

y 方向、z 方向のそれぞれに対して実施した。境界条件として、立方体状の仮想岩盤の相対する 2 面に、岩盤全体の動水勾配が 0.01 になるように水位差を与え、残りの 4 面は不透水境界とした。 各割れ目の透水量係数は、式 3.3-1 に基づき割れ目の半径に応じた数値を与えた。一方、本研究においては母岩内での移流による溶質移行は考慮しないため、母岩の透水係数は割れ目内の地下水流に影響を与えないように 1×10^{-15} m/sec に設定した。解析には当所の開発した岩盤中地下水流動・溶質移行解析コード FEGM(河西 他, 1994)を使用した。

地下水流動解析により得られた仮想岩盤を通過する地下水の流量を、断面積と動水勾配で除すことにより透水係数を算出した。各スケールの立方体 10 リアライゼーションの x、y、z 方向の透水係数の幾何平均値、最大値、最小値、透水係数の対数値の標準偏差を表 3.3-19 に示す。透水係数の幾何平均は、50 m 立方体、100 m 立方体のいずれにおいても、z 方向が大きく y 方向が小さかった。これは、下部割れ目低密度帯においては高傾斜の割れ目が多いこと、南北走向の割れ目が少ないことによる。50 m 立方体より 100 m 立方体の透水係数が大きいのは、50 m 立方体では不透水境界とした側面と交差する割れ目が地下水流に寄与しなくなるためと考える。100 m 立方体に比べ50 m 立方体の透水係数の対数標準偏差が大きいことも、同様な理由によると考える。

	5	0 m立方体		100 m立方体			
	X y z			Х	у	Z	
幾何平均值	1.7E-08	2.5E-09	5.3E-08	5.5E-08	9.1E-09	5.6E-08	
最大值	1.3E-07	8.2E-08	1.2E-07	9.6E-08	3.5E-08	1.0E-07	
最小值	8.1E-10	1.1E-10	3.2E-09	2.5E-08	2.1E-10	2.5E-08	
対数標準偏差	0.73	1.09	0.46	0.20	0.64	0.19	
					単位	: m/sec	

表 3.3-19 母岩付き DFN モデルを用いた地下水流動解析で得られた透水係数 (LSFD)

続いて、地下水流動解析で得られた流速分布の下で、母岩付き DFN モデルを用いて定常状態の 14 C の移行解析を実施した。解析は、一辺の長さ 50 m および 100 m の立方体状の 10 リアライゼーションずつの仮想岩盤について、 x 方向、 y 方向、 z 方向のそれぞれに対して実施した。境界条件として、入口側の境界面では割れ目との交線に割れ目内地下水流速と一定濃度 50 との積を 14 C の 50 Flux として定常的に投入する一方、入口側境界面に相対する出口側境界面は自由流出境界とし、残りの 40 側面は濃度勾配ゼロとした。各割れ目の開口幅は、上部割れ目帯で実施したトレーサー試験の再現解析から導かれた、割れ目の透水量係数と開口幅に関する以下の関係式(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 50 2021)を用いて、割れ目の透水量係数に応じた数値を与えた。

 $2b = 8 \times T^{0.5}$ 式 3.3-2

ここで、2bは割れ目の開口幅である。

母岩付き DFN モデルに含まれる割れ目の直径の平均値は $36.6 \,\mathrm{m}$ であるため、個々の割れ目内の縦分散長はその約 $10\,$ 分の $1\,$ の $4\,$ m、横分散長はさらにその $10\,$ 分の $1\,$ の $0.4\,$ m に設定した。

母岩については、移流は考えず拡散のみを考慮するものとして透水係数は 1×10^{-15} m/sec に設定し、間隙率は日本原子力研究開発機構・電力中央研究所(2021)より 0.0118 に設定した。

瑞浪超深地層研究所の深度 500 m 研究アクセス南坑道 125m 計測横坑西側におけるボーリング孔掘削で採取した割れ目面から 30 mm 以上離れた健岩部の岩石コアを用いた Cl'と Br'の有効拡散係数は、それぞれ 4.1×10^{-13} m²/sec と 4.8×10^{-13} m²/sec であった(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021)。一方、Cl'と Br'の自由水中拡散係数は、それぞれ 2.03×10^{-9} m²/sec と 2.01×10^{-9} m²/sec である。実効拡散係数が自由水中拡散係数に比例すると仮定すると、Cl-と Br-の健岩部での実効拡散係数を自由水中拡散係数で除した比例定数は、それぞれ 2.02×10^{-4} m²/sec と 2.39×10^{-4} m²/sec であり、平均は 2.20×10^{-4} m²/sec となる。 HCO_3 の自由水中拡散係数は 1.18×10^{-9} m²/sec であり、これに比例定数の平均値を乗ずることで 14C の母岩での実効拡散係数を 2.60×10^{-13} m²/sec に設定した。

14Cの半減期は5730年であり、母岩へは吸着しないものとした。

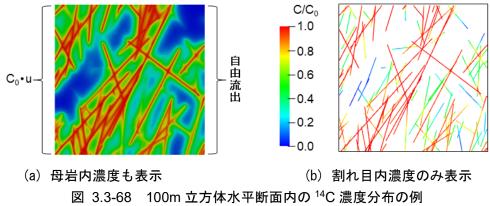
以上の条件の下で、母岩付き DFN モデルを用いて定常状態の ¹⁴C の移行解析を実施した。その結果得られたモデル断面内の ¹⁴C の濃度分布の例を図 3.3-68 に示す。図の例では、左側から ¹⁴C を投入し右側に流出させている。大きい割れ目とその近傍の母岩では濃度が高いが、小さい割れ目とその近傍の母岩や割れ目密度が疎になっている部分では濃度が薄い。また、この図の例で、流下方向に直交する鉛直断面内の割れ目内の平均 ¹⁴C 濃度の分布を、図 3.3-69 に青いプロットで表示した。ただし、平均濃度は各割れ目の流量を重みとした平均である。局所的なばらつきは見られるものの、平均濃度は投入側からの流下距離に応じて徐々に低下している。

母岩付き DFN モデルによる計算で算出した平均 14 C 濃度の流下方向の分布に対して、1 次元 多孔媒体モデルによるフィッティングを行い、最適なフィッティング結果が得られる間隙率(等価間隙率)と分散長を推定した。その際、1 次元多孔媒体モデルの地下水流量は母岩付き DFN モデルの地下水流量をモデルの断面積で除した値に設定し、一定濃度 C_0 との積を 14 C の Flux としてモデル上流端から定常的に投入するものとした。図 3.3-69 に青いプロットで示した母岩付き DFN モデルによる平均濃度分布に対する 1 次元多孔媒体モデルによるフィッティングの結果を、図 3.3-69 に赤い線で示した。この図の例では、等価間隙率は 0.0068、分散長は 4.2 m と同定された。

一辺 50 m および 100 m の立方体状の仮想岩盤の全リアライゼーションについて、 \mathbf{x} 、 \mathbf{y} 、 \mathbf{z} それぞれの流れ方向に対して 1 次元多孔媒体モデルにより等価間隙率と分散長を同定した結果のボックスプロットを、それぞれ図 3.3-70 および図 3.3-71 に示す。

等価間隙率について、50 m 立方体、100 m 立方体のいずれも流れの方向による違いは小さいが、10 JP ライゼーション間のばらつきは 50 m 立方体の方がやや大きい傾向が見られた。10 JP アライゼーションの平均や中央値は立方体の大きさ、方向にあまり依らず、平均値は 50 m 立方体で $0.0062 \sim 0.0063$ で、100 m 立方体で $0.0063 \sim 0.0067$ であった。

一方、分散長は、x 方向で 50 m 立方体より 100 m 立方体でやや大きい傾向が見られるが、y 方向と z 方向ではスケール依存性のようのものは確認されなかった。また、10 リアライゼーション間のばらつきは z 方向で他の方向に比べて小さくなっている。



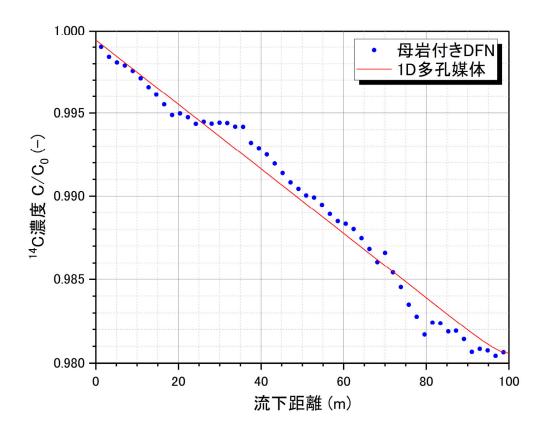


図 3.3-69 100m 立方体の割れ目内平均 ¹⁴C 濃度の流下方向への分布の例

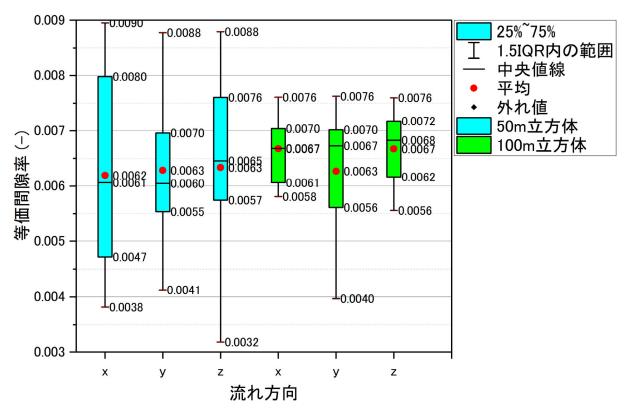


図 3.3-70 母岩付き DFN モデルの計算結果に対する等価間隙率の同定結果(LSFD)

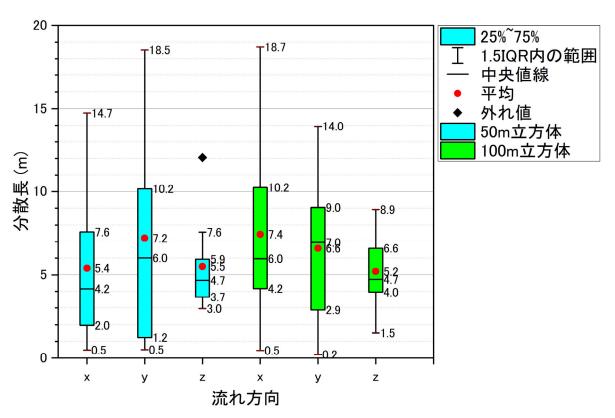


図 3.3-71 母岩付き DFN モデルの計算結果に対する分散長の同定結果 (LSFD)

2) 上部割れ目帯

① 割れ目群の発生

土岐花崗岩上部割れ目帯 (UHFD) の坑道 DS による割れ目のパラメータの統計量を、表 3.3-20 に示す (日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021)。上部割れ目帯の割れ目は、割れ目面の方向により北西走向の高傾斜割れ目 (Set 1)、北東走向の高傾斜割れ目 (Set 2)、北東走向の低傾斜割れ目 (Set 3) の 3 つのクラスターに分類される。割れ目長さのべき指数はすべての Setで 4.0 と推定されている。割れ目の 3 次元密度は、大きい方から Set 1、Set 3、Set 2 の順で、全体に占める割合はそれぞれ 68 %、14 %、17 %であり、すべての Set の合計で下部割れ目低密度帯の約 4 倍である。モデル化する割れ目の最大径は、下部割れ目低密度帯の場合と同じ 100 mに設定した。

データ セット	卓越方位セット	傾斜方位/傾斜 [deg.]	Fisher 定数 [-]	長さ (最小割れ目長さ[m], べき指数 [-])	三次元密度 [m²/m³]		透水量係数 (対数平均,定数, 対数標準偏差)	
	Set 1	61.0 / 86.6	12. 7		1. 81			
坑道DS	Set 2	312.9 / 88.3	11.0	2. 0, 4. 0	0. 38	2. 65	-9.0, 2.4, 0.0	
	Set 3	114.5 / 8.1	7. 6		0. 46			

表 3.3-20 割れ目のパラメータの統計量 (UHFD)

※方位記載は北から時計回り・水平下向きの角度を示す。

日本原子力研究開発機構・電力中央研究所(2021)

表 3.3-20 に示す統計量に基づき、一辺の長さが 300 m の立方体領域に半径 1 m 以上 50 m 以下の割れ目を確率的に発生させ、その中心部の一辺の長さ 50 m と 100 m の立方体でそれぞれトリミングを行った。ただし、上部割れ目帯では、Set $1\sim$ Set 3 の卓越方向がお互いにほぼ直交しており、透水性の主軸はこれら卓越方向にほぼ等しいと推定される。そのため、直交座標系の座標軸をこれら割れ目 Set の卓越方向と一致させることが望ましいと考えられる。Set 3 は低傾斜の割れ目群であることから z 軸は鉛直上向きを正とし、x 軸は Set 1 の走向、y 軸は Set 2 の走向と平行に近くなるように座標軸を設定した。これら一辺の長さ 50 m と 100 m の立方体領域の割れ目群は、それぞれ 10 リアライゼーションずつ作成した。

一辺の長さ 100 m の立方体領域の割れ目群の例を図 3.3-72 に示す。下部割れ目低密度帯に比べると、上部割れ目帯は割れ目の 3 次元密度が約 4 倍であり、かつ、割れ目長さのべき指数が大きく小さい割れ目の割合が高いことから、割れ目の数は膨大になっている。

また、一辺の長さ 300 m の立方体領域に発生した割れ目の方向分布の例を図 3.3-73 に示す。図では、見やすくするために半径 5.0 m 以上の割れ目のみをプロットした。図より、各セットの割れ目の方向が表 3.3-20 に示した傾斜方位/傾斜を中心として分布しているのがわかる。

さらに、一辺の長さ $300 \,\mathrm{m}$ の立方体領域に発生した割れ目の半径の頻度の例を図 3.3-74 に示す。割れ目の数が表 3.3-20 に示した 3 次元密度に対応して $\mathrm{Set}\ 1$ で多く、 $\mathrm{Set}\ 2$ や $\mathrm{Set}\ 3$ で少なくなっている。一方、割れ目長さのべき指数はいずれの $\mathrm{Set}\ 4.0$ であるため、大きい割れ目と小さい割れ目の比率は $\mathrm{Set}\ 1$ 間での違いはない。下部割れ目低密度帯に比べて割れ目の発生数が多いことは、図 3.3-65 との比較からもわかる。

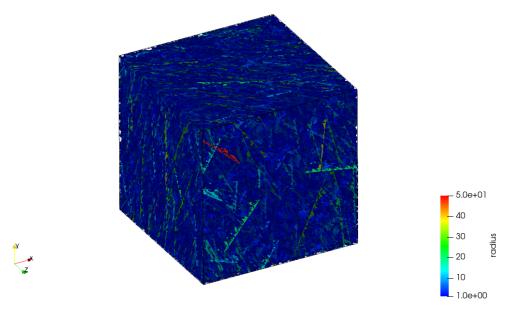


図 3.3-72 一辺の長さ 100 m の立方体領域の割れ目群の例 (UHFD)

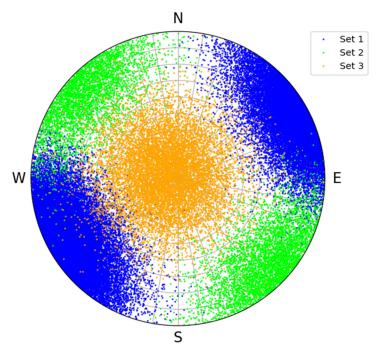


図 3.3-73 一辺 300 m の立方体領域に発生した割れ目の方向分布の例(半径 5 m 以上のみ)

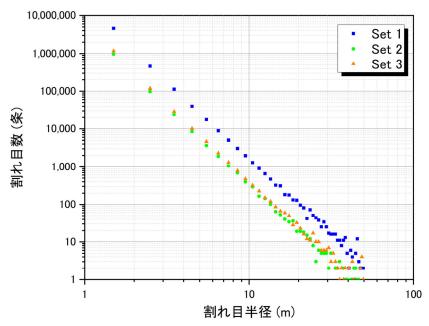


図 3.3-74 一辺 300 m の立方体領域に発生した割れ目の半径の頻度の例(UHFD)

② 等価パラメータの推定

①で作成した割れ目群を含む一辺 50 m および 100 m の立方体状の仮想岩盤を対象として、地下水流動解析および ^{14}C の移行解析を行うための解析モデルを作成する。

割れ目の 3 次元密度は、下部割れ目低密度帯の 4Set 合計 $0.69 \, \mathrm{m}^2/\mathrm{m}^3$ に対して、上部割れ目帯は 3Set 合計で $2.65 \, \mathrm{m}^2/\mathrm{m}^3$ と約 3.8 倍である。また、割れ目長さのべき指数も、下部割れ目低密度帯では最も 3 次元密度の低い Set 3 を除く 3Set で $3.1\sim3.4$ であるのに対して、上部割れ目帯は 3Set ともに 4.0 であり小さい割れ目の割合が多い。そのため、①で作成した上部割れ目帯の一辺 $50 \, \mathrm{m}$ および $100 \, \mathrm{m}$ の立方体状の仮想岩盤は、下部割れ目低密度帯以上に膨大な数の割れ目を含んでいる。しかし、1)②の下部割れ目低密度帯における検討で明らかなように、透水量係数が低い割れ目は 14C の移行に対する寄与が小さいと考えられる。

そこで、ここではモデル化する割れ目の半径の下限値を5mに設定することとした。日本原子力研究開発機構・電力中央研究所(2021)では、表 3.3-20に示すように上部割れ目帯における割れ目の半径と透水量係数の関係を次式のように推定している。

$$T = 1.0 \times 10^{-9} \times r^{2.4}$$
 式 3.3-3

ここで、T は割れ目の透水量係数(単位は m^2/sec)、r は割れ目の半径(単位は m)である。式 3.3-3 によれば、半径 5 m の割れ目の透水量係数は 4.8×10^{-8} m^2/sec と推定されるため、透水量係数が 4.8×10^{-8} m^2/sec 未満の割れ目を解析モデルから除外することになる。

一辺 100 m の立方体状の仮想岩盤内に分布する透水量係数 $4.8 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{sec}$ 以上の割れ目の分布の例を図 3.3-75 に示す。図に示した例の場合、透水量係数 $4.8 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{sec}$ 以上の割れ目数は 3,105 条であった。

上部割れ目帯についても、試みに母岩付き DFN モデルを 3 ケース程度作成し、地下水流動解析および 14 C の移行解析、さらには 1 次元多孔媒体モデルによるフィッティング解析を実施した。しかし、いずれのケースにおいても、母岩内の 14 C 濃度は図 3.3-76 に示すように割れ目から離れた位置でも割れ目内濃度とあまり変わらず、1 次元多孔媒体モデルによるフィッティングによ

り、等価間隙率は母岩の間隙率 0.0075 に割れ目による間隙率 0.0005 を加えた 0.008 にほぼ等しい値であると推定された。母岩付き DFN モデルを用いる目的は、割れ目間の母岩の 14 C 濃度が割れ目内濃度と異なる場合に、母岩への拡散の影響を考慮して等価間隙率を正しく推定することであった。しかし、上部割れ目帯においては、割れ目間の母岩の 14 C 濃度は割れ目内濃度にほぼ等しく等価間隙率は 0.008 にほぼ等しいと判断されたため、等価間隙率を 0.008 に固定し、より簡易なモデルである割れ目のみの DFN モデルを用いて分散長のみを推定することとした。

図 3.3-75 に示した仮想岩盤に対する DFN モデルの有限要素分割図を図 3.3-77 に示す。図に示したモデルの場合、要素数 4,539,640 (内、三角形要素 3,030,858、四角形 1,508,782)、節点数 3,031,309 である。

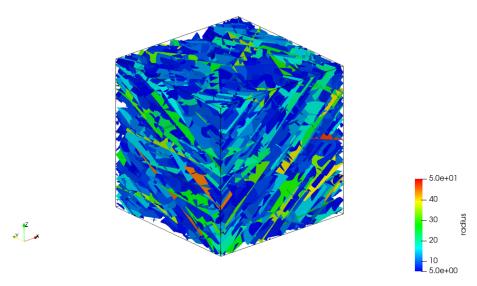


図 3.3-75 一辺 100 m の立方体領域の透水量係数 4.8×10-8 m²/sec 以上の割れ目の分布例

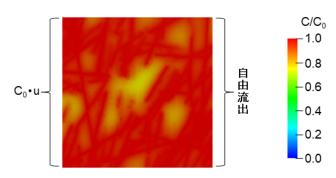


図 3.3-76 100m 立方体水平断面内の ¹⁴C 濃度分布の例

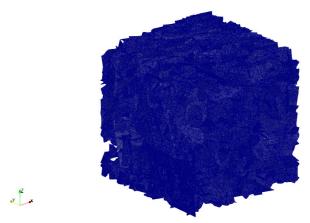


図 3.3-77 DFN モデルの有限要素分割図の例(一辺の長さ 100 m の立方体)

まず、DFN モデルを用いて定常状態の地下水流動解析を実施した。解析は、一辺の長さ $50\,\mathrm{m}$ および $100\,\mathrm{m}$ の立方体状の $10\,\mathrm{U}$ アライゼーションずつの仮想岩盤について、x 方向、y 方向、z 方向のそれぞれに対して実施した。境界条件は、下部割れ目低密度帯の場合と同様である。各割れ目の透水量係数は、式 3.3-3 に基づき割れ目の半径に応じた数値を与えた。

地下水流動解析により得られた仮想岩盤を通過する地下水の流量を、断面積と動水勾配で除すことにより透水係数を算出した。各スケールの立方体 10 リアライゼーションの x、y、z 方向の透水係数の幾何平均値、最大値、最小値、透水係数の対数値の標準偏差を表 3.3-21 に示す。透水係数の幾何平均値は、x 方向、z 方向が大きく y 方向はそれらの 1/2 程度である。x 方向の透水係数が大きいのは割れ目密度の最も高い Set 1 の割れ目の走向に近いためであり、z 方向の透水係数が大きいのは Set 1 と Set 2 がいずれも高傾斜の割れ目であるためと考えられる。50 m 立方体の透水係数が 100 m 立方体の透水係数より小さいのは、50 m 立方体では不透水境界とした側面と交差する割れ目が地下水流に寄与しなくなるためと考える。また、50 m 立方体の透水係数の対数標準偏差が 100 m 立方体に比べて大きいのは、透水量係数の大きな割れ目の数にリアライゼーション間で差があったり、それらの割れ目が不透水境界とした側面と交差するか否かが透水係数の値を左右したりするためであると考える。

表 3.3-21 DFN モデルを用いた地下水流動解析で得られた透水係数(UHFD)

	5	0 m立方体		100 m立方体				
	Х	У	Z	Х	у	Z		
幾何平均值	1.8E-07	7.7E-08	1.5E-07	2.1E-07	1.3E-07	2.3E-07		
最大值	3.3E-07	2.3E-07	2.7E-07	2.8E-07	2.0E-07	3.2E-07		
最小值	7.0E-08	3.6E-08	5.8E-08	1.6E-07	7.6E-08	1.5E-07		
対数標準偏差	0.22	0.30	0.24	0.08	0.14	0.13		
					単位	: m/sec		

続いて、地下水流動解析により得られた流動場の下で、DFN モデルを用いて非定常の物質移行解析を実施した。物質移行解析の対象物質は非吸着性かつ非放射性であり、境界条件として、入口側の境界面で割れ目との交線に割れ目内地下水流速と一定濃度 $0.001~kg/m^3$ との積を対象物質の Flux として初期の 10~時間のみ投入するものとした。その他の境界条件は、下部割れ目低密度帯の 14C の定常移行解析と同様である。DFN モデルに含まれる割れ目の直径の平均値は 17.1~m であるため、個々の割れ目内の縦分散長はその約 10~分の 1~0 0.15~m に設定した。

以上の条件の下で、DFN モデルを用いて非定常状態の物質移行解析を実施した。その結果得られたモデル下端面での流出 Flux の経時変化の例を図 3.3-78 に黒い曲線で表示した。図の例では、流出 Flux は 7.25 年後にピーク値に達し、その後減少している。DFN モデルによる計算で算出した流出 Flux の経時変化に対して、1 次元多孔媒体モデルによるフィッティングを行い、最適なフィッティング結果が得られる分散長と間隙率を推定した。その際、1 次元多孔媒体モデルの地下水流量は DFN モデルの地下水流量をモデルの断面積で除した値に設定し、一定濃度 $0.001~{\rm kg/m^3}$ との積を対象物質の Flux としてモデル上流端から $10~{\rm theta}$ 時間投入するものとした。図 3.3-78 に黒い曲線で示した DFN モデルによる流出 Flux に対する $1~{\rm cm}$ 次元多孔媒体モデルによるフィッティングの結果を、図 3.3-78 に赤い線で示した。この図の例では、分散長は $14.7~{\rm cm}$ と推定された。

一辺 50 m および 100 m の立方体状の仮想岩盤の全リアライゼーションについて、 \mathbf{x} 、 \mathbf{y} 、 \mathbf{z} それぞれの流れ方向に対して 1 次元多孔媒体モデルにより同定した分散長のボックスプロットを、図 3.3-79 に示す。分散長は、 \mathbf{x} 、 \mathbf{y} 、 \mathbf{z} いずれの方向についても 50 m 立方体より 100 m 立方体の方が $2\sim3$ 倍程度大きくスケール依存性が見られる。また、10 リアライゼーション間のばらつきは \mathbf{y} 方向でやや大きい傾向がある。これは、 \mathbf{y} 方向が 3 次元密度の小さい \mathbf{Set} 2 の走向と平行に近く、リアライゼーション間での \mathbf{Set} 2 の高透水性割れ目の多寡の差によるものと推察される。

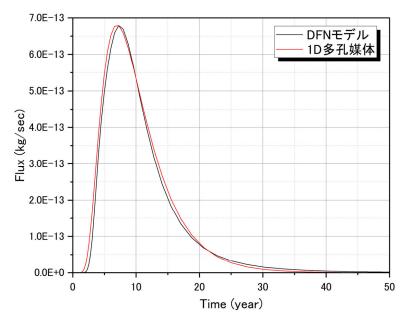


図 3.3-78 100 m 立方体下流端における流出 Flux の変化の例

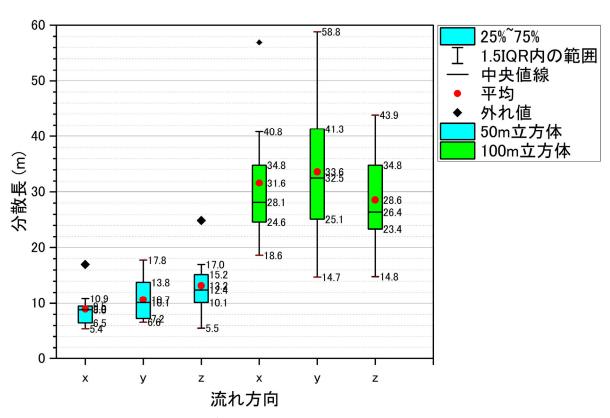


図 3.3-79 DFN モデルの計算結果に対する分散長の同定結果 (UHFD)

(3) 不均質連続体モデルに対する等価パラメータの推定

1) 下部割れ目低密度帯

100 m を超えるスケールの物質移行計算を母岩付き DFN モデルにより行うことは、現状の計算環境においては困難である。そのため、より大きなスケールでの不均質性の影響を評価するために、一辺の長さ50m の立方体を構成要素とする、一辺の長さがそれぞれ300 m と 500 m の立

方体状の不均質連続体モデルを作成した。不均質連続体モデルの概念図を図 3.3-80 に示す。

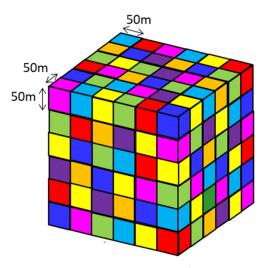


図 3.3-80 不均質連続体モデルの概念図

不均質連続体モデルは、すべて 6 面体有限要素で表現した。500 m 立方体の有限要素分割図を図 3.3-81 に示す。300 m 立方体では要素数 769,500、節点数 794,976 で、500 m 立方体では要素数 1,050,000、節点数 1,081,306 である。

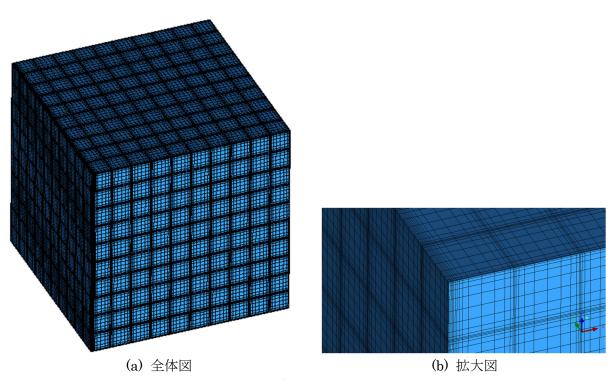


図 3.3-81 不均質連続体モデルの有限要素分割図 (500 m 立方体)

不均質連続体モデルを用いて、定常状態の地下水流動解析と定常状態の 14 C の移行解析を実施した。解析は、一辺の長さ 300 m および 500 m の立方体状の物性値の異なる 20 リアライゼーションずつの仮想岩盤について、 x 方向、 y 方向、 z 方向のそれぞれに対して実施した。境界条件として、立方体状の仮想岩盤の相対する 20 面に、岩盤全体の動水勾配が 20 0.01 になるように水

位差を与え、残りの4 面は不透水境界とした。また、入口側の境界面では地下水流速と一定濃度 C_0 との積を ^{14}C の Flux として定常的に投入する一方、入口側境界面に相対する出口側境界面 は自由流出境界とし、残りの4 側面は濃度勾配ゼロとした。

各構成要素(50m 立方体)の透水係数、間隙率、縦分散長は、表 3.3-22 に示す 50m 立方体の 母岩付き DFN モデルに対する等価パラメータの統計量を基に、確率的に発生させた。なお、横 分散長は縦分散長の 1/10 に設定した。

				•			
パラメータ	透	水係数(m/	間隙率	縦分	散長	(m)	
方向	Х	У	Z	-	Х	У	Z
平均值	1.7E-08	2.5E-09	5.3E-08	0.0063	5.4	7.2	5.5
標準偏差	0.73*	1.09*	0.46*	0.0015	4.3	6.5	2.7

表 3.3-22 不均質連続体モデルの構成要素のパラメータの統計量(LSFD)

以上の条件の下で、不均質連続体モデルを用いて、定常状態の地下水流動解析と定常状態の14C の移行解析を実施した。一辺の長さ 500 m の立方体状の不均質連続体モデルにより得られた全水頭の分布と14C の濃度分布の例を図 3.3-82 に示す。この例では、図の左下の面と右奥の面との間に 5 m の水位差を与えるとともに、左下の面から14C を投入している。各構成要素(50m 立方体)の物性値が異なるために、全水頭、14C 濃度ともに下流側に向かって一様には分布していない。この例で、流下方向に直交する鉛直断面内の割れ目内の平均14C 濃度の分布を、図 3.3-83 に青いプロットで表示した。ただし、平均濃度は各割れ目の流量を重みとした平均である。局所的なばらつきがやや見られるものの、平均濃度は投入側からの流下距離に応じて徐々に低下している。

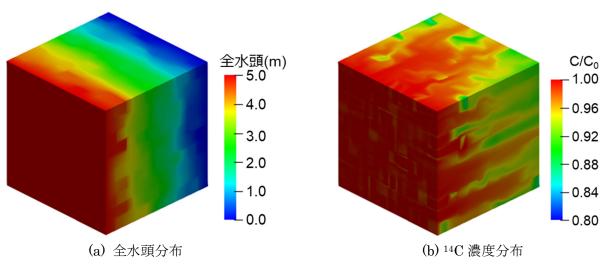


図 3.3-82 500m 立方体不均質連続体モデルによる計算結果の例(LSFD)

不均質連続体モデルによる計算で算出した平均 14 C 濃度の流下方向の分布に対して、1 次元多孔媒体モデルによるフィッティングを行い、最適なフィッティング結果が得られる間隙率(等価間隙率)と分散長を推定した。その際、1 次元多孔媒体モデルの地下水流量は、不均質連続体モデルで得られた地下水流量を各立方体の断面積で除した値に設定し、一定濃度 C_0 との積を 14 C

^{*:} 透水係数の常用対数値に対する標準偏差

の Flux としてモデル上流端から定常的に投入するものとした。図 3.3-83 に青いプロットで示した不均質連続体モデルによる平均濃度分布に対する 1 次元多孔媒体モデルによるフィッティングの結果を、図 3.3-83 に赤い線で示した。この図の例では、等価間隙率は 0.0061、分散長は 13.2 m と同定された。

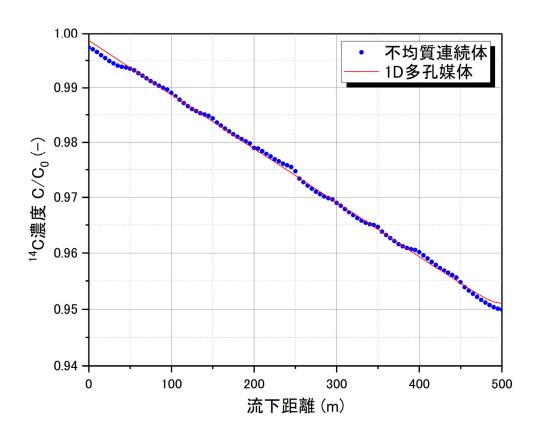


図 3.3-83 500m 立方体の割れ目内平均 14C 濃度の流下方向への分布の例

一辺 300 m および 500 m の立方体状の不均質連続体モデルを用いた地下水流動解析の結果得られた全リアライゼーションの方向別の透水係数の幾何平均値、最大値、最小値、標準偏差を、母岩付き DFN モデルの結果と併せて表 3.3-23 に示す。不均質連続体モデルの透水係数の幾何平均値は 100 m 立方体の母岩付き DFN モデルと変わらないが、対数標準偏差はモデルのサイズが大きくなるにしたがい小さくなる。これは、モデルサイズが大きくなるにつれてモデル構成要素の数が増えるために、リアライゼーション間で全構成要素の透水係数の大小の分布の差が小さくなることによると考える。

一辺 300 m および 500 m の立方体状の仮想岩盤の全リアライゼーションの x、y、z それぞれ の流れ方向に対して 1 次元多孔媒体モデルにより同定された等価間隙率と分散長のボックスプロットを、母岩付き DFN モデルの計算結果に対する同定結果と併せて、それぞれ図 3.3-84 および 図 3.3-85 に示す。

等価間隙率の平均値はいずれのスケールでも流れの方向にあまり依存せず、全方向全リアライゼーションの平均は 50m 立方体で 0.0063、100m 立方体で 0.0065、300m 立方体で 0.0060、500m 立方体で 0.0061 であり、母岩の間隙率 0.0118 の $51\sim55\%$ であった。リアライゼーション間のばらつきはスケールが大きくなるほど小さくなる傾向が見られた。

一方、分散長は、100m 立方体と 300m 立方体の間ではスケール依存性が見られたが、300m 立方体と 500m 立方体の間では差が見られなかった。また、50m 立方体、100m 立方体では方向による顕著な差は見られなかったが、300m 立方体、500m 立方体では x 方向、y 方向に比べ z 方向が長い傾向が見られた。

表 3.3-23 母岩付き DFN と不均質連続体モデルの地下水流動解析で得られた透水係(LSFD)

	50 m立方体		10	100 m立方体		300 m立方体			500 m立方体			
	Х	у	Z	Х	у	Z	Х	у	Z	Х	у	Z
幾何平均值	1.7E-08	2.5E-09	5.3E-08	5.5E-08	9.1E-09	5.6E-08	2.2E-08	7.8E-09	3.0E-08	2.2E-08	8.3E-09	5.1E-08
最大値	1.3E-07	8.2E-08	1.2E-07	9.6E-08	3.5E-08	1.0E-07	2.6E-08	1.1E-08	5.6E-08	2.4E-08	9.5E-09	5.5E-08
最小値	8.1E-10	1.1E-10	3.2E-09	2.5E-08	2.1E-10	2.5E-08	1.9E-08	5.4E-09	1.7E-08	2.0E-08	7.3E-09	4.7E-08
対数標準偏差	0.73	1.09	0.46	0.20	0.64	0.19	0.04	0.09	0.23	0.02	0.04	0.02
											単作	立:m/sec

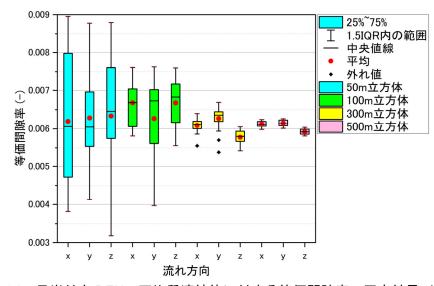


図 3.3-84 母岩付き DFN、不均質連続体に対する等価間隙率の同定結果 (LSFD)

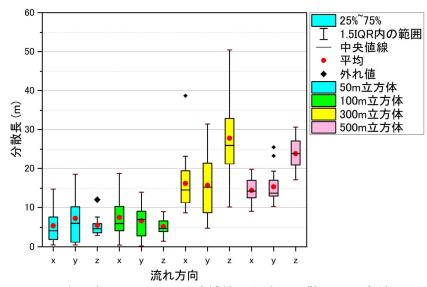


図 3.3-85 母岩付き DFN、不均質連続体に対する分散長の同定結果(LSFD)

2) 上部割れ目帯

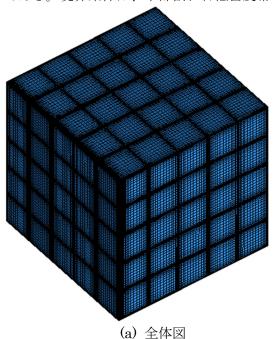
上部割れ目帯についても、不均質連続体モデルを用いて、定常状態の地下水流動解析と ¹⁴C の移行解析を実施した。ただし、上部割れ目帯では(2)2)②に示したように分散長の同定値が 50 m 立方体と 100 m 立方体で大きく異なるため、一辺の長さ 100 m の立方体を不均質連続体モデルの構成要素とすることとした。

不均質連続体モデルは、構成要素の物性値が異なる一辺の長さ300 m および500 m の立方体状のものを、それぞれ10 リアライゼーションずつ作成した。その際、各構成要素(100 m 立方体)の透水係数、縦分散長は、表3.3・24 に示す100 m 立方体のDFN モデルに対する等価パラメータの統計量を基に、確率的に発生させた。横分散長は縦分散長の1/10 に設定した。また、間隙率はすべての構成要素に対して同じ値0.0080を設定した。そのため、不均質連続体モデルを用いて得られた平均14C濃度の流下方向の分布に対する1次元多孔媒体モデルによるフィッティング解析においても、間隙率を0.0080に固定して分散長のみを同定した。

-	2 0.0 2 1) 54 XE 196 I'T'	- / // 0/ 17	120 X X X V V V	,, ,,	7 19641	<u> </u>	0,
	パラメータ	透	水係数(m/	間隙率	縦分	散長	(m)	
	方向	X	У	Z	-	Х	У	Z
	平均值	1.8E-07	7.7E-08	1.5E-07	0.0080	9.0	10.7	13.2
	標準偏差	0.22*	0.30*	0.24*	-	3.3	3.8	5.3

表 3.3-24 不均質連続体モデルの構成要素のパラメータの統計量 (UHFD)

解析は、 $300 \,\mathrm{m}$ 立方体、 $500 \,\mathrm{m}$ 立方体の各 $10 \,\mathrm{J}$ アライゼーションの x 方向、 y 方向、 z 方向 のそれぞれに対して実施した。解析に使用した有限要素の分割を図 3.3-86 に示す。 $300 \,\mathrm{m}$ 立方体では要素数 818,100、節点数 $844,662 \,\mathrm{c}$ 、 $500 \,\mathrm{m}$ 立方体では要素数 1,100,000、節点数 $1,132,311 \,\mathrm{c}$ である。境界条件は、下部割れ目低密度帯の場合と同じである。



(b) 拡大図

図 3.3-86 不均質連続体モデルの有限要素分割図(500 m 立方体)

^{*:}透水係数の常用対数値に対する標準偏差

一辺の長さ 500 m の立方体状の不均質連続体モデルにより得られた全水頭の分布と ¹⁴C の濃度分布の例を図 3.3-87 に示す。この例では、図の左下の面と右奥の面との間に 5 m の水位差を与えるとともに、左下の面から ¹⁴C を投入している。各構成要素(100 m 立方体)の物性値が異なるために、全水頭、¹⁴C 濃度ともに下流側に向かって一様には分布していないが、図 3.3-82 に示した下部割れ目低密度帯ほどのばらつきは見られない。これは、下部割れ目低密度帯に比べて、構成要素の透水係数の標準偏差が小さいこと、分散長が長いこと、構成要素の大きさが大きいことなどに起因するものと考える。この例で、流下方向に直交する鉛直断面内の平均 ¹⁴C 濃度の分布を、図 3.3-88 に青いプロットで表示した。ただし、平均濃度は流量を重みとした平均である。平均濃度は投入側からの流下距離に応じて徐々に低下しているが、図 3.3-83 に示した下部割れ目低密度帯ほど下流側の濃度が低下していない。これは、下部割れ目低密度帯に比べて透水性が高く流速が速いためである。図には、青いプロットで示した不均質連続体モデルによる平均濃度分布に対する 1 次元多孔媒体モデルによるフィッティングの結果を、赤い線で示した。この図の例では、分散長は 31.4 m と同定された。

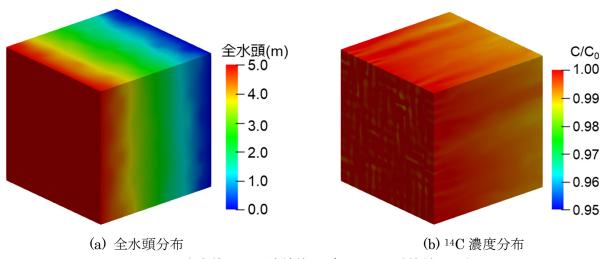


図 3.3-87 500m 立方体不均質連続体モデルによる計算結果の例(UHFD)

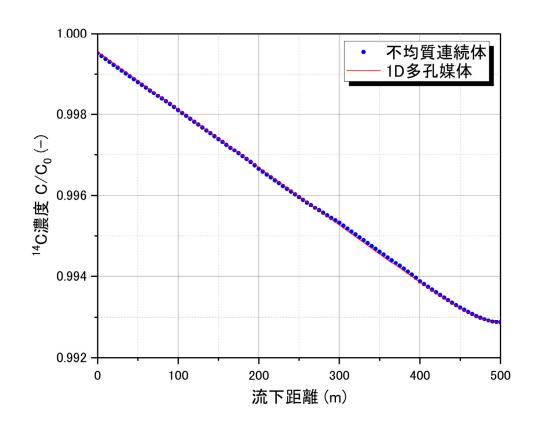


図 3.3-88 500m 立方体の割れ目内平均 14C 濃度の流下方向への分布の例

一辺 300 m および 500 m の立方体状の不均質連続体モデルを用いた地下水流動解析の結果得られた全リアライゼーションの方向別の透水係数の幾何平均値、最大値、最小値、標準偏差を、DFN モデルの結果と併せて表 3.3-25 に示す。不均質連続体モデルの透水係数の幾何平均値は100 m 立方体の DFN モデルと変わらないが、対数標準偏差はモデルのサイズが大きくなるにしたがい小さくなる。これは、モデルサイズが大きくなるにつれてモデル構成要素の数が増えるために、リアライゼーション間で全構成要素の透水係数の大小の分布の差が小さくなることによると考える。

表 3.3-25 DFN と不均質連続体モデルの地下水流動解析で得られた透水係数 (UHFD)

	50 m立方体		100 m立方体		300 m立方体			500 m立方体				
	х	У	Z	Х	у	Z	Х	у	Z	Х	У	Z
幾何平均值	1.8E-07	7.7E-08	1.5E-07	2.1E-07	1.3E-07	2.3E-07	2.1E-07	1.3E-07	2.3E-07	2.1E-07	1.3E-07	2.3E-07
最大値	3.3E-07	2.3E-07	2.7E-07	2.8E-07	2.0E-07	3.2E-07	2.2E-07	1.5E-07	2.6E-07	2.2E-07	1.4E-07	2.4E-07
最小値	7.0E-08	3.6E-08	5.8E-08	1.6E-07	7.6E-08	1.5E-07	2.0E-07	1.2E-07	2.1E-07	2.0E-07	1.3E-07	2.2E-07
対数標準偏差	0.22	0.30	0.24	0.08	0.14	0.13	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01
											単化	立:m/sec

一辺 $300\,\mathrm{m}$ および $500\,\mathrm{m}$ の立方体状の仮想岩盤の全リアライゼーションの $\mathrm{x},\mathrm{y},\mathrm{z}$ それぞれ の流れ方向に対して 1 次元多孔媒体モデルにより同定された分散長のボックスプロットを、DFN モデルの計算結果に対する同定結果と併せて、図 3.3-89 に示す。 $50\,\mathrm{m}$ 立方体と $100\,\mathrm{m}$ 立方体と

の間には分散長にスケール依存性が見られたが、100~m 立方体、300~m 立方体および 500~m 立方体の間にはスケール依存性は見られなかった。ただし、スケールが大きくなるにつれて、リアライゼーション間のばらつきは小さくなる傾向が見られた。また、50~m 立方体を除いて、y~方向の分散長がやや長い傾向がみられた。

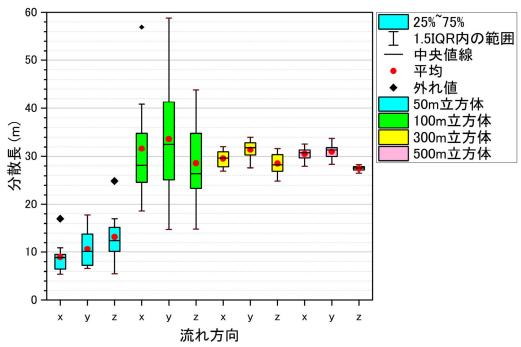


図 3.3-89 DFN、不均質連続体に対する分散長の同定結果(UHFD)

(4) 物質移行パラメータの設定に必要なデータと取得方法

本研究で得られた知見を基に、広域スケールの解析に使用する物質移行パラメータの設定に必要なデータの種類や取得方法について表 3.3-26 に示す。表に示した調査方法のうち赤字で示したものは概要調査段階においても実施可能と考えられる。概要調査段階では、調査の数量や精度に限界はあるが、逆に空間的にかなり離れた複数位置での調査が実施されると考えられ、広域スケールの地下水流動および物質移行解析のためのデータ取得としては利点となることが期待される。

表 3.3-26 の上部に示したものは水理パラメータの設定にも必要なデータであるため、ここでは物質移行パラメータの設定に必要なデータ取得に関する留意点について、以下に述べる。

母岩の間隙率について、今回の検討では水銀圧入法による測定結果を使用した。水銀圧入法による間隙率は、水飽和法に比べて小さい値を示すことが少なくない。そのため、間隙率を両手法により測定し、差が認められる場合には、差が生じる理由について検討した上で、いずれの数値を採用するか判断する必要がある。

また、母岩の拡散係数について、今回の検討では割れ目からの距離に関わらず同じ値を使用した。母岩の拡散係数は、母岩付き DFN モデルを用いた物質移行解析の結果に大きく影響するため、割れ目面からの距離に応じた拡散係数の変化の有無等についても、岩石コアを用いた拡散試験の結果を母岩内間隙構造の観察結果と併せて検討することにより明らかにする必要がある。

割れ目内の分散長は設定が難しいパラメータではあるが、精密調査段階後半の地下施設を利用した調査で、代表的な割れ目に対してトレーサー試験を実施し、その結果を基に推定することが期待される。

表 3.3-26 物質移行パラメータの設定に必要なデータと調査方法

必要なデータ	調査方法					
ましての安定 (問項)	坑道壁面・コア観察、ボアホール TV 検層、フローメータ検層、湧					
割れ目の密度(間隔)	水量計測					
割れ目の方向分布	露頭調査、坑道壁面観察、ボアホール TV 検層					
割れ目の長さ分布	露頭・坑道壁面でのトレース長調査					
割れ目の開口幅	高精度 BTV 検層、坑道壁面観察、トレーサー試験					
割れ目の透水量係数	水理試験(and 数値解析)、湧水量計測、フローメータ検層					
割れ目内分散長	トレーサー試験					
動水勾配	間隙水圧測定、地下水流動解析					
母岩の間隙率	室内間隙率測定(水飽和法、水銀圧入法)					
母岩の有効拡散係数	室内拡散試験、マトリクス内間隙構造観察					
マトリクス拡散寄与面積	高精度 BTV 検層、レジン注入による割れ目内開口部可視化					
モデルの較正	水理試験、湧水量計測、トレーサー試験					

※赤字は概要調査段階においても実施可能な調査・試験

(5) まとめ

花崗岩のように多くの割れ目を含みそれらが主要な水みちとなる岩盤を対象として広域の物質 移行解析を行う際のパラメータについて、瑞浪超深地層研究所の土岐花崗岩を対象事例として設 定手法を示した。その手法は、具体的には以下の手順による。

- ① 小スケールの仮想岩盤に対して、地質調査で得られた割れ目の幾何形状に関する統計量に 基づき、多数通りの割れ目群を確率的に発生させる。
- ② 割れ目と母岩を表現した母岩付き DFN モデルを作成する。
- ③ 母岩付き DFN モデルを用いて物質移行解析を実施する。
- ④ ③で得られた解析結果に対して、1次元多孔媒体モデルを用いてフィッティング解析を行い、等価な間隙率と分散長を同定する。
- ⑤ 多数通りの割れ目群に対する等価間隙率と分散長の統計処理を行う。
- ⑥ 小スケールの仮想岩盤を構成要素として、より大きな不均質連続体モデルを多数通り作成する。その際、各構成要素の物性値は⑤で得られた統計量を基に確率的に発生させる。
- ⑦ 不均質連続体モデルを用いて物質移行解析を実施する。
- ⑧ ⑦で得られた解析結果に対して、1次元多孔媒体モデルを用いてフィッティング解析を行い、等価な間隙率と分散長を同定する。
- ⑨ 多数通りの不均質連続体モデルに対する等価間隙率と分散長の統計処理を行い、スケール依存性も考慮して広域スケールの物質移行パラメータ(間隙率と分散長)を設定する。

上記の手順にしたがい、瑞浪超深地層研究所周辺岩盤のうち土岐花崗岩上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯のそれぞれについて、地下水年代測定に用いられる核種の1つである14Cを対象として解析を実施し、等価間隙率と分散長の物質移行パラメータを推定することができた。ただし、推定された等価間隙率は、上部割れ目帯では母岩の間隙率と割れ目による間隙率との和にほぼ等しい値であったが、下部割れ目低密度帯では母岩の間隙率と割れ目による間隙率との和のほぼ1/2の値であった。これは、下部割れ目低密度帯では、上部割れ目帯に比べて、割れ目密度が低く割れ目間の距離が長いこと、割れ目の透水量係数が小さく割れ目内の流速が遅いことなどにより、

割れ目および周辺母岩での ¹⁴C 濃度の低下が顕著になったためである。このように、割れ目系岩盤を均質な多孔媒体で近似した場合の等価間隙率は、割れ目の透水性や密度、母岩の間隙率、対象核種の半減期や母岩内での拡散係数により、母岩の間隙率と割れ目の占める間隙率との和を下回ることが起こりうる。岩盤の透水係数と動水勾配の積を、この等価間隙率で除した値は、対象物質の定常状態での移動速度を意味する。したがって、¹⁴C のような地表からの流入濃度を不変とし岩盤中での濃度低下により地下水年代を推定する核種では、地下水年代に換算する際に、この等価間隙率の値に留意する必要がある。

また、不均質連続体モデルによるアップスケーリングの課題としては、構成要素となる小ブロック間を跨ぐ割れ目の影響を考慮できないこと、横分散長の設定方法が挙げられる。

本研究で得られた知見を基に、広域スケールの解析に使用する物質移行パラメータの設定に必要なデータの種類や取得方法を提示した。それらのうち、露頭調査、地表からのボーリング掘削で取得した岩石コアを用いた地質観察や室内試験、ボアホール TV 検層、水理試験などは、数量や精度等について制限はあると考えられるが概要調査段階においても実施可能である。

参考文献

- 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.
- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,令和 2 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(岩盤中地下水流動評価技術高度化開発),経済産業省資源エネルギー庁,3-34p,3-36p,3-52p,3-61p,3-69p,2021.
- 河西基,田中靖治,五十嵐敏文,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)一割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法一,電力中央研究所報告,U93054,1994.

3.4 地下水年代測定技術の高度化

3.4.1 背景と目的

地下水年代は広域の長期にわたる地下水流動について重要な情報を与えるため、放射性廃棄物の処分地選定や安全評価で重要な情報になると考えられる。処分場選定における信頼性や安全評価の精度を向上させるため、新たな地下水年代指標の検討や既存の手法の精度を高めるための前処理・分析方法を検討することで地下水年代測定技術をより高度化することが必要とされている。瑞浪地域の地下水は、既往の研究によって地下水年代が数千から数万年程度であると評価されており、この年代領域における地下水年代の指標を検証するために適した場である(例えばIwatsuki et al., 2005)。ここでは瑞浪地域の地下水を対象として、地下水年代測定技術の高度化について検討した結果について報告する。また、瑞浪における検討は今年度で最後であるため、今フェーズにおける検討結果をとりまとめる。

数万年程度の地下水年代評価においては、炭素の放射性同位体(14 C)とヘリウム(He)が主要な指標となると考えられる(例えば Hasegawa et al., 2016)。He は対象としている岩盤の外から He が流入/流出する、「He フラックス」により、蓄積速度を正確に決定することが困難になることがある(Torgersen and Clarke, 1985)。このため、 14 C などとの比較により蓄積速度を評価する必要がある(Lehmann et al., 2003)。一方 14 C は地化学反応により値が影響されるため、地化学反応を補正する必要がある(Mook and Van Der Plicht, 1999)。以上のように He や 14 C にはそれぞれ弱点が存在するため、これらをフォローできるような年代指標があれば、数万年オーダーの地下水年代評価の精度をさらに高めることが可能であると期待される。

希ガス温度計は希ガス溶解度に温度依存性があることを利用して、涵養時の温度を推定する手法である(Stute and Schlosser, 1993)。いわゆる「最終氷期」は今から 18,000 年程度前に最盛期を迎えており、涵養温度の推定は 2 万年程度の地下水の判断に有用であると考えられる。また、対象とする地域に古気候のデータがあればある程度年代を推定することができる。現在よりも涵養温度が低い、古気候のデータから〇〇年前に涵養した地下水と推定される、といった情報は 14C をサポートするのに使用することが可能である。

また、近年 Atom Trap Trace Analysis(ATTA)とよばれる分析方法の開発により、一般的な地下水でも分析が可能となった 81 Kr は(Lu et al., 2014)半減期が $^{2.29}\times10^{5}$ 年の放射性核種である。その半減期から 10 万年から 80 万年程度の地下水年代評価に有用であると考えられるが、サンプル採取-測定の精度が確保できれば、 10 万年以下の地下水に対しても年代情報を与えることが可能である。 10 万年以下程度の地下水に対しても定量的な年代情報を与えることができれば、 14 C のデータをサポートしたり、 14 C の評価範囲を外れた 3 ~5 万年程度の地下水年代評価手法として有効である可能性がある。

有機物に含まれる ¹⁴C (有機 ¹⁴C) は無機 ¹⁴C と同様に地下水年代評価に利用することが可能である。有機 ¹⁴C はサイズ排除効果により、無機 ¹⁴C よりもマトリクス拡散の影響を受けにくく、地化学反応に関与する可能性も低い(Nakata et al., 2013)。このため、有機 ¹⁴C は地下における主要な地下水の流動経路を動いていくものと考えられ、複雑な地化学反応の補正なしで主要な地下水流動経路を反映した年代を示すことが可能であると考えられる(図 3.4-1)。しかし、有機 ¹⁴C の評価には地下水から有機物を抽出する必要があり、透水性が高くはなく、地下水が多く揚水できない場合には対応できない可能性がある。このため、地下水からの有機物の採取法について種々の場合に対応できるよう、検討する必要がある。

以上のように今フェーズの瑞浪地域における地下水年代測定評価法の検討では、無機 ¹⁴C や He をサポートできる情報を取得できる可能性のある、3 つの指標について以下の検討を実施した。 (1)希ガス温度計の瑞浪地域での適用性検討

- (2)81Kr の下限についての検討
- (3)有機 14C 分析のための、有機物採取法検討

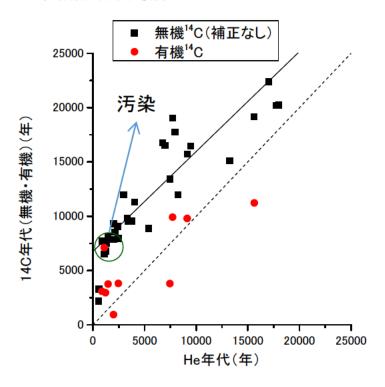


図 3.4-1 ヘリウム年代と ¹⁴C 年代 (無機・有機) の比較

3.4.2 希ガス温度計の適用性についての検討

(1) 今フェーズでの実施事項

水に溶解する希ガスの濃度には温度依存性があり、質量数の大きなガスほど影響が大きくなる(図 3.4-2)。図に示したような溶解度の温度依存性を利用して、地下水が涵養したときの温度を推定する手法を「希ガス温度計」とよぶ。氷期の間涵養温度は低く、間氷期には涵養温度は高くなる。このため、直近の最終氷期最盛期(LGM:18,000程度前:Clark et al.,2009)付近の水かどうかを判断するのに有用な手法であると考えられている。希ガス温度計は上述のように有用な情報を与えてくれる反面、地下水が涵養時に巻き込む空気(Excess-air)や脱ガス等を考慮してデータを再計算する必要があり、測定における誤差等を考慮していく必要がある。このため本フェーズにおける検討ではまず、希ガス温度計の推定誤差を評価する手法について検討した。さらに、Excess-air や脱ガスを考慮して瑞浪地域における地下水の涵養温度を推定し、その傾向を明らかにした。

上記の検討の結果から、数万年程度の地下水年代評価において、希ガス温度計をどのように用いていくのが良いか、議論した。

(2) 希ガス温度計の推定

涵養温度を推定するためには、Stute et al.(1992)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。

具体的には、以下に示すように、希ガスの計測値(Neo, Aro, Kro, Xeo)に対して、温度 t での希ガ

スの溶解量(Net, Art, Krt, Xet)の誤差の二乗和(O(t))が、最も小さくなる温度 t を求める。

$$O(t) = \frac{\left(Ne_0 - Ne_t\right)^2}{\left(Ne_0 E_{Ne}\right)^2} + \frac{\left(Ar_0 - Ar_t\right)^2}{\left(Ar_0 E_{Ar}\right)^2} + \frac{\left(Kr_0 - Kr_t\right)^2}{\left(Kr_0 E_{Kr}\right)^2} + \frac{\left(Xe_0 - Xe_t\right)^2}{\left(Xe_0 E_{Xe}\right)^2}$$

$$= \frac{\left(Ne_0 - Ne_t\right)^2}{\sigma_{Ne}^2} + \frac{\left(Ar_0 - Ar_t\right)^2}{\sigma_{Ar}^2} + \frac{\left(Kr_0 - Kr_t\right)^2}{\sigma_{Kr}^2} + \frac{\left(Xe_0 - Xe_t\right)^2}{\sigma_{Xe}^2}$$

ここに、 E_{Ne} , E_{Kr} , E_{Kr} , E_{Ke} は、測定誤差であり、 σ_{Ne} , σ_{Ar} , σ_{Kr} , σ_{Xe} は誤差である。一般的は、計測誤差として計測の数パーセントを設定する。

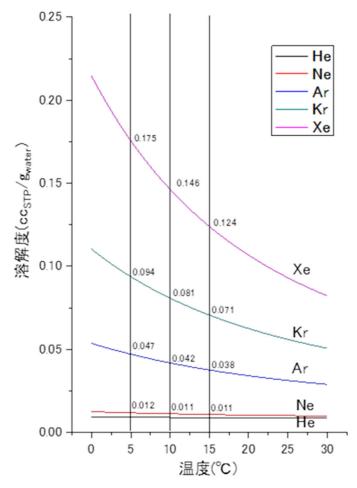


図 3.4-2 希ガス溶解度と温度の関係

脱ガスには、様々な補正式がある(Asscenberg and Solomon,2014)。代表的なものには、溶解度補正と拡散補正がある。ここでは、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 濃度を基準にして補正する方法を示す。溶解度補正は、脱ガス状態が各ガスの溶解度に依存し、同じ脱ガス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。

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

ここに、 C_c 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。 Ne_0 はネオンの涵養時の Ne 濃度、 Ne_m 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。

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

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、 $0.5\sim1$ になる。

また、希ガス温度の推定時に、温度の推定誤差を計算した。これは、非線形最小二乗法の原理に基づいて、最適値での各希ガス温度への感度と誤差の関係から次のように計算した。

$$\sigma_{\mathrm{T}} = \sqrt{s^{2} \left[\left(\sigma_{Ne} \frac{\partial T}{\partial Ne} \right)^{2} + \left(\sigma_{Ar} \frac{\partial T}{\partial Ar} \right)^{2} + \left(\sigma_{Kr} \frac{\partial T}{\partial Kr} \right)^{2} + \left(\sigma_{Xe} \frac{\partial T}{\partial Xe} \right)^{2} \right]}$$

$$\sigma_{\mathrm{EA}} = \sqrt{s^{2} \left[\left(\sigma_{Ne} \frac{\partial EA}{\partial Ne} \right)^{2} + \left(\sigma_{Ar} \frac{\partial EA}{\partial Ar} \right)^{2} + \left(\sigma_{Kr} \frac{\partial EA}{\partial Kr} \right)^{2} + \left(\sigma_{Xe} \frac{\partial EA}{\partial Xe} \right)^{2} \right]}$$

ここに、S2 は、残差を標準偏差で割ったものの二乗和を自由度 2 (計測数 4-推定パラメータ数 2) でわったもののため、 χ^2 とも呼ばれる。

$$s^{2} = \frac{\frac{\left(Ne_{0} - Ne_{t}\right)^{2}}{\sigma_{Ne}^{2}} + \frac{\left(Ar_{0} - Ar_{t}\right)^{2}}{\sigma_{Ar}^{2}} + \frac{\left(Kr_{0} - Kr_{t}\right)^{2}}{\sigma_{Kr}^{2}} + \frac{\left(Xe_{0} - Xe_{t}\right)^{2}}{\sigma_{Xe}^{2}}}{4 - 2} = \frac{O(t)}{2}$$

(3) 誤差評価の検討

ただし、溶存希ガスの溶解度の変化は、温度に対してそれほど大きく変化しないため、推定した温度の誤差を評価しておく必要がある。このため、モンテカルロ法や感度マトリックス法による誤差評価が実施されている。

モンテカルロ法では、以下に示すように、実測値に計測誤差をランダムに与え、この誤差を含む測定値をターゲットに最適値を推定する方法である。

$$c_{ei} = c_{oi} + r_i E_i$$
 (Ci= Ne, Ar, Kr, Xe)

ここに、 C_{ei} は最適化する濃度、 C_{oi} は実測値、E は測定誤差、 r_i は正規乱数、i はガス種であり、 N_{e} , A_r , K_r , X_e の 4 種である。

これまで、モンテカルロ法で推定誤差を評価してきたが、実測値と評価値の誤差が大きい場合、 すなわち目的関数が大きい場合(誤差が大きい場合)でも最適値が求められる場合があった。この ため、目的関数の大きさ (誤差の大きさ) が推定誤差に影響をおよぼす感度マトリックス法による推定誤差の評価方法について検討した。

一方で、感度マトリックス法による推定誤差の評価方法は、Aeschbach-Hertig et al.(1999)やBallentine and Hall (1999)に示されているように、①すべてのパラメータを同じ方法で推定できる、②各測定結果の誤差を考慮できる、③推定誤差を評価できる、④パラメータの相関を評価できる、などの優位性がある。

今フェーズの検討では、採水時にトリチウムが検出されず、涵養温度の温度の指標となる水素・酸素同位体比が低かった 09MI21#3 に対して、感度マトリクスとモンテカルロ法を適用した。結

果を図 3.4-3 に示す。温度の推定値については、感度マトリックス法を適用した結果とモンテカルロ法を適用した結果で概ね一致していた。モンテカルロ法で大きな誤差を与えて計算した場合、推定値がやや大きくなる傾向が見られたが、これは 0℃以下の涵養温度が発生しないという条件で大きなばらつきを与えると、温度が高い方に偏るためであると考えられる。モンテカルロ法で評価される誤差は、与えた誤差(1~10%)に対応して増加しているのに対し、感度マトリックスで推定誤差を評価した場合、推定誤差は計測によってばらつきがある。これは、感度マトリックス法の誤差は各計測値に対応して変化しており、各サンプルが包含するサンプリングや測定における誤差を反映していることを示している。このように、与えたばらつきに対応して誤差を評価するモンテカルロ法に対し、感度マトリクス法は各サンプルが持つ誤差を反映するため、サンプリングから測定までの一連の操作が正しく実施されたかどうかの指標と考えることができる。

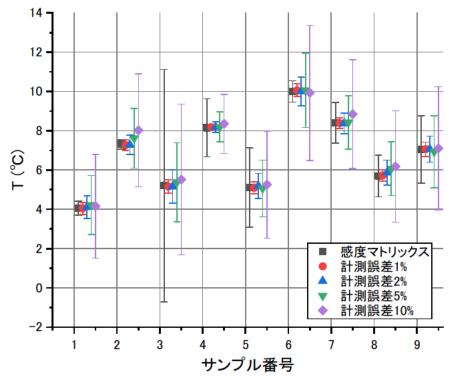


図 3.4-3 涵養温度推定方法による推定誤差の変化

(4) 調査地点

過年度瑞浪地域における広域のボーリング孔調査を実施し、種々の地下水年代指標について評価した。調査対象としたのは図 3.4・4 に示した、DH-13、MIU-2~4、MSB-2 および 4 の各井戸である。上記の調査で取得した地下水において、全希ガス(He・Ne・Ar・Kr・Xe)の濃度を分析した。地下水からガスを抽出した後、複数のゲッターと呼ばれる金属とガスを接触させ、水蒸気やゲッターと反応するガス(窒素・酸素・二酸化炭素・水素など)を除去した。希ガスだけに精製されたガスをクライオスタットと呼ばれる装置の低温にしたステージと接触させて吸着し、ステージの温度調整によって各希ガスを分離したあと、質量分析計を用いて希ガス濃度を分析した(Nakata et al., 2019)。分析した濃度のうち、Ne・Ar・Kr・Xe 濃度を用いて上記の要領で涵養温度を推定した。ヘリウム濃度は地下水年代の指標となると考えられているため、上記で取得したヘリウム濃度と涵養温度を比較した。

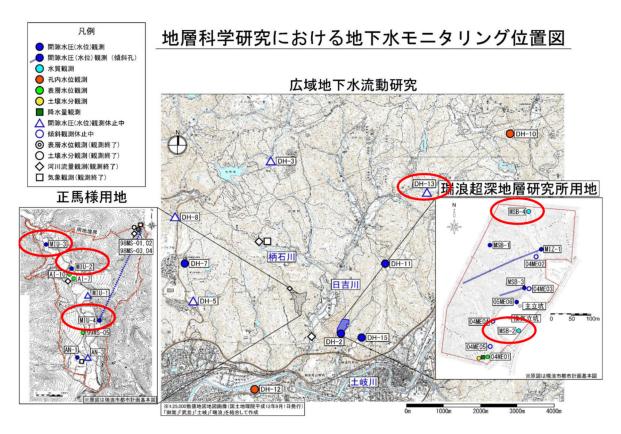


図 3.4-4 瑞浪広域ボーリングと調査対象ボーリング孔の位置図

(5) 調査結果

既往の研究から、4He の濃度は地下水年代の指標であることが明らかになっており(Hasegawa et el., 2016)、地下水年代と涵養温度の関係を示すため、4He 濃度と希ガス温度計から評価された 涵養温度の関係を図 3.4-5 推定した涵養温度とヘリウム濃度の関係 に示した。涵養域~流出域 までは、概ね原位置生成で 4He の蓄積が進むことから、4He 濃度は概ね地下水の古さを表している。4He の原位置生成速度は、 $2.5 \times 10^{-10} \, {\rm ccsrr/gw}$ 程度である。この蓄積速度を基に評価すると、今回調査をした井戸でもっとも古い地下水年代を示すと考えられる(地下水の下流側にある) MIU3 や 4 号孔であっても 4He 濃度は $3 \times 10^{-6} \, {\rm ccsrr/gw}$ 程度のため、4He から評価される地下水年代は概ね 1 万年程度となる。涵養温度は、涵養域で $12 \, {\rm C}$ 程度、中間域で $10 \, {\rm C}$ 程度となっている。また、もっとも古い、1 万年付近で $8 \, {\rm C}$ 程度となるものの、推定温度の大部分は $10 \, {\rm C}$ 11 ${\rm C}$ に分布している。本地点の周辺の年平均気温が多治見で $14.8 \, {\rm C}$ (標高 $120 \, {\rm m}$)、恵那で $12.9 \, {\rm C}$ (標高 $320 \, {\rm m}$)程度である(気象庁データ)。ここで得られた涵養温度は、これらの気温と同程度である。本地点周辺では氷期には、 $7 \, {\rm C}$ 2 程度温度が低下したと考えられている(佐々木ほか、2006)。このため、今回評価した涵養温度の中で、最も低くなっている $8 \, {\rm C}$ あたりでもまだ氷期最盛期の温度と比較した場合、やや高い。このため、今回観察した中間域の温度低下は、氷期の最盛期と現在の中間程度の温度を捉えたものと解釈できる。

以上の結果から、希ガスによる涵養温度の推定は、氷期の終了あたりから、その後の気温を反映していると考えられ、概ね適切に評価できていると考えられる。

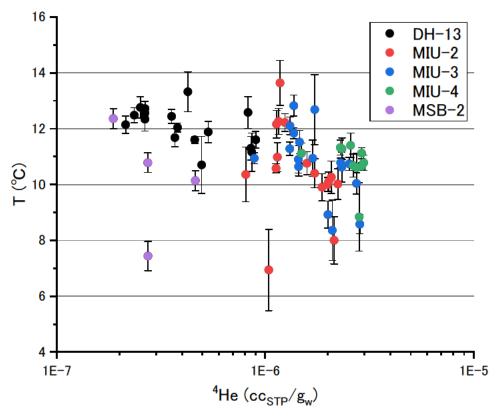


図 3.4-5 推定した涵養温度とヘリウム濃度の関係

(6) 希ガス温度計の利用

上述のように、希ガス温度計は採取した地下水に氷期の水が含まれるかを議論するために有用な情報を与えることが可能である。評価した現場における古気候の情報が存在するか、LGM に対応する極値が観察されれば、さらに定量的に年代を補正する情報を得ることが期待できる。

上記の事から、処分場周辺において地下水調査をする際、地下水年代が3万年程度までと考えられる地下水においては、無機 ¹⁴C に加えてバックデータとして希ガス温度計から涵養温度を示すことが有効であると考えられる。希ガス温度計を正しく評価するためには、全希ガス濃度を分析する必要があり、地下水と同じ深度で採水するなど脱ガスや大気の混入による汚染を低減する工夫をして分析用サンプルを確保する必要がある。また、上記の結果でも示したように、サンプル間のばらつきが大きくなることがあるため、複数本のサンプルを確保することが望ましいと考えられる。今回検討したような「感度マトリクス法」による誤差評価により、サンプルそのものがもつ不確実性が評価できるため、これを利用して不確実性の高いサンプルのデータを除外するという方法も涵養温度を精度良く評価するのに有用であると考えられる。

3.4.3 81Kr 下限値についての検討

(1) 今フェーズでの実施事項

数万年から 10 万年程度の地下水年代に着目すると、2 万年以下程度の年代であれば半減期が 5,730 年である無機 14 C を適用して評価することが可能であるほか、上述のように涵養温度を用いてこの情報を補強することが可能である。また、塩素の放射性同位体である 36 Cl は、半減期が 3.0×10^{5} 年であるため、10 万年~200 万年程度の地下水年代を評価することができる。2 万年以上、5 万年以下程度の地下水は 14 C や 36 Cl がともに評価が難しい年代となっているため、現状では正確な地下水年代評価が困難となっている。 81 Kr の半減期は 2.1×10^{5} 年と 36 Cl よりも短く、数万年程度の地下水年代が評価可能であることが期待できる。

そこで、本フェーズでは数万年程度の地下水年代評価に 81 Kr が適用できる可能性について評価することを目的として、地下水年代が数万年程度であると期待される地点において 14 C と 81 Kr による年代評価を適用し、 81 Kr が評価できる年代の下限について議論した。

(2) 評価手法

瑞浪超深地層研究所の深度 300 m ステージで掘削された 2 本のボーリング孔(09MI20 区間 1 および 10MI23 区間 3)から地下水およびガスを採取し、 81 Kr および 14 C 年代を評価した。地下水から抽出したガスを加熱したチタンと接触させ、窒素・酸素等を除去した後、Atom Trap Trace Analysis(ATTA)によって 81 Kr の濃度を評価した(Lu et al., 2014)。 14 C 評価用のサンプルは上記の地点の地下水をテフロンのチューブで、高密度ポリエチレンの容器底部に導き、地下水で容器体積の 3 倍程度オーバーフローさせた後ボトルに採取した。採取した地下水にはリン酸を添加してヘリウムガスでバブリングし、気化した二酸化炭素を炭素に還元して得られた炭素ターゲットとし(Nakata et al., 2016)、加速器質量分析(AMS)にて 14 C を評価した。 14 C についてはサンプリング・測定におけるばらつきを把握するため、同地点で 3 本のサンプルを採取し、分析に供した。

(3) 結果と考察

坑道内ボーリング孔 (09MI20 区間 1 および 10MI23 区間 3) から採取した地下水における 81 Kr と 14 C 年代の比較結果を表 3.4-1 に示した。 14 C の年代を 3 回評価した場合の値は比較的安定しており、09MI20 号孔で 12,000 年程度、10MI23 号孔で $25,000 \sim 32,000$ 年程度の値を示した。一方 81 Kr で評価された年代を見ると、09MI20 号孔の地下水年代は Modern と評価されたのに対して、10MI23 号孔の地下水年代は数百年から 2 万年程度であると評価された。

10MI23 号孔で 81 Kr によって評価された年代が、09MI20 号孔で評価された年代に比べて若いことから、数万年以下程度の地下水においても 81 Kr は定性的に地下水が「若い」「古い」を判断する指標として使うことができることが示唆された。さらに、10MI23 号孔のサンプル 1 において評価された 17,000 年という年代は 14 C で評価された年代とオーダーでは一致している。しかし、 81 Kr で評価された年代が三つのサンプルで数百年のオーダーから数万年のオーダーまでばらつきが見られることから、 81 Kr のサンプリング分析を通じた評価精度は、数万年の地下水年代が評価できるほどではないと推察される。

地点名 サンプル 14C から評価された 81Kr から評価された 年代(年) 年代(年) 09MI20 区間 1 平均 12,260 Modern 1 $12,190 \pm 83$ 2 12,220 Modern 3 12,100 平均 10MI23 区間 3 24.860 17,600 1 2 $29,280 \pm 3,840$ 31,150 661 3 31,820 7.690

表 3.4-1 ¹⁴C と ⁸¹Kr から評価された年代の比較

以上のことから、⁸¹Kr を用いた地下水年代測定では3万年程度の地下水年代の「若い」「古い」 を定性的に判断する材料としては有用である可能性があるが、定量的に評価する指標としては適 用が難しいことが示された。

(4) 数万年程度の地下水年代評価における 81Kr の利用について

上述の結果から 3 万年以下程度の地下水においては、 81 Kr のサンプリングから分析における繰り返し精度が十分ではなく、定性的に古い・新しいを議論することは可能であるが定量的な年代情報を得ることは困難である。一方で、 81 Kr の分析には地下水からのガスの分離、ガスの精製、分析機関への送付を含めて多大な労力が必要とされる。このため、他情報から地下水年代が数万年程度と考えられる地下水において、 81 Kr を分析しその情報から地下水年代を評価する必要性は低いと考えられる。

一方、地下水の年代が $5\sim10$ 万年程度の地下水については、本研究で適用性が検討できていない。しかし、 81 Kr の半減期が 2.1×10^{5} 年であることから、上記の範囲では 14 C の結果を外挿するより正確な年代評価ができる可能性がある。このため、今後の検討において 10 万年あるいはそれをわずかに下回る程度の年代が予測される地下水における、 81 Kr の適用性を確認していくことが必要である。また、処分事業において 10 万年程度の地下水年代を評価したい場合には、 36 Cl と同時に 81 Kr による年代評価を適用し、相互比較することが有意義である可能性がある。

3.4.4 有機 ¹⁴C についての検討

(1) 背景と今フェーズでの実施事項

地下水に溶存する有機物は、ある程度の大きさを持ち、岩石と同じ電荷に帯電する可能性が高いことから、マトリクス拡散の影響を受けにくく、岩石に吸着せずに地下水と同じ速度で流れる可能性が高いと考えられる(Atringer et al., 1998)。また、無機の炭素と比べて地化学反応に関与しにくいため、面倒な補正計算をすることなく、得られた ¹⁴C 年代がそのまま地下水の年代を表している可能性もある(Thomas et al., 2021)。このように、溶存有機物に含まれる放射性炭素(有機 ¹⁴C)年代による地下水年代評価は、無機 ¹⁴C 年代評価と比較しても利点があり、¹⁴C や ⁴He と相補的に地下水年代評価に用いることで、評価される年代の精度を高めることができると考えられる。また、対象とする地下水が炭酸塩鉱物を多く含む岩石と接触している場合には、無機 ¹⁴C は地化学反応の影響が大きすぎて補正が効かない可能性もあり、有機 ¹⁴C が主要な地下水年代評価ツールとなる可能性もある。

有機 ¹⁴C を評価するためには、まず地下水から DOC を抽出する必要がある。DOC を水試料から抽出・濃縮する方法として、(1)疎水性の樹脂を用いる方法 (Thurman and Malcolm, 1981;

Aiken 1985)、(2)ナノフィルター(NF)あるいは逆浸透膜を用いる方法(Sun et al., 1995)、(3) 陰イオン交換樹脂を用いる方法(Croué et al., 1999)が挙げられる。過去に瑞浪地域の地下水に対しては、(1)および(2)の手法を適用して有機物を採取し、有機 14 C を分析した。陰イオン交換樹脂については、条件の事前検討が必要なことから、大量の水を揚水可能な瑞浪地域のような地下水では適用されない可能性が高い。一方で、大量の水を揚水できない場合には、回収率が高いことから、有効な手法となる可能性がある。今フェーズは陰イオン交換樹脂を用いて有機物を回収する方法について検討し、(1)~(3)の手法を比較してどのようなケースでどの手法を用いるべきかについて議論した。さらに、地下水年代数万年程度の地下水に対して、有機 14 C をどのように用いて評価していくのが良いのかについて、現在までの結果をもとに提案をまとめた。

(2) 陰イオン交換樹脂を用いる手法の検討

① 最適な樹脂の選定

天然の水試料から陰イオン交換樹脂を用いて有機物を濃縮するために、DEAE セルロースという樹脂を用いるのが適しているとされ、既往の研究でも用いられてきた(渡辺ほか,2007)。しかし、2021 年現在、DEAE セルロースというイオン交換樹脂は製造中止となっており、新たな陰イオン交換樹脂を選定する必要が生じた。陰イオン交換樹脂を用いた有機物の回収では、地下水から吸着によって有機物を濃縮したあと、アルカリ性の溶液を使って吸着した有機物を脱離させ回収する。回収するためには、強塩基性の樹脂を避けること、樹脂の骨格が強い疎水性を持たないことが必要であり、この観点から、3種類の樹脂:(1)TOYOPEARL DEAE-650(東ソー、以下DEAE-650と記載する)、(2)ダウエックス 66(富士フイルム和光純薬)、(3)DEAE セファロース(シグマアルドリッチ)を候補として選定した。

蛍光染料 (ウラニン) および、市販されているフルボ酸を用いた吸着・脱離試験を実施した。 ウラニンを用いた試験では DEAE-650 と DEAE セファロースを用いた操作で、共に高い回収率 を得ることができた (図 3.4-6)。一方、フルボ酸を用いた試験ではわずかに DEAE-650 の方が高い回収率を示した (図 3.4-6)。この結果から、今後使用する樹脂として DEAE-650 を選定した。

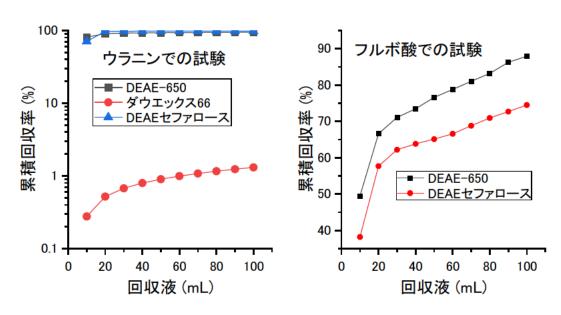


図 3.4-6 最適な樹脂の選定試験の結果

また、瑞浪地域の地下水を模擬した溶液を調製して、ウラニンを対象とした実規模の吸着・回収試験を実施した。内径 $4.0~{\rm cm}$ のカラムに DEAE-650 を充填高さ $2.0~{\rm cm}$ で充填し、ここに $60~{\rm L}$ の模擬溶液を流したあと、 $1.0~{\rm mol/L}$ の水酸化ナトリウムで吸着したウラニンを回収した結果を図 3.4-7 に示した。回収液の量が $40{\rm mL}$ 程度から累積の回収率は大きく上昇し、回収液 $100{\rm m}$ L を流した時点では累積回収率が $98~{\rm wc}$ 達した。この結果から、適切に条件を設定することができれば、内径 $4.0~{\rm cm}$ のカラムに DEAE-650 を高さ $2.0~{\rm cm}$ に充填したカラムを用いて $60~{\rm L}$ の地下水から有機物を濃縮可能であることが示された。

② 瑞浪地下水への適用

瑞浪地域の MIU-3 号孔、パッカー区間 16 から採取した地下水に、上記の予備的試験で確立・有効性確認した手法を適用し、陰イオン交換樹脂による濃縮を試みた。陰イオン交換樹脂と地下水を接触させた場合、重炭酸イオンがイオン交換樹脂に捕捉され、気泡が生じてカラムへのスムーズな通液を妨げる可能性がある(Nakata and Hasegawa 2011)。このため、よく洗浄し、H+型にした陽イオン交換樹脂を地下水と接触させ、pHを下げて重炭酸イオンを地下水から追い出した後、DEAE-650と地下水を①に示した要領で接触させた。その後 1.0mol/L の水酸化ナトリウム溶液を用いて吸着した有機物を溶離させた。地下水は 20L を一度に処理し、100mL の水酸化ナトリウムを用いて吸着した有機物を回収した。この操作を繰り返し、合計 400L の地下水を処理した。

TOC 濃度から計算した、各フラクションおよび積算の回収率を図 3.4-7 に示した。図から分かるように、100mL の水酸化ナトリウムで溶出させた場合、有機物の回収率は 80%に達した。これは、膜濃縮や疎水性の樹脂を用いた場合よりも高く、イオン交換樹脂を用いることでより効率良く地下水から有機物を回収できることが分かった。

上記の水酸化ナトリウム溶液を塩酸で中和した後、凍結乾燥機を用いて乾燥した。乾燥した試料は塩化ナトリウムを主要な成分とした固体であると考えられたが、茶色く着色していることから(図 3.4·8)、有機物が多く含まれると推察された。本フェーズの検討では、上記の有機物を含むと考えられる固体を 14C 分析機関へと送付し、これを直接燃焼することで 14C 分析のターゲットとなる黒鉛の精製を試みた。しかし、実際には加温によって 14C 分析に十分な量の C を得ることができなかった。TOC 濃度の測定や着色から、凍結乾燥で得られた固体に有機物が含まれている可能性は高いと考えられる。このため、加温によって C が生じなかったのは周辺の固体等が酸化を阻害した可能性があると考えられる。膜濃縮や疎水性の樹脂を用いた場合でも、濃縮溶液は共存イオンを多く含む溶液となる。溶液を陽イオン交換樹脂や陰イオンに通し、透析することで有機物を、無機塩を含まない状態に精製することが可能である。しかし、樹脂や透析膜への吸着により、多くの有機物の損失が生じる。このため、水酸化ナトリウム溶液、あるいはそれを中和した溶液から効率良く有機物を酸化させ、二酸化炭素等で取り出す手法等を検討することが、今後必要であると考えられる。

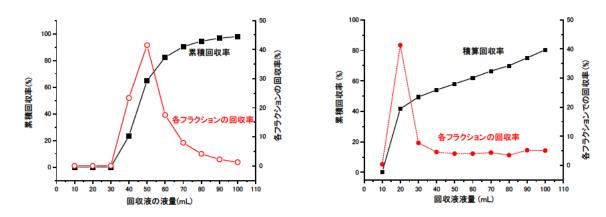


図 3.4-7 実規模・実地下水における有機物回収試験の結果 左:模擬溶液での回収試験の結果、右:実地下水での回収試験の結果



図 3.4-8 イオン交換樹脂を用いて捕集した有機物を含む固体の様子

(3) 数万年程度の地下水年代評価における有機 ¹⁴C の利用について

有機 ¹⁴C の利用について

前フェーズでの検討においても確認されているが(Nakata et al., 2013)、瑞浪地域の地下水においては有機 14 C から評価された年代とヘリウムから評価された年代は良く一致することから(図 $^{3.4-1}$)、有機 14 C 年代が数万年程度の地下水年代評価や、無機 14 C 補正の妥当性検証に有用であることは明らかである。また、有機物は放射性核種と錯生成するなどして、放射性核種の移行挙動に影響を与える可能性があることから、 14 C 年代だけではなく有機物そのものの性質を調べることが、処分場選定における調査では必要とされると考えられる。このため、採取が可能なサイトにおいては、有機物の採取と 14 C 年代を含む特性分析を実施し、有機物の情報を取得するのが良いと考えられる。有機 14 C の値が評価された場合、無機 14 C をフォローするデータとして、数万年程度の地下水年代評価の精度を高めることができることが期待される。

さらに有機 ¹⁴C は古い地下水への若い地下水の混合評価に利用できると考えられる。処分場建設などで大きな地下空洞を建設した場合、周囲から地下水が流れ込むことが予想される。有機物は地下水の流れと共に移動し、地化学反応等で消費されにくいことから、元々古い地下水が存在する場所で有機 ¹⁴C が検出された場合には、若い地下水の影響がそこまで及んでいると考えることが可能である。

ただし、上記のように有機 14C を利用するには、種々の分析に供するだけの有機物の量(凍結乾燥後数百 mg 程度)を確保する必要がある。これには、大量の地下水が必要とされるうえ、最も効率の良い濃縮方法を選定する必要がある。有機物採取の検討については、以下の②に記載する。

② 地下水からの有機物の濃縮方法について

有機 14C 年代の評価には、地下水から有機物を濃縮して 14C 分析に供することが必要である。 瑞浪地域の地下水に対しては、本フェーズにおける検討を含めて、膜濃縮、疎水性樹脂での吸着、 イオン交換樹脂での吸着の3つの濃縮法を適用した。それらの特性について表3.4-2に示した。 瑞浪地域では比較的地下水を揚水することが容易であったことから、場所によっては数トンの地 下水を揚水し、図のデータを取得した。瑞浪地域のように地下水が比較的容易に揚水できるよう な場では、有機物を濃縮する手法として膜濃縮を用いるのが良いと考えられる。これは、膜濃縮 が有機物濃縮の効率が良く、塩分濃度が高いサンプルにおいてもある程度対応が可能であるため である。一方、揚水量が少ない場合にはより効率の高い手法を選択する必要があり、本フェーズ にて検討した陰イオン交換樹脂を用いる方法が適していると考えられる。しかし、陰イオン交換 樹脂による捕捉方法はイオン濃度が高くなり、樹脂のサイトにおいて有機物と陰イオンが競合す ると捕捉効率が落ちることが予想される。このため、海水由来の地下水などには適用が困難にな ると考えられる。疎水性樹脂に対する吸着は、長く腐植物質学会において標準的な手法として適 用されてきた実績があり、これら既存のデータとの比較を実施する場合にはこの手法を採用する という選択もあり得る。ただし、瑞浪地下水における適用結果では、有機物の回収率が極端に低 かったため、種々の分析を実施するためにはかなりの量の地下水を処理することが必要であると 考えられる。

以上のように、1000L以上の地下水が揚水できるような場合、有機物採取方法としては膜による濃縮を採用するのが良いと考えられる。揚水可能な量が数百リットルであっても、塩濃度が低い地下水であれば、陰イオン交換樹脂を用いて ¹⁴C 測定ができる程度の有機物は採取できる可能性がある。一方、揚水可能な量が少なく、かつ海水を起源とする地下水の場合には、最適と考えられる方法はなく、消去法的に膜での濃縮を選択することになる。揚水が困難である程度に透水

性の低い岩盤であれば、地下水は ¹⁴C の評価可能な範囲(3 万年以内程度)より古い年代を持つ可能性が高い。岩石の透水性などの情報や、現実的な工期内で揚水可能な量から、有機物の採取・ ¹⁴C 年代評価を実施するかどうかをサイトの状況に応じてその都度判断していくことが必要であると考えられる。

나 恭语모	有機物濃縮方法						
比較項目 	膜濃縮	疎水性樹脂	イオン交換樹脂				
有機物回収率	〇数十%	△数%	◎80%				
処理速度	◎数L/分	◎数L/分	△数十mL/分				
高塩分サンプル	○処理できる →濃縮率低下	△効率低下	×処理困難				
用途	揚水可能な箇 所が存在	既往データとの比較*	少量の水しか得 られない場合				

表 3.4-2 地下水からの有機採取方法の比較

③ 適用ができない場合、解決すべき課題

有機 ¹⁴C 年代は涵養域で地下水涵養とともに地下に入った有機物が地下水流動と共に移動することを前提としている。このため、地下水が流れる岩盤がもともと有機物を多く含み、地下水に溶出するような系では、年代の評価が困難になる。地表由来の有機物と地下の有機物の性質が大きく異なれば、これらを分離できる可能性も残されているが、一般的に有機物を多く含む岩盤に対しては適用ができないと考えてよい。

上記の岩石からの溶出に加えて、掘削水の影響も有機 ¹⁴C による評価を妨害する要因になりうる。膜濃縮・イオン交換樹脂を利用する方法では、それぞれ膜や樹脂を充填したカラムに地下水を通水する必要がある。ベントナイト系の掘削水を使用した場合には、ベントナイト微粒子が膜やカラムの目詰まりの原因となり、サンプルをスムーズに流すことができない可能性がある。また、脆い岩盤の掘削に用いられる「シリケート泥水」は分解性の有機物を用いて掘削水に粘度を与えたものであり(今井ほか, 2017)、有機物の濃度が極めて高い。このため、わずかな混入であっても地下水の有機物に与えるインパクトは大きいと考えられる。掘削水に含まれる有機物についても、地下水にもともと含まれるものと性質が大きく異なれば、分離できる可能性がある。しかし、実際の地下水と掘削に用いる有機物を用いた予備的な試験を実施した上で、判断する必要がある。

また上述のように、有機物を含む地下水を一定量確保できない場合、有機 14 C の評価はできない。ある程度の揚水の量が確保できない、揚水できないために掘削水の影響が十分に取り除けないのは、対象とする岩盤の透水性が低い場合が多いと考えられる。このような場合には、そもそも対象となる地下水が 14 C の評価範囲を超えている場合が多いと想定される。水理地質情報と併せて、 14 C による年代評価が必要な岩盤なのか、実施の有無を含めて慎重に検討する必要がある。

以下のような情報が得られた場合、有機 ¹⁴C はより適用性が高くなると考えられる。

- 岩石に含まれる有機物と地表由来の有機物の違いと分離方法
- ・塩濃度の高い溶液(膜濃縮液やイオン交換樹脂から有機物を脱離させた溶液)からの、有機物 あるいは有機物由来の炭素を脱離させる手法

3.4.5 立坑における若い地下水の流入評価(希ガスによる 3H 計測法の検討)

(1) 原理及び計算方法

 3 H は半減期 12.3 年で、主に降水に含まれており、若い地下水の評価に有用である。さらに、水分子として存在するため、イオンなどとは異なり、地下水と同じ移行形態になると考えられる。このため、若い地下水のトレーサーとして有用である。 3 H は、一般的には電解濃縮後に液体シンチレーションカウンティングによって計測されるのが一般的である。測定精度は、下限値が 0.3TU、精度が ± 0.1 TU である。 3 H の計測方法には、 3 H が壊変した後に、 3 He が生成することから、この 3 He の生成に着目して、 3 H を計測する方法がある。

³H −半減期 12.3 年→ ³He+ β 線

この方法は、水を電解濃縮する必要がないため、繰り返し計測が可能であり、測定精度を上げたい場合には、待機時間を長くすれば良いため、精度にあわせた計測が可能である。この精度を確認するために、³Heによる ³H 分析を実施した。

(2) サンプル

使用したサンプルは、図 3.4-9 に示す瑞浪立坑で採取したサンプルとした。瑞浪立坑では、研究施設などの坑道掘削によって、若い地下水が流入しており、これまでも低レベルの 3H 濃度が計測されている。また、若い地下水の指標として 3H 濃度が計測されているが、一部の地点や深部では若い地下水が混合していないところもある。このため、低いレベルでの 3H 濃度の計測や、 3H の分析に最適であると考えられたためである。

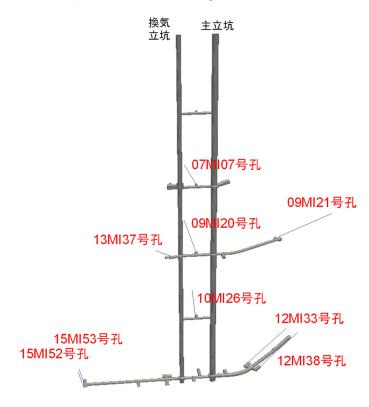


図 3.4-9 瑞浪立坑におけるサンプルの採取地点

(3) 調査結果

瑞浪立坑での 3H 濃度を、3He 蓄積法で計測した結果を図 3.4-10 に示す。計測値と計測誤差

は、並列計測結果を統計処理して、期待値と標準偏差を求めた。推定誤差は、従来法の0.1TUよりも小さくなっている。また、0.3TU以下も定量できており、推定誤差も $\pm 0.03TU$ 程度となっている。立坑の中心部から外れた09MI21号孔や深度500mのボーリング孔で比較的低い値が出ており、これまでの結果とも整合していると考えられる。

³He 蓄積法と従来法とを比較したものを図 3.4-11 に示す。過去に従来の方法(電解濃縮後に液体シンチレーションカウンティング)で計測したものと、³He 蓄積法を比較した。従来法では、定量下限が 0.3TU のため、定量下限以下のデータは 0.15TU と表示した。なお、従来法の計測誤差は 0.1TU とした。³He 蓄積法の計測誤差は、前述の通りである。

³He 蓄積法の計測誤差は、従来法よりも小さくなっており、従来法の定量下限以下でも、値をもっている。また、この結果からも、³He 蓄積法の計測結果は、これまでの結果とも整合していると考えられる。

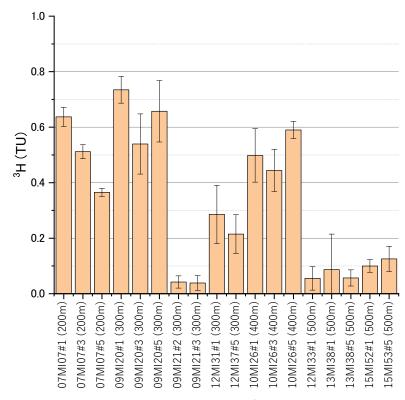


図 3.4-10 ³He 蓄積法によるボーリング孔毎の分析結果

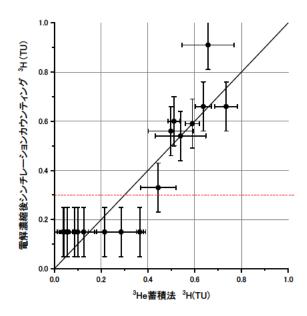


図 3.4-11 ³He 蓄積法と従来法の比較

3.4.6 地下水年代測定技術高度化のまとめ

瑞浪地域の地下水の年代は数万年程度であることから、数万年程度の地下水年代の指標の有用性等を確認するために適した場である。このため、本フェーズを含め、瑞浪地域を評価の場として、数万年程度の地下水年代評価方法を検討してきた。

数万年程度の地下水年代は、すでにある程度確立された方法である He および無機 14C によって実施するのが良い。ヘリウムは対象とした岩盤の外から流入・流出する「He フラックス」の影響を受ける可能性があり、無機 14C は地化学反応によって値が変化することから、「地化学反応を補正した無機 14C 年代を用いて場における He 蓄積速度を評価し、14C の範囲外は評価された He 蓄積速度から年代を評価する」のが基本的な評価方法となる(Hasegawa et al., 20106)。この評価方法の精度をより向上させるため、希ガス温度計による涵養温度の評価、有機 14C による年代評価を併せて実施することが有効である。希ガス温度計については、溶存する全ての希ガス濃度が必要とされるが、これは He 濃度の評価と同時に取得できるものである。また、核種移行挙動への影響評価のため、地下水中の有機物評価も安全評価上の情報として取得が必要であると考えられ、有機 14C 評価はこの評価と併せて実施するのが良いと考えられる。希ガス温度計の評価では、本研究で検討した大気の混入や脱ガスの評価モデル、誤差の評価を利用し、涵養温度を推定することが可能である。また、有機 14C の評価に必要な有機物を得るための方法については、本研究で検討したように、膜濃縮やイオン交換樹脂を、状況に応じて使い分けていくのが良いと考えられる。

81Krについては、3万年以下程度の地下水については定量的に年代を評価できないことが分かった。このため、14Cがある程度有効な範囲の地下水では81Krの評価は必要ないと考えられる。一方で、地下水年代が10万年に近づくと、サンプリング-分析の誤差を合わせても、地表付近の81Krと有意な差が評価できると考えられることから、14Cが検出できないような地下水では、積極的に採取・評価していくのが良いと考えられる。

参考文献

- Artinger R., Kienzler B., Schüßler W. and Kim J.I., Effects of humic substances on the ²⁴¹Am migration in a sandy aquifer: column experiments with Gorleben groundwater/sediment systems. J. Contam. Hydrol. 35, pp.261-275, 1998.
- Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerie, U., & Kipfer, R. (1999). Interpretation of dissolved atmospheric noble gases. Water Resources Research, 35(9), 2779–2792.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., & McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. Science, 325(5941), 710–714.
- Croué J.-P., Violleau D., Bodaire C. and Legube B., Removal of hydrophobic and hydrophilic constituents by anion exchange resin, Water Science and Technology 40, pp.207-214, 1999.
- Nakata K, Hasegawa T, Iwatsuki T, and Kato T., (2016) Comparison of ¹⁴C collected by precipitation and gas-strip methods for dating groundwater. Radiocarbon 58, pp.491-503.
- Nakata, K., Kodama, H., Hasegawa, T., Hama, K., Iwatsuki, T., & Miyajima, T. (2013). Groundwater dating using radiocarbon in fulvic acid in groundwater containing fluorescein. Journal of Hydrology, 489, 189–200.
- Lehmann, B. E., Love, A., Purtschert, R., Collon, P., Loosli, H. H., Kutschera, W., Beyerle, U., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Frape, S. K., Herczeg, A., Moran, J., Tolstikhin, I. N., & Gröning, M. (2003). A comparison of groundwater dating with 81Kr, 36Cl and 4He in four wells of the Great Artesian Basin, Australia. Earth and Planetary Science Letters, 211(3–4).
- 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, (2014) Tracer applications of noble gas radionuclides in the geosciences, Earth-Science Reviews, 138, pp.196-214.
- Mook, W.G., Van Der Plicht, J., (1999) Reporting 14C activities and concentrations. Radiocarbon 41 (3), 227–239.
- Nakata, Kotaro, & Hasegawa, T. (2011). Improvement of pre-treatment method for ³⁶Cl/Cl measurement of Cl in natural groundwater by AMS. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 269(3), 300–307.
- Nakata, K., Kodama, H., Hasegawa, T., Hama, K., Iwatsuki, T., & Miyajima, T. (2013). Groundwater dating using radiocarbon in fulvic acid in groundwater containing fluorescein. Journal of Hydrology, 489, 189–200.
- Nakata, K., Hasegawa, T., Solomon, D. K., Miyakawa, K., Tomioka, Y., Ohta, T., Matsumoto, T., Hama, K., Iwatsuki, T., Ono, M., & Marui, A. (2019). Degassing behavior of noble gases from groundwater during groundwater sampling. Applied Geochemistry, 104. 60-70.
- Hasegawa, T., Nakata, K., Tomioka, Y., Goto, K., Kashiwaya, K., Hama, K., Iwatsuki, T., Kunimaru, T., & Takeda, M. (2016). Cross-checking groundwater age by ⁴He and ¹⁴C dating in a granite, Tono area, central Japan. Geochimica et Cosmochimica Acta, 192(1), 166–185.
- Iwatsuki, T., Furue, R., Mie, H., Ioka, S., Mizuno, T., (2005) Hydrochemical baseline condition of groundwater at the Mizunami underground research laboratory (MIU). Appl. Geochem. 20 (12), 2283–2302.

- Stute, M., and Schlosser, P., (1993) 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.
- Stute, M., Schlosser, P., Clark, J.F., Broecker, W.S., (1992) Paleotemperatures in the southwestern United States derived from noble gas measurements in groundwater, Science, 256, 1000 –1003
- Sun L., Perdue E.M. and McCarthy J.F., (1995) Using reverse osmosis to obtain organic matter from surface and ground waters. Water Res. 29, pp.1471-1477.
- Thomas J.M., Hershey R.L., Fereday W. and Burr G., (2021) Using Carbon-14 of dissolved organic carbon to determine groundwater ages and travel times in aquifers with low organic carbon, Applied Geochemistry, 124, pp.196-214.
- Thurman E.M. and Malcolm R.L., Preparative isolation of aquatic humicsubstances. Environ. Sci. Technol. 15(4), pp.463–566, 1981.
- Torgersen, T., and Clarke, W.B. (1985) Helium accumulation in groundwater, I: An evaluation of sources and the continental flux of crustal 4He in the Great Artesian Basin, Australia, Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, pp. 1211-1218.
- 今井 悟 他: 破砕質泥岩を対象としたボーリング掘削におけるシリケート泥水の適用事例. 全地連「技術フォーラム 2017」旭川講演要旨集. 32.
- 渡辺 彰, 藤嶽暢英, 長尾誠也(編), 腐植物質分析ハンドブック: 標準試料を例にして, p15, 2007.

3.5 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映

3.5.1 概要調査の反映

本章では、地層処分事業へのタイムリーなアウトプットを目的として、本事業で得られた成果を、概要調査における地下水流動評価に反映する際の手順や考え方について整理する。表 3.5-1 に、本事業の成果の概要調査への反映先を示す。成果の反映は、全体計画と個別計画に大別できる。全体計画は、概略的な物理探査の範囲やボーリングの配置、手順、工程の検討などへの反映を目的としたものであり、その反映時期は概要調査開始前の文献調査段階を想定する。個別計画はボーリング調査や物理探査といった個々の調査の仕様の策定などへの反映を目的としたものであり、その反映時期は概要調査段階初期の個別調査開始前を想定する。なお、取りまとめにあたっては、瑞浪超深地層研究所周辺地域(以下、瑞浪地域)を事例として、内陸部の移流場を対象とした概要調査の考え方を整理する。

概要調査の全体計画についての検討結果については、昨年度に一旦取りまとめた。今年度は昨 年度の取りまとめ原子力発電環境整備機構(2021)を参考にして、前提条件を設定した(表 3.5-2)。 地層処分事業においては、文献調査、概要調査、精密調査の三段階の調査により調査する区域を 段階的に絞り込んだうえで、最終的に処分施設建設地が選定される。このうち、概要調査では処 分場に適した場所があることの見通しを得ることを主な目的として、対象区域において地表踏査 や空中・地上からの物理探査、さらにボーリング調査を実施し、広域スケール(数十km四方) および処分場スケール(数 km 四方)の地下水流動モデルが構築される。概要調査の地下水流動 評価においては、涵養域から流出域までの地下水の移行経路や移行時間といった広域的な地下水 流動特性を評価することが重要となるため、本検討では広域的な地下水流動特性評価に必要とな る広域スケールの地下水流動モデルの構築を目標として設定する。本事業では、結晶質岩が分布 する瑞浪地域を移流場の事例として技術開発を推進してきたことから、新第三紀・先新第三紀の 深成岩類を検討対象母岩として設定する。広域スケールは、文献調査で選定された処分場候補サ イトを包含し、涵養域から流出域までの地下水の移行経路や分水嶺などの水理境界を含む範囲と する。地下水流動モデルに考慮する水理地質構造は、花崗岩、堆積岩および 1 km 以上の規模の 大きな断層とする。なお、概要調査開始時には、文献調査段階で取得することができる地形や活 断層の分布が考慮された概略の広域スケールの地下水流動モデルが構築されている。

表 3.5-1 本事業の成果の概要調査への反映先

実施項目	反映項目	反映先	反映時期	反映方法	備考	
移流場を対象とした調査・ 解析・評価の方法論	調査・解析・評価計画策定 時の留意事項や根拠等	全体計画	文献調査段階	R2年度末 報告書 (R3年3月)	・概要調査段階における調査・解析・評価の全体計画立案に活用	
広域的な地下水流動・ 物質移行解析技術の 高度化	地下水年代を 対象とした解析技術					
向及化	水理パラメータ 設定手法				・概要調査段階におけるボーリン	
	物質移行パラメータ 設定手法	個別計画	概要調査段階初期 の個別調査開始前	R3年度末 報告書 (R4年3月)	グ調査および地質環境モデルの 構築の技術仕様策定に活用	
	広域スケールの水理・物質 移行パラメータの評価手法				(114403)	
地下水年代測定技術の 高度化	地下水年代 測定技術				・新規性の高い個別調査技術に ついての妥当性確認が必要	

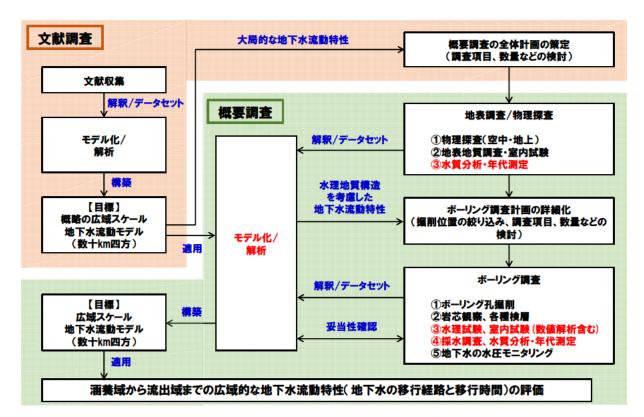
表 3.5-2 概要調査の考え方を整理する上での前提条件

目標	・広域スケール(数十 km 四方)の地下水流動モデルの構築								
検討対象母岩	・新第三紀・先新第三紀の深成岩類								
	・文献調査で選定された処分場候補サイトを包含し、涵養域から流								
広域スケール	出域までの地下水の移行経路や分水嶺などの水理境界を含む範								
	囲								
モデル化対象の	・ 大島也 - 併建也なとが11 以上の担構の土まねᄣ屋								
水理地質構造	・花崗岩、堆積岩および1km 以上の規模の大きな断層								
	・概要調査開始時には、文献調査段階で取得することができる地形								
その他	や活断層の分布が考慮された概略の広域スケールの地下水流動								
	モデルが既存情報として存在								

3.5.2 概要調査の実施手順とデータフロー

表 3.5・2 に示した前提条件に基づき、内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順とデータフローを、それぞれ図 3.5・1 と表 3.5・3 に整理した。広域スケールを対象とした地上からの調査については、超深地層研究所計画の研究成果(例えば、核燃料サイクル開発機構,2005;日本原子力研究開発機構,2007)で基本的な考え方や実施手順が整備されているため、それらの成果を再整理した。広域スケールを対象とした場合の調査アプローチは、大きく2段階の調査から構成される。具体的には、調査の第1ステップとして面的に調査できる地表調査や物理探査を実施し、広い領域を概略的に把握・概念的にモデル化する。第2ステップでは、第1ステップの調査結果を踏まえて詳細な情報を必要とする調査対象を抽出し、それらをボーリング調査によって更に精緻化するといった調査アプローチである。本事業で取り組んでいる検討は、概要調査全体をより高い信頼性をもって進めるための個別技術の高度化に資するものである。3.3.1 の地下水年代を対象とした解析技術の開発は、モデル化/解析の高度化を目的としたものである。3.3.2と3.3.3 の水理/物質移行パラメータ設定手法の開発は、ボーリング調査における水理試験や室内試験ならびに、モデル化/解析の高度化に反映できる。3.4 の地下水年代測定技術の高度化については、地表調査やボーリング調査で採取した試料で実施される水質分析や年代測定に反映できる。

また、概要調査のデータフローには、日本原子力研究開発機構(2007)を参考に、各調査で取得すべきデータと、データに基づく解釈/データセットおよびモデル化/解析の関係を整理した。なお、データについては、モデル化/解析の入力用データとモデル化/解析結果の妥当性確認用データを区別して表示した。



赤字:本事業で高度化した技術の反映先

図 3.5-1 内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順

表 3.5-3 内陸部の移流場を対象とした概要調査のデータフロー

				データ	調査				
 查段階	目標	モデル化/解析	解釈/データセット	青字:モデル化/解析の入力用データ	調査 (概要調査には文献収集を含む)				
				赤字:モデル化/解析結果の妥当性確認用データ	(似安嗣旦には又似収集で含む)				
			地形分布	地形データ					
			活断層分布	活断層分布図]				
		水理地質構造・地下水流動概念(広域スケール)	リニアメント分布	衛星画像、航空写真	1				
	概略の広域スケール	\downarrow	水理パラメータ	深層水理特性データ(透水係数、透水量係数など)	1				
献調査	地下水流動モデル	水理地質構造モデル(広域スケール)	(花崗岩)	床層が埋付任アータ(<u>返</u> が味致、返が重味致なこ)	文献収集				
	(数十km四方)	\downarrow	物質移行パラメータ	物質移行特性データ(有効間隙率、拡散係数など)					
		地下水流動解析(広域スケール)	(花崗岩)	物質が11付はノーク(行が間除半、加度所数など)					
			上部境界条件	表層水理特性データ(地下水位、涵養量など)					
			水質分布	化学成分データなど	1				
			リニアメント分布	地質構造データ(重力分布、比抵抗分布、磁気異常 分布など)	空中物理探査(放射能探査、磁気探査、電磁探査など)				
				地質構造データ(重力分布、比抵抗分布、磁気異常 分布など)	空中物理探査(放射能探査、磁気探査、電磁探査など)				
		ル ル 地下水流動解析(広域スケール)	断層分布	地質構造データ(弾性波速度分布、比抵抗分布、磁 気異常分布など)	地上物理探査(弾性波探査、電磁法探査、高密度電気探査など)				
				地表地質データ	地表地質調査(地表踏査)				
				地質構造データ(重力分布、比抵抗分布、磁気異常 分布など)	空中物理探査(放射能探査、磁気探査、電磁探査など)				
	広域スケール		↓ 地下水流動解析(広域スケール)	不整合面分布	地質構造データ(弾性波速度分布、比抵抗分布、磁 気異常分布など)	地上物理探査(弾性波探査、電磁法探査、高密度電気探査など)			
	地下水流動モデル							地表地質データ	地表地質調査(地表踏査)
	(数十km四方)								
			水理パラメータ (花崗岩、堆積岩)	深層水理特性データ(透水係数、透水量係数など)	ボーリング調査 (水理試験) 室内試験				
要調査			物質移行パラメータ (花崗岩、堆積岩)	物質移行特性データ(有効間隙率、拡散係数など)	ボーリング調査(水理試験) 室内試験				
			上部境界条件	表層水理特性データ(地下水位、涵養量など)	地表地質調査(地表踏査、湧水調査、河川流量測定、井戸調査)				
			水圧分布	地下水圧データ	ボーリング調査 (水理試験) 地下水の水圧モニタリング				
			水質分布	化学成分データなど	地表地質調査 (湧水調査、井戸調査) ボーリング調査 (採水調査)				
			地下水年代	同位体データなど	水質分析・年代測定				
	処分場スケール 地下水流動モデル (数km四方)	水理地質構造・地下水流動概念(処分場スケール) ↓ 水理地質構造モデル(処分場スケール) ↓ 地下水流動解析(処分場スケール)	広域スケールの地下水流動モデルから、処分場スケールの領域を切り出して、より高い解像度(地形や地質構造分布の詳細化 (堆積岩の詳細化、花崗岩の上部と下部の分類が可能な場合はモデル化)						

3.5.3 瑞浪を事例とした概要調査の全体計画の考え方

本節では、図 3.5-1 に示した五つのボックス毎 (概要調査の全体計画の策定、地表調査/物理探査、ボーリング調査計画の詳細化、ボーリング調査およびモデル化/解析) に、各調査や解析を実施するにあたっての目的と仕様、数量、組み合わせの考え方や留意事項などを取りまとめる。

(1) 概要調査の全体計画の策定

文献調査段階では、処分場として明らかに不適格な場所を避けた上で、概略的な広域スケールの地質環境モデルに基づく処分場の設計や安全性の評価が実施され、概要調査地区が選定される。地下水流動評価の観点からは、処分施設建設予定位置(深度 300 m 以深)を含む領域の涵養域から流出域までの大局的な地下水流動系の特性を把握する必要がある。対象の地下水流動系は、概要調査地区を包含する領域を対象として、後背地地形や活断層などの不連続構造を考慮した概略の広域スケールの地下水流動モデルを構築し、そのモデルを用いた地下水流動解析によって推定することができる。

瑞浪地域の場合、概要調査地区相当の領域として、土岐川と木曽川の分水嶺となる尾根部を涵養域、土岐川を流出域とするローカルスケールの研究領域(約9km四方)が抽出されている(図3.5・2)。図3.5・2をみると、尾根部近傍に位置するDH-10号孔では涵養傾向の間隙水圧分布を、土岐川近傍に位置するDH-12号孔では流出傾向の間隙水圧分布を示しており、それ以外のボーリング孔では概ね静水圧分布を示している。つまり、ローカルスケールの研究領域においてはDH-10号孔付近を涵養域とし、DH-12号孔付近を流出域とする北東方向から北西方向の地下水流動系が存在する。このことから、選定された概要調査地区の地下水流動系を確認するためには、間隙水圧の深度分布を観測するためのボーリング孔を少なくとも涵養域、流出域とそれ以外の中間域の3地点に配置する必要がある。処分場建設前の地下水圧分布などの初期状態を把握しておく必要性を考えると、このうちの1本のボーリング孔は、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点に配置することが望ましい。これらのボーリング孔では、処分場の想定設置深度(300m以深)を包含する1,000m級とし、水理地質構造の地質環境特性や地下水の水圧分布、水質分布や地下水年代の情報を取得するための調査およびモニタリングを実施することが前提となる。

また、瑞浪地域においては、地下水流動系の中間域に月吉断層が東西方向に分布しており、断 層の上流側と下流側で35 m 程度の水圧差があることから、同断層が低透水性の水理地質構造で あり、ある程度の広がりをもった水理境界として機能していることが推定されている。このよう に概要調査地区において規模の大きな断層が分布する場合には、その断層が地下水流動に及ぼす 影響を確認する必要がある。特に、地下水流動系に直交する方向に断層が分布する場合には、そ の影響は大きい可能性があるため留意が必要である。断層の水理特性に着目した感度解析を実施 することで、断層が地下水流動に及ぼす影響の有無を推定することができる。実際に断層が地下 水流動に及ぼす影響を確認するためには、断層の上流側と下流側で地下水の水圧分布、水質分布 や地下水年代の情報を取得する必要がある。その際、断層を貫通するように1本のボーリング孔 を掘削する方法と、断層の上流側と下流側にそれぞれ1本ずつボーリング孔を掘削するレイアウ トが考えられる。1 本のボーリング孔を掘削する場合は、断層を的確に捉えるために傾斜ボーリ ングやコントロールボーリングが必要になる可能性があり、高い掘削技術が要求される。さらに、 調査終了後には、水圧差がある環境でのボーリング孔の閉塞技術も必要となる。断層近傍のボー リング孔は、処分場の想定設置深度の地質環境特性を把握するために数百 m 程度の掘削深度と し、水理地質構造の地質環境特性や地下水の水圧分布、水質分布や地下水年代の情報を取得する ための調査およびモニタリングを実施することが前提となる。これらのボーリング孔の具体的な 掘削位置は、地理的、社会的制約条件に加え、地表調査や物理探査の結果を考慮して決定する。

図 3.5-4 に上述した調査の進め方のイメージを示す。また、表 3.5-4 と図 3.5-5 に、概要調査 段階で精密調査地区を選定するために最低限必要と考えられる調査の概要と工程のイメージを示す。

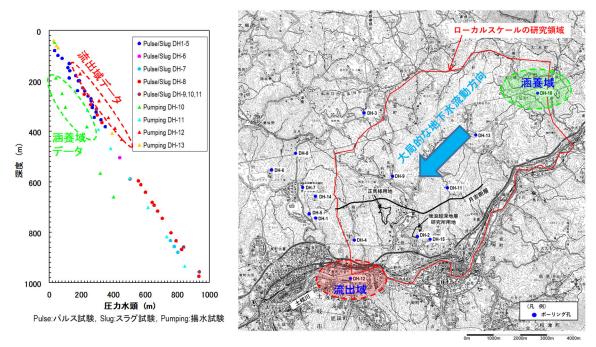


図 3.5-2 地下水流動系におけるボーリング孔の配置と間隙水圧の深度分布

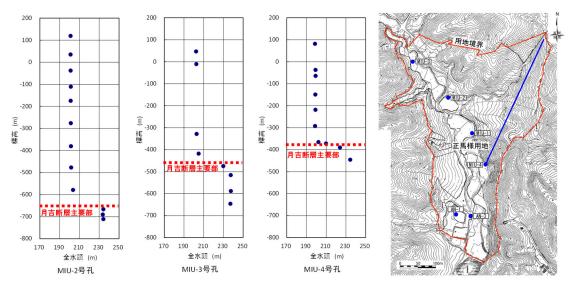
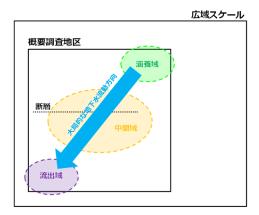
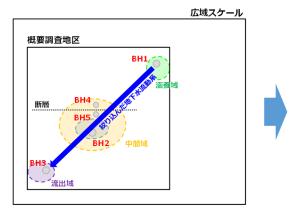


図 3.5-3 月吉断層近傍の間隙水圧の深度分布



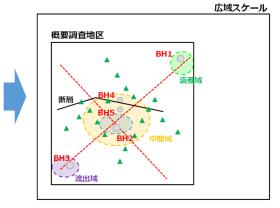
【手順①: 概要調査地区の選定】

・文献調査段階で構築した概略の広域スケールの 地下水流動モデルを用いて、涵養域から流出域 までの地下水流動系を包含する概要調査地区を 抽出



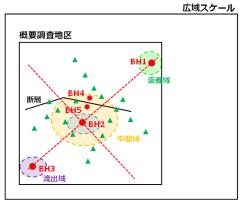
【手順②:ボーリング孔配置の概略検討】

- ・概要調査地区から処分場に的確な場所である見通 しが得られた地域を抽出し、評価対象の地下水流 動系を絞り込む
- ・地下水流動系の涵養域、流出域および処分場に適格な場所である見通しが得られた地域にボーリング孔を1本ずつ配置
- 地下水流動系に影響を及ぼしうる規模の大きな断層が分布する場合には、その断層周辺にボーリング孔を配置(1~2本)



【手順③:地下深部の地質構造分布の推定】

- 概要調査地区内で地形判読、空中物理探査、地 表地質調査を実施
- ・地質構造の分布を三次元的に推定できるように 地上物理探査の側線や側点を配置
- ・上記結果に基づき、地下深部の地質構造分布を 推定



【手順4:ボーリング孔掘削位置の決定】

- ・地質構造分布の推定結果を考慮して、ボーリング 孔の掘削位置を決定
- ・ボーリング調査結果と物理探査結果を統合的に解釈できるように、物理探査側線近傍にボーリング 孔を配置することが望ましい

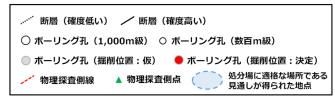


図 3.5-4 概要調査段階における調査の進め方のイメージ

表 3.5-4 概要調査段階における調査の概要

調査種別	仕様	数量	備考
空中物理探査	放射能探査、磁気探査、電磁探査 など	概要調査地区内	詳細な調査仕様や数量は、対象領域 の大きさや、文献調査での取得情報 で異なる
地表地質調査	地質調査、湧水点調査、河川流量 測定、既存井戸の水位計測、採水 など	(処分場に適格な場所である見通しが得られた地点を	詳細な調査仕様や数量は、文献調査 や空中物理探査等の結果を踏まえて 決定
地上物理探査	弾性波探査、電磁探査、電気探査 など	中心に実施)	詳細な調査仕様や数量は、文献調査 や空中物理探査、地表地質調査の結 果を踏まえて決定
ボーリング調査	1,000m級	最低3本	地下水流動系の涵養域、流出域、中 間域に1本ずつ掘削
	数百m級 ※傾斜ボーリング、コントロール ボーリングについても検討	1〜2本 (断層の存在が確 認された場合)	1本: 断層を貫通するレイアウト 2本: 断層の上流側と下流側に1本 ずつ掘削するレイアウト
地下水の水圧・水質 モニタリング	マルチパッカーシステムによる 多区間観測		詳細な区間設定は、ボーリング調査 結果を踏まえて決定
室内試験	岩石薄片観察、鉱物組成分析、 化学分析、K – Ar年代測定 など	-	地表地質調査やボーリング調査で採 取した岩石試料を使用
水質分析・年代測定	化学組成分析、溶存イオン・ガス 濃度・同位体比分析 など	-	地表地質調査やボーリング調査で採 取した採水試料を使用

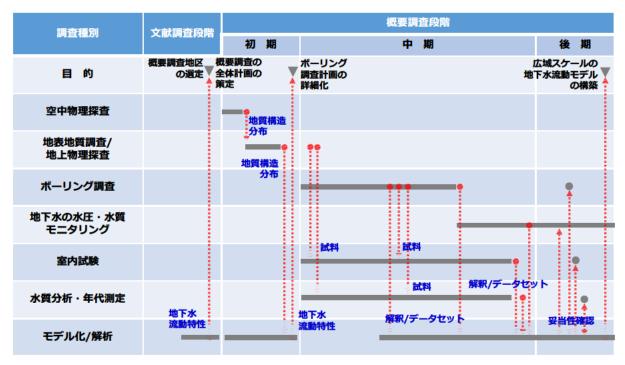


図 3.5-5 概要調査段階における調査工程のイメージ

(2) 地表調査・物理探査

地表調査や物理探査は、概要調査地区内において処分場に適格な場所である見通しが得られた 地点を中心として実施する。調査項目や調査の仕様、数量は調査対象となる領域の大きさや、文 献調査で取得された情報によって異なるが、表 3.5-3 に示した調査が一般的なものである(瑞浪 地域の場合、ウラン資源探鉱や東濃鉱山における調査試験研究で取得された情報が既にあったが、 一般的にはそれほど多くの情報は存在しないと思われるため、ここでは先行の調査・研究で取得 された情報は考慮しない)。

地表調査と物理探査の調査結果は、地下深部の水理地質構造や地球化学環境といった地質環境の空間分布を推定する基礎情報となる。例えば、岩相や断層などは地下水流動を規制する要因であることから、花崗岩の分布範囲や上位の堆積岩との不整合深度分布、堆積岩の岩相分布、断層などの不連続構造の分布、割れ目の方位や密度など地質に関する情報は、水理地質構造モデルを構築するために必須である。また、地下水の水質は、単純な例では天水が地下に浸透し周囲の岩石と反応して形成されることから、各岩相の鉱物組成の情報も必要となる。以下に、文献調査段階と概要調査段階で実施される地質環境モデルの構築に必要な調査の概要を整理する。

1) 文献調査段階の調査概要

文献調査においては、既存の文献等から情報が収集される。地形は地質環境モデルの上部境界となるほか、地下水涵養量を推定するためのパラメータの一つである河川流出量の推定に活用される(竹内ほか、2011)。地形分布は数値標高モデル(Digital Elevation Model; DEM)から作成することができる。また、地質に関しては、産業技術総合研究所地質調査総合センターの「地質図 Navi」により地表地質や断層といった主要な不連続構造の分布を知ることが可能である(なお、瑞浪地域では5万分の1地質図幅は出版されていない(昭和2~3年に出版された7万5千分の1多治見図幅があるのみ)が、月吉断層は地質図 Navi で確認できる)。また、同センターや地方独立行政法人北海道立総合研究機構エネルギー・環境・地質研究所から5万分の1スケール等の地質図幅が発行されている場所では、図幅に示された断面図から三次元的な地質・地質構造を推定することもできる。このほか、衛星画像や航空写真を使ってリニアメントの抽出を行い、断層や地域の大局的な地質構造分布に反映させる。

水理や地球化学、岩盤力学に関する情報を、文献調査の段階で取得することは容易ではないと思われるが、地球化学に関しては対象地域に深井戸が存在する場合には地下水位や水質データとして活用できる可能性がある。水理と岩盤力学に関する情報(透水性や一軸圧縮強度など)はダムなどの土木構築物が無い地域では情報を取得することは困難であると思われる。ただし、透水性や岩石の物性は、核燃料サイクル開発機構(1999)に基づいて推定することが可能である。

2) 概要調査段階の調査概要

概要調査の段階では、空中および地上物理探査、地表での地質調査を行う。空中物理探査としては、放射能探査、磁気探査、電磁探査などがある。このうち、放射能探査と磁気探査は広域の地質分布を把握するために行うものであり、堆積岩と花崗岩の分布を概括的に把握することができる(小野ほか、1999a,b)。しかし、花崗岩の磁化率が岩体全体で均一でないことや放射線強度は商・工業団地やゴルフ場等の人工構造物の影響の影響を受ける場合のあることが確認されている(小野ほか、1999b、長谷川ほか、2013)。したがって、調査データの解釈においては地質図や地形図などの既存情報と比較しつつ、地質・地質構造の解析を行うなどの注意が必要である。電磁探査は地質比抵抗構造を把握するために行う。電磁探査では、地質・地質構造(堆積岩と花崗岩の不整合深度を含む)の分布、大規模な断層などを把握できる可能性がある(小野ほか、1999b)。しかし、本調査の段階では岩石ごとの比抵抗値が不明であることが多いと考えられ、調査の結果として出力される比抵抗分布が地質の分布とは一致しない可能性がある。これについては、調査の進展によって岩石の比抵抗のデータが得られれば解析精度の向上が期待されることから、後段の調査において岩石の比抵抗データの取得が重要となる。また、電磁探査は粘土化の影響で低比

抵抗を示す断層破砕帯の捕捉に有効な探査手法であるが、高比抵抗の花崗岩を低比抵抗の堆積岩が覆う地域において、瑞浪のように堆積岩と花崗岩との比抵抗のコントラストが大きい場合には花崗岩中の断層の捕捉は困難であり(長谷川ほか,2013)、断層などの把握にあたっては、電磁探査の結果に地質調査の結果などを合わせて解釈する必要がある。

地上物理探査としては、弾性波探査、電磁探査、電気探査などがある。このうち、弾性波探査は主に堆積岩と花崗岩の不整合の形状把握と断層などの不連続構造の確認を目的とするが、花崗岩中に低角度傾斜の割れ目帯が存在する場合には、その分布を把握できることもある(ただし、探査結果のみでは割れ目帯の存在を特定することは困難であり、ボーリング調査の結果と比較して結果を解釈することが重要である)。また、電磁探査と電気探査は比抵抗構造を把握するために行うものであり、地質分布や断層などの不連続構造の分布を推定することが可能である。さらに、電気探査を高密度で実施することにより、花崗岩上部に発達することがある風化帯の分布を把握することができる場合がある。断層などの不連続構造の捕捉を目的とした物理探査を行う場合には、不連続構造に対して直交する方向に測線を設定することが望ましい。このため、地上物理探査の実施項目・仕様については、文献調査や空中物理探査等の結果を踏まえて決定することが重要である。

地表調査としては地表踏査による地質調査が主になるが、河川最上流部での湧水点の調査や河川流量測定、井戸が存在する場合には水位の計測および採水・分析を行う。地質調査は、地質分布の詳細な把握、割れ目分布および断層などの不連続構造の把握を目的として行う。地質分布については、文献調査においても概略を把握できるが、より詳細に把握することを目的として、花崗岩においては貫入面や不整合面の把握、花崗岩体内での岩相変化を対象とした調査を行う(山井ほか、1997)。また、花崗岩の露頭については、割れ目分布を調査する。割れ目調査では、割れ目の数、形状、走向・傾斜、充填物の有無、開口幅などを記載する(具体的な調査内容は、山井ほか、1997;藤井、2000を参照)。さらには、地下水流動に影響を及ぼす可能性のある不連続構造の分布を把握するため、リニアメント周辺の調査を行い、断層などの有無を確認する。また、文献調査および物理探査で存在が明らかな断層や存在が推定される断層を対象に、断層の位置を確認するための調査を行うとともに、断層露頭においては産状(破砕帯の幅や破砕の程度、変位量と変位の向きなど)を記載する(山井ほか、1998)。

地質調査においては岩石等を採取し、鉱物組成と化学組成の分析を行う。特に、花崗岩のような火成岩では、鉱物組成や化学組成の分析は、岩石の成因や岩体の構造解釈への使用が期待される。また、鉱物組成は、地下水の水質が天水と岩石との反応によって形成される場所においては、地下深部の水質を推定するうえで重要な情報であり、鉱物組成が明らかであれば地下水の水質を理論的に推定できる可能性がある(岩月・村上,2019;村上・岩月,2020)。断層露頭においては、断層の影響範囲を把握するために、断層コアから母岩までの範囲で割れ目分布や充填物の有無の変化を調査するとともに、岩石試料を採取して岩石薄片観察、鉱物組成分析、化学分析を行う(例えば、吉田ほか,2009;長友・吉田,2009)。また、可能であれば断層コアを含む試料を採取する。活動度が不明な断層においては、断層コアの微細な構造から活動時期を推定できることもありうる。また、断層コアの鉱物組成や鉱物の形状から、大まかな活動時期を推定できる場合があることに加え、カリウムを含む鉱物が多産する場合にはカリウムーアルゴン年代測定によって活動時期を検討することが可能となる(Niwa et al., 2016b)。

河川においては、最上流部の湧水点の調査を行うことより、地下水涵養域における地下水面分布の推定に有効な情報が得られる。また、河川流量は地下水涵養量を気象データから簡易に推定するために必要な河川流出量を算定するために活用する。井戸が存在する場合には、地下水位の計測を行う。ただし、一般家庭の井戸は浅層地下水を用いることが多いと思われ、地下深部の情

報を反映していない可能性に留意すべきである。このため、井戸所有者には井戸の深度を確認する必要がある。花崗岩では、温泉として利用される深井戸が存在することがあり、このような井戸では、水位計測に加えて地下水の採水・化学組成分析を行うことが望まれる。こうした井戸では、ストレーナーの位置が不明であることや複数深度にストレーナーが設置されていることもあるため、採水した地下水の水質がある特定の深度の水質を表すか否かについては、ストレーナーの設置状況を詳細に調査して判断する必要がある。一方で、ストレーナーの設置深度が不明である,あるいは複数深度に設置されている場合でも、浅層と深層の地下水の水質が異なる場合には、採水した水の水質は両者が混合したものになることも考えられ、信頼性は高くは無いものの深層地下水の水質を示唆する情報が得られる可能性があることから、採水・化学組成分析を行うと良いと考えられる。

(3) ボーリング調査計画の詳細化

ボーリング調査では、1本のボーリング孔からできる限り品質の良い情報を取得することが重要となる。このため、ボーリング孔内で実施する調査や試験を見据えて孔の仕上げ方を検討することや、掘削中に得られる情報を取得・整理しつつ、その後の試験方法や試験位置を決める等の手順が求められる。また、調査計画の立案段階では、それまでの地質環境の理解に基づき調査対象を特定してその目標を明確にするとともに、調査対象の地質環境の予測結果、時間や予算などの制約条件を踏まえて、ボーリング孔のレイアウトや個別の調査項目・手法などの最適化・合理化を図る必要がある。地下深部の地質構造の三次元分布を推定するにあたっては、ボーリング調査結果と物理探査結果とを統合的に解釈することが有効であり、より高い確度で推定するためには、物理探査側線近傍や側線と側線が交差する位置にボーリング孔を配置することが望ましい。したがって、地表調査および物理探査結果に基づき文献調査段階で仮設定したボーリング孔の掘削位置の最適化を図る。

概要調査段階で実施するボーリング調査では、水理地質構造モデルの更新と妥当性確認のためのデータの取得が主な目的となる。概要調査地区における涵養域、中間域および流出域と推定される場所に配置されるボーリング孔では、空中および地上物理探査、地表での地質調査で解釈された地質・地質構造分布の確認や再解釈を行うためのデータの取得、ならびに概要調査地区内における全体的な地下水流動系の間隙水圧分布を把握するためのモニタリングを実施する必要がある。また、規模の大きな断層の近傍に配置されるボーリング孔では、地下深部における断層の地質学的特性や水理学的特性を取得し、この断層が概要調査地区における地下水流動系に影響を及ぼしうるかどうかを確認することが重要である。断層を対象としたボーリング調査の考え方として、断層を貫通するようにボーリング孔を配置し断層部およびその周辺の物性値を直接取得する方法と、断層の両側にそれぞれボーリング孔を配置しボーリング孔間を利用した物理探査や孔間水理試験を行い、断層の分布や物性値を解析的に推定する方法がある。

ボーリング調査では、コアリング掘削、コア観察、物理検層、流体検層、水理試験、採水調査、室内試験の実施が基本となる。地下深部における地下水の流動状態を評価するためには、地下水の水みちとなる地層や割れ目帯などの分布や性状を把握することが特に重要である。そこで、ボーリング掘削によって得られたボーリングコアの岩芯記載を実施するとともに、ボーリング孔を用いた物理検層や流体検層を実施し、割れ目の分布、ボーリング孔径、岩盤の電気的性質、速度伝播性などのデータを取得する。さらに、水理試験、採水調査および室内試験を行い、ボーリング孔周辺の地質学的・水理学的・物質移行特性を統合的に整理する。上記の調査や試験を実施した後は、ボーリング孔内にマルチパッカーシステムを挿入し、多区間での地下水の水圧・水質観測を開始する。

(4) ボーリング調査

1) ボーリング孔掘削

掘削するボーリングの孔径は、日本では 66 mm、86 mm、116 mm が一般的であり、調査目的に応じて選択することが必要である。孔壁の崩壊が予想される場合は、鋼製のケーシングチューブを挿入して崩壊を防ぐ手段があるが、これを採用する場合、ケーシングの肉厚を想定して孔径を決める必要がある。また、一般的に地表付近の孔口部分は崩壊を防ぐ観点で掘削予定の孔径よりも大きな孔径のケーシングチューブを設置することが望ましい(例えば、加藤ほか,1998)。ボーリング孔内では水理試験や採水調査を実施することが前提であるため、可能な限り泥水を使わない「清水掘削」を行い、掘削水による孔内の汚染を低減させる必要がある。

2) 岩芯観察·BTV 観察

岩相の違いや割れ目頻度の違いは地下水流動に寄与する地質構造として重要であることから、ボーリングコア試料を対象に、コアの色調、構成鉱物の種類や量、粒度などの記載岩石学的情報を観察するとともに、薄片を用いた顕微鏡観察、化学組成分析などを行い、ボーリングコアを構成する岩石や鉱物の種類、鉱物の変質度合、割れ目や断層の量や分布、割れ目内や断層内の鉱物等の種類といった情報を記載する (例えば、阿部ほか, 2000)。

また、ボーリング孔内では、BTV (Borehole Television) 検層により取得した孔内画像を観察し、ボーリング孔内に分布する割れ目や岩脈の分布位置、走向傾斜、開口量といった情報を整理する。これらの情報をボーリングコアの観察結果と比較し、割れ目の形状、成因による分類、充填幅、変質幅等の情報を整理する。岩相や割れ目頻度などの地質学的な不均質性は、対象とする地域の地史に依存することから、対象地域の地質構造の発達履歴を明らかにすることで、得られた地質学的情報の理解向上に役立てることができる。

3) 物理検層

物理検層では、掘削したボーリング孔に測定機器(ゾンデ)を降ろし、電気検層、密度検層、速度検層、中性子検層、孔径・孔曲がり検層などを実施して、孔内の物理的性質を連続的に取得する(例えば、松岡・桜井,1998)。物理検層で得られたデータは、岩芯記載で取得した情報と統合して柱状図の形で整理する。割れ目が密に発達する割れ目帯のような構造は、岩盤の水理学的特性に影響を与えると考えられるため、その分布や地質学的・水理学的特性を把握することは重要な調査項目である。一般に、割れ目帯は岩盤中の物性値を示す各検層結果において、健岩部とは顕著な相違が認められるが、一種目の検層結果に着目して割れ目帯の評価をした場合、その検層が有する固有のバイアスが反映されてしまう可能性がある。そのため、複数の検層データなどを主成分分析によって割れ目帯と健岩部を区分する評価手法(鐙ほか,2011)を用いて割れ目帯を客観的に抽出することが有効である。

4) 流体検層

結晶質岩のような割れ目(帯)が地下水の主要な移動経路(水みち)となる岩盤を対象としたボーリング調査では、流体検層を実施し水みちの位置やその水理特性に関する情報を取得することが重要となる。流体検層には、スピンナー式フローメータ検層、ヒートパルス検層、電磁フローメータ検層、温度検層、電気伝導度検層などがある。瑞浪地域の事例では、電気伝導度検層が、より高い精度で水みちが把握できることが確認されている(竹内ほか,2004)。流体検層全般の課題としては掘削泥水やボーリング孔径の影響が挙げられる。ボーリング孔の掘削に泥水を使用し

た場合には、泥水によって水みちに目詰まりが生じ、ボーリング孔近傍の透水性が低下する可能性があることに留意する必要がある。流体検層ではボーリング孔近傍の透水性が検層結果に反映されることから、流体検層の結果は本来の水みちの透水性より低く評価してしまう可能性がある。また、ボーリング孔径の変化によって孔内流体の流速変化が生じることから、流体検層結果を評価する際には、ボーリング孔径の変化を考慮することが重要となる。ボーリング孔に沿った透水性の調査での品質を担保するためには、流体検層で抽出された水みちの透水性を水理試験によって確認することが有効である。

5) 9 水理試験

幅広い透水性を有する岩盤を対象として効率的に水理試験を実施するためには、岩盤の透水性に適した試験方法を選択する必要がある。水理試験の種類としては、主としてパルス試験、スラグ試験、ならびに揚水試験があるが、各試験方法の特徴に基づき、効率的に試験区間に相応しい試験手法を選定するための方法として、一つの区間で異なる複数の試験を行う「シーケンシャル試験」手法(竹内ほか、2007)を実施することが有効である。水理試験結果の品質を担保するためには、試験区間とその外側区間との遮断状況を確認する必要があり、試験区間だけでなく、その上下区間にも圧力センサーを設置し、試験中に上限区間の水圧が変動しないことを確認することが重要である。

水理試験の結果は、岩盤や断層などの水理地質構造全体の水理特性評価に加えて、花崗岩のような亀裂性岩盤の水理特性の不均質性評価に適用されるため、試験区間設定の考え方は重要である。図 3.5-6 に、試験区間設定の基本的な考え方を示す。堆積岩については、地質学的に区分された層序・岩相ごとに透水性のコントラストを確認する必要がある。また、本事業の検討結果からは、花崗岩の水理学的な不均質性を適切に評価するためには岩盤中の主要な水みちとなる湧水割れ目や割れ目帯を含む区間だけではなく、それ以外の低透水性の岩盤部を対象とした区間を対象とした水理試験データの蓄積が重要であることが示されている(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,2020)。試験区間長が短い場合、区間内に主要な水みちを含む区間と含まない区間が存在することから、岩盤の低透水部と高透水部の不均質性を反映した結果が得られる。一方で、試験区間長が長い場合、全ての区間内に主要な水みちを含むこととなるため、岩盤の低透水部と高透水部の不均質性ではなく、主要な水みちの不均質性を反映した結果となる。試験区間の設定にあたっては、これらを踏まえた上で試験区間長を設定する必要がある。本事業において瑞浪超深地層研究所の深度 500m 研究アクセス北坑道で実施された水理試験の事例では、岩盤の低透水部と高透水部の不均質性を反映した結果を取得できる試験区間長は 5m 以下であり、試験区間長が 10m 以上の場合は主要な水みちの不均質性を反映した結果となった。

割れ目の透水量係数については、DFN モデルを用いた解析的な手法で設定することが可能であるため、概要調査段階においては、単一割れ目を対象とした短区間の水理試験は必ずしも必要ではなく、花崗岩部全体を数十 $m\sim100\,\mathrm{m}$ ピッチで網羅的にその透水性を把握するための試験を優先的に行うことが有効である。一方、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点のボーリング孔では精密調査段階での地下施設設計に備えて、岩盤中の主要な水みちとなる湧水割れ目や割れ目帯の透水性を把握することが重要と考えられることから、花崗岩部全体を網羅的に実施する水理試験に加えて、花崗岩部の $100\mathrm{m}$ 程度の区間(例えば、地下施設の設置が想定される深度付近)を対象に数 m ピッチで網羅的な試験を実施することで、DFN モデルや ECPM モデルによって割れ目に起因する水みちの不均質性を評価することができる。

したがって、岩盤部全体の透水性を把握するための試験と、割れ目に起因する水みちによる水理学的不均質性を把握するための試験を組み合わせた試験プログラムを検討する必要がある。

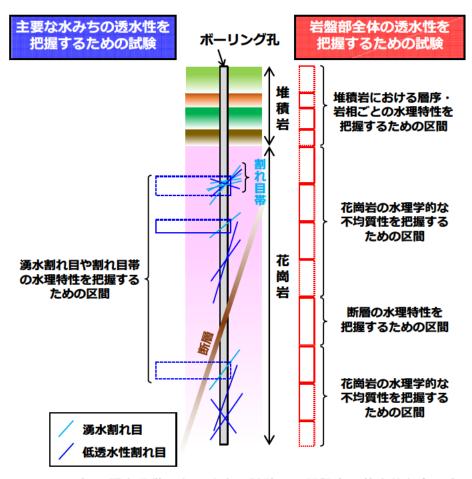


図 3.5-6 概要調査段階における水理試験の区間設定の基本的な考え方

6) 室内試験

概要調査では、原位置で実施できる調査は時間的にも空間的にも限られている。そのため、ボーリング孔掘削により取得した岩芯を用いた室内試験は、原位置での調査・試験の結果の解釈に必要であることに加えて、概要調査地区における地質・地下水・力学特性を評価する上での基礎となる貴重な情報源となり得る。

概要調査段階において実施すべき室内試験項目は多岐にわたるが、以下のように整理される。

- ・地質学的・鉱物学的分析 偏光顕微鏡観察、X線分析、年代測定(岩石)、古地磁気等
- ・室内化学分析(核種移行パラメータ取得) 化学分析(岩石)、CEC 試験、収着試験、拡散試験
- 室内物理試験比重試験、密度試験、間隙率試験、超音波速度試験、熱的性質試験、室内透水試験
- 室内力学試験一軸圧縮試験、三軸圧縮試験、引張試験、剪断試験、動的試験等

中国/工术目的心态人。 一中国/工术目的心态人。 第13次的心态人。 第26年心态人。 第14年心态人 至

例えば、拡散試験や間隙率試験の結果は、3.3.3(4)に示したような割れ目内の移流分散とマトリ

クスへの拡散を考慮した物質移行解析に用いることにより、(5)に後述する地下水年代を用いた水理地質構造モデルの校正を行う際の、割れ目とマトリクスの両方の特性を加味したみかけの間隙率の設定に寄与することもできる。

7) 採水調査

地下水の pH、酸化還元電位、イオン濃度、溶存ガス濃度は地下水中の放射性核種の化学形態や吸着挙動に影響を与えるほか、人工バリア材の性能にも影響がおよぶ可能性があるため、これらの情報について空間分布を取得しておく必要がある。また、地下水の起源・滞留時間を推定するために水素・酸素安定同位体比やトリチウム、放射性炭素同位体やヘリウムをはじめとする希ガス濃度などの分析も行う。さらに、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点に位置するボーリング孔においては、将来の地下施設建設時の周辺環境管理に必要な情報を得るため、水質汚濁防止法における排水基準・環境基準項目の濃度も取得する。

ボーリング孔内での採水作業に関しては、異なった深度の地下水の混入を防止するため、パッカーにより採水区間を上下深度から隔離して地下水を採取する。品質の高い水質データを取得するため、圧力解放による溶存ガスの脱ガスや大気による酸化などの影響を最小限にすることが必要である。このため採水方法は、水理試験時に地上に揚水される地下水を採取する方法、採水区間にバッチ式ボトルを接続して採取する方法など(古江ほか,2003;古江ほか,2005)を適切に組み合わせる。マルチパッカーシステムによる地下水の水圧モニタリング装置を設置した後も定期的にサンプリングすることで、地下施設建設前の地下水環境の初期状態を把握することができる。

8) 水質分析・年代測定

ボーリング孔内の複数深度で採水した地下水について水質分析、年代測定をすることで、広域的な水質の空間分布や広域・長期の地下水流動を概念化することができる。また、岩盤中の断層・破砕帯などの地下水流動に影響を与えうる地質構造や地層、鉱物分布などとの関連性を予察的に解釈する。これらは、地下水流動モデルの妥当性確認に有益な情報となる。各ボーリング孔で得られた水質の深度分布に基づいて、ボーリング調査を行っていない領域の水質分布を内・外挿して、空間分布を図化する。また、地下水年代や水質形成機構に関わる情報も図に示し、広域の地球化学環境のイメージを構築するとともに、地下水流動モデルと比較する。また、トリチウム(3H)、放射性炭素(14C)、放射性塩素(36CI)などの天然に存在する放射性同位体、ヘリウムなどの希ガス濃度や同位体に基づいて地下水年代を推定し、推定した年代値を水質分布図に重ね書きすることで、滞留時間と水質の関連性について確認する。

9) ボーリング孔間を利用した物理探査と孔間水理試験

ボーリング孔周辺における不連続構造の分布特性を推定する物理探査手法として、マルチオフセット VSP 探査がある (石垣ほか, 2005)。マルチオフセット VSP 探査では、反射法弾性波探査結果を補完するとともに、ボーリング孔周辺に複数の発震点を設けることによって、ボーリング孔周辺における反射法弾性波探査よりも詳細に不連続構造や割れ目帯の分布を推定することや他の調査データと組み合わせることで、より精度の高い地質構造解釈が期待される。

また、複数のボーリング孔を用いた孔間水理試験で観測された水圧応答の変化や大きさは、ボーリング孔周辺における断層などの水理地質構造の分布や透水性を解釈する情報として有益であるとともに、その水圧応答データを用いた地下水流動解析を実施することで、これらの水理地質構造の水理特性を定量的に推定することができる(尾上ほか、2008)。孔間水理試験の代替調査として、掘削応答モニタリングを適用する手法がある。掘削応答モニタリングは、ボーリング孔掘

削中にその周辺の別のボーリング孔で水圧応答を観測するものであり、不連続構造の分布や水理学的連続性の評価に有効な調査手法である(尾上ほか、2005)。そのため、規模の大きな断層の両側に配置されるボーリング孔については、工程に余裕があれば同時に掘削するよりも1本ずつ順次掘削調査を実施し、終了後に地下水の水圧・水質モニタリングシステムを設置して、次の掘削調査による水圧応答モニタリングを実施するといった段階的な実施が有効である。

10) 地下水の水圧・水質モニタリング

概要調査段階で設置される 1,000 m 級および数百 m 級のボーリング孔では、パッカーを用いて 1 本のボーリング孔に複数の観測区間を設置することができる、マルチパッカーシステムを用いた地下水の水圧・水質モニタリングを実施する。概要調査段階で開始する地下水の水圧・水質モニタリングは、その後の精密調査段階においても継続して実施される可能性があるため、観測地点での長期的な水圧・水質変化を予察的に予測した上で、目的に応じたモニタリングシステムを選定することが重要である。

モニタリングの観測区間は、ボーリング孔沿いの水理地質構造の分布といったボーリング調査結果に基づき決定する必要がある。本検討では、表 3.5-2 に示した通り堆積岩と花崗岩、さらに花崗岩の浅部には上部割れ目帯の存在を前提条件としている。そのため、それぞれの水理地質構造の浅部と深部の最低二区間でモニタリングを行うことを想定して、最低 6 区間と設定した。このように、概要調査地区における涵養域、中間域および流出域と推定される場所に配置されるボーリング孔では、水理地質構造単位で複数の観測区間を設定し、深度方向の間隙水圧分布を把握することで、広域スケールの地下水流動モデルの妥当性確認に有効な観測データが取得できる。処分場に適格な場所である見通しが得られた地点のボーリング孔で堆積岩部に複数の岩相の存在が確認された場合は、精密調査段階での地下施設建設の影響を把握する観点からは、可能な限り岩相毎に観測区間を設定する。また、断層を貫通するようにボーリング孔を配置した場合には、断層部とその断層の上盤・下盤の間隙水圧が観測できる区間設定とし、地下水流動に及ぼす影響を確認する。

モニタリング終了後のボーリング孔の埋め戻し・閉塞方法は技術開発段階にある。現時点では、 モニタリング終了後のモニタリングシステムの回収事例は乏しいことから、モニタリングシステムの回収方法の確立や、モニタリング終了後の回収を前提としたモニタリングシステムの開発が 今後の課題の一つである。

(5) 地下水流動のモデル化/解析

水理地質構造や地下水流動の概念化、水理地質構造モデルの構築および地下水流動解析(以下、地下水流動のモデル化/解析)は、調査の進展とともに繰り返し実施される(図 3.5-5)。文献調査段階と概要調査段階に実施される地下水流動のモデル化/解析の実施概要を以下に整理する。

文献調査段階で実施する地下水流動のモデル化/解析は、概要調査地区の選定と概要調査の全体計画の策定に資する情報提供が主な目的となる(図 3.5·7)。概略の広域スケールの地下水流動モデルを用いて、涵養域から流出域までの地下水流動系を解析的に推定し、その地下水流動系を包含する概要調査地区を選定する。この段階では、地質環境に関する情報は文献情報に限定されるため、地下水流動のモデル化/解析は、概略的なものにならざるを得ない。地下水流動を引き起こす要因の一つである動水勾配は地形の影響を強く受けており、地下水流動系の空間的な広がりは主に後背地地形に支配されている。そのため少なくとも地形分布は適切にモデル化すべきであり、対象区域周辺の特徴的な後背地地形を含む範囲を地下水流動のモデル化/解析の実施領域として設定する。また、活断層などの大規模断層は広域的な地下水流動に影響を及ぼす可能性があるこ

とから、水理地質構造モデルに考慮してその影響の有無や程度を確認しておく必要がある。地下水流動解析結果は、対象区域周辺の水圧分布から全体的な地下水の流動方向を確認するとともに、可視化した地下水の流線から涵養域と流出域の位置を確認し、その地下水流動系を抽出する。抽出した地下水流動系毎に概略的な安全評価を実施し、その結果に基づいて概要調査地区を選定する。抽出された地下水流動系とその涵養域と流出域などの情報は、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点の選定および概要調査段階におけるボーリング孔配置の概略検討、地上物理探査の側線検討に活用される。

概要調査段階で実施される地下水流動のモデル化/解析は、その目的や実施内容によって大きく初期(1年目)と中期(3年目)以降の二つに区分される(図 3.5-7)。概要調査段階の初期(1年目)に実施されるモデル化/解析は、ボーリング調査計画の詳細化に資する情報提供が主な目的となる。この段階では、地表調査/物理探査で得られた地質構造分布の解釈/データセットに基づき、文献調査段階で構築された概略の広域スケールの地下水流動モデルが更新される。地表調査/物理探査では、堆積岩と花崗岩の地層境界および断層などの不連続構造の分布位置や地下への連続性に関する概括的なデータを取得することができるが、深度分布の予測位置は不確実性が多く含まれる。また、各地質構造の水理特性は直接取得できていない。そのため、地層境界の分布形状や断層の傾斜角度、地質構造の水理特性といった不確定要素に基づき、複数パターンの水理地質構造モデルを構築し、それらの不確定要素を感度パラメータとした感度解析を実施する。感度解析結果から、処分場に適格な場所である見通しが得られた地点周辺の地下水流動特性に及ぼす影響の程度を分析し、ボーリング調査で把握すべき重要な不確定要素を特定するとともに、ボーリング孔配置の最適化、調査項目や調査数量などの調査計画の詳細化に反映させる。

概要調査段階の中期(3年目)以降に実施されるモデル化/解析は、涵養域から流出域までの広 域的な地下水流動特性を評価するために必要となる広域スケールの地下水流動モデルの構築が主 な目的となる。この段階では、ボーリング調査によって直接取得された地層境界や断層の分布特 性、水理特性に関するデータがモデル化/解析に活用できる。 地表調査/物理探査結果とボーリング 調査結果を組み合わせて地質構造分布に関する再解釈とデータセットを構築し、それらを用いて 水理地質構造モデルのパターンの絞り込みと更新を行う。また、この段階のモデル化/解析につい ては、V&V (Verification(検証)&Validation(妥当性確認)) が重要となる。 このうち、モデル化/解 析結果の妥当性確認のためのデータとしては、地下水位、間隙水圧だけでなく、水質や地下水年 代などの地球化学特性が有効である。これらのデータを用いた妥当性確認の結果、モデル化/解析 結果が処分場に適格な場所である見通しが得られた地点周辺の地下水流動特性を十分に再現でき ていないと判断される場合は、必要に応じて再現性を向上させるために、パラメータの修正など 水理地質構造モデルの校正を実施することになる。本事業の検討結果で示されたとおり、瑞浪地 域では、従来の地下水の水位や水圧による方法に比べて、地下水年代を用いたモデルの校正が有 効である。これは、水位・水圧がおおむね地形(ボーリング孔掘削地点の標高)に従っており、 涵養域での深度にともなう水圧の減少や、流出域での深度にともなう水圧の増加が明確でなかっ たためであると考えられる。このような涵養域や流出域での水圧の変化は、流域が狭い場合にし か顕著にならない可能性がある。一方で、地下水年代などの滞留時間による指標は、涵養域、中 間域、流出域と滞留時間が増加するため、変化が明確である。また、滞留時間と透水係数は、ほ ぼ反比例な関係にあるため、校正に有効であったと考えられる。また、水理地質構造モデルの校 正では、非線形最小二乗法を応用し、推定されるパラメータの推定誤差を示した。これにより、 推定したパラメータの確からしさについても示すことができるようになり、どのような地点で取 られたどのようなデータがパラメータの推定に有効であるかを確認することができる。このため、 パラメータの推定誤差や地点やデータの感度は、地下水モデルの不確実性の低減に定量的に寄与 できるものと考えられる。言い換えると、不確実性の高いパラメータについて、どのような地点 のどのデータが有効であるかを検討する際に有効である。このため、概要調査段階や精密調査段 階の計画立案にも寄与できると考えられる。

また、数万年以上の時間スケールで生じる地形変化や気候変動に基づき解析条件が異なる複数の定常状態の地下水流動解析を実施し、解析条件の違いが地下水流動特性に及ぼす影響の程度や空間的な広がりを定量的に評価することができる(尾上ほか,2019)。この評価手法を適用することで、地形変化や気候変動に加えて、例えば調査によって把握できていない断層などの水理地質構造の透水性が異なる条件下においても地下水流動特性が影響を受けにくい場所を絞り込むことができると考えられる。さらに、地形変化などの影響因子の変化を連続的に考慮した解析手法(SMS; Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow)(今井ほか,2009)を用いて、過去から現在にかけての地下水流動や水質の変化を定量的に推定することで、地下水の起源や地下水が流動してきた地質条件や滞留時間などを予察的に評価できる。解析結果は、水質分析や年代測定で推定された地下水の塩分濃度や地下水年代と比較することで、その結果の妥当性確認やモデルの更新も可能である。

このように、複数の解析手法を用いることで、構築した広域スケールの地下水流動モデルの信頼性を向上させることが必要である。

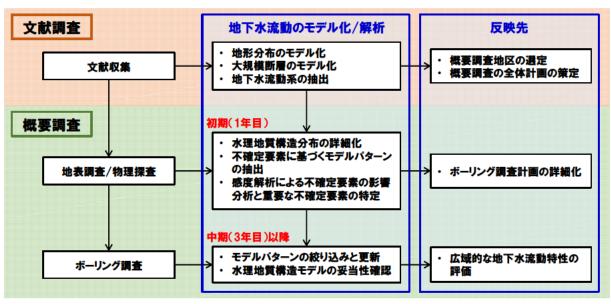


図 3.5-7 地下水流動のモデル化/解析の実施概要とその反映先

参考文献

原子力発電環境整備機構,包括的技術報告:わが国における安全な地層処分の実現-適切なサイトの選定に向けたセーフティケースの構築- 概要編,NUMO-TR-20-02, 159p, 2021.

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.

- 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, 415p, 2005.
- 竹内竜史, 小坂 寛, 佐藤敦也, 富山眞吾, 景山宗一郎, 池田 誠, 東濃地域を対象とした数値標高 モデルを用いた統計量解析手法による流出量の推定, JAEA-Research 2011-008, 77p, 2011.
- 核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性-地層 処分研究開発第2次取りまとめ-分冊1 わが国の地質環境, JNC TN1400 99-021, 559p, 1999.
- 小野 傳, 奥野孝晴, 安藤 茂, 池田和隆, 佐藤 徹, 黒浜忠一, ヘリコプターを用いた空中物理 探査, JNC TJ7420 99-002, 420p, 1999a.
- 小野 傳, 奥野孝晴, 安藤 茂, 池田和隆, 佐藤 徹, 黒浜忠一, ヘリコプターによる空中物理探査, JNC TJ7420 99-008, 400p, 1999b.
- 長谷川健, 山田信人, 遠藤令誕, 小出 馨, ヘリコプターを用いた空中物理探査データの再解析, JAEA-Research 2013-028, 83p, 2013.
- 山井忠世, 若松尚則, 和知 剛, 小田川信哉, 概査領域を対象とした地質構造調査, JNC TJ7440 2000-027, 140p, 1997.
- 藤井幸泰, 中部日本東濃地方, 土岐花崗岩中の割れ目解析, 地質学雑誌, Vol.106, No.4, pp.249-263, 2000.
- 山井忠世, 若松尚則, 和知 剛, 小田川信哉, 地表地質および水圧調査, JNC TJ7440 2000-001, 81p, 1998.
- 岩月輝希,村上裕晃,花崗岩中の地下水水質の再現解析手法の提案,日本原子力学会 2019 年秋の年会予稿集,1C08,2019.
- 村上裕晃, 岩月輝希, 結晶質岩地域における地下水の水質形成に関する解析, 日本原子力学会 2020 年春の年会予稿集, 1D02, 2020.
- 吉田英一,大嶋章浩,吉村久美子,長友晃夫,西本昌司,断層周辺に発達する割れ目形態とその特徴-阿寺断層における 'ダメージゾーン'解析の試み-,応用地質,第50巻,第1号,pp.16-28,2009.
- 長友晃夫, 吉田英一, 断層と割れ目系およびその充填鉱物を用いた阿寺断層の地質的履歴解析, 地質学雑誌, Vol.115, No.10, pp.512-527, 2009.
- Niwa, M., Shimada, K., Aoki, K. and Ishimaru, T., Microscopic features of quartz and clay particles from fault gouges and infilled fractures in granite: discriminating between active and inactive faulting, Engineering Geology, vol.210, pp.180-196, 2016a.
- Niwa, M., Shimada, K., Tamura, H., Shibata, K., Sueoka, S., Yasue, K., Ishimaru, T. and Umeda, K., Thermal constraints on clay growth in fault gouge and their relationship with fault zone evolution and hydrothermal alteration; Case study of gouges in the Kojaku Granite, Central Japan, Clays and Clay Minerals, vol.64, pp.86-107, 2016b.
- 加藤邦明, 栗原正治, 笠原秀外, 岡崎 薄, 谷藤吉郎, 工藤 敏, 角田晴信, 森林成生, 飯田幸平, 田所洸夫, 菊池秀也, 小原 賢, 佐藤健二, 岩谷正巳, 濱野幸治, 広域地下水流動研究における 試錐調査 (DH-8 号孔), JNC TJ7440 99-025 VOL.3, 1075p, 1998.
- 阿部 信, 石川 清, 甲斐昌宣, 地質構造把握のための岩芯観察, JNC TJ7440 2000-015, 907p, 2000.
- 松岡清幸, 桜井 豊, TFA-1 号孔における物理検層作業, JNC TJ7586 98-002, 63p, 1998.
- 鐙 顕正, 天野健治, 小池克明, 鶴田忠彦, 松岡稔幸, 多変量解析を用いたボーリング孔での断層 の区間判定と岩盤区分;瑞浪超深地層研究所における深層ボーリング孔での事例, 情報地質,

- 22 巻, 4 号, pp.171-188, 2011.
- 竹内真司,下茂道人,城まゆみ,Chin-Fu Tsang,電気伝導度検層による深部花崗岩中の水みちの抽出と水理特性の評価,第33回岩盤力学に関するシンポジウム論文講演集,pp.451-456,2004.
- 竹内真司,中野勝志,平田洋一,進士喜英,西垣 誠,深層岩盤を対象としたシーケンシャル水理 試験手法の開発と適用,地下水学会誌,第49巻,第1号,pp17-32,2007.
- 日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,平成31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(岩盤中地下水流動評価技術高度化開発),経済産業省資源エネルギー庁,466p,2020.
- 古江良治, 岩月輝希, 水野 崇, 彌榮英樹, 試錐孔を利用した地下水の地球化学特性調査手法と品質管理, JNC TN7520 2003-001, 74p, 2003.
- 古江良治, 岩月輝希, 濱克 宏, 深層ボーリング孔を用いた地下水の地球化学調査の課題に対する 試み, 応用地質, Vol.46, No.4, pp.232-236, 2005.
- 石垣孝一, 松岡稔幸, 上原大二郎, 花崗岩を対象とした断層調査技術の開発ー高密度電気探査, マルチオフセット VSP 探査の適用性評価ー, JNC TN7400 2005-009, 32p, 2005.
- 尾上博則, 三枝博光, 大山卓也, 孔間水理試験による水圧応答に基づく地下深部の水理地質構造の解析的推定, 地下水学会誌, 第50巻, 第4号, pp.251-274, 2008.
- 尾上博則, 三枝博光, 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3前半), JNC TN7400 2005-012, 76p, 2005.
- 尾上博則, 小坂 寛, 松岡稔幸, 小松哲也, 竹内竜史, 岩月輝希, 安江健一, 長期的な地形変化と機構変動による地下水流動状態の変動性評価手法の構築, 原子力バックエンド研究, Vol. 26, No.1, pp.3-14, 2019.
- 今井 久, 山下 亮, 塩﨑 功, 浦野和彦, 笠 博義, 丸山能生, 新里忠史, 前川恵輔, 地下水流動に対する地質環境の長期変遷の影響に関する研究, JAEA-Research 2009-001, 116p, 2009.

3.5.4 瑞浪を事例とした概要調査の個別計画の考え方

全体計画の検討結果から、内陸部の移流場を対象とした概要調査は、図 3.5-1 のような手順で進むと考えられる。本検討では、概要調査段階において、モデル化/解析、水質分析・年代測定、水理試験、室内試験(数値解析含む)、採水調査の部分について、広域的な地下水流動特性評価に必要となる広域スケールの地下水流動モデルの構築を目標として実施してきた。具体的には、前節などで示したように、地下水年代を対象とした解析技術として、地下水年代を用いて地下水の広域スケール(数 km~数+km)の透水係数・間隙率を推定する方法、水理パラメータ・物質移行パラメータの設定として、坑道スケール(数m~数百 m)や施設スケール坑道スケール(数百 m~数 km)での割れ目などの調査結果などから、アップスケールして、広域的なパラメータを設定する方法である。これらについて開発してきた方法の適用方法をここで示す。また、地下水年代測定技術についても、これまで開発してきた方法で、内陸部の移流場に適用できる方法を概説する。

(1) 地下水年代を対象とした解析技術の開発

本検討では図 3.5-8 に示すように、地下水年代を考慮した地下水モデルの校正方法を検討した。解析コードについては、地下水流動・物質移行解析コードとして FEFLOW (商用コード)、逆解析コードとして PEST (公開コード)を用いた。FEFLOW はインハウスのコードと異なり、商用コードであり、誰でも使うことができる(属人化を防ぐことができる)。PESTは、順解析部分の解析コードへの入力と出力と制御することで、解析コードに依存せず逆解析を実施でき、種々の問題に利用されている。PEST はパラメータ推定だけでなく、不確実性評価も行うことが可能であり、推定誤差、誤差相関マトリックス、実測値の感度なども評価することができる。

本検討の目的は、地下水年代の結果を地下水モデルに反映し、地下水モデルの信頼性向上を図ることであった。適用結果では、4He と ¹⁴C を同時に用いることで、それぞれ物質の移行形態が異なる観点から、地下水モデルを校正することができた。推定された透水係数は、既存の調査結果に非常に近く、推定誤差が小さく推定できたことから、非常に推定精度が向上したと考えられる。有効間隙率については、炉乾燥などで求められる間隙率とほぼ同程度の値となった。これは、割れ目による地下水流動が支配的な場においても、広域的な自然の物質輸送移行ではマトリックス(マトリックス拡散)の寄与が大きく、有効間隙率は間隙率に近づくことを示唆している。

地下水年代を考慮することにより、従来実施されている水圧のみの校正とは異なり、非常に小さい推定誤差でモデル内のパラメータを推定することができた。また、水圧のみの逆解析では、相関性が強く推定が困難であった降雨涵養量や間隙率なども、適切に推定することができた。これは物質によって移行特性が異なり、感度が出るパラメータが異なるためと考えられる。

これらのことは、これまでの地下水モデルの校正に比べて、非常に優位な進歩が得られたと言える。今後、4Heと14Cだけでなく、さらに、他の指標(物質や同位体比など)を考慮することは、物理的な性質が異なる情報を逆解析に加えることとなり、より確からしく、一意にパラメータを推定できる可能性もある。ただし、計測誤差を考慮した逆解析で議論したように、実測値の重み付けなどについては、検討する必要がある。

また、パラメータの推定時に、推定値と推定誤差、同定率が算出できるため、これらを指標として、今後の調査計画の立案(例えば、調査地点や調査項目など)も検討することができる。今後、地下水モデルの校正だけでなく、そこで計算された不確実性を用いて、調査計画の立案やシナリオの予測などにも反映できることが期待できる。

このように地下水年代を考慮して地下水流動・物質移行解析を実施することで、広域地下水流動の評価が画期的に改善されることが期待できる。

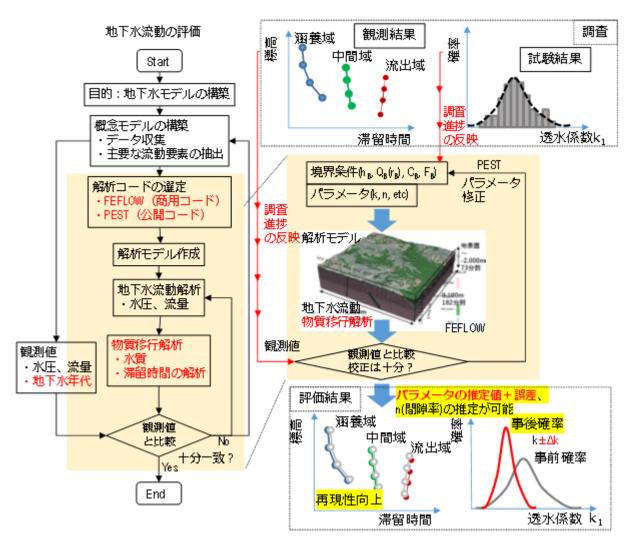


図 3.5-8 地下水年代を考慮した地下水解析フローの提案

(2) 水理パラメーター設定手法の開発

亀裂性岩盤における地下水流動の評価においては、評価対象となる空間スケールによって地下水流動モデルで考慮すべき岩盤の水理学的な不均質性のモデル化手法が異なる。そのため、異なるモデル化手法で設定された岩盤の水理パラメータが、複数の空間スケール間でどのように関連しているかを明確にすることが重要となるが、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岩盤の水理学的な不均質性を表現するための水理パラメータの設定手法については十分に整備されていない。本検討は、空間スケールに応じた考慮すべき水理学的な不均質性を整理し、特に、坑道スケールで評価される岩盤の水理学的な不均質性を広域スケールの地下水流動モデルに反映するための水理パラメータの設定手法を整備することであった。

本検討の結果、表 3.5-5 に示す通り、各空間スケールの評価対象、不均質性の規模、モデル化要素、モデル化の考え方、モデル化手法を整理することができた。すなわち、数 m 程度から数十m 程度の空間において地下水流動モデルに考慮すべきモデル化要素は割れ目やであり、割れ目近

傍の水理学的挙動を精度よく把握するためには、割れ目を直接モデル化できる DFN モデルの適用が有効であり、数十 m 程度の空間においては DFN モデルに加えて、割れ目を任意のグリッドサイズの等価な透水係数として間接的にモデル化する ECPM モデルの適用も有効である。本事業の事例研究に基づくと、数十 m 程度の空間で ECPM モデルを適用する際のグリッドサイズの設定は $1\sim2.5$ m 程度が妥当である。なお、坑道周辺の数 m から数十 m の空間の水理学的挙動をDFN モデルによって評価する場合、高透水割れ目が解析領域境界部と坑道を連続する場合には境界条件の影響を大きく受けることに留意する必要がある(図 3.5-9)。このため、解析領域については、最大割れ目長さの 2 倍程度以上の領域を設定する必要がある。

数百 m~数 km 程度の空間においては、断層や堆積岩などの大規模な不連続構造が大局的な地下水流動を規制しており、岩盤の割れ目に起因する水みちの不均質性よりも重要なモデル化要素となる。したがって、数百 m~数 km 程度の空間、あるいは数 km を越える広い空間を評価する場合は、割れ目の不均質性を間接的にモデル化できる ECPM モデルのみならず、大規模な不連続構造を陽にモデル化した CPM モデルの適用も有効である。これらの結果は概要調査段階において異なる空間スケールの地下水流動をモデル化する際の水理パラメータ設定に資するものと考える。

表 3.5-5 空間領域に応じた水理パラメータ設定の方法

評価対象	不均質性の規模	モデル化要素	モデル化の 考え方	モデル化 手法
地下施設周辺の水理学的挙動 ・坑道掘削前の水位分布 ・坑道掘削後の水位低下量 分布	・数百m〜数km 程度	・大規模な不連続構造(低透水性の断層、 堆積岩(泥岩層)など)	・間接的に モデル化 (モデル化 要素を陽に モデル化)	・CPMモデル ・ECPMモデル
地下施設周辺の水理学的挙動 ・ダルシー流速分布	·数百m~数km 程度	・大規模な不連続構造(低透水性の断層、 堆積岩(泥岩層)など)	・間接的に モデル化 (モデル化 要素を陽に モデル化)	・CPMモデル・ECPMモデル(時間変化を含むデータを用いて、選択したモデル化手法の適用性を確認する必要あり)
坑道周辺の水理学的挙動 ・坑道への湧水量	・数百m~数km 程度 ・数百m程度	・大規模な不連続構造(低透水性の断層、 堆積岩(泥岩層)など) ・坑道近傍の割れ目	・間接的に モデル化 (モデル化 要素を陽に モデル化) ・間接的に モデル化	・CPMモデル ・ECPMモデル
岩盤全体の割れ目特性を考 慮した水理学的挙動	・数百m程度	・割れ目 ・規模の大きな不連続 構造(破砕帯、断層な ど)	・間接的に モデル化	・ECPMモデル (参考グリッドサイズ:5m~)
			・直接的に モデル化	・DFNモデル
局所的割れ目ネットワークを 考慮した水理学的挙動	・数十m程度	・割れ目	・間接的に モデル化	・ECPMモデル (参考グリッドサイズ:1~2.5m)
			・直接的に モデル化	・DFNモデル
主要な水みち割れ目近傍の 水理学的挙動	・数m程度	・割れ目	・直接的に モデル化	・DFNモデル

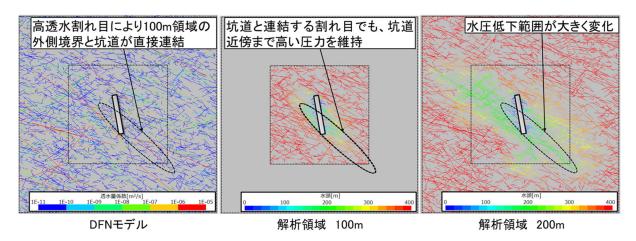


図 3.5-9 高透水割れ目と解析領域の関係

(3) 物質移行パラメータ設定手法の開発

多数の割れ目を含む亀裂性岩盤においては、地下水溶存物質は主に割れ目の中を移流・分散により下流へと移行していく過程で、母岩(マトリクス)へも拡散していくため、広域スケールにおいて移動速度を精度良く評価することは容易ではない。本検討の目的は、坑道スケールや微視スケールで評価した岩盤の物質移行に関わる不均質性を広域スケールの地下水流動モデルに反映するための物質移行パラメータ(間隙率、分散長等)の設定手法を整備することであった。

そして、本検討では、図 3.5·10 に示すフローにしたがい、水みちとなる割れ目の分布や母岩への拡散を考慮して広域スケールの物質移行パラメータを設定することを提案した。

すなわち、以下の手順により物質移行パラメータを設定する。

- ① 小スケールの仮想岩盤に対して、地質調査で得られた割れ目の幾何形状に関する統計量に 基づき、多数通りの割れ目群を確率的に発生させる。
- ② 割れ目と母岩を表現した母岩付き DFN モデルを作成する。
- ③ 母岩付き DFN モデルを用いて物質移行解析を実施する。
- ④ ③で得られた解析結果に対して、1次元多孔媒体モデルを用いてフィッティング解析を行い、等価な間隙率と分散長を同定する。
- ⑤ 多数通りの割れ目群に対する等価間隙率と分散長の統計処理を行う。
- ⑥ 小スケールの仮想岩盤を構成要素として、より大きな不均質連続体モデルを多数通り作成する。その際、各構成要素の物性値は⑤で得られた統計量を基に確率的に発生させる。
- ⑦ 不均質連続体モデルを用いて物質移行解析を実施する。
- ⑧ ⑦で得られた解析結果に対して、1 次元多孔媒体モデルを用いてフィッティング解析を行い、等価な間隙率と分散長を同定する。
- ⑨ 多数通りの不均質連続体モデルに対する等価間隙率と分散長の統計処理を行い、スケール 依存性も考慮して広域スケールの物質移行パラメータ(間隙率と分散長)を設定する。

今回提案した手法では、母岩付き DFN モデルを用いることにより、割れ目内の移流分散に加えて母岩への拡散も考慮した物質移行パラメータの設定が可能となる。また、小スケールの仮想岩盤を構成要素とした不均質連続体モデルを用いることで、物質移行パラメータのスケール依存性を評価することが可能となる。さらに、多数通りの母岩付き DFN モデルや不均質連続体モデルの解析を行うことで、物質移行パラメータの推定誤差(標準偏差)の評価も可能となる。

母岩付き DFN モデルを用いた解析を精度良く行うためには、3.3.3(4)に示したように様々な調

査を多くの数量行うことが望ましい。しかし、モデル構築に必要なデータ取得のための調査の種類や数量、精度には限界はあるものの、概要調査段階においても、ある程度の精度での母岩付き DFN モデルによる解析は可能と考えられる。すなわち、露頭調査により割れ目の大きさの分布、地表からのボーリング掘削で得られた岩石コアの観察、BTV 検層により割れ目の方向分布と密度分布に関するデータ取得が期待される。また、ボーリング孔内での透水試験や間隙水圧測定、それらの結果を利用した地下水流動解析により、割れ目の透水量係数、動水勾配なども推定可能と考えられる。そして、岩石コアを用いた室内拡散試験や間隙率測定により母岩の拡散係数や間隙率が得られる。概要調査では空間的にかなり離れた複数位置での調査が実施されると考えられ、広域スケールの地下水流動および物質移行解析のためのデータ取得としては逆に利点となり得る。

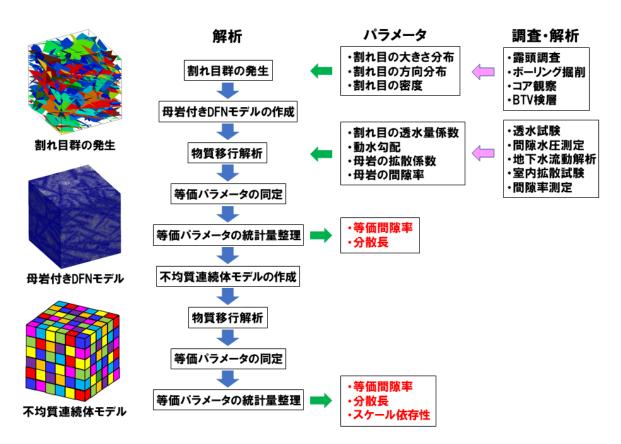


図 3.5-10 物質移行パラメータ設定フローの提案

(4) 各手法の適用結果

広域での地下水流動モデルと地下水年代の整合性を示すために、①地下水年代を対象とした解析技術の開発、②水理パラメータ設定手法の開発、③物質移行パラメータ設定手法の開発を実施してきた。それぞれを東濃地区および瑞浪超深地層研究所での調査結果に適用し、上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯の透水係数、有効間隙率を評価した。この結果を図 3.5-11 に示す。

透水係数は、①地下水年代を対象とした解析技術の開発では、上部割れ目帯で 4.3×10^{-9} m/s $(10^{-8.3\pm0.2})$ 、下部割れ目低密度帯で 2.7×10^{-8} m/s $(10^{-7.6\pm0.1})$ となっている。②水理パラメータ設定手法の開発地下水流動特性では、上部割れ目帯で 2.3×10^{-7} m/s、下部割れ目低密度帯で 1.1×10^{-8} となっている。

透水係数については、①地下水年代を対象とした解析技術の開発と②水理パラメータ設定手法の開発を比較すると、上部割れ目帯で乖離が大きい。これは、①地下水年代を対象とした解析技

術の開発では、涵養域~中間域のデータで主に上部割れ目帯を評価しており、上部割れ目帯に該当する区間が数区間程度と少ない。このため、推定の信頼性がやや低くっている。また、中間域まででは、上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯に大きな差がないが、流出域(立坑周辺)では、上部割れ目帯と下部割れ目低密度帯に大きな差がある。②水理パラメータ設定手法の開発では、この流出域(立坑周辺)でのデータを中心に検討している。このため、②水理パラメータ設定手法の開発では、従来の結果と比べても透水係数が大きくなっている。このため、上部割れ目帯において両方法の乖離が大きいと考えられる。一方、下部割れ目低密度帯については、よく一致しており、実測値とも非常に良く整合している。実測値の透水係数の対数平均は 10^{-7.7±1.6} となっている。

有効間隙率は、①地下水年代を対象とした解析技術の開発では、上部割れ目帯で 0.9% ($10^{-2.0\pm0.3}$)、下部割れ目低密度帯で 1.7% ($10^{-1.8\pm0.1}$) となっている。③物質移行パラメータ設定手法の開発では、上部割れ目帯で 0.8%、下部割れ目低密度帯では 0.62%となっている。

これまでの割れ目での流動に基づく有効間隙率は、0.004~0.01%と評価されていたため、両方法ともかなり大きくなっていることがわかる。これは、拡散によるマトリックス部分への物質の広がりを考慮したためと考えられる。この結果から、広域の物質移行においてマトリックス拡散の影響は大きく、有効間隙率を間隙率に近づけるほどの影響があることを示している。これによって、広域の物質移行ではマトリックス拡散の影響を有意に見込んで良いことが示せたと考えられる。

上部割れ目帯では、①地下水年代を対象とした解析技術の開発での推定誤差を考えると、非常によく一致している。一方で、下部割れ目低密度帯については、やや異なる結果となっている。 ③物質移行パラメータ設定手法の開発では、解析時の媒体の間隙率を 1.2%、拡散係数を 2.6× 10⁻¹³ m²/s と設定しており、¹⁴C の有効間隙率は、全間隙率の 50%程度となっている。すなわち、マトリックス拡散の影響で、マトリックス部分に ¹⁴C は広がるものの、一部については ¹⁴C が広がらないため、有効間隙率が小さく見積もられるようである。ここでは、上部割れ目帯の方が下部割れ目低密度帯よりも、有効間隙率が大きくなっている。これは、上部割れ目帯の方が、下部割れ目低密度帯に比べて、割れ目間隔が狭く ¹⁴C が広がる領域が増加すること、割れ目の透水量係数が大きく割れ目内の流速が速いため割れ目および周辺のマトリクスでの ¹⁴C の濃度低下が小さいことに起因する。このように、有効間隙率については、物質の半減期、拡散係数、割れ目間隔、割れ目内の流速などに依存していると考えられる。この結果は、物質によって、有効間隙率が変化することを示している。

一方で、①地下水年代を対象とした解析技術の開発では、有効間隙率は、14C や 4He がマトリックス全体に拡がった結果となっている、と考えられる。有効間隙率がマトリックスの間隙率に近いことから、マトリックス全体に対して物質が拡がった可能性を示唆している。この結果は、広域の物質移行現象において、マトリックス部が有意に寄与していることを示す結果であると考えられる。このような広域での物質移行において、マトリックス拡散が大きく寄与する結果はこれまで得られておらず、マトリックス拡散の寄与を示す上で非常に重要な成果であると考えられる。ただし、③物質移行パラメータ設定手法の開発で指摘されたように、物質や設定によっては、マトリックスの寄与が異なり、有効間隙率が異なる可能性があるので注意が必要である。

②水理パラメータ設定手法の開発 坑道スケール~敷地スケール

これまでの調査結果(尾上ほか、2015)

R2年度の推定結果(100グリッドDFNモデルの対数平均値) 湧水係数(対数値)

- •上部割れ目帯:6.3×10⁻⁸ ~ 2.3×10⁻⁷ m/s
- ・下部割れ目低密度帯: 1.1×10-8 ~4.0×10-8 m/s

③物質移行パラメータ設定手法の開発 坑道スケール~敷地スケール

評価方法:母岩付きDFNモデルと不均質連続体モデルによる C−14の定常移行解析結果を1−Dモデルでフィッティング 問職事

- ・上部割れ目帯:0.80%
- ・下部割れ目低密度帯:0.62%(±0.01) 分散長
- ・上部割れ目帯:
- $x 30.5 m (\pm 1.3), y 31.0 m (\pm 1.7), z 27.5 m (\pm 0.6)$
- ・下部割れ目低密度帯:
- $x 14.4 m (\pm 2.9), y 15.3 m (\pm 3.8), z 23.8 m (\pm 3.9)$

①地下水年代を対象とした解析 技術の開発(数km~数+km)

地下水年代などを用いて、広域地下水モデルで、透水係数・間隙率を逆解析

透水係数(対数値)

- ・上部割れ目帯
- $4.3 \times 10^{-9} \,\mathrm{m/s} \,(-8.3 \pm 0.2)$
- ・下部割れ目低密度帯

 $2.7 \times 10^{-8} \text{ m/s} (-7.6 \pm 0.1)$

間隙率(対数値)

- ・上部割れ目帯
- 0.90% (-2.0±0.3)
- ・下部割れ目低密度帯
- 1.7% (-1.8±0.1)

参考

透水試験結果(尾上ほか、2015)

- ・上部割れ目帯
- $5.8 \times 10^{-8} \,\mathrm{m/s} \,(-7.2 \pm 1.0)$
- ・下部割れ目低密度帯
 - $2.2 \times 10^{-8} \text{ m/s} (-7.7 \pm 1.6)$

間隙率(Saegusa et al., 2005)

- 上部割れ目帯 5%
- ・下部割れ目低密度帯 2%

図 3.5-11 適用した各方法の取り纏め結果

3.5.5 地下水年代測定技術の高度化

瑞浪地域を利用した地下水年代測定技術の高度化では、数万年程度の地下水年代測定技術を高度化する事を目的として、研究を実施した。ここでは以前の検討結果と併せて、概要調査において数万年程度の地下水年代を評価するための手順を以下のように提案する。

(1) 評価する年代指標の選定

数万年程度の地下水年代を評価するためには、ヘリウム(He)および無機放射性炭素(14C)が主要な指標となる(参考文献)。無機 14C は数千年から 2 万年程度の地下水年代を評価可能であるが、地化学反応による増減を補正する必要がある。一方 He は千年から数百万年の地下水年代を評価可能であるが、評価している系外からの He の流入(He フラックス)を評価する必要がある。このため、無機 14C と He 濃度の関係から、場における He の蓄積速度を評価し、He を主軸として年代を評価するか、地化学反応を補正した無機 14C 年代と He 年代を比較し補正した He 年代を使用するのが基本的な評価手法となる。

一方、無機 ¹⁴C に与える地化学反応の影響を全て定量的に評価するのは困難であるケースも考えられるため、無機 ¹⁴C 以外に He 濃度(年代)と比較可能な年代指標があることが望ましい。 希ガス温度計から得られる涵養温度は、地下水が氷期に涵養したかを判断できる指標となる。 さらに、古気候のデータとの比較や、最終氷期最盛期(LGM)に由来する涵養温度の極小値を捉えることができれば、2 万年程度までの地下水年代に定量的な情報を与えることができる。また、後述のように基本的には He と同時にデータを取得できるため、評価における必須項目としても良いと考えられる。

また、有機 ¹⁴C については、地化学補正をすることなく主要な地下水の移動経路を通ってきた 地下水の年代を千年~2 万年程度の範囲で評価できる可能性がある。一方、岩石からの溶出が顕 著であったり、掘削水の影響を排除し必要な有機物量を確保できる程度の揚水が可能でなければ、 有意な情報を得ることができない。ただし、揚水が難しい程度に透水性が低い岩盤の地下水年代は 14C の評価可能な範囲を超えている可能性が高い。このため、サイトの状況(揚水の可否や揚水にかけられる時間、TOC 濃度等)に応じて、実施の可否を決定するのが良いと考えられる。ただし、処分場周辺の有機物の特性は、安全評価に対しても重要な情報であるため、年代評価以外の観点から有機物の採取が必要とされる可能性も高い。今後岩石から溶出する成分を分離したり、液状のサンプルから 14C 分析のための有機炭素を抽出できる技術が開発されれば、より汎用性の高い手法となり得る。

**IKr については、3万年以下程度の地下水では定量的に年代を示す指標にはならないことが分かった。5~10万年程度では定量的な情報を示すことができる可能性はあるが、検証例は少ない。有機 14C と同じくある程度の地下水(地下水から発生するガス)を必要とすることから、こちらもサイトの状況に応じて実施の可否を決定するのが良いと考えられる。一方、幌延における検討で示したように、数十から百万年程度の範囲の地下水年代に対しては、放射性塩素(36Cl)と共に有用な指標となる可能性があるため、できるだけ実施する方針で検討するのが良い。

(2) サンプリングの方法

・ヘリウムおよび涵養温度

対象とする地下水において全希ガス濃度が測定できれば、He 年代と涵養温度を推定できる。 希ガス濃度を精度良く分析するには、脱ガスや大気による汚染を防いでサンプルを取得すること が必要である。脱ガスや汚染を防ぐために地下水サンプルは銅管に入れ、クランプと呼ばれる器 具で両端を封鎖する。また、圧力の低下は脱ガスの可能性を高くするため、可能な限り地下水の 採取深度にサンプラーを降ろしてサンプルを取得することが必要である。

取得したサンプルは真空ラインに直接接続し、ガスを抽出・精製したあと、クライオスタットと呼ばれる極低温を実現可能な装置で各希ガスに分離し、質量分析装置で分析する。輸送や分析のプロセスで銅管が破損する、サンプルに気泡が含まれて異常値を出すなどが想定される。このため、1 箇所につき 3 または 5 本の銅管を取得して繰り返し測定精度を確認するとともに、異常値が観察された場合には除外するなどの処理が必要である。

• 無機 14C

無機 ¹⁴C の分析のためには、対象とする地下水に重炭酸イオンとして存在する無機炭素を集める必要がある。無機炭素を集める方法は、炭酸ガスとして液相から追い出す「バブリング法」と液をアルカリ化してストロンチウムを添加し SrCO₃ として回収する「沈殿法」が存在する。沈殿法は溶液をアルカリ性にするプロセスでコンタミを受けやすく、バブリング法の法がより正確な年代を示すことができる。一方で、沈殿法で取得した沈殿は長期間場所を取らず保管が可能なため、データの再検証用に向いている。それぞれの特性を理解した上で、炭酸の回収方法を決定する必要がある。

サンプリングはガスを通しにくくかつ破損しにくい容器(高密度ポリエチレンなど)に、地下水を導き、オーバーフローさせたうえでフタをする。重炭酸イオンの濃度によるが、500~1000mLが必要とされる。希ガスの場合と同様にサンプリングから分析におけるばらつきを把握し、異常値を除外するため、1箇所につき3~5のサンプルを取得・分析することが望ましい。

・有機 ¹⁴C

有機 ¹⁴C の分析のためには、対象とする地下水に溶存する有機物を濃縮する必要がある。濃縮 方法として水が多く揚水できる場合には膜による濃縮を、揚水できる量が少なくかつイオン濃度 が低い場合にはイオン交換樹脂を選択するのが良い。

有機 14C のみが分析対象の場合には、数 mg の有機物が得られれば良い。しかし、量の少ない

サンプルは固体を得るプロセスでなくなりやすく、数百 mg の有機物取得を目標として採取計画を立てておく方が良いと考えられる。さらに有機 ¹⁴C 以外の、有機物の特性を種々の手法を使って分析するには、1000mg 程度の有機物採取を目標として、採水の計画を立てる必要がある。

膜やイオン交換樹脂で有機物を濃縮した溶液から、有機 14C を評価するためにはさらに溶液から粘土などの成分やイオン濃度を減らし、有機物のみを固体として得る必要がある。現在のところで、フッ化水素酸を加えて粘土を溶解させ、溶液を中和したあと透析によってイオン濃度を減らし、凍結乾燥する方法が採用されることが多い。しかし、この透析等の過程によって多くの有機物が失われるため、有機物を損失させずに目的の分析に供する手法の検討は今後も必要である。

大量の地下水が必要とされるため、地下水から掘削水を除去する「予備排水」の段階で、有機物分析に対して妥協できる水質に達したら、地下水を採取していくのが現実的である。

• 81<u>Kr</u>

2022 年現在で、 81 Kr を分析するためには、地下水から 10L 程度のガスを取り出す必要がある。 地中でガスにメタンが付加され、Kr が「希釈」された状態の場合、メタンによる希釈率に応じて採取するガス量を増やす必要がある。

溶存ガスとしてメタンを含む場合、地下水が地表に揚水された時点でガスと水が分離することが多く、水上置換法による採取が有効である。メタンを含まない地下水の場合、ガスを地下水から分離する必要がある。このためには、中空糸膜や低圧のタンクへのシャワーなどが有効である。

有機 ¹⁴C と同じく比較的大量の地下水を必要とするため、有機 ¹⁴C と同時に予備排水中にサンプルを取得するのが現実的であると考えられる。

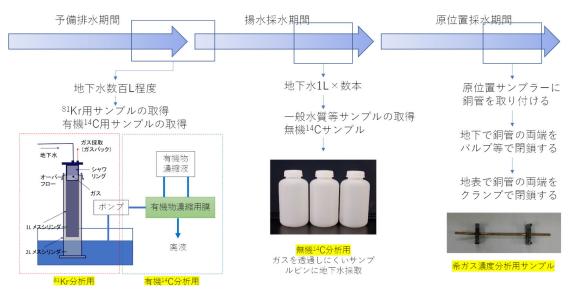


図 3.5-12 希ガス濃度・無機 ¹⁴C・有機 ¹⁴C・⁸¹Kr 分析用サンプルの取得

(3) 分析と評価方法

・ヘリウム

He は前述のように前処理装置を備えた希ガス質量分析装置で分析する。地下水から抽出したガスに、ゲッターとよばれる加熱して活性化した金属を接触させ、窒素・酸素・二酸化炭素・水素などを除去した後、低温で他の希ガスを吸着させて分離し、He だけに単離されたガスを分析する。

He は岩石中のウラン・トリウムから発生するため、ウラン・トリウム濃度、空隙率から「He の地下水中での蓄積速度」を評価することができる。蓄積速度、地下水や大気と平衡の水におけ

る He 濃度から、以下の式で He 年代を評価できる。ここで、He フラックスについては He 濃度 単独の情報から評価が困難であるため、他の年代指標との比較等で評価する必要がある。

$$(\text{He} 年代) = \frac{\{(地下水中の \text{He 濃度}) - (大気と平衡の水中 \text{He 濃度})\}}{(\text{He 蓄積速度}) + (\text{He フラックスによる蓄積})}$$

· 無機 14C

無機 ¹⁴C 分析用に取得した地下水サンプルは、分析機関にてリン酸を添加し、発生した二酸化炭素を捕捉する。二酸化炭素を酸素のない状態で加熱した鉄と接触させ、鉄表面に黒炭の結晶を生成させる。この黒炭を加速器質量分析(AMS)により測定し、14C/12C の値を得る。また、上記のプロセスで一部の二酸化炭素ガスを取り分けて、同位体比質量分析装置(IRMS)で 13C/12C を分析する。

無機 ¹⁴C 年代は、以下の式で与えられる。下記の式を適用する前に、13C/12C 等のデータを基にして炭素が過去に受けた地化学反応の履歴を推定し、補正する必要がある。

$$(無機14C 年代) = \frac{5730}{ln2} \times ln \left(\frac{地下水の14C 濃度}{大気と平衡の水の14C 濃度} \right)$$

・涵養温度(希ガス温度計)

希ガス温度計に必要な Ne・Ar・Kr・Xe の濃度は、He と同様に地下水から抽出し、精製したガスから質量分析装置を用いて分析する。

希ガス温度計では、各希ガスの溶解度に温度依存性があることを利用し、Ne・Ar・Kr・Xe 濃度からそれぞれ評価される温度が、最も整合するように涵養温度を決定する。具体的には以下に示した O(t)が最も低くなるように、t を決定する。ただし、サンプルを分析したときの各希ガスの濃度は、涵養時に地下水に巻き込まれた空気(エクセスエアー)やサンプリング時の脱ガスの影響を受けたものであるため、これらを過去に提案されたモデルに従って評価する必要がある。

$$O(t) = \frac{\left(Ne_0 - Ne_t\right)^2}{\left(Ne_0 E_{Ne}\right)^2} + \frac{\left(Ar_0 - Ar_t\right)^2}{\left(Ar_0 E_{Ar}\right)^2} + \frac{\left(Kr_0 - Kr_t\right)^2}{\left(Kr_0 E_{Kr}\right)^2} + \frac{\left(Xe_0 - Xe_t\right)^2}{\left(Xe_0 E_{Xe}\right)^2}$$

ここで Neo, Aro, Kro, Xeo: 各希ガスの分析値、 Net, Art, Krt, Xet: 温度 t での希ガスの溶解量である。

• 有機 ¹⁴C

地下水から濃縮し精製した有機物を高温にし、発生した二酸化炭素を鉄表面で還元して、AMS分析のターゲットとなる黒鉛を得る。上記の二酸化炭素の一部を取り分けて 13 C/ 12 C を IRMS で分析する。さらに黒鉛を AMS 分析し、 14 C/ 12 C が得られる。

有機 14 C 年代は、以下の式で与えられる。下記の式でも分かるように、地下水における有機 14 C との比較のために、地表付近の有機物における有機 14 C も評価しておく必要があるが、通常地表付近の有機 14 C は 100pMC C 付近であると考えられる。

$$\left(有機^{14} C 年代 \right) = \frac{5730}{ln2} \times ln \left(\frac{ 地下水の有機^{14} C 濃度}{ 涵養域付近の水の有機^{14} C 濃度} \right)$$

• 81Kr

 $81 \mathrm{Kr}$ は Atom Trap Trace $\mathrm{Analysis}$ (ATTA) という分析法により、必要とされるガスの量が減少し、現在数 L 程度のガスを抽出すれば分析が可能となっている。 $81 \mathrm{Kr}$ を ATTA で分析可能な機関は世界でも限られており、日本国内では分析できる研究機関は存在しない(2022 年 3 月現在)。

このため、測定機関に送付ができるよう、サンプルを処理する必要がある。具体的には、可燃物であるメタンや水素を除去する必要がある。第4章で提案したように、メタンの除去には燃焼法が有用である。

測定機関で分析された81Kr/Krの値を用いて、81Krの年代は以下の式で与えられる。

$$(^{81}Kr$$
年代 $) = -\frac{1}{^{81}Kr の 崩壊定数} \times ln \left(\frac{\# \vee \forall \nu \nu \sigma}{+ \xi \sigma} \times Kr$ 濃度

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 背景と目的

これまでの調査研究において、堆積岩中の地下深部に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が存在しており、このような地下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)。本事業において「化石海水」と使用する場合、このような地下水を指す。また、このような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例も報じられている(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り、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広がりを把握できることが重要となる。なお、本事業ではこのような領域に対しては「低流動域」を使用する。

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、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対して、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、実施主体が行う概要調査を念頭に、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可能な調査・評価技術を整備することを目的とする。この 目的に対する実施内容として、以下の3つの研究開発項目を設定した。

- 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化
- 低流動域の存在を確認するための技術の開発
- 低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発

4.2 アプローチ

図 4.2-1 に、4.1 節で述べた本事業で取り組む 3 つの研究開発項目の目的・実施項目と、項目間の関係を示す。併せて、本事業において想定する幌延地域の地下水流動概念を示す。浅部の地質環境は、隆起・侵食に伴い天水が涵養域から地下を経由し流出域まで流動する領域(流動域)である。一方、深部は隆起・侵食を経ても天水の涵養の影響を受けておらず、埋没続成過程により変質した堆積時の海水が残されており、拡散が支配的な低流動域である。本事業では、低流動域に存在する地下水の特徴に着目し、長期的に安定な水理場・化学環境である低流動域の三次元的な広がりを地上からの調査により調査・評価する技術を体系化することを目指している。低流動域に存在する地下水は、地層の堆積時に地層中に取り込まれた海水が地質学的な長い時間をかけて変質した古海水としている。このように海水由来で長く地中に留まった地下水の存在を確認するためには、海水に由来していることから塩濃度が、長期間の間に岩石・水反応が起きることから水の安定同位体比(δ 18O および δ D)が指標として効果的である。海水中の塩濃度は、おおむねナトリウムイオンと塩化物イオン(ϵ CI・により占められており、特に反応性の低い CI・が指標に適している。また、地下水年代も有効な指標である。地層処分事業における概要調査の段階において地下深部の特性の直接的な調査は、物理探査とボーリング調査である。これらを組み合

わせることにより、Cl・濃度や δ 18O 、 δ D の三次元分布を推定することが可能であり、それは、現在の低流動域の三次元分布として評価できると考える。

一方、CI:濃度や δ 18O、 δ 1D を低流動域の指標として適用することの妥当性は、地球化学的調査のアプローチにより確認する必要がある。具体的には、これらの指標から判断する低流動域が、地下水流動・物質移行の観点から拡散が支配的な領域として評価できるのか、地下水年代はどの程度なのか、あるいは、現在の低流動域分布やそこに存在する地下水がどのような経緯を経て形成されたのかといった古水理地質学的変遷から低流動域であると評価できるかといった確認が必要である。以上のアプローチから長期的に安定な水理場・化学環境である低流動域の三次元的な広がりを地上からの調査により調査・評価することが可能であると考える。本事業では、既往研究や本事業の中で実際に行う調査により、これらのアプローチの適用性を確認することで調査技術の整備を進めるが、その際、地層処分事業の概要調査に資する方法論として体系化していくことが重要である。以上の理由から三つの研究開発項目を設定した。

一つ目の研究開発項目である「低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高 度化」では、物理探査やボーリング調査といった地上からの調査により、現在の低流動域の三次 元分布を推定する手法を整備することが目的である。低流動域を評価する際の指標のうち、CI・濃 度は地下の比抵抗と相関するため、三次元分布の推定には電気探査や電磁探査を適用することが 効果的である。一方、地下水の Cl -濃度を含む水質データ、 δ 18O 、 δ D および年代といった地球 化学データは、ボーリング調査などにより試料を採取し分析することにより取得することが可能 であるが、これは地下空間の中での離散的なデータ(点データ)である。そのため、三次元分布 の推定には、地球統計学的手法の適用が必要である。これまでに幌延深地層研究センター(以下、 センター)周辺で実施された物理探査とボーリング調査の結果を踏まえ、センター周辺の地下に 存在する低流動域の三次元分布が概ね推定された(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所、 2020)。一方、三次元分布の推定における課題として、ボーリング調査によりデータが取得され ている箇所以外の未観測の領域に対しては、物理探査の情報を活用しながら地球統計学的手法に より推定がなされているが、推定結果の妥当性が評価されていない。また、低流動域の分布が地 層や地質構造の分布に依存して決まる場合もあり得るため、地層・地質構造の分布と関係付けな がら低流動域の分布を理解することが肝要である。そこで本事業では、追加の物理探査(電磁・ 電気探査、地震探査)や地上からのボーリング調査によりデータを拡充し、低流動域の三次元分 布を推定する。そして、その推定結果や推定手法の妥当性を確認し、その結果を三つ目の研究開 発項目において実施する手法の体系的な整備に反映する。

令和2年度は、令和元年度までの成果に基づき提示された低流動域の三次元分布の推定結果およびその手法の妥当性を確認する際に必要な物理探査データを拡充するため、追加の電磁探査及び反射法地震探査を、センターを中心とする約3km四方の範囲を対象に実施した。電磁探査については、過去のセンター周辺において実施された電気探査および電磁探査の実績を踏まえ、三次元でのデータ取得、探査深度の確保の観点からデータ取得仕様や測点配置を決定した。そして、既存データと新たに取得したデータを合わせて解析を行い、三次元比抵抗分布を得た。その結果に基づき、低流動領域の三次元分布を推定した。地震探査についても、可能な限り三次元的なデータ取得を行うこととし、アクセス可能な道路を最大限活用した準三次元反射法地震探査を実施し、地層・地質構造の三次元的なフレームを取得した。

令和3年度は、令和2年度に実施した物理探査の結果を踏まえて推定される低流動域の三次元分布やその推定手法の妥当性を確認するために、ボーリング調査を実施した。その実施にあたっては、既存情報や物理探査などの結果に基づき、ボーリング調査地点や調査プログラム等を設定した。なお、令和3年度においては深度 $200 \, \mathrm{m}$ までの掘削であり、令和4年度にボーリング孔を

延長する計画であり、低流動域が出現する深度を確認する。これらの成果は、本章の 4.4 節で述べる。

二つ目の研究開発項目である「低流動域の存在を確認するための技術の開発」では、上記の物理探査およびボーリング調査により低流動域と推定される領域が、拡散が支配的な領域として評価可能なのか、また、その領域がどのような経緯により現在の状況になったのか(古水理地質学的変遷)を明らかにすることを目的とする。地下水が長期にわたり滞留していたことを示すことは、地下水シナリオの評価において非常に重要である。この要因を検討するためには、過去から現在に至る古水理地質学的変遷の理解が不可欠であり、そのための評価指標の開発が重要になる。このため、地下水の流動性が低下し、拡散が支配的となってからの時間や、新しい地下水の深部への浸入速度などを評価するために、地下水の同位体に着目した古水理地質学的指標の開発を進める必要がある。二つ目の研究開発項目については、以下の三つの検討を実施した。

- 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
- 81Krを用いた地下水年代測定の有効性の検討
- 地史を踏まえた水質形成機構の検討

令和 2 年度は、拡散が支配的と考えられる地点について、蒸気法やリーチング法により、高密度に δ D、Cl、 δ 37Cl のデータを採取する。また、 δ D と Cl の拡散係数や δ 37Cl の分別係数の計測を継続する。これらのデータに基づいて、拡散方程式で分布の評価を試みた。

令和 3 年度は、これまでの調査を継続し、 δ D δ CI の拡散係数や δ δ CI の分別係数の計測は継続して実施した。また、拡散が支配的と考えられる地点について、リーチング法により、 δ δ CI の分布のデータを拡充した。また、幌延地域では地層境界などで周辺岩盤とは異なる水が流入し、そこに周囲の岩盤から拡散が生じたようなプロファイルも観察された。このため、拡散方程式だけでなく移流・拡散方程式など異なる概念モデルで、分布の評価を試みた。これらの成果は、本章の δ 4.5.1 節で述べる。

「 81 Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討」に関して、 81 Kr は半減期約 23 万年の放射性核種であり、地表での生成に対して地下での生成量がほぼ無視できることから、地表からの地下水の流入や流入速度の評価に有効である。このため、幌延立坑において 81 Kr を用いた年代測定を開始した。これまでに、降水の浸入率の異なる地点(C1 や $^{\delta}$ D が異なる地点)や地層の異なる地点で溶存ガスを採取し、 81 Kr の分析を試みたが、メタンなどの妨害ガスが多く、定量がうまくいっていない。このため、溶存ガスを再採取するとともに、分離・精製技術を用いて、 Kr を精製し、定量を容易にする必要がある。

令和2年度は、メタンガスをサンプルとして、サンプルから輸送や分析の妨げとなるガスを除去する手法の確立を試みた。

令和3年度は、令和2年度に確立した手法を幌延地域から取得した溶存ガスに適用し、実サンプルにおける最適な試験系・条件を決定した。最適化した試験系・条件を取得したサンプルに適用し、81Krを輸送・分析できる状態にした。これらの成果は、本章の4.5.2節で述べる。

「地史を踏まえた水質形成機構の検討」に関して、長期的に地下水流動が緩慢であることを示すためには、水理学的な指標のみによってこれを検証するのではなく、化学的に不活性な元素濃度や地下水の起源や流動状態を反映する同位体組成の分布から地下水水質の形成プロセスを把握し、それに基づいた地下水流動状態の理解が試みられる。本項目は、地史を踏まえた化石海水の水質形成機構を理解し、化石海水に特徴的な酸素水素同位体比と、低い CI-濃度を持つ地下水の水質形成機構に合理的な解釈を与えることを目的とする。このことにより、物理探査とボーリング調査を組み合わせた調査により化石海水の分布を調査する際の指標を明確にすることをねらいとする。

令和2年度は、幌延を例とした深部地下水の水質形成過程の要点を整理するとともに、生物起源シリカの続成作用による間隙水のCI-濃度および酸素水素同位体比への影響を定量的に評価し、数値解析に必要なパラメータを取得するためのシリカ続成作用を模擬した室内試験を実施した。また、埋没過程における間隙率の減少による上昇流と生物起源シリカおよび粘土鉱物からの相変化による脱水を模擬した水質形成モデルを構築し予察的な数値解析を実施した。

令和3年度は、シリカ続成作用を模擬した室内試験を継続するとともに、水理形成モデルを改良し、数値解析を実施した。これらの成果は、本章の4.5.3節で述べる。

三つ目の研究開発項目である「低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発」に関して、図 4.2-1 に示す各研究開発項目の関係の通り、一つ目の研究開発項目において、物理探査とボーリング調査により推定される現在の低流動域の三次元分布は、二つ目の研究開発項目の検討される指標を根拠としている。そのため、一つ目と二つ目の研究開発項目のそれぞれの成果に基づき、長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を調査・評価する方法を、概要調査に反映すること念頭において整備することを目的とする。また、これらの調査により推定された低流動域の三次元分布に与える影響について理解を得るためには、広域スケールや施設スケールの地下水流動や物質移行の解析を通じた検討も有効である。

令和2年度は、広域スケールを対象とした水理・物質移行解析におけるモデル化・解析手法の整備として、スケールに応じた水理・物質移行概念とモデル化手法の使い分け(アップスケール)の考え方について整理し、亀裂の水みちとしての機能が顕著な稚内層浅部を対象に、個々の亀裂を直接表現したモデルを用いた物質移動解析を通じて、均質なモデルが適用されているより広域スケールでの塩濃度分布の解析結果の妥当性を検討した。さらに、地下水移行時間に係る地下水流動解析を行う際に、過去の地形の変遷が古水理地質学的変遷の考慮において重要な視点のひとつであることから、この点を踏まえてより厳密な解析とするために、隆起・侵食による古地形変化を解析モデルにおいて直接表現するための予察的な解析を行った。また、令和2年度における長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系的整理では、地層処分事業の概要調査への反映を念頭に、幌延地域を事例としてボーリング調査や物理探査といった地上からの調査に基づく調査・評価の方法に加え、水理場・化学環境の古水理地質学的変遷などの評価と合わせて、長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価に関する方法論の概略的な全体像を検討した。本事業において実施する物理探査やボーリング調査は、ここで検討した方法論を前提として実施する。

令和3年度は、広域スケールの地下水流動解析を実施する際に考慮すべき低流動域に影響する古水理地質学的変遷に関する因子を抽出することを目的とした解析を行った。この成果は、本章の4.6.1 節で述べる。また、低流動域の三次元分布を推定するための物理探査の最適な仕様や解析方法を検討し方法論に反映するために、令和2年度に実施した物理探査データを用いた解析を実施した。また、低流動域の三次元分布を推定する際には、低流動域の判断するための指標である Cl:濃度や、 δ 18O、 δ 1D の三次元分布を推定する必要があり、物理探査とボーリング調査のデ

ータを使用した地球統計学的手法により推定する。その際における最適なボーリング調査地点や順序などを検討するためのテストを行った。これらの成果は、本章の 4.6.2 節で述べる。

また、昨年度において検討した概要調査への反映を念頭においた概略的な方法論については、本事業の成果に基づき詳細化するとともに、令和4年度には広域的な地下水流動(移流場)を対象としている瑞浪の成果と統合する計画である。そこで、令和3年度においては、移流場(瑞浪)と拡散場(幌延)の方法論の統合に向けた検討に着手した。ここで検討している方法論は、本事業の前提であるため、この成果については、3つの個々の研究開発項目の前段として4.3節で述べる。

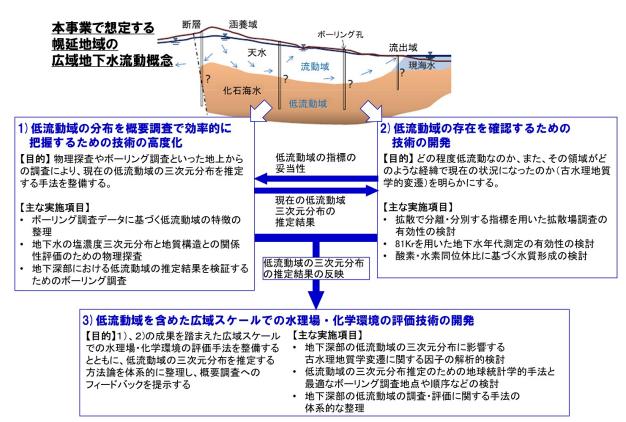


図 4.2-1 本事業で想定する幌延地域の広域地下水流動概念および各研究開発項目の関係

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.

日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成31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,468p.,2020.

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.

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 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する調査・評価技術の体系的 な方法論の整理

地層処分事業の昨今の動向を踏まえ、本事業の成果は地層処分事業の概要調査に円滑に反映できる形としてまとめることが求められている。本事業の成果の概要調査への反映先は、概略的な物理探査の範囲やボーリングの配置、手順、工程などの概要調査全体の計画と、地表踏査、物理探査、ボーリング調査といった地表から実施される個々の調査の詳細な仕様策定などの個別計画に大別できる。全体計画に対する反映時期は概要調査開始前(文献調査段階)を想定し、一方、個別計画の反映時期はその調査開始前(概要調査直前から初期段階)を想定する。このことを踏まえ、本事業で得られた成果をはじめ、幌延地域を対象とした関連する既往の成果に基づき、内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地表から把握する調査・評価に関する方法論を体系的に整理する。

令和2年度は、概要調査の全体計画に反映することを念頭に置いて、幌延地域において実施された物理探査とボーリング調査に関する既往の研究成果を参照して、長期的に安定な水理場や化学環境(低流動域)の三次元分布を地表から把握する際の物理探査範囲や仕様、ボーリングの配置、調査手順などを概略的な方法論として整理した。この方法論は本事業で実施している物理探査やボーリング調査の前提でもある。なお、令和2年度に内陸部の移流場(瑞浪)を対象とした同様の方法論の整理を行っており、本事業の最終年度である令和4年度に本事業全体の成果のまとめとして、幌延の方法論と統合する計画である。

令和3年度は、令和2年度の本事業の成果を踏まえ概略的な方法論の見直し・更新を行った。 さらに、令和4年度に実施する計画である移流場(瑞浪)と拡散場(幌延)の方法論の統合に先 駆け、幌延の地質環境を対象に移流場および拡散場を判断するタイミングについて議論した。本 節では、令和2年度に示した概略的な方法論の概要を示した後、令和3年度において、見直し・ 更新した点および移流場および拡散場を判断するタイミングに関する議論の結果について述べる。

4.3.1 令和 2 年度に検討した方法論

本事業の対象に従い、幌延地域のような新第三紀堆積岩類が分布する地質環境を対象として方法論の整理を行った。方法論の整理には、前提とする調査の進め方は、図 4.3-1 に示す通り設定した。実施する調査については、実施主体が示す報告書類(例えば、原子力機構環境整備機構,2002)や幌延深地層計画の地上からの調査研究段階(第 1 段階)の報告書(太田ほか,2007)を参考にして、大まかには文献収集、物理探査、ボーリング調査の順で展開されることを設定した。また、広域スケール(数 km~数+ km 四方)を対象とした調査から開始し、広域スケールの範囲から処分場を建設する母岩が存在する可能性の高い施設スケール(数百 m~数 km 四方)の調査範囲を絞り込み、さらに、施設スケールの範囲に対して低流動域の三次元的な広がりを評価するといったように調査が進められると設定した。以上のことを前提として、概要調査において物理探査とボーリング調査を組み合わせた調査により低流動域の三次元分布を推定する際の手順を整理した。その結果として調査手順を概念的に示した図を図 4.3-2 に示す。その手順は以下の通

りである。

- 手順①:既往情報に基づき、地下水の低流動域の分布に関する情報を整理し、低流動域が存在する可能性のある広域スケールの調査範囲を設定する。広域スケールの調査範囲は、既往情報によって構築される初期の地質構造モデルや水理地質構造モデルに基づく地下水流動解析や地形解析により同一の流動系の範囲を設定する。その際、低流動域の存在を示唆する既往情報があることが望ましい。
- 手順②:設定した広域スケールの調査範囲の中から施設スケールの調査範囲を絞り込むため に必要な調査を実施する。はじめに空中電磁探査により、広域スケールに対して網羅的に地 下の比抵抗分布を取得する。つぎに、探査深度の浅い空中物理探査の結果に対して、より深 部の比抵抗分布を補完するために、2次元測線を主体とするMT法電磁探査を実施する。その 際、測線を地層の走向(褶曲軸の方向)や断層の方向に対して直交させることが効率的であ る。
- 手順③:調査範囲を施設スケールに絞り込むために、手順②により取得した比抵抗分布に基づき低流動域が存在する可能性が高い地点を抽出し、その地点でそれを確認するためのボーリング調査を実施する。このボーリング調査により低流動域が確認され、その範囲で施設スケールの調査範囲と設定された場合、その施設スケールの1本目のボーリング調査と位置付ける。
- 手順④:施設スケールの範囲における低流動域の広がり(三次元分布)を把握するために、 高密度物理探査や追加のボーリング調査を実施する。その際、低流動域の広がりについて は、地下施設のレイアウトの検討に資する程度の精度で把握することが求められていると想 定する。また、低流動域の広がりは不均質である一方で地層や地質構造の分布と関係付けて 把握することが効果的であり、母岩の選定の観点から肝要である。そのため、反射法地震探 査を可能な範囲で三次元的な評価を実施できる仕様で実施する。物理探査を実施した後、推 定した低流動域の広がりの妥当性(その存在や境界位置)を明確にするために2本目ないし3 本目のボーリング調査を実施する。

上記の手順の具体的な幌延での調査事例を踏まえた適用性の説明や、物理探査やボーリング調査の仕様概要については、令和2年度の報告書を参照されたい。なお、本事業は低流動域の三次元分布を物理探査とボーリング調査により推定していく手法を整備することを目的としていることから、ここでの設定は、その観点から概要調査で実施される調査のうち物理探査とボーリング調査に着目している。なお、実際の概要調査は様々な観点から実施されるため、図 4.3-1 に示す調査の進め方が、低流動域の三次元分布を推定することのみに着目していることに注意が必要である。

低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を概略的に示した系統図を図 4.3-3 に示す。低流動域の三次元分布を推定に関するための調査は、概要調査において実施が想定されるボーリング調査、地表踏査、物理探査(空中、地上または水上において行うものに限る)およびトレンチの掘削といった地表からの調査を行い現在の低流動域の三次元分布を推定するアプローチと、地下水の水質分析や同位体測定、年代測定といった地球化学的アプローチに大別できる。地球化学的アプローチでは、指標から低流動域と推定する領域の具体的な特徴や古水理地質学的変遷を明らかにすることで、前者の調査において低流動域とする指標の根拠を提供する役割がある。前者のアプローチでは、主に物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法により、現在の低流動域の三次元分布を推定する。低流動域の存在を確認するための指標は、それが海水に

由来し長期間にわたり地下に留まっていたことから、地下水の塩濃度と酸素・水素同位体比(δ 18 O、 δ D)とすることが有効である。塩濃度に関しては、海水中では、おおむねナトリウムイオンと塩化物イオンが占めており、反応性の低い塩化物イオン(Cl-)が指標に最適である。物理探査は、岩盤を掘削することなく地下の物理的特性の空間分布を広く推定できる手法であり、低流動域の三次元分布を把握するために最も有効な手法である。低流動域の指標のうち地下水の Cl-濃度が岩盤の比抵抗に大きく相関することから比抵抗値も低流動域を推定する際の有効な指標であり、三次元分布の推定のために、電磁探査あるいは電気探査を適用し三次元比抵抗分布を取得する必要がある。一方、地下水の δ 18 O、 δ 18 D の三次元分布は、物理探査によって直接推定することはできず、ボーリング調査時の試料採取と化学分析によって直接データを取得することができ、後者のアプローチの主要なデータである。

後者のアプローチでは、Cl-濃度や δ ^{18}O 、 δ ^{18}O を低流動域の指標として用いることの妥当性示すために必要である。また、前者のアプローチによる推定される低流動域の三次元分布は、現在の状況を示すものであり、どのような経緯により現在の状況に至ったのか、また、将来変化することがあるのかといったことを評価するために、古水理地質学的変遷を理解する必要がある。このため、地球化学的調査や広域スケールモデルによる解析を行う。

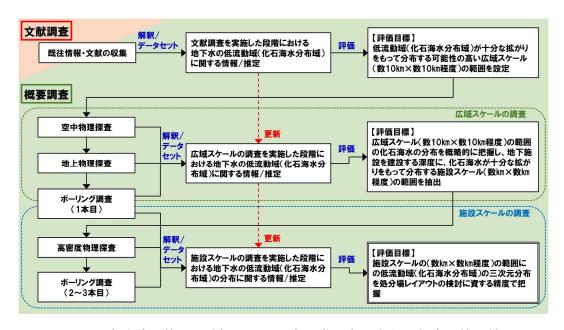


図 4.3-1 方法論の整理の前提とした調査の進め方(令和2年度の検討結果)

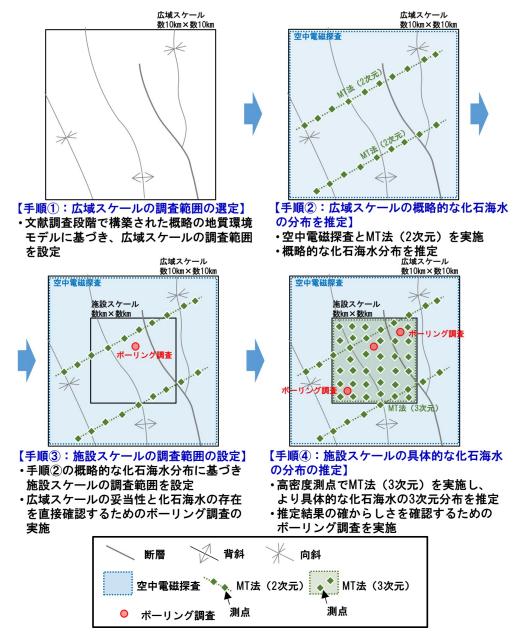


図 4.3-2 概要調査段階における調査の手順のイメージ(令和2年度の検討結果)

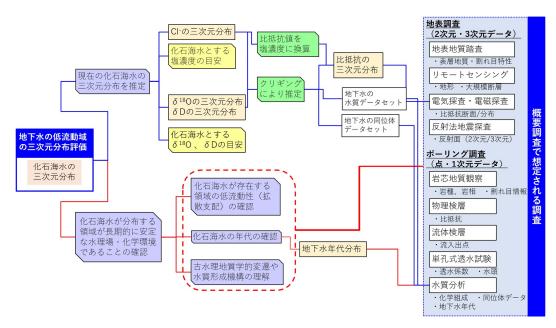


図 4.3-3 地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統図 (令和 2 年度の検討結果)

4.3.2 令和 3 年度における更新・見直し

令和 3 年度は、前節で述べた令和 2 年度に検討した概略的な方法論に対し、大きく二つの見直し・更新を行った。低流動域の三次元分布の推定では、最終的に地球統計学的手法により CI-濃度や δ 18O、 δ D の三次元分布を求める必要があると考えるが、調査の初期段階から地球統計学的手法を適用することは難しい。そのため、調査の進展に応じて電気・電磁探査により取得される比抵抗分布の使用方法は変化する。一つ目の更新・見直しとして、調査の進展に応じた比抵抗分布データの使用方法や低流動域の三次元分布の推定への適用法を本事業の事例を踏まえて明確にし、図 4.3-3 に示す地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統図を更新する。

また、昨年度検討した方法論は、調査の初期段階から低流動域が存在すること前提として調査を展開することを想定して検討されている。しかしながら、幌延のような新第三紀堆積岩類以外の地質環境にも本手法を適用することを考えた場合、調査の初期段階において低流動域が存在しているのかどうか、すなわち、移流が支配的な場なのか拡散が支配的な場なのか判断できない場合、基本的に移流が支配的な場を対象とした瑞浪の成果に基づく方法論を適用することが考えられる。もう一つの更新・見直しとして、移流が支配的な場なのか拡散が支配的な場なのかを判断できるタイミングについて議論し、その結果に基づき方法論を見直した。なお、令和4年度において、移流が支配的な場(瑞浪)と拡散が支配的な場(幌延)の方法論と統合する計画であり、ここで見直した方法論は、来年度検討する方法のベースとなる。以下にそれぞれの更新・見直しの結果を述べる。

(1) 調査の進展に応じた比抵抗分布データの使用と低流動域の三次元分布の評価について

図 4.3-3 に示したとおり、調査は既存情報、広域スケール調査、施設スケール調査といった順序で展開されるため、それに応じて取得される比抵抗分布データのスケールや精度などが変化する。そして、低流動域分布の評価もデータ取得状況に応じて実施するため、評価結果の取扱いや

考え方も変化する。そして、ボーリング調査データが取得されない限り、確定的な低流動域の三次元分布を評価することはできない。最終的には物理探査データとボーリング調査データを組み合わせて地球統計学的手法を必要とする。

そこで、今年度の検討の一つとして、調査の進展に応じた比抵抗分布データの使用と低流動域 の三次元分布の評価について整理するが、はじめに、1本目のボーリング調査のタイミングに考 え方を見直した。令和2年度に示した手順では、広域スケールを対象とした物理探査の結果に基 づき施設スケールに絞り込んだ後に1本目のボーリング調査を実施すると設定したが、それを施 設スケールの高密度電磁探査の前に実施するのか、後に実施するのかについては、選択の余地が ある。対象とする地質環境に低流動域が存在するという既存情報し、広域スケールの物理探査の 結果からある程度有力な地点を絞ることができる場合、さらには、より早い段階で水理のみなら ず他の観点の特性を取得することを優先する場合、施設スケールの高密度電磁探査より前あるい は同時期に実施することありうる。しかしながら、施設スケールの範囲であっても、どこをボー リング調査地点とするかで低流動域の三次元分布の評価結果が変わってくると考えられ、また、 高密度電磁探査とボーリング調査の期間と費用を考慮すると、高密度電磁探査から実施すること が合理的である場合が多いと考えられる。実際に本事業で実施するボーリング調査は高密度電磁 探査の結果から推定される低流動域の分布に基づき調査地点を選定するといった手順を前提とし ている。そのため、調査の進展に応じた比抵抗分布データの使用と低流動域の三次元分布の評価 について整理する前に、本事業で想定する調査手順を見直した。その結果を図 4.3-4 に示す。手 順③では、広域スケールの概略的な低流動域の推定に基づき施設スケールの調査範囲を設定し、 高密度電磁探査により、比抵抗のより具体的な三次元分布を取得する。手順④では、施設スケー ルの三次元比抵抗分布に基づきボーリング調査地点を選定し、ボーリング調査を複数箇所に対し て順に実施する。

つぎに、調査の進展に応じた比抵抗分布データの使用と低流動域の三次元分布の評価に整理した結果について述べる。図 4.3-4 に示した手順毎に比抵抗分布の取得状況と低流動域の三次元分布の考え方について整理することし、その結果(図 4.3-5(1)~(4))は図 4.3-3 に示した地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統図を更新する形で示す。それぞれの手順に対して整理した結果は以下の通りである。

- 手順①(図4.3-5(1)):既存情報のみの段階では、文献情報を収集した段階であるため比抵抗分布データは未だない。そのため、塩濃度の高い地下水の分布を推定することはできず、ひいては低流動域の三次元分布を評価することは難しい。この段階においては、地形図や地質図幅をはじめとした文献情報から行う地形解析(河川流含む)や地下水流動解析から広域スケールを設定する。既往情報の情報量にもよるが、我が国の場合ほとんどの地域に対して地質図幅が存在するため、既存情報のみの段階からその情報に基づき地質・地質構造モデルが構築できる。そのため、既存情報に基づき地質や地質構造に応じた透水性を与えて水理地質構造モデルを構築することになり、さらにはダルシーフローを前提とした地下水流動解析となるが、地下水の流れが緩慢な領域を推定することは可能であると考える。また、既存情報において低流動域の存在を示唆する情報(例えば、年代の古い地下水、さらにはその地下水が少なくとも数万年から数十万年といったオーダーで天水とほとんど混合していないといった情報など)が存在する場合には、地下水流動解析の結果を踏まえて低流動域の存在する箇所を推定することが可能であると考えらえる。
- 手順② (図4.3-5(2)) : 広域スケールの物理探査終了時の段階では、主に空中電磁探査と長さ数キロ~十数kmの2次元測線のMT法電磁探査から比抵抗分布データが取得される。空中

電磁探査は広域スケールの範囲において満遍なく三次元的な比抵抗分布を得ることができるが、探査深度が浅く、幌延での事例の場合、探査深度は150 m程度である。一方、MT法は2次元を主体とするデータであるが、探査深度が数km程度と深く、地層処分事業の目的を考慮すると十分な深さである。これらのデータを組み合わせて、広域スケールの三次元比抵抗分布を推定できるが、三次元的な評価は浅部に限定され、深部に対しては2次元での評価となる。また、この段階では、比抵抗のデータのみであるため、比抵抗が地下水の塩濃度に相関していることを前提に、塩濃度が高いと推定される領域を推定する。深部における三次元的な広がりは地質・地質構造モデルを参考にして推察する。この段階では、広域スケールの調査範囲から施設スケールの調査範囲を絞り込むことであり、低流動域分布の観点では、上述の広域スケールの三次元比抵抗分布から低流動域が広く分布する可能性の高い施設スケールの範囲(広域スケールの調査範囲の中で比抵抗が相対的に低く塩濃度が高いと推定される範囲)を設定する。なお、この段階では低流動域の存在を直接確認できるCl-濃度や818O、6Dの実データはまだ取得されず、そのため地球統計学的な推定を適用することは難しい。

- 手順③(図4.3-5(3)):施設スケールの物理探査終了時の段階では、施設スケールの範囲において主に高密度電磁探査の比抵抗データが追加される。これにより施設スケールの範囲において、より解像度の高い三次元比抵抗分布を取得され、比抵抗値の相対的な高低での評価となるが、低流動域の三次元分布を推定できる。この結果に基づきボーリング調査地点を選定するため、三次元比抵抗分布の解像度は、処分場のパネルのおおよその配置を検討できる程度の解像度であることが望ましくい。また、ボーリング調査地点は、地球統計学的手法の適用に最適な地点とする必要があり、三次元比抵抗分布がこれを判断できるデータである必要がある。この検討については、4.6.2項に示す「物理探査とボーリング調査データを用いた地球統計学的手法に基づく低流動域の化石海水の三次元分布の推定」で検討している。なお、この段階も手順②と同様に、低流動域の存在を直接確認できる実データはまだ取得されず、地球統計学的手法の適用は難しい。
- 手順④(図4.3-5(4)):施設スケールのボーリング調査終了時の段階では、施設スケールの調査範囲内において1~3本程度のボーリング調査が実施され、低流動域を判断する指標でCI-濃度や618O、6Dの実データが取得される。これにより、施設スケールの三次元比抵抗分布と合わせて地球統計学的手法により、CI-濃度や618O、6Dの三次元分布を推定することができる。これにより、低流動域の三次元分布を具体的な指標で評価することが可能になる。さらに、ボーリング調査により地球化学的データが取得されるため、拡散が支配的な場かどうかの確認、地下水年代の確認、古水理地質学的変遷の解釈といった検討が可能になり、地球統計学的手法により推定される低流動域の妥当性が確認できる。

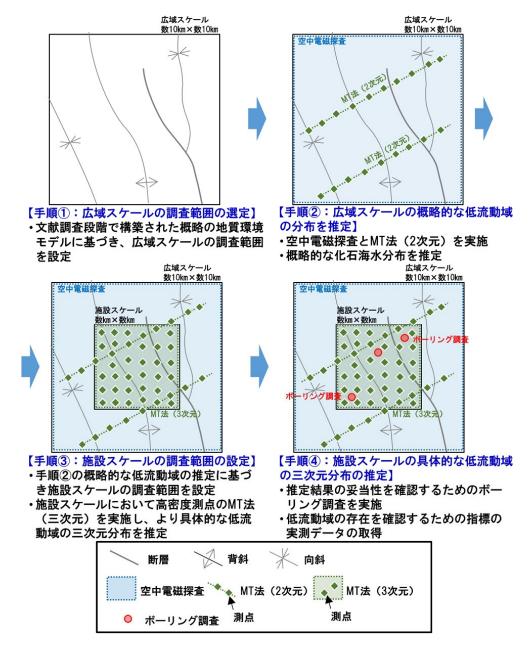


図 4.3-4 概要調査段階における調査の手順のイメージ(令和3年度の見直し結果)

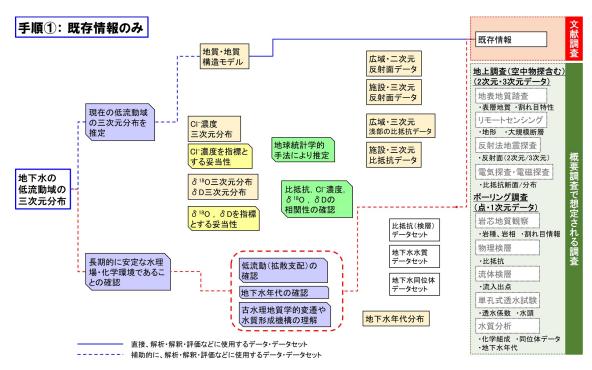


図 4.3-5(1) 地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統 図 (手順①: 既存情報のみ)

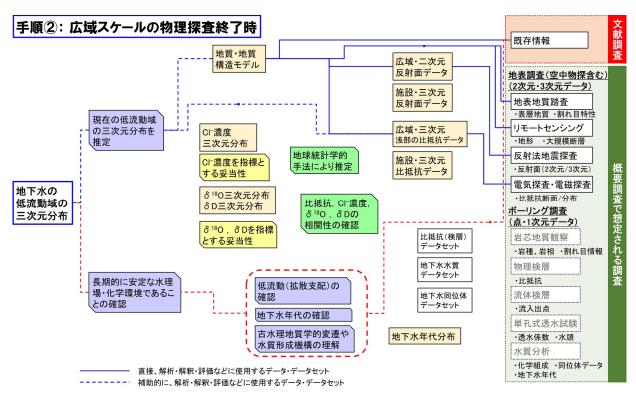


図 4.3-5(2) 地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統 図 (手順②:広域スケールの物理探査終了時)

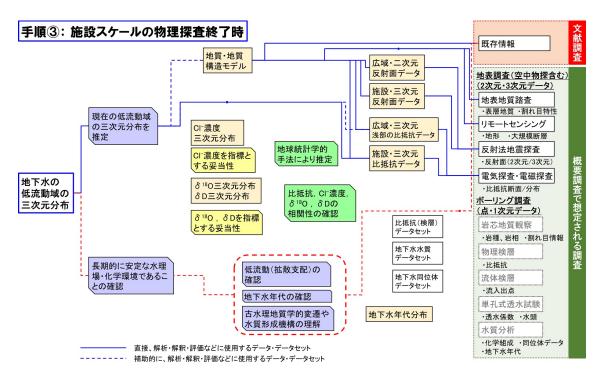


図 4.3-5(3) 地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統 図 (手順③:施設スケールの物理探査終了時)

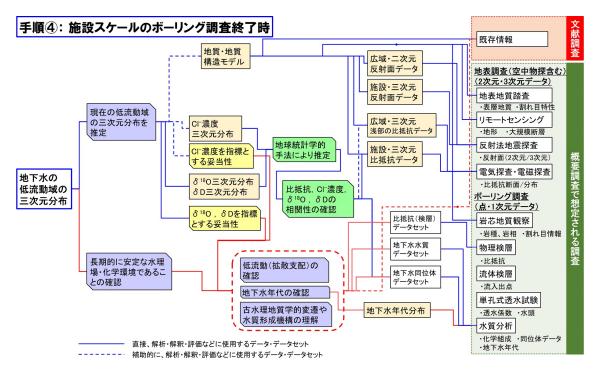


図 4.3-5(4) 地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統 図 (手順④:施設スケールのボーリング調査終了時)

(2) 低流動域を判断するタイミングについて

令和2年度は、移流が支配的な場(瑞浪・流動域)と拡散が支配的な場(幌延・低流動域)の それぞれを既往の研究成果を参考にして、概要調査における概略的な物理探査の範囲やボーリン グ調査の配置、手順、工程の検討などの全体計画について整理した。瑞浪の場合、流動場を想定し、地質構造と水理特性に関するデータを取得しながら水理地質構造モデルを構築・更新するように調査が展開されるが、一方、幌延の場合、地下深部に低流動域が存在することを調査の初期から前提として、広域スケールから有力な候補となる施設スケールを選定し、その範囲において低流動域を評価するための指標である比抵抗やCl-濃度、そして最終的には $\delta^{18}O$ 、 δD の三次元分布を推定するために調査が展開される。このように、両者の調査の展開の考え方は異なるが、移流が支配的な場を想定した調査の展開が基本になると考える。幌延の場合、調査の初期から低流動域が存在していることを前提としているが、それは既存情報が十分な場合であり、既存情報からは低流動域の存在を判断できない場合を想定しておく必要がある。そこで、本年度は、移流が支配的な場である流動域を前提とした調査を展開する中で、拡散が支配的な場である低流動域であることを認識できるタイミングについて検討した。

ここでの検討における前提は、幌延地域のような堆積岩地域を対象とし、調査の初期段階は低 流動域の存在を判断できず、基本的に流動域を想定した調査を展開することとした。一方で、低 流動域の存在は否定することなく、その可能性があることを念頭に置きボーリング調査を展開す ることとした。図 4.3-6 に、ここでの検討結果として、調査からモデル化までのフローおよび低 流動域の存在を認識できるタイミングを示す。概要調査における地質環境特性の調査・評価は、 地質・地質構造モデルや本事業が対象とする地下水流動に係る性質(水理場)のみならず、岩盤の 熱的な性質(熱環境),力学的な性質(力学場),地下水の地球化学的な性質(化学場),物質移行に係 る性質の観点から実施される。そのため、本検討では、図 4.3-6 に示す地質・地質構造モデル/水 理モデルの構築には、少なくとも、地質環境に求められる要件と照らして好ましい母岩の広がり、 力学特性、流動方向(移流場の場合)、拡散場、地下水の水質・年代(同位体データ含む)、地質 構造(断層、褶曲)、透水性以下を把握すべき項目として含まれることを前提とした。調査の順序 は、流動域でも低流動域でも同様であり、文献収集、物理探査、ボーリング調査の順で展開され ると考える。文献収集を行った段階で少なからず低流動を示唆する地下水の情報があれば、地上 物理探査(MT法)により、塩濃度の高い地下水の存在や、それが天水の影響を受けていない地 下水であるといった仮説を立てることが可能かもしれないが、このような地下水の存在を確定的 なこととして認識するには、ボーリング調査による試料採取と分析が必要である。よって、低流 動域の存在を認識できるタイミングは、1 本目のボーリング調査を実施し、地球化学データを取 得し、それに基づき解釈したときであると結論付けた。ボーリング調査においては、事前に低流 動域の存在が指示される場合、低流動域の分布を評価できる指標の深度プロファイルを確実に取 得する必要がある。

図 4.3-7 に、幌延地域のような新第三紀堆積岩類が分布する地質環境を想定した場合におけるボーリング調査地点と順序の概念を示す。地形についても、幌延地域を参考にして、海岸線から湿原(標高: $0\sim5$ m)、平野(標高: $5\sim15$ m)、丘陵(中腹、標高: $15\sim100$ m)、丘陵(山、標高: $100\sim250$ m)としてした。以下に、ボーリング調査の展開の概要について示す。

1本目

目的:

✔ 施設スケールと設定された範囲における地質環境特性をトータル的に評価する。

地点:

✓ 透水性が低く、また、地下施設建設の関連から一定の岩石強度のある地層が対象層になると考えられ、そのような地層はより下位の地層であるため、ボーリング調査地点としては、下位の地層が地層付近に分布する褶曲の背斜付近に設定する。ただし、褶

曲付近は、一般的に地下深部から地表への経路となる構造が発達する可能性があるため、そのことに留意が必要である。

- ✓ 地下水の流動系の中間域に設定する。
- ✓ 以上の理由から、ここでは丘陵の中腹に設定する。

掘削深度:

- ✓ 法令では地下300 m以深に地下施設を設置することになっている。
- ✓ 堆積岩地域に地下施設を設置する場合、岩盤強度の観点から深度500 m程度までが建 設可能な深度である。
- ✓ 以上の理由から地下施設が設置される可能性のある範囲を包含する深度として深度 500m+ αm (600m程度)を設定する。

調査項目:

✓ 地質環境特性のトータル的な評価が目的であることを考慮し、岩芯記載(対象層の層厚)、水理試験(透水性・水圧分布 / fluid log, FEC)、地球化学調査(割れ目などの水みちからの揚水や間隙水の水質・同位体、検層)、力学試験(岩石強度(原位置・コア)、原位置初期地圧、検層)などを実施する。

2 本目

目的:

✓ 流出域~中間域の範囲の水理特性を把握する。

地点:

- ✓ 流出域~中間域の範囲である平野に設定する。
- ✓ 流出域の水理特性を把握することを目的としていることから、必ずしも褶曲の背斜付近に設定する必要はない。むしろ地下水流動のシミュレーションの結果などに基づき設定する。

掘削深度:

✓ 1本目の考え方と同様であり、最低500+ α m (600m程度)と設定する。ただし、地下水流動のシミュレーションの結果次第ではもっと深くすることもありうる。

調查項目:

- ✓ 水理特性の把握が主要な目的であることを考慮し、岩芯記載、水理試験(透水性・水 圧分布)、地下水の地球化学調査(水質、同位体)を実施する。また、オプションと して力学試験を実施することもありうる。
- ✓ 低流動域の存在の可能性を排除しない限り、地下水の地球化学調査(水質・同位体データの取得)を行う。
- **2 本目 (オプション)** ※1 本目で低流動域の存在が確認されるなど、母岩として好ましい領域 が確認できた場合

目的:

✓ 低流動域など処分場を建設する有力な領域の広がりを確認するために、1本目を実施 した施設スケールの範囲で、地質環境特性のトータル的な評価を行う。

地点:

- ✓ 地層の分布(走向・傾斜)を考慮しながら、施設スケールの範囲内で2本目の地点を 設定する。
- ✓ この段階で三次元比抵抗分布のデータがある場合には、そのデータも参考にする。

掘削深度:

✓ 1本目の考え方と同様であり、最低 500+ αm (600m 程度)と設定する。

調査項目:

✓ 低流動域の三次元的な広がりを把握するために、電磁探査や電気探査を並行して実施 する。(1本目のボーリング調査の前に実施していることもありうる。)

3 本目

目的:

✓ 涵養域の水理特性を把握する。

位置:

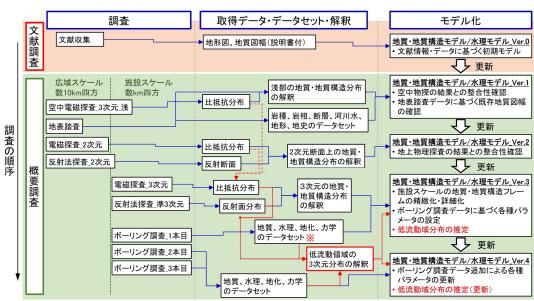
- ✓ 涵養域となる丘陵(山)に設定する。
- ✓ 涵養域の水理特性を把握することを目的としていることから、必ずしも褶曲の背 斜付近に設定する必要はない。むしろ地下水流動のシミュレーションの結果など に基づき設定する。
- ✓ 断層の近傍は避ける。

掘削深度:

✓ 1本目の考え方と同様であり、最低500+ α m (600m程度)と設定する。ただし、地下水流動のシミュレーションの結果次第ではもっと深くすることもありうる。

調查項目:

- ✓ 水理特性の把握が主要な目的であることを考慮し、岩芯記載、水理試験(透水性・水圧分布)、地下水の地球化学調査(水質、同位体)を実施する。また、オプションとして力学試験を実施することもありうる。
- ✓ 低流動域の存在の可能性を排除しない限り、地下水の地球化学調査(水質・同位 体データの取得)を行う。



※低流動域の存在を認識できるタイミング: 文献情報が乏しい場合、基本的に1本目のボーリング調査において 地下水の水質および同位体データ(年代含む)を確認するまでは、低流動域を確実に認識することはできない。

図 4.3-6 調査からモデル化までのフローおよび低流動域の存在を認識できるタイミング

前提 • 幌延地域のような新第三紀堆積岩の地質環境を想定 • 文献調査では低流動域の存在を示唆する情報なし <u>1本目</u> 1本目:対象層の把握 基本的に流動域を前提とした調査計画を策定 地点:斤陵 • 岩石強度の観点から、下位の地層が対象層 掘削深度: 最低500m + α ⇒ 褶曲の翼から背斜の間 調査項目:ひと通りの地質環境 流出域よりは中間域が対象 特性を把握 ⇒フルスペックの調査項目(地 <u>2本目以降</u> 質、熱、水理、力学、化学) 流動系の把握の観点では、流出域~中間域が対象 • 1本目において、不動域を示唆するデータ(同位体比、 地下水年代)が取得される場合、その広がりを押さえる ことも**オプション** 褶曲の背斜 3本目:涵養域の把握 地点:丘陵(山) 掘削深度: 500m + α 褶曲の背斜 調査項目:水理をメイン とした調査項目 2本目:流出域~中間域の把握 本目:対象層の広がりの把握 地点:平野 地点:丘陵(中腹) **掘削深度:**最低500m + α **掘削深度:**最低500m+α <mark>調査項目:</mark>水理をメインとし 調査項目:1本目と同じスペック た調査項目

図 4.3-7 堆積岩地域の地質環境を想定した場合におけるボーリング調査地点と順序の概念

丘陵(中腹):

EL+15~100 m

5 km

丘陵(山):

5 km

EL+100~250 m

平野:

5 km

.+5~1<u>5 m</u>

4.3.3 まとめと今後の予定

浅海

湿原:

EL+0~5m 5 km

令和2年度において、幌延地域において実施された物理探査とボーリング調査に関する既往の研究成果を参照して、低流動域が存在することを前提に、その広がり(三次元分布)を地表から把握する際の物理探査範囲や仕様、ボーリングの配置、調査手順などを概略的な方法論として整理した。一方、文献情報が十分にある場合を除き、概要調査の初期段階から低流動域の存在を認識することは難しく、認識できる場合であっても、原位置での調査データが無い段階では不確実性が大きい。そこで、概要調査において低流動域を認識できるタイミングについて整理した。その結果、概要調査の初期段階は、基本的に流動域を認識できるタイミングについて整理した。その結果、概要調査の初期段階は、基本的に流動域を前提とした調査計画を策定し、そのための調査を展開することが最良の選択であると整理した。低流動域を示唆する直接的なデータ(同位体比、地下水年代)が取得されるタイミングは、1本目のボーリング調査を実施したときであり、低流動域の存在が確認された場合、その領域の広がりを把握することを目的としたボーリング調査がオプションとして考えられる。

令和4年度は、本事業の最終的な成果のまとめを行うために、また、本事業において得られた知見を概要調査に対して円滑に導入可能な方法論として整備するために、概要調査における物理探査の範囲やボーリングの配置、手順、工程の検討などの概略的な考え方を、流動域および低流動域の方法論を統合した形に再構築し、本事業の成果に基づき詳細な方法論を提示する。その際、流動域と低流動域における調査・評価技術の共通点や相違点などの整理を行い、物理探査やボーリング調査といった一連の地上からの調査における最適な手法を検討する予定であり、今年度において見直し・修正を行った方法論は、その素案となる。

参考文献

原子力発電環境整備機構, 概要調査地区選定上の考慮事項の背景と技術的根拠-「概要調査地区 選定上の考慮事項」の説明資料-, NUMO-TR-04-02, 2002.

太田久仁雄,阿部寬信,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.

4.4 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化

処分場のサイト選定において、地質環境に求められる要件の一つは、「放射性物質の移行を抑制する緩慢な地下水流動の水理場であること」であり(三枝ほか、2021)、概要調査ではそのような水理場の広がりを把握できることが重要であると考える。昨今の地層処分事業の動向を踏まえ、概要調査の計画策定に円滑に反映できる形で成果を創出することがニーズであるとの認識から、概要調査の主な調査である物理探査とボーリング調査により長期的に安定な水理場・化学環境である低流動域の三次元分布を把握するための調査手順や各調査の仕様などを整理することが求められている。そこで、本事業では、幌延地域の地質環境を対象として、物理探査とボーリング調査を組み合わせた手法により、低流動域の三次元分布を推定する手法を整備することを目的とする。

これまでの調査により、幌延地域の地下深部には地層の堆積時に地層中に取り込まれた古海水が地質学的に長い時間をかけて変質した地下水が存在することが確認されており、このような地下水が存在する領域が低流動域であると考えている。

低流動域の存在は、実際にボーリング孔を掘削して試料を採取し、化学分析により地下水の CI 濃度と酸素・水素同位体比(δ 18O、 δ D)を取得することにより確かめることができる。 図 $4.4 ext{-}1$ に令和 2 年度に実施した物理探査の探査範囲と地上からのボーリング孔 (HDB-1~11 (HDB-2 を除く)) を示した幌延深地層研究センター(以下、「センター」とする) 周辺の地質図を示す。 設定した探査範囲は、センターを含む 3 km 四方である(図 4.4-1 に示す四角枠内)。センター周 辺の幌延地域には、掘削長約 $400\sim1,000$ m 程度のボーリング孔が 10 本程度掘削されており、膨 大な地質環境データが蓄積されている。そのため、本事業が目的とする「低流動域の分布を概要 調査で効率的に把握するための技術の高度化」を実施する際の対象として最適な事例と言える。 しかしながら、ボーリング調査で取得されるデータは、ボーリング孔を掘削した地点に限られ、 ボーリング孔に沿った点のデータである。既往の検討において実施したボーリング調査データを 用いた地球統計学的手法による Cl・濃度と酸素・水素同位体比 (δ18O、δD) の三次元分布の推 定を試みた結果、ボーリング調査データがない領域においては、実際の地層や地質構造の分布の 影響、特に大規模な断層や難透水層などの場の特徴が極端に変わる場所の影響が反映されにくい など、不確実性が大きいことが明らかになった(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所、2020)。 一方、電磁探査や電気探査により、地下水の Cl 濃度と相関する比抵抗の広域的な分布を取得する ことができ、物理探査データを補助情報として地球統計学的手法に組み込むことで、空間分布の 推定精度を向上させることができる(本多ほか, 2010)。そこで、令和2年度は、センターを含む 3 km 四方の調査範囲において、低流動域の三次元分布の推定に資する三次元比抵抗分布を取得 するために、既存の電気探査および電磁探査の実績を踏まえ、探査深度が浅い部分から深い部分 まで対象とできる AMT 法と MT 法と併用した広帯域 MT 法の測点を、一定の範囲において可能 な限り高密度かつ格子状に配置させた高密度電磁探査を実施した。さらに、地層や地質構造分布 と関係付けた比抵抗分布を得るために、反射法地震探査も併せて実施した。その結果、センター を含む 3 km 四方の調査範囲において地層や地質構造との関係性が推察された三次元比抵抗分布 を整備することができた。

令和3年度は、令和2年度に実施した物理探査の結果を踏まえて推定された低流動域の三次元分布の妥当性を確認するためのボーリング調査を実施した。本ボーリング調査は、4.3 節に示した物理探査とボーリング調査の手順の妥当性を確認することも目的としており、本ボーリング調査は図 4.3-2 や図 4.3-4 に示した手順における2本目のボーリング調査と位置付けている。令和3年度は、深度200mまで掘削し、声問層が分布する領域を調査した。令和4年度に深度200m以深を掘削し、稚内層が分布する領域かつ低流動域と評価できる領域まで調査する予定である。

ボーリング調査では、低流動域の存在を確認するために必要な地下水の水質・同位体データの深度プロファイルを取得するために試料採取および分析を行うだけでなく、電磁探査の結果の妥当性や、低流動域と地層・地質構造との関係性を評価するために、岩芯記載および物理検層も実施した。以下に、ボーリング調査の目的、実施方法、結果などを述べる。

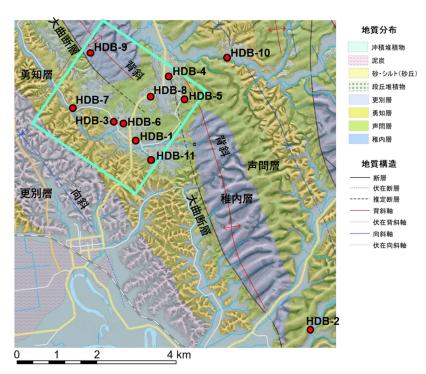


図 4.4-1 今和2年度の物理探査範囲と既存ボーリング孔の位置を示した地質図

4.4.1 低流動域の分布を確認するためのボーリング調査の計画

(1) ボーリング調査の目的

本ボーリング調査は、電磁探査の三次元比抵抗分布から推定される低流動域の三次元分布やその推定方法の妥当性を確認するために、以下の確認およびデータ取得を行う。

- 電磁探査により取得される三次元比抵抗分布では、低流動域の広がりをどの程度の精度で 把握できるのか確認する。
- 水理地質構造と低流動域分布との関係を確認する。
- 拡散場の評価技術、地下水年代(81Kr)の評価技術の適用性を確認するための試料採取および化学分析を行う。

一つ目については、4.3 節で述べた本事業の前提とする方法により低流動域の広がりを把握できるか確認する。ボーリング調査データがまだ取得されていない段階において、電磁探査により取得される三次元比抵抗分布から低流動域の分布を判断する場合、比抵抗値の高低で低流動域の可能性を判断し、調査範囲の中で最も比抵抗値が広がる領域が低流動域であると仮定し、1 本目のボーリングはこの低流動域の可能性の高い範囲で実施すると設定した。本事業では、電磁探査の測点数や解析条件を変えて複数の三次元比抵抗分布を用意しており、その違いが 1 本目や 2 本目の地点の選定に影響するか確認する。これは物理探査仕様の考え方へのフィードバックとなる。

1 本目のボーリングは既存の HDB-1~11(HDB-2 を除く)のいずれかとし、本事業のボーリング調査は 2 本目と位置付けた。1 本目のボーリング調査を実施した後は、三次元比抵抗分布のみならず、ボーリング調査データを加えた地球統計学的手法により、CI-濃度、 δ ¹⁸O、 δ D の三次元分布が推定可能になる。本事業のボーリング調査を通じて、1 本目のボーリング調査をどの地点にすることが最適なのか検討する。さらに、本事業のボーリング調査は既存孔と比較して、鉛直的に高い頻度で試料を採取し化学分析を行う。このデータを活用して調査プログラム、特に地球統計学的手法に適用する際のサンプリング間隔や深度の考え方を整理する。この検討は、4.6.2項(1)で述べる低流動域を推定するための物理探査および解析手法の検討、および 4.6.2 項(2)で述べる地球統計学的手法と最適な調査地点と順序の考え方の整理に関連する。

本事業において設定した施設スケール調査範囲では北東側には褶曲の背斜軸や大曲断層が分布 し、南西側は褶曲の翼部に位置する。二つ目については、このような地質構造は低流動域分布に 関係していると考えられることから、これまでに幌延深地層研究計画において構築されている水 理地質構造概念も踏まえ、水理地質構造と低流動域の関係を確認する。

三つ目については、本報告書の 4.5 節で述べる「低流動域の存在を確認するための技術の開発」のために実施する。詳細は 4.5 節で述べる。

以上の結果および既存のボーリング調査の成果も踏まえて、比抵抗、CI:濃度、 δ ¹⁸O、 δ D を指標として低流動域の三次元分布を推定するという観点から、概要調査におけるボーリング調査の地点選定や調査プログラムの策定の考え方を提示し、方法論の検討にフィードバックする。

(2) ボーリング調査の地点

令和2年度に高密度物理探査を実施し、センターを含む3km四方の範囲において新たに60点 の測点でデータを取得した。この 60 測点のデータと、既存の測点のデータと合わせて合計 99 点 の測点データを用いて三次元比抵抗分布をインバージョン解析により推定した。その結果を図 4.4-2 比抵抗分布(A-A´断面)と地質断面図および図 4.4-3 に示す。調査範囲の南西側は、 深度約 100 m より深い領域において比抵抗が低く、北東側では深度約 400 m より深い領域から 比抵抗が低い(図 4.4-2)。このことから調査範囲の南西側で比較的浅い深度に低流動域が広がっ ていると推定される。その境界を標高·275m(センターの地表からの深度で 335m)における比 抵抗の水平断面から推定すると、比抵抗の等値線は湾曲しているものの、センター付近を通る北 西・南東方向のラインが境界となっていると推定される(図 4.4-3)。4.3 節で述べた本事業が前提 とする方法論では、1 本目のボーリング調査は、低流動域が浅部から存在するか確認するために、 浅部から低い比抵抗の領域が存在する地点とすることと設定している。これは既存のボーリング 孔では、HDB-1、HDB-3、HDB-7 および HDB-11 がこの領域に相当する。一方、2 本目のボー リング調査は、前提としている方法では、低流動域がどこまで広がっているか確認するために、 低流動域の境界で実施することを想定している。この低流動域の境界は、浅部から比抵抗が低く なっている領域の辺縁部であると考えられるため、このような地点でボーリング調査を実施する こととした。 既存のボーリング孔では HDB-6 のみがそれに相当する。 しかしながら、 実際には、 HDB-6 では深度約 400 m 以深から低流動域に相当する地下水が出現している。また、水平断面 で比抵抗分布を見た場合、等比抵抗線が湾曲しており、低流動域の推定の評価は不確実性が大き いと考えられる。本事業のボーリング調査は、2 本目のボーリング調査と位置付け、調査地点を 選定することとした。

以上のことを踏まえ、本事業におけるボーリング調査の地点の条件を以下の通り整理した。

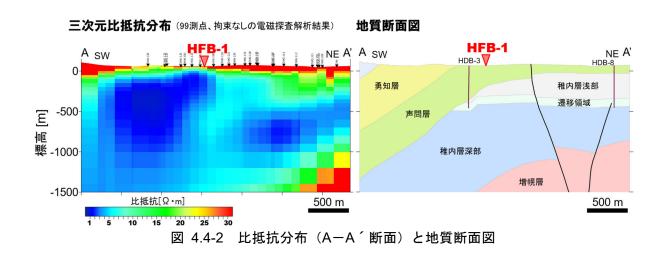
• 広域スケールから絞り込んだ施設スケールの範囲、本事業の場合、令和2年度の物理探査の

範囲とする。

は、「HFB-1」と名付けた。

- 対象層である声問層および稚内層が地下施設を建設できる深度に分布している範囲とする。
- 天水浸透が生じていると解釈されている大規模断層や褶曲の近傍は避ける。
- 地下施設を建設できる深度において、低比抵抗領域が途切れる地点とする。

本事業の場合、一つ目の条件については、令和2年度の物理探査の実績の通り決定することができる。二つ目の条件については、本事業では対象層を声問層と稚内層としており、深度500m程度のボーリング調査においてバランスよく双方の地層を調査できるように、深度250mから深度350mにある範囲からボーリング調査地点を選定することとした。声問層と稚内層の地層境界は既存の地質構造モデルから決定することができ、その範囲を図4.4-4に示す。実際の概要調査を想定した場合においても、既存の地質図と物理探査の結果から地層境界を推定することは可能である。三つ目の条件もまた、二つ目の条件と同様に、既存の地質構造モデルから決定することができる。四つ目の条件については、三次元比抵抗分布から決定することが可能であり、本事業については、調査範囲の南西側に広がる低比抵抗の領域が途切れる図4.4-2および図4.4-3に示す地点を本事業のボーリング調査地点とした。この地点は一つ目から三つ目の条件も満たしている。図4.4-5に本事業のボーリング調査地点を示した地図を示す。ボーリング調査地点は、センターの南に隣接する用地内にある。なお、本ボーリング調査により掘削するボーリング孔について



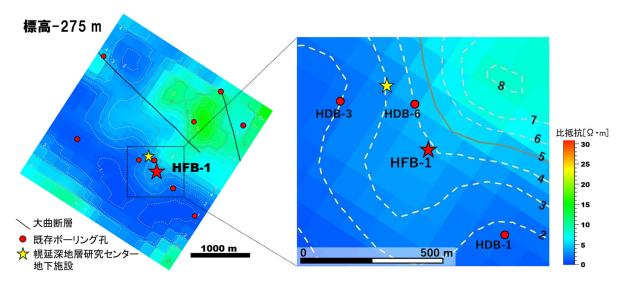


図 4.4-3 標高 - 275 m 水平断面の比抵抗分布 99 測点、拘束なしの電磁探査解析結果を示す。

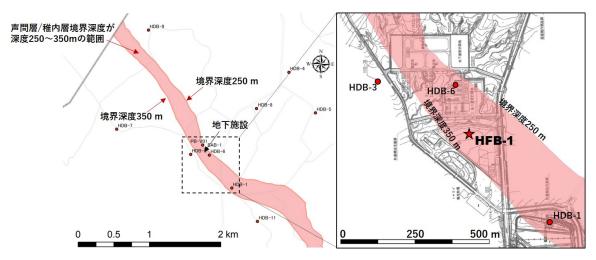


図 4.4-4 声問層と稚内層の地層境界が深度 250 m から深度 350 m にある範囲

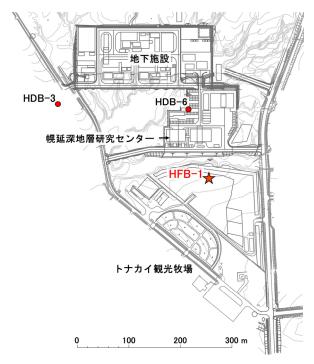


図 4.4-5 本事業のボーリング調査 (HFB-1) の地点

(3) ボーリング調査地点の予測

ボーリング調査の実施に先立ち、HFB-1の地点の地質・水理や低流動域を確認するための指標 について予測した。その結果を図 4.4-6 に示す。HFB-1 の地点における声問層と稚内層の地層境 界の深度は、既存の地質構造モデル(酒井・石井, 2021)から深度約 308 m であると推定され る。水理パラメータは、周辺の既存孔(HDB-1、HDB-3、HDB-6、HDB-11)を参照した。これ までの幌延深地層研究計画によりセンター周辺の水理地質構造概念が構築されている(図 4.4-7: 例えば、中山雅(編), 2022)。それに基づくと、声問層は水理的に不均質性が小さく、稚内層浅部 では水理的連結性を有する領域であり稚内層深部になるとその連結性は乏しくなると概念化され いる。図 4.4-8 に HDB-3 および HDB-6 の Cl-濃度、 δ 18O、比抵抗の深度プロファイル示す。 既往研究から、稚内層浅部およびその周辺において、CI-濃度が低く、また、 δ 18O および δ D の 値も天水浸透の影響があると解釈できる範囲にあることが分かっており(Ishii, 2018)、稚内層浅 部の層厚が薄い HDB-3 では、声問層が分布する深度約 100 m から低流動域と評価できる地下水 (δ 18O > 0) が出現するが、稚内層浅部の層厚が厚い HDB-6 では、稚内層が分布する深度約 400 m から低流動域と評価できる地下水 (δ ¹⁸O > 0) が出現する (図 4.4-8)。HFB-1 の稚内層浅部 の層厚は HDB-3 と HDB-6 の中間程度であると予想され、HFB-1 の低流動域を評価する指標の 深度プロファイルは HDB-3 と HDB-6 の中間的な特徴を示すと予想される。 すなわち、声問層中 において深度の増加とともに低流動域を評価する指標は、低流動域かあるいはそれに近い地下水 と評価できる値となるが、地層境界に近づくと一旦、天水浸透の影響が大きいと評価できる値と なるが、それ以深は深度の増加とともに低流動域と評価できる値になると予想される。この予測 は、既往研究に基づくものであるが、本事業では、HFB-1の結果も踏まえて、電磁探査から取得 される三次元比抵抗分布からその特徴をどの程度正確に捉えることができるのか確認する。

低流動域を判断するための指標として、比抵抗、Cl-濃度および δ ¹⁸O について予測した。既存の 10 孔のボーリング調査データを用いた地球統計学的手法では、単純クリギングと逆距離加重法)により推定した(図 4.4-6)。比抵抗については、令和 2 年度の電磁探査の解析結果を合わせ

て示した。10 孔の既存孔のデータを用いた地球統計学的手法による予測結果は、深度 450 m 以 深から低流動域であることを示している。しかしながら、10 孔ものボーリング調査データを使用 して予測することは、本事業の前提している方法論とも異なり、概要調査においてこのような予 測を行うことができない。また、単純クリギングと逆距離加重法による予測は電磁探査による三 次元比抵抗分布を直接使用しておらず、10 孔のボーリング調査データを使用した結果であっても ボーリング孔からの離れると推定誤差が大きい。そこで、本事業の前提にある予測として、電磁 探査における三次元比抵抗分布と既存のボーリング調査データを1孔分使用した地球統計学的手 法による予測結果も示した。既存孔は複数あるため予測についても複数用意した。図 4.4-6には、 HDB-1、HDB-3、HDB-6 を適用した三つの予測結果を示した。ここでの予測結果は、4.6.2 項(2) において述べるコロケーテッド・コクリギングの結果であり、三次元比抵抗分布についても 4.6.2 項(1)に述べる電磁探査の再解析の結果のうち、114点の測点データを用いた拘束ありの条件での 解析結果を用いた。この予測に基づくと深度約 100 m から低流動域と評価できる地下水が出現す る可能性がある。本ボーリング調査の結果は、これらの複数の予測結果と比較し、その結果に基 づき最適な1本目の考え方を整理する。また、三次元比抵抗分布から低流動域の境界付近あると 推定したボーリング調査データを追加することで、低流動域の広がりの推定の精度が向上するか 確認する。

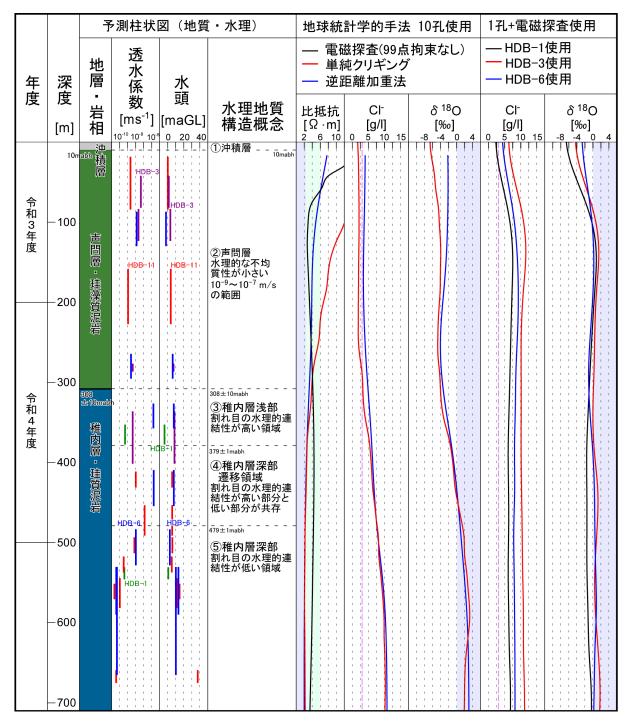


図 4.4-6 予測柱状図

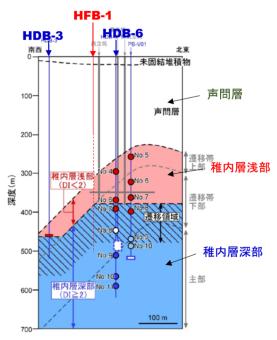


図 4.4-7 幌延深地層研究センター周辺の水理地質構造概念 (幌延深地層研究計画令和2年度成果報告書の図57に加筆)

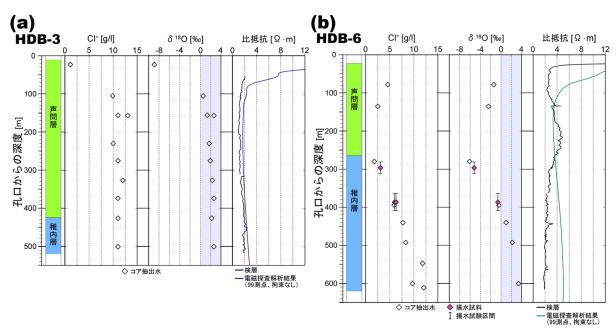


図 4.4-8 HDB-3 および HDB-6 の CI-濃度、δ 18O、比抵抗の深度プロファイル

(4) 調査プログラム

図 4.4-9 に、HFB-1 の調査プログラムを示す。令和 3 年度は深度 200 m まで、令和 4 年度は少なくとも低流動域に達する深度まで掘削することを計画している。本ボーリング調査は岩石マトリクス中に含まれる間隙水の分析が必要であるため、それを実施できる試料となりうる孔径で、掘削水の汚染を最小限に抑えて掘削する必要がある。そのため、本ボーリング調査のボーリング孔掘削では、PQ 三重管ワイヤーライン工法によるコア掘削を行った。また、低流動域の分布を確認することが目的であるため、間隙水やガスの分析試料のサンプリング間隔を 10 m に 1 箇所

程度の頻度とした。概要調査におけるボーリング調査は、地質・地質構造、水理、地球化学、力学、物質移行といった関連から地質環境特性を把握することを目的として、フルスペックの調査プログラムとすることが想定されるが、本事業では、低流動域の分布の確認の観点から、比抵抗、Cl濃度、 δ 18O、 δ D を確認することを主体とした調査項目としている。その理由から、水理特性パラメータを得ることを目的とした透水試験などは HFB-1 では実施しない。物理検層として、孔径検層、比抵抗・自然電位検層、温度検層、孔壁画像検層、電磁式フローメータ検層の 5 項目を実施する。比抵抗・自然電位検層は、電磁探査の結果の妥当性を確認するために実施する。その他については水みちの存在の推定や深度 200 m 以深で計画している地下水・ガス採水箇所の選定のために実施する。なお、調査・試験項目については、既存孔を参照する。

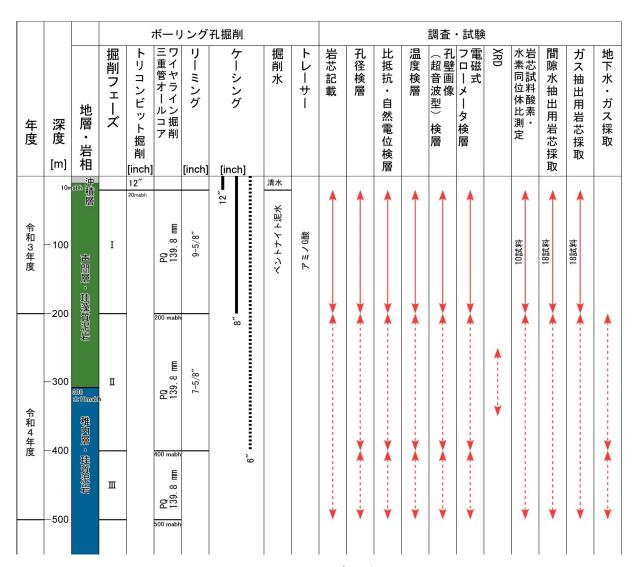


図 4.4-9 調査プログラム

4.4.2 ボーリング孔掘削と掘削水管理

(1) ボーリング孔掘削および付帯工事

こでは、ボーリング孔掘削および付帯作業の概要を述べることとし、その詳細は付録 1 に示す。 表 4.4-1 に本ボーリング調査の作業順序、図 4.4-10 にボーリング調査の全体工程の予定と実績を示す。 本ボーリング調査は、令和 3 年 11 月 15 日に敷地工事に着手した。調査用地の草刈り

を実施した後、鉄板敷設およびボーリング用地周辺にガードフェンスを設置した。その後、12B (300A) ガイド管をバイブロハンマ工法で深度 $20.0~\mathrm{m}$ まで挿入し、セーラーを掘削し、鉄製セーラー枠を設置した。

同年 11 月 23 日からは、櫓・サブストラクチャの機材搬入および組立を行い、櫓周辺の電気配線および泥水ラインの配管を行った。また、タンク類を配置し、雨水や雪の混入を防止するために積雪に耐える構造の仮設材で囲った。また、これと並行して PQ ロッドやドリルパイプなどの掘削機材を搬入し、掘削準備を行った。

PQ-WL コア掘削は、12B ガイド管浚渫、6B ガイドケーシングパイプ挿入、噴出防止装置 (BOP) 設置した後、同年 12 月 21 日 3 時 20 分より開始した。PQ-WL コア掘削では、深度 103.90 m の掘削後に簡易キャリパー検層を実施し、孔径拡大の進展状況を確認しながら掘削を進めた。掘削作業は、日進 24m 程度で進捗し、同年 12 月 28 日 14 時 40 分に 200.00 m に達した。

その後、同年 12 月 28 日から 12 月 30 日まで、物理検層(5 項目:温度検層、孔径検層、比抵抗・自然電位検層、孔壁画像検層、電磁式フローメータ検層)を実施した。

物理検層の後は、令和 4 年 1 月 8 日まで岩芯観察以外は休工とした。同年 1 月 9 日から作業を再開し、6B ガイドケーシングのフランジから BOP を取り外した後、フランジとガイドケーシングの落下防止対策を取り外した。同年 1 月 16 日 11 時から 9-5/8"拡孔を行い、同年 1 月 19 日 1 時 20 分に深度 200.00 m に到達した。その後、8B ケーシングパイプを挿入し、同年 1 月 20 日 17 時 30 分に深度 200 m までの挿入が完了した。その後、8B ケーシングをセメンチングし、ガイドシュー上までセメントを浚渫し、8B ケーシングパイプ内の泥水を清水に入れ替えた。これにより、令和 4 年度にボーリング孔を延長させることができる状況が整った。図 4.4-11 に、本ボーリング調査のケーシングプログラムと掘削深度の予定と実績を示す。

PQ-WL ロッド倒管後は、現場の撤去作業(櫓解体、タンク類撤去など)を行い、同年2月16日に調査用地での作業を終了した。

	No.	作業内容	備考
	1	深度20mまでバイブロハンマエ法にて ガイド管設置	12インチ, STK
第	2	深度200mまでPQ(139.8 mm)ワイヤーラインオールコア掘削	深度100mでキャリパー検層 ベントナイト泥水(6 wt/voll)程度)を使用
1	3	物理検層	20m~200m
段階	4	深度200mまで9-5/8インチにて孔拡掘	孔径9-5/8インチ
FE	5	8インチケーシング挿入, セメンチング	8インチ, STPG, フルホールセメンチング
	6	セメント浚渫	孔径7-5/8インチ, ガイドシュー上まで
	7	孔口処理	

表 4.4-1 ボーリング調査の作業順序

									20	214	手 11	月																			2	021	年1	2月					_									1月
			14	15	16	17	8 1	19 2	20 2	1 2	22 2	3 2	4 2	5 2	6 2	7 28	3 29	30	1	2	3	4	5	6	7	8	9 1	0 1	1 12	13	14	15	16	17 1	8 1	9 2	0 2	1 22	2 23	3 24	1 2:	26	27	28	29	30	31	1
作業項目		日数	H	月	火	水 :	★	金 :	±Ι	3)	1 3	k 7.	k a	k á	ž d	: 8	月	火	水	木	金	±	B	月	火力	ĸ,	木 🗹	è ±	: 8	月	火	水	木 :	金出	E F	1 月	1 1	: 水	* *	(金	±	H	月	火	水	木	金:	±
				1	2	3	4	5	6	7 :	8	9 1	0 1	1 1	2 1	3 14	15	16	17	18	19	20	21	22	23 2	24 2	25 2	6 2	7 28	29	30	31	32 3	33 3	4 3	5 3	6 3	7 38	39	9 40	4	42	43	44	45	46	47	48
1. 敷地工事	(計画)	11 日		1	2	3	4 :	5	6	7 8	8 9	9 1	0 1	1																									Ī	Ī								
	(実績)	13 日		1	2	3	4 :	5	6	7 8	8 9	9 1	0 1	1 1	2 1	3	Γ	Г							T	T	T	Τ		Γ				T	Τ	T			Γ	Τ	Π		Г					T
2. 掘削準備作業	(計画)	20 日												1	1 2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12 1	13 1	4 1	5 1	6 17	18	19	20							I									
	(実績)	19 日						Ī			T		Τ	I		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10 1	11 1	2 1	3 1	4 15	16	17	18	19	T	Τ	T			Γ	Τ	Π		Γ					T
3. 掘削作業	(計画)	38 日																															1	2 3	3 4	1 5	5 6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17 1
	(実績)	38 日																																1 2	2 3	3 4	1 5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16 1
コア掘削	(計画)	19 日																															1	2	3 4	1 5	5 6	7	8	, 9	10	11	12	13	14	15	16	17 1
	(実績)	12 日																																1 2	2 3	3 4	1 5	6	7	8	9	10	11	12				
物理検層	(計画)	3 日																																														
	(実績)																																											1	2	3		
ケーシングパイプ設置	(計画)	14 日				I	I	I	I	I	I	I	I	I	Ι									I	I	I	I							I	Ι	Ι										1		h2 f
	(実績)																																															

														2	202	2年	1月																					202	22年	F2)	月							_	
			3	4	5	6	7 8	8 9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19 2	20 2	1 2	22 2	3 2	4 2	5 20	5 27	28	29	30	31	1	2 3	3 4	5	6	7	8	9	10) 11	1 12	2 13	14	15	5 16	5 17	18	19	20	21
作業項目		日数	月	火	水	ᡮ₫	È ±	E F	月	火	水	木	金	±	В	月	火;	水 >	k 4	È:	± F	月	1	: 水	木	金	±	日,	月 ;	火 7	k オ	(金	±	: Н	月	火	水	木	金	±	:	月	火	: 水	: 木	金	±	В	月
			50	51	52	53 5	4 5	5 5	5 57	58	59	60	61	62	63	64	65	56 6	7 6	18	59 7	7	1 7.	2 73	74	75	76	77	78	79 8	0 8	1 82	2 83	84	8.5	5 86	87	88	89	,	Τ	Γ		Τ	Γ	Γ	Γ	Г	Г
3. 掘削作業 (計	画)	38 日	19	20	21 2	22 2	3 2	4 2:	5 26	27	28	29	30	31	32	33	34 3	35 3	6 3	7 3	88																		Γ										
()	ミ績)		18	19	20 2	21 2	2 2	3 2	1 25	26	27	28	29	30	31	32	33	34 3	5 3	6 3	37 3	8																		I									
コア掘削 (計	十画)	19 日	19																I																					I									
物理検層 (計	十画)	3 日		1	2	3													Ι																					I									
()	≅績)		3																																				L	L									
ケーシングパイプ設置 (計	十画)	14 日					1 2	2 3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13 1	4																					I									
()	≅績)		休 4	休5	休6	ķ7 (d	_t 8 (†	9 10) 11	12	13	14	15	16	17	18	19	20 2	1 2	2 2	23																			L									
掘削ロッド倒管(計	+画)	2 日					Ι	Ι											1	1 :	2		Ι								I		I					I	I	I									
()	₹績)																				1																			I									
4. 解体作業		14 日																			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10 1	1 1	2 13	3 14	1															
																			Ι			1	2	3	4	5	6	7	8	9 1	0 1	1 12	2 13	3 14	1 15	5 16	17	18	,	I									
5. 敷地復旧工事		6 日																										I						1	2	. 3	4	5	6	L									Ĺ
																							I																休1	1 休2	2 休	3 1	2	3					
																																								I									

図 4.4-10 ボーリング調査の全体工程の予定と実績

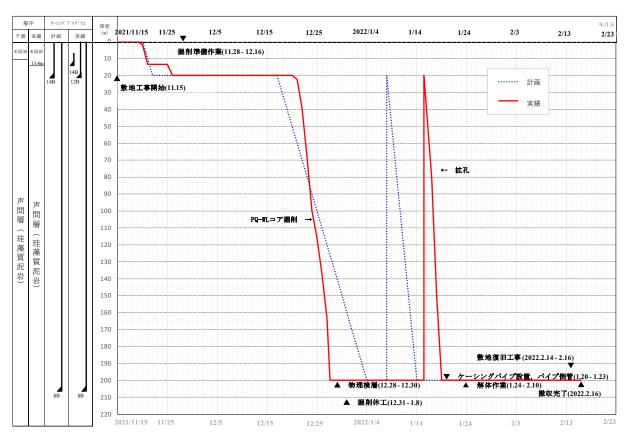


図 4.4-11 ボーリング調査のケーシングプログラムと掘削深度の予定と実績

(2) 掘削水管理

ここでは、掘削水管理の概要を述べることとし、その詳細は付録2に示す。

1) 水井戸水の管理

ボーリング孔掘削に使用する掘削水は、幌延町内の水井戸から採取した地下水を使用した。掘削水は、専用のタンクに貯水し、雨水などの混入を防止する対策を行った。

物理検層の電磁式フローメータ検層前の孔内洗浄および 8B ケーシングパイプ設置後の清水入替えの掘削水は異なるタンクを使用した。

水井戸水は、週1回の頻度で500cc程度ポリ瓶に採取し、提出した。採取は掘削前より開始し、掘削終了後まで継続した。

2) 掘削水のモニタリング

掘削水およびボーリング孔から戻ってきたリターン水は、専用のタンクに貯水し、雨水などの 混入を防止する対策を行った。掘削水のピットレベル、pH、温度、電気伝導度、掘削水比重の連 続モニタリングを行った。

ボーリング掘削の PQ-WL コア掘削段階終了時に、掘削水を 500cc 程度採取した。

予定外のケーシングパイプの設置、逸水、湧水等により掘削を中断する事象は発生しておらず、 PQ-WLコア掘削段階終了時以外の掘削水は採取していない。

3) 掘削水のトレーサー用蛍光染料の調整

トレーサー用の蛍光染料には、アミノ G 酸を使用し、掘削水および孔内洗浄水には、蛍光染料を 10ppm(mg/L)の濃度になるように添加した。

蛍光染料の濃度の測定は蛍光光度法により行い、蛍光分光光度計には、日本分光社製FP8200DS を使用した。

掘削水に蛍光染料を添加後、サンプリングを行い、蛍光染料濃度を測定し、蛍光染料濃度が定められた値に対して $\pm 10\%$ の範囲($9ppm \sim 11ppm$)にあることを確認した上で掘削を開始した。掘削中は、3時間毎にリターン水をサンプリングし、蛍光染料濃度を測定した。蛍光染料濃度が $\pm 10\%$ 以上変動する事象は発生しなかったため、掘削を一時中断し、濃度調整を行うことは無かった。

掘削水のアミノ G 酸濃度測定および調整記録については、付録 2 に示す。また、PQ-WL コア掘削深度とアミノ G 酸濃度の関係、および 9-5/8" 拡孔の掘削深度とアミノ G 酸濃度の関係についても付録 2 に示す。

4.4.3 調査・試験の方法

(1) 岩芯記載

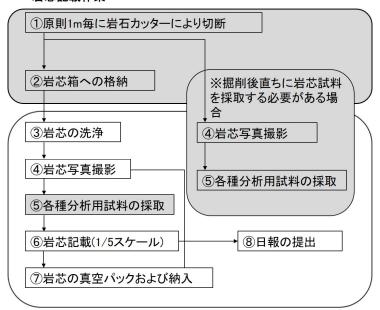
図 4.4-12 に示すフローに従い、岩芯記載作業を行った。

岩芯洗浄については、掘削水と同じ蛍光塗料が添加された水溶液を使用した。その水溶液を噴霧器に入れ、弱い圧を掛けて噴霧、岩芯に付着した掘削泥を洗い流した。しつこく付着した掘削泥がある場合、噴霧と同時にブラシで岩芯を崩さない程度の力で表面を擦って洗い流した。

岩芯写真撮影については、2箱(4m)毎に岩芯箱全体が入るように、掘削後速やかに行った。写真撮影にあたり、図 4.4-13 に示すコア写真撮影台を準備した。掘削後直ちに採取する必要がある岩芯試料がある岩芯箱については、試料を採取した欠損部にタグを挿入した状態で,2箱(4m)分の岩芯が揃い次第、写真撮影を行った。写真撮影には、CANON製の EOS Kiss X10iの一眼レフのデジタルカメラおよび同メーカーの EF-S18-55mm のレンズを使用した。デジタルカメラの撮影仕様は35mmでiso感度は100とし、500万画素相当の解像度で撮影した。撮影した画像についてはJPEG 形式のフォーマットで保存した。写真撮影に際して、外部の光がなるべく入らない暗室を仮設し、太陽光に近い6,000K以上の色温度のLEDライトを4灯(MORSEN製のTW2-80Wを2灯とTW2-100Wを2灯)設置し、光の状態を一定に保った。なお、ライティングの位置・角度およびカメラ位置・角度が変わらないように留意し、常に岩芯全体の照度が一定となるように照度計で明るさを確認した上で撮影した。岩芯の撮影時に岩芯が乾燥している場合は、岩芯洗浄で用いた噴霧器で岩芯を湿潤状態にして撮影を行った。粘土質で水分を弾き乱反射してしまう場合には、余剰な水滴を拭い取った上で撮影した。

岩芯記載については、付録 4 に示す記載要領に従って、主に割れ目に着目して 1/5 スケールで記載を行った。なお、孔口付近の岩芯を採取していない区間および岩芯を採取できなかった区間については、カッティングスまたはスライムを観察した。記載にあたっては、記載の迅速性と品質維持に努めるため、可能な限り地質技術者 2 名 1 組で岩芯を観察した。図 4.4-14 に、1/5 スケールの記載シートを示す。

岩芯記載作業



- ※1 図中の番号は本文解説の番号に対応する ※2 灰色の塗りつぶし箇所は株式会社地球科学総合研究所殿が担当

図 4.4-12 岩芯記載作業のフロー

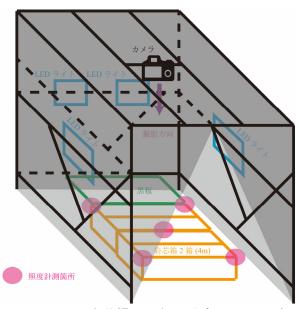


図 4.4-13 岩芯撮影用仮設暗室のイメージ 半透明の灰色は暗幕を示す。

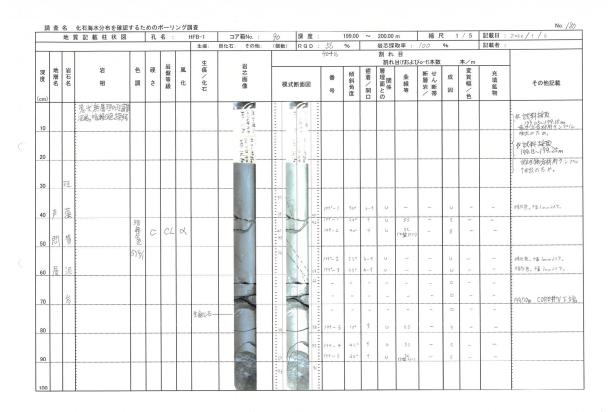


図 4.4-14 1/5 スケールの記載シート 実際は、A3 サイズである。

(2) 物理検層

本ボーリング調査における物理検層では、温度検層、比抵抗・自然電位検層、孔径検層、孔壁画像 (BHTV) 検層、電磁式フローメータ検層の 5 種目を実施した。物理検層において使用した機器を表 4.4-2、表 4.4-3 に記す。各種目の原理や方法を以下に述べる。

表 4.4-2 物理検層における使用機器一覧(その1)

166 T.			H版品一見(てのⅠ) 「 // ☆ ☆
機種	種別	製 造 元	<u></u>
基本装置			
検層車	三菱ファイター EC-135号車	㈱物理計測コンサルタント	エンジン形式:ディーゼル 総重量 : 13.1 ton 測定深度: 4,500 m
ケーブル	7芯硬鋼線検層用 アーマードケーブル	ROCHESTER	外 径: 3/8" (9.5mm) 耐 熱: 260 ℃ 破断強度: 3.7 t 絶縁体: TEFEテフロン
捲 上 装 置	6,000m級油圧ウィンチ	北海道車体工業㈱	油圧PTO切替え式 チェーンドライブ 引張強度: 3.0t 捲上速度: 0~100 m/min
	LOGIQ	Halliburton	ツール制御インターフェイス 使用OS: Windows 7 以降 電源: AC100-240V 50/60 Hz DSP
データ収録 データ処理 ツール制御	System VII	Ceutury	ツール制御インターフェイス 使用OS: Windows 7 以降 電源: AC115-120V 50/60 Hz ツール供給電源: 250mA、180V(Max)
	SCOUT	ALT	ツール制御インターフェイス 使用OS: Windows 7 以降 電源: AC100-240V 50/60 Hz Dual DSP
深度計	深度パネル (DCP-HG1)	㈱物理計測コンサルタント	深度表示範囲:0~9999.9m ケーブ・ル速度表示範囲:0~240.0m/min. 適用エンコーゲ::5V電源2相出力タイプ 外部深度パルス出力:1000パルス/1m 許容速度:0~240m/min(1000Pulse/mモード時)
エンコーダー	インクリメンタルロータリーエンコータ [*] - (OIS-68 500C/T-C3-5V)	多摩川精機㈱	出力形態: オープンコレクタ(DC5V電源) 分解能 : 500カウント/回転 許容速度: 2,500cm/min 最大応答周波数: 125kHz
温度検層			
地上機器	SCOUT		([基本装置]参照)
	自然ガンマ線測定部 QL40-GR		外径:40mm 全長:90cm 耐圧:20MPa 耐温:70℃ 自然ガンマ線センサー:NaIシンチレーション
孔 内 機 器	温度・電気伝導度測定部 QL40-FTC	ALT	外径: 43 mm 全長: 78 cm 耐圧: 20MPa 耐温: 80°C 温度センサー:白金センサー (クラスA) 測定範囲: -20~70°C 精度: <1% 分解能: 0.004°C 電気伝導度センサー: 測定方式: 交流 7 電極方式 測定範囲: 5 ~ 2.5 x 10 ⁵ μS/cm 精度: 1%(500 ~ 2.5 x 10 ⁵ μS/cm)

表 4.4-3 物理検層における使用機器一覧(その2)

	表 4.4-3 物理	検層における使用	(成品一見 (て 0) 2)
機種	種 別	製造元	仕 様
比抵抗検層			
地上機器	自然ガンマ線測定部 D4TG	Halliburton	([基本装置] 参照) テレメトリーサブ 外径: 992 mm 全長: 1,067 cm 耐圧: 137.9MPa 耐温: 177℃ サンプリング 周期: 10 Sample/m, 48 Sample/m 自然ガンマ線センサー: NaIシンチレーション 測定範囲: 0~1,000API 測定誤差: ±5%
3L F3 13X 6	比抵抗測定部 HRI		外径: 43 mm 全長: 78 cm 耐圧: 137.9MPa 耐温 150 °C 測定範囲: DEEP, Medium (0.2 ~ 2,000Ω•m) Focus Shallow (1~1,000Ω•m) SP (0~200mV)
孔径検層			
地上機器	LOGIQ		([基本装置]参照)
	自然ガンマ線測定部 GTET	. Halliburton	テレメトリーサブ 外径:92mm 全長:219cm 耐圧:137.9MPa 耐温:177℃ サンプリング周期:10 Sample/m, 48 Sample/m 自然ガンマ線センサー:NaIシンチレーション 測定範囲:0~1,000API 測定誤差:±5%
孔 内 機 暑	方位傾斜測定部 IDT	Trainout ton	外径: 92 mm 全長: 12 cm 耐圧: 137.9MPa 耐温 177 ℃ 3 軸加速度センサー, 3 軸地磁気センサー 精度: 傾斜±0.5°, 方位±5.0° 外径: 92 mm 全長: 393 cm
RHTV 於 届(初	孔径測定部 ICT 音波型孔壁画像検層)		耐圧: 137.9MPa 耐温 177 ℃ 測定範囲: 101 ~ 609 cm (6方向独立型)
地上機器			([基本装置]参照)
起上版	自然ガンマ線測定部 QL43-GR		外径:43mm 全長:93cm 耐圧:80MPa 耐温:125℃ 自然ガンマ線センサー デテクター: NaIシンチレーション
孔内機器	孔壁画像測定部 QL43-ABI	ALT	外径:43mm 全長:200cm 耐圧:80MPa 耐温:125℃ 音響センサー:トランスデューサー 基本周波数: 1,200kHz 方位分解能: 1.25°, 2.5°, 5.0°(任意) 最小深度サンプリング深度: 3mm (方位分解能2.5°, 測定速度2m/min時) 方位センサー: 3 軸加速度センサー, 3 軸地磁気センサー 精度 : 傾斜±0.5°, 方位±1.5°
電磁式フロー			
地上機器		Ceutury	([基本装置] 参照) 外径: 50.8mm 全長: 1.4m 電磁センサ型フローメーター 流量測定流量範囲: 0.05 ~ 40.0 l/min 分解能: 0.02 l/min 温度測定範囲: 0~60℃ 精度: ±5% 泥水比抵抗測定範囲: 0~100 Ω·m 精度: ±5%

1) 温度検層

温度検層には FTC 検層ツールを用いた (図 4.4-15)。 FTC 検層ツールは、温度センサーと流体電導度センサーにより構成される。温度は測定精度が高いクラス A の白金センサー、電気伝導度は測定精度が高く測定レンジが広い 7 電極方式のセンサーを用いて測定される (図 4.4-16)。

FTC 検層ツールから取得した温度データは、一般に地層の対比、逸水層、出水層および帯水層などの位置判定に利用されている。

また、一般に溶存物質の多い温泉水や海水などは電気伝導度が高く、逆に河川水や地表付近の地下水は低電導度の傾向を示す。孔内水の電気伝導度を測定することによって、性質の異なる水の境界深度を把握することができ、湧水・逸水箇所付近では、電気伝導度が変化することが多いので、逸水層、出水層および帯水層などの位置判定に利用されている。特に、電気伝導度の変化は、湧出量が小さい出水層の位置判定に優れている。また、既存孔井で、ケーシングの破損やストレーナ管の事由によって湧水や漏水があれば、電気伝導度の急激な変化が認められる。

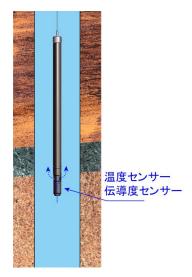


図 4.4-15 FTC 検層ツールの概念

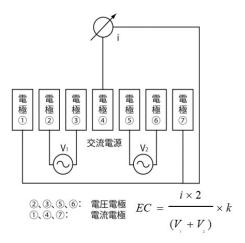


図 4.4-16 7 電極方式電気伝導度センサーの概念

2) 比抵抗 (インダクション検層)・自然電位検層

インダクション検層は比抵抗検層の一種で、電気検層(ノルマル法)やガード比抵抗検層とは

大きく原理が異なる。インダクション検層は、孔内液体が、非導電性の場合でも地層の比抵抗を 測定でき、特に比抵抗の低い地層に有効である。

検層ツール内部には送信コイルと受信コイルが配置されており、送信コイル(トランスコイル) が周波数 20kHz 程度の交流電流の変化によって磁場を変化させ、この磁場が地層中を通過する とループ状の 2 次電流(うず電流)が地層内に発生する。さらにうず電流は 2 次的な磁場を誘起し、これをツールの受信コイルで受信する(図 4.4-17)。

地層中に発生したうず電流の強さは、地層が有する導電率に比例する関係にあり、導電率の逆数は比抵抗であるので、結果的に比抵抗を測定することになる。

導電性の大きい地層では、測定電極によって地層に誘起された渦流におよぼす表皮効果が増加 して、測定される導電率が多少減少する傾向を示すが、これはツール内に組み込まれた補正機構 で自動的に補正される。

HFB-1 孔で利用したインダクション検層ツールは、受信コイルを複数使い、2 種類の探査深度で測定できるようにしている。探査深度の深い方をディープ比抵抗、比較的浅い方をミディアム比抵抗とよぶ(それぞれの探査深度は、231cm、99cm である)。さらに補助電極の短いラテロ型比抵抗を同時に組み込み、探査深度を最も浅くした比抵抗値をシャロー比抵抗とよぶ(探査深度は 43cm)。また、インダクション検層は電磁誘導を利用するため、ディープ比抵抗は孔内泥水の影響を受けにくく、探査深度が深くなるように設計されているため、泥水に侵されない領域の比抵抗(≒真の比抵抗)を得ることができる。

インダクション検層では、比抵抗と同時に地層の自然電位(SP)も連続的に測定する。自然電位は、孔井内電極Mと地上の電極Nとの間の電位差である。自然電位の発生機構としては、イオンを含む地層水が流動するときに生ずる流動電位と、掘削泥水と塩分濃度の異なる地層水との間のイオンの移動によって生じる電気化学的電位があり、大部分が後者の効果であると考えられている。

電気化学的電位には、拡散電位と膜電位がある。砂岩などの浸透層と頁岩からなる堆積層では、 浸透層の泥水濾過水と地層水が接触し、拡散電位が生じる。また、頁岩には膜電位が生じる。普 通、頁岩と砂岩の自然電位差を SP 偏差と呼び、頁岩を零位として表す。

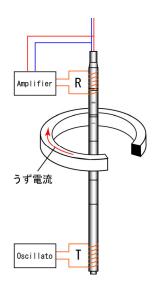


図 4.4-17 インダクション検層の概念

3) 孔径検層

図 4.4-18 に孔径検層の概念を示す。孔径検層により、孔径の変化を深度に対して連続的に測定記録し、孔内における空洞・崩壊の位置やその形状・程度を把握できる。孔径検層は、孔径補正を必要とする検層の補助的役割を果たす。

孔内ツールに小型モーターを内蔵し、地上からのコントロールで測定用アームを開閉する。アームを閉じた状態で孔内にツールを降下し、測定個所(最深部)でアームを開き、測定ツールを捲き上げながら孔径の変化を測定する。

一般的に、孔井では破砕帯や断層、軟弱地質においては孔壁が崩壊し易く孔径拡大が顕著である。孔径検層の結果値より孔内容量等を算出し、セメンチング作業の情報として利用することもできる。

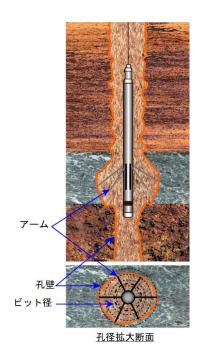


図 4.4-18 孔径検層の概念

4) 孔壁画像(BHTV) 検層

① 測定原理

孔壁画像(超音波型)検層(以下「BHTV 検層」)は、流体で満たされた孔井の孔壁を超音波で 走査することにより、孔壁の状態を画像として表す測定器である。

BHTV 検層ツールは、音波の送受信を行うことによって孔壁の状態を調べる圧電形トランスデューサーと、地磁気および重力加速度を検出することによってツールの方位・傾斜を調べる 3 軸加速度・地磁気センサーにより構成される。受信した孔壁からの反射波は、ツール内のエレクトロニクス (DSP: デジタル・シグナル・プロセッサー) により波形処理、デジタル化された後、地上収録システムに伝送され画像化される (図 4.4-19)。

ツール内のミラーは、毎秒 $3\sim10$ 回転の速度で高速回転しながら、トランスデューサー(基本周波数 $1,200~\mathrm{kHz}$)から発振された音波エネルギーを、非常に細いビーム状に収束させて孔壁に向けて発射する。その結果、音波エネルギーの一部が孔壁で反射され、ミラーを経由してトランスデューサーで受信される。

孔壁から反射される音波エネルギーの大きさは、孔壁の表面の物理的性質によって左右され、

滑らかな表面は粗い表面よりもよく反射し、硬い表面は柔らかい表面よりもよく反射する。さらに、トランスデューサーに対して反射面が斜めの場合は、反射エネルギーは著しく減少する。一般に表面のどのような不規則さも、反射信号の振幅を減少させる(図 4.4-20)。

波形処理された反射波は、アンプリチュード(反射波強度)とトラベルタイム(反射波到達時間)に分けられ、トラベルタイムはゾンデから孔壁までの距離に変換され、孔径が算出される(図 4.4-21)。

BHTV 検層により取得されるログは、アンプリチュード・ログ、孔井半径・ログ、不連続面投影ログおよびアロープロット・ログの 4 つである。アンプリチュード・ログは、アンプリチュード値と色調の対応を示す孔壁展開図である。アンプリチュード値は、反射波のアンプリチュード (0~10V) を 4,096 分割して表したもので、反射の強弱を示す。色調が暖色系ほど、反射波が大きい。孔井半径・ログは、孔井半径と色調の対応を示す孔壁展開図である。反射波到達時間に対する孔井半径については、測定温度からの日本機械学会蒸気表(日本機械学会,1999)に基づき算出した泥水速度を用いて算出した。暖色系の色調ほど、孔径が大きいことを示す。不連続面投影ログは、孔壁展開図より読み取った不連続面とブレークアウト、縦亀裂を示す。アロープロット・ログは、深度(縦軸)に対する不連続面の傾斜方位と傾斜角度(横軸)を示す(図 4.4-22)。これらの図面中に表す数値は方位角度を表しており、0°~90°~180°~270°~360°は、北~東~南~西~北に対応する。

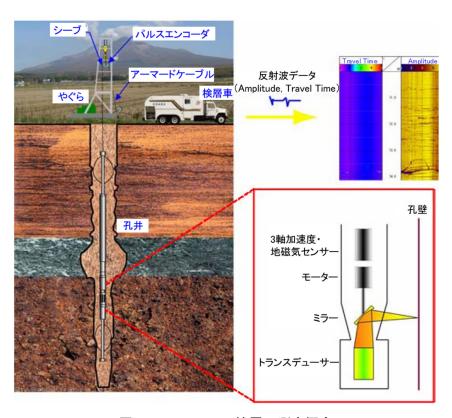


図 4.4-19 BHTV 検層の測定概念

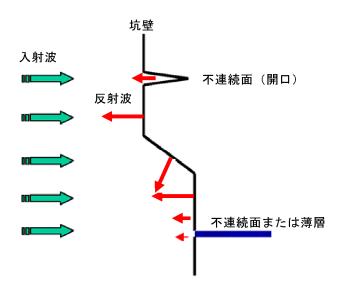


図 4.4-20 孔壁における反射波の概念

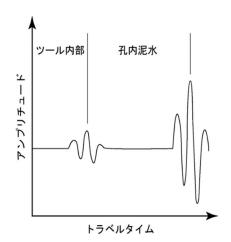


図 4.4-21 反射のアンプリチュードとトラベルタイムの概念

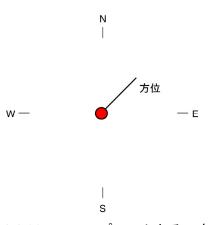


図 4.4-22 アロープロットとその方位

② 不連続面解析方法

孔壁展開図より肉眼で検知できる不連続面(サインカーブで表せるもの)のみについて読み取った。コンピュータ内では、不連続面方位(不連続面の傾斜方位)、および孔径により不連続面の

傾斜角を解析・出力する (図 4.4-23)。

孔壁画像で読み取った不連続面について、以下に示すフラクチャー (ランク 1~ランク 3) と地 層傾斜系に分類する。

- **フラクチャー(ランク1)**: アンプリチュード・ログのみならず、孔井半径・ログにもほぼ 360° 方向のイメージに明瞭で有意に幅の広い低振幅かつ孔径拡大を示す帯状のサインカー ブで現れており、開口性フラクチャーである可能性が高い不連続面である。また、断層粘 土を伴う変位量の大きな断層は非開口性である可能性も高いが、地質学的意味が大きいた めランク 1 に含める。
- **フラクチャー(ランク2)**: ランク1に準じる開口性フラクチャーである可能性が高い不連 続面である。①ランク1と比較してやや開口幅が狭い不連続面、②開口幅はランク1と同 等でも、全体的にイメージの質がやや劣る不連続面、③開口幅はランク1と同等でも、イ メージの欠損がランク1よりやや大きい不連続面、および④開口幅は狭くても、開口性を 期待させる特徴や根拠を有する不連続面のいずれかの不連続面であると解釈される。
- **フラクチャー(ランク3)**: ランク 1 およびランク 2 を除くフラクチャーとして認識できる 不連続面である。①開口幅の狭い線状の不連続面、②全体的にイメージの質が不明瞭な不 連続面、③孔壁イメージは明瞭でもイメージの欠損が大きい不連続面、④鉱物脈で充填さ れている可能性の高振幅を示す不連続面、および⑤孔井半径・ログに全く現れておらず、 非開口性と考えられる不連続面のいずれかの不連続面であると解釈される。
- 地層傾斜系:岩相境界や単層、あるいは葉理などの堆積構造として認識できる不連続面である。ただし、地層とほぼ調和的に発達する次の①~④も便宜的に含める。それは、①溶岩に発達する流理構造や縞状構造、②シート状岩脈の境界面や流理構造・縞状構造、③溶岩や熔結凝灰岩の冷却過程で生じた板状節理、④層理面や葉理面および上記①~③にほぼ沿った滑り面である。

不連続面解析の結果、不連続面結果一覧表、ローズダイアグラム、シュミットネット投影図および不連続面頻度分布を作成する。不連続面結果一覧表には、不連続面の傾斜方位、傾斜角、明瞭度の読取一覧表を示す。ローズダイアグラムには、不連続面傾斜方位の 10° ごとの方位分布を示す(円の中心を 0 個、円周上を最大値とする)。シュミットネット投影図には、不連続面の傾斜方位(投影方法によりローズダイアグラムとは逆)および傾斜分布(ポーラープロット)または傾斜頻度(コンターマップ)を示す(円の中心を 0°、円周上を 90°)。不連続面頻度分布には、10m ごとの不連続面検出本数を示す。

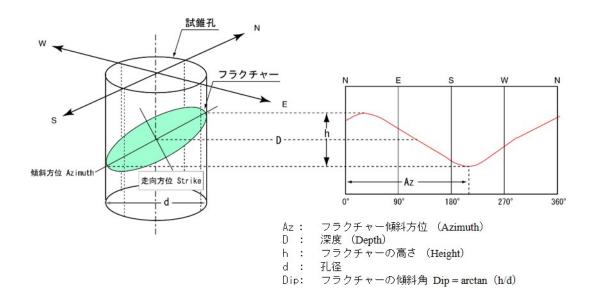


図 4.4-23 孔壁展開図における不連続面の形状

③ ブレークアウトとインデュースド・フラクチャーの解析手法

図 4.4-24 に、インデュースド・フラクチャーとブレークアウト発生機構の概念を示す。孔井のような深い鉛直の円孔において、最大・最小水平圧縮応力が働いている状態がある場合、孔井周辺に応力が集中する。また、岩盤の強度に対して相対的に掘削時の泥水圧が高い場合は、引張による孔壁崩壊が生じ、その箇所に鉛直の縦亀裂(インデュースド・フラクチャー)が最大主力方位に発生する。また、掘削時の泥水圧以外に、掘削時の孔内冷却による孔内温度と地層温度の差の応力開放より縦亀裂(インデュースド・フラクチャー)が最大主力方位に発生する場合がある。一方、岩盤の強度に対して相対的に掘削時の泥水圧が低い場合は、圧縮による孔壁崩壊(ブレークアウト)が最小主応力方位に発生する。

肉眼で検知できたインデュースド・フラクチャーとブレークアウトについては、方位と開口度 (ブレークアウトのみ)を読み取り (図 $4.4\cdot25$)、ローズダイアグラムを作成する。ローズダイ アグラムには、主応力方位に換算した分布方位の 10° ごとの方位分布を示す (円の中心を 0 個、円周上を最大値とする)。

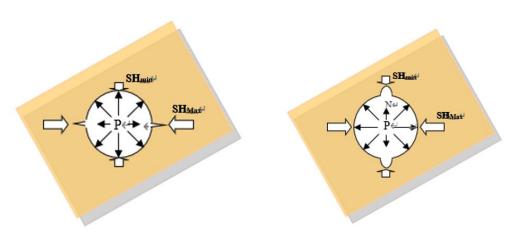
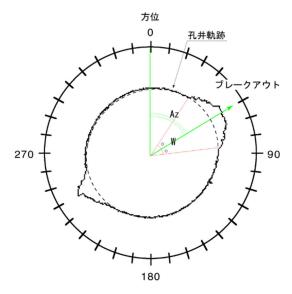


図 4.4-24 インデュースド・フラクチャーとブレークアウト発生機構



Az : ブレークアウト方位 (deg) W : 開口度 (deg)

図 4.4-25 ブレークアウト方位と開口度

5) 電磁式フローメータ検層

① 測定方法

図 4.4-26 に、電磁式フローメータ検層の概念を示す。電磁式フローメータ検層は、電磁流量計と同じファラデーの法則(電磁誘導の法則)を利用している。そのため、従来のインペラー型フローメータやヒートパルス型フローメータと比較すると、測定範囲が非常に広いのが特長である。またフローメータは、インペラー型フローメータ検層ツールのようにインペラーなどの回転する動的部分がないため、機械的ノイズがほとんど発生しないのも特長である。

電磁式フローメータ検層ツールは、フローチューブ内に電磁センサーが組み込まれ、孔内水は この電磁センサー内を通ることにより、孔内水の流れを測定する。また、同時に孔内水温度と孔 内水比抵抗も測定する。

電磁式フローメータ検層ツールにゴムのダイバーターを取り付けることで、「流量計」になる。 この場合、孔井内の任意の測定ポイントごとに停止して測定を行う。

さらに、電磁式フローメータ検層ツールは、ゴムのダイバーターを取り外すことにより、「流速計」になる。この場合、一定の速度で孔内を移動した際に、測定ツールによる流体の相対速度やケーブル速度を記録し、それらに孔径変化のデータを加えて孔内流体の流量を求める。

電磁式フローメータ検層では、孔内の逸水層や湧水層を検出し、それぞれの箇所での透水性に 関する評価を行う。また、同時に孔内水の電気伝導度(孔内水比抵抗)も測定する。

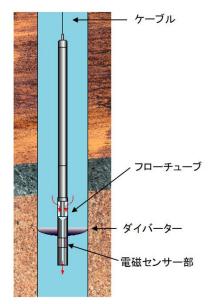


図 4.4-26 電磁式フローメータ検層の概念

② 解析方法

見掛流速の解析手法については、測定対象区間を異なる測定速度で数回測定することにより、 流体と流速(測定カウント数)の相対速度を変化させ、見掛流速を求める。図 4.4-27 に示すよう に、深度ごとに計測データを縦軸にケーブル速度、横軸に測定カウント数をプロットし、各ポイ ント分布を結ぶ直線の縦軸の切片が見掛流速を表す(クロスプロット法)。

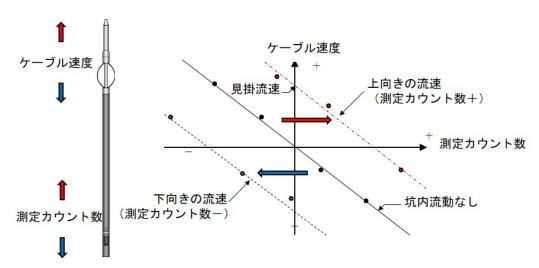


図 4.4-27 孔内流速解析の模式図

電気伝導度は、電磁式フローメータ検層ツールにより計測される孔内水の比抵抗を用いて、以下の式により算出する。

$$FEC = \frac{10000}{R_W}$$

ここで、 FEC: 電気伝導度 (μS/cm)

 R_w : 孔内水比抵抗 ($\Omega \cdot m$)

電磁式フローメータの変化点の透水係数については、フローメータ検層によって得られた各区間の変化率と HFB-1 孔全体の透水量係数を用いて算出する。HFB-1 孔全体の透水係数については、電磁式フローメータ検層作業終了後に、孔内に設置した圧力計を利用したビルドアップ試験を実施して求める。透水量係数 $k h/\mu$ については、重ねあわせ法を用いて測定圧力と換算時間 X をグラフにプロットし、直線部分の傾き mを求め、次式により求める。

$$\frac{kh}{\mu} = \frac{2.303Q_n}{4\pi m}$$

$$X = \sum_{i=1}^n \frac{q_i}{q_n} \log \left[\frac{t_n - t_{i-1} + \Delta t}{t_n - t_i + \Delta t} \right]$$

ただし, kh/μ : 透水量係数 $(m^3/Pa \cdot sec)$

 Δt : 揚水停止後からの経過時間 (sec)

 q_i, q_n : 第 i 段と最終段の揚水量 (m^3/sec)

q_n : 最終段の揚水量 (m³/sec)

 t_i , t_n : 第 i 段と最終段の注水時間 (sec)

m : 傾き (Pa/cycle) k : 浸透率 (m²)

h : 貯留層の厚さ (m)

μ : 流体の粘性係数 (Pa·sec)

また、浸透率 \mathbf{k} と透水係数 \mathbf{K} の関係は、次式のとおりである。

 $K = \frac{k\rho g}{\mu}$

ただし, K : 透水係数 (m/sec)

ρ : 流体の密度 (kg/m³)

g : 重力加速度 (m/sec²)

6) 物理検層データの品質保証

各検層に使用する地上機器および孔内ツールについては、表 4.4-4 に示す通り、基地(用地内搬入前)での準備時または孔井元で正常に動作することの確認を行った。物理検層データの校正・検証、深度補正、その他品質保証に関する詳細は付録 6 に示す。

表 4.4-4 各検層の測定ツールの校正・検証一覧

検 層 和	£ 8	定 期 的	作業準備(基地)	現 場
温度	温度	・メーカー出荷時の試験成績・製品保証を基準とする ・ツールをNaCI溶液または純水等の流体中に入れ、 内にあることを確認する。温度標準はサーミスタ式温 インスツルメンツ)を使用する。	・ツールを孔内に入れ、動作確認を行う。	
	電気 伝導度	・メーカー出荷時の試験成績・製品保証を基準とする・ツールをNaCI溶液または純水等の流体中に入れ、内にあることを確認する。流体の導電率はNaCI標準電機パーソナルSCメータSC82)を使用して測定する	・ツールを孔内に入れ、動作確認を行う。	
比 抵 抗		・ツール電極とアーマードケーブルに絶縁異常が無い・専用キャリブレーターで校正を行う。	ことを確認する。	・ツールを孔内に入れ、動作確認を行う。
孔 径		・専用キャリブレータ―による既知径での複数点測定	・本測定前にケーシング内で測定を行い、測定値 がツールの精度の範囲内にあることを確認する。	
自然放射	線	・専用キャリブレータによる既知の自然放射線強度を使って、ツールの回路部と検出器の経年変化を調査する。	・専用キャリブレータによる既 知の自然放射線強度を使って、 校正する。	・専用キャリプレータによる既知の自然放射強度を使って、校正する。
孔壁 画像	(BHTV)	・方位・傾斜センサとトランスデューサの位置ズレを計測(マーカ位置確認)し、方位データ修正の基本パラメータを取得する(年数回)。 ・ツールを北(または南)に傾斜させ、方位・傾斜計が正常に作動していることを確認する		・ツールを北(または南)に傾斜させ、方位・傾斜計が正常に作動していることを確認する。 ・本測定前にケーシング内で測定を行い、トラベルタイムの測定値がケーシング径に対応していることを確認する。
	流量	・上昇流、下降流を再現できる流量測定ツール専用のフローチューブ内(こツールをセットし、流量に対するカウント数(ops)の換算式を作成する。 ・流量は面積式流量計(0.045~0.45L/min、0.4~40L/min 大阪フローメータ工業)により測定する。	・人為的に流れを作った塩ビ パイプ内に挿入し、動作確認 を行う。	・ツールを孔内に入れ、動作確認を行う。 ・流速ゼロ時のカウント数(ops)を取得する。
電磁式フローメータ	電気 伝導度	・電気伝導度ツールをNaCl溶液または純水等の流体 率計との関係を調査する。経年変化やセンサの絶縁 ・流体の導電率はNaCl標準液で較正された導電率 SC82)を使用して測定する。	・ツールを孔内に入れ、動作確認を行う。	

(3) 試料の採取と化学分析

4.4.2 項(1)に示されるボーリング孔掘削により得られたコア試料から、1) 間隙水を含まない岩石部の酸素水素同位体比、2) 間隙水中の He の濃度および同位体比、3) 間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の各種分析に必要な岩石試料を乾式コアカッターにより切り取り、各種分析に供した。1) 間隙水を含まない岩石部の酸素水素同位体比と 2) 間隙水中の He の濃度および同位体比の分析に関しては、本稿では、岩石試料の採取についてのみ報告し、分析結果については、次年度のボーリング調査結果と併せて示すこととする。3) 間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の分析に関しては、速報値を報告する。

1) 間隙水を含まない岩石部の酸素水素同位体比の分析に供する試料

本項で採取された岩石試料は、4.4.3 項(1)に示される岩芯記載の実施後に、掘削長約 20 m につき 1 箇所から約 5 cm の岩石試料をチャック付ポリ袋に採取した。採取した岩石試料の採取深度、岩芯長、採取日時を表 4.4.5 に示す。酸素同位体比の分析は、Clayton and Mayeda(1963)を参考に、 CO_2 レーザー・フッ素化—質量分析法により実施した。手順は次の通りであった。岩石試料を粉砕し、乾燥させ、そのうち約 1-5 mg をニッケルサンプルホルダーに入れ、分析装置の試料室に入れた。試料室内を排気した後、試料および試料室内の吸着水を取り除くため、約 150° で約 12 時間加熱した。その後、 BrF_5 を試料室に 300 mbar になるまで導入し、室温で一晩静置した。次に、 BrF_5 を試料室に 100 mbar になるまで導入し、 CO_2 レーザーを照射し、試料を蒸発させた。液体窒素を用いた冷却トラップにより、フッ化物(BrF_5 , SiF_4 , BrF_3 など)を取り除いた後、加熱した水銀拡散ポンプを通して、 F_2 やハロゲンフッ化酸素化合物を取り除き、 O_2 を精製した。白金触媒とグラファイトを用いて 550° において O_2 を CO_2 に変化させ、 O_2 の収率をマノメータで測定した後、 CO_2 を安定同位体比質量分析計(IsoPrime、GV $Instruments)へ導入し、<math>CO_2$ の IsO/16O 比を測定した。

水素同位体比の分析は、Vennemann and O'Neil (1993)を参考に、熱分解-安定同位体比質量

分析法により実施した。手順は次の通りであった。岩石試料を粉砕し、乾燥させ、そのうち約 1–5 mg を銀カップに入れ、150℃で約 12 時間加熱した。試料を入れた銀カップを熱分解型元素分析装置(TC/EA、ThermoFisher Scientific)にセットし、He 雰囲気の無酸素還元炉において1,450℃に加熱され、試料を熱分解した。分離カラムにより発生したガスから分離された H_2 を安定同位体比質量分析計(DELTA V Advantage、ThermoFisher Scientific)に導入し、D/H 比を測定した。

表 4.4-5 岩石部の酸素水素同位体比の分析に供する試料リスト

採取	深度		
(GL	(GL-m)		採取日時
上端	下端		
24.35	24.40	0.05	2021/12/24 20:10
49.45	49.50	0.05	2021/12/24 19:50
68.00	68.05	0.05	2021/12/24 19:30
83.65	83.70	0.05	2021/12/24 19:00
109.55	109.60	0.05	2021/12/25 13:30
123.90	123.95	0.05	2021/12/26 14:30
146.25	146.30	0.05	2021/12/27 15:15
169.94	170.00	0.06	2021/12/28 15:15
184.65	184.70	0.05	2021/12/29 11:40

2) 間隙水中の He の濃度および同位体比の分析に供する試料

本項で採取された岩石試料は、ボーリング孔の掘削において試料採取予定深度のコア試料が掘り上がり次第、4.4.3 項(1)に示される写真撮影や観察などを簡易的に実施し、可能な限り速やかに分析に供することとした。掘削長約 10 m につき 1 箇所から約 10 cm の目立った割れ目の見られない岩石試料を採取した。また、掘削水との接触時間を極力少なくするため、各掘削インターバルにおける最も深い深度付近から試料を採取した。採取した岩石試料の採取深度、岩芯長、採取日時を表 4.4-6 に示す。ボーリングコアからカットされた岩石試料から、中田ほか(2006)に示されるコア間隙水中希ガス抽出技術に従い、採取した岩石試料の表面についた掘削水をウエスで拭き取り、試料をステンレス製の容器に入れ、真空排気により容器内の空気や掘削水などに溶存した空気を排気したことを圧力計により確認した後、ステンレス容器に接続される銅管部をクランプで押し潰すことで、容器に封をした。数ヶ月間、試料容器を静置し、岩石試料内の He を試料容器内の空間に十分に拡散させた後、試料容器の銅管部を分析装置に接続し、クランプを解放することで容器内に抽出されたガスを電力中央研究所の有する地下水年代測定設備に導入し、Mahara et al. (2001) や Hasegawa et al. (2016) に示される方法に従って He を分離・精製し、希ガス質量分析装置 (VG・5400、マイクロマス製) にて測定した。

表 4.4-6 間隙水中の希ガスの濃度および同位体比の分析に供する試料リスト

採取	深度		
(GL	-m)	岩芯長(m)	採取日時
上端	下端		
23.40	23.50	0.10	2021/12/21 18:30
37.33	37.42	0.09	2021/12/22 6:45
49.23	49.30	0.07	2021/12/22 15:15
57.80	57.89	0.09	2021/12/22 21:30
68.75	68.85	0.10	2021/12/23 6:23
77.66	77.75	0.09	2021/12/23 14:45
82.25	82.33	0.08	2021/12/23 18:30
95.75	95.86	0.11	2021/12/24 4:55
108.42	108.52	0.10	2021/12/24 23:45
123.70	123.80	0.10	2021/12/25 17:45
130.90	131.00	0.10	2021/12/26 0:28
139.35	139.45	0.10	2021/12/26 9:50
147.85	147.93	0.08	2021/12/26 18:05
156.77	156.87	0.10	2021/12/27 1:15
169.07	169.17	0.10	2021/12/27 14:20
177.51	177.60	0.09	2021/12/27 21:00
184.00	184.10	0.10	2021/12/28 1:10
199.05	199.15	0.10	2021/12/28 13:30

3) 間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の分析に供する試料

本項で採取された岩石試料は、ボーリング孔の掘削において試料採取予定深度のコア試料が掘り上がり次第、他のコア試料より優先的に 4.4.3 項(1)に示される岩芯記載を実施し、岩石試料を二重で真空パックし、分析用に保管した。掘削長約 10 m につき 1 箇所から約 40 cm の目立った割れ目の見られない岩石試料を採取した。また、2)で示される間隙水中の He の濃度および同位体比の分析に供する試料の採取深度と近い深度から試料を採取するように留意した。採取した岩石試料の採取深度、岩芯長、採取日時を表 4.4-7 に示す。

表 4.4-7 間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の分析に供する試料リスト

	採取深度 (GL-m)		採取日時
上端	下端		
24.45	24.85	0.40	2021/12/22 17:30
36.35	36.75	0.40	2021/12/22 18:40
49.60	50.00	0.40	2021/12/23 21:00
56.60	57.00	0.40	2021/12/23 1:00
69.18	69.58	0.40	2021/12/24 11:00
77.00	77.40	0.40	2021/12/24 15:15
83.70	84.00	0.30	2021/12/24 13:30
95.28	95.68	0.40	2021/12/24 14:45
109.60	110.00	0.40	2021/12/25 13:30
123.05	123.35	0.30	2021/12/26 13:50
130.40	130.80	0.40	2021/12/26 13:30
141.00	141.37	0.37	2021/12/27 10:30
146.30	146.70	0.40	2021/12/27 11:15
156.28	156.68	0.40	2021/12/27 13:15
168.60	168.97	0.37	2021/12/28 15:00
176.05	176.43	0.38	2021/12/28 16:30
184.25	184.65	0.40	2021/12/28 17:00
198.10	198.50	0.40	2021/12/29 11:00

溶存成分として、陰イオンである F-濃度、Cl-濃度、Br-濃度、 NO_3 -濃度、 SO_4 2-濃度を分析した。分析方法は次の通りであった(e.g., Nakata et al., 2016)。コア試料の外周約 5 mm をトリミングした岩石試料の一部を粒径 1 cm 程度以下に粉砕し、そのうち約 100 g をプラスチック容器に採取し、約 200 mL の蒸留水を加えて約 1 週間振盪し、岩石と水を接触させ、間隙水中のイオンを抽出した。事前の確認により、1 週間の接触時間が、間隙水中のイオンを抽出するのに適切であることを確認している。遠心分離により固液分離された上澄み溶液をさらに $0.45\,\mu m$ フィルタでろ過し、ろ液中の各種溶存イオン濃度をイオンクロマトグラフィ($Compact\ Professional\ IC881、メトローム)により測定した。岩石試料の間隙水中の各種溶存イオン濃度(<math>ppm$)の計算方法として、次式に Cl-濃度の例を示す。

ここで、 $[CI]_p$ は、岩石試料の間隙水中の CI-濃度であり、 $[CI]_L$ は、イオンクロマトグラフィにより 測定されたプラスチック容器内で岩石粉末と振盪させた溶液中の CI-濃度である。 A_w は、プラスチック容器に加えた蒸留水の重量であり、 A_r は、プラスチック容器に入れた岩石粉末の重量、 R_w は、岩石試料の含水率である。含水率は、上述の岩石粉末約 $10\,g$ をビーカーに入れ、 110° Cで 48時間以上乾燥させ、乾燥前後における重量変化から求めた。

酸素水素同位体比は、Nakata et al. (2018) に従い、直接水蒸気平衡レーザー分光分析法 (Wassenaar et al., 2008; Hendry et al., 2015) により求めた。コア試料の外周約 5 mm をトリミングした岩石試料約 12 g を容積 2 L のアルミバッグに入れ、そこに 1 L の乾燥窒素を入れて封をし、室温で 2 日間静置した。その後、アルミバッグを同位体比質量分析計(IWA-45EP、Los

Gatos Research)に接続し、アルミバッグ内の水蒸気の酸素水素同位体比を測定した。岩石試料の間隙水と水蒸気の間における同位体分別の温度依存性の校正のため、同位体比が既知の水約2gをアルミバッグに入れた標準試料を用意し、岩石試料と同様にアルミバッグ内の水蒸気の酸素水素同位体比を測定した。校正結果を用いて岩石試料の間隙水の酸素水素同位体比を求めた。

4.4.4 調査・試験の結果

(1) 岩芯記載

HFB-1 孔の掘削深度 200.00m のうち、GL-20.00~200.00m 区間を対象として岩芯観察を実施した。GL-0.00~20.00m 区間は、ノンコアであったため、カッティングスを観察し記録した。岩芯記載の作業実績を付録 5 に、岩芯写真を付録 5 の添付資料に示す。ここでは、岩芯記載結果をまとめた地質柱状図を示す(図 4.4-28、図 4.4-29)。

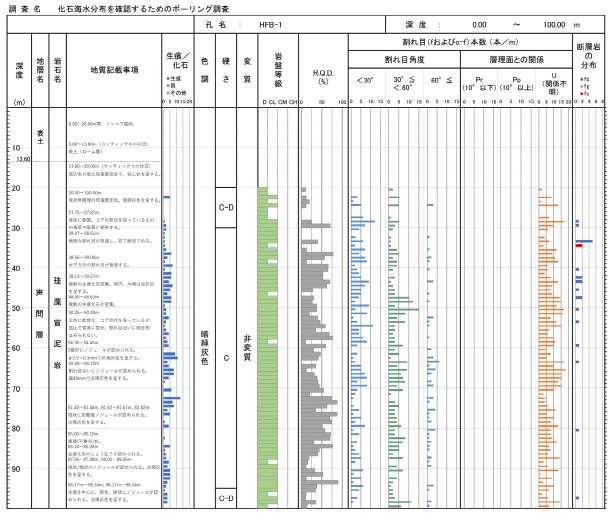


図 4.4-28 岩芯記載結果をまとめた地質柱状図 (深度 0~100 m)

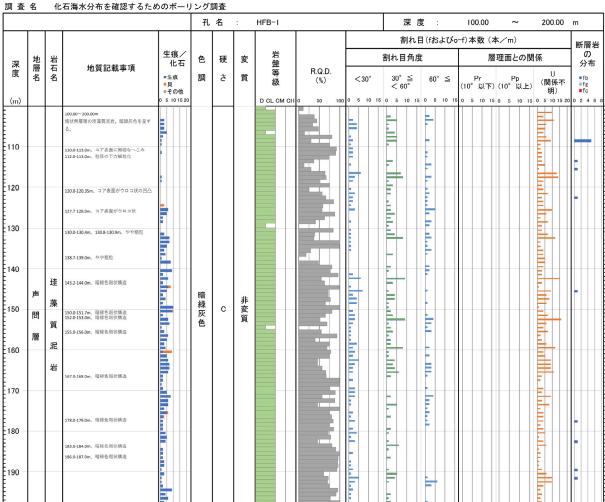


図 4.4-29 岩芯記載結果をまとめた地質柱状図 (深度 100~200 m)

(2) 物理検層

深度 200.00m まで掘進した直後の 2021 年 12 月 28 日~30 日の 3 日間にわたり、物理検層作 業を実施した。作業実績一覧を表 4.4-8 に示す。また、物理検層の結果として図 4.4-30、図 4.4-31 に物理検層総合柱状図を示す。以下に、各検層の結果について述べる。

表 4.4-8 物理検層の作業実績一覧

測定種目	測定深度 (m)	測定年月日	測定時間	測定速度 (m/min)	測定方向	備考
温 度 (S. T. = 1:13)	0 0 ~ 200 0		18 04 ~ 18:25	95	降下	温度 $0.0 \sim 199.9 \mathrm{m}$ 流体電気伝導度 $7.7 \sim 199.8 \mathrm{m}$
比 抵 抗 (インタ゛クション)	44 ~ 200 1	2021 12 28	19:20 ~ 19:51	63	巻揚	比抵抗 (DEEP) 20 0 ~194 0 _m 自然電位 20 0 ~196 7 _m
孔 径	15 0 ~ 200 0		21:48 ~ 22 05	10 9	巻揚	孔径 14 8 ~198 7 _m
внту	11 5 ~ 200 0		3:40 ∼ 5 06	22	巻揚	孔壁画像 130~1993m ※ BHTV検層実施前に、孔壁画像品質の確保 のため、清水置換を実施。
電磁式フローメーター	11 5 ~ 197 0		709 ~ 7:21	15 5	降下	
(静止時)	11 5 ~ 197 0	2021 12 29	7:36 ~ 7:43	26 5	降下	
	26 5 ~ 197 0		12:59 ~ 13:10	15 5	降下	測定中、孔内水内の固形粒子等によるポンプ目詰まりが生じたため、揚水停止。測定 データの品質に問題があるため、不採用。
電磁式フローメーター	26 5 ~ 197 0		13:27 ~ 13:34	24 4	降下	
(揚水量: 9.5L/min)	26 5 ~ 139 1		13:49 ~ 13:56	15 0	降下	測定中、孔内水内の固形粒子等によるポンプ目詰まりが生じたため、揚水停止。測定 データの品質に問題があるため、不採用。
	26 5 ~ 197 0		14 01 ~ 14:13	14 2	降下	
ヒ゛ルト゛アッフ゜試験	16 0		15:30 ~ 翌日 9:33	0 0	停留	
孔内状況 : と	ァーシング 12B	@ 200 00 m @ 20 00 m @ 19 50 m		ベントナイ 泥水比抵抗 比重 106	ト 804Ω·m@ 粘速	∮ 10 9°C 46sec

^{*1} ツールボトム深度基準 *2 センサー深度基準

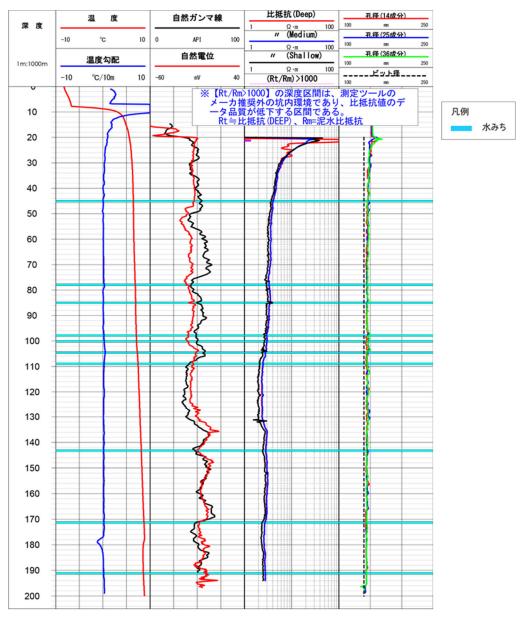


図 4.4-30 HFB-1 の物理検層柱状図(温度検層、比抵抗・自然電位検層、孔径検層)

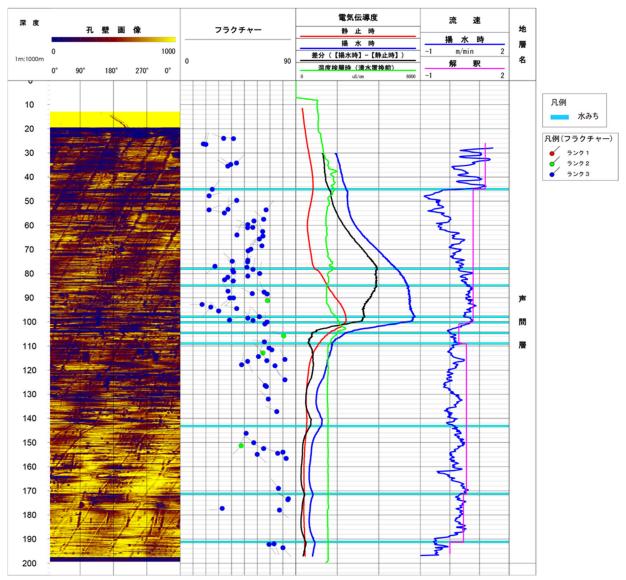


図 4.4-31 HFB-1 の物理検層柱状図 (孔壁画像検層、電磁フローメータ検層)

1) 温度検層

掘削終了後のポンプ循環停止後から 2 時間 49 分経過した後に、温度検層を開始した。最高温度は、深度 177.5 m と孔底付近の深度 199.3 m において $8.8 \degree$ であった。

温度勾配からみたアノマリー点は深度 100 m 付近と深度 178 m 付近であり、前者では同時に 測定した孔内水電気伝導度にアノマリーが、後者では関連性は不明ながら BHTV 検層により抽出したフラクチャーが確認されている。

2) 孔径検層

孔径は、深度 20 m のガイド管直下で約 170 mm に孔径拡大していることを除けば、おおよそ一定である。

3) 比抵抗・自然電位検層

比抵抗曲線(DEEP)において、深度 20~m のガイド管直下において比抵抗が高いが,深度の増加とともに $10\Omega \cdot m$ 以下になる。深度 20~m のガイド管直下のプラス方向の変化は、孔径拡大あるいはガイド管の影響であると考えられる。

4) 孔壁画像検層

不連続面については、概ねサインカーブとして捉えられるものを中心に抽出した。その結果、88本の不連続面(ランク1:0本,ランク2:4本,ランク3:84本,地層傾斜系:0本)を抽出した。一方、今回の測定では、明瞭な堆積構造や単層などの地層傾斜系と判別できる箇所は抽出されなかったが、既存の調査から HFB-1 における地層の走向・傾斜は、北西-南東走向で40°程度の南西傾斜であることが分かっている。今回の測定で抽出したフラクチャーの中で、地層の傾斜方位・傾斜角と調和的なものは、地層傾斜系の構造である可能性もある。

フラクチャー解析の結果として、図 4.4-32 に読み取った不連続面から作成したローズダイグラムおよびシュミットネット投影図、図 4.4-33 にアロープロットおよび不連続面の傾斜方位分布を示す。測定区間全体の不連続面(フラクチャー)の傾斜方位については、北北東方向と北北西~西北西方向に傾斜しているフラクチャーが優勢である。また、傾斜角度については、北北東傾斜のフラクチャーは傾斜角度 45° ~ 60° で多く分布しているのに対して、北北西~西北西傾斜の不連続面は傾斜角度 55° ~ 80° で広く分布している。

抽出したフラクチャーは、フラクチャーの傾斜方位および傾斜角度の傾向から、深度 $20.0 \,\mathrm{m}\sim 104.0 \,\mathrm{m}$ のゾーン $1 \,\mathrm{e}$ 、深度 $104.0 \,\mathrm{m}\sim 200.0 \,\mathrm{m}$ のゾーン $2 \,\mathrm{e}$ に、各ゾーンのフラクチャーの傾斜方位と傾斜の分布の特徴を示す。傾斜方位については、ゾーン $1 \,\mathrm{e}$ は北北東と北北西〜西北西傾斜が優勢であるのに対して、ゾーン $2 \,\mathrm{e}$ は北西と南東方向に傾斜している不連続面が優勢である。また、コンターマップの集中点について比較すると、ゾーン $1 \,\mathrm{e}$ では北北東と北西方向で高傾斜(傾斜角度 $10 \,\mathrm{e}$ 45° 程度)に集中しているのに対して、ゾーン $1 \,\mathrm{e}$ では北北東と北西方向で高傾斜(傾斜角度 $10 \,\mathrm{e}$ 以上)に集中している(図 $10 \,\mathrm{e}$ $10 \,\mathrm{e}$ 化 $10 \,\mathrm{e}$ 化

インデュースド・フラクチャーとブレークアウトの解析の結果を図 4.4-34 に示す。本測定では、ブレークアウトのみ検出された。ブレークアウトは北西一南東方向を中心に分布しており、今回の測定データのみからは HFB-1 周辺の応力場は北東一南西方向であると解釈できる。

定方位孔径の結果として、N-S 成分、NE-SW 成分、E-W 成分および NW-SE 成分の BHTV 検層による孔径値を図 4.4-35 に示す。参考として孔径検層結果も同図に示す。BHTV 検層ツールの測定結果から算出された孔径を比較すると、ガイド管直下の孔径拡大箇所を除いた深度区間では、同じ傾向を示す。BHTV 検層ツールによる測定結果は、孔径崩壊部(開口部)で誤差が大きくなる傾向があり、それは孔壁が滑らかではないため、音波エネルギーが孔壁で散乱・減衰してツールには戻らない箇所が多いためである。また、深度が深くなるにつれて、孔径が減少傾向となるドリフトが生じている。孔内は深度が深くなるにつれ温度が上昇することにより超音波速度が変わるが、BHTV 測定時の孔内水温度が不明なため、超音波速度を一定の値(1,452m/sec:温度検層時の深度 20m の温度測定値)で孔径値を算出したためである。

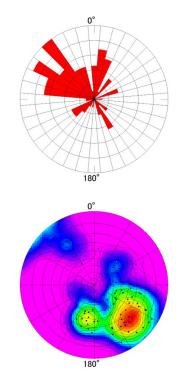


図 4.4-32 読み取った不連続面から作成したローズダイグラムおよびシュミットネット投影図

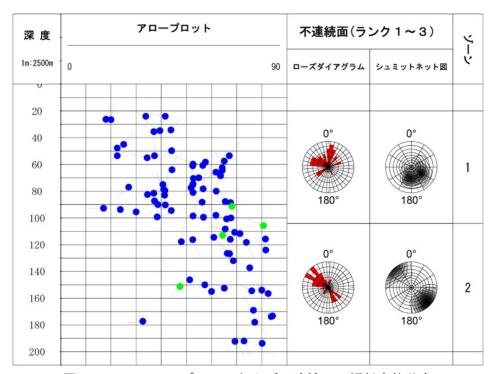


図 4.4-33 アロープロットおよび不連続面の傾斜方位分布

表 4.4-9 各ゾーンのフラクチャーの傾斜方位と傾斜の分布の特徴

ゾーン	ブーン 深度 (m)		検 と	出 数	集中点	傾斜方位の特徴
		m)	実数	10m平均	未干点	製料力型の特徴
全体	20.0 ~	200.0	88	29	335 / 85	北北東方向と南南東方向に傾斜している不連続面が卓越
1	20.0 ~	104.0	56	6. 7	7 / 45 302 / 48	北北東方向と南南東方向に傾斜している不連続面が卓越
2	104.0 ~	200.0	32	3. 3	313 / 80	北西方向と南東方向に傾斜している不連続面が卓越

注)フラクチャー集中点の数字は、それぞれ方位角と傾斜角を表わす。複数の集中点がある場合は、集中数が区間内の2番目までを記載。

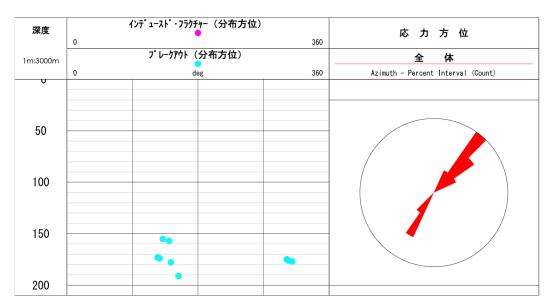


図 4.4-34 インデュースド・フラクチャーとブレークアウトの解析の結果

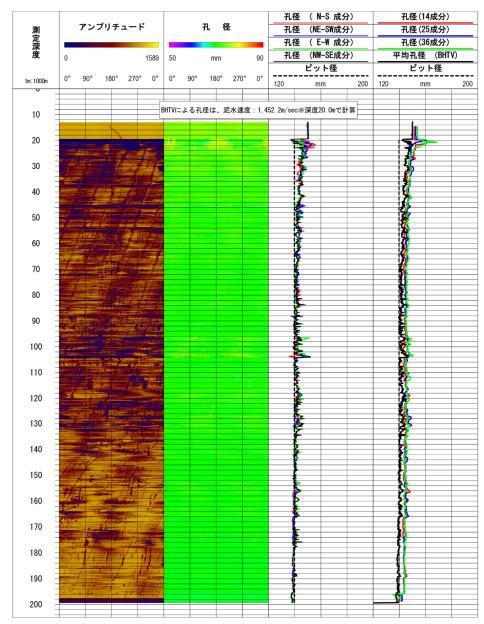


図 4.4-35 定方位孔径比較図

5) 電磁式フローメータ検層

電磁式フローメータ検層の解析結果を、図 4.4-31 および図 4.4-36 に示す。揚水量 9.5 L/min 時の電気伝導度カーブの変化点から、①深度 45.1 m (流入)、②深度 77.90 m (流入)、③深度 85.00 m (流入)、④深度 97.90 m (流入)、⑤深度 100.2 m (流入)、⑥深度 104.6 m (流出)、⑦深度 109.0 m (流出)、⑧深度 143.2 m (流入)、⑨深度 171.3 m (流入) および⑩深度 191.2 m (流入) において流出入していると推定される。一方、計算された流速からは、データ品質が悪いため、①深度 45.1 m (流入)、⑤深度 100.2 m (流入)、⑦深度 109.0 m (流出)、⑨深度 171.3 m (流入) および⑩深度 191.2 m (流入) の流出入が確認でき、BHTV 検層結果からも関連性は必ずしも明確ではないものの、⑨深度 171.3 m を除きフラクチャーが確認されている。

水みちの流入割合については、深度 $25~\mathrm{m}$ 付近の注水量 $9.5~\mathrm{L/min}$ を 100% とした時の各水みちの流入割合は、図 4.4-36 に示すとおりである。

電磁式フローメータ検層後に、孔内に設置した圧力計を利用してビルドアップ試験を実施した。

測定結果を図 4.4-37 および図 4.4-38 に、重ね合わせ法による解析図を図 4.4-39 に示す。ビルドアップ試験の解析の結果、勾配値 m は17.364 kPa/cycle、初期圧力 Pin は 149.06 MPaG、透水量係数は 2.343×10^{-9} m^3 /Pa・sec、透水量係数 2.609×10^{-5} m^2 /sec(15 $^{\circ}$ $^{\circ}$

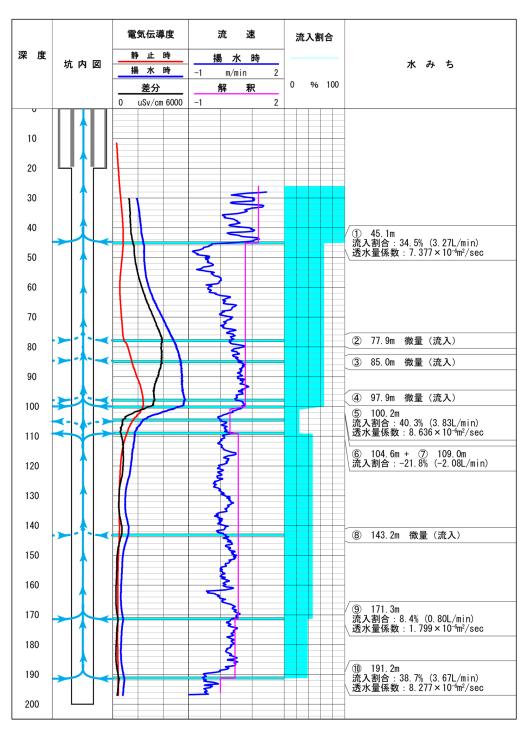


図 4.4-36 電磁式フローメータ検層解析結果

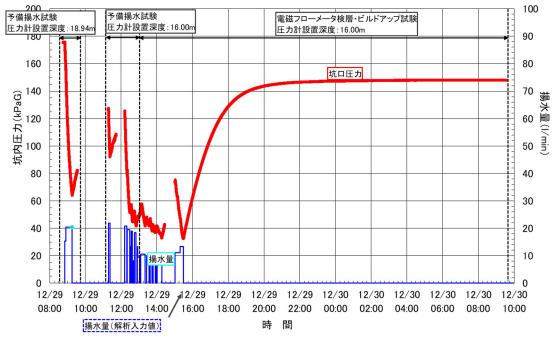


図 4.4-37 ビルドアップ試験結果(2021年12月29日~30日)

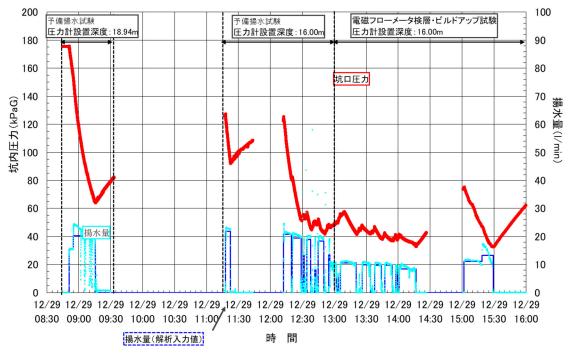


図 4.4-38 ビルドアップ試験結果図(2021年12月29日)

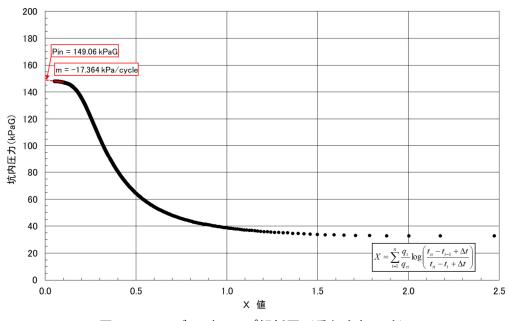


図 4.4-39 ビルドアップ解析図 (重ね合わせ法)

(3) 試料の採取と化学分析

4.4.3 項(3)で採取・分析した間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の分析結果を表 4.4-10 に示す。Cl-濃度および酸素水素同位体比の深度分布を図 4.4-40 に示す。また、Cl-濃度お よび酸素水素同位体比の相関図を図 4.4-41 に示す。図 4.4-40 および図 4.4-41 には、HFB-1 の 近傍で掘削された地上からのボーリング孔として、HDB-3 および HDB-6 の調査結果(天野ほか, 2012) も併せて示す。図に示される HDB-3 および HDB-6 の分析結果は、コア試料から圧縮抽 出により得られた間隙水のものであり、本項で示す分析結果とは分析手法が異なることに留意さ れたい。HFB-1 の CI-濃度は、深度約 95 m から 110 m の間において約 3,000 ppm から約 4,500 ppm へと急変し、その後、深度 146 m 辺りから元のトレンドに戻っていることが分かる(図 4.4-40)。Cl-濃度と比較すると、酸素水素同位体比はばらつきが大きい。Cl-濃度と同様に急激な 値の変化が見られる箇所があるが、その深度は約123mから約130mにかけてであり、Cl-濃度 の急激な変化が見られる深度とは異なっている。Cl-濃度および酸素水素同位体比の相関図を見 ると、HDB-3や HDB-6のデータより明らかにばらつきが大きいことが分かるものの、HDB-3や HDB-6 により示されるような化石海水と天水との混合により形成されたと考えられる傾向を大 きく逸脱することは無いことが分かる(図 4.4-41)。今後、HFB-1のコア試料からの間隙水の圧 縮抽出によりデータを取得する予定であるが、圧縮抽出水の分析結果との比較も踏まえ、このよ うな結果が得られた要因を考察していく予定である。

表 4.4-10 間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の分析結果

Depth (GL -m)	F ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	Br (mg/L)	NO ₃ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	含水率(%)	δ^2 H (‰)	δ ¹⁸ O (‰)
24.7	1.01	450	3.0	2.5	172	42	-67.0 ± 0.1	-8.6 ± 0.1
36.6	0.63	1700	12.3	1.56	106	41	-59.9 ± 0.1	-4.8 ± 0.1
49.8	0.58	2300	16.7	2.3	160	43	-53.5 ± 0.3	-3.2 ± 0.1
56.8	0.54	2600	18.4	2.3	127	42	-62.9 ± 0.2	-4.3 ± 0.1
69.4	0.57	2600	18.9	2.2	85	38	-45.4 ± 0.1	-1.6 ± 0.1
77.2	0.58	2800	20	2.4	76	40	-41.9 ± 0.2	-0.4 ± 0.1
83.9	0.16	2600	18.9	3.9	120	38	-43.5 ± 0.1	-1.0 ± 0.1
95.5	0.52	3000	22	1.09	48	41	-41.2 ± 0.2	-0.8 ± 0.1
109.8	0.14	4500	33	1.63	25	41	-43.9 ± 0.1	-1.0 ± 0.1
123.2	0.33	4100	31	1.12	115	44	-36.2 ± 1.4	-0.3 ± 0.1
130.6	0.33	3600	26	1.73	90	45	-69.7 ± 0.2	-7.9 ± 0.1
141.2	0.65	3400	25	1.78	62	38	-57.3 ± 0.1	-3.4 ± 0.1
146.5	0.75	3200	23	0.95	65	37	-50.5 ± 0.2	-2.9 ± 0.1
156.5	0.81	3200	23	2.0	90	37	-46.6 ± 1.6	-3.1 ± 0.2
168.8	1.11	3300	24	1.92	67	34	-41.8 ± 0.1	-1.8 ± 0.2
176.2	0.46	3500	25	2.2	102	41	-29.5 ± 0.6	+0.1 ± 0.1
184.5	0.85	3500	25	2.0	65	37	-43.0 ± 0.2	-1.0 ± 0.1
198.3	1.02	3400	24	1.17	81	35	-43.2 ± 0.1	-1.3 ± 0.1

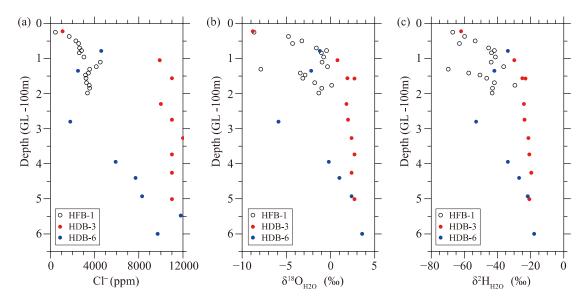


図 4.4-40 ボーリング調査から得られた CI 濃度および酸素水素同位体比の深度分布

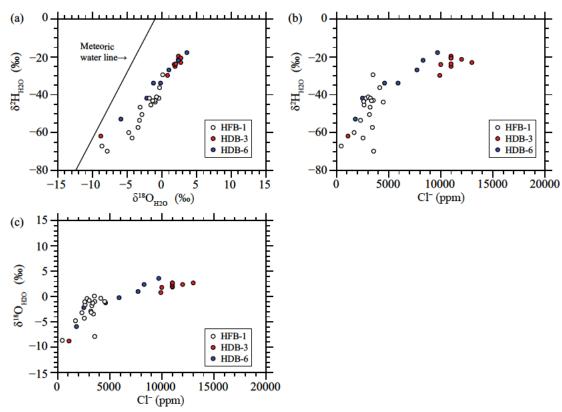


図 4.4-41 ボーリング調査から得られた CI⁻濃度および酸素水素同位体比の相関図

4.4.5 まとめ

令和2年度に実施した物理探査の結果を踏まえて推定された低流動域の三次元分布およびその推定手法の妥当性を確認するためのボーリング調査を実施した。令和3年度は、深度200mまで掘削し、声問層が分布する領域を調査した。その結果、4.4.4項(3)で述べた通り、速報ではあるが深度200mまで CI-濃度および酸素水素同位体比の深度プロファイルが取得された。その結果、HFB-1の CI-濃度は、深度約95mから110mの間において約3,000 ppmから約4,500 ppmへと急変し、その後、深度約146mから元のトレンドに戻ることが分かった(図4.4-40)。酸素水素同位体比は、CI-濃度と比較するとばらつきが大きい。CI-濃度と同様に急激な値の変化が見られる箇所があるが、その深度は約123mから約130mにかけてであり、CI-濃度の急激な変化が見られる深度とは異なる。令和4年度においては、深度200mからボーリング孔掘削を行い、少なくとも低流動域と評価できる深度までデータを取得し、ひと通りデータを取得する計画である。水理学的に連結性を有する稚内層浅部を掘削する予定であり、その区間においても、CI-濃度および酸素水素同位体比が急変することが予想される。今後、ボーリング調査データに基づきHFB-1における低流動域分布を評価するとともに、声問層中も含め CI-濃度および酸素水素同位体比の急変する要因を考察する予定である。

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.

Clayton, R.N. and Mayeda, T.K., The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen

- from oxides and silicates for isotopic analysis, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol.27, pp43–52, 1963.
- 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.
- Hendry, M.J., Schmeling, E., Wassenaar, L.I., Barbour, S.L. and Pratt, D., Determining the stable isotope composition of pore water from saturated and unsaturated zone core: Improvements to the direct vapor equilibration laser spectrometry method, Hydrol. Earth Syst. Sci., vol.19, pp.4427–4440, 2015.
- 本多眞, 山本真哉, 櫻井英行, 鈴木誠, 真田祐幸, 杉田裕, 松井裕哉, 地球統計学的手法を用いた地下水水質分布の推定とその不確実性の評価, 土木学会論文集 C, vol. 66, no. 3, pp.609-624, 2010.
- Ishii, E., Assessment of hydraulic conductivity of fractures I mudstones by single-borehole investigations, Water Resource Research, vol. 54, pp.3335–3356, 2018.
- Mahara, Y., Igarashi, T., Hasegawa, T., Miyakawa, K., Tanaka, Y. and Kiho, K., Dynamic changes in hydrogeochemical conditions caused by tunnel excavation at the Aspo Hard Rock Laboratory (HRL), Sweden, Applied Geochemistry, vol.16, pp.291–315, 2001.
- 中田弘太郎,長谷川琢磨,東原知広,地下水年代測定評価技術の開発(その1)-地下水年代測定のためのコア間隙水中希ガス抽出技術の確立と適用-,電力中央研究所報告,N05065, 20p., 2006.
- Nakata, K., Hasegawa, T., Higashihara, T. and Oyama, T., Chloride ion concentrations during the compression of rocks to extract pore water, Geofluids, vol.16, pp.78–88, 2016.
- Nakata, K., Hasegawa, T., Oyama, T. and Miyakawa, K., Evaluation of δ²H and δ¹⁸O of water in pores extracted by compression method-effects of closed pores and comparison to direct vapor equilibration and laser spectrometry method, Journal of Hydrology, vol.561, pp.547–556, 2018.
- 中山雅(編), 幌延深地層研究計画; 令和 2 年度調査研究成果報告, JAEA-Review 2021-053, 133p, 2022.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成31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,468p.,2020.
- 日本機械学会, "1999 日本機械学会蒸気表", 日本機械学会, p.31 & p.171 & p.176-190, 1999.
- 三枝 博光, 松岡 稔幸, 丹羽 正和, 笹尾 英嗣, 早野 明, 連載講座 オールジャパンでとりくむ地 層処分のいま 第 2 回 地層処分に関する地質環境評価技術, 日本原子力学会誌 $ATOMO \Sigma$, 64 巻 1 号 p. 46-50, 2022.
- 酒井利啓, 石井 英一, 幌延深地層研究計画における広域スケールを対象とした地質構造モデルの 更新, JAEA-Data/Code 2021-009, 13p, 2021.
- Vennemann, T.W. and O'Neil, J.R., A simple inexpensive method of hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent, Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), vol.103, pp.227–234, 1993.
- Wassenaar, L.I., Hendry, M.J., Chostner, V.L. and Lis, G.P., High resolution pore water $\delta^2 H$ and $\delta^{18}O$ measurements by $H_2O_{(liquid)}-H_2O_{(vapor)}$ equilibration laser spectroscopy, Environ. Sci. Technol., vol.42, pp.9262–9267, 2008.

4.5 地下水の同位体比に着目した古水理地質学的指標の開発

これまでの調査で、幌延地区の地下深部には化石海水が長期にわたり残留していることが確認されている(Nakata et al., 2018)。ただし、酸素水素同位体比の分布(図 4.5·1)が示すように、幌延地区の地下水は化石海水と降水の二成分が混合しており、化石海水が降水で洗い出されたことが示唆されている。この化石海水の洗われる速度は、将来の地下水の安定性を評価するうえで重要である。すなわち、化石海水が存在していても、それが今後短時間で降水による洗い出しが起きるような場合、地下水が安定とは言えない。化石海水と降水が混合する速度を評価するために、図 4.5·2 に示すように、拡散指標や 81Kr など地下水に含まれる同位体に着目した検討を実施している。

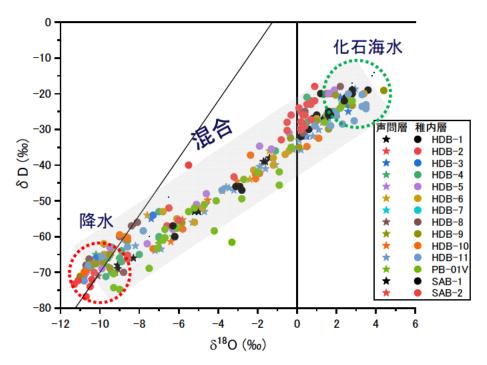


図 4.5-1 幌延地区における水素酸素同位体比の分布(JAEA, 2012)

化石海水と降水とが混合していても、この混合が拡散によることを示すことができれば、地下水流動が遅いことを示すことができる。拡散係数は、物質によって異なり、堆積岩中では、水分子と Cl とでは数倍程度異なることが知られている(例えば、Muzurek et al., 2011; Hasegawa et al., 2021)。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.,2016b; Hasegawa et al., 2021)。

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の整備を開始した。具体的には、拡散試験を実施し、 δ D と δ ¹⁸O、Cl の拡散係数の違い、 δ ³⁷Cl の分別係数について取得するとともに、既存のボーリング孔において、 δ D、 δ ¹⁸O、Cl、 δ ³⁷Cl の深度方向分布の再確認を実施している。また、これらを用いて、拡散方程式による評価を行い、拡散が支配的かどうかの判定と、拡散が始まってからの時間を調査している。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、 δ Cl/Cl の平衡値や4He の蓄積に基づいて評価されてきた(Nakata et al., 2016)。しかし、これらの物質は原位置での生成に基づいた評価になっており、主に化石海水の年代を反映しており、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。このため、浅層水の年代を評価するために、⁸¹Kr による年代測定の適用を開始した。⁸¹Kr は近年 Atom Trap Trace Analysis(ATTA)の開発により、少量での計測が可能になり、原位置適用が実施されるようになってきた。⁸¹Kr は半減期が約 23万年で、地下での生成は地表での生成と比較して無視できる程度である。このため、⁸¹Kr は、³⁶Cl や ⁴He と異なり、地表由来の地下水の年代測定・地表由来の地下水流動性評価に有効であると考えられる。

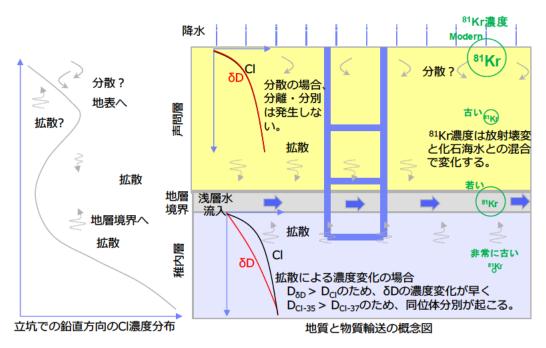


図 4.5-2 幌延深地層研究センターでの CI 濃度分布と拡散場・81Kr 年代測定法の概念図

4.5.1 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

(1) 背景と目的

拡散は最も遅い輸送形態であり、拡散が支配的であることを示すことができれば、場における物質の輸送が遅いことを示すことができる。このため、幌延地区を対象に、拡散によって分離・分別する物質・同位体の調査を開始した。具体的には、声問層や稚内層の δ D δ CI の拡散係数や δ 37CI の分別係数を計測するとともに、既存のボーリング孔から試料を採取し、 δ D、CI、 δ 37CI の分布を再評価する。あわせて、これらの分布を拡散方程式によって評価し、 δ D δ CI の分布から、 δ D δ CI の分布と分別から拡散が支配的であることを示すことを試みた。

昨年度までに、声問層や稚内層の拡散試験を行った。この結果、 δ D は Cl に比べて拡散係数が数倍程度大きいこと、 δ 37Cl の分別係数が 1.0015~1.0020 であることを確認した。このため、拡散が支配的であれば、 δ D と Cl の分離、 δ 37Cl の分別が優位に発生すると考えられる。 δ D と Cl の分離については、 δ D と Cl の関係をプロットし、その関係が直線でなく曲線になることから、混合でなく拡散が寄与していることを示した。また、 δ D と Cl の分布形態、 δ 37Cl の分別から、深部から浅部に向けて拡散が発生している可能性が高いことがわかった。

今年度は、濃度条件を変えて拡散試験を実施し、 δ D、Cl などの拡散係数、Cl の分別係数の再現性を確認した。また、既存ボーリング孔(HDB-1, HDB-8, HDB-10)のコアを採取し、圧縮抽水、リーチング、蒸気法によって、データを採取した。リーチングでは Cl と δ 37Cl を、蒸気法で

は δ D と δ ¹⁸O を採取した。さらに、拡散方程式を用いて、SAB02、HDB-3、HDB-6 の δ ¹⁸O、Cl と δ ³⁷Cl の分布の再現を試みた。

(2) 調査方法

昨年度に引き続き、拡散試験、ボーリング孔での間隙水における Cl、 δ D、 δ ^{37}Cl の深度方向分布についてのデータの拡充を実施した。あわせて、拡散方程式による δ ^{18}O 、Cl E δ ^{37}Cl の評価を実施した。拡散試験は、これまでに調査した SAB02、HDB-3、HDB-6 について、濃度条件を変えて再現性の確認を実施した。ボーリング孔での Cl、 δ D、 δ ^{37}Cl のデータの拡充については、既存の調査結果(天野ほか、2012)から、濃度変化が概ね把握できている、このため、濃度変化が比較的明確である。HDB-1, HDB-8, HDB-10 について、調査した。これらのボーリング孔は、図 4.5-3 に示すように、褶曲軸に対して、近い (HDB-8)、中間 (HDB-1)、遠い (HDB-10) という位置にある。

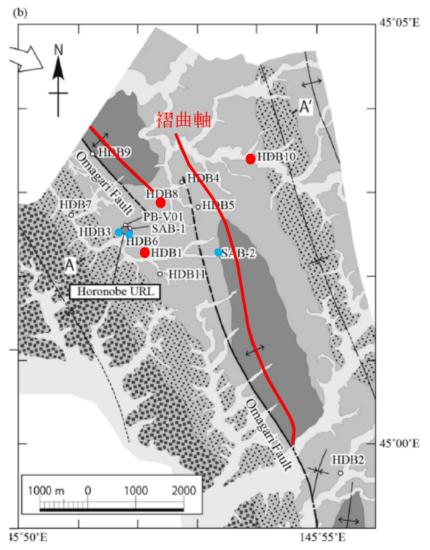


図 4.5-3 既存のボーリング孔とコア採取地点の位置図

拡散試験は、図 4.5-4 に示すように Through-diffusion 試験を実施した。昨年度までは、Cl と Br の拡散係数の比較および同位体分別係数を求めるために、Br も対象としていた。しかし、Br はコア間隙水での濃度が低く、原位置の同位体計測が困難である。さらに、Br の同位体分別は Cl

の同位体分別比べて小さいため、今年度からは、Br の拡散係数は計測せず、Cl の拡散係数と同位体分別係数を計測することとした。

拡散試験では、高濃度タンクから低濃度タンクへと輸送される物質のフラックスから拡散係数を計算する。また、分別係数の計測については、高濃度タンクから低濃度タンクに拡散で輸送されることにより分別が発生するため、両タンクの δ 37Cl の差から分別係数を求めた(Hasegawa et al., 2018)。ここでは、高濃度側は、SrCl2 に重水を添加、低濃度側は NaNO3 に重酸素水を添加して試験を実施した。高濃度側の Cl 濃度は、濃度依存性を見るために 4400 mg/l と昨年度に比べて約 1/5 の濃度とした。

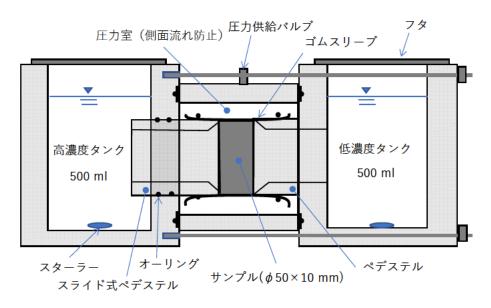


図 4.5-4 Through-diffusion 試験の概念図

ボーリング孔での δ D、 δ ¹⁸O 、Cl、 δ ³⁷Cl の分布を調査した。調査地点は、前述のように、HDB-1、HDB-8、HDB-10 である。これらのボーリング孔から約 20m 間隔でコアを採取し、採取したコアで圧縮抽水、リーチング、蒸気法を行った。圧縮抽水は、コアを圧縮することにより間隙水を取り出す方法である。リーチングは、岩石の一部を蒸留水に浸漬し、間隙水を蒸留水に 希釈して間隙中の物質を取り出す方法である。蒸気法は、岩石コアの水分を蒸気として取り出して、 δ D と δ ¹⁸O を計測する方法である。圧縮抽水とリーチングは Hasegawa et al.(2016b)、蒸気法は Nakata et al.(2018b)と同様の方法で実施した。

既存のコアは一部保存状態が悪く乾燥しているものがあり、厳密に間隙水の値を反映していないものがある。これは、乾燥によって、間隙水が減少し濃度が上昇するためである。特に蒸発した場合、同位体比の軽い水ほど蒸発しやすいため、間隙水に残る水は重くなる可能性がある。このため、蒸気法では乾燥していると δ D と δ 18O は適切に求めることができない。また、乾燥すると C1 濃度を適切に求めることができない。一方で、 δ 37C1 は、乾燥過程では同位体分別を起こさない。このため、乾燥した試料は主にリーチングで処理し、C1 の抽出を試みた。

さらに、拡散の検討ではヘリウムの拡散係数についても調査した。ヘリウムは地下水年代の指標となるうえ、安定同位体である ³He と ⁴He の重量比は 1.33 倍と種々の同位体の中でも大きく、拡散で同位体分別が起きた場合顕著な差が観察されるものと期待される。ヘリウムは溶存ガスであるため、サンプリングにおける脱ガスや大気による汚染の影響を受けやすい。このため、Through-Diffusion 法によるヘリウムの拡散試験を実施する際に、低濃度側セルにおいて He 濃

度を評価する際には、サンプリングによる影響を少なくするための工夫が必要とされる。本試験では低濃度側セルの濃度評価における擾乱を減らすため、「拡散サンプラー」(Gardner and Solomon, 2009)を用いた試験系を構築した。拡散サンプラーは「ガス水分離部」「ガスリザーバー」から構成されており、ガス水分離部で分離したガスがガスリザーバーに溜まる仕組みになっている。スイッチングバルブを用いて、ガス水分離部・ガスリザーバー・GCをつなぎ、分離部で分離したガスをリザーバーに溜め、溜まったガスをGCに送って分析をすることができる。サンプリングのために低濃度側のセルを開けて大気に曝露することがないため、サンプリングにおける脱ガスや大気汚染の影響をほとんど受けないと考えられる。また、He は固体中も拡散しやすいため、プラスティックの容器を用いた場合には、容器壁を通じて He が試験系の外に漏出し、結果として He の拡散係数を低く見積もってしまう可能性が高い。このため、低濃度側のセルはステンレス製のものを用い、容器壁を通じた He の漏出を防止した。高濃度側のセルはアクリル製であるが、常に一定速度で He をバブリングし、溶液中の He 濃度が飽和濃度を保つようにした。試験系の概念図を図 4.5-5 に示した。

また、拡散係数評価終了後、拡散サンプラーとキャップ付きのバルブを接続し、キャップとバルブに挟まれた空間内のガスにおいて ³He/⁴He を分析した。岩石間隙を拡散する前後の ³He/⁴He を分析することで、ヘリウムの拡散における同位体分別係数を評価した。

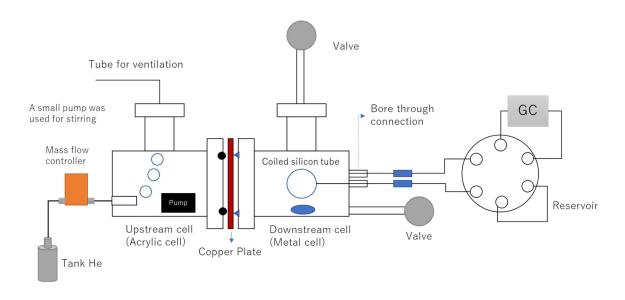


図 4.5-5 ヘリウム拡散係数評価のための試験系

(3) 調査結果

1) 拡散試験による拡散係数と分離分別係数の調査

Through-Diffusion 試験の結果の例を図 4.5-6 に示す。ここでは、片側のタンクには、Cl、 δ D の高濃度溶液、もう一方のタンクには NO_3 、 δ ^{18}O の高濃度溶液を入れ、両側から拡散が発生するようにした。これは、片側のみで調査すると、水位の違いや密度の違いで微少な流れが発生した場合に、拡散係数を過大評価するおそれがあるためである。両方の水(δ D と δ ^{18}O),1 価の陰イオン(Cl と NO_3)の拡散係数がほぼ同じになることを確認することで、移流が発生していないことを確認している。移流が発生した場合、移流によるフラックスが拡散に付与されるため、一方の拡散係数が大きくなる。ここではそのような結果になっていないため、拡散が支配的であり、拡散試験が成立していると考えられる。

表 4.5-1 に示す。Through-Diffusion 試験では、低濃度側の濃度変化は次式で与えられる (Hasegawa and Nakata, 2018)。

$$C_{L,t} = \frac{1}{\beta} C_{H,0} \left[1 - \exp\left(-\frac{\beta DA}{VW}t\right) \right]$$

ここに、 $C_{L,t}$ は低濃度側タンクの濃度、 β は濃度条件(トレーサー濃度を一定に保つ場合 β = 1、保たない場合 β = 2)、 $C_{H,0}$ は高濃度側タンクの初期濃度、D は拡散係数、A は試料面積、V はタンクの体積、W は試料幅、t は時間である。

低濃度側の同位体比の変化は以下のように与えられる。ここで、質量数の大きい同位体と小さい同位体の低濃度タンク側での濃度をそれぞれ $C_{h,t}$ と $C_{l,t}$ 、また拡散係数は、 D_h と D_l とした。また、 α は分別係数で、 α = D_l / D_h である。

$$R_{L,t} = \frac{C_{h,t}}{C_{l,t}} = R_{H,0} \frac{\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_{h} A}{V W}t\right)\right]}{\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_{l} A}{V W}t\right)\right]} = R_{H,0} \frac{\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_{l} A}{\alpha V W}t\right)\right]}{\left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_{l} A}{V W}t\right)\right]}$$

この結果、濃度変化に伴う分別係数は次式で与えられる(Hasegawa et al., 2021)。

$$\alpha = -\frac{\beta D_{1}At}{VW} \frac{1}{\ln \left\{ 1 - \frac{R_{L,t}}{R_{H,0}} \left[1 - \exp\left(-\frac{\beta D_{1}At}{VW}\right) \right] \right\}}$$

上式を用いて、計測値ごとの分別係数を計算し、平均と標準偏差を求めたものを表 4.5-1 に示した。

拡散係数は声問層では δ D と δ ¹⁸O が、 2×10^{-10} m²/s 程度、 Cl^- と NO_3^- は 1.6×10^{-10} m²/s 程度になっている。稚内層では、 δ D と δ ¹⁸O が、 1×10^{-10} m²/s 程度、 Cl^- と NO_3^- は $0.5\sim1\times10^{-10}$ m²/s 程度になっている。蛍光染料(NAP)は、上手く計測できていないところもあるが、声問層で $1.4\sim4\times10^{-11}$ m²/s、稚内層で 1×10^{-11} m²/s 程度になっている。

声問層での水(δ D と δ ¹⁸O)の拡散係数は 1 価の陰イオン(Cl^- と NO_3^-)よりも大きいものの 1.3 倍程度の値になっている。稚内層では、水(δ D と δ ¹⁸O)の拡散係数は 1 価の陰イオン(Cl^- と NO_3^-)の拡散係数の 1.5~2 倍となっている。

Cl の分別係数は、声問層では 1.0012~1.0014 となっており、稚内層では 1.0014~1.0016 となっている。これらは、声問層の分別係数は、自由水中の分別係数に近い。声問層の分別係数は、稚内層に比べてやや大きくなっており、拡散係数が小さくなったことを反映していると考えられる。

これらの結果は、概ね昨年度の結果と整合しており、溶存物質量が変化した影響は有意な影響を与えないことがわかった。分別係数はやや小さくなっているが、初期の Cl 同位体比にバラツキが大きいため、これが影響しているものと考えられる。

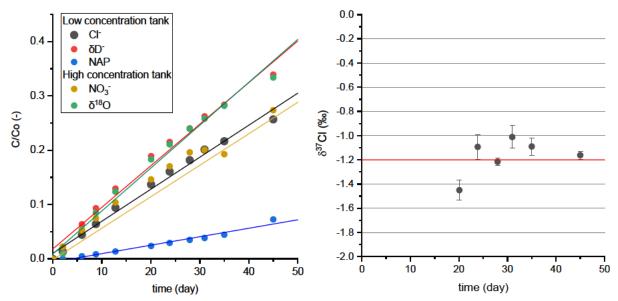


図 4.5-6 Through-Diffusion 試験での濃度と同位体比の変化(HDB-3: 287.80-288.00 m)

表 4.5-1 幌延のボーリングコアでの拡散係数と分別係数 (1)拡散係数

		深度 (m)		拡散係数 (m²/s)					
地層	孔名			高	→低濃度タン	ク	低→高濃	度タンク	
					Cl ⁻	NAP*	δ ¹⁸ O	NO ₃	
声問層	HDB-3	287.80 ~	288.00	2.3E-10	1.8E-10	4.0E-11	2.4E-10	1.7E-10	
声問層	HDB-3	377.88 ~	378.00	1.8E-10	1.4E-10	1.4E-11	1.9E-10	1.3E-10	
声問層	HDB-6	231.42 ~	234.52	2.1E-10	1.6E-10	3.0E-11	2.1E-10	1.6E-10	
稚内層	SAB02	264.90 ~	265.00	1.5E-10	1.0E-10	-3.5E-13	1.7E-10	1.0E-10	
稚内層	SAB02	565.00 ~	565.20	9.6E-11	5.5E-11	6.9E-13	1.0E-10	4.7E-11	
稚内層	SAB02	704.50 ~	704.60	9.2E-11	4.7E-11	9.4E-12	9.8E-11	3.6E-11	

(2)分別係数と拡散係数比

					分別係数			拡散係数比	
地層	孔名	深度	深度 (m)		高→低濃度タンク			D _{CI} /D _{NAP}	
				Cl is	otope	n	D _{od} /D _{cl}	DCI/ DNAP	
声問層	HDB-3	287.80 ~	288.00	1.0012	±0.0002	6	1.28	4.6	
声問層	HDB-3	377.88 ~	378.00	1.0014	±0.0002	6	1.27	10.4	
声問層	HDB-6	231.42 ~	234.52	1.0012	± 0.0001	6	1.30	5.4	
稚内層	SAB02	264.90 ~	265.00	1.0014	±0.0001	6	1.50	-	
稚内層	SAB02	565.00 ~	565.20	1.0016	±0.0001	5	1.76	-	
稚内層	SAB02	704.50 ~	704.60	1.0014	±0.0001	5	1.96	5.0	

^{*}ハッチング部分は稚内層

2) コア採取によるデータの拡充

HDB-1、HDB-8、HDB-10 での Cl 濃度、 δ D と δ ¹⁸O の関係を図 4.5-7~図 4.5-9 に示す。 Cl 濃度はリーチング、 δ D と δ ¹⁸O は蒸気法でデータを採取した。圧縮抽水と揚水は既存の結果

を示した(天野ほか、2012)。HDB-1 については、リーチングで求めた CI 濃度は、浅部では既存の結果と一致するが、深部ではやや低い傾向がある。リーチングで求めた濃度が、圧縮抽に対して低いのは、粘土粒子表面がマイナスに帯電しており、陰イオンの排斥効果によって、陰イオンが存在できない領域があるためと考えられる(Mazurek et al.,2010)。リーチングと圧縮抽水が乖離し始める深度は概ね 300m 以深であり、深度 325m が声問層と稚内層の境界である。稚内層は声問層に比べて間隙率が半分程度のため、前述の陰イオン排斥効果の影響が出やすいと考えられる。このため、陰イオン排斥効果の影響で差が出ていると考えられる。

蒸気法で求めた δ D と δ 18O は浅部では大きく乖離しており、深部では概ね一致する傾向がある。これは、浅部の岩石コアは蒸発が発生していると考えられる。軽い同位体比の水分子の方が蒸発しやすいため、この効果で水素酸素同位体比は重くなる傾向がある。浅部の水同位体比は重い方にシフトしており、蒸発の影響であると考えられる。ただし、リーチングによる Cl 濃度はそれほど大きく差が出ていないため、蒸発による乾燥はそれほど進んでいないと考えられる。

HDB-8 については、リーチングで求めた Cl 濃度は、圧縮抽水よりもやや低い傾向にある。HDB-8 は深度 100m が声問層と稚内層の境界である。このため、先ほどと同様に陰イオン排斥効果の影響でリーチングでの Cl 濃度は、圧縮抽水よりもやや低いと考えられる。

蒸気法で求めた δ D と δ 18O は、浅部で圧縮抽水や揚水よりもやや重く、蒸発の影響を受けていると考えられる。一方で、深部では概ね圧縮抽水と一致することから、蒸発の影響を受けておらず、適切にデータがとられていると考えられる。蒸気法では、以前蒸発が発生した場合、影響が大きいと考えられるため、サンプルを蒸発させないように保管することが非常に重要であると考えられる。

HDB-10 では、声問層と稚内層の境界は深度 297m にある。リーチングで求めた Cl 濃度は、浅部では圧縮抽水と同程度もしくはやや低い、深部ではやや低い傾向にある。しかしながら、その分布形態は、350m 付近の Cl 濃度の低下を非常に良く再現できていると考えられる。蒸気法で求めた δ D と δ ¹⁸O は、やや圧縮抽水で求めたものよりも重いため、蒸発の影響を受けていると考えられる。しかしながら、 δ D と δ ¹⁸O の変化は、350m 付近の変化をよくとられ散ると考えられる。

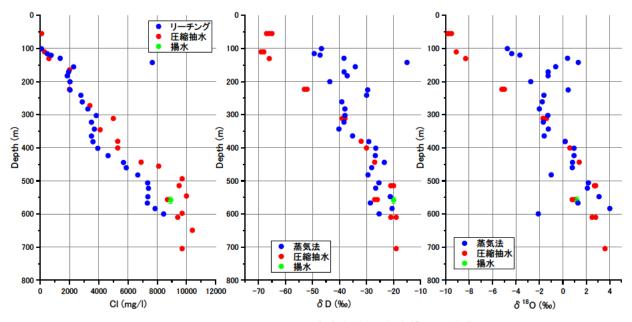


図 4.5-7 HDB-1 での CI 濃度とδD とδ ¹⁸O の分布

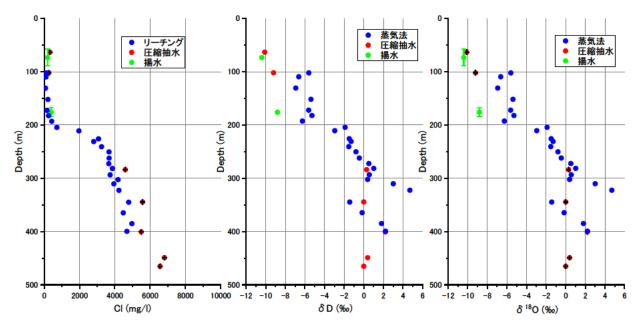


図 4.5-8 HDB-8 での CI 濃度と δ D と δ ¹⁸O の分布

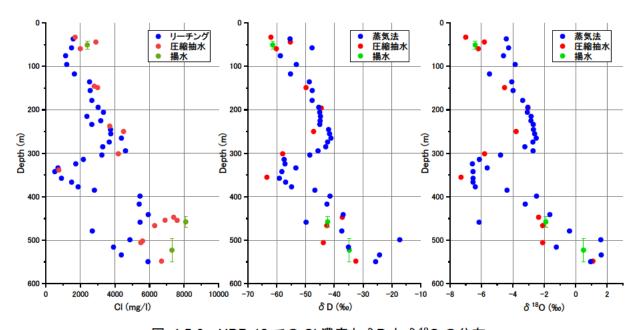


図 4.5-9 HDB-10 での CI 濃度と δ D と δ ¹⁸O の分布

これらの結果からわかるように、リーチングと蒸気法による補間は、Cl、 δD と δ ¹⁸O の補間に有益であったと思われる。一方で、リーチングについては、陰イオン排斥効果を評価する方法、蒸気法については、蒸発を抑制するための保管方法を検討する必要がある。

3) 拡散方程式による評価

これまでに調査した SAB-2 、HDB-3、HDB-6 の Cl と δ ³⁷Cl、 δ ¹⁸O について、拡散方程式で評価した。評価にあたっては、拡散方程式と PEST(Doherty, 2013)を組み合わせて逆解析を行い、推定値と推定誤差を求めた。これにより、推定誤差を示すことにより、推定の確からしさもあわ

せて示した。

SAB-2 と HDB-3 については、一次元の拡散方程式である次式を用いた。

$$C = \frac{1}{2} erfc \left(\frac{x}{2} \sqrt{\frac{n_e}{Dt}} \right)$$

ここに、x は境界条件からの距離、D は実効拡散係数、ne は有効間隙率である。

SAB-2 については、前述の拡散試験結果から、稚内層の拡散係数として、Cl は 5×10^{-11} m/s²、 δ ^{18}O は 1×10^{-10} m/s²、間隙率 0.3、境界の Cl 濃度は 20 mg/l、 δ ^{18}O は-8.5%として解析を実施した。その他のパラメータは推定パラメータとした。具体的には、初期濃度、拡散時間、分別係数、境界深度である。

Cl と δ ³⁷Cl は、同時に同定した。 δ ¹⁸O については独立に同定した。この結果を図 4.5-10 に示す。推定したパラメータは赤字、固定したパラメータは青字とした。推定したパラメータには推定誤差をあわせて示している。

Cl と δ ³⁷Cl の初期濃度と境界深度は、概ね適切に高精度で推定できており、図から見ても概ね 妥当であると考えられる。拡散時間は、 $10^{-6.0^{\pm}0.1}$ 年、分別係数は 1.0017 ± 0.0002 と推定されて いる。拡散時間は、幌延地区が概ね 100 万年前に地表に路頭したことと整合的である。また、分別係数も 1.0017 ± 0.0002 と稚内層の分別係数として概ね妥当であると考えられる。Cl 濃度と δ ³⁷Cl の分布から、深部の Cl が拡散によって輸送され、その影響で δ ³⁷Cl にプラスシフトが発生していると考えられる。Cl が拡散で流出する場合には、質量数の大きい ³⁷Cl は拡散係数がやや小さく、拡散が発生した領域に取り残されるため、このようなプラスシフトが発生する。

 δ ¹⁸O の初期濃度と境界深度は、概ね適切に高精度で推定できており、図から見ても概ね妥当であると考えられる。境界深度については、Cl と ³⁷Cl による逆解析結果とも整合している。拡散時間は $10^{-5.5\pm0.1}$ 年と推定されており、これについては Cl よりも短くなっている。

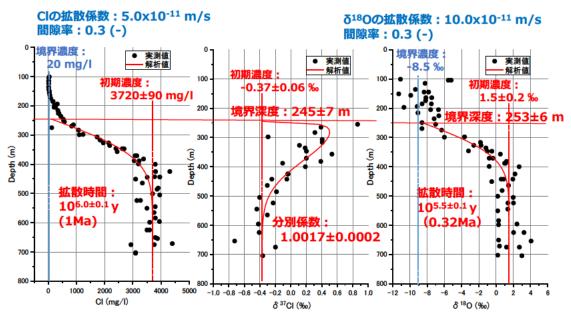


図 4.5-10 SAB-2 での CI と δ ³⁷CI、 δ ¹⁸O の解析結果

HDB-3 については、前述の拡散試験結果から、声問層の拡散係数として、Cl と δ 18O は両方と

もに 1×10^{-10} m/s²、間隙率 0.5、境界の Cl 濃度は 20mg/l、 δ ¹⁸O は-8.5‰として解析を実施した。 その他のパラメータは、SAB-2 と同様に推定パラメータとした。

Cl と δ 37Cl は、同時に同定した。なお、深度 300m 迄のデータを用いて逆解析を行った。これは、深度が深くなると Cl 濃度は低く、 δ 37Cl は重くなり、拡散以外の要因で変化していると考えられるためである。 δ 18O については独立に同定した。この結果を図 4.5-11 に示す。 δ 18O については、変動箇所にデータが少なく同定ができなかった。このため評価結果を表示していない。 HDB-3 もコアが古く、蒸発の影響を受けていると考えられたため、浅部の δ D と δ 18O は蒸気法で再取得していない。

Cl と δ 37Cl の初期濃度と境界深度は、図から見ても概ね適切に推定されていると考えられる。拡散時間は、 $10^{-6.0\pm0.2}$ 年、分別係数は 1.0015 ± 0.0003 と推定されている。拡散時間は、SAB-2 とほぼ同じで、幌延地区が概ね 100 万年前に地表に路頭したことと整合的である。また、分別係数も 1.0015 ± 0.0002 と声問層の分別係数として概ね妥当であり、稚内層よりも少し小さくなっている。Cl 濃度と δ 37Cl の分布から、SAB-2 と同様に、深部の Cl が拡散によって輸送され、その影響で δ 37Cl にプラスシフトが発生していると考えられる。ただし、Cl の初期濃度、 δ 37Cl 初期同位体比が SAB-2 と大きく異なる。これは、場所による水-岩石相互作用の影響と考えられるが、今後検討していく必要がある。

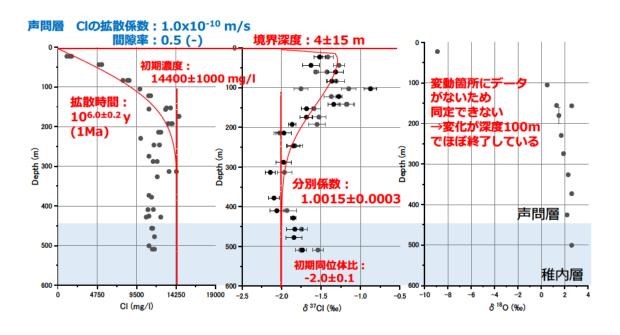


図 4.5-11 HDB-3 での CI と δ ³⁷CI の解析結果

HDB-6 については、SAB-2 や HDB-3 と異なり、深度の増加に伴い、Cl 濃度が低下と上昇が観測されており、Cl 濃度の低下した地点で、 δ 37Cl も低下している。これは、割れ目や断層などによって Cl 濃度の低い地下水が流入したと考えられるため、そのような場合を考慮できる Tang et al.(1981)の式を用いた。この式は、図 4.5-12 の解析条件で誘導されており、Cl などの保存性物質の式として、変形すると次式になる。

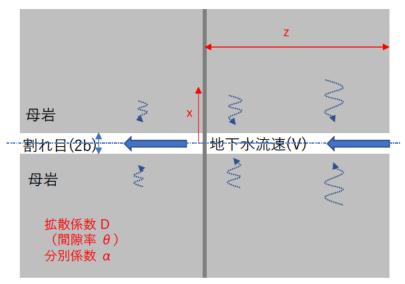


図 4.5-12 T Tang et al.(1981)の解析条件

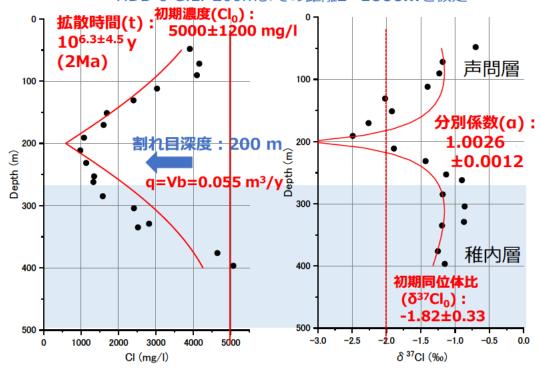
$$\frac{C'}{Co} = erfc \left(\frac{W}{2T'} \right) = erfc \left(\frac{\theta \sqrt{D'}}{2bT'} \frac{z}{V} + \frac{x}{2T' \sqrt{D'}} \right)$$

$$W = \frac{Rz}{VA} + B(x - b) = \frac{1}{A} \frac{z}{V} + \frac{x}{\sqrt{D'}} \quad A = \frac{b}{\theta \sqrt{D'}} \quad T' = \sqrt{t - \frac{z}{V}}$$

ここに、V は地下水流速、 2b は割れ目幅、D は母岩の拡散係数、 θ は母岩の間隙率、 α は分別係数、z は地下水流入点からの距離、x は割れ目から媒体方向への距離である。 この理論式を用いて、D の C と δ C の分布を評価した。

前述の拡散試験結果から、声問層の拡散係数として Cl は 1×10^{-10} m/s²、間隙率 0.5 を用いた。深度 265m 以深は稚内層になるが、理論式では地層の変化の考慮が難しいので、物性値は声問層として評価した。流入する地下水の Cl 濃度は 0 mg/l、割れ目深度は 200m として解析を実施した。その他のパラメータを推定パラメータとした。具体的には、初期 Cl 濃度、初期 δ ^{37}Cl 同位体比、拡散時間、分別係数である。

Cl と δ ³⁷Cl は、同時に同定した。この結果を図 4.5-13 に示す。推定したパラメータは赤字、固定したパラメータは青字とした。推定したパラメータには推定誤差をあわせて示している。Cl と δ ³⁷Cl は、概ね再現できている。Cl と δ ³⁷Cl の初期値は、5000±1200 mg/l と初期同位体比:-1.82±0.33 となっているが、図から見ても適切かどうか判断が難しい。推定誤差もこれまでの SAB-2 や HDB-3 に比べて大きくなっている。拡散時間は、10-6.3±4.5 年、分別係数は 1.0026±0.0012 と推定されている。拡散時間は、200 万になっており、他の場合に比べて長いが、推定誤差も対数で±4.5 とかなり大きい、分別係数も推定値、推定誤差ともに大きくなっている。



HDB-6 G.L.-200mまでの距離**z=1000m**を仮定

図 4.5-13 HDB-6 での CI と δ ³⁷CI の解析結果

推定時の誤差相関マトリックスを表 4.5-2 に示す。時間(t)、地下水流速(V)、割れ目幅(b)の相関が非常に強く、分離できない形になっている。このため、時間(t)および流量(q=Vb)は何らかの値を与えなければ評価が困難であると考えられる。

	t	CI ₀	δCl_0	V	b	α
t	1.00	0.22	0.24	-1.00	1.00	-0.32
CI ₀	0.22	1.00	0.13	-0.15	0.15	-0.39
δCI_0	0.24	0.13	1.00	-0.22	0.22	-0.73
V	-1.00	-0.15	-0.22	1.00	-1.00	0.29
b	1.00	0.15	0.22	-1.00	1.00	-0.29
α	-0.32	-0.39	-0.73	0.29	-0.29	1.00

表 4.5-2 HDB-6 のパラメータ推定における誤差相関マトリックス

4) He の拡散試験

3種類の岩石(多胡砂岩、来待砂岩、和泉砂岩)に対して、Through-Diffusion 法によるヘリウム拡散試験を実施した。試験を実施した 3種類の砂岩における破過曲線を図 4.5-14 に示した。下流側セルにおける He 濃度は時間に対して直線的に増加する様子が確認できた。直線の傾きから算出した He の拡散係数は、多胡砂岩、来待砂岩、和泉砂岩における溶存ヘリウムの拡散係数は、それぞれ 18×10^{-11} 、 10×10^{-11} 、 1.6×10^{-11} m²/s となった。直線性の良いデータが得られた

ことから、今回構築した試験系で He 岩石間隙水における拡散係数が評価可能であることが示された。

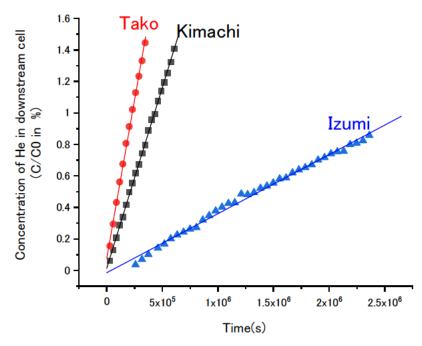


図 4.5-14 多古砂岩・来待砂岩・和泉砂岩における低濃度側セルの He 濃度経時変化の様子

また、拡散サンプラーのチューブや岩石+チューブ通過前後のヘリウムにおける ³He/⁴He を表 4.5-3 に示した。拡散サンプラー通過時に ³He/⁴He 大きな変化は見られなかったが、岩石を通過した後のヘリウムにおいては、³He/⁴He が顕著に上昇している様子が観察された。

	³ He/ ⁴ He								
試験	ガスボンベ	バブリング後	多胡砂岩	来待砂岩	和泉砂岩				
	から採取	チューブから採取	通過後	通過後	通過後				
Run-1	4.75E-06	4.79E-06	5.48E-06	5.52E-06	5.61E-06				
Run-2	4.79E-06	4.77E-06	5.44E-06	5.32E-06	_				
Run-3	4.69E-06	4.71E-06	5.31E-06	5.42E-06	-				
Average	4.75E-06	4.76E-06	5.41E-06	5.42E-06	5.61E-06				

表 4.5-3 岩石試料通過前後の ³He/⁴He の値

(4) 考察

SAB02、HDB-3、HDB-6から岩石コアを採取し、拡散係数と分別係数の計測、Clと 8^{37} Clの分布を調査した。拡散試験では、Cl、Br、 δ D、 δ^{18} O、Na、NO3など複数のトレーサーを用いて拡散係数を計測するとともに、 δ^{37} Clと δ^{81} Brの分別係数を計測した。この結果、拡散係数はClで $3.7\times10^{-11}\sim1.6\times10^{-10}$ m²/s程度の値であった。今回の結果では、 δ DとClの拡散係数比は、 $1.2\sim2$ 倍程度であった。拡散係数が小さい方が、この拡散係数比は大きい傾向にあり、従来の結果に比

べてやや拡散係数比が小さい結果となった。このため、6DとClは拡散によって十分に分離しない可能性がある。

Clと δ^{37} Clの分布は、SAB02とHDB-3では、深度方向のCl濃度が増加し、 δ^{37} Clが低下する傾向が見られた。このため、深部から浅部にClの拡散が発生していると考えられた。拡散方程式で評価した結果、拡散が発生してからの時間は、SAB02で約100万年、HDB-3で $50\sim100$ 万年であった。これらは概ね地史と整合していると考えられる、一方で、HDB-6では、Cl濃度は深度とともに低下した後、上昇する傾向にあり、 δ^{37} Clも深度方向に低下した後、上昇する傾向にあった。HDB-6では降水で洗われた後に拡散が発生するなど複合的な現象の影響を受けていると考えられた。

ボーリング孔ごとに、深部でのCl濃度や $6^{37}Cl$ が異なるため、異なる変遷を経ていると想像される。これらについても今後検討していく必要がある。

塩化物イオン、重水、Heの自由水中での拡散係数から、それぞれの岩石での形状因子を計算した結果を表 4.5-4に示した。表から分かるように、塩化物イオンに比べると重水・Heでは形状因子が大きく計算されており、水や溶存Heが拡散できる経路が塩化物イオンよりも大きいことが示唆されている。一方重水とHeの形状因子は同程度の値となり、砂岩においては水と溶存へリウムが移行可能な経路の大きさが同程度である可能性が高いことが分かった。このことから、砂岩においては重水の拡散係数(形状因子)から溶存Heの拡散係数を推定可能であることが示唆された。また、岩石拡散中の³Heと⁴Heの拡散係数の比を計算したところ、多胡・来待・和泉砂岩でそれぞれ1.137, 1.139, 1.179となり、拡散係数の低下とともに拡散係数比は上昇する傾向が見られた。ヘリウムの拡散係数や同位体分別係数はそもそも評価された例が少なく、データそのものが貴重であると言える。また、今回拡散係数や分別係数を評価可能な試験手法が確立されたことで、今後対象となる岩盤における拡散係数や分別係数を取得可能になった。ヘリウムは拡散において大きな分別が見込まれることから、今後の拡散評価において有用な可能性がある。

岩石	He拡散係数 (×10 ⁻¹¹ m2/s)	水拡散係数 (×10 ⁻¹¹ m2/s)	同位体分 別係数
多胡砂岩	18 →FF 0.026	6.7 →FF 0.028	1.137
来待砂岩	10 →FF 0.015	3.6 →FF 0.016	1.139
和泉砂岩	1.6	(実施中)	1.179

表 4.5-4 得られた拡散係数と分別係数のまとめ

(5) 保存性トレーサーについての検討

拡散試験を含む保存性のトレーサーを用いた試験や、ボーリング掘削においては、岩石に吸着しない保存性のトレーサーを用いることが多い。中でも蛍光染料は、①保存性(岩石に吸着しにくい、分解されにくい)、②分析の簡易性(バックグラウンド・定量下限が低い、他の分析への影響が少なく、分析が容易である)、③安全性(環境への負荷・毒性が低い)等の理由から従来、掘削水や地下水のトレーサーとして広く用いられてきた(例えばSmart and Laidlaw、

1977)。一方で、幌延の地下水と蛍光染料が接触した場合、経時的に蛍光染料濃度が大きく低下することが報告されている(中田ほか, 2017)。このため、幌延の地下水においても保存性を保つ蛍光染料の選定や、蛍光染料が減少するメカニズムを示すことは、幌延岩石における拡散試験やボーリング掘削において有用であると考えられた。このため、ここでは種々の蛍光染料と幌延地域で取得した地下水を接触させ、濃度変化を調べる試験を実施した。また、濃度の低下の原因が微生物活動にあるかを検討するために、種々の方法で滅菌した地下水と蛍光染料を接触させ、蛍光染料濃度の経時変化について調べた。

対象とする蛍光染料として、ウラニン・エオシン・ナフチオン酸ナトリウム(NAP)・アミノG酸 (AG) の4つの蛍光染料を選定した(図 4.5-15)。上述の4種類の蛍光染料を選定したのは、日本におけるボーリング掘削で頻繁に使用された実績があるためである。幌延地区の立坑、深度140mで地下水を取得し、濃度が2mg/Lとなるように蛍光染料を添加した後、室温で濃度変化の経時変化を調べた。経過日数と濃度の関係を図 4.5-16に示した。濃度の低下はウラニンが最も顕著であり、次いでNAPにおいて顕著な濃度変化が見られた。一方、エオシン・AGについては地下水と蛍光染料が接触後10日間程度では濃度が顕著ではなかった。このため、幌延地域で用いる保存性のトレーサーとしてはエオシン・AGを選定するのが良いと考えられる。一方で、エオシンについては粘土等岩石由来の鉱物等に吸着しやすいことが報告されており、これを考慮するとAGを用いるのが最良の選択であると考えられる。

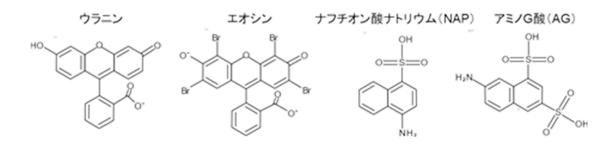


図 4.5-15 試験に用いた 4 種類の蛍光染料の構造

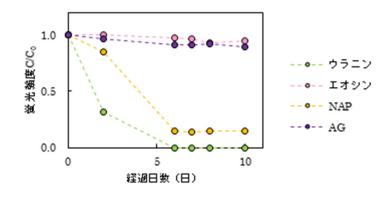


図 4.5-16 地下水との接触日数と蛍光染料濃度の変化

さらに、上記で見られた現象における微生物活動の影響について明らかにするために、地下水に対してオートクレーブ処理、UV滅菌、 $0.22\,\mu$ mろ過の前処理を実施し、処理後の地下水を用いてウラニンとの接触試験を実施した。接触試験の結果を図 4.5-17に示した。

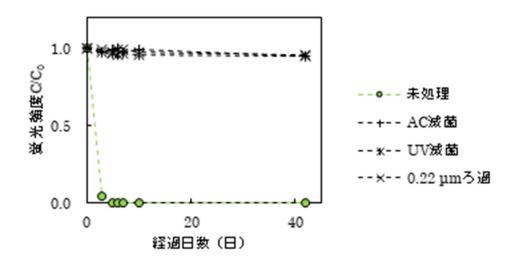


図 4.5-17 処理後の地下水との接触日数と蛍光染料濃度の変化

図から分かるように、全ての処理後の地下水において、ウラニンの濃度は10日以内で顕著ではなかった。 $0.22\,\mu$ mのろ過では微生物そのものを除去することになる。オートクレーブ・UV滅菌では、微生物の生物としての活性を失わせる処理である。まず $0.22\,\mu$ mのフィルタのろ過で、ウラニンの濃度減少が止まることから、ウラニン濃度の減少には微生物が寄与していることが明らかになった。さらに、オートクレーブ滅菌やUV滅菌で微生物の活性を失わせた地下水でも、濃度低下を防ぐことができたことから、微生物の細胞に吸着しているなどの現象ではなく、微生物の生物としての活動において蛍光染料濃度を低下させる要因が存在することが分かった。

以上のことから、対象とした地下水において蛍光染料濃度が低下する要因として微生物活動が 主要な原因であることが示された。このため、微生物活動を抑えるような対策を取れば、蛍光染 料の低下を抑制できる可能性が示された。

4.5.2 81Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討適用の目的

(1) 背景と目的

Kr は希ガスであり化学的な活性がないため地化学反応に関与せず、地下水の流動とともに移動する可能性が高いと考えられる。また Kr の放射性同位体の一つである 81 Kr はウラン・トリウム濃度が高く、間隙率が低い岩盤でなければ、地下での発生源がほとんど無視できる (Purtschert et al., 2021) ことから、地表由来の水が地下水の起源であれば、地下水と共に地下に浸入しその半減期に従って減少していくと考えられる (Gerber et al., 2017)。この特性から 81 K は評価対象となる地下水において、天水由来の地下水の浸入の程度や天水浸入がどのくらい過去に起きたかを知るための重要な情報を与えることが可能であると考えられる。さらに 81 Kr の半減期は 2.29×10 5 (年)であり、 36 Cl や 4 He と相補的に数十万年から数百万年の地下水年代を評価するのに適している。以上のような Kr あるいは 81 Kr の特性から、 81 Kr を利用した地下水年代評価方法を確立することは、特に天水の浸入の有無やその天水が何年前に浸入したかを評価できる可能性があることから、放射性廃棄物処分場の選定において極めて有用であると考えられる。

 81 Kr の分析は過去には加速器質量分析装置(AMS)を用いて実施されており、分析に必要な量の Kr を抽出するために 10 トン以上の地下水が必要であった(Lehmann et al., 2003)。現在では Atom Trap Trace Analysis(ATTA)法の開発により、数百 L 程度の地下水から 10 L 程度のガスを抽出することで 81 Kr を分析することが可能となった(Yokochi , 2016)。しかし、現時点では ATTA で 81 Kr を分析できる機関は世界でも限られており、 81 Kr を分析するためには抽出したガスをそれらの測定機関へと送付する必要がある。日本において一部の地域の地下水では、原位置でメタンガスが発生して地下水中に蓄積し、地下水中の溶存ガスにおける主要成分となっている(Miyakawa et al., 2017)。このような地下水においては、①涵養時の溶存ガスにメタンが付加されているため地下水の溶存ガスにおける相対的な Kr 濃度が低下しており必要とされるガスサンプル量が多い($100\sim200$ L 程度のガスサンプルが必要とされる)、②メタンが可燃性のガスであるため安全な輸送が困難である、といった問題点が分析機関へのサンプルの送付を困難にする可能性が高い。今後メタン濃度が高い地域が処分場の候補地点となった場合でも、 81 Kr の分析を円滑に実施するためには、地下水から抽出したガスからメタンを減量し、安全かつ簡易にサンプルを輸送する方法の確立が必要とされている。

また、日本においては地下水に対して 81Kr による年代評価が適用された例はなく、適用した場合にどのような情報が得られ、どのような改善点が見つかるのかについて検討する必要がある。

そこで、今年度は幌延地域の立坑において、複数箇所からガスを採取し ⁸¹Kr を定量することを 試みた。昨年度までの検討では、メタンガスをサンプルとしてメタンを減量する方法を検討した が、今年は幌延立坑から取得した実サンプルに対して「燃焼法」を適用し、メタンが減量される かの確認試験を実施した。結果から、装置をさらに試験系を改良し、実サンプルでも確実にメタ ンが減量されるような試験条件を検討した。構築した試験系を用いて実サンプルを処理し、⁸¹Kr の分析に供した。

(2) サンプルの採取

幌延地域の立坑の $140 \cdot 250 \cdot 350$ m 坑道からそれぞれガスを採取した。採取地点は 140m: 08-E140-C01-3 $\cdot 08$ -E140-C01-5、250m: 09-V250-M02 $\cdot 10$ -E250-M01、350m: 13-350LGE-M01- $1 \cdot 12$ -P350-M02 である(図 4.5-18)。各地点においては、ボーリング孔が掘削されており、パッカーがかけられている。各パッカー区間にはテフロン製のチューブが接続されており、バルブを開くことで区間のパッカーに溜まった水やガスを採取することが可能である。幌延の立坑においては、バルブを開けると多くの地点でガスと水が混合したものが噴出するため、ガスと水の混

合物からガスだけを分離して採取可能な水上置換法によってガスを採取した。ガス採取に用いた 容器を図 4.5-18 に示した。容器は 2 つのシリンダーから形成されており、1 つのシリンダーの底 部から地下水を容器に導入する。シリンダー内で水とガスは分離し、もう 1 つのシリンダーは水 で満たされるが、分離したガスはシリンダー容器底部を通じて接続したガスバッグに捕集される。 ガスバッグは 50L のものを用い、1 つのサイトにおいて 150L 程度のガスを採取した。

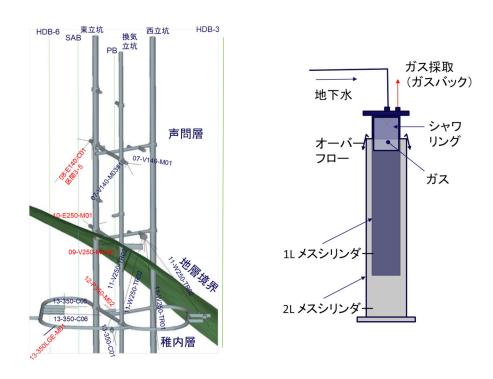


図 4.5-18 ガスを採取した位置と採取装置の模式図

採取したガスの一部を取り分けてガスクロマトグラフィーで分析した結果を表 4.5-5 に示した。表から分かるようにメタンの濃度は 90%以上程度であり、窒素の濃度が $1\sim3\%$ 程度に留まっている。このため、150L のサンプルからメタンや二酸化炭素を除去した場合、数 L 程度にまで減量されると考えられた。

↓b 上 <i>口</i>	ガスの成分(%)			
地点名	N_2	CH ₄	CO_2	
13-350LGE-M01-1	2.6	89.4	5.9	
12-P350-M02	1.4	88.0	8.7	
09-V250-M02	0.8	91.2	4.7	
10-E250-M01	1.3	95.0	4.0	

1.4

2.0

80.1

81.9

17.9

15.4

表 4.5-5 採取地点のガスにおける成分分析の結果

08-E140-C01-3

08-E140-C01-5

(3) 実サンプルを用いたメタンの減量試験

① 予備的検討

採取したガスを用いて、メタンの減量試験を実施した。このとき用いた試験系の概念図を図 4.5-19 に示した。昨年度までの検討においては、Kr を低温で捕捉する方法、酸化チタンで反応性 のガスを除去する方法、メタンを酸化銅で燃焼させて水と二酸化炭素を捕捉する方法、3 種類の メタン減量法について検討した。実サンプルにおいては、メタンを燃焼させて水と二酸化炭素を 捕捉する方法を採用した。この手法は加熱した酸化銅でメタンを水と二酸化炭素に参加した後、 水と二酸化炭素を捕捉する手法である。発生した水はモレキュラシーブを充填したカラムで、二酸化炭素はガスバッグに入れた二酸化炭素吸収剤(リソライム)で捕捉する。発生した二酸化炭素をキャリアとして、ほとんどがガスバッグまで運ばれることになるので、Kr の回収率が高いことが期待できる。

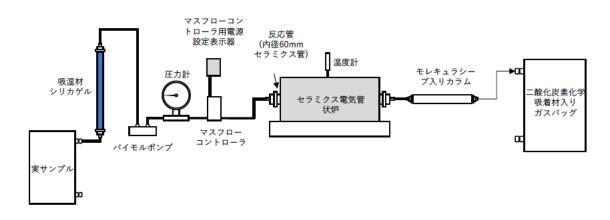


図 4.5-19 燃焼によるメタン減量試験の試験系の概念図

サンプルとして、12-P350-M02 で取得したガスを使用した。昨年度検討した条件に従い、酸化銅の加熱温度を 800℃、燃焼時の流速 250mL/min でサンプルを処理した。酸化銅を充填した反応管を事前に 800℃まで加熱した上で、空のガスバッグを接続してサンプル 7.5L 試験系に流し、試験系内部の空気をサンプルに置換した。同時に、流速とガスバッグに溜まるガス量から、試験系に漏れがないことを確認した。その後ガスバッグにリソライムを入れて真空引きしたものにガスバッグを置換し、さらに 40L のサンプルを流速 250mL/min で通気した。リソライムを入れたガスバッグは 5L のものであったが、40L を処理した時点でも膨らみきることはなく、メタンが酸化した二酸化炭素が除去されていることが示唆された。処理前後のガスの組成を表 4.5・6 にまとめた。表から分かるように、メタンガスを使って最適化された試験条件で、12-P350-M02 において得られたガスサンプルを処理した結果、メタンが 4%程度燃焼せずに残り、わずかに水素が発生することが分かった。以上のことから、メタンから調製したサンプルと比較して、実サンプルは不完全燃焼が起きていること、不完全燃焼が起きた結果水素が発生する可能性が示唆された。

弘 1.00 MM 1 7 7 7 的 60773 707 11 70 11 70 11 70 11 70 11 70 11 70 11 70 11 70 11 70 11 70 11 70 11 70 11 70 11							
サンプル		ガス組成 (%)					
		H ₂	02	N_2	CH ₄	CO ₂	
12 - P350-M02	燃焼前	0.02	2.64	4.51	85.19	7.63	
12 - F 350-10102	燃焼後	2.17	5.04	87.67	4.17	0.95	

表 4.5-6 燃焼-トラップ前後のガスの組成比較

② 試験系および条件の改良

①で検討したように、実サンプルではメタンガスに比べて不完全燃焼が起きやすい可能性があること、不完全燃焼が起きた場合水素が発生する可能性があることが示唆された。メタンと同様に水素がサンプルに含まれる場合、輸送が難しくなることから、実サンプルにおいても完全にメタンを燃焼できるように試験系・条件を改良する必要があった。

まず試験系では、加熱した酸化銅の反応管を 1 つから 2 つにした。1 つめの反応管は内径が 60mm の大容量の物を用い、サンプル大部分を酸化することを目的としている。一方、追加した 1 つはガスの燃焼を確実にすることを目的として、小容量(内径 15mm)のものを設置した(図 4.5-20)。

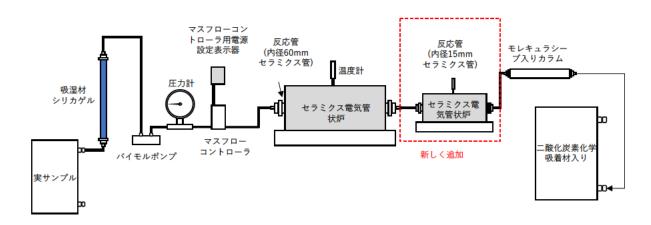


図 4.5-20 改良した燃焼によるメタン減量試験の試験系の概念図

改良した試験系を用いて再度 12-P350-M02 で取得したガスを用いた試験を実施した。このとき反応管の温度は 800 $^{\circ}$ 、流速は 250 $^{\circ}$ ML/min とした。水素はほとんど検出されなくなり、メタンの濃度も 1% 程度にまで低下した。さらに、反応管の温度を 850 $^{\circ}$ に落としたところ、試験後のガスからメタン・水素のピークが観察されなくなった(表)。以上の結果から、幌延サンプルにおいては、改良した試験系を用いて反応管の温度 850 $^{\circ}$ 、流速 200 $^{\circ}$ ML/min の条件での処理を実施することとした。

装置	反応管温度 (℃)	流速 (mL/min)	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂
	試験前		0.02	2.64	4.51	85.19	7.63
改良前	800	250	2.17	5.04	87.67	4.17	0.95
改良後	800	250	0.02	52.49	46.28	1.09	0.13
改良後	850	200	ND	53.12	45.28	ND	1.59

表 4.5-7 試験系・試験条件と試験後ガス組成の関係

ND: Not Detected

③ 実サンプルの処理と分析機関への送付

②で実サンプル用に最適化した条件を適用して、実サンプルからメタンの減量処理を実施した。一部のサンプルでは、濃縮処理前後で Kr の濃度を測定し、Kr の回収率を評価した。一度に処理するメタンの量を 40L とし、必要に応じて 40L の処理を繰り返して分析に必要と考えられる量を確保した。また、各サンプルの処理後には、加熱した酸化銅に空気を送り込み、一部還元したと考えられる酸化銅を再度酸化させる「再生運転」を実施した。酸化銅によるメタンの酸化(酸化銅の還元)と銅の酸化は以下の式で表される。式で示されているとおり、処理したメタンの量に対して、2 倍の酸素が必要とされる。このため、空気でこの操作を実施するためには、10 倍以上程度の空気つまり 400L 以上の空気を反応管に送り込む必要がある。

$$CH_4 + 4CuO \rightarrow CO_2 + 2H_2O$$

 $4Cu + 2O_2 \rightarrow 4CuO$

ここでは、再生運転中の流速を 0.2L/min に設定し 48 時間以上程度の大気を流した。試験を開始したころは、昼間の時間帯で再生操作を実施していたため、再生運転に約1週間を要しており、この再生操作が試験時間を増大させる要因となっていた。このため、過昇温が起きた場合に自動で電源が落ちる安全装置を導入のうえ、2 日間終夜運転で再生を実施することで、処理にかかる時間を短縮した。

サンプルを処理した結果の例として、13-350LGE-M01 および 10-E250-M01 で採取したガスを処理した結果を表に示した。

サンプル	ガスの種類 ね	容量	ガス濃度(%)				Kr濃度	
		台里	H_2	O_2	N ₂	CH ₄	CO_2	(ppm)
13-350LGE-M01	試験前	40L	0.0	0.6	2.6	89.4	5.9	0.04
	試験後	0.46L	0.0	51.0	48.6	0.1	0.4	3.06
10-E250-M01	試験前	40L	0.0	0.5	1.3	95.0	4.0	0.04
	試験後	0.42L	0.0	51.4	48.2	0.0	0.4	3.06

表 4.5-8 幌延で取得した実ガスサンプルへのメタン減量法適用結果

表からわかるように、それぞれの地点で採取されたガスは、いずれもメタンの割合が 90%以上程度であった。これに対して、メタン減容後のサンプルでは、メタンがほとんど検出されていない。また、水素についても検出されていないことがわかった。処理後のサンプルは窒素と酸素が主要な成分となっており、メタンや水素がほとんど検出されなかったことと併せて、輸送に耐えうる安全なガスに変化したと考えて良い。メタンが減量したことにより、試料の体積は大きく減り、40Lのサンプルが $0.42\sim0.46$ Lにまで現象した。これによって送付するサンプルの量も大きく減少したことがわかり、ガスバッグなどでの送付が可能となった。Kr 濃度と体積から計算した、試験前後での「Kr 回収率」を計算すると、 $90\sim92\%$ という高い数字を示した。このことから、二酸化炭素がキャリアガスとなって Kr を最後のガスバッグまで運ぶため、Kr の回収率が高くなる、という試験系構築時の目的が達成されていることが確認できた。

上記のサンプルをアルミニウム製のガスバッグに充填し、測定機関へと送付した。危険なガス等が含まれていないため、問題無く税関等を通過し、測定機関にガスを送付することができた。

(4) まとめ

今年度の検討では、幌延地域の立坑の 140・250・350m 坑道からそれぞれガスを採取し、燃焼 法を用いてメタンガスの減量を試みた。昨年度までにメタンガスを用いて最適化した条件を適用 したところ、一部メタンの不完全燃焼が起こり、わずかにメタンが残留するほか、水素が発生す る可能性が示唆されたことから、メタンが完全燃焼するように試験系・試験条件を改良した。 改良した試験条件を実サンプルに適用した結果、減容処理後のガスでは窒素と酸素が主な成分で あるガスになり、メタンや水素はほとんど検出されなかった。また、大きくサンプルの容量を減 らすことができた。以上の処理の結果、海外の測定機関へとサンプルを問題なく送付することに 成功した。

参考文献

- 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.
- 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., 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.
- 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.
- 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.; Gwynne, R. Measurement on Diffusion Coefficients and Isotope Fractionation Factors by a Through-Diffusion Experiment. Minerals 2021, vol.11, pp.208.
- Lehmann, B.E., Love, A., Purtschert, R., Collon, P., Loosli, H.H., Kutschera, W., Beyerle, U., Aeschbach-Hertig, W., Kipfer, R., Frape, S.K., Herczeg, A., Moran, J., Tolstikhin, I.N., Gröning, M., A comparison of groundwater dating with ⁸¹Kr, ³⁶Cl and ⁴He in four wells of the Great Artesian Basin, Australia, Earth and Planetary Science Letters, vol.211, pp.237-250, 2003
- 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., Natural tracer profiles across argillaceous formations, Applied Geochemistry, vol. 26, pp. 1035-1064, 2011.
- Miyakawa, K., Ishii, E., Hirota, A., Komatsu, D., Ikeya, K., and Tsunogai, U., The role of low-temperature organic matter diagenesis in carbonate precipitation within a marine deposit. Applied Geochemistry, vol.76, pp.218–231, 2017.
- 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.

Nakata,K., Hasegawa,T., Oyama,T. and Miyakawa,K., (2018) Evaluation of ²H and ¹⁸O of water in pores extracted by compression method ⁻effects of closed pores and comparison to direct vapor equilibration and laser spectrometry method-, Journal of hydrology, vol.561, pp.547-556.

Purtschert, R., Yokochi, R., Jiang, W., Lu, Z. T., Mueller, P., Zappala, J., Van Heerden, E., Cason, E., Lau, M., Kieft, T. L., Gerber, C., Brennwald, M. S., & Onstott, T. C. (2021). Underground production of 81Kr detected in subsurface fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta, 295, 65–79.

Yokochi, R., Recent developments on field gas extraction and sample preparation methods for radiokrypton dating of groundwater, Journal of Hydrology, vol.540, pp.368-378, 2016

4.5.3 地史を踏まえた水質形成機構の検討

(1) 背景と目的

高レベル放射性廃棄物の地層処分における安全性を確保するための一つの要件として、地下水 の流動速度が十分に遅いことが挙げられる。長期的に地下水流動が緩慢であることを示すために は、水理学的な指標からのみによってこれを検証するのではなく、化学的に不活性な元素濃度や 地下水の起源や流動状態を反映する同位体組成の分布から地下水水質の形成プロセスを把握し、 それに基づいた地下水流動状態の理解が試みられる。本事業では、地層の堆積時に間隙中に含ま れる海水 (connate marine water (White et al., 1963)) が埋没続成過程で変質し、地層の隆起・ 侵食を経ても天水の涵養により置き換えられることなく残っていると考えられる地下水を化石海 水と呼んでいる。ここでの化石海水とは、水理学的に閉鎖的な環境の形成・維持が推定される領 域に存在するものであるが(地層処分基盤調整会議,2018)、化石海水の具体的な水質や水質の 形成機構が明示されているわけではない。幌延地域の地下深部に存在する地下水は、化石海水と 現在または過去の氷期の天水を端成分に持つと考えられている(寺本ほか, 2006)。この化石海 水は、水理の他に地史や地下水年代を考慮することで、流動性の低い領域に存在していることが 分かっている(Nakata et al., 2018)。化石海水を低流動性の指標とする場合、化石海水という 水の特性を把握しなければいけない。例えば、化石海水は海水を起源とした地下水であるが、寺 本ほか(2006)で示される化石海水の端成分に近い酸素水素同位体比を持つ幌延地域の地下水の 塩化物イオン濃度(以降、Cl-濃度)は、低いものでは約3,000 ppm であり、海水の Cl-濃度(約 19,500 ppm)と比較すると低濃度である。この場合、化石海水と呼ばれる水が持ちうる Cl-濃度 を明らかにしなければ、地上からの比抵抗探査などにより得られる比抵抗分布の結果のみでは化 石海水の分布領域を判断できない。Cl-濃度の低い化石海水の形成要因を 4.4.1 項および 4.4.2 項 で取り組んでいるような拡散場の評価や地下水年代と地史との比較と合わせて理解することで、 海水を起源とする地下水でありながら Cl-濃度の低い領域においても、低流動域である可能性を 示すことができる。本節では、概要調査において物理探査とボーリング調査を組み合わせた地下 深部における化石海水の分布を把握する調査手法に対する基盤的知見を整理するために、幌延町 の地下深部に見られる化石海水と考えられているような地下水が、海水と比較して低い CI-濃度 を示すことや海水とは異なる酸素水素同位体比を示すことの要因を明らかにすることを目的とし て、生物起源シリカの続成作用の影響評価を目的とした室内試験(4.4.3(2))および水質形成機 構のモデル構築と数値解析(4.4.3(3))の2項目に取り組んだ。

(2) 生物起源シリカの続成作用の影響評価を目的とした室内試験

1) はじめに

北海道幌延町の地下深部で化石海水として報告されるような酸素同位体比が 0%より重く、水素同位体比が-10%~-20%程度の地下水は、海水より最大で約 80%低い Cl-濃度を示す。本地域に見られる化石海水に特徴的な酸素水素同位体比と Cl-濃度を示す地下水は、本地域の他にも北海道や秋田、新潟、宮崎など本邦の油・ガス田を産する古第三紀~新第三紀の厚い海成堆積層の分布地域などにおいて見られる(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021)。そこでは、地層の堆積時に間隙に取り込まれた海水が、シリカや粘土鉱物などとの岩石・水反応や埋没続成作用により変質したことで、現在見られる化石海水の水質が形成されたと考えられている。

幌延町は、北海道北部に位置する新第三系から第四系の堆積層に覆われた堆積岩地域であり、地下施設近傍は、稚内層(主にオパール CT よりなる珪質泥岩)、声問層(主にオパール A よりなる珪藻質泥岩)、勇知層(細粒砂岩)、更別層(礫・砂・シルト・泥・亜炭の互層)および更新世末~完新世の堆積物により覆われている。稚内層以深においても深度約 5,000 m 以深まで堆積岩が分布しており、下部から順に白亜紀の蝦夷層群(砂岩と泥岩の互層)、白亜紀の函淵層群(砂岩と泥岩の互層、凝灰岩、石炭層)、古第三紀の羽幌層(砂岩、泥岩、石炭層)、古第三紀の曲淵層(砂岩と泥岩の互層)、新第三紀の増幌層(礫岩、砂岩、泥岩)が分布している。稚内層、声問層、勇知層、および更別層は深海成→浅海成→陸成の一連の堆積物であり、増幌層を不整合に覆う(福沢,1985;石井ほか,2006)。これらの新第三紀堆積層の層厚は累計で約 4 km にも達する。

本地域の褶曲構造は約 $2.2\sim1.0\,\mathrm{Ma}$ の間に始まり、 $0.3\sim0.2\,\mathrm{Ma}$ には終了していたと考えられている(岩月ほか、2009)。声問層と稚内層は、約 $1.3\sim1.0\,\mathrm{Ma}$ の間に最大埋没し、その後に隆起に転じた(石井ほか、2008)。堆積に伴う地層の圧密については、 $13\sim1\,\mathrm{Ma}$ の間の現象と考えられ、両層の見かけの空隙率の減少は、 $3/4\sim1/2$ と推察されており、稚内層ではシリカの続成作用によりオパール A からオパール CT への相変化による圧密の程度が大きい(岩月ほか、2009)。本地域の属する天北地域においても、生物起源シリカが埋没続成作用により石英へと相変化したと考えられており(Mitsui and Taguchi、1977)、稚内層下部では、オパール CT から石英への相変化が見られる。増幌層以深では、スメクタイトからイライトへの粘土鉱物の相変化が確認されている。地下施設近傍の領域は、約 21 万年前の間氷期に浅海域に面していた可能性や、また、 $10\sim100$ 万年の間に、汎地球的な海水準変動変動の他に、褶曲作用によっても海岸線の位置が変動してきた可能性が示唆されており(新里・安江、2005)、涵養する地表水の水質も時代ごとに淡水から海水までの範囲で変動してきたことが推察されている(岩月ほか、2009)。

Togo et al. (2016) は、本地域の地下水や岩石中のヨウ素濃度および同位体比 (129I/127I) を調べ、堆積盆の発達に伴う下位層からの間隙水の上昇移動が示唆されることを報告している。このように、堆積層の埋没過程では、間隙水は、続成作用に伴う深部からの上昇流による影響を受けることが考えられる。本地域では、酸素水素同位体比から天水浸透の影響を受けていないと判断されるような地下水においても、塩化物イオン濃度は場所により大きく異なる。このような水質変化は、地層の埋没時の続成作用に伴う生物起源シリカの相変化による脱水反応が要因の一つとして考えられている(甲斐・前川,2009;日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,2021)。酸素水素同位体比に基づくと、本地域の地下水は、現在の天水と氷期の天水、堆積時に地層中に取り込まれた後に変質した化石海水の三つの端成分から形成されると考えられ(寺本ほか,2006; Ikawa et al.,2014)、堆積時に間隙中に取り込まれた海水がシリカ鉱物からの脱水反応の影響を受ける過程と、天水が地下水と混合する過程が同時に起きておらず、さらに、地層の隆起・侵食の際に海水準の変動に伴い海水が地下に涵養される影響も見られない(原子力機構,2021)。

以上を踏まえ、本地域の地下施設周辺領域における水質形成機構について、主要なプロセスをまとめると次のようになる: (i) 地層の堆積時に間隙中に含まれていた海水が、地層の埋没時の続成作用に伴うシリカの相変化の脱水反応により希釈されるプロセス。このプロセスは、1.3~1.0 Ma 頃まで続いたと考えられる。 (ii) 地層の隆起・浸食に伴い岩盤中に透水性の割れ目が形成され、地表から天水あるいは海水が地下へ浸透を開始したプロセス。本地域の褶曲構造運動が、約0.3~0.2 Ma 頃には終了していたと考えられることから、海水が浸透した影響が残されていないことを踏まえると、本地域が浅海域に属していたと考えられる約0.2 Ma 以降の氷期に天水が浸透した可能性が考えられる。

生物起源シリカである珪藻は、非晶質のオパール A であり内部に水を含む。海底で堆積したオパール A は、その後の埋没続成作用によりオパール CT、石英に相変化することが知られている。ここではオパール A やオパール CT に含まれる水を甲斐・前川(2009)に倣いシリカ水と称する。珪藻骨格などの低温で形成されたシリカ粒子は微小空隙を有し、その表面に水がシラノール基(Si-OH)として保持されており(Iler, 1979)、微小空隙に保持されているシリカ水は閉鎖的な環境にあるため(Kondo et al., 1976)、周囲の間隙水の水質変化の影響を受けにくいと考えられる。オパール A からオパール CT への相変化の際に、シリカ水は周囲の間隙水と同位体交換反応を起こした後、再びオパール CT にシリカ水として取り込まれ、更なる埋没の後にオパール CT から石英への相変化の際にシリカ水が間隙に放出されると考えられており、石英にはシリカ水はほとんど含まれない(甲斐・前川, 2009)。本室内試験は、オパール A からオパール CT、石英への相変化が周囲の間隙水中の CI-濃度および酸素水素同位体比に与える影響を定量的に評価し、水質形成機構のモデル構築と数値解析(4.5.3(3))に必要なパラメータを取得することを目的とする。

2) 試験方法

出発物質には、シリカゲル(Sigma-Aldrich, 70–230 mesh)を用いた。反応溶液については、 $0.1\,\mathrm{N}\,\mathrm{KOH}$ 溶液を $3.5\,\mathrm{wt}$ %の NaCl 溶液に調整したものを用いた。また、反応を見やすくするため、反応溶液に重水(99.9%、富士フイルム和光純薬製)を加え、 $\delta^2\mathrm{H}$ が+500%程度になるように調整した。反応容器は、内側が PTFE でコーティングされた内容積 $60\,\mathrm{mL}$ 、耐圧性能 $10\,\mathrm{MPa}$ の容器(耐熱硝子工業社製, SR-50)を用いた。シリカゲルと反応溶液の重量比は、 $7:10\,\mathrm{E}$ した。反応温度は $180^\circ\mathrm{E}$ とし、反応時間は $-2,750\,\mathrm{E}$ 時間とした。圧力は、耐圧容器内の $180^\circ\mathrm{E}$ における蒸気圧により決まり、約 $1\,\mathrm{MPa}$ となる。

試験手順は、次の通りである。試験の開始前にシリカゲルを 100℃で 24 時間乾燥させ、真空 引きしたデシケータ内で保管したものを試験および各種分析に供した。反応容器にシリカゲルを約 20 g と反応溶液を約 30 mL 入れたものを 10 セット用意し、シリカゲル表面における吸着反応やシラノール基の水和反応が平衡状態になるのを待つため、室温にて 24 時間静置した。反応容器を含む反応前の試料の重量を測定した後、反応容器を 180℃に加熱したオーブン(ヤマト科学、DY300)に入れ、反応容器をオーブンに入れた時間を反応の開始時間とし、5 時間後、25 時間後、50 時間後、100 時間後、200 時間後、300 時間後、500 時間後、700 時間後、1,000 時間後、2,750 時間後に反応容器をオーブンから 1 つずつ取り出し、冷却後に反応容器を含む反応後の試料の重量を測定し、各種分析に供するまで室温で保管した。加熱試験後に室温で保管された反応容器を開封し、反応後の内容物を 0.2 μ m のフィルタを付けた 100 mL のシリンジに入れ、シリンジ内のヘッドスペースガスにより液体を押し出し、ろ液の最初の 3 滴を廃棄し、残りをろ液試料とした。ろ液試料は、酸素水素同位体比の測定(Elementar 社製、安定同位体比質量分析装置、150 Prime)、150 Cl-濃度分析(メトローム製、150 Cl-濃度分析

ッショナル IC881)、Si 濃度分析(アジレントテクノロジー製、誘導結合プラズマ質量分析装置、ICP-MS7800)に供した。残った固体試料の表面を純水ですすぎ、100℃で 24 時間乾燥させ、真空引きしたデシケータ内で保管し、X 線回折分析(XRD)(PW3040、フィリップス)や熱重量・示差熱分析(TG・DTA)(ネッチ ジャパン製、TD-DTA2000SA)、走査型電子顕微鏡(SEM)観察(日本電子製、JSM-7001F)に供した。

3) 結果と考察

XRD 分析の結果を図 4.5-21 に示す。反応前のシリカゲルには、オパール A のブロードなピークが認められる。反応時間の増加と共にオパール A のピーク位置が徐々に低角度側にシフトしながらピーク幅が狭まり、500 時間においてオパール CT に変化していることが分かる。700 時間になるとオパール CT のピークは見られなくなり、石英および結晶度の低い石英であるモガナイト (Schäf et al., 2006) に変化していることが分かる。モガナイトは、1,000 時間においてピークが大きくなるものの、2,750 時間では小さくなっており、時間と共に石英の純度が増していることが分かる。また、100 時間から 500 時間にかけて Na ケイ酸塩であるケニアイト (Beneke and Lagaly, 1983; Fatima et al., 2022) の生成が認められ、700 時間において消失していることが分かる。さらに、1,000 時間においてのみ、オパール C の生成が認められる。

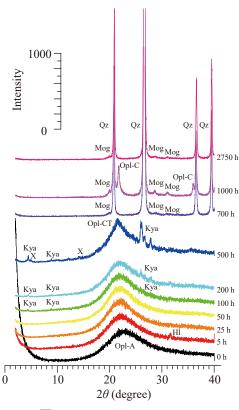


図 4.5-21 XRD チャート

Opl-A: オパール A、Hl: ハライト、Kya: ケニアイト、X: シリカ X、Opl-CT: オパール CT、Mog: モガナイト、Opl-C: オパール C、Qz: 石英

反応後の粒子は、目視により白色粒子と透明粒子の2種類に大別される。SEM 観察の結果、白色粒子の表面は、直径が数十nmの微粒子に覆われている一方で、透明粒子の表面にはこのような微粒子は認められず、表面は滑らかであり、また、溶解ピットが認められた(日本原子力研

究開発機構・電力中央研究所, 2021)。このことから、白色粒子と透明粒子は、それぞれ鉱物の 沈澱反応が進行する箇所と溶解反応が進行する箇所に対応すると考えられる。例として、50時間 における微粒子に覆われた箇所の SEM 画像と溶解ピットが多数認められる粒子の SEM 画像を 図 4.5-22a と b にそれぞれ示す。50 時間までは、図 4.5-22a と b に示されるような微粒子や表 面が滑らかな溶解ピットのみが認められた。XRD の結果(図 4.5-21)と合わせて考えると、こ れらの溶解沈澱鉱物は、オパール A であると理解される。100 時間から 500 時間にかけて、図 4.5-22c に示されるようなシート状鉱物の生成が認められた。XRD の結果(図 4.5-21)と合わせ て考えると、これは、Na ケイ酸塩のケニアイトであると理解される。同様の鉱物は、オパール A から石英の合成を実施した先行研究においても認められている(Kashiwaya et al., 2013)。500 時間の試料では、図 4.5-22d に示されるような様々な方向を向く薄いシートが集合した直径 10 μm 程度の球状沈殿物が認められた。XRD の結果(図 4.5-21)と合わせて考えると、これは、オ パール CT であると理解される。500 時間から 1,000 時間にかけて、図 4.5-22e に示されるよう な直径数 μm 程度の球状沈殿物が多数認められた。500 時間と 700 時間の試料では、これらの球 状沈殿物の表面は比較的滑らかであることから、オパール鉱物であると考えられるが、詳細は不 明である。1,000 時間の試料では、このような球状沈殿物の表面が、図 4.5-22f に示されるよう に 1 μm より小さい無数の柱状沈殿物により覆われる状況であった。オパール A から石英に至る シリカ続成作用を調べた研究例においても同様のナノロッドの組織を呈する様子が報告されてお り(Lynne et al., 2005)、XRD の結果(図 4.5-21)と合わせて考えると、これは、オパール C であると理解される。700 時間の試料では、非晶質オパールとは明らかに異なる結晶性の様相を 呈する 1 μm 以下の微粒子が認められた。一部は、図 4.5·22g に示されるような、石英に特徴的 な六角柱とは異なる結晶構造を呈し、これは 2,750 時間まで認められた。既存のオパール A から 石英の合成研究例においても同様の微粒子が石英と共存することが報告されており(Schäfet al., 2006) 、XRD の結果(図 4.5-21) と合わせて考えると、これは、結晶度の低い石英の一種であ るモガナイト (Schäf et al., 2006) であると理解される。また、図 4.5-22h に示されるような六 角柱の結晶構造を持つ鉱物は、XRD の結果(図 4.5-21)と合わせて考えると、石英であると理 解される。一方で、Kashiwaya et al. (2013)の合成試験では、オパールAからシリカ X(Greenwood, 1967; Frondel, 1979) の生成を経て石英が生成された結果が報告されている。今回の XRD の結 果(図 4.5-21)では、500 時間の試料においてシリカ X の生成が僅かに認められるが、SEM 観 察では他のシリカ鉱物と区別することができなかった。

オパール A から石英に至るシリカ続成作用に関する鉱物形態について、自然界に見られる熱水噴出孔周辺の沈殿物の観察から、次のようにまとめられている (Herdianita et al., 2000; Lynne et al., 2005, 2007) 。シリカ相の変化は、徐々に且つ段階的に進行し、主にオパール A からオパール CT、オパール CT からオパール C、オパール C から石英の 3 段階を経て進行する。各段階は、鉱物粒子の直径が 200 nm に達した時点から開始される。初期段階では、オパール A のナノ粒子が沈殿し、次第に μ m オーダーの集合体を形成し、様々な方向を向くブレード状のナノ粒子が集合したようなオパール CT が形成される。次に、ブレード状の集合体が 50×100 nm 程度の長方形粒子に変化し、オパール C が形成される。このオパール C を基に、石英が成長する。それぞれの段階は系内で完全に独立しているわけではなく、オーバーラップしており、ナノ粒子のオパール A → オパール CT ± オパール C ± モガナイト → 石英という産状が確認される。本事業で得られた結果も、概ねこれらの報告と整合的であった。

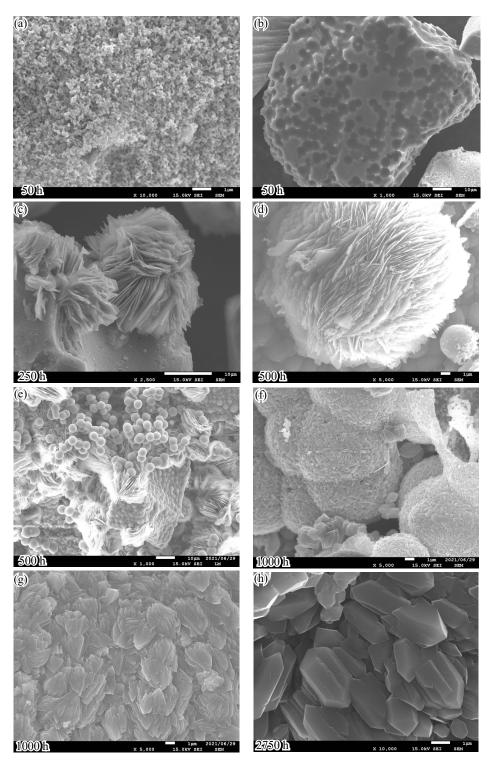


図 4.5-22 反応後の固体試料の SEM 画像

試験開始前の固体試料約 20~mg を 10 \mathbb{C}/min の昇温速度で $TG \cdot DTA$ 分析した結果を図 $4.5 \cdot 23$ に示す。TG 分析の結果は、昇温前の重量を基準とした変化割合として示される。昇温開始から 200 \mathbb{C} にかけて重量が約 5 %低下し、その後、600 \mathbb{C} までの昇温に伴い緩やかに 2 %以上の重量が低下していることが分かる(図 $4.5 \cdot 23a$)。DTA 分析結果を見ると、約 80 \mathbb{C} で下に凸の変化が見

られることがわかる(図 4.5-23b)。シリカ表面はシラノール基で覆われており、そこに水分子などの極性分子が水素結合により吸着しており、吸着水は常温での真空引きあるいは 150℃の加熱で取り除かれる(Iler, 1979)。Lange(1965)は、25–105℃で取り除かれる水を物理的吸着水(physically adsorbed)、105–180℃で取り除かれる水を水素結合水(hydrogen bonded)として区別している。表面のシラノール基は、微小空隙の水と比較して取り除かれ易いが(Iler, 1979)、微小空隙の水は 200℃から脱水を始め 400℃まで継続し、それ以上の昇温では Si–O–Si 結合により微小空隙が閉塞してしまい、脱水しにくくなることが報告されている(Thompson, 1965; Kondo et al., 1976)。本事業では、微小空隙の水をオパールの内部に含まれるシリカ水(甲斐・前川, 2009)と考える(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021)。上述の温度区分に従うと、図 4.5-23a の A で示される約 4.5%の変化は物理的吸着水に因るものであり、B で示される約 0.5%の変化は水素結合水に因るものであり、C で示される 2%以上の変化はシリカ水に因るものであると判断される。約 80℃において見られる DTA 分析結果の変化は(図 4.5-23b)、シリカ表面の物理的吸着水の急速な蒸発による吸熱反応に因るものであると理解される。

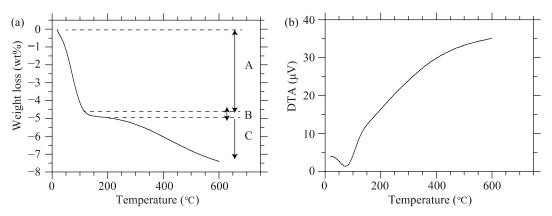


図 4.5-23 反応開始前の試料の TG 分析結果 (a) と DTA 分析結果 (b) A:物理的吸着水、B:水素結合水、C:シリカ水

反応後の固体試料約 20 mg を 10°C/min の昇温速度で $TG \cdot DTA$ 分析した結果を、反応開始前の試料の結果と合わせて図 $4.5 \cdot 24$ に示す。5 時間後の試料の TG 分析の結果については、100°C にかけて重量が約 1.5%減少し、200°C にかけてさらに約 0.5%の減少が見られた。その後、200°C から 600°C にかけて約 2%の減少が見られた。このことから、5 時間後の試料には、少なくとも 2%以上のシリカ水が残されていたことが分かるが、600°C においても図の傾きは緩やかになることはないため、測定の時間内に脱水しきれなかったシリカ水も多く残されていたと考えられる。 25 時間から 500 時間までの試料については、200°C にかけて重量が約 0.2%—1%減少し、2000°C にかけて動 2000°C にかけて約 2000°C

DTA 分析の結果については、反応開始前の試料については、前述の通り、約 80° において吸熱反応に因ると考えられる明らかな変化が見られたものの、その他の試料については、同様の変化は見られなかった(図 $4.5\cdot24b,d$)。また、反応開始前の試料を除く5時間から2,750時間の全ての試料において、 400° 代近から昇温に伴う電圧の上昇が見られなくなった。先に述べた通

り、400^{\circ}C以上では微小空隙が閉塞することでシリカ水が脱水しにくくなることが報告されているが(Thompson, 1965; Kondo et al., 1976)、DTA 分析結果に見られる変化との関連性は不明である。

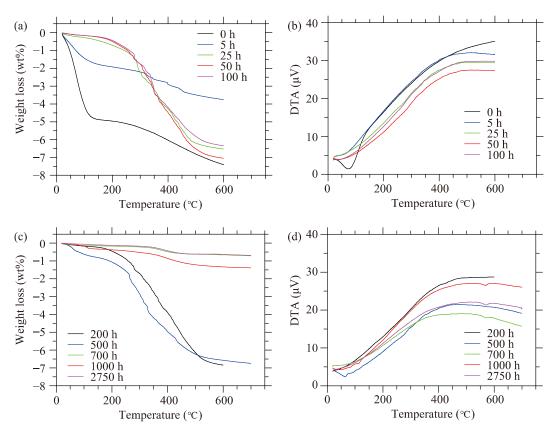


図 4.5-24 固体試料の TG 分析結果 (a, c) と DTA 分析結果 (b, d)

以上の $TG \cdot DTA$ 分析結果から、物理的吸着水や水素結合水を保持するような固相表面の反応サイトは 5 時間の反応後も残っており、25 時間後にはほとんど無くなっていることが分かる。また、加熱により脱水されるシリカ水の重量比は、25 時間後から 500 時間後の試料において約 5.5%-6%であり、700 時間後と 2,750 時間後の試料において約 0.5%、1,000 時間後の試料において約 1%であった。XRD 分析(図 $4.5\cdot21$)と SEM 観察(図 $4.5\cdot22$)の結果を踏まえると、500 時間まではオパール A およびオパール CT からのシリカ水の脱水が卓越し、700 時間以降は石英が主要鉱物となるためシリカ水の脱水量が少なくなり、1,000 時間においてはオパール C からのシリカ水の脱水が見られたと理解することができる。

ろ液試料の分析結果を図 4.5-25 に示す。横軸の反応時間 (経過時間) は対数軸で示されるが、反応開始前の反応溶液中の値は、便宜上、1 時間の値として示されている。Si 濃度は、反応開始前は 0 mg L^{-1} であり、反応の開始から 50 時間まで増加し、390 mg L^{-1} となった。その後、300 時間にかけて低下し、56 mg L^{-1} となった。500 時間から再び増加し、1,000 時間に 710 mg L^{-1} を示した。2,750 時間では 700 mg L^{-1} となり、1,000 時間と比較して大きな変化は見られなかった。反応開始から 50 時間まではシリカの溶解反応が卓越し、その後 300 時間にかけて沈澱反応が卓越し、500 時間から 1,000 時間にかけて再び溶解反応が卓越し、その後平衡状態に達した可能性が考えられる。Cl-濃度は、反応開始前は 18660 mg L^{-1} であり、反応の開始から 25 時間まで 650 mg L^{-1} ほど低下し、その後 100 時間まで低下は続き、17970 mg L^{-1} を示した。200 時間

では再び増加し 18190 mg L-1 となり、500 時間まで大きな変化はなく、1,000 時間から 2,750 時間にかけて 18000 mg L-1 まで再び低下した。 δ ²H は、反応開始前は 541.4‰であり、反応開始直後の 5 時間にかけて 503.7‰まで大きく低下した。 25 時間では 509.9‰を示し、100 時間にかけて僅かに低下し、507.8‰となった。200 時間から再び増加し、500 時間に 522.2‰まで増加した後大きな変化はなく、2,750 時間において 523.4‰を示した。 δ ¹⁸O は、反応開始前は-9.3‰であり、反応開始直後の 5 時間にかけて-5.1‰まで大きく増加した。50 時間まで増加し-3.8‰となり、100 時間から 200 時間まで減少し、-4.2‰となった。 300 時間から 700 時間まで再び-1.9‰まで増加し、その後大きな変化は無く、2,750 時間では-2.1‰を示した。今回の試験では、試験開始直後の固相表面における同位体交換反応の影響を避けるために、反応開始前に室温で 24 時間かけシリカの表面と反応溶液をなじませた。しかしながら、反応開始後 5 時間で大きな酸素水素同位体比の変化が生じていることから、室温で 24 時間の前処理ではシリカ表面における同位体交換反応が平衡に達していない可能性が考えられる。

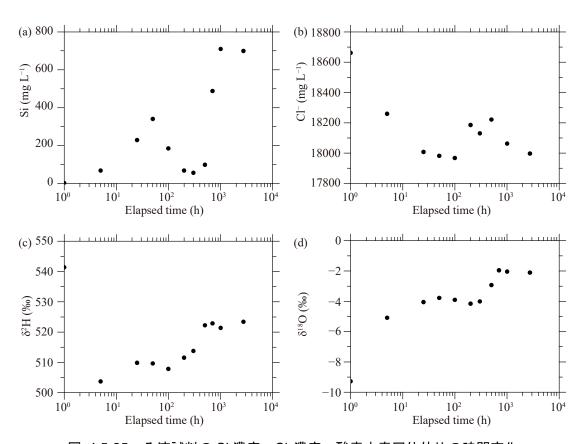


図 4.5-25 ろ液試料の Si 濃度、CI-濃度、酸素水素同位体比の時間変化

Cl-イオンの吸着や鉱物内部への取り込みなどの化学反応が無視できると仮定した場合、Cl-濃度の変化は、容器内部の溶液量の変化によるものと考えられる。容器内部の Cl-量が反応の前後において保存されるとして計算した溶液量の変化を図 4.5-26a に示す。また、反応溶液量の変化は、シリカ鉱物への取り込みやシリカ鉱物からの脱水に因ると仮定し、シリカ鉱物の重量変化を計算した(図 4.5-26b)。表 4.5-9 に各試料の加熱前と加熱後の重量を示す。200 時間後までの試料においては、加熱前後で重量差が見られないが、300 時間以降の試料においては、僅かな重量の減少が認められる。この重量の減少は、加熱による水蒸気の漏れであると考えられる。図 4.5-26a に示される溶液量に対する水蒸気の漏れの重量比を図 4.5-27 に示す。300 時間以降の溶

液量の変化は、約 1.5%の減少であることが分かる。この溶液の減少分を戻した補正溶液量およびシリカ鉱物量の変化を図 4.5-28 に示す。補正溶液量は、反応の開始後 25 時間にかけて大きく増加し $31.1\,\mathrm{mL}$ となり、200 時間後において一旦減少し $30.8\,\mathrm{mL}$ となった。300 時間後には再び増加し $31.3\,\mathrm{mL}$ となり、1,000 時間後から 2,750 時間後にかけてさらに増加し $31.6\,\mathrm{mL}$ となった。補正シリカ鉱物量については、補正用液量と逆の変化になり、反応の開始後 25 時間にかけて大きく減少し $18.9\,\mathrm{g}$ となり、200 時間後において一旦増加し $19.2\,\mathrm{g}$ となった。300 時間後には再び減少し $18.7\,\mathrm{g}$ となり、1,000 時間後から 2,750 時間後にかけてさらに減少し $18.4\,\mathrm{g}$ となった。

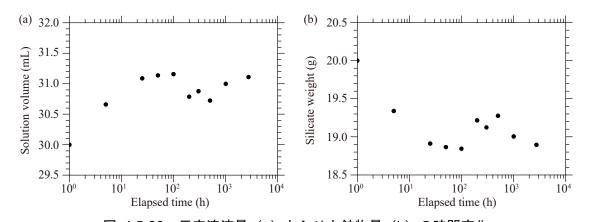


図 4.5-26 反応溶液量(a)とシリカ鉱物量(b)の時間変化

表 4.5-9 試料容器を含む加熱前後の重量変化

Elapsed time	Total weight (g)	Total weight (g)	Weight loss
(h)	before the experiment	after the experiment	(g)
5	1545.4	1545.4	0.0
25	1548.0	1548.0	0.0
50	1541.1	1541.1	0.0
100	1544.8	1544.8	0.0
200	1548.3	1548.3	0.0
300	1544.5	1544.1	0.4
500	1542.2	1541.7	0.5
700	1545.7	1545.4	0.3
1000	1546.9	1546.5	0.4
2750	1545.9	1545.4	0.5

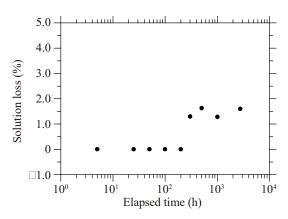


図 4.5-27 反応溶液の減少率の時間変化

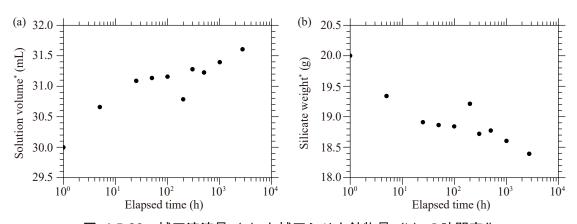


図 4.5-28 補正溶液量(a)と補正シリカ鉱物量(b)の時間変化

TG・DTA 分析の結果(図 4.5·24)を考慮すると、補正溶液量および補正シリカ鉱物量の 25 時間後までの変化は、シリカ表面の吸着水の脱水に因るものと理解される。XRD 分析の結果(図 4.5-21) によると、500 時間後まではオパール A からオパール CT への相変化の過程にあると理 解され、2,750 時間後では主要鉱物が石英であることから、25 時間後と 500 時間後、2,750 時間 後における全てのシリカ鉱物がそれぞれオパール A、オパール CT、石英であると仮定すると、オ パール A からオパール CT の相変化に伴う溶液変化量は $0.14\,\mathrm{mL}$ となり、オパール CT から石英 の相変化に伴う溶液変化量は $0.38~\mathrm{mL}$ となる。溶液の密度を $1~\mathrm{kg}~\mathrm{m}^{-3}$ としてオパール A から石 英までの相変化に伴う脱水量に対する 25 時間後における補正シリカ鉱物量の割合を求めると、 2.7 wt%となる。また、25 時間後までのシリカ表面の吸着水を含めた 2,750 時間後までの補正溶 液変化量は1.6 mLであり、これに対する試験に用いたシリカゲル20gの割合を求めると、8.0wt% となる。ただし、2,750時間後においても厳密に全てのシリカ鉱物が石英であるわけではなく(図 4.5-21)、また、熱重量測定による重量変化が約 0.5wt%であること(図 4.5-24)を踏まえると、 ここで得られた脱水量は、最小の値として考えるべきである。Brandriss et al. (1998) によると、 培養した珪藻に含まれる水分量は 10.0-14.8wt%であり、珪藻化石に含まれる水分量は 2.9-4.8wt%と報告されている。本事業で得られた 2.7wt%の値は後者に該当し、8.0wt%の値は前者に 該当すると考えられることから、本事業で得られた値が最小値であるとの考え方に大きな矛盾は 無い。

図 4.5-25c および d に示される酸素水素同位体比の変化が、反応溶液とシリカからの脱水との単純な混合によるもと仮定し、25 時間後におけるシリカ鉱物が全てオパール A であり、500 時

間後に全てオパール CT に変化したと仮定すると、 δ 2 H の 509.9%から 522.2%までの増加およ び δ ¹⁸O の-4.0‰から-2.9‰までの増加を 0.14 mL のシリカ水の脱水により説明するためには、 シリカ水の δ^{2} H が+3322‰、 δ^{18} O が+250.4‰であることが必要になってしまう。この値は、現 実的では無いため、観測された酸素水素同位体比の変化には、単純なシリカ水との混合の他に同 位体交換反応が大きく寄与していることが推察される。一般的にシリカ鉱物に含まれる δ 18Oは 正の値を示し、 δ ²H は負の値を示す。従って、Kashiwaya et al. (2013) の試験結果のように、 これと同位体交換した溶液中の δ $^{18}{
m O}$ は正の方向にシフトし、 δ $^{2}{
m H}$ は負の方向にシフトする。一 方で、本事業で得られた結果は、 δ 18O と δ 2H がどちらも正の方向にシフトしている。 δ 18O と δ2H がどちらも正の方向にシフトする要因として、表 4.5-9 に示されるような反応容器からの 水蒸気の漏れの影響が考えられる。図 4.5-29 に 180℃におけるレイリー蒸留モデルにおける溶 液の δ ²H と δ ¹⁸O の計算結果を示す。 ¹⁸O と ²H の同位体分別係数の値は、Horita and Wesolowski (1994) で報告される値を用いた。試験中に漏れた水の重量割合は、合計で約 6%になるが(図 4.5-27)、観測された同位体比変化を水蒸気の漏れで説明するためには、重量割合で約30%-70% もの溶液が失われる必要があることが分かる(図 4.5-29)。同時に、約6%の水蒸気の漏れでは、 溶液中の酸素水素同位体比はほとんど影響を受けないことも分かる。このことから、その他の可 能性として、本事業で用いたシリカゲル中の酸素水素同位体比が極端に大きな値を持つ可能性や、 溶液とシリカとの間における何らかの同位体交換反応の存在が示唆される。

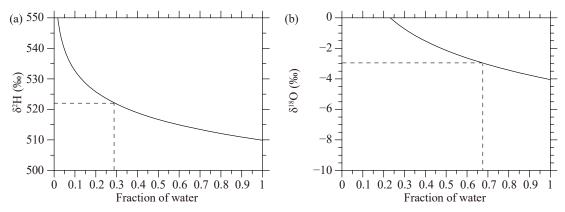


図 4.5-29 180°Cにおけるレイリー蒸留による溶液の水素同位体比(a)と酸素同位体比(b) の変化

以上のことから、シリカ水の脱水による溶液の酸素水素同位体比への影響については、定量化することができなかったが、シリカの相変化に伴う脱水量については、パラメータを得ることができた。次節では、本事業で得られた値が最小値であることを踏まえて、3.0wt%および8.0wt%の2つのパラメータを用いてモデル解析を行う。

(3) 水質形成機構のモデル構築および数値解析

1) はじめに

幌延町の地下深部に見られる化石海水の特徴を整理すると次のようになる (日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021) : ①ある深度以深では Cl-濃度が一定になる、② Cl-濃度の最大値は大曲断層を境に東側では約 5,000 ppm であるのに対し、西側では約 10,000 ppm になる、③ Cl-濃度が最大値を示す深度における酸素水素同位体比はそれぞれ $0\sim5$ %程度と $-30\sim-20$ %程度であり、大曲断層を境に見られる Cl-濃度の違いとは相関が見られない。令和 2 年度は、本地

域の地史を踏まえて、幌延における地下水の水質形成過程の要点を次のように整理した(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所、2021)。①地層の埋没過程における主要プロセスとして a. 生物起源シリカからの脱水、b. 粘土鉱物からの脱水、c. 圧密による間隙水の上方移動による混合、d. ガスハイドレートの生成・分解、e. 有機物からの脱水、f. 海洋底玄武岩の変質、②地層の隆起・侵食以降の主要プロセスとして g. 拡散による同位体分別、h. 粘土鉱物の半透膜性による限外濾過、i. 天水の浸透による混合。甲斐・前川(2009)は、幌延地域の地下深部に見られる酸素水素同位体比($\delta^{18}O=0\sim5\%$ 、 $\delta^{2}H=-30\sim-20\%$)と低い Cl-濃度との関係について、①a の生物起源シリカからの脱水のみでの説明を試みている。彼らは、間隙水の移動は考慮せず、圧密により減少した海水組成を持つ間隙水とシリカ水との混合のみを計算し、化石海水の端成分の分布をおおむね説明できることを報告しているが、一方で、Cl-濃度の希釈については稚内層や声間層の埋没深度では説明できず、粘土鉱物からの脱水を考慮する必要があることを述べている。

令和2年度は、生物起源シリカからの相変化に伴う脱水と粘土鉱物の層間水の脱水の影響および圧密に伴う間隙水の上方移動による混合の影響が大きいと考え、これらのプロセスの数値解析モデルを構築し、予察的な検討を実施した(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,2021)。その結果、幌延町の地下深部に見られるような酸素同位体比が 0‰より重く、水素同位体比が-10‰~-20‰程度、且つ、海水より最大で~約80%低い Cl-濃度を示す地下水の水質の形成に、間隙率の減少による上昇流と生物起源シリカからの脱水が大きく影響している可能性が示唆された。一方で、シリカ水の含水率の見直しや、岩石・水反応の反応速度の考慮が必要とされていた。令和3年度は、前節で求めたオパール中のシリカ水の含水率の反映および、岩石・水反応の反応速度を考慮したモデルの見直しを行った。

2) 数値モデルの構築

数値解析モデルの考え方の概要を次に示す(図 4.5-30)。鉛直準一次元のモデル化により、圧 密による間隙率の変化を模擬する。時間ステップごとに容積可変のユニットを順次積み上げてい き、深度が 4,000 m に達した時点で解析を終了する。容積可変のユニットは、間隙部と岩石部で 構成され、岩石部は鉱物1と鉱物2から構成され、鉱物1と鉱物2はそれぞれ水とシリカ骨格か ら構成される(図 4.5-31)。間隙部は間隙水で満たされ、間隙水の水質の初期値は海水の組成を 示す。鉱物 1 は生物起源シリカを模擬しており、45 $^{\circ}$ まではオパール A、45 $^{\circ}$ 69 $^{\circ}$ は主にオパー ル CT、69^{\mathbb{C}}以上は主に石英とし、シリカ水 (\mathbf{W}_1) はオパール CT から石英へ相変化する際に全 て間隙に放出されるとした。微生物起源シリカの相変化の温度は、Aoyagi and Kazama(1980) を参考にした。オパール A からオパール CT への相変化については、稚内層浅部に見られるオパ ール A からオパール CT への遷移帯が深度 1,000–1,200 m であることから (Ishii et al., 2011)、 反応の開始から完了まで 200 m の幅を持つとし、45 \mathbb{C} から反応が開始し、51 \mathbb{C} で反応が完了す るとした。この間、反応速度は一定であると仮定した。オパール CT から石英については、幌延 町において遷移帯の幅の報告は無いが、同様に 200 m の幅を持つとし、69℃から反応が開始し、 75℃で反応が完了するとした。この間、反応速度は一定であるとした。温度分布については、天 北地域の調査結果として Aoyagi and Kazama(1980)の報告に従い、地表を 15℃とし、地温勾 配を 3℃/100 m とした。海底下における埋没続成過程を模擬するため、最上部の温度は地表部の ような 15℃ではなく、例えば水の密度が最も高い 4℃付近であると考えられるが、ここでは仮に 15℃とした。この温度差は、約 400-500 m の深度の差に相当する。間隙率の深度分布は、甲斐・ 前川(2009)と同様に、オパール A/CT の遷移帯までは本地域におけるボーリング調査結果に従 V١,

$$\phi(z) = 80 - \frac{z}{45} \quad z \le 900$$
 $\pm 4.5-1$

$$\phi(z) = 60 - 0.153(z - 900)$$
 900 < $z \le 1000$ $\pm 4.5-2$

とし、それ以深については Magara (1978) で報告されている関係式を用い、

$$\phi(z) = 90e^{-0.0007z}$$
 $z > 1000$ $\pm 4.5-3$

とした。 ϕ は間隙率、zは深度(m)である。鉱物 2 は粘土鉱物としてスメクタイトを模擬し、層間水(W_2)はイライトへ相変化する際に全て間隙に放出されるとした。スメクタイトがイライトに相変化を開始する温度は、青柳・下田(1991)で示される本邦新第三紀堆積層における埋没深度と温度、鉱物相変化の平均的な関係を参考に、モンモリロナイトがイライト混合層に変わり始める 104 とし、反応の完了は、137 とした。この時、深度 4,000 m において地温が 137 とに 達しなかった場合、反応の途中で解析が終了することになる。

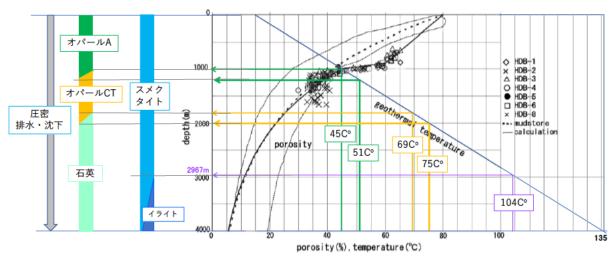


図 4.5-30 数値解析モデルの概念図



図 4.5-31 ユニットの構成

ユニットの体積は単位面積当たりとし、長さで表す:m³/m²=m。ユニットの長さは、初期値 が 1 m であり、ユニットが追加される度に深度が増加する。1 つのユニット内部では、深度は一 定の値とし、ユニット上端の値をユニットの深度の値とする。深度の増加に伴い間隙 P のユニッ トの長さに対する割合が間隙率と深度の関係式 (式 4.5·1-3) に従うことで、間隙 P が減少する。 間隙率の減少によりユニットから溢れた水は、1 つ上のユニットに移動する。シリカ水(W1)の 扱いについては、次のように単純化した。オパールAのシリカ水は、45℃に達するまで間隙と混 合することは無く、45℃を超えた時点で一旦間隙に放出され混合した後に、再び同じ容積の水が オパール CT のシリカ水として固定される。全てのシリカ水のうち、各計算ステップにおける反 応への寄与度については、各ステップにおける温度変化量に対する反応の温度幅である 6℃の商 とした。ただし、反応開始時と完了時については、45 $^{\circ}$ と 51 $^{\circ}$ をそれぞれ下限と上限とした。こ の時、オパール CT のシリカ水の組成は、間隙水の影響を受けずに、入力パラメータで固定され るとした。その後、69℃までシリカ水は間隙水と混合しないとした。69℃を超えた時点で、オパ ール CT から石英への相変化に関するシリカ水の反応寄与度に応じた量のシリカ水が間隙に放出 され、間隙水と混合するとした。反応の寄与度については、各ステップにおける温度変化量に対 する反応の温度幅である 6 $^{\circ}$ の商とした。ただし、反応開始時と完了時については、69 $^{\circ}$ と 75 $^{\circ}$ をそれぞれ下限と上限とした。粘土鉱物の層間水 (W_2) については、次のように単純化した。104 \mathbb{C} に達する深度まで層間水の容積は変化せず、104℃を超えた時点で、反応寄与度に応じた量の層 間水が間隙に放出され、間隙水と混合するとした。反応の寄与度については、各ステップにおけ る温度変化量に対する反応の温度幅である33℃の商とした。ただし、反応開始時と完了時につい ては、104 Cと 137 Cをそれぞれ下限と上限とした。また、Savin and Epstein (1970) は、スメ クタイトの層間水は容易に周囲の水と同位体交換することを報告していることから、本モデルで は、スメクタイトの層間水の酸素水素同位体比は常に周囲の間隙水と同じになる(混合する)と した。一方で、粘土鉱物骨格と間隙水は水素同位体に関して、熱水条件下で比較的容易に同位体 交換することが実験的に示されているが(O'Neil and Kharaka, 1976)、今年度のモデル構築で はこの点を考慮しない。最上位に位置するユニットから溢れた水は、モデルの系外へ排出される。 ユニットの追加による深度の増加の模式図を図 4.5-32 に示す。

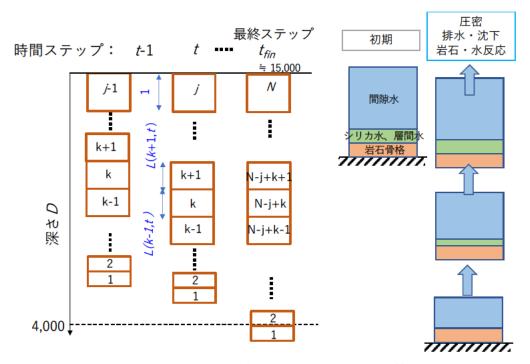


図 4.5-32 ユニットの追加による深度の増加の模式図

ユニットの長さと各構成要素の関係式は式 4.5-4-式 4.5-9 のようになる。

$L_{k,j} = P_{k,j} + R_{k,j}$	式 4.5-4
$R_{k,j} = M_{1k,j} + M_{2k,j}$	式 4.5-5
$M_{1_{k,j}} = W_{1_{k,j}} + S_{1_{k,j}}$	式 4.5-6
$M_{2_{k,j}} = W_{2_{k,j}} + S_{2_{k,j}}$	式 4.5-7
$S_{1_{k,j}} = S_{1_{1,1}}$	式 4.5-8
$S_{2k,i} = S_{21,1}$	式 4.5-9

ここで、

 $L_{k,i}$: 時間ステップjにおけるユニットkの体積(長さ、m)

 $P_{k,i}$:時間ステップjにおけるユニットkの間隙の体積(長さ、m)

 $R_{k,j}$: 時間ステップ j におけるユニット k の岩石の体積(長さ、m)

 $M_{1_{k,j}}$: 時間ステップ j におけるユニット k の鉱物 1 の体積(長さ、m)

 $M_{2k,i}$:時間ステップjにおけるユニットkの鉱物2の体積(長さ、m)

 $W_{1_{k,i}}$:時間ステップjにおけるユニットkの鉱物 1の水の体積(長さ、m)

 $S_{1_{k,i}}$:時間ステップjにおけるユニットkの鉱物 1 の骨格の体積(長さ、m)

 $W_{2_{k,i}}$:時間ステップjにおけるユニットkの鉱物 2の水の体積(長さ、m)

 S_{2ki} : 時間ステップ jにおけるユニット kの鉱物 2 の骨格の体積(長さ、m)

である。ユニットkの間隙率 $\phi_{k,i}$ は、

$$\phi_{k,j} = \frac{P_{k,j}}{L_{k,j}} \times 100 = \frac{P_{k,j}}{P_{k,j} + R_{k,j}} \times 100$$
 \sharp 4.5-10

となる。ユニットkの間隙の長さは、

となる。ユニットkの深度は、

$$z_{k,j} = \sum_{i=k+1,N} L_{k,j}$$
 式 4.5-12

となる。解析終了の条件は、タイムステップ Nにおける深度が次式を満たすことと定義される。

$$z_{k,N} > 4000$$
 式 4.5-13

間隙水の水収支は次のようになる。埋没による間隙の容積変化でユニット \mathbf{k} から溢れた余剰水 ΔP_k は式 4.5-14 で表される。

ユニット k-1 からユニット k への流入水 U_k は、ユニット 1 からユニット k-1 の余剰水の合計であり、流入水であることを負で表すと

$$U_k = -(\Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3 + \dots + \Delta P_{k-1})$$
 $\pm 4.5-15$

式 4.5-15 と式 4.5-14 から式 4.5-16 の関係が得られる。

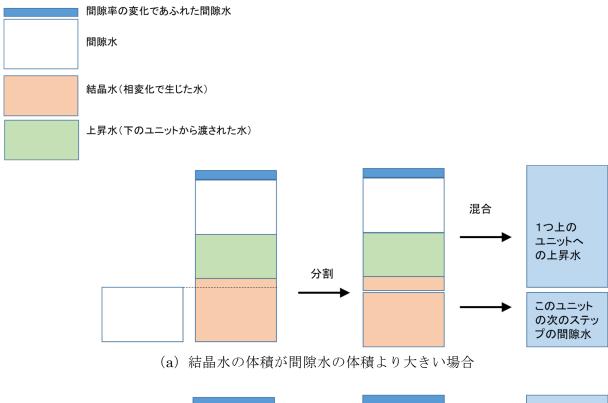
したがって、間隙水と流入水との水収支は、全ユニットにおいて共通の値P₁となる。

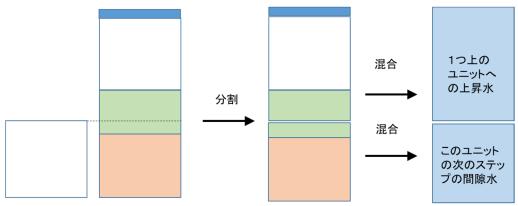
$$P_k + U_k = P_k + (P_1 - P_k) = P_1$$
 $\pm 4.5-17$

シリカ水、または層間水の放出 $\Delta R(p,q)$ を考慮すると式 4.5-17 は次式のようになる。

$$U_k = P_1 - P_k - \Delta R(p, q)$$
 $\pm 4.5-18$

あるタイムステップにおける水の混合計算の概念図を図 4.5-33 および図 4.5-34 に示す。埋没による間隙率の低下により溢れた余剰水や下のユニットからの上昇水(流入水)、シリカ水や層間水などの岩石・水反応により間隙に放出された水(本パラグラフでは結晶水と呼ぶことにする)など一時的に間隙の体積を超えた水は、次の優先順位で間隙中に残留することとした。1)結晶水、2)流入水、3)間隙水(あるタイムステップの間隙の体積に等しい量の間隙水)、4)余剰水。これら 4 種類の水について、間隙に残る分と溢れて上のユニットへ移動する分とを、4 種類の水のそれぞれの体積の重み付けで混合計算を行った。45-51 $^{\circ}$ $^{\circ}$ におけるオパール $^{\circ}$ $^{\circ}$





(b) 結晶水と流入水を併せた体積が間隙水の体積より大きい場合

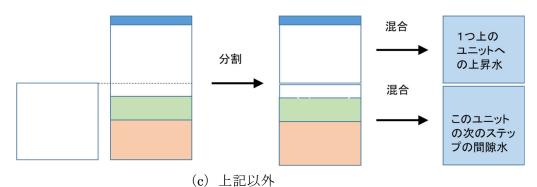
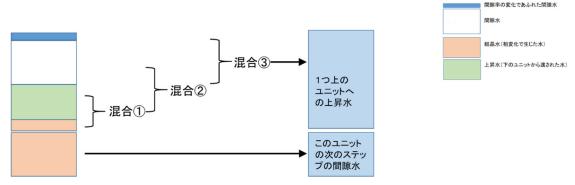
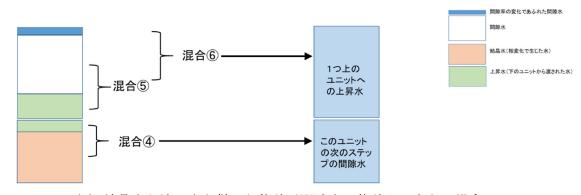


図 4.5-33 水の混合計算の概念図



(a) 結晶水の体積が間隙水の体積より大きい場合



(b) 結晶水と流入水を併せた体積が間隙水の体積より大きい場合

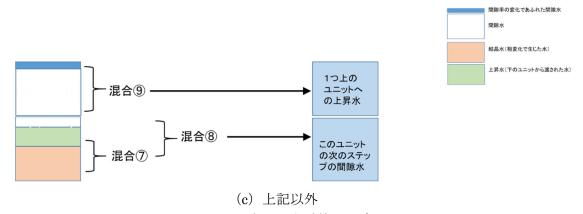


図 4.5-34 水の混合計算の順序

オパール A またはオパール CT を含む岩石部 (R) の密度を、甲斐・前川(2009)と同様に 2,500 kg/m³ とした。間隙水やシリカ水、スメクタイトの層間水の密度は、1,000 kg/m³ とした。 S_1 の密度として石英の密度である 2,650 kg/m³ を用いた。幌延町に分布する珪藻質泥岩が平均 40wt%のオパール A を含むことから(核燃料サイクル開発機構,2005)、岩石部 (R) に対する鉱物 1 (M_1) の質量割合を 0.4 とした。粘土鉱物の含水比(M_2 に対する W_2 の質量割合)は、0.1 とした。間隙率の初期値が 80%であることを踏まえると、ユニット全体の体積(L)に対するシリカ (M_1) の体積の比の初期値は、0.094 となり、粘土鉱物(M_2)の体積の比は 0.106 となる。シリカ (M_1) の体積に対するシリカ水 (W_1) の体積の比は、オパールの含水率が 15wt%の場合、0.319 となり、スメクタイト (M_2) の体積に対する層間水 (W_2) の体積の比は、0.2855 となる。

この時、 S_2 の密度は約 $3,500 \text{ kg/m}^3$ となるが、この見かけ上の大きな値は、今回のモデル化で考慮していない長石類や沸石類、黄鉄鉱などの重鉱物、炭酸塩などのその他の鉱物の情報が集約してしまうため生じるものである。

初期に間隙を満たす海水の CI-濃度は 545.9 mM とし、酸素水素同位体比はそれぞれ 0%とした。オパール A とオパール CT のシリカ水およびスメクタイトの層間水の CI-濃度は、常に 0 とした。オパール A とオパール CT のシリカ水とシリカ骨格との酸素同位体比分別については、石英と水との酸素同位体分別の関係性と似ているため (e.g., Clark and Fritz, 1997)、本モデル化では適用温度範囲の広い Kawabe (1978)で報告される石英と水の酸素同位体分別係数を用い、Knauth and Epstein (1975)で報告される海洋底堆積物中のオパール CT の酸素同位体比 (+36.1%)を鉱物 1 (S1)の酸素同位体比と見做して、これと 45–69℃における同位体交換平衡にある水の酸素同位体比を計算した。オパール A とオパール CT のシリカ水の水素同位体比については、甲斐・前川 (2009)に倣い、モンモリロナイトの OH-基と水との同位体分別係数(Yeh, 1980)を使用し、Knauth and Epstein (1975)で報告される海洋底堆積物中のオパール CT の水素同位体比(-56.5%)を鉱物 1 (S1)の水素同位体比と見做して、これと同位体交換平衡にある水の水素同位体比を計算した。スメクタイトの層間水の酸素水素同位体比については、先に述べた通り常に周囲の間隙水と同じとし、具体的には、一つ前のタイムステップにおける間隙水と同じ値とした。

オパール A およびオパール CT の含水率(M_1 に対する W_1 の割合)を変えることで 3 ケース 実施し、地温勾配を変えたケースを 1 ケース実施した。ケース 1 は、甲斐・前川(2009)と同様にオパール中のシリカ水の含水率を 15wt%とした。ケース 2 およびケース 3 では、それぞれ室内試験において得られた 3.0wt%および 8.0wt%とした。表 4.5-10 に水質パラメータ一覧を示す。ケース 4 では、ケース 2 のパラメータを基に、本地域で実施された大深度試錐調査(石油公団、1995)の結果から報告されている地温勾配として 2.7°C/100 m を用いた。

	Cl⁻濃度, mM	δ¹8O, ‰	δ ² H, ‰	含水率, wt%
海水	545.9	0	0	
シリカ水				ケース 1:15.0
(オパール A)	0	+9.1	-19.9	ケース 2:3.0
				ケース 3:8.0
シリカ水				
(オパール	0	+13.6	-24.2	同上
CT)				
スメクタイト	0	周囲の間隙水と	周囲の間隙水と	10
層間水	0	同じ値	同じ値	10

表 4.5-10 水質パラメーター覧表

3) 結果と考察

ケース 1 の解析終了時のタイムステップ数は、15,933 であった。この時の間隙率と温度、ユニットの長さ (L)、間隙の長さ (P)、岩石の長さ (R) それぞれの深度分布を例として図 $4.5\cdot35$ に示す。図中の total は L、solid は R、pore は P にそれぞれ対応する。図 $4.5\cdot36$ に、ケース 1、ケース 2 およびケース 3 の解析結果として、Cl-濃度と酸素水素同位体比の深度分布を示す。ケース 1 の結果については、Cl-濃度は、深度 1,100 m 付近までは海水相当の濃度を示すが、その

後減少し、深度 1,500 m 付近で最小値 0 ppm を示した後に深度 2,700 m 付近まで徐々に増加し、その後減少し深度 3,000 m 以深では、約 1,000 ppm-2,000 ppm を示した。酸素同位体比については、深度 600 m 付近までは海水相当の値を示すが、その後増加し、深度 800 m 付近で+9‰を示した後に深度 1,100 m 付近まで減少し、その後深度 1,500 m 付近で最大値+13.6‰を示した後に徐々に減少し、深度 3,000 m 以深では約+7‰-+8‰の値を示した。水素同位体比については、深度プロファイルの形は酸素同位体比と同じであり、深度 800 m 付近で約-20‰を示した後に深度 1,100 m 付近まで増加し、その後深度 1,500 m 付近で最小値-24.2‰を示した後に徐々に増加し、深度 3,000 m 以深では約-13‰-12‰の値を示した。深度 800 m 付近に見られるピークは、オパール CT から石英の相変化に伴うシリカ水の脱水の影響を強く受けたものであり、深度 1,100 m 付近以深で見られる濃度の低下は、オパールからの脱水影響の他にスメクタイトの層間水の脱水の影響を受けたものであると考えられる。昨年度のモデル化解析では、鉱物の相変化に伴う脱水反応がある温度に達した瞬間に開始・完了するとしたため、明らかなステップ状の変化および多くの深度において Cl-濃度が 0 ppm になる結果が得られていたが(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021)、今年度の結果は、比較的なめらかな深度変化が得られていることが分かる。

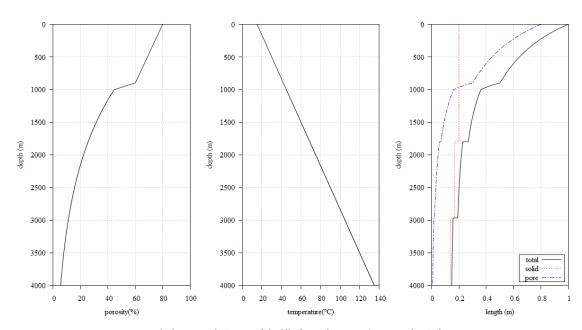


図 4.5-35 間隙率、温度および各構成要素の長さの深度分布 (ケース 1)

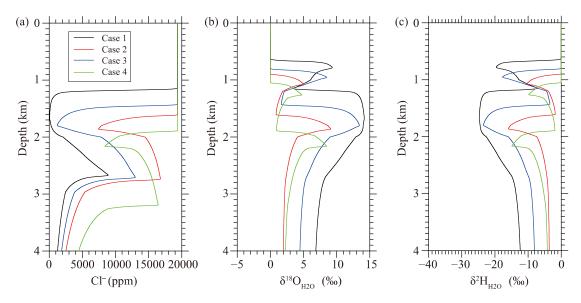


図 4.5-36 CI-濃度と酸素水素同位体比の深度分布の解析結果

ケース 2 およびケース 3 の解析終了時のタイムステップ数は、それぞれ 14,531 と 15,126 で あった。ケース 2 については、Cl-濃度は、深度 1,600 m 付近までは海水相当の濃度を示すが、 その後減少し、深度 1,800 m 付近で約 8,000 ppm を示した後に深度 2,700 m 付近まで増加し、 その後減少し深度 3,000 m 以深では、約 2,500 ppm-5,000 ppm を示した。酸素同位体比につい ては、深度 900 m 付近までは海水相当の値を示すが、その後増加し、深度 1,100 m 付近で+5% を示した後に深度 1,600 m 付近まで減少し、その後深度 1,900 m 付近で約+9‰を示した後に徐々 に減少し、深度 3,000 m 以深では約+2‰の値を示した。水素同位体比については、深度プロファ イルの形は酸素同位体比と同じであり、深度 1,100 m 付近で約-9‰を示した後に深度 1,600 m 付 近まで増加し、その後深度 1,900 m 付近で約-15%を示した後に徐々に増加し、深度 3,000 m 以 深では約-4‰の値を示した。ケース3については、Cl-濃度は、深度1,400 m付近までは海水相 当の濃度を示すが、その後減少し、深度 1,800 m 付近で約 2,000 ppm を示した後に深度 2,700 m 付近まで増加し、その後減少し深度 3,000 m 以深では、約 2,000 ppm-4,000 ppm を示した。酸 素同位体比については、深度 800 m 付近までは海水相当の値を示すが、その後増加し、深度 900 m 付近で+8‰を示した後に深度 1,400 m 付近まで減少し、その後深度 1,800 m 付近で約+13‰を 示した後に徐々に減少し、深度 3,000 m 以深では約+4.5‰の値を示した。水素同位体比について は、深度プロファイルの形は酸素同位体比と同じであり、深度 900 m 付近で約-16%を示した後 に深度 $1,400 \, \text{m}$ 付近まで増加し、その後深度 $1,800 \, \text{m}$ 付近で約-23%を示した後に徐々に増加し、 深度 3,000 m 以深では約-8‰の値を示した。ケース 2 やケース 3 の結果をケース 1 と比較する と、オパール A やオパール CT からのシリカ水の脱水の影響が小さくなっていることが分かる。 また、脱水量が大きいほど、希釈の影響が大きいと同時に、間隙水の上方への影響も大きいこと が分かる。シリカ水の含水率が一番小さなケース2では、シリカ続成作用の影響は、深度1,600 m以深までしか及んでいないことが分かる。

ケース 4 の解析終了時のタイムステップ数は、14,282 であった。Cl-濃度は、深度 1,900 m 付近までは海水相当の濃度を示すが、その後減少し、深度 2,200 m 付近で約 9,000 ppm を示した後に深度 3,200 m 付近まで増加し、その後減少し深度 4,000 m では、約 4,500 ppm を示した。酸素同位体比については、深度 1,100 m 付近までは海水相当の値を示すが、その後増加し、深度 1,300 m 付近で+5‰を示した後に深度 1,900 m 付近まで減少し、その後深度 2,200 m 付近で約

+8%を示した後に徐々に減少し、深度 3,000 m 以深では約+4-+4.5%の値を示した。水素同位体比については、深度プロファイルの形は酸素同位体比と同じであり、深度 1,300 m 付近で約-9% を示した後に深度 1,900 m 付近まで増加し、その後深度 2,200 m 付近で約-15%を示した後に徐々に増加し、深度 3,000 m 以深では約-4%の値を示した。

幌延町の地下深部において化石海水に特徴的な水質を持つ地下水は、声問層と稚内層の両層で観測されているが、特に稚内層深部に多く見られる傾向がある(Ishii, 2018)。今回のモデル化は、埋没過程のみを模擬しているため、単純に隆起・侵食を経た現在の声問層と稚内層の状況と比較することは出来ないが、最大埋没深度という意味では、稚内層深部は深度約2,000 m 程度に相当する。昨年度の数値解析では、粘土鉱物の脱水の水質に対する影響は、深度約4,000-2,200 m 程度までであったが、スメクタイトからイライトへの相変化の進行度に温度の幅を持たせたことにより、昨年度と同じパラメータを与えたケース1の結果では、粘土鉱物の脱水の水質に対する影響は、深度約4,000-2,600 m であった。それ以浅の深度に対しては間隙水を上方移動させる影響は、深度約4,000-2,600 m であった。それ以浅の深度に対しては間隙水を上方移動させる間接的な影響しか及んでいない。本モデル化数値解析における間隙水を上方移動させるメカニズムは、式4.5-16と式4.5-18で表されるように間隙率の低下と岩石・水反応による脱水であるが、一次元モデルを用いてより強い上昇流を検討しなければならない場合は、ガスハイドレートや有機物の影響などを考慮する必要がある。

酸素水素同位体比および CI-濃度の関係性について、ケース 1 の結果を図 4.5-37 に、ケース 2 の結果を図 4.5-38 に、ケース 3 の解析結果を図 4.5-39 に、ケース 4 の解析結果を図 4.5-40 にそれぞれ示す。地上からのボーリング調査時に得られたコア試料からの圧縮抽出水の分析結果 (天野ほか, 2012) として、HDB3, HDB6, SAB2 から得られた値および今年度に実施したボーリング調査により得られたコア試料からの圧縮抽出水の分析結果と併せて示す。海水を出発点として、酸素同位体比が正の値にシフトし、水素同位体比が負の値にシフトし、同時に CI-濃度が低下しており、寺本ほか (2006) で述べられるところの化石海水と同様の水質を持つ間隙水が形成されうることが分かる。この水質は、主に海水と生物起源シリカからの脱水または粘土鉱物の層間水の脱水により形成されている。ケース1とケース2、ケース3の結果を比較すると、ケース1やケース3の結果はオパールからの脱水の影響が強すぎるように見える。4.4.3 (2)の室内試験で得られたオパールの含水率3wt%を用いたケース2の結果は、地上からのボーリング調査から得られた圧縮抽出水の分析結果に見られるトレンドの端成分付近を大きく逸脱しない範囲にプロットされることが分かる。さらに、ケース2とケース4の結果を比較すると、地温勾配が小さくなったケース4ではシリカ続成作用の影響がやや限定的になっていることが分かる。

今年度は、シリカ続成作用における酸素水素同位体比に関する反応のモデル化における取り扱いについて、シリカ続成作用を模擬した室内試験の結果の解釈が困難であったことから、更新できなかった。しかしながら、試験結果から得られたオパールからの脱水量をモデル化に反映させた解析結果は、昨年度の予察解析結果と比較してより観測結果を合理的に説明できることから、モデルの更新は適切であったと判断される。本事業において構築・更新した地層の埋没過程における圧密による間隙水の上方移動とシリカ続成作用によるシリカ水および粘土鉱物の層間水の脱水を考慮した水質形成機構のモデルによる解析の結果、地層の埋没過程において酸素同位体比が0%より重く、水素同位体比が-10%~-20%程度、且つ、海水より最大で~約80%低い -10%0分より重く、水素同位体比が-10%0分に立る解析の結果、地層の埋没過程において酸素同位体比が-10%1の大きないる天水と化石海水との混合を示すトレンドは、主に地層の隆起後に形成されたものであるという理解を、より合理的なものにすることが出来た。このことから、化石海水に見られる -10%1の一般ではなく、百万年オーダーの長い時

間をかけて形成されたものであると理解される。したがって、本節の結果からも、化石海水の分布領域が低流動域であることが支持されると結論される。

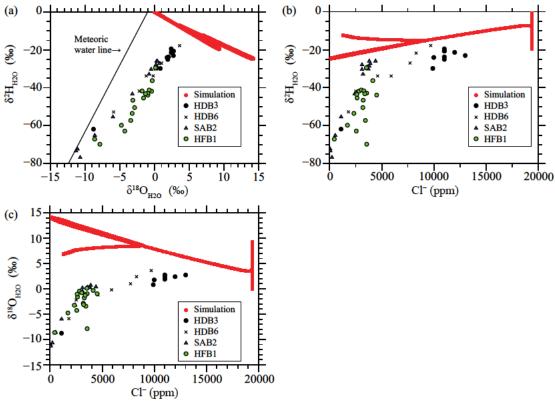


図 4.5-37 CI 濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (ケース 1)

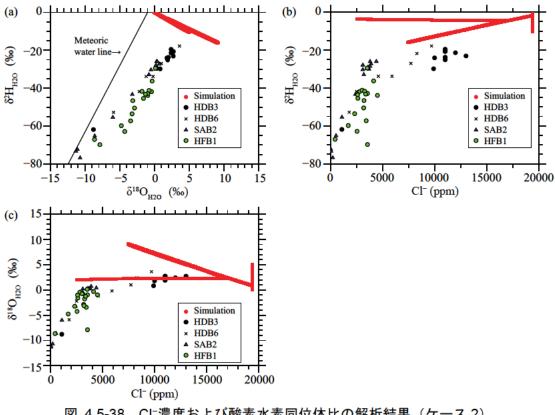


図 4.5-38 CI-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (ケース 2)

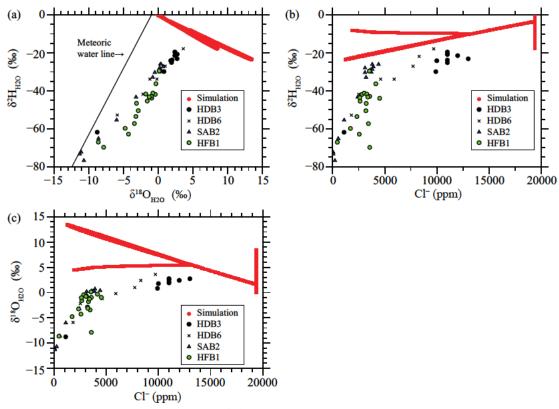


図 4.5-39 CI-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (ケース 3)

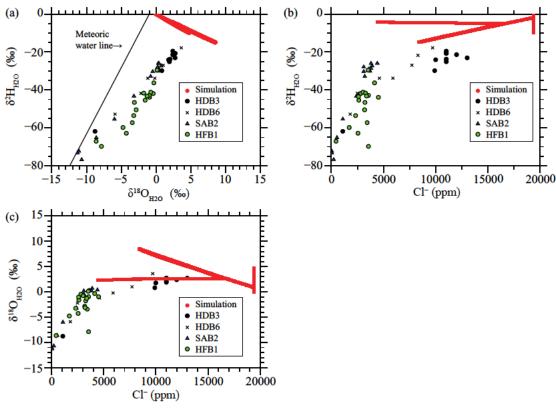


図 4.5-40 CI-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (ケース 4)

(4) まとめ

概要調査において物理探査とボーリング調査を組み合わせた地下深部における化石海水の分 布を把握する調査手法に対する基盤的知見を整理するために、幌延町の地下深部に見られる化石 海水と考えられているような地下水が、海水と比較して低い CI-濃度を示すことや海水とは異な る酸素水素同位体比を示すことの要因を明らかにすることを目的として、今年度は、生物起源シ リカの続成作用の影響評価を目的とした室内試験を実施し、得られた結果を用いて水質形成機構 のモデル構築および数値解析を実施した。室内試験では、オパールAである珪藻骨格の模擬物質 としてシリカゲルを用いてオパール CT を経た石英への相変化の過程で生じる脱水反応の影響を 評価し、相変化による脱水反応に寄与するオパール中のシリカ水の含水率として約 3wt%のパラ メータを得た。また、昨年度に構築した地層の埋没に伴う間隙率の減少による上昇流と生物起源 シリカおよび粘土鉱物の相変化による脱水を模擬した数値解析モデルについて、シリカ鉱物の相 変化が徐々に進行するようにモデルを更新し、室内試験から得られたパラメータを用いた数値解 析を実施した。その結果、昨年度の予察解析結果と比較してより化石海水の組成と整合的な結果 が得られたことから、モデルの更新は適切であったと判断された。本事業において構築・更新し た地層の埋没過程における圧密による間隙水の上方移動とシリカ続成作用によるシリカ水および 粘土鉱物の層間水の脱水を考慮した水質形成機構のモデルによる解析の結果、地層の埋没過程に おいて酸素同位体比が 0%より重く、水素同位体比が-10%~-20%程度、且つ、海水より最大で ~約 80%低い Cl-濃度を持つ地下水が形成され得ることが、改めて示された。このことにより、 ボーリング調査から得られている天水と化石海水との混合を示すトレンドは、主に地層の隆起後 に形成されたものであるという理解を、より合理的なものにすることが出来た。このことから、 化石海水に見られる Cl-濃度の希釈は、現在の地質環境において短時間で生じた現象ではなく、 百万年オーダーの長い時間をかけて形成されたものであると理解される。したがって、本節の結 果からも、化石海水の分布領域が低流動域であることが支持されると結論される。一方で、シリカ続成作用における酸素水素同位体比に関して室内試験の結果の解釈が困難であった。今後は、酸素水素同位体交換反応のモデル化の見直しや、粘土鉱物の層間水の含水率の見直しなどが課題として挙げられる。

参考文献

- Aoyagi, K. and Kazama, T., Transformational changes of clay minerals, zeolite and silica minerals during diagenesis, Sedimentology, vol. 27, pp. 179–188, 1980.
- 青柳宏一, 下田 右, 泥質堆積物および泥質岩における続成作用, 粘土科学, vol. 31, no. 1, pp. 23-31, 1991.
- 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.
- Beneke, K. and Lagaly, G., Kenyaite-synthesis and properties, American Mineralogist, vol.68, pp.818-826, 1983.
- Brandriss, M.E., O'Neil, J.R., Edlund, M.B. and Stoermer, E.F., Oxygen isotope fractionation between diatomaceous silica and water, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 62, no. 7, pp. 1119–1125, 1998.
- 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.
- Clark, I. and Fritz, P., Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Publishers, New York, 328p., 1997.
- Fatima, H., Seo, J.D., Kim, J. and Park, M., Adsorption behavior of kenyaite for Cu²⁺ and Pb²⁺, Journal of Porous Materials, vol.29, pp.111–117, 2022.
- Frondel, C., Crystalline silica hydrates from leached silicates, American Mineralogist, vol.64, pp.799–804, 1979.
- 福沢仁之,北海道天北-羽幌地域の上部新第三系層序の再検討-とくに"稚内"・"声問"層について-,地質学雑誌,vol. 91, pp.833-849, 1985.
- Greenwood, R., Thermal behavior of SiO₂-X and its relation to the natural silica minerals, American Mineralogist, vol.52, pp.1662–1668, 1967.
- Herdianita, N.R., Browne, P.R.L., Rodgers, K.A. and Campbell, K.A., Mineralogical and textural changes accompanying ageing of silica sinter, Mineralium Deposita, vol.35, pp.48–62, 2000.
- Horita, J. and Wesolowski, D.J., Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 58, pp. 3425–3437, 1994.
- Iler, R. K., The Chemistry of Silica, A Wiley-Interscience publication, New York, 1979.
- 岩月輝希,石井英一,新里忠史,北海道幌延地域における深部地球化学環境の長期変遷シナリオの構築,地学雑誌,vol. 118, no. 4, pp. 700-716, 2009.

- Ikawa, R., Machida, I., Koshigai, M., Nishizaki, S., Marui, A., Coastal aquifer system in late Pleistocene to Holocene deposits at Horonobe in Hokkaido, Japan, Hydrogeology Journal, vol. 22, pp. 987–1002, 2014.
- Ishii, E., Assessment of hydraulic connectivity of fractures in mudstones by single-borehole investigations, Water Resources Research, doi:10.1029/2018WR022556, 2018.
- 石井英一,安江健一,田中竹延,津久井郎太,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, no. 5, pp. 301-314, 2006.
- Ishii, E., Sanada, H., Iwatsuki, T., Sugita, Y. and Kurikami, H., Mechanical strength of the transition zone at the boundary between opal-A and opal-CT zones in siliceous rocks, Engineering Geology, vol.122, pp.215–221, 2011.
- 甲斐邦男,前川恵輔,北海道幌延地域の新第三系珪藻質泥岩中の地下水の酸素・水素同位体比と塩化物イオン濃度,石油技術協会誌,vol. 74, no. 1, pp. 96-106, 2009.
- 核燃料サイクル開発機構, 堆積岩を対象とした調査研究, 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 年度取りまとめ. 分冊 1 深地層の科学的研究, JNC TN1400 2005-014, 415p., 2005.
- Kashiwaya, K., Hasegawa, T. and Nakata, K., Effect of silica phase transformations on hydrogen and oxygen isotope ratios of coexisting water, Procedia Earth and Planetary Science, vol. 7, pp. 401–404, 2013.
- Kawabe, I., Calculation of oxygen isotope fractionation in quartz-water system with special reference to the low temperature fractionation, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 42, pp. 613–621, 1978.
- Knauth, L.P. and Epstein, S., Hydrogen and oxygen isotope ratios in silica from the JOIDES deep sea drilling project, Earth and Planetary Science Letters, vol. 25, pp. 1–10, 1975.
- Kondo, S., Fujiwara, F. and Muroya, M., The effect of heat-treatment of silica gel at high temperature, Journal of Colloid and Interface Science, vol. 55, pp. 421–430, 1976.
- Lange, K. R., The characterization of molecular water on silica surfaces, Journal of Colloid Science, vol. 20, pp. 231–240, 1965.
- Lynne, B.Y., Campbell, K.A., Moore, J.N. and Browne, P.R.L., Diagenesis of 1900-year-old siliceous sinter (opal-A to quartz) at Opal Mound, Roosevelt Hot Springs, Utah, U.S.A., Sedimentary Geology, vol.179, pp.249–278, 2005.
- Lynne, B.Y., Campbell, K.A., James, B.J., Browne, P.R.L. and Moore, J., Tracking crystallinity in siliceous hot-spring deposits, American Journal of Science, vol.307, pp.612–641, 2007.
- Magara, K., Compaction and fluid migration, Development in Petroleum Science, vol. 9, Elsevier, 1978.
- Mitsui, K. and Taguchi, K., Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary shales in the Tempoku district, Hokkaido, Japan, Journal of Sedimentary Petrology, vol. 47, no. 1, pp. 158–167, 1977.

- 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, p. 21, 2018.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,令和2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, 343p., 2021.
- 新里忠史,安江健一,幌延地域における地質環境の長期安定性に関する研究―長期安定性の評価・予測における地域特性の考慮―,原子力バックエンド研究,vol. 11, no. 2, pp. 125–138, 2005.
- O'Neil, J.R. and Kharaka, Y.K., Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 40, pp. 241–246, 1976.
- Savin, S.M. and Epstein, S., The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 34, pp. 25–42, 1970.
- Schäf, O., Ghobarkar, H., Garnier, A., Vagner, C., Lindner, J.K.N., Hanss, J. and Reller, A., Synthesis of nanocrystalline low temperature silica polymorphs, Solid State Sciences, vol.8, pp.625–633, 2006.
- 石油公団,国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「天北」調査報告書,121p.,1995. 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,no.2,pp.68-76,2006.
- Thompson, W. K., An infrared study of water adsorbed on silica, Proc. Brit. Ceram. Soc., vol. 5, pp. 143–151, 1965.
- 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.
- White, D.E., Hem, J.D. and Waring, G.A., Chemical composition of subsurface waters, Data of Geochemistry, US Geological Survey Professional Paper, 440F, 1963.
- Yeh, H.W., D/H Ratios and late-stage dehydration of shales during burial, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 44, pp. 341–352, 1980.
- 4.6 長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系化 4.6.1 低流動域を含めた水理場・化学環境を評価するためのモデル化・解析手法の整備

(1) はじめに

本事業では、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 技術の高度化の一環として、低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化 を進めている。本項は、低流動域を含む広域地下水流動解析を実施する上で考慮すべき古水理地 質学的変遷に関する解析への影響因子を抽出することを目的とし、地上からの物理探査やボーリ ング調査により得られた情報を基に、化石海水を指標とした低流動域の分布の推定に対し、水理解析の面からアプローチを図る際の技術の高度化をねらいとする。

均質かつ亀裂の少ない泥岩のような低透水性の岩盤を対象とした地下水流動および物質移行解析では、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、地下深部の低流動域は、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存在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、このような場を対象とした広域地下水流動解析における考え方を整理しておく必要がある。

令和 2 年度は、幌延町を対象として過去 100 万年前から現在までの地形の変化や海水準変動 などを考慮した地下水流動を実施するために解析モデルを構築し、試解析を実施した。その結果、 隆起・侵食による古地形変化を考慮した場合、地下深部では地下水の流動性が低いため、隆起に 伴う下方からの塩水を含む地層隆起の影響で、考慮しないケースに比べ塩濃度が高くなることが 解析的に示唆された。海水準変動を考慮する場合は、内陸部の地下深部における地下水流動への 影響は小さいと考えられるものの、海底面までモデル化することが望ましいことが分かった。ま た、天水浸透の影響が明らかに深部まで及んだことから、異常高圧の影響を考慮する必要性が示 唆された。さらに、天水による洗い出し解析では、前節で検討している埋没続成作用に伴うシリ カからの脱水による塩濃度の希釈と天水の浸透との区別が困難である場合があることから、塩濃 度分布ではなく動水勾配分布や地下水年代分布に着目すべきことが示唆された。一方で、塩濃度 の違いによる密度流の影響については、これまでに検討事例が無かった。埋没続成作用に伴うシ リカからの脱水による塩濃度の希釈の影響を受けて形成されたと考えられる初期塩濃度分布を考 慮することによる解析結果への影響も検討すべきであると考えられた。令和3年度は、古水理地 質環境の変遷を踏まえた広域地下水流動解析について、モデル化領域を見直すとともに、古地形 変化や地層の透水係数、密度流、異常高圧、海水準、涵養量について感度解析を実施し、解析結 果への影響因子について考察した。

(2) 解析方法および解析モデル

令和 3 年度の数値解析において対象とした解析領域を図 4.6·1 に示す。日本原子力研究開発機構(2016)により構築された解析モデルを基に、令和 2 年度は感度解析における計算量の増大による計算の収束性などの問題を避けるためにモデル化領域を海岸線までとしたが、令和 3 年度は、海水準変動による境界条件の影響を正確に反映させるため、海側のモデル化領域を変えながら、事前に予察的な定常地下水流動解析および非定常地下水流動物質移行解析を 4 ケース実施した。その結果、日本原子力研究開発機構(2016)による海側のモデル化領域の 50%の領域(図 4.6·1 の黄色枠)では、モデル化領域の違いによる影響がほとんど認められなかったことから、令和 3 年度は、図 4.6·1 の黄色枠で示される領域を数値解析の対象とした。また、内陸部の地下深部における地下水流動に着目する観点から、解析結果の着目範囲は、図 4.6·1 に示される幌延深地層研究センター地下施設周辺を通る A-A'断面とした。

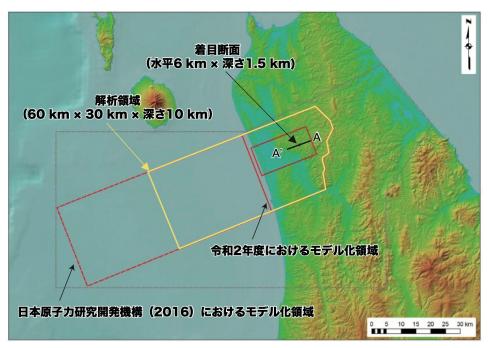


図 4.6-1 解析領域(黄色枠)および着目断面位置(A-A')

地下水流動解析は、三次元地下水解析コード「オイラリアン・ラグランジアン飽和・不飽和浸透流-移流・分散解析プログラム(Dtransu3D·EL)」を使用した。Dtransu3D·ELは、三次元モデルにおける密度勾配を考慮した飽和・不飽和浸透流解析および移流・分散問題を対象とした有限要素法を用いた解析コードである。解析モデルの概要を図 4.6·2 に示す。本事業では、日本原子力研究開発機構(2016)で構築された 100 万年前および 33 万年前、現在の地形モデルを基にした。1 つの解析メッシュ要素内に地上からのボーリング孔(HDB)が 2 つ以上属さないように、幌延深地層研究センターの周辺領域のメッシュを細かく分割した。深度方向には、深度約 1,000 m までは要素分割を 50 m 以内とし、それより深部では要素の厚さが等比級数的に増加するように分割した。最深部は深度 10,000 m である。断層は、スメアード割れ目モデル(河西ほか、1994)を用いてモデル化した。スメアード割れ目モデルは、断層を考慮していないメッシュを作成したうえで、各メッシュ体積に対する断層部の体積比率に応じて断層の透水性の影響を各メッシュの透水性に反映させる手法である。

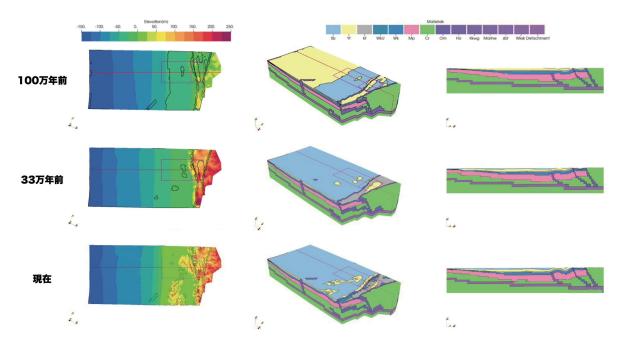


図 4.6-2 解析モデル:地形(左)、水理地質区分(中、右)

Sb: 更別層、Yt: 勇知層、Kt: 声問層、WkU: 稚内層浅部、Wk: 稚内層深部、Mp: 増幌層~古第三系、Cr: 白亜系、Om: 大曲断層、Ho: 幌延断層、Kkwg: 北川口断層、Marine: 海岸断層、sbf: サロベツ断層、Wksk: 稚咲内断層、Detachment: デタッチメント

(3) 解析ケースおよび解析条件

解析ケースを表 $4.6\cdot1$ に、水理区分および水理パラメータを表 $4.6\cdot2$ にそれぞれ示す。ケース 1 は、隆起・侵食による古地形変化の影響についての感度解析を目的として、水理地質区分を 1 つとし、モデル全体の水理特性を均質なものにした。ケース 2 は、透水係数に関する感度解析を目的として、表 $4.6\cdot2$ に示される各水理地質区分の透水係数を与えたものをケース 2-1 とし、表 $4.6\cdot2$ で示される各水理地質区分の透水係数を 0.1 倍したものをケース 2-2 とし、同様に 10 倍したものをケース 2-3 とした。ケース 3 は、密度流の影響についての感度解析を目的として、ケース 2-1 をベースにモデル全体の初期塩濃度として海水の 0.5 倍の比濃度を与えた。ケース 4 は、異常高圧の影響についての感度解析を目的として、ケース 2-1 をベースに稚内層深部以深の全水頭を実測データから逆距離荷重法により補間した値で固定したものをケース 4-1 とし、解析領域底面を全水頭+150 m で固定したものをケース 4-2 とした。ケース 5 は、海水準変動の影響についての感度解析を目的として、ケース 2-1 をベースに標高-120 m の海水準を与えた。ケース 6 は、涵養量変化の影響についての感度解析を目的として、ケース 2-1 をベースに涵養量として 0.05 m y^{-1} を与えた。

ケース 7 は、塩濃度分布の初期条件を推定した非定常解析であり、100 万年前と 33 万年前および現在の地形毎に地形を固定したものをケース 7-1 とし、100 万年前から現在までの地形変化を連続的に扱ったものをケース 7-2 とした。ケース 2-1 をベースにモデル全体の初期塩濃度として塩濃度の実測データからの逆距離荷重法により補間した値を用い、異常高圧として稚内層深部以深の全水頭を実測データから逆距離荷重法により補間した値で固定した。海水準は、標高-120 m と 0 m の間で変動し、涵養量についても海水準変動と連動して 0.05 m y^{-1} と 0.12 m y^{-1} との間で変動するように設定した。

表 4.6-1 解析ケース

ケース番号	検討項目	設定内容
Case 1	隆起・侵食による古地形変化の影響についての 感度解析	・水理特性:モデル全体の透水係数:2.85×10 ⁻⁹ m s ⁻¹ ・水理特性:モデル全体の間隙率:0.45・塩濃度:考慮しない,・異常高圧:考慮しない・海水準:標高0 m,・涵養量:0.12 m y ⁻¹
Case 2-1	_	・水理特性:地質構造モデルに従う (表2) ・塩濃度:考慮しない,・異常高圧:考慮しない ・海水準:標高0 m,・涵養量:0.12 m y ⁻¹
Case 2-2	透水係数に関する感度解析	・水理特性:全ての地層の透水係数がCase 2-1の0.1倍・塩濃度:考慮しない,・異常高圧:考慮しない・海水準:標高0 m,・涵養量:0.12 m y ⁻¹
Case 2-3	_	・水理特性:全ての地層の透水係数がCase 2-1の10倍 ・塩濃度:考慮しない、・異常高圧:考慮しない ・海水準:標高0 m, ・涵養量:0.12 m y ⁻¹
Case 3	密度流の影響についての感度解析	・水理特性:地質構造モデルに従う (表2) ・モデル全体の初期塩濃度:海水の0.5倍 ・異常高圧:考慮しない,・海水準:標高0 m ・涵養量:0.12 m y ⁻¹
Case 4-1	_ 異常高圧の影響についての感度解析	・水理特性:地質構造モデルに従う(表2) ・塩濃度:考慮しない ・異常高圧:稚内層深部以深の全水頭を実測データから 逆距離荷重法により補間した値で固定 ・海水準:標高0 m, ・涵養量:0.12 m y ⁻¹
Case 4-2		・水理特性: 地質構造モデルに従う(表2) ・塩濃度: 考慮しない ・異常高圧: 解析領域底面を全水頭+150mで固定 ・海水準: 標高0 m, ・涵養量: 0.12 m y ⁻¹
Case 5	海水準変動の影響についての感度解析	・水理特性:地質構造モデルに従う(表2) ・塩濃度:考慮しない,・異常高圧:考慮しない ・海水準:標高-120 m,・涵養量:0.12 m y ⁻¹
Case 6	涵養量変化の影響についての感度解析	・水理特性:地質構造モデルに従う (表2) ・塩濃度:考慮しない,・異常高圧:考慮しない ・海水準:標高0 m,・涵養量:0.05 m y ⁻¹
Case 7-1		・水理特性:地質構造モデルに従う(表2) ・モデル全体の初期塩濃度:塩濃度の実測データからの 逆距離荷重法により補間した値 ・異常高圧:稚内層深部以深の全水頭を実測データから 逆距離荷重法により補間した値で固定 ・海水準:標高-120mと0mとの間で変動 ・涵養量:0.05 m y ⁻¹ と0.12 m y ⁻¹ との間で変動
Case 7-2	- 塩濃度分布の初期条件を推定した非定常解析	・水理特性:地質構造モデルに従う(表2) ・モデル全体の初期塩濃度:塩濃度の実測データからの逆距離荷重法により補間した値 ・異常高圧:稚内層深部以深の全水頭を実測データから逆距離荷重法により補間した値で固定 ・海水準:標高0m,・涵養量:0.12 m y ⁻¹ ・古地形変化を連続的に扱った解析

表 4.6-2 水理区分および水理パラメータの設定

水理地質区分名	透水係数 (断層面方向)	透水係数 (断層直交方向)	比貯留係数	間隙率	縦 分散長	横 分散長	遅延.係数	減衰 係数 -	有効 拡散係数
	${\rm m\ s^{-1}}$	$\mathrm{m}~\mathrm{s}^{-1}$	m^{-1}	_'	m	m			$\mathrm{m^2~s^{-1}}$
更別層	9.98E-07		1.00E-05	0.45	100	20	1.0	0.0	1.78E-10
勇知層	9.38E-10		1.00E-05	0.45	100	20	1.0	0.0	1.78E-10
声問層	6.50E-09		1.00E-05	0.50	100	20	1.0	0.0	1.98E-10
稚内層浅部	1.60E-08		1.00E-05	0.40	100	20	1.0	0.0	1.58E-10
稚内層深部	5.89E-10		1.00E-05	0.40	100	20	1.0	0.0	1.58E-10
增幌層~古第三系	5.01E-11		1.00E-05	0.10	100	20	1.0	0.0	3.95E-11
白亜系	5.01E-12		1.00E-05	0.10	100	20	1.0	0.0	3.95E-11
表層	1.00E-05		1.00E-05	0.20	100	20	1.0	0.0	7.90E-11
大曲断層	1.49E-09	1.43E-09	1.00E-05	0.30	100	20	1.0	0.0	1.19E-10
幌延断層	1.49E-09	1.43E-09	1.00E-05	0.30	100	20	1.0	0.0	1.19E-10
北川口断層	1.49E-09	1.43E-09	1.00E-05	0.30	100	20	1.0	0.0	1.19E-10
海岸断層	1.49E-09	1.43E-09	1.00E-05	0.30	100	20	1.0	0.0	1.19E-10
サロベツ断層	1.49E-09	1.43E-09	1.00E-05	0.30	100	20	1.0	0.0	1.19E-10
稚咲内断層	1.49E-09	1.43E-09	1.00E-05	0.30	100	20	1.0	0.0	1.19E-10
デタッチメント	1.49E-09	1.43E-09	1.00E-05	0.30	100	20	1.0	0.0	1.19E-10

透水係数、比貯留係数、間隙率は、産業技術総合研究所(2012)、太田ほか(2007)、操上ほか(2008)、電力中央研究所(2011)、今井ほか(2001)、下茂・熊本(2004)、縦分散長および横分散長は Gelhar et al. (1992)に基づく。有効拡散係数は塩分の分子拡散係数を 1.3×10⁻⁹ m² s⁻¹として Yokoyama (2013)に基づき算出した。

ケース 1-ケース 7-1

これらのケースでは、100万年前と33万年前および現在の3種類の地形毎に解析を実施した。ケース1、2-1、2-2、2-3、3、4-1、4-2、5、6 では定常解析を実施し、ケース7-1 では非定常解析を実施した。解析領域全体における全水頭を0 m として、初期水頭を設定した。ケース7-1 における初期塩濃度の推定方法については、HDB のボーリング調査時に得られた圧縮抽出水の分析結果および令和元年度における本事業で得られた電磁探査から得られた比抵抗分布を塩濃度に換算したデータセットのうち、稚内層深部以深のデータのみを用いて、逆距離荷重法によりモデル全体に内外挿補間することにより推定した。これは、本地域のテクトニクスが約100万年前から隆起に転じた際に、埋没続成作用により既に地下深部の地下水の塩濃度が現在の化石海水分布のように希釈されており、少なくとも海水相当の一様な塩濃度分布ではなかったという仮説をモデルに反映させるための処理である。

水理に関する境界条件として、解析領域上面の海域を水位固定境界とし、陸域を降雨浸透境界、解析領域側面および底面を不透水境界とした。ただし、ケース 4-1 と 7-1 および 7-2 では、HDB のボーリング調査時に得られた水圧の実測データを用いて逆距離荷重法により稚内層深部以深の領域を内外挿補間した値で水頭を固定した。これは、褶曲運動や泥岩の持つ半透膜性による化学的浸透圧により生じる圧力勾配(竹田ほか、2013; Takeda et al., 2014 and 2019, Takeda and Manaka, 2018)をモデルに反映させるための処理である。また、ケース 4-2 では、解析領域底面における全水頭を+150 m で固定した。濃度に関する境界条件として、ケース 3 では、解析領域上面の海域を比濃度 1.0 で固定し、陸域を比濃度 0.0 で固定した。海域の濃度固定境界では、解析領域内に水が流入する場合に比濃度 1.0 とし、流出する場合には比濃度が未知となる条件とした。また、解析領域の側面および底面については濃度未知の境界条件とした。ただし、ケース

7-1 では、数値計算を収束させるために、上述の濃度固定条件を設定しなかった。ケース 1 では、モデル全体における水理特性として透水係数と間隙率をそれぞれ、 $2.85\times10^{-9}\,\mathrm{m\,s^{-1}}$ と 0.45 とした。これらの値は、稚内層深部以浅の各地層の体積割合を重みとして加重平均により求めたものである。

ケース 7-2

隆起・沈降、褶曲や断層の発達などの地形や地質構造の形状変化や透水係数などの物性の経時変化の影響を考慮して、海水準や涵養量の長期的な変遷の地下水流動への影響を評価するために検討、開発された地下水流動解析手法(Sequential Modeling System of geological evolution impact on groundwater flow: SMS)(今井ほか, 2009)を用いた。SMS では、海水準や涵養量の変遷は時間と共に変化する境界条件として考慮され、地形・地質構造の形状や物性の経時変化は解析モデル(解析メッシュ、地質などに起因する物性区分)の変化として考慮される。解析対象時間を有限のタイムステップに分割し、各タイムステップでそれぞれの時代に応じて異なる解析モデル(解析メッシュ)を用いるが、1つのタイムステップでそれぞれの時代に応じて異なる解析モデル(解析メッシュ)を用いるが、1つのタイムステップ内では変化はないものとする。あるタイムステップの最終時点の結果(圧力水頭や比濃度)は、次のタイムステップの初期値として引き継がれ、連続的に非定常解析が実施される。本事業では、日本原子力研究開発機構(2016)において構築された SMS モデルを基に、先述のメッシュの細分化および海側モデル化領域の変更を加えたものを用いた。ただし、計算量の低減のため、地形変化を簡略化し、100 万年前の地形モデルを用いて 67 万年間の非定常地下水流動物質移行解析を実施したのちに、情報を 33 万年前の地形モデルに引き継ぎ、33 万年間の非定常解析を実施した。

解析領域全体における全水頭を 0 m として、初期水頭を設定した。水理境界として、陸域の上部境界には涵養量を与え、また、気候変動に伴う涵養量の時間変化を考慮できるように飽和時は圧力を 0 とする自由浸出条件を設定した。海域の上部境界を気候変動に伴う海水準の時間変化を考慮できるように固定水頭境界とした。涵養量および海水準の時間変化については、既往の気候変動に伴う海面変化の推定結果(Rohling et al., 2014)から氷期・間氷期サイクルの時間を抽出し、既往研究(日本原子力研究開発機構, 2016)により示される涵養量と海水準の変動幅を適用した。モデルの側面と底面は不透水境界とし、また、物質移行の無い境界とした。モデル上面から涵養される水の比濃度は 0 とした。海岸部における標高 0 m~-120 m の領域では、海水準変動に応じて流入水の比濃度を 0 または 1 とした。海岸部における標高-120 m 以深の領域では流入水の比濃度を 1 とした。モデル上面のうち、海面下となる領域については、全水頭が一定となる条件を設定した。図 4.6-3 に与えた海水準および涵養量の変動を示す。涵養量は、海水準変動に連動すると仮定し、氷期の涵養量を 0.05 m y⁻¹とした。また、モデル全体の初期塩濃度分布の推定方法および異常高圧の考慮方法や濃度固定に関する境界条件の与え方については、ケース 7-1 と同様である。

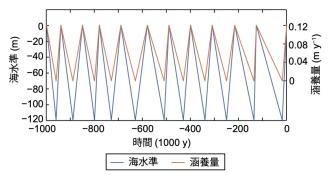


図 4.6-3 海水準および涵養量の変動

(4) 結果と考察

ケース1-ケース6については、解析結果として動水勾配および地下水年代の分布に着目した。地下水年代については、解析領域上面から涵養された地下水がある点に達するまでの時間のみでは、解析期間が足りないために地下水年代を算出できない場合が多く存在するため、解析領域側面や底面から流入した場合についても、上面から涵養された場合と同様に粒子追跡解析により地下水年代を計算した。ケース 7-1 とケース 7-2 については、動水勾配および流速分布に着目した。流速分布は、ダルシー流速を間隙率で除した値である。ケース1の解析結果について、幌延深地層研究センター近傍を通るA-A'断面(図 4.6·1)における動水勾配および地下水年代の分布を図 4.6·4 に示す。100万年前の地形モデルを用いた解析結果は、33万年前および現在の地形モデルと比較して明らかに動水勾配が小さく、地表部まで地下水年代が大きい値を示すことから、着目範囲全体が流出域になっている可能性が分かる。一方で、33万年前および現在の地形モデルを用いた場合、表層部に局所的に涵養域が形成されていることが分かる。また、33万年前と現在の地形モデルを用いた解析結果を比較すると、現在の地形モデルの方が、おおよそ稚内層深部以深において明らかに動水勾配が小さく、地下水年代が大きいことが分かる。非常にゆっくりとした超長期的な地下水流動においても地形の影響は大きく、現在の地形は地下深部において浅部と比較して地下水が動きにくい影響を持つことが分かる。

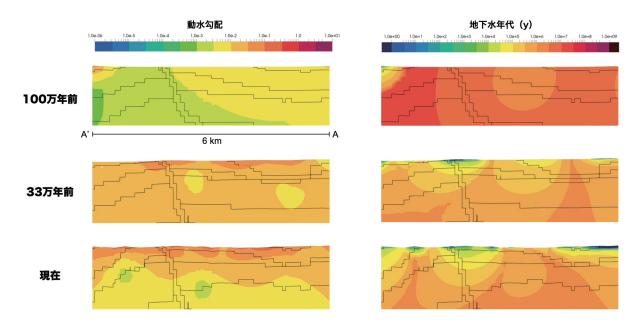


図 4.6-4 ケース1の解析結果

ケース 2–1 とケース 2–2 およびケース 2–3 の解析結果をそれぞれ図 4.6-5 と図 4.6-6 および図 4.6-7 に示す。ケース 1 の結果(図 4.6-4)とケース 2–1 の結果(図 4.6-5)を比較すると、100 万年前と 33 万年前の地形モデルを用いた解析結果では、地質構造モデルに従った水理パラメータを与えると、全体的に地下水が動きにくくなっているものの、現在の地形モデルを用いた場合は、稚内層深部以深の動水勾配がやや大きくなっていることが分かる。ケース 2–1 の結果(図 4.6-5)とケース 2–2 の結果(図 4.6-6)およびケース 2–3 の結果(図 4.6-7)を比較すると、動水勾配分布については大きく変わることはなく、透水係数の小さいケース 2–2 では地下水年代が全体的に大きくなり、透水係数の大きいケース 2–3 では地下水年代が全体的に小さくなっていることが分かる。

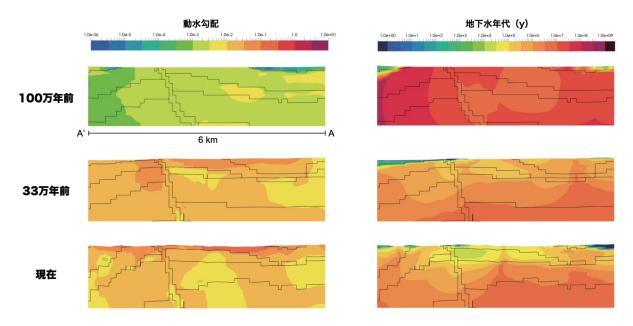


図 4.6-5 ケース 2-1 の解析結果

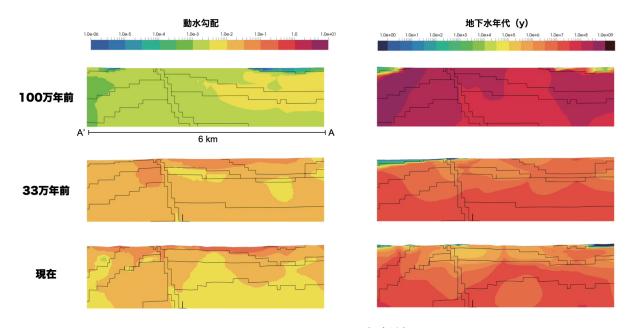


図 4.6-6 ケース 2-2 の解析結果

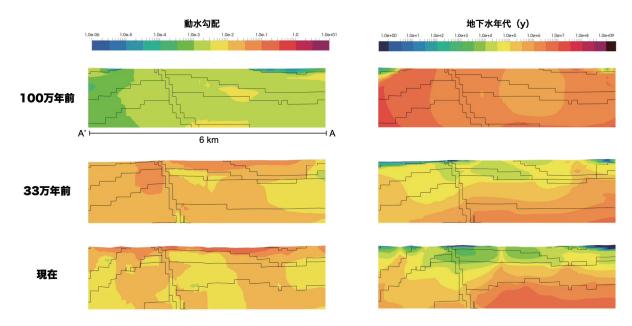


図 4.6-7 ケース 2-3 の解析結果

ケース 3 の解析結果を図 4.6-8 に示す。ケース 2-1 の結果(図 4.6-5)と比較すると、100 万年前の地形モデルを用いた解析結果では、動水勾配が明らかに大きくなっている。33 万年前の地形モデルを用いた解析結果では大きな違いは見られず、現在の地形モデルを用いた解析結果では、増幌層において動水勾配が小さくなっていることが分かる。一方で、地下水年代については、どの地形モデルについてもケース 2-1 の結果(図 4.6-5)とケース 3 の結果(図 4.6-8)に大きな違いは見られなかった。

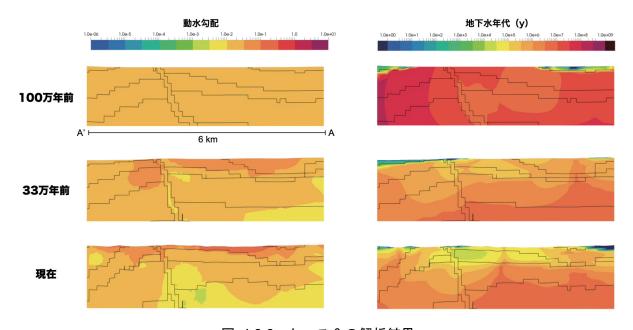


図 4.6-8 ケース3の解析結果

ケース 4-1 とケース 4-2 の解析結果を図 4.6-9 と図 4.6-10 にそれぞれ示す。ケース 2-1 の結果(図 4.6-5)と比較すると、ケース 4-1 の解析結果(図 4.6-9)では稚内層深部以深の全水

頭が固定されていることから動水勾配についても固定されており、稚内層浅部以浅の動水勾配が比較的大きくなっていることが分かる。一方で、地下水年代については、全体的に極端に大きな値になっていることが分かるが、これは解析領域の大部分の水頭を固定したことに起因し、解析領域上面から涵養された地下水より解析領域側面や底面から流入した地下水成分が卓越することに因ると考えられるため、絶対値について他ケースとの比較は意味をなさないと考えられる。現在の地形モデルを用いた解析結果では、大曲断層西側において比較的浅部まで相対的に地下水年代が大きくなっていることが分かる。ケース 4-2 の解析結果(図 4.6-10)では、ケース 2-1 の結果(図 4.6-5)と比較して、100 万年前の地形モデルを用いた場合、大曲断層東側の動水勾配がやや大きくなり、現在の地形モデルを用いた場合、増幌層の動水勾配がやや小さくなっている。地下水年代については、どの地形モデルにおいてもケース 2-1 の結果(図 4.6-5)と比較して、全体的に大きな違いは見られなかった。ケース 4-2 の結果の地下水年代の値がケース 4-1 の結果のように極端に大きな値を示さず、ケース 2-1 の結果と違いが見られないことは、解析領域底面の異常高圧の影響が着目範囲までほとんど及んでいないことを意味していると考えられる。

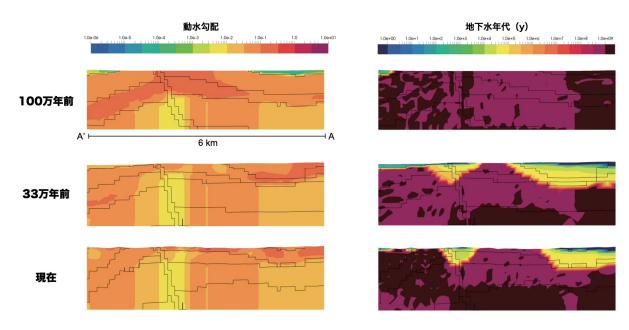


図 4.6-9 ケース 4-1 の解析結果

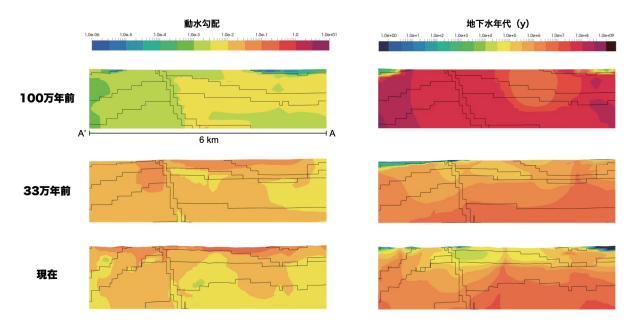


図 4.6-10 ケース 4-2 の解析結果

ケース 5 とケース 6 の解析結果をそれぞれ図 4.6-11 と図 4.6-12 に示す。ケース 5 の結果 (図 4.6-11) とケース 2-1 の結果 (図 4.6-5) を比較すると、100 万年前の地形モデルを用いた場合、動水勾配については全体的に大きくなり、地下水年代については大曲断層西側において小さくなっていることが分かる。一方で、33 万年前と現在の地形モデルを用いた場合では、ケース 2-1 の結果と比較して動水勾配と地下水年代ともに大きな違いは見られない。ケース 6 の結果 (図 4.6-12) とケース 2-1 の結果 (図 4.6-5) を比較すると、どの地形モデルを用いた結果においても目立った違いは見られないことが分かる。このことから、地形が比較的なだらかな 100 万年前の地形モデルでは海水準の低下の影響が内陸部の地下水流動に影響を及ぼす可能性があるものの、33 万年以降の地形モデルについては海水準の低下の影響は見られず、また、地下深部の地下水流動に対して涵養量の低下は影響を及ぼさないことが分かる。

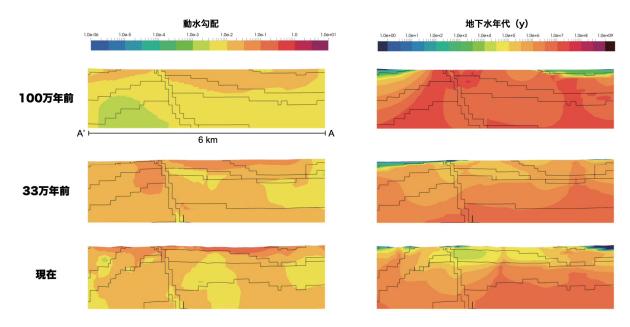


図 4.6-11 ケース 5 の解析結果

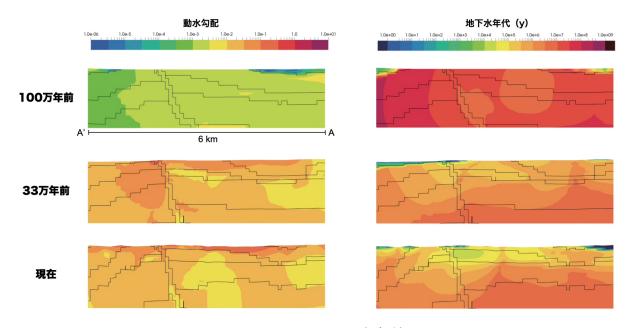


図 4.6-12 ケース6の解析結果

ケース 7-1 の解析結果を図 4.6·13 に示す。ケース 7-1 における異常高圧の考慮方法はケース 4-1 と同様であるが、ケース 7-1 の結果の動水勾配分布(図 4.6·13)とケース 4-1 の結果の動水勾配分布(図 4.6·13)とケース 4-1 の結果の動水勾配分布(図 4.6·9)を比較すると、100 万年前の地形モデルを用いた場合のみ、稚内層浅部以浅において値がやや小さくなっていることが分かる。ケース 5 およびケース 6 から得られた、海水準の低下が 100 万年前の地形モデルにのみ影響を与えた結果と整合的である。流速分布を見ると、どの地形モデルにおいても深部ほど流速が小さくなっていることが分かる。また、33 万年前と現在の地形モデルを用いた場合、稚内層浅部において比較的大きな流速が見られるが、現在の地形モデルを用いた場合の方がより広域で比較的大きな流速が見られる。

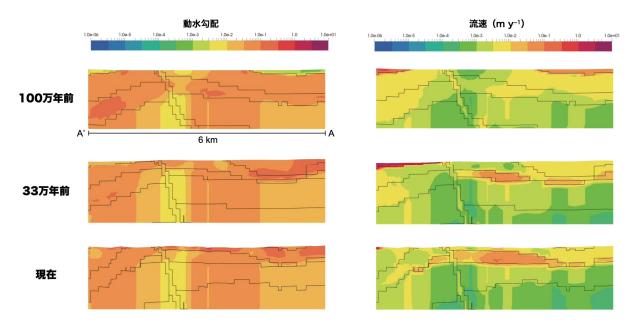


図 4.6-13 ケース 7-1 の解析結果

ケース 7-2 については、古地形変化を連続的に扱った解析の途中結果として、33 万年前と 23 万年前、13 万年前および現在(解析終了時)における動水勾配分布および流速分布を図 4.6-14 に示す。令和3年度は、計算量の低減のため、100万年前の地形モデルを用いて67万年間の非 定常解析の実施後に33万年前の地形モデルに情報を引き継いで33万年間の非定常解析を実施し たため、33万年前の解析結果は100万年前の地形モデルを用いた解析結果になり、23万年前と 13万年前および現在の解析結果は、33万年前の地形モデルを用いた解析結果になる。ケース7-2 の 33 万年前の時点における結果(図 4.6-14)をケース 7-1 の 100 万年前の地形モデルを用い た結果(図 4.6-13)と比較すると、稚内層浅部以浅の大曲断層近傍においてケース 7-2 の結果が 動水勾配と流速ともにやや大きい値を示した。23万年前から現在にかけての結果には、ほとんど 違いが認められないことから、100万年前の地形モデルから33万年前の地形モデルに地形変化 させてから 10 万年以内に、ほぼ定常状態になっていることが分かる。ケース 7-2 の現在の時点 における結果(図 4.6-14)をケース 7-1 の 33 万年前の地形モデルを用いた結果(図 4.6-13)と 比較すると、ほぼ同じ結果が得られていることが分かる。このことから、33万年以降の地形に対 しては、海水準や涵養量の時間変化の影響はとても小さいことが分かる。地下水流動に伴う塩濃 度変化による密度流の影響についても小さいことが分かる。異常高圧については、固定条件を与 えているため、地形の変化時に変動するのみであり、地形変化と合わせた非定常的な影響は10万 年以内であることが分かる。

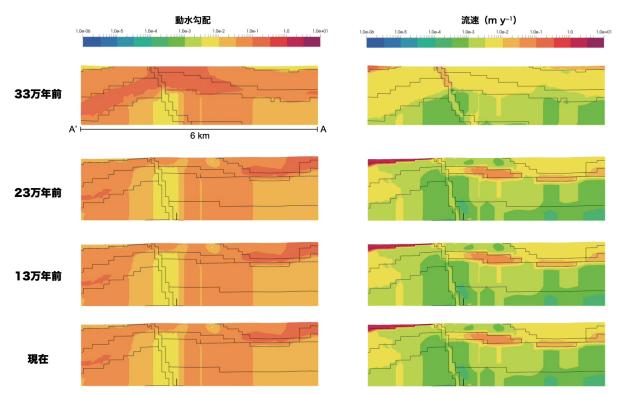


図 4.6-14 ケース 7-2 の解析結果

以上の結果から、古地形変化や地層の透水係数、密度流、異常高圧、海水準、涵養量について内陸部の地下深部における地下水流動の解析結果への影響をまとめると次のようになる。非常にゆっくりとした超長期的な地下水流動においても地形の影響は大きく、現在の地形は地下深部において浅部と比較して地下水が動きにくい影響を持つことが分かった。また、本事業で用いた 100万年前の地形モデルのように比較的なだらかな地形の場合、海水準の変動の影響を受けやすいが、33万年前および現在の地形モデルのような隆起後の地形の場合、海水準の変動の影響をほとんど受けないことが分かった。この他に、100万年前の地形モデルのように比較的なだらかな地形の場合、動水勾配分布への影響については、密度流が影響を及ぼすことが確認されたものの、地下水年代への影響は見られなかった。また、解析モデル全体の透水性を変化させた場合は、動水勾配分布には影響が無いことが確認された。異常高圧の拘束条件を与えた場合、局所的に形成される涵養・流出域を除いた多くの領域において、地下水の流れは地表からの涵養ではなく、モデル側面や底面などからの流れであることが分かった。涵養量の変動については、流出域や涵養域を含む地形に対しても地下深部の長期的な地下水流動に対してはほとんど影響を与えないことが確認された。

(5) まとめ

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の一環として、低流動域を含む広域地下水流動解析を実施する上で考慮すべき古水理地質学的変遷に関する解析への影響因子を抽出することを目的とし、北海道幌延町を対象とした既存のモデル化領域を見直すとともに、古地形変化や地層の透水係数、密度流、異常高圧、海水準、涵養量について感度解析を実施した。

その結果、非常にゆっくりとした超長期的な地下水流動においても地形の影響が大きいことが確認された。また、本事業で用いた 100 万年前の地形モデルのように比較的なだらかな地形の場

合、海水準の変動の影響を受けやすいが、33万年前および現在の地形モデルのような隆起後の地形の場合、海水準の変動の影響をほとんど受けないことが分かった。この他に、100万年前の地形モデルのように比較的なだらかな地形の場合、動水勾配分布への影響については、密度流が影響を及ぼすことが確認されたものの、地下水年代への影響は見られなかった。また、解析モデル全体の透水性を変化させた場合は、動水勾配分布には影響が無いことが確認された。異常高圧の拘束条件を与えた場合、局所的に形成される涵養・流出域を除いた多くの領域において、地下水の流れは地表からの涵養ではなく、モデル側面や底面などからの流れであることが分かった。涵養量の変動については、流出域や涵養域を含む地形に対しても地下深部の長期的な地下水流動に対してはほとんど影響を与えないことが確認された。

今年度は、得られた感度解析結果に対して既存のボーリング調査などから得られた結果との詳細な比較は実施していない。また、非定常解析における地下水年代の評価については、粒子追跡解析が困難であったことから、実施していない。今後は、非定常解析における地下水年代の評価について、蓄積型物質移行解析法などの異なる解析手法により評価可能かどうか検討するとともに、既存のボーリング調査などから得られた塩濃度分布あるいは酸素水素同位体比分布と比較することにより、解析手法の妥当性の確認を行うことで、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を図る。

参考文献

- 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, pp. 1955–1974, 1992.
- 今井 久,山下 亮,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.
- 今井 久, 山下 亮, 塩崎 功, 浦野和彦, 笠 博義, 丸山能生, 新里忠史, 前川恵輔, 地下水流動に対する地質環境の長期的変遷の影響に関する研究(委託研究), JAEA-Research, 2009-001, 116p., 2009.
- 河西 基,田中靖治,五十嵐敏文,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)一割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法一,電力中央研究所報告, U93054,46p.,1994.
- 操上広志, 竹内竜史, 藪内 聡, 瀬尾昭治, 戸村豪治, 柴野一則, 原 稔, 國丸貴紀, 幌延深地層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究, 土木学会論文集 C, vol. 64, no. 3, pp. 680-695, 2008.
- 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,経済産業省資源エネルギー庁,265p.,2016.
- 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,2007-044,434p.,2007.
- Rohling, E.J., Foster, G.L., Grant, K.M., Marino, G., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E. and Williams, F., Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years, Nature, vol. 508, pp. 477-482, 2014.
- 産業技術総合研究所,沿岸域塩淡境界·断層評価技術高度化開発平成23年度成果報告書, 275p., 2012.

- 下茂道人, 熊本 創, 亀裂を有する軟岩中の流れと移行現象に関する研究 (II), JNC-TJ8400, 2004-011, 198p., 2004.
- Takeda, M. and Manaka, M., Effects of confining stress on the semipermeability of siliceous mudstones: Implications for identifying geologic membrane behaviors of argillaceous formations, Geophysical Research Letters, doi:10.1029/2018GL078591, 2018.
- 竹田幹郎, 間中光雄, 平塚 剛, 三好 悟, 德永朋祥, 伊藤一誠, 堆積岩地域における 化学的浸透現象の地下水流動への影響, 地学雑誌, vol. 122, no. 1, pp. 192–213, 2013.
- Takeda, M., Hiratsuka, T., Manaka, M., Finsterle, S. and Ito, K., Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones, Journal of Geophysical Research, doi:10.1002/2013/JB010421, 2014.
- Takeda, M., Manaka, M. and Ito, K., Potential geologic osmotic pressure in the Wakkanai Formation: Preliminary estimation based on the dynamic equilibrium between chemical osmosis and advection, Journal of Hydrology, vol. 579, doi:10.1016/j.jhydrol.2019.124166, 2019.
- Yokoyama, T., Diffusivity of dissolved silica in rock pore water at 25 °C as characterized by through-diffusion experiments, Water Resources Research, vol. 49, pp. 8299–8309, 2013.
- 財団法人電力中央研究所,平成 22 年度地層処分技術調査等委託費(地層処分共通技術調査:ボーリング技術高度化開発)成果報告書,722p.,2011.

4.6.2 長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系的 整理

(1) 低流動域を推定するための物理探査および解析手法の検討

1) 背景と目的

本事業が前提とする概要調査における低流動域の三次元分布を推定する方法論は 4.3 節で述べた通り、はまずは、数+ km の広域スケールにおける概略的な分布を調査し、その結果に基づき数 km の施設スケールに調査範囲を絞りこみ、詳細な調査を行うことを想定している。この施設スケールの評価段階では、最終的に、低流動域の指標である塩化物イオン濃度 (CI濃度) や酸素・水素同位体比(δ ¹⁸O · δ D)の分布を推定する必要がある。これらのデータは、ボーリング調査で水質分析を行うことにより取得できる。ただし、ボーリング調査は、コスト的、時間的な制約により実施できる点数が限られる。そのため、低流動域の三次元分布を十分な精度で推定するためには、面的なデータを取得することができる物理探査を適用することが有効である。

物理探査の中でも、電磁探査は Cl-濃度と相関する比抵抗分布が得られる。電磁探査では、測点を格子状に配置すれば、三次元分布を得ることが可能であり、また、その間隔を狭く(高密度に)することで解像度を上げることが可能である。電磁探査で得られる比抵抗の情報をボーリング調査データと組み合わせることで、低流動域の分布の推定精度を向上させ、さらに低流動域を評価する指標(Cl-濃度、 δ ¹⁸O · δ D)の三次元分布を得ることができると考えられる。また、地層・地質構造の分布は、低流動域の分布と関係すると考えられ、特に、連結性が良く水みちとして機能する断層や割れ目などの不連続構造が大きな影響を与えている可能性がある。このような低流動域の分布に影響する地層や地質構造に関する情報を得るには、反射法地震探査が有効であると

考えられる。

低流動域の三次元分布の推定に物理探査を適用するために、電磁探査については、現地での探 査における測点の配置(地点や間隔)などの仕様や三次元比抵抗分布を求めるための解析方法な どの最適な方法を、反射法地震探査については、低流動域に影響する構造を抽出することは可能 かといった適用性を検証する必要がある。そこで令和2年度は、幌延深地層研究センター(以下、 センター) 周辺の 3 km 四方の範囲を調査範囲として、高密度電磁探査および準三次元反射法地 震探査を実施した(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021)。その結果、高密度電磁探 査については、深度約300m付近では、調査範囲の南西側で比抵抗が低く、北東側で比抵抗が高 くなっていた。このことから、調査範囲の中心部を境にして、南西側はCl·濃度が高く、北東側は CI:濃度が低いことが示唆された。一方で、高密度電磁探査の解析により得られる比抵抗分布は、 深くなるほど比抵抗が高くなる傾向があり、これは解析上の課題であると考えられる(日本原子 力研究開発機構・電力中央研究所,2021)。また、準三次元反射法地震探査については、取得した 反射面データから抽出した不連続構造付近において、電磁探査により得られた比抵抗が高くなっ ている箇所が認められた。この傾向は、抽出される不連続構造の粗密や連結性が、比抵抗、ひい ては Cl·濃度と関係していることを示唆していると考えられ、この仮説を説明することができれ ば、反射法地震探査の低流動域推定への適用性を示すことができると考える。これについては、 今後定量的に解析を進めて、詳細な検討を行うことが課題となっていた(日本原子力研究開発機 構・電力中央研究所,2021)。

以上の背景を踏まえて、令和3年度は、令和2年度に取得した電磁探査データおよび反射法地震探査データを用いた再解析および詳細な解析を実施した。具体的には、電磁探査データを用いた解析については、三次元比抵抗分布の推定精度を向上させるために、解析領域(調査範囲)の外側の測点を使用した解析と、層厚と表層付近の高比抵抗層に関する拘束を与えた解析を実施した。その際、解析領域の外側のデータについては既存データを使用した。また、測点を減らした影響を調べるために、解析に使用する測点を段階的に間引くデシメーションテストを実施した。これらについては、2)で述べる。反射法地震探査データを用いた解析については、地層・地質構造分布および低流動域の把握に対する反射法地震探査の適用性を検証することを目的として、令和2年度に取得した反射法地震探査データを用いて、地層・地質構造(不連続構造)の幾何学的特性に関する解析を実施した。これについては、3)で述べる。

2) 電磁探査データを用いた三次元比抵抗分布推定に関する解析

① はじめに

令和 2 年度は、センター周辺の 3 km 四方の範囲を調査範囲として、高密度電磁探査を実施し、この探査でデータが得られた 60 測点と既存の 39 測点の合計 99 測点を用いて三次元比抵抗分布を推定した(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,2021)。得られた三次元比抵抗分布は、地表付近(標高約 0m 以浅)では高く(概ね $10\,\Omega$ ·m 以上)、標高約 $0\sim$ -850 m に比抵抗が低い領域($1\sim5\,\Omega$ ·m)が分布しており、標高-850 m より深くなると比抵抗が高くなっていた。また、令和 2 年度の解析では、測点を間引いた影響を調べるために、30 測点に減らし同様の条件で三次元比抵抗分布を推定した。その結果、全体的な比抵抗分布の傾向は 99 測点の場合と同様であったが、低比抵抗領域は 99 測点を用いた解析に比べて狭くなっていた。このことから、令和 2 年度の解析条件では、解析に使う測点数によって低比抵抗領域と評価できる範囲のボリュームが変わることが課題であった。このように測点数によって全体的な比抵抗の高低が変化する要因としては、電磁探査やその解析が本来的には地層などの層厚を推定する手法ではないため、どのような層厚を仮定するかで結果が変化する特徴を有することが考えられ、このような問題に対しては

等価層問題と呼ばれることがある(中里ほか,1999)。電磁探査では、観測値(見掛比抵抗・位相など)に対してインバージョン解析を行い、測定データと理論値の誤差が小さくなるようなモデルを求める。この時、比抵抗と層厚(ボリューム)の組み合わせを一義的に決めることができず、誤差がある範囲内に収まる等価なモデルが複数存在する場合がある。

以上を踏まえて、令和3年度の解析では、より深部の領域も含め三次元比抵抗分布の解析精度の向上を目指し、また、精度を維持しつつ測点数を減らす方法を検討することを目的として、令和2年度に取得した電磁探査データと既存データを用いて、再解析を実施した。再解析においては、解析領域よりも広い範囲のデータを含めること、既存情報や反射法地震探査の解析結果に基づく拘束条件を加えることを実施した。

② 実施内容

(a) 解析の概要

三次元比抵抗分布の推定精度を向上させる方法として、まず、解析領域の外側の測点も加えることが挙げられる。令和 2 年度の解析では、解析の対象とする約 3 km 四方の範囲(解析領域)に含まれる 99 測点の電磁探査データを使用した(表 4.6-3)。これに加えて、令和 3 年度は、解析領域の外側の約 3 km の範囲を準解析領域(約 9 km 四方)として設定し、この準解析領域に含まれる既存の 15 測点の MT 法データ (表 4.6-4 の 100 No.1 のうち 103 測点と No.3 のうち 103 初生の 104 測点のデータを使用した(表 105

さらに、これらの測点データを用いて、インバージョン解析の際に「地層の層厚」と「地表付近の高比抵抗構造」に関する拘束条件を与えたケースを実施した。詳細な解析条件は(b)で述べる。拘束条件を与えると、測点を減らした場合であっても推定結果の精度を維持することができる可能性がある。一方で、拘束条件が妥当でない場合は、モデルの精度が損なわれる可能性もある。本解析では、拘束条件を以下のとおり設定した。

「地層の層厚」に関する拘束には、声問層基底面(声問層と稚内層の境界)および稚内層基底面(稚内層と増幌層の境界)を用いた。インバージョン解析の際に、これらの境界面で比抵抗が変化することが許される条件を与えた。なお、声問層基底面と稚内層基底面は、それぞれ準三次元反射法地震探査の解析結果(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,2021)と既存の地質構造モデル(酒井・石井,2021)に基づいて設定した。ただし、声問層基底面に関しては、声問層と稚内層のどちらも均質な泥岩であり、両者の境界で比抵抗に変化が生じるとは限らない。そのため、声問層基底面で比抵抗の変化が生じるという前提の拘束は必ずしも成り立つわけではない。一方で、稚内層基底面については、令和2年度の解析結果(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,2021)や既往の2次元MT法の解析結果(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,2020)をみると、稚内層と増幌層の境界付近を境に比抵抗が高くなっていたことから、稚内層基底面が比抵抗の境界面となることは想定される。そこで、層厚に関しては緩い拘束条件を与えることとした。

「地表付近の高比抵抗構造」に関する拘束では、既存の空中電磁探査データ(核燃料サイクル機構,2001;太田ほか,2007)を用いて、表層の比抵抗を固定した。空中電磁は広い範囲を網羅できているが、電線等による電磁ノイズに弱く信頼性に不安がある。そこでまず、既存の電気探査データ(太田ほか,2007)を用いて信頼性を確認した。電気探査データは二次元測線下のみの情報であるが、電線等による電磁ノイズに強く、信頼性が高い。そこで、標高-125 m 以浅の電気探査データが存在する二つの二次元断面上において両者を比較した(図 4.6-16、表 4.6-5)。その結果、それぞれの水平断面をみると、両者の比抵抗の変化の傾向は概ね一致していた(図 4.6-16)。実際の両者の比抵抗値を比較したところ、標高-87.5 m~-12.5 m では、比較したデータの偏差の

75 パーセンタイル値は $4.6 \sim 7 \, \Omega \cdot m$ であり、概ね一致していた(表 $4.6 \cdot 5$)。一方で、標高 $12.5 \, m$ 以浅では、空中電磁探査の方が比抵抗が高い傾向があり、偏差が大きかった(表 $4.6 \cdot 5$)。このため、インバージョン解析には、広い範囲を網羅し、電気探査データとの比較により信頼性を確認した空中電磁データを使って、表層の比抵抗構造の拘束を行うこととした。

本解析では、既存の調査で取得されたデータも含めて最大 114 測点を用いることとしたが、地形や土地利用の条件次第では、これほどの多くの測点で探査を実施できないことも想定される。そこで、測点を減らした影響とその対処を検討するために、令和 2 年度に引き続き、使用する測点を間引いたデシメーションテストを実施した。このデシメーションテストでは、まず、使用する測点の影響を調べるために、拘束を与えない場合について、準解析領域を含めた 114 測点を用いた解析結果と、令和 2 年度に実施した 99 測点および 30 測点を用いた同様のインバージョン解析で得られた結果と比較した。続いて、解析精度を維持する対処として前述の拘束条件を与えることが有効かどうかを確認するために、30 測点のケースに対して拘束条件を与えたインバージョン解析を行った。さらに、準解析領域を含めた場合に解析結果が改善するかどうかを調べるために、解析領域内 30 測点に準解析領域内の 15 測点を加えた合計 45 測点を用いて拘束を与えたインバージョン解析を実施した。

解析領域 99点 解析領域 30点 測点数 解析領域 解析領域 準解析領域 15点 計 114点 拘束条件 準解析領域 15点 99点 30点 計 45点 有無 なし R3実施 R2実施済 R2実施済 あり R3実施 R3実施 R3実施

表 4.6-3 電磁探査データの解析ケース一覧

表 4.6-4 使	用する電磁探査デー	-ター覧
-----------	-----------	------

No.	手法 現地探査実施期間 (日数)	仕様など	実施機関 参考となる公開報告書類		
1	電磁探査 MT/AMT法 2001年7~8、10月 (39日間)	探査範囲: 150km²の範囲を対象(こ6)測線 測点数: 60点 測定成分: 水平電場2成分、磁場3成分 測定帯域: MT法0.00055~320七(40周波数) AMT法9.375~88k七(40周波数) 探査深度: 地表~標高-3000m程度	日本原子力研究開発機構 ・JNC-TJ14202001-036 ・JAEA-Research2007-044		
2	電磁探査 AMT法 2003年9~10月 (21日間)	探査範囲: 主に2測線(約3.9km×2本) 測点:59点 測定成分: 水平電場2成分、磁場3成分 測定帯域:1.016~10.4kHz(54周波数) 探査深度: 地表から地下-1000m程度	日本原子力研究開発機構 *JNC-TJ54102004-002 *JAEA-Research2007-044		
3	電磁探査 MT/AMT法 2007年10~12月 (25日間)	探査範囲:2測線(約11km×2本) 測点数:AMT法59点、MT法31測点(AMT法と重複) 測定成分:水平電場2成分、磁場3成分 測定帯域:MT法0.001~300Hz(50周波数以上) AMT法0.35~10.4kHz(30周波数以上) 探査深度:地表から標高-7000m以上	產業技術総合研究所 ·沿岸域塩淡境界·断層評価技術高度化 開発成果報告書(平成19年度)		
4	電磁探査MT法 2020年10~11月 (28日間)	探査範囲: 約3×3km 測点数:60測点(全点MT法とAMT法と重複) 測定成分: 水平電場2成分、磁場3成分 測定帯域: MT法_0.001~256Hz(15周波数以上) AMT法_1~8kHz(15周波数以上) 探査深度: 地表から標高-1500m以上	日本原子力研究開発機構 ·岩盤中地下水流動評価技術高度化 開発 成果報告書(令和2年度)		

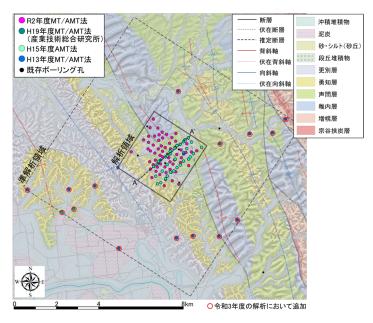


図 4.6-15 解析に用いた測点位置図

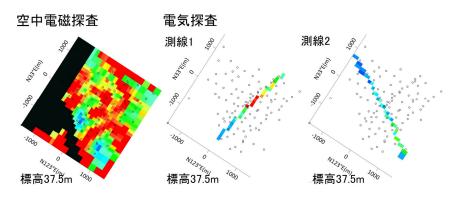


図 4.6-16 既存の空中電磁探査と電気探査の比抵抗分布の比較(標高 37.5m の例)

空中電磁探査データ 電気探査データ 空中電磁探査データと電気探査データの偏差(絶対値) 標高(m) データ数 平均值 標準偏差 最小値 最大値 平均値 標準偏差 最小値 最大值 RMSE 中央値 25パーセンタイル 75パーセンタイル 最大值 87.5 114.2 4.9 122.3 24.2 108.8 103.2 62.5 74.9 152.7 10.4 69.1 62.6 39.4 68.4 139.9 37.5 47 32 88.6 14 12.9 50.1 28.4 13.4 5.8 29.7 85 -12.5 10.1 11.2 -37.5 32.4 12.6 58.6 0.3 -62.5 19.5 0.1 36.3 10.4 11 74.1 13.6 0.8 66.5 -87.5 27.3 16.7 11.2 4.6 42.5 9.6 0.6 -125 45.8 61.8 6.2

表 4.6-5 既存の空中電磁探査と電気探査の比抵抗分布の比較結果

(b) インバージョン解析の方法

(i) インバージョン解析の条件

表 4.6-3 に示した各解析ケースに対して三次元インバージョン解析を適用した。図 4.6-17 にインバージョン解析で使用したブロック分割モデルを示す。深度方向ブロックは 30 層に区切り、第 1 層は 0.025 km と薄く、深度が増すと厚くなるように区切った(解析領域内最下層は厚さ約 0.2 km)。水平方向については、解析領域中心部は 0.1 km、同端部は 0.2 km の幅で設定した。

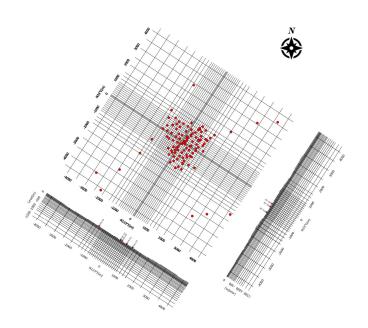


図 4.6-17 解析ブロック平断面図

(ii) 地表付近の高比抵抗構造の拘束方法

インバージョンで用いる連立方程式を行列により説明した図を図 4.6-18 に示す。連立方程式は最小二乗法であり、以下の4つの条件をできるだけ満たすように解くものである。

a. 観測データと理論データの残差の条件 : 残差が 0

b. 平滑化拘束条件 : ラフネスが 0

c. ガルバニック・ディストーション・テンソルの条件: 各測点の同テンソル行列が単位行列

d. モデル修正量の条件 : 修正量が 0

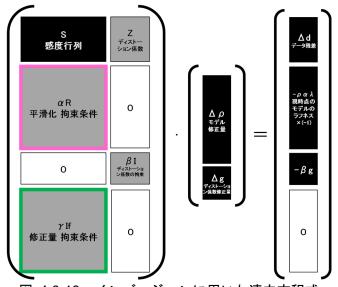


図 4.6-18 インバージョンに用いた連立方程式

(iii) 地層の層厚の拘束方法

地層の層厚の情報としては、地震探査反射法による反射面や、既存の地質学的情報(地質図など)に基づく地質境界面を用いる(これらを以下より総称して境界面と呼ぶ)。地層の層厚を考慮するためには、これらの境界面で比抵抗の急変が許される条件を連立方程式の中で設定すれば良い。具体的には、図 4.6-18 中に桃色の枠で囲んだ b.平滑化拘束条件におけるラプラシアン係数を修正する。

地表付近の高比抵抗構造を考慮するためには、表層比抵抗を固定する。表層を固定するためには、図中緑色の枠で囲んだ \mathbf{d} .モデル修正量の条件にかかる重みを大きくすればよい。この重みを大きくするに従い、修正量はゼロに近づく。海洋の比抵抗 $\mathbf{0.3}\,\Omega$ ·m を固定する際には、経験的に $\mathbf{10}\,$ 以上の重みを用いるが、表層固定のように、真の比抵抗値の信頼性が十分でない場合は、重みを小さくしたほうが良い。本解析においては表層固定の重みを $\mathbf{1}\,$ として解析し、適した比抵抗でない場合には修正できる余地を残した。

固定する表層比抵抗の情報としては、上述のとおり、既存の空中電磁探査(核燃料サイクル機構,2001; 太田ほか,2007)を用いた。表層から最深で標高- $150\,\mathrm{m}$ のブロックまでに空中電磁探査の比抵抗情報がある場合は、初期値に空中電磁探査の比抵抗を与えた。空中電磁探査の情報がないブロックでは、初期値に本地域の平均見掛比抵抗である $7\,\Omega\,\mathrm{m}$ を与えた。この比抵抗モデルは前述したように、適していない比抵抗モデルである場合には修正する余地を残すため、表層固定の重みには小さめの 1 を与えた。

③ 結果と考察

図 4.6-19, 図 4.6-20 に、拘束条件なしで解析した場合の解析結果を、水平断面と断面 A における鉛直断面に示した。解析領域内の比抵抗構造は、北西-南東方向に延びる 2 本の「帯状低比抵抗領域」C1 と C2 および、これらに挟まれる形状で位置する「高比抵抗の盛り上がり」R1 と、北東部の標高-1000 m 以深に分布する「高比抵抗領域」R2 で特徴づけられた。令和 2 年度に実施した 99 点のケースでは、南側の低比抵抗領域 C1 の下面は標高約-850 m 付近であったが、30 点のケースでは、標高-700 m 付近と浅くなった。また、30 点に間引いた解析は、99 点に比べて全体的に比抵抗が高かった。ボーリング孔の比抵抗検層データ(実測値)と、それに対応する位置における電磁探査解析値との間の RMSE を算出したところ、99 点のケースと比べて 30 点の

ケースは RMSE が高く、測点を間引くと精度が大きく低下することが示された(表 4.6-6)。

令和3年度は、拘束条件を与えない場合として、解析領域の全測点(99点)に準解析領域の測 点(15点)を加え、測点数を計 114点として解析した。その結果、準解析領域を含めて 114点を用 いた場合、南側の低比抵抗領域である C1 については、その下面は標高約-500 m と 99 点の解析 のそれに比べて浅くなり、領域が狭くなった。一方、北側に分布する低比抵抗領域である C2 で は、下面の深度は 99 測点の解析ケースと大きく変わらないが、上面がより浅くなったことで低 比抵抗領域が広がった。解析領域の中心部に分布する R1 は、114 点を使用した場合により明瞭 になった。R1 は他のアノマリーに比べて領域の体積が小さいことから、周囲の比抵抗の構築状況 によっては明瞭に構築されにくくなることが考えられる。解析領域の端部に近い高比抵抗領域 R2 では、準解析領域を含まない場合の方が明瞭であった。解析領域の端部では、比抵抗値の変化に 対する MT データの感度が小さく、比抵抗値が変化しやすい。準解析領域を含めることで、端部 の変動を抑制できたと考えられる。標高-550 m 以浅における深度ごとにボーリング孔の比抵抗 検層データと解析値の間の RMSE は、99 点を使用した解析よりも低下し、モデルの予測精度が 高まった (表 4.6-6)。99 点の解析では、もともと比抵抗検層の実測値が高い HDB-4、5、8 で解 析値が高くなりすぎていたが、114 点を用いると、この差は小さくなり、推定精度が改善された (図 4.6-21)。これは、南部の低比抵抗領域 C2 の分布が広がり、より浅いところ (標高約-100 m 以深) から認められたことによる (図 4.6-19, 図 4.6-20)。 ただし、標高-550 m 以深では、HDB-11 を除きボーリング孔データがなく、実測値との比較ができないため、精度が改善されたかどう かは不明である。

次に、拘束条件を設けることの効果を確認するために、準解析領域を含む 114 点と解析領域の 一部の測点である 30 点のデータを用いた場合について、拘束を与えて解析した(図 4.6-22, 図 4.6-23)。拘束条件として、地表付近の比抵抗構造として既存の空中電磁探査データを、地層の層 厚の情報として声問層基底面(準三次元反射法地震探査の解析)および稚内層基底面(既存地質 構造モデル)を使用した。計 114 点のデータを拘束条件ありで解析した結果では、拘束条件なし の解析結果に比べて、低比抵抗領域 C1 については、深部まで伸びる形状が認められた。また、 低比抵抗領域 C1 と C2 の分離がより明瞭となった。これは声問層基底面の拘束が効果を現した ものと考えられる。しかしながら、RMSE は全ての深度で拘束なしの場合よりも高く、拘束を与 えることで推定精度が低下した。このように、拘束を与えても精度が維持されない原因として、 妥当な解析条件を与えられなかった、すなわち地層境界で比抵抗構造の境界になっていないこと が考えられる。また、地表付近の比抵抗構造の拘束については、空中電磁探査データを用いたが、 空中電磁探査データは電気探査データと変化の傾向は概ね整合していたものの、数値を比較する と、特に、標高 37.5 m 以浅では、両者の偏差が大きく最大で 100 Ω·m 以上のズレが認められた (表 4.6-5)。一方、拘束条件ありの 30 点の解析ケースでは、比抵抗値、RMSE とも、拘束条件 ありの 114 点の解析ケースと比較して大きく変わりはなかった。さらには、拘束条件なしの 30 点の解析ケースと比べて、推定精度が向上した。このように、測点が密の場合は、拘束条件を与 えることで、むしろ推定精度が低下するが、測点数が疎の場合には、逆に精度の低下を抑えるこ とができるという結果となった。

続いて、拘束条件ありかつ測点が少ない条件において準解析領域の測点を設けることの効果を確認した。ここでは、解析領域 30 点のデータに準解析領域 15 点のデータを加えた計 45 点のデータを、拘束を与えた条件で解析し、その結果を前述の 2 ケース(114 点、30 点)と比較した(図 4.6-22、図 4.6-23)。解析領域の 30 点に準解析領域の測点を加えても、C1、C2、R1 の形状に大きな変化は認められなかった。また、RMSE についても、114 点の解析ケースと 30 点の解析ケースとでは同程度であり、C1、C2、R1 の形状にもほとんど変わりなかった。これらにより、拘

束条件を与えることで、精度を維持したまま測点を減らすことができ、また、準解析領域の測点がなくても、モデルの精度にはほとんど変わりないことが示唆された。

以上から、準解析領域の測点を設けることで、解析領域端部の比抵抗値の変動を抑制できるものと期待された。また、インバージョン解析において、拘束を与えることで、推定精度を低下させることなく、測定点数を減らすことができると考えられた。しかしながら、拘束条件を与えても精度が向上しない解析ケースもあった。適切な拘束条件とするためには、地層境界により比抵抗値が変わっているかどうかといったように、拘束条件を設定する根拠となる情報を整えることが肝要であると言える。

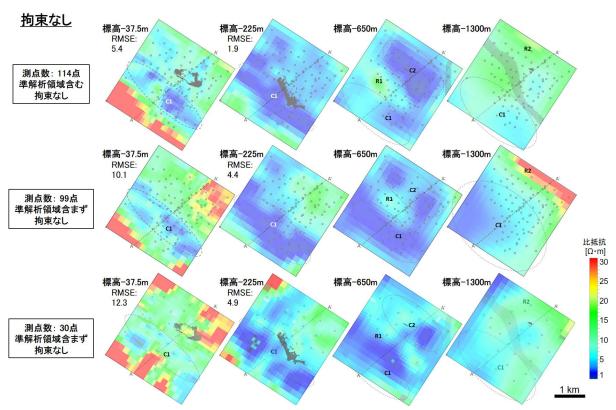


図 4.6-19 異なる測点数を用いて拘束を与えずに解析した結果の比較(比抵抗平面図) 黒塗りの領域は、後の解析の拘束条件として用いた声問層基底面および稚内層基底面である。

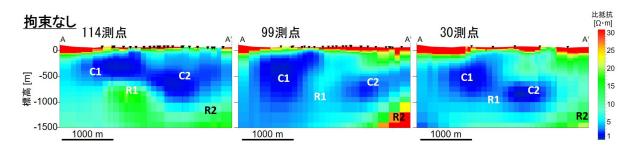


図 4.6-20 異なる測点数を用いて拘束を与えずに解析した結果の比較(比抵抗鉛直断面図)

表 4.6-6 電磁探査解析結果とボーリング孔比抵抗検層データの深度ごとの RMSE

	解析ケース						
	拘束なし			拘束あり			
標高	114点	99点	30点	114点	45点	30点	RMSEの算出に用いた ボーリング孔の本数
31 25 m	10 13	19 42	29 80	22 79	18 38	16 70	5
18 75 m	6 65	15 25	23 43	38 89	15 98	37 99	6
7 81 m	10 43	-	-	33 91	15 02	28 32	8
6 25 m	-	18 91	26 16	-	-	1	8
-12 5 m	-	13 80	18 44	-	-	1	9
-14 1 m	7 01	-	1	20 09	7 95	11 98	9
-37 5 m	5 4	10 1	12 3	11 4	4 3	5 9	9
-62 5 m	48	8 3	9 0	69	3 9	4 5	9
-87 5 m	43	76	7 3	5 3	3 8	4 1	10
-125 m	43	67	62	4 5	4 0	4 1	10
-175 m	25	59	5 6	3 5	29	3 2	9
-225 m	19	4 4	49	3 0	2 6	2 8	9
-275 m	1 6	3 4	4 4	28	2 2	2 4	9
-325 m	1 2	26	4 1	2 5	19	19	9
-375 m	1 1	1 7	3 4	2 4	19	1 8	9
-425 m	0 8	1 2	2 5	19	2 0	1 8	7
-475 m	0 2	17	2 2	16	2 6	1 5	3
-550 m	0 7	1 8	2 9	1 4	2 7	1 5	3

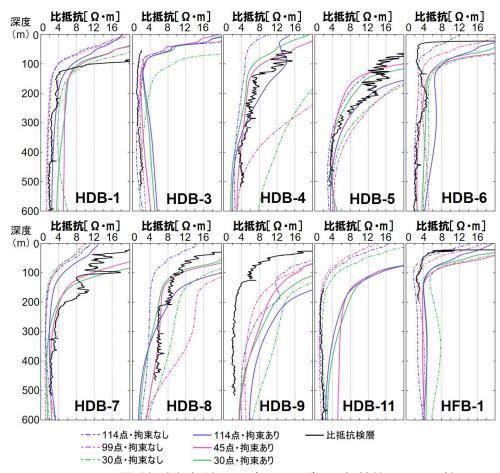


図 4.6-21 電磁探査解析結果とボーリング孔比抵抗検層との比較

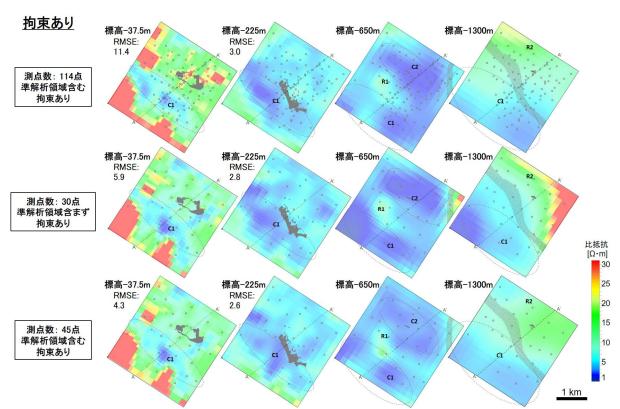


図 4.6-22 異なる測点数を用いて拘束を与えて解析した結果の比較(比抵抗平面図) 黒塗りの領域は、拘束条件として用いた声問層基底面および稚内層基底面である。

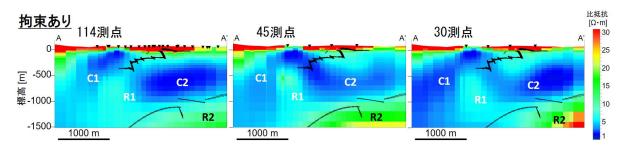


図 4.6-23 異なる測点数を用いて拘束を与えて解析した結果の比較(比抵抗鉛直断面図) 黒線は、拘束条件として用いた声問層基底面および稚内層基底面である。

④ まとめ

令和2年度は、センターを中心とした3km四方(解析領域)の領域に対し高密度電磁探査を実施し、既存データも含めその領域に含まれる99点を用いた解析を行った。令和3年度は、解析精度の向上や拘束条件の検討を行うために、解析領域の外側に準解析領域を設けて、その領域に含まれる15点を加え、計114点のデータを用いたインバージョン解析を行った。その結果、準解析領域の測点を含めることで、特に、周囲よりも比抵抗が高い北部では、実測値との差が小さくなり、推定精度が向上した。調査対象とする解析領域の外側の測点を含めることで、解析領域の推定精度が向上することを示した。また、表層付近の比抵抗構造と地層の層厚(境界面の設定)を拘束条件として与えた解析を行った。その結果、拘束条件を与えることで、測点が少ない場合に生じる比抵抗分布の大きな変化を抑制できることが確認できた。その一方で拘束条件を与える際には、その根拠となる情報を用意することが肝要であることが示された。

今後、これらの結果から方法論へのフィードバックを検討し反映する予定である。

3) 準三次元反射法地震探査データを用いた透水性構造の抽出に関する解析

① はじめに

水みちに寄与する断層や割れ目などの不連続構造は、低流動域の分布に影響を与えると考えられる。そのため、低流動域の分布を推定する際には、地質構造と関係づけた評価が肝要である。そのような観点から令和2年度に、電磁探査で得た比抵抗分布を地層や地質構造分布と関連付けて解釈することを目的として、反射法地震探査を実施した。この反射法地震探査では、アクセス可能な道路を最大限使って測線を準三次元的に配置し、地層・地質構造の三次元的な分布を評価するためのデータを取得した。その結果、反射法地震探査データにより抽出される不連続構造が、同時に実施した高密度電磁探査により抽出した高比抵抗アノマリーと対応する箇所が認められた(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所、2021)。このことは、反射法地震探査により不連続構造を抽出し、その頻度(密度)や連続性を評価することが低流動域の評価に直接役立つことが考えられる。

また、反射法地震探査で得られるデータは、地質構造モデルを構築する際の基本情報となる。 概要調査において、現地調査を開始する前の段階では、収集した文献情報(主に地質図幅)に基づいて構築される地質構造モデルを出発点とし、その後、地表踏査、反射法地震探査やボーリング調査で得られる情報に基づきモデルを更新していくと想定される。その中で、三次元反射法地震探査や関連するアトリビュート解析といった最新の地震探査手法および解析手法を適用することは、より効果的に地質構造モデルを更新できると考えられる。反射法地震探査は概要調査において実施する主要な物理探査手法調査の一つであり、電磁探査と並行して実施することが想定される。反射法地震探査の解析により、三次元の地層境界の情報を得ることができれば、前述したとおり、電磁探査において精度を高めるための拘束条件として利用できることが期待される。

そこで、令和3年度は、地層・地質構造と低流動域の把握における反射法地震探査の適用性を検証することを目的として、令和2年度に実施した準三次元反射法地震探査のデータを用いた2つの解析を実施した。一つは地層・地質構造の形状解析(ジオメトリカルアトリビュート解析)、もう一つは不連続構造の幾何学的特性の解析(断裂系評価アトリビュート解析)である。それぞれの結果を②および③において述べる。

② 地層・地質構造の形状解析 (ジオメトリカルアトリビュート解析)

(a) 実施内容

令和2年度に準三次元反射法地震探査を実施した調査側線を図 4.6-24 に示す。令和2年度は、これらの側線のデータを解析し、三次元深度サイスミックキューブデータを取得した。令和3年度は、この三次元深度サイスミックキューブデータを用いて、反射面の幾何学的特性の解析を実施した。具体的には、ジオメトリカルアトリビュートとして、反射面の曲率(Curvature)、傾斜(Dip)、方位角(Azimuth)、不連続性(Discontinuity)の空間分布を解析により求め、三次元で可視化した。以下に、これらアトリビュートの詳細を示す。

· 曲率(Curvature)

曲率は、各反射面区間に対し、接する円の半径(曲率半径)を求め、逆数を取った値である。 曲率の単位は m⁻¹ となる。すなわち、曲率の絶対値が大きいほど反射面が湾曲していることを示 す。断面図上の曲率として正の値をとる場合には局所的に上に凸の反射面形状、負の値をとる場 合には下に凸の反射面形状となる。

·傾斜(Dip)

傾斜は、反射面を局所的な線分と近似して正接を求め、角度(degree)に換算した値である。傾斜は反射面を含む深度断面における、深度方向に対する反射面の局所的な傾きを示す。よって傾斜は0~90度の範囲を取り、0度で水平、90度で鉛直下向きとなる。傾斜が大きいほど反射面の形状は高角となり、大きな傾斜の近傍で傾斜が急変する箇所は、不連続構造に相当する形状の存在が示唆される。

· 方位角(Azimuth)

上述の傾斜の対として、方位角を計算した。方位角は、断層における走向(Strike)から 90 度 右手方向に相当し、反射面の水平断面(深度スライス)内における傾きを表す。方位角は北を・180 で180 度の範囲を取り、北を 0 度、東を 90 度、西を・90 度とし、±180 度は南とする。水方位角の値が大きく変わる領域では反射面の形状の変化が示唆される。

·不連続性(Discontinuity)

不連続性は、ジオメトリカルアトリビュートのひとつである連続性指標 Similarity を用いて、下記の式で定義される。

Discontinuity = 1 - Similarity

Similarity はトレース間の類似性を尺度にコヒーレンスを用いて示したもので、0 から 1 の間で類似性を示す。このため不連続性は逆に 0 から 1 の間で不連続性を示す指標となる。

上記で求めた 4 種類のジオメトリカルアトリビュートと既存の地質構造モデル(酒井・石井, 2021)と比較した。比較にあたっては、酒井・石井 (2021)で公開されている数値テキストファイルから更別層基底面、勇知層基底面、声問層基底面、稚内層基底面および大曲断層のグリッドデータを作成した。

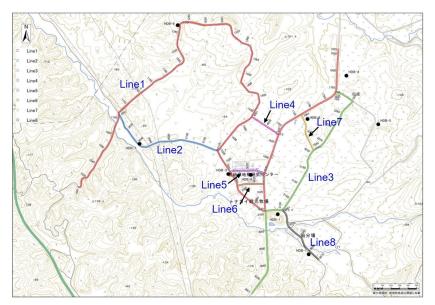


図 4.6-24 令和 2 年度に実施した反射法地震探査の測線図

(b) 結果と考察

(i) ジオメトリカルアトリビュート

図 4.6-25 に、サイスミックキューブ全体で計算した曲率の鳥観図(2 次元フェンスダイアグラム表示)を示す。次に、調査測線 Line-1 の前半部に相当する断面 XL-5 について、曲率、傾斜、方位角、不連続性のアトリビュートと反射断面を示す(図 4.6-26)。曲率については、反射断面にて反射面の急傾斜が見られる領域や、反射面の連続性が低く断裂と見られる領域では、値の変化が大きくなる傾向が見られた。傾斜は、反射面の急傾斜がある領域や、断裂がある領域に対し、比較的高傾斜の分布を示す傾向が見られた。方位角では、反射面の急傾斜、不連続に対し方位角の分布が異なるものが見られた。不連続性は、反射面の不連続に対し、不連続性の大きな領域が調和的に見られた。

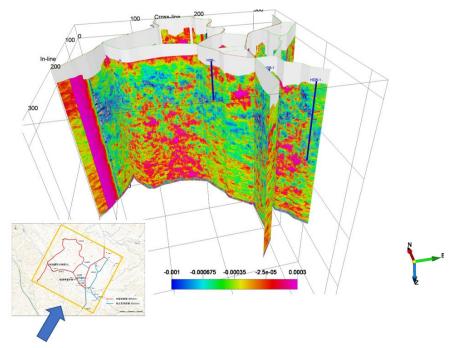


図 4.6-25 曲率アトリビュートの解析結果(鳥瞰図)

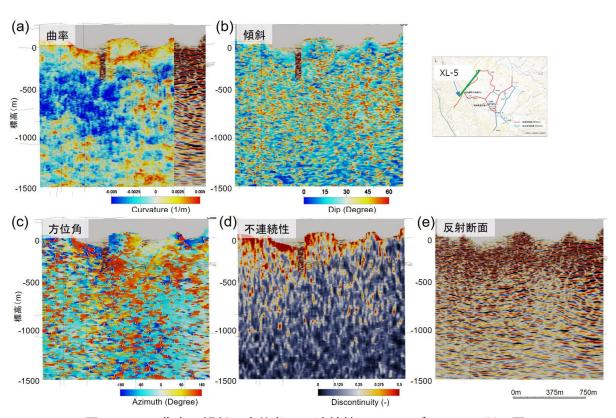


図 4.6-26 曲率、傾斜、方位角、不連続性のアトリビュートの断面図

(ii) 既存の地質構造モデルとの比較

上記で取得したアトリビュート解析の結果を、既存の地質構造モデルの大曲断層と地層境界面について比較した。まず、大曲断層と比較した結果を示す(図 4.6-27,図 4.6-28)。図 4.6-27 は、HDB-8 孔付近を通る断面図(Line1-3)、および HDB-1 孔付近を通る断面図(Line3) 上における

不連続性アトリビュートの解析結果と既存地質構造モデルを重ね合わせた図である。Line1-3 では、既存地質構造モデルの大曲断層付近に、不連続性の高い領域(黄色~赤色に着色された部分)が深度方向に連続している様子が判読できた(図 4.6-27 (a)中の黒矢印)。また、大曲断層の推定位置を境に、不連続性に違いが認められ、北東側(上盤)では南西側(下盤)に比べて不連続性が高い(黄色~赤色に着色された部分が多い)傾向が認められた(図 4.6-27 (a))。一方、南西方に位置する Line3 では、既存地質構造モデルの大曲断層付近では、不連続性の違いが認められず、むしろ図内の黒破線付近で不連続性に違いが認められた(図 4.6-27 (b))。加えて、この黒破線に沿って鉛直的に不連続性の高い領域(黄色~赤色)が分布していた(図 4.6-27 (b))。これより、今回の結果からは、既存地質構造モデルとは異なる位置(黒破線)で大曲断層が解釈される可能性がある。

次に、この Line-3 に着目して、曲率、方位角、傾斜アトリビュートについても既存地質構造モデルの大曲断層と比較した(図 4.6-28)。不連続性アトリビュートと同様に、曲率アトリビュートでも仮定した大曲断層(黒破線)を境に、北東側(上盤)では正の曲率(黄色)が、南西側(下盤)では負の曲率(青色)が卓越しており、断層の上盤側に背斜構造が判読できた(図 4.6-28 (a))。

方位アトリビュートでは、仮定した大曲断層(黒破線)の北東側では反射面が北傾斜(青色、水色)を、南西側では南傾斜(緑色、黄緑色)が卓越していることがわかる。このことから、仮定した大曲断層の北東側に背斜構造が解釈される(図 4.6-28 (b))。傾斜アトリビュートでは、仮定した大曲断層の北東側の深度 300~900 m 付近(青破線)では反射面の傾斜が大きい(黒色)(図 4.6-28 (c))。この領域は、曲率と方位アトリビュートから背斜構造を解釈した領域と一致している。さらに、この領域では、不連続性も高くなっている(図 4.6-27 (b))。このことから、この領域では、大曲断層の構造運動に伴って急傾斜な背斜構造が形成され、小断層あるいは亀裂が多数存在している可能性が考えられる。

以上、これら 4 種類のアトリビュートに基づき、二つの断面(Line1-3 および Line-3)を対象に、大曲断層を解釈した。その結果、Line1-3 では既存の地質構造モデルと整合するものの、Line-3 では、既存の地質構造モデルとは異なる位置で大曲断層が解釈された。図 4.6-28 (e)には、この Line-3 において解釈された大曲断層を反射断面に示した。

次に、既存の地質構造モデルの声問層基底面について、不連続性のアトリビュートと比較した(図 4.6-29)。図 4.6-29 上図は、HDB-3 孔から HDB-8 孔を経由し HDB-4 孔付近を通る断面における反射断面であり、下図は同断面上における不連続性のアトリビュートである。不連続性のアトリビュートをみると、HDB-3 孔と HDB-8 孔の間には、不連続性が高い領域(黄色~赤色)が鉛直方向に連続的に分布している箇所が複数存在する(黒破線)。これは、複数の断層の存在を示唆している。この断層の分布をもとに、反射断面から声問層基底の地層境界面を解釈した。その結果を、図 4.6-29 上図に青点線として示す。声問層と稚内層の地層境界の深度は、HDB-3 孔と HDB-8 孔の間に約 336 m のズレがあるが、これは、大曲断層を含めて複数の断層の変位の累積によって生じた可能性が考えられる。

以上から、準三次元データのアトリビュート解析を適用することで、地質・地質構造モデルを精緻化できる可能性があることが示唆された。今後は、解析を実施した全断面の結果を精査し、さらに、過去に2次元断面で実施された反射法地震探査の際の解釈との違いなどを整理し、準三次元反射法地震探査の適用性について検討を進める。

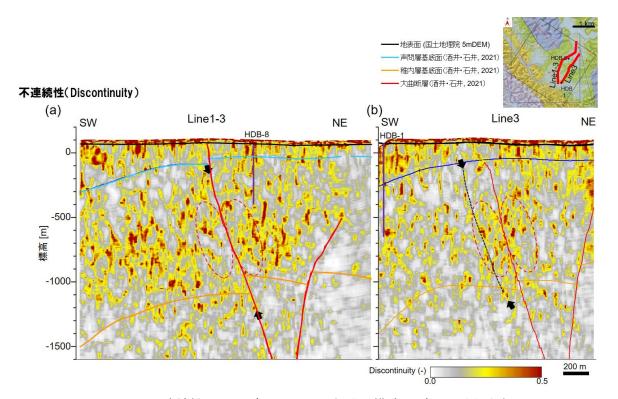


図 4.6-27 不連続性アトリビュートと既存地質構造モデルの重ね合わせ

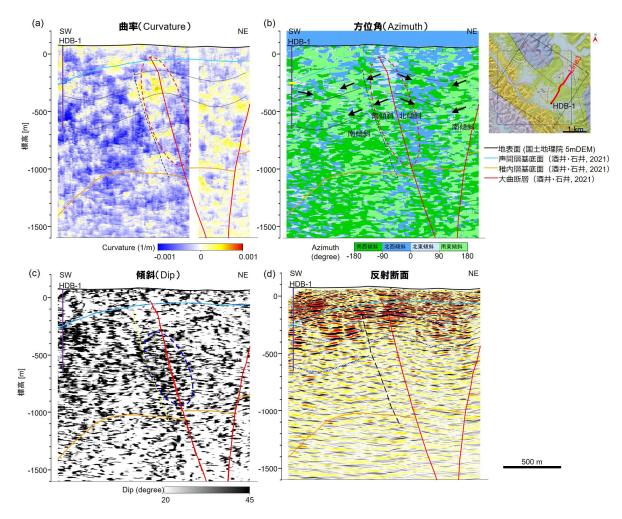


図 4.6-28 曲率、方位角、傾斜アトリビュートと既存地質構造モデルの重ね合わせ

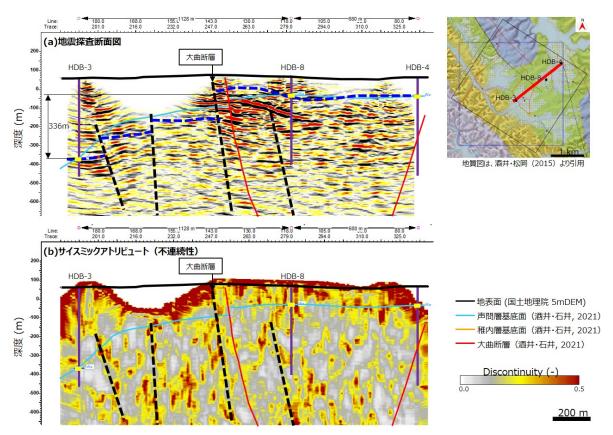


図 4.6-29 HDB-3, HDB-8, HDB-4 付近を通る断面図 (a) 地震探査断面図 (b)サイスミック アトリビュート(不連続性)

③ 不連続構造の幾何学的特性の解析 (断裂系評価アトリビュート解析)

(a) 実施内容

不連続構造の評価を目的として、断裂系評価アトリビュート解析を実施した。この解析では、反射法地震探査の重合反射点が十分にある、図 4.6-30 の赤枠の領域を対象とした。不連続構造を表すアトリビュートとして、断裂性指標を計算した。また、前述した曲率アトリビュートを用いて断裂密度を計算した。以下に、詳細を示す。

・断裂性指標 Thinned Fault Likelihood(TFL)

不連続性構造の指標として、断裂性指標 Thinned Fault Likelihood (TFL) を求めた。断裂性指標 TFL は、Hale(2013)で提示される断層尤度 Fault Likelihood(FL)を傾斜と方位のスキャンと表示により細線化した指標である。断層尤度 FL は反射面アトリビュート Semblance を用いて

FL=1-(Semblance)8

と定義される。Semblance は連続トレースにおける相関度の分布であり、FL は Semblance の低い領域を感度良く抽出する指標である。Thinned Fault Likelihood(TFL)は断層尤度 FL を全方位でスキャンし、FL が最も高く連続している方位を細線として表示する。TFL は傾斜・方位を含め断裂構造を可視化する指標となる。断裂性指標 TFL より連続性の分布、傾斜・方位角の分布を抽出した。

· 断裂密度(Fracuture density)

断裂密度は、曲率アトリビュートを対象として、半径 30 m 以内においてしきい値(0.0004 m-1)を超えるデータの割合として定義する。断裂性指標 TFL は断層尤度の高い領域を一様に示す指標となるが、断裂密度は断裂の粗密を示す指標となる。

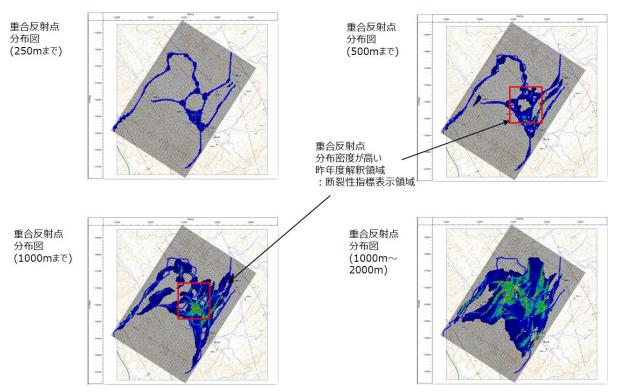


図 4.6-30 重合反射点分布図および断裂系指標表示領域

(b) 結果と考察

(i) 断裂性指標による不連続構造の評価

不連続構造を抽出するために、断裂性指標(TFL)を求め、解析対象測線の断面図を 2 次元フェンスダイアグラムとして表示した図に重ねた鳥瞰図を、図 4.6-31 に示す。反射面の不連続性が抽出された箇所は、TFL アトリビュートにおいて黒線として示されている。この図から、TFLを稚内層上面解釈面に沿って切り出し、反射断面に重ねた図を図 4.6-32 (a)に示す。北西から南東にかけてみられる分断は、大曲断層に相当する。

TFL が線状につながる部分(黒線)が、大曲断層に並行して北西から南東にかけて確認された。また、南北あるいは南東-北西の方位においても確認された。これらは、大曲断層とは別に存在する断層以外の不連続構造を示していると考えられる。

図 4.6-32 (b)に TFL の傾斜分布を示す。北西-南東方位の TFL は高傾斜、南北方位の TFL は比較的傾斜が小さい傾向が見られた。図 4.6-32 (c)に TFL の走向を示す。多くの TFL は、北西-南東方向(茶系統)を示しており、一部の TFL は東西方向(緑系統)であった。

(ii) 断裂密度と電磁探査解析結果の比較

稚内層上面解釈面について、予備的に断裂密度と比抵抗の関係を調べた。図 4.6-33 に稚内層上面解釈面における断裂密度を示す。ここでの断裂密度は単位ボリュームあたりの頻度を示す。また、同解釈面における比抵抗の解析結果(前述の 2)における 114 点を用いて拘束を与えた場合

の解析結果)も併せて示す。この稚内層上面解釈面に着目して、断裂密度と比抵抗、標高の関係を調べた(図 4.6-34)。その結果、断裂密度と比抵抗の間にはほとんど相関性がなく(R=0.18)、むしろ標高との間の相関係数の方がわずかに高く(R=0.25)、断裂密度と標高との間には非常に弱い正の相関が認められた。ただし、今回分析したデータは標高に偏りがあり、この標高と断裂密度の関係はデータの取得の有無が関係している可能性がある。また、断裂密度は単位ボリュームあたりの頻度ではなく、単位ボリュームあたりの面積とした検討も必要である。

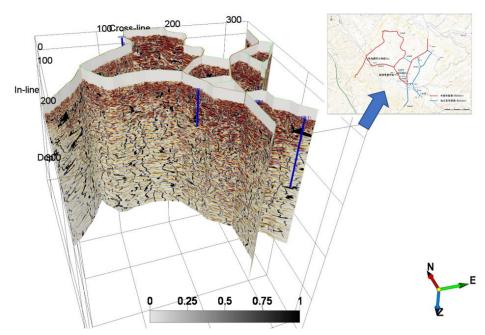


図 4.6-31 断裂系評価アトリビュート解析結果(断裂性指標 TFL)鳥瞰図

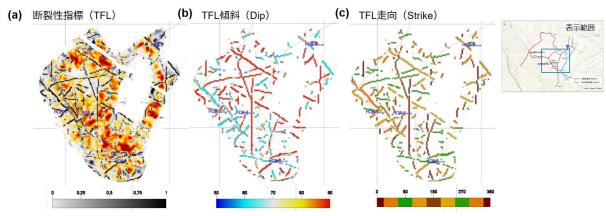


図 4.6-32 稚内層上面における TFL とその傾斜、走向の分布

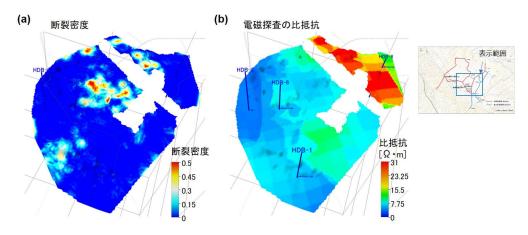


図 4.6-33 稚内層上面における断裂密度と電磁探査の比抵抗分布

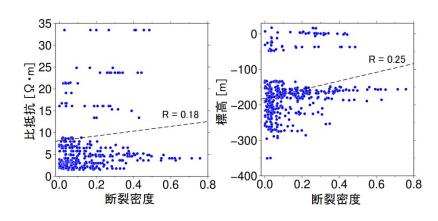


図 4.6-34 稚内層上面における断裂密度、標高、電磁探査の比抵抗の関係

④ まとめ

三次元の地質構造を把握する上での反射法地震探査の適用性を検証するために、昨年度取得し た準三次元反射法地震探査データを用いて、地層および地質構造の形状解析と不連続構造の幾何 学的特性を調べるためのジオメトリカルアトリビュート解析を実施した。解析領域の東側に南北 に延びる二つの断面を対象に、大曲断層を解釈し既存の地質構造モデルと比較した結果、一つの 断面では整合していたが、もう一つの断面では、従来の推定位置よりも南西に約 200 m ずれた位 置で解釈された。また、断裂系評価アトリビュート解析を適用することで、大曲断層以外の小規 模な断層を多数検出することができた。既存の地質構造モデルは、平成14年度と平成16年度に 実施された二次元の反射法地震探査データやボーリング調査データに基づき、構築されている。 準三次元データを用いたアトリビュート解析を実施することで、地質構造モデルをより精緻な形 状に更新できる可能性が示唆されたが、既存の地質構造モデルの更新には、既存の二次元の反射 法地震探査と比較するなど、丁寧な議論が必要であると考えている。さらに、低流動域の把握に おける反射法地震探査の適用性を検証するために、ジオメトリアトリビュートの中の曲率の結果 に基づき断裂密度を解析し、得られた断裂密度を電磁探査の比抵抗値と比較した。その結果、断 裂密度と比抵抗との間に相関関係はほとんど認められなかった。このことから、反射法から抽出 される不連続構造と低流動域の分布の関係性は低いことが示唆された。令和3年度は、アトリビ ュート解析で得られた一部のデータを用いて断裂密度と比抵抗の関係を評価したが、今後、稚内 層上面解釈面だけでなく、令和3年度に解析を実施した全ボリュームを対象に、さらなる解析結

果の分析を進める。そして、準三次元反射法地震探査から抽出することができる不連続構造は何を示しているのか(例えば、声問層や稚内層に分布する小断層と整合しているか)や、抽出される不連続構造の密度(面積/体積)と比抵抗には関係があるのかといったことを整理し、準三次元反射法地震探査の低流動域の三次元分布推定に対する適用性の知見を、令和4年度に実施する方法論の整備にフィードバックする予定である。

(2) 物理探査とボーリング調査データを用いた地球統計学的手法に基づく低流動域の三次元分布の推定

1) 背景と目的

幌延地域の地下深部に存在する地下水は、地層の堆積時に間隙中に取り込まれた海水が長い地質時間の中で岩石・水反応などの続成作用により組成が変化したものである。海水中の塩濃度は概ねナトリウムイオンと塩化物イオン(Cl)により占められる。Cl-濃度は反応性が低く、特に、このような高塩濃度の地下水の存在を示す指標として適している。しかしながら、Cl-濃度は、続成作用におけるシリカ鉱物からの脱水や、天水の地下への浸透などの異なる組成を持つ地下水や表層水との混合により希釈されるため、Cl-濃度だけでは地下水の起源が判別できない。このため、これを判断するための地下水の指標として、水の酸素・水素同位体比($\delta^{18}O$ 、 δD)を用いる必要がある。地下水のCl-濃度と $\delta^{18}O$ 、 δD は、ボーリング調査で取得したコア試料や揚水試料を分析することで得られる。しかし、ボーリング調査には多大なコストがかかる。また、広い空間に存在する限られた点の離散データであるため、地下水の三次元分布を推定するには推定精度が問題となりうる。そのため、これら指標を、面的に密なデータが得られる電磁探査の情報を組み合わせ、推定精度を高める手法の開発が必要とされている(本多ほか,2010)。

令和2年度までは、単純クリギングを適用して、これら低流動域の指標の三次元分布を推定した。単純クリギングでは、ボーリング孔の観測値の自己相関を考慮して対象とする項目の空間分布を推定する。ところが、単純クリギングによる推定結果では、ボーリング孔の観測値はその孔の近傍にのみ反映され、それ以外の多くの領域では値に変化が認められず、期待するような精度の三次元分布が得られなかった。これは、ボーリング孔データの水平方向のデータ密度が十分でないため、ボーリング孔から離れた多くの領域では、バリオグラムモデルによる空間的自己相関構造において、空間的な相関性が得られなかったことによる。この問題を解決するためには、単純クリギングを拡張した手法であるコロケーテッド・コクリギングが有用であると考えられる。

コロケーテッド・コクリギングでは、ボーリング孔の観測値だけでなく、相互に相関がある他の物性も組み合わせることができる。電磁探査データは、面的に十分な密度があり、かつ、CI濃度や δ 18O・ δ Dと相関性がある。そのため、コロケーテッド・コクリギングにより電磁探査データをボーリング孔データと組み合わせることで、三次元分布の推定精度が向上するのではないかと考えた。そこで、令和3年度はまず、コロケーテッド・コクリギングにより単純クリギングよりも精度がよい推定ができるのかを検証した。

さらに、少ないボーリング孔を用いて精度よく三次元分布を推定するためのボーリング孔の選び方を検討するために、ブラインドテストを行った。ここでいうブラインドテストとは、幌延地域で掘削された 10 本の既存孔を用いた結果を正解モデル、10 本の既存孔の中から任意にいくつかのボーリング孔(1~3 本)を選び、それを用いた結果を検証モデルとして、それらを比較することで、そのボーリング孔を選択することが正解に近いかを検証するテストのことである。クリギングでは、使用するボーリング孔のデータ量が多いほど、推定精度が上がると考えられる。しかし、実際の概要調査では、コストや時間の制約から、多数の地点でボーリング調査を実施することは難しい。そのため、限られた本数で三次元分布の推定精度を上げるためには、ボーリング

調査の位置を適切に選ぶことが重要である。ブラインドテストの結果から方法論の整備に対する フィードバックを導くことができると考えている。

2) ブラインドテストの実施内容

ブラインドテストでは、センター周辺の全10本(HDB-1~11(HDB-2を除く))のボーリング孔の中から任意に選んだ1~3本のデータを使い、コロケーテッド・コクリギングによりCI-濃度および δ 18Oの三次元分布を推定する。得られた推定結果を、全10本のデータを使用して同様の解析によって得られた正解モデルと比較することで、モデルの精度を検証した。

今年度のブラインドテストでは、図 4.6-35に示した合計15ケースを検証の対象とした。解析の対象範囲は、(1)2)で示した電磁探査データの解析領域と同様の約3km四方の範囲である。以下の考え方に基づき、ボーリング孔を1本のみ使用した場合を6ケース、2本使用した場合を5ケース、3本使用した場合を4ケース設定した。これらの解析ケースを作成するにあたり、ボーリング調査地点を選ぶための前提条件として、下記の情報が与えられていることを想定した。

【ボーリング調査地点を選ぶ前提条件】

- ボーリング調査の前に電磁探査による三次元比抵抗分布が取得されている。
- 文献調査により概略的な地質構造モデルが構築され、また、概略的な地下水流動の方向が 把握されている。
- 大曲断層といった大規模断層は天水が浸透しやすい箇所と認識されている。
- 各地層の透水性は不明であるが、泥岩を主体とし少なくともマトリクス部は低透水性を有し、また、地下施設を建設する観点から十分な岩石強度を有する声問層および稚内層が対象層である。

1本目は、低流動域の存在を確認することを想定したケースとして、電磁探査で得られた比抵抗が最も低い領域に掘削された4本のボーリング孔を設定した(HDB-1,3,6,11)。加えて、対象層の上位層を把握し、調査範囲の地下水流動系の下流側を把握するケース(HDB-7)、対象層の特徴を把握し、背斜付近の特徴を把握するケース(HDB-8)としてそれぞれ1孔を選んだ。

2本を選ぶ解析では、まず、対象層にあり解析範囲の中心部に位置する HDB-3 を基本として、2本とも声問層と稚内層にあり、電磁探査により推定される低比抵抗領域に位置する 3 ケース(ケース 2-1~3)、2 本目は大曲断層近傍の高比抵抗領域に位置するケース(ケース 2-4)を選んだ。加えて、HDB-3 の代替ケースとして、HDB-3 の近傍にあり稚内層が薄い HDB-6 と、調査範囲の南東端に位置し、より掘削長の長い HDB-11 を組み合わせた(ケース 2-5)。

3 本を選ぶ解析では、低比抵抗領域の HDB-3 に対象層の上位層の把握(HDB-7)を加えた 2 孔のケース 2-3 を基本とし、3 本のボーリング孔が調査範囲内でなるべく広く分布するように 3 本目を追加した(ケース 3-1~3)。これにより、大曲断層近傍から選んだ場合(ケース 3-1)、低比抵抗領域から選んだ場合(ケース 3-2,3)を設定した。さらに、ケース 3-3 における HDB-3 の代替として、HDB-6 を用いたケースを設定した(ケース 3-4)。

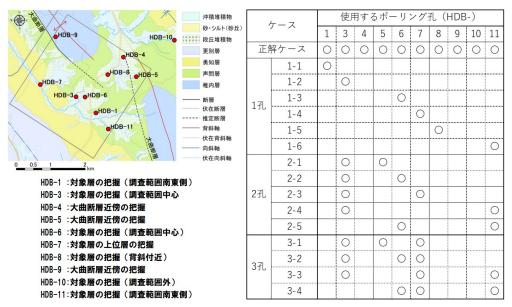


図 4.6-35 ブラインドテストに使用したボーリング孔の位置とケース一覧

3) クリギングの方法

① 地球統計学的手法

(a) バリオグラム解析

観測点間の相関の程度を定量的に推定する手段としてバリオグラム解析がある。距離 h を隔てる二点間のバリオグラムは次式によって推定される。

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^{N} (x_i - x_{i+h})^2$$

 x_i および x_{i+h} は各観測点の観測データである。定常性が成立する時、バリオグラムと共分散は以下の関係で結ばれる。

$$\gamma(\mathbf{h}) = \mathcal{C}(0) - \mathcal{C}(\mathbf{h})$$

ここで C(0)は距離 0 での共分散、すなわち観測データ x の分散である。したがって分散とバリオグラムが推定されれば共分散も求まることになる。

バリオグラム解析では、まず距離が h の観測点の組み合わせを全て集めてバリオグラム γ (h)を推定する。これを実験バリオグラムと呼ぶ。実験バリオグラムは距離が大きくなるに連れて大きな値を取ることが想定される。これは距離の増加とともに相関が低下することを表している。次に、疎らな観測点のデータから求めた離散的な実験バリオグラムは、後述するクリギングで使用するために連続関数で近似する。これをバリオグラムモデルと呼ぶ。バリオグラムモデルには、球関数、指数関数、ガウス関数などが用いられる。バリオグラムモデルを定義する重要なパラメタが、シル、レンジ、ナゲットである。距離の増加につれてバリオグラムは一定値に近付くが、その値をシルといい、観測データの分散に等しい。また、シルに達する時の距離がレンジであり、観測点から離れて観測量を推定する際の影響の及ぼす範囲の指標であり、相関距離とも呼ばれる。ナゲットは距離が 0 に近付く時のバリオグラムの極限値であり、測定誤差などに由来する。実際

の地質対象における物性分布では、バリオグラムは距離および方向に依存する場合が多く、バリオグラムモデルを複数の方向で構築する必要がある。特にレンジは鉛直方向と水平方向で大きく 異なるのが普通である。

(b) 単純クリギング

クリギングは周囲の観測データの内挿から滑らかな物性分布図を作成する手法の1つであり、当初は地下の金属資源の分布を推定する手段として開発された経緯がある。単純クリギングでは、未観測位置の推定値 x^* を周辺の観測データ x_i の線形結合として次式のとおり記述する。

$$x^* - m = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i (x_i - m)$$

m は各観測点に想定する観測量の平均値である。この時、誤差分散は推定値と真の値の差の二乗平均によって与えられる。

クリギングの特徴は、誤差分散を最小化するように重み λ_i を決定することにある。現実には真の値は未知であるが、定常性を仮定すると、観測点間の共分散を要素とする次式の共分散行列を解くことで誤差分散を最小とする重みが得られる。

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & \cdots & C_{1N} \\ C_{21} & C_{22} & \cdots & C_{2N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ C_{N1} & C_{N2} & \cdots & C_{NN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{10} \\ C_{20} \\ \vdots \\ C_{N0} \end{bmatrix}$$

ここで、全ての共分散は距離の関数であり、バリオグラム解析から推定することができる。各観測点の重みが求まると、推定値 \mathbf{x}^* および誤差分散 σ^2 が得られる。

$$x^* = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i (x_i - m) + m$$

$$x^* = \sum_{i=1}^N \lambda_i (x_i - m) + m$$

クリギングでは上記の誤差分散を含まないため、これを考慮すべく開発された逐次ガウスシミュレーション等と比較して滑らかな物性分布図を得る。また、観測点よりレンジを超えて離れた場所の推定値は上述の平均値に近づくこととなる。

(c) コロケーテッド・コクリギング

コクリギングは、未観測位置の観測量を周辺の M 個の観測データ(一次データすなわちボーリング孔データ)の加重平均および M 個の二次データ(物理探査データ等)の加重平均によって推定する。

$$x^* - m = \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_i (x_{1i} - m_{1i}) + \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_j^{'} (x_{2j} - m_{2j})$$

その時の荷重 λ および λ 'は、2)節で言及された共分散行列に二次データの共分散および一次データと二次データの間の相互共分散を加えた行列方程式を解くことで得ることができる。すなわち、一次データおよび二次データのそれぞれの共分散と両者の間の相互共分散を推定するため、それぞれバリオグラムモデルが必要となる。しかし、そうしたバリオグラムモデルの推定が実用上の障害となる場合が多い。一方、物理探査データのように全推定点に二次データが存在する場合には下式のような単純化が可能(Collocated Cokriging)で、この場合は一次データの共分散と一次データー二次データ間の相互共分散のみが必要となる。さらに相互共分散は一次データの共分散で近似できるため、バリオグラムモデルは一次データに対してのみ準備すればよい。

$$x^* - m = \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_i (x_{1_i} - m_{1_i}) + \lambda' (x_2 - m_2)$$

コクリギングが適用される多くの場面において、実用上の優位性からコロケーテッド・コクリギングが選択される。

② グリッドの構築

電磁探査データの要素サイズに準じるグリッドを作成し、単純クリギングおよびコロケーテッド・コクリギングに使用した。

③ データ分析

(a) クリギング使用データの準備

本章で実施したコロケーテッド・コクリギングでは、一次データとして 10 孔のボーリング孔 データを、二次データとして、(1)2)の 114 測点を用いて拘束を与えた条件でインバージョン解析 を行なって得られた電磁探査データを使用した。

クリギングの適用に先立ち、地球統計学的解析の準備として、これらの測定データの頻度分布 およびデータ間の相関について分析を行った。

ボーリング調査データおよび電磁探査データの各項目における頻度分布を図 4.6-36に示した。 δ ¹⁸O はおよそ-10~5‰の範囲、CI-濃度はおよそ 15,000 mg/L 以下に分布していた。比抵抗については、検層データも電磁探査データもおおよそ 100 Ω ·m 以下の値を示すが、電磁探査データの方が高比抵抗側に偏っていた。この要因として、一般に探査範囲の違いと測定手法の違いの 2 つが考えられた。

ボーリング孔の比抵抗検層データ、Cl-濃度、 δ ¹⁸O と電磁探査の比抵抗の比較を図 4.6-37 に示した。比抵抗検層データでは、Cl-濃度(R=-0.82)および δ ¹⁸O(R=-0.79)との間に比較的強い負の相関関係がみとめられた。また、比抵抗検層データは、ボーリング孔位置における比抵抗とある程度の正の相関関係が認められる。ただし、絶対値では一部で乖離が見られ、概して検層データよりも電磁探査データが高比抵抗を示す傾向があった。これらの相関から期待されるとおり、電磁探査データもボーリング孔の Cl-濃度ならびに δ ¹⁸O のいずれの組み合わせにおいても、

相関係数は $-0.6\sim-0.9$ であり、強い負の相関がみとめられた。このことから、電磁探査に基づく三次元比抵抗データを二次データとして、 δ ¹⁸O および CI:濃度の分布を推定することに一定の動機づけがなされたと言える。ここで得られた相関係数はコロケーテッド・コクリギングで使用した。

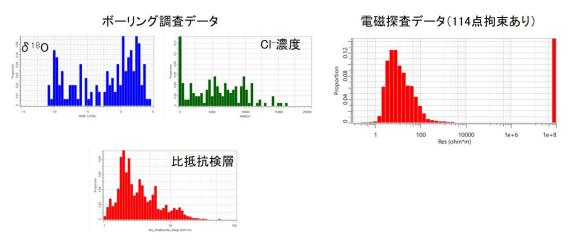


図 4.6-36 ボーリング調査データおよび電磁探査データの頻度分布

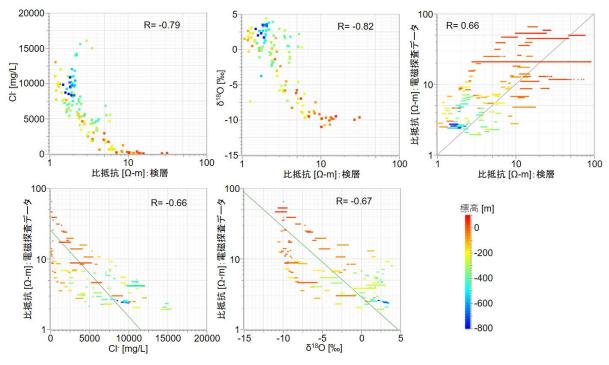


図 4.6-37 ボーリング孔の CI-濃度、δ 18O、比抵抗値と電磁探査の比抵抗値の比較

(b) バリオグラム解析

本研究では、後述のとおり、一次データに対するバリオグラムと、二次データに対するバリオグラムを使用する。このため、ボーリング孔データ、電磁探査データのそれぞれに対してバリオグラム解析を実施した。

(i) ボーリング孔データのバリオグラム

ボーリング調査で取得された δ ¹⁸O および CI 濃度のデータに対してバリオグラム解析を実施した。これらのデータは、局所的な平均値が深度方向にも側方にも変化する。こうしたトレンドはバリオグラム解析に先立ち取り除いておくことが望ましいが、三次元的なトレンドの推定・除去は容易ではない。今回は深度方向のトレンドのみを考慮した。

全 10 孔のボーリング調査で取得された全ての δ ¹⁸O または CI-濃度の深度分布を図 4.6-38 に示す。これらの分布から一次式および二次式で近似されるトレンド成分を推定し、これを除去した結果を並べて表示した。これら 3 種類のデータに対して、それぞれバリオグラム解析を実施した。

δ 18O の実験バリオグラムおよび解釈したバリオグラムモデルを図 4.6-39 に示した。左から順に、元データすなわちトレンドを除去しないデータ、一次式で近似するトレンド成分を除去したデータ、二次式で近似するトレンド成分を除去したデータに対応する。それぞれ上段が垂直バリオグラム、下段が水平バリオグラムを表す。バリオグラムモデルは単純な一層構造とし、相関距離の最も小さい構造を表現することに注力した。

まず、垂直バリオグラムに着目すると、トレンド成分を除去した結果としてレンジが短く解釈された。トレンド成分による分散(シル)への寄与が取り除かれたためと推察される。結果として、一次式または二次式で推定したトレンドの違いは見られなかった。ここでは垂直方向のレンジを 250 m と解釈した。なお、シルに達した後で実験バリオグラムが増減を繰り返す様子はホール効果モデル(Hole effect model)によって表現される可能性もあるが、今回はそうした複雑なモデルを採用しなかった。水平バリオグラムも同様に、トレンド成分の除去によってレンジが短くなる様子は見られるが、データ数が少ないため、不確実性は高い。

CI:濃度の実験バリオグラムおよびバリオグラムモデルを図 4.6·40 に示す。この場合は、二次式で近似するトレンド成分を取り除いた場合にレンジが短く解釈された。その結果と比較すれば、一次式で近似するトレンド成分を取り除いたデータでも、同程度のレンジを持つ構造の存在が示唆される。これらのことから、CI:濃度データの垂直バリオグラムについても、レンジを 250 m と解釈した。水平バリオグラムについては、やはりデータ数が少ないことに起因して、不確実性の大きい解釈に留まっている。

ボーリング孔データ (δ ¹⁸O、Cl⁻濃度) から解釈したバリオグラムモデルについて表 4.6-7 に整理した。

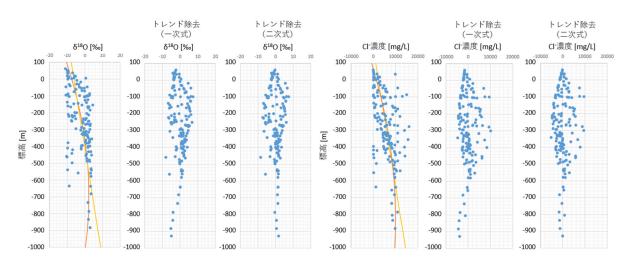


図 4.6-38 δ ¹⁸O および Cl・濃度の深度トレンドとトレンド成分の除去

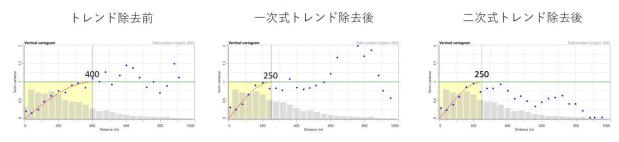


図 4.6-39 δ ¹⁸O のバリオグラム

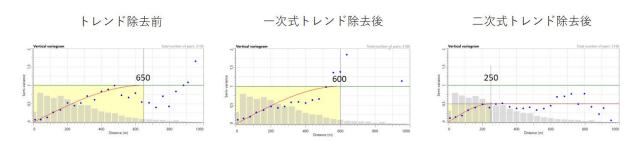


図 4.6-40 Cl-濃度のバリオグラム

(ii) 三次元比抵抗データのバリオグラム

三次元比抵抗データのバリオグラム解析に先立ち、バリオグラムマップを作成した。バリオグラムマップは、バリオグラムモデルの方位を決定する際の有益な情報を提供する(図 4.6-41)。 バリオグラムの長軸は北西—南東方向を向くことが予想される。

実験バリオグラムおよびバリオグラムモデルを図 4.6-42に示した。上段に垂直バリオグラム、下段に水平バリオグラムを示した。水平バリオグラムは、異方性の検討のため、南北方向、北東一南西方向、東西方向、北西一南東方向に領域を区切って、それぞれの方位のバリオグラムを表示した。垂直バリオグラムでは、距離の増加に伴い、推定されるシルの値を超えても増加を続ける一方、水平バリオグラムではシルに到達していない。これは、深度方向のトレンドの存在、水平方向に類似する比抵抗値が連続する 20 cmal 20 Anisotropy の特徴に一致する。ここでは、そうした現象の再現を目指すのではなく、バリオグラムの第一構造のレンジを解釈した。水平バリオグラムは、いずれの比抵抗データも、長軸の方位が 20 N130 E (短軸の方位は 20 E) を向いた。垂直バリオグラムのレンジは 20 m に解釈された。これはボーリング孔データから解釈された垂直レンジと同程度にあると言える。

三次元比抵抗データ(拘束付き逆解析結果)から解釈したバリオグラムモデルを表 4.6-7 に整理した。

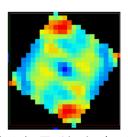


図 4.6-41 三次元比抵抗分布(電磁探査データ)のバリオグラムマップ

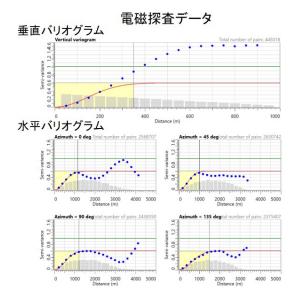


図 4.6-42 電磁探査データのバリオグラム

表 4.6-7 バリオグラム解析結果の一覧

	Contribution	Azimuth	Rv [m]	R1 [m]	R2 [m]
δ ¹⁸ Ο	1	-	250	2000	2000
CI⁻濃度	1	-	250	2000	2000
電磁探査	0.6	220	350	1000	1500

(iii) バリオグラムモデルの作成

上記の結果に基づき、後述のクリギングおよびコロケーテッド・コクリギングに使用するバリオグラムモデルを作成することとした。一次データ用のバリオグラムはボーリング孔データにて解釈したバリオグラムモデルを基本とする。ただし、水平バリオグラムについては、推定の不確実性が大きいことに加え、ブラインドテストにおいてボーリング孔数を限定する場合には推定自体が不可能となる。このため、比抵抗データから推定されたバリオグラムレンジを使用することとした。一方、垂直バリオグラムについては、比較的精度よく推定されたと考えるものの、一般的な検層データと比較してサンプリングが荒く、推定されたレンジは 250 m であった。これは電磁探査の比抵抗データから推定されたレンジとほぼ同レベルである。よって、垂直バリオグラムの推定も比抵抗データによって担保されるものとし、ブラインドテストにおいては各ケースで垂直バリオグラムを推定することはせず、共通して 250 m のレンジを用いることとした。

一次データの推定に用いるバリオグラムモデルの一覧を表 4.6-8 に示す。

二次データに関するバリオグラム (コロケーテッド・コクリギングで使用する) については、2) 節で解釈したバリオグラムモデルを使用する。

表 4.6-8 一次データ用のバリオグラムモデルの一覧

Primary Data	Secondary Data	Azimuth	Rv [m]	R1 [m]	R2 [m]
δ ¹⁸ Ο	電磁探査	220	250	1000	1500
CI⁻濃度	電磁探査	220	250	1000	1500

4) 結果と考察

① 単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングの比較

図 4.6-43~図 4.6-46 に、単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングにより推定した CI 濃度および δ 18 O の標高-275 m における水平断面と断面Aにおける鉛直断面を示した。単純クリギングでは、ボーリング孔の周辺のみ、値の変化が認められたが、ボーリング孔から離れるとほぼ一定の値を示した。一方、コロケーテッド・コクリギングでは、単純クリギングと異なり、ボーリング孔から離れた場所においても値の変化が認められた。この変動は、二次データとして用いた電磁探査データの変動を反映していると考えられる。電磁探査データは空間的に均等に存在し、データ密度が高く、ボーリング調査データがない領域もデータが存在する。そのため、コロケーテッド・コクリギングでは、ボーリング孔がない領域の推定値は、電磁探査データの情報を反映したと考えられる。前述の図 4.6-37 のとおり、電磁探査データと δ 18 O、CI 濃度の相関係数はそれぞれ-0.66 と-0.67 であり、比較的強い相関性を示しているこのことから、ボーリング孔から離れた領域でも信頼性が高い分布となっていると考えられる。このように、コロケーテッド・コクリギングは、データ密度が高く空間的に一様に存在する電磁探査エータを二次データとして取り込んでいることから、三次元分布の対象とするボーリング孔データと相関性が認められる場合には、ボーリング孔の間隔よりも細かい変動の予測に有利であると考えられる。

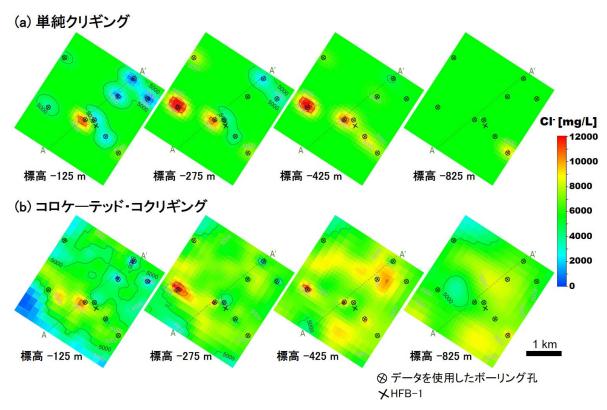


図 4.6-43 単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによる Cl-濃度の推定結果の比較 (水平断面)

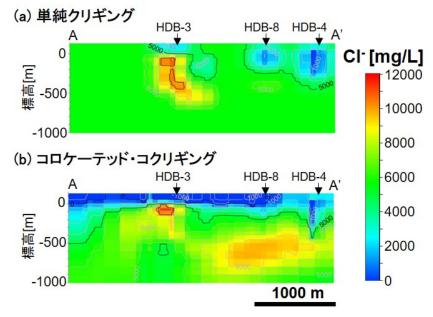


図 4.6-44 単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによる Cl-濃度の推定結果の比較 (鉛直断面)

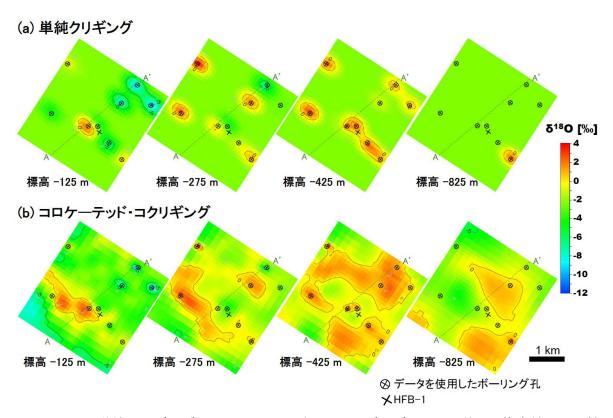


図 4.6-45 単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによる δ ¹⁸O の推定結果の比較 (水平断面)

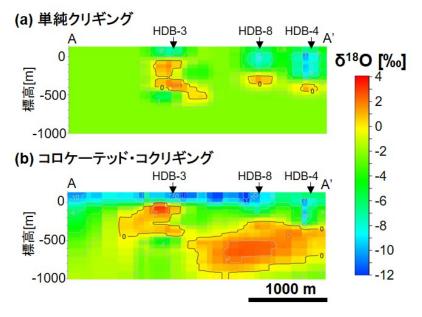


図 4.6-46 単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによる δ ¹⁸O の推定結果の比較 (鉛直断面)

② ブラインドテスト

①で、コロケーテッド・コクリギングでは、二次データである電磁探査の比抵抗分布が考慮されるため、ボーリング孔から離れた領域においても、信頼性の高い分布が得られる可能性が示唆

された。ここでは、空間補間手法にコロケーテッド・コクリギングを用いて、10 孔のボーリング 孔から、 $1\sim3$ 孔のデータのみを使用して三次元分布を推定し、この推定結果を全 10 孔のデータ を使用した場合(正解ケース)と比較した(ブラインドテスト)。ブラインドテストの対象とした 各ケースにおいて使用したボーリング孔の組み合わせは、前述した図 $4.6\cdot35$ のとおりである。 ボーリング孔 1 本を使用する組み合わせを 6 ケース、2 孔を使用する組み合わせを 5 ケース、3 孔を使用する組み合わせを 4 ケースがブラインドテストの対象となっている。また、コロケーテッド・コクリギングにおいて一次データまたは二次データの共分散から相互共分散を近似する際、両者間の相関係数を使用する。各ケースにおける電磁探査データと δ 180 および δ δ δ に示した。

図 4.6-47~図 4.6-52 にブラインドテスト各ケースの Cl・濃度の推定結果を示す。正解モデルには、10 孔を用いて推定した結果(Cl・濃度は図 4.6-43(b) および図 4.6-44(b)、 δ ^{18}O は図 4.6-45(b) および図 4.6-46(b)) を使用した。各ケースの推定結果は、標高-275 m における水平断面と HDB-3、HDB-8、HDB-4 近傍を通過する鉛直断面として表示した。また、正解モデルと推定値 とブラインドテストの各ケースの推定値の差から、深度ごとに RMSE を計算した(表 4.6-10,表 4.6-11)。

まず、CI:濃度について1孔のデータを使用した場合の水平断面をみると、使用するボーリング孔により推定結果が大きく異なった。6 ケースの中では、HDB-1 を使った場合(ケース 1-1)が最も正解モデルの再現性が高かった(図 4.6-47)。HDB-3 と HDB-7 のそれぞれを使った場合(ケース 1-2, 4)は、正解モデルに比べて全体的に推定値が高く、再現性が悪かった。HDB-6 と HDB-11 のそれぞれを使った場合(ケース 1-3, 6)は、正解モデルに比べてやや推定値が高くなった。一方、HDB-8 を使った場合(ケース 1-5)は、正解モデルに比べて推定値が低くなった(図 4.6-47)。この傾向は、鉛直断面でも同様であった(図 4.6-48)。ただし、HDB-7 は標高 0 m 以下では正解モデルに比べて推定値が高くなっているものの、標高 0 m 以上では推定値が低くなっている(図 4.6-48)。また、鉛直方向で RMSE を比較すると、どの深度でも同様に HDB-1 を使用した場合(ケース 1-1)で RMSE が最もが低く、HDB-7 を使用した場合(ケース 1-4)で最も高かった(表 4.6-10)。

2 孔のデータを使用した場合について、HDB-3 に HDB-5、HDB-6、HDB-7、HDB-11 のそれ ぞれを加えた場合 (ケース 2-1~4) と、HDB-6 と HDB-11 を使った場合 (ケース 2-5) で比較した。HDB-3 に HDB-5 を加えた場合 (ケース 2-1)、標高-275 m における RMSE は 1.08 であり、HDB-3 のみの場合 (RMSE=1.81) に比べて最も再現性が向上した (図 4.6-49)。一方で、HDB-3 に HDB-6、HDB-7、HDB-11 を加えた場合 (ケース 2-2~4) は、HDB-3 のみの場合と RMSE が同程度かやや小さくなるだけにすぎず、推定結果の大きな改善は認められなかった (図 4.6-49、表 4.6-10)。HDB-6 と HDB-11 を使用した場合 (ケース 2-5) は、HDB-11 のみを使用した場合 (ケース 1-6) よりも RMSE が低下しているが、HDB-6 のみを使用した場合 (ケース 1-3) と比べると RMSE が増加していた。

3 孔を使った解析(ケース $3-1\sim4$)は、2 孔を使用した 4 ケース(ケース 2-1,2,4,5)に HDB-7 を加えた解析である。3 孔を使用した全ケースともに 2 孔だけを使った場合に比べて RMSE が増加しており、正解モデルの再現性が低下したことがわかる(図 4.6-51、表 4.6-10)。

次に、 δ ¹⁸O について、各ケースの推定結果を比較した(図 4.6-53~図 4.6-58)。1 孔を使用した解析では、標高-275 m の水平断面の場合、Cl-濃度の場合と同様に、HDB-1 を使用した場合(ケース 1-1)が最も再現性が高かった。他の深度をみると、HDB-1 を使用した解析ケースでは、標高-475 m において極めて高い RMSE (5.59)が認められる。これは、HDB-1 の近傍の 2 つのグリッドで、実測値としてはありえない値(108%と 132%)が推定されたためである。同位置で

は他の深度でも高い値($40\%\sim60\%$)が推定される場合があった。コロケーテッド・コクリギングでは、一次データ(ボーリング孔データ)と二次データ(電磁探査データ)により拘束されるが、両者が整合しない場合、推定値にゆがみが生じることが考えられるが、これほど極端に高い値となった原因は不明である。上述のとおり HDB-1 を使用した場合は、異常値がでるグリッドがあるため、RMSE が高くなっているものの、全体のモデルとしてはうまく推定できていた。

1 孔を使用した解析の中で、再現性が最も悪かったのは、HDB-11 を使用した場合(ケース 1-6)であった(図 4.6-53、図 4.6-54、表 4.6-11)。HDB-3 に HDB-5 を加えた場合(ケース 2-1)、推定結果の再現性は大きく改善される(図 4.6-55、図 4.6-56、表 4.6-11)。一方、HDB-11 を加えると(ケース 2-4)、再現性が低下する。HDB-3 に HDB-6 あるいは HDB-7 を加えた場合(ケース 2-2,3)、僅かに再現性が改善する程度である。また、HDB-6 と HDB-11 を使った場合(ケース 2-5)は、HDB-6 単独の場合(ケース 1-3)に比べて RMSE が増加し、正解モデルの再現性が低下している。

ケース 2-1,2,4,5 に HDB-7 を加えた場合 (ケース 3-1~4)、いずれのケースも全ての深度で RMSE の低下が認められる (表 4.6-11)。

上述のとおり、HDB-1 のみを使用した解析では、CI-濃度と δ 18O の推定結果はともに、再現性 が非常に高い。このように、1 孔だけでもよいケースもあるが、他の1 孔を使ったケースでは、 推定結果がよくない。単独では推定結果が悪い HDB-3 であるが、CI-濃度とδ18O ともに HDB-5 を追加すると再現性が大きく改善される。HDB-5 は、大曲断層近傍に位置し、電磁探査データの 比抵抗が高い。また、ボーリング調査では、標高-400 m 以浅において、CI 濃度と δ ¹⁸O が低いサ ンプルが多数得られている。HDB-5を加えることで、Cl-濃度と δ 18O、電磁探査の比抵抗ともに 広範囲の値を網羅できたことが、再現性の向上につながったかもしれない。一方で、2 本目ある いは3本目にHDB-7を加えてCl-濃度を推定した場合、RMSEは増加し、正解モデルの再現性 という観点からいうと逆効果になっていた。HDB-7 のボーリング孔データは、標高·100 m から -350 m にかけてデータが得られていない。この領域は、比抵抗が深度とともに急激に低下してお り、データの偏りが関係している可能性がある。HDB-1 のように、1 本でも推定結果がよいとい う場合もあれば、ケース 2·1 のように、HDB·5 を追加することで推定結果が大きく改善する場合 もある。一方で、HDB-7のように、追加すると推定結果が悪くなる場合があることがわかった。 以上より、少ないボーリング孔を用いて三次元分布を推定する場合、ボーリング孔の位置の選 定は、非常に重要である。各ケースにおいて推定に使用したボーリング孔における地層の構成や、 水質データの取得箇所、数量が推定結果の精度に影響している可能性がある。今後、地球統計学 的手法を適用する際の最適なボーリング調査地点やサンプリング深度、数量、ボーリング調査順 序などを方法論の検討にフィードバックするためには、それらと推定誤差との関係を考察する必 要がある。

表 4.6-9 ブラインドテストで使用するボーリング孔と相関係数の一覧

							相関係数										
,	ァース		使用	する	るボ-	- リ:	ング	孔(HDE	3-)		電磁探査データ	(小)曲 庄	δ ¹⁸ O			
7	/ – ^	1	3	4	5	6	7	8	9	10	11	(114点、拘束あり)	UI /辰及	0 - 0			
	1-1	0										0	-0.82	-0.75			
	1-2		0									0	-0.89	-0.9			
1孔	1-3					0						0	電磁探査データ 114点、拘束あり)	-0.75			
170	1-4						0					0	-0.88	-0.66			
	1-5							0				0	-0.91	-0.9			
	1-6										0	0	-0.88	-0.9			
	2-1		0		0							0	0.74				
	2-2		0			0						0	-0.88	-0.81			
2孔	2-3		0				0					O -0	-0.83	-0.67			
	2-4		0								0	0	-0.75	-0.78			
	2-5					0					0	0	-0.74	-0.79			
	3-1		0		0		0					0	-0.74	0.84			
3孔	3-2		0			0	0					0	-0.89 -0.81 -0.88 -0.91 -0.88 -0.74 -0.84 -0.83 -0.75 -0.74 -0.74 -0.74 -0.74	-0.8			
371	3-3		0				0				0	0	-0.73	-0.7			
	3-4					0	0				0	0	-0.73	-0.77			
正角	翼ケース	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0					

1孔のデータを使用したCI-濃度の推定結果

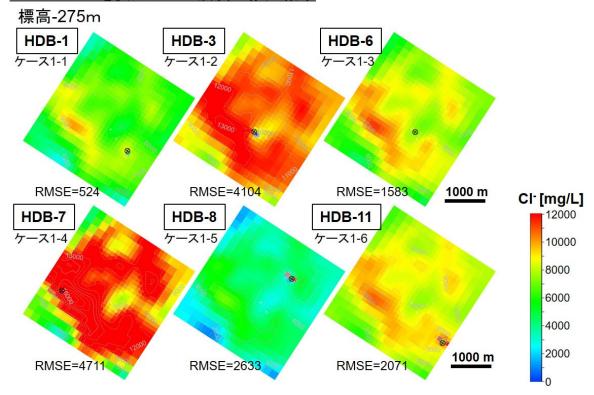


図 4.6-47 ブラインドテストにおいて 1 孔のボーリング孔データを使用した場合の Cl・濃度の推定結果 (水平断面)

1孔のデータを使用したCI-濃度の推定結果 Cl⁻[mg/L] <u>HDB-1</u> (ケース1-1) <u>HDB-3</u> (ケース1-2) <u>HDB-6</u> (ケース1-3) 0-10000 画 -500 戦 8000 <u>HDB-7</u> (ケース1-4) HDB-8 (ケース1-5) 6000 <u>HDB-11</u> (ケース1-6) 0-4000 瓣 -500-画 2000 -1000 0 1000 m

図 4.6-48 ブラインドテストにおいて 1 孔のボーリング孔データを使用した場合の Cl 濃度の推定結果 (鉛直断面)

2孔のデータを使用したCI-濃度の推定結果 標高-275m **HDB-3,5** HDB-3,6 HDB-3,7 ケース2-1 ケース2-2 ケース2-3 RMSE=541 RMSE=2907 RMSE=4130 1000 m Cl⁻ [mg/L] HDB-3,11 HDB-6,11 12000 ース2-4 ケース2-5 10000 -8000 6000 4000 2000 1000 m RMSE=2540 RMSE=1818

図 4.6-49 ブラインドテストにおいて 2 孔のボーリング孔データを使用した場合の Cl 濃度の推定結果 (水平断面)

2孔のデータを使用したCI-濃度の推定結果 CI-[mg/L] HDB-3,5 (ケース2-1) HDB-3,6 (ケース2-2) HDB-3,7 (ケース2-3) 0-10000 画 -500 戦 8000 HDB-3,11 (ケース2-4) 6000 <u>HDB-6,11</u> (ケース2-5) 0-4000 ლ -500-2000 0 -1000 1000 m

図 4.6-50 ブラインドテストにおいて 2 孔のボーリング孔データを使用した場合の Cl-濃度の推定結果(鉛直断面)

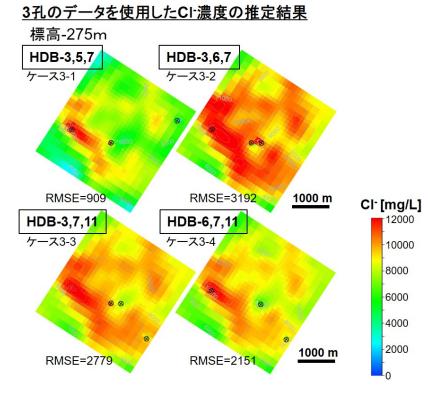


図 4.6-51 ブラインドテストにおいて 3 孔のボーリング孔データを使用した場合の Cl 濃度の推定結果 (水平断面)

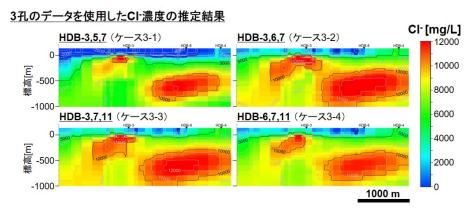


図 4.6-52 ブラインドテストにおいて 3 孔のボーリング孔データを使用した場合の Cl-濃度の推定結果 (鉛直断面)

表 4.6-10 ブラインドテストで得られた Cl-濃度の推定結果と正解モデルとの間の深度ごとの RMSE

							塩化物・	(オン濃度							
	ケース(使用	したボーリン	グ孔)												
	1-1	1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	2-1	2-2	2-3	2-4	2-5	3-1	3-2	3-3	3-4
標高	HDB-1	HDB-3	HDB-6	HDB-7	HDB-8	HDB-11	HDB-3,5	HDB-3,6	HDB-3,7	HDB-3,11	HDB-6,11	HDB-3,5,7	HDB-3,6,7	HDB-3,7,11	HDB-6,7,11
75 m	480	4337	1814	6008	1491	4588	1782	2851	1778	5053	4405	2293	1530	3663	3017
25 m	482	4303	1812	4957	1590	4247	1589	2875	2083	4711	4059	1948	1775	3521	2890
-25 m	489	4252	1653	3724	1956	3548	1232	2854	2740	4044	3309	1320	2239	3276	2578
-75 m	594	4174	1574	2956	2299	2974	946	2862	3343	3413	2650	858	2659	3053	2340
-125 m	616	4055	1589	3513	2389	2570	751	2916	3697	3031	2302	700	2970	2936	2282
-175 m	494	4001	1628	3923	2425	2345	661	2888	3838	2835	2141	725	3041	2880	2277
-225 m	497	3991	1557	4285	4087	2165	557	2819	3970	2667	1938	785	3061	2824	2192
-275 m	524	4104	1583	4711	2633	2071	541	2907	4130	2540	1818	909	3192	2779	2151
-325 m	428	4119	1608	5194	2844	2030	432	2887	4317	2456	1718	1050	3284	2764	2133
-375 m	458	4064	1590	5524	2601	1948	467	2873	4418	2375	1631	1148	3326	2723	2085
-425 m	367	4026	1514	5818	2641	1805	372	2811	4475	2294	1531	1209	3339	2695	2043
-475 m	394	4008	1483	5937	2681	1725	441	2782	4529	2258	1500	1265	3369	2692	2043
-525 m	272	4042	1496	6065	2628	1729	361	2800	4583	2273	1516	1295	3402	2705	2055
-575 m	329	4048	1503	6072	2623	1727	425	2811	4590	2273	1511	1298	3409	2692	2034
-625 m	201	4059	1500	5912	2571	1774	332	2816	4546	2332	1558	1251	3387	2717	2045
-675 m	137	4061	1490	5938	2560	1758	338	2817	4570	2327	1531	1287	3413	2735	2053
-725 m	147	4070	1498	5550	2516	1856	361	2814	4453	2429	1624	1196	3336	2780	2089
-775 m	118	4040	1484	5526	2539	1822	337	2799	4428	2394	1602	1169	3323	2749	2069
-825 m	118	4032	1484	4969	2497	1939	327	2784	4240	2512	1728	992	3196	2778	2105
-875 m	97	4014	1469	4949	2512	1927	310	2770	4221	2496	1719	967	3181	2761	2093
-925 m	126	4024	1481	4427	2459	2066	354	2768	4054	2634	1859	819	3066	2810	2140
-975 m	99	4029	1485	4435	2451	2068	348	2773	4060	2638	1861	825	3073	2816	2144

1孔のデータを使用したδ¹⁸Oの推定結果

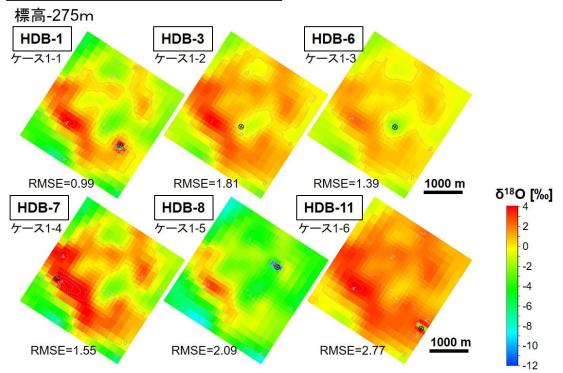


図 4.6-53 ブラインドテストにおいて 1 孔のボーリング孔データを使用した場合の δ ¹⁸O の推定結果 (水平断面)

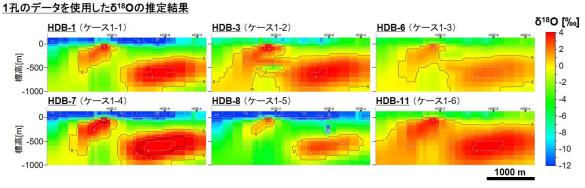


図 4.6-54 ブラインドテストにおいて 1 孔のボーリング孔データを使用した場合の δ^{18} O の推定結果 (鉛直断面)

2孔のデータを使用したδ¹⁸Oの推定結果

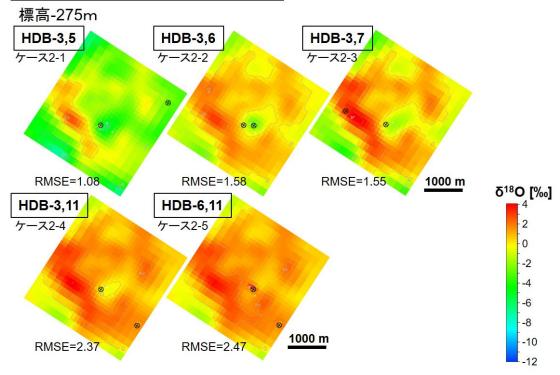


図 4.6-55 ブラインドテストにおいて 2 孔のボーリング孔データを使用した場合の δ ¹⁸O の推定結果 (水平断面)

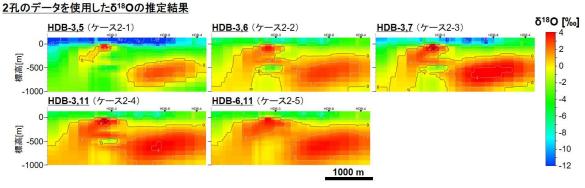


図 4.6-56 ブラインドテストにおいて 2 孔のボーリング孔データを使用した場合の δ^{18} O の推定結果 (鉛直断面)

3孔のデータを使用したδ18Oの推定結果

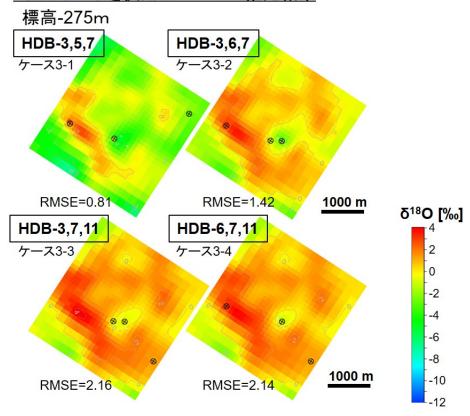


図 4.6-57 ブラインドテストにおいて 3 孔のボーリング孔データを使用した場合の δ ¹⁸O の推定結果 (水平断面)

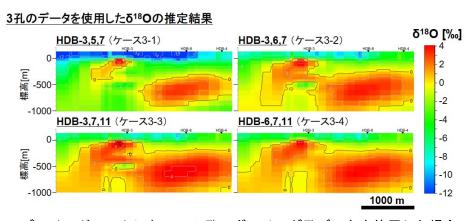


図 4.6-58 ブラインドテストにおいて 3 孔のボーリング孔データを使用した場合の δ^{18} O の推定結果 (鉛直断面)

表 4.6-11 ブラインドテストで得られた δ ¹⁸O の推定結果と正解モデルとの間の深度ごとの RMSE

							啟表	位体比							
	ケース(使用	したボーリン	グ孔)												
	1-1	1-2	1-3	1-4	1-5	1-6	2-1	2-2	2-3	2-4	2-5	3-1	3-2	3-3	3-4
標高	HDB-1	HDB-3	HDB-6	HDB-7	HDB-8	HDB-11	HDB-3,5	HDB-3,6	HDB-3,7	HDB-3,11	HDB-6,11	HDB-3,5,7	HDB-3,6,7	HDB-3,7,11	HDB-6,7,11
75 m	2.16	3.19	5.39	4.81	5.57	5.71	2.39	4.50	1.26	5.06	5.64	2.25	2.97	3.98	4.51
25 m	1.92	3.05	4.89	4.13	5.05	5.36	2.19	4.16	1.36	4.72	5.24	2.03	2.79	3.74	4.21
-25 m	2.01	2.63	3.74	3.22	4.17	4.94	1.87	3.34	1.40	3.97	4.29	1.68	2.33	3.23	3.49
-75 m	3.01	2.23	2.71	1.92	3.28	3.78	1.60	2.56	1.42	3.26	3.46	1.34	1.89	2.75	2.86
-125 m	2.73	2.02	2.14	1.56	2.75	3.31	1.43	2.13	1.48	2.86	3.05	1.16	1.69	2.51	2.58
-175 m	1.96	1.93	1.83	1.41	2.45	3.07	1.28	1.90	1.50	2.67	2.83	1.00	1.58	2.38	2.42
-225 m	1.37	1.86	1.56	1.40	2.20	2.89	1.16	1.71	1.52	2.50	2.58	0.88	1.47	2.26	2.24
-275 m	0.99	1.81	1.39	1.55	2.09	2.77	1.08	1.58	1.55	2.37	2.47	0.81	1.42	2.16	2.14
-325 m	0.72	1.75	1.19	1.67	1.72	2.59	0.93	1.46	1.56	2.23	2.23	0.66	1.35	2.05	1.98
-375 m	2.31	1.73	1.06	1.86	1.59	2.46	0.86	1.37	1.60	2.15	2.05	0.63	1.31	2.00	1.85
-425 m	1.41	1.69	0.96	2.04	1.43	2.40	0.79	1.28	1.63	2.11	1.96	0.59	1.25	1.98	1.80
-475 m	5.59	1.69	1.11	2.24	1.23	2.48	0.71	1.26	1.67	2.10	2.04	0.50	1.26	1.98	1.91
-525 m	1.29	1.72	1.15	2.30	1.21	2.47	0.72	1.30	1.69	2.12	2.05	0.54	1.28	2.00	1.90
-575 m	0.98	1.72	1.04	2.26	1.23	2.37	0.65	1.30	1.69	2.11	1.95	0.46	1.27	1.98	1.80
-625 m	0.83	1.72	1.05	2.14	1.39	2.38	0.70	1.33	1.64	2.15	1.96	0.49	1.25	2.00	1.79
-675 m	0.80	1.69	1.03	2.14	1.39	2.37	0.71	1.29	1.63	2.11	1.96	0.48	1.23	1.99	1.80
-725 m	0.71	1.73	1.16	1.94	1.54	2.50	0.79	1.40	1.60	2.19	2.10	0.54	1.30	2.04	1.91
-775 m	0.73	1.72	1.16	1.95	1.54	2.48	0.80	1.40	1.60	2.17	2.10	0.55	1.31	2.02	1.91
-825 m	0.63	1.78	1.32	1.66	1.73	2.63	0.88	1.53	1.56	2.30	2.26	0.61	1.37	2.10	2.03
-875 m	0.61	1.75	1.30	1.62	1.74	2.62	0.89	1.51	1.53	2.28	2.25	0.60	1.35	2.09	2.01
-925 m	0.51	1.82	1.49	1.35	1.94	2.78	0.97	1.66	1.50	2.43	2.43	0.68	1.43	2.19	2.15
-975 m	0.52	1.83	1.49	1.36	1.93	2.78	0.96	1.66	1.50	2.43	2.43	0.67	1.43	2.19	2.15

5) まとめ

令和3年度の検討の結果、地球統計学的手法としてコロケーテッド・コクリギングを適用して、電磁探査データをボーリング孔データと合わせて使用することで、Cl-濃度と δ ¹⁸O の推定精度を上げることができた。ブラインドテストの結果から、ボーリング調査の点数を減らしても、選ぶボーリング孔によっては少ない本数で精度のよい推定ができた。一方で、ボーリング孔の選び方によっては、複数のボーリング孔を加えても、推定精度が改善されない場合もあった。今後、ブラインドテストの結果の詳細な分析(例えば、データを取得している深度やそこの地層や電磁探査から得られる三次元比抵抗分布の精度の空間的な不均質性と、それらから導かれるバリオグラム関数の関係性の分析など)を進め、少ない点数でも精度が高い推定結果を得ることのできる条件を整理し、方法論の検討へのフィードバックとしてボーリング調査地点の適切な選定基準等を検討する。

参考文献

- Hale, D. (2013). Methods to compute fault images, extract fault surfaces, and estimate fault throws from 3D seismic images. Geophysics, 78(2), O33–O43.
- 本多眞, 山本真哉, 櫻井英行, 鈴木誠, 真田祐幸, 杉田裕, 松井裕哉, 地球統計学的手法 を用いた地下水水質分布の推定とその不確実性の評価, 土木学会論文集 C, vol. 66, no. 3, pp.609-624, 2010.
- 岸本宗丸, 高山純一, 横井浩一, 電磁法による地上物理探査, JNC TJ1420 2001-036, 2001.
- 松尾公一,根木健之,横井浩一,高橋武春,手島稔,幌延深地層研究計画における電磁法による 大曲断層調査,JNC TJ5410 2004-002, 2004.
- 中里裕臣, 竹内睦雄, 金喜俊, 電気探査法の技術動向とその適用性の評価, 農業土木学会誌, vol. 67, no. 11, pp.1169-1176, 1999.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成31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, 468p., 2020.

- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,令和2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,343p.,2021.
- 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.
- 酒井利啓, 石井英一, 幌延深地層研究計画における広域スケールを対象とした地質構造モデルの更新, JAEA-Data/Code 2021-009, 2021.
- 産業技術総合研究所,沿岸域塩淡境界・断層評価技術高度化開発平成 19 年度 成果報告書, 256p., 2008.

5まとめ

本事業では、地層処分事業の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を通じて、それぞれの水理・物質移行場に応じた方法論を整備することを目的としている。この目的の達成のために、結晶質岩が分布する東濃地域にある旧瑞浪超深地層研究所周辺地域を事例とした「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」と、堆積岩が分布する幌延地域にある幌延深地層研究センター周辺地域を事例とした「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」の課題に取り組んでいる。令和3年度の成果を以下に述べる。

5.1 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(瑞浪)

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。瑞浪地区では、移流が支配的な亀裂性岩盤を対象に、涵養域~流出域までの広域的な観点と研究坑道における詳細な観点から、地下水流動を調査してきた。広域的な観点では地下水年代測定を、詳細な観点では水理試験やトレーサー試験を実施してきた。しかしながら、瑞浪地区では、地下水年代でも求めた流速と割れ目に着目した流速には、オーダーで乖離がある。これらを解消するために、以下の検討を実施した。

- 1) 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化
 - ①地下水年代を対象とした解析技術の開発
 - ②水理パラメータ設定手法の開発
 - ③物質移行パラメータ設定手法の開発
- 2) 地下水年代測定技術の高度化

一つ目の研究課題では、①において、地下水年代を地下水モデルに考慮することにより、広域的な地下水流動・物質移行特性を評価する。②と③においては、坑道・施設スケール(数 m~数百メートルスケール)での割れ目の特性(走向傾斜、大きさ、水理特性、物質移行特性)から、スケールアップして広域の地下水・物質移行特性を評価する。両者を比較・検討し、その差を検討することで、広域の地下水流動・物質移行特性を適切に評価する方法を開発した。また、広域な地下水流動を評価する際の元データとなる地下水年代測定技術についても、新しい方法の整備、既存の方法の改良などを実施した。

上記の検討を行い得られた成果について以下に述べる。

5.1.1 広域スケールの地下水流動・物質移行解析技術の高度化

(1) 地下水年代を対象とした解析技術の開発

地下水年代測定結果を用いて逆解析を行い、降雨涵養量、各地層と断層の透水係数、間隙率の校正をおこなった。この結果、通常推定が困難な降雨量、透水係数、間隙率などを既存の結果と整合的に推定することができた。これは、全水頭、4He、14Cとそれぞれ流動特性が異なるものを使ったため、各項目で応答が異なり、適切に評価することができたと考えられる。また、調査の進捗に伴ってパラメータの推定値が改善されるかを検討するために、ボーリング調査の進捗を考慮した逆解析を行った。推定誤差や同定率を指標として用いることで、調査の進展にともなう推定値の改善を把握することができることがわかった。このような指標は、広域の調査計画(調

査工程、調査場所など)を立案、改善するときに、有益であると考えられた。

本検討では、地下水年代を考慮した地下水モデルの校正方法について、地下水流動・物質移行解析コードとして FEFLOW (商用コード)、逆解析コードとして PEST (公開コード) を用いた。このため、同様の検討は、誰でも可能であり、成果の普及の一助になると考えられる。

(2) 地下水年代を対象とした解析技術の開発

瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を対象に実施された既往研究や本事業で昨年度までに取得した調査データを用いて、施設スケール(瑞浪超深地層所を包含する 2km×2km の範囲)を対象とした水理パラメータの設定手法を整備した。岩盤の水理学的な不均質性のモデル化にあたっては、ECPM モデルと CPM モデルを用いた。施設周辺岩盤内の割れ目に起因する透水不均質性の影響を考慮した地下水流動解析を実施した結果、施設スケールの大局的な地下水流動は、低透水性の断層や堆積岩泥岩層といった大規模な不連続構造の影響を強く受けており、施設スケールの評価において最も重要なモデル化要素であり、これを基にモデル化することで、水理パラメータ設定手法としては CPM モデル、ECPM モデルの地下水流動評価においても、施設スケールと同様に大規模な不連続構造が不均質性のモデル化要素になると考えられ、水理パラメータ設定手法としては CPM モデル、ECPM モデルとも適用可能であると考えられた。

(3) 物質移行パラメータの設定手法の開発

岩盤内の水みち割れ目の分布等に起因する不均質性を広域スケールの地下水モデルの物質移行パラメータに反映させる方法について、瑞浪超深地層研究所周辺岩盤を事例として検討を行った。まず、100 m 以下のスケールで岩盤内に離散的に存在する多数の割れ目とマトリクスを表現したモデルを用いて物質移行解析を実施しそのスケールの間隙率と分散長を同定した後に、その同定結果を基に 100 m を超えるスケールの不均質連続体モデルを構築して物質移行解析を実施することで物質移行パラメータのアップスケーリングが可能であることを示した。

また、今回行った検討を基に、広域スケールの物質移行パラメータの設定に必要なデータの種類や取得するための調査方法を提示した。それら調査方法のうち露頭調査、地表からのボーリング掘削で取得した岩石コアを用いた地質観察や室内試験、ボアホール TV 検層、水理試験などは、数量や精度等について制限はあるものの概要調査段階においても実施可能と考えられる。

5.1.2 地下水年代測定技術の高度化

数万年程度の地下水年代測定について高精度化するために、瑞浪地域の地下水を対象として検討を進めてきた。数万年程度の地下水年代を評価するためには、従来の調査でも使用されてきた「ヘリウム(He)蓄積量」「無機放射性炭素(無機 ¹⁴C)」を評価の主軸とするのが良いと考えられる。一方、He はフラックスの影響を無機 ¹⁴C は地化学反応の影響を受けるため、He や ¹⁴C による評価結果と相補的に年代評価ができる指標があることが望ましい。

希ガス温度計は全希ガス濃度から涵養温度を推定する手法であり、本研究では大気の混入や脱ガスの補正方法、誤差の評価方法を検討した上で、瑞浪地域の地下水で涵養温度を評価した。その結果、涵養温度が無機 14 C や He による年代評価の妥当性を検証できる情報となり得ることを示した。また有機 14 C は地化学反応の補正なしに地下水年代を評価できる可能性があり、本研究では有機 14 C の適用性拡大に資する効率の良い有機物採取法を検討した。上記の検討結果から、希ガス温度計・有機 14 C については、工期等が実現可能な範囲であれば、調査すべき項目として挙げておくことが望ましいと考えられた。

5.1.3 内陸部の移流場を対象とした概要調査への反映

概要調査への反映については、昨年度は全体計画の部分についてとりまとめたため、今年度は個別計画の部分についてとりまとめた。具体的には、これまでに瑞浪超深地層研究所および東濃地区で実施してきた、割れ目での移流による輸送が支配的な地域での広域的な地下水流動・物質移行解析技術、①地下水年代を対象とした解析技術の開発、②水理パラメータ設定手法の開発、③物質移行パラメータ設定手法の開発の検討結果をまとめ、概要調査時の評価方法として、広域の水理特性・物質移行特性の検討フローを示した。あわせて、地下水年代測定技術についても、移流が卓越し、滞留時間が数万年程度となる場合を対象に、有効な地下水年代指標、サンプリング方法、分析方法、評価方法をとりまとめた。

5.2 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(幌延)

地層処分事業における概要調査では、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広がりを把握できることが重要となる。本事業では、概要調査に反映することを念頭に置いて、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可能な調査・評価技術の整備に取り組んでいる。既往の調査研究により、幌延地域の地下深部には、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が存在しており、このような地下水の存在は、地下水流動が遅く、拡散による物質輸送が支配的な領域(低流動域)であることを示す証左になる。本事業では、低流動域の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術を体系的に整備するために、以下の研究開発課題を設定した。

- 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化
- 低流動域の存在を確認するための技術の開発
- 長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系 化

一つ目の研究開発課題では、物理探査やボーリング調査といった地上からの調査により、現在の低流動域の三次元分布を推定する手法を整備する。二つ目の研究開発課題では、物理探査およびボーリング調査により推定される低流動域が、拡散が支配的な領域として評価可能なのか、また、その領域がどのような経緯により現在の状況になったのか(古水理地質学的変遷)を明らかにする。そして、三つ目の研究開発課題では、一つ目および二つ目の研究開発課題の成果に基づき、概要調査に反映すること念頭において、低流動域の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術を体系的に整理する。これについては、令和2年度において、幌延地域において実施された物理探査とボーリング調査に関する既往の研究成果を参照して、低流動域が存在することを前提に、その広がり(三次元分布)を地表から把握する際の物理探査範囲や仕様、ボーリングの配置、調査手順などを概略的な方法論として整理した。しかしながら、文献情報が十分にある場合を除き、概要調査の初期段階から低流動域の存在を認識することは難しいと考えられることから、令和3年度は、概要調査において低流動域を認識できるタイミングについて整理した。その結果、概要調査の初期段階は、基本的に流動域を認識できるタイミングについて整理した。その結果、概要調査の初期段階は、基本的に流動域を認識できるタイミングについて整理した。その結果、概要調査の初期段階は、基本的に流動域を認識できるタイミングについて整理した。その結果、概要調査の初期段階は、基本的に流動域を認識できるタイミングについて整理した。その結果、概要調査の初期段階は、基本的に流動域を認識できるタイミングについて整理した。その結果、概要

具体化や妥当性確認を行う。各課題の令和3年度の成果(結論)を以下に述べる。

5.2.1 低流動域の分布を概要調査で効率的に把握するための技術の高度化

令和2年度に実施した物理探査の結果を踏まえて推定された低流動域の三次元分布およびその推定手法の妥当性を確認するために、令和3年度はボーリング調査を実施した。本事業の物理探査やボーリング調査は、4.3 節に示した手順を前提としており、幌延深地層研究計画の既存孔のいずれかを1本、本事業の本ボーリング調査は2本目と位置付けた。2本目のボーリング調査は1本目の既存孔と電磁探査により推定した低流動域の広がりの境界を把握することが主目的である。令和3年度は、深度200mまで掘削し、声問層が分布する領域を調査した。その結果、Cl-濃度および酸素・水素同位体比の深度プロファイルが取得され、それぞれ、値が急変する箇所が認められれた。しかしながら、急変する深度はCl-濃度と酸素水素同位体比では異なっており、その要因については、次年度のボーリング調査の結果を踏まえて考察する必要がある。令和4年度は、深度200mからボーリング利掘削を行い、少なくとも低流動域と評価できる深度までデータを取得する計画である。水理学的に連結性を有する稚内層浅部を掘削する予定であり、その区間においても、Cl-濃度および酸素水素同位体比が急変する可能性がある。今後、ボーリング調査データに基づくHFB・1における低流動域分布の評価については、声問層中も含めCl-濃度および酸素水素同位体比の急変する要因の考察も含め、低流動域の境界として事前に評価した地点の特徴を明らかにする。その結果に基づき、方法論の整備へのフィードバックを示す予定である。

5.2.2 低流動域の存在を確認するための技術の開発

(1) 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

拡散場であることを示すことで、低流動領域であることを示すことができる。このため、本研究では、拡散で分離・分別する指標を用いて、拡散場を評価する方法を開発している。

拡散による分離・分別を明らかにするために、昨年度に引き続き、幌延のコアを用いて室内拡 散試験を実施した。塩化物イオンの拡散・分別係数について、声問層、稚内層のコアで試験を実 施し、データを蓄積した。さらに、今まで取得例の少ないヘリウムの拡散係数や分別係数を評価 可能な試験方法を提案し、3種類の岩石においてデータを取得した。

原位置を対象に、既存のボーリングで得られたコアから、リーチングや水蒸気測定法により、塩化物イオン濃度・同位体比や水素・酸素同位体比の深度分布を取得した。この深度分布を拡散方程式とコアで取得した拡散・分別係数で再現可能であること、拡散自体が100万年程度で発生していることを確認することができた。この拡散時間は、幌延地区との隆起時期とも整合するため、拡散が支配的であることを示すことができた。さらに、断層あるいは割れ目によって地下水が流入したと見られる地点でも、周辺の輸送は拡散で発生していることを示すことができた。

(2) 81Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討

81Kr は地表由来の水が地下に入ってからの時間(十~百万年程度)を評価するために有効な特性を持ち、処分の安全評価に有用であると考えられる。本研究では日本の地下水では適用例がない 81Kr による年代評価を幌延地域の地下水にて実施し、その有用性の確認と日本の地下水に適用する場合の課題の抽出を目的として検討を進めている。

⁸¹Kr の分析においては、地下水に溶存するメタンが大きな阻害要因となっており、これを除去する手法を開発した。昨年度模擬サンプルで検討した手法を幌延地域で取得した実サンプルに適用し、実サンプルにおける試験系や試験条件の最適化を試みた。その結果、メタンや水素など輸送・分析の阻害要因となるガスをほぼ完全に除去し、Kr を 90%以上回収可能な条件を設定する

ことができた。設定した条件を幌延立坑の複数箇所から取得したガスサンプルに適用し、メタンや水素を除去してサンプルを減量した上で、分析機関にサンプルを送付することに成功した。

(3) 地史を踏まえた水質形成機構の検討

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と考えられているような地下水が、海水と比較して低い CI-濃度を示すことや海水とは異なる酸素水素同位体比を示すことの要因を明らかにすることを目的として、令和3年度は、生物起源シリカの続成作用の影響評価を目的とした室内試験を実施し、得られた結果を用いて水質形成機構のモデル構築および数値解析を実施した。その結果、昨年度の予察解析結果と比較してより化石海水の組成と整合的な結果が得られたことから、モデルの更新は適切であったと判断された。

本事業において構築・更新した地層の埋没過程における圧密による間隙水の上方移動とシリカ 続成作用によるシリカ水および粘土鉱物の層間水の脱水を考慮した水質形成機構のモデルによる 解析の結果、地層の埋没過程において酸素同位体比が 0%より重く、水素同位体比が-10%~-20%程度、且つ、海水より最大で~約80%低い Cl-濃度を持つ地下水が形成され得ることが、改めて示された。このことにより、地下水と天水との混合は、約100万年前に地層の埋没過程から 隆起に転じた後に形成されたものであるという理解を、より合理的なものにすることが出来、拡散場調査の有効性の検討結果を支持することができる。さらに、深部地下水に見られる Cl-濃度 の希釈は、現在の地質環境において天水の浸透により短時間で生じた現象ではなく、百万年オーダーの長い時間をかけて形成されたものであると理解される。したがって、本節の結果からも、上述の水質を持つ深部地下の分布領域が低流動域であるとの考えが支持されると結論される。

5.2.3 低流動域を含めた広域スケールでの水理場・化学環境の評価技術の開発

(1) 低流動域を含めた水理場・化学環境を評価するためのモデル化・解析手法の整備

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の一環として、低流動域を含む広域地下水流動解析を実施する上で考慮すべき古水理地質学的変遷に関する解析への影響因子を抽出することを目的とし、幌延地域を対象とした既存のモデル化領域を見直すとともに、古地形変化や地層の透水係数、密度流、異常高圧、海水準、涵養量について感度解析を実施した。

その結果、非常にゆっくりとした超長期的な地下水流動においても地形の影響が大きいことが確認された。また、本事業で用いた 100 万年前の地形モデルのように比較的なだらかな地形の場合、海水準の変動の影響を受けやすいが、33 万年前および現在の地形モデルのような隆起後の地形の場合、海水準の変動の影響をほとんど受けないことが分かった。この他に、100 万年前の地形モデルのように比較的なだらかな地形の場合、動水勾配分布への影響については、密度流が影響を及ぼすことが確認されたものの、地下水年代への影響は見られなかった。また、解析モデル全体の透水性を変化させた場合は、動水勾配分布には影響が無いことが確認された。異常高圧の拘束条件を与えた場合、局所的に形成される涵養・流出域を除いた多くの領域において、地下水の流れは地表からの涵養ではなく、モデル側面や底面などからの流れであることが分かった。涵養量の変動については、流出域や涵養域を含む地形に対しても地下深部の長期的な地下水流動に対してはほとんど影響を与えないことが確認された。

今後は、非定常解析における地下水年代の評価について、蓄積型物質移行解析法などの異なる解析手法により評価可能かどうか検討するとともに、既存のボーリング調査などから得られた塩濃度分布あるいは酸素水素同位体比分布と比較することにより、解析手法の妥当性の確認を行うことで、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

高度化を図る。

(2) 長期的に安定な水理場や化学環境の三次元分布を地上から把握する調査・評価技術の体系的整理

本事業が前提とする概要調査における低流動域の三次元分布を推定する方法論を具体化する検討として、令和3年度は、令和2年度に取得した電磁探査データおよび反射法地震探査データを用いた再解析および、物理探査とボーリング調査データを用いた地球統計学的手法に基づく低流動域の三次元分布の推定を実施した。

電磁探査データを用いた解析については、センターを中心とした 3 km 四方(解析領域)の領域に対し高密度電磁探査を実施し、既存データも含めその領域に含まれる 99 点を用いた令和 2 年度の解析に加え、令和 3 年度は、解析精度の向上や拘束条件の検討を行うために、解析領域の外側に準解析領域を設けて、その領域に含まれる 15 点を加え、計 114 点のデータを用いたインバージョン解析を行った。その結果、調査対象とする解析領域の外側の測点を含めることで、解析領域の推定精度が向上することを示した。また、表層付近の比抵抗構造と地層の層厚(境界面の設定)を拘束条件として与えた解析を行った。その結果、拘束条件を与えることで、測点が少ない場合に生じる比抵抗分布の大きな変化を抑制できることが確認できた。その一方で拘束条件を与える際には、その根拠となる情報を用意することが肝要であることが示された。今後、これらの結果から方法論へのフィードバックを検討し反映する予定である。

準三次元反射法地震探査データを用いた解析では、地層・地質構造分布および低流動域の把握に対する反射法地震探査の適用性を検証することを目的とした。令和3年度の検討は、アトリビュート解析で得られた全データのうち、稚内層上面解釈面上に限定しており、十分な結論が得られなかった。今後、令和3年度に解析を実施した全ボリュームを対象に、さらなる解析結果の分析を進める。そして、準三次元反射法地震探査から抽出することができる不連続構造は何を示しているのか(例えば、声問層や稚内層に分布する小断層と整合しているか)や、抽出される不連続構造の密度(面積/体積)と比抵抗には関係があるのかといったことを整理し、準三次元反射法地震探査の低流動域の三次元分布推定に対する適用性の知見を、令和4年度に実施する方法論の整備にフィードバックする予定である。

地球統計学的手法に基づく低流動域の三次元分布の推定については、令和3年度の検討の結果、地球統計学的手法として電磁探査から得られる三次元比抵抗分布の具体的な不均質な分布を反映できるコロケーテッド・コクリギングを適用して、Cl-濃度と δ 18Oの推定精度を上げることができた。ブラインドテストの結果から、ボーリング調査の点数を減らしても、選ぶボーリング孔によっては少ない本数で精度のよい推定ができた。一方で、ボーリング孔の選び方によっては、複数のボーリング孔を加えても、推定精度が改善されない場合もあった。今後、ブラインドテストの結果の詳細な分析を進め、少ない点数でも精度が高い推定結果を得ることのできる条件を整理し、方法論の検討へのフィードバックとしてボーリング調査地点の適切な選定基準等を検討する。

令和4年度は、本事業の最終的な成果のまとめを行うために、また、本事業において得られた 知見を概要調査に対して円滑に導入可能な方法論として整備するために、概要調査における物理 探査の範囲やボーリングの配置、手順、工程の検討などの概略的な考え方を、流動域および低流 動域の方法論を統合した形に再構築し、本事業の成果に基づき詳細な方法論を提示する。その際、 流動域と低流動域における調査・評価技術の共通点や相違点などの整理を行い、物理探査やボー リング調査といった一連の地上からの調査における最適な手法を検討する予定である。

令和3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

一岩盤中地下水流動評価技術高度化開発一

報告書付録集

付録1 ボーリング調査における付帯工事およびボーリング掘削の実績

付録 2 掘削水管理

付録3 掘削モニタリングパラメータの取得

付録 4 岩芯記載要領

付録 5 岩芯記載の作業実績および岩芯写真

付録 6 物理検層の品質評価とデータ集

付録 1

ボーリング調査における付帯工事および ボーリング掘削の実績

1ボーリング調査に関する付帯工事

1.1 敷地工事

敷地工事は、計画工程 11 日に対し 13 日を要した。敷地工事の工程予実績を図 1-1 に示す。 新規入場者教育を実施後、ボーリング調査用地の草刈りを実施した。その後、鉄板敷設およびボーリング調査用地周囲にガードフェンスを設置した。

14B(350A)ガイド管をハンマビット工法で設置を試みたが、深度 13.4m まで挿入したところで先に進めなくなった。ハンマビット点検のため装置を引き上げたところ、ハンマビット周辺が粘性の高い粘土質の土で覆われていた。この地質状況では軟らかすぎてハンマビット工法では挿入が難しいと判断した。そのため、代替えの方法として、14B(350A)ガイド管の内側に 12B(300A)ガイド管をバイブロハンマ工法で挿入することにした。

14B(350A)をバイブロハンマで抜管を試行したところ,6.3m 分を回収できたということは,14B(350A)ガイド管は深度 6.1m から 13.4m 間に残置したことになる。切断した箇所は溶接部であった。抜管後,12B(300A)を挿入し,深度 13.4m まで降下した。深度 13.4m からバイブロハンマエ法で深度 20.0m まで 12B(300A)ガイド管を挿入した。

ガイド管設置後、セーラーを掘削し、鉄製セーラー枠を設置した。

	11月												12月							
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	1	2	3
作業内容	日	月	火	水	木	金	土	日	月	火	水	木	金	土	日	月	火	水	木	金
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	_	_	12	13						
敷地工事	Ľ		•																	
· 動員/新規入場者教育																••		計画		
・草刈り															L			実績		
• 鉄板敷設																				
ガードフェンス設置																				
・ハンマ工法機械搬入					ı															
・深度 20m にガイド管設置																				
・ハンマ工法機械搬出									••							L				
・セーラー掘削																				
・ハウス類搬入																				
・孔口測量																				
・ボーリング機材搬入準備																				
・予備日																		•		

図 1-1 敷地工事の工程予実績

1.2 ボーリング孔の孔口測量

ボーリング孔の孔口測量を実施した。坑口測量結果を表 1-1 と表 1-2 に示す。

表 1-1 孔口測量結果(世界測地系)

孔名	X	座標 Y座	標標高	
HFB-1	孔 1159	32.673 -30624	.754 59.192	

表 1-2 孔口測量結果 (日本測地系)

孔名	X座標	Y座標	標高
HFB-1 孔	115669.272	-30319.020	59.192

1.3 掘削準備工事

掘削準備工事は、計画工程 20 日に対し 19 日を要した。掘削準備工事の工程予実績を図 1-2 に示す。

櫓機材を搬入し、サブストラクチャの組立および櫓の組立を行った。櫓周辺では、アクセサリーの取付けや電気配線、泥水ラインの配管を行った。タンク周辺では、泥水タンクおよび泥水ポンプを設置し、電気配線や泥水ラインの配管を行った。

タンク周辺は、雨水などの混入の防止および積雪に耐える構造の仮設材で囲いを設けた。 PQ ロッドやドリルパイプなどの掘削機材を搬入し、掘削準備を行った。

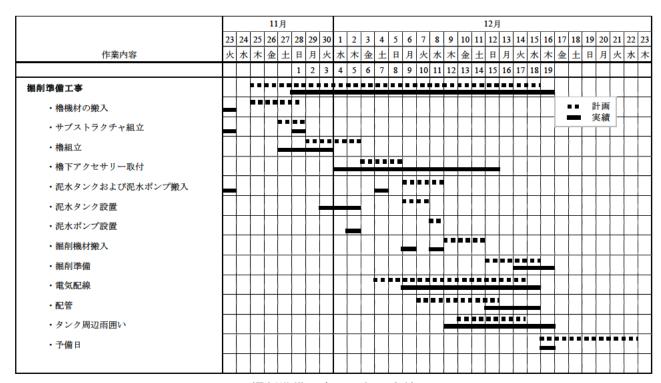


図 1-2 掘削準備工事の工程予実績

1.4 現場撤去

現場撤去のうち解体工事は、計画工程 14 日に対し 18 日を要した。解体工事の工程予実績を図 1-3 に示す。

解体工事1日目に、泥水タンク内の掘削水およびトレーサー水、汚水を搬出した。孔口にフランジを取付けて孔口養生をした。タンク周辺の雨囲いを撤去し、泥水タンクおよび泥水ポンプを搬出した。

櫓下アクセサリーを撤去後、櫓を解体し搬出した。

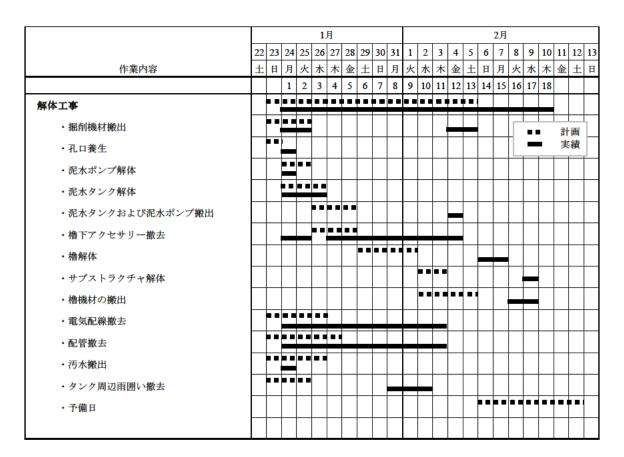


図 1-3 解体工事の工程予実績#

現場撤去のうち敷地復旧工事は、計画工程 6 日に対し 3 日を要した。敷地復旧工事の工程予実績を図 1-4 に示す。

敷地復旧工事は、仮設事務所のハウス類を搬出した。積雪および凍結により、ガードフェンスと 敷鉄板の撤去は物理的に困難と判断し、雪解けまで調査用地に保管することにした。

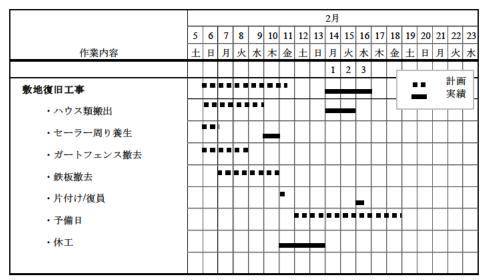


図 1-4 敷地復旧工事の工程予実績

2 ボーリング孔掘削

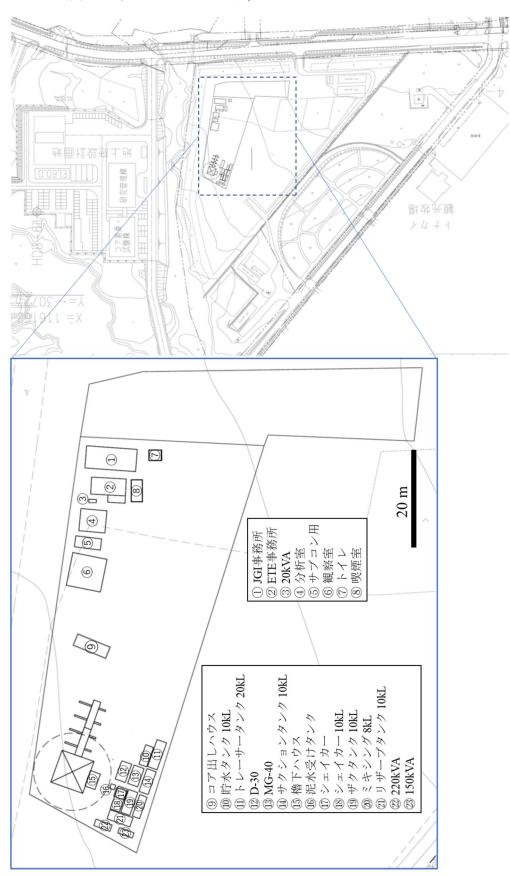
2.1 ボーリング機器および機材

本業務を完了させることができる十分な能力と耐久性を持つボーリングマシン,送泥ポンプ, 櫓など資機材を準備した。使用機材一覧を表 2-1 に示す。

表 2-1 使用機材一覧

	12 2-1	· 医角膜的 克	
機器名	名 称	能力	備考
ボーリングマシン	利根製 TSL-1	巻上能力 シングル 9 t 出力 90kw	4段ミッション+インバータ スピンドル+テーブル
ボーリング櫓	DR-25型	スタンタ゛ート゛型 7 0m×7 0m H=25m	耐荷重 80ton 風圧40m時
サブストラクチャー	自社製	ブロック形 2基 6 18m×2 19m×1 50m	/3N/11-40111 ⁿ / ₃
泥水ポンプ	鉱研製 MG-40型	MAX V 720L/min MAX P 6 0MPa	ミッション 掘削・拡孔時
泥水ポンプ	セキサク D-30型	MAX V 510L/min MAX P 6 9MPa	6段ミッション+インバータ セメンチング時
シェーカータンク	鉄製角形	容量 10kL 5 0m×2 0m×1 2m	
サクションタンク	鉄製角形	容量 10kL 5 0m×2 0m×1 2m	
ミキシングタンク	鉄製角形	容量 8kL 46m×16m×13m	
リザーブタンク	鉄製角形	容量 10kL 5 0m×2 0m×1 2m	
ザクタンク	鉄製角形	容量 10kL 5 0m×2 0m×1 2m	
マッドスクリーン	SASC JAPAN M3e	処理能力 1,893L/min 8~210メッシュ	振動モーター 5 5kw インバーター
ドリルパイプ	利根製	2-7/8'E-75 重量 16 22kg/m 外径70 0mm・内径54 6mm レンジ1	L≒60m 掘削・拡孔用
スーパーアームロボ	セキサク製	メークアップ トルケ MAX:7,870kg-m ブ レークアウトトルケ MAX:9,240kg-m	スピニングレンチ径:4~8" 100rpm/トルク80kg-m
WLロッド	クリステンセンマイカイ製	PQロッド 外径114 3mm・内径103 2mm	L=3 0m 重量 14 9kg/m
WLウインチ	NLC製2000型WLはイスト	ドラム巻き上げ能力9mmワイヤー×2,000m	動力 15kwモーター
ブレークアウトツール	NLC製	ブ [*] レークアウトトルク MAX:5,880kg-m メークアップ トルク MAX:3,920kg-m	油圧ホルダー耐荷重20ton
ドリルカラー	YBM製	6-1/2"レンジ2 外径165 1mm・内径57 15mm	L≒60m 90m 掘削・拡孔用
スタビライザー	TSK製	9-5/8" ニアー1本・ストリングス2本	掘削・拡孔用
フックブロック	セキサク製	HB-50型 耐荷重50ton	シーブ径 458mm 車数 3車
ウォータスイベル	キング製	32-GA 耐荷重36ton 53-GA 耐荷重54ton	WL用 掘削・拡孔用
ВОР	NLC製 BP-8	耐圧:2MPa φ73、φ89、φ120 6mm	
ドリルパイプエレベーター	TSK製	2-7/8"	耐荷重50ton
ケーシングパイプエレベーター	Wilson・セキサク製	8"	耐荷重100ton
ロータリースリップ	TSK製	2-7/8" DU型ショート	耐荷重100ton
ドリルカラースリップ	TSK製	4"~8"	耐荷重80ton
ロータリースパイダー	セキサク製	耐荷重100ton	
デリベリホース	住友理エホーステック	型式 1B140×210-65	耐圧14Mpa
配電盤	自社製		
ツールハウス	自社製	鉄製箱形	
	I		

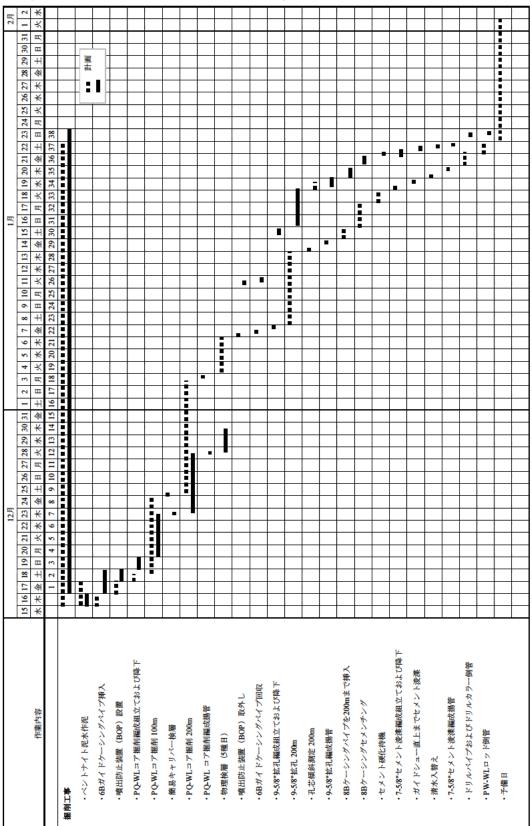




付 1-6

2.2 掘削作業

掘削工事は、計画工程 38 日に対し 38 日を要した。実績 38 日には年末年始休暇 9 日間を含んでいる。掘削工事の工程予実績を図 2-2 に示す。



2.2.1 ベントナイト泥水作泥

ベントナイト泥水を 15kL 作泥した。蛍光染料(アミノ G 酸) $\pm 10mg/L$ を作泥したベントナイト泥水に添加した。

2.2.2 12B ガイド管浚渫

敷地工事で 14B(350A)ガイド管をハンマビット工法で設置を試みたが、深度 13.4m まで挿入したところで先に進めなくなった。そのため、14B(350A)ガイド管の内側に 12B(300A)ガイド管をバイブロハンマ工法で 20.0m まで挿入した。このため、12B(300A)ガイド管の内側 13.4m から 20.0m 間に地層が存在する。12B(300A)ガイド管の内側 13.4m から 20.0m 間の地層を 10-5/8"トリコンビットで浚渫した。

2.2.3 6B ガイドケーシングパイプ挿入

10-5/8"浚渫編成を揚管し、解体した。6B ガイドケーシングパイプを深度 19.5m に設置した。ガイドケーシング設置後、セーラー面でガイドケーシングの落下防止対策とフランジを取付けた。

2.2.4 噴出防止装置 (BOP) 設置

6B ガイドケーシングのフランジに噴出防止装置 (BOP) を取付けた。

2.2.5 PQ-WL コア掘削編成組立ておよび降下

センターラック上で PQ アウターチューブにビットおよびリーミングオープナーを取付け、掘削編成を組立てた、PQ-WL コア掘削編成を孔内に降下した。

2.2.6 PQ-WL コア掘削

2021 年 12 月 21 日 3 時 20 分より PQ-WL コア掘削を開始し、同年 12 月 24 日 12 時に深度 103.90m に到達した。

2.2.7 簡易キャリパー検層

深度 103.90m で簡易キャリパー検層を実施した。簡易キャリパー検層の結果を図 2-3 に示す。

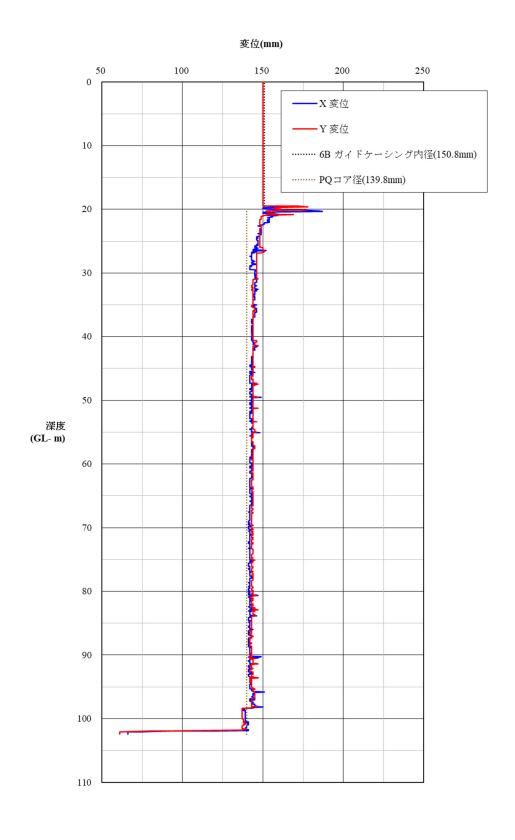


図 2-3 簡易キャリパー検層の結果

2.2.8 PQ-WL コア掘削

簡易キャリパー検層実施後、2021 年 12 月 24 日 20 時から PQ-WL コア掘削を深度 103.90m から再開し、同年 12 月 28 日 14 時 40 分に 200.00m に到達した。PQ-WL コア掘削 200.00m 掘り止め検尺を実施した。

2.2.9 PQ-WL コア掘削編成揚管

PQ-WL コア掘削編成を揚管し、物理検層の準備をした。

2.2.10 物理検層

物理検層(5種目)を実施した。

2.2.11 休工

掘削工事は,2021年12月31日から2022年1月8日の9日間,休工とした。なお、休工期間においても岩芯記載」は,12月31日から1月8日の間,作業をしている。

2.2.12 噴出防止装置 (BOP) 取外し

6B ガイドケーシングのフランジから噴出防止装置(BOP)を取外した。

2.2.13 6B ガイドケーシングパイプ回収

噴出防止装置(BOP)を取外した後、フランジとガイドケーシングの落下防止対策を取外した。

2.2.14 9-5/8"拡孔

9-5/8"拡孔編成を組立ておよび降下した。2022 年 1 月 16 日 11 時から 9-5/8"拡孔を開始し、同年 1 月 19 日 1 時 20 分に 200.00m に到達した。孔内洗浄の後、孔芯傾斜測定を実施した。

9-5/8"拡孔 200.00m 掘り止め検尺を実施した。

2.2.15 孔芯傾斜測定

9-5/8"拡孔 200.00m 掘り止め後, 2022 年 1 月 19 日 3 時に孔芯傾斜測定を実施した。孔芯傾斜測定結果を表 2-2 に示す。

測定日時	2022年1月19日 03:00
測定深度	200m
傾斜角	0° $05'$
方位角	-
備考	9-5/8"拡孔掘り止め

表 2-2 孔芯傾斜測定結果

2.2.16 9-5/8"拡孔編成揚管

9-5/8"拡孔 200.00m 掘り止め検尺終了後, 9-5/8"拡孔編成を揚管し, 8B ケーシングパイプ挿入準備をした。

2.2.17 8B ケーシングパイプを 200m まで挿入

8B ケーシングパイプ挿入前,8B ケーシングのアクセサリー (ガイドシュー,フロートカラー,セントラライザー) および8B ケーシングパイプの検尺を実施した。

2022 年 1 月 20 日 9 時 30 分から 8B ケーシングパイプの挿入を開始した。8B ケーシングパイプは、同年 1 月 20 日 17 時 30 分に深度 200m に到達した。

2.2.18 8B ケーシングセメンチング

8B ケーシングパイプを,深度 200m に挿入後,ドリルパイプにシーリングアダプターを取り付けたインナーストリングス編成を組立ておよび降下した。シーリングアダプターをフロートカラーに挿入し,泥水循環をした。

8B ケーシングセメンチングのセメントスラリーは、豊富町内のセメント工場で混合したものを ミキサー車で現場に搬入した。

8B ケーシングセメンチングは,先行水を 1,000L,セメントスラリーを 4,000L,後行水を 640L の順にセメンチングポンプで挿入した。孔口では,セメントスラリー送入の途中から泥水の回帰が止まった。セメント降下待機後, 12B ケーシングパイプ内側と 8B ケーシングパイプ外側の間隙に鉄錘を降下してセメント頭部を確認した。セメント頭部は,GL = 23.90m であった。

8B ケーシングセメンチングのデータを表 2-3 に示す。

セメント比重1.80sg単位出来上がり量85.4 L/100kg単位所要溶解水量53.8 L/100kg先行水1,000 Lセメントスラリー(普通ポルトランドセメント)4,000 L後行水640L

表 2-3 8B ケーシングセメンチングのデータ

2.2.19 セメント硬化待機

8B ケーシングセメンチング終了後、セメント硬化待機をした。セメント硬化待機中は、セメンチングに使用したポンプやタンク、ホース類の洗浄をした。また、インナーストリング編成を揚管し、セメント浚渫の準備をした。

2.2.20 7-5/8"セメント浚い編成組立ておよび降下

セメント硬化待機後、7-5/8"セメント浚い編成組立ておよびフロートカラー上まで降下した。

2.2.21 セメント浚渫

7-5/8"セメント浚い編成後,2022年1月22日8時30分からセメント浚渫を開始した。セメント浚渫は、ガイドシュー上まで行い同年1月22年12時10分に到達した。

2.2.22 清水入替え

7-5/8"セメント浚いをガイドシュー上まで到達後,8Bケーシングパイプ内を泥水から清水に入替えた。

2.2.23 7-5/8"セメント浚い編成揚管

8Bケーシングパイプ内を清水に入替え後,7-5/8"セメント浚い編成を揚管した。

2.2.24 ドリルパイプおよびドリルカラー倒管

ドリルパイプおよびドリルカラーは、7-5/8"セメント浚い編成を揚管しながら1本ずつ倒管した。

2.2.25 PQ-WL ロッド倒管

ドリルパイプおよびドリルカラーを倒管後、PQ ロッドを孔内に降下し揚管しながら1本ずつ倒管した。

付録2

掘削水管理

掘削水の管理

1 水井戸水の管理

ボーリング孔掘削に使用する掘削水は、幌延町内の水井戸から採取した地下水を使用した。掘削水は、専用のタンクに貯水し、雨水などの混入を防止する対策を行った。

物理検層の電磁式フローメータ検層前の孔内洗浄および 8B ケーシングパイプ設置後の清水入替えの掘削水は異なるタンクを使用した。

水井戸水は、週1回の頻度で500cc程度ポリ瓶に採取し、提出した。採取は掘削前より開始し、掘削終了後まで継続した。採取した井戸水試料を表1に示す。

番号	試料採取日時	採水量
No.1	2021年12月13日(月) 9時41分	500cc ポリ瓶×1 本
No.2	2021年12月20日(月)10時23分	500cc ポリ瓶×1 本
No.3	2021年12月26日(日)13時10分	500cc ポリ瓶×1 本
No.4	2022年1月10日(月)9時30分	500cc ポリ瓶×1 本
No.5	2022年1月18日(月)9時10分	500cc ポリ瓶×1 本
No.6	2022年1月24日(月)14時40分	500cc ポリ瓶×1 本

表 1 採取した井戸水試料

2掘削水のモニタリング

掘削水およびボーリング孔から戻ってきたリターン水は、専用のタンクに貯水し、雨水などの 混入を防止する対策を行った。掘削水のピットレベル、pH、温度、電気伝導度、掘削水比重の連 続モニタリングを行った。

ボーリング掘削の PQ-WL コア掘削段階終了時に、掘削水を 500cc 程度採取し、原子力機構に提出した。採取した掘削水試料を表に示す。

予定外のケーシングパイプの設置、逸水、湧水等により掘削を中断する事象の発生はなかったので、PQ-WLコア掘削段階終了時以外の掘削水は採取していない。

番号	試料採取日時	採水量
No.1	2021年12月28日(火)13時40分	250cc ポリ瓶×2 本

表 2 採取した掘削水試料

3 掘削水のトレーサー用蛍光染料の調整

掘削水のトレーサー用蛍光染料の調整の工程予実績を図 1に示す。

								12月								\vdash										1	ш										Н	2月	
	8 9 10 11 12 1	10	12	13 14	15	16 17	18	19 20	21	22 23	24	25 26	27	28 29	30	31 1	2	3 4	S	6 7	∞	9 10	0 111	12 13	13 14	15	16 17	18	19 20	21	22 23	24	25 26	27	28 29	30	31 1	2	3 4
作業内容	木木金土目	金土	H	月火	¥	木金	H	В В	火	木木	御	土目	Я	火木	*	金土	ш	月水	¥	木	7	日月	×	*	木	Ŧ	В Я	×	木	倒	H	Я	火	*	金土	В	月火	¥	木金
	1	2 3	1 2 3 4 5	9 9	2 8	6 8	11 01	12	13	14 15	16 17	7 18	61	20 21	22 2	23 24	25	28 27	28	29 30	31	32 33	34	35 36	37	38 39	9 40	41	42 43	44	45 46	47	\vdash				L		
捆削準備作業				\vdash														\vdash				\vdash		\vdash					\vdash		\vdash		\vdash			Ľ	:	三量	_
· 動員/新規入場者教育	:1			_																																	ı		
· 蛍光染料分析準備		:		H	Ξ																		1	+	I														
・掘削水へ蛍光染料添加・濃度調整				٠	1													\vdash											\vdash										
																		_											\vdash		_								
捆削作業																																							
・掘削水の蛍光染料濃度測定・濃度調整					••	•			: 1	Ħ			#	:	:	•	•		፧	•	÷	₽	:		።		: 1	:1		#	:	:	•	•	:	:	:	_	
・撤収・片付け				_														_						_					_		┸	1					_	÷	_
据削作業				\vdash	_	#	ШΙ		i			:			ш		•		÷			#										:	•		:			•	
・年末年始休暇																+	1	+	1	+	I																		

付 2-2

トレーサー用の蛍光染料は、アミノG酸を使用し、掘削水および孔内洗浄水には、蛍光染料を10ppm(mg/L)の濃度になるように添加した。

蛍光染料の濃度の測定は蛍光光度法により行い,蛍光分光光度計は,日本分光社製 FP8200DS を使用した。

掘削水に蛍光染料を添加後は、サンプリングを行い、蛍光染料濃度を測定し、蛍光染料濃度が定められた値に対して $\pm 10\%$ の範囲($9ppm \sim 11ppm$)にあることを確認した上で掘削を開始した。掘削中は、3時間毎にリターン水をサンプリングし、蛍光染料濃度を測定した。蛍光染料濃度が $\pm 10\%$ 以上変動する事象は発生しなかったため、掘削を一時中断し、濃度を調整することは無かった。

掘削水のアミノ G 酸濃度測定および調整記録を表 から表 に示す。

PQ-WL コア掘削中のアミノ G 酸濃度をグラフ化したものを図 2 に示す。また、9-5/8"拡孔中のアミノ G 酸濃度をグラフ化したものを図 3 に示す。

表 3 掘削水のアミノ G 酸濃度測定および調整記録 その1

月日	時間	掘削深度 (mbh)	рН	電気伝導度 (mS/m)	水温 (°C)	アミノG酸 濃度 (mg/L)	アミノG酸 添加量 (g)	備考
12月15日	16:00	/	7.1	15.8	7.1		(8)	
12月15日	16:25						145.0	清水タンク水量14.5m ³ にアミノ G酸145g添加
12月15日	17:00		7.1	15.3	6.8	10.3		
12月16日	13:40					8.9		サクションタンクの泥水7㎡(1 回目作泥)
12月16日							11.2	アミノG酸11.2g添加
12月16日	15:30		9.6	77.5	8.6	10.6		アミノG酸添加後の濃度
12月16日	16:30		9.5	80.3	8.3	9.4		サクションタンクの泥水8.7㎡ (2回目作泥)
12月17日	10:10		7.3	15.3	10.1	4.5		清水タンク16.84m³
12月17日	10:50						97.4	清水タンク16.84m³にAG97.4g添加
12月17日	12:00					9.1		清水タンク
12月17日	13:00					5.8		清水タンク
12月17日	13:30						72.1	清水タンク16.84m³にAG72.1g添
12月17日	14:00		7.1	14.4	11.2	9.8		清水タンク
12月17日	16:40	18.0	9.2	70.7	8.9	8.4		12Bケーシング内浚渫中、サクションタンク泥水
12月18日	8:40	20.0					25.2	サクションタンク12m³に AG25.2g添加
12月18日	9:30	20.0	9.2	75.8	5.0	10.9		リターン泥水測定
12月21日	3:00	20.0	9.5	97.5	8.8	9.6		リターン泥水測定
12月21日	3:30						10.0	サクションタンク12㎡にAG10.0g 添加 (6L) 深度21.03m でワイヤーフィン停 止、泥水循環のためAG添加継
12月21日	6:00	21.0	9.3	78.1	5.1	9.8		は リターン泥水測定(泥水循環
12月21日	6:40	21.8	9.0	76.3	7.0	10.1		中) リターン泥水測定(掘削中)
12月21日	13:10		9.1	76.5	11.1	10.2		リターン泥水測定(泥水循環
12月21日	14:40		7.7	20.6	6.7	9.6		中) 清水タンク
,,,==,				1				15:30掘削再開
12月21日	18:30	24.6	9.2	76.8	8.0	10.1		リターン泥水測定(循環中)
12月21日	21;00	27.0	9.1	80.1	7.2	9.8		リターン泥水測定 (掘削中)
12月21日	21:45	27.6					10.0	サクションタンク10.6㎡に AG10.0g添加(6L)

表 4 掘削水のアミノ G 酸濃度測定および調整記録 その2

月日	時間	掘削深度 (mbh)	pН	電気伝導度 (mS/m)	水温 (°C)	アミノG酸 濃度 (mg/L)	アミノG酸 添加量 (g)	備考
12月22日	0:00	30.2						ワイヤーライン、泥水循環停止 中のため測定延期
12月22日	1:00	30.2	9.1	96.8	8.2	10.9		ワイヤーライン停止、泥水循環 中のためサクションタンクから 採水
12月22日	3:00	33.1	9.0	80.2	8.1	10.7		ワイヤーライン停止、泥水循環 中のためサクションタンクから 採水
12月22日	4:00	35.2	8.9	85.3	7.7	10.5		リターン泥水測定 (掘削中)
12月22日	6:55	39.3	8.9	84.9	7.9	10.5		リターン泥水測定 (掘削中)
12月22日	9:00	42.07	9.0	69.6	9.9	10.4		リターン泥水測定 (掘削中)
12月22日	12:00	46 54	9.0	97.7	9.7	10.1		リターン泥水測定 (掘削中)
12月22日	14:00	48.42	8.8	106.7	10.3	9.6		リターン泥水測定 (掘削中)
12月22日	14:40	49.5					10.0	泥水11.8㎡、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
12月22日	15:00	49.5	8.9	98.3	9.3	9.9		リターン泥水測定 (掘削中)
12月22日	18:00	52.63	8.9	101.3	10.1	10.9		リターン泥水測定 (掘削中)
12月22日	21:00	58 56	8.7	119.9	8.7	10.1		リターン泥水測定 (掘削中)
12月23日	0:00	62 38	8.7	124.7	7.8	10.2		リターン泥水測定 (掘削中)
12月23日	3:00	63.41	8.8	119.6	7.8	10.0		リターン泥水測定 (掘削中)
12月23日	6:00	68 97	8.7	128.7	7.4	9.7		リターン泥水測定 (掘削中)
12月23日	6:40						10.0	泥水10.5㎡、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
12月23日	9:00	71 92	8.8	124.8	7.4	10.9		リターン泥水測定 (掘削中)
12月23日	12:00	74.87	8.8	120.9	8.2	10.6		リターン泥水測定 (掘削中)
12月23日	15:00	79 21	8.7	139.0	6.8	10.5		リターン泥水測定 (掘削中)
12月23日	18:20	83.9	8.7	129.0	8.3	10.1		リターン泥水測定 (掘削中)
12月23日	21:00	87.4	8.5	144.0	8.0	10.1		リターン泥水測定 (掘削中)
12月24日	0:00	91.3	8.8	137.6	8.1	9.7		サクションタンクの循環水測定
12月24日	0:55						10.0	泥水10.8㎡、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
12月24日	3:00	94.2	8.7	140.6	8.3	9.8		AG全量(6L)は添加されていな いリターン泥水測定(掘削中)
12月24日	6:00	97 36	8.7	146.5	6.8	10.5		リターン泥水測定 (掘削中)
12月24日	9:00	101.16	8.5	153.7	8.1	10.5		リターン泥水測定 (掘削中)
12月24日	12:00	103.86	8.7	160.1	7.9	10.4		リターン泥水測定 (掘削中)
12月24日	21:00	106.58	8.5	165.5	8.2	9.8		リターン泥水測定 (掘削中)

表 5 掘削水のアミノ G 酸濃度測定および調整記録 その3

月日	時間	掘削深度	pН	電気伝導度	水温	アミノG酸 濃度	アミノG酸 添加量	備考
10 11 24 11	21.10	(mbh)		(mS/m)	(°C)	(mg/L)	(g)	泥水9.9㎡、サクションタンクに
12月24日	21:40						10.0	AG10.0g添加(6L)
12月25日	0:00	109.31	8.7	151.9	7.6	11.0 (10.96)		サクションタンクの循環水測定 (コア採取作業中、凍結防止の ための循環)
12月25日	3:00	112.29	8.7	163.3	6.9	10.0		サクションタンクの循環水測定 (コア採取作業中、凍結防止の ための循環)
12月25日	4:45	113.37	8.5	171.3	6.6	10.1		リターン泥水測定 (掘削中)
12月25日	6:00	114.88	8.7	161.6	6.6	10.0		サクションタンクの循環水測定 (コア採取作業中、凍結防止の ための循環)
12月25日	9:00	116.24	8.6	155.4	5.5	10.4		リターン泥水測定 (掘削中)
12月25日	12:00	121.29	8.5	166.1	7.1	10.0		リターン泥水測定 (掘削中)
12月25日	15:00	122.73	8.6	158.3	7.2	9.9		リターン泥水測定 (掘削中)
12月25日	18:00	124.99	8.6	160.0	7.7	9.9		リターン泥水測定 (掘削中)
12月25日	21:00	129.03	8.4	178.6	7.5	9.6		リターン泥水測定 (掘削中)
12月25日	21:35						10.0	泥水10.2㎡、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
12月26日	0:00	132.65	8.4	181.9	8.3	11.0 (10.98)		リターン泥水測定 (掘削中)
12月26日	3:00	134.82	8.5	181.6	7.7	10.0		リターン泥水測定 (掘削中)
12月26日	6:00	136.67	8.5	178.5	8.0	10.6		リターン泥水測定 (掘削中)
12月26日	9:00	139.9	8.5	174.8	8.0	10.0		リターン泥水測定 (掘削中)
12月26日	12:00	142.9	8.6	166.4	8.6	10.0		リターン泥水測定 (掘削中)
12月26日	15:00	145.9	8.5	168.9	8.5	10.3		リターン泥水測定 (掘削中)
12月26日	15:20		7.2	15.1	5.9	3.3		清水タンク13.86m3 (清水追加)
12月26日	15:40						100.0	清水タンク13.86m3、清水タン クにAG100.0g添加
12月26日	17:00					10.8		清水タンク13.86m3、AG添加後 の濃度測定
12月26日	18:00	148.9	8.5	169.4	7.4	10.4		リターン泥水測定 (掘削中)
12月26日	19:00		7.2	16.5	5.9	10.2		清水タンク13.86m3、AG添加後 の濃度測定
12月26日	21:00	151.35	8.6	177.3	7.2	9.4		リターン泥水測定 (掘削中)
12月27日	0:00	155.2	8.4	177.9	9.4	9.1		リターン泥水測定 (掘削中)
12月27日	0:20						10.0	泥水11.1m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
12月27日	3:00	157.75	8.5	182.3	8.5	9.6		リターン泥水測定 (掘削中)
12月27日	4:00		7.4	17.9	5.2	9.6		清水タンク13.86m3
12月27日	6:00	163.17	8.4	195.1	8.3	9.4		リターン泥水測定 (掘削中)

表 6 掘削水のアミノ G 酸濃度測定および調整記録 その 4

月日	時間	掘削深度 (mbh)	рН	電気伝導度 (mS/m)	水温 (°C)	アミノG酸 濃度 (mg/L)	アミノG酸 添加量 (g)	備考
12月27日	6:20						10.0	泥水10.8m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
12月27日	9:00	166.2	8.3	185.1	8.7	11.0 (10.97)		リターン泥水測定 (掘削中)
12月27日	12:00	167.53	8.4	185.6	9.7	10.4		リターン泥水測定 (掘削中)
12月27日	15:00	169.49	8.4	185.7	9.3	9.8		リターン泥水測定 (掘削中)
12月27日	18:00	173.87	8.3	185.1	9.3	9.5		リターン泥水測定 (掘削中)
12月27日	18:30						10.0	泥水10.2m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
12月27日	21:00	178.79	8.4	202.0	8.4	9.5		リターン泥水測定 (掘削中)
12月27日	22:00	181.7	8.2	206.0	8.4	9.4		リターン泥水測定 (掘削中)
12月27日	22:30						10.0	泥水9.9m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
12月28日	0:00	183.85	8.3	208.0	8.0	10.1		リターン泥水測定 (掘削中)
12月28日	3:00	186.32	8.3	207.0	8.7	10.4		リターン泥水測定 (掘削中)
12月28日	6:00	190.85	8.4	209.0	8.2	9.9		リターン泥水測定 (掘削中)
12月28日	9:00	193.71	8.3	216.0	9.3	10.2		リターン泥水測定 (掘削中)
12月28日	12:00	198.47	8.3	203.0	9.9	9.7		リターン泥水測定 (掘削中)
12月28日	14:40	199.98	8.4	209.0	8.5	9.6		リターン泥水測定 (掘削中)
12月28日	18:00		7.5	16.9	4.7	10.4		清水タンク13.75m3
1月16日	11:00						10.0	泥水10.7m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
1月16日	12:00	22 95	8.2	204.0	10.3	10.3		リターン泥水測定 (掘削中)
1月16日	15:00	29 11	8.3	213.0	9.3	9.7		リターン泥水測定 (掘削中)
1月16日	18:00	35.9	8.2	225.0	10.5	9.6		リターン泥水測定 (掘削中)
1月16日	21:00	47.5	8.3	240.0	10.8	9.1		リターン泥水測定 (掘削中)
1月16日	21:20						10.0	泥水11.3m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
1月17日	0:00	56.75	8.3	248.0	11.0	9.5		リターン泥水測定 (掘削中)
1月17日	0:20						10.0	泥水11.0m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
1月17日	3:00	65 59	8.3	258.0	11.1	9.9		リターン泥水測定 (掘削中)
1月17日	6:00	77 58	8.3	274.0	11.5	9.7		リターン泥水測定 (掘削中)
1月17日	6:30						10.0	泥水10.6m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
1月17日	9:00	85 32	8.3	278.0	12.1	10.6		リターン泥水測定 (掘削中)
1月17日	12:00	96.3	8.3	295.0	12.6	10.5		リターン泥水測定 (掘削中)

表 7 掘削水のアミノ G 酸濃度測定および調整記録 その 5

月日	時間	掘削深度 (mbh)	рН	電気伝導度 (mS/m)	水温 (°C)	アミノG酸 濃度 (mg/L)	アミノG酸 添加量 (g)	備考
1月17日	15:00	104.94	8.3	296.0	13.1	9.5		リターン泥水測定 (掘削中)
1月17日	15:30						10.0	泥水10.6m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
1月17日	18:00	115.65	8.3	296.0	12.6	10.2		リターン泥水測定 (掘削中)
1月17日	21:00	121.98	8.3	304.0	13.1	9.8		リターン泥水測定 (掘削中)
1月18日	0:00	132.47	8.3	316.0	13.7	9.9		リターン泥水測定 (掘削中)
1月18日	3:00	140.46	8.3	311.0	13.4	9.2		リターン泥水測定 (掘削中)
1月18日	4:00						10.0	泥水10.6m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
1月18日	6:00	149.53	8.3	319.0	13.8	9.7		リターン泥水測定 (掘削中)
1月18日	9:00	157.09	8.2	320.0	14.5	9.4		リターン泥水測定 (掘削中)
1月18日	10:00						10.0	泥水10.8m3、サクションタンク にAG10.0g添加(6L)
1月18日	12:00	165.6	8.2	320.0	15.0	10.4		リターン泥水測定 (掘削中)
1月18日	15:00	173.48	8.2	336.0	14.8	10.5		リターン泥水測定 (掘削中)
1月18日	18:00	181.3	8.3	333.0	14.8	9.2		リターン泥水測定 (掘削中)
1月18日	18:30						10.0	泥水10.6m3、サクションタンク にAG10.0g添加 (6L)
1月18日	21:00	188.35	8.3	326.0	15.1	9.9		リターン泥水測定 (掘削中)
1月19日	0:00	197.42	8.3	328.0	15.6	9.3		リターン泥水測定 (掘削中)
1月19日	9:00	200	8.4	329.0	15.1	8.9		孔内循環泥水測定(掘削終了後 75h)
1月19日	9:30						12.0	泥水10.5m3、サクションタンク にAG12.0g添加 (6L)
1月19日	15:00		7.6	17.4	6.5	9.8		清水タンク11.83m3
1月19日	15:30						2.0	清水タンクにAG2g添加
1月20日	15:00		7.6	19.9	5.4	10.5		清水タンク11.63m3
1月22日	8:00		7.6	18.5	8.6	9.0		清水タンク10.02m3
1月22日	8:30						12.0	清水タンクにAG12g添加
1月22日	9:00		7.6	18.5	6.4	9.7		清水タンク
1月22日	12:20		7.6	18.8	6.0	8.6		清水タンク10m ³
1月22日	13:00						32.0	清水タンク10m³にAG32g添加
1月22日	14:00		7.6	18.4	5.2	9.8		清水タンク

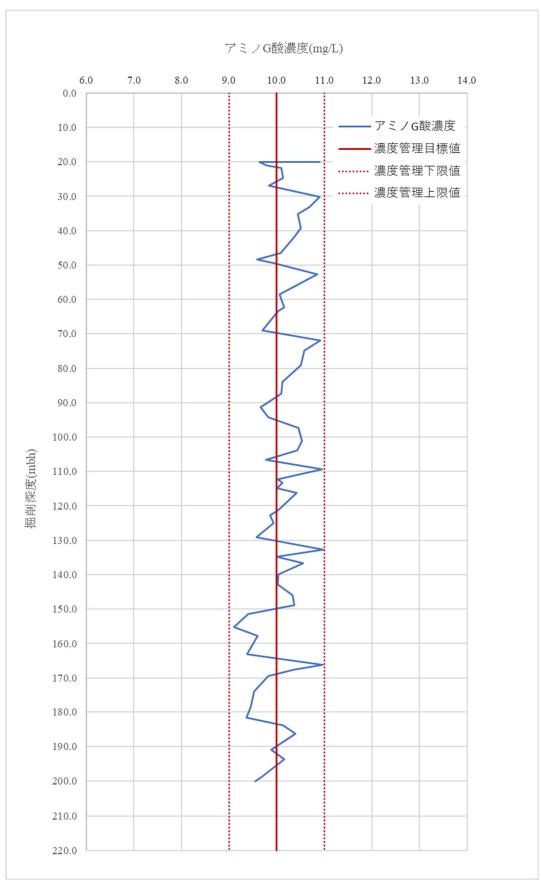


図 2 PQ-WL コア掘削中のアミノ G 酸濃度

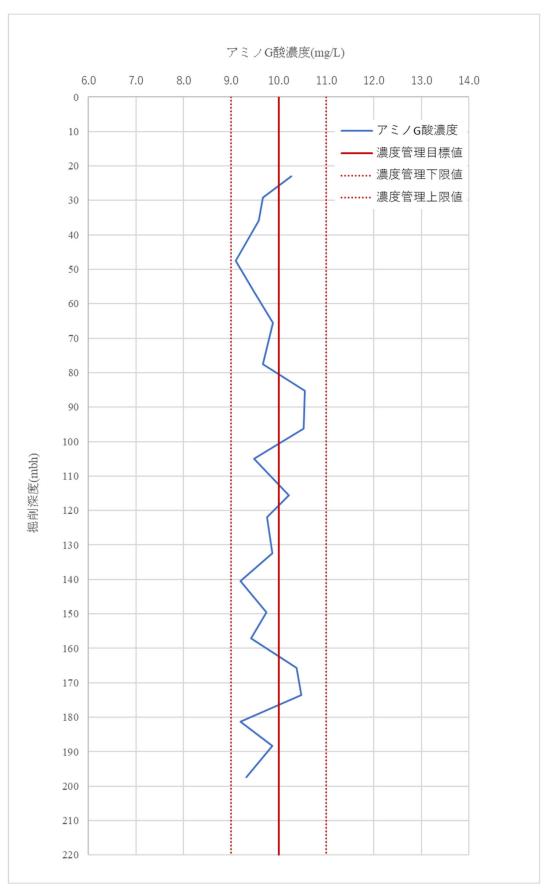


図 3 9-5/8"拡孔中のアミノ G 酸濃度#

付録 3

掘削モニタリングパラメータの取得

掘削モニタリングパラメータの取得

掘削モニタリング装置準備の工程予実績を図1に、掘削モニタリング装置解体の工程予実績を図2にそれぞれ示す。

	12月															
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
作業内容	木	金	土	日	月	火	水	木	金	土	日	月	火	水	木	金
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
掘削モニタリング装置準備											Г	•		計	画	7
・動員	ļ '	-	==										_		ミ績	
・新規入場者教育/装置準備			_	••	•••	••	•		_							
・動作確認・調整				_				••								
• 準備予備日									• •		••	••	•			
・復員														•••		
・掘削作業								• •								

図1 掘削モニタリング装置準備の工程予実績

	1月							2月															
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
作業内容	木	金	土	日	月	火	水	木	金	土	日	月	火	水	木	金	土	日	月	火	水	木	金
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
掘削モニタリング装置解体																			•	•	i	十画	
・動員			•											••					_	_	3	支績	
• 装置解体			•	• •	-									•	•	•							
・復員																					•••	•••	
•解体予備日	• •			••		•	• •						••	•	• •	• •		• •		••			
・掘削作業 予備日	-		••			•	• •						••										

図 2 掘削モニタリング装置解体の工程予実績

掘削中には、表 1 に示す、掘削モニタリングパラメータを取得した。取得したパラメータをグラフ化したものを図 3 から図 12 に示す。グラフ中でデータが欠損しているカ所は、データは連続で記録されていたが異常値を示しているため削除した。異常値を示したものは、電気伝導度の IN 側と泥水比重の IN 側でどちらも IN 側である。IN 側のセンサーはサクションタンクに設置している。サクションタンクは、シェーカータンクからの移送泥水が落ちることと泥水ポンプの吸水口があることで泥水の流れが著しく、その影響を受けた可能性が高いと思われる。

表 1 掘削モニタリングパラメータ

測定項目	測定範囲	検出器	その他
掘進率	0∼999.9 min/m	エンコーダー	
掘削深度	0∼999.9 m	エンコーダー	
ビット回転数	0∼300 rpm	近接スイッチ	
ビット荷重	0∼2×104 kg	油圧トランス	
送水圧力	0∼13.7 MPa	油圧トランス	
送水量	0~3,000 L/min	近接スイッチ	ポンプストローク
排水量	0~100%	超音波レベル計	フローメータ
ピットレベル	0∼99.9 kL	超音波レベル計	
pН	0~14	pH センサー	掘削水
温度	0~100℃	温度センサー	掘削水
電気伝導度	0∼300.0 mS/m	導電率計	掘削水
掘削水比重	1.00~2.00	差圧検知器	掘削水

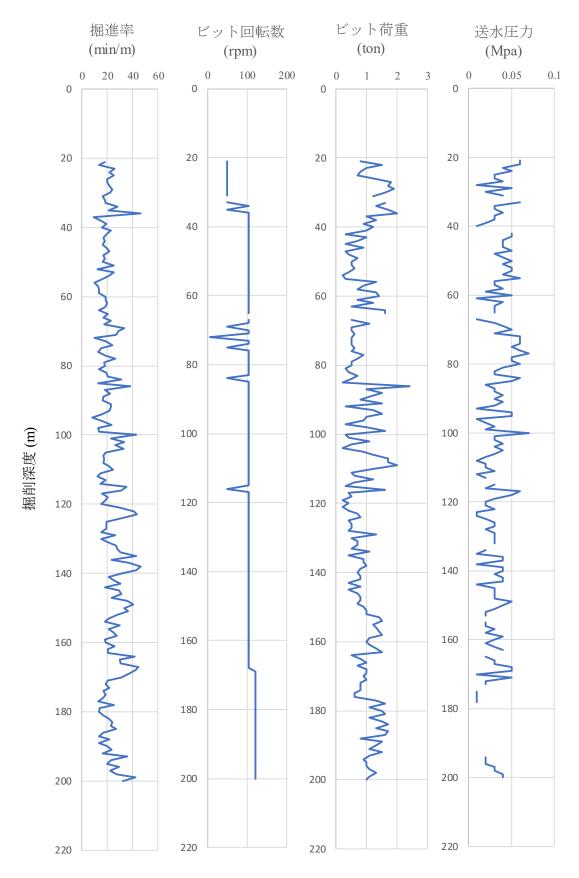


図3 PQ-WL コア掘削時の掘削モニタリングパラメータ その1

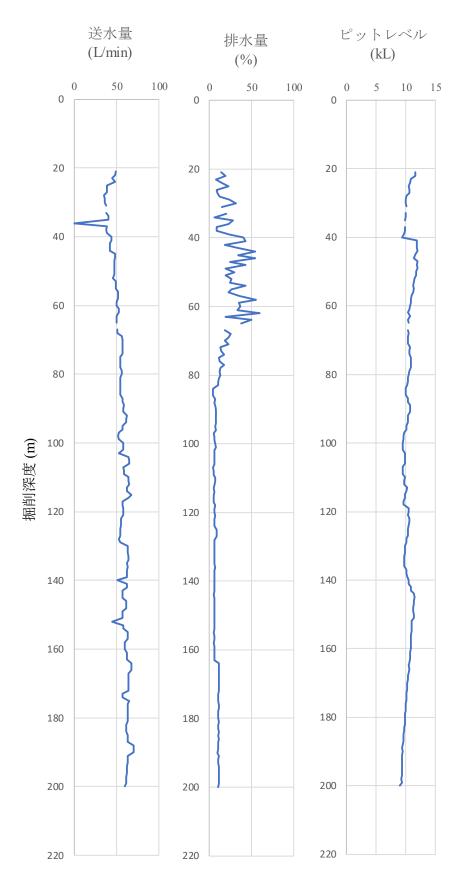


図4 PQ-WLコア掘削時の掘削モニタリングパラメータ その2

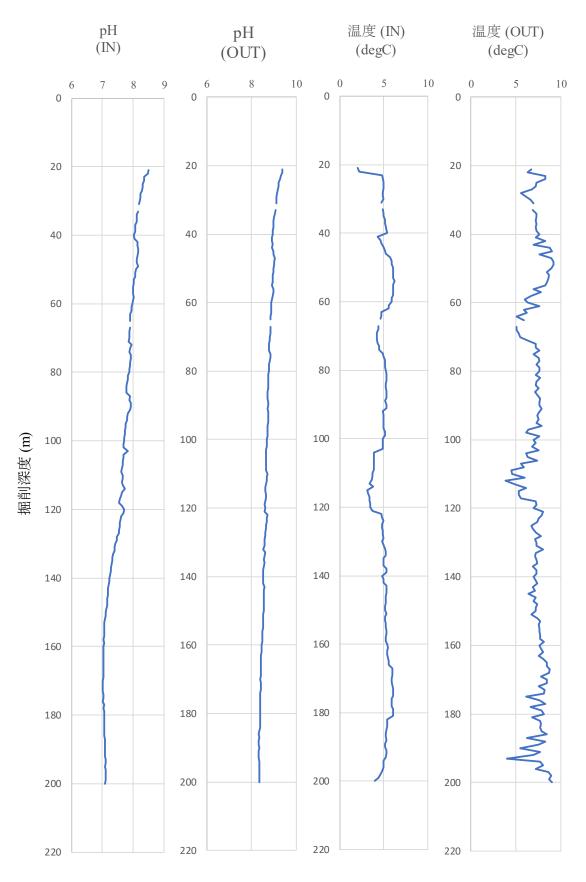


図 5 PQ-WL コア掘削時の掘削モニタリングパラメータ その 3

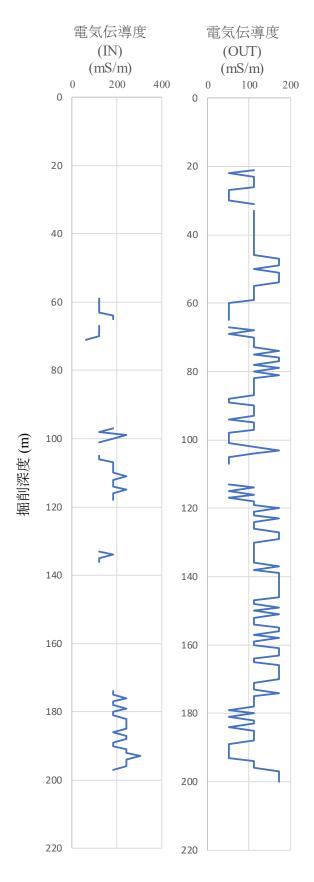


図 6 PQ-WL コア掘削時の掘削モニタリングパラメータ その 4

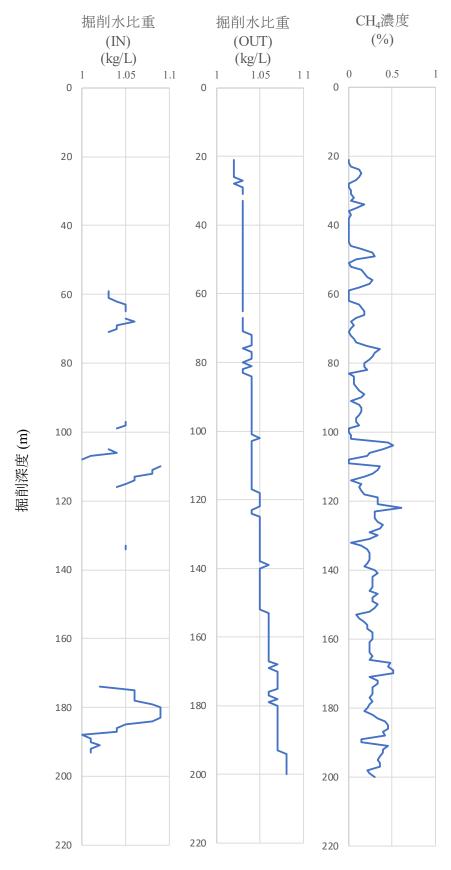


図7 PQ-WL コア掘削時の掘削モニタリングパラメータ その5

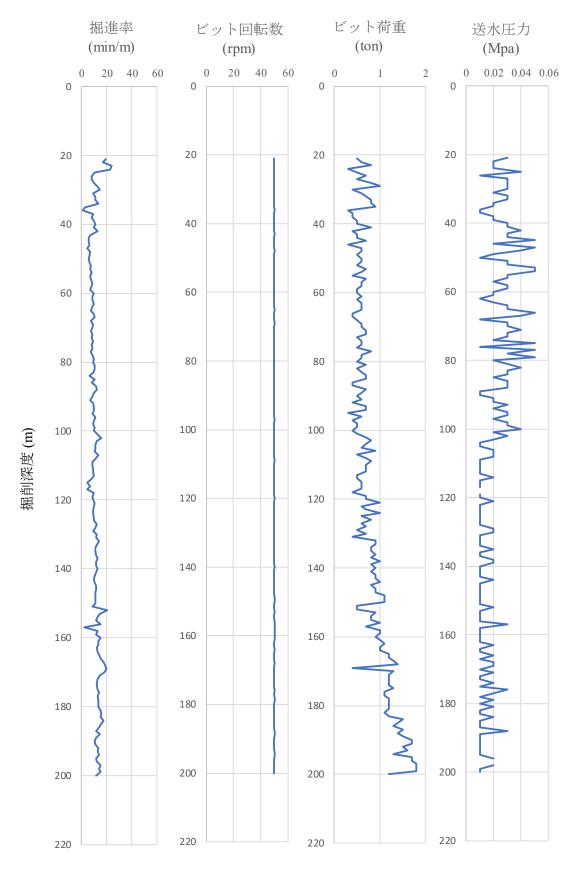


図8 9-5/8"拡孔時の掘削モニタリングパラメータ その1

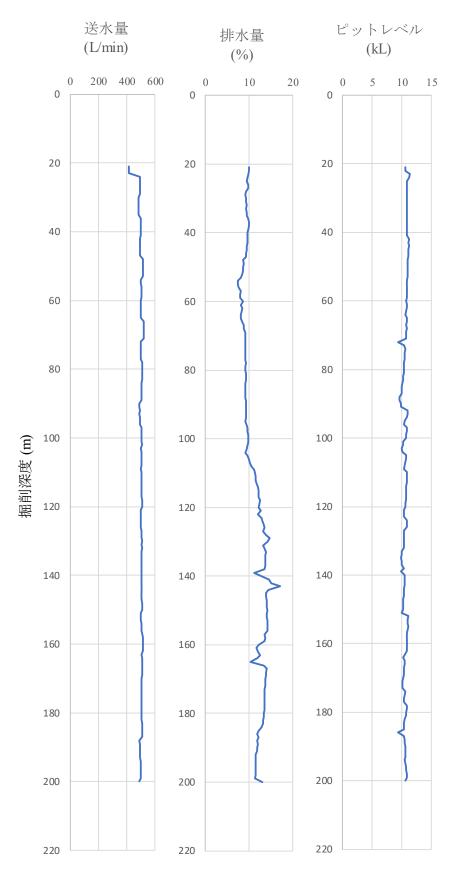


図 9 9-5/8"拡孔時の掘削モニタリングパラメータ その 2

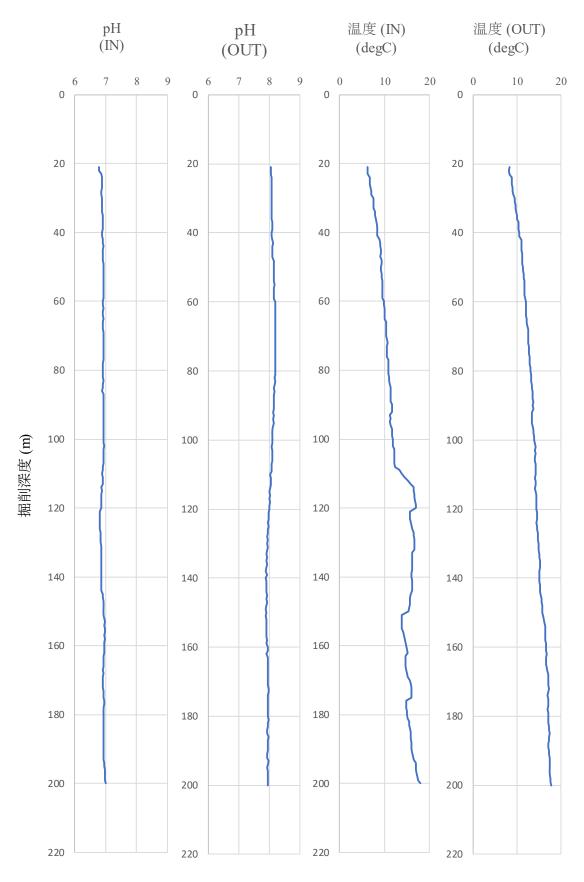


図 10 9-5/8"拡孔時の掘削モニタリングパラメータ その3

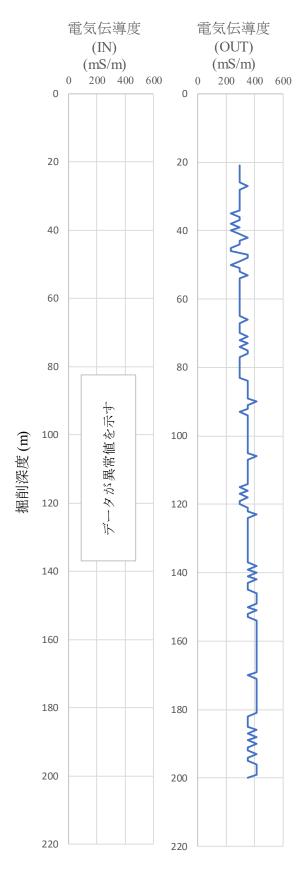


図 11 9-5/8"拡孔時の掘削モニタリングパラメータ その 4

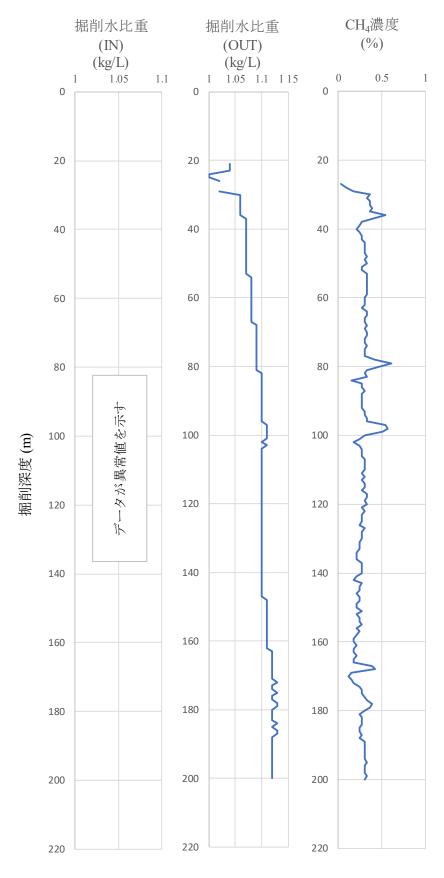


図 12 9-5/8"拡孔時の掘削モニタリングパラメータ その 5

付録 4

岩芯記載要領

岩芯記載要領

I. 深度

深度の記載は孔口からの距離(GL-)とする。なお、模式断面図の深度欄の記述では、m 以上は省略し、m 単位の 2 桁を記入する。

II. 地層名

本業務では声問層のみの出現が想定されているため、地層境界を考慮せず、肉眼観察による色調や硬さで地層名を記入する。

III. 岩石名

堆積岩類については、本業務では声問層のみの出現予想のため、珪藻質泥岩に分類する。

IV. 岩相

層理・葉理の発達または塊状などの堆積構造について記載する。堆積構造については,発達の間隔,傾斜角,明瞭・不明瞭,層理・葉理の構造などについて記述する。

V. 色調

色調については、湿潤状態で「The Geolog i cal Soc i ety of Amer i ca (1991)の Rock Color Chart」を基準とした肉眼による観察で行う。

VI. 硬さ

岩石の硬さについては、以下の5段階で記載する。

記号	状態
A	極硬。ハンマーで容易に割れない。
В	硬。ハンマーで金属音。
C	中硬。ハンマーで容易に割れる。
D	軟。ハンマーでボロボロに砕ける。
Е	極軟。マサ状、粘土状。

VII. 岩盤等級

岩石の岩級区分については、以下の表の基準をもとに記入する。

記号	状態
Сн	ハンマーによって打診すれば少し濁った音をだす。ハンマーの強打によって破砕する。
	硬さの基準で C とみなされ、割れ目間隔が 30cm 以上ある場合。ハンマーによって打診す
C_{M}	れば多少濁った音をだす。ハンマーの普通程度の打撃によって破砕する。
$\mathrm{C_L}$	ハンマーによって打診すれば濁った音をだす。ハンマーの軽打によって破砕する。
D	粘土状を呈するコア。または、ハンマーによって打診すれば著しく濁った音を出し、ハン
D	マーによってわずかな打撃を与えるだけで崩れ落ちる。

VIII. 風化

大気中の酸素や表層水によって引き起こされる風化の程度を、下記の基準に従い分類する。

記号	状態
α	新鮮。岩石の変色は認められない。
В	弱風化。割れ目沿いまたは一部の割れ目表面に変色が認められる。
Y	中風化。全ての割れ目表面に変色が認められる。
δ	強風化。岩芯全体に変色が認められる。全ての割れ目表面は変色し、脆い。
3	土壌化している。

IX. 化石·生痕化石

化石または、生痕化石が認められる場合、それぞれについて記述する(化石の場合、その種類を記載。生痕化石の場合、外径 5mm 以上のものを記載)。記載シートに貼付した岩芯写真に化石および生痕化石をマークし、引き出し線を記述欄まで延ばし記述する。

X. RQD (Rock Quality Designation)

1mの区間における、長さ 10cm 以上の岩芯の長さの総和の百分率で表す。

岩芯が縦に割れ、半割状態の場合は RQD には加算しないものとする。

通常、ディスキングを不連続面とはしないが、岩盤の評価という観点からはその部分を良好な岩盤とは判断しえない。従って、ディスキング区間についてはRQDに加算しないものとする。

XI. 割れ目模式断面図

記載シートには、岩芯写真撮影で取得した展開画像を貼付する。個々の割れ目については、割れ目上端および下端深度(掘削深度の小数点以下のみ)を記入する。割れ目のタイプを「非癒着割れ目:f」または「開口割れ目:o-f」と判断した割れ目については実線で示し、「癒着割れ目:h-f」と判断した割れ目については波線で示す。交差している割れ目がある場合には、その状態がわかるように記載する。

「非癒着割れ目:f」および「開口割れ目:o-f」の各割れ目の本数について、記入欄に記載する。

XII. 割れ目番号

癒着割れ目と非癒着割れ目について,別々に割れ目番号を記述する。以下に,記述の例を示す。

例 120-5; GL-120.00~121.00m 区間で、非癒着割れ目のうち上位より 5番目の割れ目例 120-2; GL-120.00~121.00m 区間で、癒着割れ目のうち上位より 2番目の割れ目

XIII. 割れ目の傾斜角度

割れ目の傾斜角度は、岩芯に垂直な方向からの角度とし、水平~90°まで概ね5°刻みで記入する。

XIV. 割れ目のタイプ

以下の基準に従い、割れ目を分類する。

記号	状態
h-f	癒着割れ目,面なし断層または脈などの不連続面。
\mathbf{f}	非癒着割れ目。
o-f	開口割れ目、割れ目を合わせたときに明らかに間隔が認められるもの。

XV. 割れ目の層理面との関係

以下の基準に従い、割れ目の層理面との関係を分類する。

記号	状態
\Pr	層理面と平行な割れ目。層理面との交差角が約10°以下。
Pp	層理面と高角に交わる割れ目。層理面との交差角が約10°以上。
U	層理面との関係が不明な割れ目。

XVI. 割れ目の条線

割れ目の条線については,以下のとおりに記述する。

記号	状態
SS	鏡肌が認められる。
SL	条線、鏡肌が認められる。条線のレーク角を記入する。
ST	ステップ,鏡肌が認められる。割れ目の上盤側の相対的な移動方向
81	を記入する。
-	なし

XVII. 断層岩の分類

以下の基準に従い、断層岩を分類する。また、断層岩の厚さを併記する。

記号	状態
	断層角礫を伴う割れ目。断層角礫は基質と岩片が未固結で、ランダムな構造を示し、破
fb	砕岩片を 30%以上含む。断層角礫の上端を構成する面は fb-t,下端を構成する面につい
	ては fb-b と記入する。
	断層ガウジを伴う割れ目。断層ガウジは基質と岩片が未固結で、ランダムな構造を示
fg	し,破砕岩片を 30%以下含む。断層ガウジの上端を構成する面は fg-t,下端を構成する
	面についてはfg-b と記入する。
tan	層理面に平行な断層に認められる粘土質せん断帯。堆積構造と調和的で色調が明るく,
tsz	凝灰質であることなどにより、fg と判別する。
	せん断による割れ目の集中帯。断層岩・破砕物質を伴わないが、せん断作用により数
fc	mm 程度以下の間隔で割れ目が集中した区間。割れ目帯の上端を構成する面は fc-t,下
	端を構成する面についてはfc-bと記入する。
db	幅数 mm 以下の黒色細粒な破砕物質からなる脈状の変形バンド。
-	断層岩・破砕物質なし。

XVIII. 割れ目の成因

以下の基準に従い、割れ目の成因を分類する。

記号	状態
S	せん断割れ目。鏡肌,条線,ステップ,断層岩などが認められる。
Т	引っ張り割れ目。羽毛状構造が認められる。
U	不明。
D	人為的(機械的)。

XIX. 割れ目の変質幅・色

割れ目に沿った変質幅と色を記述する。変質幅については、割れ目の両側を含めた変質部の厚さを示す。

XX. 割れ目の充填鉱物

以下の記号を使い、充填鉱物を記述する。

石英:Qz、鉄鉱物(水酸化鉄、酸化鉄、褐鉄鉱、赤鉄鉱など):Fe、緑泥石:Chl、

黄鉄鉱(自形): Py、黄鉄鉱(他形): Py-t、炭酸塩鉱物(自形): Cb、

炭酸塩鉱物(他形): Cb-t、粘土鉱物: Cly、その他: oth

また, 割れ目充填鉱物の量比を, 以下の基準に従い記述する。

記号	状態
(1)	割れ目の充填率が 10%以下。
(2)	割れ目の充填率が 10~50%程度。
(3)	割れ目の充填率が 50~90%程度。
(4)	割れ目の充填率が90%以上。

XXI. その他記載

断層岩が認められている場合は、断層岩の幅および組織の特徴を記述する。また強度な破砕帯が 認められる場合、破砕帯の幅、充填物の状態などを記述する。

これらが特徴的な産状を示す場合は、そのスケッチを示す。

水平な割れ目が 10cm 間隔以下で密集する「ディスキング状割れ目」の発達が認められるときは、 その発達区間と割れ目間隔を記述する。

その他、重要な地質学的特徴などが認められる場合には、本欄に記述する。

調			化石海水分布を確認	りるに																		No.
		地質	質記載柱状図		孔	名:	ŀ	IFB-1	コア箱No.:		_	架 度			~		m	縮力	₹ 1	/ 5	記載日 :	
								生痕:0	貝化石:0 その他:0	(個数) [RQD	:	%		岩芯採			%		記載者 :	
	4sh	岩石名	岩	色	硬	岩	風	生痕	岩						1 *			びo-f)本数		本/m	1	
深 度 cm)	地層名		相	調	ð	岩盤等級	化	化石	岩芯画像	ŧ	美式断	面図	番号	傾斜角度	癒着/開口	層理面との	条 線 等	断居を断者	成因	変質幅/色	充 填 鉱 物	その他記載
10																						
20																						
30																						
40																						
50																						
60																						
70																						
80																						
90																						
00																						

柱状図・地質記載シート

付録 5

岩芯記載の作業実績および岩芯写真

岩芯記載

1調査方法

1.1 調査の方法

HFB-1 孔の掘削深度 GL-200.00m のうち、GL-20.00~200.00m 区間を対象として岩芯観察を実施した。GL-0.00~20.00m 区間は、ノンコアであったため、カッティングスを観察し記録した。

1.2 岩芯記載の作業手順

以下の手順で岩芯記載作業を行った。岩芯記載作業のフローを図1に示す。

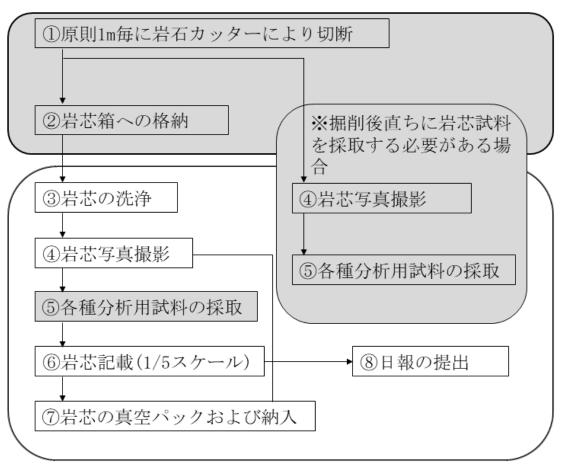


図1 岩芯記載作業のフロー図

2 岩芯記載の方法

① 岩芯洗浄

岩芯の洗浄には、掘削水と同じ蛍光塗料が添加された水溶液を使用する。その水溶液を噴霧器に入れ、弱い圧を掛けて噴霧、岩芯に付着した掘削泥を洗い流す。しつこく付着した掘削泥がある場合、噴霧と同時にブラシで岩芯を崩さない程度の力で表面を擦って洗い流す。

② 岩芯写真撮影

- I. 岩芯の写真撮影については2箱(4m)毎に岩芯箱全体が入るように、掘削後速やかに行う。写真撮影にあたり、仕様書に基づいて作成した図2に示すコア写真撮影台を準備する。
- II. 掘削後直ちに採取する必要がある岩芯試料のある岩芯箱については、試料を採取した欠損部に タグを挿入した状態で、2箱(4m)分の岩芯が揃い次第、写真撮影を行う。
- III. 写真撮影においては、CANON 製の EOS Kiss X10iの一眼レフのデジタルカメラで、同メーカーの EF-S18-55mm のレンズを使用する。デジタルカメラの撮影仕様は 35mm で iso 感度は 100 とし、500 万画素相当の解像度で撮影する。撮影した画像については JPEG 形式のフォーマットで保存する。
- IV. 写真撮影に際して、外部の光がなるべく入らない暗室を仮設し、太陽光に近い 6,000K 以上の 色温度の LED ライトを 4 灯 (MORSEN 製の TW2-80W を 2 灯と TW2-100W を 2 灯) 設置し、光の状態 を一定に保つ。なお、ライティングの位置・角度および、カメラ位置・角度が変わらないよう 留意し、常に岩芯全体の照度が一定となるように照度計で明るさを確認した上で撮影する(図 2)。
- V. 岩芯の撮影時に岩芯が乾燥している場合は、岩芯洗浄で用いた噴霧器で岩芯を湿潤状態にして 撮影を行う。粘土質で水分を弾き乱反射してしまう場合には、余剰な水滴を拭い取った上で撮 影する。
- VI. カメラで取得した画像については、日々の作業終了後に日報として提出する。

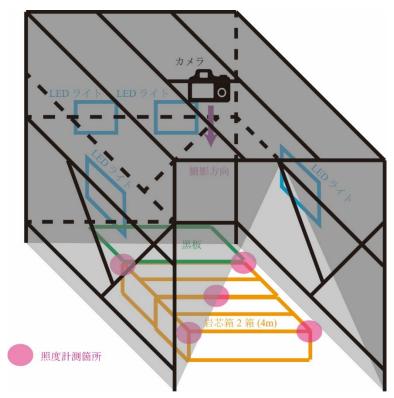


図2 岩芯撮影用仮設暗室 (灰色の塗りつぶしは暗幕)

③ 各種分析用試料の採取 報告書 4.4.3 項(3)にて詳述する。

④ 岩芯記載

HFB-1 孔全区間(GL-0.00~200.00m)にわたり、掘削の進行と同時に割れ目を観察し、付録 4 に示す記載要領に従って、主に 1/5 スケールで記載を行う。なお、孔口付近の岩芯を採取していない区間および岩芯を採取できなかった区間については、カッティングスまたはスライムを観察する。記載にあたっては、記載の迅速性と品質維持に努めるため、可能な限り地質技術者 2 名 1 組で岩芯を観察する。

図3に1/5スケールの記載シートを、添付資料に岩芯観察状況の写真を、それぞれ示す。

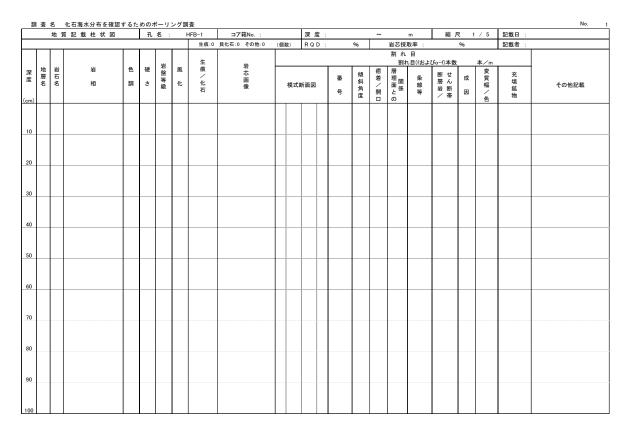


図3 柱状図・地質記載シート

⑤ 岩芯の真空パックおよび納入

各種分析用試料のための岩芯以外は、岩芯パック用の脱気フィルム(三菱ガス化学エスカルネオ: 幅 240mm)に挿入し、富士インパルス社製の卓上型脱気シーラー(V-301)を用いて真空状態として密封したのち、岩芯箱へ収納する。

岩芯箱へ収納後,原子力機構の保管庫へ納入する。

⑥ 日報の作成

日々の作業結果については、1/5 スケールの観察に基づく記載シートと一眼レフのカメラで撮影した岩芯写真をまとめ、出来高数量とともに日報を作成し報告する。

2.1 岩芯の観察結果

HFB-1孔の岩芯の観察結果については、「① 岩芯洗浄」、「⑤ 岩芯の真空パックおよび納入」および「⑥ 日報の作成」を、以下に示す。「③ 各種分析用試料の採取」については、報告書の4.4.4項(3)に記す。

- 「② 岩芯写真撮影」については、一眼レフのカメラによる写真と接合写真を、以下および添付資料に示す。
- 「④ 岩芯観察」については、観察による1/5スケールの記載シートを作成し、これを基に指定の様式であるExcelで清書を行った。

後述するように、本業務の調査目的を踏まえ、割れ目の状態を中心に観察を行った。本地域に おける声問層では、浅い深度において癒着・非癒着に関係なく割れ目が発達し、深度が深くなる

図4 岩芯記載の工程予実績

12月	14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 1 2 3 4 5 6 7 8	金 上 日 月 火 木 金 上 日 月 火 木 木 金 上 日 月 火 木 本 上	7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37															
	9 10 11 12 13 14 15 16 17	作業内容 木 金 土 日 月 火 木 金 土	1 2 3 4 5 6 7	岩芯記載および岩芯室内試験	·助員/新規入場者教育	·暗室等施工、岩芯洗浄台施工	・岩芯箱運搬	先 据特职、	 ・岩が観察	· 分析用岩芯畝料採取	·岩芯裁断	・分析用岩芯ガス試料採取	・岩芯真空ペック作業	·岩芯格納	・	類削作業	・年末年始休暇	

につれて全体的に割れ目が少なくなる傾向が認められた。 岩芯記載の工程予実績を図4に、作業実績を表1に示す。

付 5-5

表 1 作業実績表

		1月																				
	合計	残	22日	23日	24日	25日	26日	27日	28日	29日	30日	31日	1日	2日	3日	4日	5日	6日	7日	8日	9日	10日
①岩芯洗浄	180	0	12	12	14	10	32	32	36	32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
②岩芯写真撮影	45	0	3	3	3	3	8	8	9	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
④岩芯記載	180	0	1	9	5	3	3	7	8	10	6	10	16	18	16	18	20	30	0	0	0	0
⑤岩芯の真空パックおよび納入(真空パック)	180	0	0	0	0	0	0	0	0	16	30	0	0	0	0	0	0	0	34	40	40	20
⑤岩芯の真空パック および納入 (納入)	90	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	17	20	20	10

① 岩芯洗浄

岩芯の洗浄には、掘削水と同じ蛍光塗料が添加された水溶液を使用した。その水溶液を噴霧器に入れ、弱い圧を掛けて噴霧し、岩芯に付着した掘削泥を洗い流した。しつこく付着した掘削泥がある場合、噴霧と同時にブラシで岩芯を崩さない程度の力で表面を擦って洗い流した(図 5)。

割れ目が少なくきれいな岩芯は洗浄しやすいが、割れ目が多い状態の岩芯は、洗浄しにくく、掘削泥水を除去するのに時間を要し、除去しきれない場合もあった(②岩芯写真撮影の図 6 および図 7 を参照)。

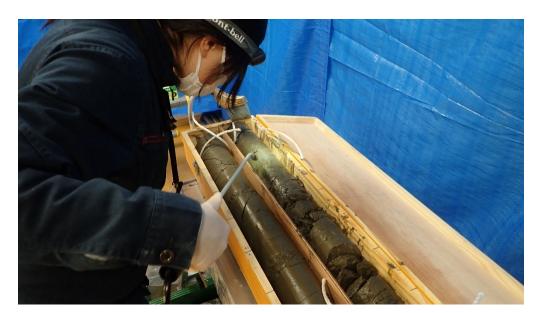


図 5 岩芯洗浄作業の状況

② 岩芯写真撮影

仮設暗室内で図 6 および図 7 のように 2 箱 (4m) で 1 枚の岩芯写真を撮影し、その結果を JPEG 形式の電子データで取得した。

取得した 4m 分の岩芯画像から 1m 毎の画像を切り出し、指定様式の記載シート内の「岩芯画像」と「模式断面図」の指定箇所へ組み込んだ。「岩芯画像」および「模式断面図」については、明るさをそれぞれ、オリジナル画像の+40%、+60%に調整して、記載シートの元ファイルを作成した。

GL-20.00~200.00m までのデータを取得した後、図 8 に示すとおり、20m 間隔で接合写真を作成し、一連の地層を確認できるよう資料を作成した。個別の画像については、添付資料に示す。



図 6 HBF-1 孔(20.00-24.00m)



図 7 HBF-1 孔(196.00-200.00m)



図 8 HFB-1 孔(180.00-200.00m)接合写真

③ 各種分析用試料の採取

報告書の 4.4.4 項(3)にて詳述する。

④ 岩芯記載

本業務においては、原子力機構の指示により、割れ目の状態を中心に岩芯の観察および、記載を行った。

HFB-1 孔全区間 (GL-0.00~200.00m) にわたり, 掘削の進行と同時に割れ目を観察し, 以下 I~XXI に示す記載要領に従って, 主に 1/5 スケールで記載を行った (図 9)。なお, 孔口付近の岩芯を採取していない区間および岩芯を採取できなかった区間については, カッティングスまたはスライムを観察した (図 10)。

記載にあたっては、記載の迅速性と品質維持に努めるため、可能な限り地質技術者 2 名 1 組で岩 芯を観察した。

「①岩芯洗浄」と「②岩芯写真撮影」で示した通り、岩芯が円柱状を呈していないものがあり、 割れ目の観察が困難な箇所が多々あった。また、人為的な割れ目と自然の割れ目との区別が難しく、 初期の観察では時間を要した。

12月30日以降,夜方作業がなくなり,夜間の低温環境下で岩芯が凍結する恐れがあったため,岩芯箱を一旦原子力機構の岩芯倉庫に移動した。12月31日以降は,観察する岩芯を都度運搬して観察を行い,終了後に岩芯倉庫に戻した。

全区間の岩芯観察が終了した後, 1/5 スケールの観察記載シート (図 9) を指定の Excel 形式で電子化し、清書を行った (図 11)。

カッティングスの記載について、XXIIに示す。

I. 深度

深度の記載は孔口からの距離(GL-)とし、模式断面図の深度欄の記述では、m 以上は省略し、 cm 単位の 2 桁を記入した。

II. 地層名

本業務では声問層のみの出現となった。従って地層境界を考慮せず、肉眼観察による色調や硬さで地層名を記入した。

III. 岩石名

堆積岩類については、本業務では声問層のみの出現であったため、珪藻質泥岩に分類した。

IV. 岩相

層理・葉理の発達は稀で、堆積構造については、目立ったもののみ記載した。

V. 色調

色調については、湿潤状態で「The Geological Society of America (1991)のRock Color Chart」を基準とした肉眼観察を行った。

割れ目沿いの暗灰色炭酸ノジュールを挟んだ箇所については淡褐灰色としたが, ほぼ全区間に対し, 暗緑灰色とした。

VI. 硬さ

岩石の硬さは、5段階評価のうち、Cのものが大半であり、割れ目の発達した区間ではDとした。

VII. 岩盤等級

岩石の岩級区分については、概ね全区間でC₁判定とし、硬さがDおよび割れ目が発達した箇所についてはD判定とした。

VIII. 風化

カッティングスの GL-0.00~20.00m 区間を除き、全区間で α 判定とした。

IX. 化石·生痕化石

割れ目中心の観察ではあったが、化石や、生痕化石が認められる場合は、それぞれについて名称のみの記載を行った。また、記載シートに貼付した岩芯写真に化石および生痕化石をマークし、引き出し線を記述欄まで延ばし記述した。

X. RQD (Rock Quality Designation)

1mの区間における,長さ10cm以上の岩芯の長さの総和の百分率で表した。 岩芯が縦に割れ、半割状態の場合はRQDには加算しないものとした。

通常、ディスキングについては不連続面とはしないが、岩盤の評価という観点からはその部分は良好な岩盤とは判断しえない。従って、ディスキング区間についてはRQDに加算しないものとした。

XI. 割れ目模式断面図

記載シートには、岩芯写真撮影で取得した画像を貼付した。個々の割れ目については、割れ目上端および下端深度(掘削深度の小数点以下のみ)を記入した。割れ目のタイプを「非癒着割れ目:f」または「開口割れ目:o-f」と判断した割れ目については実線で示し、「癒着割れ目:h-f」と判断した割れ目については波線で示した。交差している割れ目がある場合には、その状態がわかるように記載した。

「非癒着割れ目:f」および「開口割れ目:o-f」の各割れ目の本数について、記入欄に記載した。

XII. 割れ目番号

癒着割れ目と非癒着割れ目について, 別々に割れ目番号を記述した。

XIII. 割れ目の傾斜角度

割れ目の傾斜角度は、岩芯に垂直な方向からの角度とし、水平~90°まで概ね5°刻みで記入した。GL-100mより浅い深度では、中角から低角の割れ目が中心となり、高角な割れ目は比較的少ない。GL-100m以深では、中角の割れ目を中心に、低角から高角の割れ目がほぼ均一に認められた。

XIV. 割れ目のタイプ

付録4で示した基準に従い、割れ目を分類した。

GL-100mより浅い深度では、非癒着割れ目が多く認められ、GL-100m以深では徐々に癒着割れ目が増えていくことが分かった。

なお、岩芯が円柱の形状を呈していないものについては、割れ目のタイプを判断し難い箇所が多かった。

XV. 割れ目の層理面との関係

付録4で示した基準に従い、割れ目の層理面との関係を分類した。 取得した情報からは、割れ目と層理面の関係性は不明であったため、全区間U判定とした。

XVI. 割れ目の条線

割れ目の条線については、鏡肌のみが認められる割れ目が多く、SS 判定のものが大半となった。稀に SL または、ST 判定とされる割れ目が認められた。

XVII. 断層岩の分類

fb判定の断層角礫を伴う割れ目が所々に認められた。また、34~35m間でのみ、fc判定の割れ目密集部が認められた。

XVIII. 割れ目の成因

割れ目の成因は、S判定が大半であり、次いでU判定と続き、D判定の割れ目も認められた。

XIX. 割れ目の変質幅・色

本観察結果では、変質箇所は認められていない。

XX. 割れ目の充填鉱物

本観察結果では、充填鉱物は認められていない。

XXI. その他記載

断層岩が認められている場合は,断層岩の幅および組織の特徴を記述した。 その他,重要な地質学的特徴などが認められる場合には,本欄に記述した。

XXII. 孔口~GL-20.00m 区間

本区間はノンコア掘削区間にあたる。カッティングスの観察結果を下記に記した。表土(ローム層)および風化珪藻質泥岩の分布が想定される。なお、風化珪藻質泥岩と珪藻質泥岩の境界は確認されていない。

(i) GL-13.6m: 表土

(i i) GL-13.6~20m 付近:ほとんどが暗灰色の風化珪藻質泥岩で、粘土状を呈する。

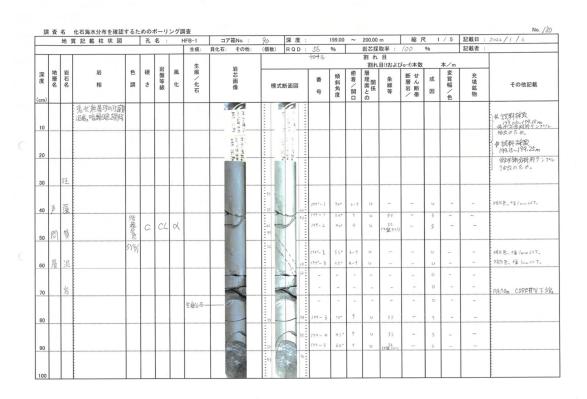


図9 1/5スケール記載シート(原図)

(図は199.00~200.00mの記載シート)



図 10 HFB-1 孔 (0.00-20.00m)

(一番左が0.00~13.60mの表土[ローム],右側4試料は13.60~20.00mの風化珪藻質泥岩)

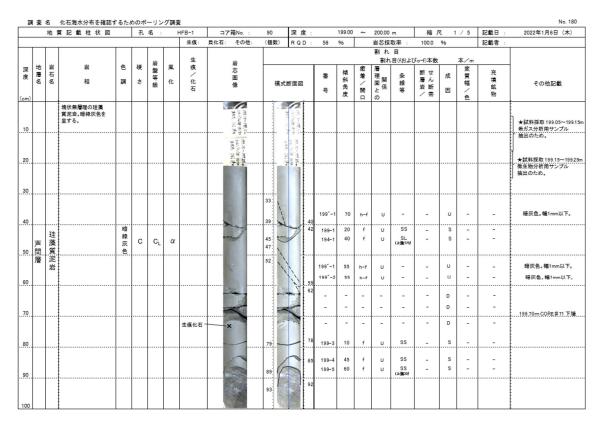


図 11 1/5 スケール記載シート (清書版)

(図は199.00~200.00mの記載シート)

⑤ 岩芯の真空パックおよび納入

各種分析用試料のための岩芯以外は、岩芯パック用の袋(三菱ガス化学エスカルネオ:幅 240mm) に挿入し、富士インパルス社製の卓上型脱気シーラー (V-301) を用いて真空状態として密封したのち、岩芯箱へ収納した。

真空パック作業中,岩芯を直接脱気フィルムに詰めた際に,脱気フィルムが破れてしまうことがあった。フィルム破損を防ぐ対応として,岩芯を半割塩ビ管に載せたままラップで包み,包んだ岩芯の塩ビ管側の底全体に,養生テープを貼って,脱気フィルムに入れやすいように工夫をした。

岩芯箱へ収納後、原子力機構の指定する保管庫へ納入した。

⑥ 日報の作成

日々の作業結果については、1/5 スケールの観察に基づく記載シートと一眼レフのカメラで撮影 した岩芯写真をまとめ、出来高数量とともに日報を作成し報告した。 添付資料: HFB-1_岩芯記載_02-岩芯接合写真(20m)



岩芯接合写真 (20m) 1/9

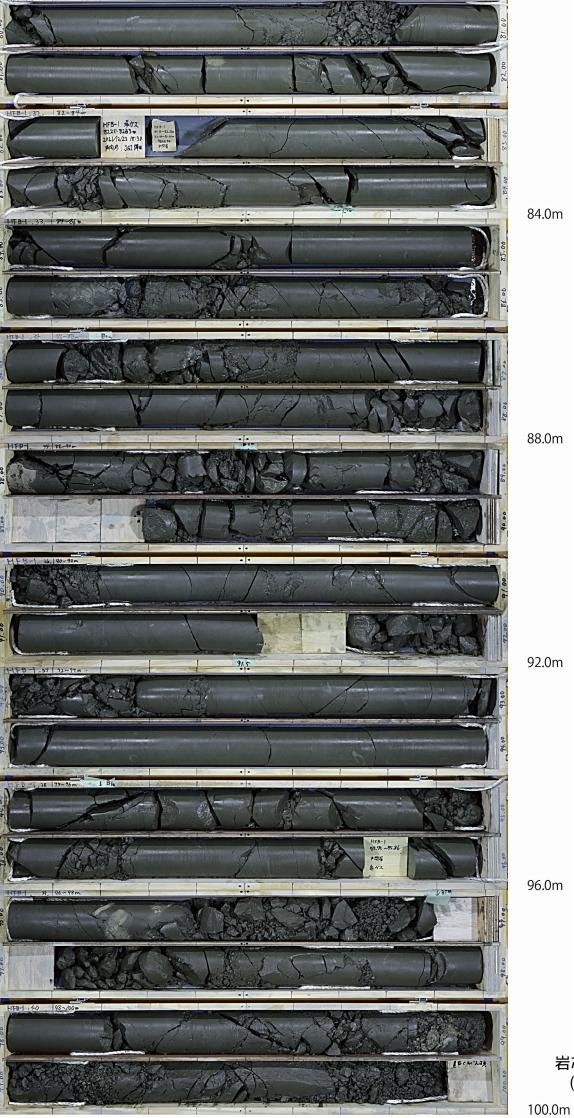


岩芯接合写真 (20m) 2/9

60.0m



岩芯接合写真 (20m) 3 / 9



岩芯接合写真 (20m) 4 / 9



岩芯接合写真 (20m) 5 / 9

120.0m



岩芯接合写真 (20m) 6 / 9

140.0m



岩芯接合写真 (20m) 7 / 9



(20m) 8 / 9



岩芯接合写真 (20m) 9/9

付録 6

物理検層の品質評価 と データ集

物理検層の品質評価

(1) 校正・検証

各検層に使用する地上機器および孔内ツールについては、基地での準備時または孔井元で正常に動作することの確認を行っている(表 1)。主な機器の校正(Calibration)・検証(Verification)は次のとおりである。

(a) 自然放射線検層

基地で、専用キャリブレーター(150API)を利用し、自然放射線の校正を行う。

(b) 孔径検層

基地で校正を行い、孔井元で正常に動作するかを検証する。

専用キャリブレーターを使用し、4点の既知径に対するツールの出力パルスカウント数を計測し、校正する。このカウント数を測定システムに入力しておくことで、校正された孔径(mm)を得ることができる。

孔井元での検証として、測定前にケーシング内を測定し、測定値の誤差が±0.25in(6.4mm) 未満に収まっていることを確認する。

HFB·1 孔では, 3.4 in, 8 in, 15 in および 21 in (86.4 mm, 203.2mm, 381.0 mm および 533.4 mm) の 4 点を使用した校正を実施している。

(c) 比抵抗 (インダクション検層)・自然電位検層

基地で、専用キャリブレーターを利用し、校正を行う。

(d) 温度検層

温度検層に内蔵している白金センサーと電気伝導度計については、その抵抗値と温度の関係が 製造元で保証されており、定期的にメーカーでの校正または物理計測コンサルタントで検証を実 施している。

温度の検証として,既知の温度に対するツールの出力値を測定し,測定値の誤差が±1%未満に収まっていることを確認する。

電気伝導度の検証として、既知の電気伝導度(NaCl 溶液または純水等)に対するツールの出力値を測定し、測定値の誤差が±1%未満に収まっていることを確認する。

(e) 孔壁画像(超音波型) 検層(BHTV 検層)

BHTV ツールの校正手順に従って、方位・傾斜センサーとトランスデューサーの位置関係(回転)を計測しておく。この回転角をあらかじめ測定システムに入力しておくことで、校正された方位・傾斜角を得ることができる。

(f) 電磁式フローメーター検層

基地でキャリブレーションを実施する。基地内では専用キャリブレーター(上昇流・,下降流を再現できる流量測定ツール専用のフローチューブ)を利用して,流量(または流速)に対するカウント数(cps)の換算式を求める。

同時に取得する電気伝導度については、基地で校正を行う。2点の既知の電気伝導度(NaCl 溶液または純水等)に対するツールの出力パルスカウント数を測定し、カウント数(cps)から電気伝導度(μ S/cm)への変換式を求める。検層時は出力パルスカウント数を収録後、電気伝導度(μ S/cm)に変換する。

(2) 深度管理

検層種目によって地層に対するレスポンスが異なることや、ツールの形状・重量が異なることで、各検層結果において、種目間で深度がずれることがある。

また,各種検層深度と岩芯観察結果との整合性を図るため,岩芯観察結果による深度を基準深度とし,以下の方法によって深度補正を行った。

- ① BHTV 検層と岩芯観察結果から明瞭に見られる低傾斜亀裂または掘削痕の代表的な深度を取得し、両者間の補正量を求め、BHTV 検層による深度に対して補正を行う。
- ② 補正された BHTV 検層ツールの自然ガンマ線とそれ以外の検層ツールの自然ガンマ線から、明瞭なアノマリーの代表深度を取得し、両者間の深度補正量を求め、各検層種目に生じた深度について補正を行う。
- ③ ただし、自然ガンマ線センサーを同時測定しない電磁式フローメーター検層については、深度補正を行わない。

(g) BHTV 検層の深度補正

BHTV 検層と岩芯観察結果から求めた、BHTV 検層深度の補正相関図を図1に示す。

一般に、「掘管自体の伸び」と「検層ケーブル自体の伸び」の関係から、測定次数が同じ場合、

一つの1次関数の補正式で補正できる。HFB-1 孔では、下記の1次関数の補正式が得られた。

 $D_{CORE} = 1.0000 \times D_{BHTV} - 0.3691$

式 (1)

ここで、Dcore:ケーブル補正後BHTV測定深度(m)=岩芯観察深度(m)

DBHTV:ケーブル補正前 BHTV 測定深度 (m)

(h) 孔径検層, 比抵抗 (インダクション検層)・自然電位検層, 温度検層

各検層種目の測定深度を、BHTV 検層ツールのガンマ線を基準に補正した。

BHTV 検層以外の検層ツールのサンプリング深度が 0.1m 単位であるため、これらに対しては微小なケーブルの伸縮の影響を考えず、0.1m 単位での平行移動で深度補正を行った。 その結果、これらの検層種目の補正量は表に示すとおりである。

孔径検層と比抵抗検層の深度ずれが最大 0.2m であることから, 岩芯観察深度とほとんど 深度ずれは生じていないといえる。

(3) 自然ガンマ線検層

孔径補正および泥水補正を実施しているため,自然ガンマ線検層結果については信頼性を有する。

(4) 孔径検層

ケーシング内の測定値が、公称値の ± 0.25 in(6.4mm)未満に収まっており、また、BHTV 検層の孔径イメージ(トラベルタイム)と比較すると調和的であるため(報告書本文の 4.4-1 項の 図 4.4-35)、孔径検層結果については信頼性を有する。

(5) 比抵抗検層

インダクション検層では、比抵抗の逆数である導電率を測定しているため、高比抵抗の地層では測定精度が低下する。測定精度が低下する区間 (Rt/Rm>1000) については、報告書本文の 4.4-1 項の図 4.4-30 に Rt/Rm>1000 のインデックスで示す。深度 $20.9\sim21.9m$ 間で Rt/Rm>1000 の区間が認められるが、これは地層の影響ではなくケーシングの影響によるものである。

(6) BHTV 検層

岩芯観察結果および孔径検層と調和的であるため、BHTV 検層結果については信頼性を有する。

(7) 電磁式フローメーター検層

予備揚水試験において、揚水量 20L/min の際、孔内水内の固形粒子等によるポンプ目詰まりが生じた。そのため、揚水量 9.5L/min で揚水時の電磁式フローメーター検層を実施した。揚水量 (PQ 径換算で流速 0.62m/min) が少なく、フローメーター検層の流速の最低測定範囲は 0.13cm/sec (0.08m/min) であり、また、同時測定した孔内水の電気伝導度の水みちを表す深度の一部が、流速曲線に現れていないため、流速の微小な変化までは捉えられていない可能性がある。

表 1 測定ツールの校正・検証一覧表

検層種	IIII.	定期的的	作業準備(基地)	現場
世	韻	ケールーInjuryのNagowantantを始やこりる。 ツールをNaCl容液または純水等の流体中に入れ、測定値がツールの精度の範囲内にあること を確認する。温度標準はサーミスタ式温度コレクタTM10(横河メータ&インスツルメンツ)を 使用する。	こりる。 1、測定値がツールの精度の範囲内にあること 7夕TM10(横河メータ&インスツルメンツ)を	ツールを孔内に入れ、動作確認を行う
	電 石 導 度	メーカー出荷時の試験成績・製品保証を基本とする。 ツールをNaCl溶液または純水等の流体中に入れ、、測定値がツールの精度の範囲内にある、 とを確認する。流体の導電率はNaCl標準液で較正された導電率計(横河電機パーソナルSCメ タSC82)を使用して測定する。	f時の試験成績・製品保証を基本とする。 I容液または純水等の流体中に入れ、、測定値がツールの精度の範囲内にあるこ 流体の導電率はNaCI標準液で較正された導電率計(横河電機パーソナルSCメー して測定する。	ツールを孔内に入れ、動作確認を行う
兄斑	芫	ツール電極とアーマードケーブルに絶縁異常が無いことを確認する。 専用キャリブレーターで校正を行う。	/無いことを確認する。	ツールを孔内に入れ、動作確認を行う
F.	径	専用キャリブレーターによる既知径での複数点測定で、校正を行う。	京測定で、校正を行う。	本測定前にケーシング内で測定を行い、測 定値がツールの精度の範囲内にあることを確 認する。
自然放	射線	専用キャリブレータによる既知の自然放射 線強度を使って、ツールの回路部と検出器の 経年変化を調査する。	専用キャリブレータによる既知の自然放射 線強度を使って、校正する。	専用キャリブレータによる既知の自然放射 線強度を使って、校正する。
孔壁画像	(BHTV)	方位・傾斜センサとトランスデューサの位置ズレを計測 (マーカ位置確認) し、方位データ修正の基本パラメータを取得する (年数回)。	ツールを北(または南)に傾斜させ、方 位・傾斜計が正常に動作していることを確認 する。	ツールを北(または南)に傾斜させ、方 位・傾斜計が正常に動作していることを確認 する。 本別定前にケーシング内で測定を行い、ト ラベルタイムの測定値がケーシング径に対応 していることを確認する。
電 磁 式 7 11 - バーケー	デ	上昇流、下降流を再現できる流量測定ツー ル専用のフローチューブ内にツールをセット し、流量に対するカウント数(cps)の換算式 を作成する。 流量は面積式流量計(0.045~0.45L/min、0.4 ~4.0L/min 大阪フローメータ工業) により測 定する。	人為的に流れを作った塩ビパイプ内に挿入し、動作確認を行う。	ツールを孔内に入れ、動作確認を行う。 流速ゼロ時のカウント数(cps)を取得する。
	電 石 導度	電気伝導度ツールをNaCl溶液または純水等の流体中に入れ、ツール出力値と導電率計との関係を調査する。経年変化やセンサの絶縁不良が無いかどうかを調べる。 流体の導電率はNaCl標準液で較正された導電率計 (横河電機パーソナルSCメータSC82)を使用して測定する。	電気伝導度ツールをNaCl溶液または純水等の流体中に入れ、ツール出力値と導電率計との関を調査する。経年変化やセンサの絶縁不良が無いかどうかを調べる。 流体の導電率はNaCl標準液で較正された導電率計(横河電機パーソナルSCメータSC82)を使して測定する。	ツールを孔内に入れ、動作確認を行う。

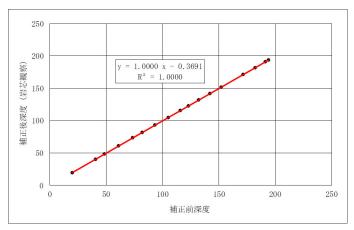


図 1 深度補正相関図(岩芯観察 vs BHTV)

表 2 幌延 HFB-1 BHTV 検層以外の深度補正量

検 層 種 目	補 正 量
孔 径 検 層	- 0.2m
比抵抗・自然電位検層	- 0.2m
温度検層	±0.0m
電磁式フローメーター	未実施

二次利用未承諾リスト

令和3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)

報告書の題名

委託事業名

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 一般財団法人 電力中央研究所

頁	図表番号	タイトル
3-20	図3.3-12	全水頭の実測値(標高0 mを基準)
3-21	図3.3-13	⁴ He年代の実測値
3-21	図3. 3-14	¹⁴ C年代の実測値
3-24	図3. 3-16	各パラメータの推定値と推定誤差
3-28	図3.3-19	異なるモデル間の実測値と計算値の比較
3-29	図3.3-20	モデルの違いによるパラメータ推定結果の違い
3-31	図3.3-21	重み付けの違いによる推定結果の違い
3-32	図3.3-23	流域による逆解析結果の影響調査
3-33	図3.3-24	各実測値の各指標に対する感度(透水係数と間隙率の推定)
3-35	図3.3-26	調査の進展にともなうパラメータの推定値と推定誤差
3-36	図3.3-27	調査の進展にともなうパラメータの同定率
3-82	図3.3-70	母岩付きDFNモデルの計算結果に対する等価間隙率の同定結果 (LSFD)
3-82	図3. 3-71	母岩付きDFNモデルの計算結果に対する分散長の同定結果 (LSFD)
3-89	図3. 3-79	DFN モデルの計算結果に対する分散長の同定結果 (UHFD)
3-93	図3.3-84	母岩付きDFN、不均質連続体に対する等価間隙率の同定結果 (LSFD)
3-93	図3.3-85	母岩付きDFN、不均質連続体に対する分散長の同定結果 (LSFD)
3-97	図3. 3-89	DFN、不均質連続体に対する分散長の同定結果(UHFD)
3-101	図3.4-1	ヘリウム年代と ¹⁴ C年代(無機・有機)の比較
3-102	図3. 4-2	希ガス溶解度と温度の関係
3-104	図3.4-3	涵養温度推定方法による推定誤差の変化
3-106	図3.4-5	推定した涵養温度とヘリウム濃度の関係
3-108	表3.4-1	¹⁴ Cと ⁸¹ Krから評価された年代の比較
3-109	図3.4-6	最適な樹脂の選定試験の結果
3-111	図3.4-7	実規模・実地下水における有機物回収試験の結果
3-115	図3.4-10	³ H蓄積法によるボーリング孔毎の分析結果
3-116	図3. 4-11	³ H蓄積法と従来法の比較
4-24	図4. 4-2	比抵抗分布(A-A´断面)と地質断面図
4-25	図4. 4-3	標高 - 275 m水平断面の比抵抗分布
4-28	凶4.4-6	予測柱状図
4-56	图4. 4-30	HFB-1の物理検層柱状図(温度検層、比抵抗・自然電位検層、孔径検層)
4-57	図4. 4-31	HFB-1の物理検層柱状図(孔壁画像検層、電磁フローメータ検層)
4-59	図4. 4-32	読み取った不連続面から作成したローズダイグラムおよびシュミットネット投影図
4-59	図4. 4-33	アロープロットおよび不連続面の傾斜方位分布 各ゾーンのフラクチャーの傾斜方位と傾斜の分布の特徴
4-60	表4.4-9	インデュースド・フラクチャーとブレークアウトの解析の結果
4-60 4-61	図4. 4-34 図4. 4-35	定方位孔径比較図
4-61 4-62	図4. 4-35 図4. 4-36	電磁式フローメータ検層解析結果
4-63	図4. 4-36 図4. 4-37	ビルドアップ試験結果(2021年12月29日~30日)
4-63	図4. 4-3 <i>1</i> 図4. 4-38	ビルドアップ試験結果図 (2021年12月29日)
4-03	凶4.4 ⁻ 38	L /V Г / ノ / 吟歌hh 本凶 (4041十14月49日)

4-64	図4. 4-39	ビルドアップ解析図(重ね合わせ法)
4-65	表4.4-10	間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の分析結果
4-65	図4. 4-40	ボーリング調査から得られたCl¯濃度および酸素水素同位体比の深度分布
4-66	図4. 4-41	ボーリング調査から得られたCI [*] 濃度および酸素水素同位体比の相関図
4-74	図4.5-6	Through-Diffusion試験での濃度と同位体比の変化(HDB-3:287.80-288.00 m)
4-74	表4.5-1	幌延のボーリングコアでの拡散試験と分別係数
4-75	図4.5-7	HDB-1でのC1濃度とδDとδ ¹⁸ 0の分布
4-76	図4.5-8	HDB-8でのC1濃度とδDとδ ¹⁸ 0の分布
4-76	図4.5-9	HDB-10でのC1濃度とδDとδ ¹⁸ 0の分布
4-77	図4.5-10	SAB-2でのC1とδ ³⁷ C1、δ ¹⁸ 0の解析結果
4-78	図4.5-11	HDB-3でのC1とδ ³⁷ C1の解析結果
4-80	図4.5-13	HDB-6でのC1とδ ³⁷ C1の解析結果
4-80	表4.5-2	HDB-6のパラメータ推定における誤差相関マトリクス
4-81	図4.5-14	多古砂岩・来待砂岩・和泉砂岩における低濃度側セルのHe濃度経時変化の様子
4-81	表4.5-3	岩石試料通過前後の³He/⁴Heの値
4-82	表4.5-4	得らえれた拡散係数と分別係数のまとめ
4-83	図4.5-16	地下水との接触日数と蛍光染料濃度の変化
4-84	図4.5-17	処理後の地下水との接触日数と蛍光染料濃度の変化
4-86	表4.5-5	採取地点のガスにおける成分分析の結果
4-87	表4.5-6	燃焼-トラップ前後のガスの組成比較
4-88	表4.5-7	試験系・試験条件と試験後ガス組成の関係
4-89	表4.5-8	幌延で取得した実ガスサンプルへのメタン減量法適用結果
4-144	図4.6-19	異なる測点数を用いて拘束を与えずに解析した結果の比較(比抵抗平面図)
4-144	図4.6-20	異なる測点数を用いて拘束を与えずに解析した結果の比較(比抵抗鉛直断面図)
4-145	表4.6-6	電磁探査解析結果とボーリング孔比抵抗検層データの深度ごとのRMSE
4-145	図4.6-21	電磁探査解析結果とボーリング孔比抵抗検層との比較
4-146	図4.6-22	異なる測点数を用いて拘束を与えて解析した結果の比較(比抵抗平面図)
4-146	図4.6-23	異なる測点数を用いて拘束を与えて解析した結果の比較(比抵抗鉛直断面図)
4-150	図4.6-25	曲率アトリビュートの解析結果(鳥瞰図)
4-150	凶4.6-26	曲率、傾斜、方位角、不連続性のアトリビュートの断面図
4-152	図4.6-27	不連続性アトリビュートと既存地質構造モデルの重ね合わせ
4-153	図4.6-28	曲率、方位角、傾斜アトリビュートと既存地質構造モデルの重ね合わせ
4-154	図4.6-29	HDB-3, HDB-8, HDB-4付近を通る断面図 (a) 地震探査断面図 (b) サイスミックアトリビュート (不連続性)
4-155	図4.6-30	重合反射点分布図および断裂系指標表示領域
4-156	図4.6-31	断裂系評価アトリビュート解析結果(断裂性指標TFL)鳥瞰図 ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・ ・
4-156	図4. 6-32	稚内層上面におけるTFLとその傾斜、走向の分布
4-157	図4.6-33	稚内層上面における断裂密度と電磁探査の比抵抗分布
4-157	図4.6-34	稚内層上面における断裂密度、標高、電磁探査の比抵抗の関係
4-160	図4. 6-35	ブラインドテストに使用したボーリング孔の位置とケース一覧 ボーリング調査データおよび電磁探査データの頻度分布
4-163 4-163	図4.6-36	ホーリンク調査プータわよい电磁抹査プータの頻及分布ボーリング孔のCI 濃度、δ ¹⁸0、比抵抗値と電磁探査の比抵抗値の比較
4-163 4-164	<u>図</u> 4. 6-37 図4. 6-38	δ^{18} Oおよび $C1$ 一濃度の深度トレンドとトレンド成分の除去
4-164 4-165	図4. 6-39	δ^{18} 0のバリオグラム
4-165	図4. 6 - 40	C1 ⁻ 濃度のバリオグラム
4-165	図4. 6-41	- C1 (辰/文 ワノ・ソ オ ラ ノ ム 三次元比抵抗分布(電磁探査データ)のバリオグラムマップ
4-166 4-166	図4. 6-41 図4. 6-42	電磁探査データのバリオグラム
4-166	表4.6-7	でリオグラム解析結果の一覧 である こうしゅう こうしゅう こうしゅ かいりょう かいりょう かいりょう こうしゅ かいりょう しゅうしゅ しゅうしゅ しゅう しゅう しゅう しゅう しゅう しゅう しゅ
4-167	表4.6-8	一次データ用のバリオグラムモデルの一覧
4 107	秋4.0 ⁻⁰	アン・ファン・フィファム・ファック 見

(様式2)

4-168	図4.6-43	単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによるCI ⁻ 濃度の推定結果の比較 (水平断面)
4-168	図4.6-44	単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによるCI 濃度の推定結果の比較 (鉛直断面)
4-169	図4.6-45	単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによるδ ¹⁸ 0の推定結果の比較(水平断面)
4-169	図4.6-46	単純クリギングとコロケーテッド・コクリギングによる δ^{18} 0の推定結果の比較 (鉛直断面)
4-172	表4.6-9	ブラインドテストで使用するボーリング孔と相関係数の一覧
4-172	図4.6-47	ブラインドテストにおいて1孔のボーリング孔データを使用した場合のC1 ⁻ 濃度の推定結果 (水平断面)
4-173	図4.6-48	ブラインドテストにおいて1孔のボーリング孔データを使用した場合のC1 ⁻ 濃度の推定結果(鉛直断面)
4-173	図4.6-49	ブラインドテストにおいて2孔のボーリング孔データを使用した場合のCI [*] 濃度の推定結果 (水平断面)
4-174	図4.6-50	ブラインドテストにおいて2孔のボーリング孔データを使用した場合のC1 ⁻ 濃度の推定結果(鉛直断面)
4-174	図4.6-51	ブラインドテストにおいて3孔のボーリング孔データを使用した場合のCI~濃度の推定結果 (水平断面)
4-175	図4.6-52	ブラインドテストにおいて3孔のボーリング孔データを使用した場合のCI~濃度の推定結果(鉛直断面)
4-175	表4.6-10	ブラインドテストで得られたC1-濃度の推定結果と正解モデルとの間の深度ごとのRMSE
4-176	図4.6-53	プラインドテストにおいて1孔のボーリング孔データを使用した場合の δ^{18} 0の推定結果 (水平断面)
4-176	図4.6-54	プラインドテストにおいて1孔のボーリング孔データを使用した場合の δ^{18} 0の推定結果 (鉛直断面)
4-177	図4.6-55	ブラインドテストにおいて2孔のボーリング孔データを使用した場合の δ^{18} 0の推定結果 (水平断面)
4-177	図4.6-56	プラインドテストにおいて2孔のボーリング孔データを使用した場合の δ^{18} 0の推定結果 (鉛直断面)
4-178	図4.6-57	プラインドテストにおいて3孔のボーリング孔データを使用した場合の δ^{18} 0の推定結果 (水平断面)
4-178	図4.6-58	ブラインドテストにおいて3孔のボーリング孔データを使用した場合の δ^{18} 0の推定結果 (鉛直断面)
4-179	表4.6-11	ブラインドテストで得られた δ^{18} 0の推定結果と正解モデルとの間の深度ごとのRMSE