令和4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5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 事業の研究開発課題	1-3
2	令和4年度の実施概要	2-1
	2.1 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するた	めの技術の高
	度化	2-1
	2.1.1 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〉	2-1
	2.1.2 低流動域の存在を確認するための技術の開発	2-2
	2.2 内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するた	めの技術の高
	度化	2-3
3	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
	ー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ー	3-1
	3.1 背景と目的	3-1
	3.2 アプローチ	3-1
	3.3 これまでに提案した物理探査およびボーリング調査の調査手順	3-7
	3.4 低流動域の分布を確認するためのボーリング調査	3-12
	3.4.1 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	3-13
	3.4.2 ボーリング孔掘削と掘削水管理	3-19
	3.4.3 調査・試験の方法	3-29
	3.4.4 調査・試験の結果	3-67
	3.4.5 HFB-1 孔におけるボーリング調査結果のまとめと考察	3-106
	3.5 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	3-121
	3.5.1 はじめに	
	3.5.2 使用データの準備と解析	
	3.5.3 交差検証によるコロケーテッド・コクリギングの有効性検討	3-131
	3.5.4 サブセットデータを用いた三次元分布推定の再現性の評価	3-135
	3.6 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 3-151
	3.6.1 はじめに	
	3.6.2 解析モデル	3-154
	3.6.3 解析方法	
	3.6.4 結果と考察	
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	
	ー低流動域の存在を確認するための技術の開発ー	
	4.1 背景と目的	
	4.2 アプローチ	
	4.3 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	
	4.3.1 背景と目的	4-4

	4.3.2 拡散係数や同位体分別係数の実験的評価方法の確立	4-5
	4.3.3 ボーリング孔における調査	4-12
	4.4 81Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討	4-20
	4.4.1 背景と目的	4-20
	4.4.2 メタン除去方法の検討	4-21
	4.4.3 幌延立坑の地下水への適用	4-26
	4.4.4 ボーリング孔: HFB-1 への適用結果	4-28
	4.4.5 まとめ	4-29
	4.5 地史を踏まえた水質形成機構の検討	4-32
	4.5.1 背景と目的	4-32
	4.5.2 幌延町の地質概況	4-33
	4.5.3 水質形成機構の数値解析モデルの構築	
	4.5.4 結果と考察	4-39
	4.5.5 他地域への適用性に関する検討	4-47
	4.5.6 まとめ	4-49
5	移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案	5-1
	5.1 背景と目的	5-1
	5.2 アプローチ	5-2
	5.3 地下水流動の調査・評価技術に関する評価から調査までの関係の整理	5-3
	5.3.1 系統図を作成する際に着目する評価項目	5-3
	5.3.2 系統図の作成方法	5-3
	5.3.3 系統図の作成結果	5-5
	5.4 地下水流動の調査・評価技術に関する個別調査技術の概要調査への反映	5-9
	5.4.1 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)	5-9
	5.4.2 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)	5-27
	5.5 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査の進め方に関する概要調査への提案	5-43
	5.5.1 移流場と拡散場の全体計画の統合の検討方法	
	5.5.2 移流場と拡散場の調査仕様の共通点と相違点の整理	5-43
	5.5.3 移流場と拡散場の全体計画の統合	5-46
	5.6 まとめ	
	5.6.1 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)	5-53
	5.6.2 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査へ	の提案 5-55

図 目 次

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	1-1
図	1.1-2	本事業で取り組む地下水流動解析のフロー	1-2
図	1.2-1	事業の全体概要	1-3
図	3.2-1	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令和 4 年度の各研究	2開発
	項目の)関係	3-6
図	3.3-1	概要調査段階における調査手順のイメージ	3-9
図	3.3-2	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		. 3-10
図	3.4-1	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	3.4-2	比抵抗分布(A-A'断面)と地質断面図	3-15
図	3.4-3	標高 - 275 m 水平断面の比抵抗分布	3-15
図	3.4-4	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	3-15
図	3.4-5	本事業のボーリング調査 (HFB-1) の地点	. 3-16
図	3.4-6	HFB-1 孔の予測柱状図	3-17
図	3.4-7	HFB-1 の調査プログラム	. 3-19
図	3.4-8	ボーリング調査の工程図	3-20
図	3.4-9	ボーリング孔掘削の工程図	3-21
図	3.4-10	掘削深度と日付の関係図	. 3-22
図	3.4-11	孔芯傾斜測定結果および掘削軌跡	3-23
図	3.4-12	廃孔の概念図	3-24
図	3.4-13	溶液中の蛍光ビーズ濃度を変化させた場合の顕微鏡での検出結果	. 3-26
図	3.4-14	使用タンクの配置概念図	. 3-27
図	3.4-15	掘削深度に対する掘削水中のアミノG酸濃度、pH、EC、タンク内水量	. 3-28
図	3.4-16	掘削水試料とコア試料中の蛍光ビーズ濃度の測定結果	. 3-29
図	3.4-17	岩芯記載作業のフロー	. 3-30
図	3.4-18	岩芯洗浄専用台	. 3-30
図	3.4-19	岩芯写真岩芯撮影結果の一例(深度 200.00 m~204.00 m)	. 3-32
図	3.4-20	岩芯写真の一例(深度 200.00 m~204.00 m)	. 3-33
図	3.4-21	接合した岩芯写真の一例(深度 200.00 m~220.00 m)	. 3-34
図	3.4-22	1/5 スケールの記載シート(原図、200~201m の例)	. 3-39
図	3.4-23	1/5 スケールの記載シート(清書版、200~201m の例)	. 3-39
义	3.4-24	岩芯真空用装置	. 3-40
义	3.4-25	FTC 検層ツール(左)と 7 電極方式電気伝導度センサー(右)の概念	. 3-43
図	3.4-26	インダクション検層の概念	3-44
図	3.4-27	孔径検層の概念	. 3-45
図	3.4-28	BHTV 検層の測定概念	3-46
図	3.4-29	孔壁における反射波(左)と、反射のアンプリチュードとトラベルタイム	(右)
	の概念	<u>\$</u>	. 3-47
図	3.4-30		
図	3.4-31	アロープロットとその方位	3-47
図	3.4-32	孔壁展開図における不連続面の形状	3-49
図	3.4-33	インデュースド・フラクチャー(左)とブレークアウト(左)の発生機構、	3-49

义	3.4-34	ブレークアウト方位と開口度	3-50
図	3.4-35	電磁式フローメータ検層の概念	3-51
図	3.4-36	孔内流速解析の模式図	3-51
义	3.4-37	地下水の揚水時の試験装置概念図	3-64
义	3.4-38	物理検層結果と採水候補地点	3-65
図	3.4-39	封圧採水時の試験装置概念図	3-66
义	3.4-40	ピストン式採水容器による地下水の採取手順	3-67
义	3.4-41	HFB-1の RQD と割れ目頻度、断層頻度の深度分布	3-68
义	3.4-42	深度 290.00~292.00m の岩芯写真	3-69
义	3.4-43	深度 290.50~291.00m の岩芯写真	3-69
义	3.4-44	深度 303.00~306.00m の岩芯写真	3-69
义	3.4-45	深度 304.00~304.10m の岩芯写真	3-70
义	3.4-46	深度 322.00~325.00m の岩芯写真	3-70
义	3.4 - 47	深度 348.05m の岩芯写真	3-70
义	3.4-48	深度 365.00~369.00m の岩芯写真	3-71
义	3.4-49	深度 388.00~392.00m の岩芯写真	3-71
义	3.4-50	深度 393.00~395.00m の岩芯写真	3-72
义	3.4-51	深度 393.60~393.70m の岩芯写真	3-72
义	3.4 - 52	深度 442.85 m の岩芯写真	3-73
図	3.4-53	深度 476.00~477.00m の岩芯写真	3-73
义	3.4-54	深度 476.50~477.60m の岩芯写真	3-73
义	3.4 - 55	深度 490.00~491.50m の岩芯写真	3-74
図	3.4-56	深度 490.60~491.10m の岩芯写真	3-74
义	3.4 - 57	HFB-1 の物理検層柱状図	3-76
図	3.4 - 58	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		3-77
义	3.4-59	アロープロットおよび不連続面の傾斜方位分布	3-78
义	3.4-60	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	3-80
図	3.4-61	定方位孔径比較図	3-81
义	3.4-62	電磁式フローメータ検層解析結果	3-83
义	3.4-63	ビルドアップ試験結果図	3-84
义	3.4-64	ビルドアップ解析図(重ね合わせ法)	3-84
义	3.4-65	HFB-1 孔の深度 20 m から 500 m までの物理検層の結果	3-85
図	3.4-66	スメクタイト/イライト量比とイライトの結晶度の深度分布	3-88
义	3.4-67	岩石部の酸素水素同位体比の深度分布	3-89
义	3.4-68	間隙水中の補正 He 濃度の深度分布	3-92
図	3.4-69	アミノ G 酸濃度の深度分布	3-96
义	3.4-70	間隙水中の Cl-濃度および酸素水素同位体比の深度分布	3-96
図	3.4-71	岩石の主要元素組成の深度分布	3-97
図	3.4 - 72	岩石の真密度の深度分布	3-99
义	3.4-73	深度 491 m 地点におけるスラグ試験結果	. 3-100
図	3.4-74	深度 491 m 地点からの揚水時の水位と流量、ガス流量	. 3-101
図	3 4-75	深度 491 m 地点からの揚水時の水温、pH、EC、アミノ G 酸濃度、パッ	カー圧

			3-102
図	3.4-76	深度 367 m 地点におけるスラグ試験結果	3-103
図	3.4-77	深度 367 m 地点からの揚水時の水位と流量、ガス流量	3-104
図	3.4-78	* * * * * * * * * * * * * * * * * * * *	

	3.4-79		
	3.4-80	HFB-1 孔の予測と結果の比較	
	3.4-81	既存孔と HFB-1 孔の酸素同位体比の深度プロファイル一覧	
	3.4-82	電磁探査に基づく三次元比抵抗分布から切り出した鉛直断面	
	3.4-83	電磁探査の測点配置と層厚の考慮に用いた地層境界面	
	3.4-84		
义	3.4-85	比抵抗検層と電磁探査に基づく推定結果の結果 (層厚の考慮に用いた地層	
	の範囲	 	
义	3.4-86		
义	3.4-87	水平プロファイル(114 測点、層厚考慮無し)	
义	3.4-88	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	
义	3.4-89	水平プロファイル(30 測点、層厚考慮あり)	3-117
义	3.4-90	電磁探査で得られた比抵抗分布	3-117
义	3.4-91	HFB-1 と HDB-5 における比抵抗、地下水の塩化物イオン濃度、酸素同位	体比の
	深度に	プロファイル	3-118
义	3.5-1	クリギングの解析対象領域とボーリング孔の位置図	3-126
义	3.5 - 2	ボーリング調査データ (8 ¹⁸ O) の深度分布	3-127
义	3.5-3	電磁探査によって得られた三次元比抵抗分布	3-127
义	3.5-4	解析用のグリッドに割り当てた電磁探査データ	3-128
义	3.5-5	相関分析に使用する電磁探査データと δ ¹⁸ O データの対応付け	3-128
义	3.5-6	コロケーテッド・コクリギングの一次データ (618O データ) と二次データ	(電磁
	探査さ	データ)の関係	3-129
义		電磁探査データのバリオグラム (全領域)	
义	3.5-8	解析対象範囲(準解析領域)における比抵抗毎の分布	3-130
		比抵抗値で区切った領域の電磁探査データのバリオグラム	
义	3.5-10	ボーリング調査データ(δ^{18} O)のバリオグラムモデル	3-131
义	3.5-11	シンプルクリギングにより内挿した三次元比抵抗分布	3-131
		ボーリング孔におけるシンプルクリギング (SK) とコロケーテッド・コク	
		CoK)の交差検証の結果(除去したボーリング孔の位置における推定値と実	
	比較)		
図		除外したボーリング孔の位置におけるシンプルクリギング (SK) とコロケ	
		コクリギング (CoK) による δ18O の推定値と実測値の比較	
図		各ボーリング孔におけるシンプルクリギング (SK) とコロケーテッド・コ	
		(CoK) の交差検証により得られた δ ¹⁸ O 分布 (標高・281 m 水平断面)	
図		ボーリング孔周辺の地層地質図	
		各ボーリング孔の位置における電磁探査による比抵抗の深度分布と地質柱	
<u>~</u>	5.5 10	11 パープマブ 1127 匹直に43 ける 电磁体直による比較が27体及力型と地質性	-
図	3 5-17		

図	3.5-18 各 δ^{18} O のデータサブセットと対応する電磁探査データの相関分布	3-140
図	3.5-19 各サブセットを使用したコロケーテッド・コクリギングで得られた $\delta^{18}O$ ϕ	の推定
	値とフルモデルで得られた推定値との間の、深度ごとに算出した RMSE の箱で) げ図
		3-143
図	3.5-20 各ケースの RMSE の鉛直方向の変化	3-144
図	3.5-21 サブセットにより得られた δ^{18} O の推定値とフルモデルで得られた推定値	との間
	の誤差の空間分布(標高-106 m 水平断面)	3-145
図	3.5-22 サブセットにより得られた $\delta^{18}O$ の推定値とフルモデルで得られた推定値。	との間
	の誤差の空間分布(標高-281 m 水平断面)	3-146
义	3.5-23 サブセットにより得られた δ^{18} O の推定値とフルモデルで得られた推定値。	との間
	の誤差の空間分布(標高-506 m 水平断面)	3-147
図	3.5-24 HFB-1 を追加する前後の推定結果の比較(HDB-5 と HFB-1 を通る鉛直路	断面と
	標高-106 m における水平断面)	3-148
図	3.5-25 HFB-1 を追加する前後の推定結果の比較(HDB-5 と HFB-1 を通る鉛直路	断面と
	標高-281 m における水平断面)	3-148
义	3.5-26 HFB-1 を追加する前後の推定結果の比較(HDB-5 と HFB-1 を通る鉛直路	断面と
	標高-506 m における水平断面)	
	3.5-27 HFB-1、HDB-7、HDB-5 のそれぞれを追加する前後での推定値の比較	
	3.6-1 (a) 幌延町の位置図、(b) 幌延町周辺の表層地質図、(c) 解析領域図	
	3.6-2 水理地質モデル:標高分布(左)、水理地質区分分布(中央、右)	3-160
	3.6-3 サクションと不飽和相対透水係数	
図	3.6-4 海水準と涵養量の時間変化	
図	3.6-5 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水母	
	布 (ケース 1)	
凶	3.6-6 A-A'断面における(a) 全水頭分布(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水金	
	布 (ケース 2–1)	
凶	3.6-7 A-A'断面における(a) 全水頭分布(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水金	
-	布 (ケース 2-2)	
凶	3.6·8 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水色	
lss.	布 (ケース 2–3)	
凶	3.6-9 A-A'断面における(a) 全水頭分布(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水金	
[25]	布 (ケース 3)	
凶	3.6-10 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下z 分布(ケース 4-1)	
তিয়া	3.6-11 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下z	
凶	3.6-11 A-A 断面における(a) 主水頭方仰、(b) 美加速方仰、動水勾配方仰、地下2 分布(ケース 4-2)	
図	3.6-12 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下 7	
	分布 (ケース 5)	
図	3.6-13 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下z	
	3.0 13 A-A 断面におりる(a) 主水頭ガ布、(b) 実施をガ布、動水勾配ガ布、地下 分布 (ケース 6)	
図	3.6-14 1 Ma の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布(ケース)	
	5.0 14 1 Ma の地形に分りる個食と加山に関する加助隊が加(ケーハ)	
図	3.6-15 0.33 Ma の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布(ケース	

			3-179
図	3.6-16	現在の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布(ケース 2-1) 3	3-180
図	3.6-17	1 Ma の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布(ケース 4	L -1)
			3-181
义	3.6-18	0.33 Ma の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布 (ケース 4	L -1)
		ε	3-182
図	3.6-19		
図	3.6-20	A-A'断面における全水頭、実流速、動水勾配、地下水年代、比濃度分布(ク	ース
	7)	ε	
図		HDB1-4 孔の位置における解析結果と観測値(全水頭、δ18O)の深度分布	
			3-187
図	3.6-22	HDB5-8 孔の位置における解析結果と観測値(全水頭、δ18O)の深度分布	
			3-188
図		HDB9-11 孔の位置における解析結果と観測値(全水頭、8 ¹⁸ O)の深度分布	
		ε	3-189
図	4.1-1	幌延地区における水素酸素同位体比の分布(JAEA, 2012)	
図	4.1-2	幌延深地層研究センターでの Cl 濃度分布と拡散場・81Kr 年代測定法の概念	図4-2
図	4.3-1	Through-diffusion 試験の概念図	
図	4.3-2	Through-Diffusion 試験での濃度と同位体比の変化 (HDB-10: 534.20-534.40	
図	4.3-3	同位体分別確認試験結果の例(HDB-10: 534.20-534.40 m)	4-9
図	4.3-4	ヘリウム拡散試験の試験系概念図	4-10
义	4.3-5	ヘリウム拡散試験の結果(下流側セルにおける濃度の経時変化)	4-11
図	4.3-6	調査を実施したボーリング孔の配置	4-12
図	4.3-7	HDB-1 での Cl と 8 ³⁷ Cl の鉛直分布と解析結果	4-13
図	4.3-8	HDB-8 での Cl と 8 ³⁷ Cl の鉛直分布と解析結果	4-14
図	4.3-9	HDB-10 での Cl と 8 ³⁷ Cl の鉛直分布と解析結果	4-15
図	4.3-10		
図	4.3-11	HFB-1 での Cl と δ ³⁷ Cl の鉛直方向分布	4-17
义	4.3-12	HFB-1 での Cl と δ ³⁷ Cl の解析結果	4-18
义	4.4-1	メタンの燃焼試験における反応管温度と反応管通過後のメタン濃度	4-21
図	4.4-2	二酸化炭素トラップ試験の試験系と二酸化炭素捕捉後のリソライム外観	4-22
図	4.4-3	実規模メタン燃焼-水・二酸化炭素捕捉試験の試験系概念図	4-23
义	4.4-4	チタンスポンジの反応管温度とメタン除去率の関係	4-24
义	4.4-5	Kr 吸着試験の試験系	4-25
図	4.4-6	水上置換法によるガス採取方法の概念図	4-27
図	4.4-7	幌延立坑における 81 Kr の分析結果	4-28
図	4.5-1	(a)数値解析モデルの概念図と(b)ユニットの構成図	4-35
図	4.5-2	(a)ユニット追加による深度増加の模式図と(b)水の混合計算の順序	4-36
図	4.5-3	ユニットと岩石部、空隙部の長さの深度分布	4-41
図	4.5-4	Cl-濃度と酸素水素同位体比の深度分布の解析結果(Case1~Case3)	4-42
図	4.5-5	解析結果と観測値の深度分布の比較図	4-43
図		Cl-濃度および酸素水素同位体比の解析結果(Case1)	

义	4.5-7	Cl-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (Case2)	4-45
図	4.5-8	Cl-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (Case3)	4-45
図	4.5-9	深度 940~1710 m の Cl-濃度および酸素水素同位体比の解析結果	4-46
図	4.5-10	本地域で見られる地下水の δ18O と δ2H の関係	4-46
図	4.5-11	解析結果と観測値の比較図	4-47
図	4.5-12	解析結果と本邦中新世海成堆積層の地層水データとの比較図	4-48
図	4.5-13	解析結果と本邦鮮新世海成堆積層の地層水データとの比較図	4-49
図	5.3-1	系統図のイメージ	5-4
図	5.3 - 2	系統図における各ボックスが示す項目の種類	5-5
図	5.3-3	全体を展開した系統図(イメージ)	5-7
図	5.3-4	移流場と拡散場のそれぞれの選択の部分を表す系統図とそれぞれの広域地下	水流
	動概念	ふのイメージ図	5-7
図	5.3-5	涵養域から流出域までの広域的な地下水流動 (移流場、流動域) の場合のサ	で評
	価の部	『分を表す系統図	5-8
図	5.3-6	地下水流動が長期にわたり滞留する領域(拡散場、低流動域)の場合におけ	ーるサ
	ブ評値	価の部分を表す系統図	5-9
义	5.4 - 1	内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順	5-10
図	5.4-2	地下水年代を考慮した地下水解析フローの提案	5-11
図	5.4-3	地下水年代を考慮した地下水解析の部分を表す系統図	5-13
図	5.4-4	高透水割れ目と解析領域の関係	5-15
図	5.4-5	水理パラメータの設定手法の部分を表す系統図	5-15
図	5.4-6	等価不均質連続体 (ECPM) モデルの構築の部分を表す系統図	5-16
図	5.4-7	離散フラクチャーネットワーク (DFN) モデルの構築の部分を表す系統図	5-17
図	5.4-8	物質移行パラメータ設定フローの提案	5-19
図	5.4-9	母岩付き DFN モデルによる透水係数と間隙率の推定結果	5-19
図	5.4-10	物質移行パラメータの設定の部分を表す系統図	5-20
図	5.4-11	適用した各方法の取り纏め結果	5-22
	5.4-12	地下水年代指標と評価範囲	
図	5.4-13	希ガス濃度・無機 ¹⁴ C・有機 ¹⁴ C・ ⁸¹ Kr 分析用サンプルの取得	5-25
义	5.4-14	施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定するための調査のフ	ロー
図	5.4-15	施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定する調査の部分を表す	系統
	図		
図	5.4-16		
図	5.4-17	低流動域の分布を確認するためのボーリング調査の部分を表す系統図	5-33
図	5.4-18	拡散場の評価フロー	5-34
図	5.4-19		
义	5.4-20	Through-Diffusion 拡散試験装置の概念図	
义	5.4-21	SAB-2 孔での評価結果	
図	5.4-22	Kr の地下水からの採取および 81Kr 分析までのフロー	
図	5.4-23	幌延立坑における ⁸¹ Kr の分析結果	5-39
図	5.4 - 24	解析結果と観測値の比較図	5-40
义	5.4-25	低流動域の存在を確認するための技術の部分を表す系統図	5-41

义	5.4 - 26	拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査および 81Kr を用いた地下	水年代
	測定の)部分を表す系統図	5-42
図	5.4-27	地史を踏まえた水質形成機構の検討の部分を表す系統図	5-42
図	5.5-1	拡散場の存在を途中から認識する場合の調査の進め方のイメージ	5-50
図	5.5-2	拡散場の存在を途中から認識する場合の調査・評価フロー	5-51
义	5.5-3	拡散場の存在を途中から認識する場合の調査工程のイメージ	5-52

表目次

表	3.4-1	物理検層における使用機器一覧	3-41
表	3.4-2	各検層の測定ツールの校正・検証一覧	3-53
表	3.4-3	鉱物組成分析に供した試料リストおよび岩相区分の結果	3-55
表	3.4-4	XRD 分析条件一覧	3-56
表	3.4-5	岩石部の酸素水素同位体比の分析に供した試料リスト	3-57
表	3.4-6	間隙水中の希ガスの濃度および同位体比の分析に供した試料リスト	3-58
表	3.4-7	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した試料リスト	3-60
表	3.4-8	採水作業での使用機材一覧	3-63
表	3.4-9	HFB-1 孔における物理検層の作業実績一覧	3-75
表	3.4-10	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	3-78
表	3.4-11	電磁式フローメータ検層において抽出した傾斜方位と傾斜角度	3-79
表	3.4-12	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	3-82
表	3.4-13	XRD 分析による鉱物組成一覧	3-86
表	3.4-14	XRD 分析による鉱物組成の相対量比一覧	3-86
表	3.4-15	イライトの結晶度およびポリタイプと緑泥石の結晶度	3-87
表	3.4-16	オパールの結晶度	3-87
表	3.4-17	岩石部の酸素水素同位体比の分析結果	3-89
表	3.4-18	溶存 He 濃度の分析結果	3-91
表	3.4-19	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(①)	3-93
表	3.4-20	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(②と③)	3-94
表	3.4-21	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(②と③)	3-95
表	3.4-22	岩石の主要元素組成	3-97
表	3.4-23	岩石の微量元素濃度の分析結果	3-98
表	3.4-24	岩石の微量元素濃度の分析結果	3-99
表	3.4-25	封圧採水試料と孔口採水試料の分析結果	3-106
表	3.4-26	封圧採水試料と孔口採水試料の分析結果	3-106
表	3.5-1	各ボーリング孔におけるシンプルクリギング (SK) とコロケーテッド・コ	クリギ
	ング	(CoK) の交差検証の結果	3-134
表	3.5 - 2	各ケースで使用したボーリング孔のデータサブセットの組み合わせ	3-139
表	3.6-1	水理地質パラメータ一覧	3-161
表	3.6-2	各断層の走向・傾斜角度	3-161
表	3.6-3	各断層の方向余弦	3-162
表	3.6-4	ケース一覧	3-165
表	4.3-1	幌延のボーリングコアでの拡散係数と分別係数	4-7
表	4.4-1	北海道幌延地域(研究坑道内)で取得したガスにおける主要な成分の組成.	4-21
表	4.4-2	Kr 捕捉試験の結果まとめ	4-26
表	4.4-3	140・250・350m 坑道における Cl 濃度・8 ¹⁸ O の比較	4-26
表	4.4-4	13-350-LGE-M01 における処理前後のガスの比較	4-27
表	4.4-5	ボーリング孔から取得したガスとメタン減容処理した結果	4-29
表	4.5-1	解析ケース一覧表	4-39
表	5.4-1	地下水年代を用いた透水係数の推定結果	5-12
表	5.4-2	空間領域に応じた水理パラメータ設定の方法	5-14

表 5.5-1	移流場と拡散場の調査仕様の共通点と相違点	5-46
表 5.5-2	拡散場の存在を途中から認識する場合における調査の概要	5-51

1はじめに

本事業は、令和4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 10 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の比較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、亀裂性岩盤の場合、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)に起因して、岩盤は水理学的な不均質性を有しており、推定される透水性の空間分布の妥当性確認には、地下水圧の経時変化を用いることが有効である。

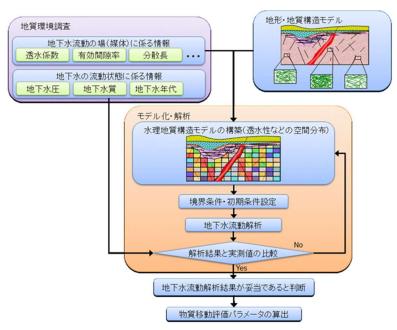


図 1.1-1 広域を対象とした地下水流動の調査・解析の流れ

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。

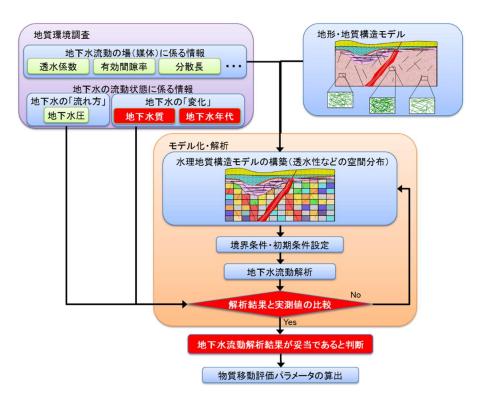


図 1.1-2 本事業で取り組む地下水流動解析のフロー

一方、堆積岩分布地域の地下深部においては、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報告されている(例えば、 Pearson et al., 2003;馬原ほか、2006)。本事業においては、「化石海水」と使用する場合、このような地下水を指す。このような地下水が存在する領域は、涵養域から流出域へ天水起源の地下 水が流動するといった概念とは異なるため、流動場を前提とした地下水流動解析をそのまま適用することは難しい。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、化石海水が存在するような水理場を調査・評価する場合、結晶質岩分布地域のように広域的な地下水流動が生じている水理場とは別のアプローチによって調査・評価する必要がある。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、化石海水が残存するような深部低流動域については、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、その三次元分布、水理学的特性、水質形成機構を明らかにするための調査・解析手法を開発することを目的とする。

1.2 事業の研究開発課題

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二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(現在、瑞浪用地)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 4 年度の実施概要

本事業は、平成 30 年度から取り組んできた 1.2 節に示した研究開発課題のうち、移流場(瑞浪)を対象とした「(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」については、令和 3 年度までに一旦成果を取りまとめた。令和 4 年度は、「(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」の課題に取り組み成果をとりまとめる。さらに、最終年度の成果のとりまとめとして、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ために、瑞浪・幌延の両地域を事例とした研究開発成果を体系的に整理する。これらの実施内容は以下の通りである。

2.1 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。

2.1.1 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地層の堆積当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(本事業ではこの地下水を化石海水と呼ぶ)が存在することが確認されている。また、地下水の流れが非常に遅いと推定される地層の存在が確認されている。これら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に、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、電気・電磁探査により得られる地下の比抵抗分布や、そのデータとボーリング調査データを組み合わせた地球統計学的手法により地下に存在する化石海水の三次元分布を推定できることが確認できた。一方、これらの推定は、物理探査やボーリング調査データが欠落している領域を含めて行われたため、一定のスケールに対する三次元分布の推定結果の妥当性の評価がなされていない。そこで、本事業では、追加の物理探査や地上からのボーリング調査を行い、推定結果の妥当性を確認するためのデータを拡充する。そして、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、概要調査への反映を念頭において、最適な調査手順、調査仕様、地球統計学的手法等についても整理する。

令和2年度は、幌延深地層研究センター周辺において高密度電磁探査及び準三次元反射法地震 探査を実施した。これにより、約3km 四方の範囲においてより深部の化石海水の三次元分布を 地質構造との関係性とともに推定可能な物理探査データを拡充することができた。 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した。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った。

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、化石海水が存在する領域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、その方法論を整理する。

2.1.2 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した。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 37CI の分布のデータを拡充した。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移流・拡散モデルで、分布の評価を試みた。

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(Cl や δ 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った。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年代を評価した。

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、降水流入の地下水流動モデルを提示する。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。

これまでに、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してきた。

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 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

内陸部の広域的な地下水流動(移流場)を対象とした技術整備では、瑞浪地域を対象として、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整備するとともに、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の整備を進めてきた。また、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(拡散場)を対象とした技術整備では、幌延地域を対象として、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、物理探査やボーリング調査といった地上からの調査を組み合わせて化石海水の三次元分布を推定する手法の整備を進めてきた。併せて、水理場・化学環境の古水理地質学的変遷が、長期的に安定な水理場・化学環境の三次元分布に与える影響について解析的な検討を進めてきた。本事業では、これらの移流場を対象とした瑞浪の成果と拡散場を対象とした幌延の成果を統合して、概要調査への反映を念頭においた汎用的な地下水流動の調査技術の整備を行う。その際、移流場及び拡散場の調査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適切な手法の選択に資する情報や知見を提示する。

これまでに、本事業のみならず既往の成果を参考にして、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整理した。本事業の成果により、この考え方を詳細化することが可能であり、物理探査やボーリング調査といった一連の調査の中における個々の調査の計画策定などに関して概要調査に資する知見を拡充してきた。例えば、瑞

浪地域を事例とした検討では、地下水流動・物質移行解析技術の高度化の検討から抽出された調査へのフィードバックや地下水年代測定技術の適用性・妥当性の確認方法について示した。また、地下水年代を対象とした解析技術の開発において、広域的な地下水流動・物質移行パラメータを求めるため、地下水年代測定結果を用いて地下水モデルを校正し、パラメータの推定値やその推定誤差を求め、地下水モデルその信頼性向上を図ってきた。また、水理パラメータ設定手法の開発及び物質移行パラメータ設定手法の開発では、離散フラクチャーモデルを用いて詳細スケールの地下水流動・物質移行パラメータを求めるとともに、スケールアップして広域的なパラメータを推定する方法を整備してきた。一方、幌延地域を事例とした検討では、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し、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手順を検討した。また、令和3年度から実施しているボーリング調査の結果や、拡散場調査及び地下水年代測定の結果を踏まえ、概要調査に資する知見を拡充している。特に、拡散場の評価や非常に古い地下水年代測定を適用するうえで、必要な調査技術、具体的には、コアの採取方法、地下水分析、岩石分析など、評価に必要な知見を拡充した。

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、移流場及び拡散場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、移流場及び拡散場の調査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の手順を示す。

3 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 - 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-

本章では、3.1 節に「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」の背景と目的、3.2 節にそのアプローチを述べた後、3.3 節以降は当該課題の研究開発項目の一つである「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」の今年度の成果などについて述べる。当該課題のもう一つの研究開発項目「低流動域の存在を確認するための技術の開発」の今年度の実施内容や成果などは4章において述べる。

3.1 背景と目的

既往研究において、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」という用語は、このような地下水に対して使用する。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)。拡散は最も遅い物質輸送であり、拡散が支配的な場であることを示すことは、天然バリアとして高い性能を有する母岩であることを示すことにつながる。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である。なお、本事業ではこのような領域を指す用語として「低流動域」を使用する。

既往の事例研究により、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に反映することを念頭に、これまでに新第三紀堆積岩を対象に地質環境データが蓄積されている幌延地域を事例として、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。

3.2 アプローチ

図 3.2-1 に、3.1 節で述べた三つの研究開発項目の目的と実施項目を示すとともに、研究開発項目の間の関係を示す。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て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。このような地下水の存在を確認する際、それが海水に由来することから塩濃度が有効な指標の一つである。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(Cl)により占められており、特に反応性の低い Cl-濃度が指標に適している。さらに、長い時間をかけて岩石-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)も有効な指標である。地層処分事業における概要調査の主要な調査は物理探査とボーリング調査である。物理探査は地下の物理的な性質を測定し地下での状態やその広がりを推定する手法であるが、地下の深部の物性値や低流動域の存在を確認するための指標である Cl-濃度や δ ¹⁸O 、 δ D を直接的に測定することはできない。一方、ボーリング調査は Cl-濃度や δ ¹⁸O 、 δ D を含め地下深部の特性を直接的に調査・測定する手法であるが、得られるデータは掘削したボーリング孔に沿った点あるいは線的なデータである。よって、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できると考えられ、その結果は、現在の低流動域の三次元分布として評価できると考えられる。

一方、CI-濃度や δ ¹⁸O 、 δ D 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。

以上のように、低流動域の存在を確認するための指標である CI:濃度や δ 18O、 δ 1O0 の三次元分布を推定するアプローチと、CI:濃度や δ 18O0、 δ 1O0 を低流動域の指標とする妥当性を確認するアプローチが、地上からの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的な広がりを調査・評価することを可能にすると考える。本事業では、既往研究や本事業において実際に行う調査に基づき、これらのアプローチの適用性を確認することによって調査・評価技術の整備を進めることとし、その際、本事業で得られる成果は地層処分事業の概要調査に資する体系的な方法論として整備することを目指す。本事業では、この達成のために以下の三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

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」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を目的とする。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の適用が効果的である。一方、地下水の CI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 いて実施する方法論の体系的な整備に反映する。

令和2年度は、平成31年度(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、センターを中心とする約3km四方の範囲を対象に追加の電磁探査及び反射法地震探査を実施した。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や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と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。そのボーリング孔はHFB-1と名付けれられた。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。令和3年度においては深度200mまでの掘削であり、結果として声問層に着目した。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った。

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 HFB-1 孔を深度 500 m 延長し、声問層と稚内層の地層境界から稚内層内部にかけて調査を実施した。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、天水浸透の影響の有無を確認する。HFB-1 孔における調査結果は本章の 3.3 節および 3.4 節において述べる。

また、これまでに低流動域を判断するための指標である Cl:濃度や、 δ 18O、 δ D の三次元分布を推定する方法として、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解析の適用方法を検討してきた。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データ分析を行った。令和 4 年度は、HFB-1 孔の地表付近から深度 500 m までの Cl:濃度、 δ 18O、 δ D の深度プロファイルを、地球統計学的手法により推定される低流動域の三次元分布の推定に関する検討に反映し、推定結果やその手法の妥当性を評価した。これらの結果については、本章の 3.5 節で述べる。

以上の成果から、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・評価手法を整理した。この結果については5章において述べる。

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」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

「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」に関して、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 \geq δ δ δ Cl 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 \geq Cl の拡散係数の違いや δ δ Cl の分別係数の計測を実施してきた。この結果、幌延では δ D \geq Cl の拡散係数は数倍程度異なり、 δ δ δ Cl の分別係数も有意であることが明らかとなった。また、深部から Cl が拡散で流出することにより、 δ δ δ δ Cl の分別が発生していることが、ボーリング孔の鉛直分布から確認することができた。ただし、 δ D、 δ δ δ Cl については、水岩石相互作用の影響を受けていることが明らかとなった。

令和 4 年度は、新規に掘削するボーリング孔でプロファイルを調査し、Cl の起源が化石海水であること、声問層と稚内層の境界付近で淡水浸入が発生していることについて、発生メカニズムと発生時期を検討した。また、これまでの調査結果を解析し、Cl と δ ³⁷Cl のプロファイルから、物質輸送現象に関するメカニズム、現象が始まってからの時間について検討した。あわせて、古水理地質学的変遷との整合性を検討した。これらの結果から、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た。この成果については 4 章において述べる。

「 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、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(12 Cl や 13 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、 13 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、 13 Kr を精製し、定量を容易にする必要がある。

今までの検討により、メタンを多く含むガスからメタンを除去し、相対的に Kr 濃度を高める 処理法を確立した。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 ^{81}Kr 年代測定の適用を行っている。

令和4年度は、さらに調査する点数を増やし、⁸¹Kr 年代測定の結果から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した。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した。これらの成果については4章において述べる。

「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。

これまでに、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してきた。

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した。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した。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た。これらの成果については4章において述べる。

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 3.2-1 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を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。

これまでに、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一つであることから、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。そして、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。令和4年度は、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の連続的な変化を考慮した非定常地下水流動物質移行解析を実施し、これまでの結果と合わせて取りまとめた。この結果は、本章の3.6節において述べる。

また、これまでに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てきた。一つ目の 研究開発項目において実施した物理探査やボーリング調査は、ここで検討した調査手順に基づい ている。令和4年度は、これまでの結果に基づき、ベースとしている調査手順の妥当性を検証し、 三つ目の研究開発項目「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」 の成果として低流動域(拡散場)の三次元分布を推定する方法論をとりまとめた。本事業は、移 流場と拡散場を統合した形で方法論を整理し、広域スケールを対象とした汎用的な地下水流動の 調査・評価技術を整備することを最終的な目的としている。令和4年度は、図 3.2-1 に示す通り、 新たに「移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案」を課 題として設定し、三つ目の研究開発項目の成果は、令和3年度にとりまとめられた広域的な地下 水流動(移流場)を対象とする方法論と統合し、概要調査に円滑に導入可能な方法論として整備 した。よって、三つ目の研究開発項目の成果である拡散場を対象とした方法論の整備については、 5 章の「移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案」にお いて述べる。

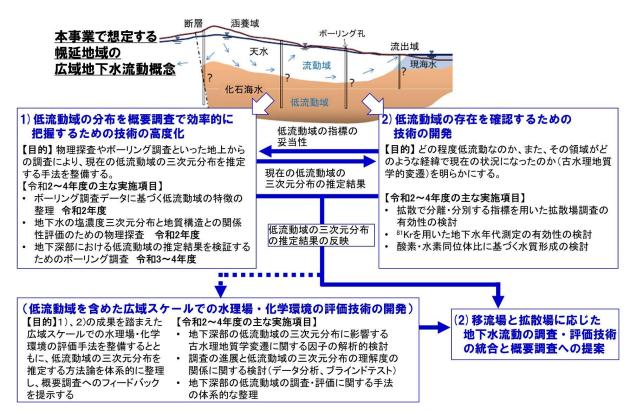


図 3.2-1 本事業で想定する幌延地域の広域地下水流動概念および令和 4 年度の各研究開発項目 の関係

参考文献 (3.1~3.2 節)

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.

3.3 これまでに提案した物理探査およびボーリング調査の調査手順

本事業の成果は概要調査に円滑に反映できる方法論として整備することが求められており、これまでに、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。図 3.3·1 にこれまでに整理した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調査手順のイメージを示す。この調査手順は本事業の対象の通り、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、調査を開始する前から地下深部に低流動域が存在することを認識できていることを前提としている。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流れで調査が進められることを示している。図 3.3·2(1)~(4)に各手順における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示す。以下に、手順毎の比抵抗分布の取得状況と低流動域の三次元分布の評価の方法について示す。

- **手順①**(図 3.3-2(1)): 既存情報のみの段階では、既存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、低流動域の存在を示唆する既往情報があることを認識した上で、 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。この範囲において既 存情報として別目的で取得された比抵抗分布データが存在する可能性はあるが、概要調査実 施前の段階であるため基本的に比抵抗分布データは未だ取得されていない。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、地形図や地質図幅といった文献情報から行う地形解析 (河川流含む) や地下水流動解析に基づき、同一の流動系となる広域スケールの範囲を設定 する。既往情報の情報量によりこの段階で構築できる地質構造モデルや水理地質構造モデル の信頼性は異なるが、我が国のほとんどの地域に対して地形図や地質図幅は存在するため、 この段階から地質・地質構造モデルを構築できると考えられる。さらに、地質や地質構造に 応じて想定される透水性を与えて水理地質構造モデルを構築することも可能であると考え らえる。よって、ダルシー則を前提とした地下水流動解析ではあるが、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られる。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が存在する領域がどこに分布している のか見通しを得ることが可能であると考えらえる。
- **手順②**(図 3.3-2(2)):広域スケールの物理探査終了時の段階では、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、主に空中電磁探査と長さ数キロ~十数kmの2次元測線を主体とする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網羅的に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、幌延地域における事例では、探査深度は150 m程度である。一方、2次元測線を主体とするMT法電磁探査は、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。測線の配置は地層の走向(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。このように、この段階で取得される比抵抗分布

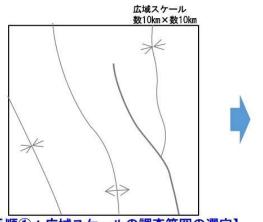
は、浅部では三次元的であるが、深部では2次元的な分布である。この段階では、Cl-濃度や $\delta^{18}O$ 、 δD の実測データは取得されていない。そのため、比抵抗が地下水の塩濃度に相関しているという仮定のもと、塩濃度が高いと推定される低比抵抗領域を抽出し、その結果に基づき広域スケールの調査範囲から施設スケールの調査範囲を絞り込む。深部における三次元的な広がりは地質・地質構造モデルを参考にして推察する。なお、この段階では低流動域の存在を直接確認できるCl-濃度や $\delta^{18}O$ 、 δD の実データはまだ取得されず、そのため地球統計学的な推定を適用することは難しい。

- **手順③**(図 3.3-2(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、より詳細な低流動域の三次元分布を推定するために、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が取得され、手順②と同様に比抵抗値の相対的な高低での推定となるが、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、処分場の概略的なレイアウトを検討できる程度の解像度であることが望ましい。また、低流動域の三次元分布は、ボーリング調査データと物理探査データを組み合わせて地球統計学的解析によりCl-濃度や6¹⁸O、6Dの三次元分布を推定し、その結果から評価される。そのため、この段階で取得された三次元比抵抗分布に基づき、地球統計学的解析の適用に対して適切なボーリング調査地点を選定する。ボーリング調査地点は、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、複数箇所(2~3 箇所)の選定が望ましい。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 3.3-2(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 範囲における低流動域の広がり(三次元分布)を具体的な指標に基づき推定するために、施 設スケールの調査範囲内の1~3箇所において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、8Dの実データが取得される。このボーリング調査データと施設ス ケールの三次元比抵抗分布を組み合わせて地球統計学的解析により、CI-濃度や6¹⁸O、6Dの 三次元分布を推定できる。この結果に基づき、低流動域の三次元分布を具体的な指標に基づ き推定できる。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。

本事業では、今年度の取り組みも含め施設スケールを対象とした物理探査とボーリング調査を実施し、この調査手順が妥当であることを確認するための検討を進めてきた。具体的には、以下のことに着目している。

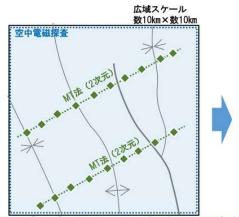
- 電磁探査から推定される三次元比抵抗分布の低流動域分布の推定への適用性
- ボーリング調査データと電磁探査データを組み合わせた地球統計学的解析により、Cl-濃度や δ 18O、 δ Dの三次元分布を推定する方法
- 地球統計学的解析の観点から適切なボーリング調査地点を選定するための考え方

一つ目の着目点については、本事業において実施したボーリング調査の地点を選定する際に、三次元比抵抗分布から意図した地点にボーリング孔を掘削することができたか確認することで評価する。二つ目および三つ目の着目点については、3.5節の「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」において述べる。



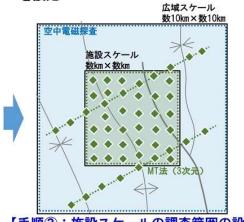
【手順①:広域スケールの調査範囲の選定】

・文献調査段階で構築された概略の地質環境 モデルに基づき、広域スケールの調査範囲 を設定



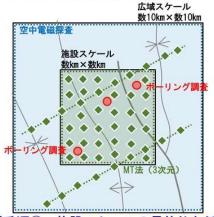
【手順②:広域スケールの概略的な低流動域 の分布を推定】

- ・空中電磁探査とMT法(2次元)を実施
- ・概略的な化石海水分布を推定



【手順③:施設スケールの調査範囲の設定】

- ・手順②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
- ・施設スケールにおいて高密度測点のMT法 (三次元)を実施し、より具体的な低流 動域の三次元分布を推定



【手順④:施設スケールの具体的な低流動域 の三次元分布の推定】

- ・推定結果の妥当性を確認するためのボー リング調査を実施
- ・低流動域の存在を確認するための指標の 実測データの取得

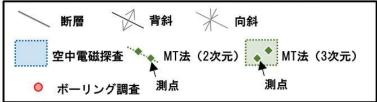


図 3.3-1 概要調査段階における調査手順のイメージ

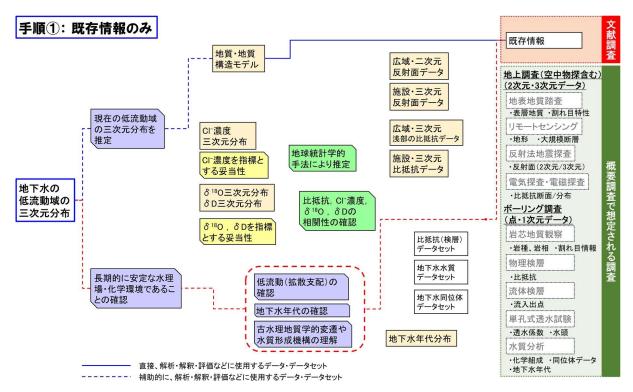


図 3.3-2(1) 地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統 図 (手順①: 既存情報のみ)

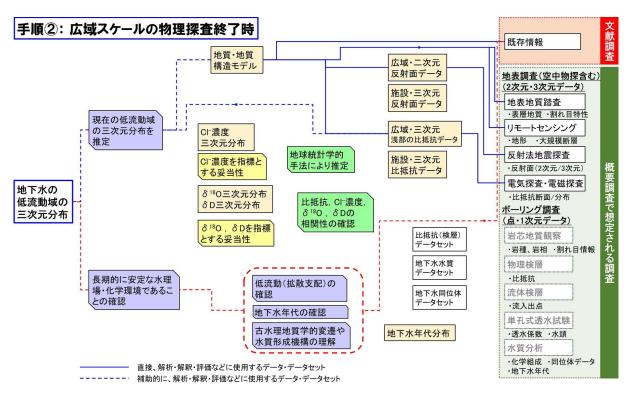


図 3.3-2(2) 地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統 図 (手順②:広域スケールの物理探査終了時)

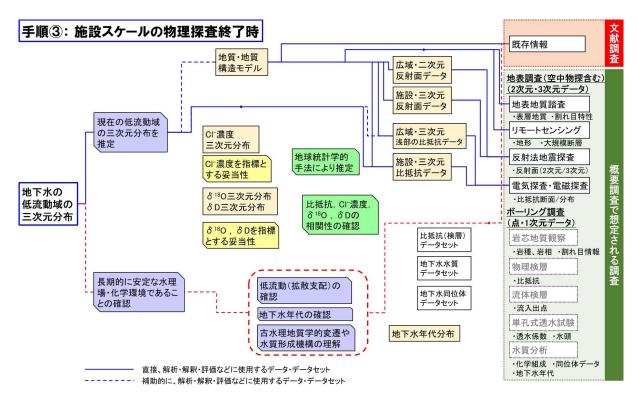


図 3.3-2(3) 地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統 図 (手順③:施設スケールの物理探査終了時)

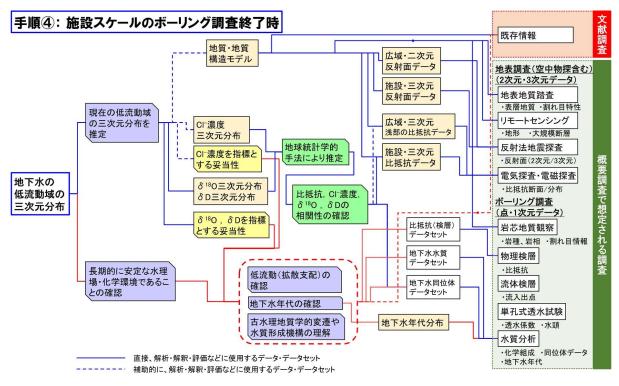


図 3.3-2(4) 地下水の低流動域の三次元分布の評価と概要調査の現地調査との関係を表す系統図(手順④:施設スケールのボーリング調査終了時)

3.4 低流動域の分布を確認するためのボーリング調査

前述の通り本事業では、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しており、 3.3 節に述べた調査手順のうち、施設スケールの範囲における調査に関して、実際に物理探査と ボーリング調査を実施してきた。令和2年度に、センターを含む3km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用いる三次元比抵抗分布を取得するために、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 法と併用した高密度電磁探査を実施した。これに より取得された三次元比抵抗分布から低流動域の分布が推定されるが、その妥当性はボーリング 調査によって確認される。低流動域の存在は、地下水の Cl:濃度と酸素・水素同位体比 (δ18O、 δD) により確認することができる。そのデータは、ボーリング調査のコア掘削あるいは孔内採 水により採取した試料の化学分析により取得され、水質・同位体データの深度プロファイルとし て示される。令和3年度は、令和2年度に実施した高密度電磁探査を実施した範囲においてボー リング調査に着手し、深度 200 m までの調査を行った。このボーリング孔は「HFB-1」と名付け られている。令和 4 年度は、HFB-1 孔を延長し、深度 500 m まで調査を行った。HFB-1 孔での 調査は、3.3 節で述べた調査手順の妥当性を確認することも目的としている。図 3.4-1 に令和 2 年度に実施した物理探査の探査範囲と幌延深地層研究計画において掘削された地上からのボーリ ング孔(HDB-1~11)を示したセンター周辺の地質図を示す。センターを含む 3 km 四方の探査 範囲(図 3.4-1 に示す四角枠内)には、掘削長約 $500\sim1.000$ m 程度のボーリング孔が 9 本掘削 されている。3.3 節に示した調査手順では施設スケールの範囲内において 1~3 本のボーリング調 査を実施すると設定しており、この時の適切な調査地点の選定の考え方を既存のボーリング調査 と本事業の HFB-1 孔のデータを用いて検討する。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。

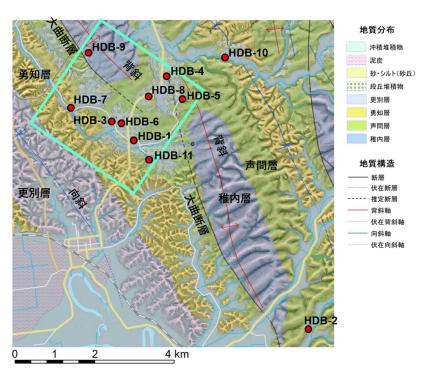


図 3.4-1 今和2年度の物理探査範囲と既存ボーリング孔の位置を示した地質図

3.4.1 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

3.3 節に示した調査手順のうち、特に手順3と手順4を試行し、本ボーリング調査の調査地点の妥当性や調査地点選定の考え方を示すために、令和4年度は以下を検討・実施する。

- 電磁探査により取得された三次元比抵抗分布に基づくHFB·1の調査地点選定の妥当性評価
- HFB-1孔を延長し、深度200 mから500 mまでを対象に以下を実施
 - 比抵抗、Cl-濃度、δ18O、δDの深度プロファイルの取得
 - 水みちからの地下水の採水と分析
 - 拡散場調査や81Kr分布の確認のためのデータ取得
- 地球統計学的解析によるCl・濃度、δ18Oの三次元分布の推定と推定精度の検証

3.3 節で述べた本事業において提案している調査手順により低流動域の広がりを把握できるか検証することを目的としており、HFB-1 もその調査手順の中の調査の一つである。電磁探査が実施されボーリング調査が行われる前の段階において低流動域の分布を推定するには、電磁探査により取得される三次元比抵抗分布に基づき比抵抗値の高低により低流動域を判断する。調査範囲の中で低い比抵抗値が広がる領域を低流動域として判断し、その領域がより浅い領域から広がる範囲に1本目のボーリング調査地点と設定する。本事業の検討では、既存の HDB-1~11 のいずれかを1本目のボーリング、HFB-1 は2本目と見做すこととした。2本目のボーリング調査は低流動域の広がりを把握するためにその端と推定される箇所をボーリング調査地点とした。HFB-1のボーリング調査は、電磁探査の三次元比抵抗分布に基づき計画した通りの地点に掘削することができたかが確認のポイントである。また、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本目のボーリング調査を実施した後は、ボーリング調査によって取得された Cl-濃度、 δ 18O、 δ D の深度プロファイルと電磁探査の三次元比抵抗分布を用いた地球統計学的解析により、Cl-濃度、 δ 18O、 δ D の三次元分布を推定できる。本事業では、既存のボーリング調査と HFB-1 のデータを用いた地球統計学的解析を通じた検討により、最適なボーリング調査地点と順序の考え方を整理する。その際、3.3 節において提案した調査手順におけるボーリング調査地点の考え方をフィードバックする。

なお、拡散場調査や 81Kr 分布の確認のためのデータ取得については、4 章の「低流動域の存在を確認するための技術の開発」において述べる。

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、Cl: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 3 km 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。その結果として 図 3.4-2 比抵抗分布 (A-A) 断面)と地質断面図に比抵抗分布 (A-A) 断面)および図 3.4-3 に標高 -275 m 水平断面の比抵抗分布を示す。調査範囲の南西側は、深度約 100 m から低い比抵抗の領域が分布し、北東側では深度約 400 m から低い比抵抗の領域が分布する(図 3.4-2)。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・275 m(センターの地表を基準として深度 335 m)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(比較的浅い深度に広がる低流動域の端)であると推定される(図 3.4・3)。3.3 節において提案した調査手順では、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ことを確認するために、浅部から低い比抵抗の領域が存在する地点とする。既存のボーリング孔では、HDB・1、HDB・3、HDB・7 および HDB・11 がこの領域に位置する。一方、2 本目のボーリング調査は、低流動域がどこまで広がっているか確認するために、低流動域の境界付近と推定される地点とする。すなわち、浅部から低い比抵抗が広がる領域の端と推定される地点を選定することとした。既存のボーリング孔では HDB・6 のみがそれに該当する。HDB・6 では深度約 400 m 以深から低流動域にとして評価できる地下水が出現するが、深度約 400 m までのサンプリング数が少なく、その場の状況を十分に評価することが難しい。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)
- 幌延深地層研究計画において対象層としている声問層および稚内層が分布し、地下施設を 建設できる深度(深度約500 mまで)の範囲
- 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背斜近傍は避ける。
- 三次元比抵抗分布から低比抵抗領域の広がりの端と読み取れる地点

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に従い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両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3.4-4に示す。実際の概要調査を想定した場合、この段階で構築されている既存地質図や物理探査結果などに基づく地質構造モデルから地層境界を推定することは可能である。三つ目の条件も二つ目の条件と同様に、既存の地質構造モデルから決定できる。四つ目の条件については、電磁探査の三次元比抵抗分布に基づき判断する。本事業では、調査範囲の南西側において浅部から広がる低比抵抗領域の端をHFB-1の調査地点とした(図3.4-2および図3.4-3)。この地点は一つ目から三つ目の条件も満たしている。図3.4-5にHFB-1の調査地点を示す。ボーリング調査地点は、センターの南側に隣接する用地内に位置する。

三次元比抵抗分布 (99測点、拘束なしの電磁探査解析結果) 地質断面図 NE A' HFB-1 NE A' A SW 0-勇知層 稚内層浅部 遷移領域 Ē ⁻⁵⁰⁰-声問層 ლ -1000 稚内層深部 増幌層 -1500 比抵抗[Ω·m] 500 m 500 m 10 15 20 25 30

図 3.4-2 比抵抗分布 (A-A´断面) と地質断面図

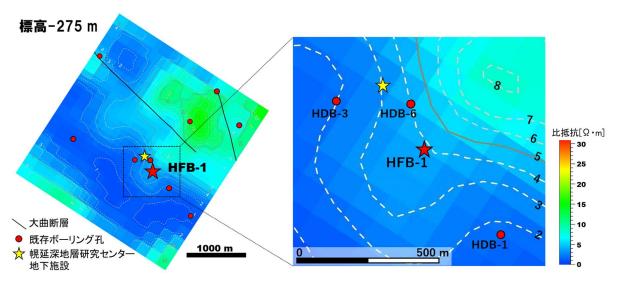


図 3.4-3 標高 - 275 m 水平断面の比抵抗分布 99 測点、拘束なしの電磁探査解析結果を示す。

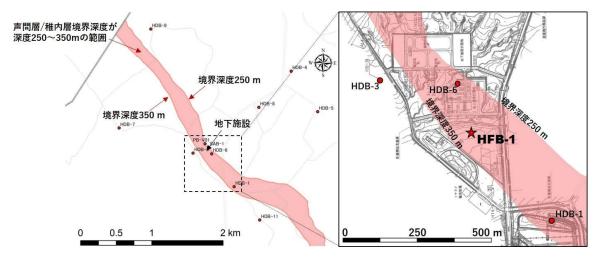


図 3.4-4 声問層と稚内層の地層境界が深度 250 m から深度 350 m にある範囲



図 3.4-5 本事業のボーリング調査 (HFB-1) の地点

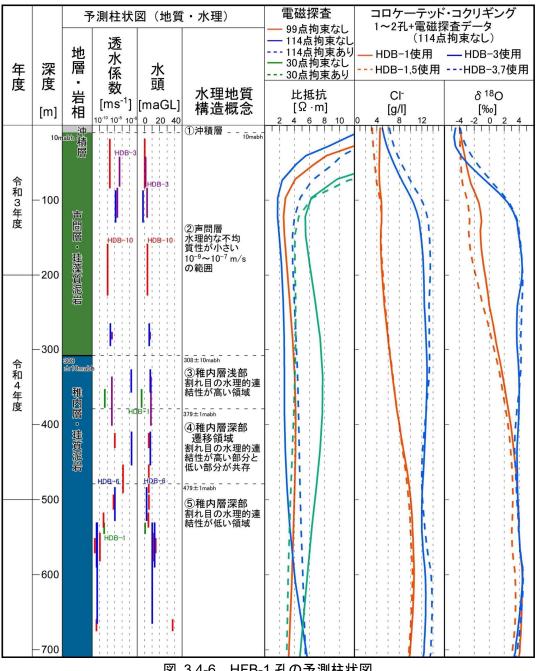
(3) ボーリング調査地点の予測

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 3.4-6 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 であると推定された。水理特性の予測については、HFB-1 周辺の既存孔(HDB-1、HDB-3、HDB-6、HDB-11)に基づき透水係数と水頭を予測した。また、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(例えば、中山雅(編), 2022)に基づき、湧水の状況を予測した。声問層の透水係数は10-9~10-7m/s の範囲にあり、水理的な不均質性は小さいと予想される。一方、稚内層浅部は水理的連結性を有する領域であり、既存孔に測定されている透水係数の範囲は10-10~10-6m/s と幅広いが、稚内層深部では水理的連結性は乏しくなり、全体的に低い透水係数である。よって、令和4年度において掘削した範囲のうち、声問層と稚内層の境界付近である深度300 m から程内層深部下端の深度480 m まで、特に、稚内層浅部の範囲である深度308 m から深度379 m において顕著な水みちの出現が予想された。

また、図 3.4-6 には電磁探査の比抵抗分布から予測される HFB-1 の地点での比抵抗値の深度プロファイルを示す。電磁探査に基づき三次元比抵抗分布は、令和 2 年度に取得したセンターを含む 3 km 四方の調査範囲の内側にある 99 測点のデータを用いた解析結果のほかに、令和 3 年度に再解析を実施し、調査範囲の外側にある測点データを使用したケース、測点を間引いたケース、解析条件を変更したケースといったように複数の三次元比抵抗分布を取得している(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,2022)。いずれの場合も HFB-1 の地点では地表から深度約100 m に掛けて比抵抗値が低くなり、それ以深は比抵抗が低い状況が続く。この結果から表層から深度 100 m に掛けて Cl-濃度が上昇し、 δ 18O および δ D が化石海水と評価できる範囲になる、あるいは、近づくことが予測される。

また、既存孔を施設スケールの範囲内で実施する 1 本目および 2 本目と仮定し地球統計学的解析により推定した Cl-濃度と δ 18O の深度プロファイルを示す。この地球統計学的解析は、ボーリ

ング調査データを一次データ、電磁探査の三次元比抵抗分布を2次データとしたコロケーテッド・ コクリギングにより推定している。その具体的な方法は3.5 節において述べることにする。HDB-1を1本目、HDB-5を2本目とした場合、CI濃度および δ ¹⁸O ともに地表から徐々に増加し深度 約 450 m 以深からおおよそ一定になる。一方、HDB-3 を 1 本目、HDB-7 を 2 本目とした場合、 Cl 濃度および δ 18O ともに深度 100 m 以深からおおよそ一定になり、一定になる深度が、HDB-1を1本目にした場合の予測と異なる。いずれの予測も同じ解析ケースの三次元比抵抗分布を用 いていることから、使用するボーリング孔が異なると、すなわち調査地点が異なると予測結果を 大きく変えることを示している。よって、HFB-1 孔の結果を踏まえボーリング調査地点選定の考 え方を示すことは提案した調査手順に対する重要なフィードバックとなる。



HFB-1 孔の予測柱状図 図 3.4-6

(4) 調査プログラム

図 3.4-7 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 年度は深度 500 m まで掘削した。本ボーリング調査では低流動域の存在を確認するため、地下水の C1 濃度、 δ 18O および δ D の深度プロファイルを得ることが主要な調査の目的である。これらのデータは岩石マトリクス中に含まれる間隙水を抽出し、それを分析することにより得られる。そのため、コア掘削においては、掘削水などによる岩石コアへの汚染を最小限に抑えることができる工法にするとともに、汚染に耐えうる孔径で岩石コアを取得する必要がある。これらの観点から本ボーリング調査では、PQ 三重管ワイヤーライン工法によるコア掘削を行った。

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を目的としており、この観点から比抵抗、Cl-濃度、 δ 18O、 δ D の深度プロファイルを得るための調査項目が重要となる。そのため、物理検層では比抵抗・自然電位検層のほか、水みち箇所を把握できる調査項目である電磁式フローメータ検層、孔壁画像検層などの 5 項目を実施した。さらに、Cl-濃度、 δ 18O、 δ D などのおおよそ連続的な深度プロファイルを得るために、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。また、本ボーリング調査では単孔式透水試験を実施していないが、電磁式フローメータ検層終了後に、孔内に設置した圧力計を利用してビルドアップ試験を行い、ボーリング孔全体の透水量係数を取得した。また、稚内層浅部の領域では顕著な水みちが出現することが予測されていることから、物理検層とコア記載などの結果に基づき、地下水・ガス採水箇所を選定し、それを実施した。

掘削では掘削水としてベントナイト泥水を使用するが、採取試料の掘削水による汚染が少なからず生じるため、その影響を評価することが重要である。そのため、溶存トレーサーとしてアミノ G 酸、コロイドトレーサーとして蛍光ビーズ(シンロイヒ社 SW113RED)を掘削水に投入し、一定濃度になるように管理した。

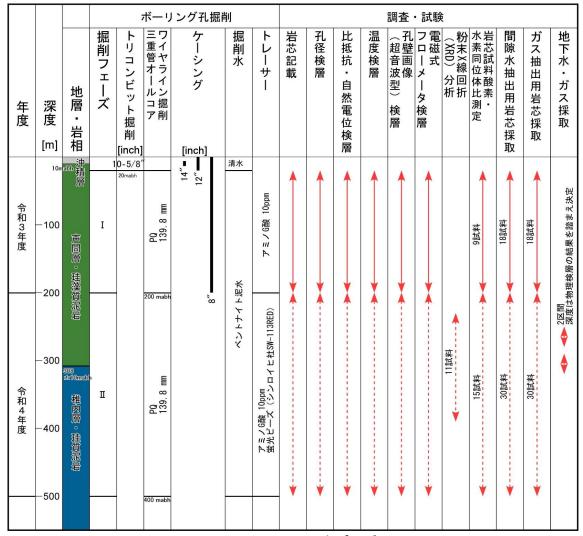


図 3.4-7 HFB-1 の調査プログラム

3.4.2 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

ボーリング調査の作業の概要は次のとおりである:作業敷地の整備や掘削準備などの付帯工事、深度 $200\sim500\,\mathrm{m}$ について PQ ロッド (孔径 $139.8\,\mathrm{mm}$) によるワイヤーラインオールコア掘削、岩芯記載、物理検層、揚水試験、廃孔措置、現場撤去と原形復旧。岩芯記載については 3.4.3(1)項で述べる。物理検層については 3.4.3(2)項で述べる。揚水試験については 3.4.3(3) 6)項で述べる。

1) 付帯工事

図 3.4-8 にボーリング調査の全体工程の予定と実績を示す。使用した機材の一覧については付録 2 の A1.2 項に示す。ボーリング調査は令和 4 年 8 月 1 日に付帯工事に着工した。作業の安全性の確保のために調査用地の草刈りを実施し、車両の運行のために鉄板を施設し、第三者や動物の侵入を防ぐために調査用地の周囲にガードフェンスを施設した。その後、調査作業に必要な事務所や分析室、コア観察室などのハウスを設置した。8 月 2 日から櫓・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、掘削水管理のためのタンク類を配置し、雨水の混入を防止するために昨年度と同様の強度を持つ構造の仮設材で囲った。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た。8 月 31 日から昨年

度に掘削した深度 200 m まで 6B ガイドケーシングを挿入し、メタンガスの噴出に伴い機器が押し戻されることを防止するために、噴出防止装置 (BOP) を設置した。

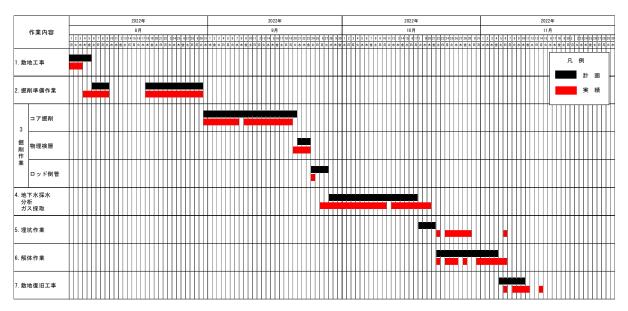


図 3.4-8 ボーリング調査の工程図

2) ボーリング孔掘削

ボーリング孔の掘削は 9 月 3 日に開始し、9 月 19 日までの 17 日間(このうち 1 日は休工)で深度 200.00~500.00 m の計 300.00 m および物理検層に必要な余堀り約 10 m を掘削した。図 3.4-9 にボーリング孔掘削の工程を、図 3.4-10 に日付と掘削深度の関係図をそれぞれ示す。掘削パラメータの詳細については付録 2 の A1.4 項に示す。ボーリング掘削中は深度 300 m および 400 m において孔径検層(簡易キャリパー検層)を実施し、ボーリング孔の状況を確認した。簡 易キャリパー検層の結果は付録 2 の A1.3 項に示す。また、深度 400 m および 500 m に到達時に 孔芯傾斜測定を実施した。深度 500 m および物理検層に必要な余堀りが完了したのち PQ ロッドを揚管し、物理検層を実施した。なお、本ボーリング掘削中、掘削に支障となる孔内の崩壊および逸水はなかった。また、ボーリング孔掘削に係る基本方針を付録 2 の A1.1 項に示す。

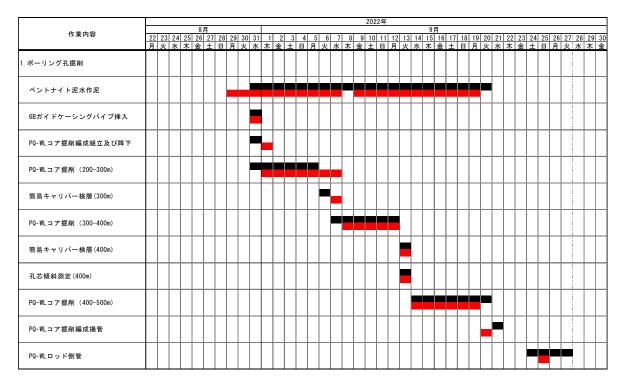


図 3.4-9 ボーリング孔掘削の工程図

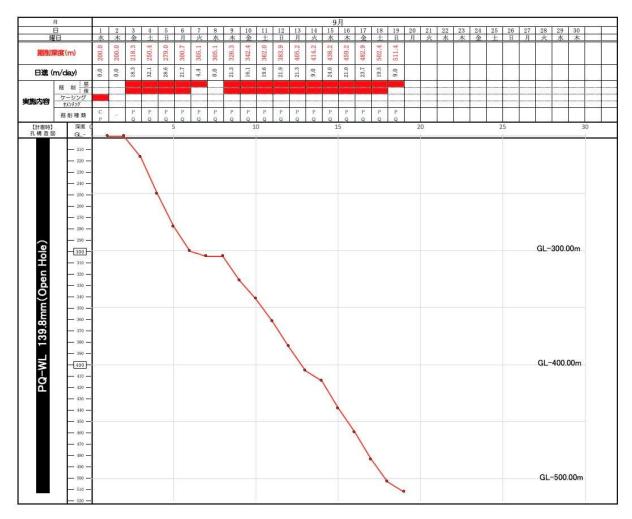


図 3.4-10 掘削深度と日付の関係図

孔芯傾斜測定は、深度 $300\,\mathrm{m}$ 、 $400\,\mathrm{m}$ 、 $500\,\mathrm{m}$ の 3 箇所にて実施した。孔芯傾斜測定結果および掘削軌跡図を図 3.4-11 に示す。深度 $300\,\mathrm{m}$ における方位は $\mathrm{S70^\circ E}$ 、傾斜は 0.5° であった。深度 $400\,\mathrm{m}$ における方位は $\mathrm{S45^\circ E}$ 、傾斜は 2.5° であった。深度 $500\,\mathrm{m}$ における方位は $\mathrm{S45^\circ E}$ 、傾斜 2.9° であった。最終掘削孔底は、孔口から東に $8.59\,\mathrm{m}$ 、南に $5.42\,\mathrm{m}$ の位置であった。孔曲を考慮した掘削深度 $500\,\mathrm{m}$ 地点における鉛直深度は $499.77\,\mathrm{m}$ であった。

孔番 HFB-1

孔口標高 FI +59 192m	孔口座標	X=115932 673	Y=-30624 754	7=59 192	偏角·西偏10°20′

	孔曲がり測定結果(読み値)		掘削傾斜角にのみ規制		測量座標系(孔口座標:0,0)				
測定深度	磁針方位(MN)	傾斜 (鉛直下方0°)	鉛直深原 (傾斜角は水 ³		標高	真方位(TN)	W (−) − E (+) 方向	N (-) - S (+) 方向	備考
(m)	(°)	(°)	傾斜角(°)	鉛直距離 (m)	EL m	角度(°)	距離(m)	距離(m)	
0				0.000	59. 19		0. 000	0.000	令和3年度測量
100	0. 0	0.00	90. 0	100.000	-40. 81	10. 3	0.000	0.000	未実施
200	0. 0	0. 05	90.0	200.000	-140.81	10. 3	-0. 016	-0. 086	令和3年度実施
300	250. 0	0. 50	89. 5	299. 996	-240. 80	260. 3	0. 845	0. 061	本調査
400	225. 0	2. 50	87. 5	399. 901	-340.71	235. 3	4. 432	2. 542	本調査
500	225. 0	2. 90	87. 1	499. 773	-440. 58	235. 3	8. 593	5. 420	本調査

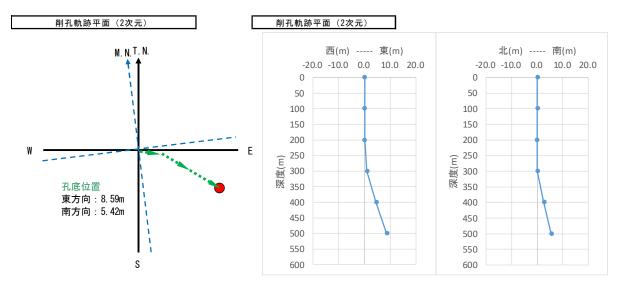


図 3.4-11 孔芯傾斜測定結果および掘削軌跡

3)廃孔措置

廃孔は鉱山保安法施行規則第 25 条第 2 号に規定する「坑外における鉱物の掘採による崩壊又は土砂流出、石油の湧出、汚濁水流出等の鉱害を防止するための措置」に基づき実施した。廃孔の概念図を図 3.4-12 に示す。本孔は昨年度深度 200 m まで 8B ケーシングが挿入され、外周がフルセメンチングにより固化されている。また、深度 20 m までにはその外周に 12B ケーシングが打設されており、さらにその外周に 14B ケーシングが深度 6.1~13.4m の区間内に残置されていた。

深度 200 m まで挿入していた 6B ガイドケーシングを抜管後、掘削孔底(余掘も含めて 511.4m)から深度 170 m までの区間を比重 1.8 のセメントスラリーを用いて充填した。この深度 170 m のセメントプラグは上記施行規則により強度の確認が必要であり、セメントプラグ上部に 3 t 以上の負荷をかけた場合においてプラグに異常がないことを確認する、との条件がある。これに基づきセメントスラリー打設後のセメント固化後に荷重を計測し、3 t 以上の値が出ており、また沈下等の異常がないことを確認した。深度 170 m 以浅から 32 m までの区間はケーシング内であり、外周をフルセメンチングで処理されていることから、掘削に使用したものと同等の比重の泥水を使用し(比重 1.06)充填した。深度 $32\sim2$ m までの区間は最上部セメントプラグとして比重 1.8 のセメントスラリーを充填した。深度 2 m まではバックホウにより掘削を行い、立上りのケーシング(8B 及び 12B)を深度 2.0 m にて切断の後、鉄蓋を 8B にて溶接した。溶接完了後は地表部を昨年度に掘り起こした地表部の耕作土にて埋め戻した。

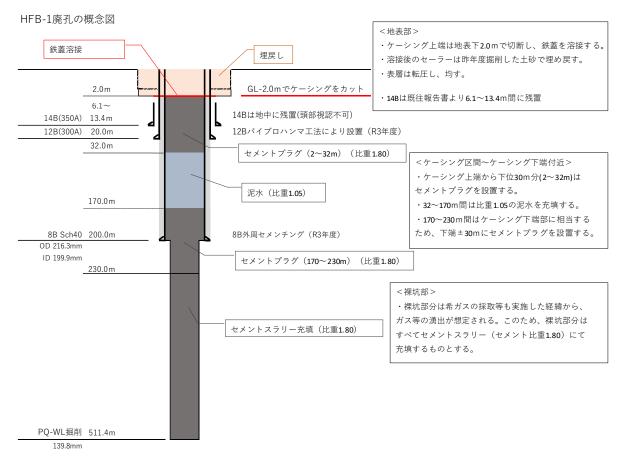


図 3.4-12 廃孔の概念図

4)現場撤去と原形復旧

廃孔措置の後、現場の全資材を撤去し、用地を原形復旧した。掘削に際し使用した資機材の撤去 (櫓解体を含む)、ハウス類の撤去、敷鉄板、フェンスの撤去の後ゴミ等の微小残置物の片付けを実施した。11 月 16 日に本ボーリング調査用地の所有者の立ち会い確認のもとに原形復旧を終了した。

(2)掘削水管理

掘削水は掘削中の孔壁崩壊を防ぐ目的から昨年度の深度 200 m までの掘削時に用いた掘削水と同様にベントナイト泥水とした。用いたベントナイトはクニゲル-V1 (クニミネ工業) である。ベントナイト濃度は $2\sim3$ wt.%とした。清水もまた昨年度と同様に、HDB の掘削やセンターの地下施設の維持管理や作業用に用いられている水井戸の地下水を用いた。水井戸の水は幌延町内の深度約 50 m から採水された浅層地下水であり、水質分析結果は毎年報告されており、時期による水質変化は見られない (e.g., Miyakawa and Nakata, 2023)。掘削に用いた泥材はベントナイトのみであり、掘削水の pH を $8\sim10$ 程度で維持する必要があるため、掘削中に pH の低下が認められた際に pH 調整剤として無水炭酸ナトリウムを加えた。

1)トレーサーの選定

①溶存トレーサー

掘削水の溶存トレーサーとして蛍光染料が広く用いられている(e.g., 中田ほか, 2017)。蛍光

染料は岩石への非収着性や分解されにくさなどの保存性、バックグラウンドや定量下限の低さや他の分析への影響の小ささなどの分析の簡易性、環境への負荷の低さなどの安全性の観点から選定される。しかしながら、蛍光染料が地下水と接触した際に著しい濃度の低下が報告されている(e.g., Käss and Behrens, 1998;中田ほか, 2017)。杉山ほか(投稿中)では、本邦のボーリング調査や物質移行試験で用いられることの多いウラニン、エオシン、ナフチオン酸ナトリウム、アミノG酸の4種類について、地下水と接触した際の蛍光染料の濃度変化について報告している。ウラニンとナフチオン酸ナトリウムについては地下水との接触による濃度低下が顕著であり、一方でエオシンとアミノG酸については顕著な濃度低下が見られなかったことが報告されている(杉山ほか, 投稿中)。これらの濃度変化の主要因として微生物活動による蛍光染料の分解や疑似蛍光の生成などの可能性が指摘されている(杉山ほか, 投稿中)。エオシンとアミノG酸とを比較すると、エオシンの方が岩石微粒子への収着性が高いため、本事業では溶存トレーサーとしてアミノG酸を用いることとした。アミノG酸試薬として、東京化成工業の7-アミノ-1,3-ナフタレンジスルホン酸モノカリウム水和物(純度>98.0%)を用いた。

②コロイドトレーサー

コア試料中の間隙水に対する掘削水の汚染評価については、溶存トレーサーを用いて評価が可能であるが、割れ目の連結性や割れ目充填鉱物などを顕微鏡で観察する場合、溶存トレーサーを用いた汚染評価はできない。このことから粒径 $0.2\sim0.5~\mu m$ のコロイドトレーサーを用いたボーリング調査が行われてきている (e.g., Colwell et al., 1992; Kallmeyer et al., 2006; Smith et al., 2000; Yanagawa et al., 2013)。しかしながら、これらの調査で用いられたコロイドトレーサーは 1 mL あたり数千円であり、非常に高額であるため、数十 m^3 以上の掘削水を用いる調査で使用することは現実的ではない。また、顕微鏡での観察の際に非常に手間がかかる問題がある。Friese et al. (2017) は、安価な蛍光染料を用いることで費用と汚染評価の容易性の問題の解決を報告している。彼らは SPL-N fine grind fluorescent pigment dispersion (DayGlo, USA) を掘削水中濃度約 1×10^9 particles mL^{-1} で使用している。

本事業では Friese et al. (2017) を参考に、コロイドトレーサーには蛍光染料として安価に市販されている蛍光ビーズ (SW-147 Violet、シンロイヒ)を用いた。SW-147 Violet は粒径約 $1\,\mu m$ 以下であり、価格は $1\,m$ L あたり数円程度である。蛍光ビーズには様々な蛍光発色の種類が存在するが、アミノ G 酸の励起、蛍光波長と大きく重ならないように選定した。SW-147 Violet の励起波長と蛍光波長は $382.5\,nm$ と $437.5\,nm$ および $635\,nm$ である。溶存トレーサーを用いた掘削水の汚染評価では、最大で約 0.1%の汚染まで評価が可能であることから、コロイドトレーサーについても、 $0.1\sim10\%$ の汚染を評価できることを考慮して掘削水中の濃度を決定した。図 $3.4\cdot13\,n$ にコロイドトレーサーの濃度を変えた場合の顕微鏡での観察結果を示す。図 $3.4\cdot13\,n$ から、溶液中の濃度が $10^6\,p$ particles mL-1 以上あれば検出可能であることから、掘削水中の濃度を $1\times10^9\,p$ particles mL-1 となるように管理することとした。

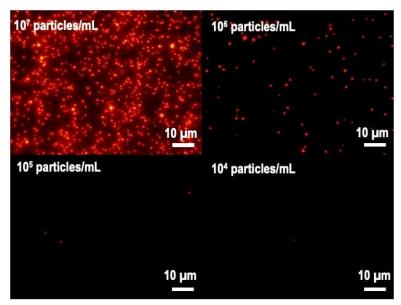


図 3.4-13 溶液中の蛍光ビーズ濃度を変化させた場合の顕微鏡での検出結果

蛍光ビーズの濃度管理については、溶存蛍光染料であるアミノ G 酸のように濃度測定を迅速に実施できないため、現場では掘削水中の蛍光ビーズ濃度の測定は実施せず、掘削中の循環掘削水における蛍光ビーズの挙動がアミノ G 酸の挙動と同じであると仮定し、アミノ G 酸の濃度管理に従うこととした。掘削水中の実際の濃度変化を確認するために、深度約 10 m 毎に掘削水を採取し、後日に室内で濃度測定を実施した。測定方法については 3)項で述べる。

2)トレーサー水の管理方法と実績

アミノ G 酸トレーサーは掘削水のみではなく、孔内洗浄水や試験用水にも添加し、溶液中の 濃度が 10 ± 1 ppm となるように管理した。掘削水、孔内洗浄および試験用水等の管理は主に 3 種類のタンクで行った。タンク配置の概念図を図 $3.4\cdot14$ に示す。掘削水および孔内洗浄水は、ベントナイト泥材、アミノ G 酸、蛍光ビーズを添加し、サクションタンクおよびミキシングタンク にて貯水・管理した。試験用水等の水はアミノ G 酸のみを添加しトレーサータンクにて管理した。トレーサータンク内の水は主に孔内水の置替え、掘削資材の洗浄、採取コアの取り出し、ミキシングタンクへの給水に用いた。トレーサータンクにはベントナイトや調泥材などが含まれず、水井戸から取水した清水にアミノ G 酸のみが添加されている水を貯水している。この水は、ロッド、掘削編成およびワイヤーなどの掘削ツールスの洗浄や、コアチューブから岩芯を押し出す際に使用された。また、物理検層において、泥水が影響する検層項目前に清水として孔内洗浄や孔内水置換に用いた。そのため、蛍光ビーズの微細粒子が孔内水置替え後の物理検層結果に影響を及ぼす可能性があることや、染料としての着色力が強く、資材洗浄中、ボーリング足場および周囲への色の付着が懸念されることなどが懸念されたことから、アミノ G 酸のみを添加することとした。なお、本調査に使用した貯水タンクは全て雨囲いを行い、雨水などの混入を防止する対策を行った。

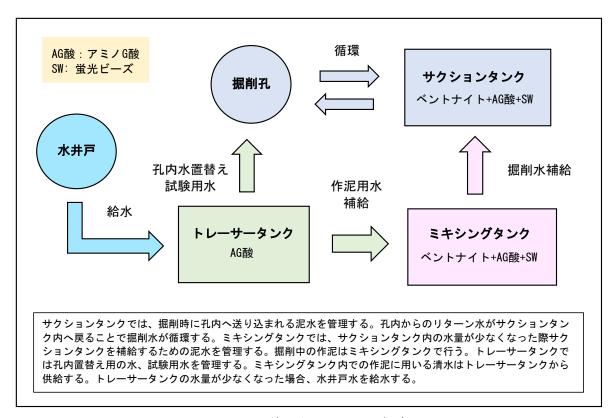


図 3.4-14 使用タンクの配置概念図

アミノ G 酸濃度は蛍光光度分析計(FP8200、日本分光)を用いて波長 300 nm で励起させ、波長 450 nm の蛍光強度から濃度を測定した。光源にはキセノンショートアークランプ(UXL-159、ウシオ電機)を用いた。この時、溶液中に蛍光ビーズが存在することで蛍光の影響を受けるため、測定試料に対して $0.22\,\mu m$ フィルタを用いたろ過を徹底した。このことにより波長 450 nm におけるブランクの蛍光強度を十分に低減することができた。検量線はマトリクスの大きく異なる水井戸と掘削泥水、揚水地下水それぞれに対して作成し、相関係数(R^2)が $0.99\,U$ 上となることを確認した。図 3.4-15 に掘削水(リターン水)のアミノ G 酸濃度、pH、EC、タンク内水量の測定結果を示す。詳細については付録 2 の A1.5 に示す。アミノ G 酸濃度については、添加後に濃度が増加し、その後掘削の進展とともに減少した。アミノ G 酸の添加頻度については、頻度の多い深度(深度 $305\sim420\,m$)と少ない深度(深度 $200\sim305\,m$ 、深度 $420\sim500\,m$)が認められた。 $400\,m$ 0の値を示し、掘削の進行とともに低下する傾向を示したが、深度 $400\sim225\,m$ 0区間では大きな変化は見られなかった。EC は $400\,m$ 0 可能では大きな変化は見られなかった。EC は $400\,m$ 0 可能では大きく増加したが、掘削の進行に伴った顕著な増加は見られなかった。

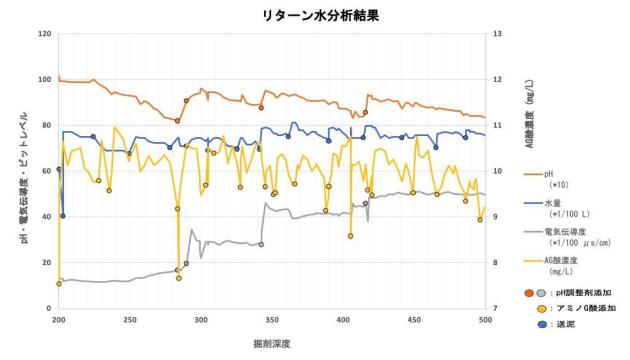


図 3.4-15 掘削深度に対する掘削水中のアミノ G 酸濃度、pH、EC、タンク内水量

コロイドトレーサーである蛍光ビーズの濃度管理については、掘削中の循環掘削水における蛍 光ビーズの挙動がアミノ G 酸の挙動と同じであると仮定し、アミノ G 酸の濃度管理に従うこと とした。掘削水中の蛍光ビーズ濃度の測定結果については、次項 3)で示す。

3) コロイドトレーサーを用いた汚染評価の試み

掘削水試料については、試料を振盪機で攪拌し、懸濁粒子を分散させた後に超純水で希釈し、 黒色ポリカーボネートフィルタにろ過した。フィルタ上の懸濁粒子について蛍光顕微鏡を用いて 蛍光ビーズ数を計測した。用いた蛍光顕微鏡は Olympus BX51 であり、WIG (cy3)、25ND25 フィルタを用いた。計測では 50 視野の観察を基に蛍光ビーズ濃度を評価した。

コア試料については、掘削水と触れた最外周を最汚染部とし、コア試料内部との汚染程度の違いについて比較した。ピーラーを用いて最外周数 mm を削り、これを超純水中に懸濁させ、掘削水試料と同様に蛍光顕微鏡を用いて蛍光ビーズ濃度を評価した。コア試料内部については、外周約 1 cm を除去した試料を粉末状にし、超純水中に懸濁させ、掘削水試料と同様に蛍光顕微鏡を用いて蛍光ビーズ濃度を評価した。掘削水試料中の蛍光ビーズ濃度は $particles\ mL$ -1 であるが、コア試料中の蛍光ビーズ濃度は $particles\ g$ -1 で評価される。汚染評価については、コア試料内部の計測結果を最外周部の計測結果で除することにより汚染率を求めた。

図 3.4-16 に掘削水試料とコア試料中の蛍光ビーズ濃度の測定結果を示す。掘削水試料中の蛍光ビーズ濃度は掘削期間中概ね 10^9 particles mL-1 の濃度を維持できていたことが分かる。深部ほど濃度が高くなる傾向が認められるが、アミノ G 酸の濃度管理を基に蛍光ビーズの濃度管理を実施したことから、アミノ G 酸と比較して蛍光ビーズの方が動きにくいことが分かる。珪藻質、珪質泥岩の基質部には $1~\mu m$ より小さい空隙が多く含まれていることが要因として考えられる。コア試料の最外周部については、約 $10^6 \sim 10^8$ particles g^{-1} の濃度であった。一方で、コア試料内部は $10^4 \sim 10^5$ particles g^{-1} であり、このことから汚染率は最大で数%であり、多くは 1%未満となった。このことは、アミノ G 酸を用いた汚染評価結果と同様の結果であった。

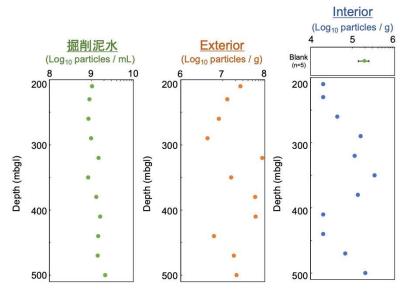


図 3.4-16 掘削水試料とコア試料中の蛍光ビーズ濃度の測定結果

3.4.3 調査・試験の方法

(1) 岩芯記載

令和 4 年度に実施した岩芯記載は、HFB-1 孔のコア掘削により採取された深度 200.00 m~500.00 m の計 300 m のコアを対象に実施した。その方法は、図 3.4-17 に示す通り、令和 2 年度に実施した岩芯記載のフローに従い、岩芯記載の作業を行った。岩芯の記載については、地質技術者が 24 時間体制で行うとともに、基本的にコア採取後から 24 時間以内に記載を完了させ、すべての岩芯試料に真空処理を施した。岩芯記載前に、岩芯表面の汚れを取り除くため、掘削水と同濃度の蛍光染料を添加した掘削水で洗浄を行い、マッドケーキや着色性の強い蛍光染料を取り除いた。また、岩芯の洗浄後、暗室下で撮影が可能な、現場事務所内に設置した写真撮影設備内で写真を撮影し、岩芯連続写真として整理した。岩芯記載については、ボーリング孔全区間にわたり、1/5 スケールで記載を行い、記載項目は、割れ目の判別を重視した内容とした。以下、岩芯洗浄、岩芯写真撮影、岩芯記載、岩芯の真空処理の方法について述べる。

岩芯記載作業 ①原則1m毎に岩石カッターにより切断 ②岩芯箱への格納 ※掘削後直ちに岩芯試料を採取する必要がある場合 ④岩芯写真撮影 ⑥各種分析用試料の採取 ⑥岩芯記載(1/5スケール) ③岩芯の真空パックおよび納入 ※1 図中の番号は本文解談の番号に対応する ※2 反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 3.4-17 岩芯記載作業のフロー

1) 岩芯洗浄

岩芯の洗浄には、掘削水と同じ蛍光塗料(アミノG酸)が添加された水溶液を使用した。水溶液は微生物によるアミノG酸の濃度低下が進行することを考慮し、1日毎に新たな水溶液を作成し、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。岩芯洗浄を効率的かつ岩芯の亀裂の拡大などを防止するため、岩芯洗浄用の専用台を作成しそれを使用した(図 3.4·18)。



図 3.4-18 岩芯洗浄専用台

2) 岩芯写真撮影

以下の手順で岩芯写真撮影を行った。

- ① 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、図 3.4-19に示すコア写真撮影台設備を準備した。
- ② 各ボーリング孔掘削インターバル (おおよそ3m毎の掘削で、掘削を完了し岩芯試料を引き上げるタイミング) に当たる深度では、岩芯箱の仕切り板に▼・▲を記載し、インターバルによる掘削割れ目である箇所を示した。
- ③ 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、写真撮影を行った。写真

撮影結果の一例を図 3.4-20に示す。

- ④ 写真撮影においては、CANON製のEOS RPの一眼レフのデジタルカメラを使用した。 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 を行った。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。
- ⑤ 岩芯の写真データを取得した後、20m間隔で接合写真を作成した。その一例を図 3.4-21 に示す。
- ⑥ 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以上の色温度の平板型LEDライトを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。
- ⑦ 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。
- ⑧ 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0%、+70%に調整して、記載シートの元ファイルを作成した。

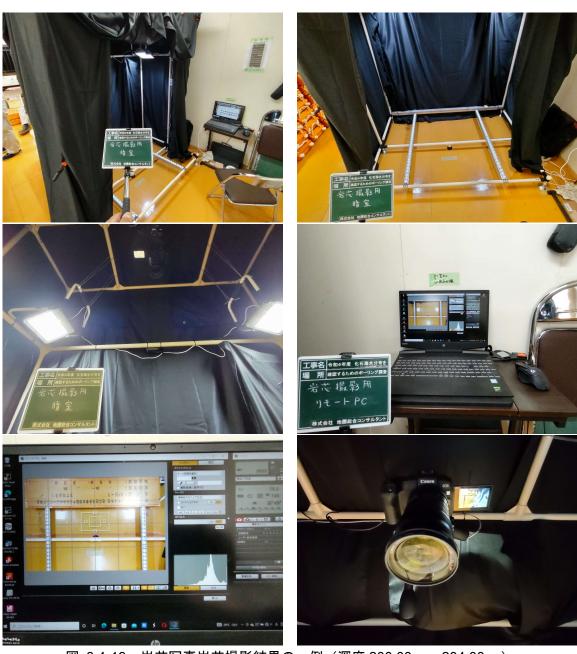


図 3.4-19 岩芯写真岩芯撮影結果の一例(深度 200.00 m~204.00 m)



図 3.4-20 岩芯写真の一例(深度 200.00 m~204.00 m)



図 3.4-21 接合した岩芯写真の一例 (深度 200.00 m~220.00 m)

3) 岩芯記載

岩芯記載については、令和 4 年度の掘削区間全区間(深度 $200.00\sim500.00$ m)にわたり、以下に示す記載要領に従い、特に割れ目の産状に着目して岩芯記載を行った。その結果は、図 $3.4\cdot22$ に示す通り 1/5 スケールの記載シートに記録した。作業にあたっては、記載の迅速性と品質維持に努めるため、岩芯記載を担当する地質技術者を 24 時間体制で配置した。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 $3.4\cdot22$)を Excel 形式で電子化し、清書を行った(図 $3.4\cdot23$)。

① 深度

深度の記載は孔口からの距離(GL-)とした。なお、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桁を記入している。

② 地層名

声問層および稚内層の出現が想定されており、肉眼での識別が困難であることが懸念された。 観察時は地層境界を考慮せず、肉眼観察による色調や硬さで評価を行い、粉末 X 線回折(XRD 分析)結果を踏まえ、再度地層境界深度を決定した。

③ 岩石名

声問層は珪藻質泥岩に、稚内層は珪質泥岩に分類した。

④ 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した。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した。

⑤ 色調

表現に用いる色は、「黒、褐色、赤、橙色、黄色、緑、青、紫、灰色、白」を基本色とし、基本色以外は基本色の組合せ(原則として2色)とする。基本色の組合せは主色の前に従色を冠する(例:緑が主色で、青が従色の場合は、青緑とする)

⑥ 硬さ

以下の5段階で記載した。

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。

⑦ 岩盤等級

以下の表の基準をもとに記入した。

記号	状態		
0	ハンマーによって打診すれば少し濁った音をだす。ハン		
Сн	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		
C_{M}	る場合。ハンマーによって打診す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。		
C-	ハンマーによって打診すれば濁った音をだす。ハンマー		
$C_{ m L}$	の軽打によって破砕する。		
	粘土状を呈するコア。または、ハンマーによって打診す		
D	れば著しく濁った音を出し、ハンマーによってわずかな		
	打撃を与えるだけで崩れ落ちる。		

⑧ 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した。

記号	状態			
α	新鮮。岩石の変質は認められない。			
0	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			
β	られる。			
γ	中風化。全ての割れ目表面に変色が認められる。			
	強風化。岩芯全体に変色が認められる。すべての割れ目表			
δ	面は変色し、もろい。			
8	土壌化している。			

⑨ 化石・生痕化石

生痕化石、貝化石などが認められた場合、その産状、生物擾乱の程度、あるいはノジュールや 植物片・炭質物の色と大きさなどについて記載した。

RQD (Rock Quality Designation)

1 m の区間における、長さ 10 cm 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している。

⑪ 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: \mathbf{f} 」または「開口割れ目: \mathbf{o} - \mathbf{f} 」と判断した割れ目については実線で示し、「癒着割れ目: \mathbf{h} - \mathbf{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する。「非癒着割れ目: \mathbf{f} 」および「開口割れ目: \mathbf{o} - \mathbf{f} 」の各割れ目の本数について、記入欄に記載した。

② 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。

GL-24.00~25.00 m の非癒着割れ目 : 24-1, 24-2, 24-3, ・・・

GL-32.00~33.00 m の癒着割れ目 : 32'-1,32'-2,32'-3,・・・

GL-138.00~139.00 m の非癒着割れ目 : 138-1, 138-2, 138-3, ・・・

③ 割れ目傾斜角度

割れ目の傾斜角度は、岩芯に垂直な方向からの角度とし、5°刻みで記入した。

⑭ 割れ目タイプ

以下の基準に従い、割れ目を分類した。

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。
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隙が認められるもの。

1 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した。

記号	状態		
Pr	層理面とほぼ平行(交差角が概ね 10°以下)。		
Pp	層理面と高角に交わる(交差角が概ね 10°以上)。		
U	関係が不明。		

16 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した。

記号	状態
SS	鏡肌が認められる。
SL	条線、鏡肌が認められる。条線のレイク角を記入する。
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 向を記入する。
-	なし

ボーリング孔掘削は水平方向から 90° 下向きに掘削しているため、岩芯に認められる断層面等では、岩芯の中心を通る水平軸が断層面の走向となる。レイク角は下盤側の岩芯の断層面等を用いて、断層面等の走向から時計回り(right hand rule)に計測した断層面上での角度をレイク角としている。

① 断層岩の分類

以下の基準に従い、断層岩を分類した。

記号	状態
CI.	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
fb	し、破砕岩片を 30%以上含む。
£	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
fg	を示し、破砕岩片を 30%以下含む。
4	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
tsz	るく、凝灰質であることなどにより、fg と判別する。
fc	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
ic	り数 mm 程度以下の間隔で割れ目が集中した区間。
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。

18 割れ目の成因

以下の基準に従い、割れ目の成因を分類した。

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)。			

⑨ 割れ目の変質幅・色

割れ目に沿った変質幅と色を記述した。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。

② 割れ目の充填鉱物

以下の記号を使い、充填鉱物を記述した。

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した。

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。

② その他記載

分析用試料採取のため簡易観察だけ行った区間は、「★試料採取 ○-○m」の文字と、分析の目的を記入した。断層岩が認められる場合は、断層岩の幅および組織の特徴を記述した。水平な割れ目が 10 cm 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場合は、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、本欄に記述している。

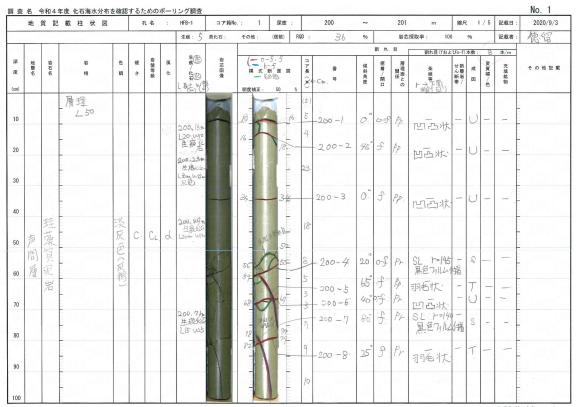


図 3.4-22 1/5 スケールの記載シート (原図、200~201mの例)

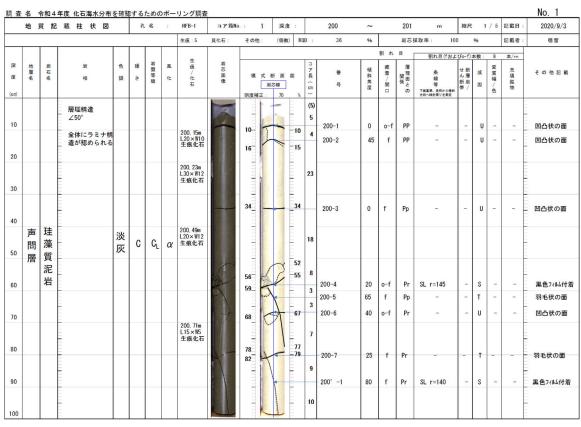


図 3.4-23 1/5 スケールの記載シート (清書版、200~201mの例)

4) 岩芯の真空処理

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に挿入し、卓上型脱気シーラー(図 3.4-24)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。



図 3.4-24 岩芯真空用装置

(2) 物理検層

HFB-1 孔のボーリング調査における物理検層では、温度検層、孔径検層、比抵抗検層、孔壁画像 (BHTV) 検層、電磁式フローメータ検層・ビルドアップ試験の 5 種目を、いずれも深度 200 m ~ 500 m の区間で実施した。物理検層において使用した機器を表 3.4-1 表 3.4-1 に記す。各種目の原理や方法を以下に述べる。

表 3.4-1(1) 物理検層における使用機器一覧(その1)

14% IF	` ′	製造元	円版品一見(ての I) □
機種	種 別	製 道 兀	性 様
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)
675	自然ガンマ線測定部 QL40-GR	ALT	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		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 3.4-1(2) 物理検層における使用機器一覧(その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%			
孔 内 機 器	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)			
7,7	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 器	方位傾斜測定部 IDT		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			
	孔径測定部 ICT		耐圧: 137.9MPa 耐温 177 ℃ 測定範囲: 101 ~ 609 cm (6方向独立型)			
BHTV検層(超音	· 台波型孔壁画像検層)		•			
地上機器	SCOUT		([基本装置]参照)			
20 22 1/2 50	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 軸加速度セッサー, 3 軸地磁気セッサー 精度 : 傾斜±0.5°, 方位±1.5°			
電磁式フローメーター検層						
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 の分解能: 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			

5) 温度検層

温度検層には FTC 検層ツールを用いた (図 3.4-25)。 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 3.4-25)。

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。

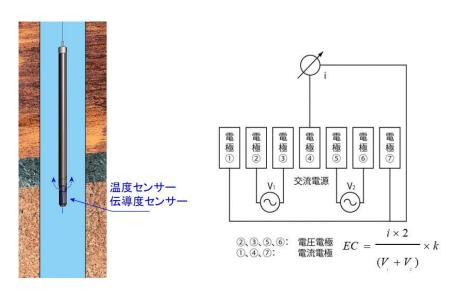


図 3.4-25 FTC 検層ツール(左)と7電極方式電気伝導度センサー(右)の概念

6) 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 3.4-26)。

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 43 cm)。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。

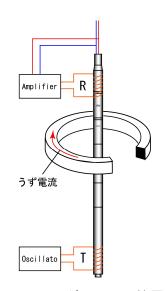


図 3.4-26 インダクション検層の概念

7) 孔径検層

図 3.4-27 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。

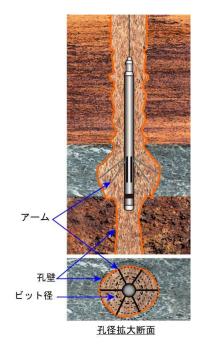


図 3.4-27 孔径検層の概念

8) 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 3.4-28)。

ツール内のミラーは、毎秒 3~10 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 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 3.4-29)。

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 3.4-29)。

BHTV 検層の結果は、アンプリチュードとトラベルタイム(孔径)は孔壁画像展開図として出力される(図 3.4-30)。アンプリチュード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。暖色系の色調ほどアンプリチュードは大きい。なお、アンプリチュードの孔壁画像の色調を全深度にわたり一義的にスケーリングすると、アンプリチュードの変化が小さい区間では微細な変化をとらえることが困難になる。このため、アンプリチュー

ドの孔壁画像は用途に応じて以下の2通りの出力処理を実施する:

① 固定スケール出力(Static Histogram Normalization to Image Data) 測定区間全域において同一のカラースケールを用いて画像出力する。 色調からアンプリチュード値を比較することが可能であり、総合柱状図や他の検層種目との 比較に向いている。

② 移動スケール出力(Dynamic Histogram Normalization to Image Data)

コントラストが最も明瞭になるように、アンプリチュードに対して局所領域(深度 0.1m)において、イメージデータの動的ヒストグラムの正規化処理を行う。

移動スケールでは局所的な変化を高コントラストで表現することができ、微細な変化を確認 することが可能である。

一方、トラベルタイムの孔壁画像は、暖色系の色調ほどトラベルタイム(孔径)は大きい。

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 3.4·31)。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。

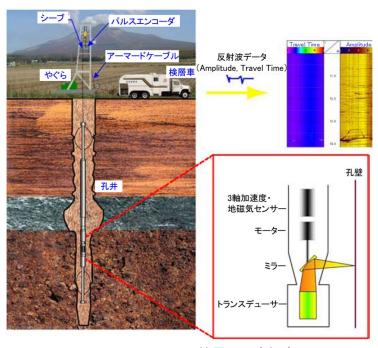


図 3.4-28 BHTV 検層の測定概念

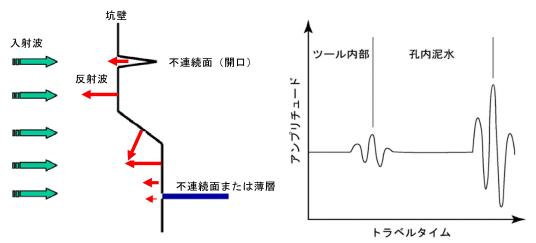


図 3.4-29 孔壁における反射波(左)と、反射のアンプリチュードとトラベルタイム(右)の 概念

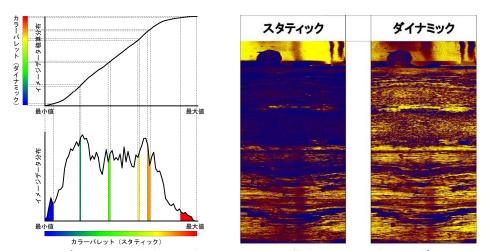


図 3.4-30 固定スケール出力(スタティック)と移動スケール出力(ダイナミック)

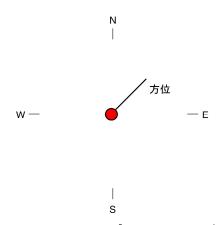


図 3.4-31 アロープロットとその方位

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 3.4-32)。

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、10 m ごとの不連続面検出本数を示す。

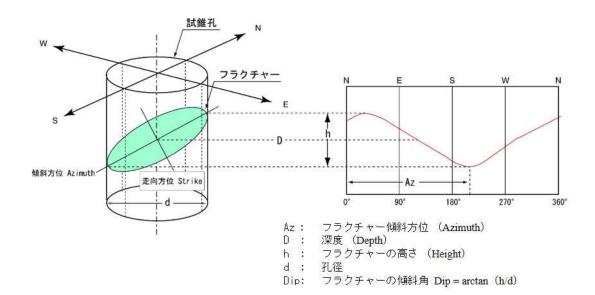


図 3.4-32 孔壁展開図における不連続面の形状

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 3.4-33 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 3.4·34)、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)。

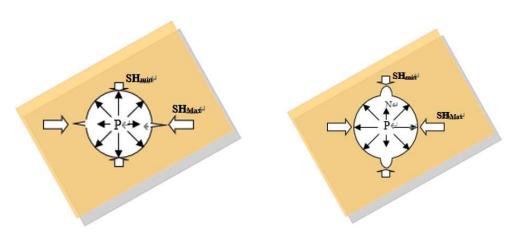
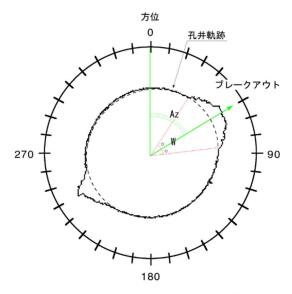


図 3.4-33 インデュースド・フラクチャー(左)とブレークアウト(左)の発生機構



Az : ブレークアウト方位 (deg) W : 開口度 (deg)

図 3.4-34 ブレークアウト方位と開口度

9) 電磁式フローメータ検層

① 測定方法

図 3.4-35 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。

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ーツールは、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。

先に述べたが電磁式フローメータ検層は、同時に孔内水の電気伝導度(孔内水比抵抗)も測定する。電気伝導度は、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。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。

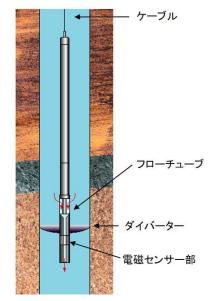


図 3.4-35 電磁式フローメータ検層の概念

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 3.4-36 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)。

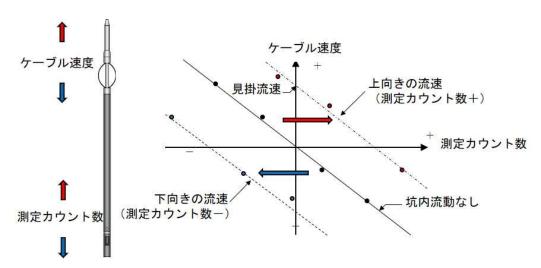


図 3.4-36 孔内流速解析の模式図

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 kh/μ 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。

$$p = p_{in} - mX$$

ただし、 : 初期圧力 P_{in}

$$X = \sum_{i=1}^{n} \frac{q_i}{q_n} \log \left[\frac{t_n - t_{i-1} + \Delta t}{t_n - t_i + \Delta t} \right]$$
$$\frac{kh}{\mu} = \frac{2.303Q_n}{4\pi m}$$

ただし、 : 透水量係数 (m³/Pa·sec) kh/μ

> : 揚水停止後からの経過時間 (sec) Δt

 q_i, q_n : 第i段と最終段の揚水量 (m^3/sec)

: 最終段の揚水量 (m³/sec) q_n

: 第i段と最終段の注水時間 (sec) t_i , t_n

: 傾き (Pa/cycle) m: 浸透率 (m²) k

h : 貯留層の厚さ (m)

: 流体の粘性係数 (Pa·sec) μ

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)

10) 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 3.4-2 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3に示す。

表 3.4-2 各検層の測定ツールの校正・検証一覧

検 層 種 目		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ことを確認する。 ・専用キャリブレーターで校正を行う。		・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ーによる既知径での複数点測定で、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		・専用キャリプ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。
電磁式フローメータ	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にツールをセットし、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、0.4~4.0L/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(ops)を取得する。
	電気伝導度	・電気伝導度ツールをNaCI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。

(3) 試料の採取と化学分析

ボーリング孔掘削により得られたコア試料から、1)鉱物組成分析、2)間隙水を含まない岩石部の酸素水素同位体比、3)間隙水中のHeの濃度および同位体比、4)間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比、5)岩石の化学組成および密度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。また、割れ目中の原位置地下水の採水および概要調査における地下水年代測定技術の高度化を目的として、揚水試験を実施し、6)原位置採水試料の化学分析を実施した。

1) 鉱物組成分析

本項で採取された岩石試料は、珪藻質泥岩である声問層と珪質泥岩である稚内層との地層境界を明らかにすることを主目的として、3.4.3 (1)項に示される岩芯記載の実施後に、3.4.1 項で事前に予測した地層境界の出現深度を跨ぐように深度 230~390 m の範囲から、約 20 m に 1 箇所の頻度で約 5 cm の岩石試料をチャック付ポリ袋に採取し、粉末 X 線回折(XRD)分析に供した。310 m 箇所と 330 m 箇所の分析結果から地層境界の深度をより詳細に絞り込むため、この間の深度から 2 箇所試料を採取した。岩石試料の採取深度を岩相区分の検討結果と合わせて表 3.4·3に示す。各試料の中心付近から 100 g 程度の板状試料を切り出し、生痕化石などを削り取った後、メノウ乳鉢で粉砕した。粉砕した試料のうち、それぞれ 10 g 程度を取り分けて全岩不定方位分析(バルク分析)用とし、残りの試料を水ひ用試料とした。水ひ試料についてはエチレングリコール(EG)処理、塩酸(HCl)処理、ポリタイプの判定、結晶度の測定を行った。分析条件の一覧を表 3.4·4に示す。

①バルク分析

バルク分析試料は、風乾させた後、メノウ乳鉢でさらに粉砕した。粒度は乳鉢中で十分に細粒

化が認められ、指で触れたときに粒状感を感じなくなり、粉末に粘りが生じることを目安にした。全試料に対し実施し、ピークの位置と強度により鉱物の同定を行った。鉱物の量比は石英指数による表示とする。石英指数は、標準石英の第 1 ピーク(3.34 Å; $2\theta = 26.6^{\circ}$)の強度を 100 としたときの、各鉱物の第 1 ピークの比率である。粘土鉱物(スクメタイト、イライト・スメクタイト、混合層、イライト、緑泥石など)とシリカ鉱物(石英、オパール A、オパール CT、トリディマイト、クリストバライト)の相対量比は、それぞれの鉱物群で全体を 100 としたときの比率を表示した。この場合、石英指数(ピークの強度比)をもとに算出した。

②水ひ(定方位)分析

試料は全体に粘土鉱物が含まれることから、全試料に対し水ひ定方位試験を実施し、化学処理の結果とともに粘土鉱物の同定を行った。水ひ試料の調整は遠心分離器を用いて行った。手順は以下のとおりである。

- a) 試料をイオン交換水 300 cc と混ぜ合わせ、懸濁液を超音波洗浄器にて 30 分間分散させた。
- b) 懸濁液から直径 2μ m 以下の粒子を、次に示す手順にて濃集させた。a)で得られた懸濁液を遠心分離器を用いて 1,000 rpm m⁻¹ の条件で 80 秒間分離させた。上澄みには直径 2μ m より小さい粒子が主に含まれる。次に 3,000 rpg m⁻¹ の条件で 30 分間遠心分離し、沈殿物を回収した。
- c) 上記 b)の操作で得られた沈殿物の一部をスポイトで採り、2 枚のスライドグラス上にそれ ぞれ展開して室温で乾燥させたものを X 線回折分析用試料(定方位分析用試料:無処理・エチレングリコール処理)とした。エチレングリコール処理は、50^{\circ} に保った恒温槽内に エチレングリコールが入ったデシケーターを用意し、エチレングリコール蒸気で充満した デシケーター内に定方位分析用試料を X 線回折分析の直前の 1 時間静置することにより行い、処理後は直ちに X 線回折分析を実施した。
- d) 上記 b)の操作で得られた沈殿物を等量ずつ 2 つの遠沈菅に分け、一方については塩酸処理を行った。試料に塩酸 20cc を加え、約 100 $^{\circ}$ のホットプレートにて湯煎された 200cc ビーカーに遠沈管を入れ、攪拌しながら 1 時間反応させた。反応後の試料について遠心分離器を用いて沈殿させ、上澄みの塩酸を捨てた。その後、遠沈管に沸騰したイオン交換水を入れ、超音波洗浄器を用いて攪拌し、粒子を洗浄した。洗浄後の試料について、遠心分離器を用いて粒子を沈殿させ、上澄み液を捨てた。洗浄を 2 度繰り返した後、沈殿物(直径 2μ m未満の粒子)の一部をスポイトで採り、スライドガラス上に展開して室温で乾燥させたものを XRD 分析用試料(定方位試料:塩酸処理)とした。また、定方位試料を作成した残りは、乾燥させた後にメノウ乳鉢で粉砕し、これを不定方位分析用試料(塩酸処理済み)とした。
- e) 上記 d)で塩酸処理を行わなかったものはそのまま乾燥させ、メノウ乳鉢で粉砕して「不定 方位分析用試料(細粒成分)」とした。

③水ひ残渣分析

水ひ残渣試料は、上記②の水ひにより粘土鉱物が除去されたことを確認するために代表的な試料で実施した。②b)の操作において得られた沈殿物について、水ひ試料と同じ条件で分析を実施した。この結果から得られたチャート図で粘土鉱物が除去されたことを確認した。

④結晶度の判定

本地域に産出する代表的なイライト、緑泥石、オパールについて結晶度の判別を実施した。結

晶度は各鉱物の特定反射面の半価幅(FWHM: Full Width at Half Maximum)で示す。半価幅は、バルクにおいて該当するピークの高さの半分の点における回折ピーク幅(2θ の角度)である。測定する各鉱物のピーク位置は次のとおりである: イライト; (001) 面=10Å ($2\theta=8.9$ °付近)、緑泥石; (002) 面=7Å ($2\theta=12.5$ °付近)、オパール; (101) 面=4.1Å ($2\theta=21.7$ °付近)。

⑤ポリタイプ (イライトおよび緑泥石) の判定

層状珪酸塩鉱物である粘土鉱物(イライト、緑泥石)には様々なポリタイプが存在する。これらを判別するために代表的な試料で以下の試験を実施した。

- a) 試料から粘土鉱物のみを可能な限り集めた。
- b) 集めた試料のイライト、緑泥石の有無を確認した。
- c) 上記で $2\theta = 8.8$ °付近および $2\theta = 29\sim30$ °にピークがある場合、イライトと方解石が重なる可能性があるため、HCl 処理を経て判別した。緑泥石については、主に底面反射の強度変化からおおよそのポリタイプの見当をつけた上で、他のピークの一致状況の確認を行った。
- d) 上記の結果からポリタイプを判定した。

⑥地層境界深度の推定

XRD 分析結果および 3.4.3(1)の岩芯記載との比較から、声問層及び稚内層の地質境界深度を推定した。

表 3.4-3 鉱物組成分析に供した試料リストおよび岩相区分の結果

No.	試料	区間	(m)	地層	岩相
230m箇所	230. 10	~	230. 20		珪藻質泥岩
250m箇所	249. 90	~	250.00		珪藻質泥岩
270m箇所	269. 90	~	270.00	声	珪藻質泥岩
290m箇所	290. 00	~	290. 10	問	珪藻質泥岩
310m箇所	309.60	~	309. 70	層	珪藻質泥岩
316m箇所	316.00	~	316.05		珪藻質泥岩
322m箇所	321. 95	~	322.00		珪藻質泥岩
330m箇所	329. 90	~	330.00		珪質泥岩
350m箇所	349. 90	~	350.00	稚内	珪質泥岩
370m箇所	370.00	~	370. 10	層	珪質泥岩
390m箇所	390. 90	~	391.00		珪質泥岩

表 3.4-4 XRD 分析条件一覧

		定方位分析	ポリタ	ヌイプ								
	全岩不定方位分析	水簸無処理, EG処理, HCI処理	φ2μm以下の細粒成分 (不定方位・無処理)	φ2μm以下の細粒成分 (不定方位・HCI処 理)								
X線回折装置		株式会社リガク製RINT-TTR III-MTA										
対陰極		Cu										
フィルター		モノクロメーター										
管電圧		50	kV									
管電流		250)mA									
走査速度	4° /分	4° /分	6°/分	3° /分								
スリット条件	0.5° - 0.5° - 0.15mm	0.5° - 0.5° - 0.15mm	1° - 1° - 0.3mm	1° - 1° - 0.3mm								
走査範囲	2 θ =3~70°	2 θ =2~40°	2 θ =5~50°	2 θ =27~40°								

2) 間隙水を含まない岩石部の酸素水素同位体比の分析

本項で採取された岩石試料は、3.4.3 (1)項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、採取日時を昨年度の実績と合わせて表 3.4.5 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° C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° C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、GVInstruments)へ導入し、 CO_2 の IsO/IoO 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 3.4-5 岩石部の酸素水素同位体比の分析に供した試料リスト

採取深度	(GL -m)		
上端	下端	- 岩芯長 (m)	採取日時
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
200.19	200.24	0.05	2022/9/21 14:50
219.89	219.94	0.05	2022/9/21 15:25
239.89	239.94	0.05	2022/9/21 16:40
259.49	259.54	0.05	2022/9/21 17:45
279.89	279.94	0.05	2022/9/22 16:10
299.89	299.94	0.05	2022/9/23 9:20
319.89	319.94	0.05	2022/9/23 10:25
339.82	339.87	0.05	2022/9/23 11:05
359.19	359.24	0.05	2022/9/23 11:50
379.89	379.94	0.05	2022/9/23 14:00
400.00	400.05	0.05	2022/9/23 14:30
419.74	419.79	0.05	2022/9/23 15:20
439.89	439.94	0.05	2022/9/23 16:15
459.89	459.94	0.05	2022/9/23 16:30
480.00	480.05	0.05	2022/9/23 17:00
499.00	499.05	0.05	2022/9/23 17:15

3) 間隙水中の He の濃度および同位体比の分析

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、3.4.3 (1)項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、採取日時を昨年度の実績と合わせて表 3.4-6 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 3.4-6 間隙水中の希ガスの濃度および同位体比の分析に供した試料リスト

採取深度	(GL -m)	山井戸 ()	松野口吐
上端	下端	- 岩芯長 (m)	採取日時
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
208.80	208.90	0.10	2022/9/4 0:03
221.00	221.10	0.10	2022/9/4 10:39
230.00	230.10	0.10	2022/9/4 18:14
238.65	238.75	0.10	2022/9/5 0:16
250.80	250.90	0.10	2022/9/5 8:40
259.08	259.18	0.10	2022/9/5 17:11
269.00	269.10	0.10	2022/9/6 0:01
281.00	281.10	0.10	2022/9/6 9:16
289.90	290.00	0.10	2022/9/6 17:27
299. 23	299.33	0.10	2022/9/7 0:07
309.80	309.90	0.10	2022/9/9 17:36
318.35	318.45	0.10	2022/9/10 1:15
330.80	330.90	0.10	2022/9/10 15:29
338.55	338.65	0.10	2022/9/10 23:22
350.90	351.00	0.10	2022/9/11 19:02
359.90	360.00	0.10	2022/9/12 5:20
368.71	368.81	0.10	2022/9/12 16:07
380.75	380.85	0.10	2022/9/13 4:23
387.80	387.90	0.10	2022/9/13 13:20
399.40	399.50	0.10	2022/9/14 1:44
411.48	411.58	0.10	2022/9/15 4:05
420.51	420.61	0.10	2022/9/15 13:44
429.00	429.10	0.10	2022/9/15 22:16
440.90	441.00	0.10	2022/9/16 10:58
450.10	450.20	0.10	2022/9/16 20:42
459. 59	459.69	0.10	2022/9/17 6:52
471.66	471.76	0.10	2022/9/17 20:17
480.30	480.40	0.10	2022/9/18 5:42
489.10	489.20	0.10	2022/9/18 16:51
499.90	500.00	0.10	2022/9/19 4:47

4) 間隙水中の溶存成分および酸素水素同位体比の分析

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 3.4.3 (1)項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、3)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 3.4-7 に示す。

表 3.4-7 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した試料リスト

採取深度	(GL -m)	出世目 ()	松田口味
上端	下端	- 岩芯長 (m)	採取日時
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
208.11	208.51	0.40	2022/9/4 13:10
219.00	219.40	0.40	2022/9/5 14:40
230.50	230.84	0.34	2022/9/6 9:10
238.16	238.46	0.30	2022/9/8 20:30
250.25	250.75	0.45	2022/9/7 6:20
259.60	260.00	0.40	2022/9/9 9:00
271.25	271.65	0.40	2022/9/9 10:50
280.60	281.00	0.40	2022/9/9 14:10
288.25	288.91	0.66	2022/9/10 1:45
298.34	298.74	0.40	2022/9/9 19:28
310.10	310.50	0.40	2022/9/10 6:43
317.45	317.85	0.40	2022/9/10 20:45
330.00	330.35	0.35	2022/9/11 19:10
339.42	339.82	0.40	2022/9/11 22:30
350.20	350.60	0.40	2022/9/12 4:50
359.30	359.70	0.40	2022/9/12 17:25
369.55	370.00	0.45	2022/9/13 10:20
381.17	381.57	0.40	2022/9/13 18:05
387.17	387.54	0.37	2022/9/14 2:10
399.60	400.00	0.40	2022/9/14 18:40
411.00	411.33	0.33	2022/9/15 13:45
421.06	421.45	0.39	2022/9/15 22:50
429.30	429.74	0.44	2022/9/16 15:50
440.20	440.60	0.40	2022/9/16 22:50
450.30	450.79	0.49	2022/9/17 18:20
459.00	459.49	0.49	2022/9/18 7:10
472.00	472.40	0.40	2022/9/18 10:30
479.60	480.00	0.40	2022/9/18 16:10
488.60	489.00	0.40	2022/9/19 0:15
499.20	499.60	0.40	2022/9/19 9:10

①リーチング (浸漬) 分析

溶存イオンとして、 Na^+ 濃度、 K^+ 濃度、 Mg^{2+} 濃度、 Ca^{2+} 濃度、 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 μ 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(ppm)の計算方法として、次式にCl-濃度の例を示す。

ここで、 $[Cl]_p$ は、岩石試料の間隙水中の Cl-濃度であり、 $[Cl]_L$ 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 Cl-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。

②圧縮抽出水の分析

コア試料の外周約 1 cm を乾式カッターでトリミングし、試料を圧縮抽出装置(木方, 1999)に入れ、300 MPa の圧力でコア試料の収縮が収まるまで圧縮し、間隙水を抽出した。各種溶存イオン濃度(Na+、K+、Mg²+、Ca²+、F-、Cl-、NO₃-、SO₄²-)については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。Br-濃度および微量元素濃度(I、Li、B、Sr、Rb、Ba、Cs)については ICP 質量分析法により測定した。酸素同位体比については、isoFLOW for solution(エレメンター)を用いて試料を 30° Cで 12 時間、 CO_2 ガスと同位体交換させ平衡状態にし、同位体比質量分析装置(isoprime precisION、エレメンター)にて CO_2 ガスの安定同位体比を測定し、試料の δ^{18} O 値を求めた。分析精度は $\pm 0.1\%$ である。アミノ G 酸濃度については、蛍光分光分析計(FP-8300、日本分光)を用いて波長 300 nm で励起させ、波長 450 nm の蛍光強度から濃度を測定した。

③直接水蒸気平衡レーザー分光分析

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 2 g 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水素同位体比を求めた。

5) 岩石の化学組成分析および密度測定

本項では表 3.4-7 と同じ試料を用いた。岩石の主要 13 元素組成 (SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、MnO、CaO、MgO、Na₂O、K₂O、Cr₂O₃、P₂O₅、SrO、BaO) については、蛍光 X 線 (XRF) 分析により定量した。岩石試料にホウ酸リチウムを添加して 1100℃で溶解させることでガラスビ

ードを作成し、XRF の分析に供した。微量元素については岩石を酸溶液に溶解させ、誘導結合プラズマ質量分析(ICP-MS)および誘導結合プラズマ発光分光(ICP-AES)によって溶液中のイオン濃度を定量することで、岩石中に含まれる量を評価した。

真密度については以下の手順で乾燥・粉砕した試料を使って、Quantachrome 社製ペンタピクノメータにて分析した。岩石試料約 $10\sim15$ g を 110° Cの通風乾燥器で 72 時間程度乾燥させたあと、乾燥させた岩石試料をタングステン製の乳鉢に入れて粗粉砕した。その後 Phillipss 社製遊星型ボールミル「Mini Mill」に試料を入れ、微粉砕した。粉砕容器およびボールは窒化ケイ素製のものを使用し、1つの容器に 5 g 程度の岩石試料を入れ、約 10 分間粉砕した。真密度はペンタピクノメータのリークチェックをしたあと、膨張用空間体積・セルの空容器体積を測定した後、微粉砕試料を入れて同様に体積を定量し、微小な空隙を除いた体積と重量を評価した。その結果から、真密度を算出した。

6) 原位置採水試料の水質分析

3.4.3(1)項の岩芯記載および(2)項の物理検層の結果を基に、化石海水の分布域の境界部を挟み込むように稚内層深部と浅部から採水箇所を 2 箇所選定した。稚内層浅部の採水深度は深度 362.02~372.34 m (以降、深度 367 m と呼ぶ) であり、稚内層深部の採水深度は深度 485.02~495.34 m (以降、深度 491 m と呼ぶ) である。原位置に耐圧採水容器を下ろした状態での原位置採水および孔口まで揚水させた状態での揚水試料の採水を実施した。前者を封圧採水試料と呼び、後者を孔口採水試料と呼ぶことにする。

①一連の作業概要

深度 491 m での採水を実施するため、2022 年 9 月 26 日から採水作業に係る資材の搬入および試験装置の挿入を行い、9 月 30 日に揚水用のポンプの設置と透水試験を実施し、採水の可否を判断した。10 月 1 日から 5 日まで揚水を実施し、その後に封圧採水試料を採取し、10 月 8 日に深度 491 m での採水作業を終えた。10 月 9 日に試験装置を深度 367 m に移設し、10 日に透水試験を実施し、採水の可否を判断した。10 月 12 日から 16 日まで揚水を実施し、その後に封圧採水試料を採取し、10 月 19 日に試験装置をボーリング孔から回収した。使用した機材を表 3.4-8に示す。

はじめに、孔内をアミノ G 酸の濃度を 10 ppm に調製した清水で満たした。目的とする深度まで採水装置を降下させパッカーを拡張した後、間隙水圧を測定し、平衡水位を測定した。揚水ポンプを設置し、採水の可否を判断するためにスラグ試験を実施した。採水の可否の判断基準はパッカーで区切られた採水区間の透水係数が 1×10^{-8} m s $^{-1}$ 以上であることとした。この場合、揚水量として 1 L min $^{-1}$ 以上が得られる見込みであり、作業期間中にロッド内部を十分に置換できるためである。揚水中はアミノ G 酸濃度、pH、ORP、EC、水温をモニタリングした。アミノ G 酸濃度が 1 mg L $^{-1}$ 以下になることやロッド内部の容積が揚水地下水により十分に置換されたこと(採水装置内部の容積の 5 倍以上の揚水量の確認)、水質が安定したことなどを確認し、孔口採水試料を採取した。この時、遊離ガスをアルミバッグに採取し、4.4 節で述べる 8^{1} Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討に供した。揚水の終了後に揚水ポンプを回収し、封圧採水容器を降下させ、封圧採水試料を採取した。地下水の揚水時の試験装置概念図を図 3.4-37 に示す。

表 3.4-8 採水作業での使用機材一覧

機材名	仕様								
1984.15 H	・収縮外径 φ 102mm ラバー長:約 1,000mm								
パッカー (スライド)	・最大適用孔径 φ 190mm								
1 11 2 2 2	The state of the s								
トリップバルブ	・孔内バルブ(圧力駆動方式)								
ストレーナ	・JFT ロッドを穿孔加工したもの								
JFT ロッド	・内径 φ 35.8mm、ネジ部外径 φ 49mm、定尺 3m								
3.5インチ管	・内径 φ 90.2mm、ソケット外径: φ 114.3mm、定尺 3m								
封圧採水用	 ・内径φ65.9mm、ネジ部外径:φ89.1mm、定尺5m								
地球科学ロッド	・ 円 全 φ 65. 9mm、 不 ン 部 外 住 : φ 89. 1mm、 足 尺 5m								
組チューブ	・ナイロンチューブ AS2:φ6mm×4mm の 4 本組								
	・最高使用圧力 3.7MPa、長さ約 600m								
耐圧タンク	・耐圧:5MPa (パッカー用など)								
パッカー圧センサー	・DRUCK/PCDR レンジ 0~5MPa、精度 0.06%FS								
気液分離タンク	・部材は耐圧タンクと同じ								
3.5 管用マニホールド	・3.5インチ管口元の閉塞部材(ガス抽出用)								
揚水ポンプ SQE-1	・GRUNDFOS 揚程約 180m、最大吐出量約 30L/min								
ベビーコンプレッサー	・使用最高圧力: 2.5MPa								
投入式水位計	・DRUCK/PTX レンジ 0~3MPa、精度 0.06%/FS								
法具制	・TOSHIBA 電磁流量計/口径 15mm、								
流量計	流速スパン 0~10m/sec、精度±0.25~0.5%								
自動調整弁	・KITZ 口径 1/2"電動ボールバルブ、制御:1~30L/min								
ガス流量計	・FCON 流量スパン(N2 換算)0~10L/min、精度±1%_FS								
水質モニタリング装置	・PRODSS マルチ水質センサー(pH・温度・EC、メモリー内蔵)								
到別に(マニ)	・計測データ収録、描画、保存用								
計測システム	・KEYENCE/NR500 データロガー(アナログ電圧入力)、ノートパソコン								
封 圧 採水容器	・ピストン式:内容量 500mL								
	・コントロールケーブル用電動ウインチ(巻き速度可変)								
	・ケーブル長:1,200m (ワイヤー・チューブ)								
装置 耐圧タンク	・エタノール供給用(容量 10L)								
L									

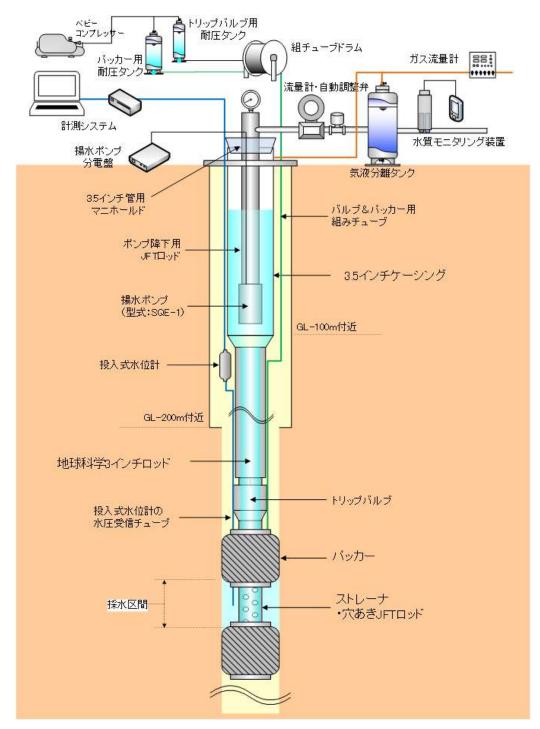


図 3.4-37 地下水の揚水時の試験装置概念図

②採水箇所の選定

3.4.3(1)項の岩芯記載および(2)項の物理検層の結果を基に、深度 $200 \sim 320 \,\mathrm{m}$ (区間 1)、深度 $320 \sim 410 \,\mathrm{m}$ (区間 2)、深度 $410 \sim 500 \,\mathrm{m}$ (区間 3)の 3 つの水理地質区間に区分した(図 $3.4\cdot 38$)。電磁式フローメータから得られた計 7 箇所の地下水流入箇所のうち、流速変化の大きさや深度分布を考慮して 5 箇所の候補を絞り込み、化石海水の分布域の境界部を挟み込むように区間 2 と区間 3 から 1 箇所ずつ採水できるように採水の優先順位を付けた。

採水装置の移設に時間を要することから、深度の往復を避けるため、深部から浅部に順に採水

地点を移動させることとした。またパッカー区間長は区間内容積を小さくすることや割れ目を絞り込むことを目的として $10\,\mathrm{m}$ とした。優先順位の高い地点から順に、深度 $491\,\mathrm{m}$ 地点 (区間 3)、深度 $442\,\mathrm{m}$ 地点 (区間 3)、深度 $367\,\mathrm{m}$ 地点 (区間 2)、深度 $344\,\mathrm{m}$ 地点 (区間 2)、深度 $389\,\mathrm{m}$ 地点 (区間 2)。上記の優先順位に従った採水作業の結果、前述のように深度 $491\,\mathrm{m}$ 地点と深度 $367\,\mathrm{m}$ 地点の $2\,\mathrm{m}$ 節所において採水作業が実施された。

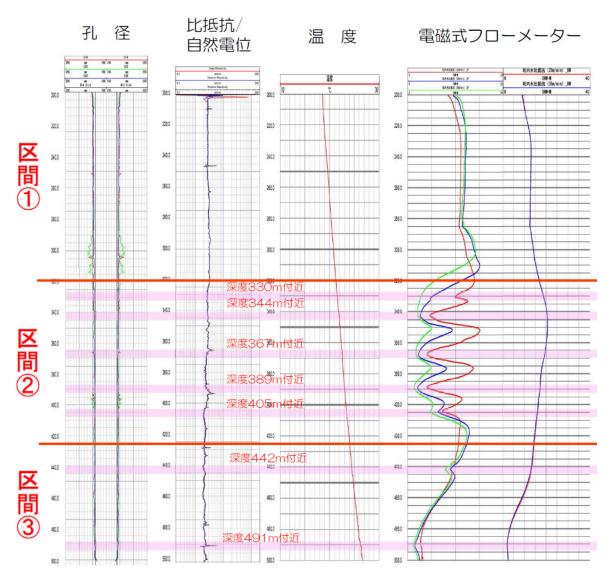


図 3.4-38 物理検層結果と採水候補地点

③封圧採水試料

a)採取方法

原位置における地下水の封圧採水時の試験装置概念図を図 3.4-39 に示す。採水容器にはピストン式封圧採水容器を用いた(図 3.4-40)。採水手順は次のとおりであった。

- コントロールケーブルのチューブ内をアルコールで充填した。
- ・ 封圧採水容器のB室を蒸留水で満たした状態でピストンブロックを押し込み、A室にアルコールを充填した。
- ・ 封圧採水容器をコントロールケーブルに接続し、A室へ目的深度の水圧以上の圧力をかけ

た。

- ・ 封圧採水容器を目的深度まで降下させ、コントロールケーブル内の圧力を解放することで A室を減圧し、B室に地下水を採取した。この時の採取状況は、地表部にてコントロールケーブルから排出されるアルコール量から判断した。
- ・ ピストンブロックがA室側の端まで移動したところで封圧採水容器を巻き上げ回収した。 必要量を採取するまで上記の作業を繰り返した。

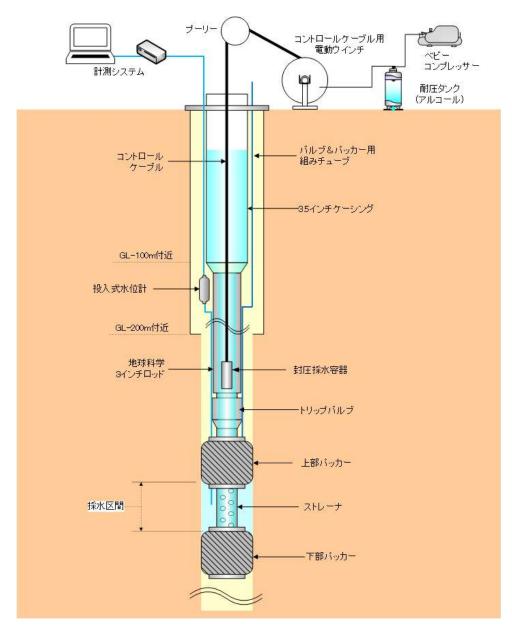


図 3.4-39 封圧採水時の試験装置概念図

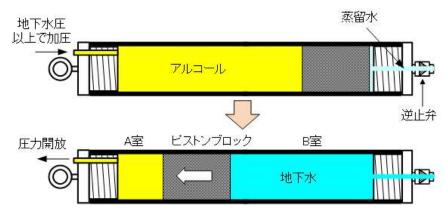


図 3.4-40 ピストン式採水容器による地下水の採取手順

b)分析方法

封圧容器内が原位置地下水で満たされた状態で分析室まで輸送し、分析の直前に圧力を解放し、 各種分析に供する試料を分取した。水質の分析項目および分析方法は4)②、③と同じである。

④ 孔口採水試料

a)採取方法

深度 491 m 地点における採水は揚水開始から約 78 時間後(10 月 4 日)に実施した。スラグ 試験や揚水中の水質モニタリングの結果については、3.4.4(3) 6)で述べる。孔口から揚水された 原位置地下水を大気解放条件でプラスチックボトルに採取し、速やかに分析機関に輸送した。

深度 367 m 地点における採水は揚水開始から約 102 時間後(10 月 16 日)に実施した。スラグ試験や揚水中の水質モニタリングの結果については、3.4.4(3) 6)で述べる。孔口から揚水された原位置地下水を大気解放条件でプラスチックボトルに採取し、速やかに分析機関に輸送した。

b)分析方法

水質の分析項目および分析方法は3.4.3(3)4)②、③と同じである。

3.4.4 調査・試験の結果

(1) 岩芯記載

HFB-1 孔の深度 200.00 m から 500.00 m までの区間から岩芯を採取し、岩芯の写真撮影と岩芯記載を行った。以下、岩芯記載に基づき結果について述べる。岩芯写真については付録 4 に示す。

深度 200.00~323.05m は、珪藻質泥岩からなる声問層が分布する。全体的に均質一様な(塊状な)珪藻質泥岩からなる。一部、深度 245.90~246.24m には角礫状の礫を含む玉石状の凝灰岩が認められた。岩芯は比較的硬質であり、掘削直後はわずかに岩芯からのガス漏れを示す発泡および音が認められた。また、深度 284.00~296.00m の岩芯の洗浄や写真撮影の時に、岩芯表面の洗浄水の乾燥が著しい特徴が認められた。一方、深度 323.05~500.00m は、珪質泥岩からなる稚内層が分布する。全体的に上位の声問層である珪藻質泥岩よりも緻密であり、岩芯重量が増加する。深度 323.05~404.40m まで断層あるいは開口亀裂帯が局所的に存在する。また、上位層と比較して、砂あるいは礫などの粗粒な砕屑物と考えられる物質がやや多く含まれている。声問層と稚内層は整合の関係にあり、その境界は不明瞭であるため、肉眼観察で地層境界を判別することは難しい。よって、本項(3)に示す岩芯試料の粉末 X 線回折(XRD)分析の結果も踏まえ、地層境界を

深度 323.05m と判断した。

岩芯記載では主に割れ目の特徴に着目し、その結果を $1\,\mathrm{m}$ 毎に記載シートに記録した。この記録の集約結果として、 $1\,\mathrm{m}$ 毎(シート毎)に RQD と割れ目頻度を抽出し、 $1\,\mathrm{cong}$ にまとめた結果を図 3.4-41 に図を示す。この図には令和 $3\,\mathrm{ep}$ 年度に取得した深度 $20\,\mathrm{m}\sim200\,\mathrm{m}$ の結果も含まれている。割れ目の頻度は、深度 $20\,\mathrm{m}$ から $50\,\mathrm{m}$ にかけて割れ目頻度が高くなる傾向が認められ、深度 $50\,\mathrm{m}$ から $200\,\mathrm{m}$ にかけて割れ目頻度が徐々に低くなる傾向が認められた。深度 $200.00\,\mathrm{m}$ から $280.00\,\mathrm{m}$ では、割れ目頻度は比較的低くかつ概ね均等であり、著しく亀裂が集中する深度がほとんど認められない。深度 $280.00\,\mathrm{m}$ から $410.00\,\mathrm{m}$ では、他の区間と比較して、開口性の割れ目の局所的な集中が散見される。癒着割れ目もほとんど認められず、ほとんどの亀裂が開口性を示している。この区間は水みちの水理的連結性の高い稚内層浅部の分布する範囲にあたる。深度 $410.00\,\mathrm{m}$ から $500.00\,\mathrm{m}$ では、他区間と比較して、明らかな開口性の割れ目本数が少なく、割れ目頻度が低いあるいは割れ目が無い区間も認められる。RQD はその定義から割れ目頻度が高いと RQD は低く、一方、割れ目頻度が低いと RQD は高くなる。

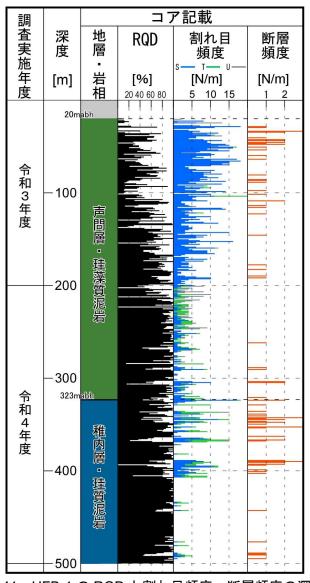


図 3.4-41 HFB-1の RQD と割れ目頻度、断層頻度の深度分布

観察された割れ目の中で断層岩を介在するなど断層と考えられる構造は、主に深度 291 m 付近、深度 304 m 付近、深度 323 m 付近、深度 348.05 m、深度 366.3 m 付近、深度 $388.16 \sim 392.00 \text{ m}$ 、深度 393.58 m、深度 442.85 m、深度 476.55 m、深度 $490.55 \sim 491.10 \text{ m}$ の $10 \text{ 箇所において認められた。この近傍で割れ目頻度が高くなる傾向が認められる。これらの断層と考えられる構造の観察結果を以下に示す。$

<深度 291m 付近>

岩芯形状を保たない破砕された性状が認められる。岩芯には微細なヘアクラックが多く発達する。シャープな割れ目は多くはなく、波状の割れ目が主体である。本区間に明瞭な細粒粘土は確認されていない(図 3.4-42、図 3.4-43)。



図 3.4-42 深度 290.00~292.00m の岩芯写真



図 3.4-43 深度 290.50~291.00m の岩芯写真

<深度 304 m 付近>

本破砕帯のうち、深度 $303.5\sim304.2~m$ は非常に多くのヘアクラックが認められる。ヘアクラックは割れ目に沿った方向(R1 面と判定)およびそれより 45° 程度の角度を持った一定方向(P 面と判定)に葉片状として発達している。これらのことから、本破砕は逆断層運動を示唆する構造と考えられる。一方、深度 304.2~m 以深では、ヘアクラックの発達は少なく、明らかな開口性の割れ目が多く確認されている。なお、本区間に明瞭な細粒粘土は確認されていない(図 3.4-44、図 3.4-45)。



図 3.4-44 深度 303.00~306.00m の岩芯写真

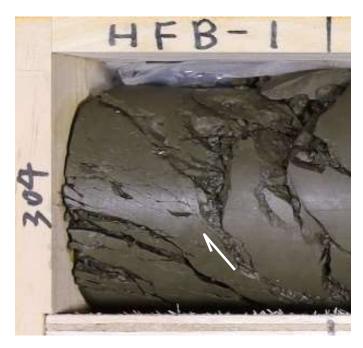


図 3.4-45 深度 304.00~304.10m の岩芯写真

<深度 323 m 付近>

本破砕は、深度 $323.05\sim324.13\,\mathrm{m}$ に認められるヘアクラックおよび開口性の割れ目からなる。 見かけ $\angle 20^{\circ}$ の概ね同方向の割れ目が発達しており、それに斜交するようにヘアクラックが発達する(図 3.4-46)。

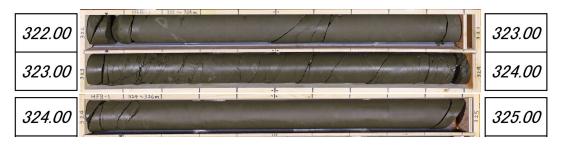


図 3.4-46 深度 322.00~325.00m の岩芯写真

<深度 348.05 m>

本破砕は、粘土を含んだ断層と考えられる。せん断面の方向は周囲の割れ目の姿勢とほとんど 平行であり、せん断面に沿って厚さ 10mm 程の軟質な粘土が認められる(図 3.4-47)。



図 3.4-47 深度 348.05m の岩芯写真

<深度 366.3 m 付近>

本破砕は、深度 $365.10\sim369.10$ m にかけて明瞭な割れ目が集中する区間であり、そのうち深度 $366.28\sim366.32$ m に厚さ 5cm の軟質な粘土が認められる。この粘土帯は緑灰色を示した凝灰質な物質で構成されており、"tsz"に分類される地層が褶曲する際の、火山灰層がすべり面になって形成された層面断層と考えられる(図 3.4-48)。



図 3.4-48 深度 365.00~369.00m の岩芯写真

<深度 388.16~392.00 m>

本破砕は、見かけ $\angle 45^{\circ}$ 以上の中~高角の明瞭な開口性の割れ目が集中した破砕帯である。特に深度 $388.00 \sim 391.00 m$ にかけては、掘削方向に平行の高角割れ目の痕跡が確認される。ただし、その割れ目の連続性はやや不明瞭であり、各割れ目の一定の方向のみ(岩芯写真での上側)の岩芯が削り取られているような形状にも見えることから、ボーリング掘削に伴う破砕である可能性も捨てきれないことに留意が必要である。なお、本区間では開口性の割れ目に沿ってわずかに粘土が認められる(図 $3.4 \cdot 49$)。



図 3.4-49 深度 388.00~392.00m の岩芯写真

<深度 393.58 m>

本破砕は、深度 $393.42\sim393.67$ m に挟在される白色鉱物脈が発達した珪質な細粒砂岩~泥岩の近傍に認められる。白色鉱物脈はカルサイト脈と考えられる。主せん断面はやや不明瞭であるがシャープな割れ目およびせん断面が存在する深度 393.68 m と考えられる。本深度は珪質泥岩がシート状あるいはレンズ状に破砕された構造を持つ。運動方向は非常に不明瞭であるが、せん断面直下(下盤側)のレンズ状構造が岩芯写真からみて左上に発達した葉片状であることから、本構造をP面とし、逆断層の運動センスと判定した(図 3.4-50、図 3.4-51)。



図 3.4-50 深度 393.00~395.00m の岩芯写真



図 3.4-51 深度 393.60~393.70m の岩芯写真

<深度 442.85 m>

本破砕は、シャープなせん断面が認められ、せん断面に沿って角礫状の細片および粘土が確認される。せん断面は見かけ $\angle 60^\circ$ の高角割れ目であり、珪質泥岩内で確認される $\angle 30^\circ$ のラミナ状構造から判定した層理面を切断する構造である。粘土はシャープなせん断面に沿って連続的に確認され、その下位(深部側)に角礫状の細片が付着した性状である。粘土を含んだ断層と考えられる。せん断面の方向は周囲の割れ目の姿勢とほとんど平行であり、せん断面に沿って厚さ 10 mm 程の軟質な粘土が認められる(図 3.4-52)。



443.00

図 3.4-52 深度 442.85 mの岩芯写真

<深度 476.55 m>

本破砕は、粘土を含んだ断層と考えられるが、主せん断面の判定が困難である。深度 $476.55\,\mathrm{m}$ にやや開口性が認められる割れ目が存在し、また、その $2\,\mathrm{cm}$ 下部に褐色の粘土主体で構成される厚さ数 mm の薄層が認められる。複合面構造は後者により発達しており、粘土層直下にはレンズ~葉片状に細礫化した珪質泥岩礫が存在する。岩芯写真から見て、深度 $476.57\,\mathrm{m}$ の上側には、右下側に伸びる葉片状構造が集中しており、不明瞭ではあるが、これを P 面と判定し、逆断層の運動センスと判断した(図 $3.4\cdot53$ 、図 $3.4\cdot54$)。



図 3.4-53 深度 476.00~477.00m の岩芯写真

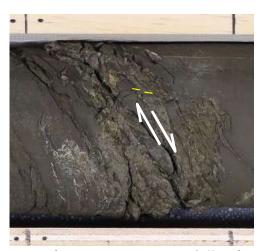


図 3.4-54 深度 476.50~477.60m の岩芯写真

<深度 490.55~491.10m>

本破砕は、多量の粘土を含んだ断層と考えられる。破砕帯中央部には白色鉱物脈を含んだ珪質 細粒砂岩〜泥岩が包有され、その上下位に粘土で構成される軟質な脆弱部が認められる。せん断面の方向は周囲の割れ目の姿勢とほとんど平行であり、せん断面に沿って厚さ 10mm 程の軟質な粘土が認められる。本珪質細粒砂岩〜泥岩には明瞭な回転痕跡は認められないが、特に下面側は比較的シャープなせん断面が存在する。一方、上面側は上部の珪質泥岩とやや漸移的な関係を示しており、深度 490.68m に $\angle 45$ °のややシャープな面構造(せん断面と考えられる)が存在していることから、深度 490.55~491.10m の区間では複数のせん断面によって断層運動が生じていることが示唆される。粘土量は珪質細粒砂岩〜泥岩の下面側がより多くの粘土が含まれ、かつ軟質な性状を示している。深度 491.10m では、深度 490.88m のせん断面に平行な、粘土と硬質部

の物質境界が存在している (図 3.4-55、図 3.4-56)。



図 3.4-55 深度 490.00~491.50m の岩芯写真



図 3.4-56 深度 490.60~491.10m の岩芯写真

(2) 物理検層

HDB-1 孔の掘削完了後、深度 200 m から 500 m までの区間を対象に令和 4 年 9 月 21 日~23 日の 3 日間で理検層作業を実施した。物理検層の作業実績一覧を表 3.4-9 に示す。また、物理検層の結果として図 3.4-57 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 3.4-9 HFB-1 孔における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 = 19 52)	00 ~	* 1 511 6		8:52 ~ 9:45	97	降下	温度 00~5115m
孔 径	200 0 ~	511 8	2022 09 21	11:45 ~ 12:25	7 8	巻揚	孔径 2000~5010 _m
比 抵 抗 (インダクション)	200 0 ~	* 1 511 8		14:49 ~ 15:19	10 4	巻揚	比抵抗(DEEP) 200 0 ~505 9 _m 自然電位 200 0 ~508 6 _m
внту	200 0 ~	*1 508 7		9:14 ~ 11:40	2 1	巻揚	孔壁画像 2000~5087m
電磁式フローメーター	190 0 ~	* 2 508 0		15:18 ~ 15:31	24 5	降下	
(静止時)	190 0 ~	* 2 508 0		16 09 ~ 16:18	35 3	降下	測定データの品質に問題があるため不採用。
	190 0 ~	* 2 508 0	•	17:31 ~ 17:45	22 7	降下	揚水量:30.4Liter/min
	190 0 ~	* 2 508 0	2022 09 22	18 05 ~ 18:15	31 8	降下	揚水量: 4.6Liter/min
電磁式フローメーター	400 0 ~	* 2 508 0		18:20 ~ 18:24	27 0	降下	揚水量:4.6Liter/min。測定データの品質に 問題があるため不採用。
(揚水量: 9.5L/min)	190 0 ~	* 2 508 0		18:55 ~ 19 05	31 8	降下	揚水量:1.9Liter/min
	190 0 ~	* 2 508 0		19:50 ~ 20 00	31 8	降下	揚水量: 1.9~3.0Liter/min (揚水量安定せず)
t ゙ルト ゙アッフ [°] 試験	37 0	* 2	2022 09 22	21:45 ~ 型日 13:45	0 0	停留	
孔内状況 : 1		-	@ 511 40 m	孔内水 :	ベントナイ 泥水比抵抗		
/	ァーシング		@ 20 00 m		18 4°C		
		6"	@ 200 00 m		比重 105	粘速	30∼35sec

^{**1} ツールボトム深度基準 **2 センサー深度基準

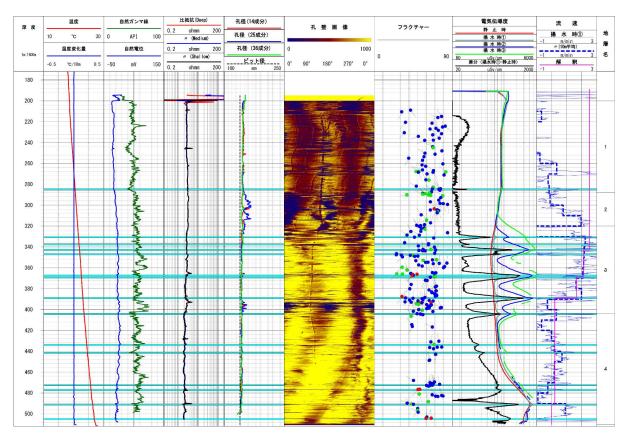


図 3.4-57 HFB-1 の物理検層柱状図

1) 温度検層

温度検層は、掘削終了後のポンプ循環停止後から 19 時間 52 分経過した後の、令和 4 年 9 月 21 日 8 時 52 分~9 時 45 分において測定を実施した。HFB-1 孔の最高温度は、孔底付近の深度 511.5m で、28.0℃であった。本測定では全体的に一様な温度上昇の傾向がみられ、温度上昇また は温度低下アノマリーなどの変化点は軽微であった。

2) 孔径検層

温度検層完了後、令和 4 年 9 月 21 日 11 時 $45\sim12$ 時 25 分にかけて、孔径検層を実施した。 HFB-1 孔の深度 $290\sim310$ m 付近で最大 165mm 程度にまで 1 方向に拡大する傾向がみられた。 また、深度 $395\sim401$ m 付近で最大 160mm 程度にまで拡大しているが軽微である。これ以外の領域では概ね孔径は安定している結果であった。

3) 比抵抗・自然電位検層

孔径検層完了後、令和 4 年 9 月 21 日 14 時 49 分~15 時 19 分にかけて、比抵抗(インダクション)検層を実施した。孔比抵抗曲線(DEEP)は全測定範囲を通して $10\Omega \cdot m$ 以下を記録した。 深度 209.3m、深度 246.3m、深度 365.9m 付近、深度 393.6m 付近、深度 428.6m、深度 478.1m、深度 490.5m などでスパイク状の高比抵抗がみられた。

4) 孔壁画像検層(BHTV 検層)

孔径検層完了後から翌日(令和 4 年 9 月 22 日)までに孔内水をアミノ G 酸が規定量添加された清水(水井戸水)への置換を行い、その後 9 時 14 分~11 時 40 分にかけて、孔壁画像検層(BHTV)を実施した。HFB-1 孔内の孔壁画像から概ねサインカーブを読み取ることができる線を不連続面として抽出した。その結果、231 本の不連続面(ランク 1:11 本、ランク 2:36 本、ランク 3:183 本、地層傾斜系: 0 本)が認められた。一方、今回の測定では、明らかに堆積構造

や単層などの地層傾斜系の不連続面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 3.4-58 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 3.4-59 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。フラクチャー系の傾斜方位については、北西~北北東方向に傾斜しているフラクチャーが優勢である。傾斜角度については $60^\circ \sim 80^\circ$ に多くが分布している傾向となっている。岩芯観察の結果に基づく割れ目頻度や割れ目の開口状態から、ゾーン 1(深度 $200 \sim 288$ m)、ゾーン 2(深度 $288 \sim 320$ m)、ゾーン 3(深度 $320 \sim 404$ m)、ゾーン 4(深度 $404 \sim 511$ m)の四つに分けることができる。各ゾーンの不連続面の傾斜方位および傾斜角度の特徴を表 $3.4 \cdot 10$ に示す。傾斜方位については、ゾーン 1 は北方向および北西傾斜が優勢であるのに対して、ゾーン 2 は北北東と北西および南南東方向に傾斜している不連続面が優勢であった。ゾーン 3 およびゾーン 4 は北西および北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は、いずれのゾーンにおいても傾斜角度 70° 前後となる傾向がみられた。

また、電磁式フローメータ検層により検出された水みちと BHTV 検層により抽出された不連 続面の傾斜方位と傾斜角度の対応関係について表 3.4-11 にまとめた。

また、インデュースド・フラクチャーとボアホール・ブレークアウトの解析を実施した結果、本測定では、ボアホール・ブレークアウトのみ検出された。読み取ったボアホール・ブレークアウトの開口方位の結果を図 3.4・60 に示す。本測定に基づくと、ボアホール・ブレークアウトは東北東-西南西方向を中心に分布しているため、HFB-1 孔周辺の応力場は北北西-南南東方向と解釈できる。

図 3.4-61 に N-S 成分、NE-SW 成分、E-W 成分と NW-SE 成分の BHTV 検層による孔径値を示す。また、併せて孔径検層の結果も同図に示す。BHTV 検層による孔径と通常の孔径検層の結果を比較すると、ケーシング直下の孔径拡大箇所を除いた深度区間では、概ね同様の傾向を示した。

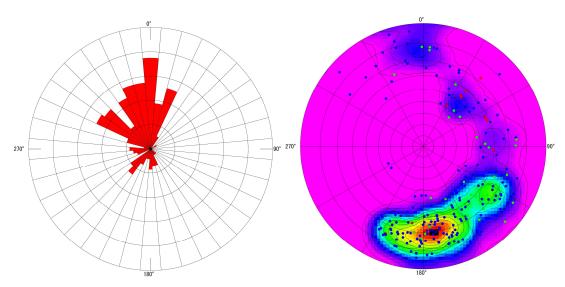


図 3.4-58 読み取った不連続面から作成したローズダイグラムおよびシュミットネット投影図

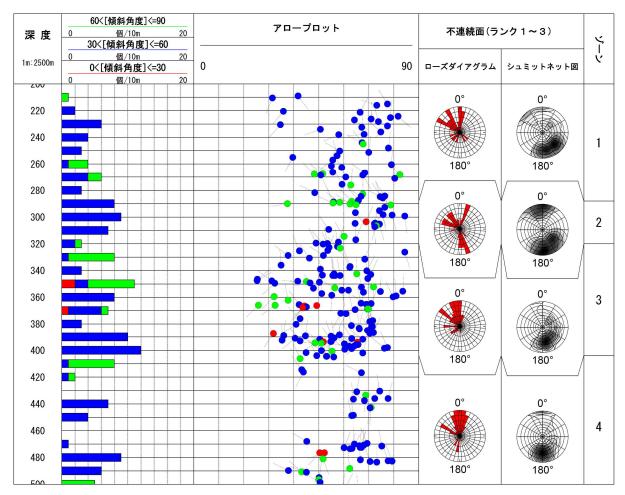


図 3.4-59 アロープロットおよび不連続面の傾斜方位分布

表 3.4-10 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	深度 (m)		検 と	出 数	集中点	- 傾斜方位の特徴						
	<i>i</i> 未及(m)	深度 (m) 実数		10m平均	未中点	1点がカロの付割						
全体	200.0 ~	510. 0	231	14	352 / 70	北西〜北北東方向に傾斜している不連続面が卓越						
1	200.0 ~	288. 0	48	5. 5	314 / 73 345 / 75	北方向および北西方向に傾斜している不連続面が卓越						
2	288.0 ~	320. 0	27	8. 4	353 / 81	北北東と北西方向および南南東方向に傾斜している不連続 面が卓越						
3	320.0 ~	404. 0	109	13. 0	348 / 68	北西および北方向に傾斜する不連続面が卓越						
4	404.0 ~	510.0	47	4. 4	2 / 71	北西および北方向に傾斜する不連続面が卓越						

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。

表 3.4-11 電磁式フローメータ検層において抽出した傾斜方位と傾斜角度

1. 7. 4	代表深度	T		他検層種目の	アノマリー	
水みち	(m)	不 連 続 面 (BHTV) と の 対 比	SP	温 度 (揚水時)	流速	電気伝導度
FP1	285. 0	深度284~286m間、北西傾斜、70~80°程度のランク3が数本	0	0	Δ	Δ
FP2	330. 7	深度330.7m、北西傾斜、45°程度、ランク3が1本	0	0	Δ	0
FP3	337. 6	深度337.8m、北西傾斜、60°程度、ランク3が1本	Δ	Δ	Δ	0
FP4	343. 0	深度342~344m間、北傾斜、50~70°程度のランク2~3が数本	Δ	0	0	0
FP®	347. 0	深度346~348m間、西と北東傾斜、20~45°程度のランク2~3が数本	0	0	Δ	0
FP®	367. 5	深度367.5m、南西傾斜、45°程度、ランク1が1本	Δ	0	0	0
FP⑦	369. 5	深度368~369.5m間、西傾斜、70~80°程度のランク2~3が3本	Δ	0	0	0
FP®	389. 1	深度389~390m間、北傾斜、35~60°程度のランク3が3本	Δ	0	0	0
FP9	404. 3	深度404.4m、北傾斜、50°程度、ランク3が2本	Δ	0	Δ	0
FP10	433. 9	深度433.6m、南傾斜、70°程度、ランク2が1本	Δ	Δ	Δ	0
FP11	441. 2	確認されず	Δ	0	Δ	0
FP12	472. 5	深度472.5m、北東傾斜、60~70°程度、ランク3が3本	Δ	Δ	Δ	0
FP13	477. 3	深度476.5m、南西傾斜、50°程度、ランク1が2本	Δ	Δ	Δ	0
FP14	491.0	深度490.5~491.0m、北西傾斜、45°程度、ランク2とランク3	0	0	0	0
FP®	505. 1	深度504.2m、北傾斜、60~70°程度、ランク1が2本	Δ	0	Δ	0

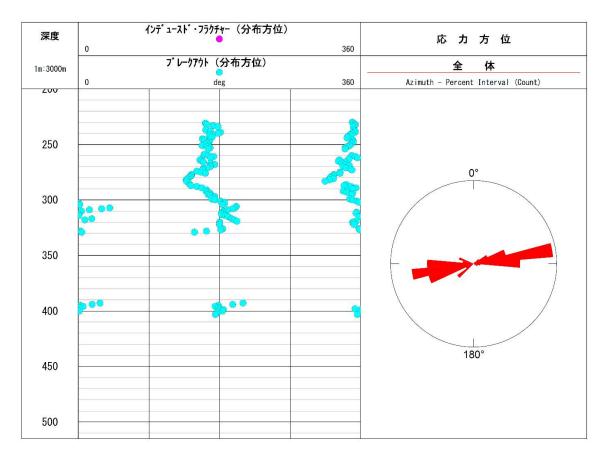


図 3.4-60 インデュースド・フラクチャーとブレークアウトの解析の結果

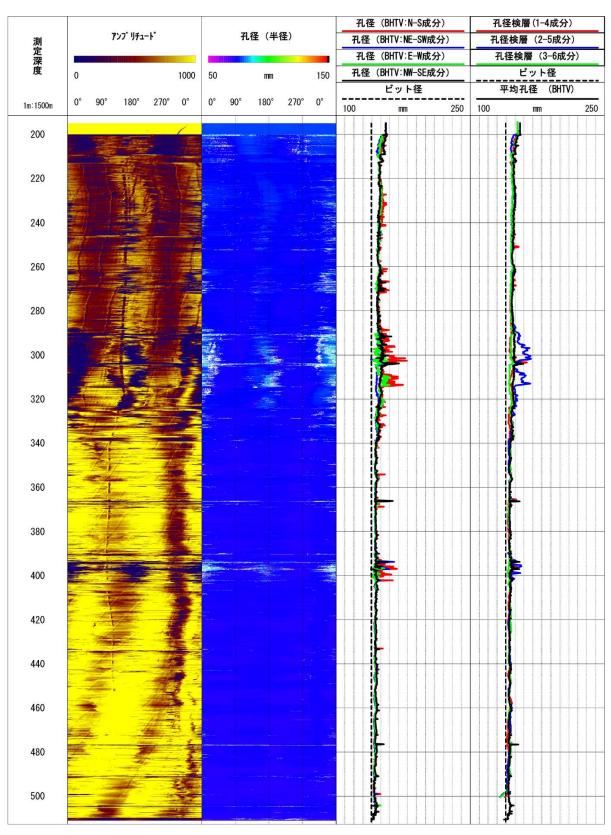


図 3.4-61 定方位孔径比較図

5) 電磁式フローメータ検層およびビルドアップ試験

BHTV 検層完了後、令和 4 年 9 月 22 日終日において電磁式フローメータ検層を実施した。前述したように、通常は測定対象区間を異なる測定速度で複数回測定することにより孔内流体と測定ツールの相対速度を変化させて揚水時の見掛流速を求める(図 $3.4 \cdot 36$ 参照)。しかし、揚水時の孔内水位を一定に維持するため、揚水量を 30.4 L/min→4.6 L/min→1.9 L/min と段階的に変化させて測定を行ったところ、いずれの揚水量の場合も測定途中より揚水量が減少し、各揚水量に対して一つの測定速度でしか測定できなかった。そこで、見掛流速は測定ツールのフローチューブ(図 $3.4 \cdot 35$)内を通過する孔内水の相対流速値に等しいと仮定し、最も揚水量が安定的であった揚水量 30.4 L/min 時の流速を採用した。

測定結果および解析結果を図 3.4-62 に示す。電気伝導度カーブと温度変化率カーブの変化点と併せて解釈することにより、図 3.4-62 に示す 15 箇所で地層水が孔内に流入していると推定することができる。また、揚水時の電気伝導度カーブは、時間が経過するにしたがって(揚水時①→揚水時②→揚水時③)、電気伝導度カーブ上に欠損区間が多く発生していることがわかる。これは気泡の存在によるものであると考えられる。

一方、流入割合の解析に際しては、気泡の影響により非常に不安定なデータであったことから、各水みちの流入割合を反映した明瞭な階段状の流速変化を示す箇所は限定的であった。結果的に、有意な流入割合として計算できたのは、④深度 343.0 m、⑥深度 367.5 m、⑦深度 369.5 m、⑧深度 389.1mと⑭深度 491.0mの 5 箇所のみであった。BHTV 検層結果からは、⑪深度 441.2 mを除いて近傍にフラクチャーが一応確認されているが、その関連性に関しては必ずしも明確ではない。深度 195 mで検出された流量 30.4 L/min を 100%とした時の、各水みちが存在する深度からの流入割合は図 5.23 に示すとおりである。深度 195 m付近の注水量 30.4 L/min を 100% とした時の各水みちの流入割合は、深度 340m 付近までは概ね同量(100%)以上となり、深度 340~390 m の区間において 60~80%程度の割合であった。深度 390~500 m の区間においては、10%程度の割合を示している。

電磁式フローメータ検層完了後、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。ビルドアップ試験結果を図 3.4-63 に、重ね合せ法による解析図と解析結果一覧表を図 3.4-64 と表 3.4-12 に示す。前述の解析方法から、透水量係数は 1.577×10 -10 m³/Pa・sec (1.756×10 -6 m²/sec) と算出された。水みちの透水量係数は、(1)および(2)で算出した流入割合と透水量係数をもとにした各水みちの透水係数は、図 3.4-62 に示すとおりである。透水量係数は 1.577×10 -10 m³/Pa・sec (1.756×10 -6 m²/sec) と算出された。

表 3.4-12 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

勾配値 m	初期圧力 Pin	透水量係数	透水量係数※2
(kPa/cycle)	(MPaG)	(m ³ /Pa · sec)	(m ² /sec)
-67.091	149.06	1.577×10^{-10}	1.756×10^{-6}

※1…G=ゲージ圧

※2…15℃水の粘性係数と密度を用いて換算

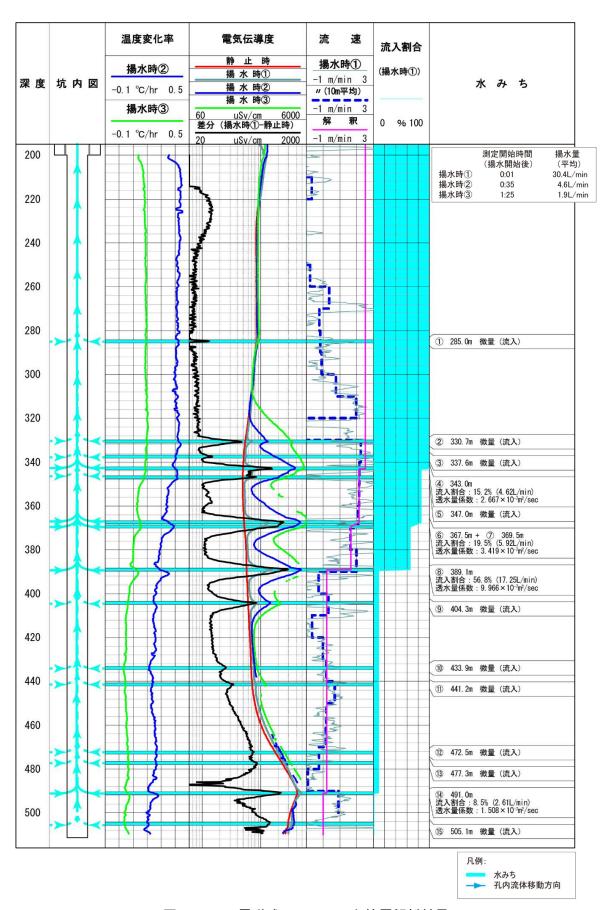


図 3.4-62 電磁式フローメータ検層解析結果

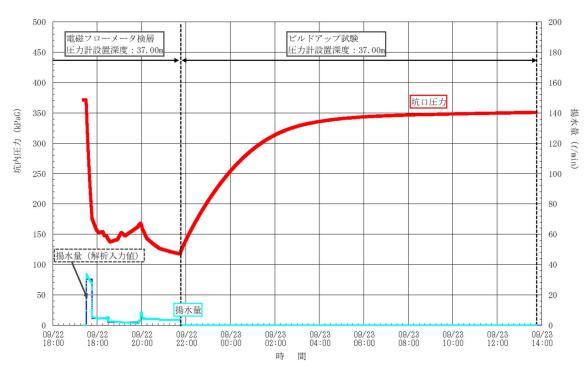


図 3.4-63 ビルドアップ試験結果図

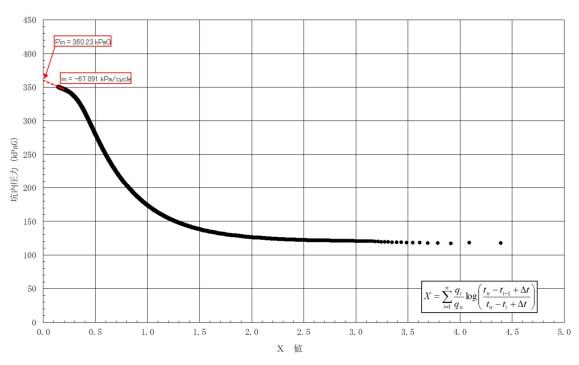


図 3.4-64 ビルドアップ解析図 (重ね合わせ法)

6) 深度 20 m から 500 m までの物理検層の結果

図 3.4-65 に令和3年度の結果と合わせて深度 20 m から深度 500 m までの物理検層の結果の うち、温度検層、電磁式フローメータ検層、比抵抗検層の結果を示す。令和3年度は冬期、令和4年度は秋期の実施であったため、温度に関しては深度 200 m において大きな差が生じているが、

それ以外の項目は概ね年度間の差は小さい。

岩芯観察と XRD 分析の結果、声問層と稚内層の地層境界は深度 323.05 m と推定された。声問層の範囲では、水みちが検出された上端深度である深度 45.1m から深度 191.2 m の範囲において数箇所の水みちが検出されており、その間の揚水時の流速は 1 m/min 未満である。深度 191.2 m から地層境界の深度 323 m までは、水みちがほとんど検出されない区間あり流速もゼロに近いが、地層境界付近から流速が増加する傾向が認められる。一方、稚内層の範囲においては、深度 323 m から深度 404.3 m まで複数の水みちが検出されており、流速は最大で 2 m/min 程度と声問層より高い。深度 404.3 m 以深はいくつかの水みちが検出されているがいずれも流量が計測できないほどの微量な流入出量であるが、深度 491.0 m において顕著な水みちが検出されている。HFB-1 孔において顕著な水みちが多く検出されたのは深度 323 m から深度 404.3 m までの範囲であり、この範囲は稚内層浅部から稚内層深部遷移領域にかけての範囲である。この結果は、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と整合する。

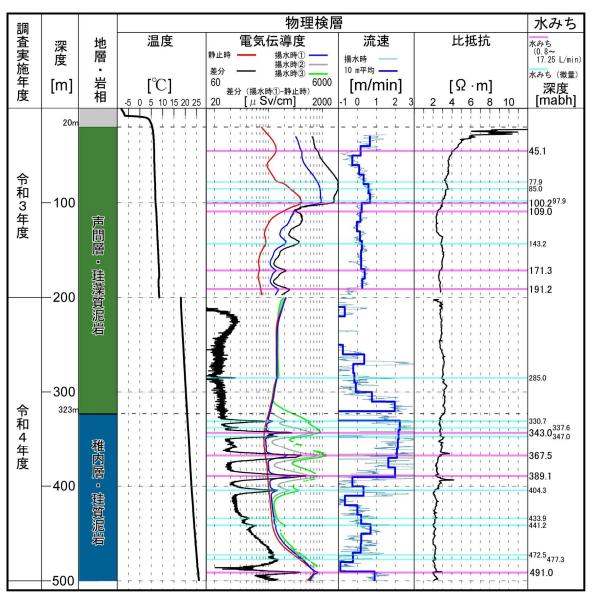


図 3.4-65 HFB-1 孔の深度 20 m から 500 m までの物理検層の結果

(3) 試料の採取と化学分析

1) 鉱物組成分析結果

XRD 分析結果を表 3.4-13~表 3.4-16 に示す。非晶質シリカについては深度 322 m までオパール A と判定され、深度 330 m 以深ではオパール CT と判定された。スメクタイトとイライトの量比およびイライトの結晶度として FWHM の深度分布を図 3.4-66 に示す。スメクタイトとイライトの量比は深度と共に減少していることが分かる。しかしながらこのことは、イライトの結晶度は深部ほど減少する傾向が見られ、ポリタイプが浅部では $2M_1$ と 1M が見られ深部では $2M_1$ のみになることと逆の傾向である。

表 3.4-13 XRD 分析による鉱物組成一覧

													Silicate	Minerals				Carbonate	
										С	ay Minera	ls	Sil	ica		0t	ner	Minerals	Minerals
										Smectite	III i te	Chlorite	0uartz	Opal A	Opal CT	Plagioclase	K-Feldspar	Siderite	Pyr i te
	図中略号								Sm	I	Ch I	Q	0р	0р	PI	Kf	Sd	Ру	
					りピーク位置(゜	(2		uKα))	6.0-7.0	8.8	12. 5	26. 6	21.8	21.8	28.0	27. 5	32. 1	33.0
No.	地層	試料	区間	(m)	岩相		_					石英指数(石英標準討	【料の2 <i>θ=</i> 2	6.6° におい	ナる強度を1	00とする)		
230m箇所		230. 10	~	230. 20	珪藻質泥岩	不	定	EG	HCI	0.15	0.17	0. 15	8. 00	0. 16	_	1. 75	0.17	0.40	0. 52
250m箇所		249. 90	~	250.00	珪藻質泥岩	不	定	EG	HCI	0.11	0.10	0.08	7. 61	0. 23	-	0.90	0.10	0.19	0. 47
270m箇所	_	269. 90	~	270.00	珪藻質泥岩	不	定	EG	HCI	0.11	0.19	0. 12	8. 61	0. 10	_	1. 21	0. 25	0.32	0. 51
290m箇所	声問層	290. 00	~	290. 10	珪藻質泥岩	不	定	EG	HCI	0.17	0. 22	0.11	9. 31	0. 17	-	1.11	0. 29	0.20	0. 57
310m箇所	ner	309. 60	~	309. 70	珪藻質泥岩	不	定	EG	HCI	0.14	0.18	0.14	9. 96	0. 12	_	1. 40	0. 29	0.31	0. 41
316m箇所		316.00	~	316.05	珪藻質泥岩	不	定	EG	HCI	0.14	0.38	0. 23	9. 33	0. 17	-	1. 17	0.24	0.41	0. 49
322m箇所		321. 95	~	322. 00	珪藻質泥岩	不	定	EG	HCI	-	0.39	0.19	11.11	0. 10	-	2. 69	0.40	0.51	0. 59
330m箇所		329. 90	~	330.00	珪質泥岩	不	定	EG	HCI	0.11	0. 28	0.07	9. 81	-	1.14	1.57	0. 27	0.36	0. 52
350m箇所	稚内	349. 90	~	350.00	珪質泥岩	不	定	EG	HCI	0.12	0. 28	0. 13	9. 05	-	1. 24	1. 29	0. 25	0.46	0. 54
370m箇所	層	370. 00	~	370. 10	珪質泥岩	不	定	EG	HCI	0.14	0. 22	0.12	9. 96	-	1. 14	1. 42	0. 24	0.37	0. 42
390m箇所		390. 90	~	391.00	珪質泥岩	不	定	EG	HCI	0.11	0. 25	0.10	8. 56	-	1. 92	1. 54	0.46	0.35	0. 66

表 3.4-14 XRD 分析による鉱物組成の相対量比一覧

									Silicate	Minerals				Carbonate	
						С	lay Minera	ls		Silica	•	0t	her	Minerals	Minerals
						Smectite	Illite	Chlorite	Quartz	Opal A	Opal CT	Plagioclase	K-Feldspar	Siderite	Pyrite
図中略号					Sm	I	Chl	Q	0р	0р	PI	Kf	Sd	Ру	
				ーク位置(°	(2θ, CuKα))	6. 0-7. 0	8. 8	12. 5	26. 6	21.8	21.8	28. 0	27. 5	32. 1	33. 0
No.	地層	試料	区間	(m)	岩相			相	対量比 (試	料毎に石英	指数の合計	を100とす	る)		1
230m箇所		230. 10	~	230. 20	珪藻質泥岩	1.4	1.5	1.3	69.8	1.4	-	15. 2	1.5	3.5	4.5
250m箇所		249. 90	~	250.00	珪藻質泥岩	1.1	1.0	0.9	77.6	2. 4	-	9. 2	1.0	1.9	4.8
270m箇所	声	269. 90	~	270.00	珪藻質泥岩	1.0	1.6	1.0	75.5	0. 9	-	10.6	2. 2	2.8	4.5
290m箇所	問層	290. 00	~	290.10	珪藻質泥岩	1.4	1.8	0.9	76.7	1.4	-	9. 1	2. 4	1. 7	4.7
310m箇所	眉	309. 60	~	309.70	珪藻質泥岩	1.0	1.4	1.1	76. 9	0. 9	_	10.8	2. 3	2.4	3.2
316m箇所		316.00	~	316.05	珪藻質泥岩	1.1	3.1	1.8	74.3	1. 4	-	9. 3	1.9	3. 2	3.9
322m箇所		321. 95	~	322.00	珪藻質泥岩	-	2.4	1.2	69.5	0. 7	-	16.8	2. 5	3. 2	3.7
330m箇所		329. 90	~	330.00	珪質泥岩	0.8	1.9	0.5	69.4	-	8. 0	11.1	1.9	2. 6	3.7
350m箇所	稚	349. 90	~	350.00	珪質泥岩	0.9	2. 1	1.0	67.8	-	9. 2	9. 6	1.9	3.5	4.1
370m箇所	内層	370.00	~	370.10	珪質泥岩	1.0	1.5	0.8	71.0	-	8. 2	10.1	1.7	2.6	3.0
390m箇所		390. 90	~	391.00	珪質泥岩	0.8	1.8	0.7	61.3	-	13.8	11.1	3.3	2.5	4.7

表 3.4-15 イライトの結晶度およびポリタイプと緑泥石の結晶度

	地層	試料区間(m)		岩相	イライト				緑泥石						
No.					石英指数	結晶度			石	結晶度					
						ピーク位置		FWHM	ポリタイプ	英	ピーク位置		FWHM	ポリタイプ	
						CuK α ° 2 θ	d 001 Å	CuK α ° 2 θ		指 数	CuK α ° 2 θ	d 002 Å	CuK α ° 2 θ		
230m箇所	声問層	230. 10	~	230. 20	珪藻質泥岩	0. 17	8. 84	10.003	0. 37	2M ₁ >1M	0. 15	12. 49	7. 087	0. 337	主に1MIIb
250m箇所		249. 90	~	250.00	珪藻質泥岩	0. 10	8. 83	10.015	0. 36	2M ₁ >1M	0. 08	12. 48	7. 093	0. 323	主に1MIIb
270m箇所		269. 90	~	270.00	珪藻質泥岩	0. 19	8. 83	10.015	0. 41	2M ₁ >1M	0. 12	12. 50	7. 082	0. 36	主に1MIIb
290m箇所		290. 00	~	290. 10	珪藻質泥岩	0. 22	8. 84	10.003	0. 36	2M ₁	0. 11	12. 47	7. 098	0. 35	主に1MIIb
310m箇所		309.60	~	309. 70	珪藻質泥岩	0. 18	8. 83	10.015	0. 37	2M ₁	0. 14	12. 50	7. 082	0. 31	主に1MIIb
316m箇所		316.00	~	316.05	珪藻質泥岩	0.38	8. 81	10. 037	0. 30	2M ₁	0. 23	12. 47	7. 098	0. 37	主に1MIIb
322m箇所		321. 95	~	322.00	珪藻質泥岩	0.39	8. 83	10. 015	0. 23	2M ₁	0. 19	12. 47	7. 098	0. 29	1MIIb, 1MIb
330m箇所		329. 90	~	330.00	珪質泥岩	0. 28	8. 83	10. 015	0. 37	2M ₁	0. 07	12. 49	7. 087	0. 29	1MIIb, 1MIb
350m箇所	稚内層	349. 90	~	350.00	珪質泥岩	0. 28	8. 84	10.003	0. 28	2M ₁	0. 13	12. 51	7. 076	0. 29	主に1MIIb
370m箇所		370.00	~	370. 10	珪質泥岩	0. 22	8. 83	10. 015	0. 29	2M ₁	0. 12	12. 5	7. 082	0. 29	1MIIb, 1MIb
390m箇所		390. 90	~	391.00	珪質泥岩	0. 25	8. 83	10. 015	0. 28	2M ₁	0. 10	12. 48	7. 093	0. 31	1MIIb, 1MIb

表 3.4-16 オパールの結晶度

	地層	試料区間(m)				X線による	石英指数	結晶度			
No.					岩相	続成区分		ピーク位置			FWHM
						が水区力	数	CuK α ° 2 θ	d 値 Å	強度 cps	CuK α ° 2 θ
230m箇所		230. 10	~	230. 20	珪藻質泥岩	Opal A帯	_	_	-	_	1
250m箇所		249. 90	~	250. 00	珪藻質泥岩	Opal A帯	١	ı	ı	_	ı
270m箇所	声	269. 90	~	270. 00	珪藻質泥岩	Opal A帯	-	-	_	-	ı
290m箇所	問層	290. 00	~	290. 10	珪藻質泥岩	Opal A帯	-	_	_	-	1
310m箇所	眉	309. 60	~	309. 70	珪藻質泥岩	(Opal A帯)	0. 12	21.57	4. 12	3004.00	0. 92
316m箇所		316.00	~	316. 05	珪藻質泥岩	Opal A帯	-	_	_	-	١
322m箇所		321. 95	~	322. 00	珪藻質泥岩	Opal A帯	١	١	١	_	ı
330m箇所	稚内層	329. 90	~	330. 00	珪質泥岩	Opal CT帯	1.14	21.6	4. 12	1953	0. 89
350m箇所		349. 90	~	350. 00	珪質泥岩	Opal CT帯	1. 24	21.6	4. 11	4406	0. 81
370m箇所		370. 00	~	370. 10	珪質泥岩	Opal CT帯	1.14	21.6	4. 11	4080	0. 73
390m箇所		390. 90	~	391. 00	珪質泥岩	Opal CT帯	1. 92	21.6	4. 12	5643	0. 75

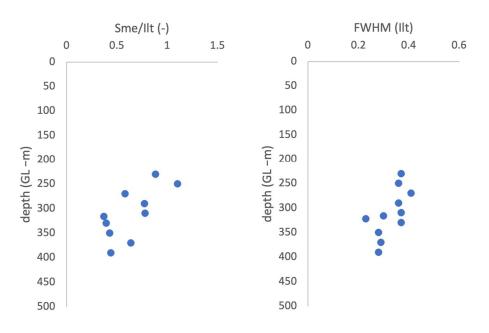


図 3.4-66 スメクタイト/イライト量比とイライトの結晶度の深度分布

2) 間隙水を含まない岩石部の酸素水素同位体比の分析結果

分析結果を表 3.4-17 に示す。深度分布を図 3.4-67 に示す。酸素同位体比(δ ¹⁸0)は+19.4~+26.4%を示した。深度 300 mまでは約+25%であり、深度 300 ~340m にかけて徐々に値が低下する傾向を示した。深度 340m 以深ではややばらつきが認められるが約+22%を示した。水素同位体比については、浅部から深度約 350 mまで増加し続け、それ以深では約-75~-70%の一定の値を示した。水素原子が最も多く含まれる部位は有機物であると考えられる。HDB7 を除く HDB1~HDB11のコア試料中の全有機炭素(TOC)濃度は稚内層浅部まで連続的に減少し(約 2%~1%)、稚内層深部では一定の値を示し、地層の最大埋没時における続成作用による有機物分解を反映していると考えられている(Miyakawa et al., 2017)。図 3.4-67 に見られる水素同位体比の深度分布は、本地域における TOC 濃度の深度分布と同じ傾向を示すことから、この水素同位体比の深度変化は続成作用による有機物分解を反映したものであると考えられる。HDB11 のコア試料から抽出された有機物中の水素同位体比は-183~--171%を示すことから(Miyakawa et al., submitted)、深部ほど有機物が分解されることで軽い水素が岩石部から取り除かれていることが推察される。

表 3.4-17 岩石部の酸素水素同位体比の分析結果

採取深度	(GL -m)	- δ ¹⁸ 0 (‰)	δ ² H (‰)		
上端	下端	0 0 (700)	0 11 (700)		
24.35	24.40	+25.4	-105.4		
49.45	49.50	+26.2	-103.3		
68.00	68.05	+19.6	-99.7		
83.65	83.70	+19.8	-96.9		
109.55	109.60	+24.0	-100.3		
123.90	123.95	+22.0	-108.3		
146.25	146.30	+17.8	-99.5		
169.94	170.00	+17.9	-95.0		
184.65	184.70	+21.7	-96.3		
200.19	200.24	+25.0	-84.8		
219.89	219.94	+25.6	-86.7		
239.89	239.94	+26.4	-86.8		
259.49	259.54	+25.1	-85.8		
279.89	279.94	+25.8	-88.7		
299.89	299.94	+25.1	-85.4		
319.89	319.94	+24.2	-80.8		
339.82	339.87	+23.4	-69.5		
359.19	359.24	+22.2	-67.4		
379.89	379.94	+22.6	-74.1		
400.00	400.05	+22.9	-74.4		
419.74	419.79	+20.3	-72.1		
439.89	439.94	+21.1	-74.5		
459.89	459.94	+25.8	-72.7		
480.00	480.05	+19.4	-76.9		
499.00	499.05	+23.2	-69.0		

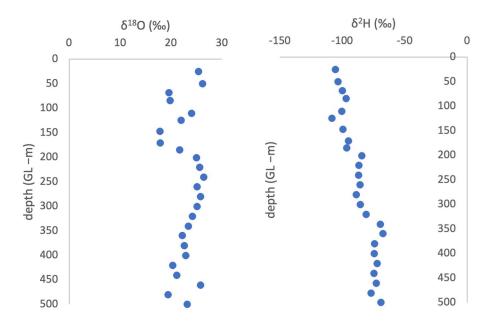


図 3.4-67 岩石部の酸素水素同位体比の深度分布

3) 間隙水中の He の濃度および同位体比の分析結果

間隙水中の He 濃度、 3 He/ 4 He 同位体比、Ne 濃度の分析結果を表 3 .4-18 に示す。表中に赤色で示されるデータは Ne 濃度から大気の汚染が大きいと判断されたデータである。化石海水が地層の堆積時に間隙水として間隙に取り込まれる際の溶存 Ne 濃度を 2 2.2 ccSTP g-1 であると仮定し、得られた Ne 濃度の測定結果からボーリング掘削や試料採取の際に圧力の低下により生じた脱ガスの程度を見積り、He と Ne が脱ガスの際に同じ挙動をすることから (Nakata et al., 2019)、脱ガス前の He 濃度を求めた。この際、脱ガスの挙動がヘンリーの法則に従う場合と拡散に従う場合の 2 通りについて計算した結果を図 3 3.4-68 に示す。溶存 He 濃度は深度と共に増加するものの、地層境界部から約 3 100 m の区間では濃度が一定もしくはやや減少する傾向が見られた。この深度はオパール 3 からオパール 3 の遷移帯に相当すると考えられる。深度約 3 350 m から He 濃度は深度と共に大きく増加した。

表 3.4-18 溶存 He 濃度の分析結果

15.75.10			31 TIC /辰及の/		
	架度(GL −r		Не	³ He/⁴He	Ne
上端	下端	平均	$(ccSTP g^{-1})$	(-)	(ccSTP g ⁻¹)
23.4	23.5	23.45	1.623E-7	2.872E-7	3.801E-8
37.33	37.42	37.375	4.026E-6	1.490E-6	1.137E-5
49.23	29.3	39.265	1.929E-5	1.508E-6	3.719E-5
57.8	57.89	57.845	3.065E-7	1.419E-7	2.292E-8
68.75	68.85	68.8	3.601E-7	1.347E-7	1.450E-8
77.66	77.75	77.705	4.493E-7	1.389E-7	2.104E-8
82.25	82.33	82.29	3.719E - 7	1.486E - 7	2.587E - 8
95.75	95.76	95.755	4.770E-7	1.304E-7	1.386E-8
108.42	108.52	108.47	6.029E-7	2.595E-7	1.481E-7
123.7	123.8	123.75	4.187E - 7	1.387E-7	1.747E-8
130.9	131	130.95	5.000E-7	1.477E-7	3.157E-8
139.35	139.45	139.4	6.754E-7	1.269E-7	1.604E-8
147.85	147.93	147.89	6.198E-7	1.330E-7	2.294E-8
156.77	156.87	156.82	7.240E-7	1.153E-7	1.210E-8
169.07	169.17	169.12	1.424E-5	1.395E-6	3.073E-5
177.51	177.6	177.555	5.266E-7	1.301E-7	7.274E-9
184	184.1	184.05	8.828E-7	1.235E-7	1.804E-8
199.05	199.15	199.1	8.006E-7	1.132E-7	1.546E-8
208.8	208.9	208.85	1.211E-7	1.216E-7	6.823E-9
221	221.1	221.05	1.554E-6	6.237E-7	1.700E-6
230	230.1	230.05	7.231E-6	1.405E-6	1.780E-5
238.65	238.75	238.7	4.881E-7	1.446E-7	2.474E-8
250.8	250.9	250.85	9.650E-7	1.180E-7	1.621E-8
259.08	259.18	259.13	1.073E-6	1.104E-7	1.253E-8
269	269.1	269.05	5.391E-7	1.492E-7	3.315E-8
289.9	290	289.95	9.279E - 7	1.883E-7	1.299E-7
290	290.1	290.05	6.411E - 7	1.120E-7	1.650E-8
299.23	299.33	299.28	1.169E-6	1.111E-7	1.566E-8
309.8	309.9	309.85	6.517E-7	1.297E-7	1.925E-8
318.35	318.45	318.4	4.681E-6	1.114E-6	9.726E-6
330.8	330.9	330.85	1.841E-6	1.163E-7	1.442E-8
338.55	338.65	338.6	2.432E-6	2.361E-7	6.053E-7
350.9	351	350.95	2.096E-6	1.173E-7	1.194E-8
368.71	368.81	368.76	1.536E-6	1.056E-7	1.145E-8
380.75	380.85	380.8	7.536E-6	1.394E-6	1.903E-5
387.8	387.9	387.85	2.798E-6	1.388E-7	1.467E-7
399.4	399.5	399.45	1.896E-6	1.189E-7	1.361E-8
411.48	411.58	411.53	4.889E-7	1.409E-7	1.626E-8
420.9	420.91	420.905	2.955E-6	1.173E-7	1.985E-8
440.9	441	440.95	2.603E-6	1.165E-7	1.160E-8
450.1	450.2	450.15	9.967E-5	1.177E-6	2.343E-4
459.59	459.69	459.64	3.068E-6	3.732E-7	9.713E-7
471.66	471.76	471.71	3.353E-5	1.517E-6	1.077E-4
480.3	480.4	480.35	2.690E-6	1.145E-7	1.364E-8
489.1	489.2	489.15	3.411E-6	1.182E-7	1.195E-8
499.9	500	499.95	2.195E-6	1.106E-7	6.179E - 9

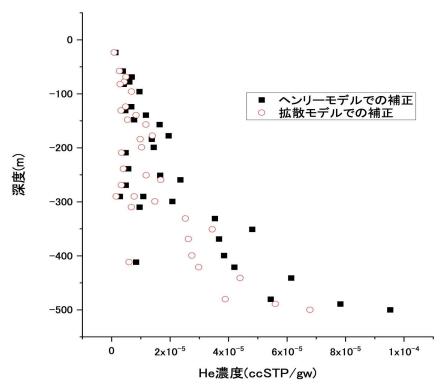


図 3.4-68 間隙水中の補正 He 濃度の深度分布

4) 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

リーチング(浸漬)分析(①)の結果を表 3.4-19 に、圧縮抽出水の分析結果(②)および水素同位体比の測定結果(③)を表 3.4-20 と表 3.4-20 にそれぞれ示す。アミノ G 酸濃度について、3.4.2(2)項で述べた掘削水中の濃度と合わせて深度分布を図 3.4-69 に示す。間隙水中のアミノ G 酸濃度は 0.1~0.7 mg L-1 であることから、掘削水の汚染率は最大で 7%であり、多くの試料は 5%以下であった。地下水中には溶存天然有機物などアミノ G 酸の蛍光分光分析に対する妨害成分が存在することから(中田ほか, 2017)、実際の汚染率はこれよりも低いと考えられる。

圧縮抽出水の分析結果のうち、CI-濃度および酸素水素同位体比の深度分布を 5)の原位置採水 試料の分析結果と合わせて図 3.4-70 に示す。深度約 100 m 付近で不連続が見られるが、それ以外は深度変化に対する連続的な CI-濃度および酸素水素同位体比が見られた。CI-濃度および酸素水素同位体比の深度に対する変化は良く相関しており、地表部から深度約 100 m まで増加し、深度約 180 m から深度約 310 m まで僅かに減少し、それ以深では深度 500 m まで再び増加した。これらの濃度が減少から増加に変わる深度は、声問層と稚内層の地層境界深度(約 320 m)の近傍であった。また、原位置採水試料(封圧採水試料)の分析結果は圧縮抽出水試料と近い値を示すことから、これら 2 箇所の原位置採水箇所に見られた水みち中の地下水は流動性の高いものではないことが分かる。 δ^{18} O が 0%以上であることを基準とすると、深度約 400 m 以深から化石海水の分布深度であることが分かる。これに対応する δ^{2} H の値は-30%~-20%であり、本地域の声間層と稚内層で見られる化石海水の δ^{2} H の値(Ishii, 2018)と一致する。

表 3.4-19 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(①)

採取深	度 (GL		間	隙水中	の溶存	$(\text{mg } L^{-1})$				
上端	下端	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻			NO_3^-	50_4^{2-}
24. 45	24.85	440	50	29	31	1	440	2.9	12.2	$\frac{30_4}{166}$
36. 35	36.75	1720	124		18.3		1690	11. 2	10.6	117
49.60	50.00	2200	128	11. 5	17.5	0.6	2300	15. 3	14. 5	155
56.60	57.00	2400	143	11. 6	20	0.6	2500	16. 7	11. 1	188
69. 18	69.58	2500	138	9.4	17.9	0.7	2500	16. 9	12. 8	91
77. 00	77.40	2700	157	11. 0	24	0. 9	2800	18.6	10. 7	135
83.70	84.00	2500	141	10.5	22	0. 8	2500	17. 0	7.7	118
95. 28	95.68	2700	147	9.6	19.2	0.6	3000	20	9.6	60
109. 60	110.00	3600	184	12. 9	27	0.3	4500	31	15. 4	28
123. 05	123. 35	3300	171	11.6	21	0.3	4000	28	4. 2	148
130. 40	130.80	3200	169	12. 0	20	0. 4	4000	27	12. 5	115
141. 00	141. 37	3000	155	11. 1	21	0. 7	3400	23	16. 1	78
146. 30	146. 70	2900	150	10.7		0.8	3100	21	12. 9	75
156. 28	156.68	3000	152	10. 9	19.8	0.8	3200	21	7. 5	107
168. 60	168. 97	2900	142		22	1.0	3200	22	10.4	83
176. 05	176. 43	3000	147	9. 2	16. 3	0.4	3500	23	7.3	132
184. 25	184. 65	3000	149	10. 1	15.8	0. 4	3500	24	11.4	89
198. 10	198. 50	3000	139	10. 1	17. 1	1.0	3300	23	10.9	116
208. 11	208. 51	3500	170	7. 2	10.6	1. 7	3900	28	28	290
219. 00	219. 40	3600	173	9. 3	14. 2	0.8	3900	27	18. 2	940
230. 50	230. 84	3700	180	8.6	11. 6	0. 7	3800	27	26	1280
238. 16	238. 46	3400	163	5.5	8.8	1. 1	3700	26	17.8	710
250. 25	250. 75	3400	151	7.7	12. 2	0.7	3600	25	34	820
259. 60	260.00	3300	149	5.5	6.5	1. 1	3400	24	11. 0	780
271. 25	271.65	3400	156		8.5	1. 1	3300	23	14. 1	1140
280. 60	281.00	3400	152	7.5	10.6	1. 1	3400	24	32	1210
288. 25	288. 91	3800	196	12.8	25	0.9	3200	23	7. 2	2500
298. 34	298. 74	3400	153	7. 6	10.6	1. 1	3200	23	55	1450
310. 10	310. 50	3400	148	5.8	7.9	1. 6	3200	23	16.8	940
317. 45	317.85	3400	142	6. 1	9.6	2. 2	3400	24	18. 7	730
330.00	330. 35	3600	138	6.6	10.0		3100	22	9. 7	2200
339. 42	339. 82							23	23	2500
350. 20	350.60	4300	159	7. 9	9. 1	4. 0	3500	25	32	2300
359. 30	359.70	4700	167	7.6	9. 7	4. 2	3800	27	8. 2	2600
369. 55	370.00	5000	169	11. 9	16. 7	3. 0	4400	32	28	3000
381. 17	381. 57	5100	151	16. 1	20	2. 5	5200	37	24	2600
387. 17	387. 54	5500	171	16. 4	25	3. 4	4900	36	20	2500
399. 60	400.00	6000	182	21	29	2. 2	5800	42	15. 1	3700
411.00	411. 33	6000	171	17. 1	21	2. 4	6400	47	30	2500
421. 06	421. 45	6300	176	14. 3	22	3. 9	6200	46	12. 0	1960
421.00	421. 43	6700	172	24	41	3. 0	7500	55	26	2600
440. 20	440.60	7200	179	27	46	3. 0	7600	56	10.1	2300
450. 30	450.79	7000	179	25	44	2. 9	8000	59	52	2700
459. 00	450. 79	7700	189	43	57	0.9	8200	61	11.6	4300
472.00	472.40	7400	165	27	40	2. 5	8000	60	33	3300
472.00	480.00	7700	173	32	41	2. 6	8900	67	26	2800
488.60	489.00	7700	186	17.8	36	6. 1	8000	60	13. 7	1990
499. 20	499.60	8500	184	38	62	2. 9	9300	70	46	3300

表 3.4-20 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(②と③)

採取深度	(GL -m)			間隙水口	中の溶れ	タイオ	ン濃度	(mg L	1)		酸素水素同位体比(‰)		
上端	下端	Na ⁺	K^{+}	Mg^{2+}	Ca ²⁺	F^{-}	$C1^{-}$	Br	NO_3^-	$S0_4^{2-}$	δ ¹⁸ 0	δ 2 H	
24. 45	24. 85	330	30	37	47	1.0	510	4.4	1. 7	12.1	-9.0	-64. 3	
36. 35	36. 75	1590	85	58	86	<10	1800	13. 2	1.6	41	-6.4	-57.9	
49.60	50.00	2300	112	36	67	<10	2600	19. 2	1.8	51	-4.3	-51.1	
56.60	57.00	2500	125	37	60	<10	2900	21	4. 6	180	-3.7	-48.6	
69. 18	69. 58	2600	121	35	55	1. 9	3000	22	4. 4	101	-3.0	-45.7	
77. 00	77.40	2700	132	41	62	<10	3300	24	3. 3	106	-2.7	-43.5	
83. 70	84.00	2600	121	35	53	<10	3000	22	0.6	68	-3. 1	-46.6	
95. 28	95.68	2800	128	43	67	<10	3400	26	1. 2	77	-2.7	-44. 5	
109.60	110.00	3600	160	70	93	<5	5000	40	0.7	33	-1.1	-37. 3	
123. 05	123. 35	3400	153	62	85	<10	4600	36	1.9	155	-1.2	-38.9	
130. 40	130.80	3300	137	63	84	<5	4400	34	1. 7	104	-1.3	-40. 2	
141.00	141. 37	3000	125	47	72	<10	3900	30	0.4	92	-1.5	-40. 4	
146. 30	146. 70	3000	131	46	71	<10	3600	28	0.8	490	-2.1	-42. 1	
156. 28	156.68	3000	109	46	67	<10	3700	28	0.7	119	-1.8	-41.5	
168.60	168. 97	3000	121	49	66	<10	3700	29	0.5	135	-1.8	-42.0	
176.05	176. 43	3200	127	51	72	<10	4100	31	0.9	148	-1.4	-40. 5	
184. 25	184. 65	3000	87	51	66	<10	3700	29	0.7	184	-1.5	-40.5	
198. 10	198.50	3500	168	85	128	<10	3900	30	1.9	2600	-1.8	-42.0	
208. 11	208. 51	2900	96	32	41	2. 1	3700	28	<0.5	110	-1.9	-42.0	
219.00	219.40	3100	118	40	55	2. 1	3900	29	0.6	71	-2.2	-42.3	
230. 50	230.84	2900	102	34	47	2. 1	3600	28	0.8	130	-2.4	-41.6	
238. 16	238. 46	2900	94	34	46	1.6	3700	28	0.6	117	-2.3	-42.8	
250. 25	250.75	2900	99	34	47	1.8	3700	28	<0.5	98	-2.4	-43.0	
259.60	260.00	2800	92	31	44	1.6	3500	26	<0.5	80	-2.8	-44. 2	
271.25	271.65	2600	79	28	35	1.6	3200	24	<0.5	196	-3.0	-44. 5	
280.60	281.00	2800	93	31	39	2.0	3500	27	0.7	250	-2.8	-44. 5	
288. 25	288.91	2800	96	39	51	2.2	3300	26	0.7	610	-2.9	-44. 5	
298.34	298.74	2800	80	36	52	2.3	3400	26	<0.5	320	-3.1	-43.9	
310.10	310.50	2600	68	33	46	2.3	3200	29	0.4	84	-3.2	-45.9	
317.45	317.85	2700	68	36	53	2.2	3500	30	0.6	43	-2.9	-44.4	
330.00	330.35	2800	70	43	61	3.0	3800	34	0.3	71	-2.5	-42.3	
339.42	339.82	2900	66	47	66	2.6	3800	34	0.5	162	-2.7	-42.8	
350.20	350.60	3100	67	52	67	2.0	4400	39	2.2	62	-1.9	-39. 2	
359.30	359.70	2900	57	45	59	1.8	4200	38	0.5	50	-1.6	-38.2	
369.55	370.00	3500	68	62	78	1.6	5100	45	0.7	79	-1.2	-37.4	
381.17	381.57	3900	74	76	89	1.6	5700	51	0.7	23	-0.8	-35. 1	
387.17	387.54	3500	48	68	74	1.7	5200	47	0.5	55	-0.6	-33.4	
399.60	400.00	6300	148	350	480	1.7	6000	58	1.7	7400	-0.1	-32.9	
411.00	411.33	4900	81	110	122	1.9	7400	61	0.7	55	+1.2	-28.5	
421.06	421.45	4800	71	108	117	1.9	7400	62	0.8	84	+0.9	-28.0	
429.30	429.74	5300	86	127	141	1.8	8100	68	<0.5	220	+1.5	-25.6	
440.20	440.60	5600	82	134	141	1.8	8700	72	0.7	76	+2.0	-24.3	
450.30	450.79	5700	83	139	150	1.5	8800	74	0.8	118	+1.8	-24.5	
459.00	459.49	5700	85	141	162	1.6	8900	75	0.6	256	+1.7	-24. 2	
472.00	472.40	5700	83	137	141	1.9	9000	75	0.8	46	+1.9	-24.3	
479.60	480.00	6100	83	155	170	1.6	9600	82	0.7	44	+2.4	-21.9	
488.60	489.00	5800	67	155	171	1.9	9400	80	1.2	36	+2.1	-22.2	
499.20	499.60	6300	83	160	187	1.6	10100	86	1.2	54	+2.5	-21.9	

表 3.4-21 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(②と③)

採取深度	(GL -m)		(mg	L^{-1})			(µg L ⁻¹))	$(mg\ L^{-1})$
上端	下端	Ι	Li	В	Sr	Rb	Ва	Cs	Amino G酸
24. 45	24. 85	4.0	1.2	20	0.4	13	1760	<1	0.6
36.35	36.75	6.8	5.5	67	1.0	37	4000	<2	0.7
49.60	50.00	8.8	7.6	88	1.1	43	7200	< 5	0.7
56.60	57.00	8.7	8.4	95	1.1	50	2500	<5	0.6
69.18	69. 58	9.1	8.3	97	1.1	48	6500	< 5	0.7
77.00	77.40	9.9	8.3	97	1.2	51	6400	<5	0.7
83.70	84.00	9.1	7.7	95	1.0	52	8300	<5	0.7
95.28	95.68	10.7	8.6	98	1.3	55	7300	<5	0.6
109.60	110.00	15.4	12	110	1. 9	70	12100	<5	0.6
123.05	123.35	13.8	11	105	1.7	67	3300	<5	0.6
130.40	130.80	14.0	11	104	1.8	63	4900	<5	0.6
141.00	141.37	12.1	9.3	99	1.4	56	5900	<5	0.6
146.30	146.70	10.8	9. 1	97	1. 1	58	530	<5	0.5
156. 28	156.68	11.4	8. 9	96	1. 3	53	4500	<5	0.6
168.60	168. 97	11. 2	9. 2	98	1. 3	51	4500	<5	0.6
176.05	176. 43	12.2	9.6	102	1. 5	58	4000	<5	0.6
184. 25	184. 65	11.9	9. 5	107	1. 2	42	1340	<5	0.6
198. 10	198. 50	11.5	11	97	1. 2	76	156	<5	0.3
208.11	208. 51	11.0	8. 5	94	0. 9	46	4300	<5	0.6
219.00	219. 40	11.0	8. 9	94	1. 2	56	9500	<5	0.5
230.50	230. 84	10.7	8.0	84	1. 0	49	3600	<5	0.6
238. 16	238. 46	10.7	8. 0	84	1. 0	47	3800	<5	0.6
250. 25	250. 75	10.6	8. 0	82	1. 0	50	5300	<5	0.6
259.60	260.00	10.3	7.4	75	0. 9	47	5700	<5	0.6
271. 25	271.65	8.9	7. 1	75	0. 7	45	1060	<5	0.5
280.60	281.00	9.6	7. 2	73	0.8	50	1130	<5	0.6
288. 25	288. 91	8.8	7.4	71	0.8	54	300	<5	0.4
298.34	298. 74	9.3	7. 1	67	1. 0	44	950	<5	0. 5
310.10	310.50	9.4	7. 1	63	1. 0	43	5500	<5	0.5
317.45	317. 85	9.9	7. 1	62	1. 1	42	9300	<5	0.5
330.00	330. 35	10.9	7.4	61	1. 3	44	4400	<5	0.4
339. 42	339.82	10.7	7.6	66	1. 3	41	1470	<5	0.4
350. 20	350.60	12.5	8. 5	63	1. 5	42	4300	<5	0.4
359.30	359.70	11.7	8. 4	62	1. 3	36	4500	<5	0. 4
369.55	370.00	14.5	9.7	71	1. 8	43	4100	<5	0.4
381. 17	381. 57	16.5	11	80	2. 1	48	6800	<5	0.5
387.17	387. 54	14.7	11	70	1. 7	30	5000	<5	0.4
399.60	400.00	5.7	17	129	4. 1	100	96	<5	0. 1
411.00	411.33	21	14	90	2.9	49	9000	<5	0.4
421.06	421.45	20	13	83	2. 7	47	5700	<5	0.4
429.30	429.74	18.9	14	94	3.0	55	1880	<5	0.4
440.20	440.60	23	15	91	3.2	53	5800	<5	0.4
450.30	450.79	17.6	15	92	3. 5	51	3000	<5	0.5
459.00	459.49	18.4	15	93	3. 4	58	1310	<5	0.4
472.00	472.40	23	14	93	3. 6	51	10600	<5	0.4
479.60	480.00	27	15	94	4. 3	55	11100	<5	0.4
488.60	489.00	24	15	75	3.4	44	10600	<5	0.3
499.20	499.60	23	15	86	4.4	55	10800	<5	0.3

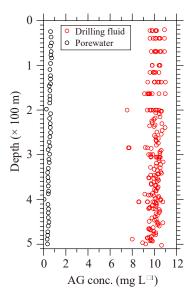


図 3.4-69 アミノ G 酸濃度の深度分布

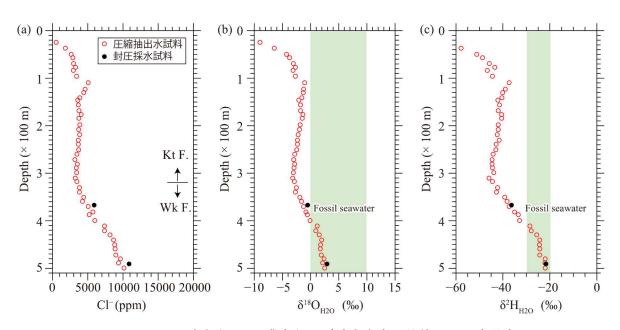


図 3.4-70 間隙水中の CI-濃度および酸素水素同位体比の深度分布

5) 岩石の化学組成分析および密度測定結果

XRF 分析により求めた岩石の主要 13 元素組成を表 3.4-22 に、深度分布図を図 3.4-71 に示す。微量元素の分析結果を表 3.4-23~表 3.4-24 に示す。LOI の深度分布を見ると、深度約 200 m までは約 7%の値を示すが、それ以深では徐々に低下し、深度 500 m では 5.8%となった。岩石の真密度の測定結果を図 3.4-72 に示す。真密度は約 2.35~2.45 g 200 m でに 2.8%となった。

表 3.4-22 岩石の主要元素組成

採取深度	A ₂ O ₃	BaO	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K₂O	MgO	MnO	Na₂O	P ₂ O ₅	SiO ₂	SrO	TiO₂	LOI	Total
(GL -m)	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
36.50~36.75	8.8	0.03	0.41	0.01	3.6	1.5	0.99	0.02	1.24	0.1	75	0.01	0.40	7.1	103
56.60~57.00	8.8	0.03	0.40	0.01	4.0	1.5	1.04	0.02	1.38	0.1	75	0.01	0.40	7.3	103
77.00 ~ 77.40	9.2	0.03	0.57	0.01	3.6	1.6	1.10	0.02	1.55	0.1	73	0.01	0.41	7.0	102
95.28 ~ 95.68	9.5	0.04	0.40	0.01	3.6	1.6	1.06	0.02	1.44	0.1	74	0.01	0.44	7.0	102
123.05~123 35	7.5	0.03	0.35	0.01	3.1	1.3	0.90	0.02	1.36	0.1	78	0.01	0.35	6.7	102
141.00~141 37	10.0	0.04	0.40	0.01	3.9	1.7	1.26	0.02	1.49	0.1	73	0.01	0.45	7.0	102
156.28 ~ 156.68	10.5	0.04	0.47	0.01	3.9	1.8	1.32	0.02	1.55	0.1	72	0.01	0.48	6.8	101
176.05~176.43	8.6	0.03	0.43	0.01	3.5	1.5	1.06	0.02	1.42	0.1	76	0.01	0.39	6.9	103
198.10~198 50	11.3	0.04	0.43	0.01	4.3	1.9	1.49	0.02	1.53	0.1	70	0.01	0.51	7.5	103
208.11~208 51	10.6	0.04	0.45	0.01	3.9	1.8	1.28	0.02	1.52	0.1	72	0.01	0.47	7.2	102
230.50~230 84	9.6	0.04	0.45	0.01	3.8	1.7	1.18	0.02	1.55	0.1	73	0.01	0.44	7.1	102
250.25~250.70	8.2	0.03	0.40	0.01	3.3	1.40	0.95	0.02	1.40	0.1	76	0.01	0.38	6.9	102
271.25 ~ 271.65	9.6	0.04	0.59	0.01	3.6	1.60	1.12	0.02	1.51	0.1	73	0.01	0.44	6.8	101
298.34~298.74	9.2	0.03	0.44	0.01	3.7	1.5	1.18	0.02	1.41	0.1	74	0.01	0.42	6.9	102
317.45~317 85	9.8	0.04	0.56	0.01	3.4	1.60	1.32	0.03	1.65	0.1	73	0.01	0.45	6.7	101
339.42 ~ 339 82	10.2	0.04	0.53	0.01	3.8	1.7	1.54	0.02	1.53	0.1	73	0.01	0.47	6.7	102
359.30~359.70	10.5	0.04	0.53	0.01	3.9	1.8	1.56	0.03	1.59	0.1	73	0.01	0.49	6.5	103
381.17~381 57	7.6	0.03	0.37	0.01	2.8	1.3	1.04	0.02	1.35	0.1	78	0.01	0.35	5.7	101
399.60~400.00	9.3	0.04	0.49	0.01	3.3	1.60	1.18	0.02	1.56	0.1	75	0.01	0.43	6.0	101
421.06~421.45	7.8	0.03	0.39	0.01	2.9	1.4	0.93	0.02	1.40	0.1	77	0.01	0.36	6.1	101
440.20~440.60	8.5	0.03	0.42	0.01	3.0	1.5	1.02	0.02	1.51	0.1	78	0.01	0.39	5.7	102
459.00~459.49	8.4	0.03	0.42	0.01	3.2	1.4	0.94	0.02	1.52	0.1	77	0.01	0.39	5.7	102
479.60~480.00	8.5	0.03	0.44	0.01	3.1	1.5	0.97	0.02	1.61	0.1	78	0.01	0.39	5.4	103
499.20~499.60	8.9	0.03	0.47	0.01	3.3	1.5	1.14	0.02	1.57	0.1	76	0.01	0.41	5.8	102

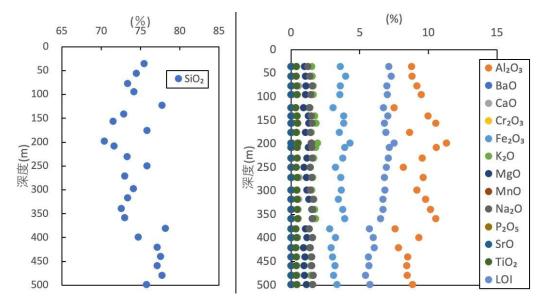


図 3.4-71 岩石の主要元素組成の深度分布

表 3.4-23 岩石の微量元素濃度の分析結果

採取深度	Ва	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Ge	Hf	Но	La	Lu	Nb
(GL -m)	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
36.50 ~ 36.75	270	32	68	4.8	2.3	1.38	0.68	10.6	2.3	1.1	2.4	0.47	15.4	0.20	6.6
56.60 ~ 57.00	270	33	67	5.0	2.3	1.28	0.60	10.8	2.5	1.1	2.4	0.44	15.8	0.20	6.7
77.00 ~ 77.40	290	31	67	4.6	2.3	1.51	0.59	11.0	2.5	1.3	2.5	0.51	15.0	0.24	6.4
95.28 ~ 95.68	290	36	68	5.7	2.3	1.52	0.59	12.0	2.7	1.3	2.6	0.48	18.1	0.19	7.3
123.05 ~ 123.35	230	27	54	4.2	2.0	1.24	0.47	9.5	2.1	1.0	2.0	0.43	13.2	0.19	5.7
141.00 ~ 141.37	300	40	65	6.2	2.6	1.42	0.64	12.2	3.1	1.4	2.7	0.54	19.2	0.24	8.3
156.28 ~ 156.68	330	41	69	6.2	2.6	1.74	0.72	13.0	3.3	1.3	2.9	0.6	20.4	0.27	8.5
176.05 ~ 176.43	260	32	59	4.7	2.4	1.24	0.57	10.4	2.3	1.2	2.2	0.48	15.6	0.20	6.6
198.10~198.50	330	42	76	6.9	2.8	1.66	0.74	14.4	2.9	1.4	2.7	0.62	20.9	0.25	8.7
208.11 ~ 208.51	330	40	67	6.1	2.5	1.42	0.69	13.2	2.9	1.1	2.6	0.51	19.4	0.23	8.3
230.50~230.84	310	34	68	5.2	2.3	1.44	0.58	11.7	2.5	1.3	2.6	0.53	16.6	0.22	7.3
250.25 ~ 250.70	250	28	61	4.5	2.0	1.26	0.47	9.9	2.2	1.2	2.1	0.45	13.2	0.18	5.6
271.25 ~ 271.65	300	34	68	5.2	2.2	1.36	0.54	11.8	2.4	1.3	2.7	0.50	16.7	0.23	7.5
298.34 ~ 298.74	280	33	75	5.6	2.6	1.65	0.70	12.2	2.7	1.2	2.7	0.52	17.0	0.20	7.6
317.45 ~ 317.85	300	32	77	4.9	2.6	1.72	0.66	12.4	2.9	1.3	3.1	0.51	16.2	0.25	7.4
339.42 ~ 339.82	290	36	76	6.0	2.7	1.47	0.64	13.0	2.8	1.4	2.7	0.50	18.0	0.25	7.6
359.30 ~ 359.70	300	35	78	6.0	2.6	1.65	0.71	13.2	3.0	1.3	2.9	0.51	17.5	0.29	8.3
381.17 ~ 381.57	230	26	60	4.3	2.0	1.26	0.55	9.5	2.2	1.1	2.0	0.40	13.3	0.18	5.8
399.60~400.00	310	34	78	5.4	2.6	1.62	0.69	12.1	2.7	1.0	2.8	0.52	17.0	0.24	7.6
421.06 ~ 421.45	240	27	66	4.4	2.3	1.38	0.50	10.1	2.2	0.8	2.4	0.41	14.3	0.17	6.0
440.20~440.60	270	30	73	4.9	2.2	1.34	0.62	10.8	2.3	1.2	2.4	0.45	14.8	0.23	6.7
459.00 ~ 459.49	270	27	73	4.5	2.2	1.44	0.52	10.3	2.3	1.0	2.6	0.43	14.4	0.20	6.6
479.60 ~ 480.00	280	39	76	4.5	2.4	1.52	0.62	10.8	2.4	1.1	2.8	0.49	14.9	0.22	6.7
499.20~499.60	280	32	72	5.0	2.5	1.46	0.62	11.2	2.6	1.0	2.8	0.49	16.2	0.22	7.2

表 3.4-24 岩石の微量元素濃度の分析結果

採取深度	Nd	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Та	Tb	Th	Tm	U	V	W	Υ	Yb	Zr
(GL -m)	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
36.50 ~ 36.75	15	3.7	69	2.9	1.2	76	0.4	0.4	5.8	0.2	4.4	83	1.0	13	1.3	89
56.60 ~ 57.00	15	3.7	70	3.0	1.5	72	0.4	0.4	5.9	0.2	5.3	81	1.2	14	1.4	89
77.00 ~ 77.40	15	3.6	64	3.0	1.3	84	0.4	0.4	5.6	0.2	4.1	86	1.0	14	1.50	99
95.28 ~ 95.68	16	4.5	77	3.0	1.4	79	0.5	0.4	6.8	0.2	4.3	88	1.2	14	1.4	98
123.05~123.35	12	3.1	59	2.4	1.1	65	0.4	0.3	5.0	0.2	3.3	72	1.1	12	1.2	76
141.00 ~ 141.37	18	4.7	80	3.8	1.7	82	0.5	0.4	7.4	0.2	4.0	86	1.4	15	1.40	102
156.28 ~ 156.68	19	4.8	89	3.7	2.1	89	0.6	0.5	7.8	0.3	3.5	94	1.3	17	1.60	113
176.05 ~ 176.43	15	3.7	67	3.1	1.4	74	0.5	0.4	5.8	0.2	3.5	77	1.1	13	1.3	88
198.10~198.50	20	4.7	95	3.7	2.1	84	0.6	0.5	7.9	0.3	3.9	99	1.7	17	1.6	109
208.11~208.51	18	4.6	85	3.5	1.4	84	0.6	0.5	7.6	0.3	3.2	84	1.4	15	1.6	105
230.50~230.84	15	4.0	74	3.1	1.5	85	0.5	0.40	6.1	0.20	3.9	87	1.2	14	1.3	103
250.25~250.70	13	3.3	62	2.6	1.1	71	0.4	0.4	5.1	0.20	3.5	74	1.1	12	1.1	83
271.25 ~ 271.65	15	4.0	73	3.1	1.2	87	0.5	0.40	6.3	0.20	3.6	82	1.3	13	1.3	101
298.34~298.74	15	4.2	73	3.4	1.3	82	0.5	0.4	6.2	0.2	4.2	85	1.4	14	1.5	104
317.45 ~ 317.85	14	3.8	69	3.0	1.5	95	0.5	0.4	6.0	0.2	3.1	84	1.1	14.0	1.6	115
339.42~339.82	15.0	4.5	81	3.1	1.4	88	0.5	0.4	6.7	0.2	3.8	87	1.2	14	1.6	104
359.30~359.70	15	4.2	80	3.4	1.6	90	0.6	0.4	6.5	0.3	3.9	93	4.2	15	1.7	112
381.17 ~ 381.57	12	3.1	58	2.3	1.2	69	0.4	0.3	4.9	0.2	3.5	70	1.0	11	1.10	79
399.60~400.00	16	4.2	73	3.2	1.5	91	0.5	0.4	6.2	0.2	4.5	85	1.3	15	1.6	107
421.06~421.45	12	3.4	59	2.8	0.9	73	0.4	0.3	5.1	0.2	2.8	68	1.0	12.0	1.2	85
440.20~440.60	13	3.5	66	2.9	1.1	81	0.4	0.3	5.5	0.2	3.0	77	1.1	13	1.4	98
459.00~459.49	13	3.5	64	2.8	1.0	82	0.4	0.3	5.2	0.2	3.3	72	1.2	12	1.30	96
479.60~480.00	13	3.7	63	2.9	1.4	89	0.5	0.4	5.3	0.2	3.2	72	1.0	13	1.4	104
499.20~499.60	14.0	3.9	68	3.3	1.4	88	0.5	0.4	6.0	0.2	2.9	74	1.5	13	1.6	111

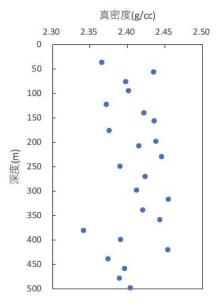


図 3.4-72 岩石の真密度の深度分布

6) 原位置採水試料の水質分析結果

①スラグ試験および揚水中の水質モニタリングの結果

揚水の可否はスラグ試験の結果から得られたパッカー区間の岩盤の透水係数から判断した。深度 491 m 地点におけるスラグ試験中の水位の時間変化と解析結果を図 3.4-73 に示す。透水係数は 6.5×10^{-8} m s⁻¹(区間長 10.32 m、孔半径 0.07 m)であり、揚水時の水位低下量が 50 m の場合に約 2.5 L min⁻¹ の揚水が可能と算定された。揚水中の水位、揚水流量、遊離ガス流量、水温、

pH、EC (25℃における補正値)、アミノ G 酸濃度、パッカー圧の観測結果を図 3.4-74 と図 3.4-75 に示す。平均揚水量は 1.55 L \min^{-1} であり、総揚水時間 103.5 時間で約 9.6 m^3 の地下水を揚水した。これは採水装置の内部容積の約 5.3 倍に相当する。揚水流量は 2.0 L \min^{-1} として揚水を開始したが、水位が下がる傾向を示したため、計 6 回流量を変更しながら調整した。 4.4 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のための遊離ガスの採取については、積算揚水量が採水装置の内部容積の 2 倍以上を超えた時点(揚水開始から 22 時間後)から開始した。 EC の値は揚水開始から約 18 時間後に約 30 mS cm $^{-1}$ の値で定常状態に達した。水温は外気温の影響を受け、 $13\sim16$ ℃の間で推移した。pH は採水装置の内部容積の 1 倍程度の揚水後から約 6.4 の値を示し、安定した。アミノ G 酸濃度は揚水開始の 11 時間後に 1 mg L^{-1} を下回った。

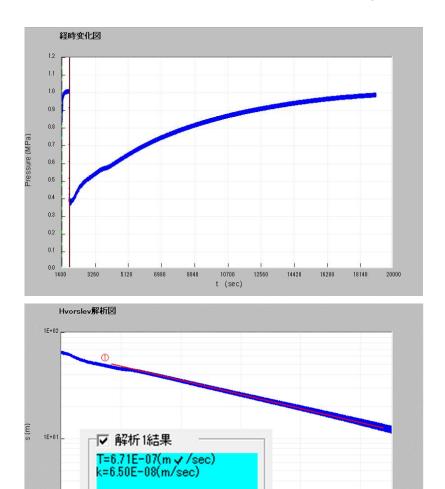


図 3.4-73 深度 491 m 地点におけるスラグ試験結果

7200

9000

1E+00

1800



図 3.4-74 深度 491 m 地点からの揚水時の水位と流量、ガス流量



図 3.4-75 深度 491 m 地点からの揚水時の水温、pH、EC、アミノ G 酸濃度、パッカー圧

深度 $367\,\mathrm{m}$ 地点におけるスラグ試験中の水位の時間変化と解析結果を図 3.4-76 に示す。透水係数は $4.0\times10^{-8}\,\mathrm{m}\,\mathrm{s}^{-1}$ (区間長 $10.32\,\mathrm{m}$ 、孔半径 $0.07\,\mathrm{m}$)であり、揚水時の水位低下量が $50\,\mathrm{m}$

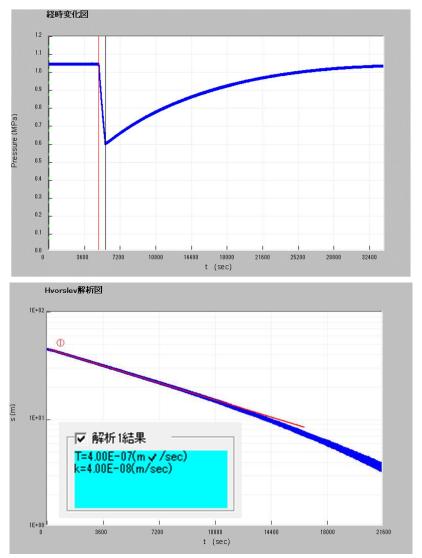


図 3.4-76 深度 367 m 地点におけるスラグ試験結果



図 3.4-77 深度 367 m 地点からの揚水時の水位と流量、ガス流量



図 3.4-78 深度 367 m 地点からの揚水時の水温、pH、EC、アミノ G 酸濃度、パッカー圧

③ 封圧採水試料と孔口採水試料の分析結果

封圧採水試料と孔口採水試料の分析結果を表 3.4-25 と表 3.4-26 に示す。アミノ G 酸の濃度は十分に低く、掘削水の汚染は見られないことが分かる。各深度から得られた割れ目中の地下水は、3.4.4 (3) 4)で述べたように圧縮抽出水と同じ値を示すことから、これら 2 箇所の原位置採水箇所に見られた水みち中の地下水は流動性の高いものではないことが分かる。封圧採水試料と孔口採水試料はどちらも同じ値を示すことから、採取方法による違いは見られない。

-	採取深度	(GL -m)		1	間隙水中	ロの溶れ	タイオン	濃度	(mg L	1)		酸素水素同位体比(‰)			
	上端	下端	Na ⁺	K^{+}	Mg^{2+}	Ca ²⁺	F^{-}	$C1^{-}$	Br^-	$N0_3^-$	$S0_4^{2-}$	δ ¹⁸ 0	δ^{2} H		
封圧	362.02	372.34	4200	104	95	129	<0.1	5900	44	0.1	1.8	-0.5	-36. 3		
封圧	485.02	495.34	6900	115	194	240	<0.1 1	0900	85	0.4	1.7	+2.9	-21.6		
孔口	362.02	372.34	4400	108	98	133	<0.1	6100	47	0.1	1.6	-0.2	-35.8		
孔口	485.02	495.34	6900	116	193	240	<0.1 1	0900	86	0.4	2.7	+3.2	-21.4		

表 3.4-25 封圧採水試料と孔口採水試料の分析結果

表 3.4-26 封圧採水試料と孔口採水試料の分析結果

	採取深度	(GL -m)		(mg	L^{-1})			(μg L ⁻¹))	$(mg\ L^{-1})$	(-)	$(mS cm^{-1})$
	上端	下端	I	Li	В	Sr	Rb	Ba	Cs	Amino G酸	рН	EC
封圧	362.02	372.34	16	12	105	2.4	57	2000	<5	0.2	7. 27	22
封圧	485.02	495.34	30	17	129	4.9	74	4400	<5	0.2	7.05	35
孔口	362.02	372.34	17	12	108	2.5	59	2100	<5	0.2	6.98	23
孔口	485.02	495.34	30	17	130	4.9	72	4500	<5	0.2	6.77	35

3.4.5 HFB-1 孔におけるボーリング調査結果のまとめと考察

令和 3 年度から令和 4 年度にかけて HFB-1 孔のボーリング調査を実施し、深度 500~m までのデータ取得を行った。この取得データは、3.3~ 節において提案した調査手順の検証や地球統計学的解析、拡散場調査・81 Kr 分布の検討に用いられる。本項では、HFB-1 孔でのボーリング調査のまとめとして、令和 3~ 年度から取得データも含め地表から深度 500~m までの結果を総合的に示す。そして、掘削前の予測と結果の比較や提案した調査手順の妥当性について述べる。

(1) HFB-1 孔の地表から深度 500 m までの結果

図 3.4-79 に HFB-1 孔における地表から深度 500 m までの岩芯記載、物理検層、地下水水質の結果を示す。ここでは、低流動域の指標である地下水の Cl-濃度と δ ^{18}O の深度プロファイルと岩芯記載、物理検層の結果との関係について述べる。 Cl-濃度は地表から深度約 100 m にかけて増加し 4g/L 程度になる。深度約 100 m から深度約 300 m まではその濃度がおおよそ一定であるが、深度約 300 m 以深から Cl-濃度は徐々に増加し、深度 500 m では 10g/L 程度である。 δ ^{18}O も Cl-濃度と同様のトレンドを示し、地表から深度約 100 m までの間において-1‰程度まで増加し、深度約 300 m まではやや減少する傾向があるが、それ以深からは再び増加する傾向がある。 現海水である 0‰よりもプラスにシフトしている領域を低流動域とする場合、深度約 400 m以深から低流動域と評価できる。 Cl-濃度と δ ^{18}O のトレンドは、深度約 100 mにおいて不連続が認められそれ以外は連続的である。

比抵抗の深度プロファイルは、CI:濃度と δ 18O のトレンドと整合する傾向を示している。地表から深度約 100 m までは比抵抗値が深度の増加とともに低くなる傾向が認められる。特に、CI: 濃度と δ 18O の不連続が認められる深度約 100 m 付近ではその傾向に連動するように比抵抗値が

低くなる傾向を読み取ることができる。深度約 $100\,\mathrm{m}$ から約 $370\,\mathrm{m}$ までは比抵抗値が $3\Omega\cdot\mathrm{m}$ 程度で一定となるが、深度約 $370\,\mathrm{m}$ から深度約 $400\,\mathrm{m}$ かけて $2\Omega\cdot\mathrm{m}$ 程度に低下し、それ以深は一定になる傾向が認められた。HFB-1 の場合、 δ^{18} O から深度 $400\,\mathrm{m}$ 以深が低流動域と判断しており、それは比抵抗検層が $2\Omega\cdot\mathrm{m}$ 程度で一定になる深度約 $400\,\mathrm{m}$ 以深と一致している。

電磁式フローメータ検層の結果、深度 100.2 mおよび 109.0 mにおいて水みちが検出されており、この深度では岩芯記載により断層が確認されている。深度約 100 mにおける Cl-濃度と δ ^{18}O の不連続は、これらの水みちが関与していることが考えられる。一方、他の深度においても水みちが検出されているが、Cl-濃度と δ ^{18}O のトレンドへの影響は認められない。特に、HFB-1 孔において最も顕著な水みちが確認された深度 343.0m、367.5m、389.1m の 3 箇所においても Cl-濃度と δ ^{18}O のトレンドへの影響は認められない。深度 367.5 mと深度 491.0 mの水みちについては採水と分析を行っており、その水みちの地下水と間隙水の Cl-濃度と δ ^{18}O に大きな差は認められない。これはこれらの水みちを通じて天水の浸透が生じていないことを示唆している。

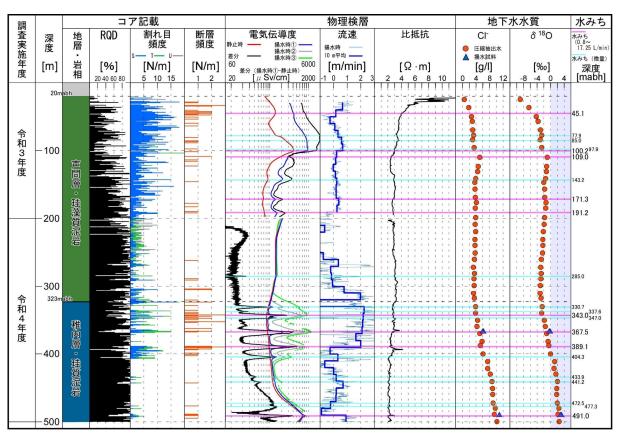


図 3.4-79 HFB-1 孔のボーリング調査結果一覧

(2) HFB-1 孔の予測に対する結果について

3.4.1 項(3) において HFB-1 孔の予測を示したが、それに対する結果を図 3.4-80 に示す。

声問層と稚内層の地層境界は深度 308 m と予測されていたが、実際には深度 323 m において確認された。予測と結果の 15 m のズレの理由を検証することは難しいが、HFB-1 が褶曲の翼部に位置し、地層の傾斜が 40 度程度であること考慮すると、おおむね予測の通りの深度で地層境界は確認できたと判断する。

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に基づくと、稚内層浅部から稚 内層深部遷移領域(深度約300mから深度約480m)において顕著な水みちが出現すると予測さ れていたが、実際には稚内層浅部の範囲である深度 330 m から深度約 390 m において顕著な水みちが確認された。一方、これらの水みちから採取された地下水の分析結果からは、この水みちが天水浸透に関与している証拠は認められなかった。

地球統計学的解析の一つであるコロケーテッド・コクリギングによる CI:濃度と δ ^{18}O の深度プロファイルの予測は、1 孔のボーリング調査データを用いる場合については、HDB-1 と HDB-3 を用いた場合の予測を示した。その予測に対し、実際の深度プロファイルは HDB-1 孔を用いた予測と近い結果であった。コロケーテッド・コクリギングでは、予測地点の近くにボーリング調査データがある場合はそれが強く影響し、無い場合は電磁探査データが強く影響する。HDB-1 と HDB-3 は HFB-1 から数 100 m のところに位置しており、どちらの予測もボーリング調査データの方が強く影響している。そのため、HFB-1 と近い傾向のボーリング調査データの方が強く影響している。そのため、HFB-1 孔の酸素同位体比の深度プロファイルを示す。これらの深度プロファイルは地層の走向と直交する方向に対して西から東の順になるように並べている。これらのボーリング孔は大きく三つに分類できると考えている。声問層から低流動域と評価できる場合、稚内層から低流動域と評価できる場合、声問層から CI:濃度と δ I8O が増加するが稚内層から低流動域と評価できる場合の三つである。IDB-3 孔は一つ目、IDB-1 は三つ目の特徴を有するのに対して、IFB-1 は三つ目の特徴を有していたことから、IDB-1 孔を用いた方がIFB-1 孔に近い予測であった。

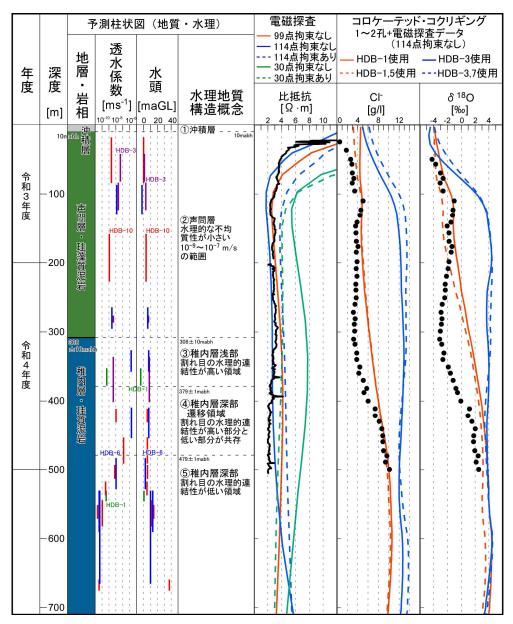


図 3.4-80 HFB-1 孔の予測と結果の比較

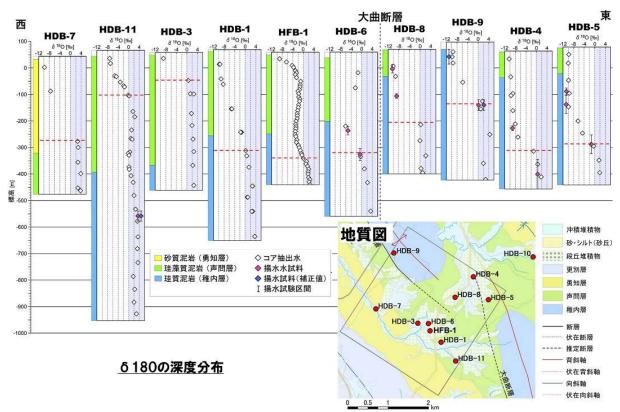


図 3.4-81 既存孔と HFB-1 孔の酸素同位体比の深度プロファイル一覧

(3) 提案した調査手順の妥当性検証

3.3 節において述べた本事業において提案した調査手順のうち、本事業では数 km 四方の施設スケールを対象とした調査を実際に実施している。施設スケールの調査は、高密度電磁探査によりその範囲の三次元比抵抗分布を推定し、その結果に基づきボーリング調査地点を選定する。3.4.1 項(1)において述べた通り、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ことを確認するために、低い比抵抗の領域が浅部から存在する地点とし、本事業では、既存のボーリング孔のうち HDB-1、HDB-3、HDB-7 および HDB-11 のいずれかを 1 本目と見做す。一方、2 本目のボーリング調査は、低流動域がどこまで広がっているか確認するために、低流動域の境界付近と推定される地点とする。すなわち、浅部から低い比抵抗が広がる領域の端と推定される地点を選定する。HFB-1 孔でのボーリング調査については、2 本目のボーリング調査と位置付けた。

図 3.4-82 に高密度電磁探査の結果を示す。高密度物理探査は、センターを含む 3 km 四方の範囲において実施され、新たに 60 測点のデータが取得された。この 60 測点のデータと、既存の測点のデータを合わせて合計 99 点の測点データを用いて三次元比抵抗分布が推定された。これを基本ケースとした。さらに、図 3.4-83 の左側に示す調査範囲外の測点データを含む 114 測点を使用したケース、調査範囲内を 30 測点に間引いたケース、図 3.4-83 の右側に示す稚内層の層厚を考慮したケースといったように、複数の三次元比抵抗分布を取得した。それぞれの解析ケースの設定理由は、令和 3 年度の成果報告書(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2022)に示している。HFB-1 孔では基本ケースである 99 測点を使用して推定した三次元比抵抗分布に基づき調査地点を選定したが、他のケースの三次元比抵抗分布でも同じ調査地点を先鋭することが可能か検証した。図 3.4-84~図 3.4-85 にボーリング調査における比抵抗検層と各ケースの解析値との比較を示す。稚内層の層厚を考慮する場合、稚内層の上端については、令和 2 年度の準三次元反射法地震探査により推定された境界面を使用している(日本原子力研究開発機構・電力中

央研究所,2021)。準三次元反射法地震探査により三次元的に境界面を推定できる範囲は測線配 置に依存して限定的であるため、考慮した稚内層上端の境界面は調査範囲の一部のみである。図 3.4-84 には、考慮した稚内層上端の境界面の内側に位置するボーリング孔の結果を示す。99 測点 のケースは、HDB-8 孔を除き概ね比抵抗検層の結果と整合的である。114 測点層厚考慮無しのケ ースは、99 測点のケースと比較して、500 m 以前ではさらに比抵抗検層の値と近くなる部分も認 められるが、500 m 以深では電磁探査の結果が高比抵抗になる傾向が認められる。しかしながら、 深度 500 m 以深の比抵抗検層データはほとんど無いため、実際にそのような傾向があるかどうか は確認できない。30 測点層厚考慮無しのケースは、99 測点ケースと比較して、全体的に高比抵 抗になる傾向が認められ、比抵抗検層との整合性が低下する。層厚を考慮したケースの場合、特 に、深度 500 m 以深で高比抵抗になる傾向を抑制する効果が認められる。一方、図 3.4-85 には、 稚内層上端の境界面の外側に位置するボーリング孔を示している。これらのボーリング孔は調査 範囲の境界側に位置するボーリング孔でもある。99 測点のケースは、HDB-11 孔を除き、比抵抗 検層との整合性が必ずしも良くない。114 測点層厚の考慮無しのケースは、99 測点のケースと比 較して HDB-4 孔と HDB-5 孔の比抵抗検層との整合性が向上するが、一方、30 測点地層考慮無 しのケースは HDB-4 孔と HDB-9 孔が高比抵抗になる傾向が認められる。層厚を考慮したケー スの場合、高比抵抗になる傾向を抑制する効果は必ずしも認められない。これは考慮した稚内層 上端の境界面の外側にあることが関係していると考えらえる。

HFB-1 は提案した調査手順に基づき低い比抵抗が浅部から広がる領域の端と推定される地点 を選定することした。図 3.4-86 に 99 測点のケースの HFB-1 孔と HDB-5 孔を通る鉛直断面に おける比抵抗分布と深度毎の水平プロファイルを示す。この水平プロファイルにより、比抵抗分 布からそれを判断することができるか検証する。鉛直断面の南西側では低比抵抗がより浅い領域 から分布し、一方、北東側ではより深い領域から分布する様子を読み取ることができる。比抵抗 の水平プロファイルからも深度 385 m までは HFB-1 孔の地点を境に比抵抗が異なる傾向を示す ことを読み取ることができる。 深度 385m 以深では、 南西側とは北西側において比抵抗値の差が 小さくなり、全域にわたって低流動域と推定できる。一方、深度 800m 以深では深度の増加とと もに比抵抗値が高くなる傾向があり、電磁探査の比抵抗値だけから低流動域を推定することが難 しくなる。しかしながら、低流動域の上面はこの深度よりは上にあるため、深度 800 m 以深を判 断する必要性はない。図 3.4-87 に、114 点層厚の考慮無しのケースの比抵抗の鉛直断面と水平プ ロファイルを示す。114点層厚の考慮無しのケースでは、全体的に低比抵抗になっているが、99 測点のケースと同様の傾向を読み取ることができる。図 3.4-88 に、30 測点層厚の考慮無しのケ ースの鉛直断面と水平プロファイルを示す。深度 385 m より浅い領域での水平ファイルから HFB-1 孔の地点を境に比抵抗値が異なることを読み取ることはできるが 99 測点のケースと比較 して、南西側と北東側の違いを読み取ることが難しくなっている。図 3.4-89 に、30 測点層厚の 考慮ありのケースの鉛直断面と水平プロファイルを示す。層厚を考慮した範囲においては、比抵 抗値が均質される効果があるため、HFB-1 孔を境として南西側と北東側の傾向の違いを読み取る 難しく、99 測点のケースと土曜の判断ができない可能性がある。以上の結果をまとめると、99 測 点のケースと 114 測点層厚の考慮無しのケースについては、いずれも HFB-1 孔の地点が比抵抗 構造の境界付近であることを読み取ることができるが、30 測点層厚の考慮なし場合は、HFB·1 の 地点が比抵抗構造の境界付近にあることを読み取ることが難しくなる。これは解像度が低くなっ たことによる影響と考えられる。層厚を考慮するとほとんど比抵抗構造の境界を読み取ることは できない。

最後に、HFB-1 が低流動域の境界付近に掘削することができたかについて、HFB-1 孔のボーリング調査により取得された Cl-濃度と δ ¹⁸O の深度プロファイルの特徴に基づき検証する。図

3.4-90 に HFB-1 孔と HDB-5 孔を通る比抵抗分布の鉛直断面を示す。この比抵抗は 99 測点のケ ースの三次元比抵抗分布に基づく。地下水が化石海水であるかすなわち低流動域かどうかを推定 する直接的な指標は、地下水の CI 濃度、 δ 18O、 δ D である。電磁探査の結果から得られる比抵 抗は、地下水の Cl·濃度と相関性があり、Cl·濃度が低い場合に比抵抗が高く、Cl·濃度が高い場合 には比抵抗が低くなる。この特徴に従い、低い比抵抗が広がる領域が低流動域であると推定した。 電磁探査により取得した三次元比抵抗分布に基づき、調査範囲の南西側には低い比抵抗の領域が 深度約 100 m 以深に分布し、一方、北東側では深度約 400 m 以深に分布している。HFB-1 孔の 調査地点は、この南西側の深度 100 m 以深に広がる低い比抵抗領域の端に位置していると判断 し、ここを調査地点とすることとした。図 3.4-91 に、99 測点のケースの三次元比抵抗分布に基 づく HFB-1 孔と HDB-5 孔の比抵抗の深度プロファイルと、Cl·濃度と δ 18O の深度プロファイル を示す。HFB-1 孔の比抵抗の深度プロファイルに基づくと、地表から深度約 100 m に掛けて比 抵抗値が急に低くなり、それ以深は比抵抗値が低い状態を維持する。このことから、深度 100 m 以深から低流動域になる可能性もあると予想された。しかしながら、実際には、HFB-1 孔の間隙 水の Cl:濃度は、地表から深度約 100 m までは増加するが、深度約 100 m から 340 m までは概 ね一定の値で推移し、深度約 340 m 以深で再び上昇する傾向が認められた。 δ 18O も CI 濃度と 同様の傾向が認められ、δ180が0%以上が低流動域であるという基準から深度約400 m以深が 低流動域であると判断した。HFB-1 孔では、低流動域の深度が比抵抗の深度プロファイルに基づ く予測は、間隙水の分析に基づく実測と大きく異なっており、低流動域と判断できる領域が出現 する深度については不確実性が大きい地点と言える。一方、既存孔である HDB-5 孔では、比抵 抗の深度プロファイルからも深度約 400 m から低流動域であると予想でき、実際に深度約 400 m 以深から低流動域であると判断できる。HDB-5 孔は HFB-1 孔とは異なり、地表から深度約 250 m までは CI:濃度、 δ 18O ともに値の増加が認められない。図 3.4-90 の鉛直断面には、HDB-3 孔、HFB-1 孔および HDB-5 孔において取得されている Cl-濃度、 δ 18O、 δ D の深度プロファイ ルに基づき解釈した天水と化石海水の状況に関する解釈を書き加えている。地表から順に「天水 が浸透している領域」、「天水と化石海水が混合する領域」、「化石海水が分布する領域」に区 分できると解釈している。電磁探査の比抵抗分布から予測した通り、HDB-5 孔では深度約 250m までは Cl:濃度やδ18O の増加は認められず、天水が浸透している領域が長く分布する。一方、 HFB-1 孔では、地表からすぐに CI-濃度や δ 18O が増加するが、深度約 400 m までは低流動域と 判断できる地下水とはならなかった。すなわち、天水と化石海水が混合する領域が長いことを示 す。HFB-1 孔の地点において天水と化石海水が混合する領域が長く分布したことは、図 3.4-90 の鉛直断面に示す通り、HFB-1 孔が調査範囲の南西側の深度 100 m 以深に広がる低い比抵抗領 域の端に位置し、低流動域の出現する深度が大きく変化する地点であることを示している。よっ て、電磁探査の三次元比抵抗分布に基づき、低流動域が広がる領域の端を選定し、HFB·1 の調査 を実施することができたと判断する。以上のことから、3.3節において示した調査手順のうち、特 に、数 km 四方の施設スケールを対象とした調査手順が有効であることを実証できた。

なお、「天水と化石海水が混合する領域」になると地下水の CI-濃度が徐々に増加するが、CI-濃度が化石海水とは判断できない程度のわずかな増加であっても、比抵抗は化石海水が存在する場と変わらない程度に低くなることが示された。HFB-1 孔の調査地点は、化石海水が出現する深度に関して不確実性が大きい地点であるため、それを明らかにするためにはボーリング調査により確かめる必要がある。一方、5 章において後述するが、「天水と化石海水が混合する領域」では、天水と化石海水の混合が拡散により生じていることを明らかにしている。すなわち、その領域を拡散が支配的な低流動域として評価できることを示している。今回の場合、「天水と化石海

水が混合する領域」から低比抵抗領域であることが分かったが、その低比抵抗領域をそのまま低 流動域として解釈しても問題ないと判断できる。

また、3.3 節において示した調査手順に従い取得された電磁探査の三次元比抵抗分布とボーリング調査における地下水のCl濃度、 δ ¹⁸O、 δ D の深度プロファイルは、地球統計学的解析に用いられ、Cl-濃度、 δ ¹⁸O、 δ D の三次元分布の推定に用いられる。地球統計学的解析の観点も含めた適切なボーリング調査地点選定の考え方については 3.5 節において述べる。

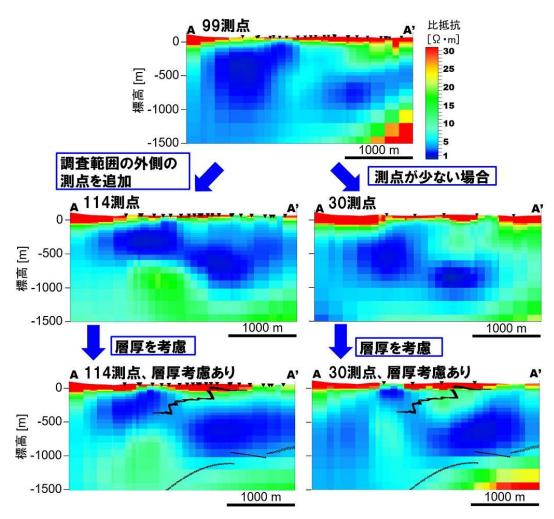


図 3.4-82 電磁探査に基づく三次元比抵抗分布から切り出した鉛直断面 (五つの解析ケースの結果を示す。)

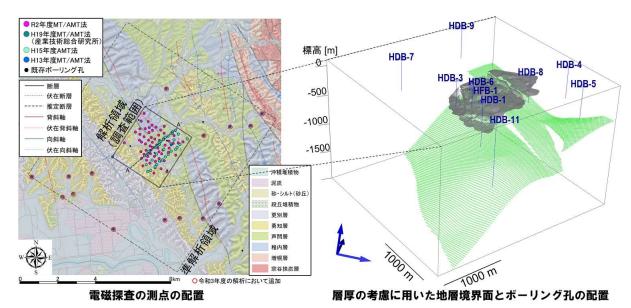


図 3.4-83 電磁探査の測点配置と層厚の考慮に用いた地層境界面

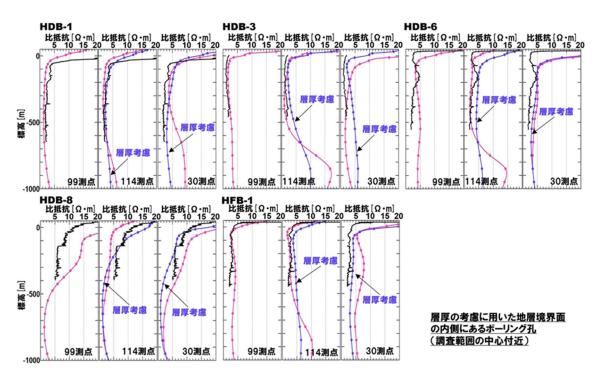


図 3.4-84 比抵抗検層と電磁探査に基づく推定結果との比較 (層厚の考慮に用いた地層境界面の範囲のボーリング孔)

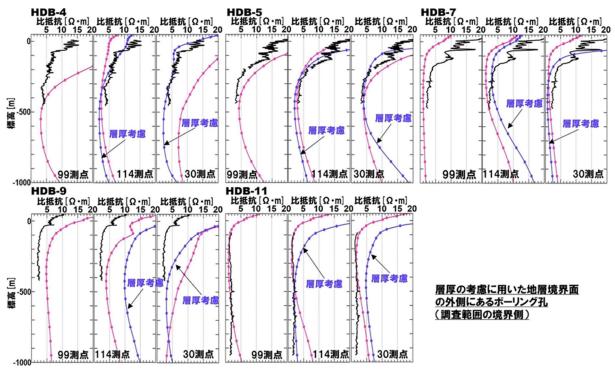


図 3.4-85 比抵抗検層と電磁探査に基づく推定結果の結果(層厚の考慮に用いた地層境界面の 範囲外)

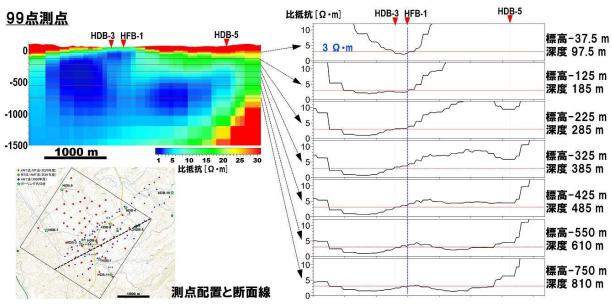


図 3.4-86 水平プロファイル (99 測点)

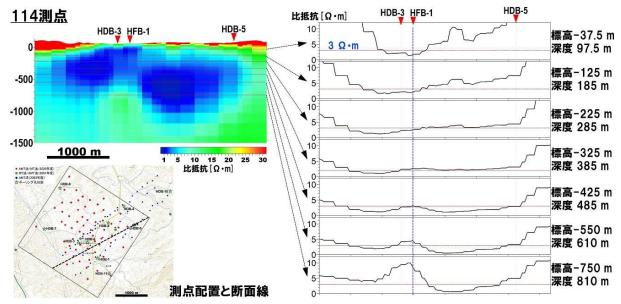


図 3.4-87 水平プロファイル (114 測点、層厚考慮無し)

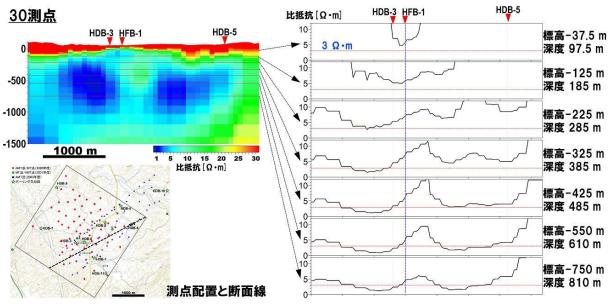


図 3.4-88 水平プロファイル (30 測点、層厚考慮無し)

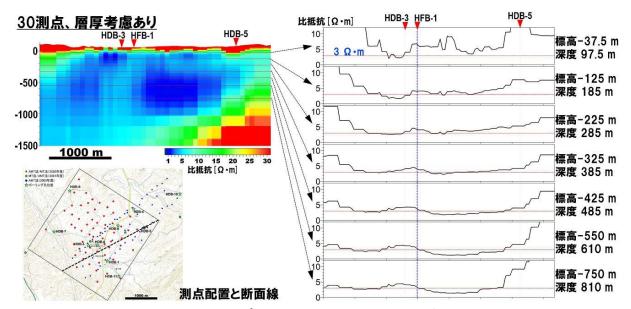


図 3.4-89 水平プロファイル (30 測点、層厚考慮あり)

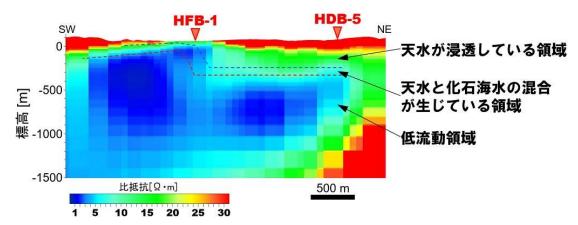


図 3.4-90 電磁探査で得られた比抵抗分布 (99 測点、HFB-1 孔および HDB-5 孔を通過する鉛直断面図)

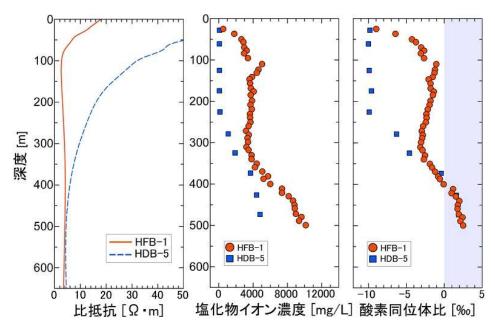


図 3.4-91 HFB-1 と HDB-5 における比抵抗、地下水の塩化物イオン濃度、酸素同位体比の深度 プロファイル

(比抵抗は電磁探査により取得した三次元比抵抗分布(99測点)に基づく)

参考文献(3.4 節)

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.

Colwell, F.S. and others, Innovative techniques for collection of saturated and unsaturated subsurface basalts and sediments for microbiological characterization, J. Microbiol. Method., vol. 15, pp. 279–292, 1992.

Friese, A., Kallmeyer, J., Kitte, J.A., Montano, I., Bijaksana, S., Wagner, D., the ICDP Lake Chalco Drilling Science Team and the ICDP Townti Drilling Science Team, A simple and inexpensive technique for assessing contamination during drilling operations, Limnology and Oceanography: Methods, vol. 15, pp. 200–211, 2017.

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.

Ishii, E., Assessment of hydraulic connectivity of fractures in mudstones by single-borehole investigations, Water Resources Research, vol. 54, doi: 10.1029/2018WR022556, 2018.

Kallmeyer, J., Mangelsdorf, K., Cragg, B. and Horsfield, B., Techniques for contamination assessment during drilling for terrestrial subsurface sediments, Geomicrobiol. J., vol. 23,

- pp. 227-239, 2006.
- Käss, W. and Behrens, H., Tracing Technique in Geohydrology, AA Balkema, Rotterdam, Netherland, 581pp., 1998.
- 木方建造,大山隆弘,馬原保典,圧密型岩石抽水装置の製作と深部堆積岩への適用,応用地質,vol. 40, pp. 260–269, 1999.
- 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.
- Miyakawa, K. and Nakata, K., Data of Groundwater Chemistry Obtained in the Horonobe Underground Research Laboratory Project (FY2022), JAEA-Data/Code, 2022-013, 23p., 2023.
- Miyakawa, K., Ishii, E., Hirota, A., Komatsu, D.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.
- Miyakawa, K., Kashiwaya, K., Komura, Y. and Nakata, K., Evolution of porewater in a Neogene sedimentary formation in Japan: Modeling of burial diagenesis, submitted.
- 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.
- 中田弘太郎,長谷川琢磨,柏谷公希,地下水トレーサーとしての蛍光染料の分析と試料溶液の保管法の検討,地下水学会誌,vol. 59, pp.205-227, 2017.
- 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.
- Nakata, K., Hasegawa, T., Solomon, D.K., Miyakawa, K., Tomioka, Y., Ohta, T., Matsumoto, T., Hama, K., Iwatsuki, T., Ono, M. and Marui, A., Degassing behavior of noble gases from groundwater during groundwater sampling, Applied Geochemistry, vol. 104, pp. 60–70, 2019.
- 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,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.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成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,432p.,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.
- Smith, D.C., Spivack, A.J., Fisk, M.R., Haveman, S.A. and Staudigel, H., Tracer-based estimates of drilling-induced microbial contamination of deep sea crust, Geomicrobiol. J., vol. 17, pp. 207–219, 2000.
- 杉山 歩, 中田弘太郎, 長谷川琢磨, 蛍光染料の濃度低下メカニズムの解明と濃度低下に対する対

- 処方法の提案, 投稿中.
- 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.
- Yanagawa, K. and others, The first microbiological contamination assessment by deep-sea drilling and coring by the D/V Chikyu at the Iheya North hydrothermal field in the Mid-Okinawa Trough (IODP Expedition 331), Front. Microbiol., vol. 4, pp. 1–10, 2013.

3.5 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

3.5.1 はじめに

(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 (CI)により占められる。CI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、CI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、CI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 (618O、6D)を用いる必要がある。地下水の CI濃度と 818O、8D 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、これらのボーリングデータは、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。また、ボーリング調査には多大なコストがかかるため、調査数量が限られる。そのため、少数のボーリング孔のデータに基づいて妥当な推定結果を得るための、適切な空間補間手法や、ボーリング調査地点の選定方法を検討する必要がある (本多ほか、2010)。この調査地点の選定は、ボーリング孔を掘削する前に取得されていることが想定される事前情報、すなわち、地質・地質構造や電磁探査で得られる比抵抗分布もとにして行うことが想定される。

令和2年度は、シンプル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(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所, 2021)。シンプルクリギングでは、ボーリング孔 の観測値の空間的相関性を考慮して、対象とする変数の空間分布を推定する(たとえば、吉岡ほ か, 1998)。ところが、シンプル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 の近傍のみに反映され、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。令和3年度は、コロケーテッド・ コクリギングを適用し、Cl:濃度と δ¹8O の三次元分布を推定した(日本原子力研究開発機構・電 カ中央研究所, 2022)。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変数を組み合わせることができる(たとえば、吉岡ほか, 1998)。電磁探査 データは、面的に十分な密度があり、かつ、Cl-濃度や $\delta^{18}O \cdot \delta D$ と相関性があるため、コロケー テッド・コクリギングの補助変数として適している。既存ボーリング孔すべてのデータを使った フルモデルと、一部のデータのみを使った推定結果とを比較したところ、データセットの選び方 により、コロケーテッド・コクリギングの推定精度が変化し、適切なボーリング地点の選定が重 要であることが示された。

令和4年度は、令和3年度に引き続き、コロケーテッド・コクリギングを適用した低流動域の 三次元分布推定を効率的に行うことができるボーリング調査地点の選定方法を整理することを目 的とした。そのために、まず、コロケーテッド・コクリギングが三次元分布を推定するための適 切な手法であることを示すために、交差検証を行い、その結果をシンプルクリギングの結果と比 較した。次に、コロケーテッド・コクリギングにより妥当な 818O 分布の推定結果を得るためのボーリング調査地点を選ぶ条件を検討した。3.4.1 項で前述したとおり、化石海水が存在する可能性 が高い低比抵抗領域とその境界のそれぞれでボーリング調査を実施することで、少ないボーリン グ孔でも効率的に化石海水の三次元分布を推定できることが期待される。3.4.4 項で水質データ を取得した HFB-1 は、低比抵抗領域の境界と考えられる地点である。そこで、この HFB-1 と低比抵抗領域に相当する既存孔の δ^{18} O データを使用し、コロケーテッド・コクリギングを実行して、 δ^{18} O の三次元分布を推定し、その精度を検証した。また、上記の組み合わせ以外にも、低比抵抗領域と高比抵抗領域の組み合わせなどのボーリング調査地点の選定パターンをいくつか想定し、それらを対象にコロケーテッド・コクリギングを実施し、推定精度を検証した。最後に、本解析の結果を踏まえて、方法論の整備に対するフィードバックとして、事前情報をもとに限られたボーリング孔で妥当な推定結果を得るための適切なボーリング調査地点の選定方法をまとめた。

(2) 地球統計学的手法の概要

化石海水の指標である CI-濃度と 8¹⁸O、6D を補間する方法は様々な方法があるが、有効な方法 のひとつが地球統計学的手法である。この方法では、対象とする変数の空間的相関性を調べて、 それを利用して空間補間を実施する。地球統計学的手法にはいくつかの手法が提案されているが、 本項では、ボーリングデータのみを用いる手法であるシンプルクリギングと、電磁探査データを 補助変数に加えて解析する手法であるコロケーテッド・コクリギングについて簡単に述べる。

1) シンプルクリギング

シンプルクリギングでは、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。

$$x^* = \sum_{i=1}^N \lambda_i (x_i - m) + m$$

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。

2) 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。

$$x^* - m = \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_i (x_{1_i} - m_{1_i}) + \sum_{j=1}^{N_2} \lambda'_j (x_{2_j} - m_{2_j})$$

その時の荷重 λ および λ 'は、シンプルクリギングの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 合には次式のような単純化が可能で、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。このコクリギングを単純化した手法がコロケーテッド・コク リギングである。

$$x^* - m = \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_i (x_{1i} - m_{1i}) + \lambda' (x_2 - m_2)$$

この場合、荷重 λ および λ 'の推定には一次データの自己共分散 $C_{x_1}(\mathbf{h})$ と一次データから二次データの相互共分散 $C_{x_1x_2}(\mathbf{h})$ のみを必要とする。さらに、本解析のように、二次データが一次データよりも遥かに広範囲を占める場合には、相互共分散 $C_{x_1x_2}(\mathbf{h})$ は Markov Model (Markov Model II) を用いて次式のとおり近似することができる。

$$C_{x_1x_2}(\mathbf{h}) = B \cdot C_{x_2}(\mathbf{h})$$

$$B = \sqrt{\frac{C_{x_1}(0)}{C_{x_2}(0)}} \cdot \rho_{x_1 x_2}(0)$$

ここで、 $C_{x_1}(0)$ および $C_{x_2}(0)$ はそれぞれ一次データおよび二次データの分散、 $\rho_{x_1x_2}(0)$ は一次データと二次データの間の相関係数である。つまり、一次データと二次データの相互共分散は、二次データの自己共分散のスケーリングによって推定することができる。

3.5.2 使用データの準備と解析

(1) 使用データと解析対象領域

クリギングの解析対象領域とボーリングデータの位置を図 3.5-1 に示した。シンプルクリギングとコロケーテッド・コクリギングの一次データとして、ボーリング調査で取得した δ^{18} O データを使用した (図 3.5-2)。ボーリングデータには、HDB-1~11 のうち HDB-2 を除く 10 孔と、HFB-

1 孔を用いた。コロケーテッド・コクリギングの二次データとして、114 測点・層厚の考慮なしの条件で解析した電磁探査データを使用した(図 3.5-3)。クリギングの対象範囲は、電磁探査の準解析と同じ約 9 km の範囲とした。

(2) グリッドの構築

地球統計学的手法を適用するための等間隔の解析グリッドを構築した。電磁探査の解析領域では、水平方向の要素サイズは 100 m×100 m で等間隔である。一方で、深度方向は、標高 0 m 以浅が 12.5 m 間隔、標高 0~-100 m が 25 m 間隔、標高-100~-500 m が 50 m 間隔、-500 ~-1000 m が 100 m 間隔であり、場所によって要素サイズが異なっている。(図 3.5-3)。こうしたグリッドは地球統計学的手法で使用することができないため、要素サイズが均一なグリッドの準備が必要であった。要素サイズを均一にするには、小さいグリッドを荒くする(アップスケーリング)か、粗いグリッドを小さく分割する(ダウンスケーリング)かのいずれかの方法がある。本解析では電磁探査データの分解能の高い領域(浅部中心領域)の情報を最大限に活用するため、電磁探査データの最も小さい格子サイズに合わせた作業グリッドを構築することとした。すなわち、水平方向の要素サイズが 100 m×100 m、深度方向が 12.5 m の等間隔の解析グリッドを構築した。

次に、構築した解析グリッドに電磁探査データを割り当てた。本解析では、元の電磁探査データはグリッド間の連続性を仮定しないものとし、電磁探査データは格子点に最も近い距離の要素に割り当てた。そのため、元の電磁探査データのうち格子間隔の粗い領域ではデータの存在しない要素が存在する(図 3.5-4)。コロケーテッド・コクリギングの一次データと二次データの相関分析では、上記により解析グリッドに割り当てた電磁探査データを使用し、 δ^{18} O データと対応付けた(後述の(3)を参照)。一方、コロケーテッド・コクリギングでは、全ての要素に二次データが存在することが前提となる。そのため、後述の(5)で、クリギングによる内挿を行った比抵抗分布を二次データとして使用した。

(3) 一次データと二次データの相関分析

コロケーテッド・コクリギングでは、一次データと二次データとの間にある程度の相関があることが前提となる。そこで、コロケーテッド・コクリギングの解析に先立ち、 δ^{18} O データと対応する要素の電磁探査データとの相関を調べた。この相関分析では、図 3.5-4 に示す各要素に割り当てた電磁探査データと、同じ要素にある δ^{18} O データを使用した(図 3.5-5)。そのため、電磁探査データが割り当てられていない要素と対応する δ^{18} O データは、相関分析に使用されていない。 δ^{18} O データと三次元比抵抗データの相関図を図 3.5-6 に示した。 δ^{18} O と比抵抗の対数値との間に、強い相関があった(相関係数は-0.84)。

(4) バリオグラム解析

本研究では、ボーリング孔数が少ない場合の解析を行うが、その場合、ボーリングデータによる水平方向のバリオグラムの解釈は困難であるため、まず電磁探査データのバリオグラムを解釈し、これに基づいてボーリング調査データのバリオグラムを解釈した。図 3.5-7 に、電磁探査データ(比抵抗の対数値)の垂直方向と水平方向の実験バリオグラムを示した。水平方向は、北を0度として、45度(北東ー南西方向)、90度(東西方向)、135度(北西ー南東方向)の4方向で解析した。垂直方向のバリオグラムがシルを超えて上昇する一方で、水平方向のバリオグラムがシルに到達しなかった。これは、垂直方向へのトレンドの存在を示唆し、水平方向に物性値の極端な連続性を持つ層状の構造でよく見られる。ここで、電磁探査データの比抵抗分布を観察する

と、20 Ω・m 以上の高比抵抗の領域が浅部に薄く、そして広く分布していることが分かる(図 3.5-8)。バリオグラムが示唆する層状構造の特徴と一致する。

そこで、低比抵抗の領域と高比抵抗の領域に分けて、それぞれバリオグラムを求めた(図 3.5-9)。 比抵抗の境界は $10\,\Omega\cdot m$ とした。それよりも低比抵抗領域では、トレンドの特徴が消失し、非常 に解釈しやすい実験バリオグラムが得られた。一方、高比抵抗領域では、垂直方向のトレンドの 影響が低減する反面、水平方向の異方性が顕著となり、北西-南東方向(135 度)に強い比抵抗 の連続性が示唆された。そこで、電磁探査データのバリオグラムは、低比抵抗領域($<10\,\Omega\cdot m$) と高比抵抗領域($>10\,\Omega\cdot m$)に分けてそれぞれ解釈することとした。それぞれのバリオグラムの 諸元を以下に示す。シルは各データの分散とした。

低比抵抗領域

関数タイプ : 球関数 シル : 0.060 長軸方位 : 135 [度] 垂直レンジ : 500 [m] 水平長軸レンジ : 2000 [m] 水平短軸レンジ : 1200 [m]

高比抵抗領域

関数タイプ : 球関数 シル : 0.082 長軸方位 : 135 [度] 垂直レンジ : 300 [m] 水平長軸レンジ : 5000 [m] 水平短軸レンジ : 2000 [m]

δ18O データについても、同様にバリオグラムを解釈した。δ18O データについて、それぞれ低比抵抗領域と高比抵抗領域に分けて解釈したバリオグラムモデルを図 3.5·10 に示す。垂直バリオグラムは解釈可能であることが分かる。ただし、使用するボーリング孔に応じてバリオグラムの解釈は異なってくるため、以降の解析においてはケース毎に都度の解釈を行うこととする。一方、水平バリオグラムの解釈は難しく、さらにボーリング孔数を限定するケースでは不可能となる。このため、電磁探査データで解釈したバリオグラムのレンジを使用することとする。

なお、バリオグラムは、低比抵抗領域と高比抵抗領域に分割して解釈したが、後述のシンプルクリギングおよびコロケーテッド・コクリギングによる δ^{18} O 分布の推定では、全領域において低比抵抗領域のバリオグラムを適用した。この理由は、コロケーテッド・コクリギングでは、電磁探査データと δ^{18} O データとの間に相関関係があることが条件となるが、高比抵抗領域のみでみると、十分な相関が認められなかったためである(図 3.5-6)。これは、表層付近において水質以外の要因によって比抵抗が変化していることが原因として考えられる。一方、化石海水の分布推定では、 $10 \Omega \cdot m$ 以上の領域よりも、 $10 \Omega \cdot m$ 以下に設定した低比抵抗域の分布が重要であると考えた。そこで今回は、低比抵抗領域の 18O 分布の推定に重点を置くこととし、高比抵抗領域における推定精度が落ちることを理解した上で、全領域で、低比抵抗領域のバリオグラムおよび相関係数を適用し、 δ^{18} O 分布の推定を行うこととした。

(5) 二次データに使用する三次元比抵抗分布の推定

本解析では、電磁探査によって得られた三次元比抵抗分布をコロケーテッド・コクリギングの 二次データとして使用する。しかし、(2)で解析用のグリッドに割り当てた電磁探査データは、離 散的であり空白の要素が存在する(図 3.5-4)。そこで、内挿により全ての要素を二次データで埋 めることとする。

内挿の方法としてシンプルクリギングを採用した。解析グリッドに割り当てた電磁探査データを、低比抵抗領域と高比抵抗領域に分割し、それぞれ、先に作成したバリオグラムモデルを適用した。まず低比抵抗領域のみに対してクリギングを実施し、次に、ここで得た低比抵抗領域の推定値と高比抵抗領域の電磁探査データを併せ、これを一次データとするクリギングを全領域に対して実施し、三次元比抵抗分布を得た(図 3.5·11)。以降のコロケーテッド・コクリギングでは、この三次元比抵抗分布を二次データとして使用した。

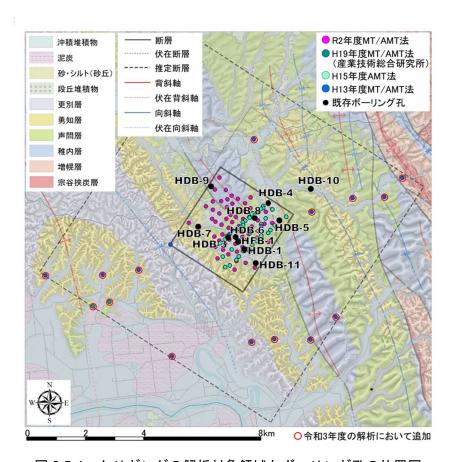


図 3.5-1 クリギングの解析対象領域とボーリング孔の位置図

電磁探査の準解析領域を本解析の解析対象範囲とした。なお、結果は、電磁探査の解析領域内の み示す。

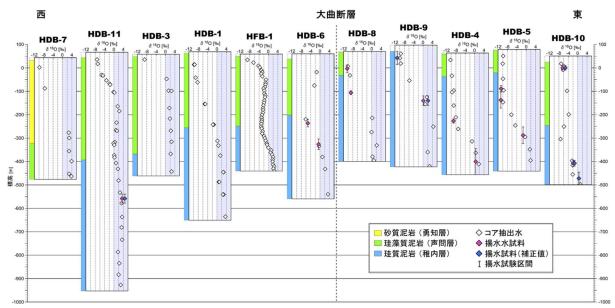


図 3.5-2 ボーリング調査データ (δ 18O) の深度分布

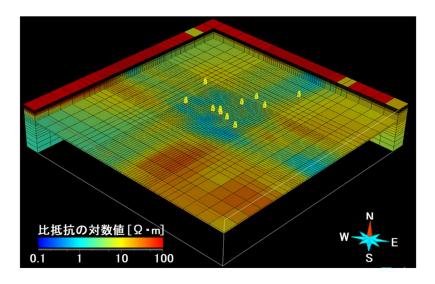


図 3.5-3 電磁探査によって得られた三次元比抵抗分布 準解析領域における比抵抗分布を示している。

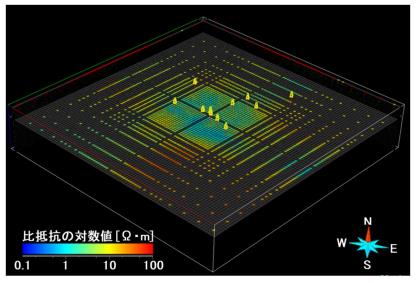


図 3.5-4 解析用のグリッドに割り当てた電磁探査データ

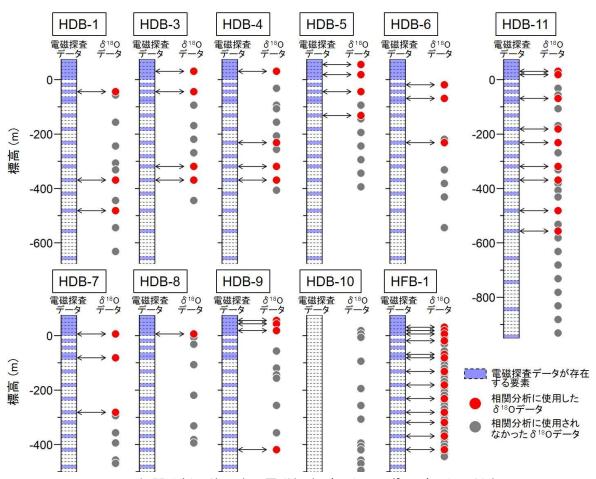


図 3.5-5 相関分析に使用する電磁探査データと S 18O データの対応付け

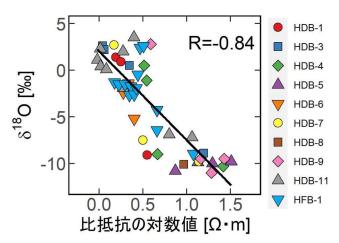


図 3.5-6 コロケーテッド・コクリギングの一次データ(δ^{18} O データ)と二次データ(電磁探査データ)の関係

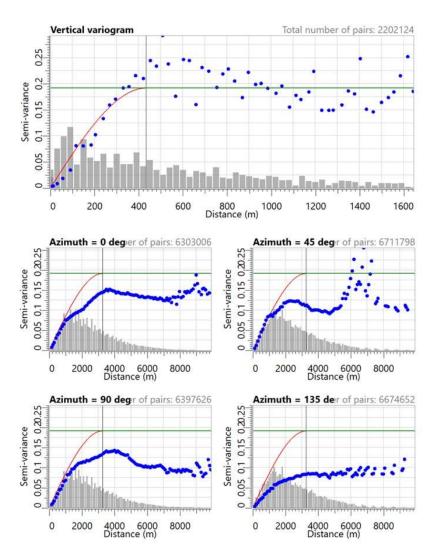


図 3.5-7 電磁探査データのバリオグラム(全領域)

緑実線は領域全体でのデータの分散を表す。赤実線は暫定的に解釈されたバリオグラムモデルであり、上記分散をシルと仮定している。

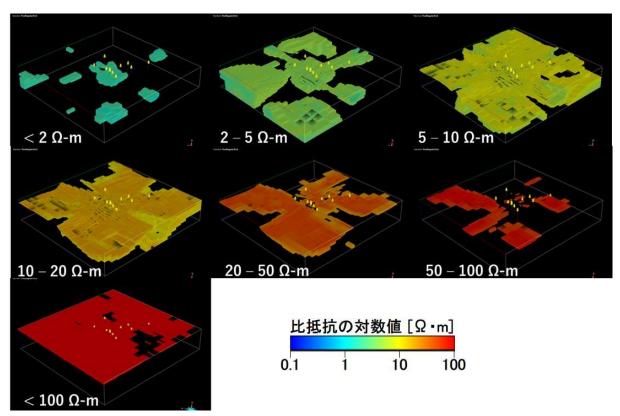


図 3.5-8 解析対象範囲(準解析領域)における比抵抗毎の分布

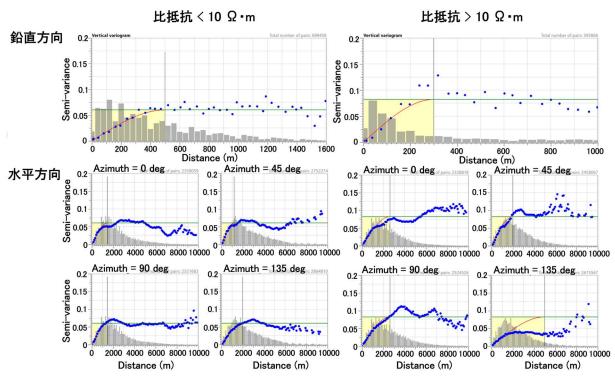


図 3.5-9 比抵抗値で区切った領域の電磁探査データのバリオグラム

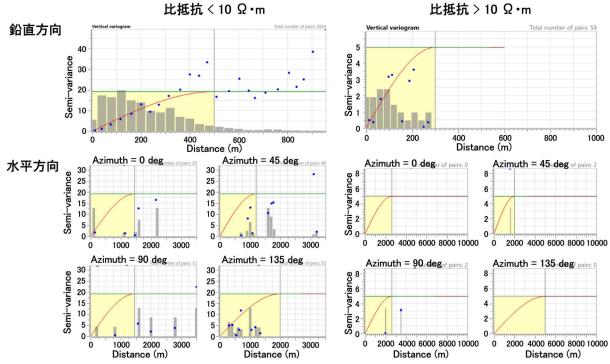


図 3.5-10 比抵抗値で区切った領域のボーリング調査データ(δ^{18} O)のバリオグラムモデル

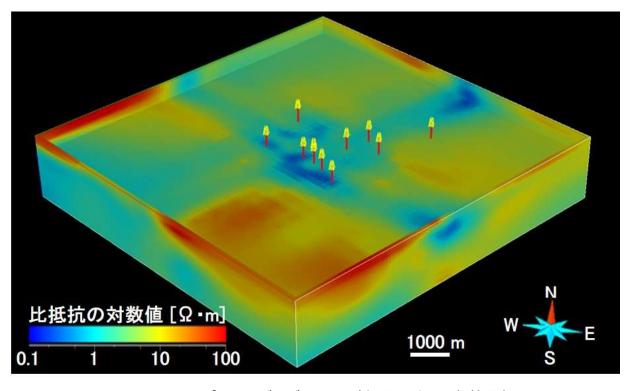


図 3.5-11 シンプルクリギングにより内挿した三次元比抵抗分布

3.5.3 交差検証によるコロケーテッド・コクリギングの有効性検討

(1) 方法

上述のとおり、コロケーテッド・コクリギングでは、対象とする変数であるボーリング調査データに加えて電磁探査データを補助変数として扱うことができるため、理論的には、シンプルク

リギングよりも推定値の推定誤差分散が小さくなる。しかし、実データを用いた場合に、より精度および確度の高い推定値が得られるかどうかは不明である。そこでここでは、解析領域に存在する既存のボーリング孔を使って、コロケーテッド・コクリギングがシンプルクリギングよりも良い推定精度を持つかを検証した。

具体的には、既存の全 11 孔(HDB-1~11 のうち HDB-2 を除いた 10 孔と HFB-1 の計 11 孔)のうち、1 孔を取り除き、残ったボーリング孔データを使いシンプルクリギングとコロケーテッド・コクリギングのそれぞれを実行し、 δ ¹⁸O の三次元分布を推定した。これを、9 孔のボーリング孔(上述の 11 孔のうち、HFB-1 に隣接した HDB-6 と解析領域の外に存在する HDB-10 を除いた全 9 孔)それぞれを除外した全 9 ケースで実施した。シンプルクリギングとコロケーテッド・コクリギングの推定精度は、取り除いた地点での推定値と実測値から算出した、二乗平均平方根誤差(RMSE)と回帰直線の決定係数(\mathbf{R}^2)で評価した。

(2) 結果と考察

交差検証を実施したケースごとに、シンプルクリギングとコロケーテッド・コクリギングの推定精度を比較した(図3.5-12、表3.5-1)。シンプルクリギングとコロケーテッド・コクリギングのRMSEはそれぞれ1.09~5.69と1.28~4.95であった。それぞれのRMSEの平均値は、3.41±1.38と3.10±1.24であり、コロケーテッド・コクリギングの方がRMSEが低い傾向があった。HDB-3、5、7、8、9、11の6ケースでは、シンプルクリギングよりもコロケーテッド・コクリギングの方がRMSEが低かった。

さらに交差検証を実施した9ケースで、除外したボーリング孔の位置での推定値と実測値を比較した。図3.5-13には、全9ケースの結果を統合した場合の推定値と実測値の散布図を示した。またこの図には、推定値と実測値との間の回帰直線とともに、推定値と実測値との関係が1対1になる場合の直線も示した。もしもボーリング孔を除外した位置での推定値が実測値と完全に一致していれば、1対1の直線上に分布することになる。シンプルクリギングとコロケーテッド・コクリギングで得られた推定値を比較すると、コロケーテッド・コクリギングでは、傾きが1に近かったものの、実測値の全体の範囲において、実測値よりも高い値が得られる傾向があった。一方で、シンプルクリギングでは傾きはより小さく、実測値が低い範囲ではより高い推定値が、高い範囲ではより低い推定値が得られる傾向があった。また、図14には、標高・281 mにおける各ケースの推定値の水平分布を示した。コロケーテッド・コクリギングの方がシンプルクリギングよりも、推定値のレンジが広く、推定値が高い領域がより高い傾向があった。

シンプルクリギングよりもコロケーテッド・コクリギングの方がRMSEが低かった6ケース (HDB-3, 5, 7, 8, 9, 11) で、推定値と実測値とのずれを鉛直方向に比較した(図3.5-12)。コロケーテッド・コクリギングの推定値の鉛直方向の変化は、シンプルクリギングよりも実測値の鉛直プロファイルとよく類似していた。HDB-3のケースでは、鉛直方向の変化のパターンはシンプルクリギングとコロケーテッド・コクリギングでほぼ同様だったが、コロケーテッド・コクリギングの方がより実測値に近い推定値が得られた。HDB-7, 8, 9, 11では、シンプルクリギングでは鉛直方向にほぼ一定の推定値しか得られていなかったが、コロケーテッド・コクリギングを使うことにより、実測値の鉛直プロファイルが再現された。HDB-5では浅い深度で、HDB-11では深い深度で実測値により近い推定値が得られていた。

コロケーテッド・コクリギングの方がシンプルクリギングよりもRMSEが低かった3ケースのうち、HDB-1ではコロケーテッド・コクリギングの方がシンプルクリギングよりも全体的に推定値が高くなっていた(図3.5-12)。HDB-4では、標高100 m以浅の部分でのフィッティングは改善されたものの、それよりも深い部分で推定値が高まり、実測値とのずれが大きくなっていた(図

3.5-12)。HFB-1では、どちらの方法でも実測値とほぼ同様のプロファイルが得られており、推定精度が良好だったが、わずかにシンプルクリギングの方がRMSEが低かった(図3.5-12、表 3.5-1)。

以上の結果から、当初予測した通り、シンプルクリギングよりもコロケーテッド・コクリギングの方が実測値に近い推定値が得られることが支持された。特に、シンプルクリギングよりもコロケーテッド・コクリギングの方が実測値の鉛直的なプロファイルをうまく再現できることがわかった。シンプルクリギングでは、実測値が全体の平均値から離れるほど、推定値と実測値とのずれが大きくなったが、コロケーテッド・コクリギングは高めに推定される傾向があった(図3.5-13)。これらは、RMSEがシンプルクリギングの方が高かった場合でも、実測値のプロファイルとの類似性を考えれば、コロケーテッド・コクリギングの方が定性的な推定としては良好であることを示唆する。

今回の交差検証では、場所によりRMSEが異なっていた。これは、一次データとして使用するボーリング孔の位置関係が、推定精度に影響することを示唆する。実際に、クリギングの式からは、推定点と観測データ点との距離が推定値に影響すると予想される。そこで、各ケースで得られたRMSEと除外したボーリング孔に最も近いボーリング孔の距離との関係を調べた(表3.5-1)。HDB-7とHDB-9以外は、最も近いボーリング孔が1000 m以内に存在し、この距離はバリオグラムのレンジよりも近く、観測データがある程度反映された推定値が得られる。そのため、これらのボーリング孔を除外した交差検証では、除外した位置での推定値には、近隣のボーリング孔の観測値が反映されるため、シンプルクリギングとコロケーテッド・コクリギングのRMSEは概ね同程度であった。

一方で、近隣のボーリング孔と最も離れているHDB-9を除外した場合、HDB-9の位置における推定値は、シンプルクリギングでは鉛直的な変化が小さいか、ほぼ一定の値となっていた。これは、シンプルクリギングでは、推定点から最も近いボーリング孔までの距離がバリオグラムのレンジよりも遠い場合は、平均値となるためである。対して、コロケーテッド・コクリギングでは、推定点が近傍のボーリング孔から離れている場合は、二次データを反映した値となる。そのため、HDB-9を除外した場合でも、コロケーテッド・コクリギングはRMSEが低く、良好な推定精度が得られた。HFB-1の周辺には、他の場所よりもボーリング孔が密に存在するため、シンプルクリギングとコロケーテッド・コクリギングともに、推定値は、近隣のボーリング孔の観測値を強く反映したためと考えられる。

以上より、シンプルクリギングでは、推定値の精度は、観測データ点からの距離に大きく依存し、近傍にボーリング孔が存在しない場合は、推定精度が大きく低下することが示唆された。一方で、コロケーテッド・コクリギングでは、推定点がボーリング孔の観測データから離れている場合、電磁探査データが有効に機能し、期待通り、シンプルクリギングよりも高い推定精度が得られた。ボーリング孔が少ない場合、なおさらボーリング孔だけでは空間的に疎であるため、シンプルクリギングでは精度の高い推定値を得ることが困難である。コロケーテッド・コクリギングでは、二次データの空間的な傾向が反映された分布となるため、ボーリング調査データが少ない場合に空間補間手法として妥当であることが確認できた。

表 3.5-1 各ボーリング孔におけるシンプルクリギング (SK) とコロケーテッド・コクリギング (CoK) の交差検証の結果

ボーリング孔	観測値の数	RMSE		R2		slope		intercept		最も近い	最も近いボーリ
ホーサング元		SK	CoK	SK	CoK	SK	CoK	SK	CoK	ボーリング孔	ング孔との距離
HDB-1	26	2.81	4.95	0.93	0.89	0.59	0.68	0.71	3.64	HDB-6	559.0
HDB-3	10	3.37	2.31	0.47	0.54	0.41	0.50	-1.81	0.03	HDB-6	262.8
HDB-4	10	3.04	4.09	0.89	0.78	0.63	0.97	0.08	3.21	HDB-8	681.0
HDB-5	10	2.34	2.05	0.97	0.90	0.58	0.98	-1.23	1.19	HDB-4	681.6
HDB-7	8	5.03	4.71	0.20	0.72	0.04	0.58	-0.59	3.82	HDB-3	1097.4
HDB-8	6	3.90	3.09	0.60	0.88	0 27	0.69	-2.50	1.53	HDB-4	681.0
HDB-9	9	5.69	2.86	0.21	0.90	0.00	0.54	-1.83	-0.52	HDB-7	1460.4
HDB-11	31	3.44	2.60	0.66	0.52	0.76	0.82	-2.92	1.16	HDB-1	591.6
HFB-1	48	1.09	1.28	0.81	0.83	0.95	0.94	-0.44	0.77	HDB-6	167.7
全9孔	158	3.06	3.08	0.49	0.67	0.43	0.72	-1.37	1.32	-	-

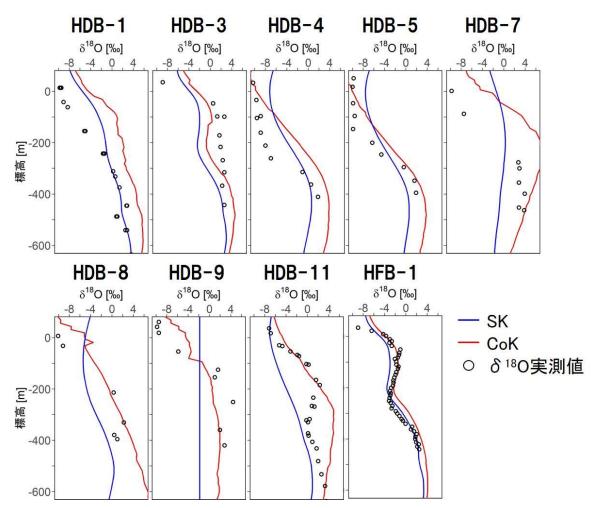


図 3.5-12 ボーリング孔におけるシンプルクリギング(SK)とコロケーテッド・コクリギング (CoK)の交差検証の結果(除去したボーリング孔の位置における推定値と実測値の比較)

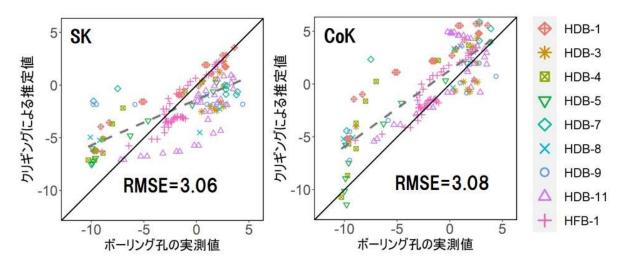


図 3.5-13 除外したボーリング孔の位置におけるシンプルクリギング (SK) とコロケーテッド・コクリギング (CoK) による δ ¹⁸O の推定値と実測値の比較

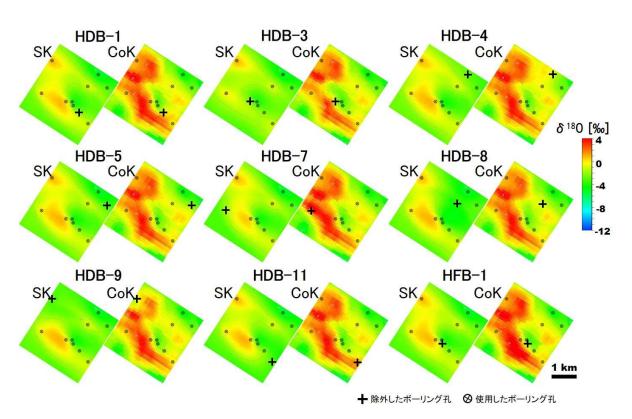


図 3.5-14 各ボーリング孔におけるシンプルクリギング(SK)とコロケーテッド・コクリギング(CoK)の交差検証により得られた δ ¹⁸O 分布(標高-281 m 水平断面)

3.5.4 サブセットデータを用いた三次元分布推定の再現性の評価

(1) 方法

コロケーテッド・コクリギングにおいて、なるべく少ない一次データで精度の高い推定結果が得られるボーリング地点の選定条件を検討するため、任意のサブセットデータにもとづく推定をおこない、フルモデルから得られた結果と比較した。

まず、既存の全11孔 (HDB-1~11 (HDB-2を除く)、およびHFB-1) のボーリング孔から、任

意に1~3孔を選んでデータサブセットを作成した。このとき、ボーリング孔を選ぶ条件として、概略的な地質構造モデル(文献調査と反射法地震探査に基づき構築)と、電磁探査による三次元比抵抗分布(概要調査の初期段階で取得)を参考にした。これらの情報は、概要調査における低流動域の三次元分布を推定するための調査手順(5章を参照)において、ボーリング調査を実施する前に得られる事前情報であり、これらに基づいてボーリング調査地点が選定されると想定される。

ボーリング孔の選定に参照した事前情報である、ボーリング孔周辺の表層地質図を図3.5-15に、各ボーリング孔の位置における比抵抗の深度分布と箱ひげ図をそれぞれ図3.5-16と図3.5-17に示した。表層地質図(図3.5-15)をみると、HDB-7以外の10孔のボーリング孔の地表には、稚内層か声問層が分布しているが、HDB-7では勇知層である。また、電磁探査による比抵抗分布(図3.5-16、図3.5-17)をみると、標高-100 m以浅では、HDB-5とHDB-9の比抵抗が他のボーリング孔よりも高くなっている。また、標高-400~-100 mでは、HDB-4, 5, 8, 9の比抵抗が最も高く、HDB-1, 6, HFB-1は中間程度であり、HDB-3, 7, 11は最も低かった。

以上より、地質と比抵抗の範囲に基づいて、既存ボーリング孔を以下に示す4個のカテゴリーに 分類した。

稚内層・声問層

低比抵抗領域: HDB-1、HDB-3、HDB-11 低比抵抗領域の境界: HDB-6、HFB-1

高比抵抗領域、背斜: HDB-4、HDB-5、HDB-8、HDB-9

勇知層

低比抵抗領域:HDB-7

なお、高比抵抗領域のカテゴリーに含まれるボーリング孔のうち、解析領域の端に位置する HDB-9は除外した。それ以外のHDB-4,5,8については、どれも比較的近隣に位置し、比抵抗分布 の特徴が類似していることから、HDB-5を代表的なボーリング孔として使用した。

次に、複数のボーリング調査計画を仮定し、この調査計画と上述したボーリング孔のカテゴリーを基にサブセットを作成した。ボーリング調査計画では、最大3孔のボーリング孔により、化石海水の三次元分布を調査することを想定している。

2孔の調査計画としては、(1)低比抵抗領域である化石海水の分布の推定精度を上げることを狙い、低比抵抗領域とその境界を組み合わせる、(2)全体的な分布の精度を上げることを狙い、低比抵抗領域と高比抵抗領域を組み合わせる、(3)この領域に分布する地層を網羅しつつ低比抵抗領域を調査することを狙い、稚内層・声問層の低比抵抗領域と勇知層を組み合わせる、の3パターンを想定した。3孔の調査計画としては、上記で選ばれた2孔の位置関係から、解析領域を広くカバーするように、または、データサブセットにおける比抵抗分布の偏りを緩和するように選んだ。さらに、ボーリング調査データの追加が推定結果に与える影響を評価するため、2孔のサブセットに使われたボーリング孔の一部で、1孔のみを使用した解析も実施した。上記により、全20ケースのデータサブセットを作成した(表3.5-2)。

<想定した調査計画>

1孔:低比抵抗領域(の境界)

2孔:低比抵抗領域+低比抵抗領域の境界

低比抵抗領域 (の境界) +高比抵抗領域 低比抵抗領域 (の境界) +勇知層

3孔:上記に解析範囲を広くとれるボーリング孔を追加

上記のデータサブセットそれぞれに対してコロケーテッド・コクリギングを実行し、**6**¹⁸**O**の三次元分布を推定した。これを、全**11**孔のボーリングデータ(フルデータ)を使用して同様の解析をおこなったフルモデルの推定結果と比較した。

コロケーテッド・コクリギングで使用したバリオグラムモデルでは、水平方向は電磁探査データにより推定したレンジを、鉛直方向ではそれぞれのサブセットから推定したレンジを使用した。これは、前述したとおり、ボーリング調査データのみでは、水平方向のバリオグラムモデルの推定が困難であるためである。シルには、各サブセットの分散の値を用いた。各ケースで使用したバリオグラムモデルを付録5に示した。また、コロケーテッド・コクリギングでは、相関係数を使って一次データと二次データの相互共分散関数を推定する。各 δ^{18} Oのデータサブセットと対応する電磁探査データとの間の相関係数と分布を図3.5-18に示した。各ケースで得られた δ^{18} O分布は付録5に示した。

各サブセットでの推定精度は、フルモデルで得られた水平断面図と鉛直断面図の比較、およびフルモデルとの間で計算されたRMSEにより評価した。RMSEは解析領域全体の推定値に基づいて、深度ごとに算出した。さらに、サブセットで得られた推定値と、サブセットに含まれなかったボーリング孔での実測値を比較した。なお、クリギングの対象範囲は、電磁探査データが存在する範囲(準解析領域)と同様の約9km四方であるが、推定精度の検証は、電磁探査の解析領域の範囲(図3.5-1)を対象に行った。

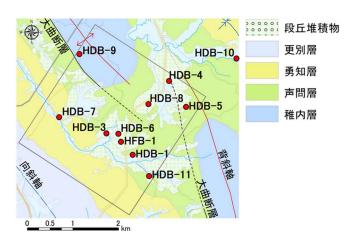


図 3.5-15 ボーリング孔周辺の地層地質図 四角い枠は、電磁探査の解析領域である。

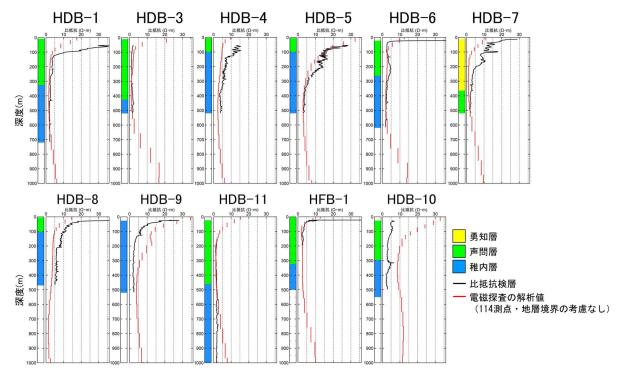


図 3.5-16 各ボーリング孔の位置における電磁探査による比抵抗の深度分布と地質柱状図

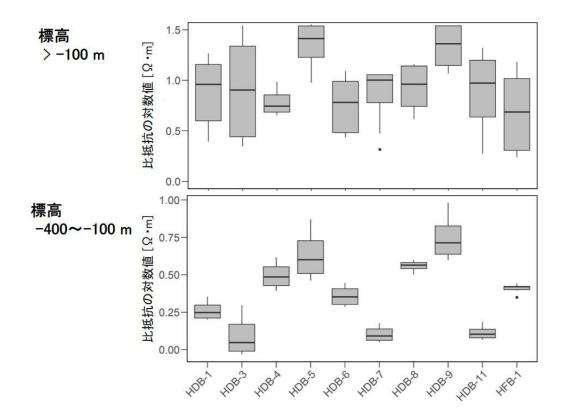


図 3.5-17 各ボーリング孔の位置における電磁探査による比抵抗の箱ひげ図

表 3.5-2 各ケースで使用したボーリング孔のデータサブセットの組み合わせ

ケース		使用するボーリング孔(HDB-)										
		1	3	4	5	6	7	8	9	10	11	HFB-1
フルモデル		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1孔	1-1	0										
	1-2		0									
	1-3					0						***************************************
	1-4						0					***************************************
	1-5										0	
	1-6											
2孔	2-1		0									0
	2-2		0		0							
	2-3		0				0					©
	2-4	0										0
	2-5	0			0							
	2-6	0					0					
***************************************	2-7	***************************************		•••••	0	0	***************************************			•••••		
***************************************	2-8	***************************************			0	***************************************	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	······································		,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,		0
***************************************	2-9	***************************************		·····	***************************************		0		,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,		***************************************	0
3孔	3-1		0		0		0					- Announcement
•••••	3-2	***************************************	0	***************************************			0			•		0
	3-3		0		•		0				0	
•••••	3-4	0			0							0
	3-5		0		0							0

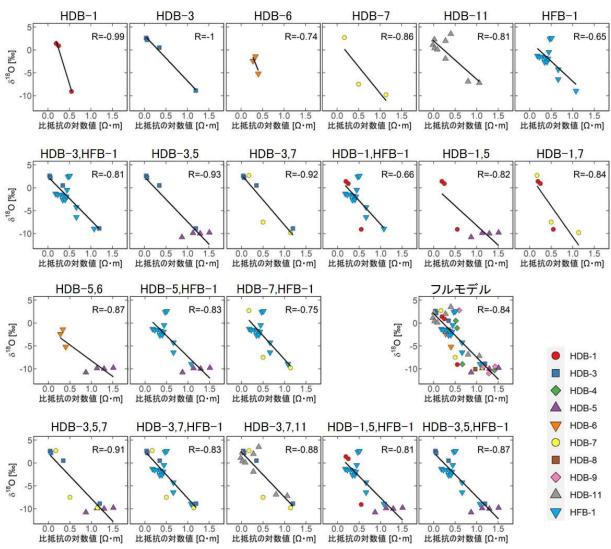


図 3.5-18 各 δ ¹⁸O のデータサブセットと対応する電磁探査データの相関分布

(2) 結果

各データサブセットを使用したコロケーテッド・コクリギングで得られた δ^{18} Oの推定値とフルモデルで得られた推定値との間の、深度ごとに算出したRMSEの分布を図3.5-19に示した。さらに、標高- $6\sim-606$ mにおけるRMSEの鉛直方向の変化を図3.5-20に示した。

1孔だけのデータを用いた場合、RMSEの中央値は2.11~4.16であり、ばらつきが非常に大きかった。RMSEの鉛直方向の変化をみると、1孔だけのサブセットでは、全てのケースで、RMSEは標高が低くなるにつれ低下し、標高-306 m以浅ではほぼ一定になった。

2孔のデータを使用したケースでは、(1)低比抵抗領域+境界の2ケース、および(3)低比抵抗領域 (の境界) +勇知層の3ケースでは、1孔のみのケースと同様に、RMSEのばらつきが非常に大き く、かつ浅い深度のRMSEが深い深度のRMSEよりも高かった。一方で、(2)低比抵抗領域 (の境界) +高比抵抗領域では、4ケースのうち3ケース(HDB-1+5, HDB-5+6, HDB-5+HFB-1)で、RMSEの中央値が低く、かつRMSEのばらつきが小さかった。これらのケースでは、標高-300 m 以深のRMSEはその他のケースと同様だったものの、標高-300 m以浅のRMSEが低下し、深度によらずほぼ一定の値となっていた。誤差の空間分布(図3.5-21~図3.5-23)をみると、高比抵抗領域 (HDB-5)を含まないケースは、特に、標高-106 mの北東部の誤差が大きくなっているが、

HDB-5を含むケースは、この領域の誤差が小さくなっていることがわかる。このことが、HDB-5を加えたケースで全体的な誤差が小さくなった要因と考えられる。

また、これら3ケースにおいて、それぞれ1孔のみのケースと比較すると、HDB-1、HDB-6、HFB-1のそれぞれに、HDB-5を加えることが、推定精度の向上につながっていた。これらの組み合わせは、低比抵抗領域(HDB-1)またはその境界(HDB-6、HFB-1)に位置するボーリング孔と高比抵抗領域に位置するボーリング孔(HDB-5)との組み合わせである。一方で、HDB-3にHDB-5を追加した場合は、RMSEの低下はみとめられたものの、上記3ケースほどの精度の改善はみられなかった。その他の組み合わせでは、HFB-1の追加はRMSEの中央値が低下したものの、ばらつきはそれほど低減されなかった。

3孔を使用した場合は、HDB-1+5+HFB-1のケースのみ、派生元である2孔の結果(HDB-1+5、HDB-1+HFB-1、HDB-5+HFB-1)から少々の推定精度の向上がみとめられた。この場合もやはりRMSEは鉛直方向でほぼ一定だった。それ以外のケースでは、ボーリングデータを追加しても著しい悪化はないものの、RMSEの低下はほとんどみとめられず、鉛直方向のRMSEの変化も同様だった。

この解析では、電磁探査の比抵抗分布より深部の比抵抗がやや高く、化石海水分布の境界であると考えられる領域に位置するHFB-1を追加することで推定精度が向上すると予想した。すなわち、HFB-1周辺では水平方向の比抵抗の変化が大きく、不確実性が高い領域である。そのため、1孔目で低比抵抗領域でボーリング調査を行い、化石海水の存在を確認した後に、2孔目ではHFB-1のような境界と考えられる領域に掘削すれば、少ないボーリング孔でも化石海水が存在する範囲を限定することができるのではないかと考えた。そこでここでは、上記で得られた結果を、HFB-1に着目して整理した。

HFB-1が推定結果に与える影響を調べるために、HFB-1が含まれる組み合わせ (HDB-1+HFB-1、HDB-3+HFB-1、HDB-7+HFB-1、HDB-3+7+HFB-1、HDB-1+5+HFB-1、HDB-3+5+HFB-1)の結果を比較した(図3.5-19)。2孔目としてHFB-1を追加したところ、1孔目がHDB-3またはHDB-7の場合は、RMSEの中央値が低下し推定精度が改善した。一方で、1孔目がHDB-1の場合は、HFB-1を追加したケースの方がRMSEの中央値が高く、HFB-1を追加することで推定精度がやや悪化した。3孔目としてHFB-1を追加したところ、HDB-3,7+HFB-1とHDB-3,5+HFB-1は、それぞれHDB-3,7およびHDB-3,5を使用したケースよりもRMSEの中央値が低下しており、推定精度が改善した。HDB-1+5+HFB-1は、HDB-1+5とRMSEの範囲と中央値が同程度であり、ほとんど変化がなかった。

さらに、化石海水が存在する領域の推定結果に対するHFB-1の追加の影響を詳細に調べた。まず、化石海水が存在すると推定される $\delta^{18}O>0$ %の範囲が、HFB-1の追加によりどのように変化するかを比較した(図3.5-24~図3.5-26)。HFB-1を追加した4ケースすべてで、もともとのケース(HDB-1、HDB-3、HDB-1+5、HDB-3+7)に比べ、全体の推定値が低下し、フルモデルで推定された三次元分布と類似した結果が得られた。また、HFB-1を追加することで、その地点の推定値がHFB-1の実測値と一致することで、鉛直断面においてもHFB-1周辺の推定値の低下と、フルモデルの三次元分布との類似する結果となった。その結果、化石海水が存在すると推定される範囲が狭くなった。

また、HFB-1を追加することが他のボーリング孔を追加するよりも推定精度の向上において効果的かどうかを検証した(図3.5-27)。そのために、HDB-3のみのデータセットまたはHDB-3+5のデータセットに、HFB-1、HDB-7、HDB-5それぞれを追加したデータセットで得られた推定値を、低比抵抗領域にあたるHDB-11とHDB-1および高比抵抗領域にあたるHDB-4において、その実測値と比較した。さらに、どのようなケースにおいてもHFB-1の追加が同様の効果を持つかを

確認するため、HDB-1のみのデータセットまたはHDB-1+5のデータセットにHFB-1を追加したケースと、HDB-3のみのデータセットまたはHDB-3+5のデータセットにHFB-1を追加したケースを比較した。

まず、HDB-3のみ、およびHDB-3+5のデータセットから派生したケースで、低比抵抗領域の地点(HDB-11,HDB-1)における推定値を実測値と比較した。これらケースでは、HFB-1を追加することで、標高-200 m以浅でのずれは大きいものの、実測値により近い推定値を得ることができた。対して、HDB-7またはHDB-5を追加した場合は、推定値はほとんど変化せず、精度の向上はみとめられなかった。高比抵抗領域(HDB-4)の実測値と推定値を比較した結果では、HFB-1、HDB-7、HDB-5のいずれでも、データの追加は推定値にまったくといっていいほど影響しなかった。

HDB-1のみのデータセットまたはHDB-1+5のデータセットにHFB-1を追加した場合も、上記のHDB-3またはHDB-3+5にHFB-1を追加した場合と同様に、低比抵抗領域の推定精度は向上した。一方で、高比抵抗領域の推定精度にはほとんど変化がみられなかった。

(3) 方法論へのフィードバック

低比抵抗領域のボーリング孔に低比抵抗領域の境界であるHFB-1を追加することで、当初の期待通り、 δ^{18} Oが高い領域の推定精度が向上し、化石海水の分布範囲を精度よく推定することができた。HFB-1の追加は、低比抵抗領域における δ^{18} Oの推定精度を上げることには効果的であったが、高比抵抗領域の推定精度の向上にはつながらなかった。そのため、HFB-1を含むケースは全体的なRMSEに大きな改善は認められなかった。しかしながら、化石海水の分布を絞るためには効果的であることが示された。クリギングでは、距離が近い観測データは類似した値になるという自己相関構造をもとに、空間分布を推定する。HFB-1は、HDB-3と距離としては約350 mしか離れていないが、両者の δ^{18} Oの深度分布は、大きく異なっている(図3.5-2)。そのため、HFB-1周辺では、水平方向の水質の変化が大きく、全体的な自己相関構造よりも狭い範囲で変化していると考えられる。このように、変化が大きく不確実性が高い場所を選んでボーリング調査を行い、取得したデータをコロケーテッド・コクリギングの一次データに加えることで、化石海水分布の推定精度が向上すると考えられる。

一方で、フルモデルとの間の RMSE を改善する効果が明瞭であったのは、HDB-5 であった。 HDB-5 は高比抵抗領域のボーリング孔である。低比抵抗領域の 1 孔のみを使用した場合では、RMSE が高かったが、高比抵抗領域の HDB-5 を追加することで、RMSE が低下し、フルモデルの再現性が大きく向上した。これは、HDB-5 付近の浅部の推定精度が向上したためである。HDB-5 付近の浅部は特に比抵抗が高い領域である。一次データと二次データの関係性は、高比抵抗領域と低比抵抗領域とでは異なっている可能性がある。すなわち、同じ比抵抗であっても、高比抵抗領域は、低比抵抗領域よりも δ^{18O} が低い。そのため、低比抵抗領域のボーリング孔のみでは、HDB-5 の位置における推定値は HDB-5 の実測値よりも高い値となってしまう。このように、低比抵抗領域と高比抵抗領域とでは統計的な特徴が異なるため、全領域における δ^{18O} の推定精度を上げるためには、電磁探査で取得した比抵抗の深度分布をみて、比抵抗が比較的低い地点だけでなく、全体的に高比抵抗の領域をカバーするようにボーリング調査を行うことが重要である。

以上を踏まえて、幌延のように地質が比較的均質であり、主に天水と化石海水の混合により地下水が形成されるような場所におけるボーリング調査の手順を以下に示す。

1本目は、化石海水の存在を確認するために、低比抵抗領域に設定する。また、比抵抗と水質の相 関関係を確認し、比抵抗データがコロケーテッド・コクリギングの二次データとして利用できる かどうかを確認する。 2本目以降は、比抵抗の分布をみて、1本目で把握できなかった比抵抗のレンジを押さえられるような地点を選定する。さらに化石海水の分布推定の精度を上げるために、不確実性が高い境界的な比抵抗をもつ地点を選定する。

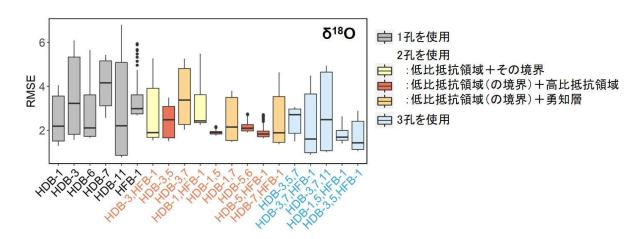


図 3.5-19 各サブセットを使用したコロケーテッド・コクリギングで得られた δ ¹⁸O の推定値とフルモデルで得られた推定値との間の、深度ごとに算出した RMSE の箱ひげ図標高 $50\sim$ -600 m の各深度で算出した RMSE を箱ひげ図に示した。

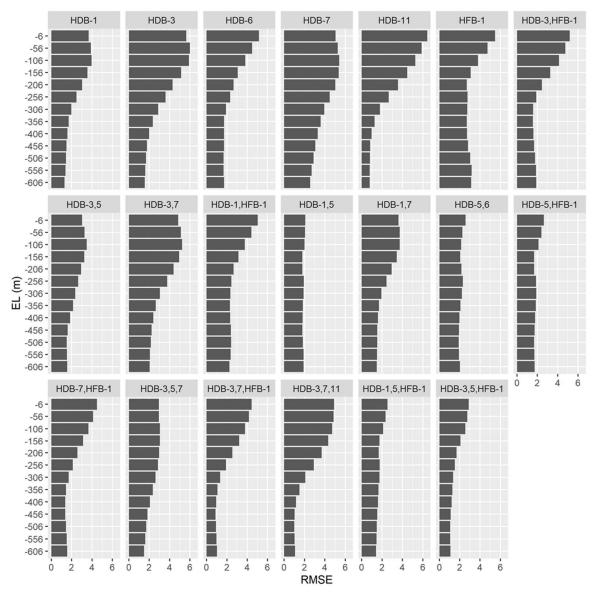


図 3.5-20 各ケースの RMSE の鉛直方向の変化

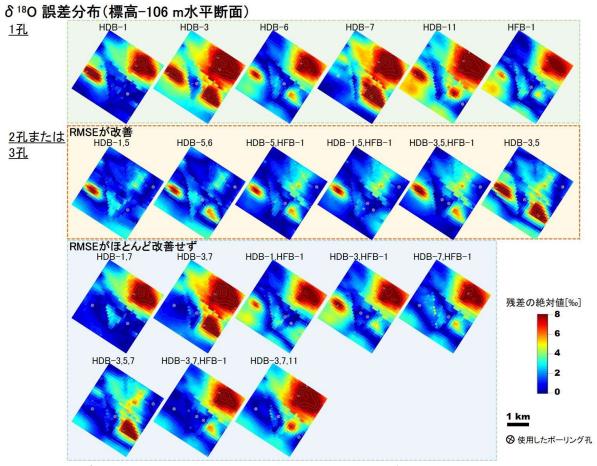


図 3.5-21 サブセットにより得られた δ ¹⁸O の推定値とフルモデルで得られた推定値との間の誤差の空間分布 (標高-106 m 水平断面)

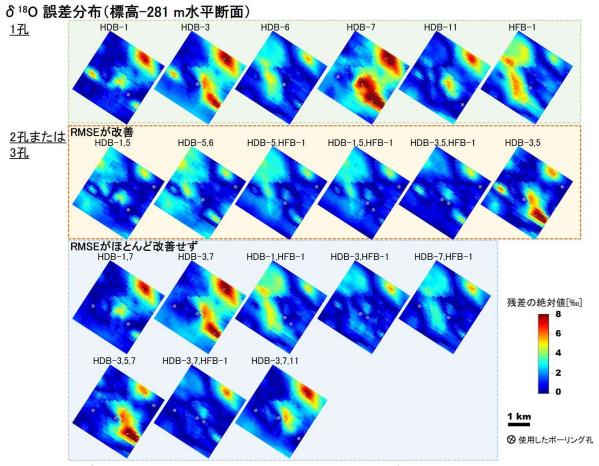


図 3.5-22 サブセットにより得られた δ ¹⁸O の推定値とフルモデルで得られた推定値との間の誤差の空間分布 (標高-281 m 水平断面)

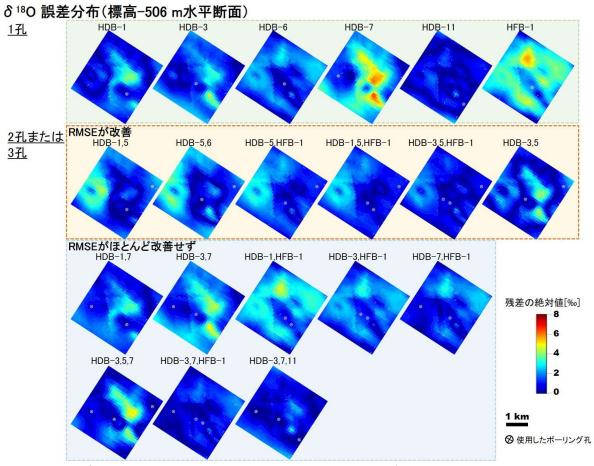


図 3.5-23 サブセットにより得られた δ ¹⁸O の推定値とフルモデルで得られた推定値との間の誤差の空間分布 (標高-506 m 水平断面)

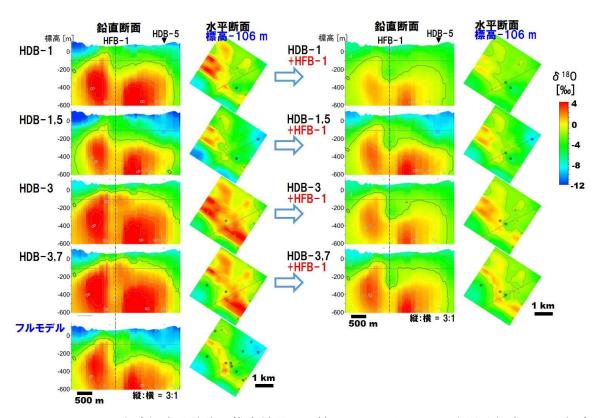


図 3.5-24 HFB-1 を追加する前後の推定結果の比較(HDB-5 と HFB-1 を通る鉛直断面と標高-106 m における水平断面)

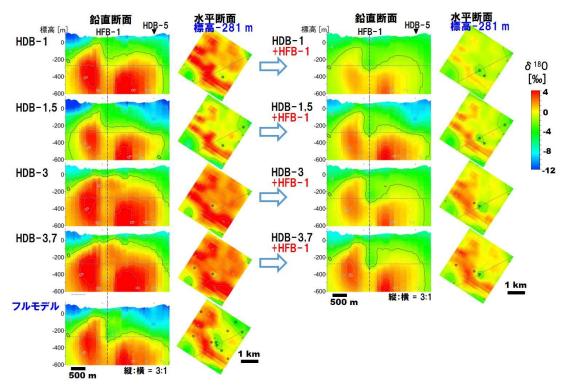


図 3.5-25 HFB-1 を追加する前後の推定結果の比較(HDB-5 と HFB-1 を通る鉛直断面と標高-281 m における水平断面)

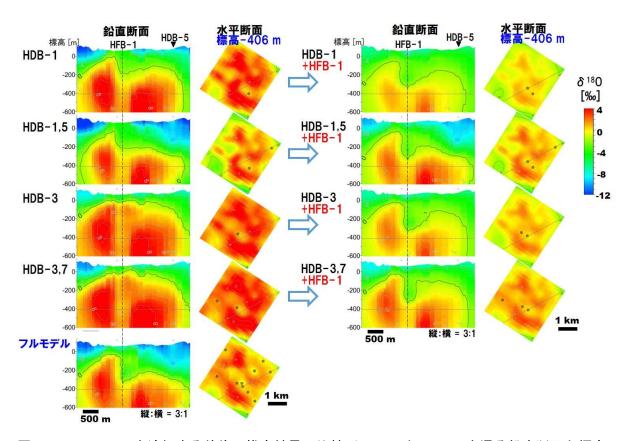
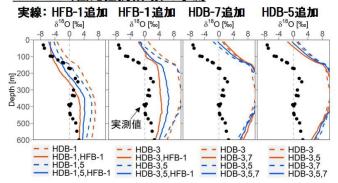
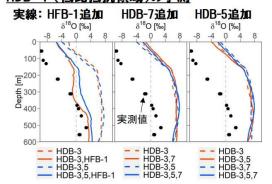


図 3.5-26 HFB-1 を追加する前後の推定結果の比較(HDB-5 と HFB-1 を通る鉛直断面と標高-506 m における水平断面)

HDB-11 (低比抵抗領域)の予測



HDB-1 (低比抵抗領域)の予測



HDB-4 (高比抵抗領域)の予測

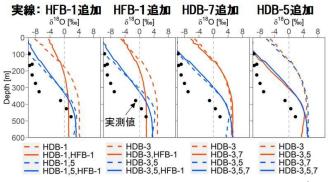


図 3.5-27 HFB-1、HDB-7、HDB-5 のそれぞれを追加する前後での推定値の比較

参考文献

- 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.
- 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.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,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,432p.,2022.
- 吉岡 克平, 島田 伸介, 松岡 俊文, 地震探査記録を利用した地球統計学解析における不確定性, 石油技術協会誌, vol. 63, no. 2, pp.165–177, 1998.

3.6 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 3.6.1 はじめに

(1) 背景と目的

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。

高レベル放射性廃棄物の地層処分において、処分場の閉鎖後長期の地質環境に期待される安全機能および求められる要件の一つに、動水勾配が小さいまたは岩盤の透水性が低いことによる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が挙げられる(三枝ほか,2022)。地下水流動は、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。高レベル放射性廃棄物の地層処分場候補地の選定過程における概要調査では、地下水の涵養域から流出域までを包含する数 km~数十 km の広域スケールを対象とした地下水流動解析により、地下水の流速や動水勾配、移行時間・経路が評価される(原子力発電環境整備機構,2021)。地下水流動解析を行う際には、地質調査や物理探査、ボーリング調査などの調査結果に基づいた水理地質構造モデルが構築され、解析結果の妥当性はボーリング調査による原位置での観測結果との比較により確認されることが一般的である。

厚い海成堆積層の地下深部には、地層の堆積時に間隙に取り込まれた海水が埋没続成過程で変 質したと考えられる地下水が存在することがあり、このような場は、地層の隆起・侵食を経ても 天水の浸透流の影響を受けていないことから、長期的に緩慢な地下水流動の水理場(低流動域) であることが推察される。本研究では、このような海水を起源とする変質した地下水を化石海水 (馬原ほか, 2006) と呼ぶことにする。地下水流動解析により、このような場が低流動域である ことを示すためには、地質環境の長期変化に伴い地下水流動に影響を与える因子を考慮に入れた 解析を実施する必要があり、その結果には不確実性の増大が伴う(日本原子力研究開発機構 (JAEA), 2017)。地下水流動解析結果の信頼性を向上させるためには、一般的に解析結果と実測 値の比較による妥当性確認及び不確実性を有する入力パラメータの精度の向上の2点が重要とな るが、天然現象の長期変化に関わる地下水流動解析の場合、前者の水圧分布の実測値との比較は 困難であり、地下水流動特性の長期変化の指標となる地下水年代や地下水水質などの長期変化と の整合性を確認することが必要になる(JAEA, 2014)。このため、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、それに基づいた総合的な地下水流動状態の理解が試みられる(JAEA・電力中央 研究所 (CRIEPI), 2022)。

北海道幌延町に分布する新第三紀の海成堆積層である稚内層の深部は、割れ目の連結性が低く、そこでは水素同位体比に基づくと天水の浸透した痕跡がほとんど無い化石海水が見られることが多い(Ishii, 2018)。地下水中の放射性塩素同位体比や溶存へリウム量から非常に古い地下水年代を示す結果が得られており、そのような稚内層深部の地下水は少なくとも本地域が隆起に転じた以降はほとんど動いていないことが示唆されている(Nakata et al., 2018)。このことから、化石海水の分布領域を低流動域の指標とすることで、地上からの地質調査や物理探査、ボーリング調査により、低流動域の三次元分布を効率的に把握する手法の整備が進められてきた(JAEA・CRIEPI, 2022)。そこでは、地下水中の塩化物イオン(CI⁻) 濃度と酸素水素同位体比を指標とした化石海

水の三次元分布の推定や、その分布領域における物質移行が拡散律速であることの確認、地史を踏まえた化石海水の水質形成過程の理解が進められている(JAEA・CRIEPI, 2022)。この取り組みから推定された低流動域の三次元分布を、地下水流動解析から推定された低流動域の三次元分布と比較することで、総合的な地下水流動状態の理解に繋げることが肝要である。これに資するため、本事業は幌延町を例として化石海水の存在から示唆されるような内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場を評価するための地下水流動解析手法の高度化を目的とする。

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。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。令和4年度は、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の連続的な変化を考慮した非定常地下水流動物質移行解析を実施し、これまでの結果と合わせて取りまとめた。

(2) 長期高域地下水流動に影響を与え得る影響因子

地質環境の長期変動が地下水流動に与える影響を考えるにあたり、様々な事象間の相関関係が まとめられた国際 Features, Events, and Processes リスト (OECD/NEA, 2000) に基づいた影響因子 の抽出が行われている(JAEA, 2014)。地質プロセスについては地形変化や間隙率や透水係数の 変化、地温勾配の変化、地下水の塩濃度分布の変化が影響因子として挙げられており、気候プロ セスについては海水準の変化と涵養量の変化が影響因子として挙げられている(JAEA, 2014)。 本研究の着目領域である大曲断層の位置する北海道幌延町の内陸部では、約 1 Ma までに地層が 最大埋没し、その後、背斜の形成により隆起に転じたと考えられていることから(石井ほか,2008; 岩月ほか, 2009)、天水の浸透流による化石海水の洗い出しが生じたのはそれ以降であったと考え られる。また、本地域は非火山性地域であり、熱水活動などは見られないことから、地温勾配に ついては過去から現在まで大きな変化は無かったと考えられる。一方で、第三系から第四系の厚 い堆積層に覆われる本地域では、泥火山活動(Miyakawa et al., 2013)にも見られるように、地下 深部に静水圧を超える異常高圧の存在が認められる。このため、過去100万年間に生じた地層の 隆起・侵食に伴う地形や透水係数の変化や塩水と淡水の密度差に起因する密度流、気候変動によ る海水準・涵養量変化、異常高圧などの長期の地下水流動に影響を及ぼすと考えられる影響因子 を考慮した地下水流動解析を実施する必要がある。本地域を対象として地下水流動に影響を及ぼ す天然現象の広域地下水流動に対する感度解析の既往研究を参考に、本事業で対象とした各影響 因子の検討事例について以下に述べる。

1) 隆起・侵食による古地形変化の影響

山地の形成などの地形分布の変化は、地下水流動系(涵養域、流動経路、流出域)や地下水流動の駆動力である動水勾配に影響を与える。隆起・侵食による古地形変化を考慮した場合、全水頭分布については海域や沿岸域ほどその影響が大きく、塩濃度分布については海域、沿岸域、内陸部ともに大きな影響が見られることが報告されている(今井ほか、2009)。現在の地形および復元された過去の地形を用いた解析結果を比較すると、古い年代の地形ほど動水勾配が小さくなり地下水の移行時間が長くなる傾向が見られ、間氷期と比較して氷期における移行時間が長くなる傾向が報告されている(JAEA,2017)。また、その傾向が海域や沿岸域、平野部ほど顕著であることから、地形変化による汀線の移動とそれに伴う涵養量の変化が要因であると報告されている(JAEA-CRIEPI, 2020)。地形変化や気候変動などの影響因子の複合的な影響は、地下水の移行時

間に最も大きな影響を与え、その影響は海域ほどあるいは地表付近ほど大きい一方で陸域深部ほど小さくなる(JAEA, 2016)。ただし、地下水の移行経路については、海域ほど影響は小さく地形変化の大きい丘陵部では局所的な地下水流動系が形成されるなどの影響が見られる(JAEA, 2016)。既往の研究事例に示される地下水の移行時間はどれも非常に大きい値を示し、例えばJAEA (2016)では、内陸部の標高-200 m から流出点までの地下水の移行時間を 106~10¹²年と報告している。地下水の流速が地層の隆起速度と比較して十分に遅い場合、隆起・侵食に伴い塩濃度の高い地下水が相対的に浅部に移動することが想定される。

2) 透水係数の影響

地層の隆起過程における透水係数の変化は、封圧の減少や亀裂や断層の発生による間隙率の増加が要因と考えられるが、封圧の減少による空隙率の増加を時間の関数として広域地下水流動解析のモデルに陽に反映させた例はほとんどない。透水係数の変化は、特に下流側の地下水の流向・流速に影響を与える。丘陵部から平野部、沿岸域、海域までを含む解析領域全体を見た場合、断層の分布や透水性、地層の透水性の影響は局所的なものであり、地形変化および気候変動による海水準・涵養量変化の影響が支配的であると推察されている(JAEA, 2016)。大曲断層を低透水性とした場合、大曲断層の下盤側の稚内層浅部において動水勾配の小さい領域が形成されることから、透水係数の不均質性により低い動水勾配分布が形成されることが報告されている(JAEA・CRIEPI, 2020)。一方で、同報告では断層の透水係数を 10⁻¹⁰~10⁻⁷ ms⁻¹ の範囲で変化させた場合、その影響範囲は断層から最大で 1 km 程度の範囲であると報告されている(JAEA・CRIEPI, 2020)。稚内層の透水性に水平方向と鉛直方向で 3 桁程度の異方性を与えた場合、稚内層中で動水勾配が小さくなり地下水の移行時間が大きくなることが報告されている(JAEA・CRIEPI, 2020)。また、透水係数の小さい地層の下流側において動水勾配が小さくなる傾向が認められており(JAEA・CRIEPI, 2020)、逆に透水係数の大きい地層ほど、海水準変化による全水頭への影響が大きいことが報告されている(今井ほか, 2007)。

3) 密度流の影響

本地域の地下深部には化石海水が存在することから、天水との密度差の変化は動水勾配に影響を与え、長期的な地下水流動に影響を与え得る。今井ほか(2009)では、本地域を対象とした過去 100 万年前間の地形や海水準・涵養量の変化の他に、異常高圧や塩水と淡水との密度差に起因する密度流などの影響について感度解析により調べられており、そこでは塩水の密度により全水頭は深部ほど高くなり、これによる上昇流が生じる可能性があるものの、その影響は小さいことが報告されている。JAEA・CRIEPI(2019)による塩水地下水の天水による洗い出しを想定した 100 万年間の非定常地下水流動物質移行解析からもまた、地下水の初期塩濃度を低く設定した方がより深部まで天水が浸透する結果から、塩水と淡水の密度差に起因する密度流が長期時間スケールにおける地下深部への天水浸透を妨げる影響を持つ知見が得られている。

4) 異常高圧の影響

本地域の現在の地形の起伏に起因した地下水流動だけでは、地上からのボーリング孔 (HDB) において観測された異常高圧を含む地下の全水頭分布を十分に説明できないことが報告されている (操上ほか,2008)。今井ほか (2009) では、異常高圧を考慮した総合的な検討が必要であるとの課題認識から、地層の堆積過程における地層の圧密と地層の隆起時におけるテクトニックな応力による水平方向の歪を考慮した二次元非定常地下水流動解析を予察的に実施しており、地層の埋没過程と隆起過程のプロセスを同列に扱っている点において本地域の地史を正確に反映させた

ものではなかったが、観測されている異常高圧の傾向が概ね再現されていた。しかしながら、解析に必要な主要パラメータの不確実性と感度のどちらもが大きいため、このことが現象の理解を難しくしている要因と考えられている。

5) 海水準・涵養量変化の影響

海水準が変化することで、沿岸域における地下水流動系の分水界である塩淡境界の位置に影響 を与え、また、沿岸域に繋がる地下水流動系の動水勾配に影響を与えると考えられる。地表から 地下への水の供給量である涵養量は、地下水位の深さ分布に影響を与えるものであり、それが変 化することにより地下水流動系や動水勾配に影響を与える。氷期には海水準が低下することで領 域全体の動水勾配が大きくなることが予想され、また、海水準の低下により拡大した地表面は不 連続に永久凍土で覆われることで多くの領域において涵養量が低下することが予想され、このよ うな天然現象が広域の地下水流動に影響を与えると考えられる。本地域は〜0.6 Ma までは多くの 領域が海面下にあると考えられることから、その期間における海水準・涵養量変化の影響は小さ いと考えられる(今井ほか,2009)。海域や沿岸域では海水準変化の影響が大きいが、陸域では海 水準あるいは涵養量の変化のみではそれらの影響は小さく、海水準と涵養量の両者を同時に考慮 した場合に影響が大きくなる(今井ほか,2007)。涵養量変化については、氷期に涵養が無くなる と地表面付近に不飽和領域が形成されることで少なくとも標高-250 m 程度まで全水頭に影響が 及ぶが、その後の涵養量の増加とともに比較的速やかに飽和状態に戻り(今井ほか,2009)、気候 変動の前サイクルの影響が残らない(今井ほか, 2007)。JAEA·CRIEPI(2020)は、海水準・涵養 量を低下させた場合、相対的に高透水性の地層において動水勾配が小さくなり、地下水流動の移 行時間が長くなる結果を得ているものの、その要因は不明であることを報告している。

上記の既往研究事例は、丘陵部から平野部、沿岸域、海域にまで及ぶ領域全体の広域地下水流動を把握することに主眼が置かれたものであった。本事業では、化石海水の分布に関する情報が多く取得されているセンターの位置する内陸部に着目し、地形変化や地層の透水係数、密度流、異常高圧、海水準、涵養量について定常感度解析を実施することで地下水流動への因子ごとの影響を把握し、その上で総合的な非定常解析を実施した。

3.6.2 解析モデル

(1) 地形・地質モデルの構築

本研究において対象とした幌延町の表層地質図および解析対象領域を図 3.6-1 に示す。幌延町の地質は白亜系が露出する東部の天塩山地を除き、大半が新第三系~第四系からなる。新第三系~第四系は南北走向の軸を持つ背斜・向斜を繰り返しているが、これらの褶曲構造は、鮮新世以降に顕著となった東西圧縮の構造運動により、東から順次褶曲構造が形成されたと考えられている(小椋・掃部,1992;岡,1999)。この東西圧縮の構造運動に伴い、南北走向の複数の断層やリニアメントも分布する(長尾,1960;岡,1985)。

調査地域の新第三系〜第四系は下位より、稚内層、声問層、勇知層、更別層からなる(福沢ほか、1992)。稚内層および声問層は、ともに珪質泥岩を主体とする。福沢(1985)は、詳細な岩相層序学的検討に基づき、層理の明瞭な珪質タービタイトを主体とする地層を稚内層、細〜巨礫サイズの円礫が点在する無層理塊状の珪藻質泥岩を主体とする地層を声問層としている。勇知層は主に塊状の極細粒〜細粒砂岩からなり、一部で泥質極細粒砂岩を伴う。上位に向かい粗粒化し、ガラス質火山灰層や細〜中礫層、亜炭を挟むところも認められる(嵯峨山、2003)。また、しばしば生物擾乱を受けている(岡・五十嵐、1993)。本層は層相および貝化石構成に基づき、浅海成の堆積物とされている(岡・五十嵐、1997)。更別層は、浅海成の勇知層に続いて堆積した内

湾〜ラグーンの堆積物であり、礫・砂礫・砂・泥・亜炭層の互層からなる(岡・五十嵐, 1993)。 層相および貝化石構成に基づき、本層の下部は浅海〜ラグーン、上部はラグーン〜河川の堆積環境が推測されている(岡・五十嵐, 1997)。

本研究では、JAEA(2016)により構築された約 0.33 Ma および約 1 Ma における地形と地質構造を復元した解析モデルおよび現在のモデルの 3 つのモデルを基にした。本項では JAEA(2016)によるモデル構築の概要を述べる。JAEA(2016)では次の 6 点を考慮に入れ、過去の地形・地質モデルが構築されている:①東西圧縮性の応力による地層の圧縮変形、②空間的に開始時期(または速度)の異なる変形に伴う不均一な地形形状、雁行配列する断層およびプランジする褶曲構造の形成、③サロベツ断層と大曲断層に関して想定される複数の活動開始時期、④断層運動による隆起・侵食に伴う封圧低下による高透水性割れ目の形成・発達、⑤氷河性海水準変動による陸域の変化、⑥氷期における不連続永久凍土の発達。対象となる地形・地質発達史については、宗谷丘陵が陸化したステージ(ステージ I)と宗谷丘陵西方が陸化したステージ(ステージ II)に分けられ、それぞれ約 1 Ma および約 0.33 Ma の時代に相当する。ステージ I は、下位から上位に向かい内湾・ラグーン・河成と堆積相が変化する更別層(1.5 ~ 0.7 Ma,石井・安江,2005;新里ほか,2007)が堆積した時期として特徴づけられる。ステージ II は、サロベツ背斜および北川口背斜に海成段丘面が形成されるステージとして特徴づけられ、約 0.33 Ma の年代は Marine Isotope Stage (MIS) 9 に相当する。

モデル化領域は海退時の海岸線が含まれるように次の4点が考慮され、大陸棚外縁からサロベツ断層、大曲断層、幌延断層の活動により形成された丘陵・山地を含む、縦約30km、横80~90km、深度10kmの範囲とされた:①東西圧縮性の応力による地層の変形、②海成段丘が発達するサロベツ背斜・北川口背斜を含むこと、③氷河性海水準変動による陸域の変化、特に氷期に陸化する範囲を考慮に入れること、④地質に関する既存データが存在すること。

(2) 現在の地質モデル

現在の地質モデルの構築においては、モデル化領域における既存情報に基づき地下水流動に影響を与える要素として地質年代、岩相、透水係数について整理し、透水性を重視して地質区分を更別相(沖積層、段丘堆積物を含む)、勇知層、声問層、稚内層、増幌層~古第三系、白亜紀とした。ただし、稚内層については断層運動に伴う隆起・侵食による封圧低下により稚内層の浅部に高透水性の割れ目が形成・発達する知見(Ishii et al., 2010, 2011; Ishii, 2015)に基づき、稚内層浅部と稚内層深部の分布を推定した。また、モデル化領域における地下水流動に影響を与える可能性のある地質構造として、次の断層分布を単一の面構造としてモデル化した:大曲断層、サロベツ断層、北川口断層、海岸断層、稚咲内断層、デタッチメント断層。陸上の地形面形状については酒井ほか(2014)および酒井・松岡(2015)に基づき、海底地形については海上保安庁水路部による沿岸の海の5万分の1基本図「利尻水道」、「利尻島」、「遠別」および日本海洋データセンターの500 m メッシュ海底地形データに基づいた。地表地質分布については酒井・松岡(2015)の表層地質図に基づき、各地質分布のモデル化に当たっては今井ほか(2002)およびJAEA(2009)で構築されたモデルに基づいた。ただし、幌延断層以東の領域については地表地質図以外の情報が得られていないため、白亜系が地表から地下深部まで分布するものとして簡略化した。

(3) 過去の地質モデル

過去(ステージ I: 1 Ma およびステージ II: 330 ka)の地質モデルについては、現在の地質モデルを基盤として地層の線長を考慮したバランス断面(Niizato et al., 2010)とともに、隆起・

沈降史(新里ほか,2007)を考慮して構築した。対象領域の地質構造は 2.3 Ma から始まった東西圧縮場により形成されていると考えられており(安江ほか,2006)、次の 3 つの考慮事項から、水平短縮に伴う褶曲の開始時期をサロベツ背斜東側の向斜部付近の更別層基底の年代である 1.5 Ma(新里ほか,2007;石井・安江,2005)とした:①大曲断層近傍の背斜成長開始時期が早ければ 2.2 Ma であり遅くとも 1.0 Ma であること(石井ほか,2008)、②サロベツ背斜の成長は勇知層堆積時であること(伊藤,1999)および、③サロベツ背斜東側の向斜部では更別層,勇知層ともに向斜軸部付近で層厚が厚くなる傾向にあることから、向斜の形成が勇知層の堆積中であると考えられること(新里・安江,2005)。水平短縮量については、既存の反射法地震探査の結果(産業技術総合研究所,2006)の西端部付近を基準点とし、それより東方のサロベツ原野から幌延断層付近までの領域を対象に褶曲構造の復元から水平短縮量を算出した。モデル化領域において削剥を受けていない稚内層下面の現在の地質モデルにおける基準点からの線長と水平距離を求め、稚内層下面が 1.5 Ma において水平であったという仮定のもと、水平方向の短縮速度を 0.77 mky⁻¹と算出した。なお、断層面については過去の分布や形状を復元できる根拠に乏しいため、形状は現在の地質モデルのままとし、褶曲の復元に伴って水平方向に移動させることとした。また、地層の堆積による層圧の変化は考慮していない。

隆起・沈降については、古地温勾配および鉱物相の変化に基づいた既存の隆起・侵食量(Ota et al., 2011)を参考に、 $1.5~\mathrm{Ma}$ 以降の大曲断層上盤(東側)の隆起速度を約 $0.8~\mathrm{m}$ ky $^{-1}$ とし、大曲断層下盤(西側)の隆起速度を約 $0.3~\mathrm{m}$ ky $^{-1}$ として算出した。サロベツ背斜および北川口背斜付近における隆起速度ついては、海成段丘面の現在の標高を基準に、それぞれ $0.3~\mathrm{m}$ ky $^{-1}$ として算出した。また、サロベツ背斜および北川口背斜以西については、サロベツ原野における過去 $170~\mathrm{万年間}$ の沈降速度の推定値として $0.65~\mathrm{m}$ ky $^{-1}$ (岡・五十嵐,1997)の値を用いた。

(4) 地形モデル

地形モデルの作成では「地形の開析」、「断層・褶曲運動による隆起・沈降」、「東西圧縮に よる地層の変形」、「海底地形」の4点が考慮された。地形の開析については、現在では開析さ れてほとんど原面を残さない MIS9 以前の海成段丘であっても形成当時には広い面を残していた と考えられることを考慮し、谷埋め接峰面処理(中山・隈元,2000)を各ステージの地形モデル に対して行った。谷埋め接峰面処理は、250 m 四方領域における平均標高まで平均標高より低い 標高部を埋めるという処理を繰り返すものである。断層・褶曲運動による隆起・沈降については、 ステージ毎にモデルを複数のブロックに区切り、隆起による標高の変化をブロック毎に求めた。 ステージIでは、宗谷丘陵の陸化に特徴づけられるサロベツ向斜以東の丘陵・山地の発達を考慮 するため、モデルを向斜軸以東とそれ以西で2つのブロックに区切った。ステージIにおける隆 起量については指標となる地形や地質が無いため、地史に基づいて推定されている。 ステージ II では、MIS11 までの海成段丘が発達するサロベツ背斜(Ota et al., 2011)、MIS7 までの海成段 丘が発達する北川口背斜(Ota et al., 2011)、大曲断層の活動が 0.9 Ma 頃に終了していること (Tokiwa et al., 2010) の 3 点を考慮に入れ、モデルを次の 4 つのブロックに区切った:サロベ ツブロック、北川口ブロック、大曲ブロック、幌延ブロック。サロベツブロックはサロベツ背斜 の隆起量を与えるブロックであり、サロベツ向斜の向斜軸以西のサロベツ丘陵全体を含む海側境 界までの領域である。北川ロブロックは北川口背斜の隆起量を与えるブロックであり、サロベツ ブロックの南に位置する。大曲ブロックは大曲断層からその西側にある向斜軸までの領域である。 幌延ブロックは大曲断層より東側の領域であり、この領域に見られる大曲断層および幌延断層の 活動は 0.33 Ma 以降確認されていないため、このブロックの隆起は考慮されていない。ブロック

毎の隆起量の詳細な推定方法や標高データの処理方法などについては JAEA (2016) を参照されたい。

3.6.3 解析方法

(1) モデル化領域および予察解析

本事業でははじめに、JAEA(2016)により構築された解析モデルを基に、計算量の増大による計算の収束性などの問題を避けることを目的として解析領域の縮小を検討した。JAEA(2016)では海水準の最も低い値である最終氷期の海水準に相当する標高-120 m の領域がモデル化領域に含まれるように海域のモデル化領域が広く取られ、全体のモデル化領域は東西方向に約 90 kmであった(図 3.6-1c の赤色枠)。本事業では海域のモデル化領域を変えながら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(付録 6)。その結果、海域のモデル化領域を約 30 km 圧縮したモデル化領域を用いた解析では(図 3.6-1c の黒色枠)、陸域の解析結果に着目した場合、JAEA(2016)のモデル化領域を用いた解析結果との違いはほとんど認められなかった(付録 6)。このことから、本事業では JAEA(2016)で対象とされたモデル化領域の海域領域を約 50%に圧縮し、東西方向に約 60 km、南北方向に約 30 km のモデルとした。本事業では内陸部の地下深部における地下水流動が焦点であるため、解析結果の着目範囲は図 3.6-1 に示されるセンターの地下施設周辺を通る A-A'断面(水平 6 km、深さ 1.5 km)とした。着目範囲の周囲には、地上から掘削されたボーリング孔(HDB)が 11 本存在している。

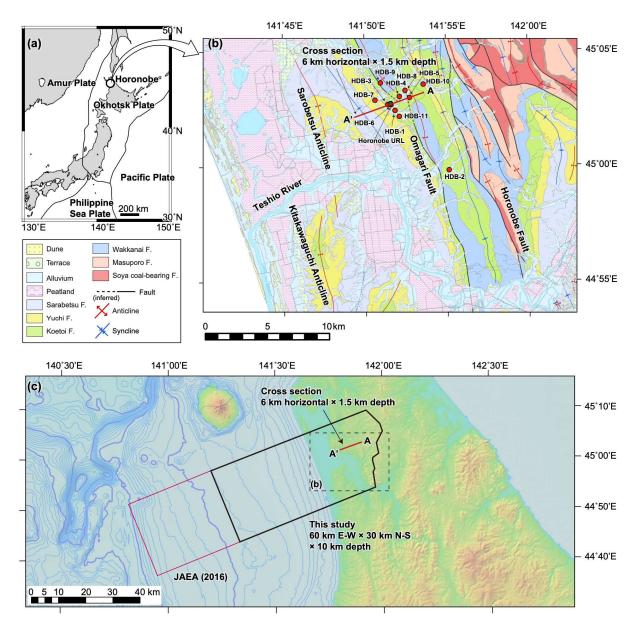


図 3.6-1 (a) 幌延町の位置図、(b) 幌延町周辺の表層地質図、(c) 解析領域図

(2) 解析方法および水理地質構造モデル

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。密度依存を考慮した飽和・不飽和非定常浸透流方程式は次式(菱谷ほか,1999)で示される。

$$\rho_f \theta \gamma \frac{\partial c}{\partial t} + \rho \{\beta S_S + C_S(\theta)\} \frac{\partial \varphi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left\{ \rho K_{ij}^S K_r(\theta) \frac{\partial \varphi}{\partial x_j} + \rho K_{i3}^S K_r(\theta) \rho_r \right\}$$

 φ は圧力水頭であり、 θ は体積含水率、 S_S は比貯留係数である。 $C_S(\theta)$ は比水分容量であり、 K_{ij}^S は飽和透水テンソル、 $K_r(\theta)$ は比透水係数である。cは飽和濃度を 1 とした比濃度であり、tは時間、 ρ_f は溶媒の密度である。 ρ は流体の密度であり、 ρ_r は溶媒の密度に対する流体の密度比 (ρ/ρ_f) 、

 β は飽和度($\beta=1$ の時に飽和)であり、 γ は溶質の密度比(海水の場合, $\gamma=0.025$)である。また、物質移行方程式は次式で示される。

$$R\theta\rho\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta\rho D_{ij}\frac{\partial c}{\partial x_i}\right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta\rho V_i c) - \theta\rho\lambda Rc - Q_c$$

Rは遅延係数であり、 Q_c は源泉項、 D_{ij} は分散テンソルである。 λ は減衰定数であり、 V_i は実流速である。

解析モデルの概要を図 3.6-2 に示す。本事業では、JAEA(2016)で構築された 1 Ma、0.33 Ma および現在の地質構造モデルを基に、先に述べたように海域領域を 50%短縮したモデルを用いた。また、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、センターの周辺領域のメッシュを細かく分割した。鉛直方向には標高約-1 km 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。最深部は標高-10 km である。

水理区分を更別層以浅(沖積層、段丘堆積物を含む)、勇知層、声問層、稚内層浅部、稚内層 深部、増幌層~古第三系、白亜系の 7 つに区分した。大規模な断層として大曲断層、幌延断層、 北川口断層、海岸断層、幌延断層、稚咲内断層、デタッチメント断層の7条を考慮した。各水理 区分に与える水理パラメータについては JAEA (2016) と同様に既往研究に準じた。操上ほか (2008) および今井ほか (2009) では、勇知層と声問層、稚内層の透水係数について HDB の原 位置水理試験から得られた深度依存の経験式を用いていたが、その根拠が明確ではなかった(操 上ほか、2008)。本事業では断層運動に伴う隆起・侵食による封圧低下により稚内層の浅部に高 透水性の割れ目が形成・発達する知見 (Ishii et al., 2010, 2011; Ishii, 2015) に基づき、稚内層 を浅部と深部に分け、その他の地層については単一の透水係数を与えることとした。空隙率につ いては、隆起の最も進行した現在の地質環境において取得された各地層の空隙率を用いることで、 比較的地下水が流動しやすい条件とする。また、モデル最上部に浸透性の低いパラメータを与え ると、地層の浸透能を超える涵養量が生じた場合に計算が不安定化する。通常地表は表土に覆わ れ表層は風化により透水性が高くなっていると考えられ、このような表層部は直下の岩盤の涵養 量に与える影響も大きいと考えられる。これらのことから、モデル最上部には比較的透水性の高 い厚さ 20 m の表層レイヤーを設定した。これらの水理区分に与えた水理パラメータを設定根拠 および参考文献と併せて表 3.6-1 に示す。表層レイヤーの設定は解析結果に対して大きな感度を 持つことに注意が必要であるが、本研究では表層レイヤーの設定に対する感度解析は実施してい ない。また、本研究では地表の河川部を水頭固定することや氷期のタリク部を自由浸出条件とす るモデル化はおこなっていない。

各断層は計算の収束性を考慮して、厚さ 10 m の 1 枚の面構造としてモデル化し、断層が横切る地層要素を断層要素とすることで、その要素に断層の透水性を考慮した等価な透水係数を設定した。等価な透水係数の設定に際してはスメアード割れ目モデル(河西ほか, 1994)を用いた。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。Dtransu3D·ELでは、局所座標系における断層面に並行な方向の透水係数と断層に直行する方向の透水係数を与えるとともに、それらの全体座標系に対する方向余弦を設定する必要がある。本事業では各断層の走向と傾斜を表 3.6-2 に示す通りとし、透水係数テンソルの主方向の方向余弦を表 3.6-3 に示す通りとした。ただし、デタッチメント断層については水平であると仮定した。表 3.6-1 に示される断層の透水係数はスメアード割れ目モデルによりモデル化された等価透水係数である。

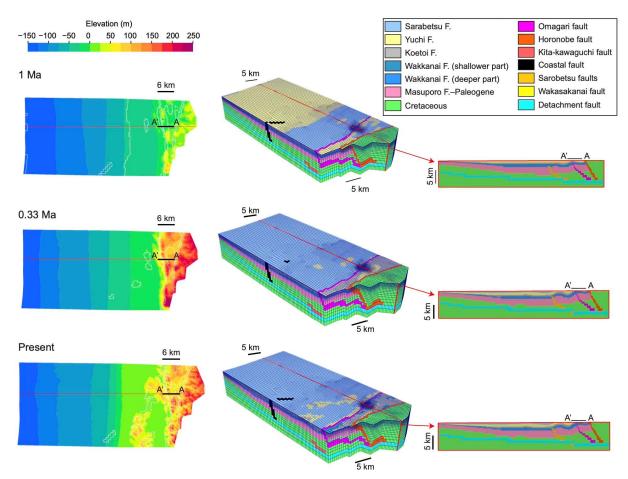


図 3.6-2 水理地質モデル:標高分布(左)、水理地質区分分布(中央、右)

表 3.6-1 水理地質パラメーター覧

Hydrogeological classification	Hydraulic conductivity (Pallalel to the fault plane)	Hydraulic conductivity (Perpendicular to the fault plane)	Specific storage d	Porosity	Vertical dispersion length ^j	Lateral dispersion length ^j	Delay coefficient	Attenuation coefficient	Effective diffusion coefficient k
•	${\rm m~s}^{-1}$	$\mathrm{m~s}^{-1}$	$10^{-5}\mathrm{m}^{-1}$	_	m	m	-		$m^2 s^{-1}$
Sarabetsu F	1.0×10^{-6} a		1 0	0 45 ^g	100	20	1 0	0 0	1.78×10^{-10}
Yuchi F	$9.4 \times 10^{-10 \text{ b}}$		1 0	0.45 h	100	20	1 0	0 0	1.78×10^{-10}
Koetoi F	6.5×10^{-9} c		1 0	$0.50^{\rm \ h}$	100	20	1 0	0 0	1.98×10^{-10}
Shallower part of the Wakkanai F	1.6×10^{-8} c		1 0	$0\ 40^{\ h}$	100	20	1 0	0 0	1.58×10^{-10}
Deeper part of the Wakkanai F	$5.9 \times 10^{-10} \mathrm{c}$		1 0	$0~40^{\ h}$	100	20	1 0	0 0	1.58×10^{-10}
Masuporo-Paleogene	5.0×10^{-11} e		1 0	$0\ 10^{\ i}$	100	20	1 0	0 0	3.95×10^{-11}
Cretaceous	$5.0 \times 10^{-12} \mathrm{f}$		1 0	$0\ 10^{\ i}$	100	20	1 0	0 0	3.95×10^{-11}
Omagari fault	1.5×10^{-9} m	1.4×10^{-9} m	1 0	0.30^{i}	100	20	1 0	0 0	1.19×10^{-10}
Horonobe fault	1.5×10^{-9} m	1.4×10^{-9} m	1 0	0.30^{i}	100	20	1 0	0 0	1.19×10^{-10}
Kita-kawaguchi fault	1.5×10^{-9} m	1.4×10^{-9} m	1 0	$0\ 30^{\ i}$	100	20	1 0	0 0	1.19×10^{-10}
Coastal fault	1.5×10^{-9} m	1.4×10^{-9} m	1 0	0.30^{i}	100	20	1 0	0 0	1.19×10^{-10}
Sarobetsu faults	1.5×10^{-9} m	1.4×10^{-9} m	1 0	$0\ 30^{\ i}$	100	20	1 0	0 0	1.19×10^{-10}
Wakasakanai fault	1.5×10^{-9} m	1.4×10^{-9} m	1 0	$0\ 30^{\ i}$	100	20	1 0	0 0	1.19×10^{-10}
Detachment fault	1.5×10^{-9} m	1.4×10^{-9} m	1 0	$0\ 30^{\ i}$	100	20	1 0	0 0	1.19×10^{-10}
Surface 1	1.0×10^{-5}		1 0	0 20	100	20	1 0	0 0	7.90×10^{-11}

^a The value is from Kurikami et al (2008), based on the data from the hydraulic test reported by Osima et al (1995)

表 3.6-2 各断層の走向・傾斜角度

	Strike	Dip
Omagari fault	N33°W	49°E
Horonobe fault	N9°W	58°E
Kita-kawaguchi fault	N6°W	19°E
Coastal fault	N20°E	77°E
Sarobetsu faults	N37°W	34°E
Wakasakanai fault	N3°W	47°E
Detachment fault	N0°W	0°E

^b The value is from JAEA (2017), which is the logarithmic average of data of hydraulic tests from HDB1 to 11

^c The value is from JAEA (2017), which is the logarithmic average of data of hydraulic tests from HDB1, 3 to 8, 10, 11, and PB-V01

^d The value is from Miyakawa and Yamamoto (2022), which shows that the specific storage coefficient is about 1×10^{-5} m⁻¹ irrespective of the hydraulic conductivity in the area where the hydraulic conductivity is less than about 1×10^{-7} m s⁻¹ except for some highly permeable sections including fractures among the data from HDB1 to 8

^e The value is from Kurikami et al (2008) The permeability of the Masuporo F is assumed to be higher than that of the Wakkanai F because the Masuporo F is composed of alternating beds of conglomerate, sandstone, and mudstone and because the Masporo F is estimated to be the source of the springs in the northern part of the area (National Development Agency of Hokkaido, 1971)

f The value is from Kurikami et al (2008) The value is one order of magnitude lower than the Masuporo F because it is a Cretaceous solidified formations

^g The value is from Imai et al. (2001), which is based on the data of a deep drilling survey (PNC, 1987)

^h The value is based on Ishii et al 's (2011) data compilation from HDB3 to 11 (Niunoya and Matsui, 2007; Sanada et al , 2008 and 2009)

ⁱ The value is from JAEA and CRIEPI (2020)

^j The dispersion length was set to 100 m in the vertical direction and 20 m in the horizontal direction based on the relationship between dispersion length and scale, according to Gelhar et al. (1992)

 $[^]k$ The effective diffusion coefficients were calculated based on Yokoyama (2013) using the molecular diffusion coefficient of salinity as 1 3 \times 10⁻⁹ m² s⁻¹

 $^{^{1}}$ Relatively high permeability was applied to the top of the model to stabilize calculations when recharge rates exceeded the infiltration capacity of the strata

 $^{^{}m}$ These values were calculated by the smeared model (Kawanishi et al , 1994) The original hydraulic conductivity of faults was from the logarithmic average of the data of hydraulic tests at Omagari fault (CRIEPI, 2011) as 2.7×10^{-10} m s $^{-1}$ The hydraulic conductivity of the element where the fault intersects was assumed to be 1.5×10^{-9} m s $^{-1}$ as the logarithmic mean of the entire Sarabetsu to Cretaceous formations

表 3.6-3 各断層の方向余弦

		Direction cosine (E-W)	Direction cosine (N-S)	Direction cosine (Z)
Omagari fault	Perpendicular to the fault plane	0.633	0.408	0.658
	Parallel to the fault plane (E-W)	-0.542	0.840	0
	Parallel to the fault plane (N-S)	-0.553	-0.357	0.753
Horonobe fault	Perpendicular to the fault plane	0.840	0.139	0.524
	Parallel to the fault plane (E-W)	-0.164	0.987	0
	Parallel to the fault plane (N-S)	-0.517	-0.086	0.852
Kita-kawaguchi fault	Perpendicular to the fault plane	-0.327	-0.033	-0.946
	Parallel to the fault plane (E-W)	0.101	-0.995	0
	Parallel to the fault plane (N-S)	-0.941	-0.095	0.325
Coastal fault	Perpendicular to the fault plane	-0.916	0.333	-0.224
	Parallel to the fault plane (E-W)	-0.342	-0.94	0
	Parallel to the fault plane (N-S)	-0.210	0.076	0.975
Sarobetsu faults	Perpendicular to the fault plane	-0.448	-0.335	-0.829
	Parallel to the fault plane (E-W)	0.599	-0.801	0
	Parallel to the fault plane (N-S)	-0.664	-0.496	0.560
Wakasakanai fault	Perpendicular to the fault plane	-0.734	-0.033	-0.678
	Parallel to the fault plane (E-W)	0.045	-0.999	0
	Parallel to the fault plane (N-S)	-0.677	-0.031	0.735
Detachment fault	Perpendicular to the fault plane	0	0	1
	Parallel to the fault plane (E-W)	1	0	0
	Parallel to the fault plane (N-S)	0	1	0

(3) 解析条件

水理に関する境界条件として、解析領域上面の海域を海水の比重を考慮した水頭固定境界とし、陸域を降雨浸透境界として気候変動に伴う涵養量の変化を考慮可能な条件とした。解析領域側面および底面の境界条件については、既往研究(今井ほか、2009;伊藤ほか、2010;JAEA、2016)を参考にして設定した。地形分布から東部の宗谷丘陵から西側の沿岸に向かう東西方向の地下水流動が卓越することが想定されるため、尾根部である東側方境界および南北の側方境界を不透水境界とした。また、西側方境界は本研究の着目範囲である陸域より数十km遠方であるため、他と同様に不透水境界とした。下部境界についても標高が-10kmであるため、着目領域における地下水流動には境界条件による顕著な影響は無いと考えて不透水境界とした。JAEA(2016)で構築された水理地質構造モデルを用いた地下水流動解析結果は、HDBで観測された水頭分布(Ota et al., 2011)と比較すると一部のボーリング孔では数十m程度の差が見られたものの、観測結果の傾向を概ね再現できていることが確認されている。

海水準については、酸素同位体比を基に推定された全球的な海水準変動曲線(Miller et al., 2005; Rohling et al., 2014)から、間氷期の最大の海水準として現在の海水準である標高 0 m を用い、氷期の海水準の最小値として最終氷期の推定値である標高-120 m を用いた。涵養量については間氷期における最大の値として、2004 年 12 月~2005 年 12 月に本地域における水文調査から得られた涵養量(降水量-蒸発散量-流出高)である <math>0.12 m y $^{-1}$ (操上ほか,2008)を用いた。氷期は陸域が永久凍土に覆われることにより涵養がなくなるものと仮定し、可能な限り小さな値として計算の収束性を考慮した 0.05 m y $^{-1}$ の涵養量を氷期の涵養量の最小値とした。

不飽和状態の圧力水頭であるサクションの飽和度に対する変化曲線を図 3.6-3a に、飽和度に対する相対透水係数の関係を図 3.6-3b に示す(操上ほか,2008)。本地域における岩盤の不飽和特性に関する実測データは限られていること(山本ほか,2007)、および本地域の地表付近の

不飽和領域においても高い飽和度が報告されていること(池田ほか, 2005)から、不飽和特性パラメータについては、計算の収束性を重視して設定した。

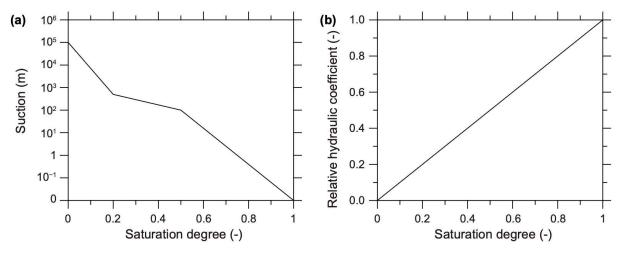


図 3.6-3 サクションと不飽和相対透水係数

(4) 感度解析による検討項目

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、地形や地層・断層の透水係数、密度流、異常高圧、海水準、涵養量の各影響について検討するために以下に示す 6 ケース、9 通りの解析を実施した。地下水流動に対する各影響の感度は、全水頭分布および実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布を基に把握することとした。本項では、1 Ma と 0.33 Ma および現在の 3 つ年代の水理地質構造モデル毎に定常解析を実施した。解析ケースの内容一覧を図 3.6-4 に示す。

ケース 1 の目的は地形変化による地下水流動に対する感度を把握することである。代表的な地形として 1 Ma と 0.33 Ma および現在の 3 つの年代の水理地質構造モデルを用いた。ケース 1 では表 3.6-1 に示される水理地質区分ではなく、全ての領域において 1 つの水理区分とし、モデル全体の水理特性を均質なものにした。透水係数と間隙率は稚内層深部以浅の各地層の体積割合を重みとした加重平均により求め、それぞれ 2.85×10^{-9} m s⁻¹ と 0.45 とした。塩濃度による海水および地下水の密度流は考慮せず、異常高圧に関する境界条件についても考慮しないとした。海水準および涵養量は、それぞれ標高 0 m と 0.12 m y⁻¹ とした。

ケース 2 の目的は各水理区分の透水係数を変えた場合の地下水流動に対する感度を把握することである。ある特定の水理区分の透水係数のみを変化させるのではなく、モデル全体の透水係数を一律に 3 桁の範囲で変えた際の影響の幅を把握するものである。表 3.6-1 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 3.6-1 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。塩濃度による海水および地下水の密度流は考慮せず、異常高圧に関する境界条件についても考慮しないとした。海水準および涵養量は、それぞれ標高 0 m と 0.12 m y^{-1} とした。

ケース 3 の目的は密度流の有無による地下水流動に対する感度を把握することである。各水理地質区分のパラメータについては表 3.6-1 の通りとした。モデル全体の地下水中の塩濃度として海水の 0.5 倍の比濃度を与えた。異常高圧に関する境界条件については考慮しないとした。海水準および涵養量はそれぞれ標高 0 m と 0.12 m y $^{-1}$ とした。濃度に関する境界条件として、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。

ケース 4 の目的は異常高圧の有無による地下水流動に対する感度を把握することである。各水理地質区分のパラメータについては表 3.6-1 の通りとした。異常高圧に関する境界条件については、稚内層深部以深の全水頭を HDB のボーリング調査時に得られた水圧の実測データ (Ota et al., 2011) を用いて逆距離荷重法により内外挿補間した値で固定することで、異常高圧分布の表現を試み、これをケース 4-1 とした。ただし、異常高圧分布の推定の基となった実測データ数は解析領域に対して非常に限られたものであるため、本地域の実環境における異常高圧分布に対するこの推定分布の誤差はかなり大きなものとなる。ケース 4-2 ではケース 4-1 で与えた異常高圧に関する境界条件の代わりに、解析領域底面における全水頭を+150 m で固定した。

ケース 5 の目的は海水準変動の地下水流動に対する感度を把握することである。各水理地質区分のパラメータについては表 3.6-1 の通りとした。塩濃度による海水および地下水の密度流は考慮せず、異常高圧に関する境界条件についても考慮しないとした。海水準および涵養量はそれぞれ標高-120~m~e 0.12~m~e 1.20~m~e

ケース 6 の目的は涵養量変化の地下水流動に対する感度を把握することである。各水理地質区分のパラメータについては表 $3.6\cdot1$ の通りとした。塩濃度による海水および地下水の密度流は考慮せず、異常高圧に関する境界条件についても考慮しないとした。海水準および涵養量はそれぞれ標高 0 m ≥ 0.05 m y^{-1} とした。

表 3.6-4 ケース一覧

Case No.	Purpose	Setting details
1	Sensitivity analysis of the effects of paleo- topographic changes due to uplift and erosion	Hydraulic conductivity and porosity of the entire model are 2.85×10^{-9} m s ⁻¹ and 0.45, respectively. Salinity and abnormal high pressure are not taken into account. Sea level and recharge rate are fixed as 0 m elevetion and 0.12 m y ⁻¹ , respectively.
2–1		Hydraulic properties follow geological model (Table 1). Salinity and abnormal high pressure are not taken into account. Sea level and recharge rate are fixed as 0 m elevetion and 0.12 m y ⁻¹ , respectively.
2–2	Sensitivity analysis of hydraulic conductivity	Hydraulic conductivities of all formations are 0.1 times that of Case 2-1. Salinity and abnormal high pressure are not taken into account. Sea level and recharge rate are fixed as 0 m elevetion and 0.12 m y^{-1} , respectively.
2–3		Hydraulic conductivities of all formations are 10 times that of Case 2-1. Salinity and abnormal high pressure are not taken into account. Sea level and recharge rate are fixed as 0 m elevetion and 0.12 m y ⁻¹ , respectively.
3	Sensitivity analysis of density flow effects	Hydraulic properties follow geological model (Table 1). Initial salinity of the entire model is 0.5 times that of seawater. Abnormal high pressure is not taken into account. Sea level and recharge rate are fixed as 0 m elevetion and 0.12 m y^{-1} , respectively.
4–1	4-1 Sensitivity analysis of the effects of abnormal high pressure 4-2	Hydraulic properties follow geological model (Table 1). Salinity is not taken into account. Abnormal high pressure is fixed at the value obtained by interpolating the total hydraulic head below the deeper part of Wakkanai Formation by the inverse distance weighting method from the deep boring surveys data. Sea level and recharge rate are fixed as 0 m elevetion and 0.12 m y ⁻¹ , respectively.
4–2		Hydraulic properties follow geological model (Table 1). Salinity is not taken into account. Abnormal high pressure of the bottom of analytical model is fixed at total water head ± 150 m. Sea level and recharge rate are fixed as 0 m elevetion and 0.12 m y $^{-1}$, respectively.
5	Sensitivity analysis of the effect of sea level change	Hydraulic properties follow geological model (Table 1). Salinity and abnormal high pressure are not taken into account. Sea level and recharge rate are fixed as -120 m elevetion and 0.12 m y ⁻¹ , respectively.
6	Sensitivity analysis of the effect of changes in recharge	Hydraulic properties follow geological model (Table 1). Salinity and abnormal high pressure are not taken into account. Sea level and recharge rate are fixed as 0 m elevetion and 0.05 m y^{-1} , respectively.
7	Non-stationary analysis with estimated initial conditions for salinity distribution	Hydraulic properties follow geological model (Table 1). Initial salinity of the entire model is interpolated by the inverse distance weighting method from measured data of salinity from deep boring surveys. Abnormal high pressure is fixed at the value obtained by interpolating the total hydraulic head below the deeper part of Wakkanai Formation by the inverse distance weighting method from the deep boring surveys data. Sea level varies between -120 m and 0 m elevation. Recharge rate varies between 0.05 m y $^{-1}$ and 0.12 m y $^{-1}$. Analysis dealing with continuous paleo-topographic changes.

(5) 非定常解析によるモデルの妥当性の確認

ケース 7 は塩濃度の推定初期分布を用いた非定常地下水流動物質移行解析であり、天水の浸透流による化石海水の洗い出しを想定したものである。ここでは隆起・沈降、褶曲や断層の発達などの地形や地質構造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。タイムステップ間の地形変化

の不連続性に起因する境界条件変化の解析結果への影響について、今井ほか(2009)はタイムステップを 15 万年、10 万年、5 万年、1 万年の 4 段階に分けて検討し、タイムステップが細かくなるほど解析結果への影響が低減されることを報告している。本事業では、地形の時間変化が 1 Ma、0.33 Ma および現在の各地形の間で連続的で均等であると仮定し、各年代の間の水理地質構造モデルの時間変化を 5 万年毎に線形補間することで、1 Ma から現在まで 5 万年毎に連続的に変化する水理地質構造モデルを作成した。

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た涵養量と海水準の変動幅 (JAEA, 2016) を適用した。海水準は間氷期の標高 0 m から氷期の標高-120 m にかけて約 10 万年周期で一律線形に変動すると仮定し、涵養量についても海水準変動と連動して 0.12 m y⁻¹ と 0.05 m y⁻¹ との間で変動するように設定した(図 3.6-4)。この海水準・涵養量変化の簡略化は、不均質性の高い水理モデルを用いて密度流を考慮した非定常解析を実施する場合に計算の収束性が悪くなることを避けるものでもある。

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。

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 養される水に含まれる塩分の比濃度は0とした。海岸部における標高0m~-120mの領域では、 海水準変動に応じて流入水に含まれる塩分の比濃度を 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に含まれる塩分の比濃度を 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。初期塩濃度分布については、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(天野ほか,2012)およびセンターの地下施 設周辺領域において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 (JAEA·CRIEPI, 2020, 2021) 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、対象領域である大曲断層周辺の地 層が約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 ったという知見(4.5 節)をモデルに反映させるための処理である。異常高圧の与え方について は、地層の埋没圧密やテクトニックな応力による水平歪の影響(今井ほか,2009)、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) などを直ちに解析に取り込むことは困難であるため、ここで はケース 4-1 と同様の与え方とした。

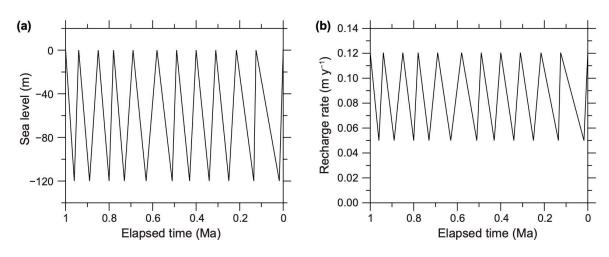


図 3.6-4 海水準と涵養量の時間変化

3.6.4 結果と考察

(1) 定常地下水流動物質移行解析 (ケース 1~6)

本対象地域における内陸部の地下深部における地下水流動は非常に遅いと考えられており、その時間スケールは非常に長期的なものになる。したがって、水理に関する境界条件の変化に対する地下水流動系の応答速度は非常に緩慢になると考えられる。また、非常に長期的な時間スケールにおける水理境界条件の変化のモデル化には大きな誤差が伴う。これらのことが本対象地域の地下水流動系の精緻な理解を難しくしている一因と考えられる。水理境界条件の変化に対する地下水流動系の非定常的な応答の振幅が新たな定常状態への変動幅より小さい場合や、応答速度が地下水流動速度と比較して十分に速い場合、水理境界条件を大きく変化させた際の定常地下水流動に与える影響の程度を調べることにより、その変動幅を評価できる。このようにして得られた知見は、多数の水理境界条件の時間変化を扱う複雑な非定常解析結果の理解において重要な参考情報になるとともに、今後のモデルの更新時に着目すべき点を絞り込む際に有用な知見になる。

1) 全水頭分布、実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布

本項では解析結果として全水頭と実流速、動水勾配および地下水年代の分布に着目した。実流速はダルシー流速を間隙率で除した値である。地下水年代については解析領域の上面を含む解析領域内の全てのメッシュの要素点を通過する粒子追跡解析を実施し、ある境界部からの流れがモデル内部の各要素点に到達するまでに要する時間を求め、これを各要素点における地下水年代としたものである。解析領域上面からの涵養流のみでなく側面や下面からの流れも対象とした理由は、地下浅部と深部で流れが大きく異なることがあり、涵養による地下水流動のみでは着目領域全体の地下水年代を評価することが困難であるためである。このため、ここで示す地下水年代は比較的流れの速い地下深部からの上昇流が存在した場合においても古い値を示す可能性があり、地下水年代が古いことが地下水の流れの遅いことと同意ではないことに注意する必要がある。粒子追跡解析では、Dtransu3D・ELを用いて計算した実流速ベクトル分布を可視化ソフトParaViewで読み込み、「Stream Tracer With Custom Source」フィルターを用いて「BACKWARD」流線を計算した。その後、各要素に辿り着く流線の最大流動時間を抽出し、これを図示した。

ケース 1 の解析結果について、センター近傍を通る A-A'断面(図 3.6-1, 図 3.6-2) における全水頭分布を図 3.6-5a に、実流速、動水勾配および地下水年代の分布を図 3.6-5b に示す。図中

には水理区分境界が示されているが、本ケースではモデル全体の水理特性を均質にしているため、水理区分境界に解析上の役割は無いことに注意されたい。全水頭分布を見るとどの年代のモデルにおいても標高の高い A 地点側が高い水頭値を示し、A'地点側が低い値を示した。 1 Ma のモデルでは対象領域内における全水頭の差は小さく、10 m 未満であった。一方で、0.33 Ma と現在のモデルではその差は大きくなり、 $40\sim120$ m であった。特に 0.33 Ma のモデルでは、3 つのモデルの中で最も大きな全水頭のコントラストが得られた。0.33 Ma のモデルは A 地点側の丘陵部の標高が最も高く、現在のモデルでは侵食により丘陵部の標高が低くなっていることの結果であると考えられる。

実流速分布と動水勾配分布はどの年代のモデルにおいても類似の傾向を示した。1 Ma のモデ ルを用いた解析結果では、A'側の深部ほど実流速と動水勾配が小さいことがわかる。これらの値 は、0.33 Ma および現在のモデルと比較すると 1~2 桁小さい値を示す。本ケースで得られた動 水勾配は地形の影響を強く受けて生じた水頭分布から得られたものであり、地形による地下水流 動の駆動力は 0.33 Ma のモデルにおいて最も大きく、1 Ma のモデルにおいてはかなり小さいこ とが分かる。1 Ma のモデルを用いた地下水年代は A'近傍を除いた全域において 1×106年以上の 値を示した。0.33 Ma や現在のモデルを用いた地下水年代では、A 地点近傍や大曲断層周辺の地 表部において比較的若い年代が見られることに対し、1 Ma のモデルでは地表近傍の表層部まで 1×10^6 年以上の値を示すことから、 $1 \, \text{Ma}$ のモデルでは着目範囲全体が流出域になっており、0.33Ma や現在のモデルでは隆起・侵食により浅部で局所的な地下水流動系が形成されている可能性 が示唆される。0.33 Ma のモデルでは大曲断層の上盤側(水平方向 2.5 km、深度 0.5 km 付近) において、実流速と動水勾配が小さい領域が形成された。現在のモデルでは水平距離 0.5~1 km, 深度 0.5 km 付近および水平距離 2.5~3 km、深度 1 km 付近において実流速と動水勾配が小さ い領域が形成された。また、0.33 Ma のモデルの大曲断層東側(A 地点側) および現在のモデル では、おおよそ標高-500 m を境に動水勾配分布に異なる傾向が見られ、深部では低い値の分布 が形成され、浅部では比較的高い値の分布が形成されていることが分かる。これらの年代毎のモ デルに見られる解析結果の特徴は、それぞれの年代毎の地形の地下水流動系に及ぼす影響の特徴 を示していると考えられる。

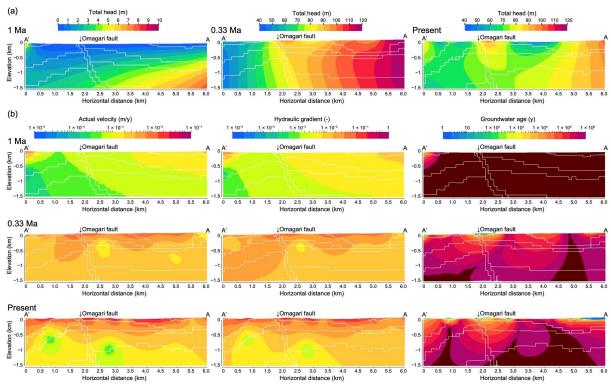


図 3.6-5 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布 (ケース 1)

 $1\,\mathrm{Ma}$ のモデルでは、 $A\,\mathrm{地点表層}$ から $A'\mathrm{地点深部}$ にかけて実流速と動水勾配が小さくなり、ケース $1\,\mathrm{ont}$ の結果と比較すると値は $1\,\mathrm{fma}$ 担関 のモデルではほとんどの領域において $1\,\mathrm{cm}$ 1 と同様であった。地下水年代においても、 $1\,\mathrm{Ma}$ のモデルではほとんどの領域において $1\,\mathrm{cm}$ 1 を同様であった。地下水年代においても、 $1\,\mathrm{Ma}$ のモデルでは地形の及ぼす影響が相対的に高いことが分かる。大曲断層部に着目すると、どの年代のモデルにおいても周囲より高い実流速が見られるが、これは相対的に高い透水性が与えられているためであると理解される。 $0.33\,\mathrm{Ma}$ と現在のモデルにおける稚内層浅部についても周囲より高い実流速が見られることも、同様に相対的に高い透水性が与えられているためであると理解される。 $0.33\,\mathrm{Ma}$ のモデルでは大曲断層の上盤側の方が下盤側と比較して小さい実流速と動水勾配を示す。現在の地形モデルでは、地形の影響により見られた相対的に実流速と動水勾配が小さい領域が水理区分の影響下においても存在していることが分かる。 $0.33\,\mathrm{Ma}$ と現在のモデルでは稚内層深部以深において地下水年代の値が $1\,\mathrm{cm}$ 1 年より大きい値を示す傾向にあり、一方で、稚内層浅部以浅においてはそれより小さい値を示す傾向にあることが分かる。

ケース 2-2 およびケース 2-3 の解析結果をそれぞれ図 3.6·7 と図 3.6·8 に示す。ケース 2-1 の結果(図 3.6·6)と比較すると、全水頭分布および動水勾配分布についてはケース間に大きな

違いは見られなかった。ケース 2-1、2-2、2-3 の結果からモデル全体の透水係数が 3 桁変化しても、その範囲内においては地下水流動のポテンシャルに大きな違いは見られないことが分かる。実流速については、透水係数の 1 桁小さいケース 2-2 ではケース 2-1 より約 1 桁小さい値が見られ、透水係数の 1 桁大きいケース 2-3 ではケース 2-1 より約 1 桁大きい値が見られ、透水係数の大小に伴って実流速も増減していることが分かる。地下水年代については、透水係数の 1 桁低いケース 2-2 では全体的に大きい値を示し、透水性の 1 桁高いケース 2-3 では全体的に小さい値を示すことが分かる。

 $0.33\,\mathrm{Ma}$ および現在のモデルでは透水係数が高くなると、小さい値を示す地下水年代の分布が深部へ広がっていく傾向が見られることから、地形の影響により局所的に形成された地表面からの天水浸透による地下水流動系の影響範囲が深部へ拡大していることが推察される。 $0.33\,\mathrm{Ma}$ および現在のモデルに着目すると、ケース 2-1 の結果では天水浸透の影響は稚内層浅部までであり、稚内層深部にはあまり影響が及んでいない。ケース 2-3 の結果ではその影響は稚内層深部まで及んでいるものの、下位の増幌層には及んでいない。ケース 2-1 における稚内層深部の透水係数は $5.9\times10^{-10}\,\mathrm{m}\,\mathrm{s}^{-1}$ であり、ケース 2-3 における増幌層の透水係数が $5.0\times10^{-10}\,\mathrm{m}\,\mathrm{s}^{-1}$ であることから、この程度の低い透水係数を本地域の地形モデルの地層に与えることは、その地層に不透水層の役割を与えることに相当する意味を持つと推察される。また、既往の調査研究結果を基に設定された表 $3.6\cdot1$ に示される透水係数の値と比較して、1 桁の違いにより天水浸透の到達範囲が大きく影響を受けることから、 $10^{-10}\,\mathrm{m}\,\mathrm{s}^{-1}$ 程度の地層の透水係数の与え方は地下深部の低流動域の分布を評価する上では大きな感度を持つと言える。

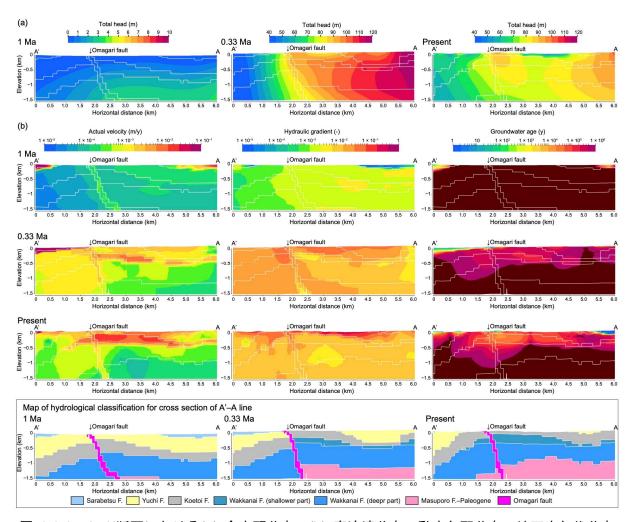


図 3.6-6 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布 (ケース 2-1)

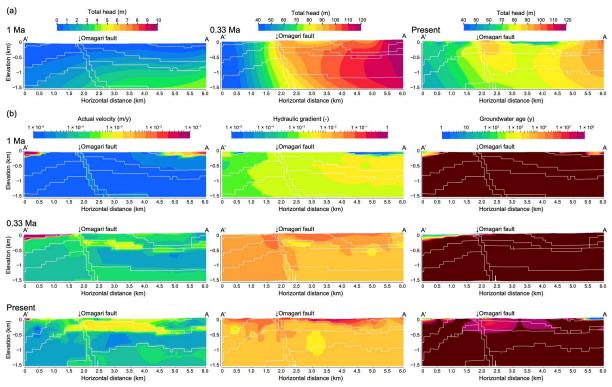


図 3.6-7 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布 (ケース 2-2)

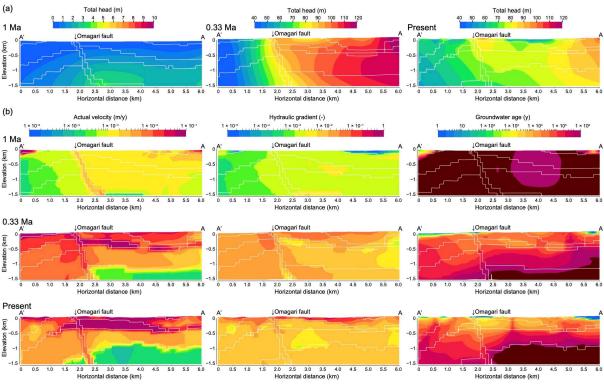


図 3.6-8 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布 (ケース 2-3)

ケース 2-1 の条件を基に地下水に含まれる塩濃度を海水の 0.5 倍としたケース 3 の解析結果を図 3.6-9 に示す。ケース 2-1 の結果(図 3.6-6)と比較すると、1 Ma と現在のモデルでは全水頭分布に大きな違いが見られた。特に 1 Ma のモデルでは全水頭は水平方向に比較的均質に分布し、鉛直方向には深部ほど全水頭が高くなる傾向が強く見られた。一方で、実流速分布と地下水年代分布についてはケース 2-1 とケース 3 の結果の間には違いはほとんど見られない。1 Ma のモデルを用いたケース 3 の動水勾配分布は、ケース 2-1 と比較して最大で 1 桁程度のやや高い値を示し、また、領域全体において約 1×10^{-2} の値を示した。一方で、0.33 Ma と現在のモデルを用いた動水勾配分布とケース 2-1 の結果との間には大きな違いは見られない。1 Ma のモデルでは地下水流動に対する地形の影響が小さく、加えて地下水の密度が大きくなった事から、地表面からの涵養流はより地下深部に届きにくくなり、密度に応じた全水頭の深度分布が得られたものと解釈される。しかしながら、ケース 2-1 の結果と比較してどの年代のモデルにおいても実流速および地下水年代分布に大きな違いは見られない事から、海水の 0.5 倍程度の塩濃度に起因する密度変化は本対象領域における地下水流動に対して大きな影響を与えるわけではないことが分かる。

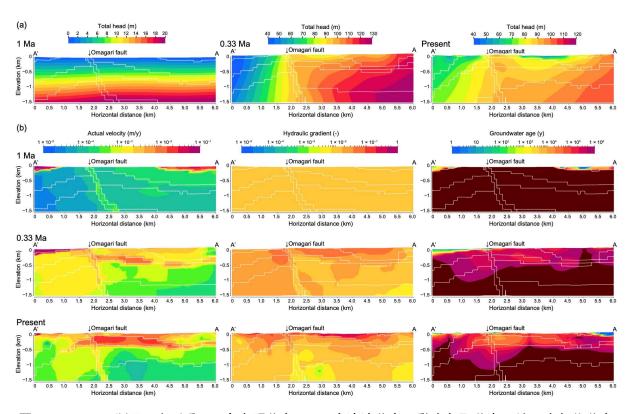


図 3.6-9 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布 (ケース 3)

ケース 4-1 の解析結果を図 $3.6\cdot10$ に示す。ケース 4-1 では稚内層深部以深の全水頭を HDB の観測結果から空間的に内外挿した値で固定しているため、その点において実流速や動水勾配にケース 2-1 の結果(図 $3.6\cdot6$)とは異なる不自然な分布が見られる。ケース 2-1 の結果と比較すると、1 Ma のモデルでは特に稚内層(深部)より浅い部分で実流速と動水勾配が 2 桁程度の大きな値を示し、声問層中において高い動水勾配が形成された。声問層中に見られる高い動水勾配の値は、下位層に固定された高い水頭値と声問層の透水係数に上下の地層よりも高い値が与えら

れていることが要因と考えられる。 $0.33\,\mathrm{Ma}$ のモデルにおいても、ケース 2–1 の結果と比較すると、実流速分布は大曲断層の周囲を除いて全体的に高い値を示した。現在のモデルでは、ケース2–1 と比較すると稚内層浅部以浅における実流速と動水勾配が約1 桁高い値を示した。現在のモデルではまた、ケース1 やケース2–1 で見られていた地形の影響による動水勾配の低下領域が見られず、主に声問層中において高い動水勾配分布が見られた。地下水年代については、 $0.33\,\mathrm{Ma}$ と現在のモデルにおいて大曲断層とA 地点の地表部付近に低い値が見られた。また、現在のモデルでは大曲断層のA'側において比較的浅部まで $1 \times 10^6\,\mathrm{F}$ 以上の地下水年代の分布が見られた。

本地域に見られる異常高圧は、ケース 1 や 2-1 の結果や操上(2008)で述べられているように地形の影響のみで形成されたものではないと考えられ、テクトニックな圧縮応力による地層の歪や泥岩の持つ半透膜性による化学的浸透圧などの要因によって形成されていると考えられる。ケース 4-1 で与えた異常高圧分布は HDB の観測結果から稚内層深部以深について内外挿補間された分布であり、推定の基となった実測データ数が解析領域に対して非常に限られたものであることから、かなり大きな推定誤差を持つと思われる。このことから、ケース 4-1 の結果は現実の地下水流動を再現しているとは言えないものの、稚内層深部に観測値を基にした異常高圧を設定した場合の地下水流動への影響は大きいことから、感度の大きい現象であると言える。

ケース 4-2 の解析結果を図 3.6-11 に示す。ケース 4-2 はモデル最下面(深度 10 km)において全水頭を+150 m で固定したものであるが、ケース 2-1 の結果(図 3.6-6)と比較すると、全水頭分布、実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布ともに大きな違いは見られなかった。異常高圧の境界条件の与え方については、ケース 4-2 のような与え方による定常解析では,HDB から得られた観測値を再現できないことが分かる。

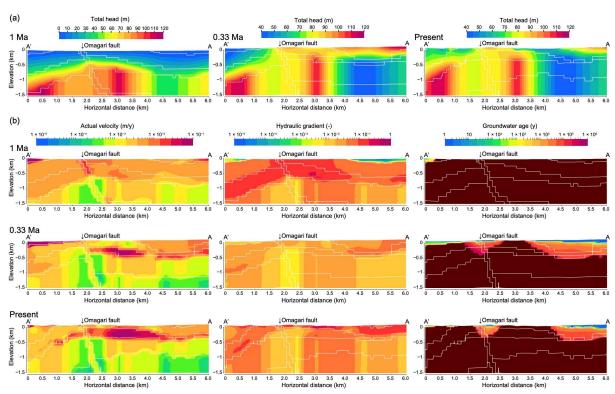


図 3.6-10 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布 (ケース 4-1)

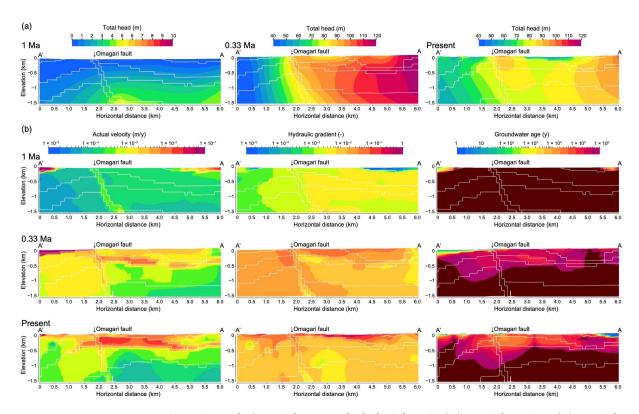


図 3.6-11 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布 (ケース 4-2)

海水準を標高-120 m に設定したケース 5 の解析結果を図 3.6-12 に示す。ケース 2-1 の結果(図 3.6-6)と比較すると、1 Ma のモデルについては全領域において全水頭が 10-30 m ほど小さくなっており、負の値を示した。1 Ma のモデルでは実流速分布と動水勾配分布ともに約 1 桁高い値を示した。0.33 Ma と現在のモデルでは全水頭分布、実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布ともに大きな違いは見られなかった。このことから、地形が比較的なだらかな 1 Ma のモデルでは、海水準を-120 m 低下させた際の地下水流動に対する影響が内陸部の地下深部にまで及ぶことが分かった。一方で、0.33 Ma と現在のモデルでは海水準低下の影響は見られないことが分かった。しかしながら、海水準の低下の影響を受けた 1 Ma のモデルの地下水流動系においても、実流速や動水勾配の値は 0.33 Ma や現在のモデルと比較すると小さく、地下水年代は依然として多くの領域で 1×10^6 年以上の値を示し、地表面付近の天水浸透による局所的な流動系の影響領域も小さいことが分かる。

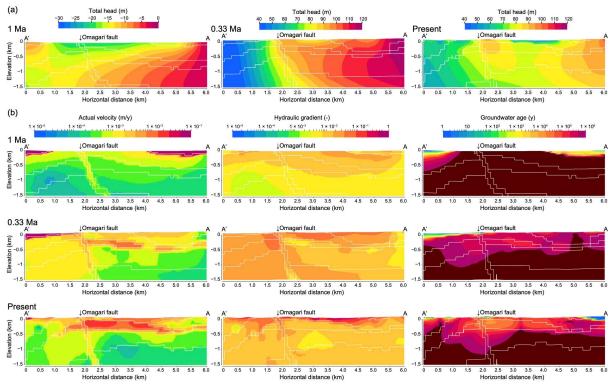


図 3.6-12 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布 (ケース 5)

涵養量を 0.05 m y^{-1} に設定したケース 6 の解析結果を図 3.6-13 に示す。ケース 2-1 の結果 (図 3.6-6) と比較すると全水頭分布、実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布の全てにおいてどの年代の地形モデルにも大きな違いは見られなかった。このことから、涵養量が $0.05\sim0.12 \text{ m y}^{-1}$ の範囲で変動した場合、内陸部の地下深部の地下水流動に対するその影響は無視できるほど小さいことが分かる。ただし、本研究では計算を安定させるためにモデル最上部に比較的透水性の高い厚さ 20 m の表層レイヤーを設定しており、この設定に対する感度解析は実施していない。また、涵養量を 0 m y $^{-1}$ にするような条件も実施していない。本地域を対象とした今井ほか(2009)による非定常地下水流動物質移行解析では、氷期の涵養量を低下させた場合($0\sim0.1 \text{ m}$ y $^{-1}$)、全水頭に影響が及ぶことを報告していることから、本研究で用いた表層レイヤーの感度や涵養量が 0 の場合についても調べた方が良いと考えられる。

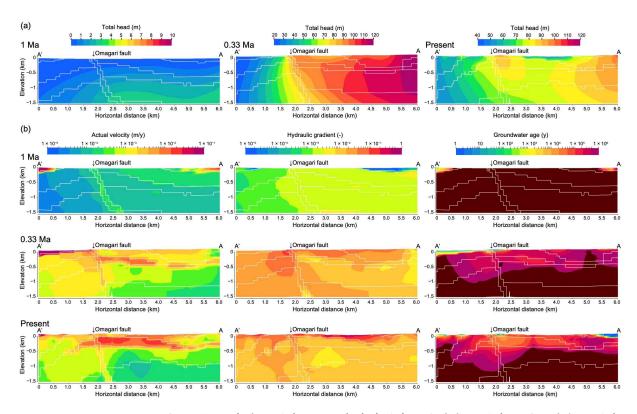


図 3.6-13 A-A'断面における(a) 全水頭分布、(b) 実流速分布、動水勾配分布、地下水年代分布 (ケース 6)

2) 地表面からの涵養および流出の流跡線分布

本稿で示した地下水年代分布は、解析領域の上面のみでなく解析領域内の全てのメッシュの要素点を通過する粒子追跡解析を実施し、ある境界部からの流れがモデル内部の各要素点に到達するまでに要する時間を求めたものであった。このようにして計算された地下水年代は、比較的流れの速い地下深部からの上昇流が存在した場合においても古い値を示す可能性がある。つまり、古い地下水年代を示す場であってもその場が流出域ではないとは限られなく、また、地下水年代が古いことが地下水の流れの遅いことと必ずしも一致するわけではないことを意味する。そこで、地表面(解析領域の上面)のみを起点とする粒子追跡解析を正負の時間に対して実施することで、涵養の流れと流出の流れについて流跡線分布を作図した。このことにより地表面を介さない地下水流動を排した評価を行うことができる。

粒子追跡解析では、Dtransu3D を用いた計算結果のうち実流速ベクトルを可視化ソフトParaView で読み込み、解析モデル全領域の地表面メッシュに対して「Stream Tracer With Custom Source」フィルターを用いて「FORWARD」および「BACKWARD」流線を計算した。「FORWARD」解析は、正の時間の粒子追跡解析を実施するものであり、地表面からの涵養の流れを意味する。「BACKWARD」解析は負の時間の粒子追跡解析を実施するものであり、地表面への流出の流れを意味する。解析結果において涵養と流出の両方の流跡線が存在しない箇所は地表面を介さない流れが存在する箇所を意味する。ただし、結果をメッシュ要素と同時に図示することは返って識別を困難にするため、結果の図示の際にはメッシュ要素を示さないこととした。年代値の図示に際しては 50 万年を色分けの最大・最小値とし、これを超えるものについては全て 50 万年と同じ色(青色)で示される。流跡線分布の評価は、基本ケースとしてのケース 2-1 の

各年代モデルと、地下水流動に対する影響の大きかった稚内層深部以深に異常高圧を与えたケース 4-1 の各年代モデルに対して実施した。

ケース 2-1 の 1 Ma のモデルに対する解析結果を図 3.6-14 に示す。涵養の流れについては主に大曲断層東側の勇知層から見られるものの、その流れはほとんど下位層には到達していないことが分かる。一方で、流出の流れについては主に大曲断層を挟んだ勇知層部を涵養・流出部とする地下深部の稚内層にまで及ぶ流動系の流れや、領域外の地下深部からの上昇流が卓越していることが分かる。しかしながら、ほとんどの流れは地下浅部で既に 50 万年を超えており、非常にゆっくりとした流れであることが分かる。このことから、図 3.6-6b に示される 1 Ma のモデルを用いた地下水年代分布は、A 地点および A'地点の表層近傍における 10 万年程度の地表面を介した涵養・流出の流れと、大曲断層部を挟んだ地下深部に及ぶ流れおよび地下深部からのゆっくりとした上昇流が反映された結果であると解釈される。地表面を介さない流れについては図 3.6-14 から判別することは難しい。

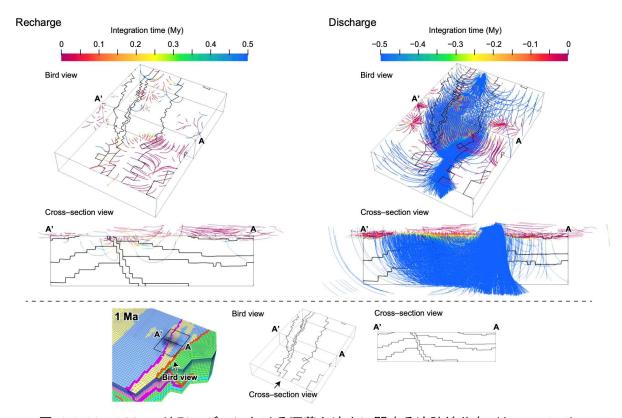


図 3.6-14 1 Ma の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布(ケース 2-1)

ケース 2-1 の 0.33 Ma のモデルに対する解析結果を図 3.6-15 に示す。涵養の流れについては主に大曲断層西側の更別層および大曲断層東側の声問層から見られる。大曲断層西側においては一部の涵養流は地下深部に達しているものの、その流動時間は非常に古い値を示す。また、多くは浅部に位置する更別層内を西に向かって流れていることが分かる。一方で、大曲断層東側については涵養された流れのほとんどは稚内層深部には到達していないことが分かる。流出の流れについては大曲断層西側においては浅部に位置する更別層の流れが卓越し、地下深部から地表へ向かう流れは見られない。大曲断層東側では主に稚内層浅部以浅における流れが卓越するものの、一部に領域外の地下深部からの上昇流も見られる。このことから、図 3.6-6b に示される 0.33 Maのモデルを用いた地下水年代分布に見られる稚内層深部より浅い領域における数十万年より若い

値は、地表面を介した涵養・流出の流れによるものと解釈される。一方で、稚内層深部以深に見られる 100 万年より古い値は大曲断層西側においては地表から涵養されたゆっくりとした流れが反映された結果であり、大曲断層東側においては領域外の地下深部からの上昇流が反映された結果であると解釈される。地表面を介さない流れについては図 3.6-15 から判別することは難しいものの、卓越する流れではないと考えられる。

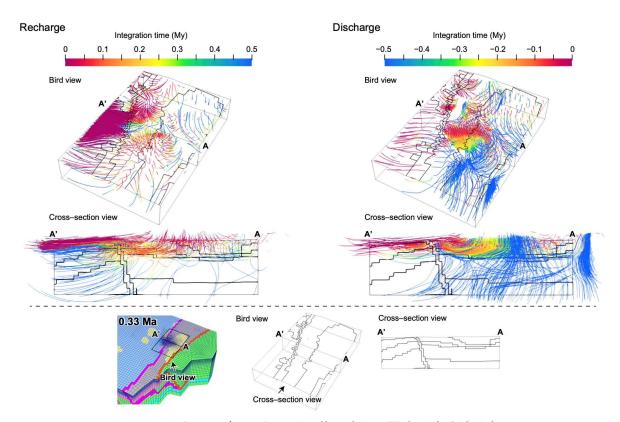


図 3.6-15 0.33 Ma の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布(ケース 2-1)

ケース 2-1 の現在のモデルに対する解析結果を図 3.6-16 に示す。涵養の流れについては主に大曲断層西側の更別層および大曲断層東側の声問層から見られるものの、その流れは稚内層深部以深にはほとんど到達していないことが分かる。流出の流れについては大曲断層の地表部近傍の声問層において多く見られるものの、稚内層深部以深を経る流れはほとんど無いことが分かる。このことから、図 3.6-6b に示される現在のモデルを用いた地下水年代分布に見られる稚内層深部より浅い領域における数十万年より若い値は、地表面を介した涵養・流出の流れによるものと解釈される。一方で、稚内層深部以深に見られる 100 万年より古い値は、主に地表面を介さない地下深部の非常にゆっくりとした流れが反映された結果であると解釈される。

以上のことから、ケース 2-1 の 0.3 Ma および現在のモデルでは稚内層深部より浅い領域において地表面を介した涵養・流出の流動系が形成され、特に現在のモデルでは稚内層深部以深において地表面を介さない流動系が形成されていることが分かった。ただし、稚内層深部より浅い領域における地下水流動についてもその流れは非常に遅く、流出域における地下水年代は数万年~数十万年と非常に古い値を示す。このような非常にゆっくりとした流れが得られる要因の 1 つは、モデルに与えた透水係数の低さであると考えられる。一方で、1 Ma や 0.33 Ma のモデルでは稚内層深部などの低い透水係数を持つ地層を経て地表面に流出する流れが見られることに対し、現在のモデルではそのような流れが見られないことから、浅部と深部で異なる流動系が形成される

主要因は低透水性を持つ水理区分分布だけではなく、地形の影響が大きいものと考えられる。地形の影響と水理区分分布の影響が合わさったことにより、稚内層深部を境界として浅部と深部で異なる流動系が形成されたものと考えられる。また、少なくとも密度流や異常高圧、海水準変動、涵養量変動の影響が無くともこのような流動系が形成され得ることが示唆された。

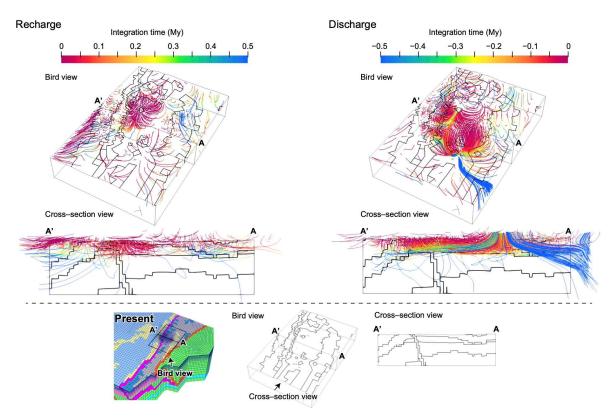


図 3.6-16 現在の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布 (ケース 2-1)

ケース 4-1 の 1 Ma のモデルに対する解析結果を図 3.6-17 に示す。涵養の流れについては表層部の更別層においてわずかに見られる程度であった。流出の流れについては領域全体において稚内層深部上面から地表へ向かう流れが卓越することが分かる。ケース 4-1 では稚内層深部以深における全水頭分布を HDB の観測結果から内外挿した値で固定しているが、データ密度の低さから鉛直方向に対しては比較的均質な分布になっているため、稚内層深部以深においては鉛直方向の流れが形成されにくい境界値の与え方になっていると考えられる。稚内層深部とそれより浅い領域における全水頭分布(図 3.6-10a)を比較すると、浅い領域の方が低い値を示し、水平方向には比較的均質な分布が見られ、鉛直方向には浅部ほど低い値を示す成層構造が見られる。地形と水理区分分布の影響により形成された稚内層深部より浅い領域における全水頭分布と異常高圧を仮定した稚内層深部以深の全水頭分布により、鉛直方向の流出の流れが卓越する結果が得られたと考えられる。また、稚内層深部以深では地表面を介さない流れが卓越していることが分かる。

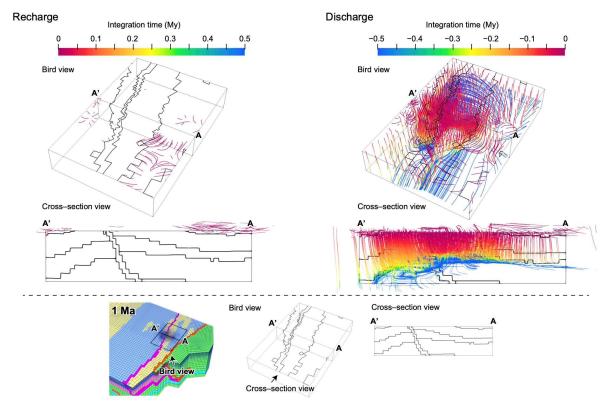


図 3.6-17 1 Ma の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布 (ケース 4-1)

ケース 4-1 の 0.33 Ma のモデルに対する解析結果を図 3.6-18 に示す。涵養の流れについては、大曲断層西側表層部の更別層および大曲断層東側の稚内層浅部以浅において顕著に見られた。大曲断層西側では更別層より深部には涵養されておらず、大曲断層東側では稚内層深部以深に涵養される流れは見られなかった。流出の流れについては、大曲断層西側では更別層を介した流出が見られ、一部は稚内層深部上面からの流れであった。大曲断層東側における流出範囲は限定的であり、稚内層深部の局所的な異常高圧の設定箇所(図 3.6-10a)から稚内層浅部を介した上昇流が見られた。稚内層深部以深では 1 Ma のモデルと同様に地表面を介さない流れが卓越していることが分かる。1 Ma のモデルでは流出の流れが卓越することに対し、0.33 Ma のモデルでは涵養流が卓越する対照的な結果が得られた。1 Ma のモデルにおける全水頭分布(図 3.6-10a)では稚内層浅部より浅い領域において低い値が見られ、水平方向には比較的均質な分布が、鉛直方向には浅部ほど低い値を示す成層構造が見られていた。0.33 Ma のモデルにおける全水頭分布(図 3.6-10a)では稚内層浅部以浅においても比較的高い値が広がっており、稚内層深部より高い値も見られていた。地形と水理区分分布の影響により形成された稚内層深部より浅い領域における全水頭分布と異常高圧を仮定した稚内層深部以深の全水頭分布により、大曲断層東側の領域において涵養流が卓越する結果が得られたと考えられる。

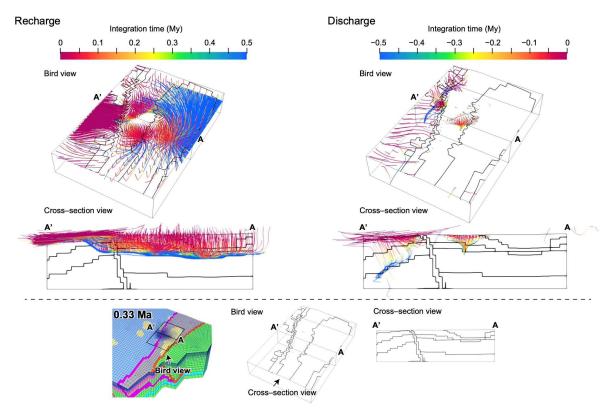


図 3.6-18 0.33 Ma の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布 (ケース 4-1)

ケース 4-1 の現在のモデルに対する解析結果を図 3.6-19 に示す。涵養の流れについては大曲 断層西側表層部の更別層および大曲断層東側の稚内層浅部以浅において見られたが、0.33 Ma のモデルを用いた結果(図 3.6-18)のような浅部領域全体において卓越するほどの規模ではない。流出の流れについては大曲断層近傍および大曲断層東側の稚内層浅部まで及ぶ異常高圧部(図 3.6-10a)において見られた。稚内層深部の内部以深に到達する涵養流や稚内層深部の内部以深を経る流出の流れはほとんど見られなかったことから、稚内層深部以深では地表面を介さない流れが卓越すると考えられる。

図 3.6-17~図 3.6-19 の流跡線分布と図 3.6-10b に示される地下水年代とを比較すると、地表部を含めたほぼ全領域において 100 万年以上の地下水年代分布が得られている 1 Ma のモデルでは、ほぼ全領域において流出の流れが卓越することから、古い値を示す地下水年代はゆっくりとした涵養流に因るものではなく、稚内層深部からのゆっくりとした上昇流に因るものであることが分かる。0.33 Ma と現在のモデルでは涵養流の見られる更別層や大曲断層周辺、A 地点近傍表層の勇知層において数万年以下の地下水年代分布が見られ、その他の稚内層深部からの上昇流出が見られる箇所については地表部まで100万年以上の地下水年代分布が見られる。このことから、稚内層浅部以浅における100万年を超えるような非常に古い値を示す地下水年代は、深部からのゆっくりとした上昇流に因るものであると考えられる。

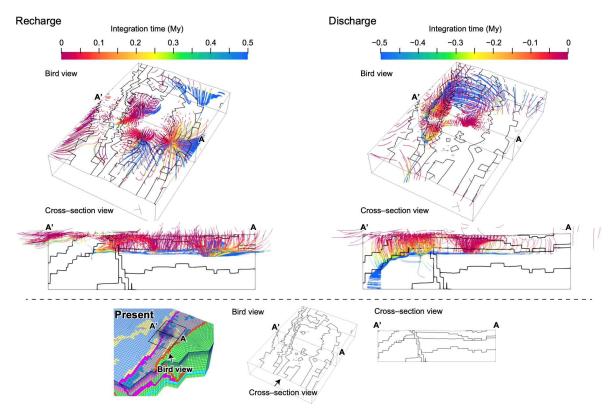


図 3.6-19 現在の地形モデルにおける涵養と流出に関する流跡線分布 (ケース 4-1)

3) 定常解析結果のまとめ

ケース 1~ケース 6 までの感度解析の結果から、内陸部の地下深部の緩慢な水理場を評価する観点では、地形と 10^{-9} m s⁻¹程度の低い透水係数および異常高圧が大きな影響を持つことが確認された。地形の影響については、地層の隆起・侵食により宗谷丘陵部が形成されるにつれて、地下浅部と深部で異なる地下水の流れが形成されていた可能性が分かった。浅部では地表面から涵養された天水がゆっくりと流れ再び地表へと流出する局所的な地下水流動系が形成され、深部では地表から涵養された天水を起源とする地下水の流れが到達せず、地表面を介さない緩慢な流動系が形成されることが確認された。また、このような地下深部の流れは地層の隆起と比較しても遅い動きであり、実質的にほとんど地下水が動いていない状態であることが考えられる。この結果は、稚内層深部において化石海水に遭遇する可能性が高いこと(Ishii, 2018)と矛盾しない結果になる。

ここでは断層運動に伴う隆起・侵食による封圧低下により稚内層の浅部に高透水性の割れ目が形成・発達する知見(Ishii et al., 2010, 2011; Ishii, 2015)に基づき、稚内層を浅部と深部に分けたことが浅部と深部の流動系を分ける要因となったと考えられる。この知見をモデルに反映させる際に、既存の研究成果に基づいて稚内層深部には 10^{-9} m s⁻¹程度の低い透水係数が与えられたが、この値が 1 桁変わると浅部と深部の流動系の境界位置が大きく変わる結果が得られた。このことから、内陸部の地下深部の緩慢な水理場を評価する観点では、低い透水係数の与え方が大きな影響を持つことが分かった。

稚内層深部に観測値を基にした異常高圧を設定した場合、その地下水流動への影響は大きいことが確認された。しかしながら、解析における異常高圧に関する条件の与え方には改善・検討の余地がある。本地域に見られる異常高圧については、地形の影響のみで形成されたものではないことが再確認され、テクトニックな圧縮応力による地層の歪や泥岩の持つ半透膜性による化学的

浸透圧などの要因を考慮する必要があることが示唆された。地下深部の長期的に緩慢な地下水流動に対する異常高圧の影響は大きいと考えられることから、これらの力学的・化学的影響を地下水流動物質移行解析に連成させるなどの検討が必要である。

一方で、塩水と淡水の密度差に起因する密度流の影響は小さいことが確認された。海水準の低下は地形の比較的なだらかな 1 Ma のモデルについては全水頭を低下させたが、実流速や動水勾配に大きな影響を与えることはないことが確認された。涵養量の低下による影響についても小さいことが確認されたが、先行研究と異なる結果が得られたことから、本事業で計算の安定化のために用いたモデル最上面の表層レイヤーを与えたことによる影響を確認した方が良いことが分かった。

(2) 非定常地下水流動物質移行解析 (ケース 7)

ケース 7 の解析結果として解析終了時(現在時点)における全水頭、実流速、動水勾配、地下水年代、比濃度分布を図 3.6-20 に示す。地下水年代については解析領域の上面を含む解析領域内の全てのメッシュの要素点を通過する粒子追跡解析を実施し、ある境界部からの流れがモデル内部の各要素点に到達するまでに要する時間を求め、これを各要素点における地下水年代としたものである。粒子追跡解析では、Dtransu3D·EL を用いて計算した実流速ベクトル分布を可視化ソフト ParaView で読み込み、「Stream Tracer With Custom Source」フィルターを用いて「BACKWARD」流線を計算した。その後、各要素に辿り着く流線の最大流動時間を抽出し、これを図示した。SMS 解析では 100 万年前~現在を 5 万年間隔で区切った合計 20 個のタイムステップにおける解析モデルについて地下水流動解析の非定常計算を行っていることから、個々のタイムステップの解析モデル間での粒子位置データの受け渡しが発生するとともに、個々の解析モデルの非定常場において時間を遡った粒子追跡解析は困難である。そのため、以下の条件で地下水の滞留時間を求めることにした。

- ・各タイムステップの地下水流動場は定常状態とし、実流速分布は各タイムステップの計算 終了時の分布を用いた。
- ・各タイムステップの粒子追跡解析は、計算終了時から5万年前までの粒子位置を計算した。ただし、 $1\sim0.95$ Ma のタイムステップについては計算終了時から粒子が解析領域境界に達するまでの時間を計算した。
- ・各タイムステップの粒子追跡解析において 5 万年以内に粒子が解析領域境界に達した場合 はその時間を各タイムステップにおける粒子の移動時間とした。
- ・粒子追跡解析の開始から粒子が解析領域境界までに達するまでの時間の合計を地下水年代 とした。

ケース 7 ではケース 4–1 と同様に稚内層深部以深の全水頭を HDB の観測結果から空間的に内外挿した値で固定している。全水頭、実流速、動水勾配、地下水年代の各分布ともケース 4–1 とほぼ同じ結果が得られたことから、ケース 7 の非定常解析の結果は現在の地形に対して準定常状態にあると言える。比濃度分布を見ると、濃度 0 の領域の広がりは地下水年代分布の標高-500 m 以浅に見られる 1×10^6 y 未満の分布領域と同じであることから、この領域は天水の浸透領域であることが分かる。ケース 4–1 では 0.33 Ma における天水浸透領域の広がりが最も大きかったことから(図 3.6-10)、ケース 7 の結果では 0.33 Ma 近傍の年代における地形の影響により地下浅部に浸透した天水が、その後の地形変化の影響により滞留時間の長い深部地下水の流出によって押し戻されたことが推察される。

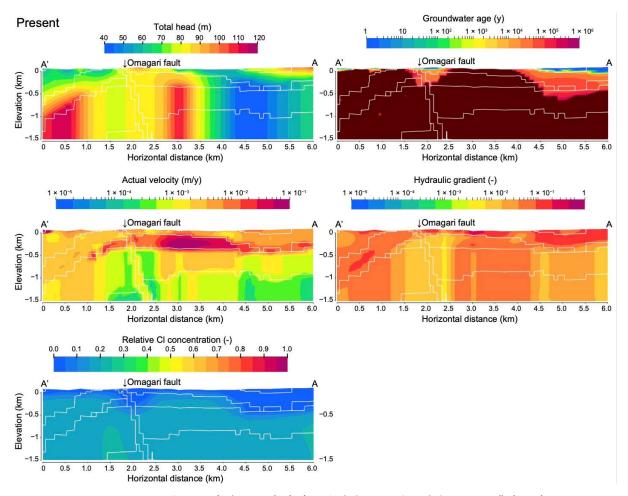


図 3.6-20 A-A'断面における全水頭、実流速、動水勾配、地下水年代、比濃度分布 (ケース 7)

図 3.6-21~図 3.6-23 に各 HDB 孔地点における全水頭、実流速、動水勾配、地下水年代の深 度分布を、全水頭および酸素同位体比の観測値と合わせて示す。全水頭の観測値はボーリング調 査の水理試験時に得られたデータ(Ota et al., 2011)であり、酸素同位体比の観測値はボーリン グ調査時にコア試料から圧縮抽出された間隙水の分析結果(天野ほか、2012)である。全水頭の 深度分布を見ると、全体的に解析結果は観測値よりやや高めの値を示すものの、HDB2と HDB5 を除くと、概ね観測値を近い値であることが分かる。実流速の解析結果を見ると、比較的透水係 数の高い稚内層浅部において最大で約 10-1 m y-1 の値が見られた。動水勾配の解析結果を見ると、 地表付近を除いた地下深部では 0.1 以下の低い値が見られた。HDB2 と HDB5 では比較的高い 動水勾配が見られたが、これは比較的高い全水頭に因るものと考えられ、異常高圧の初期値の与 え方が強く影響している可能性が考えられる。地下水年代の解析結果を見ると、HDB1やHDB2、 HDB4、HDB7 では浅部から深部までおおよそ一定の値を示し、 $10^6 \sim 10^8$ y 以上の非常に大きな 値が見られた。HDB2 と HDB4 の浅部では比較的高い動水勾配が見られるにも関わらず非常に 高い地下水年代を示すことは、これらのボーリング孔付近の地下水の流れが上から下方向への涵 養流ではなく、逆向きの流れである可能性が考えられる。HDB3 では表層部(深度約 100 m)に おいて地下水年代が大きく低下し、約 $10^4 \sim 10^5$ y の値を示した。HDB5 では地表部から深度約 $200 \,\mathrm{m}$ にかけて約 $10^3 \sim 10^4 \,\mathrm{y}$ を示し、それ以深では $10^9 \,\mathrm{y}$ を示した。HDB6 では地表部から深度 約 100 m にかけて地下水年代は約 $10^1 \sim 10^9 \text{ y}$ まで大きく増加し、それ以深では約 10^9 y を示す が、声問層と稚内層の地層境界の上部において地下水年代の低下が見られた。HDB8 では地表部から深度約 $150\,\mathrm{m}$ までの声問層中において地下水年代は約 $10^4\,\mathrm{y}$ まで増加し、稚内層浅部以深では約 $10^9\,\mathrm{y}$ まで急増している。HDB9 では稚内層浅部から大曲断層境界部にかけて約 $10^4\sim10^5\,\mathrm{y}$ の地下水年代を示し、大曲断層以深では約 $10^8\sim10^9\,\mathrm{y}$ を示した。HDB10 では深度約 $700\,\mathrm{m}$ まで地下水年代は徐々に増加し約 $10^4\sim10^5\,\mathrm{y}$ の値を示し、それ以深では約 $10^8\,\mathrm{y}$ の値を示した。HDB11 では浅部から深部まで約 $10^8\,\mathrm{y}$ の地下水年代を示したが、深度約 $100\,\mathrm{m}$ 付近で約 $10^6\,\mathrm{y}$ まで局所的な低下が見られた。

各ボーリング孔で観測された 8¹⁸O 値の深度分布を見ると、天水 (δ¹⁸O ≒ -10‰) と化石海水 (δ18O > 0‰) の混合が見られる。HDB1では声問層以浅において天水との混合が見られるもの の、実流速や動水勾配は小さく地下水年代は約 10⁸ v の大きな値を示すことから、非常にゆっく りとした地下水流動あるいは拡散によって混合が生じた可能性が推察される。HDB2では声問層 と稚内層浅部の地層境界付近以浅において天水との混合が見られ、同深度では 2~6 の大きな動 水勾配が見られる。HDB3では地下水年代の低下が見られる深度約100mにおいて、同時に天水 の混合が生じていることが分かる。同深度における実流速と動水勾配はそれぞれ 10^{-2} m v^{-1} 未満 と 0.1 未満であり、非常にゆっくりとした地下水流動あるいは拡散によって混合が生じた可能性 が推察される。HDB4 では稚内層浅部以浅において天水との混合が見られ、同深度では約10-2~ 10-1 m y-1 の比較的大きな実流速や 0.1~0.3 の動水勾配が見られる。HDB5 では深度約 200 m 以浅の地下水年代の低下領域において、天水との混合が見られ、同深度では約 $10^{-2}\sim10^{-1}$ m y⁻¹ の比較的大きな実流速や 0.1~0.2 の動水勾配が見られる。HDB6 では声問層と稚内層の地層境 界部の上部における地下水年代の局所的な低下領域において、天水との混合が見られ、同深度で は上下深度と比較して僅かな実流速の増加が見られる。HDB7 では深度約 100 m 以浅の勇知層 において天水との混合が見られ、同深度では 0.1 以上の動水勾配が見られる。HDB8 では声問層 と稚内層の地層境界の上部において天水との混合が見られ、同深度において動水勾配の増加と地 下水年代の低下が見られる。HDB9 では深度約 150 m 以浅において天水との混合が見られ、同深 度では約 $10^{-2}\sim10^{-1}$ m y^{-1} の比較的大きな実流速が見られる。HDB10 では観測値の分布する稚 内層浅部までの全深度において天水との混合が見られ、同深度では地下水年代の低下や実流速の 増加、動水勾配の増加が見られる。HDB11では深度約200m以浅および稚内層浅部において天 水との混合が見られるが、同深度における実流速や動水勾配はそれぞれ約 $10^{-3} \sim 10^{-2} \text{ m y}^{-1}$ と約 0.04~0.06 であり、稚内層深部と比較すると高いものの他のボーリング孔と比較すると低い値を 示すことから、非常にゆっくりとした地下水流動あるいは拡散によって混合が生じた可能性が推 察される。

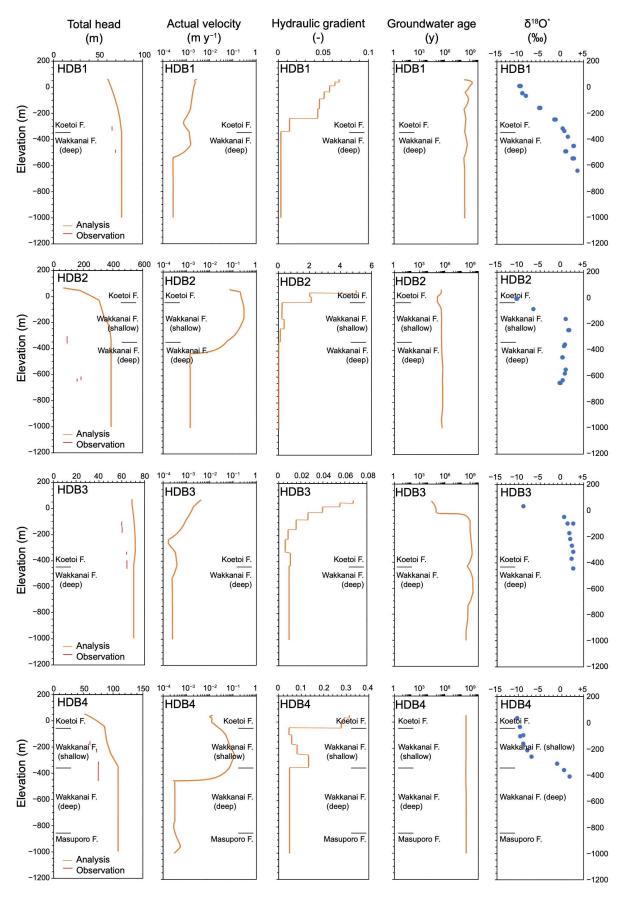


図 3.6-21 HDB1-4 孔の位置における解析結果と観測値(全水頭、δ18O)の深度分布

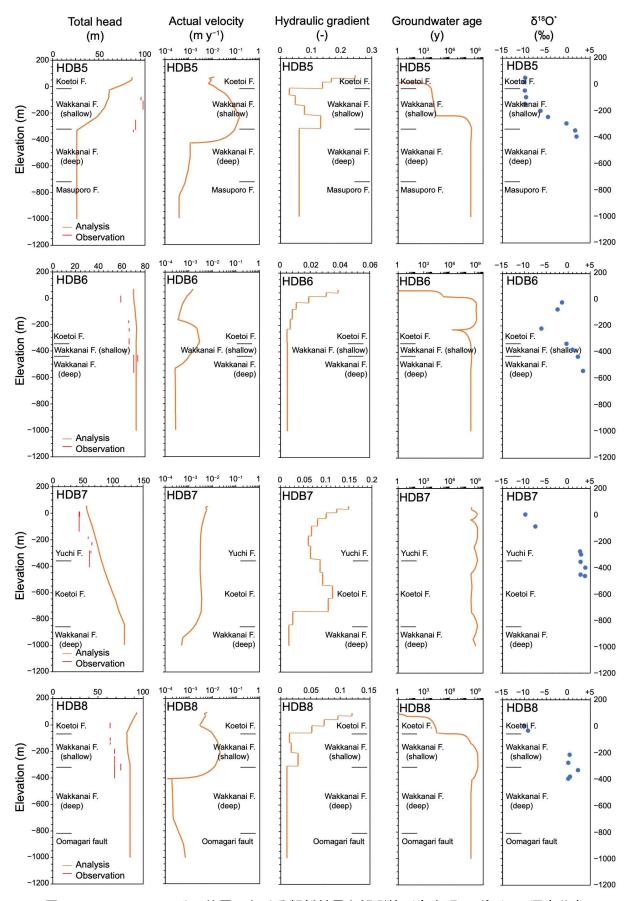


図 3.6-22 HDB5-8 孔の位置における解析結果と観測値(全水頭、δ18O)の深度分布

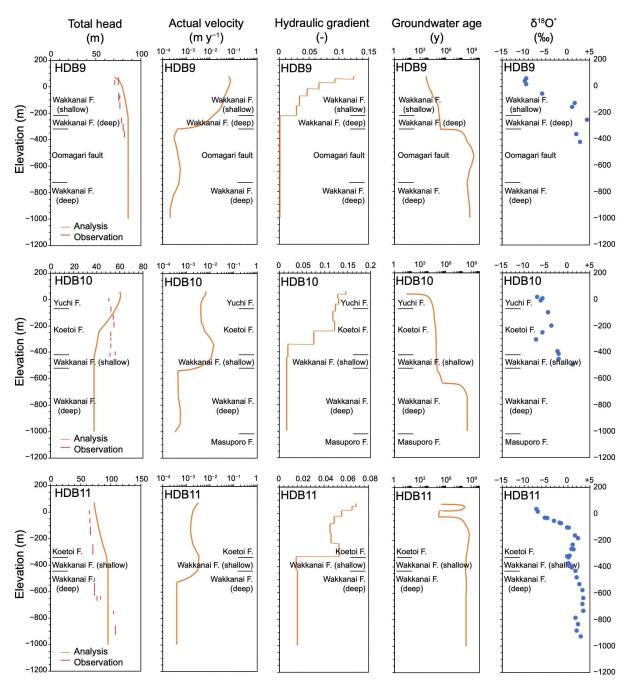


図 3.6-23 HDB9-11 孔の位置における解析結果と観測値(全水頭、δ18O)の深度分布

上記のように、解析結果は観測結果と比較的良い一致を示すことから、本事業で実施した広域 地下水流動解析により本地域の低流動域の三次元分布を示すことができたと考えられる。HDB2 や HDB5 などの観測値と全水頭が大きく整合しなかった点については、稚内層深部の値も大きく 異なっていることから、感度解析の結果も踏まえると、初期値として与えた異常高圧分布の推定 精度が悪かったことが要因として考えられる。

3.6.5 まとめ

化石海水を指標として推定された低流動域の三次元分布を、地下水流動解析結果と比較することで総合的な地下水流動状態の理解に繋げることが肝要であり、これに資するため、複数のボーリング調査により稚内層深部の水理情報が比較的多く得られているセンター周辺の内陸部に着目し、地形や地層の透水係数、塩水と淡水の密度差に起因する密度流、異常高圧、海水準・涵養量変化といった長期の地下水流動に影響を与え得る各因子の影響を把握することを目的とした感度解析を実施し、得られた知見を基に過去 100 万年前から現在までの地形の変化や海水準変動などの連続的な変化を考慮した非定常地下水流動物質移行解析(SMS 解析)を実施した。

感度解析の結果から、内陸部の低流動域を評価する観点では地形と 10-9 m s-1 以下の低い透水係数および異常高水圧が大きな影響を持つことが確認された。地形の影響については、地層の隆起・侵食により丘陵部が形成されるにつれて、地下浅部と深部で異なる地下水の流れが形成されていた可能性が分かった。浅部では涵養から流出まで数万年~数十万年の時間を要する局所的地下水流動系が形成され、深部では着目領域内の地表からの涵養流が到達せず、さらに緩慢な流動系が形成されることが確認された。このような地下深部の流れは地層の隆起速度と比較しても遅く、実質的にほとんど地下水が動いていない状態であると言える。この結果は、稚内層深部において化石海水に遭遇する可能性が高いことと矛盾しない結果になる。

ここでは、隆起・侵食による封圧低下により稚内層の浅部に高透水性の割れ目が形成・発達する知見(Ishii, 2015)を解析モデルに反映させたことが、浅部と深部の流動系を分ける要因となったと考えられる。既存の研究成果に基づき稚内層浅部の透水係数を 1.6×10^{-8} m s⁻¹とした一方で、稚内層深部には 5.9×10^{-10} m s⁻¹の透水係数が与えられた。稚内層深部の透水係数が 1 桁変わると浅部と深部の流動系の境界位置が大きく変わる結果が得られた。このことから、内陸部の地下深部の緩慢な水理場を評価する観点では、低い透水係数の与え方が大きな影響を持つことが分かった。

また、観測値に基づき稚内層深部に最大で静水圧+140 m の異常高水圧を固定した場合、異常高水圧を設定しない場合と比較して稚内層浅部以浅において実流速と動水勾配が約1桁高い値を示した。このことにより地下水の流れは深部から浅部への上昇流が卓越し、地表部付近まで100万年以上の移行時間を持つ地下水が広く分布する結果が得られた。この場合、地下水は非常に古い年代を示すものの、流向は深部から表層に向かうものであった。一方で、密度流や海水準・涵養量の低下が実流速や動水勾配に与える影響は小さいことが確認された。

SMS 解析の結果から観測結果と比較的良い一致が得られたことから、本事業で実施した広域 地下水流動解析により本地域の低流動域の三次元分布を水理学的に得ることができたと考えられ る。概要調査においては水理学的手法のみではなく、物理探査やボーリング調査を基にした地球 統計学的手法や4章で示される拡散場の評価手法、地下水年代測定技術、地下水の水質形成機構 の理解と合わせることにより、総合的な地下水流動状態の理解に繋げることが肝要である。

参考文献(3.6 節)

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,河川水および降水の水質データ (2001~2010 年度), JAEA-Data/Code 2011-023, 312p., 2012.

動力炉・核燃料開発事業団 (PNC), 貯蔵工学センター立地環境調査 –深層ボーリング報告書, PNC TJ1027 98-012, 243p., 1987.

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.
- 福沢仁之,保柳康一,秋山雅彦,北海道中央北部の新第三系の層序と古環境,地質学論集,vol. 37, pp. 1–10, 1992.
- 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.
- 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ー適切なサイトの選定に向けたセーフティケースの構築-,NUMO-TR-20-01,2021.
- 菱谷智幸, 西垣 誠, 橋本 学, 物質移動を伴う密度依存地下水流の 3 次元数値解析手法に関する研究, 土木学会論文集, No. 638/III-49, pp.59-69, 1999.
- 北海道開発庁、北海道地下資源調査資料 第125号 豊富背斜地域の天然ガス鉱床、1971.
- 池田光良, 関根達夫, 堀内康光, 地下水位・土壌水分観測システムの設置, JNC TJ5410 2004-014, 86p., 2005.
- 今井 久, 山下 亮, 雨宮 清, 塩崎 功, 堆積岩地域における広域地下水流動解析手法に関する検討, JNC TJ1410 2001-002, 318p., 2001.
- 今井 久, 前田信行, 山下 亮, 塩崎 功, 雨宮 清, 千々松正和, 幌延深地層研究計画における地下水流動解析に関する検討, JNC TJ1400 2002-004, 357p., 2002.
- 今井 久, 塩崎 功, 山下 亮, 操上広志, 新里忠史, 安江健一, 前川恵輔, 気候・海水準変動が地下水流動に与える影響に関する解析的検討-北海道 幌延地域を例として-, ハザマ研究年報, pp.1-7, 2007.
- 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.
- Ishii, E., Predictions of the highest potential transmissivity of fractures in fault zones from rock rheology: Preliminary results, Journal of Geophysical Research, vol. 120, pp. 2220–2241, 2015.
- Ishii, E., Assessment of hydraulic connectivity of fractures in mudstones by single-borehole investigations, Water Resources Research, vol. 54, pp. 3335–3356, 2018.
- 石井英一, 安江健一, 幌延町における鮮新世-前期更新性のテフラ層序と FT 年代, 核燃料サイクル開発機構技術資料, JNC TN5400 2005-006, 45p., 2005.
- 石井英一,安江健一,大平寛人,古沢 明,長谷川健,中川光弘,北海道北部,大曲断層近傍の背斜成長の開始時期,地質学雑誌,vol. 114, pp. 286–299, 2008.
- Ishii, E., Funaki, H., Tokiwa, T. and Ota, K., Relationship between fault growth mechanism and permeability variations with depth of siliceous mudstones in northern Hokkaido, Japan, Journal of Structural Geology, vol. 32, pp. 1792–1805, 2010.
- Ishii, E., Sanada, H., Funaki, H., Sugita, Y. and Kurikami, H., The relationships among brittleness, deformation behavior, and transport properties in mudstones: An example from the Horonobe Underground Research Laboratory, Japan, Journal of Geophysical Research, vol. 116, doi: 10.1029/2011JB008279, 2011.
- 伊藤谷生,北海道におけるアクティブテクトニクスの現フェーズはいつ始まったのか?,月刊地球,vol. 21,pp. 608-613, 1999.
- 伊藤成輝,越谷 賢,丸井敦尚,幌延沿岸域における地下水流動・塩淡境界解析の初期モデル構築,地下水学会誌,vol. 52, No.4, pp.381-394, 2010.
- 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.
- 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) —割れ目系岩盤中の地下水流動解析手法—,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.
- 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.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N. and Pekar, S., The phanerozoic record of global sea-level change, Science, vol. 312, pp. 1293–1298, 2005.
- 宮川和也,山本 肇,地下水と溶存ガスを考慮した三次元二相流解析による掘削影響領域における飽和度分布,JAEA-Research 2022-003, 40p., 2022.
- Miyakawa, K., Tokiwa, T. and Murakami, H., The origin of muddy sand sediments associated with mud volcanism in the Horonobe area of northern Hokkaido, Japan, Geochemistry Geophysics Geosystems, vol. 14, no. 12, pp. 4980–4988, 2013.
- 長尾捨一,5万分の1地質図幅「豊富」および同説明書,北海道立地下資源調査所,1960.
- 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, 2018.
- 中山大地, 隈元 崇, 細密 DEM に関する研究展望, 杉盛啓明・青木賢人・鈴木康弘・小口 高編: デジタル観測手法を統合した里山の GIS 開析, 中日新聞社, pp. 31-34, 2000.
- 日本原子力研究開発機構,平成 20 年度 地層処分技術調査等委託費 地層処分共通技術調査地質環境総合評価技術高度化開発 報告書,241p.,2009.
- 日本原子力研究開発機構,平成 25 年度地層処分技術調査等事業地質環境長期安定性評価確証技術開発報告書,経済産業省資源エネルギー庁,222p.,2014.
- 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.
- 日本原子力研究開発機構,平成 28 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,330p.,2017.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成30年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する技術開発事業-岩盤中地下水流動評価技術高度化開発-報告書,経済産業省資源エネルギー庁,381p.,2019.
- 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,経済産業省資源エネルギー庁,465p.,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,経済産業省資源エネルギー庁,343p.,2021.
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,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,経済産業省資源エネル

- ギー庁, 432p., 2022.
- 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,pp. 125-138, 2005.
- 新里忠史, 舟木泰智, 安江健一, 北海道北部, 幌延地域における後期鮮新世以降の古地理と地 質構造発達史, 地質学雑誌, vol.113(補遺), pp.119-135, 2007.
- Niizato, T., Amano, K., Ota, K., Kunimaru, T., Lanyon, B. and Alexander, W. R., Development of comprehensive techniques for coastal site characterisation (3) Conceptualisation of long-term geosphere evolution, Proceedings of the ASME 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management (ICEM 2010), ICEM2010-40052, pp. 97–106, 2010.
- Niunoya, S. and Matsui, H., The results of the investigation on rock mechanics in HDB–3–8 boreholes and study about the rock mechanical model around the Horonobe URL construction area, JAEA-Research 2006-086, 97p., 2007.
- OECD/NEA, Features, Events and Processes (FEPs) for Geologic Disposal of Radioactive Waste An International Database, OECD, 88p., 2000.
- 小椋伸幸,掃部 満,天北・羽幌地域の石油地質-深部構造特性と炭化水素ポテンシャル,石油技術協会誌,vol. 57, pp. 32-44, 1992.
- 岡 孝雄, 北海道天北・問寒別構造盆地のネオテクトニクス, 活断層研究, vol 1, pp. 19-29, 1985.
- 岡 孝雄, 北海道付近のネオテクトニクス像ー特にネオテクトニクスの地域区分と特徴ー, 月刊地球, vol. 21, ppl. 549–556, 1999.
- 岡 孝雄・五十嵐八枝子, 北海道北部・問寒別構造盆地の鮮新-更新統-とくに堆積相および花粉 層序について-, 地質学雑誌, vol. 99, pp. 365-389, 1993.
- 岡 孝雄, 五十嵐八枝子, 北海道・天塩平野北部の上部新行界ー特に勇知層・更別層の堆積相と花粉化石層序について, 加藤誠教授退官記念論文集, pp. 341-365, 1997.
- 大島洋志, 西田道夫, 前川統一郎, 平山利昌, 藤原幹之, 嵐 正治, 幌延町開進地区における地下水流動解析研究, JNC TJ1400 99–045, 164p., 1995.
- Ota, K., Abe, H. and Kunimaru, T., Horonobe underground research laboratory project synthesis of phase I investigations 2001-2005 volume "geoscientific research", JAEA-Research 2010-068, 370p., 2011.
- 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.
- 三枝博光, 松岡稔幸, 丹羽正和, 笹尾英嗣, 早野 明, 第2回 地層処分に関する地質環境評価技術 オールジャパンでとりくむ地層処分のいま, 日本原子力学会誌, vol. 64, No. 1, pp.46-50, 2022.
- 酒井利啓, 松岡稔幸, 幌延地域を対象とした地表踏査および地形データにもとづく地質分布の推定, JAEA-Research 2015-004, 109p., 2015.
- 酒井利啓, 松岡稔幸, 天野健治, 幌延地域を対象とした 10m グリッド数値標高モデルを用いた精 密地形解析図の作成, JAEA-Data/Code 2014-005, 43p., 2014.
- Sanada, H., Niunoya, S. and Matsui, H., The results of the investigations on rock mechanics in HDB-9~11 boreholes and update of the rock mechanical model around the Horonobe URL construction area, JAEA-Research 2008-069, 57p., 2008.
- 真田祐幸,丹生屋純夫,松井裕哉,藤井義明,堆積履歴が幌延地域に分布する珪質岩の力学的特性や微視的構造変化に及ぼす影響,Journal of the Mining and Materials Processing Institute

- of Japan, vol. 125, pp.521-529, 2009.
- 産業技術総合研究所, サロベツ断層帯の活動性および活動履歴調査, 「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書, No. H17-1, 2006.
- 嵯峨山 積, 北海道北部地域の遠別層・声問層と勇知層の地層境界の地質年代ールベシュベ川と上 ヌカナン川ルートー, 地質学雑誌, vol. 109, pp. 310-323, 2003.
- 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 chemical 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.
- Tokiwa, T., Asamori, K., Niizato, T., Nohara, Y., Mituura, Y. and Kosaka, H., An attempt to evaluate horizontal crustal movement by geodetic and geological approach in the Horonobe area, northern Hokkaido, Japan, Proceedings of the ASME 2010 13th International Conference on Environmental Remediation and Radioactive Waste Management Volume 2 (ICEM2010), ICEM 2010-40189, pp. 407–413, 2010.
- 山本 肇,下茂道人,國丸貴紀,操上広志,幌延深地層研究計画における立坑掘削時の地下水からの脱ガスの予察解析,第36回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集,pp.293-298,2007.
- 安江健一, 秋葉文雄, 大平寛人, 石井英一, 北海道北部, サロベツ背斜付近に分布する声問層上部の鮮新統上部珪藻化石帯とフィッション・トラック年代, 地質学雑誌, vol. 112, pp. 284–293, 2006.
- Yokoyama, T., Diffusivity of dissolved silica in rock pore water at 25℃ 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, 580p., 2011.

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 -低流動域の存在を確認するための技術の開発-

4.1 背景と目的

第3章に記載されるように、概要調査ではまず物理探査等の情報を基にして、低流動領域の3次元的な拡がりを推定する。次にボーリングを実施し、実際に低流動領域の存在を確認する。第4章では、低流動領域を確認するための手法について検討した結果についてまとめる。

低流動領域の確認手法として、以下の3つを検討した。

(1) 拡散場の評価手法の確立:場の物質移行が拡散支配であることを示すことができれば、場が低流動領域であることを示すことが可能である。このような考えから、本研究では拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査の有用性について検討した。

拡散係数は、物質によって異なり、堆積岩中では、水分子(δ D や δ 18O)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(35 Cl と 37 Cl)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)。このような同位体比や物質間の拡散 係数の差を利用して、拡散が支配的な場であることを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 Cl の拡散係数の違い、 δ 37 Cl 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 18 O、Cl、 δ 37 Cl のプロファイル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。

(2) ⁸¹Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討:地下水の地下での滞留時間(地下水年代)が古いことを示すことができれば、その場が低流動領域であることを示すことが可能である。本研究では ⁸¹Kr に着目し、⁸¹Kr を用いた地下水年代評価を幌延地域の地下水に適用するための技術を開発した。開発した技術を地下水から採取したガスに適用し、⁸¹Kr の分布を明らかにした。

化石海水のように長い滞留時間を持つことが予想される地下水の年代測定は、 36 Cl/Cl の平衡値や 4 He の蓄積に基づいて評価されてきた(Nakata et al., 2018a)。しかし、これらは原位置での生成に基づいた評価になっており、主に残留した化石海水の年代を反映しており、浅部から新しい地下水が混合しても、年代値が大きく変化しないという課題がある。このため、浅部から新しい地下水の年代を評価するために、 81 Kr による年代測定の適用を開始した。 81 Kr は近年 Atom Trap Trace Analysis の開発により、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(Lu et al., 2014)。 81 Kr は半減期が約23万年で、浅部からの新しい地下水には含まれるが、化石海水には含まれない。このため、 81 Kr は、 36 Cl や 4 He と異なり、浅部から新しい地下水の年代測定に有効であり、浅層水の流動性の評価に有効であると考えられる。

(3) 地史を踏まえた水質形成機構の検討:岩石と長い時間接触した海水は水岩石相互作用の他、岩石の変質(圧密による空隙率の変化や造岩鉱物の相変化など)の影響を受けて海水とは異なる性質を持つようになると考えられる。以下では、長時間種々の影響を受けて変質した海水を「化石海水」と呼ぶ。化石海水がどのような水質になり得るのかを検討することで、地下水のどのような特性(イオン濃度や同位体比など)が化石海水の指標となるのかを示すことができる。また、水質の形成メカニズムを明らかにすることにより、本研究で示した化石海水の指標がどのようなケースでは有効なのかを知るための情報となる。本研究では、幌延地域に分布する新第三系堆積層を例として、生物起源シリカおよび粘土鉱物の相変化による脱水や圧密による排水を考慮した埋没続成作用による水質進化モデルを構築して、幌延地域の岩石が堆積するときの間隙水の水質変化を解析し、実際の幌延地域の地下水の水質と比較した。また、幌延地域以外の地下水の情報

とも比較し、構築した水質進化モデルの適用性を検討した。

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., 2018a)。一方で、図 4.1-1 に示すように、幌延地区の地下水の水素酸素同位体比は、化石海水と降水の二成分の混合線上にほとんどがプロットされることから、化石海水に対して降水由来の地下水が浸入していると推定できる。降水の浸入が移流によるものであった場合、地下に建設した処分場は将来的に降水の影響を強く受ける可能性が高く、処分場としての成立性を慎重に検討する必要が生じる。しかし、地表水との拡散によって図の水質が形成されている場合、場の物質移行は極めて遅いため、処分場としては適した地点であると判断できる可能性もある。(1)や(3)の検討は、地表由来の地下水が化石海水に浸入したような場でも、処分場としての成立性を議論するために有用な情報を示すことができるものと考えられる。

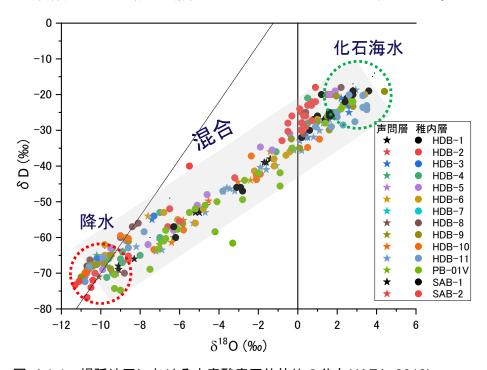


図 4.1-1 幌延地区における水素酸素同位体比の分布(JAEA, 2012)

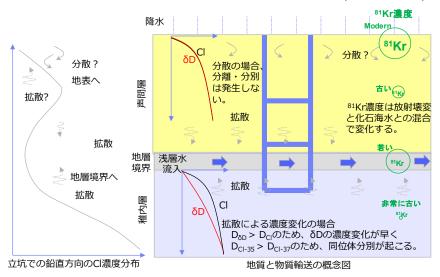


図 4.1-2 幌延深地層研究センターでの CI 濃度分布と拡散場・81Kr 年代測定法の概念図

さらに ⁸¹Kr による年代情報を組み合わせることで、地層境界等の影響で透水性の良い箇所が存在している場合でも、地表からの水の流入の有無や流入した水に対するイオンの拡散などを総合的に評価することが可能になると考えられる。このような検討の概念を図 4.1-2 に示した。

4.2 アプローチ

第3章に記載したように、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。第3章では、地層処分事業における概要調査の段階を想定し、まず物理探査において低流動領域の3次元的な拡がりを推定する技術について述べた。第4章では、推定した低流量領域の拡がりを確認するための技術開発について記載している。本研究では大きく3つの課題を設定した。すなわち、拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査の有効性検討、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である。以下それぞれのアプローチについて詳細を記載する。

一つ目の研究課題である「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」に 関して、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 の深度方向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ほか、拡散係数や同位体分別係数が大きく拡散 の有用な指標となる可能性があるヘリウム (He) について拡散係数や同位体分別係数を評価でき うる手法を確立してきた。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 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 のデータを採取した。また、 δ D と Cl の拡散係数や δ 37Cl の分別係数の計測を継 続した。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 と Cl の拡散係数や δ 37 Cl 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、δ37Cl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水みちにおけ る地下水の流動とそれにともなうマトリックス拡散を考慮した Tang et al.(1981)のモデルで、分 布の評価を試みた。令和4年度は新規ボーリング孔のデータを追加するとともに、これまでの成 果をまとめ、塩化物イオン濃度や同位体比を用いて拡散場を評価するための手法を提案した。こ れについては、本章の4.3節で述べる。

二つ目の研究課題である「 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、メタンが分析に必要な輸送や分析そのものの妨げとなるため、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 を濃縮・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、 81 Kr を輸送・分析できる状態にした。令和 4 年度は、実際に 81 Kr

を分析した結果から、81Krの有用性について議論した。また、Krの採取から精製・分析・評価までの流れをまとめた。これらの成果は、本章の4.4節に記述する。

三つ目の研究課題である「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 Cl-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、水質形 成モデルを改良し、数値解析を実施した。令和4年度はこれらの結果をまとめるとともに、他地 域のデータを加え、今回確立した水質形成モデルの適用性についても議論した。これらの成果は、 本章の4.5 節に記述する。

4.3 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 4.3.1 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、輸送が遅いことを示すことができる。このため、本フェーズでは幌延地区を対象に、場の物質移行が拡散支配であることを示すための手法の開発とその有用性検討を目的として研究を実施してきた。

まず、最終的に解析的な評価に必要とされる拡散に関連するパラメータを実験的に取得する方法を提案・確立した。本研究では塩化物イオンの拡散係数や拡散における塩化物イオンの安定同位体比の変化(同位体分別)を利用し、拡散場を評価していく。これらのパラメータを実験的に取得することができれば、フィッティングするパラメータを減らすことができ、推定パラメータの確度を上げることが可能である。しかし、既往の研究では塩化物イオンの同位体分別を実験的に取得する手法は確立されていない。本研究では、塩化物イオンの同位体比分別に加え、同位体比による拡散係数の差が最も大きく拡散の評価に有用な可能性があるヘリウムについて、拡散係数や同位体分別係数を評価可能な手法を確立した。

次に、既存のボーリングコアを用いて、塩化物イオン・水素酸素同位体比・塩化物イオンの安定同位体比(37Cl/35Cl)の深度方向分布を明らかにした。これらの調査には、コア間隙水から間隙水を抽出して調査する技術(Nakata et al., 2016)、間隙水の水素酸素同位体比を明らかにする技術(Nakata et al, 2018b)など、過去の研究で確立した手法を適用した。イオン濃度や同位体比の分布から、調査対象とした場の物質移行が拡散支配であることを示す手法を提案した。

上述のボーリング孔間隙水調査で得られたデータを、実験的に得られたパラメータを用いて、 拡散方程式でフィッティングし、拡散が起き始めてからの時間、拡散が起きている境界深度、初 期濃度、初期同位体比などを推定した。

4.3.2 拡散係数や同位体分別係数の実験的評価方法の確立

(1) 塩化物イオンの拡散係数・同位体分別係数の評価

1) 試験方法の概要

塩化物イオン(Cl)濃度の拡散係数は図 4.3-1 に示すような「Through-Diffusion 法(透過型 拡散試験)」を用いて決定した。透過型拡散試験では岩石試料を2つのセルで挟み込んで固定し、 それぞれのセルに評価対象となるトレーサーを高濃度で含む溶液(上流側セル)と低濃度の溶液 (下流側セル)を入れる。上流側セルにおけるトレーサーの濃度を低濃度側溶液に比べて高くし ておき、低濃度側セルにおけるトレーサー濃度の経時変化を調べる。対象とした幌延地域の岩石 は間隙水に Cl イオンが含まれているため、拡散試験用に整形した岩石を間隙水とイオン濃度を 同程度に調整した硝酸ナトリウム溶液に浸漬し、間隙水中の Cl イオンの影響を排除してから試 験を開始した。上流側セルには塩化ストロンチウム溶液に重水とナフチオン酸ナトリウム (NAP) を添加したもの、下流側のセルには硝酸ナトリウム溶液に重酸素水を添加して試験を実施した。 透過型拡散試験では上述の通り、上流側から下流側へのトレーサーの移動速度を調べるが、本試 験ではでは、Cl イオン・重水・NAP の高濃度側から低濃度側への移動、硝酸イオン・重酸素水 の低濃度側から高濃度側の双方向の移動を評価した。上流・下流のセルにおけるイオン濃度を高 く・等しくすることにより、粘土鉱物の膨潤による岩石試料のスレーキングを防ぐことができる ほか、双方のセル溶液の密度差による影響を排除することが可能である。また、相補的に拡散係 数を比較することにより、試験時に移流などが発生していないことを確認することができる。今 回実施した試験においては、水同位体(水素同位体比: δ Dと酸素同位体比: δ 18O)の拡散係数、 1 価の陰イオン (Cl^- と NO_3^-)の拡散係数ともに、両方向でそれほど大きく異ならないため、 移流は発生していないと考えられた。一部数十%程度拡散係数が異なるケースもあったが、これ は試験や分析におけるばらつきの範囲内であると考えられる。

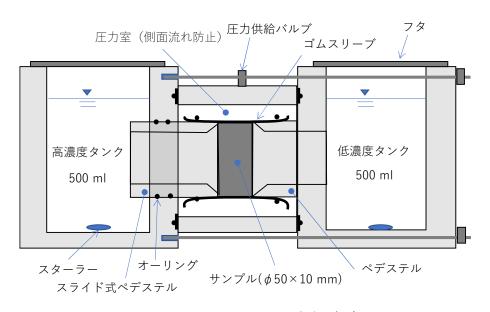


図 4.3-1 Through-diffusion 試験の概念図

拡散における同位体分別係数は、対象とする同位体の拡散係数の比で表現される。Cl の安定同位体である ^{35}Cl と ^{37}Cl の拡散係数の比は、上流側セルから下流側セルに移動する ^{35}Cl と ^{37}Cl の フラックスの比となる。このため、拡散がある程度進行すると、上流側セルにおける $^{37}Cl/^{35}Cl$ と下流側セルにおける $^{37}Cl/^{35}Cl$ の比から、同位体分別係数を評価することが可能である

(Hasegawa et al., 2018)。詳細な実施方法を以下に示す。

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 $C_{l,t}$ 、拡散係数は、 D_h と D_l とした。また、 α は分別係数で、 $\alpha = D_l/D_h$ 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することが可能である。

拡散試験の対象としたのは、幌延地域の「声問層」「稚内層」からそれぞれ取得した岩石コアを 拡散試験用に整形したものである。

2) 拡散係数の評価結果

各ボーリング孔での拡散係数と分別係数を表 4.4-1 に示した。

声問層の岩石においては δ D と δ 18O の拡散係数は $1.7\sim3.2\times10^{-10}$ m²/s、 Cl^- と NO $_3^-$ の拡散係数は $1.2\sim3.2\times10^{-10}$ m²/s となっている。声問層では、水分子(δ D と δ 18O)と 1 価の陰イオン (Cl^- と NO $_3^-$) で拡散係数は、 $1.1\sim1.5$ 倍程度とほとんど変わらない。これは間隙率が、 $49\sim64\%$ とかなり大きく、陰イオン排斥効果(Mazurek et al.,2010)を、それほど強く受けないため、同程度の拡散係数になっていると考えられる。陰イオン排斥効果とは、粘土表面などがマイナスイオンに帯電することで、陰イオンが粘土鉱物表面への接近を妨げる効果である。このため、水分子と陰イオンでは、間隙中において存在できる領域、すなわち有効な間隙率が異なる。

一方で、蛍光染料であるナフチオン酸ナトリウム (NAP) 有機物の拡散係数については、C1の拡散係数に対して、0.09~0.29 程度の割合となった。また、この関係には間隙率に依存性があり、間隙率が小さいほど、拡散係数比が小さくなる。このため、このような大きい間隙率においても、有機物のように大きい構造のものは、間隙の影響を受けるものと考えられる。

表 4.3-1 幌延のボーリングコアでの拡散係数と分別係数

(1)拡散係数と間隙率

=+火/ 夕	実効拡散係数 De (m²/s)					
試料名 孔名:深度(G.L. m)	高→低濃度タンク			低→高濃度タンク		n (%)
11.右·/木/久(G.L. III)	δD	CI	NAP	δ ¹⁸ O	NO ₃	
HDB-1: 200.31-200.55	3.0E-10	2.5E-10	4.7E-11	3.2E-10	3.3E-10	64.2
HDB-1: 302.40-302.59	2.7E-10	2.4E-10	3.7E-11	2.6E-10	2.8E-10	55.6
HDB-8: 151.60-151.80	1.0E-10	6.2E-11	2.7E-12	1.1E-10	5.5E-11	36.6
HDB-8: 250.23-250.49	1.0E-10	6.4E-11	2.1E-12	1.0E-10	5.9E-11	36.9
HDB-8: 330.64-330.95	1.0E-10	6.6E-11	2.2E-12	1.0E-10	5.5E-11	36.3
HDB-10: 66.00-66.25	2.0E-10	1.4E-10	2.3E-11	2.0E-10	1.4E-10	53.3
HDB-10:163.00-163.25	2.0E-10	1.5E-10	1.8E-11	1.9E-10	1.5E-10	53.4
HDB-10: 255.17-255.47	1.7E-10	1.2E-10	1.2E-11	1.7E-10	1.2E-10	49.1
HDB-10: 333.67-334.00	1.1E-10	7.7E-11	2.6E-12	1.2E-10	6.7E-11	39.0
HDB-10: 428.65-429.00	9.2E-11	6.3E-11	4.8E-13	9.6E-11	5.7E-11	35.9
HDB-10: 534.20-534.40	7.9E-11	4.1E-11	1.5E-12	7.0E-11	2.7E-11	30.0
HFB-1: 123.05-123.35	2.9E-10	2.5E-10	7.2E-11	3.2E-10	3.4E-10	63.2
HFB-1: 198.10-198.50	2.4E-10	1.9E-10	4.2E-11	2.6E-10	2.5E-10	55.8
HFB-1: 298.34-298.74	2.0E-10	1.4E-10	1.4E-11	2.1E-10	1.8E-10	51.5
HFB-1: 399.60-400.00	1.6E-10	1.0E-10	7.3E-12	2.0E-10	1.3E-10	39.1
HFB-1: 499.20-499.60	1.4E-10	9.2E-11	6.6E-12	1.5E-10	1.1E-10	37.3

(2)分別係数と拡散係数比

試料名	分別係数		拡散係数比			
孔名:深度(G.L. m)	10^3 ln $lpha$	D _{δD} /D _{CI}	D _{NAP} /D _{CI}	$D_{\delta 180}/D_{\delta D}$	D _{NO3} /D _{CI}	
HDB-1: 200.31-200.55	1.4 ± 0.2	1.2	0.19	1.0	1.3	
HDB-1: 302.40-302.59	1.5 ± 0.2	1.1	0.15	1.0	1.2	
HDB-8: 151.60-151.80	1.8 ± 0.3	1.7	0.04	1.1	0.9	
HDB-8: 250.23-250.49	1.4 ± 0.3	1.6	0.03	1.0	0.9	
HDB-8: 330.64-330.95	1.6 ± 0.2	1.5	0.03	1.0	0.8	
HDB-10: 66.00-66.25	1.5 ± 0.3	1.4	0.17	1.0	1.0	
HDB-10:163.00-163.25	1.2 ± 0.3	1.4	0.13	1.0	1.1	
HDB-10: 255.17-255.47	1.6 ± 0.5	1.5	0.10	1.0	1.0	
HDB-10: 333.67-334.00	1.2 ± 0.5	1.4	0.03	1.1	0.9	
HDB-10: 428.65-429.00	1.5 ± 0.2	1.5	0.01	1.0	0.9	
HDB-10: 534.20-534.40	1.5 ± 0.2	1.9	0.04	0.9	0.7	
HFB-1: 123.05-123.35	1.2 ± 0.3	1.2	0.29	1.1	1.4	
HFB-1: 198.10-198.50	1.4 ± 0.2	1.3	0.22	1.1	1.3	
HFB-1: 298.34-298.74	N.M.	1.4	0.09	1.1	1.2	
HFB-1: 399.60-400.00	N.M.	1.5	0.07	1.3	1.3	
HFB-1: 499.20-499.60	N.M.	1.6	0.07	1.0	1.2	

^{*}ハッチング部分は稚内層

稚内層の岩石を用いた試験では、 δ D と δ ¹⁸O の拡散係数が、 $0.7\sim2.0\times10^{-10}$ m²/s、 Cl^- と NO₃ - の拡散係数は $0.27\sim1.3\times10^{-10}$ m²/s になった。水同位体(δ D と δ ¹⁸O)と 1 価の陰イオン(Cl^- と NO₃ -)の拡散係数は、 $1.4\sim1.9$ 倍になっている。間隙率が小さいほど、拡散係数が小さくなる傾向がある。これは間隙率が小さくなると、陰イオン排斥効果の影響を受けるためと考えられる。稚内層では Cl と NAP の拡散係数の違いはさらに大きくなり、1/100 倍から 1/10 倍の違いになる。これは、間隙率が小さくなり、間隙構造の影響をより強く受けたためと考えられる。稚内層の岩石を用いた下流側セルにおける $Cl \cdot \delta$ D \cdot NAP 濃度の経時変化を図 $4.3\cdot2$ に示した。

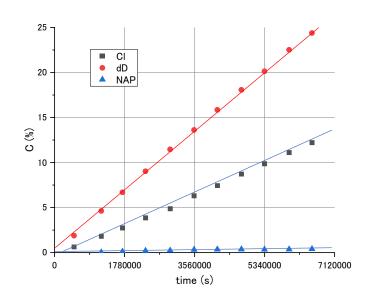


図 4.3-2 Through-Diffusion 試験での濃度と同位体比の変化(HDB-10: 534.20-534.40 m)

稚内層の拡散係数は、声問層の拡散係数よりも小さくなっており、間隙率が小さくなったことが影響していると考えられる。実際には、間隙率の変化率よりも大きく拡散係数は変化している。これは間隙率の低下にともなう屈曲率の増加によるものと考えられる。ただし、水同位体(δ D と δ ¹⁸O)と 1 価の陰イオン(ϵ Cl · ϵ NO₃ · の拡散係数の差は、声問層で 1.1~1.5 倍程度、稚内層で 1.4~1.9 倍程度とそれほど大きくない。これは今回試験をしたサンプルの間隙率が全体に大きかった(ϵ 30~ ϵ 4%)ためと考えられる。

3) 同位体比分別係数の評価結果

Cl の同位体分別係数についても、今回の結果は声問層で 1.0012~1.0016、稚内層で 1.0012~1.0018 と、稚内層の方が大きいものの、自由水中での分別係数(≒1.0013)と大きく変わらない。このように、Cl イオンについてイオン排斥効果などの影響がそれほど大きくないため、分別係数にも大きなさがでなかったものと考えられる。稚内層の岩石において、同位体分別係数を評価したときの結果を図 4.3·3 に示した。

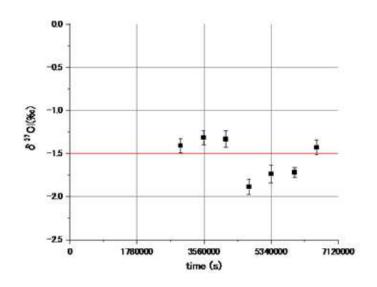


図 4.3-3 同位体分別確認試験結果の例(HDB-10: 534.20-534.40 m)

(2) 溶存ヘリウム拡散係数・同位体分別係数の評価

1) 背景と実施事項

ヘリウム (He) 濃度や同位体比から、地下水の地下での滞留時間(地下水年代)や地下水の起源、混合の状態等を推定することが可能である。評価対象とした帯水層におけるガスの濃度の経時変化を定量的に理解するためには、帯水層内で発生・消費される反応に加えて、帯水層の外部から拡散で流入したり帯水層の外部へと拡散で流出したりする、いわゆる「フラックス」を考慮する必要がある。フラックスを定量的に評価するためには、ガス濃度の地下での分布に加えて、帯水層や帯水層に接する岩盤における溶存ガスの拡散係数が必要となる。

しかし、既往の研究において岩石間隙水中の溶存ガスの拡散係数が評価された例は、溶存イオンの拡散係数評価例と比較すると圧倒的に少ない。これは拡散を評価するための試験でガスを扱う場合、ガス散逸や大気からの汚染が起きやすく、正しく試験を実施することが難しいためである。地下水を評価するための情報として溶存ガスの濃度をより有効に活用するには、Heをはじめとする溶存ガスの拡散係数のデータを蓄積するとともに、溶存ガスの拡散係数を容易に評価できる試験システムの開発が必要とされている。

そこで本研究では、溶存 He の拡散係数を評価する手法を開発すると共に、3 種類の砂岩や幌延岩石を用いた拡散試験を実施した。それぞれの岩石における He の拡散係数を評価するとともに、拡散において 3He と 4He が分別する可能性について検討した。

2) 試験方法

① 試験系の構築

通常拡散係数の評価には、Through Diffusion 法と呼ばれる試験系が多く用いられる(図 4.3-1)。 Through Diffusion 法では、拡散を評価する溶質濃度が高い溶液と低い溶液を満たしたセルに水で飽和した岩石試料を挟み、低濃度側セルにおける溶質濃度の経時変化を調べる。 He の拡散係数評価においては、この低濃度側の He 濃度の経時変化を調べる過程において、溶液中の He ガスが散逸する可能性り、気泡が混ざり込むことで汚染が起きる可能性があることが、試験を困難にしている要因の一つである。

そこで本試験では「拡散サンプラー (Dame et al., 2015)」を低濃度側のセルに導入し、サンプラーを直接ガスクロマトグラフィ(GC)に接続した試験系を構築した(図 4.3-4)。

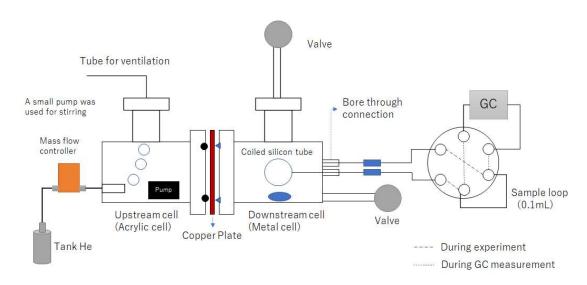


図 4.3-4 ヘリウム拡散試験の試験系概念図

拡散サンプラーは細いシリコンチューブをコイル状に巻いたものと、シリコンチューブが溶液から分離したガスを貯めるサンプルループから構成されており、低濃度側セルの溶液から溶存ガスを分離し、切り替えバルブを介して分離したガスを直接 GC に送ることを可能としている。サンプリングと分析が閉じた系で完結するため、サンプリングや分析における He の散逸や汚染の可能性を大きく低減することができる。また、低濃度側のセルはステンレス製であり、容器壁から大気への拡散への He ガスの拡散を低減することが可能である。

② 拡散試験手順の概要

岩石試料は厚さ 0.5cm 直径 5cm に整形し、5.3cm の孔がある銅板の孔の部分にエポキシ樹脂を用いて固定した。その後銅板を純水(砂岩の場合)または、硝酸ナトリウム(幌延岩石の場合)に浸漬し、ヘッドスペースを真空引きしながら最長で 6 ヶ月間静置した。これにより、岩石間隙を水や溶液で飽和させた。

上述のように間隙を水で飽和させた岩石を図 4.3-4 に示した試験系にとりつけて、He の拡散 試験を実施した。高濃度側セルでは試験中常時 He を 25ml/min でバブリングし、溶液が He 飽和 濃度を保つようにした。事前の検討により上記のバブリング速度で高濃度側セルが He 飽和濃度 に保たれることを確認している。メスフラスコに入れた純水を超音波洗浄機にかけながらポンプで上部のヘッドスペースを真空引きし、溶存ガスを十分に除去した「脱気水」を低濃度側セルの 初期溶液とした。低濃度側セルでは、1 日に 2 回程度、切り替えバルブを用いてサンプルループ中のガスをガスクロマトグラフィ(GC)で分析し、低濃度側の He 濃度の経時変化を調べた。

さらに上述の拡散試験実施後、サンプルループをバルブ付きのものに入れ替えて再度拡散試験を実施し、所定の時間経過後サンプルループ内のガスをサンプリングした。バルブ付きサンプルループを希ガス用質量分析装置に接続し、前処理ラインでサンプルガス内の水蒸気や窒素等を取り除いた後、サンプルループ内の He における ³He/⁴He を分析した。

また、He 拡散試験に用いた岩石の周辺の岩石を用いて、臭化物イオン、水分子(重水)をトレーサーとして拡散試験を実施した。臭化カリウム溶液に重水を添加した溶液を高濃度側のセルに

入れ、低濃度側溶液における臭化物イオンの濃度と水の同位体比の経時変化を調べた

3) 結果と考察

① He の拡散係数と他トレーサーの拡散係数の比較

He 拡散試験で得られた破過曲線の一例として、3 種類の砂岩 (多胡砂岩、来待砂岩、和泉砂岩) における下流側セルにおける He 濃度の経時変化を図に示した。He 濃度は時間に対して直線的 に増加しており、He の拡散が定常状態になっていることが示唆された。拡散試験における典型 的な破過曲線が得られたことから、開発した試験系が He など溶存ガスの拡散係数を評価するために有効であることが確認できた。

試験で評価された拡散係数と形状因子を評価したところ、試験を実施した砂岩においては、水分子の形状因子は臭化物イオンのものより顕著に大きく、陰イオン排斥の効果により水分子の拡散経路より臭化物イオンの拡散経路が小さいことがわかる。一方で水分子と溶存 He の拡散における形状因子はほぼ同程度であり、両者の拡散経路がほぼ一致している可能性が示唆された。このため、少なくとも一部の岩石において、重水をトレーサーとした拡散試験の結果から He の拡散係数を予測することが可能であると推察された。

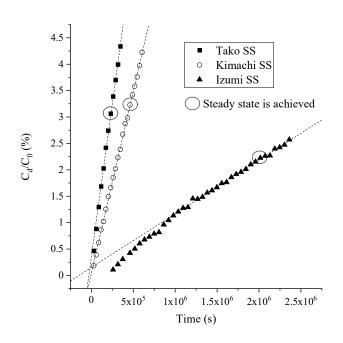


図 4.3-5 ヘリウム拡散試験の結果(下流側セルにおける濃度の経時変化)

② 拡散における ³He と ⁴He の分別

試験を実施した3種類の砂岩においては、同位体分別係数がそれぞれ多胡砂岩:1.137±0.018、来待砂岩:1.139±0.020、和泉砂岩:1.179と評価された。多胡砂岩・来待砂岩では、過去にJähne et al. (1987)らが実験的に決定した自由水中の拡散における同位体分別係数(1.15±0.03)と近い値となっており、岩石間隙を通過することによる同位体分別の効果は認められなかった。一方、和泉砂岩での値は自由水中の分別係数よりも顕著に大きな値となっており、岩石空隙が小さい場合にはヘリウムの同位体比の分別に何かしらの影響があることが示唆された。

4) まとめ

拡散係数を得るのが困難である He について、拡散係数と同位体分別を明らかにできる試験系を構築した。構築した試験系を利用して 3 種の砂岩等でデータを得たところ、He の拡散係数は水の拡散係数を基に算出できる可能性があること、空隙の大きさにより同位体分別が影響を受ける可能性があることが示唆された。

4.3.3 ボーリング孔における調査

(1)調査を実施したボーリング孔について

既往の研究で確立した技術を適用し、幌延地域の種々のボーリング孔において、 δ D、 δ 18O、Cl 濃度、 δ 37Cl の深度方向分布を調査した。既存のボーリングコアから約 10m 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、蒸気法を実施した。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り(Nakata et al., 2016)、幌延地域の岩石コアに対しては、100 MPa の圧力をかけて間隙水を抽出した。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(Hasegawa et al., 2016b)。蒸気法は、岩石コアの一部をアルミニウムバッグに封入し、間隙水を蒸気としてバッグのヘッドスペースに取り出して、水蒸気として同位体比を測定し、間隙水の δ D と δ 18O に換算する方法である。リーチングでは岩石を溶液に浸漬し、間隙水の水同位体比がリーチング液のもので希釈されるため、水同位体比の分析には適していない。一方、蒸気法では、蒸気の δ D と δ 18O のみを計測する手法であり、間隙水のイオン濃度やイオンの同位体比に関する情報を得ることはできない。

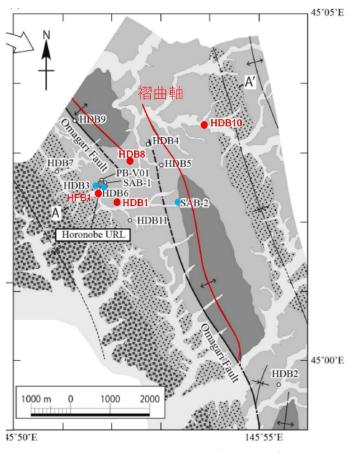


図 4.3-6 調査を実施したボーリング孔の配置

本研究では、褶曲軸からの距離と岩石間隙水の性質には一定の相関があると考え、図 4.3-6 に 示したボーリングコアを用いて、 δ D と δ ¹⁸O、Cl 濃度と δ ³⁷Cl を調査した。これまでに、SAB-2、HDB-1、3、6、8,10,11 SAB-2 ではデータ取得が終了している。さらに、HDB-3 と 6、SAB-2 では拡散方程式による評価も終了している。このため、今年度は HDB-1、8、10、11 と新規孔の HFB-1 のデータを対象に拡散方程式による評価を実施した。

(2)調査結果 (トレーサーの深度方向分布)

1) HDB-1

HDB-1 の Cl 濃度と δ 37Cl の鉛直分布を図 4.3-7 に示す。Cl 濃度は浅部から深部に単調増加している。 δ 37Cl は浅部の 200 m 付近で大きくネガティブシフトし、400~500 m でポジティブシフト、500 m 以深では-1%程度で一定のように見える。Cl の初期濃度が 10000 mg/L、上部境界が深度 100 m で 20 mg/l として拡散で流出すると考えると、Cl 濃度が低下したほぼ全域で δ 37Cl はポジティブシフトすることになる。ここでは、200 m 付近で大きくネガティブシフトしている。ネガティブシフトは、昨年度評価した HDB-6 に見られたように、移流による水みちが必要なことから、この周辺で移流による濃度低下があったと考えられる。ただし、200m 付近に水みちがあるとして、Tang et al.(1981)の式を適用した場合、濃度分布がこの状態になるまでに 1000 万年以上かかる。

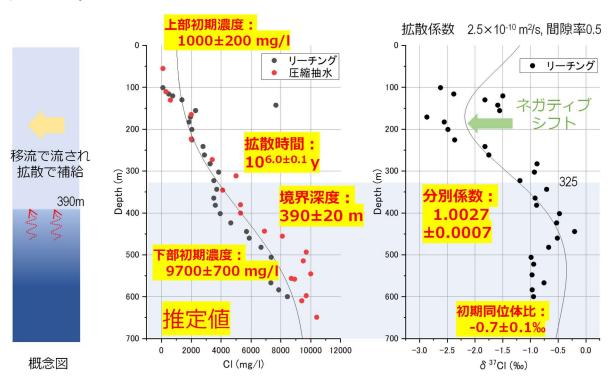


図 4.3-7 HDB-1 での CI と δ ³⁷CI の鉛直分布と解析結果

このため、上部が洗われた後、下部から拡散で Cl が供給されたというモデルを適用した。拡散係数と間隙率の実測値に基づいて $2.5\times10^{-10}\,\mathrm{m}^2/\mathrm{s}$ 、0.5 に設定して,パラメータを推定した結果、図 4.3-7 に示すようにパラメータを推定することができた。ここでは、洗われる範囲は $390\pm20\,\mathrm{m}$ となり、かなり深くまで洗われた後に、深部から拡散で Cl が供給されたことになる。ここに、声問層と稚内層の境界は $325\mathrm{m}$ であり、稚内層の上部まで洗われたことになる。拡散に要する時間は、約 $100\,\mathrm{D}$ 年となっており、概ね隆起した時期とも整合する。分別係数が 1.0027 ± 0.0007 、

初期濃度が 1000±200 mg/L となっている。これらのパラメータは相関が高く、分別係数が小さくなっても、初期濃度が小さくなれば、同程度の同位体分別が発生する。このため、分別係数を1.0015 に固定すると、初期濃度は 400±100mg/L 程度で再現が可能となる。

ここでは、洗われた後に拡散で Cl が深部から供給されたと考えたが、声問層深部に比較的遅い地下水流速(拡散と同程度の輸送量)があり、移流箇所がネガティブシフト、拡散が支配的な箇所がポジティブシフトになっている可能性もある。

2) HDB-8

HDB-8 の Cl 濃度と δ ³⁷Cl の鉛直分布を図 4.3-8 に示す。Cl 濃度は深度 200m までがほぼ淡水で、200m 以深で増加し、深度 350m 以深で約 6000mg/l 程度でほぼ一定となる。 δ ³⁷Cl は Cl 濃度の増加が大きい深度 200~350m でやや大きい(-1.0~-0.5‰)が、Cl 濃度が一定となった深度 350m 以深では、-1.4‰程度でほぼ一定となる。

上記のような Cl 濃度と δ 37Cl の鉛直分布のため、深度約 200m 以浅が移流場で、深度 200m 以深が拡散場であると考えられた。このため、一次元の拡散方程式を適用した。拡散係数と間隙率の実測値に基づいて 0.6×10^{-10} m²/s、0.35 に設定しパラメータを推定した結果、図 4.3-8 に示すようにパラメータを推定することができた。

ここでは、移流場は $180 \pm 4 \,\mathrm{m}$ 以浅となり、それ以深から Cl が拡散によって供給されていると推定された。拡散に要する時間は、約 80 万年となっており、概ね隆起した時期(100 万年前)とも整合する。分別係数が 1.0013 ± 0.0004 、初期濃度が $5200 \pm 500 \,\mathrm{mg/L}$ となっている。分別係数は、実測値に基づくと 1.0015 であるが、ここではやや低い値となっている。また、初期濃度と初期同位体比の推定値に誤差が大きくなっている。本地点では、初期濃度と初期同位体比が水岩石相互作用の影響で地点によって異なる。このためパラメータ推定が難しくなっていると考えられる。

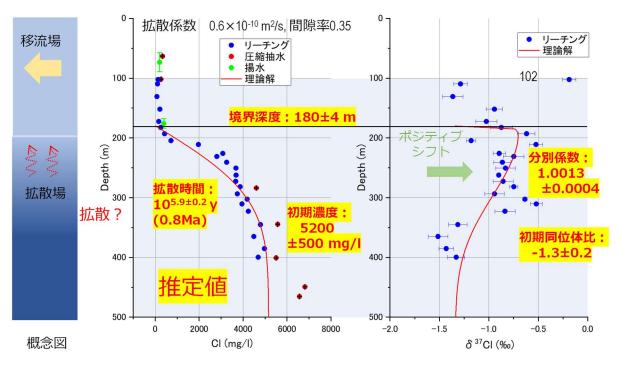


図 4.3-8 HDB-8 での CI と δ ³⁷CI の鉛直分布と解析結果

3) HDB-10

HDB-10 の Cl 濃度と δ 37Cl の鉛直分布を図 4.3-9 に示す。Cl 濃度は浅部(深度 100m 以浅)でややばらつくものの、深度 $100\sim300$ m は単調に増加する。 δ 37Cl についても、この区間(深度 $100\sim300$ m)では単調に減少する。このため、深部から浅部に向けて拡散が発生していると考えられる。

浅部 (深度 300m まで) を深部から浅部に向けての拡散現象として、一次元の拡散方程式で評価した。拡散係数と間隙率は、実測値に基づいて 0.6×10^{-10} m²/s、0.35 に設定した。この結果、図 4.3-9 に示すような結果となった。

浅部は 54 ± 20 m が移流場となり、境界濃度は 10 ± 30 mg/L と非常に低い濃度となった。また、分別係数は上限値の 1.0030 ± 0.0024 と推定された。これは、 δ 37Cl の振れ幅が非常に大きいためと考えられる。拡散時間は $10^{6.0\pm0.5}$ 年と約 100 万年となっている。初期濃度は 5000 ± 1500 mg/L、初期同位体比は -2.7 ± 0.1 となっている。 全体にポジティブシフトが大きいため、値にばらつきが大きく、分別係数や初期同位体比が大きい結果となっている。

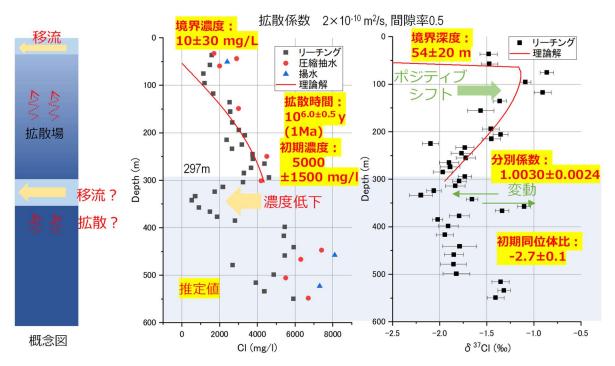


図 4.3-9 HDB-10 での CI と δ ³⁷CI の鉛直分布と解析結果

4) HDB-11

HDB-11 の Cl 濃度と δ ³⁷Cl の鉛直分布を図 4.3-10 に示す。Cl 濃度は浅部から深度 300m 付近まで増加し、その後、深度 400m 付近まで減少に転じ、それ以深では再度増加した後、深度 600m 付近でほぼ一定値になっている。 δ ³⁷Cl については、浅部から深度 150m 付近まで増加し、その後減少し、深度 400m 付近で最も低下する、その後は増加し、一定値に収斂しているように見える。このため、浅部(深度 300m まで)は、深部から浅部に向けて拡散が発生していると考えられる。 さらに深度 400m 付近には水みちがあり、水みちに向けての拡散が発生していると考えられる。

地表~深度 300m 付近で発生している現象は浅部への拡散現象、深度 400m 付近で発生している現象は水みちに対する拡散による流入現象であると考えられる。このため、これらを一次元の理論式と Tang et al.(1981)の式の重ね合わせで評価することとした。拡散時間については、浅部と 400m 付近の水みちとで異なる可能性もあるが、ここでは同じとして評価した。評価した結果を図 4.3-10 に示す。拡散係数と間隙率は、主に声問層での拡散現象となるため、実測値に基づいて 1.0×10^{-10} m²/s、0.5 に設定した。ボーリング孔の水みちまでの距離は 1000 m と仮定した。

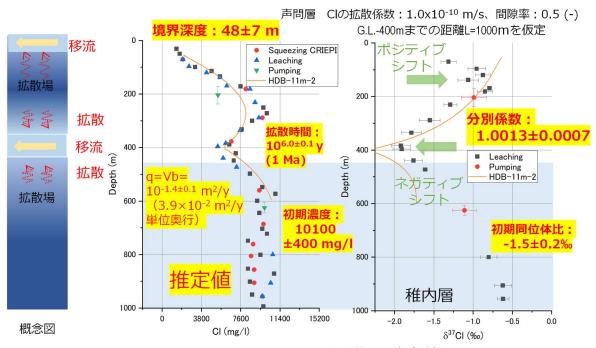


図 4.3-10 HDB-11 での CI と δ ³⁷CI の解析結果

この結果、上部の移流場の境界深度は $48\pm7m$ と推定された。拡散時間は $10^{6.0\pm0.1}$ 、初期濃度は 10100 ± 400 mg/l、分別係数は 1.0013 ± 0.0007 、初期同位体比は -1.5 ± 0.2 %と推定された。水みちの流量は、 $10^{-1.4\pm0.1}$ m²/y(単位奥行流量: 3.9×10^{-2} m²/y)となった。

δ³⁷Cl は、浅部への拡散によるポジティブシフトと、水みちへの拡散によるネガティブシフト がよく再現できていると考えられる。推定された拡散時間の 100 万年は地層の隆起時期と概ね一 致しており、分別係数は声問層の分別係数と概ね整合している。

水みちの流量は、水みちの幅が 1m の場合 3 cm/y、10m の場合 3 mm/y に相当する速度であり、十分に小さいと考えられる。

HDB-6 の深度 200m 付近での水みちに比べて、濃度低下が小さいのは、深度が深く、涵養域からの距離が遠いため、流量が少ないのは、局所的に少ない、マトリックスへの漏水によって流量

が低下したなどが考えられるが、実際には明確ではない。

5) HFB-1 孔

HFB-1 孔について、 36 Cl による年代測定と、Cl と δ 37 Cl による拡散解析を実施した。

Cl と 36 Cl/Cl の分布を図 4.3-11 に示す。 36 Cl/Cl の分析には、リーチングおよび揚水試料を用いた。 36 Cl/Cl の計測値は、概ね 26 × 10 -15 の範囲に入っている。Cl 濃度のように明確な深度依存性は確認できていない。声間層と稚内層でもそれほど大きな差は見られない。

岩石の間隙率、鉱物組成、ウラン・トリウムなど微量元素などに基づいて、放射化解析での36CI/CIの平衡値を計算した。この結果を計算値1と2として図4.3-11に示す。計算値1は、試料の実測値に基づくもので、計算値2は平均的な岩石組成に基づいて間隙率の変化のみを考慮したものである。36CI/CIの計測値は、声問層内では概ね放射平衡値程度、稚内層内では少し小さくなっている。声問層では、概ね放射平衡値に達していると見なせる。このため、CIは地層内で100万年以上滞留していると考えられる。稚内層では、平衡値よりやや低いため、100万年よりも若い可能性もある。ただし、平衡値が小さく、計測値の精度も低いため、地下水試料が平衡値に達していないように見えている可能性もある。さらに、ここでは36CI/CIの平衡値を求める際に、海水の半分程度の濃度を地下水の組成として用いているが、稚内層ではこれよりもやや高いとも想定されるので、海水成分による中性子吸収の影響で、やや低くなっている可能性もある。

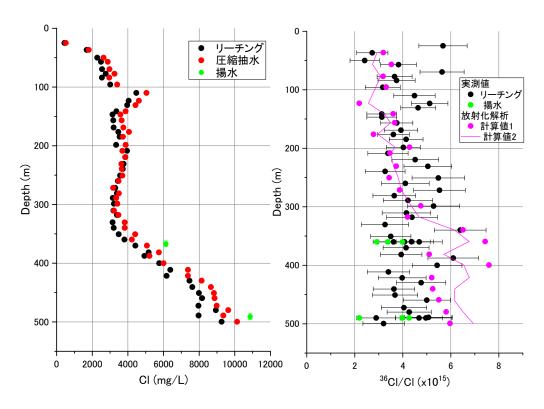


図 4.3-11 HFB-1 での CI と δ ³⁷CI の鉛直方向分布

Cl と δ ³⁷Cl の分布を図 4.3-12 に示す。Cl 濃度は浅部から深度 100m 付近まで増加し、その後、深度 300m 付近までほぼ一定で、それ以深では増加傾向にあり、深度 500m 付近で 10000mg/l 程度となっている。 δ ³⁷Cl については、浅部から深度 300m 付近まではほぼ一定であるが、深度 100m 付近で増減が局所的にある。その後、深度 300m付近で小さい値を取り、その後深度とともに増加し、400m 以深で一定のように見える。

このため、浅部の声問層(深度 0~100 m)については、Cl 濃度からは、上部に向けて拡散が発

生していると考えられる。ただし、上部に向けての拡散であれば、 δ 37Cl はプラスにシフトするはずであるが、明確な傾向が見えない。このため、浅部の声問層(深度 0~100 m)は拡散ではなく、移流による分散の影響と考えた。深度 300m 以深では、Cl 濃度が深度とともに増加しており、 δ 37Cl も増加しているため、深度 300m 付近に向けて深部から拡散が発生していると考えられる。ただし、 δ 37Cl が深度 330m 付近で、大きくマイナスにふれているため、水みちへの拡散と考えられる。深度 300m 付近には、水みちがあると考えられるが、声問層内(深度 300m 付近)では Cl 濃度や δ 37Cl の変化が明確でないため、水みちの広がりはよくわからない、深度 100m~300m で全体に流れている可能性もある。このため、深度 300m 以深で発生している現象を拡散現象として評価した。

ここでも、HDB-11 と同様に Tang et al.(1981)の式で評価することとした。評価した結果を図 4.3-12 に示す。拡散係数と間隙率は、主に稚内層での拡散現象となるため、実測値に基づいて 1.0 \times 10⁻¹⁰ m²/s、0.4、初期濃度は 10000 mg/l に設定した。ボーリング孔の水みちまでの距離は 1000 m と仮定した。この結果、水みちの深度は 330±3m と推定された。拡散時間は $10^{6.0\pm0.1}$ 、分別係数は 1.0030 ± 0.0005 、初期同位体比は -0.9 ± 0.1 %と推定された。水みちの流量は、 $10^{-1.2\pm0.1}$ m²/y(単位奥行流量: 6.6×10^{-2} m²/y)となった。

推定された拡散時間の 100 万年は地層の隆起時期と概ね一致しており、分別係数は稚内層の分別係数よりもやや大きくなっている。水みちの流量は、水みちの幅が $1\,\mathrm{m}$ の場合 $6\,\mathrm{cm/y}$ 、 $10\,\mathrm{m}$ の場合 $6\,\mathrm{mm/y}$ 、 $100\,\mathrm{m}$ の場合 $0.6\,\mathrm{mm/y}$ に相当する速度であり、十分に小さいと考えられる。

HDB-6 の深度 200m 付近での水みちに比べて、濃度低下が小さいのは、深度が深く、涵養域からの距離が遠いためではないかと考えられた。また、流量が少ないのは、局所的に少ない、マトリックスへの漏水によって流量が低下したなどが考えられるが、理由は明確ではない。

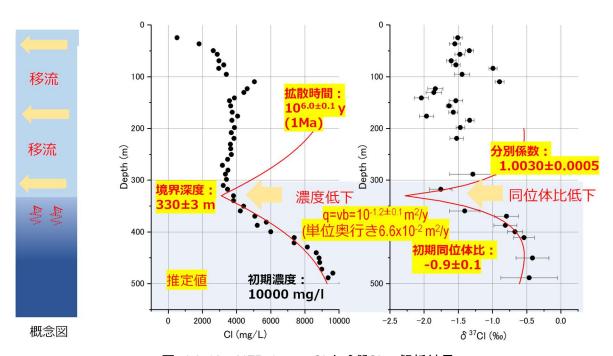


図 4.3-12 HFB-1 での CI と δ ³⁷CI の解析結果

(3)まとめ

ここでは、ボーリング孔での Cl 濃度と δ δ δ Cl の分布から、拡散が支配的であることの説明を試みた。一部、 δ δ Cl の分別が小さく拡散が支配的かどうかがわかりにくいところもあるものの、Cl 濃度と δ δ Cl の変動は拡散現象と連動しており、拡散が支配的であることが確認できたと考えられる。

このように、対象とする地層における物質移行が拡散支配であることを示すことができれば、 低流動域の存在を確認できたことになる。ここでは、種々のイオンの拡散係数や同位体の分別係 数を室内試験で評価する手法を確立した。さらに、岩石コアからイオンや同位体比の深度方向分 布を調査し、その分布を拡散方程式で再現することにより、場が拡散支配であることおよび拡散 が起きてからの時間を推定する方法を提案した。

上述の C1 濃度と δ 37C1 の深度方向分布を調べる手法により、低流動域の存在を根拠に基づいて明示することができる。さらに、「物質の移動速度が遅く、放射性核種の閉じ込め性能が高い」ということの直感的な理解につながる情報であるため、PA の醸成にも有用であると考えられる。また、幌延地域は過去に地殻変動の影響を受けており、それに伴って地下水も移動した可能性がある。拡散が起きてからの時間を推定することにより、「過去に地殻変動が起きても、処分場に適した安定的な間隙水が存在する」ことを示すことができるため、同様に過去に地殻変動のあった/あるいは現在も地殻変動が起きている場所でも、現在の状態の安定性を議論することが可能である。これらの特性は放射性廃棄物処分場の概要調査において、有用であると考えられる。

4.4 81Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討

4.4.1 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 は地下での発生源がほとんど無視できると考えられることから(Purtschert et al。、2021)、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 $^{2.29}\times10^{5}$ (年)であり、 36 Cl や 4 He と相補的に数十万年から数百万年という高レベル放射性廃棄物処分の安全評価について重要な年代において、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、放射性廃棄物処分場における天水の影響の有無を評価するために極めて重要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 , 2021)。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 を利用した地下水年代評価の例は多くない。国内では 2023 年の時点で本研究以外に 81 Kr を適用し、地下水年代を評価した例はない。このため、国内の地下水に対して 81 Kr を適用し、その適用性・有用性を確認するとともに、日本の地下水特有の問題点が発見された場合にはこれを解決していく必要がある。

上述のように ⁸¹Kr を分析するためには、現状で 2 箇所程度しかない ATTA の分析が可能な機関に抽出したガスを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場合がある (Miyakawa et al., 2017)。例として北海道幌延地域の地下水から抽出したガスにおける、主要なガスの組成を表 4.4-1 に示した。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 Kr 濃度が低下しており必要とされるガスのサンプル量が多い(100~200 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、③ATTA の分析を妨害する要因となるといった問題が生じる可能性が高い。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、⁸¹Kr 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。

上記のように本研究では ⁸¹Kr を用いた地下水年代評価方法を国内の地下水へと適用し、その適用性・有用性を確認するとともに、新たな問題点が発見された場合にはこれを解決し、日本の地下水における ⁸¹Kr の採取・分析・評価手法を確立・提案していくことを目的とした。上述のように日本の一部の地下水ではメタン濃度が高く、これが ⁸¹Kr の ATTA による分析の妨げとなることがわかったため、まずはメタンを除去する手法について検討した。これについて、(2)に記載する。確立したメタン除去方法幌延立坑の地下水へと適用し、⁸¹Kr の分析結果を得た。⁸¹Kr の分析結果から、⁸¹Kr の有用性について議論した。この結果を(3)に示した。また、ボーリング孔から取得したガスにメタン除去法を適用し、⁸¹Kr を分析可能とした。これによってボーリング孔の透水性の良い深度において、流れる水が天水の影響を受けているかどうかを判断するための情報を提供可能となった。この結果を(4)にまとめた。(5)には今までの結果をまとめ、⁸¹Kr の有用性とサンプル採取・評価までの流れをまとめた。

表 4.4-1 北海道幌延地域(研究坑道内)で取得したガスにおける主要な成分の組成

深度 地点名	窒素 (%)	二酸化炭素(%)	メタン (%)
140m 07-V140-M01	1.5	9.5	88.2
250m 09-V250-M02	1.9	8.9	88.1
350m 12P350-M02	1.7	74.2	23.1

4.4.2 メタン除去方法の検討

メタンを含むガス状のサンプルから、メタンを減量するための手法として2つの方法を検討した。1つめはメタンを高温の酸化銅と接触させて酸化し、水と二酸化炭素に変換した上でそれぞれをトラップして減量する手法であり、以下では「酸化銅による燃焼法」と記述する。2つめの手法は、加熱したチタンとガスを接触させ、チタンの表面に反応性のガスを吸着させるあるいはチタンに吸蔵させる方法であり、以下では「チタンによるガスの除去法」と記述する。

Kr をガスから抽出するための手法として、メタンと Kr の凝固点や低温での物質への吸着挙動の差異を利用する方法について検討した。これを以下では「Kr の吸着法」と記載する。

以下では、それぞれの方法の検討結果について示した。

(1) 酸化銅による燃焼法の検討

1) 燃焼管温度や流速の設定

酸化銅による燃焼法の適切な条件を設定するために、まずメタンガスをサンプルとして酸化銅充填したカラム (反応管) を加熱する温度と、ガス下流から得られるガスの組成の関係を調べた。 反応管温度と反応管下流から得られるガスにおけるメタン濃度の関係を図 4.4-1 に示した。図に示したように、反応管の温度が 650 の場合には、約 10%のメタンが酸化されずに残留するのに対し、750 でまで反応管の温度を上げるとほとんどメタンが検出されなくなった。以上のことから、反応管温度は 750 であれば良いと考えられたが、別途実施した試験において酸化が十分でない場合水素が発生することが判明したため、反応管の温度は 800 でに設定した。

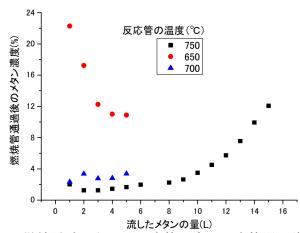


図 4.4-1 メタンの燃焼試験における反応管温度と反応管通過後のメタン濃度

約 150L 程度のメタンを含むガスを酸化させる必要性が生じることから、反応管の内径をできるだけ太くし、処理速度を上げる必要がある。800℃まで加熱可能な管状炉において、実現可能な大きさを考慮し、メタン処理に用いる反応管の大きさは内径 60mm とした。内径 60mm の磁性管に管状炉の加温可能区間である約 50cm 酸化銅を充填し、反応管とした。このとき充填された

酸化銅は 4.36Kg である。反応管の温度を 800℃に加熱し、流速を変えてメタンを流したところ、 500mL/min の流速まで下流のガスからメタンは検出されなかった。 この結果から、流速 500mL/min でサンプルの処理が可能であると考えられたが、ガス組成等が一定ではない実サンプルに同じ条件で対応できるよう、実際には流速を 250mL/min として運用した。

2) 水および二酸化炭素の捕捉

酸化銅による加熱で発生した水と二酸化炭素のうち、水についてはモレキュラーシーブ (3A) を用いて捕捉した。

二酸化炭素については、化学的な吸着剤を用いて捕捉する方法と、低温にしてトラップする方法について検討した。低温にしてトラップする手法ではトラップした二酸化炭素が流路に詰まり、ガスが流れなくなる現象がたびたび確認されたことから、二酸化炭素をトラップしかつ Kr を抽出するためには複雑な試験装置・条件が必要であると考えられた。このため、冷却により二酸化炭素を捕捉する方法については途中で検討から除外した。

二酸化炭素吸収剤として、Apled Health Products 社製の Litholyme (リソライム)を用いて、二酸化炭素の捕捉条件を検討した。リソライムは二酸化炭素を吸収すると紫色に変色し、色の変化は不可逆的であることから、色を指標として二酸化炭素を吸着するのに必要な量を知ることが可能である。内径 67 mm、高さ 290 mm のカラムに 340 g のリソライムを充填し、二酸化炭素吸着用のカラムとした。二酸化炭素ガス 5 L をガスバッグに封入したあと、ポンプ、マスフローメーター、二酸化炭素吸着用カラムを接続し、カラムを通過したガスがガスバッグに戻るような試験系を構築した。流速を 100 mL/min としてカラムに二酸化炭素ガスを流し、ガスバッグ内のガスが目視でなくなるまでガスを流し続けた。試験終了後、リソライムのうち変色した箇所を取り出し重量を測定した。試験開始後、二酸化炭素を入れたガスバッグが減量していることが目視で確認され、カラム上部のリソライムにも紫色の着色が見られたことから、二酸化炭素がリソライムに捕捉されていることが示唆された(図 4.4-2)。60 分後、ガスバッグは膨らみが確認できなくなったことからポンプを止め、リソライムの変色を確認したところ変色した領域はカラム上部から 1.2cm であり、リソライムの体積として 42 cc 程度であった。変色した部分を取り出して重量を測定したところ 42.4 g であった。

この試験結果から、リソライムは $100\,\mathrm{mL/min}$ の速度で二酸化炭素を吸着することが可能であり、 $5\,\mathrm{L}$ の二酸化炭素を吸収するために $42\,\mathrm{g}$ 程度のリソライムが必要であることがわかった。このため、 $420\,\mathrm{g}$ 程度のリソライムによって、 $50\,\mathrm{L}$ の二酸化炭素を吸着可能であることがわかった。

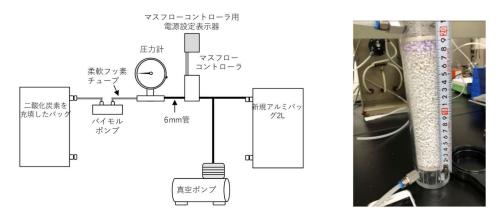


図 4.4-2 二酸化炭素トラップ試験の試験系と二酸化炭素捕捉後のリソライム外観

3) Kr 分析前処理法としてのメタン燃焼-水・二酸化炭素トラップ法

上記の①・②の結果から、酸化銅によるメタンの燃焼(水と二酸化炭素への変換)、モレキュラーシーブによる水の捕捉、化学的な吸着材(リソライム)による二酸化炭素の捕捉を通じて、ガスサンプル中のメタン濃度を大きく低減できることが分かった。この手法の利点として、(1)燃焼性のガスであるメタンが、不燃性の二酸化炭素ガスに変換されるため輸送中の発火のリスクが低減できること、(2)発生する二酸化炭素ガスが Kr ガスのキャリアとして働くため、Kr の回収について別途検討する必要がないこと、(3)二酸化炭素を多く含むサンプルにも対応可能であることが挙げられる(幌延地域の地下水ではメタンと並んで二酸化炭素の濃度も高い)。

幌延地域の地下水から取得したガスを処理するために、図 4.4-3 に示すような処理系を構築した。処理系の最下流にはリソライムを封入した上で真空引きしたアルミバッグを接続しており、上述のように二酸化炭素がキャリアとなって Kr をガスバッグまで移送するため、Kr の回収率が高いことが期待できる。また、最下流をガスバッグにしたことで、系全体の圧力制御をする必要がなくなり、ポンプの出力を一定にすることでガス流量を一定に保つことができる。また、反応管に充填した酸化銅はメタンを流すことで還元されるが、再度高温にして空気をながすことで還元された酸化銅を再度酸化銅に戻すことが可能である。このような「再生運転」が可能であり、一度試験系を構築したらメタン減容処理→再生運転を繰り返すことで、反応管を入れ替えることなく大量のサンプルの処理ができるのも、この手法の利点である。

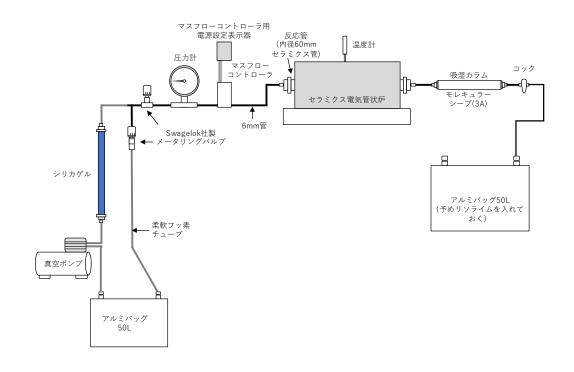


図 4.4-3 実規模メタン燃焼-水・二酸化炭素捕捉試験の試験系概念図

(2) チタンによる反応性ガスの除去

加熱したチタンは窒素、酸素、二酸化炭素などの反応性のガスを吸蔵することが知られており、これはチタンの「ゲッター作用」と呼ばれる。このチタンのゲッター作用は高真空を得るための「ゲッターポンプ」としても利用されている。チタンのゲッター作用を、Kr を含むメタンガスに適用することで、メタンやそのほかのガスを減量し、Kr の濃度を高めることができる可能性があ

る。メタンを処理するために使用するチタンの種類、適切な温度、処理可能なガスの量、処理可能な速度などの情報を得ることができれば、加熱したチタンによるメタンの減量が可能になると考えられたことから、ここでは上記の情報を得るための検討を実施した。

酸化銅による手法と同様に、メタンガスをサンプルとして、メタン除去率と反応管の温度の関係を調べた。その結果を図 4.4 に示す。700 $\mathbb C$ ではメタンの除去率は 23 %程度であったが、反応管を昇温させるとともにメタン除去率は増加し、850 $\mathbb C$ では 100 %に達した。850 $\mathbb C$ の試験では、チタンのゲッター作用により反応管内の圧力が低下し、反応管下流に取り付けたガスバッグは取り付け時に中にわずかに残ったガスが反応管ないに吸引され、試験中ガスバッグは吸引された状態のまま膨らむことはなかった。この結果から、チタンによるメタンの除去には 850 $\mathbb C$ 以上の温度が必要であることがわかった。

温度を850 ℃にして、流速を上げていった結果、100 mL/min までの流速であれば1Lのメタンを流しても反応管下流のガスバッグは膨らまず、100 %のメタンが除去されたが、流速を150 mL/min に上げるとガスバッグが膨らみメタンの除去率が30 %程度まで低下した。さらに、流速を150 mL/min にしてガスバッグの膨らみが観察されたあと、流速を100 mL/min に落としたがメタンの除去率は低いままであった。チタンによるゲッター作用は、チタン表面の反応性の高い膜が反応する段階と、膜に吸着されたガスが熱による拡散でチタンの内部に吸収される段階の2段階が存在すると考えられる。大きな流速でガスを流し、チタンの表面が全てメタン等のガスで覆われた場合、チタン表面からの吸収が反応速度を律速するようになるため、流速を落としても除去率が回復しなかったと推察される。このため、できるだけ大きな流速でメタンを処理したい場合には、チタンの表面が一気にメタンなどの反応性ガスで覆われない程度の流速を上限として処理をする必要があると推察される。

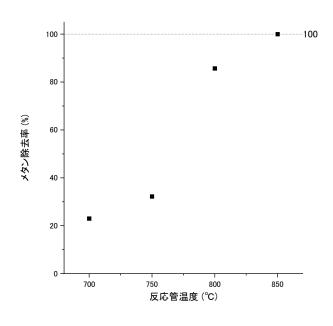


図 4.4-4 チタンスポンジの反応管温度とメタン除去率の関係

以上のように、チタンによるゲッター作用を利用する手法は、窒素やメタンを含む種々の反応性ガスに適用可能であり、サンプル体積をできるだけ小さくしたい場合には極めて有用であると考えられる。しかし、上述のようにサンプルを処理可能な速度が、途中で大きく変化する可能性があるため、取得するガスの組成がサンプルによって大きく異なる条件下で、条件を一定にして

処理をすることは困難である。サンプルごとに、適切な条件を設定し、処理する体積を変えて処理を実施していく必要がある。このため、本研究ではチタンを用いた手法を Kr 分析の前処理方法として採用しなかった。

(3) Kr の吸着去

Kr をサンプルから直接抽出する方法は、上述の方法のような高温を使う必要がないため、例えば地下水採取現場で Kr 以外のガスの量を低減し、国内でのサンプル移送の手間も含めて大きく低減できる可能性がある。また、サンプル量を低減することができれば、上述の燃焼等の手法も規模を小さくできるため、吸着等により Kr を濃縮する手法を確立することは利点が大きいと考えられる。一方、Kr の沸点は-153.2 Cであり、メタンの沸点である-161.6 Cと近い。このため、通常の冷却トラップではメタンを吸着させずに Kr のみを吸着させることができる状況を構築することが困難であることが予想される。このため、メタンと Kr を分離可能な条件(温度、吸着材)の設定、その場合の Kr の回収率(およびメタンの除去率)について情報を得ていく必要がある。本研究では、種々の条件で Kr の回収率とメタンの除去率を調べた。

外径 6 mm、内径 4 mm、長さ 1 m の銅管に吸着材(細かく裁断した銅線、モレキュラーシーブ、活性炭)を充填して Kr 捕捉用カラムとし、メタンガスに濃度 1 ppm 程度になるように Kr を添加したガスを模擬サンプルとして、Kr およびメタンのカラムへの捕捉率を評価した。試験系の概念図を図 4.4-5 に示した。試験前ガスにおける Kr 濃度およびカラム通過後のガスにおける Kr 濃度を測定し、それらの比からカラムによる Kr の捕捉率を評価した。また、試験後にはカラムとガスバッグを接続したうえでガスバッグをドライヤーで加温し、ガスバッグ内に放出されたガス量を測定することでメタンの捕捉率についても評価した。

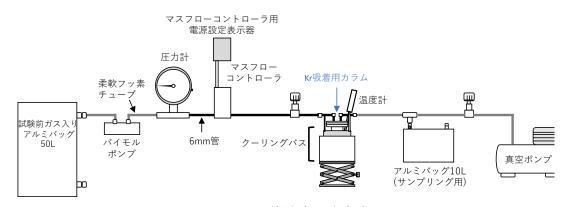


図 4.4-5 Kr 吸着試験の試験系

上述の通りメタンの沸点は-161.6 $\mathbb C$ 、Kr の沸点が-153.2 $\mathbb C$ であることから、捕捉カラムを-160 $\mathbb C$ に温度制御できれば、Kr を濃縮できる可能性があると考えた。2 メチルブタンは融点が-159.9 $\mathbb C$ であることから、2 メチルブタンの氷が浮いている 2 メチルブタン(以下メチルブタンのコールドバスと記載する)に浸漬することで比較的容易に(温度コントローラーを使うことなく)温度を-160 $\mathbb C$ 程度に制御できると考えた。実際にこの方法で温度制御をした結果、2 メチルブタン内に浸漬した温度計の温度はほぼ-160 $\mathbb C$ で安定していた。銅線、モレキュラーシーブを用いた試験では、上記のコールドバスにトラップを浸漬し、流速を $20\sim50\,\mathrm{mL/min}$ に調整して Kr を含むメタンガスをカラムに流した。一方活性炭については、希ガス分析の前処理における検討において、活性炭を冷却ステージに塗布したクライオスタットへの Kr の吸着挙動の報告を基にして、エタノール+ドライアイスのコールドバス (温度-72 $\mathbb C$) に浸漬した場合の挙動を調べた。

試験を実施した条件と Kr の捕捉率、メタンの捕捉率を表 4.4-2 にまとめた。銅針金をトラップの充填物質とした場合、トラップの長さを 2 m、流速を 20 mL/min とした場合でも Kr のトラップ率は 17.6%に留まった。一方、この条件で最後にカラムを加温したときに得られたガスはごく微量であり、メタンのトラップ率はほとんど 0 であったと考えられる。一方同じ流速、同じトラップ長さで、カラムの充填物をモレキュラーシーブ(3A)に変更した場合、銅針金の場合と同様にメタンのトラップ率はほとんど 0 であったが、Kr のトラップ率は 41.6%に上昇した。 さらにカラム充填物を活性炭に変更すると、Kr のトラップ率は 60.0%に達した。回収率は最大で60.0%程度と大きくはなく、さらに現在のところ適用できる流速も大きくはない。このため、本研究では Kr の吸着法をメタン濃度低減方法として採用しなかった。

トラップ長さ 流速 Krトラップ率 カラム充填物 (m) (ml/min) (%) 銅針金 1 50 14.6 銅針金 2 20 17.6 モレキュラーシーブ 1 20 26.3 モレキュラーシーブ 2 20 41.6 活性炭 2 20 60.0

表 4.4-2 Kr 捕捉試験の結果まとめ

4.4.3 幌延立坑の地下水への適用

4.4.2 で記載したメタンの除去方法(酸化銅による燃焼方法)を、北海道幌延地域の地下から得られたガスに適用し、 81 Kr を分析した。幌延深地層研究センターの深度 250m 坑道の 10-E250-M01 ボーリング孔および 350m 坑道の 13-350-LGE-M01 および 12-P350-M01 ボーリング孔にて、地下水から遊離したガスを採取した。ボーリング区間に接続したチューブのバルブを開け、地下水とガスが混合して噴出する状態のものから、水上置換法を用いてガスだけを分離し、ガスバッグに採取した(図 4.4-6)。13-350-LGE-M01 から採取したガスの組成を表 4.4-3 に示す。表から分かるように、幌延地域の 350m 坑道で取得したガスは 90%程度がメタンであり、6%程度が二酸化炭素である。また、 $140 \cdot 250 \cdot 350$ m の地下水の特性を表に示した。140m 地点は声問層とよばれる地層であり、塩化物イオン濃度が $3000 \sim 4000$ ppm 程度、 δ 18 O が-3 \sim -2%程度である。一方、350m 地点は稚内層と接触しており、塩化物イオン濃度が $3000 \sim 4000$ ppm 程度、 δ 18 O が-3 \sim -2%程度である。一方深度 250m は声問層と稚内層の境界があり、塩化物イオン濃度が $1500 \sim 2000$ ppmと 140m や 350m より低く、 δ 18 O は-7 \sim -6%程度と低い。声問層と稚内層の境界は相変化により空隙率が上昇しており、透水性が高い可能性がある。上記のことから、250m の地下水には地表からの水が混入している可能性が考えられる。

表 4.4-3 140・250・350m 坑道における CI 濃度・δ¹⁸O の比較

深度(m)	地層	Cl イオン濃度(ppm)	δ ¹⁸ O (‰)
140	声問層	3000~4000	-3~-2
250	声問/稚内層	1500~2000	-7~-6
350	稚内層	4500~6000	-1~0

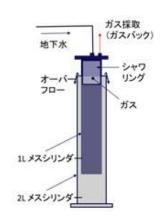


図 4.4-6 水上置換法によるガス採取方法の概念図

地下水から遊離したガスを採取後、4.4.2 に記載した手法を適用して速やかにメタンを減量処理した。メタン減量処理後のサンプルの特性も表に示した。表から分かるように、処理前のガスではメタン・二酸化炭素が主要な成分であったのに対して、処理後のガスでは容積が 40L から 0.46L へと大きく減少し、主要なガス成分が窒素と酸素になった。メタンや水素はガスクロマトグラフィではほとんど検出できないレベルにまで低減され、少量かつ爆発等の危険性がない安全なガスになったことから、分析機関への輸送や分析機関における前処理が容易となった。また、濃度と体積からこの手法の Kr の回収率を計算したところ、90%を超える高い回収率が得られていることが分かった。これは前述のとおり、メタンから発生した二酸化炭素ガスがキャリアとなり、Kr をガスバッグまで輸送するためである。

メタン減容処理後のサンプルについては、中国科学技術大学の ATTA を用いて 81 Kr を分析した (Jiang et al., 2020)。

サンプル ガス容量 (L)		ガス濃度(%)				Kr 濃度	
サンプル ガス容量 (L)	H ₂	O_2	N ₂	CH ₄	CO_2	(ppm)	
処理前	40	0.0	0.6	2.6	89.4	5.9	0.04
処理後	0.46	0.0	51.6	48.6	0.1	0.4	3.06

表 4.4-4 13-350-LGE-M01 における処理前後のガスの比較

 81 Kr の分析結果を図 4.4-7 に示した。水質等から天水がほとんど含まれないと予想された (Nakata et al., 2018a) 350m の地下水から遊離したガスにおいては、 81 Kr の値がほぼゼロに近い値(0.2 および 2.5pMKr)であることが分かった。これらの値は年代に換算すると 120 万年または 200 万年以上となる。メタンを多く含むサンプルであっても、燃焼法でサンプルを処理し、分析することで 81 Kr の情報からかなり古い年代値が得られたことから、燃焼法を前処理法とすることでサンプルのメタン濃度が高い場合でも 81 Kr を用いた年代測定が可能であることが確認された。一方 250m の地下水から遊離したガスからは、有意な濃度の 81 Kr (12.6pMKr) が検出された。これは年代値に換算すると 68 万年程度に相当し、350m で評価された年代値と比較して有意に若い年代である。先述のように 250m 坑道近辺には稚内層と声問層の 2 つの地層の境界があり、塩化物イオン濃度が 140m や 350m 坑道と比較してやや低いことなどから、天水由来の水が地層境界を通じて浸入している可能性がある推定される。250m 坑道の地下水から遊離したガスで 81 Kr が有意に検出されたことは、上記で示唆される天水由来の地下水の流入の可能性を支持

するものである。

以上のことから、⁸¹Kr は評価対象となる地層において水みちとなり得るような透水性の高い割れ目が存在した場合、割れ目に対して地表由来の水が流入する可能性を検討するために有用な指標となり得ることが分かった。これは、処分場近辺に透水性の良い割れ目帯などが存在した場合、それを通じて地表由来の水の影響を受ける可能性があるかを確認するという使用法ができるため、処分場の選定において極めて有用な性質であると考えられた。



図 4.4-7 幌延立坑における 81Kr の分析結果

4.4.4 ボーリング孔: HFB-1 への適用結果

第3章に記載したように、昨年度から今年度にかけて HFB-1 孔を掘削し、深度 367m および 490m において、採水を実施した。採水においては、ガスを多く含む水が揚水されたことから、水とガスを分離しガスを採取した。採取したガスの組成を表にまとめた。表から分かるように、 367m および 490m で取得されたガスでは、メタンおよび二酸化炭素の濃度の合計が 90%を超える。また、酸素濃度・二酸化炭素濃度も低いことから、ボーリング孔を用いた採取でも、あまり大きな大気による汚染を起こすことなく、ガスサンプルが採取可能であることが示された。このため、概要調査で実施するボーリングにおいて、比較的透水性の高い割れ目が発見された場合、 81 Kr を分析することにより、この割れ目を流れる地下水が地表由来のものであるか、地表から何年間をかけて流れてきているのかという情報を得ることが可能であると考えられた。

メタンの減容処理をした結果も表に併せて示した。表から分かるように、メタンと二酸化炭素を主要な成分としたガスサンプルが、窒素と酸素を主要構成成分とするガスに変換されており、 ここで得られたサンプルにおいても提案した前処理方法が有用であることを示すことができた。

367m および 490m で得られたガスから分析した 81 Kr の濃度はそれぞれ 0.5pMKr および 0.7pMKr となり、これらの水が 200 万年以上程度の年代を持つ古い地下水であることが分かった。第 3章で示したように、採水で得られた水の同位体比や塩化物イオン濃度は近い深度から得られたコアの間隙水における同位体比や塩化物イオン濃度と同程度の値を示した。 81 Kr による年代評価の結果が 200 万年程度と古いこと、水質においては塩化物イオン濃度や酸素同位体比の低

下が見られないことを併せて考えると、これらの割れ目を流れる地下水は地表から浸入したものではないと判断できる。

		ガス濃度 (%)					
サンプル	処理	${\rm H_2}$	$\mathrm{O}_2^{}$	N_{2}	CH_4	CO_2	
HFB-1	処理前	0.0	1.5	4.2	70.0	24.3	
367m	処理後	0.0	31.2	68.3	0.0	0.4	
HFB-1	処理前	0.0	2.8	6.5	64.1	26.6	
490m	処理後	0.0	28.2	71.3	0.4	0.1	

表 4.4-5 ボーリング孔から取得したガスとメタン減容処理した結果

4.4.5 まとめ

本研究では 81Kr を用いた地下水年代評価方法を国内の地下水へと適用し、その適用性・有用性を確認するとともに、新たな問題点が発見された場合にはこれを解決し、日本の地下水における 81Kr の採取・分析・評価手法を確立・提案していくことを目的として検討を実施した。その結果、以下のような知見・成果が得られた。

- 日本においては、しばしばメタン濃度が極端に高い地下水が存在し、メタンが81Kr分析のための輸送や分析の阻害要因となり得ることが分かった。
- 高温の酸化銅によるメタンの酸化、チタンのゲッター作用を利用した方法、低温によるKr の抽出の3つのメタン濃度低減方法について検討した。酸化銅による方法が最も汎用性が高く、Krの回収率も高いと考えられたことからこの手法を採用し、前処理に適した条件(反 応管の温度、流速など)を決定した。確立した手法を地下水から抽出したガスに適用したと ころ、メタン・二酸化炭素が主要な成分であるガスが窒素・酸素を主要とした成分のガスに 変換可能であり、90%を超えるKr回収率を得ることができることが分かった。
- 幌延地域の立坑の250mおよび350m坑道で得られたガスから81Krを分析した。その結果、350m坑道で取得したガスからは81Krがほとんど検出されず、古い地下水であることが示された。この結果から、メタンを多く含む溶存ガスであっても酸化法でメタンを減量処理すれば、ATTAでの81Kr分析・81Krを用いた年代評価が可能であることが示唆された。一方、250m坑道から採取したガスでは、有意な量の81Krが検出された。250m付近では地層境界から天水由来の地下水が浸入している可能性が示されており、上記の結果はこの可能性を支持するものである。このことから、81Krは古い地下水に天水由来の地下水が浸入するのを検出するために有用なツールとなることがわかった。
- 新規に掘削したボーリング孔で発見された比較的透水性の良い割れ目帯(367mおよび 490m)から地下水を揚水してガスを分離し、81Krを分析した。その結果、両方の割れ目で 81Krはほとんど検出されず、200万年を超えるような古い地下水が流れていることが示唆された。水質分析の結果、塩化物イオン濃度や酸素同位体比も周辺のコア間隙水と比較して低下しておらず、これらの割れ目を流れる地下水が地表由来ではないことを示唆した。

以上のように 81 Kr は地表では発生源があり、地下では発生源がほとんど無視できることから、地表の水が地下にどの程度浸入しているかを評価するために極めて有用な指標となり得る。立坑での分析だけでなく、ボーリング孔を用いた採水によっても 81 Kr が評価できることがわかったため、概要調査において透水性の高い割れ目にあたった場合には、 81 Kr を分析し、地表からの水

の影響を評価していくことが処分においても重要であると考えられる。以上のような検討から、第5章(5.2.2)においては、本節で示したような⁸¹Krの有用性に加えて、地下水から Krを抽出して分析するまでのフロー、本研究で開発してきた技術についてまとめている。

4.3 および 4.4 の参考文献

- 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. https://doi.org/10.3390/min11020208, 2021.
- 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., Higashihara, T., and Oyama, T. (2016): Chloride ion concentrations during the compression of rocks to extract pore water. Geofluids, 16(1), pp.78–88.
- 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., 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, 2018.

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 地史を踏まえた水質形成機構の検討

4.5.1 背景と目的

高レベル放射性廃棄物 (HLW) の地層処分において,処分場の閉鎖後長期の地質環境に期待される安全機能および求められる要件の一つに、動水勾配が小さいまたは岩盤の透水性が低いことによる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が挙げられる (原子力発電環境整備機構,2021;三枝ほか,2022)。厚い海成堆積層の地下深部には、地層の堆積時に間隙に取り込まれた海水が埋没続成過程で変質したと考えられる地下水が存在することがある。化石海水の存在は地層の埋没に続く隆起・侵食により高い動水勾配が形成された後も、その場の地下水が天水浸透流により洗い出されていないことを示唆している。このことから、化石海水が存在する場は長期的に緩慢な地下水流動の水理場 (低流動域)であることが推察される。本項では、地層の堆積時に間隙中に含まれる海水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(馬原ほか,2006)と呼ぶことにする。

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。本事業で調査対象とする北海道幌延町に分布する新第三紀の海成堆積層である稚内層の深部は、割れ目の連結性が低く、そこでは水素同位体比に基づくと天水の浸透した痕跡がほとんど無い化石海水が見られることが多い(Ishii, 2018)。稚内層深部に見られる化石海水は、地下水中の放射性塩素同位体比や溶存へリウム量から非常に古い地下水年代を示すことが分かっており、少なくとも本地域が隆起に転じた以降はほとんど動いていないことが示唆されている(Nakata et al., 2018a)。このことから本事業では、化石海水の分布領域を低流動域の指標とすることで、地上からの地質調査や物理探査、ボーリング調査により、低流動域の三次元分布を効率的に把握する手法の整備が進められてきた。

化石海水は海水を起源とした地下水と考えられているが、本地域の化石海水の塩化物イオン濃度(以降、Cl-濃度)は海水と比較して最大で約80%低い値を示す(天野ほか、2012; Nakata et al.、2018a)。本地域の化石海水の $\delta^{18}O$ は0%より重く $\delta^{2}H$ は $-30\%\sim-20\%$ 程度であり、海水とは異なる値を示す(寺本ほか、2006; 天野ほか、2012; Ishii、2018; Nakata et al.、2018a)。本邦におけるこのような水質を持つ化石海水の存在は、北海道道北地域の他に北海道石狩地方や秋田、山形、新潟、千葉、宮崎などの油・ガス田の見られる厚い第三系海成堆積層の分布地域においても報告されている(加藤・梶原、1986; 加藤ほか、2000; Maekawa et al.、2006; Ueda et al.、2010; 高橋ほか 2011; 加藤ほか、2011; 加藤、2014; 村松、2017; 加藤、2018; 加藤、2020)。同様の水質を持つ塩水系地下水は、厚い第三系海成堆積層の分布する米国カリフォルニア州のSan Joaquin Valley においても報告されている(McMahon et al.、2018)。このような塩水系地下水の水質は、地層の堆積時に間隙に取り込まれた海水がシリカ鉱物や有機物との岩石・水反応などの埋没続成作用により変質したことで形成されたと考えられているものの、定量的な理解は示されていない。

稚内層深部に見られる化石海水が本地域の隆起以降ほとんど流動していないと考えられていることから(Nakata et al., 2018a)、化石海水の水質は表層水との混合により形成されたものではなく、主に地層の埋没過程で形成されたものであると考えられる。地層の埋没過程における地下水の水質形成の主要プロセスとして、生物起源シリカからの脱水、粘土鉱物からの脱水、圧密による間隙水の上方移動による混合、ガスハイドレートの生成・分解、有機物からの脱水、海洋底玄武岩の変質、火山灰の変質による含水鉱物の生成、炭酸塩鉱物の沈澱などが考えられている

(e.g., Kastner et al., 1991)。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み、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。本項ではオパール 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ことにする。甲斐・前川(2009)は本地域に分布する新第三系海成堆積層を対象として、生物起源シリカからのシリカ水の脱水と地層の圧密による間隙率の減少を模擬した数値計算により、形成され得る化石海水の Cl-濃度と δ ¹⁸O、 δ ²H の関係性を推定している。その結果、Cl-濃度の希釈については稚内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が述べられている。南海トラフやベーリング海における海底掘削調査では、スメクタイトからイライトへの相変化に伴う層間水の脱水が間隙水中の Cl-濃度の低下と δ ¹⁸O と δ ²H の変化の主要因であると考えられている(Saffer and McKiernan, 2009;Iiiri et al., 2018)。

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 (129 I/ 127 I) の分析結果から、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。地層の埋没に伴う圧密により間隙率が低下することで上昇流が発生することは、地層の埋没速度や間隙率変化を考慮した一次元数値モデルからも示されている(Holzbecher, 2002)。 実際の海洋底堆積物中の上昇流速度は 1×10^{-4} m y $^{-1}$ 程度の非常にゆっくりとしたものと考えられている(Schrag and DePaolo, 1993)。 このことは、堆積層の埋没過程では間隙水の水質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を示唆している。

本地域に見られる化石海水の水質が地層の埋没過程において形成され得ることを定量的に示すことで、化石海水の存在する場が低流動域であるとの理解をより確かなものにすることができる。このために地層の埋没過程において重要と考えられる生物起源シリカの相変化に伴うシリカ水の脱水の影響とスメクタイトの層間水の脱水の影響、地層の圧密排水による上昇流に着目した堆積層の間隙水の水質進化に関する数値解析を実施する。本項の目的は化石海水の水質形成機構を明らかにすることでこれを、概要調査における化石海水を指標とした地下深部における低流動域の分布を把握する物理探査とボーリング調査を組み合わせた調査手法に対する基盤的知見とすることである。令和2年度および令和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と数値解析に取り組んできた。これまで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では、酸素水素同位体交換反応のモデル化の見直しが課題であった。令和4年度はモデルの更新と他地域への適用性について検討し、成果を取りまとめた。

4.5.2 幌延町の地質概況

幌延町は北海道北部に位置する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、下位から順に羽幌層(古第三紀、砂岩、泥岩、石炭層)、曲淵層(古第三紀、砂岩と泥岩の互層)、増幌層(新第三紀、礫岩、砂岩、泥岩)、稚内層(新第三紀、主にオパール CT よりなる珪質泥岩)、声問層(新第三紀、主にオパール A よりなる珪藻質泥岩)、勇知層(新第三紀、細粒砂岩)、更別層(第四紀、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)。幌延町の北部では深度約3600 m まで第三系堆積層が分布し(石油公団、1995)、幌延町の南側では反射法地震探査の結果から褶曲軸から離れた比較的地層面が水平な箇所において深度約4000 m まで第三系堆積層が分布する(小椋・掃部、1992)。

本地域の褶曲構造運動は約 $2.2\sim1.0\,\mathrm{Ma}$ 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、背斜の形成により隆起に転じたと考えられている(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、 $3/4\sim1/2\,\mathrm{2}$ 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。

4.5.3 水質形成機構の数値解析モデルの構築

本事業では、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、これらのプロセスを考慮した数値解析モデルを構築した。鉛直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。北海道北部における新第三系の地層の分布域の地温勾配は $0.03 \sim 0.045$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ と報告されており(矢野ほか,1999)、幌延町の北端部や幌延町の南西側で実施された基礎試錐調査から得られた地温を踏まえて、本地域の古地温勾配が 0.035 $^{\circ}$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ $^{\circ}$ であったと推定されている(Ota et al.,2011)。水深 1000 m 以深の海底面の水温は $2 \sim 4$ $^{\circ}$ であることから、本モデルではモデル最上部の温度を 4 $^{\circ}$ とし、地温勾配を 10.035 10.

$$\phi(z) = 80 - \frac{z}{58.5} \quad z \le 1170$$

$$\phi(z) = 60 - 0.1619(z - 1170)$$
 1170 < z ≤ 1320 式 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、

$$\phi(z) = 90e^{-0.0007z}$$
 $z > 1320$

とした。 ϕ は間隙率(%)、zは深度(m)である。ここではオパール A/CT の相変化の開始温度を 45 \mathbb{C} とすることで、オパール A/CT 遷移帯が見られる深度を 1170 m とした。このことは、本地域で推定されている過去の侵食前の深度が約 $860 \sim 1250$ m であること(Ota et al., 2011)と整合する。

解析では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(図 4.5-2a)。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 $1 \sim 3$ 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 4.5-1b)。 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、オパール 1 から埋没に伴う地温の増加に伴いオパール 1 の工 の工 の工 の でし、シリカ水(1 のは相変化の際に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、 1 名の4 ののでに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、 1 名の4 の4 の4 の4 の4 の4 の の2 であることから(1 の であることから(1 の であるオパール 1 の 1

続的な増加は、約 $400 \,\mathrm{m}$ の幅を持つ(Mitsui and Taguchi, 1977)。このことから、オパール CT から石英への相変化については $400 \,\mathrm{m}$ の幅を持つとした。鉱物 $2 \,\mathrm{tk}$ 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間隙に放出されるとした。鉱物 $3 \,\mathrm{tk}$ での砕屑性鉱物などの仮想的な集合体とした。

Ijiri et al. (2018)は、ベーリング海の深海底掘削から得られた深度約800mのコア試料の分析結果から、間隙水の CI-濃度が深度とともに低下する主要因をスメクタイトからイライトへの相変化 (S-I transition) に伴う層間水の脱水であると結論しており、S-I transition の開始温度を約40℃であると報告している。彼らによると、S-I transition は微生物活動により促進されており、生物生産が活発な海域では深度の増加とともに約40℃の低温からS-I transition が開始される一方で、微生物の活動性が低い場合 S-I transition は促進されないことが報告されている。そこで本モデル化では、S-I transition の開始温度をケース毎に分けた。低温からスメクタイトの相変化が開始されるケースでは反応開始温度を40℃とした。一方で続成過程における鉱物の相変化の主要因は温度であると考えられており、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(青柳・下田、1991)によると、スメクタイトがイライトに相変化を開始する温度は 104℃と報告されている。このことから、低温からスメクタイトの相変化が開始されないケースでは、相変化の開始温度を 104℃とした。

本モデルにおけるオパール A/CT の相変化の終了時の温度は 52 Cとなり、オパール CT/石英の相変化の終了時の温度は 83 Cとなる。スメクタイトの相変化の終了温度については、青柳・下田 (1991) で報告されるスメクタイト/イライト混合層が見られなくなる温度として、137 Cとした。これらの鉱物相変化の反応速度は一定であると仮定し、反応温度範囲に対する解析ステップ毎の温度変化の割合を各ステップの反応進行度とした。

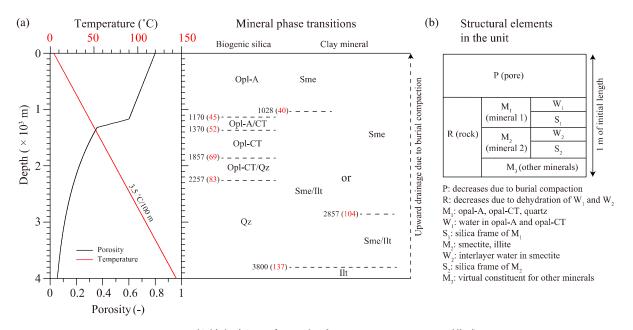


図 4.5-1 (a)数値解析モデルの概念図と(b)ユニットの構成図

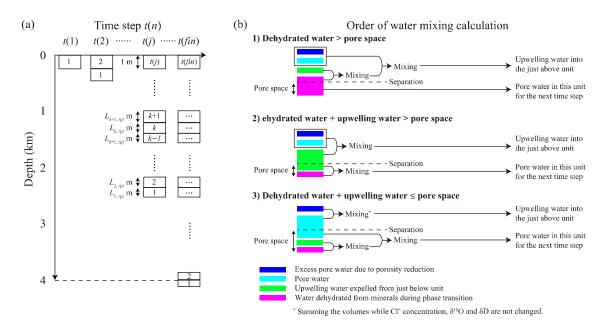


図 4.5-2 (a)ユニット追加による深度増加の模式図と(b)水の混合計算の順序

コニットの体積は単位面積当たりの体積として計算する。ユニットの長さは、初期値が $1\,\mathrm{m}$ であり、ユニットが追加される度に深度が増加する(図 $4.5\text{-}2\mathrm{a}$)。 $1\,\mathrm{-}000$ 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 $P\,\mathrm{001}$ ニットの長さに対する割合が間隙率と深度の関係式 (式 1-3) に従うことで、間隙 $P\,\mathrm{001}$ 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、 $1\,\mathrm{001}$ つ上のユニットに移動する。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。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、その表面に水が物理的吸着水や水素結合水、シラノール基として保持されている(1100 、

スメクタイトの層間水(W_2)はイライトへの相変化時のみではなく、有効応力の増加によっても放出されることが知られており(Colten-Bradley, 1987)、最大 70 MPa の圧力で 27wt%から 20wt%まで含水率が減少することが報告されている(Hüpers and Kopf, 2012)。本モデル化では有効応力の増加による層間水の脱水については明示的に考慮せず、イライトへの相変化のみにより層間水が脱水すると単純化した。層間水は相変化の開始温度に達するまで脱水せず、周囲の間隙水と混合しないとした。相変化の開始後は反応進行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。

タイムステップt(j)における k番目のユニットの長さと各構成要素の関係は式 4-式 9 のようになる。

$$L_{k,t(i)} = P_{k,t(i)} + R_{k,t(i)}$$
 式 4

$$R_{k,t(j)} = \begin{subarray}{ll} $I_{k,t(j)} = \begin{subarray}{ll} $I_{k,t(j)} = \begin{subarray}{ll} $I_{k,t(j)} = \begin{subarray}{ll} $M_{1_{k,t(j)}} = \begin{subarray}{ll} $W_{1_{k,t(j)}} = \begin{subarray}{ll} $W_{2_{k,t(j)}} = \begin{subarray}{ll} $M_{2_{k,t(j)}} = \begin{subarray}{ll} $M_{2_{k,t(j)}} = \begin{subarray}{ll} $I_{k,t(j)} = \begin{subarray$$

ここで、 $L_{k,t(j)}$ はt(j)におけるユニットkの体積(m)、 $P_{k,t(j)}$ はt(j)におけるユニットkの間隙部の体積(m)、 $R_{k,t(j)}$ はt(j)におけるユニットkの岩石部の体積(m)である。 $M_{1_{k,t(j)}}$ はt(j)におけるユニットkの鉱物 1 の体積(m)、 $M_{2_{k,t(j)}}$ はt(j)におけるユニットkの鉱物 2 の体積(m)、 $W_{1_{k,t(j)}}$ はt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)におけるユニットt(j)の体積(m)である。t(j)の体積

(m) であり、 $S_{2k,t(j)}$ はt(j)におけるユニットkの鉱物 2 のシリカ骨格の体積 (m) である。 M_3 は 仮想鉱物であり、計算上では M_2 に含まれるように簡略化した。

ユニットkの間隙率を $\phi_{k,t(j)}$ とすると、ユニットkの間隙部の体積は次式で求められる。

ユニットkの深度z_{k,t(i)}は上載するユニットの和として次式で求められる。

$$z_{k,t(j)} = \sum_{i=k+1,j} L_{k,t(j)}$$
 式 11

ユニットkの間隙率は式 1-3 で示される間隙率 $\phi(z)$ の深度分布に従うとする。

$$\phi_{k,t(j)} = \phi(z_{k,t(j)})$$
 式 12

解析終了の条件は堆積層の厚さが4kmに達することであり、次式で表される。

$$z_{k,t(j)} > 4000$$
 式 13

間隙水の水収支は次のようになる。埋没による間隙部の容積変化でユニットkから溢れた余剰水の量 $\Delta P_{k,t(i)}$ は次式で表される。

$$\Delta P_{k,t(j)} = P_{k+1,t(j)} - P_{k,t(j)}$$

式 14

ユニットk-1からユニットkへの流入水の量 $U_{k,t(j)}$ は、ユニット 1 からユニットk-1の余剰水の合計である。余剰水の発生源として間隙部の容積変化のみを考慮すると式 15 のようになる。

$$U_{k,t(j)} = \sum_{i=1,k-1} \Delta P_{k-1,t(j)}$$

式 15

式 14 と式 15 から式 16 の関係が得られる。

同様にオパールのシリカ水とスメクタイトの層間水の放出を含めると式 16 は次式のようになる。

$$U_{k,t(j)} = P_{k,t(j)} - P_{1,t(j)} + W_{1_{k,t(j)}} - W_{1_{1,t(j)}} + W_{2_{k,t(j)}} - W_{2_{1,t(j)}}$$
 $\stackrel{\text{\psi}}{=}$ 17

水の混合はユニット単位で行い、各タイムステップで最下位のユニットから最上位のユニットにかけて順番に計算する。あるタイムステップ、あるユニットにおいて相変化により鉱物相から排出された水や下位ユニットからの流入水は、図 4.5-2b に示される手順でユニット内部の間隙水と混合するとした。ここでは、相変化より放出された水、下位ユニットからの流入水の順に上位ユニットへ間隙水を押し出し、間隙部に留まる部分と上位ユニットへの流入水になる部分とを分けてそれぞれの混合を加重平均により計算した。このとき 3 通りの場合分けが考えられるが、多くの場合、相変化により放出された水と下位ユニットからの流入水の合計が間隙部の体積以下の条件 3 であった。

岩石部(R)の密度については、甲斐・前川(2009)と同様に $2,500 \, \text{kg/m}^3$ とした。間隙水やオパールのシリカ水、スメクタイトの層間水の密度は、 $1,000 \, \text{kg/m}^3$ とした。鉱物 1 のシリカ骨格 S_1 の密度として石英の密度である $2,650 \, \text{kg/m}^3$ を用いた。幌延町に分布する新第三系海成堆積層である珪藻質泥岩の声問層は、 $40-50 \, \text{wt}$ %のオパール A、 $\leq 11 \, \text{wt}$ %のスメクタイト、 $9-17 \, \text{wt}$ %のイライト、 $7-10 \, \text{wt}$ %の石英、 $3-7 \, \text{wt}$ %の斜長石を含む(e.g., Ishii and Furusawa, 2017)。このことから岩石部(R)に対する鉱物 1 (M_1) の質量割合を 0.4 とした。スメクタイトの含水比(M_2 に対する W_2 の質量割合)は 0.1 のケースと 0.15 のケースの 2 通りとした。鉱物 2 は仮想的に鉱物 3 を含有するため、実際のスメクタイトの含水率は設定よりも最大で約 2 倍高い値となる。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)に対する鉱物 1 (M_1) の体積の比の初期値は、0.094 となり、鉱物 3 を仮想的に含む鉱物 2 (M_2) の体積の比は 0.106 となる。

Day and Jones(2008)は熱水噴出孔からの析出物中のオパール A とオパール CT の含水率を詳細に報告しており、オパール A の含水率は 2.1–12.1wt%(平均 7.3wt%)であり、オパール CT の含水率は 1.0–8.9wt%(平均 5.5wt%)である。続成作用を経た石英の含水率が約 1wt%である(Knauth and Epstein, 1975)ことから、本モデルではオパール A のシリカ水の含水率を 6.3wt%、オパール CT の含水率を 4.5wt%、石英の含水率を 0wt%とした。この場合、オパール A (M_1) の体積に対するシリカ水(W_1) の体積の比は 0.1512 となる。スメクタイトの含水率が 10wt%の場合、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。スメクタイトの含水率が 0.15 の場合、0.150 の体積に対する 0.150 の体積に対する

オパールに含まれる水(シリカ水)はシリカ表面の物理的吸着水と水素結合水、シラノール基からなると考えられている(e.g., Kim and Lee, 2013)。Lange(1965)は 25–105 $^{\circ}$ Cで取り除かれる水を物理的吸着水、105–180 $^{\circ}$ Cで取り除かれる水を水素結合水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(Π er, 1979)、微小空隙の水は 200 $^{\circ}$ C から脱水を始め 400 $^{\circ}$ C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)。本モデルではシリカ水(W1)はシリカ骨格(S1)と酸素について同位体交換し、温度に従った分別が生じるとした。分別係数には、Kita et al.(1985)で報告される非晶質シリカと水との 34–93 $^{\circ}$ C における酸素同位体分別式を用いた。日本海の海底掘削(ODP 795)から得られたコア試料では珪藻骨格であるオパール A の δ 18O は深度により大きく変化せず+34–+38‰の値を示し、同様にオパール CT は約+25‰の値を示す(Yanchilina et al., 2020)。本モデルではこの結果に従い、オパール A のシリカ骨格(A1)の A18A2 を+36‰で固定し、オパール A3 のシリカ骨格(A3 の A4 のシリカ骨格(A3 の A5 の A5 の A5 の A6 の A6 の A6 の A7 の A7 の A8 の A9 の A8 の A9 の

シリカ骨格は Si-O から成り、そこには水素原子が存在しない。このことから本モデルでは、シリカ水はシリカ骨格や間隙水と水素の同位体交換をしないと仮定した。相変化に伴いシリカ水が間隙部に放出される際に同位体分別は生じず、物理的吸着水や水素結合水、シラノール基の区別無く均等に脱水されるとした。海洋性生物起源シリカの水素同位体比については報告例が少ない。Knauth and Epstein(1975)は海底掘削コア試料から得られたオパール CT を段階的に加熱し、1 mg の SiO2 に対して 25–126℃において 0.141 μ g の水が脱水し、その水素同位体比が-13.1%であったことを報告している。同様に 126–228℃では 0.109 μ g の水が脱水しその水素同位体比は-36.4%であり、228–308℃では 0.077 μ g の水が脱水しその水素同位体比は-60.8%であり、308–416℃では 0.113 μ g の水が脱水しその水素同位体比は-74.3%であったと報告されている。本モデルではこれらの値を加重平均した値である-42.94%をオパールのシリカ水の水素同位体比とした。

水の移動速度が 1 mm y⁻¹ よりも十分に遅い場所では、スメクタイトと層間水との間で酸素水素同位体交換平衡が成立すると考えられている(Capuano, 1992)。Yeh and Savin(1977)によると Gulf Coast における新第三系海底堆積物中の深度約 1300–5600 m の粘土鉱物の δ ¹⁸O が約+18—+22‰の値を取ることが報告されている。このことから本モデルでは、スメクタイトのシリカ骨格(S₂)の酸素同位体比を+20‰で固定した。スメクタイトの層間水の酸素同位体比については、Sheppard and Gilg(1996)で報告されるスメクタイトと水との 0–350℃における同位体分別係数の温度依存式を用いて、S₂ と同位体交換平衡にある水の δ ¹⁸O を計算した。スメクタイトの δ ²H については同様に Gulf Coast における新第三系海底堆積物中の深度約 1500 m 以浅において約–55‰を示すことから(Yeh, 1980)、S₂ の水素同位体比を-55‰で固定した。スメクタイトの層間水の δ ²H については、Capuano(1992)で報告される 0–150℃における同位体分別係数の温度依存式を用いて、S₂ と同位体交換平衡にある水の δ ²H を計算した。

水質に関するパラメータの与え方は次のとおりである。初期に間隙部を満たす海水の Cl-濃度を 545.9~mM とし、 $\delta^{18}O$ と $\delta^{2}H$ はそれぞれ 0%とした。オパールのシリカ水の Cl-濃度は 0~mM であり、 $\delta^{18}O$ と $\delta^{2}H$ は温度に従って S_1 と同位体交換平衡にある値とした。オパール A の含水率は 6.3wt%であり、オパール CT の含水率は 4.5wt%である。スメクタイトの層間水の Cl-濃度は 0~mM であり、 $\delta^{18}O$ と $\delta^{2}H$ は温度に従って S_2 と同位体交換平衡にある値とした。スメクタイトの含水率は 10wt%のケースと 15wt%のケースを設けた。表 4.5-1 に解析ケース一覧を示す。 Case1 と Case2 ではスメクタイトの相変化が 40°Cから開始されるのに対し、Case3 ではスメクタイトの相変化は 104°Cから開始される。スメクタイトの含水率について、Case1 では 10wt%、Case2 では 15wt%、Case3 では 10wt%とした。

表 4.5-1 解析ケース一覧表

ケース名	Case間の相違点
Case1	40℃からスメクタイトの相変化が開始。スメクタイトの含水率10wt%。
Case2	40℃からスメクタイトの相変化が開始。スメクタイトの含水率15wt%。
Case3	104℃からスメクタイトの相変化が開始。スメクタイトの含水率10wt%。

4.5.4 結果と考察

Case1、Case2、Case3の解析終了時のタイムステップ数はそれぞれ 16071、17178、15269 であった。この時の間隙率と温度、ユニットの長さ(L)、岩石の長さ(R)、間隙の長さ(P)のそれぞれの深度分布を図 4.5-3 に示す。図 4.5-4 に Case1~Case3 の解析結果として、CI-濃度と δ^{18} O、 δ^{2} H の深度分布を示す。本モデルでは深度 1170 m においてオパール A からオパール

CT への相変化が開始し、深度 1370 m まで継続する(図 4.5-1a)。深度 1857 m においてオパール CT から石英への相変化が開始し、深度 2257 m まで継続する。Case1 および Case2 では深度 1028 m においてスメクタイトからイライトへの相変化が開始し、この反応は深度 3800 m まで継続する。Case3 では深度 2857 m からスメクタイトからイライトへの相変化が開始し、この反応は深度 3800 m まで継続する。

Case1 の結果については、Cl-濃度は深度約 910 m から低下しており、これはスメクタイトの層間水の脱水による影響である。続いて深度約 1100 m から Cl-濃度のさらなる低下が見られるが、これはスメクタイトからの層間水の脱水に加えてオパール A からオパール CT への相変化に伴うシリカ水の脱水による影響である。この影響は深度約 1220 m においてピークを示し、深度約 1380 m まで影響が見られた。深度約 1640 m からオパール CT/石英の相変化に伴うシリカ水の脱水の影響が見られ、これは深度約 2150 m においてピークを示し、深度約 2270 m まで影響が続いた。スメクタイトからの層間水の脱水の影響は深度約 3800 m においてピークを示した。

深度約 910 m から見られるスメクタイトの層間水の脱水の影響は深度 1028 m において生じ た脱水反応の影響によるものであり、118 m の深度差は深度 1028 m において生じた脱水反応の 影響が解析終了時までに上昇流により移動した距離と捉えることができる。日本海や南海トラフ などの大陸棚における堆積速度は 10⁻⁵~10⁻³~10⁻¹ m y⁻¹ であることから (Oba et al., 1991; Moore et al., 1992; Tromp et al., 1995)、深度 1028 m から深度 4000 m までの堆積に要する時 間は約 $3 \times 10^8 \sim 3 \times 10^6 \sim 3 \times 10^4$ y となる。この時間に 118 m の距離を移動したとすると推定さ れる上昇流の平均速度は、約 $4 \times 10^{-7} \sim 4 \times 10^{-5} \sim 4 \times 10^{-3}$ m y^{-1} となる。この値は西太平洋の DSDP site576 における海洋底掘削から得られた 818O の深度プロファイルの解析から推定される 上昇流の速度(約 1×10⁻⁴ m y⁻¹, Schrag and DePaolo, 1993)と同程度の値である。同様に深度 約 1640 m において見られるオパール CT/石英の相変化に伴うシリカ水の脱水から推定される上 昇流の平均速度は、約 $1 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-4} \sim 1 \times 10^{-2}$ m y⁻¹となり、深度約1000 m から得られた 上昇流の速度と比較して約1桁高い値が得られた。この上昇流の速度はスメクタイトと層間水と の間で酸素水素同位体交換平衡が成立すると考えられている移動速度 $(1 \times 10^{-3} \text{ m y}^{-1})$ (Capuano, 1992)と比較して十分に遅い速度であることから、本モデルにおける地層の圧密とシリカ鉱物の 相変化からの脱水による上昇流は、粘土鉱物と層間水との間で酸素水素の同位体交換が平衡に達 するのに十分ゆっくりとした流れであることが分かる。

オパール A からの脱水による影響が最も大きい深度約 1220 m における Cl-濃度は約 3700 ppm であった。この時の δ 180 は約+4.7%を示し、 δ 2H は約-31%を示した。オパール CT からの脱水による影響が最も大きい深度約 2150 m における Cl-濃度は約 5000 ppm であり、この時の δ 180 と δ 2H はそれぞれ約+1.5%と約-27%であった。スメクタイトからの脱水により Cl-濃度が最も希釈された深度約 3800 m における Cl-濃度は約 4500 ppm であり、 δ 180 と δ 2H はそれぞれ約+5.2%と約-26%であった。

Case2 の結果については、Cl-濃度は深度約 800 m から低下しており、これはスメクタイトの層間水の脱水による影響である。続いて深度約 900 m から Cl-濃度のさらなる低下が見られるが、これはスメクタイトからの層間水の脱水に加えてオパール A からオパール CT への相変化に伴うシリカ水の脱水による影響である。この影響は深度約 1080 m においてピークを示し、深度約 1150 m まで影響が見られた。深度約 1350 m からオパール CT/石英の相変化に伴うシリカ水の脱水の影響が見られ、これは深度約 1810 m においてピークを示し、深度約 2250 m まで影響が続いた。スメクタイトからの層間水の脱水の影響は深度約 3800 m においてピークを示した。

Case1 と同様に深度約 800 m において見られるスメクタイトの層間水の脱水から推定される上昇流の平均速度は、約 $8 \times 10^{-7} \sim 8 \times 10^{-5} \sim 8 \times 10^{-3}$ m y^{-1} となった。深度約 1350 m において

見られるオパール CT/石英の相変化に伴うシリカ水の脱水から推定される上昇流の平均速度は、約 $3\times10^{-6}\sim3\times10^{-4}\sim3\times10^{-2}$ m y⁻¹ となった。Case1 から得られた上昇流の平均速度と比較すると、 $2\sim3$ 倍高い値であるものの、スメクタイトと層間水との間で酸素水素同位体交換平衡が成立すると考えられている移動速度(1×10^{-3} m y⁻¹)(Capuano, 1992)と比較して十分に遅い速度であることが分かる。

オパール A からの脱水による影響が最も大きい深度約 1080 m における Cl-濃度は約 3500 ppm であった。この時の δ ¹⁸O は約+3.9‰を示し、 δ ²H は約-27‰を示した。オパール CT からの脱水による影響が最も大きい深度約 1810 m における Cl-濃度は約 3000 ppm であり、この時の δ ¹⁸O と δ ²H はそれぞれ約+1.5‰と約-29‰であった。スメクタイトからの脱水により Cl-濃度が最も希釈された深度約 3800 m における Cl-濃度は約 1900 ppm であり、 δ ¹⁸O と δ ²H はそれぞれ約+7.0‰と約-33‰であった。

Case3 の結果については、Cl-濃度は深度約 $1030\ m$ から低下しており、これはオパール A からオパール CT への相変化に伴うシリカ水の脱水による影響である。この影響は深度約 $1200\ m$ においてピークを示し、深度約 $1390\ m$ まで影響が見られた。深度約 $1590\ m$ からオパール CT/ 石英の相変化に伴うシリカ水の脱水の影響が見られ、これは深度約 $1960\ m$ においてピークを示し、深度約 $2250\ m$ まで影響が続いた。深度約 $2440\ m$ からスメクタイトからの層間水の脱水の影響が見られ、これは深度約 $3800\ m$ においてピークを示した。

深度約 $1030\,\mathrm{m}$ において見られるオパール A/CT の相変化に伴うシリカ水の脱水から推定される上昇流の平均速度は、約 $5\times10^{-7}\sim5\times10^{-5}\sim5\times10^{-3}\,\mathrm{m}\,\mathrm{y}^{-1}$ となった。深度約 $1590\,\mathrm{m}$ において見られるオパール CT/T 英の相変化に伴うシリカ水の脱水から推定される上昇流の平均速度は、約 $1\times10^{-6}\sim1\times10^{-4}\sim1\times10^{-2}\,\mathrm{m}\,\mathrm{y}^{-1}$ となった。深度約 $2440\,\mathrm{m}$ において見られるスメクタイトの層間水の脱水から推定される上昇流の平均速度は、約 $4\times10^{-6}\sim4\times10^{-4}\sim4\times10^{-2}\,\mathrm{m}\,\mathrm{y}^{-1}$ となった。Case3 の上昇流の速度についても、スメクタイトと層間水との間で酸素水素同位体交換平衡が成立すると考えられている移動速度($1\times10^{-3}\,\mathrm{m}\,\mathrm{y}^{-1}$)(Capuano, 1992)と比較して十分に遅い速度であることが分かる。全てのケースにおいて浅部ほど上昇流の影響範囲が小さくなる要因は、浅部ほど間隙率が大きいためであると考えられる。

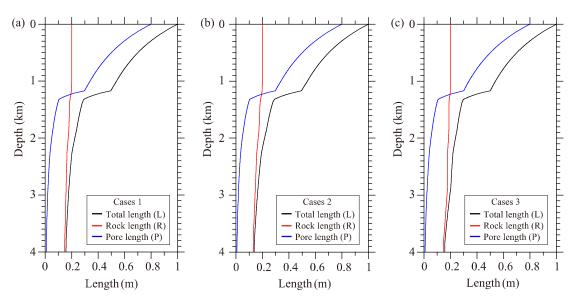


図 4.5-3 ユニットと岩石部,空隙部の長さの深度分布

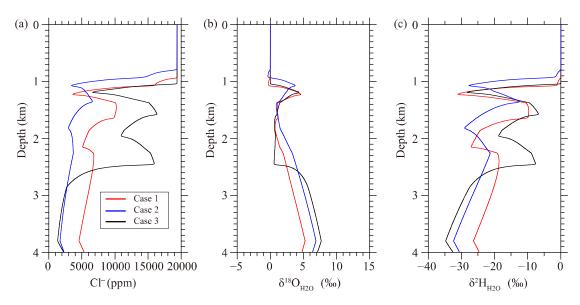


図 4.5-4 CI-濃度と酸素水素同位体比の深度分布の解析結果 (Case1~Case3)

幌延町内において地上から掘削されたボーリング孔のうち声問層から稚内層にかけて化石海 水の存在が認められるボーリング孔として HDB3 や HDB6、SAB2 などがあり、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は天野ほか(2012)によりまとめられている。 本事業で掘削された HFB1 のコア試料からの圧縮抽出水の分析結果と合わせて、各データのうち 天水浸透の影響が比較的少ないと考えられる化石海水のデータを、818Oが 0以上を示すことを指 標として抽出すると、HDB3から得られた化石海水は声問層と稚内層の地層境界を相対深度0m として深度約-75~+321 m の範囲に分布する。HDB6 のデータについては深度約-338~-178 m の範囲に分布し、SAB2 のデータは深度約 $-702\sim-481$ m の範囲に分布し、HFB1 のデータは深 度約-189~-101 m の範囲に分布する。ただし、これらの深度は地層が隆起し褶曲構造が形成さ れた後の情報であるため、本モデル化が対象としている地層の堆積時の情報を得るためには地層 の傾斜を考慮する必要がある。HDB3 における声問層・稚内層の傾斜角度は 45 度であり、同様 に HDB6 は 35 度、SAB2 は 40 度である。HFB1 における声問層・稚内層の傾斜角度は仮に 40 度とする。これらの地層の傾斜を考慮すると HDB3 の化石海水の分布深度は相対深度約-52~ +226 m となる。同様に HDB6 のデータについては深度約-276~-145 m となり、SAB2 のデー タについては深度約-538~-368 m となり、HFB1 については深度約-144~-77 m となる。モデ ル化ではオパール A からオパール CT への相変化の開始深度が 1170 m であることから、上記の 分布深度に相当する解析モデルの深度は、HDB3 については深度約 943~1222 m、HDB6 につ いては深度約 1315~1446 m、SAB2 については深度約 1538~1708 m、HFB1 については深度 約 1247~1314 m になる。上記の深度範囲を解析結果の深度分布に当てはめると(図 4.5-5)、 HDB3の化石海水はスメクタイトの層間水の脱水とオパールAからオパールCTへの相変化に伴 う脱水の影響を強く受けている深度に分布する。HDB6 の化石海水はスメクタイトの層間水の脱 水とオパール A/CT またはオパール CT/石英への相変化の影響深度に分布する。SAB2 の化石海 水はスメクタイトの層間水の脱水とオパール CT から石英への相変化の影響を強く受けている深 度に分布する。HFB1 の化石海水はスメクタイトの層間水の脱水とオパール A からオパール CT への相変化の影響を強く受けている深度に分布する。HDB3と HDB6、HFB1 から得られたデー タは Case1 あるいは Case3 と近い値を示すことが分かる。SAB2 から得られたデータは Case2 と近い値を示すことが分かる。

Case1 と Case2 の結果は活発な微生物活動により低温環境からスメクタイトの相変化が生じる状況を想定したものであり、一方、黒色で示される Case3 の結果は微生物活動が不活発でありスメクタイトの相変化が比較的深部で生じる状況を想定したものである。HDB のボーリングコア試料から得られた鉱物組成データ(平賀・石井、2008)を確認すると、スメクタイトとイライトの量比について明確な深度依存性は見られないため、HDB の位置する声間層や稚内層の堆積環境では必ずしも低温環境からスメクタイトの相変化が進行していたとは限られないことが分かる。このことから HDB3 と HDB6 のデータは Case3 の解析結果に近い値を示すことが期待される。しかしながら、HDB3 と HDB6 のデータは Case1~Case3 の解析結果の中間に分布する(図4.5-5)。SAB2 の深度 150~450 m から得られたコア試料の XRD 分析によるスメクタイトの石英指数は 1.71~3.38 を示し、深度 500~700 m から得られたコア試料におけるスメクタイトの石英指数は 0.93~1.10 を示す(Suko et al., 2014)。また、イライトの(101)面の半価幅は浅部から深部にかけて減少し、深部ほどイライトの結晶度が増加する(Suko et al., 2014)。このことは SAB2 の化石海水の観測結果が、低温からスメクタイトからイライトへの相変化が進行するとした Case3 の解析結果と近い値を示すことと整合的である。

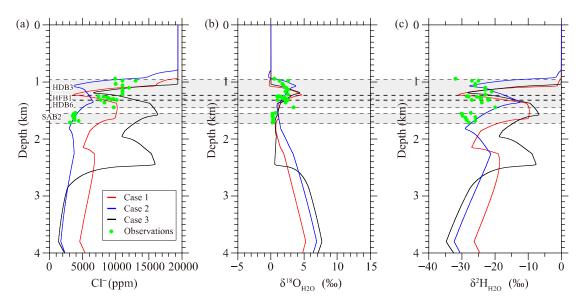


図 4.5-5 解析結果と観測値の深度分布の比較図

Cl-濃度および δ^{18} O、 δ^{2} H の関係性について Case1 の結果を図 4.5-6 に、Case2 の結果を図 4.5-7 に、Case3 の結果を図 4.5-8 にそれぞれ示す。図中には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(HFB1)を併せて示す。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 Cl-濃度が低下しており、酸素同位体比が 0%より重く、水素同位体比が $-10\%\sim-20\%$ 程度、且つ、海水より最大で~約 80%低い Cl-濃度を持つ寺本ほか(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。

図 4.5-5 に示される各ボーリング孔の化石海水の分布深度に対応する深度 940-1710 m のデータの Cl-濃度および $\delta^{18}O$ 、 $\delta^{2}H$ の関係性について図 4.5-9 に示す。HDB3 と HFB1 の化石海水は Case3 のオパール A からオパール CT への相変化の影響を示す線の近傍に分布することが分

かる。HDB6 の化石海水は、HDB3 や HFB1 と比較すると Cl-濃度がやや小さい値を示し、Case1 もしくは Case3 のオパール A からオパール CT への相変化の影響を示す線の近傍に分布することが分かる。SAB2 の化石海水は他とは分布領域が大きく異なり、Case2 のオパール CT から石英への相変化を強く受けた領域の近傍に分布することが分かる。

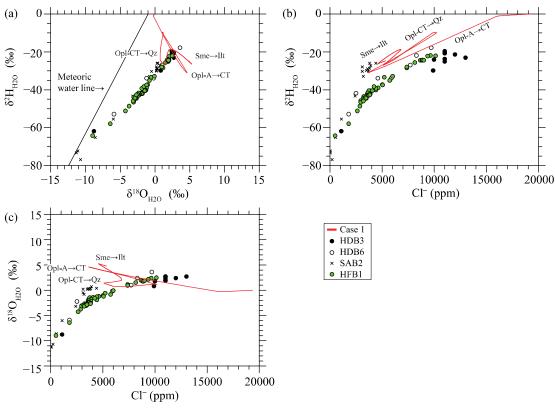


図 4.5-6 CI-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (Case1)

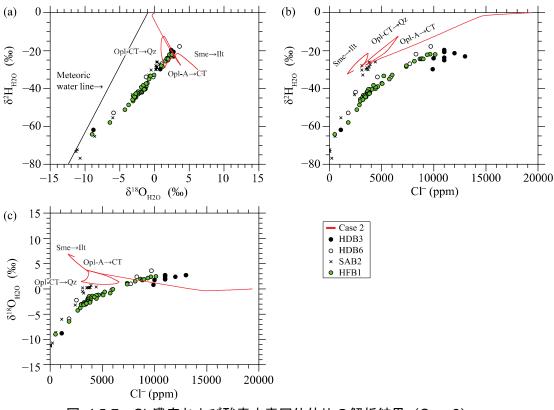


図 4.5-7 CI-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (Case2)

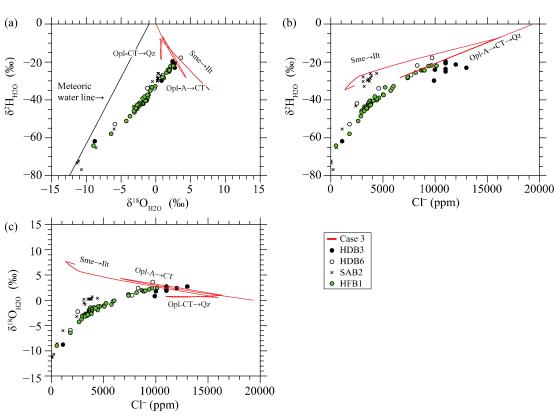


図 4.5-8 CI-濃度および酸素水素同位体比の解析結果 (Case3)

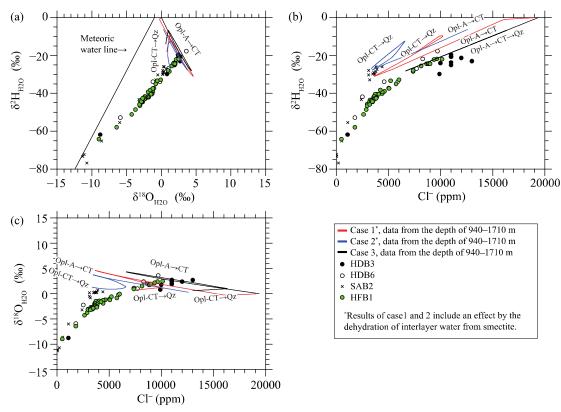


図 4.5-9 深度 940~1710 m の CI-濃度および酸素水素同位体比の解析結果

本地域の内陸部に見られる地下水は酸素水素同位体比に基づくと、化石海水と現在の天水、氷期の天水の三つの端成分を持ち、化石海水と氷期の天水との混合線は比較的良い直線性を示す(寺本ほか,2006)。化石海水と天水との混合線と海水との間には混合の跡が見られないことから(図4.5-10)、地層の埋没続成作用により化石海水が形成される過程と地下への天水浸透による混合過程が同時に起きていなかったことが示唆される。また、化石海水と氷期の天水との混合線のうち天水線に近い領域では、現在の天水との混合が見られる。このことから、声問層と稚内層に見られる地下水は、(1)地層の埋没過程における続成作用による化石海水の形成、(2)化石海水と氷期の天水との混合、(3)現在の天水との混合の順に形成されたと考えられる。

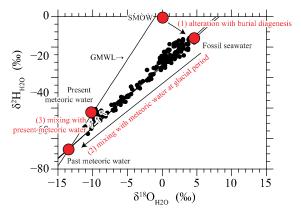


図 4.5-10 本地域で見られる地下水のδ¹⁸O とδ²H の関係

本事業において構築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、天水との混合を経ずとも地層の埋没過程において δ ¹⁸O が 0‰より重く、 δ ²H が-30‰ ~-20%程度、且つ、海水より最大で~約 80%低い CI-濃度を持つ地下水が形成され得ること示 された(図 4.5-11)。北海道幌延町に分布する新第三紀の海成堆積層である稚内層の深部は割れ 目の連結性が低く、そこでは天水の浸透した痕跡がほとんど無い化石海水が見られることが多い (Ishii, 2018)。 稚内層深部の地下水中の放射性塩素同位体比や溶存へリウム量から非常に古い地 下水年代を示す結果が得られており、そのような稚内層深部の地下水は少なくとも本地域が隆起 に転じた以降はほとんど動いていないことが示唆されている(Nakata et al., 2018a)。本解析結果 は、地層の埋没続成過程において形成された稚内層深部の地下水の水質が地層の隆起以降現在ま で保存されている可能性を示唆するものであり、上記の既存の知見 (Ishii, 2018; Nakata et al., 2018a) を強く支持するものである。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。したがって、化石海水に見られる Cl-濃度の希釈は、現在の地質 環境において表層水との混合により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、本地域の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。

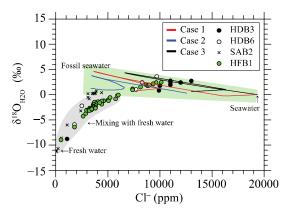


図 4.5-11 解析結果と観測値の比較図

4.5.5 他地域への適用性に関する検討

本事業で構築した水質形成モデルは幌延町に分布する第三系海成堆積層を例として構築したものであるが、HLW の地層処分における概要調査では本邦に分布する幌延町と同様の地質環境において塩水系地下水が分布する地域も調査対象となるため、幌延以外の他地域に対してここで構築したモデルの適用性を検討しておく必要がある。ここでは化石海水の分布が報告されている幌延町以外の地域として、道北地域の苫前町、遠別町、天塩町、豊富町(Ueda et al., 2010)、秋田県の申川油田、橋本油田、西大潟油田、由利原油ガス田、八橋油田(加藤ほか, 2000;高橋ほか, 2011;加藤, 2020)、山形県の余目油田(加藤ほか, 2000)、新潟県の新胎内ガス田、東新潟ガス田、見附油田、藤川ガス田、吉井ガス田、安田鉱山、片貝ガス田(加藤・梶原, 1986;加藤, 2018)、千葉県の南関東ガス田(Maekawa et al., 2006)、宮崎県の宮崎ガス田、佐土原ガス田(加藤ほか, 2011)の各地域におけるボーリング調査にて取得されている第三系堆積層の深部地下水の化学分析データを比較対象とした。

新第三系の中新世の地層水データとして道北地域と秋田地域、山形地域、新潟地域、宮崎地域のデータを図 4.5-6~図 4.5-8 の解析結果と合わせて図 4.5-12 に示す。図には中新世の海成堆積層であるカリフォルニア地域に分布する Monterey 層においてボーリング調査から得られた地層水のデータ(McMahon et al., 2018)も合わせて示す。図に示されるこれらの地域の地下水もまた海水を起源として地層の埋没続成作用により変質した化石海水であると考えられており、シリカ鉱物の相変化による脱水の影響やガス層の形成による凝縮水の影響、火山灰の変質によりスメクタイトが生成されることによる影響、有機物の脱水による影響などを受けていると考えられている。しかしながら、水質形成のプロセスについて定量的な検討がなされているわけではない。これらのプロットは概ね解析結果による水質進化のライン上に位置することから、主要な水質形成機構が生物起源シリカの相変化に伴う脱水の影響やスメクタイトの層間水の脱水であることが示唆される。しかしながら、一部のデータは解析ラインで挟まれる領域の外側に位置することから、本モデルで考慮していない水質形成機構もまた寄与していることが推察される。

新第三系の鮮新世の地層水データとして千葉地域に位置する南関東水溶性ガス田のデータと宮崎地域に位置する佐土原ガス田のデータを図 4.5-6~図 4.5-8 の解析結果と合わせて図 4.5-13 に示す。図に示されるこれらの地域の地下水もまた海水を起源として地層の埋没続成作用により変質した化石海水であると考えられている。これらの地下水は有機物からの脱水や火山灰の変質によりスメクタイトが生成されることによる影響を受け、それぞれの地域の天水との混合が見られる。これらの地下水データは本モデルによる解析結果とは異なる領域に位置する。これはこれらの地下水が分布する地層が本モデルで対象とするシリカ鉱物の続成作用の影響を強く受ける深度に達していない一方で、本モデルで考慮していない有機物からの脱水や火山灰の変質によるスメクタイトの生成の影響を受けていることが要因であると考えられる。

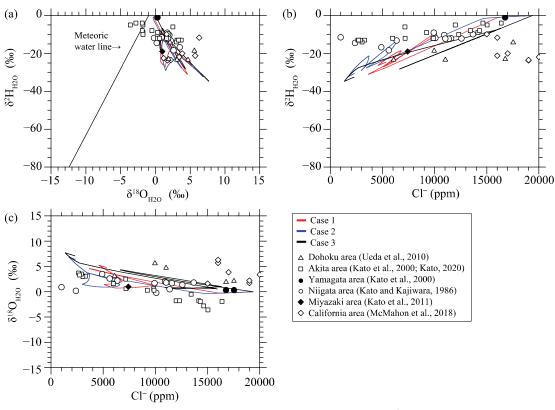


図 4.5-12 解析結果と本邦中新世海成堆積層の地層水データとの比較図

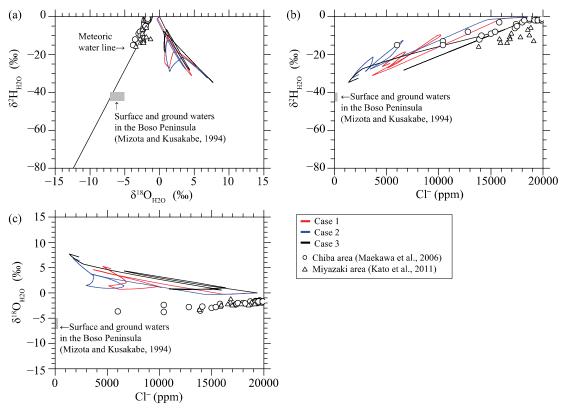


図 4.5-13 解析結果と本邦鮮新世海成堆積層の地層水データとの比較図

4.5.6 まとめ

化石海水の水質形成機構を明らかにすることでこれを、概要調査における化石海水を指標とし た地下深部における低流動域の分布を把握する物理探査とボーリング調査を組み合わせた調査手 法に対する基盤的知見とすることを目的として、幌延町の地下深部に分布する化石海水を例とし た水質形成機構のモデル構築および数値解析を実施した。モデルの構築に当たっては、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考慮 した。その結果、天水との混合を経ずとも地層の埋没過程において δ 18O が 0‰より重く、 δ 2Hが-30‰~-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 こと示された。本解析結果は、地層の埋没続成過程において形成された稚内層深部の地下水の水 質が地層の隆起以降現在まで保存されている可能性を示唆するものであり、稚内層深部では割れ 目の連結性が低く(Ishii, 2018)、稚内層深部の地下水は少なくとも本地域の地層の隆起以降ほと んど動いていない知見(Nakata et al., 2018a)を強く支持するものである。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。したがって、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表層水との混合により生じた現象では 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、本地域の化石海水 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。

本事業で構築した水質形成モデルは幌延町に分布する第三系海成堆積層を例として構築したものであるが、HLW の地層処分における概要調査では本邦の同様の地質環境において塩水系地下水が分布する地域が調査対象となるため、幌延以外の他地域に対してここで構築したモデルの適用性を検討しておく必要がある。本邦に分布する新第三系海成堆積層中から得られている化石海水のデータをモデル解析結果と比較したところ、声問層や稚内層と堆積年代が同程度である中

新世の地層中の水質データに対しては比較的良い一致が見られ、より若い年代である鮮新世の地層中の水質データに対しては乖離が見られた。乖離が見られる要因は、それらの地下水の主要な水質形成機構が本モデルに取り込まれていないことであると考えられた。

本事業で構築したモデル解析結果を地層処分事業における第三系堆積層の分布する調査対象地域の塩水系地下水の水質データと比較することで、地下水の水質形成機構の理解に役立つことが期待される。また、ボーリング調査から得られた詳細な地層分布や深度データと合わせて議論することで、幌延町の化石海水を例として示したように、地下水の低流動性についても検討が可能と考えられる。ただし、堆積環境や堆積年代などの地質環境が異なることにより、その場に応じたモデルの更新あるいは補足の解釈が必要になる。

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.
- Capuano, R.M., The temperature dependence of hydrogen isotope fractionation between clay minerals and water: Evidence from a geopressured system, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 56, pp. 2547–2554, 1992.
- Colten-Bradley, V.A., Role of pressure in smectite dehydration; effects on geopressure and smectite-to-illite transformation, AAPG Bulletin, vol. 71, pp. 1414–1427, 1987.
- Day, R. and Jones, B., Variations in water content in opal-A and opal-CT from geyser discharge aprons, Journal of Sedimentary Research, vol. 78, pp. 301–315, 2008.
- 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.
- 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.
- 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ー 適切なサイトの選定に向けたセーフティケースの構築-,NUMO-TR-20-01,2021.
- 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.
- 平賀正人, 石井英一, 幌延深地層研究計画 (第1段階) において採取されたボーリングコアの鉱物組成・全岩化学組成および地表ガスの化学組成, JAEA-Data/Code 2007-022, 100p., 2008.

- 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. https://doi.org/10.3390/min11020208, 2021.
- Holzbecher, E., Advective flow in sediments under the influence of compaction, Hydrological Sciences Journal, vol. 47, pp. 641-649, 2002.
- Hüpers, A. and Kopf, A.J., Effect of smectite dehydration on pore water geochemistry in the shallow subduction zone: An experimental approach, Geochemistry Geophysics Geosystems, vol. 13, Q0AD26, 2012.
- Ijiri, A., Tomioka, N., Wakaki, S., Masuda, H., Shozugawa, K., Kim, S., Khim, B.K., Murayama, M., Matsuo, M. and Inagaki, F., Low-temperature clay mineral dehydration contributes to porewater dilution in Bergin Sea slope subseafloor, Frontiers in Earth Science, vol. 6, Article 36, 2018.
- Iler, R. K., The Chemistry of Silica, A Wiley-Interscience publication, New York, 1979.
- Ishii, E., Assessment of hydraulic connectivity of fractures in mudstones by single-borehole investigations, Water Resources Research, doi:10.1029/2018WR022556, 2018.
- Ishii, E. and Furusawa, A., Detection and correlation of tephra-derived smectiterich shear zones by analyzing glass melt inclusions in mineral grains, Engineering Geology, vol. 228, pp.158–166, 2017.
- 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.
- 石井英一,安江健一,大平寛人,古澤 明,長谷川健,中川光弘,北海道北部,大曲断層近傍の背斜成長の開始時期,地質学雑誌,vol. 114, pp. 286-299, 2008.
- 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.
- 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.
- Jones, B. and Renaut, R.W., Microstructural changes accompanying the opal-A to opal-CT transition: new evidence from the siliceous sinters of Geysir, Haukadalur, Iceland, Sedimentology, vol. 54, pp. 921–948, 2007.
- 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.

- Kastner, M., Elderfield, H. and Martin, J.B., Fluids in convergent margins: what do we know about their composition, origin, role in diagenesis and importance for oceanic chemical fluxes? Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, vol. 335, pp. 243–259, 1991.
- 加藤 進, 秋田地域の油・ガス田地層水の地球化学, 地下水学会誌, vol. 56, pp. 299-307, 2014.
- 加藤 進, 新潟地域における油・ガス田地層水の地球化学, 石油技術協会誌, vol. 83, pp. 257-266, 2018.
- 加藤 進, 八橋油田地層水の地球化学, 石油技術協会誌, vol. 85, pp. 166-175, 2020.
- 加藤 進, 梶原義照, 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術協会誌, vol. 51, pp. 113-122, 1986.
- 加藤 進,安田善雄,西田英毅,秋田・山形地域油・ガス田の地層水の地球化学,石油技術協会誌,vol. 65, pp. 229-237, 2000.
- 加藤 進,早稲田周,岩野裕継,宮崎県の水溶性天然ガス田における地球化学,石油技術協会誌,vol. 76, pp. 244-253, 2011.
- Kim, H.N. and Lee, S.K., Atomic structure and dehydration mechanism of amorphous silica: Insights from ²⁹Si and ¹H solid-state MAS NMR study of SiO₂ nanoparticles, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 120, pp. 39–64, 2013.
- Kita, I., Taguchi, S. and Matsubaya, O., Oxygen isotope fractionation between amorphous silica and water at 34–93°C, Nature, vol. 314, pp. 83–84, 1985.
- 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.
- 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
- Maekawa, T., Igari, S. and Kaneko, N., Chemical and isotopic compositions of brines from dissolved-in-water type natural gas fields in Chiba, Japan, Geochemical Journal, vol. 40, pp. 475–484, 2006.
- Magara, K., Compaction and fluid migration, Development in Petroleum Science, vol. 9, Elsevier, 1978.
- 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.
- 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.
- McMahon, P.B., Kulongoski, J.T., Vengosh, A., Gozzarelli, I.M., Landon, M.K., Kharaka, Y.K., Gillespie, J.M. and Davis, T.A., Regional patterns in the geochemistry of oil-field water, southern San Joaquin Valley, California, USA, Applied Geochemistry, vol. 98, pp. 127–140, 2018.
- 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.
- 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.
- Mizota, C. and Kusakabe, M., Spatial distribution of δD-δ¹⁸O values of surface and shallow groundwaters from Japan, south Korea and east China, Geochemical Journal, vol. 28, pp. 387–410, 1994.
- Moore, J.C. and Vrolijk, P., Fluids in accretionary prisms, Reviews of Geophysics, vol. 30, pp. 113–135, 1992.
- 村松容一, 関東平野南西部, 石狩低地帯, 新潟平野における塩化物泉の水質形成機構 (予察) -続成変質による間隙水の進化-, 温泉科学, vol. 67, pp. 64-78, 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, p. 21, 2018a.
- 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, 2018a.
- Nakata,K., Hasegawa,T., Oyama,T. and Miyakawa,K., 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, 2018b.
- Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T. and Takayama, T., Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years, Paleoceanography, vol. 6, pp.499–518, 1991.
- 小椋伸幸, 掃部 満, 天北・羽幌地域の石油地質ー深部構造特性と炭化水素ポテンシャルー, 石油技術協会誌, vol. 57, pp. 32-44, 1992.
- Ota, K., Abe, H. and Kunimaru, T., Horonobe underground research laboratory project synthesis of phase I investigations 2001-2005 volume "geoscientific research", JAEA-Research 2010-068, 364p., 2011.
- 三枝博光, 松岡稔幸, 丹羽正和, 笹尾英嗣, 早野 明, 第 2 回 地層処分に関する地質環境評価技術 オールジャパンでとりくむ地層処分のいま, 日本原子力学会誌, vol. 64, No. 1, pp.46-50, 2022.

- Saffer, D.M. and McKiernan, A.W., Evaluation of in istu smectite dehydration as a pore water freshening mechanism in the Nankai Trough, offshore southwest Japan, Geochemistry Geophysics Geosystems, vol. 10, doi: 10.1029/2008GC002226, 2009.
- Schrag, D.P. and DePaolo, D.J., Determination of δ¹⁸O of seawater in the deep ocean during the last glacial maximum, Paleoceanography, vol. 8, pp. 1–6, 1993.
- 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.
- Sheppard, S.M.F. and Gilg, H.A., Stable isotope geochemistry of clay minerals "The story of sloppy, sticky, lumpy and tough" Cairns-Smith (1971), Clay Minerals, vol. 31, pp. 1–24, 1996.
- Suko, T., Takano, H., Uchida, M., Seki, Y., Ito, K., Watanabe, Y., Munakata, M., Tanaka, T. and Amano, K., Research on Validation of the Groundwater Flow Evaluation Methods Based on the Information of Geological Environment in and Around Horonobe Underground Research Area, Nuclear Energy Safety Organization, Japan, JNES-RE-Report Series, JNES-RE-2013-9032, 2014.
- 高橋正明, 風早庸平, 安原正也, 塚本 斉, 佐藤 努, 高橋 浩, 森川徳敏, 大和田道子, 尾山洋一, 芝原暁彦, 稲村明彦, 鈴木秀和, 半田宙子, 仲間純子, 松尾京子, 竹内 久子, 切田 司, 大丸 純, 深層地下水データベース, 地質調査総合センター研究資 料集, no. 532, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 2011.
- 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.
- Tromp, T.K., Van Cappellen, P. and Key, R.M., A global model for the early diagenesis of organic carbon and organic phosphorus in marine sediments, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 59, pp. 1259–1284, 1995.
- Ueda, A., Nagao, K., Shibata, T. and Suzuki, T., Stable and noble gas isotopic study of thermal and groundwaters in northwestern Hokkaido, Japan and the occurrence of geopressured fluids, Geochemical Journal, vol. 44, pp.545–560, 2010.
- 矢野雄策,田中明子,高橋正明,大久保泰邦,笹田正克,梅田浩司,中司昇,300 万分 の1日本列島地温勾配図,地質調査所,1999.
- Yanchilina, A.G., Yam, R., Kolodny, Y. and Shemesh, A., From diatom opal-A δ^{18} O to chert δ^{18} O in deep sea sediments, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 268, pp. 368–382, 2020.
- Yeh, H.W., D/H Ratios and late-stage dehydration of shales during burial, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 44, pp. 341–352, 1980.

- Yeh, H.W. and Savin, S.M., Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 3. O-itosope evidence, Geological Society of America Bulletin, vol. 88, pp. 1321–1330, 1977.w
- 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.

5 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案

5.1 背景と目的

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)や長期的に安定な水理場・化学環境である領域(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、それぞれの水理・物質移行場に応じた方法論の整備に取り組 んできた。移流場を対象とした調査・評価技術の整備では、瑞浪地域を事例として地下水の涵養 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整備するとともに、地下水年代を 考慮した地下水流動・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の整備 を進めてきた。一方、拡散場を対象とした調査・評価技術の整備では、幌延地域を事例として、 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 域の三次元分布を、物理探査やボーリング調査といった地上からの調査を組み合わせて推定する 手法の整備を進めてきた。併せて、長期的に安定な水理場・化学環境であることを示すためには、 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、それに着目した指標の開発を進 めてきた。本事業は、両地域を事例に整備してきた移流場と拡散場のそれぞれに対する調査・評 価技術を統合することで、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ことを最終的な目的としている。その際、 本事業の成果は地層処分事業の昨今の動向を踏まえ、本事業の成果を概要調査に円滑に反映でき る形で方法論をまとめることが求められている。

本事業では、成果の概要調査への反映先を、概略的な物理探査の範囲やボーリングの配置、手 順、工程などを示す全体計画と、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を示す個別計画に大別し、方法論を整理してきた。これま でに、既往の知見も参考にしながら移流場と拡散場のそれぞれの全体計画に対する考え方を整理 した。また、瑞浪地域を事例として取り組んできた移流場に対する調査・評価技術の整備では、 令和3年度までに成果をとりまとめ、それに基づき個別計画に対する考え方も整理した。具体的 には、地下水流動・物質移行解析技術の高度化の検討から抽出された調査へのフィードバックや 地下水年代測定技術の適用性・妥当性の確認方法を示した。また、地下水年代を対象とした解析 技術の開発において、広域的な地下水流動・物質移行パラメータを求めるため、地下水年代測定 結果を用いて地下水モデルを校正し、パラメータの推定値やその推定誤差を求め、地下水モデル その信頼性向上を図った。また、水理パラメータ設定手法の開発及び物質移行パラメータ設定手 法の開発では、離散フラクチャーモデルを用いて詳細スケールの地下水流動・物質移行パラメー タを求めるとともに、アップスケールして広域的なパラメータを推定する方法を整備した。一方、 幌延地域を事例として取り組んできた拡散場に対する調査・評価技術の整備では、令和2年度に 物理探査を実施し、その結果に基づく低流動域の三次元分布を推定する際の物理探査仕様の考え 方の整理を進めてきた。また、物理探査とボーリング調査を組み合わせて低流動域の三次元分布 を地球統計学的解析により推定する方法を検討するとともに、その結果に基づきボーリング調査 地点の選定に対する考え方を検討してきた。そして、物理探査に基づき推定した低流動域の三次 元分布の推定結果やその方法の妥当性を確認するために、令和3年度から HFB-1 孔のボーリン グ調査に着手し、塩化物イオン濃度や酸素水素同位体比の深度プロファイルの取得のために、そ れに必要となる各種調査を行った。このボーリング調査では、拡散場調査及び地下水年代測定の ためのサンプリングおよび分析も行った。

令和 4 年度は、HFB-1 孔のボーリング調査を深度 500 m まで行い、その取得データも踏まえ 幌延地域を対象とした調査・評価手法の整備に関する成果に基づき、拡散場に対する個別計画の 考え方を整理する。さらに、移流場と拡散場のそれぞれに対する全体計画と個別計画の考え方を すべて整え、その上で、本事業の最終的な成果のとりまとめとして、概要調査の全体計画に対す る考え方を移流場および拡散場を統合した形に再構築する。

5.2 アプローチ

本事業の成果に基づき、移流場および拡散場のそれぞれの方法論を統合した形で、概要調査の全体計画に対する考え方を示すために、以下の事項を実施した。

- 地下水流動の調査・評価技術に関する個別計画に対する考え方の整理
- 地下水流動の調査・評価技術に関して、評価から調査までの間の関係を示す系統図の作成
- 物理探査やボーリング調査といった個別の調査仕様に関する考え方における移流場を対象 とした場合と拡散場を対象とした場合の間の共通点・相違点の整理
- 対象とする地質環境に拡散場が存在するか否かを判断できるタイミングの検討
- 以上の結果に基づく移流場と拡散場と統合した全体計画の考え方の整理

はじめに、地下水流動の調査・評価技術に関する個別計画に対する考え方を整理した。移流場を対象とした調査・評価技術に関する個別計画の考え方については、これまでに取りまとめを行い、その結果を令和3年度の成果報告書に示した。一方、拡散場を対象とした調査・評価技術に関する個別計画の考え方については、本報告書の3章および4章において述べた幌延地域を対象とした調査・評価技術の整備の成果に基づき整理した。この結果は本章の5.4節において述べる。5.4節では、拡散場を対象とした個別計画の考え方のみならず、後述する系統図の作成結果を説明するために移流場を対象とした個別計画の考え方も改めて示す。

次に、移流場および拡散場のそれぞれにおける地下水流動の評価・調査の全体像を明らかにし、さらに、それぞれの間の共通点や相違点を明らかにするために、移流場と拡散場のそれぞれについて評価から調査までの間の関係を示す系統図を作成した。移流場と拡散場の方法論の統合にあたっては、移流場と拡散場のそれぞれの方法論の共通点や相違点を理解する必要がある。この整理のために、共通の評価項目とした場合の移流場と拡散場のそれぞれの評価の全体を明らかにし、それらを比較する。作成した系統図は、これを行うための素材とするため、地下水流動に関して共通の評価項目を設定し、移流場と拡散場のそれぞれにおいて、それを起点としてその評価に必要となる項目(サブ評価、解析、パラメータ、データ、調査など)の関係を示す系統図を作成した。一方、この系統図は主に本事業の成果に基づき方法論を整理しながら作成したため、本事業の成果の全体を示すだけでなく、各要素技術の評価・調査の間の関係を示すものである。実際の作業の順序としては、5.4 節において述べる個別計画に対する考え方の整理がある程度進められた後に系統図を作成したが、5.4 節では個別計画に対する考え方とともにそれぞれの個別計画に対応する系統図の作成結果も合わせて示すため、その前節の 5.3 節において系統図の具体的な作成方法と結果について述べる。

次に、作成した系統図を用いて、物理探査やボーリング調査といった個別の調査仕様の考え方に関して、移流場を対象とした場合と拡散場を対象とした場合の間における共通点・相違点を整理した。併せて対象とする地質環境に拡散場が存在するか否かを判断できるタイミングを検討し、これらの結果に基づき移流場と拡散場と統合した形で全体計画の考え方を整理した。この結果は本章の5.5 節において述べる。

5.3 地下水流動の調査・評価技術に関する評価から調査までの関係の整理

5.3.1 系統図を作成する際に着目する評価項目

地層処分事業のサイト選定では、長期間にわたって岩盤により放射性廃棄物を人間の生活環境 から隔離し、人工バリアと天然バリア(岩盤)からなる多重バリアシステムによって閉じ込める ことができるようにするとともに、自然現象などの影響を回避し処分場の建設や操業を安全に実 施できるよう、地層処分の観点から好ましい条件や特性を有し、それらが長期間にわたり安定に 維持される「地層処分に適した地質環境」を適切に選定される(NUMO, 2021)。処分場の閉鎖 後長期の安全確保の基本概念やそれを達成するための安全機能が長期にわたって維持されるため に地質環境に求められるの要件は、熱環境、水理場、力学場、化学場の条件として整理されてい る (総合資源エネルギー調査会, 2017)。本事業において整備する広域スケールを対象とした汎 用的な地下水流動の調査・評価技術は、これらの地質環境特性のうち、主に水理場を評価するた めに適用されることが想定される。水理場に求められる要件は、地下水流動に伴う放射性物質の 移行時間を増大させ、その間の放射性崩壊により移行率を低減させるため、動水勾配が小さいま たは岩盤の透水性が低いことにより「地下水流動が緩慢である」ことである。また、サイト選定 では、「地下水流動が緩慢である」といったような適性のある母岩(処分場を設置する地層や岩盤 のこと) の広がりを把握する必要がある。本事業において、移流場に関しては広域の地下水流動 モデルに着目しており、また、拡散場に関しては低流動域の三次元分布に着目している。どちら の場に対しても広がりを評価することが目的となっている。よって、系統図の作成においては、 「地下水流動が緩慢である領域の広がり」を移流場と拡散場の共通の評価項目とする。

5.3.2 系統図の作成方法

5.3.1 節において示した地下水流動に関する評価項目として設定した「地下水流動が緩慢である領域の広がり」を評価する手法を系統図に作成した。図 5.3-1 に示す通り、系統図では上位の階層に必要となる項目をその下位の階層にぶら下げることを基本な方法としており、評価項目を起点として、それに必要となる解析、モデル、パラメータの設定、データ、調査などの関係を整理した。既存の手法の整理方法として、例えば、複数の調査を起点としたボトムアップ的に評価項目までのデータの流れを表す「統合化データフロー」(例えば、三枝ほか、2007)や「調査システムフロー」(例えば、RWMC、2010)がある。これらの手法の整理方法は、調査によるデータ取得から評価項目の評価に至る一連の流れを分かりやすく表示できるが、状況の違いにより複数の手法が存在する場合には、複数のフロー図による手法を示す必要がある。一方、系統図は、フロー図とは逆に評価項目を起点として、トップダウン的に必要な項目をぶら下げていく整理方法であり、時系列の概念が含まれた調査手順を示すものとは異なるが、複数の手法などの選択肢がある場合にそれを示すことができる。ここでの方法論の整理においては、本事業の成果を網羅的に示し個別の調査・評価技術の関係を示すこと、また、大きくは移流場と拡散場といった場合分けがあることから、フロー図ではなく系統図を適用した方法論の整理が妥当であると判断した。系統図の作成における基本的な決まりや留意事項は以下の通りである。

- 系統図は、最も左側を「評価項目」とし、その右側あるいは下側に必要となる項目「サブ 評価」、「二次元・三次元データ」、「パラメータ」、「解析・データ分析」、「モデ ル」、「調査データ」などの項目を次々と展開させ、最も右側が「調査手法」あるいは 「既存情報」になるように整理する。
- 系統図のボックスは項目ごとにボックスのスタイル(色・形)を使い分ける。ボックスの スタイルの定義は、図 5.3-2に示す通りである。ボックスの中に記載する内容についても

併せて示している。

- ここでの系統図での整理では、評価項目の直下の階層において移流場の場合と拡散場の場合に大別している。また、移流場・拡散場のそれぞれの範囲内においても、複数の方法が想定できる場合がある。このことから、系統図のボックスに「選択肢・前提」を設け、複数の方法が想定される場合には、このボックスで複数の選択肢や前提を示すこととする。
- 系統図の中で「サブ評価」や「解析・データ分析」の結果が別系統の評価・方法に反映される場合がある。この場合は、その間を線で結び、反映する事項などを記述する。
- 方法論の整理の対象は「地下水流動が緩慢である領域の広がり」を評価することであるが、その評価に必要な項目には、本事業において直接取り組んでいない範囲も含まれる。系統図での方法の整理にあたっては、本事業での取り組んできたことを中心に方法論を具体化することとし、一方、本事業において直接取り組んでいない項目については、既存除法を参照することし、その記述も簡潔にする。

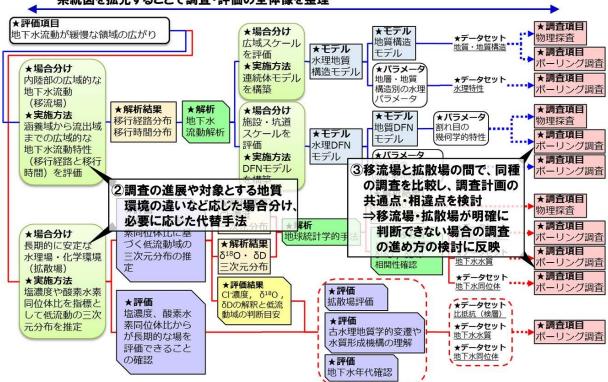


図 5.3-1 系統図のイメージ

00.評価項目 最終的な評価の目的・項目 今回の作業では「地下水流動が緩慢である領域の広がり」 01.選択肢·前提 対象とする地質環境の違いや解析・調査の状況に応じた代替手法 などの選択肢や前提の内容を端的に記述 02.サブ評価 最終的な評価項目を導くために前に必要なるサブ評価 あるいは最終評価を別の視点からサポートするサブ評価 サブ評価の内容を端的に記述 03.二次元・三次元データ 数値解析や空間補間のためのデータ分析により得られる 二次元(平面、断面)あるいは三次元(空間)分布データ 04.パラメータ 調査、経験則、関係式、数値解析から得られる値であり、 解析に必要な項目とその値 05.解析・データ分析 数値シミュレーションや現象解析、統計処理・空間補間 のための統計分析(地球統計学的手法)などの方法 06-1.経験則、関係式 パラメータなどを得る際の経験則や関係式など 06-2.解釈·判断方法 データセットや複数のパラメータから解析や計算を介さずに パラメータなどを求める際の解釈や判断 一次元~三次元の地質環境モデル、 今回の場合は地質構造モデルや地下水流動・物質移行モデルが主 複数箇所の生データや一次データ等を集めたデータ群、 あるいは、そのデータ群を編集、処理したデータセット 09.調査データ 調査により取得される生データ・一次データ あるいはそれに近いデータ、既存情報からのデータも含む 調査手法名称とその方法、主な仕様や方法などを記述 11.既存情報 既存情報名称とその種類

図 5.3-2 系統図における各ボックスが示す項目の種類

5.3.3 系統図の作成結果

5.3.2 節において述べた方法により「地下水流動が緩慢である領域の広がり」の評価を対象とした系統図を図 5.3-3 に示す通り作成した。系統図は多数のボックスで構成されるため、報告書の図において系統図のすべてを展開した形で示すことは難しい。また、図 5.3-4 に示す通り、涵養域から流出域までの広域的な地下水流動(移流場、流動域)の場合と地下水流動が長期にわたり滞留する領域(拡散場、低流動域)の場合を一つの系統図にまとめており、評価項目の直下において大別した。

図 5.3-5 に涵養域から流出域までの広域的な地下水流動(移流場、流動域)の場合のサブ評価の部分を示す系統図を示す。移流場を対象とした評価では、数十km四方スケールの広域スケールの地下水流動・物質移行モデルが構築され、それを用いた解析により地下水の移行経路と移行時間の分布が求められ、その結果に基づき地下水が緩慢であるかどうかが評価される。ここで構築される初期のモデルは、地表踏査、物理探査、ボーリング調査といった一連の地表からの調査

により構築されるが、地下水年代および水頭分布を指標とした逆解析により透水係数と間隙率が校正される。地下水年代は広域スケールでの地下水流動あるいは物質移行現象が反映された指標であるため、広域スケールにアップスケールした形での評価を可能にする。一方、透水係数や間隙率は、原位置での調査データに基づき設定されることが、原位置試験のスケールで得れたデータをそのまま広域スケールに提供することは現実的ではなく、複数の割れ目により形成されるネットワーク上の地下水の移行経路の分布に起因する水理学的な不均質性やマトリクス拡散の効果などを踏まえながら、アップスケールされた水理パラメータおよび物質移行パラメータを設定する。これらのパラメータと地下水年代により校正されたパラメータを比較し、整合性を確認することにより、アップスケールされたパラメータやそれを求める方法の妥当性が確認でき、モデルの信頼性向上につなげることができる。

図 5.3-6 に地下水流動が長期にわたり滞留する領域(拡散場、低流動域)の場合におけるサブ 評価の部分を示す系統図を示す。拡散場を対象とした評価では、数十 km 四方の広域スケールか ら拡散が支配的な低流動域が広く分布する可能性のある数 km 四方の施設スケールに絞り込み、 施設スケールの範囲における低流動域の三次元分布を評価する。その際、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の特徴を持つ地下水 である化石海水の有無に着目し、それが存在するとき低流動域として評価する。拡散場を対象と した評価は、前述の移流場を対象とした評価とは物質移行現象が異なるため、広域スケールの地 下水流動・物質移行モデルを構築するアプローチとは異なる。拡散場を対象とした評価は、広域 スケールから低流動域が存在する可能性の高い施設スケールを抽出し、抽出した施設スケールに おける低流動域の三次元分布を評価する。化石海水は海水に由来すること、また、地下で変質作 用を伴いながら長期間存在していることから、地下水の Cl-濃度や δ ¹⁸O、 δ D を指標となる。Cl-濃度は地下の比抵抗が強く関係することから、低流動域の地下での分布を効率的に把握するため、 空中電磁探査や地上での電磁探査が主要な調査となる。さらに、地下水の Cl-濃度や δ ^{18}O 、 δ D は、ボーリング調査により確認される。よって、物理探査とボーリング調査のデータを組み合わ せて、最終的に施設スケールの低流動域の三次元分布が評価される。これらの一連のアプローチ は、地下水の Cl-濃度や δ 18O、 δ D が低流動域の指標として適用できることを前提としている。 この前提を成り立たせるために、Cl-濃度や δ 18O、 δ D から低流動域と評価した領域が、長期的 に安定な水理場・化学環境であることを示す必要がある。この評価は、拡散が支配的な場である か否かの調査、81Krを対象とした天水由来の地下水の浸入程度や時間の評価、古水理地質学的変 遷を踏まえ水質形成機構の評価といった個別要素技術から成り立つ。

移流場および拡散場のそれぞれにあるサブ評価の下の階層の系統図は、個別の要素技術を示す 部分であり、この結果は5.4節の個別計画の説明と併せて系統図についても述べる。

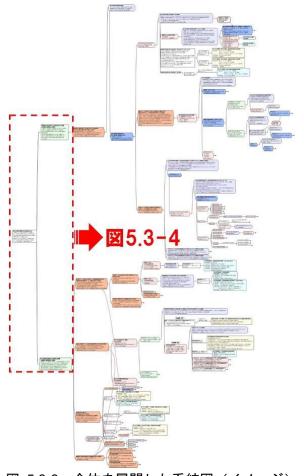


図 5.3-3 全体を展開した系統図 (イメージ)

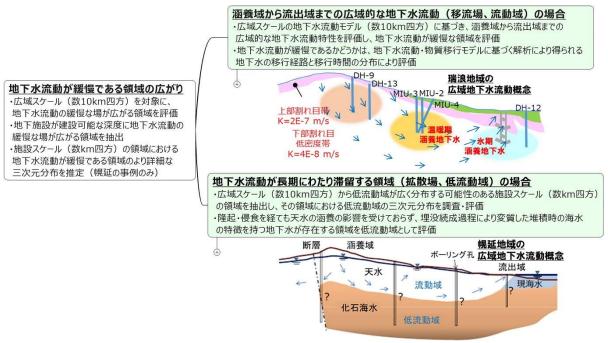


図 5.3-4 移流場と拡散場のそれぞれの選択の部分を表す系統図とそれぞれの広域地下水流動概念のイメージ図

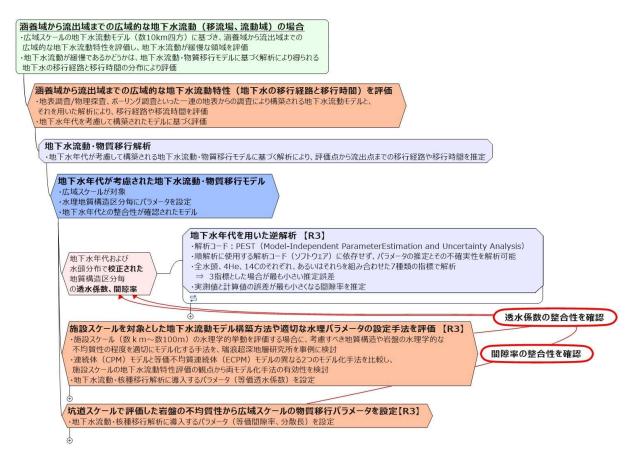


図 5.3-5 涵養域から流出域までの広域的な地下水流動(移流場、流動域)の場合のサブ評価の 部分を表す系統図



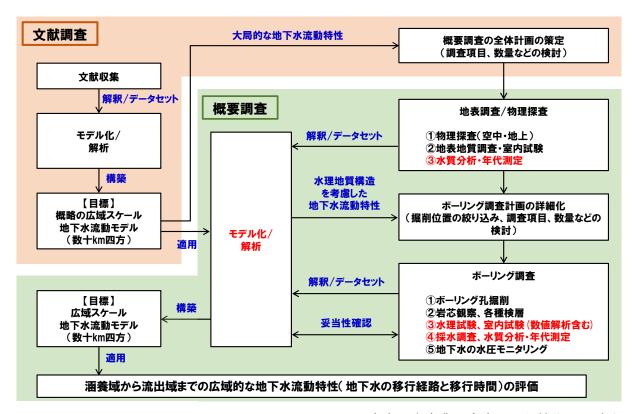
図 5.3-6 地下水流動が長期にわたり滞留する領域(拡散場、低流動域)の場合におけるサブ評価の部分を表す系統図

5.4 地下水流動の調査・評価技術に関する個別調査技術の概要調査への反映 5.4.1 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)

地下水流動が長期にわたり滞留する領域(拡散場、低流動域)の場合

・広域スケール(数10km四方)から低流動域が広く分布する可能性のある施設スケール(数km四方)

内陸部の移流場を対象とした概要調査は、図 5.4-1 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、地下水流動のモデル化/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。



赤字:本事業で高度化した技術の反映先

図 5.4-1 内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順

- (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

a)背景および目的

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把握することが重要となる。そのため、これまでに地下水の起源や滞留時間を評価する地下水年代測定技術を開発してきた。

しかしながら、これらの情報を用いた地下水モデルの校正および検証は十分に行われていない。 このため、地下水年代を地下水モデルに反映し、従来の水理的な調査だけでなく、地化学的な調査からも地下水モデルの信頼性や妥当性の向上を図る必要がある。

これらを実際に適用し、その有効性を確認するために、過去に地下水モデルの構築、地下水年代測定などが実施されている東濃地区において、地下水年代を用いた地下水モデルの構築方法を検討するとともに、原位置データによる実証を試みた。

b) 実施事項

本検討では図 5.4-2 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。従来、地下水モデルは、水圧・流量など水理的なデータに基づいて地下水流動解析で校正・検証されるが、ここでは、さらに地下水年代データ(4He、14Cなど)を用いて、これらの特性(例えば、蓄積性、崩壊性など)を考慮した物質移行解析を加えて逆解析を実施した。

解析コードは、地下水流動・物質移行解析コードとして FEFLOW (Diersch,2014; 商用コード)、逆解析コードとして PEST (Doherty, 2013; 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。

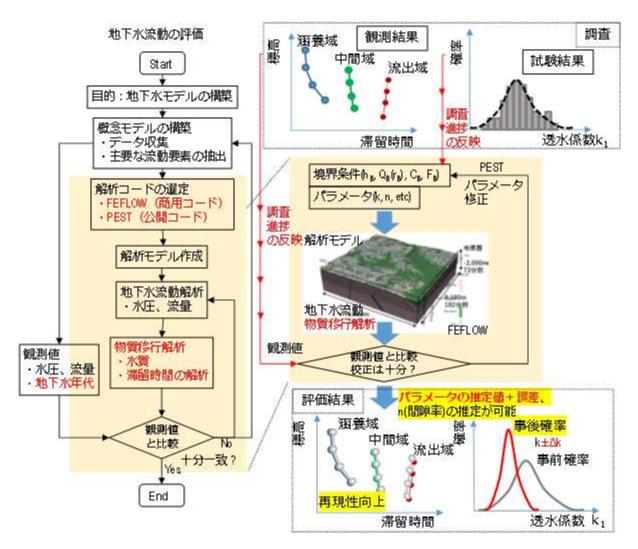


図 5.4-2 地下水年代を考慮した地下水解析フローの提案

c)代表的な結果

本検討では図 5.4-2 に基づいて、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。 従来、地下水モデルの校正は、水圧・流量など水理的なデータに基づいて校正・検証されること が多く、地下水年代測定結果については、その測定事例の少なさなどの影響で、地下水モデルの 校正に直接的に使用されることが稀であった。ここでは、東濃地区の大深度ボーリングでとられ た水圧モニタリング結果(竹内ほか、2005;竹内と藤田、2005)に加えて、地下水年代測定結果 (Hasegawa et al.,2016)を用いて、これまでに構築してきた地下水モデル(大山ほか、2005: 尾上ほか、2007)の校正を実施した。

地下水年代測定結果を用いることの有効性を確認するために、使用するデータを変えながら、 逆解析を実施し、地層の透水係数および間隙率を推定した。この結果、表 5.4-1 に示す結果が得 られた。ここでは逆解析によるパラメータの推定値だけでなく、推定誤差も示した。この結果か ら、1 種類のデータで逆解析を実施した場合は、推定値のバラツキが大きく、推定誤差も大きいが、使用するデータを増やすに伴い、推定誤差が小さくなっていることがわかる。また、3 種類のデータ(全水頭+ 4 He+ 14 C)を用いた場合、計測値に近く、推定誤差も小さくなった。さらに、 4 He や 14 C の物質移行特性を評価しているため、間隙率の推定も可能となった。間隙率の推定値は、炉乾燥法によるマトリックス部分の間隙率とよく一致した。これは、広域の地下水流動では、地下水は非常にゆっくりと流れるため、マトリックス拡散の影響で、見かけの間隙率が増加するためと考えられた(Neretniks, 1981)。この結果は、後述する物質移行パラメータ設定手法の開発とも整合的である。

#完パラメータ(単位)		使用データ 1種類						2種類					3種類		1.30/古*		
		1) H(全水頭)		2) ⁴ He		3) ¹⁴ C		4) H+ ⁴ He		5) H+ ¹⁴ C		6) ⁴ He+ ¹⁴ C		7) H+ ⁴ He+ ¹⁴ C		計測値*	
log r (m/s)		-8.2	±0.6	-9.6	±0.2	-9.4	±0.8	-8.7	±0.2	-9.3	±0.4	-9.9	±0.0	-9.7	±0.1		
(S	MG Kh	-5.1	±1.5	-8.9	±11	-6.9	±2.8	-5.2	±0.3	-6.3	±0.4	-8.8	±0.3	-6.9	±0.3	-6.8	±1.0
	MG kv	-10.1	±8.5	-12.2	±45	-8.1	±1.2	-9.1	±1.2	-8.1	±0.5	-9.9	±0.3	-9.2	±0.2		
	UHFD	-7.3	±1.6	-7.8	±0.5	-7.4	±1.4	-7.8	±0.3	-7.3	±0.6	-8.9	±0.3	-8.4	±0.2	-7.2	±1.0
	LSFD	-7.9	±1.5	-7.6	±0.2	-8.2	±0.8	-8.1	±0.1	-8.1	±0.4	-6.9	±0.2	-7.6	±0.1	-7.7	±1.6
	TF	-13.2	±60	-10.4	±1.0	-11.3	±2.7	-9.7	±0.2	-11.2	±1.1	-10.5	±0.3	-10.5	±0.2		
間隙率 log n (-)	MG			-0.1	±7.9	-0.2	±0.9	0.0	±18	0.0	±0.4	-0.9	±0.3	-0.7	±0.3	-0.7	
	UHFD			-2.1	±364	-1.3	±1.0	-2.3	±537	-1.1	±0.4	-4.0	±32.6	-2.0	±0.3	-1.3	
	LSFD			-2.8	±2051	-2.4	±0.9	0.0	±8.8	-2.3	±0.4	-1.7	±0.1	-1.8	±0.1	-1.7	
	TF			-4.0	±2698	-2.4	±2.0	-2.3	±1721	-2.2	±0.7	-1.5	±0.3	-1.4	±0.3	-1.7	

表 5.4-1 地下水年代を用いた透水係数の推定結果

 ${f r}$ は降雨涵養量、MG は瑞浪層群、UHFD は花崗岩上部割れ目帯、LSFD は花崗岩下部割れ目低密度帯、TF は月吉断層、計測値の透水係数は尾上ほか(2015)、間隙率は Saegusa et al.(2013)より引用

このように、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地下水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。

複数の指標を用いることは、これまでの地下水モデルの校正に対して、大きな優位性があることを示唆している。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。

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・物質移行解析による逆解析を実施することで、 広域地下水流動の評価が大きく改善されることが期待できる。

d) 地下水年代を考慮した地下水解析の部分を表す系統図

地下水年代を考慮した地下水解析に関する本事業の成果に基づき、その技術に関する評価から 調査までの間の関係を整理し系統図にまとめた。その結果を図 5.4-3 に示す。

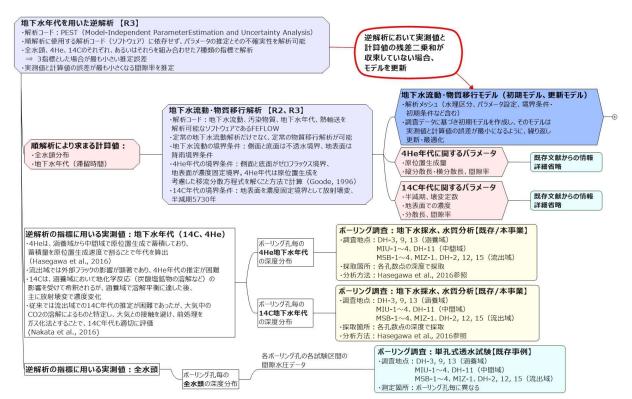


図 5.4-3 地下水年代を考慮した地下水解析の部分を表す系統図

2) 水理パラメータの設定手法の開発

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した。

本検討の結果、表 5.4-2 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 1~2.5m 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 5.4-4)。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 $m\sim$ 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。

以上の水理パラメータの設定に関する本事業の成果に基づき、その技術に関する評価から調査までの間の関係を整理し系統図にまとめた。水理パラメータの設定および ECPM と DFN モデルの構築方法に関する系統図を図 5.4-5~図 5.4-7 に示す。

表 5.4-2 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学 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	·数百m程度	・割れ目・規模の大きな不連続	・間接的に モデル化	・ECPMモデル (参考グリッドサイズ:5m~)	
慮した水理学的挙動	*数日 往接	構造(破砕帯、断層な ど)	・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	*h 1 10 PF	ф(. Б . С	・間接的に モデル化	・ECPMモデル (参考グリッドサイズ:1~2.5m)	
考慮した水理学的挙動	・数十m程度	・割れ目	・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	

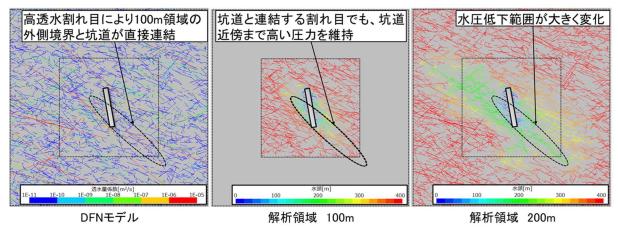


図 5.4-4 高透水割れ目と解析領域の関係

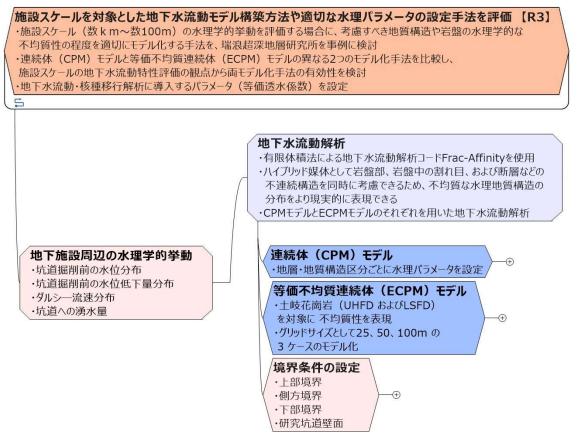


図 5.4-5 水理パラメータの設定手法の部分を表す系統図

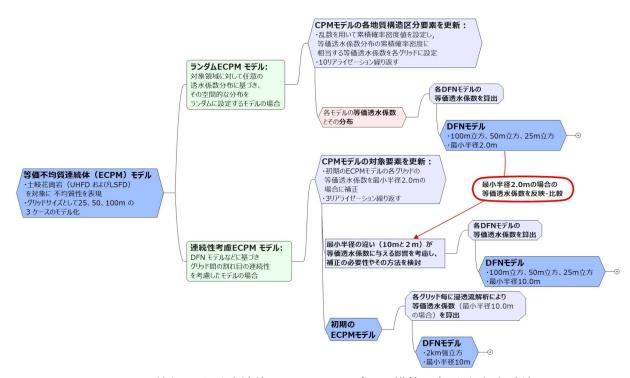


図 5.4-6 等価不均質連続体 (ECPM) モデルの構築の部分を表す系統図

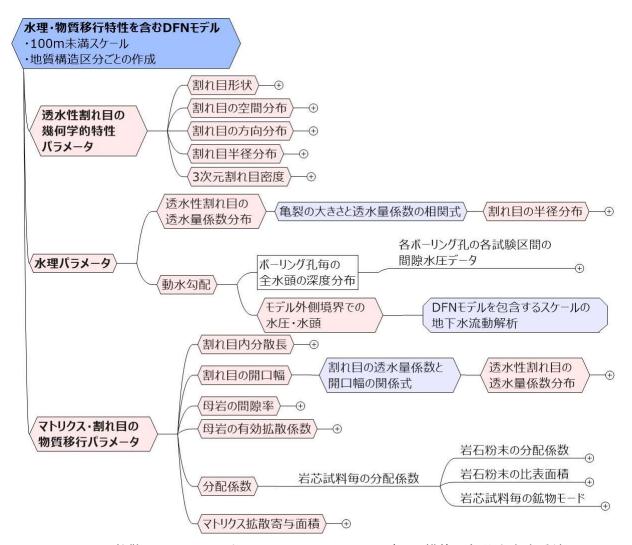


図 5.4-7 離散フラクチャーネットワーク (DFN) モデルの構築の部分を表す系統図

3) 物質移行パラメータの設定手法の開発

a)背景および目的

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。

b) 実施事項

本検討では、図 5.4-8 に示すフローによって、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、複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 複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複数通り作成する。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 複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、複数通りの母岩付き 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。

c)代表的な結果

瑞浪での調査結果に基づいて、割れ目の大きさ分布、方向分布、密度などを推定し、母岩付き DFN モデルを用いて、花崗岩下部割れ目低密度帯を対象に、透水係数と間隙率を推定した。この 結果を図 5.4-9 に示す。ここでは、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を行った。透水係数は、 \mathbf{x} 、 \mathbf{y} 、 \mathbf{z} 方向に対して動水勾配 1%をかけて得られた流量から、等価な透水係数を推定した。なお、母岩の透水係数は、割れ目に影響を与えないように 1×10^{-15} m/s とした。有効間隙率は、上記にあわせて 14 C の定常解析を行い、その濃度の減衰から、等価な間隙率を推定した。

等価透水係数の平均値は、 $10^{-7}\sim10^{-8}$ m/s であり、実測の対数平均値 $10^{-7.7^{\pm1.6}}$ (尾上ほか、2015) とほぼ同程度となっている。また、サイズの小さい 50m 立方体でややバラツキが大きい傾向が見られた。

等価間隙率の平均値は、 $50 \ge 100$ m 立方体では、0.63%、0.65%、母岩の間隙率 1.18%の 53~ 55%であった。流れ方向への依存性は明確でなく、サイズの小さい 50m 立方体でややバラツキが大きい傾向が見られた。得られた等価間隙率は、DFN モデルにおける割れ目の体積に比べて非常に大きくなっており、母岩間隙率の 50%程度となっている。これは、マトリックス拡散の影響でマトリックスに 14 C が広がった影響と考えられる。このため、地下水年代を用いて推定した間隙率に近い値となっている。

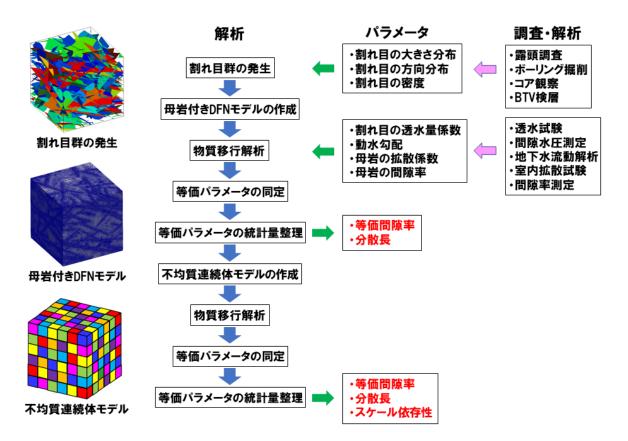


図 5.4-8 物質移行パラメータ設定フローの提案

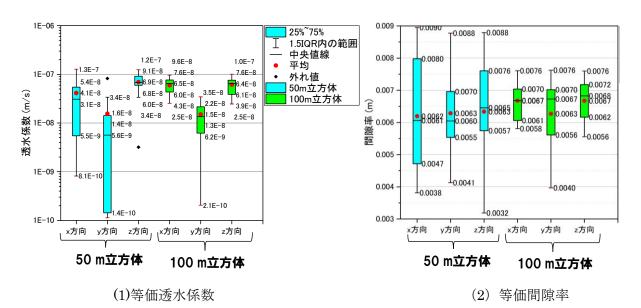


図 5.4-9 母岩付き DFN モデルによる透水係数と間隙率の推定結果

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、図 5.4-8 の右上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、DFN 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。

d) 物質移行パラメータの設定に関する系統図

物質移行パラメータの設定に関する本事業の成果に基づき、その技術に関する評価から調査までの間の関係を整理し系統図にまとめた。その結果を図 5.4-10 に示す。

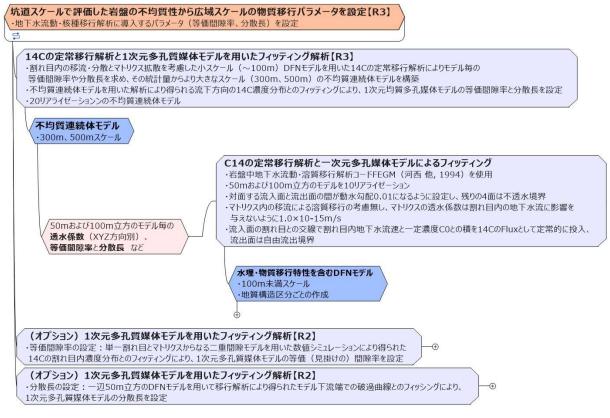


図 5.4-10 物質移行パラメータの設定の部分を表す系統図

4) 1)~3) の各手法の適用結果

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 5.4-11 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なっている。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。ゆえに、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% ($10^{\cdot 2.0}$ $^{\pm 0.3}$)、下部割れ目低密度帯で 1.7% ($10^{\cdot 1.8 \pm 0.1}$) 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 $2.6\times10^{13}\,\mathrm{m}^2/\mathrm{s}$ と設定しており、 $^{14}\mathrm{C}$ 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 $^{14}\mathrm{C}$ は広がるものの、一部については $^{14}\mathrm{C}$ 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 $^{14}\mathrm{C}$ 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 $^{14}\mathrm{C}$ 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) 透水係数(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 間隙率

- ・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:
- $x 30.5 \text{ m} (\pm 1.3)$, $y 31.0 \text{ m} (\pm 1.7)$, $z 27.5 \text{ m} (\pm 0.6)$
- ・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~数十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
- $4.3 \times 10^{-9} \text{ m/s } (-8.3 \pm 0.2)$
- ・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
- $0.90\% (-2.0\pm0.3)$
- ・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
 - $5.8 \times 10^{-8} \text{ m/s} (-7.2 \pm 1.0)$
- ・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 5.4-11 適用した各方法の取り纏め結果

(2) 地下水年代技術の高度化

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。地下水年代評価に用いられてきた指標や、本研究で技術開発に取り組んだ手法について、図 5.4-12 に示した。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(Kazemi et al., 2006)。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 著な場合や、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不可能な場合は、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する技術や、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。

 81 Kr 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 14 C 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(36 Cl)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。

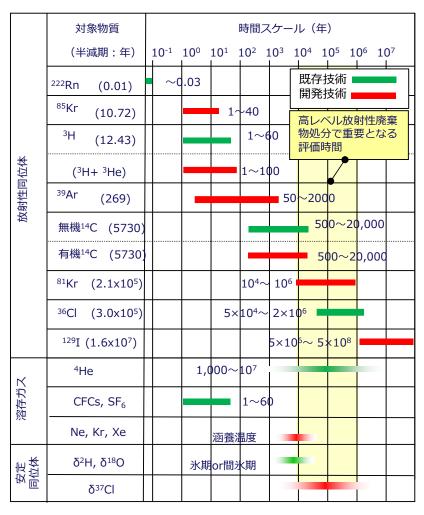


図 5.4-12 地下水年代指標と評価範囲

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<u>14C</u>

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、 $500\sim1000 \mathrm{mL}$ 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 $3\sim5$ 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。

• 81Kr

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。

上述の無機・有機 ¹⁴C、⁸¹Kr、He 濃度評価用サンプルの採取方法や採取タイミングについて、 図 5.4-13 にまとめた。

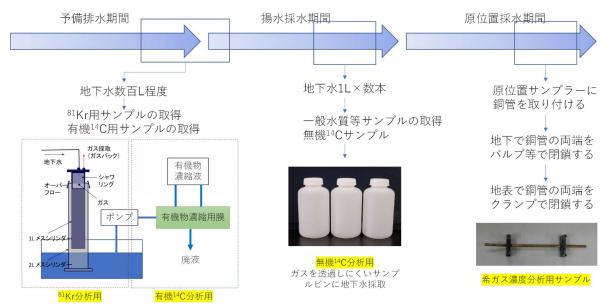


図 5.4-13 希ガス濃度・無機 ¹⁴C・有機 ¹⁴C・⁸¹Kr 分析用サンプルの取得

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脱ガスモデルに従って評価する必要がある。

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

ここで Ne_0 , Ar_0 , Kr_0 , Xe_0 : 各希ガスの分析値、 Ne_t , Ar_t , Kr_t , Xe_t : 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 付近であると考えられる。

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

• 81Kr

 81 Kr は Atom Trap Trace 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。81Kr 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 81 Kr/Kr の値を用いて、 81 Kr の年代は以下の式で与えられる。

$$(^{81}Kr$$
年代 $) = -\frac{1}{^{81}Kr の崩壊定数} \times ln \left(\frac{\# \vee \psi \vee \psi \wedge \psi^{81}Kr 濃度}{+ 気の81Kr 濃度}\right)$

5.4.2 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)

(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

a)背景・本研究での目的

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いることがある。本事業ではこのような地下水を化石海水と呼ぶ。 化石海水は長期にわたり地層中に残留しており、それが存在することは、地下水の流れが非常に遅く、拡散が支配的な低流動域であることを示す証拠になる。よって、地下深部での化石海水の三次元分布を調査することによって、低流動域の三次元分布を推定できる。そこで本事業では、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。

b)実施事項

地層処分事業の概要調査に反映することを念頭において、広域スケール(数 km~数+ km 四方)の範囲から低流動域がより浅部から広がってい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んだ後、施設スケールの範囲における低流動域の三次元的な広がりを推定する際に実施する物理探査とボーリング調査の調査手順を検討した。そして、本事業では、特に施設スケールの低流動域の三次元分布の推定に関して、検討した手順によって推定可能であることを実証するために、幌延地域を対象に実際に物理探査およびボーリング調査を実施した。具体的には以下を実施した。

- 約3km四方の領域における三次元比抵抗分布を取得するための高密度電磁探査
- 電磁探査により推定した低流動域を確認するためのボーリング調査(HFB-1)
- Cl:濃度、δDとδ18Oの三次元分布を推定するための地球統計学的解析

c)得られた成果

- 高密度電磁探査により推定した三次元比抵抗分布に基づき低流動領域の境界と推定される浅部から低い比抵抗が広がる領域の端においてHFB-1孔のボーリング調査を実施し、取得されたCl-濃度、8Dと8¹⁸Oの深度プロファイルの特徴から、事前の推定の通り低流動領域の境界付近にボーリング孔を掘削できた。このことから、電磁探査が地下における化石海水の三次元分布の把握に効果的な手法であることが確認できた。
- 三次元比抵抗分布は調査範囲内において電磁探査の測点を格子状に配置させた高密度電磁探査により取得されるが、測点間隔は精度や解像度に影響する要素の一つである。本事業の電磁探査により取得された複数の異なる測点間隔による三次元比抵抗分布を用いて、それらの三元比抵抗分布の違いによりHFB-1孔の地点の判断が異なるか検証した。その結果、本事業の事例ではあるが、少なくとも300 m程度の測点間隔にする必要があることが分かった。ただし、土地利用や地形などの制約があるため規則的な格子状に測点を配置することは難しく、厳密に300 m程度の測点間隔にする必要があるということ意味するものではない。本事業では、現実的に実行可能な探査仕様で実施し、その際の測点間隔が300m程度であったが、その探査仕様によってボーリング調査地点を適切に選定できる三次元比抵抗分布を取得できた。
- 低流動域の領域に存在する地下水は古い海水に由来するためCI-濃度が指標の一つであるが、それだけでは地下水の起源を判別できないためδDとδ18Oも指標であり、最終的にこれ

らの指標の三次元分布を推定する。その際、地球統計学的解析の手法の一つであるコロケーテッド・コクリギングを適用し、ボーリング調査によって取得されるCl:濃度、 δD と $\delta^{18}O$ の実測値だけでなく、これらの指標と相関し、空間的に十分なデータ密度である電磁探査によって取得された三次元比抵抗分布を二次データとして用いることにより、Cl:濃度、 δD と $\delta^{18}O$ の三次元分布を推定できることを示した。

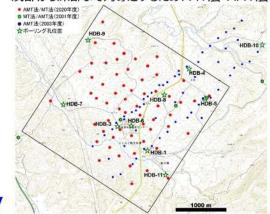
- 地層処分事業の調査によって取得されるボーリング調査データは、特に調査の初期段階においては、評価対象の領域に対して非常に限られたデータ数の離散データである。本事業の地球統計学的解析の検討を通じて、コロケーテッド・コクリギングを適用することも踏まえたボーリング調査地点の考え方を整理した。1本目の地点は電磁探査により低比抵抗領域がより浅部に広く分布すると推定されたの範囲内に設定し、そこに化石海水が存在し低流動域として評価できることをボーリング調査により確認する。その際、ボーリング調査によって取得される比抵抗と水質の深度プロファイルから電磁探査により推定した結果が妥当であることを確認するとともに、比抵抗と水質の間に相関があることを確認し比抵抗をコロケーテッド・コクリギングの二次データとして使用可能であることを確認する。2本目以降の地点は、1本目において確認した低流動域の広がりを把握するために、低比抵抗領域の境界となっている化石海水の有無に関して不確実性が大きい地点を設定する。その際、コロケーテッド・コクリギングの適用の観点では、1本目で把握できなかった比抵抗のレンジを押さえられるような地点にすることが、CI-濃度、8Dと818Oの三次元分布の推定の精度を向上させることにつながることに留意する必要がある。
- 以上の成果により、3章の3.3節において提案した物理探査とボーリング調査により低流動域の三次元分布を推定するための調査手順が妥当であることを示した。

d)代表的な結果

施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定するための調査に対する本事業の代表的な結果を図 5.4-14 に示す。代表的な結果については 3 章の 3.3 節において提案した物理探査とボーリング調査により低流動域の三次元分布を推定するための調査手順に基づくフローとして示している。

【施設スケール (数km四方) における高密度電磁探査の実施】

- 数kmスケールの範囲においての高圧電線などのノイズ源、土地利用や作業性などの制約を考慮しながら、可能な限り200 mから500 m程度の間隔になるように測点を配置
- 浅部から深部まで対象とするため、MT法・AMT法を併用した幅広い観測周波数



AMT法は数時間~1晩、MT法は2以上であるが、 AMT/MT 法を同時に計測できる磁気センサーの 使用で交換の必要が無く作業効率が向上



高密度電磁探査の測点配置(本事業実績)

磁気センサー

【電磁探査データの解析による三次元比抵抗分布の推定】

● 三次元インバージョン解析の実施におり三次元分布を推定 (本事業ではNMCC2000シリーズ (Negi et al, 2011など)を解析ツールとして使用)

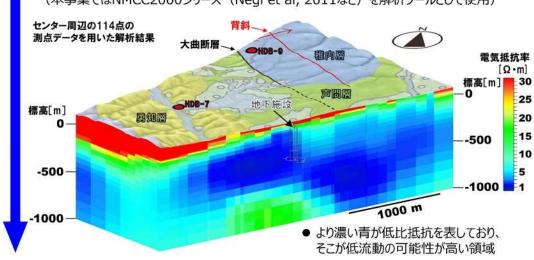
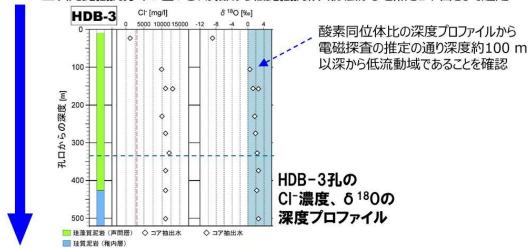


図 5.4-14 (1) 施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定するための調査のフロー (1/3)

【ボーリング調査 1本目】

- 塩化物イオン濃度、酸素水素同位体比の深度プロファイルを取得
- 三次元比抵抗分布い基づき、浅部から低比抵抗領域が広がる地点を1本目として選定



【地球統計学的解析による低流動域の三次元分布の推定】

● ボーリング調査データを一次データ、電磁探査の三次元比抵抗分布を二次データとしたコロケーテッド・ コクリギングにより、塩化物イオン濃度や酸素水素同位体比の三次元分布を推定

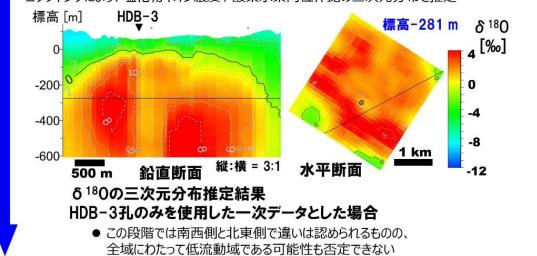
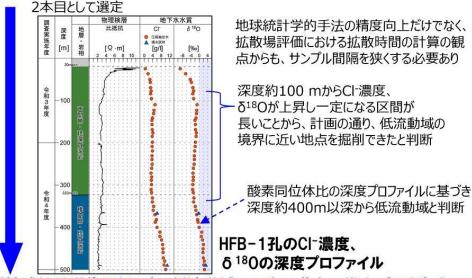


図 5.4-14 (2) 施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定するための調査のフロー (2/3)

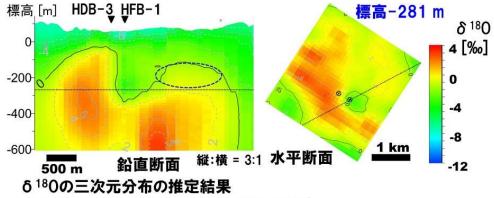
【ボーリング調査 2本目】

- 塩化物イオン濃度、酸素水素同位体比の深度プロファイルを取得
- 低流動域の広がりを把握するために、低比抵抗領域が出現する深度の変化が大きい地点を



【地球統計学的解析による低流動域の三次元分布の推定(更新)】

- 2本目のボーリング調査データを追加
- ボーリング調査データを一次データ、電磁探査の三次元比抵抗分布を二次データとしたコロケーテッド・ コクリギングにより、塩化物イオン濃度や酸素水素同位体比の三次元分布を推定(更新)



HDB-3孔とHFB-1孔を一次データとした場合

- 全体的に分布が更新され、特に、HFB-1孔周辺は実測に近い値に更新
 - ⇒ 明瞭な広がりの低流動域の広がりの境界を把握
 - ⇒ 1本だけでは過剰に低流動を評価してしまう可能性
 - ⇒ 不確実な領域に対して3本目(青点線の楕円)

図 5.4-14 (3) 施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定するための調査のフロー (3/3)

e) 施設スケールにおける低流動域の三次元分布を物理探査とボーリング調査に関する部分の系 統図

施設スケールにおける低流動域の三次元分布の推定に関する本事業の成果に基づき、その技術に関する評価から調査までの間の関係を整理し系統図にまとめた。その結果を図 5.4-15~図 5.4-17 に示す。

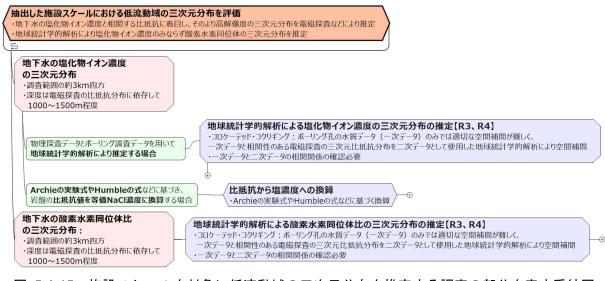


図 5.4-15 施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定する調査の部分を表す系統図

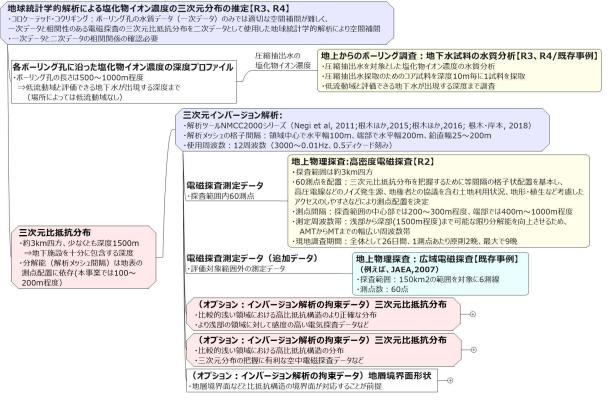


図 5.4-16 地球統計学的解析の部分を表す系統図(塩化物イオン濃度の場合)

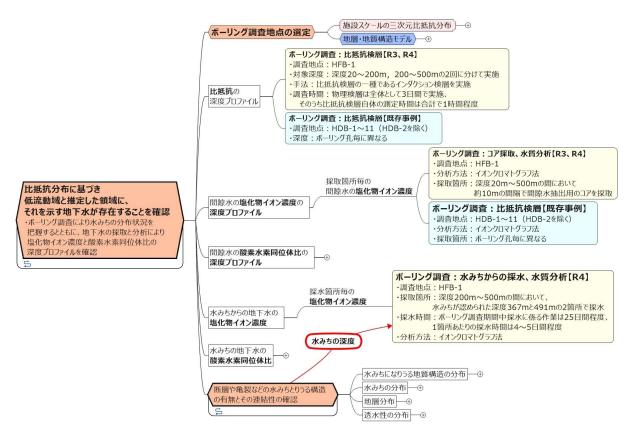


図 5.4-17 低流動域の分布を確認するためのボーリング調査の部分を表す系統図

(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

a)背景および目的

地下水流動が非常に遅い場では、拡散による物質移動が支配的になる。このため、地下水流動が非常に遅いことを示すには、拡散が支配的であることを示すことが有効である。これまでに、 δ D δ Cl δ δ Cl δ Cl δ δ Cl δ δ Cl δ Cl δ Cl δ δ Cl δ Cl

b)実施事項

実施事項は、図 5.4-18 に示すようにボーリング孔から岩石コア・地下水などの試料採取、間隙水採取、これらに基づく、濃度プロファイル (Cl、 δ D と δ ¹⁸O などの分布、Cl と δ ³⁷Cl の分布)を作成する。これらに基づいて、拡散が支配的かどうかを評価する。具体的には、Cl、 δ D と δ ¹⁸O などの相対的な変化のズレ、Cl と δ ³⁷Cl の分布から、Cl 濃度が変化している区間での δ ³⁷Cl のシフトが拡散の判定指標とある。このように拡散が支配的であることが確認できれば、岩石コアを用いて、拡散試験を行い、Cl、 δ D と δ ¹⁸O などの拡散係数、 δ ³⁷Cl の分別係数を計測する。その後、 δ D と δ ¹⁸O、Cl と δ ³⁷Cl などの分布に対して、拡散方程式を適用し、拡散時間、初期・境界条件を推定する。これらの結果と、地史、水理特性などが整合することを確認する。

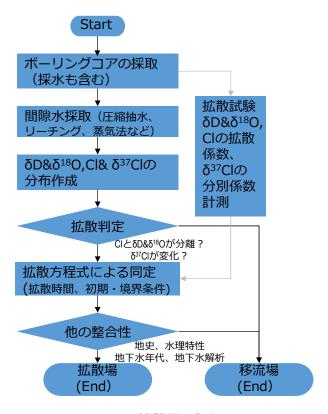


図 5.4-18 拡散場の評価フロー

c)確立した技術・得られた成果

ボーリングコアの採取方法としては、数ヶ月程度の保管であれば、図 5.4-199 に示すようなガス透過性の低いビニールを用いた真空パックが良いと考えられている。これは試料の酸化や試料からの間隙水の蒸発を防ぐためである。パック材は、食品などと同じく、アルミ蒸着パック(数年)、ビニールパック(数ヶ月)など、保存期間によって使い分けるのがよいと考えられる。

間隙水採取方法としては、これまでに圧縮抽水(例えば、Nakata et al., 2018a)、リーチング(例えば、Hasegawa et al., 2016b)、蒸気法(例えば、Nakata et al., 2018b)の間隙水評価方法を開発してきた。リーチングは間隙水を水で希釈するため、Cl などの溶存物質の分析には向いているが、 δ D と δ ¹⁸O の分析には不向きである。蒸気法は、岩石コアに含まれる水分を蒸発させて、 δ D と δ ¹⁸O を分析する方法である。これらの方法によって、ボーリングコアから間隙水の δ D と δ ¹⁸O、Cl と δ ³⁷Cl などの分布を作成することが可能となる。



岩石コア採取



蒸気法 (Nakata et al., 2018b)



圧縮抽水 (Nakata et al., 2018a)



リーチング (Hasegawa et al., 2016b)

図 5.4-19 コア採取および間隙水採取方法

拡散試験方法としては、ここでは Through-Diffusion 拡散試験を示す(図 5.4-20)。この方法は、高濃度溶液と低濃度溶液を試料で挟むことにより、その濃度変化から拡散係数を評価する方法である。高濃度溶液には、重水や NaCl などを高濃度とすることで、拡散による輸送が発生する。この方法で、物質の拡散係数および同位体分別係数の計測が可能である(Hasegwa and Nakata,2018; Hasegawa et al.,2021)。Muzrek et al.(2009)によれば、Cl と δ D とで、3 倍程度の拡散係数があることが報告されているが、幌延の岩石では Cl と δ D の拡散係数に 3 倍までの差はなく、声問層ではほぼおなじであった。Cl 同位体の分別係数も $1.0013\sim1.0030$ といわれているが、幌延の岩石では、自由水の分別係数 1.0013 程度であった。

d)代表的な結果

SAB-2 孔での、Cl 濃度と δ 37Cl の分布を図 5.4-21 に示す。Cl 濃度は浅部(深度 250m 以浅)では、非常に低く、深度 250m 以深では深度にともなって徐々に増加した。Cl 濃度の分布は、浅部から深部への拡散であると推測された。 δ 37Cl の分布は、深度 250m 以深では深度とともに増加する。 δ 37Cl は Cl 濃度が変化するあたりで、ポジティブシフトが観測された。これは、拡散係数が大きい 35Cl が 37Cl よりも早く拡散するため、拡散による濃度低下が発生すると、相対的に 37Cl が増え、 δ 37Cl が増加すると推測された。

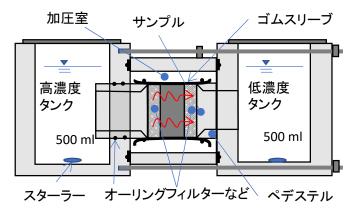


図 5.4-20 Through-Diffusion 拡散試験装置の概念図

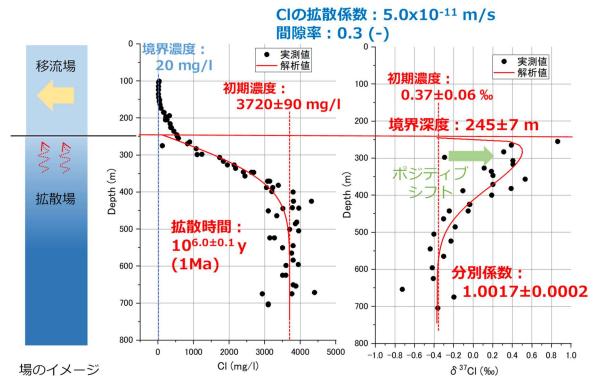


図 5.4-21 SAB-2 孔での評価結果

このような Cl 濃度と δ 37Cl の分布を一次元拡散方程式で同定した(図 5.4-21)。同定に PEST(Doherty, 2013)を用いた。PEST は最小二乗法に基づく最適化手法であり、最適化には修正 Marqurt 法を用いている。なお、推定誤差は、非線形最小二乗法を用いて求めている。この結果、深度 245mまでが移流場、それ以深が拡散場であると推定された。さらに、同定した拡散時間は、約 100 万年と推定され、本地点が隆起した時期と概ね一致する。また、分別係数は 1.0017 とほぼ稚内層の分別係数の実験値と一致した。

これら結果から、SAB-2 孔の深度 250m 以深では、拡散が支配的であることが確認できた。

e)主な成果と課題

主な成果として以下があげられる。

・Cl と Cl の同位体分別係数の計測方法を提示し、幌延地区の岩石を用いて実測した。

- ・幌延地域の $Cl \ \ge \delta$ 37Cl のプロファイルから、拡散が支配的な領域があることを示した。
- ・稚内層上部の高透水帯では、地下水流動が発生しているが、その流動は遅く、周辺から拡散による Cl の流入の影響を受けていることを示した。

課題としては、以下があげられる。

- ・Cl および δ 37Cl の初期値が地点に依存する (地点によって水岩石相互作用が異なる)。
- ・Cl と δ D& δ ¹⁸O の分離が明確でない場合が多い (Cl と δ D& δ ¹⁸O の拡散係数に差が無く、水岩石相互作用が拡散中に発生している可能性がある。)
- ・リーチング、圧縮抽水、揚水とで濃度の層間水の影響を検討する必要がある。

2) 81Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討

a)背景・本研究での目的

クリプトンが希ガスであり地化学反応に関与しないこと、 81 Kr の半減期が 23 万年であることから、 81 Kr を利用して $10\sim100$ 万年程度の地下水年代が評価可能である。また、 81 Kr は地表では発生源があるが地下にはほとんどないことから、地下における天水の浸入評価に有用である可能性が高い。しかし 81 Kr を利用した地下水年代の評価は世界的にも実用例が少なく、国内では適用例がない。

そこで本研究では幌延地域の地下水を対象として、 81 Kr を分析可能な技術を開発し、 81 Kr の有用性・適用性を確認することを目的として検討を実施した。

b)実施事項

- 移送・分析の妨げとなるメタン除去方法の確立
- 幌延立坑の地下水への適用
- 新規ボーリング孔(HFB-1)への適用

c)確立した技術・得られた成果

- メタンを高温の酸化銅に接触させて水と二酸化炭素に変換し、それぞれを捕捉することでメタンを除去し、高い回収率でKrを回収できる手法を確立した
- ⁸¹Krが古い地下水に対する比較的若い地下水の浸入を検出するのに有用なツールであること を確認することができた
- ボーリング孔の透水性が高い場所から地下水・ガスを採取して処理し、⁸¹Krを分析すること が可能であることを示した。

d)Kr の地下水からの採取および ⁸¹Kr の分析の流れ 以下の図 5.4-222にフローを示す。

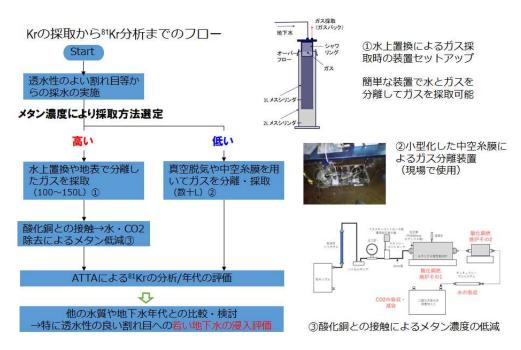


図 5.4-22 Kr の地下水からの採取および 81Kr 分析までのフロー

e)代表的な結果

幌延立坑の 250m および 350m 坑道のボーリング孔から噴出するガスと地下水の混合物から、水上置換装置を用いてガスを分離・採取した (図 5.4-222 の①)。採取したガスは実験室で高温の酸化銅と接触させてメタンを水と二酸化炭素に変換したあと、水をモレキュラーシーブスで取り除いた。さらにガスバッグに封入した二酸化炭素吸収剤によって、二酸化炭素を除去した。Kr は二酸化炭素がキャリアとなってガスバッグまで運ばれるため、実サンプルでも 90%を超える高いKr の回収率を得ることができる。

精製したガスを中国科学技術大学の Atom Trap Trace Analysis(ATTA)を用いて分析したところ、350mで取得したガスでは 81 Kr 濃度がほぼゼロに近かったのに対し、250m では有意な濃度の 81 Kr が検出された(図 5.4-233)。250m 付近には声問層/稚内層の境界面が存在し、地下水における塩化物イオン濃度が低い・酸素同位体比が低いなど水質分析の結果から、地表付近の水が流入している可能性が示唆されている。250m 付近で有意な濃度の 81 Kr が検出されたことは、上記のような地表付近の水の流入の可能性を支持するものである。

f)事業への提案

上述のように、 81 Kr は調査地点に透水性が高い領域が存在した場合、地表付近の水が流れ込んでいる可能性があるか、その水はどの程度の時間をかけて地表から当該地点に到達したかを議論するために有用な情報である。このため、概要調査ではボーリング掘削時に見つかった透水性の高い箇所で、図 5.4-222 のフロー図に従って地下水からガスを分離・精製し、 81 Kr を分析するのが良いと考えられる。得られた 81 Kr の情報は、透水性の高い割れ目が直接的に処分場に影響をおよぼすか、判断するための材料となる。

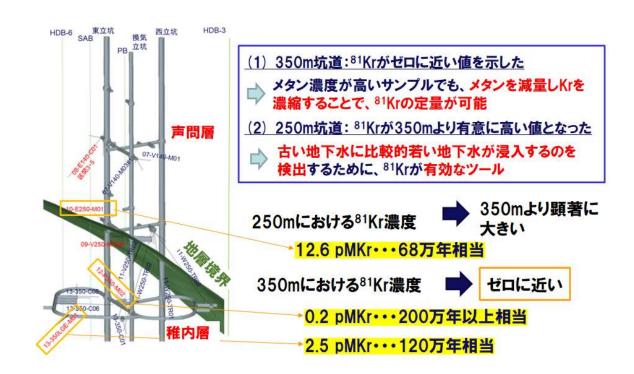


図 5.4-23 幌延立坑における ⁸¹Kr の分析結果

3) 地史を踏まえた水質形成機構の検討

a)背景・本研究での目的

岩石と長い時間接触した海水は水岩石相互作用の他、岩石の変質(圧密による空隙率の変化や造岩鉱物の相変化など)の影響を受けて海水とは異なる性質を持つようになると考えられる。以下では、長時間種々の影響を受けて変質した海水を「化石海水」と呼ぶ。化石海水がどのような水質になり得るのかを検討することで、地下水のどのような特性(イオン濃度や同位体比など)が化石海水の指標となるのかを示すことができる。また、水質の形成メカニズムを明らかにすることにより、本項で示した化石海水の指標がどのようなケースでは有効なのかを知るための情報となる。

本項では、幌延地域に分布する新第三系堆積層を例として、生物起源シリカおよび粘土鉱物の相変化による脱水や圧密による排水を考慮した埋没続成作用による水質進化モデルを構築して、 幌延地域の岩石が堆積するときの間隙水の水質変化を解析し、実際の幌延地域の地下水の水質と 比較した。また、幌延以外の地域の地下水情報とも比較し、構築したモデルの適用性を検討した。

b)実施事項

- モデルの構築に必要な知見を得るためのシリカ続成作用を模擬した室内試験
- シリカ続成作用および地層の圧密を考慮した間隙水の水質形成モデルの構築
- 構築したモデルの本邦新第三系海成堆積層分布地域への適用性の検討

c)得られた成果

• 天水との混合を経ずとも地層の埋没過程において δ^{18} 0が0‰より重く、 δ^2 Hが-30‰~-20‰程度、且つ、海水より最大で \sim 約80%低いCl-濃度を持つ地下水が形成され得ることが示さ

れた。

- 上記の成果は、地層の埋没続成過程において形成された稚内層深部の地下水の水質が地層の 隆起以降現在まで保存されている可能性を示唆するものであり、本地域の化石海水の分布領域が低流動域であることを支持するものである。
- 本項で構築した水質形成モデルは、声問層や稚内層と堆積年代が同程度である本邦の中新世 の地層中の水質データに対して比較的良い一致を示した。

d)代表的な結果

本項で構築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、 天水との混合を経ずとも地層の埋没過程において δ ¹⁸O が 0‰より重く、 δ ²H が-30‰~-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示された(図 5.4-244)。北海道幌延町に分布する新第三紀の海成堆積層である稚内層の深部は割れ目の連結性 が低く、そこでは天水の浸透した痕跡がほとんど無い化石海水が見られることが多い。稚内層深 部の地下水中の放射性塩素同位体比や溶存ヘリウム量から非常に古い地下水年代を示す結果が得 られており、そのような稚内層深部の地下水は少なくとも本地域が隆起に転じた以降はほとんど 動いていないことが示唆されている。本解析結果は、地層の埋没続成過程において形成された稚 内層深部の地下水の水質が地層の隆起以降現在まで保存されている可能性を示唆するものであり、 上記の既存の知見を強く支持するものである。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。したがって、化石海水に見られる CI-濃度の希 釈は、現在の地質環境において表層水との混合により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、本地域の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。

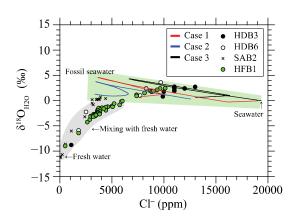


図 5.4-24 解析結果と観測値の比較図

e)事業への提案

本事業で構築した水質形成モデルは幌延町に分布する第三系海成堆積層を例として構築した ものであるが、本邦に分布する新第三系海成堆積層中から得られている化石海水のデータをモデ ル解析結果と比較したところ、声問層や稚内層と堆積年代が同程度である中新世の地層中の水質 データに対しては比較的良い一致が見られ、より若い年代である鮮新世の地層中の水質データに 対しては乖離が見られた。乖離が見られる要因は、それらの地下水の主要な水質形成機構が本モ デルに取り込まれていないことであると考えられた。

本事業で構築したモデル解析結果を地層処分事業における第三系堆積層の分布する調査対象地域の塩水系地下水の水質データと比較することで、地下水の水質形成機構の理解に役立つことが期待される。また、ボーリング調査から得られた詳細な地層分布や深度データと合わせて議論することで、幌延町の化石海水を例として示したように、地下水の低流動性についても検討が可能と考えられる。ただし、堆積環境や堆積年代などの地質環境が異なることにより、その場に応じたモデルの更新あるいは補足の解釈が必要になる。

4) 低流動域の存在を確認するための技術における評価から調査に至る関係の整理

 $1)\sim3$)に示した低流動域の存在を確認するための技術に関して本事業の成果に基づき、その技術に関する評価から調査までの間の関係を整理し系統図にまとめた。その結果を図 $5.4-255\sim$ 図 5.4-277 に示す。

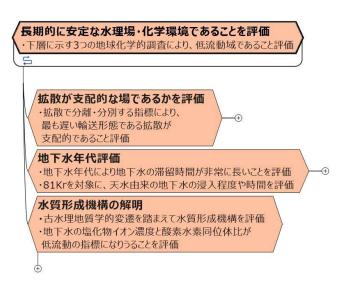


図 5.4-25 低流動域の存在を確認するための技術の部分を表す系統図

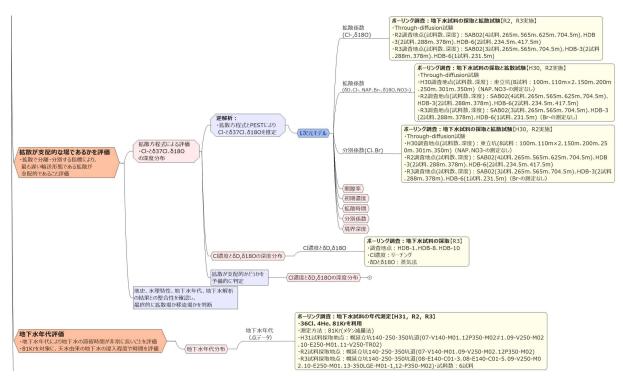


図 5.4-26 拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査および ⁸¹Kr を用いた地下水年代測定 の部分を表す系統図

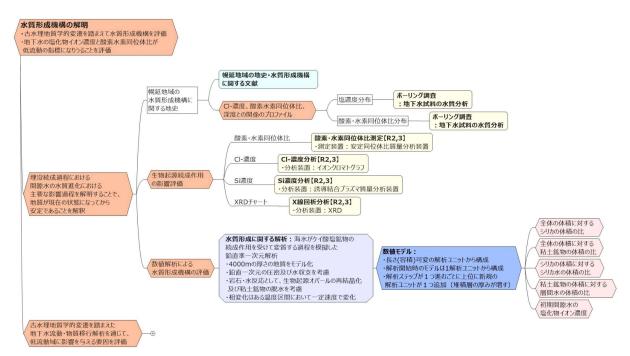


図 5.4-27 地史を踏まえた水質形成機構の検討の部分を表す系統図

5.5 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査の進め方に関する概要調査への提案

地層処分事業の動向を踏まえ、本事業の成果を地層処分事業の概要調査に円滑に反映できる形にまとめることが重要である。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。全体計画に関しては、令和2年度に移流場および拡散場それぞれに対する考え方を示し、令和3年度には見直しを行い改めて全体計画に対する考え方を提案した(日本原子力研究開発機構・電力中央研究所,2022)。個別計画に関しては、5.4節に本事業において取り組んできた個別の調査・評価技術についてまとめるとともに、それぞれの関連を系統図で示し、それにより地下水流動の調査・評価技術の全体を示した。本事業の最終的な目的は、広域スケールを対象として移流場と拡散場に応じた汎用的な地下水流動の調査・評価技術を整備することである。最終年度である令和4年度は、この目的に対する成果として移流場と拡散場の全体計画を統合した考え方を提案する。

5.5.1 移流場と拡散場の全体計画の統合の検討方法

本事業において検討の対象としてきた瑞浪地域の地質環境は移流場の典型であり、幌延地域の地質環境は拡散場が地下深部に存在する典型であり、どちらも既存情報からそのことが概念化できていることを前提に方法論を整理してきた。しかしながら、我が国では地域ごとに既存情報量が異なり、調査の初期段階からどちらの地質環境なのか明確にならない場合も想定される。図5.3-4で示した通り、どのような地質環境であっても少なくとも地表から浅部の地下環境は移流場であるため、どちらの場合であっても調査の初期段階は移流場を対象とした調査が展開されると考えられる。移流場と拡散場に応じて適切に調査を進める方法を示すために、調査が進められる中でどの段階で拡散場の存在を認識できるのか、さらに、拡散場が存在するのか否かが明らかになった段階で追加の調査や遡って調査をやり直す必要があるのかといったことに対する考え方を示す必要がある。よって、本検討では、5.3節および5.4節において示した系統図に基づき、移流場と拡散場の調査の共通点と相違点を整理し、その結果に基づき調査の進め方、調査・評価フロー、主な調査の仕様、工程などを示す。

5.5.2 移流場と拡散場の調査仕様の共通点と相違点の整理

5.3 節および 5.4 節において示した系統図は、移流場および拡散場に対して「地下水流動が緩慢である領域の広がり」を共通の評価項目として、それを評価するために必要となる事項を本事業の事例を中心に整理した。移流場および拡散場に対して、地上からの調査において主要な調査である物理探査とボーリング調査が共通の調査項目として含まれており、これを比較し、調査仕様の共通点や相違点を整理した。

(1) 移流場を対象とした調査・評価における物理探査

5.4.1 項(1)1)で示した通り、移流場を対象とした評価では、涵養域から流出域までの広域的な地下水流動・物質移行モデルが地下水年代を考慮しながら構築され、そのモデルに基づく解析により得られる地下水の移行経路や移行時間の分布により評価される。それに関する系統図は図5.4-3 に示した。この中で、物理探査の調査データは、解析のモデル構築に必要となる地質構造モデルの構築において用いられる(図 5.4-3、付録 7 の図 15)。よって、ここでの物理探査は、まずは広域スケール全体に対して網羅的に地質・地質構造分布に関連するデータ取得を実施するために空中物理探査を実施する。空中物理探査のデータは探査深度が浅いが広範囲の三次元的なデータを取得できるメリットがある。次に、より深部領域も含めて地質や地質構造の地下空間での

フレームを得るための地上での反射法弾性波探査と、岩石や地下水の分布を把握するための比抵 抗分布を得る地上での電磁探査を実施する。広域スケールを対象とした地上物理探査は空中物理 探査と比較して探査深度が深いが、広域スケールの規模を考慮すると、二次元測線での実施が現 実的である。

(2) 拡散場を対象とした調査・評価における物理探査

5.4.2 項(1)で示した通り、拡散場を対象とした評価では、化石海水が存在する領域を低流動域 として評価することを基本としており、広域スケールから低流動域が広く分布する可能性のある 施設スケールの範囲を抽出し、その範囲に対して低流動域の具体的な三次元分布を評価する。評 価の対象としている地下水は古い海水を起源としていることから地下水の Cl-濃度が指標の一つ であり、それが地下の比抵抗と相関する。よって、拡散場を対象とした調査・評価における主要 な物理探査は、電気・電磁探査である。それに関する系統図は付録7の図14および図5.4-16に 示した。広域スケールを対象とした物理探査では、空中電磁探査と二次元測線での地上電磁探査 が適用される。空中電磁探査は、広範囲の地下の比抵抗分布を効率的に把握できるメリットがあ るが、探査深度が浅いというデメリットがあるため、深部の比抵抗を補うために、二次元測線で の地上電磁探査を実施する。ここでの地上電磁探査において三次元的なデータ取得のための測線 配置にすることも可能であるが、数十 km 四方の領域が対象であるため解像度の低下が懸念され る。よって、この段階において構築されている地質・地質構造モデルを活用しながら、効果的な 二次元測線の配置を検討し、比抵抗と地質構造との対応関係が評価できる程度の解像度を得るこ とが重要である。一方、施設スケールを対象とした評価では、低流動域の三次元分布を評価する ため、施設スケールに対して実施する電磁探査は、高密度かつ三次元分布の評価が可能な測点配 置で電磁探査を実施する。また、拡散場を対象とした評価においても、地質・地質構造モデルは 調査を進める際の基礎情報である(付録7の図 14)。地下水流動・物質移行モデルの構築と解析 が拡散場を評価する際のメインのアプローチではないが、低流動域として評価した場が長期的に 安定な水理・化学環境であるという解釈を得るために、天水浸透に関する解析や古水理地質学的 変遷に関する解析が行われる(図 5.4-27、付録 7 の図 22)。よって、地質・地質構造モデルを構 築するために電磁探査のみならず、反射法弾性波探査も実施される。

(3) 移流場を対象とした調査・評価におけるボーリング調査

移流場と対象とした評価の場合、地下水流動・物質移行モデルの校正に用いる地下水年代 (4 He、 14 C) や全水頭はボーリング調査によって取得される。それぞれ水みちでの地下水採水や水圧測定が必要になる(図 5.4-3)。また、ボーリング調査データは地下水流動・物質移行モデルの構築に使用されるデータであり、例えば、岩芯記載や孔壁画像検層からの地層や割れ目の方向に関するデータは地質構造モデル構築に必要なデータであり、また、ボーリング調査における水理試験やトレーサー試験などのデータは水理・物質移行パラメータの設定に必要なデータである(付録 7の図 5)。また、これらのデータは移流場の不均質性を表現するための DFN モデルを構築する際に必要なデータでもある(図 5.4-7、付録 7 の図 9~11)

(4) 拡散場を対象とした調査・評価におけるボーリング調査

拡散場を対象とした評価では、移流場と同様に地質・地質構造モデルの構築に必要なデータを取得するだけでなく、ボーリング調査地点における低流動域の存在やその分布を確認するために、それを評価する際の指標である Cl-濃度、 δ ¹⁸O および δ D の深度プロファイルを取得する(図 5.4-17)。この深度プロファイルのデータ取得間隔は、低流動域と評価できる深度をより正確に押

さえることや地球統計学的解析の精度を高めるためだけでなく、拡散場調査において拡散方程式からプロファイルを再現する際にフィッティングするデータとなる。よって、可能な限り連続的なデータ取得が必要であり、HFB-1 孔の調査の場合、10m 毎の試料採取を行った。

(5) 移流場と拡散場の調査仕様の共通点と相違点

以上のことを踏まえ、移流場と拡散場の調査仕様の共通点と相違点を整理した。結果を表 5.5-1 に示す。空中物理探査および地上物理探査については、移流場および拡散場ともに地質・地質構 造分布の把握を共通の目的として、地質構造フレームを得るための反射法弾性波探査や、岩石・ 地下水の分布を把握するための電磁探査などが実施される。拡散場の場合、低流動域の把握のた めに、CI:濃度と関係する比抵抗分布を把握できる電磁探査が必要となるが、地質・地質構造分布 の把握を目的とした場合の探査仕様と相違はない。ただし、拡散場を対象とした施設スケールで の電磁探査の場合、三次元比抵抗分布を取得することが重視される。具体的には、三次元的な推 定を可能するために、土地利用や地形などを考慮して可能限り格子状に測点を配置させるととも に、地表付近の高比抵抗構造の正確な把握が解析結果の精度向上につなげるために、浅部に対し て感度が高い電気探査を併用することも計画立案の際に検討する必要がある。一方、ボーリング 調査については、移流場および拡散場ともに、地質・地質構造特性のみならず水理特性、地下水 の地球化学特性、力学特性といったい一連の地質環境特性の把握を目的とした調査プログラムで ボーリング調査が行われる。また、移流場・拡散場に関わらず、地下水流動や水質形成の概念を 明にするための地球化学的調査が必要である。地下水の塩濃度、酸素・水素同位体比、地下水年 代、その他、対象とする地質環境に応じて想定される特徴を把握するために必要な調査項目が設 定され、データ取得が行われる。調査を開始する段階で対象とする地質環境に拡散場が存在する か否かが明確でない場合、この調査が行われない限り、拡散場の存在を明確に示す証拠が取得さ れないことから、それを明確に認識できるタイミングは1本目のボーリング調査が終了した時で ある。一方、移流場と拡散場とでは、地下水流動・物質ボーリング調査地点の考え方に相違があ る。移流場の場合、地下水流動・物質移行モデルの校正に必要となる地下水年代や同位体比を同 一流動系の涵養域、中間域、流出域の少なくとも3地点に取得する必要がある。また、地下水流 動を規制する大規模構造(断層など)の把握の有無が解析結果に大きく影響するため、その特性 を把握できる地点でボーリング調査を行うことも重要である。拡散場の場合、広範囲にボーリン グ調査地点を設ける必要はなく、処分場を建設する母岩として適性のある場所を1本目にするこ とが拡散場を認識することに繋がると考えられる。そして、同一の施設スケールの範囲内でボー リング調査地点を増やすことが、低流動域の三次元分布の推定精度向上につながる。

表 5.5-1 移流場と拡散場の調査仕様の共通点と相違点

調査種別	スケール	共通点	相違点
空中 物理探査	広域	・両者とも第一には、地質・地質構造分布 の把握が共通の目的であり、放射能、磁 気、電磁などを実施	・特になし、低流動域の把握には、塩水と関係する比抵抗の分布を把握できる電磁探査が必要になるが、地質・地質構造の 把握でも実施
地上 物理探査	広域	 ・両者とも第一には、地質・地質構造分布の把握が共通の目的であり、地質構造フレームを得るための弾性波探査、岩石や地下水の分布を把握するための電磁探査などを実施 ・2次元分布の把握が主となる仕様 	・特になし、低流動域の把握には、塩水と関係する比抵抗の分布を把握できる電磁探査が必要になるが、地質・地質構造の 把握でも実施
	施設	 ・広域スケールと同様、第一には、地質・ 地質構造の把握が共通の目的であり、弾性波探査や電磁探査などを実施 ・3次元分布の把握が主となる仕様 ・地下施設を建設する深度を十分に包含する深度まで探査(1000m~1500m程度) 	 特になし、低流動域の把握には、塩水と関係する比抵抗の分布を把握できる電磁探査が必要になるが、地質・地質構造の把握のにも必要 ただし、拡散場は母岩としての適格性の有するため、三次元比抵抗分布の精度向上を優先、例えば、表層の高比抵抗構造の正確な把握が地下深部での比抵抗分布の推定精度に影響するため電気探査も併用
ボーリング 調査 (水質分析・ 年代測定 含む)	広域/ 施設	 ・両者とも、地質・地質構造のみならず、水理、地下水の地球化学、力学特性といった一連の地質環境特性の把握を目的とした調査プログラム ・両者とも、地下水流動や水質形成の概念を明らかにするための地球化学的調査(地下水の塩濃度、酸素水素同位体比、地下水年代、その他、必要な項目を追加)が含まれるため、ボーリング調査の実施により拡散場の存在を認識 	 移流場:同一流動系の涵養域、中間域、流出域の少なくとも 3地点において、地下水流動・物質移行モデルの校正に必要 となる地下水年代や同位体比を取得する必要あり 移流場:地下水流動を規制する大規模構造(断層など)の分 布を考慮して調査地点を決定 拡散場:スケールに関係なく、母岩としての適格性が高い場 所を1本目とすることが拡散場の認識に繋がる 拡散場:低流動域の三次元分布の推定精度向上のために、同 一の施設スケールの範囲内でボーリング孔の追加が必要、そ の際、三次元比抵抗分布を参照する必要あり

5.5.3 移流場と拡散場の全体計画の統合

5.5.2 項に示した移流場と拡散場の調査仕様の共通点と相違点を踏まえ、移流場と拡散場を統合した全体計画を検討した。統合した全体計画については、拡散場の存在を調査の途中で認識する場合を想定して調査の進め方を整理した。その調査の進め方のイメージを図 5.5-1 に示す。また、その調査を進めた時の調査と評価(モデル化に反映されるデータのイメージ)のフローを図 5.5-2 に示す。表 5.5-2 にこの調査の概要として仕様上の留意点や数量・規模・期間を示した一覧表を示す。図 5.5-1 に示す手順毎の内容について以下に述べる。

- 手順①: 概要調査地区選定の段階では、文献調査において取得した既存情報に基づき、法定要件に照らして概要調査地区としての適性が明らかに劣る地域を除外する。また、概要調査地区としての適性が確認された地域について、母岩の広がりといった地質環境特性、および土地の利用状況といった社会経済的な観点などを考慮して、概要調査地区を選定する。さらに、数十km四方の広域を対象とした概略的な地質環境モデルを構築するとともに、既往検討に基づいた処分場概念の例示や安全性にかかわる定性的な考察などを踏まえて概要調査の計画を策定する(NUMO, 2021)。地下水流動評価の観点からは、処分施設設置深度(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、地形図や地質図幅をはじめとした文献情報に基づき、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。
- **手順②**: 広域スケールを対象とした空中および地上物理探査を実施する。この調査結果は、地下深部までの水理を含む地質・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。空中物理探査は数十km四 方といった広範囲に対して網羅的に三次元的な空間分布の情報を取得できるメリットがある が、探査深度が浅い。探査項目としては、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が、結果の解釈が困難な 場合もあるので、目的に応じて調査仕様を設定することや解析方法を選定するなどの注意を払 う必要がある(例えば、長谷川ほか,2013)。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が、一方で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とに注意が必要である。地上物理探査としては、数十km四方といった広 範囲に対しては、2次元測線での実施が現実的であり、弾性波探査、電磁探査、電気探査など の項目がある。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、空 中を含む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。この段階では、Cl-濃度や818O、8Dの 実測データは取得されていないため、化石海水の存在を明確に認識することはできないが、幌 延地域のように地下に高塩濃度の地下水が存在する場合は、塩濃度の分布を把握することがで きる。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 化帯の分布など地表付近の高比抵抗構造を把握することができる。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。

• 手順③:手順②の物理探査の結果に基づき、地下水流動モデルを更新し、それを用いた解析に より母岩として適性を有する可能性の高い地域を抽出・絞り込むとともに、調査・評価対象の 地下水流動系を絞り込む。絞り込ま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母岩として適性を有する可能 性が高い中間域 (BH1) のほか、流出域 (BH2) 、涵養域 (BH3) の3地点でボーリング調査 を実施する必要がある。移流場を対象とした評価において構築される地下水流動・物質移行モ デルは、間隙水圧だけでなく地下水年代も使用して校正される。これらのデータはこの3地点 においてデータを取得する必要がある。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(300 m以深)を包含する1000 m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。ボーリング調査では、移流場、拡散場のどちらで地下水流動や水質形成の概念を 明らかにするために地球化学的調査が必要となる。そのため、このタイミングで低流動域の存 在を把握できる可能性が高く、それを把握できた場合には、手順④に示す施設スケールの物理 探査の結果を踏まえて、低流動域の具体的な三次元分布を把握するために適した地点でボーリ

ング調査を実施することも計画する必要がある。

- 手順②:施設スケールの範囲において、より詳細な低流動域の三次元分布を推定するために、主に高密度電磁探査を実施する。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できる。この際、ボーリング調査地点の選定に用いることができ、さらに処分場の概略的なレイアウト検討ができるように、三次元比抵抗分布の解像度は低流動域と関係する低比抵抗構造がどの深度、どの地質・地質構造に関係しているのか評価が可能な程度であることが望ましい。そのため、準三次元反射法地震探査により、施設スケール内の具体的な地質・地質構造のフレームを評価することも重要である。また、この段階では特に施設スケールの範囲内では少なくとも1本のボーリング調査が実施されており、そこでCI-濃度や818O、8Dの深度プロファイルが取得されている。施設スケールの三次元比抵抗分布とボーリング調査データを使用して地球統計学的解析により、CI-濃度や818O、8Dの三次元分布を推定することが可能である。
- **手順⑤**:施設スケールの範囲内においてボーリング調査を実施する。調査全体としては4本目 以降、施設スケール内では2本目以降のボーリング調査となる。移流場を対象とした調査・評 価では、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、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地下水流動に及 ぼす影響を確認する必要がある。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(BH4)と下流側(BH5)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。一方、ボーリング調査では、移流場、拡散場のどちらで地下水流動や水質形成の概 念を明らかにするために地球化学的調査が必要となる。そのため、手順③のタイミングで低 流動域の存在を把握できる可能性が高く、それを把握できた場合には、手順④に示す施設ス ケールの物理探査の結果を踏まえて、低流動域の具体的な三次元分布を把握するという観点 に対して適した地点を選定することも重要である。手順③の中間域に掘削した1本目のボーリ ング調査(BH1)の地点が手順④で取得した三次元比抵抗分布の中でどのような地点に掘削 されたのかにもよるが、4本目以降のボーリング調査地点は、低流動域の広がりの把握を把握 でき、地球統計学的解析において良好な結果を得ることができる地点にBH4とBH5を変更す ることも選択肢となる。以上のように、4本目以降のボーリング調査の地点は、その段階まで に取得した調査データや調査の目的(優先度)のほか、地理的、社会的制約条件を加味して 決定する。

なお、以上の調査手順のうち、手順④と手順⑤は数 km 四方の施設スケールを対象としている。 このスケールは地層処分事業では、処分場スケールに該当する。このことから、施設スケールに 対して具体的な水理地質構造、特に低流動域の具合的な三次元分布を把握するための調査は、精 密調査段階の前半に実施する調査に該当する可能性もある。ここでの調査手順の整理では概要調 査段階と精密調査段階に線引きをしていないことに注意されたい。図 5.5-3 にこの調査の工程のイメージを示す。広域スケールを対象とし調査はおおよそ 2.5~3 年程度の期間を要すると想定される。さらに、広域スケールを対象とする調査により低流動域の存在を認識した後、施設スケールを対象として調査を展開する場合さらに 2.5~3 年程度の期間を必要とし、合計で 5 年強の期間を要すると想定される。当然のことながら、対象とする地域の土地利用の状況などにより準備の期間が大きく異なり、さらに対象とする地質によりボーリング調査の期間も大きく異なる。また、地層処分という事業の性格上、取得した調査データに品質チェックにも時間を要すると考えられる。よって、この工程は目安として示す。

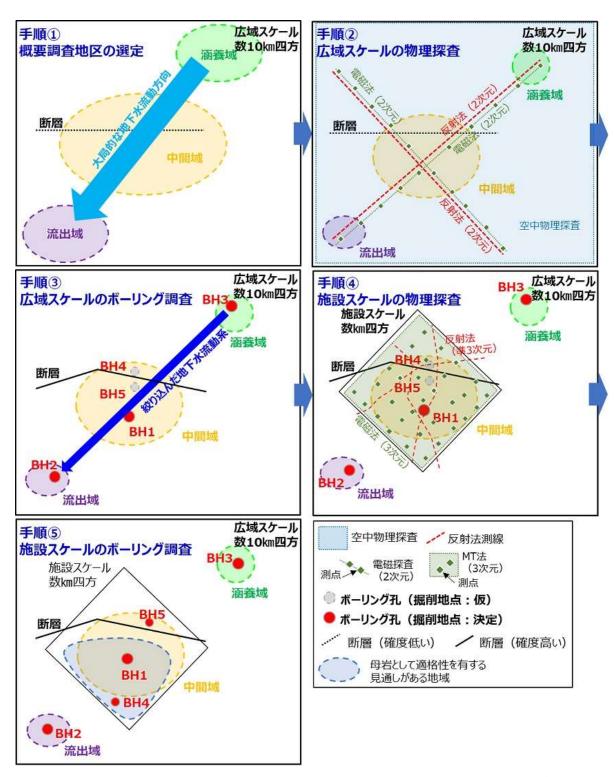


図 5.5-1 拡散場の存在を途中から認識する場合の調査の進め方のイメージ

表 5.5-2 拡散場の存在を途中から認識する場合における調査の概要

調査種別	スケール	仕様の要点	数量•規模•期間
空中物理探查	広域	・地質・地質構造分布の把握を目的として放射能、磁気、電磁などの項目を実施・低流動域の把握では、塩濃度と関係する電磁探査が必要な項目・探査深度は150m程度	数10×数10 km準備から解析の完了まで9か月間程度、 現地調査は数日程度 ※実際の状況により異なる
地上 物理探査	広域	 ・地質・地質構造分布の把握を目的として弾性波や電磁探査など、2次元分布の把握がメイン ・電磁探査:低流動域の把握のために必要、地表付近から深部まで把握するため広帯域の測定 ・深度数1000mのオーダーで可能な限り深く探査 	 測線長:数10km×数本 500~1000m程度の間隔で測点を配置 準備から解析の完了まで9か月間程度、現地調査は1か月間程度、土地利用により実施可能な時期が限定 ※実際の状況により異なる
	施設	・広域と同様、弾性波や電磁探査など、3次元分布の把握がメイン ・電磁探査: 低流動域の把握のために必要、地表付近から深部まで把握するため広帯域の測定 ・地下施設を建設する深度を十分に包含する深度まで探査(1000m~1500m程度)	 電磁:数km×数kmの範囲に、300~500m間隔で格子状に測点を配置(60~100測点程度) 弾性波探査:利用可能な道路などに測線を配置させた準三次元(総測線長15km程度) 準備から解析の完了まで9か月間程度、現地調査は1か月間程度、土地利用により実施可能な時期が限定※実際の状況により異なる
ボーリング 調査	広域	移流場:同一流動系の涵養域、中間域、流出域の 少なくとも3地点	3本~1000m程度準備から現地調査を実施し、さらに室内試験の完了まで18か月間程度
	施設	・拡散場:電磁探査の比抵抗分布に基づき、高比抵抗から低比抵抗まで幅広くカバーできる地点	2~3本程度1000m程度準備から現地調査を実施し、さらに室内試験の完了まで18か月間程度
水質分析• 年代測定	広域 施設	• 低流動域を含む、地下水流動や水質形成の概念を明らかにするために、地下水の塩濃度、地下水の酸素・水素同位体比、地下水の年代、その他、必要な項目を追加	・地表踏査から試料・ボーリング調査において約10m程度の間隔でコア採取 (圧縮水)・水みちを検出し、地下水を採水

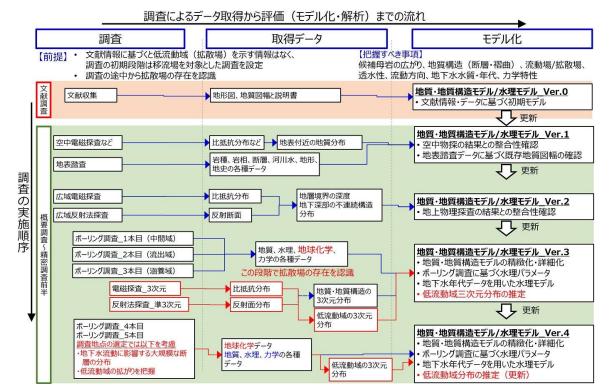


図 5.5-2 拡散場の存在を途中から認識する場合の調査・評価フロー

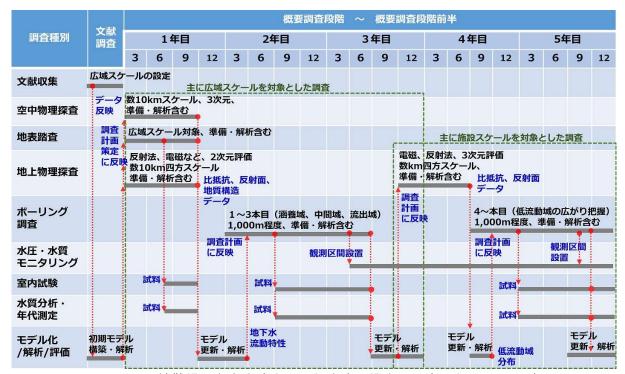


図 5.5-3 拡散場の存在を途中から認識する場合の調査工程のイメージ

5.6 まとめ

5.6.1 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、令和4年度は以下の研究開発課題に取り組んだ。

- 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

上記の課題の成果を以下に述べる。なお、本事業の成果は概要調査に円滑に反映できる方法論としてまとめることが求められており、これらの成果は、5.6.2 節で述べる「移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案」に反映した。

(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

本課題では、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してきた。本事業の調査にあたっては、予め前提とする調査手順 を示すこととし、広域スケール(数 km~数十 km 四方)の範囲から低流動域がより浅部から広 がってい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んだ後、施設 スケールの範囲における低流動域の三次元的な広がりを推定する際に実施する物理探査とボーリ ング調査の調査手順を提案した。本事業では、特に施設スケールの低流動域の三次元分布の推定 に関して、検討した手順によって推定可能であることを実証するために、幌延地域を対象に実際 に物理探査およびボーリング調査を実施した。令和2 年度は、高密度電磁探査による三次元比抵 抗分布を取得し、それに基づき低流動域の三次元分布を推定した。令和3年度と令和4年度(本 年度)は、その推定手法の妥当性を確認するために、HFB-1でのボーリング調査を実施し、深度 500 m までの Cl-濃度および酸素・水素同位体比の深度プロファイルを取得した。高密度電磁探 査により推定した三次元比抵抗分布に基づき低流動領域の境界と推定される浅部から低い比抵抗 が広がる領域の端において HFB-1 孔のボーリング調査を実施し、取得された Cl-濃度、 $\delta D \geq \delta$ 180 の深度プロファイルの特徴から、事前の推定の通り低流動領域の境界付近にボーリング孔を 掘削できたことが確認できた。このことから、電磁探査が地下における化石海水の三次元分布の 把握に効果的な手法であることが確認できた。

地球統計学的解析に関する検討では、HFB-1 孔と低比抵抗領域に相当する既存孔の δ ¹⁸O データを使用し、コロケーテッド・コクリギングを実行して、 δ ¹⁸O の三次元分布を推定し、その精度を検証した。また、上記の組み合わせ以外にも、低比抵抗領域と高比抵抗領域の組み合わせなどのボーリング調査地点の選定パターンをいくつか想定し、それらを対象にコロケーテッド・コクリギングを実施し、推定精度を検証した。その結果、低比抵抗領域のボーリング孔に低比抵抗領域の境界である HFB-1 孔を追加することで、当初の期待通り、 δ ¹⁸O が高い領域の推定精度が

向上し、化石海水の分布範囲を精度よく推定することができた。クリギングでは、距離が近い観測データは類似した値になるという自己相関構造をもとに、空間分布を推定する。HFB-1 周辺では、水平方向の水質の変化が大きく不確実性が高い場所であるため、このような場所を選んでボーリング調査を行うことで、コロケーテッド・コクリギングに基づく、化石海水分布の推定精度が向上すると考えられた。

以上の成果を踏まえて、ボーリング調査地点の考え方を整理した。1 本目の地点は電磁探査により低比抵抗領域がより浅部に広く分布すると推定されたの範囲内に設定し、そこに化石海水が存在し低流動域として評価できることをボーリング調査により確認する。その際、ボーリング調査によって取得される比抵抗と水質の深度プロファイルから電磁探査により推定した結果が妥当であることを確認するとともに、比抵抗と水質の間に相関があることを確認し三次元比抵抗分布を地球統計学的解析における二次データとして使用する。2 本目以降の地点は、1 本目において確認した低流動域の広がりを把握するために、低比抵抗領域の境界となっている化石海水の有無に関して不確実性が大きい地点を設定する。その際、地球統計学的解析の観点では、1 本目で把握できなかった比抵抗のレンジを押さえられるような地点にすることが、Cl・濃度、 δ D と δ ^{18}O の三次元分布の推定の精度を向上させることにつながることに留意する必要がある。

(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

物質移行において拡散が支配的な場合、ボーリング孔での物質の分離(δ D δ Cl 濃度)、同位体の分離(δ D δ Cl 濃度と δ 37Cl)が発生することから、これらを用いた拡散場の説明を試みた。ここでは、複数のボーリング孔(HDB-1,3,6,8,10,11, SAB-2 孔、HFB-1 孔)のコアを用いて、 δ D δ 18O、Cl δ 37Cl の分布を、高密度(約 10m 間隔)に蒸気法やリーチングで、再調査した。ただし、一部のコアは、保存期間が長く、乾燥の影響で適切に評価できないものもあった。あわせて、コアを用いた拡散試験を行い、物質の拡散係数(δ D、Cl など)や同位体分別係数(δ Cl δ 37Cl の拡散係数比)を計測した。

 δ D と Cl の拡散係数は、 $1\sim2$ 倍程度とあまり有意ではなく、特に声問層では $1\sim1.5$ 倍程度と有意な差がなかった。Cl 同位体の拡散による分別係数は、 $1.0013\sim1.0020$ と自由水での拡散係数よりも少し大きい程度の値であった。

ボーリング孔での δ D と δ 18O のプロファイルは、Cl のプロファイルに比べて、拡散の進展が遅く見えるなど、水岩石相互作用による影響を強く受けていた。このため、 δ D と Cl は拡散による分離の識別が困難であった。一方で、Cl と δ 37Cl は、Cl のプロファイルに変化がある深度で、 δ 37Cl がシフトしているものが多く、拡散場の識別に有効であった。Cl 濃度と δ 37Cl のプロファイルを拡散方程式で評価した結果、適切に評価できる場合が多く、拡散による濃度変化と同位体分別であることが確認できた。このため、Cl と δ 37Cl は拡散場の評価に有効であることが確認できた。ただし、Cl 濃度と δ 37Cl の初期値は、水岩石相互作用に強い影響を受けており、これらについては検討が必要である。

2) ⁸¹Kr を用いた地下水年代測定の有効性の検討

本フェーズでは、 81 Kr を日本の地下水に適用するために必要な技術を開発し、日本の地下水に適用してその有用性を確認することを目的として検討を実施している。令和 4 年度は、 81 Kr を幌延立坑の地下水および新規のボーリング孔から採取された地下水に対して適用し、得られた結果から 81 Kr の有用性を議論した。

立坑では 140・250・350m それぞれの深度で地下水から遊離したガスを採取し、昨年度までに

開発したメタンの低減方法を適用してサンプルを安全かつ簡易に輸送できる状態にしたあと、 81Kr を分析可能な機関へ送付し、81Kr を分析した。その結果、地下水年代が古く天水由来の水の 影響をほとんど受けていないと考えられた 350m の地下水では、81Kr が検出されなかった。一方、 250m や 140m では 81Kr が有意な濃度検出され、それぞれ境界層からの天水由来の地下水の浸入 や地表由来の溶存ガスの拡散による影響であると考えられた。以上の結果から、81Kr は古い地下水に対して比較的若い天水由来の地下水が浸入した場合、これを検知するのに極めて有効な手法であることが示された。

新規のボーリング孔から得られた地下水から遊離するガスに対して、上記と同様にメタンを除去し、81Krを分析した。採水を実施した2つの深度においていずれも81Krは低い値を示した。この結果から、2つの深度では比較的透水性のよい部分が存在するものの、天水由来の地下水の影響は受けていないことが示唆された。

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 Cl-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 4 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結果や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の構築および数値解析結果をまとめるとともに、他地域のデータを加え、今回確立したモデルの適用性についても議論した。その結果、天水との混合を経ずとも地層の埋没過程において δ 18O が 0%より重く、 δ 2H が-30%~-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示された。本解析結果は、地層の埋没続成過程において形成された稚内層深部の地下水の水質が地層の隆起以降現在まで保存されている可能性を示唆するものであり、Cl-濃度の希釈は現在の地質環境において表層水との混合により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、本地域の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。

本邦に分布する新第三系海成堆積層中から得られている化石海水のデータをモデル解析結果と比較したところ、声問層や稚内層と堆積年代が同程度である中新世の地層中の水質データに対しては比較的良い一致が見られ、より若い年代である鮮新世の地層中の水質データに対しては乖離が見られた。乖離が見られる要因は、それらの地下水の主要な水質形成機構が本モデルに取り込まれていないことであると考えられた。

5.6.2 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案

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)や長期的に安定な水理場・化学環境である領域(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、それぞれの水理・物質移行場に応じた方法論の整備に取り組んできた。移流場を対象とした調査・評価技術の整備では、瑞浪地域を事例として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整備するとともに、地下水年代を考慮した地下水流動・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の整備を進めてきた。一方、拡散場を対象とした調査・評価技術の整備では、幌延地域を事例として、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の三次元分布を、物理探査やボーリング調査といった地上からの調査を組み合わせて推定する手法の整備を進めてきた。併せて、長期的に安定な水理場・化学環境であることを示すためには、

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、それに着目した指標の開発を進めてきた。本事業は、両地域を事例に整備してきた移流場と拡散場のそれぞれに対する調査・評価技術を統合することで、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ことを最終的な目的とし、本事業の成果に基づき、移流場および拡散場のそれぞれの方法論を統合した形で、概要調査の全体計画に対する考え方を整理した。その結果、「地下水流動が緩慢である領域の広がり」を移流場と拡散場の共通の評価項目として、それを評価するための評価から調査の間における解析・評価や調査データなどの関係を示す系統図を、本事業のこれまでの成果に基づき作成した。そして、作成した系統図を用いて、物理探査やボーリング調査といった個別の調査仕様の考え方に関して、移流場を対象とした場合と拡散場を対象とした場合の間における共通点・相違点を整理した。併せて対象とする地質環境に拡散場が存在するか否かを判断できるタイミングを検討し、これらの結果に基づき移流場と拡散場と統合した形で全体計画の考え方を整理した。

参考文献

- 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...
- 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-,NUMO-TR-20-01,2021.
- 原子力環境整備促進・資金管理センター,地下水流動を説明するための調査システムフローの評価—RWMC と NDA の共同研究報告書—,原環センター技術報告書,RWMC-JRJ-09001,2010.
- 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.
- 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., 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.
- 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.; Nakata, K.; Gwynne, R. Measurement on Diffusion Coefficients and Isotope Fractionation Factors by a Through-Diffusion Experiment. **Minerals** 2021, vol.11, pp.208.
- Kazemi, G.A., Lehr, J.H., and Perrochet, P. (2006): Groundwater age. Wiley interscience, 325p.

- 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.
- Neretniks, I., "Age Dating of Groundwater in Fissured Rocks: Influence of Water Volume in Micropores," Water Res. Res. 17(2), 421-422 (1981).
- 日本原子力研究開発機構,電力中央研究所,平成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,432p.,2022.
- 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.
- 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
- 三枝博光,瀬野康弘,中間茂雄,鶴田忠彦,岩月輝希,天野健治,竹内竜史,松岡稔幸,尾上博則,水野崇,大山卓也,濱克宏,佐藤稔紀,久慈雅栄,黒田英高,仙波 毅,内田雅大,杉原弘造,坂巻昌工,超深地層研究所計画における地表からの調査予測研究段階(第 1 段階)研究成果報告書,JAEA-Research 2007-043, 2007.
- 総合資源エネルギー調査会,地層処分に関する地域の科学的な特性の提示に係る要件・基準の検討結果(地層処分技術 WG とりまとめ),総合資源エネルギー調査会 電力・ガス事業分科会原子力小委員会 地層処分技術 WG, 2017.
- 竹内真司, 天野健治, 藤田有二, 広域地下水流動研究における単孔式水理試験データ, JNC TN7450 2005-010, 2005
- 竹内真司,藤田有二,超深地層研究所計画における単孔式水理試験データ, $JNC\ TN7450\ 2005-011,2005$

令和4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 委員会の記録

付録2 ボーリング孔掘削と掘削水管理

付録3 物理検層の結果と品質評価

付録 4 岩芯写真

付録 5 「3.5 地球統計学的解析に基づく低流動域の三次元分布の推定と最適なボーリング調査地点の選定方法の検討」に係わる付録図表

付録 6 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

付録7「地下水流動が緩慢である領域の広がり」の評価における評価と調査の間の関係の整理

付録 1

委員会の記録

令和4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」第1回委員会 ー議事次第一

1. 日 時:

令和4年9月7日(水) 14:00~17:00、8日(木) 9:00~12:00

2. 場 所:

幌延深地層研究センター ゆめ地創館多目的室(9月7日)、国際交流施設大ホール(9月8日)

3. 出席予定委員:

上田委員、柏谷委員、竹内委員、湯口委員(五十音順)

- 4. 議事:
- 9月7日
- (1) $50^{-14}:10$
 - ① 経済産業省資源エネルギー庁
 - ② 日本原子力研究開発機構
- (2) 委員長選出 14:10~14:15
- (3) 技術開発計画 (その1) 14:15~14:30
 - 全体概要
- (4) 現場での研究状況説明 14:30~17:00
 - ・地下施設、ボーリング調査の概況
 - 地下施設視察
 - ・ボーリング調査現場視察
- 9月8日
- (5) 技術開発計画 (その2)

 $9:00\sim11:20$

- ① 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)
- ・ 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
 - ② 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案

(6) 全体討論
 11:20~11:50
 (7) その他
 11:50~12:00

<配布資料>

資料1 全体概要

資料 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 資料3 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案

以 上

議事録

<u>件 名</u>: 令和 4 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」第 1 回委員会

日時: 令和4年9月7日(水) 14時00分~17時00分9月8日(木) 9時00分~12時00分

場所:・・・<

出席者(敬称略):

外部委員:上田委員、柏谷委員、竹内委員、湯口委員

経済産業省資源エネルギー庁:安楽 原子力発電環境整備機構:三枝、國丸

日本原子力研究開発機構:岩月、見掛、竹内、早野、佐藤、中安

電力中央研究所:長谷川、中田

<u>趣</u> **旨**: 令和 4 年度の経済産業省資源エネルギー庁の公募事業の一つである「岩盤中地下水流動評価 技術高度化開発」においては、有識者・専門家から構成される委員会を組織し、研究計画、 実施方法、成果等に関する審議・検討を行うこととしている。

本事業は5か年計画で実施しており令和4年度は5年目にあたる。令和4年度の1回目の本委員会では、事業の実施場所の一つである幌延深地層研究センター周辺で実施するボーリング調査の現地視察を実施した。そして、これまでの実施内容・成果を踏まえた幌延における5年目の実施内容と最終年度の成果のとりまとめの方法について報告し、その内容について審議・討論を行った。

議事:

- (1) あいさつ
 - ①経済産業省資源エネルギー庁
 - ②日本原子力研究開発機構
- (2) 委員長選出
- (3) 技術開発計画 (その1)
 - 全体概要
- (4) 現場での研究状況説明
- (5) 技術開発計画(その2)
 - ①内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の 高度化
 - ②移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案
- (6) 全体討論
- (7) その他

<配布資料>

- 資料1 全体概要
- 資料 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
- 資料3 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案

議事内容:

議事に沿って本年度の計画を説明し、議論を行った。委員等からの主なご意見は以下のとおりである。

(2)委員長選出

- 委員からの立候補が無かったため、事務局から竹内委員を委員長に推薦し、各委員に了承された。 (3)①全体概要
- 本事業の反映先を意識し、地質環境調査を直接経験していない人でも理解できる報告書にすること。
- (5)①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
- 地球統計学的手法による推定精度を、クロスバリデーションにより評価すること。
- 地球統計学的手法の推定結果の妥当性を示すために、バリオグラムを示すこと。
- 概要調査では、土地利用などに関する制約により取得するデータ量が限られることも想定される。 例えば、電磁探査では高圧電線の近辺を避ける、牧草地に測点を配置できないなどの制約がある。 データを取得する場所の考え方を整理する際には、このような制約についても考慮すること。
- 概要調査において電磁探査解析の拘束条件に地層境界の情報を用いる場合、どのタイミングでどのように取得された情報を利用できるかを、調査の手順に反映させること。
- 電磁探査の解析における地層境界の拘束は、解析領域の一部に限られるので、拘束の妥当性を評価する際には、解析値との比較に用いるボーリング孔の位置を考慮すること。
- 最適なボーリング調査地点の検討で、一部のボーリング孔データを使用した検証モデルと、全てのボーリング孔データを使用した最良推定モデルとの誤差分布を示すこと。
- 拡散方程式を用いて拡散で分離・分別する指標(Cl、8³⁷Cl、8¹⁸O)を評価する際に、拡散時間の 算出に用いる解析条件の設定方法も含めて手法として報告書に取りまとめること。

(5)②移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案

• 調査対象領域の深度とモデル化する深度は必ずしも一致しないので、これらが区別できるように 方法論を整理すること。

(6)全体討論

- この委員会だけではフォローしきれないほど多くの成果が出されており、できるだけ多くの方に レビューしてもらう必要がある。本事業の期間内に限らず報告書を提出した後も含め積極的に学 会での発表(論文、口頭発表)を行うこと。
- 本事業において検討されている方法論では、多くの調査項目や量が示されている。概要調査への 円滑な反映のためにも、取得データの項目や量に応じてどのような方法になるのか整理すること。

以上

令和4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」第2回委員会 ー議事次第一

1. 日 時:

令和5年2月27日(月) 13:00~17:00

2. 場 所:

電力中央研究所 大手町地区 733 大会議室 (大手町ビル7階)

3. 出席予定委員:

竹内委員長, 五十嵐委員, 上田委員, 柏谷委員, 湯口委員(五十音順)

- 4. 議事:
- (1) $50^{-13}:10$
 - ① 経済産業省資源エネルギー庁
 - ② 日本原子力研究開発機構
- (2) 最終評価について 13:10~13:20
- (3) 令和4年度第1回委員会議事録の確認 13:20~13:25
- (4) 令和4年度の成果報告 13:25~16:15
 - ① 全体概要
 - 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)
- ・ 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 休憩 (10 分)
- ・ 低流動域の存在を確認するための技術の開発
 - ③ 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案
- (5) 全体討論 16:15~16:45
- (6) その他

<配布資料>

資料 1-1 最終評価について

資料 1-2 エネ庁事業「岩盤中地下水流動評価技術高度化」における最終評価について(案) 資料 1-2 (別紙) コメントシート

- 資料2 第1回委員会議事録案
- 資料3 全体概要
- 資料 4-1 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)のうち、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
- 資料 4-2 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)のうち、低流動域の存在を確認するための技術の開発
- 資料 5 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案

以上

議 事 録

<u>件 名</u>: 令和 4 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」第 2 回委員会

日 時: 令和5年2月27日(月) 13時00分~17時00分

場 所:電力中央研究所 大手町地区 733 大会議室 (大手町ビル7階)

出席者(敬称略):

外部委員: 五十嵐委員、上田委員、柏谷委員、竹内委員、湯口委員

資源エネルギー庁: 北村

原子力発電環境整備機構:三枝、松岡

日本原子力研究開発機構:岩月、見掛、竹内、早野、宮川、佐藤、中安

電力中央研究所:長谷川、中田

趣 旨:

令和 4 年度の資源エネルギー庁の公募事業の一つである「岩盤中地下水流動評価技術高度化開発」においては、有識者・専門家から構成される委員会を組織し、研究計画、実施方法、成果等に関する審議・検討を行うこととしている。本事業は 5 か年計画で実施しており令和 4 年度が最終年度である。令和 4 年度の 2 回目の本委員会では、「地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境(拡散場)に対する令和 4 年度の実施内容とその結果について報告し、その内容について討論を行った。さらに、本事業では「広域スケールを対象とした汎用的な地下水流動の調査・評価技術の整備」を最終的な目標としており、それに対する実施内容である「移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案」の結果についても討論を行った。

議 事:

- (1) あいさつ
 - ①経済産業省資源エネルギー庁
 - ②日本原子力研究開発機構
- (2) 最終評価について
- (3) 令和4年度第1回委員会議事録の確認
- (4) 令和 4 年度の成果報告
 - ①全体概要
 - ②内陸部の地下深部に存在する長期的に安定な水理場・化学環境を評価するための技術の 高度化
 - ③移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案
- (5) 全体討論
- (6) その他

<配布資料>

- 資料 1-1 最終評価について
- 資料 1-2 エネ庁事業「岩盤中地下水流動評価技術高度化」における最終評価について(案)
- 資料 1-2 (別紙) コメントシート
- 資料 2 第 1 回委員会議事録案
- 資料3 全体概要
- 資料 4-1 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)のうち、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
- 資料 4-2 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)のうち、低流動域の存在を確認するための技術の開発
- 資料 5 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案

議事内容:

本委員会は議事に沿って進められた。委員等からの主なご意見は以下のとおりである。

- (2) 最終評価について
 - ○令和2年度第2回委員会において行った中間評価の結果を改めて各委員に送付すること。
- (3) 令和4年度第1回委員会議事録の確認
 - ○令和 4 年度第 1 回委員会議事録(案)に対するコメントは特になく、承認された。
- (4)令和4年度の成果報告
- ①全体概要
- 特になし
- 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
- 本課題に対して示した手法を適用できる地質環境について、成果報告書に示すこと。
- 電磁探査の解析結果のところで「拘束あり/なし」という用語を使用しているが、これは人によって異なる受け止め方をされ誤解を与える可能性がある。例えば、「等価層の考慮あり/なし」といったように実際に行ったことが分かるような用語に置き換えること。
- どのボーリング孔が有効であったかを評価するうえで、物理探査を用いる方法と地球統計学的手 法の両方を合わせて適切な手法を提示すること。
- 低流動域の三次元分布の評価を行う上で、地球統計学的手法による酸素同位体比の三次元分布の 推定には、どのくらいの精度が必要かを示すこと。
- ③移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案
 - 系統図については地層処分事業の事業者が使いやすいものになるようにまとめること。

(5)全体討論

- 本事業では、地下水流動の調査評価技術の整備という課題に対して、物理探査やボーリング調査、地下水年代測定といった様々な個別調査からそれらにより取得されたデータに基づく評価まで網羅的に調査評価技術の整備に取り組んでおり、それらの成果は NUMO にとって役立つものになっている。本委員会において説明のあった系統図については、その具体的な活用方法も含めて示すことにより、非常に価値の高い成果になる。
- 幌延地域は日本国内でもトップレベルで物理探査の適用例が多く豊富なデータが蓄積されてい

る。本事業の検討では、これらのデータを十分に活用して解析・評価が進められ、地層処分事業への展開も検討されているため、非常に価値の高い成果が挙げられていると言える。本事業では電磁探査のMT法と空中電磁探査に焦点が当てられているが、それらの手法は日々進歩しており、幌延地域以外の地質環境に対しても本事業の成果を活かすためには、最新情報をフォローアップすることが重要である。

- 現在、瑞浪の地下施設は既に埋め戻され地下水の回復状況を確認するためのモニタリングが行われ、幌延の地下施設では深度 500m への掘削が開始される。このような状況を踏まえ、今後においても今ある施設を最大限活用し、次期フェーズに向けた調査研究を行うことを検討して欲しい。
- 各種要素技術が検討され、最終的にそれらを統合した形で調査の流れをまとめており、充実した成果が挙げられている。本事業において構築された手法を適用することが難しい地域もあると考えられるため、具体的な根拠に基づき構築した手法が広範囲の地質環境に適用可能であることを示すことが成果の強調につながる。
- 本事業の当初の目的のとおり汎用的な調査技術として整備できたことは価値が大きい。本事業の水質形成機構の検討のように、地質環境の形成プロセスの理解は将来予測にも有用である。 今後においてもそのような研究課題に取り組んでほしい。
- 系統図については、原子力機構と電中研のメンバーによる十分な議論のもとに提示され、さらに、地層処分の事業者の使い勝手も考慮されることで、より良い成果になる。また、本事業で得られた成果を学会発表および論文などにより積極的に公開すること。

以上

エネ庁事業「岩盤中地下水流動評価技術高度化」における最終評価について

1. 趣旨

当該事業は平成30年度から令和4年度までの5か年の計画で進められた。本事業の目的を達成するために、令和2年度第1回委員会において提示した各実施項目の目的と年度毎の達成目標・実施内容に従い技術開発を進め、最終年度の本年度においてすべての成果をとりまとめた。各実施項目や本事業全体の目標に対する到達度を確認するため、専門家である委員の皆様に評価いただく。

2. 実施時期

令和4年度第2回委員会において行う。

3. 実施方法

委員の皆様により、事業の実施項目毎および概要調査への反映を念頭においた事業全体のとりまとめの最終成果に対して、それらの達成度を評価シートに記入いただく方法とする。

ご覧いただく資料は、主に以下のものとする。

- ①令和3年度第1回、第2回委員会資料(主に瑞浪が対象)
- ②令和4年度第1回、第2回委員会資料(主に幌延、方法論の統合が対象)

参考:令和2年度第1回、第2回委員会資料

以 上

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)

最終評価 コメントシート

【実施項目別】

- 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)
- (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 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価される点
- ② 地層処分の技術基盤※の整備に向けた成果が挙げられているか。
- ※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を通じて、それぞれの水理・物質移動場のスケールや特徴に応じた方法論として整備する。(地層処分研究開発に関する全体計画(平成30年度~令和4年度)H30.3,R2.3改訂より抜粋)
- ③ その他のコメント・ご意見

(1-2)地下水年代技術の高度化

- ① 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価される点
- ② 地層処分の技術基盤*の整備に向けた成果が挙げられているか。
- ③ その他のコメント・ご意見

- 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) (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 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価される点
- ② 地層処分の技術基盤※の整備に向けた成果が挙げられているか。
- ③ その他のコメント・ご意見
- (2-2)低流動域の存在を確認するための技術の開発
- ① 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価される点
- ② 地層処分の技術基盤※の整備に向けた成果が挙げられているか。
- ③ その他のコメント・ご意見
- 3. 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案(方法論の統合)
- ① 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価される点
- ② 地層処分の技術基盤*の整備に向けた成果が挙げられているか。
- ③ その他のコメント・ご意見

【事業全体】

その他、事業全体を通じてのコメント・ご意見がありましたらお願いします。

以上

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) 最終評価結果(コメントの集約)

【実施項目別】

- 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)
- (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 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価 される点
 - 亀裂性岩盤中の地下水流動や溶質移行現象に対して、空間スケールに応じた調査を実施し、それをモデル化し評価している。亀裂性岩盤という媒体は決定論的な手法では一意に決まらないことから、不確実性を評価し、それを最小限にすることが重要である。その意味で、空間スケールを区分し、ダルシー則による評価、同位体分析を含む地下水年代測定による評価の両面から検討していることは、信頼性を向上させる上で重要と考えられ、実際に実施していると思われる。
 - 広域地下水年代による地下水流動モデルの推定に対して、地下水年代を対象とした解析技術について検討がなされている点。広域スケールの代表的な水理特性の推定に関しては、水理パラメータ設定手法の開発が行われ、また、広域スケールの代表的な物質移行特性の推定のために物質移行パラメータ設定手法が研究されている点など。
 - 「地下水年代を対象とした解析技術の開発」では、水圧だけでなく、地下水年代指標も活用して地下水流動や物質移行に関係するパラメータを精度良く推定する手法が確立された。「水理パラメータの設定手法の開発」では、施設スケールで取得される詳細な水理地質データをアップスケールする手法が示された。「物質移行パラメータの設定手法の開発」では、割れ目が移行経路となる岩盤における物質移行に関するパラメータを設定するための手法が提案された。目的は適切、明確に設定されており、それぞれの目的に対応する検討を通して十分な成果が得られていると評価できる。
 - 「地下水年代を対象とした解析技術の開発」に関しては、達成目標である、地下水年代によるモデル 検証方法の取りまとめ、に対して、従来の水頭値に加えて放射年代測定法の 4He や 14C の結果を指標として、透水係数や間隙率の推定誤差を検討し、複数指標を用いることで、誤差が低減されること を明らかとした。これは、地下水年代を指標とすることの妥当性を示唆しており、新しい知見と評価できる。また、調査地点や調査項目、調査量に応じた推定誤差の変化の検討により、誤差低減のための効率的な調査手法がフローとして提示されている。
 - 「水理パラメータの設定手法の開発」に関しては、坑道スケールから施設スケール、さらには広域スケールそれぞれにおいて評価・表現すべき水理学的な不均質性やスケールに応じたモデル化手法について検討がなされ、各スケールをシームレスに繋ぐための調査の方法論が提示された。これに基づき、概要調査段階での水理試験の区間長の考え方や構築する水理地質構造モデルについて提案された。
 - 「物質移行パラメータ設定手法の開発」に関しては、数値シミュレーションにより、物質移行パラメータである間隙率と分散長などの物質移行パラメータの設定手法が整備された。これを基に、概要調査時に取得可能なデータや調査方法が整理された。
 - 移流場とされる瑞浪において広域的な地下水流動の定量的な評価技術が構築された。評価される点としては「地下水年代を対象とした解析技術」、および「水理パラメータの設定手法」、「物質移行パラメータの設定手法」の開発が実施され、それらのデータが統合的に議論されるとともに、定量的な評価手法が体系化された点が意義深いと考える。
- ② 地層処分の技術基盤*の整備に向けた成果が挙げられているか。
 - 調査方法、試験方法としては体系的に整理され、有効に活用されると思われる。

- 地下水流動・物質移行解析技術についてその高度化が進められており成果が挙げられていると考えられる。
- 概要調査での活用を意識した目的の設定や検討が行われており、最終的に各要素技術を概要調査の中でどのように活用できるかについても示されている。以上から、地層処分の技術基盤の整備に向けた成果が得られていると言える。
- 上記に基づき、内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施フローが提示され、地層処分の技術基盤の整備に向けた成果があげられているものと評価される。
- 挙げられている。特に、「物質移行パラメータの設定手法」の開発に関して異なるスケールの 岩盤の物質移行パラメータの設定手法の整備は、地層処分の技術基盤(概要調査)における物 質移行評価に際して確実性のみならず効率性にも寄与するものと考える。

※概要調査において重要となる涵養域から流出域までの広域的な地下水流動(移流場)や地下水が長期にわたり滞留する領域(拡散場)の三次元分布に係る調査・評価の信頼性向上に向け、これまでに整備された水理・物質移動場の特性に係る調査・評価技術の妥当性の確認を通じて、それぞれの水理・物質移動場のスケールや特徴に応じた方法論として整備する。(地層処分研究開発に関する全体計画(平成30年度~令和4年度)H30.3、R2.3改訂より抜粋)

③ その他のコメント・ご意見

- 地下水流動や溶質移行に関して、不確実性を有することから、どれくらいまでの不確実性を概要調査の段階で許容するのか、それにともなう調査をどこまで実施するのかのおおよその目安があると有益であると思われる。
- 研究開発を通して、概要調査を行う上で重要な成果が得られていると高く評価できるが、現時 点で提案されている手法が概要調査で要求される精度を満たしているのかどうかが明確になれ ばなお良かった。

(1-2)地下水年代技術の高度化

- ① 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価される点
 - 現状実施できる多様な分析結果を駆使して、評価結果の誤差を最小限とする評価がなされ、信頼性の高い結果が得られていると思われる。
 - トレーサーとして複数の元素を用い、その有効性や特性を詳しく検討し、利用方法を提案している点
 - 希ガス温度計や有機物の 14C、81Kr など、これまで検討されてきた地下水年代指標について着 実に適用性向上に資する成果が得られているとともに、新規な年代指標に関する検討も行われ ている。
 - 天水起源の地下水が比較的流動性の高い地域を流動する場合を想定し、希ガス温度計、有機 14C、および 81Kr を対象として、それぞれの手法の適用性を検討した。その結果、各手法の現時点での適用性が評価され、上記地下水流動場での数万年程度の年代測定手法の適用性に対する理解が進んだものと評価される。
 - 新しい地下水年代指標の導入に向け、81Krの適用性確認や有機 14C などの既存技術の改良などを達成した点が高く評価できる。特に、ボーリング孔のガスから得られた81Kr は拡散場として評価を行う上で、新しい地下水が古い地下水への侵入を検知するツールとしても期待でき、年代と組み合わせた発展も期待できる。
- ② 地層処分の技術基盤*の整備に向けた成果が挙げられているか。

- 地下水の複数の同位体などを分析することによって有益な評価結果が得られていると思われる。
- 107~103程度の地下水年代の測定・推測について複数のトレーサを複合・相補的に用いる手法の 開発が行われており、成果が挙げられていると考えられる。
- 地下水年代を精度良く推定する上で、複数の年代指標を用いて相補的に推定結果の妥当性を評価することが望ましい。本事業を通して、幅広い滞留時間の年代推定に利用可能な地下水年代測定法の整備が進んでいると評価できる。
- 数万年程度の年代測定方法について、現時点で適用可能な手法と定量的な評価が容易でない手法が整理され、これまで開発されてきた手法と併せて、広域の地下水流動場での地層処分の技術基盤の整備に向けた成果が挙げられていると評価できる。
- 挙げられている。地下水年代は、物質や地下水の動きに時間軸を付与できる有用なツールである。時間軸を付与できることは地層処分における長期的な安定性や安全評価に際して、非常に説得力を与えるデータとなる。⁸¹Krの適用性確認や有機 ¹⁴C などの既存技術の改良は上記に寄与するものと考えられる。

③ その他のコメント・ご意見

- ダルシ―則に基づく結果と年代測定に基づく結果との差が、地質的な条件も関係している可能性もあることから多地点でも検討してほしい。
- 検討された内容を考えても、少なくとも瑞浪に類似する地質環境を対象とした地下水年代測定法はほぼ確立されつつあると感じたが、移流場と考えられる他の地質環境への適用性はどうか。

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)

(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

- ① 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価される点
 - 塩化物イオン濃度や同位体比の分析、物理探査結果、検層結果などを踏まえ、それらを総合的 に評価し、低流動域の分布を捉えようとしている。さらに、地球統計学的解析手法を用いて定 量性を向上させている。このような調査・解析結果を適切に組み合わせ評価している点が優れ ていると考えられる。
 - 地表探査(物理探査)の結果と孔井掘削及び掘削で得られる関連データを効果的に統合し、特に比抵抗物性を中心に低流動域の分布を把握する手法が実施・整理されている点、また地球統計学の手法も取り入れて、限られたデータから一定の調査範囲の地下情報を推定する手法についても詳しく研究検討がなされている点
 - 物理探査とボーリング調査により、低流動域を示す化石海水の空間分布を推定する手法が示された。瑞浪での検討と同様に目的が明確に設定されており、幌延の地質環境に対して適切な手法が選択されている。
 - 深部に化石海水が存在するような場において、物理探査(比抵抗探査)とボーリング調査を組み合わせることにより、合理的に低流動域の分布を推定する方法論が整理され、調査・解析フローと伴に、ボーリング調査の手順が提示された。
 - 拡散場における地下水の分布域を、物理探査やボーリング調査などの地上からの調査によって 評価する手法を体系化するものであり、意義深いと考える。ボーリング調査地点の塩素イオン と δ 18O のデータと電磁探査の測点数との関係検討では測点間隔が 300m 程度という実用的な データを提示した。また、地球統計学的解析から3つのボアホールのデータから、一定の精度 で低流動域の三次元的な分布を推定できるという手法は、概要調査に際して効率化をもたらす と考えられる。

② 地層処分の技術基盤*の整備に向けた成果が挙げられているか。

- 均質媒体とみなせる場合は、これまでの成果を直接的に活用することができると思われる。
- 概要調査の中心となる物理探査と掘削(検層・コアデータ)を調査面積および深度を考慮しつつ効果的・効率的に実施し、またその解釈を地下水年代や地球統計学的手法も含めて統合的・定量的に行うための手法が整備されており、成果が挙げられていると考えられる。
- こちらも瑞浪と同様に、それぞれの検討項目が概要調査での活用を念頭においたものであり、 概要調査で重要となる要素技術が構築されている。
- 上記成果は、同様な地質環境が想定される場における概要調査において有効と考えられ、地層 処分の技術基盤の整備に貢献する成果と評価される。
- 挙げられている。本事業で提案された「電磁探査結果に基づきボーリング調査地点を選定し、 低流動域の三次元的な分布を推定する」という調査手法は、概要調査に際してルーチン化をも たらすことができる。

③ その他のコメント・ご意見

- 低流動域の分布に関する情報は文献調査によってもある程度目安を得ることができそうなため、極力早期に低流動域が予想されると、以降の調査を効率的に進めることができる可能性がある。
- 物理探査とボーリング調査による地下環境の推定は、例えば、石油・ガス開発の分野などでも 古くから行われていると考えられる。そのような既存の手法との違いを示していただけると、 本研究の成果の新規性や重要性がより明確になると感じた。今後、学会発表や学術論文の公開 などを通して、それらが明確になることを期待する。

(2-2)低流動域の存在を確認するための技術の開発

- ① 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価される点
 - 現場調査結果と室内試験結果の両方の成果を踏まえ、各種年代測定手法の適用性を評価し、その適用範囲を明らかにしている点は、他の現場に適用する際にも非常に有益である。さらに、水質形成に対するモデルを提案し、調査結果との整合性を確認しようとする姿勢は評価される。
 - 主に、拡散場の評価技術、地下水年代の評価技術、水質形成メカニズムの解明という点で技術研究・開発が行われており、適切な成果が挙げられていると考えられる。
 - 拡散場の指標や新しい地下水年代の指標である ⁸¹Kr の活用に関する手法が構築され、地層処分 に必要な技術の構築に止まらず、学術的にも新規性の高い成果が得られていると評価できる。 水質形成モデルに関する検討では、過去から現在までの流体流動や水理地質特性の空間的な分 布を推定する上で役立つ知見が得られることが期待される。他の手法で推定される水理地質特 性や地下水流動状態、物質移行特性との整合性を確認できれば、それら推定結果の信頼性が高 まる。
 - 拡散場の評価技術としては、Cl や He の拡散係数や同位体分別係数を実験的に評価する手法や それらの分布から、拡散開始からの時間を推定する見通しが得られるとともに、淡水侵入の可 能性についての理解が進んだ。
 - 地下水年代の評価技術としては、81Krを用いた年代測定技術について、輸送や分析の妨げになるメタンの除去方法が確立され、10万年~100万年程度の長い滞留時間を示す地下水年代の測定手法が整備された。
 - 水質形成メカニズムの解明については、埋没続成作用を考慮した間隙水の水質進化に関する数値解析モデルが提示され、幌延地域の化石海水が地層の隆起後にも動いていないことについて定量的な理解が進んだ。

• 推定される底流動域が、どのようなプロセスで現在の状況になったかという「古水理地質学的変遷」を解明するものである。実際には、「拡散場の評価技術」「地下水年代の評価技術」そして「水質形成メカニズムの解明」という展開がなされており、論理として分かりやすいことも評価できる。27Cl/35Clの分布から拡散時間を推定できること、81Krにより若い地下水が古い地下水への侵入の指標となることは興味深い知見であり、適用と発展が期待できる。

② 地層処分の技術基盤※の整備に向けた成果が挙げられているか。

- 各種年代測定手法の適用範囲を明らかにしている点は有益であり、各現場条件に応じて年代評価手法を選択できる。
- 低流動域の把握に向けた各手法、特に地下水年代の評価を中心とした一連の手法・手順の整備が進んでおり、成果が得られていると考えられる。
- 地層処分に必要な要素技術について、適切に目的と課題が設定され、それらを解決するための検討が行われたと評価できる。
- 拡散場の評価技術、10万年~100万年に及ぶ長い滞留時間を示す年代測定手法の整備、長期に渡る水質形成を示す数値解析モデル等が整備などにより、低流動域を定量的に評価するための技術基盤が事例的に整備されたものと評価できる。
- 挙げられている。上述した ²⁷Cl/³⁵Cl の分布から拡散時間を推定できること、⁸¹Kr により若い地下水が古い地下水への侵入の指標となることは拡散場を評価する上で必要なデータとなる。

③ その他のコメント・ご意見

- 今回適用された同位体は、できれば国内機関で分析できることが望ましい。
- 構築された手法を他の地域で適用する場合、どのようなことが課題となるか整理をお願いしたい。

3. 移流場と拡散場に応じた地下水流動の調査・評価技術の統合と概要調査への提案(方法論の統合)

- ① 毎年度の実施内容にについて、当初の目的及び達成目標に対して適切に成果が挙げられていると評価される点
 - 瑞浪と幌延における調査・評価結果を踏まえ、それらを統合し、調査フロー、解析を含む評価フローを整理したことは、複雑な現象を解明する上で、有益であると考えられ、それを活用する事業者にとっても大きな成果と思われる。このような系統図を作成されたことに敬意を表する。
 - 物理探査、地層・地質構造モデル構築、地球統計学的解析、ボーリング調査、拡散場調査・地下水年代・水質形成機構解明などが統合的に、系統図によって整理され、移流場と拡散場における共通点、相違点から、実際の適用フローまで検討されており、適切な成果が得られていると考えられる。
 - 移流場と対象とした検討結果と、拡散場を対象とした検討結果が統合され、概要調査の流れが提案されている。今後概要調査を行う上で、重要な成果であると高く評価できる。
 - 瑞浪(移流場)と幌延(拡散場)における調査、解析、評価の結果に基づいて、これらを統合して、地下水流動が緩慢である領域の広がりを調査、評価するための評価項目や評価指標、さらには、調査仕様などの方法論が「系統図」や「調査・評価フロー」として整理、整備されている。これまでの両地下研での膨大な成果が統合的にまとめられており、高く評価できる。
 - 地層処分事業における移流場(瑞浪を例に)と拡散場(幌延を例に)での概要調査の考え方ならびに地下水流動の評価に対する調査技術の汎用的な方法論を整備したもので、非常に意義深いものである。5 年間に渡って検討した調査技術を方法論として体系化し、系統図として整理され、技術の伝搬に努めている。

② 地層処分の技術基盤*の整備に向けた成果が挙げられているか。

- 瑞浪と幌延における経験を踏まえ、それらの調査・評価技術を他地点へ適用できる体制が整ってきたと思われる。
- 移流場・拡散場それぞれにおける技術開発を踏まえ、それらを統合して汎用的な一連の調査を検討・立案ための詳細な統合系統図が提案・作成されており、成果が挙げられていると思われる。
- 本事業を通して得られた成果を統合した概要調査の方法を提案するものであり、標記の成果が得られていることは明らかである。
- 上記、「系統図」や「調査・評価フロー」は NUMO による概要調査における一つのガイドライン的なものになるものと評価される。
- 挙げられている。地層処分事業に適する水理場に求められる要件は、「地下水流動が緩慢であること」とされている。この要件を満たす場を探る目的に、地下水流動の評価に対する調査技術の方法論が整備されており、汎用性や効率性の高いものと評価できる。

③ その他のコメント・ご意見

- 瑞浪と幌延は、地下水流動・溶質移行の面から両極端であり、その中間的な場ではどのように 各種技術を適用するのかが、実際の候補地では重要となると思われる。
- 統合結果としての調査の流れを整理することで、十分に検討され成熟している要素技術と、重要で更に検討が必要な要素技術を把握しやすくなったものと思われる。後者については継続的な検討をお願いしたい。
- 「系統図」や「調査・評価フロー」は情報量が多く、特に「フロー」は見方も含めて使用者が分かり易いものにしておくことが必要と考える。
- 記述内容の妥当性については、短時間での委員会ではフォローしきれないため、個別に専門家による時間をかけたレビューを検討してほしい。
- 形成プロセスの解明という観点が改めて重要だと感じた。形成プロセスが把握されていると将来予測という観点からも貢献が期待できる。

【事業全体】

その他、事業全体を通じてのコメント・ご意見がありましたらお願いします。

- 概要調査時の技術の体系化が行われてきたが、今後は、詳細調査時の体系化などへの展開が望まれる。実際、そのために使用できる現場が幌延しかなくなること、5年程度後には、詳細調査の体系化が必要なことから、詳細調査段階を見据えた技術の体系化を早期に図るべきと思われる。
- 瑞浪・幌延の両拠点において、移流場・拡散場として詳細な地下構造(特に地下水流動)の検討を行うために、地表探査から掘削検層、同位体分析など総合的に多種多様な手法について詳しい研究が行われており、国内での地層処分に向けた基盤技術の整備が進んだと感じた。個々の手法における要素技術(電磁探査、地球統計学的解析、コア測定、多様な年代測定など)の研究や拡張だけでなく、それらを一連の流れとして捉えて複合的・統合的に地下を可視化していく手法・研究は極めて重要ですが国内外でも実施例は少なく、統合系統図を含め、大変貴重かつ重要な成果が得られたと考える。一方で、委員会の中でも言及されていたが、いずれの手法も汎用的な要素と調査地域・測点に依存する要素があり、後者についてはなんらかの形で今後も継続して研究を進めていくことが望ましい。その際は本研究の成果や手法、方法論など、ここで培われた内容が基礎となり重要な役割を担うことになると考える。
- 概要調査で求められる精度(例えば、水理特性や物質移行に関するパラメータを推定する上で

どの程度の誤差が許容されるのか) について目標値のようなものがあれば、本事業を通して開発・提案された手法の有効性をより明確に評価できたかもしれない (そのような目標値を設定することも本事業の研究対象に含めるべきだったという意味ではなく、適切な機関が提示すべきと考える)。

- 日本で概要調査を行うことを考えた場合、本研究で提案された手法により、日本の国土の地質環境を踏まえ、どの程度の範囲に適用できるのか、定性的にでも示すことができれば、この事業で提案された手法の有用性を示し、足りない部分があるのであればその必要性を明確にする上で役立つ情報になると感じた。
- 事業の開始時は、瑞浪と幌延の統合化の姿が不明確であったが、論理的に検討され、適切に考え方が統合化された
- 本事業の成果は極めて重要であるため、多くの人の目に触れるよう学会発表や論文発表を積極 的に行っていただくことを期待する。

以上

付録 2

ボーリング孔掘削と掘削水管理

A1.1 ボーリング孔掘削の基本方針

本地域では、天然ガス等の地層流体の噴出が考えられるため、ボーリング作業は鉱山保安法施 工規則および鉱業上使用する工作物等の技術基準を定める省令に準じて行った。その他、以下の 点に留意して掘削を行った。

- (1) 掘削用鉄製櫓の脚の安全率は、最大静荷重に対して 2.7 倍(「鉱業上使用する工作物等の技術基準を定める省令」に基づく)以上とした。最大静荷重には、最大フック荷重、櫓の自重およびボーリング機のファーストラインおよびデットラインの張力を含む。なお、巻き上げ荷重の計算は、ドラムの肌巻きではなく、最も使用頻度の高いワイヤ巻き段数にて行った。
- (2)ボーリング掘削装置(ボーリング機、ポンプ、櫓など)は、PQ(139.8 mm) 孔径で深度 500 m のボーリング孔掘削および抑留対策などに十分な能力と耐久性を有するものとした。掘削では岩芯採取率 100%を目標とするため、ボーリング機は油圧スピンドルタイプ (TSL-HD クラス)を基本とし、ボーリング孔の掘削深度に対応したロッドなどの引き上げに十分な能力を有する昇降装置を使用した。掘削ツールス (コアバーレル、ロッドなど) についてもボーリング孔の掘削深度を掘削するために十分な能力と耐久性を有するものとした。
- (3)ボーリング機およびボーリングポンプの動力は基本的にモーターとし、発電機は防音型を採用した。
- (4) 発電機用ケーブル、各ケーブル配線は規格品とし、屋外の配線はキャブタイヤケーブルを 使用した。
- (5)ボーリング掘削中に可燃性ガスが噴出するも想定されたことから、鉱山保安法施行規則第 15 条第 1 号に規定する「火災を防止するための措置」に準拠し、孔口より半径 8 m 以内 で使用するボーリング機器および設備の電気機器は、全て防爆構造とした。
- (6)ボーリングポンプは、掘削期間中予備を 1 台準備した。(使用実績なし)
- (7) スライムによるボーリング孔近傍の透水性への影響を低減するため、掘削中はシェルシェーカ、デカンターを使用した。
- (8) ガスの噴出を防止するため、噴出防止装置 (BOP) を取り付けた。なお、噴出防止装置の 取り付け時に装置の作動テストを行った。
- (9) 掘削パイプは油井用鋼管を使用し、接続ネジは API 規格または、同等の性能を持つものを 採用した。
- (10)ガス探知警報装置については、ボーリング孔口周辺に設置し、ガス対策を講じた。2 週間 に 1 回、ガス探知警報装置の作動試験を行った。
- (12)掘削水中のガス量、掘削水の増減(ピットレベル)を正確に測定するために、孔口から掘削水タンクへ定常的な掘削水の流路を確保した。
- (13) 孔内に降下する孔内機器(掘削パイプ、コアバーレル等)の採揚器をあらかじめ孔井元に 準備した。
- (14)地層流体の噴出に備え、孔井元にバライトおよび調泥剤を準備した(使用実績なし)。

A1.2 ボーリング機器および設備

使用機材一覧を表 A1 に示す。

表 A1 使用機材一覧表

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	
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 4.6m×1.6m×1.3m	
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 インハ゛ーター
デカンタ	セキサク SD-14M	処理能力 300L/min	15kwインバータ
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≒6.0m 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・トルク MAX:7,870kg-m ブ・レークアウトトルク 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ホイスト	ドラム巻き上げ能力9mmワイヤ-×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≒6.0m 9.0m 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、φ120.6mn	
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	住友理工ホーステック	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	

A1.3 簡易キャリパー検層

簡易キャリパー検層は深度 300 m および深度 400 m において、掘削時点の孔壁の崩壊や圧縮 状況を把握することを目的に実施した。図 A1 に深度 $200\sim300$ m の検層結果を、図 A2 に深度 $200\sim400$ m の検層結果をそれぞれ示す。本検層では検層器を中心とし、X および Y 軸として 2

軸: 4 方向の孔径(半径)が所得される。検層器はウインチケーブルで孔内に降下させており、このとき、ケーブルおよび孔内状況によって、検層器が回転して降下している可能性があるため、X および Y 軸には定方向性はないと考えられる。

深度 $200\sim300~m$ の結果:深度 $200\sim270~m$ は、概ね安定的な孔壁状況を保っている。深度 $270\sim300~m$ では局所的に孔が拡大している状況が認められ、特に深度 $280\sim300~m$ 区間では、掘削直後にもかかわらず、孔壁拡大が著しい結果が得られている。また、深度 250~m 付近を境に、浅部では X 変位の、深部では Y 変位の拡大傾向が認められ、地質構造の姿勢(走向傾斜)の差異、あるいは応力に関わる孔壁のブレイクアウト軸が異なることが示唆される。

深度 $200\sim400~m$ の結果: 深度 305~m 及び 320~m 付近に Y 変位の拡大ピークが認められる。 深度 305~m のピークは深度 $200\sim300~m$ で実施した簡易キャリパー検層結果と調和的であることから、掘削中の崩壊が進んだこと示唆される。深度 320~m の孔壁拡大は、X 変位側ではほとんど検出されていないことから、孔壁を構成する地質あるいは応力に関係した変位である可能性が高い。また、深度 390~m 付近に X 変位のピークが認められる。本深度も Y 変位ではほとんど検出されていないことから、地質あるいは応力に関係した変位であることが示唆される。

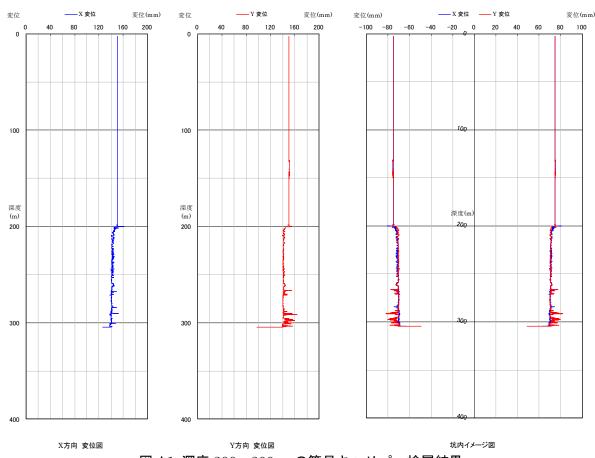
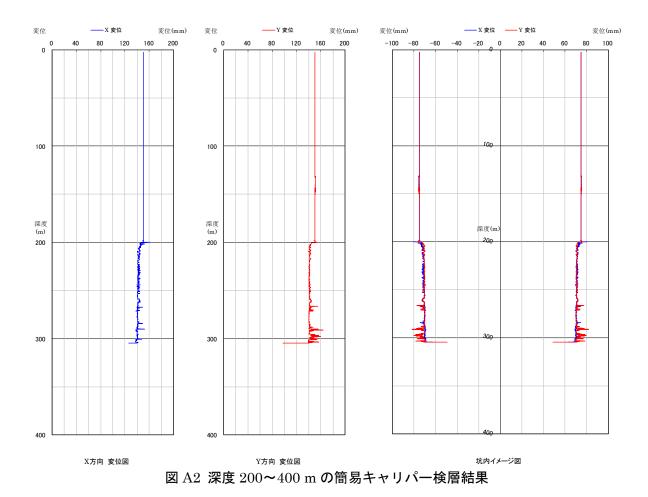


図 A1 深度 200~300 m の簡易キャリパー検層結果



A1.4 掘削パラメータ

本ボーリング掘削において、マッドロギング(掘削モニタリング)は実施していないが、次に示す項目について、掘削の経過および状況を記録した:掘削深度、使用した掘削水種別、掘削時間、ビットタイプ、ビット荷重、ビット回転数、送水量、排水量、圧力、コア採取率。表 A2~表 A4 に掘削パラメータおよび掘削能率一覧表を、図 A3 および図 A4 に掘削パラメータグラフをそれぞれ示す。

表 A2 掘削パラメータおよび掘削能率一覧表 (1)

				振育	時間	L		ビット荷	重			ピッ							Œ	カ				据削能率		
掘削日	深度	掘削水	ビットタイプ	Ĥ	至	掘削時間	振幅	最小	平均	最大	振幅	最小	要 平均	最大	送水量	排水量	逸水量	振幅	最小	平均	最大	掘削日	振進長	额	生率	コア採取率
	m			m	m	han	kg	kg	ke	kg	rpm	rpm	rom	rom	L/min	L/min	L/min	Mpa	Mpa	Mpa	Mpa	-	m	m/h	m/d	- 5
	203 00	泥水	ø 129 00サーフェイス	16:00	17:30	1:30	1000-1200	1000	1100	1200	60-82	60	71	82	1105	1105	0	01-04	01	0.25	0.4	2022/9/3	3 00	48 00		100
	206.00	泥水	φ129.00サーフェイス	19:40	20:40	1:00	1000	1000	1000	1000	82-126	82	104	126	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/3	3.00	72.00	İ	100
	209.00	泥水	φ 129.00サーフェイス	22:00	23:00	1:00	1000	1000	1000	1000	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.4	0.1	0.25	0.4	2022/9/3	3.00	72.00	İ	100
2022/9/3	212.00	泥水	φ 129.00サーフェイス	1:00	1:50	0:50	1000-1500	1000	1250	1500	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.2-0.4	0.2	0.3	0.4	2022/9/3	3.00	86.40	18.30	100
	215.00	泥水	φ129.00サーフェイス	2:50	3:40	0:50	800-1000	800	900	1000	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/3	3.00	86.40	Ī	100
	215.30	泥水	φ129.00サーフェイス	4:40	5:00	0:20	800-2000	800	1400	2000	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/3	0.30	21.60	İ	100
	218.30	泥水	φ129.00サーフェイス	5:50	6:50	1:00	1000-1200	1000	1100	1200	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.3	0.1	0.2	0.3	2022/9/3	3.00	72.00	İ	100
	221.30	泥水	φ129.00サーフェイス	8:15	9:15	1:00	500-800	500	650	800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/4	3.00	72.00		100
	224.30	泥水	φ129.00サーフェイス	10:15	11:15	1:00	800-1100	800	950	1100	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/4	3.00	72.00	İ	100
	227.30	泥水	ø 129.00サーフェイス	13:30	14:30	1:00	800-1000	800	900	1000	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/4	3.00	72.00	İ	100
	230.30	泥水	φ129.00サーフェイス	15:45	16:45	1:00	1000-1500	1000	1250	1500	100-126	100	113	126	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/4	3.00	72.00	i	100
	233.30	泥水	φ129.00サーフェイス	17:45	18:45	1:00	1000-1200	1000	1100	1200	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.3	0.1	0.2	0.3	2022/9/4	3.00	72.00	i	100
2022/9/4	236.30	泥水	φ129.00サーフェイス	19:45	20:45	1:00	1000-1500	1000	1250	1500	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/4	3.00	72.00	32.10	100
	39 30	泥水	φ 129 00サーフェイス	21:45	22:45	1:00	1000-1500	1000	1250	1500	148	148	148	148	1105	1105	0	01-04	01	0 25	0.4	2022/9/4	3 00	72 00	i	100
	242.30	泥水	φ129.00サーフェイス	1:00	1:45	0:45	800-1000	800	900	1000	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/4	3.00	96.00	i	100
	245.30	泥水	φ129.00サーフェイス	2:45	3:45	1:00	800-1000	800	900	1000	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/4	3.00	72.00	i	100
	248.30	泥水	φ129.00サーフェイス	4:45	5:30	0:45	500-1000	500	750	1000	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/4	3.00	96.00	1	100
	250.40	泥水	φ129.00サーフェイス	6:30	7:30	1:00	1000	1000	1000	1000	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/4	2.10	50.40	1	100
	251 30	泥水	φ 129 00サーフェイス	7:30	7:45	0:15	1200	1200	1200	1200	148	148	148	148	1105	1105	0	01-02	01	0 15	02	2022/9/5	0 90	86 40		100
	254.30	泥水	φ129.00サーフェイス	8:30	9:30	1:00	1000-1200	1000	1100	1200	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/5	3.00	72.00	1	100
	257.30	泥水	φ129.00サーフェイス	11:00	12:00	1:00	800-1000	800	900	1000	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/5	3.00	72.00	1	100
	260.30	泥水	φ129.00サーフェイス	14:45	15:45	1:00	1000-1200	1000	1100	1200	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/5	3.00	72.00	Ī	100
	263.30	泥水	φ129.00サーフェイス	17:00	17:45	0:45	500-800	500	650	800	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/5	3.00	96.00	1	100
2022/9/5	266.30	泥水	φ129.00サーフェイス	19:00	20:45	1:45	1000-1800	1000	1400	1800	126-160	126	143	160	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/5	3.00	41.14	28.60	100
	269.30	泥水	φ129.00サーフェイス	21:45	22:45	1:00	1000-1200	1000	1100	1200	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/5	3.00	72.00	Ī	100
	272.30	泥水	φ129.00サーフェイス	1:00	2:15	1:15	1000-1500	1000	1250	1500	126-148	126	137	148	110.5	110.5	0	0.1-0.4	0.1	0.25	0.4	2022/9/5	3.00	57.60	Ī	100
	275 30	泥水	φ 129 00サーフェイス	3:30	4:15	0:45	1000-1200	1000	1100	1200	148	148	148	148	1105	1105	0	01-02	0 1	0 15	02	2022/9/5	3 00	96 00	Ī	100
	278.30	泥水	φ129.00サーフェイス	5:15	6:15	1:00	1000-1500	1000	1250	1500	126-148	126	137	148	110.5	110.5	0	0.1-0.4	0.1	0.25	0.4	2022/9/5	3.00	72.00	Ī	100
	279 00	泥水	φ 129 00サーフェイス	7:15	7:30	0:15	1000	1000	1000	1000	148	148	148	148	1105	1105	0	0 1	0 1	0 1	0 1	2022/9/5	0 70	67 20		100
	281.30	泥水	φ129.00サーフェイス	7:30	8:15	0:45	800-1000	800	900	1000	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/6	2.30	73.60		100
	284.30	泥水	φ129.00サーフェイス	9:15	10:15	1:00	800-1000	800	900	1000	118-148	118	133	148	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/6	3.00	72.00	I	100
	287.30	泥水	φ129.00サーフェイス	11:15	12:30	1:15	1000-1500	1000	1250	1500	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/6	3.00	57.60	Ī	100
2022/9/6	290.30	泥水	φ129.00サーフェイス	14:45	16:15	1:30	1000-1500	1000	1250	1500	110-148	110	129	148	110.5	110.5	0	0.1-0.6	0.1	0.35	0.6	2022/9/6	3.00	48.00	21.7	100
2022/9/6	293.30	泥水	φ129.00サーフェイス	17:15	18:45	1:30	1000-1500	1000	1250	1500	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.1-0.5	0.1	0.3	0.5	2022/9/6	3.00	48.00	21.7	100
	296.30	泥水	φ129.00サーフェイス	19:45	20:45	1:00	1000-1500	1000	1250	1500	118-148	118	133	148	110.5	110.5	0	0.3-0.6	0.3	0.45	0.6	2022/9/6	3.00	72.00	Ī	100
	299.30	泥水	φ129.00サーフェイス	21:45	23:15	1:30	1000-1500	1000	1250	1500	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.2-0.6	0.2	0.4	0.6	2022/9/6	3.00	48.00	Ī	100
	300 70	泥水	φ 129 00サーフェイス	6:45	7:30	0:45	1000-1500	1000	1250	1500	148	148	148	148	1105	1105	0	02-04	02	03	0.4	2022/9/6	1 40	44 80	<u> </u>	100
0000 (0 /=	302.30	泥水	φ129.00サーフェイス	7:30	8:15	0:45	1200-1500	1200	1350	1500	148	148	148	148	110.5	110.5	0	0.2-0.6	0.2	0.4	0.6	2022/9/7	1.60	51.20	405	100
2022/9/7	305 05	泥水	φ 129 00サーフェイス	9:15	11:00	1:45	1200-1500	1200	1350	1500	148	148	148	148	1105	1105	0	01-04	01	0.25	0.4	2022/9/7	2 75	37 71	4.35	100

表 A3 掘削パラメータおよび掘削能率一覧表 (2)

	深度			掘削	時間	振育(時間		ビット荷	重			ピッ			送水量	排水量	选水量		Œ	カ				据削能率		
掘削日	冰 技	掘削水	ビットタイプ	白	至	MULMINGE	振幅	最小	平均	最大	振幅	最小	平均	最大	达小里	サ小里	起小里	振幅	最小	平均	最大	掘削日	据進長	掘油	生 率	コア採取率
	Е			m	Е	hom	kg	kg	kg	kg	rpm	rpm	rpm	rpm	L/min	L/min	L/min	Mpa	Mpa	Mpa	Mpa	-	ш	m/h	m/d	- 5
	306.95	泥水	φ129.00サーフェイス	13:00	14:00	1:00	500-1200	500	850	1200	60-126	60	93	126	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/9	1.90	45.60		100
	309.90	泥水	φ129.00サーフェイス	15:15	16:15	1:00	1000	1000	1000	1000	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/9	2.95	70.80		100
	312.90	泥水	φ129.00サーフェイス	17:30	18:45	1:15	1000-1500	1000	1250	1500	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/9	3.00	57.60		100
2022/9/9	315.90	泥水	φ129.00サーフェイス	19:45	21:45	2:00	1000-1800	1000	1400	1800	126-148	126	137	148	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/9	3.00	36.00	0105	100
2022/9/9	31890	泥水	φ12900サーフェイス	22:45	0:00	1:15	1000-1500	1000	1250	1500	126	126	126	126	144 5	144 5	0	01	0 1	01	0 1	2022/9/9	3 00	57 60	21.25	100
	321.90	泥水	φ129.00サーフェイス	2:00	3:15	1:15	1200-1500	1200	1350	1500	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/9	3.00	57.60		100
	324.90	泥水	φ129.00サーフェイス	4:15	5:45	1:30	1500-1800	1500	1650	1800	126-148	126	137	148	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/9	3.00	48.00		100
	326.30	泥水	φ129.00サーフェイス	6:45	7:30	0:45	1200-1500	1200	1350	1500	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/9	1.40	44.80		100
	327.90	泥水	φ129.00サーフェイス	7:30	8:45	1:15	1000-1500	1000	1250	1500	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.2-0.4	0.2	0.3	0.4	2022/9/10	1.60	30.72		100
	328.02	泥水	φ129.00サーフェイス	9:45	10:15	0:30	1000-1800	1000	1400	1800	146	146	146	146	144.5	144.5	0	1.0	1.0	- 1	1.0	2022/9/10	0.12	5.76		100
	331.00	泥水	φ129.00サーフェイス	12:30	14:15	1:45	1000-1500	1000	1250	1500	126-146	126	136	146	144.5	144.5	0	0.1-0.3	0.1	0.2	0.3	2022/9/10	2.98	40.87		100
2022/9/10	334.00	泥水	φ129.00サーフェイス	15:15	17:00	1:45	800-1200	800	1000	1200	146	146	146	146	144.5	144.5	0	0.1-0.5	0.1	0.3	0.5	2022/9/10	3.00	41.14	16.1	100
2022/9/10	337 00	泥水	φ129 00サーフェイス	18:00	19:45	1:45	1000-1500	1000	1250	1500	146	146	146	146	1445	144 5	0	01-02	0 1	0 15	02	2022/9/10	3 00	41 14	10.1	100
	338.70	泥水	φ129.00サーフェイス	20:45	22:15	1:30	1500-1800	1500	1650	1800	146	146	146	146	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/10	1.70	27.20		100
	341.70	泥水	φ129.00サーフェイス	23:15	1:15	2:00	1000-1800	1000	1400	1800	146	146	146	146	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/10	3.00	36.00		100
	342.40	泥水	φ129.00サーフェイス	3:15	3:45	0:30	1500-1800	1500	1650	1800	146-160	146	153	160	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/10	0.70	33.60		100
	345.20	泥水	φ129.00サーフェイス	10:00	11:15	1:15	500-1000	500	750	1000	80-92	80	86	92	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/11	2.80	53.76		100
	348 20	泥水	φ12900サーフェイス	13:45	15:00	1:15	500-1000	500	750	1000	92	92	92	92	1445	144 5	0	01-03	0 1	02	03	2022/9/11	3 00	57 60		100
	350.80	泥水	φ129.00サーフェイス	16:00	17:45	1:45	800-1500	800	1150	1500	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/11	2.60	35.66		100
2022/9/11	353.80	泥水	φ129.00サーフェイス	18:45	21:30	2:45	1500-1800	1500	1650	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/11	3.00	26.18	19.6	100
	356.80	泥水	φ129.00サーフェイス	22:30	23:45	1:15	1000	1000	1000	1000	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/11	3.00	57.60		100
	359.80	泥水	φ129.00サーフェイス	1:45	4:15	2:30	1000-1800	1000	1400	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/11	3.00	28.80		100
	362 00	泥水	φ12900サーフェイス	5:15	7:30	2:15	1500-1800	1500	1650	1800	92	92	92	92	1445	144 5	0	01	01	01	0 1	2022/9/11	2 20	23 47		100
	362.80	泥水	φ129.00ジオセット	7:30	8:15	0:45	1300-1800	1300	1550	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.3	0.1	0.2	0.3	2022/9/12	0.80	25.60		100
	365.80	泥水	φ129.00ジオセット	9:15	10:45	1:30	1000-1800	1000	1400	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.3	0.1	0.2	0.3	2022/9/12	3.00	48.00		100
	368.80	泥水	φ129.00ジオセット	12:45	14:45	2:00	1000-1800	1000	1400	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.6	0.1	0.35	0.6	2022/9/12	3.00	36.00		100
	371.80	泥水	φ129.00ジオセット	16:00	18:15	2:15	1000-1800	1000	1400	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.4	0.1	0.25	0.4	2022/9/12	3.00	32.00		100
2022/9/12	37480	泥水	φ12900ジオセット	19:15	21:15	2:00	1000-1800	1000	1400	1800	92	92	92	92	144 5	144 5	0	01-02	0 1	0 15	02	2022/9/12	3 00	36 00	21.9	100
	377.80	泥水	φ129.00ジオセット	22:15	23:45	1:30	1200-1500	1200	1350	1500	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/12	3.00	48.00		100
	380.80	泥水	φ129.00ジオセット	1:45	3:15	1:30	1000-1500	1000	1250	1500	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/12	3.00	48.00		100
	383 80	泥水	φ12900ジオセット	4:15	5:45	1:30	1000-1500	1000	1250	1500	92	92	92	92	144 5	144 5	0	01-02	0 1	0 15	02	2022/9/12	3 00	48 00		100
	383.90	泥水	ø 129.00ジオセット	6:45	7:00	0:15	1000-1500	1000	1250	1500	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/12	0.10	9.60		100
	386.90	泥水	φ129.00ジオセット	7:45	9:45	2:00	1000-1800	1000	1400	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.3	0.1	0.2	0.3	2022/9/13	3.00	36.00		100
	389.90	泥水	ø 129.00ジオセット	10:45	12:15	1:30	1000-1500	1000	1250	1500	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/13	3.00	48.00		100
	392.90	泥水	ø 129.00ジオセット	14:15	15:30	1:15	800-1600	800	1200	1600	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/13	3.00	57.60		100
2022/9/13	395 70	泥水	ø 129 00ジオセット	16:45	18:30	1:45	1000-1800	1000	1400	1800	92	92	92	92	144 5	144 5	0	01-02	01	0 15	02	2022/9/13	2 80	38 40	21.3	100
2022/9/13	396.40	泥水	φ129.00ジオセット	19:30	20:45	1:15	1500-1800	1500	1650	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/13	0.70	13.44	21.3	100
	399.20	泥水	ø 129.00ジオセット	21:45	0:30	2:45	1800	1800	1800	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/13	2.80	24.44	l	100
	402.20	泥水	ø 129.00ジオセット	1:30	4:15	2:45	1800	1800	1800	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/13	3.00	26.18		100
	405.20	泥水	φ 129.00ジオセット	5:30	7:00	1:30	1000-1800	1000	1400	1800	92	92	92	92	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/13	3.00	48.00		100

表 A4 掘削パラメータおよび掘削能率一覧表 (3)

	深度			据肖	時間	振育(時間		ビット荷	重			ビ: 回転			送水量	排水量	选水量		Œ	カ				振削能率		
掘削日		掘削水	ビットタイプ	自	至	200173-31-3	振幅	最小	平均	最大	振幅	最小	平均	最大	~~~~		~~~~	振幅	最小	平均	最大	掘削日	掘進長	掘進	率	コア採取率
	m			Е	ш	hm	kg	kg	kg	kg	rpm	rpm	rpm	rpm	L/min	L/min	L/min	Mpa	Mpa	Mpa	Mpa	-	Е	m/h	m/d	5
	405 30	泥水	∮12900ジオセット	8:00	8:10	0:10	1000-1800	1000	1400	1800	92	92	92	92	1445	144 5	0	01-03	0 1	02	03	2022/9/14	0 10	14 40		100
2022/9/14	408.30	泥水	φ129.00ジオセット	21:00	23:10	2:10	1500-1800	1500	1650	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.3	0.1	0.2	0.3	2022/9/14	3.00	33.23	9.0	100
2022/0/14	411.20	泥水	φ 129.00ジオセット	1:20	3:00	1:40	1000-1800	1000	1400	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.3	0	0.15	0.3	2022/9/14	2.90	41.76	0.0	100
	414.20	泥水	φ 129.00ジオセット	4:10	6:00	1:50	1800	1800	1800	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.3	0	0.15	0.3	2022/9/14	3.00	39.27		100
	417.20	泥水	φ129.00ジオセット	7:00	9:10	2:10	1500-1800	1500	1650	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.2	0	0.1	0.2	2022/9/15	3.00	33.23		100
	420 20	泥水	ø 129 00ジオセット	10:20	12:30	2:10	1000-1800	1000	1400	1800	126	126	126	126	153	153	0	0 0-0 3	0	0 15	03	2022/9/15	3 00	33 23		100
	423.20	泥水	ø 129.00ジオセット	14:30	16:30	2:00	1200-1800	1200	1500	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.2	0	0.15	0.3	2022/9/15	3.00	36.00		100
2022/9/15	426.20	泥水	φ129.00ジオセット	17:40	19:00	1:20	800-1200	800	1000	1200	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.0-0.1	0	0.05	0.1	2022/9/15	3.00	54.00	24.0	100
2022/0/10	429.20	泥水	ø 129.00ジオセット	19:50	21:10	1:20	800-1200	800	1000	1200	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.0-0.1	0	0.05	0.1	2022/9/15	3.00	54.00	24.0	100
	32.20	泥水	ø 129.00ジオセット	22:20	0:10	1:50	1500-1800	1500	1650	1800	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.0-0.1	0	0.05	0.1	2022/9/15	3.00	39.27		100
	35 20	泥水	ø 129 00ジオセット	2:10	4:00	1:50	1200-1800	1200	1500	1800	126	126	126	126	1445	144 5	0	0 0-0 1	0	0 05	0 1	2022/9/15	3 00	39 27		100
	38.20	泥水	ø 129.00ジオセット	5:10	7:00	1:50	1000-1800	1000	1400	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.1	0	0.05	0.1	2022/9/15	3.00	39.27		100
	441.20	泥水	φ129.00ジオセット	8:10	9:50	1:40	1200-1800	1200	1500	1800	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.0-0.2	0	0.1	0.2	2022/9/16	3.00	43.20		100
	444.20	泥水	φ129.00ジオセット	11:00	12:30	1:30	1000-1500	1000	1250	1500	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.3	0	0.15	0.3	2022/9/16	3.00	48.00		100
	447.20	泥水	∮129.00ジオセット	14:30	16:50	2:20	1200-2000	1200	1600	2000	126	126	126	126	144.5	144.5	0	0.0-0.2	0	0.1	0.2	2022/9/16	3.00	30.86		100
2022/9/16	450.20	泥水	ø 129.00ジオセット	18:00	19:40	1:40	1200-1500	1200	1350	1500	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.2	0	0.1	0.2	2022/9/16	3.00	43.20	21.0	100
	453.20	泥水	φ129.00ジオセット	20:50	23:10	2:20	1200-2000	1200	1600	2000	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.2	0	0.1	0.2	2022/9/16	3.00	30.86		100
	456.20	泥水	φ129.00ジオセット	1:20	3:10	1:50	1200-1800	1200	1500	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.2	0	0.1	0.2	2022/9/16	3.00	39.27		100
	459.20	泥水	φ129.00ジオセット	4:10	5:40	1:30	1200-1500	1200	1350	1500	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.0-0.2	0	0.1	0.2	2022/9/16	3.00	48.00		100
	462.20	泥水	φ129.00ジオセット	6:50	8:30	1:40	1200-1800	1200	1500	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/17	3.00	43.20		100
	465.20	泥水	φ129.00ジオセット	9:30	12:15	2:45	1200-2000	1200	1600	2000	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.3	0.1	0.2	0.3	2022/9/17	3.00	26.18		100
	468.20	泥水	φ129.00ジオセット	14:15	16:30	2:15	1200-2000	1200	1600	2000	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/17	3.00	32.00		100
2022/9/17	471.20	泥水	φ129.00ジオセット	17:30	19:15	1:45	1000-1500	1000	1250	1500	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/17	3.00	41.14	23.7	100
	474.20	泥水	φ129.00ジオセット	20:15	22:00	1:45	1000-1500	1000	1250	1500	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/17	3.00	41.14		100
	477.20	泥水	φ129.00ジオセット	23:15	1:00	1:45	1000-1800	1000	1400	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/17	3.00	41.14		100
	480.20	泥水	φ129.00ジオセット	3:15	4:45	1:30	1000-1500	1000	1250	1500	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/17	3.00	48.00		100
	482.90	泥水	φ129.00ジオセット	5:45	7:30	1:45	1000-1800	1000	1400	1800	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.1-0.2	0.1	0.15	0.2	2022/9/17	2.70	37.03		100
	483.20	泥水	φ129.00ジオセット	7:30	7:45	0:15	1800-2000	1800	1900	2000	126	126	126	126	110.5	110.5	0	0.2	0.2	0.2	0.2	2022/9/18	0.30	28.80		100
	486 20	泥水	φ12900ジオセット	9:00	11:00	2:00	1200-2000	1200	1600	2000	126	126	126	126	1105	1105	0	01-03	01	02	03	2022/9/18	3 00	36 00		100
	489.20	泥水	φ129.00ジオセット	13:00	15:45	2:45	1500-2000	1500	1750	2000	126-136	126	131	136	110.5	110.5	0	0.1-0.3	0.1	0.2	0.3	2022/9/18	3.00	26.18		100
2022/9/18	492.20	泥水	φ129.00ジオセット	16:45	18:30	1:45	1000-1500	1000	1250	1500	136	136	136	136	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/18	3.00	41.14	19.5	100
	493.40	泥水	φ129.00ジオセット	19:30	20:15	0:45	1500-1800	1500	1650	1800	136	136	136	136	110.5	110.5	0	0.2	0.2	0.2	0.2	2022/9/18	1.20	38.40		100
	496.40	泥水	φ129.00ジオセット	22:00	0:00	2:00	1500-1800	1500	1650	1800	136	136	136	136	110.5	110.5	0	0.2	0.2	0.2	0.2	2022/9/18	3.00	36.00		100
	499 40	泥水	φ12900ジオセット	2:15	3:45	1:30	1500-2000	1500	1750	2000	136	136	136	136	1105	1105	0	0.2	02	02	0.2	2022/9/18	3 00	48 00		100
	502.40	泥水	φ129.00ジオセット	4:45	6:15	1:30	1000-1500	1000	1250	1500	136	136	136	136	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/18	3.00	48.00		100
1	505.40	泥水	φ129.00ジオセット	8:15	9:30	1:15	500-1200	500	850	1200	136	136	136	136	144.5	144.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/19	3.00	57.60		100
2022/9/19	508.40	泥水	φ129.00ジオセット	10:45	12:45	2:00	1200-2000	1200	1600	2000	136	136	136	136	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/19	3.00	36.00	9.00	100
	511.40	泥水	φ129.00ジオセット	14:45	17:15	2:30	2000	2000	2000	2000	136	136	136	136	110.5	110.5	0	0.1	0.1	0.1	0.1	2022/9/19	3.00	28.80		100

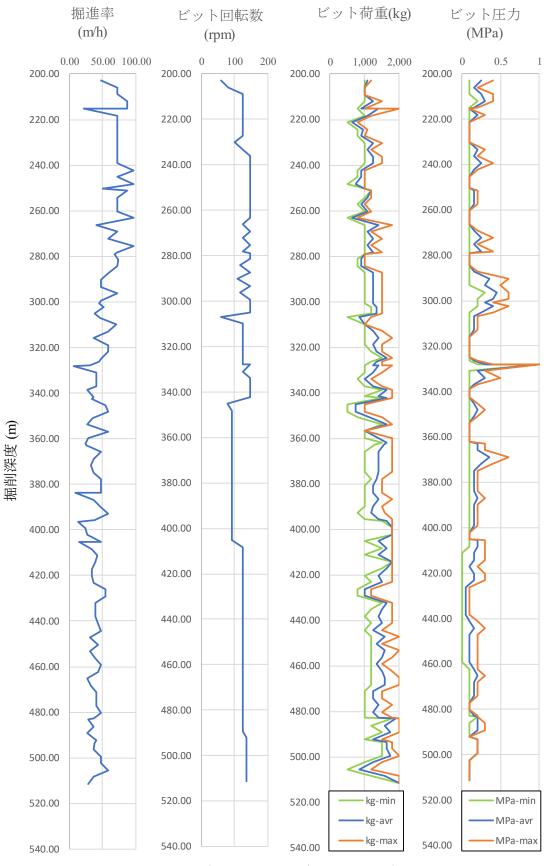


図 A3 掘進率、ビット回転数、ビット荷重、ビット圧力



図 A4 送水量、コア採取率

A1.5 掘削中の循環水のトレーサー濃度管理手順

- (i) 掘削中は 3 時間毎にリターン水とサクションタンク内の掘削水を採水した。採水試料は $0.22~\mu m$ のシリンジフィルターでろ過し、ろ液を石英セルに入れアミノ G 酸濃度を測定した。アミノ G 酸濃度の測定の際には pH および電気伝導度も同時に測定した。アミノ G 酸濃度が $10\pm 1~mg$ L^{-1} の範囲から外れた際には掘削を一時中断し、濃度を調整した。濃度調整後は、アミノ G 酸濃度が $10\pm 1~mg$ L^{-1} の範囲内にあることを確認した上で掘削を再開した。
- (ii) リターン水及びサクションタンク内の掘削水についてアミノ G 酸濃度の低下傾向が認められる場合には、濃度を回復させるため、サクションタンク内のアミノ G 酸濃度を 10~11 mg L-1 になるよう蛍光染料を添加した。アミノ G 酸は、添加前にビーカー等の容器に入れ、水井戸水に溶解させた後にタンクへ添加した。攪拌が進行しやすいよう、蛍光染料の添加は攪拌用のプロペラ回転部に近い箇所で行った。蛍光染料の添加量は下記の式より算出した。
- <アミノ G 酸量>: タンク内泥水量[L] × 作成したいアミノ G 酸濃度[mg L⁻¹] / 1000-タンク 内アミノ G 酸量[g] = 必要アミノ G 酸量[g]
- < 蛍光ビーズ量> : (タンク内泥水重量[kg] タンク内蛍光ビーズ重量[kg]*)/999 タンク内蛍光ビーズ重量[kg] = 必要蛍光ビーズ量[kg]
- <タンク内蛍光ビーズ量>: 前回測定時のタンク内蛍光ビーズ量 $[kg] \times$ 今回測定時のタンク 内アミノ G 酸量[g] / 前回測定時のアミノ G 酸量[g] = 今回測定時のタンク内蛍光ビーズ 量[kg]

トレーサー濃度管理のフロー図を図 A5 に示す。本調査では、トレーサー濃度を確実に維持できるよう、リターン水中のアミノ G 酸の濃度が 9.5 mg L-1を下回ったタイミングでの蛍光染料添加を基本方針とした。表 A5~A7 にトレーサータンク水、リターン水、サクションタンク水およびミキシングタンク水についてのトレーサー濃度の管理実績一覧を示す。今回の掘削で逸水またはリターン水の急増は確認されなかった。しかし、掘削中一時的にトレーサー濃度が急低下するタイミングが数回あった。トレーサー濃度急低下の際は、濃度調整を行ったのち掘削を再開した。

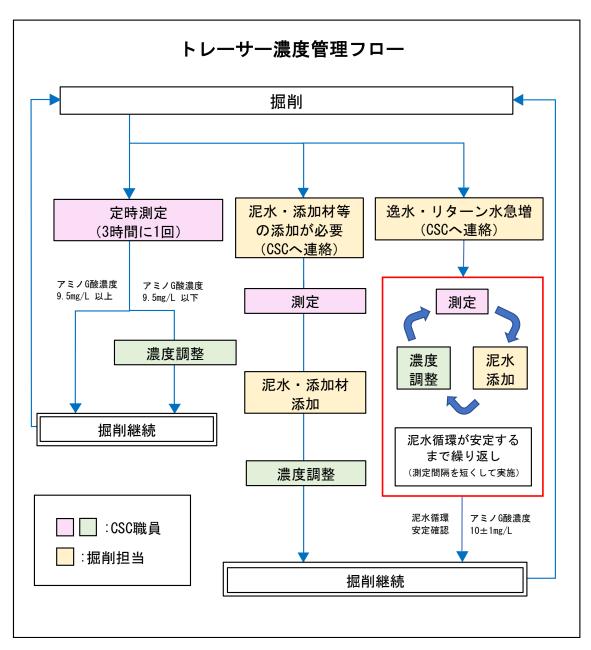


図 A5 トレーサー濃度管理フロー

表 A5 トレーサー管理実績一覧表(~深度 300 m)

																500	
	n± 00		掘削			サクシ	ョンタン	ク			リター	- ン水		ミキ	シング	タンク	
月日	時間	内容	深度	水量 (L)	比重	pН	电风 伝導度 (#s/m)	水温 (℃)	AG酸濃度 (mg/L)	pН	電気 伝導度 (#s/m)	水温 (°C)	AG酸濃度 (mg/L)	水量 (L)	比重	AG酸濃度 (mg/L)	備考
8月30日	20:00	初回 作泥	0.0	5459	1. 010	9.26	811	18. 8	9. 659		(дз/ш/			7462	1.01	9. 456	ミキンンクタンク/46ULICAG酸/4./g、
	9:40	~200m 掘削	0.0						9. 721								<u>蛍光ビーズ7 54kg添加。</u>
	10:15	開始												1018	1. 01		サクションタンク水位がほぼ無くなったため、
	12:00	~ 200m	200.0	5391	1, 020	10. 30	1345	18. 3	7, 632					1010	1.01		ミキシングタンクより6440L送泥。
月31日		掘削後		5391	1.020	10.30	1345	18.3	7.032								 ミキシングタンク5770L作泥。
	15:00	作泥 AG酸	200. 0											6784	1. 02	10. 559	蛍光ビーズ6 66kg添加。 サクションタンクにAG酸15.5g、
	15:00	添加掘削	200. 0														蛍光ビーズ1 13kg添加。
	17:00		200. 0						10. 273								
	16:00	福 	200. 0	5391	1.020	10. 18	1352	18. 9	10. 178					6784	1.0	11.019	
	16:15		200. 4											5766			ミキシングタンクから サクションタンクへ1020L送泥。
	16:15	測定	200. 4	6073	1. 020	10.0	1298	18. 7	9.865	10.0	1368	17. 6	7. 541				AG酸濃度調整、掘削一時中断。
	16:30	AG酸 添加	200. 4											10176			サクションタンクにAG酸6.92g、 蛍光ビーズ0 38kg添加。
9月3日	17:00		200. 4	6073	1. 020	9.94	1189	18.6	10.497	9, 94	1337	17.8	9. 349	10176			AG酸濃度調整完了、掘削再開。
	18:00		203. 0	4026	1. 020	9.92	1137	18. 4	10. 214	9. 92	1290	17. 9	10.652				ミキシングタンクから
	18:15	送泥	203. 0											2035			サクションタンクへ3730L送泥。 ミキシングタンク50201 作泥
	18:30		203.0											7055	1. 02	10. 834	ミキシングダング5020L1Fin.。 <u>蛍光ビーズ5 38kg添加。</u>
	19:00 22:00		203. 0 206. 0	7711 7711	1. 020 1. 020	9.93	1184 1178	18. 7 17. 5	10. 497 10. 332	9.93	1182 1230	17. 9 17. 4	10. 576 10. 123				
	1:00		200.0	7711	1. 020	9.87	1183	16.5	10. 332	9. 87	1259	16. 7	10. 123				
	4:00		215.0	7506	1.020	9.89	1188	16.7	10. 587	9.89	1207	16. 6	10.510				
	7:00	m.,,_	218.3	7506	1.020	9.87	1142	18. 2	10. 239	9.87	1198	18.3	10.062				
	10:00		221.3	7506 7506	1.020	9.89	1149 1145	18. 2	10. 056 9. 828	9.89	1186 1175	18. 0 19. 2	9. 950 9. 757	7055	1. 02	10, 492	
	13:30	m.,,,,,,	224. 3	7000	1.020	10.00	1140	20.7	3.020	3.02	1170	10. 2	3.707	7327	1.02	10. 432	サクションタンクから
月4日	16:00		228. 1	7233	1. 030	9.80	1157	19.3	9. 142	9. 78	1170	18. 6	9. 789	1021			ミキシングタンクへ270L送泥。
774	16:15	AG酸	228. 8														サクションタンクにAG酸9.88g、
	17:00	添加 測定	230. 3	7029	1. 030								10.659				<u>蛍光ビーズ1 32kg添加。</u>
	19:00		233. 3	6892	1. 030	9.61	1168	18.0	9. 592	9.63	1163	18. 1	10.051				
	20:30	測定 AG酸	235. 6	6892	1. 030				9. 509				9. 565				サクションタンクにAG酸6.90g、
	20:45	添加	236. 3	0000	4 000	0.04	4404	47.0	40.405	0.50	4040	40.0	0.000				蛍光ビーズ0.67kg添加。
	1:00	m.,	237. 1 239. 3	6892 6892	1.030	9.34	1161 1205	17. 9 17. 4	10. 465 10. 427	9. 52	1216 1206	18. 0 17. 5	9. 963 10. 968				
	4:00	測定	245.3	6892	1.030	9. 33	1230	17. 6	10. 350	9. 43	1201	17. 8	10.695				
	7:00	測定	249.4	6756	1.030	9.30	1255	17. 9	10.447	9. 26	1196	18. 6	10.216	7327	1. 02	10. 256	
	8:45	送泥	252. 1											6580			ミキシングタンクから サクションタンクへ750L送泥。
月5日	10:00	<i>,,,,,</i>	254. 3	7506	1. 035	9.26	1302	19.9	10. 175	9. 16	1330	20.0	10.604				
	13:00		257. 3 260. 3	7438 7438	1.035	8.91 9.06	1354 1334	18.7	9. 603	9. 01	1331 1350	18. 8	9. 993				
	19:00		263. 3	7302	1. 035	8.96	1385	19.1	10. 254	8. 85	1440	18. 5	10.340				
	22:00		267. 1	7233	1. 040	8.73	1443	18.9	10.046	8. 70	1487	19.1	10. 133				
	1:00		269.3 274.3	7233 7233	1.045	8. 67 8. 34	1483 1531	18. 9	10. 253 9. 637	8. 71 8. 47	1531 1575	19. 5 19. 5	10. 183 10. 355				
月6日	7:00		274. 3	7029	1.045	8. 28	1636	20. 0	10.066	8. 33	1602	19. 9	10. 355				
		送泥	281.3											6106			ミキシングタンクから サクションタンクへ480L送泥。
				740-	1.00	0.00		00.5	0.754	0.51	4.00	04 .	0.1=-	0100			8:00デカンター運転。
	10:00	AG酸	283.6	7438	1. 045	8.20	1624	20. 3	8. 753	8. 04	1670	21. 1	9. 173				10:00pH調整剤12kg添加。 サクションタンクにAG酸13.1g、
	10:15	添加	284. 3 284. 3	7438					10. 267				7. 653				蛍光ビーズ1 39kg添加。
	11:00		284. 3		1. 045			$\overline{}$	8. 204				7. 720				AG酸濃度調整、掘削一時中断。
	11:45	AG酸 添加	284. 3														サクションタンクにAG酸20.7g、 蛍光ビーズ1 69kg添加。
月6日	12:30		284. 3	7302	1. 045				11. 290				9. 353				AG酸濃度調整完了、掘削再開。
	13:00		285. 5	7097	1. 040	8.33	1622	23. 6	11.046	8. 23	1668	22. 6	9. 703				
	16:00		289. 8	7097	1. 030	9.06	1930	22. 7	10. 910	9. 07	1970	22. 0	10. 602				15:00 pH調整剤12kg添加。 ミキシングタンクから
	18:40		291. 8	7370	1. 030	9.27	2900	20. 6	10.960	9. 57	3460	19. 3	10. 498	5834			サクションタンクへ270L送泥。 18:00 デカンター停止。
	22:00	_	293. 3	7438	1.030	9.27	2900	19.8	10. 960	9. 57	2980	20. 1	10. 498				
	1:00		299.3	7438	1. 035	9.39	3040	20. 1	10.419	9. 07	2950	20. 4	9.866				0:00デカンター運転。
		測定	299.3	7438	1.035	9. 40	2970	21.4	9.807	9.11	2520	21. 1	9. 658				2:00デカンター停止。
	7:00	測定	299. 8 303. 5	7438 7302	1.030	9. 62 9. 44	2860 2920	21. 6	9. 705 9. 360	9.30	2210 2930	21.8	9. 488 9. 692				
月7日	10:15	AG酸	303. 9	1002	1. 030	3.44	7970	£1. /	3. 300	0.20	2930	۵. ن	3. 092				サクションタンクにAG酸8.39g、
	13:00	添加	305. 9	7438	1. 035	9.10	2960	21.9	9. 682	9. 10	2910	21. 9	10. 470				<u>蛍光ビーズ1 03kg添加。</u>
	16:00	 	305. 1	7302	1. 035	9.22	2920	21.0	10. 533								キャリパー検層中
	19:00		305. 1	7302	1. 035	9.35	2960	21.1	10.467								
		測定	305. 1 305. 1	6892 6892	1.035	9. 33	2920 2970	19. 5 19. 6	10. 560 10. 187	9.43	2780	18. 7	9. 685				孔内水循環中
月9日	10:00		305. 1	6892	1. 030	J. 20	2310	13.0	10. 167	J. 73	2700	13.7	10. 231				
		測定	305. 1	6892	1. 030	9.27	2880	18. 9	9.974	8. 97	2890	19.1	10.364				

表 A6 トレーサー管理実績一覧表(深度 300~400 m)

	-					44.5	- > - 5 >					le		~ + 2	`H	h > . h	<u> </u>
月日	時間	内容	掘削深度	水量 (L)	比重	サクシ pH	ョンタン 電気 伝導度 (μs/m)	水温 (°C)	AG酸濃度 (mg/L)	pH	リター 電気 伝導度 (μs/m)	水温 (°C)	AG酸濃度 (mg/L)	ミナ: 水量 (L)	比重	タンク AG酸濃度 (mg/L)	備考
	12:00		305. 1	6892	1. 030	9. 28 9. 44	2900 2860	18. 9	9.996	9. 40	2880	18.6	10. 136	5004	4.00	0.000	掘削開始
	13:00		305. 1	7233	1. 030	9.44	2800	19.8	10. 212	9. 36	2920	19.7	10. 516	5834	1. 02	9. 966	ミキシングタンクから
9月9日	13:10 16:00		305. 4	7438	1. 035	9.45	2870	22. 5	0.646	9. 32	2910	19.7	10. 390	5495			サクションタンクへ340L送泥。
97 90		A C TA	309. 2	7438	1. 035	9.40	2870	22. 5	9. 646	9. 32	2910	19. /	10. 390				サクションタンクにAG酸 6.42g、
	10.13	添加	309. 9 312. 9	7438	1. 035	9.38	2860	19. 0	10. 586	9. 22	2790	18.6	10. 415				蛍光ビーズ0 67kg添加。
	19:00 22:00		315. 9	7302	1. 035	9. 30	2880	16.8	10. 950	9. 12	2900	16.4	10. 413				17:00デカンター運転。
	1:00		318.9	7097	1. 035	9. 13	2940	19. 0	10.169	9. 15	2980	19.9	10.166				
	4:00	測定	321.9	7097	1. 030	9.08	2860	19.8	9.940	9.14	2890	18.7	10.546				
	7:00	測定	325. 4	6960	1. 030	9.09	2870	19.1	10.147	9. 02	2880	19.0	10.146	5834	1. 02	9. 828	4:15デカンター停止。
	8:00	送泥	326. 9											5088			ミキシングタンクから サクションタンクへ410L送泥。
	10:00		328.0	7438	1. 040	9.04	2830	20. 4	9. 445	8. 92	2860	20.5	9. 640				U
9月10日		AG酸 添加	328.0														サクションタンクにAG酸7.92g、 蛍光ビーズ0 82kg添加。
	12:00		328.0	7100	1.010				10.507			10.4	10. 263				
	13:00 16:00		328. 9 332. 3		1. 040 1. 040	9.32 8.97	2880 2860	20. 4	10. 597 9. 789	8. 96 8. 87	2860 2876	19. 1 20. 1	10. 533 9. 965				14:00デカンター運転。
	19:00		335.7		1. 040	8.90	2870	19. 2	9. 998	8. 90	2750	20. 1	10. 268				14:00 / ガンター 座 44.0
	22:00		338.4	7302	1. 035	8.90	2880	18. 9	9.912	8. 93	2800	20.1	10. 566				
	1:00	測定	341.3	6960	1. 040	8.92	2910	18. 8	10.470	8. 94	2860	19.0	10. 635	5088	1. 02	10. 274	23:20デカンター停止。
	2:00	送泥	341.7											4274			ミキシングタンクから サクションタンクへ810L送泥。
	4:00		342. 4	7848	1. 040	8.94	2820	19. 1	10.300	8. 89	2790	19.1	10.394				
	7:00	測定	342. 4	7848	1. 040	8.75	2740	18. 7	9. 984								ビット交換中、リターン水なし。
			342.4														
	10:00		342.4	7848	1.040	9.02	2860	19.1	9. 991	8. 92	3340	19.3	10. 296	\vdash			11:00 pH調整剤6kg添加。
	13:00	測定 AG酸	345. 2	7916	1. 040	9.53	4370	20. 8	9. 561	9. 57	4600	20.6	9. 652				サクションタンクにAG酸7.51g、
9月11日	13.10	添加	345. 2	7010	1.040				10.070				0.074				蛍光ビーズ0 74kg添加。
	14:00 16:00		345. 8 348. 2	7916 7848	1.040	9.45	4310	20.9	10.078 9.971	9. 36	4360	19.3	9. 974	$\overline{}$			
	19:00		351.1	7643	1. 050	9.37	4290	19.7	9. 638	9. 31	4290	18.9	9. 481				17:00デカンター運転。
		AG酸	351.6														サクションタンクにAG酸 6. 66g、
	20:00	添加 測定	352.2	7643	1. 040				9. 621				9. 519				<u>蛍光ビーズ0 73kg添加。</u>
	20:30	AG酸 添加	352.7														サクションタンクにAG酸6.79g、 蛍光ビーズ0 60kg添加。
	20:50		353.1	7643	1. 040	9. 20	4290	18. 2	9. 952	9. 32	4250	18. 1	9. 940				ELL NO UNISMINI
	22:00	測定	353.8	7575	1. 040	9. 23	4350	18. 2	10.306	9. 30	4280	17.8	10. 295				
	1:00		356.8		1. 040	9.40	4360	16.4	10.171	9. 33	4310	17. 1	10.376	—			22:30デカンター停止。
	4:00 7:00		359. 5 361. 5	7643 7506	1.040	9.34	4340 4330	20. 0 18. 4	9. 642	9. 35	4340 4330	21. 0 18. 7	10. 244 9. 934				
	8:00		362.5	7300	1.040	9. 20	4550	10. 4	10.101	5. 30	4330	10. 7	3. 334				サクションタンクから1430L廃泥。
	8:00		362. 5											2171			ミキシングタンクから
	9:00		362.8											8276	1. 01	10 036	サクションタンクへ2100L送泥。 6110L作泥。蛍光ビーズ5.25kg添加。
9月12日	10:00		364.3	8121	1. 040	9.33	3950	20. 5	9. 608	9. 25	3940	20.0	9. 710	0270	1.01	10.000	OTTOLIFALS SECTION OF THE SECTION OF
	13:00	測定	366. 2	8121	1. 040	9.36	3940	20.3	9.829	9. 23	3940	19.6	9. 711				13:00デカンター運転。
	13:15	AG酸 添加	366.6														サクションタンクにAG酸5.53g、 蛍光ビーズ0 55kg添加。
	14:00		367.7	7984	1. 040				10.096				10. 136				
	16:00		368.8		1. 040		3980	21. 2	10.017	_	3970	20.2	10. 053	\vdash			
	19:00 22:00		371. 8 374. 8	7779 7575	1.040	9.20	3990 4140	21. 1 19. 6	10. 014 9. 782	9. 10	4030 4090	19. 2 18. 8	10. 335 10. 260				
	1:00		377.8		1. 040	9.05	4110		10. 132	9.06	4100		10. 003				0:30デカンター停止。
	4:00		380. 8		1. 040		4100		10. 195	_	4140	_	10. 109				
	7:00		380. 9		1. 040		4180		10.426	9. 10	4180		10. 161				
	10:00		386.9		1.040	9.09	4160	20. 9	9. 780	8. 93	4130	20.0	9.834		\vdash		
	11:15	A C Till	387. 9	7438	1. 040				9. 824				9. 134				サクションタンクにAG酸5.01g、
		添加	389. 9 389. 9	7302	1. 040	8. 91	4190	20. 8	9. 823	8. 96	4170	20.8	9. 463	8276	1, 01	10. 042	蛍光ビーズ0 50kg添加。
08405	13:00	AG酸	389. 9	1302	1. 040	0.91	4190	۷υ. δ	J. 0Z3	0.90	41/0	۷. δ	5. 403	02/0	1.01		サクションタンクにAG酸5.02g、
9月13日														7701			<u>蛍光ビーズ0 50kg添加。</u> ミキシングタンクから
	14:00		389. 9	70.40	1.04-				10.000				0.004	7734			サクションタンクへ540L送泥。
	14:00	A C Trick	389. 9	7848	1. 040				10.086				9. 661				サクションタンクにAG酸3.33g、
	14.10	添加	389. 9						10.220				9. 955				蛍光ビーズ0 33kg添加。
	15:00 16:00		391. 7 392. 9	_	1. 040	9.02	4180	21. 4	10. 339 10. 154	8. 84	4100	20. 4	9. 955				14:30デカンター運転。
	19:00		395. 7	7779	1. 040		4080	20. 6	9. 850	8. 89	4130		10. 341				
	22:00	測定	396. 7	7848	1. 040		4220	19. 1	10.057	8. 79	4050		10. 100				
	1:00		399. 2	7711	1.040	8.73	4170	21.0	10.465	8. 76	4170	22. 2	10.554	<u> </u>	Ш		
	4:00		401.9	7575	1.04	8.73 8.62	4170 4150	21.1	10. 758 10. 784	8. 72 8. 63	4170 4140	20.1	10. 539 10. 763		$\vdash\vdash$		
	7:00		405. 2		1.040	8. 52	4150	21. 7	9. 697	0.03	4140	20.0	10. 763				キャリパー検層中。
	10:00		405. 2 405. 2	7302 7302	1.040	0.05	4200	23. 1	9. 697						\vdash		8:00デカンター停止。
9月14日	16:00		405. 2		1. 040	8.57	4200	21. 6	10.089								
.,	18:50		405. 2	7097	1. 040	8.52	4190	20. 4	10.110	8. 52	3960	18.1	9. 845				キャリパー検層後濃度調整。
	19:00	測定	405. 2	7097	1. 040				10.044				8. 586				
1	19:30	測定	405. 2	7097	1. 040				9. 181				9. 356				サクションタンクにAG酸9.43g、
		AGES													1		
	20:00 20:20		405. 2 405. 2	7097	1. 040				10. 330	igstar		igcup	8. 601				蛍光ビーズ0 93kg添加。

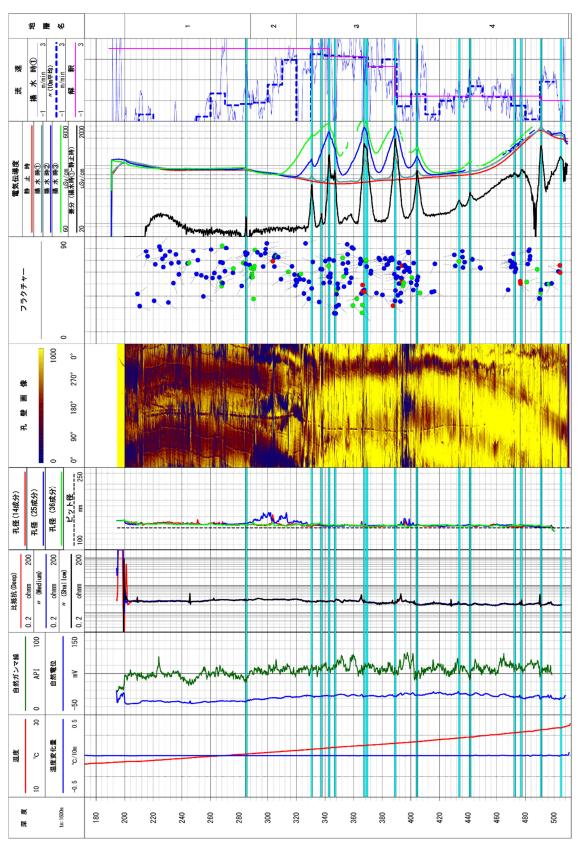
表 A7 トレーサー管理実績一覧表(深度 400 m~掘削完了)

	1				サク	ション	タンク			リタ-	ーン水		ミキシ	ングタ	ンク		備考
月日	時間	内容	掘削深度	水量 (L)	比重	рН	電気 伝導度 (μs/m)	水温 (°C)	AG酸濃度 (mg/L)	pН	電気 伝導度 (μs/m)	水温 (°C)	AG酸濃度 (mg/L)	水量 (L)	比重	AG酸濃度 (mg/L)	
	20:40	測定	405. 2	7916	1. 040				10. 224				9. 375				添加後確認、掘削開始。
9月14日			405. 9 407. 0	7438 7438	1.040	8.31	4460	18.4	9. 463	8.38	4580	17. 9	10.000				00:00 → 1 > 6
	1:00		407.0	7438	1. 040	8. 60	4720	18. 4	10. 149	8. 38	4580	16.3	10. 147 10. 136				22:00デカンター運転。
	4:00	-	411. 2	7438	1.040	8. 37	4630	15.1	10. 382	8. 40	4480	15. 2	10. 207				
	7:00		414. 2	7438	1.040	8. 39	4530	18. 1	9. 959	8. 48	4430	17. 5	9. 792				5:30デカンター停止。
	8:00		415. 6														サクションタンクから3340L廃泥。 ミキシングタンクから
	8:00		415. 6	7001			4000		0.047		4500		40.445	3867	1. 01		サクションタンクへ送泥3880L。
	8:00		415. 6 417. 2	7984 7984	1. 040	8. 56 9. 35	4330 5140	19.1	9. 917	8. 37 8. 36	4580 3810	22. 9	10. 145 9. 580				10:00pH調整剤6kg添加。
	10:30	A G Met	417. 4														サクションタンクにAG酸9.47g、 蛍光ビーズ0.94kg添加。
9月15日	11:00		418. 1	7984	1. 040	9. 27	4640	21.3	10. 279	9. 20	4850	20. 4	9. 545				単元と << 94Kg 旅加。
	13:00		420. 2	7984	1. 040	9.30	4780	20.4	9. 761	9. 12	4820	19. 9	9. 892				
		測定 AG酸	420. 2	7984	1. 040	9. 18	4940	18.8	9. 836	9. 21	4870	19. 0	9. 475				サクションタンクにAG酸5.38g、
	14:50	添加	420. 7 421. 0	7916	1. 040	9. 13	4890	19. 2	10. 160	9. 08	4850	18. 7	10. 061				<u>蛍光ビーズ0 53kg添加。</u> 15:00デカンター運転。
	16:00		422.5	7916	1. 040	9. 16	4850	18.8	10. 100	9. 16	4820	19. 1	10. 440				13.00 / ガン y 一座 FA o
	19:00	測定	426. 2	7438	1.040	9.03	4880	18.8	10. 190	9. 12	4930	19.0	10. 493				
	22:00	-	429. 2	7575	1. 040	9.09	4900	19.4	10. 332	8. 81	4910	19. 1	10. 433				
	1:00		432. 2 435. 2	7438 7506	1.040	9. 14	4980 4960	21.3	10. 247 10. 088	9. 15	4990 4960	21. 5 19. 0	10. 152 10. 260				
	7:00		438. 2	7506	1. 040	9. 05	5000	19.8	10. 312	9. 08	5060	19. 2	10. 200				
	10:00	測定	441.2	7438	1. 040	8. 72	5030	21.1	9. 742	8. 98	5010	21.0	9. 775		1.01	9. 758	8:00デカンター停止。
	13:00	送泥	444. 2											3663			ミキシングタンクから サクションタンクへ200L送泥。
9月16日	13:00		444. 2	7643	1.040	9.00	4940	21.0	9. 615	8.96	4990	20. 9	10. 162				
	16:00		446. 1 449. 0	7438 7438	1. 040	8. 96 8. 82	5080 5160	20. 0 19. 1	10. 032 9. 831	8. 94 8. 42	4970 5100	20. 2 19. 1	9. 992 9. 522				
	20:50	AG酸	450. 2	7 100	1.010	0.02	0.00		0.001	0. 12	0.00	10.1	0.022				サクションタンクにAG酸5.06g、
	21:20	添加測定	450.8	7575	1. 040	9. 00	5040	18. 4	10. 241	8. 99	5090	18. 1	10. 478				<u> 蛍光ビーズ0 50kg添加。</u>
	22:00		452.0	7575	1.040	8.96	5050	17.8	10.414	8. 95	5090	17. 8	10. 766				
	1:00		453. 2	7575	1.040	8. 90	5120	18.8	10.669	8. 92	5110	19.1	10. 334				
	4:00 7:00	-	456. 2 459. 5	7575 7575	1.040	8. 81 8. 77	4960 5020	18.9	10. 522 10. 218	8. 83 8. 79	5040 4980	19. 1	10. 294 10. 447				
	10:00		462.8	7302	1. 050	8. 80	5140	20. 5	9. 587	8. 60	5020	20. 7	9. 881				8:00デカンター運転。
	13:00	測定	465. 2	7029	1. 050	8. 70	5110	21.3	9. 475	8. 73	5080	21.4	9. 533				
9月17日	14:00	送泥	465. 2											2781			ミキシングタンクから サクションタンクへ880L送泥。
	15:00	測定 AG酸	466. 2	7643	1. 050				9. 281				9. 486				サクションタンクにAG酸 9.39g、
	15:00	添加	466. 2	7010	4.050		5000		10 150		1070	24.0					蛍光ビーズ1 01kg添加。
	16:00		467. 5 469. 1	7643	1. 050	8. 75	5060	22.1	10. 456	8. 70	4970	21.8	9. 587 9. 676				18:00デカンター停止。
	19:00		471.0	7711	1.050	8. 70	5052	22. 2	9. 870	8. 66	5060	21.0	9. 928				
	22:00		474. 2						9.819	8. 69	5090	20. 4	10. 120				20:30デカンター運転。
	1:00		477. 2 478. 7	7643 7711	1. 050	8. 66 8. 62	5050 5030	21.6	10. 016 9. 826	8. 65 8. 59	5020 5000	21. 3	9. 941				
	7:00		482. 1	7643		8. 62	4950	21.1	9. 499	8. 58	4990	21. 1	9. 725				
	10:00	測定	484. 7	7438	1.060	8.44	5190	21.3	9. 440	8. 52	4970	21.1	9. 554				
	11:00	測定	486. 2	7438	1.060				9. 648				9. 346				サクションタンクにAG酸 6. 41g、
	11:15	7-2	486. 2														蛍光ビーズ0.71kg添加。
9月18日	13:00		486. 2	25-										2239			ミキシングタンクから サクションタンクへ550L送泥。
	13:00	A G Ade	486. 2	7779	1. 050	8. 51	4800	21.4	9. 874	8. 43	5050	21. 3	9. 392	2239	1.01	9. 786	サクションタンクにAG酸4.95g、
	13:15	添加	486. 5 488. 9	7779	1. 050				9. 720				9. 781				蛍光ビーズ0 42kg添加。
	15:30 16:00		488.9	7711	1. 050	8. 42	5060	22. 0	9. 724	8. 41	4960	21. 4	9. 781				
	18:30		492.2	7711	1. 050				9. 329				9. 597				17:00デカンター停止。
	19:00		492.2	7711	1. 050	8. 42	4980	21.5	9. 543	8. 35	4970	21.0	9. 728				
	22:00		493. 4 496. 4	7643 7643	1. 050	8. 41	5040	21.6	9. 638 9. 454	8. 40 8. 44	4990 5040	21. 3	9. 834 8. 929				
	1:30	AG酸	.50. 4	. 5.10	500	J. 11	2040		5. 704	2. 14	5040		3. 320				サクションタンクにAG酸11.9g、
9月19日	4:00	添加	499. 4	7575	1.050	8. 35	4990	21.4	10. 932	8. 30	4980	21. 1	9. 213				<u>蛍光ビーズ081kg添加。</u>
	5:00	+□ ×□	500.0														
	7:00		502. 4	7711	1. 050	8. 26	4960	21.0	10. 521	8. 25	4930	21. 2	10. 631				
	10:00		505. 4	7711	1.050	8. 31	4890	20.0	10. 977	8. 23	4920	20. 9	11. 166				
9月19日	13:00 16:00		508. 4 509. 9	7643 7643	1. 050 1. 050	8. 39 8. 34	4860 4830	20. 9	10. 852 10. 982	8. 23 8. 21	4900 4900	20. 7	11. 365 11. 050				
- 77 18 E	17:30		511.4	7643	1. 050		4810	21. 2	11. 234	8. 19	4900	20. 8	10. 987				
	20:00	測定	511.4			8. 35	4820	21.7	11.344	8. 16	4850	20. 9	11. 250				
	23:00		511.4			8.36	4840	22. 1	11. 340	8. 17	4850	20. 9	11. 200				
			511.4			8.31	5030	19.5	11.300	8.03	5000	19.4	10.769	l	l		i
9月20日	2:00 5:00		511.4			8. 20	4870	21.7	11. 420	8. 00	4870	20.7	11. 148				

物理検層の結果と品質評価

物理検層の結果

HFB-1の物理検層の結果を図1に示す。



物理検層の結果

(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。

✓ 自然放射線検層

自然ガンマ線は、基地で校正を行う。専用キャリブレーター(150API)を利用して校正を実施している。

✓ 孔径検層

孔径検層は、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。

基地での校正方法は、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。

孔井元での検証方法は、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。

本孔では、3.4 in, 8 in, 15 in 221 in (86.4 mm, 203.2mm, 381.0 mm 2533.4 mm) の 4 点を使用した校正を実施している。

✓ 比抵抗 (インダクション検層)・自然電位検層

比抵抗検層は、基地で校正を行う。専用キャリブレーターを利用して校正を実施している。

✓ 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株式会社物理計測コンサルタントで検証を実施している。

温度の検証は、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。

電気伝導度の検証は、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。

✓ 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。

✓ 電磁式フローメーター検層

電磁式フローメーター検層は、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。

表 1 測定ツールの校正・検証一覧表

検層種	Ш	定 期 的	作業準備(基地)	現場	
#	頭	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こと を確認する。温度標準はサーミスタ式温度コレクタIM10(横河メータ&インスツルメンツ)を使 用する。	成績・製品保証を基本とする。 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 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	ツールを孔内に入れ、動作確認を行う	
文	電気 伝導度	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、、須 とを確認する。流体の導電率はNaCl標準液で較正された タSC82)を使用して測定する。	成績・製品保証を基本とする。 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 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 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	
孔 犯	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。	乳測定で、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。	
然が、	総	専用キャリブレータによる既知の自然ガンマ線強度を使って、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ガン マ線強度を使って、校正する。	専用キャリブレータによる既知の自然ガン マ線強度を使って、校正する。	
磨 画	(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70- /- 9-	摇	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 ~ 0.45 L/min、 0.4 ~ 4.0 L/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 京 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。	f体中に入れ、ツール出力値と導電率計との関 €いかどうかを調べる。 ≅計 (横河電機パーソナルSCメータSC82)を使用	ツールを孔内に入れ、動作確認を行う。	

(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 により、各検層結果は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、深度補正を行なわない。

✓ 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示す(図2)。

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。本孔では、下記の1次関数の補正式が得られた。

 $D_{CORE} = 1.0012 \times D_{BHTV} - 0.2277$

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)

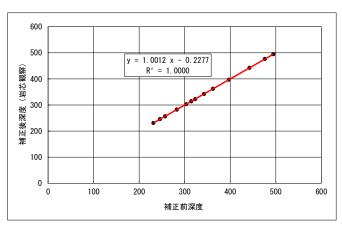


図2 深度補正相関図(岩芯観察 vs BHTV)

✓ 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は、BHTV 検層ツールのガンマ線を基準に補正を実施した。

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、深度補正は 0.1m 単位での平行移動で行なった。その結果、これらの検層種目の補正量は表 2 に示すとおりである。

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	- 0.5m
比抵抗・自然電位検層	- 0.6m
温度検層	±0.0m
電磁式フローメーター	未実施

✓ 自然ガンマ線検層

孔径補正及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。

✓ 孔径検層

ケーシング内の測定値が、公称値の±0.25in(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(図 3)調和的であるため、孔径検層結果については信頼性を有する。

✓ 比抵抗検層

インダクション検層は、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) は、今回の測定区間では存在し なかったため、すべて適正な比抵抗値といえる。

✓ BHTV 検層

岩芯観察結果及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。

✓ 電磁式フローメーター検層

図1に示すように、流速値はノイズが多く含んだ曲線となった。また、同時に測定された電気 伝導度曲線には一部欠測区間が発生した。これらは孔内水に含まれる気泡が原因と推定される。 以上により、電磁フローメーター検層のデータ品質は非常に悪い。

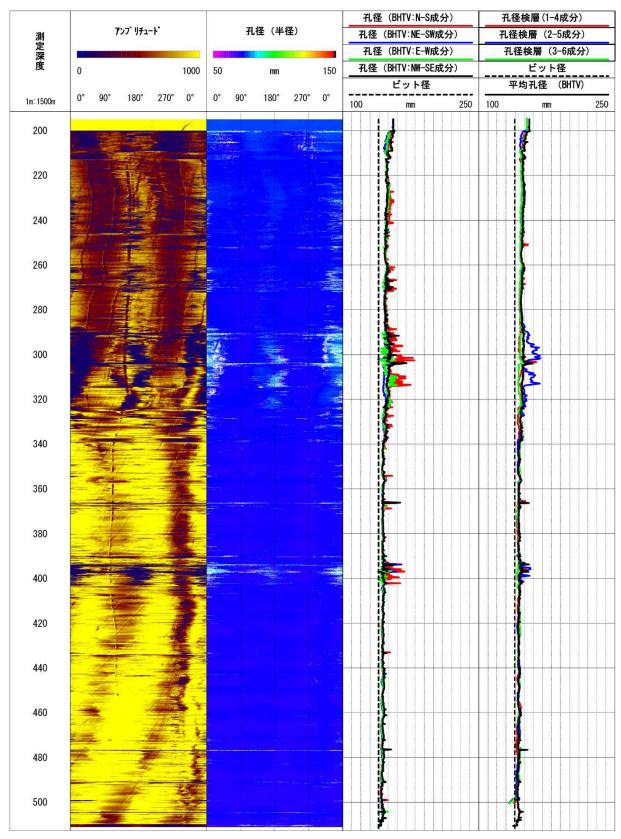


図3 幌延 HFB-1 定方位孔径比較図

岩芯写真

HFB-1 深度 200 m~500 mの岩芯写真



付 4-2



付 4-3



付 4-4



付 4-5



付 4-6



【速報版】岩芯接合写真:2022/9/19



【速報版】岩芯接合写真:2022/9/19





【速報版】岩芯接合写真:2022/9/19



付 4-11



付 4-12



付 4-13



付 4-14



付 4-15



付 4-16

「3.5 地球統計学的解析に基づく低流動域の三次元分布の推定と最適なボーリング調査地点の選定方法の検討」に係わる付録図表

表 3 交差検証を実施した各ケースで使用したバリオグラムモデルのパラメータ

Case	除去した ボーリング孔	Contribution	Туре	Nugget	Azimuth	R1	R2	Rv
Case 1	HDB-1	19.23	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 2	HDB-3	19.21	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 3	HDB-4	17.56	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 4	HDB-5	17.38	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 5	HDB-7	18.53	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 6	HDB-8	18.32	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 7	HDB-9	18.33	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 8	HDB-11	19.85	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 9	HFB-1	23.27	Spherical	0	135	2000	1200	500

表 4 サブセットデータを用いた δ ¹⁸O の三次元分布の推定で使用したバリオグラムモデルのパラメータ

Case	使用した ボーリング孔	Contribution	Туре	Nugget	Azimuth	R1	R2	Rv
Full model	Full data	19.19	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 1-1	HDB-1	17.98	Spherical	0	135	2000	1200	700
Case 1-2	HDB-3	11.89	Spherical	0	135	2000	1200	200
Case 1-3	HDB-6	9.95	Spherical	0	135	2000	1200	170
Case 1-4	HDB-7	22.63	Spherical	0	135	2000	1200	170
Case 1-5	HDB-11	8.76	Spherical	0	135	2000	1200	300
Case 1-6	HFB-1	6.16	Spherical	0	135	2000	1200	230
Case 2-1	HDB-3,HFB-1	7.81	Spherical	0	135	2000	1200	300
Case 2-2	HDB-3,5	29.48	Spherical	0	135	2000	1200	300
Case 2-3	HDB-3,7	18.88	Spherical	0	135	2000	1200	350
Case 2-4	HDB-1,HFB-1	8.81	Spherical	0	135	2000	1200	350
Case 2-5	HDB-1,5	26.80	Spherical	0	135	2000	1200	350
Case 2-6	HDB-1,7	22.02	Spherical	0	135	2000	1200	700
Case 2-7	HDB-5,6	23.58	Spherical	0	135	2000	1200	450
Case 2-8	HDB-5,HFB-1	14.16	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 2-9	HDB-7,HFB-1	10.00	Spherical	0	135	2000	1200	400
Case 3-1	HDB-3,5,7	30.86	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 3-2	HDB-3,7,HFB-1	10.68	Spherical	0	135	2000	1200	400
Case 3-3	HDB-3,7,11	12.68	Spherical	0	135	2000	1200	400
Case 3-4	HDB-1,5,HFB-1	15.08	Spherical	0	135	2000	1200	500
Case 3-5	HDB-3,5,HFB-1	14.99	Spherical	0	135	2000	1200	500

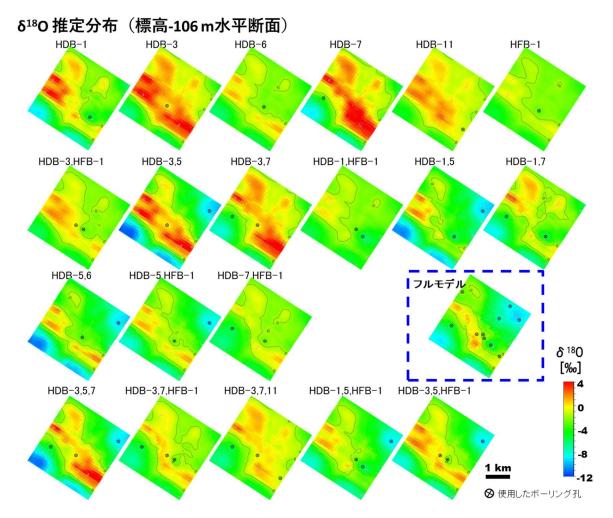


図 4 各サブセットを使用したコロケーテッド・コクリギングで得られた δ ¹⁸O 分布(標高-106 m 水平断面)

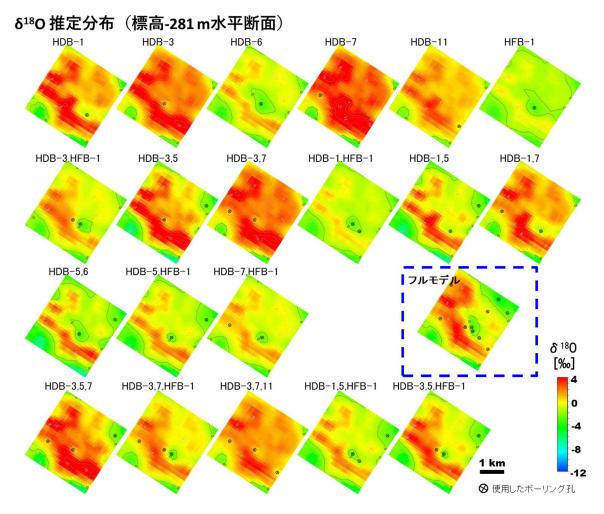


図 5 各サブセットを使用したコロケーテッド・コクリギングで得られた δ^{18} O 分布(標高-281 m 水平断面)

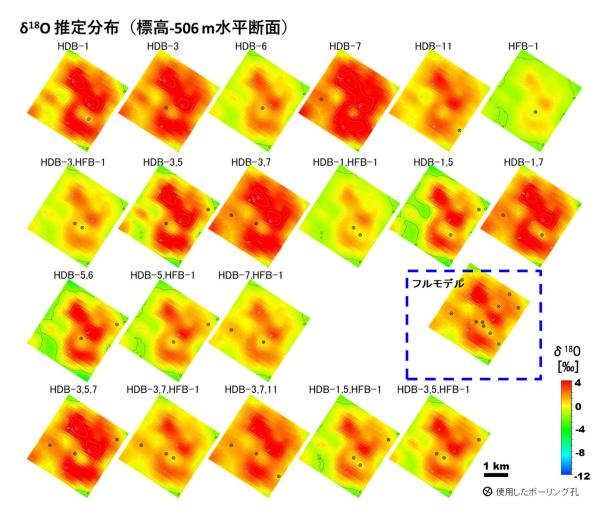


図 6 各サブセットを使用したコロケーテッド・コクリギングで得られた δ^{18} O 分布(標高-506 m 水平断面)

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

(1) 解析領域の圧縮に係る予察的検討

海水準変動を考慮した地下水流動解析を実施する場合、海底部の地形も含めたモデル化が望ましい。海水準の低下した標高-120 mまでの海底地形をモデル化する場合、解析対象領域は主眼とする陸域領域の数倍となり、解析に多くの計算時間を要し、計算の収束性などの問題が生じる。このため、海域領域の異なる 4 つのモデルに対し鉛直 2 次元の定常地下水流動解析および非定常地下水流動・物質移行解析を実施し、適切なモデル化領域を検討した。

1)解析モデル

図 A1 に日本原子力研究開発機構(JAEA)(2016)により構築された解析モデルのノード分布と標高分布を示す。本検討では図 A1a に示される緑色線を鉛直 2 次元解析の対象とした。図 A1a の緑色線に示される解析ラインをモデル 1 とし、海域領域を 50%, 25%, 0%に圧縮したモデルをそれぞれモデル 2、モデル 3、モデル 4 とした。各モデルの標高分布を図 A2 に示す。各モデルのメッシュ概要を表 A1 に、メッシュ分割図を図 A3 に示す。地表部から地下深部にかけて、水理特性の異なる 8 つの区分を与えた。区分毎の透水係数と間隙率、分散長を表 A2 に示す。また、モデル 1 を例として各区分の分布を図 A4 に示す。

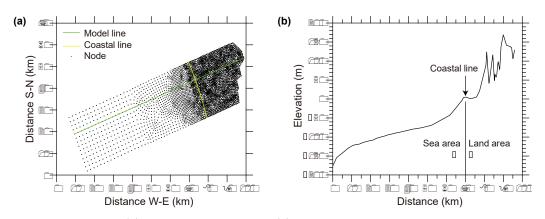


図 A1(a) 解析ライン位置図、(b) 解析ライン上の標高分布

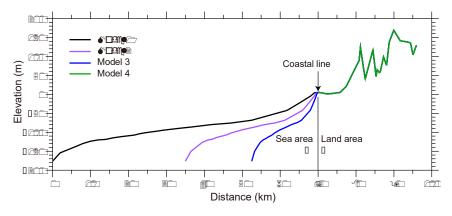


図 A2 モデル 1~4 の標高分布

表 A1 各モデルのメッシュ概要

Model no.	Length (m)	Number of node	Number of element
1	95927	29120	14110
2	60927	27720	13430
3	43427	26600	12886
4	25297	23800	11526

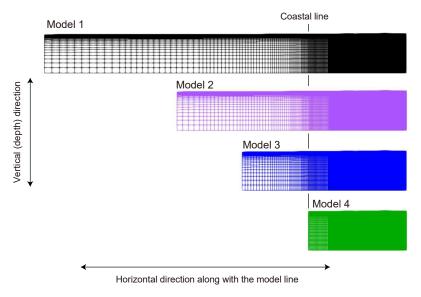
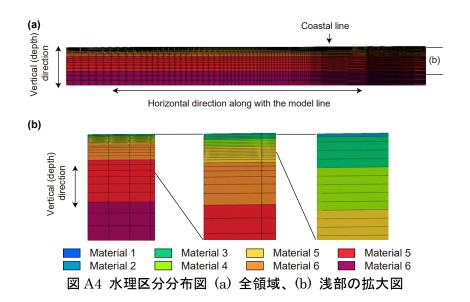


図 A3 各モデルのメッシュ分割

表 A2 水理パラメータ一覧

Material ID	Hydraulic conductivity (m s ⁻¹)	Porosity	Vertical dispersion length (m)	Lateral dispersion length (m)
1	2.0×10^{-5}	0.60	5.0	1.0
2	1.0×10^{-5}	0.60	5.0	1.0
3	5.0×10^{-6}	0.40	5.0	1.0
4	1.0×10^{-6}	0.30	5.0	1.0
5	5.0×10^{-7}	0.30	5.0	1.0
6	1.0×10^{-8}	0.20	5.0	1.0
7	1.0×10^{-10}	0.20	5.0	1.0
8	1.0×10^{-12}	0.05	5.0	1.0



2)解析条件、解析ケース

解析コードには本章と同様に Dtransu3D を用いた。定常地下水流動解析では、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。解析領域上面の海域を標高 0 m の水位固定境界とし、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。涵養量として 0.12 m y^{-1} を与えた。

非定常地下水流動・物質移行解析では海水準と涵養量が 12 万年周期で変化するとし、それぞれ $0\sim-120\,\mathrm{m}$ と $0.05\sim0.01\,\mathrm{m}\,\mathrm{y}^{-1}$ とした(図 A5)。解析領域全体における全水頭を $0\,\mathrm{m}$ として初期水頭を設定した。塩濃度として海水相当の塩濃度を比濃度 1.0 とし、これを解析領域全体における初期値として与えた。解析領域上面の海域を海水準変動に準じた水位固定境界とし、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。海面下のモデル境界部における比濃度は 1.0 とし、涵養される天水の比濃度を 0 とした。解析期間は最大で $480\,\mathrm{ky}$ とした。表 A3 に解析ケースの一覧を示す。

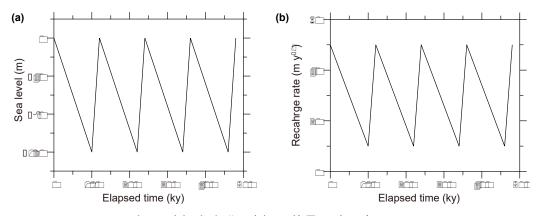


表 A5(a) 海水準と(b) 涵養量の時間変化図

表 A3 ケース一覧

Model no.	Steady state or nonstationary
1	Steady state
1	Nonstationary
2	Steady state
2	Nonstationary
3	Steady state
3	Nonstationary
4	Steady state
4	Nonstationary
	1 1 2 2 3 3

3)解析結果とまとめ

定常地下水流動解析(ケース 1a、2a、3a、4a)の結果として全水頭の分布を図 A6 に示す。これらのケースでは海域の水頭を固定しているが、陸域の全水頭分布は全てのケースにおいてほぼ同じ結果が得られた。一方で、非定常地下水流動解析(ケース 1b、2b、3b、4b)の結果では、解析終了時の 480 ky 時点における全水頭分布にケース毎の違いが見られる(図 A7)。海域領域の大きいモデルほど全水頭が高い傾向を示す。ケース 1b とケース 2b の結果を比較すると、海域においては海域領域の大きいケース 1b の方が高い全水頭を示すが、陸域ではほとんど差が見られないことが分かる。非定常物質移行解析(ケース 1b、2b、3b、4b)の 480 ky 時点の解析結果として、比濃度分布を図 A8 に示す。比濃度分布についても海域領域の大きいモデルほど水平方向への天水の浸透領域が大きくなっていることが分かる。一方で、陸域における比濃度の鉛直分布についてはケース毎に大きな差は見られない。

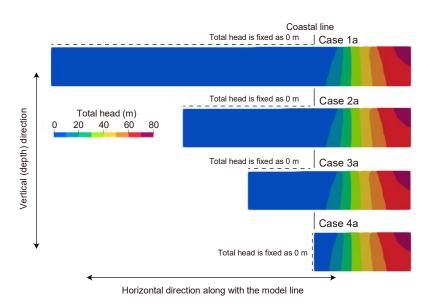


図 A6 解析結果の全水頭分布 (ケース 1a、2a、3a、4a)

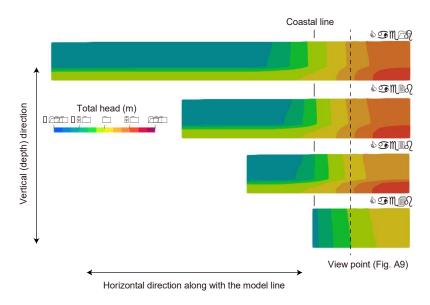


図 A7 解析結果の 480 ky における全水頭分布(ケース 1b、2b、3b、4b)

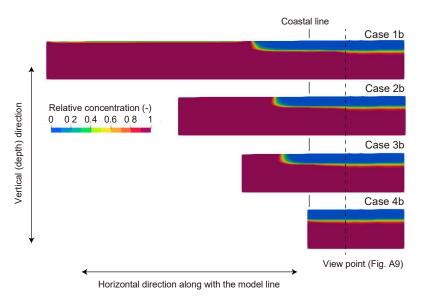


図 A8 解析結果の 480 ky における比濃度分布 (ケース 1b、2b、3b、4b)

非定常解析の陸域における結果を詳しく確認するために、図 A7 および図 A8 に示される着目点(View point)における全水頭および比濃度の鉛直分布を図 A9 に示す。全水頭については全ての深度において次の順に全水頭が高い値を示す:ケース 1b = f ケース 2b > f ケース 3b > f ケース 4b。比濃度については全ての深度においてケース毎の差異は認められない。海域領域についてモデル 2 と JAEA(2016)により構築された解析モデルであるモデル 1 とを比較すると、モデル 2 は海底地形の勾配が大きくなっており海水準変動の影響をより受けやすいモデルと考えられる。しかしながら、上述のように陸域におけるモデル 2 の結果はモデル 1 の結果と有意な違いが見られなかった。このことから、計算量の低減や収束性の問題を避ける観点から JAEA(2016)により構築された解析モデルの代わりに、モデル 2 のように海域領域を 50%に圧縮したモデルを用いることは有効であると考えられる。

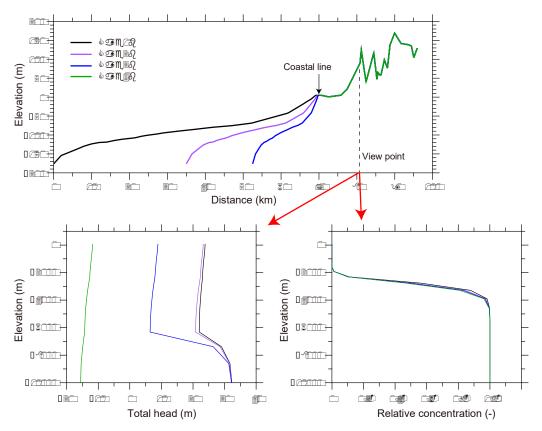


図 A9 モデルライン上 80 km 近傍地点における解析結果の全水頭と比濃度の深度分布(ケース 1b、2b、3b、4b)

参考文献

1) 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.

付録 7

「地下水流動が緩慢である領域の広がり」の評価における評価と調査の間の関係の整理

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)や長期的に安定な水理場・化学環境である領域(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、それぞれの水理・物質移行場に応じた方法論の整備に取り組んできた。移流場を対象とした調査・評価技術の整備では、瑞浪地域を事例として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整備するとともに、地下水年代を考慮した地下水流動・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の整備を進めてきた。一方、拡散場を対象とした調査・評価技術の整備では、幌延地域を事例として、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の三次元分布を、物理探査やボーリング調査といった地上からの調査を組み合わせて推定する手法の整備を進めてきた。併せて、長期的に安定な水理場・化学環境であることを示すためには、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、それに着目した指標の開発を進めてきた。これらの本事業の成果に基づき、地下水流動が緩慢である領域の広がり」を移流場と拡散場の共通の評価項目として、それを評価するための評価から調査の間における解析・評価や調査データなどの関係を示す系統図を作成した。その結果を以下に示す。

00.評価項目

最終的な評価の目的・項目

今回の作業では「**地下水流動が緩慢である領域の広がり**」

01.選択肢·前提

対象とする地質環境の違いや解析・調査の状況に応じた代替手法 などの選択肢や前提の内容を端的に記述

02.サブ評価

最終的な評価項目を導くために前に必要なるサブ評価 あるいは最終評価を別の視点からサポートするサブ評価 サブ評価の内容を端的に記述

03.二次元・三次元データ

数値解析や空間補間のためのデータ分析により得られる 二次元(平面、断面)あるいは三次元(空間)分布データ

04.パラメータ

調査、経験則、関係式、数値解析から得られる値であり、 解析に必要な項目とその値

05.解析・データ分析

数値シミュレーションや現象解析、統計処理・空間補間のための統計分析(地球統計学的手法)などの方法

06-1.経験則、関係式

パラメータなどを得る際の経験則や関係式など

06-2.解釈·判断方法

データセットや複数のパラメータから解析や計算を介さずに パラメータなどを求める際の解釈や判断

07.モデル

一次元~三次元の地質環境モデル、

今回の場合は地質構造モデルや地下水流動・物質移行モデルが主

08.データセット

複数箇所の生データや一次データ等を集めたデータ群、 あるいは、そのデータ群を編集、処理したデータセット

09.調査データ

調査により取得される生データ・一次データ あるいはそれに近いデータ、既存情報からのデータも含む

10.調査手法

調査手法名称とその方法、主な仕様や方法などを記述

11.既存情報

既存情報名称とその種類

図 7 系統図における各ボックスが示す項目の種類 (本文の図 5.3-2)

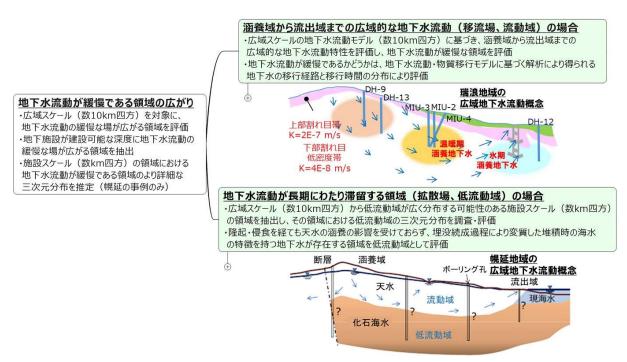


図 8 移流場と拡散場のそれぞれの選択の部分を表す系統図とそれぞれの広域地下水流動概念の イメージ図(本文の図 5.3-4)

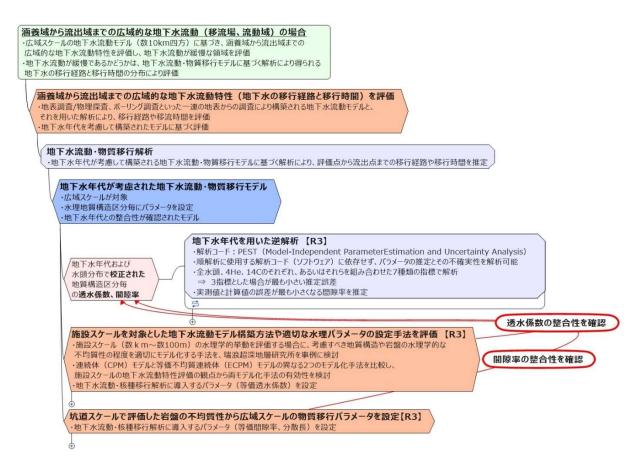


図 9 涵養域から流出域までの広域的な地下水流動(移流場、流動域)の場合のサブ評価の部分

を表す系統図(本文の図 5.3-5)

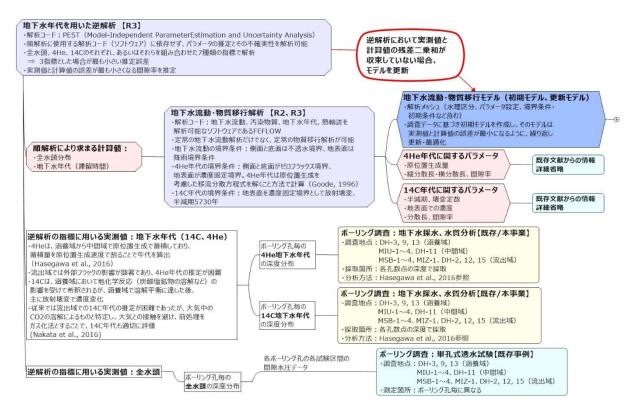


図 10 地下水年代を用いた逆解析の部分を表す系統図 (本文の図 5.3-)

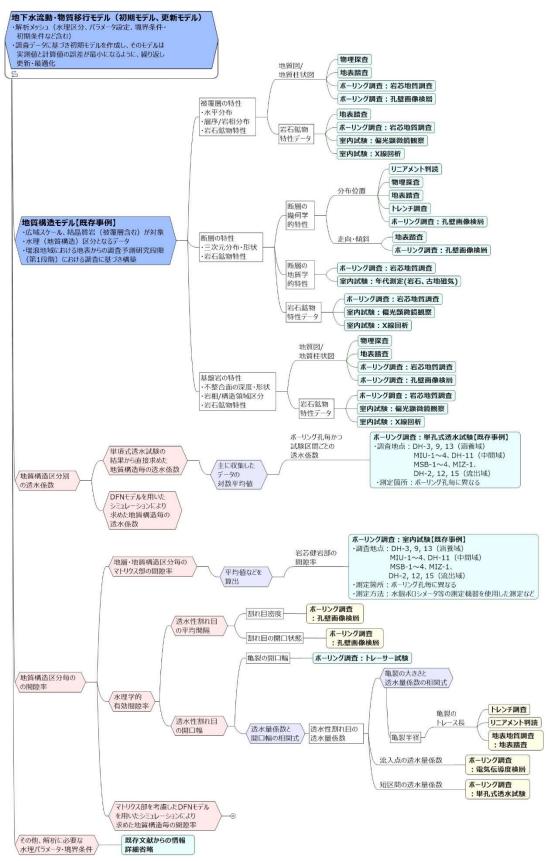


図 11 地下水流動・物質移行モデル構築を表す系統図

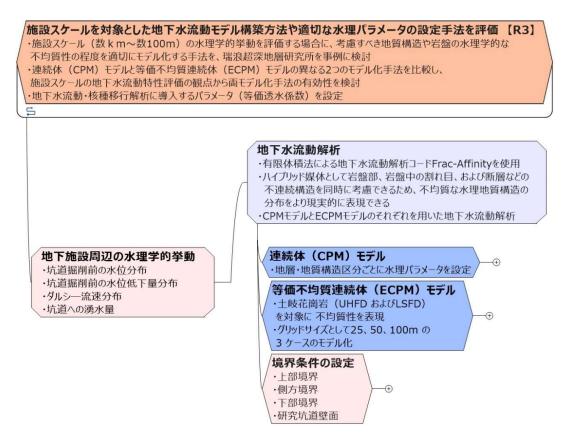


図 12 施設スケールを対象とした地下水流動モデル構築および水理パラメータ設定の部分を表す 系統図(本文の図 5.3-4)

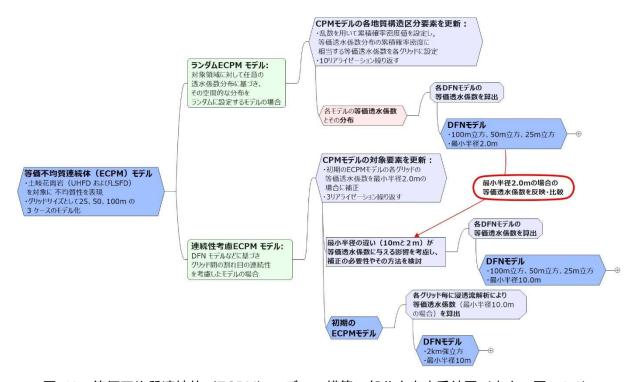


図 13 等価不均質連続体(ECPM) モデルの構築の部分を表す系統図(本文の図 5.3-6)

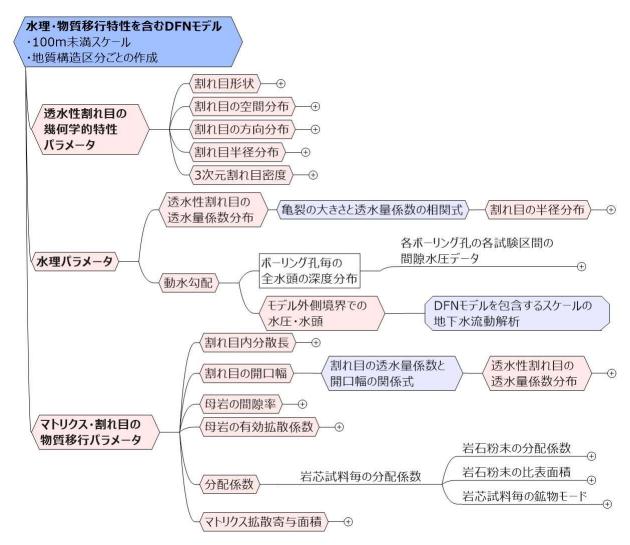


図 14 離散フラクチャーネットワーク (DFN) モデルの構築の部分を表す系統図 (本文の図 5.3-7)

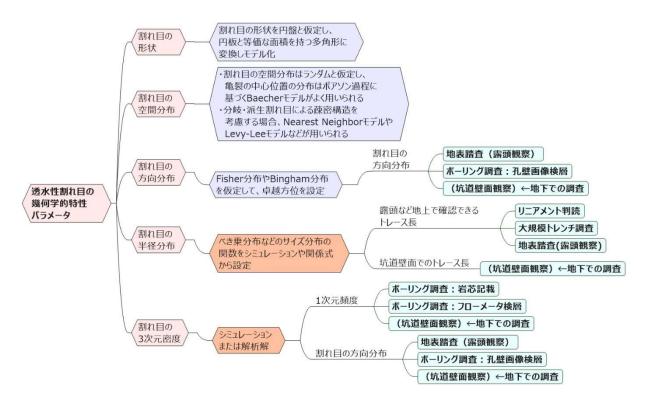


図 15 DFN モデルの透水性割れ目の幾何学的特性パラメータの設定の部分を表す系統図

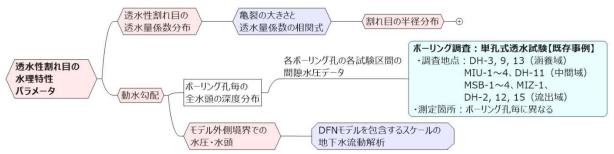


図 16 DFN モデルの透水性割れ目の水理特性パラメータの設定の部分を表す系統図

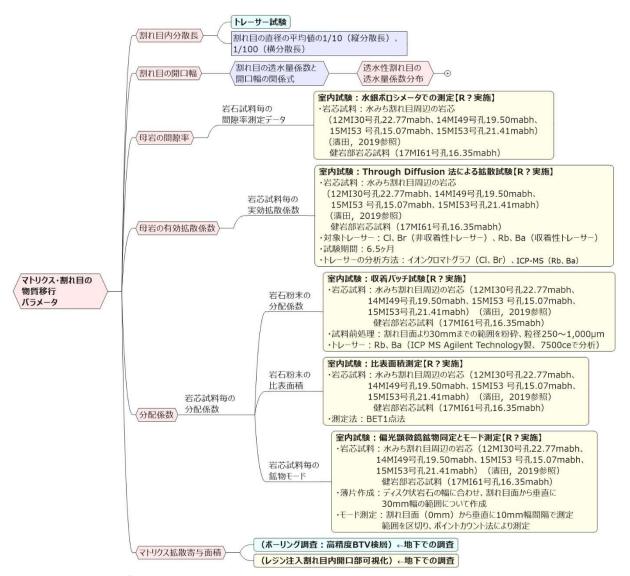
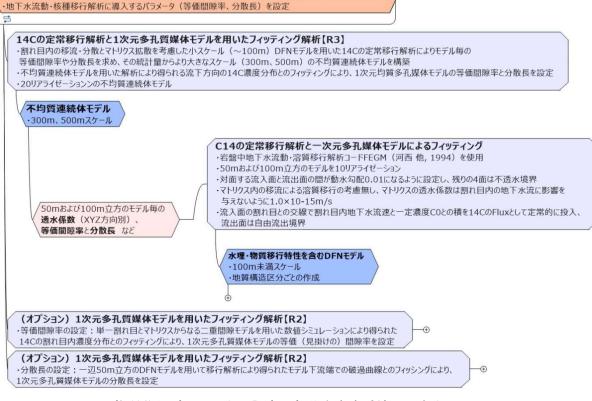


図 17 DFN モデルの透水性割れ目・マトリクスの物質移行特性パラメータの設定の部分を表す 系統図



坑道スケールで評価した岩盤の不均質性から広域スケールの物質移行パラメータを設定【R3】

図 18 物質移行パラメータの設定の部分を表す系統図(本文の図 5.3-10)



地下水流動が長期にわたり滞留する領域(拡散場、低流動域)の場合

・広域スケール(数10km四方)から低流動域が広く分布する可能性のある施設スケール(数km四方)

図 19 地下水流動が長期にわたり滞留する領域(拡散場、低流動域)の場合におけるサブ評価の 部分を表す系統図(本文の図 5.3-6)

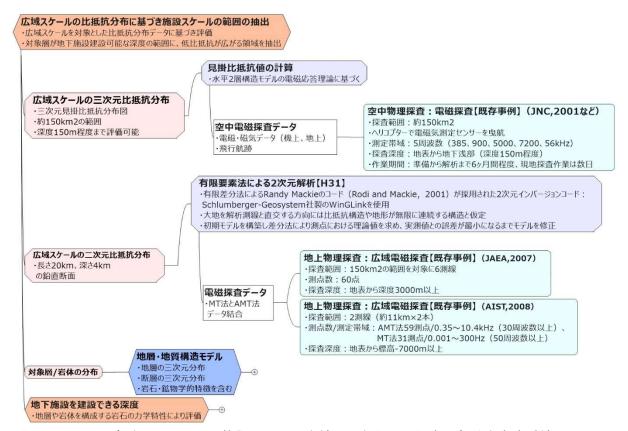


図 20 広域スケールから施設スケールを絞り込むための調査の部分を表す系統図

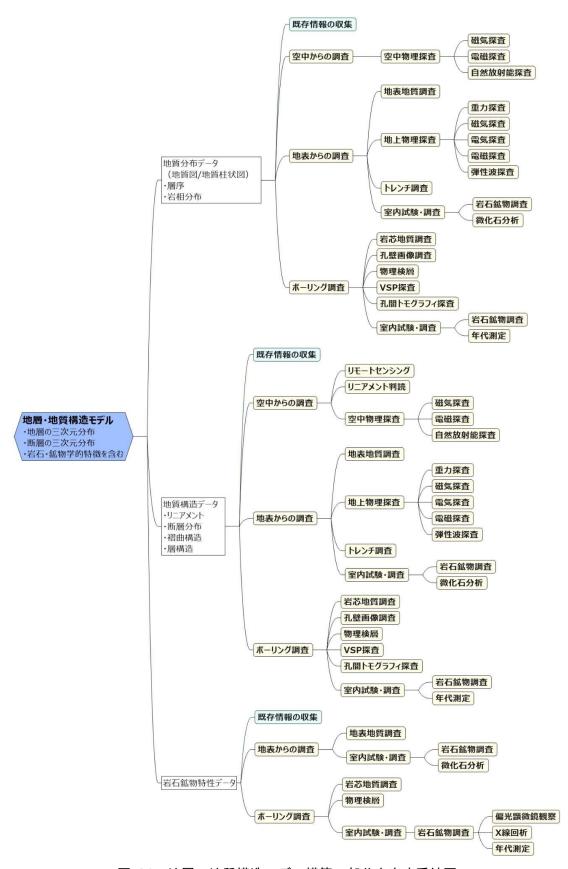


図 21 地層・地質構造モデル構築の部分を表す系統図

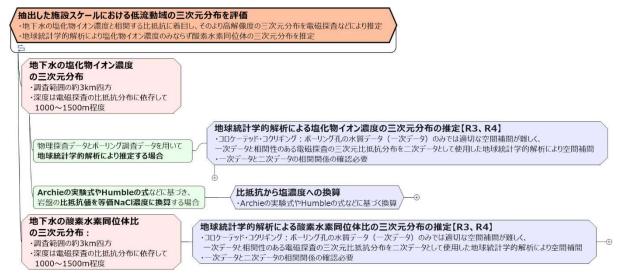


図 22 施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定する調査の部分を表す系統図(本文の 図 5.3-15)

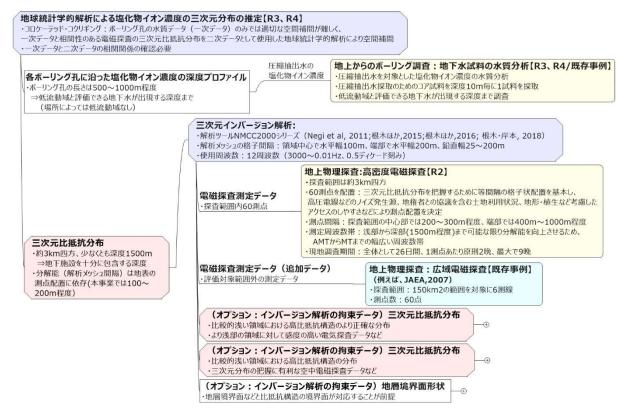


図 23 地球統計学的解析の部分を表す系統図(塩化物イオン濃度の場合)(本文の図 5.3-16)

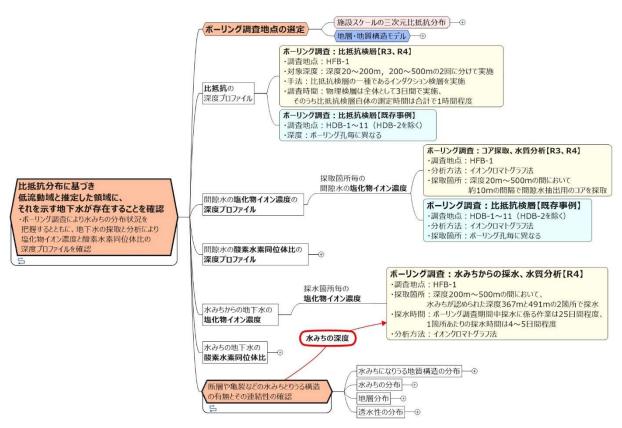


図 24 低流動域の分布を確認するためのボーリング調査の部分を表す系統図 (本文の図 5.3-17)

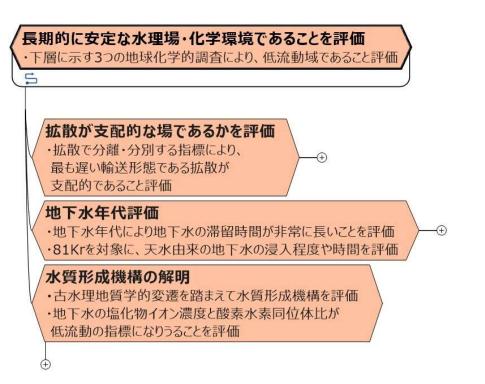


図 25 低流動域の存在を確認するための技術の部分を表す系統図 (本文の図 5.3-25)

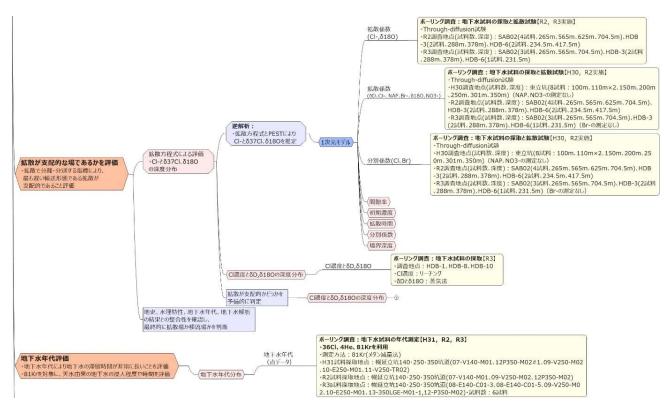


図 26 拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査および ⁸¹Kr を用いた地下水年代測定の部 分を表す系統図(本文の図 5.3-26)

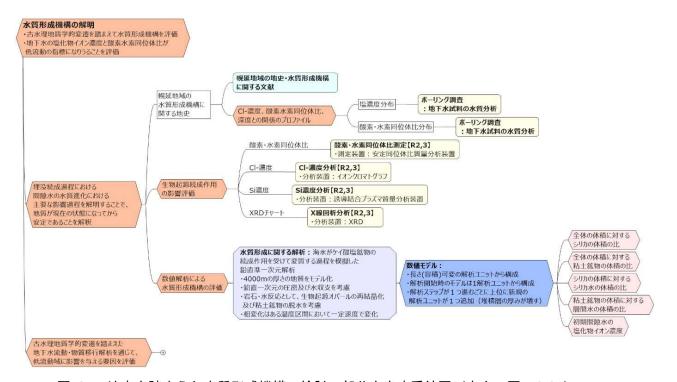


図 27 地史を踏まえた水質形成機構の検討の部分を表す系統図(本文の図 5.3-27)

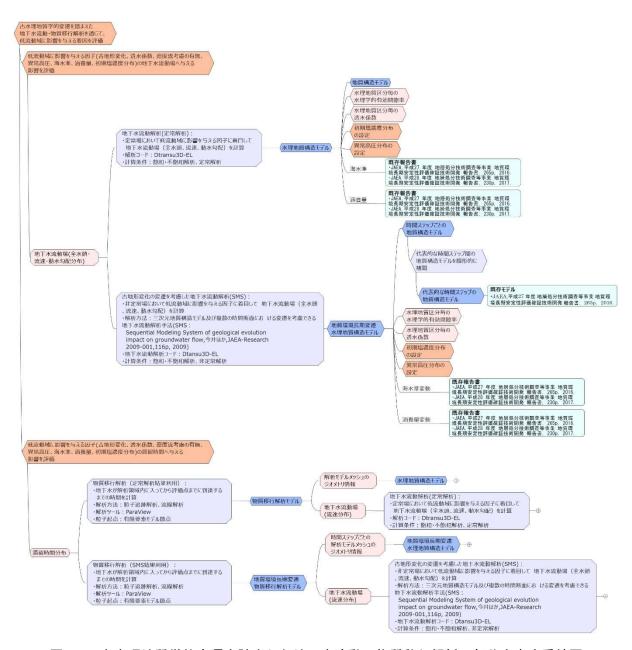


図 28 古水理地質学的変遷を踏まえた地下水流動・物質移行解析の部分を表す系統図

二次利用未承諾リスト

報告書の題名

令和4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)

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
3-9	図3.3-1	概要調査段階における調査手順のイメージ
3-10~11	図3.3-2	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
3-15	図3.4-2	比抵抗分布(A-A´断面)と地質断面図
3-15	図3.4-3	標高 - 275 m水平断面の比抵抗分布
3-17	図3.4-6	HFB-1孔の予測柱状図
3-19	図3.4-7	HFB-1の調査プログラム
3-107	図3.4-79	HFB-1孔のボーリング調査結果一覧
3-109	図3.4-80	HFB-1孔の予測と結果の比較
3-110	図3.4-81	既存孔とHFB-1孔の酸素同位体比の深度プロファイル一覧
3-113	図3.4-82	電磁探査に基づく三次元比抵抗分布から切り出した鉛直断面
3-114	図3.4-83	電磁探査の測点配置と層厚の考慮に用いた地層境界面
3-114	図3.4-84	比抵抗検層と電磁探査に基づく推定結果との比較
3-115	図3.4-85	比抵抗検層と電磁探査に基づく推定結果の結果(層厚の考慮に用いた地層境界面の範囲外)
3-115	図3.4-86	水平プロファイル(99測点)
3-116	図3.4-87	水平プロファイル(114測点、層厚考慮無し)
3-116	図3.4-88	水平プロファイル(30測点、層厚考慮無し)
3-117	図3.4-89	水平プロファイル(30測点、層厚考慮あり)
3-117	図3.4-90	電磁探査で得られた比抵抗分布
3-118	図3.4-91	HFB-1とHDB-5における比抵抗、地下水の塩化物イオン濃度、酸素同位体比の深度プロファイル
3-127	図3.5-3	電磁探査によって得られた三次元比抵抗分布
3-128	図3.5-4	解析用のグリッドに割り当てた電磁探査データ
3-128	図3.5-5	相関分析に使用する電磁探査データとδ180データの対応付け
3-128	図3.5-6	コロケーテッド・コクリギングの一次データ (δ180データ) と二次データ (電磁探査データ) の関係
3-129	図3.5-7	電磁探査データのバリオグラム(全領域)
3-130	図3.5-8	解析対象範囲(準解析領域)における比抵抗毎の分布
3-130	図3.5-9	比抵抗値で区切った領域の電磁探査データのバリオグラム
3-131	図3.5-10	ボーリング調査データ (δ180) のバリオグラムモデル
3-131	図3.5-11	シンプルクリギングにより内挿した三次元比抵抗分布
3-134	表3.5-1	各ボーリング孔におけるシンプルクリギング (SK) とコロケーテッド・コクリギング (CoK) の交差検証の結果
3-134	図3.5-12	ボーリング孔におけるシンプルクリギング (SK) とコロケーテッド・コクリギング (CoK) の交差検証の結果
3-135	図3.5-13	除外したボーリング孔の位置におけるシンプルクリギング (SK) とコロケーテッド・コクリギング (CoK) によるδ180 の推定値と実測値の比較
3-135	図3.5-14	各ボーリング孔におけるシンプルクリギング (SK) とコロケーテッド・コクリギング (CoK) の交差検証により得られた δ 180分布 (標高-281 m 水平断面)
3-138	図3.5-16	各ボーリング孔の位置における電磁探査による比抵抗の深度分布と地質柱状図
3-138	図3.5-17	各ボーリング孔の位置における電磁探査による比抵抗の箱ひげ図
3-140	図3.5-18	各 δ 180のデータサブセットと対応する電磁探査データの相関分布
4-2	図4.1-1	幌延地区における水素酸素同位体比の分布
4-2	図4.1-2	幌延深地層研究センターでのC1濃度分布と拡散場・81Kr年代測定法の概念図
4-7	表4.3-1	幌延のボーリングコアでの拡散係数と分別係数
4-8	図4.3-2	Through-Diffusion試験での濃度と同位体比の変化(HDB-10: 534.20-534.40 m)
4-9	図4.3-3	同位体分別確認試験結果の例(HDB-10: 534.20-534.40 m)
4-12	図4.3-6	調査を実施したボーリング孔の配置

4-13	図4.3-7	HDB-1でのC1とδ37C1の鉛直分布と解析結果
4-14	図4.3-8	HDB-8でのC1とδ37C1の鉛直分布と解析結果
4-15	図4.3-9	HDB-10でのC1とδ37C1の鉛直分布と解析結果
4-15 4-16	図4. 3-9 図4. 3-10	HDB-11でのC1と δ 37C1の解析結果
		HFB-1でのC1と δ 37C1の鉛直方向分布
4-17	図4. 3-11	
4-18	図4. 3-12	HFB-1でのC1と δ 37C1の解析結果
4-21	表4.4-1	北海道幌延地域(研究坑道内)で取得したガスにおける主要な成分の組成
4-21	図4.4-1	メタンの燃焼試験における反応管温度と反応管通過後のメタン濃度
4-22	図4.4-2	二酸化炭素トラップ試験の試験系と二酸化炭素捕捉後のリソライム外観
4-23	図4.4-3	実規模メタン燃焼ー水・二酸化炭素捕捉試験の試験系概念図
4-24	図4.4-4	チタンスポンジの反応管温度とメタン除去率の関係
4-25	図4.4-5	Kr吸着試験の試験系
4-26	表4.4-2	Kr捕捉試験の結果まとめ
4-26	表4.4-3	140・250・350m坑道におけるCl濃度・δ180の比較
4-27	図4.4-6	水上置換法によるガス採取方法の概念図
4-27	表4.4-4	13-350-LGE-M01における処理前後のガスの比較
4-28	図4.4-7	幌延立坑における81Krの分析結果
4-29	表4.4-5	ボーリング孔から取得したガスとメタン減容処理した結果
5-4	図5.3-1	系統図のイメージ
5-5	図5.3-2	系統図における各ボックスが示す項目の種類
5-7	図5.3-3	全体を展開した系統図(イメージ)
5-7	図5.3-4	移流場と拡散場のそれぞれの選択の部分を表す系統図とそれぞれの広域地下水流動概念のイメージ図
5-8	図5.3-5	涵養域から流出域までの広域的な地下水流動(移流場、流動域)の場合のサブ評価の部分を表す系統図
5-9	図5.3-6	地下水流動が長期にわたり滞留する領域(拡散場、低流動域)の場合におけるサブ評価の部分を表す系統図
5-9	図5.4-1	内陸部の移流場を対象とした概要調査の実施手順
5-11	図5.4-2	地下水年代を考慮した地下水解析フローの提案
5-13	図5.4-3	地下水年代を考慮した地下水解析の部分を表す系統図
5-12	表5.4-1	地下水年代を用いた透水係数の推定結果
5-15	図5.4-5	水理パラメータの設定手法の部分を表す系統図
5-16	図5.4-6	等価不均質連続体(ECPM)モデルの構築の部分を表す系統図
5-17	図5. 4-7	離散フラクチャーネットワーク (DFN) モデルの構築の部分を表す系統図
5-20	図5. 4-10	物質移行パラメータの設定の部分を表す系統図
5-29~31	図5. 4-14	施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定するための調査のフロー
5-32	図5. 4-15	施設スケールを対象に低流動域の三次元分布を推定する調査の部分を表す系統図
5-32	図5. 4-16	地球統計学的解析の部分を表す系統図(塩化物イオン濃度の場合)
5-33	図5. 4-17	低流動域の分布を確認するためのボーリング調査の部分を表す系統図
5-34	図5. 4-18	拡散場の評価フロー
5-36	図5. 4-21	SAB-2孔での評価結果
5-38	図5. 4-22	Krの地下水からの採取および81Kr分析までのフロー
5-39	図5. 4-23	幌延立坑における81Krの分析結果
5-41	図5. 4-25	低流動域の存在を確認するための技術の部分を表す系統図
5-42	図5. 4-26	拡散で分離・分別する指標を用いた拡散場調査および81Krを用いた地下水年代測定の部分を表す系統図
5-42	図5. 4-27	地史を踏まえた水質形成機構の検討の部分を表す系統図
5-46	表5.5-1	移流場と拡散場の調査仕様の共通点と相違点
5-50	図5.5-1	拡散場の存在を途中から認識する場合の調査の進め方のイメージ
5-50 5-51	表5.5-2	拡散場の存在を途中から認識する場合における調査の概要
5-51 5-51		拡散場の存在を途中から認識する場合の調査・評価フロー
	図5.5-2	拡散場の存在を途中から認識する場合の調査工程のイメージ
5-52	図5.5−3	14.以物い付住と述中がり祕畝90物百り調宜工住り1メーン