

---

平成31年度原子力規制庁委託成果報告書

廃棄物埋設における自然事象等を考慮した  
地盤の性能評価に関する研究

---

---

国立研究開発法人 産業技術総合研究所  
令和2年3月

---



本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果を取りまとめたものです。

本報告書に関する問合せは、原子力規制庁までお願いします。

## 目 次

【成果の概要】	[1]
1. 自然事象等を考慮した評価対象地盤の性能評価に係る科学的・技術的知見の取得	1-1
1.1 隆起・沈降及び侵食評価手法に関する科学的・技術的知見の取得	1-1
1.1.1 隆起・沈降等の地質変動事象の総合的な検討	1-1
1.1.1.1 上北平野～下北半島東部の地形・地質構造発達史の検討	1-1
1.1.1.2 微小地震解析に基づく上北平野～下北半島東部の応力場の検討	1-6
1.1.1.3 海成段丘に基づく上北平野～下北半島東部の隆起活動評価	1-12
1.1.1.4 海成・河成段丘に基づく上北平野～下北半島東部の隆起活動等の総合的な検討	1-36
1.1.2 沿岸域における河川の下刻・側刻に伴う侵食過程の予察的検討	1-39
1.1.2.1 河川の下刻・側刻に伴う河川地形・縦断面形の変化と下刻深度に関する知見の整理	1-39
1.1.2.2 完新世堆積物の削剥耐性と下刻に必要な期間の検討	1-41
1.1.2.3 現存する埋没谷・海底谷等の流路位置に関する検討	1-43
1.1.2.4 完新世堆積物の削剥が地下水流動に与える影響についての検討	1-46
1.2 断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得	1-48
1.2.1 断層の力学・水理特性の評価手法に関する検討	1-48
1.2.1.1 断層コア・プロセスゾーンが地下水流動に与える影響	1-48
1.2.1.2 クラック情報に基づくクラックテンソル・透水テンソルの推定	1-59
1.2.1.3 断層活動に伴う応力・Dilation Tendency・地下水流動特性の変化	1-71
1.2.2 岩盤中の弱面すべりに関する検討	1-76
1.2.2.1 弱面すべりの評価手法に関する実験的検討	1-76
1.2.2.2 せん断面（すべり面）に作用する間隙水圧の影響に関する実験的検討	1-77
1.2.2.3 せん断面（すべり面）に作用する上載荷重の影響に関する実験的検討	1-91
1.2.2.4 まとめと今後の課題	1-104
1.2.3 物理探査・ボーリング調査等に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法の検討	1-107
1.2.3.1 地表からの調査段階における物理探査・層序ボーリング調査等に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法の検討	1-107
1.2.3.2 地下坑道調査段階における物理探査等に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法の検討	1-116
2. 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得	2-1
2.1 広域地下水流動の評価に関する科学的・技術的知見の取得	2-1
2.1.1 広域及びニアフィールドにおける地下水流動評価のための技術的指標の抽出	2-1
2.1.1.1 性能評価における評価すべき空間スケールの考え方の整理	2-2
2.1.1.2 空間スケールに応じた地下水流動モデルの構築手順	2-4
2.1.1.3 地質状況及び空間スケールにおける技術的指標の抽出と適用性、適用限界の検討	2-8
2.1.2 ボーリング調査による既存地下水流動モデルとの比較・検証	2-13
2.1.2.1 既存孔井・地表水等の現地調査による、地下水流動概念モデルの精緻化	2-13
2.1.2.2 ボーリング掘削調査による原位置データの取得	2-28
2.1.2.3 概念モデルの検証およびモデルの定量化に向けた検討（予察）	2-66

2.2	物理探査等に基づく広域地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得	2-75
2.2.1	対象スケールに応じた物理探査手法の目的及び適用範囲に関するとりまとめ	2-75
2.2.2	広域地下水流動評価における各種調査手法の適用性に関する調査	2-80
2.2.3	物理探査手法の地下水流動モデルへの適用に関するまとめ	2-87
3.	地質及び水理環境モニタリングの手法，計画等の妥当性に関する科学的・技術的知見の取得	3-1
3.1	適切なモニタリング計画を設定するための関連事項に関する知見の整理	3-1
3.1.1	モニタリング研究の成果の収集	3-1
3.1.1.1	IAEA	3-1
3.1.1.2	MODERN2020	3-4
3.1.1.3	ユッカマウンテン	3-8
3.1.1.4	オルキルト	3-12
3.1.1.5	フォルスマルク	3-27
3.1.1.6	ビュール	3-39
3.1.1.7	石油地下備蓄基地及び石油ガス地下備蓄基地（日本）	3-45
3.1.1.8	まとめ	3-46
3.1.2	沿岸域堆積岩地域を対象としたモニタリング項目の選定	3-52
3.2	掘削制限範囲設定のための知見の整理	3-58
3.2.1	シミュレーションによる掘削影響領域の評価	3-58
3.2.2	広域モデルの構築	3-58
3.2.3	サイト周辺モデルによる評価	3-60
3.2.4	まとめ	3-66
4.	岩盤掘削等による力学特性・水理学特性の評価	4-1
4.1	既往力学構成モデルの抽出及び適用性整理	4-1
4.2	応力開放を想定した水理・力学特性変動評価の室内実験	4-5
4.2.1	岩石試料	4-5
4.2.2	試験装置概要	4-7
4.2.3	角柱岩石の応力開放試験	4-8
4.2.3.1	岩石試料及びアタッチメント	4-8
4.2.3.2	実験手法	4-9
4.2.3.3	実験結果	4-11
4.2.3.4	試験機の制御に関する課題	4-14
4.3	力学・水理学特性モデル化のための課題の抽出	4-14
4.4	まとめ	4-17
5.	研究に必要な国内外の情報収集	5-1
5.1	国際学会等情報収集	5-1
5.2	国内学会等情報収集	5-3
6.	検討委員会の開催	6-1

## 【成果の概要】

### 1. 自然事象等を考慮した評価対象地盤の性能評価に係る科学的・技術的知見の取得

#### 【仕様書記載内容】

中深度処分においては、侵食による深度の減少を考慮しても、廃棄物埋設地について少なくとも10万年間にわたって一定の深度を確保することが求められている。

そこで、本事業では自然事象等による評価対象地盤の評価手法を整理し、中深度処分に適用可能性が高い性能評価法の抽出を行い、現状における適用性の課題の整理を行うものであり、以下の項目について実施する。

なお、性能評価には、評価対象地盤における地下水流動及び核種移行について影響を及ぼす力学特性及び水理学特性の評価に加え、その確からしさ及び特性値設定の妥当性に関する知見の整理も含まれる。

#### (1) 隆起・沈降及び侵食評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

原子力規制庁では、過年度において、中深度処分の評価対象とする期間及び評価対象とする地域を考慮した隆起・沈降及び侵食を評価する手法に関して、それぞれ独立の事象であることを踏まえて、課題の抽出、適用条件等の整理を行ってきた。今年度は、これまでに検討してきた隆起・沈降及び侵食の性能評価手法の組合せによる評価精度の向上について検討し、深度を確保する上での性能評価手法の技術的妥当性について整理する。

#### (2) 断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

中深度処分の評価対象とする期間における断層、地すべり及び層理面（以下「断層等」という。）の滑動による地盤の損傷、水理学特性の低下等に関する評価手法の科学的・技術的知見を取得する。なお、断層等の滑動による地盤の力学的・水理学的性能評価については、岩盤力学による偏差テンソル等による評価法により行うものとする。また、地質構造の評価では、物理探査、ボーリング等による地質断面の両手法により断層等の認定が行われることからこれらの評価手法と岩盤損傷との関連性について科学的・技術的知見を取得する。

### 1.1 隆起・沈降及び侵食評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

#### 1.1.1 隆起・沈降等の地質変動事象の総合的な検討

##### 【実施内容】

隆起活動の空間スケールを検討してきた上北平野～下北半島東部を対象に、地形・地質構造発達史を整理し、隆起・沈降活動等の年代的な変遷とその空間的スケールについて総合的な検討を行う。上北平野～下北半島東部にかけては、南北性と東西性の時代の異なる構造運動が認められ、現在を含めた地域応力場の変遷についても検討を行う。

平成31年度は、以下について検討を進める。

- 上北平野～下北半島東部の地形・地質構造発達史の検討
- 微小地震解析に基づく上北平野～下北半島東部の応力場の検討
- 海成段丘を用いた上北平野～下北半島東部中央部までの隆起活動評価
- 河成堆積物を用いた上北平野～下北半島東部の隆起活動の予察的検討

##### 【成果】

#### 1.1.1.1 上北平野～下北半島東部の地形・地質構造発達史の検討

##### 古第三紀から現在にかけての地質構造発達史と応力場の変遷

日本弧は、古第三紀までユーラシア大陸の一部であったが、新第三紀にユーラシア大陸から分離され、大陸と日本弧の間に日本海が形成された。東北日本弧の広域応力場の時代的変遷は大まかに以下の4つの期間に分けられる（Yoshida *et al.*, 2014；図 1.1.1.1-1）。

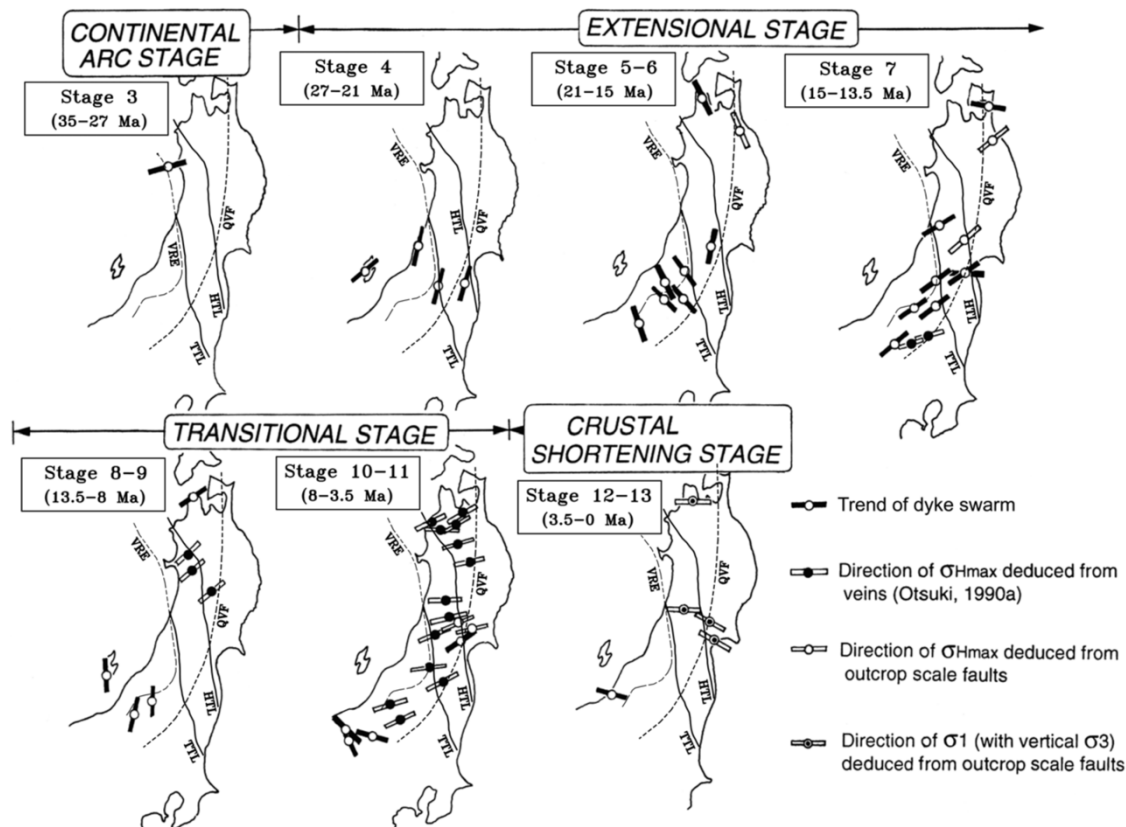


図 1.1.1.1-1 35 Ma 以降の東北日本弧の地域応力場 (Yoshida *et al.*, 2014).

I. 陸弧期 (35-27 Ma) 東北日本弧はユーラシア大陸の東縁に位置していた。この時期に東北日本弧の応力場は中立的な応力場から正断層型の応力場に変化し、穏やかなリフト活動が起こり始めた。

II. 伸張期 (27-13.5 Ma) 前期 (Stage 4) は、NNE-NE 方向の最大水平圧縮 ( $\sigma_{Hmax}$ ) 応力場のもと、穏やかなリフト活動が続いていた。中期 (Stage 5~6) には、日本海形成に伴うリフト活動が活発になり、16.4-15.1 Ma から 14 Ma の間に東北日本弧は約 45°の反時計回り運動をし、ユーラシア大陸から分離した。日本海の拡大は 15 Ma 頃に終了し、後期 (Stage 7) の応力場は NE-SW 方向の引張方向を持つ正断層型に変化した。東北日本弧は全体として沈降し海面下に没した。

III. 遷移期 (13.5-3.5 Ma) 前期 (Stage 8~9) の東北日本弧は、ほぼ海面下に存在していた。Stage 8 では中立的な応力場であったが、Stage 9 では  $\sigma_{Hmax}$  が NE 方向の弱い逆断層型の応力場に変化した。後期 (Stage 10~11) の  $\sigma_{Hmax}$  は ENE 方向の逆断層型の応力場に変化し、隆起・陸化が進んだ。

IV. 地殻短縮期 (3.5-0 Ma) 太平洋プレートの西進運動が活発化し、 $\sigma_{Hmax}$  が概ね東西方向の E-W 圧縮型の応力場に変化した。この応力場の変化に伴い、II.伸張期に形成された正断層が逆断層として再活動するようになった。逆断層の活動場は、0.1~1 万年スケールで日本海側から火山フロント側へ移動している可能性が指摘されている。

#### 第四紀の地形・地質構造発達史

下北半島東部では、第四系火山噴出物が新第三系を覆っている。吹越山地は主に背斜構造を示す新第三系の泊層(火山岩類)からなり、尻屋崎には中生界の付加体である尻屋層が分布する。田名部低地は厚い第四系により埋積されている。上北平野には数段の海成段丘面が発達し、その

基盤として野辺地層が段丘崖に露出する。

下北半島東部～上北平野は 2.5 Ma 頃までは海底下に存在していたが、太平洋プレートからの圧縮を受け、1.7-0.7 Ma 頃に海面よりも上側に隆起し、現在に至っている。この地域に分布する浜田層（海成層）に含まれる化石群等から推定される古水深・環境、年代等の情報に注目すると、約 1.2 Ma から現在の隆起場になった可能性がある（図 1.1.1.1-2）。

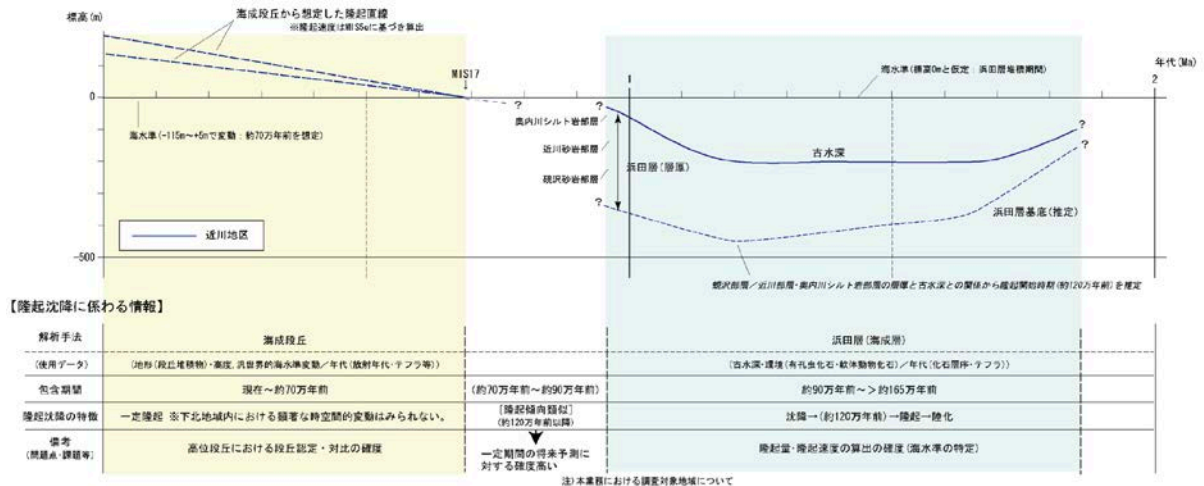


図 1.1.1.1-2 下北地域の第四紀における隆起沈降傾向（産業技術総合研究所, 2013）。

### 今後の課題

- ・東北日本弧のテクトニクスに関しては、層序学、岩石学、構造地質学、古地磁気学などの関連分野間での知見の整合性の検討が必要である。
- ・データ精度の向上やデータ数増加により過去の研究の見直しも必要になっている
- ・断層運動を含む隆起・沈降の評価においては、応力場の変遷のみならず、時間スケールを踏まえての広域テクトニクスおよび地史の評価を行う必要がある。対象地域の大構造を様々なスケールで把握する手法の整理（重力異常の急変帯の意味付け等）が重要となる。

### 1.1.1.2 微小地震解析に基づく上北平野～下北半島東部の応力場の検討

#### 上北平野～下北半島東部周辺の地震活動の特徴

上北平野～下北半島東部を含む東北地方の太平洋沿岸は地震活動が概ね低調である。マグニチュード 3 以上の地震のメカニズム解から求められた応力分布は、大局的に東西方向の  $\sigma_1$  軸をもつ逆断層型であるが、北海道太平洋沿岸においては、東～西方向の  $\sigma_1$  軸かつ南～北方向の  $\sigma_3$  軸をもつ横ずれ断層型となっている。

#### 小・微小地震の発震機構解に基づく応力場の推定

上北平野～下北半島東部で 2002/06/03～2017/12/31 の期間に発生したマグニチュード 2.0 以上の地震（257 イベント）について、Hi-net のイベント波形データを用いた解析を行った。地震波形データを win-地震波形検出支援プログラムを用いて、P 波初動極性を読み取り、発震機構解解析用ソフトウェア pick2mec を用いて、発震機構解を決定し、以下の条件を全て満たす 58 イベントを信頼度の高い解として採用した（図 1.1.1.2-1）。

- ・観測点 10 以上、スコア値 0.9 以上、解の数 10 以下、Kagan 角の最大値 35°以下

図 1.1.1.2-1 の領域の応力場が一定であると仮定した場合、応力インバージョンから推定される対象領域全体の応力場は  $\sigma_{Hmax}$  が NE-SW 方向の逆断層型となった（図 1.1.1.2-2）。

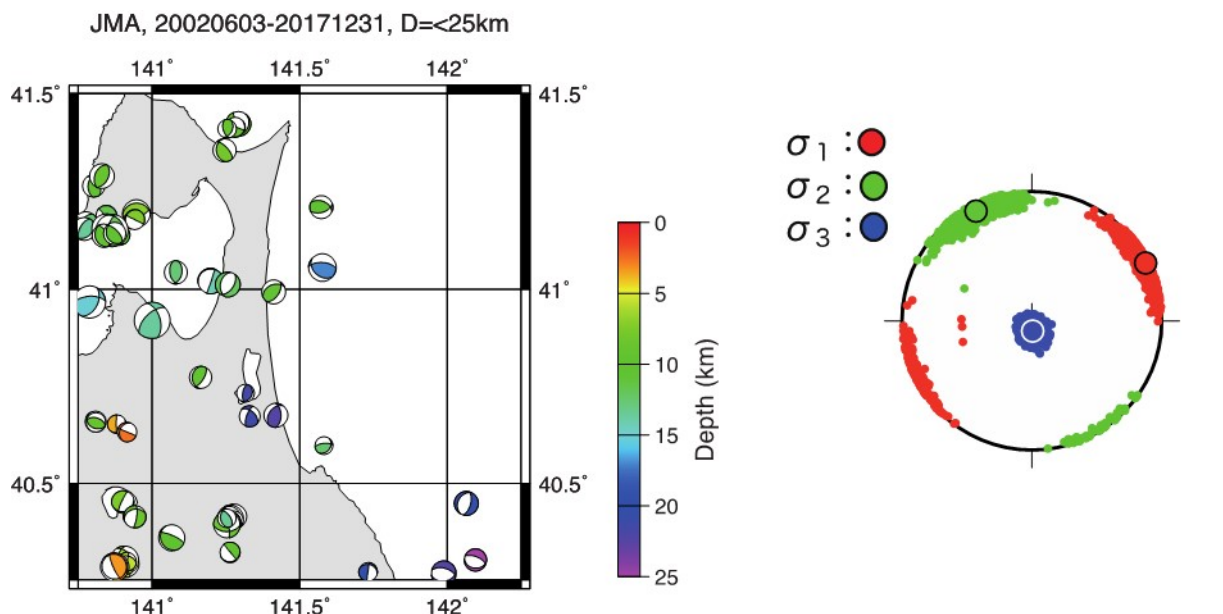


図 1.1.1.2-1 決定した発震機構解の分布.  
色は発生深度を表す.

1.1.1.2-2 推定された地域応力場.

東北日本では、2011年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の前後で応力場が変化したことが報告されており、同様の変化が認められるかを確認するため発震機構解の時間的変化について検討した結果、東北地方太平洋沖地震前は N-S 圧縮の逆断層型であるのに対し、東北地方太平洋沖地震発生後は NE-SW 圧縮の逆断層型であり、東北日本の他地域と同様に 2011 年東北地方太平洋沖地震により応力場が変化していた (図 1.1.1.2-3)。

上述したように、東北地方の応力分布は大局的には  $\sigma_1$  軸が E-W 方向の逆断層型であるが、検討対象である上北平野～下北半島東部を含む青森県については、2011 年東北地方太平洋沖地震前の応力分布 (Yoshida et al., 2012, 2019) は、 $\sigma_1$  軸が NW 方向に回転した NW-SE 方向の逆断層型である。今回の解析結果は、 $\sigma_1$  軸がより回転し NNE-SSW 方向を示す逆断層になっているが、全体的な傾向としてはそれほど違和感はないものとなっている。

一方、2011 年東北地方太平洋沖地震後の応力分布は、東北地方の中部～北部では  $\sigma_1$  軸が ENE-WSW 方向の逆断層型となっており (Yoshida et al., 2012, 2019)、今回の解析結果はそれとほぼ整合的である。

### 今後の課題

- ・応力場の解析の前提として「解析を行う領域・期間内で応力場が一定である」必要があるが、その前提が成立しているかの検討。具体的には、解析対象である上北平野～下北半島東部に対して、西部の脊梁山地や南側の北上山地を同一の応力場が支配する領域と考えてよいかという解析領域の設定の妥当性を検証する必要がある。
- ・下北半島－津軽半島－北海道南西部に配置されている高密度の微小地震観測網 (AS-net) のデータを使用した詳細解析の検討
- ・上北平野～下北半島東部とその周辺部について、どの範囲までの応力場が一定であり、同一の応力場として将来予測が可能であるかの検討



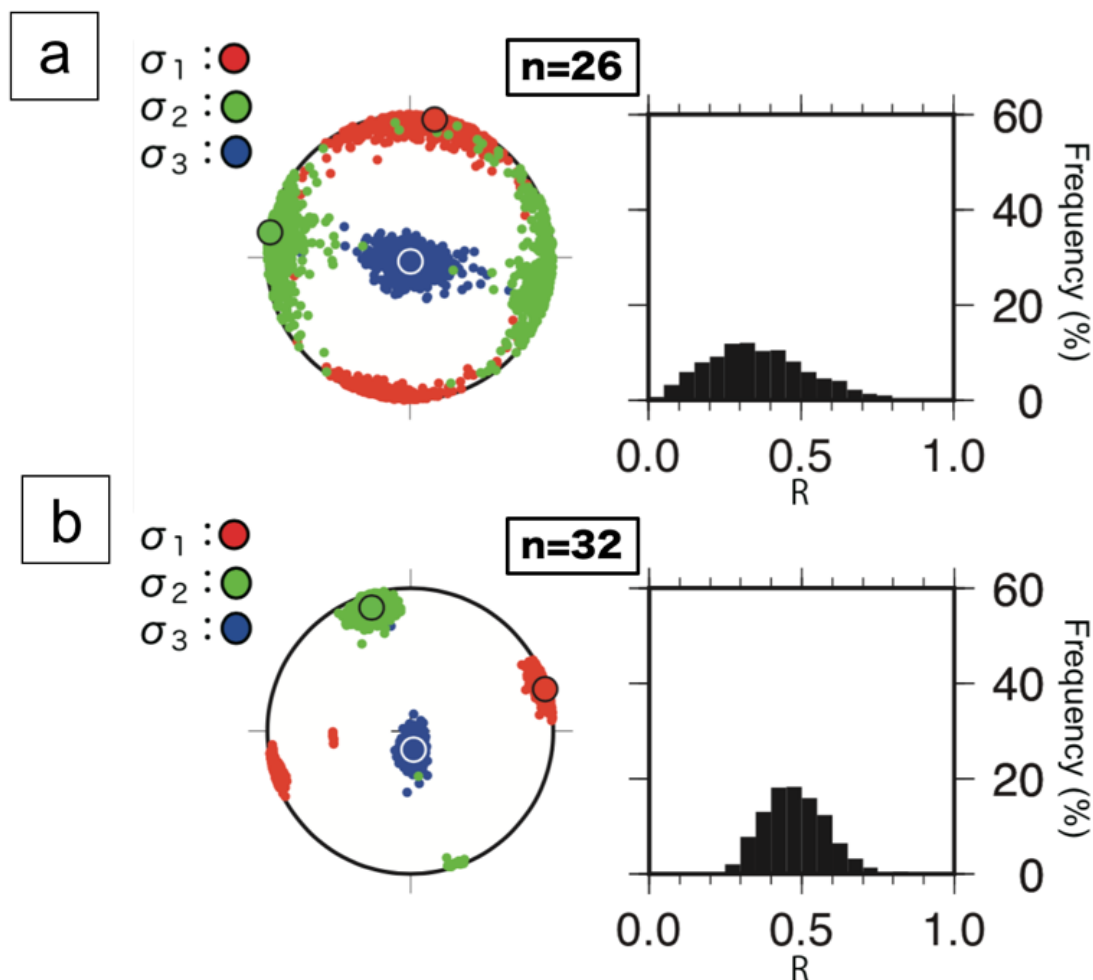


図 1.1.1.2-3 (a)東北地方太平洋沖地震前の応力場, (b) 東北地方太平洋沖地震後の応力場.  
Nは解析されたイベント数を示す.

### 1.1.1.3 海成段丘に基づく上北平野～下北半島東部の隆起活動評価

#### 海成段丘調査の概要

平成 31 年度は、過年度に調査を行った上北平野から下北半島南部地域に加えて、下北半島中部から北部地域へ調査範囲を広げ、東通村の MIS5e に対比される下田代露頭、陸奥湾沿いの MIS5e に対比される有畑露頭の二つの露頭において、堆積相にもとづく過去の海面指標の認定と、光ルミネッセンス年代測定を行った。

過年度に調査した露頭のうち、MIS7 よりも古い天狗岱面、七百面、高位面からのいくつかの試料に関しては、検量線の長さによって補正年代が変わるかを検証するためにルミネッセンス年代測定を再び行った。

#### ルミネッセンス年代測定に関する検討

##### 1) ルミネッセンス年代の過大評価の要因①

東通村下田代露頭は、海成段丘の形成年代として最も適当な年代が得られる試料である後浜・前浜堆積物の補正年代が  $158 \pm 13\text{ka}$ 、 $144 \pm 11\text{ka}$  と、MIS5e の年代とほぼ調和的な年代が得られたものの、年代値が少し古く見積もられている。この程度の年代の過大評価は過年度に調査した MIS5e の露頭の年代でも見られ、また MIS7 と MIS9 の年代も同様に古く見積もられている。補正年代の既知年代に対する過大評価の程度は 10~20ka 程度であることから、残存線量の見積もりに問題がある可能性がある。

試料の補正に用いた残存線量は、上北平野の海浜試料（蓄積線量  $17.3\pm 1.0\text{Gy}$ ）を 800 時間人工太陽で露光した後の値（ $3.9\pm 0.2\text{Gy}$ ）を用いている。先行研究や過年度の報告書では、露光による信号の減少が落ち着く 800 時間経過後の残存線量を、試料の堆積前の残存線量と仮定して補正年代の算出に用いたが、適当な残存線量は人工太陽による露光前の  $15\sim 20\text{Gy}$  程度もしくはそれ以上である可能性がある。前浜・後浜堆積物は、堆積前に十分に露光し、信号が十分に減少し尽くした後に堆積していると想定していたが、日中の太陽光の一番強い時間帯を模している人工太陽による露光は天然環境よりも過剰に信号を減少させている可能性がある。

## 2) ルミネッセンス年代の過大評価の要因②

MIS7 相当と評価されている乙供露頭、MIS11 相当と評価されている大撫沢露頭の補正年代は、1) に比べ大きく過大評価されている。これは上述した残存線量の問題に加えて、蓄積線量もしくは段丘区分に問題がある可能性がある。乙供露頭に関しては、未補正・補正年代が MIS11 に近いことから従来の段丘編年に問題がある可能性がある。また、過年度の調査で、本露頭では上部外浜堆積物を大きく削り込むように河成堆積物が覆っていることが判明しており、段丘編年に用いた段丘面高度が適当ではなかった可能性もある。大撫沢露頭については、蓄積線量が大きく、それに伴い誤差も大きいことから、年代の正確な議論は現状では難しい。

## 3) ルミネッセンス年代測定値の適用性

課題で用いた補正方法に基づくルミネッセンス補正年代は、残存線量等の見積もりの正確さに課題があるものの、現在から MIS9 までの海成段丘の段丘区分ができる程度の精度を持った年代を算出できると判断される。

### 隆起速度に関する検討

ルミネッセンス年代から見積もった段丘区分、相対的海水準、各露頭における海成層の上限高度の 3 点から本課題で調査した二つの露頭の隆起量を見積もる。

**下田代露頭** 海成層の上限高度は、後浜堆積物の上限+34m である。隆起量は、MIS5e の相対的海水準である+6.3m を減じて、27.7m と算出された。隆起速度は  $0.23\text{m/ky}$  と計算される。

**有畑露頭** 海成層の上限高度は、露頭の最上位にある礫浜堆積物の上限+11m である。海成段丘の形成年代が MIS5e 以後であるとはかわからないため、MIS5e もしくは MIS5c であると仮定して、隆起量を算出した。隆起量は、MIS5e と MIS5c の相対的海水準である+6.3m および -20.9m を減じて、4.7m もしくは 31.9m と算出された。隆起速度は、 $0.04\text{m/ky}$  もしくは  $0.33\text{m/ky}$  となる。過年度調査を行った上北平野～下北半島の六ヶ所村までの範囲では、高海水準期の中でも海面低下期に形成されたと考えられる木明露頭と尾駁露頭を除き、隆起速度は  $0.10\sim 0.20\text{m/ky}$  であり、MIS5e と仮定した場合の  $0.04\text{m/ky}$  という隆起速度は極めて小さい値である。

### 隆起速度の信頼度の評価

隆起量は、「過去の海面指標の現在の標高」と「現在の海面高度」との差から求めるが、現在の海面は高海水準期の中でも最も海水準が高い位置であることを考えると、過去の海面指標に関しても最も海水準が高かった時期を示す旧汀線アングル近傍で形成されたものであることが望ましい。そこで、隆起量評価手法の信頼度評価として 5 段階の指標を作成し、これまでの調査露頭で得られた結果を記した（表 1.1.1.3-1）。

**信頼度 I** 最も信頼度が高い信頼度 I は、高海水準期の旧汀線アングル近傍で採取されたボーリングコアの観察や同地域での露頭観察を行う際に、堆積相解析で認定された前浜・後浜堆積物の高度から隆起量を算出する場合である。海岸線に直交する方向に複数本のコア試料を採取することで、旧汀線アングルの位置を詳細に調べることができる（例えば、Matsu'ura *et al.*, 2014）。本課題や過年度の課題においてはこのような手法の重要性は認識しつつも、何本もの

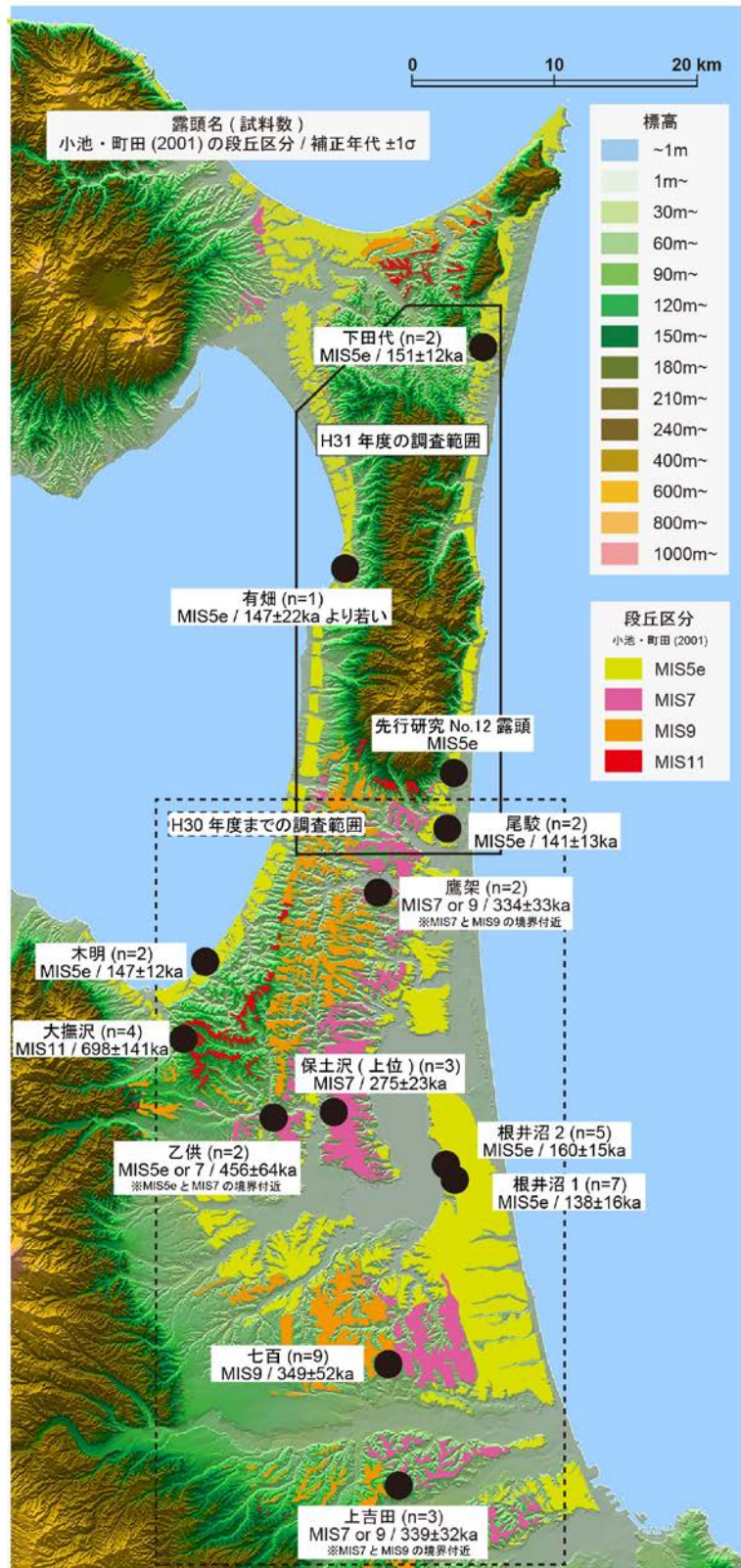


図 1.1.1.3-1 青森県上北平野における H30 までと本課題の調査範囲。

標高, 段丘区分は, それぞれ国土地理院の 10m メッシュの数値標高モデルと小池・町田(2001)に基づく。露頭名の下に書かれた区分は露頭ごとの段丘区分に相当し, 年代値は補正済みの pIRIR<sub>200/290</sub> 年代を示す。H30 年度までの調査範囲の補正年代は, 産業技術総合研究所 (2019)の各試料の蓄積線量・検量線のデータと今年度再計算した海成層試料の全 276disc の  $\rho'$ の平均値(0.68 $\pm$ 0.09) $\times 10^{-6}$  に基づく。

ボーリングコアを掘削しなくてはならない点もあり行ってはいない。信頼度Ⅰと信頼度Ⅱ・Ⅲ・Ⅳの違いは、旧汀線からの距離、地形面の勾配、堆積相解析の有無による違いも含まれるため、本課題ならびに過年度の課題においてもポイントとなっている。

**信頼度Ⅱ&Ⅲ** 地形判読を行うことでおおむね旧汀線アングル近傍の位置を特定し、場合によっては露頭観察も加え陸成層の層厚を推定することで、詳しく堆積相解析を行わなくてもある程度の精度で隆起量を見積もることができる可能性がある。しかし、過年度の乙供露頭のように、堆積相解析なしでは同じ砂層であったとしても陸成層を海成層と誤認することがある。信頼度Ⅱ、Ⅲの方法は旧汀線アングルから離れた露頭で堆積相解析に基づく隆起量推定を行った信頼度Ⅳの方法よりも真の隆起量に対して近いことが多いと予測されるが、段丘区分を誤認した可能性がある場合には信頼度が劣る可能性がある。

**信頼度Ⅳ&Ⅴ** 過年度の木明露頭と尾駮露頭を除く全ての露頭と、本課題の下田代露頭の隆起量は信頼度Ⅳの方法で推定された。一方で、旧汀線アングルから離れ、尚且つ地形が傾斜しているような露頭での隆起量の見積もりは信頼度Ⅴとし、たとえ堆積相解析を行ったとしても明らかに過小評価され、得られる隆起量は下限値として用いられることから信頼度Ⅳの方法と区別される。過年度の木明露頭と尾駮露頭、本課題の有畑露頭が信頼度Ⅴに該当する。ただし、信頼度ⅣとⅤの方法で隆起量を見積もってきたこれまでの調査ではボーリング掘削や地形判読を行っていないため、調査露頭が実際にどの程度旧汀線アングルから離れているかはわからない。そのため、実際には旧汀線アングルに近い可能性もあり、その場合は信頼度Ⅳの方法が信頼度ⅡやⅢの方法よりも真の隆起量に近い値を見積もることができ、信頼度Ⅰとなる可能性もある。

表 1.1.1.3-1 隆起量評価手法の信頼度評価表

調査地点	隆起量推定方法 手法	旧海面高度の見積もり	信頼度	隆起量推定の問題点	露頭名 <sup>a</sup>
高海水準期の旧汀線アングル近傍	ボーリングコア観察	堆積相解析	Ⅰ	なし	
	露頭観察	(前浜・後浜堆積物の標高)	Ⅱ	過大評価	
	地形判読 (& 露頭観察)	段丘面標高-陸成層の層厚(推定値) 段丘面標高	Ⅲ	過大評価	
高海水準期の旧汀線アングルより離れた地点 (地形が平坦な場所)	ボーリングコア観察	堆積相解析	Ⅳ	過小評価	NN1, NN2, HD, OT, KY, TH, SH, ON, ST
	露頭観察	(前浜・後浜堆積物の標高)	Ⅳ	過小評価	
高海水準期の旧汀線アングルより離れた地点 (地形勾配がある場所)	ボーリングコア観察	堆積相解析	Ⅴ	過小評価	
	露頭観察	(前浜・後浜堆積物の標高)	Ⅴ	過小評価	KM, OB, AT

信頼度の高い方法 > 信頼度の低い方法<sup>b</sup>  
 $I > II > III > IV > V$  (or  $I > IV > II > III > V$ )

a: これまで調査した露頭名。NN1は根井沼1露頭、NN2は根井沼2露頭、KMは木明露頭、OBは尾駮露頭、HDは保土沢露頭、OTは乙供露頭、KYは上吉田露頭、THは鷹架露頭、SHは七百露頭、ONは大撫沢露頭、STは下田代露頭、AHは有畑露頭。  
 b: 信頼度はおおむねⅠからⅤへと低くなると考えられるが、旧汀線アングルから離れた地点の標高が旧汀線の近傍と差がない場合などは、堆積相解析に基づきより正確に陸成層の層厚を見積もった方が信頼度が高くなる可能性もある。

### 今後の課題

- 本課題の有畑露頭や過年度の木明露頭と尾駮露頭の例から、各段丘面の海側端の露頭の調査では、間氷期終盤の海面低下期の海面指標を検出してしまい、隆起速度の下限値しか得られない可能性が高い。信頼度の高い隆起速度の見積もりのためには少しでも旧汀線アングルに近い露頭での調査が好ましいが、同一段丘面の複数露頭で調査し、場所によりどの程度隆起速度が異なってくるかを検討することで、旧汀線アングルから離れた露頭における隆起速度の信頼度を定量的に判断できる可能性もある。
- ルミネッセンス年代測定法の技術的な問題として、残存線量の見積もりが示唆された。現生の海浜試料は太陽光により十分に露光されていると考えていたが、ある程度は露光されていない成分もあるとして残存線量を見積もることが適当な補正年代を得ることに繋がる可能性が示唆された。MIS5e と MIS5c の海成段丘を区分するような精度の高い補正年代の見積もりのためには、残存線量に関するデータを蓄積していく必要がある。

1.1.1.4 海成・河成段丘に基づく上北平野～下北半島東部の隆起活動等の総合的な検討

上北平野～下北半島東部の隆起活動に関する先行研究と本課題での隆起量の見積り方法の違い

本地域の隆起速度を求めた先行研究における隆起量の見積り方法を以下に記す。MIS5e の海成段丘の隆起量から見積もられた隆起速度を図 1.1.1.4-1 に示す。

**宮内(1985)** 上北平野全域を対象に、実測した段丘面高度から、露頭調査から推定した旧汀線位置の陸成層の層厚を減じて旧汀線高度を見積もり、さらに当時の海面高度も減ずることで隆起量を得ている。露頭調査で堆積相解析を行っていないため、陸成層と海成層の境界を誤認している可能性がある。

**田中ほか(1997)** 宮内(1985)と同様の方法を採用し、上北平野南部の馬淵川下流域を対象としている。

**小池・町田(2001)** 宮内(1985)と同様の方法を採用し、三陸北部から上北平野、下北半島までの地域を対象としている。

**藤原(2005)** 既存文献データに基づいて隆起速度をまとめている。隆起速度の見積り方法は各文献により異なる。

**Matsu'ura et al. (2014)** 下北半島北部の稲崎において、地形判読により旧汀線位置を推定し、4本のボーリングコア試料の堆積相解析から旧汀線高度を正確に見積もり、MIS5e 当時の海面高度を減じて隆起量を見積もっている。

**宮崎・石村(2018)** 先行研究において、旧汀線付近に形成された海食崖の侵食・崩壊によって堆積した崖錐堆積物の層厚が考慮されておらず、隆起量を過大評価している可能性を指摘し、以下に述べる新たな手法を提案した。

- ①段丘面の最大傾斜方向の断面を作図する。
- ②段丘構成層上面と平行に被覆層が堆積していると仮定し、旧汀線付近に堆積した崖錐から離れた地点での段丘表面高度分布を直線近似し、そこから被覆層層厚を差し引いた線を作図し、段丘構成層の上面高度分布とみなす。
- ③段丘構成層の上面高度分布直線と海食崖斜面の傾斜を延長した線との交点を旧汀線位置とする。

**本課題** 海成段丘構成層のうち海成層の最上位の高度を旧汀線高度として隆起量を見積もっている。実際の旧汀線高度は海成層の最上位よりも高い位置にあるため、得られた隆起量から計算される隆起速度は下限値を示している。なお、MIS5e の海成段丘より高い位置に MIS79 の海成段丘が侵食されずに残っていることから、MIS5e の旧汀線高度は MIS7 の海成段丘構成層よりも低い位置にあったと推定できるため、MIS7 の海成段丘構成層のうち海成層の最上位の高度を MIS5e の旧汀線高度の上限値とみなし、隆起速度の上限値を推定している。

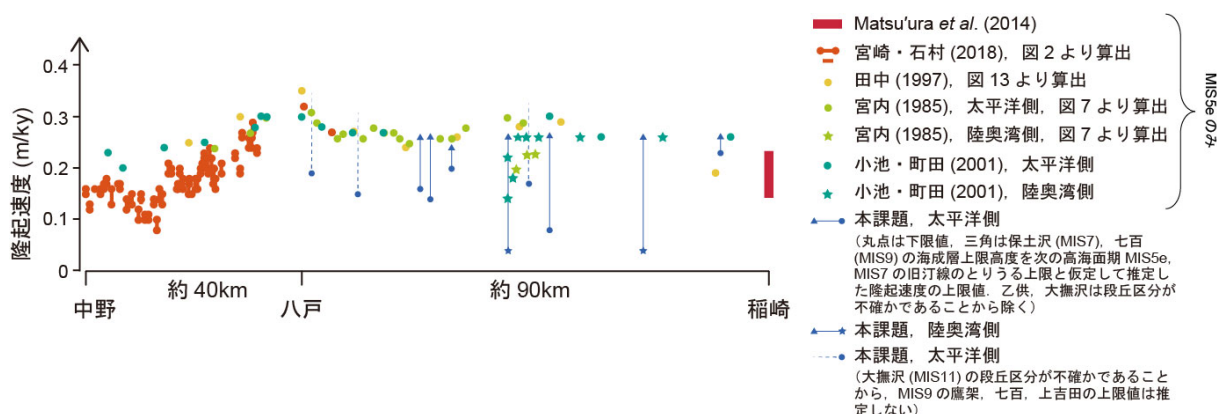


図 1.1.1.4-1 下北半島～三陸海岸北部の隆起速度の見積り。

## 上北平野～下北半島東部周辺部を含めた隆起活動の総合的な検討

上北平野～下北半島ならびにその周辺地域の隆起速度として、最も確実度が高い手法を用いている Matsu'ura *et al.*(2014)により下北半島北部の稲崎で 0.14~0.23m/ky の値が示されている。下北半島東部～上北平野の太平洋岸にかけては、本課題を含め 0.3m/ky 程度を上限値とする値が示されている。また、陸奥湾側も太平洋側とほぼ同程度の値であるが、野辺地断層より西側ではやや低い値となっている。

崖錐堆積物の層厚を考慮するなど比較的確実度の高い手法を用いている宮崎・石村 (2018)により、上北平野の南部の太平洋側～三陸海岸北部(八戸～中野)にかけて南に向かって隆起速度が減じる傾向を示しながら 0.3~0.1m/ky の値が示されている。宮崎・石村 (2018) は、現時点では要因を断定することは困難であるとしつつも八戸市付近とその南部において隆起速度に差がある可能性を示唆し、上北平野から南へ向かって地殻変動速度が減じていく傾向が 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時・地震後の地殻変動の傾向と一致していることから、この地域を下北半島～上北平野の隆起域から三陸海岸南部の沈降域へ遷移する地域と考えている。

今後の課題として、地形や海成段丘の分布に基づいて MIS5e や MIS7 当時の高海水準期における海の侵入状況を想定し、MIS5e や MIS7 の高海水準期堆積体から形成されている海成段丘面を抽出し、宮崎・石村 (2018) の手法を適用し、旧汀線高度を算出することが挙げられる。この手法では、海成段丘面の縦断面形と被覆層の層厚から旧汀線高度を推定するが、被覆層の層厚自体は旧汀線近傍で確認する必要がないという特徴があり、比較的適用しやすいと考えられる。宮崎・石村 (2018) の手法を適用して多地点で旧汀線高度を推定し、既存のデータを比較検討することにより、上北平野内での隆起活動の地域的な差異が検出できる可能性があると考えられる。

### 1.1.2 沿岸域における河川の下刻・側刻に伴う侵食過程の予察的検討

#### 【実施内容】

現在の沿岸陸域には完新世に堆積した泥炭や碎屑物により埋積された埋積谷が存在する。MIS9e, MIS7e, MIS5e の各時期には急激な海進後に急激な海退(最大海進後約 2 万年以内)が発生したことが知られている。

・ MIS9d=-30m, MIS7d=-80m, MIS5d=-60m

これらの海退にともなって、埋積谷中の谷埋め堆積物は急激に削剥され、河川の下刻や側刻が進んだ可能性があり、また露出した埋積谷底は地下水の流出地点となったと考えられる。

平成 31 年度は、急激な海退に伴う沿岸域の埋没谷の谷埋め堆積物の削剥・侵食過程等について、下北半島東部を対象に検討を進める。具体的には以下について検討を進める。

- 完新世堆積物の削剥耐性と下刻に必要な期間の検討
- 現存する埋没谷・海底谷等の流路位置の変化に関する検討
- 完新世堆積物の削剥が地下水流動へ与える影響についての検討

#### 【成果】

##### 1.1.2.1 河川の下刻・側刻に伴う河川地形・縦断面形の変化と下刻深度に関する知見の整理

将来の海退に伴う沿岸域における河川の下刻深度の評価は、廃棄物埋設地が沿岸域に立地された場合において重要な調査・評価項目となる。河川の下刻・側刻に伴う河川地形・縦断面形の変化と下刻深度に関する既存知見の整理結果を以下に示す。

**河成段丘の形成モデル** 貝塚 (1969; 1977) は、氷期-間氷期サイクルに伴う気候・海面変化とその間に発生する隆起との相互作用により、河成段丘等の地形が形成されるとした。東日本を中心に多くの地域で最終間氷期以降の地形発達に当てはまることが確認されている。

**沖積層基底礫層 (BG層) の堆積モデル** 井関 (1975; 1983) は, 最終氷期海面最低下期 (MIS2) 頃までに堆積した可能性が高く, 礫は河川上流域における最終氷期の寒冷化に伴う森林限界の低下と周氷河地形の拡大, 凍結破碎による岩屑生産量の増大によってもたらされたとした. 本多・須貝 (2011) は, 基底礫の生産・運搬に対し反証を行い, 氷期の河床縦断面形と現河床の縦断面形との比較 (図1.1.2.1-1) から, 氷期の河床縦断面形は現河床の縦断面形よりも曲率が小さく, 掃流力が現河口付近まで維持され, 現河口まで礫が運搬されたとする考え方を示した.

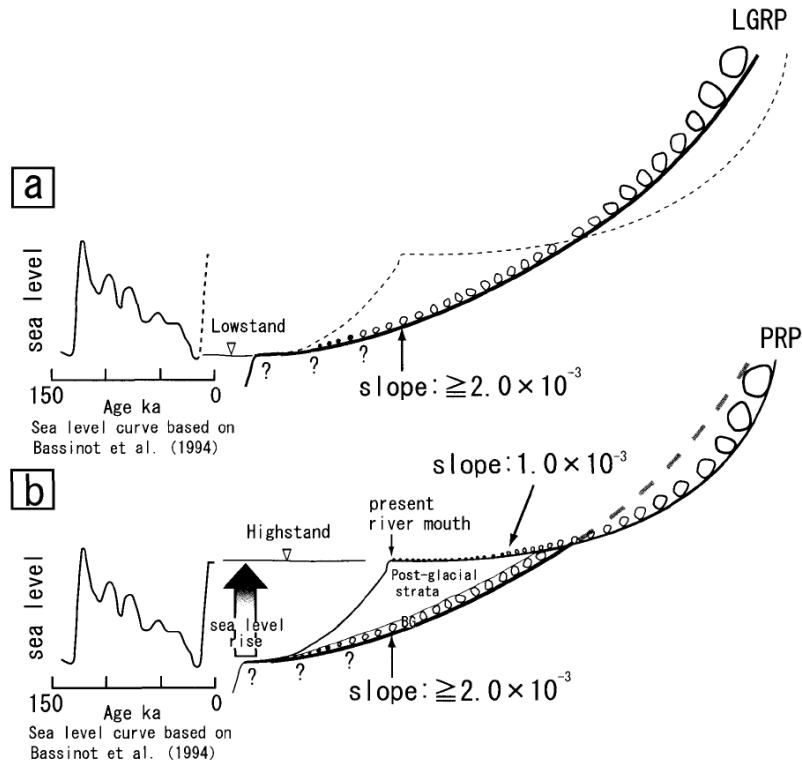


図1.1.2.1-1 氷期の河床縦断面形 (Last Glacial River long-Profile ; LGRP) と現河床の縦断面形 (Present River long-Profile ; PRP) (本多・須貝, 2011)

**将来発生する最大下刻深度** 幡谷 (2016) は, 現在の沿岸域は最終氷期の海岸線からみれば, 河口から離れた中流域 (~上流域) であることを指摘し, 現在の沿岸域付近では最大海退期に低下した海面すれすれまで下刻が起こることはなく, 最大下刻量=隆起量+最大海水準低下量という考え方は, 下刻量を過大評価しているとした. 先行研究を踏まえれば, 最大下刻量=隆起量+沖積層基底深度を第一近似とし, これにある程度の裕度を持たせた値を最大下刻量とするのが妥当と考えられる.

**海底段丘** 小松ほか (2019) は, 現在は海面下となっている沿岸海域の複数深度に海底段丘が存在することに着目し, 海域の海底段丘と陸域の海成段丘との相対的な位置関係や高度変化について論じ, 海成段丘の高度と海底段丘群や大陸棚外縁の深度変化の傾向が調和的にみえる海域が存在することを報告している. 海底段丘群の深度分布の中に地殻変動を反映したものが含まれている.

### 1.1.2.2 完新世堆積物の削剥耐性と下刻に必要な期間の検討

完新世堆積物の記載が詳しく行われている下北半島東部に比較的近い八戸地域を対象に完新世堆積物の削剥特性を検討した. 佐藤 (2004)によれば, 八戸地域の沖積層は, 下位から小中野層, 長苗代層, 類家層の3層に区分される. 小中野層の最下位には, 厚さ4~5m程度の基底礫層が存在する. 基底礫層を除いた沖積層は, 一般的にN値が低く, 粘土~シルトでN値5以下,

シルト～砂質土で N 値 10 以下と、軟弱な地層から構成されている。

従って、基底礫を除く沖積層の削剥耐性は、一般的に低く、海退に伴う侵食基準面の低下により、容易に削剥されると考えられる。

#### 1.1.2.3 現存する埋没谷・海底谷等の流路位置に関する検討

下北半島東部のような現河川の位置が MIS2 頃の氷期の河川の位置とそれほど変化していないと考えられる地域では、現在は軟弱な土砂等で埋積されている埋没谷等は海退に伴う河川下刻や波浪侵食等によって完新世堆積物の削剥が生じ、再び元の谷としての形状を復する可能性が高いと考えられる。

沿岸域に存在する埋没谷の基盤深度を以下の資料を用いて検討した。

- ・陸域： 建設省計画局・青森県編(1970)「青森県八戸・三沢地区の地盤」
- ・海域： 海上保安庁「沿岸の海の基本図 (5 万分の 1)」海底地質構造図。同図に記載されている「沖積層の厚さ」や堆積層基底図・堆積層等層厚線図等から判読。

下北半島東部の太平洋沿岸海域の表層地質は、六ヶ所村泊の中山崎以北の北部地域と以南の南部地域で大きく異なる。北部地域では沖積層を含めた第四紀層が極めて薄く(数 m 程度以下)新第三紀以前の基盤岩層が表層近くに分布している。一方、南部地域では、沖積層を含めた第四紀層が厚く分布し、沖積層は 50m 程度、洪積層は 100m 程度の層厚を有する場合もある。

海上保安庁「沿岸の海の基本図 (5 万分の 1)」の海底地形図から判読できる海底谷の連続性も、中山崎以北の北部地域と以南の南部地域で大きく異なる。北部地域では、海面下 5～15m (海岸線から 500m 程度の距離)以深から、一部海域の 70～105m に存在する平坦面を除き、大陸棚斜面まで海底谷の連続性を追跡可能であり、海面低下時の河川経路の予測可能性は比較的高い。一方、南部地域では、一部地域を除けば、海面下 70～90m までは平坦面となっており、埋没谷は完全に埋積された状態である。海面下 70～90m 以深からは大陸棚斜面まで連続した海底谷を追跡できるが、海面低下時の河川経路の予測可能性は比較的低い。

北部地域に分布する沖積層の層厚は極めて薄く、「沖積層の厚さ」や堆積層基底図等から判読された沿岸海域の埋没谷はいずれも中山崎以南の南部地域のものである。明瞭な埋没谷は 4 地点で確認され、うち 2 地点について海域と陸域との連続性を確認できた (図 1.1.2.3-1)。

#### 1.1.2.4 完新世堆積物の削剥が地下水流動へ与える影響についての検討

沿岸陸域の河川は、地下水流動の観点からは地下水の流出点として取り扱われる。埋没谷を埋める完新世堆積物が、海面の低下による下刻により削剥されれば、削剥された埋没谷底が新たな地下水の流出点となり、下刻の進行とともに地下水の流出点も移動することとなる。また、海面の低下に伴って、廃棄物埋設地を通るような地下水流動が活発化することも考慮する必要がある。

このため、地下水流動モデルや核種移行モデルの構築にあたり“保守的な評価”を行うのであれば、削剥耐性の弱い沖積層は速やかに削剥され、地下水の流動ポテンシャルがより大きくなるような解析・評価を行うべきであろう。また、廃棄物埋設地と海面の標高との差が小さくなった場合は、地下水の流動方向そのものが変わる場合があることも留意すべき重要な観点となる。



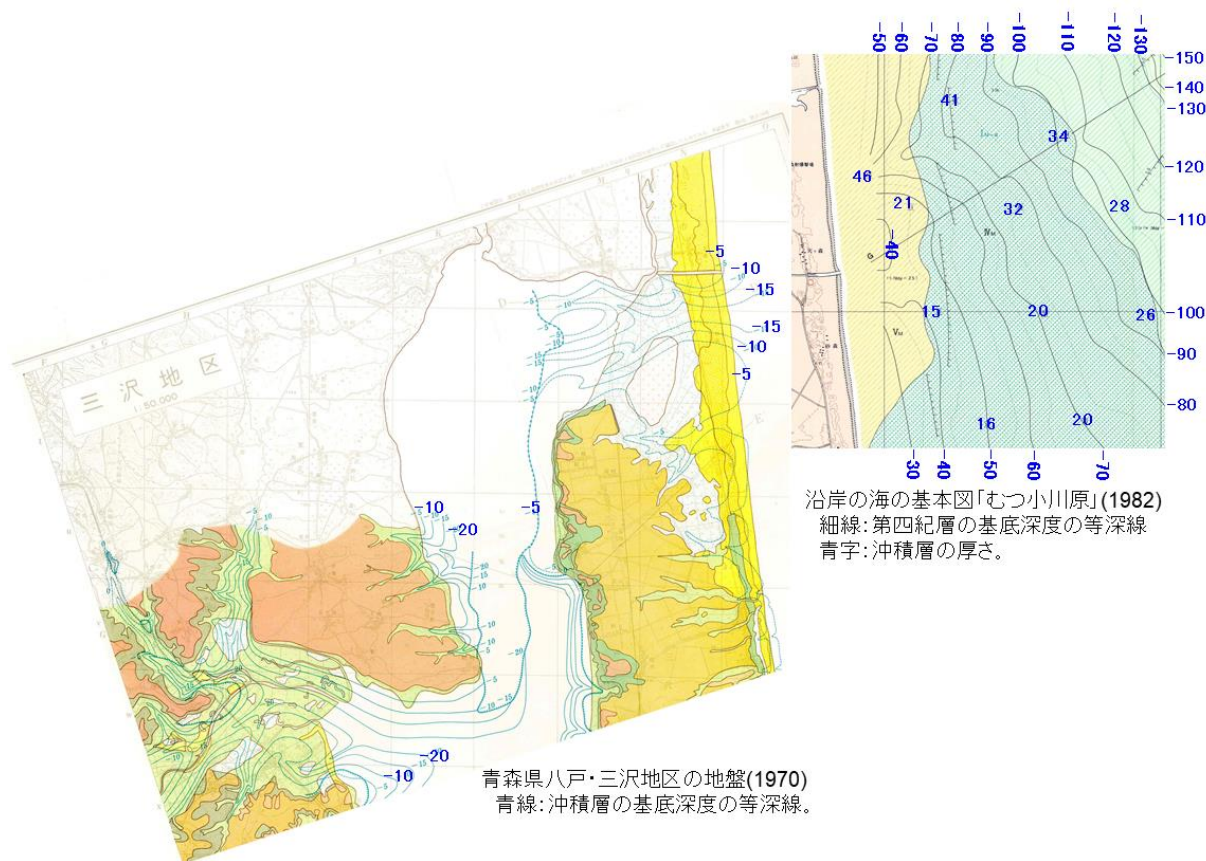


図 1.1.2.3-1 高瀬川河口付近における埋没谷の連続性

## 1.2 断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

### 1.2.1 断層の力学・水理特性の評価手法に関する検討

#### 【実施内容】

断層が岩盤の水理特性に与える影響としては、断層プロセスゾーンの破碎による高透水性と断層ガウジが発達した場合に示す低透水性の二面から検討を行う必要がある。また、岩盤中に発達する亀裂等が水理特性に与える影響については、クラックテンソルを媒介した評価手法が提案されており、また **dilation tendency (DT)** のような応力場と亀裂の開口性を関連づける流体の移動しやすさの指標も提案されており、岩盤の力学特性と水理特性のリンケージが模索されている。

平成 31 年度は、断層活動に伴うクラック形成等が地下水流動に与える影響とその継続性について先行研究をレビューし、断層プロセスゾーンや断層コアが長期的な地下水流動に与える影響について課題の整理を行う。ここでは研究事例の少ない堆積軟岩を主たる対象とし、堆積軟岩の特性を踏まえながら断層のタイプ（正断層、横ずれ断層、逆断層）別に整理する。

また、断層の力学・水理特性の評価手法のうち以下について検討を進める。

- ステレオロジーを用いた割れ目方位情報からのクラックテンソルの導出
- クラックテンソルに割れ目の幅情報等を加えた透水テンソルの推定
- 場の応力に対する DT の変化と DT に基づく割れ目を介した流体移動特性の検討

なお、これらの検討の際には、地域応力場（偏差テンソル）を用いて亀裂の流体の通しやすさを検討し、必要に応じて、地質学的、地震学のおよび水文地質学的なデータを用いて検討を行う。

【成果】

1.2.1.1 断層コア・プロセスゾーンが地下水流動に与える影響

断層コア・プロセスゾーンが地下水流動へ与える影響について先行研究をレビューし、得られた知見を整理した結果を以下に示す。

断層構造が地下水流動に与える影響

ダメージゾーンの定義の整理： Scholz *et al.* (1993) は、断層運動に伴って形成された構造を外側から 1)プロセスゾーン、2)カタクラスティックゾーン、3)剪断面（断層ガウジ）の3つの構造にわけ、3つの構造の総称としてダメージゾーンという用語を用いている。一方、Caine *et al.* (1996) は、1)断層変位の大部分をまかなう透水性の小さい断層コア、2)亀裂が多く透水性の大きいダメージゾーンの2つの構造として定義している。従って、Caine *et al.* (1996) のダメージゾーンは、Scholz *et al.* (1993) のプロセスゾーンとほぼ同義となる。

Caine *et al.* (1996) は、断層コア・ダメージゾーン（Scholz *et al.* (1993) のプロセスゾーンにほぼ相当する）が地下水流動に与える影響について、断層コアとダメージゾーンの相対的割合や母岩の物理特性により透水性が異なることを示している。

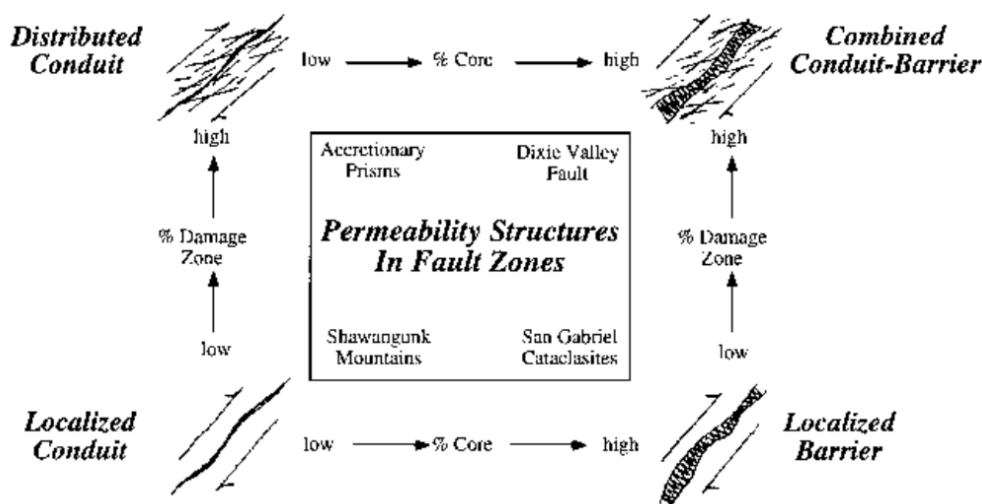


図 1.2.1.1-3 断層構造による流体移動特性の違いに関する概念図 (Caine *et al.*, 1996).

堆積軟岩における断層構造とその地下水流動への影響

Bense *et al.* (2013) は、堆積物～堆積岩や各種の岩石の中に存在する断層の構造およびその結果生じる透水性の構造について整理を行い、①断層やその透水性の構造は岩石の種類や固結度によって強く制御されること、②堆積軟岩においては、透水性を高くする構造として Particulate flow (断層変位量が少ない場合)、Fracturing, Breccia を、透水性を低くする構造として Particulate flow (断層変位量が多い場合)、フィロ珪酸塩鉱物や粘土鉱物の薄層の生成、圧砕作用による細粒化を挙げている。

堆積軟岩は様々な固結度を有している。沈み込み帯での付加作用後の付加体堆積物も様々な固結度を持っていることに着目し、付加体堆積物中でのき裂を介した流体移動に関する研究例を集約した。また、正断層／逆断層応力場あるいは横ずれ断層応力場で創られる割れ目の開口特性について整理し、浸透率がせん断面に沿っての  $\sigma_2$  方向に最大となる等の知見 (Sibson, 1975; Takahashi *et al.*, 2004 など) を整理した。これらの知見をもとに、堆積軟岩での断層のタイプ (正断層、横ずれ断層、逆断層) でのき裂を介した流体移動について以下のように整理した。

**横ずれ断層** 中間主応力  $\sigma_2$  が鉛直方向となる横ずれ断層形成時は、共役剪断面やエシェロン

状のクラックが出来やすく、それに沿って透水係数が最大になるため、流体が上方に移動しやすくなる。

**正断層および逆断層** 中間主応力  $\sigma_2$  が水平方向となる正断層および逆断層形成時は、透水係数は断層面に沿った水平方向が最大となるが、断層面で細粒化が生じる場合は断層面の透水性は低下する。上裁荷重 ( $\sigma_v$ ) と他の主応力との関係を基準にして考えると、正断層と逆断層では、正断層の方が剪断時に開いた割れ目を作りやすく、透水性が高くなりやすい。この結果、正断層の方が逆断層に比べて剪断時に **dilation** が増加しやすい。また、あるスペース全体を切るような断層がある場合、水平方向の **dilation** は、横ずれ断層よりも正断層および逆断層の方が高くなる。

### 断層帯の幅・内部構造が地下水流動に与える影響

断層帯の幅、透水性の低い断層コアの幅であれ透水性の高いプロセスゾーンの幅であれ、いずれの幅も地下水流動を考える上で重要な因子である。

断層帯の中でも透水係数は大きく変化し、堆積岩を切る断層がダメージゾーンを伴う場合、断層面に沿って透水性が 1~3 桁程度低下することが報告されている (Balsamo and Storti, 2010)。断層破砕帯などの破砕された岩片間の隙間へ流体が流入し、その後の鉱物沈殿により透水性が変化する場合があることに注意する必要がある (Billi et al., 2003)。

### 1.2.1.2 クラック情報に基づくクラックテンソル・透水テンソルの推定

#### クラックの幾何学情報の取得・解析手法

クラックの 3 次元での幾何学的特徴は、クラックを円盤近似すると、クラック直径  $r$ 、開口幅  $t$ 、走向  $\alpha$ 、傾斜  $\beta$ 、クラックの面積  $s$ 、単位体積あたりのクラック体積密度  $\rho$  で表すことができる。これらの幾何学的特徴を用いたクラックの定量化をクラックテンソルにより行う手法 (Oda, 1984) の流れは、図 1.2.1.2-1 のように整理される。

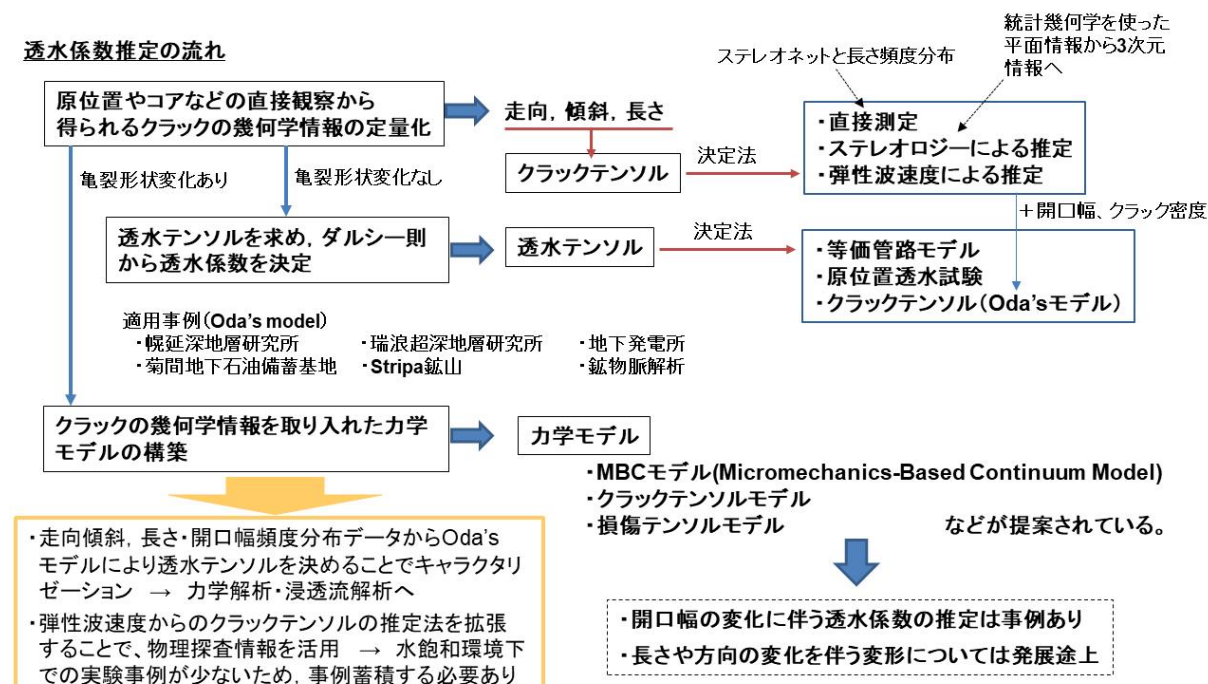


図 1.2.1.2-1 クラックテンソルを用いた透水テンソル推定の流れ

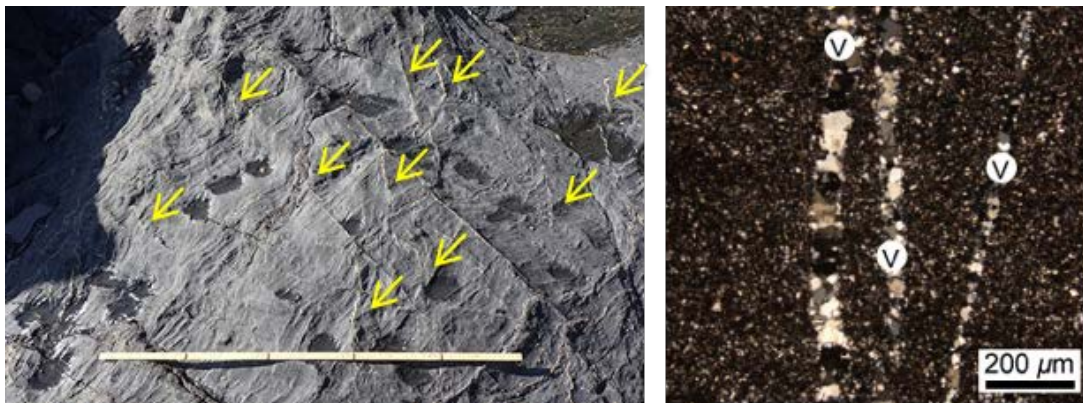


図 1.2.1.2-2 宮崎県延岡衝上断層周辺の石英脈の露頭写真（左の黄色矢印）と薄片写真（右）

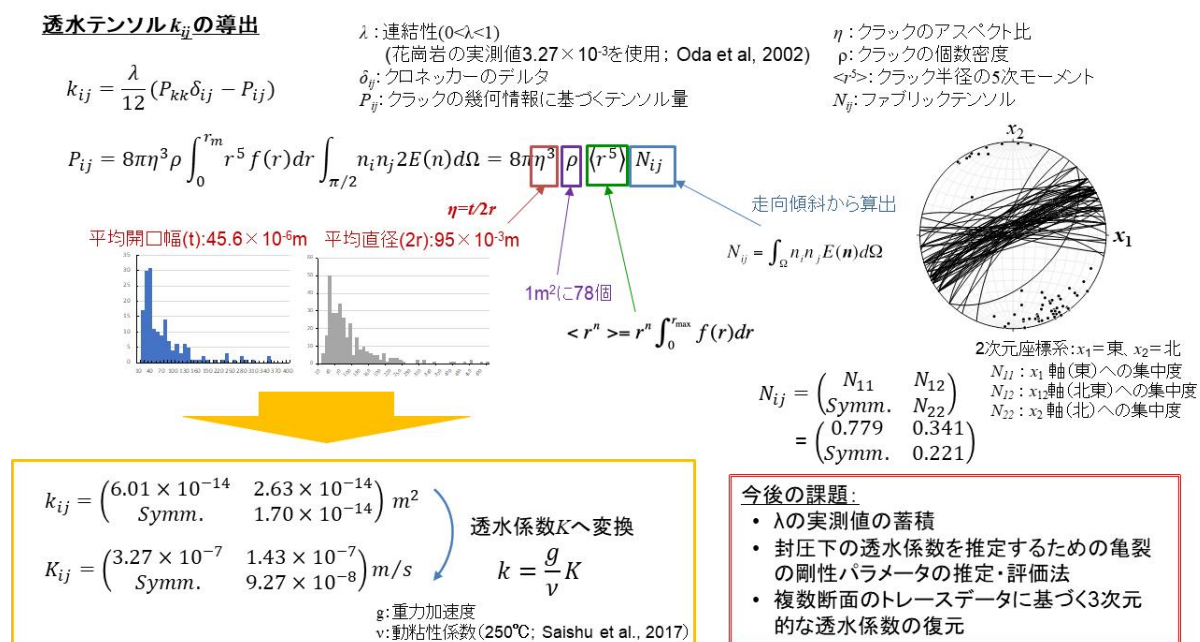


図 1.2.1.2-3 透水テンソルの解析フローと解析結果

**石英脈として固定された過去の開口亀裂の透水係数推定—延岡衝上断層の石英脈—**

宮崎県の延岡衝上断層沿いに見られる石英脈に対して、クラックテンソルに基づく透水テンソルモデルにより、透水係数の解析を行った。延岡衝上断層は、紀伊半島から九州まで約 600 km 続く大規模な地質断層であり、四万十帯北帯と南帯を境する地質境界である。延岡衝上断層周辺では、延岡衝上断層の活動（すべり）によって、蓄積していた逆断層形成応力場が解放され一時的に正断層形成応力場となり、この正断層形成応力場のもとで開口クラックが形成され、その後石英で充填され脈鉱物として残存したと考えられている。

露頭（図 1.2.1.2-2）から取得されたデータは石英脈の走向傾斜、幅、トレース長さ等である。石英脈は北東-南西走向で傾斜が高角なものが多く、長さとは平均で約 7.4 cm および約 52 μm である。長さとは幅の平均から求められるクラックのアスペクト比（幅/長さ）は約 0.0007 となる。亀裂の単位堆積当たりの本数  $\rho$  は 1m<sup>2</sup>に 78 条の脈があることを使い換算して求めた。解析フローと開析結果を図 1.2.1.2-3 に示す。

**今後の課題**

• 上述した解析例では、一断面の情報のみを使って 2 次元の透水テンソルの算出を行なったが、

走向傾斜データがあるため、3次元の  $N_{ij}$  を決めることができた。しかしながら、クラックを円盤近似して3次元のクラック分布を考えると、一断面で見られるクラックのトレースからそのクラック直径分布を求めるには、多くの仮定が必要となる。精度を上げるためには、さらに異なる断面でのクラックのトレース長さの情報が必要である。

- ・連結性の指標  $\lambda$  はクラック密度の関数となるとされているが (Oda *et al.*, 1987) その実測例は少ない。 $\lambda$  の違いで推定値に数オーダーの誤差がでてくるため、数値計算やクラックの幾何学情報が既知の試料でのさらなる検討が必要である。
- ・断層のような領域を横断するような不連続面はクラックテンソルの適用から外れており、ジョイント要素などで置き換えて解析する必要があることに注意しなければならない(多田・小田, 2007)。

### 1.2.1.3 断層活動に伴う応力・Dilation Tendency・地下水流動特性の変化

#### 延岡衝上断層周辺の逆断層活動に伴う応力場の変化と開口亀裂の形成

延岡衝上断層は、紀伊半島から九州まで約 600 km 続く大規模な断層であり、四万十帯北帯と南帯を境する地質境界である。延岡衝上断層は現在活動していない。延岡衝上断層周辺では、延岡衝上断層の活動(すべり)によって、蓄積していた逆断層形成応力場が解放され、一時的に正断層形成応力場となり(図 1.2.1.3-1)、この正断層形成応力場のもとで開口クラックが形成され、その後石英で充填され脈鉱物として残存したと考えられている。

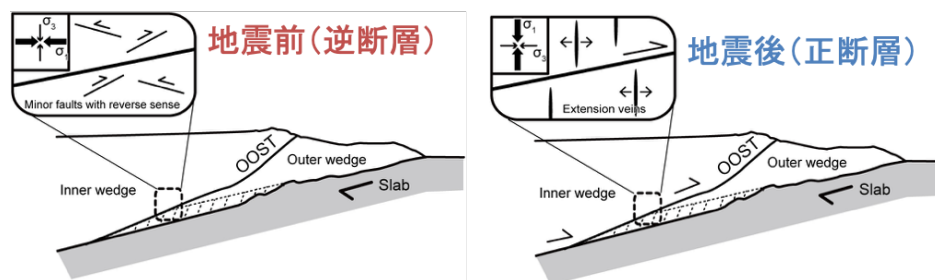


図 1.2.1.3-1 延岡衝上断層の運動前後の時期の2つのステージの応力場

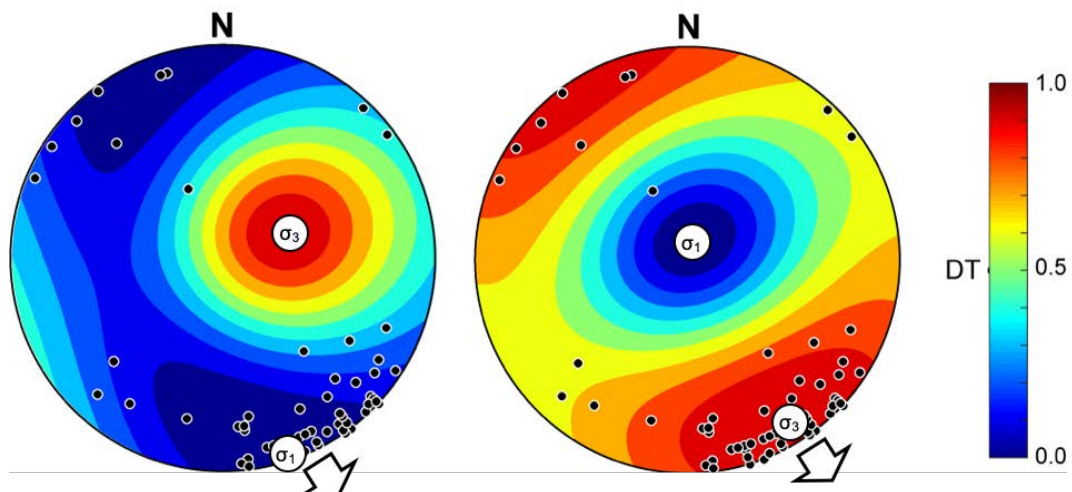


図 1.2.1.3-2 延岡衝上断層の逆断層活動前(左)と逆断層活動後(右)の2つのステージの応力場を用いた石英脈を充填するクラックに対する Dilation Tendency.

下半球等積投影。黒丸：延岡衝上断層周辺のクラックを充填する石英脈(83条)の姿勢。

白色矢印：延岡衝上断層の運動方向。

### 場の応力に対する Dilation Tendency (DT) の変化

延岡衝上断層の逆断層活動前後の時期の2つのステージの応力場を用いて、現在は石英で充填されているクラックの姿勢に対する Dilation Tendency (以下、DT; dilation はクラックの開き具合を示す)を計算し、それぞれの結果をステレオネット下半球等積投影に投影した(図 1.2.1.3-2)。DT は以下の式で示される (Ferrill *et al.*, 1999)。

$$DT = (\sigma_1 - \sigma_n) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$

図 1.2.1.3-2 では、延岡衝上断層の逆断層活動前後の2つのステージの応力場に対する DT を 0 から 1 までをカラーで表示している。これらの DT の解析結果と延岡衝上断層周辺の石英脈の姿勢の極を同じステレオネットに重ねると、ほとんどの石英脈の姿勢が逆断層活動後(地震後)の応力場による DT が 0.9 を超えるものが多い一方、逆断層活動前(地震前)の応力場による DT では 0.5 を下回るものが多い。この結果は、石英脈で充填された開口クラックの姿勢は逆断層活動後の応力場で開口しやすく、逆に逆断層活動前の応力場では開口しにくかったことを示す。

### クラック・断層を介した流体の移動特性の検討

クラックが流体の移動経路となる場合、クラックの開き具合 (dilation, ダイレーション) は、クラックを流体が通りやすいかどうかを大きく左右する。クラックに沿う水の流れを平行板間(開口幅  $t$ ) の層流と仮定すれば、その局所的な流速は  $t^2$  に比例する。クラックの開口幅は、クラックの開きやすさ (DT) に依存するため、結果としてクラックを介した流体の移動は DT に依存すると言うことができる。

クラックが流体の移動経路となった場合であっても、クラックの空隙を流れる間隙水から石英やカルサイト等の鉱物が晶出しクラックが閉塞され、流体の移動経路となくなることが考えられる。Saishu *et al.* (2017) は、延岡衝上断層周辺の石英脈について、石英脈が生成したと考えられる深さ 10 km、温度 250 °C の条件での計算を行い、延岡衝上断層で観察される平均サイズの石英脈(長さ約 7 cm、開口幅約 50  $\mu\text{m}$ ) が形成されるのにかかる時間は 6~60 年程度であり、比較的大きな亀裂でもほとんどが 300 年以下で石英脈になるとしている。

Saishu *et al.* (2017) のクラックの閉塞に関する推定は、中深度処分等で想定される温度・圧力条件よりも高温・高圧の条件であるため、中深度処分等で想定される低い温度・圧力条件下で、どのようにクラックの閉塞が進むかについて今後検討を進める必要がある。

## 1.2.2 岩盤中の弱面すべりに関する検討

### 【実施内容】

実在する岩盤中には、断層面や層理面、あるいは地すべり面などの弱面が存在する。これらの弱面が重力ポテンシャルにより滑動する弱面すべりの危険性は、基本的には斜面安定解析により評価される。斜面安定解析にはすべり面の強度定数 ( $c$  と  $\phi$ ) が必要とされ、一般的にはこれらの強度定数を一面せん断試験による取得する。しかし、既往の一面せん断試験装置では、止水の難しさなどからすべり面に間隙水圧を作用させながらせん断試験をすることが難しく、すべり面に作用する間隙水圧が適正に評価されていない可能性があった。

平成 31 年度は、せん断面にかかる間隙水圧の影響を検討するため、圧力容器の中で一面せん断試験が可能な一面せん断-透水試験用治具を作成し、既存の真 3 軸力学試験装置を用いてせん断面に間隙水圧を作用させながら一面せん断試験を行い、弱面すべりの評価に必要なすべり面の強度定数を取得する。また、現地調査による露頭観察や試験片の観察から、地すべり面の性状やミクロ的な変形・亀裂構造を把握する。

さらに、海底地すべり面にかかる上載荷重の影響を厳密に検討するため、垂直剛性を一定に制御できる一面せん断試験を長崎大学工学研究科への再委託により実施する。この再委託によ

り実施する一面せん断試験では、ビデオ観察等により岩盤（供試体）内部の弱面のすべりによる岩盤内部構造のマクロ的な変形過程や力学的影響範囲を明らかにし、弱面すべり時の力学的挙動についても検討を行う。

これらを総合して、海底地すべり面等の弱面すべりの再滑動性について検討を行う。

## 【成果】

### 1.2.2.1 弱面すべりの評価手法に関する実験的検討の概要

平成 31 年度は、地すべり面と周辺岩盤との力学的・水理学的特性を評価するための手法として、2つの異なるタイプの一面せん断試験を行った。

- ①間隙水圧がせん断すべり挙動に与える影響を検討することを目的に、間隙水圧を作用させることのできる一面せん断試験用治具を作成し、試験を実施した。
- ②上載荷重を厳密に制御した一面せん断試験を長崎大学への再委託で行った。固着域を有するすべり面や節理面・層理面等が連結した弱面すべり面におけるすべり破壊の進展を明らかにするため、模擬岩石供試体を作成し、一面せん断試験を実施した。

### 1.2.2.2 せん断面（すべり面）に作用する間隙水圧の影響に関する実験的検討

#### 一面せん断一透水試験用試験装置の概要

試験装置は、産業技術総合研究所が所有する真三軸試験機に、新開発した一面せん断一透水試験用治具を取り付け、一面せん断一透水試験を可能にしたものである。真三軸試験機は、2軸のピストン及び圧力容器によって3主応力軸に独立して载荷・変形を制御することが可能であり、岩石を変形・破壊させながら透水係数・間隙水圧を測定・制御できる。

一面せん断試験では、通常真三軸変形試験に用いる角柱鋼材のエンドピースの代わりに、L字型のエンドピースを用いた（図 1.2.2.2-1）。供試体の上部と下部にL字型エンドピースを食い違いに配置し、鉛直Z方向のピストンによりせん断荷重を载荷する（図 1.2.2.2-1）。水平Y方向のピストンによる荷重は、通常一面せん断試験における垂直荷重に相当する。さらに、鉛直Z方向・水平Y方向に加え、封圧によって水平X方向の荷重を制御する。本試験では、それぞれの载荷方向の制御は以下のように行い、せん断面のすべり強度及び変位を計測した。

- ・鉛直Z方向はピストンのストローク変位を一定速度で载荷。
- ・水平Y方向は左右のピストンを一定荷重で载荷。
- ・水平X方向は封圧により一定荷重で载荷。

供試体は透水試験ユニットと透水ラインで接続されており、供試体下面から注水し、供試体上面へ排出する構造となっており、鉛直Z方向の透水係数を計測する。供試体内の水の圧力・流量は上流側・下流側のシリンジポンプにより制御される。岩石試料表面の被覆及び岩石試料とエンドピースの接合には、低粘性シリコン及びシリコンシーラントを使用した。低粘性シリコン及びシリコンシーラントは変形に追随し、少なくとも2.5mmまでのせん断変位にも対応できることを実験により確認している。供試体は透水試験を行う場合は含水飽和状態であり、供試体内で水分量が一定になるように制御する。本試験では、すべり面のみの間隙水圧を上昇させることは想定しておらず、岩石全体の間隙水圧が一定になるように制御している。すべり面に作用する間隙水圧分布の影響については、実験で再現することは難しいため、別途数値計算等による検討が望ましい。

#### 本試験装置の利点

真三軸試験機は「三主応力方向の荷重を独立に制御することが可能」であり、地下の応力状況を模擬する上で有意性がある。この利点は一面せん断試験においても重要である。このほか、真三軸試験機を利用した一面せん断試験についての利点を以下に挙げる。

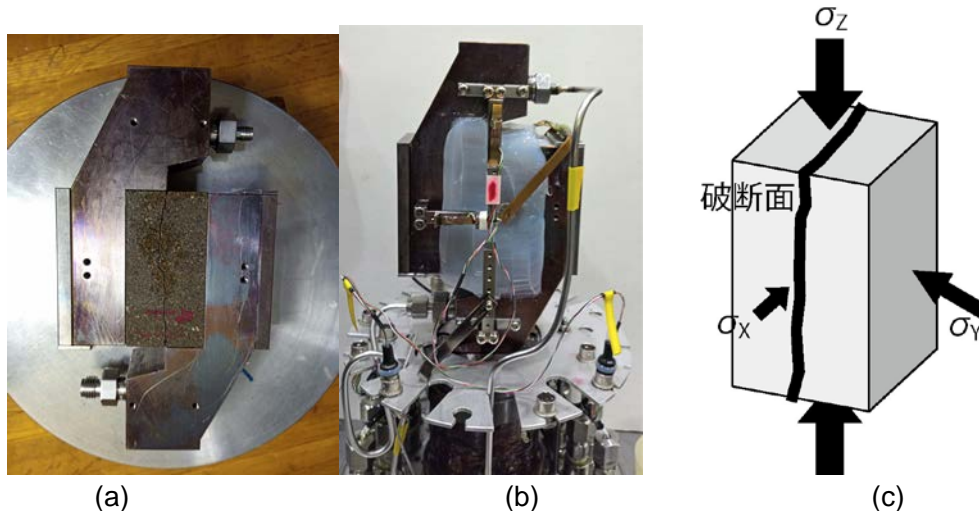


図 1.2.2.2-1 (a)食い違いに配置した L 字型エンドピースおよび岩石の配置、  
 (b) シリコンによって被覆された岩石及びエンドピース、(c)岩石の破断面と載荷の方向。  
 (b)では、鉛直 Z 方向の透水ライン及び変位計が設置されている。変位計は鉛直 Z 方向・水平 Y 方向に  
 それぞれ 2 つ(写真で見えている前面と背面)設置し、X 方向は中央に 1 つ設置されている。

#### ①比較的高い間隙水圧の制御

通常的一面せん断試験の間隙水圧は、供試体周りの止水に用いるシリコンゴムやゲルシート等の止水性能に依存し、1MPa 程度が限界である。一方、本試験装置は圧力容器の中でせん断を行うため、間隙水圧を圧力容器もしくは透水ラインの許容値 (50MPa 程度) まで作用させることが可能であり、廃棄物埋設深度程度の地下の間隙水圧まで検討することができる。

#### ②水平 Y 方向ピストンストロークによるモーメントの低減効果

室内せん断実験では、せん断力によるモーメントが発生し、せん断面に影響を与えるため、それを解消するような反力が必要である。通常的一面せん断試験では、せん断箱の下側もしくは上側から載荷することによってモーメントが打ち消される機構となっている。

圧力容器を利用した L 字型の一面せん断試験はこれまでに報告されているが、多くは円柱供試体を用いた三軸試験機による実験である。三軸試験機では、圧力容器の封圧を垂直荷重としており、垂直荷重はせん断荷重よりも小さいことが多く、せん断破壊後のサンプルはモーメントの影響を受け大きく変形している例が多い。一方、真三軸試験機では、岩石に比べると十分剛性の高いピストンストロークによってモーメントを打ち消している上、鋼材のエンドピースが鉛直荷重と垂直荷重を受ける場所が一体となっており、回転モーメントを打ち消している。

#### ③封圧による最小主応力の制御

通常的一面せん断試験は、せん断箱によって供試体を載荷するため、せん断荷重方向及び垂直荷重方向に直交する側方の変形を拘束する。側方での岩石とせん断箱の摩擦が、せん断挙動や強度に影響を与える可能性があることが指摘されている。

一方、本実験に用いる L 字型のエンドピースでは、最小主応力となる水平 X 方向の拘束がない。加えて、封圧によって荷重を変化させることができるため、一定の圧力を与えることができるため、最小主応力の変化によるせん断挙動への影響を検討することが可能である。既往の一面せん断試験では、最小主応力がせん断挙動や透水係数に与える影響についてこれまで検討された例はほとんどなく、本実験装置ではその影響を検討することができる。

### 一面せん断—透水試験 —実験法と実験結果—

本試験では、島根県宍道湖周辺に分布する堆積軟岩である来待砂岩を用いた。本試験では、インタクトな岩石状態から破壊させるのではなく、予めマクロなせん断面を有する岩石のすべ



り挙動について検討した。試料は、35mm×35mm×70mm(h)の角柱試料を縦に半割し、中央部の35mm×70mm（長辺方向にせん断）をせん断面とした。実験パラメータはせん断面に対して垂直な拘束圧、せん断面のラフネス、間隙水圧とした。せん断面は、平滑な面と荒い面の2種類とした。平滑な面は研削盤を使用して可能な限りなめらかな面を作製し、荒い面はたがねの打ち込みによって作製した。本実験では、基本的な試験機の性能の確認とともに、せん断面にかかる間隙水圧の影響を検討することを目的に、表 1.2.2.2-1 のケースについて試験を行った。このうちケース 2 について実験結果を述べる。

表 1.2.2.2-1 実験条件一覧

	せん断面のラフネス	垂直荷重 MPa (水平 Y 方向)	封圧 MPa (水平 X 方向)	間隙水圧 MPa	圧荷速度 mm/min	透水係数測定方法
ケース 1	なし (平滑)	5.7	3.0	1	0.002	連続式フローポンプ法
ケース 2	なし (平滑)	8.0	6.0	1,2,3,4	0.02	フローポンプ法
ケース 3	あり (凸凹)	7.5	3.0	1	0.02	フローポンプ法

#### 実験結果：ケース 2

せん断応力、間隙水圧、透水係数及びせん断面に対する垂直変位（水平 Y 方向変位）とせん断変位の関係を図 1.2.2.2-2 に示す。ケース 2 では、間隙水圧の影響を調べるため、せん断試験中に間隙水圧を 1,2,3,4MPa と段階的に上昇させた。

図 1.2.2.2-2a より、せん断変位 0.20mm でピークせん断応力 4.26MPa に達し、その後若干軟化したことがわかる。

透水係数は、フローポンプ法によってせん断荷重載荷前とピークせん断応力後の 2 点計測した。上流側を 0.05ml/min 及び 0.02ml/min の一定流量で、下流側を 1MPa の圧力一定で制御しており、透水係数は 1 点目が 4.37E-10m/s、2 点目が 1.55E-10m/s となった。透水係数はせん断荷重載荷前より載荷後の方が低い値を示した。

図 1.2.2.2-2b に、垂直変位（水平 Y 方向）を示す。ピークせん断応力に達するまえの 0.09mm に 0.0022mm を示したが、せん断変位に伴いいったん減少した後再び増加に転じた。

本実験では、せん断変位が 0.5mm 程度増加するごとに、間隙水圧を 1MPa 増加させた。間隙水圧の増加は、せん断応力及び垂直変位どちらにも影響を与えた。表 1.2.2.2-2 に、せん断応力と垂直変位の値について、間隙水圧変更直前、変更直後、及びそれらの差を示す。間隙水圧の変更前後でせん断応力及び垂直変位とも変動しているが、ほぼ一定の値で変動している。

図 1.2.2.2-3 にピーク及び間隙水圧変更直後のせん断応力と、有効垂直応力の関係を示す。有効垂直応力は、垂直応力 8MPa を間隙水圧で減じた値である。図 1.2.2.2-3 は、限られた間隙水圧の値における結果であるが、間隙水圧の影響がせん断応力に与える影響を示している。

表 1.2.2.2-2 間隙水圧変更前後のせん断応力と垂直変位。

間隙水圧	せん断応力 (MPa)			垂直変位(mm)		
	前	後	差	前	後	差
1MPa→2MPa	3.99	3.66	0.33	0.169×10 <sup>2</sup>	0.323×10 <sup>2</sup>	0.154×10 <sup>2</sup>
2MPa→3MPa	3.48	3.18	0.30	0.575×10 <sup>2</sup>	0.742×10 <sup>2</sup>	0.167×10 <sup>2</sup>
3MPa→4MPa	3.04	2.78	0.26	1.067×10 <sup>2</sup>	1.297×10 <sup>2</sup>	0.230×10 <sup>2</sup>

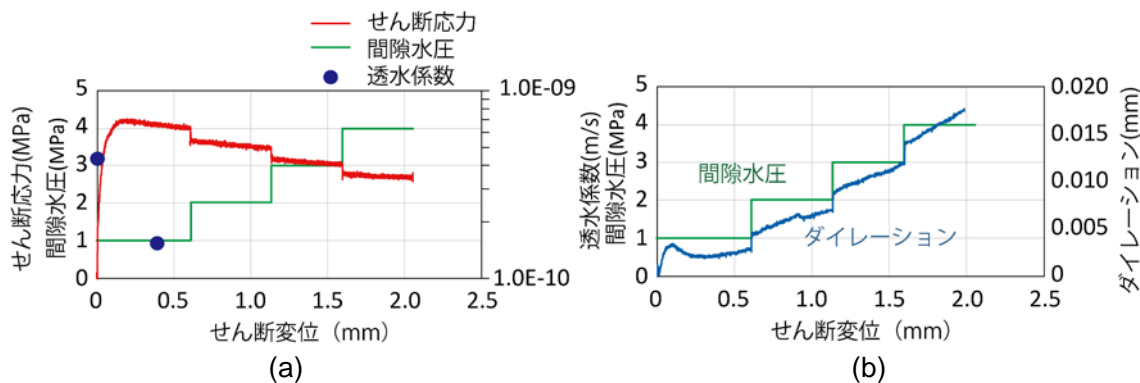


図 1.2.2.2-2 ケース 2 における (a)せん断応力，間隙水圧，透水係数（対数表示）－せん断変位の関係，(b)垂直変位（水平 Y 方向変位）及び間隙水圧－せん断変位の関係。

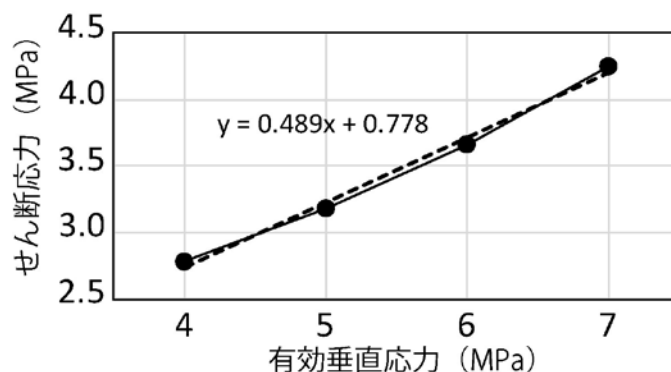


図 1.2.2.2-3 せん断応力と有効垂直応力の関係。

### 1.2.2.3 せん断面（すべり面）に作用する上載荷重の影響に関する実験的検討

通常の一面せん断試験では，制御の容易さから垂直荷重について応力一定もしくは変位一定の条件で試験が行われる．しかし，表層近傍を除く岩盤内で，せん断力が作用している不連続面に対する垂直方向の応力や変位が一定であるとは考えにくい．このような実際の岩盤の状態と，室内実験における供試体の実験条件の乖離を解消するため，**Jiang et al.(2004)** は剛性一定条件下において上載荷重を制御できる一面せん断試験装置を考案し，せん断試験時の上載荷重の条件の違い（応力一定と剛性一定）がせん断強度及び垂直変位などのせん断挙動に与える影響について実験的に検討し，剛性一定条件下では応力一定の条件に比べ垂直変位が大幅に減少することを示した．このことは，剛性一定条件下におけるせん断試験が，地下の圧力条件下における岩盤のせん断挙動をよりよく再現できていることを示している．

#### 一面せん断試験装置の概要と試験手順

実験に使用した試験装置と MIS 制御システム（試験条件の設定，制御パネル，データ記録）および AE 計測システムを図 1.2.2.3-1(a)に示す．本試験装置は，油圧サーボアクチュエータによって，せん断荷重及び垂直荷重をアクティブに載荷する．せん断面にかかる垂直荷重は，2つの鉛直載荷ジャッキを制御することによってほぼ均一に作用させることができる．また，せん断力は，2つの水平を保持するアームの反力によって釣り合いが保たれている．垂直応力の載荷範囲は，0～20MPa で，地表面から約 800m の深さまでの応力条件を再現することが可能である．荷重はせん断方向及び垂直方向に設置された 3つのロードセルによって，変位はせん断箱の上部に取り付けられた LVDT によって計測される．せん断箱は上部と下部で構成され，上部を固定，下部を移動することで不連続面がせん断力を受ける機構となっている．せん断試験は，100～500mm のせん断長さの試料に対応することができる．

せん断試験の手順としては、まず供試体の上端に  $0.5\text{MPa/min}$  の荷重速度で垂直荷重を加え、所定の垂直応力レベルに達した後、それを一定に保ったままでせん断荷重を作用させる。なお、一面せん断荷重は  $0.15\text{ mm/min}$  のせん断変位速度で制御している。

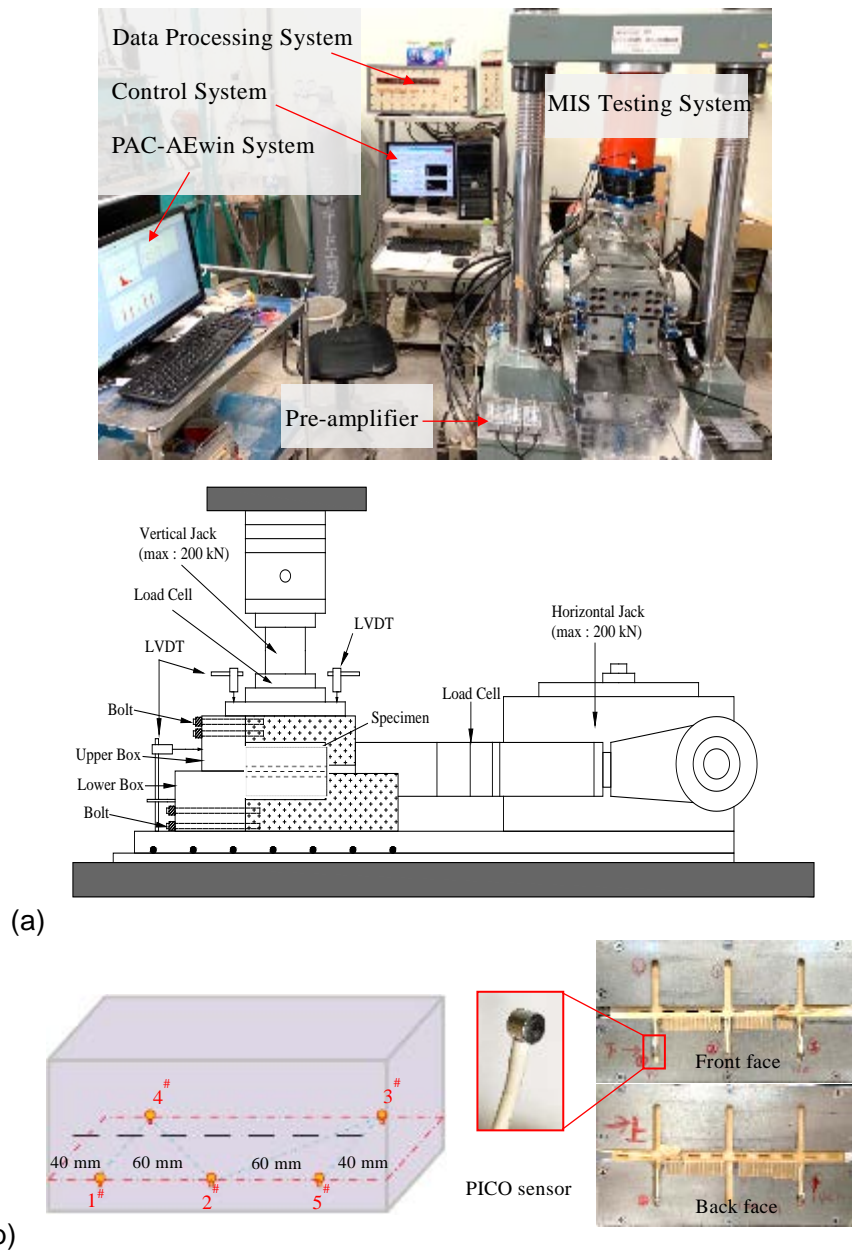


図 1.2.2.3-1 (a)一面せん断試験装置, (b)せん断箱と PICO センサーの位置関係.

#### 一面せん断試験中の破壊進展状況のモニタリング

平成 31 年度の研究計画段階では、ビデオ観察等による岩盤内部の弱面すべりの観察を予定していたが、内部構造をより詳しく定量的に考察するために AE (Acoustic Emission) を用いて弱面すべり面内部の変形破壊過程や力学的影響範囲の経時変化について検討することとした。

AE は、PICO センサーと PAC-AEwin システム (最大 8 チャンネル) により計測した。PICO センサーの大きさと限られた設置スペースを考慮し、せん断試験では最大 6 個の PICO センサーをせん断箱の両サイドに取り付けて AE イベントの計測を行った (図 1.2.2.3-1(b))。PICO セ

センサーの共振周波数は 50 kHz，動作周波数範囲は 100kHz～1MHz である． AE イベントのサンプルレートは 5MSPS (Million Samples Per Second)，プリアンプの増幅とシステムの閾値は共に 40 dB に設定した． また， AE 信号の減衰を減らすために，供試体と PICO センサーとの間にカプラント（接触媒質）を塗布した．

### 部分的な固着域を持つ実験用供試体の作成

不連続面が断続的に存在する場合や不連続面の固着度の状態が異なる場合には，すべり破壊は，元々存在する断続的不連続面等の連結によりマクロなせん断すべり面が生じることで進展する． 岩盤におけるき裂の進展と連結は，岩盤の強度と剛性を大きく低減させるため，断続的不連続面の構造や強度が力学的挙動を支配することが指摘されている．

不連続面の相対的な位置関係（幾何学的パラメータ）に関する先行研究により，以下のような幾何学的パラメータが，断続的不連続面の力学的挙動に影響を与えることが分かっている．

- 連結性 (Joint persistency factor) :  $k=L_j/(L_j+L_r)$
- オーバーラップ (Joint overlapping factor) :  $e=L_c/L_j$
- 間隔 (Joint spacing factor) :  $d=D/L_j$

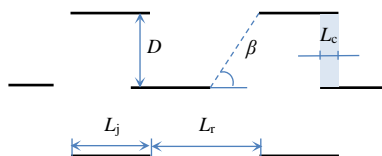


図1.2.2.3-2 模擬岩石供試体の幾何学的パラメータに関する概念図．

Dは不連続面の間隔， $\beta$ はロックブリッジの角度， $L_j$ は不連続面の長さ， $L_r$ は隣り合う不連続面の距離．

本実験では，断続的不連続面を有する模擬岩石を作成し，上載荷重を一定に制御した一面せん断実験を行った． 砂岩と比較した模擬岩石供試体の力学的特性値を表 1.2.2.3-1 に示す． 模擬岩石（図 1.2.2.3-3）には 2 ケースの断続的不連続面の分布を設定した． ケース 1 として，連結性の異なる断続的不連続面 ( $k = 0.25 \sim 0.75$ ) が 1 列に分布するもの，ケース 2 として，断続的不連続面の連結性 ( $k = 0.25 \sim 0.75$ ) は同様であるが，3 列に分布するものである． ケース 1 は，過去の海底地すべり等の地すべり面を模した単一不連続面，ケース 2 は節理面や層理面の連結による弱面すべり面を模した複数不連続面である．

模擬岩石中の断続的不連続面の分布性状は，図 1.2.2.3-2 に示したようなき裂の連結性・オーバーラップ・間隔をパラメータ化（表 1.2.2.3-2）して，せん断挙動への影響を考察した．

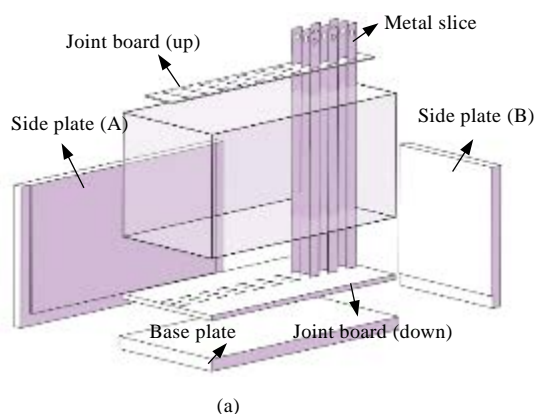


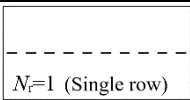
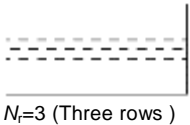
図 1.2.2.3-3 (a)模擬岩石供試体の作成に使用した養生型枠，(b)作成した模擬岩石供試体．

表1.2.2.3-1 模擬岩石供試体及び砂岩の力学特性.

	Density	Compressive strength	Elastic modulus	Poisson's ratio	Brazilian tensile strength	Cohesion	Friction angle
Unit	g/cm <sup>3</sup>	MPa	GPa		MPa	MPa	°
Rock-like material *1	2.066	47.4	28.7	0.23	2.5	5.3	63.3
Sandstone *2	2.20-2.71	20-170	3-35	0.02-0.2	4-25	4-40	25-60

\*1: Jiang *et al.*(2004) \*2: Zhuang *et al.*(2014)

表1.2.2.3-2 本実験で作成した模擬岩石供試体の幾何学パラメータ一覧.

Sample	$L_i$ / mm	$L_r$ / mm	$k$	$d$	$e$	
S-K1	5.0	15.0	0.25	----	----	 $N_r=1$ (Single row)
S-K2	10.0	10.0	0.50	----	----	
S-K3	15.0	5.0	0.75	----	----	
T-K1-D2-E3	5.0	15.0	0.25	1.0	1.0	 $N_r=3$ (Three rows)
T-K2-D2-E3	10.0	10.0	0.50	1.0	1.0	
T-K3-D2-E3	15.0	5.0	0.75	1.0	1.0	
T-K2-D1-E3	10.0	10.0	0.50	0.5	1.0	
T-K2-D3-E3	10.0	10.0	0.50	1.5	1.0	
T-K2-D2-E1	10.0	10.0	0.50	1.0	0	
T-K2-D2-E2	10.0	10.0	0.50	1.0	0.5	

### 実験結果①：せん断破壊パターン

断続的不連続面を有する供試体のせん断破壊挙動を検討するため、隣り合う不連続面（ロックブリッジ）の破壊パターンを整理する。本研究において観察された5つのき裂の結合タイプを表1.2.2.3-3に示す。

### 実験結果②：せん断変位の増加による応力の変化

図1.2.2.3-4に、代表的なせん断応力及び垂直変位-せん断変位関係を示す。本実験では、せん断過程における不連続面の力学的挙動（せん断応力と垂直変位の変化）として5つのステージが観察された。

- ・ステージⅠ：圧縮による既存き裂の閉塞や模擬供試体の収縮により圧縮変位を生じ、 $\tau$ - $\delta_h$  曲線はほぼ線形挙動を示す。
- ・ステージⅡ：垂直変位はほぼ線形であるが、 $\tau$ - $\delta_h$  曲線は明らかな非線形を示し、マイクロクラックの生成と進展による損傷が生じていることが想定される。ステージⅡの後半では、き裂の進展による断続的不連続面の連結に起因して  $\tau$ - $\delta_h$  と  $\delta_v$ - $\delta_h$  の両方が急激な低下を示す。
- ・ステージⅢ：マクロせん断面に垂直応力が再びかかり、せん断応力と垂直変位も再び増加に転じる。ステージⅢの後半は、せん断応力が2回目のピーク値に達する。
- ・ステージⅣ：せん断応力がゆっくりと減少し始め、破壊したロックブリッジで形成された凹凸（アスペリティ）の摩擦効果や岩石ブロックによる乗り上げ効果のため、非線形的な垂直変位の挙動を示す。
- ・ステージⅤ：残留応力の過程であり、せん断応力及び垂直変位は徐々に一定の値に収束する。

表 1.2.2.3-4 本実験で観察されたロックブリッジのき裂の結合.

き裂の結合タイプ	Type-I	Type-II	Type-III	Type-IV	Type-V
場所	Coplanar	Coplanar	Non-overlapping	Non-overlapping	Overlapping
拡大図					
き裂の結合概念図					
S-K1	○●	○●		Note: ○ $\sigma_n=1$ MPa ● $\sigma_n=3$ MPa	
S-K2	○	○●			
S-K3		○●			
T-K1-D2-E3	○●	○●	○●		
T-K2-D2-E3	○	○●	○●	●	
T-K3-D2-E3		○●	○●		●
T-K2-D1-E3		○●	○●		●
T-K2-D3-E3		○●	○●	○	
T-K2-D2-E1		○●	○●	○●	
T-K2-D2-E2	○	○●	○●	○●	

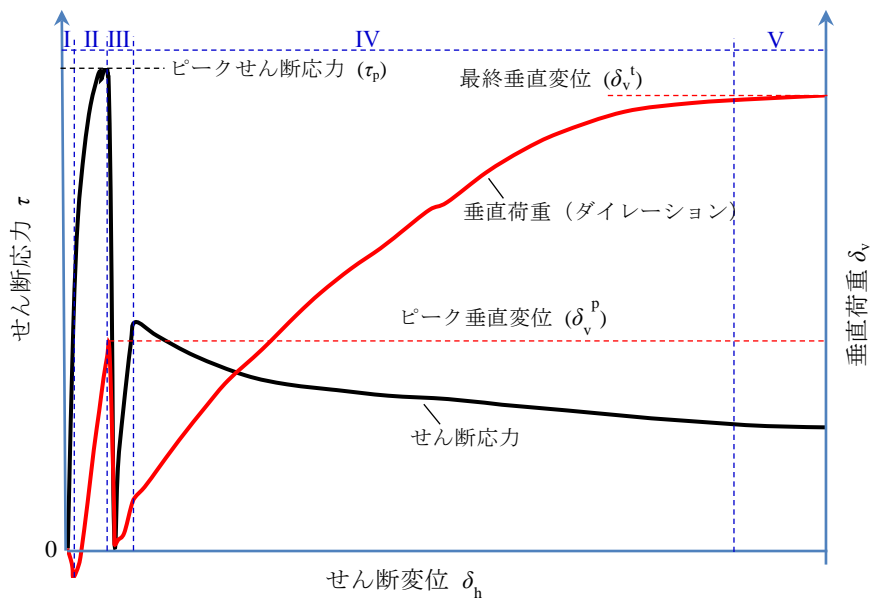


図 1.2.2.3-4 代表的なせん断応力及び垂直変位-せん断変位関係.

ステージ I : 初期圧密の過程, ステージ II : 垂直変位が線形に増加する過程, ステージ III : 再び応力が作用するステージ, ステージ IV : すべりを伴う垂直変位が増加するステージ, ステージ V : 残留強度を示すステージ.

**実験結果③ : ピークせん断強度について**

図 1.2.2.3-5 に, 各供試体のピークせん断強度と, 断続的不連続面の幾何学的なパラメータとの関係を示す.

連結性パラメータ  $k$  : 図 1.2.2.3-5 (a)~(b)より,  $k$  が増加するにつれ, ピークせん断強度が

明らかに低下する。また、 $\sigma_n=1.0\text{MPa}$  よりも  $\sigma_n=3.0\text{MPa}$  の方が減少率大きい。これは、断続的不連続面の連結性が増すにつれて、垂直応力が高いほどロックブリッジにかかる応力集中が大きくなり、その結果、ピークせん断強度をより顕著に低下させたためと考えられる。

間隔パラメータ  $d$ ： 図 1.2.2.3-5 (c)より、せん断強度への影響は認められるが、連結性パラメータ  $k$  よりもせん断強度への影響が小さい。

オーバーラップパラメータ  $e$ ： 図 1.2.2.3-5 (d)に示すように、オーバーラップがピークせん断強度に及ぼす影響は殆ど見られない。

以上より、供試体のせん断強度に与える幾何学パラメータの影響は、連結性>間隔>オーバーラップの順で影響度が小さくなることが明らかになった。

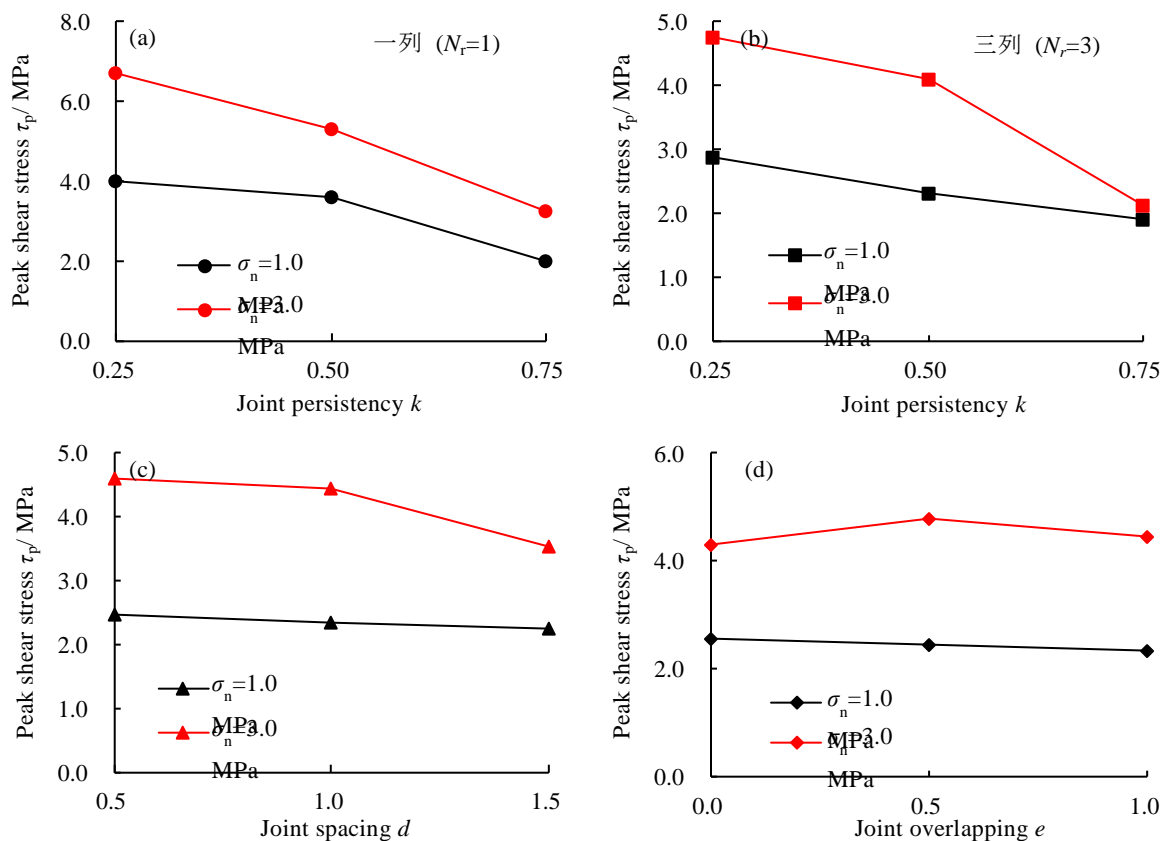


図 1.2.2.3-5 幾何学パラメータごとのピークせん断強度.

#### 実験結果④：せん断変位の増加による垂直変位の変化

図 1.2.2.3-6 に、ピーク垂直変位  $\delta_{vp}$  と最終垂直変位  $\delta_{vt}$  を、断続的不連続面の幾何学パラメータごとに示す。

連結性パラメータ  $k$ ： 図 1.2.2.3-6 から、 $k$  の増加に伴い、 $\delta_{vp}$  と  $\delta_{vt}$  の両方が明らかに減少することが分かる。これは、垂直変形挙動が断続的不連続面のせん断破壊パターンに関係しているためと考えられる。連結性の低い場合( $k=0.25$ )では、き裂の進展により凹凸のあるマクロせん断面を形成し、ステージⅣにおいてより顕著な垂直変位を生じる。一方、き裂の結合タイプⅡが支配的なロックブリッジの連結では、マクロせん断面がより平滑であるため、垂直変位が抑えられている。この傾向は連結性の強い場合 ( $k=0.75$ ) において顕著である。

間隔パラメータ  $d$ ： 図 1.2.2.3-6 (c)に示すように、ピーク垂直変位にほとんど影響を与えていない。

オーバーラップパラメータ  $e$ ： 図 1.2.2.3-6 (d)が示すように、垂直変位に影響を与えてい

る。T-K2-D2-E1( $e=0$ )とT-K2-D2-E2( $e=0.5$ )のピーク垂直変位は、T-K2-D2-E3( $e=1.0$ )より大きく、最終垂直変位は $e=0$ の場合に最大となる。これは $e=0$ と $0.5$ の場合、Type-IVの連結がマクロせん断面の中で不規則なブロックを生成させ、ブロック同士の摩擦と回転が垂直変位の発生に大きく寄与しているためと考えられる。

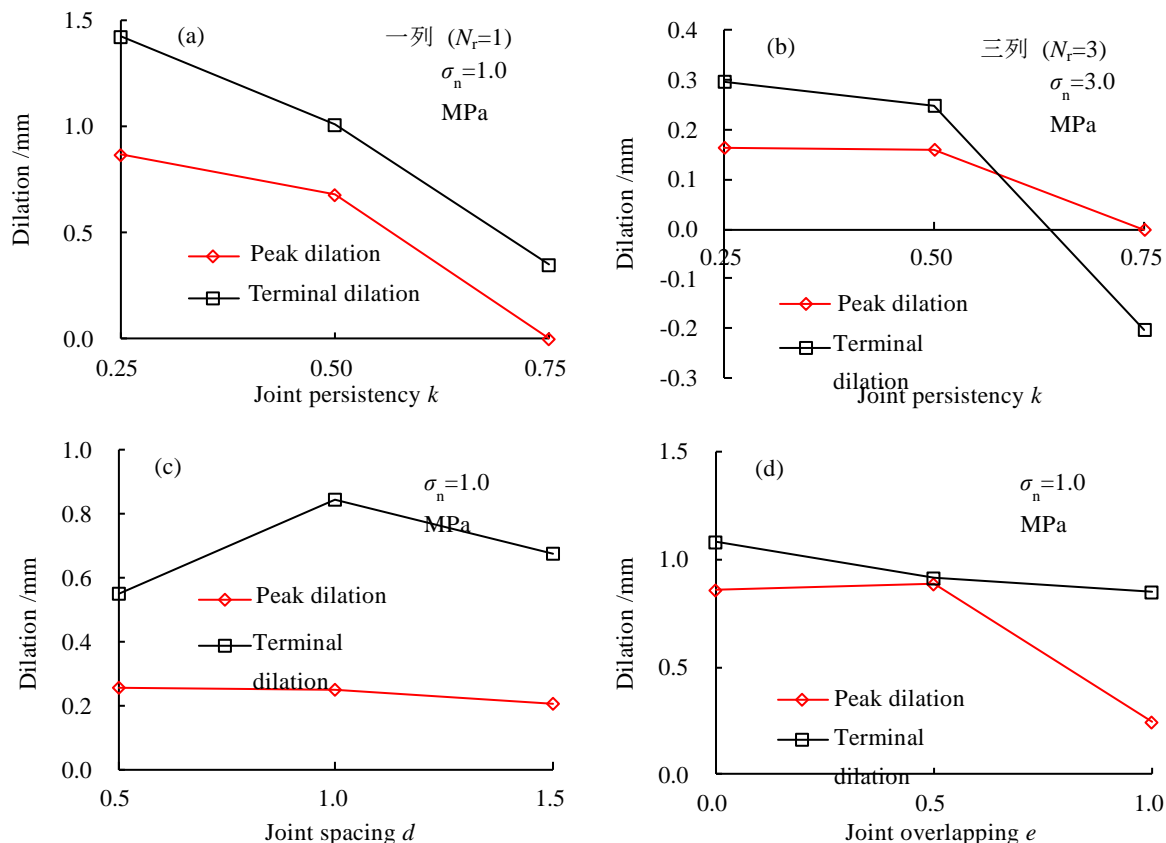


図 1.2.2.3-6 幾何学パラメータごとのピーク垂直変位(ダイレーション).

#### 実験結果⑤：一面せん断破壊進展状況のモニタリング

図 1.2.2.3-7 に、供試体のせん断過程における AE イベントのヒット率の経時変化の一部を示す。ヒット率は、単位時間あたりのヒット数であり、しきい値の 40 dB より大きい振幅のみを計測した。ステージ I の弾性変形段階 (図 1.2.2.3-4 を参照) では AE イベントは少ないが、ステージ II の後半から AE イベント回数が急激に上昇し、AE イベント回数の低下とともにせん断応力がピークから急激に低下した (ステージ III)。また、残留応力段階 (ステージ V) においてはヒット率が低い傾向にあるが、図 1.2.2.3-7c&d のように、一部のケースでは、岩石ブロックの滑りや回転により、残留段階においても AE イベントが観察されている。

岩盤内部の弱面すべり面内部の変形破壊過程や力学的影響範囲の経時変化を検討した例として、T-K2-D2-E2 ( $e=0.5$ ,  $\sigma_n=1.0$ MPa) の計測結果を図 1.2.2.3-8 に示す。せん断荷重の経時変化とその拡大図 (図 1.2.2.3-8 左上)、及びそれに対応した AE ヒット数の経時変化 (図 1.2.2.3-8 左下)、AE の発生個所から推定されるすべり破壊の進展 (図 1.2.2.3-8 右) である。

図 1.2.2.3-8 (左) に示すように、せん断荷重が減少する際に、AE ヒット数の上昇を測定している。また、AE ヒット数の場所は、経時的に変化していることが分かる。最初のせん断荷重の減少と伴に計測された AE イベントは、上から見たせん断箱の左側を示すセンサー 1 及び 4 において顕著であったが、大きく荷重値が減少するステージ II の最後からステージ III の最初にかけての AE イベントでは、すべてのセンサーが応答しており、全体的に破壊が進んでいるこ



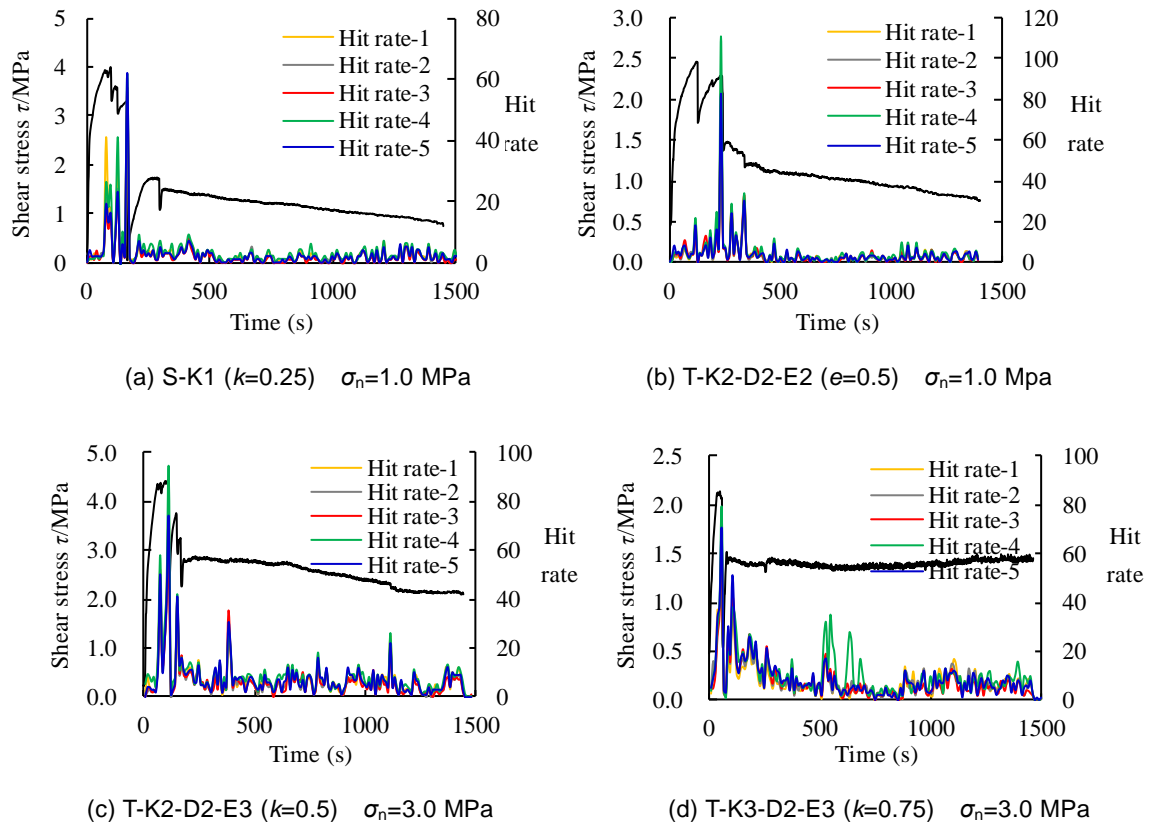


図 1.2.2.3-7 セン断応力及び AE ヒット数の経時変化.

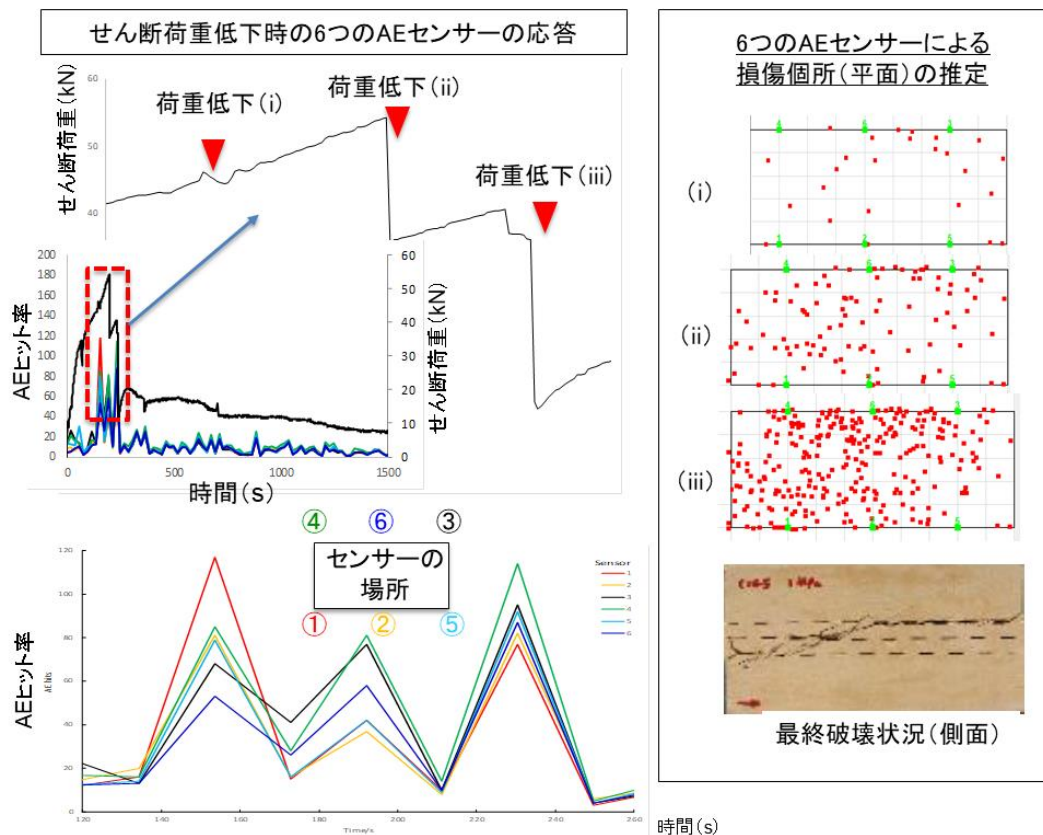


図 1.2.2.3-8 左上：せん断荷重の経時変化とその拡大図。左下：左上の拡大図に対応した AE ヒット数の経時変化，右：AE 発生個所の経時変化と最終破壊状況。

とがわかる。

また、図 1.2.2.3-8 (右) からは、AE の発生がすべり面の見かけ上側中央やや右寄り付近から始まり、斜め下方に拡がっていく様子が窺える。AE は、その後全面に拡がり、発生数も増加していく。

#### 1.2.2.4 今後の課題

##### せん断面（すべり面）に作用する間隙水圧の影響に関する実験的検討

一面せん断試験前後のせん断面の破面性状の変化を、非接触式の 3D レーザースキャナー等を用いて数値化し、せん断による面の凹凸の変化とその影響や、間隙水圧がせん断面に与える影響について検討する必要がある。

##### せん断面（すべり面）に作用する上載荷重の影響に関する実験的検討

せん断面の損傷状況と連結部のき裂の進展過程、さらに、マクロなせん断面を形成したときの表面ラフネスが、せん断強度や垂直変位に与える影響について AE 測定の結果をより詳細に検討する必要がある。また、今回用いた固着域を有する弱面すべり面を有する模擬岩石によるせん断試験により、固着域の幾何学的形状が変化するとせん断強度だけではなく垂直変位にも大きな影響を及ぼすことが分かった。垂直変位は透水係数にも影響を及ぼすと考えられるため、今後は一面せん断変形透水試験を行うことで、弱面すべりの結果としての力学的・水理学的特性を把握し、地すべり面を含む周辺岩盤を総合的に評価する手法を構築する必要がある。

### 1.2.3 物理探査・ボーリング調査等に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法の検討

#### 【実施内容】

物理探査断面にボーリング調査から取得された岩石物性や検層ログ等の深度方向の情報を付加することにより、物理探査断面の確度・精度は向上し、断層及び岩盤損傷域の評価の確度・精度も向上することが期待される。

平成 31 年度は、地表からの調査段階において物理探査とボーリング調査を組み合わせた断層の認定・評価手法について、過年度に収集した既往研究事例を基に検討を行い、知見を整理する。また、地下坑道調査段階における物理探査を用いた岩盤損傷域の評価手法について既往研究事例の調査を行い、知見を整理する。

#### 【成果】

#### 1.2.3.1 地表からの調査段階における物理探査・層序ボーリング調査等に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法の検討

##### 層序ボーリング調査情報等の物理探査への利用

ボーリング調査では、柱状図・地層境界・岩相区分等の地質情報と、検層ログや室内測定による物性値（コアの速度・密度等）などの物理情報を取得することができる。

地質情報としての柱状図・地層境界・岩相区分は、物理探査データとの統合解析時の入力データまたは統合解析後の解析結果と比較を行い、解析結果の品質確認に利用される重要な情報である。

地層境界：地質モデル構築時の基準となる情報であり、ボーリング調査から取得可能な地質情報を、物理探査データとの統合解析フローに予め組み込むことによって、地質情報との差異の少ない物理探査データの解析が可能となる。

検層ログ：地層境界・岩相区分等の判定に用いられるほか、深度方向の測定データ数が多いことからヒストグラム等の統計量の図化、各種解析の入力データ、統合解析後の解析結果との比較による解析結果の品質確認などに利用される情報となる。

コア物性値： 各種解析結果の振れ幅を制御する拘束データや、シミュレーションにおける特定位置・深度での拘束データとして利用される。

### 統合および複数物理探査による断層及び岩盤損傷域の評価手法

物理探査学会統合物理探査調査研究委員会 (2017)「統合物理探査による地盤物性評価と土木建設分野への適用」に関する報告書によれば、中深度処分の処分坑道と類似した地下構造物であるトンネルへ適用される物理探査法として、屈折法地震探査、二次元比抵抗探査のほか、ボーリング調査との組み合わせで弾性波トモグラフィ、比抵抗トモグラフィが実施されることが多いとされる。トンネルにおける統合および複数物理探査の事例のうち、約3割がP波速度と比抵抗の組合せであり、その要因としてP波速度や比抵抗は地山分類や破砕帯の分布の把握に有効であることを挙げられている。P波速度を求める方法としては、屈折法地震探査が多く、比抵抗を求める手法としては二次元比抵抗探査、電磁探査の順で多かったとされている。

### 三次元地下構造探査を用いた断層及び岩盤損傷域の評価

複数の物理探査とボーリング調査を組み合わせた地下構造探査手法として、最も高精度な手法は三次元地下構造探査である。三次元地下構造探査では、三次元地震探査による“Seismic data”，重力・磁力・電磁探査等の物理探査による“Non-Seismic data”，ボーリング調査による孔井情報を組み合わせて、地下の岩相・物性・力学特性等を推定し、三次元地下構造モデルを構築する。三次元地下構造探査は従来は石油探査を主たる目的に開発されてきたが、現在ではCCSや地熱開発等にも適用されており、地下流体をトラップする構造としての断層や、地下流体の移行経路としての岩盤損傷域の検出等に利用されている。

佐々木ほか(2008)は、日本原燃株式会社による余裕深度処分の調査・研究の一環として、深度100m以浅を対象とした三次元反射法地震探査を行っている。震源はパイロサイズ(スイープ周波数40~210Hz)を用いている。三次元反射法探査の結果、詳細な地質構造の解析が可能となり、実落差5m程度の断層を判別することが可能であったと報告されている。

JOGMEC(2018)は、三次元地下構造探査における反射法記録から断層系を迅速に把握するため、反射法地震データの属性解析(アトリビュート解析)を利用している(図1.2.3.1-1)。

断層系の抽出： 面構造解析の一種である“Fault Likelihood”(図1.2.3.1-1c)が用いられている。“Fault Likelihood”は面構造の確からしさの値ほか、傾斜角や走向方位角が分析される。図1.2.3.1-1cで示されているのは方位角の情報で、図中の面構造解析記録の色は走向方位の違いを示している。“Fault Likelihood”は岩相境界でも面構造が検出される点に注意を要する。

岩盤損傷域の抽出： 振幅アトリビュートの一種である“Energy”(図1.2.3.1-1b)が用いられている。“Energy”は、サイスミックトレース上のウィンドウ内に含まれる各サンプルの振幅値の2乗和を示し、弾性波のエネルギーを示し、強振幅が黄緑色、減衰域が青色、平均的な振幅が透明色(白色)によって表現されている。“Energy”の変化は岩相変化を示す場合があるほか、断層近傍での振幅エネルギーの減衰を示している可能性がある。従って、図1.2.3.1-1dにおいて、図1.2.3.1-1cで抽出された面構造に沿って振幅エネルギーの減衰が顕著な青系統色を示す箇所は、断層帯に沿った岩盤損傷域である可能性が高いと考えられる。

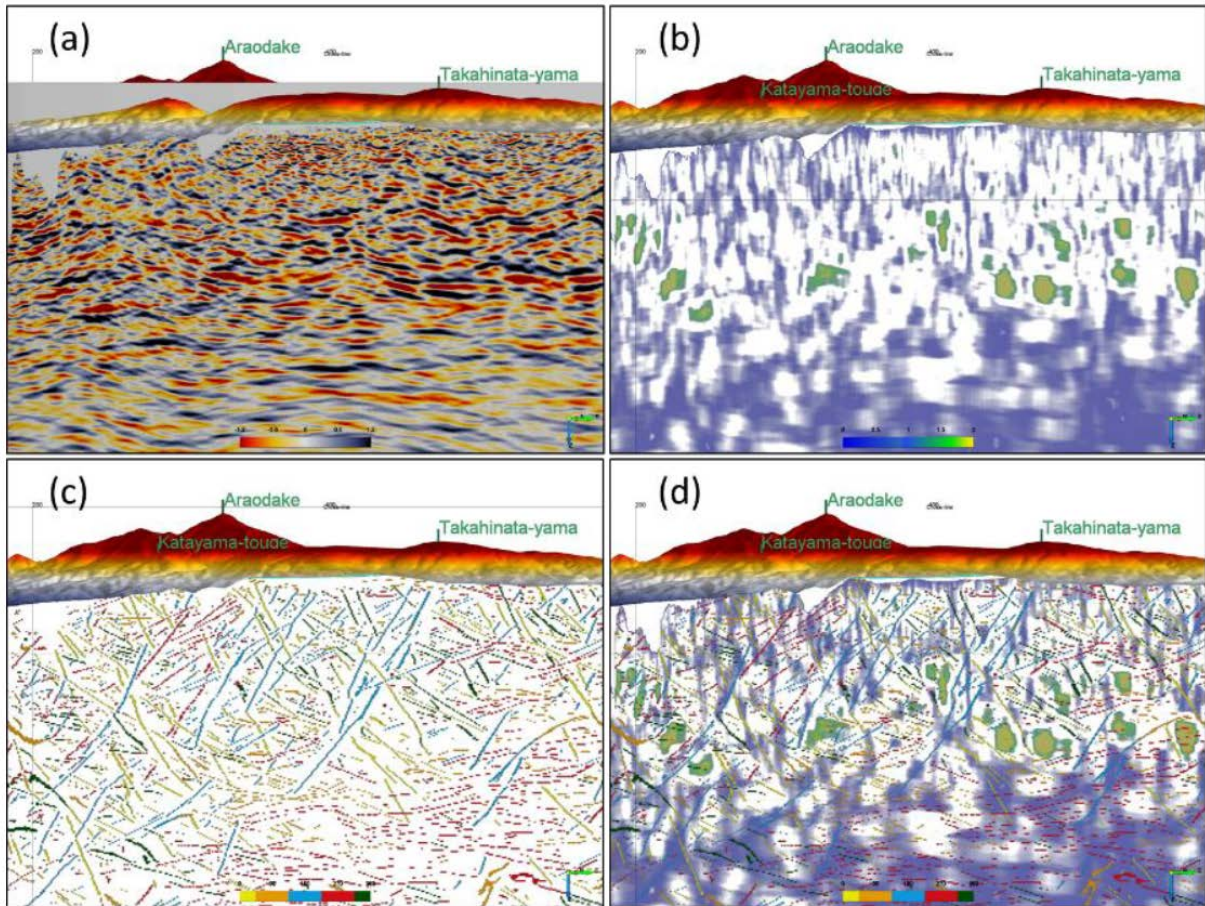


図 1.2.3.1-1 断裂系把握を目的としたアトリビュート解析の例 (JOGMEC, 2018)  
 (a) PSTM深度変換記録, (b) 振幅アトリビュート"Energy",  
 (c) 面構造解析 (走向方位), (d) (b)と(c)の統合断面

### 準三次元地下構造探査の適用性

三次元地下構造探査では、三次元反射法・屈折法統合探査、重力・磁力・電磁探査、ボーリング調査の情報を組み合わせて、高精度な地下構造モデルを作成する。三次元反射法・屈折法統合探査では、理想的には規則的な格子状に受発振点を展開することが望ましく、陸域・海域ともに探査可能であるが、陸域では地形・建物・施設・道路等の地表条件により、受発振点の配置が限られ、均質なデータを得ることが難しいという問題があった。

JOGMEC (2018)「地熱貯留層探査のための弾性波探査ガイドブック」では、地形的に受発振点の配置が限られる山岳部の地熱地域において、林道や登山道等の多様なアクセル路を利用して受発振点を準3次的に配置する準3次元弾性波調査の有効性について検討している。受発振点の配置が限られる準3次元弾性波調査(図 1.2.3.1-2)では、反射法弾性波探査の記録のない断面が多数存在し、反射法地震探査重合速度による深度情報の推定を行うことができない。このような断面においても、反射法に比べて離散的な受発振点記録から探査可能な屈折トモグラフィ解析による速度構造情報を用いて、岩相や高温異常など各種の解釈が可能となる。屈折トモグラフィ解析による速度情報は反射法記録とは独立事象の物性データであり、準3次元地下構造探査のモデル作成や解釈にとって有用な情報となる。屈折法探査は、反射法探査に比べて離散的な受発振点間隔でよいが、解析目標深度の4倍程度の測線長が必要とされ、発震点での発震が遠方の受振点まで到達するように震源パワーが高い震源を用いる必要がある。

JOGMEC (2018) の準3次元反射法・屈折法統合探査で得られた宮城県鬼首地域の高日向山から雄釜・雌釜にかけての反射法・屈折法統合記録を図1.2.3.1-3に示す。図中、発電所から高日

向山にかけての領域の反射法記録は得られていない（薄い白塗り部）が、屈折トモグラフィー解析から高日向山の直下に深部から延びる高速度構造が観察できる。鬼首カルデラ内の最新の火山活動である高日向山石英安山岩（～流紋デイサイト）の給源岩脈部分を示す可能性があるとしている（JOGMEC, 2018）。

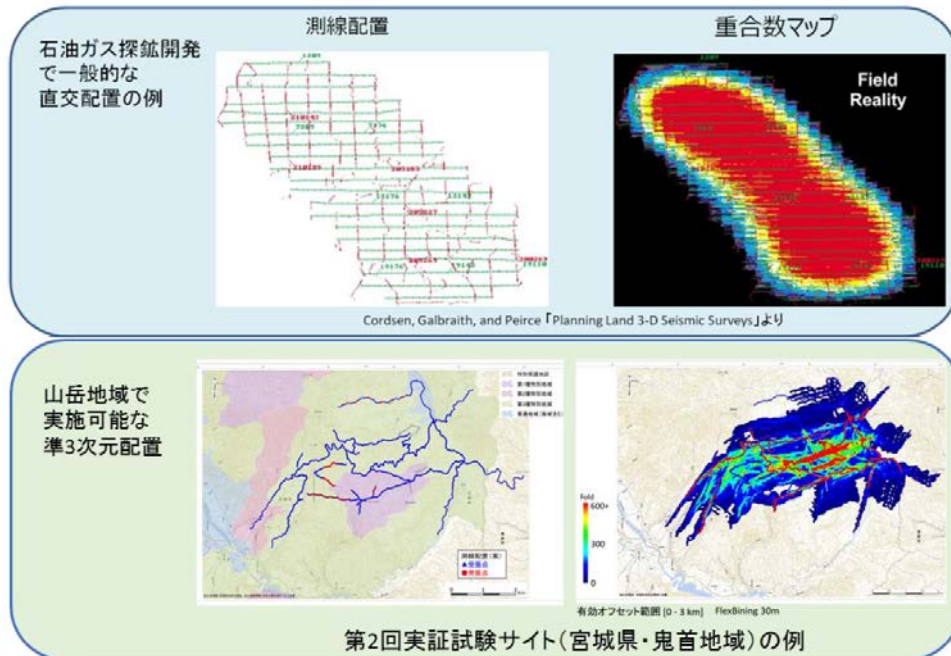


図 1.2.3.1-2 理想的な 3 次元測線配置と山岳地域で実施可能な準 3 次元測線配置 (JOGMEC, 2018)

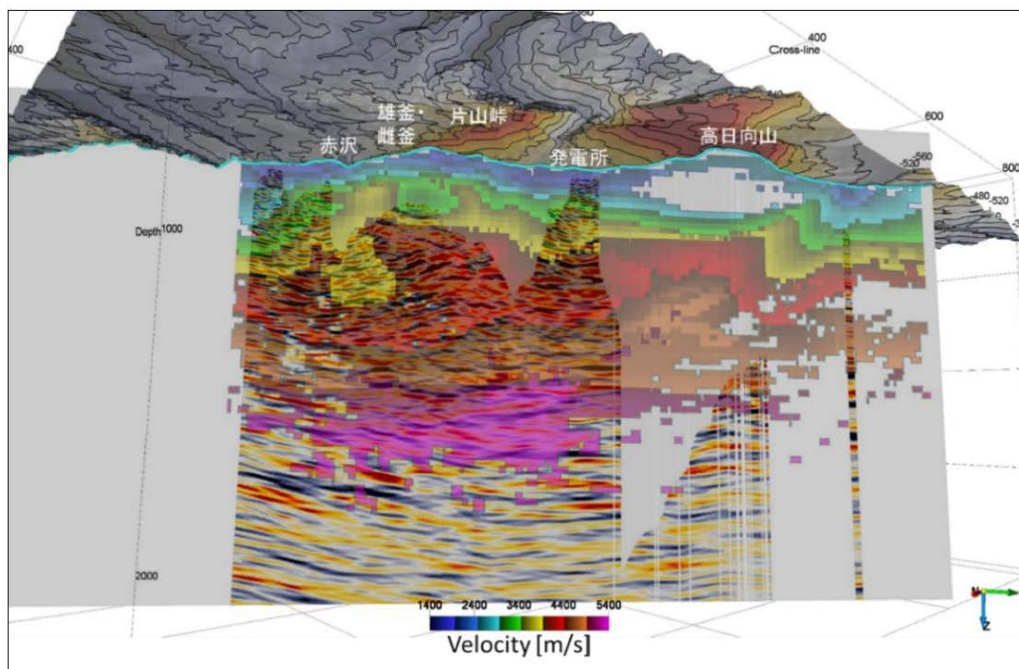


図1.2.3.1-3 高日向山から雄釜・雌釜にかけての反射法・屈折法統合記録 (JOGMEC, 2018)  
 図中、発電所から高日向山にかけての領域の反射法記録は得られていない（薄い白塗り部）が、  
 屈折トモグラフィー解析から高日向山の直下に深部から延びる高速度構造が観察される。

### 層序ボーリング調査に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法

層序ボーリングなどのボーリング調査において、BHTV や BHC などによる孔壁観察画像やボーリングコア観察による亀裂の記載などが残されている場合、亀裂の累積頻度曲線を作成することにより断層ダメージゾーンの幅の判定が可能である。Choi *et al.*(2016) は、亀裂の累積頻度曲線に基づいて断層ダメージゾーンの幅が判定可能であることを示し、産業技術総合研究所(2019)ではこの手法をダメージゾーンを客観的に判別できる手法として取り上げている。

Choi *et al.*(2016)の手法をボーリングコアに適用した場合、ボーリングの掘進方向がクラック頻度測定の特ラバース（スキャンライン）となる。ボーリングコアや孔壁に存在する亀裂の区間本数を累積頻度曲線にプロットし、累積頻度曲線の傾きの変換点を求め、断層ダメージゾーンと健岩部を判別することができる。

#### 1.2.3.2 地下坑道調査段階における物理探査等に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法の検討

地下坑道調査段階における断層及び岩盤損傷域の調査・評価の主たる目的として、以下の2つが挙げられる。

- ①中深度処分の事業許可申請の段階で想定されていなかった断層等が、地下坑道の掘削段階で発見された場合に、断層および断層による岩盤損傷域を調査・評価すること。
  - ②地下坑道の掘削に伴って生じる掘削影響領域を調査・評価すること。
- ①は埋設事業に特有の大きな特徴であり、地下坑道の現場における規制側の確認作業等を要する場合も想定される。②は、地表からの調査段階におけるボーリング調査等により予め発生を予見可能な事象であるが、それらの規模・程度が想定範囲内であることを確認することが必要となる。

### 壁面地質観察・調査に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法

地下坑道調査段階における断層及び岩盤損傷域、並びに掘削影響領域の調査・評価手法の基本は、地下坑道掘削面における亀裂の分布や湧水状況等を確認する壁面地質観察・調査である。

瑞浪超深地層研究所における壁面地質観察・調査については、鶴田・笹尾(2016)により詳しく報告されている。瑞浪超深地層研究所における壁面地質調査の主な内容を表1.2.3.2-1に示す(鶴田・笹尾, 2016<sup>42)</sup>。

表 1.2.3.2-1 瑞浪超深地層研究所における壁面調査の内容(鶴田・笹尾, 2016)

項目	調査内容等
壁面地質調査	地質・割れ目記載 可視画像撮影 岩石・湧水試料の採取
壁面物性計測	岩盤分類評価 シュミットロックハンマー計測等

壁面地質観察・調査は、断層や割れ目などの地質構造が、地下水流動や物質移行を規制する要因となることから、地質構造の分布や特徴を把握するために行われる。鶴田・笹尾(2016)は、釜石鉱山の壁面地質調査、カナダ White Shell, スウェーデン Hard Rock Laboratory, フィンランド ONKALO 等を参考に、以下のような壁面地質観察・調査の仕様を決定している。

記載対象とする割れ目の長さの設定：

研究所周辺における空中写真判読によるリニアメントと、露頭の割れ目密度の検討により、長さが概ね1m程度までの割れ目がフラクタル特性を有することが示されていることから

(佐々木・太田, 2004), 長さ 1 m 程度の割れ目を記載対象とする。

記載方法と記載対象:

- ①調査の効率化や標準化の観点から、釜石鉱山の調査例を参考に、坑道の底盤から上方約 1 m にスキャンラインを設定し、スキャンラインと交差する長さ 1 m 程度以上の割れ目を基本的な記載対象とする。
- ②瑞浪超深地層研究所周辺に分布する花崗岩の上部には、低角度傾斜の割れ目帯が発達することから、スキャンラインと交差しない場合でも、長さが 2 m を超えるような低角度傾斜（水平面に対して概ね 30 度以下の傾斜）の割れ目も記載対象とする。
- ③複数の割れ目の交錯部が透水性構造として機能する可能性があることから、分岐・断続・雁行などが認められる割れ目は、長さに係わらず記載対象とする。

割れ目記載シート (表 1.2.3.2-2) における記載項目:

- ①割れ目記載シートは ONKALO の記載シート (Nordbäck, 2010) を参考に設定。
- ②割れ目の種別、条線、走向傾斜、断層岩、開口幅、充填物、母岩の変質・幅、割れ目間隔、岩相、湧水状況などを定量・定性的に記載。
- ③走向傾斜: 支保鋼などの帯磁性資材の影響が懸念される場合は、現場では分度器などにより壁面に直交する方向からの方位を記録。室内にて坑道位置から走向傾斜を再計算。
- ④開口幅・変質の幅: 幅の変化が大きい場合があるため、最大値を併せて記載。
- ⑤充填物の記載: 記載内容の標準化の観点から現場においては色調などを記載。安全上可能であれば試料採取を行い、X線回折に基づく鉱物同定を行う。
- ⑥割れ目の充填率: 割れ目の透水性に影響を及ぼす可能性を検討するため記載。

表 1.2.3.2-2 割れ目記載シートにおける記載例 (鶴田・笹尾, 2016)

番号	割れ目の種類	割れ目の方位		条線の方向	割れ目の形状	傾斜の角度	変質の深さ	変質の種類	条線の方向		断層岩		開口の状態		充填の状態		母岩の変質		割れ目発達部 (開口幅 (mm))		母岩の岩相	湧水の程度	試料番号	備考														
		主	副						傾斜	方位	幅	長さ	幅	長さ	幅	長さ	幅	長さ	幅	長さ					幅	長さ	幅	長さ										
1	T	P	4	F	-	-	-	-	左 20 方位 30	N080E00	-	-	8	2	10	L	1-1	1	3	0	白	V	H	0	5	0.4	2	S	-	-	-	中粒 G	D	0.1	M25.88	04		
2	F	P	1	S	80	L	E	左 75 方位 30	N0743W	45	60	50	B	4	10	C	H	10	25	100	塊状	L	M	0.4	10	50	塊状	2	P	30	1-3	-	中粒 G	F	2	M25.89	04	2層の両側に断続的な発達部
3	T	E	4	F	-	-	-	-	左 10 方位 30	N0800W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	中粒 G	-	-	-	04	割れ目発達部中の代表的な試料	
4	T	C	4	F	-	-	-	-	左 50 方位 30	N2000W	-	-	2	5	100	G	塊状	C	11	30	塊状	-	S	0.4	7	-	-	-	-	-	中粒 G	-	-	-	04	#		
5	S	P	4	S	20	R	S	左 50 方位 30	N2100E00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	中粒 G	-	-	-	04	-		
6	T	S	4	R	-	-	-	-	左 50 方位 30	N07000W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	中粒 G	-	-	-	04	-		
7	T	P	4	F	-	-	-	-	左 90 方位 30	N0800E00	-	-	9	100	G	塊状	S	3	50	塊状	L	M	0.4	10	50	塊状	1	P	30	1-3	-	中粒 G	-	-	-	04	試料採取が容易で、X線回折による同定	

幌延深地層研究センターにおける壁面地質観察・調査については、津坂ほか (2008)<sup>45)</sup>にその概略が報告されている。壁面地質観察・調査の基本的な記載項目は、瑞浪超深地層研究所の記載例と同様であるが、記載対象とする割れ目の長さの設定が異なっている。

- ・瑞浪超深地層研究所: 長さ 1 m 程度の割れ目を記載対象
- ・幌延深地層研究センター: 長さ 10cm 程度の割れ目を記載対象

その理由として、幌延深地層研究センターの地質が新第三紀堆積軟岩であり、大きな構造運動を被っていないため、せん断き裂などが少なく、花崗岩のような冷却節理もないため、長さ 1m に達するような割れ目が稀であることから、記載対象の割れ目長を短く変更したものと考えられる。実際、津坂ほか (2008)で記載された換気立坑底盤 (深度 83m, 121m, 139m の 3 深度) の割れ目の平均長は 0.2~0.3m 程度であり、Tokiwawa et al.(2014) で記載された深度 250m 横坑壁面の割れ目の平均長は 0.5m 程度である。

幌延深地層研究センターの深度 250m 横坑壁面における壁面地質観察・調査では、2種類の割れ目が観察されている。

- ・ 東西方向の走向を持ち、北もしくは南側に急傾斜するせん断性の割れ目
- ・ 南北方向の走向を持ち、東または西方向に70～90°の傾斜する非せん断性の割れ目

Tokiwa *et al.* (2014) や青柳ほか (2014) は、東西走向のせん断性の割れ目は、地上からのボーリング調査で確認された割れ目とほぼ同じ性状を持っており、地下坑道掘削前から岩盤中に存在する割れ目と判断している。また、南北走向の非せん断性の割れ目は、地下坑道掘削前のボーリング調査では確認されておらず、地下坑道掘削による応力再配分により新たに生じた割れ目であると判断している。

### スキャンラインの設定と割れ目密度への影響

地下坑道調査段階において壁面地質観察・調査を行う割れ目のスキャンラインは通常底盤から上方1m程度の位置に設定され、水平方向一次元の割れ目情報が計測される。また、地表からの調査段階におけるボーリング調査などで得られる割れ目情報は垂直方向一次元のものとなり、ボーリング孔の方向がスキャンラインそのものと考えられる。このような一次元のスキャンラインの設定では、スキャンラインと平行な走向傾斜を持つ割れ目を捕捉することが難しく、そのような割れ目の割れ目密度を低く見積もることとなる。

鶴田・笹尾 (2016) は、壁面地質調査に基づく三次元割れ目密度 ( $P_{32}$ : 単位体積あたりの割れ目の総面積( $m^2/m^3$ )) と地表からのボーリング調査に基づく三次元割れ目密度を比較し、NNW走向の高角度傾斜の割れ目密度に関して、一次元のボーリング調査で取得された三次元割れ目密度は壁面調査の約1/10～1/20倍程度であることを報告している。

- ・ ボーリング調査: NNW走向の高角度傾斜の割れ目密度  $P_{32}=0.082\sim 0.178$
- ・ 壁面地質調査: NNW走向の高角度傾斜の割れ目密度  $P_{32}=1.93$

このように割れ目のスキャンラインの設定は割れ目情報の計測結果に大きな影響を及ぼすため、割れ目の方位情報の傾向に配慮したスキャンラインや観察エリアの設定が必要なることに留意する必要がある。

### 壁面地質観察・調査に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法

断層活動による力学的影響により、断層周辺では亀裂が発生し、また周辺岩石の構成粒子が歪を受ける等の事象が発生する。これらの事象のうち、壁面地質観察・調査で最も容易に観察・調査が可能であるのは断層周辺で増加する亀裂である。平成 30 年度の原子力規制庁委託成果報告書(産業技術総合研究所, 2019) では、Choi *et al.*(2016) による亀裂の累積頻度曲線に基づく断層ダメージゾーンの幅の判定法を、ダメージゾーンを客観的に判別できる手法として取り上げている。

Choi *et al.*(2016) は、断層帯を主に2つの構造領域に分類している(図 1.2.3.2-1)。断層の本体をなす断層コアは、断層帯内の変位の大部分に対応する局在化された歪みおよび激しいせん断を受けており、断層ガウジ(断層粘土)、カタクレサイト、および断層角礫などの断層岩および多数の繰り返し滑り面からなる。断層コアの外側のダメージゾーン(Scholz *et al.*(1993)のプロセスゾーンに相当)は断層コアと比較して比較的低い歪みと軽微な変形を特徴とし、これらのゾーンは一般に二次的な断層、亀裂、鉱物脈、および断層運動に関連した構造を伴う。

断層活動による力学的影響の結果として生ずる断層ダメージゾーンの範囲について、Choi *et al.* (2016) は、クラックの空間的な頻度分布に基づいて見積もる手法を提案している(図 1.2.3.2-2)。具体的には以下の通りである。



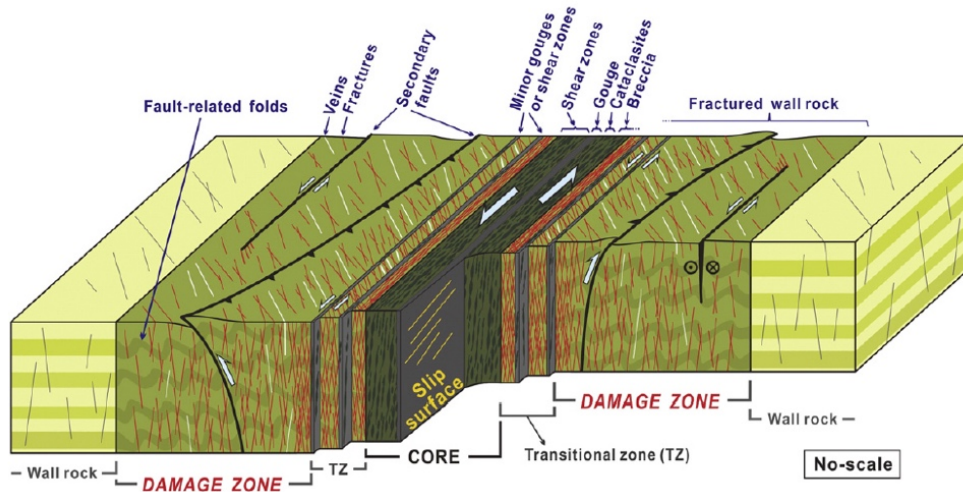


図 1.2.3.2-1 断層帯の概念図 (Choi et al., 2016).

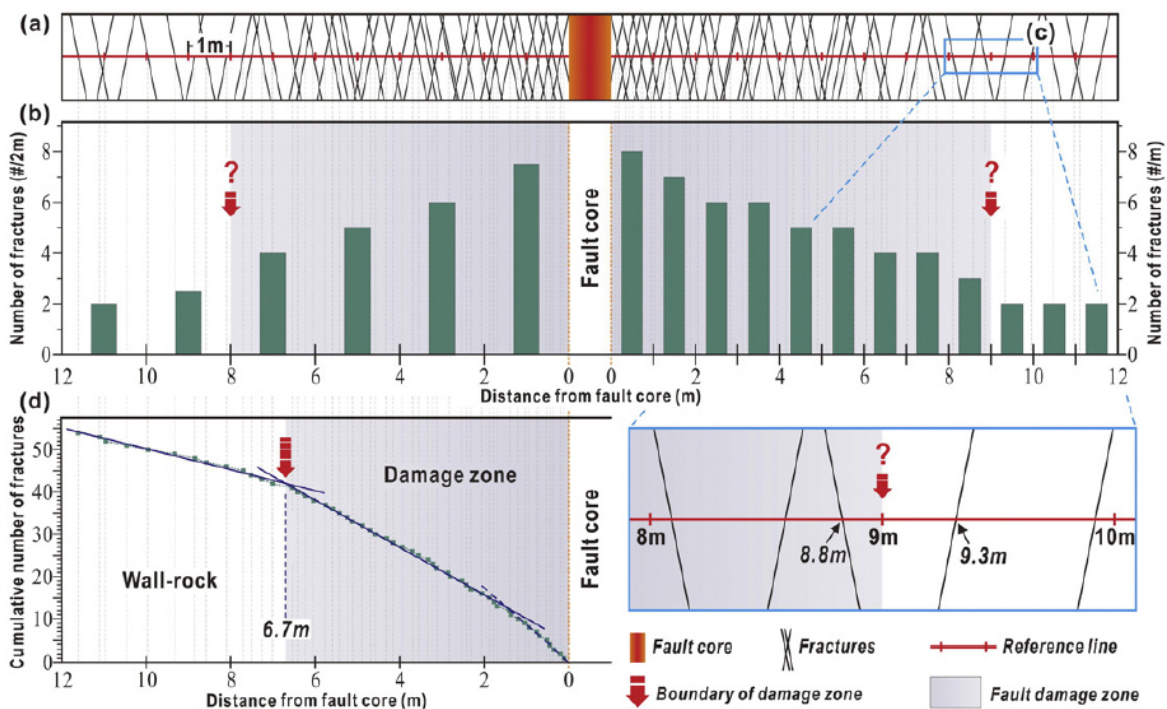


図 1.2.3.2-2 クラックの空間的な頻度分布に基づく断層帯の幅の見積もり (Choi et al., 2016). (a) 中の赤い線がクラック頻度を測るトラバース (スキャンライン) を示す。

- ①図 1.2.3.2-2a に仮想的な模擬断層露頭を示す. 外側の健岩部から中央部の断層コアに向けて, ダメージゾーン外側でのクラック密度として約 2 条/m, ダメージゾーン外側から断層コアに向かってクラック密度が約 4 条/m から約 8 条/m に増加するパターンを仮想的なクラック密度分布として与えたものである.
- ②図 1.2.3.2-2a の模擬露頭を横切るトラバース (スキャンライン) に沿って単位長さ当たりのクラックの数を計測する.
- ③図 1.2.3.2-2d に, 断層コア, ダメージゾーン, それより外側に向かうクラックの累積頻度を示す. 累積頻度の勾配はクラックの密度の変化を示している. この例では, 断層コア周辺部を除いたダメージゾーン部のクラック密度は約 6 条/m, ダメージゾーン外側の Wall rock (健岩部) のクラック密度は約 2.4 条/m である. 断層コアから 6.7 m の地点で累積頻

度曲線の勾配が異なっており、断層活動による力学的影響の結果として発生したクラックの発生頻度が異なることを意味する。ダメージゾーンとそれより外側の Wall rock との境界を、累積頻度曲線の 2 つの異なる勾配の交点に置くことは、定量的かつ客観的な指標であり、この方法によりダメージゾーンを定量的に把握することが可能となると考えられる。

### 物理探査に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法

地下坑道調査段階における断層及び岩盤損傷域の調査・評価手法の基本は、掘削面における亀裂の分布や湧水状況等を確認する壁面地質観察・調査であり、物理探査等による断層及び岩盤損傷域の評価は、壁面地質観察・調査を補完・補強するための調査となる。

1.2.3.1 項では、地表からの調査段階における物理探査等を用いた断層及び岩盤損傷域の評価手法について取りまとめた。これらの物理探査等を用いた手法は、基本的には地下坑道調査段階においても断層及び岩盤損傷域の評価手法として用いることができる。ただし、地下坑道調査では以下の制約がある。

- ・地下坑道では測線の配置が地下坑道内に限られる。測線を平面的に配置することを前提とした探査は実施できない。
- ・地下坑道内に持ち込み可能な探査機器の大きさに限界があり、大型の探査機器の使用を前提とした探査法は実施できない。
- ・地質や湧水の状況、あるいは掘削法によっては、速やかな覆工が必要となるため、時間の短い調査が必要とされる場合がある。

地下坑道調査段階においても地表からの調査段階と同様に、断層及び断層による岩盤損傷域や掘削影響領域の探査・解析には、屈折法地震探査の屈折トモグラフィー解析による P 波速度構造や電気・電磁探査による比抵抗構造が有効な手段となり、それぞれが単独であるいは組み合わせられて利用される。このほか、地中レーダで使用される電磁波の伝搬特性が水分の影響に敏感であることを利用して、坑道近傍の岩盤に存在する割れ目のうち水みちとして働いている割れ目を地中レーダで探査する手法が提案されている（升本・竹内，2016）。また、地下坑道（横坑）と立坑、地表との三次元的な配置を利用した弾性波トモグラフィー探査や比抵抗トモグラフィー探査、また VSP 探査などからも、断層及び岩盤損傷域の調査・評価手法に有益な情報を取得することが可能であると考えられる。

幌延深地層研究センターの深度 250m 横坑では、坑道壁面からショートレンジのボーリング孔を掘削し、弾性波トモグラフィー調査と比抵抗トモグラフィー調査が行われており（青柳ほか，2014）、坑道掘削に伴う掘削影響領域の発生と経時的な変化が観測されている。青柳ほか（2014）によれば、坑道掘削に伴い壁面から約 1m の範囲で弾性波速度が低下したが、坑道掘削に伴う比抵抗変化は観測されていない。青柳ほか（2014）では、物理探査を用いた掘削影響領域の評価事例として、結晶質岩を対象とするカナダの Whiteshell 研究所、日本の釜石鉦山原位置試験、粘土質堆積岩を対象とするスイスの Mont Terri 岩盤研究所、フランスの Meuse/Haute Mame 地下研究所、堆積岩を対象とする日本の東濃鉦山における試験研究、幌延深地層研究所等の評価事例が引用されているので参照されたい。

## 2. 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

### 【仕様書記載内容】

中深度処分では、廃棄物埋設地の最適な地盤設計を行うためには、水理地質構造、地球化学環境等を踏まえて、地下水の涵養域、廃棄物埋設地及び流出域までの広域の地盤の地下水流動評価が必要である。そこで、これらの地下水流動評価に係る科学的・技術的知見の取得として、以下の項目の検討を実施する。

#### (1) 広域地下水流動の評価に関する科学的・技術的知見の取得

廃棄物埋設地における地下水流動を評価するためには、広域における地下水流動の評価とニアフィールドにおける地下水流動評価において、両者間の連続性及び整合性並びにそれぞれの対象となる範囲の設定が求められる。

そこで、対象地域を設定し、評価対象地盤の地下水流動を考える上で、必要となる広域及びニアフィールドの考え方を整理し、広域及びニアフィールドにおける地下水流動を評価する技術的指標の抽出を行う。また、地質及び地下水等のサンプリング及び分析を行って地下水流動の概念モデルを作成し、上記で整理した考え方及び抽出した評価指標と比較及び検証を行う。

#### (2) 物理探査等に基づく広域地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

広域の地下水流動を評価するためには、広域における地質情報や地下水の流動状況等の情報の把握が必要である一方、このような情報は地表からの物理探査、ボーリング等の調査による限定的な情報であることが想定される。そこで、物理探査等による情報に基づく広域の地下水流動評価の適用性及び限界を把握し、このような広域地下水流動の妥当性を判断するための科学的・技術的知見を取得する。

### 2.1 広域地下水流動の評価に関する科学的・技術的知見の取得

#### 2.1.1 広域及びニアフィールドにおける地下水流動評価のための技術的指標の抽出

##### 【実施内容】

過年度に構築された広域地下水流動モデルは地形・地質構造および、既存坑井から得られた地下水水質・同位体に基づき構築されたものである。しかし、既存坑井は複数の深度から取水していることが多いため、水質・同位体等は平均値となり、目的とする深度における地下水流動の正確な評価のためには不確実性が多く伴う。このため、地下水流動概念モデルは岩盤の水理特性、間隙水圧等の流動に関する定量データや地下水滞留時間等が平均値データとなる定性的なモデルとならざるを得ない。一方、天然バリアの性能評価を行うためのモデルの構築には、正確な深度からの採水および詳細な地化学データの深度プロファイルデータが必要とされ、既存坑井によらない高品質なデータの取得が必要とされている。

広域における地下水流動系評価のためのデータ取得地点としては、中間流動域、流出域などが重要と考えられる。広域地下水流動および廃棄物埋設地周辺の地下水流動を評価する際の、評価すべき空間スケールの考え方について、廃棄物埋設地建設の影響範囲を考慮した分類の考え方を提示し、それぞれの対象範囲の設定において留意すべき項目の抽出を行う必要がある。

平成 31 年度は、過年度に構築した亀裂性媒体分布地域及び多孔質媒体分布地域における地下水流動モデルの構築手順を整理・検討し、地形及び地質条件から水理、水文地化学情報等の利用までを対象として、広域及び廃棄物埋設地周辺における地下水流動を評価するための技術的指標を抽出する。また、抽出した技術的指標（地形・地質構造、水理学的特徴、地球化学的特徴等）についてそれぞれの適用性及び適用限界などの検討を行う。

## 【成果】

### 2.1.1.1 性能評価における評価すべき空間スケールの考え方の整理

地層処分において検討されている立地調査の地質環境モデルと安全評価の水理地質構造モデルにおけるスケールの考え方を参考とし、中深度処分の安全規制におけるスケールの考え方として、地下水流動と地下施設建設の影響に着目して以下のように示した。

- ・ 広域スケール

広域スケールは、廃棄物埋設地（処分場）を通過する地下水涵養域から流出域までの大域的な地下水流動系に着目した上で、水理的な境界条件が設定可能な範囲（最大で数十 km $\times$ 数十 km の範囲）と考えられる。広域スケールの設定では、地形（河川の流域）、地質構造として、モデル下面の不透水境界として設定できる深度、難透水性構造としての断層の位置）、各帯水層、難透水層の代表的な水理特性を参考として設定する。

- ・ 処分場（中間）スケール

処分場スケールは、広域スケールの範囲の中で、処分場建設による水位、水圧変動の影響を受ける範囲（最大数 km $\times$ 数 km）を抽出する。その際に、主に地形から涵養域と流出域を判断する広域スケールの中で、遮水構造を持つ断層や、連結していない亀裂ネットワークによって主要な流動系が分割されるコンパートメント構造を示す場合には、処分場を包含する流動コンパートメントを抽出する。その際には、水理特性、亀裂の幾何学特性、難透水構造、水質、同位体の分布等を参考として決定する。ただし、地下水等モニタリングによって処分場周辺の地下水流動に関する情報が更新された際には、モデル範囲の設定等を見直す必要がある。

- ・ ニアフィールドスケール

ニアフィールドスケールは、廃棄物埋設地等の地下空間建設によって発生する水理・化学的影響領域を対象とした設定とする。その際に参考とすべき情報は、母岩の力学・水理特性に加え、鉱物組成や酸素の拡散係数等の化学的特性となる。それらの評価は、岩石試料を用いた室内実験及び壁面からの短尺のボーリング調査等で把握する必要がある。ニアフィールドにおいては、水理学的な影響領域の評価は、EDZ における亀裂発生範囲に加え、化学的風化の範囲の評価も重要となる。化学的風化の影響範囲は、坑道埋め戻しまでの期間に応じて拡大することに留意が必要であろう。

### 2.1.1.2 空間スケールに応じた地下水流動モデルの構築手順

広域スケール及び処分場スケールにおける亀裂性媒体と多孔質媒体の地下水流動モデル構築の手順を以下に取りまとめた。

ニアフィールド（坑道建設の影響範囲）における地下水流動モデルは、主に掘削影響領域を介した坑道軸方向の流動経路の有無が重要な問題となる。基本的には、処分坑道の母岩となる岩盤の変形特性、強度等の力学及び透水係数、既存割れ目の方向等の水理学的特性から、掘削時の応力変化による亀裂の発生による透水性の変化をモデル化することによって一定の評価が可能であるが、2.1.1.1 に示したように、時間の経過に伴う化学的風化の進展と、その結果としての高透水ゾーンの発生を考慮する必要があるため、拡散係数等の評価が必要となる

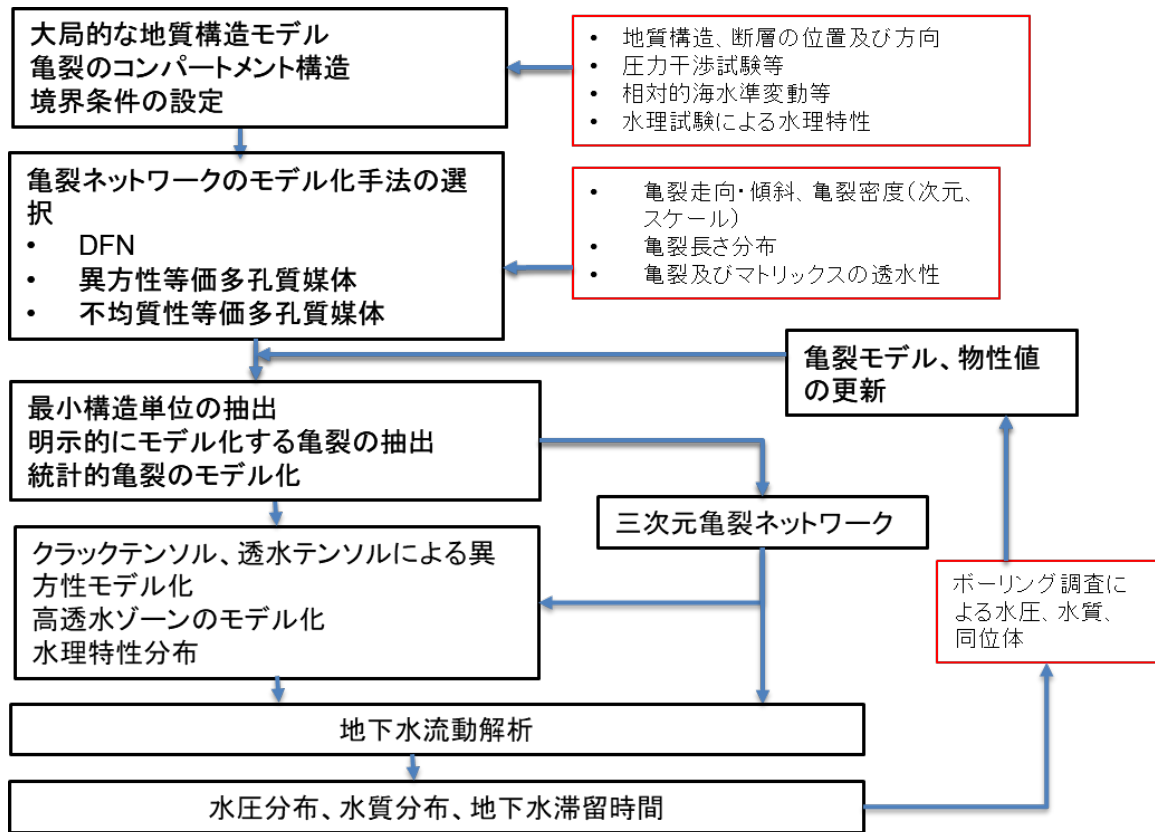


図 2.1.1-2 亀裂性媒体分布地域における広域及び処分場スケールの地下水流動モデル構築域及び処分場スケールの地下水流動モデル構築フロー

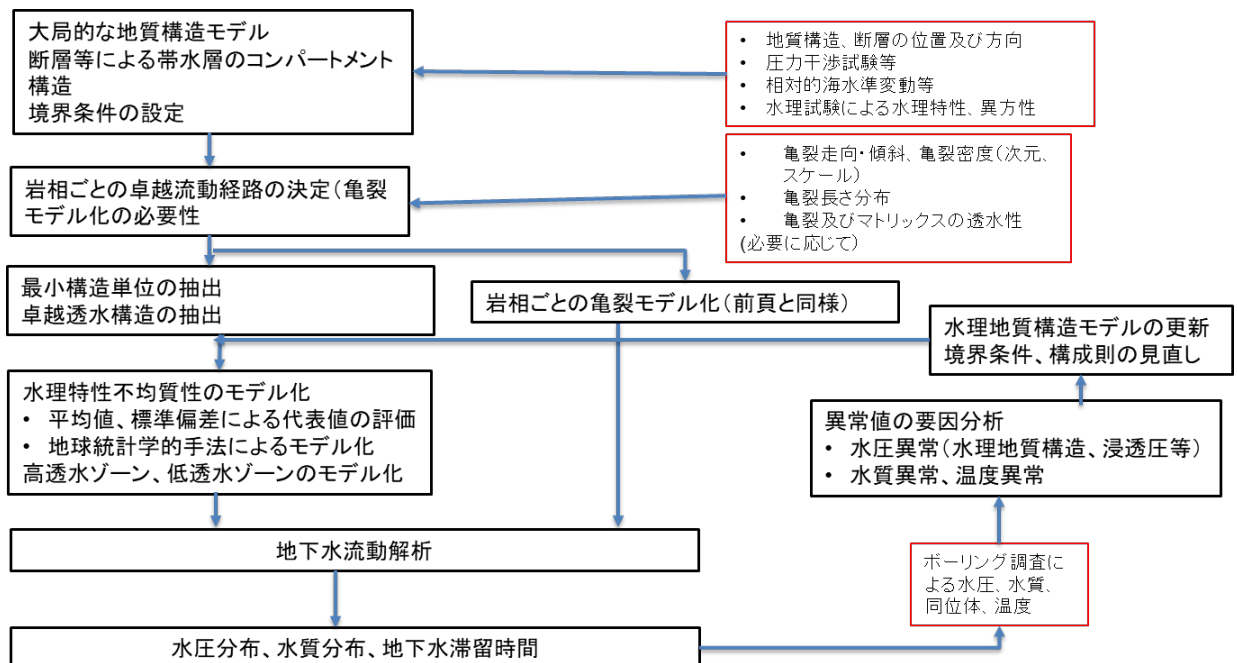


図 2.1.1-4 多孔質媒体分布地域における広域及び処分場スケールの地下水流動モデル構築フロー

2.1.1.3 地質状況及び空間スケールにおける技術的指標の抽出と適用性，適用限界の検討

表 2.1.1-2 に、広域スケール及び処分場スケール共通で、亀裂性、多孔質の媒体での技術的指標と用途，ニアフィールドスケールでの技術的指標を示す。表には、それぞれの指標に関する調査・評価方法も記載した。

表 2.1.1-2 空間スケール及び岩種による技術的指標と調査・評価方法

空間スケール	岩種	用途	指標	調査・評価手法
広域及び処分場スケール	亀裂性媒体	モデル構築	地質構造	地表踏査，物理探査
			亀裂情報（走向・傾斜，密度，長さ，連続性）	地表踏査，空中写真，ボーリング調査，孔間透水試験
			水理特性（亀裂，マトリックス）	原位置試験，室内試験
			境界条件	気象観測，相対的海水準変動
	検証及びモデル更新	水圧分布	地下水モニタリング	
		水質（塩分濃度）分布	原位置採水・分析	
		同位体分布（滞留時間）	原位置採水・分析	
	多孔質媒体	モデル構築	地質構造	地表踏査，物理探査
			断層分布	地表踏査，物理探査，ボーリング調査
			水理特性	原位置試験，室内実験
亀裂等卓越構造			ボーリング調査，原位置試験	
検証及びモデル更新		水圧分布	地下水モニタリング	
		水質（塩分濃度）分布	原位置採水・分析	
		同位体分布（滞留時間）	原位置採水・分析	
異常間隙水圧等の成因（キャップロック，浸透圧等）	地下水モニタリング，ボーリング調査，室内試験			
ニアフィールド	共通	モデル構築及び更新	力学特性（掘削影響領域の範囲）	ボーリング調査，室内試験
			水理特性	壁面からのボーリング調査，室内試験
			化学特性	壁面からのボーリング調査，室内試験

図 2.1.1.2 及び 2.1.1.4 に示したモデル構築のフローに従って，広域及び処分場スケールの指標は亀裂性媒体と多孔質媒体に分類して抽出を行った。モデル構築の基本となる地質構造に関しては共通であるが，亀裂性媒体に関しては亀裂の三次元ネットワークモデルを統計的に構築する手順が含まれるため，亀裂の幾何学情報（走向，傾斜，密度，長さ及びそれらの空間分布）が必要となり，そこから，等価多孔質媒体への変換手法の選択等が行われる。また，2.1.1.1 で示した流動のコンパートメント構造に関して，亀裂性媒体においては主に亀裂のコンパートメントが要因となるが，多孔質媒体では遮水性の断層の存在がコンパートメント構造の要因となるため，特に多孔質媒体では断層の分布からコンパートメントを抽出することが必要となる。

多孔質媒体における一部の帯水層において亀裂性媒体と同様のモデル構築を行う必要があるか否かを判断するために，多孔質媒体においても亀裂等の卓越構造の有無を評価する必要がある。

また，亀裂性媒体における水理特性に関しては，原位置試験によって亀裂を含む区間の水理特性と評価するとともに，マトリックス拡散の評価を行うために亀裂を含まないインタクトな岩盤の水理特性評価を行う必要がある。

モデル検証及び更新に用いる指標は，基本的には水圧，水質，同位体（滞留時間）の分布に関する解析結果と実測の比較となるが，特に多孔質媒体においては，異常間隙水圧等，一部一般的な構成則では評価できない要因による可能性を評価し，構成則の見直しを行う必要も生じ

る。

これらの技術的指標を適用する際に最も留意すべき点は、データのばらつきや不確実性問題と考えられる。水理特性に関しては、亀裂性媒体における透水性亀裂の有無や亀裂の連続性によって原位置透水試験結果やそれに基づく水理地質構造モデルは大きく異なるため、亀裂の卓越方向ごとの水理特性の評価を行うことによって、亀裂ネットワークと水理特性分布を事前に検討することが必要である。また、亀裂の幾何学構造に関して、地表あるいはボーリング調査ですべての亀裂を決定論的に評価することは不可能であり、調査の空間スケール等によって調査可能な亀裂情報にバイアスがかかるため、様々な空間スケールでの調査を行うこと、水理特性に関しても、スケールによる相違を評価するための、室内実験と原位置透水試験の比較等が必要となる。ただし、前述したように決定論的なモデル構築を行うための必要十分な情報を得ることは不可能であることを考慮し、統計的モデル構築における不確実性の評価と、モデル検証のために、モデル構築に用いたデータとは別の調査データを事前あるいは事後に取得することが必要となる。

多孔質媒体においても、多くの原位置透水試験を実施した場合には、同一の地層を対象としても、透水係数等のデータは空間的ばらつきを持つ。点として得られた個別の評価結果を直接モデル構築の高速条件として用いた場合には、物理探査等による面的なデータを制約条件として用いた場合と比較して、試験の誤差やモデル構築のスケールと試験スケールの違い等の問題から、モデルの再現性向上には寄与せず、逆にバイアスがかかったモデルとなるということが示されている<sup>15)</sup>。水理特性自体は、モデル構築に不可欠な指標ではあるが、空間的なばらつきが大きい場合には、不確実性が存在する中で、いくつかのケースを設定して代表値を選定するか、地球統計学的手法で複数のモデルを構築する等の段階が必要となる。

亀裂性媒体、多孔質媒体の双方において、調査の数量が増大することによって不確実性は低減するが、決定論的な指標を得ることは不可能である。従って、モデル検証のための指標を効率的かつ高精度で取得し、地下水流動モデルに定量的にフィードバックするための方法論の構築が今後必要となる。

## 2.1.2 ボーリング調査による既存地下水流動モデルとの比較・検証

### 【実施内容】

広域地下水流動の評価は既存孔井から採水された地下水試料のデータを基に行われる。既存孔井は、浅層から採水できるものも存在する一方で、具体的な評価に用いるには十分とは言えず、大半は採水深度が 1000m 程度の地下深部から採水されるものである。したがって、このようなデータを基に評価された広域地下水流動が中深度処分の埋設施設が設置される地下 70m 以深のような浅層の地下水流動をどこまで適切に取り込むことができているか、必ずしも明らかではない。このため、涵養域・流動域・流出域を代表する地点や地下水流動に影響を与える大規模断層を挟んだ両側の地点などで、水質、同位体、地下水年代、水理特性等（以下、水質等）の深度プロファイルを取得することが必要である。なお、浅層の地下水流動を検討するためには、対象としている深度の 2 倍から 3 倍程度の深度における水質等のデータが必要と考えられるため、300m 程度のボーリング調査が必要となる。

平成 31 年度は、過年度に構築された概念モデルで最も重要でかつ不確実性が高いと考えられる中間流動域における地表からの天水涵養と浅層における流動の評価を目的として、1) で設定した対象地域内の中間流動域にボーリング調査地を設定し、中深度処分対象深度までの天水の涵養と流動の評価に必要な深度 75m 程度のボーリング調査を行い、コア試料・揚水試料の

採取を行う。また、限られた深度の揚水試料を補完するため、岩芯試料の中心部から間隙水を抽出する装置を導入し、間隙水の採取を行う。

揚水試料及び間隙水試料を対象として、水の水素・酸素同位体から得られる地下水の涵養時期・涵養される地域に関する情報と、地形・地質構造から考えられる地下水が涵養される地域との比較を行う。また揚水試料については、トリチウム濃度、放射性炭素同位体、ヘリウム同位体、放射性塩素同位体などの分析を行い、より詳細な涵養時期（地下水年代）を明らかにし、平均流速等の情報として、水理特性との比較を行う。

さらに、原位置水理試験及び岩芯試料を用いた室内透水試験による水理特性の深度プロファイルの取得、掘削途中の孔底部における水位あるいは水圧計測による間隙水圧プロファイルの評価を併せて行い、水質プロファイルと岩芯試料を用いた実験的評価によって間隙水圧プロファイルと地下水流動系と変動の評価を行う。

加えて、ボーリング調査地点が属する高瀬川水系内において、追補的な既存孔井・地表水等の現地調査を行い、地下水流動概念モデルの精緻化を図る。

これらの結果得られる地下水流動に係る三次元的なデータに基づき、1)において整理した考え方及び評価指標から得られている概念モデルの検証を行い、モデルの定量化に向けた検討を行う。

## 【成果】

### 2.1.2.1 既存孔井・地表水等の現地調査による、地下水流動概念モデルの精緻化

#### 2.1.2.1.1 地表水等の現地調査

昨年度までに作成した上北平野の広域地下水流動概念モデルでは、小川原湖西側におけるより深層の地下水の浅層への上昇の可能性が示されている（産業技術総合研究所，2017，2018，2019）。今年度は、上北平野北部の広域地下水流動系についてさらに検討するため、小川原湖西側の高瀬川水系を対象として再採取地点を含む地表水（河川水）の現地調査を実施した。その結果、小川原湖北西部における河川の下流域では、水素同位体が低くなる傾向が見られた。これは、浅層地下水の影響が徐々に大きくなっていく可能性があること、すなわち小川原湖周辺の浅層地下水が上昇して河川水に付け加わっている可能性を示唆していると思われる。

#### 2.1.2.1.2 既存孔井の現地調査

小川原湖西側および東側の浅層地下水試料について、低レベルトリチウム分析と放射性炭素同位体分析を行い、地下水年代の指標となる $^3\text{H}$ と $^{14}\text{C}$ およびヘリウム同位体など希ガスのデータを拡充した。小川原湖西部地下水の水素同位体はいずれも周辺河川よりも低い値を示し、寒冷期の涵養が示唆された。また、小川原湖西部の地下水の $^{14}\text{C}$ 年代はいずれも最終退氷期に相当する年代を示した。小川原湖東部においては現世の値を示す地点や、4,000 cal BP程度を示す地点が存在する。水質組成の特徴やトリチウム濃度分布と併せて考えると、小川原東側においては相対的に若い地下水の浸透が考えられる。また、希ガス濃度に基づいた希ガス涵養温度も水素同位体比から考えられる寒冷期の涵養と矛盾しない結果となった。

#### 2.1.2.1.3 地下水流動概念モデルの更新

2.1.2.1.1 および 2.1.2.1.2 節において行った既存孔井・地表水等の現地調査の結果をもとに更新した地下水流動概念モデルを図 2.1.2.1 に示した。ただし、既存井戸からの地下水化学・同位体組成はストレーナ深度が浅層から深層まで含まれる場合は、平均値となる。そこで、次



節以降でボーリング掘削により原位置より採水した地下水揚水試料，または岩石コア試料から抽出した間隙水により，このモデルの検証を行う。

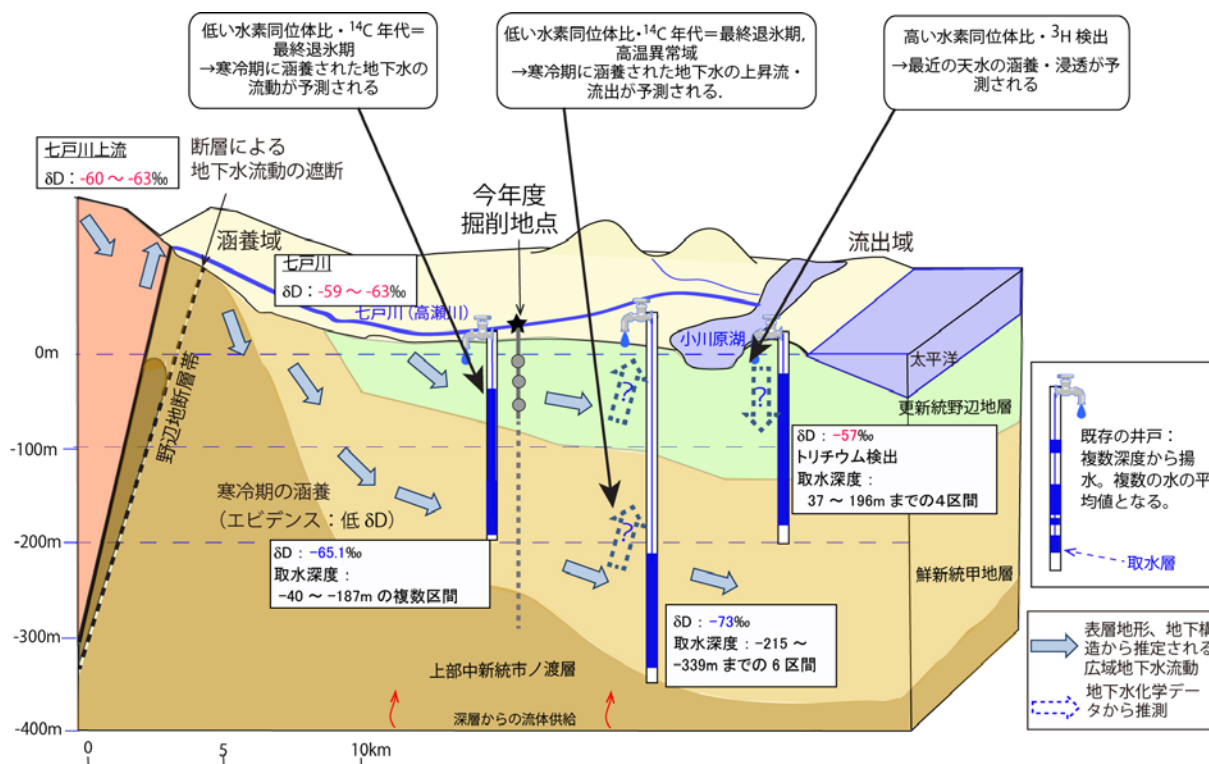


図 2.1.2.1 本年度の既存井戸および地表水調査により更新された上北平野における地下水流動概念モデル。

### 2.1.2.2 ボーリング掘削調査による原位置データの取得

本年度は，地下水流動概念モデルを実証的に検証するとともに天水涵養と浅層における流動の評価する技術的指標の抽出を目的として，上北平野における地下水流動系の中間流動域にあたる青森県上北郡東北町大浦地区において深度 76m までの検証ボーリング 1 孔 (KMK-1 孔) の掘削を行った。そして，3 深度の採水区間から揚水による地下水試料採取および岩石コア試料から抽出した間隙水の水質・同位体組成および溶存ガス成分の分析を行った。また，原位置水理試験及び岩芯試料を用いた室内透水試験による水理特性の深度プロファイルの取得，掘削途中の孔底部における水位あるいは水圧計測による間隙水圧プロファイルの評価を併せて行い，水質プロファイルと岩芯試料を用いた実験的評価によって間隙水圧プロファイルと地下水流動系と変動の評価を行った。さらに，孔内水温プロファイル (温度検層) より，深度による温度やその勾配の変化と地質構造の対比に基づき，各層における地下水流動状況を検討した。得られた結果をもとに浅層における流動の評価として水温の深度プロファイル，揚水試験と岩石コア試料を用いた室内透水試験による水理特性の深度プロファイルについての検討と概念モデルの検証として，

- ・既存井戸において推測された最終退氷期の涵養について，地下水揚水試料・間隙水の水素・酸素同位体比，トリチウム，ヘリウムなどの希ガス同位体を用いた検証
- ・既存浅層地下水・深層地下水の水温から当該地域において観測されていた異常高温域について温度検層による検証

を行った結果を以下にまとめる。

### 2.1.2.2.1 ボーリング掘削概要

ボーリング掘削地は図 2.1.2.2 に示したように北緯 40°43'23.13", 東経 141°13'16.64", 標高 8.0 m 地点の田圃地であり, 高瀬川左岸に位置する. 予想地質状況は, 現場の土地利用状況および掘削地から南西 1.6 km に存在する水源井の地質柱状図(青森県, 1970<sup>9)</sup>)を参考にすると, 深度 0~2 m に人工埋立層(砂利含む), 深度 2~3 m 程度まで耕作土壌(田圃)のあと, 沖積層が深度 25 m 程度まで, その後更新統の野辺地層が現れることが予想された. そこで, 本掘削調査では以下の調査を実施することとした.

- 1) 3 深度における揚水試験
- 2) 3 深度における揚水試料の採取および化学・同位体分析
- 3) 岩石コア試料を用いた室内透水試験
- 4) 間隙水の抽出及び化学・同位体分析
- 5) 温度検層

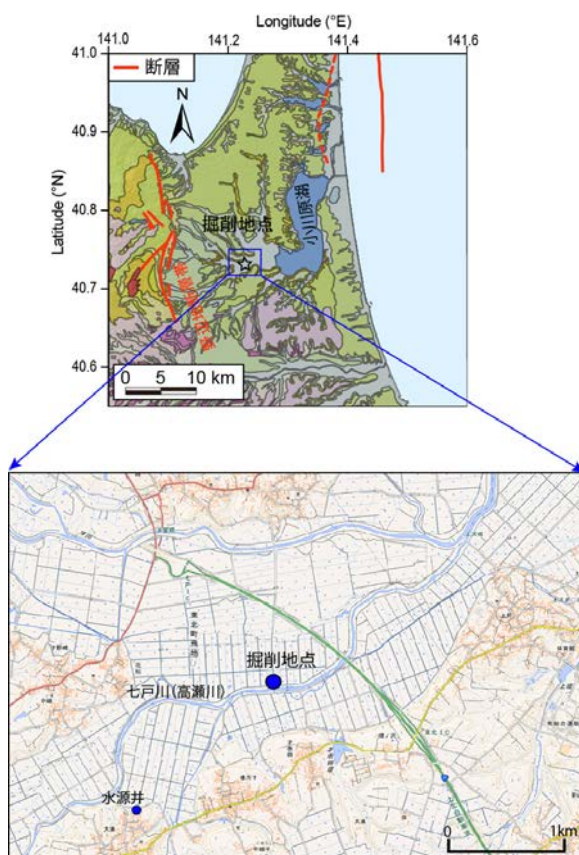


図 2.1.2.2 ボーリング掘削地

### 2.1.2.2.2 原位置水理試験および岩芯試料を用いた室内透水試験

図 2.1.2.3 に, 掘削時の孔内水位, 揚水試験及び透水試験で算出された透水係数を示す.

揚水試験は, 採水を行うために, 比較的透水性が高い砂質土を対象として実施した一方, 室内試験は, 試料成型が可能な箇所として, 粘性土及びシルトを対象として実施している. そのために, 透水係数には 2 オーダーのコントラストが存在した. 特に沖積層及び洪積層上位のシルトと砂質土の互層構造の部分に関しては, それぞれの層厚を考慮して, バルクの透水係数として, 砂質土が支配的な水平方向と, 粘性土が支配的な鉛直方向に 1 オーダーの透水異方性を持つ地盤と考慮することができる.

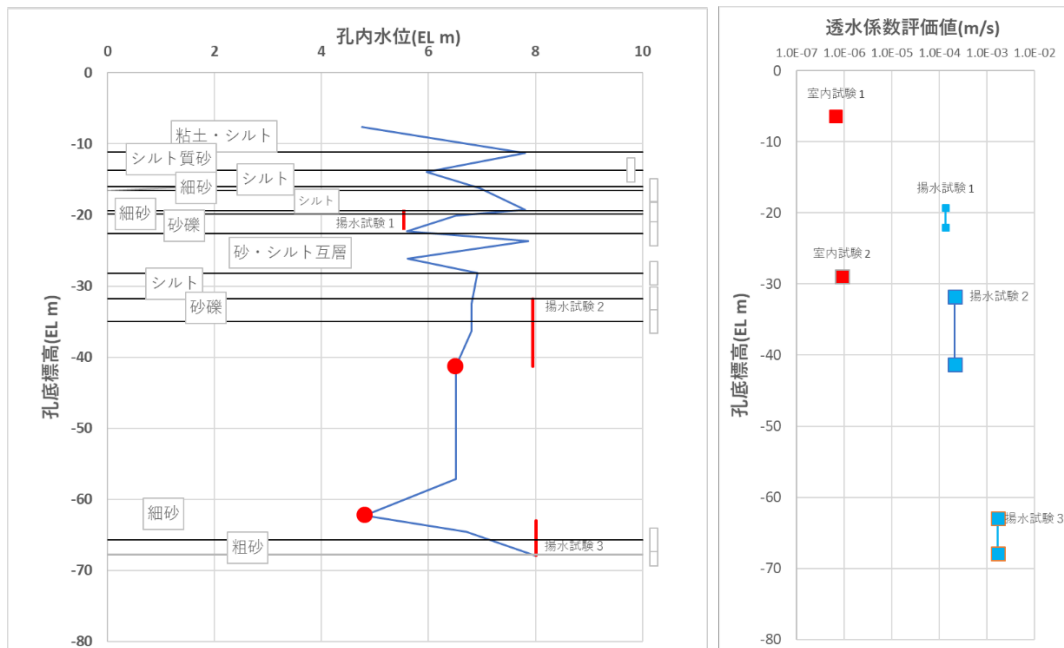


図 2.1.2.3 掘削時の孔内水位変化と揚水試験，室内試験による透水係数

### 2.1.2.2.3 温度検層

本節では、当該ボーリング孔において観測された地下温度プロファイルと、地質構造の対比に基づいて検討した地下水流動の影響について報告した。地下水流動の影響について深度区分すると共に、既往の水源井・温泉井水温データとの比較から、観測した地下温度プロファイルの妥当性を評価した。

地下温度プロファイル (図 2.1.2.4) には、深度により温度変化に違いが認められた。12.36m 以浅では浅くなるほど増温するため地温勾配は負の値となり (下方を正, 図 2.1.2.5), 13.36m 以深とは変化の傾向が大きく異なる。13.36m 以深の地下温度は、深度 20.36m : 12.0°C, 30.36m : 12.5°C, 40.36m : 13.5°C, 50.36m : 14.2°C, 60.36m : 14.9°C, 最深測定 66.36m : 15.3°Cを示す。これらの深度区間では地温勾配は正の値 (図 2.1.2.5) となるが、その大きさは一様ではなく、深度により地下温度が複雑に変化していることが明らかとなった。

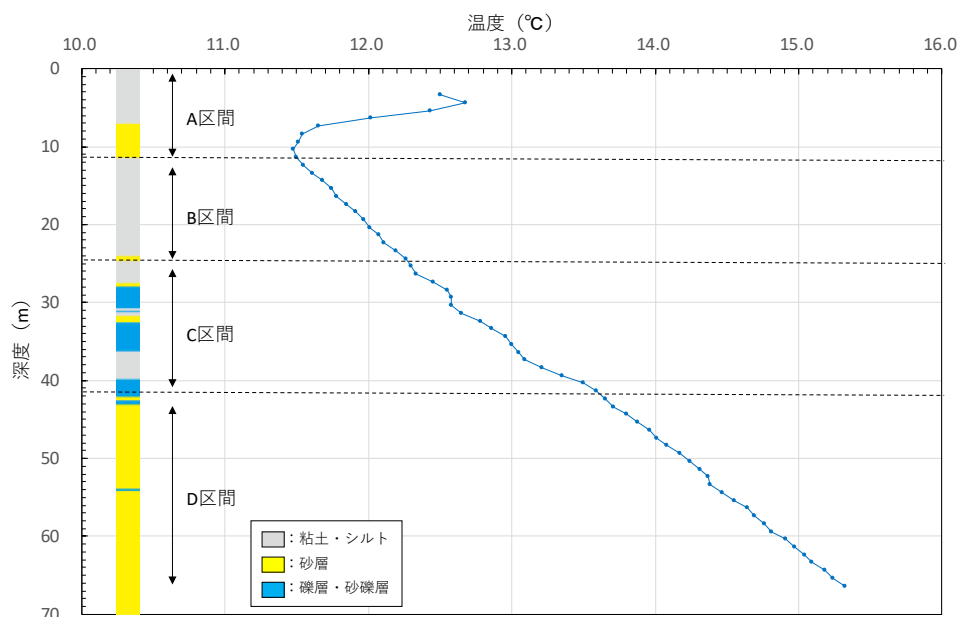


図 2.1.2.4 地下温度プロファイル

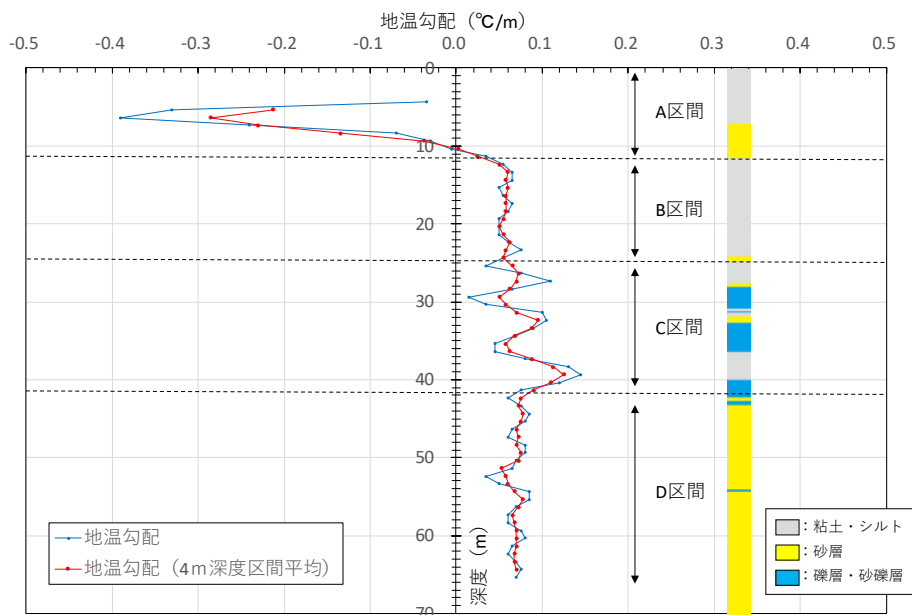


図 2.1.2.5 地温勾配プロファイルと深度区分

#### 2.1.2.2.4 揚水試料化学分析

揚水試料の水素安定同位体比は、比較的浅い 1 深度目から既に周辺の浅層地下水と同等の値を示しており、2.1.2.1 項で述べたとおり河川水（高瀬川水系）の同位体比の分布範囲よりもやや低い値を示している。トリチウム濃度については、現在までに通常レベルの分析結果が得られている 2 深度（27.3-30.1 m および 39.8-45.0 m）については検出限界以下（ $<0.3$  TU）となっており、周辺地下水と同様に最近の天水の影響は受けていないと考えられる。 $^{14}\text{C}$  年代は、いずれも 10,000 cal BP よりも古い値を示しており、2 深度目（39.8-45.0 m）において 16,100-16,400 cal BP 程度と特に古い年代が得られた。3 深度目（71.0-75.9 m）では、10,600-10,800 cal BP 程度と 2 深度目よりも若い年代となっているが、今後、低レベルトリチウム分析による若い水の混合の有無の確認が必要と考えられる。また、3 深度目の採水では、掘削水のトレーサーとして用いたローダミン WT の濃度が他の 2 深度と比較してやや高かった（2 倍程度）ため、掘削水の混合による影響の程度や補正についても検討が必要である。

#### 2.1.2.2.5 間隙水化学分析

現在までに遠心分離法および圧縮抽水法によって得られた間隙水試料の水素安定同位体比の結果は、最も浅い地点である深度 6.14-6.26 m および 7.81-7.91 m では、 $-54\text{‰}$ 程度とかなり高い値を示しており、間隙水は比較的近い場所にもたらされた降水によって涵養されているものと判断できる。一方、深度 13 m 程度になると、同位体比は $-63\text{‰}$ から $-64\text{‰}$ 程度にまで低下し、河川水の範囲のうち最も低い値と同程度となっている。深度 20 m 程度以深では、同位体比は $-65\text{‰}$ 前後で概ね一定の分布を示している。

#### 2.1.2.3 概念モデルの検証およびモデルの定量化に向けた検討（予察）

本節では、過年度及び 2.1.2.1 節において追補的に行った地表水・既存孔井調査により構築

した地下水流動概念モデルについて、2.1.2で行ったボーリング掘削の結果をもとに比較・検証を行う。その際に、2.1.1節において抽出された広域及びニアフィールドにおける地下水流動を評価する技術指標を用いる。本年度行った掘削は、地下水流動の涵養域から流出域までの中間にあたる流動域にあたり、掘削深度が75 mであることを考えると、ここで行う比較・検証項目として、浅層域の地下水流動状況の検討、地下水涵養期の検証、地下水温の異常高温域の検証があげられる。これらの検証のため、2.1.1節において抽出された指標である地質構造（ここでは地質層序）、水理特性、水圧や水温、水質・同位体の分布を用いた。2.1.2.3.1では鉛直方向の流動・浅層における地下水の浸透を検討するため、2.1.1節で抽出された水圧・水理・水温分布を用いた検討を行った。2.1.2.3.2では概念モデルにおいて得られた寒冷期に涵養された浅層地下水について、ボーリング揚水試料の水質・同位体（特にトリチウム、 $^{14}\text{C}$ 、水の同位体、希ガス濃度）、間隙水の水素・酸素同位体を用いた検証、寒冷期の涵養水がどの程度の深度から出現するかを既存モデルと比較した。2.1.2.3.3では当該地域の既存構成で観測された異常高温域についてボーリング孔の温度検層結果を指標として検証した。以下にその概略を示す。

#### 2.1.2.3.1 原位置水温データによる地下水流動状況の検討

温度検層の結果、地温勾配の変化から地下温度プロファイルはA～Dの4区間に分けられた。A区間は、B区間との境界である深度11.36 mを除き地温勾配が負の値を示し、季節変化（年変化）などの地表面温度変化の影響を強く反映していると考えられた。沖積層内のシルト層や粘土層に相当するB区間は、C・D層よりも相対的に透水性が低いため地下水流動の影響が小さく、地温勾配の変化も小さいと考えられた。また、1深度目の揚水深度が含まれるC層は沖積層基底礫層とその上位のシルト層、沖積層下位のシルト層および砂礫層を複数含んでおり、地質と透水性の違いによる地下水流動の違いを反映して、地温勾配は深度により大きく変動している。地温勾配の低下は帯水層中の活発な地下水流動の影響を反映していると考えられた。主に砂層に相当し、2深度目の揚水深度が含まれるD区間は、B区間よりも地温勾配の変化は大きく、地下水流動の影響は確認されるが、C区間と比較して地温勾配の変化は小さく、地下水流動は活発ではないと考えられた。ただし、3深度目の揚水深度近辺での温度プロファイルはまだ得られていない。

#### 2.1.2.3.2 概念モデルとの比較（その1）：地下水涵養時期・温度の特徴

揚水試料で得られた $^{14}\text{C}$ 年代は、見かけの年代として最終退水期に相当しており、寒冷であった当時の天水によって涵養された地下水であることを示唆している。揚水試料の水素安定同位体比が、河川水（高瀬川水系）の範囲よりもやや低い値を示していることと整合的である。また、希ガス涵養温度や水素・酸素同位体の関係も寒冷期の涵養であることを支持する。また、岩石コア試料から抽出した間隙水も深度20 m程度以深では、同位体比は-65‰前後で概ね一定の分布を示し、河川水より低い値となっている。間隙水についても水素・酸素同位体の関係からは高標高地点での涵養は支持されず、寒冷期の涵養であることを支持する（図2.1.2.6）。

本年度の揚水試料および間隙水の結果を踏まえると、概念モデルに示した寒冷期の特徴を示す地下水の流動する領域は、深度20 m程度の浅層まで及んでいる可能性があることが明らかとなった。ただし、これらの寒冷期に涵養された地下水が鉛直浸透あるいは水平流動の速度が遅いために浅層にも分布しているのかあるいは、概念モデルで示唆されたような上昇流により古い地下水が浅層までもたらされているのかは不明である。今後、掘削深度の延伸により、既存井戸深度までの揚水・間隙水試料より詳細な深度プロファイルを得たうえで概念モデルの検

証と、中深度処分相当深度における地下水流動状態を把握する必要がある。

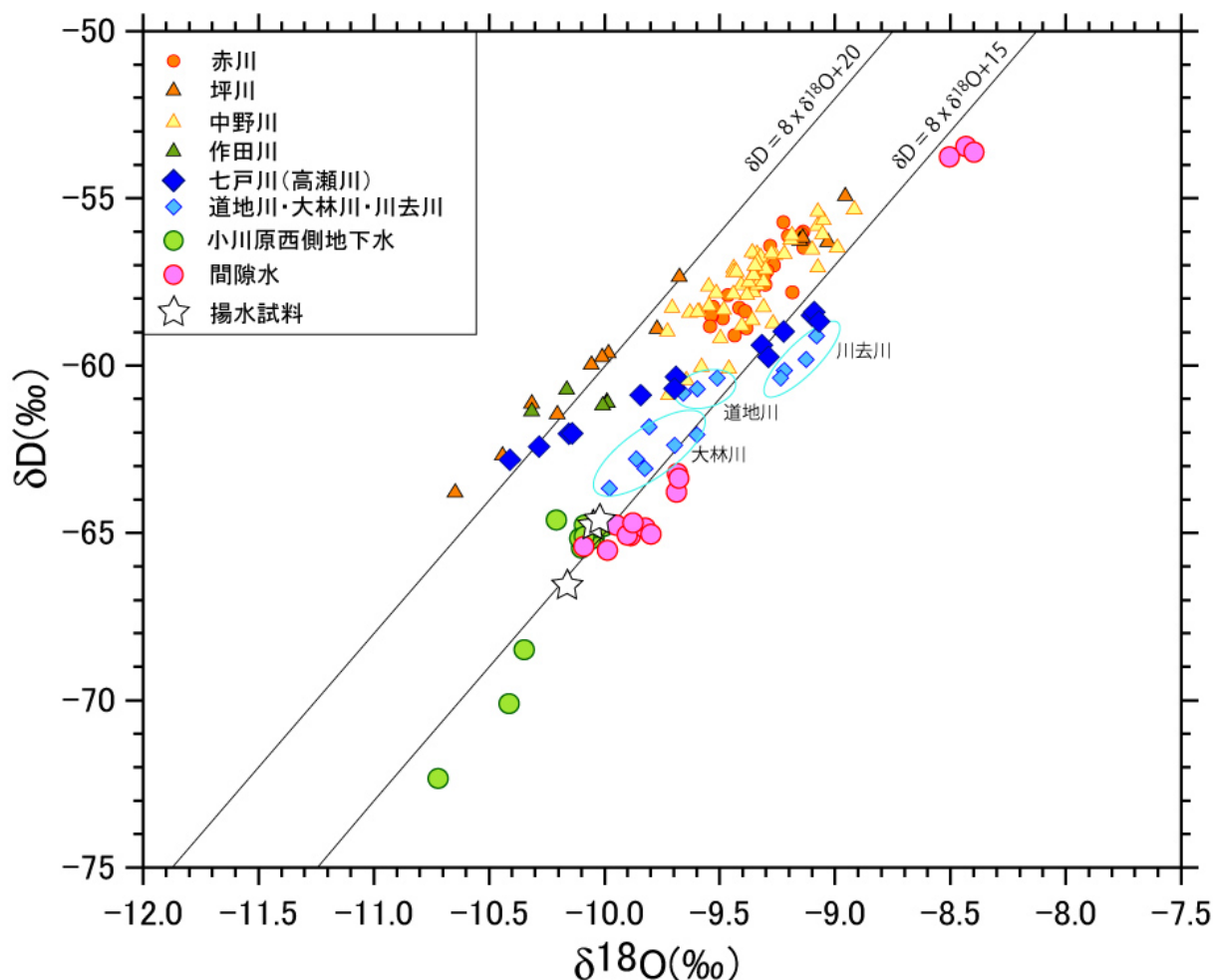


図 2.1.2.6 揚水試料，間隙水，小川原湖西側浅層地下水，河川水の水素・酸素同位体比  
河川水は 2019 年度調査の高瀬川流域河川についてプロットし，浅層地下水は 2019 年度調査地点のうち小川原湖東側地下水を除いた

### 2.1.2.3.3 概念モデルの比較（その 2）：異常高温域についての検証

掘削地点から 5 km 以内の水源井や温泉井の水温について，公開されているデータベースより抽出し，温度検層結果と比較した（図 2.1.2.7）．水源井と温泉井のスクリーン区間の平均深度と温度の関係から，深度 100～700 m 程度までの本地域の平均的な地温勾配は約  $5.9 \times 10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$  と見積もることができた．本観測結果の D 区間の地温勾配は約  $6.9 \times 10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$  であり，水源井・温泉井水温データから求めた値よりも大きい値となった．ただし，温度検層観測結果は 66.36 m 以浅であり，詳細な検討は現時点ではしい．今後，掘削深度の延伸やボーリング地点の追加により，既往データとの比較検討が可能となり，本地域の異常高温域の同定と解明に資すると期待できる．

- 水源井・温泉井  
(掘削地点から5km)

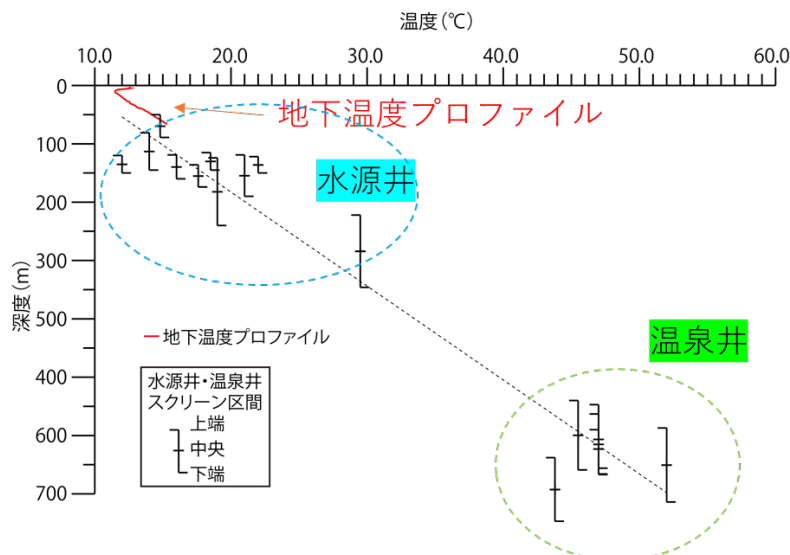
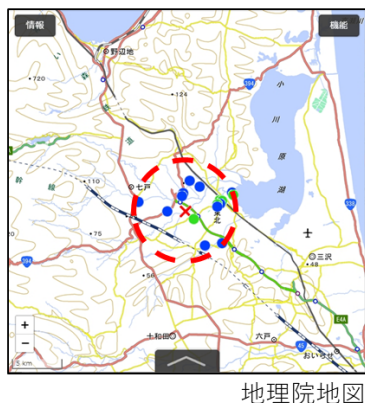


図 2.1.2.7. 地下温度プロファイルと水源井・温泉井水温の比較結果

## 2.2 物理探査等に基づく広域地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

### 【実施内容】

平成 31 年度は、主に既往研究事例の調査を中心として、以下の内容で業務を実施する。

- 1) 対象スケールに応じた物理探査手法の目的及び適用範囲に関するとりまとめ

地下水流動評価を行う空間スケールに対して、物理探査の目的と適用可能な手法、適用性に関する分類、取りまとめを **Hydrogeophysics** に関連する現在の基本的な手法のレビューに加え最新の研究成果の調査を行い実施する。対象とする探査手法は、リモートセンシング、電磁・電気探査、重力探査、弾性波探査等とする。探査の目的は、水理地質構造探査、物性探査、地下水流動探査に分類する。また、物理探査と同様に実施される調査として、ボーリング調査による広域地下水流動評価及びボーリング孔を用いた物理探査についての調査事例を収集整理し、調査を行う上での留意点等を抽出する。

- 2) 広域地下水流動評価における各種調査手法の適用性に関する調査

空間スケールごとの探査手法の取りまとめ結果から、広域地下水流動評価に適用可能な探査手法を抽出し、地表踏査及び限られたボーリング調査との相互補間による地下水流動概念モデル構築への適用性の検討を実施する。

### 【成果】

#### 2.2.1 対象スケールに応じた物理探査手法の目的及び適用範囲に関するとりまとめ

第一段階として、空間スケールは考慮せずに、地下水調査に用いられている物理探査手法に関して、手法と直接求められる物理特裁、そこから推定される水理特性や状態量等の水理学的情報を、表 2.2-1 にまとめた。

以下に、地下水流動の空間的スケール別に、代表的手法の適用性を分類する。

- (1) 広域 (10km オーダー) を対象とした探査手法

2.1.1 に示した広域スケールの地下水流動を対象とした探査においては、衛星あるいは航空機からのエアボーン探査が有効である。これらに対応する手法は、赤外線センサー、合成開口レーダー等のリモートセンシング、EMI 法、重力探査等が該当する。

- (2) サイトスケール (km オーダー) あるいはそれ以下を対象とした探査手法

1km 程度までのサイトスケールや、それ以下のスケールを対象とした探査においては、深度方向を目的とした地表からの探査や、孔井を用いたトモグラフィーが多く用いられている。

利用される方法としては、比抵抗探査（トモグラフィー）、電磁探査、弾性波探査、GPR 等があげられる。探査範囲は、信号が受信できる範囲によって決定されるため、地質状況によって異なる。また、孔井を利用した探査では、探査可能範囲を考慮した孔井配置によって決定される。一般的に、弾性波探査や比抵抗探査は比較的広い範囲を探査可能であるが、GPR は亀裂が少ない岩盤においても最大 100m 程度の探査範囲であり、地表からの探査では 10m 程度の範囲の探査領域である。

表 2.2-1 地下水調査に用いられる物理探査手法と求められる特性等（Binley et al.に追記）

物理探査手法	地球物理特性	推定される水理特性・状態量
直流比抵抗探査	電気伝導度	水分量、粘土含有量、間隙水電導度
強制分極(IP)法	電気伝導度、帯電性	水分量、粘土含有量、間隙水電導度、表面積、浸透率
スペクトルIP法	同上(周波数依存性)	水分量、粘土含有量、間隙水電導度、表面積、浸透率、地球化学的変質
自然電位(Self Potential)法	電位差発生源、電気伝導度	地下水流束、浸透率
電磁誘導(EMI)法	電気伝導度	水分量、粘土含有量、塩分濃度
地下レーダー(GPR)	誘電率、電気伝導度	水分量、間隙率、層序
弾性波探査	弾性係数、バルク密度	岩種、水含有量、固結度、間隙水置換
弾性波電界(Seismoelectric)法	電流密度	水分含有量、浸透率
核磁気共鳴(NMR)法	陽子密度	水分含有量、浸透率
重力探査	バルク密度	水分含有量、間隙率
赤外線センサー	温度	蒸発散量、地下水流出域
合成開口レーダー	反射マイクロ波、反射時間(距離)	土壌水分、地下水位

## 2.2.2 広域地下水流動評価における各種調査手法の適用性に関する調査

物理探査による地下水流動評価において、水理特性等モデル化に必要な指標を得るための手法と、地下水流動を可視化するための手法に分類して、代表的な手法に対して適用性や技術的な適用限界、課題を取りまとめた。結果は 2.2.3 に示す。

## 2.2.3 物理探査手法の地下水流動モデルへの適用に関するまとめ

物理探査手法の適用スケール及び適用性に関して、表 2.2-2 に取りまとめる。

地下水流動（トレーサー流動）の可視化を目的とした比抵抗探査は、最大でも 1000m の平面スケール、実際に適用された事例は数 10m 程度である。三次元的な探査範囲は空間分解能とのトレードオフとなると同時に、経時的な変動を評価するという点で、一回の探査に長時間を要すると、探査を行っている間に状態が変化してしまう可能性もあるため、適用に関しては留意が必要である。また、水理特性を評価する解析手法は、多くが間隙率と浸透率の関係を用いているため、多孔質媒体への適用に限られることや経験的なパラメータを用いる必要がある等の理由で、汎用性のある定量的評価手法とは言えない。ただし、トレーサー流動の評価において、水理解析と連成した逆解析を用いる等の最近の解析手法を用いることによって、比較的適



用可能範囲を広げることが期待される。

数十 km 程度までの広域地下水流動への適用性という点では、地表あるいは地表近傍に限定されるリモートセンシングや重力探査による水位変動、境界条件の推定、または地下水の流動が存在する場における自然電位法による水位の評価に限られる。

物理探査の地下水流動評価への適用に関する今後の課題としては、以下の項目があげられる。

- 広域スケールの評価という点では、現段階では局所的な異常を示す点としての評価にとどまっている。
- 広範かつ自律的なモニタリング手法（例えば光ファイバーを用いた温度測定や自然  $\gamma$  線等）の適用が望まれる。
- 複数の探査手法の組み合わせによつて評価が有効
- 先験情報や水理調査との組み合わせによる不確実性の評価や低減

表 2.2-2 地下水流動モデルに対する物理探査手法の適用性まとめ

探査手法	平面スケール	深度方向	地下水流動モデルへの適用範囲	備考
比抵抗探査	~1000m (適用事例は数10m)	数10m	浸透率分布, トレーサー流動の可視化	・探査範囲と空間分解能はトレードオフ ・浸透率分布推定は経験的パラメータ
時間領域IP法	~1000m	100m	浸透率分布	・浸透率分布推定は経験的パラメータ (一般化に向けた検討が研究中)
自然電位法	~数10km	100m	不圧帯水層地下水位分布	・自然あるいは人為的地下水流動が必要 ・揚水と併用する場合等には比較的短時間で探査可能な範囲のみに適用
地下レーダー	~10m	10m	浸透率分布	・浸透率分布は経験的パラメータが必要
弾性波探査	~1000m	数100m	浸透率分布	・浸透率分布は経験的パラメータが必要
核磁気共鳴(NMR)	ボーリング孔	100m程度	浸透率分布	・検層による評価
重力探査	数10km	—	地下水位変動 (深度情報無し)	・定量的な評価は研究途上
リモートセンシング	数10km	地表あるいは極表層	境界条件 (蒸発散), 地下水位変動	・土地利用状況によって適用性制限

本節では、限られたボーリング調査を補間する目的での物理探査手法を用いた地下水流動、特に広域地下水流動モデルの構築への適用事例、適用性や課題の抽出を行った。検討を行った結果を以下にまとめる。

- 特に、電気、電磁探査を中心として、物理探査手法は地下水流動モデル構築に必要な水理パラメータの評価や地下水流動の可視化という点で広く用いられている。
- しかしながら、浸透率等の水理パラメータの評価という点では、汎用的な評価手法は存在しない。
- 地下水流動（あるいは変動）の可視化という点では、比抵抗探査の適用事例が多いが、空間スケールは最大で 100m 程度の範囲に限られる。
- 広域地下水流動モデルに適用可能な方法は、自然電位法、リモートセンシング等に限定される。
- 物性値を直接評価するのではなく、地下水流動解析と物理探査解析を連成させた逆解析手法が有効である。

### 3 地質及び水理環境モニタリングの手法，計画等の妥当性に関する科学的・技術的知見の取得

#### 【仕様書記載内容】

中深度処分においては，地下水流動の状態に加えて，人工バリアや天然バリアが設計を逸脱することなく性能を発揮しつつあることを確認するために，バリア及び地下水等の状態等を確認するためのデータ取得（以下「地下水等モニタリング」という。）が重要である．これらを確認するためには，廃棄物埋設地周辺の地質構造を把握することに加え，地下水流動や水質等の水理環境状態を建設前の段階から把握し，廃棄物埋設地及び坑道の建設が地質及び水理環境に与える影響や埋戻しによる水位回復過程を地下水等モニタリングによって把握する必要があり，このことは処分の安全確保及び掘削制限範囲の設定の観点から非常に重要な事項である．

そこで，地質構造を考慮した地下水流動や水質の変動を把握するための効率的なモニタリング装置及びその配置や必要とされるモニタリング項目・期間等適切なモニタリング計画を設定するための関連事項及び掘削制限範囲の設定のための知見を整理する．

#### 【具体的実施内容】

平成 31 年度は，主に文献等からの事例収集を中心として，以下の内容で業務を実施する．

##### (1) 適切なモニタリング計画を設定するための関連事項に関する知見の整理

過年度に収集・整理した国内における大規模地下空間利用のモニタリング事例に加え，国際共同研究等で実施されている放射性廃棄物処分を目的としたモニタリング研究の成果を収集し，モニタリング装置や配置等の情報を取りまとめる．その上で，過年度事業で収集・整理した事例と本年度の収集事例を参考とし，特に沿岸域堆積岩地域を対象として長期のモニタリングを実施する際のモニタリング孔の配置，モニタリング装置，地下水流動系及びその擾乱の評価を行うために必要かつ継続的にデータ取得が可能な最低限のモニタリング項目等に関する取りまとめを行う．

##### (2) 掘削制限範囲設定のための知見の整理

廃棄物埋設地直上に加えて設定すべき掘削制限範囲の考え方を，地質構造を考慮した地下水流動系及び廃棄物埋設地建設の影響範囲等の観点から整理するために，上北平野の掘削調査等で取得される水理特性を参考とした解析的な手法による影響範囲の把握を行う．それらの結果から掘削制限範囲を設定した上での適切なモニタリング計画及びモニタリングデータのフィードバックによるモニタリング計画の変更等に関する考え方を整理する．

#### 【成果】

##### 3.1 適切なモニタリング計画を設定するための関連事項に関する知見の整理

モニタリング計画，モニタリング項目・期間，モニタリング装置・配置に係る知見を整理するために国際機関 IAEA，国際共同研究 MODERN2020，米国，フィンランド，スウェーデン，フランスを対象としたモニタリング研究の成果を収集した．あわせて，過年度収集・整理した国内事例についても補足した．

中深度処分の対象となる中レベル廃棄物について，モニタリングのアプローチは地層処分のそれに似ているとされることから，知見の充実している地層処分を中心にモニタリングに係る情報を収集した．その結果，各国の事例として，ユッカマウンテン（米国），オルキルオト（フィンランド），フォルスマルク（スウェーデン），ビュール（フランス）が選ばれた．

モニタリング計画に関しては，上記の国際機関，国際共同研究，各国の事例においてその考え方はほぼ一致している．IAEA のモニタリングに係る基準 SSG-31 作成の経緯として，2005 年の WASSC 及び RASSC のステアリングコミッティーでの DPP357 の承認から 2014 年の SSG-31 の策定までの 9 年の期間があり，その期間が各国の規制基準の策定期間とほぼ重なっており，自国の規制要件を国際機関に整合させるコメントをする，あるいは逆に国際機関での議論を自国の規制要件に反映させるといった相互の影響がその理由として考えられる．そこで，

モニタリング計画の考え方に関しては IAEA の考え方 SSG-31 を中心に整理した。

モニタリングの目的は、規制側の視点では許認可時の前提となる条件がその後も継続的に維持されていることの確認といえる。IAEA によれば具体的に、安全確保に期待される性能を処分システムが示すことの確認、そのための各種機能が評価通りであることの確認、安全を評価するために用いた仮定やモデルが実際の条件と一致しているかの確認とされる。

地中処分において許認可の前提となる条件には、処分施設が設置されることになるさまざまな自然環境条件が含まれる。建設許可の時点すなわち建設前の自然環境条件はベースラインとも呼ばれる。自然環境条件は建設や操業の影響を受けて変動することが予想され、それを考慮しても安全の確保に支障のないことは仮定やモデルによって予測される以外なく、受動安全 (passive safety) に移行するまでのある一定の将来期間はその正当性を確認することがモニタリングに求められる。ベースラインはそもそも自然のままでも変動しうる自然環境条件に係るものであるから、その把握には一定の期間の観測による平準化や傾向の分析が必要である。したがってベースラインの把握のためには建設前からモニタリングが開始される必要がある。またモニタリングの結果が常に期待される通りとは限らないので、その場合の処分事業に係る決断を支援することも目的として考慮せねばならない。こうした目的にむけたモニタリングのデザインにおいては、システムの安全にかかわる地象の重要な性質・プロセス・現象(FEPs)とモニタリングの合理的関係、モニタリング行為そのものがシステムの安全性を損なわない、コストとベネフィットとのバランスといったことが考慮されねばならないとされる。システムの安全にかかわる地象の重要な性質・プロセス・現象(FEPs)とモニタリングの合理的関係とは、地象の FEPs から処分システムの安全に係る重要度に応じて、モニタリングの対象を選定し、そのための手法を選定することであり、SSG-31 においては特定 (identification) と正当化 (justification) が強調される。また、水理関係についてはモニタリングの位置、頻度についても一般的な指針を示している。

国際共同研究 MODERN2020 は 2009 年から 2013 年までの 4 年間に実施されたヨーロッパでの共同研究プロジェクト MoDeRn (The Monitoring Developments for Safe Repository Operation and Staged Closure)の後継プロジェクトと位置づけられる。先行プロジェクトの MoDeRn は、1)モニタリングの目標と戦略、2)モニタリング技術、3)モニタリング計画のケーススタディの説明、4)ステークホルダーの関与、の 4 つのセクションに分かれて成果を出した。MODERN2020 は残された課題の解決に向けたプロジェクトと位置づけられている。現時点での MODERN2020 の公表成果は限定的でモニタリング項目のスクリーニングについての考え方が公表されている。モニタリングの対象となるパラメータのリスト化に向けた基本的なステップとして「特定(identify)」、「必要性(Need)」、「実行可能性(Feesible)」を区分してモニタリング項目の選定フローを示している。先行プロジェクトである MoDeRn でも同様な図 (以下旧版という) が示されるが、さらにフローの詳細化に伴う改訂が加えられている。その結果、改定前には示されていなかった「必要性」がフローに追加され、旧版では必ずしも明確でなかった基本的なステップすなわちプロセスをパラメータに落としこむことが改訂版では明確化された。旧版では「頻度・精度・信頼性(frequency・accuracy・reliability)」と「技術(techniques)」とされたパラメータがより抽象化されて「パラメータの進化(evolution)」と「戦略(strategy)と科学技術(technologies)」に置き換えられた。国際機関、国際共同研究は以上のような指針を示しているが、その具体化にあたっては各国の事例に特徴が認められる (表 3.1)。

米国ユッカマウンテンプロジェクトでは、規制要件が連邦規則 10CFR Part63 に、事業者の申請に対する評価プランが NRC により示されており、これらを踏まえて事業者が作成した安全解析書に対して NRC が安全性評価報告書を作成している。こうした一連の文書の構成が規制要件の項目と対応するように順序づけられているのが特徴で、非常に明解な構造性をもっている。したがって、性能確認の一環に位置付けられるモニタリングについても事業者がどのように規制要件に対応し、規制側がどのような視点でそれを評価し、評価の基準が何であるかが透明性をもって理解することができる。そこからわかることは、モニタリングについて、事業者が当初提示したモニタリングの選定に対して、規制側がさらなる説明性の向上を求めたこと

で、これに対して事業者は FEPs の解析に基づくバリア性能への重要度及び性能評価に基づくリスクの不確実性の重要度の 2 つのアプローチからモニタリング選定についての追加的な説明を試みている。規制側はレビュープランにおいてもモニタリングの「特定の検証」を強く求めていることから、こうした追加的な要求となったことがうかがわれる。ただしこうした事情について安全解析書だけではわからず、他の文献へ遡及しないとわからないことや、より具体的なモニタリングについての技術的な内容、設置機器、設置位置、測定頻度などについては安全解析書中にはみあたらず、遡及文献においても今回の調査では明らかにできなかった。モニタリングの期間について、申請が不許可となり事業が中断されている現在は、2008 年時点の想定とは異なる状況にあるが、当時は水理関係のモニタリングをサイト特性調査の段階から操業段階を経て 2110 年まで実施することを想定していた。

フィンランドのオルキルオトプロジェクトではモニタリングは FEPs を用いた重要度の解析と技術的な実現可能性などを組み合わせてモニタリング項目の選定をおこなっている。Posiva 自らが主張するようにそのアプローチは MoDeRn のそれにきわめて忠実であるといえる。地層処分事業において先進的であるだけあって、モニタリング対象、モニタリング手法、モニタリング頻度、閾値が具体的に示されている。水理関係については、基盤中の浅層地下水の水位モニタリングを 1989 年から、解放またはパッカー区間のある深部孔井での水頭のモニタリングを 1991 年から、地下水水質のモニタリングを 2001 年から、EC 等の塩濃度のモニタリングを 2003 年から、フロー検層等の水理学的の性質に係るモニタリングを 2003 年から実施。ONKALO の建設開始からこれに加えてトンネルへの流入水に係るモニタリングを 2004 年から実施している。モニタリングの期間について事業者は、7 年～10 年のスパンで詳細な計画を示す一方で、長期的な計画については示していない。しかし、規制側は、操業期間のモニタリングについての研究及び実施計画の策定を求め、閉鎖後については必要とされる場合についてその措置を求めているが、現時点では未解決の問題としている。

モニタリングデータの評価においてリミットを設定する考え方はユッカマウンテンプロジェクトでも示されているが、具体的な閾値を示して、それを越えた場合の対応まで明らかにしていることは他の事業者にはみられない特筆すべき特徴であるといえる。ただし閾値は具体的な数値で示されているが、その根拠は明らかでない。

スウェーデンのフォルスマルクプロジェクトでは事業者自身によって国際的なガイドラインや MoDeRn をベースとしてモニタリング対象を選定していると称しているが、その具体的なプロセスは明らかでない。水理関係については、地下水については、レゴリス中の滞水層と基盤中の滞水層を分けてモニタリングしており、2002 年から実施。パッカーを用いた地下水流動の測定については、2005 年から実施されている。測定キャンペーンは 6 孔井セッションで実施され 1 セッションあたり 4～7 日を要し、測定間隔は 2014-2015 年で 10 日から 300 日とセッションにより異なる。地形的に起伏が少ない沿岸域で動水勾配が小さいこともあり、地下水流動に及ぼす塩濃度・温度の影響に注意を払っている。なお、選定されたモニタリング対象は広範囲で、技術的にも挑戦的なのが特徴といえる。ただしこうした挑戦的なモニタリングは、まだ多くの将来的な課題を残している。これらのモニタリングについてはかなり詳細が示されており、とくに寒冷地であるがゆえの経験に特徴がある。モニタリングの期間について、建設前の現時点での具体的な記載はないが、建設・操業が及ぼす地下水への影響を考慮した水理学的モニタリングについて言及していることから、建設前のモニタリングが建設・操業段階に引き続き実施されるものと思われる。閉鎖後のモニタリングについて現時点では事業者は決定された計画はないとしている。

フランスの Cigéo プロジェクト(ビュール)では、回収可能性を担保するためのニアフィールド及び施設のモニタリングに積極的にとりくんでいるように見える。しかし地象環境を含めてモニタリング対象の選定過程の説明不足が規制側から指摘されている。地形的及び地質的な盆状構造の一部であることが地下水流動を規制しており、地下水流動の下流側にモニタリングの観測点が多く配置される。これらの水理関係のモニタリングは、環境モニタリングの一環に位置づけられて実施され、ANDRA 以外の機関のデータも活用されているが詳細は不明である。

わが国の石油関係備蓄施設でのモニタリングについては、分野が異なるがその考えかたは放射性廃棄物処分での国際的なモニタリングの考えかたと整合しているといえる。ガス備蓄施設において不飽和帯の扱いに慎重な取り組みを見せている。不飽和帯は地層処分のような深地層処分において安全に対してどのような影響がありうるのか、今回の調査では明らかにできなかったが、その影響についてなんらかの確認が必要であろう。

表 3.1 米国, フィンランド, スウェーデン及びフランスでのモニタリングの取り組み

直接計測されるパラメータのほかにこれらを用いて間接的に求められるパラメータを含む。赤下線:実施中、黒下線:中断、(NF): ニアフィールド (地下施設利用) 主体、\* は事業者以外の機関データも活用。本編で参照した文献より抽出。

	ユッカマウンテン (米国)	オルキルト (フィンランド)	フォルスマルク (スウェーデン)	ビュール (フランス)
地下水	地下水水位 透水係数 流速 地下水化学指標 (Eh, pH, 放射性核種濃度, コロイド) 塩濃度 同位体組成 ガス組成 ガス浸透率	地下水水位 透水係数 圧力応答 電気伝導度 塩濃度 水温 pH, Eh, EC, O <sub>2</sub> 各種化学分析 微生物, ガス組成 同位体組成	地下水水位 透水係数 間隙水圧 流速 電気伝導度 水温 干渉試験 地下水化学 (pH, 各種イオン, 同位体等: 浅層地下水 46 項目, 基盤地下水 33 項目)	地下水水位 透水係数 地下水化学 (未詳) (NF) ガス組成 (H <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> ) (NF) ガス浸透率
地質・地球物理		微小地震 (NF) 亀裂 (帯) の計測及び目視観察 精密水準測量 GPS EDM (Electric Distance Measurement) ベースライン測定	地震*・微小地震 地磁気* 地電流 GNSS (Global Navigation Satellite System)* DInSAR 水準測量	(NF) 地震波トモグラフィー (NF) 坑井検層 (NF) 地震波速度 (NF) 亀裂解析
気象	降水量	降水量, 積雪深	各種気象パラメータ* (降水量, 気温, 気圧, 湿度, 風向風速), 可能蒸発散量 (PET), 積雪深, 湖沼及び海湾の結氷率	各種気象パラメータ* (降水量, 気温, 気圧, 湿度, 風向風速, 日照), その他環境関係物質濃度* (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, SO <sub>2</sub> , CO, NOx, O <sub>3</sub> , PM10/PM2.5)
陸水・海洋		海水準, 涵養量, 流出量, 地上霜(ground frost)	海水準, 河川流出量 (ゲージステーション), 湖沼水位*, 電気伝導度, 水温	水位*, 水収支 陸水化学* (pH, 電気伝導度, 水温, 溶存酸素, 濁度, 塩濃度, その他環境関係物質濃度)
備考	多くはサイト特性調査段階から実施されるが具体は不明	地下水のモニタリングは地下施設及び周辺地表にて実施。	モニタリングは地表からのみ。干渉試験は一部のモニタリング孔の仕様であるが実施状況は不明	地下水のモニタリングは地下施設及び周辺地表にて実施。2019年時点のフランスの(NF)項目はR&D要素が多い。

中深度処分について沿岸堆積岩地域を対象として地下水流動系及びその擾乱の評価に必要な最低限のモニタリング項目を検討した。具体的には地下施設（実験施設及びパイロット施設を含む）建設前を想定した地質及び水理環境のモニタリング項目において他機関の観測データの利用が期待できないものを必要最低限のモニタリング項目とした。

建設の許可に際して前提とする地質及び水理環境条件は、施設の建設前に収集されたデータにより把握されるものであるが、これらの状態は季節的、経年的な変化に加えて、さまざまな原因によるゆらぎの重畳した変動を示すものであり、その状態の把握には一定の期間にわたる観測（モニタリング）が必要であり、このようにして把握された状態は一般的にベースラインと呼ばれている。モニタリング項目の選定の要は、地質及び水理環境において安全に重要な機能に関係する対象及びそのパラメータを選定し、そのベースラインを把握することといえる。

モニタリングについて情報収集した地域のうちオルキルトとフォルスマルクは沿岸域深成岩地域、ビュールは内陸堆積岩地域でどちらも安定大陸に位置する。今回検討対象とする沿岸域堆積岩地域は変動帯である島弧に位置し、その地質学的特性が先にあげた例に完全に一致するものではないが、沿岸域の性質としてオルキルトとフォルスマルクを参照し、堆積岩の性質としてビュールを参照するとともに変動帯島弧としての特性（地形、温度勾配、多様な起源水など）を参照することとした。選定の考え方として、成書を参照することにより水理モデルの作成に必要なデータの観測項目を広く漏れなく候補として上げ、そこから放射性廃棄物処分事業の多くの先行例が採用している **FEPs** を利用した安全性への影響評価を踏まえて観測項目を絞り込み、それに対応するモニタリング項目を選定した。（表 3.2）。その結果、地下水位・間隙水圧観測、地下水温・地温観測、水理特性観測、地下水水質観測を最低限のモニタリング項目に、モデルを構築する上の背景情報として必要な観測項目として、地震/微小地震観測、湖沼水位観測、河川流量観測、河川・湖沼・海水水質観測、気象観測、潮位観測をあげた。これらの中で、沿岸域、堆積岩、島弧変動帯の特質として、海水の侵入、異常間隙水圧、高い温度勾配と多様な起源水を考慮して、地下水温・地温観測、水理特性観測、地下水水質観測に配慮が必要となろう。

地下水位・間隙水圧のモニタリングについては、処分施設からの核種の移動の評価が安全評価上の鍵となるのが地下水移行モデルであるので、地下水流動の処分施設の下流側に多くモニタリング装置を配置して水理モデルの信頼性を高める必要がある。また、断層はその性状により水理的障壁にも通路にもなりうるので断層の周辺にモニタリング装置を配置して断層の影響を評価する必要がある。モニタリング装置には浅層地下水では **BAT-filter-tip** のような打ち込み式も可能であるが、深層地下水では、モニタリング装置を観測坑井に設置するのが普通であり、水頭の計測にはピエゾメータータイプのスタンドパイプを坑井に設置、直接水圧を測定する場合は圧力トランスデューサを所定の深度に設置する。単一ボーリング坑内で多点測定できる装置として **Westbay MP system** や **Solexperts Piezodex system** などがあげられる。こうした機材を設置する場合は、水理特性観測用や採水用のパッカーを備えたものをあわせて設置することが多い。

地下水温・地温、水理特性、地下水水質のデータは水理モデルの信頼性の向上に資するものであるため、その配置の基本は地下水位・間隙水圧のモニタリングの配置と同様で、計測・サンプリング等データ取得の場所と時間の一致に可能な限り努めるべきである。地下水温・地温モニタリング、水理特性のモニタリング及び地下水水質のモニタリングには、地下水位・間隙水圧のモニタリング装置とともに坑井に組み込み常設する場合と検層器を坑井に降下してデータ取得する場合（非常設）がある。前者はほぼ連続的なデータ取得が、後者は定期的なデータ取得が可能である。非常設のモニタリングには、多点温度検層あるいは加熱型流向流速計、採水器、水質計などが用いられる。

表 3.2 最低限のモニタリング項目の選定

地圏水循環系の評価に必要な情報・調査 <sup>34)</sup> モニタリング候補として繰り返し観測が必要な項目に赤下線加筆		関連する FEPs SR-Site-FEP Variables <sup>35)</sup> を例に モニタリング候補として経時変化 (time) に着目する内容について赤下線加筆		最低限のモニタリング項目 (赤下線) 背景情報として必要な観測項目 (無印)	
分類	情報・調査	内容	SR-Site-FEP name	SR-Site definition	
俯瞰情報	衛星・航空調査	地表標高、地表の自然 (植生、河川・故障)、人工物分布 (地表舗装率、道路・側溝・人工水路の分布、家屋・ビルの配置など)			
既存情報	地質情報	既存広域地質図 (地質構造・岩相分布・断層など)、地盤図			
地質情報および水文情報	水文観測記録	過去から現在までの測候所気象データ			
	他の調査記録	過去に行われた当該地域の森林調査や地下探査データ、洪水記録など過去の災害情報			
	地質踏査	表層地質、露頭調査、断層・割れ目スケッチ、斜面調査 (地滑り、土石流痕跡等)、横坑調査 (壁面観察)			
	物理探査	各種物理探査による地下地質構造、地下不連続面などの推定	•Fracture geometry	•All cavities, from fracture zones to micropores in the matrix. Also included here is the excavation-disturbed zone (EDZ) and any other geometric changes in the fracture structure induced by construction.	地震観測 (水位観測の異常値などの解釈に必要)
	地下地質探査	ボーリング掘削によるコア観察、孔内検層、トレンチ・横坑調査	•Fracture geometry •Structural and stray materials •Fracture minerals •Matrix minerals •Rock stresses	• <i>ibid.</i> •Chemical composition and quantities of grouts and other structural and stray materials injected/located in fractures in the rock and left there at repository closure. •Chemical composition of the fracture minerals as a function of <u>time</u> and space, i.e. a description of the various fracture-filling minerals that occur. Also the amount and composition of these fracture-filling minerals. •Chemical composition of the rock matrix as a function of ( <u>time</u> and) space, i.e. a description of the various minerals that occur and their extent. •Rock stresses as a function of <u>time</u> and space.	
	地下水理調査	孔内計測 (水位、流向・流速、温度、濃度)、孔内水理試験 (注水・揚水試験など)、実験室コア試験など	•Temperature •Groundwater flow •Groundwater pressure •Gas phase flow •Saturation	•Temperature in the bedrock as a function of <u>time</u> and space. •Groundwater flow as a function of <u>time</u> and space in the geosphere's fracture system. •Groundwater pressure as a function of <u>time</u> and space in the geosphere's fracture system. •Gas phase flow as a function of <u>time</u> and space in the geosphere's fracture system. •Degree of water saturation of the geosphere.	地下水位・間隙水圧観測 地下水温・地温観測 水理特性観測 (バッカー区間を利用した流量計測など)
	水文踏査	沢筋調査、河川流況調査、湧水点調査、森林土壌調査、水質測定、井戸利用状況調査、土壌サンプリング			湖沼水位観測 河川流量観測
水文・水理観測	降水量、河川流量、蒸発散量、気温、風速、日射量、地表浸透能試験、地下水位計測、水質・水温など	•Groundwater composition •Gas composition	•Chemical composition of the groundwater as a function of <u>time</u> and space, i.e. concentrations of relevant components in the groundwater. This variable also includes quantities such as Eh and pH, as well as any radionuclides and dissolved gases. •Chemical composition of gases, including any radionuclides and naturally occurring gases, in geosphere cavities.	地下水水質観測 河川・湖沼・海水水質観測 気象観測 潮位観測 (沿岸域の場合)	
人間活動情報	生態踏査	森林、水田・その他の植物種、密度、活性度、地表葉面被覆希少動植物調査、土壌、水温・水質測定			
	水利用調査	当該地域の表流水・地下水利用量、河川への排水経路、水質			
	汚染調査	土壌・ガスサンプリング、揚水水質調査、河川・湖沼水質調査			
	将来計画調査	土地改変 (農地、工業団地、宅地、レジャー施設等)、河川改修などの計画、トンネル、地下空間利用計画など	Repository geometry	Geometric description of deposition holes, tunnels, ramps, boreholes etc.; i.e. of all excavated volumes.	



### 3.2 掘削制限範囲設定のための知見の整理

掘削制限範囲を考える上の前提として、トンネルなどの地下工作物及びそのための事前調査のボーリングなどを想定したが、廃棄物埋設地直上は当然制限され、それ以外の地域であれば、ボーリングは適切に埋孔されればその影響は小さいことから地下工作物等による地下空間利用の地下水への影響を掘削制限範囲設定のための知見として検討した。すなわち許認可の前提として事前に想定された地下水流動が地下工作物の設置により乱されて廃棄体の有害な影響が生活圏に及ぶことがないように設定することである。

具体的には、上北平野の掘削調査等で取得される水理特性を参考とした解析的な手法による影響範囲を把握するため、広域の解析領域で地下水流動シミュレーション（以下広域モデルという）を実施し、その計算結果を用いた境界条件を設定したより狭い領域で詳細な離散化をしたモデル（以下サイト周辺モデルという）を作成し（図 3.1）、このモデルをもとに仮想サイト建設前の地下水の自然状態と仮想サイト建設後の影響、仮想サイト埋設後の影響を比較した。その結果、地下水の水位の影響範囲は、施設直上を中心とする半径約 2 km の同心円状の領域で、埋設後は完全には元の水位に復さず幾分低め（1.5 m）に数年のオーダーで落ち着くことが判明した（図 3.2）。今回の地下水モデルでは、格子の切り方やパラメータの設定による擾乱の評価への影響が認められた。これは初期状態のモデル化が影響していると考えられた。このことは擾乱の場となりうる地下水系の初期状態の把握の重要性すなわちベースライン状態の把握という国際的な共通認識を踏まえたモニタリング計画の必要性を示唆するものと考えられる。これらの計画は調査や開発の進展に伴って日々蓄積する知見によって見直さねばならない。データのフィードバックに関しては、閾値を超えた場合、ある意味で想定外のケースについてオルキルトの例を参考にして次のようにまとめた。取得した予想外のデータがエラーでもなく自然なあるいは人為的な一時的な理由でないことを確かめるべくまず再評価する。もし明確な説明が見いだされない場合は、関係者にその結果を通知して情報を共有する。必要であれば他の専門家とともにこの予想外の結果についてその意味及び重要性を評価し、データの質と信頼性を確かめるために更なる調査を実施する。モニタリングデータのフィードバックにはモデルの改良・更新のような定型的なものや IAEA の指針にあるようなモニタリング頻度の増減の判断に加えてこのような想定外のものもあることを念頭に置いたうえで取り組まねばならない。

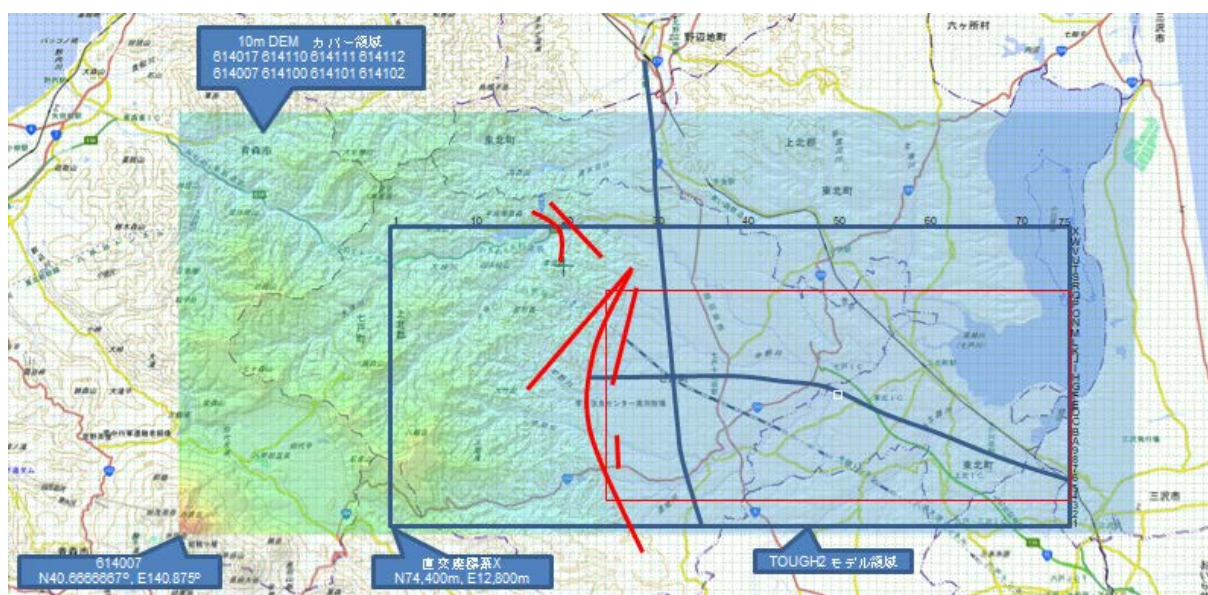


図 3.1 解析領域.

灰色枠：広域モデル（400 m メッシュ）、赤枠：サイト周辺モデル（400～10 m メッシュ）、白枠：仮想サイト（0.5x0.5x0.1 km, -105 m A.S.L.）。赤太実線：断層、灰太実線：弾性波探査測線。

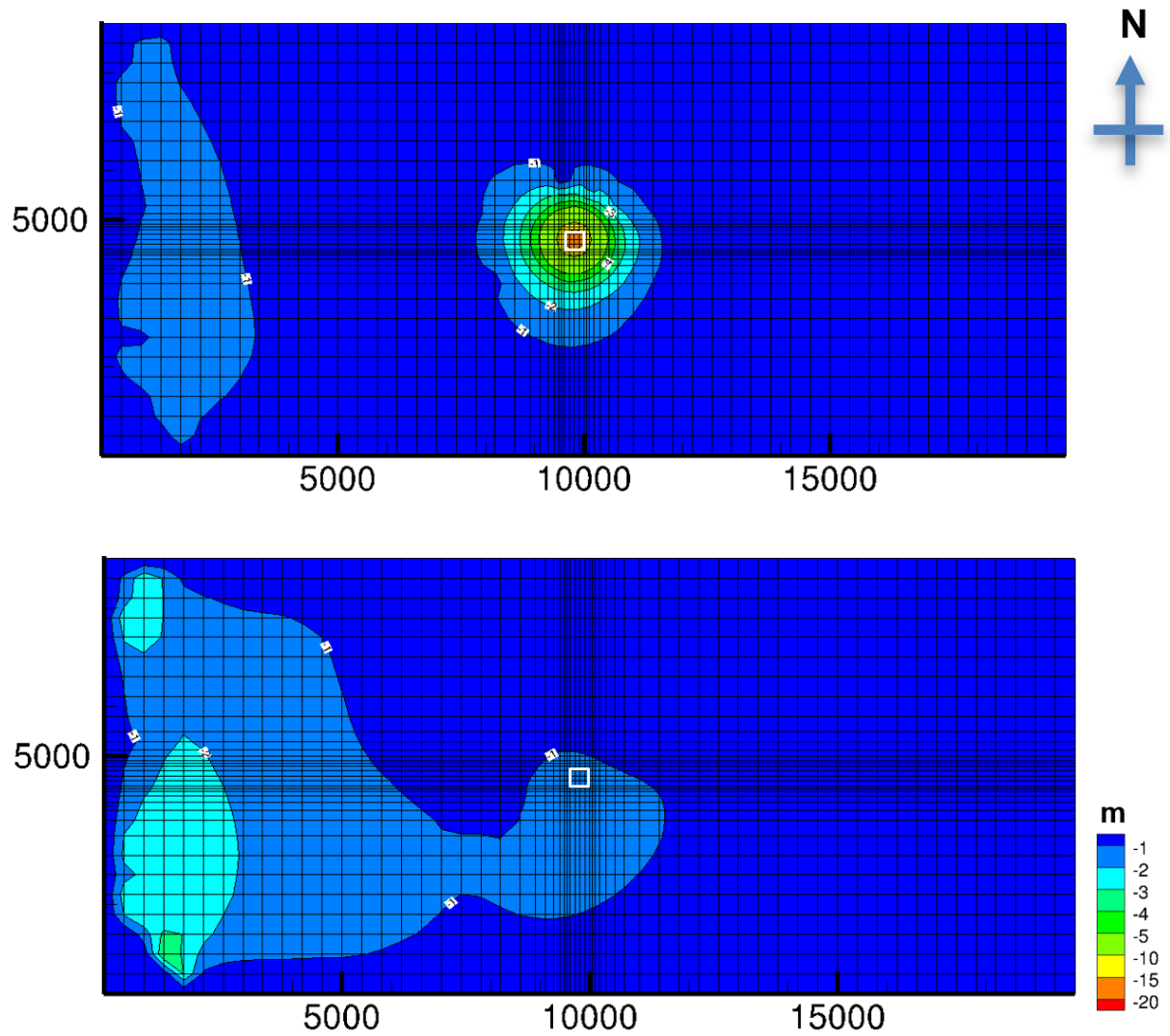


図 3.2 サイト周辺モデルにおける地下水水位の変化

施設内湧水速度 363 kg/s のケース。建設前を基準とする。上：建設前⇒作業時，下：建設前⇒閉鎖後，白枠：施設の位置の地表投影。

#### 4. 岩盤掘削等による力学特性・水理学特性の評価

##### 【仕様書記載内容】

岩盤を掘削した場合、土圧水圧等の作用の解放により変形が生じ岩盤に損傷が生じ、水理特性が低下することが懸念される。核種移行の安全評価では、こうした作用による力学特性の変遷と水理学特性の変遷の関連性について評価し、その妥当性確認に関する科学的・技術的知見を取得する必要がある。

本事業では、岩盤の応力解放を想定した既往の力学構成モデルを抽出するとともに、処分坑道への適用性について整理する。さらに、力学構成モデルと水理学特性の連成モデルを構築するために応力解放と水理学特性変化を模擬した試験を行い、力学特性及び水理学特性の評価における科学的・技術的知見を取得する。

##### 【具体的実施内容】

平成31年度は、主に室内岩石実験を中心として、以下の内容で事業を実施する。

##### (1) 既往力学構成モデルの抽出及び適用性整理

坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学的影響範囲の評価手法について、段階的な応力場の変化の取り扱い並びに新規き裂の発生及び既存き裂の開口等の水理特性の変化に着目して、既往の研究を対象に知見を整理し課題の抽出を行う。

##### (2) 応力開放を想定した水理・力学特性変動評価の室内実験

坑道掘削に伴う応力再分配を模擬した岩石試験を行う。坑道の掘削や埋戻しの際に生じる応力状態の変化に伴う力学的・水理学的変動を評価する目的で、変形-透水真三軸試験装置を用いた応力経路模擬試験を実施する。応力模擬経路としては、例えば坑壁近傍の応力状態については、①坑道掘削前の初期地圧(3軸応力)状態、②坑道掘削後の壁面が応力開放された(2軸応力)状態、③埋戻しを行った後の3軸応力状態が考えられる。これらの载荷・除荷パターンについては、初期応力状態に対する坑道軸方向や坑道壁面からの距離を考慮して設定するものとする。また、断層や節理あるいは層理面等がき裂の発生や水理特性に与える影響を評価する。

##### (3) 力学・水理学特性モデル化のための課題の抽出

堆積軟岩の水理-力学特性をモデル化するために、ひずみ軟化・硬化特性、ダイレイタンシー挙動、間隙水圧の影響について整理する。例えば、間隙水圧の低下や脱ガスの影響などによる水飽和度の低下(不飽和領域)の影響の大きさや、それに伴う水理-力学連成モデルの違いについて整理を行い、モデル構築の上での課題を抽出・整理する。

##### 【成果】

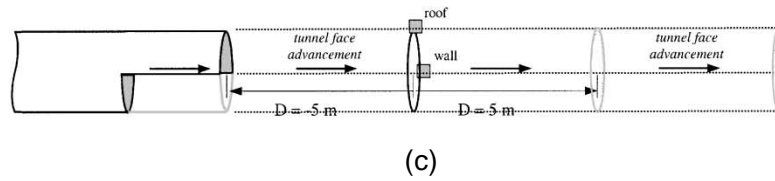
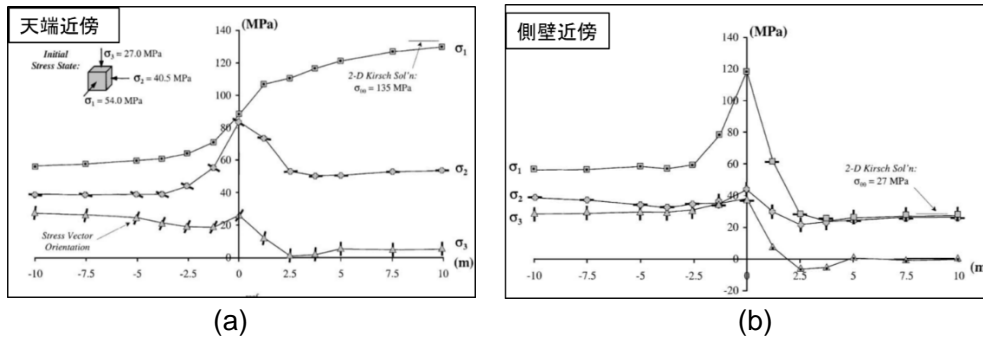
#### 4.1 既往力学構成モデルの抽出及び適用性整理

本項では、坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学的影響範囲の評価手法について、既往の研究を対象に知見を整理し課題の抽出を行った。特に、室内実験による坑道壁面の岩盤の力学的評価、掘削時の切羽進入に伴う主応力軸の回転、既存き裂の開口等の水理特性の変化、について既往の知見とモデルの適用性について整理した。

#### 4.2 応力開放を想定した水理・力学特性変動評価の室内実験

切羽進入に伴う段階的な応力変動を模擬した岩石試験を行った。岩石は、幌延深地層研究センターにおける稚内層珪質泥岩(東立坑、深度350m)を用いて角柱に整形し、真三軸試験機を用いた圧縮・減圧試験を行った。本実験の結果、インタクトな初期地圧の状態よりも、マクロなき裂が生じた破壊後の残留応力が作用している岩石の方が透水係数は低くなることがわかった。また、応力開放を模擬した減圧によって、透水係数が上昇した。マクロなき裂が水みちとして透水係数に影響を与えるには、単純なき裂の存在だけではなく、応力場及びき裂の状態を含め

た検討が必要である。



	主応力	初期地圧	切羽通過時*	掘削後
天端近傍	$\sigma_1$	坑道横断	坑道横断	坑道横断
	$\sigma_2$	坑道縦断	坑道縦断	坑道縦断
	$\sigma_3$	鉛直	鉛直	鉛直
側壁近傍	$\sigma_1$	坑道横断	坑道横断	鉛直
	$\sigma_2$	坑道縦断	鉛直	坑道縦断
	$\sigma_3$	鉛直	坑道縦断	坑道横断

\*主応力の方向は変化するため、およその向きを記載。

(d) (e)

図 初期地圧の最大主応力が水平でかつ坑道軸と直交になる場合の、切羽進入に伴う主応力値及び主応力方向の変動についての数値解析結果：(a)天端近傍，(b)側壁近傍，(c)応力計算位置と切羽の位置の関係，(d)天端近傍における各段階での主応力軸の方向，(e)側壁近傍における各段階での主応力軸の方向((a)，(b)，(c)は Eberhardt(2001)<sup>11)</sup>に追記)。

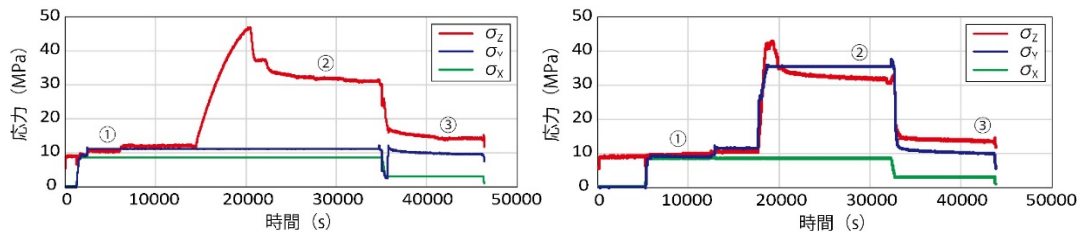


図 左：ケース 1 (一軸圧縮卓越応力場)における载荷応力時刻歴. 右：ケース 2 (二軸圧縮卓越応力場)における载荷応力時刻歴. 図中の①,②,③は透水試験を行った時刻及び応力状態を示す。

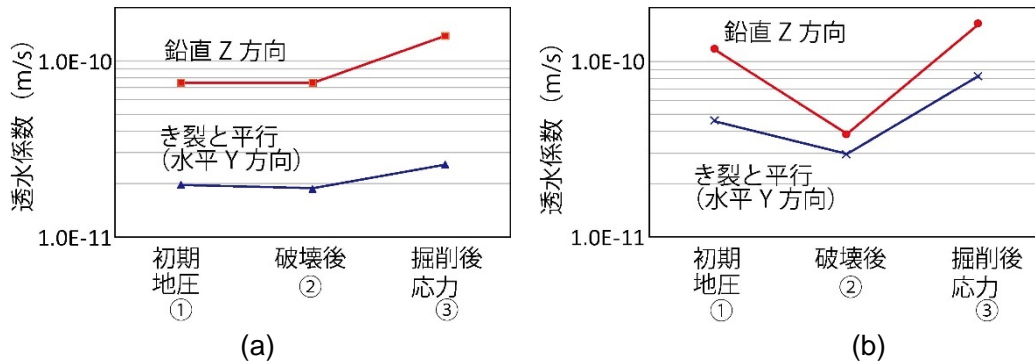


図 各段階における透水係数測定結果

(a)ケース 1(一軸圧縮卓越応力場), (b)ケース 2(二軸圧縮卓越応力場)

#### 4.3 力学・水理学特性モデル化のための課題の抽出

既往の研究から、岩盤の応力解放を想定した力学構成モデル及び水理学特性の連成モデルについて知見を整理し、課題の抽出を行った。課題として、中間主応力の違いによる岩石の損傷状態が水理特性に与える影響に関する検討、間隙水圧が掘削影響領域に与える影響、原位置の岩盤と室内試験の岩石の破壊強度の違いに関する検討、を抽出し課題を明確にした。文献調査の結果として、結晶質岩については力学特性及び水理学特性の評価に関する研究が多かったものの、堆積軟岩については実験データ及び解析例が少なく、データの拡充が必要である。検証データを拡充することによって、堆積軟岩における岩盤の力学的・水理学的モデルを構築し、力学的・水理学的連成モデルの定量化をより詳細に議論できると考えられる。



## 1. 自然事象等を考慮した評価対象地盤の性能評価に係る科学的・技術的知見の取得

中深度処分においては、侵食による深度の減少を考慮しても、廃棄物埋設地について少なくとも10万年間にわたって一定の深度を確保することが求められている。

そこで、本事業では自然事象等による評価対象地盤の評価手法を整理し、中深度処分に適用可能性が高い性能評価法の抽出を行い、現状における適用性の課題の整理を行うものであり、以下の項目について実施する。

なお、性能評価には、評価対象地盤における地下水流動及び核種移行について影響を及ぼす力学特性及び水理学特性の評価に加え、その確からしき及び特性値設定の妥当性に関する知見の整理も含まれる。

### (1) 隆起・沈降及び侵食評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

原子力規制庁では、過年度において、中深度処分の評価対象とする期間及び評価対象とする地域を考慮した隆起・沈降及び侵食を評価する手法に関して、それぞれ独立の事象であることを踏まえて、課題の抽出、適用条件等の整理を行ってきた。今年度は、これまでに検討してきた隆起・沈降及び侵食の性能評価手法の組合せによる評価精度の向上について検討し、深度を確保する上での性能評価手法の技術的妥当性について整理する。

### (2) 断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

中深度処分の評価対象とする期間における断層、地すべり及び層理面（以下「断層等」という。）の滑動による地盤の損傷、水理学特性の低下等に関する評価手法の科学的・技術的知見を取得する。なお、断層等の滑動による地盤の力学的・水理学的性能評価については、岩盤力学による偏差テンソル等による評価法により行うものとする。また、地質構造の評価では、物理探査、ボーリング等による地質断面の両手法により断層等の認定が行われることからこれらの評価手法と岩盤損傷との関連性について科学的・技術的知見を取得する。

## 1.1 隆起・沈降及び侵食評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

### 1.1.1 隆起・沈降等の地質変動事象の総合的な検討

#### 【実施内容】

隆起活動の空間スケールを検討してきた上北平野～下北半島東部を対象に、地形・地質構造発達史を整理し、隆起・沈降活動等の年代的な変遷とその空間的スケールについて総合的な検討を行う。上北平野～下北半島東部にかけては、南北性と東西性の時代の異なる構造運動が認められ、現在を含めた地域応力場の変遷についても検討を行う。

平成31年度は、以下について検討を進める。

- 上北平野～下北半島東部の地形・地質構造発達史の検討
- 微小地震解析に基づく上北平野～下北半島東部の応力場の検討
- 海成段丘を用いた上北平野～下北半島東部中央部までの隆起活動評価
- 河成堆積物を用いた上北平野～下北半島東部の隆起活動の予察的検討

#### 【成果】

### 1.1.1.1 上北平野～下北半島東部の地形・地質構造発達史の検討

#### 1.1.1.1.1 古第三紀から現在にかけての地質構造発達史と応力場の変遷

日本弧は古第三紀までユーラシア大陸の一部であった。新第三紀に入り、ユーラシア大陸から分断され、大陸と日本弧の間に日本海が形成された。また、その過程において、東北日本弧は反時計回り、西南日本弧は時計回りの運動を起こし、現在の位置に移動した。この間に、東

北日本弧と沈み込むプレートの位置関係も変化している (例えば, 山元, 1991<sup>1)</sup>; Otofujii *et al.*, 1994<sup>2)</sup>; Sato, 1994<sup>3)</sup>; Yamaji and Yoshida, 1998<sup>4)</sup>; Kimura *et al.*, 2005<sup>5)</sup>; Acocella *et al.*, 2008<sup>6)</sup>; 大槻, 2009<sup>7)</sup>; Yoshida *et al.*, 2014<sup>8)</sup>; Hosoi *et al.*, 2015<sup>9)</sup>). 上記から, 本地域は古第三紀から現在にかけて多様な応力場を経験していると考えられる. 本項において, Sato (1994)<sup>3)</sup>と Yoshida *et al.* (2014)<sup>8)</sup>を参考にして, 東北日本弧の広域応力場の時代的変遷を以下の4つの期間にわけて述べる (図 1.1.1.1-1).

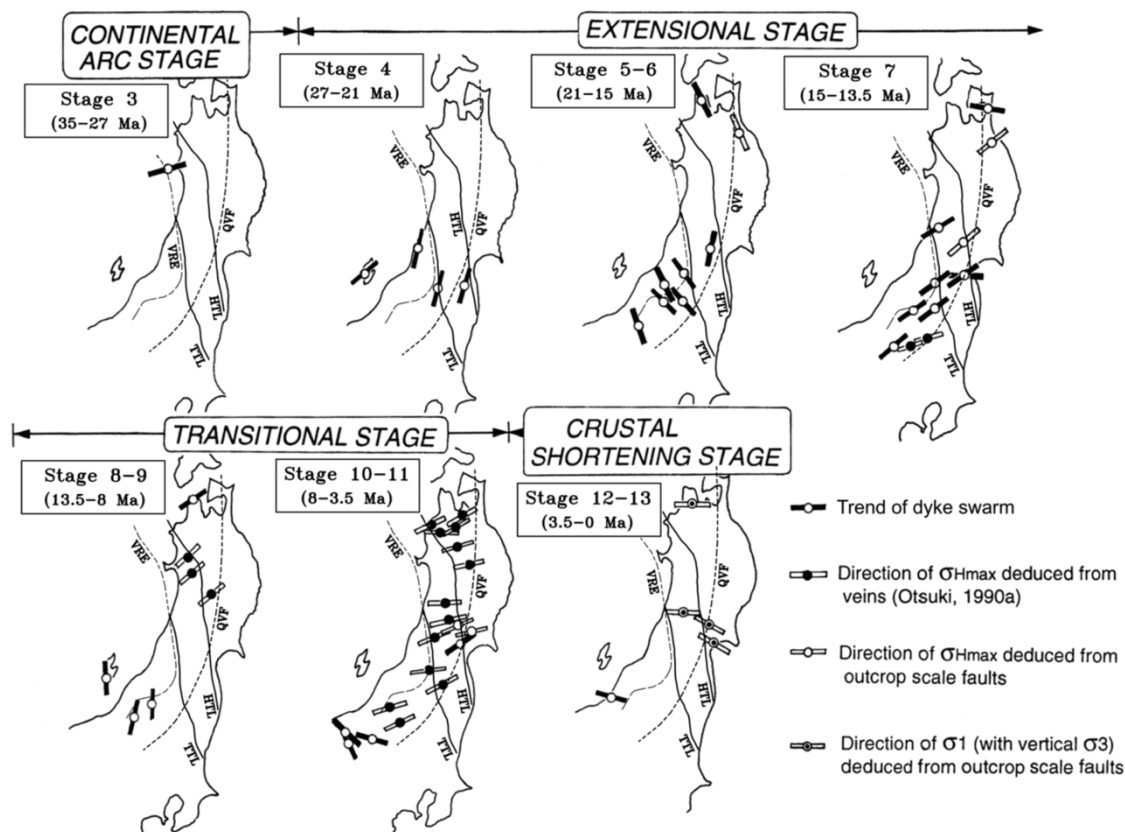


図 1.1.1.1-1 35 Ma 以降の東北日本弧の地域応力場 (Yoshida *et al.*, 2014)<sup>8)</sup>.

### I. 陸弧期 (35-27 Ma)

Stage 3 の時期には, まだ東北日本弧がユーラシア大陸の東縁に位置していた. この時期に東北日本弧の応力場は中立的な応力場から正断層型の応力場に変化し (Sato, 1994<sup>3)</sup>; 大槻, 2009<sup>7)</sup>), 穏やかなリフト活動が起こり始めたと考えられる (Kano *et al.*, 2007<sup>3)</sup>; Yoshida *et al.*, 2014<sup>8)</sup>).

### II. 伸張期 (27-13.5 Ma)

Stage 3 に続いて, Stage 4 の時期にも穏やかなリフト活動が続いていた (Kano *et al.*, 2007<sup>10)</sup>; Yoshida *et al.*, 2014<sup>8)</sup>). この時期の応力場は, 岩脈群の方位から NNE-NE 方向の最大水平圧縮 ( $\sigma_{Hmax}$ ) だったと考えられる (Sato, 1994<sup>3)</sup>; Yoshida *et al.*, 2014<sup>8)</sup>).

Stage 5~6 の時期に日本海形成に伴うリフト活動が活発になり (Kano *et al.*, 2007<sup>10)</sup>), 堆積盆形成と海進が起こった (例えば, 細井・天野, 2013<sup>11)</sup>). Sato (2014)<sup>3)</sup>と Yoshida *et al.* (2014)<sup>8)</sup>において, この時期に東北日本弧の反時計回りの運動を伴い,  $\sigma_{Hmax}$  が NW-NNW 方向をもつ引張場で正断層が発達したと指摘されている. 一方, 古地磁気・岩石磁気学的研究により, 16.4-



15.1 Ma から 14 Ma の間に東北日本弧は約 45°の反時計回り運動をしたことが指摘されている (Hosoi *et al.*, 2015<sup>9)</sup>).

Stage 5~6 から Stage 7 の間の時期である 15 Ma 頃に日本海の拡大が終了し (大槻, 2009<sup>7)</sup>), 東北日本弧の応力場は NE-SW 方向の引張方向を持つ正断層型に変化した (Sato, 1994<sup>3)</sup>; Yoshida *et al.*, 2014<sup>8)</sup>). また, 東北日本弧は沈降した (例えば, Kano *et al.*, 2007<sup>10)</sup>; Yoshida *et al.*, 2014<sup>8)</sup>).

### Ⅲ. 遷移期 (13.5-3.5 Ma)

Stage 8~9 の時期には, 東北日本弧はほぼ海の下に存在しており, Stag 8 では中立的な応力場であった. Stage 9 において  $\sigma_{Hmax}$  が NE 方向の弱い逆断層型の応力場に変化した. また, Stage 10~11 になると  $\sigma_{Hmax}$  が ENE 方向の逆断層型の応力場に変化し, 隆起・陸化が進んだ (Yoshida *et al.*, 2014<sup>8)</sup>).

### Ⅳ. 地殻短縮期 (3.5-0 Ma)

Stage 12~13 になると太平洋プレートの西進運動が活発化し, E-W 圧縮型の応力場に変化した. この応力場に伴い, 伸張期に形成された正断層が逆断層として再活動するようになった (例えば, 2008 年岩手・宮城内陸地震の地震断層や下北断層 (図 1.1.1.1-2) など). 逆断層の活動場に関しては, 活褶曲が認められる秋田地域では, 1000 年~1 万年スケールで日本海側から火山フロント側へ移動している可能性が指摘されている (Otsubo and Miyakawa, 2016<sup>12)</sup>) ものの, 応力場に関しては,  $\sigma_{Hmax}$  が概ね東西方向をなす逆断層型と考えられている (Sato, 1994<sup>3)</sup>).

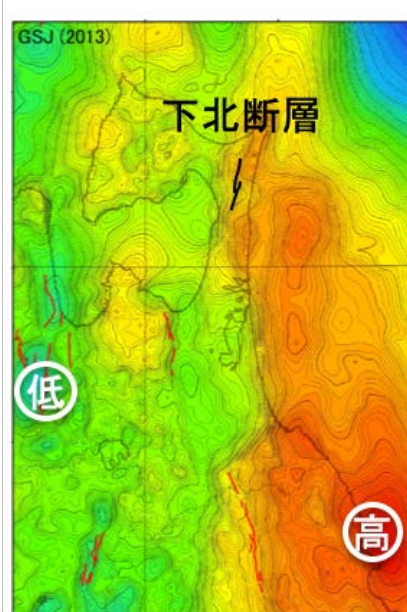


図 1.1.1.1-2 上北平野-下北半島の重力異常 (地質調査総合センター, 2013<sup>13)</sup>).  
ブーゲー異常. 北東北地域前弧域では下北断層 (黒線) や活断層 (赤線) が重力異常の急変帯にあたる.

#### 1.1.1.1.2 第四紀の地形・地質構造発達史

下北半島は本州の最北端に位置し, その形状はマサカリ型を呈しており, マサカリの柄にあたる部分が下北半島東部にあたる. 下北半島東部は, 北側は津軽海峡, 東側は太平洋, 西側は陸奥湾と三方を海に囲まれ, 南側に上北平野が存在する. 下北半島東部では, 第四系火山噴出

物が新第三系を覆っている。吹越山地は主に背斜構造を示す新第三系の泊層(火山岩類)からなり、尻屋崎には中生界の付加体である尻屋層が分布する。田名部低地は厚い第四系により埋積される。上北平野には数段の段丘面が発達し、その基盤として野辺地層が段丘崖に露出する(例えば、根元・氏家, 2009<sup>14)</sup>).

下北半島東部—上北平野にわたる広域的な構造発達として、本地域は 2.5 Ma 頃までは海底下に存在していたが、太平洋プレートからの圧縮を受け、1.7-0.7 Ma 頃に海水面よりも上側に隆起し、現在に至る(例えば、Yoshida *et al.*, 2014<sup>8)</sup>). しかしながら、下北半島から上北平野にかけて山地と低地が交互に存在し、また、多様な岩相が露出していることから、より小規模な地質変動が多数発生していたと考えられる。この地域に分布する浜田層(海成層)に含まれる化石群等から推定される古水深・環境、年代等の情報に注目すると、約 1.2 Ma から現在の隆起場になった可能性がある報告もある(図 1.1.1.1-3; 産業技術総合研究所, 2013<sup>15)</sup>).

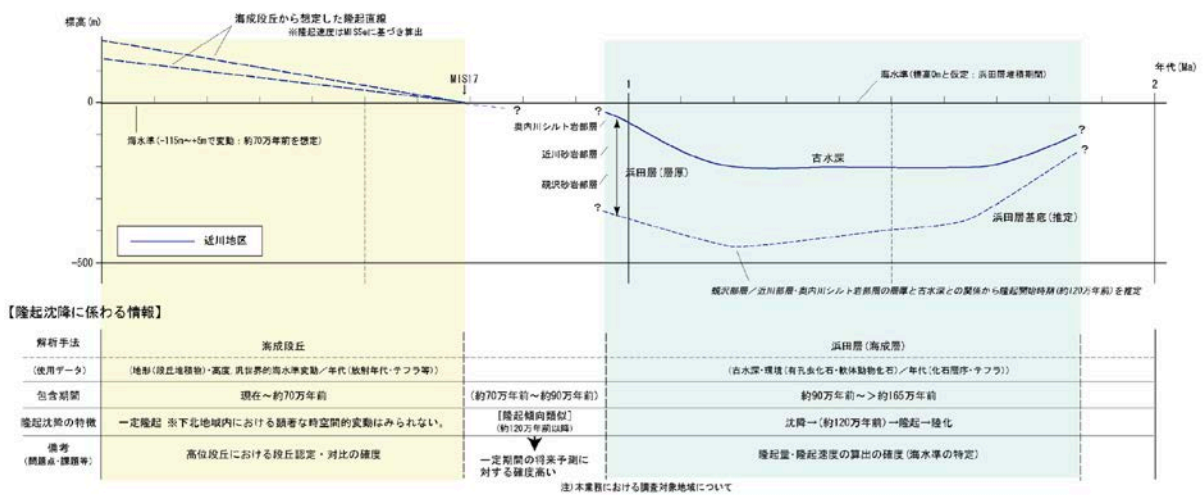


図 1.1.1.1-3 下北地域の第四紀における隆起沈降傾向 (産業技術総合研究所, 2013<sup>15)</sup>).

### 1.1.1.1.3 今後の課題

現在までに東北日本弧のテクトニクス解明に向けて、様々な分野(層序学、岩石学、構造地質学、古地磁気学など)で研究が進められてきている。しかしながら、近年、研究手法が多種多様であるために分野間での整合性の検討が必要であること、また、データ精度の向上やデータ数増加により過去の研究の見直しが必要であることが指摘されている(例えば、細井・天野, 2013<sup>11)</sup>; Haji *et al.*, 2019<sup>16)</sup>). そのため、本項でまとめた地質構造発達史と応力場の変遷が今後変更される可能性が高いことに留意すべきである。上記から、上北平野～下北半島東部の地質構造発達史と地域応力場を検討するにあたり、今後も東北日本弧のテクトニクスに関する最新研究の動向を追う必要がある。また、断層運動を含む隆起・沈降の評価においては、応力場の変遷のみならず、時間スケールを踏まえての広域テクトニクスおよび地史の評価を行う必要がある。その際には、対象地域の大構造を様々なスケールで把握する手法の整理(重力異常(図 1.1.1.1-2)の急変帯の意味付け等、)が重要となる。

### 【引用文献】

- 1) 山元孝広 (1991) 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地質調査所月報, 42(3), 131-148.

- 2) Otofujii, Y., Kambara, A., Matsuda, T., Nohda, S. (1994) Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(3–4), 503–518.  
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90087-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90087-6)
- 3) Sato, H. (1994) The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research*, 99(B11), 22261–22274. <https://doi.org/10.1029/94JB00854>
- 4) Yamaji, A., Yoshida, T. (1998) Multiple tectonic events in the Miocene Japan arc: The Heike microplate hypothesis. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 93(10), 389–408. <https://doi.org/10.2465/ganko.93.389>
- 5) Kimura, J., Stern, R. J., Yoshida, T. (2005) Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 969–986. <https://doi.org/10.1130/B25565.1>
- 6) Acocella, V., Yoshida, T., Yamada, R., Funiciello, F. (2008) Structural control on late Miocene to Quaternary volcanism in the NE Honshu arc, Japan. *Tectonics*, 27(5), TC5008. <https://doi.org/10.1029/2008TC002296>
- 7) 大槻憲四郎 (2009) 日本列島新生代テクトニクスの概要解説. *大地*, 50, 44–51.
- 8) Yoshida, T., Kimura, J., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Honda, S., Ishikawa, M., Prima, O. D. A., Kudo, T., Shibasaki, B., Tanaka, A., Imaizumi, T. (2014) Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 385, 335–387. <https://dx.doi.org/10.1144/SP385.15>
- 9) Hosoi, J., Okada, M., Gokan, T., Amano, K., Martin, A. J. (2015) Early to Middle Miocene rotational tectonics of the Ou Backbone Range, northeast Japan. *Island Arc*, 24(3), 288–300. <https://doi.org/10.1111/iar.12109>
- 10) Kano, K., Uto, K., Ohguchi, T. (2007) Stratigraphic review of Eocene to Oligocene successions along the eastern Japan Sea: Implication for early opening of the Japan Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 20–32. <http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.07.003>
- 11) 細井 淳・天野一男 (2013) 岩手県西和賀町周辺奥羽脊梁山脈における前期～中期中新世の火山活動と堆積盆発達史. *地質学雑誌*, 119(9), 630–646.  
<https://doi.org/10.5575/geosoc.2013.0035>
- 12) Otsubo, M., Miyakawa, A. (2016) Landward migration of active folding based on topographic development of folds along the eastern margin of the Japan Sea, northeast Japan. *Quaternary International*, 397, 563–572.
- 13) 地質調査総合センター (2003) 100 万分の 1 日本地質図第 3 版 CD-ROM 第 2 版, 数値地質図 G-1, 地質調査総合センター.
- 14) 根本直樹・氏家良博 (2009) 青森県の地質. *大地*, 50, 52-68.
- 15) 産業技術総合研究所 (2013) 平成 24 年度地質関連事象の時間スケールに応じた不確実性の検討. 独立行政法人原子力安全基盤機構委託研究報告書, 77p.
- 16) Haji, T., Hosoi, J., Yamaji, A. (2019) A middle Miocene post-rift stress regime revealed by dikes and mesoscale faults in the Kakunodate area, NE Japan. *Island Arc*, 28(4), e12304. <https://doi.org/10.1111/iar.12304>

1.1.1.2 微小地震解析に基づく上北平野～下北半島東部の応力場の検討

1.1.1.2.1 上北平野～下北半島東部周辺の地震活動の特徴

上北平野～下北半島東部を含む東北地方の太平洋沿岸は地震活動が概ね低調である (図 1.1.1.2-1)。マグニチュード3以上の地震のメカニズム解から求められた応力分布は、大局的には  $\sigma_1$  軸が E-W 方向の逆断層型であるが、北海道太平洋沿岸においては E-W 方向の  $\sigma_1$  軸かつ N-S 方向の  $\sigma_3$  軸をもつ横ずれ断層型である(図 1.1.1.2-2; Terakawa and Matsu'ura, 2010<sup>1)</sup>)。

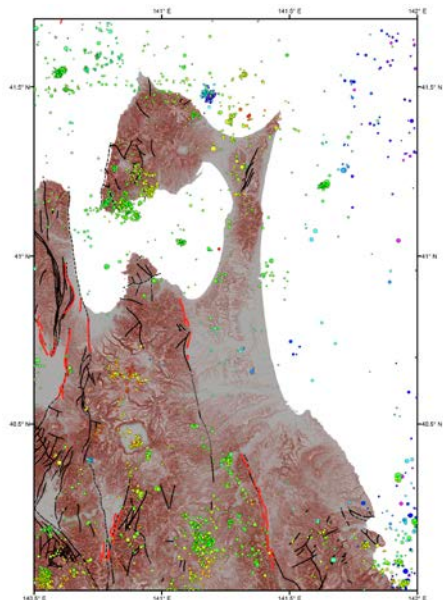


図 1.1.1.2-1 上北平野～下北半島東部周辺の震源分布(気象庁一元化震源)。  
期間: 1999/1/1-2010/12/31, 震源の深さ $\leq$ 30 km. 赤線および黒線は活断層及び地質断層を示す。

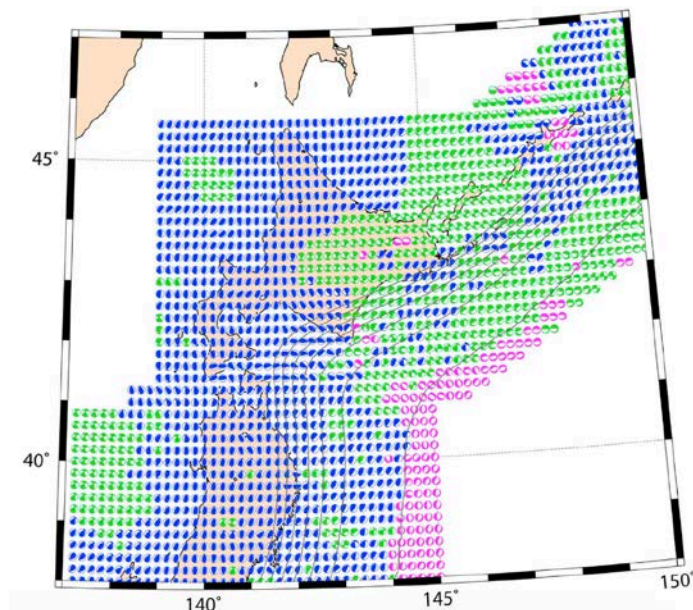


図 1.1.1.2-2 北海道から東北地方にかけての地震データによる応力場 (Terakawa and Matsu'ura, 2010<sup>1)</sup>)。

用いた地震の規模はマグニチュード3以上。応力のタイプをメカニズム解の形で表現している。

青：逆断層型，緑：横ずれ断層型，ピンク：正断層型。

1.1.1.2.2 小・微小地震の発震機構解に基づく応力場の推定

Hi-net のイベント波形データを用いて、上北平野～下北半島東部の応力場の解析を行った。気象庁一元化震源においてマグニチュードが2.0よりも大きい地震の波形データを対象に、win-地震波形検測支援プログラム (卜部・東田, 1992<sup>2)</sup>) を用いて P 波初動極性を読み取った。解析期間は2002年6月3日から2017年12月31日までとした。波形読み取りを行った後、ソフトウェア pick2mec (Maeda, 1992<sup>3)</sup>; 片尾・飯尾, 2004<sup>4)</sup>) を用いて、発震機構解を決定し、その中から信頼度の高いもの (観測点 10 以上, スコア値 0.9 以上, 解の数が 10 以下, Kagan 角の最大値 35° 以下) を応力場の解析用のデータとして採用した。なお、発震機構解の決定に用いた速度構造は、浅部の地震の発震機構解を安定させるために Hasegawa et al. (1978)<sup>5)</sup> の速度構造を使用した。

応力場の推定は、Michael (1984<sup>6)</sup>, 1987<sup>7)</sup> が提案した応力テンソルインバージョンにより行った。この手法では以下が仮定されている。

- 1)断層面での最大剪断応力の方向とスリップの向きが同じである。
- 2)解析を行う領域・期間内で応力場が一定である。
- 3)剪断応力の大きさが全ての地震で等しい。
- 4)地震は既存の多様な走向傾斜をもつ弱面に沿って発生する。

この手法では、応力軸の向きと応力比  $R = (\sigma_1 - \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  を推定できる。ここで、 $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  はそれぞれ圧縮方向を正にとった場合の最大, 中間, 最小の主応力軸を示す。

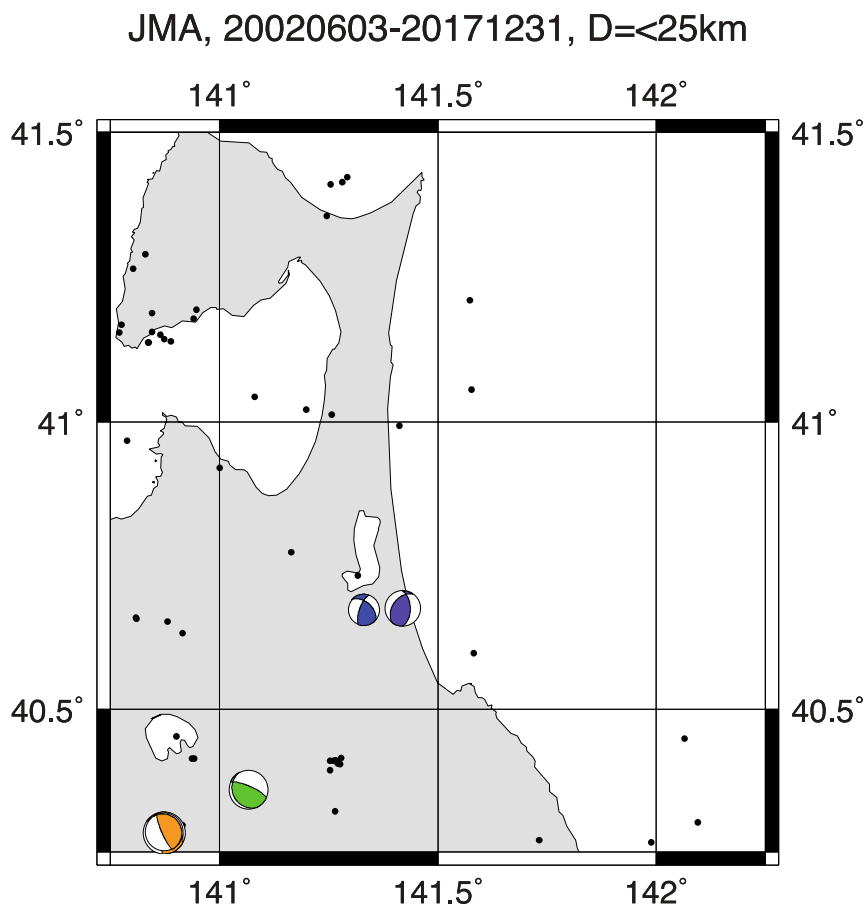


図 1.1.1.2-3 決定した発震機構解の分布。  
色は発生深度を表す。

1.1.1.2.1 項で既述したように、上北平野～下北半島東部を含む東北地方の太平洋沿岸は地震活動が概ね低調であり (図 1.1.1.2-1), 上北平野～下北半島東部に発生した地震のイベント波形データのみでは信頼度に足る応力場の解析が行えなかったため, 図 1.1.1.2-3 の範囲まで解析領域を拡大した. この領域で発生した小・微小地震 257 イベント中, 58 イベントが信頼度の高い発震機構解として抽出された (図 1.1.1.2-3).

図 1.1.1.2-3 の領域の応力場が一定であると仮定した場合に, 応力インバージョンから推定される対象領域全体の応力場の解析結果を図 1.1.1.2-4 に示す. 小・微小地震を含めた発震機構解のデータから推定された本地域の応力場は,  $\sigma_{Hmax}$  が NE-SW 方向の逆断層型となった. また, 推定された応力から得られた応力比 R は 0.5 よりも小さい. この結果は, 中間主応力  $\sigma_2$  の大きさが最大主応力  $\sigma_1$  に近いことを意味している.

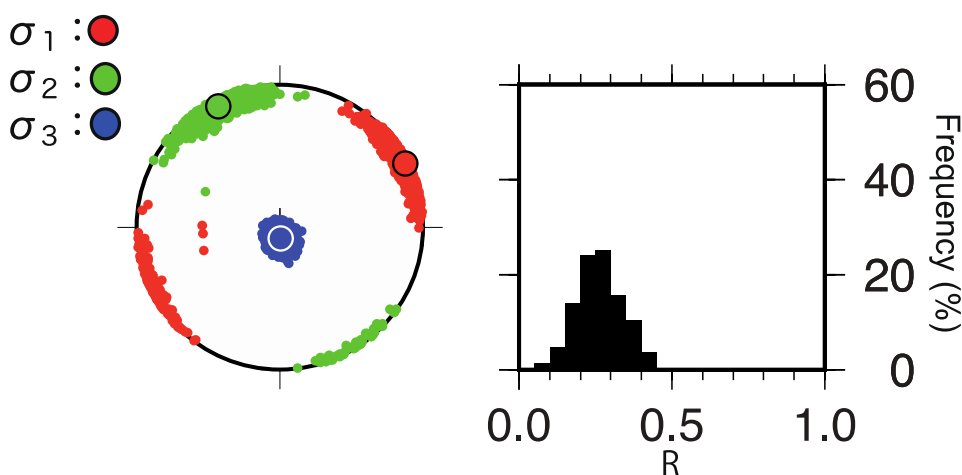


図 1.1.1.2-4 推定された対象地域の応力場 (左) と応力比 (R) (右).

東北日本では, 2011 年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) 後に極めて活発な余震活動が生じ, それらの解析結果から 2011 年東北地方太平洋沖地震の前後で応力場が変化していることが報告されている (例えば, Asano *et al.*, 2011<sup>8)</sup>; Hasegawa *et al.*, 2011<sup>9)</sup>, 2012<sup>10)</sup>; Yoshida *et al.*, 2012<sup>11)</sup>, 2019<sup>12)</sup>). 上北平野～下北半島東部の応力場が, 2011 年東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の前後において変化したかを確認するため, 発震機構解の時間的変化について検討した. その結果, 対象地域では, 東北地方太平洋沖地震前は N-S 圧縮の逆断層型であるのに対し, 東北地方太平洋沖地震発生後は NE-SW 圧縮の逆断層型であり, 東北日本の他地域と同様に 2011 年東北地方太平洋沖地震により応力場が変化していることが判明した (図 1.1.1.2-5).

1.1.1.2.1 項で既述したように, 東北地方の応力分布は大局的には  $\sigma_1$  軸が E-W 方向の逆断層型であるが, 検討対象である上北平野～下北半島東部を含む青森県については, 2011 年東北地方太平洋沖地震前の応力分布 (Terakawa and Matsu'ura, 2010<sup>1)</sup>; Yoshida *et al.*, 2012<sup>11)</sup>, 2019<sup>12)</sup>) は,  $\sigma_1$  軸が NW 方向に回転した NW-SE 方向の逆断層型である. 今回の解析結果は,  $\sigma_1$  軸がより回転し NNE-SSW 方向を示す逆断層になっているが, 全体的な傾向としてはそれほど違和感はないものとなっている.

一方, 2011 年東北地方太平洋沖地震後の応力分布は, 東北地方の中部～北部では  $\sigma_1$  軸が ENE-WSW 方向の逆断層型となっており (Yoshida *et al.*, 2012<sup>11)</sup>, 2019<sup>12)</sup>), 今回の解析結果はそれとほぼ整合的である.

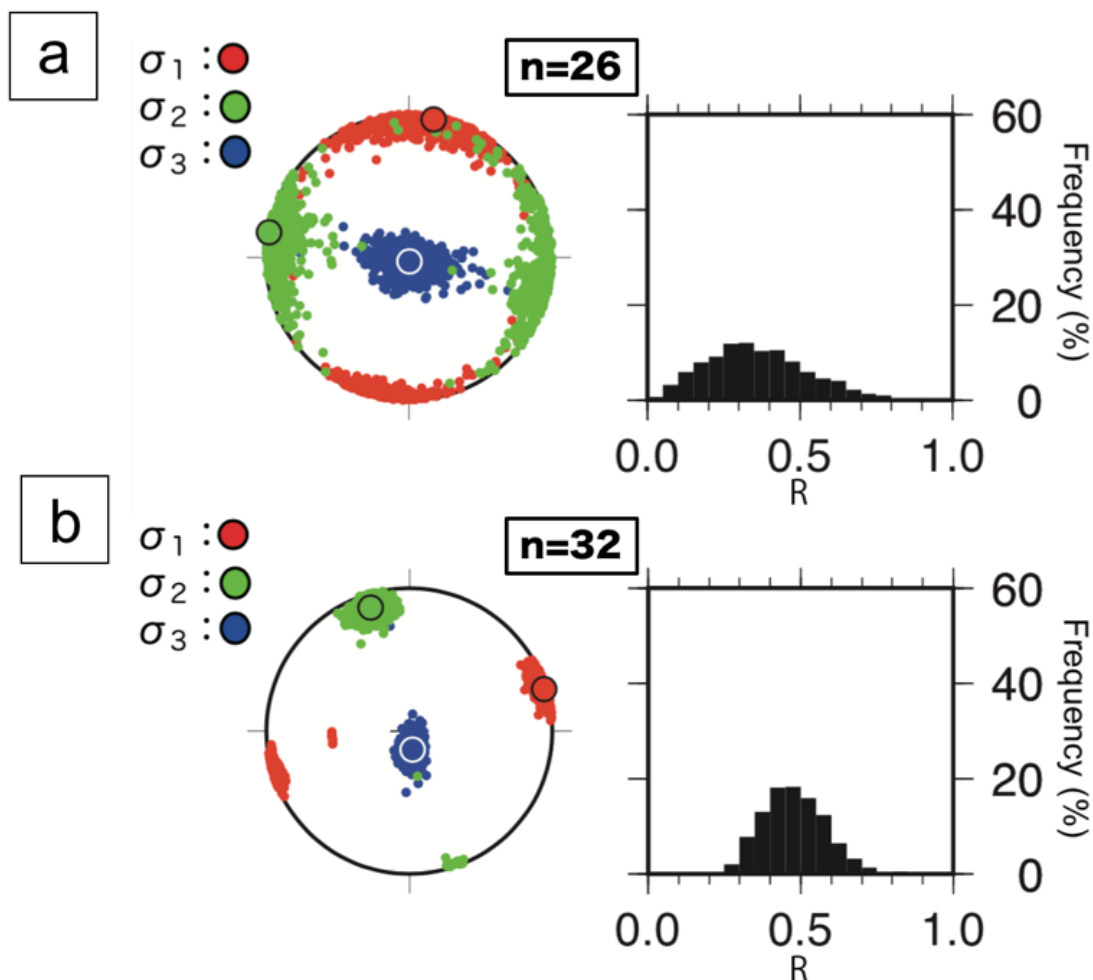


図 1.1.1.2-5 (a)東北地方太平洋沖地震前の応力場, (b) 東北地方太平洋沖地震後の応力場.  
Nは解析されたイベント数を示す.

#### 1.1.1.2.4 まとめと今後の課題

本地域は地震活動度が低く、また、大規模な地震も発生していないため、これまで本地域の詳細な応力場は検討されていなかった。しかし、公開されている Hi-net の小・微小地震の波形データを使用することによって、現在の地域応力場を推定することが可能であることが判明した。

応力場の解析の妥当性やより詳細な検討を行うための課題として、以下が挙げられる。

- 1) Michael (1984<sup>6)</sup>, 1987<sup>7)</sup>) による応力場の解析の前提として「解析を行う領域・期間内で応力場が一定である」必要があるが、その前提が成立しているか検討が必要である。具体的には、解析対象である上北平野～下北半島東部に対して、西部の脊梁山地や南側の北上山地を同一の応力場が支配する領域と考えてよいかという解析領域の設定の妥当性を検証する必要がある。例えば垣見ほか (2003)<sup>13)</sup>は、日本列島の地震地体構造区分として、上北平野～下北半島東部と南側の北上山地を東北日本弧外帯に、西側の脊梁山地を東北日本弧内帯に区分しており、同一の応力場が支配する領域と考えてよいかは検証の必要があると考えられる。そのためには、解析領域を狭めた解析結果の相互比較から解析領域の設定の妥当性を検証することが一般的であるが、上述したように地震活動度が低い本地域では Hi-net の公開データのみでは地震データ数が少なく、信頼度の高い解析

を行えないという問題がある。公開されている Hi-net 以外の地震観測データとしては、気象庁や国立大学等による既存の地震観測点のデータや臨時観測点のデータ等があり、地震活動度が低い地域では、それらのデータの利用を検討すべきと考えられる。

- 2) 下北半島－津軽半島－北海道南西部には、既存の東北大学等による地震観測点に加えて、近年高密度の微小地震観測網 (AS-net; 関根ほか, 2014<sup>14)</sup>; 野口ほか, 2015<sup>15)</sup>) が整備・運用されており、Hi-net のデータに加えて AS-net 等のデータを使用した詳細な解析を行うことにより、より信頼性の高い解析結果を得られる可能性がある。当該地域の応力場の解析を行うに当たっては、これらの地震データを利用・解析することが望ましい。
- 3) 解析対象である上北平野～下北半島東部とその周辺部について、どの範囲までの応力場が一定であり、同一の応力場として将来予測が可能であるか検討する必要がある。そのためには、応力場の解析領域を拡大し、小領域毎に信頼度の高い解析結果を得た上で、領域間の差異を検討する必要がある。

#### 【引用文献】

- 1) Terakawa, T., Matsu'ura, M. (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. *Tectonics*, 29.
- 2) 卜部 卓・東田進也 (1992) win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版). 地震学会講演予稿集, 2(P41), 331.
- 3) Maeda, N. (1992) A method of determining focal mechanisms and quantifying the uncertainty of the determined focal mechanisms for microearthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(6), 2410–2429.
- 4) 片尾 浩・飯尾能久 (2004) 丹波山地の微小地震の発震機構. 京都大学防災研究所年報, 47(B), 673–677.
- 5) Hasegawa, A., Umino, N., Takagi, A. (1978) Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan Arc. *Tectonophysics*, 47(1–2), 43–58.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90150-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90150-6)
- 6) Michael, A. J. (1984) Determination of stress from slip data: Faults and folds. *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 11517–11526.  
<https://doi.org/10.1029/JB089iB13p1151>
- 7) Michael, A. J. (1987) Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. *Journal of Geophysical Research*, 92(B1), 357–368. <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00357>
- 8) Asano, Y., Saito, T., Ito, Y., Shiomi, K., Hirose, H., Matsumoto, T., Aoi, S., Hori, S., and Sekiguchi, S. (2011) Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake. *Earth Planets Space*, 63, 669  
<http://dx.doi.org/10.5047/eps.2011.06.016>.
- 9) Hasegawa, A., Yoshida, K., and Okada, T. (2011) Near complete stress drop in the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake. *Earth Planets Space*, 63, 703 Plan
- 10) Hasegawa, A., Yoshida, K., Asano, Y., Okada, T., Iinuma, T., and Ito, Y. (2012) Change in stress field after the 2011 great Tohoku-Oki earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 355th a, 231 and
- 11) Yoshida, K., Hasegawa, A., Okada, T., Iinuma, T., Ito, Y., and Asano, Y. (2012) Stress before and after the 2011 Great Tohoku-Oki earthquake and induced earthquakes in inland areas of eastern Japan. *Geophysical Research Letters*, 39, L03302, <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL049729>.
- 12) Yoshida, K., Hasegawa, A., Yoshida, T., Iinuma, T., and Matsuzawa, T. (2019) Heterogeneities in stress and strength in Tohoku and its relationship with earthquake



sequences triggered by the 2011 M9 Tohoku-Oki earthquake. Pure and Applied Geophysics, 176, 1335-1355.

- 13) 垣見俊弘・松田時彦・相田 勇・衣笠善博 (2003) 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分. 地震, 第2輯, 55, 389-406.
- 14) 関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島 浩 (2014) 下北半島周辺における微小地震観測網の構築. 日本地球惑星科学連合 2014 年大会, 横浜, STT57-P09.
- 15) 野口科子・関根秀太郎・澤田義博・笠原敬司・佐々木俊二・田澤芳博・矢島 浩 (2015) 下北半島周辺における微小地震観測網の構築 (その2). 日本地球惑星科学連合 2015 年大会, 千葉, STT53-P04.

## 1.1.1.3 海成段丘に基づく上北平野～下北半島東部の隆起活動評価

## 1.1.1.3.1 海成段丘を用いた隆起速評価手法

## 1.1.1.3.1 はじめに

海成段丘は沿岸域における数十万年間におよぶ隆起速度を議論する上で、最も重要な対象物である(宮内 1985<sup>1)</sup>; 太田・平川, 1979<sup>2)</sup>など). 海成段丘は、主に上位の陸成層と下位の海成層(浅海堆積物)により構成され、それらが時代とともに隆起することでできたと考えられている. そのうちの下位の海成層が最近数十万年間の氷期-間氷期サイクル(Waelbroeck *et al.*, 2002<sup>3)</sup>, 図 1.1.1.3-1)における間氷期(高海水準期)に堆積したものとして、その堆積年代を主に陸成層中の火山灰により決定し、段丘編年を議論してきた(小池・町田, 2001<sup>4)</sup>). 一方で隆起量は、海成段丘面が当時の海面高度を表すと近似することで、その地域の隆起速度をおおまかに評価することができる. しかし、海成段丘の高度は陸成層の厚さの分だけ当時の海面高度よりも高くなる. また対比可能な火山灰層が見られない場合、海成段丘の対比と年代決定にも問題があることから、こうした手法による隆起速度の見積もりには不確実性があった.

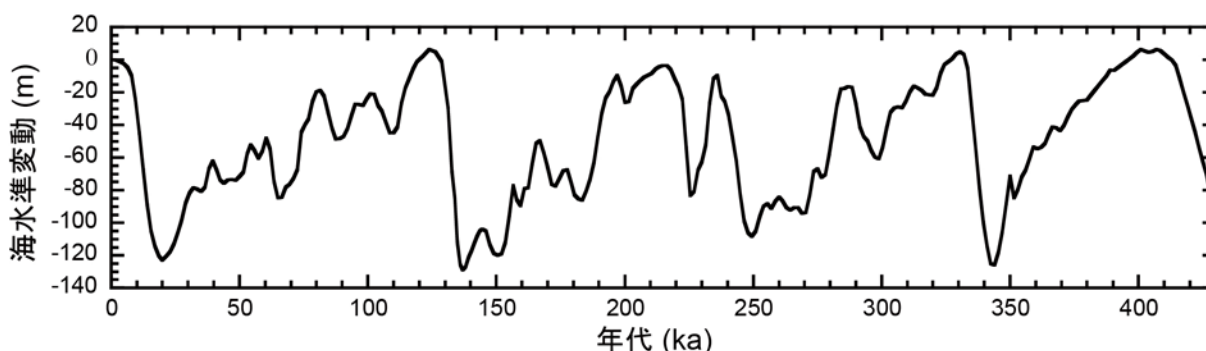


図 1.1.1.3-1 過去約 45 万年間の海水準変動. Waelbroeck *et al.* (2002)<sup>3)</sup> のデータを参考にした.

本課題では平成 25 年度より、これらの問題点を克服し隆起速度評価を高度化するため、浅海堆積物の堆積年代を直接決定できるルミネッセンス年代測定法と、詳細な堆積相解析による海面指標の認定とを組み合わせる手法を確立し、各地で隆起量評価を行ってきた(産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014<sup>5)</sup>, 2015<sup>6)</sup>; 産業技術総合研究所, 2016<sup>7)</sup>, 2017<sup>8)</sup>, 2018<sup>9)</sup>, 2019<sup>10)</sup>).

ルミネッセンス年代測定法は、堆積物中に普遍的に含まれる石英・長石を用い、現在から数十万年前までの堆積年代の測定が可能な手法である(図 1.1.1.3-2). ルミネッセンスは、石英・長石などの鉱物の結晶格子中の電子が、周囲に存在する天然の放射性核種からの  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  線や宇宙線を受けることで電離し、不対電子となり結晶の格子欠陥にトラップされた後、光や熱の刺激による励起で再結合されることによって発せられる. 鉱物が地中に埋積される間、周囲の放射性核種からの放射線の照射は続き、時間とともに鉱物中の不対電子の蓄積量が増えた結果、ルミネッセンス強度も大きくなる. この現象を利用し、試料から発せられるルミネッセンス強度から放射線の蓄積量を求め、単位時間あたりの線量率(年間線量)で割ることにより、埋積時間の長さ(ルミネッセンス年代)を決定する. 堆積物中の鉱物粒子は、運搬過程において光ブリーチングを受けて光ルミネッセンスがリセットされるため、堆積年代(堆積後の経過年代)を求める場合には光ルミネッセンス年代測定法が有効な手法となる.

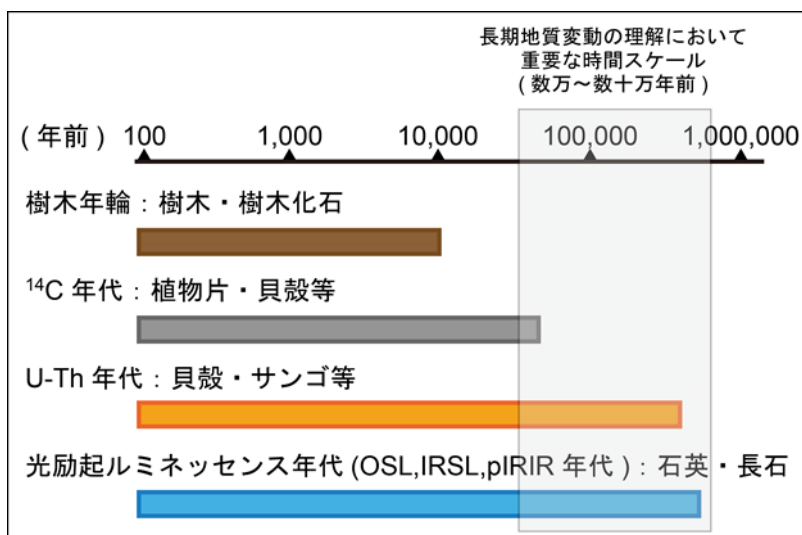


図 1.1.1.3-2 更新世中期以降の主要な地質年代測定法の比較

光ルミネッセンス年代測定法の対象となる石英と長石では、適用される手法や対象年代が異なっている。Murray and Wintle (2000)<sup>11)</sup>による Single aliquot regenerative dose (SAR)法 (再生曲線法) により、石英で顕著な実験中のルミネッセンス感度変化の問題が改善されて以降、石英 OSL 年代は広く用いられるようになってきている。しかし、その反面、石英は不対電子の容量が小さく、一般的には 10 万年を超える古い試料ではルミネッセンス信号が飽和してしまうため有効な年代値が得られないと考えられている。一方、長石は不対電子の容量が石英と比較してはるかに大きく、数十万年前の試料でも信号が飽和しないが、anomalous fading と呼ばれるルミネッセンス信号の不安定さがこれまで問題としてあった。そこで Thomsen *et al.* (2008)<sup>12)</sup> は、長石でも安定した信号を得られる post-IR IRSL(pIRIR)法を開発した。pIRIR 法は Thiel *et al.* (2012)<sup>13)</sup>などで応用され、数十万年前までの地層の年代測定に有効であることが報告されている。

日本列島の海成段丘における堆積相解析は 1980～1990 年代に盛んに行われ (Murakoshi and Masuda, 1992<sup>14)</sup> ; Ito and O'Hara, 1994<sup>15)</sup> ; Shirai and Tada, 2000<sup>16)</sup>など)、特に目新しい手法ではないが、これまで隆起量評価に積極的に応用されてこなかった。日本列島の沿岸域の大半は太平洋など外洋に面した地域である。潮の干満の差が小さい日本の海岸において潮汐の堆積作用は目立たず外洋域では専ら波浪の作用が卓越する。こうした波浪卓越型の海岸域に形成される地層には海面の指標になる堆積構造が発達する。海成段丘面下の堆積物においてこうした海面指標を認定し、さらにその高度を VRS 方式の GPS (渡辺・七山, 2010<sup>17)</sup>) により±4 cm の精度で測量することにより、過去の高海水準期の高度を±1m以内の誤差で求めることができる。過年度の研究 (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2014<sup>5)</sup>, 2015<sup>6)</sup> ; 産業技術総合研究所, 2016<sup>7)</sup>, 2017<sup>8)</sup>, 2018<sup>9)</sup>, 2019<sup>10)</sup>) において、MIS5e, MIS7, MIS9 および MIS11 の海成段丘堆積物への堆積相解析の適用と光ルミネッセンス年代測定との組み合わせが隆起速度の評価に有効であることが明らかになってきた。

#### 1.1.1.3.2 試料採取地点の特徴と試料処理

##### 1) 青森県下北半島の海成段丘と試料採取地点

青森県東部に位置する、南北約 50km 東西 30km に広がる地域である上北平野は、日本で最

も海成段丘が広く分布する地域の一つである。低位から柴山面 (+10m 以下), 根城面 (+10-15m), 高館面 (+30-40m), 天狗岱面 (+45-80m), 七百面 (+90-110m), 高位面 (+110-220m) の 6 段の海成段丘が認められている (宮内, 1985<sup>1)</sup>; 小池・町田, 2001<sup>4)</sup>). 小池・町田 (2001)<sup>4)</sup>は, 洞爺湖火山灰 (Toya) により高館面が MIS5e (ca. 124ka; Masson-Delmotte *et al.*, 2010<sup>18)</sup>) に, Aso-4 (86.8-87.3ka; Aoki, 2008<sup>19)</sup>) との関係から柴山面と根城面を MIS5a と MIS5c にそれぞれ対比した。この地域をはじめとして周辺地域ではこの Toya に基づく対比が進んでおり, このテフラは, 町田・新井 (2003)<sup>20)</sup>による FT 年代や層序関係から 112-115ka, Ganzawa and Ike (2011)<sup>21)</sup>による熱ルミネッセンス年代から 104±15ka から 118±15ka, 白井ほか (1997)<sup>22)</sup>では海底コアの層序関係から 106ka とされている。高館面より高位の段丘では, 小池・町田 (2001)<sup>4)</sup>が 250ka の八甲田第 2 期火砕流 (Hkd-2) との関係により, 天狗岱面と七百面を MIS7 と MIS9 に対比した。桑原 (2009)<sup>23)</sup>は, 七百面から採取したコア試料の植物化石群集の変動が温暖・寒冷期サイクルに対応するとし, 小池・町田 (2001)<sup>4)</sup>と同様に七百面と天狗岱面を MIS9 と MIS7 に対比した。また, 段丘の分布や高度により MIS11 であると考えられている, 宮内 (1985)<sup>1)</sup>では高位面, 桑原 (2004)<sup>24)</sup>では袋町面とされる海成段丘は, FT 年代からは MIS11 よりはるかに古い段丘である可能性が示唆される (桑原, 2007)<sup>25)</sup>。以上の先行研究により, 青森県上北平野では, MIS5e の高館面に加え, それより高位の海成段丘もそれぞれ MIS5e 以前の高海水準期に対比されている。

本課題の前に産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014<sup>5)</sup>, 2015<sup>6)</sup>), 産業技術総合研究所 (2016<sup>7)</sup>, 2018<sup>9)</sup>, 2019<sup>10)</sup>) において, 高館面 (4 露頭, 根井沼 1, 2, 木明, 尾駸), 天狗岱面 (2 露頭, 保土沢, 鷹架), 七百面 (3 露頭, 七百, 上吉田, 乙供), 高位面 (1 露頭, 大撫沢) での調査の研究結果を報告した (図 1.1.1.3-3)。本課題では, これまでの上北平野から下北半島南部地域に加えて, 下北半島中部から北部地域へ調査範囲を広げ, 東通村の MIS5e に対比される下田代露頭, 陸奥湾沿いの MIS5e に対比される有畑露頭の二つの露頭を調査した。なお, 六ヶ所村の尾駸露頭から東通村の下田代露頭までは南北 30km 以上離れているが, 太平洋側ではその中間あたりに適当な露頭が見つからず, そのため陸奥湾沿いで中間あたりに位置する有畑露頭を調査した。これらの露頭において, 堆積相にもとづく過去の海面指標の認定と, 光ルミネッセンス年代測定を行った。地表面および地層境界の高度や試料採取標高は VRS-GPS (Leica Viva GS08plus)を用いて測定した。また, 昨年度までに調査した露頭のうち, MIS7 よりも古い天狗岱面, 七百面, 高位面からのいくつかの試料に関しては, 検量線の長さによって補正年代が変わるかを検証するためにルミネッセンス年代測定を再び行った。

昨年度調査した六ヶ所村の尾駸露頭は, 日本原燃株式会社 (2015)<sup>26)</sup>では MIS5c の M<sub>3</sub> 面とされているが, 産業技術総合研究所 (2019)<sup>10)</sup>でも参考にした小池・町田 (2001)<sup>4)</sup>では MIS5e, つまり日本原燃株式会社 (2015)<sup>26)</sup>における M<sub>2</sub> 面と解釈されてきた。双方の段丘面の認定の根拠を示すとともに, 日本原燃株式会社 (2015)<sup>26)</sup>に記載された No.12 露頭を調査することにより, 段丘面認定の検証を行った。

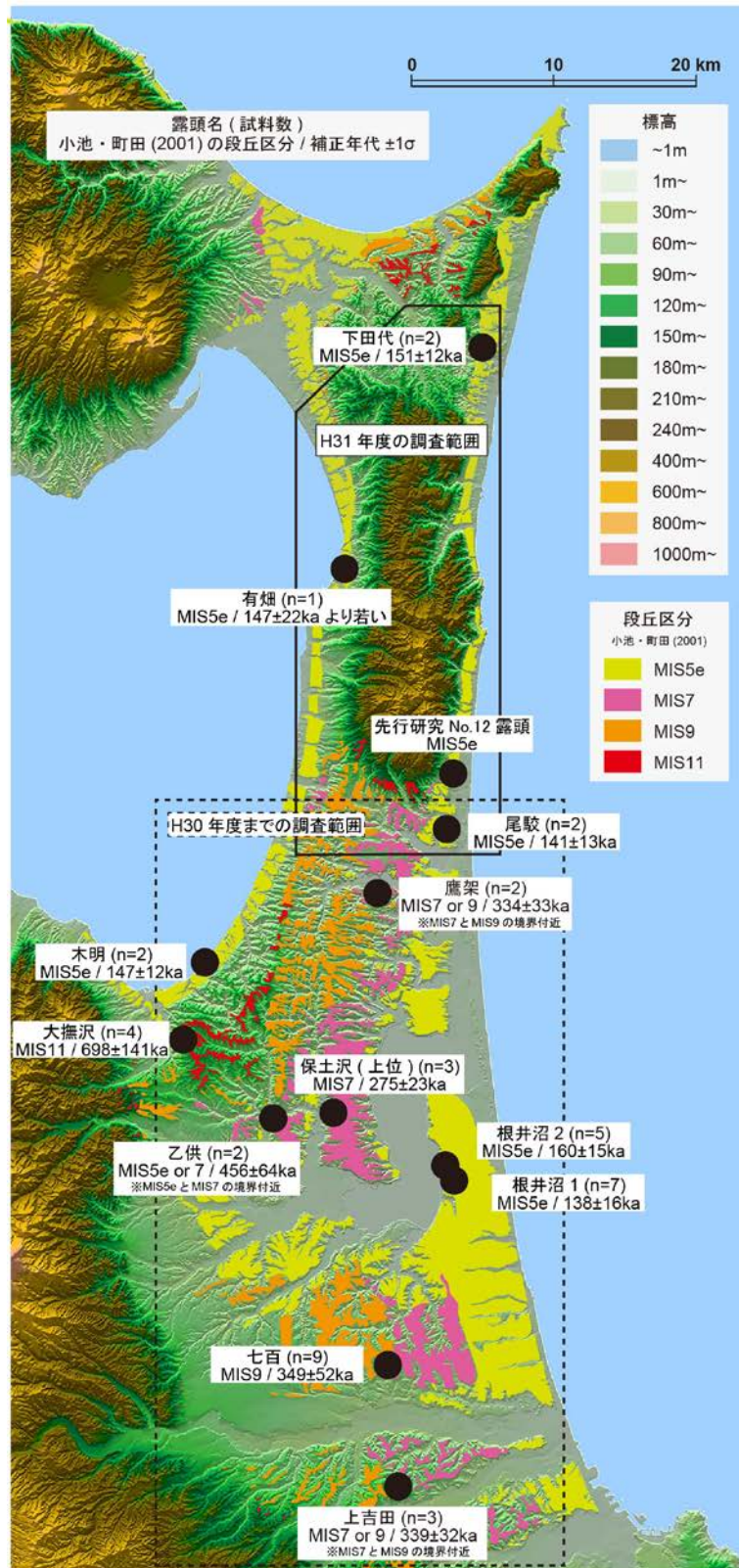


図 1.1.1.3-3 青森県上北平野における H30 までと本課題の調査範囲。

標高、段丘区分は、それぞれ国土地理院の10mメッシュの数値標高モデルと小池・町田(2001)<sup>4)</sup>に基づく。露頭名の下に書かれた区分は露頭ごとの段丘区分に相当し、年代値は補正済みの pIRIR<sub>200/290</sub> 年代を示す。H30年度までの調査範囲の補正年代は、産業技術総合研究所(2019)<sup>10)</sup>の各試料の蓄積線量・検量線のデータと今年度再計算した海成層試料の全276discの $\rho'$ の平均値( $0.68 \pm 0.09$ ) $\times 10^{-6}$ に基づく。

## 2) ルミネッセンス年代測定用試料の採取と前処理

ルミネッセンス年代測定用試料は、下田代露頭では陸成層から4点、海成層から2点、有畑露頭では陸成層から1点、海成層から1点採取した。試料は灰色のプラスチックチューブ（内径約4.5cm、厚さ約2mm、全長15cm）を用いることで遮光試料を採取し、両端をビニールテープで止めた後にそれをチャック袋に入れることで、水分の蒸発を最小限に留めて実験室まで輸送した。

光ルミネッセンス年代測定は、前年度までに引き続き（産業技術総合研究所深部地質環境研究コア、2014<sup>5)</sup>、2015<sup>6)</sup>；産業技術総合研究所、2016<sup>7)</sup>、2017<sup>8)</sup>、2018<sup>9)</sup>、2019<sup>10)</sup>）、カリ長石のpIRIR法を用いる。まず、プラスチックチューブに入った試料を、両端約3cm分の露光部と内部の約9cm分の未露光部に分離した。露光部は含水率測定のために乾燥した後ミルで粉砕し、元素濃度(U, Th, Rb, K)を測定した。測定は日鉄鉱コンサルタント株式会社にICP-MS測定を依頼した。未露光部を乾燥させた後、篩で粒径250 $\mu$ m以上のフラクションを取り除く。その後塩酸と過酸化水素により炭酸塩鉱物と有機物を取り除いた後に、再び篩で粒径180 $\mu$ m以下のフラクションを取り除く。最後にポリタングステン酸ナトリウム(SPT)により比重が2.53~2.58g/cm<sup>3</sup>のフラクションのみを取り出すことで、カリ長石に富む粒径180~250 $\mu$ mの測定試料を作成する。その後、直径9.8mmの円形ステンレス製ディスク内の直径8.0mmの円形シリコンプレー塗布部に測定試料(1,000~2,000粒程度)を貼り付け、光ルミネッセンス年代測定用試料とした。一方、180~250 $\mu$ mの粒子が十分に得られないような試料に関しては、未露光部に直接塩酸・過酸化水素処理を施した後にストークス則により4-11 $\mu$ mの粒径に揃え、鉱物分離を行わない細粒試料とした。

### 1.1.1.3.3 分析

#### 1) ルミネッセンス年代測定

ルミネッセンス年代は、試料からのルミネッセンス強度に依存する蓄積線量を、試料を含む堆積物中の放射性物質の量に依存する年間線量で除することで得られる。まず、年間線量は、得られたU・Th・Rb・K濃度、Guérin *et al.* (2011)<sup>27)</sup>による各種変換係数、Bell (1980)<sup>28)</sup>による $\alpha$ 線減衰係数、Mejdahl (1979)<sup>29)</sup>による $\beta$ 線減衰係数、Balescu and Lamothe (1994)<sup>30)</sup>によるカリ長石のa値0.15 $\pm$ 0.05、Huntley and Baril (1997)<sup>31)</sup>によるカリ長石の内部K濃度12.5 $\pm$ 0.5%、Prescott and Hutton (1994)<sup>32)</sup>による宇宙線量により計算した。なお、これまで砂試料の含水率はIto *et al.* (2017)<sup>33)</sup>に基づき、いくつかの試料から得た代表的な飽和含水率と個々の試料の現在の含水率の平均値を採用していた。MIS5eの試料ではIto *et al.* (2017)でその見積もりが適当であることが示唆されたが、より古い試料に関しては離水後の時間が非常に長いことから、改めて測定し直したMIS7以前の年代を持つ可能性がある砂試料に関しては現在の含水率を試料の含水率とした(表1.1.1.3-1)。なお、過年度採取した試料のデータに関しては、改めて放射性元素濃度を測定することはなく、昨年度の報告書の値を利用した(産業技術総合研究所、2019<sup>10)</sup>)。

表 1.1.1.3-1 採取試料の元素濃度と年間線量

露頭名 試料名	粒径 ( $\mu\text{m}$ )	標高 (m)	元素濃度				含水率 (%)	年間線量
			$\text{K}_2\text{O}$ (%)	Rb(ppm)	Th(ppm)	U(ppm)		
<b>[R01調査]</b>								
下田代露頭								
gsj19-262	4-11	35.8	1.13 $\pm$ 0.06	67 $\pm$ 3	12.20 $\pm$ 0.61	4.01 $\pm$ 0.20	50.2	2.04 $\pm$ 0.09
gsj19-263	4-11	35.2	0.76 $\pm$ 0.04	39 $\pm$ 2	10.80 $\pm$ 0.54	3.21 $\pm$ 0.16	55.8	1.48 $\pm$ 0.06
gsj19-264	180-250	34.8	0.81 $\pm$ 0.04	29 $\pm$ 1	3.06 $\pm$ 0.15	1.28 $\pm$ 0.06	16.5	1.66 $\pm$ 0.26
gsj19-265	180-250	34.4	0.73 $\pm$ 0.04	24 $\pm$ 1	2.69 $\pm$ 0.13	0.77 $\pm$ 0.04	15.4	1.73 $\pm$ 0.11
gsj19-266	180-250	34.9	0.79 $\pm$ 0.04	27 $\pm$ 1	2.42 $\pm$ 0.12	0.73 $\pm$ 0.04	12.7	1.76 $\pm$ 0.12
gsj19-267	180-250	34.5	1.22 $\pm$ 0.06	43 $\pm$ 2	3.73 $\pm$ 0.19	1.02 $\pm$ 0.05	11.0	2.20 $\pm$ 0.15
有畑露頭								
gsj19-355	180-250	9.8	0.69 $\pm$ 0.03	22 $\pm$ 1	2.81 $\pm$ 0.14	1.64 $\pm$ 0.08	19.5	1.89 $\pm$ 0.12
gsj19-354	180-250	7.4	0.81 $\pm$ 0.04	29 $\pm$ 1	2.20 $\pm$ 0.11	1.61 $\pm$ 0.08	19.4	1.88 $\pm$ 0.12

ルミネッセンス測定には Riso DTU 社製 TL-DA-20 luminescence reader を用い、受光するルミネッセンスの波長は、カリ長石からの青-紫色の発光 (Huntley *et al.* 1991)<sup>34)</sup> を効率よく得られるよう Schott BG3 (3mm), BG39 (2mm), GG400 (3mm) を組み合わせた。

測定手法に関しては、過年度採取した試料に関してはこれまでと同様に測定温度 200°C で IRSL 測定をした後、より高温の 290°C での IRSL 測定で得られる pIRIR<sub>200/290</sub> シグナルを蓄積線量の見積りに用いた (Ito *et al.*, 2017 など)。一方で、今年度採取した下田代露頭の試料 gsj19-266 に関しては、これまでの露頭と比較してかなり離れた位置にあることから、改めて pIRIR 測定の測定温度条件を決め直した。その際には、IRSL シグナルも合わせて計 8 種類を比較した (IRSL<sub>50/150</sub>, IRSL<sub>50/225</sub>, IRSL<sub>50/290</sub>, IRSL<sub>200/290</sub>, pIRIR<sub>50/150</sub>, pIRIR<sub>50/225</sub>, pIRIR<sub>50/290</sub>, pIRIR<sub>200/290</sub>)。測定条件の決め直しのための基礎実験のために、まずは dose recovery test を行い、次に蓄積線量を測定し、年代を計算した。dose recovery test では、予め蓄積線量がゼロの試料に対して決まった線量を照射し、その照射した線量を検量線から見積もることができるかどうかで、その試料のルミネッセンス年代測定への適合性を調べる。具体的には、dose recovery ratio が 0.9 から 1.1 の間に収まる信号のみ年代決定に用いる。六ヶ所村で採取した現生の海浜試料 gsj19-260 に対して、測定条件の決め直しを行う試料 gsj19-266 の蓄積線量と同等の線量を予め与え、その蓄積線量相当の線量を見積もる。なお、この見積もった値からは gsj19-260 の蓄積線量、すなわち長時間露光されても残っている線量 (残存線量) を減じ、与えた線量で除することで、結果を比 (dose recovery ratio) で表す (表 1.1.1.3-2)。値は 3 ディスクの平均値と誤差 1 $\sigma$  で示す。この現生の海浜試料の結果をもって、下北半島地域の MIS5e 程度の年代の試料のルミネッセンス年代測定への適合性の検証とした。過年度に採取した試料に関しては、個々の試料を 4 時間人工太陽 (UVACUBE400, Hönle) で露光した後に測定した蓄積線量を残存線量として、露光後に蓄積線量分の線量を照射した後に測定した値から減じた値を照射線量で除した比を dose recovery ratio とした。

IRSL, pIRIR 測定により得られた蓄積線量,  $p'$  (Huntley, 2006<sup>35)</sup>), dose recovery ratio, 年代値を表 1.1.1.3-2 に示す。表中の誤差は 1 $\sigma$  である。分析は、Ito *et al.* (2017) で示された測定手順に従い、gsj19-262, gsj19-263, gsj19-264, gsj19-265, gsj19-354 以外の各試料について 8 ディスクの測定を行った。上述の 5 試料に関しては、3 disc ずつ測定した。なお、同じ線量を照射した後の OSL 強度を比較して得られる Recycling ratio が 90~110%におさまるデータのみ平均値を算出することで蓄積線量を求めるが、今回測定したディスクは全て Recycling ratio

が上記の条件を満たした。  $\rho'$  は  $g$ -value (Huntley and Lamothe, 2001<sup>36)</sup>) と同様に、光ルミネッセンス特性のシグナル安定性の指標 (無次元数) であり、この値が大きいほど **anomalous fading** によるシグナルの不安定性が大きいとされる。適切な年代決定のためにはこの **anomalous fading** の程度を補正する必要がある。本課題においては試料の  $L_1/T_1$  が検量線の曲線領域にプロットされることから、Kars *et al.* (2008)<sup>37)</sup> と Kars and Wallinga (2009)<sup>38)</sup> を参考にして補正を行った。その際用いる  $\rho'$  に関しては、基礎研究において様々な条件を試す **gsj19-266** では各温度条件で得られた 8 ディスクの  $\rho'$  の平均値を使って補正し、それ以外の試料に関しては  $\text{pIRIR}_{200/290}$  法で蓄積線量を求めたものに関しては、過年度のデータも含めた全 276 ディスクの平均値  $(0.68 \pm 0.09) \times 10^{-6}$  を全ての試料の補正で用いた。

一方で、**anomalous fading** 以外にも  $\text{pIRIR}$  年代では残存線量を補正する必要がある。一般的な石英 OSL 年代では、堆積前の露光において、その露光時間が非常に短いとしても信号はほぼゼロリセットされる。しかし、 $\text{pIRIR}$  信号は露光時間に対する信号の減少速度が遅く、どれだけ露光されても残存する成分もあるため、結果的に年代がゼロからスタートしない。この堆積前の残存線量を補正するため、本課題においては二つの方法を用いた。今年度採取した試料のうち **gsj19-266** に関しては、基礎研究において様々な条件を試すことから六ヶ所村で採取した現生の海浜試料 **gsj19-260** のそれぞれの測定温度における蓄積線量を残存線量として補正年代を算出した。一方で、過年度の試料ならびに今年度の **gsj19-266** 以外の試料に関しては、上北平野の海浜から得られた砂を約 800 時間人工太陽下で露光した後に測定した線量  $(3.9 \pm 0.2 \text{ Gy})$  を残存線量として補正年代を算出した。この方法は Ito *et al.* (2017)<sup>33)</sup> と同様である。

ルミネッセンス年代は、上記の **anomalous fading** と残存線量の二つの補正要素を考慮した補正年代と、補正を行わない未補正年代を併記した。なお、過年度の試料のルミネッセンス測定においては、検量線を引くために当てる線量は最大でも蓄積線量の 4 倍程度あった。一方で、King *et al.* (2018)<sup>39)</sup> によるルミネッセンス熱年代の年代補正においては、検量線を飽和に近い部分まで描くために、非常に高い線量域まで照射を行っている。Kars *et al.* (2008)<sup>37)</sup> による年代補正では検量線自体をフェーディングさせることから、より高線量域のデータを充実させる必要がある可能性があり、これまでの方法による検量線とより延長させた検量線を比較・検討する必要がある。よって、過年度の試料に関しては、高線量域まで延長した検量線を引く測定を行い、年代を算出した。本年度採取した試料に関しては、年代が MIS5e と比較的若いため、過年度の測定方法と同様の測定 (最大でも蓄積線量の 4 倍程度) を行った。

## 2) 火山灰分析

下田代露頭からの計 2 試料 (KK19-T1, KK19-T2) について、火山灰分析を行った。試料により、火山ガラス、斜方輝石、角閃石の屈折率、火山ガラスの主要元素を測定することで、粒子組成分析と合わせて火山灰の同定を行った。前処理から分析までを株式会社古澤地質に依頼した。

## 3) 珪藻分析

先行研究、日本原燃株式会社 (2015)<sup>26)</sup> の No.12 露頭からの 1 試料 (KK19-KS1) について、珪藻分析を行った。試料のプレパラートの作製から分析までを株式会社パレオ・ラボに依頼した。

珪藻化石の環境指標種群は、主に小杉 (1988)<sup>40)</sup> および安藤 (1990)<sup>41)</sup> が設定し、千葉・澤井



第1章 自然事象等を考慮した評価対象地盤の性能評価に係る科学的・技術的知見の取得

表 1.1.1.3-2 試料の蓄積線量,  $\rho'$ , dose recovery ratio, 未補正年代と補正年代

露頭名 試料名	粒径 ( $\mu\text{m}$ )	測定手法	蓄積線量 (Gy)	$\rho' / 10^{-6}$	dose recovery ratio	未補正年代 <sup>a</sup> (ka)	補正年代 <sup>a</sup> (ka)	未補正年代 <sup>b</sup> (ka)	補正年代 <sup>b</sup> (ka)	未補正年代 <sup>c</sup> (ka)	補正年代 <sup>c</sup> (ka)	小池・町田(2001) による区分	注	
<b>[R01調査]</b>														
下田代露頭														
gsj19-262	4-11	pIRIR <sub>50/250</sub>	177 ± 17	-	-	87 ± 9	-	-	-	-	-	-	d	
gsj19-263	4-11	pIRIR <sub>50/250</sub>	147 ± 2	-	-	99 ± 4	-	-	-	-	-	-	d	
gsj19-264	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	244 ± 9	-	-	147 ± 23	-	-	-	-	-	-	d	
gsj19-265	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	199 ± 14	0.39 ± 0.14	-	115 ± 11	124 ± 13	-	-	-	-	-	e	
gsj19-266	180-250	IRSL <sub>50/150</sub>	111 ± 3	3.55 ± 0.11	-	63 ± 4	135 ± 10	-	-	-	-	-	MIS5e	f
	180-250	IRSL <sub>50/225</sub>	122 ± 5	3.15 ± 0.19	-	69 ± 5	141 ± 11	-	-	-	-	-	MIS5e	f
	180-250	IRSL <sub>50/290</sub>	124 ± 5	3.65 ± 0.89	-	71 ± 5	169 ± 14	-	-	-	-	-	MIS5e	f
	180-250	IRSL <sub>200/250</sub>	154 ± 4	1.80 ± 0.16	-	88 ± 6	131 ± 10	-	-	-	-	-	MIS5e	f
	180-250	pIRIR <sub>50/150</sub>	146 ± 2	1.17 ± 0.05	-	83 ± 6	107 ± 7	-	-	-	-	-	MIS5e	f
	180-250	pIRIR <sub>50/225</sub>	157 ± 4	1.00 ± 0.08	-	89 ± 6	111 ± 8	-	-	-	-	-	MIS5e	f
	180-250	pIRIR <sub>50/250</sub>	214 ± 9	1.64 ± 0.43	-	121 ± 10	176 ± 15	-	-	-	-	-	MIS5e	f
	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	242 ± 5	0.69 ± 0.21	-	137 ± 10	158 ± 13	-	-	-	-	-	MIS5e	f
gsj19-267	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	286 ± 7	0.42 ± 0.06	-	130 ± 10	144 ± 11	-	-	-	-	-	MIS5e	e
有烟露頭														
gsj19-355	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	225 ± 28	0.88 ± 0.45	-	119 ± 17	147 ± 22	-	-	-	-	-	MIS5e	e
gsj19-354	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	728 ± 46	-	-	388 ± 35	-	-	-	-	-	-	MIS5e	d
海浜試料														
gsj19-260	180-250	IRSL <sub>50/150</sub>	0.1 ± 0.0	-	0.86 ± 0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	180-250	IRSL <sub>50/225</sub>	0.6 ± 0.1	-	0.90 ± 0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	180-250	IRSL <sub>50/290</sub>	1.6 ± 0.2	-	0.77 ± 0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	180-250	IRSL <sub>200/250</sub>	3.3 ± 0.8	-	0.91 ± 0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	180-250	pIRIR <sub>50/150</sub>	0.2 ± 0.0	-	0.79 ± 0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	180-250	pIRIR <sub>50/225</sub>	2.3 ± 0.2	-	0.82 ± 0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	180-250	pIRIR <sub>50/250</sub>	7.9 ± 0.2	-	1.03 ± 0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	10.8 ± 3.4	-	1.09 ± 0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>[過年度調査]</b>														
保土沢露頭														
gsj14-026	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	451 ± 20	0.31 ± 0.43	1.46 ± 0.13	314 ± 27	397 ± 36	325 ± 27	399 ± 34	223 ± 17	267 ± 20	MIS7	g	
gsj14-025	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	435 ± 28	1.30 ± 0.25	1.53 ± 0.13	331 ± 34	409 ± 45	335 ± 33	409 ± 43	218 ± 19	267 ± 24	MIS7	g	
乙供露頭														
gsj17-322	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	468 ± 20	0.68 ± 0.53	1.27 ± 0.17	349 ± 31	424 ± 39	360 ± 32	433 ± 39	389 ± 48	479 ± 64	(MIS5e or) MIS7	g	
上吉田露頭														
gsj15-010	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	502 ± 37	1.69 ± 0.52	1.22 ± 0.12	394 ± 41	495 ± 57	400 ± 40	495 ± 53	292 ± 22	357 ± 27	MIS7 or MIS9	g	
gsj15-009	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	541 ± 26	0.27 ± 0.84	1.30 ± 0.26	364 ± 34	440 ± 42	348 ± 34	439 ± 45	264 ± 32	330 ± 44	MIS7 or MIS9	g	
鷹架露頭														
gsj18-295	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	453 ± 31	1.31 ± 0.22	1.19 ± 0.17	264 ± 26	319 ± 33	267 ± 26	322 ± 33	275 ± 33	332 ± 43	MIS7 or MIS9	g	
七百露頭														
gsj14-004	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	429 ± 19	1.06 ± 0.50	1.12 ± 0.14	320 ± 24	411 ± 34	332 ± 24	405 ± 30	281 ± 22	352 ± 30	MIS9	g	
gsj13-035	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	538 ± 19	1.31 ± 0.66	1.01 ± 0.20	360 ± 34	475 ± 47	365 ± 34	454 ± 43	246 ± 26	303 ± 34	MIS9	g	
大瀬次														
gsj15-005	180-250	pIRIR <sub>200/250</sub>	926 ± 105	0.84 ± 0.74	1.23 ± 0.12	582 ± 79	829 ± 168	614 ± 74	819 ± 121	442 ± 93	587 ± 170	MIS11	g	

a: 本課題で測定したデータ. 検量線を延長せずに計算した未補正・補正年代  
b: 本課題で測定したデータ. 検量線を延長して計算した未補正・補正年代  
c: 過年度の測定データを再計算した未補正・補正年代  
d: 蓄積線量が3ディスクの平均値であるため未補正年代は暫定値. フェーディングテストは行わず, 補正年代は算出しません. なお, gsj19-354は, 測定した3ディスクのうち2ディスクの $L_T/T_1$ が検量線を上回っていたため, 1ディスクの結果.  
e: 補正は8ディスク分の $\rho'$ の平均値(試料毎の平均)と過年度算出した残存線量(3.9±0.2Gy)を考慮.  
f: 補正は8ディスク分の $\rho'$ の平均値と, 別に求めた残存線量(gsj19-260の蓄積線量)を利用.  
g: フェーディングの補正には個々のディスクの $\rho'$ の試料毎の平均値ではなく, 海成層試料からの全276ディスクの $\rho'$ の平均値(0.68±0.09)×10<sup>6</sup>を, 残存線量は過年度算出した値(3.9±0.2Gy)を利用.

表 1.1.1.3-3 環境指標種群の概要 (小杉 (1988)<sup>40)</sup> と安藤 (1990)<sup>41)</sup> に基づく)

種群	概要
外洋指標種群 (A)	塩分濃度が35‰~34‰以上の外洋水中を浮遊生活する種群である
内湾指標種群 (B)	塩分濃度が26~35‰の内湾水中を浮遊生活する種群である
海水藻場指標種群 (C1)	塩分濃度が12~35‰の水域の海藻や海草 (アマモなど) に付着生活する種群である
海水砂質干潟指標種群 (D1)	塩分濃度が26~35‰の水域の砂底 (砂の表面や砂粒間) に付着生活する種群である
海水泥質干潟指標種群 (E1)	この生育場所には, ウミユスリ, キサゴ類, アサリ, ハマガリ類などの貝類が生活する 塩分濃度が12~30‰の水域の泥底に付着生活する種群である
汽水藻場指標種群 (C2)	この生育場所には, イボクミニオ主体の貝類相やカニなどの甲殻類が見られる 塩分濃度が4~12‰の水域の海藻や海草に付着生活する種群である
汽水砂質干潟指標種群 (D2)	塩分濃度が5~26‰の水域の砂底 (砂の表面や砂粒間) に付着生活する種群である
汽水泥質干潟指標種群 (E2)	塩分濃度が2~12‰の水域の泥底に付着生活する種群である 淡水の影響により, 汽水化した塩性湿地に生活するものである
上流性河川指標種群 (J)	河川上流部の溪谷部に集中して出現する種群である
中~下流性河川指標種群 (K)	これらは, 鼓面全体で岩にびったりと張り付いて生育しているため, 流れによってはぎ取られてしまうことがない 河川の中~下流部, すなわち河川沿いで河成段丘, 扇状地および自然堤防, 後背湿地といった地形が見られる部分に集中して出現する種群である
最下流性河川指標種群 (L)	これらの種には, 柄またはさやで基物に付着し, 体を水中に伸ばして生活する種が多い 最下流部の三角洲の部分に集中して出現する種群である これらは, 水中を浮遊しながら生育している種が多い
湖沼浮遊生指標種群 (M)	これは, 河川が三角洲地帯に入ると流速が遅くなり, 浮遊生の種でも生育できるようになるためである 水深が約1.5m以上で, 岸では水生植物が見られるが, 水底には植物が生育していない湖沼に出現する種群である
湖沼沼沢地指標種群 (N)	湖沼における浮遊生種としても, 沼沢地における付着生種としても優勢な出現が見られ, 湖沼・沼沢地の環境を指標する可能性が大きい種群である
沼沢地付着生指標種群 (O)	水深1m内外で, 一面に植物が繁殖している所および湿地において, 付着の状態が優勢な出現が見られる種群である
高層湿原指標種群 (P)	尾瀬ヶ原湿原や霧ヶ峰湿原などのように, ミズゴケを主とした植物群落および泥炭層の発達が見られる場所に出る種群である
陸域指標種群 (Q)	上述の水域に対して, 陸域を生息地として生活している種群である (陸生珪藻と呼ばれている)
陸生珪藻A群 (Qa)	耐乾性の強い特定のグループである
陸生珪藻B群 (Qb)	A群に伴い, 湿った環境や水中にも生育する種群である

(2014)<sup>42)</sup>により再検討された環境指標種群に基づく. なお, 環境指標種群以外の珪藻種については, 海水種は海水不定・不明種 (?) とし, 海~汽水種は海~汽水不定・不明種 (?) とし,

汽水種は汽水不定・不明種(?)として、淡水種は広布種(W)として、その他の種はまとめて不明種(?)として扱った。また、破片のため属レベルの同定にとどめた分類群は、その種群を不明(?)として扱った。小杉(1988)<sup>40)</sup>が設定した海水～汽水域における環境指標種群と、安藤(1990)<sup>41)</sup>が設定した淡水域における環境指標種群の概要を、表 1.1.1.3-3 に示す。

#### 1.1.1.3.4 結果

##### 1) 堆積相解析

下田代露頭(図 1.1.1.3-4)は、標高+32.9 m から+37.0 m までの厚さ 4.1 m の地層が露出し、上半分の+34.9 m 以上は茶褐色で塊状のシルト～粘土から成るレス堆積物が認められる。露頭最下部を構成する厚さ 70 cm の含礫砂層～礫層は、亜角～亜円の細礫～小礫を含み、砂がちな部分では重鉱物が濃集する平行葉理が認められる。その上位を厚さ 10 cm の極細粒～中粒砂層が覆い、同様に重鉱物が濃集する平行葉理が発達する。この砂層は、下位より、淘汰が悪く塊状で細礫をわずかに含む極細粒～粗粒砂層(厚さ 20 cm)、黄色で軽石質のテフラ(KK19-T2; 厚さ 15 cm)、塊状で火山灰質の極細粒～中粒砂層(厚さ 60 cm)、砂質テフラ(KK19-T1; 厚さ 10 cm)が順に認められ、上位のレス堆積物に覆われる。礫と互層する砂層に認められる重鉱物が濃集する平行葉理は、前浜での堆積を示唆することから、これらの砂礫互層は前浜堆積物と考えられる。上位を覆う塊状の砂層は植物の根による擾乱が示唆され、また礫をほとんど含まないことから、後浜～風成堆積物と考えられる。

横浜町の有畑露頭(図 1.1.1.3-5)では、下位から浅海堆積物、礫質河川の堆積物、礫浜堆積物が認められる。浅海堆積物は半固結で、生物擾乱を受けており淘汰が悪い。礫質河川の堆積物は浅海堆積物を明瞭な侵食面を介して覆っている。最大礫径は 20 cm、亜角礫～亜円礫によって主に構成され、マッドクラストがときおり混入する。最上部に狭在する層厚 20 cm のシルト質砂は側方へせん滅する。礫層のマトリクスは下部では砂質シルト～シルトであるが、最上部では細粒砂で淘汰が良い。礫浜堆積物は平行層理を示す亜角～亜円礫の中礫によって主に構成されている。ウェーブデューンなどの直接的な海成層の証拠は乏しいが、南方約 30km に位置する木明露頭(産業技術総合研究所, 2019)<sup>10)</sup>にも層厚の薄い礫浜堆積物が見られることから、その延長であると考えられる。なお、礫浜堆積物はこの段丘の形成年代を示す段丘構成層と考えられるもののルミネッセンス年代測定には不向きな礫質の堆積物であったため、年代測定用試料はその下位の礫質河川の堆積物中の砂層と最下部の浅海堆積物から採取した。

No.12 露頭は堆積相解析を行わなかったため、記載は先行研究日本原燃株式会社(2015)<sup>26)</sup>に従う(図 1.1.1.3-6, 図 1.1.1.3-7)。最下部には凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩、そして安山岩から成る泊層がある。泊層の上位に淘汰の良く葉理の発達する海成砂層(①層, ②層)がある。その上位に地形標高が高い範囲では、火山灰層の最下部に風性の Toya を狭在する。露頭中央部及び北部の地形標高が低い範囲では、砂質シルト層(③層)中に Toya を挟み、その上位を海成砂層(④層)が不整合に覆う。なお、海成砂層(④層)は飛砂として存在する場所もある。西向き法面においては、海成砂層(④層)を覆う火山灰層中に十和田レッド(To-Rd)を挟む。本露頭における段丘面は、海成砂層(①, ②層)を段丘堆積物とした M<sub>2</sub>面と、その上位にある③層を不整合に④層が覆う M<sub>3</sub>面の二つの段丘面が確認されている。①, ②層は淘汰度が高く葉理が発達しているものの、先行研究では④層が海成層である根拠に乏しいため、堆積環境を調べる目的で、本課題では新たに珪藻分析を行った。ただし、④層は砂質で珪藻化石が見つかりづらいと考えられるため、④層とは不整合とされてはいるが砂質シルト層(③層)の試料で分

析を行った。試料は、東向き法面の最北部から採取した (図 1.1.1.3-6)。

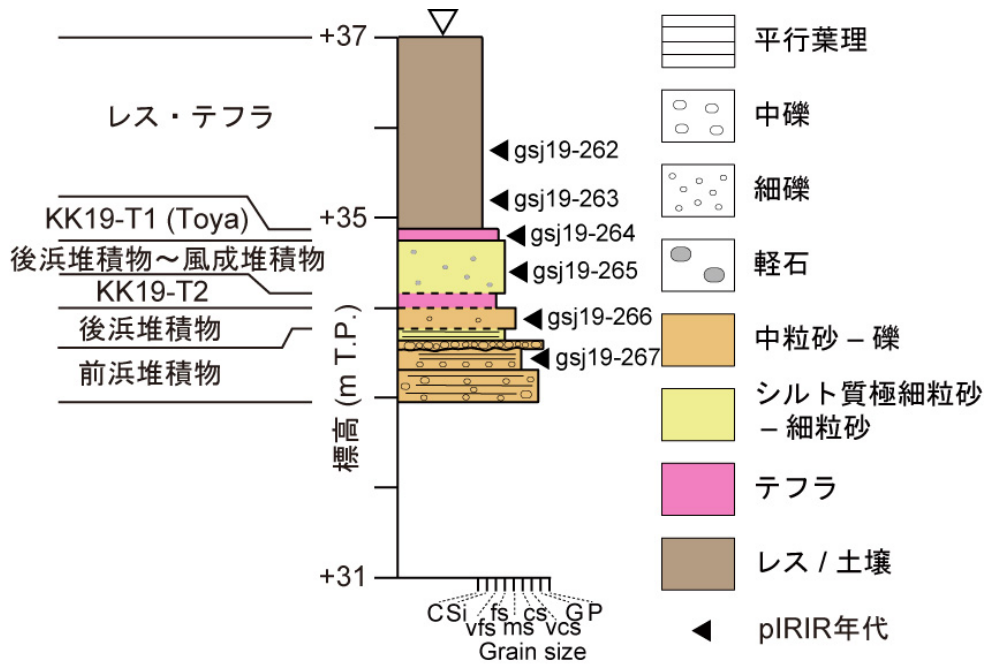


図 1.1.1.3-4 下田代露頭柱状図

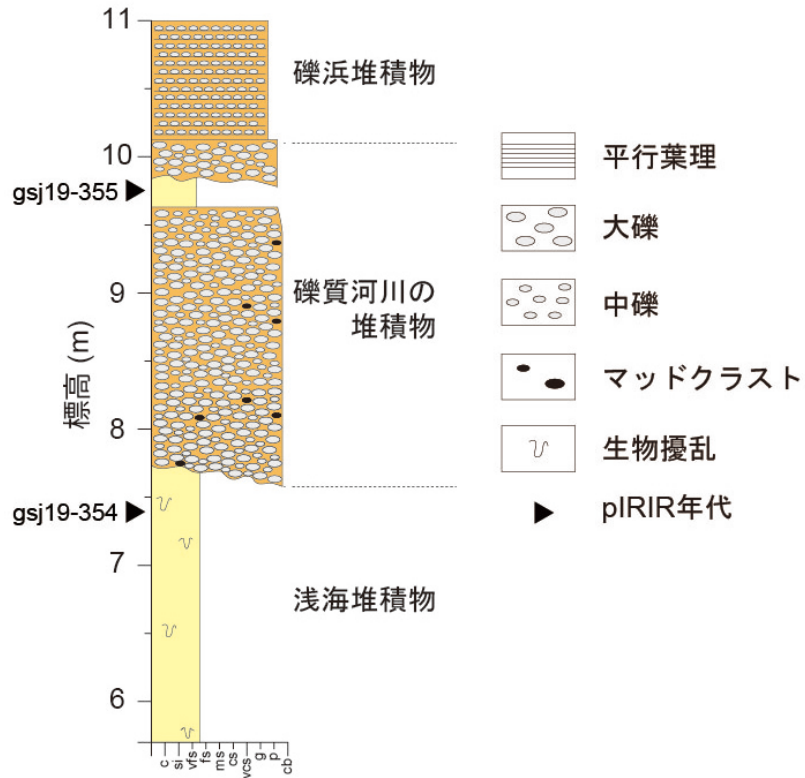
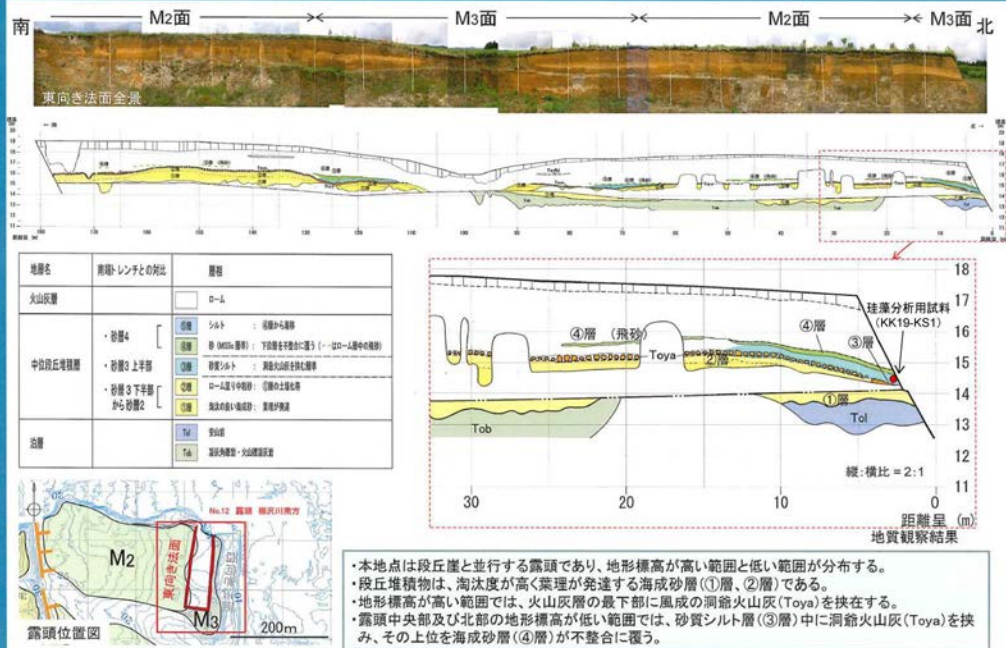


図 1.1.1.3-5 有畑露頭柱状図

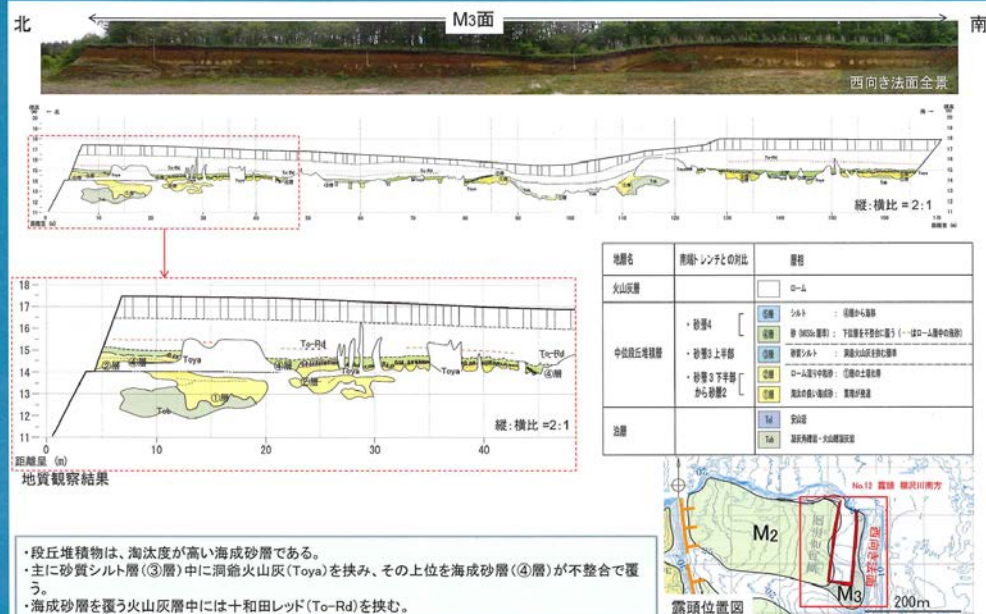
【No.12 露頭 棚沢川南方(東向き法面): M<sub>2</sub>面・M<sub>3</sub>面】(1)



368

図 1.1.1.3-6 No.12 露頭 棚沢川南方 (東向き法面) 露頭写真とスケッチ. 珪藻分析用試料 KK19-KS1 の採取地点を加筆 (日本原燃株式会社, 2015<sup>26</sup>) を一部加筆)

【No.12 露頭 棚沢川南方(西向き法面): M<sub>3</sub>面】(1)



370

図 1.1.1.3-7 No.12 露頭 棚沢川南方 (西向き法面) 露頭写真とスケッチ (日本原燃株式会社, 2015<sup>26</sup>)

## 2) 火山灰分析

火山灰分析の結果を表 1.1.1.3-4 に示す。火山灰分析では、2 試料のうち 1 試料が対比され、その他 1 試料に関しても起源が推測された。KK19-T1 には、約 10% のバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれており、その屈折率は 1.494-1.499 で *Toya* の特徴 (町田・新井, 2003) と類似する。また、主成分元素組成も *Toya* の特徴 (町田・新井, 2003<sup>20)</sup>) と一致することから、本試料には *Toya* 起源の火山ガラスが 10% 含まれている。一方で、KK19-T2 に関しては、極微量 (約 20000 粒子中 7 粒子) にバブルウォールタイプ火山ガラスが含まれているものの、その屈折率は 1.495-1.509 で *Toya* の特徴 (町田・新井, 2003<sup>20)</sup>) と類似したものもあれば、1.503-1.504 および 1.507-1.508 程度のももあった。主要元素組成は、*Toya* の特徴 (町田・新井, 2003<sup>20)</sup>) と一致した。本試料にも極微量ではあるが、*Toya* 起源の火山ガラスが含まれている可能性があるが、含有率がほぼ 30% に達する斜方輝石は、屈折率 ( $\gamma$ ) が 1.697-1.727 と値がまとまらず、試料採取層準に降灰したテフラ起源粒子ではないと考えられる。

表 1.1.1.3-4 火山灰分析結果

試料名	Volcanic Glass			Light Mineral	Heavy Mineral					Rock	Total	備考	火山ガラスの屈折率	斜方輝石の屈折率	テフラ名
	Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	Oth	Opq						
KK19-T1	27	0	0	40	66	9	6	0	18	134	300		1.494-1.499		<i>Toya</i> ?
KK19-T2	0	0	0	30	111	21	1	0	8	129	300	glass 7/20000含む	1.495-1.509	1.697-1.727	

Bw: バブルウォールタイプ  
 Pm: パミスタイプ  
 O: 低発泡タイプ  
 Fl・Qu: 長石・石英  
 Opx: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石 Gho: 緑色普通角閃石  
 Opq: 不透明鉱物 Rock: 岩片・風化粒

## 3) 珪藻分析

珪藻分析の結果を表 1.1.1.3-5 に示す。堆積物中の珪藻殻数は非常に少なく、海水種が 1 個体 (1 分類群 1 属) のみ検出された。検出された珪藻化石は *Plagiogramma* spp. とと思われるが、顕微鏡写真からは判断しづらい (図 1.1.1.3-8)。なお、*Plagiogramma* spp. は環境指標種群に属していない。また、殻の半分以下しか残っていない破片がいくつか含まれており、その多くは中心域 (軸域) がわずかに残っている程度であった。珪藻化石が十分に検出されなかったため珪藻化石群集に基づく堆積環境の復元は難しいが、1 個体のみではあるが海水種が検出されたことから海域の影響をわずかに受ける沿岸域の環境であった可能性がある。一方で、中心域のみがわずかに残存している化石が含まれており、Murakami (1996)<sup>43)</sup> が指摘する、泥炭地などでみられる珪酸質生物遺骸の選択的消失が堆積後に起きた可能性も考えられる。いずれにしろ、ほとんど珪藻化石が含まれていなかったことから、堆積環境を推定することは難しい。

表 1.1.1.3-5 堆積物中の珪藻化石産出表  
 種群は千葉・澤井 (2014)<sup>42)</sup> による。

No.	分類群	種群	1
1	<i>Plagiogramma</i> spp.	?	1
2	Unknown	?	
	外洋	A	
	内湾	B	
	海水藻場	C1	
	海水砂質干潟	D1	
	海水泥質干潟	E1	
	海水不定・不明種	?	1
	海～汽水不定・不明種	?	
	汽水藻場	C2	
	汽水砂質干潟	D2	
	汽水泥質干潟	E2	
	汽水不定・不明種	?	
	上流性河川	J	
	中～下流性河川	K	
	最下流性河川	L	
	湖沼浮遊生	M	
	湖沼沼沢湿地	N	
	沼沢湿地付着生	O	
	高層湿原	P	
	陸域	Q	
	陸生A群	Qa	
	陸生B群	Qb	
	広布種	W	
	淡水不定・不明種	?	
	その他不明種	?	
	海水種		1
	海～汽水種		
	汽水種		
	淡水種		
	合計		1
	完形殻の出現率 (%)		100.0
	堆積物 1g 中の殻数 (個)		1.1E+03

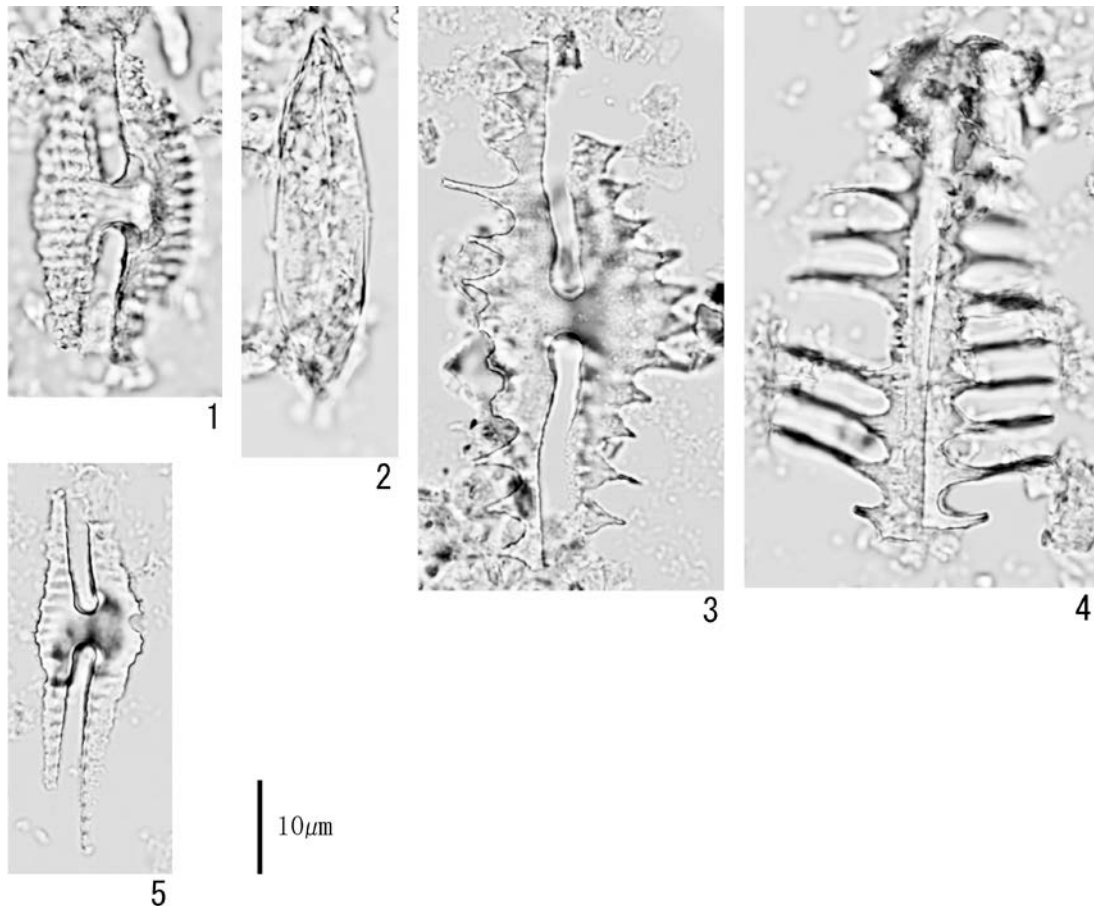


図 1.1.1.3-8 堆積物中の珪藻化石の顕微鏡写真： 1.羽状目珪藻の破片 2.*Plagiogramma* spp. 3.羽状目珪藻の破片 4.羽状目珪藻の破片 5.羽状目珪藻の破片

#### 4) ルミネッセンス分析

##### 4-1) 基礎実験

現生の海浜試料 gsj19-260 による dose recovery test (表 1.1.4.1-2) では、 $IRSL_{50/290}$  が  $0.77 \pm 0.03$ 、 $PIRIR_{50/150}$  が  $0.79 \pm 0.03$ 、 $PIRIR_{50/225}$  が  $0.82 \pm 0.02$ 、 $IRSL_{50/150}$  が  $0.86 \pm 0.02$  と、平均が 0.9 よりも低い値となった条件がいくつかあった。続いて  $IRSL_{50/225}$  が  $0.90 \pm 0.02$ 、 $IRSL_{200/290}$  が  $0.91 \pm 0.06$ 、 $PIRIR_{50/290}$  が  $1.03 \pm 0.03$ 、 $PIRIR_{200/290}$  が  $1.09 \pm 0.06$  と、適合範囲に収まった。基礎実験を行った海成層試料 gsj19-266 のそれぞれの温度条件の蓄積線量は、 $111 \pm 3\text{Gy}$  から  $242 \pm 5\text{Gy}$ 、 $\rho'$  は  $(3.55 \pm 0.11) \times 10^{-6}$  から  $(0.69 \pm 0.21) \times 10^{-6}$ 、未補正年代は  $63 \pm 4\text{ka}$  から  $137 \pm 10\text{ka}$  であった。そして、残存線量、フェーディング効果を考慮した補正年代は  $107 \pm 7\text{ka}$  から  $176 \pm 15\text{ka}$  であった。未補正年代では  $PIRIR_{50/290}$  信号と  $PIRIR_{200/290}$  信号による年代が MIS5e ( $123 \pm 7\text{ka}$ , Lisieck and Raymo, 2005<sup>44)</sup>) と誤差範囲内で一致したが、補正することにより非常に過大評価された。その他の補正年代では、 $IRSL_{50/150}$  信号、 $IRSL_{50/225}$  信号、 $IRSL_{200/290}$  信号、 $PIRIR_{50/225}$  信号による年代が誤差範囲内で一致した。なお、 $PIRIR_{200/290}$  信号は 20ka ほど過大評価されているが、過年度の上北平野の MIS5e の試料 (図 1.1.1.3-1) でもその程度の過大評価はされており、下北半島の MIS5e の試料のみ大きく過大評価されているわけではない。 $IRSL_{50/150}$  信号、 $IRSL_{50/225}$  信号、 $IRSL_{200/290}$  信号、 $PIRIR_{50/225}$  信号に関しては、補正年代は既知年代と一致するため測定条件としては適当ではあるが、dose recovery ratio が低いものもある。加えて、例えば  $PIRIR_{50/290}$  信号のように少し  $\rho'$  が高く出てしまった場合には大

きく過大評価されてしまう可能性もある。そのため、極力フェーディング補正の少ない、つまり  $\rho'$  の小さい信号が安定して同程度の年代を出せる可能性が高いと思われることから、本課題においても他の試料では pIRIR<sub>200/290</sub> 信号を用いることとする。

#### 4-2) 基礎実験で用いた試料以外の結果

下田代露頭から採取した gsj19-266 以外の海成層の試料 gsj19-267 の蓄積線量は  $286 \pm 7 \text{Gy}$ 、 $\rho'$  は  $(0.42 \pm 0.06) \times 10^{-6}$ 、未補正年代は  $130 \pm 10 \text{ka}$  であった (表 1.1.1.3-2)。そして、残存線量、フェーディング効果を考慮した補正年代は  $144 \pm 11 \text{ka}$  であった。一方で、それより標高の高い位置の試料 gsj19-262, gsj19-263, gsj19-264, gsj19-265 の蓄積線量は  $147 \pm 2 \text{Gy}$  から  $244 \pm 9 \text{Gy}$ 、未補正年代は  $87 \pm 9 \text{ka}$  から  $147 \pm 23 \text{ka}$  と、gsj19-264 を除き浅い試料の年代が若くなった。gsj19-265 から得た  $\rho'$  は  $(0.39 \pm 0.14) \times 10^{-6}$  と、下位の海成層と違いは見られなかった。 $\rho'$  を求めた試料の補正年代は  $124 \pm 12 \text{ka}$  となり、下位の海成層よりも年代は若かった。

有畑露頭の gsj19-355 の蓄積線量は  $225 \pm 28 \text{Gy}$ 、 $\rho'$  は  $(0.88 \pm 0.45) \times 10^{-6}$ 、未補正年代は  $119 \pm 17 \text{ka}$  であった (表 1.1.1.3-2)。そして、残存線量、フェーディング効果を考慮した補正年代は  $147 \pm 22 \text{ka}$  であった。一方で、下位の gsj19-354 に関しては、測定した 3 disc のうち 2 disc で  $L_1/T_1$  が検量線を上回っており、残り 1 disc の蓄積線量は  $728 \pm 46 \text{Gy}$ 、未補正年代は  $388 \pm 35 \text{ka}$  であった。

前年度までの MIS7 より古い露頭に関しては、9 試料で分析を行った (表 1.1.1.3-2)。一部の試料のフェーディングテストは行わず、過年度までのデータを参照する (産業技術総合研究所, 2019<sup>10)</sup>)。まずは検量線を延長して測定したもののうち、延長していない部分の検量線のみを使って蓄積線量、年代を算出した結果を示す。蓄積線量は、MIS9 相当の七百露頭の gsj14-004 の  $429 \pm 19 \text{Gy}$  が最も低く、MIS11 相当の大撫沢露頭の  $926 \pm 105 \text{Gy}$  が最も大きかった。未補正・補正年代は、MIS7 か MIS9 相当の鷹架露頭の gsj18-295 の  $264 \pm 26 \text{ka}$ 、 $319 \pm 33 \text{ka}$  が最も若く、大撫沢露頭の gsj15-005 の  $582 \pm 79 \text{ka}$ 、 $829 \pm 168 \text{ka}$  が最も古かった。次に、検量線を延長し、全ての検量線領域を使って年代を算出した結果を示す。未補正・補正年代は、鷹架露頭の gsj18-295 の  $267 \pm 26 \text{ka}$ 、 $322 \pm 33 \text{ka}$  が最も若く、大撫沢露頭の gsj15-005 の  $614 \pm 74 \text{ka}$ 、 $819 \pm 121 \text{ka}$  が最も古かった。このように、検量線の延長の有無による違いは未補正・補正年代ともに 5%程度で誤差範囲内にも収まるため、従来通りの蓄積線量の 4 倍程度までの検量線でも十分であると言える。一方で、過年度測定したデータを使い再計算した未補正・補正年代は、MIS7 相当の保土沢露頭の gsj14-025 の  $218 \pm 19 \text{ka}$ 、 $267 \pm 24 \text{ka}$  が最も若く、MIS11 相当の大撫沢露頭の gsj15-005 の  $442 \pm 93 \text{ka}$ 、 $587 \pm 170 \text{ka}$  が最も古かった。昨年度測定した gsj17-322 と gsj18-295 だけは本課題で再測定したデータと比較して最大で 10%ほどの違いしかなかったものの、それ以外の昨年度より前に測定したデータに対しては最大で約 60%古く見積もられた。過年度のデータは段丘編年と比較的調和的である一方、本課題で測定したデータは軒並み大きく過大評価されたが、その違いを特定することは難しい。年代決定がうまくいかない理由の一つには dose recovery ratio の高さが挙げられる。MIS7 以前の試料では軒並み dose recovery ratio が高く、再現性の高い測定ができていない可能性がある。しかし、例えば保土沢露頭の gsj14-026 の dose recovery ratio は本課題の測定では  $1.46 \pm 0.13$  であるが、昨年度より前に測定した値も  $1.27 \pm 0.13$  と、過大評価されている。上吉田露頭の gsj15-009 は本課題では  $1.30 \pm 0.26$  である一方、昨年度より前の測定では  $1.58 \pm 0.23$  と、むしろ本課題の測定の方が良い結果となっている。Stevens *et al.* (2011)<sup>45)</sup>や Thiel *et al.* (2011)<sup>46)</sup>では、高線量の dose recovery

test はうまくいかないとの報告をしているが、得られた蓄積線量とそこから計算した年代について除外することはせず、むしろ既知年代と調和的な結果も得られている。よって、MIS7 以前のデータの dose recovery ratio はどれも高い値を示すため今後も原因を調査する必要はあるが、この値に基づき年代を除外することは本課題では行わないこととする。以降の議論では、表 1.1.1.3-2 以外の試料の昨年度までの蓄積線量測定データも合わせた、過年度の全てのデータの平均値 (図 1.1.1.3-1) を使う。

#### 1.1.1.3.5 議論

##### 1) ルミネッセンス年代

まずは、本年度調査した露頭のうちのひとつで MIS5e とされる下田代露頭の高成層の試料と過年度調査したより古い海成段丘の露頭の試料に関して、ルミネッセンス年代 (pIRIR 年代) と従来の段丘編年と比較することで、得られた年代の正確さについて議論する。続いて、それらの結果に基づき、年代指標のない下田代露頭の gsj19-265 と有畑露頭の gsj19-355 について議論する。なお、3 disc しか測定していない gsj19-262, gsj19-263, gsj19-264, gsj19-354 に関しては、蓄積線量と未補正年代はあくまでも暫定値として、年代の議論からは省く。

下田代露頭に関しては、海成段丘の形成年代として最も適当な年代が得られる試料である後浜・前浜堆積物 (gsj19-266, gsj19-267) の補正年代が  $158\pm 13\text{ka}$ ,  $144\pm 11\text{ka}$  と、MIS5e の年代 ( $123\pm 7\text{ka}$ , Lisieck and Raymo, 2005<sup>44)</sup>) に対しては、過年度の結果も合わせて考えると調和的な年代が得られたものの、やはり少し古く見積もられている。この程度の年代の過大評価は過年度調査した露頭の年代でも見られ、根井沼 1 露頭が  $138\pm 16\text{ka}$  ( $n=7$ )、根井沼露頭 2 が  $160\pm 15\text{ka}$  ( $n=5$ )、木明露頭が  $147\pm 12\text{ka}$  ( $n=2$ )、尾駱露頭が  $141\pm 13\text{ka}$  ( $n=2$ ) であった (図 1.1.1.3-1)。MIS7 ( $217\pm 26\text{ka}$ , Lisieck and Raymo, 2005<sup>44)</sup>) とされる保土沢露頭の補正年代の平均は、 $275\pm 23\text{ka}$  ( $n=3$ ) であった (図 1.1.1.3-3)。また、MIS7 と MIS9 ( $319\pm 19\text{ka}$ , Lisieck and Raymo, 2005<sup>44)</sup>) の境界部の上吉田露頭と鷹架露頭、ならびに MIS9 とされる七百露頭の補正年代は、 $339\pm 32\text{ka}$  ( $n=3$ ) と  $334\pm 33\text{ka}$  ( $n=2$ )、 $349\pm 52\text{ka}$  ( $n=9$ ) であり同様に古く見積もられている (図 1.1.1.3-3)。

保土沢露頭に関しては、MIS7 の高海水準期のどのピークに相当するかわからないため省くが、それ以外の補正年代の既知年代に対する過大評価の程度は 10~20ka 程度であることから、残存線量の見積もりに問題がある可能性がある。基礎実験に用いた gsj19-266 を除く全ての試料で用いた残存線量は、前述のように上北平野の海浜試料を 800 時間人工太陽で露光した後の値 ( $3.9\pm 0.2\text{Gy}$ ) であるが、この試料の元々の蓄積線量は  $17.3\pm 1.0\text{Gy}$  であった (Ito et al., 2017<sup>33)</sup>)。この差の原因としては、採取までに十分露光した試料を得たつもりでも採取時に表層の試料だけでなく多少深いところからも採取したことなどが考えられる。そのため、先行研究や過年度の報告書では、露光による信号の減少が落ち着く 800 時間経過後の残存線量を、試料の堆積前の残存線量と仮定して補正年代の算出に用いたが、適当な残存線量はむしろ人工太陽による露光前の 15~20Gy 程度、場所によってはそれ以上である可能性がある。前浜・後浜堆積物は、堆積前に十分に露光した後、つまり信号が十分に減少し尽くした後に堆積しているはずであるが、日中の太陽光の一番強い時間帯を模している人工太陽による露光は天然環境よりも過剰に信号を減少させている可能性が示唆された。

一方で、MIS7 寄りである乙供露頭、MIS11 ( $399\pm 25\text{ka}$ , Lisieck and Raymo, 2005<sup>44)</sup>) の大撫沢露頭の補正年代は、それぞれ  $456\pm 64\text{ka}$  ( $n=2$ )、 $698\pm 141\text{ka}$  ( $n=4$ ) と、大きく過大評価され



ている。p'はどれも同じ値  $(0.68 \pm 0.09) \times 10^{-6}$  を利用していることから、上述の残存線量の問題に加えて蓄積線量、もしくは段丘区分に問題がある可能性がある。乙供露頭に関しては、未補正・補正年代が MIS11 に近いことから従来の段丘編年に問題がある可能性がある。過年度の調査 (産業技術総合研究所, 2019<sup>10</sup>) で、本露頭は上部外浜堆積物を大きく削り込むように河成堆積物が覆っていることから、段丘編年に用いた段丘面の高さが適当ではなかった可能性がある。最後に大撫沢露頭は、蓄積線量が大きくそれに伴い誤差も大きいことから、年代の正確な議論は現状では難しい。

以上のことから、本課題で用いた補正方法に基づく補正年代は、残存線量の見積りの正確さにまだ課題があるものの、現在から MIS9 までの海成段丘の段丘区分ができる程度の精度を持った年代を算出できる可能性があることがわかった。これに基づき、下田代露頭の高成層の上位に位置する後浜～風成堆積物から採取した gsj19-265 と火山灰試料の年代、本年度調査したもう一つの MIS5e の有畑露頭の河川の堆積物 gsj19-355 とその上位の礫浜堆積物の年代について議論する。

gsj19-265 の補正年代は MIS5e 相当の  $124 \pm 13\text{ka}$  であるが、上述のように年代が 10~20ka 過大評価されている可能性を考慮すると、MIS5c の年代 ( $97 \pm 6\text{ka}$ , Lisieck and Raymo, 2005<sup>44</sup>) と同程度である可能性がある。gsj19-265 の上位に位置する KK19-T1 は火山灰分析の結果から Toya ( $106\text{ka}$ , 白井ほか, 1997<sup>22</sup>) と推察されるが、下位の KK19-T2 もわずかではあるが Toya の可能性がある。しかし、KK19-T2 が Toya の降灰時の堆積物の場合は KK19-T1 が二次堆積による堆積物となるが、どちらの場合においても gsj19-265 の補正年代の範囲は MIS5e~MIS5c であるため、年代的には矛盾しない。

gsj19-355 の補正年代は gsj19-267 と同程度の  $147 \pm 22\text{ka}$  であった。しかし、gsj19-265 や過年度の試料は浅海堆積物である一方 gsj19-355 は礫質河川の堆積物であり、その堆積環境は異なる。もし浅海堆積物であれば本層も MIS5e の期間に堆積したものを考えられるが、一般的には河川の堆積物の方がより露光されずに堆積した可能性が高いため、年代がより若い可能性もあり限定することは難しい。よって本層の年代は MIS5e より若いという年代の上限値のみわかり、その上位の礫浜堆積物の段丘区分についても同様に MIS5e よりも若いということのみ推察される。

## 2) 隆起速度

ルミネッセンス年代から見積もった段丘区分、相対的海水準、各露頭における海成層の上限高度の3点から本課題で調査した二つの露頭の隆起量を見積もった。下田代露頭中の海成層の上限高度は、KK19-T2 の下位の後浜堆積物の上限+34m、有畑露頭の高成層の上限高度は、露頭の最上位にある礫浜堆積物の上限+11m である。下田代露頭に関しては、MIS5e の相対的海水準である+6.3m (Waelbroeck *et al.*, 2002<sup>3</sup>), 図 1.1.1.3-1) を減じて、隆起量を 27.7m と算出した。一方で、有畑露頭は MIS5e 以後の高成段丘としかわからないため、MIS5e もしくは MIS5c であると仮定すると、MIS5e と MIS5c の相対的海水準である+6.3m と -20.9m (Waelbroeck *et al.*, 2002<sup>3</sup>), 図 1.1.1.3-1) を減じて、隆起量を 4.7m もしくは 31.9m と算出した。隆起速度は、下田代露頭が 0.23m/ky、有畑露頭が 0.04m/ky もしくは 0.33m/ky となった。なお、過年度調査を行った上北平野～下北半島の六ヶ所村までの範囲では、高海水準期の中でも海面低下期に形成されたと考えられる木明露頭と尾駁露頭を除き、隆起速度は 0.10~0.20m/ky である (産業技術総合研究所, 2019<sup>10</sup>)。以下では、得られた隆起速度の信頼度の評価を過年度の露頭の結果も

合わせて行う。

隆起量は、「過去の海面指標の現在の標高」と「現在の海面高度」との差から求めるが、現在の海面は高海水準期の中でも最も海水準が高い位置であることを考えると、過去の海面指標に関しても最も海水準が高かった時期を示す旧汀線アングル近傍で形成されたものであることが望ましい。そこで、隆起量評価手法の信頼度評価として5段階の指標を作成し、これまでの調査露頭で得られた結果を記した(表 1.1.1.3-6)。まず、最も信頼度が高い信頼度Ⅰは、高海水準期の旧汀線アングル近傍で採取されたボーリングコアの観察や同地域での露頭観察を行う際に、堆積相解析で認定された前浜・後浜堆積物の高度から隆起量を算出する場合である。海岸線に直交する方向に複数本のコア試料を採取することで、旧汀線アングルの位置を詳細に調べることができる(例えば、Matsu'ura et al., 2014<sup>47)</sup>)。本課題や過年度の課題においてはこのような手法の重要性は認識しつつも、何本ものボーリングコアを掘削しなくてはならない点もあり行ってはいない。続く信頼度Ⅱ、Ⅲ、Ⅳの違いについては、堆積相解析の有無による違いも含まれるため、本課題ならびに過年度の課題においてもポイントとなってきた。信頼度Ⅱ、Ⅲは、地形判読を行うことでおおむね旧汀線アングル近傍の位置を特定し、場合によっては露頭観察も加え陸成層の層厚を推定することで、詳しく堆積相解析を行わなくてもある程度の精度で隆起量を見積もることができる可能性がある。しかし、過年度の乙供露頭のように、堆積相解析なしでは同じ砂層であったとしても陸成層を海成層と誤認することがあり、また本項の議論に続く次項「3) 段丘面認定の検証」では、誤認により段丘区分にも影響が出る可能性が示唆されている。信頼度Ⅱ、Ⅲの方法は旧汀線アングルから離れた露頭で堆積相解析に基づく隆起量推定を行った信頼度Ⅳの方法よりも真の隆起量に対して近いことが多いと思うが、段丘区分に影響が出る可能性がある場合には信頼度が劣る可能性がある。続いて、過年度の木明露頭と尾駮露頭を除く全ての露頭と、本課題の下田代露頭の隆起量は信頼度Ⅳの方法で推定された。一方で、旧汀線アングルから離れ、尚且つ地形が傾斜しているような露頭での隆起量の見積もりは信頼度Ⅴとし、たとえ堆積相解析を行ったとしても明らかに過小評価され、得られる隆起量は下限値として用いられることから信頼度Ⅳの方法と区別される。過年度の木明露頭と尾駮露頭、本課題の有畑露頭がそれに該当する。ただし、信頼度ⅣとⅤの方法で隆起量を見積もってきたこれまでの調査ではボーリング掘削や地形判読を行っていないため、調査露頭が実際にどの程度旧汀線アングルから離れているかはわからない。そのため、実際には旧汀線アングルに近い可能性もあり、その場合は信頼度Ⅳの方法が信頼度ⅡやⅢの方法よりも真の隆起量に近い値を見積もることができ、信頼度Ⅰとなる可能性もある。

表 1.1.1.3-6 隆起量評価手法の信頼度評価表

調査地点	隆起量推定方法 手法	旧海面高度の見積もり	信頼度	隆起量推定の問題点	露頭名 <sup>a</sup>
高海水準期の旧汀線アングル近傍	ボーリングコア観察	堆積相解析	Ⅰ	なし	
	露頭観察	(前浜・後浜堆積物の標高)			
	地形判読 (& 露頭観察)	段丘面標高-陸成層の層厚(推定値) 段丘面標高			
高海水準期の旧汀線アングルより離れた地点 (地形が平坦な場所)	ボーリングコア観察	堆積相解析	Ⅳ	過小評価	NN1, NN2, HD, OT, KY, TH, SH, ON, ST
高海水準期の旧汀線アングルより離れた地点 (地形勾配がある場所)	露頭観察	(前浜・後浜堆積物の標高)	Ⅴ	過小評価	

信頼度の高い方法 > 信頼度の低い方法<sup>b</sup>  
Ⅰ > Ⅱ > Ⅲ > Ⅳ > Ⅴ (or Ⅰ > Ⅳ > Ⅱ > Ⅲ > Ⅴ)

a: これまで調査した露頭名。NN1は根井沼1露頭、NN2は根井沼2露頭、KMは木明露頭、OBは尾駮露頭、HDは保土沢露頭、OTは乙供露頭、KYは上吉田露頭、THは鷹架露頭、SHは七百露頭、ONは大撫沢露頭、STは下田代露頭、AHは有畑露頭。

b: 信頼度はおおむねⅠからⅤへと低くなると考えられるが、旧汀線アングルから離れた地点の標高が旧汀線の近傍と差がない場合などは、堆積相解析に基づきより正確に陸成層の層厚を見積もった方が信頼度が高くなる可能性もある。

### 3) 段丘面認定の検証

本課題で実施した珪藻分析からは珪藻化石 *Plagiogramma* spp.が見つかったものの1個体だけであることから、当時の堆積環境を議論することは難しい。*Plagiogramma* spp.が海成種であることから海域の影響をわずかに受ける沿岸域の環境であった可能性や、中心域のみがわずかに残存している化石が含まれていることから泥炭地などで見られる珪酸質生物遺骸の選択的消失が堆積後に起きた可能性も考えられるが、いずれも確証は得られない。よって、本課題においては③層を不整合に覆う④層の海成層もしくは陸成層としての証拠を蓄積することはできなかった。今後は堆積相解析を実施することで海成層もしくは陸成層としての証拠を蓄積し、M<sub>2</sub>面であるかM<sub>3</sub>面であるかを決定していく必要がある。

一方、昨年度調査を行った尾駸露頭 (図 1.1.1.3-9) 近傍の No.3 露頭に関しても、No.12 露頭と同様にM<sub>3</sub>面形成時にできた海成層とされる砂層 (④層) について、日本原燃株式会社 (2015) では *Toya* を含む砂層 (③層) を不整合に覆うとし、M<sub>3</sub>面形成時の海成層と認定した (図 1.1.1.3-10)。しかしながら、昨年度実施した堆積相解析では、*Toya* の上位にはレスなどの陸成層しか確認されずまた不整合面も見られず、*Toya* を含む層準においても *Toya* の擾乱やマッドクラストは確認されていない (産業技術総合研究所, 2019<sup>10)</sup>)。今後も継続して調査を行うことで、日本原燃株式会社 (2015)<sup>26)</sup>ではどの部分を不整合面としたかなどを明らかにし、段丘面認定の根拠となる海成層の証拠を蓄積していく必要がある。

M<sub>3</sub>面 (MIS5c, ca.100ka) とM<sub>2</sub>面 (MIS5e, ca.123ka) の年代差としては2万年程度であり、残存線量の不確実性によりルミネッセンス年代測定では未だ区別することが困難ではあるが、相対的海水準は前者が-20.9m であるのに対して後者は約+6m と、約 26m の違いがある。隆起速度に換算した場合には、本課題の有畑露頭のように大きな違いが生じることから、M<sub>2</sub>面が海側に傾いているだけで標高差はあるものの年代差はほぼない地域を M<sub>3</sub>面としないよう、堆積相解析を行い海成層である積極的な証拠を積み重ねた上で段丘面を認定することが重要である。よって、本課題においては、No.12 露頭ならびに No.3 露頭における④層が海成砂層である積極的な証拠を蓄積することはできなかったが、今後も継続して調査していく必要がある。

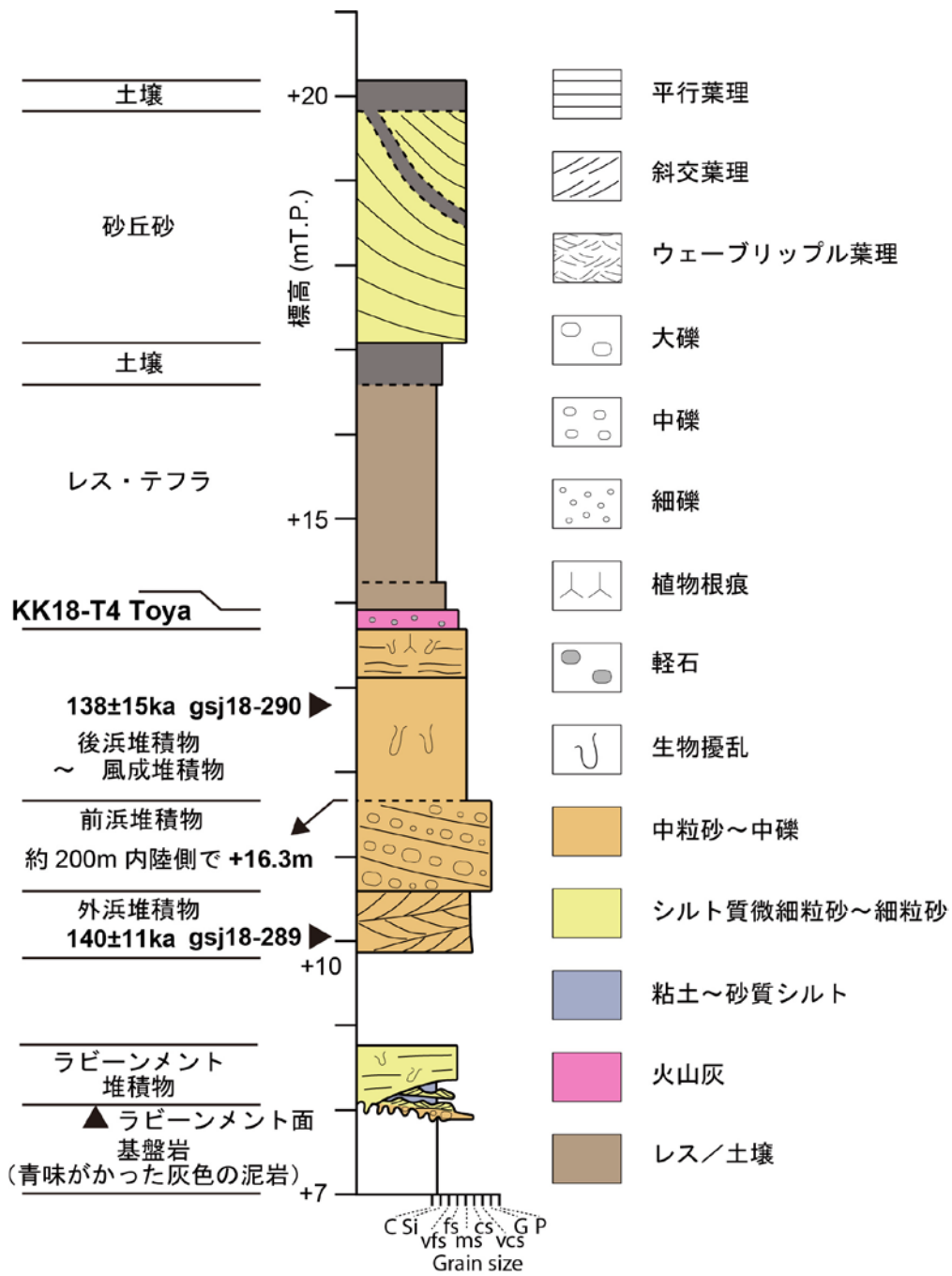


図 1.1.1.3-9 尾駈露頭柱状図 (産業技術総合研究所, 2019<sup>10)</sup>)

【No.3 断層南方延長トレンチ(既存法面): M<sub>3</sub>面模式露頭】(1)

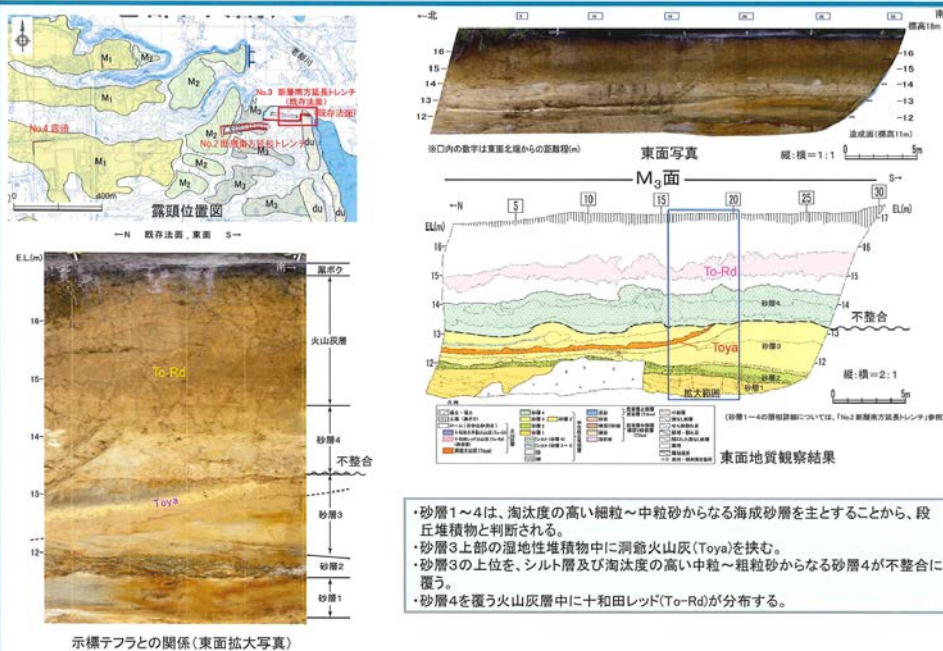


図 1.1.1.3-10 No.3 露頭 尾駁露頭とほぼ同地点の露頭写真とスケッチ (日本原燃株式会社, 2015<sup>26)</sup>)

358

1.1.1.3.6 まとめと今後の課題

本課題については、以下の成果を得た。

- ・光ルミネッセンス年代測定法と堆積相解析を組み合わせた隆起速度評価手法を、これまでの調査対象地域である青森県上北平野から北方に延長した下北半島に適用し、近接する地域間の海成段丘の対比の妥当性や隆起量/隆起速度の違いについて地形・地質学的な検討を行い、隆起活動の空間スケールや本隆起速度評価手法の妥当性を検証した。
- ①下北半島北部の下田代露頭では、海成段丘構成層であることを支持する証拠として前浜・後浜堆積物を確認し、段丘形成年代を調べる目的でその層準を含むいくつかの層準から試料を採取した。一方で、下北半島中部の有畑露頭では、最上部で礫浜堆積物を確認したが、礫質であり適当な分析試料が得られないことからその層準からは試料採取を行わず、礫質河川の砂層や下部の海成層から試料を採取した。
- ②下田代露頭は、過年度の試料採取地点とは非常に離れており、堆積物の供給源の違いからルミネッセンス特性に差がある可能性があったが、基礎実験からは違いは見られなかった。補正後の pIRIR 年代は MIS5e 程度で、小池・町田 (2001)<sup>4)</sup>の段丘区分や火山灰分析結果と調和的な結果が得られた。一方で、段丘区分を誤る可能性は低いものの補正年代は 10~20ka 古く見積もられた。有畑露頭の河川の堆積物の年代も下田代露頭の浅海堆積物と同程度の年代であったが、一般的には河川の堆積物の方がより露光されずに堆積した可能性が高いため、年代がより若い可能性もあり形成年代を限定することは難しい。
- ③過年度の MIS5e よりも古い試料に関しては、測定の際の検量線をより延長することの効果について検討したが、得られる補正年代の違いは 5%程度であり誤差範囲内で一致した。ただし、本課題の測定データは昨年度以前に測定したデータよりも大きく過大評価され、

原因も不明であった。昨年度以前のデータを再計算した年代は段丘編年とも比較的調和的であったため、そちらを議論には用いた。

- ④過年度の試料の補正年代はどれも下田代露頭と同様に 10~20ka ほど古く、残存線量の見積もりに課題がある可能性が示唆された。一方で、残存線量の見積もりさえ適切に行うことができれば、本課題で示した補正方法は MIS9 程度の高さまでなら段丘区分をより確実にできる可能性が示唆された。
- ⑤本課題の二つの露頭の隆起速度を見積もり、過年度の結果と合わせてその信頼度を議論した。本課題や過年度の課題で得られた隆起速度は、旧汀線アングル近傍の露頭で得られたわけではないという点から信頼度ⅣやⅤである。一方で、旧汀線アングル近傍の露頭を特定できるような複数のボーリングコアを得ることが、信頼度Ⅰの隆起速度を見積もることに必要である。
- ⑥段丘面認定の検証のために珪藻分析を行ったが、珪藻化石が非常に少なく海成層もしくは陸成層の証拠を積み重ねることはできなかった。しかしながら、このように海成層の証拠を積み重ねていくアプローチは、適切な段丘面認定には必要不可欠であり今後は堆積相解析も合わせて行っていく必要がある。

今後の課題として、以下が挙げられる。

- ・本課題の有畑露頭や過年度の木明露頭と尾駸露頭の例から、各段丘面の海側端の露頭の調査では、間氷期終盤の海面低下期の海面指標を検出してしまい、隆起速度の下限値しか得られない可能性が高い。信頼度の高い隆起速度の見積もりのためには少しでも旧汀線アングルに近い露頭での調査が好ましいが、同一段丘面の複数露頭で調査し、場所によりどの程度隆起速度が異なってくるかを検討することで、旧汀線アングルから離れた露頭における隆起速度の信頼度を定量的に判断できる可能性がある。
- ・ルミネッセンス年代測定法の技術的な問題として、残存線量の見積もりが示唆された。現生の海浜試料は太陽光により十分に露光されていると考えていたが、ある程度は露光されていない成分もあるとして残存線量を見積もることが適切な補正年代を得ることに繋がる可能性が示唆された。MIS5e と MIS5c の海成段丘を区分するような精度の高い補正年代の見積もりのためには、残存線量に関するデータを蓄積していく必要がある。

#### 【引用文献】

- 1) 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. 地理学評論 58, 492-515.
- 2) 太田陽子・平川一臣 (1979) 能登半島の海成段丘とその変形. 地理学評論 52, 169-189.
- 3) Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., and Labracherie M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Science Reviews 21, 295-305.
- 4) 小池一之・町田 洋 (編) (2001) 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, 122 p.
- 5) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備 (地質関連情報の整備) : 平成 25 年度事業報告書.
- 6) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費 (地質関連情報の整備) 事業 : 平成 26 年度事業報告
- 7) 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象

等の長期予測に関する予察的調査)事業：平成27年度事業報告

- 8) 産業技術総合研究所 (2017) 平成28年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業：平成28年度事業報告
- 9) 産業技術総合研究所 (2018) 平成29年度原子力規制庁委託成果報告書(自然事象等の評価手法に関する調査)
- 10) 産業技術総合研究所 (2019) 平成30年度原子力規制庁委託成果報告書(自然事象等の評価手法に関する調査)
- 11) Murray, A.S., and Wintle, A.G. (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57–73.
- 12) Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M. and Bøtter-Jensen L. (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474-1486.
- 13) Thiel C., Buylaert J. P., Murray A. S., Elmejdoub N. and Jedoui Y. (2012) A comparison of TT-OSL and post-IR IRSL dating of coastal deposits on Cap Bon peninsula, north-eastern Tunisia. *Quaternary Geochronology* 10, 209–217.
- 14) Murakoshi, N., and Masuda, F. (1992) Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentary Geology* 80, 167-184.
- 15) Ito M. and O'HARA S. (1994) Diachronous evolution of systems tracts in a depositional sequence from the middle Pleistocene palaeo-Tokyo Bay, Japan. *Sedimentology* 41, 677-697.
- 16) Shirai M., and Tada R. (2000) Sedimentary successions formed by fifth-order glacio-eustatic cycles in the middle to upper Quaternary formations of the Oga Peninsula, northeast Japan. *Journal of Sedimentary Research* 70, 839-849.
- 17) 渡辺和明・七山 太 (2010) GPS-VRS-RTK方式による短時間・高精度位置測定技術の解説. *地質ニュース*, 674号, 39–44.
- 18) Masson-Delmotte V., Stenni B., Pol K., Braconnot P., Cattani O., Falourd S., Kageyama M., Jouzel J., Landais A., Minster B., Barnola J. M., Chappellaz J., Krinner G., Johnsen S., Röthlisberger R., Hansen J., Mikolajewicz U. and Otto-Bliesner B. (2010) EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. *Quaternary Science Reviews* 29, 113-128.
- 19) Aoki K. (2008) Revised age and distribution of ca. 87 ka Aso-4 tephra based on new evidence from the northwest Pacific Ocean. *Quaternary International* 178, 100-118.
- 20) 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス. 東京大学出版会, 360p.
- 21) Ganzawa Y. and Ike M. (2011) SAR-RTL dating of single grain of volcanic quartz from the late Pleistocene Toya Caldera. *Quaternary Geochronology* 6, 42-49.
- 22) 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中-後期テフラの同定と年代. *第四紀研究* 36, 183-196.
- 23) 桑原拓一郎 (2009) 青森県上北平野で掘削された中期更新世後半以降のテフラ-土壌累積層の植物珪酸体群集に基づく環境変遷と段丘との対比. *第四紀研究* 48, 405-416.
- 24) 桑原拓一郎 (2004) 青森県東部上北平野における海成段丘構成物の層序と相対的海面変

化. 地質学雑誌 110, 93-102.

- 25) 桑原拓一郎 (2007) 青森県上北平野北部に分布する袋町3テフラと袋町6テフラのジルコン・フィッシュン・トラック年代測定. 地質調査研究報告 58, 49-52.
- 26) 日本原燃株式会社 (2015) 資料 1-1 再処理施設, MOX 燃料加工施設敷地周辺陸域の活断層評価の内, 出戸西方断層 (コメント回答 (その 1)). 核燃料施設等の新規制基準適合性に係る審査会合 第 68 回, H27.7.17. 原子力規制庁, 437p.
- 27) Guérin G., Mercier N. and Adamiec G. (2011) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29, 5-8.
- 28) Bell W. T. (1980) Alpha dose attenuation in quartz grains for thermoluminescence dating. *Ancient TL* 12, 4-8.
- 29) Mejdahl V. (1979) Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry* 21, 61-72.
- 30) Balescu S. and Lamothe M. (1994) Comparison of TL and IRSL age estimates of feldspar coarse grains from waterlain sediments. *Quaternary Science Reviews* 13, 437-444.
- 31) Huntley D. J. and Baril M. R. (1997) The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* 15, 11-13.
- 32) Prescott J. R. and Hutton J. T. (1994) Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.
- 33) Ito K., Tamura T. and Tsukamoto S. (2017) Post-IR IRSL dating of K-feldspar from Last Interglacial marine terrace deposits on the Kamikita Coastal Plain, Northeastern Japan. *Geochronometria* 44, 352-365.
- 34) Huntley D. J., Godfrey-Smith D. I. and Haskell E. H. (1991) Light-induced emission spectra from some quartz and feldspars. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18, 127-131.
- 35) Huntley D. J. (2006) An explanation of the power-law decay of luminescence. *Journal of Physics: Condensed Matter* 18, 1359-1365.
- 36) Huntley D.J. and Lamothe M. (2001) Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Science* 38, 1093-1106.
- 37) Kars R. H., Wallinga J. and Cohen K. M. (2008) A new approach towards anomalous fading correction for feldspar IRSL dating – test on samples in field saturation. *Radiation Measurements* 43, 786-790.
- 38) Kars R. H. and Wallinga J. (2009) IRSL dating of K-feldspar: Modeling natural dose response curve to deal with anomalous fading and trap competition. *Radiation Measurements* 44, 594-599.
- 39) King G. E., Burow C., Roberts H. M. and Pearce N. J. G. (2018) Age determination using feldspar: Evaluating fading-correction model performance. *Radiation Measurements* 119, 58-73.
- 40) 小杉正人 (1988) 珪藻の環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 第四紀研究 27, 1-20.
- 41) 安藤一男 (1990) 淡水産珪藻による環境指標種群の設定と古環境復元への応用. 東北地理



42, 73-88.

- 42) 千葉 崇・澤井裕紀 (2014) 環境指標種群の再検討と更新. *Diatom* 30, 7-30.
- 43) Murakami T. (1996) Silicious Remains Dissolution at Sphagnum-bog of Naganoyama Wetland in Aichi Prefecture, Central Japan. *第四紀研究* 35, 17-23.
- 44) Lisiecki L. and Raymo M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20, PA1003.
- 45) Stevens T., Marković S. B., Zech M., Hambach U. and Sümegi P. (2011) Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial – interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 30, 662-681.
- 46) Thiel C., Buylaert J. P., Murray A. S. and Tsukamoto S. (2011) On the applicability of post-IR IRSL dating to Japanese loess. *Geochronometria* 38, 369-378.
- 47) Matsu'ura, T., Kimura, H., Komatsubara, J., Goto, N., Yanagida, M., Ichikawa, K. and Furusawa, A. (2014) Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Shimokita Peninsula, northeastern Japan: A preliminary investigation of the buried shoreline angle. *Geomorphology* 209, 1-17.

#### 1.1.1.4 海成・河成段丘に基づく上北平野～下北半島東部の隆起活動等の総合的な検討

##### 1.1.1.4.1 上北平野～下北半島東部の隆起活動に関する先行研究と本課題での隆起量の見積もり方法の違いについて

本地域の隆起量を求めた先行研究では、隆起量の見積もり方法に違いがある。以下に先行研究の隆起量の見積もり方法と対象地域を概観する。また、MIS5eの海成段丘の隆起量から見積もられた隆起速度を図1.1.1.4-1に示す。

###### 宮内 (1985)<sup>1)</sup>

上北平野全域を対象に、実測した段丘面高度から、露頭調査から推定した旧汀線位置の陸成層の層厚を減じて旧汀線高度を見積もり、さらに当時の海面高度も減ずることで隆起量を得ている。露頭調査で堆積相解析を行っていないため、陸成層と海成層の境界を誤認している可能性がある。

###### 田中ほか (1997)<sup>2)</sup>

宮内 (1985) と同様の方法を採用し、三陸北部から上北平野、下北半島までの地域を対象としている。

###### 小池・町田 (2001)<sup>3)</sup>

宮内(1985)と同様の方法を採用し、三陸北部から上北平野、下北半島までの地域を対象としている。

###### 藤原 (2005)<sup>4)</sup>

既存文献データに基づいて全国の隆起速度をまとめている。隆起速度の見積もり方法は各文献により異なる。また、平均的な隆起速度しか示されていないため、見積もられた隆起速度は図1.1.1.4-1には示していない。

###### Matsu'ura et al. (2014)<sup>5)</sup>

下北半島北部の稲崎において、地形判読により旧汀線位置を推定し、4本のボーリングコア試料の堆積相解析から旧汀線高度を正確に見積もり、MIS5e当時の海面高度を減じて隆起量を見積もっている。

###### 宮崎・石村 (2018)<sup>6)</sup>

先行研究において、旧汀線付近に形成された海食崖の侵食・崩壊によって堆積した崖錐堆積物の層厚が考慮されておらず、隆起量を過大評価している可能性を指摘し、以下に述べる新たな手法を提案した。

- ①段丘面の最大傾斜方向の断面を作図する。
- ②段丘構成層上面と平行に被覆層が堆積していると仮定し、旧汀線付近に堆積した崖錐から離れた地点での段丘表面高度分布を直線近似し、そこから被覆層層厚を差し引いた線を作図し、段丘構成層の上面高度分布とみなす。
- ③段丘構成層の上面高度分布直線と海食崖斜面の傾斜を延長した線との交点を旧汀線位置とする。

###### 本課題<sup>7,8,9,10,11)</sup>

海成段丘構成層のうち海成層の最上位の高度を旧汀線高度として隆起量を見積もっている。実際の旧汀線高度は海成層の最上位よりも高い位置にあるため、得られた隆起量から計算される隆起速度は下限値を示している。なお、MIS5eの海成段丘より高い位置にMIS79の海成段丘が侵食されずに残っていることから、MIS5eの旧汀線高度はMIS7の海成段丘構成層よりも低い位置にあったと推定できるため、MIS7の海成段丘構成層のうち海成層の最上位の高度をMIS5eの旧汀線高度の上限値とみなし、隆起速度の上限値を推定している。

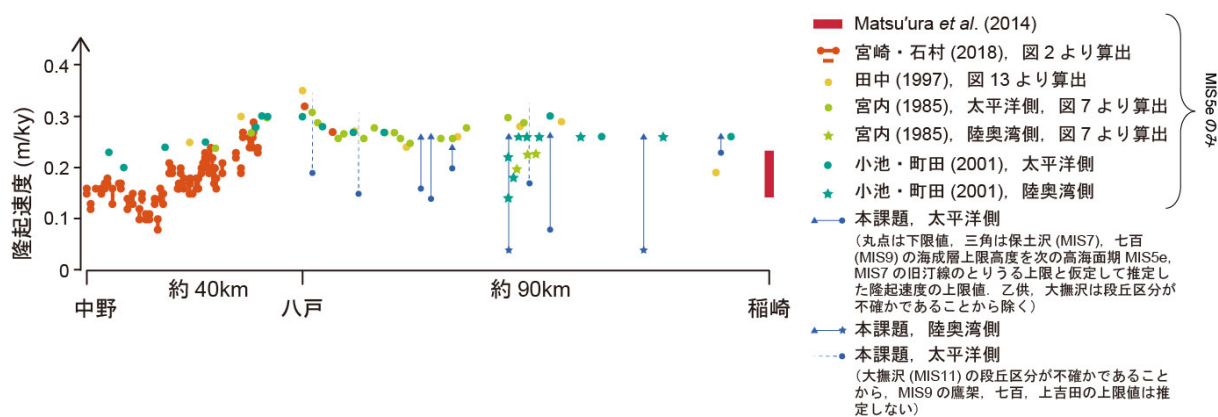


図 1.1.1.4-1 下北半島～三陸海岸北部の隆起速度の見積もり結果。

#### 1.1.1.4.2 上北平野～下北半島東部周辺部を含めた隆起活動の総合的な検討

上北平野～下北半島ならびにその周辺地域の隆起速度として、最も確実度が高い手法を用いている Matsu'ura et al.(2014)<sup>5)</sup>により下北半島北部の稲崎で 0.14~0.23m/ky の値が示されている。下北半島東部～上北平野の太平洋岸にかけては、本課題を含め 0.3m/ky 程度を上限値とする値が示されている。また、陸奥湾側も太平洋側とほぼ同程度の値であるが、野辺地断層より西側ではやや低い値となっている。

崖錐堆積物の層厚を考慮するなど比較的確実度の高い手法を用いている宮崎・石村 (2018)<sup>6)</sup>により、上北平野の南部の太平洋側～三陸海岸北部 (八戸～中野) にかけて南に向かって隆起速度が減じる傾向を示しながら 0.3~0.1m/ky の値が示されている。一方で、同じ三陸海岸北部で大上 (2015)<sup>12)</sup> は、隆起速度を 0.42m/ky と見積もっている。大上 (2015)<sup>13)</sup>は、小池・町田 (2001)の旧汀線高度を参考としたこともあり、崖錐堆積物の層厚を考慮していない結果、宮崎・石村 (2018)<sup>6)</sup> より高い値となったと考えられる。

宮崎・石村(2018)<sup>6)</sup> は、現時点では要因を断定することは困難であるとしつつも八戸市付近とその南部において隆起速度に差がある可能性を示唆し、上北平野から南へ向かって地殻変動速度が減じていく傾向が 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時・地震後の地殻変動の傾向と一致していることから、この地域を下北半島～上北平野の隆起域から三陸海岸南部の沈降域へ遷移する地域と考えている。

今後の課題として、地形や海成段丘の分布に基づいて MIS5e や MIS7 当時の高海水準期における海の侵入状況を想定し、MIS5e や MIS7 の高海水準期堆積体から形成されている海成段丘面を抽出し、宮崎・石村(2018)<sup>6)</sup> の手法を適用し、旧汀線高度を算出することが挙げられる。この手法では、海成段丘面の縦断面形と被覆層の層厚から旧汀線高度を推定するが、被覆層の層厚自体は旧汀線近傍で確認する必要がないという特徴があり、比較的適用しやすいと考えられる。宮崎・石村(2018)<sup>6)</sup> の手法を適用して多地点で旧汀線高度を推定し、既存のデータを比較検討することにより、上北平野内での隆起活動の地域的な差異が検出できる可能性があると考えられる。

#### 【引用文献】

- 1) 宮内崇裕 (1985) 上北平野の段丘と第四紀地殻変動. 地理学評論 58, 492-515.
- 2) 田中和広・遠田晋次・上田圭一・千木良雅弘 (1997) わが国の地質環境の長期的変動特性 評価 (その 2) —隆起・沈降特性評価手法の提案と適用性検討— 電力中央研究所報告, U96028, 25p.
- 3) 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の海成段丘アトラス. 105p, 東京大学出版会

- 4) 藤原 治・柳田 誠・三箇智二・守屋俊文 (2005) 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究. 原子力バックエンド研究 11, 113-124.
- 5) Matsu'ura T., Kimura H., Komatsubara J., Goto N., Yanagida M., Ichikawa K. and Furusawa A. (2014) Late Quaternary uplift rate inferred from marine terraces, Shimokita Peninsula, northeastern Japan: A preliminary investigation of the buried shoreline angle. Geomorphology 209, 1-17.
- 6) 宮崎真由美・石村大輔 (2018) テフロクロロジーに基づく三陸海岸北部における最終間氷期海成段丘の形成年代と最終間氷期以降の地殻変動の再検討. 地学雑誌 127, 735-757.
- 7) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2014) 地層処分に係る地質評価手法等の整備(地質関連情報の整備) : 平成 25 年度事業報告書.
- 8) 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2015) 平成 26 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備委託費(地質関連情報の整備) 事業 : 平成 26 年度事業報告
- 9) 産業技術総合研究所 (2016) 平成 27 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費(自然事象等の長期予測に関する予察的調査)事業 : 平成 27 年度事業報告
- 10) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書(自然事象等の評価手法に関する調査)
- 11) 産業技術総合研究所 (2019) 平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書(自然事象等の評価手法に関する調査)
- 12) 大上隆史 (2015) 三陸海岸北部における遷急点を伴う河床縦断形の中期更新世以降の変化. 第四紀研究, 54, 113-128.

## 1.1 隆起・沈降及び侵食評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

### 1.1.2 沿岸域における河川の下刻・側刻に伴う侵食過程の予察的検討

#### 【実施内容】

現在の沿岸陸域には完新世に堆積した泥炭や碎屑物により埋積された埋積谷が存在する。MIS9e, MIS7e, MIS5e の各時期には急激な海進後に急激な海退 (最大海進後約 2 万年以内) が発生したことが知られている。

・ MIS9d=-30m, MIS7d=-80m, MIS5d=-60m

これらの海退にともなって、埋積谷中の谷埋め堆積物は急激に削剥され、河川の下刻や側刻が進んだ可能性があり、また露出した埋積谷底は地下水の流出地点となったと考えられる。

平成 31 年度は、急激な海退に伴う沿岸域の埋没谷の谷埋め堆積物の削剥・侵食過程等について、下北半島東部を対象に検討を進める。具体的には以下について検討を進める。

- 完新世堆積物の削剥耐性と下刻に必要な期間の検討
- 現存する埋没谷・海底谷等の流路位置の変化に関する検討
- 完新世堆積物の削剥が地下水流動へ与える影響についての検討

#### 【成果】

##### 1.1.2.1 河川の下刻・側刻に伴う河川地形・縦断面形の変化と下刻深度に関する知見の整理

湿潤地域においては、降雨により地表面に流路が形成され、そこに降水の流れが集中し、その結果として表面侵食が拡大していくという現象、降雨侵食作用が普遍的にみられる。侵食された土砂は、主に地表流によって細流、小河川から河川へと流れ込むほか、斜面崩壊により直接的に河川へなだれ込む場合がある。河川へ運搬された土砂は、流水の掃流力と河床勾配により運搬・停止・堆積作用を受ける。わが国のような中緯度・湿潤地域においては、下流域では、氷期には侵食基準面となる海面の低下により下刻が生じて河床が低下し、間氷期には海面の上昇により堆積が進んで河床が上昇する。一方、中流～上流域では、氷期に堆積が進んで河床が上昇し、間氷期 (後氷期) には下刻が進んで河床が低下するとされる (例えばDury, 1959<sup>1)</sup>; 貝塚, 1969<sup>2)</sup>; 注連本ほか, 2013<sup>3)</sup>)。

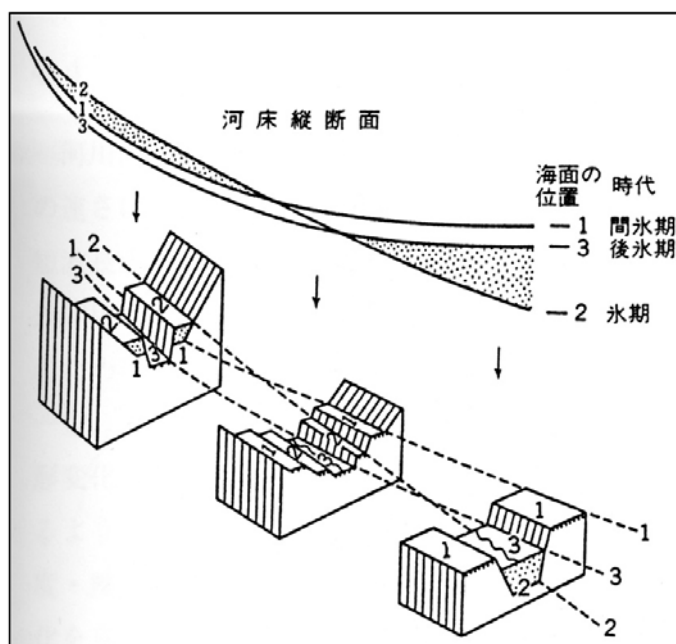


図1.1.2.1-1 間氷期・氷期・後氷期における河川の堆積・侵食による河成段丘の形成モデル (貝塚, 1977<sup>4)</sup>)

貝塚 (1969<sup>2)</sup>, 1977<sup>4)</sup>) は、河川に沿った地形変化について、氷期-間氷期サイクルに伴う気候・海面変化とその間に発生する隆起との相互作用により、河成段丘等の地形が形成されるとした (図1.1.2.1-1)。このモデルによれば、氷期には、下流域では海面変化の直接的な影響として海面低下に伴って開析谷が形成されるのに対して、上流域では、気候変化に伴う岩屑供給量の増加と河川流量の減少により、谷の埋積と河床の上昇が生じる。間氷期には、下流域では海面上昇に伴って開析谷に海水が侵入して溺れ谷が形成され、その後埋積されて低地が形成されるのに対し、中流～上流域では岩屑供給量の減少と河川流量の増大によって下刻が生じる。こうした気候・海水準変動に伴うサイクリックな河床高度や河床縦断面形の変化に隆起活動が同時に生じることで河成段丘地形が形成される。この貝塚のモデルについては、東日本を中心に多くの地域で最終間氷期以降の地形発達においてあてはまることが確認されている (例えば、吉山・柳田, 1995<sup>5)</sup>; 豊島, 1994<sup>6)</sup>; 久保, 1997<sup>7)</sup>).

Talling (1998)<sup>8)</sup> は、世界各地を対象に海面低下の影響を検討し、大陸棚の狭い地域と広い地域とは海面低下量が等しくとも、海底勾配に応じて下刻量が異なる可能性があるとしている。久保 (1997)<sup>7)</sup> は、相模川下流平野を対象とした検討で、大陸棚が著しく狭い海域に注ぐ相模川では、海面低下に河川が敏感に反応し、河床縦断面形の勾配が増したとしている。

氷期の河床の縦断面形に関しては、定量的な議論が行われないうまま、「氷期の河川の縦断面形は現河床の縦断面形と比較すると直線的になる」と経験的に論じられてきた (例えば平川・小野, 1974<sup>9)</sup>; 吉永・宮寺, 1986<sup>10)</sup>など)。本多・須貝(2011)<sup>11)</sup> は、沖積層の基底に存在する沖積層基底礫層 (Basal Gravel ; BG層) と呼ばれる河成礫層 (井関, 1956<sup>12)</sup>) に着目し、氷期の河床縦断面形の評価を行い、基底礫層を構成する礫の移動の関係について以下のように結論している。

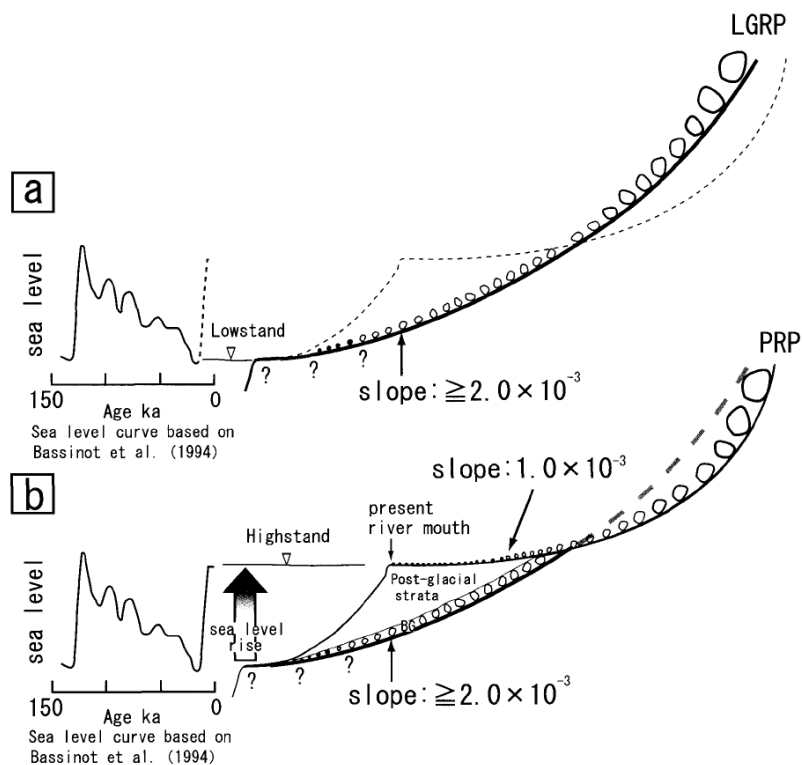


図1.1.2.1-2 氷期の河床縦断面形 (Last Glacial River long-Profile ; LGRP) と現河床の縦断面形 (Present River long-Profile ; PRP) (本多・須貝, 2011<sup>11)</sup>)

- ・沖積層基底礫層は最終氷期海面最低下期（酸素同位体ステージ2, MIS2）頃までに堆積した可能性が高く（井関, 1983<sup>13</sup>；牧野内ほか, 2001<sup>14</sup>）、礫は河川上流域における最終氷期の寒冷化に伴う森林限界の低下と周氷河地形の拡大、凍結破屑による岩屑生産量の増大によってもたらされたと考えられた（井関, 1975<sup>15</sup>, 1983<sup>13</sup>）。
- ・しかし、最終氷期に岩屑供給量が増加した確実な証拠がないこと、周氷河作用の影響が小さいと考えられる西南日本の沖積平野下にも沖積層基底礫層（BG層）が分布することなどは、従来の考え方のみでは説明できない。
- ・MIS 2頃の河成段丘縦断面と沖積層基底礫層（BG層）を繋いだ氷期の河床縦断面形（Last Glacial River long-Profile; LGRP）と現河床の縦断面形（Present River long-Profile; PRP）との比較（図1.1.2.1-2）から、氷期の河床縦断面形（LGRP）は現河床の縦断面形（PRP）よりも曲率が小さく、掃流力が現河口付近まで維持され、礫径によるふるい分けをあまり受けないで、現河口まで礫が運搬された。

将来の海退に伴う沿岸域における河川の下刻深度の評価は、廃棄物埋設地が沿岸域に立地された場合において重要な調査・評価項目となる。現在から2.6～1.9万年前とされる最終氷期最盛期には、海水準が現在に比べて、最大で140m程度低かったと考えられている（例えば, Clark *et al.*, 2009<sup>16</sup>；遠藤, 2015<sup>17</sup>）。海岸付近の河川による下刻が海水準を侵食基準面として生じると考えられるため、幡谷(2017)<sup>18</sup>は将来約10万年後に予測される海退期における最大下刻量に対して、以下の3つの考え方を示している。

[A] 最大海面低下：隆起量+最大海水準低下量

[B] 後期更新世以降の海面低下に対する下刻の最大値：隆起量+100m（隆起域）

[C] 後期更新世以降の海面低下に対する下刻の実績値：隆起量+沖積層基底深度

[A]の考え方では、将来10万年間のうちに140mの海面低下が起こる場合、この間に40m程度隆起した沿岸域では、合計で180mの下刻が生じるとも考えられる。しかし、この考え方は幡谷(2016)<sup>19</sup>が指摘するように侵食量を過大評価している。井関(1975<sup>15</sup>, 1983<sup>13</sup>)、本多・須貝(2011)<sup>11</sup>、幡谷(2016)<sup>19</sup>などが指摘するように、現在の沿岸域は最終氷期の海岸線からみれば、河口から離れた中流域（～上流域）であり、現在の沿岸域付近では低下した海面すれすれまで下刻が起こることはないと考えられる。なお、幡谷(2016)<sup>19</sup>は、沖積層基底礫層（BG層）の深度分布から、我が国の現河口／現海岸線付近において、後期更新世以降現在までに生じた下刻量は、少なくとも隆起域については、その期間の隆起量に100mを加えたものに相当する深さが限度となるとしている。

小松ほか(2019)<sup>20</sup>は、現在は海面下となっている沿岸海域の複数深度に海底段丘が存在することに着目し、海域の海底段丘と陸域の海成段丘との相対的な位置関係や高度変化について論じ、以下の指摘を行っている。

- ・海成段丘の高度と海底段丘群や大陸棚外縁の深度変化の傾向が調和的にみえる海域が存在する。
- ・陸域の活断層ないしは推定活断層の海域延長部を境に海底段丘群の深度に変化がみられるケースが存在する。

これらの指摘は、海底段丘群の深度分布の中に地殻変動を反映したものが含まれていることを示していると考えられる。また、海底段丘群の一部が最低海面期に形成されたと考えると、隆起活動の速度論的な考察に役立つ情報が得られる可能性があると考えられる。

#### 1.1.2.2 完新世堆積物の削剥耐性と下刻に必要な期間の検討

下北半島東部に分布する完新世堆積物については、建設省計画局・青森県編(1970)<sup>21</sup>に八

戸・三沢地域，東北開発株式会社(1970)<sup>22)</sup>に陸奥湾沿岸～小川原湖地域，佐藤(2004)<sup>23)</sup>に八戸地域の層序が記載されている．ここでは佐藤(2004)<sup>23)</sup>による記載から沖積層の層序を概観する．

八戸地域の沖積層は，下位から小中野層，長苗代層，類家層の3層に区分される．小中野層の最下位には，厚さ4～5m程度の基底礫層が存在する．小中野層や長苗代層の模式地である新井田川河口の南西900mにある八戸市総合健診センターにおける地質ボーリング柱状図を図1.1.2.2-1に示す(佐藤，2004<sup>23)</sup>)．

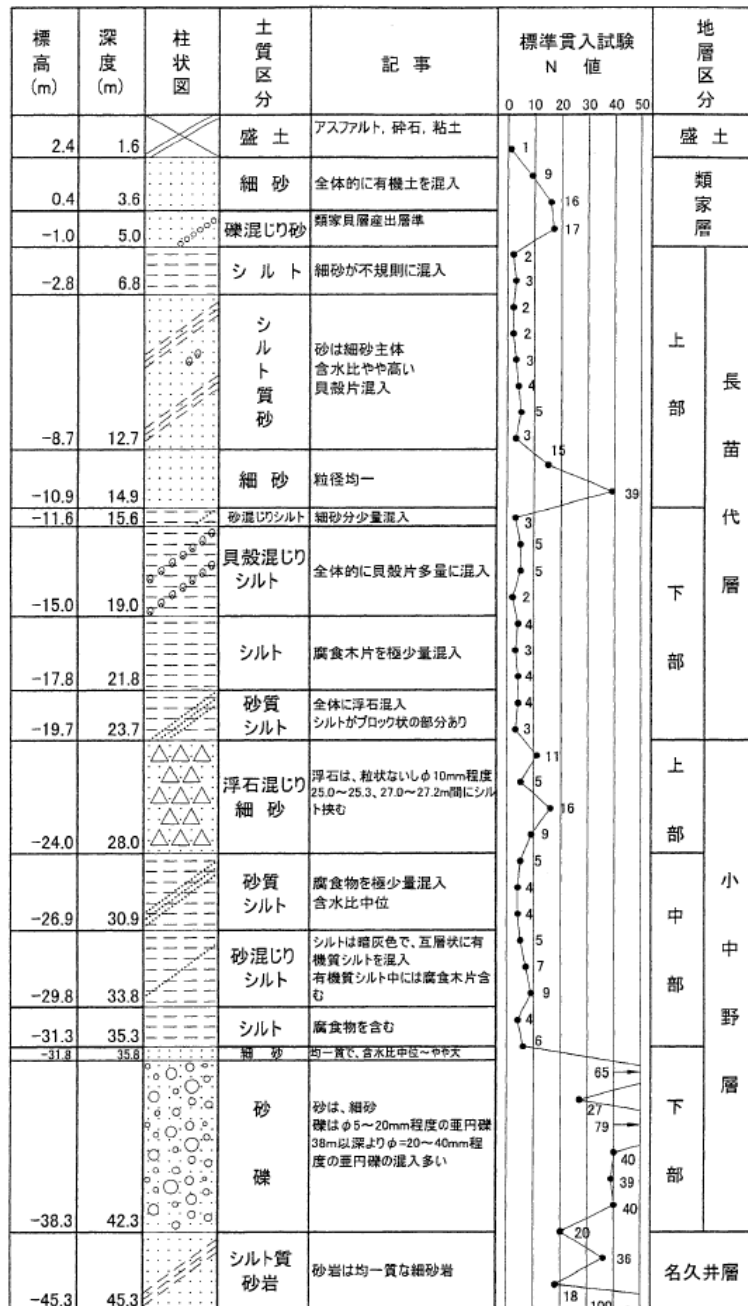


図1.1.2.2-1 八戸市総合健診センターにおける地質ボーリング柱状図(佐藤，2004<sup>23)</sup>)

小中野層は，模式地周辺の新井田川河口では，下部7mは砂混り礫，中部7mは砂質シルト，上部4mは浮石質粗粒砂からなる．沿岸域では海成堆積物からなるが，上流部では河成堆積物に移化している．堆積年代は，更新世末期の約18～17kaの最大海面低下期以降～縄文海進開



始頃と推定されている。

長苗代層は、模式地周辺の新井田川河口では、下部 9m は貝殻片を多量に含む粘性土、上部 10m は貝殻片を含む均質な砂質土からなる。模式地周辺の下部層は均質は海成粘土からなるが、下流側では砂質土が卓越し級化構造が発達しており、海底洗浄理のチャンネル部の堆積物と推定されている。また、上流側では貝殻片を含まず、腐植土含有シルトや歴が不規則に混じった粗粒砂が多くなり、河成堆積物となっている。堆積年代は、縄文海進開始頃～6ka 頃と推定されている。

類家層は、礫混じり砂（一部級化構造が発達）、粗粒砂、浮石混じり砂、シルト質砂、シルト、砂混じりシルト、腐植土など多く種類の地層からなり、水平方向・垂直方向の岩相変化が著しい。これらは、現在の自然堤防、後背湿地、三角州、浜堤、おぼれ谷などの地形をよく反映している。新井田川河口付近の類家層中部の砂質土には、マガキなどの貝化石が密集する厚さ約 50cm の層があり、 $^{14}\text{C}$ 年代は $5,280\pm 100\text{y.B.P.}$ とされている（大池・松山，1972<sup>24</sup>）。

基底礫を除いた沖積層は、図1.1.2.2-1に示すように、一般的にN値が低く、軟弱な地層から構成されている（長苗代層の細砂のN値=39を除く）。従って、基底礫を除く沖積層の削剥耐性は、一般的に低く、海退に伴う侵食基準面の低下により、容易に削剥されると考えられる。

基底礫を除いた沖積層が削剥されるためには一定の時間が必要と考えられるが、地下水流動や核種移行の解析・評価の観点からは、削剥耐性の弱い沖積層は“保守的には”速やかに削剥されるものとして評価が行われる。そのため以下では、基底礫を除いた沖積層の谷埋め堆積物等は、海退に伴って速やかに削剥されるものとみなすこととする。

### 1.1.2.3 現存する埋没谷・海底谷等の流路位置に関する検討

沿岸域では、氷期の海面低下に伴って河川の下刻により開析谷が形成された後、後氷期の海面上昇に伴って溺れ谷が形成され、土砂の埋積により埋没谷が形成される。また、最低海面期や最高海面期などの海水準が一定の範囲で安定している時期には、汀線近くで海食が進むほか、河川から供給される土砂により三角州や氾濫原等の堆積地形が形成される（例えば、米倉ほか，2001<sup>25</sup>など）。

完新世堆積物は、1.1.2.2項で述べたように、沿岸陸域で多少なりとも圧密作用を受けた完新世堆積物であっても、基底礫層を除き軟弱であり、海退に伴う河川下刻により容易に削剥されると考えられる。沿岸海域に分布する完新世堆積物は、陸域よりも軟弱と推定され、陸域の完新世堆積物と同様に、海退に伴って容易に削剥されると考えられる。従って、下北半島東部のような現河川の位置が MIS2 頃の氷期の河川の位置とそれほど変化していないと考えられる地域では、現在は土砂等で埋積されている埋没谷等は海退に伴う河川下刻や波浪侵食等によって完新世堆積物の削剥が生じ、再び元の谷としての形状を復する可能性が高いと考えられる。

沿岸陸域の沖積低地帯に存在する埋没谷の基盤深度については、構造物を支持する地盤深度として重要な調査対象となってきた。建設省計画局・青森県編(1970)<sup>21</sup>による「青森県八戸・三沢地区の地盤」では、沖積層の深度分布に関連した図が2葉あり、それらを用いて基盤深度に関する検討が可能である。

沿岸海域の埋没谷の基盤深度については、海上保安庁(1982<sup>26</sup>；1996<sup>27</sup>；1998<sup>28</sup>)の「沿岸の海の基本図(5万分の1)」の海底地質構造図に記載されている「沖積層の厚さ」や堆積層基底図・堆積層等層厚線図等から読み取ることができる。ただし、「沿岸の海の基本図」の「沖積層の厚さ」の調査範囲は海岸線から1～1.5km以上離れた領域であり、沿岸近傍のデータが記されていないことに留意する必要がある。

### 沿岸海域の海底谷・埋没谷

海上保安庁(1982<sup>26</sup>；1996<sup>27</sup>；1998<sup>28</sup>)「沿岸の海の基本図(5万分の1)」の海底地質構

造図によれば，下北半島東部の太平洋沿岸海域の表層地質は，中山崎以北の北部地域と以南の南部地域で大きく異なる．北部地域では，沖積層を含めた第四紀層が極めて薄く（数 m 程度以下）新第三紀以前の基盤岩層（濃黄色や薄茶色に彩色）が表層近くに分布している．一方，南部地域では，沖積層を含めた第四紀層が厚く分布し，沖積層は 50m 程度，洪積層は 100m 程度の層厚を有する場合もある（図 1.1.2.3-1）．

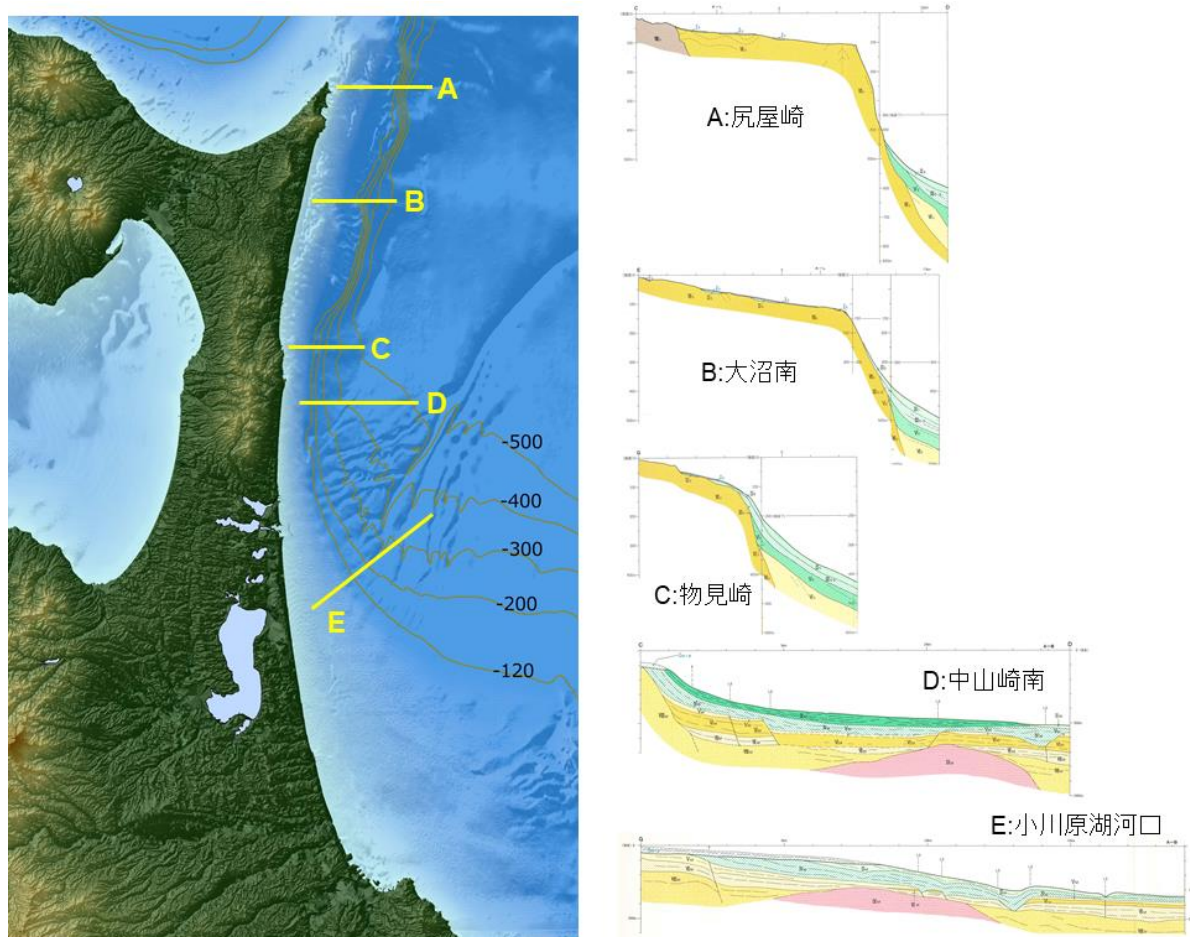


図 1.1.2.3-1 下北半島東部の海底地形と地質断面図

海上保安庁（1982<sup>26)</sup>；1996<sup>27)</sup>；1998<sup>28)</sup>）「沿岸の海の基本図（5 万分の 1）」の海底地形図から判読できる海底谷の連続性も，中山崎以北の北部地域と以南の南部地域で大きく異なる．北部地域では，海面下 5～15m（海岸線から 500m 程度の距離）以深から，一部海域の 70～105m に存在する平坦面を除き，大陸棚斜面まで海底谷の連続性を追跡可能であり，海面低下時の河川経路の予測可能性は比較的高いと考えられる．一方，南部地域では，一部地域を除けば，海面下 70～90m までは平坦面となっており，埋没谷は完全に埋積された状態である．海面下 70～90m 以深からは大陸棚斜面まで連続した海底谷を追跡できるが，海面低下時の河川経路の予測可能性は比較的低いと考えられる．

表層地質の項で既述したように，北部地域に分布する沖積層の層厚は極めて薄く，「沖積層の厚さ」や堆積層基底図等から判読された沿岸海域の埋没谷はいずれも中山崎以南の南部地域のものである．埋没谷の判読の根拠および河口付近で記載されている沖積層の層厚は以下のとおりである．

- ・六ヶ所村出戸： 沿岸 1km 地点の沖積層基底等深線形状から判読．埋没谷の沖積層の層厚 47m．

- ・高瀬川河口： 沿岸 1km 地点の沖積層基底等深線形状から 2ヶ所の埋没谷の分布を確認。北側の埋没谷は北東側に延び、河口部付近の埋没谷の沖積層の層厚 46m。南側の埋没谷はやや不明瞭ながらも東側に延び、河口部付近の埋没谷の沖積層の層厚 >40m。
- ・奥入瀬川河口： 沿岸 2km 地点の沖積層基底等深線形状から判読。
- ・馬淵川河口： 沿岸 2km 地点の沖積層基底等深線形状から判読。

### 沿岸陸域と沿岸海域の埋没谷の連続性の検討

高瀬川河口： 建設省計画局・青森県編(1970)<sup>21)</sup>「青森県八戸・三沢地区の地盤」の付図によれば、小川原湖の出口に近い高瀬川放水路付近では、沖積層基底礫層の直上の上部粘土層下限地下等高線から埋没谷の位置・深度を判読できる(図 1.1.2.3-2 左図)。海上保安庁(1982<sup>26)</sup>「沿岸の海の基本図」「むつ小川原」の海底地質構造図では上述したように 2 方向の埋没谷を確認でき(図 1.1.2.3-2)、このうち南側の埋没谷と陸域の埋没谷が連続しているのが確認できる。ただし、陸域の埋没谷の基底深度が <-15m であるのに対し、海域の沖合 1km 地点の埋没谷深度が <-40m となっており、両者の深度には若干のギャップがある。なお、図 1.1.2.3-2 では、高瀬川放水路の位置で緯度を合わせており、陸域と海域が東西方向に連続した図となっている。

馬淵川河口： 建設省計画局・青森県編(1970)<sup>21)</sup>「青森県八戸・三沢地区の地盤」の付図によれば、馬淵川の旧河道は現在よりも北側を流下しており、河口付近における埋没谷の深度は沖積層基底礫層の直上の上部粘土層下限地下等高線から <-30m、佐藤(2004<sup>23)</sup>)のボーリングデータに基づけば沖積層基底礫層の上面深度で約 -40m となる。海上保安庁(1996<sup>26)</sup>)「沿岸の海の基本図」「八戸」の海底地質構造図では、海域の沖合 2km 地点の埋没谷深度が <-20m となっており、両者の深度にはギャップが認められる。

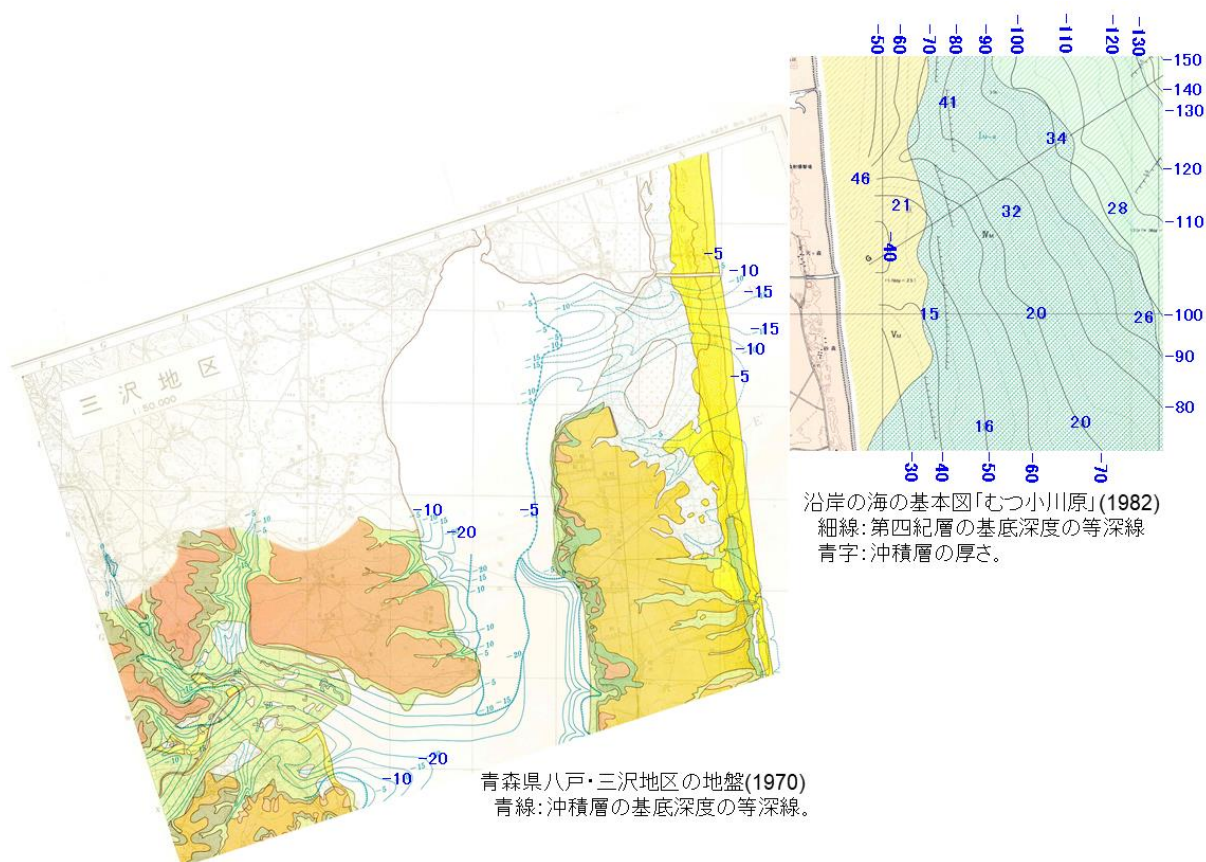


図 1.1.2.3-2 高瀬川河口付近における埋没谷の連続性

#### 1.1.2.4 完新世堆積物の削剥が地下水流動へ与える影響についての検討

沿岸陸域の河川は、地下水流動の観点からは地下水の流出点として取り扱われる。埋没谷を埋める完新世堆積物が、海面の低下による下刻により削剥されれば、削剥された埋没谷底が新たな地下水の流出点となり、下刻の進行とともに地下水の流出点も移動することとなる。また、海面の低下に伴って、廃棄物埋設地を通るような地下水流動が活発化することも考慮する必要がある。

このため、地下水流動モデルや核種移行モデルの構築にあたり“保守的な評価”を行うのであれば、削剥耐性の弱い沖積層は速やかに削剥され、地下水流動のポテンシャルがより大きくなるような解析・評価を行うべきであろう。また、廃棄物埋設地と海面の標高との差が小さくなった場合は、地下水の流動方向そのものが変わる場合があることも考慮すべき重要な観点となる。

#### 【引用文献】

- 1) Dury, G. H. (1959) *The Face of the Earth*. Penguin Books, Harmondsworth, 251p.
- 2) 貝塚爽平 (1969) 変化する地形—地殻変動と海面変化と気候変動のなかで. 科学, 42, 573-581.
- 3) 注連本英典・山口正秋・若杉圭一郎・柴田雅博 (2013) 高レベル放射性廃棄物処分場を対象とした隆起・侵食および気候・海水準変動による影響評価手法の検討—わが国における河川侵食による地形変化モデルの構築— JAEA-Research 2013-012, 35p.
- 4) 貝塚爽平 (1977) 日本の地形—特質と由来, 岩波書店, 234p.
- 5) 吉山 昭・柳田 誠 (1995) 河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, 104, 809-826.
- 6) 豊島正幸 (1994) わが国における最終氷期後半の広域的な侵食段丘の形成. 季刊地理学, 46, 217-232.
- 7) 久保純子 (1997) 相模川下流平野の埋没段丘からみた酸素同位体ステージ5a以降の海水準変化と地形発達. 第四紀研究, 36, 147-163.
- 8) Talling, J.P. (1998) How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge? *Geology*, 26, 87-90.
- 9) 平川一臣・小野有五 (1974) 十勝平野の地形発達史. 地理学評論, 47, 607-632.
- 10) 吉永秀一郎・宮寺正美 (1986) 荒川中流域における下位段丘の形成過程. 第四紀研究, 25, 187-201.
- 11) 本多啓太・須貝俊彦 (2011) 第四紀後期における日本島河川の河床縦断面形の変化. 地形, 32, 293-315.
- 12) 井関弘太郎 (1956) 島根半島付近に認める沖積世初期の海水準. 地理学評論, 29, 438-442.
- 13) 井関弘太郎 (1983) 沖積平野. 東京大学出版会, 145p.
- 14) 牧野内猛・森 忍・檀原 徹・竹村恵二・濃尾地盤研究委員会断面WG (2001) 濃尾平野における沖積層基底礫層 (BG) および熱田層下部海成粘土層の年代—臨海部ボーリング・コアのテフラ分析に基づく成果— 地質学雑誌, 107, 283-295.
- 15) 井関弘太郎 (1975) 沖積層基底礫層について. 地学雑誌, 84, pp.247-264.
- 16) Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. and McCabe, A. M. (2009) The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710-714.
- 17) 遠藤邦彦 (2015) 日本の沖積層—未来と過去を結ぶ最新の地層—, 富山房インターナショナル, 288-300.
- 18) 幡谷竜太 (2017) 放射性廃棄物処分における沿岸部の下刻侵食のリスクマネジメント. JpGU-AGU Joint Meeting 2017, HCG32-08.

- 19) 幡谷竜太・柳田 誠・鳥越祐司・佐藤 賢 (2016) 後期更新世以降の現海岸線での下刻. 応用地質, 57, 15-26.
- 20) 小松哲也・日浦祐樹・高橋尚志・舟津太郎・村木昌弘・木森大我・須貝俊彦 (2019) 日本列島における海成段丘と海底段丘の分布の比較. 日本地球惑星科学連合 2019 年大会 (JpGU 2019), HGM04-P12.
- 21) 建設省計画局・青森県編 (1970) 青森県八戸・三沢地区の地盤. 都市地盤調査報告書, 21, 136p.
- 22) 東北開発株式会社 (1970) 陸奥湾小川原湖地域地下構造調査報告書. 56p.
- 23) 佐藤 浩 (2004) 八戸市の沖積層層序とその応用地質学的考察. 応用地質, 45, 183-191.
- 24) 大池昭二・中川久夫・七崎修・松山力・米倉伸之 (1966) 馬淵川中・下流沿岸の段丘と火山灰, 第四紀研究, 5, 29-35.
- 25) 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高編 (2001) 日本の地形1—総説. 東京大学出版会, 349p.
- 26) 海上保安庁 (1982) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) むつ小河原
- 27) 海上保安庁 (1996) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 八戸
- 28) 海上保安庁 (1998) 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 尻屋崎

## 1.2 断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

### 1.2.1 断層の力学・水理特性の評価手法に関する検討

#### 【実施内容】

断層が岩盤の水理特性に与える影響としては、断層プロセスゾーンの破砕による高透水性と断層ガウジが発達した場合に示す低透水性の二面から検討を行う必要がある。また、岩盤中に発達する亀裂等が水理特性に与える影響については、クラックテンソルを媒介した評価手法が提案されており、また **dilation tendency (DT)** のような応力場と亀裂の開口性を関連づける流体の移動しやすさの指標も提案されており、岩盤の力学特性と水理特性のリンケージが模索されている。

平成 31 年度は、断層活動に伴うクラック形成等が地下水流動に与える影響とその継続性について先行研究をレビューし、断層プロセスゾーンや断層コアが長期的な地下水流動に与える影響について課題の整理を行う。ここでは研究事例の少ない堆積軟岩を主たる対象とし、堆積軟岩の特性を踏まえながら断層のタイプ（正断層、横ずれ断層、逆断層）別に整理する。

また、断層の力学・水理特性の評価手法のうち以下について検討を進める。

- ステレオロジーを用いた割れ目方位情報からのクラックテンソルの導出
- クラックテンソルに割れ目の幅情報等を加えた透水テンソルの推定
- 場の応力に対する DT の変化と DT に基づく割れ目を介した流体移動特性の検討

なお、これらの検討の際には、地域応力場（偏差テンソル）を用いて亀裂の流体の通しやすさを検討し、必要に応じて、地質学的、地震学のおよび水文地質学的なデータを用いて検討を行う。

#### 【成果】

### 1.2.1.1 断層コア・プロセスゾーンが地下水流動に与える影響

#### 1.2.1.1.1 断層構造が地下水流動に与える影響

断層構造と地下水流動への影響を検討する際、断層構造の用語として用いられるダメージゾーンの定義が論文によって異なることが指摘されている※<sup>1</sup> (Choi *et al.*, 2015<sup>1</sup>)。本項では断層運動に伴って形成された断層構造に関する定義についてまず整理し、断層構造と関連する透水構造についても併せて述べることとする。

#### Scholz *et al.* (1993)<sup>2</sup> の定義

Scholz *et al.* (1993)<sup>2</sup> は、断層運動に伴って形成された構造を、1)プロセスゾーン、2)カタクラスティックゾーン、3)剪断面（断層ガウジ）の3つの構造にわけている（図 1.2.1.1-1；例えば、Scholz *et al.*, 1993<sup>2</sup>；Vermilye and Scholz, 1998<sup>3</sup>；金折, 2001<sup>4</sup>など）。カタクラスティックゾーンと剪断面は断層岩類で構成されている領域であり、プロセスゾーンはカタクラスティックゾーンよりも外側で、母岩に比べて節理や二次的な剪断割れ目、微小割れ目の密度が高い領域である (Scholz *et al.*, 1993<sup>2</sup>；Vermilye and Scholz, 1998<sup>3</sup>；金折, 2001<sup>4</sup>)。Scholz *et al.* (1993)<sup>2</sup> は、これらの3つの構造の総称として、ダメージゾーンという用語を用いている。

Scholz and Anders (1994)<sup>5</sup> は、ダメージゾーンに存在するプロセスゾーンが地下流体に対してコンジットとして働くのに対し、カタクラスティックゾーンが地下流体に対しバリアとし

※<sup>1</sup> 原子力規制委員会の「廃炉等に伴う放射性廃棄物の規制に関する検討チーム」においても、第 23 回会合（平成 29 年 6 月 23 日）の資料 23-2「中深度処分における廃棄物埋設地の位置に関する審査ガイドの骨子案」からは「断層等の活動による破壊領域（ダメージゾーン）」という用語が「断層等の活動による著しい影響が及ぶ領域」に置き換えられている。その理由として、第 24 回会合（平成 29 年 7 月 24 日）の議事録では、「プロセスゾーンという言葉が専門家間でも必ずしも同一の意味で使われているとは限らない」と述べられている。

て働くなど、両者が対照的な役割を果たすことを指摘している。

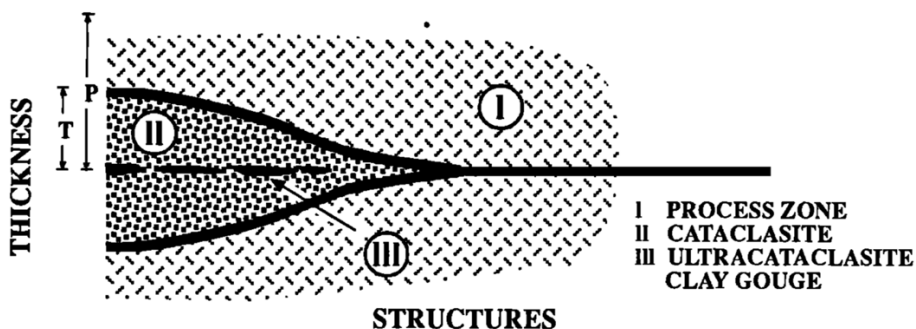


図 1.2.1.1-1 断層構造の概念図 (Scholz et al., 1993).

Caine et al. (1996)<sup>6)</sup> の定義

Caine et al. (1996)<sup>6)</sup> は、断層運動に伴って形成された構造とそれに関連する透水性構造について、1)断層変位の大部分をまかなう透水性の小さい断層コア、2)亀裂が多く透水性の大きいダメージゾーンの2つの構造として定義した(図 1.2.1.1-2; 例えば, Caine et al., 1996<sup>6)</sup>; Lin and Yamashita, 2013<sup>7)</sup>; 重松ほか, 2018<sup>8)</sup>). 断層コアはガウジ, カタクレサイト, マイロナイトなどの断層岩類で構成されており, ダメージゾーンは断層運動によって形成された小規模な断層や亀裂, 岩脈, 褶曲などで構成されている。

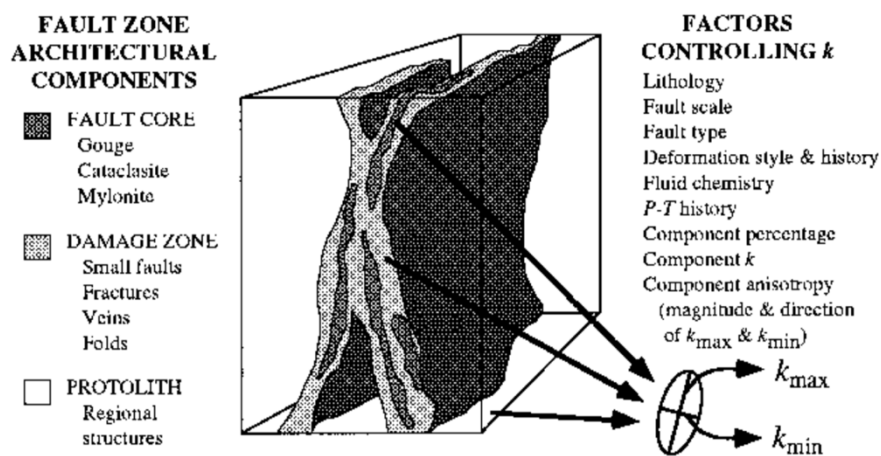


図 1.2.1.1-2 断層構造の概念図 (Caine et al., 1996).

Caine et al. (1996)<sup>6)</sup> は、断層が流体に対してコンジットもしくはバリア、またはその両方として働くかは、断層コアとダメージゾーンの割合(図 1.2.1.1-3)や構造を構成する粒子のサイズ(母岩の特性)によって決定されると指摘している。また、ある特定の断層がコンジットもしくはバリア、またはその両方として働くかを特徴付ける指標として、下記の  $F_a$ ,  $F_m$ ,  $F_s$  という3つの数値的指標を用いている。

$$F_a = \frac{\text{damage zone width}}{\text{total fault zone width}} = \frac{\text{damage zone width}}{\text{core width} + \text{damage zone width}}$$

$$F_m = \text{mean of } F_a \text{ values for a single fault zone}$$

$$F_s = (F_a)_{max} - (F_a)_{min}$$

$F_a$  の範囲は 0 から 1 であり，断層コアとダメージゾーンの相対的割合を表している． $F_a$  が 0 の場合，理想的にダメージゾーンが存在せず，この断層はバリアとして働く．一方， $F_a$  が 1 の場合，理想的には断層コアは存在せず，ダメージゾーンで構成されているため，この断層はコンジットとして働くことを意味する (図 1.2.1.1-4)． $F_s$  は特定の断層群の  $F_a$  の範囲を示しており， $F_m$  は  $F_a$  の平均値を示しており，断層群全体の透水性構造の特徴を表す．

Caine *et al.* (1996)<sup>6)</sup> は，東グリーンランド (図 1.2.1.1-4a) とその他の地域 (図 1.2.1.1-4b) における *total fault zone width* と  $F_a$  をプロットし，その特徴を調べた．図 1.2.1.1-5a において，右下の 3 つの四角のプロットは母岩が頁岩である断層の  $F_a$  を示し，その他は母岩が砂岩である断層の  $F_a$  を示している．また，図 1.2.1.1-4b の  $F_a \geq 0.5$  以上のプロットは主に母岩が砕屑岩である断層の  $F_a$  を示している．上記の結果から，Caine *et al.* (1996)<sup>6)</sup> は，この  $F_a$  は母岩特性の影響を強く受けていることを明らかにした．

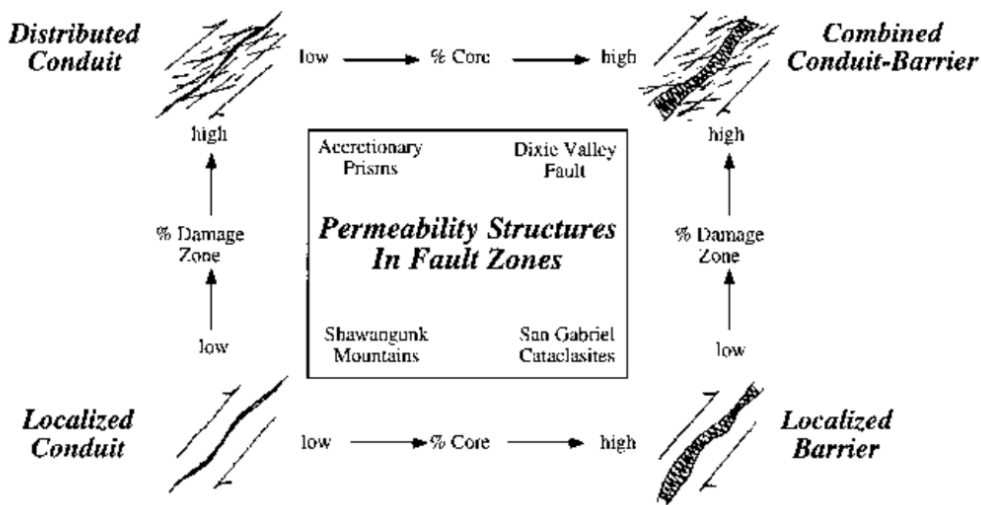


図 1.2.1.1-3 断層構造に関連した流体移動に関する概念図 (Caine *et al.*, 1996<sup>6)</sup>).

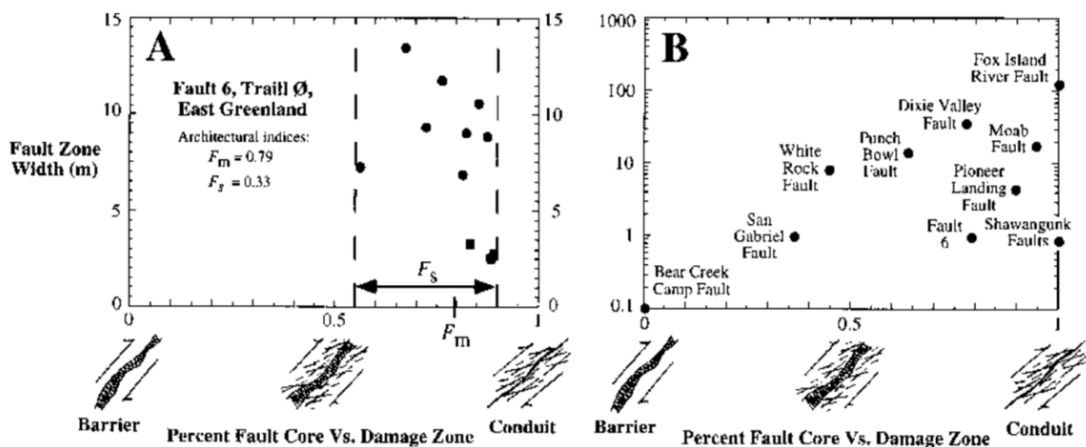


図 1.2.1.1-4 断層構造とそれに関連する透水性構造のプロット (Caine *et al.*, 1996<sup>6)</sup>).

Scholz *et al.* (1993)<sup>2)</sup> と Caine *et al.* (1996)<sup>6)</sup> の両研究は，多くの研究で引用されているが，両研究でダメージゾーンの定義が異なる．Scholz *et al.* (1993)<sup>2)</sup> が，断層運動に伴って形成さ



れた全ての構造の総称としてダメージゾーンという用語を定義しているのに対し、Caine *et al.* (1996)<sup>6)</sup> は、断層運動に伴って形成された構造のうち、透水性の大きい部分のみをダメージゾーンという用語で定義している。そのため、先行研究を理解する上で、ダメージゾーンが断層運動に伴って形成された構造のどの領域を指しているかに注意すべきである。また、近年の研究において、断層構造が3次元的に異なることや、剪断面が1つでなく分岐断層やフラワー構造のように複数の剪断面が存在する断層など、断層構造が複雑であることが明らかになっており、断層運動に伴って形成された構造がより詳細に定義されていることにも留意すべきである(例えば、Faulkner *et al.*, 2003<sup>9)</sup>; Choi *et al.*, 2015<sup>1)</sup>)。

以下では、ダメージゾーンの用法として、Caine *et al.* (1996)<sup>6)</sup> の定義に基づいて記述することとする。

#### 1.2.1.1.2 堆積軟岩における断層構造とその地下水流動への影響

透水性 (permeability) は2階のテンソルであり (Middleton and Wilcock, 1994<sup>10)</sup>; 徳永, 2003<sup>11)</sup>), 応力や歪と同じく、面に関して定義される概念である。透水性のある物体内部では、流体はあらゆる方向に浸透しうるが、透水係数は互いに直交する3面に直交する方向、面内で平行する方向へそれぞれ別の値を持つ。即ち、断層という既存の面構造がある場合、どのような方向にどのような透水係数をとるかを評価することが、断層プロセスゾーンや断層コアが長期的な地下水流動に与える影響を検討する上で重要である。

Bense *et al.* (2013)<sup>12)</sup> は、堆積物～堆積岩や各種の岩石の中に存在する断層の構造およびその結果生じる透水性の構造について整理を行い、①断層やその透水性の構造は岩石の種類や固結度によって強く制御されること、②堆積軟岩 (ここでは弱固結あるいは半固結の状態の堆積岩) においては、透水性を高くする構造として Particulate flow (断層変位量が少ない場合)、Fracturing, Breccia を、透水性を低くする構造として Particulate flow (断層変位量が多い場合)、フィロ珪酸塩鉱物や粘土鉱物の薄層の生成、圧砕作用による細粒化を挙げている。

堆積軟岩における断層活動に伴うクラック形成等が地下水流動に与える影響とその継続性に関しては、応力や透水性の観点からの研究事例は非常に乏しい。そこで、本年度は付加作用初期の付加体中での亀裂を介した流体移動に対する研究事例および泥質堆積物での実験的研究を踏まえ、堆積軟岩での断層のタイプ (正断層、横ずれ断層、逆断層) での亀裂を介した流体移動について整理することとする。

沈み込み帯での付加作用初期の付加体は、未固結～半固結～堆積軟岩に相当する固結度を有し、それらの付加体中での亀裂を介した流体移動に対しては、Moore (1989)<sup>13)</sup> 以降、多くの研究例がある (Screaton *et al.*, 1990<sup>14)</sup>; Saffer and Bekins, 1998<sup>15)</sup>, 1999<sup>16)</sup>, 2002<sup>17)</sup>; Morgan and Ask, 2004<sup>18)</sup>; Ogawa and Vrolijk, 2006<sup>19)</sup>)。

泥質堆積物での剪断時の透水係数の変化とそれに伴う組織の形成に関しての実験的研究 (Bolton and Maltman, 1998<sup>20)</sup>; Bolton *et al.*, 1998<sup>21)</sup>, 1999<sup>22)</sup>; Dewhurst *et al.*, 1996<sup>23)</sup> など) によると、剪断破壊時に剪断面での透水係数が増大する場合と減少する場合がある。これは、剪断時に開いた割れ目を作るか、粒子がつぶされて閉じたものとなるかに対応する。この場合、その場の深さでの断層のタイプに注目すると、上裁荷重 ( $\sigma_v$ ) を基準にして考えると、正断層と逆断層では、正断層の方が剪断時に開いた割れ目を作りやすい。つまり、正断層の方が逆断層に比べて剪断時に Dilation が増加しやすいことを表す。これはモール円で以下のように表現される (図 1.2.1.1-5)。

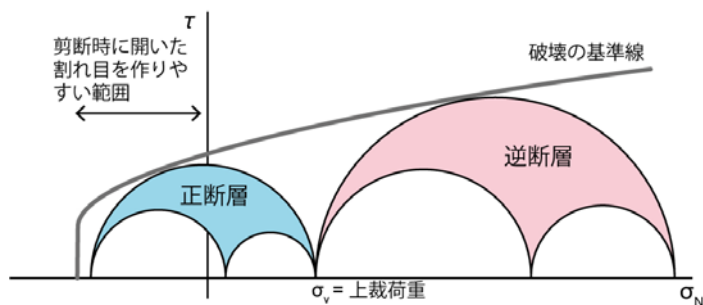


図 1.2.1.1-5 グリフィス理論での岩石の破壊を説明する図.

力学条件をモール円で示す。縦軸：剪断応力。横軸：垂直応力。ここでは正断層と逆断層の条件を示す。

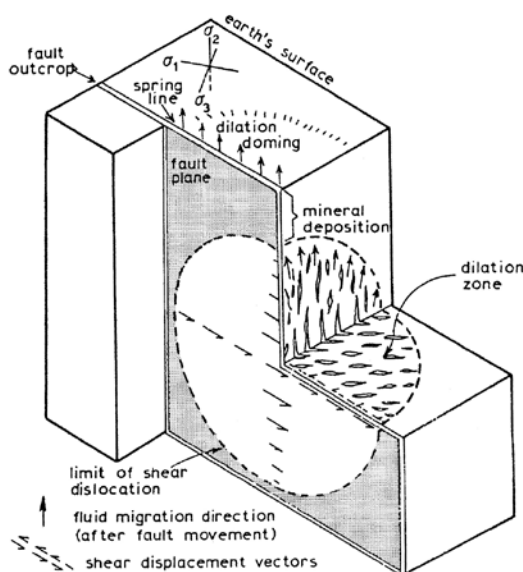


図 1.2.1.1-6 横ずれ断層応力場での断層面に沿う  $\sigma_2$  方向での流体移動モデル(Sibson, 1975<sup>24)</sup>).

剪断破壊に関連した透水係数の変化については、Sibson (1975)<sup>24)</sup> が  $\sigma_2$  方向問題として論じており (図 1.2.1.1-6), 剪断面発生時の浸透率に関する実験的研究の結果, 透水係数は剪断面(断層面)に沿っての  $\sigma_2$  方向に最大であることが明らかにされている (Takahashi et al., 2004<sup>25)</sup>). このことは,  $\sigma_2$  方向を含む剪断面にジョグが生じ, そこを流体が流れることによって全体の透水係数が飛躍的に増大すると理解される。

$\sigma_2$  の方向へ透水係数が最大になることについては, 沈み込み帯での付加作用初期の固結前の付加体を対象にした事例がある (例えば, Westbrook and Smith, 1983<sup>26)</sup>; Ogawa et al., 1997<sup>27)</sup>). 海溝近傍において, 逆断層形成場の前面 (海溝側) に水平ずれ断層の応力場が局所的に生じ,  $\sigma_2$  が鉛直の方位を示す。いわゆる横ずれ断層の応力場に基づく共役剪断面やエシェロン状のクラックが出来やすく, それに沿って透水係数が最大になるので, 流体が湧出すると考えられている。付加体へ持ち込まれる堆積物は, 深海底か海溝軸にたまったもので, そこでは state at rest (定常状態) の圧密を受けているだけであるので,  $\sigma_1$  方向は鉛直である。この初期堆積場から付加体内部の変形場への過程において, 図 1.2.1.1-7 (小川ほか, 2006<sup>28)</sup>) に示すように, ごく限られた場所であるが  $\sigma_2$  が鉛直になる場がありうる。つまり, 付加体の前進によって逆断層直前ではその圧力が水平押しになること, また中間主応力  $\sigma_2$  が鉛直になり, 横ずれ断層形成の応力場となる。

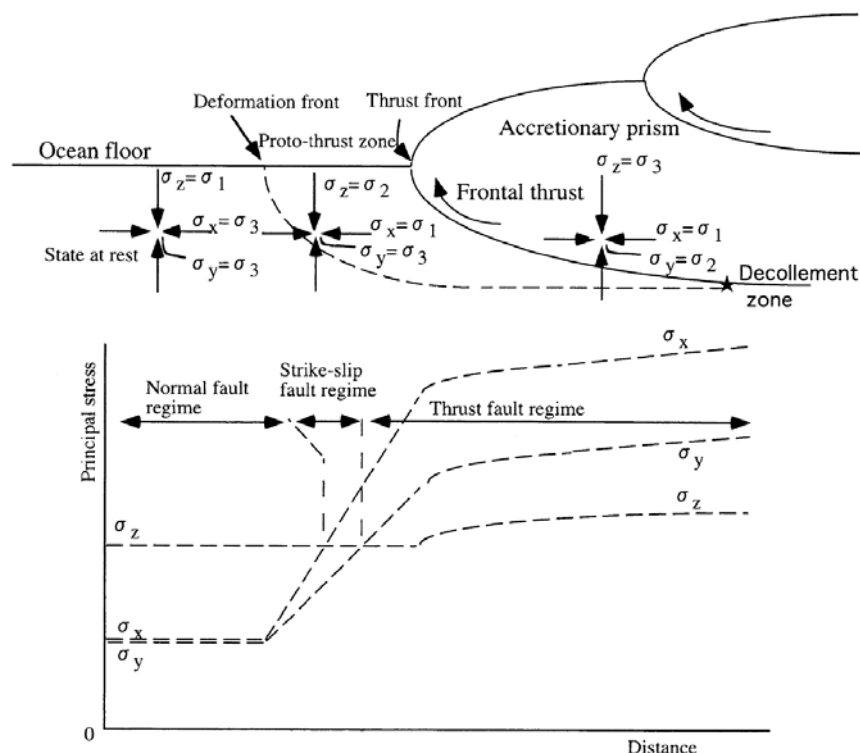


図 1.2.1.1-7 付加体形成場の逆断層前面での  $\sigma_2$  が鉛直となる模式図 (小川ほか, 2006<sup>28)</sup>).

堆積軟岩における断層構造とその地下水流動への影響の評価においては、地質学的時間 (10 万年～100 万年) のような長期において、断層の運動タイプの変化、つまり、断層に働く応力場の変化があることに注視する必要がある。地質学的時間スケール (10 万年～100 万年オーダー) では断層は必ずしも同じ運動 (活動) を続けるとは限らず、日本海東縁地域でのインバージョンテクトニクスのように、異なる状況 (応力場) において異なる運動をすることが知られている (Okamura et al., 1995<sup>29)</sup>).

以上を踏まえると、堆積軟岩での断層のタイプ (正断層、横ずれ断層、逆断層) での亀裂を介した流体移動に関しては、以下のように整理される。

- 中間主応力  $\sigma_2$  が鉛直方向となる横ずれ断層形成の際には、共役剪断面やエシェロン状のクラックが出来やすく、それに沿って透水係数が最大になるため流体が上方に移動しやすくなる。
- 中間主応力  $\sigma_2$  が水平方向となる正断層および逆断層形成時は、透水係数は断層面に沿った水平方向が最大となるが、断層面で細粒化が生じる場合は断層面の透水性は低下する。上裁荷重 ( $\sigma_v$ ) と他の主応力との関係を基準にして考えると、正断層と逆断層では、正断層の方が剪断時に開いた割れ目を作りやすく、透水性が高くなりやすい。この結果、正断層の方が逆断層に比べて剪断時に dilation が増加しやすい。また、あるスペース全体を切るような断層がある場合、水平方向の dilation は、横ずれ断層よりも正断層および逆断層の方が高くなる。

### 1.2.1.1.3 断層帯の幅が地下水流動に与える影響

断層帯の幅、特に透水性の大きいダメージゾーンの幅と透水性の低い断層コアの幅は、地下水流動をモデル化する上で重要である。ただし、ダメージゾーンの中でも透水係数は大きく変化することが知られており、例えば堆積岩を切る断層がダメージゾーンを伴う場合、断層面に

沿って透水性が1~3桁程度低下することがあることが報告されている (図 1.2.1.1-8; Sigda *et al.*, 1999<sup>30</sup>); Rawling *et al.*, 2001<sup>31</sup>); Balsamo and Storti, 2010<sup>32</sup>); Balsamo *et al.*, 2013<sup>33</sup>); Ballas *et al.*, 2013<sup>34</sup>). 粘土含有量の低い砂岩のダメージゾーンに沿った透水係数は、変形していない砂岩と比較して、通常4~5桁も大きく減少する (Fisher and Knipe, 2001<sup>35</sup>). ダメージゾーンに沿った透水係数は異方性を持ち、ダメージゾーンに垂直な面での透水係数が最も低下する (Antonellini and Aydin, 1994<sup>36</sup>); Sigda *et al.*, 1999<sup>30</sup>). また、ダメージゾーンでの力学的・水理学的影響範囲の評価については、ダメージゾーン中の岩片の粒径やアスペクト比の空間的な変化が指標の一つになり、岩片間の隙間への流体流入後の鉱物沈殿によって透水性が変化する場合があることに注意する必要がある (図 1.2.1.1-9; Billi *et al.*, 2003<sup>37</sup>).

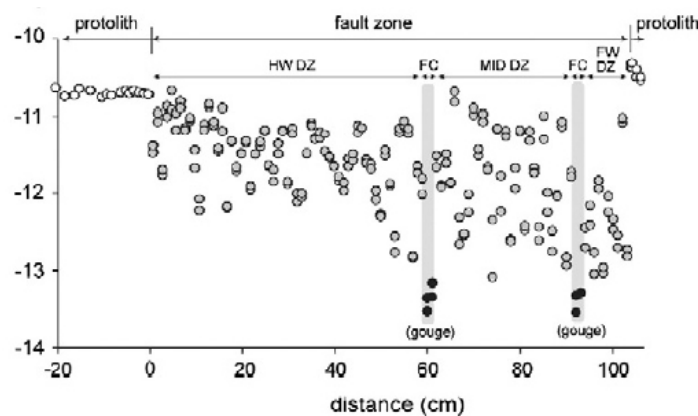


図 1.2.1.1-8 南イタリアのクロトーネ盆地の砂岩中の断層帯で推定された透過率[m<sup>2</sup>] (Balsamo and Storti, 2010<sup>32</sup>).

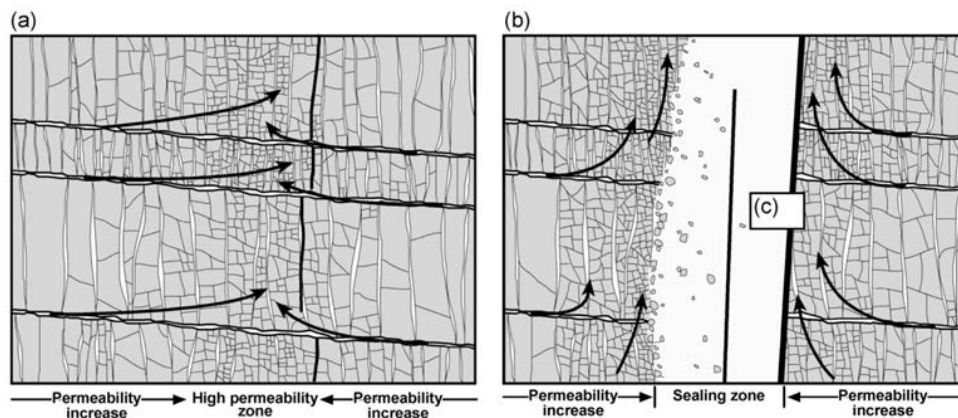


図 1.2.1.1-9 ダメージゾーン中の透水性の時間変化 (Billi *et al.*, 2003<sup>37</sup>).  
(a) 岩片間への流体の流入, (b) 岩片間への鉱物沈殿による透水性の減少.

ダメージゾーンの幅に影響を与える要因を以下に整理する。ダメージゾーンの幅は一般的に封圧に依存する (Scholz *et al.*, 1993<sup>2</sup>). つまり、断層形成場の深さに関係し、封圧が小さい (深さが浅い) 方が相対的にダメージゾーンは厚くなる傾向になる (Scholz *et al.*, 1993<sup>2</sup>). さらに、Scholz *et al.* (1993)<sup>2</sup> は、ダメージゾーンにおいて断層端とその他の領域では変形メカニズムが異なることを指摘している。また、Vermilye and Scholz (1998)<sup>3</sup> は、断層端周辺の最大圧縮応力場や亀裂の特徴がダメージゾーンにおいて空間的に変化していることを示している (図 1.2.1.1-10).

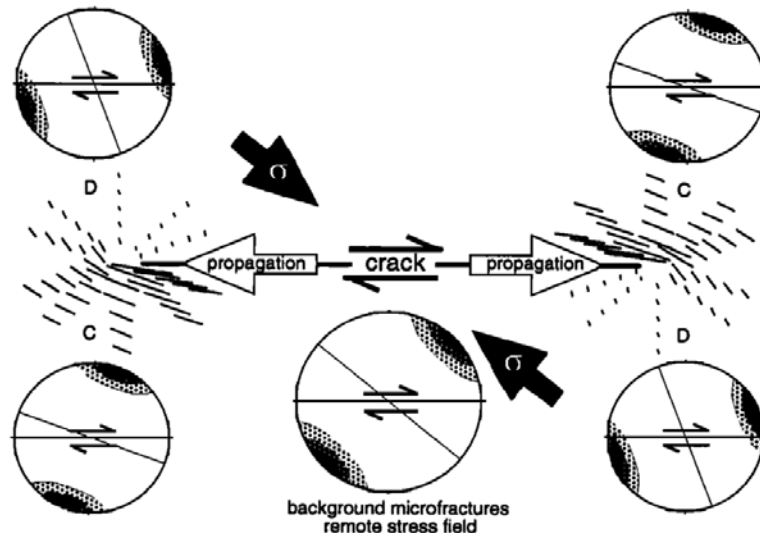


図 1.2.1.1-10 Mode II クラックの断層端周辺の最大圧縮応力場 (Vermilye and Scholz, 1998<sup>3)</sup>).

#### 1.2.1.1.4 まとめと今後の課題

断層コア・プロセスゾーンが地下水流動に与える影響に関する課題をいかに示す。

1. 断層構造が地下水流動に与える影響の評価においては、断層コアとダメージゾーンの相対的割合は母岩の物理学的特性(母岩の種類)に関係性について知見の集約が必要である。
2. 断層構造が複雑であることが明らかになりつつあり、透水性の大きさの観点での断層構造の分類と記載の基準が必要である。
3. 断層帯の幅が地下水流動に与える影響においては、断層帯に沿った透水係数の減少幅および空間的な広がりに対する検討が今後の課題である (例えば, Torabi and Fossen, 2009<sup>38)</sup>).
4. ダメージゾーンでの力学的水理学的影響範囲の評価については、ダメージゾーン中の岩片の粒径やアスペクト比の空間的な変化が指標の一つになり、岩片間の隙間への流体流入後の鉱物沈殿によって透水性が変化する場合があることに注意する必要がある。
5. 断層活動を含む地殻の変形発達の主たる源は地殻応力であり、地殻応力場の空間不均一性や各空間での特徴の理解が必要である。10万～100万年オーダーという長期的な期間において断層構造が地下水流動に与える影響を検討評価するためには、断層構造の置かれる地殻応力場の時間的空間的变化を想定する必要がある。このような変化の想定は、地震発生サイクルのような100年～1000年オーダーの時間スケールにおいても検討する必要がある。

#### 【引用文献】

- 1) Choi, J. -H., Edwards, P., Ko, K., and Kim, Y. -S. (2015) Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews*, 152, 70–87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>
- 2) Scholz, C. H., Dawers, N. H., Yu, J. -Z., Anders, M. H., and Cowie, P. A. (1993) Fault growth and fault scaling laws: Preliminary results. *Journal of Geophysical Research*, 98(B12), 21951–21961. <https://doi.org/10.1029/93JB01008>
- 3) Vermilye, J. M., and Scholz, C. H. (1998) The process zone: A microstructural view of fault growth. *Journal of Geophysical Research*, 103(B6), 12223–12237. <https://doi.org/10.1029/98JB00957>

- 4) 金折裕司 (2001) 断層の影響はどこまで及んでいるか. 応用地質, 41(6), 323–332.  
<https://doi.org/10.5110/jjseg.41.323>
- 5) Scholz, C. H., and Anders, M. H. (1994) The Permeability of Faults. In: Hickman, S., Sibson, R., Bruhn, R. (Eds.), Proceedings of the Workshop LXIII, The Mechanical Involvement of Fluids in Faulting, US Geological Survey Open-File Report 94–228, California, pp. 247–253.
- 6) Caine, J. S., Evans, J. P., and Forster, C. B. (1996) Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11), 1025–1028.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2)
- 7) Lin, A., and Yamashita, K. (2013) Spatial variations in damage zone width along strike-slip faults: An example from active faults in southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, 57, 1–15. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.006>
- 8) 重松紀生・大谷具幸・小林健太・奥平敬元・豊島剛志 (2018) 陸域断層の内部構造. 地質学雑誌, 124(9), 759–775. <https://doi.org/10.5575/geosoc.2018.0004>
- 9) Faulkner, D. R., Lewis, A. C., and Rutter, E. H. (2003) On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 367, 235–251.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00134-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00134-3)
- 10) Middleton, G.V., and Wilcock, P.R. (1994) *Mechanics in the Earth and Environmental Sciences*. Cambridge University Press, 459p.
- 11) 徳永朋祥 (2003) 地殻浅部での水の移動. 笠原順三・鳥海光弘・川村雄行編：地震発生と水-地球と水のダイナミクス。東大出版, 135-154.
- 12) Bense, V.F., Gleeson, T., Loveless, S.E., Bour, O. and Scibek, J. (2013) Fault zone hydrogy. *Earth-Science Reviews*, 127, 171–192.
- 13) Moore, J.C. (1989) Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the decollement zone. *Journal of Structural Geology*, 11, 95-106.
- 14) Screatton, E.J., Wuthrich, D.R. and Dreiss, S.J. (1990) Permeabilities, fluid pressures, and flow rates in the Barbados ridge complex. *Journal of Geophysical Research*, 95, 8997-9007.
- 15) Saffer, D.M. and Bekins, B.A. (1998) Episodic fluid flow in the Nankai accretionary complex: Timescale, geochemistry, flow rates, and fluid budget. *Journal of Geophysical Research*, 103, 30351-30371.
- 16) Saffer, D.M., and Bekins, B.A. (1999) Fluid budgets at convergent plate margins: Implications for the extent and duration of fault-zone dilation. *Geology*, 27, 1095-1098.
- 17) Saffer, D.M., and Bekins, B.A. (2002) Hydrologic control on the morphology and mechanics of accretionary wedges. *Geology*, 30, 271-274.
- 18) Morgan, J.K., and Ask, M.V.S. (2004) Consolidation state and strength of underthrust sediments and evolution of the decollement at the Nankai accretionary margin: Results of uniaxial reconsolidation experiments. *Journal of Geophysical Research*, 109, B03102.
- 19) Ogawa, Y., and Vrolijk, P. (2006) Control of internal structure and fluid-migration pathways within the Barbados Ridge decollement zone by strike-slip faulting: Evidence from coherence and three-dimensional seismic amplitude imaging: Discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 253-254.
- 20) Bolton, A. J., and Maltman, A.J. (1998) Fluid-flow pathways in actively deforming sediments: the role of pore fluid pressures and volume change. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 281-297.

- 21) Bolton, A.J., Maltman, A.J., and Clennell, M.B. (1998) The importance of overpressure timing and permeability evolution in fine-grained sediments undergoing shear. *Journal of Structural Geology*, 20, 1013-1022.
- 22) Bolton, A.J., Clennell, M.B., and Maltman, A.J. (1999) Nonlinear stress dependence of permeability: A mechanism for episodic fluid flow in accretionary wedges. *Geology*, 27, 239-242.
- 23) Dewhurst, D.N., Brown, K.M., Clennell, M.B. and Westbrook, G.K. (1996) Fabric and hydraulic conductivity of sheared clays. *Geotechnique*, 46, 761-768.
- 24) Sibson, R.H. (1975): Generation of pseudotachylite by ancient seismic pumping. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43, 775-789.
- 25) Takahashi, M., Li, X., and Kwasniewski, M. (2004) Characteristics of hydraulic conductivity along the final fault plane under true triaxial stress. *Proceedings of the International Symposium of the International Society for Rock Mechanics Regional Symposium, European Rock EUROCK 2004 and 53rd Geomechanics Colloquy*, 507-510.
- 26) Westbrook, G.K., and Smith, M.J. (1983) Long decollements and mud volcanoes: Evidence from the Barbados Ridge Complex for the role of high porefluid pressure in the development of an accretionary complex. *Geology*, 11, 279-283.
- 27) Ogawa, Y., Kobayashi, K., Hotta, H., and Fujioka, K. (1997) Tension cracks on the oceanward slopes of the northern Japan and Mariana Trenches. *Marine Geology*, 141, 111-123.
- 28) 小川勇二郎・田中勝法・鈴木清史 (2006) 未固結～半固結堆積物中の変形構造形成の解釈. *地学雑誌*. 115, 326-352.
- 29) Okamura, Y., Watanabe, M., Morijiri, R., and Satoh, M. (1995) Rifting and Basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *Island Arc*, 4, 166-181.
- 30) Sigda, J. M., Goodwin, L. B., Mozley, P. S., and Wilson, J. (1999) Permeability alteration in small displacement faults in poorly lithified sediments: Rio Grande Rift, central New Mexico. In: Haneberg, W. C., Mozley, P. S., Casey Moore, J., Goodwin, L. B. (Eds.), *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust*, vol. 113. American Geophysical Union, Washington D. C., pp. 51-68.
- 31) Rawling, G. C., Goodwin, L. B., and Wilson, J. L. (2001) Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault zone types. *Geology*, 27(1), 43-46.
- 32) Balsamo, F. and Storti, F. (2010) Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Croton basin, southern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 822-837. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.016>.
- 33) Balsamo, F., Bezerra, F. H. R., Vieira, M. M., and Storti, F. (2013) Structural control on the formation of iron-oxide concretions and Liesegang bands in faulted, poorly lithified Cenozoic sandstones of the Paraíba Basin, Brazil. *GSA Bulletin*, 125 (5/6), 913-931. <http://dx.doi.org/10.1130/B30686.1>.
- 34) Ballas, G., Soliva, R., Sizun, J.-P., Fossen, H., Benedicto, A., and Skurtveit, E. (2013) Shear enhanced compaction bands formed at shallow burial conditions; implications for fluid flow (Provence, France). *Journal of Structural Geology*, 47, 3-15.
- 35) Fisher, Q. J. and Knipe, R. J. (2001) The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18(10), 1063-1081.
- 36) Antonellini, M. and Aydin, A. (1995) Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometric properties. *AAPG Bulletin*, 79(5), 642-671.

- 37) Billi, A., Salvini, F., and Storti, F. (2003) The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25,1779–1794.
- 38) Torabi, A. and Fossen, H. (2009) Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *AAPG Bulletin*, 93, 919–938.



1.2.1.2 クラック情報に基づくクラックテンソル・透水テンソルの推定

1.2.1.2.1 クラックの幾何学情報の取得・解析手法

クラックの3次元での幾何学的特徴は、クラックを円盤近似すると、クラック直径  $r$ 、開口幅  $t$ 、走向  $\alpha$ 、傾斜  $\beta$ 、クラックの面積  $s$ 、単位体積あたりのクラック体積密度  $\rho$  で表すことができる。これらの幾何学的特徴を用いたクラックの定量化をクラックテンソルにより行う(Oda, 1984)<sup>1)</sup>。

クラックの中心が体積  $V$  の領域内に  $m^{(V)}$  個あるとすれば、クラック体積密度  $\rho$  は次式で定義できる。

$$\rho = \frac{m^{(V)}}{V} \quad (1)$$

クラックの方向はクラック主面に立てた単位法線ベクトル  $\mathbf{n}$  で記述すると、方向余弦  $(n_1, n_2, n_3)$  は、その走向  $\alpha$  と傾斜  $\beta$  を使って次のように書くことができる (図 1.2.1.2.-1)。

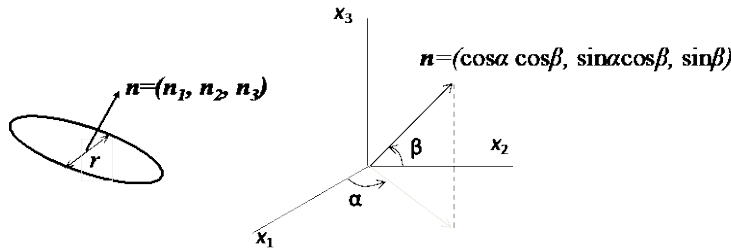


図 1.2.1.2-1 クラックの走向・傾斜情報のベクトル化

$$\mathbf{n} = \begin{pmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha \sin \beta \\ \sin \alpha \sin \beta \\ \cos \beta \end{pmatrix} \quad (2)$$

それぞれのクラックから得られるベクトル  $\mathbf{n}$  のダイアド  $\mathbf{n} \otimes \mathbf{n}$  の平均値を取ると、次式で定義される2階のファブリックテンソル  $\mathbf{N}$  が定義を定義することができる。

$$\mathbf{N} = \frac{1}{2m^{(V)}} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} \mathbf{n}^{(k)} \otimes \mathbf{n}^{(k)} \quad (3)$$

ここで、 $\mathbf{N}$  を成分で標示すると以下のように表せる。

$$N_{ij} = \begin{pmatrix} N_{11} & N_{12} & N_{13} \\ \text{Symm.} & N_{22} & N_{23} \\ & & N_{33} \end{pmatrix} = \frac{1}{2m^{(V)}} \begin{pmatrix} \sum n_1^{(k)} n_1^{(k)} & \sum n_1^{(k)} n_2^{(k)} & \sum n_1^{(k)} n_3^{(k)} \\ \sum n_2^{(k)} n_2^{(k)} & \sum n_2^{(k)} n_3^{(k)} & \\ \text{Symm.} & & \sum n_3^{(k)} n_3^{(k)} \end{pmatrix} \quad (3')$$

ここで、 $k$  は  $k$  番目のクラックのことであり、また  $2m^{(V)}$  個の平均になっているのは、1つのクラックに2つの単位ベクトルを割り当てていることによる。ベクトル  $\mathbf{n}$  の方向余弦  $(n_1, n_2, n_3)$  は、その走向  $\alpha$  と傾斜  $\beta$  を使って書けることから、露頭やボアホール壁面などで測定した走向・傾斜から  $N_{ij}$  を直接決定することができる。また、それぞれの成分は  $x_1$  方向を東、 $x_2$  方向を北、 $x_3$  方向を鉛直とすると、例えば  $N_{11}$  は東方向への集中度合いを意味しており、ステレオネット上にクラックの法線をプロットした時の集中度合いを定量的に表現していると言える。

クラックは方向だけでなく、大きさを持っているため、先の  $N_{ij}$  に大きさに関する項目を加える必要がある。Oda(1982)<sup>2)</sup> によるクラックの大きさと方向をテンソル形式で表現したクラックテンソル  $\mathbf{F}_{ij}$  を以下で定義することができる。

$$F_{ij} = \frac{1}{2m^{(V)}} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} (\rho s^{(k)} r^{(k)}) \mathbf{n}^{(k)} \otimes \mathbf{n}^{(k)} \quad (4)$$

ここで、 $F_{ij}$ は2階のテンソルであるため、その第一不変量として、 $F_{ii} (=F_{11}+F_{22}+F_{33})= F_0$ が得られる(アインシュタインの総和規約を採用する)。クラックを直径  $r^{(k)}$  の円盤で表し、

$$s^{(k)} = (\pi/4)(r^{(k)})^2, \quad n_i^{(k)} n_i^{(k)} = (n_1^{(k)})^2 + (n_2^{(k)})^2 + (n_3^{(k)})^2 = 1$$

の関係に注意すれば、不変量  $F_0$  は次式で与えられる。

$$F_{ii} = F_0 = \frac{\pi}{4V} \sum_{k=1}^{2m^{(V)}} (r^{(k)})^3 = \frac{\pi}{4} \rho \langle r^3 \rangle \quad (5)$$

ただし  $\langle r^n \rangle$  は  $r$  の  $n$  次のモーメントであり、

$$\langle r^n \rangle = \frac{1}{m^{(V)}} \sum_{k=1}^{m^{(V)}} (r^{(k)})^n \quad (6)$$

で定義され、クラック直径の  $n$  乗  $r^n$  の平均値を表している。ここで、 $\rho \langle r^3 \rangle$  はクラックに沿う水の流れを論じたパーコレーション理論では、クラック密度を表しており、クラック相互の連結性を測る指標 (Robinson, 1984<sup>3)</sup>; Suzuki *et al.*, 1998<sup>4)</sup>) として使われていることから、第一不変量  $F_0$  はクラック密度の指標であると言える。また、クラックの開口幅を  $t$  とすれば、クラックの間隙体積は  $(\pi/4)r^2 t$  に等しい。さらに、開口幅  $t$  がクラックの直径  $r$  に比例しているとすればアスペクト比  $\eta (t = \eta r)$  が定義でき、間隙率  $\phi$  は次式で定義できる、(Oda *et al.*, 2002a<sup>5)</sup>, 2002b<sup>6)</sup>).

$$\phi = \frac{\eta}{V} \sum_{k=1}^{m^{(V)}} \frac{\pi}{4} (r^{(k)})^3 = \eta \frac{\pi}{4} \langle r^3 \rangle = \eta F_0 \quad (7)$$

すなわち、 $F_0$  は間隙率  $\phi$  と同じ意味を持つこととなる。

(4)式で定義されるクラックテンソルは3次元のクラックに関する幾何学的情報があれば決定することができる。しかしながら現実的に3次元のクラックの幾何学的情報を収集することは困難である。これまでに、3次元のクラックテンソルを推定する方法としてステレオロジーを用いた方法(Kanatani, 1985<sup>7)</sup>; Oda, 1984<sup>1)</sup>, 1994<sup>8)</sup>; 竹村・小田, 2002<sup>9)</sup>; Takemura & Oda, 2004<sup>10)</sup>)と弾性波による方法 (Takemura & Oda, 2005<sup>11)</sup>) が提案されている。それぞれの推定方法は以下の通りである。

#### ステレオロジー (統計幾何学) による方法

クラックテンソル  $F_{ij}$  は  $F_0 N_{ij}$  と書き表すことができ、クラックの方向と密度が統計的に独立であれば、 $F_0$  と  $N_{ij}$  と分離することができる。まず、クラックの密度の指標である  $F_0$  について、Oda(1984)は単位ベクトル  $\mathbf{q}$  で表される方向に引いた走査線とクラックの交点数  $m(\mathbf{q})$  と切断面上で観察されるクラックとの交線の長さ  $l$  (トレース長さ)を用いて、次式で推定することができることを示している。

$$F_{ij} = \frac{3\pi \langle l^2 \rangle}{8 \langle l \rangle} \frac{m(\mathbf{q})}{\langle |\mathbf{q} \cdot \mathbf{n}| \rangle} \quad (8)$$

一方、 $N_{ij}$  については、走向傾斜の直接測定から決定することができるが、Kanatani (1985)<sup>7)</sup> により提案されている走査線と交わるクラック交点数  $m(\mathbf{q})$  を用いる方法でも推定可能である。この推定法は Takemura & Oda (2004)<sup>10)</sup> により直接測定との比較から十分な長さの走査線を使えば許容できる範囲の誤差となることが確認されている。

### 弾性波による方法

クラックを含む岩盤・岩石の応力—歪み関係はクラックテンソル  $F_{ij}$ 、基質部のヤング率  $E$ 、ポアソン比  $\nu$  を用いて以下のように表すことができる (Oda, 1984<sup>11</sup>).

$$\begin{aligned} \varepsilon_{ij} &= \left[ \frac{1}{E} \{ (1 + \nu) \delta_{ik} \delta_{jl} - \nu \delta_{ij} \delta_{kl} \} + \left( \frac{1}{h} - \frac{1}{g} \right) F_{ijkl} + \frac{1}{4g} (\delta_{ik} F_{jl} + \delta_{jk} F_{il} + \delta_{il} F_{jk} \right. \\ &\quad \left. + \delta_{jl} F_{ik} \right) \sigma_{kl} \end{aligned} \quad (9)$$

ここで、 $h$ 、 $g$  はそれぞれクラックの垂直剛性とせん断剛性である。これらの値は、山辺ほか (1987)<sup>12</sup> や多田・小田 (2007)<sup>13</sup> など決定法が議論されている。したがって、クラックを含む岩盤・岩石の  $E, \nu, h, g$  が分かれば、その弾性定数を定めることができる。一方で、弾性波速度  $v$  についても、密度  $\rho$  を使うことで以下の式より弾性定数を決定することができる (Schreiber et al., 1973<sup>14</sup>).

$$\left| E_{imjn} k_m k_n - \delta_{ij} \rho (v^{(k)})^2 \right| = 0 \quad (10)$$

Takemura and Oda (2005)<sup>11</sup> は(9)&(10)式より多方向の弾性波速度  $v^{(k)}$  からクラックテンソル  $F_{ij}$  を決定する方法を提案しており、実測した  $F_{ij}$  と弾性波速度から推定した  $F_{ij}$  を比較し、その妥当性を示している。また、Panaghi et al. (2018)<sup>15</sup> では、弾性波トモグラフィを併用した弾性波速度からのクラックテンソルの決定を試みている。しかしながら、乾燥状態での弾性波の測定結果を用いているため、飽和状態の弾性波速度での測定値を用いた検討が必要であろう。また、静弾性定数と動弾性定数の関係についても実測データを蓄積しその関係性を明らかにしておく必要あると考える。

#### 1.2.1.2.2 クラックの幾何学情報から透水係数を推定する手法とその特徴

クラックや空隙をモデル化し透水係数を推定する方法として、等価管路モデルが使われることがある (例えば、林・高橋, 1999<sup>16</sup>; 林ほか, 1999<sup>17</sup>). しかしながら、等価管路モデルでは、方向性を扱うことは困難であり、露頭などでの観察情報から決める事は困難である。

クラックを含む岩盤・岩石の透水を考える際、ここでは、基質部を不透水と仮定することとする。クラックに沿う水の流れを平行板間 (開口幅  $t$ ) の層流と仮定すれば、その局所的な流速  $v^{(c)}$  は  $J^{(c)}$  を動水勾配とすると、次式で与えられる。

$$v_i^{(c)} = \frac{\lambda g}{12\nu} t^2 J_i^{(c)} \quad (11)$$

ここで、 $g$  は重力加速度であり、 $\nu$  は動粘性係数である。 $\lambda=1$  とすると上式は、いわゆる三乗則である (例えば、Snow, 1969<sup>18</sup>). また、一般的には、 $0 \leq \lambda \leq 1$  の不等式が成立する。クラックの交点で水頭損失は無く、また  $\lambda$  は  $n$  や  $r$  には無関係に定まると仮定すると透水テンソル  $k_{ij}$  は次式で与えられる。

$$k_{ij} = \frac{\lambda}{12} (P_{kk} \delta_{ij} - P_{ij}) \quad (12)$$

ここで  $P_{ij}$  は、クラックの幾何学的性質のみに依存する 2 階の対称テンソルであり、次式で与えられる (Oda, 1985<sup>19</sup>).

$$P_{ij} = \rho \pi \int_0^{r_m} \int_0^{t_m} \int_{\Omega} r^2 t^3 n_i n_j E(n, r, t) d\Omega dr dt \quad (13)$$

ここで、 $\lambda$  に関しては、 $0 \leq \lambda \leq 1$  の不等式を満足することのみが分かっている。Oda et al. (1987)<sup>20)</sup> はクラックに方向性がある場合、 $\lambda$  を次式のように一般化した。

$$\lambda = \lambda(F_{ij}) \quad (14)$$

さらに、(13)式は  $t = \eta r$  であり、更に変数  $n, r$  が統計的に独立であると仮定できれば、

$$P_{ij} = 8\pi\eta^3\rho \int_0^{r_m} r^5 f(r) dr \int_{\Omega/2} n_i n_j 2E(n) d\Omega = 8\pi\eta^3\rho \langle r^5 \rangle N_{ij} \quad (15)$$

と書くことができる。さらに、ステレオロジーを利用することで、 $P_{ij}$  は次の表現を得る(Oda et al., 2002b<sup>6)</sup>)。

$$P_{ij} = \eta^3 \frac{15\pi \langle l^4 \rangle}{4} \frac{m(\mathbf{q})}{\langle l \rangle \langle |\mathbf{q} \cdot \mathbf{n}| \rangle} N_{ij} \quad (16)$$

(16) 式は  $l, m(\mathbf{q}), \eta$  で決めることができるため、 $P_{ij}$  は露頭などで測定可能な量で決めることができ、(12)式に代入することで透水テンソル  $k_{ij}$  は、無次元パラメーター  $\lambda$  を除いて全て計測できる量によって表されたことになる。

### 1.2.1.2.3 実在岩盤もしくは供試体における透水係数の推定

これまでに、Oda(1984)<sup>1)</sup> によるクラックテンソルによる透水テンソルモデルを使ったクラックを含む岩盤・岩石の透水係数の推定は多くの研究者によって行われている。表 1.2.1.2-1 は 1980 年以降に原位置もしくは供試体を対象にして、クラックの観察から透水係数を推定している事例をまとめたものである。ここで、最右列に○のついている事例は、原位置岩何への適用例である。推定された透水係数はルジオン値や透水試験の結果を用いて評価されている。ここで、連結性の指標となる  $\lambda$  は水理試験からは分離して得ることは困難 (中屋・西垣, 1995<sup>21)</sup>) であるとして、 $\lambda=1$  を用いている場合が多い。 $\lambda$  に関しては、Oda et al.(2002a)<sup>5)</sup> は実験から得られた透水係数  $k_{33}^{(exp)}$  と顕微鏡下でトレースしたクラックの幾何学情報から推定した透水係数を比較することで花崗岩における  $\lambda$  を求め  $\lambda=3.27 \times 10^{-3}$  としている。また、Oda et al.(2002a) では、クラック密度の低い供試体に関して、クラック情報から推定し透水係数と実測した透水係数との間の誤差が多きいことを確認しており、その原因としてクラック密度が低い試料においてはクラックのみならず基質部の空隙も透水経路となりうる事を指摘している。今後、 $\lambda$  の値をより精度の高いものとするために、既知のクラックの幾何学情報を持つ試料において透水係数を行い、(14)式の関数形を決めていることが必要であろう。

表 1.2.1.2-2 には、数値モデルにより作成されたクラックモデルを対象にクラックテンソルによる透水テンソルモデルを扱っている研究事例をまとめたものである。このうちいくつかは、透水テンソルそのものを扱ったものではないが、前項でも扱ったクラックの幾何学情報を弾性波速度で推定するために必要なパラメータについて議論されているものが含まれている (例えば、山辺ほか (1987)<sup>12)</sup> など)。また、吉田ほか(1999)<sup>22)</sup> は MBC モデルにより浸透流解析を試みており、Golshani et al. (2007) は MBC モデルにより岩盤のクリープ変形の解析を行っており最終的にクラック情報を出力しており、今後の発展に期待ができる。

表 1.2.1.2-1 岩盤／供試体を対象とした透水テンソルモデルによる透水係数の推定例

文献番号	著者	タイトル	掲載年	掲載誌	適用現場・試料	原位置
20	Oda, M., Hatsuyama, Y. and Ohnishi, Y.	Numerical experiments on permeability tensor and its application to jointed granite at Stripa Mine, Sweden	1987	Journal of Geophysical Research	Stripa鉱山	○
24	平間邦興・丸山 誠・桑原 徹・鈴木健一郎	不連続性岩盤の亀裂評価と透水性	1990	大林組技術研究所報	結晶片岩	○
25	岡本 淳・有元 平・山本 和彦・大津 宏康	菊間地下石油備蓄基地建設工事での空洞掘削に伴う地下水挙動に関する検討	1993	土木学会論文集	菊間地下石油備蓄基地	○
26	中屋真司・金谷賢生・長谷川明生・平山鉄浩	亀裂性岩盤の透水係数テンソルの測定と水理的等価亀裂開口幅	1995	地下水学会誌	主に粘板岩	○
27	Brown, S., Boneau, T., Harstad, H., Holcomb, D., Lorenz, J., Teufel, L., Warpinski, N. and Christopher, Y.	Geotechnology for low-permeability gas reservoirs, 1995	1995	Natural Gas RD&D Contractor's Review Meeting	砂岩, Frontier Formation	○
28	Brown, R. S. and Bruhn, R. L.	Fluid permeability of deformable fracture networks	1998	Journal of Geophysical Research	Stillwater 正断層	○
4	Suzuki, K., Oda, M., Yalmazaki, M. and Kuwahara, T.	Permeability changes in granite with crack growth during immersion in hot water	1998	International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences	稲田花崗岩	○
6	Oda, M., Takemura, T. and Aoki, T.	Damage growth and permeability change in triaxial compression tests of Inada granite	2002	Mechanics of Materials	稲田花崗岩	○
29	石井 卓・郷家光男・桜井英行・里優・木下直人・菅原健太郎	仮想割れ目モデルによる空洞周辺岩盤の透水性変化予測手法	2002	土木学会論文集	神岡鉱山	○
30	郷家光男・多田浩幸・瀬野康弘・中間茂雄・佐藤稔紀	瑞浪超深地層研究所の研究坑道における掘削損傷領域を考慮した掘削影響解析	2006	トンネル工学論文集	瑞浪超深地層研究所	○
31	Ioannou, S. E. and Spooner, E. T. C.	Fracture analysis of a volcanogenic massive sulfide-related hydrothermal cracking zone, Upper Bell River Complex, Matagami, Quebec: Application of permeability tensor theory	2007	Economic Geology	Bell River Complex, Matagami	○
32	山崎 雅直・津坂 仁和・大谷 達彦・進士 正人	クラックテンソルによる現場スケールにおける透水係数の評価	2015	土木学会論文集F2	幌延深地層研究所	○
33	Panza, E., Agosta, F., Rustichelli, A., Zambrano, M., Tondi, E., Prosser, G., Giorgioni, M. and Janiseck, J. M.	Fracture stratigraphy and fluid flow properties of shallow-water, tight carbonates: The case study of the Murge Plateau (southern Italy)	2016	Marine and Petroleum Geology	Pontrelli採石場	○
34	Healy, D., Rizzo, R. E., Cornwell, D. G., Farrell, N. J. C., Watkins, H., Timms, N. E., Gomez-Rivas, E. and Smith, M.	FracPaQ: A MATLAB™ toolbox for the quantification of fracture patterns	2017	Journal of Structural Geology	岩盤, Scotland	○
35	Fang, Y., Elsworth, D. and Cladouhos, T. T.	Reservoir permeability mapping using microearthquake data	2018	Geothermics	砂岩, Frontier Formation	○
12	山辺 正・原 夏生・小田匡寛	クラックテンソルによる節理性岩盤の弾性変形解析と入力パラメーターの決定に関する研究	1987	土木学会論文集	マイロナイト	
5	Oda, M., Katsube, T. and Takemura, T.	Microcrack evolution and brittle failure of Inada granite in triaxial compression tests at 140 MPa	2002	Journal of Geophysical Research	稲田花崗岩	
36	桑原 徹・鈴木健一郎・並木和人	コア試料・検層データを利用したクラックテンソルの算出と岩盤特性評価	2003	第38回地盤工学研究発表会	ボーリングコア観察 ポアホールテレビ	
10	Takemura, T. and Oda, M.	Stereology-based fabric analysis of microcracks in damaged granite	2004	Tectonophysics	稲田花崗岩	
11	Takemura, T. and Oda, M.	Changes in crack density and wave velocity in association with crack growth in triaxial tests of Inada granite	2005	Journal of Geophysical Research	大島花崗岩	
13	多田 浩幸・小田 匡寛	岩盤不連続面の剛性が空洞周辺岩盤の変形挙動に与える影響	2007	土木学会論文集C	塩原地下発電所	
37	松井裕哉・丹野剛男・平野享・郷家光男・熊坂博夫・多田浩幸・石井卓	クラックテンソルによる瑞浪超深地層研究所研究坑道の掘削影響予測解析(2009年度)	2010	JAEA-Research	瑞浪超深地層研究所	
38	Wu, C-N., Yang, C-M., Wu, W-J. and Dong, J-J.	Dominating factors of the wave velocity anisotropy for TCDP borehole	2015	10th Asian Regional Conference of IAEG	コア: Taiwan Chelungpu-Fault Drilling Project	
15	Panaghi, K., Golshani, A., Sato, M., Takemura, T. and Takahashi, M.	Crack tensor-based evaluation of inada granite behavior due to damage under true-triaxial testing condition	2018	International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences	稲田花崗岩	

表 1.2.1.2-2 数値モデルを対象とした透水テンソルモデルによる透水係数の推定例

文献番号	著者	タイトル	掲載年	掲載誌
19	Oda, M.	Permeability tensor for discontinuous rock masses	1985	Geotechnique
39	西垣 誠・中屋 眞司・河野 伊一郎	原位置における亀裂性岩盤の3次元異方透水係数の測定法に関する一提案	1991	土質工学会論文報告集
40	中屋眞司・西垣 誠・河野伊一郎	亀裂方位情報を利用したクロスホール試験による 岩盤の三次元透水係数の測定法	1992	地下水学会誌
8	Oda, M.	Stereology on Crack Geomtry	1994	Research of Pattern Formation, edited by R. Takaki
41	Zhang, X. and Sanderson, D. J.	Anisotropic features of geometry and permeability in fractured rock masses	1995	Engineering Geology
21	中屋眞司・西垣 誠	異方性岩盤におけるルジオン試験の理論的解釈と透水係数テンソルの測定法	1995	土木学会論文集
42	Oda, M. Kanamaru, M. and Iwashita, K.	Hydrodynamic dispersion in cracked media	1996	Soils and Foundations
22	吉田秀典・糸山 豊・堀井秀之	空洞掘削に伴う不連続性岩盤の変形 と浸透流の連成解析	1999	応用力学論文集
23	Golshani, A., Okui, Y., Oda, M. and Takemura, T.	A micromechanical model for brittle failure of rock and its relation to crack growth observed in triaxial compression tests of granite	2006	Mechanics of Materials
43	Golshani, A., Oda, M., Okui, Y., Takemura, T. and Munkhtogoo, E.	Numerical simulation of the excavation damaged zone around an opening in brittle rock	2007	International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences
44	Wang, Z., Rutqvist, J., Wang, Y. and Dai, Y.	Effect of Stress on Flow and Transport in Fractured Rock Masses Using a Modified Crack Tensor Theory	2012	Tech Science Press SL
45	Rutqvist, J., Leung, C., Hoch, A., Wanga, Y., Wanga, Z.	Linked multicontinuum and crack tensor approach for modeling of coupled geomechanics, fluid flow and transport in fractured rock	2013	Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering
46	Lang, P. S., Paluszny, A. and Zimmerman, R. W.	Permeability tensor of three-dimensional fractured porous rock and a comparison to tracemap predictions	2014	Journal of Geophysical Research: Solid Earth
47	Wang, Z., Rutqvist, J., Wang, Y., Leung, C., Hoch, A. and Dai, Y.	The Effect of stress on flow and transport in fractured rock masses using an extended multiple interacting continua method with crack tensor theory	2014	Nuclear Technology
48	Ghahfarokhi, P. K.	The structured gridding implications for upscaling model discrete fracture networks (DFN) using corrected Oda's method	2017	Journal of Petroleum Science and Engineering

1.2.1.2.4 石英脈として固定された過去の開口亀裂の透水係数推定—延岡衝上断層の石英脈—

本項では、1.2.1.2.2 項で扱ったクラックテンソルに基づく透水テンソルモデルについて、宮崎県の延岡衝上断層沿いに見られる石英脈に適用した解析例を示す。延岡衝上断層は、紀伊半島から九州まで約 600 km 続く大規模な地質断層であり、四万十帯北帯と南帯を境する地質境界である (図 1.2.1.2-2; Kondo *et al.*, 2005<sup>49</sup>)。延岡衝上断層周辺では、延岡衝上断層の活動 (すべり) によって、蓄積していた逆断層形成応力場が解放され、一時的に正断層形成応力場となり (Otsubo *et al.*, 2016<sup>50</sup>) ; 1.2.1.3 項参照), この正断層形成応力場のもとで開口クラックが形成され、その後石英で充填され脈鉱物として残存したと考えられている (Saishu *et al.*, 2017<sup>51</sup>)。

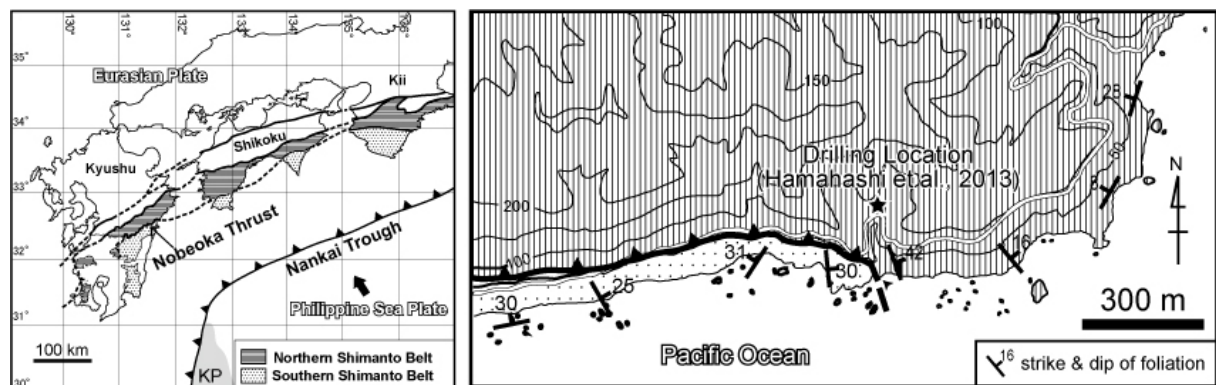


図 1.2.1.2-2 宮崎県延岡衝上断層周辺の地質図 (Kondo *et al.*, 2005<sup>49</sup>)に一部加筆)

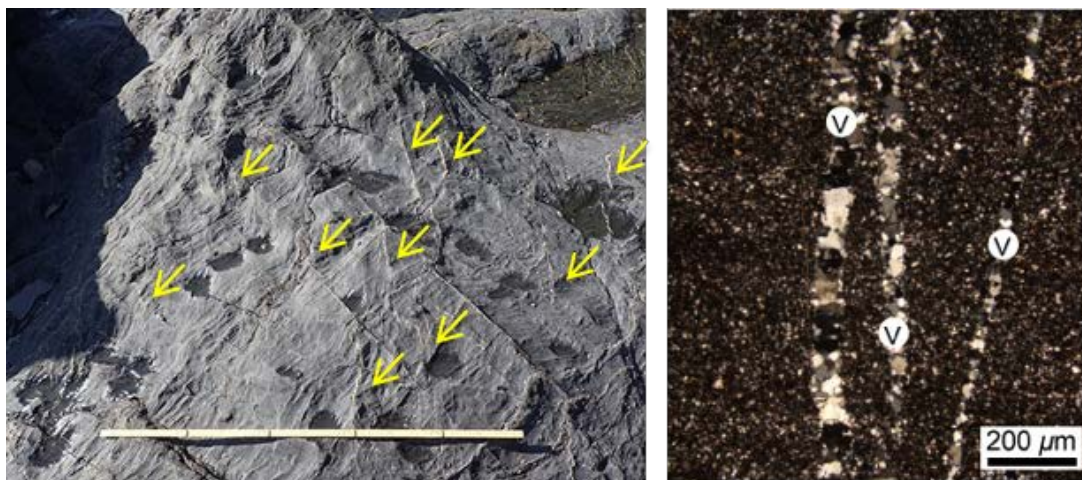


図 1.2.1.2-3 宮崎県延岡衝上断層周辺の石英脈の露頭写真（左の黄色矢印）と薄片写真（右）

露頭 (図 1.2.1.2-3) から取得されたデータは石英脈の走向傾斜, 幅, トレース長さ等である。それぞれのデータを図 1.2.1.2-4 に示す。これらの石英脈は北東-南西走向で傾斜が高角なものが多い (図 1.2.1.2-4a)。石英脈の長さとは幅は, それぞれ, 平均で約 7.4 cm および約 52 μm である (図 1.2.1.2-4b,c; Saishu et al., 2017<sup>51</sup>) に一部データ追加)。長さとは幅の平均から求められるクラックのアスペクト比 (幅/長さ) は約 0.0007 となる。これらのデータを用いて, (15)式において  $i=j=2$  (2次元平面) とし,  $\eta$ ,  $\rho$ ,  $\langle r^5 \rangle$  を代入した。ここで,  $\rho$  は 1m×1m に 78 条の脈があることを使い求めた。また, (15)式における  $N_{ij}$  は走向傾斜の測定値があるため, 3次元で決めることができるが, ここでは 2次元平面での透水係数の推定を行うため, 走向のみを使い走向方向のベクトルを使い  $N_{ij}$  を定義した。その結果,  $N_{ij}$  は以下のように得られた。

$$N_{ij} = \begin{pmatrix} N_{11} & N_{12} \\ \text{Symm.} & N_{22} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.779 & 0.341 \\ \text{Symm.} & 0.221 \end{pmatrix}$$

次に, 表 3 に示すパラメータを用いることで透水テンソル  $k_{ij}$  は以下のように算出された。

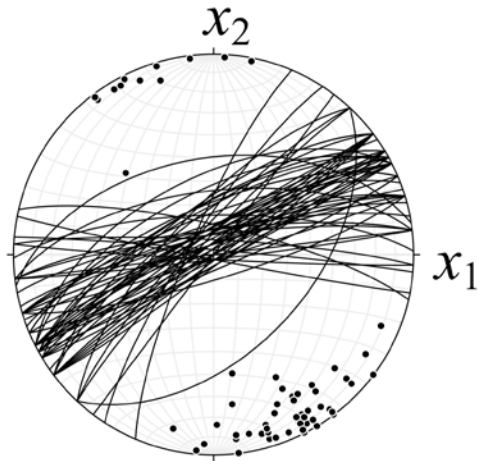
$$k_{ij} = \begin{pmatrix} 6.01 \times 10^{-14} & 2.63 \times 10^{-14} \\ \text{Symm.} & 1.70 \times 10^{-14} \end{pmatrix} m^2$$

ここで,  $\lambda$  は Oda et al. (2002a)<sup>5)</sup> による花崗岩の実測値  $3.27 \times 10^{-3}$  を用いている。また,  $k_{12}$  は負になるが, ここでは, 絶対値の値として記述してある。この  $k_{ij}$  は浸透率であるため, 透水係数  $K_{ij}(m/s)$  にするためには動粘性係数と重力加速度を使い変換する必要がある。ここでは, Saishu et al. (2017)<sup>51)</sup> で地球化学的に推定された石英脈の生成温度 250°C における水の動粘性係数  $1.31 \times 10^{-7} m^2/s$  を用いて  $K_{ij}$  を以下のように求めた。

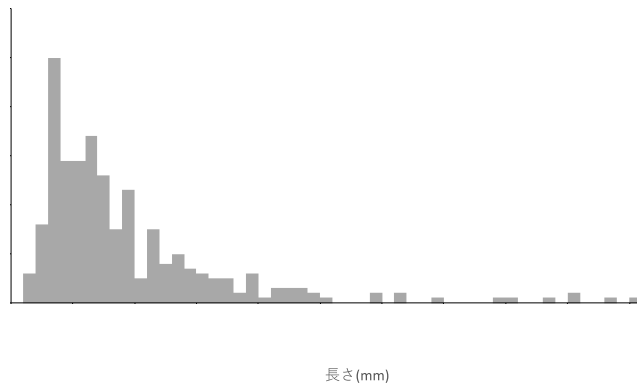
$$K_{ij} = \begin{pmatrix} 4.49 \times 10^{-6} & 1.96 \times 10^{-6} \\ \text{Symm.} & 1.27 \times 10^{-6} \end{pmatrix} m/s$$

表 1.2.1.2-3 透水係数への変換に用いた計算パラメータ

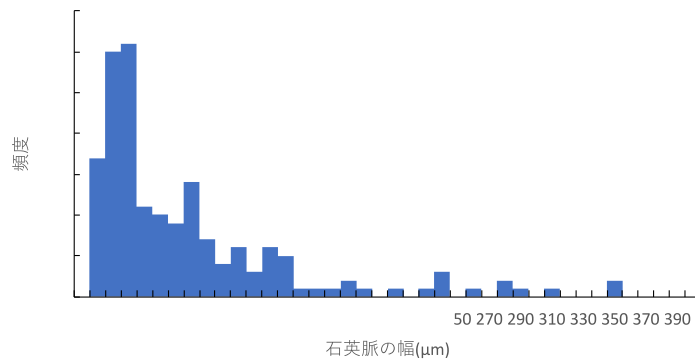
$\eta^3$	$2.08 \times 10^{-03}$
$\langle r^5 \rangle$	$1.60 \times 10^{-05}$
$\rho$	78
N11	0.779
N22	0.221
N12	0.341
動粘性係数[ 250°C ]	$1.31 \times 10^{-07}$



(a) 走向傾斜のステレオネット下半球等積投影への投影 (n=83)



(b) 石英脈の長さ (n=322)



(c) 石英脈の幅 (n=177)

図 1.2.1.2-4 延岡衝上断層の石英脈の幾何学情報

また、連結性の指標である  $\lambda$  を 1 とした場合、すなわち全てのクラックが透水に関連しているとした場合、 $k_{ij}$ ,  $K_{ij}$  はそれぞれ以下の通りになる。

$$k_{ij} = \begin{pmatrix} 1.84 \times 10^{-11} & 8.04 \times 10^{-12} \\ \text{Symm.} & 5.21 \times 10^{-12} \end{pmatrix} m^2$$

$$K_{ij} = \begin{pmatrix} 1.37 \times 10^{-3} & 6.00 \times 10^{-4} \\ \text{Symm.} & 3.89 \times 10^{-4} \end{pmatrix} m/s$$



ここで、連結性の指標  $\lambda$  はクラック密度の関数となるとされているが (Oda, 1987<sup>20)</sup> その実測例は少ない。  $\lambda$  の違いで推定値に数オーダーの誤差がでてくるため、数値計算やクラックの幾何学情報が既知の試料でのさらなる検討が必要であろう。 Oda et al. (2002a)<sup>5)</sup> による実測の  $\lambda$  は封圧下で脆性破壊をした試料の透水係数と薄片観察により決まったクラックの幾何学情報に基づいたものであるため、一定の信頼度はあるものと考えられる。しかしながら、石英脈を使った推定においては、すべてのクラックが透水に関与しているはずであるため、  $\lambda=1$  を使うのが妥当であるかもしれない。

この解析例では、一断面の情報のみを使って2次元の透水テンソルの算出を行なったが、走向傾斜データがあるため、3次元の  $N_{ij}$  を決めることができる。しかしながら、クラックを円盤近似して3次元のクラック分布を考えると、一断面で見られるクラックのトレースからそのクラック直径分布を求めるには、多くの仮定が必要となる。精度を上げるためには、さらに異なる断面でのクラックのトレース長さの情報が必要である。しかしながら、Takemura & Oda (2004)<sup>10)</sup> によれば異方性が小さい場合は一断面でも十分な領域 (REV:代表要素体積を満たしている) で調査を行えばクラック直径分布は推定可能であるとしている。また、 $F_0$  と  $N_{ij}$  を個別に求めているが、これは、クラックの走向傾斜と長さ、開口幅が統計的に独立であるという仮定に基づいているため、その検証も必要であろう。そのためには、クラックごと、ここでは石英脈ごとに走向傾斜、長さ、開口幅を測定しておく必要がある。

$F_{ij}$  と  $F_{ijkl}$  とクラックの剛性  $h$  と  $g$  が決まれば、(9)式より開口幅の封圧依存性を推定することが可能となる。開口幅の封圧依存性を得ることができれば、現在地表で観察できるクラックが深部にあった時の透水係数が推定可能となる。ここで、 $F_{ijkl}$  は4階のクラックテンソルであり、 $F_{ij}$  を決めることができれば決定できるものである。しかしながら、 $h=g$  を仮定すれば、 $h=g=2E/\pi$  の弾性解(Oda, 1984<sup>1)</sup>) が得られていることより(9)式は  $F_{ij}$  のみで決めることができる。このようにクラックもしくは脈を含む岩盤・岩石を等価線形異方弾性体とすることで開口幅の封圧依存性を推定することが可能となる。しかし、多田・小田(2007)<sup>13)</sup> でも指摘されているように、断層のような領域を横断するような不連続面はクラックテンソルの適用から外れており、ジョイント要素などで置き換えて解析する必要があることに注意しなければならない。

#### 【引用文献】

- 1) Oda, M. (1984) Similarity rule of crack geometry in statistically homogeneous rock masses, *Mechanics of Materials*, 3, 119-129.
- 2) Oda, M. (1982), Fabric tensor for discontinuous geological materials, *Soils and Foundations*, 22, 96-108.
- 3) Robinson, P. C. (1984) Connectivity, flow and transport in network models of fractured media. Ph. D. dissertation, Oxford Univ., Oxford, 1984.
- 4) Suzuki, K., Oda, M., Yazmazaki, M. and Kuwahara, T. (1998) Permeability changes in granite with crack growth during immersion in hot water, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 35(7), 907-921.
- 5) Oda, M., Katsube, T. and Takemura, T. (2002a) Microcrack evolution and brittle failure of Inada granite in triaxial compression tests at 140 MPa, *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), ECV 9-1-17.
- 6) Oda, M., Takemura, T. and Aoki, T. (2002b) Damage growth and permeability change in

- triaxial compression tests of Inada granite, *Mechanics of Materials*, 34, 313-331.
- 7) Kanatani, K. (1985) Measurement of crack distribution in a rock mass from observation of its surface, *Soils & Foundations*, 25, 77-83.
  - 8) Oda, M. (1994) Stereology on Crack Geometry, *Research of Pattern Formation*, edited by R. Takaki, 517-535.
  - 9) 竹村貴人・小田匡寛 (2002) マイクロクラックの3次元構造解析による花崗岩質岩石の脆性破壊機構, *地質学雑誌*, 108, 453-464.
  - 10) Takemura, T. and Oda, M. (2004) Stereology-based fabric analysis of microcracks in damaged granite, *Tectonophysics*, 387, 131-150.
  - 11) Takemura, T. and Oda, M. (2005) Changes in crack density and wave velocity in association with crack growth in triaxial tests of Inada granite, *Journal of Geophysical Research*, 110(B05401) 1-14.
  - 12) 山辺 正・原 夏生・小田匡寛 (1987) クラックテンソルによる節理性岩盤の弾性変形解析と入力パラメーターの決定に関する研究, *土木学会論文集*, 382, 121-130.
  - 13) 多田浩幸・小田匡寛 (2007) 岩盤不連続面の剛性が空洞周辺岩盤の変形挙動に与える影響, *土木学会論文集 C*, 63(2), 447-466.
  - 14) Schreiber, E., Anderson, O. L. and Soga N. (1973) *Elastic constants and their measurement*. McGraw-Hill, New York.
  - 15) Panaghi, K., Golshani, A., Sato, M., Takemura, T. and Takahashi, M. (2018) Crack tensor-based evaluation of inada granite behavior due to damage under true-triaxial testing condition, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 106, 30-40.
  - 16) 林 為人・高橋 学 (1999) 高温履歴を有する稲田花崗岩の透水係数と等価管路モデルに基づく評価, *応用地質*, 40(1), 25-35.
  - 17) 林 為人・高橋 学・西田 薫・張 銘 (1999) 透水挙動に関する等価管路モデルおよび堆積岩への適用例, *応用地質*, 29(6), 535-539.
  - 18) Snow, D. T. (1969) Anisotropic permeability in fractured media. *Water Resources Res.*, 5: 1273-1289.
  - 19) Oda, M. (1985) Permeability tensor for discontinuous rock masses, *Geotechnique*, 35(4), 483-495
  - 20) Oda, M., Hatsuyama, Y. and Ohnishi, Y. (1987) Numerical experiments on permeability tensor and its application to jointed granite at Stripa Mine, Sweden, *Journal of Geophysical Research*, 92(B8), 8037-8048.
  - 21) 中屋眞司・西垣 誠 (1995) 異方性岩盤におけるルジオン試験の理論的解釈と透水係数テンソルの測定法, *土木学会論文集*, 511, 23-24.
  - 22) 吉田秀典・糸山 豊・堀井秀之 (1999) 空洞掘削に伴う不連続性岩盤の変形と浸透流の連成解析, *応用力学論文集*, 2, 325-334.
  - 23) Golshani, A., Oda, M., Okui, Y., Takemura, T. and Munkhtogoo, E. (2007) Numerical simulation of the excavation damaged zone around an opening in brittle rock, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 44, 835-845.
  - 24) 平間邦興・丸山 誠・桑原 徹・鈴木健一郎 (1990) 不連続性岩盤の亀裂評価と透水性, *大林組技術研究所報*, 40, 1-11
  - 25) 岡本 淳・有元 平・山本和彦・大津宏康 (1993) 菊間地下石油備蓄基地建設工事での空

- 洞掘削に伴う地下水挙動に関する検討, 土木学会論文, 480(VI-21), 33-42.
- 26) 中屋眞司・金谷賢生・長谷川明生・平山鉄浩 (1995) 亀裂性岩盤の透水係数テンソルの測定と水理的等価亀裂開口幅, 地下水学会誌, 37(1), 13-29.
- 27) Brown, S., Boneau, T., Harstad, H., Holcomb, D., Lorenz, J., Teufel, L., Warpinski, N. and Christopher, Y. (1995) Geotechnology for low-permeability gas reservoirs, Narutal Gas RD&D Contractor's Review Meeting, DE-AC04-94AL85000, 1-15
- 28) Brown, R. S. and Bruhn, R. L. (1998) Fluid permeability of deformable fracture networks, Journal of Geophysical Research, 103(B2), 2489-2500.
- 29) 石井 卓・郷家光男・桜井英行・里 優・木下直人・菅原健太郎 (2002) 仮想割れ目モデルによる空洞周辺岩盤の透水性変化予測手法, 土木学会論文集, 715 /Ⅲ60, 237-250.
- 30) 郷家光男・多田浩幸・瀬野康弘・中間茂雄・佐藤稔紀 (2006) 瑞浪超深地層研究所の研究坑道における掘削損傷領域を考慮した掘削影響解析, トンネル工学論文集, 16, 35-4.
- 31) Ioannou, S. E. and Spooner, E. T. C. (2007) Fracture analysis of a volcanogenic massive sulfide-related hydrothermal cracking zone, Upper Bell River Complex, Matagami, Quebec: Application of permeability tensor theory, Economic Geology, 102, 667-690.
- 32) 山崎雅直・津坂仁和・大谷達彦・進士正人 (2015) クラックテンソルによる現場スケールにおける透水係数の評価, 土木学会論文集 F2, 71(1), 1-10.
- 33) Panza, E., Agosta, F., Rustichelli, A., Zambrano, M., Tondi, E., Prosser, G., Giorgioni, M. and Janiseck, J. M. (2016) Fracture stratigraphy and fluid flow properties of shallow-water, tight carbonates: The case study of the Murge Plateau (southern Italy), Marine and Petroleum Geology, 73, 350-370.
- 34) Healy, D., Rizzo, R. E., Cornwell, D. G., Farrell, N. J. C., Watkins, H., Timms, N. E., Gomez-Rivas, E. and Smith, M. (2017) FracPaQ: A MATLAB™ toolbox for the quantification of fracture patterns, Journal of Structural Geology, 95, 1-16.
- 35) Fang, Y., Elsworth, D. and Cladouhos, T. T. (2018) Reservoir permeability mapping using microearthquake data, Geothermics, 72, 83-100.
- 36) 桑原 徹・鈴木健一郎・並木和人 (2003) コア試料・検層データを利用したクラックテンソルの算出と岩盤特性評価, 第 38 回地盤工学研究発表, 65-66.
- 37) 松井裕哉・丹野剛男・平野 享・郷家光男・熊坂博夫・多田浩幸・石井 卓 (2010) クラックテンソルによる瑞浪超深地層研究所研究坑道の掘削影響予測解, 2010, JAEA-Research, 87p.
- 38) Wu, C-N., Yang, C-M., Wu, W-J. and Dong, J-J. (2015) Dominating factors of the wave velocity anisotropy for TCDP borehole, 10th Asian Regional Conference of IAEG, 1-8.
- 39) 西垣 誠・中屋眞司・河野伊一郎 (1991) 原位置における亀裂性岩盤の3次元異方透水係数の測定法に関する一提案, 土質工学会論文報告集, 31(3), 185-199.
- 40) 中屋眞司・西垣 誠・河野伊一郎 (1992) 亀裂方位情報を利用したクロスホール試験による岩盤の三次元透水パラメータの測定法, 地下水学会誌, 34(2), 81-98.
- 41) Zhang, X. and Sanderson, D. J. (1995) Anisotropic features of geometry and permeability in fractured rock masses, Engineering Geology, 40, 65-75.
- 42) Oda, M. Kanamaru, M. and Iwashita, K. (1996) Hydrodynamic dispersion in cracked media, Soils and Foundations, 36(2), 69-80.

- 43) Golshani, A., Okui, Y., Oda, M. and Takemura, T. (2006) A micromechanical model for brittle failure of rock and its relation to crack growth observed in triaxial compression tests of granite, *Mechanics of Materials*, 38, 287-303.
- 44) Wang, Z., Rutqvist, J., Wang, Y. and Dai, Y. (2012) Effect of Stress on Flow and Transport in Fractured Rock Masses Using a Modified Crack Tensor Theory, *Tech Science Press SL*, 7(2), 105-116.
- 45) Rutqvist, J., Leung, C., Hoch, A., Wang, Y., Wang, Z. (2013) Linked multicontinuum and crack tensor approach for modeling of coupled geomechanics, fluid flow and transport in fractured rock, *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 5, 18-31.
- 46) Lang, P. S., Paluszny, A. and Zimmerman, R. W. (2014) Permeability tensor of three-dimensional fractured porous rock and a comparison to tracer predictions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 6288-7307.
- 47) Wang, Z., Rutqvist, J., Wang, Y., Leung, C., Hoch, A. and Dai, Y. (2014) The effect of stress on flow and transport in fractured rock masses using an extended multiple interacting continua method with crack tensor theory, *Nuclear Technology*, 187(2), 1-26.
- 48) Ghahfarokhi, P. K. (2017) The structured gridding implications for upscaling model discrete fracture networks (DFN) using corrected Oda's method, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 153, 70-80.
- 49) Kondo, H., Kimura, G., Masago, H., Ohmori-Ikehara, K., Kitamura, Y., Ikesawa, E., Sakaguchi, A., Yamaguchi, A., and Okamoto, S. (2005) Deformation and fluid flow of a major out-of-sequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan. *Tectonics*, 24. <https://doi.org/10.1029/2004TC001655>
- 50) Otsubo, M., Miyakawa, A., Kawasaki, R., Sato, K., Yamaguchi, A., and Kimura, G. (2016) Variation of stress and pore fluid pressure using vein orientation along seismogenic megasplay fault - example of Nobeoka Thrust, southwestern Japan. *Island Arc*, 25, 421-432.
- 51) Saishu, H., Okamoto, A., and Otsubo, M. (2017) Silica precipitation potentially controls earthquake recurrence in seismogenic zones. *Scientific Reports*, 7, 13337.

1.2.1.3 断層活動に伴う応力・Dilation Tendency・地下水流動特性の変化

1.2.1.3.1 延岡衝上断層周辺の逆断層活動に伴う応力場の変化と開口亀裂の形成

1.2.1.2.4 項では、宮崎県延岡衝上断層周辺の石英脈を対象に、過去に開口クラックとして存在した状態における透水係数を推定した。ここでは、延岡衝上断層を対象に、開口亀裂形成時の応力と Dilation Tendency について検討する。

1.2.1.2.4 項で述べたように、延岡衝上断層は、紀伊半島から九州まで約 600 km 続く大規模な断層であり、四万十帯北帯と南帯を境する地質境界である (図 1.2.1.2-2; Kondo *et al.*, 2005<sup>1)</sup>). 延岡衝上断層は現在活動していない (活断層研究会, 1991<sup>2)</sup>). 延岡衝上断層周辺では、延岡衝上断層の活動 (すべり) によって、蓄積していた逆断層形成応力場が解放され、一時的に正断層形成応力場となり (図 1.2.1.3-1; Otsubo *et al.*, 2016<sup>3)</sup>), この正断層形成応力場のもとで開口クラックが形成され、その後石英で充填され脈鉱物として残存したと考えられている (図 1.2.1.2-3; Saishu *et al.*, 2017<sup>4)</sup>).

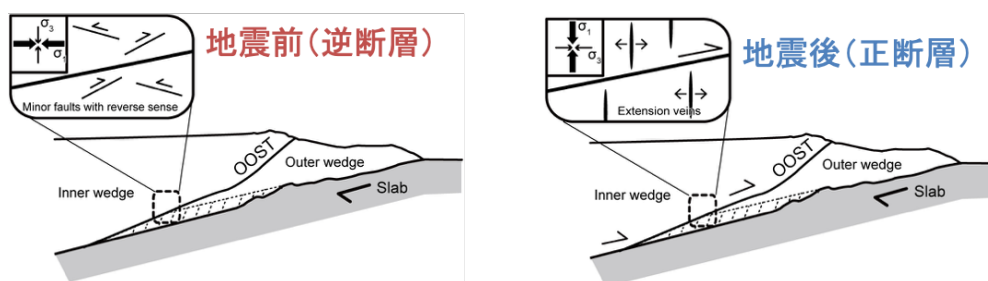


図 1.2.1.3-1 延岡衝上断層の運動前後の時期の2つのステージの応力場 (Kawasaki *et al.*, 2017<sup>5)</sup>; Otsubo *et al.*, 2016<sup>3)</sup>).

延岡衝上断層周辺の石英脈は北東-南西走向で傾斜が高角なものが多い。これらの石英脈 (83 条) の姿勢 (走向および傾斜) を下半球等積投影にプロットすると (図 1.2.1.3-2, これらの石英脈これらの石英脈の極は, Otsubo *et al.* (2016)<sup>3)</sup> で求めた正断層形成応力場の最小主応力  $\sigma_3$  軸の方向に集中する。クラックの面が周辺の地殻応力場の最小主応力  $\sigma_3$  に直交することに調和的である。

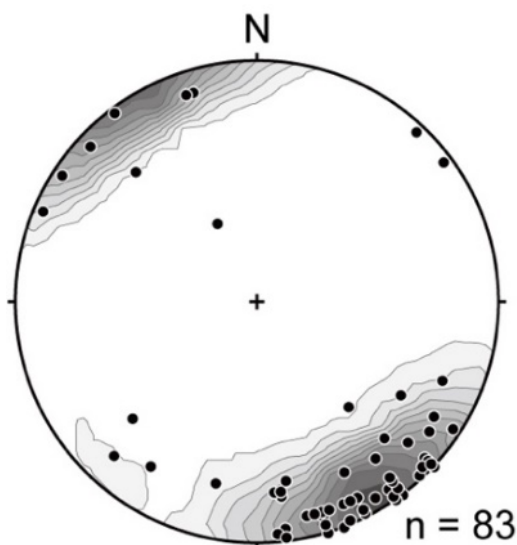


図 1.2.1.3-2 石英脈 (83 条) の姿勢 (走向および傾斜)。下半球等積投影。

ここで開口クラック形成の力学条件を整理する。クラックの面は最小主応力  $\sigma_3$  に直交する (図 1.2.1.3-3; Sato et al. 2013<sup>6)</sup>)。この時、クラックの面の極が最小主応力  $\sigma_3$  軸の方向を向く。開口クラックの形成はグリフィス理論 (図 1.2.1.3-4) に従うと、開口クラックはおおむね差応力が引っ張り強度の4倍以下でのみ形成され、それ以上の差応力では剪断が生じる。すなわち、非常に小さい差応力の条件下のもとで開口クラックは形成される。

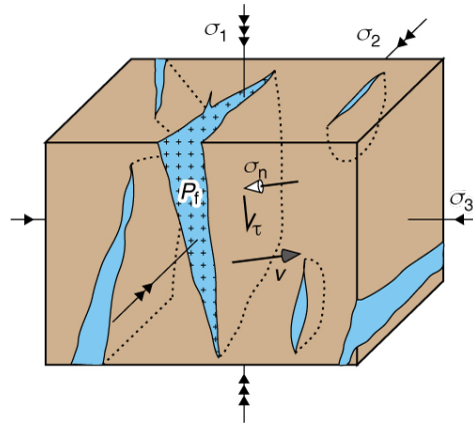


図 1.2.1.3-3 開口クラック形成を示す模式図 (Sato et al., 2013<sup>6)</sup>)。

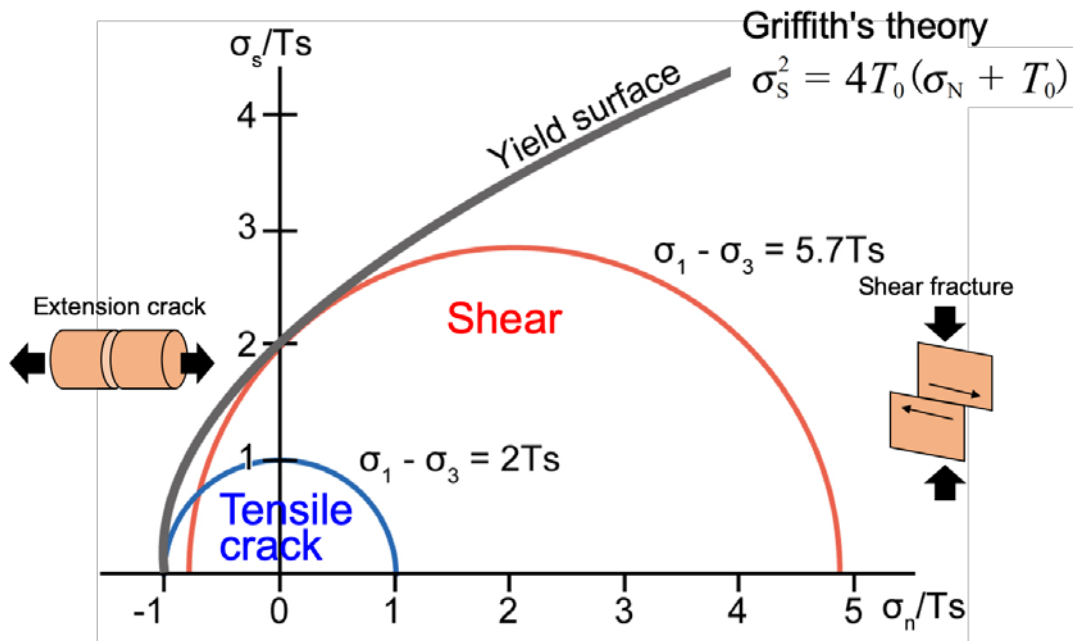


図 1.2.1.3-4 グリフィス理論での岩石の破壊を説明する図。

力学条件をモール円で示す。縦軸：剪断応力。横軸：垂直応力。

### 1.2.1.3.2 場の応力に対する Dilation Tendency (DT) の変化

延岡衝上断層の逆断層活動前後の時期の2つのステージの応力場を用いて、現在は石英で充填されているクラックの姿勢に対する Dilation Tendency (以下、DT; dilation はクラックの開き具合を示す) を計算し、それぞれの結果をステレオネット下半球等積投影に投影した (図 1.2.1.2-5)。DT は以下の式で示される (Ferrill et al., 1999<sup>7)</sup>)。

$$DT = (\sigma_1 - \sigma_n) / (\sigma_1 - \sigma_3)$$

$\sigma_1$  と  $\sigma_3$  はそれぞれ最大圧縮応力および最小圧縮応力を示し、 $\sigma_n$  はクラックの面に対する法線方向を示す。DT が 1 の場合はその場の応力場においてはクラックが最も開口しやすく、DT の値が 0 の場合はその場の応力場においてはクラックが最も開口しにくい (Ferrill *et al.*, 1999<sup>7)</sup>)。これは、亀裂や断層の dilation が、亀裂や断層の面に作用する有効法線応力の大きさに依存することを示す。

図 1.2.1.3-5 は、延岡衝上断層の逆断層活動前後の 2 つのステージの応力場に対する DT を 0 から 1 までをカラーで表示している。延岡衝上断層の運動前の応力は Kawasaki *et al.* (2017)<sup>5)</sup> を、運動後の応力は Otsubo *et al.* (2016)<sup>3)</sup> を使用した。これらの DT の解析結果と延岡衝上断層周辺の石英脈の姿勢の極を同じステレオネットに重ねると、ほとんどの石英脈の姿勢が逆断層活動後 (地震後) の応力場による DT が 0.9 を超えるものが多い一方、逆断層活動前 (地震前) の応力による DT では 0.5 を下回るものが多い (図 1.2.1.3-5)。この結果は、石英脈で充填された開口クラックの姿勢は逆断層活動後の応力場で開口しやすく、逆に逆断層活動前の応力場では開口しにくかったことを示す。

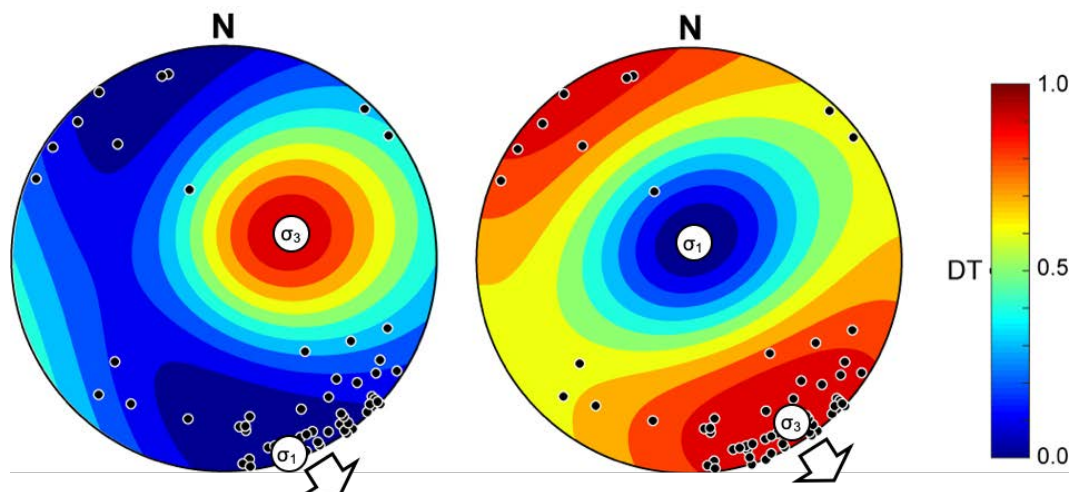


図 1.2.1.3-5 延岡衝上断層の逆断層活動前 (左) と逆断層活動後 (右) の 2 つのステージの応力場を用いた石英脈を充填するクラックに対する Dilation Tendency.

下半球等積投影。黒丸：延岡衝上断層周辺のクラックを充填する石英脈 (83 条) の姿勢。

白色矢印：延岡衝上断層の運動方向。

### 1.2.1.3.3 クラック・断層を介した流体の移動特性の検討

クラックが流体の移動経路となる場合、クラックの開き具合 (dilation, ダイレーション) は、クラックを流体が通りやすいかどうかを大きく左右する。1.2.1.2.2 項の (11) 式で表現されるように、クラックに沿う水の流れを平行板間 (開口幅  $t$ ) の層流と仮定すれば、その局所的な流速は  $t^2$  に比例する。クラックの開口幅は、クラックの開きやすさ (DT) に依存するため、結果としてクラックを介した流体の移動は DT に依存すると言うことができる。

クラックが流体の移動経路となった場合であっても、クラックの空隙を流れる間隙水から石英やカルサイト等の鉱物が晶出しクラックが閉塞され、流体の移動経路とならなくなることが考えられる。Saishu *et al.* (2017)<sup>4)</sup> は、延岡衝上断層周辺の石英脈について、石英脈が生成したと考えられる深さ 10 km、温度 250 °C の条件での計算を行い、延岡衝上断層で観察される平均サイズの石英脈 (長さ約 7 cm、開口幅約 50  $\mu\text{m}$ ) が形成されるのにかかる時間は 6~60 年程

度であり、比較的大きな亀裂でもほとんどが300年以下で石英脈になるとしている。この推定は中深度処分等で想定される温度・圧力条件よりも高温・高圧の条件であるため、中深度処分等で想定される温度・圧力条件下で、どのようにクラックの閉塞が進むかについて今後検討を進める必要がある。

#### 1.2.1.3.4 まとめと今後の課題

場の応力に対するDTの変化とDTに基づく割れ目を介した流体移動特性の検討として、DTの変化に応じた岩石中の流体移動の方向性を検討した。断層活動に伴う応力・DT・流体移動特性の評価手法の検討の、現時点における今後の課題を以下に挙げる。

1. 割れ目を介した流体移動特性の評価では、多くの変形履歴を持ち、異なるクラックパターンが想定される地下環境を踏まえる必要がある。
2. DTに基づく割れ目を介した流体移動特性については、まずは単純なクラック配置の中で応力変化によってどの程度のDTの振れ幅があるかを検討する。
3. クラック密度や分布と透水性の関係を評価する上で、均一でない岩体が均一ではないことを踏まえつつ、方向・傾斜・幅のバリエーションをダメージの履歴として捉え、ダメージの累積がどのように影響があるか、クラックの差別化、どのグループのクラック群が流体移動に効くか？を検討する。その際は、クラック、密度分布との比較、ミクロスケールでの評価(CTスキャン)が有効である可能性がある。
4. 地下の水循環プロセスでのクラックの効果について、地下の水循環プロセスの中でクラックの存在がどのように影響があるのかを考える。
5. モデル・フィールドとして取り上げた延岡衝上断層については、延岡衝上断層の断層帯本体や延岡衝上断層からの距離に応じた変化を踏まえながら、DTの変化に応じた岩石中の透水性の変化を検討する。延岡衝上断層の断層帯の幅は上盤および下盤ともに約200mである(Kondo *et al.*, 2005<sup>1)</sup>).

#### 【引用文献】

- 1) Kondo, H., Kimura, G., Masago, H., Ohmori-Ikehara, K., Kitamura, Y., Ikesawa, E., Sakaguchi, A., Yamaguchi, A., and Okamoto, S. (2005) Deformation and fluid flow of a major out-of-sequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan. *Tectonics*, 24. <https://doi.org/10.1029/2004TC001655>
- 2) 活断層研究会 (1991) 新編日本の活断層 分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 3) Otsubo, M., Miyakawa, A., Kawasaki, R., Sato, K., Yamaguchi, A., and Kimura, G. (2016) Variation of stress and pore fluid pressure using vein orientation along seismogenic megasplay fault - example of Nobeoka Thrust, southwestern Japan. *Island Arc*, 25, 421–432.
- 4) Saishu, H., Okamoto, A., and Otsubo, M. (2017) Silica precipitation potentially controls earthquake recurrence in seismogenic zones. *Scientific Reports*, 7, 13337.
- 5) Kawasaki, R., Hamahashi, M., Hashimoto, Y., Otsubo, M., Kitamura, Y., Yamaguchi, A., Kameda, J., Hamada, Y., Fukuchi, R., and Kimura, G. (2017) Temporal stress variations along a seismogenic megasplay fault in the subduction zone: an example from the Nobeoka Thrust, southwestern Japan. *Island Arc*, 26, e12193.
- 6) Sato, K., Yamaji, A., and Tonai, S. (2013) Parametric and non-parametric statistical approaches to the determination of paleostress from dilatant fractures: Application to



an Early Miocene dike swarm in central Japan. *Tectonophysics*, 588, 69–81.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.008>

- 7) Ferrill, D. A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S., Armstrong, A., and Morris, A. P. (1999) Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada. *GSA Today*, 9(5), 1–8.

## 1.2 断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

### 1.2.2 岩盤中の弱面すべりに関する検討

#### 【実施内容】

実在する岩盤中には、断層面や層理面、あるいは地すべり面などの弱面が存在する。これらの弱面が重力ポテンシャルにより滑動する弱面すべりの危険性は、基本的には斜面安定解析により評価される。斜面安定解析にはすべり面の強度定数（ $c$  と  $\phi$ ）が必要とされ、一般的にはこれらの強度定数を一面せん断試験による取得する。しかし、既往の一面せん断試験装置では、止水の難しさなどからすべり面に間隙水圧を作用させながらせん断試験をすることが難しく、すべり面に作用する間隙水圧が適正に評価されていない可能性があった。

平成 31 年度は、せん断面にかかる間隙水圧の影響を検討するため、圧力容器の中で一面せん断試験が可能な一面せん断-透水試験用治具を作成し、既存の真 3 軸力学試験装置を用いてせん断面に間隙水圧を作用させながら一面せん断試験を行い、弱面すべりの評価に必要なすべり面の強度定数を取得する。また、現地調査による露頭観察や試験片の観察から、地すべり面の性状やミクロ的な変形・亀裂構造を把握する。

さらに、海底地すべり面にかかる上載荷重の影響を厳密に検討するため、垂直剛性を一定に制御できる一面せん断試験を長崎大学工学研究科への再委託により実施する。この再委託により実施する一面せん断試験では、ビデオ観察等により岩盤（供試体）内部の弱面のすべりによる岩盤内部構造のマクロ的な変形過程や力学的影響範囲を明らかにし、弱面すべり時の力学的挙動についても検討を行う。

これらを総合して、海底地すべり面等の弱面すべりの再滑動性について検討を行う。

#### 【成果】

##### 1.2.2.1 弱面すべりの評価手法に関する実験的検討

平成 30 年度の検討から、地すべり面が中深度処分区で考慮すべき期間（今後約 10 万年間）に再滑動する可能性を評価する際には、堆積時のすべり面の性状（未固結～半固結状態）を想定するよりも、今後 10 万年間に变化しうるすべり面の性状を考慮したうえで再滑動性を判断することが重要であることが分かった。また、現在陸化した海底地すべり面は見かけ上固結している可能性があるが、地すべり面と周辺岩盤との力学的・水理学的特性が異なれば、応力集中や過剰間隙水圧が生じうるため、地すべり面を含む周辺岩盤を総合的に評価する必要性についても整理した。特に、沿岸部の中深度処分埋設深度付近に分布する陸化した過去の海底地すべりを具体的な検討対象として、その海底地すべり面が今後 10 万年間の期間に再滑動を生じる自然条件を抽出した。海底地すべり面の再滑動に影響を与えるパラメータのうち（1）すべり面にかかる上載荷重、（2）せん断強度（地すべり面の性状を含む）及び周辺岩盤の力学特性、（3）作用しうる間隙水圧、について再滑動評価の指標として必要な視点を整理した。

このような考えのもと、平成 31 年度は、地すべり面と周辺岩盤との力学的・水理学的特性を評価するための手法として、2つの異なるタイプのせん断試験を行った。

- ①間隙水圧がせん断すべり挙動に与える影響を検討することを目的に、間隙水圧を作用させることのできる一面せん断試験用治具を作成し、試験を実施した。
- ②せん断面を有する岩石に対して上載荷重を厳密に制御した一面せん断試験を長崎大学への再委託で行った。固着域を有するすべり面や節理面・層理面等が連結した弱面すべり面におけるすべり破壊の進展を明らかにするため、模擬岩石供試体を作成し、一面せん断試験を行った。

以下に、各せん断実験の詳細を述べる。

### 1.2.2.2 せん断面（すべり面）に作用する間隙水圧の影響に関する実験的検討

間隙水圧の上昇による有効応力および破壊強度の低下については広く知られており，過剰な間隙水圧は断層等のすべりを引き起こす主要因の一つである．しかし，地すべり現場における間隙水圧の計測は難しく，間隙水圧と弱面のすべりについては詳細に検討することはできていない．また通常，安定解析において扱われる水圧は地すべりブロックの下面に働く作用力（水圧）として扱われているが，有効応力の原理に基づいて体積圧（間隙水圧と浮力）として扱われるべきである．

海底地すべり面の再滑動性を評価するための岩石試験としては，せん断荷重と垂直荷重を直接的に載荷することのできる一面せん断試験が適していると考えられる．既往の一面せん断試験では，止水の難しさなどからすべり面に高い間隙水圧を作用させる試験は一般的には行われておらず，すべり面に作用する間隙水圧が適正に評価されていない可能性がある．また，間隙水圧が繰り返し変動したときの透水特性を含む地すべり面及び地すべりブロックの挙動についても検討されていない．そのために，これらの課題に対応した海底地すべり面の再滑動性を評価するための一面せん断試験の実施が必要となる．

間隙水圧とせん断すべり挙動の検討を行っている最近の報告例として，三軸試験機に用いる円柱供試体のエンドピースを L 字型に加工し，食い違いうように配置して載荷する方法がある．Zhang *et al.* (2019)<sup>1)</sup> は，二酸化炭素を地中貯留層に注入するとき生じる断層の変動について，三軸試験機を利用し，円柱供試体を用いた一面せん断試験を行った（図 1.2.2.2-1a）．この実験では，超臨界状態における二酸化炭素の圧入が砂岩のすべり面のせん断挙動に与える影響について検討している．この研究で特徴的なことは，円柱供試体による食い違い型の一面せん断試験を採用していることであり，高圧・高温条件下における簡易な一面せん断試験の実施に成功している．結果として，せん断強度に与える影響は，水よりも二酸化炭素の弱化効果が大きく，摩擦係数が減少した．

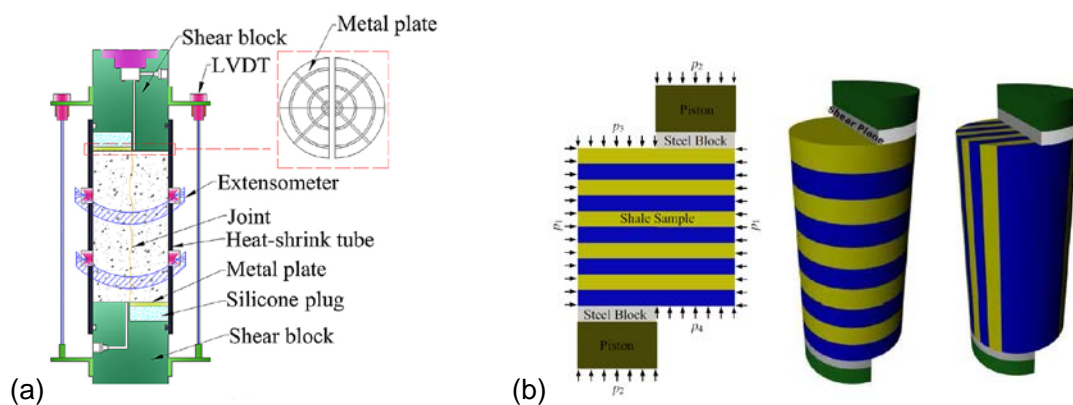


図 1.2.2.2-1 三軸試験機を用いた一面せん断試験の例.  
(a)砂岩(Zhang *et al.*, 2019<sup>1)</sup>), (b)頁岩 (Carey *et al.*, 2015<sup>2)</sup>)

Carey *et al.* (2015)<sup>2)</sup> はインタクトな頁岩の異方性に注目して円柱供試体を用いた一面せん断試験を実施している（図 1.2.2.2-1b, 図 1.2.2.2-2）．本実験においても，円柱供試体を用いた圧力容器の中における一面せん断試験を実施している．実験結果として，せん断応力がピークに達した後は，透水係数が上昇している．頁岩の異方性は，せん断破壊状況に大きく影響し，またせん断破壊後の透水係数にも影響していることを実験的に示した．

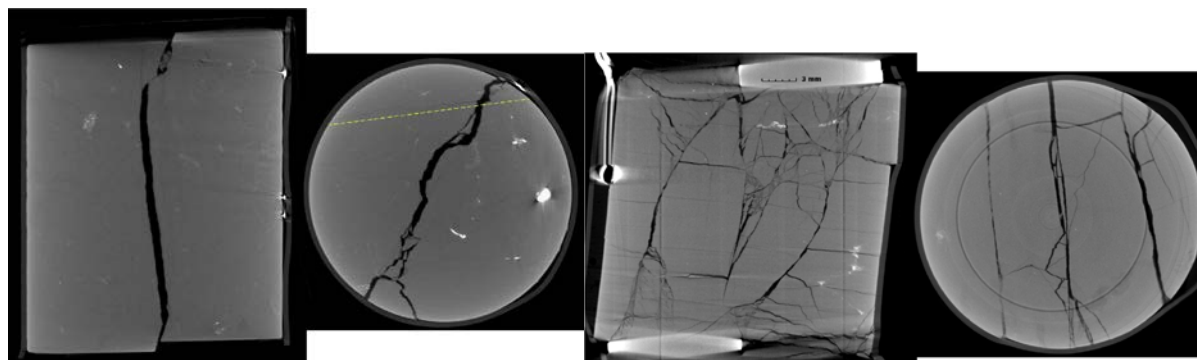


図 1.2.2.2-2 頁岩の異方性の違いによる破壊状況の違い (Carey et al., 2015<sup>2)</sup>)

Welch et al. (2020)<sup>3)</sup> は、せん断強さとせん断面の透水係数の関係について、セメント材料を用いて実験を行っている。サンプルは円柱供試体に加工されており、円柱半分がセメント材料、残りの半分が鋼材になっている。圧力容器内の封圧とせん断変形を制御することにより、セメントと鋼材の境界における剥離の粘着度と摩擦特性を調べている。本実験では、一面せん断試験中におけるセメント材料と鋼材の境界面の流量の変化を計測しており、せん断すべり前からすべり後までの水理特性の把握に成功している。

これらの既往の研究が示す通り、間隙水圧によるせん断すべりの影響についての実験的検討事例は少ない。また、後述するように、円柱供試体を一面せん断させるには喰い違いせん断荷重によるモーメントの発生を、垂直荷重（ここでは圧力容器内の封圧）によって解消されるべきであるが、そのような試みが適切に検討されているとは言い難い。そこで本研究では、産業技術総合研究所が所有する真三軸試験機を利用した一面せん断・透水試験を行い、間隙水圧がせん断挙動に与える影響について検討した。

#### 1.2.2.2.1 一面せん断一透水試験用治具及び装置の概要

##### 荷重載荷ユニット

本試験装置は、産業技術総合研究所が所有する真三軸試験機を利用した一面せん断・透水試験装置である（図 1.2.2.2-3）。真三軸試験機は、2 軸のピストン及び圧力容器によって 3 主応力軸に独立して荷重・変形を制御することが可能であり、岩石を変形・破壊させながら透水係数・間隙水圧を測定・制御できる。それぞれのピストンは、サーボコントロールシステムによって制御されている。アクチュエータ及びフレームの荷重容量は、鉛直 Z 方向は 2500kN、水平 Y 方向は 500kN である。本真三軸試験機を用いて、岩石の変形・透水に関する様々な研究が行われている (Sato et al., 2018<sup>4)</sup>; Panaghi et al., 2018<sup>5)</sup>。

本研究では、通常、真三軸変形試験に用いる角柱鋼材のエンドピース（図 4.2-5 を参照）の代わりに、L 字型のエンドピースを用いた（図 1.2.2.2-4）。供試体の上部と下部に L 字型エンドピースを食い違いに配置し、鉛直 Z 方向のピストンによりせん断荷重を載荷する（図 1.2.2.2-5）。水平 Y 方向のピストンによる荷重は、通常的一面せん断試験における垂直荷重に相当する。さらに、鉛直 Z 方向・水平 Y 方向に加え、封圧によって水平 X 方向の荷重を制御することが可能である。本試験では、それぞれの載荷方向の制御は以下のように行い、せん断面のすべり強度及び変位を計測した。

- ・鉛直 Z 方向はピストンのストローク変位を一定速度で載荷。
- ・水平 Y 方向は左右のピストンを一定荷重で載荷。
- ・水平 X 方向は封圧により一定荷重で載荷。

また、それぞれの荷重載荷方向の変位は 5 つの変位計（濱田電気社製 LDT）によって計測した（図 1.2.2.2-5b）。

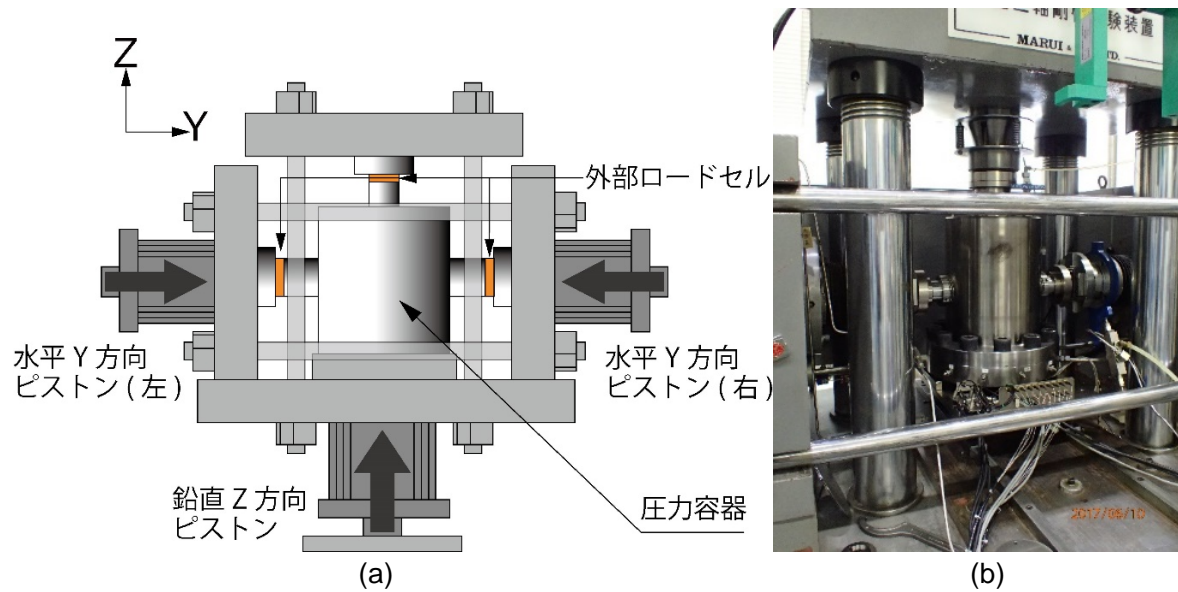


図 1.2.2.2-3 (a)真三軸試験装置の模式図。(b)真三軸試験装置の写真。  
鉛直 Z 方向ピストンによって鉛直 Z 方向荷重を、二つの左右の水平 Y 方向ピストンによって水平 Y 方向荷重を、压力容器内の油圧を上昇させることによって水平 X 方向荷重をそれぞれ载荷する。

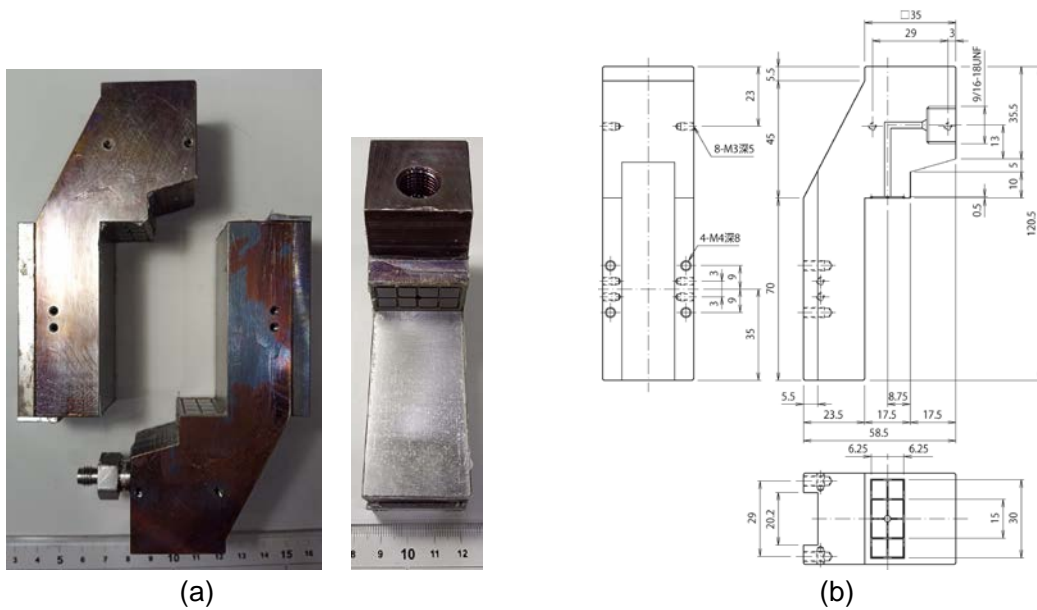


図 1.2.2.2-4 (a)L 字型エンドピースの写真, (b)L 字型エンドピース治具設計図。

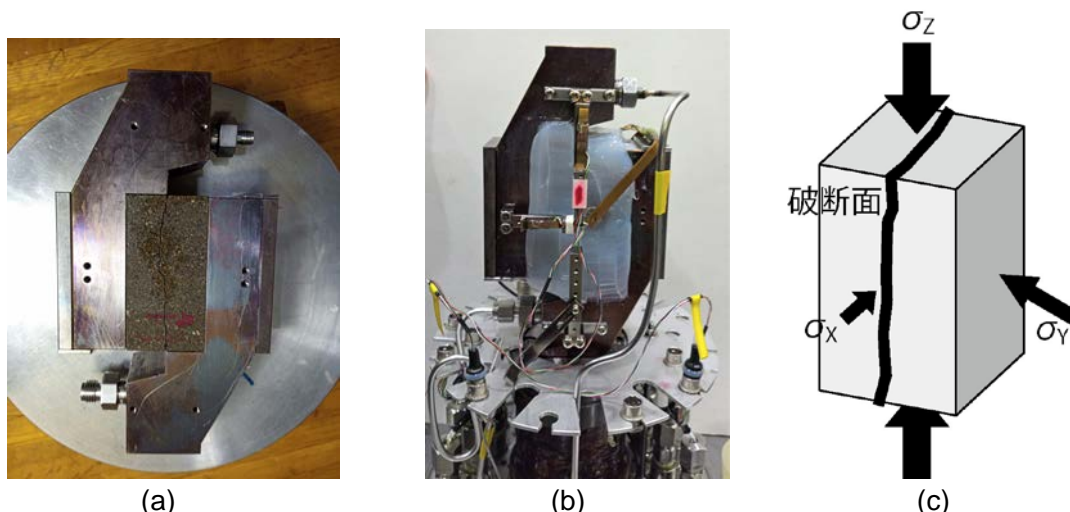


図 1.2.2.2-5 (a)食い違いに配置した L 字型エンドピースおよび岩石の配置, (b) シリコンによって被覆された岩石及びエンドピース, (c)岩石の破断面と荷荷の方向.

(b)では、鉛直 Z 方向の透水ライン及び変位計が設置されている。変位計は鉛直 Z 方向・水平 Y 方向にそれぞれ 2 つ(写真で見えている前面と背面)設置し、X 方向は中央に 1 つ設置されている。

### 透水試験ユニット

供試体は透水試験ユニットと透水ラインで接続されており、供試体内の圧力・流量は TELEDYNE ISCO 社製シリンジポンプ A (上流) 及びシリンジポンプ B (下流) によってそれぞれ制御する (図 4.2-4 を参照)。供試体下面から注水し、供試体上面へ排出する構造となっている。Li *et al.* (2002)<sup>6)</sup> や Sato *et al.* (2016<sup>7)</sup>, 2018<sup>4)</sup> が同様の透水ラインシステムを用いたものを報告している。本試験では、鉛直 Z 方向の透水係数を計測する。図 1.2.2.2-4a に示すように、岩石とエンドピースが接触する上流の入口と下流の出口には、流体用の溝が設置されている。岩石試料表面の被覆及び岩石試料とエンドピースの接合には、低粘性シリコン及びシリコンシーラントを使用した (図 1.2.2.2-5b)。試験中のリークは、透水ライン接続部分の繰り返し使用による劣化や摩耗を除けば、せん断面の端部が最も生じやすい。そのため低粘性シリコンを被覆し、さらに高粘性のシリコンシーラントを重ね塗りすることによって、ほとんどの実験においてリークを防ぐことができた。低粘性シリコン及びシリコンシーラントは変形に追随し、少なくとも 2.5mm までのせん断変位にも対応できることを実験により確認している。供試体は透水試験を行う場合は含水飽和状態であり、供試体内で水分量が一定になるように制御する。本試験では、すべり面のみの間隙水圧を上昇させることは想定しておらず、岩石全体の間隙水圧が一定になるように制御している。室内試験において、岩石供試体内の特定の場所における間隙水圧を制御・計測することは難しく、岩石供試体全体のバルクの評価を行うことになる。実際の地すべり面の空間的なスケールから考えると、実験で用いる供試体の全体の間隙水圧を制御することは、地すべりのアナログ実験としては妥当であると考えられる。すべり面に作用する間隙水圧分布の影響については、実験で再現することは難しいため、別途数値計算等による検討が望ましい。

### 本試験装置の利点

真三軸試験機は「三主応力方向の荷重を独立に制御することが可能」であり、地下の応力状況を模擬する上で有意性がある。この利点は一面せん断試験においても重要である。しかし、真三軸試験機を利用した一面せん断試験の検討はこれまでほとんど研究例がない。通常的一面せん断試験と比較したときの、真三軸試験機を利用した一面せん断試験についての利点を以下に挙げる。なお、本項で言及する「通常的一面せん断試験」とは、地盤工学会の「岩盤不連続

面の一面せん断試験方法」(地盤工学会,2009<sup>8)</sup>)で取り扱われているせん断箱を利用した一面せん断試験等のことを言う。

### 利点1：比較的高い間隙水圧の制御

本試験では比較的高い間隙水圧を一面せん断試験中に作用させることが可能である。通常の一面せん断試験では圧力容器を用いないため、間隙水圧は供試体周りの止水に用いるシリコンゴムやゲルシート等の止水性能に依存し、1MPa程度が限界である。一方、本試験装置は圧力容器の中でせん断を行うため、間隙水圧を圧力容器もしくは透水ラインの許容値(50MPa程度)まで作用させることが可能である。また、岩石を固定し載荷するために用いられるせん断箱は使用せず、L字型のエンドピースを用いてシリコンで被覆しているため止水時の被覆作業が簡易であり、変形時においても高い止水性能が期待できる。このように、本試験装置では、通常の一面せん断試験では再現できなかった比較的高い間隙水圧を作用させることが可能である。比較的高い間隙水圧の制御により、地下の間隙水圧の状態を模擬することが可能となり、廃棄物埋設深度程度の地下の状態を適切に検討することができる。

### 利点2：水平Y方向ピストンストロークによるモーメントの低減効果

室内で行うせん断実験では、せん断力によるモーメントが発生し、せん断面に与える影響が少なくないため、それを解消するような反力が必要である。通常の一面せん断試験では、せん断箱の下側もしくは上側から載荷することによってモーメントが打ち消される機構となっている。上下せん断箱の摩擦やモーメントによるせん断箱の傾斜を防ぐため、三笠ほか(1960)<sup>9)</sup>は改良型一面せん断試験機について提案している。一方、圧力容器を利用したL字型の一面せん断試験はこれまでに報告されているが、円柱供試体を用いたものがほとんどである。これらの試験機では、圧力容器の封圧を垂直荷重としている。垂直荷重がせん断荷重よりも十分大きければモーメントの打ち消しを期待できるが、通常、垂直荷重はせん断荷重よりも小さく、破壊後のサンプルを見てもモーメントの影響を大きく受け変形していることがわかる(図1.2.2.2-2)。一方、真三軸試験機では、岩石に比べると十分剛性の高いピストンストロークによってモーメントを打ち消している上、鋼材のエンドピースが鉛直荷重と垂直荷重を受ける場所が一体となっており、回転モーメントを打ち消すための工夫がされている。

### 利点3：封圧による最小主応力の制御

通常の一面せん断試験は、せん断箱によって供試体を載荷するため、せん断荷重方向及び垂直荷重方向に直行する側方の変形を拘束してしまう。ここでいう側方の方向とは、本試験では水平X方向(もしくは $\sigma_x$ 方向)に相当する(図1.2.2.2-5c)。また、水平X方向の岩石とせん断箱の摩擦の分布は均一ではなく、その計算も困難である。既往の研究(例えば、古谷ほか,2008<sup>10)</sup>など)でも、せん断箱内面と供試体周面との摩擦が、せん断挙動や強度に影響を与える可能性があることが指摘されている。古谷ほか(2008)<sup>10)</sup>は、カオリン粘土供試体に対して、せん断箱内面にオイルを塗布した状態で一面せん断試験を行い、せん断箱と供試体の周面摩擦特性とその影響について報告している。

一方、本実験に用いるL字型のエンドピースは、最小主応力となる水平X方向の拘束がない。加えて、封圧によって荷重を変化させることができるため、一定の圧力を与えることができる上、最小主応力の変化によるせん断挙動への影響を検討することが可能である。既往の一面せん断試験では、最小主応力がせん断挙動や透水係数に与える影響についてこれまで検討された例はほとんどなく、本実験装置はその影響を検討することができる。このような検討は、地下の応力場を適切に再現することにつながり、断層等の弱面すべりの力学的挙動の評価に役立てることができる。

1.2.2.2.2 一面せん断—透水試験 —実験法と実験結果—

岩石試料

本試験では、島根県宍道湖周辺に分布する来待砂岩を用いた。来待砂岩は基本的な岩石の特性が詳細に調べられており、力学及び水理学的な研究の試料として使われている。既往の研究として、水銀圧入式ポロシメータ及びX線CT構造解析による空隙構造(高橋ほか, 2011<sup>11)</sup>), 三軸圧縮及び伸張条件における強度・変形特性(高橋ほか, 2012a<sup>12)</sup>), 透水係数及び比貯留率の拘束圧・軸圧による変化(高橋ほか, 2012b<sup>13)</sup>), 割れ目の性状と形成メカニズム(藤井ほか, 2011<sup>14)</sup>), 力学異方性(藤井ほか, 2012<sup>15)</sup>)等の報告例がある。インタクトな試料における空隙率・透水係数はそれぞれ 21.3%・ $1.6 \times 10^{-11}$ である。岩石試料空隙率を, ASTM(American Society for Testing and Materials, 1999<sup>16)</sup>)により基準化された手法である水銀圧入式ポロシメータにより測定した。測定に使用した岩石片はそれぞれ  $1\text{cm}^3$ 程度の大きさである。図 1.2.2.2-6 は, 今回実験に用いたサンプルから採取した水銀圧入式ポロシメータ測定結果である。横軸に空隙直径( $\mu\text{m}$ )を log スケールでとり, 縦軸は空隙径ごとの試料の空隙量との相対比率を表している。2つの来待砂岩の空隙率は 19.16%及び 21.58%であり, 空隙径分布は  $0.52\mu\text{m}$  が最も多く, 頂点が2つあるバイモーダルな空隙径分布を示している。本結果は既往の報告と調和的である(高橋ほか, 2011<sup>11)</sup>)。

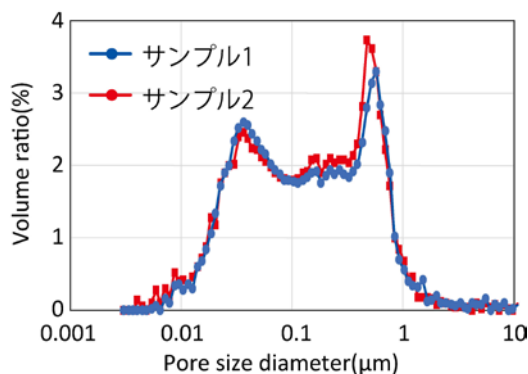


図 1.2.2.2-6 水銀圧入式ポロシメータによる空隙径分布

本実験では、インタクトな岩石状態から破壊させるのではなく、予めマクロなせん断面を有する岩石のすべり挙動について検討した。試料は、 $35\text{mm} \times 35\text{mm} \times 70\text{mm}(\text{h})$ の角柱試料を縦に半割し、中央部の  $35\text{mm} \times 70\text{mm}$  (長辺方向にせん断) をせん断面とした。実験パラメータはせん断面に対して垂直な拘束圧, せん断面のラフネス, 間隙水圧とした。せん断面は, 平滑な面と荒い面の 2 種類とした。平滑な面は研削盤を使用して可能な限りなめらかな面を作製し, 荒い面はたがねの打ち込みによって作製した。本実験では, 基本的な試験機の性能の確認とともに, せん断面にかかる間隙水圧の影響を検討することを目的に, 表 1.2.2.2.1-1 のケースについて試験を行った。

表 1.2.2.2-1 実験条件一覧

	せん断面のラフネス	垂直荷重 MPa (水平 Y 方向)	封圧 MPa (水平 X 方向)	間隙水圧 MPa	载荷速度 mm/min	透水係数測定方法
ケース 1	なし (平滑)	5.7	3.0	1	0.002	連続式フローポンプ法
ケース 2	なし (平滑)	8.0	6.0	1,2,3,4	0.02	フローポンプ法
ケース 3	あり (凸凹)	7.5	3.0	1	0.02	フローポンプ法



### 実験手順

実験の手順を以下に述べる。

- ① 予めイオン交換水に沈め、含水飽和させた供試体を、真三軸試験機にセットする。
- ② 水平 Y 方向のピストンにより荷重制御により設定荷重まで載荷する。
- ③ 水平 X 方向荷重である封圧を油圧により設定荷重まで載荷する。
- ④ 間隙水圧を所定値に設定する。
- ⑤ 鉛直 Z 方向のせん断荷重をストローク変位制御によって載荷する。
- ⑥ 幅広い透水係数の計測が行えるフローポンプ(下流側定圧制御)法による透水試験を行う。  
透水係数は、供試体の両端の水頭差の定常状態を確認した後、次式によって算出した。

$$k = \frac{qL}{AH} \quad (1)$$

ここで、 $k$  は供試体の透水係数 (m/s)、 $q$  は流量 (m<sup>3</sup>/s)、 $A$  は供試体の断面積 (m<sup>2</sup>)、 $H$  は供試体両端の水頭差 (m)、 $L$  は供試体の高さ (m) である。

### 実験結果：ケース 1

ケース 1 の実験結果として、せん断応力及び透水係数とせん断変位の関係を図 1.2.2.2-7 に示す。図 1.2.2.2-8 に実験に使用した岩石と、実験後圧力容器から取り出した岩石の様子を示す。

図 1.2.2.2-7 より、せん断変位 0.22mm でせん断応力 4.4MPa に達し、その後せん断応力はほぼ一定でせん断変位が増加した。せん断変位 1.34mm でピークせん断応力 4.6MPa に達した。せん断変位が 2.0mm を超えた段階で載荷を止めた。前述したように、垂直荷重及び封圧は荷重一定で制御しているため、せん断試験中はそれぞれ 5MPa 及び 3MPa で変化しない。

透水係数は、上流側を 0.005ml/min の流量一定で、下流側を 1MPa の圧力一定で制御し、せん断試験中も継続して差圧を計測した。せん断試験中においても、上流側と下流側の安定した差圧が計測できるように、ケース 1 のせん断変位速度は 0.002mm/min とした。透水係数はせん断応力載荷時に 2.97E-10(m/s)を示し、その後、せん断応力の増加とともに減少したあと、せん断応力が一定になるとともに、透水係数の減少率も減少した。せん断変位 1.74mm で、透水係数の最小値 1.31E-10(m/s)を示した。実験の結果は、マクロなせん断面を有する岩石の透水性がせん断応力と密接に関係していることを示した。

図 1.2.2.2-8b に、載荷装置から取り外した後の除荷された岩石の状態を示す。せん断面の端部がシリコンによって適切に止水され間隙水圧の上昇にも耐える被覆になっていることがわかる。

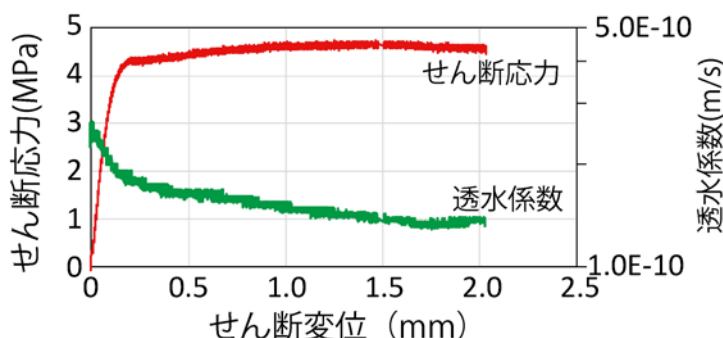


図 1.2.2.2-7 ケース 1 におけるせん断応力および透水係数（対数表示）-せん断変位関係

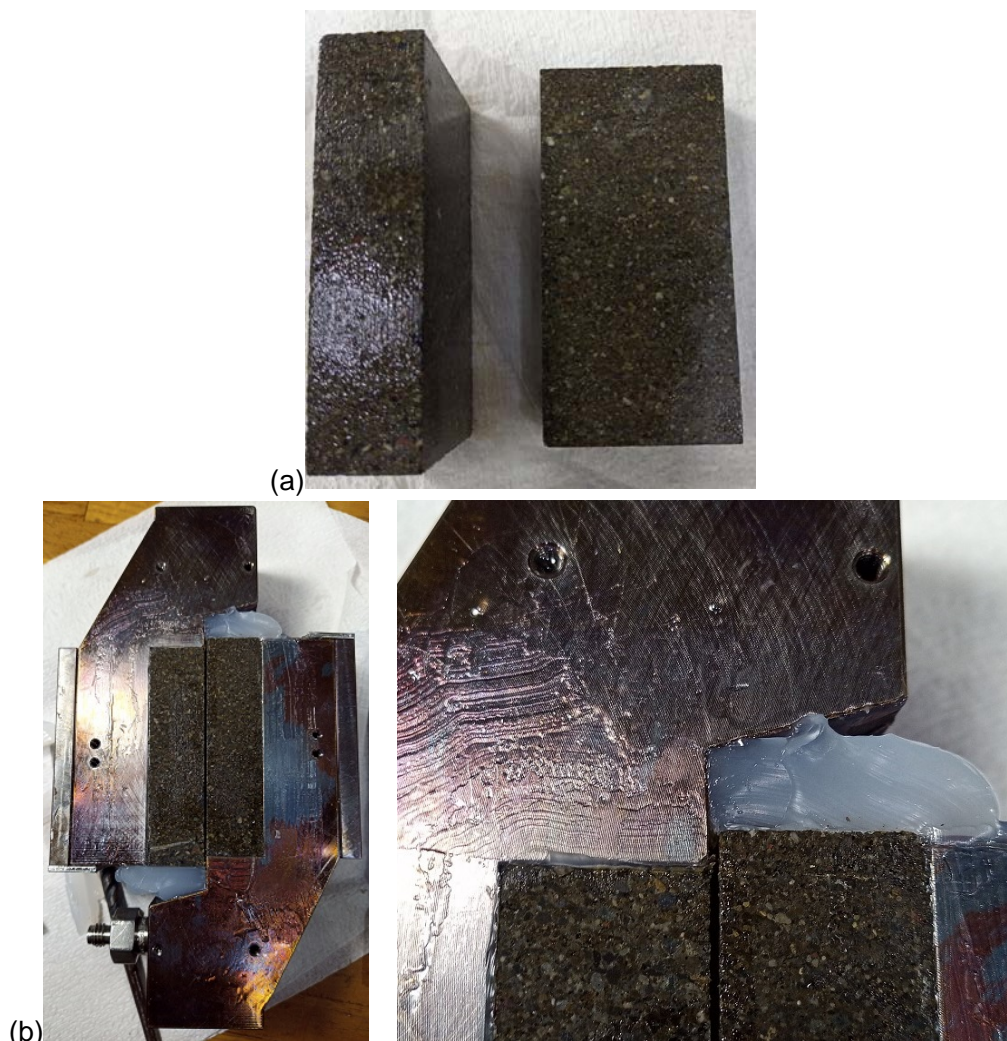


図 1.2.2.2-8 ケース 1 : (a)平滑な面を持つ岩石, (b)実験後の変形状況と端部の拡大図

### 実験結果：ケース 2

ケース 2 の実験結果として、せん断応力、間隙水圧、透水係数及びせん断面に対する垂直変位（水平 Y 方向変位）とせん断変位の関係を図 1.2.2.2-9 に示す。ケース 2 では、間隙水圧の影響を調べるため、せん断試験中に間隙水圧を 1,2,3,4MPa と段階的に上昇させた。

図 1.2.2.2-9a より、せん断変位 0.20mm でピークせん断応力 4.26MPa に達し、その後若干軟化したことがわかる。

透水係数は、フローポンプ法によってせん断荷重載荷前とピークせん断応力後の 2 点計測した。上流側を 0.05ml/min 及び 0.02ml/min の一定流量で、下流側を 1MPa の圧力一定で制御しており、透水係数は 1 点目が 4.37E-10m/s、2 点目が 1.55E-10m/s となった。ケース 1 と同様に、透水係数はせん断荷重載荷前より載荷後の方が低い値を示した。

図 1.2.2.2-9b に、垂直変位（水平 Y 方向）を示す。ピークせん断応力に達するまでの 0.09mm に 0.0022mm を示したが、せん断変位に伴いいったん減少した後再び増加に転じた。

本実験では、せん断変位が 0.5mm 程度増加するごとに、間隙水圧を 1MPa 増加させた。間隙水圧の増加は、せん断応力及び垂直変位どちらにも影響を与えた。表 1.2.2.2-2 に、せん断応力と垂直変位の値について、間隙水圧変更直前、変更直後、及びそれらの差を示す。間隙水圧の変更前後でせん断応力及び垂直変位とも変動しているが、ほぼ一定の値で変動していることがわかる。

図 1.2.2.2-10 にピーク及び間隙水圧変更直後のせん断応力と、有効垂直応力の関係を示す。有効垂直応力は、垂直応力 8MPa を間隙水圧で減じた値である。図 1.2.2.2-10 は、限られた間隙水圧の値における結果であるが、間隙水圧の影響がせん断応力に与える影響を示している。

表 1.2.2.2-2 間隙水圧変更前後のせん断応力と垂直変位。

間隙水圧	せん断応力 (MPa)			垂直変位(mm)		
	前	後	差	前	後	差
1MPa→2MPa	3.99	3.66	0.33	$0.169 \times 10^2$	$0.323 \times 10^2$	$0.154 \times 10^2$
2MPa→3MPa	3.48	3.18	0.30	$0.575 \times 10^2$	$0.742 \times 10^2$	$0.167 \times 10^2$
3MPa→4MPa	3.04	2.78	0.26	$1.067 \times 10^2$	$1.297 \times 10^2$	$0.230 \times 10^2$

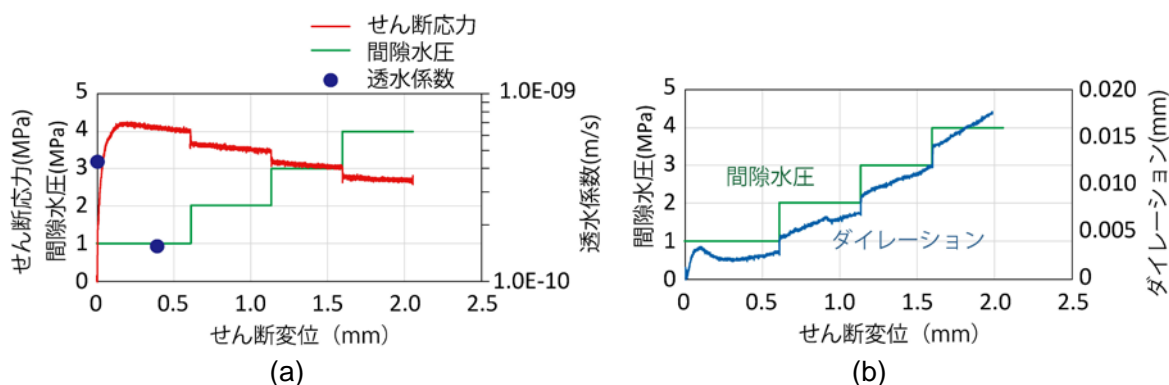


図 1.2.2.2-9 ケース 2 における (a)せん断応力，間隙水圧，透水係数（対数表示）－せん断変位の関係，(b)垂直変位（水平 Y 方向変位）及び間隙水圧－せん断変位の関係。

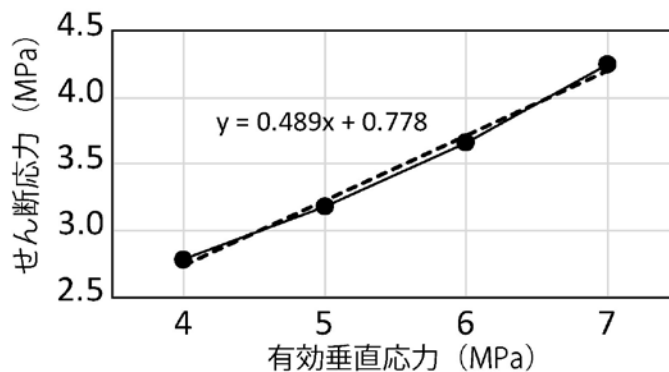


図 1.2.2.2-10 せん断応力と有効垂直応力の関係。

**実験結果：ケース 3**

ケース 3 の実験結果として、せん断応力，透水係数，及び垂直変位（水平 Y 方向変位）とせん断変位関係を図 1.2.2.2-11 に示す。図 1.2.2.2-12 に、実験に使用した岩石を、図 1.2.2.2-13 に実験後圧力容器から取り出した後の様子を示す。

図 1.2.2.2-11 より、せん断変位 0.42mm でピークせん断応力 17.5MPa に達し、その後なだらかに軟化し残留せん断応力に安定する傾向を示した。ケース 3 の岩石試料は、凸凹が大きい面を有しており、垂直荷重も高いため、ケース 1 及びケース 2 よりも大きなピークせん断応力を示した。垂直変位はせん断変位の増加に伴い上昇した。

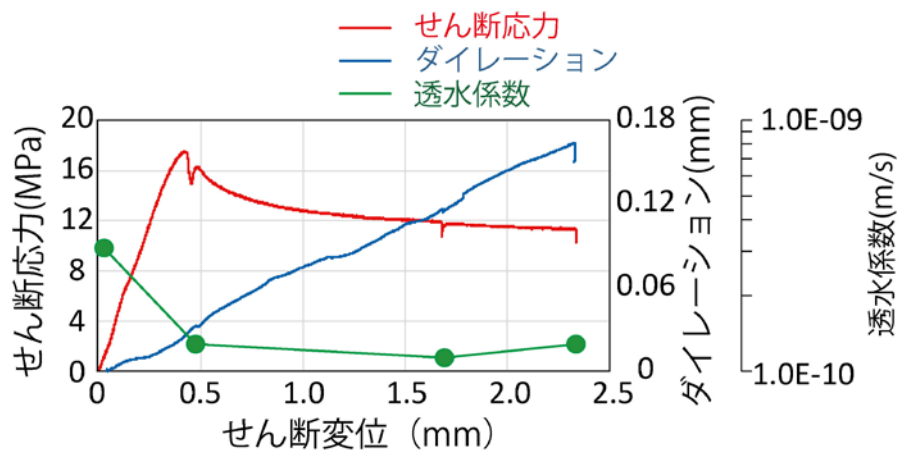


図 1.2.2.2-11 ケース 3 におけるせん断応力，透水係数（対数表示），垂直変位（水平 Y 方向変位）－せん断変位の関係。



図 1.2.2.2-12 ケース 3：凹凸の面を持つ岩石（実験前）。



図 1.2.2.2-13 ケース 3：凹凸の面を持つ岩石（実験後）。

透水係数は，フローポンプ法によってせん断荷重載荷前とピークせん断応力後の 4 点計測した。上流側を 0.002ml/min～0.01ml/min の一定流量で，下流側を 1MPa の圧力一定で制御しており，透水係数は 1 点目が 3.12E-10m/s，2 点目が 1.30E-10m/s，3 点目が 1.14E-10m/s，4 点

目が  $1.30E-10m/s$  となった。ケース1及びケース2と同様に、透水係数はせん断荷重載荷前より載荷後の方が低い値を示した。フローポンプ法は上流と下流側の差圧が安定するのを1時間程度待つ必要があるため、せん断応力がリラクゼーションを起こしていることがわかる。しかし、再びせん断荷重を加えると、元の応力まで上昇し再度滑り始めた。せん断面の開口がせん断面に垂直な方向の水の流れに直接関係していると仮定すると、透水係数と垂直変位に一定の関係性があると考えられるが、本実験では二つの値に明瞭な関係性は見られなかった。この結果は、単純にせん断面の開口がせん断面に垂直な方向の岩石の透水係数を支配しているわけではないことを示している可能性がある。岩石のせん断面の形状が透水係数へ与える影響を調べる方法として、せん断面のない岩石について本ケースと同様のせん断力を載荷したときの透水係数を計測し比較することが考えられる。また、図 1.2.2.2-12 と図 1.2.2.2-13 を比較すると、せん断試験によって岩石の凹凸が摩耗していることがわかる。岩石のラフネスの有効垂直応力への影響はこれまで実験的に調べられた例がほとんどなく、今後の検討課題である。

図 1.2.2.2-14~17 に、せん断実験後の X 線による透視画像 (CT 画像) を示す。本 CT 画像は、黒く見える部分は間隙で、より白く見える部分ほど粒子が密である。CT 画像は压力容器から取り出した後の大気圧状態で撮影しており、実験の最終変形時とはき裂の幅やせん断面のかみ合わせの位置が異なっている可能性がある。図 1.2.2.2-14a は、CT 画像断面を再構築した立体画像であり、図中の矢印は実験時のせん断方向を示す。図 1.2.2.2-14b,c,d に、図 1.2.2.2-14a の中心を通る X-Y 断面、X-Z 断面、Y-Z 断面をそれぞれ示す。ケース3 供試体は、中央に大きな凹凸があり (図 1.2.2.2-12 を参照)、その凹凸周辺に生じる局所的な応力によって試料内にき裂が生じていることが CT 画像から確認できる (図 1.2.2.2-14b 及び図 1.2.2.2-14d)。図 1.2.2.2-15 は、図 1.2.2.2-14a の X-Y 断面下部、中央部、上部を示す。図 1.2.2.2-15a 及び c は、中央に巨視的なせん断面があるが、せん断試験による新たなき裂はほとんど確認できない。一方、図 1.2.2.2-15b は、一つの巨視的なせん断面だけではなく、中央から上部に多くのき裂が X 方向に平行に発生しており、せん断荷重による岩石の損傷が局所的に生じていることを示している。

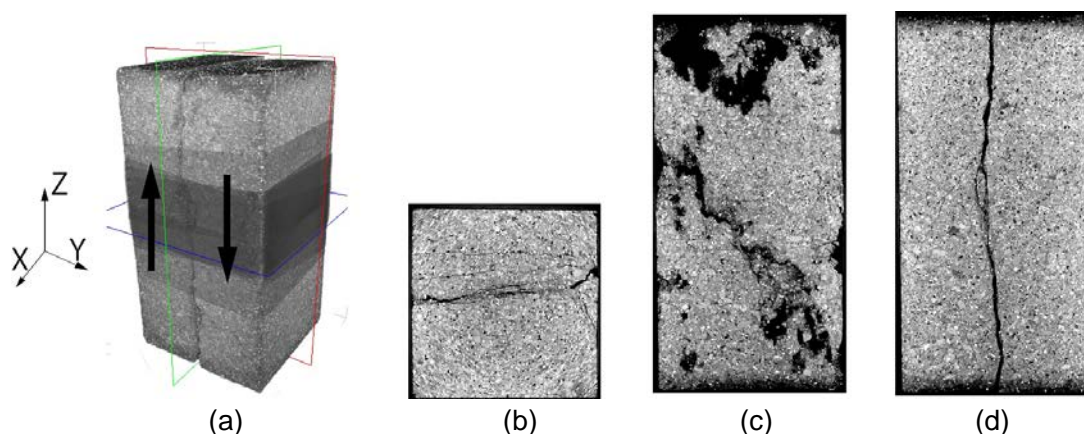


図 1.2.2.2-14 凹凸の面を持つ岩石の CT 画像 (ケース3, 実験後)  
 (a)立体画像, (b)X-Y 断面中央,(c)X-Z 断面中央,(d)Y-Z 断面中央。

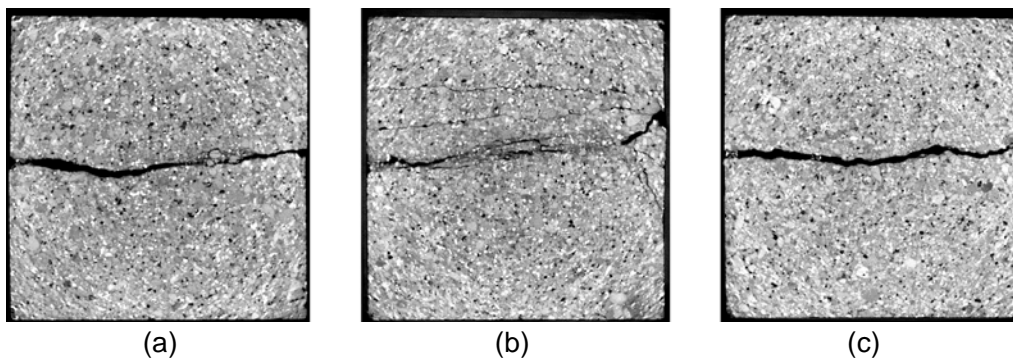


図 1.2.2.2-15 凹凸の面を持つ岩石の CT 画像 (ケース 3, 実験後)  
 (a) X-Y 断面下部, (b) X-Y 断面中央, (c) X-Y 断面上部.

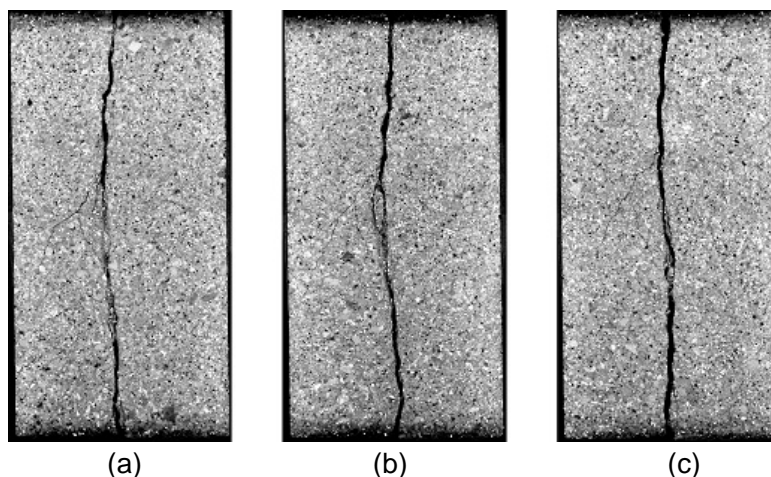


図 1.2.2.2-16 凹凸の面を持つ岩石の CT 画像 (ケース 3, 実験後)  
 (a) Y-Z 断面手前, (b) Y-Z 断面中央, (c) Y-Z 断面奥.

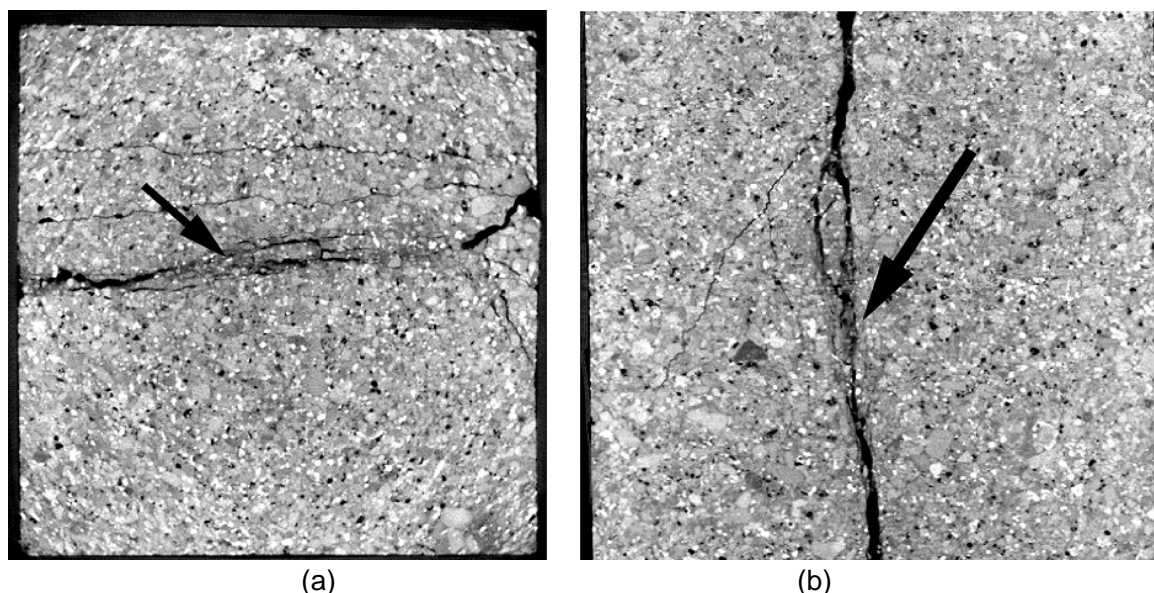


図 1.2.2.2-17 凹凸の面を持つ岩石の CT 画像 (ケース 3, 実験後)  
 (a) X-Y 断面中央, (b) Y-Z 断面中央拡大図. 図中の矢印は岩石が細粒化している箇所を示す.

図 1.2.2.2-16 は, 図 1.2.2.2-14a の Y-Z 断面手前, 中央, 奥を示す. Y-Z 断面から, せん断面の左側の岩石試料にき裂が生じており, 中央部分の凹凸からき裂が進展していることがわかる. き裂は, 凸部を持つ右側の岩石試料には殆ど見られず, 凹部を持つ左側の岩石試料に集中して

いる。せん断時に凸部が引っかかりとなり、応力の集中が生じ、斜めのき裂が生じている。このき裂は、凸部による応力集中と回転力による引張り裂であると考えられる。このような局所的な岩石挙動は、ひずみゲージによるひずみの分布を測定することで、より詳細に把握することが可能である。図 1.2.2.2-17 は、凹凸周辺なき裂の状況を示す。図中の矢印が示すように、巨視的なせん断面の開口が細粒化した岩石によって塞がれている様子が観察できる。これらの岩石の細粒化は、せん断応力上昇とせん断変形の増大に伴って生じていると考えられる。また、岩石の細粒化は、図 1.2.2.2-11 に示したせん断変形時の透水係数の減少に影響を与えていると考えられる。即ち、せん断変位の増大とともに岩石の細粒化が生じ、せん断面に存在する空隙（水みち）が岩石粒子によって塞がれ、透水係数が減少したと解釈できる。細粒化の分布状況と透水係数の変化に関する定量的な検討は今後の課題である。

### 供試体のミクロ的な構造

図 1.2.2.2-18 に、せん断方向及びせん断実験後のすべり面の様子を示す。本実験は、せん断後のすべり面が観察しやすいように乾式状態で試験を行ったため、透水試験や間隙水圧の上昇は検討しなかった。図 1.2.2.2-18a の矢印が示すように、中央付近の凹凸が最も大きく、上下端部に向かうにしたがって凹凸が小さくなり、左右の岩石の厚さはほぼ同じになる。図 1.2.2.2-18b,c は左右のすべり面の様子を示す。図 1.2.2.2-18a の矢印が示す凹凸が最も大きい場所より上部では、せん断によって岩石同士が擦れ、摩耗している白色部分を確認することができ、ほぼ左右対称になっていることがわかる（図 1.2.2.2-18b,c）。せん断過程で擦れた場所は、試料下部と明らかに異なる破面状況を示している。図 1.2.2.2-19 の矢印が示すように、せん断方向の条線を確認できる。本岩石試料は、たがねの打ち込みによってせん断面を整形しているため、せん断実験前の破面は引張り荷重が支配的な状況における面の形成と考えてよい。そのため、図 1.2.2.2-19 で確認できる条線は、せん断実験によって形成されたものである。また、条線ができていない部分は、岩石が細粒化されており、ガウジが作られていることがわかる。せん断過程としては、右側サンプルの方が中央付近の凹凸が大きいため、左側の試料が乗り上げるようにしてせん断したと考えられる。左側の試料が上部から乗り上げる際には、水平 Y 方向の垂直荷重が固定されているため、岩石の上部のせん断荷重に対する抵抗力が増加し、岩石の摩耗が下部より上部の方が大きくなったと考えられる。

破面の性状とすべり挙動の力学的特性の関係について、Bahat (1991)<sup>17)</sup> は破断面解析を地質学に応用し、野外の岩石の割れ目の形状から破壊時の応力状態の推定を試み、破断面に現れる模様を観察することで、破壊の起点、モードや進行方向、応力状態、タイプ（脆性・延性）、伝播速度、温度条件等との関係性を議論している。断層面の表面粗さはすべり量や破壊時の応力と関係がある可能性があるため、断層面の表面粗さに基づいた断層の活動性の検討も行われている（田中ほか、2018<sup>18)</sup>）。力学実験と破断面解析について検討している例として、例えば Jiang *et al.* (2004)<sup>19)</sup> は、岩石のせん断挙動とせん断面のラフネスの影響について調べており、せん断挙動に大きな違いがあることが分かっている。藤井ほか (2011)<sup>14)</sup> は来待砂岩の三軸伸張試験を行い、破断面の解析やラフネスの違いから応力と割れ目粗度との関連について検討している。また、佐藤ほか (2019)<sup>20)</sup> は、破断面の三次元情報を粗さやうねりに分けて解析を行い、応力条件によって変化する破断面性状について考察している。今後の課題として、3D スキャナーを用いた破面の粗さ測定や、走査型電子顕微鏡を用いた微視的な解析を通して、ラフネスの増加に伴うせん断挙動の検討が考えられる。特に、応力条件及び岩種の違いや、間隙水圧やせん断速度の影響を考慮しそれぞれの破断面構造の関係性を明らかにすることが重要である。

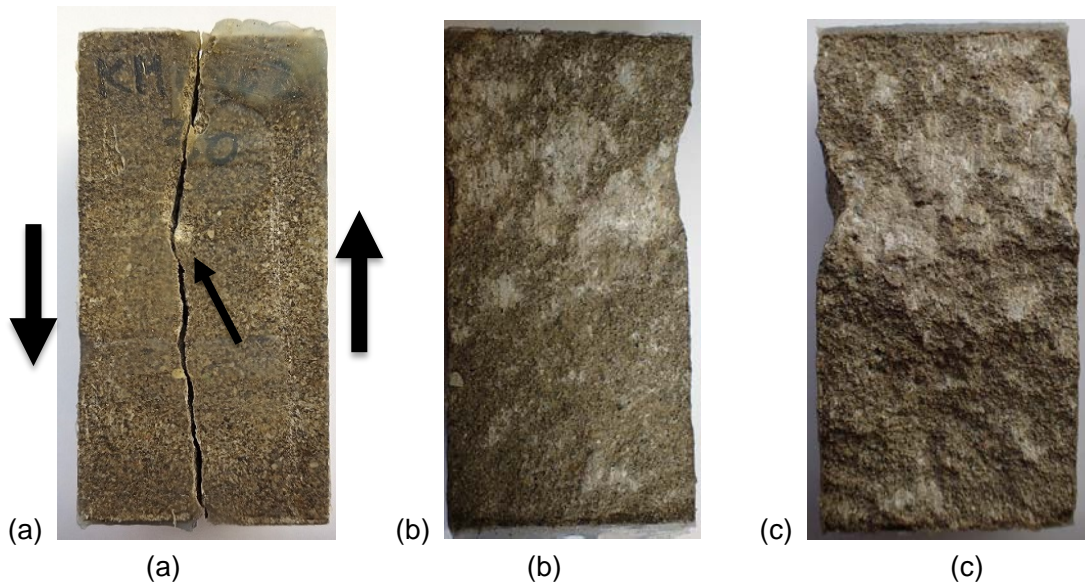


図 1.2.2.2-18 凹凸の面を持つ岩石（実験後）の横断面(a)と左側(b)及び右側(c)のすべり面  
 (a)の左右の矢印はせん断方向を、中央の矢印は最も凹凸が大きい場所を示す。

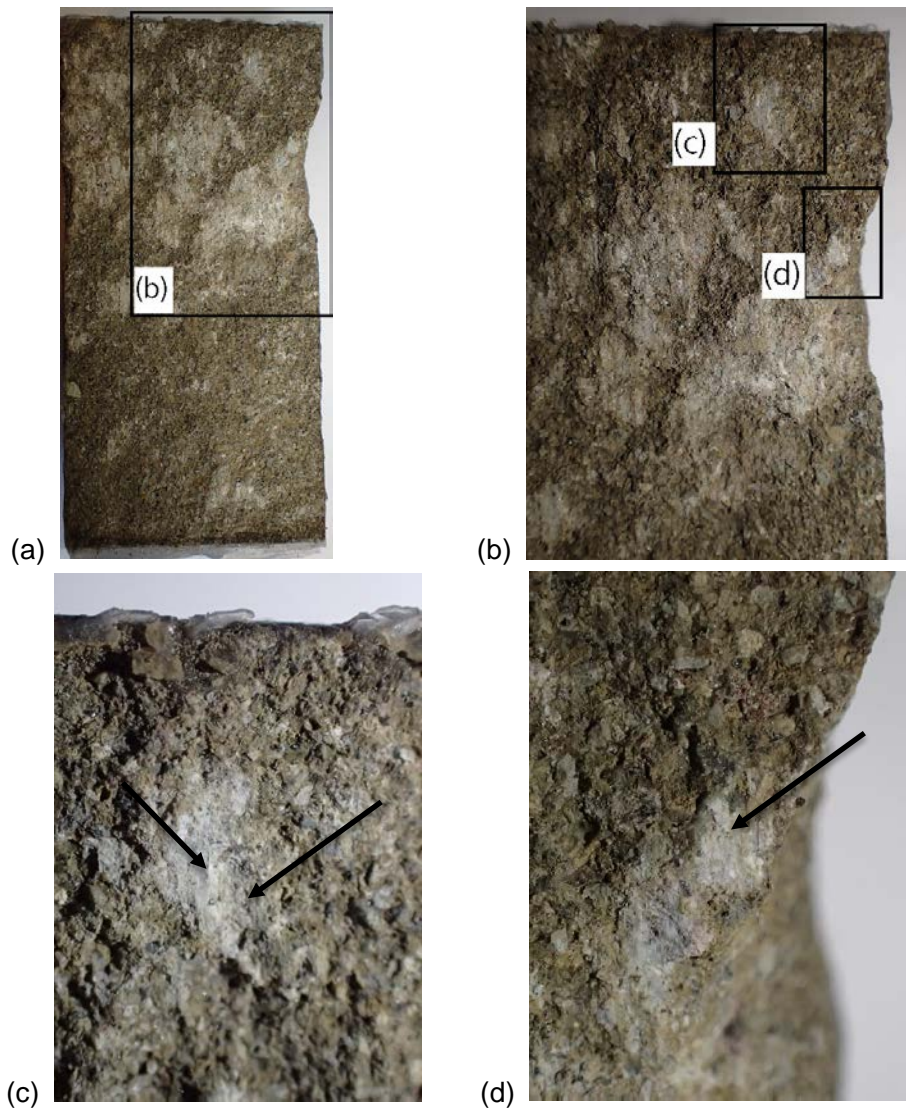


図 1.2.2.2-19 凹凸の面を持つ岩石（実験後）の左側すべり面(a)および拡大図(b)~(d)  
 矢印は鉛直方向にせん断したことを示す条線。



### 1.2.2.3 せん断面（すべり面）に作用する上載荷重の影響に関する実験的検討

H30年度は、地すべり面の再活動に影響を与えるパラメータとして、以下の三つについて必要な視点を整理した：(1) すべり面にかかる上載荷重、(2) せん断強度（地すべり面の性状を含む）及び周辺岩盤の力学特性、(3) 作用しうる間隙水圧。このうち、地すべり面のせん断強度は、すべり面の固結度に大きく依存する。例えば、過去の海底地すべり面は、すべり面が形成された後の堆積の過程で圧密・続成され、すべり面の固結度が変化していくと考えられる。現在陸化した海底地すべり面は見かけ上固結している可能性があるが、その固結度は堆積時間と場所によって大きく異なる可能性がある。したがって、地すべり面の強度を適切に評価するためには、固結度の状態（未固結から部分的固結、完全固結）による力学的変化、及び上載荷重の影響を把握する必要がある。本項では、部分的固結度の状態が変化することを想定した、断続的不連続面を有する岩石を作成し、上載荷重を変化させた時のせん断すべり挙動に与える影響について実験的な検討を行った。

通常的一面せん断試験では、制御の手軽さから垂直荷重が応力一定もしくは変位一定条件下におけるせん断挙動について測定が行われる。しかし、表層近傍を除く岩盤内では、せん断力が作用している不連続面に対する垂直方向の応力や変位が一定であることは考えにくい。これは例えば、岩盤内の不連続面がせん断荷重を受けるとき、摩擦や表面の凸凹によってダイレクション（垂直変位）が生じるが、その時の不連続面に作用する応力及び変位の状態は一定ではないことを考えるとわかりやすい。Jiang *et al.* (2004)<sup>19)</sup> は、このような実際の岩盤の状態と室内実験における供試体の状態の乖離を解消するために、上載荷重を制御した剛性一定条件下における一面せん断試験装置を考案し、せん断試験時の上載荷重の条件の違い（応力一定と剛性一定）がせん断強度及び垂直変位などのせん断挙動に与える影響について実験的検討を行った。その結果、応力一定の条件に比べると、剛性一定条件下においては垂直変位が大幅に減少していることを示し、地下の岩盤のせん断挙動をより適切に扱うことができることを示した。

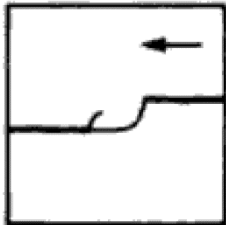
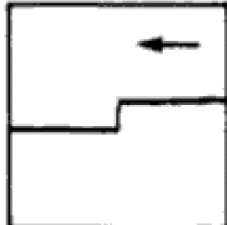
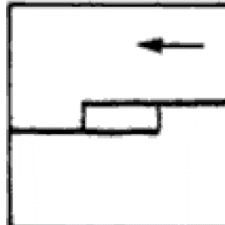

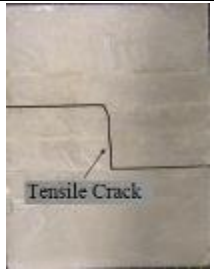
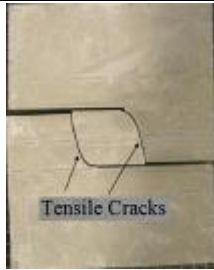




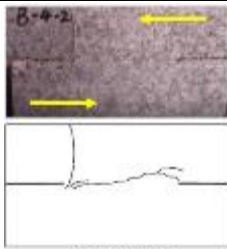
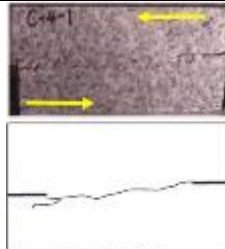
不連続面の固結度の状態や不連続面が断続的に存在する場合のすべり破壊に関する影響については、Lajtai (1969)<sup>21)</sup> や Stimpson (1978)<sup>22)</sup> の検討がある。Lajtai (1969)<sup>21)</sup> や Stimpson (1978)<sup>22)</sup> は、断層等の活動による変動によって、元々存在する断続的不連続面がき裂の進展とともに連結し、マクロなせん断すべりを生じさせ、それが力学的挙動を支配するとしている。岩盤におけるき裂の進展と連結は、岩盤の強度と剛性を大きく低減させるため、岩盤斜面や地下空洞のせん断破壊を引き起こす可能性がある (Einstein *et al.*, 1983<sup>23)</sup>)。例えば、Li *et al.* (2012)<sup>24)</sup> は、Jinping-II ダムの水力発電所のトンネルの中でボアホールカメラ観察を実施し、トンネル周辺岩盤の変形に伴い断続的不連続面が互いに連結することにより、最終的にはマクロ的な破壊を引き起こす現象を観察した。また、Huang *et al.* (2015)<sup>25)</sup> は、Xiaowan 水力発電所の貯水池周囲の斜面において典型的なステップ状破壊を確認し、既存の断続的不連続面との関係性について指摘している。

不連続面の相対的な位置関係（幾何学的パラメータ）に関するこれまでの研究では、き裂の連結性 (Savilahti *et al.*, 1990<sup>26)</sup>; Wong *et al.*, 2001<sup>27)</sup>; Zhang *et al.*, 2006<sup>28)</sup>; Ghazvinian *et al.*, 2007<sup>29)</sup>)、き裂のオーバーラップ (Savilahti *et al.*, 1990<sup>26)</sup>; Sarfarazi *et al.*, 2014<sup>30)</sup>)、き裂の方位 (Gehle and Kutter 2003<sup>31)</sup>; Gerolymatou and Triantafyllidis 2016<sup>32)</sup>; Yang and Kulatilake 2019<sup>33)</sup>) 等が、断続的不連続面の力学的挙動に影響を与えることが分かっている。表 1.2.2.3-1 に、既往研究において取り上げられている典型的な不連続面の配置（幾何学的パラメータ）と不連続面から発生するき裂とき裂による不連続面の結合の状況を示す。

表 1.2.2.3-1 に示すように、これまでの研究は二つの断続的不連続面における検討であり、複数の断続的不連続面の力学的影響について検討した例はない。そこで本項では、部分的固結度の状態が変化することを想定し、断続的不連続面を有する模擬岩石を作成し、上載荷重を一定

に制御した一面せん断実験を行った。実験は、断続的不連続面の分布性状（き裂の連結性，間隔，並びにオーバーラップ）をパラメータとしてせん断挙動への影響を考察した。また，AE（アコースティックエミッション）イベントの計測も併せて実施し，せん断過程におけるマクロ的な変形挙動やせん断強度の変化について評価を行った。

表 1.2.2.3-1 既往の研究における不連続目の配置と不連続面から発生するき裂の状況。

	TYPE 3	TYPE 4	TYPE 5
オーバーラップ ( $e=0\sim 0.45$ ) (Savilahti <i>et al.</i> , 1990 <sup>26)</sup> )			
ロックブリッジ角度 ( $\beta=25^\circ, 90^\circ, 115^\circ$ ) (Sarfarazi <i>et al.</i> , 2014 <sup>30)</sup> )			
連結性 ( $k=0.85, 0.7, 0.4$ ) (Sarfarazi <i>et al.</i> , 2017 <sup>34)</sup> )			
連結性 ( $k=0.75, 0.5, 0.25$ ) (Yang <i>et al.</i> , 2019 <sup>33)</sup> )			

### 1.2.2.3.1 部分的な固着域をもつ実験用供試体の作成

原位置の岩盤から部分的な固着域をもつ岩石のサンプルを採取することは困難なため，本実験では Jiang *et al.* (2004)<sup>19)</sup> が提案した模擬岩石供試体を使用する。模擬岩石供試体は，石膏，水，遅延材を 1:0.2:0.005 の重量比で混合して作成するものであり，その力学的特性値を砂岩と比較したものを表 1.2.2.3-2 に示す。

実際の岩盤では，節理面や層理面等とき裂が複雑に分布しており，室内実験に用いる岩石供試体で実在岩盤の不連続面の幾何学的特性を模擬することは困難である。そこで，せん断挙動に影響が大きいと思われる幾何学的パラメータを抽出し，せん断試験用の供試体(200×100×100mm)を作成した。本実験では，部分的固結度の状態が変化することを想定した断続的不連続面の幾何学的パラメータとして，連結性，オーバーラップ，及び間隔について検討する。これら三つのパラメータの定義および概念図を図 1.2.2.3-1 に示す。

表1.2.2.3-2 模擬岩石供試体及び砂岩の力学特性.

	Density	Compressive strength	Elastic modulus	Poisson's ratio	Brazilian tensile strength	Cohesion	Friction angle
Unit	g/cm <sup>3</sup>	MPa	GPa		MPa	MPa	°
Rock-like material *1	2.066	47.4	28.7	0.23	2.5	5.3	63.3
Sandstone *2	2.20-2.71	20-170	3-35	0.02-0.2	4-25	4-40	25-60

\*1: Jiang *et al.*(2004)<sup>19)</sup> \*2: Zhuang *et al.*(2014)<sup>35)</sup>

- 連結性 (Joint persistency factor) :  $k=L_j/(L_j+L_r)$
- オーバーラップ (Joint overlapping factor) :  $e=L_c/L_j$
- 間隔 (Joint spacing factor) :  $d=D/L_j$

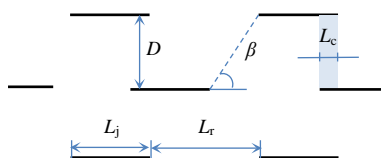


図1.2.2.3-1 模擬岩石供試体の幾何学的パラメータに関する概念図.

Dは不連続面の間隔,  $\beta$ はロックブリッジの角度,  $L_j$ は不連続面の長さ,  $L_r$ は隣り合う不連続面の距離.

表1.2.2.3-3 本実験で作成した模擬岩石供試体一覧.

Sample	$L_j$ /mm	$L_r$ /mm	$k$	$d$	$e$	
S-K1	5.0	15.0	0.25	----	----	 $N_r=1$ (Single row)
S-K2	10.0	10.0	0.50	----	----	
S-K3	15.0	5.0	0.75	----	----	
T-K1-D2-E3	5.0	15.0	0.25	1.0	1.0	 $N_r=3$ (Three rows)
T-K2-D2-E3	10.0	10.0	0.50	1.0	1.0	
T-K3-D2-E3	15.0	5.0	0.75	1.0	1.0	
T-K2-D1-E3	10.0	10.0	0.50	0.5	1.0	
T-K2-D3-E3	10.0	10.0	0.50	1.5	1.0	
T-K2-D2-E1	10.0	10.0	0.50	1.0	0	
T-K2-D2-E2	10.0	10.0	0.50	1.0	0.5	

本実験では、2 ケースの断続的不連続面の分布を設定した。ケース 1 として、連結性の異なる断続的不連続面 ( $k = 0.25 \sim 0.75$ ) が一列に分布するもの、ケース 2 として、断続的不連続面の連結性 ( $k = 0.25 \sim 0.75$ ) が同様であるが、三列に分布するものを用意した。ケース 1 は、過去の海底地すべり等の地すべり面を模した単一不連続面、ケース 2 は節理面や層理面の連結による弱面すべり面を模した複数不連続面として一面せん断試験を行った。表 1.2.2.3-3 に示すように、断続的不連続面の間隔は  $d = 0.5 \sim 1.5$  とオーバーラップは  $e = 0 \sim 1.0$  とする。上載荷重は 1.0MPa と 3.0MPa に制御してそれぞれせん断試験を行った。

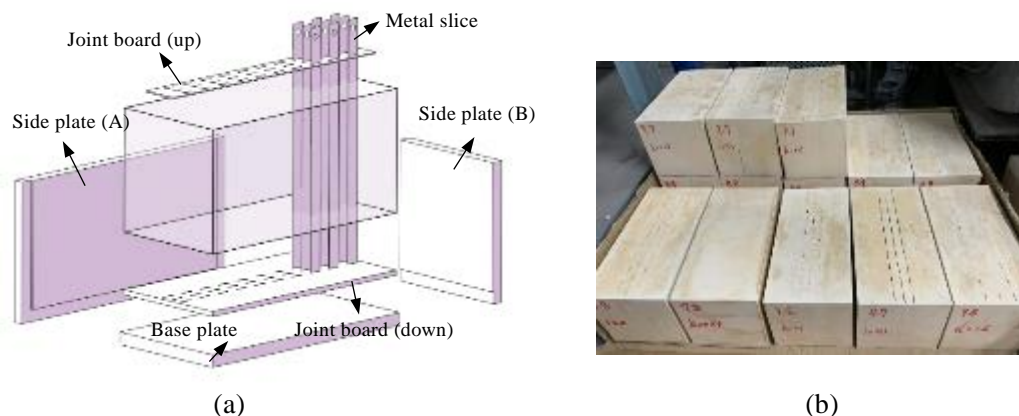


図 1.2.2.3-2 (a)模擬岩石供試体の作成に使用した養生型枠, (b)作成した模擬岩石供試体.

図 1.2.2.3-2 に断続的不連続面を作るための養生用の型枠及び作成した模擬岩石供試体を示す。薄いステンレス板をジョイントボードに挿入することで、断続的不連続面を作成するための型枠ができる。型枠に石膏を流し込んだ後、供試体が損傷ないようにステンレス板を慎重に引き抜いた。また、供試体に気泡が生じないように、石膏が固化する前に振動させて気泡を除去した。図 1.2.2.3-2b に示すように、供試体は室温で 28 日間硬化させてからせん断試験に用いた。ジョイントボードとステンレス板を交換することにより、表 1.2.2.3-2 に示した断続的不連続面を有する岩石供試体を作成した。

#### 1.2.2.3.2 一面せん断試験装置と試験手順

図 1.2.2.3-3 に、本実験に使用した試験装置と MIS 制御システム（試験条件の設定、制御パネル、データ記録）および AE 計測システムを示す（Jiang *et al.*, 2004<sup>19)</sup>）。本試験装置は、油圧サーボアクチュエータによって、せん断荷重及び垂直荷重を載荷する。最大垂直荷重と最大せん断荷重はどちらも 200 kN である。せん断面にかかる垂直荷重は、2つの鉛直載荷ジャッキを制御することによってほぼ均一に作用させることができる。また、せん断力は、2つの水平を保持するアームの反力によって釣り合いが保たれている。垂直応力の載荷範囲は、0~20MPa で、地表面から約 800m の深さまでの応力条件を再現することが可能である。荷重はせん断方向及び垂直方向に設置された 3つのロードセルによって、変位はせん断箱の上部に取り付けられた LVDT によって計測される。せん断箱は上部と下部で構成され、上部を固定、下部を移動することで不連続面がせん断力を受ける機構となっている。せん断試験は、100~500mm のせん断長さの試料に対応することができる。

せん断試験の手順としては、まず供試体の上端に 0.5MPa/min の載荷速度で垂直荷重を加え、所定の垂直応力レベルに達した後、それを一定に保ったままでせん断荷重を作用させる。なお、一面せん断荷重は 0.15 mm/min のせん断変位速度で制御している。

せん断試験中の破壊進展状況は、AE（Acoustic Emission）を用いてモニタリングした。研究計画段階では、ビデオ観察等による岩盤内部の弱面すべりの観察を予定していたが、内部構造をより詳しく定量的に考察するために AE を用いることとした。AE イベントは、PAC-AEwin システム（最大 8 チャンネル）と PICO センサーを用いて測定した。PICO センサーの大きさと限られた設置スペースを考慮し、せん断試験では最大 6 個の PICO センサーをせん断箱の両サイドに取り付けて AE イベントの計測を行った（図 1.2.2.3-3b）。PICO センサーを供試体の表面に直接取り付けるために、せん断箱の両側に U 型の溝を設置した。このせん断箱には最大で 12 個の PICO センサーを取り付けることが可能である。PICO センサーの共振周波数は 50 kHz に設定され、動作周波数範囲は 100kHz~1MHz である。AE イベントのサンプルレートは

5MSPS(Million Samples Per Second)に設定し、プリアンプの増幅とシステムの閾値は両方とも 40 dB に設定した。一面せん断過程における AE イベントを適切に計測するために、PICO センサーの配置について、以下の2点を考慮した。

- (a) 可能な限りせん断面全体を囲むように配置する。
- (b) 対面する2個の PICO センサー間の距離は、可能な限り一定に保持する。

これらの点を満足するため、長方形せん断面を囲むように5個または6個の PICO センサーを取り付けた。また、AE 信号の減衰を減らすために、供試体と PICO センサーとの間にカプラント（接触媒質）を塗布した。

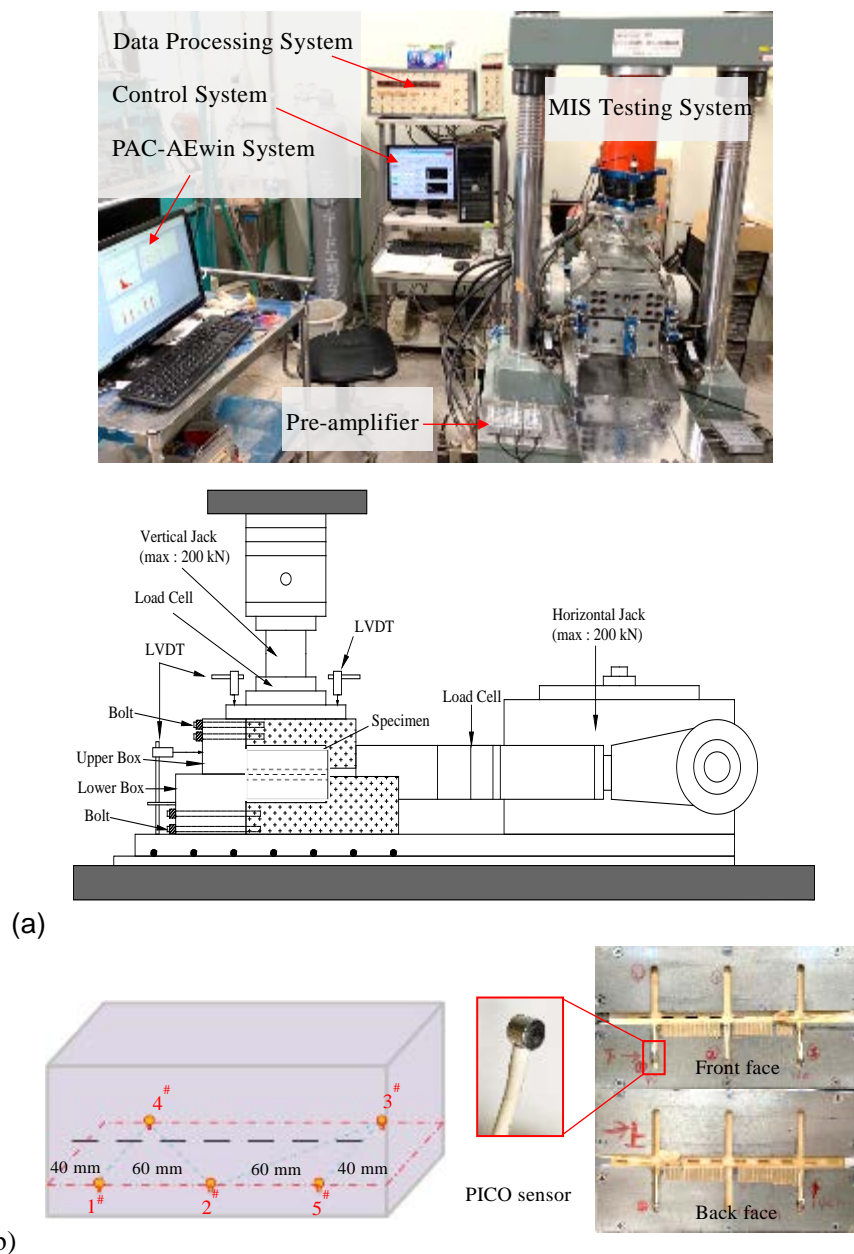


図 1.2.2.3-3 (a)一面せん断試験装置, (b)せん断箱と PICO センサーの位置関係.

### 1.2.2.3.3 実験結果①：せん断破壊パターン

断続的不連続面を有する供試体のせん断破壊パターンを整理するために、隣り合う不連続面（ロックブリッジ）の破壊挙動について考察する。表 1.2.2.3-4 は本研究において観察された 5

つの子裂の結合タイプを示す。また、表 1.2.2.3-5 に、今回の一面せん断試験において観察されたすべての最終破壊パターンをまとめて示す。

表 1.2.2.3-4&5 から、複数タイプのロックブリッジが確認できる。例えば、断続的不連続面が一行に並んでいる供試体(S-K1 と S-K2)では、Type- I と II の両方が観察された。供試体(S-K3)のみが Type- II の複合破壊モードを示した。一方、断続的不連続面を三行に配置した供試体は、せん断破壊パターンがより複雑になる。各実験ケースでは少なくとも 3 種類の結合タイプを示し、タイプ II とタイプ III は多くのケースで確認されたが、タイプ I は、T-K1-D2-E3 ( $k = 0.25$ ) のように、連結性の低い場合に発生する傾向がある。一方、タイプ IV は、T-K2-D2-E1 ( $e = 0$ ) や T-K2-D2-E2 ( $e = 0.5$ ) のように、短い不連続面がオーバーラップする場合において、同列でない不連続面同士の相互作用によって生じている可能性がある。Type- V は、垂直応力 3.0 MPa における T-K3-D2-E3 ( $k = 0.75$ ) および T-K2-D1-E3 ( $d = 0.5$ ) の場合にのみ観察された。これらは、断続的不連続面の連結性がよく、かつ間隔が比較的狭いロックブリッジ内の応力集中による影響と考えられる。

断続的不連続面が一行に配置した供試体は、不連続面に沿ってマクロせん断破壊を生じることが表 1.2.2.3-5 から確認することができる。一方、断続的不連続面が三行に並んでいる供試体は、マクロせん断破壊が三行にわたり蛇行して通り抜けるように生じる。特に、不連続面の連結性が弱くなると、マクロせん断破壊は断片的になり、曲がりながら進展する現象がみられる。S-K1 および T-K1-D2-E3 ( $k = 0.25$ ) の場合のように、多くの引張り裂は不連続面の先端から生じ、せん断領域に沿って材料の押しつぶしや表面剥離を生じる。また、T-K2-D2-E1、T-K2-D2-E2 と T-K2-D1-E3 では、断続的不連続面の間にあるロックブリッジの破壊 (Type-III ~ V) によって引き起こされたマクロせん断面において、不規則なブロックが形成されている。

表 1.2.2.3-4 本実験で観察されたロックブリッジの子裂の結合。



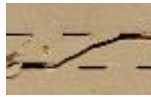


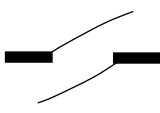
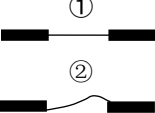
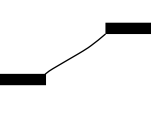
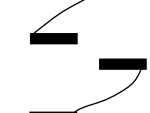
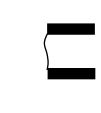


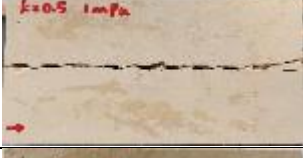



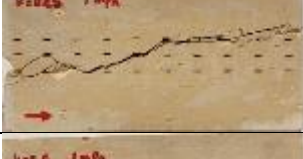
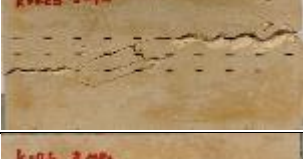

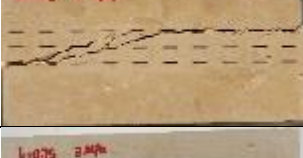
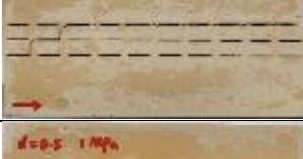
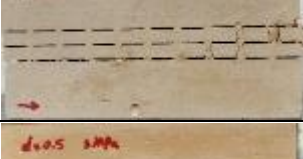
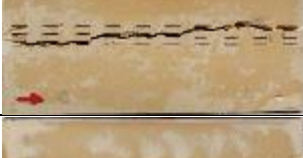


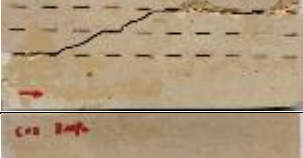

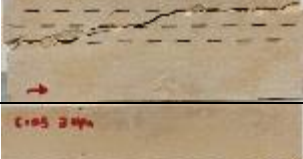
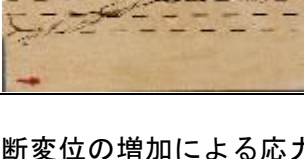
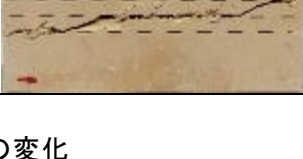
き裂の結合タイプ	Type-I	Type-II	Type-III	Type-IV	Type-V
場所	Coplanar	Coplanar	Non-overlapping	Non-overlapping	Overlapping
拡大図					
き裂の結合概念図					
S-K1	○●	○●		Note: ○ $\sigma_n=1$ MPa ● $\sigma_n=3$ MPa	
S-K2	○	○●			
S-K3		○●			
T-K1-D2-E3	○●	○●	○●		
T-K2-D2-E3	○	○●	○●	●	
T-K3-D2-E3		○●	○●		●
T-K2-D1-E3		○●	○●		●
T-K2-D3-E3		○●	○●	○	
T-K2-D2-E1		○●	○●	○●	
T-K2-D2-E2	○	○●	○●	○●	

表 1.2.2.3-5 本実験における岩石供試体の最終破壊パターン。

	$\sigma_n=1$ MPa	$\sigma_n=3$ MPa
S-K1		
S-K2		
S-K3		
T-K1-D2-E3		
T-K2-D2-E3		
T-K3-D2-E3		
T-K2-D1-E3		
T-K2-D3-E3		
T-K2-D2-E1		
T-K2-D2-E2		

1.2.2.3.4 実験結果②：せん断変位の増加による応力の変化

図 1.2.2.3-4 に、代表的なせん断応力及び垂直変位-せん断変位関係を示す。本実験では、せん断過程における不連続面の力学的挙動（せん断応力と垂直変位の変化）を 5 つのステー

ジに分けて考察を行う。

- ・ステージⅠ：圧縮による既存き裂の閉塞や模擬供試体の収縮により圧縮変位を生じ、 $\tau$ - $\delta_h$  曲線はほぼ線形挙動を示す。
- ・ステージⅡ：垂直変位はほぼ線形であるが、 $\tau$ - $\delta_h$  曲線は明らかな非線形を示し、マイクロクラックの生成と進展による損傷が生じていることが想定される。ステージⅡの後半では、き裂の進展による断続的不連続面の連結に起因して  $\tau$ - $\delta_h$  と  $\delta_v$ - $\delta_h$  の両方が急激な低下を示す。
- ・ステージⅢ：マクロせん断面に垂直応力が再びかかり、せん断応力と垂直変位も再び増加に転じる。ステージⅢの後半は、せん断応力が2回目のピーク値に達する。
- ・ステージⅣ：せん断応力がゆっくりと減少し始め、破壊したロックブリッジで形成された凹凸（アスペリティ）の摩擦効果や岩石ブロックによる乗り上げ効果のため、非線形的な垂直変位の挙動を示す。
- ・ステージⅤ：残留応力の過程であり、せん断応力及び垂直変位は徐々に一定の値に収束する。

本研究では、ピークせん断強度に対応する垂直変位をピーク垂直変位( $\delta_v^p$ )、せん断試験を停止した時点の垂直変位を最終垂直変位( $\delta_v^f$ )と定義する。

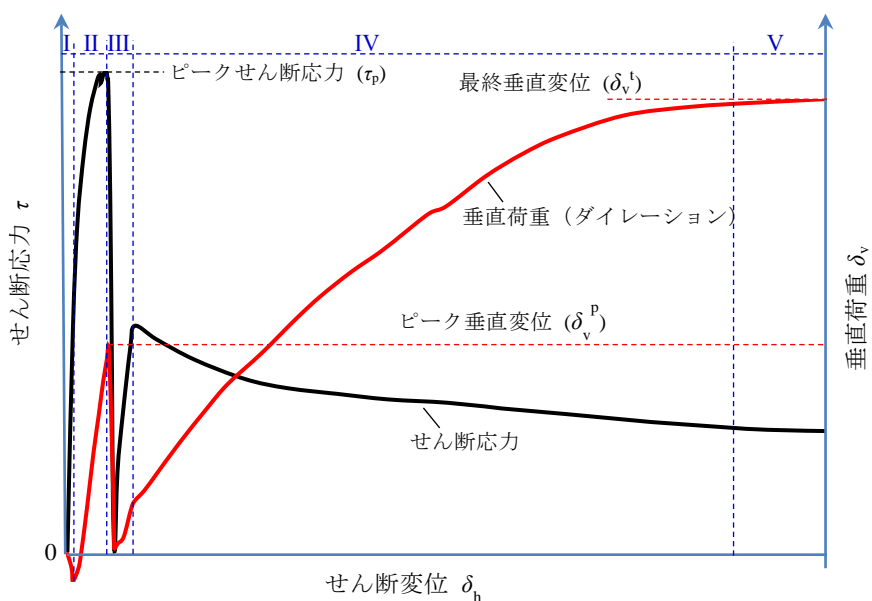


図 1.2.2.3-4 代表的なせん断応力及び垂直変位-せん断変位関係。

ステージⅠ：初期圧密の過程，ステージⅡ：垂直変位が線形に増加する過程，ステージⅢ：再び応力が作用するステージ，ステージⅣ：すべりを伴う垂直変位が増加するステージ，ステージⅤ：残留強度を示すステージ。

#### 1.2.2.3.5 実験結果③：ピークせん断強度について

図 1.2.2.3-5 に、各供試体のせん断応力-せん断変位関係を示す。図 1.2.2.3-6 に、これらのピークせん断強度を、断続的不連続面の幾何学的なパラメータごとに分けて示す。

図 1.2.2.3-6 (a)~(b)から、連結性パラメータ  $k$  が、供試体のピークせん断強度に対して大きな影響を与えることがわかる。 $k$  が増加するにつれ、ピークせん断強度が明らかに低下する。また、 $\sigma_n=1.0\text{MPa}$  よりも  $\sigma_n=3.0\text{MPa}$  の方が減少率が高い。断続的不連続面が三列の場合



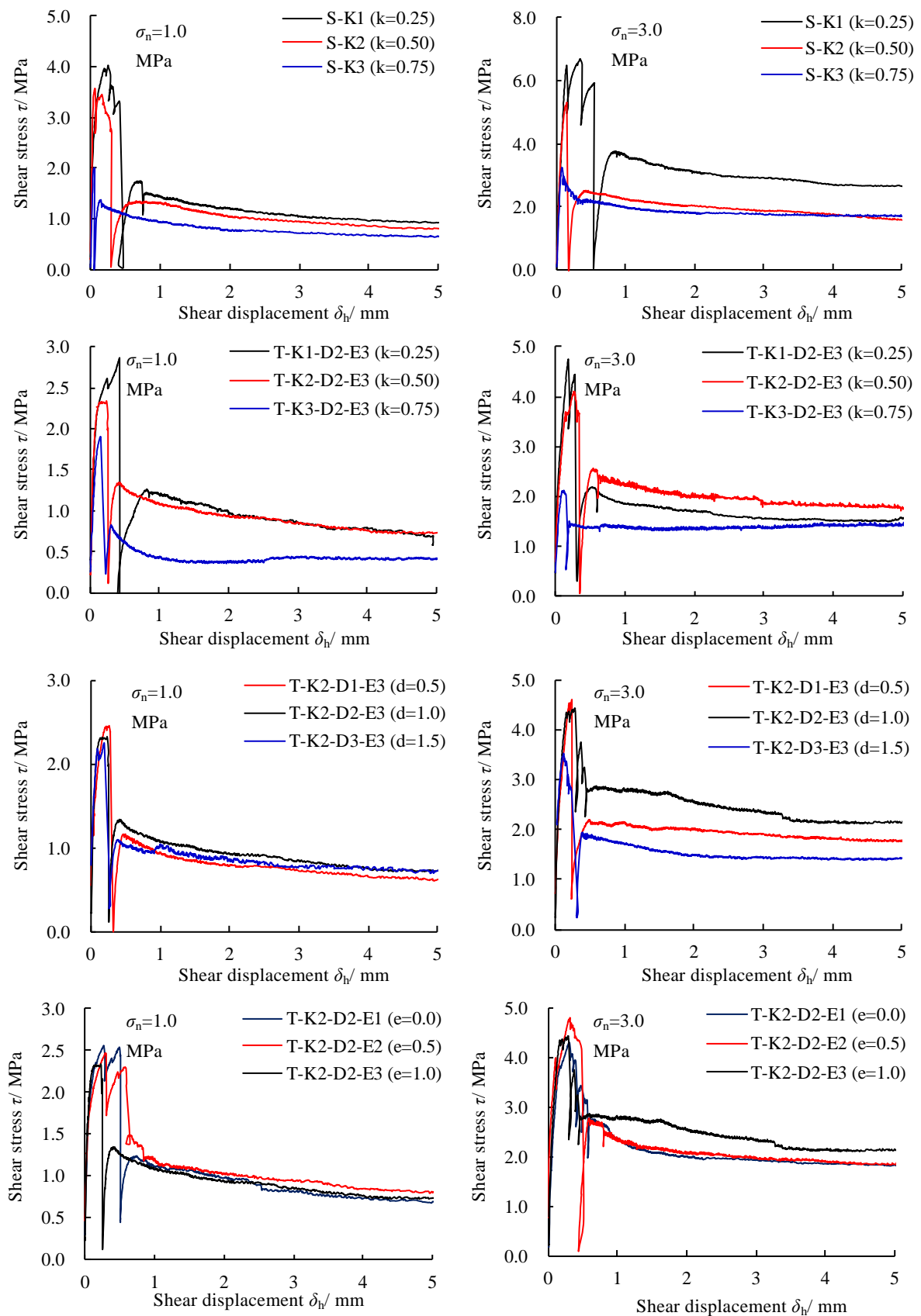


図 1.2.2.3-5 せん断応力-せん断変位の関係. 左：垂直応力 1.0MPa, 右：垂直応力 3.0MPa.

( $N_r=3$ ),  $k$  が 0.25 から 0.75 に増加させると, ピークせん断強度は,  $\sigma_n=1.0$  MPa において 2.87 MPa から 1.90 MPa (減少率 33.8%) に減少するが,  $\sigma_n=3.0$  MPa においては 4.76 MPa から 2.13 MPa (減少率 55.3%) に減少する. これは, 断続的不連続面の連結性が増すにつれて, 高い垂直応力がロックブリッジに大きな応力集中を引き起こし, その結果, ピークせん断強度をより顕著に低下させるためと考えられる.

間隔  $d$  は, 連結性パラメータ  $k$  よりもせん断強度への影響が小さい. 図 1.2.2.3-6 (c) に示すように,  $\sigma_n=3.0$  MPa において,  $d$  が 0.5 から 1.5 に増加しても, 23.3% の減少 (4.60 MPa から 3.53 MPa) しか生じていない.

一方, 図 1.2.2.3-6 (d) に示すように, 垂直応力が  $\sigma_n=1.0$  MPa または  $\sigma_n=3.0$  MPa であっても, オーバーラップがピークせん断強度に及ぼす影響は殆ど見られなかった. 以上の結果より, 供試体のせん断強度には, 連結性, 間隔, オーバーラップの順で影響度が小さくなることが明らかになった.

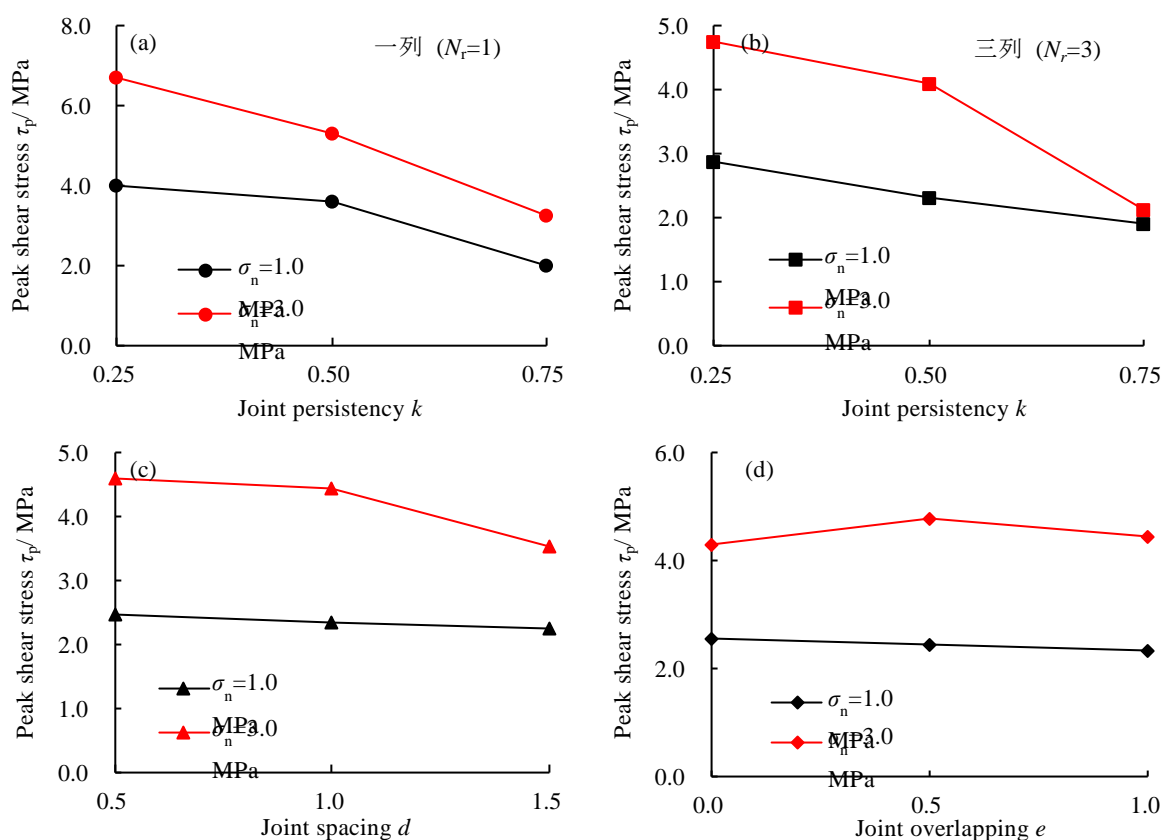


図 1.2.2.3-6 幾何学パラメータごとのピークせん断強度.

#### 1.2.2.3.6 実験結果④：せん断変位の増加による垂直変位の変化

図 1.2.2.3-7 に, 垂直変位-せん断変位曲線を示す. 図 1.2.2.3-8 に, ピーク垂直変位  $\delta_{vp}$  と最終垂直変位  $\delta_{vt}$  を, 断続的不連続面の幾何学パラメータごとに示す.

図 1.2.2.3-7 及び図 1.2.2.3-8 から,  $k$  の増加に伴い,  $\delta_{vp}$  と  $\delta_{vt}$  の両方が明らかに減少することが分かる. これは, 垂直変形挙動が断続的不連続面のせん断破壊パターンに関係しているためだと考えられる. 連結性の低い場合 ( $k=0.25$ ) では, き裂の進展により凹凸のあるマクロせん断面を形成し, ステージIVにおいてより顕著な垂直変位を生じる. 一方, タイプIIが支配的なロックブリッジの連結では, マクロせん断面がより平滑であるため, 垂直変位が抑えられている. この傾向は連結性の強い場合 ( $k = 0.75$ ) において顕著である. また,  $\sigma_n=3.0$  MPa の垂

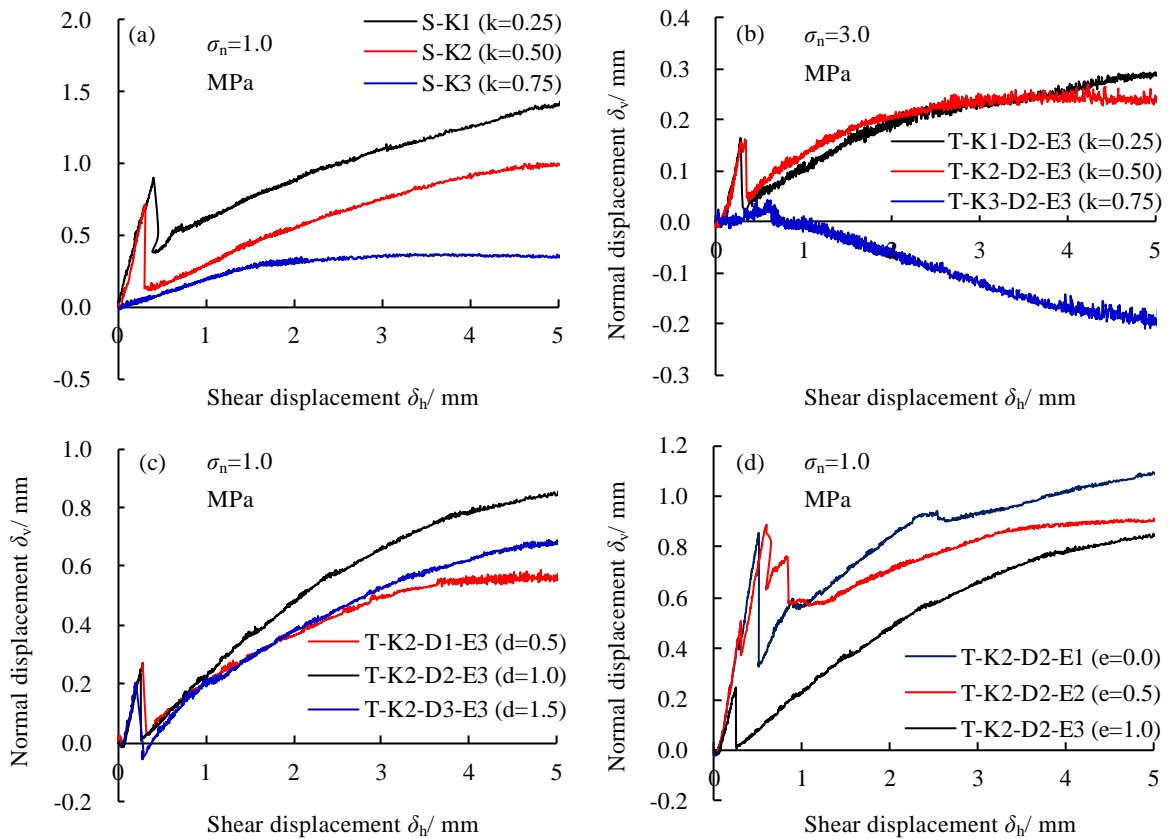


図 1.2.2.3-7 せん断応力-垂直変位(ダイレーション)関係.

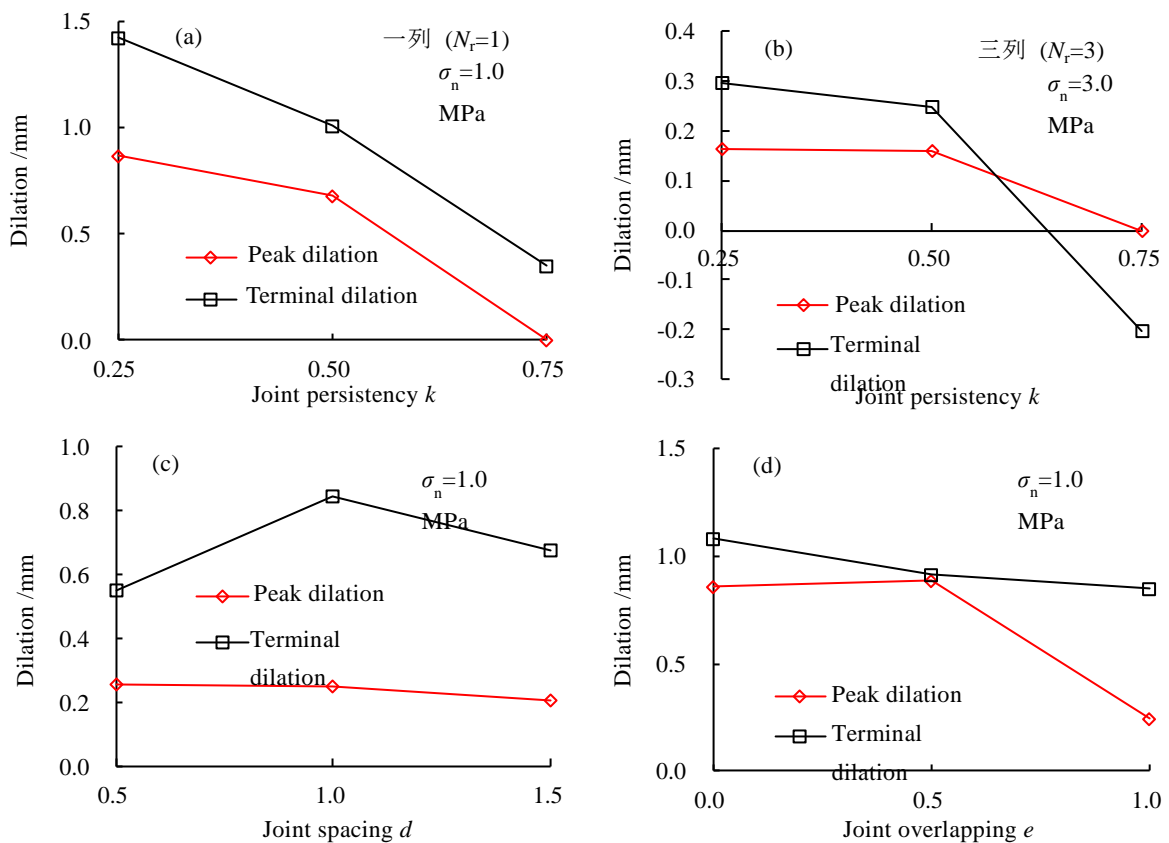


図 1.2.2.3-8 幾何学パラメータごとのピーク垂直変位(ダイレーション).

直応力下では、T-K3-D2-E3 ( $k=0.75$ )のように、垂直変位がほとんど発生せず、ほぼすべてのせん断過程において収縮を生じているケースもある(図1.2.2.3-7 (b))。これらの結果から、不連続面の連結性が垂直変位に大きな影響を与えることが分かった。

図1.2.2.3-7 (c)と図1.2.2.3-8 (c)から、不連続面の間隔  $d$  はピーク垂直変位にほとんど影響を与えず、変化が少ないことがわかった。

一方、図1.2.2.3-7 (d)と図1.2.2.3-8 (d)が示すように、オーバーラップ(e)は垂直変位に影響を与えることを示した。T-K2-D2-E1( $e=0$ )と T-K2-D2-E2( $e=0.5$ )のピーク垂直変位は、T-K2-D2-E3 ( $e=1.0$ )より大きく、最終垂直変位は  $e=0$  の場合に最大となる。これは表1.2.2.3-5に示すように、 $e=0$  と  $0.5$  の場合、Type-IVの連結がマクロせん断面の中で不規則なブロックを生成させ、ブロック同士の摩擦と回転が垂直変位の発生に大きく寄与しているためであると考えられる。

### 1.2.2.3.7 実験結果⑤：岩盤内部の変形過程及び力学的影響範囲

平成31年度の研究計画段階では、ビデオ観察による岩盤内部の弱面すべりの観察を予定していたが、本実験では、内部構造をより詳しく定量的に考察することのできるAEを用いて弱面すべり面内部の変形過程や力学的影響範囲について検討することとした。

図1.2.2.3-9は供試体のせん断過程におけるAEパラメータであるヒット率の変化について、計測結果の一部を示す。ヒット率は、単位時間あたりのヒット数であり、しきい値の40 dBより大きい振幅のみを記録した。ステージIの弾性変形段階(図1.2.2.3-4を参照)ではAEイベントは少ないが、ステージIIの後半からAEイベント回数が急激に上昇し、AEイベント回数の低下とともにせん断応力がピークから急激に低下した(ステージIII)。また、残留応力段階(ステージV)においてはヒット率が低い傾向にあるが、図1.2.2.3-9c&dのように、一部のケースでは、岩石ブロックの滑りや回転により、残留段階においてもAEイベントが観察されている。

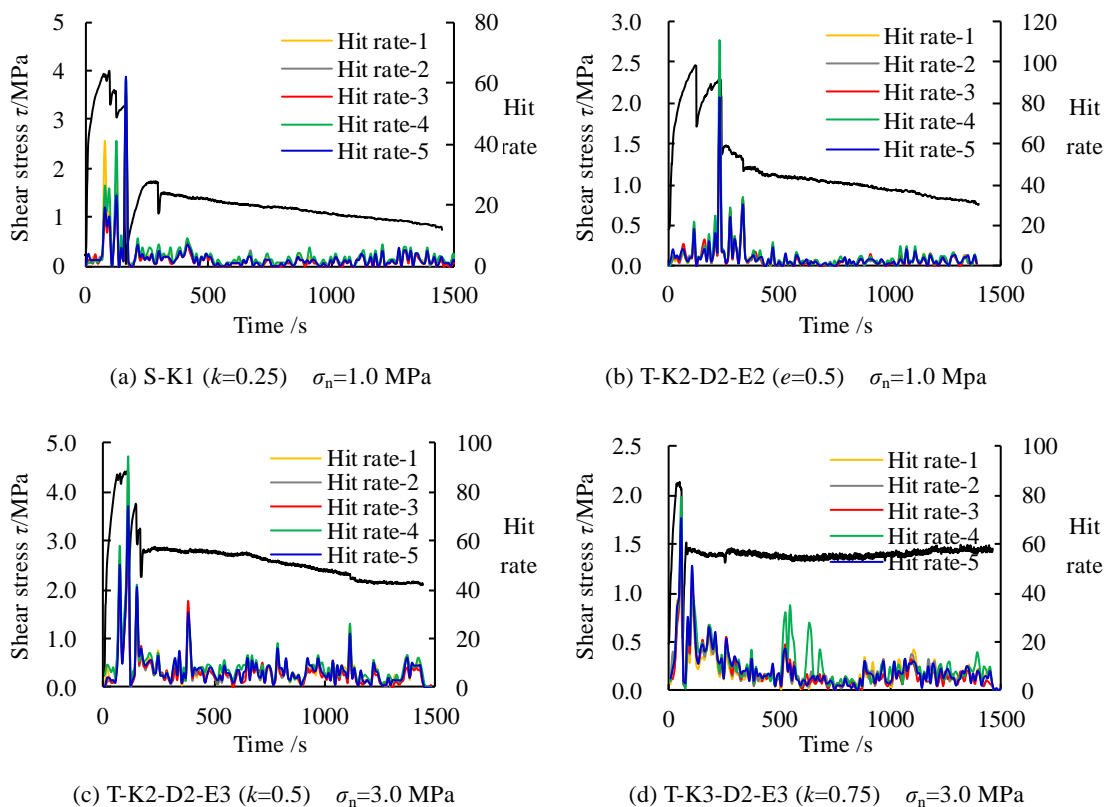


図1.2.2.3-9 せん断応力及びAEヒット数の経時変化。

岩盤内部の変形過程及び力学的影響範囲を検討するため、T-K2-D2-E2 ( $e=0.5$ ,  $\sigma_n=1.0\text{MPa}$ ) の計測結果を一例として、図 1.2.2.3-10 に示す。図 1.2.2.3-10 は、せん断荷重の経時変化とその拡大図(上の図), 及びそれに対応した AE ヒット数の経時変化(下の図)である。図 1.2.2.3-10 に示すように、せん断荷重が減少する際に、AE ヒット数の上昇を測定している。また、AE ヒット数の場所は、経時的に変化していることが分かる。最初のせん断荷重の減少と伴に計測された AE イベントは、上から見たせん断箱の左側を示すセンサー1 及び 4 において顕著であったが、大きく荷重値が減少するステージⅡの最後からステージⅢの最初にかけての AE イベントでは、すべてのセンサーが応答しており、全体的に破壊が進んでいることがわかる。

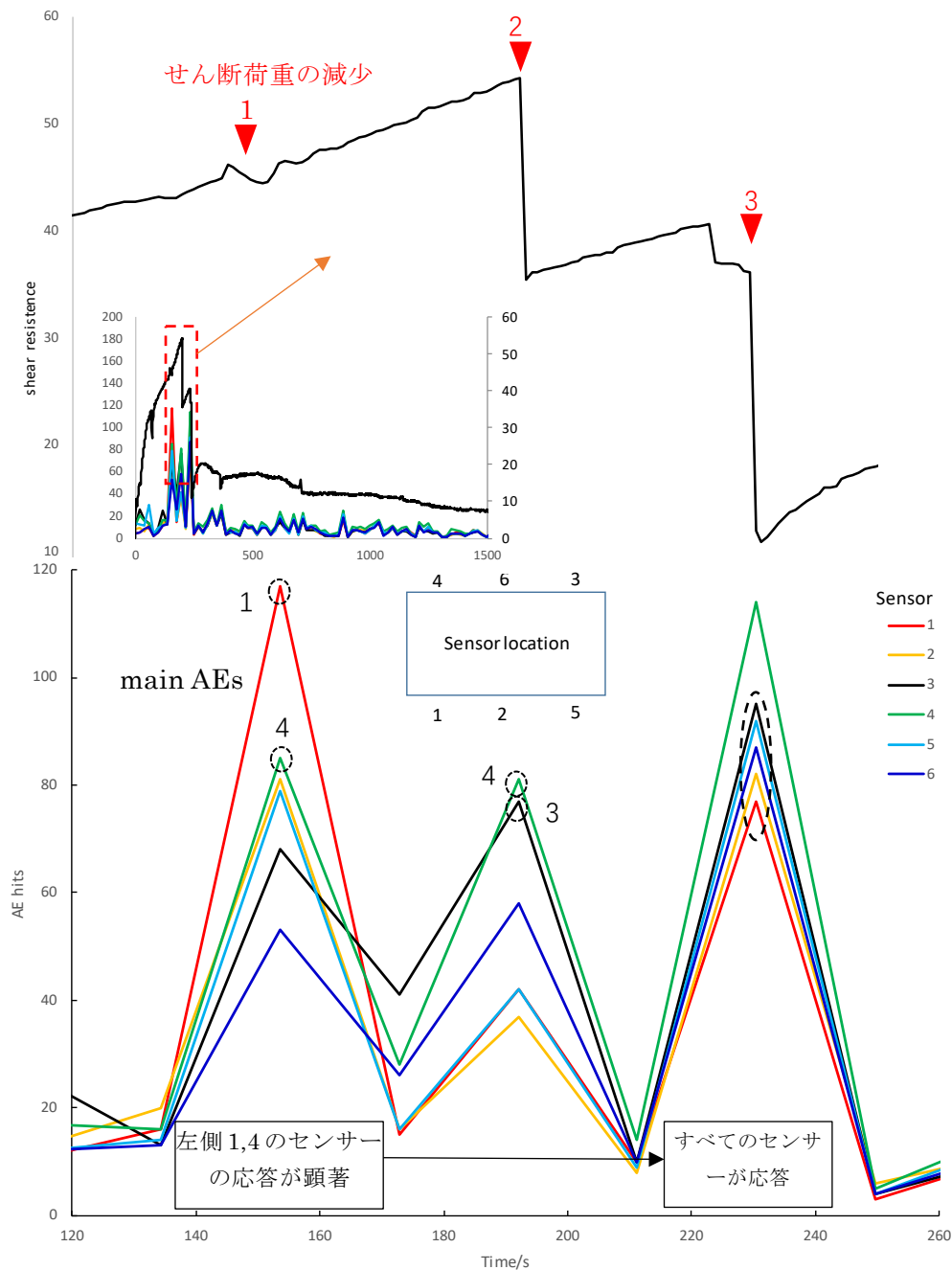


図 1.2.2.3-10 上図：せん断荷重の経時変化とその拡大図。  
下図：上の拡大図に対応した AE ヒット数の経時変化。

#### 1.2.2.4 まとめと今後の課題

本項では、海底地すべり面などの弱面すべり面と周辺岩盤との力学的・水理学的特性を評価するための手法として、2つの異なるタイプのせん断試験を行った。以下に、それぞれのまとめと今後の課題について述べる。

##### 間隙水圧がせん断すべり挙動に与える影響:

隙水圧を作用させることのできる一面せん断試験用治具を開発し、真三軸試験機を利用した一面せん断・透水試験を行い、すべり面の強度特性を計測した。本項で考案した真三軸試験機を利用した一面せん断・透水試験装置は、比較的高い間隙水圧を作用させつつ地下の三方向の応力を独立して作用させることができ、さらに一面せん断試験で問題となる回転モーメントも生じない工夫がされている。これらは、これまでの通常の一面せん断試験装置では考慮できなかったことであり、本試験装置を使うことによってより適切に地下の力学的・水理学的状況を検討することが可能となった。また、間隙水圧がせん断強度や垂直変位に与える影響について予察的な検討を行った。

今後の課題として、海底地すべり面等の弱面すべりの再滑動性については、地震時の振動の影響による弱面の剥離や強度低下が考えられるため、地震時の間隙水圧の変動とそれに伴うすべり挙動を解明する必要がある。また、非接触式の3Dレーザースキャナーを用いて不連続面の破面性状を数値化し、せん断による面の凹凸の変化や、間隙水圧がせん断面に与える影響について検討することが考えられる。

##### 上載荷重がせん断すべり挙動に与える影響

弱面すべり面にかかる上載荷重の影響を検討するため、上載荷重を一定に制御した一面せん断試験を行った。特に、固着域を有する弱面すべり面のせん断強度、及び節理や層理面の結合によるせん断挙動を調べることを目的とし、不連続面を有する岩石に対する一面せん断挙動の検討を行った。断続的不連続面の幾何学的パラメータとして、連結性、オーバーラップ、及び間隔について、それぞれの値を変化させ、せん断強度や垂直変位への影響について考察した。結果として、供試体のせん断強度は、連結性、間隔、オーバーラップの順で影響度が小さくなることが明らかになった。一方、垂直変位への影響は、連結性及びオーバーラップが大きいことが分かった。これらの結果は、せん断過程において形成される、岩石ブロックの摩擦や回転が影響していると考えられる。また、岩盤内部の変形過程及び力学的影響範囲について、AEセンサーを用いた検討を行った。AEイベントの計測場所とヒット数の経時変化を調べることにより、岩石内部の破壊がどこから始まり、どのように伝播してくのかを明らかにした。

今後の課題として、せん断面の損傷状況と連結部のき裂の進展過程、さらに、マクロなせん断面を形成したときの表面ラフネスが、せん断強度や垂直変位に与える影響についてAE測定の結果をより詳細に検討する必要がある。また、今回用いた固着域を有する弱面すべり面は、固着域の状況が変化するとせん断強度だけではなく垂直変位にも大きな影響を及ぼすことが分かった。垂直変位は透水係数にも影響を及ぼすと考えられるため、今後は一面せん断変形透水試験を行うことで、弱面すべりの力学的・水理学的特性を把握し、地すべり面を含む周辺岩盤を総合的に評価する必要がある。

#### 【引用文献】

- 1) Zhang, Q., Li, X., Bai, B., and Hu, H. (2019) The shear behavior of sandstone joints under different fluid and temperature conditions. *Engineering Geology*, 257, 105143.
- 2) Carey, J.W., Lei, Z., Rougier, E., Mori, H., and Viswanathan, H. (2015) Fracture-permeability behavior of shale. *Journal of Unconventional Oil and Gas Resources*, 11,

27-43.

- 3) Welch, N.J., Frash, L.P., Harp, D.H., and Carey, J.W. (2020) Shear strength and permeability of the cement-casing interface. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 95, 102977.
- 4) Sato, M., Takemura, T., and Takahashi, M. (2018) Development of the permeability anisotropy of submarine sedimentary rocks under true triaxial stresses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 108, 118-127.
- 5) Panaghi, K., Golshani, A., Sato, M., Takemura, T., and Takahashi, M. (2018) Crack tensor-based evaluation of inada granite behavior due to damage under true-triaxial testing condition. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 106, 30-40.
- 6) Li, X., Wu, Z., Takahashi, M., and Yasuhara, K. (2002) Permeability anisotropy of Shirahama sandstone under true triaxial stresses. *Jour. Geotech, Eng., JSCE*, 708, 1-11.
- 7) Sato, M., Kato, M., and Takahashi, M. (2016) Experimental Evaluation of Specific Storage in Mudstone Considering Error Using the Flow Pump Method. *The Mining and Materials Processing Institute of Japan*, 57(2), 112-118.
- 8) 地盤工学会 (2009) 地盤材料試験の方法と解説, 第7編第12章, 岩盤不連続面の一面せん断試験方法, pp.912-944.
- 9) 三笠正人 (1960) 新型一面せん断試験機について. *土木学会第15回年次学術講演会概要集*, 45-48.
- 10) 古谷 保・川本 治・山田康晴・中里裕臣・井上敬資 (2008) 定圧一面せん断試験における供試体層厚と周面摩擦の関係-正規圧密カオリン粘土と緩詰め三隅砂供試体の比較-. *農村工学研究所技報*, 207, 81-91.
- 11) 高橋 学・藤井幸泰・安 昶完・竹村貴人・高橋直樹・朴 赫 (2011) 来待砂岩の水銀ポロシメータおよびX線CT構造解析から得られる空隙構造. *応用地質*, 52, 184-191.
- 12) 高橋直樹・高橋 学・竹村貴人・藤井幸泰・朴 赫 (2012a) 三軸圧縮および三軸伸張条件における来待砂岩の強度・変形特性. *応用地質*, 53, 121-128.
- 13) 高橋 学・加藤昌治・高橋直樹・藤井幸泰・朴 赫・竹村貴人 (2012b) 来待砂岩の3次元空隙分布と透水係数および比貯留率の拘束圧・軸圧による変化について. *応用地質*, 53, 31-42.
- 14) 藤井幸泰・高橋直樹・高橋 学・竹村貴人・朴 赫 (2011) 三軸伸張試験で形成された来待砂岩中の割れ目の性状と形成メカニズム. *応用地質*, 52, 176-183.
- 15) 藤井幸泰・朴 赫・竹村貴人・高橋 学・高橋直樹 (2012) 来待砂岩の力学異方性と堆積構造に関する研究, その1-粒子配列について- *応用地質*, 53, 64-69.
- 16) American Society for Testing and Materials (1999) Standard test method for determination of pore volume and pore volume distribution of soil and rock by mercury intrusion porosimetry, Designation D 4404-84 (Reapproved 1992). *Annual Book of ASTM Standards*, 04.08, 588-592.
- 17) Bahat, D. (1991) *Tectonogractography*, 354p., Springer-Verlag.
- 18) 田中義浩・亀高正男・岡崎和彦・鈴木一成・瀬下和芳・青木和弘・島田耕史・渡邊貴央・中山一彦 (2018) 断層面の形態観察に基づく断層活動性評価手法の検討. *応用地質*, 59, 13-27.
- 19) Jiang, Y., Xiao, J., Tanabashi, Y., Mizokami, T. (2004) Development of an automated servo-controlled direct shear apparatus applying a constant normal stiffness condition. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41(2), 275-286.
- 20) 佐藤 稔・朝比奈大輔・高橋 学(2019) 真三軸圧縮試験で形成された来待砂岩の破断面性

状解析. 応用地質, 60, 110-119

- 21) Lajtai, E. Z. (1969) Strength of discontinuous rocks in direct shear. *Geotechnique*, 19, 218–233.
- 22) Stimpson, B. (1978) Failure of slopes containing discontinuous planar joints in: *Proc. of the 19th US Symp. On Rock Mechanics*, 296–302.
- 23) Einstein, H. H., Veneziano, D, Baecher, G. B., and O'Reilly, K. J. (1983) The effect of discontinuity persistence on rock slope stability. *Int Jour. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, 20(5), 227–236.
- 24) Li, S., Feng, X. T., Li, Z., Chen, B., Zhang, C., and Zhou, H. (2012) In situ monitoring of rockburst nucleation and evolution in the deeply buried tunnels of Jinping II hydropower station. *Eng Geol*, 137–138:85–96.
- 25) Huang, D., Cen, D., Ma, G., and Huang, R. (2015) Step-path failure of rock slopes with intermittent joints. *Landslides*, 12(5), 911–926.
- 26) Savilahti, T., Nordlund, E., and Stephansson, O. (1990) Shear box testing and modeling of joint bridge. *international symposium on shear box testing and modeling of joint bridge Rock Joints*, 295-300.
- 27) Wong, R. H. C., Leung, W. L., and Wang, S. W. (2001) Shear strength studies on rock-like models containing arrayed open joints. In *DC Rocks 2001, The 38th US Symposium on Rock Mechanics (USRMS)*, American Rock Mechanics Association.
- 28) Zhang, H. Q., Zhao, Z. Y., Tang, C. A., and Song, L. (2006) Numerical study of shear behavior of intermittent rock joints with different geometrical parameters. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 43(5), 802-816.
- 29) Ghazvinian, A., Nikudel, M. R., and Sarfarazi, V. (2007) Effect of rock bridge continuity and area on shear behavior of joints in: *Proc. of the 11th ISRM Congress, Document ID: ISRM-11CONGRESS-2007-054* (2007).
- 30) Sarfarazi, V., Ghazvinian, A., Schubert, W., Blumel, M., and Nejati, H. R. (2014) Numerical simulation of the process of fracture of echelon rock joints. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 47(4), 1355-1371.
- 31) Gehle, C., and Kutter, H. K. (2003) Breakage and shear behavior of intermittent rock joints. *Int J Rock Mech Min Sci*, 40, 687–700.
- 32) Gerolymatou, E., and Triantafyllidis, T. (2016) Shearing of materials with intermittent joints. *Rock Mech Rock Eng*, 49, 2689–2700.
- 33) Yang, X.X., and Kulatilake, P.H. (2019) Laboratory investigation of mechanical behavior of granite samples containing discontinuous joints through direct shear tests. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(3), 79.
- 34) Sarfarazi, V., Haeri, H., Shemirani, A. B., and Zhu, Z. (2017) Shear Behavior of Non-Persistent Joint Under High Normal Load. *Strength of Materials*, 49(2), 320-334.
- 35) Zhuang, X., Chun, J., and Zhu, H. (2014) A comparative study on unfilled and filled crack propagation for rock-like brittle material. *Theoretical and Applied Fracture Mechanics*, 72, 110-120.



## 1.2 断層等の評価手法に関する科学的・技術的知見の取得

### 1.2.3 物理探査・ボーリング調査等に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法の検討

#### 【実施内容】

物理探査断面にボーリング調査から取得された岩石物性や検層ログ等の深度方向の情報を付加することにより、物理探査断面の確度・精度は向上し、断層及び岩盤損傷域の評価の確度・精度も向上することが期待される。

平成 31 年度は、地表からの調査段階において物理探査とボーリング調査を組み合わせた断層の認定・評価手法について、過年度に収集した既往研究事例を基に検討を行い、知見を整理する。また、地下坑道調査段階における物理探査を用いた岩盤損傷域の評価手法について既往研究事例の調査を行い、知見を整理する。

#### 【成果】

#### 1.2.3.1 地表からの調査段階における物理探査・層序ボーリング調査等に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法の検討

##### 1.2.3.1.1 層序ボーリング調査情報等の物理探査への利用

地表からの調査段階において実施可能な各種物理探査の断層調査への適用性については、平成 30 年度の原子力規制庁委託成果報告書（産業技術総合研究所，2019<sup>1)</sup>）で取りまとめを行っている。平成 30 年度を取りまとめでは、既存のボーリング調査等による地下情報が存在しない場合において、物理探査による断層調査の可能性や適用性についてまとめているが、その中でボーリング調査等について以下のように言及している。

- ・一般にボーリング調査等が存在しない場合は、物理探査のみでは地下構造や物性分布に関して高い精度の深度情報を取得することは困難である。しかし、反射法地震探査重合速度や屈折法トモグラフィ解析による弾性波速度構造を解析することにより、比較的信頼度の高い深度情報を取得することが可能である。

ボーリング調査等による地下情報が存在する場合、高精度の深度情報が得られる、ボーリングコア・カッテングス等により地下の岩石の分布が直接確認できる、検層ログなどにより連続的な物性分布が把握できるなど、地下構造を解析する上で重要な情報が得られる。本項では既存のボーリング調査等による地下情報が存在する場合に、断層及び岩盤損傷域の評価の精度・確度等がどのように向上するかに着目し、既存知見を取りまとめるものとする。

#### ボーリング調査情報の物理探査への利用

ボーリング調査では、柱状図・地層境界・岩相区分等の地質情報と、検層ログや室内測定による物性値（コアの速度・密度等）などの物理情報を取得することができる。

地質情報としての柱状図・地層境界・岩相区分は、物理探査データとの統合解析時の入力データまたは統合解析後の解析結果と比較を行い、解析結果の品質確認に利用される重要な情報である。地層境界は地質モデル構築時の基準となる情報であり、ボーリング調査から取得可能な地質情報を、物理探査データとの統合解析フローに予め組み込むことによって、地質情報との差異の少ない物理探査データの解析が可能となる。二次元もしくは三次元地下構造モデルでは、ボーリング調査による地質情報をボーリング孔跡に沿って区間として配置し、可視化することがある。また、物理情報としてのコア物性値は、各種解析結果の振れ幅を制御する拘束データまたはシミュレーションにおいては特定位置での拘束データとして利用される。二次元もしくは三次元地下構造モデルでは、物理情報も地質情報と同様に図 1.2.3.1-1 (JAPEX, 2018<sup>2)</sup>) に示すようにボーリング孔跡に沿って配置し、可視化することができる。

検層ログは、地層境界・岩相区分等の判定に用いられるほか、深度方向の測定データ数が多いことからヒストグラム等の統計量の図化や各種解析の入力データまたは統合解析後の解析結

果と比較を行い、解析結果の品質確認に利用される情報となる。二次元もしくは三次元地下構造モデルでは、検層データも前述した物理情報と同様に、ボーリング孔跡に沿って配置し、可視化することができる。

このように、ボーリング調査に基づく地質情報や検層ログなどの物理情報は、物理探査データとの統合解析における各種作業の基準と品質管理に利用され、重要なデータと位置づけられる。

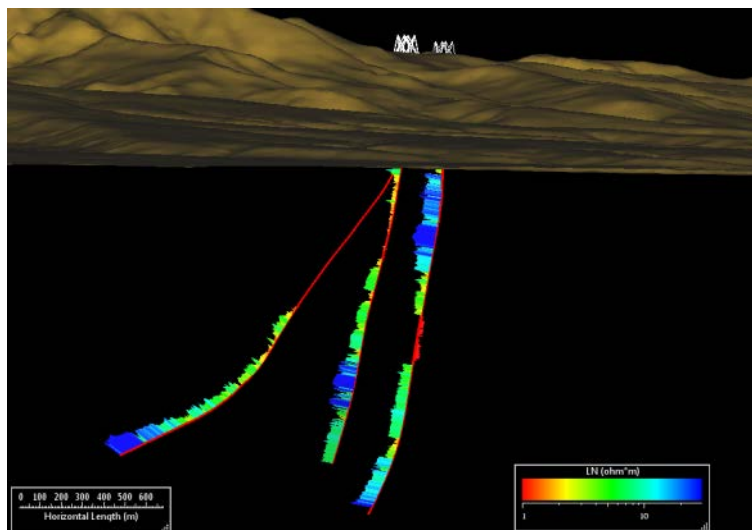


図 1.2.3.1-1 検層データの三次元地下構造モデルへの配置 (JAPEX, 2018<sup>2)</sup>)  
 検層データ：比抵抗値（暖色 低比抵抗，寒色 高比抵抗）

#### 1.2.3.1.2 統合および複数物理探査による断層及び岩盤損傷域の評価手法

物理探査学会統合物理探査調査研究委員会 (2017)<sup>3)</sup> は、「統合物理探査による地盤物性評価と土木建設分野への適用」に関する報告書の中で、建設分野の調査対象別に、統合物理探査および複数物理探査を実施した調査事例の収集を行い、その結果を基に統合物理探査や複数物理探査の適用性や課題等について検討している。中深度処分の処分坑道と類似した地下構造物であるトンネルについては、物理探査法としては屈折法地震探査、二次元比抵抗探査のほか、ボーリング調査との組み合わせで弾性波トモグラフィ、比抵抗トモグラフィが実施されることが多いとしている。トンネルにおける統合および複数物理探査の事例のうち、約3割がP波速度と比抵抗の組合せであり、その要因としてP波速度や比抵抗は地山分類や破碎帯の分布の把握に有効であることを挙げている。P波速度を求める方法としては、屈折法地震探査が多く、比抵抗を求める手法としては二次元比抵抗探査、電磁探査の順で多かったとしている。

複数の物理探査とボーリング調査を組み合わせた地下構造探査手法として、最も高精度な手法は三次元地下構造探査である。三次元地下構造探査では、三次元地震探査“Seismic data”や重力・磁力・電磁探査等の物理探査“Non-Seismic data”から得られる情報とボーリング調査による孔井情報を組み合わせて、地下の岩相・物性・力学特性等を推定し、三次元地下構造モデルを構築する。三次元地下構造探査は従来は石油探査を主たる目的に開発されてきたが、現在では CCS や地熱開発等にも適用されており、地下流体をトラップする構造としての断層や、地下流体の移行経路としての岩盤損傷域の検出等に利用されており、三次元地下構造探査の断層及び岩盤損傷域の評価への適用性について概要を取りまとめる。

#### 重力・磁力探査データの三次元地下構造探査への利用

重力・磁力探査は、反射法地震探査を主体とする三次元地下構造探査において、重力・磁力探査情報を基にした三次元的な密度構造・磁化率構造モデルの作成に利用される。

重力・磁力探査は、人工的ソースを必要としない受動的で静的な探査手法であるため、早くからデータ取得がなされ、国・公的機関および民間企業等により海域を含め全国においてデータ蓄積がなされている。蓄積されたデータは、コンパイルマップとして公表され、多方面で活用されており、三次元地下構造探査において重要な基本情報と位置付けられている。

重力・磁力探査においては、コンピューターの発達によって三次元インバージョン解析が実施され、密度構造・磁化率構造モデルを構築することが一般的になりつつある(図 1.2.3.1-2a&b 参照)。ボーリングコアや検層データがある場合には、その物性値から初期モデルを構築してインバージョン解析時に利用する。参考となる既往データが少ない地域では、初期モデルなしでインバージョン解析を実施し、データの蓄積と共に初期モデル構築や拘束条件ありのインバージョン解析に移行することが望ましい。

### 比抵抗探査・電磁探査データの三次元地下構造探査への利用

電磁波探査は、反射法地震探査を主体とする三次元地下構造探査において、重力・磁力探査と同様に、三次元的な比抵抗構造モデル等の作成に利用される。

比抵抗探査や電磁探査は、重力・磁力探査に比べ、測定には電極設置等の準備が必要となる。比抵抗探査は地下浅部を対象に比較的短い測線長で実施されるのに対し、電磁探査は一般的には地下深層を対象に比較的長い測線長、もしくは面的な探査が実施される。電磁探査は、人工的ソースを必要としない手法(MT法等)と人工的ソースを必要とする手法(CSAMT法等)がある。データ取得は国・公的機関および民間企業等により全国においてデータ蓄積がなされているが、蓄積されたデータは一部を除き公開されていない。また、近年では海洋電磁探査の手法が確立して、データが蓄積されつつある。

比抵抗探査や電磁探査においても、重力・磁力探査と同様に、コンピューターの発達によって二次元あるいは三次元インバージョン解析が実施され、二次元あるいは三次元の比抵抗構造モデルを構築することが一般的になりつつある(図 1.2.3.1-2c 参照)。比抵抗構造は、三次元地下構造探査において重要な基本情報と位置付けられており、精度のよい探査が行われる必要がある。

また、三次元地下構造探査では、比抵抗構造モデル等と他の物性モデル等を組み合わせて各種の三次元物性モデルや三次元岩相モデルが構築される。

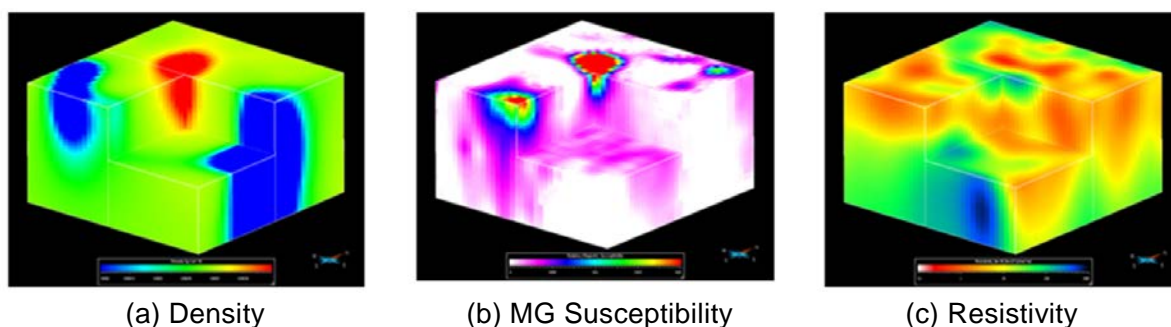


図 1.2.3.1-2 三次元物性モデルの例 (JAPEX, 2018<sup>2)</sup>)

### 三次元地下構造探査における測線配置の課題

三次元地下構造探査では、三次元反射法・屈折法統合探査、重力・磁力・電磁探査、ボーリング調査の情報を組み合わせて、高精度な地下構造モデルを作成する。三次元反射法・屈折法統合探査では、理想的には規則的な格子状に受発振点を展開することが望ましく、陸域・海域ともに探査可能であるが、陸域では地形・建物・施設・道路等の地表条件により、受発振点の配置が限られ、均質なデータを得ることが難しいという問題があった。しかし、近年の弾性波探査処理技術の向上によってこの難点は改善しつつある。独立行政法人石油天然ガス・金属鉱

物資源機構（以下、JOGMEC と略す）は、「地熱貯留層探査のための弾性波探査ガイドブック」（JOGMEC, 2018<sup>4)</sup>）の中で、地形的に受発振点の配置が限られる山岳部の地熱地域において、林道や登山道等の多様なアクセス路を利用して受発振点を準3次元的に配置する準3次元弾性波調査の有効性を示している。

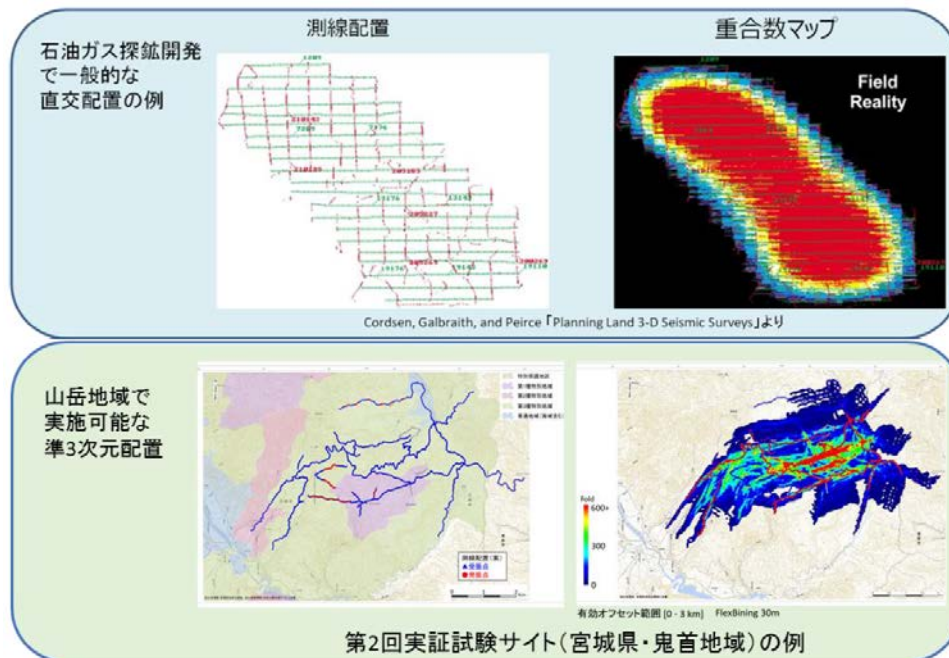


図 1.2.3.1-3 理想的な3次元測線配置と山岳地域で実施可能な準3次元配置(JOGMEC, 2018<sup>4)</sup>)

1.2.3.1.1 項で述べたように、反射法地震探査重合速度や屈折法トモグラフィー解析による弾性波速度構造を解析することにより、比較的信頼度の高い深度情報を取得することが可能である。受発振点の配置が限られる準3次元弾性波調査では、反射法弾性波探査の記録のない断面が多数存在し、反射法地震探査重合速度による深度情報の推定を行うことができない。このような断面においても、反射法に比べて離散的な受発振点記録から探査可能な屈折トモグラフィー解析による速度構造情報を用いて、岩相や高温異常など各種の解釈が可能となる。屈折トモグラフィー解析による速度情報は反射法記録とは独立事象の物性データであり、準3次元地下構造探査のモデル作成や解釈にとって有用な情報となる。

屈折トモグラフィー解析を援用した準3次元探査での受発振点配置例を図1.2.3.1-4に示す(JOGMEC, 2018<sup>4)</sup>)。屈折法探査は、反射法探査に比べて離散的な受発振点間隔でよいが、解析目標深度の4倍程度の測線長が必要とされるため、発震点での発震が遠方の受振点まで到達するように発震点の震源パワーが高い震源が選ばれている。

JOGMEC (2018)<sup>4)</sup> の準3次元反射法・屈折法統合探査で得られた宮城県鬼首地域の高日向山から雄釜・雌釜にかけての反射法・屈折法統合記録を図1.2.3.1-5に示す。図中、発電所から高日向山にかけての領域の反射法記録は得られていない(薄い白塗り部)が、屈折トモグラフィー解析から高日向山の直下に深部から延びる高速度構造が観察できる。鬼首カルデラ内の最新の火山活動である高日向山石英安山岩(～流紋デイサイト)の給源岩脈部分を示す可能性があるとしている(JOGMEC, 2018<sup>4)</sup>)。

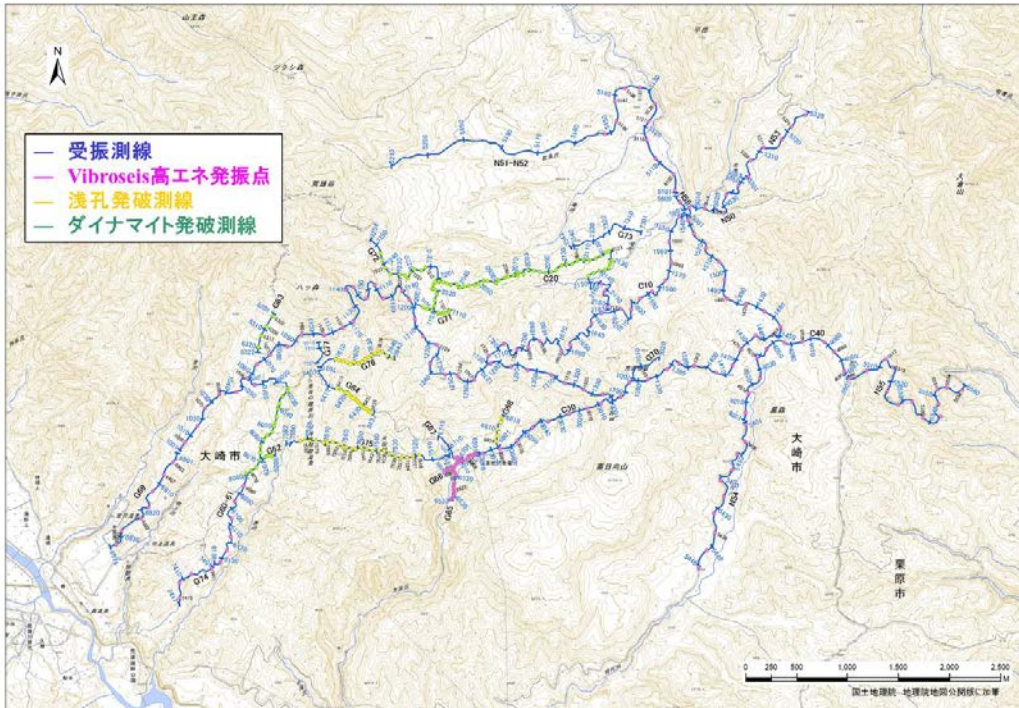


図1.2.3.1-4 屈折トモグラフィー解析を援用した準3次元探査における受発振点配置 (JOGMEC, 2018<sup>4)</sup>)

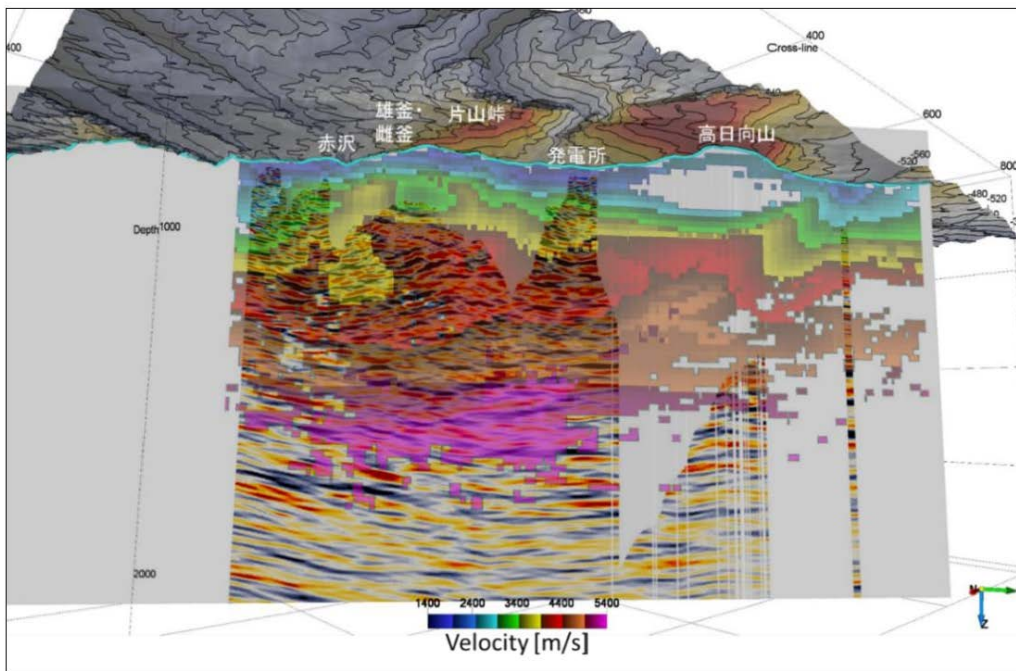


図1.2.3.1-5 高日向山から雄釜・雌釜にかけての反射法・屈折法統合記録 (JOGMEC, 2018<sup>4)</sup>)  
 図中、発電所から高日向山にかけての領域の反射法記録は得られていない(薄い白塗り部)が、  
 屈折トモグラフィー解析から高日向山の直下に深部から延びる高速度構造が観察される。

一方、海域では、陸域と比べて地形的な制約がないことから、水深・漁網・堤防等の制約条件がなければ、規則的な発震・受振が可能であり、陸上と比べて格段に高品質のデータが取得されることが期待できる。

### 三次元地下構造探査を用いた断層及び岩盤損傷域の評価例

佐々木ほか(2008)<sup>5)</sup>は、日本原燃株式会社による余裕深度処分の調査・研究の一環として、深度100m以浅を対象とした三次元反射法地震探査を行っている<sup>\*1</sup>。震源はバイプロサイズ(スイープ周波数40~210Hz)を用いている。探査測線の設定、地表面カバー率、探査仕様、探査結果を図1.2.3.1-6に示す。受振測線と発震測線は互いに直交し、調査期間は約2ヶ月である。三次元反射法探査の結果、詳細な地質構造の解析が可能となり、実落差5m程度の断層を判別することが可能であったと報告されている。

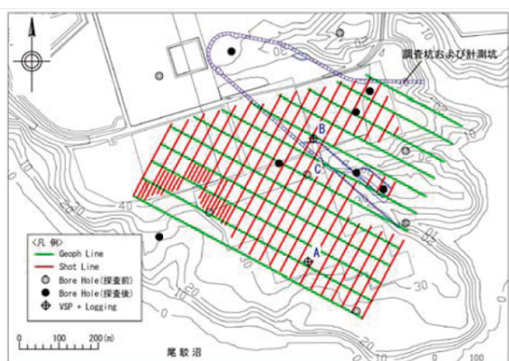


Fig.2. Index map of geophone( green)and shot(red) lines and bore hole locations.

探査仕様 (探査期間はおよそ2ヶ月)

Data Acquisition Parameter	Layouts
Geophone Lines	8 Lines
Total Geophone Points	650
Geophone Line Spacing	50m
CH Interval	10m
Shot Lines	23+18 Lines
Total Shot Points	833
Shot Line Spacing	30m
Shot Interval	10m
Line Coverage	650m×550m
BIN Size	5m×5m
Each Shot Coverage	24ch×8 Geophone Lines

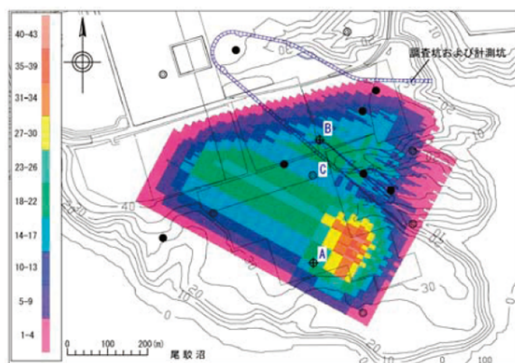


Fig.3. Surface coverage map. Each bin covers 5×5m area.

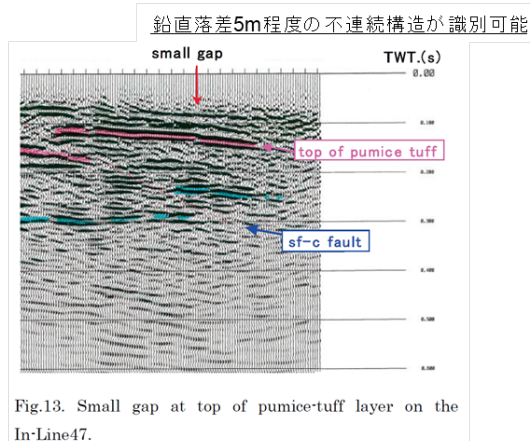


Fig.13. Small gap at top of pumice-tuff layer on the In-Line47.

#### 図 1.2.3.1-6 三次元反射法地震探査の例 (佐々木ほか, 2008<sup>5)</sup>)

JOGMEC (2018)<sup>4)</sup>は、反射法記録から断層系を迅速に把握するため、反射法地震データの属性解析(アトリビュート解析)を利用している(図1.2.3.1-7)。断層系の抽出に使われたアトリビュート解析は、面構造解析のひとつ“Fault Likelihood”である(図1.2.3.1-7c)。“Fault Likelihood”は面構造の確からしさの値のほか、傾斜角や走向方位角が分析される。図1.2.3.1-7cで示されているのは方位角の情報で、図中の面構造解析記録の色は走向方位の違いを示し、反射法記録のインラインと直交する走向を持つ面構造が青と黄および緑で、これらと直交する方向の面構造が赤と橙色で表現されている。“Fault Likelihood”は岩相境界でも面構造が検出される点に注意を要するが、断層系と解釈できる場合、青に対して黄または緑、赤に対して橙色はそれぞれ共役の面構造となる(JOGMEC, 2018<sup>4)</sup>)。

図1.2.3.1-7bは、振幅アトリビュートのひとつ“Energy”を用いたアトリビュート解析結果である。“Energy”は、サイズミクトレース上のウィンドウ内に含まれる各サンプルの振幅値の

<sup>\*1</sup> 佐々木ほか(2008)については、産業技術総合研究所(2019)で断層調査の事例として取り上げているが、三次元地下構造探査の一部を構成する三次元反射法地震探査の調査事例として関係部分を再掲した。

2乗和を示し、弾性波のエネルギーを示している。強振幅が黄緑色、減衰域が青色、平均的な振幅が透明色（白色）によって表現されている。“Energy”の変化は岩相変化を示す場合があるほか、断層近傍での振幅エネルギーの減衰を示している可能性がある（JOGMEC, 2018<sup>4)</sup>）。従って、図1.2.3.1-7dにおいて、抽出された面構造に沿って振幅エネルギーの減衰が顕著な青系統色を示す箇所は、断層帯に沿った岩盤損傷域である可能性が高いと考えられる。

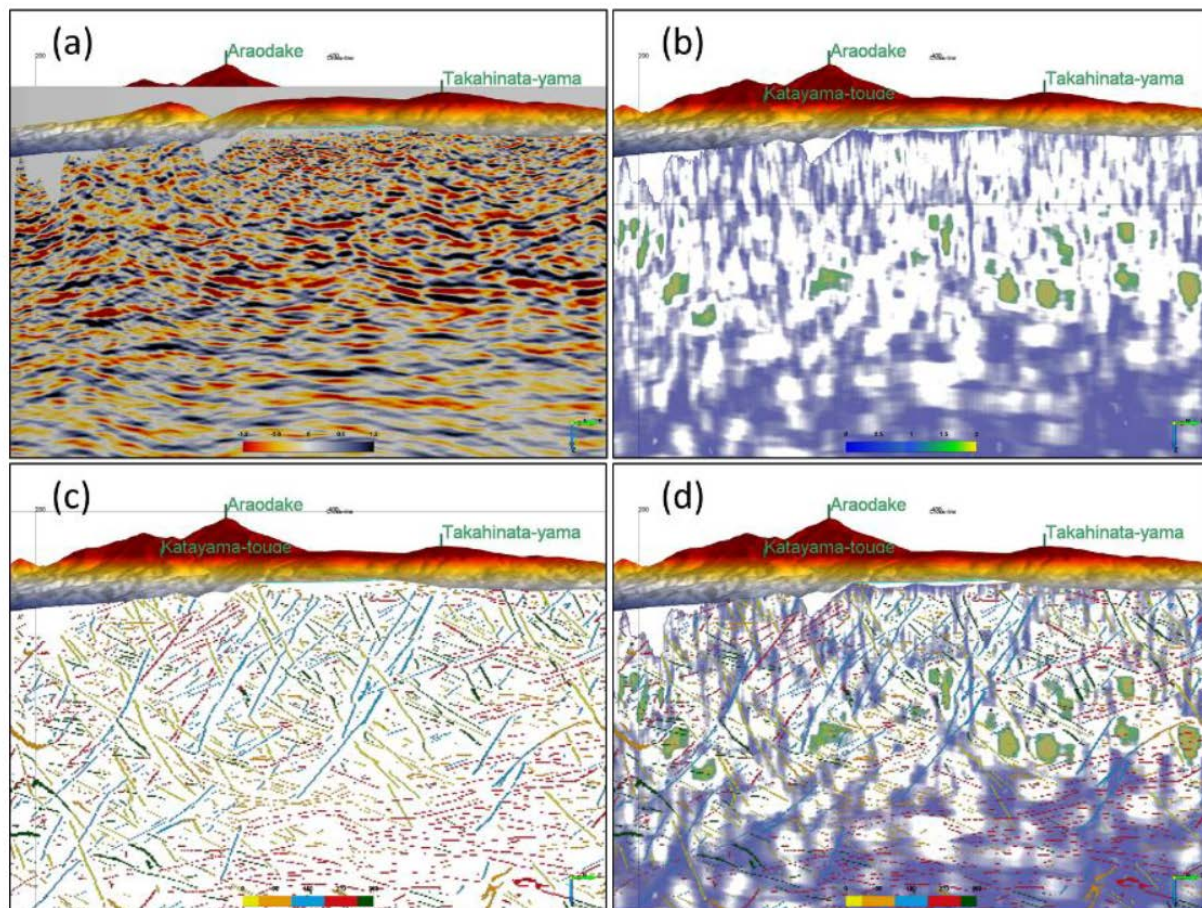


図 1.2.3.1-7 断裂系把握を目的としたアトリビュート解析の例（JOGMEC, 2018<sup>4)</sup>）  
 (a) PSTM深度変換記録, (b) 振幅アトリビュート“Energy”,  
 (c) 面構造解析（走向方位）, (d) (b)と(c)の統合断面

### 1.2.3.1.3 層序ボーリング調査に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法

1.2.3.1.1 項で述べたように、地表からの調査段階で実施される物理探査では、一般的に高い精度の深度情報を取得することはできず、既存の層序ボーリングや温泉ボーリング等の深度情報を用いて深度情報を補正している。このため、これらのボーリング調査情報は深度補正を行うために極めて重要な情報であり、情報収集に努める必要がある。また、これらのボーリング調査によるボーリングコアやスライムなどの岩石試料が深度情報と共に保管されている場合は、各種の物性計測を行うことにより、物理探査断面の解釈に有効な地下情報を取得することが可能である。

層序ボーリングなどのボーリング調査において、BHTVやBHCなどによる孔壁観察画像やボーリングコア観察による亀裂の記載などが残されている場合、亀裂の累積頻度曲線を作成することにより断層ダメージゾーンの幅の判定が可能である。Choi et al. (2016)<sup>6)</sup>は、亀裂の累積頻度曲線に基づいて断層ダメージゾーンの幅が判定可能であることを示し、産業技術総合研究所 (2019)<sup>1)</sup>ではこの手法をダメージゾーンを客観的に判別できる手法として取り上げている。

Choi *et al.* (2016)<sup>6)</sup> の手法については、1.2.3.2.1 項で露頭や地下坑道壁面への適用について概説しているため、詳しくは1.2.3.2.1 項を参照されたい。ここでは、Choi *et al.* (2016)<sup>6)</sup> の手法のボーリングコアへの適用について概説する。

Choi *et al.* (2016)<sup>6)</sup> の手法をボーリングコアに適用した場合、ボーリングの掘進方向がクラック頻度測定の特ラバース(スキャンライン)となる。図1.2.3.1-8は、韓国南東部 Gyeongsang 盆地で掘削されたボーリングコアの解析例である(Choi *et al.*, 2016<sup>6)</sup>)。この図では、深さ方向3m間隔でのクラック頻度が棒グラフで示されており(図1.2.3.1-8b)、累積クラック数が図1.2.3.1-8cに示されている。また、ATV (Acoustic Tele-Viewer) 観測に基づいて確認された断層と破碎帯が図1.2.3.1-8c左端に、割れ目密度が図1.2.3.1-8c右端に濃淡表示で示されている。クラックの累積分布の勾配を指標に4つのダメージゾーンが認定されており(図1.2.3.1-8c)、ATV 観察結果と整合的な結果が得られたとしている(Choi *et al.*, 2016<sup>6)</sup>)。

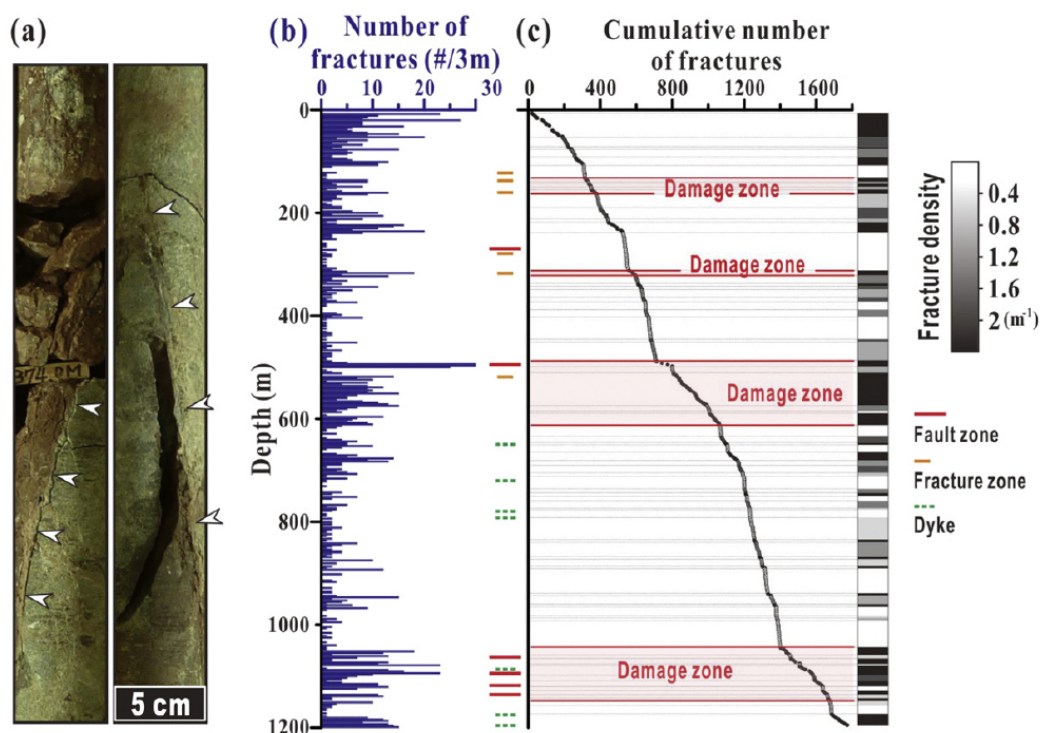


図1.2.3.1-8 韓国南東部 Gyeongsang 盆地でのボーリングコアを用いたクラックの空間的な頻度分布に基づく断層帯の幅の見積もり (Choi *et al.*, 2016<sup>6)</sup>)。

【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2019) 平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書「自然事象等の評価手法に関する調査」, 398p.
- 2) 物理探査学会統合物理探査調査研究委員会 (2017) 統合物理探査による地盤物性評価と土木建設分野への適用. 物理探査学会, 102p., 資料 12p.
- 3) JAPEx (2018) 三次元地下構造探査手法に関する技術情報・調査事例の収集業務 成果報告書, 107p., 193 figs., 2 tables.
- 4) JOGMEC (2018) 地熱貯留層探査のための弾性波探査ガイドブック, 256p., 別添 88p.
- 5) 佐々木泰・浜田憲彦・藤原八笛・鶴旨 純・中東秀樹 (2008) 地盤調査のための三次元反射法地震探査による詳細地質解析, 物理探査, 61, 243-249.



- 6) Choi, J-H., Edwards, P., Ko, K., and Kim, Y-S. (2016) Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews*, 152, 70–87.

### 1.2.3.2 地下坑道調査段階における物理探査等に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法の検討

地下坑道調査段階における断層及び岩盤損傷域の調査・評価の主たる目的として、以下の2つが挙げられる。

- ①中深度処分の事業許可申請の段階で想定されていなかった断層等が、地下坑道の掘削段階で発見された場合に、断層および断層による岩盤損傷域を調査・評価すること。
  - ②地下坑道の掘削に伴って生じる掘削影響領域を調査・評価すること。
- ①は埋設事業に特有の大きな特徴であり、地下坑道の現場における規制側の確認作業等を要する場合も想定される。②は、地表からの調査段階におけるボーリング調査等により予め発生を予見可能な事象であるが、それらの規模・程度が想定範囲内であるかを確認することが必要となる。

#### 1.2.3.2.1 壁面地質観察・調査に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法

地下坑道調査段階における断層及び岩盤損傷域、並びに掘削影響領域の調査・評価手法の基本は、地下坑道掘削面における亀裂の分布や湧水状況等を確認する壁面地質観察・調査である。地下坑道掘削により埋設処分が行われる地層処分に係る深地層の研究施設として、日本国内には瑞浪超深地層研究所（主として結晶質岩）と幌延深地層研究センター（堆積岩）の2つの研究施設があり、いずれの研究施設においても地下坑道掘削の際に壁面地質観察・調査が行われている。

瑞浪超深地層研究所における壁面地質観察・調査については、鶴田・笹尾 (2016)<sup>1)</sup>により詳しく報告されている。瑞浪超深地層研究所における壁面地質調査の主な内容を表 1.2.3.2-1 に示す（鶴田・笹尾, 2016<sup>1)</sup>）。

表 1.2.3.2-1 瑞浪超深地層研究所における壁面調査の内容（鶴田・笹尾, 2016<sup>1)</sup>）

項目	調査内容等
壁面地質調査	地質・割れ目記載 可視画像撮影 岩石・湧水試料の採取
壁面物性計測	岩盤分類評価 シュミットロックハンマー計測等

壁面地質観察・調査は、断層や割れ目などの地質構造が、地下水流動や物質移行を規制する要因となることから、地質構造の分布や特徴を把握するために行われる。三枝ほか (2011)<sup>2)</sup>は、瑞浪超深地層研究所における地質構造の三次元分布を把握し、①移行経路として重要な構造、②対象岩盤の分布と形状、③岩盤の地質学的不均質性を把握し、④地質/地質構造の長期変化を推定することを課題として挙げている。これらの課題に対して鶴田・笹尾 (2016)<sup>1)</sup>は、壁面地質観察・調査では、①については花崗岩における地下水や物質の移行経路として機能する断層や割れ目等の分布や特徴を把握すること、②と③については岩相分布に関するものとして花崗岩では割れ目の頻度分布などに基づく割れ目帯の区分や断層の影響範囲などの把握、花崗岩を覆う瑞浪層群では岩相分布の把握を目標として設定している。

鶴田・笹尾 (2016)<sup>1)</sup>は、釜石鉱山の壁面地質調査 (JNC, 1996<sup>3)</sup>; 新見ほか, 1994<sup>4)</sup>), カナダのWhite Shell (AECL, 1994<sup>5)</sup>), スウェーデンのHard Rock Laboratory (SKB, 1993<sup>6)</sup>), フィンランドのONKALO (Nordbäck, 2010<sup>7)</sup>)等を参考に、以下のような壁面地質観察・調査の仕様を決定している。

記載対象とする割れ目の長さの設定：

研究所周辺における空中写真判読によるリニアメントと、露頭の割れ目密度の検討により、長さが概ね1 m程度までの割れ目がフラクタル特性を有することが示されていることから（佐々木・太田，2004<sup>8)</sup>），長さ1 m程度の割れ目を記載対象とする。

記載方法と記載対象：

- ①調査の効率化や標準化の観点から、釜石鉱山の事例（JNC，1996<sup>3)</sup>；新見ほか，1994<sup>4)</sup>）を参考に、坑道の底盤から上方約1 mにスキャンラインを設定し、スキャンラインと交差する長さ1 m程度以上の割れ目を基本的な記載対象とする。
- ②瑞浪超深地層研究所周辺に分布する花崗岩の上部には、低角度傾斜の割れ目帯が発達する（Sasao et al, 2015<sup>9)</sup>；石橋ほか，2012<sup>10)</sup>）ことから、スキャンラインと交差しない場合でも、長さが2 mを超えるような低角度傾斜（水平面に対して概ね30度以下の傾斜）の割れ目を記載対象とする。
- ③複数の割れ目の交錯部が透水性構造として機能する可能性があること（森田・渡辺，2003<sup>11)</sup>；竹内ほか，2013<sup>12)</sup>）から、分岐・断続・雁行などが認められる割れ目は、長さに係わらず記載対象とする。

割れ目記載シート（表 1.2.3.2-2）における記載項目：

- ①割れ目記載シートはONKALOの記載シート（Nordbäck, 2010<sup>7)</sup>）を参考に設定。
- ②割れ目の種別、条線、走向傾斜、断層岩、開口幅、充填物、母岩の変質・幅、割れ目間隔、岩相、湧水状況などを定量・定性的に記載。
- ③走向傾斜：支保鋼などの帯磁性資材の影響が懸念される場合は、現場では分度器などにより壁面に直交する方向からの方位を記録。室内にて坑道位置から走向傾斜を再計算。
- ④開口幅・変質の幅：幅の変化が大きい場合があるため、最大値を併せて記載。
- ⑤充填物の記載：記載内容の標準化の観点から現場においては色調などを記載。安全上可能であれば試料採取を行い、X線回折に基づく鉱物同定を行う。
- ⑥割れ目の充填率：割れ目の透水性に影響を及ぼす可能性を検討するため記載。

表 1.2.3.2-2 割れ目記載シートにおける記載例（鶴田・笹尾，2016<sup>1)</sup>）

番号	割れ目の種別	割れ目の方位	割れ目の形状	条線の方向	条線の角度	条線の長さ	変質量	条線の方向		断層岩		開口の状態		充填物の状態		母岩の変質		割れ目発達部		湧水	備考		
								傾斜	方位	幅	長さ	開口幅	形状	色調	硬さ	変質	変質	変質	変質			変質	変質
1	T	P	4	F	-	-	-	左25	右25	左25	右25	左25	右25	左25	右25	左25	右25	左25	右25	左25	右25	左25	右25
2	F	P	1	S	80	L	E	左75	右75	左75	右75	左75	右75	左75	右75	左75	右75	左75	右75	左75	右75	左75	右75
3	T	E	4	F	-	-	-	左19	右19	左19	右19	左19	右19	左19	右19	左19	右19	左19	右19	左19	右19	左19	右19
4	T	C	4	F	-	-	-	左58	右58	左58	右58	左58	右58	左58	右58	左58	右58	左58	右58	左58	右58	左58	右58
5	S	P	4	S	20	R	S	左20	右20	左20	右20	左20	右20	左20	右20	左20	右20	左20	右20	左20	右20	左20	右20
6	T	S	4	R	-	-	-	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90
7	T	P	4	F	-	-	-	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90	左90	右90

幌延深地層研究センターにおける壁面地質観察・調査については、津坂ほか（2008）<sup>13)</sup>にその概略が報告されている。壁面地質観察・調査の基本的な記載項目は、瑞浪超深地層研究所の記載例と同様であるが、記載対象とする割れ目の長さの設定が異なっている。

- ・瑞浪超深地層研究所：長さ1 m程度の割れ目を記載対象
- ・幌延深地層研究センター：長さ10cm程度の割れ目を記載対象

その理由として幌延深地層研究センターの地質が新第三紀堆積軟岩であり、もともと花崗岩のような冷却節理がなく、また大きな構造運動を被っていないためせん断き裂なども少なく、長さ1mに達するような割れ目が稀であるため、記載対象の割れ目長を変更したものと考えられる。実際、津坂ほか（2008）<sup>13)</sup>で記載された換気立坑底盤（深度83m, 121m, 139mの3深度）の割

れ目の平均長は0.2～0.3m程度であり、津坂ほか (2012)<sup>14)</sup> で記載された深度159.2m底盤では割れ目長さ50cm以下のものが93%、219.2m底盤では86%であり、Tokiya *et al.* (2014)<sup>15)</sup> で記載された深度250m横坑壁面の割れ目の平均長は0.5m程度である。

幌延深地層研究センターの深度250m横坑壁面における壁面地質観察・調査では、2種類の割れ目が観察されている。

- ・東西方向の走向を持ち、北もしくは南側に急傾斜するせん断性の割れ目
- ・南北方向の走向を持ち、東または西方向に70～90°の傾斜する非せん断性の割れ目

Tokiya *et al.* (2014)<sup>15)</sup> や青柳ほか (2014)<sup>16)</sup> は、東西走向のせん断性の割れ目は、地上からのボーリング調査で確認された割れ目とほぼ同じ性状を持っており、地下坑道掘削前から岩盤中に存在する割れ目と判断している。また、南北走向の非せん断性の割れ目は、地下坑道掘削前のボーリング調査では確認されておらず、地下坑道掘削による応力再配分により新たに生じた割れ目であると判断している。

地下坑道掘削により新たに発生する岩盤損傷域、即ち掘削影響領域についても、断層及び断層による岩盤損傷域に対する壁面地質観察・調査と同様な手法で観察・調査することが可能である。

### スキャンラインの設定と割れ目密度への影響

地下坑道調査段階において壁面地質観察・調査を行う割れ目のスキャンラインは通常底盤から上方1m程度の位置に設定され、水平方向一次元の割れ目情報が計測される。また、地表からの調査段階におけるボーリング調査などで得られる割れ目情報は垂直方向一次元のものとなり、ボーリング孔の方向がスキャンラインそのものと考えられる。このような一次元のスキャンラインの設定では、スキャンラインと平行な走向傾斜を持つ割れ目を捕捉することが難しく、そのような割れ目の割れ目密度を低く見積もることとなる。

鶴田・笹尾 (2016)<sup>1)</sup> は、壁面地質調査に基づく三次元割れ目密度 ( $P_{32}$ : 単位体積あたりの割れ目の総面積( $m^2/m^3$ )) と地表からのボーリング調査に基づく三次元割れ目密度を比較し、NNW走向の高角度傾斜の割れ目密度に関して、一次元のボーリング調査で取得された三次元割れ目密度は壁面調査の約1/10～1/20倍程度であることを報告している。

- ・ボーリング調査: NNW走向の高角度傾斜の割れ目密度  $P_{32}=0.082\sim 0.178$
- ・壁面地質調査: NNW走向の高角度傾斜の割れ目密度  $P_{32}=1.93$

また、津坂ほか (2008)<sup>13)</sup> は、立坑底盤の二次元的な割れ目頻度と東西及び南北方向の直径をスキャンラインとした場合の一次元的な割れ目頻度を比較し、一次元の割れ目頻度は二次元的割れ目頻度の1/5～1/2程度であることを報告している。

このように割れ目のスキャンラインの設定は割れ目情報の計測結果に大きな影響を及ぼすため、割れ目の方位情報の傾向に配慮したスキャンラインや観察エリアの設定が必要なることに留意する必要がある。

### 壁面地質観察・調査に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法

地下坑道壁面に断層が出現した場合において、断層による力学的・水理学的影響範囲はどのように見積もるかについては様々な提案がなれている。断層活動による力学的影響により、断層周辺では亀裂が発生し、また周辺岩石の構成粒子が歪を受ける等の事象が発生する。これらの事象のうち、壁面地質観察・調査において最も容易に観察・調査が可能であるのは断層周辺で増加する亀裂である。平成30年度の原子力規制庁委託成果報告書(産業技術総合研究所, 2019<sup>17)</sup>) では Choi *et al.* (2016)<sup>18)</sup> による亀裂の累積頻度曲線に基づくダメージゾーンの幅の判定法を、ダメージゾーンを客観的に判別できる手法として取り上げている。以下では、Choi *et al.* (2016)<sup>18)</sup> の手法を再掲し、概説する。

断層および断層による力学的損傷域（以下、断層帯と呼ぶ）について、用語の混乱を避けるために以下のように整理する。断層帯は主に2つの構造領域に分類される（図1.2.3.2-1; Choi et al., 2016<sup>18)</sup>）。断層の本体をなす断層コアは、断層帯内の変位の大部分に対応する局在化された歪みおよび激しいせん断の結果であり、一般的には、断層ガウジ（断層粘土）、カタクレーサイト、および断層角礫などの断層岩および多数の繰り返し滑り面からなる。断層コアの外側のダメージゾーンは断層コアと比較して比較的低い歪みと軽微な変形を特徴とし、これらのゾーンは一般に二次的な断層、亀裂、鉱物脈、および断層運動に関連した構造を伴う。

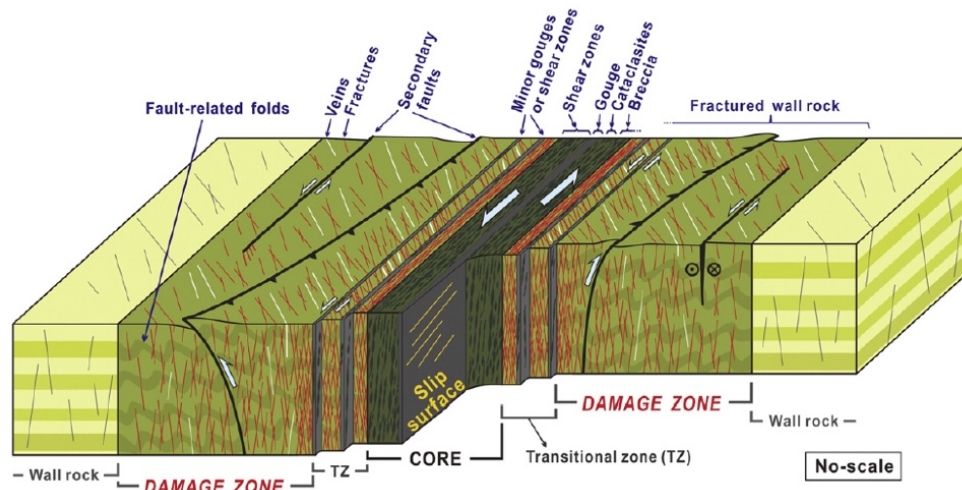


図 1.2.3.2-1 断層帯の概念図 (Choi et al., 2016<sup>2)</sup>).

断層活動による力学的影響の結果として生ずる断層ダメージゾーンの範囲について、Choi et al. (2016)<sup>18)</sup> は、クラックの空間的な頻度分布に基づいて見積もる手法を提案している（図1.2.3.2-2）。具体的な方法は以下の通りである。

- ①図 1.2.3.2-2a に仮想的な模擬断層露頭を示す。外側の健岩部から中央部の断層コアに向けて、ダメージゾーン外側でのクラック密度として約2条/m、ダメージゾーン外側から断層コアに向かってクラック密度が約4条/mから約8条/mに増加するパターンを仮想的なクラック密度分布として与えたものである。
- ②図 1.2.3.2-2a の模擬露頭を横切るトラバース（スキャンライン）に沿って単位長さ当たりのクラックの数を計測する。
- ③図 1.2.3.2-2b の棒グラフに、クラックの計測区間長が2m及び1mの場合のクラック頻度を示す。計測区間のサイズに応じて、それぞれ約8mおよび約9m付近がダメージゾーンの端と推定されるが、それほど明瞭な差は存在せず客観性に乏しい。
- ④図 1.2.3.2-2c は、計測区間1mの場合のダメージゾーンとそれより外側との境界付近の拡大図であるが、8.8~9.3mに存在するクラックの間の9m地点にダメージゾーンの端を設定することは困難である。
- ⑤図 1.2.3.2-2d に、断層コア、ダメージゾーン、それより外側に向かうクラックの累積頻度を示す。累積頻度の勾配はクラックの密度の変化を示している。この例では、断層コア周辺部を除いたダメージゾーン部のクラック密度は約6条/m、ダメージゾーン外側のWall rock（健岩部）のクラック密度は約2.4条/mである。断層コアから6.7mの地点で累積頻度曲線の勾配が異なっており、断層活動による力学的影響の結果として発生したクラックの発生頻度が異なることを示唆する。従って、ダメージゾーンとそれより外側のWall rockとの境界を、累積頻度曲線の2つの異なる勾配の交点に置くことは、定量的かつ客観的な指標となりうる。この方法によってダメージゾーンを定量的に把握することが可能となる。

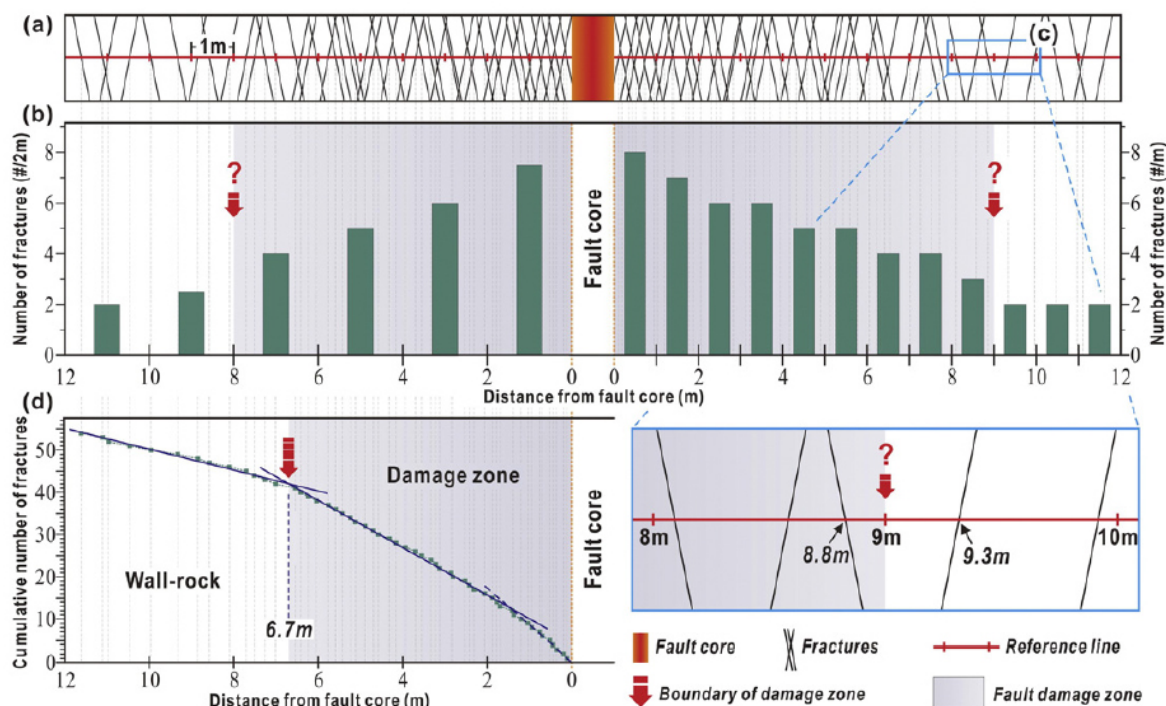


図 1.2.3.2-2 クラックの空間的な頻度分布に基づく断層帯の幅の見積方(Choi et al., 2016<sup>18)</sup>。  
(a) 中の赤い線はクラック頻度を測るトラバース (スキャンライン) を示す。

なお、断層帯におけるクラックの累積頻度曲線の形状および勾配は、断層帯での変形の度合いなどを表すという指摘もある (Genter et al., 1997<sup>19)</sup>; Berg and Skar, 2005<sup>20)</sup>。

### 1.2.3.2.2 物理探査に基づく断層及び岩盤損傷域の評価手法

地下坑道調査段階における断層及び岩盤損傷域の調査・評価手法の基本は、1.2.3.2.1 項で述べたように掘削面における亀裂の分布や湧水状況等を確認する壁面地質観察・調査であり、物理探査等による断層及び岩盤損傷域の評価は、壁面地質観察・調査を補完・補強するための調査となる。

1.2.3.1.1 項では、地表からの調査段階における物理探査等を用いた断層及び岩盤損傷域の評価手法について取りまとめた。これらの物理探査等を用いた手法は、基本的には地下坑道調査段階においても断層及び岩盤損傷域の評価手法として用いることができる。ただし、地下坑道調査では以下の制約がある。

- ・地下坑道では測線の配置が地下坑道内に限られる。測線を平面的に配置することを前提とした探査は実施できない。
- ・地下坑道内に持ち込み可能な探査機器の大きさに限界があり、大型の探査機器の使用を前提とした探査法は実施できない。
- ・地質や湧水の状況、あるいは掘削法によっては、速やかな覆工が必要となるため、時間の短い調査が必要とされる場合がある。

また、地下坑道 (横坑) と立坑、地表との三次元的な配置を利用した弾性波トモグラフィー探査や比抵抗トモグラフィー探査、また VSP 探査などからも、断層及び岩盤損傷域の調査・評価手法に有益な情報を取得することが可能であると考えられる。

断層による岩盤損傷域や掘削影響領域は健岩部に比べて割れ目が多いことで特徴づけられる。割れ目による空隙構造は物理探査において以下のような影響を与える。

- ①空隙を埋める水の弾性波速度は岩石の弾性波速度よりも一般的には遅いため、空隙密度が高い領域は周辺部に比べて弾性波速度の遅い領域となる。
- ②空隙の多い岩石に入射した弾性波は岩石と水の異種界面で弾性波エネルギーが吸収され、均質な岩石と比べて弾性波エネルギー（振幅）が減少しやすい。
- ③岩石と水の比抵抗が異なるため、空隙の多い岩石の比抵抗は均質な岩石の比抵抗とは異なる値を示す。

このため、断層及び断層による岩盤損傷域や掘削影響領域の探査・解析には、屈折法地震探査の屈折トモグラフィー解析によるP波速度構造や電気・電磁探査による比抵抗構造が有効な手段となり、それぞれが単独であるいは組み合わせて利用される。このほか、地中レーダで利用される電磁波の伝搬特性が水分の影響に敏感であることを利用して、坑道近傍の岩盤に存在する割れ目のうち水みちとして働いている割れ目を地中レーダで探査する手法が提案されている（升本・竹内，2016<sup>21</sup>）。

幌延深地層研究センターの深度250m横坑では、坑道壁面からショートレンジのボーリング孔を掘削し、弾性波トモグラフィー調査と比抵抗トモグラフィー調査が行われており（青柳ほか，2014<sup>16</sup>），坑道掘削に伴う掘削影響領域の発生と経時的な変化が観測されている。青柳ほか（2014）<sup>16</sup>によれば、坑道掘削に伴い壁面から約1mの範囲で弾性波速度が低下したが、坑道掘削に伴う比抵抗変化は観測されていない。また、1.2.3.1.1項で既述した壁面地質観察・調査による割れ目密度と弾性波トモグラフィー調査結果の検討により、掘削影響領域を適切に評価できたとしている。なお、深度250m横坑の弾性波トモグラフィー調査に際して、坑道の掘削工程に影響を及ぼさないような簡易型の弾性波トモグラフィー調査システムが開発され、導入されている（杉田ほか，2012<sup>22</sup>）。

青柳ほか（2014）<sup>16</sup>では、物理探査を用いた掘削影響領域の評価事例として、結晶質岩を対象とするカナダのWhiteshell研究所、日本の釜石鉱山原位置試験、粘土質堆積岩を対象とするスイスのMont Terri岩盤研究所、フランスのMeuse/Haute Mame地下研究所、堆積岩を対象とする日本の東濃鉱山における試験研究、幌延深地層研究所等の評価事例が引用されているので参照されたい。

#### 【引用文献】

- 1) 鶴田忠彦・笹尾英嗣（2016）瑞浪超深地層研究所における研究坑道掘削に伴って実施した壁面地質調査。応用地質，56，298-307。
- 2) 三枝博光・松井裕哉・濱 克宏・佐藤稔紀・鶴田忠彦・竹内竜史・國丸貴紀・松岡稔幸・水野 崇（2011）超深地層研究所計画における調査研究の考え方と進め方ー深度500mまでの調査研究計画ー 日本原子力研究開発機構，JAEA-Review 2011-022，78p。
- 3) JNC (Japan Nuclear Cycle Development Institute)（1996）:Proceeding of an International Workshop for The Kamaishi In Situ Experiments. JNC TN7400 99-007，142p。
- 4) 新見 健・大澤英昭・柳澤孝一・杉原弘造・吉田英一・瀬尾俊弘・北山 真・仙波 毅・佐藤稔紀・笹本 広・清水 功（1994）釜石鉱山における地層科学研究ー第1フェーズ報告書ー 動力炉・核燃料開発事業団，PNC TN7410 94-022，190p。
- 5) AECL（1994）The Disposal of Canada's Nuclear Fuel Waste, Site Screening and Site Evaluation Technology. AECL-10713，255p。
- 6) SKB（1993）Äspö Hard Rock Laboratory Annual Report 1992. SKB Technical Report 93-08，54p。
- 7) Nordbäck, N（2010）Outcome of the Geological mapping of the ONKALO Underground Research Facility Access Tunnel, Chainage 1980-3316. POSIVA Working Report 2010-24，94p。

- 8) 佐々木圭一・太田久仁雄 (2004) 大縮尺の空中写真により判読したリニアメントに関する検討. 核燃料サイクル開発機構, JNC TN7400 2004-007, 37p.
- 9) Sasao, E., Yuguchi, T., Itoh, Y., Inoue, T. and Ishibashi, M. (2015) Formative mechanism of inhomogeneous distribution of fractures, an example of the Toki Granite, Central Japan. Proceedings of 10th Asian Regional Conference of International Association for Engineering Geology and the Environment. Tp3-P01.
- 10) 石橋正祐紀・栗原 新・松岡稔幸・笹尾英嗣 (2012) 超深地層研究所計画におけるサイトスケール地質構造モデルの構築－第2段階におけるShaft180からStage300地質構造モデルへの更新－ 日本原子力研究開発機構, JAEA-Research 2012-018, 48p.
- 11) 森田 豊・渡辺邦夫 (2003) 断層の透水異方性に着目したフラクチャーネットワーク地下水流動解析. 第32回岩盤力学に関するシンポジウム講演論文集, 32, 365-370.
- 12) 竹内真司・竹内竜史・安藤賢一 (2013) 亀裂性岩盤を対象とした孔間水理試験に基づく水理地質構造の推定. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 48, 95-110.
- 13) 津坂仁和・山崎雅直・南出賢司・羽出山吉裕 (2008) 幌延深地層研究所における立坑底盤の割れ目の方向性と頻度分布. 土木学会第 63 回年次学術講演会, 781-782.
- 14) 津坂仁和・常盤哲也・稲垣大介・羽出山吉裕・小池真史・井尻裕二 (2012) 幌延深地層研究所におけるショートステップ工法による立坑掘削に伴う岩盤の力学挙動に関する研究. 土木学会論文集 F1 (トンネル工学), 68(2), 40-54.
- 15) Tokiwa, T., Tsusaka, K., Matsubara, M., and Ishikawa, T. (2014) Fracture characterization around a gallery in soft sedimentary rock in Horonobe URL of Japan. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 65, 1-7.
- 16) 青柳和平・津坂仁和・窪田健二・常盤哲也・近藤桂二・稲垣大介 (2014) 幌延深地層研究所の 250m 調査坑道における掘削損傷領域の揭示変化に関する検討. 土木学会論文集 C (地圏工学), 70(4), 412-423.
- 17) 産業技術総合研究所 (2019) 平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書「自然事象等の評価手法に関する調査」, 398p.
- 18) Choi, J-H., Edwards, P., Ko, K., and Kim, Y-S. (2016) Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. Earth-Science Reviews, 152, 70-87.
- 19) Genter, A., Castaing, C., Dezayes, C., Tenzer, H., Traineau, H., and Villemin, T. (1997) Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 102(B7), 15419-15431.
- 20) Berg, S. S. and Skar, T. (2005) Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. Journal of Structural
- 21) 升本一彦・竹内竜史 (2016) 地中レーダを用いた坑道近傍の岩盤内の水みちとしての割れ目の評価. 応用地質, 37, 154-161.
- 22) 杉田 裕・真田祐幸・相澤隆生・伊東俊一郎 (2012) 簡易型弾性波トモグラフィ調査システムの開発. JAEA-Research 2011-043, 25p.



## 2. 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

中深度処分では、廃棄物埋設地の最適な地盤設計を行うためには、水理地質構造、地球化学環境等を踏まえて、地下水の涵養域、廃棄物埋設地及び流出域までの広域の地盤の地下水流動評価が必要である。そこで、これらの地下水流動評価に係る科学的・技術的知見の取得として、以下の項目の検討を実施する。

### (1) 広域地下水流動の評価に関する科学的・技術的知見の取得

廃棄物埋設地における地下水流動を評価するためには、広域における地下水流動の評価とニアフィールドにおける地下水流動評価において、両者間の連続性及び整合性並びにそれぞれの対象となる範囲の設定が求められる。

そこで、対象地域を設定し、評価対象地盤の地下水流動を考える上で、必要となる広域及びニアフィールドの考え方を整理し、広域及びニアフィールドにおける地下水流動を評価する技術的指標の抽出を行う。また、地質及び地下水等のサンプリング及び分析を行って地下水流動の概念モデルを作成し、上記で整理した考え方及び抽出した評価指標と比較及び検証を行う。

### (2) 物理探査等に基づく広域地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

広域の地下水流動を評価するためには、広域における地質情報や地下水の流動状況等の情報の把握が必要である一方、このような情報は地表からの物理探査、ボーリング等の調査による限定的な情報であることが想定される。そこで、物理探査等による情報に基づく広域の地下水流動評価の適用性及び限界を把握し、このような広域地下水流動の妥当性を判断するための科学的・技術的知見を取得する。

## 2.1 広域地下水流動の評価に関する科学的・技術的知見の取得

### 2.1.1 広域及びニアフィールドにおける地下水流動評価のための技術的指標の抽出

#### 【実施内容】

過年度に構築された広域地下水流動モデルは地形・地質構造および、既存坑井から得られた地下水水質・同位体に基づき構築されたものである。しかし、既存坑井は複数の深度から取水していることが多いため、水質・同位体等は平均値となり、目的とする深度における地下水流動の正確な評価のためには不確実性が多く伴う。このため、地下水流動概念モデルは岩盤の水理特性、間隙水圧等の流動に関する定量データや地下水滞留時間等が平均値データとなる定性的なモデルとならざるを得ない。一方、天然バリアの性能評価を行うためのモデルの構築には、正確な深度からの採水および詳細な地化学データの深度プロファイルデータが必要とされ、既存坑井によらない高品質なデータの取得が必要とされている。

広域における地下水流動系評価のためのデータ取得地点としては、中間流動域、流出域などが重要と考えられる。広域地下水流動および廃棄物埋設地周辺の地下水流動を評価する際の、評価すべき空間スケールの考え方について、廃棄物埋設地建設の影響範囲を考慮した分類の考え方を提示し、それぞれの対象範囲の設定において留意すべき項目の抽出を行う必要がある。

平成 31 年度は、過年度に構築した亀裂性媒体分布地域及び多孔質媒体分布地域における地下水流動モデルの構築手順を整理・検討し、地形及び地質条件から水理、水文地化学情報等の利用までを対象として、広域及び廃棄物埋設地周辺における地下水流動を評価するための技術的指標を抽出する。また、抽出した技術的指標（地形・地質構造、水理学的特徴、地球化学的特徴等）についてそれぞれの適用性及び適用限界などの検討を行う。

【成果】

2.1.1.1 性能評価における評価すべき空間スケールの考え方の整理

地下水流動解析を行うためのモデル構築を行う際には、特に放射性廃棄物処分を対象とした際に、広域スケール、処分場スケール、ニアフィールド等の空間スケールの設定を行い、段階的に解析を行うケースが多い。例えば、原子力発電環境整備機構<sup>1)</sup>においては、安全評価を行う際のモデル空間スケールとして、図 2.1.1-1 に示すように広域スケールからニアフィールドスケールまでの段階的なモデルを構築し、地下水流動解析においてはより広域の解析結果から境界条件を受け渡し、核種移行解析においては、小領域のモデル解析結果から核種の移行率を大領域のモデルに受け渡している。

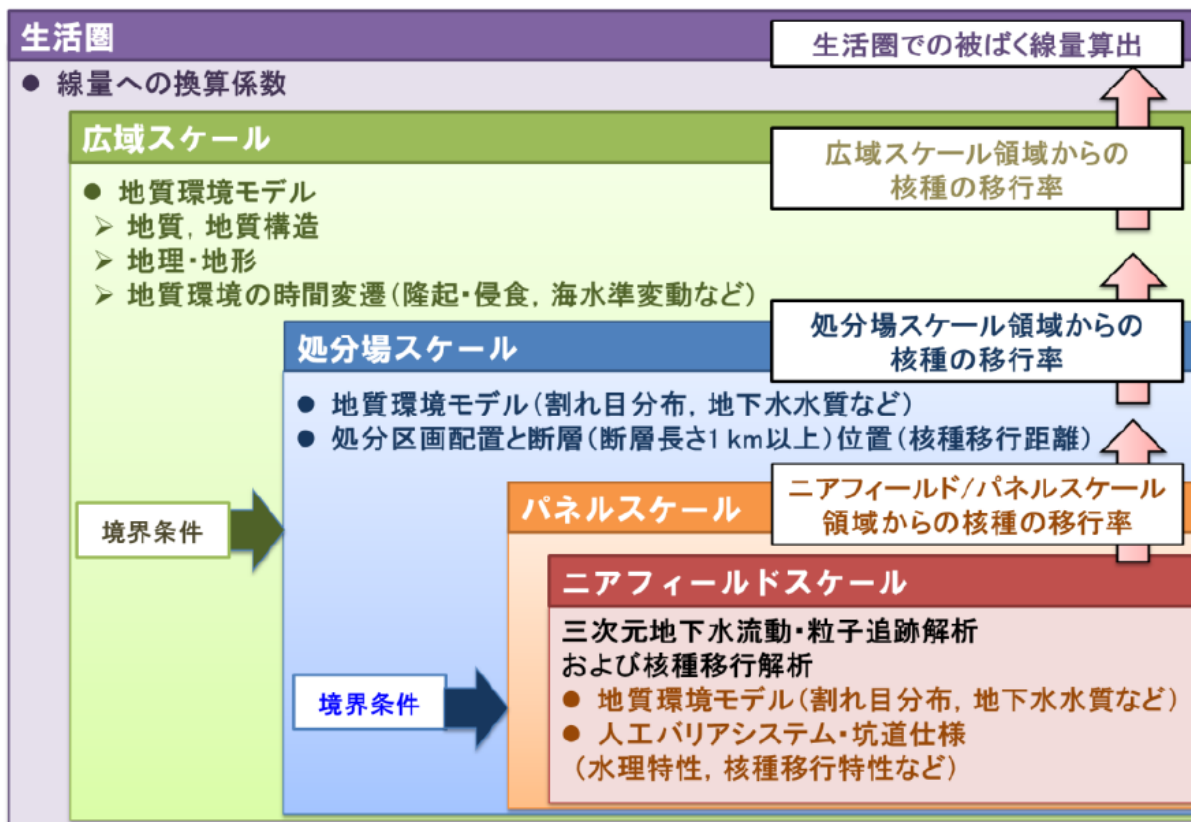


図 2.1.1-1 地層処分安全評価における空間スケールの考え方<sup>1)</sup>

それぞれのスケール設定は、立地調査の観点<sup>2)</sup>と安全評価の観点<sup>1)</sup>の双方を勘案して設定されている。立地調査から地質環境モデルを構築する観点では、広域スケールとしては「隔離機能を損なう可能性がある自然現象や広域の地下水流動場を踏まえ、処分場の適切な位置を設定するためのサイトを包含する数十 km×数十 km 程度」の領域、処分場スケールとしては「廃棄体の定置する区画（以下、処分区画という）のレイアウトなど地下施設全体を設計するための処分場全体を包含する数 km×数 km 程度」の領域、パネルスケールは「処分区画の形状および人工バリアの形状や処分坑道の仕様などを設計するための処分区画を包含する数百 m×数百 m 程度」の領域と設定されている。

一方、安全評価の観点からは、核種移行のステージを考慮して、小さいスケールから範囲の設定が行われており、立地調査の観点に加え、「母岩の割れ目や間隙中での核種移行を評価する

ための数 cm～数十 cm 程度の微細透水構造スケール」が設定されている。安全評価の観点からのパネルスケールは、「人工バリアの仕様や周辺母岩（ニアフィールド）の特性に応じて核種移行を詳細に評価する」こと、処分場スケールは「定置区画のレイアウトや坑道の掘削損傷領域（Excavation Damaged Zone, 以下、EDZ という）などを考慮した核種移行を評価するための処分場全体を包含する」こと、広域スケールは「処分施設から生活圏への大局的な核種移行を把握するためのサイトを包含する」スケールと定義されている。

図 2.1.1-1 では、パネルスケールの下位にニアフィールドスケールが設定されているが、地質環境モデル構築の前提条件として、「数百 m×数百 m 程度のパネルスケールに対して、人工バリア・坑道の仕様・形状、母岩の三次元的な割れ目分布などを詳細にモデル化した解析を多数行うことは、現在の汎用的な計算機能力では困難な場合がある。そのような場合、パネルスケールの地質環境モデルから、必要に応じて解析能力に見合った処分坑道周辺の 100 m×100 m×100 m 程度の領域を切り出してモデル化を行う。本報告書では、この領域をパネルスケールと区別するため「ニアフィールドスケール」と称することとする。」<sup>2)</sup>と示されており、あくまで具体的な解析を実施する上での便宜的なスケール設定と考えられる。

表 2.1.1-1 に、原子力発電環境整備機構<sup>3)</sup>によって分類された日本の代表的な地質構造に対して、各スケールにおける水理地質構造のモデル化手法を示す。

表 2.1.1-1 地質構造及び水理地質構造モデル構築に係る空間スケール及びモデル化手法<sup>3)</sup>

スケール/手法		深成岩類	新第三紀堆積岩類	先新第三紀堆積岩類
広域	空間スケール	50 km×50 km	30 km×30 km	40 km×40 km
	モデル化手法	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (>1 km) 分布： 確率論的 DFN <sup>※1</sup> <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (>1 km) 分布： 確率論+決定論的 <sup>※2</sup> DFN > 岩相分布：連続体 <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (>10 km) 分布： 決定論的 DFN > 断層 (長さ 1~10 km)： 確率論+決定論的 <sup>※3</sup> DFN > 岩相分布：連続体 <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体
処分場	空間スケール	5 km×5 km	5 km×5 km	5 km×5 km
	モデル化手法	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (1~10 km) 分布： 決定論的 DFN <sup>※4</sup> > 断層・割れ目 (<1 km)： 確率論的 DFN <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (1~10 km) 分布： 決定論的 DFN <sup>※4</sup> > 岩相分布：連続体 <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層 (1~10 km) 分布： 確率論+決定論的 <sup>※3</sup> DFN > 岩相分布：連続体 <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体
パネル	空間スケール	800 m×800 m	800 m×800 m	800 m×800 m
	モデル化手法	<u>地質構造モデル</u> > 断層・割れ目 (<1 km) 分布：確率論的 DFN <u>水理地質構造モデル</u> > 確率論的 DFN	<u>地質構造モデル</u> > 断層・割れ目 (<1 km) 分布：確率論的 DFN <u>水理地質構造モデル</u> > 連続体	<u>地質構造モデル</u> > 断層・割れ目 (<1 km) 分布：確率論的 DFN <u>水理地質構造モデル</u> > 確率論的 DFN

※1 DFN：割れ目ネットワーク，※2 地質構造発達史を考慮して位置を決定論的にモデル化，

※3 卓越方位のみ決定論的にモデル化，※4 広域スケールモデルの断層の位置や走向・傾斜を用いてモデル化

これから、結晶質岩である深成岩類においても、広域及び処分場スケールでは統計的に発生させた亀裂ネットワークモデルから等価連続体モデルを構築して水理地質構造モデルを構築している。また、比較的小規なパネルスケール（及びニアフィールドスケール）では、深成岩、先新第三期堆積岩では確率論的亀裂ネットワークモデルを直接用いた水理地質構造モデルを構築している。

地層処分における水理地質構造モデルのスケールの考え方は、基本的にモデル構築の観点から分類されている。一方、中深度処分の安全規制においては、安全評価の考え方と異なり、地下水流動と地下施設建設の影響に着目してスケールを分類すべきであろう。

地下水流動系と地下施設の影響範囲に着目した空間スケールの考え方を以下に示す。

- ・広域スケール

広域スケールは、廃棄物埋設地（処分場）を通過する地下水涵養域から流出域までの大域的な地下水流動系に着目した上で、水理的な境界条件が設定可能な範囲（最大で数十 km×数十 km の範囲）と考えられる。広域スケールの設定では、地形（河川の流域）、地質構造として、モデル下面の不透水境界として設定できる深度、難透水性構造としての断層の位置）、各帯水層、難透水層の代表的な水理特性を参考として設定する。

- ・処分場（中間）スケール

処分場スケールは、広域スケールの範囲の中で、処分場建設による水位、水圧変動の影響を受ける範囲（最大数 km×数 km）を抽出する。その際に、主に地形から涵養域と流出域を判断する広域スケールの中で、遮水構造を持つ断層や、連結していない亀裂ネットワークによって主要な流動系が分割されるコンパートメント構造を示す場合には、処分場を包含する流動コンパートメントを抽出する。その際には、水理特性、亀裂の幾何学特性、難透水構造、水質、同位体の分布等を参考として決定する。ただし、地下水等モニタリングによって処分場周辺の地下水流動に関する情報が更新された際には、モデル範囲の設定等を見直す必要がある。

- ・ニアフィールドスケール

ニアフィールドスケールは、廃棄物埋設地等の地下空間建設によって発生する水理・化学的影響領域を対象とした設定とする。その際に参考とすべき情報は、母岩の力学・水理特性に加え、鉱物組成や酸素の拡散係数等の化学的特性となる。それらの評価は、岩石試料を用いた室内実験及び壁面からの短尺のボーリング調査等で把握する必要がある。例えば、大山ほか<sup>4)</sup>は、泥岩の不飽和対中の素掘りトンネル（建設後 45 年～85 年）において、壁面からの距離に応じた透水係数の変化、酸化フロントの形成深度を評価し、酸素の拡散係数を計算している。その結果、化学的な影響範囲は壁面から最大 60cm 程度であることを示している。また、ニアフィールドにおいては、水理学的な影響領域の評価は、EDZ における亀裂発生範囲に加え、化学的風化の範囲の評価も重要となる。化学的風化の影響範囲は、坑道埋め戻しまでの期間に応じて拡大することに留意が必要であろう。

### 2.1.1.2 空間スケールに応じた地下水流動モデルの構築手順

前節で示した空間スケールでは、基本的に広域スケールと処分場スケールの水理地質構造モデルの考え方は、深成岩類においても亀裂ネットワークから構築した等価多孔質媒体で評価するという点では同等と考えられる。その観点から、以下には、広域スケール及び処分場スケールにおける亀裂性媒体と多孔質媒体の地下水流動モデル構築の手順を示す。

(1) 亀裂性媒体における地下水流動モデル構築の手順

図 2.1.1-2 に、亀裂性媒体において一般的に用いられる地下水流動モデル構築の流れをしめす。

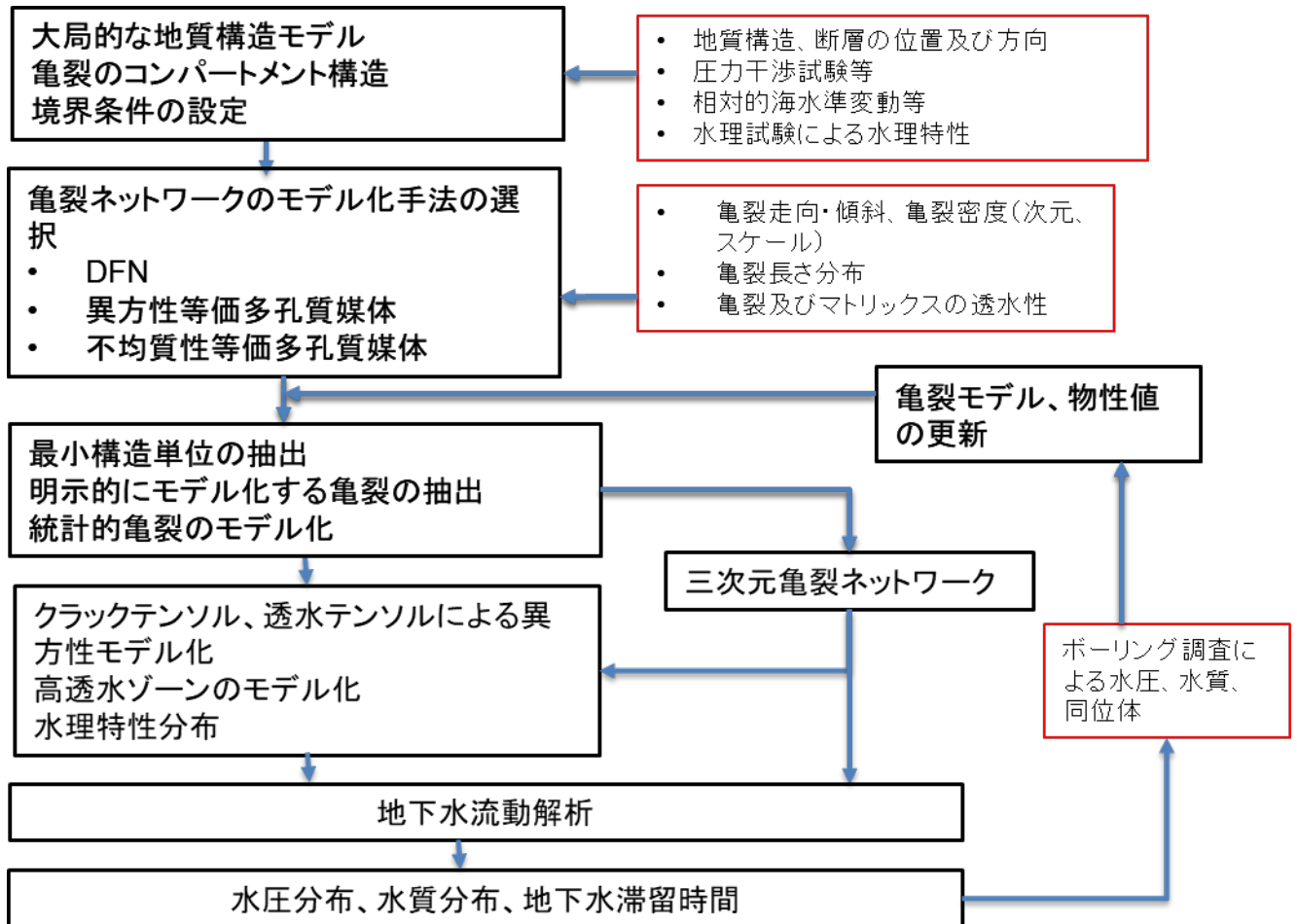


図 2.1.1-2 亀裂性媒体分布地域における広域及び処分場スケールの地下水流動モデル構築フロー

図中でモデル構築等において必要とされる構造や物性値等の指標を赤枠で示した。亀裂性媒体においては、比較的小さな領域においても、亀裂の連続性によって水理的に分離されたコンパートメント構造が存在することが、釜石鉱山における圧力干渉試験によって示された事例<sup>5)</sup>も存在し、特に処分場スケールのモデル化においては、コンパートメント構造の評価が重要な指標となり得る。また、亀裂ネットワークをモデル化する際に、直接亀裂をモデル化する方法、クラックテンソル等によって異方性等価多孔質媒体としてモデル化する方法、亀裂の存在によって不均質性等価多孔質媒体としてモデル化する方法が考えられる。広域及び処分場スケールでは直接モデル化する方法は、亀裂密度と領域のスケールを考慮すると現実的ではないため、等価多孔質媒体としてのモデル化が現実的な手法と考えられる。図 2.1.1-3 に亀裂ネットワークのモデル化に関するいくつかの手法の概念図を示す<sup>6)</sup>。

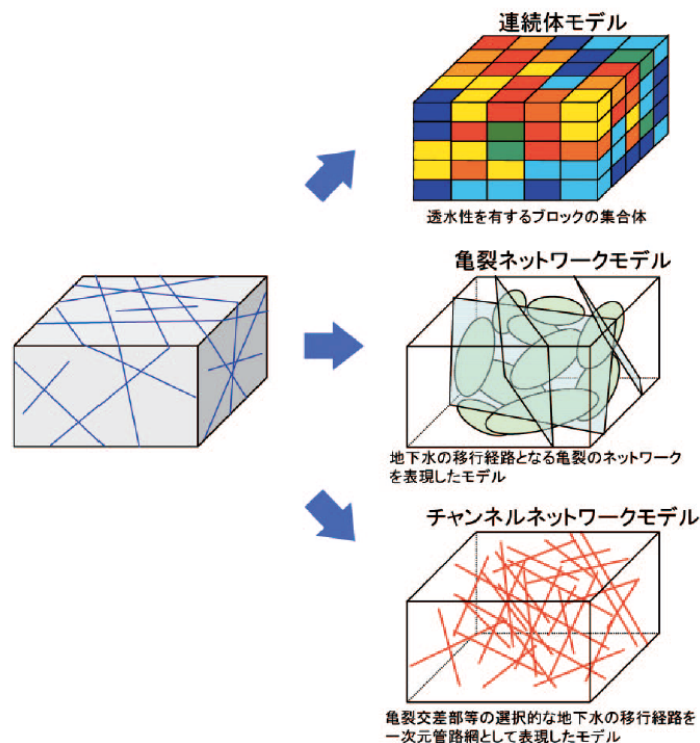


図 2.1.1-3 亀裂性岩盤における地下水流動モデルの方法の例<sup>6)</sup>

等価多孔質媒体モデルを構築する際の留意点としては、一定の長さ以上の亀裂に関して明示的にモデルに組み込むこと、そのための基準を設定することに加え、クラックテンソル等を用いる場合は、局所的な不均質性を避けるために、統計的に均質と考えられるサイズ（構造最小単位）以上でのモデル構築が必要となる。構造最小単位の大きさとして、小田ほか<sup>7)</sup>で数値実験の結果から亀裂平均長さの 2-3 倍、平間ほか<sup>8)</sup>では、様々な地質条件での観察結果から、平均亀裂長さの 4-5 倍という結果を示している。

技術的指標に着目すると、モデル構築段階で必要な指標（亀裂情報、水理特性等）と、モデルの検証や更新の段階において必要な指標（水圧、水質、同位体）に分類されることが示されている。

## （2）多孔質媒体における地下水流動モデル構築の手順

多孔質媒体と亀裂性媒体の地下水流動モデルにおける大きな相違点は、支配的な流動経路が亀裂性媒体においては岩盤中の亀裂であるのに対し、多孔質媒体においては多くの場合岩盤の空隙となるという点である。中深度処分対象深度である GL-100m 程度であれば、多くの場合空隙が主要な経路となると考えられるが、例えば JAEA 幌延深地層研究センターでの研究成果によると、深度 200m 程度の多孔質な岩盤において、亀裂が主要な透水経路であり、transmissivity が 4~5 オーダーのコントラストである例が示されている<sup>9)</sup>。中深度処分を対象とした地下水流動モデルを構築する場合、処分深度が 100m 程度であっても、下面不透水境界の影響を低減させるために、200m~300m 程度の深度まではモデルを構築する必要が生じるため、地質状況によっては亀裂のモデル化が必要となる。

多孔質媒体地域における地下水流動モデル構築の一般的な流れを図 2.1.1-4 に示す。

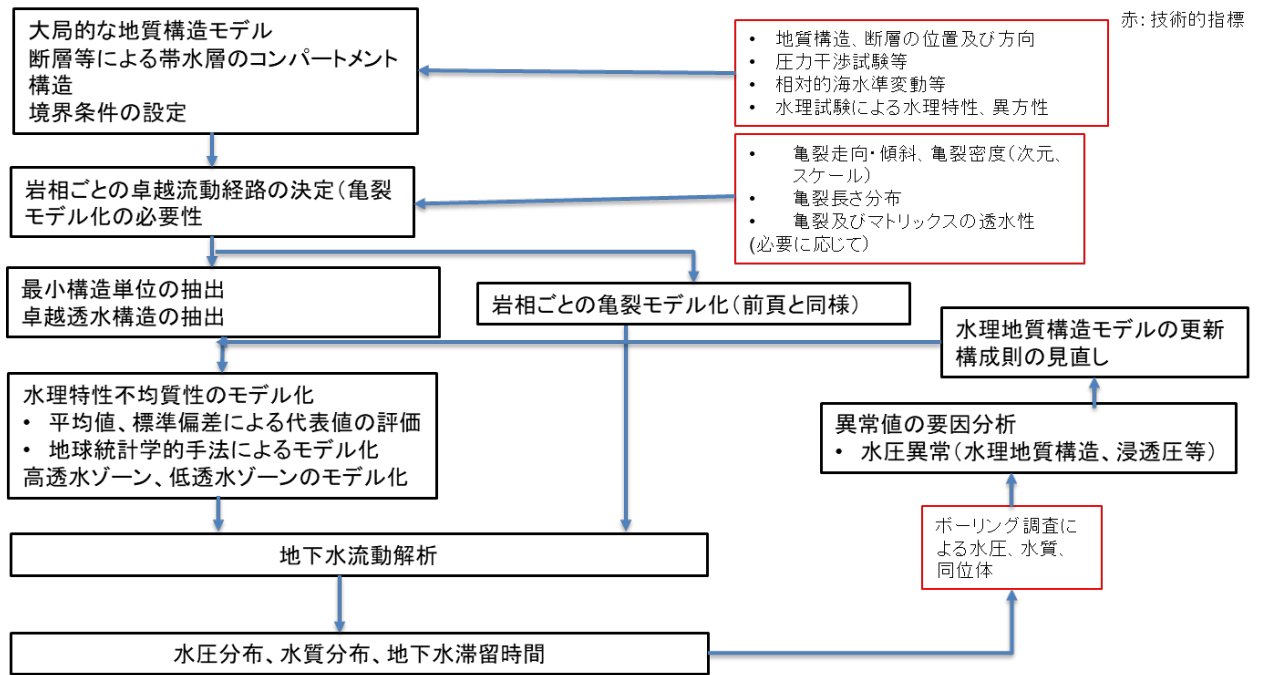


図 2.1.1-4 多孔質媒体分布地域における広域及び処分場スケールの地下水流動モデル構築フロー

亀裂性媒体と異なり，第一段階で卓越流動経路が亀裂であるのか否かを帯水層別に判断した上で，亀裂が卓越流動経路となる場合は亀裂性媒体と同様のモデル化手順を取る。

空隙が卓越流動経路と判断される場合の注意点としては，原位置試験等における透水係数等の水理特性のばらつきの取り扱いであり，平均値（対数平均値）あるいは標準偏差を考慮したケース設定を採用した上で均質モデルと判断できるのか，透水係数がランダムに分布するモデル，あるいは地球統計学的手法で空間的透水係数分布を与えるかという判断を，ばらつきの程度から判断する必要がある。また，大規模な高透水ゾーンや断層コア等の低透水ゾーンは個別でモデル化する必要があることは，亀裂性媒体と同様である。地下水流動のコンパートメントに関しては，不透水ゾーンとしての断層コアが境界して機能することが考えられるが，浅部の風化体等の影響を考えると，Karasaki, et al.<sup>10)</sup>が幌延地域を対象としたモデル化の際に示したように，図 2.2.1-5 で示される断層を越流する流動の存在も考慮する必要がある。

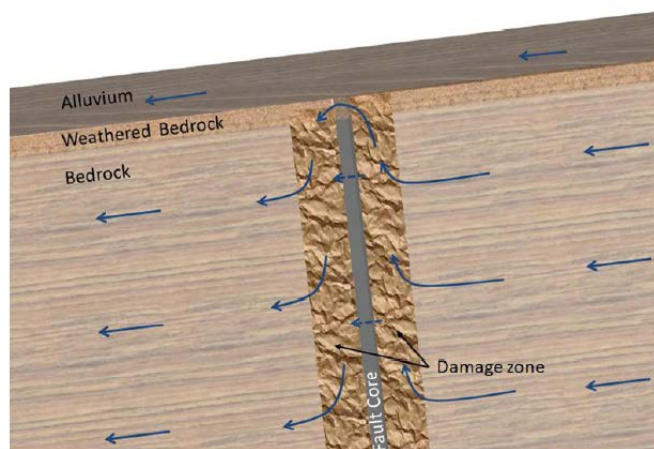


図 2.2.1-5 断層周辺における地下水流動の概念<sup>10)</sup>

断層が広域あるいは処分場スケールの地下水流動にどのように影響を及ぼしているかに関しては、断層を挟んだ上下流での水圧分布、上昇あるいは下降流の存在、地下水年代等のデータ、周辺の温度プロファイル等から判断する必要がある。

また、多孔質媒体の中でも特に粘土を含む堆積岩地域においては、塩分濃度分布や水圧分布に単純な深度依存性から外れた異常値が多く見られる。これらの原因としては、例えばキャップロック等の地質構造の影響<sup>11)</sup>、続成作用時の脱水、半透膜効果による化学浸透圧の影響<sup>12,13)</sup>等の要因が考えられる。モデルの更新の際には、異常観測値の要因を考慮した上で、必要に応じて水理特性の更新あるいは構成則の修正を行うことが求められる。

### (3) ニアフィールドスケールにおける地下水流動モデル構築の手順

ニアフィールド（坑道建設の影響範囲）における地下水流動モデルは、主に掘削影響領域を介した坑道軸方向の流動経路の有無が重要な問題となる。基本的には、処分坑道の母岩となる岩盤の変形特性、強度等の力学及び透水係数、既存割れ目の方向等の水理学的特性から、掘削時の応力変化による亀裂の発生による透水性の変化をモデル化することによって一定の評価が可能であるが、2.1.1.1に示したように、時間の経過に伴う化学的風化の進展と、その結果としての高透水ゾーンの発生を考慮する必要があるため、拡散係数等の評価が必要となる。

#### 2.1.1.3 地質状況及び空間スケールにおける技術的指標の抽出と適用性、適用限界の検討

前項に、それぞれの地質状況及び空間スケールでの地下水流動モデル構築の手順及び留意点を示した。広域及び処分場スケールに関しては、亀裂性媒体、多孔質媒体のフローの中で、用いるデータを技術的指標として示した。ここで注意すべき点として、技術的指標は、モデル構築段階、すなわちシミュレーションの入力データとして用いる指標と、モデルの検証あるいは更新に用いられる指標に分類される点である。

表 2.1.1-2 に、広域スケール及び処分場スケール共通で、亀裂性、多孔質の媒体での技術的指標と用途、ニアフィールドスケールでの技術的指標を示す。表には、それぞれの指標に関する調査・評価方法も記載した。



表 2.1.1-2 空間スケール及び岩種による技術的指標と調査・評価方法

空間スケール	岩種	用途	指標	調査・評価手法
広域及び処分場スケール	亀裂性媒体	モデル構築	地質構造	地表踏査, 物理探査
			亀裂情報 (走向・傾斜, 密度, 長さ, 連続性)	地表踏査, 空中写真, ボーリング調査, 孔間透水試験
			水理特性 (亀裂, マトリックス)	原位置試験, 室内試験
			境界条件	気象観測, 相対的海水準変動
	検証及びモデル更新	検証及びモデル更新	水圧分布	地下水モニタリング
			水質 (塩分濃度) 分布	原位置採水・分析
			同位体分布 (滞留時間)	原位置採水・分析
	多孔質媒体	モデル構築	地質構造	地表踏査, 物理探査
			断層分布	地表踏査, 物理探査, ボーリング調査
			水理特性	原位置試験, 室内実験
			亀裂等卓越構造	ボーリング調査, 原位置試験
		検証及びモデル更新	検証及びモデル更新	水圧分布
水質 (塩分濃度) 分布				原位置採水・分析
同位体分布 (滞留時間)				原位置採水・分析
異常間隙水圧等の成因 (キャップロック, 浸透圧等)				地下水モニタリング, ボーリング調査, 室内試験
ニアフィールド	共通	モデル構築及び更新	力学特性 (掘削影響領域の範囲)	ボーリング調査, 室内試験
			水理特性	壁面からのボーリング調査, 室内試験
			化学特性	壁面からのボーリング調査, 室内試験

図 2.1.1.2 及び 2.1.1.4 に示したモデル構築のフローに従って、広域及び処分場スケールの指標は亀裂性媒体と多孔質媒体に分類して抽出を行った。モデル構築の基本となる地質構造に関しては共通であるが、亀裂性媒体に関しては亀裂の三次元ネットワークモデルを統計的に構築する手順が含まれるため、亀裂の幾何学情報 (走向, 傾斜, 密度, 長さ及びそれらの空間分布) が必要となり、そこから、等価多孔質媒体への変換手法の選択等が行われる。また、2.1.1.1 で示した流動のコンパートメント構造に関して、亀裂性媒体においては主に亀裂のコンパートメントが要因となるが、多孔質媒体では遮水性の断層の存在がコンパートメント構造の要因となるため、特に多孔質媒体では断層の分布からコンパートメントを抽出することが必要となる。

多孔質媒体における一部の帯水層において亀裂性媒体と同様のモデル構築を行う必要があるか否かを判断するために、多孔質媒体においても亀裂等の卓越構造の有無を評価する必要がある。

また、亀裂性媒体における水理特性に関しては、原位置試験によって亀裂を含む区間の水理特性と評価するとともに、マトリックス拡散の評価を行うために亀裂を含まないインタクトな岩盤の水理特性評価を行う必要がある。

モデル検証及び更新に用いる指標は、基本的には水圧, 水質, 同位体 (滞留時間) の分布に関する解析結果と実測の比較となるが、特に多孔質媒体においては、異常間隙水圧等、一部一般的な構成則では評価できない要因による可能性を評価し、構成則の見直しを行う必要も生じる。

これらの技術的指標を適用する際に最も留意すべき点は、データのばらつきや不確実性問題

と考えられる。水理特性に関しては、亀裂性媒体における透水性亀裂の有無や亀裂の連続性によって原位置透水試験結果やそれに基づく水理地質構造モデルは大きく異なるため、亀裂の卓越方向ごとの水理特性の評価を行うことによって、亀裂ネットワークと水理特性分布を事前に検討することが必要である。また、亀裂の幾何学構造に関して、地表あるいはボーリング調査ですべての亀裂を決定論的に評価することは不可能であり、調査の空間スケール等によって調査可能な亀裂情報にバイアスがかかるため、様々な空間スケールでの調査<sup>14)</sup>を行うこと、水理特性に関しても、スケールによる相違を評価するための、室内実験と原位置透水試験の比較等が必要となる。ただし、前述したように決定論的なモデル構築を行うための必要十分な情報を得ることは不可能であることを考慮し、統計的モデル構築における不確実性の評価と、モデル検証のために、モデル構築に用いたデータとは別の調査データを事前あるいは事後に取得することが必要となる。

多孔質媒体においても、多くの原位置透水試験を実施した場合には、同一の地層を対象としても、透水係数等のデータは空間的ばらつきを持つ。点として得られた個別の評価結果を直接モデル構築の高速条件として用いた場合には、物理探査等による面的なデータを制約条件として用いた場合と比較して、試験の誤差やモデル構築のスケールと試験スケールの違い等の問題から、モデルの再現性向上には寄与せず、逆にバイアスがかかったモデルとなるということが示されている<sup>15)</sup>。水理特性自体は、モデル構築に不可欠な指標ではあるが、空間的なばらつきが大きい場合には、不確実性が存在する中で、いくつかのケースを設定して代表値を選定するか、地球統計学的手法で複数のモデルを構築する等の段階が必要となる。

亀裂性媒体、多孔質媒体の双方において、調査の数量が増大することによって不確実性は低減するが、決定論的な指標を得ることは不可能である。従って、モデル検証のための指標を効率的かつ高精度で取得し、地下水流動モデルに定量的にフィードバックするための方法論の構築が今後必要となる。

### 【まとめと今後の課題】

本節では、広域地下水流動モデル構築のために収集あるいは整理すべき技術的指標の抽出と適用性の検討を行うために、第一段階として空間スケールの考え方の整理を行い、各スケールでの広域及び処分場スケールでの地下水流動評価の技術的指標を、亀裂性媒体及び多孔質媒体を対象としたモデル構築の流れの検討を行い、その中からそれぞれの媒体における重要な技術的指標を抽出した。坑道周辺のニアフィールドに関しては個別に指標の抽出を行った。最後に、重要な技術的指標について、調査におけるデータ取得方法と、モデル構築の際の課題を抽出した。主な成果は以下の通りである。

- ・空間スケールに関しては、処分場を通過する地下水流動系全体を包含する広域スケール、処分場建設の影響範囲を包含する処分場スケール、個別の坑道掘削の影響を受けるニアフィールドスケールの3種類のスケールに分類すべきである。

- ・広域及び処分場スケールのモデル構築において、地形あるいは地質状況から流動のコンパートメント構造を把握すること、亀裂性媒体においては、亀裂の走向・傾斜、透水性及び長さの分布を把握した上でのネットワークモデルの構築と、等価多孔質媒体モデルでの地下水流動解析、多孔質媒体モデルにおいては、透水性分布のモデル化がモデル構築の上での重要なポイントである。

- ・それぞれの媒体における重要な技術的指標は、表 2-1-1-2 にまとめたように、モデル構築

に必要な指標と、モデルの検証あるいは更新に必要な指標に分類され、それぞれ調査や室内試験によって評価することが可能である。ただし、亀裂系媒体におけるネットワークモデル構築や多孔質媒体のモデル化において、指標である亀裂情報や透水性の空間的なばらつき、構造最小単位の評価の方法を決定することが重要な課題である。

今後は、現在進行中のボーリング調査等において得られる水理特性、水質等の指標を具体的な地下水流動モデルの構築や検証、更新に効率的に適用することが課題と考えられる。

### 【引用文献】

- 1) 原子力発電環境整備機構 (2018). 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－（レビュー版）第6章 閉鎖後長期の安全性の評価. 原子力発電環境整備機構. NUMO-TR-18-03
- 2) 原子力発電環境整備機構 (2018). 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－（レビュー版）第2章 安全確保の基本的考え方. 原子力発電環境整備機構. NUMO-TR-18-03
- 3) 原子力発電環境整備機構 (2018). 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－（レビュー版）第3章 地層処分に適した地質環境の選定およびモデル化.. 原子力発電環境整備機構. NUMO-TR-18-03.
- 4) 大山隆弘, 千木良雅弘, 大村直也, 佐々木和裕, 長岡亨 (1999). 不飽和領域での堆積岩の化学的風化作用－泥岩トンネル孔壁の風化速度と微生物の影響. *応用地質*.39(6):511-523.
- 5) Sawada A, Uchida M, Shimo M, Yamamoto H, Takahara H, Doe TW (2000). Non-sorbing tracer migration experiments in fractured rock at the Kamaishi Mine, Northeast Japan. *Eng Geol*.56(1-2):75-96.
- 6) 三枝博光, 澤田淳, 稲葉薫, 竹内真司, 中野勝志 (2003). 複数のモデル化手法を用いた地質環境特性調査における地下水流動特性評価の不確実性の検討. *サイクル機構技報*.20:75-90.
- 7) 小田匡寛, 羽出山吉裕, 高野正明 (1986). 不連続性岩盤の水理・力学的性質を評価するために必要な最小供試体寸法について. 第18回岩盤力学に関するシンポジウム; 東京.
- 8) 平間邦興, 丸山誠, 桑原徹, 鈴木健一郎 (1990). 不連続性岩盤の亀裂評価と透水性. *大林組技術研究所報*.40:1-11.
- 9) Ishii E, Funaki H, Tokiwa T, Ota K (2010). Relationship between fault growth mechanism and permeability variations with depth of siliceous mudstones in northern Hokkaido, Japan. *Journal of Structural Geology*.32(11):1792-1805.
- 10) Karasaki K, Ito K, Wu YS, Shimo M, Sawada A, Maekawa K, Hatanaka K (2011). Uncertainty reduction of hydrologic models using data from surface-based investigation. *J Hydrol*.403(1-2):49-57.
- 11) 伊藤一誠, 唐崎建二, 畑中耕一郎, 内田雅大 (2004). 間隙水圧観測結果を用いた逆解析による堆積岩地域の水利地質構造把握－幌延深地層研究計画サイトへの適用－. *応用地質*.45(3):125-134.
- 12) Takeda M, Hiratsuka T, Manaka M, Finsterle S, Ito K (2014). Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones. *J Geophys Res-Sol Ea*.119(5):4178-4201.

- 13) Takeda M, Manaka M, Ito K (2019). Potential geologic osmotic pressure in the Wakkanai Formation: Preliminary estimation based on the dynamic equilibrium between chemical osmosis and advection. *J Hydrol.*579.
- 14) 大野博之, 小島圭二 (1988). 岩盤中の割れ目系に見られるフラクタル. *応用地質*:29(4):11-18.
- 15) Scheibe TD, Chien YJ (2003). An evaluation of conditioning data for solute transport prediction. *Ground Water*.41(2):128-141.

## 2.1.2 ボーリング調査による既存地下水流動モデルとの比較・検証

### 【実施内容】

広域地下水流動の評価は既存孔井から採水された地下水試料のデータを基に行われる。既存孔井は、浅層から採水できるものも存在する一方で、具体的な評価に用いるには十分とは言えず、大半は採水深度が 1000m 程度の地下深部から採水されるものである。したがって、このようなデータを基に評価された広域地下水流動が中深度処分の埋設施設が設置される地下 70m 以深のような浅層の地下水流動をどこまで適切に取り込むことができているか、必ずしも明らかではない。このため、涵養域・流動域・流出域を代表する地点や地下水流動に影響を与える大規模断層を挟んだ両側の地点などで、水質、同位体、地下水年代、水理特性等（以下、水質等）の深度プロファイルを取得することが必要である。なお、浅層の地下水流動を検討するためには、対象としている深度の 2 倍から 3 倍程度の深度における水質等のデータが必要と考えられるため、300m 程度のボーリング調査が必要となる。

平成 31 年度は、過年度に構築された概念モデルで最も重要でかつ不確実性が高いと考えられる中間流動域における地表からの天水涵養と浅層における流動の評価を目的として、1) で設定した対象地域内の中間流動域にボーリング調査地を設定し、中深度処分対象深度までの天水の涵養と流動の評価に必要な深度 75m 程度のボーリング調査を行い、コア試料・揚水試料の採取を行う。また、限られた深度の揚水試料を補完するため、岩芯試料の中心部から間隙水を抽出する装置を導入し、間隙水の採取を行う。

揚水試料及び間隙水試料を対象として、水の水素・酸素同位体から得られる地下水の涵養時期・涵養される地域に関する情報と、地形・地質構造から考えられる地下水が涵養される地域との比較を行う。また揚水試料については、トリチウム濃度、放射性炭素同位体、ヘリウム同位体、放射性塩素同位体などの分析を行い、より詳細な涵養時期（地下水年代）を明らかにし、平均流速等の情報として、水理特性との比較を行う。

さらに、原位置水理試験及び岩芯試料を用いた室内透水試験による水理特性の深度プロファイルの取得、掘削途中の孔底部における水位あるいは水圧計測による間隙水圧プロファイルの評価を併せて行い、水質プロファイルと岩芯試料を用いた実験的評価によって間隙水圧プロファイルと地下水流動系と変動の評価を行う。

加えて、ボーリング調査地点が属する高瀬川水系内において、追補的な既存孔井・地表水等の現地調査を行い、地下水流動概念モデルの精緻化を図る。

これらの結果得られる地下水流動に係る三次元的なデータに基づき、1) において整理した考え方及び評価指標から得られている概念モデルの検証を行い、モデルの定量化に向けた検討を行う。

### 【成果】

#### 2.1.2.1 既存孔井・地表水等の現地調査による、地下水流動概念モデルの精緻化

##### 2.1.2.1.1 地表水等の現地調査

昨年度までに作成した上北平野の広域地下水流動概念モデルでは、小川原湖西側におけるより深層の地下水の浅層への上昇の可能性が示されている（産業技術総合研究所, 2017<sup>1)</sup>, 2018<sup>2)</sup>, 2019<sup>3)</sup>）。今年度は、上北平野北部の広域地下水流動系についてさらに検討するため、小川原湖西側の高瀬川水系を対象として再採取地点を含む地表水（河川水）の現地調査を実施した。

調査は令和元年 11 月 21 日から 28 日にかけて、赤川 (①), 清水目川 (②), 坪川 (③), 中野川 (④), 作田川 (⑤), 七戸川 (⑥), 道地川 (⑦), 大林川 (⑧) および川去川 (⑨) の合計 120 地点において行った。各調査地点において、水温, pH および電気伝導度の測定, 試料水の採取, 河川流量測定, 緯経度の観測を行った。採取した河川水試料は実験室にて主要

化学組成および水素・酸素同位体比の分析を行った。図 2.1.2.1-1～2.1.2.1-3 に、高瀬川流域における河川水の水素同位体比、酸素同位体比および  $d\text{-excess}$  値の分布を○でそれぞれ示した。各図には、平成 30 年度に河川調査を行った七戸川、道地川、大林川、川去川および砂土路川の結果を△で、本年度の浅層地下水観測により採取した水試料の結果を□で同時に示した。

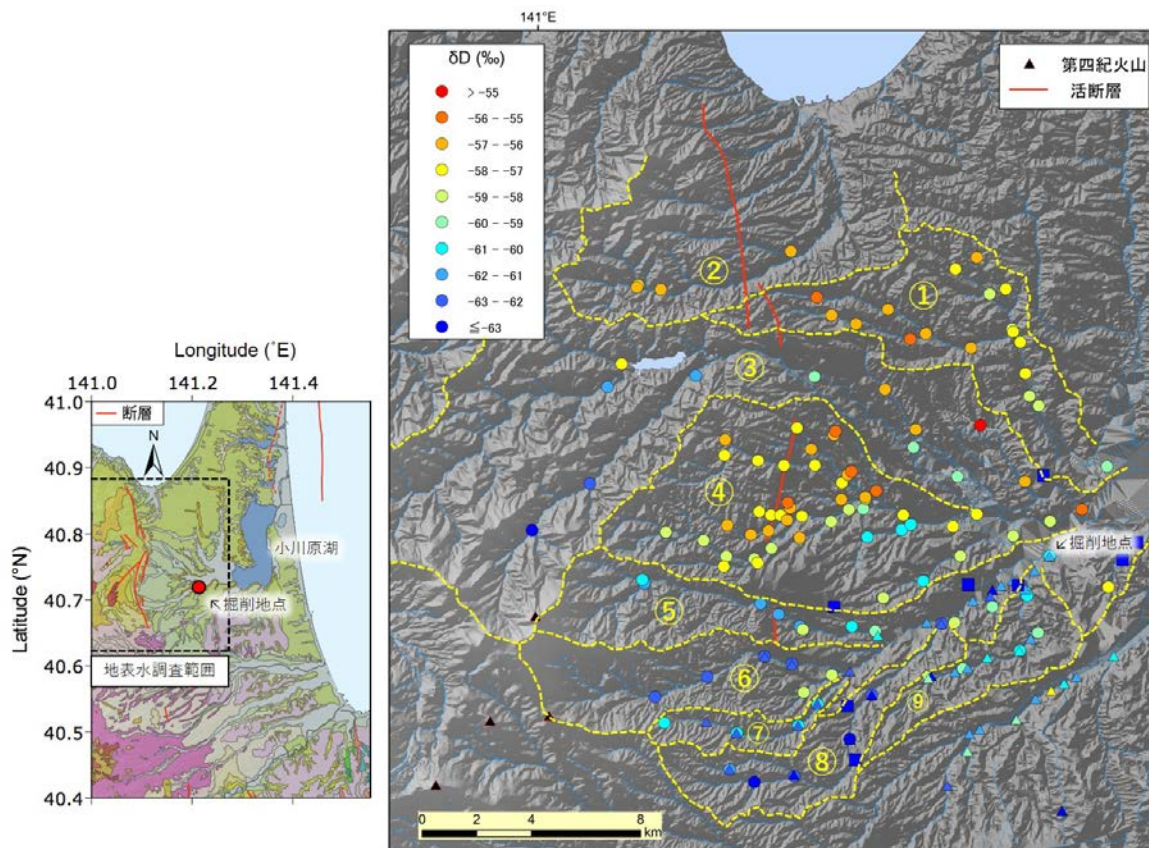


図 2.1.2.1-1 高瀬川流域における河川水の水素同位体比分布  
産業技術総合研究所(2019)<sup>3)</sup>のデータを含む。

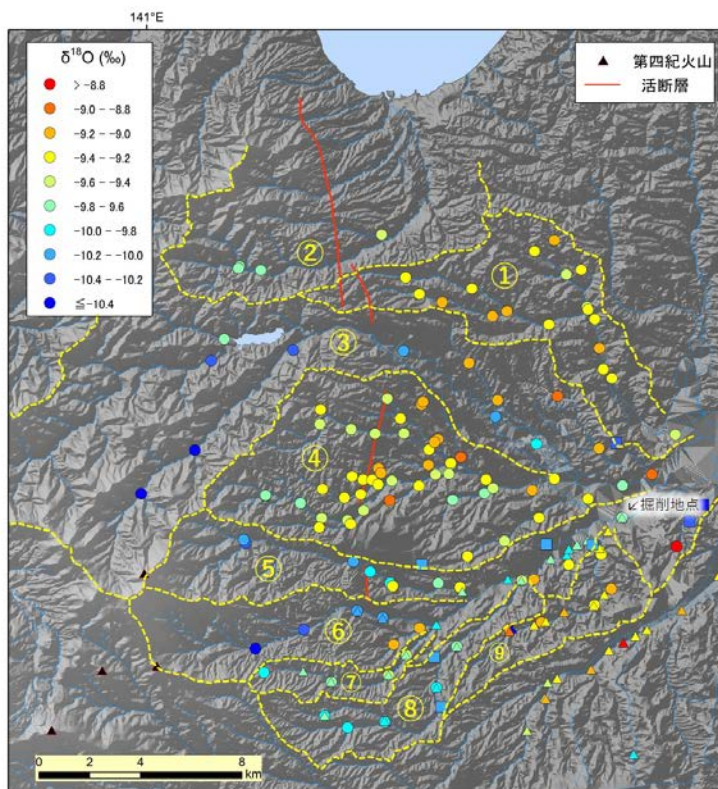


図 2.1.2.1-2 高瀬川流域における河川水の酸素同位体比分布  
産業技術総合研究所(2019)<sup>3)</sup>のデータを含む。

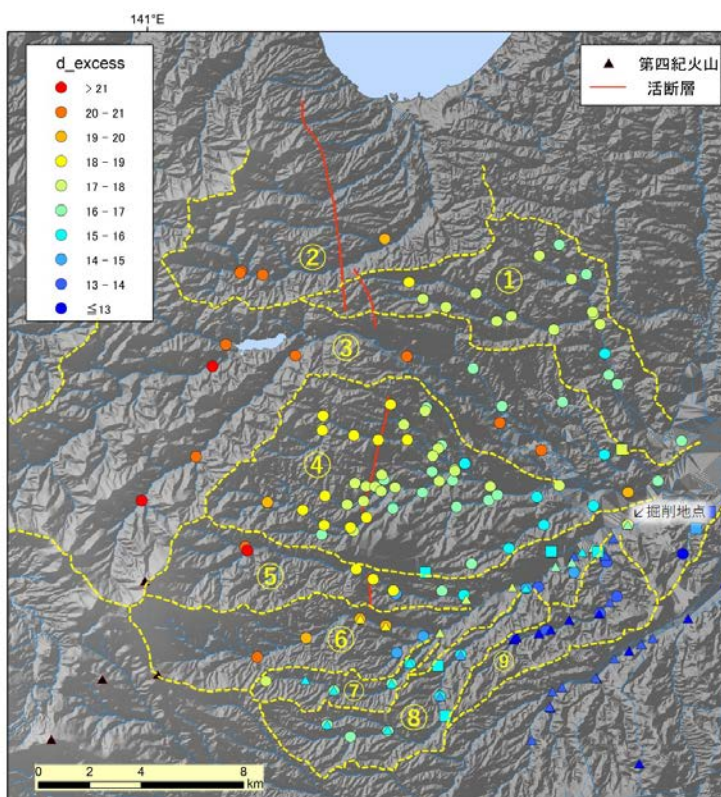


図 2.1.2.1-3 高瀬川流域における河川水の d-excess 値の分布  
産業技術総合研究所(2019)<sup>3)</sup>のデータを含む。

最初に、平成 30 年度 (△) と本年度 (○) のそれぞれの河川調査により得られた同位体比を比較する。図 2.1.2.1-1 と 2.1.2.1-2 から、水素同位体比で最大 1~2‰程度、酸素同位体比で最大 0.2‰程度いずれも平成 30 年度調査の方が小さな値を示すことが見て取れる。その結果、図 2.1.2.1-3 に示すように、d-excess 値は最大 1‰程度、平成 30 年度調査の方が大きな値になることがわかる。ここから、降雪直前の時期では水素同位体比で±2‰、酸素同位体比で±0.2‰、d-excess 値では±1‰程度の変動があると考え、以下の考察を行う。ただ、本地域全体では水素同位体比で 8‰、酸素同位体比で 1.6‰、d-excess 値で 8‰という想定される各地点の変動幅の数倍の差異が存在していることも各図からわかる。

次に、本年度河川水調査により得られた結果 (○) と、浅層地下水観測により得られた結果 (□) を比較する。図 2.1.2.1-3 の d-excess 値の分布を見ると、両者の違いは多くとも 2‰程度しかないことがわかる。一方、図 2.1.2.1-2 と 2.1.2.1-3 の水素同位体比あるいは酸素同位体比の分布を見ると、上流部では周辺の河川水と浅層地下水の値が同等の場所もあるが、下流部 (小川原湖の西側の地域) では大きな違いがあることが見て取れる。水素同位体比で 6‰、酸素同位体比で 1.6‰以上と、非常に大きな差異がある。一方、河川水は上流域の方が下流域より d-excess 値が 8‰以上大きく、また同位体比は水素同位体比で 8‰以上、酸素同位体比で 1.6‰以上小さいことも見て取れる。また七戸川や坪川の本流では、上流部の同位体的に小さく、d-excess 値が大きいという性質を持った河川水が下流部まで流下して来ていることが見て取れる。ここから、小川原湖の西部にある、同位体的には小さく、d-excess 値は周辺部の河川水と大きくは異ならないという性質を持つ浅層地下水は、地形的高所において涵養された地下水であるとは考えにくいということがわかる (以下に示すように、地形的高所から得られる河川水の水素および酸素同位体比の分布域と、小川原湖周辺の浅層地下水の水素および酸素同位体比の分布域が明らかに違うことが示されている)。

図 2.1.2.1-4 に赤川、中野川、市ノ渡川 (中野川支流)、道地川、大林川および川去川の流量と河川水の水素同位体比の関係を示した。図 2.1.2.1-4 より、赤川以外の河川は流量が増加すると、河川水の水素同位体比が大きくなるか、あるいはあまり大きくは変化しないのに対し、赤川のみは流量が増加すると河川水の水素同位体比が一方向的に小さくなることがわかる。図 2.1.2.1-5 に、高瀬川流域の河川水および浅層地下水の水素同位体組成と酸素同位体組成の関係を示した。図 2.1.2.1-5 より、赤川の河川水の水素および酸素同位体比が下流にいくに従って変化していく方向は、地形的高所から得られる河川水の水素および酸素同位体比の分布域の方向ではなく、小川原湖周辺の浅層地下水の水素および酸素同位体比の分布域の方向であることが見てとれる。この傾向が繰り返し観測されるのかを確認するため、令和 2 年 1 月 19 日に再度赤川 (乙供から赤川橋までの下流区間のみ) において河川水試料の採取を行った。その結果も図 2.1.2.1-5 に同時に示した。図 2.1.2.1-5 より明らかに、令和 2 年 1 月においても、赤川では下流にいくに従って水素および酸素同位体比が小さくなり、その変化方向は小川原湖周辺の浅層地下水の水素および酸素同位体比の分布域の方向であることがわかる。これは、赤川の下流域には、浅層地下水の影響が徐々に大きくなっていく可能性があること、すなわち小川原湖周辺の浅層地下水が上昇して河川水に付け加わっている可能性を示唆していると思われる。赤川の河川水流量は 5 万 ton/day 程度であるので、同様の流量を持つ河川を選び、流量と同位体比の詳細な調査を行えば、浅層地下水が上昇して河川水に加わっている可能性を示唆する地域の詳細を示すことができるとと思われる。



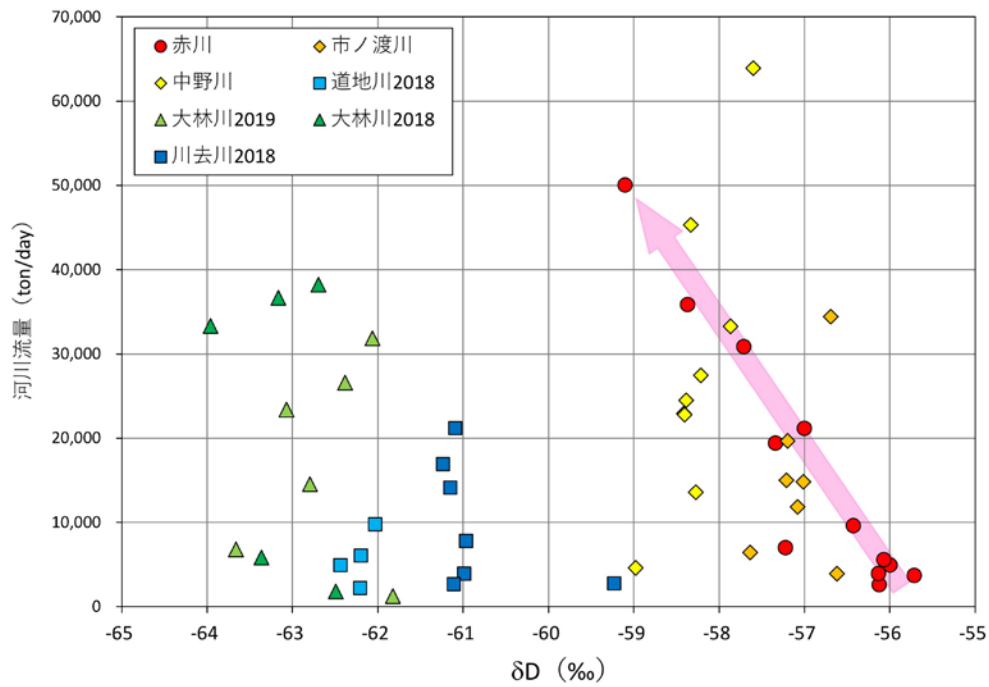


図 2.1.2.1-4 赤川，中野川，市ノ渡川，道地川，大林川および川去川の流量と河川水の水素同位体比の関係  
産業技術総合研究所(2019)<sup>3)</sup>のデータを含む。

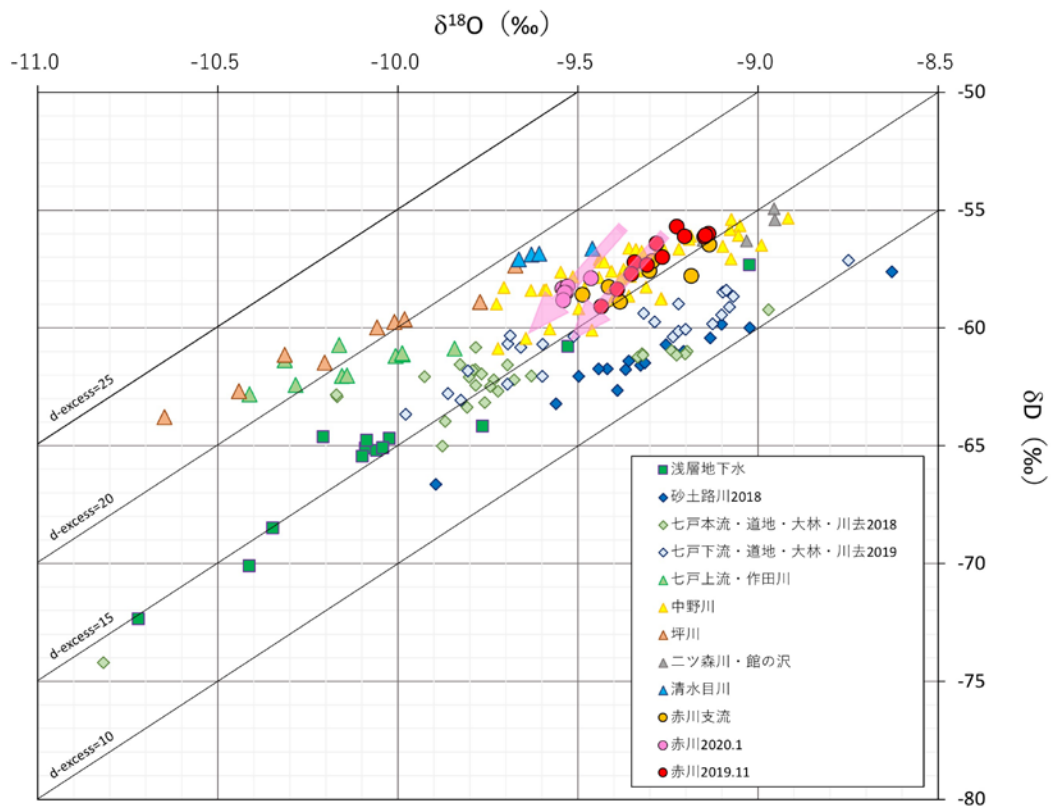


図 2.1.2.1-5 高瀬川流域の河川水および浅層地下水の水素同位体組成と酸素同位体組成の関係

最後に、河川水の化学的特徴を述べる。図 2.1.2.1-6～2.1.2.1-8 に高瀬川流域における河川水の  $\text{Cl}^-$  イオン、 $\text{SO}_4^{2-}$  イオンおよび  $\text{NO}_3^-$  イオンの分布を示した。図 2.1.2.1-6 と図 2.1.2.1-8 は、国土数値情報の土地利用細分メッシュデータ (<http://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-L03-b.html>) に基づき作成した土地利用図上にプロットしてある。両図から、 $\text{Cl}^-$  イオンと  $\text{NO}_3^-$  イオンの高濃度の地点は、西側の森林地域には 1ヶ所も見られず、すべて田、農用地など人工的に土地を改変した地域のみで見られることから、人工的な起源を示唆しているものと考えられる。一方、図 2.1.2.1-7 は、地質図ナビ (<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>) に基づき作成した地質図上に、黒鉱を産する鉱山あるいは鉱徴地（例えば上北鉱山、□で示した）、あるいは砂鉄を産する鉱山（例えば天間林鉱山、◇で示した）と一緒にプロットしてある。 $\text{SO}_4^{2-}$  イオンの高濃度地点は東側の人工的に土地を改変した地域にも存在するが、 $\text{Cl}^-$  イオン、 $\text{NO}_3^-$  イオンの高濃度地点が全く見られない坪川の上流部の森林地域の中にも見られることから人工的のみならず、地層的な影響をも反映している可能性が考えられる。

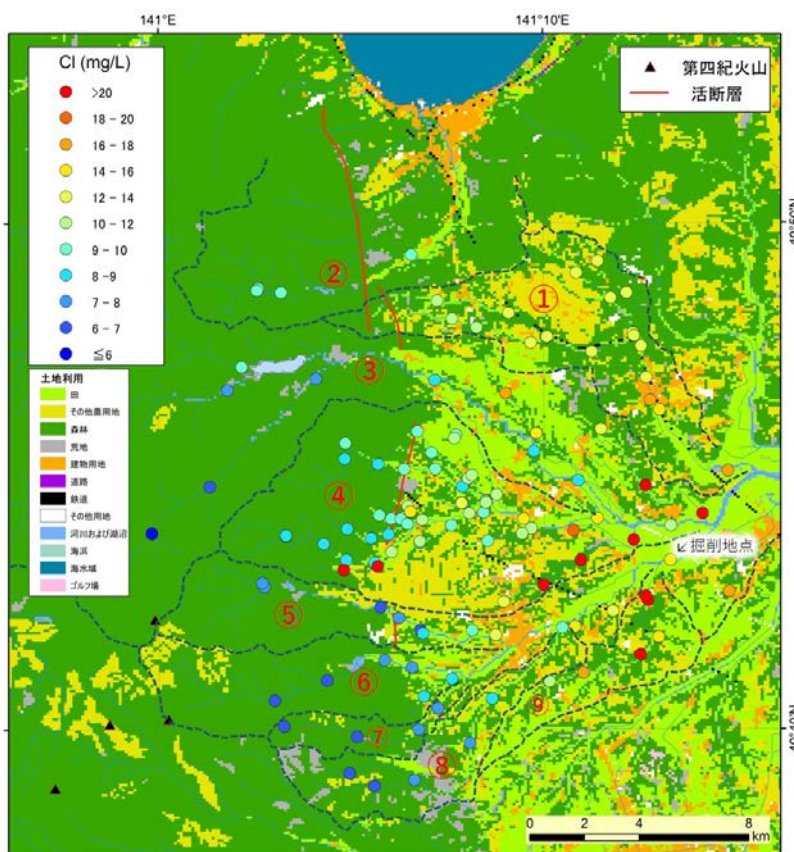


図 2.1.2.1-6 高瀬川流域における河川水の  $\text{Cl}^-$  イオンの分布

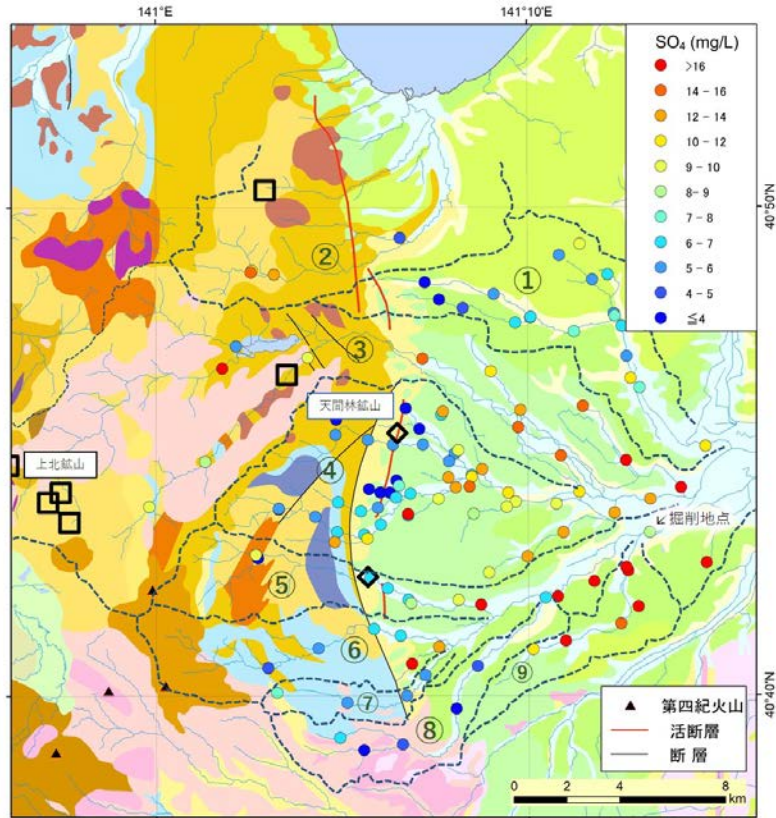


図 2.1.2.1-7 高瀬川流域における河川水の  $\text{SO}_4^{2-}$  イオンの分布

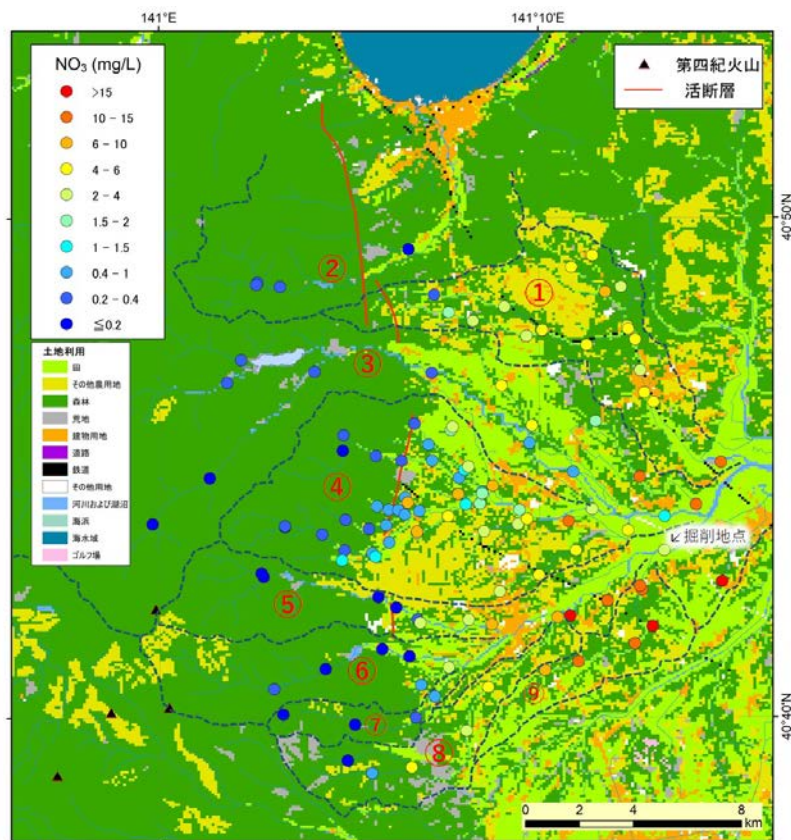


図 2.1.2.1-8 高瀬川流域における河川水の  $\text{NO}_3^-$  イオンの分布

### 2.1.2.1.2 既存孔井の現地調査

昨年度までに、上北平野において既存井戸（水源井、温泉掘削井等）から採取した浅層・深層地下水試料の水質・同位体分析結果に基づき、鮮新統（甲地層）から中部中新統（和田川層）までを含む上北平野の広域地下水流動に関する概念モデルを作成した（産業技術総合研究所，2017<sup>1)</sup>，2018<sup>2)</sup>，2019<sup>3)</sup>）。昨年度の地下水流動概念モデルにおいて不確実性の高い要素の1つとして、小川原湖西側における地下水の上昇流が挙げられる。産業技術総合研究所（2018）<sup>2)</sup>で報告したように、小川原湖の西側には水温上昇率（深度方向の昇温率）の高い浅井戸が多く分布しており、同一深度で比較すると周辺よりも水温の高い地域となっている。また、小川原湖西側で得られた水温の高い浅層地下水試料は、周辺よりも低い水素安定同位体比を示しており（産業技術総合研究所，2018<sup>2)</sup>，2019<sup>3)</sup>），小川原湖西側において、より深層の地下水が浅層へと上昇している可能性を指摘してきた。そこで今年度は、上北平野北部の広域地下水流動についてさらに検討するため、小川原湖を含む高瀬川流域を対象として、再採取地点を含む浅層地下水の試料採取調査を実施した。特に、小川原湖西側および東側の浅層地下水試料について、低レベルトリチウム分析と放射性炭素同位体分析を行い、地下水年代の指標となる<sup>3</sup>Hと<sup>14</sup>Cおよびヘリウム同位体のデータを拡充した。その上で、前項の河川水調査の結果と併せて、中深度処分の処分地相当深度を対象とした広域地下水流動の概念モデルの再検討を行う。

まず、図2.1.2.1-9に高瀬川流域における浅層地下水の水質組成を示す。ここでは、浅層地下水試料を小川原湖の北側から西側にかけての地域と南側から東側にかけての地域とに分けて示している。これを見ると、小川原湖南～東側の地下水の多くがCa-HCO<sub>3</sub>型であり、1試料はNa・Ca-Cl型に近く非常に高いNO<sub>3</sub>濃度（73.3 mg/L）を示しているが、全体として典型的な浅層地下水の水質を示している地点が多いことがわかる。これに対して、小川原湖北～西側の地下水はCa-HCO<sub>3</sub>型からNa-HCO<sub>3</sub>型にかけて分布しており、一般的にはより滞留時間の長い地下水に特徴的な組成を示している。

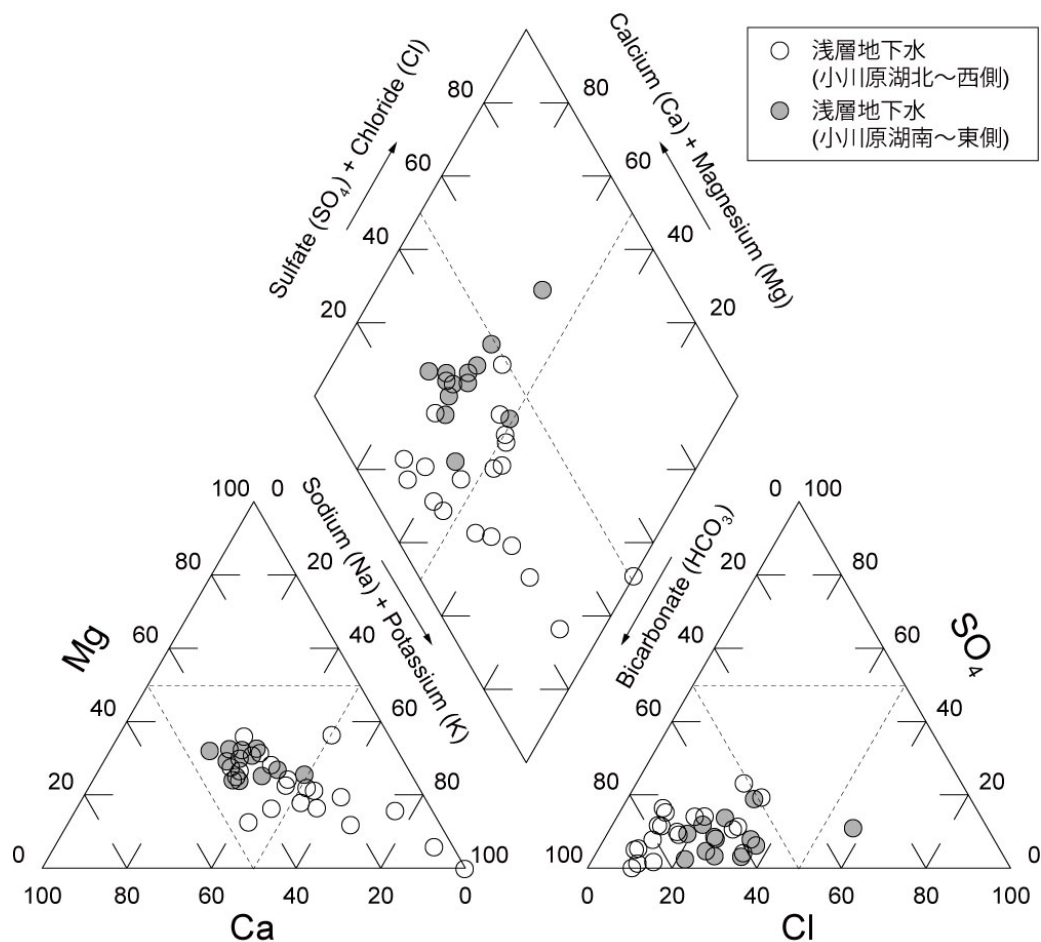


図 2.1.2.1-9 高瀬川流域における浅層地下水の水質組成  
産業技術総合研究所 (2010<sup>4)</sup>, 2018<sup>2)</sup>, 2019<sup>3)</sup>) のデータを含む。

次に、図 2.1.2.1-10 に上北平野における浅層地下水の水素安定同位体比の平面分布を示す。ここでは、比較のため、前項で示した高瀬川水系の河川水の同位体比と、産業技術総合研究所 (2019)<sup>3)</sup> で示した奥入瀬川流域の浅層地下水・河川水の同位体比を併せて示している。また、図 2.1.2.1-11 には、高瀬川流域の浅層地下水・河川水の水素安定同位体比について、海岸からの距離に対する深度分布を示した。今年度は、図 2.1.2.1-10 に示すように、高瀬川流域の浅層地下水の涵養域により近い高瀬川水系上流部の同位体比を網羅的に把握できたことにより、小川原湖西側で見られる浅層地下水の低同位体比 (産業技術総合研究所, 2019)<sup>3)</sup> に関して、地形的に地下水を涵養しうる流域内の天水よりも低いことを改めて確認した。一方、小川原湖の南～東側に加え、小川原湖の北西側の数地点では、現在の河川水と同等の同位体比を示していることがわかる。

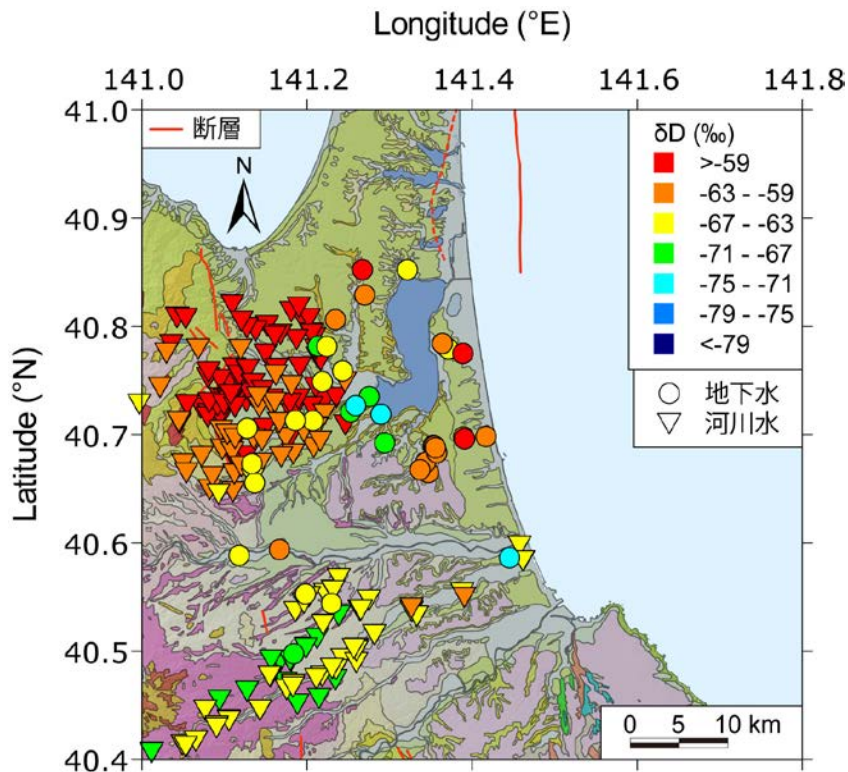


図 2.1.2.1-10 上北平野流域における浅層地下水の水素安定同位体比の平面分布  
産業技術総合研究所 (2010<sup>4</sup> , 2018<sup>2</sup> , 2019<sup>3</sup> ) のデータを含む。

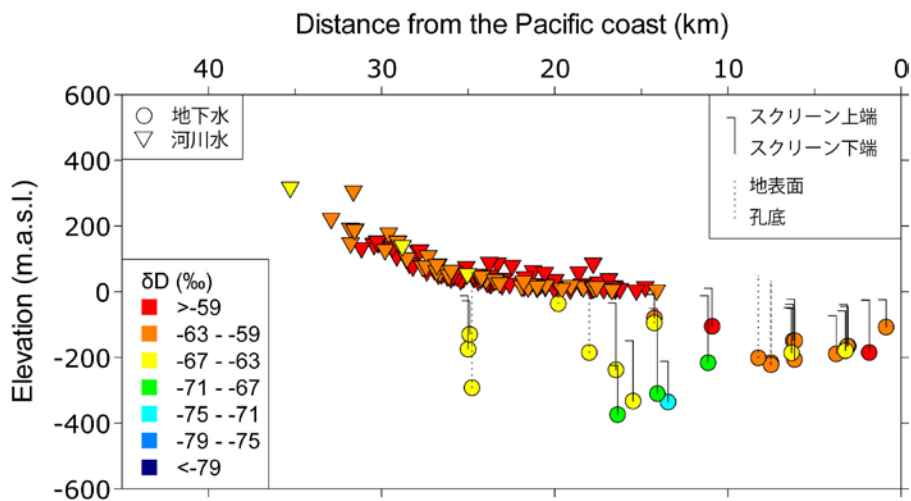


図 2.1.2.1-11 高瀬川流域における浅層地下水の水素安定同位体比の深度分布  
産業技術総合研究所 (2010<sup>4</sup> , 2018<sup>2</sup> , 2019<sup>3</sup> ) のデータを含む。

図 2.1.2.1-12 に上北平野における浅層地下水のトリチウム濃度の平面分布を示し、高瀬川流域についての深度分布を図 2.1.2.1-13 に示す。昨年度までは、2009 年採取試料の通常のトリチウム分析によって、検出限界以下 (<0.5 TU) の結果を得ていたが、今年度の再採取試料の低レベルトリチウム分析でも、小川原湖の西側のほとんどの地点においては検出限界以下 (<0.03 TU) であり、過去 60-70 年程度の天水の影響を受けていないことが明らかとなった。一方で、より涵養域に近いと考えられる平野西端部に近い地点や小川原湖東側の地点の一部などでは、トリチウムが検出されており、比較的最近の天水の影響がこれらのスクリーン深度まで及んでいるものと考えられる。また、昨年度までに報告した通り、小川原湖南側では 2009 年採取試料でトリチウムが比較的高濃度に検出されていたため、若い天水の影響が顕著にみられている。

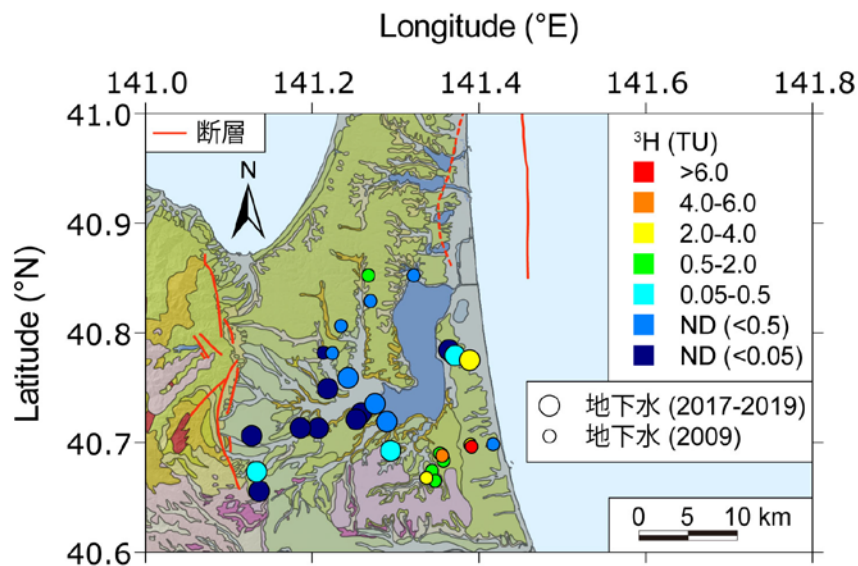


図 2.1.2.1-12 高瀬川流域における浅層地下水のトリチウム濃度の平面分布  
産業技術総合研究所 (2017<sup>1)</sup>, 2018<sup>2)</sup>, 2019<sup>3)</sup> のデータを含む。

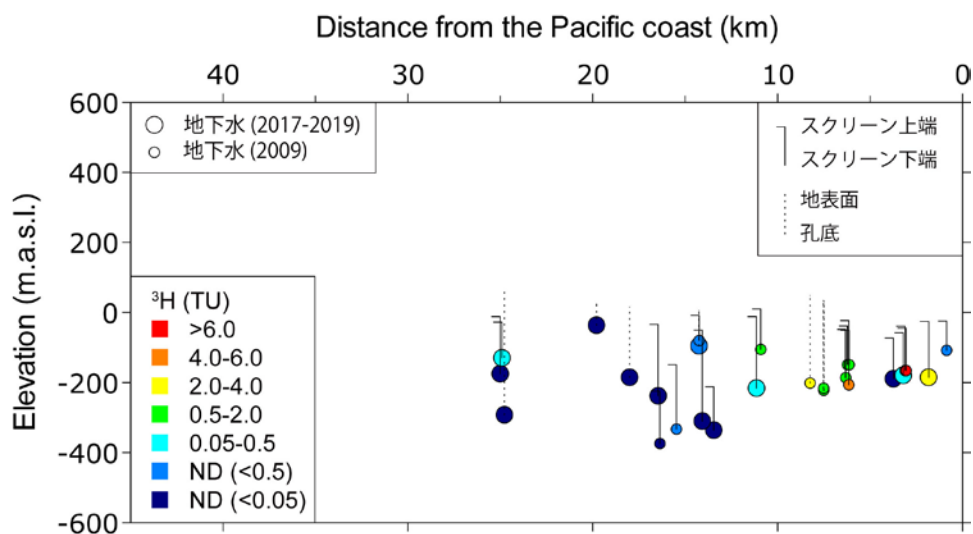


図 2.1.2.1-13 高瀬川流域における浅層地下水のトリチウム濃度の深度分布  
産業技術総合研究所 (2017<sup>1)</sup>, 2018<sup>2)</sup>, 2019<sup>3)</sup> のデータを含む。

さらに、今年度再採取試料等の放射性炭素同位体分析によって得られた  $^{14}\text{C}$  年代の結果を図 2.1.2.1-14 および 2.1.2.1-15 に示した。図に表示した較正年代 (cal BP) は、IntCal13 の較正曲線を用いて求めたものであり、ここでは混合等は考慮していない見かけの年代として扱っている。これを見ると、小川原湖西側では、12,000 cal BP 前後の年代を示している地点が多く、見かけの年代としても完新世以前の現在よりも寒冷な時期に相当している。一方で、小川原湖西側でも西よりの地点では、やや若い  $^{14}\text{C}$  年代を示しており、西から東への流動を示しているとも解釈できる。また、小川原湖東側では  $^{14}\text{C}$  年代が現世の値を示す地点や、4,000 cal BP 程度を示す地点が存在する。現世の値を示すのは前述の  $\text{NO}_3$  濃度が非常に高濃度の地点であり、井戸の構造に問題がある可能性も否定はできないが、水質組成の特徴 (図 2.1.2.1-9) やトリチウム濃度分布 (図 2.1.2.1-12, 図 2.1.2.1-13) と併せて考えると、小川原東側において相対的に若い  $^{14}\text{C}$  年代を示すことは整合的である。

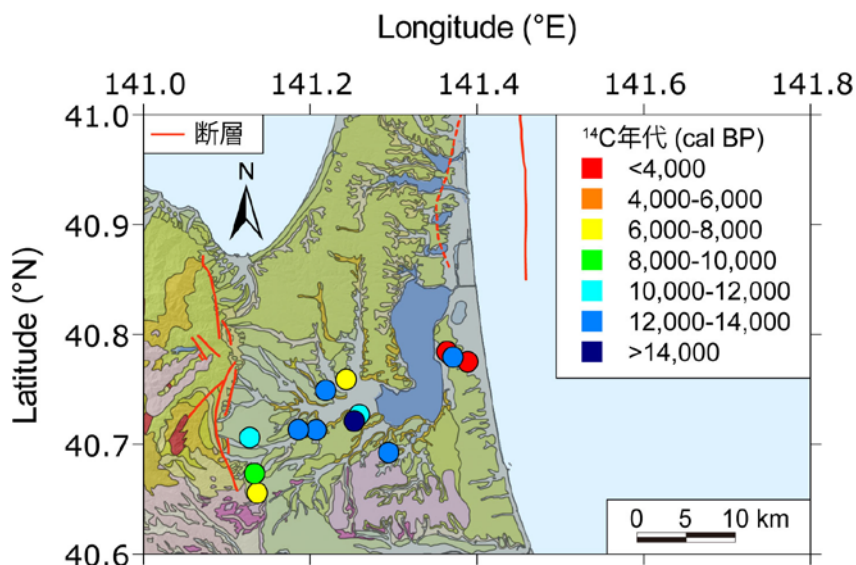


図 2.1.2.1-14 高瀬川流域における浅層地下水の  $^{14}\text{C}$  年代の平面分布  
産業技術総合研究所 (2018<sup>2)</sup>, 2019<sup>3)</sup>) のデータを含む。  $^{14}\text{C}$  年代は、IntCal13 の較正曲線を用いて求めた較正年代 (cal BP) として示した。

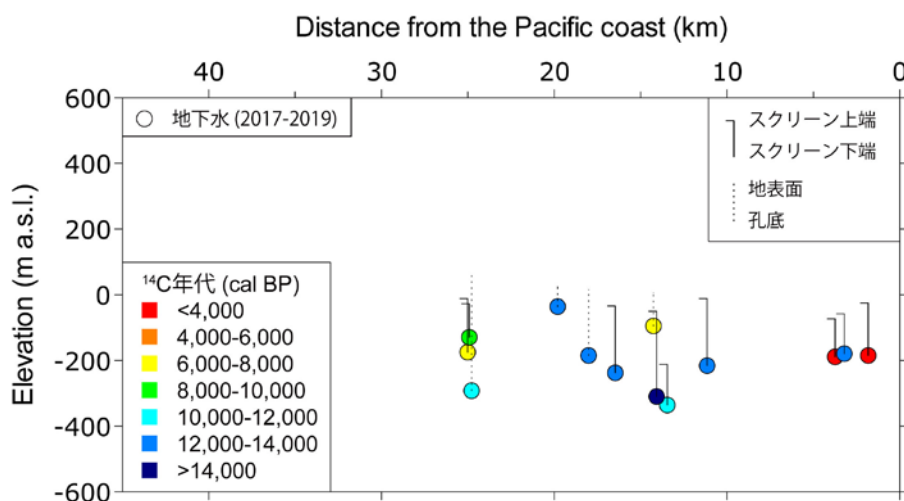


図 2.1.2.1-15 高瀬川流域における浅層地下水の  $^{14}\text{C}$  年代の深度分布  
産業技術総合研究所 (2018<sup>2)</sup>, 2019<sup>3)</sup>) のデータを含む。



次に、本年度に調査を行った浅層地下水のヘリウム同位体の結果を、昨年度までの深層地下水の結果とともに示した（図 2.1.2.1-16）。深層地下水の結果が  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  比が溶存大気の数値に比べて高く、 $^4\text{He}$  が付加されているのに対し、浅層地下水はいずれも溶存大気周辺にプロットされる。地下水中のヘリウムおよびその他の希ガスは、地下水涵養時に溶存した大気起源成分や通気帯において取り込まれた **Excess Air** 成分に加えて地下水流動中に付加される成分（地殻起源+マントル起源）、トリチウムの壊変により生成される  $^3\text{He}$  によりその濃度・同位体比が変動する。大気起源成分濃度は、地下水流動中あるいは採水時の脱ガスが起こらない限り、地下水涵養温度および涵養標高としてあらわされ、Ne, Ar, Kr, Xe 濃度の **inverse modelling** により計算できる（たとえば、Aeshbach-Hertig et al., 1999<sup>5)</sup>）。表 2.1.2.1-1 では、Xe 濃度の誤差が大きいため（Morikawa et al., 2008）<sup>6)</sup>、Aeshbach-Hertig et al. (1999)<sup>5)</sup> のプログラムを改変して Xe のデータを省いた Ne・Ar・Kr より涵養温度・Excess Air 量を求め、 $^4\text{He}$  については実測値と地下水流動中に付加される成分の濃度も示した。地下水流動中に付加される成分（**geogenic  $^4\text{He}$** ）濃度は  $0\sim 6.7 \times 10^{-9} \text{ cm}^3\text{STP/gH}_2\text{O}$  となる。この **geogenic  $^4\text{He}$**  濃度、当該帯水層に対比される堆積岩（砂子又層）中の U, Th 濃度をそれぞれ 1.3, 2.6 ppm（産総研未公表データ）、帯水層間隙率を 0.4、密度を  $2.3\text{g/cm}^3$  とした時の  $^4\text{He}$  蓄積年代を Kipfer et al. (2002)<sup>7)</sup> の式：

$$t = \frac{{}^4\text{He}_{\text{rad}}}{J_{\text{He}}}$$

$$J_{\text{He}} = \Lambda_{\text{He}} \frac{\rho_r}{\rho_w} (1.19 \times 10^{-13}[\text{U}] + 2.88 \times 10^{-14}[\text{Th}]) \cdot \frac{1-\theta}{\theta}$$

ここで、 $t$  は  $^4\text{He}$  蓄積年代、 ${}^4\text{He}_{\text{rad}}$  は **geogenic  $^4\text{He}$**  濃度、 $J_{\text{He}}$  は帯水層で発生する  $^4\text{He}$  生成量、 $\Lambda_{\text{He}}$  は帯水層岩石からの  $^4\text{He}$  放出率 (=1)、 $\rho_r \cdot \rho_w$  は岩石および水の密度、 $[\text{U}] \cdot [\text{Th}]$  は岩石中の U・Th 濃度、 $\theta$  は間隙率を示す。

により計算すると、<約 9,000 年となる。各パラメータの不確実性を考慮に入れると  $^4\text{He}$  蓄積年代は氷期、間氷期の区別をつけることは不可能であるが、少なくとも数万年以上経過した古い水ではないことが推定され、 $^{14}\text{C}$  年代と矛盾するものではない。

また、表 2.1.2.1-1 では、地下水涵養温度の計算結果も示している。計算結果は 2 点を除きすべて  $5.0\sim 8.5 \text{ }^\circ\text{C}$  となっている。当該地域周辺（十和田観測点）の年平均気温が  $9.5 \text{ }^\circ\text{C}$ （気象庁, 2020）<sup>8)</sup> であることを考えると、希ガス涵養温度も水素同位体比から考えられる寒冷期の涵養と矛盾しない結果となっている。なお、涵養温度の高い K 点は小川原湖東部の水源井であり、トリチウム濃度が 3.2 TU と現代の降水の涵養であることと矛盾しない。また、参考のため河川水（2019 年 6 月採取）のデータもプロットしているが、これについても希ガス温度を計算すると  $15^\circ\text{C}$  となる。当該地域の 6 月の平均気温が  $16 \text{ }^\circ\text{C}$ （気象庁, 2020）<sup>8)</sup> であることを考えると、希ガス涵養温度の精度について担保されるものと思われる。

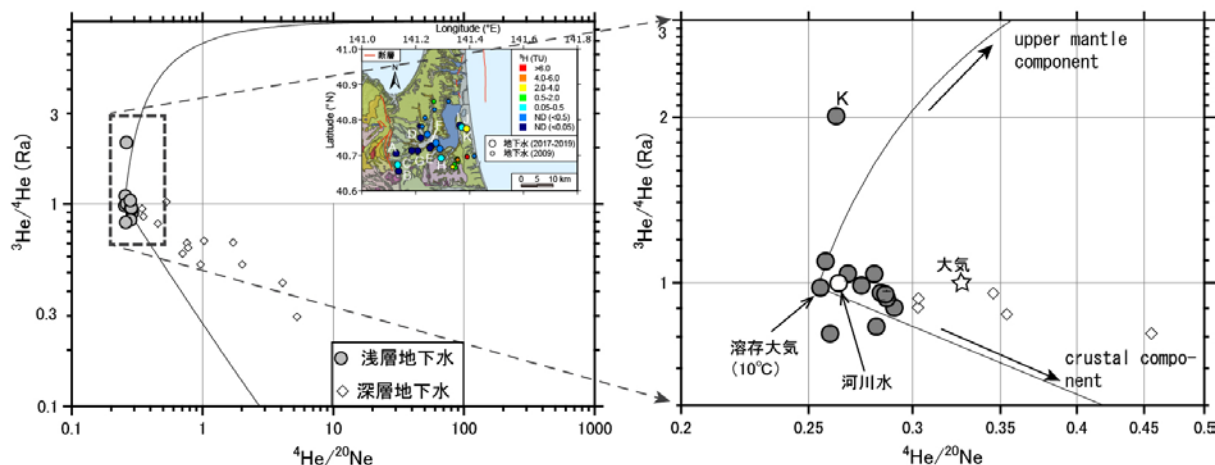


図 2.1.2.1-16 高瀬川流域における浅層地下水の  $^3\text{He}/^4\text{He}$  と  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  の関係

比較のため高瀬川流域における深層地下水のプロットも行っている。浅層地下水は溶存大気値付近に密集する。 $^3\text{He}/^4\text{He}$  が 2 Ra を超えている地点 K は、トリチウム濃度 3.2 TU を示しており、1960 年代以降のトリチウム起源  $^3\text{He}$  の付加が考えられる。

表 2.1.2.1-1 浅層地下水・河川水中の水素－酸素同位体比，希ガス濃度および希ガス涵養温度  
涵養温度はボーリング掘削地（8 m，次節参照）および上北平野西部の野辺地断層帯周辺の標高（約 100 m）  
に対して計算を行った。

SampleID	実測値										涵養標高を8mとした場合		涵養標高を100mとした場合	
	$\delta\text{D}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^4\text{He}$	$^{20}\text{Ne}$	$^{36}\text{Ar}$	$^{84}\text{Kr}$	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$	error	涵養温度	geogenic $^4\text{He}$	涵養温度	geogenic $^4\text{He}$	
	(‰)	(‰)	(cm <sup>3</sup> STP/gH <sub>2</sub> O)							(°C)	(cm <sup>3</sup> STP/gH <sub>2</sub> O)	(°C)	(cm <sup>3</sup> STP/gH <sub>2</sub> O)	
A	AOMW_19_A001	-64.8	-10.09	6.14E-08	2.29E-07	1.43E-06	5.53E-08	0.268	1.46E-06	3.762E-08	8.5	5.05E-10	8.3	5.01E-10
B	AOMW_19_A002	-65.4	-10.10	6.02E-08	2.36E-07	1.47E-06	5.65E-08	0.255	1.37E-06	4.013E-08	7.8	-2.53E-09	7.6	-2.54E-09
C	AOMW_19_A003	-65.1	-10.04	5.82E-08	2.26E-07	1.44E-06	5.68E-08	0.258	1.53E-06	3.146E-08	7.7	-1.33E-09	7.6	-1.34E-09
D	AOMW_19_A004	-64.6	-10.21	6.51E-08	2.37E-07	1.49E-06	5.85E-08	0.274	1.39E-06	3.708E-08	6.8	2.32E-09	6.6	2.31E-09
E	AOMW_19_A006	-72.3	-10.72	6.99E-08	2.41E-07	1.55E-06	6.12E-08	0.291	1.26E-06	2.706E-08	5.2	6.69E-09	5.0	6.68E-09
F	AOMW_19_A007	-68.5	-10.35	6.88E-08	2.40E-07	1.49E-06	5.88E-08	0.287	1.31E-06	2.663E-08	6.9	5.15E-09	6.7	5.14E-09
G	AOMW_19_A008	-65.2	-10.06	6.54E-08	2.31E-07	1.45E-06	5.59E-08	0.284	1.35E-06	3.341E-08	8.1	4.27E-09	7.9	4.27E-09
H	AOMW_19_A009	-70.1	-10.41	6.58E-08	2.30E-07	1.50E-06	5.90E-08	0.286	1.34E-06	2.359E-08	6.1	5.54E-09	5.9	5.53E-09
I	AOMW_19_A011	-60.8	-9.53	6.05E-08	2.16E-07	1.47E-06	5.81E-08	0.281	1.45E-06	2.979E-08	6.3	4.79E-09	6.1	4.78E-09
J	AOMW_19_A012	-64.2	-9.76	6.69E-08	2.38E-07	1.49E-06	5.58E-08	0.282	1.17E-06	2.68E-08	7.7	3.56E-09	7.5	3.55E-09
K	AOMW_19_A013	-57.3	-9.02	5.66E-08	2.16E-07	1.31E-06	4.93E-08	0.262	2.81E-06	3.285E-08	12.2	-1.32E-09	12.0	-1.32E-09
L	AOMW_19_A015	-65.2	-10.11	5.23E-08	2.01E-07	1.30E-06	5.10E-08	0.260	1.13E-06	4.683E-08	11.0	-5.91E-10	10.8	-5.91E-10
高瀬川	AOMW_19_A005	-59.2	-9.24	4.67E-08	1.77E-07	1.14E-06	4.49E-08	0.264	1.4E-06	2.912E-08	15.5	1.10E-10	15.3	1.14E-10

2.1.2.1.3 地下水流動概念モデルの更新

2.1.2.1.1 および 2.1.2.1.2 節において行った既存孔井・地表水等の現地調査より以下のことが明らかとなった。

- (1) 小川原湖北西部における河川の下流域では、水素同位体が低くなる傾向が見られた。これは、浅層地下水の影響が徐々に大きくなっていく可能性があること、すなわち小川原湖周辺の浅層地下水が上昇して河川水に付け加わっている可能性を示唆していると思われる。
- (2) 小川原湖西部地下水の水素同位体はいずれも周辺河川よりも低い値を示し、寒冷期の涵養が示唆される。
- (3) 小川原湖西部の地下水の  $^{14}\text{C}$  年代はいずれも最終退氷期に相当する年代を示した。小川原湖東部においては現世の値を示す地点や、4,000 cal BP 程度を示す地点が存在する。水質組成の特徴やトリチウム濃度分布と併せて考えると、小川原東側においては相対的に若い地下水の浸透が考えられる。

上記3点を踏まえ更新した地下水流動概念モデルを図 2.1.2.1-17 に示した。ただし、既存井戸からの地下水化学・同位体組成はストレーナ深度が浅層から深層まで含まれる場合は、平均値となる。そこで、次節以降でボーリング掘削により原位置より採水した地下水揚水試料、または岩石コア試料から抽出した間隙水により、このモデルの検証を行う。

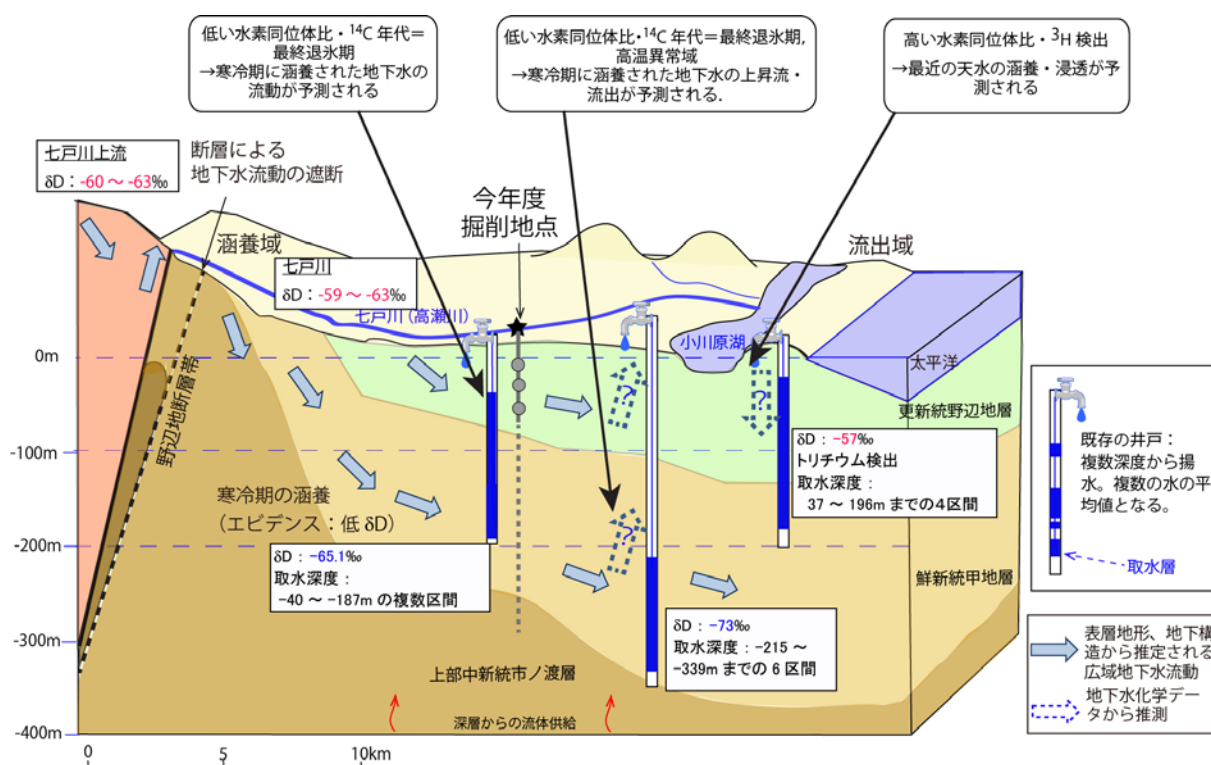


図 2.1.2.1-17 本年度の既存井戸および地表水調査により更新された上北平野における地下水流動概念モデル。

## 2.1.2.2 ボーリング掘削調査による原位置データの取得

### 2.1.2.2.1 ボーリング掘削概要

本年度は、既存井戸等により作成した地下水流動系の概念モデルを実証的に検証するとともに天水涵養と浅層における流動の評価を目的として、上北平野における地下水流動系の中間流動域にあたる青森県上北郡東北町大浦地区において深度 76m までの検証ボーリング 1 孔 (KMK-1 孔) の掘削を行った。採取されたコアから間隙水を一定間隔で抽出し、水質・同位体組成を分析し、地下水流動系の評価に資するデータを取得する。また、3 深度の採水区間から揚水による地下水試料採取を行い、水質・同位体組成・溶存ガス成分の分析から浅層～中層地下水系の特徴とその起源を解明するとともに、コアから抽出された間隙水と対比することにより、コア抽出水の水質・同位体組成の確からしさを確認する。さらに、原位置水理試験及び岩芯試料を用いた室内透水試験による水理特性の深度プロファイルの取得、掘削途中の孔底部における水位あるいは水圧計測による間隙水圧プロファイルの評価を併せて行い、水質プロファイルと岩芯試料を用いた実験的評価によって間隙水圧プロファイルと地下水流動系と変動の評価を行う。

ボーリング掘削地は図 2.1.2.2-1 に示したように北緯 40°43'23.13"、東経 141°13'16.64"、標高 8.0 m 地点の田圃地であり、高瀬川左岸に位置する。予想地質状況は、現場の土地利用状況および掘削地から南西 1.6 km に存在する水源井の地質柱状図（青森県企画部，1970<sup>9)</sup>）を参考にすると、深度 0～2 m に人工埋立層（砂利含む）、深度 2～3 m 程度まで耕作土壌（田圃）のあと、沖積層が深度 25 m 程度まで、その後更新統の野辺地層が現れることが予想された。そこで、本掘削調査では以下の調査を実施することとした。

- 1) 3 深度における揚水試験
- 2) 3 深度における揚水試料の採取および化学・同位体分析
- 3) 岩石コア試料を用いた室内透水試験
- 4) 間隙水の抽出及び化学・同位体分析
- 5) 温度検層
- 6) VSP 検層

### 掘削工法

掘削工法はロータリー式オイルフィールド型ボーリングマシンを使用した普通工法（ロータリー工法）を用い、掘削コア外径は掘削水の影響のない間隙水の抽出のため、83 mm 以上とした。コア試料採取深度範囲は上記の人工埋立層を除き深度 2 m 以深とし、耕作土壌および沖積層（深度 2～25 m）を除いた区間（50.90 m）に対し、採取コア長は 50.11 m であり、回収率は 98.4%であった。コア欠損部分については可能な限りカッティングス等を回収している。

本掘削では、コアから間隙水を一定間隔で抽出するため、掘削水の影響の少ない（乱れの少ない）コア試料を高い採取率で採取する必要がある。このため、深度 2 m 以深の区間は原則としてコアケースに透明アクリル管を用いた外径 116 mm の三重管サンプラーを使用した。ただし、浅層の軟弱な粘性土層は三重管サンプラーでの試料採取が困難であるため、固定ピストン式シンウォールサンプラーを使用し、一部の緩い砂質土層ではデニソンサンプラーでの採取を試みた。また、緩い砂礫層は乱れの少ない試料採取は困難であり、今回はシングルコアチューブにて無水掘削を行い試料を採取した。

### 掘削泥水の管理およびコア試料採取

掘削には泥水を使用し、掘削水として掘削地の南西 1.6 km に存在する水源井（自噴）の水、泥剤にはベントナイトを使用した。本検証ボーリング・採水調査では、採取されたコア試料から抽出された間隙水および揚水により区間採水された地下水から掘削水・洗浄水の影響を取り除いた上で水質・同位体分析を行う必要がある。間隙水・地下水に混入した掘削水・洗浄水の影響を評価するため、掘削水・洗浄水にはトレーサーを定量混合し、トレーサー濃度を定量管理する必要がある。トレーサーにはローダミン WT を採用し、その濃度は  $10.0\text{ppm} \pm 10\%$  以内とした。掘削および掘削中は掘進作業開始直前、掘削作業終了直後、およびその中間時間帯の 3 回掘削リターン水を採取・ローダミン WT 濃度の分析を行った。また、掘削水の循環系に存在するトレーサー濃度を均一化するため、掘進は孔内水が掘削水に完全に置換された後に行った。

間隙水への掘削泥水の浸透を最小限に抑えるため、採取されたコア試料は以下の方法で処理・保管を行った。採取コアがコアパックやコアケース等に収納されている場合はコアを開封せず、そのまま採取コアを掘進長 0.5 m 単位で切断し、採取コアの端面より岩相記載を行った（図 2.1.2.2-2 にボーリング柱状図を示す）。採取コアがコアケース（透明アクリル管やシンウオール管）に収納されている場合は専用キャップを両端に嵌め、確実にシールした。コア欠損部分が存在する場合は、コアケースの余長をビニール袋に封入した緩衝材などで充填、あるいは採取長に合わせてコアケースを切断し、コアケース内の空気の容量を最低限とした。その後、コア試料は立てた状態で凍結しないようにボックス内に収納し、低温保存状態で郵送し、間隙水抽出作業を行うまで冷蔵庫で保管した。

### 揚水試験および地下水試料採取

採水および揚水試験は、回収されたコアの岩相などから確定された採水区間において、当該採水区間を掘削直後に揚水試験と地下水試料の採取を行った。採水区間は 27.3～30.1 m（1 深度目）、39.8～45.0 m（2 深度目）、71.0～75.9 m（3 深度目）の 3 区間である。採水および揚水試験で用いたパッカー式採水システムの概要を図 2.1.2.2-3 に示す。パッカー式採水システムを設置後、ロッドの先端から孔内洗浄水を噴出させて孔内洗浄を行った。エアリフトを併用した孔内洗浄は、地下水中に溶存する希ガス組成に影響を及ぼす可能性があるため行っていない。孔内洗浄水は、給水タンク内のトレーサー添加後の水を使用した。

揚水試験は孔内洗浄後、段階揚水試験、連続揚水試験および水位回復試験を行った。ただし、一深度目の揚水試験では、試験中に孔内部の間隙水圧計が感度不良を起こしたため、揚水中の間隙水圧はロッド内に設置した水質モニタリング装置の水圧計を使用した。回復試験の水圧は孔内部のメインバルブ閉鎖状態であるため、水質モニタリング装置での観測はできていない。段階揚水試験は揚水流量を段階的に上昇させ水位を測定する。上昇の段階は 6 段階とし、各段階の測定時間は 1 時間とした。なお、今回は地盤の透水性が使用する装置（ポンプ、流量測定・制御機器）の能力に対して高く、限界揚水流量と適正揚水流量が得られていない。連続揚水試験の揚水流量は、使用した揚水設備（ポンプ、配管類）の揚水能力を考慮し、安定して制御可能な流量とした。連続揚水試験の揚水時間は 8～12 時間とし、その後の回復試験は 8～12 時間とした。測定間隔は各試験開始後 1 秒間隔、その後経過時間に応じて間隔を大きくした。ボーリング孔内にパッカー式採水システムの孔内部を設置し、原位置モニタリング装置を孔内部のロッド内に設置し、揚水中の地下水の水質を観測した。原位置水質モニタリングの測定項目は、水温・水圧・電気伝導度・ORP などである。1 深度目では Idronaut 製の Ocean Seven303, 2

深度目は堀場製作所製の W-22XD を使用した。また、3 深度目は Ocean Seven303 と W-22XD の両方をロッド内に設置して観測した。原位置測定結果を図 2.1.2.2-4 (a~c)に示す。

地下水試料採取は、連続揚水試験中にシングルパッカーで閉塞した採水区間からポンプで揚水することにより地上にて行った。地下水試料の採取条件は、トレーサー濃度が掘削水のトレーサー濃度の 5%以下に低下することであったが、連続揚水試験中は 1 時間に一度の間隔でトレーサー濃度を測定した結果、いずれの採水区間も連続揚水試験中に 0.04 ppm 以下（掘削水のトレーサー濃度の 0.4%以下）まで低下した。そこで、採水はトレーサー濃度が低いレベルで安定しているのを確認したうえで、連続揚水試験の最終盤に行った。各採水区間から水質・同位体（水の同位体、炭素安定同位体、放射性炭素同位体、放射性塩素同位体、トリチウム）分析用に約 6 L、溶存希ガス分析用に銅管に 3 本の試料を採取した。なお、トレーサー濃度の推移と水質・同位体の変動を確認するため、連続揚水中にトレーサー濃度の測定と合わせて一部の水質・同位体試料分析用に試料を予備試料として採取した。

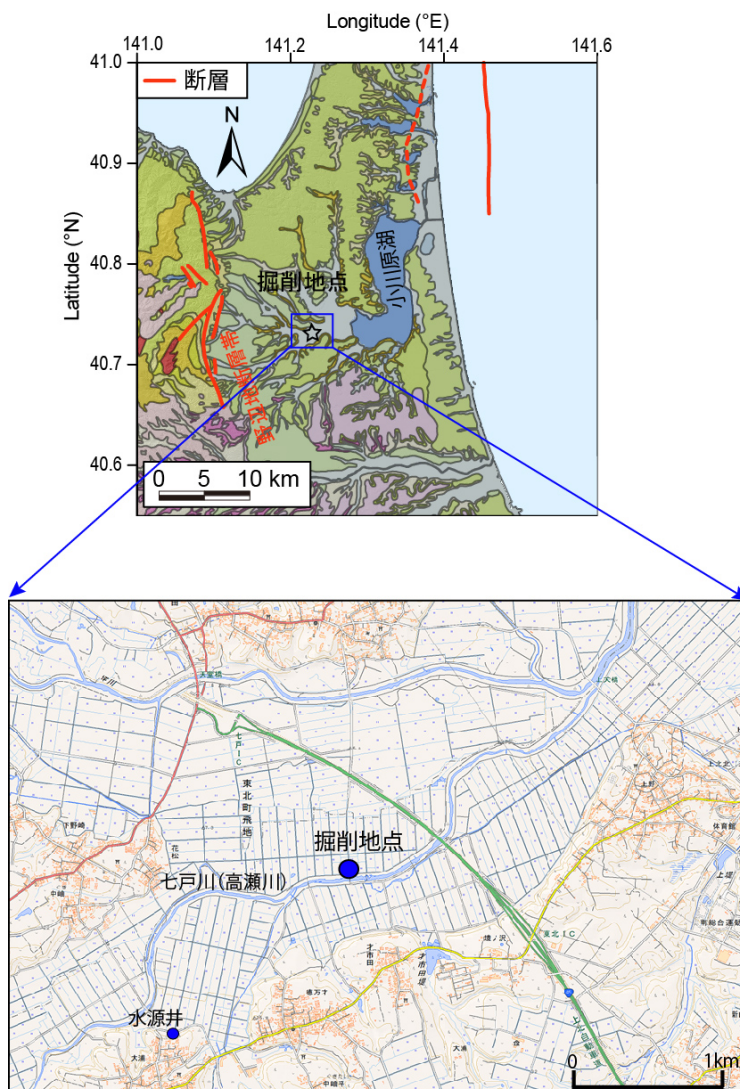


図 2.1.2.2-1 ボーリング掘削地

住所：青森県上北郡東北町大浦中渡 75-8 番地



第2章 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

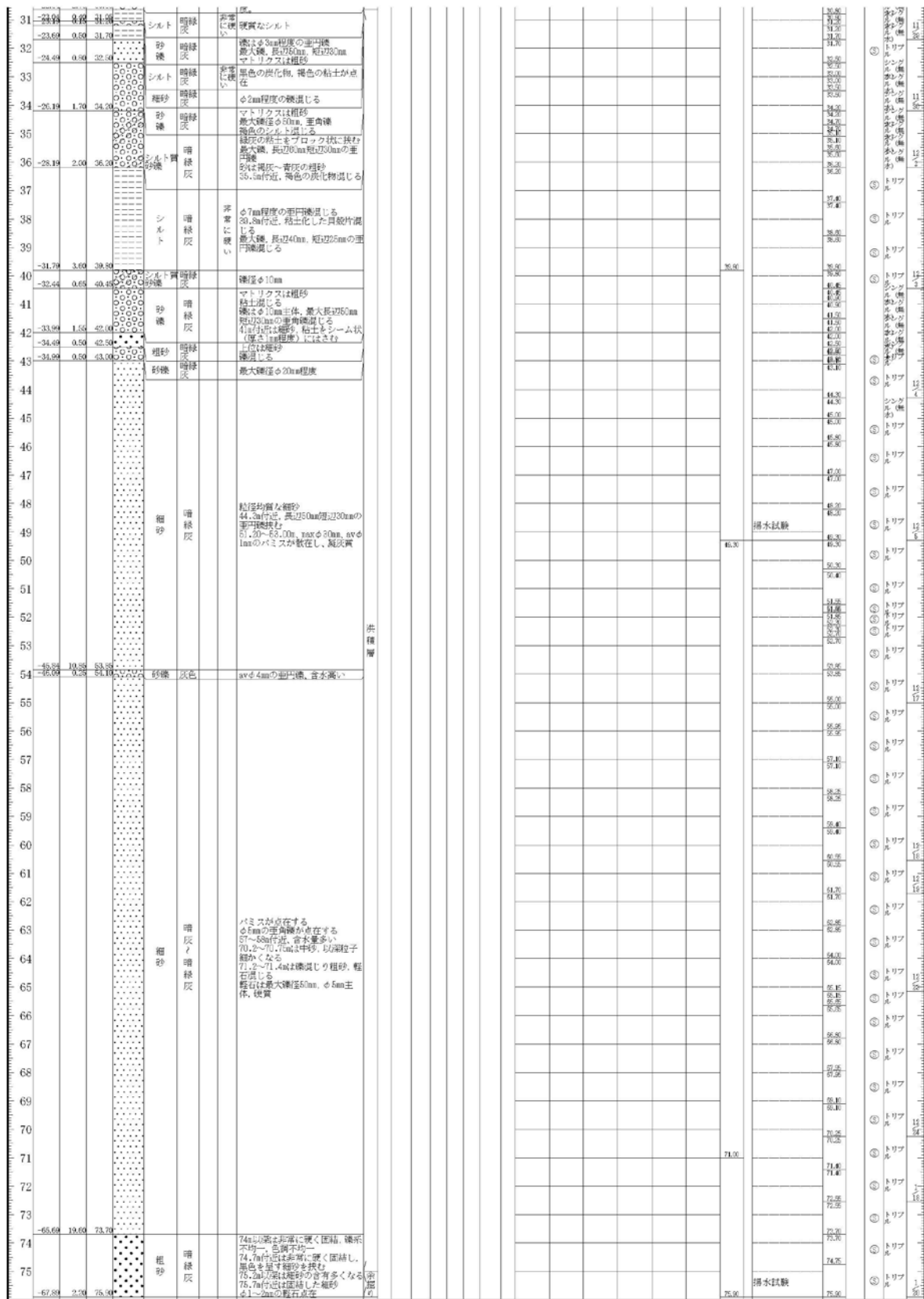


図 2.1.2.2-2 (つづき) ボーリング柱状図



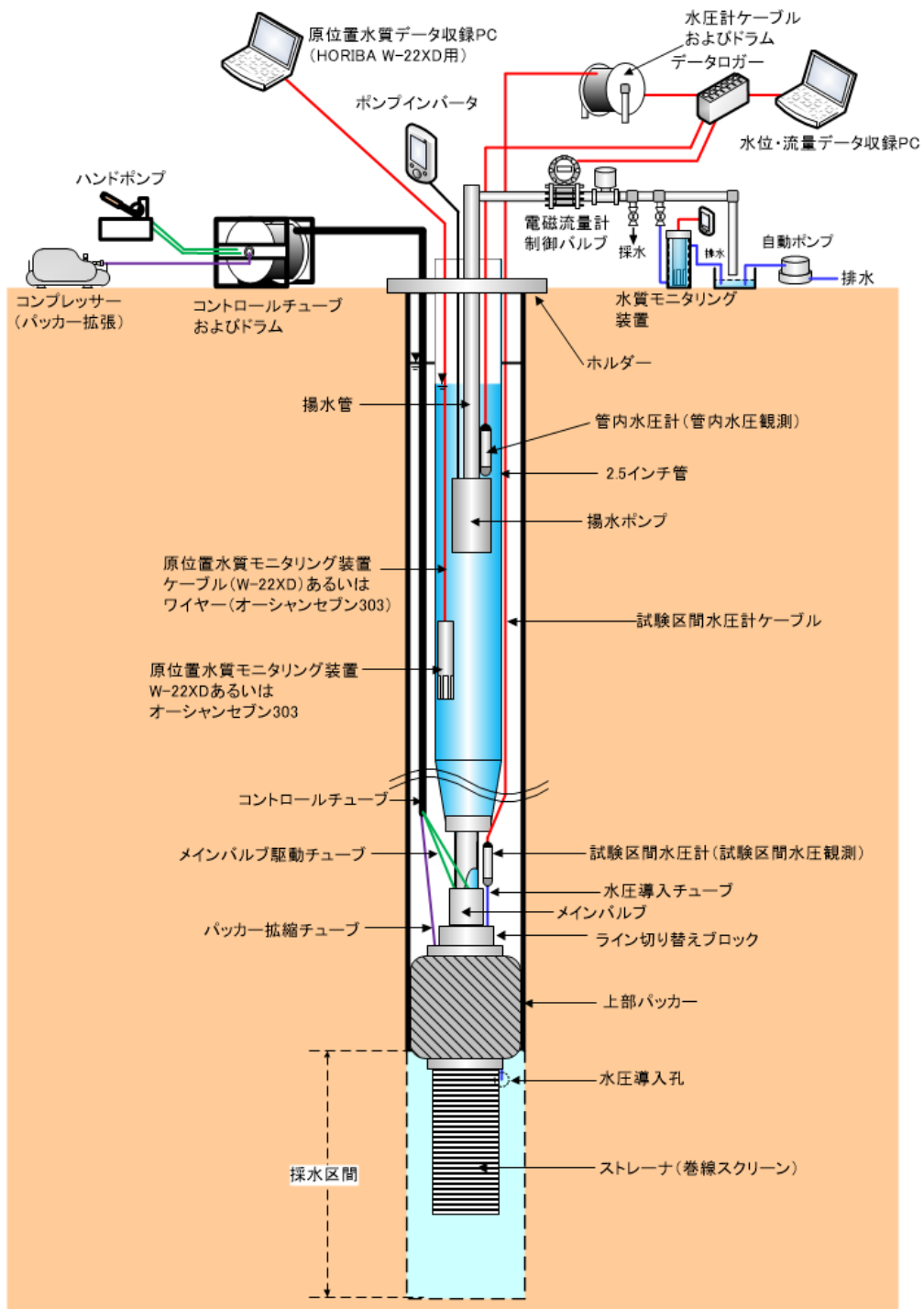


図 2.1.2.2-3 パッカー式採水システムの概要

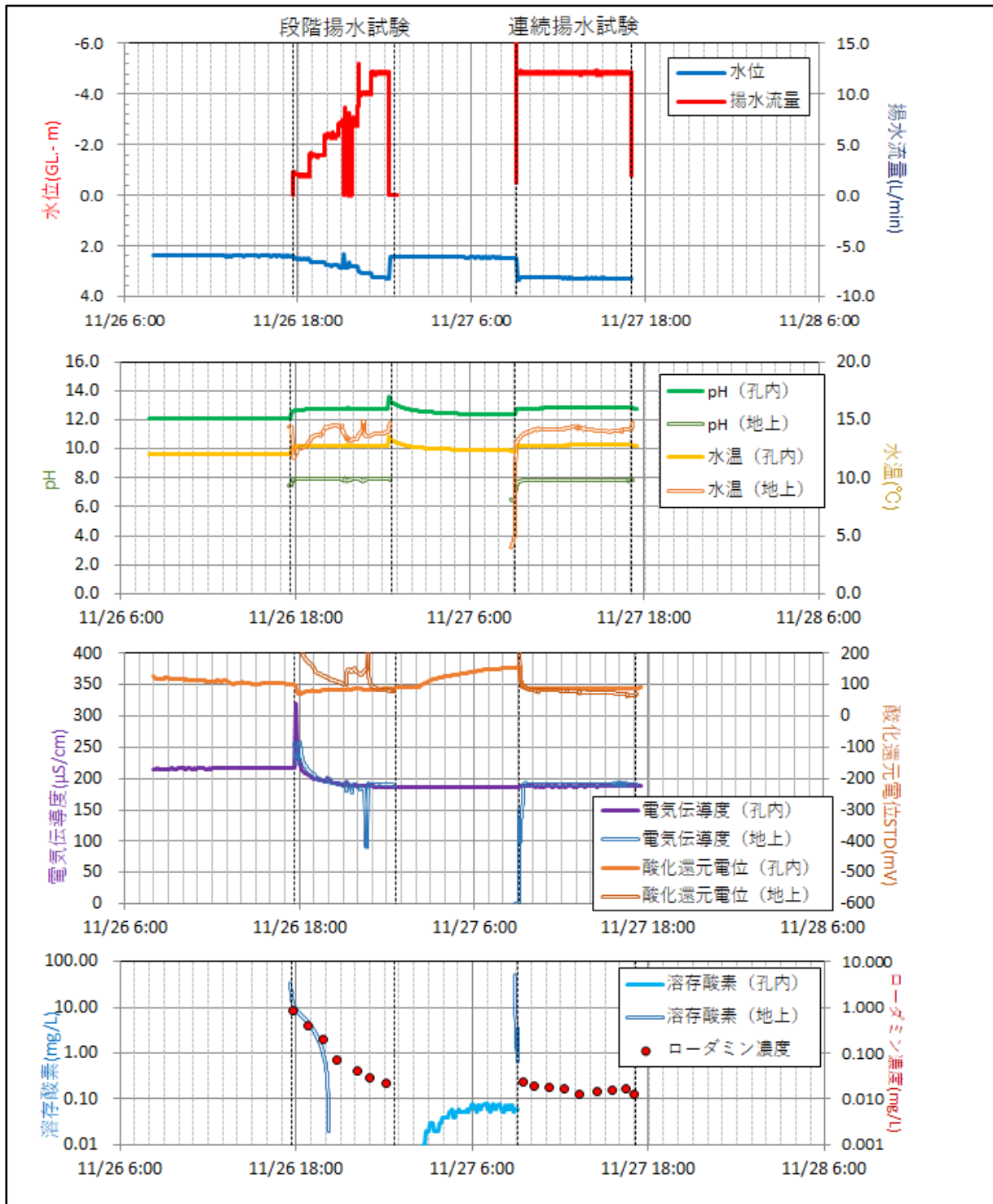


図 2.1.2.2-4 (a) 1 深度目 (27.3-30.1 m) 揚水試験の原位置測定結果

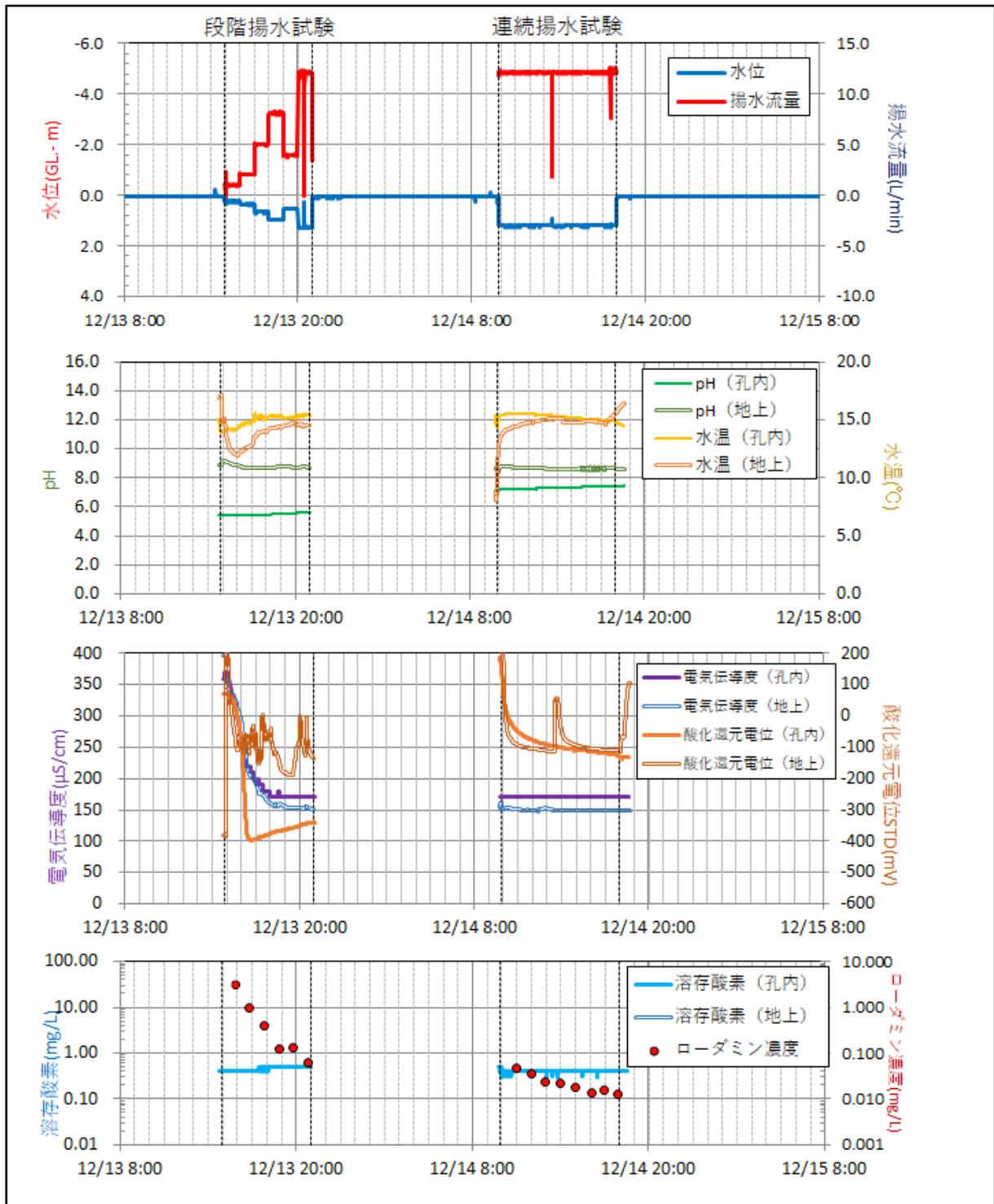


図 2.1.2.2-4 (b) 2 深度目 (39.8~45.0 m) 揚水試験の原位置測定結果

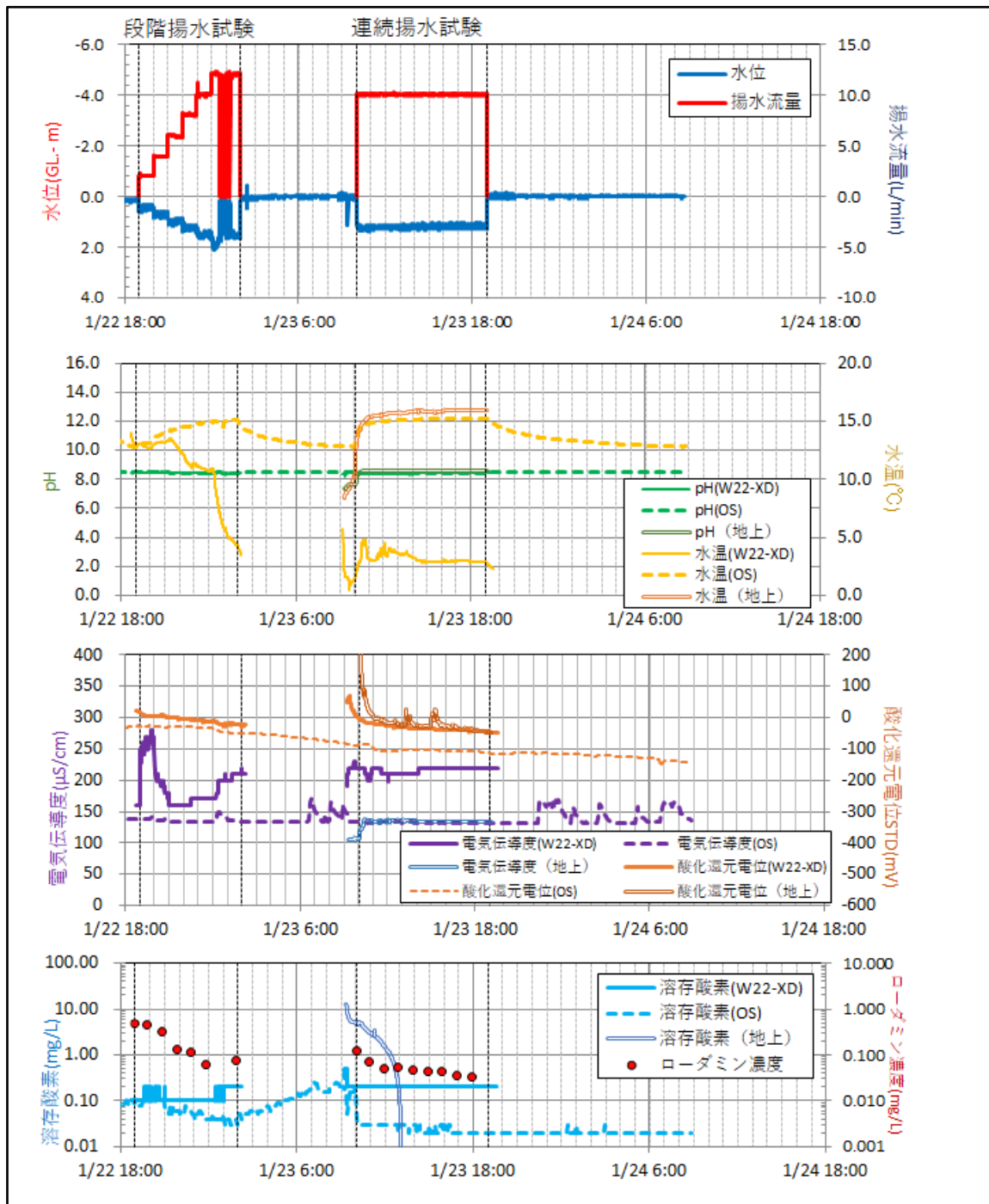
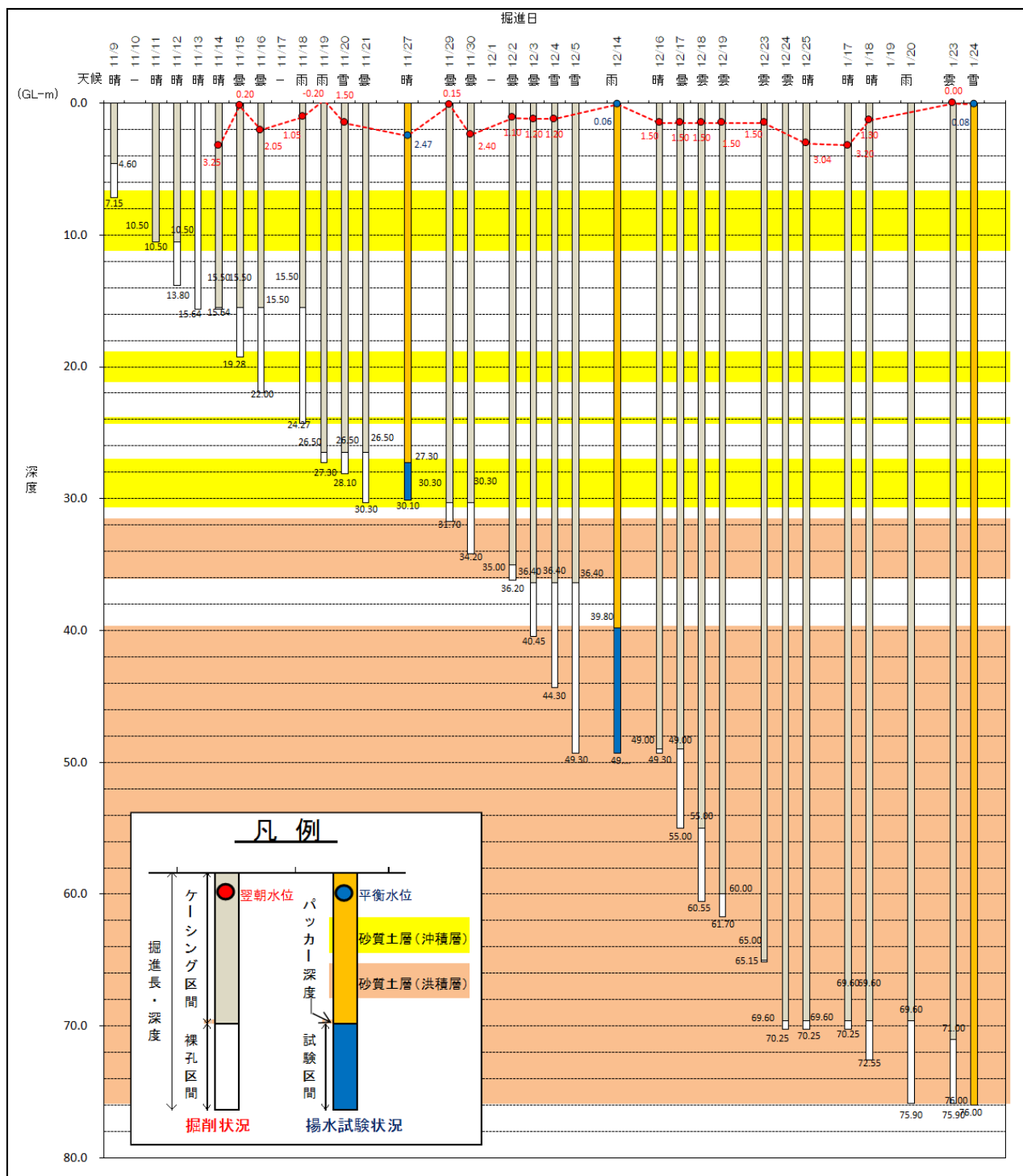


図 2.1.2.2-4 (c) 3 深度目 (71.0-75.9 m) 揚水試験の原位置測定結果

2.1.2.2.2 原位置水理試験および岩芯試料を用いた室内透水試験

(1) ボーリング掘進時の孔内水位の変化

ボーリング掘削において、掘削深度ごとの孔底深度、ケーシング設置深度と、掘削後翌朝の



孔内水位の変動を図 2.1.2.2-5 に示す。

図 2.1.2.2-5 ボーリング掘削に伴う孔内水位の変動

深度 30 m 程度の沖積層においては、粘性土（粘土あるいはシルト）と砂質・礫質土が互層上に出現するため、孔内水位が数 m の範囲で上下している。全体としては孔底が砂質土に到達した際に水位が GL -2.5 m ～3 m 程度となる。また、洪積層においては GL -2.5 m 程度で安定しているが、最終的な孔底近傍では GL 0 m 程度の水位を示している。ただし、ケーシングの遮水効果は十分ではないため、注意を要する。

## （2）揚水試験

揚水試験は、後述する孔内からの採水を行った3区間に対して、採水に先立って実施した。試験装置は、後述するシングルパッカー採水装置を用いて実施した。

揚水試験は、段階揚水試験、連続揚水試験および水位回復試験を行った。ただし、第一回揚水試験（深度 27.30～30.10 m）では、試験中、孔内部の間隙水圧計が感度不良を起こしたため、揚水中の間隙水圧はロッド内に設置した水質モニタリング装置の水圧計を使用した。回復試験の水圧は孔内部のメインバルブ閉鎖状態であるため、水質モニタリング装置での観測ができていない。

### a) 段階揚水試験

段階揚水試験は、揚水流量を段階的に上昇させ水位を測定する。上昇の段階は 6 段階とし、各段階の測定時間は 1 時間、水位測定間隔は 10 分間隔とする。図 2.1.2.2-6 に、段階揚水試験結果の概念を示す。

段階揚水試験結果は、各段階の揚水流量  $Q$  と初期水位からの水位低下量  $\Delta h$  を両対数グラフにプロットして整理する。プロットした各点を直線で結び、変曲点の流量を限界揚水流量とする。また、適正揚水流量は限界揚水流量の 80% とした。

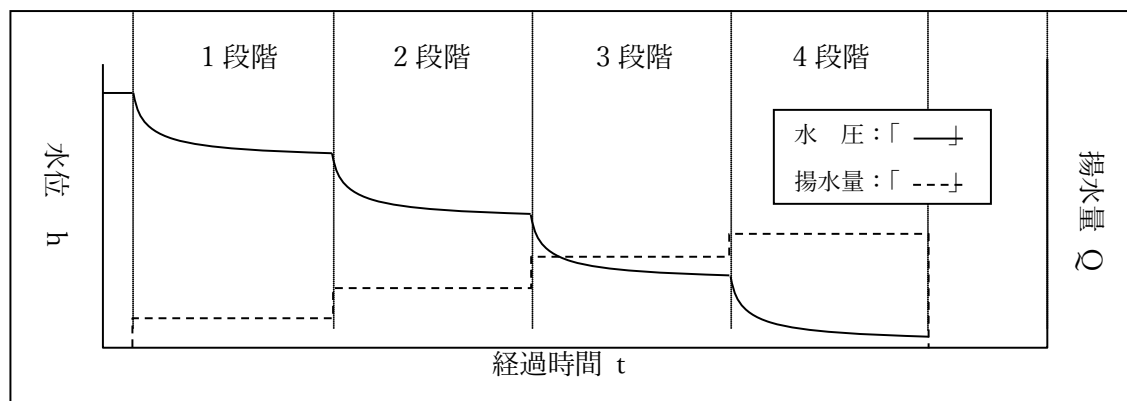


図 2.1.2.2-6 段階揚水試験結果の概念

図 2.1.2.2-7 に、段階揚水試験結果の整理例を示す。

なお、今回は地盤の透水性が使用する装置（ポンプ、流量測定、制御機器）の能力に対して高く、限界揚水流量と適正揚水流量が得られていない。今回の段階揚水試験結果を図 2.1.2.2-8～図 2.1.2.2-10 に示す。

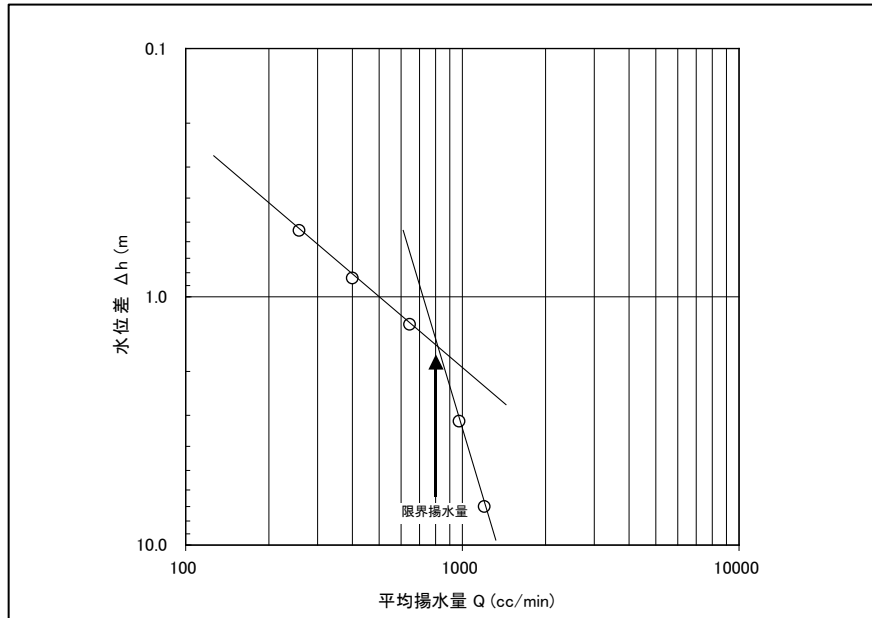


図 2.1.2.2-7 段階揚水試験結果の整理例

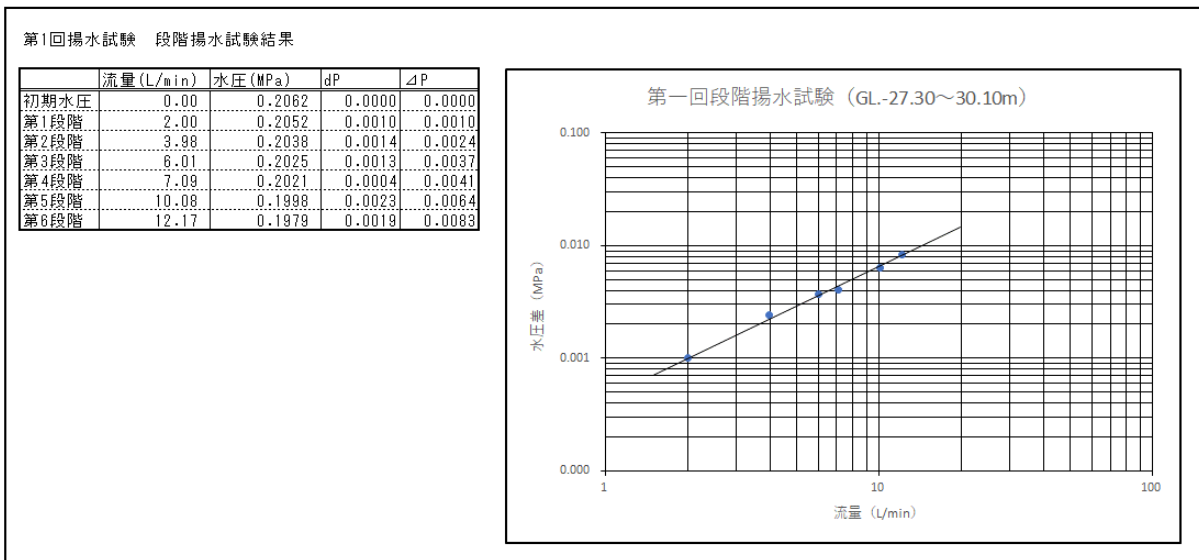


図 2.1.2.2-8 段階揚水試験結果 (27.30~30.10 m)

第2章 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

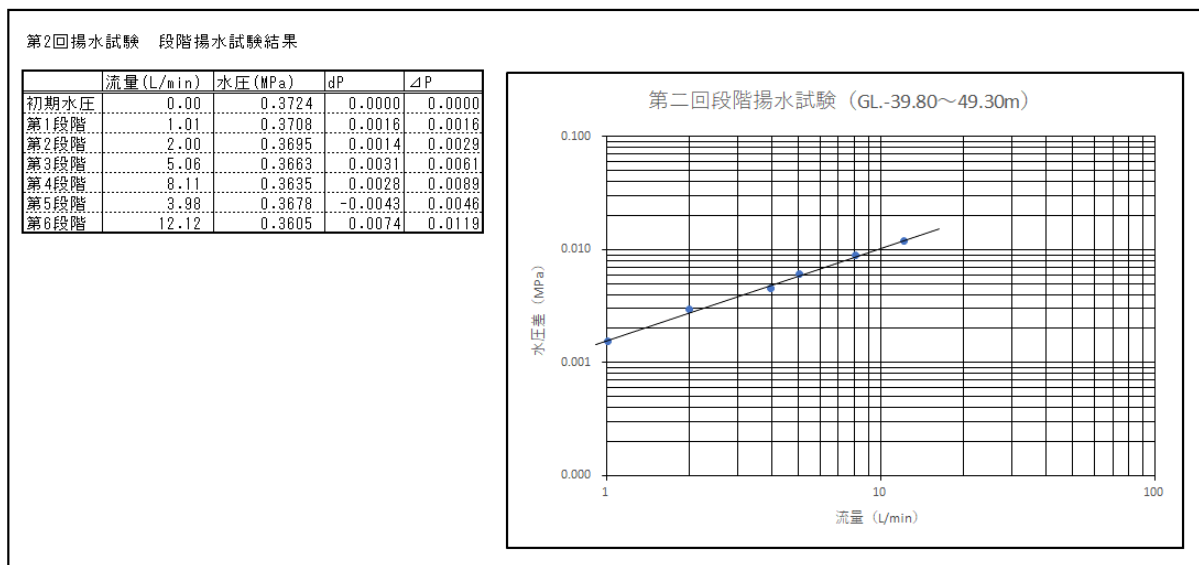


図 2.1.2.2-9 段階揚水試験結果 (39.80~49.30 m)

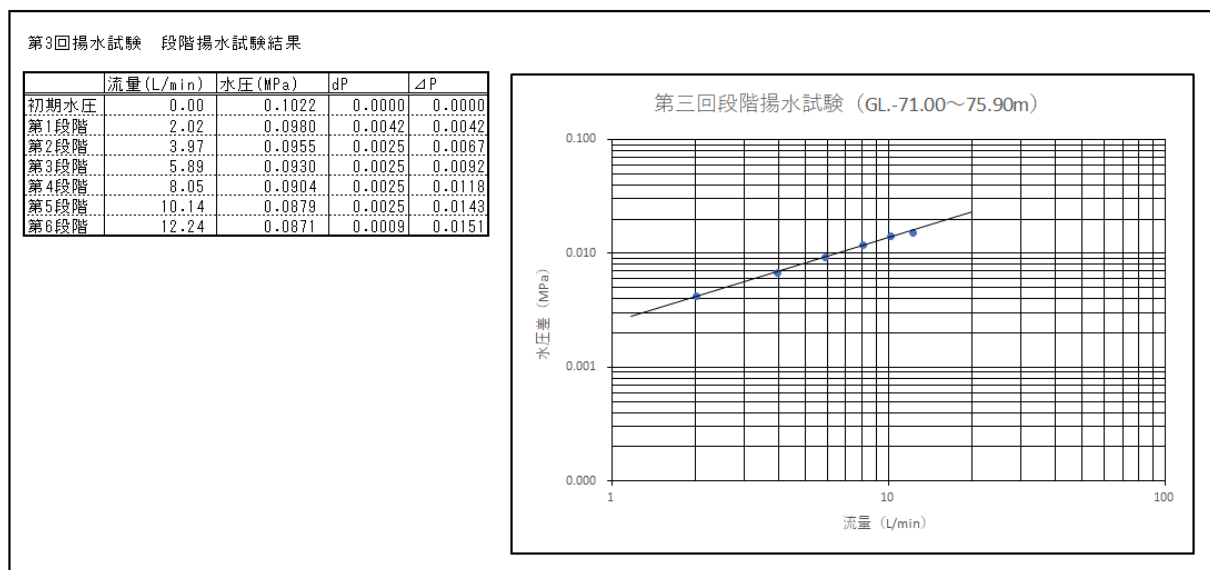


図 2.1.2.2-10 段階揚水試験結果 (71.00~75.90 m)



b) 連続揚水試験および水位回復試験

連続揚水試験の揚水流量は、使用した揚水設備（ポンプ、配管類）の揚水能力を考慮し、安定して制御可能な流量とした。連続揚水試験の揚水時間は8～12時間とし、その後の回復試験は8～12時間とした。測定間隔は各試験開始後1秒間隔、その後、経過時間に応じて間隔を大きくした。連続揚水試験の概要を図2.1.2.2-11に示す。

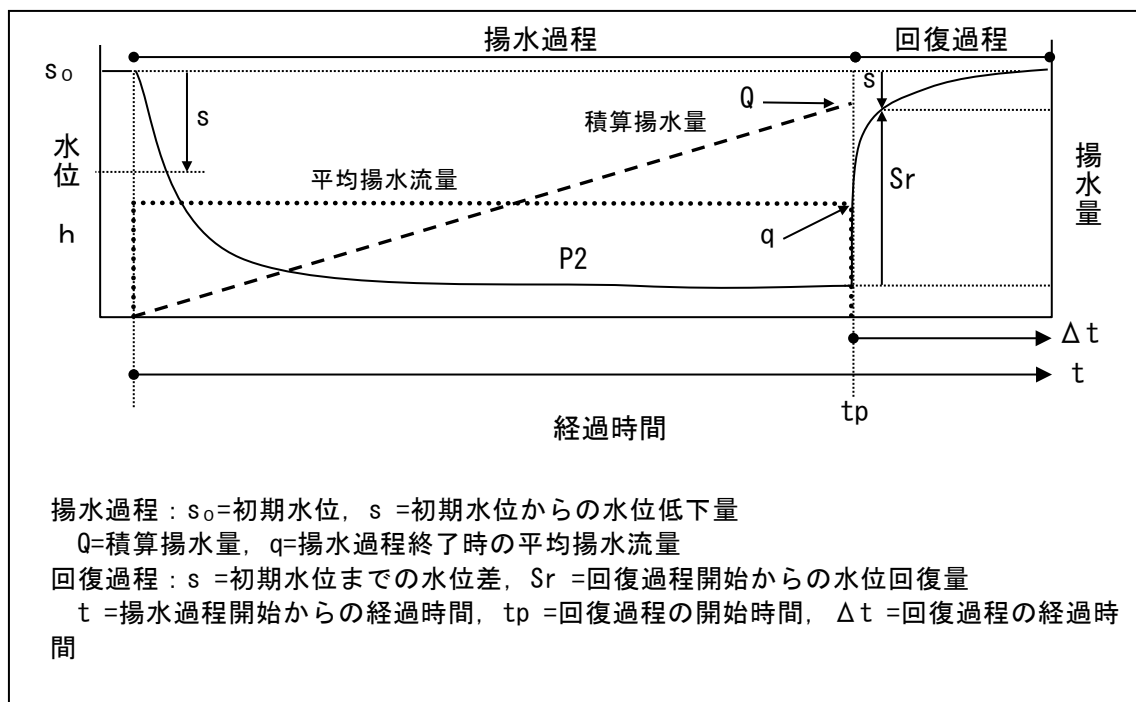


図 2.1.2.2-11 連続揚水試験の概要

水理定数の算出は以下の手順とした。

【揚水過程の整理手順】

揚水過程からの算出は、Cooper-Jacob 法による。以下に手順を示す。

- ① 片対数グラフの対数目盛りに経過時間  $t$  を、算術目盛りに初期水位からの水位低下量  $s$  をとり、 $\text{Log } t - s$  曲線を作成する (図 2.1.2.2-12)。
- ②  $\text{Log } t - s$  曲線に近似する直線を引き、直線の1サイクル間における水位差  $\Delta s$  を求め、透水量係数  $T$  を算出する。近似する直線は、デリバティブプロットにより抽出する。
- ③  $\text{Log } t - s$  曲線の直線部分の延長が  $s = 0$  と交わる点  $t_0$  を求め、貯留係数  $S$  を算出する。

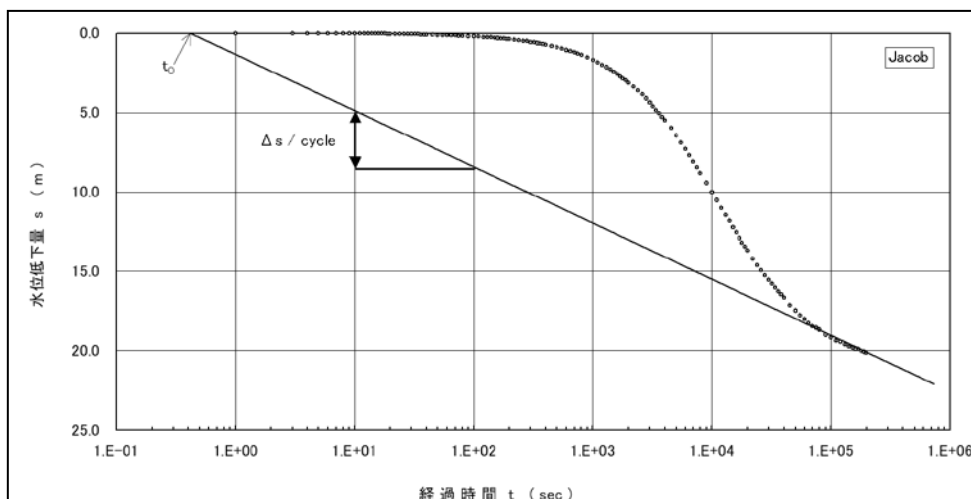


図 2.1.2.2-12 揚水過程の Log t - s グラフ

算出式は以下のとおりである。

$$T = \frac{0.183q}{\Delta s}$$

$$S = \frac{2.25T}{r^2} \cdot t_0$$

ここに、  $T$ : 透水量係数 ( $m^2/sec$ )

$S$ : 貯留係数

$s$ : 水位低下量( $m$ )

$\Delta s$ : Log  $t$  の 1 サイクル間における水位降下量( $m$ )

$r$ : 試錐孔半径 ( $m$ )

$q$ : 平均揚水量 ( $m^3/sec$ )

$t_0$ :  $s=0$  における経過時間  $t$  ( $sec$ )

【回復過程の整理手順】

回復過程からの算出は、Agarwal 法による。以下に、手順を示す。

- ① 片対数グラフの対数目盛りに Agarwal の等価時間 ( $tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)$ ) を、算術目盛りに水位回復量  $Sr$  をとり、 $\text{Log}(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)) - Sr$  曲線を作成する(図 2.1.2.2-13)。
- ②  $\text{Log}(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)) - Sr$  曲線に近似する直線を引き、直線の1サイクル間における水位差  $\Delta Sr$  を求め、透水量係数  $T$  を算出する。近似する直線は、デリバティブプロットにより抽出する。
- ③  $\text{Log}(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)) - Sr$  曲線の直線部分の延長が、 $Sr = 0$  と交わる点( $tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)$ )<sub>0</sub> を求め、貯留係数  $S$  を算出する。

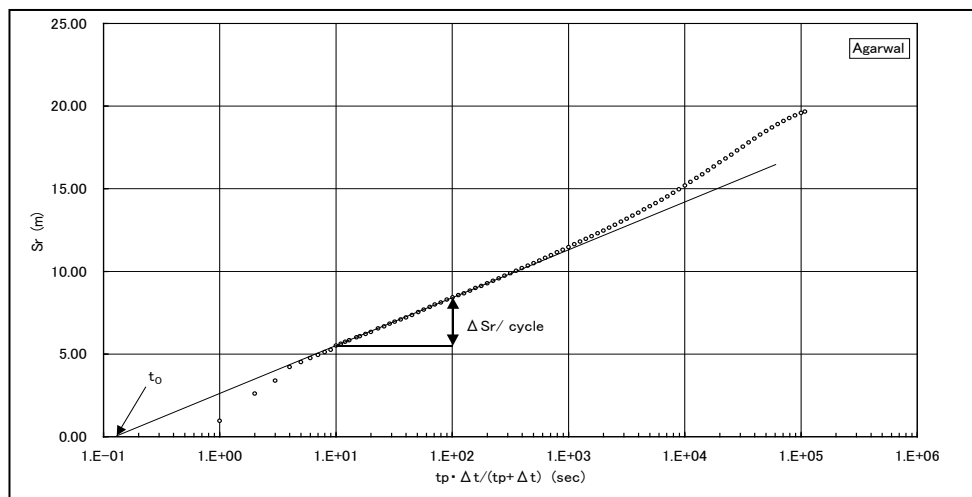


図 2.1.2.2-13 回復過程の  $\text{Log}(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t)) - Sr$  グラフ

解析式は以下のとおりである。

$$T = \frac{0.183q}{\Delta Sr}$$

$$S = \frac{2.25T}{r^2} \cdot (tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))_0$$

ここに、

$T$  : 透水量係数 ( $m^2/sec$ )

$S$  : 貯留係数

$\Delta Sr$  :  $\text{Log}(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))$  の1サイクル間における水位降下量(m)

$r$  : 試錐孔半径 (m)

$q$  : 平均揚水量 ( $m^3/sec$ )

$(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))_0$  :  $s=0$  における  $(tp \times \Delta t / (tp + \Delta t))$  (sec)

デリバティブプロットグラフの説明を、図 2.1.2.2-14 に示す。グラフは、経過時間  $t$  と試験開始直後からの水圧変化量  $\Delta P$  を両対数グラフにプロットする。あわせて、経過時間  $t$  と“傾き”の関係をプロットする。回復試験の場合は、 $t$  を Agarwal の等価時間  $(t_p \times \Delta t / (t_p + \Delta t))$  とする。

また、揚水試験結果の一覧を表 2.1.2.2-1 に示す。また、水理定数の算出図を、図 2.1.2.2-15 ~ 図 2.1.2.2-19 に示す。今回の揚水試験では、揚水開始後、比較的早期に低下水位が定常状態となったが、Derivative plot で井戸貯留の影響領域後の水位変化の直線勾配を抽出し透水係数等を算出した。

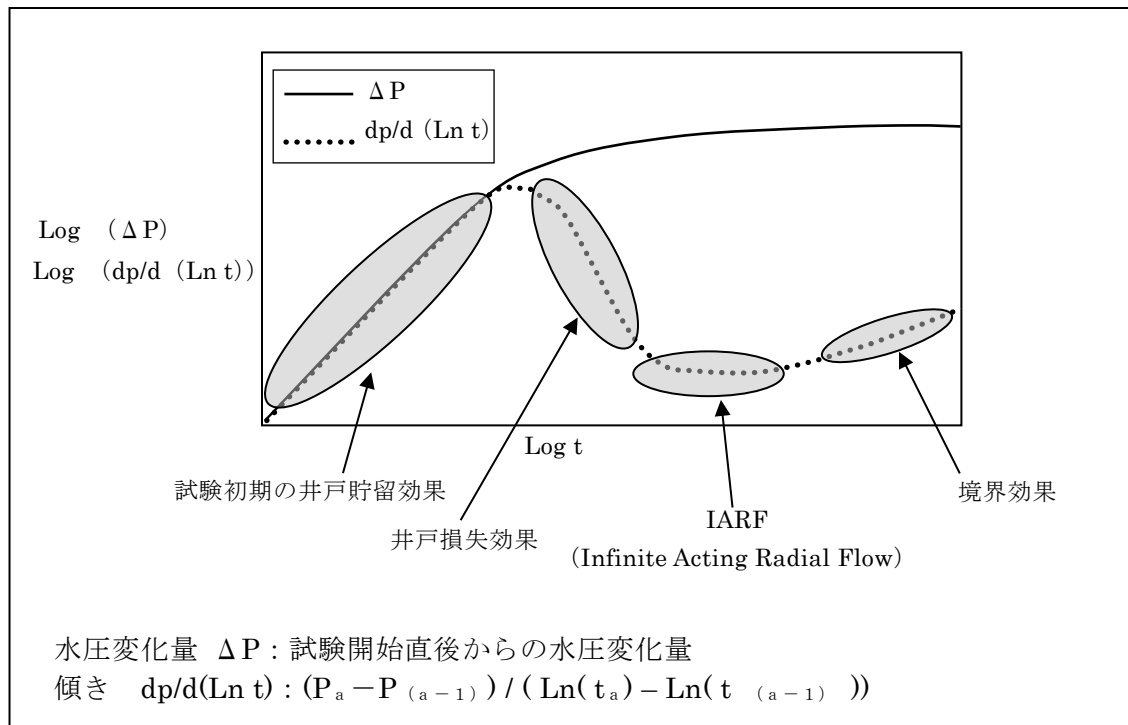


図 2.1.2.2-14 デリバティブプロットグラフの説明

表 2.1.2.2-1 揚水試験結果一覧

試験深度 (GL. - m)	区間長 (m)	地質	平衡水位 (GL. m)	試験方法	算出方法	透水量係数 T (m <sup>2</sup> /sec)	透水係数 k (m/sec)	貯留係数 S (-)	比貯留係数 Ss (1/m)
27.30 ~ 30.10	2.80	砂礫	-2.47	連続揚水試験	Cooper-jacob	3.81E-04	1.36E-04	1.28E-05	4.55E-06
					Hvorslev(定常式)	1.49E-04	5.32E-05		
				回復試験	Agarwal	-	-	-	-
39.80 ~ 49.30	9.50	砂礫~細砂	-0.06	連続揚水試験	Cooper-jacob	2.11E-04	2.22E-05	7.59E-06	7.99E-07
					Hvorslev(定常式)	1.43E-04	1.51E-05		
				回復試験	Agarwal	2.23E-04	2.34E-05	4.42E-06	4.66E-07
71.00 ~ 75.90	4.90	細砂~粗砂	0.00	連続揚水試験	Cooper-jacob	4.17E-04	8.51E-05	2.82E-15	5.75E-16
					Hvorslev(定常式)	9.92E-05	2.02E-05		
				回復試験	Agarwal	4.20E-04	8.57E-05	3.57E-15	7.29E-16

第2章 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

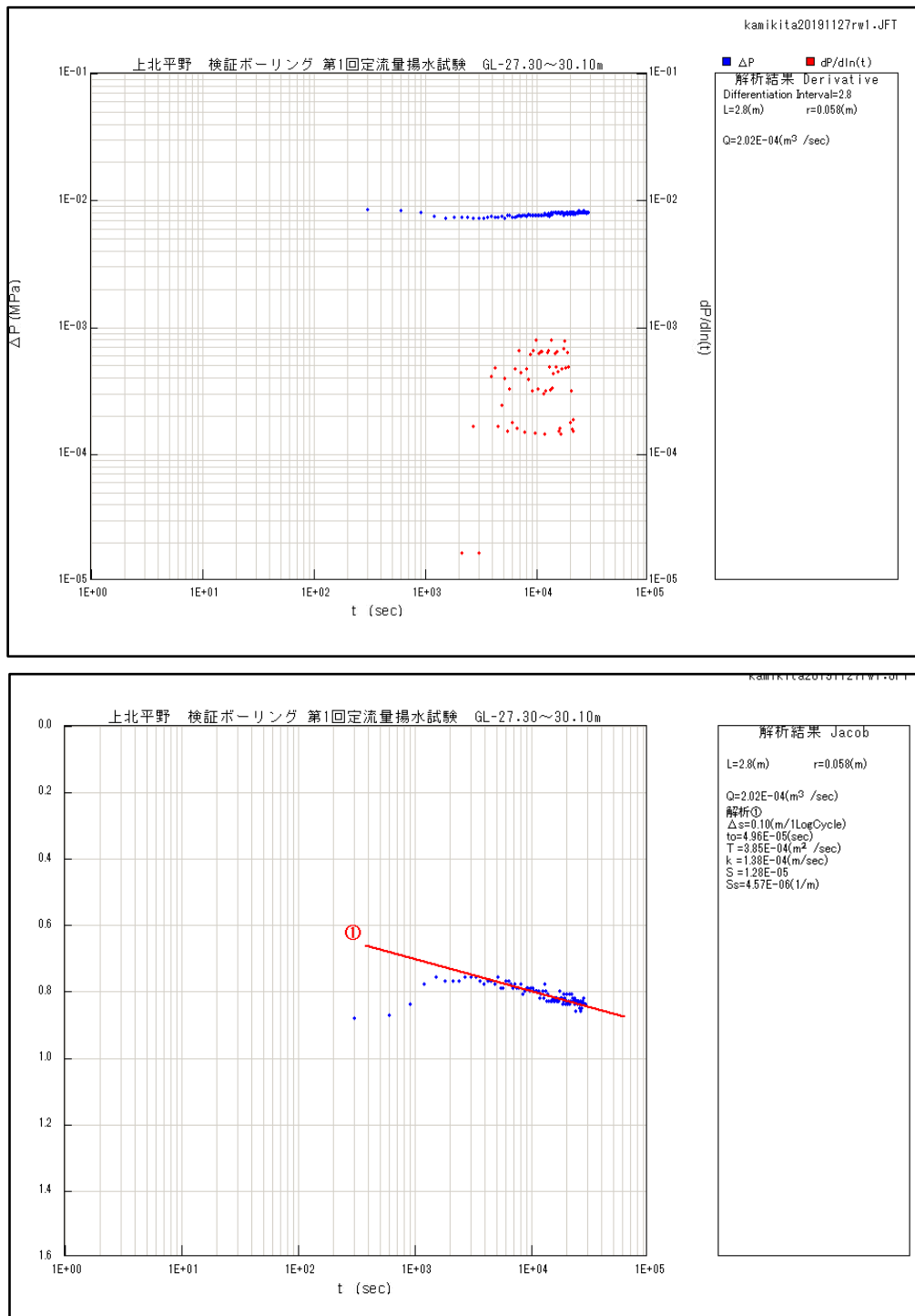


図 2.1.2.2-15 水理定数の算出図 (第1回揚水試験)  
上段 : Derivative Plot, 下段 : Cooper-Jacob

第2章 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

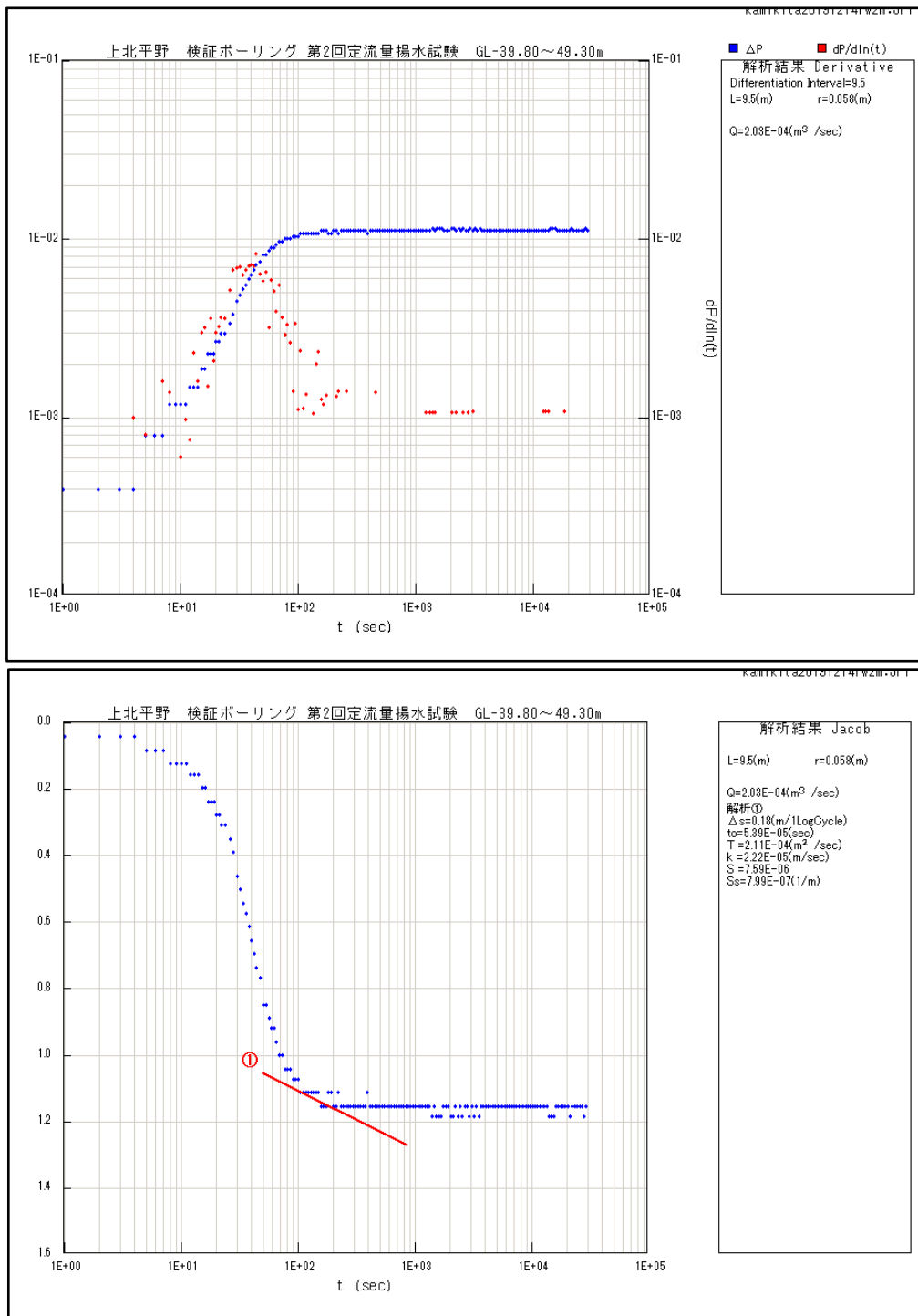


図 2.1.2.2-16 水理定数の算出図（第2回揚水試験）  
 上段：Derivative Plot, 下段：Cooper-Jacob

第2章 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

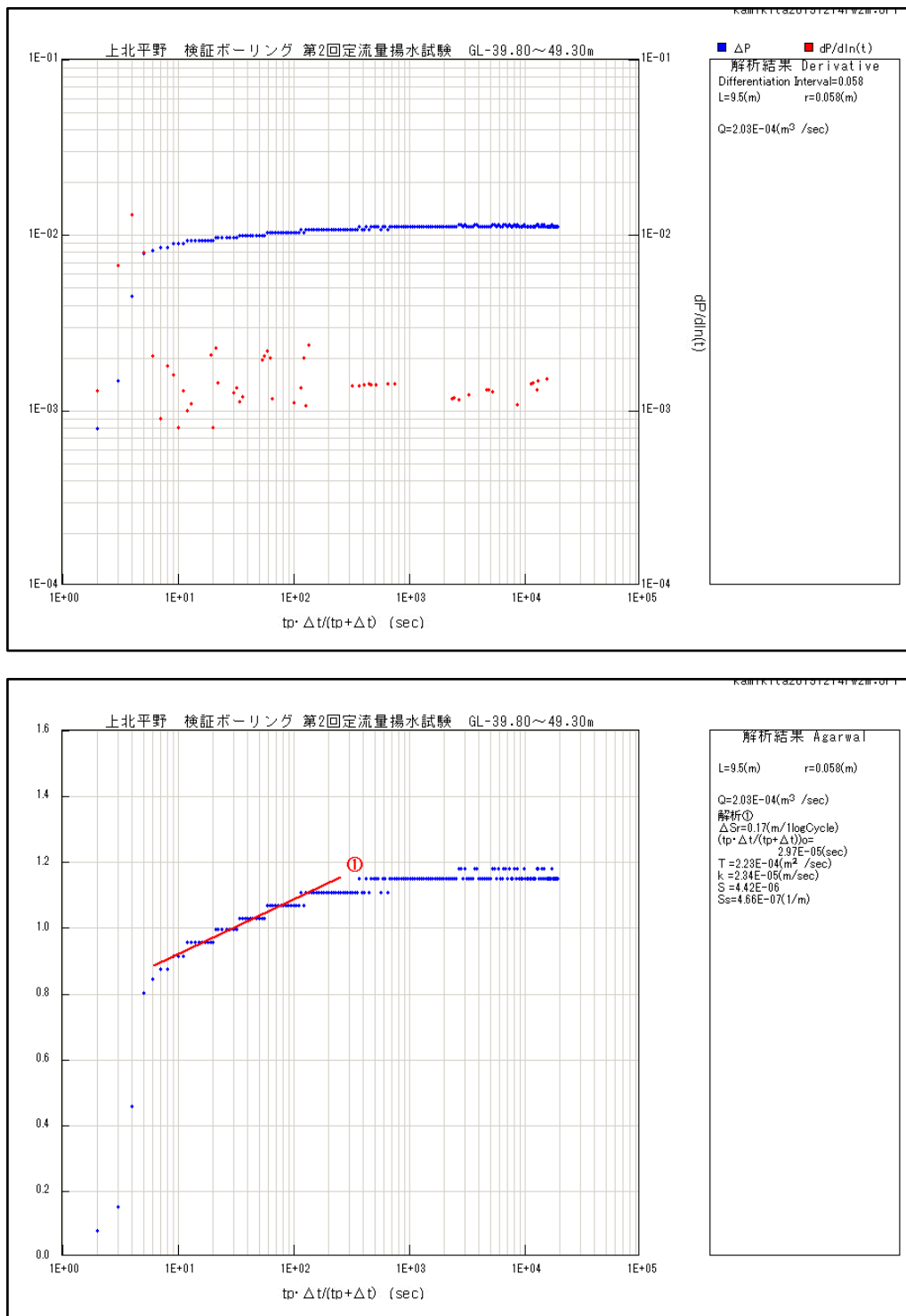


図 2.1.2.2-17 水理定数の算出図 (第3回回復試験)

上段 : Derivative Plot, 下段 : Agarwal

第2章 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

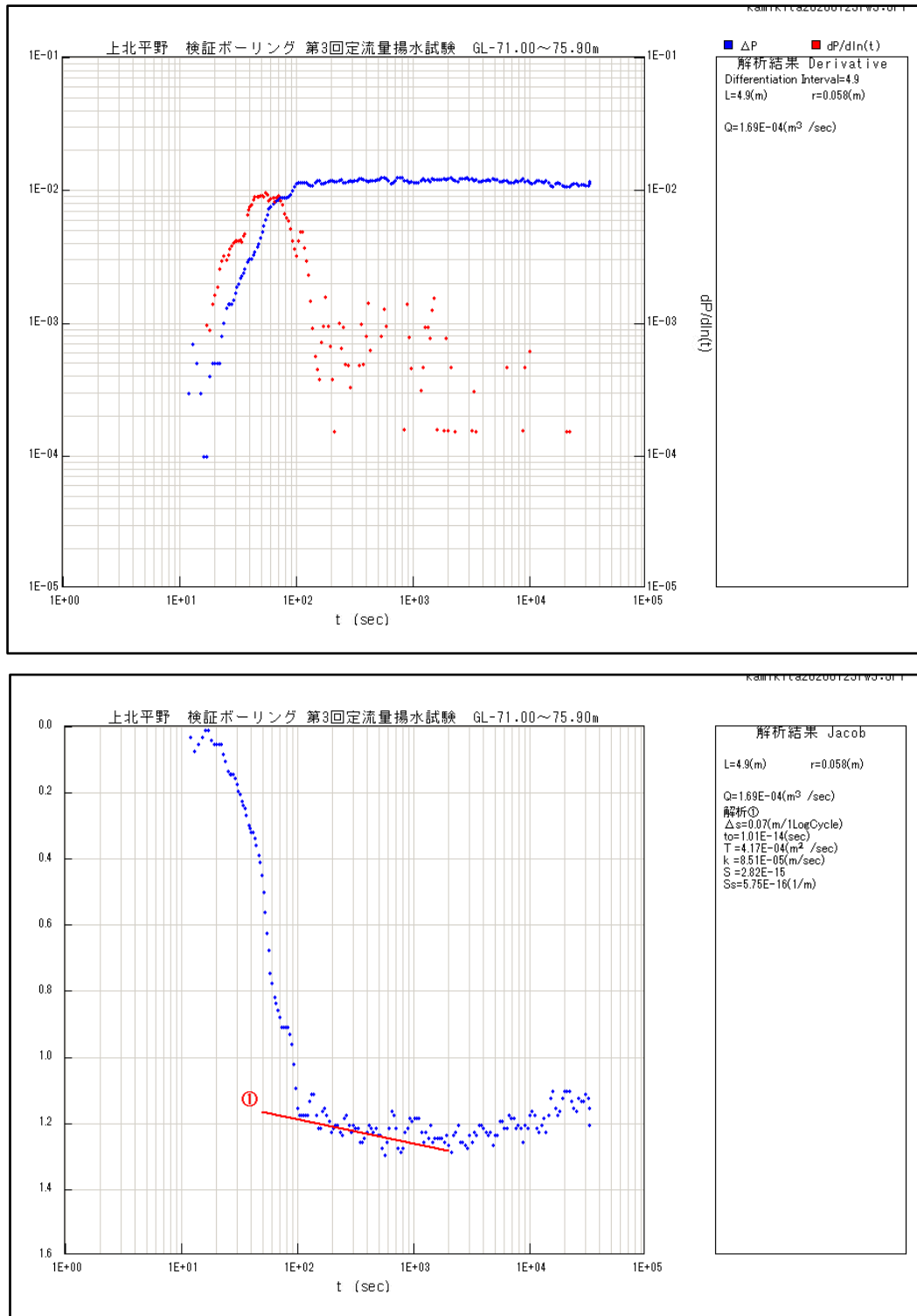


図 2.1.2.2-18 水理定数の算出図（第3回揚水試験）  
 上段：Derivative Plot, 下段：Cooper-Jacob



第2章 地盤の地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

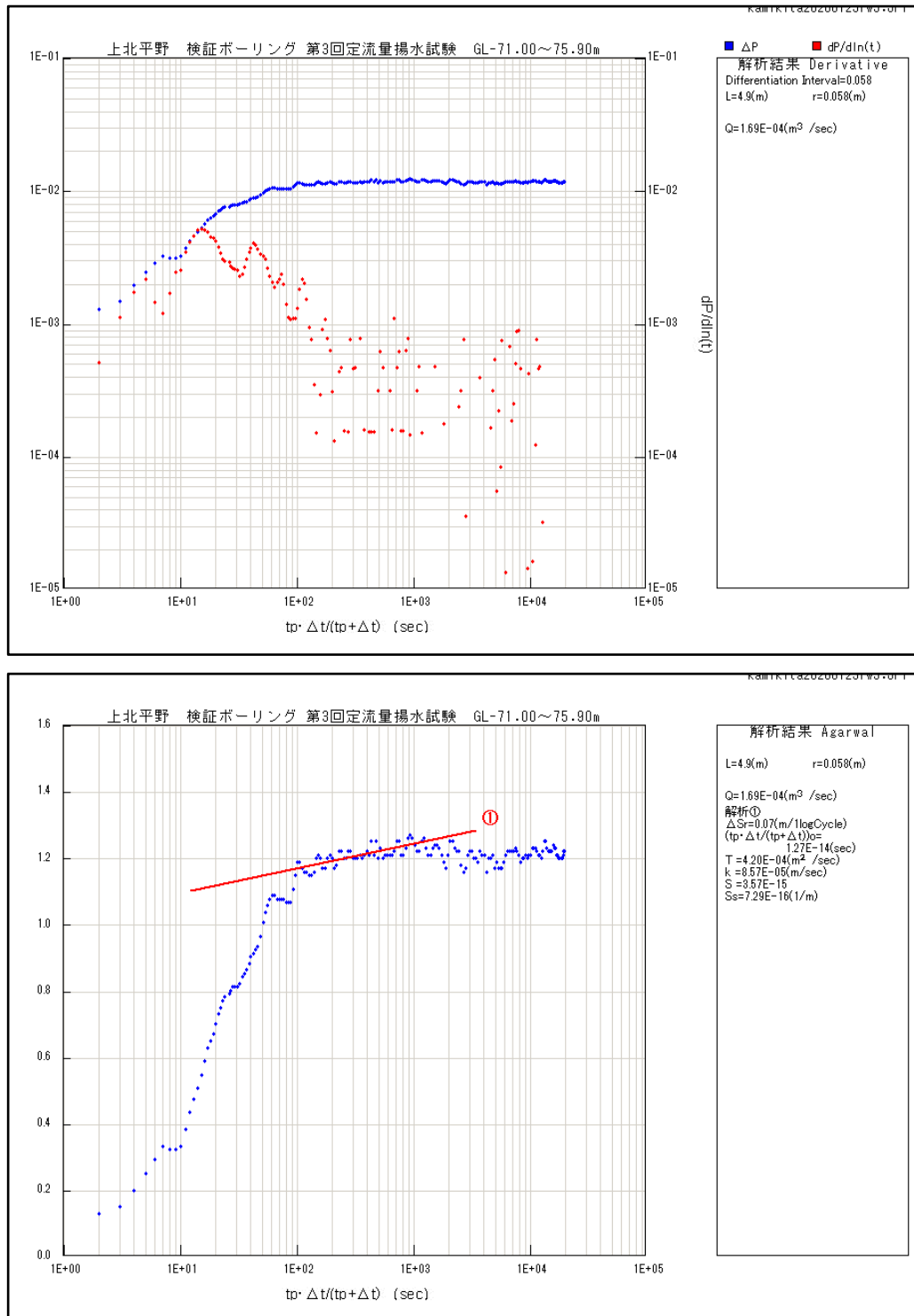


図 2.1.2.2-19 水理定数の算出図（第3回回復試験）

上段：Derivative Plot, 下段：Agarwal

(3) 室内透水実験

地表付近の粘土層及びシルト層の採取コアから直径 5 cm 厚さ 1 cm の実験試料を成形し、鉛直方向の透水性、拡散性、化学的浸透性を測定した。サンプルの採取深度及び実験条件を表 2.1.2.2-2 に示す。成形したサンプルは静水圧型の圧力容器にセットし、所定の拘束圧をかけた後、配管システムを 0.02 M NaCl 溶液で満たし、脱気した後、背圧を載荷した。なお、NaCl 溶液の濃度は、間隙水抽出によって得られた溶存物質量を参考にして決定した。拘束圧はシリンジポンプによって載荷し、シリンジポンプの残容量に変化がなくなった時点で、サンプルが本来の地圧下での圧密状態を回復したと仮定し、各種実験を逐次実施した。なお、シリンジポンプの残容量はおよそ 1 日程度で変化しなくなった。

透水試験は定水位法と rasing tail water 法 (ASTM D5084-03<sup>10</sup>) を組み合わせた方法 (Takeda et al. <sup>11</sup>) で実施した。この実験方法では、サンプルの片側端面に定圧を加え、多端で上昇する圧力を計測する。透水係数は、サンプルの下流側での圧力上昇を記載する解析解を用いて同定した。図 2.1.2.2-20 に下流側圧力の経時変化と解析解によって算出された圧力の計算値を示す。

表 2.1.2.2-2 サンプル及び実験条件

採取深度 (GL-m)	土質区分	拘束圧 (kPa)	背圧 (kPa)
14.44~14.45	粘土	255	100
36.99~37.00	シルト	531	

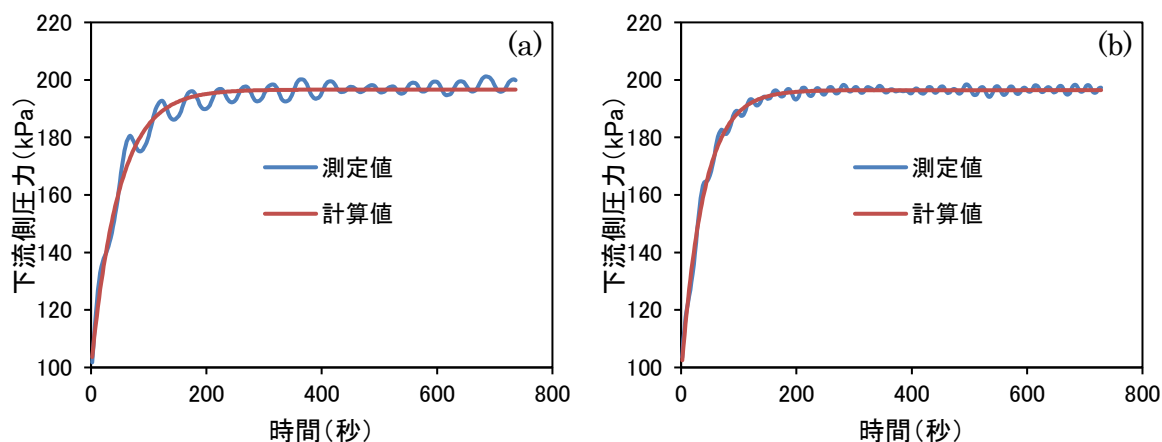


図 2.1.2.2-20 (a)粘土及び(b)シルトに対して実施した透水実験において測定されたサンプル下流側の圧力変化の測定値及び計算値の一例

透水実験は各サンプルに対して 3 回実施した。得られた透水係数の値を表 2.1.2.2-3 に示す。拡散実験は、透水実験の後、サンプル片側の溶液槽の溶液を 0.05 M NaCl 溶液に置換し、サンプル両側の溶液槽の塩分濃度を測定する透過型拡散実験によって実施した。実効拡散係数は準定常状態を仮定する式を用いて算出した (Wolfrum et al. <sup>12</sup>)。図 2.1.2.2-21 に拡散実験において計測された貯留槽溶液の塩分濃度と塩分濃度差についての準定常状態の計算値を示す。

表 2.1.2.2-3 透水実験によって得られた透水係数

採取深度 (GL-m)	土質区分	透水係数 (m/s)
14.44~14.45	粘土	$6.72 \pm 0.40 \times 10^{-7}$
36.99~37.00	シルト	$8.98 \pm 0.37 \times 10^{-7}$

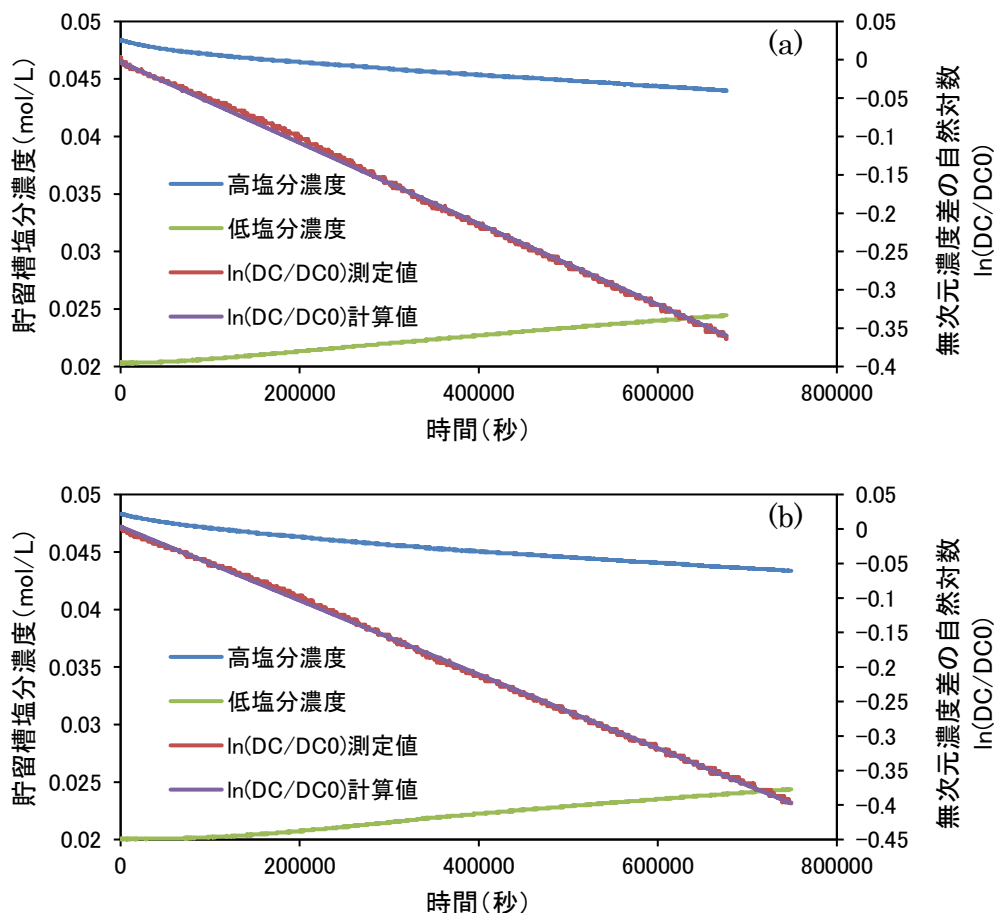


図 2.1.2.2-21 (a)粘土及び(b)シルトに対して実施した拡散実験において測定されたサンプル両端の塩分濃度と初期塩分濃度差によって無次元化した濃度差の自然対数

拡散実験によって得られた NaCl の実行拡散係数を表 2.1.2.2-4 に示す。

拡散実験の後、粘土鉱物が存在することによって各サンプルが半透膜性を有しているかを浸透圧実験によって調べた。浸透圧実験では、0.05 M NaCl 溶液が入っている貯留槽を密閉状態にし、塩分濃度差によって下流側貯留槽に浸透圧が現れるかを流体圧として測定した。図 2.1.2.2-22 に浸透圧実験において計測した各貯留槽の流体圧を示す。

浸透圧実験では、サンプルが半透膜性を有している場合には、高塩分濃度流体圧の上昇がみられるはずであるが、実験中は背圧 100 kPa のまま変化しなかった。このことから、粘土層及びシルト層は半透膜性を有していないと考えられる。

表 2.1.2.2-4 拡散実験によって得られた透水係数

採取深度 (GL-m)	土質区分	拡散実験で測定された 実効拡散係数 (m <sup>2</sup> /s)
14.44~14.45	粘土	
36.99~37.00	シルト	3.41 ± 0.15 × 10 <sup>-10</sup>

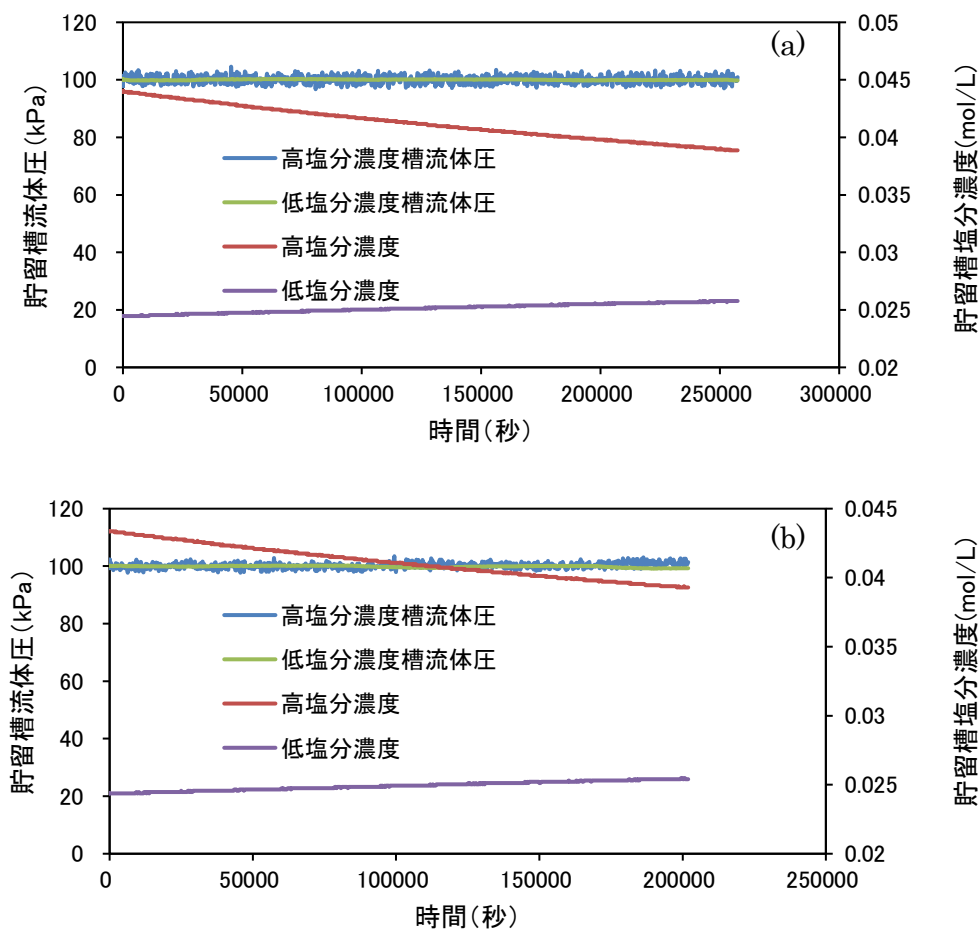


図 2.1.2.2-22 (a)粘土及び(b)シルトに対して実施した浸透圧実験において測定されたサンプル両端の流体圧と塩分濃度

(4) 揚水試験と室内透水試験の比較

図 2.1.2.2-23 に、掘削時の孔内水位、揚水試験及び透水試験で算出された透水係数を示す。揚水試験は、採水を行うために、比較的透水性が高い砂質土を対象として実施した一方、室内試験は、試料成型が可能な箇所として、粘性土及びシルトを対象として実施している。そのために、透水係数には2オーダーのコントラストが存在した。特に沖積層及び洪積層上位のシルトと砂質土の互層構造の部分に関しては、それぞれの層厚を考慮して、バルクの透水係数として、砂質土が支配的な水平方向と、粘性土が支配的な鉛直方向に1オーダーの透水異方性を持つ地盤と考慮することができる。

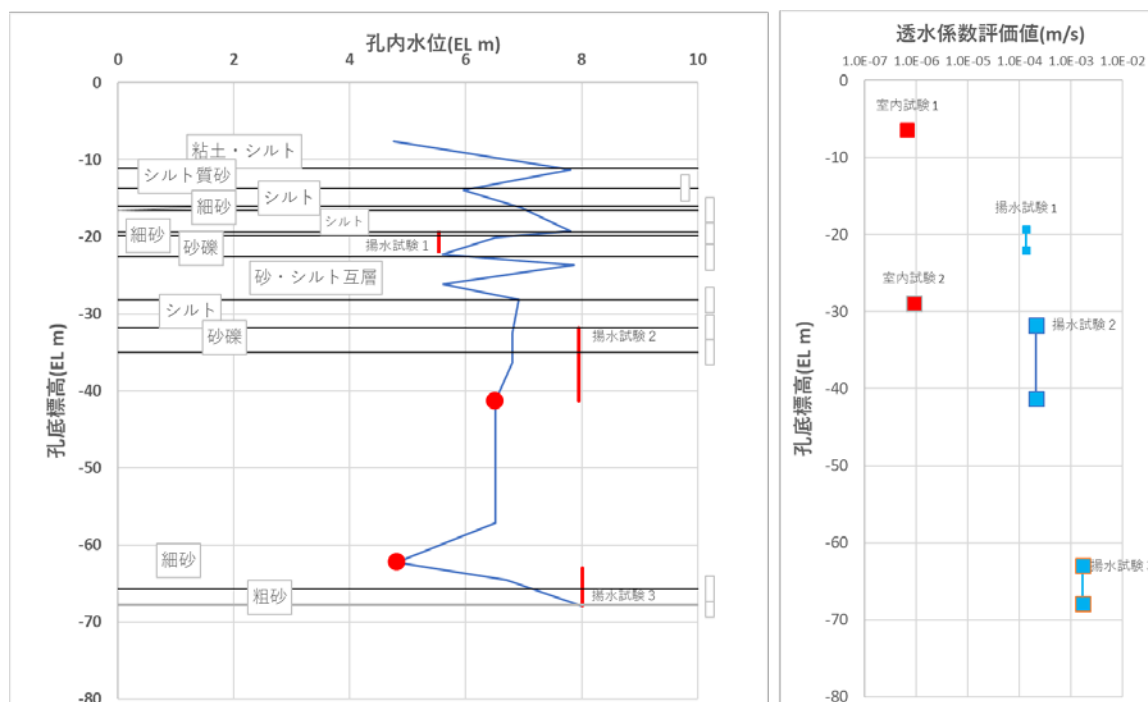


図 2.1.2.2-23 掘削時の孔内水位変化と揚水試験，室内試験による透水係数

2.1.2.2.3 温度検層

(1) はじめに

地下温度は地下水環境を理解する上で優れた指標の一つである。ボーリング孔や観測井の温度検層により得られる地下温度プロファイル（孔内水温プロファイル）には、地下水流動に伴う熱移流の影響が反映されており、この影響を抽出・評価することで地下水の涵養域、流動方向、流出域の見積もりが可能である（佐倉，1984<sup>13)</sup>）。広域的な地下水流動系の検討に適用される事例（例えば、宮越ほか，2003<sup>14)</sup>）の他、水質・同位体等の他手法と比較して、一つの孔井における深度による微細な変化を把握できる利点を活用して、深度による温度やその勾配の変化と地質構造の対比に基づき、各帯水層における地下水流動の違いを検討した事例がある（宮越，2005<sup>15)</sup>）。また、地下水開発地域では、特に揚水が集中する帯水層において活発な地下水流動を反映して地温勾配が大きく変化する特異な地下温度プロファイルとして、人為影響を受けた地下水流動変化を捉えた事例も報告される（宮越ほか，2016<sup>16)</sup>）。

一方、地下温度プロファイルには、地表面温度変化の影響も反映される。短周期の変動ほど地下に伝播する過程で減衰するため、気温の日変化の影響は地下 50cm 程度まで、季節変動（年

変化)の影響は深くとも20m程度まで及ぶ。また、都市化や地球温暖化等の気候変動に起因した長期の温暖化傾向の影響は、より深部まで及んでおり、過去数十～100年程度の温暖化傾向の影響は70～100mを超える深度にまで及んでいる事例も確認されている(谷口, 2005<sup>17)</sup>)。したがって、地下温度プロファイルの評価においては、これら影響を適切に抽出した上で、地下水流動の評価に適用する必要がある。

本節では、当該ボーリング孔において観測された地下温度プロファイルと、地質構造の対比に基づいて検討した地下水流動の影響について報告する。地下水流動の影響について深度区分すると共に、既往の水源井・温泉井水温データとの比較から、観測した地下温度プロファイルの妥当性を評価した。

### (2) 観測方法

温度検層による地下温度プロファイルの観測は、ボーリング孔掘削工事期間中の2020年1月7日に実施した。サーミスタ温度計(分解能:0.01℃, 精度:±0.02℃)のセンサープローブをボーリング孔内に投入し、孔口付近の任意の高さを基準点(G.L.+1.64m)として、地下水面上(測定開始時:深さ4.67m(G.L.-3.03m), 測定終了時:深さ4.68m(G.L.-3.04m))から深さ68m(G.L.-66.36m, 以下, 深度66.36m)まで、深度間隔1mで孔内水温を計測した。

孔内水温を地下温度として取り扱うためには、孔内の水の流れなどの攪乱が生じておらず安定しており、孔内水温が周囲の地層温度と平衡となっている必要がある。本観測における孔内攪乱の要因として、工事に伴う孔内作業や近隣での地下水利用が挙げられる。当該工事は2019年12月26日より本観測終了まで休工しており、水位の測定を含めて孔内作業は一切実施されていない。また、冬季であり、近隣では農業用水等の地下水利用は無い。したがって26日以降は、孔内攪乱が生じておらず、本観測まで12日程度の安定期間が確保されていることから、観測した孔内の水温分布は地下温度プロファイルとみなせる。なお、計測に際しては、温度計の熱時定数(応答速度:1s以下)を考慮して、表示値が十分に安定していることを確認してから観測値とした。センサー投入時の影響と考えられる地下水面上直下の観測値(深度3.36m)を除き、観測不安定は認められなかった。

### (3) 観測結果

地下温度プロファイル(図2.1.2.2-24)には、深度により温度変化に違いが認められた。12.36m以浅では浅くなるほど増温するため地温勾配は負の値となり(下方を正, 図2.1.2.2-25), 13.36m以深とは変化の傾向が大きく異なる。13.36m以深の地下温度は、深度20.36m:12.0℃, 30.36m:12.5℃, 40.36m:13.5℃, 50.36m:14.2℃, 60.36m:14.9℃, 最深測定66.36m:15.3℃を示す。これらの深度区間では地温勾配は正の値(図2.1.2.2-25)となるが、その大きさは一様ではなく、深度により地下温度が複雑に変化していることが明らかとなった。

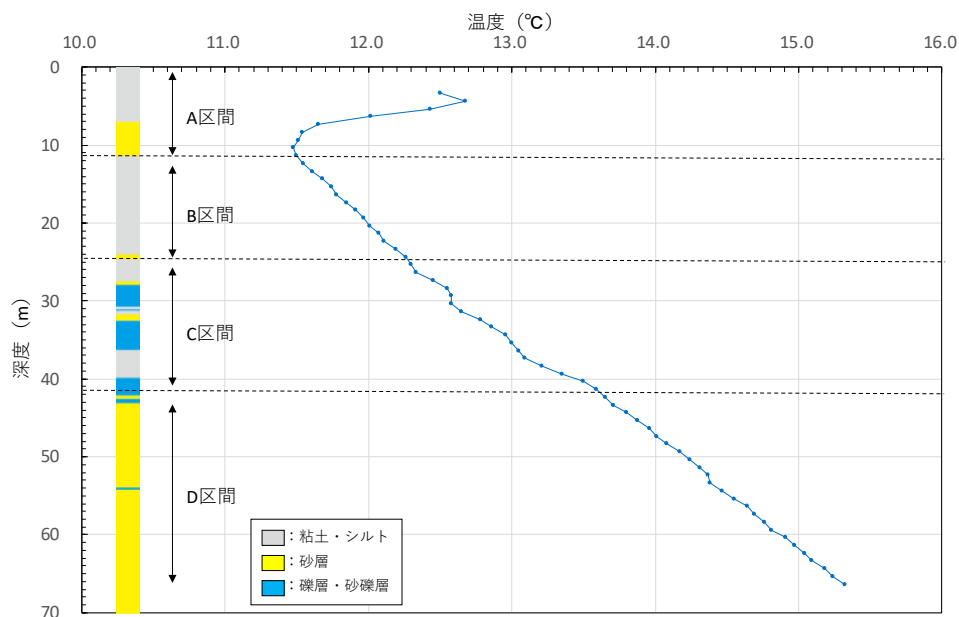


図 2.1.2.2-24 地下温度プロファイル

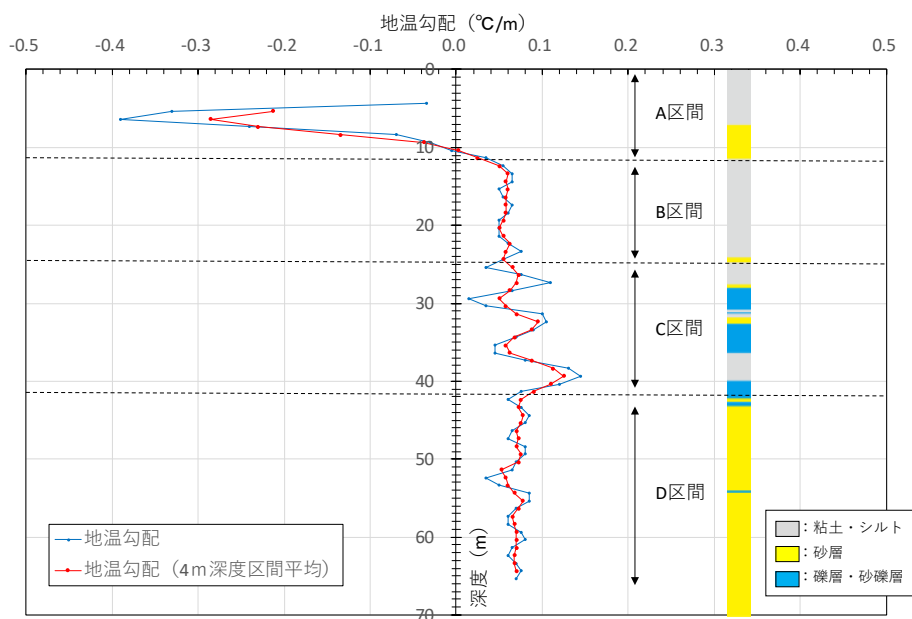


図 2.1.2.2-25 地温勾配プロファイルと深度区分

#### 2.1.2.2.4 揚水試料化学分析

3 深度の揚水試料のうち、現在までに水質分析の結果が得られている 2 深度（27.3-30.1 m および 39.8-45.0 m）について、その組成を図 2.1.2.2-26 に示した。これらの揚水試料の水質組成は  $\text{Ca-HCO}_3$  型であり、小川原湖西側に位置する周辺の既存井戸から採取された浅層地下水と同様の組成を示していることがわかる。

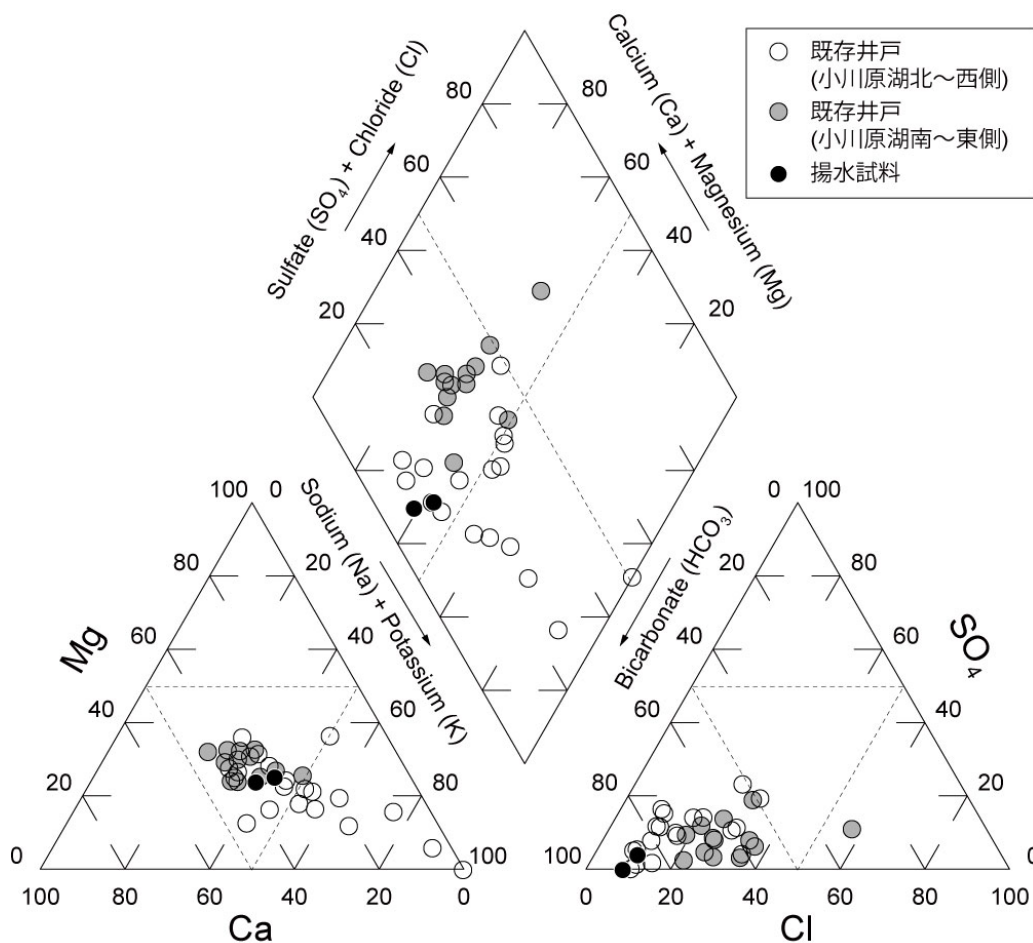


図 2.1.2.2-26 高瀬川流域における浅層地下水（既存井戸）と揚水試料の水質組成の比較  
産業技術総合研究所（2010<sup>4)</sup>，2018<sup>2)</sup>，2019<sup>3)</sup>）のデータを含む。

次に、図 2.1.2.2-27 において、揚水試料の水素安定同位体比、<sup>3</sup>H 濃度および <sup>14</sup>C 年代について、小川原湖西側の周辺地下水（既存井戸試料）の深度分布と比較する。まず、水素安定同位体比については、比較的浅い一深度目から既に周辺の浅層地下水と同等の値を示しており、2.1.2.1 項で述べたとおり河川水（高瀬川水系）の同位体比の分布範囲よりもやや低い値を示している。トリチウム濃度は、通常レベルの分析で検出限界以下 (<0.3 TU) となっており、周辺地下水と同様に最近の天水の影響は受けていないと考えられる。<sup>14</sup>C 年代は、いずれも 10,000 cal BP よりも古い値を示しており、2 深度目 (39.8-45.0 m) において 16,100-16,400 cal BP 程度と特に古い年代が得られた。3 深度目 (71.0-75.9 m) では、10,600-10,800 cal BP 程度と 2 深度目よりも若い年代となっているが、今後、低レベルトリチウム分析による若い水の混合の有無の確認が必要と考えられる。また、3 深度目の採水では、掘削水のトレーサーとして用いたローダミン WT の濃度が他の 2 深度と比較してやや高かった (2 倍程度) ため、掘削水の混合による影響の程度や補正についても検討が必要である。



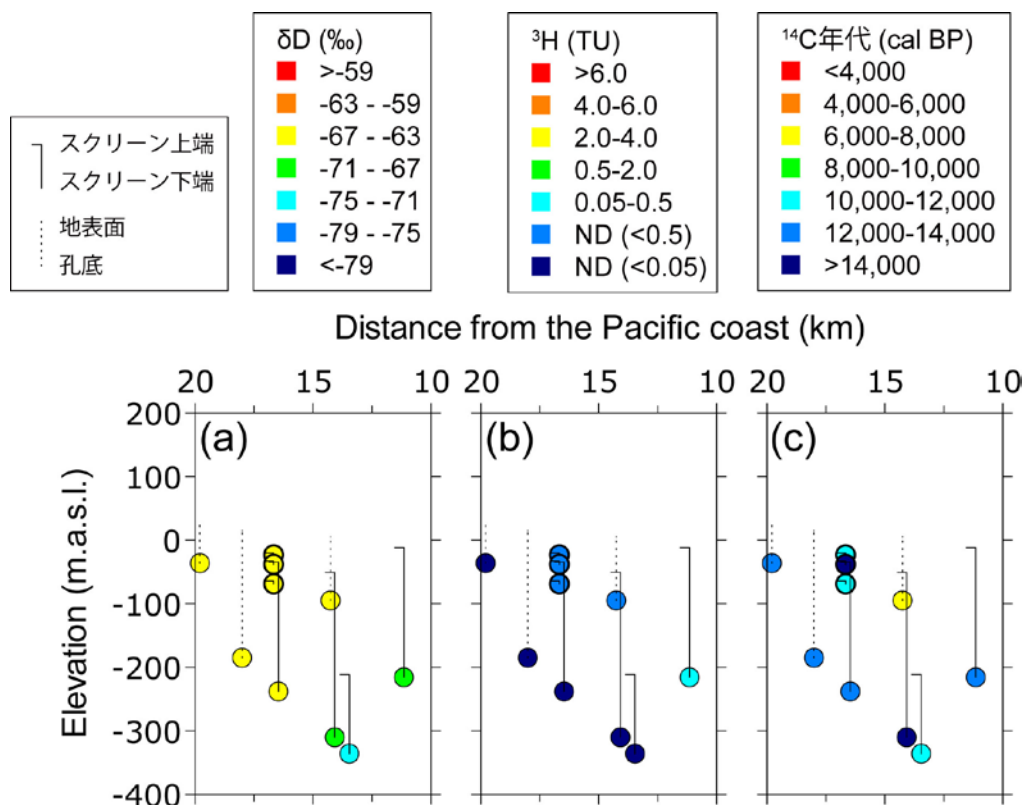


図 2.1.2.2-27 小川原湖西側における浅層地下水（既存井戸）と揚水試料の水素安定同位体比 (a), <sup>3</sup>H 濃度 (b), <sup>14</sup>C 年代 (c) の比較

太枠の○が揚水試料を示す。産業技術総合研究所（2010<sup>4</sup>，2018<sup>2</sup>，2019<sup>3</sup>）のデータを含む。

次に、ヘリウム同位体の結果を 2.1.2.1 節の浅層地下水・深層地下水の結果とともに示した (図 2.1.2.2-28)。1 深度目および 3 深度目の揚水試料の結果は浅層地下水同様に溶存大気周辺にプロットされており、ヘリウムの付加は見られない。Ne, Ar, Kr 濃度の inverse modelling により計算した涵養温度は、1 深度目涵養標高を掘削地点と同じ 8 m としたときは 8.3°C、100 m としたときは 8.1°C、2 深度目涵養標高を掘削地点と同じ 8 m としたときは 8.8°C、100 m としたときは 8.6°C と計算された。また 3 深度目も 7.2°C (8 m)、7.0°C (100 m) と計算された。揚水試料の中で最も水素同位体比の低い 2 深度目の希ガス涵養温度がやや高い値となっているため、厳密には水素同位体比の低下と希ガス涵養温度に相関がみられているわけではないが、この値も高瀬川流域の浅層地下水と類似した値であり、水素同位体比や <sup>14</sup>C 年代から推定された寒冷期の涵養を支持する。希ガス涵養温度については今後、繰り返し分析などによってその再現性・精度の検討を行うことにより地下水涵養時期・温度の指標としての適用性評価を行う必要がある。

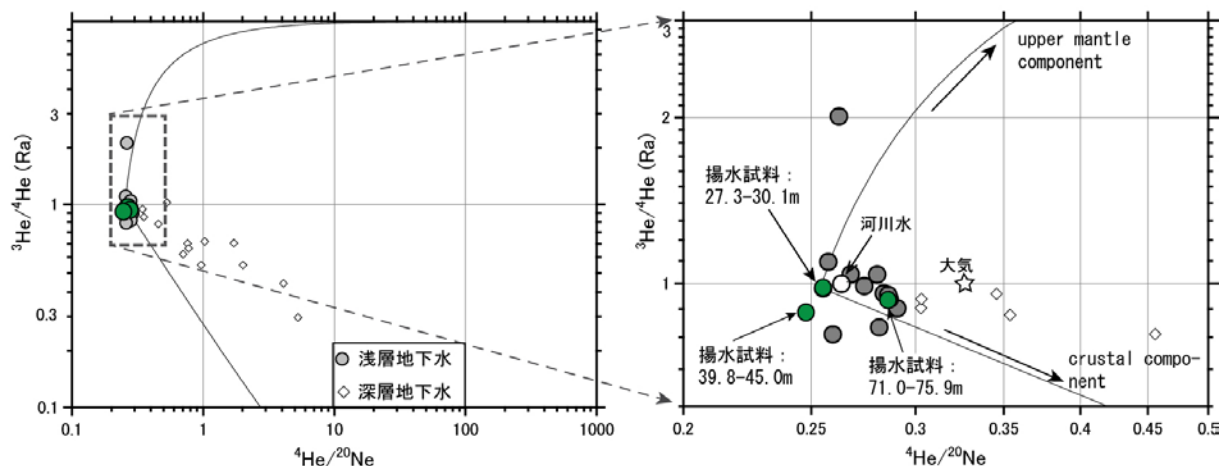


図 2.1.2.2-28 揚水試料の  $^3\text{He}/^4\text{He}$  と  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  の関係

比較のため高瀬川流域における浅層地下水・深層地下水のプロットも行っている。

### 2.1.2.2.5 間隙水化学分析

間隙水の水質・同位体組成のプロファイルを得るために、掘削コア試料から間隙水を抽出する代表的な手法として、遠心分離法と圧縮抽水法が挙げられる (NEA, 2000<sup>18)</sup>; Sacchi et al., 2001<sup>19)</sup>)。ここではまず、本事業で対象とする上北地域の掘削コア試料に対する最適な抽出条件を検討するため、遠心分離法および圧縮抽水法の代表的な適用事例を調査した。

表 2.1.2.2-5 に遠心分離法の適用事例を示す。ここからわかるように、遠心分離法の場合、pF4.2 程度以下の負圧で抽水を行っている場合が多く、基本的には自由水相当の間隙水が対象となっている。

表 2.1.2.2-5 掘削コア試料に対する遠心分離法の適用事例

地域	地層	岩相	時代	深度 [m]	負圧 (pF)	試験時間 [hr]	文献
幌延	更別層, 勇知層	砂岩~泥岩	第四紀~新第三紀 鮮新世	33-955	3.0-4.2	—	Ikawa et al. (2014) <sup>25)</sup>
土岐	瑞浪層群土岐夾炭 累層	砂岩, 礫岩	新第三紀中新世	~96*	4.2	2.5	小坂ほか (2005) <sup>26)</sup>
亀岡	山下層・高槻層(超 丹波帯)	砂岩	後期ペルム紀~前 期三畳紀または中 期ジュラ紀	10-100	2.3-4.4	0.5	伊藤ほか (2010) <sup>27)</sup>
つくば	下総・上総層群	礫岩~泥岩	第四紀	70-580	<3.0, 3.0-4.0	—	高橋ほか (2003) <sup>28)</sup>

\*坑道の深度 (坑道からのボーリングによる調査事例)

次に、圧縮抽水法の適用事例を表 2.1.2.2-6 にまとめた。圧縮抽水法の場合、全体として遠心分離法よりも高い負圧に相当する圧力で抽水が行われる傾向にあり（例えば、5 MPa で pF4.7 相当；NEA, 2000<sup>18)</sup>），対象とする岩石に応じて、高い抽出圧力を与えている事例も多い。一方、NEA (2000)<sup>18)</sup> の取りまとめによると、抽出圧力が 60-100 MPa を超えると、圧力の増加に伴って抽出された間隙水の溶存イオン濃度が変化する傾向があることが報告されている。例えば、圧力増加に伴う濃度上昇がみられた事例では、外部と不連続な間隙中の塩水の影響が指摘され（大山, 2013<sup>20)</sup>），濃度低下がみられた事例では、スメクタイト層間水による希釈の影響と解釈されている（中田ほか, 2007<sup>21)</sup>）。いずれにせよ、間隙水の組成をより適切に把握するためには、まずは低い抽出圧力から検討を行っていく必要があると考えられる。

表 2.1.2.2-6 掘削コア試料に対する圧縮抽水法の適用事例

地域	地層	岩相	時代	深度 [m]	抽出圧力 [MPa]	試験時間 [hr]	文献
—	—	砂岩～泥岩	第四紀前期更新世 ～新第三紀鮮新世	127-348	<160	32-40	木方ほか (1999) <sup>29)</sup>
幌延	稚内層	珪質頁岩	新第三紀中新世	550	200-500	—	中田ほか (2007) <sup>21)</sup>
幌延	勇知層, 声間層, 稚内層	頁岩, 珪質泥岩, 砂岩	第四紀～新第三紀 中新世	22-705	2-70	8-72	寺本ほか (2006) <sup>30)</sup>
幌延	更別層, 勇知層	砂岩～泥岩	第四紀～新第三紀 鮮新世	33-984	16-32	—	Ikawa et al. (2014) <sup>25)</sup>
六ヶ所	鷹架層中部層	軽石凝灰岩	新第三紀中新世	~100*	25-460	720-936	大山(2013) 20)
土岐	瑞浪層群土岐夾炭累層	砂岩, 礫岩	新第三紀中新世	~96*	5-45	72-96	小坂ほか (2005) <sup>26)</sup>
十日町	須川層	泥岩	新第三紀中新世	10-110	100-150	—	石原・田中 (2009) <sup>31)</sup>

\*坑道の深度（坑道からのボーリングによる調査事例）

間隙水抽出にあたって、長さ 50 cm 単位で採取されたコア試料について、切断面付近の影響を避けるため上部と下部の合計 14 cm 分を除き、残りの 36 cm 分を 3 つに切断した。これら 12 cm 単位のコア試料を用い、遠心分離法および圧縮抽水法による間隙水の抽出作業を行った（図 2.1.2.2-29(a)）。

遠心分離法については、シンウォール管を用いた区間のコア試料の場合、12 cm のうち上端と下端のそれぞれ最大 1 cm 程度を削り取り、残った約 10 cm 部分を使用した。また、アクリル管を用いた区間のコア試料の場合には、アクリル管からコア試料を取り出し、上端と下端のそれぞれ 1 cm 程度および掘削水の影響を避けるため側面数 cm 程度を削り取り（図 2.1.2.2-29(b)）、残ったコア試料を塩ビ管に挿入したものを使用した。いずれの場合も、コア試料の底面にろ紙を挟み、上面に有孔部を設けた塩ビ製の台座に乗せ、間隙水回収用のポリエチレンバッグで全体を二重に包んだ。遠心分離には大容量冷却遠心機（Model 9912, KUBOTA）およびスイングロータ（RS-7100, KUBOTA）を用い、回転数を 1160, 2000, 2610 rpm に設定して段階的な抽水を行った（図 2.1.2.2-30(a)）。生じる負圧はコア試料内の位置によって異なるが、試算ではそれぞれ概ね pF3.5 以下、pF4.0 以下、pF4.2 以下程度に相当している。

圧縮抽水法の場合、シンウォール管あるいはアクリル管からコア試料を取り出し、掘削水の影響を避けるために上下および側面を一定量削り取った後、ピストン式の圧縮容器にコア試料を入れた。圧縮容器を油圧ポンプ（SMP-3012SK，理研精機株式会社）および油圧シリンダ（MS1-150 または MS2-125，理研精機株式会社）によって加圧し、段階的な圧縮抽水を行った（図 2.1.2.2-30(b)）。抽出圧力は、圧縮容器のピストン部と油圧シリンダ加圧部の径の組み合わせによって、2.5, 5, 10, 15, 22 MPa として段階的な抽水を行った。

抽出された間隙水のローダミン WT 濃度は、遠心分離法と圧縮抽水法のいずれの場合も 0.01 ppm 以下（掘削水の 0.1%以下）の場合がほとんどであり、掘削水の影響はほとんどない。一方で、砂層に相当する一部のコア試料（46.35-46.47 m および 48.75-48.87 m）について遠心分離法を用いた場合に、ローダミン WT 濃度が高濃度（0.3-0.9 ppm）となった。この点については、前処理におけるトリミングの工夫や、コア中心部のみで圧縮抽水を行うなど、隣接する深度のコア試料を用いて掘削水の影響を低減できるかどうか検討する予定である。

現在までに遠心分離法および圧縮抽水法によって得られた間隙水試料の水素安定同位体比について、前項の揚水試料の結果と併せて図 2.1.2.2-31 にプロファイルを示した。なお、各深度について、より低い負圧・抽出圧力で抽水された間隙水試料の値を優先的に採用して示している（表 2.1.2.2-7）。最も浅い地点である深度 6.14-6.26 m および 7.81-7.91 m では、-54%程度とかなり高い値を示しており、間隙水は比較的近い場所にもたらされた降水によって涵養されているものと判断できる。一方、深度 13 m 程度になると、同位体比は-63%から-64%程度にまで低下し、河川水の範囲のうち最も低い値と同程度となっている。深度 20 m 程度以深では、同位体比は-65%前後で概ね一定の分布を示している。

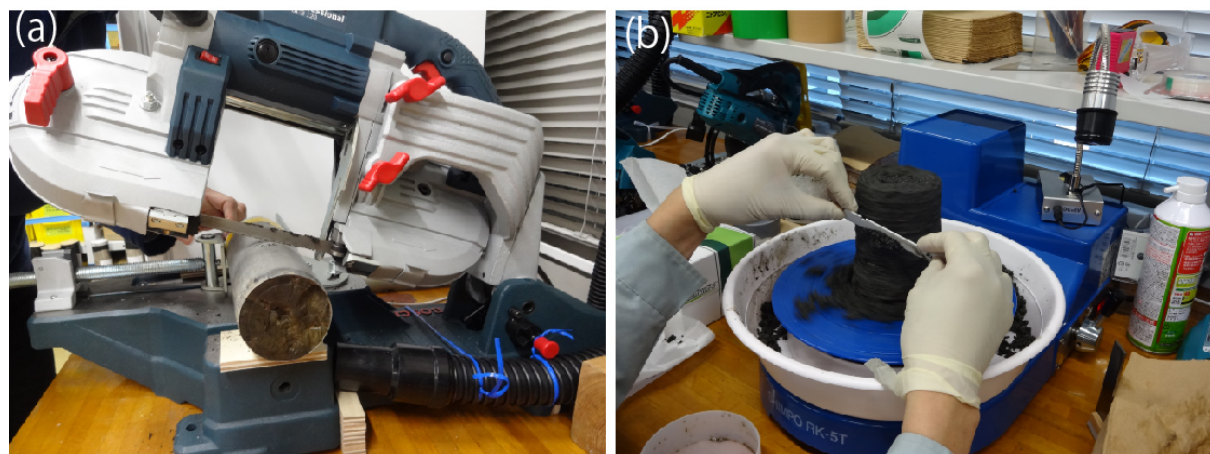


図 2.1.2.2-29 間隙水抽出用のコア試料処理

(a)シンウォール管に収められたコア試料の切断。(b)掘削水の影響を取り除くためのトリミング

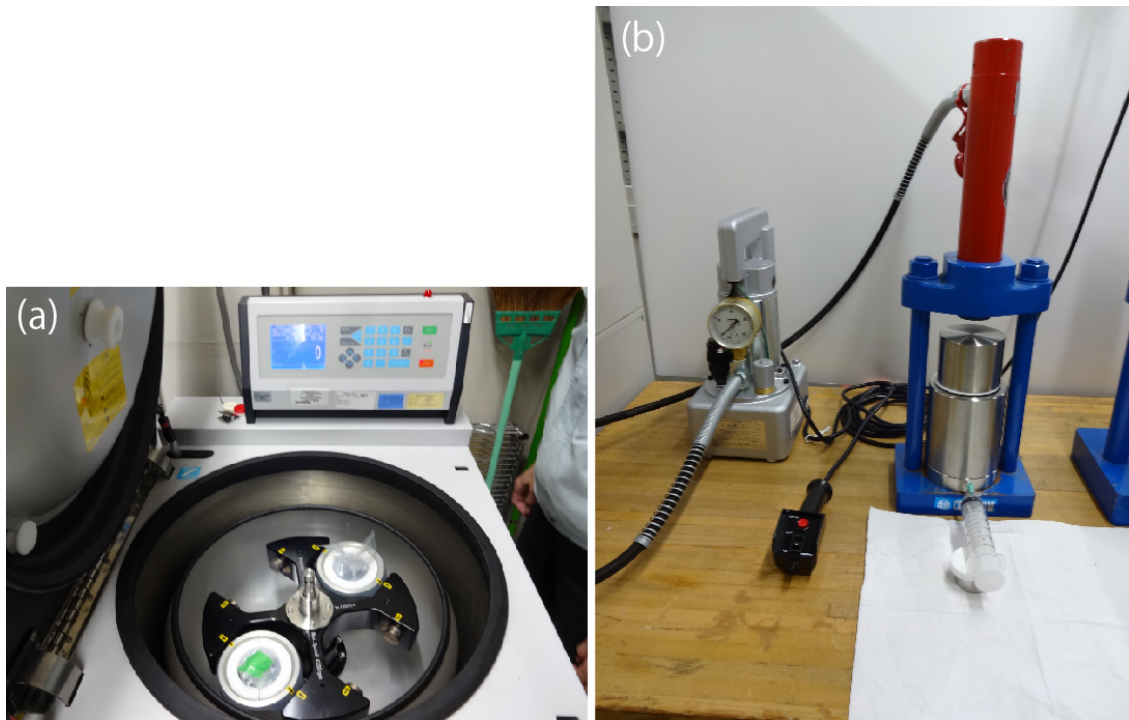


図 2.1.2.2-30 間隙水抽出装置  
(a) 遠心分離装置, (b) 圧縮抽水装置

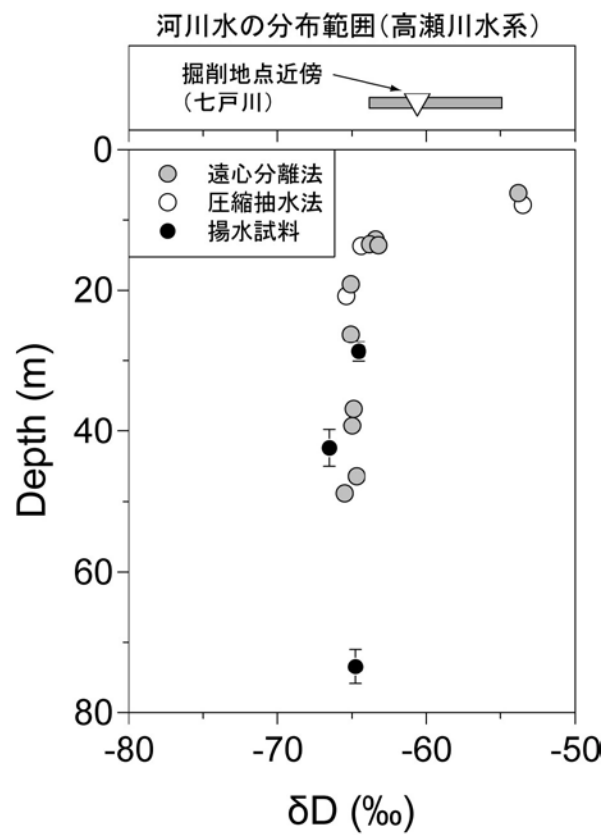


図 2.1.2.2-31 掘削地点における間隙水試料および揚水試料の水素安定同位体比プロファイル比較のため、高瀬川流域の河川水試料の範囲および掘削地点近傍の七戸川の値を示した。

表 2.1.2.2-7 掘削コア試料から抽出した間隙水試料の分析結果

深度 [m]	コアパック	抽水方法	抽出条件 (圧力/回転数)	抽水量 [mL]	ローダミン WT [ppm]	δD [‰]
<b>6.14-6.26</b>	<b>シンウォール</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>1160 rpm</b>	<b>17.0</b>	<b>0.001</b>	<b>-53.8</b>
6.14-6.26	シンウォール	遠心分離法	2000 rpm	10.4	0.004	-54.0
<b>7.81-7.91</b>	<b>シンウォール</b>	<b>圧縮抽水法</b>	<b>2.5 MPa</b>	<b>38.6</b>	<b>0.003</b>	<b>-53.5</b>
7.81-7.91	シンウォール	圧縮抽水法	5.0 MPa	18.6	0.002	-53.7
7.81-7.91	シンウォール	圧縮抽水法	10 MPa	17.6	0.005	-53.6
7.81-7.91	シンウォール	圧縮抽水法	15 MPa	9.9	0.003	-53.2
7.81-7.91	シンウォール	圧縮抽水法	22 MPa	12.3	0.004	-53.4
<b>12.69-12.81</b>	<b>シンウォール</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>1160 rpm</b>	<b>10.7</b>	<b>0.001</b>	<b>-63.4</b>
12.69-12.81	シンウォール	遠心分離法	2000 rpm	11.4	0.002	-63.8
<b>13.35-13.47</b>	<b>シンウォール</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>1160 rpm</b>	-	<b>0.006</b>	<b>-63.8</b>
<b>13.47-13.59</b>	<b>シンウォール</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>1160 rpm</b>	-	<b>0.006</b>	<b>-63.2</b>
<b>13.59-13.71</b>	<b>シンウォール</b>	<b>圧縮抽水法</b>	<b>3.7 MPa</b>	<b>87.2</b>	<b>0.006</b>	<b>-64.4</b>
13.59-13.71	シンウォール	圧縮抽水法	5.4 MPa	11.3	0.006	-64.8
13.59-13.71	シンウォール	圧縮抽水法	11 MPa	11.4	0.005	-64.8
13.59-13.71	シンウォール	圧縮抽水法	22 MPa	5.9	0.005	-64.8
<b>19.07-19.19</b>	<b>シンウォール</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>1160 rpm</b>	<b>45.4</b>	<b>0.001</b>	<b>-65.1</b>
19.07-19.19	シンウォール	遠心分離法	2000 rpm	26.4	0.001	-65.2
<b>20.75-20.87</b>	<b>シンウォール</b>	<b>圧縮抽水法</b>	<b>2.5 MPa</b>	<b>64.4</b>	<b>0.003</b>	<b>-65.4</b>
20.75-20.87	シンウォール	圧縮抽水法	5.0 MPa	11.3	0.000	-65.8
20.75-20.87	シンウォール	圧縮抽水法	10 MPa	11.8	0.000	-65.4
20.75-20.87	シンウォール	圧縮抽水法	15 MPa	7.0	0.000	-65.7
20.75-20.87	シンウォール	圧縮抽水法	22 MPa	12.2	0.001	-65.8
<b>26.19-26.31</b>	<b>シンウォール</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>1160 rpm</b>	<b>11.6</b>	<b>0.007</b>	<b>-65.1</b>
26.19-26.31	シンウォール	遠心分離法	2000 rpm	21.2	0.007	-65.5
36.75-36.87	アクリル	遠心分離法	2000 rpm	1.2	-*	-63.5
<b>36.75-36.87</b>	<b>アクリル</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>2610 rpm</b>	<b>12.4</b>	<b>0.004</b>	<b>-64.9</b>
39.15-39.27	アクリル	遠心分離法	2000 rpm	0.7	-*	-63.5
<b>39.15-39.27</b>	<b>アクリル</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>2610 rpm</b>	<b>15.1</b>	<b>0.002</b>	<b>-65.0</b>
46.35-46.47	アクリル	遠心分離法	1160 rpm	2.6	-*	-64.4
<b>46.35-46.47</b>	<b>アクリル</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>2000 rpm</b>	<b>4.6</b>	<b>0.3</b>	<b>-64.7</b>
46.35-46.47	アクリル	遠心分離法	2610 rpm	7.4	0.3	-64.6
<b>48.75-48.87</b>	<b>アクリル</b>	<b>遠心分離法</b>	<b>1160 rpm</b>	<b>24.7</b>	<b>0.9</b>	<b>-65.5</b>
48.75-48.87	アクリル	遠心分離法	2000 rpm	14.5	0.8	-66.1
48.75-48.87	アクリル	遠心分離法	2610 rpm	42.3	0.7	-65.6

太字で示した試料の値を図 2.1.2.2-31 にプロットした。

\*抽水量が非常に少ない試料 (<3 mL) は、ローダミン WT 濃度の測定を行わず、データも採用していない。

### 2.1.2.2.6 VSP 検層

#### (1) はじめに

VSP は Vertical Seismic Profiling の略語であり、高分解能の地下構造のイメージングに用いられる手法である。VSP では、地表に震源を配置し、震源から発生した弾性波をボーリング孔内に設置した受振器によって記録する。VSP のデータ取得形態と得られる記録の模式図を図 2.1.2.2-32 に示す。この図から明らかなように、VSP ではボーリング孔の孔底深度以浅で発生した反射波は、その発生深度を直接読み取ることが可能である。

一般に沖積層と洪積層では、続成作用の程度が異なり、堆積物の硬さや弾性波速度も異なることが多く、反射面となることが予想される。今回の VSP 検層は、沖積層と洪積層の境界を物理的性質から確認するために実施した。

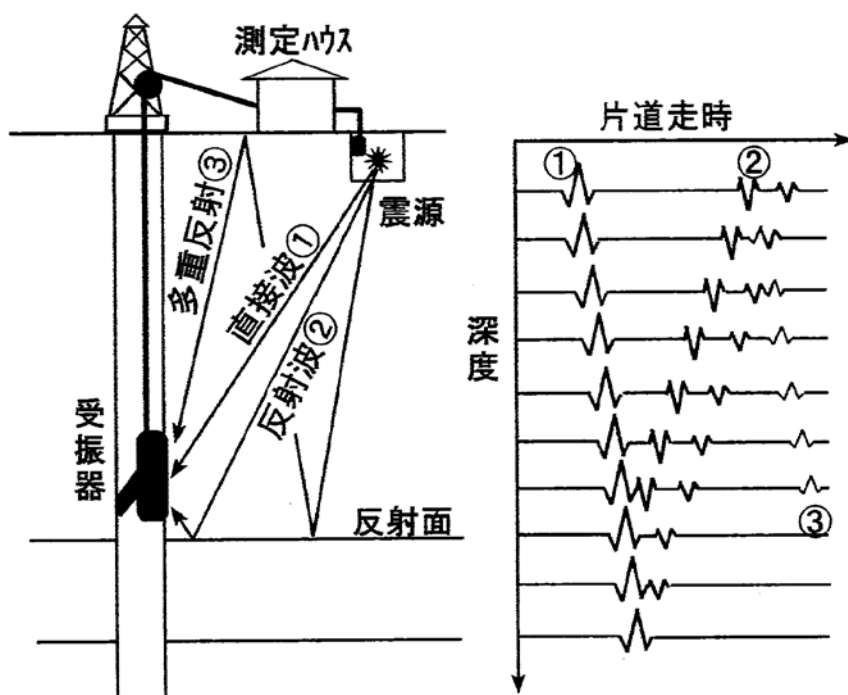


図 2.1.2.2-32 VSP のデータ取得形態と得られる記録の模式図 (物理探査学会, 1998<sup>32)</sup>)

#### (2) 検層方法

VSP 検層は、ボーリング孔掘削中の 2020 年 1 月 7～8 日に実施した。VSP 検層は、ボーリング孔の崩壊を防止するため、外側の鋼管ケーシング (外径 160mm, 内径 150mm) が G.L.-36.4m まで、内側の鋼管ケーシング (外径 140mm, 内径 126mm) が G.L.-69.6m まで設置された状況下で実施した。

震源は、ベイマツ (アメリカトガサワラ) の角柱 (300×1000×180(h)mm) を掛矢でたたくことにより、P 波及び S 波震源とした。ボーリング孔口から南 1.8m の地点に疑似的なゼロオフセット震源、北側 30m 地点および南側 30.5m 地点にオフセット震源をそれぞれ設置して、VSP 探査を行った。

ボーリング孔内受振器は、応用地質株式会社製のハイドロフォン DHA-7 (0.5m 間隔, 24ch) を用い、ボーリング孔上から吊り下げる懸架方式で受振した。サンプリング間隔は 0.0625ms, レコード長は 4096 (計測時間 0.256s) である。受振器の基準面は、ボーリング檣上の G.L.+1.64m とした。また、懸架方式で受振するため、受振器の下部に重錘を設置した。

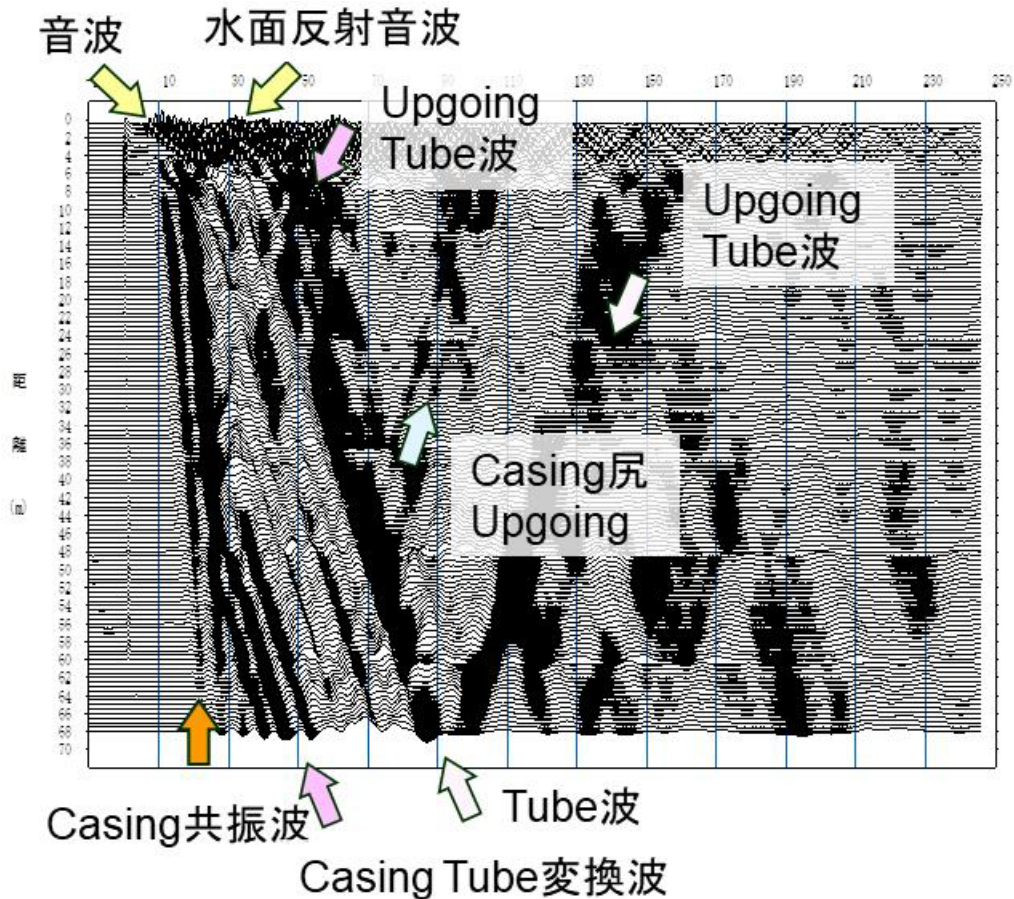


図 2.1.2.2-33 VSP 検層の記録例と解釈

### (3) 検層結果

検層結果の一例を図 2.1.2.2-33 に示す。受振器の基準面がボーリング槽上であるため、地表付近では受振器（ハイドフォン）が空気中にあり、震源から発生した音波を受振している。またボーリング孔の水面より上では、多重反射した音波を複数回受振している。

ボーリング孔の保孔のためケーシング鋼管が挿入されているため、ケーシング鋼管を伝搬した波やケーシング鋼管の末端部（尻）から発生した Upgoing Tube 波・Downgoing Tube 波が強い波として記録されている。

受振データを処理し、Upgoing Tube 波を抽出した例を図 2.1.2.2-34 に示す。受振器のハイドロフォンアレイの 1 回の記録区間 (0.5m×24ch=12m) 毎に受振器の下端側から Upgoing Tube 波（黄色矢印）が発生・上昇しているが、これらは発生深度と発生時間を考慮すると、鋼管ケーシングを伝搬した弾性波が受振器の下に吊り下げた重錘の端面で反射した Tube 波と考えられる。また、外側の鋼管ケーシング尻の G.L.-36.4m（見かけ深度 38.0m）付近からは、強い Upgoing Tube 波が発生している。

一方、ピンク矢印で示した Upgoing Tube 波は、黄色矢印とは異なる深度から発生しており、地層中の反射面と考えられる。Upgoing Tube 波（ピンク色矢印）の主な出現深度（見かけ深度）は以下の通りである。

14.5m, 25.0m, 32.0m, 43.0m, 52.0m, 66.0m

受振器のみかけ深度を、VSP 検層の基準面高 G.L.+1.64m で補正し、実深度に変換すると以下のようなになる。

G.L.-12.86m, -23.36m, -30.36m, -41.36m, -50.36m, -64.36m

ボーリング柱状図では、G.L.-30.65m～-31.05m に存在する硬質シルト層を洪積層の最上位層と



している。今回の VSP 検層で解析された G.L.-30.36m 付近の反射面は、この沖積層／洪積層境界によるものと考えられる。

(4) 解析上の課題

今回の VSP 検層は、ボーリング孔掘削中に行ったため、全深度にケーシング鋼管が挿入されており、ケーシング伝搬波とそれから変換した Tube 波が卓越しており、詳細な解析が難しくなっている。そのため、今後ケーシング鋼管抜管時に、再度 VSP 検層を行い、ケーシング鋼管によるノイズの少ない検層記録を取得し、地層の速度構造や反射面の位置を詳細に解析することが望ましい。

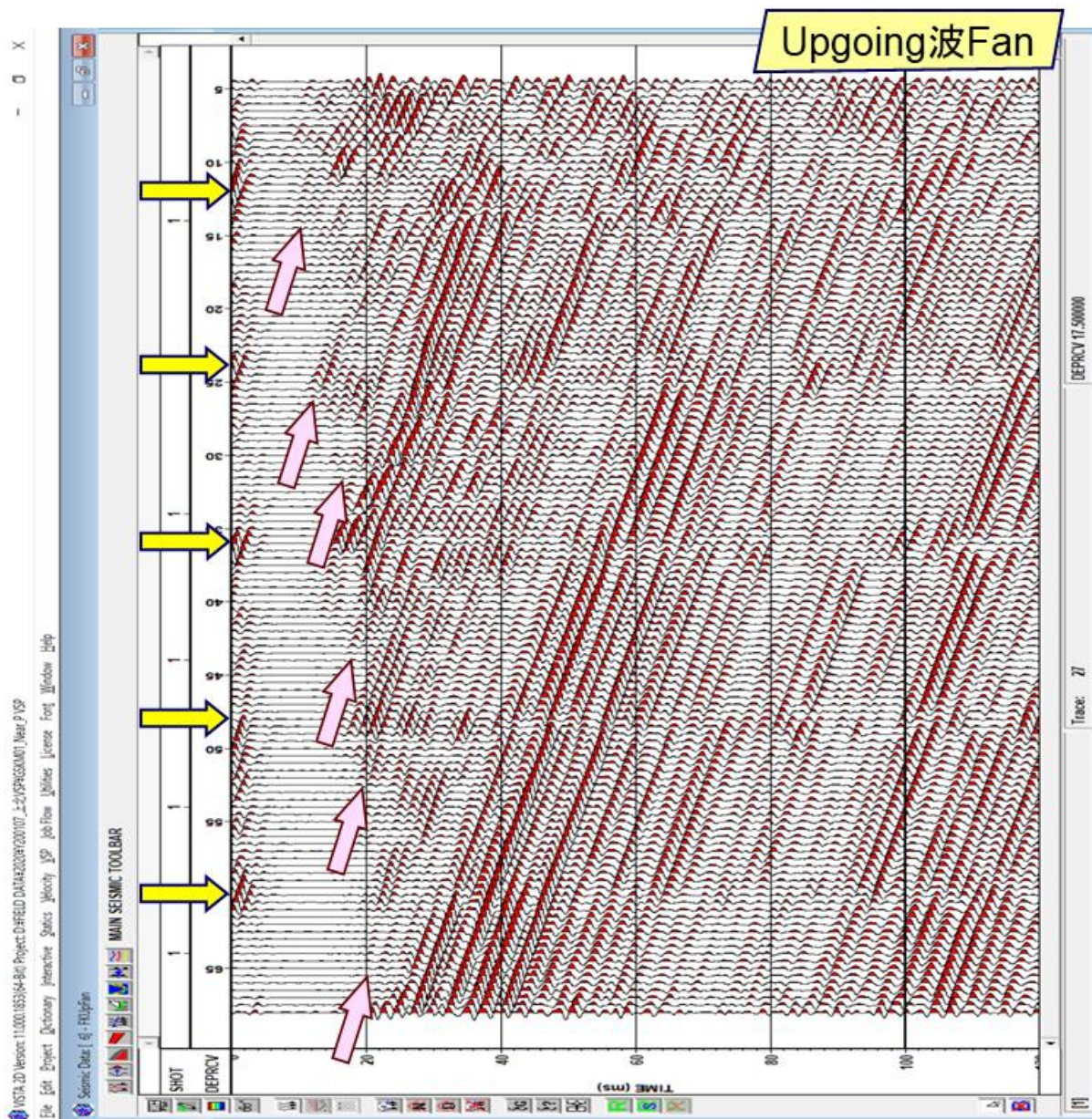


図 2.1.2.2-34 VSP 検層記録から Upgoing Tube 波を抽出した例

### 2.1.2.3 概念モデルの検証およびモデルの定量化に向けた検討（予察）

本節では、過年度及び 2.1.2.1 節において追補的に行った地表水・既存孔井調査により構築した地下水流動概念モデルについて、2.1.2 で行ったボーリング掘削の結果をもとに比較・検証を行う。その際に、2.1.1 節において抽出された広域及びニアフィールドにおける地下水流動を評価する技術指標を用いる。本年度行った掘削は、地下水流動の涵養域から流出域までの中間にあたる流動域にあたり、掘削深度が 75 m であることを考えると、ここで行う比較・検証項目として、浅層域の地下水流動状況の検討、地下水涵養期の検証、地下水温の異常高温域の検証があげられる。これらの検証のため、2.1.1 節において抽出された指標である地質構造（ここでは地質層序）、水理特性、水圧や水温、水質・同位体の分布を用いた。2.1.2.3.1 では鉛直方向の流動・浅層における地下水の浸透を検討するため、2.1.1 節で抽出された水圧・水理・水温分布を用いた検討を行った。2.1.2.3.2 では概念モデルにおいて得られた寒冷期に涵養された浅層地下水について、ボーリング揚水試料の水質・同位体（特にトリチウム、 $^{14}\text{C}$ 、水の同位体、希ガス濃度）、間隙水の水素・酸素同位体を用いた検証、寒冷期の涵養水がどの程度の深度から出現するかを既存モデルと比較した。2.1.2.3.3 では当該地域の既存構成で観測された異常高温域についてボーリング孔の温度検層結果を指標として検証した。以下にその概略を示す。

#### 2.1.2.3.1 原位置水温データによる地下水流動状況の検討

##### （1）地温勾配変化に基づく地下温度プロファイルの深度区分

地温勾配の変化から、地下温度プロファイルは A～D の 4 区間に分けられる（表 2.1.2.3.1-1、図 2.1.2.2-25）。A 区間においては、B 区間との境界である深度 11.36 m を除き地温勾配が負の値を示す。本研究では通年した観測を実施していないため特定できないが、A 区間の地下温度分布は季節変化（年変化）などの地表面温度変化の影響を強く反映していると考えられる。なお、A 区間においては、地球温暖化などの気候変動や都市化などに起因した長期の地表面温度変化の影響も反映している可能性があるが、本観測は一回のみの実施であり変化は明らかではなく、季節変化の影響と分離することは難しい。そのため、後述する地下水流動の検討においては、A 区間のデータは除外する。

B 区間以深については、季節変化などの地表面温度変化の影響は十分に減衰しており、地下水流動の影響を強く反映していると期待できる。C 区間においては、上位の B 区間、下位の D 区間と比較して、相対的に地温勾配の変動幅が大きく、地下温度が深度により複雑に変化する。地温勾配の変化が相対的に小さい B、D 区間においては、地温勾配の平均値は B 区間（約  $5.8 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/m}$ ）よりも D 区間（約  $6.9 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/m}$ ）の方が大きい。また、D 区間では、深度 52.36m で地温勾配が極小（ $3.5 \times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/m}$ ）を示し、B 区間よりも地温勾配の変化が大きい。

表 2.1.2.3.1-1. 地下温度プロファイルの深度区分

区間	深度 (m)	地温勾配 ( $\times 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/m}$ )	特徴
A	4.36～11.36	-3.9～3.5	地温勾配が負の値を示す部分を含む
B	12.36～24.36	5.5～7.5	下位の区間Cと比較して地温勾配の変動が小さい
C	25.36～41.36	1.5～14.5	区間B,Dと比較して地温勾配の変動が大きい
D	42.36～66.36	3.5～8.5	上位の区間Cと比較して地温勾配の変動が小さい

## (2) 地下温度プロファイルに認められる地下水流動の影響

B 区間以深にみられる地温勾配の変化の要因について、地質（土質分類）と対比して検討する。主に砂、砂礫層からなる C・D 層と比較して、沖積層内のシルト層や粘土層に相当する B 区間は地温勾配が低く、地層の熱伝導率の違いを反映している。また、C・D 層よりも相対的に透水性が低いため地下水流動の影響が小さく、地温勾配の変化も小さいと考えられる。

C 区間は沖積層基底礫層とその上位のシルト層、沖積層下位のシルト層および砂礫層を複数含んでおり、深度により地質が異なる。このような地質と透水性の違いによる地下水流動の違いを反映して、地温勾配は深度により大きく変動している。深度 29.36 m ( $1.5 \times 10^{-2}$  °C/m) および深度 35.36~36.36 m ( $4.5 \times 10^{-2}$  °C/m) は地温勾配が低い。これら低地温勾配を示す深度は砂礫層やシルト質砂礫層に相当しており、これらの上位と下位の粘土・シルト層よりも相対的に透水性が良く、地温勾配の低下は帯水層中の活発な地下水流動の影響を反映していると考えられる。深度 29.36 m は B 区間以深において最も地温勾配が低く、特に地下水流動の影響が強く反映されている可能性がある。

D 区間は、一部にシルト層や礫層を含むが、主に砂層に相当する。停滞的な地下水環境と考えられる B 区間よりも地温勾配の変化は大きく、地下水流動の影響は確認されるが、C 区間と比較して地温勾配の変化は小さく、地下水流動は活発ではないと考えられる。また、深度 53.85~54.10 m の砂礫層と深度は完全に一致しないが、深度 52.36 m で D 区間における地温勾配の極小値 ( $3.5 \times 10^{-2}$  °C/m) が確認された。

なお、前述したように地下温度プロファイルの観測は、ボーリング掘削期間中に実施した。孔内作業を実施しない 12 日間の休工期間を確保してから観測したが、ボーリング孔周囲の地層中に掘削の影響が残留していた影響が考えられる。特に C 区間においては複雑に変化する特異な地温勾配変化が確認されており、透水性の良い地層に相対的に強く反映されている掘削工事の影響を示している可能性がある。

### 2.1.2.3.2 概念モデルとの比較（その1）：地下水涵養時期・温度の特徴

2.1.2.2.章で述べたとおり、揚水試料の水素安定同位体比は 1 深度目から既に周辺の浅層地下水と同等の値を示しており、河川水（高瀬川水系）の同位体比の分布範囲よりもやや低い値を示している。また、岩石コア試料から抽出した間隙水も深度 10 m 以浅を除き比較的低い値を示している。深度 13 m 程度になると、同位体比は-63‰から-64‰程度にまで低下し、河川水の範囲のうち最も低い値と同程度となっている。さらに、深度 20 m 程度以深では、同位体比は-65‰前後で概ね一定の分布を示し、河川水より低い値となっている。水素同位体比が低くなる原因として高標高地点における涵養と、寒冷期の涵養の 2 つの可能性が考えられるが、揚水試料で得られた  $^{14}\text{C}$  年代（16,100-16,400 cal BP）は、見かけの年代として最終退氷期に相当しており、寒冷であった当時の天水によって涵養された地下水であることを示唆している。また、1 深度目（27.3-30.1 m）と 3 深度目（71.0-75.9 m）の  $^{14}\text{C}$  年代も、それぞれ 9,900-10,200, 10,600-10,800 cal BP であり、最終退氷期末期に相当する。これらの結果は、揚水試料の水素安定同位体比が、河川水（高瀬川水系）の範囲よりもやや低い値を示していることと整合的である。また、希ガス涵養温度や水素・酸素同位体の関係も寒冷期の涵養であることを支持する。図 2.1.2.3-1 は、水素同位体と希ガス涵養温度の関係を見たものであり、おおまかに見て正の相関がある。希ガス涵養温度は、一般に涵養地点の年平均気温を反映しているといわれている（Aeschbach-Hertig et al., 1999<sup>5)</sup>）。既存孔井からの地下水は小川原湖東部の浅層地下水を除いて、希ガス涵養温度は現在の北上平野の年平均気温よりも低く、寒冷期の涵養であることがあかる。

間隙水については、採水量からトリチウムや $^{14}\text{C}$ などの分析は難しく、希ガスの分析も行っていないため、水素同位体との比較は行っていない。しかし、水素同位体と酸素同位体の関係を河川水と比較することにより、寒冷期の涵養であるか高標高値で涵養であるかを区別する情報を与えうる。図 2.1.2.3-2 に揚水試料、間隙水、小川原湖西側浅層地下水、河川水の水素・酸素同位体比を示した。河川水は 2019 年度調査の高瀬川流域河川についてプロットし、浅層地下水は 2019 年度調査地点のうち小川原湖東側地下水を除いた。河川水については 2018 年度の結果を追加しても同傾向である。間隙水のデータは 2.1.2.2 章で述べたように、深度 10m 以浅を除いて河川水（高瀬川水系）の範囲よりもやや低い値を示している。さらに、七戸川では上流に行くとともに **d-excess** が高くなる傾向が明瞭に見て取れる。また、小坪川（坪川上流）・作田川についても同様の傾向がある。この 3 つの川は上北平野の西方八幡岳（標高 1020 m）を源流とし、最も低い $\delta\text{D}$  値を示す地点は再上流の高標高地点で採取している。 $\delta\text{D}$  値は深度 13m の間隙水とよく似ているが、**d-excess** が全く異なっており、揚水試料及び間隙水の起源が上北平野西部の高標高地点での涵養であることが除外されるといえよう。また大林川は **d-excess** は水源井・間隙水とよく似ているが、最上流地点においても $\delta\text{D}$  は $-64\text{‰}$ よりも高く、揚水試料・深度 20 m 以深の間隙水ほど低くはない。

これまで調査対象としてきた多くの既存井戸のスクリーンは、深度 50 m 程度以深に 100-200 m 程度の範囲に渡って設置されている場合がほとんどであり、その結果を踏まえた地下水流動概念モデルには深度 100 m 程度以浅の情報はほとんど反映できておらず、地形・地質構造からの想定のみであった。今回の揚水試料の結果を踏まえると、概念モデルに示した寒冷期の特徴を示す地下水の流動する領域は、深度 30 m 程度の浅層まで及んでいることが明らかとなった。さらに、間隙水試料を併せた水素安定同位体比のプロファイル（図 2.1.2.2-31）が、深度 20 m 以深でほぼ一定となっていることから、より浅い部分にまで寒冷期の地下水が分布している可能性も示唆している。

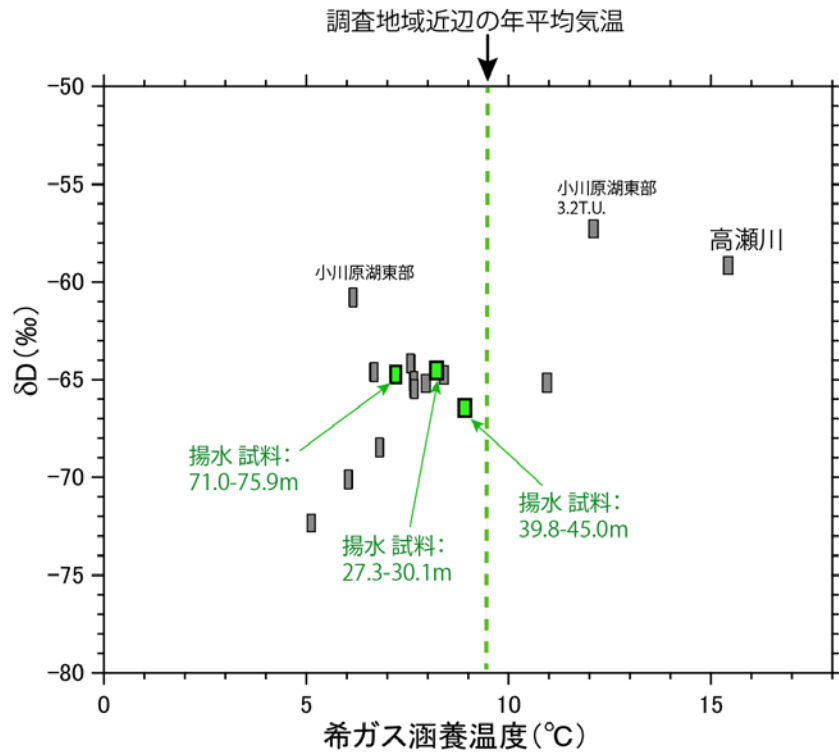


図 2.1.2.3-1 揚水試料および浅層地下水の水素同位体比と希ガス涵養温度の関係  
試料はすべて本年度に採取したものである。

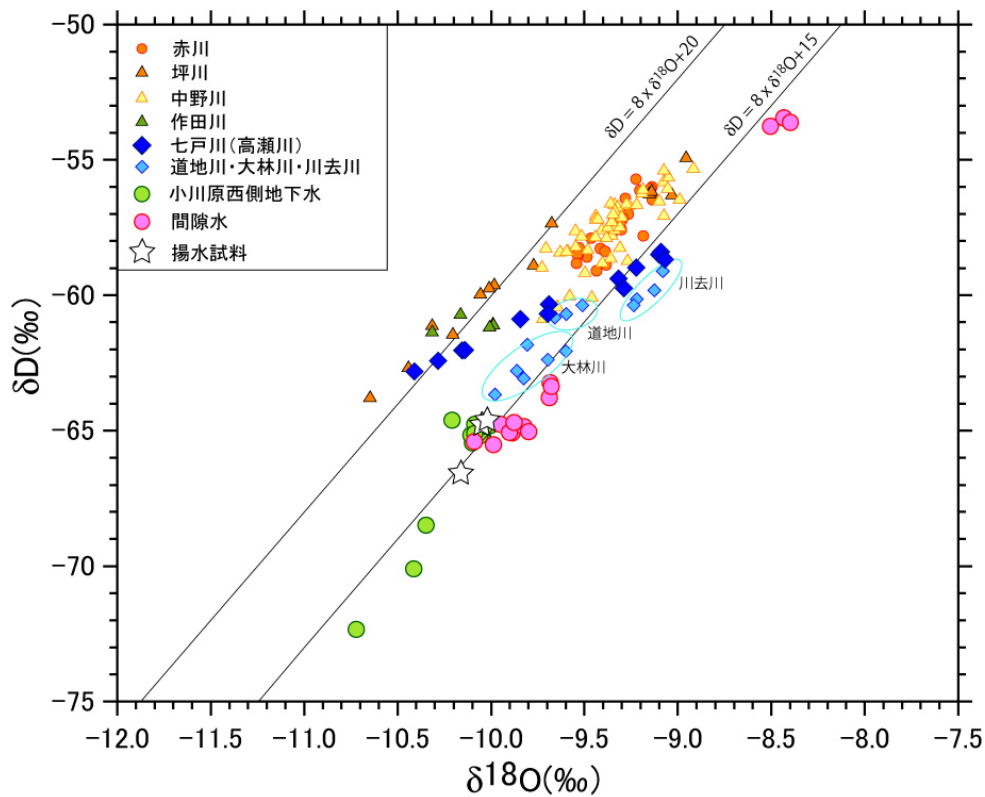


図 2.1.2.3-2 揚水試料，間隙水，小川原湖西側浅層地下水，河川水の水素・酸素同位体比  
河川水は2019年度調査の高瀬川流域河川についてプロットし，浅層地下水は2019年度調査地点のうち小川原湖東側地下水を除いた。

### 2.1.2.3.3 概念モデルの比較（その2）：異常高温域についての検証

周辺の地下温度分布に関するデータは少ないが、既往研究では七戸や上北など七戸川周辺の地下水温について、深度は明らかではないものの水源井の水温が11～14℃程度であることが報告されている（高橋，1967<sup>22</sup>）。また、掘削地点西方の青森平野については、100 m前後で12～14℃程度と報告されており（高橋，1967<sup>22</sup>；農業用地下水研究グループ，1986<sup>23</sup>），本研究の観測結果と概ね整合する。

掘削地点から5 km以内の水源井や温泉井の水温について、公開されているデータベース（高橋ほか，2018<sup>24</sup>）より抽出し、本観測結果と比較した（図2.1.2.3-3）。水源井や温泉井の水温は深度を特定することが難しいため、スクリーン深度の中間深度の他、上端と下端深度を併記して、この区間の温度とした。深度50～100 mの水源井のデータには観測値と概ね一致するものもあり、本観測値と周辺の水原井、温泉井のデータと大きく乖離するものではないが、観測結果は全体に高温を示していることがわかる。また、深度100～200 mの水源井のデータは、本観測値よりも地温勾配が低いものが確認されるが、水源井や温泉井のデータは井戸吐出口で測定されたものであり、揚水過程で温度が低下している可能性がある。

水源井と温泉井のスクリーン区間の平均深度と温度の関係について、最小二乗法による近似直線（図2.1.2.3-3の破線）の傾きから、深度100～700 m程度までの本地域の平均的な地温勾配は約 $5.9 \times 10^{-2}$  °C/mと見積もることができる。本観測結果のD区間の地温勾配は約 $6.9 \times 10^{-2}$  °C/mであり、水源井・温泉井水温データから求めた値よりも大きい。

本観測結果は66.36 m以浅であるのに対し、水源井や温泉井の深度は深いいため直接の比較はできない。また、一地点のデータであり、詳細な検討は難しい。今後、掘削深度の延伸やボーリング地点の追加により、地温勾配の変化とその分布の把握により既往データとの比較検討が可能となり、本地域の異常高温域の同定と解明に資すると期待できる。

- 水源井・温泉井  
（掘削地点から5km）

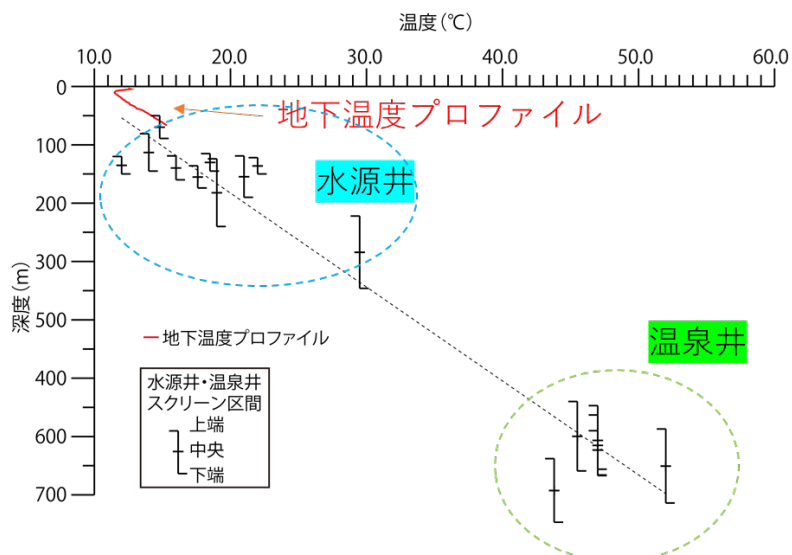
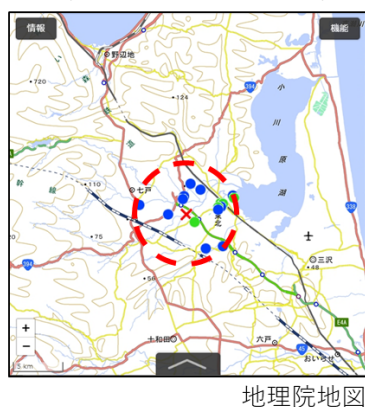


図 2.1.2.3-3 地下温度プロファイルと水源井・温泉井水温の比較結果

#### 【まとめと今後の課題・注意点】

本年度は、地下水流動概念モデルの精緻化を測るため、追補的な既存孔井・地表水等の現地調査を行うとともに、地下水流動系概念モデルを実証的に検証および天水涵養と浅層における流動の評価を目的として、上北平野における地下水流動系の中間流動域にあたる青森県上北郡東北町大浦地区において深度76mまでの検証ボーリング1孔（KMK-1孔）の掘削を行った。以下にその概要をまとめる。

- ・既存孔井・地表水等の現地調査より以下のことが明らかとなり，地下水流動概念モデルの更新に反映させた。

- (1)小川原湖北西部における河川の下流域では，水素同位体が低くなる傾向が見られた。これは，浅層地下水の影響が徐々に大きくなっていく可能性があること，すなわち小川原湖周辺の浅層地下水が上昇して河川水に付け加わっている可能性を示唆していると思われる
- (2) 小川原湖西部地下水の水素同位体はいずれも周辺河川よりも低い値を示し，寒冷期の涵養が示唆される。
- (3) 小川原湖西部の地下水の  $^{14}\text{C}$  年代はいずれも最終退水期に相当する年代を示した。小川原湖東部においては現世の値を示す地点や，4,000 cal BP 程度を示す地点が存在する。水質組成の特徴やトリチウム濃度分布と併せて考えると，小川原東側においては相対的に若い地下水の浸透が考えられる。

ボーリング掘削においては，地下水流動を評価する技術的指標の抽出・検証のため，3 深度の採水区間から揚水による地下水試料採取および岩石コア試料から抽出した間隙水の水質・同位体組成・溶存ガス成分の分析を行った。また，原位置水理試験及び岩芯試料を用いた室内透水試験による水理特性の深度プロファイルの取得，掘削途中の孔底部における水位あるいは水圧計測による間隙水圧プロファイルの評価を併せて行い，水質プロファイルと岩芯試料を用いた実験的評価によって間隙水圧プロファイルと地下水流動系と変動の評価を行った。さらに，孔内水温プロファイル（温度検層）より，深度による温度やその勾配の変化と地質構造の対比に基づき，各層における地下水流動状況を検討した。

得られた結果をもとに浅層における流動の評価として水温の深度プロファイル，揚水試験と岩石コア試料を用いた室内透水試験による水理特性の深度プロファイルについての検討と概念モデルの検証として，

- ・既存井戸において推測された最終退水期の涵養について，地下水揚水試料・間隙水の水素・酸素同位体比，トリチウム，ヘリウムなどの希ガス同位体を用いた検証
- ・既存浅層地下水・深層地下水の水温から当該地域において観測されていた異常高温域について温度検層による検証

を行った結果を以下にまとめる。

- ・揚水試験は，採水を行うために比較的透水性が高い砂質土を対象として実施した一方，室内試験は，試料成型が可能な箇所として，粘性土及びシルトを対象として実施している。そのために，透水係数には2 オーダーのコントラストが存在した。
- ・温度検層の結果，地温勾配の変化から地下温度プロファイルはA～D の4 区間に分けられた。A 区間は，B 区間との境界である深度 11.36 m を除き地温勾配が負の値を示し，季節変化（年変化）などの地表面温度変化の影響を強く反映していると考えられた。沖積層内のシルト層や粘土層に相当する B 区間は，C・D 層よりも相対的に透水性が低いため地下水流動の影響が小さく，地温勾配の変化も小さいと考えられた。また，1 深度目の揚水深度が含まれる C 層は沖積層基底礫層とその上位のシルト層，沖積層下位のシルト層および砂礫層を複数含んでおり，地質と透水性の違いによる地下水流動の違いを反映して，地温勾配は深度により大きく変動している。地温勾配の低下は帯水層中の活発な地下水流動の影響を反映していると考えられた。主に砂層に相当し，2 深度目の揚水深度が含まれる D 区間は，B 区間よりも地温勾配の変化は大きく，地下水流動の影響は確認されるが，C 区間と比較して地温勾配の変化は小さく，地下水流動は活発ではないと考えられた。ただし，3 深度目の揚水深度近辺での温度プロファイルはまだ得られていない。

- ・水源井と温泉井のスクリーン区間の平均深度と温度の関係から、深度 100～700 m 程度までの本地域の平均的な地温勾配は約  $5.9 \times 10^{-2}$  °C/m と見積もることができた。本観測結果の D 区間の地温勾配は約  $6.9 \times 10^{-2}$  °C/m であり、水源井・温泉井水温データから求めた値よりも大きい値となった。ただし、温度検層観測結果は 66.36 m 以浅であり、詳細な検討は現時点ではしい。今後、掘削深度の延伸やボーリング地点の追加により、既往データとの比較検討が可能となり、本地域の異常高温域の同定と解明に資すると期待できる。
- ・揚水試料で得られた  $^{14}\text{C}$  年代は、見かけの年代として最終退水期に相当しており、寒冷であった当時の天水によって涵養された地下水であることを示唆している。揚水試料の水素安定同位体比が、河川水（高瀬川水系）の範囲よりもやや低い値を示していることと整合的である。また、希ガス涵養温度や水-酸素同位体の関係も寒冷期の涵養であることを支持する。また、岩石コア試料から抽出した間隙水も深度 20 m 程度以深では、同位体比は-65‰前後で概ね一定の分布を示し、河川水より低い値となっている。間隙水については、採水量からトリチウムや  $^{14}\text{C}$  などの分析は難しく、希ガスの分析も行っていないが、水素・酸素同位体の関係からは高標高地点での涵養は支持されず、寒冷期の涵養であることを支持する。本年度の揚水試料および間隙水の結果を踏まえると、概念モデルに示した寒冷期の特徴を示す地下水の流動する領域は、深度 20 m 程度の浅層まで及んでいる可能性があることが明らかとなった。ただし、これらの寒冷期に涵養された地下水が鉛直浸透あるいは水平流動の速度が遅いために浅層にも分布しているのかあるいは、概念モデルで示唆されたような上昇流により古い地下水が浅層までもたらされているのかは不明である。今後、掘削深度の延伸により、既存井戸深度までの揚水・間隙水試料より詳細な深度プロファイルを得たうえで概念モデルの検証と、中深度処分相当深度における地下水流動状態を把握する必要がある。

#### 【引用文献】

- 1) 産業技術総合研究所 (2017) 平成 28 年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（自然事象等の長期予測に関する予察的調査）事業：平成 28 年度事業報告書。
- 2) 産業技術総合研究所 (2018) 平成 29 年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査。
- 3) 産業技術総合研究所 (2019) 平成 30 年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査。
- 4) 産業技術総合研究所 (2010) 平成 21 年度核燃料サイクル施設安全対策技術調査（放射性廃棄物処分安全技術調査等のうち地層処分に係る地質情報データの整備）：平成 21 年度事業報告書。
- 5) Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Beyerle, U., and Kipfer, R. (1999) Interpretation of dissolved noble gases in natural waters. *Water Resources Research*, 35, 2779-2792
- 6) Morikawa, N., Kazahaya, K., Masuda, H., Ohwada, M., Nakama, A., Nagao, K., and Sumino, H. (2008) Relationship between geological structure and helium isotopes in deep groundwater from the Osaka Basin: Application to deep groundwater hydrology. *Geochemical Journal*, 42, 61-74
- 7) Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., and Stute, M. (2002) Noble gas in lakes and groundwaters. *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 47, 615-700.
- 8) 気象庁 (2020) [https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/nml\\_amd\\_ym.php?prec\\_no=31&block\\_no=0172&year=2019&month=&day=&view=](https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/nml_amd_ym.php?prec_no=31&block_no=0172&year=2019&month=&day=&view=) 2020 年 2 月 20 日閲覧
- 9) 青森県企画部(1970) 青森県地下水調査報告書。青森県企画部, 206 p.
- 10) American Society for Testing and Materials (2010), Standard Test Methods for Measurement of Hydraulic Conductivity of Saturated Porous Materials Using a Flexible Wall Permeameter, ASTM International, West Conshohocken, Penn.,



doi:10.1520/D5084-10.

- 11) Takeda, M., Hiratsuka, T., Manaka, M., Finsterle, S., and Ito K. (2014), Experimental examination of the relationships among chemico-osmotic, hydraulic, and diffusion parameters of Wakkanai mudstones, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2013JB010421.
- 12) Wolfrum, C., Lang, H., Moser, H., and Jordan, W. (1988). Determination of diffusion-coefficients based on Fick's second law for various boundary-conditions. *Radiochimica Acta* 44, 245–249.
- 13) 佐倉保夫 (1984) 温度による地下水調査法. 日本地下水学会誌, 26, 4, 193-197.
- 14) 宮越昭暢・内田洋平・佐倉保夫・林武司 (2003) 地下温度分布からみた関東平野の地下水流動. 日本水文科学会誌, 33, 3, 137-148
- 15) 宮越昭暢 (2005) 地下温度分布からみた地下水流動都環境変化. 地下水技術, 47, 9, 1-10.
- 16) 宮越昭暢・林武司・安原正也・森川徳敏 (2016) 関東平野北部における地下温度の高温域の構造と変化. 地下水学会誌, 58, 1, 47-62.
- 17) 谷口真人 (2005) 気候変動と地下水, 地下水学会誌, 47, 5-17.
- 18) NEA (Nuclear Energy Agency) (2000) Pore-water extraction from argillaceous rocks for geochemical characterisation: methods and interpretations. A review report prepared by Sacchi, E., Michelot, J.L. and Pitsch, H., OECD/NEA, Paris, 185 p.
- 19) Sacchi, E., Michelot, J.-L., Pitsch, H., Lalieux, P., and Aranyossy, J.-F. (2001) Extraction of water and solutes from argillaceous rocks for geochemical characterisation: Methods, processes, and current understanding. *Hydrogeology Journal*, 9, 17-33.
- 20) 大山隆弘 (2013) 堆積岩の間隙水評価 —圧縮抽水法による水質変化—. 日本応用地質学会研究発表会講演論文集, 139-140.
- 21) 中田弘太郎・大山隆弘・東原知広・長谷川琢磨・橘川貴史 (2007) 地下水年代測定評価技術の開発 (その6) —低透水性岩盤における地下水抽出法の提案—. 電力中央研究所報告, N07012, 16 p.
- 22) 高橋稠 (1967) 地下水調査地域にみられる水温の総括的研究, 地質調査所報告, 219, 1-41.
- 23) 農業用地下水研究グループ「日本の地下水」編集委員会編 (1986) 日本の地下水. 地球社, 1043p.
- 24) 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本斉・佐藤努・高橋浩・森川徳敏・清水徹・宮越昭暢・戸崎裕貴・東郷洋子・稲村明彦・半田宙子・仲間純子・中村有理・竹内久子・大丸純・清水日奈子・尾山洋一・大和田道子・切田司 (2018) 深層地下水データベース (第2版). 地質調査総合センター研究資料集, no.653. <https://www.gsj.jp/researches/openfile/openfile2018/openfile0653.html>
- 25) Ikawa, R., Machida, I., Koshigai, M., Nishizaki, S., and Marui, A. (2014) Coastal aquifer system in late Pleistocene to Holocene deposits at Horonobe in Hokkaido, Japan. *Hydrogeology Journal*, 22, 987-1002.
- 26) 小坂寛・嶋田純・濱克宏・花室孝広 (2005) 第三紀堆積岩における空洞掘削に伴う間隙水の挙動. 応用地質, 45(6), 316-323.
- 27) 伊藤成輝・町田功・丸井敦尚 (2010) 間隙水の化学的性質と地下水流動との関係 —3段階で遠心分離した砂岩間隙水の水質分析結果に基づいて—. 地下水学会誌, 52(2), 183-194.
- 28) 高橋誠・安原正也・磯部一洋 (2003) つくば観測井における水文地質構造調査. 日本水文科学会誌, 33(3), 177-184.
- 29) 木方建造・大山隆弘・馬原保典 (1999) 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, 40(5), 260-269.

- 30) 寺本雅子・嶋田純・國丸貴紀 (2006) 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, 47(2), 68-76.
- 31) 石原朋和・田中和広 (2009) 泥火山周辺の地質構造と地下水の地化学特性—新潟県十日町市蒲生における検討—. 地学雑誌, 118(3), 350-372.
- 32) 物理探査学会 (1998) 物理探査ハンドブック, 手法編, 第14章, VSP, 713-746.

## 2.2 物理探査等に基づく広域地下水流動評価に関する科学的・技術的知見の取得

### 【実施内容】

平成31年度は、主に既往研究事例の調査を中心として、以下の内容で業務を実施する。

#### 1) 対象スケールに応じた物理探査手法の目的及び適用範囲に関するとりまとめ

地下水流動評価を行う空間スケールに対して、物理探査の目的と適用可能な手法、適用性に関する分類、取りまとめを **Hydrogeophysics** に関連する現在の基本的な手法のレビューに加え最新の研究成果の調査を行い実施する。対象とする探査手法は、リモートセンシング、電磁・電気探査、重力探査、弾性波探査等とする。探査の目的は、水理地質構造探査、物性探査、地下水流動探査に分類する。また、物理探査と同様に実施される調査として、ボーリング調査による広域地下水流動評価及びボーリング孔を用いた物理探査に関しての調査事例を収集整理し、調査を行う上での留意点等を抽出する。

#### 2) 広域地下水流動評価における各種調査手法の適用性に関する調査

空間スケールごとの探査手法の取りまとめ結果から、広域地下水流動評価に適用可能な探査手法を抽出し、地表踏査及び限られたボーリング調査との相互補間による地下水流動概念モデル構築への適用性の検討を実施する。

### 【成果】

#### 2.2.1 対象スケールに応じた物理探査手法の目的及び適用範囲に関するとりまとめ

地下水流動モデルの構築あるいはモデル検証を目的とした物理探査手法の適用は、1990年ころから研究事例が多く報告されている。一般的にこれらの分野は **Hydrogeophysics** と呼ばれている。これは、各種物理探査における調査機器の進歩や、解析手法や解析に用いるコンピュータの進歩によるものである。

ここでは、第一段階として、空間スケールは考慮せずに、地下水調査に用いられている物理探査手法に関して、手法と直接求められる物理特裁、そこから推定される水理特性や状態量等の水理学的情報を、表 2.2-1 にまとめた<sup>1)</sup>。ここでは、**Binley, et al.**<sup>1)</sup>のまとめにおいて取り上げられていないリモートセンシング手法に関する追加している。

表 2.2-1 地下水調査に用いられる物理探査手法と求められる特性等 (Binley et al.<sup>1)</sup>に追記)

物理探査手法	地球物理特性	推定される水理特性・状態量
直流比抵抗探査	電気伝導度	水分量、粘土含有量、間隙水電導度
強制分極(IP)法	電気伝導度、帯電性	水分量、粘土含有量、間隙水電導度、 表面積、浸透率
スペクトルIP法	同上(周波数依存性)	水分量、粘土含有量、間隙水電導度、 表面積、浸透率、地球化学的変質
自然電位(Self Potential)法	電位差発生源、電気伝導度	地下水流束、浸透率
電磁誘導(EMI)法	電気伝導度	水分量、粘土含有量、塩分濃度
地下レーダー(GPR)	誘電率、電気伝導度	水分量、間隙率、層序
弾性波探査	弾性係数、バルク密度	岩種、氷含有量、固結度、間隙水置換
弾性波電界 (Seismoelectric)法	電流密度	水分含有量、浸透率
核磁気共鳴(NMR)法	陽子密度	水分含有量、浸透率
重力探査	バルク密度	水分含有量、間隙率
赤外線センサー	温度	蒸発散量、地下水流出域
合成開口レーダー	反射マイクロ波、反射時間(距離)	土壌水分、地下水位

表中でハッチの部分が追記項目である。これから、水分含有量や浸透率という水理特性の評価に、主に電気・電磁探査的な手法が用いられていることが理解される。

表中の弾性波電界 (Seismoelectric) 法とは、弾性波によって生じる孔弾性的な地下水流動挙動が生じさせる電界をトモグラフィ的に解析する手法<sup>2)</sup>であり、岩盤の力学的あるいは水理学的不均質性に対して鋭敏であるという利点を持つ<sup>3)</sup>。

電気・電磁的探査以外では、弾性波探査、重力探査、リモートセンシングが用いられている。これらに関しては、後述するように、例えば弾性波探査は、元来石油探査における適用から、地下水探査に応用されたものである。

以下に、地下水流動の空間的スケール別に、代表的手法の適用性を分類する。

#### (1) 広域 (10km オーダー) を対象とした探査手法

2.1.1 に示した広域スケールの地下水流動を対象とした探査においては、衛星あるいは航空機からのエアボーン探査が有効である。これらに対応する手法は、赤外線センサー、合成開口レーダー等のリモートセンシング、EMI 法、重力探査等が該当する。

一例として、合成開口レーダーの Interferometry の適用例として、広域にわたる被圧帯水層の水位季節変動を評価した事例を示す<sup>4)</sup>。図 2.2-1 は Reeves, et al.<sup>4)</sup>によるコロラド州 San Luis Valley における探査範囲を示したものであり、ここでは離散的な箇所での地表面変位を、数 10km の範囲で測定することで、以下の式で水位変動を評価している。

$$\Delta b = S_{ske} b^* \Delta h \quad (1)$$

ここで、 $\Delta b$  は InSAR は帯水層厚さの変化量、 $S_{ske}$  は帯水層骨格の比貯留率、 $\Delta h$  は水位の変化量である。

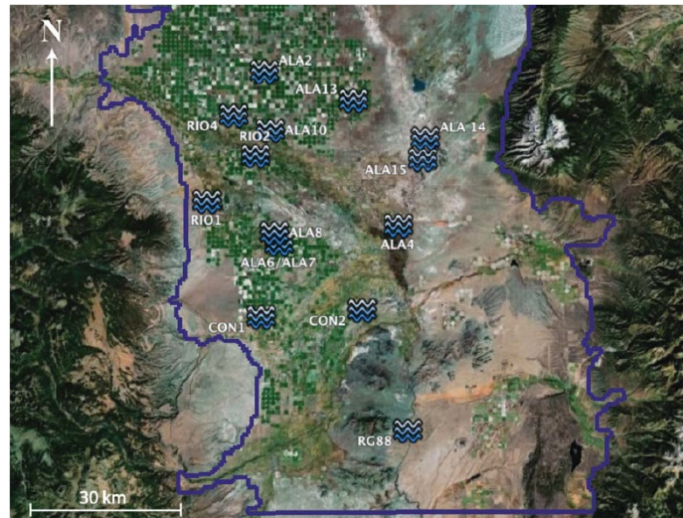


図 2.2-1 InSAR による地下水位測定範囲<sup>4)</sup>

InSAR による地表面変位量をそのまま用いた解析<sup>5)</sup>では、図 2.2-2 に示すように、孔井での水位観測値と式 (1) による水位評価値は、変動傾向は合致しているものの、絶対値は相違が見られる結果となっている<sup>5)</sup>。一方、地表面変位に対して地質統計学による補間を行った結果<sup>4)</sup>、図 2.2-3 に示すように、地表面変位から推定した水位の 60%程度が実測値と合致した結果となり、予測精度が向上している。

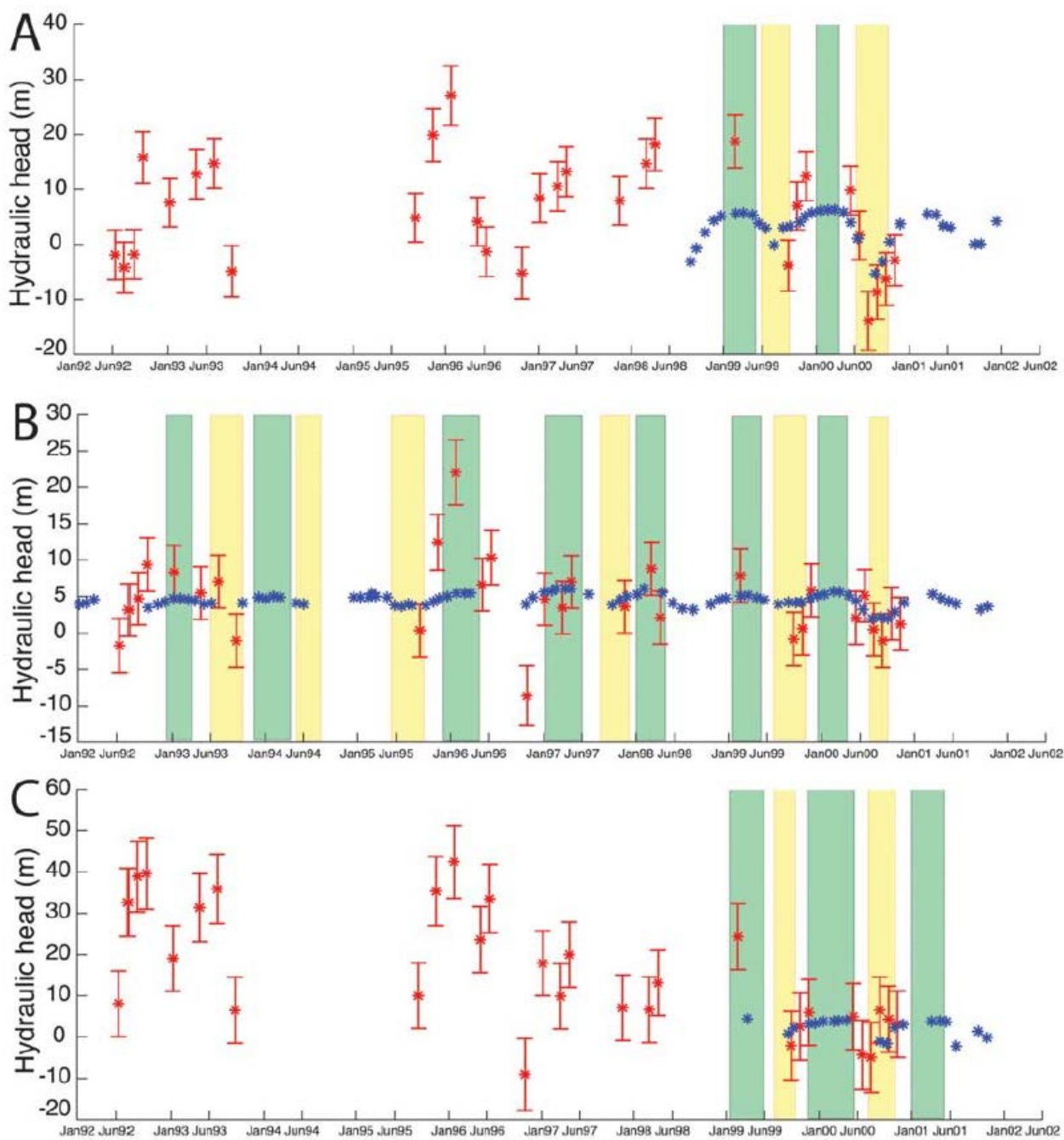


図 2.2-2 ボーリング地点における地表面変位から推定される水位変動と実測値の比較<sup>5)</sup>  
 (赤：推測値，青：実測値) InSAR データをそのまま利用した推定結果

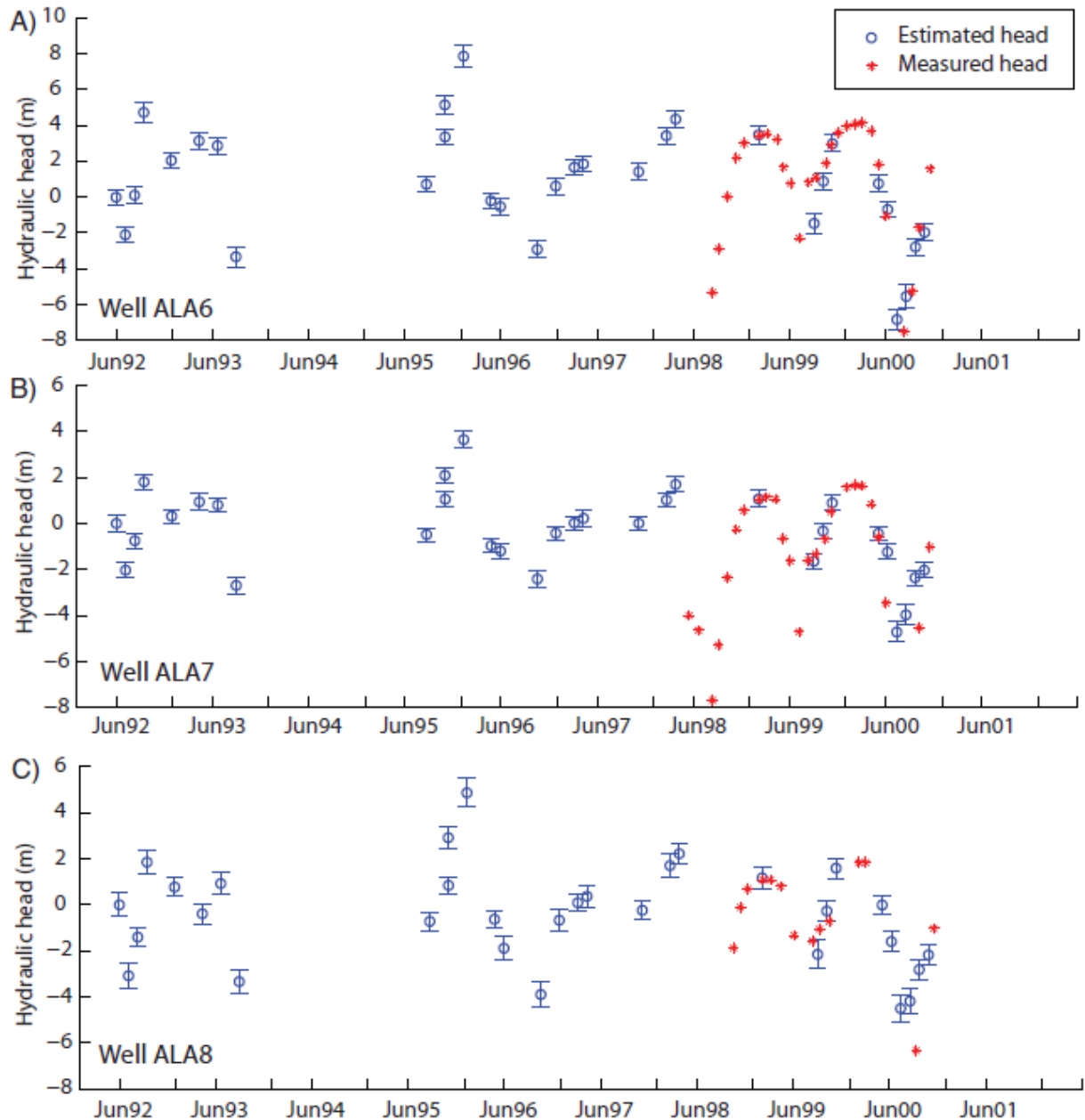


図 2.2-3 InSAR データに地球統計学手法を適用した場合の水位推定値と実測値の比較<sup>4)</sup>

InSAR の事例のように、リモートセンシングやエアボーン探査による広域探査においては、多くの場合に深度方向のデータを得ることを目的としていないことに注意が必要である。例えば、熱赤外を用いた探査では、蒸発散量等の地表面の条件、EMI 法等の電磁探査では、地表面の電気伝導度から土壌水分量を評価する等の、ごく浅部の探査による境界条件の推定に用いられる。

(2) サイトスケール (km オーダー) あるいはそれ以下を対象とした探査手法

1km 程度までのサイトスケールや、それ以下のスケールを対象とした探査においては、深度方向を目的とした地表からの探査や、孔井を用いたトモグラフィーが多く用いられている。

利用される方法としては、比抵抗探査 (トモグラフィー)、電磁探査、弾性波探査、GPR 等

があげられる。探査範囲は、信号が受信できる範囲によって決定されるため、地質状況によって異なる。また、孔井を利用した探査では、探査可能範囲を考慮した孔井配置によって決定される。一般的に、弾性波探査や比抵抗探査は比較的広い範囲を探査可能であるが、GPRは亀裂が少ない岩盤においても最大100m程度の探査範囲であり、地表からの探査では10m程度の範囲の探査領域である。

また、実際に適用する場合には、探査に要する時間（探査の効率性）による探査可能範囲の制約が生じる。図2.2-4に、アクセスが容易な地域2人1組で車両を用いない一断面の探査を行った場合の各種探査手法（周波数領域電磁探査，時間領域電磁探査，比抵抗トモグラフィー）による平面的及び深度方向の探査可能領域を示す<sup>1)</sup>。

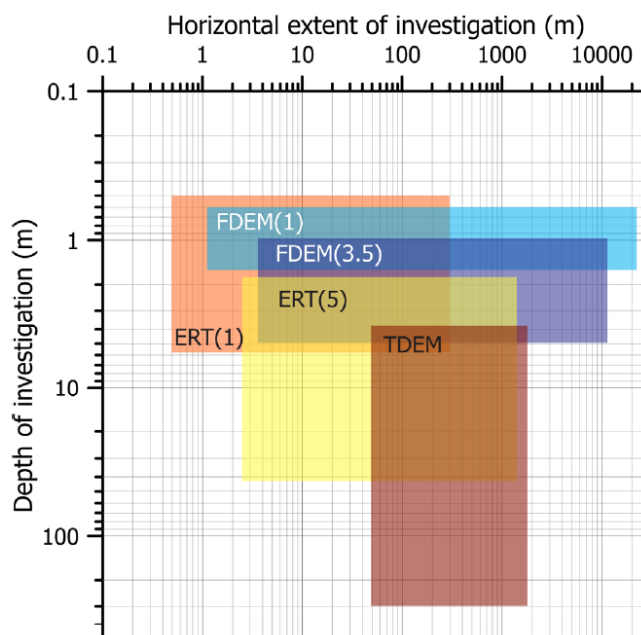


図 2.2-4 電気探査・電磁探査における標準的な調査人員等での探査可能範囲<sup>1)</sup>（FDEM:周波数領域電磁探査，ERT:比抵抗トモグラフィー，TDEM:時間領域電磁探査，数字は ERT 電極間隔及び FDEM コイルサイズ）

これから、周波数領域電磁探査は平面的な探査領域は広いが、深度方向の探査には弱点を持つこと、比抵抗トモグラフィーは電極間隔によって探査可能深度や領域に柔軟に対応可能であるが、電極間隔を広げると分解能は低下すること、中深度処分への適用性を考慮した場合、時間領域電磁探査がほぼ処分深度までの探査が可能であること、ただし、可搬性が劣るため平面的な探査範囲は周波数領域探査よりも制限されることが示されている。

### 2.2.2 広域地下水流動評価における各種調査手法の適用性に関する調査

広域地下水流動評価に物理探査を用いる場合、直接求められる地球物理的特性から、地下水流動の指標や流動状況を評価する際の適用性が最大の問題となる。以下に、実際用いられているいくつかの探査手法に関しての適用性を検討する。

#### (1) 水理特性の評価に関する適用性

地下水流動評価を行うためには、前項で述べたような境界条件の評価に加え、透水係数（浸透率）を探査結果から評価することが必要となる。以下に探査手法ごとの適用性



と課題について示す。

1) 弾性波探査

弾性波探査では、通常の弾性波探査あるいは弾性波トモグラフィーによって求められる弾性波速度から、以下の方法で浸透率を求めている<sup>6)</sup>。

砂と粘土が混合し、水で飽和した媒体に対して、体積弾性率は以下の式で求められる。

$$\frac{K_{sat}}{K_0 - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_0 - K_{dry}} + \frac{K_f}{\phi(K_0 - K_f)} \quad (1)$$

ここで、 $K_{dry}, K_{sat}$ は、それぞれ乾燥及び飽和状態での体積弾性率、 $K_0$ は鉱物の体積弾性率、 $\phi$ は間隙率、 $K_f$ は流体（水と粘土の混合）の体積弾性率である。媒体のP波速度は飽和体積弾性率によって支配的に決定され、P波速度と粘土含有率、粘土含有率と間隙率の関係から、間隙率を推定することができる。そこから、以下のKozeny-Carmanの式から、浸透率を推定している。

$$\kappa = \frac{n^3}{k_0 T^2 S^2} \quad (2)$$

ここで、 $\kappa$ は浸透率、 $T$ は屈曲率、 $S$ は比表面積、 $n$ は間隙率、 $k_0$ は経験的定数である。

この方法以外にもいくつかの換算手法は提案されているが、基本的に弾性波速度から弾性定数を求め、間隙率に換算した上で浸透率を評価するという流れは共通である。ここからも分かるように、適用範囲は多孔質媒体に限られ、そのサイト（試料）特有の物性を求める必要があること、最終的には経験的定数が用いられることから、汎用性が高い手法とは言えない。

2) 電気探査等

Revil and Cathles<sup>7)</sup>によると、電気伝導度と間隙率には以下に示す関係が存在する。

$$\sigma = \frac{\sigma_f}{F} \quad (3)$$

$$F = \phi^m \quad (4)$$

ここで、 $\sigma$ はバルクの電気伝導度、 $\sigma_f$ は間隙流体の電気伝導度、 $F$ は electrical formation factor と呼ばれる空隙形状等で決定される無次元量である。(4)式は経験的に示されている Archie の式であり、べき乗数  $m$  は cementation exponent と呼ばれ、球状粒子の場合には 1.5、完全な球状でない場合や、球状の間隙が細いスロートで結合されている場合は、1.5 より大きくなる。

浸透率  $k$  は、1)と同様に、Kozeny-Carman の式で表されるが、電気化学的なパラメータを用いて、以下の式で置き換えられる。

$$k = \frac{\Lambda^2}{2F} \quad (5)$$

ここで、 $\Lambda$ は、電場から計算される電気的間隙径であり、直接電気伝導度から計算することは困難であるが、以下の式で近似される。

$$\Lambda = \frac{R}{m(F-1)} \approx \frac{R}{mF} \quad (6)$$

$R$ は間隙径である。ここで、 $m$ の値としてポアースロートの形状での3を採用すると、砂あるいは砂岩の浸透率 $k_{sd}$ は、

$$k_{sd} = \frac{R^2}{2m_{sd}^2 F^3} = \frac{d^2(\phi_{sd})^{3m_{sd}}}{24} \quad (7)$$

となる。ここで、 $d$ は間隙の直径であり、 $m_{sd}$ は砂及び砂岩の cementation exponent

であり、ここから浸透率を計算することができる。

ただし、この関係式も経験則あるいは汎用性の無いパラメータを用いており、広く適用できる手法とは言えない。

### 3) 強制分極法

強制分極法で求められる誘電率、臨界周波数、緩和時間等の電磁パラメータを用いることによって、浸透率は以下のように表される<sup>8)</sup>。

$$k = \frac{D_{(+)}^S}{8\pi f_p F} = \frac{\tau_p D_{(+)}^S}{4F} \quad (8)$$

ここで、 $D_{(+)}^S$ はナトリウムに代表される陽イオンの拡散係数、 $\tau_p$ は緩和時間である。Revil<sup>8)</sup>では、室内実験スケールではあるが、様々な浸透率を持つ岩石試料に対して、実測浸透率と(8)から評価された浸透率の比較を行っており、図2-2-5に示すように、広い範囲の浸透率に対して適用性が高い手法であることを示している。

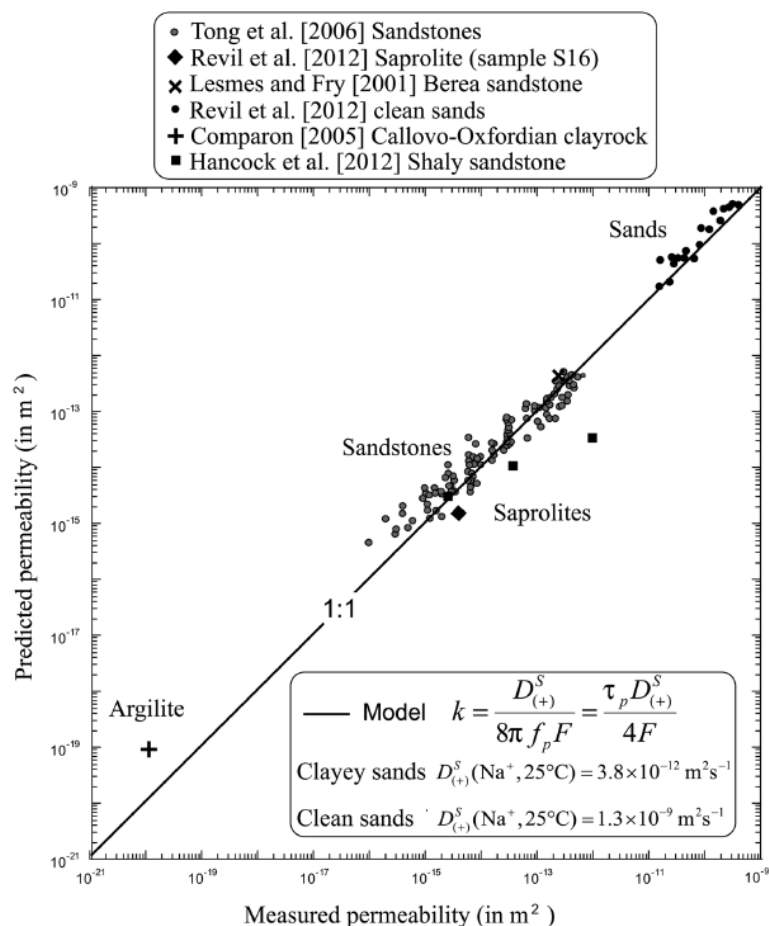


図 2-2-5 岩石の分極特性から評価される浸透率と実測浸透率の比較<sup>8)</sup>

この手法は、一般化を目指したものであり、電気伝導度を用いた評価と比較して適用性は高いと考えられるが、実スケールでの適用性等課題は多い。

### 4) 自然電位法

自然電位法は、地下における流体流動によって生じる電位を主に地表で測定する方法である<sup>9)</sup>。地下水流動に伴う電位の発生は、不圧帯水層においては、地下水

において発生する。例えば、地表面の一点 (P) において観測れる電位差 $\varphi$ (Volt) は、以下の式で表される。

$$\varphi(P) = \frac{C'}{4\pi} \int_{\partial\Omega} (h - h_0) \frac{\mathbf{r} \cdot \mathbf{n}}{r^3} dS + \frac{1}{4\pi} \int_{\Omega} \frac{E}{r} \cdot \frac{\nabla\rho}{\rho} dV \quad (9)$$

ここで、 $\mathbf{n}$  は電位発生点 M における地下水面の外向き法線ベクトル、 $dS$  は M 周辺の地下水面の面要素、 $h$  及び  $h_0$  はそれぞれ M 及び不動点の地下水位、 $\mathbf{r}$  は M と P の間のベクトル、 $r$  は MP 間の距離、 $E = -\nabla\varphi$  は電気動力学のカップリングによって発生する電場、 $\rho$  は比抵抗、 $C' = \frac{\partial\varphi}{\partial h}$  は電気三重層モデル等から評価されるカップリング係数である。Revil, et al.<sup>9)</sup>では、飽和帯からの揚水による地下水面の変化をトモグラフィー的な手法によって解析し、図 2.2-6 に示すような地下水面の分布を得ている。この結果は図中黒丸で示した実測の水位と良い一致を示している。

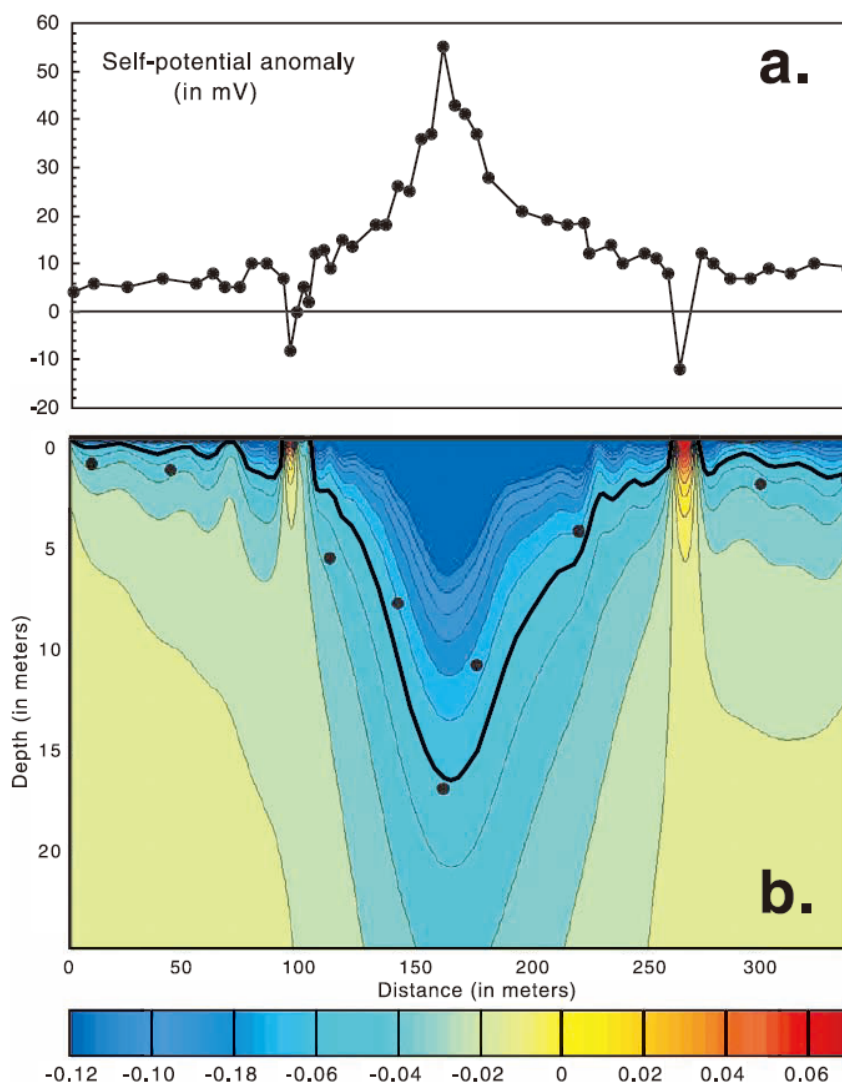


図 2.2-6 自然電位法による揚水時の地下水位解析結果<sup>9)</sup>，a は地表における自然電位計測結果，b はトモグラフィー的な手法による水位解析結果，b のコンターは地下水面の存在確率を示すパラメータ，b 中の黒丸は実測水位を示す。

また, Revil, et al.<sup>9)</sup>では, 同様の手法をキラウエア火山の斜面に適用して, 数十 km の測線に沿った地下水位の分布を評価し, 実測水位と整合性が高い結果を得ている. これらの結果から, 地下水流動が存在する状態 (地形や揚水等に依存する) での地下水位分布の評価に, 自然電位法は適用可能と考えられる.

#### 5) 核磁気共鳴法

核磁気共鳴法は, 現在では石油業界において検層に広く用いられている. Dlubac, et al.<sup>10)</sup>では, NMR で計測される緩和時間 (核スピンの吸収されたラジオ波のエネルギーが放出され元の熱平衡状態へ戻る過程で, それに要する時間) を用いて, ボーリング孔沿いの浸透率 (透水係数) を評価している. 原理は以下に示す通りである.

検層によって得られる様々な空隙形状に起因する緩和時間の平均として, 以下の  $T_{2ML}$  を定義する.

$$T_{2ML} = \exp\left(\frac{\sum A_i \ln(T_{2i})}{\sum A_i}\right) \quad (10)$$

ここで,  $I$  は磁化が消散していく過程で, 空隙形状分布によって異なる段階,  $T_{2i}$  は  $i$  段階の消散に関する緩和時間,  $A_i$  は  $i$  段階の磁化に関する振幅である. 緩和時間は空隙の堆積及び比表面積に異存する値であるため, ここから Kozery-Carman の式を改良して 2 種類の方法で浸透率を求める. 一つ目は, SDR(Schlumberger Doll Research)法であり, 浸透率を以下の式で計算する.

$$k_{SDR} = b\phi^m T_{2ML}^2 \quad (11)$$

ここで,  $\phi$  は間隙率,  $b$  及び  $m$  は経験的に得られるパラメータである.  $m$  に関しては流れに関連する空隙の割合を示すパラメータであり, 室内実験によって 4 が提案されている.

もう一つの方法は, Timur-Coated(T-C)法であり, 可動性の空隙流体量(FFI)と, もう感圧によって不動態となっている空隙流体量(BVI)を室内実験によって評価し, 以下の式で浸透率を求めている.

$$k_{T-C} = c\phi^m \left(\frac{FFI}{BVI}\right)^2 \quad (12)$$

ここで,  $c$  及び  $m$  は経験的に求められるパラメータである. Dlubac, et al.<sup>10)</sup>では, ネブラスカ州 Lexington の High Plains 帯水層 (未固結から半固結の砂礫, 砂岩, シルト等から構成) の深度 138m のボーリング孔に適用している. 図 2.2-7 に, NMR 検層とフローメーター検層及び水理試験の結果を比較した結果を示す. 図中の a) は(11)及び(12)式における経験的パラメータとして一般的な値を用いた場合, b) はフローメーター検層結果から, 経験的パラメータを最適化した場合の結果である. これから, NMR 検層によって, フローメーター検層と比較してほぼ 1 オーダー以内の誤差で浸透率を評価することが可能であることを示している.

本手法は, あくまでボーリング孔を用いた検層によるものであるため, その他の面的あるいは三次元的探査手法を補間するデータとしてはあるが, 検層機器が小型化されており, かつ調査も塩ビケーシング設置後で可能であるため, 原位置水理試験との併用による適用性の拡大が期待できる. ただし, 浸透率の推定には, 経験的パラメータが必要なため, ほぼ 1 オーダーの誤差を見込む必要はあろう.

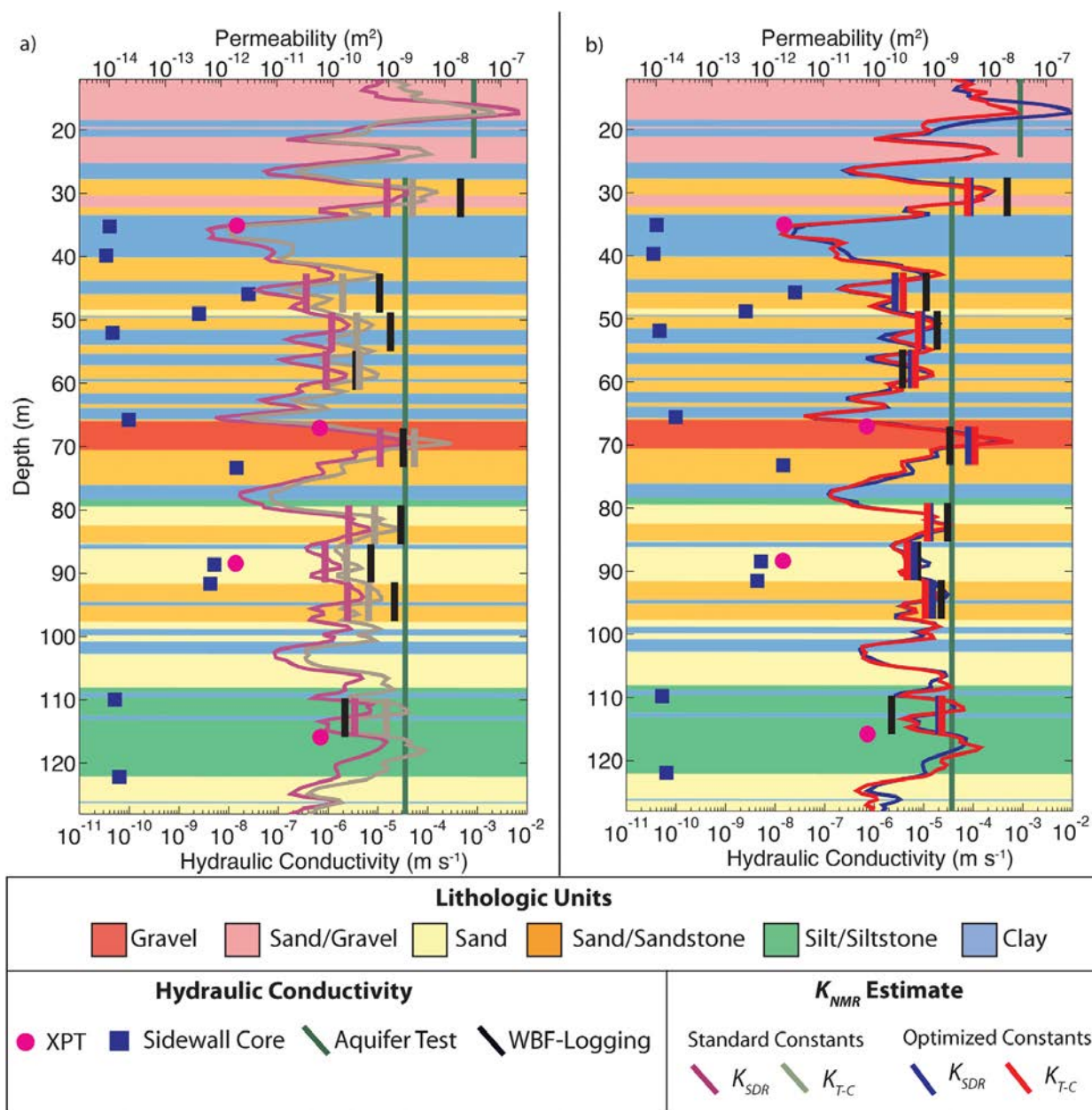


図 2.2-7 NMR 検層による浸透率（透水係数）推定値と、フローメーター検層，原位置水理試験結果との比較，a)は経験的パラメータとして一般的な値を使用，b)はフローメーター検層結果によるパラメータの最適化を実施した結果<sup>10)</sup>

以上の結果から，地下水流動モデル構築のための水理パラメータを物理探査から推定する試みは，多くの物理探査手法を対象として，室内試験，原位置試験ともに行われている．しかしながら，具体的に浸透率等のパラメータを推定する際には，経験的なパラメータを用いざるを得ないため，汎用性はそれほど高く無い．また，多くの方法において，浸透率の推定に際して，多孔質媒体を対象とした Kozeny-Carman の式を用いているため，亀裂性媒体における適用は困難である．一般化に向けた検討は，強制分極法等で端緒に付いた段階と考えられる．ただし，浸透率等を評価する手法では無く，自然電位法による地下水面の推定に関しては，地形勾配が比較的大きな地域，あるいは揚水による人為的な流動を発生された状態での広域における適用は十分可能と考えられる．

(2) 地下水流動場等の可視化に関する適用性

前項で見たような、地下水流動モデル構築に用いるパラメータを評価する方法のみでは無く、地下水流動の状況を経時的な探査によって可視化するために、電気探査が用いられた事例はいくつか存在する。

例えば、小島ほか<sup>11)</sup>では、花崗岩のダム基礎岩盤において地表面と調査横坑を用いて、数十 m のスケールでの比抵抗トモグラフィーを実施し、塩水トレーサーの注入後の一定間隔で測定を実施し、初期からの変化率を計算することによって、塩水トレーサーの流動状況を把握している。結果の例を図 2.2-8 に示す。

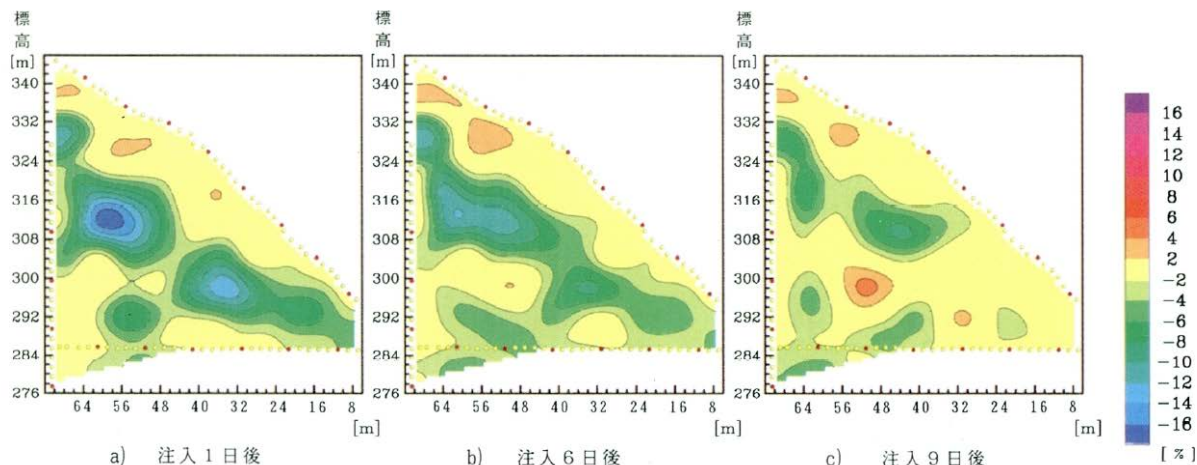


図 2.2-8 塩水トレーサー注入による比抵抗分布の変化率<sup>11)</sup>

類似の方法として、不飽和帯に対して水を注入した場合の移流状況を、10m 程度の領域のボーリング孔を用いた経時的な比抵抗トモグラフィーで評価した事例が存在する<sup>12)</sup>。

また、可視化に加え、数値実験の段階ではあるが、経時的な比抵抗トモグラフィー結果から、トレーサーのブレイクスルーカーブを求めることで、流線沿いの流速を評価し、そこから透水係数分布までを推定するという試みも研究されている<sup>13)</sup>。

比抵抗以外の方法として、GPR トモグラフィーデータ及びフローメーター検層からベイズ統計を用いて浸透率分布を推定し、トレーサー試験の結果と比較を行った事例<sup>14)</sup>が存在するが、探査範囲は 10m 程度に留まっている。

最近では、水理特性と物理特性の相関を利用して、物理探査（主に比抵抗）及び水理的調査の結果を、両者のシミュレーションと逆解析によって最適化するという連成逆解析が、数値実験<sup>14)</sup>あるいは小規模領域での原位置試験を対象<sup>15)</sup>に適用されている。連成逆解析のフローチャートを図 2.2-9 に示す。

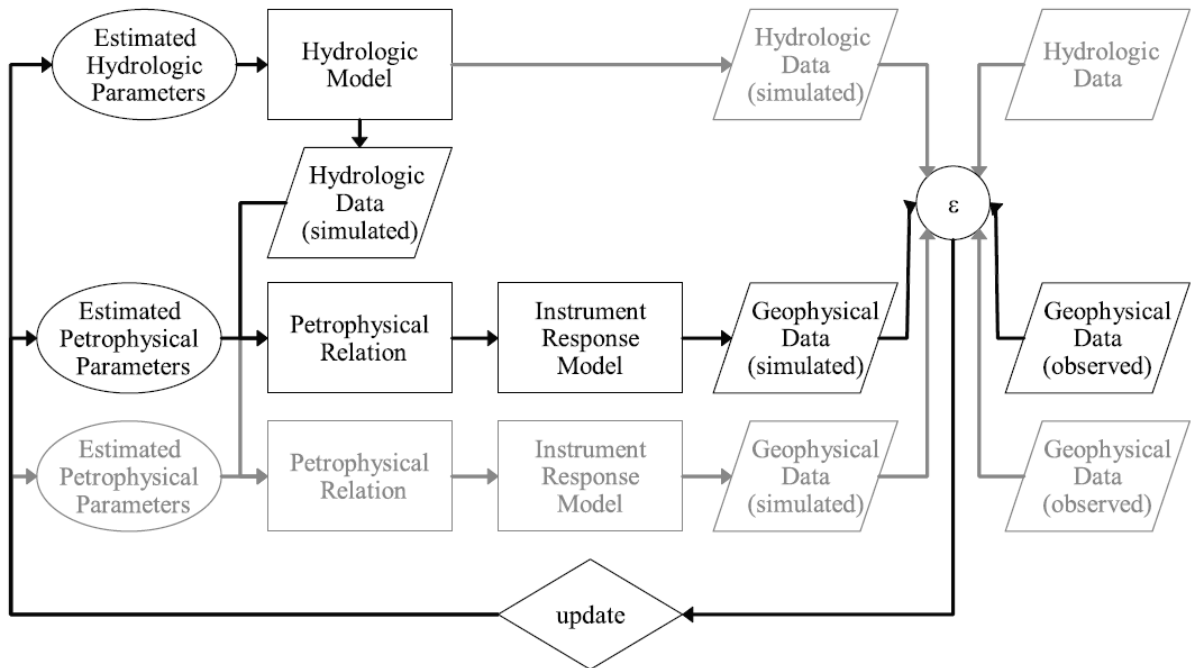


図 2.2-10 物理探査—地下水流動連成逆解析のフローチャート 16)

地下水流動を可視化する目的での物理探査は、比較的小規模な調査（10m から最大数 10m の範囲）においては比較的良好な結果が示されている。中深度処分等の放射性廃棄物処分に適用する際には、ニアフィールドスケールと処分場スケールの間の空間スケールと考えられるため、広域スケールのモデル化に対して直接的に有効な手法とは言えない。しかしながら、事前の地質調査や水文調査において、例えば断層周辺の地下水流動等で、特に問題となる領域が抽出された場合に、その領域を重点的に調査するという点では実用的と考えられる。

### 2.2.3 物理探査手法の地下水流動モデルへの適用に関するまとめ

2.2.2 において、特に広域地下水流動モデル構築を行う場合の物理探査手法の適用性の検討結果を示した。検討結果から、物理探査手法の適用性に関して、表 2.2-2 に取りまとめる。

表 2.2-2 地下水流動モデルに対する物理探査手法の適用性まとめ

探査手法	平面スケール	深度方向	地下水流動モデルへの適用範囲	備考
比抵抗探査	~1000m (適用事例は数10m)	数10m	浸透率分布, トレーサー流動の可視化	・探査範囲と空間分解能はトレードオフ ・浸透率分布推定は経験的パラメータ
時間領域IP法	~1000m	100m	浸透率分布	・浸透率分布推定は経験的パラメータ (一般化に向けた検討が研究中)
自然電位法	~数10km	100m	不圧帯水層地下水位分布	・自然あるいは人為的地下水流動が必要 ・揚水と併用する場合等には比較的短時間で探査可能な範囲のみに適用
地下レーダー	~10m	10m	浸透率分布	・浸透率分布は経験的パラメータが必要
弾性波探査	~1000m	数100m	浸透率分布	・浸透率分布は経験的パラメータが必要
核磁気共鳴(NMR)	ボーリング孔	100m程度	浸透率分布	・検層による評価
重力探査	数10km	—	地下水位変動 (深度情報無し)	・定量的な評価は研究途上
リモートセンシング	数10km	地表あるいは極表層	境界条件 (蒸発散), 地下水位変動	・土地利用状況によって適用性制限

ここでまとめたように、地下水流動（トレーサー流動）の可視化を目的とした比抵抗探査は、最大でも 1000m の平面スケール、実際に適用された事例は数 10m 程度である。三次元的な探査範囲は空間分解能とのトレードオフとなると同時に、経時的な変動を評価するという点で、一回の探査に長時間を要すると、探査を行っている間に状態が変化してしまう可能性もあるため、適用に関しては留意が必要である。また、水理特性を評価する解析手法は、多くが間隙率と浸透率の関係を用いているため、多孔質媒体への適用に限られることや経験的なパラメータを用いる必要がある等の理由で、汎用性のある定量的評価手法とは言えない。ただし、トレーサー流動の評価において、水理解析と連成した逆解析を用いる等の最近の解析手法を用いることによって、比較的適用可能範囲を広げることが期待される。

数十 km 程度までの広域地下水流動への適用性という点では、地表あるいは地表近傍に限定されるリモートセンシングや重力探査による水位変動、境界条件の推定、または地下水の流動が存在する場における自然電位法による水位の評価に限られる。

物理探査の地下水流動評価への適用に関する今後の課題としては、以下の項目があげられる。

- 広域スケールの評価という点では、現段階では局所的な異常を示す点としての評価にとどまっている。
- 広範かつ自律的なモニタリング手法（例えば光ファイバーを用いた温度測定や自然  $\gamma$  線等）の適用が望まれる。
- 複数の探査手法の組み合わせによつて評価が有効
- 先験情報や水理調査との組み合わせによる不確実性の評価や低減

先験情報によるモデルの制約に関しては、重要な課題ではあるが、注意が必要である。例えば ScheibandChien<sup>17)</sup>ではボーリング調査、フローメーター検層及びレーダートモグラフィーの解釈結果から、100m×100m 程度の領域に対して図 2.2-11 に示すような複数の水理地質構造モデルを構築し、トレーサー試験の解析と実測結果を比較している。

それぞれのケースでの実測と解析のブレイクスルーカーブを比較したところ、レーダートモグラフィーの2次元解釈断面を制約条件としたケースでは、制約条件が無いケースと比較して実測の再現性が向上しているが、フローメーター検層の多数の点データを制約条件としたケースでは、再現性が向上しないという結果となっている。これは、試験の誤差や対象とする空間スケールと試験のスケールが大きく異なることが原因と考えられている。



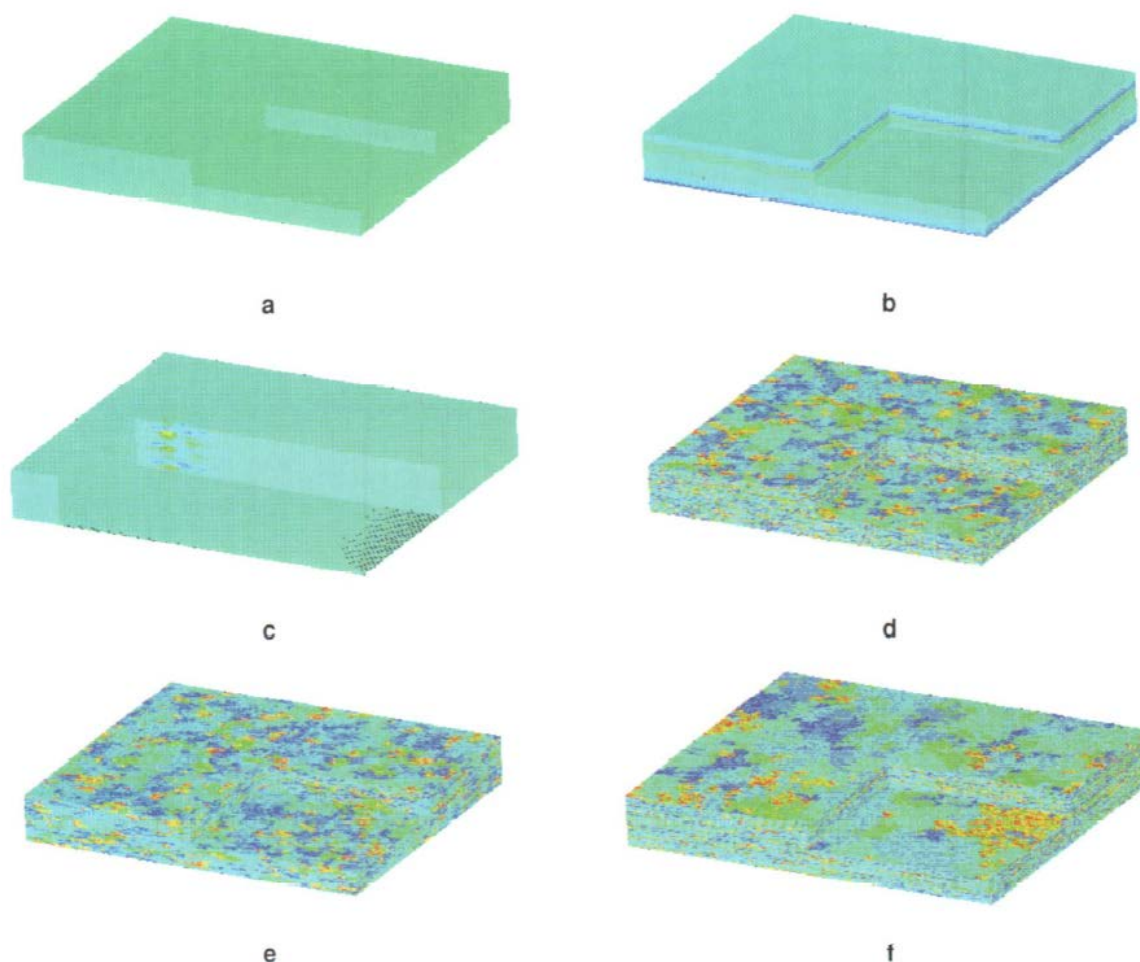


図 2.2-11 先験情報に基づく水理地質構造モデルの例<sup>17)</sup> (a: 均質モデル, b: 層状構造モデル, c: フローメーター検層から Kriging によって求めた不均質モデル, d: 制約条件を用いない統計的モデル, e: フローメーター検層結果を制約条件とした統計的モデル, f: レーダートモグラフィ解釈結果を制約条件とした統計的モデル)

### 【まとめと今後の課題】

本節では、限られたボーリング調査を補間する目的での物理探査手法を用いた地下水流動、特に広域地下水流動モデルの構築への適用事例、適用性や課題の抽出を行った。検討を行った結果を以下にまとめる。

- 特に、電気、電磁探査を中心として、物理探査手法は地下水流動モデル構築に必要な水理パラメータの評価や地下水流動の可視化という点で広く用いられている。
- しかしながら、浸透率等の水理パラメータの評価という点では、汎用的な評価手法は存在しない。
- 地下水流動（あるいは変動）の可視化という点では、比抵抗探査の適用事例が多いが、空間スケールは最大で 100m 程度の範囲に限られる。
- 広域地下水流動モデルに適用可能な方法は、自然電位法、リモートセンシング等に限定される。
- 物性値を直接評価するのではなく、地下水流動解析と物理探査解析を連成させた逆解析手法が有効である。

今後の課題で重要なものは、原位置水理試験等の先験情報によるモデル制約と考えられる。トモグラフィー的な物理探査による断面情報をモデル制約条件とすることは有用であるが、個別の水理試験結果で与えられる点の情報を制約条件とすることは有用ではないことが示された。従って、汎用性に欠けたとしても、トモグラフィー結果から求められた浸透率の面内の分布等を地下水流動モデル構築に対して有効利用するための方法論の確立が重要となる。

【引用文献】

- 1) Binley A, Hubbard SS, Huisman JA, Revil A, Robinson DA, Singha K, Slater LD (2015). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resour Res.*51:3837-.3866.
- 2) Sava P, Revil A, Karaoulis M (2014). High definition cross-well electrical resistivity imaging using seismoelectric focusing and image-guided inversion. *Geophysical Journal International.*198(2):880-894.
- 3) Hunt CW, Worthington MH (2000). Borehole electrokinetic responses in fracture dominated hydraulically conductive zones. *Geophys Res Lett.*27(9):1315-1318.
- 4) Reeves JA, Knight R., Zebker HA, Kitanidis PK, Schreuder WA (2014). Estimating temporal changes in hydraulic head using InSAR data in the San Luis Valley, Colorado. *Water Resour Res.*50:4459-4473.
- 5) Reeves JA, Knight R, Zebker HA, Schreuder WA, Agram PS, Lauknes TR (2011). High quality InSAR data linked to seasonal change in hydraulic head for an agricultural area in the San Luis Valley, Colorado. *Water Resour Res.*47.
- 6) Rubin Y, Mavko G, Harris J (1992). Mapping Permeability in Heterogeneous Aquifers Using Hydrologic and Seismic Data,. *Water Resour Res.*28(7):1809-1816.
- 7) Revil A, Cathles LM (1999). Permeability of shaly sands. *Water Resour Res.*35(3):651-662.
- 8) Revil A (2013). Effective conductivity and permittivity of unsaturated porous materials in the frequency range 1 mHz–1GHz. *Water Resour Res.*49:doi:10.1029/2012WR012700.
- 9) Revil A, Naudet V, Nouzaret J, Pessel M (2003). Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrogeological applications. *Water Resour Res.*49:744-766.
- 10) Dlubac K, Knight R, Song Y-Q, Bachman N, Grau B, Cannia J, Williams J (2013). Use of NMR logging to obtain estimates of hydraulic conductivity in the High Plains aquifer, Nebraska, USA. *Water Resour Res.*49:1871-1886.
- 11) 小島圭二, 神尾重雄, 石橋弘道, 内山成和, 斎藤秀樹, 島裕雅 (1989). ジオトモグラフィーによる岩盤の画像化 (その2) -岩盤内の地下水の流れの画像化-. *応用地質.*30(4):1-10.
- 12) Daily W, Ramirez A, LaBrecque D, Nitao J (1992). Electrical Resistivity Tomography of Vadose Water Movement. *Water Resour Res.*28(5):1429-1442.
- 13) Vanderborght J, Kemna A, Hardelauf H, Vereecken H (2005). Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study. *Water Resour Res.*41:W06013.
- 14) Hubbard SS, Chen J, Peterson J, Majer EL, Williams KH, Swift DJ, Mailloux B, Rubin Y (2001). Hydrogeological characterization of the South Oyster Bacterial Transport Site using geophysical data. *Water Resour Res.*37(10):2431-2456.
- 15) Kowalsky MB, Gasperikova E, Finsterle S, Watson D, Baker G, Hubbard SS (2011). Coupled modeling of hydrogeochemical and electrical resistivity data for exploring the impact of recharge on subsurface contamination. *Water Resour Res.*47.
- 16) Hinnell AC, Ferré TPA, Vrugt JA, Huisman JA, Moysey S, Rings J, Kowalsky MB (2010).

Improved extraction of hydrologic information from geophysical data through coupled hydrogeophysical inversion. *Water Resour Res.*46:W00D40.

- 17) Scheibe TD, Chien YJ (2003). An evaluation of conditioning data for solute transport prediction. *Ground Water.*41(2):128-141.



### 3. 地質及び水理環境モニタリングの手法、計画等の妥当性に関する科学的・技術的知見の取得

中深度処分においては、地下水流動の状態に加えて、人工バリアや天然バリアが設計を逸脱することなく性能を発揮しつつあることを確認するために、バリア及び地下水等の状態等を確認するためのデータ取得（以下「地下水等モニタリング」という。）が重要である。これらを確認するためには、廃棄物埋設地周辺の地質構造を把握することに加え、地下水流動や水質等の水理環境状態を建設前の段階から把握し、廃棄物埋設地及び坑道の建設が地質及び水理環境に与える影響や埋戻しによる水位回復過程を地下水等モニタリングによって把握する必要がある。このことは処分の安全確保及び掘削制限範囲の設定の観点から非常に重要な事項である。

そこで、地質構造を考慮した地下水流動や水質の変動を把握するための効率的なモニタリング装置及びその配置や必要とされるモニタリング項目・期間等適切なモニタリング計画を設定するための関連事項及び掘削制限範囲の設定のための知見を整理する。

#### 【具体的実施内容】

平成31年度は、主に文献等からの事例収集を中心として、以下の内容で業務を実施した。

##### 1) 適切なモニタリング計画を設定するための関連事項に関する知見の整理

過年度に収集・整理した国内における大規模地下空間利用のモニタリング事例に加え、国際共同研究等で実施されている放射性廃棄物処分を目的としたモニタリング研究の成果を収集し、モニタリング装置や配置等の情報を取りまとめる。その上で、過年度事業で収集・整理した事例と本年度の収集事例を参考とし、特に沿岸域堆積岩地域を対象として長期のモニタリングを実施する際のモニタリング孔の配置、モニタリング装置、地下水流動系及びその擾乱の評価を行うために必要かつ継続的にデータ取得が可能な最低限のモニタリング項目等に関する取りまとめを行う。

##### 2) 掘削制限範囲設定のための知見の整理

廃棄物埋設地直上に加えて設定すべき掘削制限範囲の考え方を、地質構造を考慮した地下水流動系及び廃棄物埋設地建設の影響範囲等の観点から整理するために、上北平野の掘削調査等で取得される水理特性を参考とした解析的な手法による影響範囲の把握を行う。それらの結果から掘削制限範囲を設定した上での適切なモニタリング計画及びモニタリングデータのフィードバックによるモニタリング計画の変更等に関する考え方を整理する。

#### 【成果】

### 3.1 適切なモニタリング計画を設定するための関連事項に関する知見の整理

#### 3.1.1 モニタリング研究の成果の収集

今年度は国際機関 IAEA、国際共同研究 MODERN2020、米国、フィンランド、スウェーデン、フランスを対象としてモニタリング研究の成果を収集した。IAEA は研究機関ではないが、モニタリング項目・期間等適切なモニタリング計画を設定するための関連事項として対象に含めた。各国の事例については、基本的な水理地質構造、規制者のモニタリングへの対応、モニタリング対象（調査項目）の選定方法、モニタリング装置の配置・仕様、モニタリングのスケジュール、測定データの評価と運用といった視点で整理した。また、過年度収集・整理した国内事例についても補足した。

##### 3.1.1.1 IAEA

放射性廃棄物の処分に係るモニタリングの目的として IAEA は次の 5 項目をあげている<sup>1)</sup>。  
1.規制要求および許可条件に適合することを示す。2.セーフティケース通りに期待する性能を処分システムが示すことを検証する。3.安全を評価するために重要な仮定やモデルが実際の条件と一致しているか検証する。4.サイト選定、建設、操業、閉鎖、閉鎖後という一連の事業段階において将来予想される決定を支援するための施設、サイト及び周辺の情報のデータベース

への寄与. 5.公衆への情報の提供.

さらにモニタリング計画を設計する際の考え方として次の3項目をあげている. 1.モニタリング計画は施設閉鎖後の全体的な安全のレベルを減ずることのないように計画・実施されねばならない. 2.モニタリング計画は **graded approach** に則って計画されるべきである. 3.モニタリングはそれにより得られる情報とそれに起因する損傷という得失のバランスを含むものである.

こうしたモニタリングの目的や考え方を具体化する際において, 廃棄物のインベントリ, 廃棄物の特性, 施設のタイプと設計, サイトの特性, 施設の開発段階を技術的要素の鍵として考慮すべきとしている. 以上の要素は核種及び汚染物質が処分施設から将来放出される場合の経路, 量, 期間に影響する. これらを勘案した上で一般的には処分事業は放射能レベルに応じて, 地層処分, 中深度処分, 浅地中処分などと分類されるが, モニタリングもそれに応じたものが計画される. すでに記したように中深度処分の対象となる中レベル廃棄物 (ILW) についてのモニタリングのアプローチは地層処分のそれに似ている<sup>1)</sup>ことから, 知見の充実している地層処分を中心に国際機関 IAEA, ヨーロッパを中心とした国際共同研究プロジェクト MODERN2020 及び諸外国のモニタリングについて検討した.

IAEAはTECDOC-1208として「高レベル放射性廃棄物の地層処分のモニタリング」<sup>2)</sup>, SSR-5「放射性廃棄物の処分」<sup>3)</sup>及びSSG-14「放射性廃棄物の地層処分施設」<sup>4)</sup>, SSG-23「放射性廃棄物処分のセーフティケースと安全評価」<sup>5)</sup>, SSG-31「放射性廃棄物処分施設のモニタリング及びサーベイランス」<sup>1)</sup>を公表している. SSR-5, SSG-14 及びSSG-23 はいずれも放射性廃棄物処分における安全評価あるいはセーフティケースについての包括的な説明の一部としてモニタリングの目的と必要性を説くものであるのにたいして, SSG-31はTECDOC-1208の内容をおおむね包絡しつつモニタリングに視野を絞ってさまざまな角度から一般的な原則を提示している.

そこで, まずSSG-31が示すさまざまな角度からの原則について整理する. SSG-31は**graded approach**について再度言及した上で, モニタリング計画の設計で考慮されるべき事項として次のことをあげている. その際, 特に特定(**identification**)と正当化(**justification**)を強調する.

- セーフティケースにおいて重要な性質, プロセス, 現象(補註:FEPs)及び観測可能な量の選択.
- モニタリング計画のスコープと目的の確立.
- モニタリング計画の独立した評価のためのプロセスの確立.
- セーフティケースにおいて重要な性質, プロセス, 現象(補註:FEPs), 観測可能な量, モニタリングのスコープと目的及び利用可能なモニタリング技術とその特徴をふまえた手法の選択.
- 機器提供者の評価と認証を検証するプロセスの確立.
- 測定地点の選択.
- モニタリングの期間と頻度.
- 機器の選択.
- 測定期間に応じたモニタリング技術の頑健性の評価.
- 測定結果をどのように利用するか及びコミュニケーションするかについての仕様.
- 規制の根拠及びセーフティケースに用いられている仮定やモデルについてのアクションのレベルの確立.
- アクションのレベルを越えるイベントについてどのようなアクションを行うかの決断.
- モニタリング結果のレポート及び管理の具体的な内容.
- モニタリングの利点のコスト及びそれに起因する障害の間でのバランス.
- モニタリング結果についての許容範囲の設定とそれを越えた場合の明確なアクションプランの確立.
- モニタリング機器の除去の手続きの確立.

● モニタリングデータの適切な文書化とアーカイブシステムの確立.

モニタリングの対象として、現象の鍵となるパラメータが直接測定できないことも多く、その場合はそれに代えて推論的な方法による必要がある。一つのパラメータのモニタリングにいくつもの別個の測定の結果の解釈が必要となる場合がある。たとえば、地下水の流速や透水性のような物性は水頭などから推定される。また、性質が類似する代替的な施設あるいはデモンストレーションまたはパイロット処分施設のモニタリングを利用しても有用な情報が得られることもある。

モニタリングの位置及び頻度、開始時期、レビュー、信頼性について具体的な方策を考える上での一般的な指針について地下水を念頭に置いて以下のように示している。

- ソースまたはソースの勾配下方直近.
- 高透水性ゾーンまたは汚染物質の最高濃度のゾーン.
- 上昇流(plume)の縁辺部分や境界.
- 汚染及び非汚染地化学的設定における代表的地域.
- サイトの水文地質学的モニタリングを補足する地域.
- 規制者の要求する地点.

モニタリングの適切な頻度設定に際して以下を踏まえるべきとする。

- 地下水流動と自然な減衰過程の結果予測される汚染物質濃度の変化の速さ.
- こうした変化の原因についての理解度(補註:不確実性).
- 評価のタイプ.
- 場所によって異なる影響の受容度.
- サイトを(汚染からの)修復する場合の目標.

また次のような理由による頻度の増減を許容している。

- 水文学的、地球化学的及び汚染物質の傾向が安定し、モニタリングデータによってサイトの概念モデルが検証された場合はモニタリングの頻度を減らす.
- 変動性が高い場合はモニタリングの頻度を増やし、データの傾向が数年にわたって安定している場合は減らす.
- 地下水流動パターンの特徴把握の向上のためのベースライン条件の確立の間、地下水位のモニタリングの頻度を増やす.
- パラメータの関連性や情報の冗長性を考慮した頻度の増減.
- サイトの性能評価への影響が想定されない特定のパラメータのモニタリングについては大幅に削減または省略する.

モニタリングの開始時期とレビューに関しては、モニタリングプログラムは施設の全運用期間にわたるステージを考慮して確立されるべきで、サイト選定の初期プロセスからできるだけ早く開始され、建設から閉鎖に至る進捗に応じて向上し、モニタリング技術は必要・可能な時点で最新のものとされるべきである。さらにアップデートデータはセーフティケースや安全評価の強化に資すべきとされる。また、レビューは開発の初期段階から定期的実施され、必要であれば規制者の認可の対象であるべきとされる。モニタリングの信頼性については、モニタリングを計画するうえで、モニタリングデータの信頼性を十分な情報の冗長性、独立的な値の検証、頑健な装置及びデザインを用いるといった方法で検証される必要があるとされる。なお、その際にナチュラルアナログの利用も有用とされる。さらに事業段階ごとに次のような目標を示している。

**[操業前の期間のモニタリング]**

- サイトの適合性の評価に寄与すること。
- 施設のデザインのためのインプットデータとなること。
- 操業時及び閉鎖後セーフティケースに必要なインプットデータとなること。
- 後続のモニタリング結果との比較のためのベースライン条件の確立。
- 操業時期のためのモニタリングプログラムのデザインに資すること。

ベースラインモニタリングは連続的または定期的な観測によって得られるパラメータの初期値の測定に関するものであり、そのスコープは基礎地球科学、工学及び環境の理解ならびに処分システムの操業・閉鎖後の安全評価への情報となりうる条件やパラメータを含む。たとえばベースラインモニタリングは建設・操業・閉鎖後の岩石及び地下水システムの変化ならびに処分施設による自然プロセス及び環境への影響の評価に用いられる。モニタリングプログラムはサイト調査の段階から始まることになる。

**[操業時のモニタリング]**

操業時のモニタリングは施工に伴う性能の確認ならびに操業安全（労働者の被ばく管理を含む）及び公衆、環境への影響の可能性の評価に係るものが主にあげられているが、放射線レベル等の予測モデリングのための放射性核種の環境への放出データの提供もあげられている。安全評価の更新及び改善に向けたデータの積み増しであるが、操業段階での許可条件の一部として性能確認として規制側が求めることもある。これらは建設許可時の技術的な残余の不確実性の管理に使用しうるが、これをもって規制側の精査及び処分施設開発当初のセーフティケースにおける不確実性の注意深い考察を省いてはならない。また、モニタリングプログラムは通常操業時のみならず事故時の処分システムからの放射性物質の放出についても規制側の要求に応じるべきものである。

**[閉鎖後のモニタリング]**

閉鎖後のモニタリングの目的の一つは処分施設に由来する放射性物質及び有毒物質を検出することであるが、その重要性は処分施設のタイプにより異なる。能動的管理から受動的管理に移行する判断あるいはモニタリングの終了を認める情報が含まれるべきである。

**[緊急時対応のモニタリング]**

処分施設は受動管理にゆだねられるように設計、建設、操業されるので突発的な機能喪失はおこりがたいが低確率の事象を含めた様々な事象に対する緊急対応は確立されていなければならない。モニタリングもその一環として即応したデータが提供されるべきである。

**3.1.1.2 MODERN2020**

MODERN2020は2009年から2013年までの4年間に実施されたヨーロッパでの共同研究プロジェクト MoDeRn (The Monitoring Developments for Safe Repository Operation and Staged Closure)の後継プロジェクトと位置づけられる。先行プロジェクトの MoDeRn は、1)モニタリングの目標と戦略、2)モニタリング技術、3)モニタリング計画のケーススタディの説明、4)ステークホルダーの関与、の4つのセクションに分かれて成果を出した。MODERN2020は残された課題の解決に向けたプロジェクトと位置づけられている。現時点でMODERN2020について参照できる公表されている成果は6つのワークパッケージのうちの1つ WP2の報告 Derivarable D2.1<sup>6)</sup>及び第2回国際会議のプレゼンテーション資料である。第2回国際会議のプレゼンテーション資料は各国のケーススタディであるので以後の各国の項目で言及し、ここでは Derivarable D2.1について整理する。先行プロジェクトである MoDeRn は施設及びニアワールドのモニタリングに焦点を絞っており、MODERN2020もその路線を継承している。



Derivarable D2.1 は以下の4つの目標を掲げている。

- 閉鎖後セーフティケースにおけるモニタリングの役割の評価。
- 高度なモニタリング戦略の評価。
- 処分施設設置に際してモニタリング情報を必要とする決定の範囲の考察。
- 国により異なるモニタリング事情に応じたモニタリングパラメータリストを作成するためのスクリーニング手法の開発。

閉鎖後セーフティケースにおけるモニタリングの役割の評価に関して、これまで国際機関(IAEA, NEA)において議論されてきた内容を踏襲している。当該の章では主に NEA の文書が参照されている。なお、IAEA の文書については TECDOC-1208 及び SSG-23 までのセーフティスタンダード等が参照されるが、モニタリングを主題とした SSG-31 を全く参照していないのは先行文献で十分カバーされていると判断したからであろうか。また、不確実性を減らす上でのモニタリングの役割についてもやや詳しく考察されている。

特に高度なモニタリング戦略において、回収、パイロット施設、地下実験施設のモニタリング戦略上の位置づけについて表 3.1.1.2-1 のように得失をあげて整理している。

表 3.1.1.2-1 モニタリングを実施する場合に考慮する手段の長所と短所<sup>6)</sup>

手段	長所	短所
回収性なしのその場観測	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 実処分場の条件を反映</li> <li>● 廃棄パッケージの回収に伴われる安全上のリスクを回避</li> <li>● モニタリング装置の耐用期間のみに制約されるモニタリング期間</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● EBS 機能の潜在的な毀損</li> <li>● モニタリングできるパラメータに制約</li> <li>● モニタリング結果の信頼性が問われがち</li> <li>● 好適な機器の開発に時間とコストがかかりがち</li> </ul>
回収性ありのその場観測	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 実処分場の条件を反映</li> <li>● 最終的に EBS 機能を毀損しない</li> <li>● 有線のシステムが使用できより多くのパラメータがモニタリングできる</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 廃棄パッケージの回収に安全上のリスクがある</li> <li>● 有線システムの場合、それ自体がモニタリングするプロセスに影響する可能性</li> <li>● 処分場閉鎖前の回収の必要性によりモニタリング期間が制約される</li> </ul>
パイロット施設	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 回収及び再廃棄する廃棄物にオプションを付与(EBS 機能を毀損せず、有線システムを利用しより多くのパラメータをモニタリングできる)</li> <li>● 保守及び調査のためのアクセスが容易</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 均質な岩盤が必要、さもないと処分場の条件を反映しない</li> <li>● 処分パッケージを回収する場合は安全上のリスクがある</li> <li>● 有線システムの場合、それ自体がモニタリングするプロセスに影響する可能性</li> </ul>
オンサイト地下実験施設	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 処分場の操業期間に応じた期間運用可能</li> <li>● 比較的アクセスが容易</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 均質な岩盤が必要、さもないと処分場の条件を反映しない</li> <li>● 設置された廃棄物(及び周囲の EBS)のモニタリングは URCF からは不可能</li> </ul>

本資料で最も詳しく記述されるのがモニタリング項目のスクリーニングに係る部分である。モニタリングについては、そのパラメータのリスト化の基本的なステップとして「特定(identify)」、「必要性(Need?)」、「実行可能性?(Feasible?)」があげられている。図 3.1.1.2-1 はモニタリングのワークフローを示している。MoDeRn(2013)にも同様な図があるが、今回さらに詳細化されたスクリーニングフローにあわせるように改訂されている。理解しやすいように図 3.1.1.2-2 のフロー中に示される主要な要素の記号番号を図 3.1.1.2-1 の対応する箱のわきに朱書のイタリクスで加筆した。紫の箱に入る直前の囲みが(FEPs の)プロセスの特定(identify)に、紫の箱に入る最初の囲み(PRO2&4)が必要性(Need?)に、TEC1&PAR3 の囲みが実行可能性(feasible?)にあたり旧版では必ずしも明確でなかった基本的なステップが明確化している。このように改訂前には明確に示されていなかった必要性がフローに追加され、プロセスをパラメータに落としこむこと(PRO5)が改訂版では明確化され 2 つに分岐したパラメータのフローの行く先(PAR1 及び PAR2)が旧版では「頻度・精度・信頼性(frequency・accuracy・reliability)」と「技術(techniques)」であったものがより抽象化されて「パラメータの進化(evolution)」と「戦略(strategy)と科学技術(technologies)」に置き換えられている。おそらくこうした抽象化のほうはその具体的に漏れないことが期待されるのであろう。

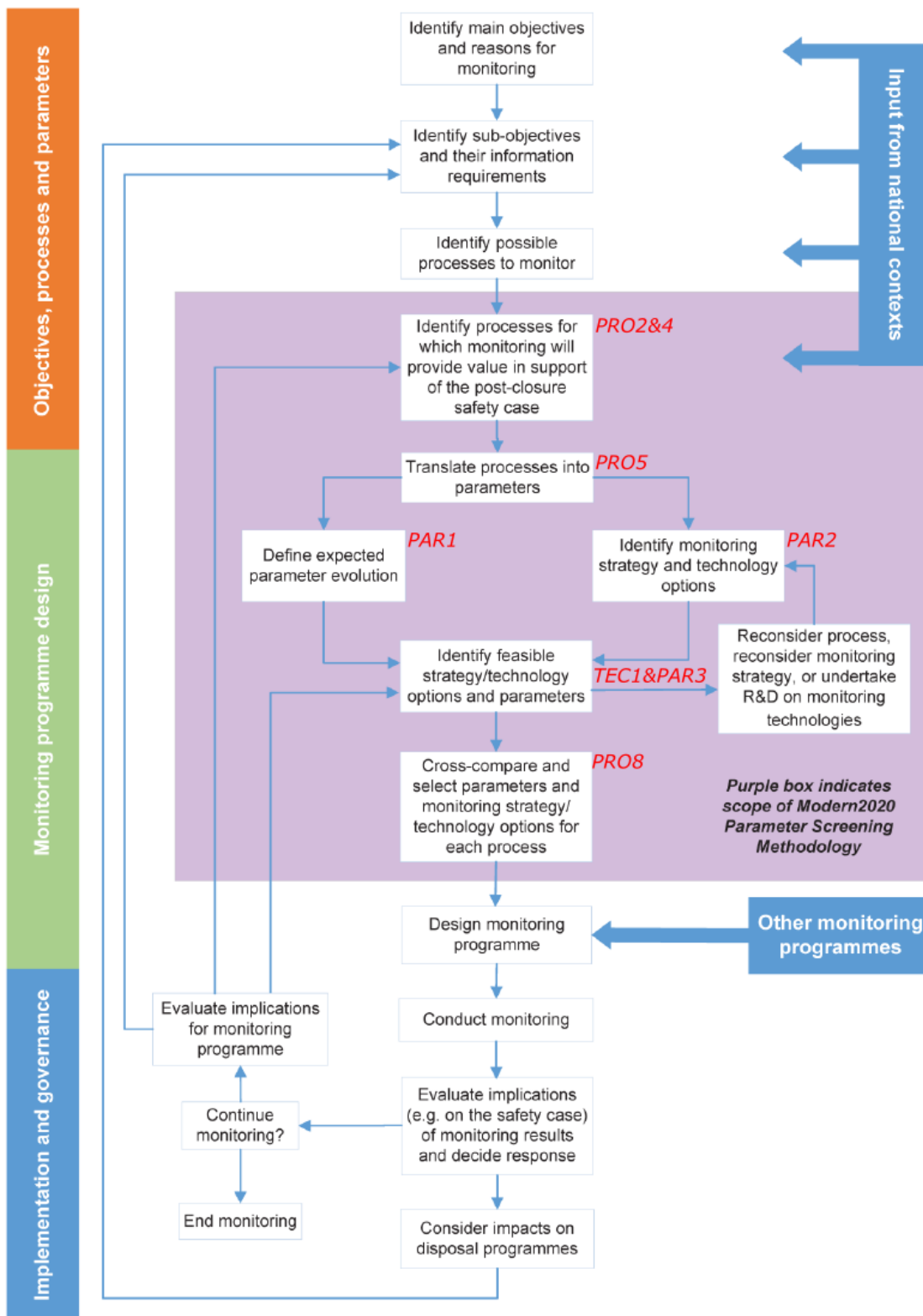


図 3.1.1.2-1 改定された MoDeRn モニタリングワークフロー<sup>6)</sup>。  
スクリーニング方法（図 3.1.1.2-2）に対応すると考えられる番号を赤字イタリクスで追記した。

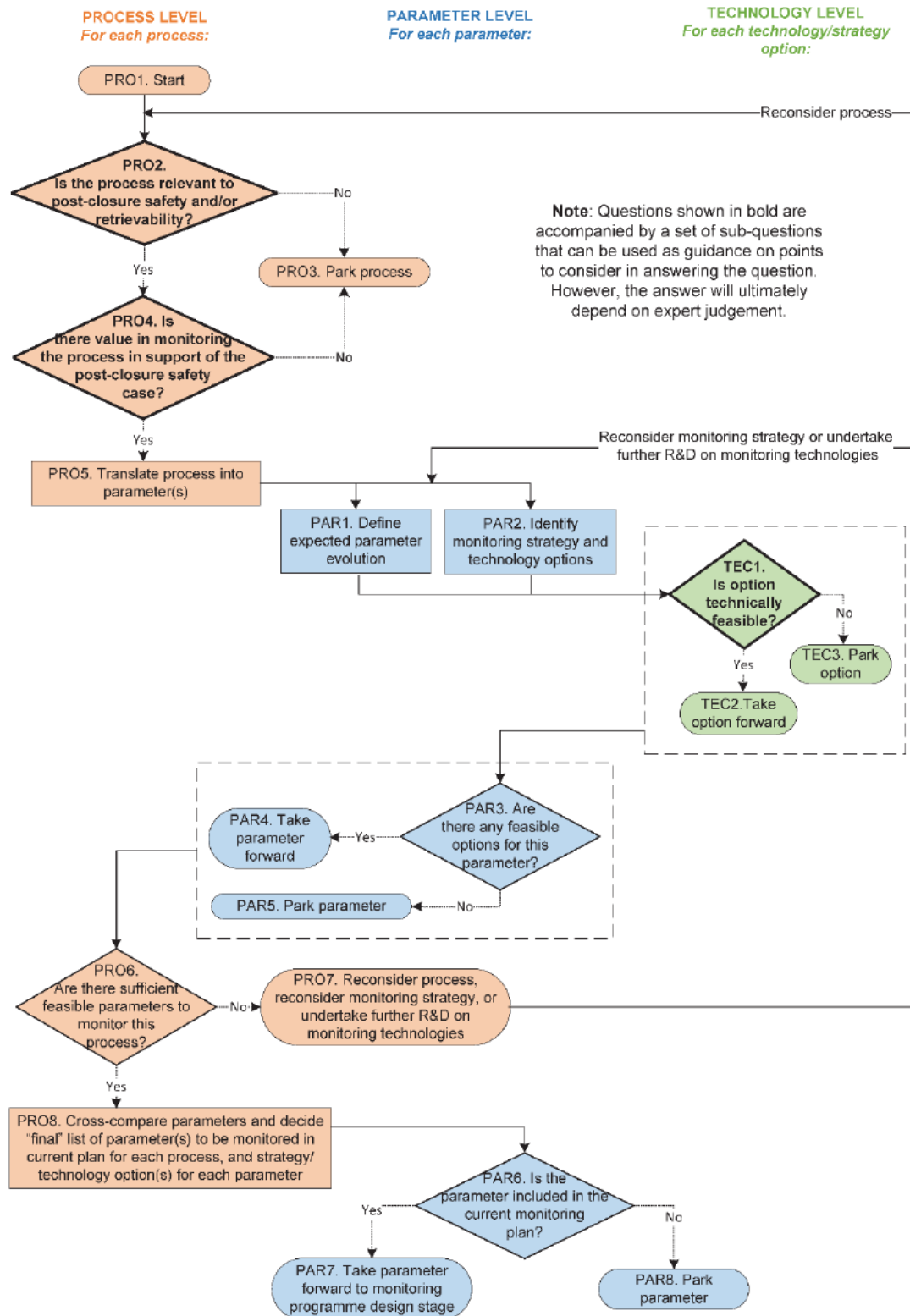


図 3.1.1.2-2 スクリーニング方法<sup>6)</sup>

### 3.1.1.3 ユッカマウンテン

#### 1) サイトの概要

ユッカマウンテンサイトは約 1,100~1,400 万年前の火山噴出物である凝灰岩層が厚く分布しており, その地下 200~500m に使用済燃料等が処分される。サイトは年間降水量が少なく蒸発量が多い砂漠地帯のため, 地下水位が深く処分場は地下水面より約 300m 上に位置する。廃棄体の周囲が地下水の不飽和帯であることと廃棄体の設置される坑道がベントナイト等により充填されることなく空洞のままであるのが特徴である。現時点で事業は政策の影響を受けて複雑な経緯をたどっているが, 審査にかかる経緯は次の通りである<sup>7)</sup>。

ユッカマウンテンに地層処分施設を建設する許可を求める許可申請は 2008 年 6 月にエネルギー省(Department of Energy 以下 DOE という)により提出され, 原子力規制委員会(Nuclear Regulatory Commission 以下 NRC という)はこの DOE の申請を受理したのち安全性評価報告(Safety Evaluation Report 以下 SER という)にレビュー作成を開始した。しかし, DOE は 2010 年 3 月に原子力安全許認可委員会(Atomic Safety and Licensing Board 以下 ASLB という)の前に申請を取り下げる手続きをとったが ASLB は DOE のこの手続きを 2010 年 6 月に却下。この間, 議会は申請のレビューのための NRC 予算を削減し, 2012 年度に打ち切った。2010 年 9 月 30 日には DOE の Civilian Radioactive Waste Management はその活動を終了しサイト閉鎖といったユッカマウンテンに係る残務を DOE の別のオフィスに移管した。2010 年 10 月に NRC スタッフはユッカマウンテンの活動終息の発令を開始。NRC 委員会は ASLB に対し必要かつ適切な全ての案件について予算の限り対応を完了するよう指示するも, ASLB は 2011 年 9 月 30 日に手続きを中断。これに対し, 2013 年 8 月裁判所は執行令状を発行し DOE の許可申請の審査手続きを再開することを NRC に命じた。2013 年 11 月 NRC 委員会は NRC スタッフに許可申請に係る SER の完成と発行を指示。そしてこの SER において申請は不許可となった。

#### 2) 規制とモニタリング

申請者はセーフティケースにあたる安全解析書 (Safety Analysis Report 以下 SAR という)<sup>8)</sup>によって規制要件である連邦規則 10CFR Part63 への適合性を示しており, これに対して NRC が評価プラン NUREG-1804<sup>9)</sup>を踏まえて評価を行い SER (NUREG-1949<sup>10)</sup>を作成している。この間 DOE による許認可申請の更新(DOE, 2009av<sup>11)</sup>)及び NRC からの追加情報要求(Request for Additional Information, 以下 RAI という)(DOE,2009gm<sup>12)</sup>, DOE,2010ap<sup>13)</sup>)がなされている。

ユッカマウンテンプロジェクトにおいては, モニタリングは性能確認の一部として位置づけられており, モニタリングに係る規制要件は連邦規則 10CFR Part63 のサブパート F (63.131)に記載されている。

SAR では, 第 4 章において 10CFR Part63 のサブパート F にあたる 63.131~63.134 への適合性が説明される。目標及びオーバービューなどを説明した後 4.2.1~4.2.4 に具体的な内容が記述される。SAR の 4.2.1~4.2.4 の 4 つの規制適合性の説明と 10CFR Part63 の 63.131~63.134 の 4 要件はおおむねこの順序で対応するが, 他の規制要件にかかる説明を含むこともある。このため SAR ではどの適合性の説明がこれらの規制要件及び承認基準のどこに対応するかを明示している。

これに対して NRC は NUREG-1804 にて評価プランを提示しており, 「レビュー範囲」, 「審査方法」, 「承認基準」, 「調査結果」の章を分けてそれぞれの章ごとに連邦規則 10CFR Part63 の構成に整理してどのように評価にのぞみ評価結果として提示するかを具体的に示している。「レビュー範囲」では, 連邦規則をおおむね復唱するような書きぶりでその範囲を規定している。「審査方法」では, 評価のポイントとして「特定」に係る内容が詳しく記載される。閉鎖後のバリアとして機能する要素(自然・工学両システムとそれらの相互作用も考慮)が特定され, その中から意図もしくは予測された通りに機能することを監視すべき要素を特定し, その特定方法についても確認することとしている。さらに, これらの要素に関係するパラメータを特定し, その選定方法も確認することとしている。これら特定された情報に係るデータ取得にふさわしい方法(原位置モニタリング, 実験室, 現場試験, 原位置実験)を特定していることを確認

することとしている。「承認基準」では連邦規則の要求への適合性が求められるが、その際の「例外」の扱いについて言及されていることが留意される。「評価結果」の記載では連邦規則の要求事項への適合性の記載を求めている。

### 3) モニタリング項目の選定

SAR に示される性能確認プログラムは 20 項目の活動として具体化されている。20 項目を選んだ方針については SAR の Program Implementation の章に記載されているが、これは特定のサイトを前提としないサイトに一般的な方針にとどまり、具体的な選定手順は引用先である以下の SNL のレポート<sup>14)</sup>を参照する必要がある。

SNL のレポートは性能確認プラン<sup>15)</sup>(Performance Confirmation Plan, 以下 PC Plan という)に addendum を 2008 年に追加した文書である。性能確認プランは規制要件である 10CFR Part63 に加えて NRC による Nureg-1804 のレビュープランに示されたガイダンスを踏まえた PC Plan を提示している。

この PC Plan において性能確認活動はリスク情報 (risk-informed) 及び性能規定 (performance-based) アプローチにより選択され、性能確認プログラムは以下の 8 段階のアプローチにより作成されている。

1. 性能確認パラメータ及び試験方法の選択.
2. 性能の予測とベースラインの確立.
3. 重要なパラメータの許容範囲の確立.
4. 試験完了の基準と許容範囲のガイドラインの確立.
5. 性能確認活動の計画, 立案, 設置.
6. モニタリング, 試験及びデータの収集.
7. データの解析と評価.
8. 変動ケースに応じた対処の提案.

データの評価においては、想定範囲 (expected range) と条件リミット (condition limits) の 2 つの評価を想定し、条件リミットは想定範囲を逸脱した結果、より詳細な評価や追加的なサンプリングに至るような判断の根拠となる特定の値または傾向とされる。ただし、条件リミットについて具体的な数値等は当該文献中には示されない。

2008 年の addendum はこの 2004 年の PC Plan の説明性の向上をねらって追加されたと考えられ、性能確認活動を特定するプロセスを図 3.1.1.3-1 のようなツリー構造で示している。性能確認プラン<sup>15)</sup>では連邦規則とレビュープランの承認基準から図 3.1.1.3-1 の右の枝で 20 項目の性能確認活動を特定しており、SNL レポートではさらに左と中央の枝による確認が追加されている。結論として 20 項目が選ばれていることは変わらないが、説明性の向上を図っていると考えられる。左の枝は TSPA の入力と出力の結果を整理して不確実性のあるパラメータを個人被曝線量(RMEI)への影響の感度にもとづく重要度でランク付けしており、表 3.1.1.3-1 のような結果を得たうえで右の枝の PC Plan の結果と突き合わせている。中央の枝はコアパラメータ特性および FEP リストに係る情報をまとめた PoNSDB (Postclosure Nuclear Safety Design Bases) のレビューにより、処分システムの安全機能に係る 3 つのバリア(upper natural barrier (UNB), engineered barrier system (EBS), lower natural barrier (LNB)) を特定しそれらのバリアとしての性能に係る特性を特定した結果、ITBC (Important to barrier capability) に当たるものとそうでないものを区分してコアパラメータを特定(表 3.1.1.3-2)して既存の PC Plan (右の枝)の活動のどれがそれを扱っているかを定性的に決定している。

表 3.1.1.3-1 10,000年までと10,000年以後の不確実性に重要な入力パラメータのまとめ<sup>14)</sup>.

天然バリアの性能（放射性核種に係るものを除く）確認に係るパラメータ及びその説明を赤字で明示した。説明は大幅に簡略化した。IGRATE: 火成活動が処分場を突き抜ける年頻度, SZGWSPDM: 地下水流出の不確実性を特徴づけるスケールファクタの対数, INFIL: 降水浸透率, SZFISPVO: 火山岩ユニット中の亀裂を流れる水みちの間隔, SZCONCOL: 地下水のコロイドのバックグラウンド濃度。SCCTHRP, WDGCA22: alloy22に係るパラメータ, MITC99, MICC14, DSNFMASS, EP1LOWPU, EP1LOWNU, EP1NPO2, MICNP237: 放射性核種のプロパティに係るパラメータ, GOESITED: コロージョン生成物のゲーサイトの収着サイト密度, PHCSS: CSNF (commercial spent nuclear fuel) CellのpH.

	1 万年まで		1 万年以後	
	重要度 (高)	重要度 (中)	重要度 (高)	重要度 (中)
1	SCCTHRP	IGRATE	EP1LOWPU	IGRATE
2		SZGWSPDM	EP1LOWNU	WDGCA22
3		MITC99	SCCTHRP	SZGWSPDM
4		INFIL	INFIL	SCCTHRP
5		SZFISPVO	SZFISPVO	
6		MICC14	EP1NOP2	
7		DSNFMASS	MICNP237	
8			SZCONCOL	
9			MITC99	
10			GOSITED	
11			PHCSS	

表 3.1.1.3-2 FEPs, バリア性能及び性能確認活動（モニタリング）の関係(抜粋)<sup>14)</sup>.

Bar.: Barrier, Feat.: Feature, ITBC: important to barrier capability, PC: performance confirmation, LNB: lower natural barrier, FEPs: features, events and processes

Bar.	Feat.	FEP Number/ Status	Effect on Barrier Capability	Core Parameter Characteristic	PC Activity
LNB	Saturated Zone	2.2.03.10.0A /Stratigraphy Included	Stratigraphic controls affect groundwater flow paths ANDRAtes in the saturated zone. Various parameters significant to the transport of radionuclides through the saturated zone (e.g., effective diffusion, matrix porosity, and bulk density) are dependent on the stratigraphy and heterogeneity of hydrogeologic units. Stratigraphy is included in the performance assessment through the hydrogeologic framework model for saturated zone flow and transport. 27 hydrostratigraphic units and 10 discrete geologic features representing major faults and fractures are represented with specific hydrologic and transport parameters. Stratigraphy is ITBC because of its importance to the determination of groundwater flowpaths ANDRAtes of radionuclide movements in the saturated zone.	ITBC: •Saturated zone properties •Saturated zone transport •Saturated zone flow	•Saturated zone fault zone hydrology testing •Saturated zone alluvium testing

表 3.1.1.3-3 性能評価パラメータ, 目的, バリアまたはイベントと性能確認活動(モニタリング)との関係<sup>14)</sup>. 一般的要求から1項目を例として抜粋.

Type of Monitoring and Testing	Candidate Activity	Activity Description	Candidate Parameters	Purpose	Barrier or Event	SAR Section
General Requirements Testing and Monitoring (natural and Engineered Barriers)	Saturated zone alluvium testing	Tracer testing at the Alluvial Testing Complex using multiple boreholes measuring parameters in the alluvium	Transmissivity, hydraulic conductivity, water flux and specific discharge, effective flow porosity, longitudinal dispersivity, sorption parameters, parameters describing diffusion between flowing and stagnant water, and colloid or colloid-facilitated transport parameters; Eh, pH, natural colloid concentrations	To evaluate inputs and assumptions for the saturated zone flow and transport model	Lower Natural Barrier	4.2.1.7

これら3つの系列の考察を総合して前掲の表3.1.1.3-3のような性能確認活動にまとめている。

ユッカマウンテンにおけるモニタリングにかかることでまず特筆されることは、公表されている文書を通じて、規制側と事業者側の要求と対応の関係が見通しよく追えることである。ユッカマウンテンにおけるモニタリング項目の選定の特徴は、FEPを踏まえたバリアとその機能の特定及びTPSAを参照したバリア機能の評価の併用にあるといえる。規制側のレビュープランに「特定」の語が頻出するように事業者に対して「特定」の十分な説明を求めており、事業者は「特定」した項目について当初の資料の説明性を向上するために情報を追加している。IAEA(2014)にある選択に際しての「特定」と「正当化」の典型的な例にあたるものといえよう。ただし、見通しが良いのはここまでで、プロジェクト自体が中断していることが背景にあるためかモニタリングの取り組みの具体的な内容や仕様まで文書を遡及することはできなかった。

現時点で、申請は不許可となり、事業は中断されているが、2008年時点の資料<sup>14)</sup>では、図3.1.1.3-2のようなモニタリングの期間が提案されている。水理関係のモニタリングは図のSZ Alluvium Hydrologyにあたるが、サイト特性調査の段階から操業段階を経て2110年まで想定していることがうかがわれる。

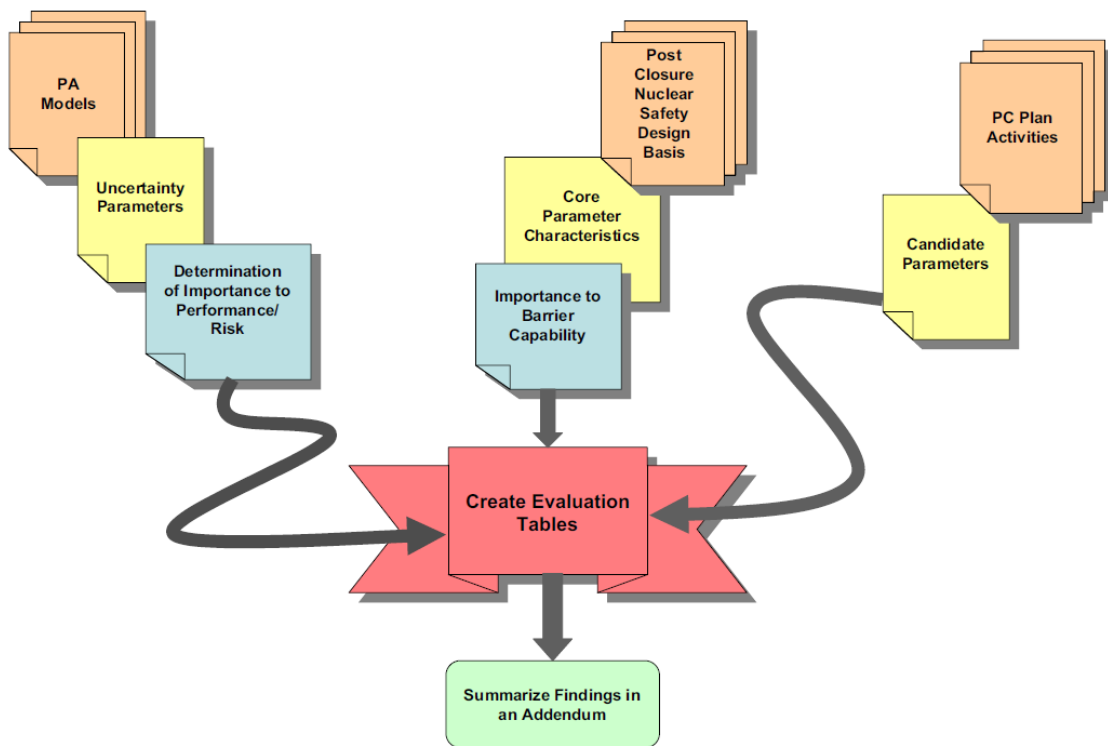


図 3.1.1.3-1 性能確認活動の選定プロセス<sup>14)</sup>.

ツリーのように見える図において、PC Plan Activities にのびる右枝が BSC レポート<sup>15)</sup>によるのに対して、左枝及び中央枝が SNL レポート<sup>14)</sup>で追加された。



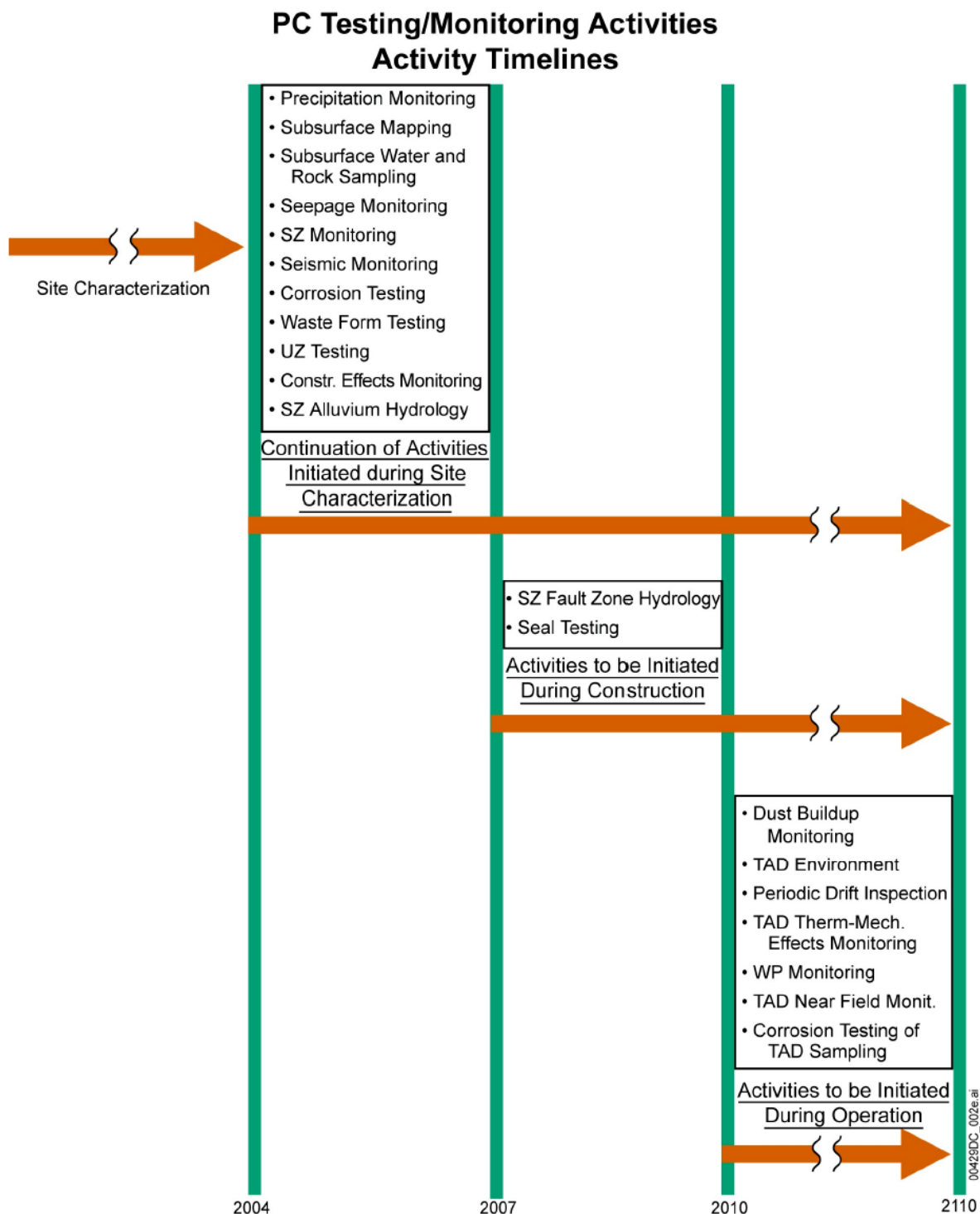


図 3.1.1.3-2 モニタリングの期間<sup>14)</sup>.

建設開始=2007年, 操業開始=2010年, サイト特性調査は2004年以前から開始. SZ: saturated zone, UZ: unsaturated zone. TAD: thermally accelerated drift, WP: waste package.

#### 3.1.1.4 オルキルオト

##### 1) サイトの概要

オルキルオトはボスニア湾の島であり淡水の生態系は限られ天然の湖は存在しない。基盤凹部には比較的厚い主としてティル(till)からなる上載層がある。使用済み核燃料の処分場として2001年にオルキルオトを選定。母岩はプレカンブリア紀の堆積岩起源のミグマタイト(約

1.9-1.8Ga)にラパキビ花崗岩(約 1.6-1.5Ga)及びダイアベース(約 1.2Ga)が貫入。2004年にURCF (Onkalo) を処分場の一部として建設開始。2012年に建設許可申請。2015年に処分トンネル、処分孔、その他地下施設の建設許諾。封入施設の建設許諾。2016年に建設開始。核廃棄物はまだ処分施設に搬入されていない。2020～2022年に操業許可申請<sup>16)</sup>。

## 2) 規制とモニタリング

フィンランドの規制側である STUK はモニタリングに係る規制要件として、STUK Regulation (Y/4/2018)及び STUK YVL regulations (YVLD.5 for disposal facilities) により次を求めている。

### ●STUK Regulation (Y/4/2018)

“バリア性能をより確かなものとするために、処分施設の操業段階のための調査及びモニタリングプログラムが確立及び実施されねばならない。”

### ●STUK YVL Guide D.5

“510. 処分施設の建設・操業の間、調査及びモニタリングプログラムはサイト及び開削される岩盤が処分に適することをより確かなものとするため及び母岩の安全に係る特性及びバリア性能についての補足的な情報を集めるために実施されねばならない。このプログラムは少なくとも次を含む”

- 開削される岩盤全体の特性。
- 設置空間周囲の岩石の岩盤応力、変位・変形のモニタリング。
- 廃棄物設置空間の周囲の岩盤の水理学的モニタリング。
- 地下水化学のモニタリング。
- 工学バリア性能のモニタリング。
- 地表環境のモニタリング。

処分施設のライフサイクルとモニタリングの関係について STUK は次のような例をあげている<sup>16)</sup>。

- サイト選定前のモニタリング (環境影響評価, EIA)。
- 精密調査中のサイト性状のベースライン (岩盤, 環境, いくつかのモニタリング地域)。
- 建設 (URCF 及び処分施設) の影響のモニタリング。
- 核施設操業時のベースラインのモニタリングとコンパイル。
- バリア概念及びバリア性能の確認の技術的可能性の提示に係るモニタリング。
- 操業及び継続的な建設の影響のモニタリング。
- 閉鎖の構造の性能のモニタリング。
- 閉鎖後モニタリング (制度的管理)。

STUK の規制のアプローチはモニタリングプランをレビューし、毎年モニタリング結果を報告し、建設の擾乱に焦点を合わせた検査の一部としてモニタリングを評価することで、処分施設建設の規制管理として、安全機能に必要とされる条件及び好ましい特性が地質環境に維持されるようにデザイン、実施及び建設が行われていることを一義的に確かめることである。

## 3) モニタリング項目の選定

フィンランドにおける実施主体である Posiva による最新の公表されたモニタリングプログラムレポート<sup>17)</sup>によるとモニタリングプログラムの開発方法は MoDeRn のモニタリングワークフローに記載される一般的なアプローチと調和的であるとされる。オルキルオトでの地質・

地下水にかかるモニタリングについての以下の記述は当レポートによる。

長期安全性に影響するプロセスとして大きく次の4区分をおこないそれぞれについて FEPs を踏まえたスクリーニングを行っている。1:ONKALO の建設に起因するもの, 2:EBS に関係するもの, 3:地圏に関係するもの, 4:地表環境に関係するもの。ONKALO の建設に起因するプロセスのスクリーニングについて表 3.1.1.4-1 に示す。ONKALO の建設に起因するプロセスについてのスクリーニングアウトの理由として, 低い実現可能性(unfeas), 将来的な可能性(coming), 人為的な問題(human), サイトの理解や処分場の性能に対して意義が小さい(low sig)及び直接的にモニターできない(indirect)といったことがあげられている。

スクリーニングされたプロセスに対応する discipline ごとに改めてプロセスを分析して安全性に係る目標とその対象を特定し(表 3.1.1.4-2 及び表 3.1.1.4-5), 必要なモニタリングを選定し, それぞれについてモニタリングのスケジュールを決めている(表 3.1.1.4-3 及び表 3.1.1.4-6)。またモニタリング結果について action limit を設定して, これを超えた場合の対応についても示している(表 3.1.1.4-4 及び表 3.1.1.4-7)。なお, アクションリミットの設定の考え方は以下の引用中に認められるが, 個々の数値の具体的な根拠についての記載または引用は当該文献中にほとんど見当たらない。アクションリミットを超えた場合の対応について事業者 Posiva の見解を以下に引用する。

“アクションリミットはセクション 2.3 において示した着目すべき性質及び性能, エキスパートジャッジ及びサイトで実際に経験した性質を踏まえている。可能なら, アクションリミットはパラメータの自然なふるつきより幾分広めにかつ/または着目する性質や性能の限界より狭く設定された。取得されたモニタリングデータが所定のリミット内にあることをチェックすることはモニタリング分野の担当の務めである。もしリミット内でないなら, データが予想外であるのがエラーでもなく自然なあるいは人為的な一時的な理由でないことを確かめるべくまず再評価されねばならない。もし明確な説明が見いだされない場合, 関係者(プログラム担当者, サイト調査計画及び担当グループ(SUKO)の責任者及びONKALO建設調査担当グループ(ORT))にその結果が通知されねばならない。SUKOはオルキルトモデリングタスクフォースあるいは他の必要な専門家とともにこの予想外の結果についてその意味及び重要性を評価しデータの質と信頼性を確かめる更なる調査について決定する。もし異常な調査結果が期待される状態からの逸脱を意味していると考えられるなら, その影響を受ける設計, 建設, モデリング及び安全解析といった他の仕事の責任者に直ちに通知されねばならない。もし警戒すべき観測の信頼性が確認されるなら, 更なるアクションの決定が ORT によりなされるし, もし予算やスケジュールの超過にかかわるならば ONKALO 監視グループ(OVA)による決定がなされる。更なるアクションは最終処分が計画段階にあるか使用済み燃料がすでに搬入されているかに依存する。許容条件からの逸脱が計画段階の母岩の限られた一部で観測されるのであれば廃棄物キャニスタはその部分には搬入されないだろう。もしそのような観測が広範囲または処分計画域全体に認められるなら, 地圏の性質に係る新知見への適合するような最終処分計画の見直しまたは適合性に向けた要件の改定がなされよう。そのような地圏の性質に係る要件の改定は安全解析によって正当化されねばならない。もし廃棄物キャニスタがすでに当該エリアに搬入されているなら, 処分システムの性能への観測事実の影響が決定されよう。あわせて好ましい条件が回復するの否か及び長期性能の視点でどのような効果的な回復措置が講じうるのかが検討されよう。もし回復の効果が保証されないなら, 廃棄物キャニスタ回収のリスクとそのままにするリスクの比較を踏まえた更なるアクションが決定されよう。”

表 3.1.1.4-1 ONKALO の建設に起因する物理的及び水理地質的プロセスとサイトの理解及び処分場性能との関係<sup>17)</sup>.

site 欄は site understanding の略で, サイト特性の理解での重要性, perform 欄は repository performance の略で処分場性能での重要性を示す. それぞれ(低(L)/中(M)/高(H))で評価している. Discipline 欄の記号=RM: 岩石力学, Hy: 水理学, Ch: 化学, SE: 地表環境, FM: 施工にともないもちこまれる外来物. Why out 欄はスクリーニングアウトの理由(本文参照).

Process number	Process name	Site	Perform	Discipline	Why out
<b>Physical processes:</b>					
P1	Development of an excavation damaged zone (EDZ)	H	H		unfeas.
P2.1	Evolution of the fracture network: Reactivation of existing fractures	H	H	RM	
P2.2	Evolution of the fracture network: Generation of new fractures	H	H	RM	
P3	Aeration of the rock mass	H	M		unfeas.
P4	Planned introduction of foreign fluids	H	L	FM	
P5	Planned introduction of foreign solid materials	H	H	FM	
P6	Microseismicity	M	L	RM	
P7	Sinking of satellite boreholes	H	M		human
P8.1	Temperature changes: in the rock mass	L	L	RM	
P8.2	Temperature changes: in the groundwater	M	L	Hy	
P8.3	Temperature changes: in the air	M	L		coming
P9	Degassing of groundwater	M	M	Ch	coming
P10	Ground subsidence	L	L		low sig.
P11	Isostatic uplift	M	H	RM	
P12	Inadvertent introduction of foreign substances	M	L	FM	
P13	Degassing of rock mass	L	L		low sig.
<b>Hydrogeological processes:</b>					
H1	Evolution of hydraulic network	H	H	Hy	
H2	Evolution of hydraulic heads	H	H	Hy	
H3	Evolution of fracture properties	H	H	Hy	
H4	Ingression of water	M	L	Hy	
H5	Egression of water	M	L	Hy	
H6	Density-driven flow	H	H	Hy	
H7	Release of rock matrix brines	M	L	Ch	
H8	Seismic pumping	M	L	Hy	
H9	Perturbation of the hydrology	M	L	Hy	
H10	Evolution of the saline water interface	H	H	Hy+Ch	

表 3.1.1.4-2 水理学的モニタリングの対象<sup>17)</sup>

Objectives						Process	Targets	Overlap, comments
1: Long-term safety	2: Site characterisation and modelling	3: Environmental impact	4: Feedback for constructors and design	5: EBS performance	6: Compulsory radiological monitoring			
X	X	X	X			Evolution of groundwater table	Groundwater table level in shallow drillholes and groundwater observation tubes	
X	X		X			Evolution of groundwater flow	Flow in/out/across drillholes	
X	X		X			Evolution of hydraulic properties in the bedrock and the overburden	Flow and transmissivity of fractures in drillholes	
							Hydraulic conductivity in observation tubes as well as shallow and deep drillholes	
			X				Pressure responses due to field activities and inflow into tunnels	
X	X		X			Evolution of hydraulic head	Hydraulic head in open and packed-off drillholes (fresh water head)	
X	X		X			Inflow into tunnels	Total inflow into tunnels	
							Inflow at measuring weirs	
							Individual leakage points	
							Leakages in shafts	
							Visual mapping of leakages	
							Air flow and humidity	
							Amount of technical water used	
X	X		X			Evolution of groundwater salinity distribution	EC of drillhole water	hydrogeochemistry
							EC of fracture water	
							Salinity of water samples	
X	X					Influence of Korvensuo reservoir	Korvensuo water level	surface environment
							Water table and hydraulic conductivity in seepage tubes of the dam	
	X	X				Perturbation of surface hydrology	Groundwater table, sea water level, runoff, precipitation (incl. snow), snow depth and water content, infiltration, ground frost	surface environment

表 3.1.1.4-3 水理学的モニタリングのスケジュール 2012年～2018年<sup>17)</sup>  
 1 = 年1回またはそれ以下, m = 毎月, w = 毎週, d = 毎日, h = 毎時またはそれ以上.

Process	Target / method	Location	started	2012	13	14	15	16	17	18	NOTES
Evolution of groundwater table	Groundwater table level	observation tubes, manual	2001	m	m	m	m	m	m	m	
		observation tubes, automatic	2009	h	h	h	h	h	h	h	
		shallow bedrock holes, manual	1989	m	m	m	m	m	m	m	
		shallow bedrock holes, automatic	2009	h	h	h	h	h	h	h	
Evolution of groundwater flow	Flow conditions in open drillholes		2003	1	1	1	1	1	1	1	
	Transverse flow in drillholes		2012	1	1	1	1	1	1	1	
Evolution of hydraulic properties in the bedrock and the overburden	Hydraulic conductivity / transmissivity	slug tests in observation tubes	2004	1	1	1	1	1	1	1	about half of tubes measured each year
		HTU tests in deep drillholes	2005	1		1		1		1	
	Pressure responses (cf. hydraulic head)	PFL in drillholes	2003	1	1	1	1	1	1	1	
Evolution of hydraulic head	Hydraulic head	packed-off drillholes	1991	h	h	h	h	h	h	h	
		deep open bedrock holes	1991	w	w	w	w	w	w	w	
Inflow into tunnels	Total inflow into tunnels		2004	m	m	m	m	m	m	m	
	Inflow at measuring weirs	manual	2006	m	m	m	m	m	m	m	
		automatic	2007	h	h	h	h	h	h	h	4 readings / hour
	Individual leakage points		2006	m	m	m	m	m	m	m	
	Leakages in shafts		2008	m	m	m	m	m	m	m	
	Visual mapping of leakages		2005	1	1	1	1	1	1	1	
	Air flow and humidity		2006	d	d	d	d	d	d	d	
Amount of technical water used		2006	w	w	w	w	w	w	w	1 reading / week	
Evolution of groundwater salinity distribution	EC of drillhole water		2003	1	1	1	1	1	1	1	
	EC of fracture water		2003	1	1	1	1	1	1	1	
	Salinity of water samples		2004	1	1	1	1	1	1	1	reported within hydrogeochemistry
Influence of Korvensuo reservoir	Korvensuo water level		2005	w	w	w	w	w	w	w	
	Water table in seepage tubes of the dam		2005	m	m	m	m	m	m	m	
	Hydraulic conductivity in seepage tubes of the dam		2008		1		1		1		every other year
Perturbation of surface hydrology	Sea water level		1933*	d	d	d	d	d	d	d	
	Runoff	automatic	2003**	h	h	h	h	h	h	h	reported within surface environment
	Precipitation		1977	d	d	d	d	d	d	d	
	Snow depth and water content		1991	w	w	w	w	w	w	w	
	Infiltration		2004	m	m	m	m	m	m	m	
	Ground frost		2001	w	w	w	w	w	w	w	

\* Rauma mareograph data begins

\*\* Manual measurements began 2003, automatic 2008

表 3.1.1.4-4 水理学的モニタリングのプロセス, 対象, パラメータ, アクションリミット<sup>17)</sup>.

Process	Targets	Method	Measurement cycle	Location	Range of fluctuation	Target properties	Action limits
Evolution of groundwater table	Groundwater table level in shallow drillholes and groundwater observation tubes	Water level observations in shallow drillholes and groundwater tubes	Once a month / continuous at some observation points	Drillholes and groundwater tubes selected for long-term monitoring	< 3 m (natural fluctuation)	-	-Long-term drawdown >1 m/3 m -Drawdown not reversible during wet seasons
Evolution of groundwater flow	Flow in/out/across drillholes	Flow logging	Once a year (or less)	Selected drillholes	< 30 l/h	-	Significant change in the measured value or flow > 10 l/min
		Transverse flow logging	Once a year (or less) at selected depths	Selected drillhole sections	< 500 ml/h	-	Substantially over theoretically expected value or flow >500 ml/h
Evolution of hydraulic properties in the bedrock and the overburden	Flow and transmissivity of fractures in drillholes	Flow logging	Once a year (or less)	Selected drillholes near tunnels	T-values vary between $10^{-4}$ – $10^{-12}$ m <sup>2</sup> /s	-	Significant increase (or decrease) of measured value
	Hydraulic conductivity in observation tubes	HTU test (double packer test)	Once every other year	Selected drillholes near tunnels			
	Pressure responses due to field activities and inflow into tunnels	Slug test (shallow holes) Cf. evolution of hydraulic head	Once every other year	Selected shallow drillholes and groundwater observation tubes	K-values in shallow holes vary between $10^{-4}$ – $10^{-10}$ m/s		
Evolution of hydraulic head	Hydraulic head in open and packed-off drillholes (freshwater head)	Head measurements in packed-off drillholes	Continuous (1/hour) in packed-off drillholes	Packed-off drillholes and seven permanent piezometers	< 3 m (natural fluctuation)	-	Long-term drawdown close to ONKALO >20 m / 40 m in several packed-off drillholes
		Flow logging in open drillholes	Once a year (or less) for flow logging	Selected open drillholes for flow logging			
Inflow into tunnels	Total inflow into ONKALO	Measuring weir	Once a month / continuous at some observation points	Weirs in tunnel / at end of tunnel	Depends on the the grouting efficiency	-	Total inflow > 80 l/min / > 140 l/min for ONKALO extent
	Inflow at measuring weirs						
	Individual leakage points	Water collector	Once a month	Individual leakage points	Variation cannot be estimated		
	Leakages in shafts	Water collector	Once a month	Bottom of the shaft at every level			
	Visual mapping of leakages	Visual mapping	Once a year	Tunnel surfaces			
	Air flow and humidity	Ventilation and hygrometer (moisture meter)	Continuous (in the future)				

表 3.1.1.4-5 水地化学的モニタリングの対象<sup>17)</sup>.

Objectives						Process/Issue	Targets	Overlap, comments
1: Long-term safety (site)	2: Site characterisation and modelling	3: Environmental impact	4: Feedback for constructors and design	5: EBS performance	6: Compulsory radiological monitoring			
X	X	X	X			Evolution of groundwater properties	Chemistry of shallow and deep groundwater Groundwater salinity distribution Microbes and gas in groundwater	
	X					Influence of Korvensuo reservoir	Isotopic composition in shallow and deep groundwater	
X		X	X			Influence of foreign materials	Foreign materials and/or their effects in shallow and deep groundwater	foreign materials
	X	X	X			Inflow into ONKALO tunnels	Chemistry of water in groundwater stations, measuring weirs and in leaking fractures	
		X				ONKALO process water	Chemistry of process water (pool & ditch)	foreign materials and surface environment
		X				Leaching from rock spoil	Chemistry of surface water near blasted rock storage	surface environment
							Chemistry of shallow groundwater near rock storage	surface environment



表 3.1.1.4-6 水地化学的モニタリングのスケジュール 2012年~2018年<sup>17)</sup>  
 1, 2, 3, or 4 = 年間採水キャンペーンの回数, C = 連続的, w = 毎週, x = 年度計画による.

Process	Target / method	Location	started	2012	-13	-14	-15	-16	-17	-18	NOTES
Evolution of groundwater properties and salinity distribution in shallow groundwater	Groundwater sampling: chemistry	OL-PVP, OL-PP, OL-PR, OL-EP	2001	2	2	2	2	2	2	2	
Evolution of groundwater properties and salinity distribution in deep groundwater	Groundwater sampling: chemistry	OL-KR, ONK-PVA, ONK-KR, ONK-PP	2001	x	x	x	x	x	x	x	
	On-line measurements (pH, EC, O <sub>2</sub> , Eh, T)	OL-KR, ONK-PVA, ONK-KR	OL-KR 2003, ONK-PVA and ONK-KR 2005	x	x	x	x	x	x	x	
	Microbe and gas samplings	ONK-PVA, ONK-KR	2005	x	x	x	x	x	x	x	
Influence of Korvensuo reservoir	Stable isotope samples ( $\delta^{2}\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ )	Shallow drillholes	2001	x	x	x	x	x	x	x	
		Deep drillholes	2003	x	x	x	x	x	x	x	
		ONKALO drillholes	2005	x	x	x	x	x	x	x	
Influence of foreign material	Sampling of defined parameters (Sec. 6.3.4)	ONK-POOL and OL-DI1	2004	4	4	4	4	4	4	4	
		ONK-PVA, ONK-KR, ONK-PP	2005	x	x	x	x	x	x	x	
		ONK-RV and ONK-KOU	2005	1	1	1	1	1	1	1	
Inflow into ONKALO tunnel	Automatic observation system	ONK-MPL (EC and pH)	2006	C	C	C	C	C	C	C	
	Chemical analysis	ONK-MPL	2012	1	1	1	1	1	1	1	
		ONK-RV and ONK-KOU	2005	1	1	1	1	1	1	1	
ONKALO process water	Sodium fluorescein, EC and pH measurements	ONK-POOL and OL-DI1	2004	w	w	w	w	w	w	w	also in foreign materials and surface environment
		Mouth of the outlet ditch and downstream from discharge tube (only pH measurement)	2004	w	w	w	w	w	w	w	surface environment
	Chemical samplings	ONK-POOL and OL-DI1	2004	4	4	4	4	4	4	4	also in foreign materials and surface environment
Leaching from rock spoil	Chemical samplings	OL-DI14 and OL-EP5	2005	3	3	3	3	3	3	3	surface environment

表 3.1.1.4-7 水地化学的モニタリングのプロセス, 対象, パラメータ, アクションリミット (抜粋)<sup>17)</sup>.

このほかに深度 200 m~350 m, 深度 350 m~500 m, 深度 500 m 以上ごとにアクションが規定されている。

Process	Targets	Method	Measurement cycle	Location	Range of fluctuations (taken from the POTTI database)	Target properties at repository depth	Action limits (The values and fluctuations that are acceptable. Values outside the range require immediate action.)
Evolution of groundwater properties and salinity distribution in deep groundwater	Inorganic colloids	So far done as reported in Posiva working reports, method still under development	Once a year	PVA1-5, to be continued with deeper PVAs when situation is suitable (when construction allows)	Reported in Posiva WR's 0.001-700 µg/L	Colloids in groundwater are capable of complexing or sorbing radionuclides and therefore the inorganic colloid content should stay low	< 1 mg/L (SKB TR-06-09, p.342)
Evolution of groundwater properties and salinity distribution in deep groundwater	Organic colloids (humic substances)	So far done as reported in Posiva working reports, method still under development	Once a year	PVA1-5, to be continued with deeper PVAs when situation is suitable (when construction allows)	Reported in Posiva WR's 0.75 - 3.6 mg/L	Colloids in groundwater are capable of complexing or sorbing radionuclides and therefore the organic colloid content should stay low	< 10 mg/L (Tullborg & Gustafsson, 1999, p. 934)
Evolution of groundwater properties and salinity distribution in shallow and deep groundwater	Groundwater sampling: chemistry Microbes and gas in groundwater	PAVE sampling equipment or conventional double packer sampling system A slim membrane pump (Vesitlin pump)	Once a year	Open boreholes selected for long-term monitoring  Multipackered boreholes selected for long-term monitoring  Shallow boreholes and groundwater observation tubes selected for long-term monitoring	<b>Depth 0 - 50 m:</b> Cl < 1 000 mg/l TDS < 2 000 mg/l 5 < pH < 8 Alkalinity < 6.5 meq/l Sulphide < 0.3 mg/l 1mg/l < K < 20 mg/l PO <sub>4</sub> < 1 mg/l NO <sub>3</sub> < 7 mg/l NH <sub>4</sub> < 1.2 mg/l Fe <sub>tot</sub> < 24 mg/l DOC < 200 mg/l 0.05 ml/l < CH <sub>4</sub> < 1 ml/l	Canister corrosion  To avoid canister corrosion, groundwater at the repository level shall be anoxic, except during the initial period, until the time when the oxygen trapped in the near field has been consumed.  Therefore, no dissolved oxygen shall be present after the initially trapped oxygen in the near field has been consumed.  Groundwater at the repository level shall have high enough pH and low enough chloride	<b>Depth 0 - 50 m:</b> At these depth there are no action limits for Cl, TDS, alkalinity, K, Fe <sub>tot</sub> , CH <sub>4</sub> , PO <sub>4</sub> , pH < 5 or pH > 9 Sulphide > 1mg/l NO <sub>3</sub> > 10mg/l NH <sub>4</sub> > 2 mg/L DOC > 50 mg/l  <b>Depth 50 - 200 m:</b> Cl and TDS: 20% decrease or increase from the range of the fluctuation trend. pH < 7 or pH > 9 Alkalinity (no action limit because HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> rich water is a common type at this depth) Sulphide > 1 mg/l K 20% increase from the range of the fluctuation trend
Influence of Korvensuo reservoir	Isotopic composition in shallow and deep groundwater	Submersible pump					
Influence of foreign material Inflow into ONKALO tunnel	Foreign materials and/or their effects in shallow and deep groundwater	Packered off sections Automatic observation system					

#### 4) モニタリングの詳細

岩石力学でのモニタリング対象と手法には次のようなものがある。地殻均衡性隆起/基盤安定性, テクトニクス性基盤運動を対象として鉛直変動に精密水準測量, 水平変動に EDM ベースライン測定及び GPS などである。オルキルオトでの GPS ネットワークは Finish Geodetic Institute (FGI) の協力とともに 1994 年に構築され, 年を追って観測点が増やされているが, 既設の観測点の中には建設の影響を避けて移設というケースも生じている。EDM ベースライン測定は 2002 年から, 精密水準測量は 2003 年から実施されている。多目的なのは微小地震で, 長期安全性, サイト特性とモデリング, 建設とデザインへのフィードバックを目的として, 応力再配置, フラクチャーの再活動, スポーリング, 地震活動といったさまざまなプロセスを対象として 2002 年から開始され, 2004 年, 2012 年と年を追って目的とプロセスに応じた展開を見せている。その他のニアフィールドのプロセスに係るモニタリングのほとんどは 2004 年の ONKALO の建設開始以降に ONKALO にて開始されている。

水理及び水地化学でのモニタリング対象と手法には次のようなものがある。長期安全性, サイト特性とモデリング, 環境影響評価, 建設とデザインへのフィードバックを目的として, 地下水位変遷, 地下水水質変遷, 地下水流動変遷, 水理学的性質の変遷, 水頭の変遷といったさまざまなプロセスを対象として, 基盤中の浅層地下水の水位モニタリングを 1989 年から, 開放またはパッカー区間のある深部孔井での水頭のモニタリングを 1991 年から, 地下水水質のモニタリングを 2001 年から, EC 等の塩濃度のモニタリングを 2003 年から, フロー検層等の水理学的性質に係るモニタリングを 2003 年から実施している。ONKALO の建設開始からこれに加えてトンネルへの流入水に係るモニタリングが 2004 年から実施されている。

水理モデルに関連して, 蒸散率については 2 つの独立した手法のモニタリングが実施されている<sup>18)</sup>。ひとつは直接測定で, 他方は毎時の微気象データを用いて Penman-Monteith 式により求める手法である。樹液流測定を含む立木レベルの蒸散の測定は 2007 年からオルキルオト

島の数か所で実施されている。樹冠通過雨量, バルク雨量測定ネットワークは 2003 年に確立し, 年降水量, 林冠傍受量(interception of the tree canopies)についても記録される。微気象については気象観測マストを立てて観測し, 気温, 最高気温, 最低気温 (いずれも樹冠(crown layer) 中及び林冠(canopy)上), 相対湿度, 降水量(1m 高), 土壌岩水量, 土壌温度, 光合成活性放射量(PAR), 太陽放射量, 気圧, 風速, 風向が測定されている。

オルキルトには 4 つの小さな流域が区分され, 河川流出量についての測定は 2003 年から開始された。4 か所のオーバーフロータイプの堰が設置され, 最初の年は手動で週に一回モニターしていたが誤差が非常に大きかったとされる。毎時の自動測定堰が 2008 年に設置された。しかしながら, 凍結条件や水位測定に係る技術的な問題があり, 水理モデル作成に際してはこれらの影響を受けない信頼できる測定を用いたとされる。

これまでの主たる水理的性質の変遷は ONKALO 周辺のフラクチャーへのグラウトによるものであり, 鉱物の沈殿・溶解などによるフラクチャーの閉鎖や開口のような地下水化学的プロセスはこれまで認められていない。施設上部及び浅部母岩の水理的導水性はスラグテストによって計測されている。ONKALO の掘削の完了とともにモニタリングの目標が幾分変わるとされている。すなわちグラウトによるフラクチャーの充填から地下水化学プロセスによる ONKALO 周辺の水理ネットワークの変化に焦点が置かれるようになると考えられている。また地下処分施設からのモニタリングも重視されると考えられている。またオルキルト固有の特徴として原子力発電所で使用されている水および ONKALO 工事に使用する水の供給源となっている Korvensuo 貯水池の影響についても調査されており, 特に貯水池近くのサイトの地下水に影響があるとされている。表層環境のモニタリングで実施されている浸透, 降水, 海水準, 霜, 流出は水理モニタリングプログラムのバックグランドデータとして利用されている。図 3.1.1.4-1 及び図 3.1.1.4-2 にモニタリング装置の分布を図 3.1.1.4-3 に地下水モニタリング用孔井の仕様を示す。表 3.1.1.4-1 にある目視漏水マップ(visual mapping of leakages)の例を図 3.1.1.4-4 に示す。

モニタリングの期間については, 表 3.1.1.4-3 に示すように 7 年~10 年のスパンで詳細な計画が示されているが, さらに長期的な計画について事業者は示していない。操業期間のモニタリングについて, 規制側の規則 STUK YVL D.5 506 においてバリアの長期機能を確実にするための研究およびモニタリングの実施計画の策定を求め, 閉鎖後期間について, STUK YVL D.5 402g において必要とされる場合について閉鎖後のモニタリング措置を求めている<sup>23)</sup>。規制者 STUK は処分システム性能の長期的なモニタリングと閉鎖後モニタリングについて“open issues” (未解決の問題)としている<sup>16)</sup>。

オルキルトの深部及び浅部の地下水は最終氷期及びそれに続くバルト海の変遷による過去 1 万年間により制約されていると考えられており, 長期安全性に関して最も決定的な地下水の化学パラメータは塩濃度, pH, 酸素濃度, 溶存硫化物濃度とされている。表 3.1.1.4-6 にある chemical sampling は表 3.1.1.4-7 に示すようなグループ分けされた分析成分である。通常の実験は Class C 及び Class D で実施されるが必要に応じて見直される。現在のオルキルトの処分深度における地下水化学及び微生物条件は長期の処分の安全に好適な条件であるとされている。したがって地下水化学及び微生物条件が現在の好適な条件を確実に維持し続ける十分なバッファ能力を有することの調査が重要と考えられている。

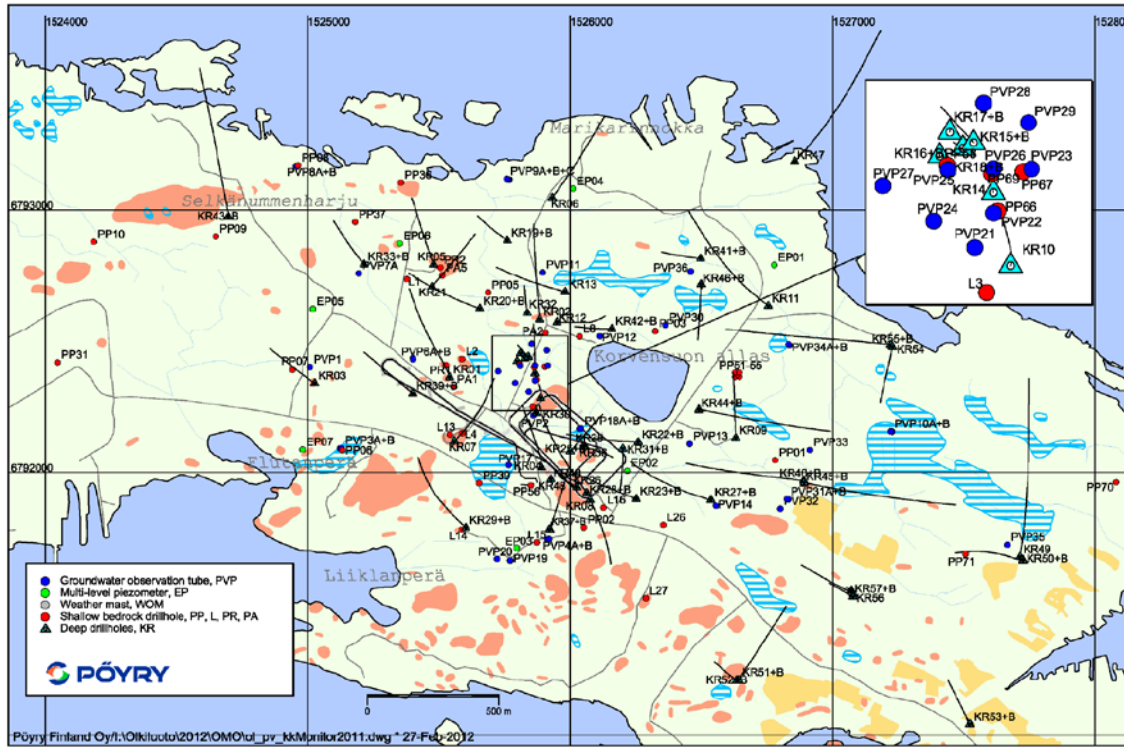


図 3.1.1.4-1 オルキルト島における水文観測地点<sup>17)</sup>。

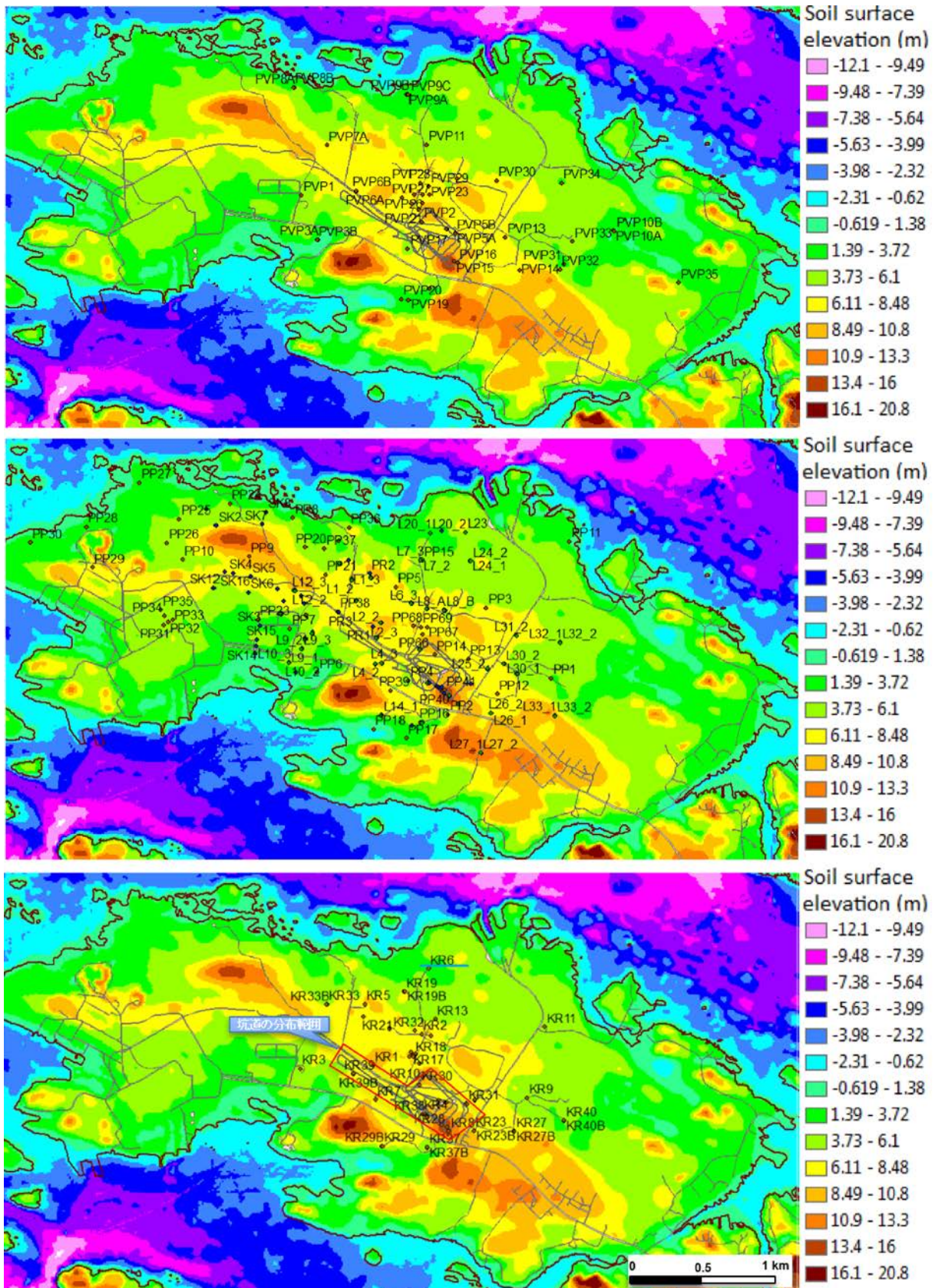


図 3.1.1.4-2 地下水観測チューブ(OL-PVP)の配置 (上). 浅層基盤坑井(OL-PP, OL-PR, OL-PA 及び OL-L)の配置 (中). パッカー坑井(OL-KR)の配置 (下) <sup>18)</sup>. (加筆)

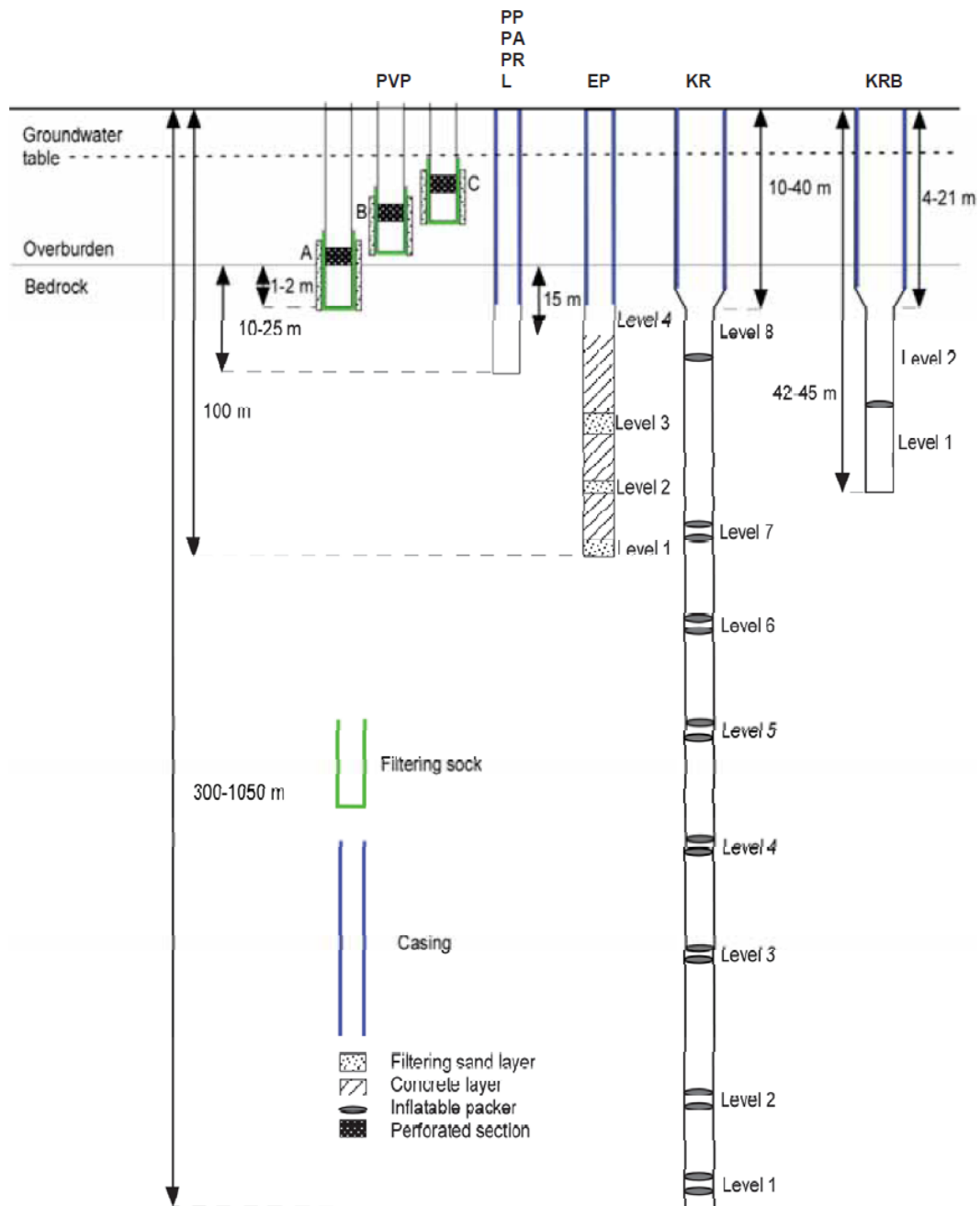


図 3.1.1.4-3 観測孔の構造と深度<sup>19)</sup>

EP: 常設多層ピエゾメータ, KR KRB: コア掘孔井, L: パーカッション掘削震源孔, PA: パーカッション掘削チューブ波観測用孔, PP: 基盤中の浅部コア掘孔井, PR: パーカッション掘削孔, PVP: 地下水観測用チューブ.

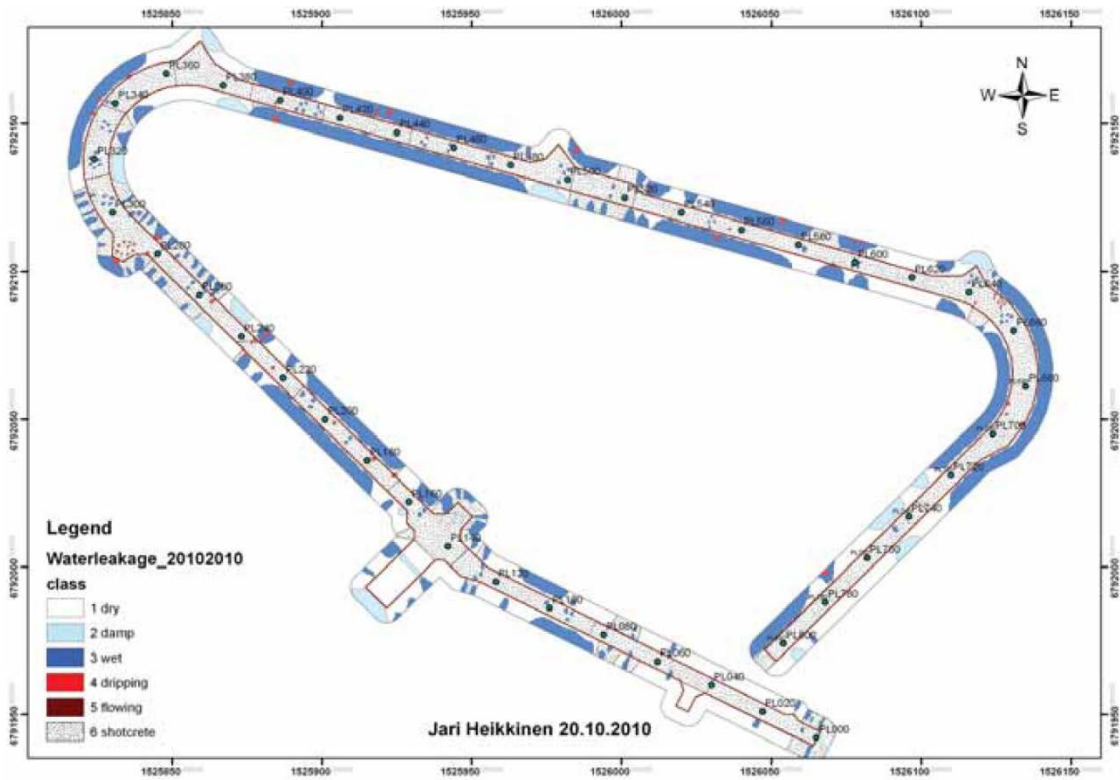


図 3.1.1.4-4 トンネル壁面及び天盤からの漏水マップ<sup>19)</sup>

1: dry (乾燥), 2: damp (湿潤), 3: wet (濡れ), 4: dripping (滴下), 5: flowing (流出), 6: shotcrete (吹付).

表 3.1.1.4-7 化学分析の対象となる成分の分類<sup>17)</sup>.

Parameter	Class A	Class C	Class D
Physico-chemical variables	pH, EC, alkalinity, acidity, DIC, sodium fluorescein	pH, EC, alkalinity, acidity, DIC, sodium fluorescein	pH, EC, alkalinity, acidity, DIC, sodium fluorescein
Anions	Br, Cl, HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , N <sub>tot</sub> , NO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> , S <sub>tot</sub> , SO <sub>4</sub>	Br, Cl, F, HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , N <sub>tot</sub> , NO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> , PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , S <sub>tot</sub> , S <sup>2-</sup> , SO <sub>4</sub>	B <sub>tot</sub> , Br, Cl, F, HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , N <sub>tot</sub> , NO <sub>2</sub> , NO <sub>3</sub> , PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> , S <sub>tot</sub> , S <sup>2-</sup> , SO <sub>4</sub>
Trace & toxic elements			As, Ba, Cd, Co, Cu, Hg, Ni, Pb, U, Zn
Organics	NPOC	NPOC	NPOC
Isotopes	<sup>2</sup> H (H <sub>2</sub> O), <sup>18</sup> O (H <sub>2</sub> O), <sup>3</sup> H	<sup>2</sup> H (H <sub>2</sub> O), <sup>18</sup> O (H <sub>2</sub> O), <sup>3</sup> H <sup>13</sup> C, <sup>14</sup> C, <sup>34</sup> S (SO <sub>4</sub> ), <sup>18</sup> O (SO <sub>4</sub> ),	<sup>2</sup> H (H <sub>2</sub> O), <sup>18</sup> O (H <sub>2</sub> O), <sup>3</sup> H, <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr, , <sup>13</sup> C, <sup>14</sup> C, <sup>34</sup> S (SO <sub>4</sub> ), <sup>18</sup> O (SO <sub>4</sub> ),
Dissolved and evacuated gases		CH <sub>4</sub> , CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , He, O <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> , Ar, Hydrocarbons	CH <sub>4</sub> , CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , He, O <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> , Ar
Microbiological characterisation			Total number of cells, diversity of microbial population with cultivation and/or molecular methods

### 3.1.1.5 フォルスマルク

#### 1) サイトの概要

フォルスマルクは18億5千万年前から18億9千万年前のフェノスカンジナビア結晶質基盤岩の上にレゴリスと呼ばれる約4mの第4紀の未固結堆積物をのせるバルチック海の海岸線にそった地域で、後氷期の隆起により海岸線が後退し、海岸沿いに浅い湖や湿地が点在している。処分サイトの近くには原子力発電所が立地している。この地にはすでに短寿命、低中レベル廃棄物の地下処分場(地下60m)が1988年から稼動しており、フォルスマルク-SFRエリアと呼ばれ、1980年の初頭から水理モニタリングが実施されている。このフォルスマルク-SFRエリアの南西に長寿命高レベル廃棄物(使用済み核燃料)の処分場を建設する予定でサイト調査は2002年から水理モニタリングは2003年から実施されている。2009年に使用済み核燃料の処分場として選定され、2011年に許可申請し、建設許可が数年以内におりる見込みとされる<sup>20)</sup>。

#### 2) 規制とモニタリング

スウェーデンではモニタリングそれ自身は特定の法律や規制による明示的な対象ではなく、法律上の許可及びその基礎データや合意のために関連して必要なことのみをさまざまな点の動機、説明、チェックに求められるインプットの一部となる重要なツールにあたるものとされる。

#### 3) モニタリング項目の選定

モニタリングについての鍵となる論点として次の4つをあげている<sup>21)</sup>。1. サイトの理解とサイトを記述するモデル。2. 長期間の放射線学的安全性。3. 建設と操業から環境への影響の評価。4. 処分施設のデザインと建設。地質及び水理環境的視点に限れば、サイトの理解とサイトを記述するモデルにおいて、モニタリングはサイトの理解をさらに深めたり更新したりするインプットとなるものであり、ベースライン、概念モデル及びプロセスの理解、定量的モデル(初期値、境界条件、入力及び校正データ)がそれであり、長期間の放射線学的安全性においては、



モニタリングは許認可段階で作成される安全評価のインプットとなるものであり, 対象領域として処分施設近傍, 地圏, 生物圏があげられている. サイトについての理解の一環としてのモニタリングはおおむね IAEA の定義と同様で, モニタリング対象を選んだ根拠や考えかたについては国際的なガイドラインや MoDeRn をベースとしているとされ, サイト建設前の地球科学的及び環境モニタリングについて以下のような詳細な報告がなされている<sup>21)</sup>.

#### 4) モニタリングの詳細

##### GNSS 及び DInSAR

地盤の変形のモニタリングとして地震のモニタリング及び GNSS 及び DInSAR によるモニタリングを実施している. 地震のモニタリングでは 1998 年からサイトでの最初のネットワークを構築し, より広域的なデータについては Swedish National Seismic Network (SNSN) を利用するとともに, よりローカルな微小地震の検出にむけたネットワーク (nano-seismic network と呼んでいる) も 2010 年から試行している. SNSN の利用については, Uppsala 大学との共同研究で baseline データの取得として実施中である. nano-seismic network では ML -3.0 で震源受信間距離 10m から 10km を想定している. これらは, spalling や rock bursts の前兆のモニタリング, 処分施設レイアウトの参考となる応力配置の間接的な情報の取得, サイトの構造モデルの微調整や校正などの用途を想定している. 現時点では感度の問題と原子力発電所に起因するノイズの問題が指摘されており, 技術的な課題が多く残されているようである.

GNSS を利用した地盤の変形のモニタリングは 2005 年から実施され, 正弦波タイプの変動を認めているが, これについての原因は不明である. 測定期間が十分長くないこともあり, 信頼できる成果が得られているとの評価には至っていない. InSAR については, 1992 年から 1999 年のデータを用いた標準的な解析を行い, 原子力発電所の建屋の周辺で沈降が認められている. 解析方法に課題を残したまま, これ以降の新たな解析は実施されていない. GNSS 観測点と同じ場所に人工的なリフレクターを設置して, GNSS と協調解析することを将来的な提案としている.

##### 地電流及び地球磁場

そのほかの地球物理的測定として, 2005 年に SP 検層等の地電流に係るモニタリングが実施されている. 地電流は地下埋設物の金属を溶食するとされる. フォルスマルクサイト固有の事情として, 北西 25km にあるスウェーデンとフィンランド間の電力融通施設 (Fenno-Skan cables) の影響の評価が必要とされている. ただし, SKB はこれを重要な課題とは位置付けてはいない. 地球磁場の影響については, 地磁気は孔井のあなまがりの測定や孔井中の計測機器の姿勢管理に利用されることから考慮されているが, 関係観測機関のデータを利用している. ただしここでも Fenno-Skan cables の影響 (DC low-frequency source) の評価が主体で結論としてその影響は小さいとしている. なお, 日本でのこのような施設として北本直流幹線 (電源開発所有) がある. 参考までに仕様の比較を下に示す (どちらも Wikipedia による).

- Fenno-Skan: 全長 233km, Power 550MW, DC 400kV
- 北本直流幹線 (電源開発所有): 全長 193km (上北郡東北町～亀田郡七飯町), Power: 600MW, DC 250kV

##### 気象及び水理

サイトの理解とモデルにおける気象及び水理モニタリングの位置付けとその目標を表 3.1.1.5-1 に示す. 気象に関しては, 水理モデルの境界条件やインプットに用いられる. モニタリングの規格は主として WMO (World Meteorological Organization) による AMS standards (WMO, 1983) により, 冬季のパラメータについては Swedish Meteorological and Hydrological Institute の規格 (SMHI, 1979) によるとしている. 通常気象観測パラメータの他に, 冬季のパラメータとして積雪深, 単位面積あたりの積雪量, 湖・(海)湾の結氷率がある. データは SMHI

と連携して取得している。気象データは 2003 年から, 冬季パラメータに係るデータは 2002 年から取得している。なお, これまでの経験と課題についても詳細にまとめられている。

表 3.1.1.5-1 サイトの理解, サイトのモデル化に関連する気象及び水理モニタリングの目的とその対象<sup>21)</sup>。

Site understanding and Issue	site-descriptive modelling Comments	Objectives/monitoring targets
Baseline (for the pre-construction period)	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Basis for conceptual models, process understanding and quantitative models.</li> <li>•Basis for assessment of natural and anthropogenic trends and changes during the construction and operation period.</li> <li>•Various aspects of baseline datasets need to be evaluated well in time before initiation of the construction and operation period, e.g. data gaps, data quality (uncertainties/errors), and whether spatial and temporal distributions of datasets are relevant and representative.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Description of short-and long-term variations, trends and changes.</li> <li>•Characterisation of influences from existing anthropogenic impacts.</li> <li>•Assessments of correlations (for replacements of missing data relating to reference objects to be used for the construction and operation period).</li> </ul>
Conceptual models and process understanding	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Description of abiotic subsystems and interactions between sub systems.</li> <li>•Interactions between abiotic and biotic systems.</li> <li>•Conceptual models and process understanding related to type areas and objects in the biosphere, i.e. areas/objects of importance for environmental impact assessment and/or analogues of future biosphere objects.</li> <li>•Assignment of basic parameters to be communicated cross disciplines.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Description of present hydrological subsystems (surface water, wetlands and groundwater): Surface- and groundwater level time-series data.</li> <li>•Hydrological responses to meteorological periods/events (e.g. precipitation, freeze/thaw, snow melt, and evapotranspiration cycles): Meteorological time-series data, time-series data on groundwater levels and water saturation (unsaturated zone).</li> <li>•Hydraulic connections in rock: Repeated tracer or interference tests.</li> <li>•Characterisation of groundwater recharge and discharge areas: Groundwater-level time-series data from recharge and discharge areas water-flow rate to/from the saturated zone (e.g. lysimeters).</li> <li>•Interactions between rock and regolith: Same-place monitoring of groundwater levels in rock and the regolith (e.g. areas where deformation zones outcrop, and outside such area): requires conversions between different types of hydraulic heads.</li> <li>•Interactions between surface water and groundwater (including evaluation of possibly stagnant groundwater): Ground- and surface-water levels, and/or other parameters (e.g. temperature), in regolith, lakes, ponds and streams.</li> <li>•Interactions between lakes/ponds and wetlands (where present) Ground- and surface-water levels, and/or other parameters (e.g. temperature).</li> <li>•Interactions between present SFR and groundwater in present land areas: •Groundwater levels in rock.</li> <li>•Interactions between the sea and near-coastal lakes: Surface-water levels, electrical conductivity.</li> <li>•Type areas and objects</li> <li>•Basic meteorological data: Meteorological time-series data (local and surrounding meteorological stations).</li> <li>•Water-balance data: Meteorological and stream-discharge time-series data, groundwater- and surface-water level time-series data (quantification of storage terms).</li> </ul>
Quantitative models	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Assignment of initial and boundary conditions, input and calibration data</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Sea-level time-series data.</li> <li>•Meteorological time-series data (precipitation, air temperature, potential evapotranspiration, snow depth).</li> <li>•Groundwater- and surface-water levels (lakes/ponds).</li> <li>•Stream-discharge time-series data.</li> </ul>

河川流出量データは水収支計算及び数値水理モデルの較正に用いられる。水系のモニタリングについては電気伝導度(以下 EC という), 温度もあわせてモニタリングされている。これらのデータは 2004 年から取得されている。EC は河川放出量と逆相関にあるとされ, 湖への海水の侵入の調査にも利用されているが, 水温についてはこれまで利用されていない。ゲージステーションは 4 箇所あり(図 3.1.1.5-1), 水位は水深に変換されて河川流出量に換算される。流出モニタリング施設の設置は平坦であること, 精度が得られること, 魚の移動の障害とならない

ことといった条件により制約される。これについても詳細な経験と課題がまとめられている。たとえば、水深については圧力センサーよりも sonar-transducer 測定のほうが有用であることや、流出方程式のチェックには流速測定はあまり役に立たないことや独立した流出測定たとえば salt-dilution 法が有用であるとされる。水位精度の最大許容量は $\pm 0.01\text{m}$ としている。河川流量モニタリングについては課題も多く、現時点での手順書は長期モニタリングに関連した品質管理、機能管理、保守及び測定管理などについて情報が不足し、ゲージステーションのセンサーや他の機材は流水、雪、氷、ゴミ類に長年さらされて劣化してデータの品質が減じており、長期のモニタリングのための改修が求められている。

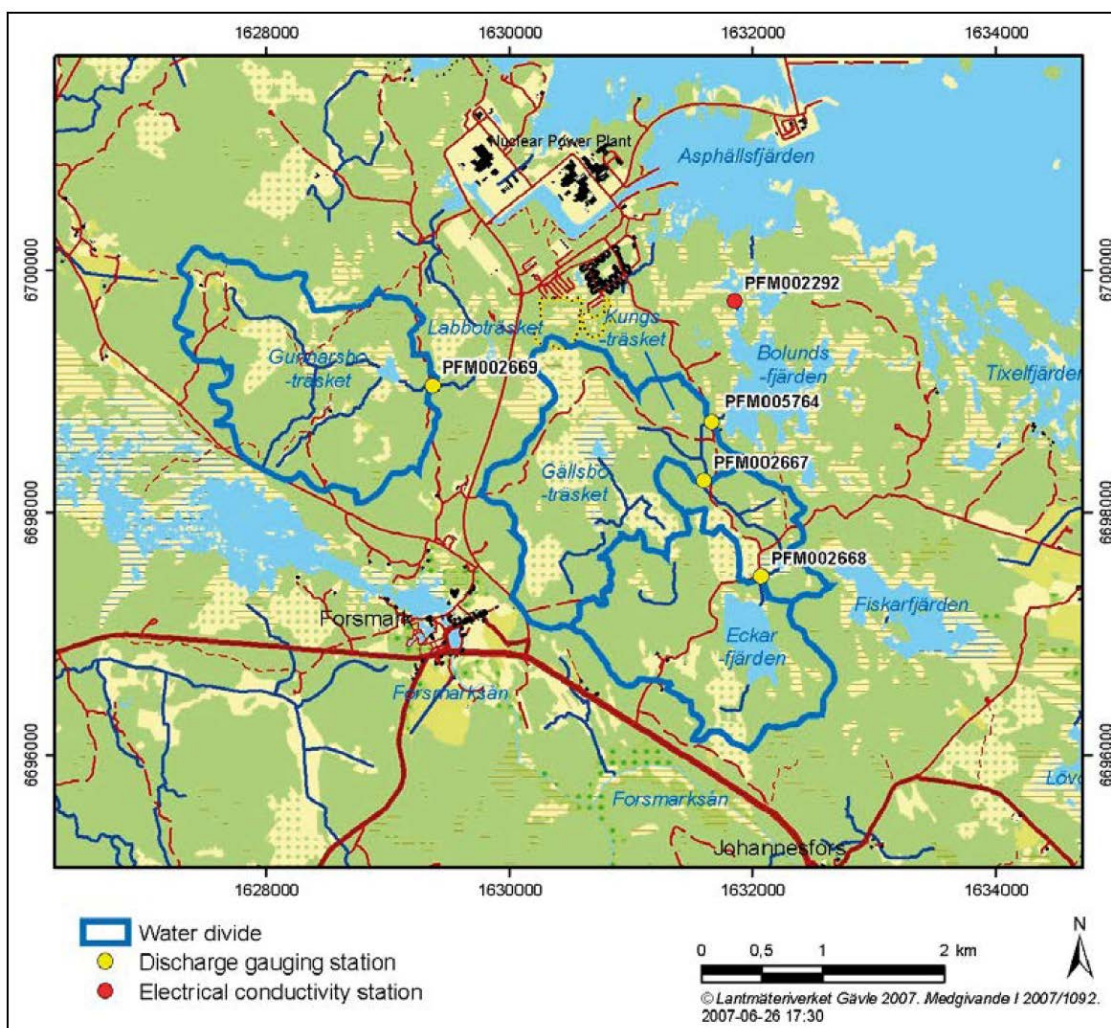


図 3.1.1.5-1 4箇所の河川流量計測ステーション, 流域及び EC モニタリングを廃止した PFM002292 ステーションの位置。2006年のフィールド調査による。流域境界は2006年12月時点<sup>21)</sup>。

湖沼の水位データ(図 3.1.1.5-2)は概念モデルのインプットやモデリングのアプローチにもよるが数値水理モデルの入力または校正に用いられる。モニタリングは2003年から実施されている。なお、水温もあわせて測定されており、それには水棲生物(カエル)の生息地の適正評価も意図されているのであるが、信頼性のあるデータが得られないこともあって中断されている。海水準データは境界条件として用いられている。SKB独自のデータは2003年から取得されている。欠測の主たる原因は機械的あるいは電氣的故障によるものであるが、(湖沼のような)地下水流出エリアにおいては(欠測のない)安定したモニタリングが求められるとしている。水準測定ゲージのあるケーシングの頂部は水位測定の基準点となっているが、これが水準測量キャ

ンペーン間に変位しており、冬季の湖沼の結氷によるせん断力によるものと考えられている。水準測量時間間隔が粗いため変位の生ずる時期を特定するには至っていない。変位は観測点にもよるが 0.003-0.208m 上にずれている。この量は地下水・地表水間の動水勾配が小さい場合深刻な不確実性の要因になりうると考えられている。水位精度の最大許容量は $\pm 0.01\text{m}$  としている。



図 3.1.1.5-2 表層水の水位計の位置<sup>21)</sup>。

地下水については、レゴリス中の滞水層と基盤中の滞水層を分けてモニタリングしている。どちらも概念モデル及び数値水理モデルのキャリブレーションに重要と考えられている。精度の最大許容量は $\pm 0.01\text{m}$  としている。モニタリングは 2002 年から実施されている。

レゴリス中の滞水層の測定については、98 のモニタリング孔井と 19 の BAT-type filter tips が用いられている(図 3.1.1.5-3)。98 の孔井のうち 5 つはポンプテストによる干渉試験が可能な仕様となっている。また全 117(98+19)のモニタリングポイントのうち 99 は陸域に、18 は水域(湖、沼、海)に設置されている。19 の BAT-type filter tips のうち 7 つは低透水性レゴリスの間隙水圧測定に、3 つは透水性測定用に、9 つは水の化学分析用に設置されている。ただし、BAT-type filter tips のうち間隙水圧測定用および透水性測定用は終了し、117 の測定点のうち 55 点は現在使用されていない。なお、これらの観測点で水温のモニタリングについては記述がない(実施されていない?)。欠測の原因とディスチャージエリアでの安定的な計測が求められることは湖沼の水位の節で述べたことと同じである。また同様に水位の基準となるケーシングのトップの変位が水準測量キャンペーン間で認められ、その原因も湖沼水位測定で述べたと同じく冬季の結氷によるとされる。どれも上方への変位であるが、陸上に設置したもののほうが変位が相対的に小さいとされる(例えば 0.006-0.011m)。

基盤中の滞水層のモニタリングについては、先行して実施されているフォルスマルク-SFR エリアと使用済み核燃料処分施設予定地をカバーするフォルスマルク-Lens エリアにわけて記載されている(図 3.1.1.5-4)。フォルスマルク-SFR エリアでは 31 孔のコア掘り孔井と 4 孔のパーカッション掘り孔井がモニタリングに使用され、そのうち 7 孔が地表から、24 孔が SFR ト

ンネルから掘削され、4孔のパーカッション掘り孔井は地表から掘削されている。フォルスマルク-Lens エリアでは 33 孔のコア掘り孔井と 36 孔のパーカッション掘り孔井がモニタリングに使用されている。これらは全て地表からの掘削である(施設未建設のため)。これらの孔井は開放されたものと複数のモニタリングセクションが設けられているものがある。モニタリングセクションは 1m の膨張パッカーで区切られている。フォルスマルク-Lens エリアでは 100m 以深で TDS10g/L 前後の塩濃度となり水圧から水頭を求める際に塩濃度の補正が必要とされる。その際温度の影響は小さいとされる。また、フォルスマルク-SFR エリアでは施設が 60m 深であるので補正の影響は小さいとして塩濃度のモニタリングを実施していない。地下水の塩濃度の水頭への影響は、-100m 以浅で<0.5m、-200m で 1m、-500m で 2m とされている。



図 3.1.1.5-3 レゴリス中の地下水モニタリング孔の位置<sup>21)</sup>

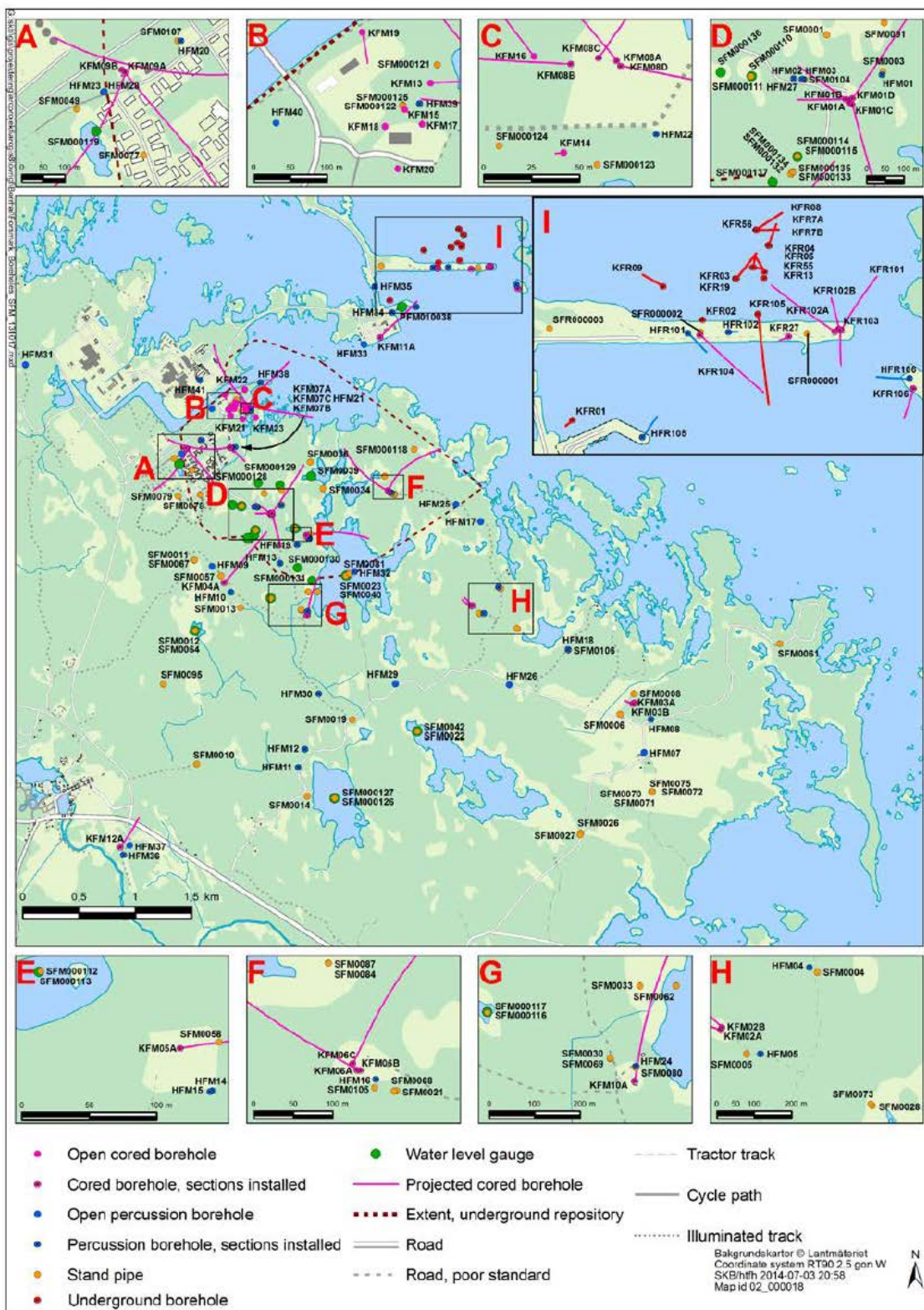


図 3.1.1.5-4 フォルスマルクの基盤岩中の地下水モニタリングは次の2地域で実施されている: フォルスマルク-Lens エリア(中囲み A-H)及びフォルスマルク-SFR エリア(中囲み I)<sup>21)</sup>.

地下水流のデータについては、フォルスマルク-Lens エリアでは 2005 年から実施されている。測定キャンペーンは 6 孔井セクションで実施され 1 セクションあたり 4~7 日を要す。流量のセクションごとのばらつきは非常に大きく測定間隔も 2014 年-2015 年で 10 日から 300 日とセクションにより異なる。このデータは気象との関連や建設時の影響の評価に用いることを目指

しているが, 測定プログラムは何回か見直されている. フォルスマルク-SFR エリアでは地下水流についてのモニタリングはおこなわれていないが, SFR1 でのポンプ排水での流出量については記録されており, 減衰が認められる. この理由については, 坑道壁の有効法線応力の増加, 2 相流, 化学的沈殿の影響が考えられている. SFR1 における長年の水理モニタリングの成果は拡張 SFR3 の計画と建設に重要なものとされるとともに使用済み核燃料施設を計画建設するフォルスマルク-Lens エリアにとっても非常に有用なデータとされている. いっぽう, フォルスマルク-Lens エリアの水理モニタリングデータはその取得期間が十分長くないため十分な評価や比較は未実施である. 課題として, SFR エリアでは SFR3 として拡張する計画があり, より深部に建設する計画のため塩濃度補正に必要な塩濃度モニタリングの必要性について精査すべきとされている. また, SFR エリアと Lens エリアで塩濃度補正の有無で異なる水頭定義が用いられることがフォルスマルクエリアの水理モデル作成や解釈の上で実用的でないことや混乱の可能性が指摘されている. また, 深部からより温度の高い地下水が建設や作業の時に地化学的擾乱の解釈において有用となりうることから現在実施されていない温度プロファイルの測定についての評価も推奨されるとしている. また, ここにおいてもマルチパッカー設置に用いられるステンレス腐食への Fenno-Skan DC cable の影響の評価が必要とされている.

## 水化学

水化学モニタリングプログラムの主目的として以下をあげている.

- 地圏及び生物圏における水化学環境を構成するプロセスを特定し表現するサイトモデリングのインプットを与えることでサイトの水化学状態の科学的な一般的理解に寄与する.
- 工学バリアの安全機能の要件に関して処分深度にあつて維持されることになる好ましい水化学条件を確保するために自然変動を特徴づける.
- 地圏及び生物圏での工学バリアと放射性核種の遅延・移行の長期間の統合的な評価のインプットを与える.
- 建設・操業前の影響のない自然条件を示す baseline データの提供と環境影響評価にも用いられるデータ.

表層水の水化学モニタリングは湖沼, 河川, 海, 降水で実施されている. これらは 2002 年から使用済み燃料処分施設のサイト特性調査としてスタートした. 何回かの見直しを経て 2002 年-2014 年の間, 図 3.1.1.5-5 に示すような地点で表層水がサンプリングされている. 分析対象となる成分は地下水で表に示したものに加えて, 13C, 14C, 37Cl, 87Sr, 34S, 226Ra, 222rn, 230Th, 232Th, 234U, 235U, 238U といった同位体, クロロフィル, REE などが追加されている. 成分により分析の頻度が異なることはもちろんで, 同位体の一部, 希少金属などはサイト特性調査の初期に集中して実施されている. 指摘されている問題点として, コロイドフラクションの一部がフィルターをぬけることで, 分析値が溶存フラクションとトータルフラクションの間の値となっていること, 平坦な地形のため高い海水準の時期にストームなどにより湖に海水が侵入して塩濃度が高くなる可能性があること, 近隣に原子力発電所が位置するために冷却塔から放出されるトリチウムが海水に混じって偶発的なトリチウム濃度の増加が生じる. といったことがあげられている.

レゴリス中の滞水層に賦存する浅層地下水のサンプリング地点を図 3.1.1.5-6 に, 分析対象成分を表 3.1.1.5-2 に示す. サンプリングは 2002 年にスタートし集中的な化学的調査は 2005 年まで続いた. 飲料水の水質のモニタリングとして民間人所有の井戸も利用された. ただし, 民間人所有の井戸のデータはモデリングには使用されない. こうした調査は見直しをともないながら 2009 年のサイト選定まで延長された. 2010 年から長期モニタリングプログラムが若干の見直しを伴いながら今日まで続いている. なお, 民間人所有の井戸については所有者不在のため(多くが夏季別荘)欠測の時期もある. 成分によりサンプリング点や間隔が異なる. 主成分及び 2H, 3H, 18O はほぼ毎回, マイナー成分, 環境メタル(e.g.Al, An, Pb, Cu, Cd, etc.)及び微

量元素(e.g. U, Th, La and Rb)はより低頻度で採水点も限られ、他の同位体(e.g. 14C, 37C, 226Ra, 87Sr and 34S)は限定的な採水点でかつ2009年以後のモニタリングプログラムからは除かれている。井戸を用いた採水や分析についての留意点も詳述されるがこれについては井戸一般に通ずることなので省略する。

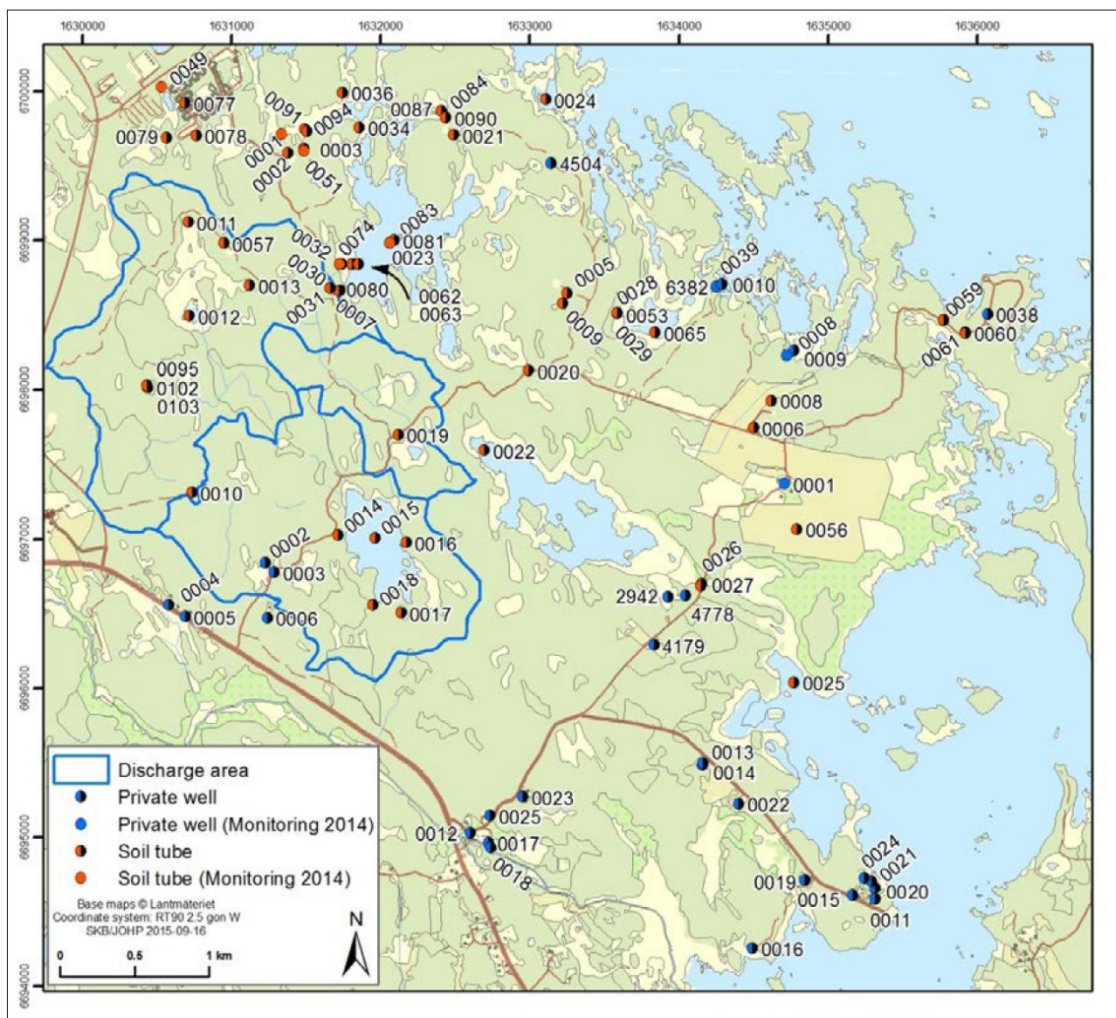


図 3.1.1.5-5 2002-2014年の地表水的全サンプリング地点<sup>21)</sup>。現在実施中のモニタリングプログラムで除外しているサンプリング地点は○にXを重ねたシンボルで示す。



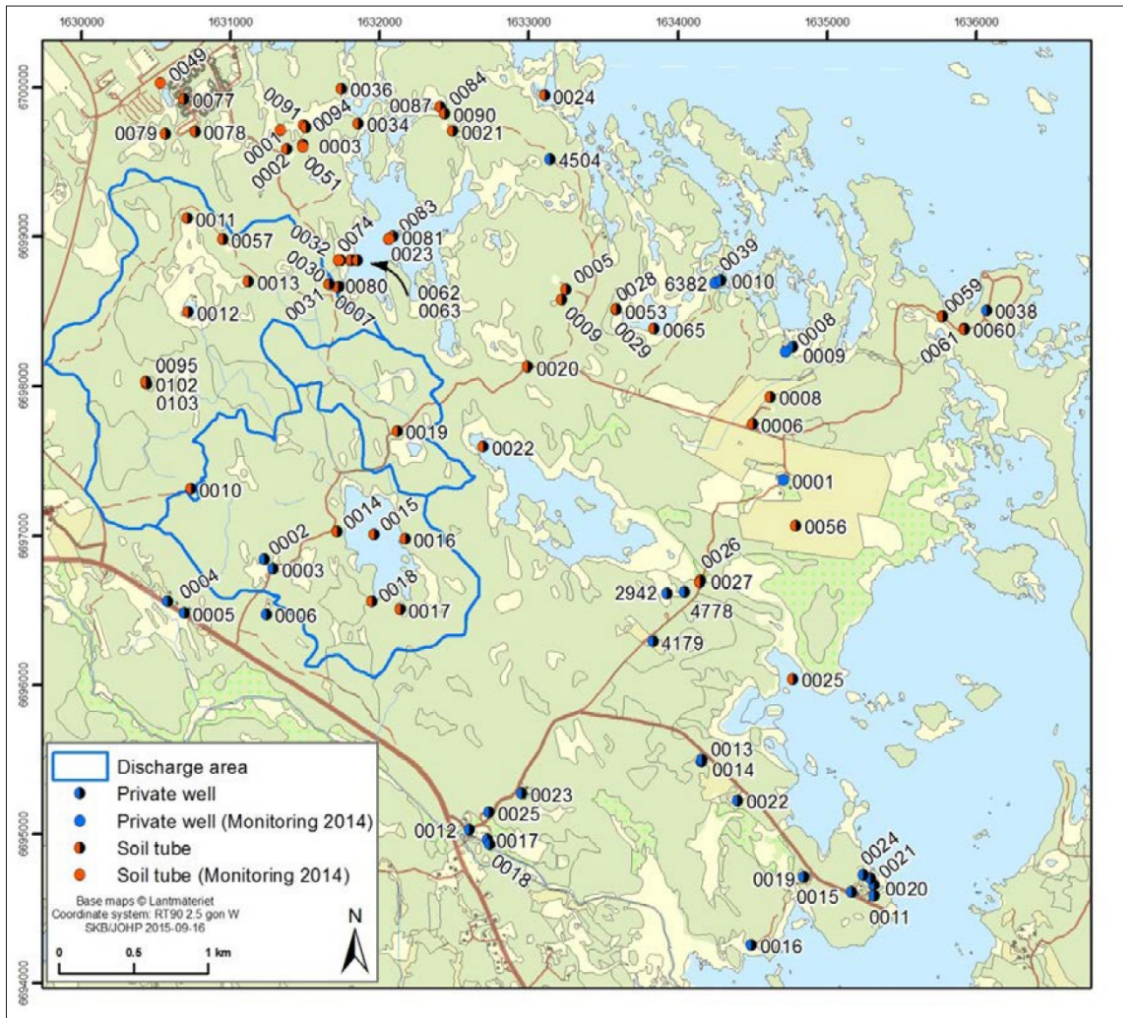


図 3.1.1.5-6 浅層地下水の採水地点<sup>21)</sup>。塗分けられていない円は現行のモニタリングプログラムに含まれる。

表 3.1.1.5-2 浅層地下水の分析成分のグルーピング<sup>21)</sup>.

compGrp	Parameter group	Component Group	ComponentList
Anions1	Chemical environment	Anions1	Alkalinity (HCO <sub>3</sub> ), pH, conductivity
Anions2a	Major constituents	Anions2a	Cl, F, SO <sub>4</sub> , Br
Anions2b_BrI	Major constituents	Anions2b	Br, I
Carbon1	Nutrients and carbon	Dissolved organic carbon , dissolved inorganic carbon	DOC
Carbon3	Nutrients and carbon	Total organic carbon	TOC
Cations2	Major constituents	Cations, Si and S, class 4&5	Na, K, Ca, Mg, Li, Sr, Si-tot, S-tot, Fe, Mn
DrinkingQty1	Drinking water quality	Drinking water quality	Hbakt, Kbakt, Ecoli, lukt, turbiditet, färg, grumlighet
DrinkingQty2	Drinking water quality	Drinking water quality	Hårdhet
EnvironIso1	Environmental isotopes	Environmental isotopes	2H, 18O
EnvironIso2	Environmental isotopes	Tritium	3H
EnvironMet1	Environmental metals	Environmental metals	Al, Cu, Zn
EnvironMet2	Environmental metals	Environmental metals	Al, As, B, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Hg, Mo, Ni, P, Pb, V, Zn
FieldSonde2	Field measurements	YYY-sonde	Temperature, pH, conductivity, oxygen, redox
IronSpecies	Redox indicators	Iron species	Fetot, Fell
Nutrient1	Nutrients and carbon	Nutrient salt and silicate	NH <sub>4</sub> N, NO <sub>2</sub> N, NO <sub>3</sub> N, PO <sub>4</sub> P, NO <sub>2</sub> NO <sub>3</sub> N, SiO <sub>4</sub> Si
Nutrient5	Nutrients and carbon	Total concentrations of nitrogen and phosphorus	TN, TP
Sulphide	Redox indicators	Hydrogen sulphide	HS
Trace1	Trace elements	Trace elements	U, Th

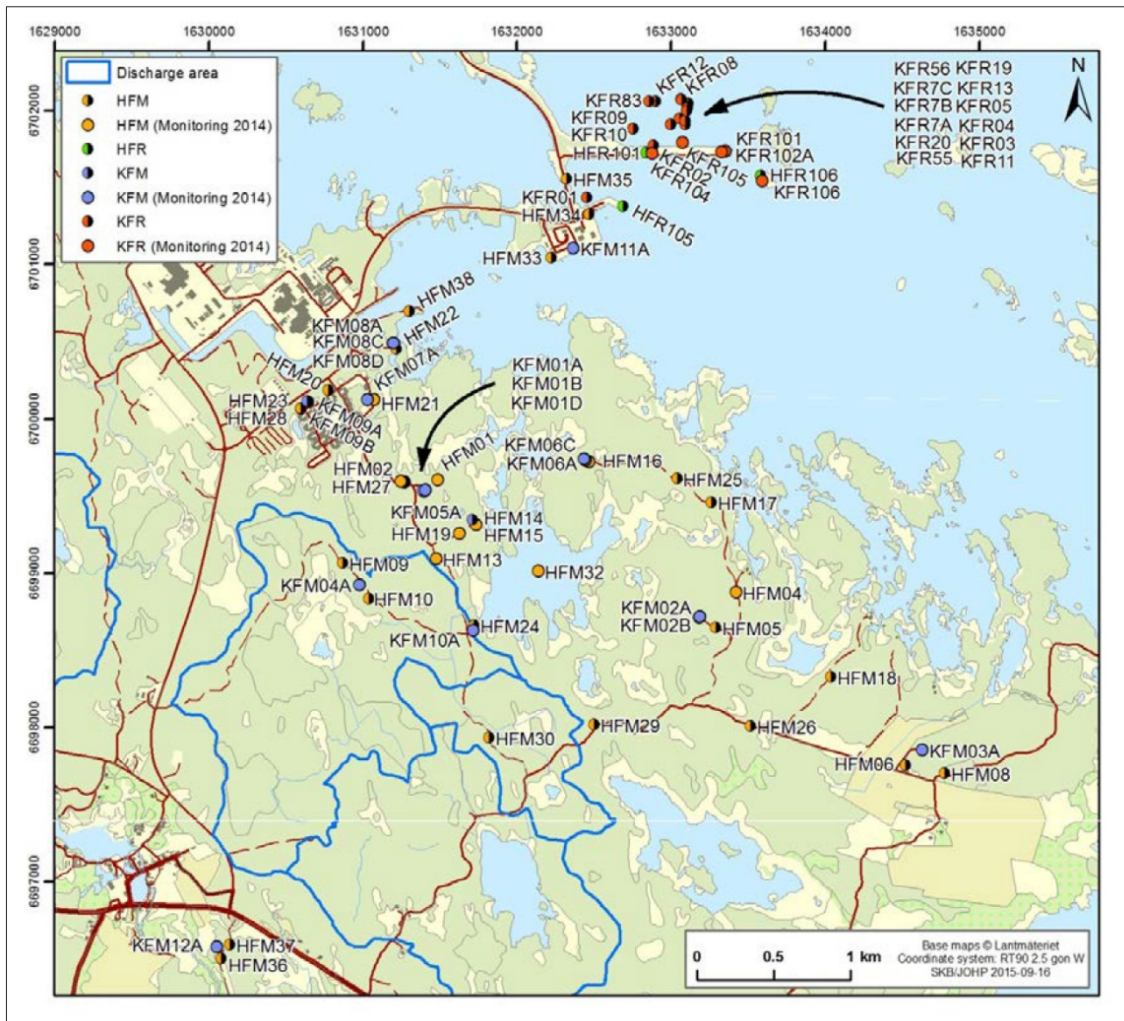


図 3.1.1.5-7 SFR 施設、地層処分施設サイト調査及び SFR 拡張プロジェクト領域でのパーカッション掘削及びコア掘孔の分布<sup>21)</sup>。

塗分けられていないシンボルは 2014 年時点でのモニタリングプログラムに含まれる。HFM 及び HFR はそれぞれフォルスマルク及び SFR でのパーカッション掘削孔。KFM 及び KFR はそれぞれフォルスマルク及び SFR でのコア掘孔。

表 3.1.1.5-3 基盤岩中の地下水の分析成分のグルーピング<sup>21)</sup>.

compGrp	Parameter group	Component Group	ComponentList
Ammonium	Nutrients and carbon	Ammonium	NH4
Anions1	Chemical environment	Anions1	Alkalinity (HCO3), pH, conductivity
Anions2a	Major constituents	Anions2a	Cl, F, SO4, Br
Carbon1	Nutrients and carbon	Dissolved organic carbon , dissolved inorganic carbon	DOC
Carbon3	Nutrients and carbon	Total organic carbon	TOC
Cations1	Major constituents	Cations, Si and S, class 3	Na, K, Ca, Mg, Li, Sr, Si-tot, S-tot
EnvironIso1	Environmental isotopes	Environmental isotopes	2H, 18O
EnvironIso2	Environmental isotopes	Tritium	3H
FieldSonde1	Field measurements	Field probe	pH, conductivity, temperature
HeavyIso2	Heavy isotopes	Uranium and thorium isotopes	234U, 238U
IronSpecies	Redox indicators	Iron species	Fetot, Fell
Nutrient1	Nutrients and carbon	Nutrient salt and silicate	NH4N, NO2N, NO3N, PO4P, NO2NO3N, SiO4Si
Sulphide	Redox indicators	Hydrogen sulphide	HS
Uranine	Flushing water tracer	Uranine	Uranine

基盤中に賦存する地下水のモニタリングについては、10 点のパーカッションドリル孔井と 21 点のコアドリル孔井が用いられている。2012 年から使用済み燃料処分施設と計画中の既存 SFR 施設の拡張のためのモニタリングは共通のプログラムで連携して実施されている。孔井によって年に 1 回春に実施するものと年 2 回春と秋に実施するものがあり、採水に際しては 3 試料を連続採取分析して地下水水質の安定性をチェックしている。サンプリング地点を図 3.1.1.5-7 に、分析成分を表 3.1.1.5-3 に示す。サイト特性調査は 2007 年に終了しているが、モニタリングプログラムは 2 年延長されてサイト選定の 2009 年まで続いた。その後長期モニタリングプログラムは若干の見直しはあるものの今日まで続いている。井戸採水一般にかかる問題、パッカーセクション間の短絡、flushing のしすぎによる他の水のひきこみやコンタミネーションの問題(corrosion や microbe も含む)などについても詳しいが、これらについては省略する。

モニタリングの期間について、建設・操業段階の具体的な記載はないが、建設・操業にともなって地下水が周囲の岩盤から施設へ引き込まれてディスチャージ域がリチャージ域に代わる可能性等の地下水の影響を検討した上での水理的モニタリングに言及していることから、これにかかわるモニタリングが建設前段階から引き続き実施されるものと想定される。閉鎖後のモニタリングについては、事業者は“no definitive plans”としている<sup>21)</sup>。

### 3.1.1.6 ビュール

#### 1) サイトの概要

高レベル放射性廃棄物の地層処分の実施主体は ANDRA で、その他のタイプの放射性廃棄物処分の実施主体でもある。ANDRA が実施主体と位置付けられたのは環境法典中の放射性廃棄物管理研究法の規定の 1991 年改定によるが、具体的な処分計画は政府が 3 年ごとに作成する「放射性物質及び放射性廃棄物の管理に関する国家計画」(PNGMDR)によっており、このとりまとめは規制機関である原子力安全機関(ASN)等が担当している。地層処分としては高レベル放射性廃棄物(HA 廃棄物)のほかに長寿命中レベル放射性廃棄物(MAVL 廃棄物)も対象とされ、処分可能性についての調査・研究の成果である 2005 年の Dossier 2005 argile<sup>22)</sup>によって、両者が地下約 500m の粘土層 (Callovo-Oxfordian 層) のそれぞれ別の処分エリアに水平処分孔 (高レベル放射性廃棄物処分用) または処分坑道 (長寿命中レベル放射性廃棄物処分用) として並置処分することが示された。2009 年末に具体的な処分候補サイトは 2000 年から建設が進められたビュール地下研究所の近傍の地層処分場の地下施設が予定される約 35km<sup>2</sup> の区域 (ZIRA) と地表施設を配置する可能性のある区域として提案され、この計画全体を Cigéo と称し

ている<sup>23)</sup>。その後2015年までの継続的な調査・研究の成果が2016年のDossier D'options de sûreté<sup>24)</sup>(以下, DOSという)としてまとめられた。その間, 規制機関であるASNにより2008年に安全指針 guide de sûreté relatif au stockage définitif des déchets radioactifs en formation géologique profonde<sup>25)</sup>(以下, guideという)が示されている。

## 2) 規制とモニタリング

フランスの放射性廃棄物処分にかかる法令等ではモニタリング(**monitoring**)の用語は使用されず, それにほぼ相当する語として**surveillance**が使用されている。**guide**はモニタリングに関して次のことを求めている。「処分の可逆性に適合した施設の開発のありかたとして廃棄パッケージの設置後のモニタリングを想定すること。閉鎖後一定期間後は公衆の健康及び環境の保護がモニタリングや制度的管理に依存しないこと。設置廃棄パッケージのモニタリングプログラムは建設時から閉鎖まで措置され, そのうちいくつかのモニタリングは閉鎖後も維持されること。モニタリング措置は処分システムを考慮すべきこと。モニタリングプログラムの目的は処分構成要素及び母岩の状態を特徴づけるパラメータの変化並びにその変化をもたらす主たる現象を追跡すること。モニタリングプログラムは科学的知見を活かしたうえで現象の詳細が良好に予想かつ対処できることが示せること。モニタリングプログラムは管理, 開発, 可逆性に必要な要素を提供すること。モニタリングに用いられる手法は処分の安全性のレベルを減ずるものであってはならないこと」。なお, 品質保証に関連して廃棄物の製造のモニタリングについての適切な品質管理及びいくつかの異なる業務分野にかかわる受託者の活動のモニタリングと管理についても言及している。

モニタリング(**surveillance**)について規制機関から**guide**において直接的に言及される内容は以上の通りであるが, 同じ文書中の閉鎖後の安全の提示 (**demonstration**) の章において, 処分サイト開発段階ごとの繰り返しアプローチとして, 1) 安全のための特性の検証, 2) 処分システムの擾乱の評価とその影響の推定, 3) 処分システムの将来挙動のモデル化の3つを求めている。これらの要求に応えるためには複数回の観測が必要である。さらに, 処分システムの変遷のモデル化の節において, モデルと試験結果の比較の必要性を述べたうえで, 安全性の証明を繰り返す過程において, モデルの詳細は研究の進展とその時の収集データの精度に依存するという記述があり, 繰り返しの試験が含意されたコンテキストとみることができる。また, 付録の章において, 処分サイトの開発及びその間の擾乱を考慮して, 処分サイト及び施設に関するパラメータの変化をサイト建設時のみならずそれ以前から追跡するために用意する計装でとりわけ対応すべきこととして次が示されている; サイトのピエゾメータ測定, 長期に開口されたままの地中施設の壁面の経時変化, 地震動, 岩盤の熱的变化及びその影響, 母岩の水理的性質の変化。以上のような繰り返しあるいは追跡的な観測・実験は定期, 不定期によらず**surveillance**の語は用いられなくともモニタリングとみなすことができる。このようにフランスにおいては**surveillance**のみをモニタリングとすると一般的なモニタリングより狭義になるので, 上述のように**surveillance**として直接的に言及されない繰り返しの観測も本報告ではモニタリングに含めた。

処分サイトがビュールに選定されて以後のまとまった報告が**DOS**である。**DOS**において, 処分事業の段階ごとにモニタリングに関する記述があるが, 人工バリア及び施設に係るモニタリングの記述が主体で, 閉鎖後安全の段階で母岩に係るモニタリングの記述は限られる。いずれの記述も一般論で, 場所や方法などの具体的な内容に乏しい。母岩に係るモニタリングのリストの抜粋を表3.1.1.6-1に示すが, これが最も具体的な内容である。

表 3.1.1.6-1 閉鎖後安全に係るモニタリングの予測的リスト<sup>24)26)</sup>。天然バリアに係る部分を抜粋。

閉鎖後の安全機能	モニタリング対象となる地下施設要素	経時的モニタリングの予測的必要性
特性の維持	坑道及び処分孔 (MA-VL)	ニアフィールドの泥岩の性質, 特に掘削影響を受けた泥岩 (浸透率, 空隙率, 亀裂, 空間的拡張,
泥岩の特性	処分孔 (HA)	変形, 不飽和化, 酸化, 温度, 間隙圧, 応力)
	地質媒体	処分施設周辺の炭酸塩質 Oxfordien 層の静水圧 発熱性廃棄体周辺の炭酸塩質 Oxfordien 層の温度 処分施設周辺の Callovo-Oxfordian 層の間隙水圧 HA 施設周辺の Callovo-Oxfordian 層の温度

DOS について, ASN は IAEA 及び TSO である IRSN に評価を依頼している. IAEA の評価書<sup>27)</sup>はモニタリングについていくつか進展させるべき点を以下のように指摘している.

“ANDRA は操業フェーズのモニタリングプランをさらに進展させるべきである:  
モニタリングパラメータと閉鎖後安全との間の関係;  
機器の維持管理や交換を含めて操業期間に実施計画するモニタリング活動の可能性; 及び  
閉鎖後安全に係るバリア性能への潜在的な有害な影響.”

IRSN のレビュー書<sup>28), 23)</sup>は, 概要において以下のようにモニタリングに係る解析の不備を指摘するとともに処分場の概念に影響する 4 つのポイントの 1 つにモニタリングを含めた.

“IRSN は DOS について, 事故的な状況 (事故の影響を受けた処分セルの回収を含む) の拡大に対する重要な管理及びモニタリングに関する ANDRA の安全の解析にはまだ不備がある段階にあると指摘する.

...

IRSN は処分場の概念の実質的な変更をもたらす可能性のある 4 つの大きなポイントを特定した.

1. アスファルト固化体の処分セルの火災に対するリスク管理.
2. 地下設置操業に対するある種の事故的状况の考慮.
3. Cigeo プロジェクトの安全において重要なパラメータのモニタリングの実現可能性.
4. 処分場のアーキテクチャの安全性の視点での最適化.

DAC 文書の内容においてこの 4 つの点に対する説明対応は IRSN として必須と考える.”

最後に ASN の評価書<sup>29)</sup>はモニタリングについて次のように指摘した.

“処分場の操業時, 閉鎖後の安全の要求に対するモニタリングについて ANDRA が考慮する仕様項目には不足があることを鑑みて, 建設許可申請文書のモニタリング戦略と実施方法についてさらに提示・正当化の必要性があると ASN は考える.”

いずれの評価書においても, モニタリングにかかる検討の不十分さが指摘されている. 安全機能をどのようにして特定しそれに係るパラメータをどのように特定したかなどモニタリング対象を特定するロジックが示されているとは言い難い. したがってモニタリング項目の選定は省いてモニタリングの詳細について記す.

### 3) モニタリングの詳細

ビュールにおけるモニタリングについては、すでに記したように DOS には十分な記載がなされていないことが指摘されている。しかしながら、地下水関連のデータについては環境モニタリング (la surveillance environnementale) の一環として Observatoire perenne de l'environnement (Ope)「環境の継続的な観測」が実施されており web サイトに情報が公開されている。これは影響の研究と規制上のモニタリングの規定のための初期参照状態 (l'etat initial de référence) <ベースライン相当>の確立及び Cigéo 開発期間にわたる状態の記録と個々の環境要素の変遷の追跡を目指すものである。研究対象の範囲は 900km<sup>2</sup> で、そのうち 240km<sup>2</sup> が ANDRA によってより詳細に調査される参照区域 (secteur de référence) とされている。観測の分野は水圏, 気圏, 地圏 (土壌), 生物圏, 人生 (農業など) を含む ([http://ope.ANDRA.fr/images/1\\_galy.pdf](http://ope.ANDRA.fr/images/1_galy.pdf))。地表水・地下水の観測施設の分布を図 3.1.1.6-2 及び図 3.1.1.6-3 に示す。

地層処分候補サイトはパリ盆地を作る地形的にも地質的にも盆状構造 (ケスタとも呼ばれる組織地形) の東縁部に近く位置するため、サイト及び周辺の地域全体が地形的に西に緩く高度を下げ、地層も西に緩く傾斜し、河川も西流する。処分施設は地下約 500m の主として泥岩 (粘土岩) よりなるジュラ紀 Callovo-Oxfordian 層に設けられる。この処分施設が設置される地層の上位は地表に向けてジュラ紀の主として石灰岩またはマールからなる Oxfordien 層及び Kimmeridgien 層が分布し、下位には主として石灰岩からなる Dogger 層が分布しており、粘土岩層は上下を石灰岩 (一部マール) によりサンドイッチのように挟まれている。サイトの東と南西に北北東-南南西の断層及びサイトの南から西にかけて北西-南東の断層群が分布する (図 3.1.1.6-1)。これらのうち Marne 及び Poisson 断層 (地図には Poisson 断層の名がみえないが Poisson の町周辺の北西-南東の断層がそれ) はテクトニックな主応力に平行で hydroliquement actives (透水性が高い) とされ、Gondrecourt Nord 及び Joinville 断層はテクトニックな主応力に直交する北東-南西方向でこれらは流出性が弱くどちらかという水理的バリアとされる<sup>24)</sup>。また、Callovo-Oxfordian 層中の地下水には、その上下の地層の地下水に比べてオーバープレッシャーとなる部分があり、その成因については十分解明されていないが、放射性核種の移行への影響は無視しうるとされている<sup>24)</sup>。地表での水系の分布傾向 (図 3.1.1.6-2 及び図 3.1.1.6-3) と断層の走向傾向は比較的調和的である。地下水については、水頭分布及び数値シミュレーションから推定される流向 (図 3.1.1.6-4) は Oxfordien 層では地表水の流向と調和的であるが、より下位の Dogger 層では全体的にやや南に振れており地表水系とは必ずしも調和しない。OPE での地下水観測 (図 3.1.1.6-3) は地表水系に沿って分布しており、その結果 Oxfordien 層の地下水流動方向に沿った配置でもあり、サイト東の北北東-南南西の断層の方向に沿っているようにも見える。また、サイトよりも流動の下流側に多い配置となっている。地表水の観測は、河川に沿って分布しており、サイト西側の河川下流側に多い配置となっている。地下水モニタリング施設の配置の特徴は、サイトから見て地下水流動の下流側に多く、水系に沿った配置、一部断層の方向に沿った配置と整理され、地表水のモニタリングについてはサイトに対して下流側の河川に多めの配置といえることができる。

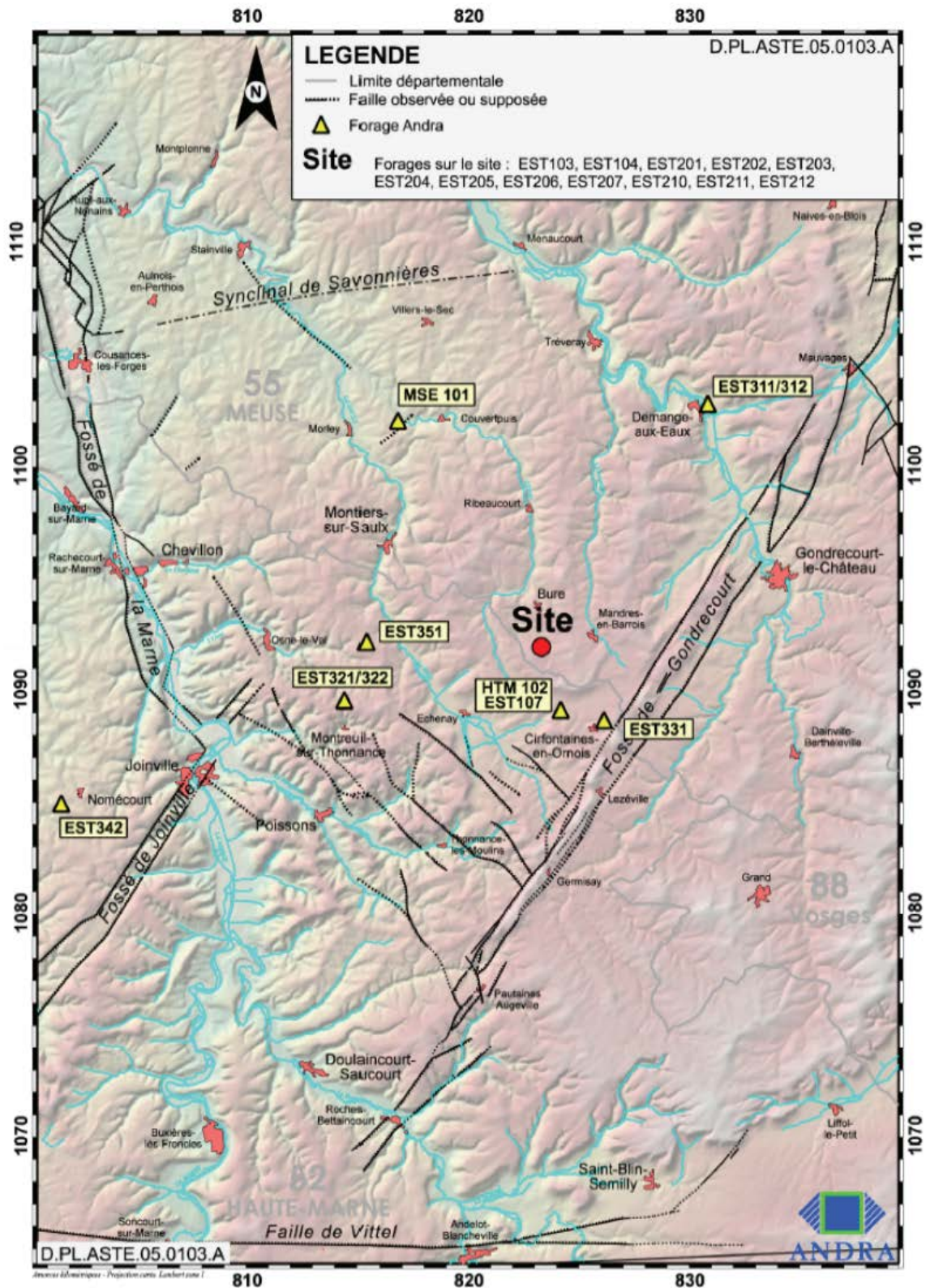


図 3.1.1.6-1 ビュール周辺の主要な断層の分布と深部地質調査井<sup>30)</sup>



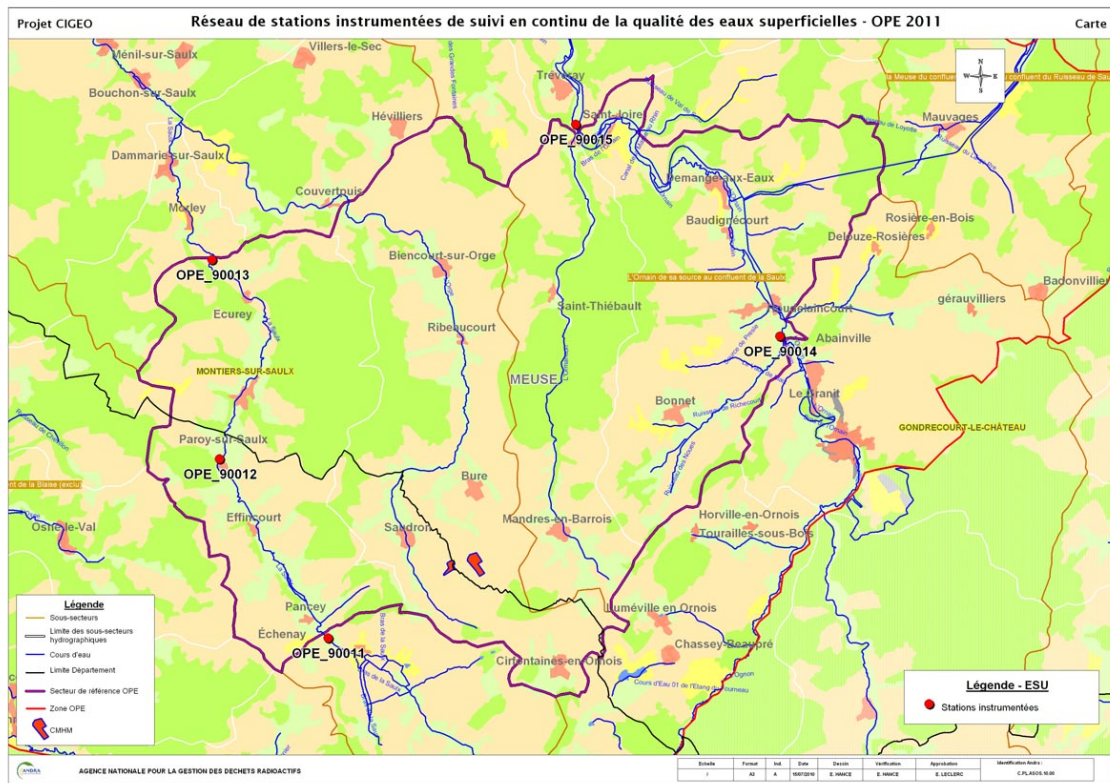


図 3.1.1.6-2 表流水の観測施設(参照 OPE 域を拡大)

([http://ope.ANDRA.fr/index.php?option=com\\_phocagallery&view=detail&catid=5:station-de-suivi-des-eaux&id=33:cartestationsinstrumenteesesu&Itemid=246&lang=fr](http://ope.ANDRA.fr/index.php?option=com_phocagallery&view=detail&catid=5:station-de-suivi-des-eaux&id=33:cartestationsinstrumenteesesu&Itemid=246&lang=fr))



図 3.1.1.6-3 地下水の観測施設

([http://ope.ANDRA.fr/index.php?option=com\\_phocagallery&view=detail&catid=10:reseau-de-suivi-des-eaux&id=75:carte-de-suivi-des-eaux-souterraines&Itemid=246&lang=fr](http://ope.ANDRA.fr/index.php?option=com_phocagallery&view=detail&catid=10:reseau-de-suivi-des-eaux&id=75:carte-de-suivi-des-eaux-souterraines&Itemid=246&lang=fr))

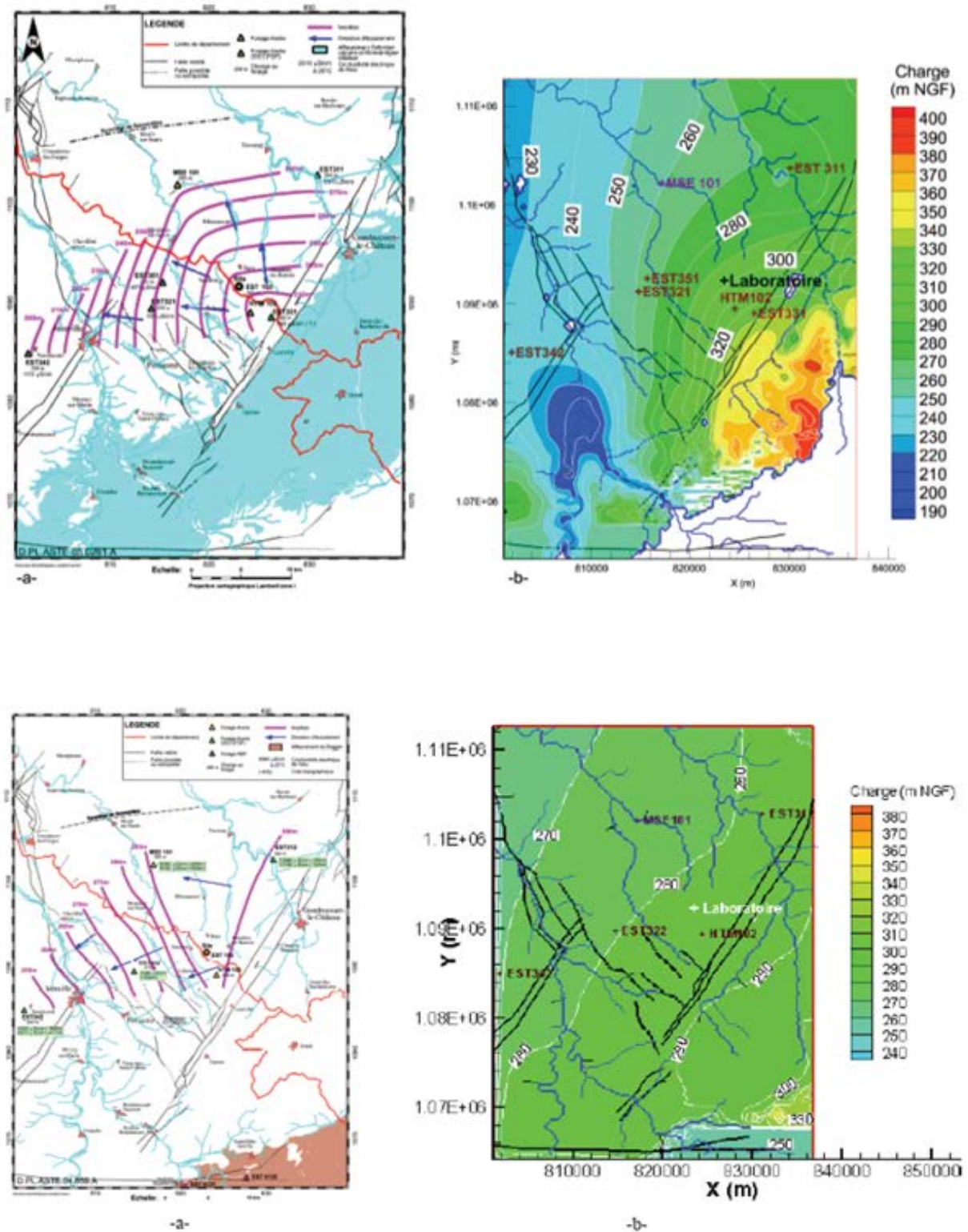


図 3.1.1.6-4 Oxfordien の水頭分布: 観測値(a)及びシミュレーション結果(b) (上), Dogger の水頭分布: 観測値(a)及びシミュレーション結果(b)(下)<sup>22)</sup>.

### 3.1.1.7 石油地下備蓄基地及び石油ガス地下備蓄基地(日本)

石油地下備蓄基地及び石油ガス地下備蓄基地については、前年度(平成 30 年度)に報告<sup>31)</sup>しているが、モニタリングの目的と仕様(配置等を含む)の視点であらためてその特徴について考

察する。

石油備蓄基地の場合その貯槽の設置深度は天端レベルで-20~-35m であるのに対し、石油ガス備蓄基地の場合は、-150~-184m とより深くなっている。この理由は石油ガスは常温で液化ガスの気化を抑えるためのより高い水圧が必要なためである。これらの貯槽は「スチールあるいはコンクリート等のライニングを行うことなく、岩盤内の地下水流の水圧で空洞からの漏洩を防止する貯蔵方式である」<sup>32)</sup>ことから「岩盤タンク周辺の地質、水文等の状況がその安全性の重要な要素となる」(岩盤タンクに係る屋外タンク貯蔵所の規制に関する運用基準等について(平成11年消防危第86号))とされる。LPG貯蔵の特徴として、貯槽周辺に高透水帯が存在する場合、空洞周辺に不飽和域が発生する場合があります、同部の地下水圧低下がLPG貯蔵に好ましくない影響を及ぼす。この点においてLPG貯蔵は石油備蓄に比較して貯蔵圧が大きいため、それだけ水封条件が厳しくなっているとされる<sup>32)</sup>。また、水封機能としてもっとも直接的に重要なものは「地下水圧」であり、「地下水位」ではないとされ、高透水部での局所的な地下水圧の低下は地下水位の観測でとらえることが難しいとされる<sup>32)</sup>。このことから石油備蓄に比べて入念な観測孔の配置、すなわち間隙水圧の観測及び計測断面に沿った密な観測点の配置が求められているものと思われる。LPG貯蔵施設では不飽和域を最小限に抑えることが基本とされる。一度水位が低下した高透水帯は水位を回復させることが難しい場合があることが石油備蓄建設の経験からも知られており、このような高透水帯は一たび不飽和になるとなかなか飽和しない場合もあることから、高透水帯に対しては、工事に伴った不飽和帯の拡大を招かないような慎重な施工が必要とされる。これは施工段階から入念なモニタリングの必要性を示すものであろう。

地下水位観測は早いものは調査設計段階から開始(波方)しており、いずれのサイトでも建設段階以後継続的に観測を実施している。実証プラントを設置してそれに対して観測する事例も認められる。開発段階の進展に応じた観測孔の増加が認められる。また工事の進展によりサービストンネルや水封トンネルが開削されるのに合わせて間隙水圧観測孔がこれらの地下施設から掘削されて観測が実施されている。LPG貯蔵施設では、計測断面という考え方で観測孔を鉛直平面に沿って配置しているが、これはより入念な地下水圧管理を求められる当該施設の事情によるものであろう。モニタリング孔の配置は規制要件への適合のほかに、一般的にタンク軸方向に配置、高透水性のために地下水位低下が顕著な地域に密に配置されている。また、水位計の設置深度についてその数値を明確に文献から取得できなかったが、読図によればタンク天端より浅い位置に設置されており、間隙水圧計はより深く、タンク周辺の深度に設置されているといえる。すでに記したようにLPG貯蔵施設ではより入念な観測点配置となっている。地下水位変動の解析及び解釈に必要な情報として、水文(降水、蒸発散、河川流量)、潮汐、地震、水質などの観測に係るモニタリングが実施されている。なお、当該事業に固有なモニタリング量として湧水量、水封水供給量などが活用されている。

岩盤タンクに係る規制基準として、「岩盤タンクの内壁から岩盤タンクの最大幅の5倍の水平距離を有する範囲の地下水位は、安定したものであること。」が求められている(昭和34年総理府令第55号+平成10年3月4日自治省令第6号改正)。規則(運用基準)によれば、この安定した水位は限界地下水位以上であるとされる。限界地下水位は岩盤タンクからの漏油または漏気を防止するために保たなければならない最低の地下水位とされる。また、規則は自然条件等の把握に関する事項を別記1にて求めているが、このうち地下水・水文調査に係るものとして、地下水分布、岩盤の透水性、降水量、蒸発散量、涵養量、河川流量があげられている。なお、引用文献ではモニタリング孔の配置に関して40,000m<sup>2</sup>(およそ200m四方)に1か所の割合の設置が記載されているが、これは法令等には見いだされず、おそらく業界あるいは学協会基準(高圧ガス保安協会)ではないかと考えられる。

### 3.1.1.8 まとめ

放射性廃棄物の地中処分(浅地中処分・中深度処分・地層処分)におけるモニタリングの目的は、規制側の視点では許認可時の前提となる条件がその後も継続的に維持されていることの確

認といえる。IAEAによれば具体的に<sup>1)</sup>, 安全確保に期待される性能を処分システムが示すことの確認, そのための各種機能が評価通りであることの確認, 安全を評価するために用いた仮定やモデルが実際の条件と一致しているかの確認とされる。

地中処分において許認可の前提となる条件には処分施設が設置されることになるさまざまな自然環境条件が含まれる。建設許可の時点すなわち建設前の自然環境条件はベースラインにあたる。自然環境条件は建設や操業の影響を受けて変動することが予想され, それを考慮しても安全の確保に支障のないことは仮定やモデルによって予測により示されるしかなく, 受動安全(**passive safety**)に移行するまでのある一定の将来期間はその正当性を確認することがモニタリングに求められる。ベースラインはそもそも自然のままでも変動しうる自然環境条件に係るものであるから, その把握には一定の期間の観測による平準化や傾向の分析が必要である。そのためにベースラインの把握のために建設前からモニタリングが開始される<sup>1)</sup>。またモニタリングの結果が常に期待される通りとは限らないので, その場合の処分事業に係る決断を支援すること<sup>1)</sup>も目的として考慮せねばならない。こうした目的にむけたモニタリングのデザインにおいて, システムの安全にかかわる事象の重要な性質・プロセス・現象(**FEPs**)とモニタリングの合理的関係, モニタリング行為そのものがシステムの安全性を損なわない, コストとベネフィットとのバランスといったことが考慮されねばならないとされる<sup>1)</sup>。システムの安全にかかわる事象の重要な性質・プロセス・現象(**FEPs**)とモニタリングの合理的関係とは, システムの安全にかかわる事象の**FEPs**からその重要度に応じて, モニタリングの対象を選定し, そのための手法を選定することであり, **MODERN2020**のスクリーニングはそれを意図したものである。**IAEA**の**SSG-31**も特定(**identification**)と正当化(**justification**)として重視している<sup>1)</sup>。スクリーニングには技術的な実現可能性(**feasibility**)なども考慮される。

ここまで整理した内容を振り返ってみるとモニタリングの目的やプログラムのデザインの考えかたには国際機関及び各国の間に共通性が認められることがわかる。諸外国及び国際機関の規制, 規制基準等及び埋設施設の性能確認に関する規制基準について, 国際機関**IAEA**の基準と各国規制関連基準との関係をそれぞれの策定年とその内容について既往報告は次のように整理している<sup>23)</sup>。国の規制関連基準が国際機関**IAEA**の**SSR-5**(2011年), **SSG-23**(2012年), **SSG-31**(2014年)以後に策定したケースがフィンランド, 以前に策定したケースが米国, フランス, 英国であり, フィンランドについては, 国際機関の規制基準の影響が認められ, 合衆国の2009年策定の**10CFR-part63**については逆にその影響が**IAEA**の基準に認められることを推測し, フランスについては**ASN**の安全指針(2008)が, 英国については**EA**のガイダンス(2009年)がいずれも**IAEA**の基準以前であることから基準の反映が考え難い。

しかしながら, ここで**SSG-31**策定の経緯について注意すると, **SSG-31**に係る**DPP357<sup>33)</sup>**(**Document Preparation Profile**)が**WASSC**及び**RASSC**のステアリングコミッティーにて承認されたのが2005年でそれから実際のテクニカルな作業が実施されたのが公表スケジュールによると2007年から2008年で, その後2008年にメンバー国にコメントを求めるためのドラフト(**DS357**)が送付され改訂が繰り返されて2014年の策定に至っている。コメントを求めた2008年から2014年の策定までのあいだに各国の規制基準の策定期間が重なっていることから, 両者が互いに影響しあうことは容易に想像される。おそらく各国とも自国の規制要件を国際機関に反映あるいは整合させるようコメントするであろう。したがって両者の間に一致する部分が多く見出されてもおかしくない。

このような考え方においては一致する部分が多く見出されるが, その取り組みには国それぞれの特徴が認められる(表3.1.1.8-1及び表3.1.1.8-2)。

米国ユッカマウンテンプロジェクトでは, 規制要件が連邦規則**10CFR Part63**に, 事業者の申請に対する評価プランが**NRC**により示されており, これらを踏まえて事業者が作成した安全解析書に対して**NRC**が安全性評価報告書を作成している。こうした一連の文書の構成が規制要件の項目と対応するように順序づけられているのが特徴で, 非常に明解な構造性をもっている。したがって, モニタリングについても事業者がどのように規制要件に対応し, 規制側がどのような視点でそれを評価し, 評価の基準が何であるかが透明性をもって理解することがで

きる。そこからわかることは、モニタリングについて、事業者が当初提示したモニタリングの選定に対して、規制側がさらなる説明性の向上を求めたことで、これに対して事業者は FEPs の解析に基づくバリア性能への重要度、性能評価によるリスクの不確実性の重要度に基づく追加的な説明を実施している。規制側はレビュープランでも「特定の検証」を強く求めていることから、こうした追加的な要求となったのであろう。ただしこうした事情について安全解析書だけではわからず、他の文献へ遡及しないとわからないことや、より具体的なモニタリングについての技術的な内容、設置機器、設置位置、測定頻度などについては安全解析書中にはみあたらず、遡及文献においても今回の調査では明らかにできなかった。

ユッカマウンテンプロジェクトにおける規制側と事業者側のやりとりは以上の通りであるが、この流れは日本の原子力発電所の審査の流れに近いことが指摘される。具体的には 10CFR Part63 は規制関係の法令等に、SAR は事業者の申請に、許認可申請の更新は事業者の補正申請に、RAI は審査会での指摘事項に、SER は審査書に対応するものと理解できる。SER の構成は、SAR に記載された 10CFR Part63 への適合性の主張をまず記述し、そののちにそれに対する NRC の評価を記述する形をとっており、日本における原子力発電所にかかる審査書の体裁とよく似ている。ただし日本では、指摘事項とそれに対する事業者の対応は補正申請に反映され、審査書でもそれが記載されるが、NRC の SER では NRC の RAI の内容とそれに対する DOE の対応がどのようなものであったか今回の調査では明かにできなかった。

フィンランドのオルキオプロジェクトではモニタリングは FEPs を用いた重要度の解析と技術的な実現可能性などを組み合わせた項目の選定をおこなっている。Posiva 自らが主張するようにそのアプローチは MoDeRn のそれにきわめて忠実であるといえる。地層処分事業において先進的であるだけあって、モニタリング対象、モニタリング手法、モニタリング頻度、閾値が具体的に示されている。モニタリングデータの評価においてリミットを設定する考え方はユッカマウンテンプロジェクトでも示されている<sup>14)</sup>が、具体的な閾値を示して、それを越えた場合の対応まで明らかにしていることは他の事業者にはみられない特筆すべき特徴であるといえる。ただしアクションリミットは具体的な数値で示されているが、その根拠を今回の調査で確認することはできなかった。

スウェーデンのフォルスマルクプロジェクトでは事業者自身によって国際的なガイドラインや MoDeRn をベースとしてモニタリング対象を選定していると称しているが、その具体的なプロセスを今回の調査で明らかにすることはできなかった。しかし、選定されたモニタリングの対象は広範囲で、技術的にも挑戦的なのが特徴といえる。ただしこうした挑戦的なモニタリングは、まだ多くの将来的な課題を残している。モニタリングについてはかなり詳細が明かされているといえるほうで、とくに寒冷地であるがゆえの経験の披瀝に特徴がある。

フランスの Cigeo プロジェクト(ビュール)では、回収可能性を担保するためのニアフィールド及び施設のモニタリングに積極的にとりくんでいるように見える。しかし地質環境を含めてモニタリング対象の選定過程の説明不足が規制側から指摘されている。

わが国の石油関係備蓄施設でのモニタリングについては、分野が異なれるがその考えかたは放射性廃棄物処分での国際的なモニタリングの考えかたと整合しているといえる。ガス備蓄施設において不飽和帯の扱いに慎重であるのが印象的である。不飽和帯は地層処分のような深地層処分において安全に対してどのような影響がありうるのか、今回の調査では明らかにできなかったが、その影響についてなんらかの確認が必要であろう。

表 3.1.1.8-1 フィンランド、スウェーデン及びフランスでのモニタリングの取り組み（概要）

	オルキルト（フィンランド）	フォルスマルク（スウェーデン）	ビュール（フランス）
対象地域の基本的な水理地質構造	オルキルトサイトはボスニア湾の島に位置し、母岩はプレカンブリア紀の堆積岩起源のミグマタイト（約 1.9-1.8Ga）にラパキビ花崗岩（約 1.6-1.5Ga）及びダイアベース（約 1.2Ga）が貫入。これらの母岩中にフラクチャーが分布する。これらの基盤の凹部には比較的厚い主としてティルからなる上載層が分布する。淡水の生態系は限られ、天然の湖は存在しない。	フォルスマルクは 1.85Ga から 1.89Ga のフェノスカンジナビア結晶質基盤岩の上にレゴリスと呼ばれる約4mの第4紀の未固結堆積物をのせるバルト海の海岸線にそった地域で、後氷期の隆起により海岸線が後退し、海岸沿いに浅い湖や湿地が点在する。	地層処分候補サイトはパリ盆地を作る地形的にも地質的にも盆状構造（ケスタとも呼ばれる組織地形）の東縁部に近く位置するため、サイト及び周辺の地域全体が地形的に西に緩く高度を下げ、地層も西に緩く傾斜し、河川も西流する。処分施設は地下約 500m の主として泥岩（粘土岩）よりなるジュラ紀 Callovo-Oxfordian 中に設けられる。
モニタリング対象（調査項目）の選定方法	モニタリングプログラムの開発方法は MoDeRn のモニタリングワークフローに記載される一般的なアプローチと調和的。具体的には、長期安全性に影響するプロセスとして大きく次の 4 区分をおこないそれぞれについて FEPs を踏まえたスクリーニングを行なう。1:ONKALO の建設に起因するもの、2:EBS に関係するもの、3:地圏に関係するもの、4:地表環境に関係するもの。	サイトについての理解の一環としてのモニタリングはおおむね IAEA の定義と同様で、モニタリング対象を選んだ根拠や考えかたについては国際的なガイドラインや MoDeRn をベースとしている。具体的には、モニタリングについての鍵となる論点として次の 4 つをあげている SKB(2017)。1. サイトの理解とサイトを記述するモデル。2. 長期間の放射線学的安全性。3. 建設と操業から環境への影響の評価。4. 処分施設のデザインと建設。	（選定方法についての記載見出せず）
規制者のモニタリングへの対応	STUK の規制のアプローチはモニタリングプランをレビューし、毎年モニタリング結果を報告し、建設の擾乱に焦点を合わせた検査の一部としてモニタリングを評価することで、処分施設建設の規制管理として、安全機能に必要とされる条件及び好ましい特性が地質環境に維持されるようにデザイン、実施及び建設が行われていることを一義的に確かめることである。	スウェーデンではモニタリングそれ自身は特定の法律や規制による明示的な対象ではなく、法律上の許可及びその基礎データや合意のために関連して必要なことのみさまざまな点の動機、説明、チェックに求められるインプットの一部となる重要なツールにあたるものとされる。	処分サイトがビュールに選定されて以後のまとまった事業者の報告である DOS について規制者の評価がなされており、モニタリングもその中に含まれている。DOS について、ASN は IAEA 及び TSO である IRSN に評価を依頼し、評価書を作成している。いずれの評価書においても、モニタリングにかかる検討の不十分さが指摘されている。
モニタリングスケジュール（水理関係）	基盤中の浅層地下水の水位モニタリングを 1989 年から、解放またはパッカー区間のある深部孔井での水頭のモニタリングを 1991 年から、地下水水質のモニタリングを 2001 年から、EC 等の塩濃度のモニタリングを 2003 年から、フロー検層等の水理学的性質に係るモニタリングを 2003 年から実施。ONKALO の建設開始からこれに加えてトンネルへの流入水に係るモニタリングを 2004 年から実施。	地下水については、レゴリス中の滞水層と基盤中の滞水層を分けてモニタリングしており、2002 年から実施。パッカーを用いた地下水流の測定については、2005 年から実施されている。測定キャンペーンは 6 孔井セクションで実施され 1 セクションあたり 4～7 日を要し、測定間隔は 2014-2015 年で 10 日から 300 日とセクションにより異なる。	環境モニタリングの一環に位置づけられて実施され、ANDRA 以外の機関のデータも活用されるが、詳細は不明。
測定データの評価と運用	モニタリング結果について action limit（閾値）を設定して、これを超えた場合の対応について示している。	この地域では、短寿命、低中レベル廃棄物の地下処分場（地下 60m）が 1988 年から稼働し、フォルスマルク-SFR エリアと呼ばれ、1980 年初頭から水理モニタリングが実施、評価され、地層処分計画にも有用とされる。いっぽう地層処分地域（フォルスマルク-Lens エリア）の水理モニタリングデータはその取得期間が十分長くないため十分な評価や比較は未実施（2017 年時点）。	処分構成要素及び母岩の状態を特徴づけるパラメータの変化並びにその変化をもたらす主たる現象の追跡。科学的知見を踏まえた現象の詳細の予想と対処。管理、開発、可逆性に必要な情報の提供に用いられるとされるが具体は不明。

第3章 地質及び水理環境モニタリングの手法、計画等の妥当性に関する科学的・技術的知見の取得

表 3.1.1.8-2 米国、フィンランド、スウェーデン及びフランスでのモニタリングの取り組み（詳細）

直接計測されるパラメータのほかにこれらを用いて間接的に求められるパラメータを含む。下線:実施中、破線下線:中断、(NF):ニアフィールド（地下施設利用）主体、\* は事業者以外の機関データも活用。本文中で参照した文献および備考に追記した文献より抽出。

	ユッカマウンテン（米国）	オルキルト（フィンランド）	フォルスマルク（スウェーデン）	ビュール（フランス）
地下水	地下水水位 透水係数 流速 地下水化学指標（Eh, pH, 放射性核種濃度, コロイド） 塩濃度 同位体組成 ガス組成 ガス浸透率	地下水水位 透水係数 圧力応答 電気伝導度 塩濃度 水温 pH, Eh, EC, O <sub>2</sub> 各種化学分析 微生物, ガス組成 同位体組成	地下水水位 透水係数 間隙水圧 流速 電気伝導度 水温 干渉試験 地下水化学（pH, 各種イオン, 同位体等：浅層地下水46項目, 基盤地下水33項目）	地下水水位 透水係数 地下水化学（未詳） (NF) ガス組成 (H <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> ) (NF) ガス浸透率
地質・地球物理		微小地震 (NF) 亀裂（帯）の計測及び目視観察 精密水準測量 GPS EDM (Electric Distance Measurement) ベースライン測定	地震*・微小地震 地磁気* 地電流 GNSS (Global Navigation Satellite System)* DInSAR 水準測量	(NF) 地震波トモグラフィー (NF) 坑井検層 (NF) 地震波速度 (NF) 亀裂解析
気象	降水量	降水量, 積雪深	各種気象パラメータ*（降水量, 気温, 気圧, 湿度, 風向風速）, 可能蒸発散量 (PET), 積雪深, 湖沼及び海湾の結氷率	各種気象パラメータ*（降水量, 気温, 気圧, 湿度, 風向風速, 日照）, その他環境関係物質濃度* (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O, SO <sub>2</sub> , CO, NOx, O <sub>3</sub> , PM10/PM2.5)
陸水・海洋		海水準, 涵養量, 流出量, 地上霜(ground frost)	海水準, 河川流出量 (ゲージステーション), 湖沼水位*, 電気伝導度, 水温	水位*, 水収支 陸水化学* (pH, 電気伝導度, 水温, 溶存酸素, 濁度, 塩濃度, その他環境関係物質濃度)
備考	多くはサイト特性調査段階から実施されるが具体は不明	地下水のモニタリングは地下施設及び周辺地表にて実施。 他参考文献 <sup>36), 38)</sup>	モニタリングは地表からのみ。干渉試験は一部のモニタリング孔の仕様であるが実施状況は不明	地下水のモニタリングは地下施設及び周辺地表にて実施。 2019年時点のフランスの(NF)項目はR&D要素が多

い。  
他参考文献<sup>37)</sup>



### 3.1.2 沿岸域堆積岩地域を対象としたモニタリング項目の選定

#### 1) 選定について

放射性廃棄物の処分事業におけるモニタリングの目的は、事業許可の前提とした地質及び水理環境条件が爾後継続的に維持しているか、施設閉鎖後も将来的に前提条件から逸脱しないかを確認することとされる。IAEAによれば<sup>1)</sup>、規制側は必要とされるモニタリングのガイダンスを処分事業の全プロセスにわたって提示するとともに、定期的なレビューの実施を求めている。事業プロセスには、操業前(サイト選定、施設建設)、操業中(操業、閉鎖措置)、閉鎖後が区分されるが、本稿では中深度処分について沿岸堆積岩地域を対象として地下水流動系及びその擾乱の評価に必要な最低限のモニタリング項目を検討する。具体的には地下施設(実験施設及びパイロット施設を含む)建設前を想定した地質及び水理環境のモニタリング項目において他機関の観測データの利用が期待できないものを必要最低限のモニタリング項目とした。

建設の許可に際して前提とする地質及び水理環境条件は、施設の建設前に収集されたデータにより把握されるものであるが、これらの状態は季節的、経年的な変化に加えて、さまざまな原因によるゆらぎの重畳した変動を示すものであり、その状態の把握には一定の期間にわたる観測(モニタリング)が必要であり、このようにして把握された状態は一般的にベースラインと呼ばれている。モニタリング項目の選定の要は、地質及び水理環境において安全に重要な機能に関係する対象及びそのパラメータを選定し、そのベースラインを把握することといえる。

本稿では選定方法の考え方として、成書<sup>34)</sup>を参照することにより水理モデルの作成に必要なデータの観測項目を広く漏れなく候補として上げ、そこから MoDeRn や米国、フィンランド、スウェーデンなどの放射性廃棄物処分事業の多くの先行例が採用している FEPs を利用した安全性への影響評価を踏まえて観測項目を絞り込み、それに対応するモニタリング項目を選定することとした。

その際、オルキルオト、フォルスマルクは沿岸域、花崗岩(片麻岩、ミグマタイトを含む)、ビュールは内陸、堆積岩、さらにいずれも安定大陸に位置するという地域特性を有しており、沿岸域堆積岩に一致する海外事例ではないので、沿岸域としてオルキルオト、フォルスマルクを、堆積岩としてビュールをという具合にそれぞれ一部を参考にし、さらにわが国が島弧変動帯に位置することから、地形、温度勾配などについても考慮した。

地中処分事業は地層の有する特性を受動的な安全確保に利用することから、FEPはその地域固有の地質や気候などの特徴を反映しており、これらはサイト固有の FEP (site-specific FEP) とよばれる。一方で、網羅性(抜け落ちがないこと)が求められるためサイト一般の FEP (site-generic FEP) として OECD/NEA の FEP<sup>39)</sup> と今回検討した FEP は共通する部分も多い。今回検討した FEP には次の特徴が認められる。

- AIST FEP<sup>40)</sup>: 火山や断層活動などの長期的な変動事象に特化しており施設建設に関連した影響は扱われない。
- JAEA FEP<sup>41)</sup>: 施設に関連した FEP を主体とするが、「地表の環境」(気象や陸水など)が扱われない。
- OECD/NEA<sup>42)</sup>: site-specific な FEP が収集されているが、MOL (粘土)、WIPP (岩塩) など沿岸域のスコープから外れるものが多い。
- オルキルオト<sup>43)</sup>及びフォルスマルク<sup>35)</sup>: 沿岸域ではあるが花崗岩(片麻岩及びミグマタイトを含む)を母岩とする。
- ユッカマウンテン<sup>14)</sup>: 内陸乾燥域で不飽和帯を対象とする。
- ビュール: 内陸で堆積岩を母岩とするが FEP についての詳細は不明。

結局以上より FEP としてフォルスマルクを参考にして、表 3.1.2-1 のように整理し、表右列に示す最低限のモニタリング項目 4 項目、背景情報として必要な観測項目 6 項目を選定した。

表 3.1.2-1 最低限のモニタリング項目の選定

地圏水循環系の評価に必要となる情報・調査 <sup>34)</sup> モニタリング候補として繰り返し観測が必要な項目に赤下線加筆			関連する FEPs SR-Site-FEP Variables <sup>35)</sup> を例に モニタリング候補として経時変化 (time) に着目する内容について赤下線加筆		最低限のモニタリング項目 (赤下線) 背景情報として必要な観測項目 (無印)
分類	情報・調査	内容	SR-Site-FEP name	SR-Site definition	
俯瞰情報	衛星・航空調査	地表標高、地表の自然（植生、河川・故障）、人工物分布（地表舗装率、道路・側溝・人工水路の分布、家屋・ビルの配置など）			
既存情報	地質情報	既存広域地質図（地質構造・岩相分布・断層など）、地盤図			
地質情報および水文情報	水文観測記録	過去から現在までの測候所気象データ			
	他の調査記録	過去に行われた当該地域の森林調査や地下探査データ、洪水記録など過去の災害情報			
	地質踏査	表層地質、露頭調査、断層・割れ目スケッチ、斜面調査（地滑り、土石流痕跡等）、横坑調査（壁面観察）			
	物理探査	各種物理探査による地下地質構造、地下不連続面などの推定	•Fracture geometry	•All cavities, from fracture zones to micropores in the matrix. Also included here is the excavation-disturbed zone (EDZ) and any other geometric changes in the fracture structure induced by construction.	地震観測（水位観測の異常値などの解釈に必要）
	地下地質探査	ボーリング掘削によるコア観察、孔内検層、トレンチ・横坑調査	•Fracture geometry •Structural and stray materials •Fracture minerals •Matrix minerals •Rock stresses	• <i>ibid.</i> •Chemical composition and quantities of grouts and other structural and stray materials injected/located in fractures in the rock and left there at repository closure. •Chemical composition of the fracture minerals as a function of <u>time</u> and space, i.e. a description of the various fracture-filling minerals that occur. Also the amount and composition of these fracture-filling minerals. •Chemical composition of the rock matrix as a function of ( <u>time</u> and) space, i.e. a description of the various minerals that occur and their extent. •Rock stresses as a function of <u>time</u> and space.	

第3章 地質及び水理環境モニタリングの手法、計画等の妥当性に関する科学的・技術的知見の取得

地下水利調査	<p>孔内計測（<u>水位・流向・流速・温度・濃度</u>）、孔内水利試験（注水・揚水試験など）、実験室コア試験など</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Temperature</li> <li>•Groundwater flow</li> <li>•Groundwater pressure</li> <li>•Gas phase flow</li> <li>•Saturation</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Temperature in the bedrock as a function of <u>time</u> and space.</li> <li>•Groundwater flow as a function of <u>time</u> and space in the geosphere's fracture system.</li> <li>•Groundwater pressure as a function of <u>time</u> and space in the geosphere's fracture system.</li> <li>•Gas phase flow as a function of <u>time</u> and space in the geosphere's fracture system.</li> <li>•Degree of water saturation of the geosphere.</li> </ul>	<p><u>地下水位・間隙水圧観測</u> <u>地下水温・地温観測</u> 水理特性観測（パッカー区間を利用した流量計測など）</p>
	<p>水文踏査</p> <p>沢筋調査、河川流況調査、湧水点調査、森林土壌調査、水質測定、井戸利用状況調査、土壌サンプリング</p>			<p>湖沼水位観測 河川流量観測</p>
	<p>水文・水理観測</p> <p><u>降水量、河川流量、蒸発散量、気温、風速、日射量、地表浸透能試験、地下水位計測、水質・水温</u>など</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Groundwater composition</li> <li>•Gas composition</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•Chemical composition of the groundwater as a function of <u>time</u> and space, i.e. concentrations of relevant components in the groundwater. This variable also includes quantities such as Eh and pH, as well as any radionuclides and dissolved gases.</li> <li>•Chemical composition of gases, including any radionuclides and naturally occurring gases, in geosphere cavities.</li> </ul>	<p><u>地下水水質観測</u> 河川・湖沼・海水水質観測 気象観測 潮位観測（沿岸域の場合）</p>
	<p>生態踏査</p> <p>森林、水田・その他の植物種、密度、活性度、地表葉面被覆希少動植物調査、土壌、水温・水質測定</p>			
人間活動情報	<p>水利用調査</p> <p>当該地域の表流水・地下水利用量、河川への排水経路、水質</p>			
	<p>汚染調査</p> <p>土壌・ガスサンプリング、揚水水質調査、河川・湖沼水質調査</p>			
	<p>将来計画調査</p> <p>土地改変（農地、工業団地、宅地、レジャー施設等）、河川改修などの計画、トンネル、地下空間利用計画など</p>	<p>Repository geometry</p>	<p>Geometric description of deposition holes, tunnels, ramps, boreholes etc.; i.e. of all excavated volumes.</p>	

これらのモニタリング項目について、前節で整理した文献等からの知見において詳細が判明したオルキルトとフォルスマルクの事例を主に参考にして内容を具体化した。建設前のモニタリングの重要な目的のひとつであるベースラインの把握に関してはモニタリングを開始する時期が論点になるが、これについてもオルキルトとフォルスマルクの事例を参照した。ただし、両者の間には事業の進捗に差があるので、地表調査→処分サイト決定(2001年)→処分サイトでの地下実験施設建設(2004年)まで進んでいるオルキルトの場合、地下実験施設建設時点で先立つ年数を、地表調査→処分サイト決定(2009年)までで地下施設の建設に至らないフォルスマルクの場合は処分サイト決定時点で先立つ年数を記載した。安定大陸で亜寒帯湿潤気候に位置する両サイトと変動帯で大部分が温暖湿潤気候でモンスーンの影響下にある我が国とでは置かれたテクトニクスも気候も異なることから、さまざまな事象とそのパラメータの振幅や経時変化は異なることが当然予想される。したがってベースラインの把握に要する期間(年数)には地域性を考慮する必要がある、ここにあげた事例は参考にとどめるべきである。

## 2) モニタリングの詳細

### 最低限のモニタリング項目

#### 地下水位・間隙水圧観測

定量的な地下水流動モデルを構築する上で必要なパラメータは、浸透量、間隙水圧、透水係数などである。浸透量は直接観測することのできないパラメータであり、気象観測により推定するので、気象のモニタリングの項で扱う。間隙水圧については、孔井内に直接に計測機器を置いて圧力を測定する場合と、水位を測定してその値から圧力に換算する場合がある。後者の場合、水圧は温度と塩濃度に影響されるが、処分サイトの場合は、もともと温度の低い環境が選定されるはずであるから、温度の影響は小さいが、フォルスマルクのように塩濃度の影響の考慮を要する事例もある。沿岸域堆積岩地域の場合、岩盤への海水の侵入の可能性、堆積岩地域にありがちな地層中の高塩濃度滞留水の存在の可能性、さらに海岸に面した地域が平坦である場合は水頭勾配が小さく小さな水圧の差に流動が影響される可能性を考慮すると水位を観測してパラメータを設定する際は塩濃度のモニタリングの同時実施も考慮する必要性が高い。

石油ガス備蓄施設の場合、水位より水圧の測定を重視しているが、処分施設の場合、不飽和帯の発生をどの程度管理する必要があるのか不明である。廃棄パッケージによる閉じ込めが期待通り1,000年、10,000年維持されるならば、その間におそらく不飽和帯は解消される可能性が高いが、what-ifとして閉じ込め機能が失われる箇所がより早期に発生した場合、残存する不飽和帯の安全への影響については十分理解されているとは言えない。このことから不飽和帯を管理するためのモニタリングについては課題が残るといえよう。

モニタリングのための孔井の配置については、処分施設からの核種の移動の評価が安全評価上の鍵となるのが地下水移行モデルであるので、地下水流動の処分施設の下流側に多く観測点を配置して水理モデルの信頼性を高める必要がある。沿岸堆積岩域においても、ビュールやフォルスマルクの事例と同様にサイトから見て地下水流動の下流域やディスチャージ域に多く配置すべきである。具体的には流出域の可能性のある地点、たとえば湖沼周辺には特に観測点を多く配置すべきである。また、断層はその性状により水理的障壁にも透水経路にもなりうる。断層の周辺に観測点を配置して断層の影響を評価する必要がある。水圧の管理が重視される場合、石油ガス備蓄基地のように断層などの低透水性の領域に孔井を配置する必要がある。ディスチャージ域や断層などの低透水性域の分布を信頼性をもって特定するには適切なモデルに基づく数値シミュレーションが求められるが、適切なモデルを作成するにはモニタリングのための孔井の適切な配置が必要という具合にモデルと孔井の配置は鶏と卵のような関係にある。おそらく一度で最適な配置を得ることは難しいことから、PDCAのような繰り返しアプローチで解決することになる。

モニタリングの頻度はオルキルトの例によると、浅層地下水の水位についてマニュアルの場合は毎月、自動の場合は毎時、パッカー区間においては毎時、深部開放井においては毎週とされている。フォルスマルクの事例にもあるように、極寒冷地では水面または地表の結氷、凍

結により孔井が浮き上がり水位の基準がずれてしまうことがある。このような場合、正確な水位が測定できないことになる。このようなおそれがある場合は、精密水準測量により井戸頭の高さを定期的に観測する必要がある。塩濃度の場合と同様に水頭勾配が小さい条件では、この影響は無視できないとフォルスマルクでは指摘されている。

オルキルトの事例では、浅層地下水の水位モニタリングは 15 年前から、深部孔井でのモニタリングは 13 年前から、フォルスマルクの事例では地下水の水位モニタリングは 7 年前から実施されている。

長期・継続的な観測が求められるモニタリング装置として、浅層地下水の場合フォルスマルクで用いられている **BAT-filter tip** のような打ち込み式も可能であるが、深い地下水の場合、モニタリング装置を観測坑井に設置するのが普通である。水頭の計測の場合はピエゾメータータイプのスタンドパイプを坑井に立て込むが、直接水圧を測定する場合は圧力トランスデューサを所定の深度に設置する。PTS ロギング検層器を定期的に坑井に降下して圧力を測定する方法もある。単一ボーリング坑内で多点測定できる機器として、**Westbay MP system** や **Solexpert Piezodex system** などがあげられる。どの方法によるかは坑井の運用方法に応じて選択する。

#### 地下水温・地温観測

オルキルトでは詳細な仕様は不明であるがオンカロからの岩盤温度測定が連続実施されている。一般的には水位観測と同時に水温は測定されるのが普通であるので、開始時期及び頻度は水位モニタリングに準じると考えてよいのではないかと。

プレート活動の影響の強い島弧域にあるわが国は沿岸域堆積岩は前弧側、背弧側いずれにも分布するが、安定大陸にあるオルキルト、フォルスマルク、ビュールに比べればどちらも地温勾配が大きいことが予想されるので地下水流動への温度の影響の評価は不可欠である。そのためにも水位観測坑井を利用した水温・地温の観測は必須である。計測には水温計を坑井に設置する場合と PTS ロギング検層器などを定期的に坑井に降下して温度を測定する方法がある。どの方法によるかは坑井の運用方法に応じて選択する。水温・地温は水理モデルの制約条件となるので、モデルの信頼性向上の観点から、可能な限り水温・地温の観測点・観測時期は水頭・水圧のそれと一致するようにすべきである。

#### 水理特性観測

透水係数のモニタリングについてオルキルトの事例では、浅い孔井でスラグ試験を URL 建設時から毎年、深い孔井で水理試験ユニット (ダブルパッカー) を降下する試験を URL 建設の翌年から隔年に実施している。その他に、フローメーター検層を 1 年前から毎年実施している。フォルスマルクではパッカー区間を利用した流量計測を 4 年前から実施している。

沿岸域堆積岩の地質環境においては、ビュールで指摘されたような堆積岩に固有の異常間隙水圧の影響についてその存否を含めて評価する必要がある。一般的には坑内への地下水の流入速度の計測によって水理特性を調べるが、そのためにはパッカーで坑井区間を区切った水頭・水圧観測が必要とされる。坑井にパッカー区間を区切ったピエゾメータを設置したり、スタンドパイプ中をパッカーを備えた検層器を降下して測定したりする。

多点温度検層あるいは単項式加熱型流向流速計によって坑内の地下水流動を計測して水理特性を推定することもできる。同様な目的で PTS ロギング検層が利用できる場合もある。

#### 地下水水質観測

オルキルトの事例では、水質モニタリングのための地下水サンプリングは年 2 回実施されており、早いものは 3 年前から実施されている。フォルスマルクでは、1980 年代後半の低-中レベル放射性廃棄物処分施設 SFR の設置から水質モニタリングが実施されているが、地層処分サイト選定に向けた本格的な水質モニタリングプログラムは 7 年前に開始されている。分析成分については表 3.1.1.4-7、表 3.1.1.5-2、表 3.1.1.5-3 を参考に設定するのがよいだろう。配置については、地下水水位の場合と同様にディスチャージ域を重視することが必要で、水位観測

孔と共用することが一般的である。

沿岸域の場合、海水が侵入してくる可能性があり、地下水流動系に複雑な層状構造をもたらして地下水流動モデルの不確実性の要因ともなりうる。塩濃度は水頭と水圧の関係にも影響する。一方で塩濃度をトレースすることにより地下水流動モデルの制約条件ともなりうるものもある。地下水を構成している起源水には海水ばかりではないので、これらの混合を適切に評価するためには塩濃度のみならずマルチトレーサとして様々な成分の化学分析(同位体を含む)を実施することが望ましい。

モニタリング装置として、坑井にパッカーをかませたパイプを設置し、パッカー区間から採水する方法、パッカーを備えた採水器を降下して採水する方法がある。これ等のサンプリング点は、上述の水温・塩濃度と同様な理由でできるだけ水位・水圧観測と同じ地点(深度)・時期が一致することが望ましい。

直接採水せずに水質計(オーシャンセブン等)を坑井に降下して塩濃度等を測定することも可能であるが、測定できる成分に制限がある。

### 背景情報として必要な観測項目

#### 地震/微小地震観測

地震は、水位観測データの異常値の原因ともなるので、その解釈のためには既設のネットワークのデータに依存するのみならず、水位観測孔の配置を考慮した適切な場所に一般的な広帯域の地震計を設置してモニタリングする必要がある。微小地震については、建設した施設の影響と工事そのものにもなうノイズの影響をできるだけ分離できるような配置が望ましい。オルキルトでは微小地震観測は2年前から実施。フォルスマルクでは地震のモニタリング用ネットワーク構築は11年前から実施。

わが国の場合、地下水水位への地震の影響は大きいので、沿岸域に限らずこのデータは必須と考えてよい。

利用可能な他機関の観測網として、Hi-Net, KiK-net などがある。

#### 湖沼水位観測

フォルスマルクの事例では、地表水の水位観測は自動で毎2時間で、毎月1回現地点検を6年前から実施している。湖沼はディスチャージ域にあたる場合も多く、このような地域では、適切な配置と欠測をできるだけ防ぐことが求められる。

利用可能な他機関の観測データとして、国土交通省の水文水質データベースが利用できることがある。

#### 河川流量観測

フォルスマルクの事例では、水路を設けて流量を観測している。自動で毎10分の水位を観測して水深さらに流量に換算している。毎月1回現地点検を実施している。フォルスマルクのような寒冷地ではヒーターシステムが用意してあっても機材に付着した雪や氷を定期的に除去しなければならないことがある。ドプラー流速計のような別の測定法によるチェックもおこなわれており、その必要性が認識されている。SKBの内部資料では流出モニタリングの最大許容精度は $\pm 5\%$ とされているが、これは技術的にやや困難な設定のように思われる。すでに記したように、このモニタリングについては先行例であるフォルスマルクでもいくつか課題が指摘されている。オルキルトでは詳細は不明であるが、流出の観測は自動で毎時とされている。フォルスマルクでは5年前から実施されている。

利用可能な他機関の観測データとして、国土交通省の水文水質データベースなどがある。

#### 河川・湖沼・海水水質観測

陸水及び海水の水質観測は環境モニタリングの一環として実施されている事例のみ (e.g. オルキルオト, フォルスマルク, ビュール) であるので, 長期安全性の評価という観点でモニタリングの頻度を明らかにすることはできなかったが, 地下水モデルにおける流入・流出ポイントとなることを考慮すれば, 地下水水質モニタリングにあわせて年2回ほぼ同時期に実施されれば長期安全性の評価の目的には叶うものと思われる. 事例に見る分析成分は環境モニタリングの一環ということから重金属成分が含まれるなど一般的に地下水水質のそれより多くなりがちであるが, 地下水モデルでの役割を考慮すれば, 分析成分は地下水水質の分析成分を包含するのが望ましい. 観測点 (採水地点) は湖沼水位観測の場合と同様にディスチャージ域を重視し, これらの水位観測点と一致する地点から選ばれるのが望ましい. オルキルオト及びフォルスマルクでは近隣に原子力関係施設 (原子力発電所や処分施設 SFR) がすでに立地するために, 環境モニタリングはかなり早くに開始されており, 地層処分施設建設に特定したモニタリングの開始時期は不明であるが, 地下水水質モニタリングが開始された時点でこれらのデータが利用できることが必要である.

利用可能な他機関の観測データとして, 国土交通省の水文水質データベースがあるが, 利用できる成分に制約がある.

### 気象観測

フォルスマルクの事例では, 降水量が30分毎の積算, 気温, 気圧, 風速, 相対湿度, 全日射が毎1秒の値の30分平均を自動で記録している. 可能蒸発散量 (PET) はこれらのデータを用いて, ペンマン式により毎30分の積算値をだしている. 寒冷地の場合, さらに積雪深や水面の結氷率を観測する場合がある. オルキルオトでは降水量は毎日, 積雪深は毎週, 浸透量は毎月計測または導出される. 地下水モデルを構築するための水位モニタリングが実施される時点でこれらの気象データが利用できるようになっていくことが望ましい.

利用可能な他機関データとして気象庁から各種観測データがある.

### 潮位観測

オンカロでは毎日とされているが, 潮の干満を考慮すればおそらく連続観測であろう. 特段の事情がなければ近隣の検潮所のデータの利用も考えられる. 地下水モデルを構築するための水位モニタリングが実施される時点で過去からの潮位データが利用できることが望ましい.

沿岸域であれば当然参照されるべきデータである.

利用可能な他機関データとして, 気象庁の潮位観測情報などがある.

### 3.2 掘削制限範囲設定のための知見の整理

#### シミュレーションによる掘削影響領域の評価

廃棄物埋設地直上に加えて設定すべき掘削制限範囲の考え方を, 地質構造を考慮した地下水流動系及び廃棄物埋設地建設の影響範囲等の観点から整理するために, 上北平野の掘削調査等で取得される水理特性を参考とした解析的な手法による影響範囲の把握を行う。

具体的には, 図に示すような広域の解析領域で地下水流動シミュレーション(以下広域モデルという)を実施し, その計算結果を用いた境界条件を設定したより狭い領域で詳細な離散化をしたモデル(以下サイト周辺モデルという)を作成し, このモデルをもとに仮想サイト建設前の地下水の自然状態と仮想サイト建設後の影響, 仮想サイト埋設後の影響を比較することにする。

#### 1) 広域モデル

広域モデルは南北 13.2 km, 東西 30 km の領域で, 水平的に 400 m のメッシュで分割した。深度方向は海水準レベルを中心に詳細分割し, 要素数は 53,641 である。物性を設定する地質区分として, 水理基盤, 和田川層, 市ノ渡層, 甲地層, 更新統を区分し, 四ツ沢層, グリーンタフ, 上部白亜系, 古第三系, 下部中新統を水理基盤とした。これらの地層の分布は図に示す弾性波探査測線結果により設定した。地層分布の例を図に, 計算に用いた地層の物性を表に示す。その他の条件として, 基底要素に熱流量  $100\text{mW/m}^2$  (読図値<sup>44)</sup>) 相当の熱源設定, 上面要素に涵養量  $98.3\text{mm}$ (年降水量<sup>45)</sup>の 10 分の 1) のソースを設定し, 上面境界に温度  $10^\circ\text{C}$  (年平均気温<sup>45)</sup>)、圧力  $10^5\text{ Pa}$  を設定した。岩石の相対浸透率は van Genuchten-Mualem model を用いて地層によらず暫定値を一律設定し(表 3.3-2), キャピラリー圧力関数は van Genuchten function を用いて地層によらず暫定値を一律設定した(表 3.3-3)。

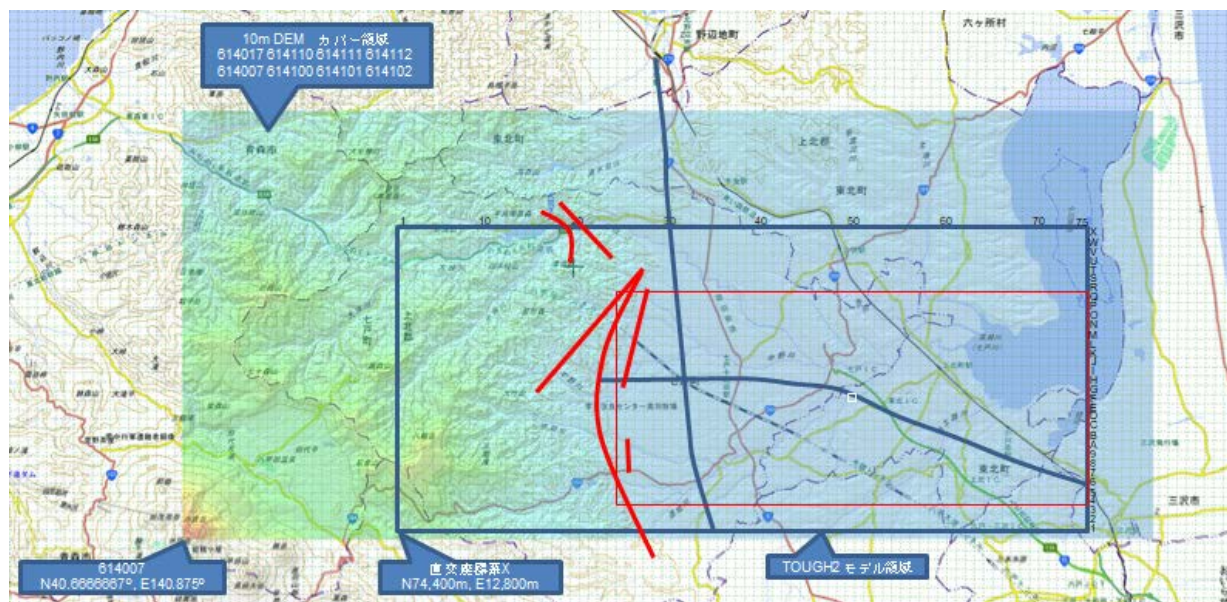


図 3.2-1 解析領域。

灰色枠：広域モデル, 赤枠：サイト周辺モデル, 白枠：仮想サイト。赤太実線：断層<sup>31)</sup>, 灰太実線：弾性波探査測線(南北：S94-A, 東西：S94-1)<sup>31)</sup>。広域モデル, サイト周辺モデルいずれも南西隅角を座標原点とし東西を X 軸, 南北を Y 軸, 深度方向を Z 軸とする。



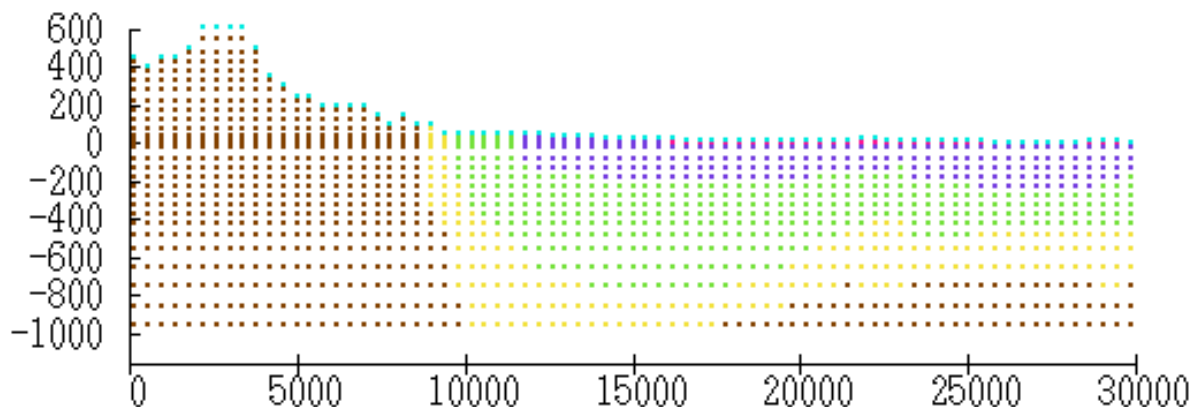


図 3.2-2 広域モデル Y=6.2 km X-Z 断面における地層分布例

赤色：更新統，紫色：甲地層，緑色：市ノ渡層，黄色：和田川層，茶色：水理基盤，水色：上部境界条件設定要素。

表 3.2-1 計算に用いた地層の物性。

浸透率(水理基盤を除く)<sup>31)</sup>の他は暫定値。断層は地層境界となるが，固有の物性値を与えず。

	空隙率	浸透率 m <sup>2</sup>	密度 kg/m <sup>3</sup>	熱容量 J/kg deg	熱伝導率 W/m deg
更新統	0.20	6.7 x 10 <sup>-12</sup>	22650	1000	2.0
甲地層	0.15	3.0 x 10 <sup>-12</sup>	22650	1000	2.0
市ノ渡層	0.10	1.6 x 10 <sup>-12</sup>	22650	1000	2.0
和田川層	0.05	2.2 x 10 <sup>-13</sup>	22650	1000	2.0
水理基盤 (四ッ沢層、グリーンタフ、上部白亜系、古第三系、下部中新統)	0.05	1.0 x 10 <sup>-15</sup>	22650	1000	2.0

表 3.2-2 相対浸透率 (van Genuchten-Mualem model) の定式化とパラメータ設定。

$\lambda$	$S_{tr}$	$S_{ls}$	$S_{gr}$
0.457	0.15	1.0	0.0

$k_{rl}$ : 水相対浸透率,  $k_{rg}$ : 気相相対浸透率,  $S_l$ : 水飽和度。

$$k_{rl} = \sqrt{S^*} \left\{ 1 - (1 - [S^*]^{1/\lambda})^\lambda \right\}^2 \quad \text{if } S_l < S_{ls}$$

$$k_{rl} = 1 \quad \text{if } S_l \geq S_{ls}$$

$$k_{rg} = 1 - k_{rl} \quad \text{if } S_{gr} = 0$$

$$k_{rg} = (1 - \hat{S})^2 (1 - \hat{S}^2) \quad \text{if } S_{gr} > 0$$

$$0 \leq k_{rl}, k_{rg} \leq 1$$

$$S^* = (S_l - S_{lr}) / (S_{ls} - S_{lr})$$

$$\hat{S} = (S_l - S_{lr}) / (1 - S_{lr} - S_{gr})$$

表 3.2-3 キャピラリー圧力関数 (Van Genuchten function) の定式化とパラメータ設定.

$\lambda$	$S_{lr}$	$1/P_0$ [Pa <sup>-1</sup> ]	$P_{max}$ [Pa]	$S_{ls}$
0.457	0.05	5.105e-5	1.0e7	1.0
$P_{cap} = -P_0([S^*]^{-1/\lambda} - 1)^{1-\lambda}$ $-P_{max} \leq P_{cap} \leq 0$ $S^* = (S_l - S_{lr}) / (S_{ls} - S_{lr})$				

シミュレーションは Lawrence Berkeley 国立研究所で開発された多成分多相非等温流動数値シミュレータ TOUGH2<sup>46)</sup>に空気を考慮して不飽和が扱えるパッケージ EOS3 を用いて実施した。

シミュレーション結果を図 3.2-3 に示す。

## 2) サイト周辺モデル

サイト周辺モデルは南北 9 km, 東西 19.8 km の領域で縁辺部に広域モデルと共通な 400 m メッシュを, サイト周辺でより細分したメッシュを配置した要素数 54,990 のモデルである。モデルの境界部の温度・圧力・ガス飽和度は広域モデルのシミュレーション結果で固定している。物性分布, 底面での熱入力, 地表での浸透降水の入力はメッシュサイズに比例して調整し, 上面境界の温度・圧力設定は広域モデルと同じである。その他, 相対浸透率, キャピラリー関数のパラメータも広域モデルと同じである。シミュレーションは同じく TOUGH2 に EOS3 パッケージを用いて実施した。

実施手順は, 最初に仮想処分サイトを設けていない上記の条件 (建設前, 自然状態) でシミュレーションを実施し, その後仮想処分サイトに相当する物性を要素に設定して操業時のシミュレーションを実施する。仮想施設の位置はボーリング掘削地点下 (海拔-105 m) の 500 m 四方高さ 10 m の領域とし, 温度 10°C, 圧力 5x10<sup>5</sup> Pa を設定した。周囲の岩盤に比べて圧力が低いので当然地下水はこの領域に流入するが, 流入した地下水をマスバランスに考慮しない計算の設定により, 実質的に排水されることを表現している。その際処分施設境界に接する部分の要素の浸透率をパラメータ化 (5 ケース) することで施設への地下水の流入量を調節して, それによる地下水位の変化を評価した (図 3.2-4)。地下水位の評価点は施設中心直上とした。水位の低下は比較的速く (最長 210 日) 施設がこのような状態を維持している操業期間を十数年と想定しているが, すべてのケースでその間に安定した低い水位に落ち着いている。その後, 処分場領域を浸透率 10<sup>-15</sup> m<sup>2</sup> の物質で充填して水位の回復過程を閉鎖後としてシミュレートした。水位の回復には最も長いケースで 485 日を要している。

坑内への湧水速度と地下水位低下の関係は図 3.2-4 に示す通りで, 図の曲線右端の 1344 kg/s の湧水はほぼ処分施設レベル付近まで水位が下がる極端なケースとなっている。他施設での事例を見ると, 国家石油地下備蓄久慈基地掘削期間中では 82 kg/s (湧水+水封水) で平均約 29 m の水位低下<sup>31)</sup>が認められる。オンカロ (オルキルト) では 0.58 kg/s の湧水で水位の変化はほとんどないとされる<sup>47)</sup>。今回の計算では代表例として図 3.2-4 の○で示した湧水速度 363 kg/s のケースについて図 3.2-5 に想定事業段階ごとの地表直下の水飽和度を, 図 3.2-6 に建設前の自然状態を基準とした操業時と閉鎖後の地下水位変動量を, 図 3.2-7 に閉鎖後の地下水位の回復過程を示した。

地下水位の変化は仮想処分施設直上で最大の水位低下が認められ, 図に示したケースでは自然状態の海拔 6.2 m から-12.3 m まで低下している. その影響は仮想施設を中心とした半径約 2 km の同心円状の領域に顕著であるが, 上流域にもわずかにその影響が認められる.

閉鎖後は比較的早く水位が回復(最長 485 日)するが, 建設前の状態には戻らず建設前の状態より低い地下水位(海拔 4.7 m)となっている. これはすべてのケースで認められる傾向である. また, 地下水位の回復に要する時間は地下水位の低下時間より長くなる傾向が認められる.

仮想施設西方にあたる上流域では閉鎖後も地下水位が低下する傾向が認められるが, この理由は不明である. サイト周辺モデルは広域モデルに比べて解析領域を狭くした分, メッシュを細分しているが, このことにより深度方向の要素の位置が広域モデルと異なる箇所が生じており, 広域モデルの計算結果を用いてサイト周辺モデルの境界条件を設定する際のこれらの要素への条件設定(補間による圧力, 気相飽和度, 温度設定)に伴う計算上の人為的な影響の可能性, あるいは初期状態が十分定常的な状態に到達していない可能性も考えられる. 今回のモデルでのシミュレーションは上北地域とはいえほとんど仮想的な計算であったが, 実際のサイトに向き合う視点に立つと, 初期状態をモデルで再現する場合に, 計算上の人為的な影響により再現できないのか, あるいは初期状態の観測データ(ベースラインデータ)に不足があるために再現できないのかについて, 十分なデータを踏まえた詳細な検討が必要であることを示しているように思われる. これについては今後の課題と考える.

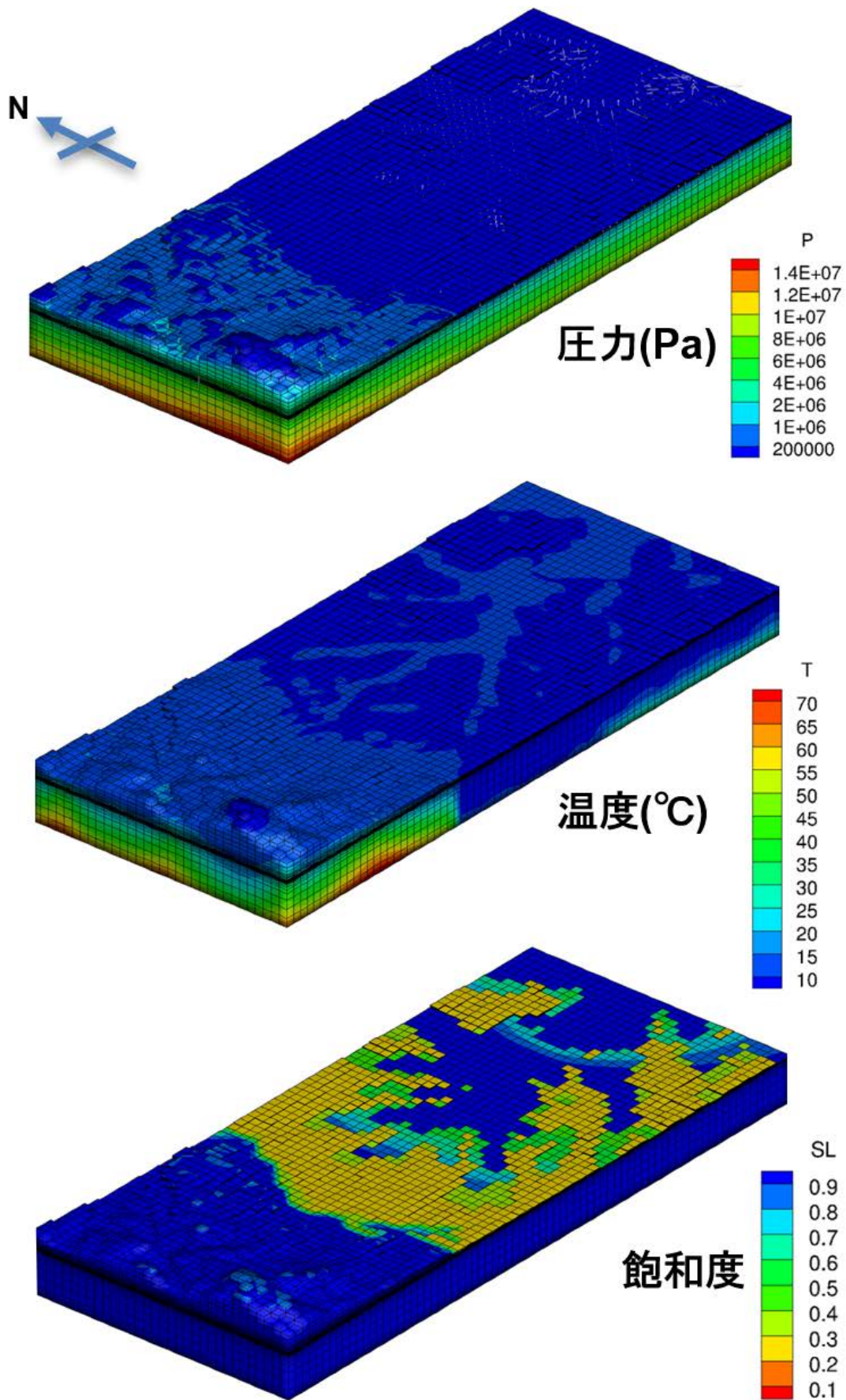


図 3.2-3 広域モデルシミュレーション結果.  
水平距 : 高距=1:2.

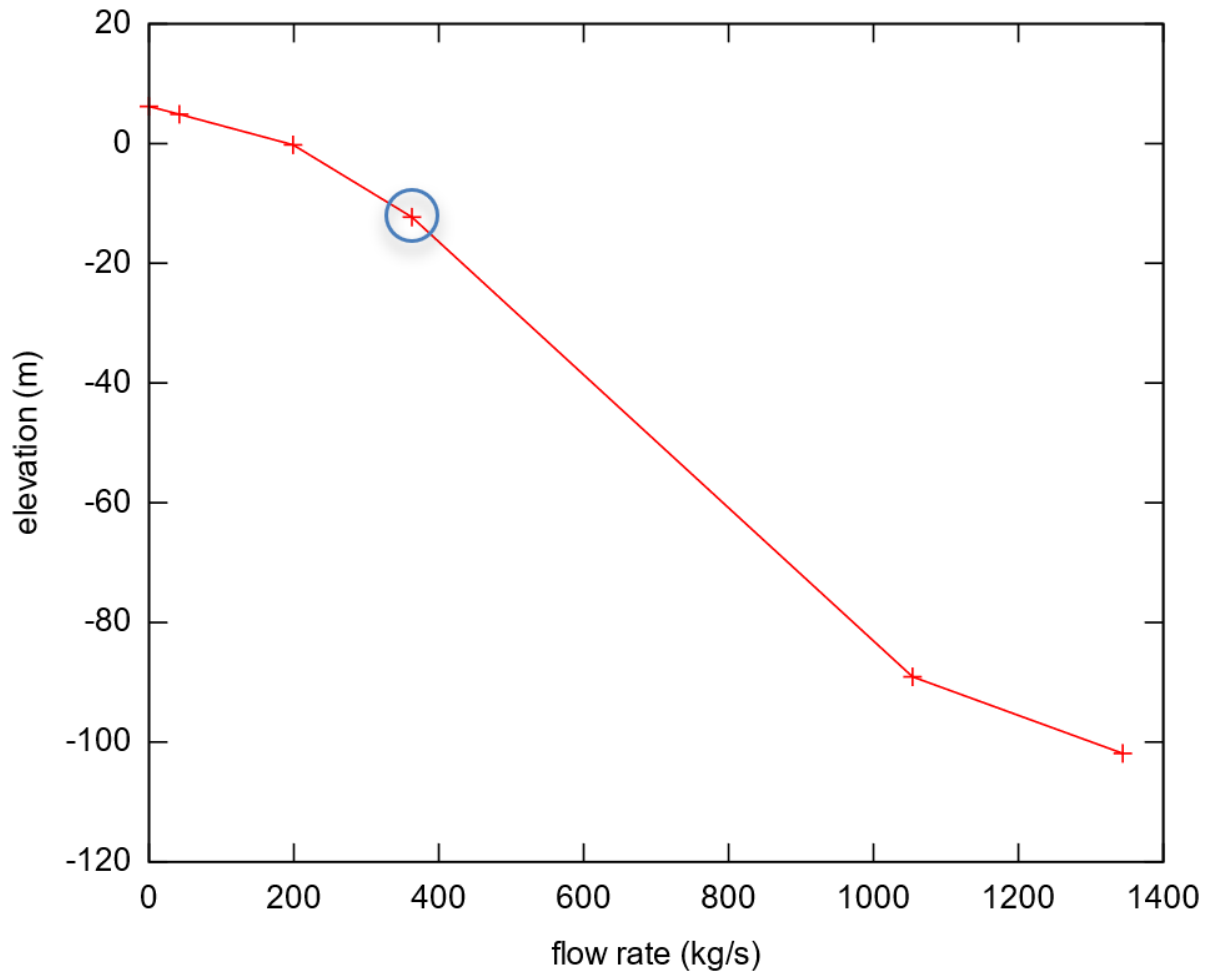


図 3.2-4 仮想施設での湧水速度と仮想施設中央直上の地下水水位（海拔 m）の関係.  
Flow rate 0 は施設建設前の状態.

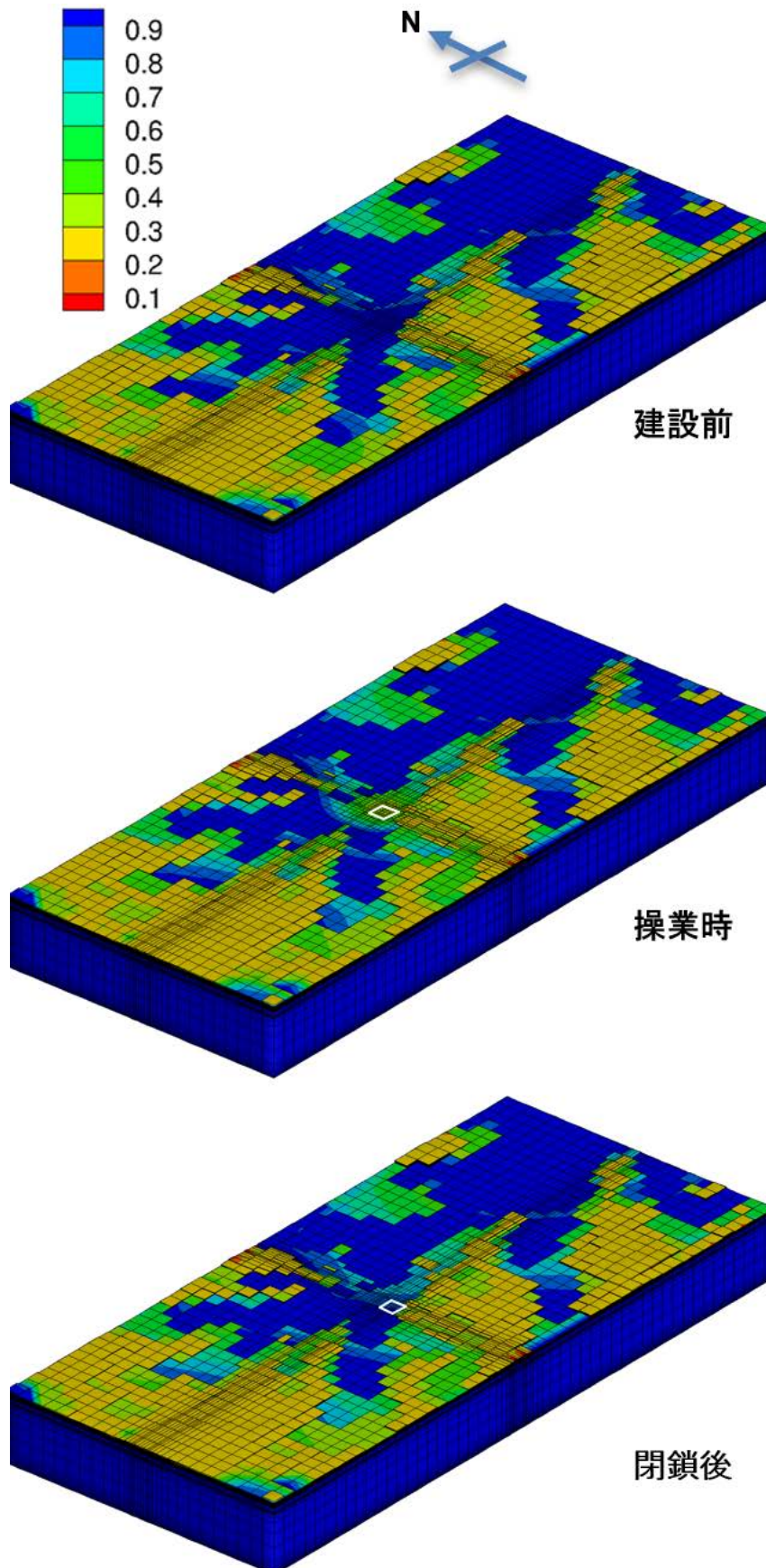


図 3.2-5 想定事業段階ごとの地表直下の水飽和度分布.  
水平距: 高距=1:2. 操業時と閉鎖後は図 3.2-4 ○のケース. 白枠: 施設の位置の地表投影. (model31, model32f/r)

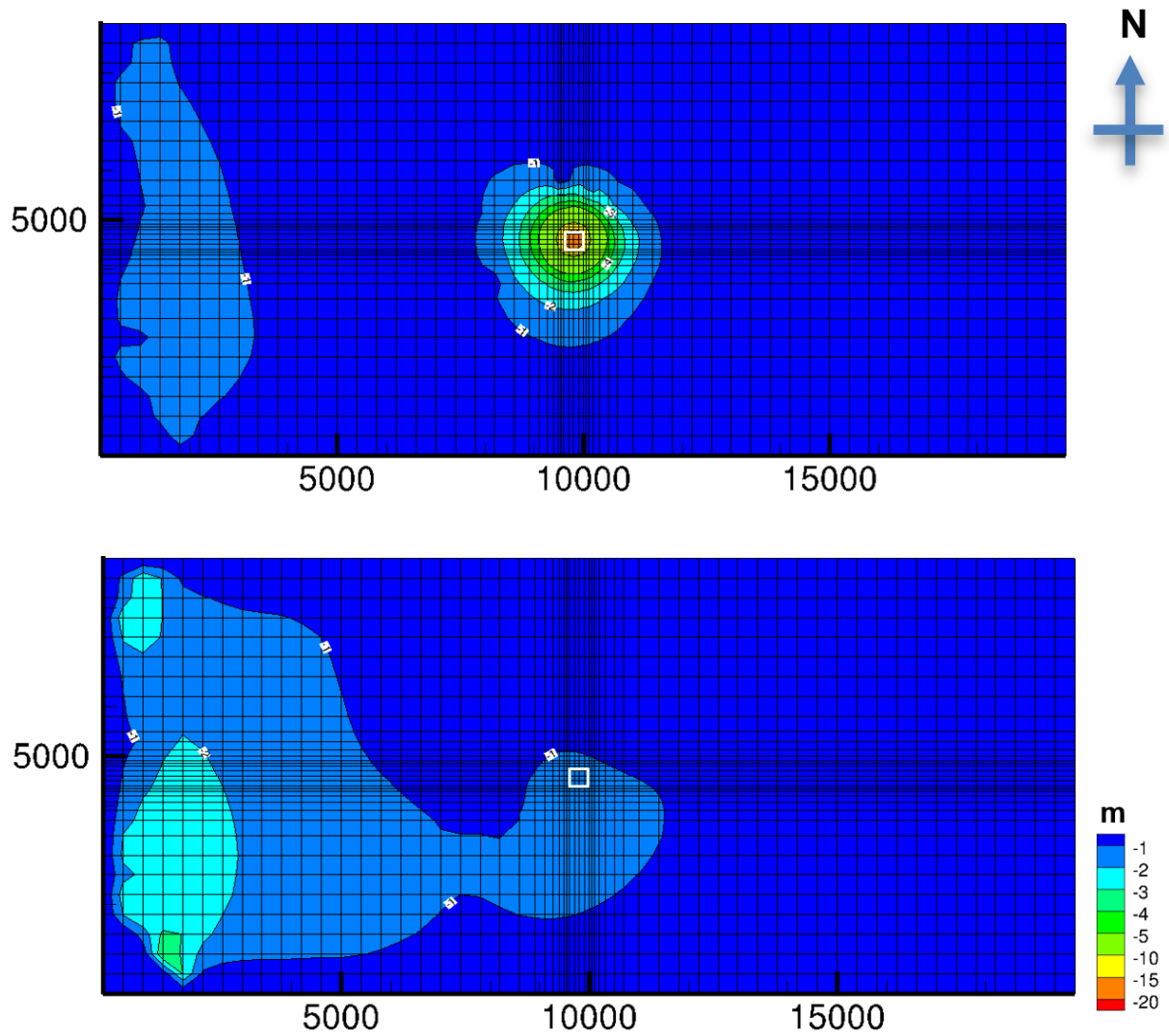


図 3.2-6 サイト周辺モデルにおける地下水水位の変化  
 (図 3.2-4 ○のケース) 建設前を基準とする. 上: 建設前⇒操業時 (Model31 → Model32f), 下: 建設前⇒  
 閉鎖後 (Model31 → Model32r), 白枠: 施設の位置の地表投影.

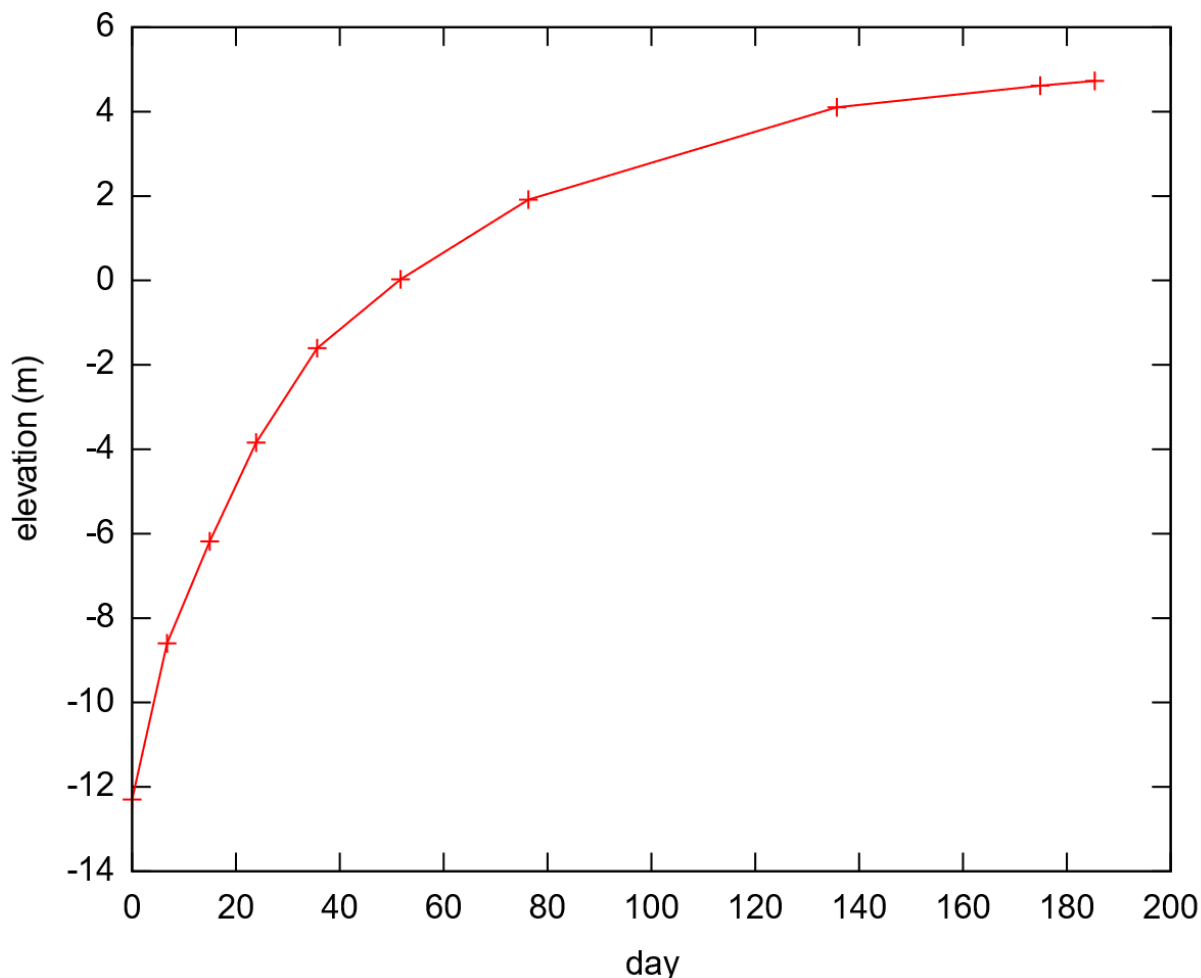


図 3.2-7 仮想施設中央直上の閉鎖後の水位（海拔 m）変化（回復過程）

図 3.2-4 ○のケース(model32r)

### 3) まとめ

掘削制限範囲を考える上において前提として何を掘削するかを明確にする必要がある。おそらくトンネルなどの地下工作物及びそのための事前調査のボーリングなどが想定されるが、廃棄物埋設地直上は当然制限されることから、それ以外の地域であれば、ボーリングは適切に埋孔されればその影響は小さいものと思われる。したがって、考慮すべきは地下工作物等による地下空間利用の地下水への影響であり、これらを考慮して掘削制限範囲を設定する必要がある。具体的には地下工作物の設置により許認可の前提となる事前に想定された地下水流動が乱されて廃棄体の有害な影響が生活圏に及ぶことがないように設定することである。今回の解析的な手法による地下水の水位の影響範囲は、施設直上を中心とする半径約 2 km の同心円状の領域で、埋設後は完全には元の水位に復さず幾分低め(1.5 m)に数年のオーダーで落ち着いている。今回の地下水モデルでは、格子の切り方やパラメータの設定により擾乱の評価が影響され、その一因として初期状態のモデル化の影響が考えられた。このことは擾乱の場となりうる地下水系の初期状態の把握の重要性及びベースライン状態の把握という国際的な共通認識を踏まえたモニタリング計画の必要性を示唆するものと考えられる。最低限のモニタリング計画についてはすでにまとめたので、ここでは再言しないが、これらの計画も調査や開発の進展に伴って日々蓄積する知見によって見直さねばならない。データのフィードバックにおいては、閾値を超え



た場合、ある意味で想定外のケースについてオルキルトで示された方針は、フィードバックの考え方において参考となるので次のようにまとめた。

取得した予想外のデータがエラーでもなく自然なあるいは人為的な一時的な理由でないことを確かめるべくまず再評価する。もし明確な説明が見いだされない場合は、関係者にその結果を通知して情報を共有する。必要であれば他の専門家とともにこの予想外の結果についてその意味及び重要性を評価しデータの質と信頼性を確かめる更なる調査を実施する。

データのフィードバックにはルーティン的なものとこのような想定外のものもあることを念頭に置いたうえで取り組まねばならない。

【引用文献】

- 1) International Atomic Energy Agency (2014) *Specific Safety Guide Monitoring and Surveillance of Radioactive Waste Disposal Facilities*. SSG-31.
- 2) International Atomic Energy Agency (2001) *Monitoring of geological repositories for high level radioactive waste*, IAEA-TECDOC-1208.
- 3) International Atomic Energy Agency (2011) *Disposal of radioactive waste*, IAEA safety standards series No. SSR-5.
- 4) International Atomic Energy Agency (2011) *Geological disposal facilities for radioactive waste*, IAEA safety standards series No. SSG-14.
- 5) International Atomic Energy Agency (2012) *The safety case and safety assessment for disposal of radioactive waste*, IAEA safety standards series No. SSG-23.
- 6) MODERN2020 (2017) Deliverable D2.1: *Repository Monitoring Strategies and Screening Methodologies Work Package 2*.
- 7) NRC (2015) *Safety Evaluation Report Related to Disposal of High-Level Radioactive Wastes in a Geologic Repository at Yucca Mountain, Nevada volume5: Proposed Conditions on the Construction Authorization and Probable Subjects of License Specifications*, NUREG-1949, Vol5.
- 8) DOE (2008) *Yucca Mountain Repository License Application Safety Analysis Report, chapter 4: Performance Confirmation Program*, DOE/RW-0573, Update No. 1, Docket No. 63-001.
- 9) NRC (2003) *Yucca Mountain Review Plan Final Report*, NUREG-1804 Revision2.
- 10) NRC (2014) *Safety evaluation report related to disposal of high-level radioactive wastes in a geologic repository at Yucca mountain, Nevada, volume 4: Administrative and programmatic requirements*, NUREG-1949, Vol.4.
- 11) DOE. 2009av. DOE/RW-0573, "Yucca Mountain Repository License Application." Rev. 1. ML090700817. Las Vegas, Nevada: DOE, Office of Civilian Radioactive Waste Management.
- 12) DOE. 2009gm. "Yucca Mountain—Response to Request for Additional Information Regarding License Application (Safety Analysis Report Section 4), Safety Evaluation Report Vol. 4, Chapter 2.4, Set 1." Letter (October 28) J.R. Williams to F. Jacobs (NRC). ML093020092. Washington, DC: DOE, Office of Technical Management.
- 13) DOE. 2010ap. "Yucca Mountain—Response to Request for Additional Information Regarding License Application (Safety Analysis Report Section 4), Safety Evaluation Report Vol. 4, Chapter 2.4, Set 2." Letter (February 23) J.R. Williams to F. Jacobs (NRC). ML100541535. Washington, DC: DOE, Office of Technical Management.
- 14) SNL (2008) *Performance Confirmation Plan* (TDR-PCS-SE-000001 REV 05 November 2004) ADDENDUM 001, DATED 02/25/2008, DOC.20080227.0003, Sandia National Laboratory.
- 15) BSC (2004) *Performance Confirmation Plan*, TDR-PCS^SE^000001 REV 05 November 2004, Bechtel Saic Company LLC.
- 16) STUK (2019) *Regulatory perspective about monitoring dedicated to geological disposal facilities for radioactive waste*, MODERN2020 2<sup>nd</sup> International Conference about Monitoring in Geological Disposal of Radioactive Waste, Presentation material.
- 17) POSIVA (2012) *Monitoring at Olkiluoto - a Programme for the Period Before Repository Operation*, POSIVA 2012-01.
- 18) POSIVA (2012) *Safety case for the disposal of spent nuclear fuel at Olkiluoto – Surface*

- and near-surface hydrological modelling in the biosphere assessment BSA-2012*, POSIVA 2012-30.
- 19) POSIVA (2012a) *Results of Monitoring at Olkiluoto in 2010 Hydrology*, Working Report 2011-43.
  - 20) LUTERKORT, David (2019) *MODERN2020 SKB monitoring strategy*, MODERN2020 2<sup>nd</sup> International Conference about Monitoring in Geological Disposal of Radioactive Waste, Presentation material.
  - 21) SKB (2017) *Monitoring Forsmark - evaluation and recommendations for programme update*, Technical Report TR-15-01.
  - 22) ANDRA (2005) Dossier 2005 Argile Tome *Architecture and Management of a geological repository*.
  - 23) 公益財団法人原子力環境整備促進・資金管理センター (2018) 平成29年度原子力規制庁委託成果報告書 安全規制及び安全基準に係る内外の動向調査.
  - 24) ANDRA (2016) *Dossier d'Options de Surete Partie Apres Fermeture* (DOS-AF), CG-TE-NTE-AMOA-SR2-0000-15-0062/A.
  - 25) ASN (2008) *Guide de surete relatif au stockage definitif des dechets radioactifs en formation geologique profonde*, Autorite de Surete Nuclaire.
  - 26) VOINIS, Sylvie, THABET, Soraya and PLAS Frederic (2019) *CIGEO Projet: Definition and status of ANDRA's monitoring strategy*, 2nd International Conference on Monitoring in Geological Disposal of Radioactive Waste (Paris, April 9-11, 2019), presentation material (<http://www.MODERN2020.eu/final-conference/programme.html>).
  - 27) International Atomic Energy Agency (2016) *International Peer Review on the "Safety Options Dossier" of the Project of Disposal of Radioactive Waste in Deep Geological Formations*: CIGEO Peer Review Report.
  - 28) IRSN (2017) *Projet de stockage Cigeo - Examen du Dossier d'Options de Surete*, TOME 1, Rapport IRSN No.2017-00013.
  - 29) ASN (2018) *Avis no2018-AV-0300 de l'Autorite de surete nucleaire du 11 janvier 2018 relatif au dossier d'options de surete presente par l'ANDRA pour le projet Cigeo de stockage de dechets radioactifs en couche geologique profonde*, Autorite de Surete Nuclaire.
  - 30) IRSN (2005) *Avis de l'Institut de radioprotection et de surete nucleaire sur le Dossier 2005 Argile*, Rapport DSU no.106.
  - 31) 国立研究開発法人産業技術総合研究所 (2019) 平成30年度原子力規制庁委託成果報告書 自然事象等の評価手法に関する調査.
  - 32) 大竹健司 (1997) 水封システムの要点 - 液化石油ガス地下岩盤貯槽方式の事前調査から操業までの重要ポイント -, 石油の開発と備蓄, 97・6: 57-67.
  - 33) International Atomic Energy Agency (2005) *Monitoring and Surveillance of Radioactive Waste Disposal Facilities*, Document Preparation Profile (DPP) 357.
  - 34) 登坂博行 (2006) *地圏の水環境科学*, 東京大学出版会, 364p.
  - 35) SKB (2010) *FEP report for the safety assessment SR-Site*, Technical Report TR-10-45.
  - 36) HAAPALEHTO, Sophie and STROM, Jesse (2019) *MODERN2020 Rock Mechanics Monitoring At Olkiluoto, Finland. Case Study: Monitoring Strategy Of Repository Temperature Evolution*, 2nd International Conference on Monitoring in Geological Disposal of Radioactive Waste (Paris, April 9-11, 2019), presentation material (<http://www.MODERN2020.eu/final-conference/programme.html>).
  - 37) HURET, Emilia and PLAS Frederic (2019) *MODERN2020 Feedback for more than 20 years of monitoring in ANDRA underground research laboratory*, 2nd International Conference on Monitoring in Geological Disposal of Radioactive Waste (Paris,

- April9-11, 2019), presentation material (http://www.MODERN2020.eu/final-conference/programme.html) .
- 38) PERE, Tuomas (2019) *MODERN2020 Monitoring programme for the Olkiluoto repository, Finland*, 2nd International Conference on Monitoring in Geological Disposal of Radioactive Waste (Paris, April9-11, 2019), presentation material (http://www.MODERN2020.eu/final-conference/programme.html) .
- 39) OECD/NEA (2000) *Features Events and Processes (FEPs) for geologic disposal of radioactive waste an international database*.
- 40) 深部地質環境研究センター編 (2007) 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料 - 長期変動と地質環境の科学的知見と調査の進め方 -, 地質調査総合センター研究資料集, no.459, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 41) 神崎裕, 武田聖司, 木村英雄 (2009) 高レベル放射性廃棄物処分における地下水移行に係る安全評価のシナリオ構築のための FEP データベース, 日本原子力研究開発機構安全研究センター, JAEA-Data/Code 2009-011.
- 42) OECD/NEA (2006) *The NEA International FEP database version 2.1*.
- 43) POSIVA (2014) *Safety case for the disposal of spent nuclear fuel at Olkiluoto FEP screening and processing*, POSIVA 2014-03.
- 44) 田中明子・山野誠・矢野雄策・笹田政克 (2004) 日本列島及びその周辺域の地音勾配及び地殻熱流量データベース, 地質ニュース, 603, 42-45.
- 45) 国土交通省 (2016) 高瀬川水系流域及び河川の概要, [https://www.mlit.go.jp/river/basic\\_info/jigyo\\_keikaku/gaiyou/seibi/pdf/takase-4.pdf](https://www.mlit.go.jp/river/basic_info/jigyo_keikaku/gaiyou/seibi/pdf/takase-4.pdf)
- 46) Pruess, K., Oldenburg, C., and Moridis, G. (1999) *TOUGH2 User's Guide, Version 2.0*, LBNL-43134, Earth Sciences Division, Lawrence Berkeley National Laboratory, University of California, Berkeley, California.
- 47) Krumenacker, Franz M. and Lofman, Jari (2014) *Simulations of hydrogeological impacts of the ONKALO –Update 2013*, POSIVA Working Report 2014-51.

#### 4. 岩盤掘削等による力学特性・水理学特性の評価

##### 【仕様書記載内容】

岩盤を掘削した場合、土圧水圧等の作用の解放により変形が生じ岩盤に損傷が生じ、水理特性が低下することが懸念される。核種移行の安全評価では、こうした作用による力学特性の変遷と水理学特性の変遷の関連性について評価し、その妥当性確認に関する科学的・技術的知見を取得する必要がある。

本事業では、岩盤の応力解放を想定した既往の力学構成モデルを抽出するとともに、処分坑道への適用性について整理する。さらに、力学構成モデルと水理学特性の連成モデルを構築するために応力解放と水理学特性変化を模擬した試験を行い、力学特性及び水理学特性の評価における科学的・技術的知見を取得する。

##### 【実施内容】

平成31年度は、主に室内岩石実験を中心として、以下の内容で事業を実施する。

##### 1) 既往力学構成モデルの抽出及び適用性整理

坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学的影響範囲の評価手法について、段階的な応力場の変化の取り扱い並びに新規き裂の発生及び既存き裂の開口等の水理特性の変化に着目して、既往の研究を対象に知見を整理し課題の抽出を行う。

##### 2) 応力開放を想定した水理・力学特性変動評価の室内実験

坑道掘削に伴う応力再分配を模擬した岩石試験を行う。坑道の掘削や埋戻しの際に生じる応力状態の変化に伴う力学的・水理学的変動を評価する目的で、変形-透水真三軸試験装置を用いた応力経路模擬試験を実施する。応力模擬経路としては、例えば坑壁近傍の応力状態については、①坑道掘削前の初期地圧(3軸応力)状態、②坑道掘削後の壁面が応力開放された(2軸応力)状態、③埋戻しを行った後の3軸応力状態が考えられる。これらの载荷・除荷パターンについては、初期応力状態に対する坑道軸方向や坑道壁面からの距離を考慮して設定するものとする。また、断層や節理あるいは層理面等がき裂の発生や水理特性に与える影響を評価する。

##### 3) 力学・水理学特性モデル化のための課題の抽出

堆積軟岩の水理-力学特性をモデル化するために、ひずみ軟化・硬化特性、ダイレイタンシー挙動、間隙水圧の影響について整理する。例えば、間隙水圧の低下や脱ガスの影響などによる水飽和度の低下(不飽和領域)の影響の大きさや、それに伴う水理-力学連成モデルの違いについて整理を行い、モデル構築の上での課題を抽出・整理する。

##### 【成果】

#### 4.1 既往力学構成モデルの抽出及び適用性整理

本項では、坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学的影響範囲の評価手法について、既往の研究を対象に知見を整理し課題の抽出を行うことを目的としている。地下空洞を掘削する際には、その掘削行為によって地下空洞周辺の応力が変動し、坑道壁面の近傍にき裂が生じる。き裂の発達は、坑道壁面の岩盤の崩落などの力学的不安定を引き起こすうえ、地下水の水みちとなる可能性があり核種の移行経路として評価する必要がある。このような力学的・水理学的変動が生じる領域を、掘削影響領域としている(青柳ほか, 2017<sup>1)</sup>)。放射性廃棄物の埋設地を対象とした掘削影響領域に関する研究はこれまでの多くの事例があり、掘削影響領域の概念、考え方、並びに重要性について議論がされている(郷家ほか, 2006<sup>2)</sup>; 富田ほか, 2007a<sup>3)</sup>; 青柳ほか, 2017<sup>1)</sup>)。Nguyen et al. (2018)<sup>4)</sup>によると、これまでの掘削影響領域の研究で解明されてきた主な成果は以下のようにまとめることができる:(i) 掘削影響領域の形状と範囲は場所によって異なり、それらは坑道のサイズ、岩種、力学的特性、異方性、並びに初期地圧に関係する、(ii) 掘削影響領域には顕著な局所的な不均質性が存在する、(iii) 掘削影響領域の透水係数は壁面近傍

で大幅に増加し、壁面から離れるとインタクトの岩石のレベルまで減少する。掘削影響領域の透水性は、最大でインタクトな岩盤の6桁程度増加するケースも報告されている(Tsang et al., 2005<sup>5)</sup>)。本研究では、これらを踏まえたうえで、坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学的影響範囲の評価手法についての整理を行った。特に、段階的な応力場の変化の取り扱い並びに新規き裂の発生及び既存き裂の開口等の水理特性の変化に着目して、既往の研究を対象に知見を整理し課題の抽出を行った。

掘削による力学的・水理学的特性変化が生じる坑道壁面周辺の状況を表す用語は、Tsang et al. (2005)<sup>5)</sup>、郷家ほか(2006)<sup>2)</sup>、Lanyon (2011)<sup>6)</sup>、Ghazvinian(2015)<sup>7)</sup>等で整理されている。Tsang et al.(2005)<sup>5)</sup>では以下のように定義している(図 4.1-1a)。

- ・掘削影響領域(Excavation Disturbed Zone, EdZ)は水理・力学及び化学的な変動を受けた領域であるが、物質移行には大きな影響を与えない。
- ・掘削損傷領域(Excavation Damage Zone, EDZ)は水理・力学及び化学的な変動を受けた領域であり、物質移行に大きな影響を与える(これは例えば透水係数にして1~2オーダー程度の変化とする)。

これらの領域はインタクトな状態の岩盤の物理特性(例えば透水係数等)との比較によって決まるため、インタクトな状態の母岩の物理特性を適切に評価しておくことが重要である。また、郷家ほか(2006)<sup>2)</sup>は、掘削影響領域について、(i)発破などの直接的な損傷によって生じる掘削損傷領域、(ii)坑道のき裂に沿って大気が入る不飽和領域、(iii)掘削に伴って応力が変動する応力再分配領域の三つの領域の重ね合わせによる領域として定義している(図 4.1-1b)。



図 4.1-1 坑道壁面近傍の概念図 : (a)Lanyon et al.(2011)<sup>6)</sup>を一部修正, (b)郷家ほか(2006)<sup>2)</sup>を一部修正。

#### 室内実験による坑道壁面の岩盤の力学的評価

掘削に伴う坑道壁面近傍の岩盤の力学的な評価には、原位置の岩石サンプルを用いた室内試験による一軸及び三軸圧縮強度による評価が提案されている。これまでの研究では、室内実験で行われる一軸・三軸圧縮試験における微小き裂の発生・進展・連結に対応する応力状態と、掘削に伴う坑道近傍の応力状態・破壊挙動を比較し、簡易的に室内実験から掘削影響領域の岩盤の破壊基準を設定しようとする試みが行われている。Martin(1997)<sup>8)</sup>は、脆性的な挙動を示す岩石の一軸・三軸圧縮応力下における応力-ひずみの関係とその段階的な特徴をまとめている(図 4.1-2)。Cai and Kaiser (2014)<sup>9)</sup>は、さらに岩石の挙動を以下の5つのステージに分けている(図 4.1-2)。

ステージⅠ：既存の微小き裂が閉じる過程。

ステージⅡ：線形弾性変形の過程。

ステージⅢ：微小き裂が発生し始めるレベルであり、応力値は一軸圧縮強度の0.3倍から0.5

倍程度である。ここでの微小き裂の方向は最大主応力方向(鉛直方向)と平行に進行し、ダイレイションが始まる。

ステージⅣ：き裂の連結が始まり、応力値は一軸圧縮強度の0.7から0.8倍程度である。ダイレイションが急速に進む。

ステージⅤ：ピーク応力に到達する。巨視き裂を伴うせん断破壊を生じる。

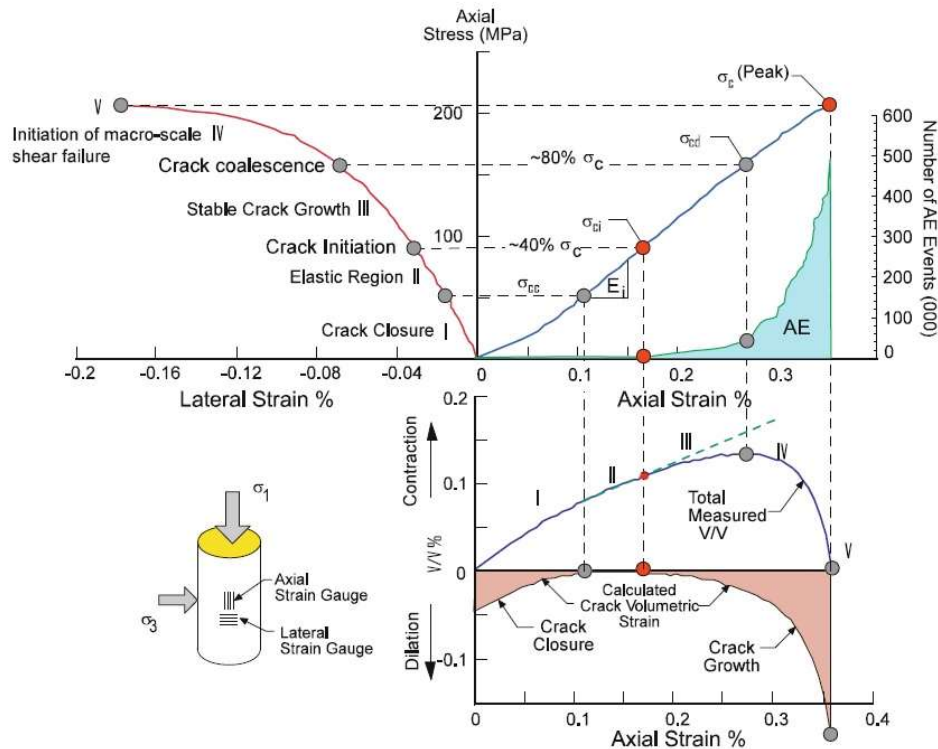


図 4.1-2 一軸・三軸応力下における応力-ひずみ関係及びき裂の進展の各段階における関係性 (Martin, 1997<sup>8</sup>)。ここで、 $\sigma_{cc}$ は圧縮によって既存微小き裂が閉じる応力レベル、 $\sigma_{ci}$ は横ひずみおよび体積ひずみの増分が線形を逸脱し、微小き裂が発生し始める応力レベル、 $\sigma_{cd}$ は軸ひずみの増分が線形を逸脱し、体積ひずみ増分が膨張側へ反転するとともにき裂の進展・連結が不安定となり、せん断面が形成され始める応力レベルである。

Martin(1997<sup>8</sup>)や Diederichs(2007<sup>10</sup>)は、室内岩石実験における微小き裂の発生時の応力値  $\sigma_{ci}$ (一軸圧縮強度の0.3倍から0.5倍程度)によって岩盤の破壊基準を設定している。これは、原位置の坑道壁面の破碎が生じるときの応力値が、一軸圧縮試験時のAEによって計測された微小き裂の開始応力に相当する、という考えによるものである。原位置の岩石を採取し一軸圧縮強さに関するデータを取得することにより、岩盤を掘削する際の岩盤周辺の破壊強度を予め推定することを試みている。しかしながら、原位置と室内試験の諸条件には当然乖離があり、一軸圧縮強さをそのまま坑道周辺の岩盤の破壊基準に適用するにはより詳細な検討が必要である。これまでの研究において、「現場の坑道周辺の岩盤の強度が、一軸圧縮強度の約0.4倍になる」という現場における経験上の工学的な判断基準については、原位置のき裂・変形・破壊の状況から一定の関係性が得られている。しかし、原位置と室内実験における様々な条件を考慮したうえでそれぞれの関係性を総合的に検討している報告はない(Cai and Kaiser, 2014<sup>9</sup>)。原位置の岩石強度が室内実験における岩石強度よりも低くなる要因については様々な検討がされている。例えば、既存き裂の存在、高封圧から低封圧状態に移行したときのき裂の進展促進、切羽進入に伴う応力の回転(Eberhardt, 2001<sup>11</sup>)、掘削に伴う一時的な非排水状態による間隙水

圧の上昇(富田ほか, 2007b<sup>12</sup>); Wild and Amann, 2018a<sup>13</sup>,2018b<sup>14</sup>)等がある。Olsson(1991)<sup>15</sup>は、ひずみ速度が岩石の強度に与える影響についてひずみ速度  $10^{-14}$ ~ $10^8$  の範囲で検討している。Laigle (2006)<sup>16</sup>は、原位置の掘削速度( $10^{-9}$ ~ $10^{10}$ /s 程度)は室内試験の載荷速度( $10^{-5}$ /s 程度)よりも遅いことを理由に、現場の岩石強度は室内試験の 50%であるとしている。Wang et al. (2020)<sup>17</sup>は、坑道掘削に伴う応力開放について、動的な減圧の影響を坑道掘削周りのき裂の評価に取り入れる必要性について言及している。これら様々な現象は、坑道掘削壁面近傍の応力場の変動やき裂の形成に影響を及ぼしていると考えられるが、各要因の影響度合いについて報告された例はなく、今後検討すべき課題といえる。

#### 掘削時の切羽進入に伴う主応力軸の回転

Eberhardt(2001)<sup>11</sup>は掘削に伴う坑道近傍の応力の変動に着目し、三次元有限要素法によって弾性解析及び弾塑性解析を行った。数値解析では、切羽の段階的な進入と主応力の変動の関係を連続的に示しており、差応力の増大や主応力軸の回転が掘削影響領域のき裂に与える影響について言及している。また、最大主応力の方向とトンネル軸の方向の関係が、トンネルの天端及び側壁の応力に及ぼす影響について検討している。解析の結果から、初期地圧の最大主応力が水平でかつトンネル軸に直行する場合は、最も高い応力集中が生じることを示した。Martin (1997)<sup>8</sup>では、現場の計測から、切羽先端の 0.7–1.4m 先において応力の回転によるき裂の発生が起きている可能性を議論している。応力が破壊強度よりも低い弾性範囲内であれば、応力回転による影響は低いと考えられるが、応力回転による差応力の増大により岩盤にもとから存在している既存き裂がさらに進展する可能性がある。応力回転によって既存き裂から新しい破壊が始まり、最大主応力と平行に進展していくことはこれまでの実験的検討によって明らかにされている(Wu and Pollard, 1992<sup>18</sup>)。応力回転は解析的にも検討されており、Diederichs et al. (2004)<sup>19</sup>は、回転のない応力経路と比較して、回転する応力場ではき裂の広がりが増加する可能性があることを示した。また、Eberhardt(2001)<sup>11</sup>は弾塑性解析の重要性にも言及しており、適切に掘削影響領域の評価を行うためにはき裂の発生を考慮した三次元解析モデルの検討が必要である。

岩盤の掘削に伴う主応力の回転と応力値の変動は、掘削影響領域のき裂の発生とその方向を支配する可能性が高いため、掘削影響領域の水理場にも大きな影響を与えられられる。したがって、初期地圧の主応力方向と坑道軸の方向の関係から、掘削影響領域のき裂の方向とそれに伴う透水特性変化の傾向をあらかじめ把握しておくことは、坑道を設計する上で重要である。

坑道掘削に伴う応力場の変動をき裂の進展について数値計算をした例として、Lisjak et al. (2016)<sup>20</sup>がスイスの Mont Terri 岩盤研究所を対象に有限要素法と個別要素法を組み合わせた FDEM によって検討を行っている。岩盤の層理面を明示的にモデルに組み込み、坑道の掘削から埋め戻しまでの段階的な応力場の変動について報告している。FDEM では、弾塑性領域においては要素の応力とひずみの関係が有限要素法に従う。一方、要素間にあらかじめ設置されたバネに引張及びせん断強さを超えるような応力が生じた場合には、バネが弱化・分離していく個別要素法の法則に従う。連続体から不連続体への挙動の受け渡しにはモデル上の注意が必要であるが、解析手法の妥当性を室内実験結果や原位置試験結果によって検証している。

#### 既存き裂の開口等の水理特性の変化

掘削影響領域の応力場の変動に伴い、き裂が発生・進展することによって地下水経路としての新たな水みちとなる可能性が示唆されている。これまでの研究でも、岩盤の力学的状態と水理学特性の関係性について様々な検討が行われている。各国の研究機関が参加している国際的な枠組みとして、地層処分における連成挙動のモデル化や評価を検討するための DECOVALEX



(DEvelopment of COupled models and their VALidation against EXperiments)プロジェクトがある(Tsang et al., 2009<sup>21</sup>). DECOVALEX プロジェクトは、スウェーデンの安全規制機関 (SKI: 1992 年当時)が主導したプロジェクトであり、それぞれの国の地層処分の実施主体や規制機関が常時 10 機関程度参加している。DECOVALEX では、地下研や室内で行われる実験結果をもとに、連続体や不連続体解析を用いて同じ問題を解き、連成挙動の構成則やモデルによる評価の違いについて検討する。1992 年から始まり現在は第 7 フェーズが行われているところである。Tsang et al. (2009)<sup>21</sup>, Rutqvist et al. (2009)<sup>22</sup>, Garitte et al. (2017)<sup>23</sup>は、DECOVALEX プロジェクトの中で行われた原位置試験、複数解析手法による評価、及び室内実験についてまとめている。

青柳ほか(2017)<sup>1</sup>は、幌延深地層研究センターの 350m 深度における調査行動を対象として、掘削影響領域の広がりや透水係数の原位置試験を実施した。BTV 観察によるき裂の分布状況や坑道壁面の観察による結果、EDZ き裂(掘削損傷領域のき裂)が壁面から約 0.2~1.0 m まで進展しており、透水係数は 3~5 オーダーほど高い値であることを示した。また、透水試験は 2 年間にわたって実施されたが、有意な経時変化は見られず、EDZ は掘削直後に形成されたと結論づけている。また、Sato et al. (2000)<sup>24</sup>は東濃鉱山において原位置試験を実施し、EDZ は少なくとも 0.3~0.5 m であり、透水係数は壁面から 0.5m-1.0m の範囲において 2 オーダー以上の増加傾向を示した。Bossart et al. (2002)<sup>25</sup>, Bossart et al. (2004)<sup>26</sup>は、Mont Terri 岩盤研究所の掘削影響領域について、地質構造と水理特性の関係について検討している。Bossart の研究グループは、Mont Terri 岩盤研究所の EDZ の概念モデルを提案し、樹脂の注入によるき裂ネットワークの可視化、透水・透気試験など各試験データを総合的に論じている。その EDZ の概念モデルでは、坑道壁面から 1m 以内では、き裂ネットワークが形成され、透水係数の増大に影響していることを示した。

#### 4.2 応力開放を想定した水理・力学特性変動評価の室内実験

本項では、坑道の掘削の際に生じる応力状態の変化に伴う力学的・水理学的変動を評価する目的で、変形-透水三軸試験装置を用いた応力経路模擬試験を実施した。応力経路模擬試験として、角柱岩石試料における実験結果について以下に述べる。特に、中間主応力が変化したときの透水係数の異方性(破断面を横切る鉛直 Z 方向、及び破断面に平行な水平 Y 方向)について検討した。

##### 4.2.1 岩石試料

岩石試料として、幌延深地層研究センターにおける稚内層珪質泥岩(東立坑、深度 350m)を用いた(図 4.2-1)。稚内層珪質泥岩の力学特性については、羽柴ほか(2014)<sup>27</sup>, 青柳ほか(2015)<sup>28</sup>等で詳しく報告されている。青柳ほか(2015)<sup>28</sup>は、稚内層珪質泥岩の特徴として、計測されているデータの中では深度依存性がなく、粘着力は 3~4MPa、内部摩擦角は 20~35° 程度の値を示している。また、羽柴ほか(2014)<sup>27</sup>は水分の影響について検討しており、最大で 0.9 %程度の軸方向の収縮ひずみや、乾燥時の強度が 2 倍程度になることを報告している。本実験に使用した岩石は、表面観察の上き裂の少ない健全な部分を用い、角柱試料に整形している。インタクトな試料における間隙率・透水係数はそれぞれ、40%・ $2.0 \times 10^{-12}$ ~ $2.0 \times 10^{-11}$ m/s 程度である。



図 4.2-1 幌延深地層研究センターにおける稚内層珪質泥岩(東立坑, 深度 350m)の保管状況.

岩石試料空隙率を, ASTM(American Society for Testing and Materials, 1999<sup>29</sup>)により基準化された手法である水銀圧入式ポロシメータにより測定した. 測定に使用した岩石片はそれぞれ  $1\text{cm}^3$  程度の大きさである. 図 4.2-2 は, 今回実験に用いたサンプルから採取した水銀圧入式ポロシメータ測定結果である. 横軸に空隙直径( $\mu\text{m}$ )を log スケールでとり, 縦軸は空隙径ごとの試料の空隙量との相対比率を表している. 幌延泥岩の空隙率は 41.3%と大きく, 空隙径分布は  $4\mu\text{m}$  が最も多かった. 頂点が 2 つあるバイモーダルな空隙径分布を示している. 本結果は既往の報告と調和的である(青柳ほか, 2015<sup>28</sup>).

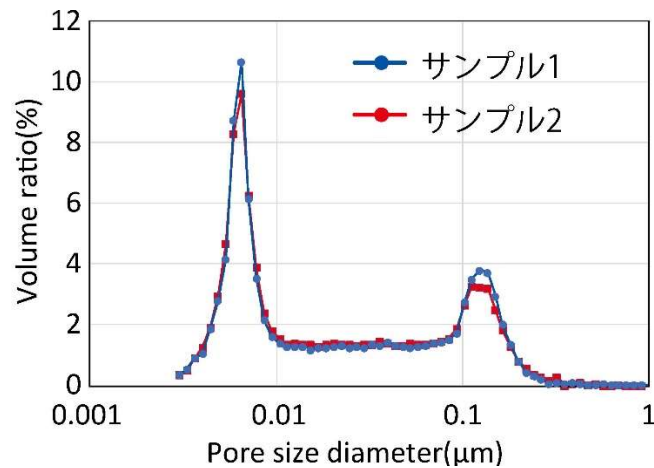


図 4.2-2 水銀圧入式ポロシメータによる空隙径分布

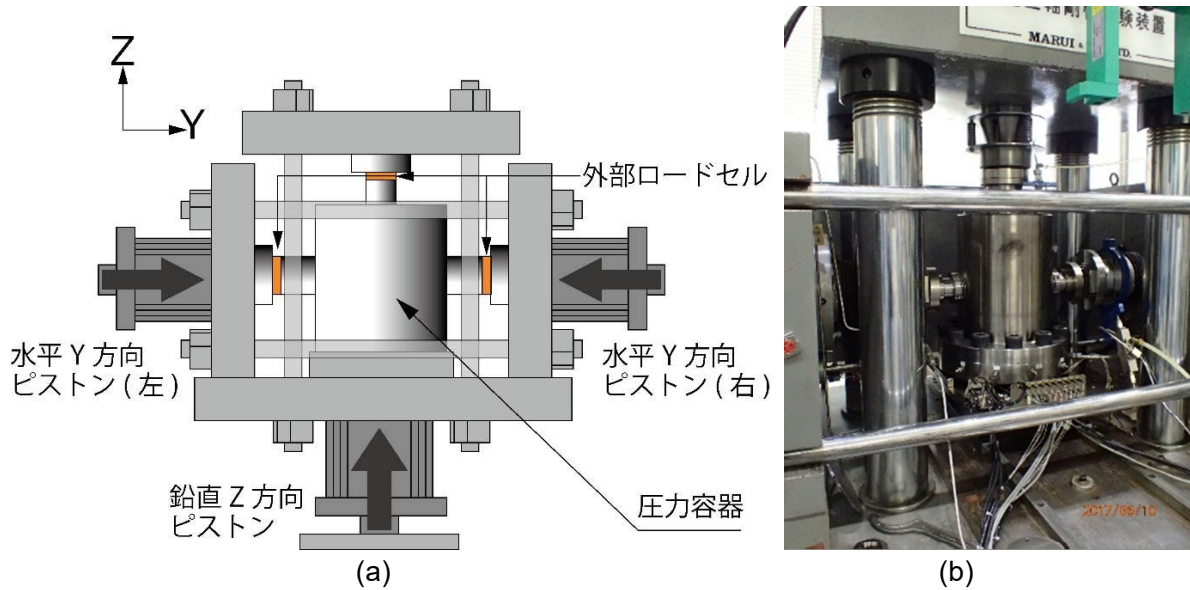


図 4.2-3 (a)真三軸試験装置の模式図。(b)真三軸試験装置の写真。鉛直 Z 方向ピストンによって鉛直 Z 方向荷重を，二つの左右の水平 Y 方向ピストンによって水平 Y 方向荷重を，圧力容器内の油圧を上昇させることによって水平 X 方向荷重をそれぞれ载荷する。

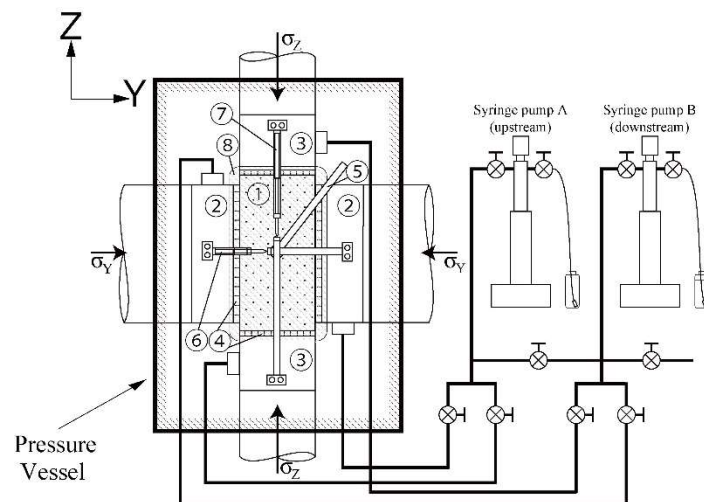


図 4.2-4 岩石試料，アタッチメント，変位計，及び透水試験測定装置の模式図。ここで，①は岩石，②及び③はエンドピース，④は分水盤，⑤，⑥，⑦はそれぞれ水平 X 方向，水平 Y 方向，鉛直 Z 方向の変位計，⑧はシリコンシーラントである。シリンジポンプ A は上流側の鉛直 Z 方向及び水平 Y 方向，シリンジポンプ B は下流側の鉛直 Z 方向及び水平 Y 方向に接続されている。

#### 4.2.2 試験装置概要

図 4.2-3 に，産業技術総合研究所地質調査総合センターが保有する大型真三軸試験装置の概要図及び写真を示す。産総研の所有する真三軸試験装置は，3 主応力軸に独立に载荷することが可能であり，また岩石を変形・破壊させながら 2 方向の透水特性・間隙水圧を測定・解析できる試験装置である。特に，1MPa 以上の比較的高い間隙水圧を作用させることが可能であり，廃棄物埋設の処分深度相当の間隙水圧を模擬することが可能である。また，本真三軸試験では，破断面を中間主応力方向と平行に生じさせることができ，破断面に沿う透水係数の計測ができる。これは，掘削影響領域において核種移行の短絡経路となりうる坑道軸方向の水理特性を直

接的に評価することにつながり、既往の試験手法と比較してより原位置の条件に近い水理・力学連成挙動の検討が可能である。

本試験装置は、封圧、ピストン、並びに間隙水の圧力や流量を制御する3つのシステムで構成されている(図4.2-4)。間隙水圧は2つのTELEDYNE ISCO社製高精度シリンジポンプ100DM(上流)、260D(下流)によってそれぞれ制御されている。試験装置の詳細は既往の研究を参照されたい(Li et al., 2002<sup>30</sup>); Takahashi, 2007<sup>31</sup>); Sato et al., 2018<sup>32</sup>)。岩石試料の軸圧および側圧は圧力容器外に設置されたロードセルで検出し、封圧は圧力センサーで検出する。X, Y, Z方向の変位は高感度変位計LDT(濱田電気)を使用して測定し、岩石の形状から3方向それぞれのひずみを算出する。また、本試験機は、試験の目的に応じて応力・荷重・変位の制御を選択することができる。応力制御は圧力容器外のロードセルのフィードバックによって、荷重制御は圧力容器内の最大種応力方向(Z軸方向)のロードセルのフィードバックによって行う。変位制御は、圧力容器外のピストンストロークの変位計のフィードバックによって行う。

真三軸試験装置によって3主応力を載荷させる場合、角柱岩石試料を用いるが、円柱岩石試料を用いた通常の三軸試験も行うことが可能である。円柱試料を用いた三軸試験では、水平Y方向ピストンを用いずに、鉛直Z方向ピストン及び封圧によって三軸状態( $\sigma_z > \sigma_y = \sigma_x$ )を設定する。

#### 4.2.4 角柱岩石の応力開放試験

##### 4.2.4.1 岩石試料及びアタッチメント

角柱の岩石試料は、幌延深地層研究センターにおける稚内層珪質泥岩(東立坑、深度350m)を用いた。岩石試料はき裂の少ない健全な部分を用い、岩石カッター及び岩石研削盤によって70×35×35mmの直方体に整形した(図4.2-5a)。図4.2-5bに、岩石試料のアタッチメントの写真を示す。図4.2-5bに示すように、岩石試料のアタッチメントは、上下左右に配置するエンドピースと岩石試料の間に分水盤、銅箔、並びにテフロンシートを挟み込む形で設置する。これは、載荷に伴い岩石試料表面とエンドピースに生じる摩擦を低減させるためである。これらを配置した後、図4.2-6aに示すように、シリコンシーラントによって岩石試料表面の被覆および岩石試料とエンドピースの接合を行った。その後、試験装置の台座に設置し、鉛直Z方向及び水平Y方向の透水ラインを接続する(図4.2-6b)。岩石試料は1ヶ月以上イオン交換水に沈め、含水飽和させた。

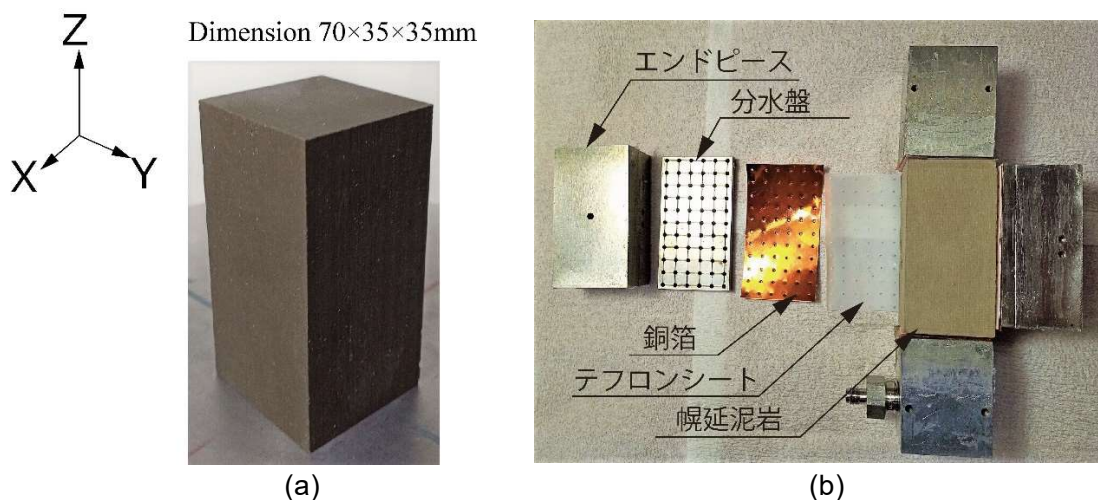


図4.2-5 (a)幌延泥岩試料, (b)岩石試料のアタッチメント: 外側からエンドピース, 分水盤, 銅箔, テフロンシート, 岩石試料の順に配置する。写真では左側を展開しており, 右側は

同様に配置されたものを岩石とエンドピースで挟み込むように配置している。上部及び下部は、エンドピース、銅箔、テフロンシート、岩石試料の順に配置している。上部及び下部のエンドピースには溝があり分水できる構造となっている。

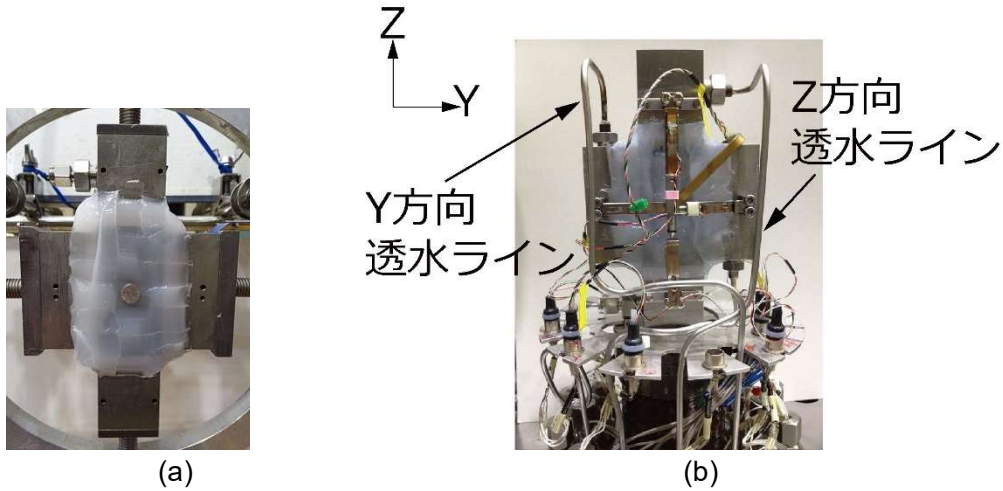


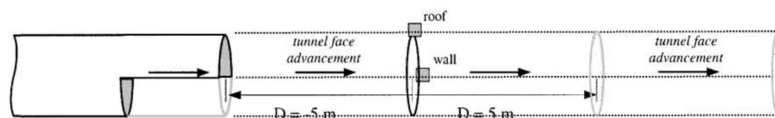
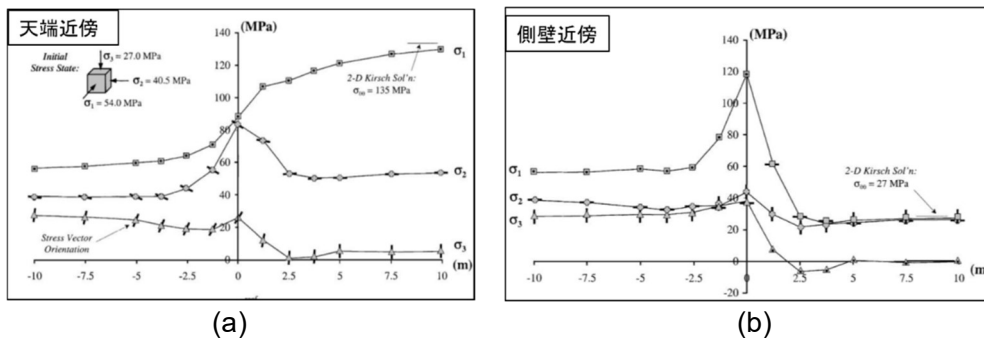
図 4.2-6 (a)岩石及びアタッチメントをシリコンによって被覆した様子、(b)Z方向・Y方向の透水ライン及び5つの変位計を設置した様子。変位計はZ方向・Y方向にそれぞれ2つ(写真で見えている前面と背面)設置し、X方向は中央に1つ設置した。透水ラインはシリンジポンプまでの長さが同じになるように調節している。

#### 4.2.4.2 実験手法

本実験では、掘削時の切羽進入に伴う応力再分配を模擬した岩石実験を行う。坑道掘削前の初期地圧の状態、及び坑道掘削後の壁面が解放された状態においてフローポンプ法による透水試験を実施し、破壊モードの影響によるき裂の発生が透水特性に与える影響の違いを確認した。透水試験は、鉛直Z方向及び水平Y方向の2方向について行った。

実験における载荷荷重は Eberhardt(2001)<sup>11)</sup>の数値解析ケースを参考に、作用させる3方向の応力の増加・減少傾向を設定した(図 4.2-7)。Eberhardt(2001)<sup>11)</sup>では、以下の3つの要素について坑道壁面の応力状態に与える影響を検討している。

- (i)坑道掘削前の初期地圧(3主応力)の方向と坑道の軸の関係
- (ii)坑道断面の位置(天端及び側壁近傍)
- (iii)切羽の位置



(c)

	主応力	初期地圧	切羽通過時*	掘削後		主応力	初期地圧	切羽通過時*	掘削後
天端近傍	$\sigma_1$	坑道横断	坑道横断	坑道横断	側壁近傍	$\sigma_1$	坑道横断	坑道横断	鉛直
	$\sigma_2$	坑道縦断	坑道縦断	坑道縦断		$\sigma_2$	坑道縦断	鉛直	坑道縦断
	$\sigma_3$	鉛直	鉛直	鉛直		$\sigma_3$	鉛直	坑道縦断	坑道横断

\*主応力の方向は変化するため、おおよその向きを記載。

(d)

(e)

図 4.2-7 初期地圧の最大主応力が水平でかつ坑道軸と直交になる場合の、切羽進入に伴う主応力値及び主応力方向の変動についての数値解析結果：(a)天端近傍、(b)側壁近傍、(c)応力計算位置と切羽の位置の関係、(d)天端近傍における各段階での主応力軸の方向、(e)側壁近傍における各段階での主応力軸の方向((a), (b), (c)は Eberhardt(2001)<sup>11)</sup>に追記)。

Eberhardt(2001)<sup>11)</sup>が検討している初期地圧の方向と坑道軸の関係の中で、切羽進入時の差応力状態が最も大きくなるのは、地圧の最大主応力が水平でかつ坑道軸と直交になる場合である。また、切羽進入時の差応力が最も高い傾向があるため、切羽進入時に掘削影響領域が形成されると仮定した。切羽進入時の差応力の状態に注目すると、天端近傍は最大及び中間主応力が大きく、最小主応力が低い二軸圧縮卓越応力場になる。一方、側壁近傍では最大主応力が大きく、中間及び最小主応力が小さい一軸圧縮卓越応力場になる。本実験においてもこれら2ケースを想定し、一軸圧縮応力卓越場(ケース 1)及び二軸圧縮応力卓越場(ケース 2)において破壊が生じるように荷重を制御した。

本実験で計測された2つの载荷経路を図 4.2-8 及び図 4.2-9 に示す。本実験では、封圧の载荷・除荷は応力制御とし、鉛直方向の载荷・除荷はストローク制御とする。本実験で採用した初期地圧は、幌延地下研究所における深度 350m 相当の応力設定値としている。幌延地下研究所では、設計時における地圧比を、最大主応力、中間主応力(鉛直方向)、最小主応力の順に 1.3, 1.0, 0.9 と設定している(森岡ほか, 2008<sup>33)</sup>)。したがって、深度 350m の土被り圧を 5.6MPa とすると、最大主応力は 7.3MPa, 最小主応力 5.0MPa となる。間隙水圧は、地下 350m 相当の 3.5MPa を作用させた。岩石試料には、鉛直 Z 方向(最大主応力)、水平 Y 方向(中間主応力)、及び水平 X 方向(最小主応力)として、それぞれ対応する荷重を载荷した。以下に、応力経路ごとの鉛直 Z 方向、水平 Y 方向、及び水平 X 方向の応力状態を述べる。図 4.2-8 及び図 4.2-9 の①, ②, ③は、透水係数を計測した時刻及び応力状態を示す。

経路 I : 封圧を上昇させ、X 方向の応力値 8.5MPa(有効応力 5MPa)まで増加する。その後、Z 方向、Y 方向を、それぞれ 10.8MPa(有効応力 7.3MPa), 8.9MPa(有効応力 5.6MPa)付近まで载荷した。図 4.2-8 及び図 4.2-9 に示すように、荷重の制御はストローク制御で行っているため、Z 方向及び Y 方向の荷重の制御に若干の誤差が生じている。しかし、初期地圧は破壊強度よりも十分低い応力値であり、力学的・水理学的影響は無視できる範囲であると判断した。図 4.2-8 及び図 4.2-9 に示す①の応力状態で透水試験を行った。

経路 II : ・一軸圧縮応力卓越場(ケース 1)では、Y 及び X 方向荷重は一定として、試料が破壊するまで Z 方向荷重を増加した。

・二軸圧縮応力卓越場(ケース 2)では、X 方向荷重は一定として、Y 方向及び Z 方向荷重をケース 1 における破壊強度近傍まで増加し、その後試料が破壊するまで Z 方向荷重のみを増加した。

岩石試料が破壊した後、残留応力が安定するまで Z 方向変位を増加した。図 4.2-8 及び図 4.2-9 に示す②の応力状態で透水試験を行った。

経路Ⅲ：坑道掘削後の壁面が解放された状態を想定し、それぞれの荷重を減圧した。応力値は Z, Y, X の順に、13MPa, 10.5MPa, 3MPa とした。通常、天端及び壁面近傍では、坑道の掘削に伴い応力が解放されるため、最小主応力(実験では X 方向)はゼロにすることが望ましい。しかし、本実験では除荷後の透水係数をフローポンプ法によって計測するために間隙水圧を少なくとも 1MPa 程度に保持する必要がある。また破壊している岩石のリークのリスクを低減するために、封圧(水平 X 方向)を 3MPa に設定した。

図 4.2-8 及び図 4.2-9 に示す③の応力状態で透水試験を行った。

本試験では、比較的低透水である珪質泥岩を扱うため、フローポンプ(下流側定圧制御)法を採用した。透水試験は、上述した経路ごとに、鉛直 Z 方向及び水平 Y 方向の 2 方向をそれぞれ行った。流速は、0.002mL/min を一定流量として制御した。間隙水圧は除荷前は 3.5MPa, 除荷後は 1.0MPa とし、透水係数の算出はダルシーの式を用いた。

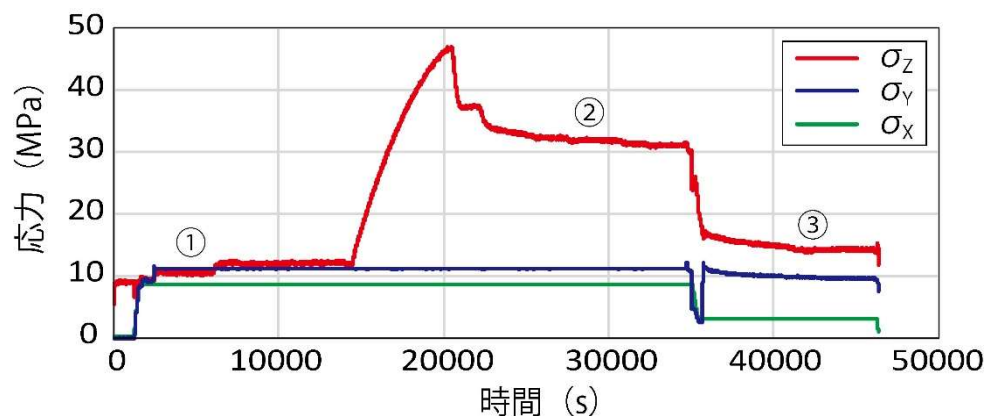


図 4.2-8 ケース 1 (一軸圧縮卓越応力場)における载荷応力時刻歴. 図中の①,②,③は透水試験を行った時刻及び応力状態を示す.

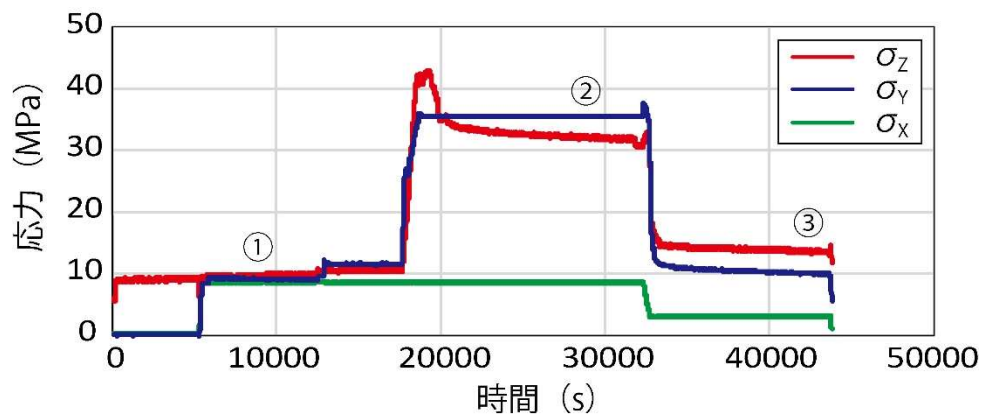


図 4.2-9 ケース 2 (二軸圧縮卓越応力場)における载荷応力時刻歴. 図中の①,②,③は透水試験を行った時刻及び応力状態を示す.

#### 4.2.4.3 実験結果

図 4.2-8 及び図 4.2-9 にそれぞれのケースの载荷応力時刻歴を示す。初期地圧、及び掘削後の応力開放状態を模擬した応力値についてはおおむね再現することができた。ケース 2 については、Z 及び Y 方向の荷重を同時に载荷したため、結果的にケース 1 よりも短い時間で载荷し、破壊に至っている。

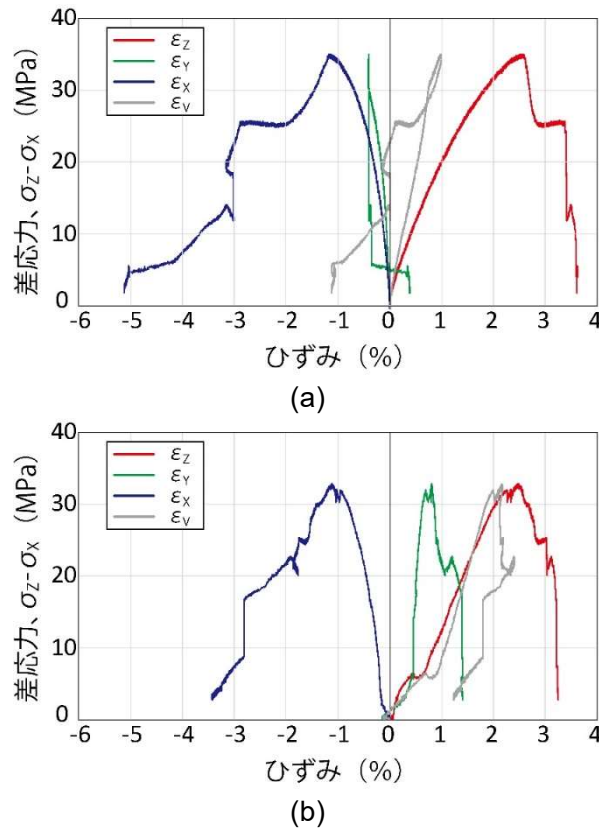


図 4.2-10 差応力とひずみの関係：(a) ケース 1 (一軸圧縮卓越応力場)，(b) ケース 2 (二軸圧縮卓越応力場)。

図 4.2-10 に各ケースの差応力( $\sigma_z - \sigma_x$ )と 3 方向のひずみ( $\epsilon_x$ ,  $\epsilon_y$ ,  $\epsilon_z$ )及び体積ひずみ( $\epsilon_v = \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z$ )の関係を示す。ケース 1 では、最初は線形的な応力ひずみ曲線を示すが、最大荷重の 40-50%から次第に非線形の挙動を示した。一方、ケース 2 では、水平 Y 方向(中間主応力)の荷重時に非線形な挙動を示すが、その後はほぼ線形に変形しピーク圧縮応力を迎えている。これは、二軸圧縮卓越応力場であるため、より弾性的な変形挙動を示したためだと考えられる。ケース 1 とケース 2 を比較すると、 $\epsilon_y$  及び  $\epsilon_v$  の挙動は明らかに異なっている。まず、 $\epsilon_y$  は Y 方向の荷重が加えられた後は一定値を示し、適切に制御されていることがわかる。ケース 1 では、 $\epsilon_y$  は膨張側に、ケース 2 では圧縮側になった。また、ケース 1 では、 $\epsilon_v$  はピーク後に膨張方向に転じるのに対し、ケース 2 では、膨張方向への変化が顕著ではない。

最大圧縮応力は、ケース 1、ケース 2 でそれぞれ 36.2MPa, 32.7MPa を計測した。中間主応力が破壊強度に与える影響は、これまでも主に結晶質岩を対象に検討されている(図 4.2-11)。通常、中間主応力が増えるに従って圧縮強さは増加するが、中間主応力が最大主応力に近づくにつれて、破壊モードがせん断から伸張に変化し、圧縮強さも減少していく。本実験では、ケース 2 における中間主応力が最大主応力に近く、圧縮強さが上昇しなかったと考えられる。また、上述した荷重速度の違いが影響した可能性もある。



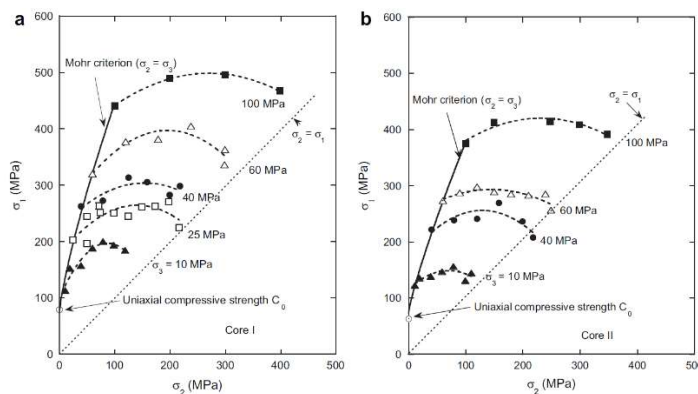


図 4.2-11 異なる最小主応力における最大主応力と中間主応力の圧縮強さの関係(Haimson and Rudnicki, 2010<sup>34</sup>).

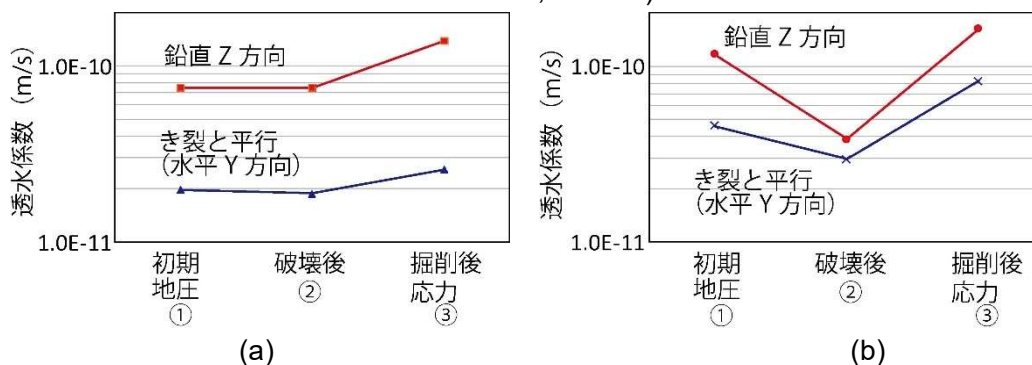


図 4.2-12 各段階における透水係数測定結果：(a)ケース 1(一軸圧縮卓越応力場)、(a)ケース 2(二軸圧縮卓越応力場)

図 4.2-12 に各ケースの透水係数測定結果を示す。初期地圧における透水係数はケース 2 の方がやや高い結果が得られたものの、オーダーとしてはケース 1 とケース 2 で同程度であった。また、どちらのケースも鉛直 Z 方向が水平 Y 方向よりも高い値を示しており、透水異方性が確認できた。応力の各段階の変化については、どちらも破壊後の残留強度の時点②における透水係数が最も低くなった。②はマクロき裂が発生した後の残留応力であるが、応力値としては①と③に比べて高く、②の段階においては、マクロき裂は水みちとして透水係数に影響を与えたとは考えにくい。この結果は、単純にき裂の存在が透水係数の上昇に繋がるわけではなく、応力場及びき裂の状態を含めて検討する必要があることを示している。次に、③の段階ではどちらのケース及び透水測定方向でも透水係数が上昇した。この結果は、減圧作用が透水係数に明らかに影響を与えることを示している。

Sato et al. (2018)<sup>32</sup>)でも議論されているように、通常、結晶質岩ではマクロき裂が生じると透水係数が増加するのに対し、砂岩や泥岩などの堆積岩ではマクロき裂が透水係数に与える影響が明瞭ではない。マクロき裂が透水性に及ぼす影響は、岩石を構成する鉱物粒子にも依存するため、岩石ごとの検討が必要である(Alam et al., 2014<sup>35</sup>)。本実験で得られた結果は、幌延の稚内層珪質泥岩では、き裂が生じたとしても応力場に変動がなければ、透水係数の上昇の影響はほとんどないことを示唆している。き裂の方向と応力場の変動が透水係数に与える影響については、特に堆積岩において検討されている例が少なく、水理-力学連成モデルを構築するためには、今後も実験データを拡充していく必要がある。

図 4.2-13~18 に、実験前及び実験後の岩石試料の X 線による透視画像 (CT 画像) を示す。本 CT 画像は、黒く見える部分は間隙で、より白く見える部分ほど粒子が密である。CT 画像

は圧力容器から取り出した後の大気圧状態で撮影しており、載荷時とはき裂の幅やかみ合わせの位置が異なっている可能性があるため注意が必要である。

図 4.2-13a に、ケース 1 における岩石試料の実験後の CT 画像断面を再構築した立体画像を示す。図 4.2-13 b,c,d に、図 4.2-13a の中心を通る X-Y 断面，Y-Z 断面，X-Z 断面をそれぞれ示す。実験後の岩石試料には、斜めの巨視的なき裂が 2 本生じ、共役なせん断面が観察できる。岩石試料には、せん断面以外にも水平方向のき裂がせん断面から外側に進展するように生じている。これらのき裂は、せん断き裂を突き抜けて進展していないため、せん断き裂が形成された後の二次的なき裂であることがわかる。せん断破壊は通常ピーク応力時に形成されるため、二次的な水平のき裂はピーク応力後の残留応力または減圧時に形成されたと考えられる。Sato et al. (2018)<sup>32)</sup> は、本実験と同様の真三軸試験機を用いて、残留強度までの圧縮試験を行っているが、実験後の岩石試料にはこれらの水平のき裂は生じていない。したがって、本試験で形成された水平のき裂は、残留強度後の減圧時の水平 Y 方向ピストンと岩石の摩擦によって生じたと考えられる。

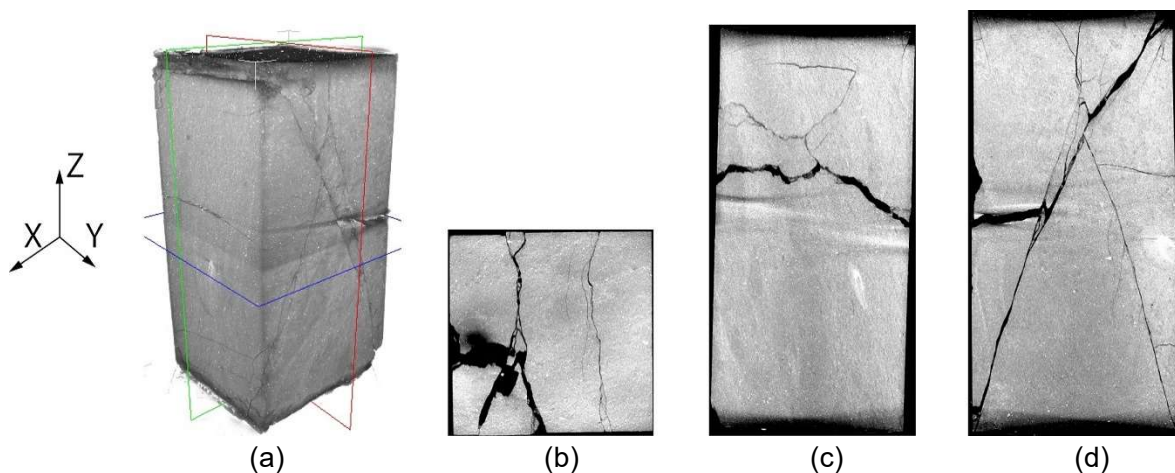


図 4.2-13 岩石試料の CT 画像（ケース 1，一軸圧縮卓越応力場）：(a)立体画像，(b)X-Y 断面中央，(c) Y-Z 断面中央，(d) X-Z 断面中央。

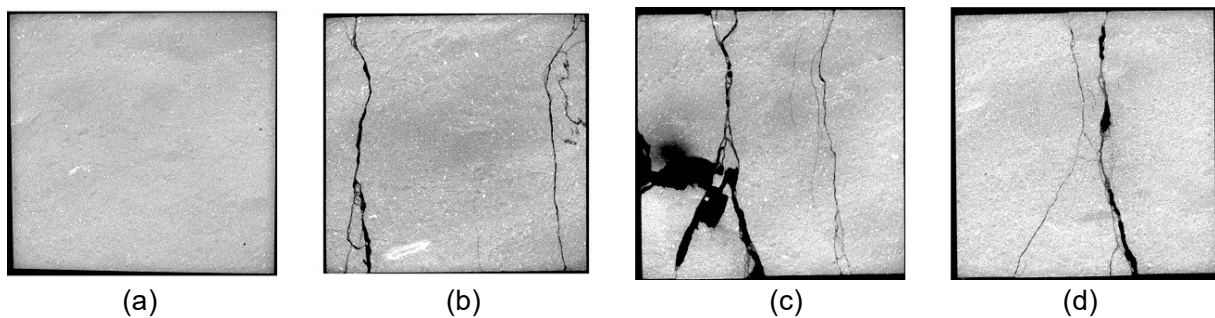


図 4.2-14 岩石試料の CT 画像（ケース 1，一軸圧縮卓越応力場）：(a) X-Y 断面中央（実験前），(b) X-Y 断面下部（実験後），(c) X-Y 断面中央（実験後），(d) X-Y 断面上部（実験後）。

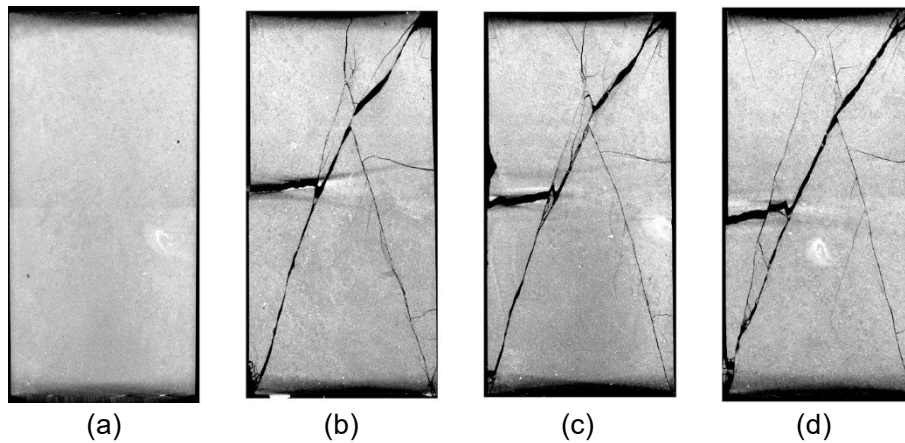


図 4.2-15 岩石試料の CT 画像（ケース 1，一軸圧縮卓越応力場）：(a) X-Z 断面中央（実験前），(b) X-Z 断面手前（実験後），(c) X-Z 断面中央（実験後），(d) X-Z 断面奥（実験後）。

図 4.2-14 は、実験前の X-Y 断面中央部、及び実験後の X-Y 断面下部、中央部、上部を示す。実験前の CT 画像には既存き裂などの弱面は認められなかったが、図の左下から右斜め上に向かって層理面を示す模様が確認できる。せん断き裂は、Y 方向とほぼ平行に生じている。図 4.2-14b には、高密度を示す白い楕円形の模様も確認できる。せん断き裂の状況から、これらの層理面の影響は新たに生じたき裂にほとんど影響していないと考えられる。図 4.2-15 は、図 4.2-13a の X-Z 断面手前、中央、奥を示す。X-Z 断面のき裂は、どの断面でもほとんど変化はなく、 $\sigma_x$  方向（水平 X 方向）に膨張する形でせん断面が形成されたことがわかる。X-Z 断面においても、層理面の影響はほとんどないと考えられる。

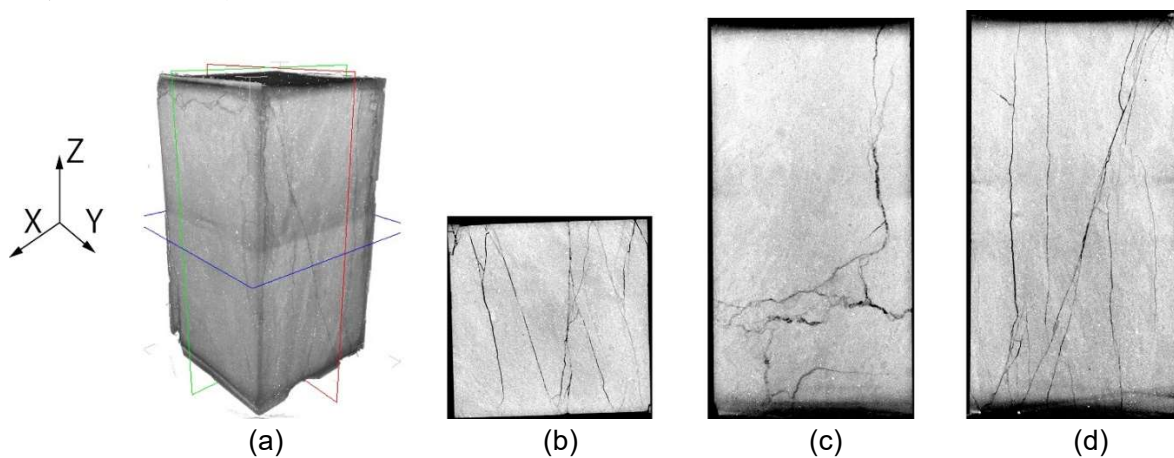


図 4.2-16 岩石試料の CT 画像（ケース 2，二軸圧縮卓越応力場）：(a) 立体画像，(b) X-Y 断面中央，(c) Y-Z 断面中央，(d) X-Z 断面中央。

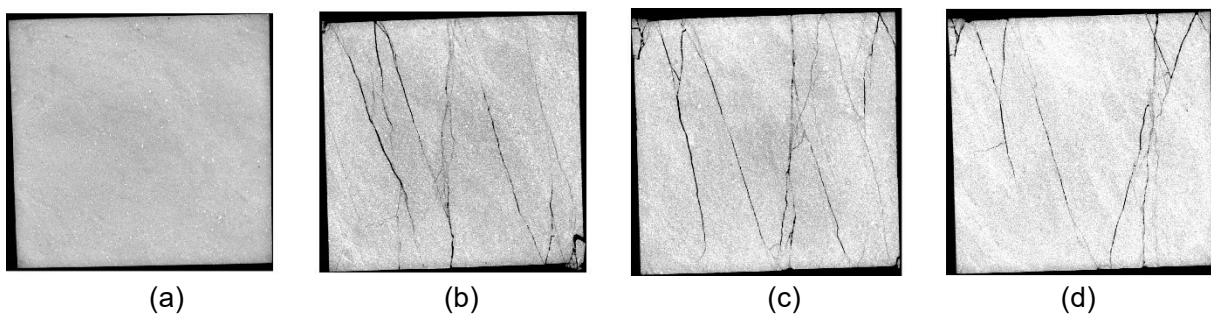


図 4.2-17 岩石試料の CT 画像（ケース 2，二軸圧縮卓越応力場）：(a) X-Y 断面中央（実験前），(b) X-Y 断面下部（実験後），(c) X-Y 断面中央（実験後），(d) X-Y 断面上部（実験後）。

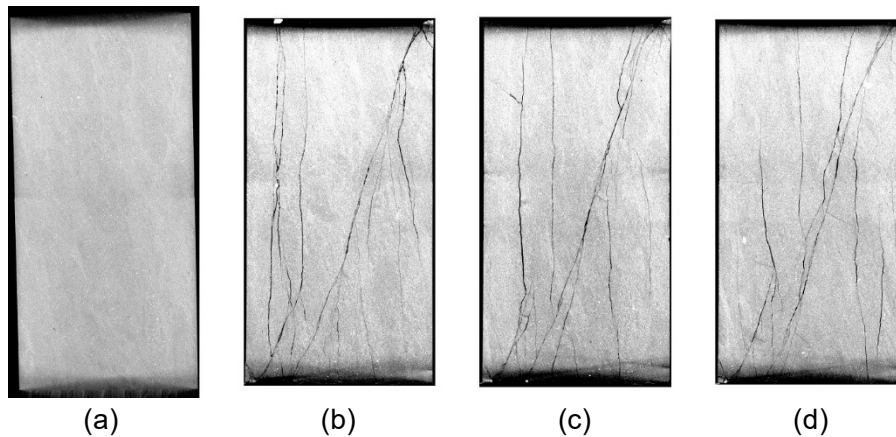


図 4.2-18 岩石試料の CT 画像 (ケース 2, 二軸圧縮卓越応力場): (a) X-Z 断面中央 (実験前), (b) X-Z 断面手前 (実験後), (c) X-Z 断面中央 (実験後), (d) X-Z 断面奥 (実験後).

図 4.2-16a に、ケース 2 岩石試料の試験後の CT 画像断面を再構築した立体画像を示す。図 4.2-16 b,c,d に、図 4.2-16a の中心を通る X-Y 断面、Y-Z 断面、X-Z 断面をそれぞれ示す。ケース 1 とは異なり、ケース 2 では斜めのせん断き裂とともに明瞭な鉛直方向のき裂が数本確認できる。ケース 2 の応力状態は、水平 Y 方向ピストンの荷重が大きく、二軸圧縮卓越応力場である。したがって、岩石のひずみは  $\sigma_x$  方向 (水平 X 方向) のみが膨張しており (図 4.2-10)、鉛直方向のき裂は伸張応力場における引張によって生じたものである。また、ケース 2 では、ケース 1 で見られた水平方向のき裂はほとんど見られなかった。ケース 1 と同様に、図 4.2-17 に実験前後の X-Y 断面を、図 4.2-18 に実験前後の X-Z 断面をそれぞれ示す。図 4.2-17 から、せん断き裂は Y 方向にほぼ平行に生じているのに対し、引張き裂は若干傾きをもっていることがわかる。これは、純粋な引張だけではなく、水平 Y 方向の圧縮荷重によるせん断の効果が表れた結果である。図 4.2-12 で示したように、①の初期地圧と②の破壊後では透水係数はケース 1 と 2 で大きな差がみられなかった。しかし、③の減圧時には、相対的にケース 2 の鉛直 Z 方向の透水係数の上昇が大きかった。これは、ケース 2 の鉛直方向のき裂が減圧されたことによって水みちとして機能したためだと考えられる。図 4.2-19 に幌延深地層研究センターの 350m 調査坑道で観測されたき裂のスケッチを示す。青柳ほか, 2017<sup>1)</sup>は、密度の高い引張割れ目が坑道壁面に形成されていることを現場観察から確認している。また、坑道周辺岩盤の破壊進展を模擬した有限要素法解析からも、引張破壊が支配的に生じていることを示している (青柳ほか, 2017<sup>1)</sup>)。これらの破壊状況は、本実験における二軸圧縮卓越応力場で形成された引張破壊に類似している。今後は、幌延の坑道における切羽進入時の応力状態を解析的に検討し、現場の破壊の状況との比較を通して透水特性の評価につなげることが課題として挙げられる。

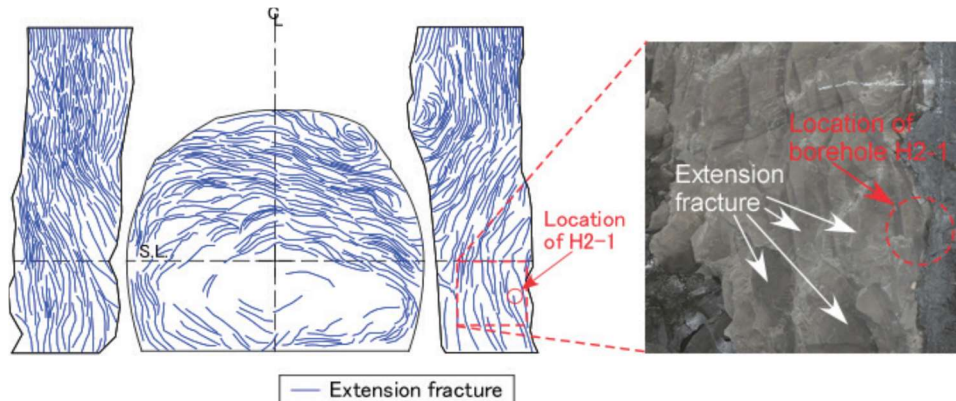


図 4.2-19 幌延深地層研究センターの 350 m 調査坑道の側壁で観察された代表的なき裂のスケッチと写真(青柳ほか, 2017<sup>1)</sup>).

#### 4.2.4.4 試験機の制御に関する問題点

本試験機は、上述したように、3つのピストン(鉛直1つ・水平2つ)と圧力容器の封圧によって真三軸荷重を再現するものである。封圧は岩石や圧力容器の内側だけではなく、圧力容器の中に侵入しているピストンにも作用しているため、封圧を増減させれば、ピストンの荷重もそれに応じて変化する。通常の真三軸圧縮試験では、封圧を載荷させた後に、ピストンの荷重や変位を制御させながら載荷するため、封圧によるピストン荷重への影響を考慮する必要はない。しかし本実験では、掘削時の応力解放を模擬するために、3方向の荷重を減圧し、目標設定値で一定になるように制御する必要がある。封圧を除荷する際に、ピストンに作用していた圧力も減少するため、封圧を除荷と同時にピストンの荷重を制御しなければならず、応力値の適切な操作には困難が伴う。これらの除荷過程をより適切に制御するためには、時間をかけてゆっくりと荷重値を見ながら減少させることの他に、設定応力値に減少させたら自動的に載荷を停止する機能を試験機に付加することが考えられる。また、三方向ともピストンによって制御する真三軸試験機であれば、圧力容器による封圧は使用しないため除荷時の制御にも問題はない。

二つ目の問題点として、間隙水圧及び封圧の取り扱いに関する問題がある。坑道掘削後の壁面の状態は、間隙水圧及び封圧(最小主応力)は坑道内の大気圧に近い値であると想定される。しかし、本試験ではフローポンプ法によって透水係数を測定したため、間隙水圧を少なくとも1MPa程度に設定する必要がある。それに伴うリークのリスクを下げるために、封圧を少なくとも2MPa以上に設定する必要がある。従って、厳密には壁面の応力場を模擬できていない。これに関しては、シリンジポンプによる水圧の測定の代わりに、透水ライン上に差圧計を取り付けることによって、上流と下流の差圧をより精度良く計測することができるため、1MPaよりも小さな間隙水圧での透水試験を実施することが可能となる。

### 4.3 力学・水理学特性モデル化のための課題の抽出

本項では、堆積軟岩の水理-力学特性をモデル化するために、これまでの研究を整理し課題の抽出を行う。Rutqvist et al. (2009)<sup>22)</sup>は、DECOVALEXプロジェクトの一環として、廃棄物周辺の熱-水-応力連成解析(THM)について、複数の解析手法の比較を行っている。対象岩盤として、比較的浅い不飽和な火山岩及び飽和した結晶質岩についてそれぞれの違いを比較している。透水係数の変化に影響を与える要因として、廃棄体の発熱による岩石の膨潤とそれによるき裂幅の減少を挙げている。き裂を有する岩石の応力と透水係数の関係性については、原位置試験の結果から必要な解析パラメータを設定している。

富田(2008)<sup>36)</sup>は、堆積軟岩の時間依存性挙動に着目し、拘束圧及びひずみ速度依存性のモデルとして、ひずみ軟化型弾粘塑性水-土連成解析モデルを提案し、試験結果の再現を行っている。提案したモデルを用いて堆積軟岩の坑道の掘削に関する二次元解析を行っており、間隙水圧の影響について言及している。さらに、富田ほか(2007b)<sup>12)</sup>では、青森県六ヶ所村の中深度処分埋設施設の調査の一環として行われている試験空洞において、掘削時に間隙水圧を測定しており、切羽が侵入する際に間隙水圧が上昇していることを報告している(図 4.3-1)。これは、切羽が侵入する際に一時的に非排水状態になり、間隙水圧が上昇したためだと考えられる。測定されている間隙水圧は岩石の破壊に大きく寄与するほどの値ではなかったものの、より圧力の高い深度や、壁面直近ではより高い間隙水圧が計測される可能性がある。Wild and Amann (2018a)<sup>13)</sup>、(2018b)<sup>14)</sup>はオパリナス粘土を対象に、排水条件の違いが間隙水圧に与える影響について検討している。圧密の状態が破壊前後のダイレイタンシー挙動及び破壊後の軟化挙動に影響を与えることを示した。また、掘削にともなう応力経路の変化が間隙水圧に与える影響を解明するために室内実験を行った。坑道壁面を模擬した応力経路の違いによって、間隙水圧が増減することが計測された。

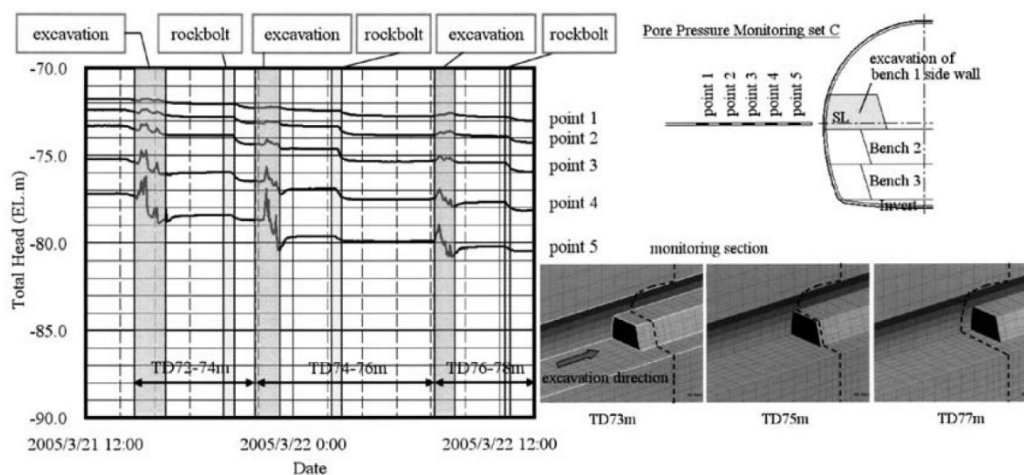


図 4.3-1 掘削地の壁面近傍の全水頭の測定(富田ほか,2007b<sup>12)</sup>に一部追記)

Popp et al.(2008)<sup>37)</sup>はモンテリノのオパリナス粘土を対象に、円柱三軸試験と一面せん断試験を実施し、層理面がダイレイタンシー挙動やせん断強度に与える影響を広範囲の応力状態について検討している。粘土岩における力学・水理学特性モデルについては、多孔質な母岩と層理面の影響が大きく、き裂と水理特性の連成挙動を構築することの難しさに言及している。室内試験に基づいて、岩盤の硬化軟化挙動とダイレイタンシー効果を取り入れた粘弾性弾塑性モデル、及び層理面のせん断強度の軟化を取り入れた変位速度依存性のある構成モデルを提案している。

Tang et al.(2002)<sup>38)</sup>、Asahina et al.(2018)<sup>39)</sup>は、砂岩の室内実験で得られた応力-ひずみ、及びひずみ-透水係数の関係から、岩石モデルを作成し、数値計算によってそれらの挙動がある程度模擬することが可能であることを示した(図 4.3-2 及び図 4.3-3)。き裂が発生していない要素については、実験で得られた応力と透水係数の測定値をそのまま近似し、き裂が発生した要素については、損傷度合いやき裂の開口幅に伴って透水係数が変化するように設定した。実験では、荷重の初期段階は圧縮によって透水係数が減少するが、き裂が発生するとともに透水係数が上昇し始め、マクロき裂が繋がるピーク応力以降は透水係数も最大値となった。これらの実験で得られた水理-力学連成挙動の測定結果をモデルによってある程度再現することができることを示している。しかし、前項の幌延の稚内層珪質泥岩の実験結果が示すとおり、このようなき裂

の進展が直接透水係数の上昇に繋がらないような堆積軟岩では、構成粒子の形状や組成の違いによる岩石固有の応力と透水係数の関係を示すパラメータが必要である。

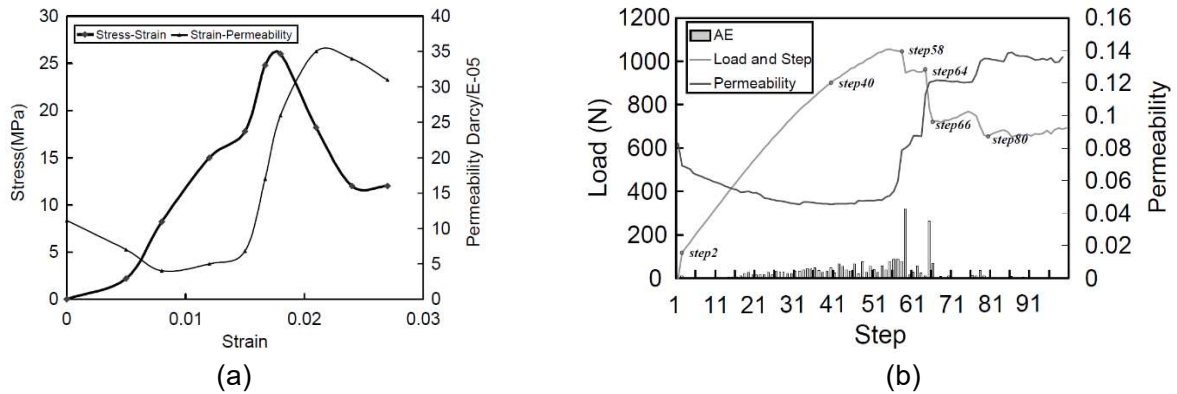


図 4.3-2 (a)一軸圧縮試験における応力・透水係数とひずみの実験結果(砂岩), (b) F-RFPA<sup>2D</sup> (有限要素法をベースとした解析手法)の解析結果(Tang et al., 2002<sup>38</sup>)

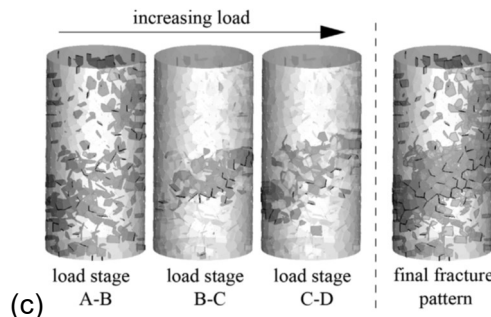
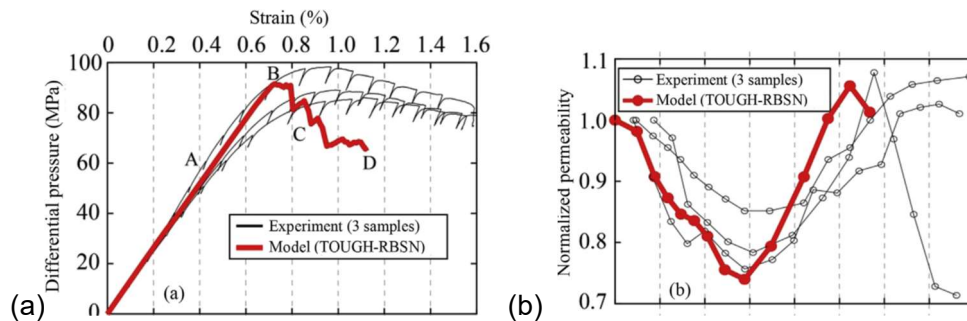


図 4.3-3 白浜砂岩を対象とした三軸圧縮試験結果及び解析結果(剛体-バネモデルをベースにした解析手法) (a)差応力-ひずみ関係, (b)透水係数-ひずみ関係, (c)それぞれの応力レベルにおける破壊の進展状況(Asahina et al., 2018<sup>39</sup>)

これまでの坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学特性に関する研究を踏まえ、モデル化のための課題として以下のような点が挙げられる。

#### 中間主応力の違いによる岩石の損傷状態が水理特性に与える影響に関する検討

これまでの研究により、中間主応力が岩石の強さ等の力学的特性に影響を与えることが分かっている。しかし、中間主応力が岩石の損傷状態及び水理学的特性に与える影響についてはほとんど研究されていない。本研究においても、中間主応力を変化させ透水係数の計測を行ったが、より実験データを拡充する必要がある。例えば、切羽進入に伴う応力の回転をより忠実に再現した応力場において、透水係数の異方性が連続的にどのように変化していくのかこれまで計測された例はない。また、層理面や既存き裂の存在が、中間主応力の変化及びそれに伴う透水性

の変化にどのように寄与するのか実験・解析において検討された例は少ない。埋設地における3軸応力状態が、坑道掘削時の地盤の変形、掘削影響領域(岩盤損傷を含む)、及び水理特性に与える影響やその将来的な変化に対する応答を明らかにすることで、天然バリアとしてのより適切な評価が可能となる。

#### 間隙水圧が掘削影響領域に与える影響

上述したように、坑道掘削による岩盤の変形・応力の変化によって、坑道壁面が一時的な非排水状態になり、掘削中及び掘削直後は間隙水圧が上昇することが原位置試験で計測されている。しかし、原位置で計測している間隙水圧の増加が、坑道掘削に伴う岩盤のゆるみやき裂の発生にどのような影響を与えるのかこれまで詳しく検討されていない。加えて、原位置における間隙水圧の測定(特に掘削影響領域を形成する坑道壁面極近傍)は難しく、間隙水圧と岩盤の応力・変形との相互作用についての検討は不十分である。掘削に伴う切羽の進入による間隙水圧の上昇と岩盤の強度に与える影響を、原位置試験、室内試験、及び数値計算によって検討する必要がある。特に、堆積軟岩は剛性が低く透水係数も低いいため、有効応力が減少しやすい。堆積軟岩を対象として、有効応力によって定式化した構成則を考案する必要がある。

#### 原位置の岩盤と室内試験の岩石の破壊強度の違いに関する検討

これまでの原位置の計測や実験的検討から、原位置の岩盤の破壊強度は、室内岩石試験の一軸圧縮強度の約0.4倍になるとされている。しかし、この原因についてはいまだ明らかにされていない。原位置の岩盤の破壊強度は様々な要因によって影響を受ける。既往の研究では、既存き裂の存在、高封圧から低封圧状態に移行したときのき裂の進展促進、切羽進入に伴う応力の回転、間隙水圧の上昇、座屈の影響、掘削速度、振動の影響等が議論されている。これら様々な現象は、坑道掘削壁面近傍の応力場の変動やき裂の形成に影響を及ぼしていると考えられるが、各要因の影響度合いについて報告された例はなく、今後検討すべき課題といえる。これらの影響を適切に岩盤の力学・水理学特性のモデルに組み込み、実際の坑道周辺の損傷及び水理特性を評価することが必要である。

#### 4.4 まとめ

本項では、坑道掘削に伴う岩盤の力学・水理学的影響範囲の評価手法について、段階的な応力場の変化の取り扱い並びに新規き裂の発生及び既存き裂の開口等の水理特性の変化に着目して、既往の研究を対象に知見を整理し課題の抽出を行った。また、Eberhardt(2001)<sup>11)</sup>の解析事例を参考に、切羽進入に伴う段階的な応力変動を模擬した岩石試験を行った。岩石は、幌延深地層研究センターにおける稚内層珪質泥岩(東立坑、深度350m)を用いて角柱に整形し、真三軸試験機を用いた圧縮・減圧試験を行った。本実験の結果、インタクトな初期地圧の状態よりも、マクロなき裂が生じた破壊後の残留応力が作用している岩石の方が透水係数は低くなることがわかった。また、応力開放を模擬した減圧によって、透水係数が上昇した。マクロなき裂が水みちとして透水係数に影響を与えるには、単純なき裂の存在だけではなく、応力場及びき裂の状態を含めた検討が必要である。

既往の研究から、岩盤の応力解放を想定した力学構成モデル及び水理学特性の連成モデルについて知見を整理し、課題の抽出を行った。文献調査の結果として、結晶質岩については力学特性及び水理学特性の評価に関する研究が多かったものの、堆積軟岩については実験データ及び解析例が少なく、データの拡充が必要である。検証データを拡充することによって、堆積軟岩における岩盤の力学的・水理学的モデルを構築し、力学的・水理学的連成モデルの定量化をより詳細に議論できると考えられる。



【引用文献】

- 1) 青柳和平・石井英一・石田 毅 (2017) 幌延深地層研究センターの350m調査坑道における掘削損傷領域の破壊様式の検討. *Journal of MMIJ*, 133(2), 25–33.
- 2) 郷家光男・多田浩幸・瀬野康弘・中間茂雄・佐藤稔紀 (2006) 瑞浪超深地層研究所の研究坑道における掘削損傷領域を考慮した掘削影響解析. *トンネル工学論文集*, 16, 35–45.
- 3) 富田敦紀・蛭名孝仁・戸井田克・白鷺 卓・岸田 潔・足立紀尚 (2007a) 低拘束圧下における堆積軟岩空洞の破壊現象の考察. *土木学会論文集C*, 63(4), 1054–1064.
- 4) Nguyen, T. S., Li, Z., Su, G., Nasser, M. H. B., Young, R. P. (2018) Hydro-mechanical behavior of an argillaceous limestone considered as a potential host formation for radioactive waste disposal. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 10, 1063–1081.
- 5) Tsang, C. F., Bernier, F. Davies, C. (2005) Geohydromechanical processes in the Excavation Damaged Zone in crystalline rock, rock salt, and indurated and plastic clays—in the context of radioactive waste disposal. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42, 109–125.
- 6) Lanyon, G. W. (2011) OPG's deep geologic repository for low and intermediate waste: Excavation Damaged Zones Assessment. Fracture Systems Ltd, NWMO DGR-TR-2011-21.
- 7) Ghazvinian, E. (2015) Fracture Initiation and Propagation in Low Porosity Crystalline Rocks: Implications for Excavation Damage Zone (EDZ) Mechanics. Thesis (Ph.D, Geological Sciences & Geological Engineering), Queen's University, 2015-09-27 18:00:35.604.
- 8) Martin, C. D. (1997) Seventeenth Canadian Geotechnical Colloquium: The effect of cohesion loss and stress path on brittle rock strength. *Canadian Geotechnical Journal*, 34, 698–725.
- 9) Cai, M., Kaiser, P. K. (2014) In-situ Rock Spalling Strength near Excavation Boundaries. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 47, 659–675.
- 10) Diederichs, M. S. (2007) The 2003 Canadian Geotechnical Colloquium: Mechanistic interpretation and practical application of damage and spalling prediction criteria for deep tunnelling. *Canadian Geotechnical Journal*, 44(9), 1082–1116.
- 11) Eberhardt, E. (2001) Numerical modelling of three-dimension stress rotation ahead of an advancing tunnel face. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38, 499–518.
- 12) 富田敦紀・森川誠司・田部井和人・白鷺 卓・蛭名孝仁・岸田 潔・足立紀尚 (2007b) 堆積岩空洞掘削時の間隙水圧の計測と数値解析的検討. *材料*, 56(9), 813–819.
- 13) Wild, K. M., Amann, F. (2018a) Experimental study of the hydro-mechanical response of Opalinus Clay – Part 1: Pore pressure response and effective geomechanical properties under consideration of confinement and anisotropy. *Engineering Geology*, 237, 32–41.
- 14) Wild, K. M., Amann, F. (2018b) Experimental study of the hydro-mechanical response of Opalinus Clay – Part 2: Influence of the stress path on the pore pressure response. *Engineering Geology*, 237, 92–101.
- 15) Olsson, W. A. (1991) The compressive strength of tuff as a function of strain rate from 10-6 to 103/sec. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 28(1), 115–118.
- 16) Laigle, F. (2006) Short-term and delayed behaviors of underground openings—field observations and numerical simulations. In: Hart, P., Varona, P. (Eds), *Proceedings 4th International FLAC Symposium, Madrid, Paper No. 02-08*.

- 17) Wang, H., Dyskin, A., Dight, P., Pasternak, E., Hsieh, A. (2020) Review of unloading tests of dynamic rock failure in compression. *Engineering Fracture Mechanics*, 225, 106289.
- 18) Wu, H., Pollard, D. D. (1992) Propagation of a set of opening - mode fractures in layered brittle materials under uniaxial strain cycling. *Journal of Geophysical Research*, 97(B3), 3381–3396.
- 19) Diederichs, M. S., Kaiser, P. K., Eberhardt, E. (2004) Damage initiation and propagation in hard rock during tunneling and the influence of near-face stress rotation. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41, 785–812.
- 20) Lisjak, A., Tatone, B. S. A., Mahabadi, O. K., Grasselli, G., Marschall, P., Lanyon, G. W., de la Vaissière, R., Shao, H., Leung, H., Nussbaum, C. (2016) Hybrid Finite-Discrete Element Simulation of the EDZ Formation and Mechanical Sealing Process Around a Microtunnel in Opalinus Clay. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 49, 1849–1873.
- 21) Tsang, C. F., Stephansson, O., Jing, L., Kautsky, F. (2009) DECOVALEX Project: from 1992 to 2007. *Environmental Geology*, 57, 1221–1237.
- 22) Rutqvist, J., Barr, D., Birkholzer, J. T., Fujisaki, K., Kolditz, O., Liu, Q. S., Fujita, T., Wang, W., Zhang, C. Y. (2009) A comparative simulation study of coupled THM processes and their effect on fractured rock permeability around nuclear waste repositories. *Environmental Geology*, 57, 1347–1360.
- 23) Garitte, B., Shao, H., Wang, X. R., Nguyen, T. S., Li, Z., Rutqvist, J., Birkholzer, J., Wang, W. Q., Kolditz, O., Pan, P. Z., Feng, X. T., Lee, C., Graupner, B. J., Maekawa, K., Manepally, C., Dasgupta, B., Stothoff, S., Ofoegbu, G., Fedors, R., Barnichon, J. D. (2017) Evaluation of the predictive capability of coupled thermo-hydromechanical models for a heated bentonite/clay system (HE-E) in the Mont Terri Rock Laboratory. *Environmental Earth Sciences*, 76, 64.
- 24) Sato, T., Kikuchi, T., Sugihara, K. (2000) In-situ experiments on an excavation disturbed zone induced by mechanical excavation in Neogene sedimentary rock at Tono mine, central Japan. *Engineering Geology*, 56, 97–108.
- 25) Bossart, P., Meier, P. M., Moeri, A., Trick, T., Mayor, J. C. (2002) Geological and hydraulic characterisation of the excavation disturbed zone in the Opalinus Clay of the Mont Terri Rock Laboratory. *Engineering Geology*, 66, 19–38.
- 26) Bossart, P., Trick, T., Meier, P. M., Mayor, J. C. (2004) Structural and hydrogeological characterisation of the excavation-disturbed zone in the Opalinus Clay (Mont Terri Project, Switzerland). *Applied Clay Science*, 26, 429–448.
- 27) 羽柴公博・福井勝則・杉田 裕・真田昌慶 (2014) 稚内層珪質泥岩の力学特性. 原子力バックエンド研究, 21(2), 75–82.
- 28) 青柳和乎・石井英一・近藤桂二・津坂仁和・藤田朝雄 (2015) 幌延深地層研究所における三軸圧縮試験による岩石強度特性の検討. JAEA-Research, 2015-001.
- 29) American Society for Testing and Materials (1999) Standard test method for determination of pore volume and pore volume distribution of soil and rock by mercury intrusion porosimetry, Designation D 4404-84 (Reapproved 1992). *Annual Book of ASTM Standards*, 04.08, 588–592.
- 30) Li, X., Wu, Z., Takahashi, M., Yasuhara, K. (2002) Permeability anisotropy of Shirahama sandstone under true triaxial stresses. *Journal of Geotechnical Engineering, JSCE*, 708(III-59), 1–11.
- 31) Takahashi, M. (2007) Permeability and deformation characteristics of Shirahama sandstone under a general stress state. *Archives of Mining Sciences*, 52(3), 355–369.
- 32) Sato, M., Takemura, T., Takahashi, M. (2018) Development of the permeability anisotropy of submarine sedimentary rocks under true triaxial stresses. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 108, 118–127.

- 33) 森岡宏之・山崎雅直・松井裕哉・尾留川剛・山口雄大 (2008) 幌延深地層研究計画における地下施設の支保設計(実施設計). JAEA-Research, 2008-009.
- 34) Haimson, B., Rudnicki, J. W. (2010) The effect of the intermediate principal stress on fault formation and fault angle in siltstone. *Journal of Structural Geology*, 32, 1701–1711.
- 35) Alam, A. K. M. B., Niioka, M., Fujii, Y., Fukuda, D., Kodama, J. (2014) Effects of confining pressure on the permeability of three rock types under compression. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 65, 49–61.
- 36) 富田敦紀 (2008) 堆積軟岩空洞の掘削損傷領域評価に関する研究. 京都大学博士学位論文.
- 37) Popp, T., Salzer, K., Minkley, W. (2008) Influence of bedding planes to EDZ-evolution and the coupled HM properties of Opalinus Clay. *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, S374–S387.
- 38) Tang, C. A., Tham, L. G., Lee, P. K. K., Yang, T. H., Li, L. C. (2002) Coupled analysis of flow, stress and damage (FSD) in rock failure. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 39, 477–489.
- 39) Asahina, D., Pan, P., Tsusaka, K., Takeda, M., Bolander, J. E. (2018) Simulating hydraulic fracturing processes in laboratory-scale geological media using three-dimensional TOUGH-RBSN. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 10, 1102–1111.



## 5. 研究に必要な国内外の情報収集

### 【仕様書記載内容】

本事業の実施に当たっては、中深度処分の評価対象地盤における地球科学分野（地球物理学、地質学、地震学、水文学、水理学等）等の自然事象等に関する多岐にわたる高い専門性が必要であることから、適宜事業内容に関連する国内外の専門家と意見交換等を行い、事業成果の向上・精緻化を図るものとする。

### 【実施内容および成果】

#### 5.1 国際学会等情報収集

##### 1) FraMCos-X（コンクリート構造の破壊の力学国際会議）（フランス・バイヨンヌ）

###### ・概要

断層の力学・水理特性の評価手法に関する有益な情報を得るため、また原子力発電所や放射性廃棄物処分に関わる研究の最新の研究結果を把握するため、FraMCos-X(Fracture Mechanics of Concrete and Concrete Structures)に参加した。

###### ・日程

令和元年6月24日～6月26日

###### ・情報収集を行った内容

学会開催中は、セメント系材料や岩石等の地質材料における破壊の基礎理論、衝撃荷重試験、水中繰り返し載荷試験及び内部熱膨張による衝撃破壊に関する研究発表を聴講し、断層破砕帯の広がりや熱-水理学的評価技術に関する研究開発状況や関連する新技術についての情報収集を行う等、当該研究に関する有益な情報を得ることが出来た。例えば、地質材料のフラクチャープロセスゾーンに関する知見を収集した。コンクリートの破壊力学の分野では、破壊の先端にフラクチャープロセスゾーンと呼ばれる微細き裂が不連続的に発生する領域について力学的・水理学的に検討されている。コンクリート工学と構造地質学における取り扱いの違いを確認し、本研究における用語の定義を明確にするため、プロセスゾーンを含む断層構造の位置づけについて記述し、本知見を反映させた。また、セメント材料のせん断強さとせん断面の透水係数の関係について、実験に関する知見を得た。本事業の岩盤中の弱面すべりの最新の知見としてまとめ、関連する研究を引用文献として反映した。本シンポジウムへの参加を通して、研究内容について意見交換など、今後の研究を進める上で貴重な情報を得ることができた。また、本シンポジウムによって得られた情報は、所属グループの他の研究員とも共有し、今後の研究に役立てる予定である。

##### 2) ISRM 14th International Congress of Rock Mechanics（ブラジル・フォスドイグアス）

###### ・概要

岩盤工学分野における最新の地下水流動・間隙水圧に係る研究を把握するため、表記、岩盤力学及び岩盤工学国際会議に参加した。

###### ・日程

令和元年9月15日～9月18日

###### ・情報収集を行った内容

一般公演のあった15日から18日までは、岩盤力学及び岩盤工学に関連する研究発表を聴講し、各国の放射性廃棄物地層処分に係る水文地質研究の進捗状況や処分事業の進展についての情報収集を行う等、当該研究に関する有益な情報を得た。特に、中国の発表では、地層処分の有力な候補地として近年盛んに調査が進められているモンゴルに近い西北地域（北山）の事例紹介があり、世界的に見ても珍しいほどの非常に健全な花崗岩体が広範に分布していること、採取コア、水理物性、地質プロファイルなどの調査結果が非常に良好であることが示された。さらに、中国では、これらの調査結果を踏まえ、今後、西北地域に地下研究施設が建設される予定であることも報告された。基調講演では、岩盤水理について京都大学大西雄三名誉教

授から、熱—水理—力学—化学（THMC）連成解析についての体系的な概説と、近年開発された不連続変形法と粒子法を用いた固体と流体の連成解析の紹介があった。この新しい解析手法は、地層処分に関連した地形変形と水理環境変化の連成解析にも応用できる可能性があると考えられる。

また、17日には、これまでに実施してきた水文地質に係る研究の成果を「**Simplified method for the identification of geologic osmotic pressure based on pore pressure and porewater composition**」をタイトルとして、ポスター発表を行った。発表を通して、化学的浸透による過剰間隙水圧の発生に関するコメント、研究内容について意見交換など、今後の研究を進める上で貴重な情報を得ることができた。

### 3) International Symposium on Earth Science and Technology（福岡県福岡市）

- ・概要

地下水流動評価及びモニタリング等の情報を収集するため、表記国際学会に参加した。

- ・日程

令和元年12月5日～6日

- ・情報収集を行った内容

表記シンポジウムに参加、情報収集の上、H31年度委託費成果である地下水等モニタリングの既往事例比較の成果に関するポスター発表を行った。

シンポジウムにおいて、委託研究内容と特に関連性が深いものとして、**Geophysics**のセッションで発表された九州大学辻教授の研究室大学院生による、弾性波探査結果からAIを用いて断層等の地下構造を抽出するアルゴリズムに関するものがあげられる。機械学習の段階の成否によって結果は左右されるものの、既存の自動抽出手法と比較しての優位性が示されていたため、今後の進展を注目する必要がある。

### 4) AGU Fall Meeting 2019（アメリカ合衆国・サンフランシスコ）

- ・概要

AGU Fall Meeting 2019に参加し、断層の力学・水理特性を明らかにするために、断層の評価手法に関する情報収集を行った。

- ・日程

令和元年12月8日～12月15日

- ・情報収集を行った内容

「**Fault Deformation During the Seismic Cycle: From the Field to the Laboratory**」と「**Rock Damage in Fault Zones**」のセッションにおいて、断層のダメージゾーンの幅に関する発表が複数行われていた。その中でも特に、**Cardiff University**の**Jack Nicholas Williams**博士と**University of Liverpool**の**Dan Faulkner**博士の発表が重要であると考えた。出張者は、これまで断層の力学・水理特性を明らかにするために、断層の評価手法に関する先行研究を調べてきた。その中で、根本的な課題として、1) ダメージゾーンの定義が論文により異なるため、ダメージゾーンの幅を明確化する定義が曖昧である、2) 計測する物理量によってダメージゾーンの幅が数cm～数100mまで変動する、ことがわかってきた。その問題点に対して、両博士も指摘あり、出張者がこれまでに確認していなかったスケールの異なるダメージゾーンに関する論文を多数紹介していた。**Dan Faulkner**博士は計測する物理量によってダメージゾーンの幅が異なる1つの理由として、計測する物理量によって捉えられるダメージゾーンの深度が異なることを指摘しており、断層の3次元形状を考慮することの重要性を示唆した。また、**Dan Faulkner**博士はダメージゾーンの時間評価も検討しており、今後も**Dan Faulkner**博士の研究に関しては情報収集を行う予定である。

上記の研究内容は報告書を作成する上で、先行研究として引用した。

## 5.2 国内学会等情報収集

### 1) 地球惑星科学連合大会 2019 年大会 (5/26-30 : 千葉市)

日本地球惑星科学連合 2019 年大会に参加し、断層の力学・水理特性を明らかにするために、断層の評価手法に関連する研究発表を聴講した。本出張を通して、1) 断層評価に伴う従来のモデルの妥当性の検討、2) 断層の存在する深度毎の特性の理解、を行う必要があることがわかった。そのため、今後、断層の評価手法に関する先行研究をまとめる上で、上記2点に着目する。

本出張で得た情報を報告書に直接は引用していないが、後に業務を遂行する上で、非常に重要な情報収集であったと考える。

### 2) 青森県東部の応力状態評価に関する研究打ち合わせ(8/5-7 : 東北大学)

上北平野一下北半島東部の応力場の検討するにあたり、東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知観測センターにて、松澤教授、岡田准教授、大坪氏と研究打ち合わせを行った。本出張では主に、1) 共同研究の依頼、2) 上北平野一下北半島東部の応力場の検討する上で必要な情報提供の依頼を行った。

本出張を通して、今後、東北大学と共同研究として本業務を進めることが決まり、また、弘前大学の小菅教授および地震予知総合研究振興会の阿部博士と議論を行う必要性があることがわかった。本出張で得た情報は上北平野一下北半島東部の応力場の解析を行う上で参考となった。

### 3) 岩盤中の弱面すべりに関する研究打ち合わせ (9/3-4 : 長崎大学)

岩盤中の弱面すべりに関する研究に関して、長崎大学蔣宇静教授と研究打ち合わせを行った。放射性廃棄物の処分概念と、中深度処分施設の規制要求に関して説明した。また、研究再委託課題である「上載荷重を制御した一面せん断試験・評価手法」についての内容に関して、話し合いを行った。具体的には、一面せん断試験供試体として、セメント系地質材料の成型過程において複数のスリットを作成し、模擬的な弱面をモデル化する。スリットの配置、連続性、大きさ等を変化させることによって弱面の特性を変化させ、巨視的なせん断強さ及び破壊基準に用いるパラメータとの関係を検討する。また、上載荷重を変化させた時のこれらの供試体のせん断挙動の変化について検討を行うこととした。本試験を行うことによって、地すべり面等の弱面すべりの再滑動性の評価のための力学特性を検討することが可能となる。打ち合わせでは、実際の型枠の素案について説明を受けた。実験や論文作成のためのスケジュールについても確認を行った。

### 4) 日本地震学会 2019 年度秋季大会 (9/16-18 : 京都)

日本地震学会 2019 年度秋季大会に参加し、上北平野一下北半島東部の応力場の検討および断層の力学・水理特性を明らかにするために、それらに関連する研究発表を聴講した。また、上北平野一下北半島東部の応力場の検討するにあたり、弘前大学の小菅教授と大坪氏と研究打ち合わせを行った。本出張では情報収集の他に、小菅教授に1) 共同研究の依頼、2) 上北平野一下北半島東部の応力場の検討する上で必要な情報提供の依頼、を行った。

本出張を通して、今後、弘前大学と共同研究として本業務を進めることが決まった。本出張で得た情報は上北平野一下北半島東部の応力場の解析を行う上で参考となった。

### 5) 断層の力学・水理特性の評価手法に関する有識者意見聴取 (9/17-19 : 筑後市)

竹村恵二京都大学名誉教授と、断層の力学・水理特性の評価手法に関する意見聴取を行った。断層の力学・水理特性の評価手法の検討について、調査で得たクラックにおいて複

数のクラックグループに分類できる場合に、どのグループがクラック中に最も流体が流れやすいか？の観点で、クラック群を複数のグループに分類する重要性をご教授いただいた。また、均質でない岩体でのクラック形成と流体移動の関係を検討する重要性をご指摘いただき、その事例として付加体中のクラックを取り扱うことは妥当であるとご意見いただいた。さらに、クラックによる流体移動の促進を地下の天水循環プロセスの中で検討しておくことが重要であるとのことをご指摘をいただいた。

6) 日本地質学会第126年学術大会(12/22-23: 東北大学)

日本地質学会第126年学術大会に参加し、断層の力学・水理特性を明らかにするために、断層の評価手法に関連する研究発表を聴講した。本学会中に、大阪市立大学の奥平敬元教授から断層の評価手法に関して、ご助言をいただいた。

本出張を通して、断層の力学・水理特性を明らかにする上で、研究対象地域として郷村断層や山崎断層が適している可能性がわかった。そのため、出張後に郷村断層に関する情報整理を行った。郷村断層に関する知見については報告書に反映されている。

7) 上北平野一下北半島東部の応力場の検討に関する打ち合わせ(9/22-26: 山口市)

上北平野一下北半島東部の応力場の検討するにあたり、東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知観測センターにて松澤教授と岡田准教授と研究打ち合わせを行った。本研究打ち合わせでは、主に解析の途中結果に関して、議論を行った。

本研究打ち合わせを通して、今後、1) 重力から考えられる地形の影響を考慮する、2) 先行研究として用いている Terakawa and Matsu'ura (2010)の元データを確認する、3) AS-netを追加する、といった課題が挙げられた。本出張で得た情報は上北平野一下北半島東部の応力場の解析を行う上で参考となった。

7) 断層の力学・水理特性の評価手法に関する有識者意見聴取(12/30: 筑後市)

竹村恵二京都大学名誉教授と、断層の力学・水理特性の評価手法に関する意見聴取を行った。断層の力学・水理特性の評価手法の検討について、Regionalの地史の検討に対しては、取り扱う空間スケールの設定に関する論理構成の妥当性を確認することが重要であることをご指摘いただいた。その際には、取り扱う空間スケールに対してデータの不確実性が変わることをご指摘いただいた。また、微小地震を使った応力場の把握に関する技術評価については、地震計設置や概要調査の妥当性について知見を蓄積する必要があること、さらに、プロセスゾーンの評価については、力学のおよび水理学的な意味を整理し、両者に違いがあることを踏まえながら知見を蓄積する必要があること、をご教授いただいた。

8) 上北平野一下北半島東部の応力場の検討に関する打ち合わせ(1/9-10: 弘前大学)

上北平野一下北半島東部の応力場の検討するにあたり、弘前大学にて小菅教授と研究打ち合わせを行った。本研究打ち合わせでは、主に解析の途中結果に関して、議論を行った。

本研究打ち合わせを通して、1) 前弧千島スリバーの西進に関しては、北海道の地震活動に関する論文を参考する、2) 2016年に北海道で発生した地震(内浦湾地震)は本地域に近いこと、本地震についても調べる、といった課題が挙げられた。本出張で得た情報は上北平野一下北半島東部の応力場の解析を行う上で参考となった。

【引用文献】

- 1) Terakawa T, Matsu'ura M (2010) The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events. Tectonics 29:TC6008.



## 6. 検討委員会の開催

本事業の受託者は、専門性を有する4名程度の外部有識者で構成する「平成31年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（廃棄物埋設における自然事象等を考慮した地盤の性能評価に関する研究）事業」に関する検討委員会を設置する。検討委員会は年3回程度開催し、それぞれの調査に関して検討内容及び結果の妥当性を専門性の観点から検討し、適宜修正・改善等を行う。委員の選定については選定理由も含めリストを作成し、当庁と調整することとする。

なお、本事業を円滑に進める観点から、検討委員会には、原子力規制庁担当官及び原子力規制庁委託事業である「平成31年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（廃棄物埋設における核種移行に係る性能評価に関する研究）事業」の受託者がオブザーバーとして参加するものとする。同様に、本事業の受託者は上記「平成31年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（廃棄物埋設における核種移行に係る性能評価に関する研究）事業」において設置される検討委員会にオブザーバーとして参加するものとする。

### 【実施内容】

#### 1) 検討委員会委員等の選定

検討委員会委員は、原子力規制庁と協議の結果、以下の方々に委嘱した。

- ・応用地質学専門家1名
  - ・第四紀学専門家1名
  - ・岩盤力学専門家1名
  - ・水文学専門家1名
- 計4名

検討委員会には、委託元である原子力規制庁及び「平成31年度原子力発電施設等安全技術対策委託費（廃棄物埋設における核種移行に係る性能評価に関する研究）事業」の受託者である国立研究開発法人日本原子力研究開発機構安全研究センターがオブザーバーとして参加した。また、廃棄物埋設地の性能評価手法に関する調査事業の検討委員会には、グループ長1名がオブザーバーとして参加した。

#### 2) 検討委員会の開催

検討委員会は、2019年7月12日、2019年11月20日、2020年2月14日の3回開催し、それぞれ第一回検討委員会では実施計画、第二回検討委員会では中間成果、第三回検討委員会では最終成果案についての検討及びご意見を伺った。第一回検討委員会結果は、事業の個別課題の進め方に反映し、第二回及び第三回検討委員会結果は、最終報告書の内容に反映された。