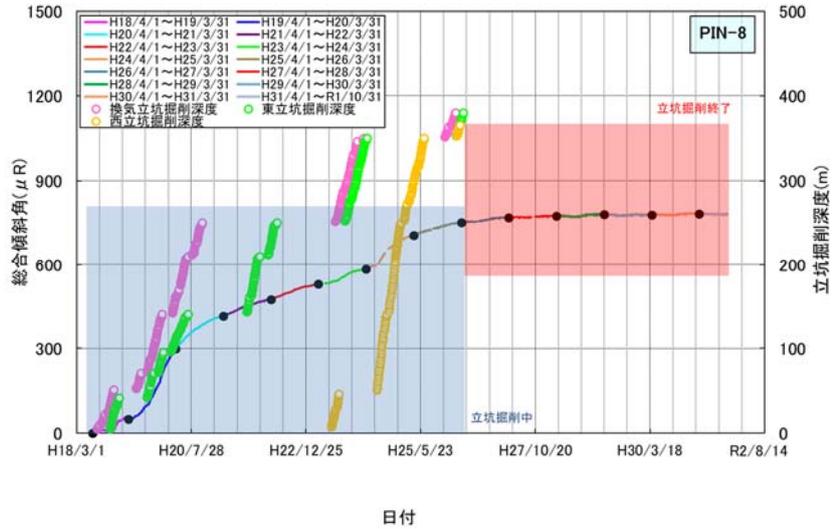
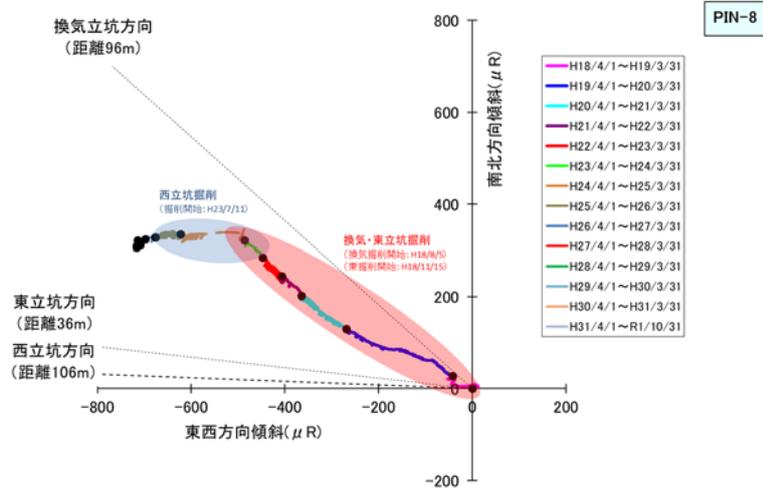


高精度傾斜計の配置



(a) PIN8 (傾斜量)

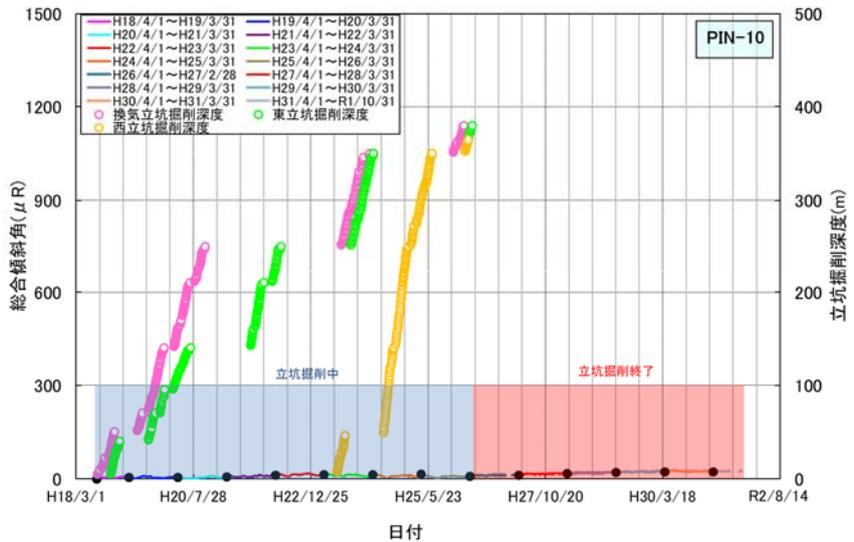


(b) PIN8 (傾斜方向)



高精度傾斜計の配置

国土地理院発行5万分の1地形図を使用



(c) PIN10 (傾斜量)

図 36 傾斜計データの一例

グラフの縦軸の単位 μR (マイクロラジアン) は角度の単位で、1,000 μR が約 0.06° に相当します。

(4) 岩盤の力学特性に関する調査技術の開発

深度 350m 調査坑道のうち試験坑道 3 を対象として、掘削影響領域に発達した割れ目を可視化する試験を実施しました。具体的には、坑道周辺に長さ 1 m のボーリング孔（注入孔）を掘削して樹脂を注入し、割れ目を固定する試験を実施しました（図 37）。実験に使用した樹脂は、紫外線を照射すると発光する塗料が混合されているため、紫外線照射下で割れ目の分布を容易に観察することができます。また、粘性も水の 7 倍程度と低いいため、割れ目を乱すことなく注入することが期待できます。図 37 の概念図に示す通り、シリンジポンプにより圧力容器内のピストンを押し出すことにより樹脂を岩盤内に注入しました。樹脂が固化した後、注入孔周辺でオーバーコアリングを行って岩石試料を採取し、割れ目への樹脂の充填状況を観察しました（図 38(a)、(b)）。

得られた岩石試料を半割した断面を紫外線照射下で観察し、割れ目分布図を作成しました（図 38(c)）。図 38(c)に示す割れ目のうち、緑枠で示す(a)～(c)の部分の拡大写真を図 39 に示します。なお、樹脂の浸透状況としては、樹脂が浸透して割れ目が完全に固定された割れ目（図 39(a)の右側の割れ目、図 39(b)、(c)および図 38(c)で赤色直線で示した割れ目）、樹脂が割れ目の一部に浸透したが、割れ目が完全に固定されておらず、剥離した状態にあるもの（図 39(a)の左側の割れ目および図 38(c)で青色直線で示した割れ目）の 2 種類の樹脂充填状況が確認されました。また、孔口から約 0.4 m までは割れ目の発達が顕著であり、それ以降は割れ目本数が少ないことが分かりました。特に孔口付近において、割れ目同士が連結している様子が確認されました。

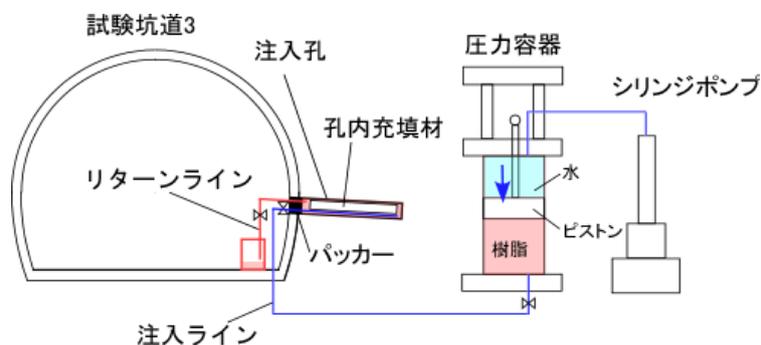


図 37 樹脂注入試験の概要

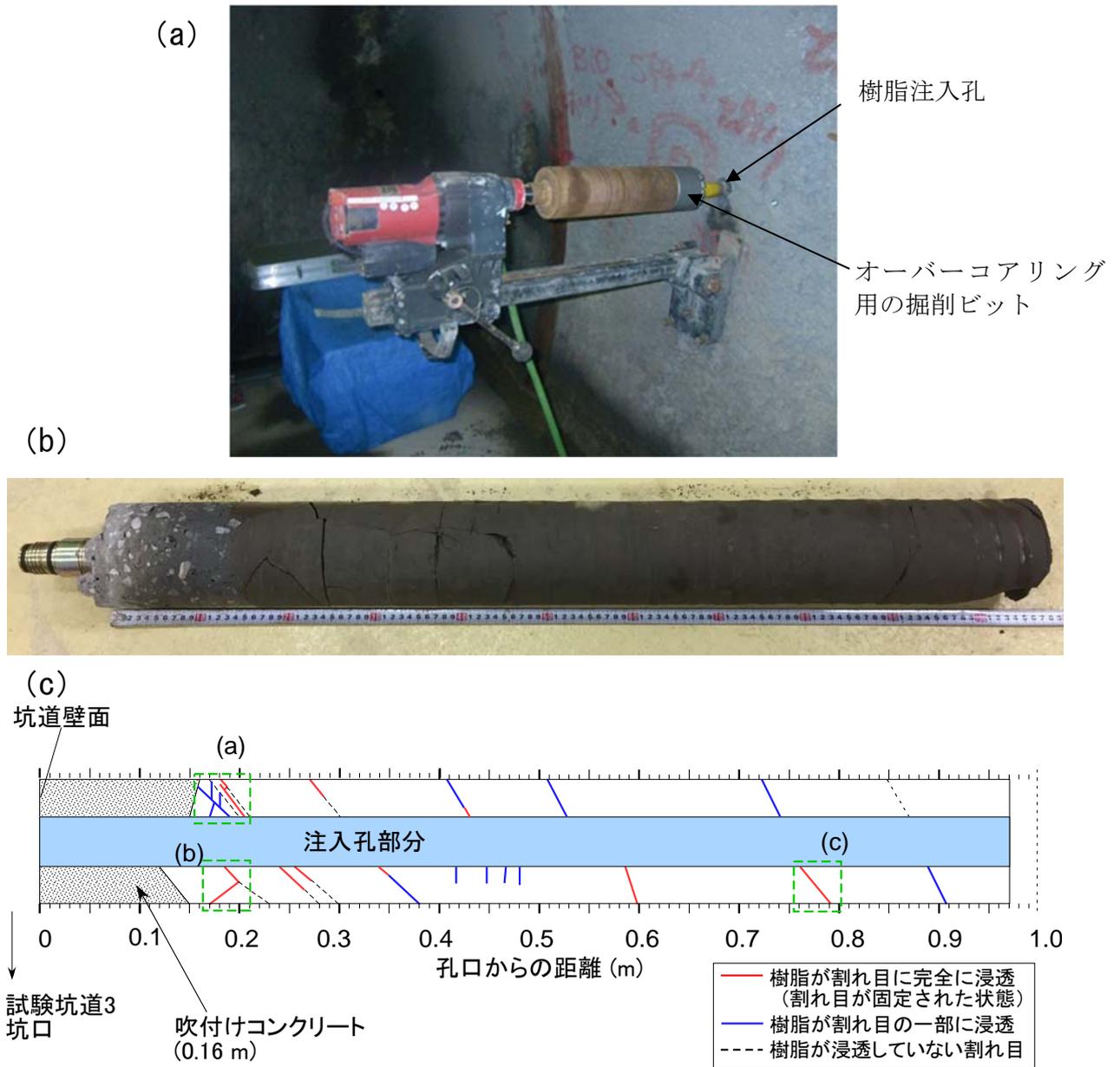


図 38 樹脂浸透状況の観察

(a) 岩石試料採取の様子、(b) オーバーコアリングにより採取した岩石試料、(c) 採取した岩石試料の樹脂が浸透した割れ目の分布（坑道を上から見た図）

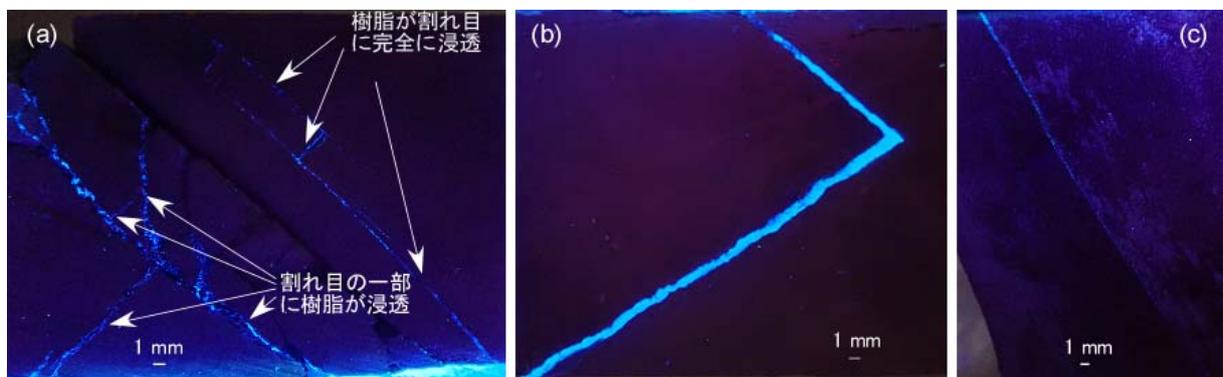


図 39 割れ目への樹脂浸透状況の例

次に、樹脂が浸透して割れ目が完全に固定された割れ目に対して、紫外線照射下でデジタルカメラにより割れ目の高解像度の画像を撮影し、割れ目の幅（開口幅）を測定しました。なお、測定間隔は1 mm としました。図 40 に開口幅の分布を示します。孔口から約 0.3 m の範囲では、開口幅が最大で 1.02 mm の割れ目が存在していました。一方、孔口から 0.3 m 以深では、開口幅は 0.05~0.19 mm で分布していました。

以上のように、坑道周辺に形成された掘削影響割れ目に樹脂を注入することにより、割れ目の分布を可視化し、さらに開口幅の情報を得ることができました。

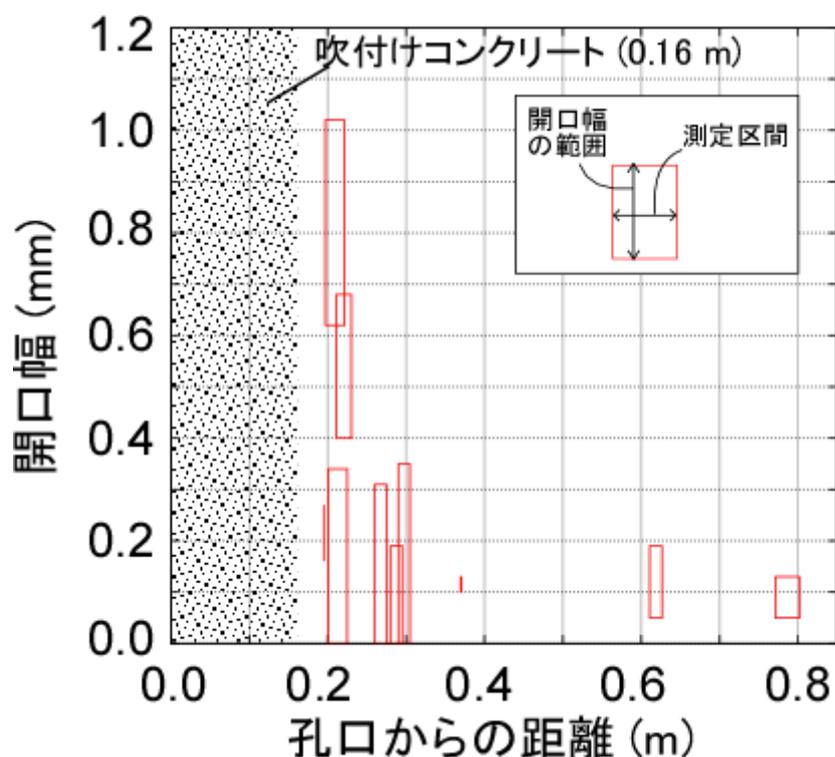


図 40 割れ目開口幅の分布

(5) 地下水の流れが非常に遅い領域の分布を評価する技術の高度化開発

経済産業省資源エネルギー庁の委託事業（平成31年度高レベル放射性廃棄物等の地層処分に関する研究開発事業：岩盤中地下水流動評価技術高度化開発）の一環として、内陸部の地下深部に存在する水理学的に閉鎖的な環境が形成・維持されていると推定される領域（低流動域）の空間分布を地上からの調査で効率的に把握するための方法論の構築を実施しました⁽²⁴⁾。低流動域の空間分布を地上からの調査で効率的に把握するための方法論の構築では、はじめに、地下深部の低流動域の空間分布を把握する手順を検討し、既存データに基づく試行により、その手順の適用性や課題を検討しました。

堆積岩中の地下深部には、堆積時の海水が埋没続成過程で変化し、その後、長期にわたり天水浸透の影響を受けずに残留していると推定される地下水の存在が確認されており⁽²⁵⁾、⁽²⁶⁾、このような地下水が存在する領域では、地下水流動が遅く、拡散による物質輸送が支配的である例が報告されています⁽²⁷⁾。ここでは、このような地下水を化石海水と呼んでいます。化石海水の存在を確認するための指標としては、それが海水に由来していることから、地下水の塩濃度と酸素・水素同位体比（ $\delta^{18}O^{*33}$ および δD^{*34} ）が有効であると考えられます。図 41に、本事業で検討した地下深部の低流動域の空間分布を推定する手順を示します。この手順は大きく2つに分けられ、1つは物理探査やボーリング調査といった地上からの各種調査により取得されるデータを統合して地球統計学的手法により化石海水に関連する指標の空間分布を推定し、その結果に基づき地下深部の低流動域を評価するアプローチです。もう1つは地上からの調査により構築された水理地質構造モデルに基づく広域スケールの地下水流動解析により低流動域を評価するアプローチです。

前者のアプローチの試行には、幌延深地層研究計画における地上からの調査段階（第1段階）で実施された調査であるボーリング調査と電気探査のデータを用いました。図 42に、前者のアプローチにより推定した塩濃度および $\delta^{18}O$ および δD の空間分布の推定結果を示します。(a) の塩化

*33：酸素同位体比とは、質量数 16 の酸素に対する質量数 18 の酸素の割合を指します。幌延地域では、表層水で-10‰前後、深部地下水で 0‰前後の値を示すことが分かっています。

*34：酸素原子と同様に、水素原子（H）も安定同位体と呼ばれる質量の異なる原子を持っています（1H、2H）。安定同位体の割合を同位体比と呼び、水素は $\delta 2H$ または δD と表記されます。

物イオン濃度の分布には、推定に使用したボーリング孔の位置（断面上にあるボーリング孔のみ表示）と電気探査の実施範囲を示していますが、データを取得した範囲から離れるほど推定結果に大きな誤差が含まれます。塩濃度については、おおむねナトリウムイオンと塩化物イオンにより占められていますが、反応性の低い塩化物イオン濃度が指標に適しており、その分布を示しています。図 43に地上からのボーリング調査時に得られたコア試料からの圧縮抽出水の $\delta^{18}\text{O}$ および δD と塩化物イオン濃度と深度の関係図を示します。この図では、深度0 mを稚内層と声間層の地層境界としています。化石海水の $\delta^{18}\text{O}$ は、海水より重い値 ($\delta^{18}\text{O} > 0\text{‰}$) を示すと考えられます。幌延の地質環境の場合、これに対応する δD は約-30~-20 ‰の範囲にあり、塩化物イオン濃度についてはおおよそ3000 ppm以上の範囲になります。図 42 (a) の塩化物イオン濃度の分布において3000ppm以上となる領域は、青い点線より下であり、HDB-6孔周辺では地表付近から、また、HDB-4孔周辺では稚内層浅部と深部の境界よりも下にあるのに対し、図 42 (b)、(c) の $\delta^{18}\text{O}$ および δD の分布において化石海水に相当する領域は、HDB-6孔やHDB-4孔周辺では、おおよそ500 mよりも深い部分にあり、塩化物イオン濃度とは一致していません。この理由は、図43に示すように塩化物イオン濃度が高いほど $\delta^{18}\text{O}$ および δD は化石海水の範囲に限定されるようになりますが、化石海水の目安としている塩化物イオン濃度の下限である3000ppmでは、 $\delta^{18}\text{O}$ および δD が化石海水の範囲外になる地下水も多く含まれているからです。地上からの調査において地下の化石海水の分布を推定する場合、まずは、塩化物イオン濃度に相関性のある地下の比抵抗データを取得できる物理探査を実施することが、広く三次元分布を把握するという観点から効果的であると考えられますが、塩化物イオン濃度だけを用いて化石海水の分布を推定することは、その領域を過大に評価することにつながる可能性があります。そのため、次のステップの調査として深層ボーリング調査により、地下深部の $\delta^{18}\text{O}$ および δD を確認する必要があると考えられます。また、効果的に地下の化石海水の分布を推定するには、地層の違いや、地質断層や難透水層といった不連続構造と化石海水の分布との関係を明らかにすることも必要であると考えられます。

後者のアプローチの試行としては、既存調査により構築された水理地質構造モデル⁽²⁸⁾、⁽²⁹⁾に基づく地下水流動解析を実施し、センターを範囲内に含む10×20 kmの範囲を対象として、地下水移行時間や動水勾配といった水理学的特徴の空間分布の推定を試みました。その際、地形の発達（地形・地質モデルの変化）、気候の変化（海水準および涵養量の変化）および断層と地層の透水性の関係に着目し、これらのパラメータの違いによる地下水移行時間や動水勾配の空間分布への影響を感度解析的に検討しました。このように様々な条件で地下水流動解析を実施しましたが、図 44には、地形・地質モデルを現在、気候を温暖期、大曲断層を低透水として設定した場合の解析結果として、地下水移行時間と動水勾配の空間分布を示します。前者のアプローチにおいて $\delta^{18}\text{O}$ および δD により推定された化石海水の分布範囲は、HDB-6孔周辺では500 mよりも深い範囲でしたが、その範囲の地下水流動解析の結果は、地下水移行時間が 10^6 年程度、動水勾配が $10^{-2}\sim 10^{-3}$ です。これは、ある一つの条件での結果ですが、地下水流動解析の観点からも化石海水の分布域が低動水勾配・低流動性の場であることがわかります。このような前者のアプローチによって推定した化石海水の三次元分布との比較は、後者のアプローチによって構築したモデルすなわち広域スケールのモデルの妥当性確認のための方法になりうると考えられ、今後、この方法を具体化し、実例を示していくことが課題であると考えています。

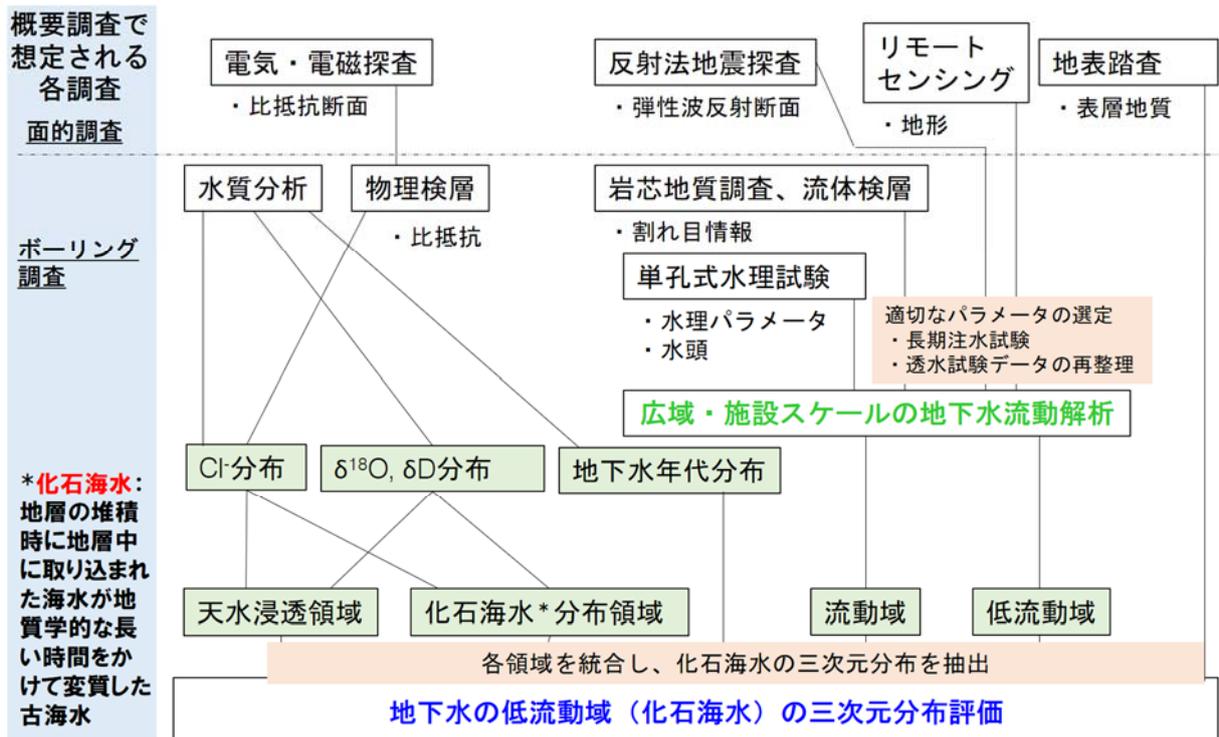


図 41 地下深部の低流動域の空間分布を推定する手順

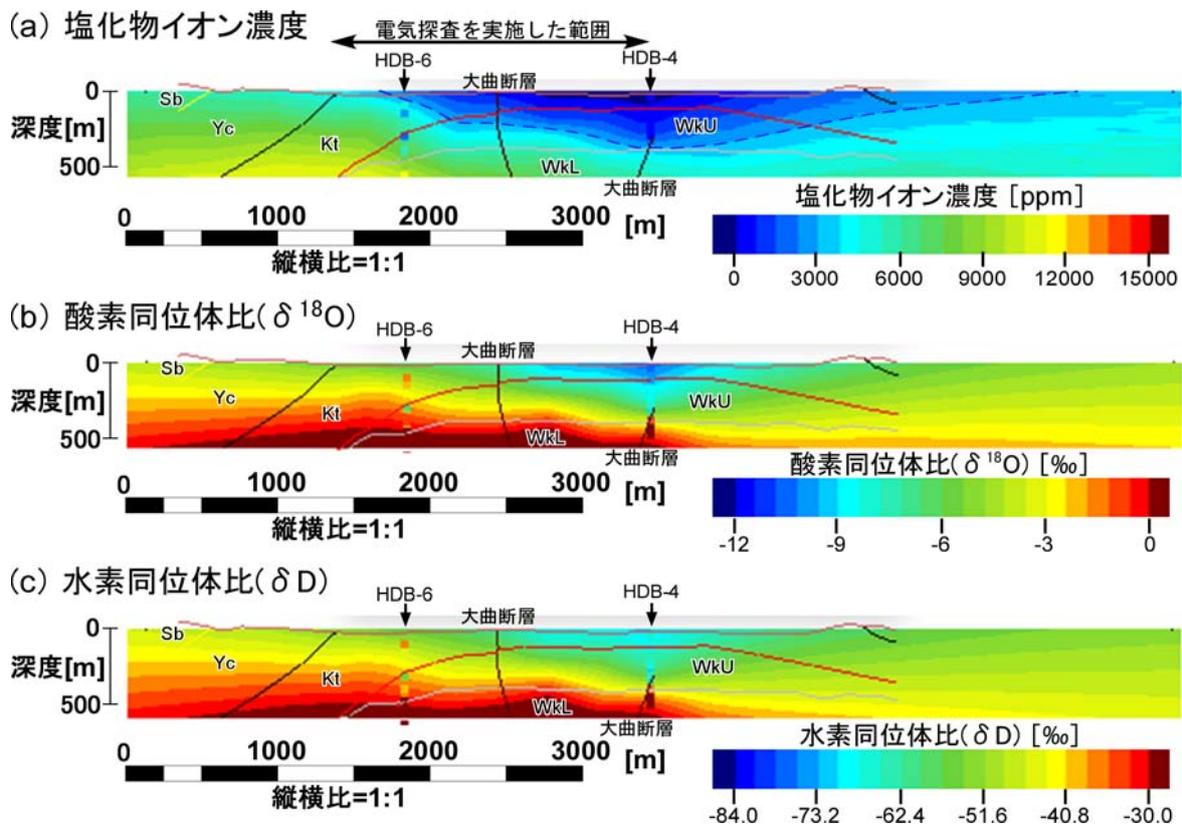
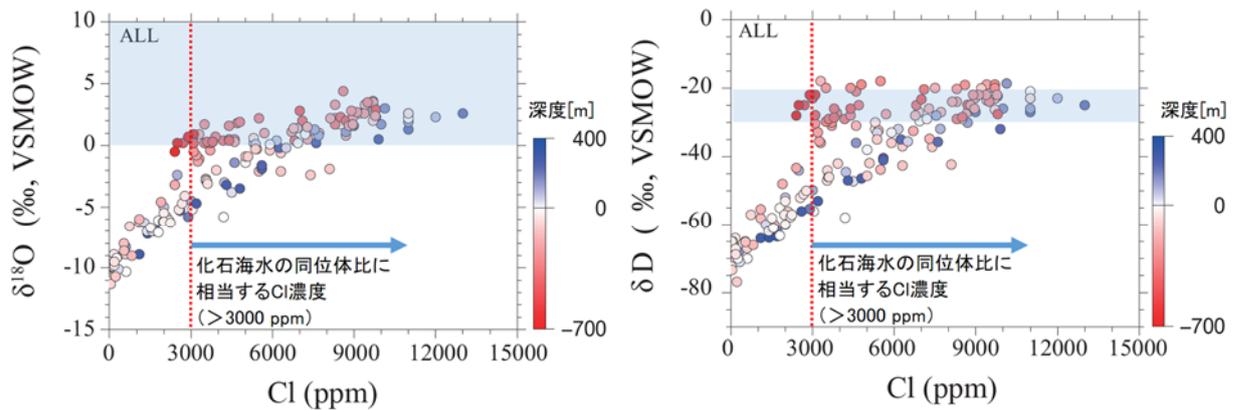


図 42 塩濃度および酸素・水素同位体比の空間分布の推定結果

地層名の略称は、Ycは勇知層、Ktは声問層、WkUは稚内層浅部、WkLは稚内層深部を表しています。(a)の塩化物イオン濃度の分布図の青色の点線は、3000ppmの等濃度線を表しており、それより下方が3000ppmよりも濃度が高い領域になります。



(a) 酸素同位体比と塩化物イオン濃度

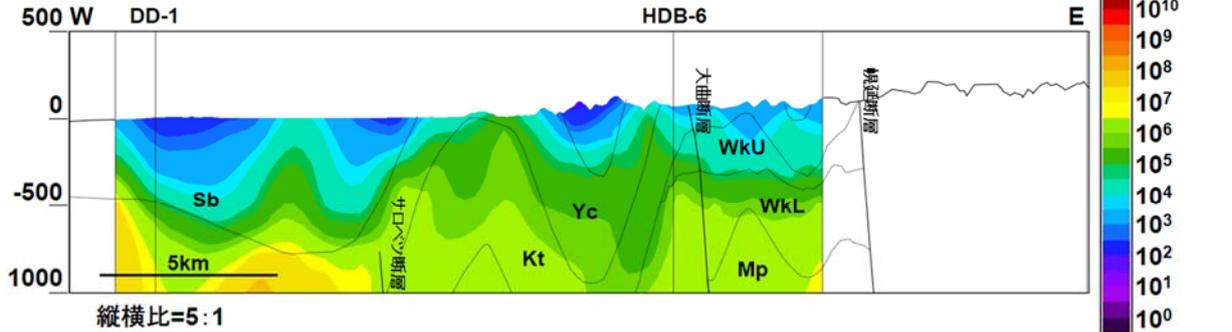
(b) 水素同位体比と塩化物イオン濃度

図 43 酸素・水素同位体比と塩化物イオン濃度の関係

(a) は酸素同位体比と塩化物イオン濃度の関係、(b) は水素同位体比と塩化物イオン濃度の関係を示す。それぞれの図において、薄い青色の範囲は、幌延の地質環境における化石海水の範囲を示しています。深度については、稚内層と声問層の地層境界を0 mとし、上位の声問層はプラス、下位の稚内層はマイナスで表記しています。

(a) 地下水移行時間

E.L. m 鉛直断面(東西)



(b) 動水勾配

E.L. m 鉛直断面(東西)

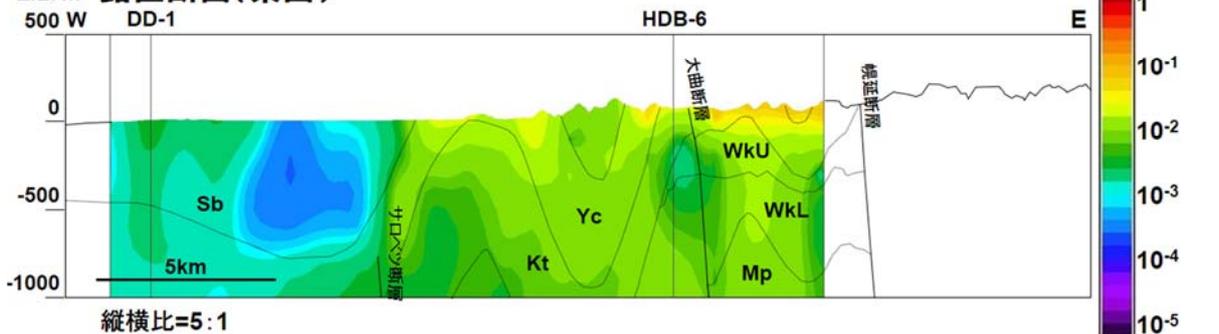


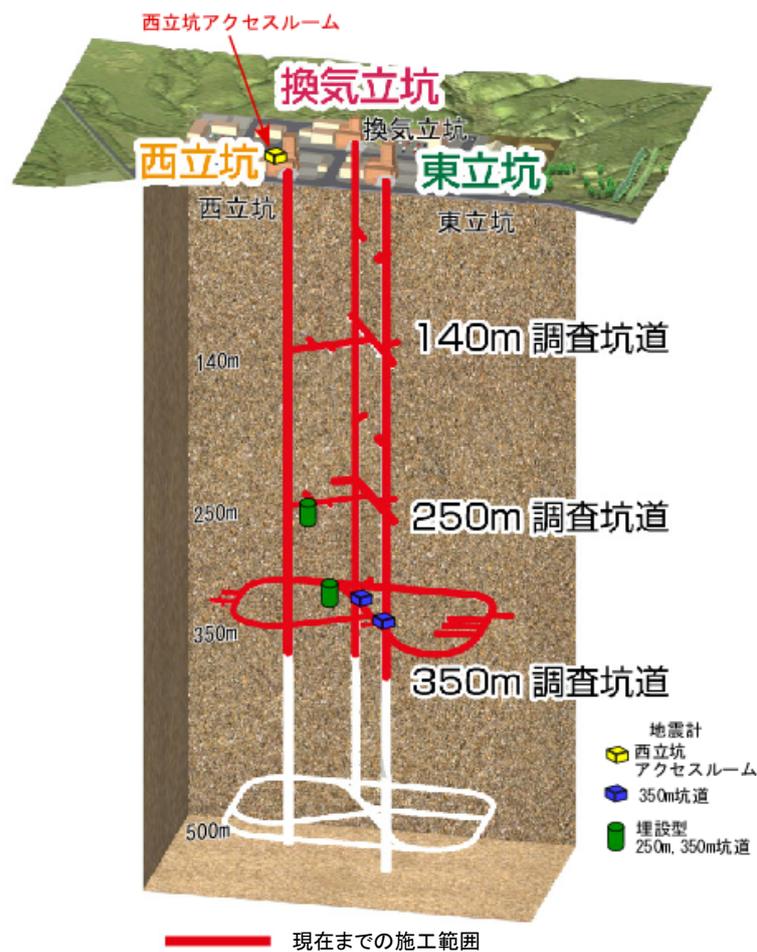
図 44 地下水流動解析から推定した地下水移行時間および動水勾配の空間分布の一例

この図は、地形・地質モデルを現在、気候を温暖期、大曲断層を低透水として設定した場合の解析結果であり、(a) は涵養域から評価点までの地下水移行時間、(b) は動水勾配を示しています。地層名の略称は、Yc は勇知層、Kt は声問層、WkU は稚内層浅部、WkL は稚内層深部を表しています。

3.2 深地層における工学的技術の基礎の開発

3.2.1 地震観測

地下施設設計の妥当性検証の一環として、地下施設内の4台の地震計と地表の1台の地震計で地震観測を実施しています（図 45図 45 地震計設置位置）。気象庁一元化震源データより作成した平成31年4月1日から令和2年3月31日までの北海道地域の震央分布を図 46に、幌延深地層研究センター周辺の震央分布を図 47に示します。この期間中、気象庁の発表では、幌延町宮園で震度1以上の体に感じられる地震は1回発生しました（表 1）。



※このイメージ図は、今後の調査研究の結果次第で変わることがあります。

図 45 地震計設置位置

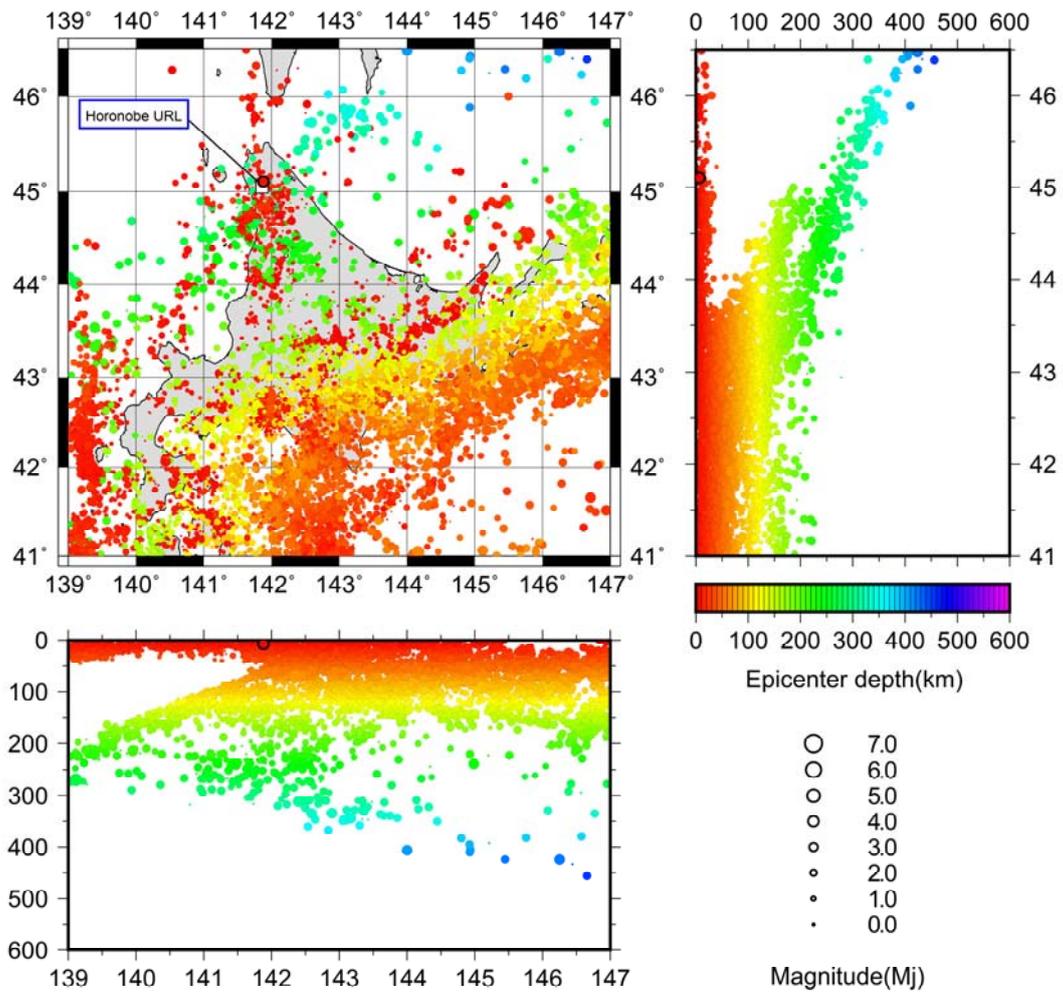


図 46 北海道地域の震央分布

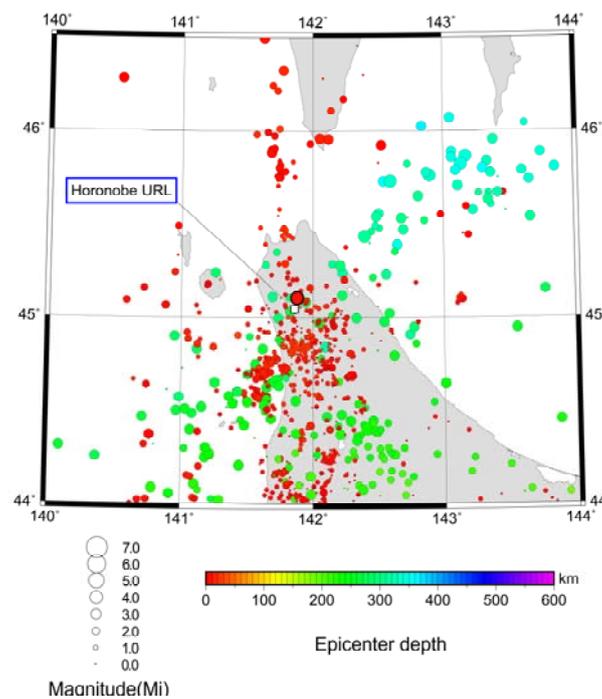


図 47 幌延深地層研究センター周辺の震央分布

表 1 幌延町宮園で観測された震度 1 以上の地震

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	Mj* ³⁵	震度	
						幌延町宮園	最大震度
令和元年12月12日 1時9分49.5秒	宗谷地方北部	45° 06.3' N	141° 52.7' E	7km	4.2	4	5弱

(これらの地震の震央は図 45、図 46に黒丸で示しています。)

この地震（宗谷地方北部、深さ7km、Mj=4.2）について地上と地下施設内の地震計の観測データから作成した周波数別の波の振幅を図 48に示します。この図から、地震波にはいろいろな周波数の波が含まれています。地表（西立坑アクセスルーム）の地震計で観測した地震波の振幅が最大18.8 cm/s（黒丸）で1~5 Hz程度に対し、深度250mと350m調査坑道の地震計の地震波は振幅の最大が6.4 cm/s、7.5 cm/s（黒丸）でピークが3~10数Hzとやや高い周波数となり、地表の振幅が大きく、地下（実線）の振幅は小さいことが分かります。これまでに発生した規模や震源地の異なる地震波でも同様の傾向が確認されており⁽³⁰⁾、地表に比べて、地下施設に対する地震の影響が小さいことが確認できました。

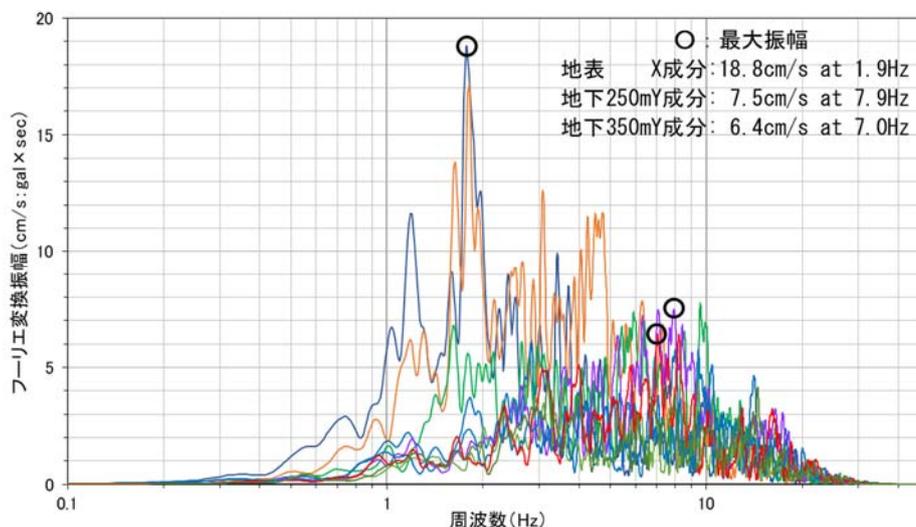


図 48 令和元年 12 月 12 日の地震波の周波数別の振幅

*35 : 気象庁マグニチュード（地震の規模を表す数値）

3.2.2 地下施設における湧水対策技術の開発

膨潤性の粘土物質を多量に含む断層（以下、粘土質断層）は、坑道掘削時に地下水とともに粘土物質が坑道内に流出し、新たな水みちが断層内にできることにより、湧水量増加を引き起こす可能性があります⁽³¹⁾。そのため、湧水対策の観点から、そのような構造の分布は先行ボーリングで把握しておくことが重要となります。粘土質断層は成因の観点から2つのタイプに分けられ、火山灰層が変質した粘土質断層（以下、火山灰層起源の断層）と岩石が変形・変質してできた粘土質断層（以下、岩石起源の断層）に分けられます。両者の特徴を比較すると、前者の火山灰層起源の断層は、連続性が非常に高い上、粘土部の厚さが空間的に変化しやすいことが挙げられます。したがって、坑道掘削前の先行ボーリングで数mm程度の厚さでしか確認されなかった場合でも、その周辺では数十cmの厚さで連続することもあり、火山灰層起源の断層は坑道掘削時における大規模な粘土流出と湧水量増加のリスクが特に高いことを十分に認識しておく必要があります⁽³²⁾。しかし、ボーリングコア観察により火山灰層起源の断層と岩石起源の断層を見分けるのは困難です。

原子力機構では、火山灰層起源の断層をボーリングコアで同定するための方法として、平成29年度にマグマが噴火時に急冷してガラスとなった物質（メルトインクルージョン）を利用した検出方法を開発しました⁽³³⁾。しかし、メルトインクルージョンは火山灰層起源の断層に常に含まれているとは限らないため、本方法も万能とは言えません。そこで令和元年度は、より汎用性の高い同定方法として、断層粘土部の非膨潤性鉱物（ここではイライトと呼ばれる粘土鉱物で代表；illと表記）に対する膨潤性鉱物（スメクタイトと呼ばれる粘土鉱物；smと表記）の存在割合（ $sm/(ill + sm) : wt\%/wt\%$ ）と、断層粘土部に含まれる酸化チタン（ TiO_2 ）に対する酸化アルミニウム（ Al_2O_3 ）の含有量比（ $Al_2O_3/TiO_2 : wt\%/wt\%$ ）の、2つの指標を組み合わせた同定方法を考案しました⁽³²⁾。 $sm/(ill + sm)$ の値は周辺岩石の値よりも大きい場合、 Al_2O_3/TiO_2 の値は周辺岩石の値と異なる場合、火山灰層起源の証拠となります。しかし、周辺岩石と同じ $sm/(ill + sm)$ あるいは Al_2O_3/TiO_2 の値を示す火山灰層起源の断層も実際には存在し得るため、これらの指標も個別にみた場合には同定精度が低

いと言えます。しかしながら、これらの指標を組み合わせることにより、火山灰層起源の断層の同定精度を大きく高めることができます。

図 49 に地下施設周辺の稚内層中の粘土質断層に適用した結果を示します。周辺の泥岩より高い $sm/(ill + sm)$ の値 (0.7 以上) を示す粘土質断層は Al_2O_3/TiO_2 の値で見ても周辺の泥岩と異なった値を示すものが多く、これらの断層は火山灰層起源であると判断することができます。一方で、試料番号 HDB-6-458.4、HDB-9-104.5、HDB-10-434.6、PB-V01-285.5、および KMH-4 (地表で採取した試料) の粘土質断層は岩石部の $sm/(ill + sm)$ と同様な値を示すため、 $sm/(ill + sm)$ の値だけでは火山灰層起源かどうかの判断が困難です。しかし、HDB-10-434.6、PB-V01-285.5、および KMH-4 は、周辺の泥岩と異なる Al_2O_3/TiO_2 を示すため (Al_2O_3/TiO_2 の分析精度も考慮)、火山灰層起源の断層と判断することができます。したがって今回行った分析により、幌延の稚内層中の粘土質断層はほぼ全てが火山灰層起源の断層であることが分かり、今回適用した方法が有効であることが分かりました。 $sm/(ill + sm)$ および Al_2O_3/TiO_2 の分析は一般的な方法により容易であるため、今後、様々な地下施設における湧水対策技術の1つとして役立つことが期待できます。

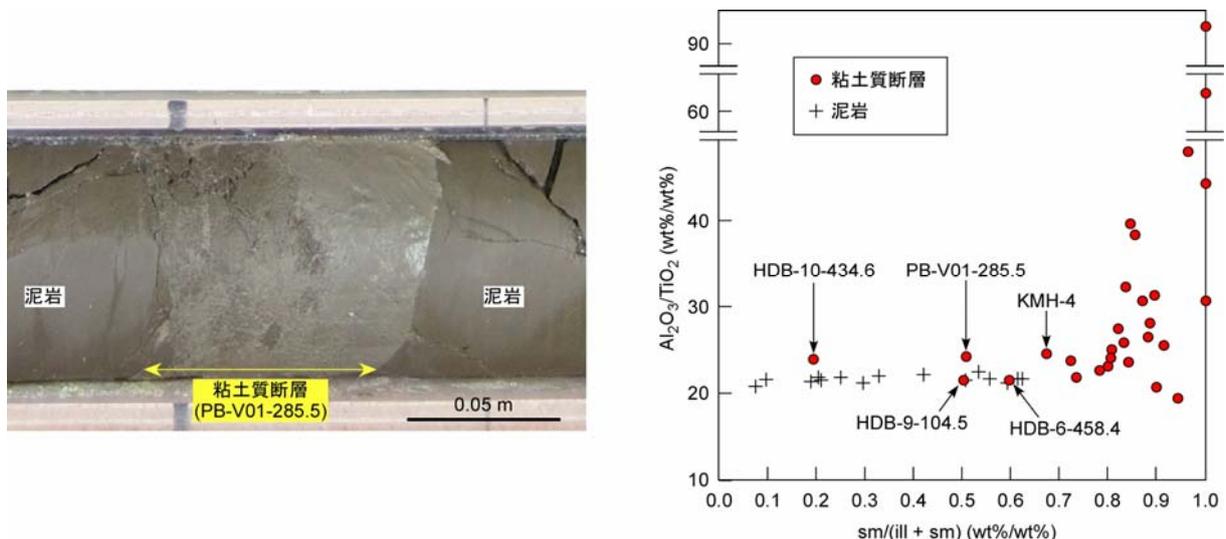


図 49 ボーリングコアで観察される粘土質断層 (左図) と稚内層中の粘土質断層の分析結果 (右図) ⁽³²⁾

3.2.3 長期的な坑道安定性のモニタリングのための技術開発

地下施設では、長期的な支保工や岩盤の安定性の検討を目的として、立坑と水平坑道の39断面に4種類の計測器（地中変位計、ロックボルト軸力計、覆工・吹付けコンクリート応力計、鋼製支保工応力計）を設置しています。今回は、長期的な岩盤や支保工のモニタリングに資する技術開発として、計測器の長期的な耐久性を検討しました。

図 50に各計測器の計測不良割合の経時変化を示します。計測不良の割合が大きいものとしては、地中変位計で66 %、ロックボルト軸力計で68 %でした。これらは、岩盤中に設置するため、地下水との接触により絶縁抵抗不良が生じやすかったと考えられ、設置後2～3年で計測不良となる計測器が多く存在しました。また、東立坑の深度160 m地点において、光ファイバー式の地中変位計の適用性の確認を実施していますが、設置から約10年経過した令和2年2月末時点においても、すべての計測点で良好な計測が可能です(図 51)。そのため、岩盤の変位の長期的なモニタリングには、従来型の電気式よりも光ファイバー式のセンサーの方が優れていることが分かります。

一方、吹付けコンクリート応力計、覆工コンクリート応力計、鋼製支保工応力計の計測不良割合は、それぞれ13 %、4 %、19 %でした。これらはコンクリート中に埋設された機器であるため、地下水との接触が生じにくいことから絶縁抵抗の低下が生じにくく、設置から10年程度経過しても正常に計測されるセンサーが多かったものと考えられます。したがって、支保工のうちコンクリート構造物の安定性を検討するうえでは、従来型の電気式の計測器でも耐久性を十分に有していることが分かりました。

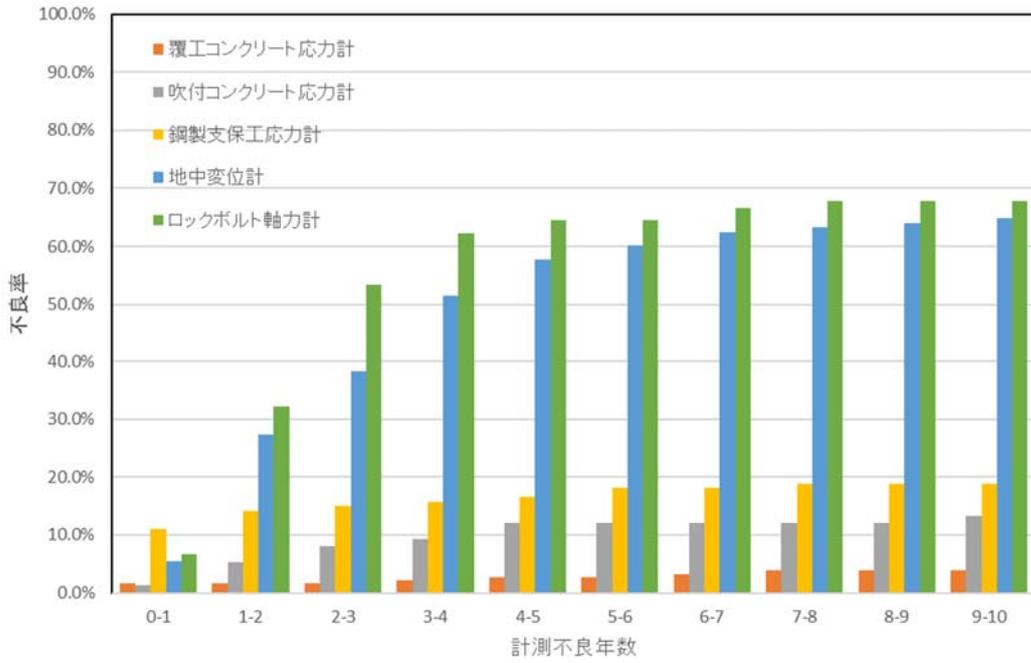


図 50 計測器ごとの計測不良割合の経時変化

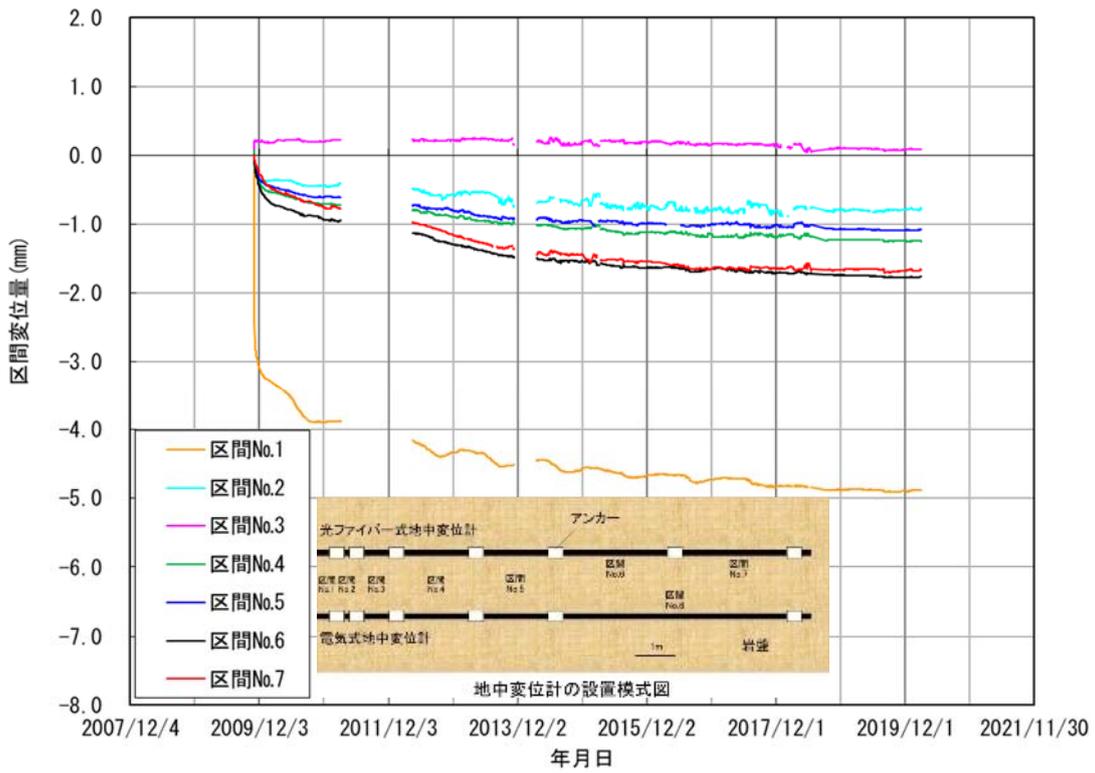


図 51 光ファイバー式地中変位計計測結果

3.3 地質環境の長期安定性に関する研究

地震や断層の動きによって生じる地質環境への影響の把握や推定手法を開発するための地震動データを取得することを目的として、平成30年度に引き続き上幌延観測点（図 3）において地震観測を行いました。令和元年度中、震度1以上に相当する地震を観測した回数は1回あり、震度3に相当しました（表 1参照）。

地下施設では、「地殻変動に対する堆積岩の緩衝能力の検証」の一環として、水圧擾乱試験によって断層や割れ目で発生したせん断変形について、その位置や特徴などを推定することを目的に、微小地震の観測を行っています。平成30年度に実施した水圧擾乱試験では、高周波の地震計（100 Hz）と圧力センサーを3箇所を設置し、観測したデータを用いて解析を行いました。（図 52）。



図 52 地下施設に設置した地震計

観測データから波形の共通性を指標として、これに平均振幅の情報をあわせた波形の類似性に関する解析によりイベントの抽出を行いました。観測した波形を図 53に、解析結果を表 2、図 54に示します。

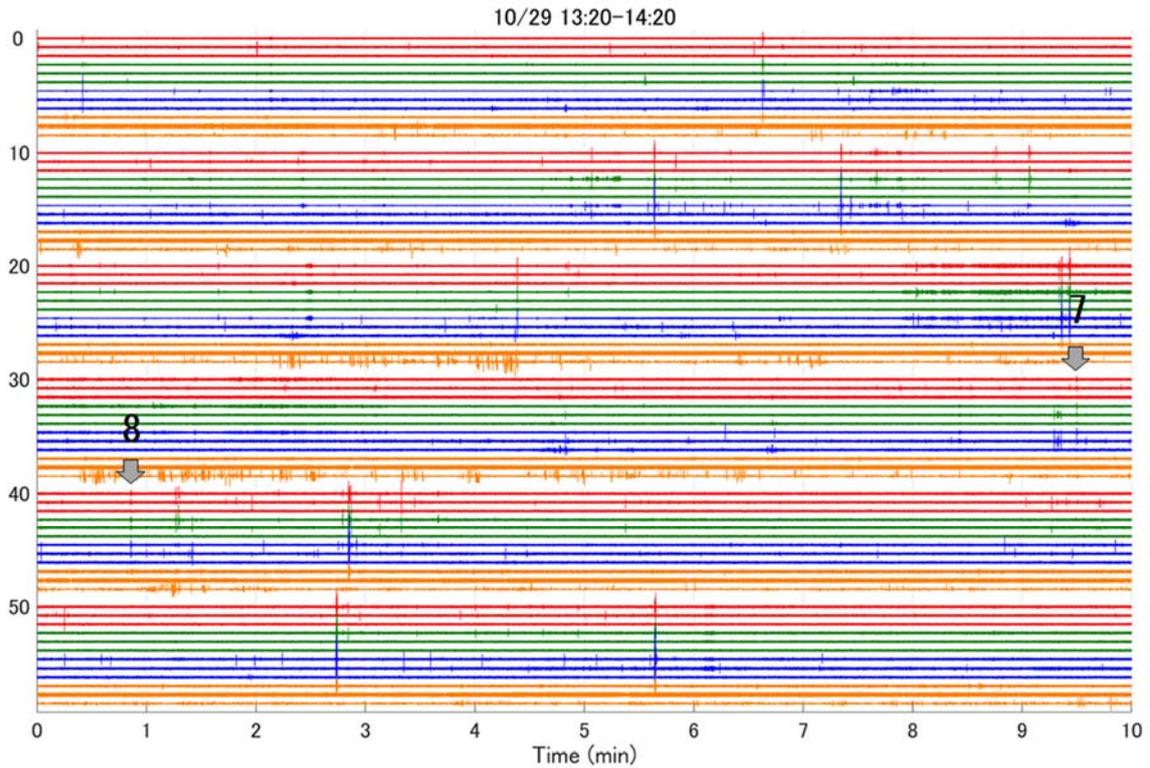


図 53 抽出したイベントと各成分・各観測点での波形

10/29 13:20~14:20 の 60 分間の観測データを、10 分間ずつに切り分け、横軸を 10 分間として縦に並べて表示している。地震計の 3 成分と（南北動（赤）、東西動（緑）、上下動（青））、圧力センサー（オレンジ）の波形を観測点順に並べて表示している。波形上の番号は解析により抽出したイベント。

表 2 10 月 29 日 10:00~14:20 の間で抽出されたイベントの時刻

No.	時刻
1	2018/10/29 10:20:43
2	2018/10/29 10:37:43
3	2018/10/29 10:47:43
4	2018/10/29 10:51:42
5	2018/10/29 12:49:46
6	2018/10/29 13:44:23
<u>7</u>	<u>2018/10/29 13:59:29</u>
<u>8</u>	<u>2018/10/29 14:00:51</u>

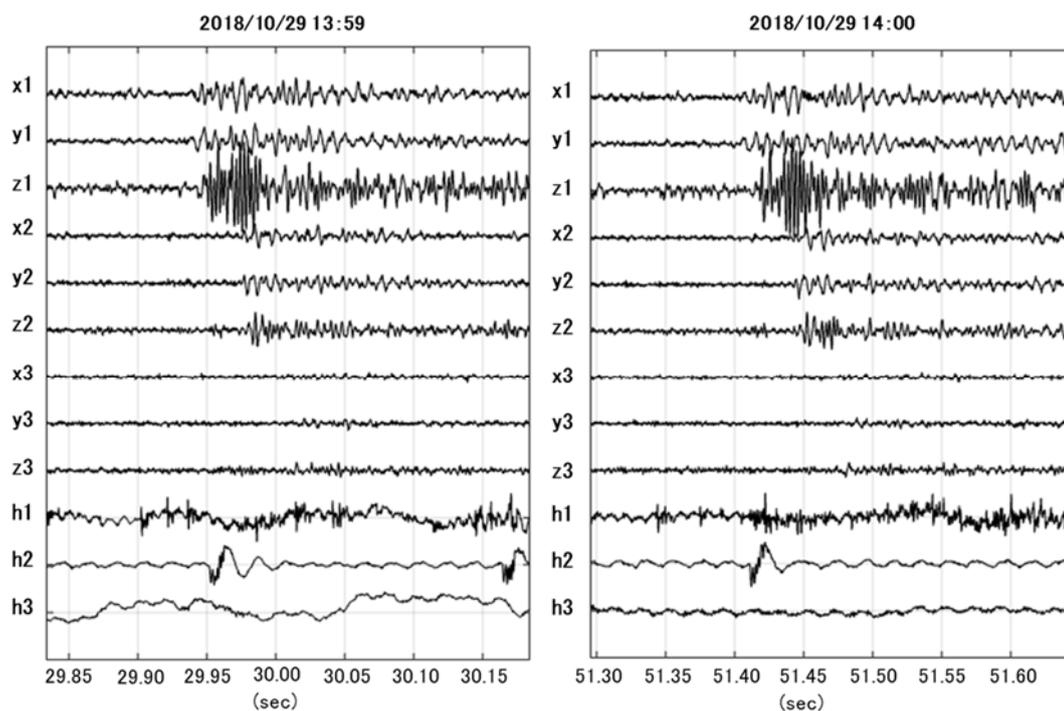


図 54 表 2 のイベント No. 7 と No. 8 の波形図

波形を観測点の順に並べ、xは南北動、yは東西動、zは上下動、hは圧力センサーを示す。

解析の結果から、抽出したイベントの中でNo. 7とNo. 8の波形には類似性があり、水圧擾乱試験の注入圧最大時に同じ震源で発生したイベントと考えられ、適切な観測手法を用いることで目的とするイベントを抽出できることが分かりました。しかし、抽出したイベント波形は多くの雑音を含み、観測点数も少ないことから震源を決定する解析には適用できないことも分かりました。

地下施設と地表で取得する地質のデータ、地下水のデータ、地形のデータなどを利用して、海水準変動や地殻変動による長期的な変化が地質環境に与える影響を評価する手法の開発を行ってきました。

令和元年度は、長期的な地質環境の変遷に伴う微量元素の移行性について理解するために、堆積岩中の微量元素の化学形態について調査を行いました。高レベル放射性廃棄物の処分重要とされる微量元素の中でもセレン(Se)は地下水の酸化還元電位に応じて様々な化学形態をとるため、室内試験の結果から地下環境における移行性を予想することが難し

い元素です。そのため、幌延の堆積岩について、逐次抽出試験*³⁶およびX線吸収微細構造法(XAFS法)分析*³⁷を行い、地下環境におけるセレンの化学形態に関する分析を実施しました。

その結果、声問層・稚内層から得られた岩石(図55(a))には、1 ppm程度のセレンが含まれていることが確認されました。また、これらの岩石試料に対して、6種類の異なる溶液を用いたセレンの逐次抽出試験を実施したところ、どちらの地層でも金属セレン(Se(0))が主な存在形態であることが明らかになりました(図55(b))。さらに、XAFS法による微小スケールでの分析でも、同様に幌延の岩石中のセレンは、金属セレンとして存在することが示唆されました(図55(c))。一方で、セレンは酸化還元電位が125 mV~-18 mVの条件において金属セレン、-18 mV~-292 mVの条件においてフェロセライト(FeSe₂)という固相として存在するため、現在の地下水の酸化還元電位(-250 mV~-100 mV程度)では、フェロセライトが安定固相であると推察されます。岩石試料に対する分析結果と地下水から予想される安定固相が異なる理由を明らかにするためには、逐次抽出試験の分画の精度について確認するとともに、マイクロスケールのXAFS分析など、さらなる分析を実施する必要があります。以上の結果を踏まえると、岩石中においてセレンは吸着体ではなく固相として保持され、移行が抑制されていることが明らかになりました。これらの結果にセレン含有鉱物の生成メカニズムや地質環境の長期安定性に関するデータを追加することで、長期間にわたってセレンの移行が抑制されていたことを示すことができます。このように微量元素の存在形態を評価することで、長期的な物質移行特性について推測できます。

*36：岩石試料に対して複数の溶液を連続的に反応させることで、岩石中の重金属元素を化学的特性に基づいて抽出する試験手法です。

*37：岩石試料にX線を照射した際に発生する固有のスペクトルから、対象元素の化学状態や結合状態など元素周辺の構造を明らかにする分析手法です。

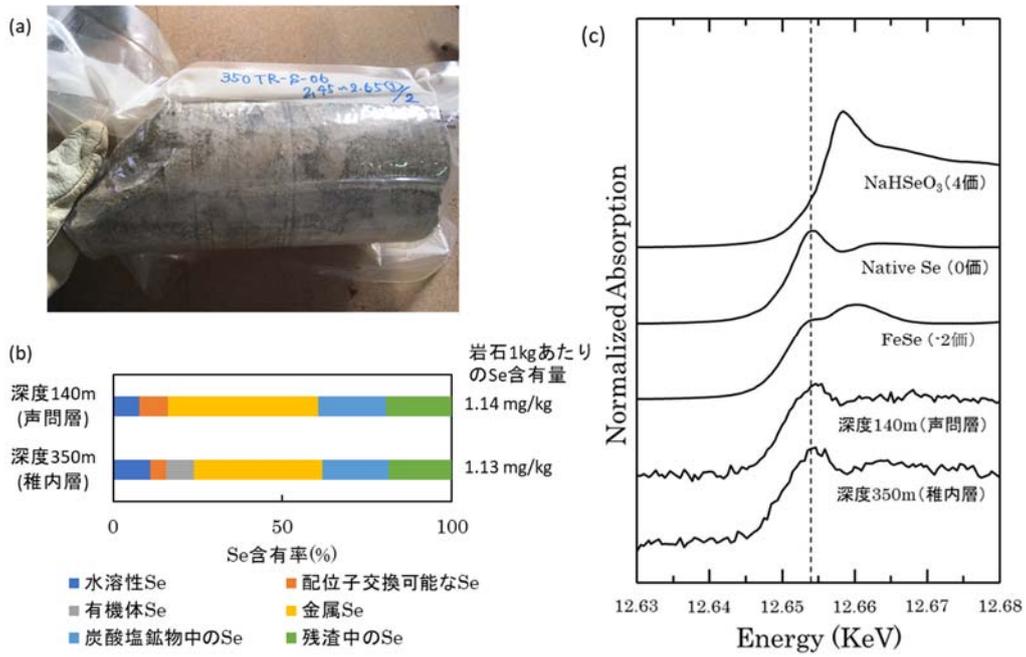


図 55 声問層・稚内層から得られた岩石中のセレンの分析結果
 (a) 使用した岩石試料(稚内層から採取)、(b) 各抽出試験によって抽出されたセレンの存在形態の割合、(c) 岩石試料中のセレンの XAFS スペクトル

4. 地層処分研究開発

4.1 処分技術の信頼性向上

令和元年度は、人工バリア性能確認試験を継続するとともに、オーバーパック腐食試験で回収した腐食センサーに生じた腐食生成物の分析を実施しました。また、緩衝材の定置試験、閉鎖技術の確証試験などを実施しました。さらに、搬送定置・回収技術の実証として、隙間充填材の除去技術および模擬PEMの回収技術の検証を行いました。

4.1.1 人工バリア性能確認試験

深度350m調査坑道の試験坑道4における人工バリア性能確認試験（図56）は、①地層処分研究開発の第2次取りまとめ報告書で示した処分概念が実際の地下で構築できることの実証、②人工バリアや埋め戻し材の設計手法の適用性確認、および図57に模式的に示すような非常に複雑な、③熱－水理－力学－化学連成挙動に係るデータの取得を目的として実施しているものです。③のデータ取得に当たっては、模擬オーバーパックに内蔵されたヒーターや緩衝材および埋め戻し材外周部への人工注水によって境界の温度や圧力を変化させることによって、各種条件下におけるデータを取得します。

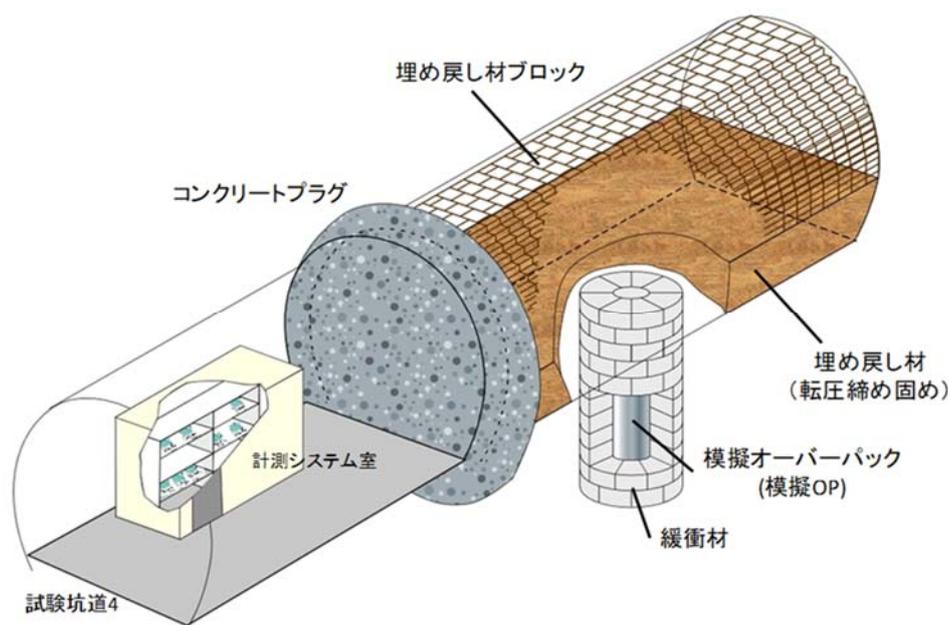


図 56 人工バリア性能確認試験の概念図

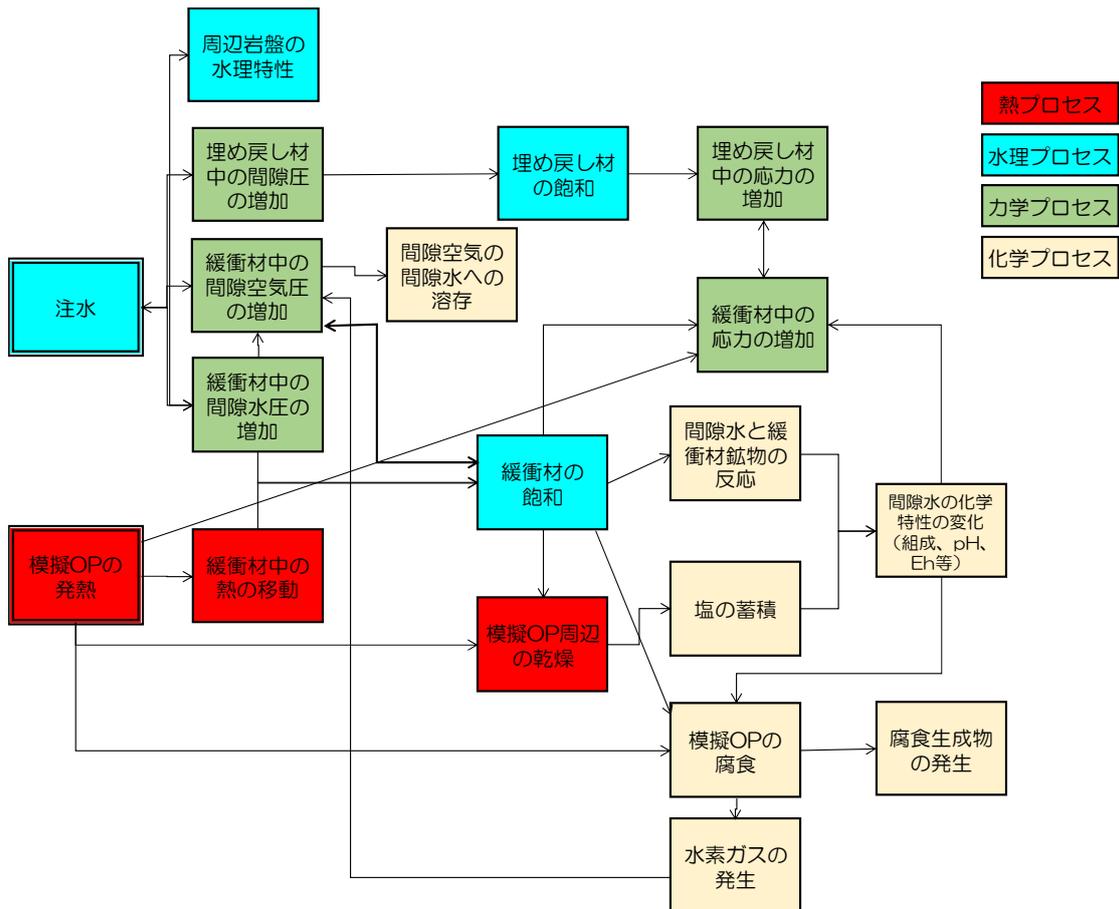


図 57 人工バリア性能確認試験で生じる熱－水理－力学－化学プロセスの相関関係

全ての相関関係を図示すると煩雑となるため、一部を抜粋して示しています。

令和元年度は、平成26年度に開始した加熱および注水を継続し、データの取得を継続しました。緩衝材および埋め戻し材への注水量の経時変化を図 58に示します。なお、図 58の横軸（上側）は、加熱開始（2015年1月15日）を0日として示しています。緩衝材への注水は、加熱開始の翌日（2015年1月16日）から開始し、急激な注水による緩衝材の流出現象などを避けるために、最初は150 mL/minと設定し、段階的に注水量を増加させ、平成28年10月からは約1000 mL/minに設定しています。令和元年度は注水に必要な地下水を確保するために新規のボーリング孔を掘削し、令和2年1月14日から注水流量を1500 mL/minに増加させました。また、埋め戻し材への注水は、緩衝材への注水と同時に100 mL/minで開始しました。その後、平成27年6月にコンクリートプラグと周辺岩盤を一体化させるコンタクトグラウトを施工した後、ケーブルダクト（計測センサーのケーブル