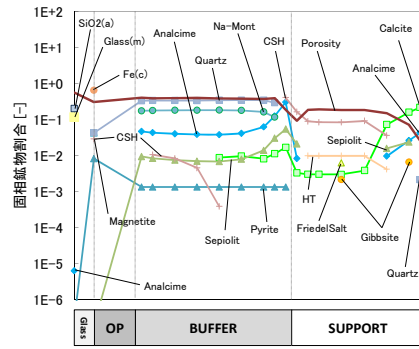
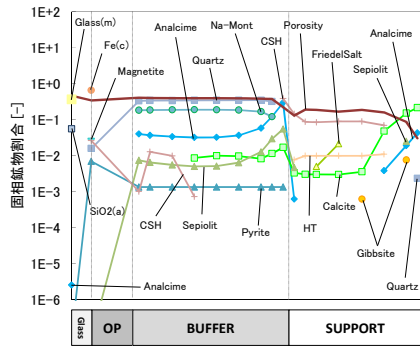


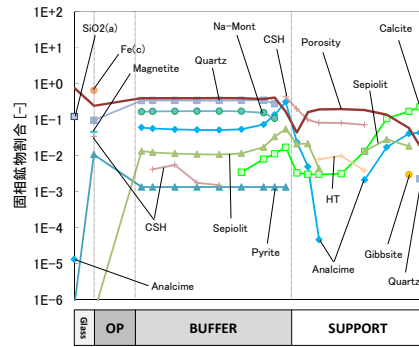
4,000 年後



6,700 年後

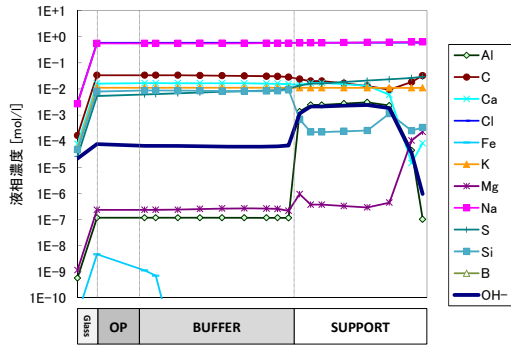


5,000 年後

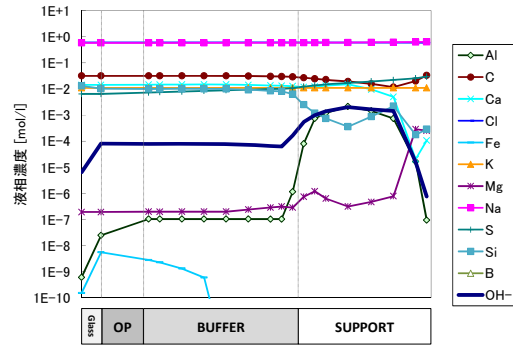


10,000 年後

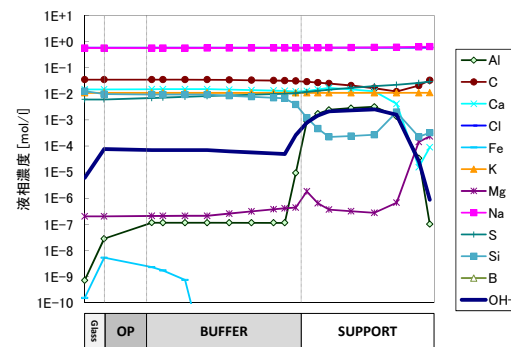
図 2.4-24 全領域における固相空間分布 (ケース 2)



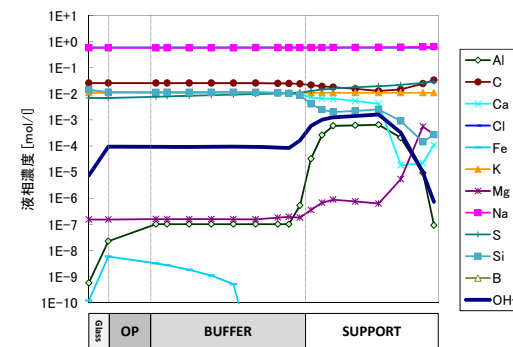
4,000 年後



6,700 年後



5,000 年後



10,000 年後

図 2.4-25 全領域における液相空間分布 (ケース 2)

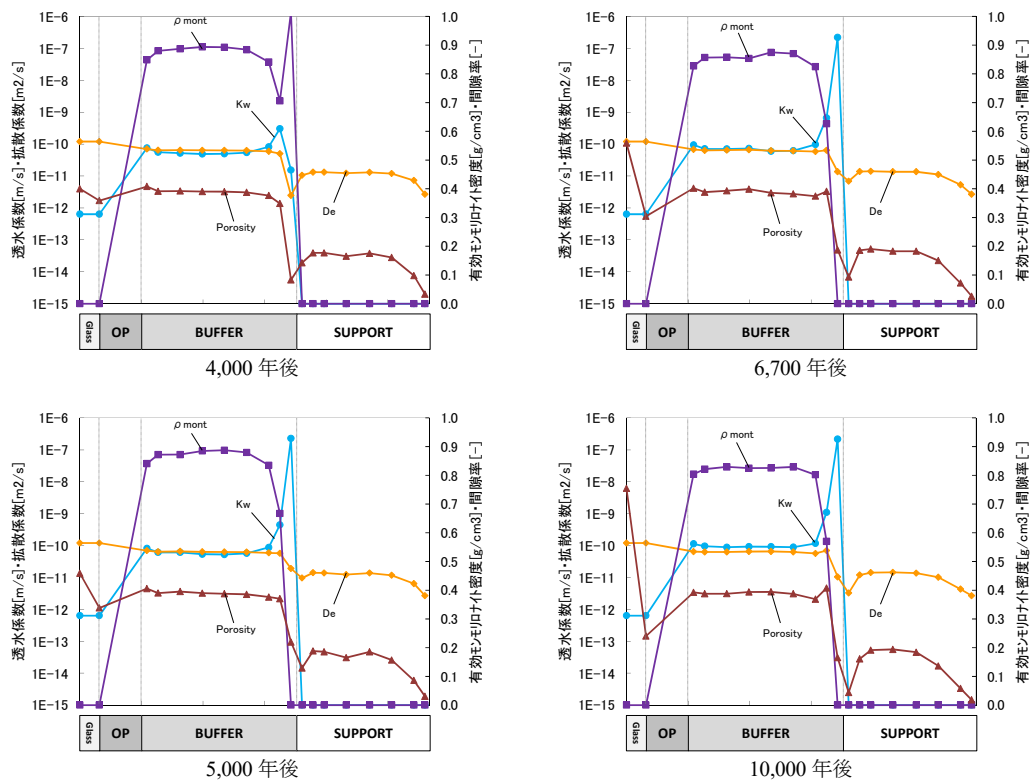


図 2.4-26 全領域における Kw・De・ ρm ・Eps 空間分布 (ケース 2)

(c) まとめ

今年度整備したガラス固化体溶解モデルは、式(2.4-29)の Grambow モデルのガラス溶解速度定数 k^+ について温度と pH の関係をまとめた経験式として定式化し、昨年度定数として固定パラメータを与えていたものを変動パラメータとして与えられるよう改良した。これにより、固定値として与えていた k^+ について、ガラス領域の間隙水組成条件を考慮した稲垣ら⁽⁴⁵⁾の測定した初期溶解速度に近い値を設定できるようになった。また、式(2.4-29)における $[H_4SiO_4]$ について、昨年度は Si 濃度を用いていたために、 $[H_4SiO_4]_{sat}$ に設定しているアモルファスシリカの飽和度より Si 濃度が高くなる $Q > K$ の状態となり、下限値として設定している残存溶解速度に近い速度で進む結果となった。このことから、 $[H_4SiO_4]$ について Si 濃度から H_4SiO_4 濃度を参照するよう変更を行った。これにより、 $[H_4SiO_4]_{sat}$ に設定するアモルファスシリカの飽和度を超えることはなくなり、Grambow モデルに即したモデルとなった。ただし、本解析では $50^\circ C$ 以下の条件であることから $3.0 \times 10^{-3} \text{ mol/L}$ のアモルファスシリカ飽和度を設定しているが、温度によって飽和度は異なるため、解析条件の温度によっては設定する値に注意が必要である。昨年度までのガラス成分溶出モデルではガラス成分として Si や Na など元素としてガラス領域に溶出させるモデルであったため、金属元素として溶出し、 $M (\text{金属元素}) + nH_2O = M^{n+} + nOH^- + n/2H_2$ の反応により pH 上昇と Eh 低下を引き起こしていた。今年度はチャージバランスを取るため、ガラス固化体溶解速度から得られた Na (Na^+)、Si ($Si(OH)_4$)、B ($B(OH)_4^-$) 濃度について pH で

チャージバランスを取る平衡計算を行い、然るべき液相として溶出するよう改良を行った。鉱物モデルにおいて、昨年度はガラス領域において、緩衝材領域などと同じ鉱物モデルを採用した。このことによりガラス領域内に飽和度が 10^{-4} mol/L オーダーの SiO_2 が生成することから、本年度整備したガラス固化体溶解速度モデルを使用した場合、 H_4SiO_4 濃度が低下し、溶解速度が加速する可能性がある。この場合 $\text{SiO}_2(\text{a})$ を鉱物モデルに追加し、ガラス領域に適用したとしても、飽和度が 10^{-3} mol/L オーダーに対し SiO_2 は 10^{-4} mol/L オーダーであることから、 SiO_2 が生成してしまう。このため、ガラス領域については、 SiO_2 を除外し、 $\text{SiO}_2(\text{a})$ を追加した鉱物モデルを採用した。

ガラス固化体の成分である Si、Na、B を溶出させたケースとガラスを考慮しない平成 25 年度の解析結果を比較したところ、OP 領域では Magnetite ではなく Fe ケイ酸塩鉱物である Greenalite が生成し、ガラス溶出成分である Si の影響を確認した。また、緩衝材領域では Calcite が溶解し、CSH が生成することを確認した。さらにガラス領域では Analcime の生成が確認できた。Si のみを溶出させたケースでも緩衝材領域での CSH の生成、ガラス領域での Analcime の生成等、ガラスを考慮しないケースとの差異を確認した。以上より、ガラス固化体溶解を考慮した効果が解析結果として現れていることを確認した。

ガラス固化体溶解速度モデルの適用は、ガラス固化体溶解速度が促進される場合において、ガラス溶解量（溶出量）が多くなるため平衡計算が不安定になる可能性がある。本解析でも通常人工バリア解析で採用している 1 ヶ月のタイムステップでは計算が続かず、1/10 週間 ($6.31152\text{E}+04$ sec) 程度までタイムステップを短縮する必要があるケースもあった。このように解析条件や環境条件などを考慮してガラス固化体溶解モデルが適用可能であるか、また計算手法の最適化などの検討を重ねる必要がある。さらには、本解析ではガラス領域において $\text{SiO}_2(\text{a})$ が支配的であったが、pH や Mg 濃度の高い間隙水、さらには OP 早期破損による高温条件など環境条件の変化によって Sepiolite や Greenalite などが生成することで、これらのケイ酸塩鉱物が H_4SiO_4 濃度を支配する可能性もある。即ち、ガラス固化体溶解速度を支配する現象についても検討を重ねる必要がある。

以上より、今回整備したガラス固化体溶解速度モデルは、ガラス固化体溶解を考慮した効果が解析結果として反映されていることを確認した。また、2.2 節においても溶解速度として、ガラスを $\text{SiO}_2(\text{a})$ とみなす Grambow モデルが適切であると判断していることから、MC-BUFFER において Grambow モデルを採用したモデルが正しい方向性である可能性が示唆された。しかし、上述のとおり計算手法の最適化やモデルの検証など、ガラス固化体溶解速度モデルの適用に係る検討を今後積み重ねていくことが重要である。

2.4.5 結論および今後の課題

平成 26 年度は、緩衝材中の化学環境解析のための新拡散評価手法の整備に係る検討を行うとともに、粘土-アルカリ反応のナチュラルアナログデータを用いた MC-BUFFER の検証、および MC-BUFFER のガラス固化体溶解モデルの改良を実施した。

新拡散評価手法の整備に係る検討に関しては、見かけの拡散係数 Da をベースとしたシンプルで科学的に合理的なベントナイト内拡散モデルを作成し、MC-BUFFER に取り込むこととした。また、当該モデルの原案を提示するとともに、その検証に資するため、非放射性的のイオン種を用いた Na 型モンモリロナイト中の透過拡散試験を実施した。その結果、収着分配係数 Kd が小さい場合における Ca^{2+} イオンの拡散挙動に関しては、当該モデル原案を用いた計算結果で試験結果を良く再現することができ、評価手法として成立しそうであることが示唆された。し

かしながら、収着分配係数 K_d が大きい場合の Ca^{2+} イオン、および Cl^- イオンの拡散挙動に関しては、計算結果と試験結果に整合性が見られず、モデルの改良が必要であるとした。今後は、より長期な試験データおよびモンモリロナイト試料中のイオン種の濃度分布データを用いた検証、緩衝材の化学環境解析で対象になる全てのイオン種に対するパラメータ設定、および当該モデルに対応するための MC-BUFFER の改良も行う必要があるとした。

ナチュラルアナログデータを用いた MC-BUFFER の検証に関しては、米国カリフォルニアのサールズレイクにおける 320 万年に及ぶアルカリ条件下の粘土変質について、既往の分析データおよび解析結果を用いて MC-BUFFER の検証を行った。その結果、湖水の異なる各層において、サールズレイクの粘土溶解および二次鉱物への変遷挙動を概ね再現できていることから、長期における実環境においても緩衝材劣化モデルが適用できる可能性が示唆された。

MC-BUFFER のガラス固化体溶解モデルの改良に関しては、 k^+ に対する温度依存性および pH 依存性の考慮や、Grambow モデルにおける $[\text{H}_4\text{SiO}_4]$ に対する Si 濃度から H_4SiO_4 濃度への変更、ガラス成分溶出モデルにおける溶出成分変更などの改良を行い、ガラス固化体溶解を考慮した効果が解析結果として反映されていることを確認したが、モデルの検証や計算手法の最適化など、モデル適用について検討を深める必要があるとした。

2.5 まとめ

本章では、これまで整備してきた個々のバリア材に対する性能評価手法（ガラス固化体の溶解、放射化金属の腐食、緩衝材の劣化の評価に係るモデルや物質移行-変質連成解析コード）を長期評価、および想定される地下環境条件下で適用するに当たって、知見が不十分であると平成 25 年度までに判断された素現象について、実験的、理論的に科学的根拠を蓄積するとともに、最新研究動向を反映させたモデルの改良を行った。

ガラス固化体の溶解モデルの作成については、平成 25 年度に引き続き、高い液中 Mg イオン濃度が維持される条件下等で模擬ガラス固化体の浸出試験を行い、ガラス固化体の溶解促進の持続性とケイ酸塩を含む変質層の性状を調べた。クーポン状ガラスを用いた低 S/V 条件下では、Talc と見られる鉱物の生成が観察された。また、粉末ガラスを用いた高 S/V、pH8 以下の条件下では、Mg イオンが共存しているとガラス固化体は速い溶解を示し、Mg イオンの枯渇に伴い溶解が抑制されることが確認され、析出鉱物は Talc の他に Powellite と見られる鉱物の生成が顕著に観察された。これらの試験によって取得されたデータを基に、Grambow モデルの妥当性について検証を行ったところ、Mg イオン共存下において、Mg への依存度は低く SiO₂(am)に大きく依存することが分かった。これにより、本研究では、Mg イオン共存系において、Grambow モデルを用いたガラスを SiO₂(am)とみなすモデルでガラス固化体の溶解速度を評価するのが適切との結論に至った。

放射化金属の腐食モデルの作成については、腐食メカニズムが知られている金属を用いて昨年同様の腐食メカニズム解明手法を用いた腐食試験を行い、その結果をジルカロイ-4 と比較することにより本手法についての理解を深め、再度ジルカロイ-4 の腐食モデルについて考察した。炭素鋼とジルカロイ-4 が同じく強い同位体効果を示すことがわかったことから、ジルカロイ-4 の腐食において水の分解は水が豊富に存在する条件下で起こっている、即ち、拡散による水の供給は律速過程になっていないことが明白となった。また、気相中へ放出された水素に比べて、金属中へ吸収された水素について同位体効果が弱くなる傾向も見られなかったことから、水拡散メカニズムの共存も考える必要はなく、ジルカロイ-4 の腐食メカニズムは酸素イオン伝播単独と考えられた。また、ジルカロイ-4 試料は研磨直後に表面が酸化を受け、6 nm 程度の皮膜を形成する。このことを考え合わせるにより、腐食試験結果が三乗則で整理される理由を説明するとともに、長期における腐食モデルを二乗則で表すことが妥当であることを示した。

緩衝材の劣化モデルの作成・検証については、緩衝材中の化学環境解析のための新拡散評価手法の整備に係る検討として、見かけの拡散係数 Da をベースとしたベントナイト内拡散モデルを提示するとともに、透過拡散試験を実施し、当該データを用いたモデルの検証を行った。その結果、収着分配係数 Kd が小さい場合における Ca²⁺イオンの拡散挙動に関しては、当該モデルを用いた計算結果は試験結果を良く再現することができたが、 Kd が大きい場合の Ca²⁺イオン、および Cl⁻イオンの拡散挙動に関しては、再現できなかった。今後は、より長期な試験データを用いた検証等、新拡散評価手法の整備に向けてさらなる検討が必要であるとした。また、ナチュラルアナログデータを用いた MC-BUFFER の検証として、サールズレイクにおけるアルカリ条件下の粘土変質について MC-BUFFER の検証を行い、緩衝材劣化モデルの長期における実環境において適用できる可能性を示唆した。さらに MC-BUFFER の機能拡張として、ガラス固化体溶解速度モデルの改良を行い、ガラス固化体溶解を考慮した効果が解析結果として反映されていることを確認し、今後はモデル適用や計算手法の最適化などの検討を深める必要があるとした。

第2章の参考文献

2.1 の参考文献

- (1) 日本原子力研究開発機構, 平成 22 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 23 年 3 月, 2011.
- (2) 日本原子力研究開発機構, 平成 23 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 24 年 3 月, 2012.
- (3) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 25 年 3 月, 2013.
- (4) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 26 年 3 月, 2014.

2.2 の参考文献

- (1) 稲垣八穂広・三ツ井誠一郎・牧野仁史・石黒勝彦・亀井玄人・河村和廣・前田敏克・上野健一・馬場恒孝・油井三和, 高レベルガラス固化体の性能評価に関する研究—現状と信頼性向上にむけて—, 原子力バックエンド研究, Vol.10, pp.69-83, 2004.
- (2) B.Grambow, A general rate equation for nuclear waste glass corrosion, *Mat.Res.Soc.Symp.Proc.*, Vol.44, pp.15-27, 1985.
- (3) 核燃料サイクル開発機構, わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—, JNC-TN1400, 1999.
- (4) 日本原子力研究開発機構, 平成 21 年度地層処分の長期的評価手法の調査 報告書, 平成 22 年 3 月, 2010.
- (5) 日本原子力研究開発機構, 平成 22 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 23 年 3 月, 2011.
- (6) T. Maeda, H. Ohmori, S. Mitsui and T. Banba, Corrosion behavior of simulated HLW glass in the presence of magnesium ion, *International Journal of Corrosion*, 2011, 796457, 2011.
- (7) 日本原子力研究開発機構, 平成 23 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 24 年 3 月, 2012.
- (8) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 25 年 3 月, 2013.
- (9) B.Fleury, N.Godon, A.Ayral and S.Gin, SON68 glass dissolution driven by magnesium silicate precipitation, *Journal of Nuclear Materials*, 442, pp.17-28, 2013.
- (10) D. M. Strachan, Results from long-term use of the MCC-1 static leach test method, *Nuclear and Chemical Waste Management*, Volume 4, Issue 2, pp. 177-188, 1983
- (11) P. Zimmer,*, E. Bohnert, D. Bosbach, J. I. Kim and E. Althaus, Formation of secondary phases after long-term corrosion of simulated HLW glass in brine solutions at 190°C, *Radiochim. Acta* 90, pp. 529-535, 2002.
- (12) 河村和廣・小出学・松下和正, 日本の高レベルガラス固化体に対する粘度の温度依存性と結晶化時間の評価, *日本原子力学会和文論文誌*, Vol.13, No.1(2014)
- (13) W. Stumm and J. J. Morgan, *Aquatic Chemistry*, John Wiley & Sons, New York, NY, USA, 3rd edition, 1996.
- (14) Appendix : Thermodynamic Properties
- (15) Bunker, B. C., Molecular mechanisms for corrosion of silica and silicate glasses, *Journal of Non-*

Crystalline Solids, 179, pp.300-308, 1994

(16) Feng, X. et al., Ceramic Transaction, 39, pp.341-352, 1994

(17) Y.Inagaki, H.Makigaki, K.Idemitsu, T.Arima, S.Mitsui, K.Noshita, Initial dissolution rate of a Japanese simulated high-level waste glass P0798 as a function of pH and temperature measured using micro-channel flow-through test method, Journal of Nuclear Science and Technology, 49, pp.438-449, 2012.

2.3 の参考文献

(1) 電気事業連合会, 核燃料サイクル開発機構, 第2次 TRU 廃棄物処分研究開発とりまとめ (2005)

(2) T.Sakuragi et al., "Corrosion Rates of Zircaloy-4 by Hydrogen Measurement under High pH, Low Oxygen and Low Temperature Conditions" Mater. Res. Soc. Symp. Proc. Vol. 1475, Materials Research Society DOI:10.1557/opl.2012.592(2012)

(3) T.Sakuragi et al., "Long-term Corrosion of Zircaloy-4 and Zircaloy-2 by Continuous Hydrogen Measurement under Repository Condition" Mater. Res. Soc. Symp. Proc. Vol. 1518, Materials Research Society DOI:10.1557/opl.2013.66(2013)

(4) Cox, B., Kritsky, V.G., et al., "Waterside corrosion of zirconium alloys in nuclear power plants" IAEA-TECDOC-966, p.251(1998).

(5) 日本機械学会, "ジルコニウム合金ハンドブック" 日刊工業新聞社 p,238(1997).

(6) 柴田俊夫, 渡邊正敏, 谷口直樹, 清水亮彦, 酸素欠乏地下環境における炭素鋼腐食モデリング, 材料と環境, 62,70-77(2013)

(7) 春名匠, 山本達也, 宮入洋志, 柴田俊夫, 谷口直樹, 坂巻景子, 立川博一, 大気中で Fe を高温酸化させた皮膜中への D₂O の拡散浸透挙動

(8) 伊藤邦雄, BWR 燃料と水化学の係わり (燃料部材の腐食挙動等に関するトピックス), 日本原子力学会水化学部会 第11回定例研究会

2.4 の参考文献

(1) 原子力発電環境整備機構, 地層処分事業の安全確保 (2010年度版) - 確かな技術による安全な地層処分の実現のために -, 技術報告書 NUMO-TR-11-01 (2011).

(2) 独立行政法人原子力安全基盤機構, 放射性廃棄物処理・処分に係る規制支援研究計画 (平成22年度~平成26年度), 平成21年10月19日 (2009).

(3) Neretnieks, I., Diffusion in the rock matrix: an important factor in radionuclide retardation?, Journal of Geophysical Research, 85, 4379-4397 (1980).

(4) Eriksen, T. E. and Jansson, M., Diffusion of I⁻, Cs⁺ and Sr²⁺ in compacted bentonite - Anion exclusion and surface diffusion. SKB Technical Report 96-16, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company (1996).

(5) Yamaguchi, T., Nakayama, S., Nagao, S., Kizaki, M., Diffusive Transport of Neptunium and Plutonium through Compacted Sand-Bentonite Mixtures under Anaerobic Conditions. Radiochim. Acta, 95, 115-125 (2007).

(6) Yu J-W. and Neretnieks I., Diffusion and sorption properties of radionuclides in compacted bentonite. SKB Technical Report 97-12, Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company (1997).

(7) Van Loon, L. R., Glaus, M. A. and Müller, W., Anion exclusion effects in compacted bentonites: Towards a better understanding of anion diffusion. Applied Geochemistry, 22, 2536-2552 (2007).

(8) Sawaguchi, T., Yamaguchi, T., Iida, Y., Tanaka, T., Kitagawa, I., Diffusion of Cs, Np, Am and Co through compacted sand-bentonite mixtures - evidence of surface diffusion of cesium cations. Clay Minerals, 48, 411-422 (2013).

(9) 佐藤治夫, 放射性廃棄物処分における緩衝材及び岩石マトリクス中の核種拡散移行過程での固液界面現象と移行モデルの高度化に関する研究, JNC-TN1400 2004-003 (2004).

- (10) Suzuki, S., Haginuma, M., Suzuki, K., Study of sorption and diffusion of ^{137}Cs in compacted bentonite saturated with saline water at 60°C . *Journal of Nuclear Science and Technology*, 44, 81-89 (2007).
- (11) 鈴木 覚, 佐藤 治夫, 圧縮ベントナイト中のストロンチウムイオン、ヨウ化物イオン、重水の実効拡散係数の塩濃度依存性, *JNC TN8400 2002-002* (2002).
- (12) 石寺 孝充, 宮本 真哉, 佐藤 治夫, 圧縮ベントナイト中の C, Cl, I の拡散挙動に及ぼすケイ砂混合率及び NaNO_3 の影響, *JNC TN8400 2004-001* (2004).
- (13) Muurinen, A., Penttila-Hiltunen, P., Rantanen, J., Diffusion Mechanisms of Strontium and Cesium in Compacted Sodium Bentonite, *Scientific Basis for Nuclear Waste Management X*, Vol. 84, 803-811 (1987).
- (14) 佐藤 治夫, 放射性廃棄物地層処分における緩衝材および岩体中の核種移行に関する研究, *PNC TN8410 97-202* (1998).
- (15) 嶺達也, 三原守弘, 加藤大生, セメント系材料の影響を受けた環境条件での圧縮成型ベントナイトに対する核種の分配係数, *JNC TN8430 99-012* (1999).
- (16) Kozaki, T., Fujishima, A., Sato, S., Ohashi, H., Self-diffusion of sodium ions in compacted sodium montmorillonite. *Nuclear Technology* 121 (1), 63-69 (1998).
- (17) Kozaki, T., Liu, J. and Sato, S., Diffusion mechanism of sodium ions in compacted montmorillonite under different NaCl concentration. *Physics and Chemistry of the Earth*, 33, 957-961 (2008).
- (18) 電気事業連合会・核燃料サイクル開発機構, TRU 廃棄物処分技術検討書-第2 次TRU廃棄物処分研究開発取りまとめ- 根拠資料集 分冊2 地層処分の安全性の検討, *JNCTY1450 2005-001(2)*, FEPC, TRU-TR2-2005-04 (2005).
- (19) Watson, C., Benbow, S., RAIDEN 3 v0.9.5 User Guide, Quintessa Report QRS-9018-1 (2004).
- (20) Kozaki, T., Sawaguchi, T., Fujishima, A., Sato, S., Effect of exchangeable cations on apparent diffusion of Ca^{2+} ions in Na- and Ca-montmorillonite mixtures. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35, 254-258 (2010).
- (21) 鈴木啓三, 天然および合成スメクタイト, 会報 *Filler*. Vol.4 No.6 December, pp.144-157 (1999).
- (22) 日本原子力学会, 収着分配係数の測定方法—深地層処分のバリア材を対象とした測定の基本手順 : 2006, *AESJ-SC-F008:2006* (2006).
- (23) J. Crank, *The Mathematic of Diffusion*, 2nd ed., Clarendon Press, Oxford (1975).
- (24) Kato, H., Nakazawa, T., Ueta, S. and Yato, T., Measurements of Effective Diffusivities of Tritiated Water in Sand-Mixed Bentonite. *Proceedings of the 7th International Conference on Radioactive Waste Management and Environmental Remediation-ASEM 1999*, Nagoya, Japan, September 26-30, 1999 (1999).
- (25) 日本原子力学会, 収着分配係数の測定方法—浅地中処分のバリア材を対象としたバッチ法の基本手順 : 2002, *AESJ-SC-F003:2002* (2002).
- (26) Kozaki, T., Adachi, Y., Inada, K., Sato, S., Ohashi, H., Diffusion Behavior of Ca^{2+} Ions in Compacted Na-Montmorillonite, *Scientific Basis for Nuclear Waste Management*, 663, 629-635 (2001).
- (27) Kozaki, T., Saito, N., Fujishima, A., Sato, S., Ohashi, H., Activation Energy for Diffusion of Chloride Ions in Compacted Sodium Montmorillonite. *Journal of Contaminant Hydrology*, 35, 67-75 (1998).
- (28) 日本原子力研究開発機構, 平成 24 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 25 年 3 月, 2013.
- (29) Smith, G. I. Subsurface stratigraphy and geochemistry of Searles Lake late Quaternary evaporites, Searles Lake, California: *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1043, 130 pp. .1979
- (30) Hay, R.L., Guldman, S.G., Matthews, J.C., Lander, R.H., Duffin, M.E., Kyser, T.K., Clay mineral diagenesis in core KM-3 of Searles Lake, California. *Clays and Clay Minerals* 39, 84-96. 1991.
- (31) Savage, D., Benbow, S., Watson, C., Takase, H., Ono, K., Oda, C., and Honda, A., Natural systems evidence for the alteration of clay under alkaline conditions: An example from Searles Lake, California. *Applied Clay Science* 47, 72-81. 2010.
- (32) Quintessa, QPAC: Quintessa's General-Purpose Modelling Code, QRS-3000B-8, Version 1.0. 2008.
- (33) Smith, G.I., Barczak, V.J., Moulton, G.F., Liddicoat, J.C., Core KM-3, a surface-to-bedrock record of late Cenozoic sedimentation in Searles Valley, California: *U.S. Geological Survey Professional*

- Paper, vol. 1256, pp. 1–24. 1983.
- (34) Wolery, T.J., EQ3NR, a computer program for geochemical aqueous speciation solubility calculations: theoretical manual, user's guide, and related documentation (version 7.0). Lawrence Livermore National Laboratory Report UCRL-MA-11062 PTIII, Livermore, California, USA, p. 246. 1992.
 - (35) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 26 年 3 月, 2014.
 - (36) Tucker, M.E., Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 2nd Ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford, UK. 1991.
 - (37) Arthur, R.C., Sasamoto, H., Shibata, M., Yui, M. And Neyama, A., Development of Thermodynamic Databases for Geochemical Calculations, JNC Technical Report, JNC TN8400 99-079, 1999.
 - (38) A. Atkinson et al., : Aqueous chemistry and thermodynamic modelling of CaO-SiO₂-H₂O gels at 80 °C, DoE, DoE-HMIP-RR-91-045, 1991.
 - (39) Hay, R.L., Guldman, S.G., Diagenetic alteration of silicic ash in Searles Lake, California. Clays and Clay Minerals 35, 449–457. 1987.
 - (40) Cama, J., Ganor, J., Ayora, C., Lasaga, A.C., Smectite dissolution kinetics at 80 °C and pH 8.8. Geochimica et Cosmochimica Acta 64, 2701–2716. 2000.
 - (41) Hay, R.L. Phillipsite of saline lakes and soils: Amer. Mineral. 49, 1366-1387. 1964.
 - (42) Sheppard, R. A. and Fitzpatrick, J.J. (1989) Phillipsite from silicic tufts in saline, alkaline-lake deposits: Clays & Clay Minerals 37, 243-247. 1989.
 - (43) 日本原子力研究開発機構, 平成 23 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備 報告書, 平成 24 年 3 月, 2012.
 - (44) Grambow, B., A general rate equation for nuclear waste glass corrosion, Mat.Res.Soc.Symp.Proc., 44, pp.15-27, 1985.
 - (45) Y.Inagaki, H.Makigaki, K.Idemitsu, T.Arima, S.Mitsui, K.Noshita, Initial dissolution rate of a Japanese simulated high-level waste glass P0798 as a function of pH and temperature measured using micro-channel flow-through test method, Journal of Nuclear Science and Technology, 49, pp.438-449, 2012.
 - (46) Inagaki, Y., Shinkai, A., Idemitsu, K., Arima, T., Yoshikawa, H. and Yui, M., Aqueous alteration of Japanese simulated waste glass P0798: Effects of alteration-phase formation on alteration rate and cesium retention, Journal of Nuclear Materials, 354 (1-3), pp.171-184, 2006.

3. リスク論的考え方に基づく安全評価シナリオ 設定手法の整備

3. リスク論的考え方に基づく安全評価シナリオ設定手法の整備

3.1 はじめに

高レベル放射性廃棄物等の地層処分の安全評価において対象となるシナリオは、人工バリアの安全機能や処分サイトの地質環境、処分事業の適用される工学技術に関する様々な条件や起こりうる現象を考慮して、構築されなければならない。それらの条件や現象、処分場閉鎖後の長期安全性に関係すると考えられる要因は、多岐に亘るため、情報を体系的に整理し、シナリオ整備を進める必要がある。その方法として、原子力機構では、経済協力開発機構／原子力機関（以下、「OECD/NEA」という）の国際 FEP（Feature：特性、Event：事象、Process：プロセス、以下 FEP）リスト⁽¹⁾に基づき、我が国の処分概念に適合する FEP をリストアップし、それらに関する科学的知見に基づいて、シナリオを整備していくことを基本方針として、本事業では下記の 3 タイプのシナリオ設定手法の整備を実施してきた。

- ✓ 建設・操業・閉鎖段階の事故・人的要因等に係るシナリオ
- ✓ 人工バリア変遷に係るシナリオ
- ✓ 地質・気候関連事象に係るシナリオ

建設・操業・閉鎖段階の事故・人的要因等に係るシナリオ設定手法に関しては、平成 25 年度までに、地層処分事業中の事故・人的要因または地震の発生を起因事象とした処分場閉鎖後の長期安全性に与える影響の連鎖を体系的に作成した。さらに、工学的対策技術の有無、技術の適用実績、地層処分に特有な工学技術の開発状況の情報を整理し、規制側が現状において着目すべきシナリオを提示した。また、人工バリア変遷に係るシナリオ設定手法に関しては、「FEP データベースの整備」、「着目すべき安全機能とその機能への影響の連鎖の具体化」、「人工バリア内の各性能評価モデル・コードによるリンケージ解析手法の整備」を進め、それらを体系的に関連づけた人工バリア変遷に係るシナリオ設定手法を整備した。以上の 2 つのシナリオ設定手法については、平成 25 年度までに整備を終了し、各シナリオ設定に係る今後の課題を取りまとめた。地質・気候関連事象に係るシナリオ設定手法については、地質・気候関連事象による処分システム領域（天然バリア、人工バリアからなる母岩領域）の熱、水理、力学及び化学的環境（THMC）の変化と安全機能との関連性を整理し、地質・気候関連事象が処分施設に影響を与える可能性のあるシナリオの設定を行った。

平成 26 年度は、発生確率は低い隔離機能への影響が大きい事象として、火山活動や断層活動等の処分施設への直撃とそれに伴う THMC の変化に関わるシナリオの設定手法、定量的評価方法について事象発生確率に関する知見を整理し、整理結果に基づいた事象発生シナリオの試解析を行う。火山活動や断層活動等の隔離を必要とする処分施設への直接的影響は、調査によって回避された後も情報や知見不足により回避しきれないリスクが残る可能性がある。さらに、処分施設の物理的破壊・損傷以外の地下水流動変化等の間接的な影響を伴うリスクも発生する。このため、本年度は、地質・気候関連事象の発生の時間的・空間的特性に基づいて、直撃を回避しきれない場合の具体的リスクと処分施設に与える影響の種類（THMC）と影響の範囲と程度について整理を行う。さらに地質・気候関連事象発生が処分施設に与える影響量について状態設定が可能なものについては、地下水流動解析および人工バリア変遷解析を行い、それ以外のものについては事例データに基づく影響量として整理し、5 章の天然事象の影響シナリオを対象とした安全評価のための影響度解析の検討に資することとする。

なお、本検討結果は、ガラス固化体の地層処分のみならず、福島第一原子力発電所事故によって発生した燃料デブリ等を処分する際のシナリオの検討においても活用されるものである。

3.2 発生確率は低いが隔離機能への影響が大きい事象の整理

3.2.1 隔離機能への影響が大きい事象の調査方法

原子力機構では、平成 25 年度まで地質・気候関連事象の発生と影響の伝搬プロセスを具体化した事象リスト、それに基づく FEP 相関関係図、処分施設への影響の有無とその判断根拠を成文化した「安全性への影響の可能性と相関の判定」からなる FEP データベースを構築し、知見やデータの更新を行ってきた（日本原子力研究開発機構、2011⁽²⁾）。その結果、地震や火山、気候・海水準変動など処分施設の THMC に関する影響事象の組み合わせが 177 存在することを示した。地質・気候関連事象の大部分の事象に関しては、事象発生から母岩に至るまでの影響の種類とその根拠となる現状レベルでの知見・情報が網羅されているものと考えられる。

177 事象のうち処分施設へ直接的な影響を及ぼす事象（直撃により廃棄体が直接破損に至る事象）に該当するものは、地震活動や火山活動、泥火山やマスマーブメントなど 23 事象であり、隔離機能への影響が懸念される。過去から現在に亘ってこれらの地質・気候関連事象の活動域は、文献調査・概要調査によって空間的裕度を持って回避されることとされている（原子力発電環境整備機構、2010⁽³⁾）。しかし、事象によっては将来、活動域が変化し、これまでとは別の場所で活動したり、調査によって見落とされた起因事象が活動する可能性があり、事前調査による回避には不確実性が残る。また、回避しきれない可能性のある事象による地質環境への影響の程度は相対的に大きいことが予想され、規制の観点からこうした事象による THMC に関する定量的な影響評価は重要になると考えた。図 3.2-1 に検討の流れを示す。

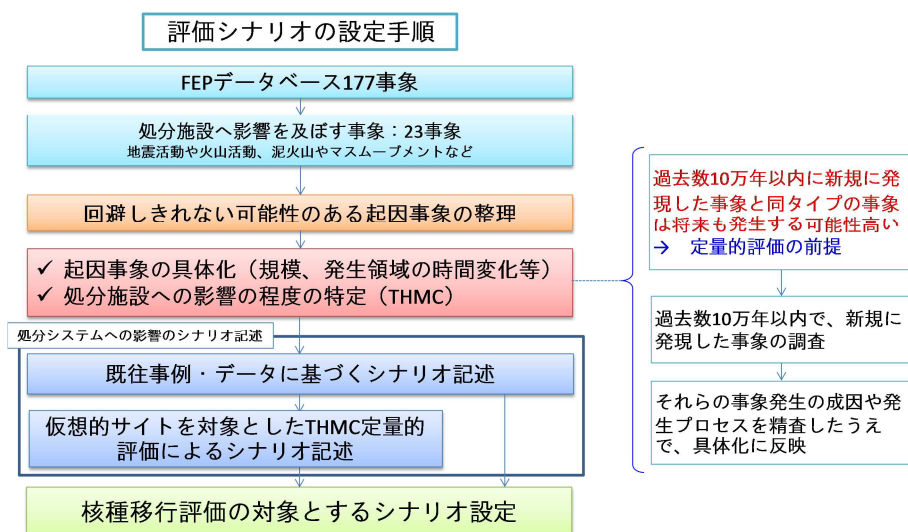


図 3.2-1 回避しきれない事象が発生した場合の評価シナリオの設定方法

図 3.2-1 に示すように、処分施設に直接的な影響を及ぼす 23 事象のうち、回避しきれない可能性のある事象について既往の研究事例をもとに起因事象発生の規模・発生領域の時間変化等の具体化を行う。この際、現在の観測データだけからでは、将来新たに発生する起因事象の影響の規模や地域性、継続期間を予測することは困難である。しかし、伊豆半島や北海道東部など局所的なプレートの動きの変化を除けば、現在の島弧-海溝系のシステムは全国レベルで過去 100 万年～数 10 万年以降、一様に継続している（竹内、1999⁽⁴⁾、産業技術総合研究所、2012a⁽⁵⁾）ことから、過去数 10 万年以内に新規に発生した起因事象と同じ様式の事象が、将来数 10 万年の間においても発生する可能性が高い。したがって、過去数 10 万年～100 万年以降に新たに発生した起因事象を調査すれば、将来活動する起因事象の活動範囲や影響の種類もある程度推測

可能である。その結果をもとに将来、回避できない可能性のある起因事象が発生した場合、派生事象への影響伝搬プロセスを具体化し、処分施設への影響の程度の特定を行う。このうち、処分施設への影響を定量的に評価することが可能な事象については、仮想的なサイトに対して境界条件を設定し、3.4以降で地下水流動解析を通して検討することとし、状態設定が困難なものについては、事例データに基づきシナリオの記述を行い、核種移行評価に必要なシナリオを設定することとした。

3.2.2 回避しきれない起因事象の整理

表 3.2-1 に処分施設（サイト）への直接的な影響を及ぼす起因事象リストを示す。前述のとおり FEP データベース中の 23 事象（G4～G42）がこれに該当し、地震（プレート間地震、活断層沿いの地震等）や火山（新規火山、既存火山）等の起因事象のタイプの別を考慮しなければ、表に示すように①～⑥の 6 つの起因事象に集約することができる。地震活動については、断層と交差する処分施設内の間隙構造の変化、応力状態の変化などの現象が挙げられる。火山活動に関しては、マグマ貫入と噴火とがあり、噴火については火道と交差する処分施設の破碎・損傷と地上への移動が考えられ、貫入については岩脈形成に伴う処分施設の破碎・損傷等が想定される。泥火山については地震等による泥ダイアピル（泥質堆積物に急激な圧力が加わることにより流動化したもの）や泥脈（流動化した泥が脈状に亀裂等に流入したもの）が処分施設と交差する場所においては処分施設の構造が変化、破碎が生じる。マスマーブメントは、移動地塊内に処分施設全体あるいは一部が取り込まれる場合であり、地塊が移動・崩壊した場合、処分施設は破壊され、また、隆起・侵食による処分施設の露呈は、隆起（非地震性）や火山活動および地震活動によって岩盤が長期的に上昇し、上載層の削剥によって処分施設の対地深度が時間とともに変化し最終的に露呈に至る場合である。

表 3.2-1 処分施設（サイト）への直接的な影響を及ぼす起因事象

事象	起因事象（直接的影響事象）と内容	
地震活動→サイト	G4,G10,G16,G22	①:地震活動に伴う断層変位・岩盤の変形、亀裂発生、応力変化等
火山活動（噴火）→サイト	G33,G40,G41	②:火山活動に伴う噴火による破碎、高温化
火山活動（貫入）→サイト	G34,G42	③:火山活動に伴う岩脈貫入による変形・破碎、高温化
地震活動→泥火山→サイト	G28M,G29M,G30M,G31M	④:地震活動による泥ダイアピルが地下に貫入、地表に噴出、変形・破碎
地震、火山、隆起・沈降→（地質構造の変化）→侵食・堆積→サイト	G28L,G29L,G30L,G31L,G37-1	⑤:地震活動等に伴うマスマーブメントの発生による直接的な変形・破壊
	G8,G14,G20,G26,G37	⑥:地震活動（断層変位）・火山活動・隆起、侵食によるサイトの対地深度変化による露呈、破碎

現在、第四紀火山が存在するような地域（火山中心から 15km）や活断層が存在する地域、泥火山、マスマーブメントなどの著しい変動がある地域に関しては、文献調査や概要調査によってあらかじめ回避されるものと考えられるが、これらの調査を行ってもその兆候が不明瞭である場合、あるいは将来の活動域が予測できない場合は、回避に不確実性が残るとされている（産業技術総合研究所、2012a⁵⁾）。回避しきれない事象の種類および特徴について以下に整理・検討した。

表 3.2-1 の 6 つの事象（①～⑥）のうち、概要調査段階において回避に不確実性のある事象、あるいは回避すべき場所の特定が困難な事象は、産業技術総合研究所（2012b）⁶⁾、産業技術総合研究所（2012a）⁵⁾において示されている。地震活動（表 3.2-1 の①）は、回避しきれない

ものとして、活断層の活動に伴う場合と地質断層の再活動に伴う場合によって3つのケース(①-a、①-b、①-c)に分類されている。

- ・①→①-a 内陸地震の活断層の活動(断層の伸びの方向への拡大等)、①-b 活断層からの派生断層(活断層である主断層の地下深部において断層面が分岐し、地表に伸びている分岐断層および分岐断層の形成に伴って共役系の下で形成されるバックスラスト)の新たな出現・成長、①-c 地質断層の再活動とそれに伴う派生断層の新たな出現
- ・②→火山の新規噴火(単成火山、再来間隔の長い複成火山の噴火)
- ・③→火山の新規貫入(既存火山あるいは新規火山の活動に伴う岩脈の貫入)
- ・④→泥火山の新規出現
- ・⑤→大規模マスマーブメントの新規発生
- ・⑥→隆起・侵食に伴うサイトの対地深度変化による露呈

内陸地震の活断層の活動(①-a)とは、内陸の既存の活断層について、将来活動が繰り返されているうちに断層が走向方向に成長し、評価期間内に断層が回避されていない場所を直撃するケースである。また、活断層からの派生断層の新たな出現(①-b)とは、将来、地下数 km において既存の活断層から断層が分岐し、活断層の走向と直交方向に数 km 規模で予測の範囲を超えて断層が成長、活動場が移動するとともに分岐断層とは逆傾斜のバックスラストが形成されるケースである。地質断層の再活動(①-c)は、関東平野の深谷断層の例のように第三紀に活動を停止した地質断層が第四紀後期に再び活動し、その活動に伴って1~5km 離れた平野部で新規にバックスラストが形成されるようなケース(水野他、2002⁽⁷⁾、高橋他、2006⁽⁸⁾)である。調査で地質断層が回避できたとしても、数 km 以上離れた位置にバックスラストが新たに発生する可能性があるため、あらかじめ予測し、回避することは困難である。

火山活動については山陰地方に見られるような過去数10万年前以降に活動を開始した単成火山や東北地方の火山フロント西方の火山空白域に形成された肘折火山、第三紀以降の活動間隔の長い火山などが参考事例とされ、これらと同タイプの火山の噴火および貫入が将来発生する可能性があり、活動域の予測、回避は困難であるとされている。また、泥火山については、現在活動の痕跡が残されている新潟と北海道の泥火山については回避されるとしても、泥火山として現在、地表に痕跡が残されておらず、高間隙水圧の兆候のある第三紀の堆積岩地域については、将来を見越した回避は困難であるとされている(産業技術総合研究所、2012a⁽⁵⁾)。

マスマーブメントのうち懸念されるのは静岡県赤崩れや七面山の事例にみられるように崩壊土量が100km³以上ですべり面深度が処分深度の上限である300mを超える大規模なもの(千木良、1995⁽⁹⁾)が対象となる。すでに文献調査、概要調査でこれらの大規模マスマーブメントが回避されるとしても、岩盤に緩みや変形があるものの内部構造に乱れがなく、将来マスマーブメントに発展する可能性のある領域は回避から漏れる可能性がある。また、たとえ現在、大規模マスマーブメントが発生するような急傾斜、高標高などの地形条件を満たしていなくとも、将来、隆起・侵食、海水準変動によって地形変化した場合、大規模マスマーブメントが発生する地域を事前に予測・回避できない可能性があるとされている(産業技術総合研究所、2012a⁽⁵⁾)。

隆起・侵食(地震性隆起や相対海面変化による影響も含む)に伴うサイトの対地深度変化による露呈については、産業技術総合研究所(2012b)⁽⁶⁾には明確には示されていないが、産業技術総合研究所(2012a)⁽⁵⁾において、回避すべき場所の特定が困難な事象として言及されている。原子力発電環境整備機構(2010)⁽³⁾によれば、処分深度を念頭においた過去10万年間の隆起量が300mを超えていることが明らかな地域は候補地に含めないとされているが、これは隆起量≒侵食量とし、隆起した分だけ全面削剥するケースであり保守的な設定となっているため、産業技術総合研究所(2012a)⁽⁵⁾はこれを回避の指標としては過大であるとしている。特に、

内陸部においては、隆起とともに評価地点の標高が変化すれば侵食速度も時間変化する（藤原他、1999⁽¹⁰⁾）ため、現在観測されている隆起速度は侵食速度に一致するわけではない。また、沿岸地域に関しては海面変化による影響（侵食基準面の変化±120m）も考慮に入れる必要があることから、産業技術総合研究所（2012a）⁽⁵⁾は、全国一律に隆起・侵食によってサイトが露呈するかどうかを判断し、回避することは困難であるとしている。

なお、産業技術総合研究所（2012a）⁽⁵⁾、産業技術総合研究所（2012b）⁽⁶⁾が指摘するこれらの回避しきれない上記の事象のうち、「内陸地震の活断層の活動」は、鳥取県西部地震断層のような未成熟な活断層が将来、活動するとした場合を想定している。しかし、詳細な地下構造探査をすれば、活断層の成長方向をある程度予測することは可能であるとする報告例がある（井上他、2002⁽¹¹⁾）。また活断層に関してはある程度以上の規模（長さ数 10km）の断層（主断層）に成長すれば、数 10 万年という期間においては目に見えるスケールで成長し続けることはないという報告例もある（中田・鈴木、2000⁽¹²⁾）。一方、派生断層は、横手盆地東縁断層帯（猪原他、2006⁽¹³⁾）や長野盆地西縁断層帯（宮内・武田、2004⁽¹⁴⁾）の例のように過去数 10 万年の間に分岐断層、バックスラストが新規に発生した事例があるが、将来、派生断層の発生位置を主断層の分布形状から特定することは困難である。

以上のことから、回避しきれない上記事象のうち、「内陸地震の活断層の活動」を除く 7 つの事象を検討すべき優先度が高い事象として今回の検討対象とした。なお、これらの事象に関しては、回避に関する不確実性の定量化が困難であるため、事象発生確率を 1 とした。したがってこれらの事象について、以下、事象が発生した場合の影響の規模、空間分布の時間変遷（影響伝搬プロセス）を取りまとめ、処分施設に与える影響の定量的評価方法について記述する。

3.2.3 回避しきれない起回事象の具体化

（1）活断層から派生断層の新規発生

地震・断層活動の回避対象は、産業技術総合研究所（2012b）⁽⁶⁾によって整理されているように既存の活断層（地層処分の安全評価では第四紀に活動した断層と定義）と近傍 50m～数 km のプロセスゾーンと活断層から派生している派生断層、および再活動するおそれのある大きな地質断層とされている。プロセスゾーンは、断層破碎帯の外側にある幅を持って形成される亀裂帯を含む部分のことであり、その幅は活断層の長さとの正の相関があるとされている（金折、2001⁽¹⁵⁾）。文献調査によってこれらの活断層、地質断層がすでに確認・回避されているものとするれば、評価対象地域は、活断層や大きな地質断層の存在しない場所であり、考慮すべきは、将来、既存の活断層や地質断層からの新たな断層の派生である。

新規に活断層から断層が派生し、処分施設に直接的影響を与える可能性としては、下記の 2 つのパターンがある（産業技術総合研究所、2012b⁽⁶⁾）。

- i) 内陸の活断層が活動し、新たに派生断層が発生し、処分施設に影響を与える可能性
- ii) プレート境界地震の発生に伴い、プレート境界断層から発生した分岐断層が処分施設に影響を与える可能性

i) は、既存の活断層が回避されても、評価期間内に既存の活断層から断層が新たに派生するケースであり、横手盆地東縁断層帯（秋田県）や新庄盆地断層帯などの事例がこれに該当する。横手盆地東縁断層帯は過去 160 万年間に活断層から 2 回の分岐断層の発生とバックスラスト発生の時期があったとされている。

ii) は、プレート境界から断層が新たに分岐する可能性であり、発生場所は太平洋の沿岸海域あるいは沿岸陸域に限定（例：三浦半島の活断層等）される。フィリピン海プレートが沈み込む南海トラフにおいては、195 万年前に海溝近くにおいて分岐断層の成長が始まり、155 万年

前には断層陸側の地盤が変位・上昇し、ほぼ現在の状態に至ったとされている (Strasser et al, 2009⁽¹⁶⁾)。このことから内陸の活断層に比べて、この種の分岐断層が新規に形成される可能性は低い、i) のケース同様、分岐断層発生の場所の特定は困難とされている (産業技術総合研究所、2012b⁽⁶⁾)。

図 3.2-2 に i) の事例として、横手盆地東縁断層帯の平面分布と分岐断層、バックスラスト (図中 BT) の活動履歴を示す (猪原他、2006⁽¹³⁾)。分岐断層 I、II は活断層の西方約 3km に位置し、地下構造探査の結果、地下約 1,000m において活断層から分岐したものである (図 3.2-2 左図)。中央部の分岐断層 I は、分岐断層 I と東側の主断層との間に分布する構造的な堆積物の存在とその堆積年代から、約 160 万年前に主断層から分岐し、分岐断層東側の地形面を東方に傾斜させたとされている。一方、北部の分岐断層 II は、分岐断層 I よりも遅れて約 60 万年前に活動を開始したとされている。また、バックスラスト (BT) は中央部では 35 万年前、北部では 15 万年前に活動を開始し、現在も活動しているとされている (猪原他、2006⁽¹³⁾)。

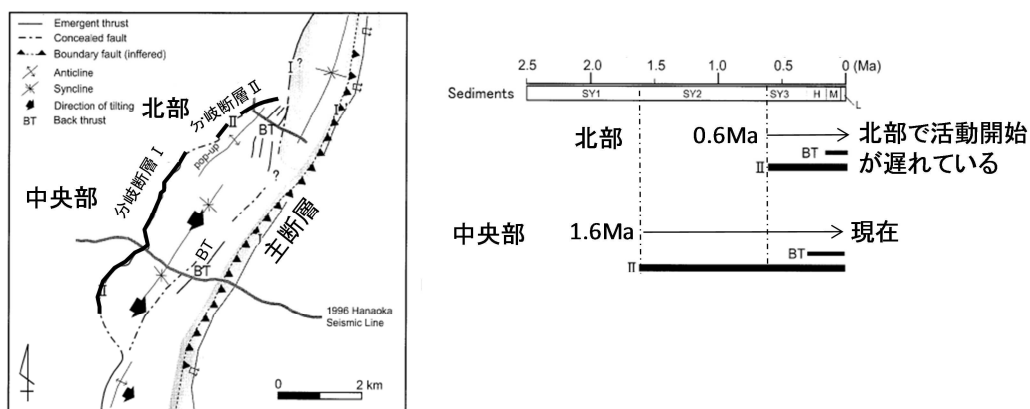


図 3.2-2 横手盆地東縁断層帯の平面分布と分岐断層の活動履歴 (猪原他、2006⁽¹³⁾)

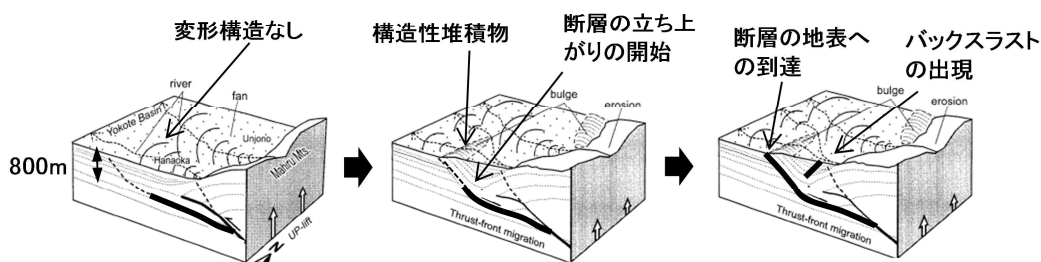


図 3.2-3 分岐断層 I の成長とバックスラスト発生との関係 (猪原他、2006⁽¹³⁾)

図 3.2-3 に示すように活断層と分岐断層との間に挟まれた地層は、もともとは水平に堆積していたはずであるため、堆積当時は、活断層からの分岐が始まっていなかったか、あるいは水平層中に分岐断層が伏在していたかどちらかである (猪原他、2006⁽¹³⁾)。しかし、その後、水平層中にある分岐断層が地層を切って地表に向かって成長した結果、東側の地層が傾動し、傾斜した地層の背後に構造的な堆積物が不整合に堆積したとされている。なお、バックスラストが発生した時期に分岐断層がすでに地表に到達していたか否かは不明であるが、断層変位に関する模型実験 (上田、2011⁽¹⁷⁾) によるとバックスラストの形成は力学的に分岐断層が地表面に到達後とされている。すなわち、分岐断層 I の場合、地下 800m において約 160 万年前に断層が地表に向かって成長を開始し、35 万年前には地表近くに到達していた可能性が高い。

このような事例は、横手盆地東縁断層帯に限らず東北地方の逆断層あるいは近畿地方～中部地方の横ずれ断層においても派生断層が数多く発生・成長したことが報告されており、たとえ活断層を回避できたとしても現在確認されていない範囲に分岐断層やバックスラストが将来数万～数10万年以内に形成される可能性があることを意味している。地表における分岐断層の発生位置は、活断層から数km以上離れており、将来を見越した派生断層の形成場所の特定は困難であるとされている（産業技術総合研究所、2012b⁽⁶⁾）。我が国において横手盆地東縁断層帯と同様に過去数10万年以内に活断層から分岐断層が発生したとされている代表例を表3.2-2に、また、バックスラストが過去数10万年以内に発生したとされている事例を表3.2-3に示す。

表 3.2-2 過去数10万年以内に発生した分岐断層

断層帯	活断層（分岐断層）	活断層からの距離	断層のタイプ	活動時期	特徴	文献
横手盆地東縁断層帯	河口断層（千屋断層）	2-3km	東傾斜、逆断層	北部：60万年前 中央部：160万年前から活動	千屋断層（12km）は長さ25kmの河口断層から160～60万年前の間に分岐し、1896年の陸羽地震時に地表地震断層として出現。北部の分岐断層は60万年前に活動を開始したとされている。	猪原他（2006） ⁽¹³⁾
十勝東縁断層帯	—（光地園断層）	10km	東傾斜、逆断層	15万年から3.3-4.2万年間隔	本断層（22km）は、先第三系と新第三系を分ける地質断層である広尾断層にほぼ一致。第四紀後期以降に断層の活動場が西から移動し、本断層が活動したとされている。	東郷（2000） ⁽¹⁸⁾
新庄盆地断層帯	経檀原断層（堀之内断層）	7km	東傾斜、逆断層	40万年前 約2,000～4,000年間隔	活断層（経檀原断層）は第四紀後期の活動はなく、数万年以上は、分岐断層である舟形、堀之内断層が活動している。	佐藤他（2006） ⁽¹⁹⁾
長野盆地西縁断層帯	—	2-6km	西傾斜、逆断層	中期更新世（20万年前以前）以降	中期更新世に西側山麓の活断層から分岐し、1847年善光寺地震の際には盆地中央に地震断層として出現（全長約10km）	宮内・武田（2004） ⁽²⁰⁾
市之瀬断層群	—	2km	西傾斜、逆断層	30万年前以降 約5千年間隔	前縁断層（長さ約3km）は山側の活断層から約30万年前に分岐。	三浦他（2002） ⁽²¹⁾

表 3.2-3 過去数10万年以内に発生したバックスラスト

断層帯（分岐断層）	長さ	断層タイプ	発生時期	特徴	文献
横手盆地東縁断層帯（千屋断層）	約1～2km	西傾斜、逆断層	北部：15万年前、中央部：30万年前	分岐断層の共役系として分岐断層と活断層の間に発生。1896年の陸羽地震の際にも活動	猪原他（2006） ⁽¹³⁾
岩手県・宮城内陸地震断層	約3km	西傾斜、逆断層	数万年前	分岐断層の東側50～80mの位置には逆向き低崖（東傾斜）が存在し、当断層はバックスラストと認定	鈴木他（2008） ⁽²²⁾

図3.2-4 (a) に断層の成長過程の概念図（Suppe、1985⁽²³⁾）を示す。表3.2-2に示す過去数10万年以内に活動した分岐断層は、活断層から分岐してすぐに地表に到達するわけではなく、図3.2-4 (a) のように万年スケールで成長するものと推定されている。表3.2-2に示した分岐断層はいずれも日本列島の東西圧縮場の下、水平短縮による褶曲前縁部に位置しており、分岐した断層が水平層から立ち上がり（ランプ形成）始める時期には断層上盤側に変形帯が形成される。前述のとおり、この変形帯が隆起、褶曲すると背後側に構造的な堆積物が形成され、その年代あるいは傾斜した地形面の年代を測定することによって断層の活動開始年代が特定できる。反射法地震探査によってこの変形帯の厚さが明らかである場合、変形帯の厚さを“断層の活動開始年代から断層が地表に到達した年代を引いた値”で割ったものが、断層の鉛直方向の平均的な成長速度となる。千屋断層の場合、バックスラストが活動し始める15万年前には分岐断層は地表に到達していた（猪原他、2006⁽¹³⁾）ことから、45万年間に800m成長したことになる。

図 3.2-4 (b) は、千屋断層北部を例に分岐断層の成長過程を分岐断層先端の位置の時間変化で表した図である。千屋断層北部においては、分岐断層が 60 万年前に活動を開始してから 15 万年前に地表に断層先端が到達するまで一定速度で成長したとするとその間の平均的な断層成長速度は 1.7m/千年となる。さらに、断層の成長が地震時にしか起こらなかったとすれば、断層の活動間隔を 3,500 年とした場合、1 回の地震による断層の成長量（鉛直方向）は 6.2m であり、断層の傾斜を 30° とすると断層に沿った 1 回の成長量は 12.4m となる。千屋断層以外の断層について、同様な計算をした結果、表 3.2-2 の新庄盆地断層帯の場合、断層方向の成長量は 33m/1 回、光地園断層は 500m/1 回と試算される。このことからおおむね逆断層帯の場合、断層の成長量は、1 回の地震あたり 10 数 m~500m/と推定される。

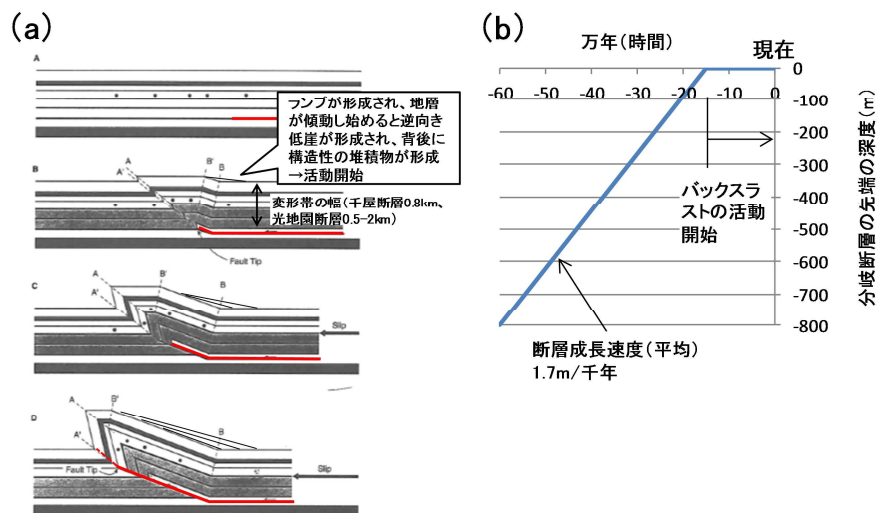


図 3.2-4 (a) 断層の成長過程と (b) 分岐断層先端の時間変化 (Suppe、1985⁽²³⁾)

なお、バックスラストについては、横手盆地東縁断層の事例しかないが、反射法地震探査から推定された断層の深さ方向の延長は 300m (猪原他、2006⁽¹³⁾) 以上であり、上盤側の地層が変形している。このことから、断層成長量は、過去 15 万年間でこの幅の変形帯が形成されたとすると 7m 以上/1 回の地震（鉛直）となり、断層の傾斜を 60° とすると約 8.2m 以上/1 回と試算される。

(2) 地質断層の再活動とそれに伴う派生断層の新規発生

新規に地質断層から断層が派生して処分施設に直接的な影響を及ぼす可能性があり、回避しきれない可能性のあるものは下記の 3 つである (産業技術総合研究所、2012b⁽⁶⁾)。

- i) 周辺の地震活動に伴って余震分布域に存在する地質断層が誘発され再活動し、処分施設に影響を与える可能性
- ii) プレート境界部の巨大地震により、局所応力場の変化によって地質断層が再活動し、処分施設に影響を与える可能性
- iii) 広域応力場の変化によって地質断層が再活動し、処分施設に影響を与える可能性

i) は、福岡県西方沖地震によって警固断層が誘発され活動した例がこれに代表されるとされている。しかし、警固断層は活断層であり、その他に鳥取県西部地震によって発生した誘発地震の例などがある。鳥取県西部地震によって誘発された断層は確かにこれまで活断層が存在しない場所にあり、地質境界が断層となっている可能性が考えられるが詳細は不明である。地震規模としては M5~M6 程度であり、地表に地震断層として痕跡を残していないことから ii)

iii) に比べると地下深部への影響は小さく、あまり重要視しなくてよいものと考えられる。ii) に関しては、2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震がその代表例として示されているが、実際、地震前後で局所的に応力場が変化したか否かについては必ずしも専門家間で意見は一致していない。従来、東北地方一帯は、東北地方太平洋沖地震の発生前は東西圧縮場であり、地震後太平洋岸の多くの地域で伸長場に転じたとされており (Kato et al, 2011⁽²⁴⁾、吉田他、2011⁽²⁵⁾)、これが地質断層の再活動のきっかけとなる可能性の根拠として示されている (産業技術総合研究所、2012b⁽⁶⁾)。しかし、地震前の震源メカニズム解によると、必ずしも地震後に東西伸長場に変化した地域は、地震前に東西圧縮場であったとは限らず、もともと正断層型や横ずれの地震が卓越する場であった可能性が指摘されている (今西、2011⁽²⁶⁾)。実際、東北地方太平洋沖地震の誘発として 2011 年 4 月 11 日に地表に現れた“いわき”の地震断層は、一部地質断層と一致するが、大部分は活断層である湯ノ山断層や井戸川断層と一致するとされている (栗田他、2011⁽²⁷⁾)。東北地方太平洋沖地震の事例以外にプレート境界部の巨大地震により、局所応力場の変化によって地質断層が再活動したという確かな事例は知られていない。

iii) は、広域応力場の変化に伴う地質断層の再活動であり、日本海拡大後の前期～中期中新世に形成された正断層が、その後の応力状態の変化によって逆断層として再活動した会津盆地西縁断層の例が取り上げられている。会津盆地西縁断層は現在の応力場において約 30 万年前に再活動を開始したものとされている (産業技術総合研究所、2012b⁽⁶⁾)。これ以外に第四紀後期に地質断層である江南断層 (埼玉県) が再活動し、さらに地下深部で江南断層から派生して 1～5km 離れた地表部に新たに断層 (深谷断層) が形成された事例がある (水野他、2002⁽²⁸⁾)。現状、iii) に関しては上記 2 例しか報告されていないが、これらは広域応力場が変化した数 10 万年前より以前に、第三紀以降活動してこなかった地質断層の再活動によって派生断層が新たに形成されたことを意味する事例である。したがって、iii) については、再活動する可能性のある地質断層が調査によって回避されたとしても、将来発生する可能性のある派生断層を回避しきれない可能性がある。

(3) 火山の新規噴火

火山活動については、概要調査で第四紀の火山活動の存在が明らかになった地区 (火山中心から 15km) や評価期間内に新たに火山活動の破壊的な影響が及ぶ地区は回避対象となっている。しかし、火山活動は第四紀を通して同じ場所で活動するもの以外に単成火山群のように火道の位置が数 10 万年～100 万年の間に移動するもの (火道不安定型) もあり、将来、同様な火山活動が発生した場合、活動の場をあらかじめ予測し、回避することは困難であるとされている (産業技術総合研究所、2012b⁽⁶⁾)。また、地下数 10km の上部マントルに低速度帯や重力異常分布域の存在が知られているが、直上には古い時代の火山 (第三紀以前の火山) しか存在しない場合、それを持って将来のマグマ発生領域の指標にはならないため、回避要件とされていない。(原子力発電環境整備機構、2010⁽³⁾)。

したがって、将来回避しきれない可能性のある火山活動としては、下記の 2 つのタイプが考えられるため、別途検討しておく必要があるとされている (産業技術総合研究所、2012b⁽⁶⁾)。

- i) 再来期間の長い複成火山が活動し、処分施設に影響を与える可能性
- ii) 単成火山が新規に発生し、処分施設に影響を与える可能性

ii) は、第四紀火山の 15km 以遠において独立したマグマ供給系が活動し、新たに火山が出現する可能性であり、過去数 10 万年以降に活動を開始した中国地方や東北地方の単成火山群が代表例である。i) は、第三紀以降火山活動の痕跡が全く知られていなかった地域において第

四紀後期において再活動した複成火山であり、東北地方の肘折火山などが代表例である。

火山活動の場合、日本列島に一樣に分布するわけではなく、プレートの配置に支配され地域ごとに分布傾向が異なる。回避対象となっている第四紀火山の多くは、プレートの沈み込み境界から陸側プレート内の 200~300km 離れた位置にある火山フロント上に密に分布する。これは、第四紀以降はマグマの発生位置が島弧海溝系によって支配されているためである（久城、1983⁽²⁹⁾）。火山フロントは第四紀以降ほとんど位置に変化がなく、将来、火山フロント周辺で多くの火山は活動し続ける可能性が高い。しかし、中国地方など火山フロントが不明瞭な地域や火山フロントから大きく外れた場所において第四紀の火山活動が見られる事例がある（産業技術総合研究所、2012a⁽⁵⁾、産業技術総合研究所、2012b⁽⁶⁾）。上記 ii）はこれに該当する。将来の新規の火山活動の可能性を評価するためには、まずは第三紀後期以降の火山活動の地域性と活動履歴をレビューし、i）ii）のタイプの火山活動の規模、特徴に関する事例から、将来新規火山噴火が発生する可能性のある地域と新規火山が発生した場合、処分施設に与える直接的な影響について以下に整理する。

(a) 火山噴火の地域性と活動履歴

図 3.2-5 は、東北・北海道地域におけるマグマ発生領域の時空変遷を示したものである。図左の平面図は物理探査に基づく低速帯・重力異常帯（黒色部：ホットフィンガー）の分布図を示しており、東北・北海道地域の場合、確かにホットフィンガー内には 2Ma（200 万年前）以降に活動を繰り返している第四紀火山が含まれている（Tamura et al、2002⁽³⁰⁾）。図の中央および右は、さまざまな時代の火山岩（10Ma 以降）の東西方向の採取位置とその化学組成から、地下のマグマの発生時期と発生深度との関係を等年代線で表した図である（近藤、2004⁽³¹⁾）。図に示すように火山フロント（VF）ではマントル中部～上部（地下約 30km）にかけての広い領域で活発にマグマが活動している一方、前弧側（FA）東部では、過去 10Ma まで遡った場合にマグマの活動はあったが、5Ma 以降の活動は存在していない。このことから、東北地方においては火山フロントよりも太平洋側では 10 万年程度の将来においては新たな火山活動の発生は考えにくいとされている（近藤、2004⁽³¹⁾）。火山フロント（VF）よりも西側の背弧側（BA）では、10Ma から 5Ma にかけてその活動域は縮小し、現在（0Ma）は 50km 以深にマグマの活動範囲が限られていることがわかる。前述のとおり、これら岩石学的証拠から推定されたマグマ発生域は前述の物理探査から推定されたホットフィンガーの分布域に大半含まれるが、一部、肘折火山のようにホットフィンガーの外側にあっても約 1.2 万年前に火山活動を開始した例もある（宮城、2007⁽³²⁾）。

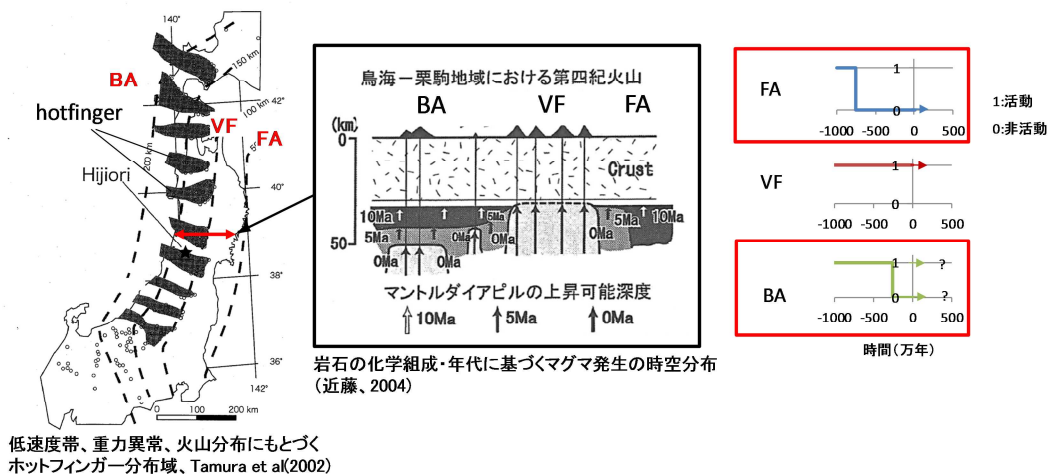


図 3.2-5 東北・北海道地域におけるマグマ発生領域の時空変遷（近藤、2004⁽³¹⁾）

表 3.2-4 に東北・北海道地域において過去数 10 万年以内に新たに発生した火山の一覧表を示す。表中、肘折火山から砂子原火山までは東北地方、銭亀火山は北海道である。肘折火山と銭亀火山は火山フロントよりも西方数 10km の位置にあり、ホットフィンガーの外側に位置する。沼沢火山と砂子原火山はホットフィンガー内に含まれるが、火山フロントから 30km 以上西に位置しており、回避要件から漏れている地域に該当する。肘折火山と銭亀火山は全く火山の存在しない場所に新規に出現した火山であり、沼沢火山と砂子原火山は表に示す通り第四紀以前に火山活動があった場所に第四紀以降に火山が形成された例である。すなわち、第四紀火山が分布する火山フロント (VF)、ホットフィンガーを回避した領域においても将来 10 万年後、新規に火山が発生する可能性を否定できない。それぞれ火山の規模、火山発生後の活動履歴は、表に示す通りであり、沼沢火山のように火山発生から現在まで 6 回の活動があったものもある。火道径は数 100m~1.2km であるが、カルデラ径は数 km であることから、もし、処分施設を火山が直撃した場合、火山噴火によって数 km 四方が物理的、熱的影響を受ける可能性がある。

表 3.2-4 東北・北海道地域において過去数 10 万年以内に発生した火山

火山名 (火山の種類)	カルデラ径	火口 (火道) の大きさ	噴出物総体積	活動年代	噴火形態・特徴	文献
肘折火山 (複成火山)	2km	190~250m 以下	2km ³ (降下物: 0.6km ³)	1.2 万年以降 4 回	火砕流と降下軽石を伴う爆発的な噴火~マグマ水蒸気爆発、プルニー式	宮城 (2007) ⁽³²⁾
沼沢火山 (複成火山)	3-4km	数 100m~1.2km 以下 (溶岩ドームの幅, 数 100m?)	4.8km ³	11 万年以降 6 回	小型カルデラ、じょうご型火口の位置は噴火ごとに移動し、異なる火道が形成。火山中心から 10km 以内は 4Ma 以降、全く火山活動がなかったエリアに新たに火山が出現	Yamamoto (2007) ⁽³³⁾
砂子原火山 (複成火山)	5km	深部で数 100m~1km	10km ³ 以下	60 万年	小型カルデラ、じょうご型。7Ma 以降全く火山活動が確認されていないエリアに新規火山が出現	山元 (1992) ⁽³⁴⁾
銭亀火山 (単成火山)	不明	不明 (津軽海峡沖 2km)	不明	3.3-4.5 万年	給源火口 (海底) から 5-8km の海岸線に約 20m 厚の火砕流堆積物が堆積	鈴木 (2013) ⁽³⁵⁾

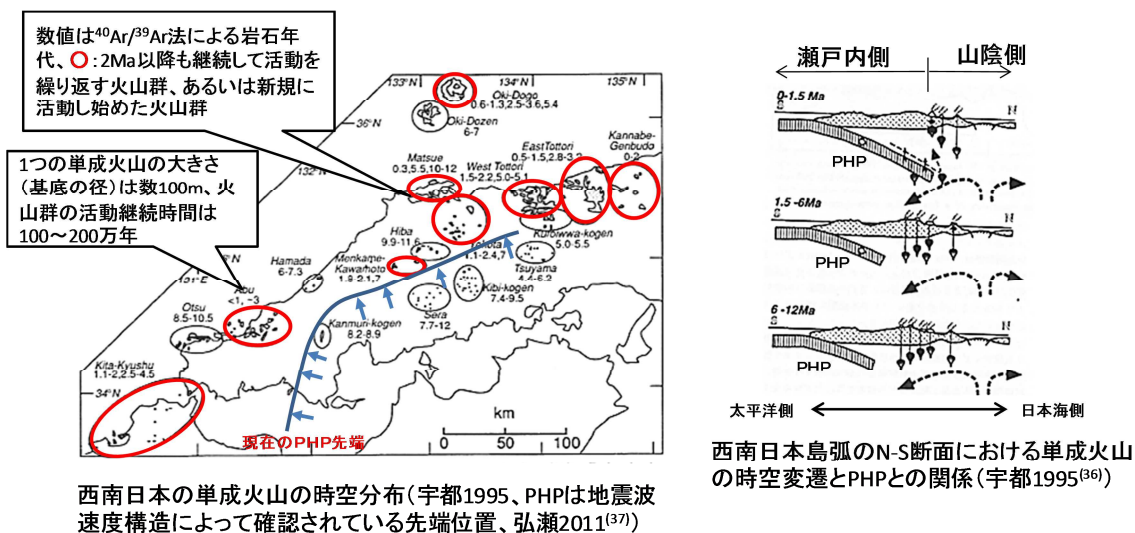


図 3.2-6 中国・四国地域におけるマグマ発生領域の時空変遷 (宇都、1995⁽³⁶⁾)

図 3.2-6 に中国・四国地域における火山の分布・岩石年代とフィリピン海プレートの時空変遷との関係を示す。中国・四国地域については東北・北海道地域と異なり、火山フロントやホットフィンガーは明瞭ではなく、島弧海溝系の火成活動は存在しないとされている。一方、12Ma

以降、山陰地域においては火山碎屑物が累積し東西に延びる地溝帯の存在が知られており、堆積物中の岩石組成から地溝帯は、背弧拡大に伴う火成活動の結果の産物であるとされている(宇都、1995⁽³⁶⁾)。山陰地域から中国山地にかけての単成火山はこの種の火成活動によって形成されたものであり、活動時期は12Maから0.3Maである(図3.2-6左図)。

図中、赤丸あるいは黒丸で囲った範囲は一つの単成火山群を表しており、複成火山と異なって数10kmの範囲に火山が散在している。単成火山群の分布と岩石年代との関係を見ると、瀬戸内側では古い時代の活動のみであり、山陰側は活動を停止したものもあれば、第四紀以降も活動が継続しているものもある(赤丸)。図に示すように地震波探査に基づき、南方から沈み込んでいるフィリピン海プレート(青矢印：移動方向)の先端は青線で示した位置にあり(弘瀬他、2011⁽³⁷⁾)、第四紀の単成火山群は直下にフィリピン海プレートが存在しない領域において発生していることがわかる。このことから、宇都(1995)⁽³⁶⁾は、もともと第四紀以前は瀬戸内側においても単成火山群の活動はあったが、その後フィリピン海プレートの沈み込みに伴ってマグマの上昇経路が遮断されたためにその活動は停止したと推定している。一方、山陰側においてはフィリピン海プレートの沈み込みによるマグマ上昇への影響はないため、プレートの沈み込み速度から考えて将来も単成火山の活動が続く可能性があると言及している。

なお、山陰地域に限定した場合、必ずしも第四紀の単成火山は、それ以前から活動のあった単成火山の近くに発生しているとは限らず、第四紀以前には全く活動していなかった領域において活動を開始した例もある(例：神鍋火山群、阿武火山群)。このことは、現在、単成火山が存在しない空白域において将来火山が新規に形成される可能性があることを意味している。したがって、調査で単成火山群が回避されたとしても、火山の存在しない地域において新規に火山が発生する可能性を否定できない。表3.2-5に山陰地域において第四紀以降に発生した単成火山群の特徴を示す。阿武火山群は過去200万年間に10回の活動があり(宇都、1987⁽³⁶⁾、角縁他、2000⁽³⁹⁾)、神鍋火山群は、過去68万年間に6回の活動があったとされている(住鋳コンサルタント株式会社、2001⁽⁴⁰⁾)。1つの火道(火口)の幅は数100m~1km以内であるが、火山群の分布は10km~15kmと広範囲であり、東北地方の複成火山と異なり火道不安定型の特徴を有する。もし、このタイプの火山が処分施設から10km~15km離れた地点で噴火したとしても次の活動で処分施設を直撃する可能性がある。ただし、噴出量は複成火山の1/100以下である。

表3.2-5 中国地方において第四紀以降に発生した単成火山群の活動と特徴

火山	火山群の活動範囲	火口(火道)の幅	活動年代(K-Ar年代)	噴火形態・特徴	文献
阿武火山群	10-15km	600~800m以下(基底の径)	200万年~数万年間に10回の活動	アルカリ玄武岩(小規模溶岩)、カルクアルカリ安山岩(溶岩円頂丘)	宇都(1987) ⁽⁴²⁾ 角縁他(2000) ⁽³⁹⁾
神鍋火山群	15km	250m(基底の径)以下、火道位置は2か所(距離200m)	68万年、21万年、17万年、10万年、5万年、2万年	アルカリ玄武岩(スコリアの噴火~溶岩流出)、火山群のうち1地点の総噴出量(上佐野)： $5.1 \times 10^6 \text{m}^3$	住鋳コンサルタント株式会社(2001) ⁽⁴⁰⁾

九州地方においては、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う島弧-海溝系の火山活動が存在し、第四紀以降、阿蘇や始良などで代表される大規模なカルデラ形成が特徴であり、火山の分布は南北方向であり、プレートの沈み込み方向との関係から火山フロントであると認定されている。火山フロントは第三紀後期(4~6Ma)は現在よりも西に位置しており、時代とともに東へ移動したとされている(茂野、2009⁽⁴¹⁾)。現在、九州南西部において第四紀の火山活動が見られないのは火山フロントの移動が関係しているとされている(宇都他、1996⁽⁴²⁾、茂野、2009⁽⁴¹⁾)。しかし、沖縄トラフの背弧拡大域が九州北部まで延長しているとされており(茂野、2009⁽⁴¹⁾)、現在の火山フロント、北部九州の背弧拡大域周辺が回避されたとしても、九州北部

に見られる第四紀の背弧拡大が将来的に九州南西部に波及する可能性を否定できない（茂野、2009⁽⁴¹⁾）。このことから、九州地方においては、第四紀火山の空白域である九州南西部においても将来火山活動が発生する可能性を否定できない。

中部地方においては、伊豆半島から東北地方に至る火山フロントは回避され、火山フロントの西側から近畿地方東部にかけて火山空白域が残ると考えられる。ただし、中部地方には御嶽山から数 km～30km 離れた位置に上野玄武岩類が散在していることが知られている（中野他、2000⁽⁴³⁾）。上野玄武岩類は 2.8Ma 以降、火道位置を変えながら活動を続けている単成火山群であるとされており、時代が経過するにつれ非島弧型から島弧型に岩石の組成が変化したと報告されている。もともと山陰タイプの非島弧型の火山活動が、将来、御嶽火山や乗鞍火山と同類の島弧型の火山として火山フロント近くに限定した範囲での活動に止まるのか不明であるとされている（中野他、2000⁽⁴³⁾）。

(b) 火山噴火の規模、特徴と直接的影響

火山噴火が発生すると火道が処分施設と交差することにより、交差した部分の人工バリアと廃棄体は物理的に破碎（廃棄体は溶融しないが、熱応力破壊）され、火山噴出物とともに地表に放出されることとなる。一方、火道の通過を免れた処分施設は地下に残存し、熱、水理、力学、化学の間接的な影響（後述）を受けるものと考えられる。火山の噴火のタイプは表 3.2-6⁽⁴⁴⁾に示すように地下のマグマの組成や温度に起因し、緩やかな噴火から爆発的な噴火まで 6 種類

（ハワイ式～水蒸気爆発）が知られており、我が国ではハワイ式以外の火山が存在する。水蒸気爆発（広義）には図 3.2-7 に示すように地下のマグマが地下水層と接触するか否かによって水蒸気爆発とマグマ水蒸気爆発に分類される。前者の場合、地下水層へは熱の供給だけであるのに対して後者はマグマ自体が接触するためマグマからの物質の供給があり、噴火の規模も大きい特徴を持っている。通常マグマ噴火との違いは、マグマ噴火の場合、噴出物の構成岩石がマグマ起源の本質岩片からなるのに対して、マグマ水蒸気爆発は火道周辺の異質岩片を多く含んでいる点である。

表 3.2-6 火山の噴火のタイプと特徴⁽⁴⁴⁾

噴火の様式	ハワイ式	ストロンボリ式	ブルカノ式	プリニー式	プレー式	水蒸気爆発
噴火の特徴	割れ目から粘性の低い玄武岩質の溶岩を流出させる。	比較的粘性の低いマグマが間欠的に爆発噴火、半固結溶岩を数百メートルの高さに噴き上げる。	高圧の火山ガスにより、溶岩を数千メートルの高さに噴き上げる。	発泡した溶岩を 10,000m 以上の高さに噴き上げる。	山頂火口に溶岩円頂丘が形成される。その斜面の一部が崩壊して小規模な火砕流を生じる。	マグマの熱で生じた高温高圧の水蒸気が爆発的な噴火活動を引き起こす。
火山の例	キラウエア（ハワイ） マウナロア（ハワイ）	ストロンボリ（イタリア） 伊豆大島三原山（1986～87） 阿蘇山	ブルカノ（イタリア） 桜島 浅間山	セントヘレンズ（アメリカ、1980） ピナツボ（フィリピン、1991）	モンブレール（西インド諸島、1902） 雲仙普賢岳（1990～）	三宅島（1983） スルツェイ（アイスランド、1963）
火山体	盾状火山	成層火山	成層火山	成層火山 カルデラ火山	成層火山 カルデラ火山 （溶岩円頂上）	マール
噴火の様子	穏やかに噴火 溶岩流が多い	爆発的に噴火 火山弾や軽石、火山灰が多い		爆発的で熱雲を伴う	爆発的な噴火	
特徴的な噴出物	アア溶岩 パホイホイ溶岩	紡錘状火山弾	塊状溶岩 パン皮状火山弾	軽石 スコリア	火砕流	破碎されたガラス質岩片
噴出物の外観	黒・暗灰色	←————→ 灰・淡灰色		灰・淡灰色	————	
マグマの性質	玄武岩質	←————→ 安山岩質		デイサイト質 ～流紋岩質	安山岩質～ デイサイト質	————
マグマの粘性 (SiO ₂ 量)	低い (少ない)	←————→		高い (多い)	高い (多い)	————
マグマの温度	1200℃	←————→ 1100℃	←————→ 1000℃	←————→ 900℃	900℃	————

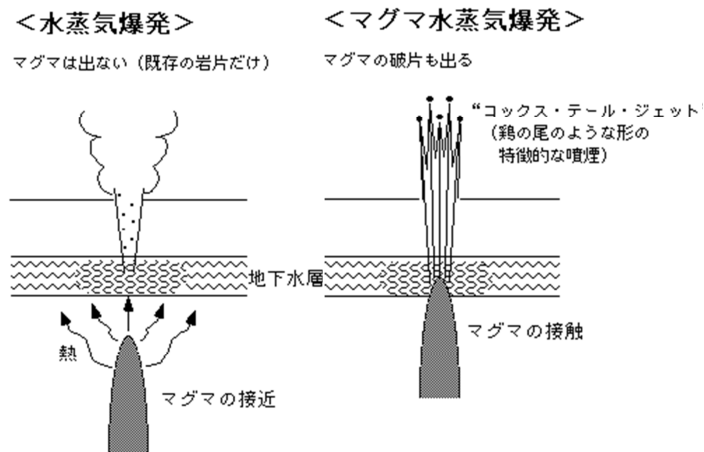


図 3.2-7 マグマ水蒸気爆発と水蒸気爆発との違い (宮城、2007⁽³²⁾)

過去数 10 万年以降に活動した東北地方の肘折火山や沼沢火山等の複成火山はマグマ水蒸気爆発を伴っている。一方、中国地方の神鍋火山や阿武火山など単成火山群は、複成火山と比べると規模は小さいが、やはりマグマ水蒸気爆発を伴っていることが知られている。表 3.2-7 に過去数 10 万年以内に噴火した火山の噴火様式および規模を示す。表に示す通り、神鍋火山、肘折火山はいずれも大量の火山灰と火山岩塊を放出しており、肘折火山の場合、偏西風の影響を受け東方数 10km の範囲まで噴出物が分布している。1 回の噴火で火口周辺における噴出物の厚さは最大 1m であり、火口から離れるにつれ厚さは減少する傾向にある。両火山とも最大噴火時には、異質岩片を数 10%以上含んでおり赤褐色に変色していることから、もともと火道周辺の岩盤の岩片がマグマ中に取り込まれた際に高温酸化したもの (900℃以上) と考えられている (宮城、2007⁽³²⁾)。

表 3.2-7 過去数 10 万年以内に噴火した火山の噴火様式および規模

火山名	給源深度	最大噴火時の噴出物の分布範囲 (厚さ)	火山の特徴	噴出物の種類、粒径	文献
上佐野火山 (神鍋)	—	東西 1km, 南北 0.6km	火山活動は 4 つのステージがあり、いずれも初期にマグマ水蒸気爆発 (異質岩片含)、続いてストロンボリ式噴火	火山岩塊 (火口近く最大長径 2m)、火山弾 (数 cm~20cm)、火山礫 (1~数 cm)、火山灰 (1cm 以下)	野村他 (1996) ⁽⁴⁵⁾
肘折火山 (水蒸気噴火)	地下数 100m	東西、南北とも 10km (各層 10~70cm<、火口付近で厚い)	水蒸気爆発、主に噴出物中は粒径 0.5cm~数 cm の赤褐色の異質岩片を多量に含む降下角火砕物からなる。	平均粒径 2.8-4.0mm (最大直径 30cm 以上、比重 1.14g/cm ³)、火山噴出物 (2.0km ³) のうち約 3 割 (0.6km ³) は降下火砕物 (テフラ)、残りの 7 割 (1.4km ³) が火砕流堆積物として火口近傍に堆積	宮城 (2007) ⁽³²⁾
肘折火山 (マグマ水蒸気噴火)	地下 1,850~1,350m	東西約 40-60km、南北 15km (各層 10 数 10cm<)	過去 1.2 万年間に 4 回噴火、異質岩片の含有率は 50%~70%		

図 3.2-8 は、火道周辺岩盤の温度分布を推定した事例である。これは現在活動中の火山の火道周辺の温度分布を観測したのではなく、過去に地下深部において形成された火道が、その後、隆起・侵食によって地上に露出した露頭からジルコン、アパタイトを分離・抽出し、FT 年代およびトラック長の短縮率を測定することによって平衡温度が求められた例 (梅田他、2001⁽⁴⁶⁾) である。この事例では火道周辺母岩への熱の影響範囲は火道の接触面から岩体規模の数分の 1 であり、肘折火山や単成火山の火道の幅が 200~600m であることを考えると火道から最大 100m 程度は熱的影響を受けていた可能性がある。上記のことから、もし、同規模の火山が処

分施設を直撃した場合、火道の幅である数 100m 範囲内にある廃棄体を含む人工構造物は物理的な破壊を受け、地上に放出され、さらに地下においては火道周辺の 100m 前後の範囲が 600℃ 前後以下の熱的影響を受ける続けるものと推定される。なお、火道の冷却時間の研究事例はないが、地上に噴出した火砕流が噴出後、冷却するまでの時間に関する数値計算（石丸・角田、2002⁽⁴⁷⁾）結果によると、周辺母岩が通常の地温勾配に戻るのに数 100 年～1,000 年にかかるものと推定されている。

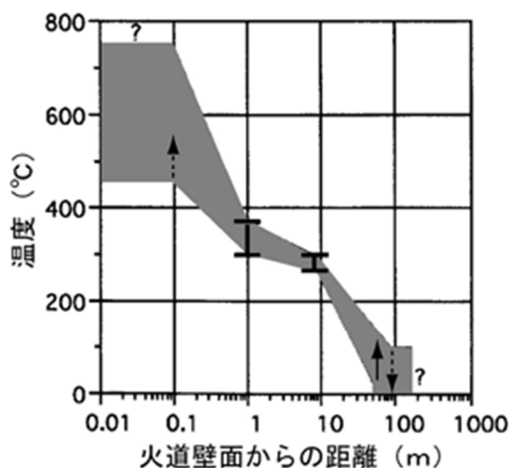


図 3.2-8 火道形成後の周辺母岩の温度分布（梅田他、2001⁽⁴⁶⁾）

（4）火山の新規貫入

火山活動のうち貫入の多くは既存の火山から 15km 以内に含まれ、文献調査によって回避されるものと予想されるが、一部、既存火山の活動に伴って三宅島の例のように山体から 15km を越える範囲において新たに岩脈が発生するものについては回避しきれない可能性がある。また、新規火山が形成されれば、火山中心から 15km 以内に岩脈が形成され、処分施設に影響を与える可能性がある。ここでは前者の事例として三宅島、後者の事例として三原山と伊豆大島の例を挙げ、その特徴を整理し、将来、新規貫入によって処分施設が受ける可能性のある影響を検討する。

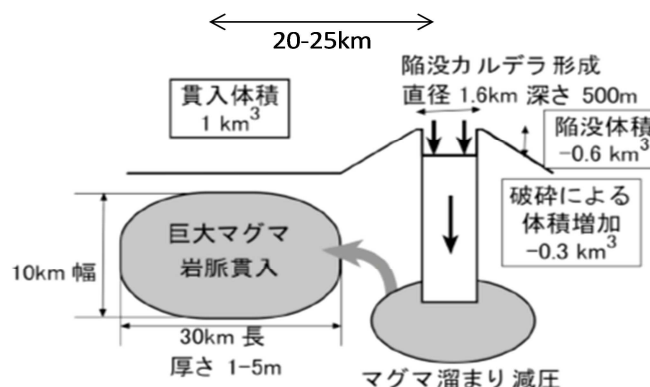


図 3.2-9 2000 年三宅島噴火における岩脈形成プロセス（篠原、2007⁽⁴⁸⁾）

図 3.2-9 に三宅島の噴火における岩脈形成プロセスの例（篠原、2007⁽⁴⁸⁾）を示す。2,000 年の活動時に貫入した三宅島の岩脈は島の中心から北東に 20～25km 離れた位置に北西－南東方向、

厚さ 1~5m の板状に伸びた形状を呈しており、岩脈の上端は海底下 1.5km にある。島中央でのマグマ活動に伴って火口が陥没するとともにマグマは火山性地震データから北西に長さ 30km の範囲にわたって分布しているとされている。表 3.2-8 に三宅島、伊豆半島沖、伊豆大島の個々の岩脈の特徴、分布範囲について示す。伊豆大島や三宅島の例にも見られるように 1 つの岩脈の最大幅は数 m 程度であるが、同一方向に複数条の平行岩脈が並走している特徴がある。岩脈の間隔は伊豆大島の例では、1km~数 km であり、火山体の裾野と同程度の広がりを持っていると思われる。

表 3.2-8 火山活動に伴う岩脈の分布・特徴、活動時期

火山 (温度)	活動時期 (活動間隔)	火山中心から岩脈中 心までの距離	岩脈貫入面の大き さ、上端深度	岩脈の伸びの 方向、開口幅	推定に用いたデータ、解 析方法	文献	
三宅島 (1000- 1100℃)	2000 年 (6-8 月)	南に 2-3km の陸域	大きさ： 6.6×2.6km、上端 深度：0.5km (最 大成長時)	東西、0.7m	ボアホール式傾斜計による傾斜観測データ、開口割れ目、球状収縮源モデル、3 成分磁力計	藤田他 (2002) ⁽⁴⁹⁾	
		北西に 20km の海域	大きさ：8×3km、 上端深度：1.5km (球状圧力源を 仮定)	北西-南東、4m		三宅島周辺の 4 島の GEONET の GPS 観測デ ータ	名古屋大 学他 (2004) ⁽⁵⁰⁾
		北西に 25km の海域		北西-南東、6m			
伊豆半 島沖	1989/7/1 (50-60 年間 隔)	最大 15km (給源は北 北西 20km の海底火 山) の海域	大きさ： 15×6-14km、上端 深度：？	北西-南東、1m	地殻変動、地震分布の解 析	小山 (1993) ⁽⁴⁵⁾	
伊豆大 島	1986 年 11 月	火口を中心として北 西-南東方向 (平行岩 脈、12km 長、1~数 km 間隔)	深度：0-4.5km (一部割れ目噴 火)	0.1-1m	地震データからのインバ ージョン解析、震源分布	鬼澤他、 気象庁 (2008) ⁽⁵²⁾	

岩脈の貫入温度は不明であるが、三宅島の火山中心付近の温度が 1,000~1,100℃であり、岩脈はこれと同程度かもう少し温度は低いと考えられる。処分施設の大きさが 1×2km とし、もし新規に岩脈が発生したとすれば、1 本~2 本の岩脈が処分施設と交差する可能性が考えられる。

(5) 泥火山の新規出現

泥火山とは、地下深くの粘土が地下水およびガスなどとともに地表または海底に噴出し、堆積した円錐状の地形や高まりとされており、その高さは数 m~数 10m であるが、中には 500m に達することもあるとされている (千木良・田中、1997⁽⁵³⁾)。現在、陸上では国内 4 か所において泥火山の存在が確認されている。図 3.2-10 左図に現在までに国内において確認された泥火山の位置とガス徴、油砂、油田、構造的ガス田の分布および歪集中帯 (黄緑) の分布を示す (産業技術総合研究所、2014a⁽⁵⁾)。図に示すように、泥火山は、ガス徴、油砂、油田、構造的ガス田とともに、新潟~東北地方、北海道の日本海側に広く分布する第三紀堆積岩が褶曲する変動の激しい歪集中帯の中に位置する。多くは、これらの地質条件に地震等の影響が加わり、地表にガスや泥水、土塊が噴出した結果として泥火山が形成されたと考えられている。図 3.2-10 右図に泥火山の形成プロセス (石原・田中、2009⁽⁵⁴⁾) を示す。新潟地域の場合、泥火山直下 400m の堆積岩中には化石塩水と流動性の高い泥で充填された泥溜りからなる泥チャンバーが存在し、さらに深度 3,500m にはメタンガスが溶存し、異常間隙水圧を示す化石塩水からなる貯留層があるとされている。このことと化石塩水の年代や地下水水質等から、以下のような形成過程を経て泥火山が形成されたと推定されている (石原・田中、2009⁽⁵⁴⁾)。

- ① 深度 3,500m に化石塩水が貯留しており、粘土鉱物の脱水による異常間隙水圧発生のため地下水が上昇。さらに水溶性メタンの脱ガスによって、急激な体積膨張を伴い、深度 400m

に泥チャンバーが形成

- ② ガス圧の上昇に伴う水圧破碎によってマッドブレッチャー（泥岩の破碎角礫の集合体）が形成、上昇の際には一部背斜軸の翼部などに弱線（泥脈の形成）を通じて、破碎しながら地表まで上昇、噴出

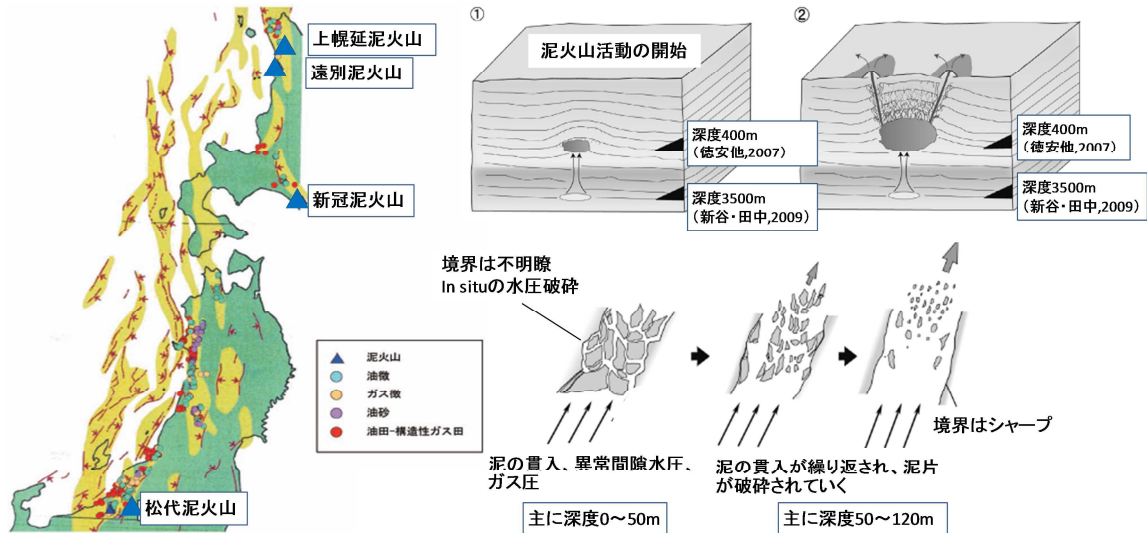


図 3.2-10 泥火山と歪集中帯の分布(左図)、泥火山の形成プロセス(右図) (石原・田中, 2009⁽⁵⁴⁾)

泥チャンバーから地表までの泥脈の中は、図 3.2-10 の右下に示すようなマッドブレッチャーを含むパイプ状の泥脈が存在しており、ボーリングコアの深度 50m 以浅では泥脈付近では岩片化し原組織が残されている一方、深度 50m 以深においては泥岩が細片化し、上方へ流動している様子が読み取れる。このことから泥チャンバーにおいて水圧破碎したマッドブレッチャーを含む泥水は深度 50m 付近まで上昇し、地表には泥主体の塩水のみが供給されたと解釈されている。さらに、地表に噴出した泥の堆積物の年代から、泥火山が活動したのは約 25,000~38,000 年前と報告されている (石原・田中, 2009⁽⁵⁴⁾)。

新潟以外の泥火山の活動時期と特徴を表 3.2-9 に示す。いずれも泥チャンバー、泥脈は褶曲構造の背斜軸付近に位置し、深部に水溶性ガスを含む高圧地下水の貯留が存在するという共通点がある。文献調査、概要調査によって既存の泥火山、泥チャンバー、石油やガス田などの資源が存在する地域が回避されたとしても、泥火山の形成年代が 12 万年以降であることを考えると、泥火山の存在しない地域において新規に泥チャンバーが形成され、処分施設が直接的影響を受ける可能性を否定できない。しかがって、もし、回避できなかった場合、将来、表 3.2-9 と同規模の新規泥火山の発生の可能性を想定しておく必要がある。

表 3.2-9 泥火山の活動時期と噴火の特徴

泥火山	地質・地質構造	泥チャンバー、ベント(泥脈)の深度、幅	活動時期	水圧、水質	特徴、噴出形態	文献
新冠	中新世泥岩～砂岩、礫岩、NW-SE 背斜軸付近	泥チャンバー：不明 泥脈：幅 10m 前後 背斜軸に沿って 9 か所 地表の噴出物の範囲の最大は 750m×330m	最終間氷期(12 万年前)～現在まで、間欠的	不明、12 万年間異常高圧が継続	岩脈中は、数 10cm 以下の砂岩・泥岩の角礫（一部モザイク状に分離→水圧破碎の特徴）、鱗片状粘土、未固結粘土からなる。噴出は地震時に泥水とともにメタンガスが噴出。地震時に上昇する高圧地下水の流路は一定。	千木良・田中 (2009) ⁽⁵⁵⁾ 、田近他 (2009) ⁽⁵⁶⁾

松代 (蒲生地区)	新第三系～第四紀の泥岩～砂泥互層、ENE-WSW方向の背斜、向斜軸	泥チャンパー：深度300～800m、幅400～500m、泥脈：深度300m以浅、数10m以下	2万5千年～3万8千年前以降現在まで、間欠的	泥チャンパー：ガス圧1.6MPa、Cl:2,000ppm、pH=8～9、深度2,000mで過剰間隙水圧 $\Delta h=5MPa$	地下3500mから異常間隙水圧を持つ地下水が上昇、泥チャンパーを形成、一部が上昇、泥脈を通じて地表に噴出。噴出物は2～10mmの亜鉛礫～角礫の泥岩岩片と還元的な環境を示す淡青色粘土	田中・石原(2009) ⁽⁵⁷⁾ 、鈴木他(2009) ⁽⁵⁸⁾ 、宮川他(2007) ⁽⁵⁹⁾
上幌延	第三紀泥岩(増幌層)NS背斜軸部	泥チャンパー、泥脈：不明、地表の噴出物の範囲：40m×20m	不明～現在	Cl=7,000ppm、pH=7、ORP=-62mV	泥火山生成プロセスは不明、噴出物の90%はメタン	酒井他(2010) ⁽⁶⁰⁾
遠別	—	泥チャンパー、泥脈：不明、地表の噴出物の範囲：9m×9m	—	塩水(組成は不明)	噴出孔のある池からは常時可燃性ガスが噴出	高橋他(2006) ⁽⁶¹⁾

(6) 大規模マスマーブメントの新規発生

大規模マスマーブメントは、前述のとおり、崩壊物質量が100万m³超ですべり面深度が数100m以上のものが対象とされている(千木良、1995⁽⁹⁾、産業技術総合研究所、2012a⁽⁵⁾)。もし、大規模マスマーブメントが評価期間内に発生し、処分施設が移動地塊内に存在する場合、数km四方にわたる短期的な亀裂の発生、クリープやずれ破壊を伴い、直接的な影響がおよぶ可能性があるため、回避対象とされている(産業技術総合研究所、2012a⁽⁵⁾)。図3.2-11に国内における代表的な大規模マスマーブメントの分布と赤石山脈の赤崩れのマスマーブメントの地質平面図(上図)、地質断面図(下図)を示す(千木良、1995⁽⁹⁾)。

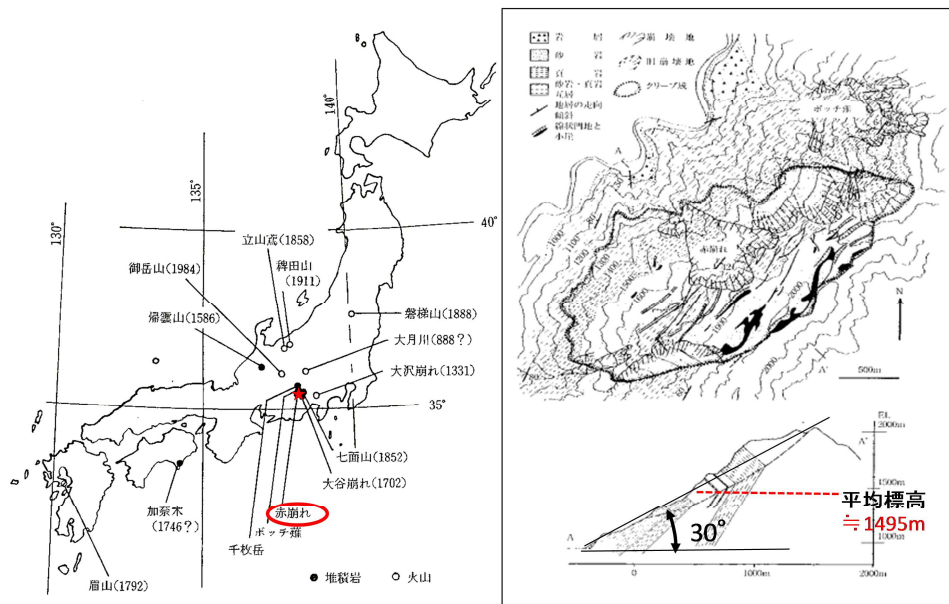


図 3.2-11 大規模マスマーブメントの分布と赤崩れの地質断面図(千木良、1995⁽⁹⁾)

表 3.2-10 非火山地域の大規模マスマーブメントの地形的特徴と地質

マスマーブメント	河川名	尾根の標高	谷部の標高	平均標高(斜面の傾斜)	隆起速度(発生時期)	地形、地質、誘因	文献
赤崩れ(赤石)	大井川	2,000m	900～1,000m	1,495m(30°)	2～4m/千年(?)	古第三紀砂岩・頁岩岩盤クリープ、不明	千木良1995 ⁽⁹⁾
七面山(赤石)	富士川	1,980m	600～680m	1,341m(29°)	2～4m/千年<(1852年)	古第三紀砂岩・頁岩岩盤クリープ、地震	(隆起速度は、米倉他2005) ⁽⁶²⁾
大谷崩れ(赤石)	安部川	2,000m	950～1,010m	1,500m	2～4m/千年<(1702年)	古第三紀砂岩・頁岩岩盤クリープ、地震	
千枚岳崩れ(赤石)	大井川	2,750m	1,350～1,380m	2,050m(30°)	2～4m/千年<(?)	古第三紀砂岩・頁岩岩盤クリープ、不明	

図示したマスムーブメントのうち、火山岩地帯に含まれるものや、崩壊物質量が 100 万 m^3 を超えているがすべり面深度が数 100m 以下のものを除くと、赤石山脈の 4 か所（赤崩れ、大谷崩れ、七面山、千枚岳）に限定される（表 3.2-10）。なお、火山地帯のマスムーブメントについては、いずれも第四紀火山中心から 15km 以内に含まれているため、マスムーブメントの対象から除外した。上記 4 か所のマスムーブメントが位置する地点の平均標高は 1,341m~2,050m であり、地表面の傾斜は 30° 以上であるとともに隆起速度は 2~4m/千年（米倉他、2005⁽⁶²⁾）と特殊な地質環境条件を示している。いずれのマスムーブメントも右図の地質断面図に示すように、トップリングを伴うクリープ性の変形を呈しており、クリープ底部にすべり面がある。これは小規模なマスムーブメント（すべり面深度が数 10m 程度の地すべり）の多くのものが標高数 100m 以下において発生し、地表面の傾斜が $10^\circ \sim 30^\circ$ で層面すべり（一部風化層基底のすべり）である（上野・田村、1992⁽⁶³⁾）ことを考えると地形・地質学的特徴を異とする。また、大規模マスムーブメントは、数万年前から年間数 cm 以下という緩慢な速度で地表部分のクリープが進行し、表 3.2-10 に示すように、一部のものは 200~300 年前に地震をきっかけとして急速に活動し始めたとされている（千木良、1995⁽⁹⁾）。上記のことから、既存の大規模マスムーブメントが回避されたとしても、現在、大規模マスムーブメントが確認されていない地域においても、上記に示したような地形的・地質的発生条件が揃えば、同規模のマスムーブメントが数万年以内に発生する可能性を否定できない。また、処分施設が平野・丘陵のような低地・丘陵部に設置されたとしても将来、隆起・侵食が進み上記のような地形的・地質的発生条件を満たせば、大規模マスムーブメントに至る可能性があることから、これについては別途、検討しておく必要がある（後述）。

（7）隆起・侵食に伴う露呈と大規模マスムーブメントとの関係

隆起・侵食（地震性隆起や相対海面変化等も含む）に伴うサイトの対地深度変化による露呈については、特に隆起速度の大きい山岳地帯において発生する可能性が高く、侵食速度の評価が重要となる。回避要件から過去 10 万年間の隆起量が 300m を越えており（隆起速度 $>3m$ /千年）、侵食速度が $3m$ /千年超の地域は候補地から除外されるものとし、それ以外が評価対象地域となる。露呈とは、上載層が徐々に侵食され、処分施設が地表面に近づき、評価期間内に地表に露呈するケースであるが、露呈に至る途中の過程で処分施設が地表面に近づいた際、すべり面深度に関係なくマスムーブメントが発生する可能性がある。これは侵食の一過程であるため、露呈の中で両者の関係を以下で検討する。

我が国における侵食速度については、藤原他（1999）⁽⁶⁴⁾、長谷川他（2005）⁽⁶⁵⁾などによって全国レベルで現在値についてはよく整備されている。図 3.2-12 は、全国のダムの堆砂量に基づく侵食速度分布図（長谷川他、2005⁽⁶⁵⁾）である。図に示すように侵食速度が $3m$ /千年を超えるのは中部山岳地帯の一部の地域のみであり、大半の地域は侵食速度が $3m$ /千年以下である。ただし、この値は現在の侵食速度であり、将来にわたって一定ではない。侵食速度については、前述のとおり隆起速度以外に対象地点の標高、隆起開始からの経過時間に依存し、海面変化による相対的な標高変化の影響も受ける。その他に植生や地質条件、降水条件によっても侵食の程度は左右されるが、地形変化による影響よりは小さいとされている（藤原他、1999⁽⁶⁴⁾）。

Ohmori（2003）⁽⁶⁶⁾、藤原他、1999⁽⁶⁴⁾ はダム堆砂量のデータと 50mメッシュの数値地形図を用いて侵食量と高度分散量との間に相関関係が見られることを示し、さらに 50mメッシュの数値地形図から標高値と高度分散量との間にも相関があることを明らかにした。これをもとに標高値（平均標高）と侵食速度との関係を定式化し（大森の式： $E=7.8 \times 10^{-5} \times H^{1.39}$ ）、侵食量の評価に用いている。なお、ダム堆砂量は全国 82 箇所（平均 30 年間のダム堆砂量の計測値）であり、

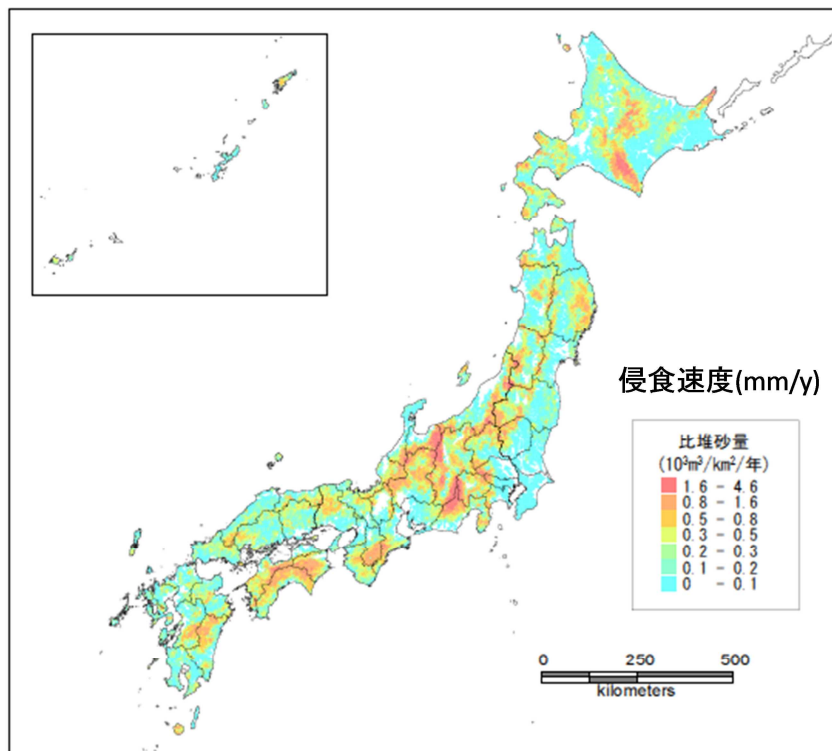


図 3.2-12 全国のダム堆砂量に基づく侵食速度マップ (長谷川他、2005⁽⁶⁵⁾)

各地域の1年間のダム堆砂量を各流域面積で除した値を侵食速度としている。

図 3.2-13 に大森の式が将来の時刻 t においても成り立つとした場合、時刻 t における侵食量 ($\Delta H(t)$) と平均標高 (H_t) との関係を示す。左図に示すように隆起速度一定とすると時間経過とともに隆起量 (隆起速度 \times 時間) は直線的に増加し、平均標高も増加するため、それに応じて侵食量 ($\Delta H(t)$) も増加する (Ohmori、2003⁽⁶⁶⁾)。

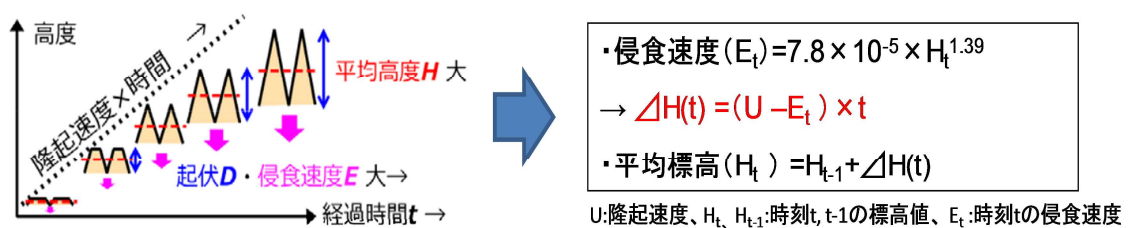


図 3.2-13 大森の式に基づく経過時刻 t における侵食速度と平均標高の関係

また、海面変化による上下方向の相対的な標高変化量を隆起量に加算した場合、図 3.2-14 のように表すことができる。図右は、対象地点の現在の標高が 180m にあり、隆起速度 U が 0.5m/千年として海面が 10 万年サイクルで 120m 昇降を繰り返した場合の地表面標高の変化を示している。標高は、氷期において隆起量に海面低下量が加算され、一方、間氷期においては海面上昇量が差し引かれるため、右図に示すように経過時間とともにのこぎり状の変化を示す。

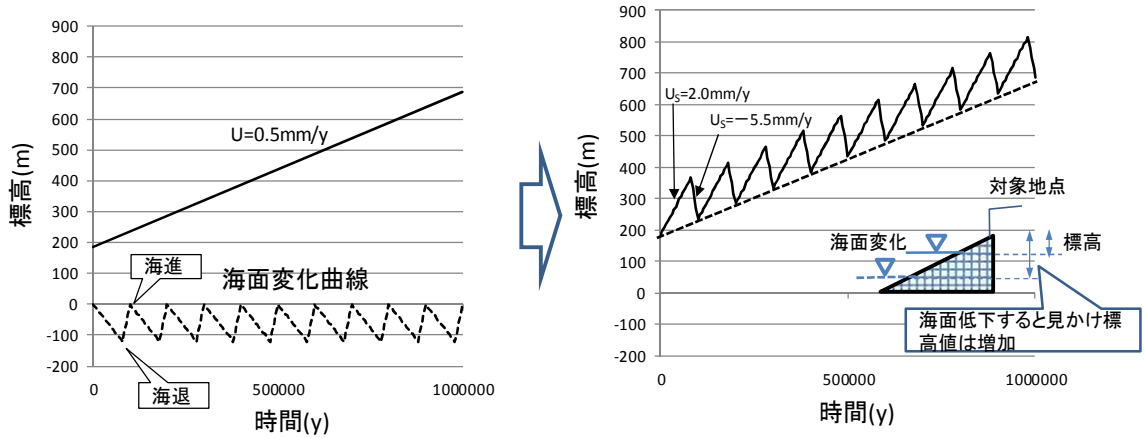


図 3.2-14 隆起、海面変化を考慮した地表面標高の時間変化

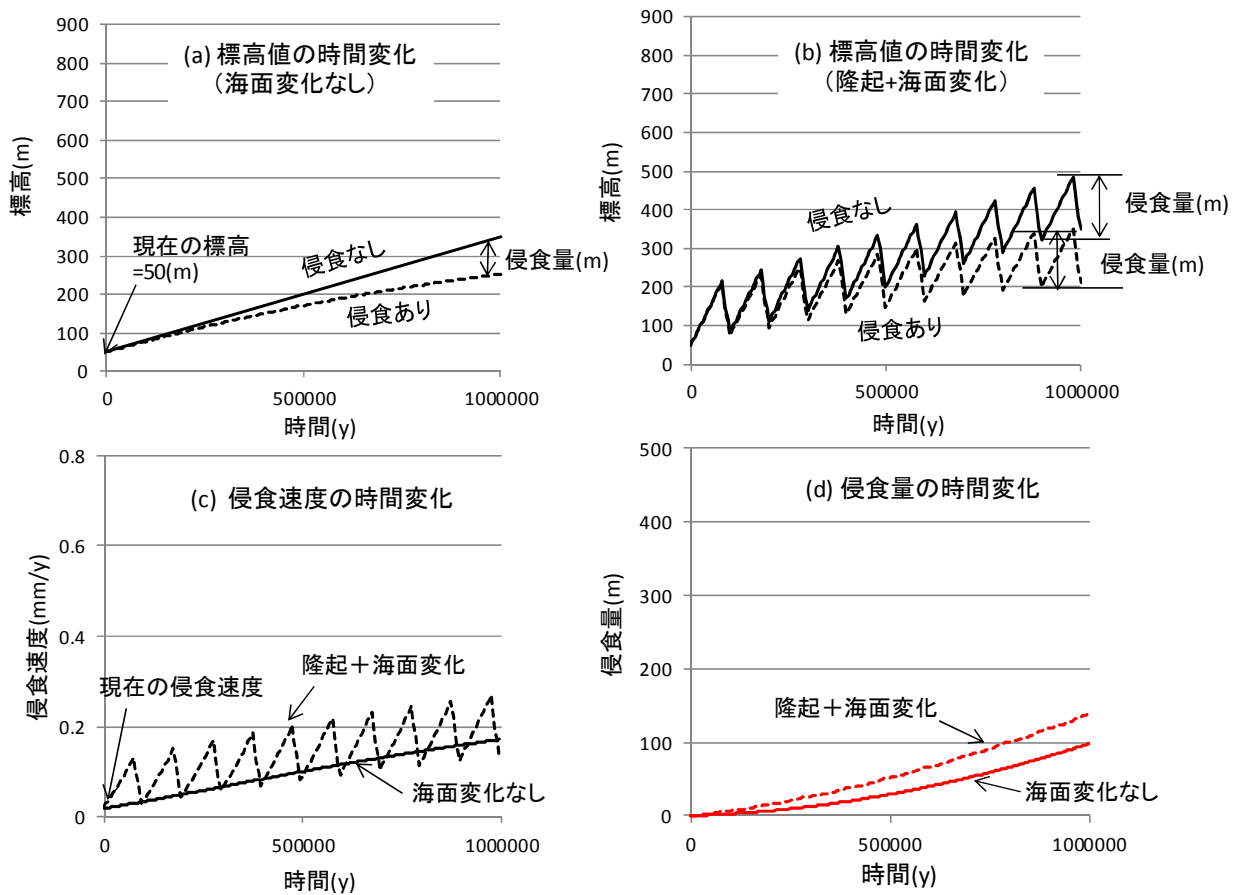


図 3.2-15 海面変化を考慮した侵食量の時間変化

図 3.2-15 は、隆起速度を 0.3m/千年、現在の対象地点の標高を 50m とし、海面変化を考慮した場合と考慮しない場合の侵食量の時間変化を大森の式から計算して図化したものである。図 3.2-15 (a) は、海面変化を考慮しない場合、図 3.2-15 (b) は海面変化を考慮した場合の将来 100 万年間の標高変化図であり、図中、侵食ありと侵食なしの標高差が時刻 t における地表面の侵食量となる。図 3.2-15 (c) は、侵食速度の時間変化、図 3.2-15 (d) は、図 3.2-15(a) (b) をもとに侵食量と経過時間との関係を表した図である。図 3.2-15 のケースでは対象地点を隆起

速度が0.3m/千年と比較的小さい沿岸域を想定しているため、100万年経過しても侵食量は100m程度であり、仮に処分深度Dを-300mとしても露呈することはない。

なお、海面変化による侵食量への影響は図 3.2-15 (d) に示すように 100 万年経過後は、数 10m 程度である。大森の式から求めた上記の侵食量はあくまで平均標高に基づく平均侵食量であることから、過小評価である可能性が残る。ただし、処分施設（数 km 四方）がある程度の広がりを持っていて、露呈するレベルに達するか否かを判断する1つの目安としては有効であると考えられる。そこで、さまざまな隆起速度、現在の地表面標高（原標高）を想定して上記の方法で侵食量を試算した。その結果、現在の標高を 50m のまま、隆起速度 0.3m/千年を 0.8m/千年に設定した場合、あるいは隆起速度を 0.3m/千年に固定し、地表面標高 50m を 350m とした場合、100 万年後の侵食量は 300m を超え、処分施設（D=-300m）が露呈する結果となった。

図 3.2-16 に現在の対象地点の標高を 0m とした場合の将来 100 万年間における侵食量の経時変化、および侵食量から推定される処分施設の露呈時期を計算した結果の一例を示す。文献調査によって過去 10 万年間の隆起量が 300m（隆起速度が 3m/千年超）を超えている地域は、事前に回避されることから、将来 10 万年程度は隆起速度が 3m/千年を超える地域が選ばれる可能性は低い。しかし、仮に将来 10 万年間隆起速度が 3m/千年以下であったとしても、それ以降、隆起速度が増加すれば、10 万年以降の早い時期に処分施設が露呈する可能性が考えられる。実際、宮崎平野の例では、35 万年前、隆起速度が 0.1m/千年から 1m/千年に増加したことが報告されている（長岡他、2010⁽⁶⁷⁾）。図 3.2-16 (a) は、10 万年後に隆起速度が 0.3m/千年から 3m/千年に変化した場合の地表面標高と侵食量との関係を示した図である。この場合、時間とともに侵食量は増加し、100 万年間でおよそ 1,100m に達する。図 3.2-16 (b) は、現在の処分深度 D が 300m、500m、1,000m の 3 つのケースについて地表面標高と処分施設の位置との関係から露呈時期を推定した図である。図中、処分施設は時間とともに隆起した分だけ標高を増し、侵食された地表面に近づいていく。最終的に地表面と交差した時期が処分施設の露呈時期となる。処分深度 D が 300m~1,000m の場合、右図に示す通り、露呈時期は約 50 万年~100 万年の間であり、処分深度が浅い場合ほど早く露呈する。

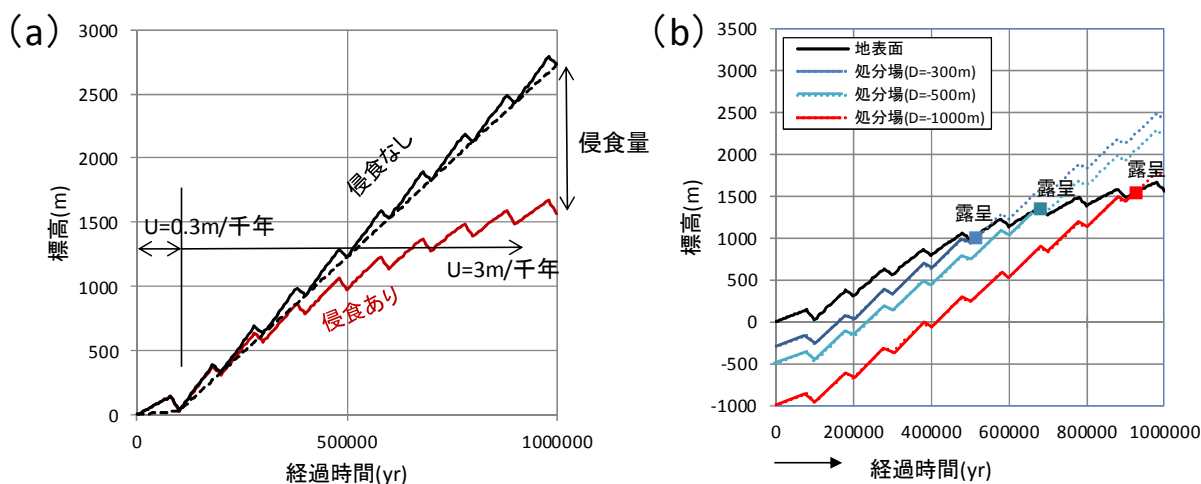


図 3.2-16 (a) 将来の侵食量の時間変化と (b) 処分深度と露呈時期との関係

処分施設が露呈するまでの間は、地表面では絶えず侵食（上部削剥）が進み、前述のとおり対象地点の平均標高が 1,341m 以下であっても通常規模（すべり面深度が 300m 以下）のマスマーブルメントは発生する可能性がある。現在、国内において既往調査で確認されているマスマー

ブメントのすべり面深度と平均標高との関係（千木良、1995⁽⁹⁾、上野・田村、1992⁽⁶³⁾ 他のデータを参照）は、図 3.2-17 (a) に見られるように、平均標高が増すとともにすべり面深度が大きくなることから、図 3.2-17 (b) にマスマーブメントのすべり面の平均標高を投影した（黒破線）。図中、標高 0m においてはマスマーブメントが発生しないため、すべり面深度を 0m とし、地表面と一致させた。図に示すように、処分施設は、時間経過とともに地表面と交差する前にマスマーブメントのすべり面（基底面）と交差する。地表面とマスマーブメントのすべり面との間がマスマーブメントの発生する可能性がある領域であることから、図中、黄色部がマスマーブメント発生により処分施設が物理的破壊を受ける範囲となる。すなわち、処分施設の露呈とマスマーブメント発生との関係で言えば、処分深度が 300m の場合、マスマーブメントの発生により影響を受け始める時期は、露呈よりも 10 万年早く約 40 万年以降であり、それ以前はマスマーブメントも露呈も発生しない上部削剥の時期となる。また、赤崩れ相当の大規模マスマーブメントが発生し、処分施設に影響を与えるためには前述のとおり対象地点の地表面の平均標高が 1,480m 以上に到達していることが求められる。したがって、その発生条件は、図 3.2-17 (b) のマスマーブメント発生領域のうち、地表面標高が 1,480m 以上に達する 98 万年以降、処分深度が D=-900m~-1,000m のケースに限定される。

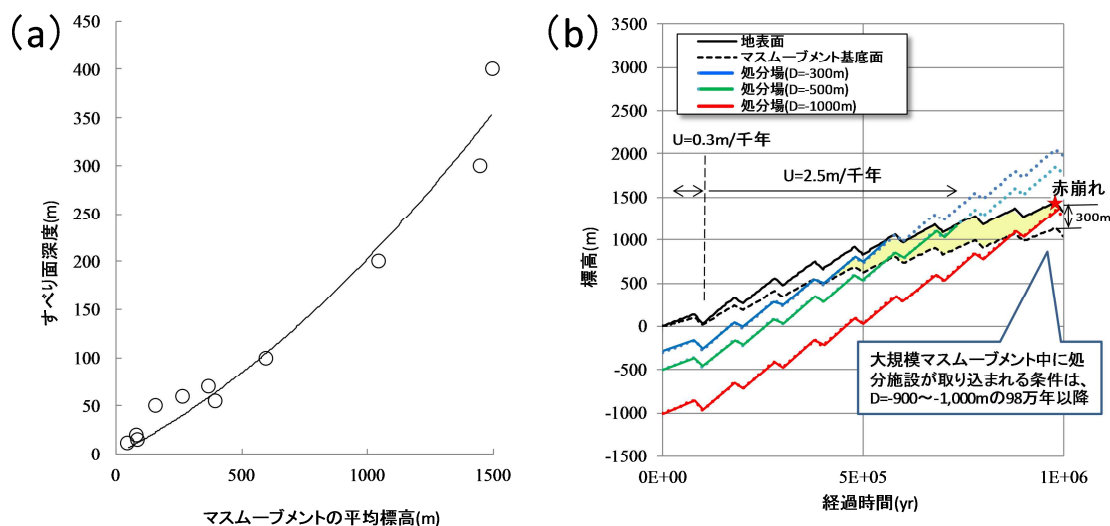


図 3.2-17 (a) マスマーブメントの標高とすべり面深度との関係、および (b) 処分深度とマスマーブメント発生との関係

3.2.4 起因事象発生に伴う派生事象の種類と処分施設への影響

処分施設に直接的な影響を与え、回避しきれない起因事象は前述のとおり 6 事象（表 3.2-1）である。事象によっては火山のように地域性があるものと露呈やマスマーブメントのように地域性というよりは時間とともにリスクが大きくなる事象とがある。しかし、一旦これらの事象が発生した場合、処分施設に多大な影響を及ぼす可能性がある。以下にこれらの事象が発生した場合の影響シナリオについて検討する。表 3.2-11 に表 3.2-1 の 6 事象が発生した場合の派生事象の影響の種類と伝搬プロセスを示す。表中、地震活動と火山活動（貫入）については水理、熱、化学の影響、マスマーブメントと泥火山は水理、化学の影響、隆起・侵食による露呈と火山活動（火山噴火）は、処分施設全体あるいは一部が地表接近、露呈するため、水理・化学・熱、力学に関して影響を受けることになる。

表 3.2-11 回避しきれない事象発生による派生事象の種類と影響

事象	起因事象 (6 事象) と内容		派生事象の影響の伝搬プロセス、影響の種類	
地震活動→サイト	G4,G10,G16,G22	地震活動に伴う断層変位・岩盤の変形、亀裂発生	間隙構造変化→サイト内の透水性変化→地下水流動変化	水理
			地質構造変化→水理的境界条件の変化→酸化性地下水の流入、地下水流動経路の変化	水理化学
			地殻歪変化→応力の再配分→サイト内の水圧の変化(動水勾配の変化)→地下水流動変化	水理
			地質構造変化→深部からのサイト内への熱水流入・周辺の地下水流動の変化、水質変化、温度変化	熱水理化学
火山活動(噴火)→サイト	G33,G40,G41	火山活動に伴う噴火による破碎	マグマ噴火と水蒸気爆発で地下 2km 以浅の母岩が破碎、廃棄体も破碎・大気中に放出あるいは廃棄体が火口近くに移動・落下→THMC 環境条件の変化、地表水の関与、流出	水理化学 熱力学
			・マグマ噴火によって地下に残存した火道周辺の地質構造変化、熱水流体の上昇→地下水流動変化、熱水流体の流入による水質変化、温度変化	水理化学 熱
火山活動(貫入)→サイト	G34,G42	火山活動に伴う貫入による変形・破碎	・貫入による平行岩脈の形成→岩脈中への廃棄体の取り込み→地表近くまで移動、温度上昇 ・貫入による平行岩脈周辺への熱水・ガスの供給→水質変化、マグマ浸出水と廃棄体との化学的相互作用、火山性流体の移動とともにへの核種が移動	水理化学 熱
地震活動→泥火山→サイト	G28M,G29M,G30M,G31M	地震活動による泥ダイアビルが地下に貫入、地表に噴出、変形・破碎	・マッドチャンバーの脱ガス→地下数 100m の母岩の水圧破碎→塩水の上昇とともに母岩、緩衝材等の構造物の一部が地上へ放出→地表水の関与、流出 ・地下に残存する廃棄体周辺の地下水流動方向は上向きとなり、塩分濃度は増加	水理化学
地震、火山、隆起・沈降→(地質構造の変化)→侵食・堆積→サイト	G28L,G29L,G30L,G31L,G37-1	地震活動・火山活動に伴うマスマーブメントの発生による物理的な変形・破壊	クリープ変形に伴う地質構造・間隙構造の変化→廃棄体周辺の透水性変化→地下水流動経路の変化、酸化性地下水の流入	水理化学
	G8,G14,G20,G26,G37	地震活動、火山活動、隆起・侵食によるサイトの対地深度変化による露呈、破碎	対地深度変化、露呈、間隙構造の変化→THMC 環境条件の変化、地表水の関与、流出	水理化学 熱力学

(1) 地震・断層活動に伴う派生事象

地震活動については、表 3.2-11 の地震活動→サイトに示す 4 事象と断層変位、侵食に伴う対地深度変化による露呈の計 5 事象である。この 5 事象のうち透水性の変化、過剰間隙水圧発生、地下水流動変化を一連の水理的影響とみなせば、派生事象の種類と THMC の影響の関係から、図 3.2-18 に示す 4 (I~IV) 事象に集約される。

- I : 処分施設を断層が直撃し、処分施設周辺の水理特性、地下水流動が変化するケース
- II : 断層直撃後、処分施設を含む上盤側は、地震のたびに隆起(逆断層の場合)し、侵食によって対地深度が変化し、やがて露呈に至るケース
- III : 分岐断層を通じて地下深部から熱水が地震時に処分施設に流入するケース
- IV : バックスラストが発生・成長し、地表近くに到達すると、地表から酸化性地下水が深部へ流入するケース

図 3.2-18 の I の場合、形成された断層は回避しきれなかった分岐断層であり、前述のように処分施設直下に調査で見落とされた分岐断層が存在し、将来、断層が成長し、処分施設を直撃することにより、処分施設の透水性や水圧が変化するケースである。なお、応力変化に伴う水圧変化は、透水性変化に比べると地下水流動への影響は小さいとされている(佐藤・高橋⁽⁷⁰⁾)。

また、地震発生前後の断層の透水性の変化量については直接観測された事例はない。ただし、兵庫県南部地震発生後の野島断層の注水試験の事例では、地震発生直後から10年経過後までの断層の透水係数は低下し、ほぼ一定値に収束していることから、少なくとも地震発生によって断層の透水係数は数倍以上一旦増加し、地震後、徐々に低下し地震前の値まで戻ったものと推定されている(北川他、2004⁽⁶⁸⁾)。また、南カリフォルニアの花崗閃緑岩の例では、地震による井戸水の水圧応答と地震動の大きさとの関係から、深度200mにおける亀裂・断層を含む岩盤の透水係数は地震後3倍に増加したと推定されている(Elkhoury et al, 2011⁽⁶⁹⁾)。その他、地震前には活断層より山側で地下水位が平野側よりも高かったが、地震後に山側の水位低下とともに平野側の水位が上昇したとされていること(佐藤・高橋⁽⁷⁰⁾)などからも地震前後に断層の透水性が増加した可能性が高い。

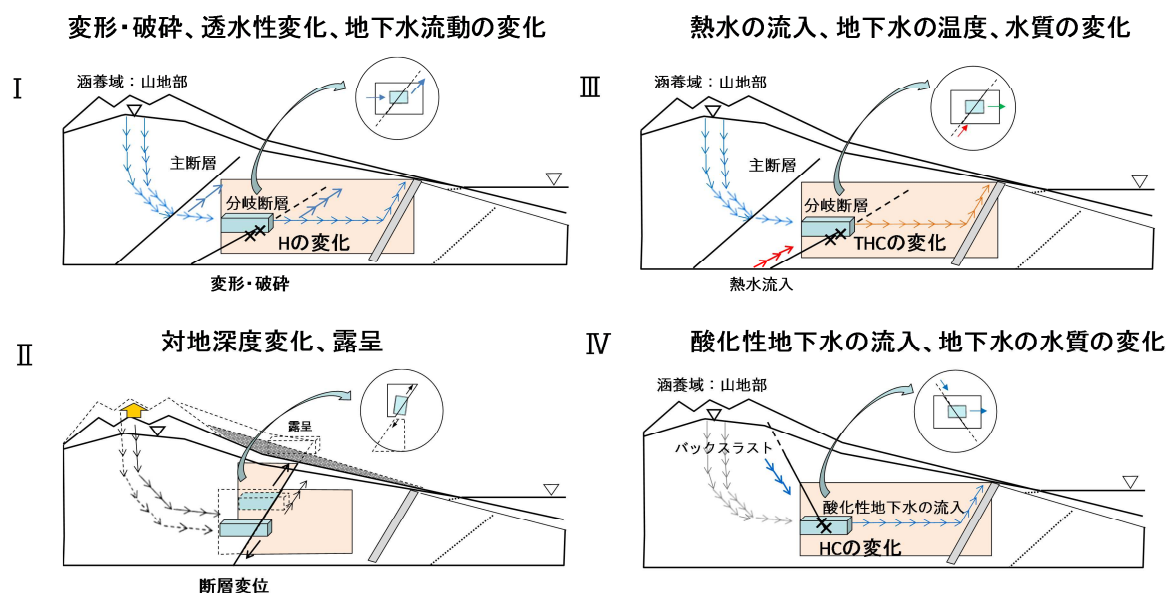


図 3.2-18 断層直撃により発生する派生事象の種類と影響

図 3.2-18 の II の場合、処分施設が露呈するためには、上盤側の隆起・侵食による地表面の削剥が必要であり、前述のとおり、隆起速度と対象地点の平均標高、経過時間によって露呈時期が決まる。露呈後は地表付近の速い流速の影響を受けるとともに、酸化的な環境にさらされるため、酸化性地下水との反応による化学的な影響を受ける。

図 3.2-18 の III の場合、処分施設が断層によって直撃された後、断層の成長とともに漏れ出した核種は地表に向かって深部熱水とともに移動・流出する可能性がある。分岐断層が新規に発生し、断層沿いに熱水が上昇した事例は知られていないが、既存の活断層に沿って熱水が地震時に湧出したという報告例はある。表 3.2-12 は、地震時に活断層沿いに熱水が上昇・湧出した事例である。兵庫県南部地震、新潟県北部地震、北海道南西部沖地震、松代地震の例ではいずれも地震後に断層沿いの井戸の水温が上昇しており、一部には湧水量が増加したケースもあることから地震活動との関連づけがなされている。水質については表 3.2-12 に示すように確認されているものはすべて高塩分濃度地下水であり、奥尻島の例では、地震後に Cl 濃度が 4,700ppm から 7,006ppm に変化したとされている。六甲地域の熱水は有馬型(西南日本に特徴的な非火山性地下水、酸素・水素同位体比から化石海水とは区別されマントル起源の熱水)であり、その他の地域はジオプレッシャー型の熱水(被圧された化石海水起源の熱水)とされている。

表 3.2-12 地震時に活断層沿いに熱水が上昇あるいは地表に湧出した例

断層名	地震	観測位置	測定・観測データ	深部熱水の種類と供給メカニズム	文献番号
六甲断層系 (猪名川周辺)	兵庫県南部地震 (1995)	観測井戸 (地表部)	地震直後水温が上昇し、3年後には水温は元の値に回復	・水温減衰の時定数が大きいことから、ソースは地下深部の帯水層と推定→地殻内の歪や応力変化に伴って被圧されていた深部の間隙水が地震によって上昇	Tsukuda et al(2005) ⁽⁷¹⁾
有馬-高槻構造線 (有馬温泉)	慶長伏見地震(1597)	温泉井戸 (地表部)	地震直後水温が急上昇 (40℃→90℃)	・地下深部から有馬型熱水 (マントル起源の熱水) の上昇量が増加し、浅部における天水との混合の可能性	益田(2011) ⁽⁷²⁾
月岡断層周辺	新潟県北部地震 (1995)	温泉井戸 (地表部)	地震後湧水量、水温、水質が変化	・活断層に沿って地震時に噴出した熱水は、水質の観点から周辺の地下に存在する泥岩をキャップロックとする被圧帯水層の化石塩水由来→深部の被圧されたジオプレッシャー型熱水が地震時に湧出	大木他(1999) ⁽⁷³⁾ , Xu and Oki(2004) ⁽⁷⁴⁾
松代地震断層	松代群発地震(1965年以降)	温泉井戸 (GL-0~GL-1800m)	地震後湧水量の増加、水質変化 (Na,Cl, CO ₂ の増加)	・地震とともに深部帯水層から有馬型熱水 (マントル起源の熱水) が湧出し、天水と混合	奥澤・塚原(2001)他 ⁽⁷⁵⁾
奥尻島北西部の海域の断層	北海道南西部沖地震	温泉井戸 (GL-93m)	地震後水温、Cl濃度が上昇 (76℃→95℃ 4,700ppm→7,006ppm)	・深部には広く化石塩水が分布しており、熱源は第三紀の火山起源のマグマ。水質データから地震により、化石海水が上昇と解釈	都築他(1994) ⁽⁷⁶⁾
湯の岳断層 (いわき温泉周辺)	福島県浜通りの地震 (2011.4)	温泉井戸 (常磐、浜通り周辺)	地震後、断層下盤側が圧縮場となり、深部から熱水が湧出、2年経過しても水位は回復せず。	・地震とともに深部正断層から高I/Cl比を持つ化石海水が上昇し、地表水によって希釈された地下水が湧出したとされている。Iの起源は先白亜系の基盤よりも深部から供給されたとされている。	Togo et al(2014) ⁽⁷⁷⁾

熱水の上昇メカニズムについては、新潟の事例に見られるように活断層沿いで湧出している地下水の組成・同位体比が、泥岩をキャップロックとする地下数 100m 以深の被圧帯水層中の水質、水素・酸素同位体比と一致することから、地震時に被圧帯水層中の化石塩水が断層を通じて上昇したと推定されている。また、有馬型熱水については、マントル起源水であることや地震後の湧水の水温減衰の時定数が大きいこと、有馬温泉源の比抵抗分布図から低比抵抗を示す熱水は深度 600m 前後までは断層沿いに賦存している点 (西村他、2006⁽⁷⁸⁾) などから、熱水は地下 600m 以深の被圧帯水層に貯留されていたものが、地震後に断層や亀裂を通じて地表に供給されたものと推定されている (表 3.2-12)。以下に熱水上昇プロセスを具体化するため、地震前後の地下の水理的变化と水質変化について整理する。

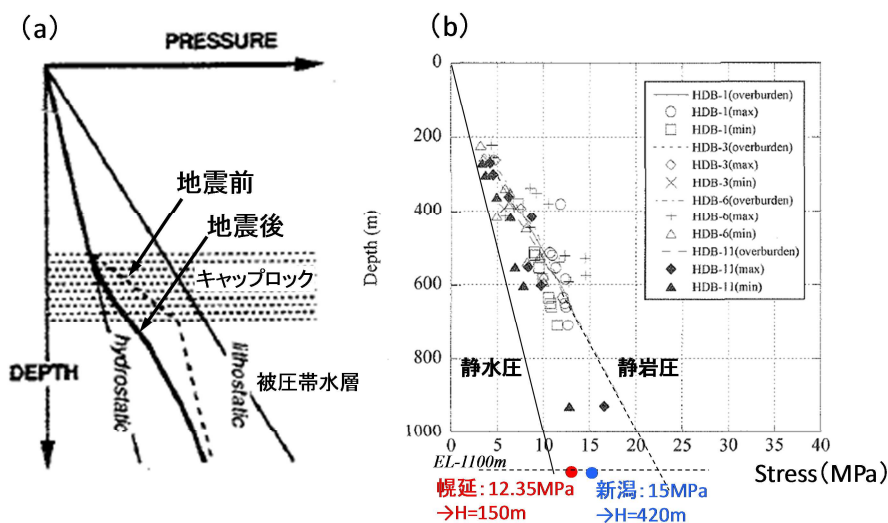


図 3.2-19 (a) 地震前後の水圧変化 (Sibson, 1992⁽⁷⁹⁾) と (b) 異常間隙水圧と深度との関係 (千木良・中田、1994⁽⁸⁰⁾、操上、2007⁽⁸¹⁾、真田他、2008⁽⁸²⁾)

図 3.2-19 (a) に地震前後の被圧帯水層中の水圧変化の概念図 (Sibson、1992⁽⁷⁹⁾) と図 3.2-19 (b) に応力と深度との関係を示す。Sibson (1992) ⁽⁷⁹⁾ は、水理学的に深部に静水圧を超える間隙水圧を保持する帯水層が存在する条件として透水性の低いキャップロックの存在が必要であり、地震時にキャップロックと交差する断層の透水性が上昇することによって、帯水層の圧力消散とともに断層を通じて地下水が地表に噴出するとしている。その後、次の地震イベントが発生する数千年の間に断層部分のセルフシーリングが起こり、再び帯水層の水圧がもとの値に戻るというモデルを提唱している。被圧帯水層中の水温が高い場合、新潟の事例のように熱水が噴出することとなる。地震時に噴出する湧水量、熱水の流速は、断層の透水性の変化量と帯水層の被圧状態の変化に伴う動水勾配の変化量に依存する。国内において過剰間隙水圧が観測されている事例として新潟堆積盆や幌延の事例 (千木良・中田、1994⁽⁸⁰⁾、操上、2007⁽⁸¹⁾) がある。図 3.2-19 (b) はこの 2 地域の間隙水圧 (全水頭 (m) に変換) と幌延の初期応力観測値 (真田他、2008⁽⁸²⁾) を示した図である。幌延の場合、増幌層が被圧帯水層となっており、それより上位の透水係数の低い稚内層下部がキャップロックの働きをしていることが知られている (酒井他、2010⁽⁸³⁾)。幌延地域におけるキャップロックの下限標高は EL-1,100m であり、その標高レベルでの全水頭は 150m 前後、新潟堆積盆の場合は、420m 前後であり、静水圧と静岩圧との中間に位置する。したがって、もし、地震によって被圧状態が一時的に解消されたとすると、キャップロック周辺の鉛直方向の動水勾配は、地震前に比べて幌延の場合約 4 倍、新潟の場合 1 桁増加する。さらに、熱水上昇時に仮に図 3.2-18 の I に示したと同程度の断層の透水性が増加しているとすれば、地震後に数倍以上透水係数が一時的に増加する可能性があるため、これに応じた上昇流が発生するものと推測される。

地震時に地表付近で湧出が観測されている熱水は、上昇途中で降水起源の地下水や現海水とさまざまな割合で混合しながら地表に到達している可能性がある。したがって、地震に伴って湧出する熱水の起源水を特定するためには、水質を用いた主成分分析や断層周辺の水温分布から、他の混合成分を分離する必要がある。全国の地下水の起源と水質タイプについては、従来、笹本・油井 (2000) ⁽⁸⁴⁾ や産業技術総合研究所 (2012a) ⁽⁵⁾ など多くの研究者によって起源水を特定したうえで成因について議論されている。笹本・油井 (2000) ⁽⁸⁴⁾ は全国の地下水の水質、同位体比の特徴から水質タイプを主成分分析によって降水系地下水、海水系地下水など 5 種類 (FRLP, SRLP, SRHP, MRNP, FRHP) に分類し、地下水を類型化している。産業技術総合研究所 (2012a) ⁽⁵⁾ は、非火山地域の地下深部の地下水組成を調査し、降水系地下水、海水系地下水だけで分類できないマントル起源の有馬型熱水や石油・油田地帯に特徴的なジオプレッシャー型熱水等が我が国において広く分布することを指摘している。

ここで、笹本・油井 (2000) ⁽⁸⁴⁾ の一般的な地下水と有馬型熱水やジオプレッシャー型熱水との関係を検討し、統一的な起源水の代表性を整理するため、一般水質、主成分分析データの比較を行った。主成分分析の結果を図 3.2-20 に示す。図 3.2-20 (a) (b) は、それぞれ公表されている文献データ (國丸他、2007⁽⁸⁵⁾、大沢他、2010⁽⁸⁶⁾、加藤・梶原、1986⁽⁸⁷⁾、中村・前田、1958⁽⁸⁸⁾、Mtsubaya et al、1973⁽⁸⁹⁾、村松他、2010⁽⁹⁰⁾) を地下水の Cl-pH、Cl-HCO₃ の関係図に投影したものである。図 3.2-20 (a) に示すように有馬型の熱水の場合 Cl 濃度は 1,000mM を超えており、笹本・油井 (2000) ⁽⁸⁴⁾ による 5 種類の地下水分類の範囲 (青破線で囲む領域) より高 Cl 側に大きく外れている。

また、図 3.2-20 (b) に示すように油田地帯の温泉水の中には Cl 濃度が低いにもかかわらず高い HCO₃ 濃度を含む地下水が存在し、これも笹本・油井 (2000) ⁽⁸⁴⁾ による 5 種類の地下水分類の範囲 (青破線で囲む領域) から外れた領域に投影される。そこで、油田地帯や断層周辺地域を含む非火山地帯において公表されている地下水データを用いて一般水質と水素・酸素同位

体比を含む7成分系の主成分分析を実施した。図 3.2-20 (c) (d) は、主成分の組み合わせを変えた2パターンについての分析結果であり、いずれも有馬型の熱水（有馬温泉）は他のジオプレッシャー型熱水（新潟・秋田、宮崎、幌延など）および現海水とは異なる位置に投影されている。一方、ジオプレッシャー型熱水は、広範囲にばらついており、一部は現海水と地表水の中間に位置するものも見られるが、必ずしもそうでないものもある。

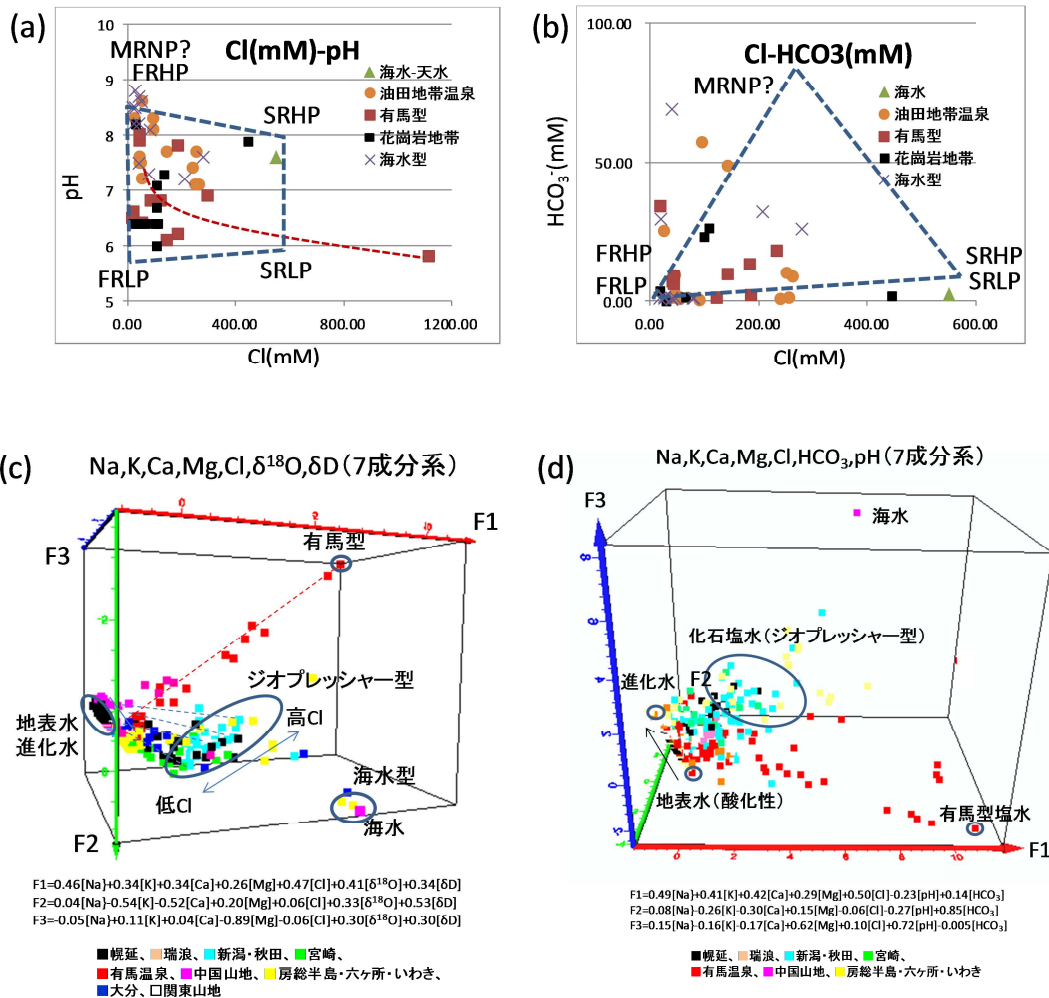


図 3.2-20 (a) 全国の地下水の Cl-pH 図、(b) 全国の地下水の Cl-HCO₃ 図、(c) 一般水質と水素・酸素同位体比による主成分分析結果、(d) 一般水質による主成分分析結果

図 3.2-20 をもとに抽出された有馬型およびジオプレッシャー型熱水の端成分（以下、起原水）、地表水、進化水（地表水が水-岩石反応によって水質変化した水）を表 3.2-13 に示す。起原水の特定にあたっては、本来は重回帰分析を行い統計的な解析（起原水を頂点とする多面体が観測された全データを包含して多面体の体積が最小となるように起原水を決定）を行うべきであるが、ここでは、既往文献によって各熱水の特徴がある程度文献によって示されているため、地表水との混合線上において最も主成分得点と水温が高いものを起原水とした。表中、海水型とは、図 3.2-20 (c) に示すように現海水組成に近く他の塩水と区別されるタイプのものである。ここで、有馬型熱水の特徴は、Cl 濃度が 40,000ppm 以上であり現海水の 2 倍以上を示している点、K、Ca 濃度が高く K/Cl 比、Ca/Cl 比が 0.12、0.08 であり、ジオプレッシャー型熱水に比べると 10 倍以上高い値を示している点が挙げられる（表 3.2-13）。ジオプレッシャー型熱

水には、宮崎平野で代表される“低 Cl 型”と関東山地で代表される“高 Cl 型”の両方のタイプが存在し、幌延地域の HDB ボーリング孔の地下水は、両方のタイプの地下水が存在しているとされている（國丸他、2007⁽⁸⁵⁾）。昨年度、地下水流動解析で用いた幌延の“地下水 2”（日本原子力研究開発機構、2014⁽⁹¹⁾）は、幌延地域深部の 56 地点の地下水組成の平均であり、両者の中間的な値に位置する（表 3.2-13）。特に注意すべきは重炭酸イオンが数 1,000ppm と他に比べて高い値を示しており、核種移行に与える影響が懸念される。

表 3.2-13 公開文献をもとに主成分分析により推定した起原水の水質

地下水タイプ		水温	pH	Cl	HCO ₃	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	全 Fe	Al	Si	Eh
有馬型 (マントル起源)	有馬温泉	90.5	6.1	42200	(83.8)	(1.4)	20200	4900	3460	25.9	84	0.07	53	<0
ジオプレッシャー型 (化石海水起源)	宮崎平野 (低 Cl 型)	124 (*)	7.5	2330	(6170)	(155)	3950	27.3	1.6	3	—	—	—	-200
	関東山地 (高 Cl 型)	34.6	7.2	15073	(5880)	(0.1)	11469	172	168	112	—	—	—	
	地下水 2	40	6.3	9000	2300	33	6200	160	170	170	0.1	5E-4	35	-210
海水型	いわき	—	—	19200	—	—	10600	370	421	1260	—	—	—	—
	海水	—	7.6	19525	140	3800	10810	390	400	1296	—	—	—	—
地表水 (河川水)	釜石	—	5.3	3.1	10.4	2	2.7	0.7	2.3	0.4	—	—	—	100
進化水	瑞浪	—	9.5	5.1	94.9	5.4	48.8	25	5.8	0.8	—	—	—	-337

Eh(mV)：地表水は穂刈(2010)⁽⁹²⁾による幌延のデータ(平均値)、進化水は核燃料サイクル機構(1999)⁽⁹³⁾の瑞浪の深部花崗岩中の地下水の平均値、化石塩水は穂刈(2010)⁽⁹²⁾による幌延のデータ(平均値)、水温(°C)：(*) 観測深度 1,200m における ΘNa-K-Ca 鉱物温度計に基づく温度、その他は孔口温度、流量：孔口における湧水量、水質の単位：ppm

図 3.2-18 の IV の場合、地震後、地表から酸化性地下水が地下に流入するためには、水理的には分岐断層のような背斜の前縁翼部の低地帯に見られるような流出域ではなく、バックスラストあるいは副次的な正断層や亀裂帯が発生するような背斜軸背後側の丘陵地～高地（涵養域）を想定する必要がある。正断層は発生したとしても規模は小さく局所的であることから、特に注意すべきは地下深部まで水みちとして効果的に機能する可能性のあるバックスラストあるいは付随する同方向の亀裂であると考えた。したがって、酸化性地下水の流入は、バックスラストが成長して地表に到達して以降に開始される。

地震時にバックスラストが発生して地表から酸化性地下水が流入した例は報告されていないが、活断層（主断層）を通じて酸化性地下水が流入したとされている事例はいくつか報告されている。表 3.2-14 は、活断層調査の一環として地下 300m 以深をボーリング、坑道掘削によって断層および周辺母岩の岩石試料あるいは地下水が採取・分析された例である。野島断層については兵庫県南部地震発生以降に試料が採取されたものであり、主断層および上盤側のバックスラスト側に酸化的な鉄鉱物が存在する点および主断層中に二次的に晶出した方解石の酸素同位体比から、地下 1,800m まで天水起源の水が流入したとされている。跡津川断層については、断層沿いに地下水年代の若い水が存在しており、断層周辺の母岩中の地下水はすべて古い年代値を示すことから、断層に沿って地表水が流入したと解釈されている。酸化性地下水である地表水が断層を通じて地下深部に流入した際、堆積岩の場合、多くは有機物と反応して早い段階で還元性に戻るものと考えられる。しかし、地震によって断層の間隙構造が変化し、透水性が増加することによって、地下深部まで地表水が急速に引き込まれたとすると、断層内が一時的に酸化的な状態で満たされた可能性は十分あるとされている。（田中他、1998⁽⁹⁴⁾）。地震直後の酸化性地下水の水質に関するデータは無いため、表 3.2-13 に釜石の地表水のデータを示す。

表 3.2-14 活断層沿いに酸化性地下水が地下に流入したとされている事例

断層名	地質	酸化帯深度 (酸化地下水流入深度)	測定・調査法	地表水 (酸化性地下水) 流入の痕跡	文献番号
野島断層	花崗閃緑岩	GL-1800m	コア観察、酸素同位体比測定	<ul style="list-style-type: none"> ・深部 1,800m の断層割れ目に褐色粘土 (シデライト (FeCO₃)、Fe₂O₃ 多含) が形成しており、褐色に酸化しているのは割れ目部分のみ ・断層割れ目に析出した方解石の酸素同位体比から方解石を形成した地下水は、天水 (地表水) と海水が混合したものである。 ・方解石脈の 14C 年代から地下水の流入時期は 38,000 年以降とされている。 	Lin et al.(1998) ⁽⁹⁵⁾ 、宇田(1998) ⁽⁹⁶⁾
		GL-347m~389m	コア観察、全岩分析 (XRF 分析)、コア観察	<ul style="list-style-type: none"> ・断層中軸帯の地表露頭~上盤側 50m 幅の範囲は広範囲に酸化 ・断層近傍の花崗岩は、Fe₂O₃、CaO と H₂O との間に正の相関 ・断層上盤側の地下 390m 付近においては、水を媒介とした溶脱帯が進んでいる一方、下盤側での溶脱はほとんど進んでいないことから、断層上盤の丘陵部から断層に向かって地表水が涵養。断層が遮水壁の役割を果たしている。 ・地表付近と地下 390m 付近の風化鉱物の種類が類似していることから、断層中軸部に向かって地表から天水が流入したと推定 	田中他(1998) ⁽⁹⁴⁾
跡津川断層	砂泥互層 (手取層群)	GL-300m 前後	水質分析、トリチウム濃度分析	<ul style="list-style-type: none"> ・深部 300m の断層の地下水は NaHCO₃ 型であり TU 濃度から 10 年以内という若い地下水年代を示す。 ・断層から離れるにつれ、水質は CaHCO₃ 型となり地下水年代は古くなる。 	佐竹他(1998) ⁽⁹⁷⁾

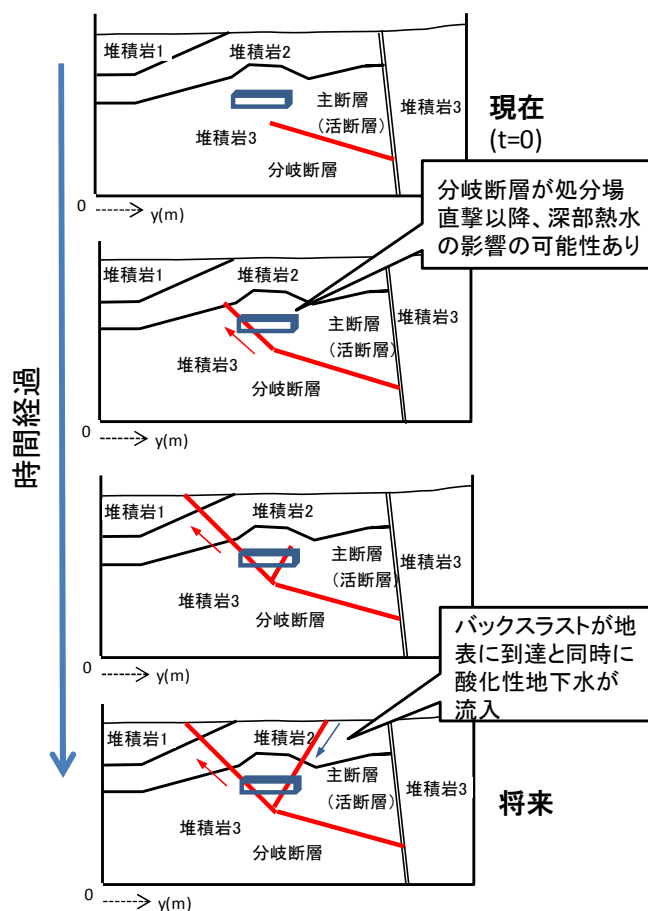


図 3.2-21 分岐断層、バックスラスト形成による深部熱水、酸化性地下水の流入時期

図 3.2-21 には、分岐断層、バックスラスト発生と断層の成長による断層面形状の変化と熱水、酸化性地下水の流入に関する時系列的な地下水環境の変化に関するシナリオを整理した。図中、既に主断層は回避されているものとするが、処分施設直下には調査によって見逃されていた分岐断層が伏在するものとする。時間経過とともに分岐断層が成長する過程で、断層が処分施設を直撃すると処分施設周辺の水理特性が変化し、地下水流動特性も変化する。さらに地下深部に被圧帯水層が存在し、地震によって被圧状態が変化すれば分岐断層を通じて熱水が処分施設に向かって流入する可能性がある。さらに分岐断層が成長し地表に到達すると深部から流入した熱水とともに核種が断層を通じて流出する可能性が考えられる。その後、バックスラストが形成され、断層が地表に到達すると地表から酸化性の地下水が流入するものと考えられる。熱水と酸化性地下水の流入の程度は処分施設周辺の地質・地下水環境によるため、ここでは事象発生の一連の流れを概念的に示した。

(2) 火山活動に伴う派生事象

マグマ噴火が発生し、廃棄体を直撃すると前述のように周囲の母岩とともに熱応力破碎し、大気中に放出あるいは一部の廃棄体は火口近くに落下する。一方、地下においては直径数 100m の火道が形成されるため、火道とその周辺の地質構造変化、熱水の上昇が発生し、残された廃棄体は地下において急激な温度上昇と熱水の流入の影響を受けることになる（表 3.2-11 の火山活動（噴火）→サイト）。火道周辺は、数年から数 10 年で数 100°C に達した後、温度は低下し（松島、2007⁽⁹⁸⁾）、前述のとおり火道が形成された後、周辺母岩と同じ温度になるのに数 100 ~ 1,000 年を要するとされている。図 3.2-22 は火山活動の推移に伴う火山性流体、ガスの移動モデル（野津、2007⁽⁹⁷⁾）と火山周辺の地下水流動変化と水温変化（松島、2007⁽⁹⁸⁾）を示した図である。火山中心では噴火前後に火山ガスの放出があり、ガスの拡散は噴火後数 10 年~100 年のオーダーで放出が続くとされている。図 3.2-22 右図は、火山噴火前後の山体周辺の地下水流動状況を模擬した硫黄島の数値シミュレーションの事例である。図に示すように火山の噴火後、火山性流体は火道を通じて上昇し火山山頂付近に湧出するのに対して、噴火後は透水性の高い火道を通して地表から地表水の浸透が優勢となる。地下からの火山性流体の供給が停止するまでは、山体地下では地表水と火山性流体とが混合し、火口から遠ざかるにつれて地下水組成を変化させているものと推定されている（松島、2007⁽⁹⁸⁾）。

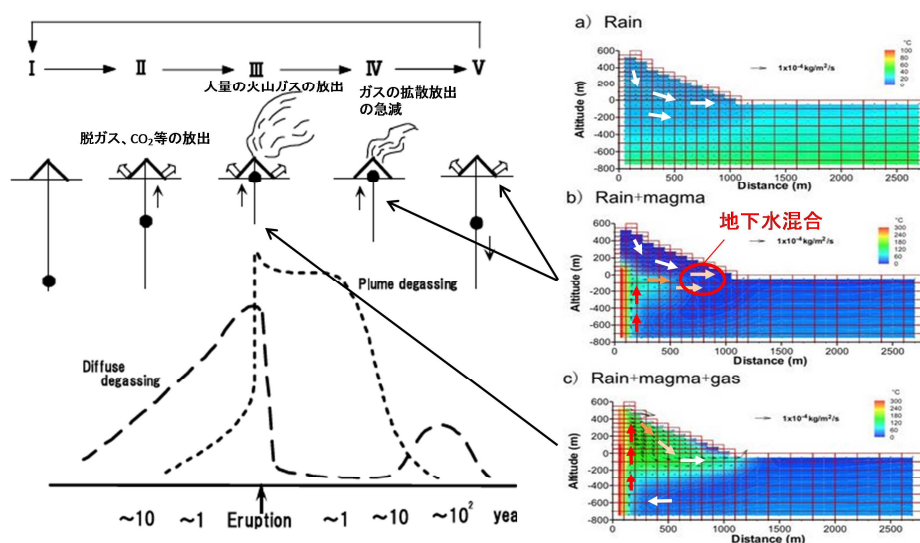


図 3.2-22 火山活動の推移に伴う火山性流体（野津、2007⁽⁹⁷⁾）および地下水流動（松島、2007⁽⁹⁸⁾）

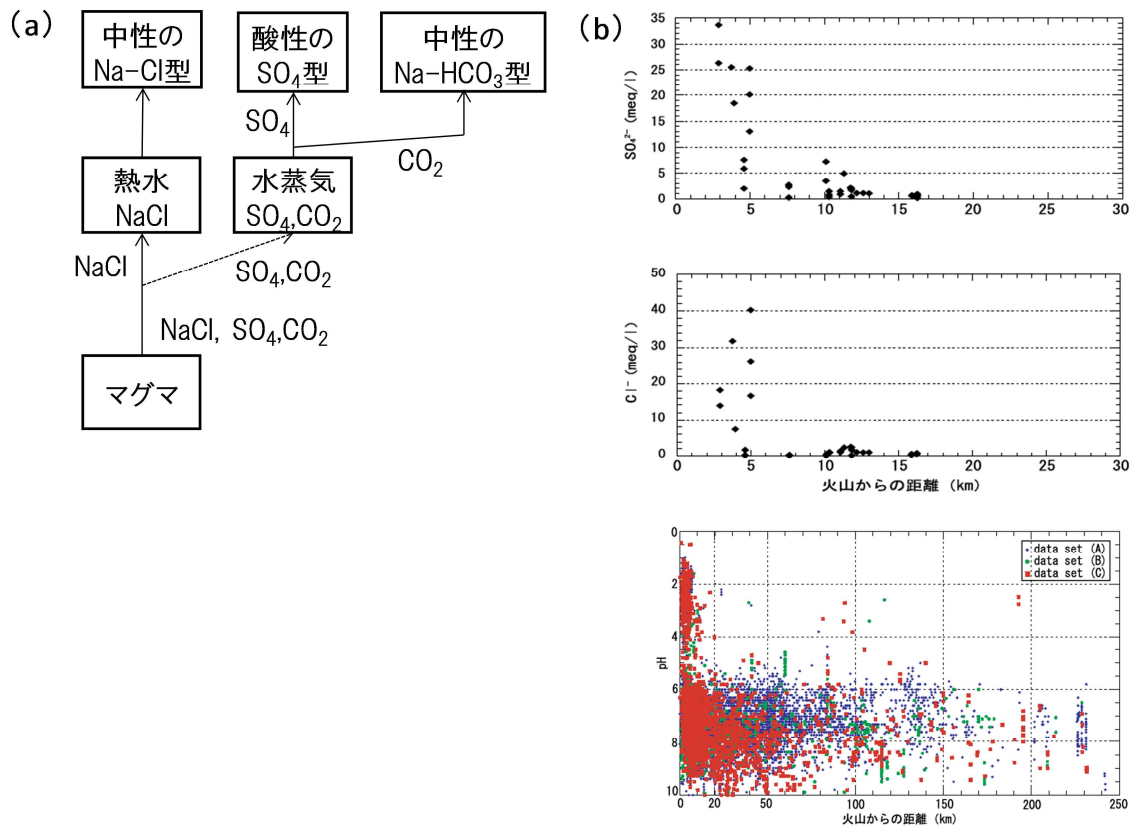


図 3.2-23 (a) マグマから放出される火山性熱水の分化に関するモデル (松葉谷、1991⁽¹⁰²⁾)、
(b) 火山体からの距離と地下水の pH、Cl⁻、SO₄²⁻ (浅森他、2002⁽¹⁰³⁾)

表 3.2-15 過去数 10 万年以内に活動した火山から湧出している熱水の化学組成

火山、温泉名	場所	水温(℃)	pH	Cl (ppm)	HCO ₃ (ppm)	SO ₄ (ppm)	Na (ppm)	K (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	文献番号
肘折火山 肘折温泉 (ナトリウム塩化物・炭酸水素塩温泉)	直径2kmのカルデラ内	50	6.4	688.8	702	144.8	642.5	48.9	83.6	21.6	(100)
沼沢火山 沼沢温泉 (ナトリウム塩化物・炭酸水素塩温泉)	沼沢カルデラ湖内	43.6	6.8	-	(CO ₂ :1387)	-	-	-	-	-	(101)
		45.2	6.5	-	(CO ₂ :275.5)	-	-	-	-	-	

図3.2-23 (a)はマグマから放出される火山性熱水の分化を示した図である(松葉谷、1991⁽¹⁰²⁾)。図に示すようにもともとはマグマから放出された熱水は中性の Na-Cl 型であることが、マグマ起源の鉱物中の流体包有物の組成から推定されており、それが地下から上昇するにしたがって、脱ガス等のプロセスの過程で水質が分化するとされている(松葉谷、1991⁽¹⁰²⁾)。すなわち、火口付近では Na-Cl 型、周辺では酸性の SO₄ 型、さらにその外側に中性の Na-HCO₃ 型へと変化する。図 3.2-23 (b) は全国の第四紀火山の中心からの距離と地下水の pH、Cl⁻、SO₄²⁻ (浅森他、2002⁽¹⁰³⁾) である。火口周辺の約 10km は、低 pH、高 Cl、高 SO₄ を示しており、Na-Cl 型熱水と Na-Cl 型熱水の特徴が表れている一方、それ以遠では中性の低 Cl、低 SO₄ であることから Na-HCO₃ 型が広く分布するとされている(浅森他、2002⁽¹⁰³⁾)。

表 3.2-15 に過去数 10 万年以内に活動した火山から湧出している熱水の組成を示す。中国地

方の単成火山は火山の規模が小さいことから火山性熱水の湧出は知られていない。一方、東北地方の肘折火山、沼沢火山はカルデラ内には 40～50℃の熱水が湧出しており、現在、温泉として利用されている。代表的な第四紀火山の火口に見られる熱水と比べるとこれらの熱水は、pH は中性に近く、HCO₃濃度がCl濃度に比して高いことからNa-HCO₃型に近い。肘折火山の場合、最新活動時期が数千年前であることから、噴火直後はNa-Cl型、SO₄型熱水であったものが、マグマの活動が休止したため、直上の水質がNa-HCO₃型に変化したのか、噴火の活動度の違いで最初からNa-HCO₃型であったのか不明である。しかし、いずれにしても火山性の溶存炭酸を多く含有するような熱水の供給が、数千年以上経過しても残存している可能性が高い。

図 3.2-24 に火山が処分施設を直撃した場合、新規火道周辺の地下水環境の変化をまとめた。火山活動後の火山周辺の地下水流動概念図は野津・清水 (2003) (104) の硫黄島の例を参考とした。肘折火山や沼沢火山のような事例を考慮し、もともと第四紀以前の古い時代に火山・火成活動があり、現在は火山活動が存在しない場所に処分施設が設置されたとした場合、火山活動前は図 3.2-24 の左図に示すような地形支配の地下水流動が卓越する場合、処分施設付近では下向きの地下水が流れている。そこに新規に火山が形成され、処分施設を火道が直撃した場合、火道部分の構造物は前述のとおり物理的破壊が生じ、直撃を免れた処分施設は深部からの高温の熱水の影響を受け、水質もNa-HCO₃型からNa-Cl型、SO₄型に変化するものと思われる。もし、噴火直後の熱水の水質がSO₄型である場合、pH=1～2前後まで低下し、火道周辺の温度は200～300°に達するため(西村、2004⁽¹⁰⁵⁾)、処分施設は熱的にも化学的にも大きな影響を受けるものと考えられる。水理的にはマグマ直上においては、火道を中心として地表に達する放射状あるいは環状の亀裂系が形成されるため、帯水層中の地下水は、マグマ起源の熱水と混合して亀裂を使って選択的に上方に移動するとされている(小出、1982⁽¹⁰⁶⁾)。したがって、処分施設と亀裂系が交差していれば、熱水の上昇とともに亀裂を通じて核種が移動する可能性は十分考えられる。火山活動休止後は、上向きの熱対流による影響はなくなるが、地下深部からHCO₃イオンを含む溶存ガスの移動は続くものと考えられる。

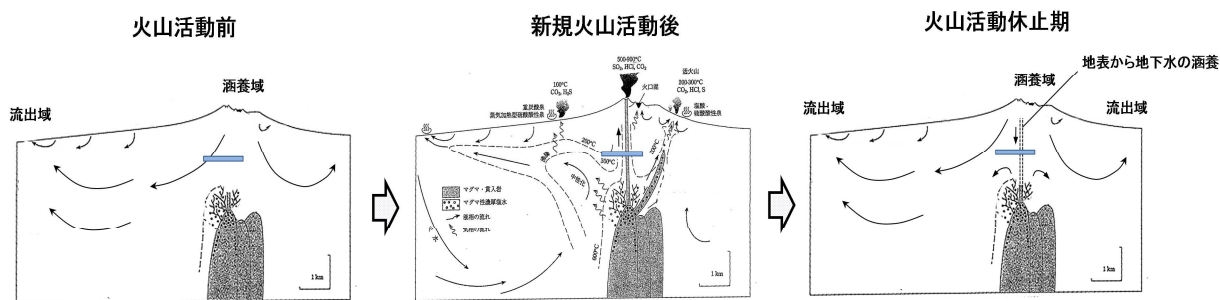


図 3.2-24 新規火山が発生し、火道が処分施設を交差した場合の地下水環境の変化

マグマ貫入(表 3.2-11 の火山活動(貫入→サイト))の場合、火山噴火と比べるとはるかに直撃による影響範囲は小さいものと考えられる。三宅島や伊豆半島の事例に見られるように岩脈の幅は数 m 程度であり、処分施設を直撃した場合、処分施設は物理的破壊を受けるほか、冷却に至るまでは周辺の帯水層中の地下水は、マグマ起源の熱水、火山ガスとともに岩脈直上、地表に向かって移動するものと推定される。実際、三宅島や伊豆半島において岩脈形成地点における熱水の温度や水質が直接観測されたという報告例はないが、伊豆大島の場合、1986 年の噴火の際、火口から約 5km 離れた観測井戸の水温が 20℃→60℃に上昇し、重炭酸イオン濃度は 4 倍増加したとされている(佐藤他、2001⁽¹⁰⁷⁾)。また、図 3.2-24 に示すように火山体の山腹

においてマグマが貫入した硫黄島の例では、地表で湧出している熱水は硫酸酸性であり、200～300℃程度の温度を示している。いずれにせよ火山の火口周辺においてマグマ貫入があった場合、深部から地表に向かって熱水が上昇し、周囲の地下水流動に影響を与える可能性がある。

伊豆大島の例では、山体北西部の海岸の観測井戸において1986年伊豆大島噴火後に地球潮汐による水圧応答の変化が観測されており、マグマ貫入後、直上の帯水層の透水係数が約20%増加したとされている(西村、2004⁽¹⁰⁵⁾)。このことから、マグマ貫入直上では、北西-南東方向の鉛直亀裂が貫入による引っ張り応力によって開口したか、あるいは新たな亀裂が発生した可能性があると推定されている。マグマ貫入前の周辺母岩の亀裂の透水係数は不明であるが、周辺母岩が溶岩である場合、透水性は低い傾向を示すが、亀裂を含む溶岩や火砕流堆積物の場合、一般に透水係数は $k=1E-7\sim 1E-5m/s$ (井尻他、1999⁽¹⁰⁸⁾)前後である。なお、岩脈周辺の母岩は熱による影響でホルンフェルス化している可能性があるが、岩脈の幅(数m)を考えると影響幅は1/100程度以下であるため、変質による影響はほとんどないものと考えられる。したがって、岩脈貫入後は、その直上において熱水は非変質の周辺母岩(火山岩)のうち、透水性の高い亀裂部分を選択的に上昇し、地表付近に到達しているものと思われる。

(3) その他の起因事象に伴う派生事象

泥火山(表3.2-11の地震活動→泥火山→サイト)は、前述のとおり、地下3,500m前後の貯留層からの化石塩水の上昇による地下数100mの泥チャンバーの形成、さらに泥チャンバー内のガス圧の上昇に伴う泥脈の形成の2段階に分かれる(石原・田中、2009⁽⁵⁴⁾)。図3.2-25に新規に泥火山が形成された場合の泥火山と処分施設との位置関係による影響の違いを整理した。ケース1(処分施設が泥チャンバーの下に位置)では、深部からの上向きの定常的なガスを含んだ化石塩水の流動があるものの泥火山発生に伴う直接的な影響はない。ケース2(処分施設が泥チャンバー内に位置)では、水圧破碎前は体積膨張による亀裂派生、水圧破碎後は一部が物理的破壊および破碎された構造物は泥ブレッチャーとともに泥脈を通じて地表に向かって移動するものと想定される。ケース3(処分施設が泥チャンバーよりも上に位置)の場合、処分施設が泥脈と交差する部分では、物理的に破壊され亀裂発生とともに泥脈が形成され、それを通じて破碎された構造物の一部は泥水とともに地表に噴出する。亀裂発生領域は、それまで地表水の浸透による下向きの流れであったものが、泥火山形成後は上向きの地下水流動に変化するため地下水の塩分濃度が上昇するとともにメタンや炭酸ガス成分の増加が考えられる。地震等によって泥チャンバー内の被圧が解放されると急激に上向きの地下水流が発生し、自噴する可能性がある。一旦、泥火山が形成されると北海道の新冠の例のように万年単位で間欠的に活動を続けるものと想定される(田近他、2009⁽⁵⁶⁾)。

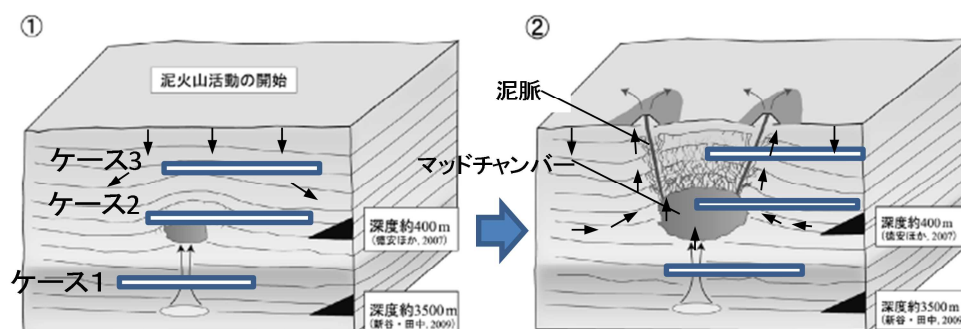


図3.2-25 泥火山と処分施設との位置関係による影響の違い(石原・田中、2009⁽⁵⁴⁾に加筆)

マスマーブメント（表 3.2-11 の地震、火山、隆起・沈降→（地質構造の変化）→侵食・堆積→サイト）の発生は、前述のとおり、すべり面深度が 300m 以上の大規模マスマーブメントとそれ以下のマスマーブメントに分類される。すべり面深度が 300m 以上の大規模マスマーブメントを初期の調査によってたとえ回避できたとしても、将来、隆起・侵食が進み、処分施設の対地深度が変化すれば、すべり面深度が 300m 以下のマスマーブメントであっても直接的な影響を受ける可能性がある。図 3.2-26 にマスマーブメントと処分施設との位置関係を示す。(a) はすべり面深度が 300m 以下の小規模の層面すべりを特徴とするマスマーブメントの代表例である。一方、(b) はトッピングを伴うクリープ性の大規模マスマーブメントである。いずれも対地深度がある程度確保されている時期においては、地下水の流れは山側から谷方向に緩やかに流動しているが、対地深度が浅くなった状態でマスマーブメントが発生すると、処分施設の一部はマスマーブメント中に取り込まれ、物理的破壊により構造は大きく乱され、さらにすべり面を通過して上方から酸化性的な地下水が浸透し、移動地塊の亀裂に沿って地下水が流出する。特に (b) の場合、移動地塊自体の動きは非常に遅いが、すべり面の形成と移動地塊内部の亀裂の進展と地盤の緩みは、前述のとおり、地震をきっかけとして急速に進むとされており、それに伴って地盤の透水性が増加し、地下水流速の増大と地下水流動経路の短絡が生じるものと予想される。

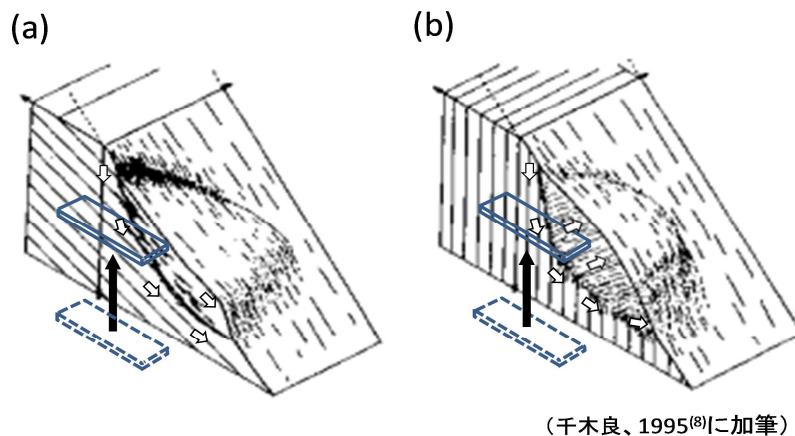


図 3.2-26 処分施設の位置の違いによるマスマーブメントからの影響(千木良、1995⁽⁹⁾ に加筆)

3.3 処分システムへの影響シナリオの記述

前項での影響の大きい事象の調査結果に基づき、各事象の想定規模を明確にしたうえで、処分システムへの影響のシナリオを検討した。

3.3.1 分岐断層の処分施設への影響

(1) 分岐断層の想定規模

前項の調査結果を受け、表 3.3-1 に示す想定規模に基づいて、核種移行評価のための分岐断層が処分システムに与える影響シナリオについて検討した。

表 3.3-1 分岐断層の想定規模

項目	変化量など
断層変位量	1回あたり 0.5～3m
断層幅	25m 程度
断層長さ	数～10 数 km
断層活動頻度	3000～5000 年
断層成長速度	1回あたり 10 数 m～500m
断層内透水係数	周囲母岩より 1～2 桁上昇
断層内収着分配係数 (Kd)	母岩細粒化により鉱物変質が生じ変化

(2) 処分システムへの影響

分岐断層の処分システムへの影響については、図 3.3-1 に示すように、(1)で挙げた各項目の変化量などを基に、人工バリア及び天然バリアの各機能に THMC の種類に応じて定性的に影響の可能性を推定し、さらに母岩から人工バリア内へつながる影響の連鎖や、断層交差によって形成される新たな核種移行経路における透水性の変化などを考慮して、定量的な核種移行評価を行うためのシナリオ記述について検討を行った。以下、処分施設と移行経路について記述する。

(a) 処分施設

断層が処分施設を横切ると、断層変位によって処分施設内の母岩は力学的破壊を受け亀裂が発生する（力学的影響 M）。次に緩衝材は、断層変位量及び断層幅が小さければベントナイトの自己修復により安全機能が維持されるが、それらが大きければ埋設時に 70cm の厚さを持つ緩衝材も廃棄体から分離される、あるいは大きな亀裂へ膨潤してオーバーパック周囲を取り囲む形状を維持できなくなる可能性がある。断層変位量及び断層幅が大きく緩衝材が廃棄体から分離される場合、オーバーパックには引っ張り応力が生じる。このとき、オーバーパックが製造当初の健全性が確保される場合、オーバーパックは破壊に至らない⁽¹⁾が、オーバーパックの腐食が進展し、亀裂が発生して核種の閉じ込め機能が喪失している場合には引っ張り応力がかけられ、オーバーパックは力学的に破壊される可能性がある。さらに、ガラス固化体はオーバーパックの力学的破壊による衝撃を受け、破碎されることが考えられる。これによりガラス表面積が増加するとともに、緩衝材の低透水機能が低下・喪失するため、断層沿いを流れる地下水と接触することが想定される。

以上のように、断層の変位量および幅によって、緩衝材への影響の程度も異なり、人工バリアの影響の進展については現時点では不明確なため、緩衝材の剥離、オーバーパックの破壊、ガラス固化体の破碎という保守的な設定とした。

また、断層が処分施設を横切る際、断層長さに応じて処分施設内の処分パネルの横断長さが変化する。断層長さは～10km であることから処分施設的设计例⁽²⁾に参考に水平面の大きさが2km×3km の場合、処分施設全体の対角線をすべて横切る可能性がある。

(b) 移行経路

分岐断層の活動頻度、断層幅、断層長さは処分施設から生物圏への核種移行経路に影響を及ぼす。特に断層が成長することにより地下水流動場が時間的に変化し、成長する断層の透水性が大きくなることから、地下水の流動経路及び経路中の流速が大きく変化することが考えられる(水理的影響 H)。また、断層が成長することに伴い、断層沿いの流速分布の変化により、塩分濃度分布の変化が生じる。さらに、断層内の母岩は細粒化され表面積が増加して鉱物の変質が生じる。鉱物組成の変化は核種移行評価で重要となる核種の収着分配係数に影響を与える(化学的影響 C)。

さらに、移行経路の変化では、その副次的な変化として、次の2つが考えられる。断層に沿った深部からの流体の流入と断層に沿った表層からの酸化性地下水(地表水)の流入である。これは処分施設の断層部だけでなく、それ以外の領域にも流入することも考えられる。いずれも地下水流動の変化によるもの(水理的影響 H)に加え、流入する地下水の水質に応じて、その後の人工バリアの変遷、移行経路上の収着分配係数に変化をもたらす(化学的影響 C)。

これらのうち、派生断層の処分施設への交差前後の地下水流動及び塩分濃度分布については、次項で仮想的なサイト条件のもと定量的な解析を行い、その解析結果から天然バリアにおける移行経路の変化、経路上の地質及び水質の組合せの時間変化などに関するより具体的なシナリオ及び核種移行パラメータの設定を行い、核種移行評価へ結びつけることとした。また、地下水流動の解析から、酸化性地下水の流入のシナリオの可能性についても検討を行った(3.4 参照)。

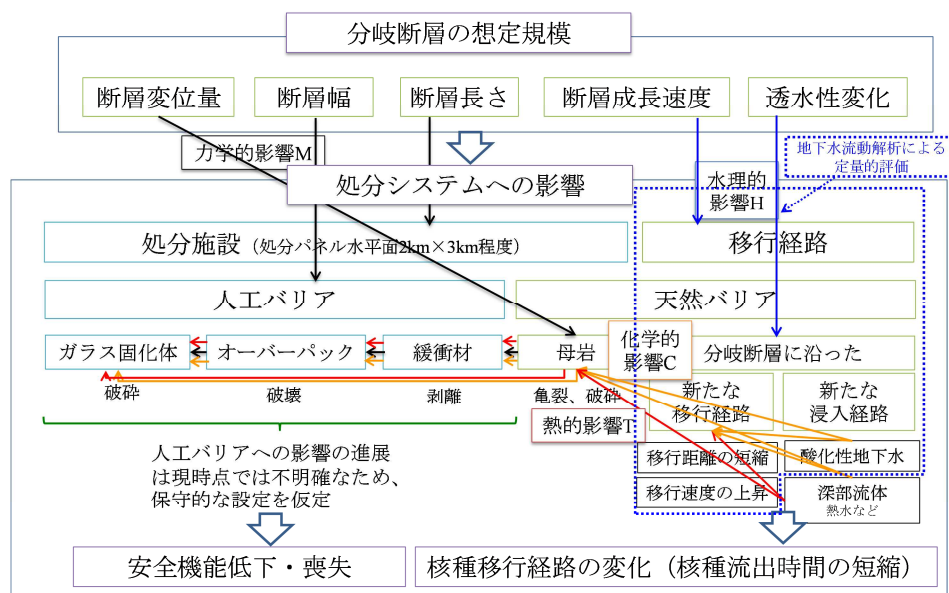


図 3.3-1 分岐断層発生による処分システムへの影響に関するシナリオ検討

3.3.2 新規火山噴火の処分施設への影響

火山噴火には表 3.2-6 で示したようにさまざまな様式があるが、新規に発生するものの火山噴火規模は中国地方における単成火山や肘折火山のようなカルデラに限定される。これらの噴火では噴煙柱を伴って火口から大気中に噴出し火山灰を飛散させ、火口周辺では火山灰の堆積

が生じる。また、これらの噴火においても、いくつかのシリーズで構成され、シリーズの初期には小規模のマグマ水蒸気爆発などが発生する。また、溶岩ドームを形成する雲仙普賢岳のような小規模火砕流（メラピ式）も発生する可能性がある。マグマ水蒸気爆発や小規模火砕流は処分施設に影響を与える場合、発生条件によっては廃棄体が当初の形状を維持したまま地表に露出する可能性が考えられる。したがって、ここでは火山灰による大気拡散と小規模火砕流の2つのケースについて、マグマ火道が処分システムに交差し、噴火する際に、母岩及び人工バリアに与える影響について THMC の観点から検討を行うとともに、地表に放出される放射性核種を含む火山灰の飛散及び堆積、また、地表に露出される廃棄体の状態について、被ばく線量評価を行うためのシナリオ記述を行った。

(1) 新規火山噴火活動の想定規模

(a) 火山灰による大気拡散

新規の火山活動における噴火事象について、前項における調査結果とともに、現在火山噴火の規模を示す分類を表 3.3-2 に示す。新規火山噴火は単成火山が多く、噴火様式はストロンボリ式で、その火山爆発指数は2に相当する。また、肘折火山のように新規火山でも初期は噴火規模が小さくとも、一連の噴火シリーズで比較的大きな規模のプリニー式の噴火が観測されていることから、新規の火山活動における火山爆発指数の規模は2~4の範囲になると想定される。こうしたことから、火山噴火規模を2と4に絞り、それぞれについて表 3.3-3 に示す想定規模を設定した。

表 3.3-2 火山爆発指数 (VEI) とその規模

VEI	噴出物の量	噴火様式	噴煙高さ	発生頻度	例	ここ1万年の発生数
0	< 0.0001 km ³	ハワイ式	< 100 m	ほぼ毎日	マウナ・ロア山	無数
1	> 0.0001 km ³	ハワイ式/ストロンボリ式	100-1000 m	ほぼ毎日	ストロンボリ島	無数
2	> 0.001 km ³	ストロンボリ式/ブルカノ式	1-5 km	ほぼ毎週	ガレラス山 (1993)	3477*
3	> 0.01 km ³	ブルカノ式/プレー式	3-15 km	ほぼ毎年	Koryaksky	868
4	> 0.1 km ³	プレー式/プリニー式	10-25 km	≥ 10 年	プレー山 (1902)	278
5	> 1 km ³	プリニー式	> 25 km	≥ 50 年	セントヘレンズ山 (1980)	84
6	> 10 km ³	プリニー式/ウルトラプリニー式	> 25 km	≥ 100 年	ピナトゥボ山 (1991)	39
7	> 100 km ³	プリニー式/ウルトラプリニー式	> 25 km	≥ 1000 年	タンボラ山 (1815)	5 (+推定 2)
8	> 1,000 km ³	ウルトラプリニー式 (破局噴火)	> 25 km	≥ 10,000 年	トバ湖 (73,000 BP)	0

(Simkin and Siebert, 1994⁽³⁾を改変、*はスミソニアン博物館による the Global Volcanism Program より)

表 3.3-3 新規火山噴火の想定規模 (火山灰大気拡散)

項目	VEI 2	VEI 4
マグマ噴出量	0.001 km ³	0.1 km ³
火道径	25m 程度	250m 程度
火山灰平均粒子径	1 mm	1 mm
噴煙柱高さ	1000 m	10000 m
マグマ上昇速度	高	低
マグマ粘性	低	高
マグマ温度	1100°C	900°C

(b) 小規模火砕流

表 3.2-6 で示したように火山噴火には火砕流も挙げられている。火砕流も流紋岩ーデイサイト質マグマの大規模な噴火、プリニー式噴火の噴煙柱崩落（スフリエール式火砕流）、溶岩ドームの崩壊（メラピ式火砕流）の3つに分類できる。特にメラピ式は爆発的な噴火を起こさず、マグマがゆっくり押し出されて溶岩ドームを形成するもので、雲仙普賢岳の例が知られている。(a)では大規模な噴火を含めて検討したことから、ここでは爆発的な噴火を起こさないメラピ式火砕流の規模について整理した。

溶岩ドームの中には溶岩中にガスが気泡として残っているため、溶岩ドームの一部が押し出されて崩壊を始めると内包されているガスが爆発的に解放され、これに伴って形成された破片と混合して小規模な火砕流が発生するものである。このときのマグマ噴出量は 0.01km^3 以下である。火道径も(a)の VEI2 の例と同等かそれよりも小さく、マグマ上昇速度は遅いものと考えられる。

(2) 処分システムへの影響

(a) 火山灰による大気拡散

火道が深部から上昇して処分施設と交差する場合、マグマは処分施設内の母岩を破壊して亀裂を発生させその亀裂にさらに浸入する。母岩の力学的破壊により人工バリアの形状は維持できなくなり、オーバーパックが露出する（力学的影響 M）。その後マグマと接触すれば、急激な温度上昇により既に亀裂の入っているオーバーパックは熱応力により破壊に至り、ガラス固化体とマグマが接触する。このとき、マグマ温度が高く、かつマグマ上昇速度が遅い場合で、火道が交差してから地表に放出されるまでの時間が十分にあれば、マグマとガラスが混合した後、噴火して放射性物質を含む火山灰として大気中を飛散し堆積する。一方、マグマ温度が低く、マグマ上昇速度が速い場合、火道が交差してから地表に放出されるまでの時間が短く、マグマとガラスが混合する前に放出されるため、オーバーパック破壊に伴う力学的衝撃により破砕したガラスの状態のまま地表に放出されることも想定される。

また、火道が交差する時期が、ガラスがすべて溶解した後であれば、上記のようなガラスとの混合を考慮せず、残存している核種と緩衝材に収着されている核種とマグマが均一に混合するものと考えられる。火道径は交差する廃棄体の本数に、マグマ噴出量は放射能濃度の希釈量に、噴煙柱高さは火山灰の広がりに影響する。

火道が交差しなかった廃棄体でも、火道の外周部周辺は熱的な影響を受けることが想定される。100°Cを超えると緩衝材の変質により低透水機能が低下するため、人工バリアの安全機能が低下する（熱的影響 T）。しかし、本シナリオでは、地表への放出による線量影響を評価対象とし、火道と交差せずに地層中に残された廃棄体の核種移行・線量の影響については、後述の「マグマ貫入」のシナリオに包含されるものとして扱う。

以上の検討から、マグマ温度や上昇速度により噴火時のガラスの状態に不確かさが残るが、マグマとガラスが混合した後、噴火して放射性物質を含む火山灰として大気中を飛散し堆積するものとした。また、火山噴火の際の噴火警報レベルや避難措置などを考慮して、火口中心から 2km 以遠における居住者が被ばく（堆積する火山灰からの外部被ばく及び吸入摂取による内部被ばく）するシナリオとした。なお、マグマとガラスが混合されずに地表に表出される場合の線量影響については、「小規模火砕流」の評価で扱うものとした。

(b) 小規模火砕流

火道が深部から上昇して処分施設と交差する場合、マグマは処分施設内の母岩を破壊して亀

裂を発生させその亀裂にさらに浸入する（力学的影響 M）。母岩の力学的破壊により人工バリアの形状は維持できなくなり、オーバーパックが露出する。火道径及びマグマ上昇速度が小さく、マグマ温度も高くないため、マグマの供給量も小さく、廃棄体への熱影響は比較的小さく、緩衝材の一部ははがれてもオーバーパックの熱応力破壊は発生せず、廃棄体の形状が維持される可能性がある。その後廃棄体はマグマとともに上昇し、溶岩ドームの一部を構成し、ドームの崩壊とともに火口付近を転がり露出する。このときオーバーパックには全面腐食による亀裂が生じており、露出時の急激な冷却のため熱応力によって破壊され（力学的影響 M、熱的影響 T）、オーバーパック内部のガラスが地表に露出する可能性がある。

以上の検討から、溶岩ドーム内に廃棄体が保持され、ドームの崩壊で火砕流が発生する際に、火口付近を転がり放射性物質を含有するガラスが露出することを想定し、火山活動の調査のため立ち入った者が放射性廃棄物の存在を認知せずに、調査活動を継続する間に被ばくするシナリオとした。

3.3.3 マグマ貫入の処分施設への影響

(1) 新規マグマ貫入の想定規模

新規の火山活動によるマグマ貫入については、3.2 の調査結果に基づき、表 3.3-4 に示す想定規模を設定した。

表 3.3-4 新規マグマ貫入の想定規模

項目	変化量など
マグマ（ダイク）厚さ	～数 m
ダイク長さ	2km 程度
マグマ温度	800～1000℃
マグマ侵入速度	低い

(2) マグマ貫入の処分システムへの影響

岩脈の幅は数 m 程度であり、板状で処分施設内に侵入する。処分施設と交差した場合、処分施設内の母岩は力学的破壊を受ける（力学的影響 M）。岩脈中に存在する人工バリアは母岩破壊により緩衝材の形状が維持できずオーバーパックからはがれる可能性がある。マグマ温度は炭素鋼の融点を大きく下回るため溶融はしないものの、マグマの侵入速度によっては急激な温度変化に伴う熱応力破壊の可能性がある（力学的影響 M、熱的影響 T）が、岩脈幅は小さく熱供給量は大きくないため、オーバーパックの形状を維持する可能性もある。マグマ中には火山性ガスや熱水などが含まれるため、化学的な反応も加わる（化学的影響 C）。

マグマ貫入を受けた廃棄体は、マグマの流れに沿ってともに岩脈に沿って上昇する可能性がある。これは岩脈幅、マグマ密度、マグマ侵入速度、廃棄体の状態に依存する。岩脈幅が廃棄体の大きさより小さければ移動は限定的となる。オーバーパックが形状を維持している場合、密度差が大きく、仮に侵入速度が大きくとも上昇する可能性は小さい。したがって、岩脈幅が数 m で、オーバーパックが熱応力により破壊に至り、ガラス固化体だけの状態となった場合、岩脈に沿って、地表に近いところまでガラス固化体が上昇し、帯水層直下で冷却されている状況が発生する可能性がある。

また、マグマ温度が高く、侵入速度も大きい場合、オーバーパックが熱応力で破壊され、ガ

ラス固化体とマグマが接するとガラスの粘性が低下して、マグマと混合することも想定される。マグマと混合したガラスが地表に近いところまで上昇して、帯水層直下で冷却される状況も想定される。

貫入したマグマが周辺母岩と同程度の温度に冷却されるまでは周辺の帯水層中の地下水は、マグマ起源の熱水、火山ガスとともに岩脈直上、地表に向かって移動するものと推定され、周辺の地下水流動に影響をもたらす（水理的影響 H）。岩脈貫入後は、その直上において熱水は非変質の周辺母岩（火山岩）のうち、透水性の高い亀裂部分を選択的に上昇し、地表付近に到達することから、マグマによってガラス固化体が地表付近まで移動しなくともマグマ貫入以前の移行経路よりも短絡し、核種が早期に生物圏に流出することも想定される。

一方、岩脈に直接あたらなかった処分施設領域でも、岩脈の周囲数 10m 程度は熱伝導などにより加熱され、その範囲では人工バリア及び母岩が変質する（熱的影響 T、化学的影響 C）が、マグマに接した廃棄体の影響が顕著に大きいことが想定されるため、その影響量を把握する必要がある。

以上の検討から、マグマ貫入のシナリオとして、火山噴火まで至らずに地層内にマグマがとどまった状態、すなわちマグマ貫入と同時にガラス固化体が帯水層直下に移動し、冷却されるシナリオを想定した。このとき、熱水、火山ガスの化学的影響及び地下水流動に与える水理的な影響を加味した核種移行及び線量を評価することが必要と考えられる。

3.3.4 泥火山の処分施設への影響

(1) 新規泥火山の想定規模

表 3.2-11 で示したように、泥火山は地下 3,500m 前後の貯留層からの化石塩水の上昇による地下数 100m の泥チャンバーの形成、さらに泥チャンバー内のガス圧の上昇に伴う泥脈の形成の 2 段階を経て、地表に放出される。新規泥火山の想定規模を表 3.3-5 に示す。

表 3.3-5 新規泥火山の想定規模

項目	変化量など
泥脈幅	10m 程度
泥チャンバー深度	500～800m 程度
泥チャンバー直径	500m 程度
噴出範囲	噴出点を中心に 100m
噴出ガス	主にメタンガス

(2) 泥火山の処分システムへの影響

図 3.2-25 で整理したケース 2（処分施設が泥チャンバー内に位置）、及び、ケース 3（処分施設が泥チャンバーよりも上に位置）について検討を行った。

ケース 2 の場合は、処分施設が泥チャンバー内に位置することから、水圧破碎前では、処分施設内に体積膨張によって亀裂が発生する。泥チャンバーの大きさは 500m 程度であるため、処分施設の大きさ 2km×3km 程度の範囲の最大 1/20 程度が影響を受けることとなる。泥チャンバー内に取り込まれた人工バリアは、緩衝材については泥水によって膨潤・溶解しオーバーパックからはがれるが、オーバーパックは力学的、熱的影響を受けないため廃棄体形状を維持する。このとき、オーバーパックが健全性を維持している場合、ガラス固化体からは核種の漏出はないが、オーバーパックの腐食が進展し、亀裂発生によってオーバーパックの閉じ込め機能

が喪失している場合、ガラス固化体から緩衝材へ核種が漏出する。したがって、泥水によっては核種が収着しており、収着していた核種は泥水内に取り込まれる。水圧破碎後は核種が取り込まれた泥水は泥ブレッチャーとして泥脈を通じて上昇し、地表に放出されるものと想定される。このときオーバーパックが形状を維持していれば、泥水との密度差が大きく、泥ブレッチャーの上昇速度が大きくても地表に到達することは考えられない。

ケース3の場合は、処分施設が泥チャンバーよりも上に位置することから、水圧破碎後に泥ブレッチャーとして処分施設が泥脈と交差する領域では、母岩が物理的に破壊され亀裂発生とともに新たに泥脈が形成される（力学的影響 M）。泥脈の幅は 10m 程度であり、影響を受ける廃棄体の本数は限定的と考えられる。また、影響を受ける人工バリアはケース2と同様に緩衝材については泥水によって膨潤・溶解しオーバーパックからはがれ、緩衝材に収着していた核種は泥水内に取り込まれる。また、オーバーパックは力学的、熱的影響を受けないため廃棄体形状を維持する。核種を含んだ泥水は新たな泥脈を通じて地表に噴出する。

このほか、亀裂発生領域は、それまで地表水の浸透による下向きの流れであったものが、泥火山形成後は上向きの地下水流動に変化するため地下水の塩分濃度が上昇するとともにメタンや炭酸ガス成分の増加により化学的反応が生じる（化学的影響 C）。また、地震等によって泥チャンバー内の被圧が解放されると急激に上向きの地下水流が発生し、自噴する可能性がある（水理的影響 H）。

3.3.5 隆起・侵食、海面変動及びマスムーブメントの処分施設への影響

(1) 隆起・侵食、海面変動及びマスムーブメントの想定規模

3.2で既述したように隆起・侵食による処分施設の地表への露呈とマスムーブメントの発生可能性には関連があり、そこには海面水準の変動が侵食量に与える影響も整理された。2つの関連する事象について、それぞれ処分施設に対して生じた場合に、人工バリア、廃棄体、天然バリアに与える THMC の影響量を考慮して、核種移行評価及び被ばく線量評価のためのシナリオについて記述する。

(a) 隆起・侵食による処分施設の地表への露呈の想定規模

海面変動を考慮した隆起・侵食については、傾動隆起の場合には処分施設も傾きを持ちながら隆起し、標高の高い領域が多く侵食されるため、隆起量の大きい側の端から露呈を始めることが考えられるが、一様隆起によって処分施設全体が同時期に地表へ露呈することを想定した。

(b) マスムーブメントの想定規模

3.2の調査及び検討結果に基づき、大規模なマスムーブメントの想定規模を表 3.3-6 のように整理した。

表 3.3-6 大規模マスムーブメントの想定規模

項目	変化量など
すべり面深度	300m 以上
崩壊物質量	100 万 m ³ 超
処分深度の標高変化など	図 3.2-17 に示すマスムーブメント発生条件領域

(2) 隆起・侵食、海面変動及びマスムーブメントの処分システムへの影響

(a) 隆起・侵食による処分施設の地表への露呈の影響

隆起・侵食は、昨年度検討したように、その長期にわたる地形変化により、地下水流動場が変化して核種移行経路が変化する(水理的影響H)。昨年度の検討では、隆起の形態が傾動隆起の場合、動水勾配が大きくなり核種の流出点が変わること、一様隆起の場合は、隆起した分侵食されると対地深度が減少して、移行距離が短縮され、天然バリア出口フラックスが最大となることなどが示された。

隆起・侵食により処分施設が地表に近づく過程で、地表から数10m程度の地質は風化作用を受け、特に花崗岩や石灰岩などは孔隙に富む岩石に変質し、流体の浸透が容易になることが知られているため、酸化性地下水の流入により処分施設が還元環境から酸化環境に変わる可能性がある(化学的影響C)。

処分施設が地表に露出する際には、その地表環境を人間が利用することに伴う被ばくが想定され、この時点で人工バリア及び母岩内に残存した放射性物質を線源とする被ばく経路の線量評価が必要である。

(b) マスムーブメントの処分システムへの影響

すべり面深度が300m以上の大規模マスムーブメントが発生すると、数km四方にわたる短期的な亀裂の発生、クリープやずれ破壊を伴い、大規模な地塊として移動を始めるため、この移動地塊内に処分施設が存在する場合、処分施設内の母岩に力学的な影響が生じ、亀裂が生じる(力学的影響M)。処分施設周辺の天然バリアの地質及び間隙構造にも変化が生じ、多数の亀裂が加わることによって透水性が高くなり、地下水流動場が大きく変化して、核種の生物圏への流出点が変わるとともに、地下水流速が増大して核種が流出するまでの時間が短縮されることが想定される(水理的影響H)。また、亀裂の発生により亀裂沿いの母岩が細粒化され鉱物変質するため、亀裂沿いを移行する各種の分配係数が変化する可能性がある。また、この地下水流動場の変化によって、地表水の浸透が促進され、処分施設内に酸化性の地表水が浸透して、人工バリアの安全機能の低下・喪失が想定される(化学的影響C)。

以上の検討から、大規模マスムーブメントにより処分施設及び処分施設周辺の天然バリアの地質に多数の亀裂が生じ、透水性が高くなった地質を通じた酸化性地下水の流入により人工バリアの安全機能が低下するとともに、生物圏流出までの核種の移行時間の短縮により、被ばく線量が増加するシナリオとした。

平成26年度は、以上の地質・気候関連事象による処分システムへの影響シナリオのうち、断層活動の影響シナリオについて、仮想的な堆積岩サイト条件のもと、地下水流動・塩分濃度解析を行い、核種移行・線量評価のための具体的なシナリオ構築及び核種移行パラメータの設定を行った。次項以降にその解析について述べる。また、第3章のシナリオ構築の結果を受けて、断層活動と火山噴火の影響シナリオに対する核種移行・線量の評価を行い、その評価については第5章で述べる。

3.4 断層活動の影響シナリオの設定及び地下水流動解析

3.4.1 断層活動の影響シナリオの設定

地震・断層活動の場合、3.2において整理したように処分施設に直接的影響があり、回避しきれない事象は、活断層や地質断層、プレート境界断層からの派生断層（分岐断層、バックスラスト）の新生である。想定されるシナリオとしては、将来数10万年以内に回避された活断層や地質断層の活動に伴って新たに断層が派生し、施設を直撃するというケースである。最も懸念されるケースは、図3.2-21に示したように調査で見落とされた分岐断層が処分施設直下に既に分岐断層が伏在しており、次の地震時に成長し、処分施設を直撃する場合である。分岐断層は地震活動のたびに成長し続け、やがて地表に到達する。この場合、分岐断層が深部帯水層と連続しており、断層内が被圧されているとすれば、処分施設が断層と交差、直撃されると深部から熱水が処分施設内に流入する可能性がある。さらに分岐断層が成長して地表に到達すれば、処分施設内の地下水は深部からの熱水とともに地表に流出することが予想される。一方、分岐断層と共役系にあるバックスラストが形成されると、地表からの酸化性地下水が流入する可能性がある。したがって、処分施設と新たに形成される断層との位置関係および断層と深部帯水層の被圧状態によって想定されるシナリオは以下の3ケースとなる。

- ・分岐断層が処分施設を直撃することにより、処分施設周辺の水理地質構造が変化（断層成長）し、地下水流動が変化するとともに、核種移行経路や核種移行時間に影響を与える。この場合、深部からの熱水の上昇はない。（シナリオ1）
- ・バックスラストが処分施設を直撃し、処分施設内に地表から酸化性地下水が流入するとともに地下水流動、水質が変化し、核種移行経路や移行時間に影響を与える。（シナリオ2）
- ・分岐断層が処分施設を直撃することにより、処分施設周辺の水理地質構造が変化（断層成長）し、地下水流動が変化するとともに深部からの熱水が上昇する。これにより、処分施設内の温度や水質も変化し、核種移行経路や移行時間に影響を与える（シナリオ3）

シナリオ1とシナリオ3は、伏在する分岐断層直上に処分施設が位置する場合、シナリオ2は、バックスラストが発生する位置に処分施設がある場合である。シナリオ3の場合、分岐断層の成長開始後は、処分施設よりも深部に被圧された帯水層が存在する点でシナリオ1と状態設定が異なる。

シナリオ1～シナリオ3の3ケースについて試解析を実施するにあたって、昨年度と同様、幌延地域の地質構造モデルを用いて仮想的な環境条件を設定することとした。幌延地域については、解析領域の東縁に活断層（大曲断層）である主断層が位置し、断層西側に背斜構造（更別背斜）が存在する。地下構造探査によって現在、大曲断層からの断層の分岐の有無は不明であるが、秋田県の千屋断層の例のように背斜軸直下に分岐断層が伏在しており、将来、断層が成長する可能性が考えられている。そこで、解析では、まず主断層である大曲断層が調査によって確認、回避されているものと想定し、背斜軸直下に伏在する分岐断層が見落とされた場合を想定した。そして将来、地震のたびに断層が成長した場合、分岐断層直上あるいはその後に形成されるバックスラスト発生位置にある処分施設が直撃を受けるものとして、断層成長モデルを仮想的に設定した（図3.4-1）。

解析条件は、図に示す通り、まず本地域が過去数10万年以前は海底下にあったことから、全領域を化石塩水で満たし、上部境界に降雨条件を与えて地下水流動解析を行い、現在（ $t=0$ ）の塩分濃度分布を再現した。ここで、昨年度と同様、化石塩水の組成は、幌延地域の観測データに基づく平均値である地下水2（日本原子力研究開発機構、2014⁽¹⁾）を用い、 $C=1.0$ に正規化し

た。現在の塩分濃度分布と全水頭分布を再現した後、涵養条件を変えずに地震イベントごとに断層を成長させ、地下水流向・流速および水質を非定常計算することとした。地下水2の淡水化が進むと塩水/降水境界は、時間とともに下方へ移動するため、昨年度同様、淡水化率 ($F=1-C_z/C_2$) が 0.07 となる位置を持って塩水/降水境界と判定した。ここで、 C_2 は対象地点直下の地下水2のCl濃度、 C_z は対象地点zにおけるCl濃度である。 $F=0.07$ を塩水/降水境界とした理由は、幌延地域の地下水の水素・酸素同位体比分析結果から、 $F=0.07$ において降水起源の水の混入率が 0 となるためである（日本原子力研究開発機構、2014⁽¹⁾）。塩水/降水境界より以浅の地下水組成は、塩水/降水境界から地表に向かって連続的に変化するため、塩分濃度の空間分布として与えることは困難である。このため、昨年度同様、現在の幌延地域の塩水/降水境界より以浅の観測データから平均的なCl濃度を計算し（地下水1）、将来、塩水/降水境界が移動してもこの値は変化しないものとした。表 3.4-1 に地下水1および地下水2の化学組成と温度（地下水1：GL-50m～GL-300mの観測値の平均、地下水2：GL-300m～-1,000mまでの観測値の平均）を示す。

断層の成長速度は、前述のとおり、国内において過去数10万年以内に活動した分岐断層の活動履歴が10数m/（1回の地震）～500m/（1回の地震）程度、バックスラストは数m程度/（1回の地震）であることから、解析上は100m/（1回の地震）と500m/（1回の地震）の2ケースとした。

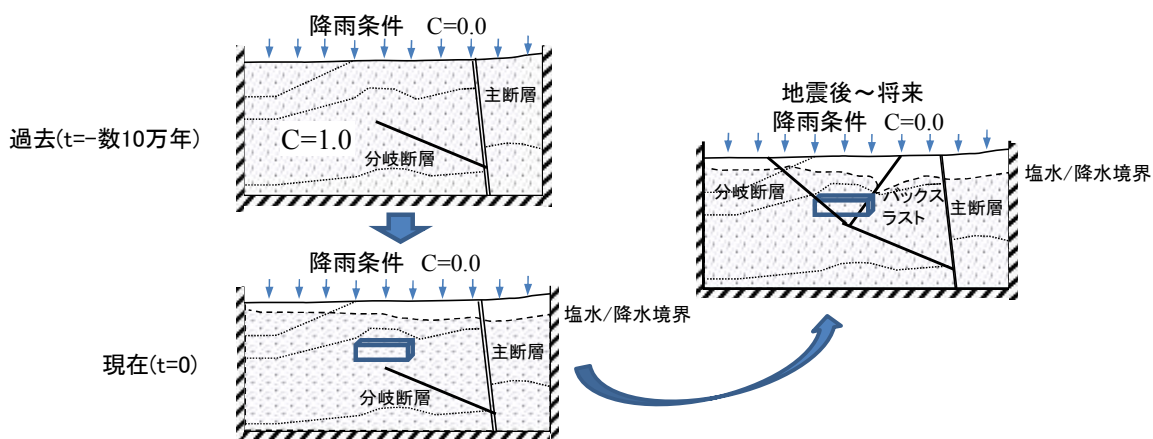


図 3.4-1 幌延地域の地質構造モデルを用いた仮想的な断層成長プロセスと境界条件の設定

表 3.4-1 地下水1、地下水2の化学組成、温度

	地下水1	地下水2	現海水
Na(ppm)	2,500	6,200	11,050
Ca(ppm)	110	170	422
K(ppm)	100	160	416
Mg(ppm)	60	170	1,326
Cl(ppm)	3,100	9,000	19,870
HCO3(ppm)	300	2,300	140
SO4(ppm)	7.7	33	3,800
pH	6.8	6.3	
Eh(mV)	-210	-210	
total-Fe(ppm)	3.3	0.1	
Si(ppm)	23	35	
Al(ppm)	0.005	0.0005	
温度(°C)	25	40	

図 3.4-2 は、分岐断層の形成時期と断層の透水性の時間変化を模式的に示した図である。図は、国内の代表的な B 級の活断層を想定した場合の平均的な活動間隔である 5,000 年（活断層研究会、1991⁽²⁾）を採用し、主断層が次に活動する 5,000 年後に分岐断層が同時に形成され (Ev.1)、透水係数が周辺母岩に対して 1~2 桁増加するとした場合である。5,000 年以降、次の地震イベント (Ev.2~Ev.9) までに断層の透水性が地震前の状態に回復するとした場合は、図に示すように時間変化に対してのこぎり状の透水性変化を示す。実際、地震後に断層の透水性が低下し、地震前の値に近づいていると報告された事例はある（北川他、2004⁽³⁾）が、地震前の透水係数が観測されていないため、地震前の値に回復したか否か不明である。また、地震のたびに断層の透水係数が増加し続けるといった報告例もない。国内における活断層および地質断層の透水係数は、周辺母岩よりも平均的には 1 桁~2 桁程度高い値で一定している（井尻他、1999⁽⁴⁾）ことから、地震後は周辺の母岩に対して 1 桁~2 桁程度高い状態で推移している可能性が高い。

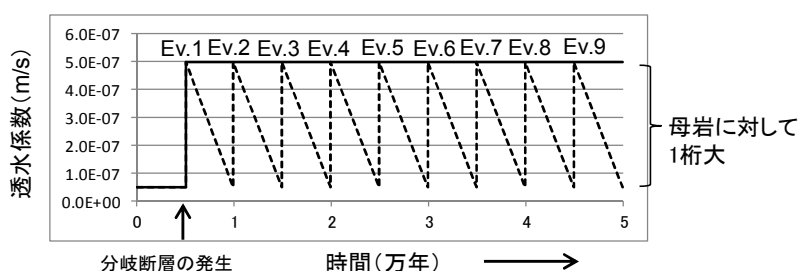


図 3.4-2 断層の形成と断層の透水性の時間変化の例（分岐断層のケース）

幌延地域の場合、有史以来、主断層である大曲断層は活動した痕跡はない。しかし、大曲断層は第四紀以降活動を繰り返している活断層であるとされていること（活断層研究会、1991⁽⁵⁾）から、地震後、断層の透水係数が増加している可能性が考えられる。しかし、上記の理由から解析上、透水係数の変化は一時的なものとし、地震間で断層の透水係数に変化は無いものと考えた。既往の研究による幌延地域の堆積岩および断層の水理定数を表 3.4-2 に示す。表中、勇知層、声間層、稚内層は亀裂性の堆積岩であるため、透水係数に深度依存性があるとしている（今井他 2007⁽⁶⁾、操上他、2008⁽⁷⁾）。また、大曲断層については、水理試験等から稚内層よりも 1 桁高い値に設定されている（操上他、2008⁽⁷⁾）。仮想的に発生させた分岐断層とバックスラストの透水係数は不明であるため、地震後に形成される分岐断層とバックスラストの透水係数は大曲断層の値と同じとし、断層形成後は稚内層に対して 1 桁高い透水係数で推移するものとした（図 3.4-2）。分岐断層とバックスラスト形成後の水理定数を表 3.4-3 に示す。

表 3.4-2 現在の断層および地層の水理定数

地層名、断層名	透水係数 (m/sec)	間隙率 (%)	貯留係数 (l/m)
表層・更別層	1.0E-06	60	2.00E-04
勇知層	log ₁₀ (k)=-0.0034z-8.3665 (上限: 1E-8m/s, 下限: 1E-11m/s)	60	1.00E-04
声間層	log ₁₀ (k)=-0.0039z-7.5935 (上限: 1E-7m/s, 下限: 1E-11m/s)	60	4.00E-05
稚内層	log ₁₀ (k)=-0.0061z-5.5626 (上限: 1E-6m/s, 下限: 1E-11m/s)	40	1.00E-05
増幌層	5.0E-10	30	5.00E-06
函淵層群 (白亜系)	1.0E-11	20	2.00E-06
大曲断層 (表層~稚内層中)	log ₁₀ (k)=-0.0061z-4.5626 (上限: 1E-5m/s, 下限: 5E-9m/s)	50	1.00E-04
大曲断層、分岐断層 (増幌層中)	5.0E-09	30	5.00E-06
大曲断層、分岐断層 (函淵層中)	1.0E-10	20	2.00E-06

表 3.4-3 将来の断層および地層の水理定数

地層名、断層名	透水係数 (m/sec)	間隙率 (%)	貯留係数 (1/m)
表層～函淵層	地震前と同じ		
大曲断層、分岐断層、バック スラスト (表層～稚内層中)	$\log_{10}(k)=-0.0061z-4.5626$ (上限: 1E-5m/s, 下限: 5E-9m/s)	50	1.00E-04
大曲断層、分岐断層、バック スラスト (増幌層中)	5.0E-09	30	5.00E-06
大曲断層、分岐断層、バック スラスト (函淵層中)	1.0E-10	20	2.00E-06

表 3.4-4 に国内の第四紀以降に活動した分岐断層とバックスラストとの関係を示す。分岐断層の傾斜はおおむね 30～45° であり、バックスラストは、40～65° と分岐断層よりも高角である。したがって、幌延地域についても将来、分岐断層とバックスラストは他の地域と同じような断層形状の関係性を保ちながら成長していくものとして、断層の傾斜をそれぞれ 30° および 60° とした。断層幅は、大曲断層の場合、断層粘土と亀裂密集部からなるダメージゾーンを併せると約 120m と報告されている (石井他、2006⁽⁸⁾)。分岐断層およびバックスラストの場合、主断層よりは断層規模が小さいことから、断層幅も主断層より小さいものと考えられる。したがって、解析上、主断層の幅を 100m とし、分岐断層の幅を 50m、バックスラストの幅を 25m とした。なお、将来、東西圧縮場における水平短縮がさらに進行すれば、地表面形状、地層境界も時間とともに変化することが予想されるが、解析モデルを単純化するため地質構造の変化は断層の成長のみとした。

表 3.4-4 国内の分岐断層とバックスラストとの関係

分岐断層	傾斜	バックスラスト	傾斜	文献
能代断層 (秋田)	45°	小手萩断層、盤断層	45～50°	宮内(2012) ⁽⁹⁾
月岡断層 (新潟)	35°	-	40°	佐藤他(2014) ⁽¹⁰⁾
	30°	-	40～65°	
千屋断層 (秋田)	30～45°	-	40～55°	猪原他(2006) ⁽¹¹⁾
江南断層 (埼玉)	45°	深谷断層	60°	高橋他 (2006) ⁽¹²⁾

降雨条件については、本来、気候変動によって氷期-間氷期サイクルがあるため、将来は現在と異なることが考えられるが、本解析では断層の成長に着目した影響評価であるため、降雨条件の時間変化は無しとし、地表面で圧力水頭を 0 とした。また、側方境界および底部境界については不透水、塩分濃度フラックス 0 とした。

ただし、シナリオ 3 に関しては、深部帯水層が被圧状態にないと地震時に断層を通じて熱水が処分施設に流入しない。このため、分岐断層内がすでに深部熱水によって帯水しており、被圧状態にあるとし、地震発生後に圧力解放するように解析条件を設定する必要がある。被圧状態は、3.2 で述べたように幌延の場合、稚内層下部がキャップロックとなり、深度 1,100m の増幌層上部には静水圧に対して 4 倍近い全水頭がかかっているとされている。幌延以外の地域については地質条件や地下水環境条件によって異なるものと思われる。新潟堆積盆の場合、深度 1,100m レベルにおける水圧は、前述のとおり幌延よりも高く、国内の堆積岩地域において観測されているデータとしては、極めて高い被圧条件下にあるとされている (田中・石原、2009⁽¹³⁾、宮川他、2007⁽¹⁴⁾)。このことから、シナリオ 3 に関する 5 章の人工バリア変遷解析では、底部境界の深度 1,100m の増幌層上部と地表との間にシナリオ 1,2 の場合よりも 4 倍～1 桁程度高い動水勾配を与えることとした。

被圧された深部帯水層から地震時に断層を通じて上昇する熱水の種類については、前述のとおり既往の研究事例から有馬型とジプレッシャー型が想定される。表 3.2-13 に示したように、

有馬型の場合 pH は 6 前後、Cl 濃度は 40,000ppm 以上、水温 90°C である。一方、ジプレッシャー型の場合は、pH=6~7 であり、Cl 濃度は 2,000ppm~15,000ppm であり、幌延における“地下水 2”はジオプレッシャー型に属す。図 3.4-3 に示すように幌延地域の場合は、地下深部にジプレッシャー型である“地下水 2”が存在し、地表から降水の浸透によって希釈された“地下水 1”が塩水/降水境界よりも浅に分布する。処分施設直下の伏在断層が稚内層よりも下位の”地下水 2”中に存在する場合、将来、分岐断層が成長し処分施設を直撃した場合 (T=t1)、被圧されていた”地下水 2”は、断層の成長とともに深部から上昇し、処分施設内に流入する。さらに分岐断層が成長し地表に到達すると”地下水 2”は、断層内の高動水勾配の影響を受け、地表に湧出する可能性が高い (T=t2)。一方、有馬型熱水の場合、前述のとおり、地震前から主

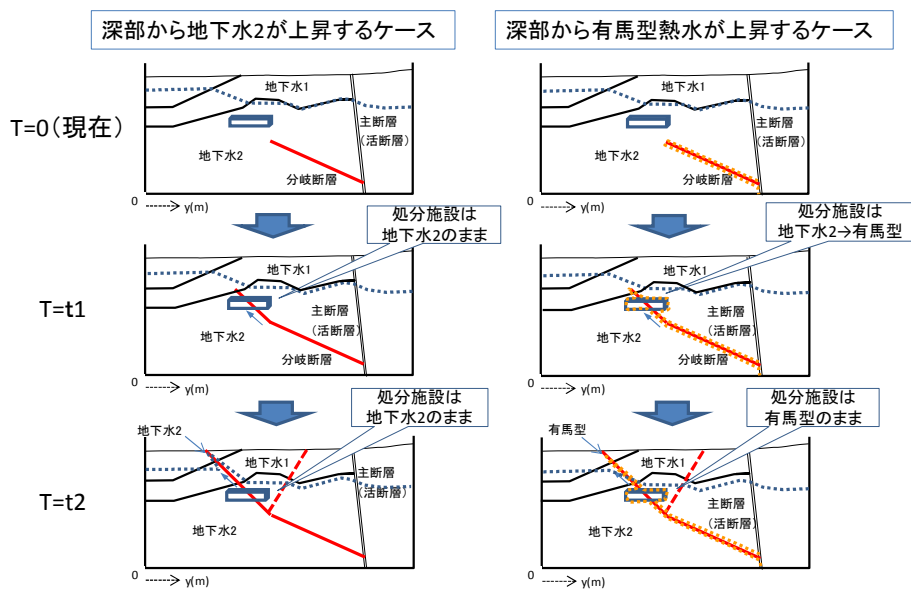


図 3.4-3 分岐断層の成長と深部熱水の処分施設への流入の時期の関係 (処分施設が現在“地下水 1”中にある場合)

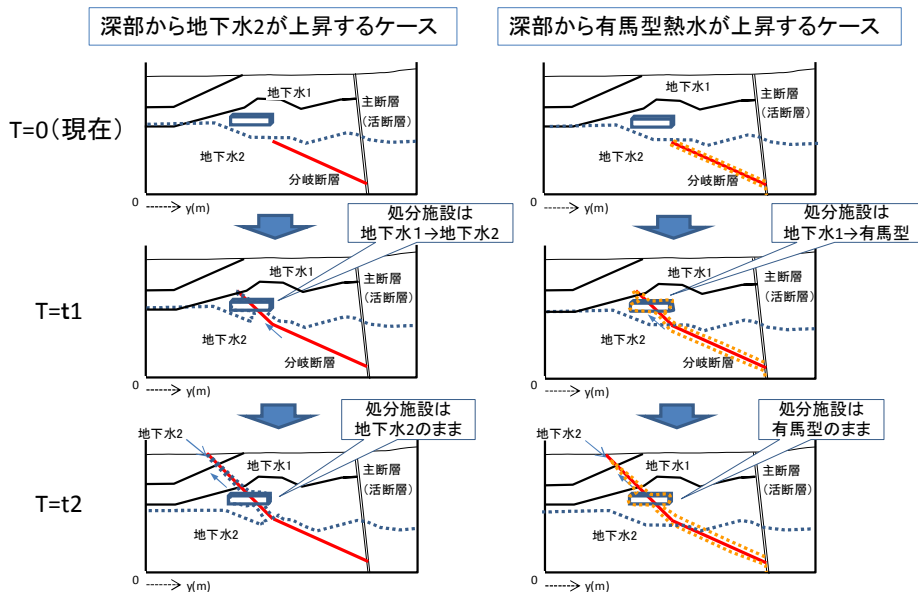


図 3.4-4 分岐断層の成長と深部熱水の処分施設への流入の時期の関係 (処分施設が現在“地下水 2”中にある場合)

断層深部の帯水層と連続している分岐断層中に存在している可能性が高く、地震後、断層の成長とともに上昇する。有馬型熱水の給源である被圧帯水層に関する情報はないため、地下水 2 と同程度あるいはそれ以上被圧されているものとした。図 3.4-3 左図は“地下水 2”が上昇するケース、右図は有馬型の熱水が上昇するケースである。

図 3.4-4 は処分施設が塩水/降水境界よりも下にある場合、すなわち“地下水 2”中に位置する場合である。図 3.4-3 の場合とは異なり、現在 ($T=0$) においては、すでに処分施設内は“地下水 2”で満たされているため、断層直撃後も地下水の水質は“地下水 2”のままである。一方、有馬型の熱水が上昇する場合は、断層直撃後は“地下水 2”から有馬型に水質変化する。実際は、処分施設内に流入したとしても時間経過とともに熱水は、断層周辺の“地下水 2”によって希釈される。しかし、希釈率の時間変化を定量的に評価することは困難であるため、断層直撃以降は、処分施設内に流入した表 3.2-13 の熱水がそのまま深部から供給されるものとした。

シナリオ 2 の酸化性地下水の流入については、前述のとおりバックスラストが地表に到達すると同時に地表からの引き込みが発生するものとした。ただし、酸化性地下水の流入の程度は、周辺の地下水の地下水組成、バックスラストを構成している鉱物種、バックスラストの幅、透水係数、地下水流速、涵養量等に左右される。幌延地域の場合、大曲断層周辺における現在の酸化フロントの位置は、約 GL-60m である(穂刈、2012⁽¹⁵⁾)。花崗岩地域の例(瑞浪の例)では、水酸化鉄の存在から、地表から水みちとして機能する亀裂や断層を通じて過去に酸化性地下水が GL-200m 前後まで流入した痕跡が残されているとされている。ただし水酸化鉄が存在するのは亀裂近傍のみであり、周辺の母岩中には見られないこと、および現在 GL-200m には酸化性地下水が存在しないことなどから、酸化性地下水の流入による酸化環境は一時的なものであり、すぐに還元環境に回復したと考えられている(吉田・山本、2014⁽¹⁶⁾)。

図 3.4-5 にバックスラストの成長と処分施設、酸化フロントとの関係を示す。処分施設が地下水 1 中にあり、断層が時刻 $T=t_2$ に地表に到達した場合、酸化フロントは図に示すようにバックスラストを通じて深部方向へ引き込まれた形状となることが予想される。ここで、処分施設に流入する酸化性地下水は地下水 1 によって希釈、混合あるいは鉱物反応によって水質変化しながら、時間経過とともに断層深部方向へ移動する。酸化性地下水は瑞浪の例のように断層を通じて地下深部へ移動するが、すぐに化学的緩衝作用によって還元状態に戻る可能性がある。しかし、これを解析によって再現することは現状のところ困難である。酸化性地下水は、鉱物反応による溶存酸素の消費が少ないとすれば、バックスラスト形成後はバックスラスト沿いに働く地下水の下向きの流れにしたがって時間とともに深部方向へ引き込まれることが予想される。このため、バックスラスト沿いの酸化性地下水が処分施設に到達するまでの時間は、3.4.2 の地下水流動解析結果を踏まえたうえで設定することとした。

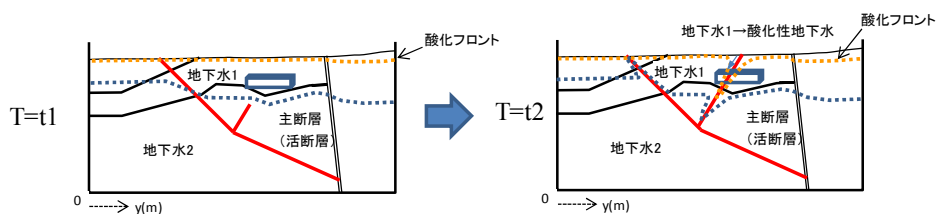


図 3.4-5 バックスラストの成長と酸化性地下水の流入時期の関係

3.4.2 地下水流動解析

3.4.1 に示したように、断層活動に関する回避しきれない事象である「主断層からの派生断層（分岐断層・バックスラスト）の成長」に対し最も懸念されるのは、処分施設直下に伏在する派生断層が地震活動に伴い成長し、処分施設を直撃する場合であり、これによる天然バリアへの影響シナリオとして

- シナリオ1 : 核種移行経路の変化
- シナリオ2 : 酸化性地下水の流入
- シナリオ3 : 深部からの熱水の流入

が想定される。

本項では、これらのシナリオを地下水流動解析によって定量的に評価した結果を示す（解析コード：有限要素法による多孔質媒体中での2次元地下水流動評価コード MIG2DF（日本原子力研究開発機構所有））。また、解析は3.4.1 に示した設定に基づき、断層の成長速度に応じた2つのケースに対して実施した（表 3.4-5）。

表 3.4-5 解析ケース

解析ケース	断層の成長速度（鉛直方向）
case1	500m/1回の地震活動
case2	100m/1回の地震活動

（1）解析条件

（a）解析領域

解析領域は、幌延地域の地質データを参考に派生断層の発生を仮定した、仮想的な2次元断面とした。解析領域の範囲は、解析上側方および底面に設定する境界条件が、解析対象である派生断層周辺の地下水流動に大きな影響を与えないよう、水平方向約16km×深度約5kmと十分広くとった。

設定した2次元断面に対して成長途中の分岐断層が処分施設直下に伏在している状態を仮定し、それを初期状態とした（図 3.4-6）。ここで主断層、地質1～6はそれぞれ大曲断層、函淵層、増幌層、稚内層、声問層、勇知層、更別層を参考に設定した。派生断層の成長角度は、分岐断層/バックスラスト：水平方向に対し30°/60°とし、伏在する分岐断層は深度約1km（電磁探査等で見逃しうる範囲）まで成長していると設定した。

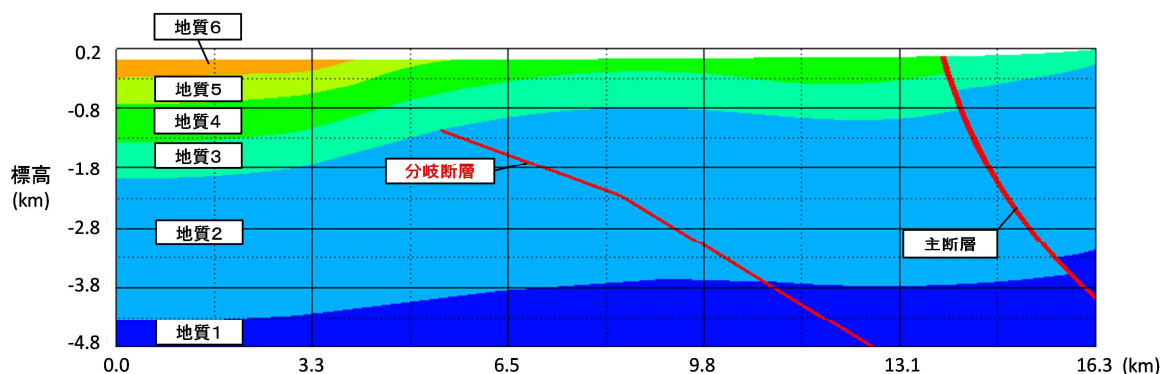


図 3.4-6 初期状態として想定した解析領域の地質分布

派生断層は、主断層の地震活動（活動間隔：5000年）に伴い、分岐断層→バックスラストの順で深部から徐々に成長すると仮定した。例として、case1（断層の成長速度：500m/1回の地震活動）における断層の成長の様子を図3.4-7、図3.4-8に示す。

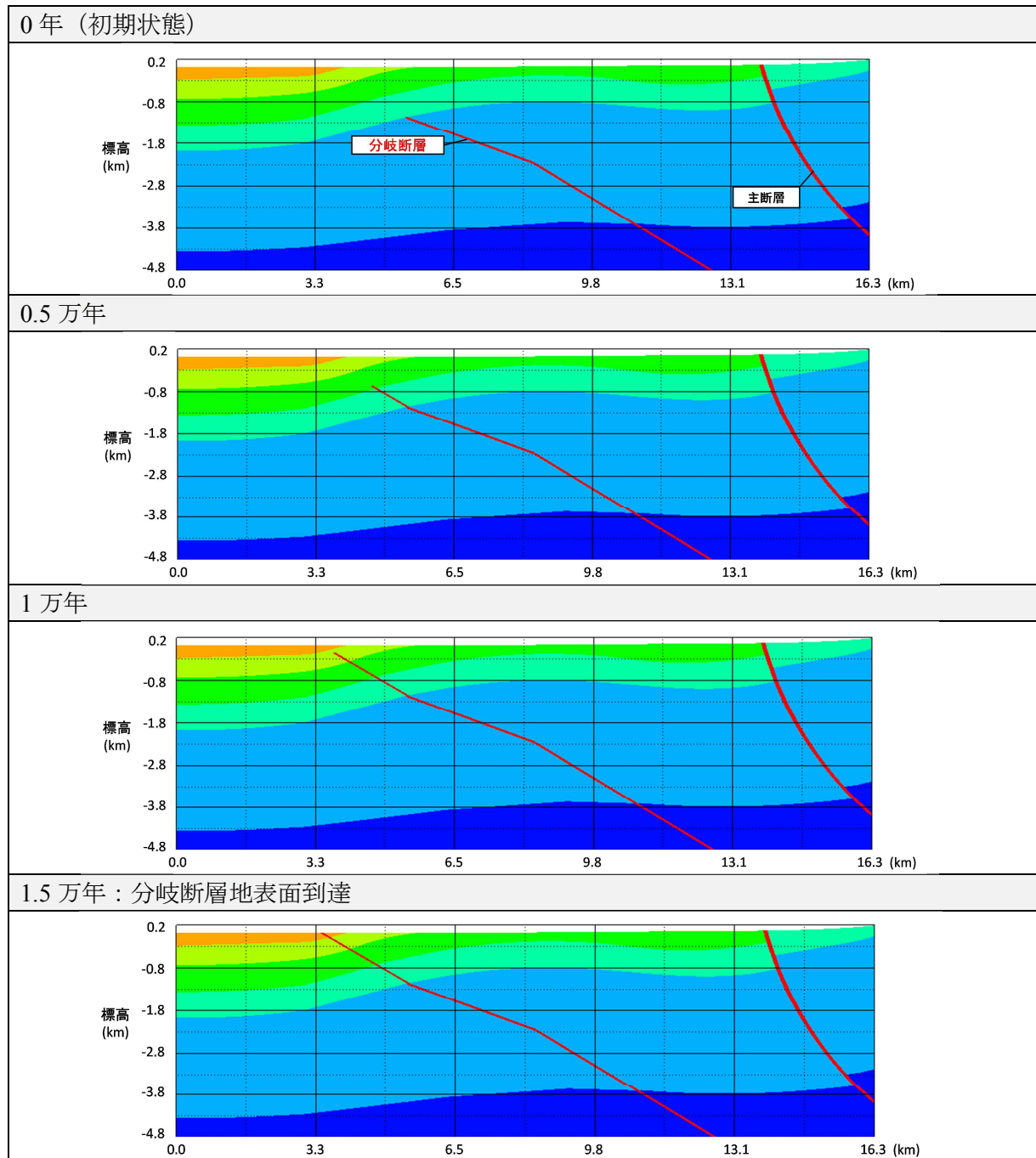


図 3.4-7 派生断層の成長に対する設定 (1/2)
 (case1: 断層の成長速度=鉛直方向に 500m/1回の地震活動)

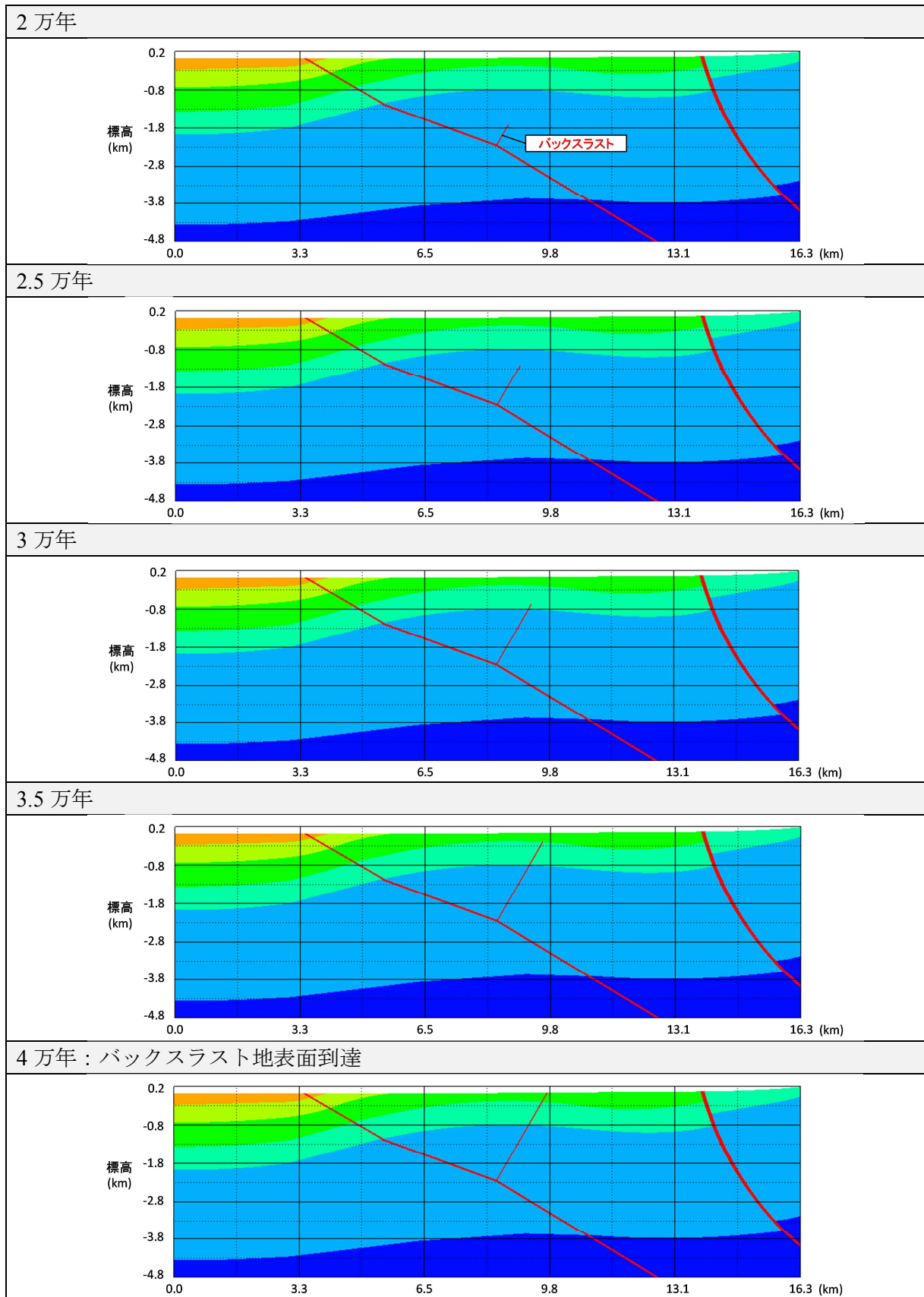


図 3.4-8 派生断層の成長に対する設定 (2/2)

各解析ケースにおける派生断層の地表面到達時刻を、表 3.4-6 に示す。

表 3.4-6 各解析ケースにおける派生断層の地表面到達時刻

解析ケース	断層の成長速度	分岐断層地表面到達	バックスラスト地表面到達
case1	500m/1 回の地震活動	1.5 万年	4 万年
case2	100m/1 回の地震活動	5.5 万年	16.5 万年

本解析ではこのような派生断層の成長を考慮した非定常解析を、5000 年周期で起こる派生断層の成長に応じて地質構造モデルを入れ替え、入れ替えの前後で圧力水頭および塩分濃度の計算結果を引き継ぐことにより、連続的に実行した。解析時間は、表 3.4-6 に示した派生断層の地表面到達時刻に応じ、case1・2 とともに 20 万年間とした。

(b) 水理特性

水理特性に関するパラメータを、表 3.4-7 に示す (表 3.4-2、表 3.4-3 に基づく)。

表 3.4-7 解析領域における水理特性

名称	透水係数 (m/s)	間隙率 (%)
地質 6	1.0E-06	60
地質 5	$\log_{10}K=-0.0034z-8.3665$ (上限: 1.0E-8、下限: 1.0E-11)	60
地質 4	$\log_{10}K=-0.0039z-7.5935$ (上限: 1.0E-7、下限: 1.0E-11)	60
地質 3	$\log_{10}K=-0.0061z-5.5626$ (上限: 1.0E-6、下限: 1.0E-11)	40
地質 2	5.0E-10	30
地質 1	1.0E-11	20
断層 (地質 3~6)	$\log_{10}K=-0.0061z-4.5626$ (上限: 1.0E-05、下限: 5.0E-09)	母岩と同じ
断層 (地質 2)	5.0E-09	
断層 (地質 1)	1.0E-10	

初期状態および派生断層地表面到達後における解析領域における透水係数の分布を、図 3.4-9 に示す。断層の透水係数は、3.4.1 に示したように、地層 3 より 1 桁高い値をとると設定した。ただし本領域は、透水係数の高い地質 3 の上に、透水係数の低い地質 4・地質 5 が重なる構造となっており、断層の透水係数は地質 4・地質 5 と比べると 3 桁程度大きな値となっている。

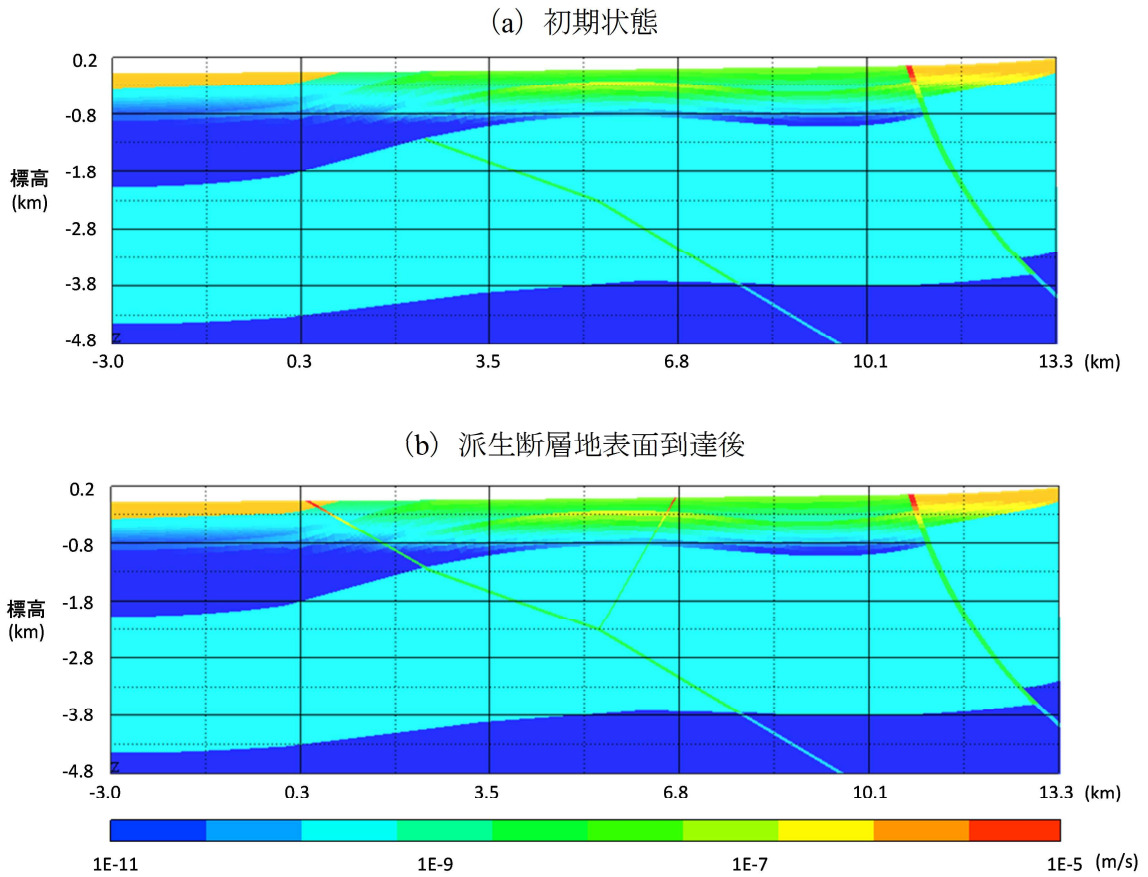


図 3.4-9 解析領域における透水係数 (m/s)

(c) 解析に使用したメッシュ

解析に使用したメッシュを図 3.4-10 に示す。メッシュは、断層付近は数十 m 間隔で細かく分割し、深度の増加とともに数百 m 間隔までサイズを徐々に大きくして分割した。また、地表面近傍の分岐断層周辺では、各地層間の透水係数のコントラストが大きく（地層 6： $1E-6m/s$ 、地層 5：上限 $1E-8m/s$ 、分岐断層： $1E-5m/s$ ）、流れが安定しにくいいため、特にメッシュを細分化した。

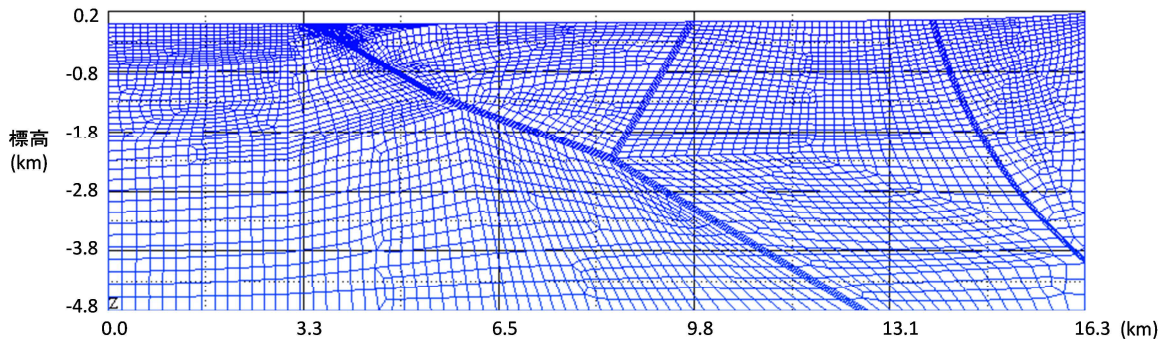


図 3.4-10 解析に使用したメッシュ（節点総数 5,353、要素総数 5,218）

(d) 境界条件・初期条件

地下水流動解析および物質移動解析の境界条件を、図 3.4-11 に示す。3.4.1 に示したように、地下水流動解析の境界条件は側面および底面では不透水、地表面では圧力水頭 0m とした。また、物質移動解析に対しては地表面の塩分濃度 C を 0 に固定し、側面および底面ではフラックスを 0 とした。

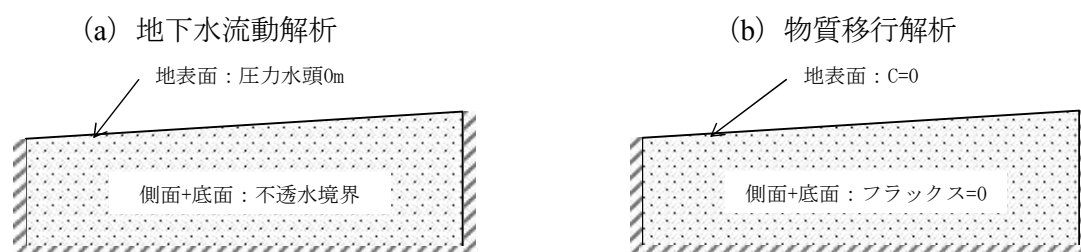


図 3.4-11 境界条件

初期状態における塩分濃度は、化石塩水で満たされた状態（正規化した海水濃度： $C=1.0$ ）に対し洗い出し解析を実施することにより求めた。その結果、概ね定常な状態となった 50 万年後の塩分濃度分布を、塩分濃度の初期条件として採用した（図 3.4-12）。

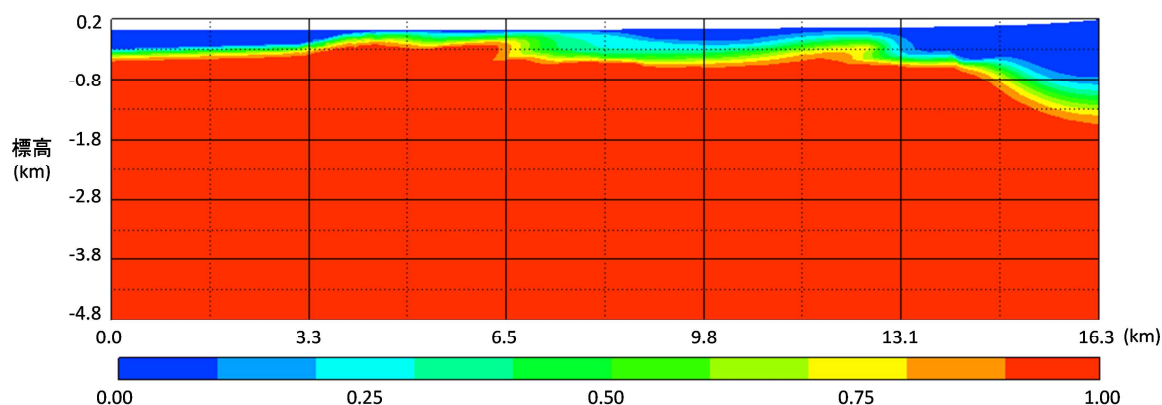


図 3.4-12 初期条件（塩分濃度分布）

（図の数値は海水濃度 $C=1.0$ で規格化した塩分濃度を示す）

図 3.4-12 より、塩分濃度分布は図 3.4-7 に示した透水係数と類似した分布になっており、各領域で次のような特徴がある。

- ・ 右側（上流側）：
地表面が透水係数の高い地層 3 で構成されているため、淡水化が深部まで進んでいる。
- ・ 中央部：
地表面にある透水係数の低い地層 5 よりも、その下に位置する透水係数の高い地層 4 に沿って下流側へ淡水化が進行している。
- ・ 左側（下流側）：
透水係数の高い表層（地層 6）においてはほぼ $C=0$ （淡水）となっているものの、地層 5 以深では透水係数が低いため、淡水化はあまり進んでいない。

以上の条件に基づき解析を行った結果を、(2) に示す。

(2) 解析結果

(a) 派生断層の成長に伴う流れの変化

派生断層の成長に伴う流れの変化の様子を、以下に示す。解析は case1 (断層の成長速度：500m/1回) と case2 (100m/1回) の両方に対し行ったが、成長速度が異なっても断層発生前後の流れの様子は同様であるため、ここでは case1 に対する結果のみを示す。

① 領域全体の流れの変化

初期状態および派生断層地表到達後の領域全体の流速分布を、図 3.4-13 に示す。図 3.4-13 (a) より、初期状態では上流 (右側) から下流 (左側) へ向かう大局的な流れに加え、成長途中の分岐断層に沿って上昇する流れが形成している。また、図 3.4-13 の (a) と (b) で大きな違いが見られないことから、派生断層の成長に伴う地下水流動の変化は大域的には小さいと言える。これは、解析領域の幅：約 16km に対し、派生断層の幅が分岐断層：50m、バックスラスト：25m と非常に小さいためである。

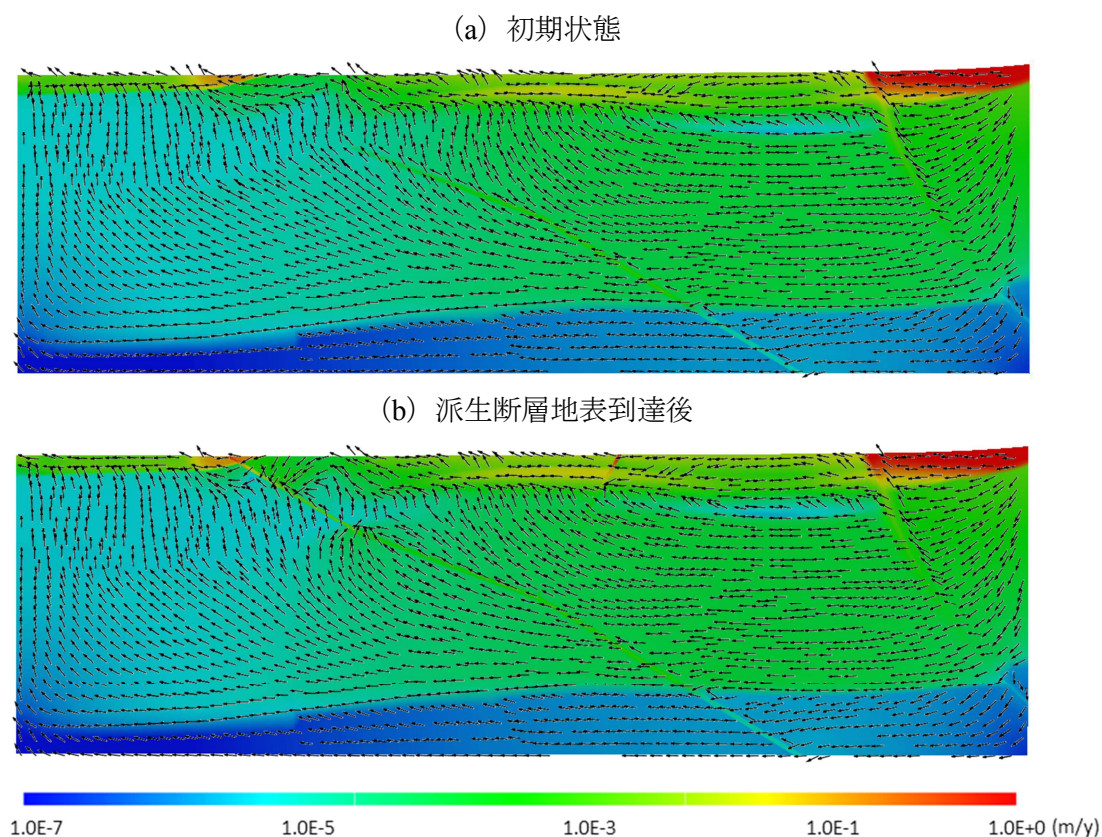


図 3.4-13 断層成長前後における流速分布

以上より、派生断層が成長しても領域全体の流れは大きく変わらないことがわかった。よって以下では、派生断層周辺への影響に着目した解析結果を示す。

② 派生断層周辺の流れの変化

派生断層成長に伴う断層周辺での流れの変化を調べるために、派生断層と交差する仮想的な処分坑道を設定し、各時刻の流動場に対する処分坑道からの流跡線の変化を求めた。流路解析は、2次元地下水流動解析コードMIG2DFと連動した粒子追跡法による移行時間・移行経路の解析コードPASS-TRACを用いて行った。

仮想的な処分坑道の設定

地層処分場のレイアウトに関する検討（核燃料サイクル開発機構、1999¹⁷⁾）によると、処分坑道の大きさは1本あたり長さ約1km、高さ約5mとされている。またわが国においては、処分施設の設置深度は深度300m以深と設定されている。よって本解析では図3.4-14に示すように、分岐断層およびバックスラスト周辺の深度300, 400, 500mに仮想的な3本の処分坑道（長さ1km、高さ5m）を設定し、そこから放出される粒子に対する流路解析を行う。

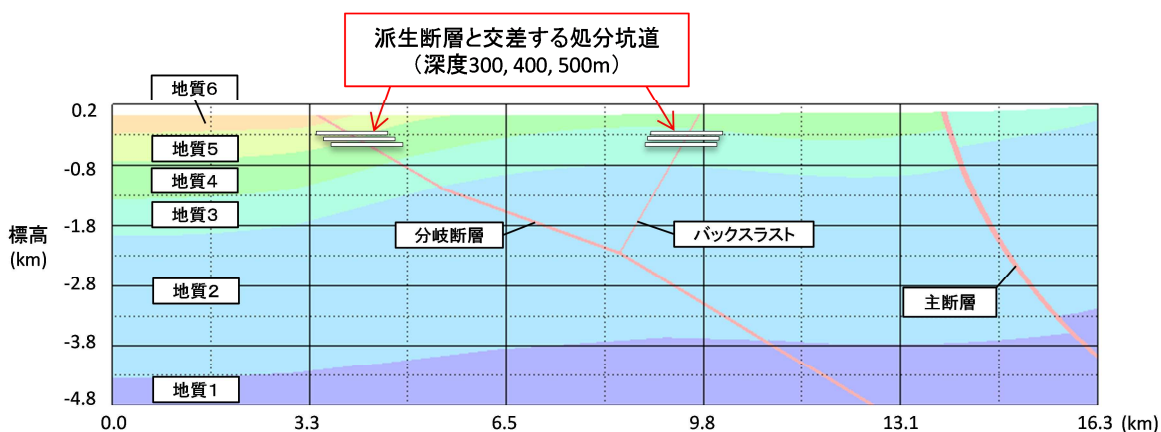


図 3.4-14 解析における処分坑道の仮想位置
(背景：派生断層地表面到達時における地質分布図)

処分坑道から放出される粒子は、その粒子が断層に対して下流、中央、上流のどの領域から放出されたかによって、挙動が異なると推測される。そこで図3.4-15に示すように、処分坑道中に断層に対して下流・中央・上流に代表的にとった3点を、流路解析の始点とした。

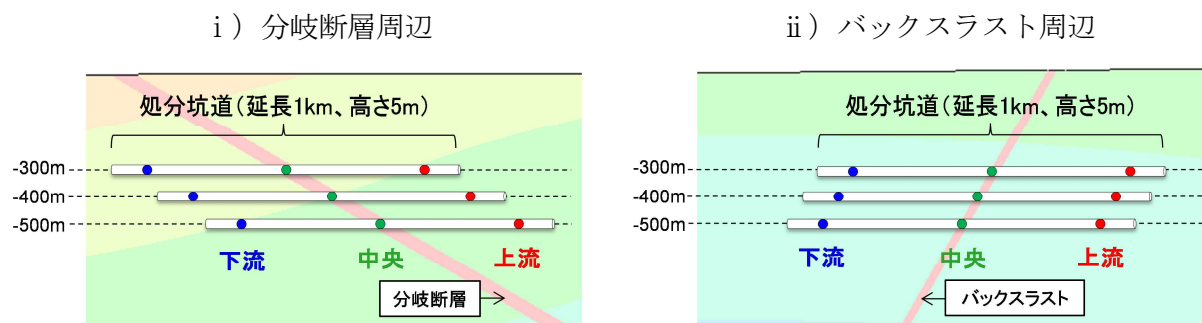


図 3.4-15 派生断層と交差する処分坑道からの流路解析の始点

これらの条件に基づき、派生断層の成長に伴う断層周辺での流れの変化を解析した結果を、以下に示す。

i) 分岐断層と交差する処分坑道からの流れの変化

分岐断層と交差する処分坑道からの流跡線を、初期状態(0年)から分岐断層地表面到達(1.5万年)までの5000年ごとの各時間断面に対して求めた結果を、図3.4-16に示す。

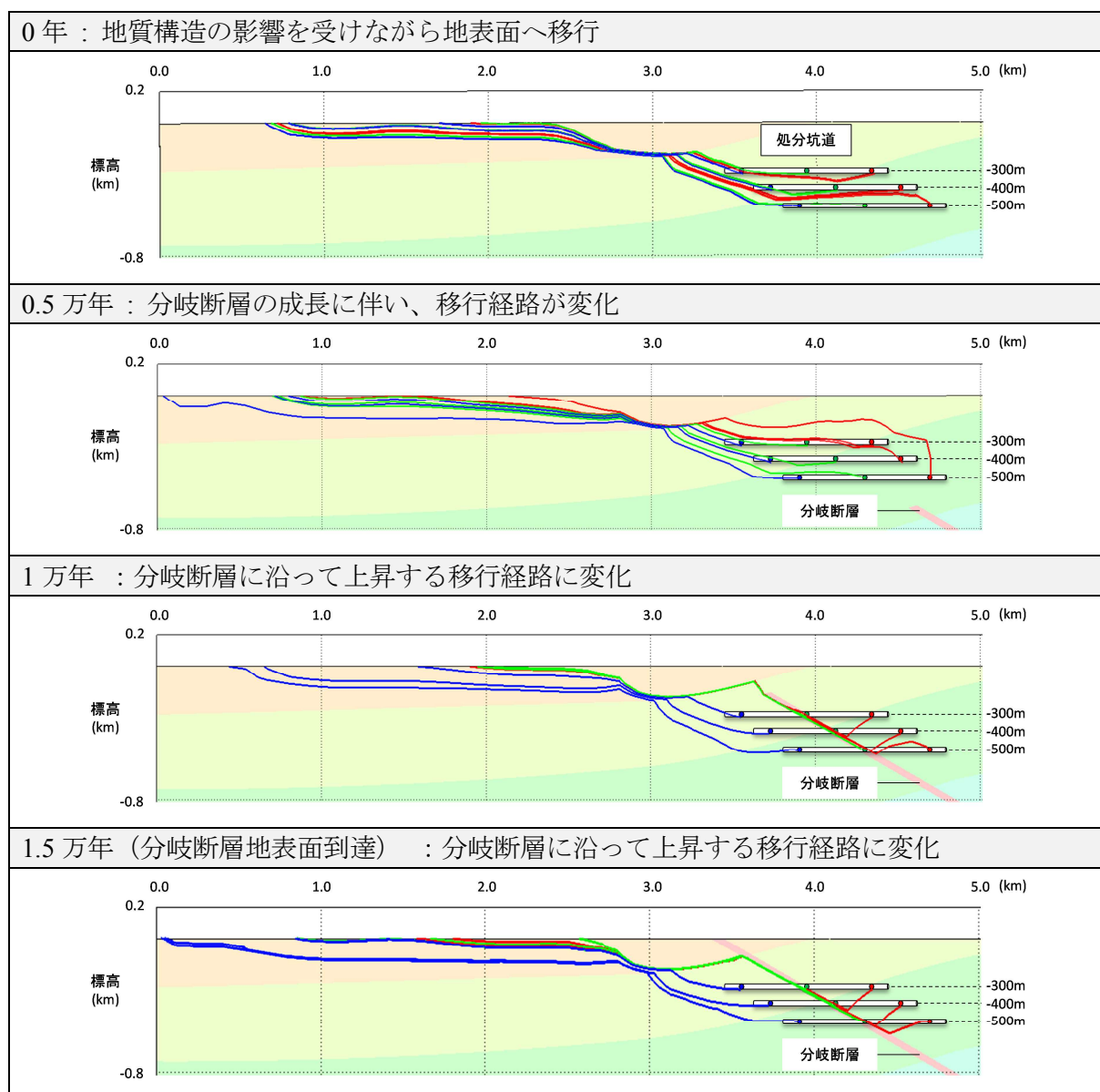


図 3.4-16 分岐断層と交差する処分坑道からの流れの変化

各時刻における流跡線の結果より、分岐断層と交差する処分坑道が断層成長に伴って受ける影響は、次のようにまとめられる。

- 分岐断層下流：分岐断層の成長による影響をあまり受けない。
- 分岐断層中央・上流：断層成長に伴い、断層に沿って上昇する経路に変化する。

よって分岐断層近傍および上流側では、断層成長に伴い移行経路が変化し、透水性の高い断層部を流れることで地表到達までの平均速度が増加する可能性がある。またこのような断層に沿って上昇する流れにより、深部から熱水が上昇する可能性がある。

ii) バックスラストと交差する処分坑道からの流れの変化

バックスラストと交差する処分坑道からの流跡線を、バックスラスト成長開始（2 万年）から地表面到達（4 万年）までの 1 万年ごとの各時間断面に対して求めた結果を図 3.4-17 に示す。

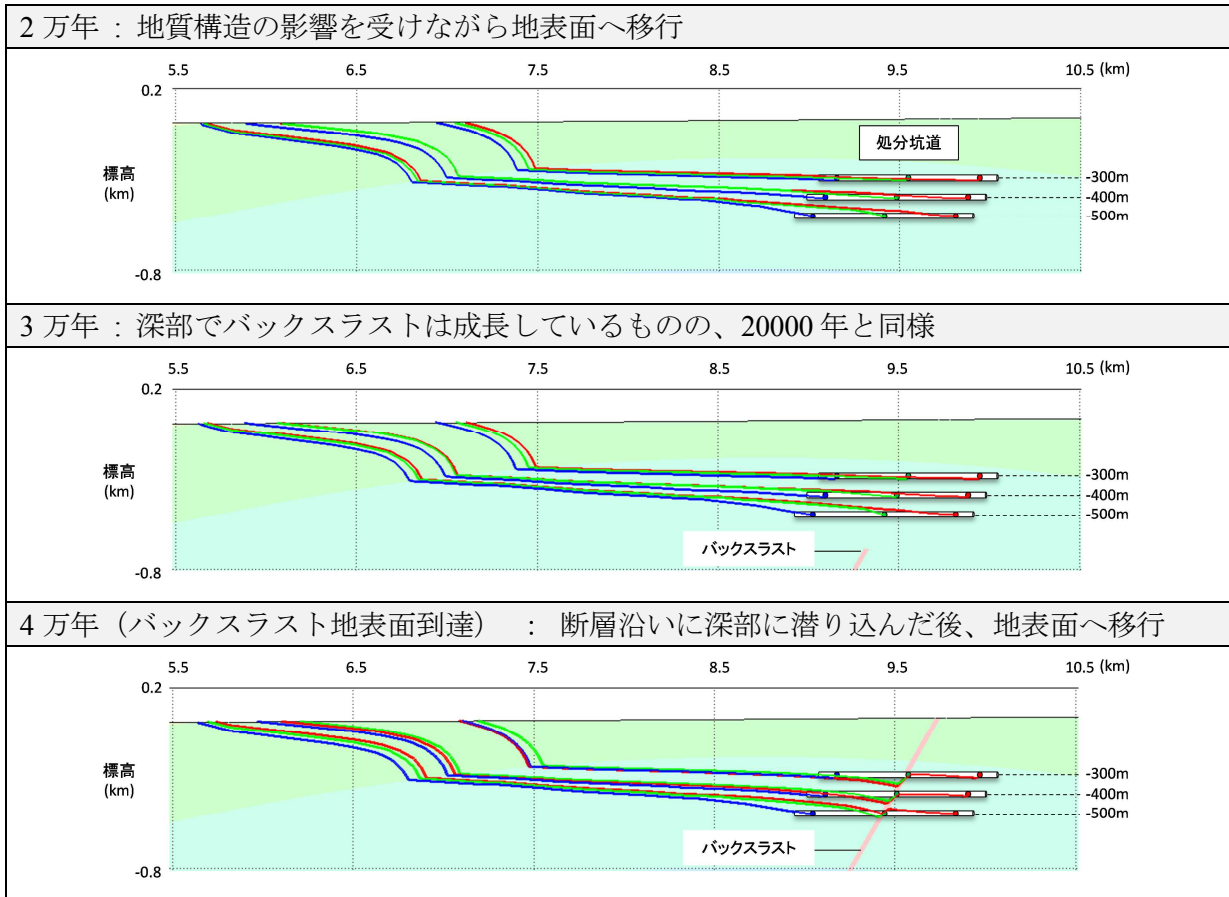


図 3.4-17 バックスラストと交差する処分坑道からの流れの変化

各時刻における流跡線の結果より、バックスラストと交差する処分坑道が断層成長に伴って受ける影響は、次のようにまとめられる。

- ・バックスラスト下流：断層成長による影響をあまり受けない。
- ・バックスラスト中央・上流：断層成長に伴い、断層に沿って深部に潜り込んだ後に地表面へ移行する。

よって、バックスラストが成長することによる移行経路の変化は小さく、また透水係数の低い深部へ潜り込むことから移行時間が短縮することもない。

しかし、断層交差部における深部への潜り込みはバックスラストに沿った下向きの流れの形成を表しており、このことは地表面からの酸化性地下水の流入が起こる可能性を示唆する。

以上から、派生断層成長によって以下の影響が起こる可能性があることが確かめられた。

- ・シナリオ 1：核種移行経路の変化
- ・シナリオ 2：酸化性地下水の流入
- ・シナリオ 3：深部からの熱水の流入

以下では、これらについて定量的に検討を行った結果を示す。

(b) 派生断層成長に対する天然バリアへの影響

シナリオ 1 : 核種移行経路の変化

(a) では、分岐断層と交差する処分坑道からの移行経路が、分岐断層成長により断層に沿って上昇する経路に変化することを確かめた。

ここでは、分岐断層成長に伴う処分坑道からの移行距離および平均流速 (= 移行距離 ÷ 移行時間) の変化について解析した結果を示す。なおここでの移行距離は、安全評価上の天然バリアとしての核種の移行遅延が機能する距離として考えるため、地表付近の生物圏までの距離として地表から 40m を帯水層と仮定し、処分場から帯水層下限到達までの距離として算出した。

① 水平方向に対する比較 (深度 300m にある処分坑道)

分岐断層と交差する処分坑道を、断層に対し下流、中央、上流の 3 つの領域 (各 200m) に分け、各領域からの流路解析を行った (図 3.4-18)。流路解析の始点は、不確実性を考慮するために各領域で 200 点ずつ発生させた。

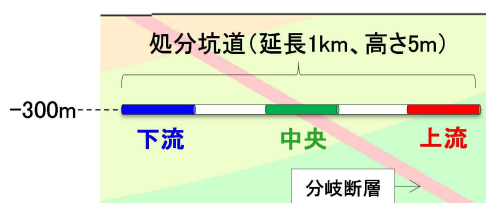


図 3.4-18 分岐断層と交差する処分坑道からの流路解析の始点

初期状態 (0 年) から分岐断層地表面到達までの各時間断面に対する、移行速度および帯水層到達までの平均流速の解析結果を、図 3.4-19 および図 3.4-20 に示す。ここで箱ひげ図は、200 点の結果に対する最大値、95 パーセンタイル値、中央値、5 パーセンタイル値、最小値を表すものである。

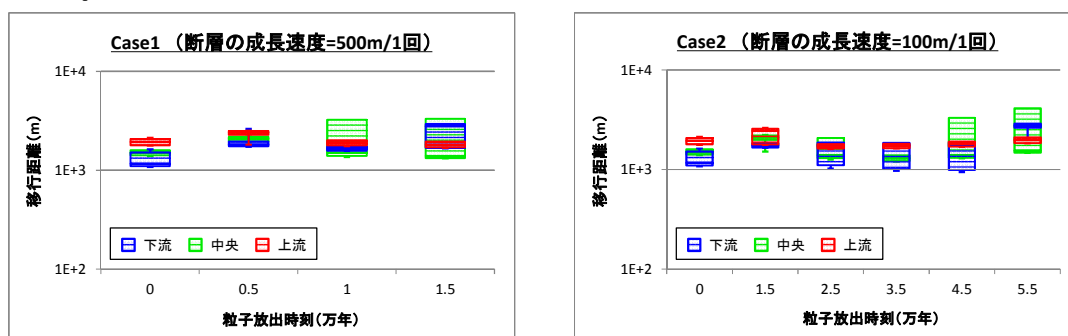


図 3.4-19 分岐断層と交差する処分坑道からの移行距離

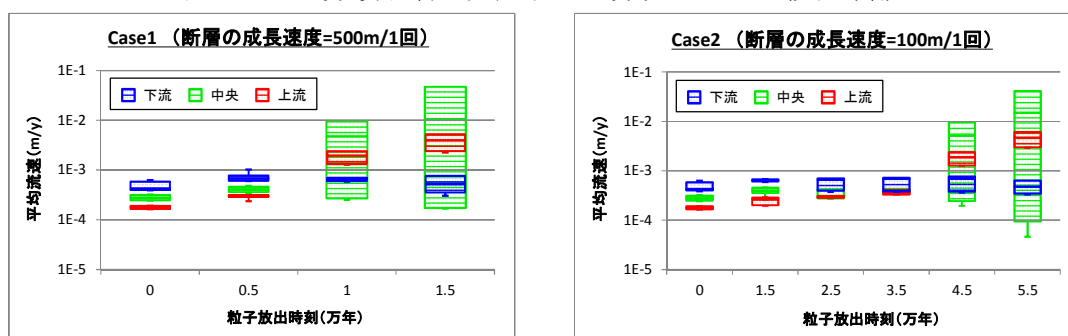


図 3.4-20 分岐断層と交差する処分坑道からの平均流速

図 3.4-19 より、断層が成長しても移行距離は大きく変わらないことがわかる。

図 3.4-20 より、断層が成長しても断層下流側では平均流速は大きく変化しないことがわかる。一方、断層の中央および上流側では、分岐断層が処分坑道に交差する時刻から分岐断層地表面到達時刻にかけて、平均流速が増加している。平均流速が最も増加する分岐断層地表面到達時刻は、case1 : 1.5 万年、case2 : 5.5 万年と 4 万年のずれがあるものの、増加の程度は両者とも 95 パーセント値に対し断層中央で 2 桁、分岐断層より 300~500m 上流で 1 桁程度であった。ただし、断層中央では平均流速の結果にばらつきが大きい。これについて次に検討する。

➤ 処分坑道断層中央におけるより詳細な検討

上に示したように、処分坑道のうち断層中央部の結果はばらつきが大きい。そのため、例として Case1 に対する処分坑道中央の結果を、図 3.4-21 ように 4 つの区間に分けて整理した。

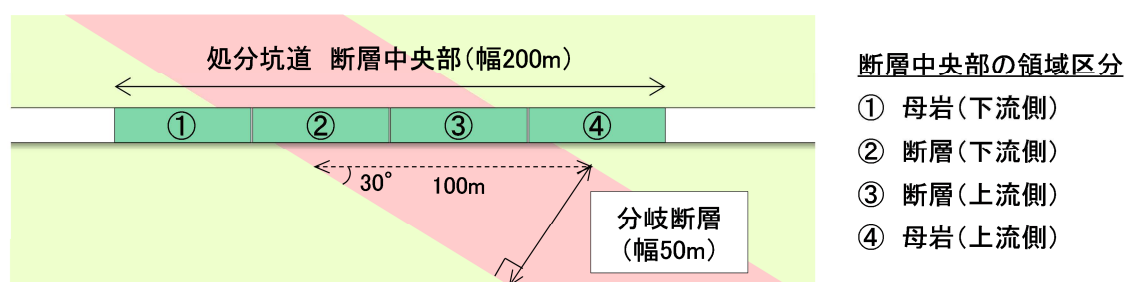


図 3.4-21 処分坑道の断層中央部に対する領域区分

Case1 に対する断層中央部からの平均流速の結果は、領域①~④で図 3.4-22 のようになった。

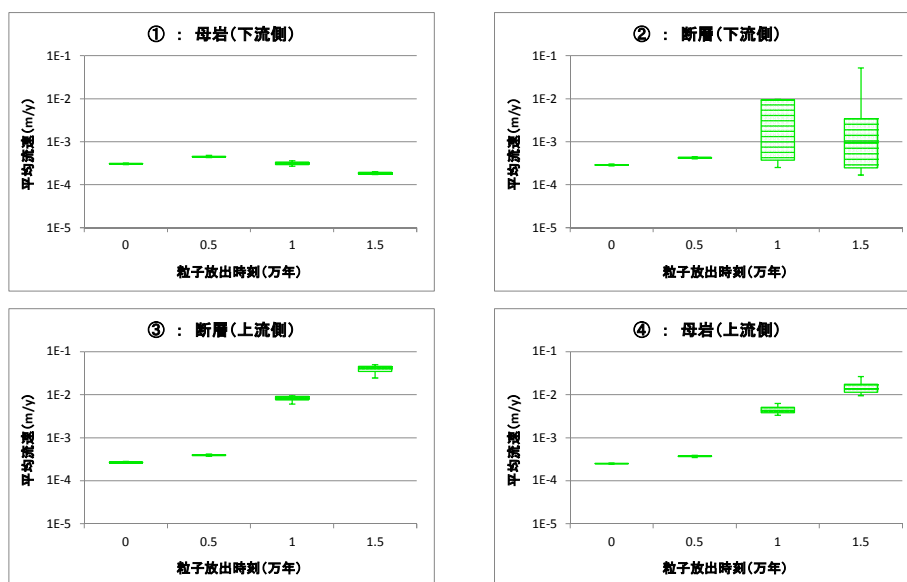


図 3.4-22 Case1 に対する断層中央からの平均流速の経時変化 (領域を区分した場合)

図 3.4-22 より断層成長に伴い平均流速が増加するのは、②~④の断層交差位置から上流側に位置する領域である。ただし、断層交差部の中でも下流側に位置する②では、断層に沿って上昇した後すぐに下流側へ抜けていく移行経路もあるため、ばらつきが大きい。

以下では断層中央に対する結果として、断層による影響が顕著な③・④の領域に対する結果を示すこととする。

② 深度方向に対する比較（深度 300, 400, 500m にある処分坑道）

i) より、分岐断層と交差する処分坑道の中で断層成長による影響が最も大きい領域は断層中央であった。そこで、断層中央からの移行距離および平均流速が、処分坑道の深度（300, 400, 500m）によって、どの程度変化するかについて解析した（図 3.4-23）。

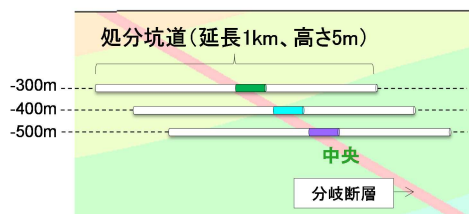


図 3.4-23 分岐断層と交差する処分坑道からの流路解析の始点

Case1 および Case2 に対する移行速度および帯水層到達までの平均流速の解析結果を、図 3.4-24 および図 3.4-25 に示す。ここで箱ひげ図は、200 点の結果に対する最大値、95 パーセントイル値、中央値、5 パーセントイル値、最小値を表すものである。

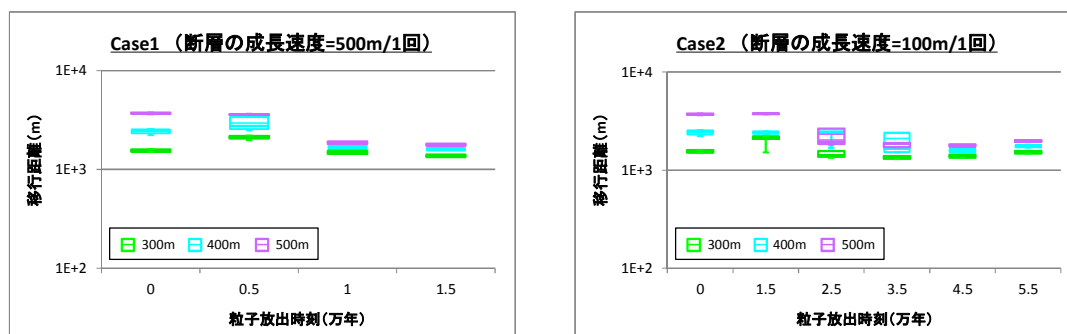


図 3.4-24 分岐断層と交差する処分坑道からの移行距離

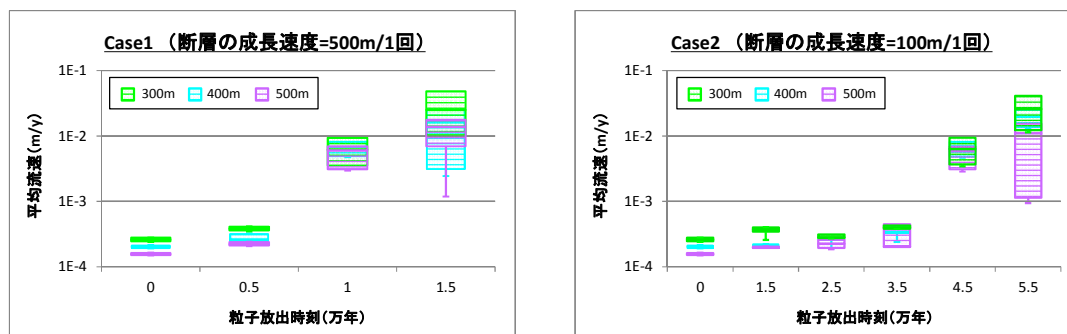


図 3.4-25 分岐断層と交差する処分坑道からの平均流速

図 3.4-24 から、0 年（初期状態）では深度が深いほど長かった移行距離が、分岐断層の成長に伴い分岐断層中を移行することで、同程度になることがわかる。また図 3.4-25 より、平均流速の 95%パーセントイル値を比較すると、流速の増加傾向は深度に大きくよっていない。

以上より、分岐断層と交差する処分坑道（深度 300～500m）では、断層交差時刻から断層地表到達時刻にかけて、深度によらず断層中央および上流部において平均流速が 1～2 桁増加する。最も増加する時刻は、断層成長速度の違いにより、case1 : 1.5 万年、case2 : 5.5 万年と 4 万年のずれがある。この時期は処分施設からの核種漏洩が起きていることから、断層の成長速度の違いが核種移行に影響を与える可能性がある。

シナリオ 2 : 酸化性地下水の流入

(a) では、バックスラストと交差する処分坑道からの移行経路から、断層成長により断層に沿った下向きの流れが発生することを確かめた。地表の酸化性地下水が存在する領域と処分坑道の間でバックスラストに沿った下向き流速が増加すれば、バックスラストの成長に伴い酸化性地下水の流入が引き起こされる可能性がある。

ここでは、幌延地域における酸化フロントが GL-60m 程度であることからバックスラスト中の断層に沿った下向き流速（深度 100, 200, 300m）の経時変化を求めた（図 3.4-26）。

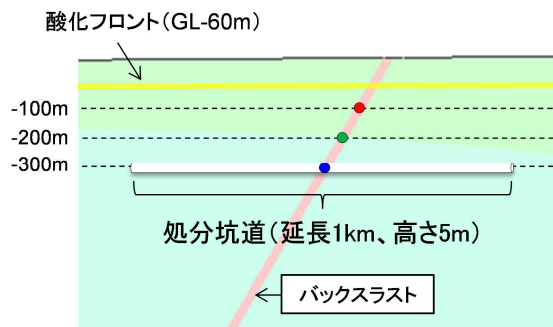


図 3.4-26 バックスラスト内における流速の解析位置

Case1 および Case2 に対するバックスラスト下向き流速の経時変化を、図 3.4-27 に示す。

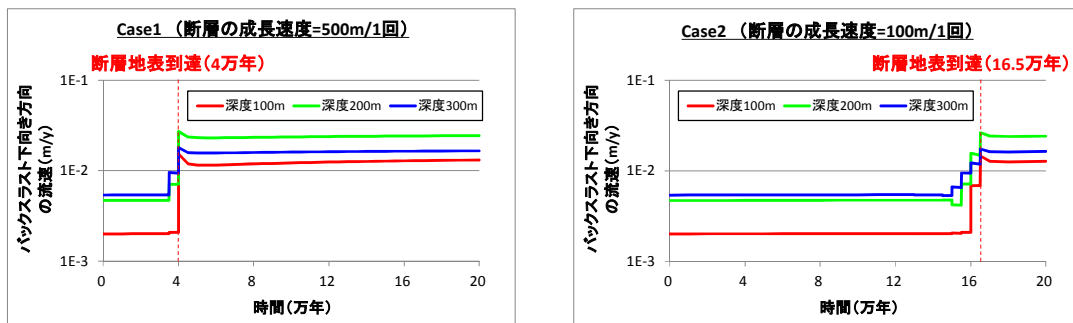


図 3.4-27 バックスラストに沿った下向き方向の流速

図 3.4-27 より、バックスラストが解析点に交差する時刻からバックスラスト地表面到達時刻にかけて、Case1 および Case2 で共にバックスラストに沿った下向き方向の流速がおおよそ 1 桁増加していることがわかる。このことは、断層地表面到達後に、地表面からの酸化性地下水の流入が起こる可能性を示唆する。バックスラストが地表面に到達する時刻は、断層成長速度の違いにより、case1 : 4 万年、case2 : 16.5 万年と 12.5 万年のずれがある。この時期は処分施設からの核種漏洩が起こっていることから、断層の成長速度の違いが核種移行に影響を与える可能性がある。

シナリオ3 : 深部流体の流入

(a) では、分岐断層の成長に伴い断層に沿って上昇する流れが形成することを確かめた。3.4.1 で示したように、幌延地域では実際には深部にあるキャップロックの存在により、その下が被圧帯水層となっている。そのため、分岐断層の成長に伴う被圧の解消によって動水勾配が増加し、断層に沿って上昇する流れが4~10倍増加する可能性がある。

本解析では図 3.4-16 に示したように、分岐断層地表面到達後の移行経路は、断層に沿って上昇するものの、そのまま地表に到達せず、途中で下流側に押し出される結果となった。しかし、上記のような被圧条件を考慮した場合、断層に沿って上昇する流れが増加することで、断層に沿ったまま地表に到達する可能性がある。

ここでは、本解析による分岐断層地表面到達後の結果に基づき、断層に沿って上昇する流れが4~10倍増加した場合に、処分坑道（深度 300m）から放出された粒子が断層に沿って地表面に到達するかを、図 3.4-28 に示す体系で以下のように検討した。

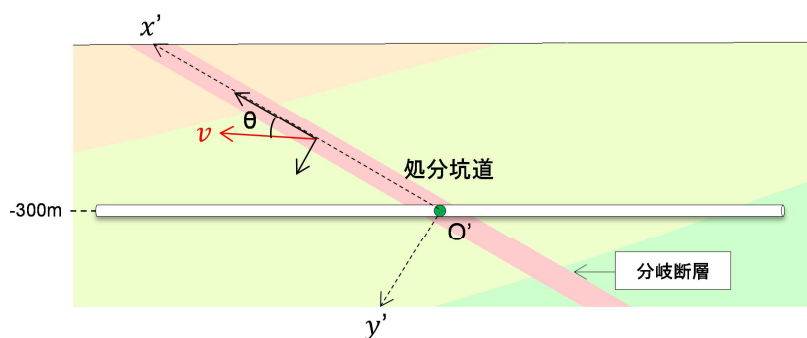


図 3.4-28 深部流体が断層沿いに地表面に到達する可能性の検討

- 1) 処分坑道（深度 300m）の分岐断層交差部中心 O' から出発した粒子が、分岐断層に沿って上昇したときに断層外に押し出されるかどうかは、分岐断層における流速の向き θ によって決まる。
- 2) 断層に沿って上昇する流速を4倍にしたときの θ を求め、O' から出発した粒子が地表面に到達したときに、分岐断層中心（x'軸）からの y' 方向へのずれが 25m（=分岐断層の幅 50m の半分）より小さければ、粒子は断層沿いに地表面に到達する。

例として、Case1 に対し分岐断層地表面到達後における断層内の流速の向き θ を求めた結果を図 3.4-29 に示す。ここで、横軸の最大値は断層交差部中心（O'）から地表面までの距離に相当している。

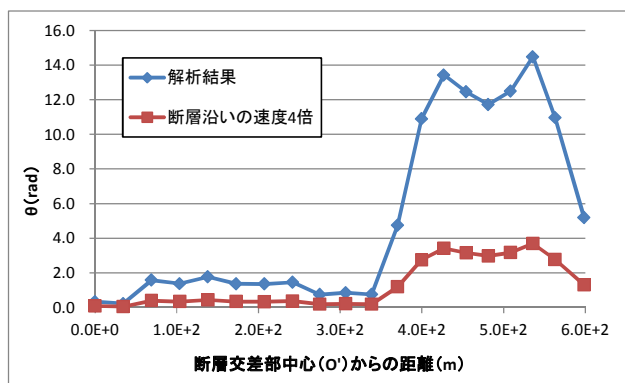


図 3.4-29 分岐断層内における流速の向き

図 3.4-29 より、断層に沿った流速が 4 倍になった場合、分岐断層中の流速の向きは $0^\circ < \theta < 4^\circ$ 程度になることがわかる。このときの分岐断層中心 (X'軸) からのずれを、図 3.4-30 に示す。

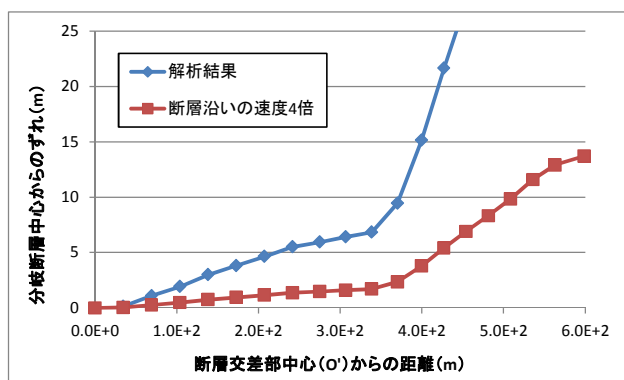


図 3.4-30 断層沿いの流速が 4 倍になった場合の分岐断層中心からのずれ

図 3.4-30 より、本解析 (青線) では断層に沿って上昇した後下流側へ押し出されるものの、断層沿いの流速が 4 倍になった場合 (赤線) には、分岐断層中心からのずれは地表面において 15m 程度であり、断層に沿ったまま地表面に到達する結果となった。

このことから、断層沿いの流速が被圧の解消により 4~10 倍上昇すると、分岐断層と交差する処分坑道からの移行経路および移行時間は、断層に沿ったまま地表面に到達することで短絡する可能性がある。またこれに加え、深部から熱水が流入することによる化学的な影響もあるため、核種移行に大きな影響を与える可能性がある。

以上では、分岐断層の成長により移行経路の変化および深部流体の流入が、またバックスラストの成長により酸化性地下水の流入が起こる結果となった。今回の結果では上流側にバックスラスト、下流側に分岐断層がある設定としたためこのような結果となったが、逆の場合にはそれぞれ逆の影響が起こると考えられる。

よって、ここで示した天然バリアへの影響は派生断層の成長により起こりうる影響であり、派生断層 (分岐断層およびバックスラスト) の種類によって限定されるものではない。

3.5 まとめ

発生確率は低いが隔離機能への影響が大きい事象として、火山活動や断層活動等の処分施設への直撃とそれに伴う THMC の変化に関わるシナリオの設定手法、定量的評価方法について事象発生確率に関する知見を整理し、整理結果に基づいた事象発生シナリオの試解析を行った。主な成果、課題は下記のとおり。

3.5.1 発生確率は低いが隔離機能への影響が大きい事象の整理

発生確率は低いが隔離機能への影響が大きい事象として処分施設に直接的な影響を与える地質・気候関連事象は、平成 25 年度までに整理した FEP データベースの 177 事象のうち、23 事象存在する。このうち、概要調査段階において回避しきれない不確実性のある事象、あるいは回避すべき場所の特定が困難な事象は、分岐断層・バックスラストの成長や新規火山の噴火、新規火山の貫入、泥火山、大規模マスムーブメント、隆起・侵食による処分施設の露呈の 6 事象があることが整理された。

地震活動に伴う分岐断層・バックスラストの成長に関しては、過去数 10 万年間の長期的な断層の成長、断層形成後の深部熱水の上昇、酸化性地下水の流入などに関する情報・知見から、将来の断層成長プロセスとそれに伴う地下水環境の変化について、仮想的なサイトを想定した影響を具体化することができた。火山活動に関しては、過去数 10 万年以内に発生した新規火山の地域性、規模などの特徴から、将来発生する可能性のある火山の噴火形態・規模、周辺への熱的、化学的影響を整理することができた。ただし、噴火や貫入に至るまでの地下のマグマの状態の時空変遷は東北地方、中国地方を除いては知られていない。また、火道周辺の岩盤の変質に伴う水理特性や化学特性の変化などの知見・情報も不足しており、仮想的なサイトを用いた状態設定には至らなかった。泥火山に関しては、現在、報告されている国内の泥火山の特徴から、給源である泥チャンバーの規模、定置深度、処分施設に直接的影響を与える可能性のある泥脈の影響範囲などの知見は整理できたが、泥チャンバーの形成時期、成長スピードや泥チャンバー内の水圧変化など状態設定に必要な定量的な情報は不足しており、今後の課題である。

大規模マスムーブメントについては、隆起・侵食による処分施設の露呈との関係性から、大規模マスムーブメントが形成しうる地形に至るまでの時期についての検討を行い、試算結果ではあるが回避可能な期間の推定を行うことができた。その結果、大規模マスムーブメントが発生するか、処分施設が露呈に至るかは、対象地点の標高と将来の隆起・侵食速度、経過時間、処分深度に左右されることが整理された。国内の平野・丘陵部のような隆起速度の小さい低地においては、10 万年以降、大規模マスムーブメントが発生するためには大きな隆起速度の変化が要求され、極めて限定的であることが示された。今後は、地震によって誘発される大規模マスムーブメント内の亀裂の状態変化や風化の程度の進展などの情報が得られれば、仮想的なサイトを用いた状態設定が可能であると思われる。

3.5.2 処分システムへの影響シナリオの記述

3.2 で示された各事象の事例データをもとに、事象が発生した場合の想定規模を明らかにして、処分システムへの影響を THMC の観点から検討し、評価すべきシナリオを記述した。

分岐断層の影響では、断層交差により母岩が力学的影響を受け破碎され、人工バリアの一つである緩衝材が剥離され、その影響でオーバーパックが崩壊して、放射性物質を内包するガラスが断層沿いの地下水と接触すること、また、断層沿いに新たな核種移行経路が生成されるとともに、断層によって母岩が細粒化して表面積が増加することにより鉱物組成が変化して分配係数が変化するシナリオを記述した。さらにこの副次的事象として、断層に沿った深部流体の

流入、及び、酸化性地下水の流入の可能性から、浸入する流体の化学組成により人工バリア変遷や移行経路上の分配係数の変化に関するシナリオを記述した。

新規火山噴火の処分システムへの影響については、放射性物質を含む火山灰の大気拡散では、新規火山噴火の例が多い単成火山噴火と肘折火山の例から火山爆発指数2及び4を対象とすること、また、その規模に応じたその火道径、マグマ噴出物量、噴煙柱高さなどの情報から、人工バリアが剥離し、ガラスがマグマと均一に混合し、火口から火山灰として放出されるシナリオを記述した。また、小規模火砕流では、廃棄体がマグマとともに上昇し溶岩ドームを形成し、その崩落とともに廃棄体が火口付近に露出するシナリオを記述した。

このほか、マグマ貫入では、マグマの貫入と同時にガラス固化体が帯水層直下に移動し、冷却される過程で、熱水、火山ガスの化学的影響及び地下水流動変化の影響を受けるシナリオを記述した。泥火山では、緩衝材は泥水に溶け、緩衝材中に収着されていた核種は泥水とともに地表へ噴出するが、オーバーパックを含む廃棄体は泥水との密度差から地表に到達しないとするシナリオを記述した。隆起・侵食では処分施設が地表に露出する際には、母岩が風化され、酸化性地表水が浸透し、人工バリアのベントナイト系材料も劣化が進み、オーバーパックもすべて腐食して、この時点で人工バリア及び母岩内に残存した放射性物質だけが風化帯土壌中に含有しているシナリオを記述した。マスマーブメントでは処分施設内の母岩に多数の亀裂が生じるものの、大きな変位はなく人工バリアは維持されるが、周辺天然バリアの透水性が高くなることにより地下水流動の変化それによる地表水の浸透の促進で酸化性地表水の流入による人工バリアの安全機能の低下・喪失が発生するシナリオを記述した。

以上のうち、分岐断層については、事例データが豊富にあり、地質、地形データを利用して地下水流動解析を実施できるモデル・パラメータが整備できることから、その結果から得られるデータを基に、人工バリア変遷、核種移行評価を行い、被ばく線量を算出することとした。また、影響が大きいことが想定される火山噴火については、火山灰の大気拡散及び火口付近に露出する廃棄体に接近する際の被ばく線量評価を実施し、定量的な議論により回避すべき期間などを検討することとした。

3.5.3 断層活動の影響シナリオの設定及び地下水流動解析

3.5.3 では、地震・断層活動に対する回避しきれない事象である「主断層からの派生断層（分岐断層・バックスラスト）の成長」が起きた場合の天然バリアへの影響に対して、シナリオ設定から地下水流動解析までの一連の評価手法を示し、以下の3つの影響シナリオを設定した。

シナリオ1：移行経路の変化

派生断層の成長に伴って、断層中央および上流では断層を通過して地表面へ移行する経路に変化する。このとき透水性の高い断層を移行することで、地表到達までの平均流速が断層中央で2桁、上流で1桁程度増加する。

シナリオ2：酸化性地下水の流入

派生断層の成長に伴って、断層交差部では断層に沿った下向きの流れが1桁程度増加する。これにより、断層地表面到達後に酸化性地下水の流入が起こる。

シナリオ3：深部流体の流入

派生断層の成長に伴い深部帯水層の被圧が解消された場合、断層に沿った上向きの流速が4~10倍増加し、深部から熱水が流入する。このとき断層中央からの移行経路はシナリオ1とは異なり、断層に沿ったまま地表面に到達する経路に変化する。

これらのシナリオに対して、本項で実施した地下水流動解析の結果に基づき、5章において核種移行評価を実施することとした。

第3章の参考文献

3.2 の参考文献

- (1) OECD/NEA, Features, events and processes (FEPs) for geological disposal of radioactive waste – An International Database -, 2002.
- (2) 日本原子力研究開発機構, 平成 22 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備報告書, 405p., 2011.
- (3) 原子力発電環境整備機構, 地層処分事業の安全評価確保 2010～確かな技術による安全な地層処分の実現のために～, NUMO-TR-11-01, 769p., 2010.
- (4) 竹内章, 日本列島のネオテクトニクスと構造区, 月刊地球—日本列島の 6Ma 以降の地殻変動史—, pp.537-542, 243, 1999.
- (5) 産業技術総合研究所, 概要調査の調査・評価項目に関する技術資料—立地要件への適合性とその根拠となる調査結果の妥当性—, 地質調査総合センター研究資料集, 556, 119p., 2012a.
- (6) 産業技術総合研究所, 地質・気候関連事象の時間スケールに対する不確実性の検討, 118p., 2012b.
- (7) 水野清秀・伏島祐一郎・須貝俊彦・杉山雄一・細谷卓志・山崎晴雄, 埼玉県岡部町及び江南町における深谷断層系の活断層履歴調査, 活断層・古地震研究報告, 2, pp.25-40, 2002.
- (8) 高橋雅紀・林広樹・笠原敬司・木村尚紀, 関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的解釈—とくに利根川構造線の西方延長—, 地質学雑誌, 112, 1, pp.33-52, 2006.
- (9) 千木良雅弘, 風化と崩壊, 近未来社, 203p., 1995.
- (10) 藤原治・三箇智二・大森博雄, 日本列島における侵食速度の分布, サイクル機構技報, 5, pp.85-93, 1999.
- (11) 井上大栄・宮越勝義・上野圭一・宮脇明子・松浦一樹, 2000 年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震, 第 2 輯, 54, pp.557-573, 2002.
- (12) 中田高・鈴木康弘, 活断層の分布形態と破壊過程, 第四紀研究, 39, pp.401-405, 2000.
- (13) 猪原京子・今泉俊文・宮内崇裕・佐藤比呂志・内田拓馬・越後智雄・石山達也・松多信尚・岡田真介・池田安隆・戸田茂・越谷信・野田賢・加藤一・野田克也・三輪敦志・黒澤英樹・小坂英輝・野原壯, 横手盆地東縁断層帯・千屋断層の形成過程と千屋丘陵の活構造, 地学雑誌, 115, pp.691-714, 2006.
- (14) 宮内崇裕・武田大典, 長野盆地西縁断層帯北部、飯山盆地周辺の断層変位地形と第四紀工期の発達過程, 活断層研究, 24, pp.77-84, 2004.
- (15) 金折裕司, 断層の影響はどこまで及んでいるのか, 応用地質, 41, pp.323-332, 2001.
- (16) Strasser, M., Moore, F.G., Kimura, G., Kitamura, Y., Kopf, A., Lallemand, S., Park, J.-O., Sereaton, J.E., Su, X., Underwood, B. M. and Zhao, X., Origin and evolution of a splay fault in the Nankai accretionary wedge, Nature Geoscience, 2, pp.648-652, doi:10.1038/NGE0609, 2009.
- (17) 上田圭一, 模型実験による逆断層・活断層帯の発達過程の検討, 電力中央研究所報告, N10049, 23p., 2011.
- (18) 東郷正美, 微小地形による活断層判読, 古今書院, 206p., 2000.
- (19) 佐藤比呂志・八木浩司・池田安隆・今泉俊文・萩野スミ子・宮内崇裕・戸田茂・平野信一・松多信尚・越後智雄・田力正好・井川猛・酒井隆太郎・新庄 97 反射法地震探査グループ, 地震研究所彙報, 81, pp.157-169, 2006.
- (20) 宮内崇裕・武田大典, 長野盆地西縁断層帯北部、飯山盆地周辺の断層変位地形と第四紀後期

- の発達過程, 活断層研究, 24, pp.77-84, 2004.
- (21)三浦大助・幡谷竜太・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大榮・二階堂学・橘徹・高瀬信一, 地震, 2, pp.33-45, 2002.
- (22)鈴木康弘・渡辺満久・中田高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦, 2008年岩手県内陸地震に関わる活断層とその意義—関市厳美町付近の調査速報—, 活断層研究, 29, pp.25-34, 2008.
- (23)Suppe, J., Principles of structural geology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 547p.,1985.
- (24)Kato,A., Sakai,S. and Obara, K., A normal faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Wholesale stress regime changes in the upper plate, Earth Planets Space, 63, pp.745-748, 2011.
- (25)吉田圭祐・長谷川昭・岡田知己・飯沼卓史・伊藤喜宏, 2011年東北地方太平洋沖地震に伴う応力変化と東北地方内陸における誘発地震活動, 日本地震学会 2011年秋季大会講演予稿集 B31-06, 2011.
- (26)今西和俊, 2011年東北地方太平洋沖地震の発生後に福島浜通り周辺で活発化した正断層地震の発生原因, シンポジウム「2011年東北地方太平洋沖地震に伴う内陸活断層の挙動と地震活動・地殻活動」及び日本活断層学会 2011年度秋季学術学会講演予稿集, pp.7-10, 2011.
- (27)栗田泰夫・丸山正・吾妻崇・斎藤英二・猪原京子・杉山雄一・吉岡敏和・谷口薫・安藤亮輔・吉見雅行・林田拓己, 2011年福島県浜通りの地震で塩ノ平断層・湯ノ岳に沿って出現した地震断層の特性, 活断層学会, S1-2, pp.3-6, 2011.
- (28)水野清秀・伏島祐一郎・須貝俊彦・杉山雄一・細谷卓志・山崎晴雄, 埼玉県岡部町及び江南町における深谷断層系の活動履歴調査, 活断層・古地震研究報告, 2, pp.25-40, 2002.
- (29)久城育夫, 島弧におけるマグマの起源—最近の実験岩石学的研究—, 地学雑誌, 92-7, pp.68-75, 1983.
- (30)Tamura,Y., Tatsumi,Y., Zhao,D., Kido,Y. and Shukuno H., Hot fingers in the mantle wedge: new insights into magma genesis in subduction zones, Earth and Planetary Science Letters, 197, pp.105-116, 2002.
- (31)近藤浩文, 火山活動の時空分布特性評価の現状と課題, 地質環境の長期安定性—高レベル放射性廃棄物の地層処分と地球科学—, 月刊地球, 26, 6, pp.401-406, 2004.
- (32)宮城磯治, 肘折火山: 噴出物の層序と火山活動の推移, 火山, 52, pp.311-333, 2007.
- (33)Yamamoto,T., A rhyolite to dacite sequence of volcanism directly from the heated lower crust: Late Pleistocene to Holocene Numazawa volcano, NE Japan, Journal of volcanology and geothermal research, 167, pp.119-133, 2007.
- (34)山元孝広, 会津地域の後期中新世—更新世カルデラ火山群, 地質学雑誌, 98, 1, pp.21-38, 1992.
- (35)鈴木綾香, 更新世後期の銭亀沢火砕流堆積物の分布と層序について, 信州大学教育学部地理学教室「2011年度地理学野外実習報告書IV函館」, pp.17-24, 2013.
- (36)宇都浩三, 火山と年代測定: K-Ar, $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ 年代測定の現状と将来, 火山, 40, 特別号, pp.27-46, 1995.
- (37)弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭, Double-Difference Tomography 法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, 地震, 2, pp.1-20, 2007.
- (38)宇都浩三, 西南日本阿武単成火山群中のアルカリ玄武岩の K-Ar 年代, 火山, 2, 32, pp.263-267, 1987.
- (39)角縁進・永尾隆志・長尾敬介, 阿武単成火山群の K-Ar 年代とマグマ活動史, 岩石鉱物科学, 29, pp.191-198, 2000.

- (40)住鉱コンサルタント株式会社, 単成火山群の時空分布に関する調査, 核燃料サイクル開発機構契約業務報告書, 205p., 2001.
- (41)茂野博, 九州の火山・地熱活動の時空変化とフィリピン海プレートスラブの沈み込みの関係ー電子地球科学情報を利用した簡易モデル化ーシミュレーションによる検討ー, 地質ニュース, 656, pp.10-28, 2009.
- (42)宇都浩三・阪口圭一・内海茂, 鹿児島県北薩地域の新第三紀ー第四紀火山活動史, 日本火山学会講演予稿集, P36, 1996.
- (43)中野俊・宇都浩三・内海茂, 上野玄武類および地蔵峠火山岩類の K-Ar 年代と化学組成の時間変化, 火山, 45, 2, pp.87-105, 2000.
- (44)浜島書店編集部, 「最新図表地学」, 浜島書店, 2002.
- (45)野村亮太郎・古山勝彦・小滝篤夫・井上陽一・高須晃・三宅康幸, 兵庫県北部の更新世上佐野単成火山の地質, 地球科学, pp.370-384, 1996.
- (46)梅田浩司・小松亮・棚瀬充史・湯佐泰久, “西南日本領家帯 (四国), 高浜花崗岩類の冷却史ー特に新第三紀貫入岩類による熱的影響ー”, 岩石鉱物科学, 30, pp.17-27, 2001.
- (47)石丸恒存・角田地文, 日本列島における大規模火砕流の特徴と熱的影響解析, サイクル機構技報, 14, pp.161-170, 2002.
- (48)篠原宏志, 三宅島の地下では何が起きているのか?ー噴火気候の解明に向けてー, 産総研地質調査総合センター第9回シンポジウム, pp.18-22, 2007.
- (49)藤田英輔・鶴川元雄・山本英二・岡田義光, 三宅島火山活動の発端となった岩脈貫入のシナリオ, 地震研究所彙報, 77, pp.67-75, 2002.
- (50)名古屋大学・東京大学・北海道大学・高知大学・国土地理院・防災科学技術研究所・海上保安庁, GPS 観測にもとづく 2000 年三宅島噴火に伴う周辺域におけるマグマ貫入過程の推定 (2000 年 6-8 月), 第 97 回火山噴火予知連絡会, pp1/6-6/6, 2004.
- (51)小山 真人, 伊豆半島の火山とテクトニクス, 科学, 63, 5, pp.312-321, 岩波書店, 1993.
- (52)鬼澤真也・渡辺秀文・坂下至功, 地震波速度構造解析から推定した伊豆大島火山のマグマ供給システム, www.svo.dpri.kyoto-u.ac.jp/12k03/onizawa.pdf, 2008.
- (53)千木良雅弘・中田和弘, 北海道南部の泥火山との構造的特徴と活動履歴, 地質学雑誌, 103, pp.781-791, 2007.
- (54)石原朋和・田中和広, 泥火山周辺の地質構造と地下水の地化学特性ー新潟県十日町市蒲生における検討ー, 地学雑誌, 118, 3, pp.350-372, 2009.
- (55)千木良雅弘・田中和広, 北海道南部の泥火山の構造的特徴と活動履歴, 地質学雑誌, 103, 8, pp.781-791, 1997.
- (56)田近淳・中迎誠・石丸聡・原口強・中田賢・志村一夫, 2003 年十勝沖地震に伴う新冠泥火山の変動の記録, 北海道立地質研究所報告, 80, pp.147-156, 2009.
- (57)田中和広・石原朋和, 鍋立山トンネル周辺の泥火山の活動と膨張性地山の成因, 地学雑誌, 118, 3, pp.499-510, 2009.
- (58)鈴木浩一・徳安真吾・田中和広, 電磁探査法および地形・地質調査による新潟県十日町市泥火山の深部地下構造, 地学雑誌, 118,3, pp.373-389, 2009.
- (59)宮川公雄・横井悟・水落幸広・朝川誠, 新潟堆積盆地域における異常高圧分布と長期地下水流動への影響, 日本地球惑星科学連合大会予稿集, Y239-P007, 2007.
- (60)酒井利彰・井岡聖一郎・石島洋二・伊藤成輝, 北海道北部幌延町で見いだされた泥火山, 地質ニュース, 676, pp.63-67, 2010.
- (61)高橋正明・森川徳敏・戸丸仁・高橋浩・大和田道子・竹野直人・風早康平, 遠別旭温泉・歌

- 越別泥火山について, 地質ニュース, 627, pp.48-53, 2006.
- (62)米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高, 日本の地形 1 総説, 東京大学出版会, 349p., 2005.
- (63)上野将司・田村浩行, 地すべりの形状, 規模および分布に関する検討, 応用地質年報, pp.1-14, 14, 1992.
- (64)藤原治・三箇智二・大森博雄, 日本列島における侵食速度の分布, サイクル機構技報, 5, pp.85-93, 1999.
- (65)長谷川浩一・若松加寿江・松岡昌志, ダム堆砂データに基づく日本全国の潜在的侵食速度分布, 自然災害科学, J.JSNDS 24-3, pp.287-301, 2005.
- (66)Ohmori,H., The paradox of equivalence of the Davisian end-peneplain and Penkian primary peneplain, Concepts and Modelling in Geomorphology: International Perspectives, pp.3-32, 2003.
- (67)長岡信治・西山賢一・井上弦, 過去 200 万年間における宮崎平野の地層形成と陸化プロセス, 地学雑誌, 119, 4, pp.637-667, 2010.
- (68)北川有一・藤森邦夫・小泉尚嗣, 大地震発生後の断層帯の透水性の時間変化—繰り返し注水実験による測定—, 地質ニュース 596, pp.29-34, 2004.
- (69)Elkhoury J.E., Brodsky E.E., and C.A. Agnew, Seismic waves increase permeability, Nature, 441, pp.1135-1138, 2006.
- (70)佐藤努・高橋誠, 1995 年兵庫県南部地震後に生じた淡路島の湧水 その 2, 地質ニュース, 506, pp.24-28, 1996.
- (71)Tsukuda,T., Gotoh,K. and Sato,O., Deep groundwater discharge and ground surface phenomena, Bull.Earthq.Res.Inst.Univ.Tokyo, 80, pp.105-131, 2005.
- (72)益田晴恵, 地球深部の窓—有馬温泉, 温泉科学, 61, pp.203-221, 2011.
- (73)大木靖衛・徐輝竜・石坂信之・河内一男, 信濃川地震帯のジオプレッシャー熱水を伴う活断層と歴史被害地震, 温泉科学, 48, pp.163-181, 1999.
- (74)Xu,H. and Oki,Y., Expulsion of a geopressured hydrothermal system associated with destructive earthquakes and buried active faults in the Shinanogawa seismic belt, Japan, The Island Arc, 13, pp.333-345, 2004.
- (75)奥澤保・塚原弘昭, 松代群発地震地域に湧出する深層地下水, 地震, 2, pp.241-253, 2001.
- (76)都築俊文・内野栄治・上田祥久・今泉晴夫・北山正治・佐藤洋子, 北海道南西沖地震前後における奥尻島温泉水の変化, 道衛研究報, 44, pp.87-89, 1994.
- (77)Togo,Y.S., Kazahaya,K., Tosaki,Y., Morikawa,N., Matsuzaki,H., Takahashi,M. and Sato T., Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan, Earth,Planets and Space, 66, pp.1-8, 2014.
- (78)西村進・桂郁雄・西田潤一, 有馬温泉の地質構造, 温泉科学, 56, pp.3-14, 2006.
- (79)Sibson,R., Implications of fault-valve behavior for rupture nucleation and recurrence, Tectonophysics, 211, pp. 283-293, 1992.
- (80)千木良雅弘・中田栄二, 堆積岩の続成作用 (その 1) —圧密・脱水と水理地質特性—, 電力中央研究所報告, U94026, 45p., 1994.
- (81)操上広志, 幌延深地層研究計画における地下水流動解析—平成 17 年度までの調査結果を踏まえた再解析, JAEA-Research, 2007-036, 38p., 2007.
- (82)真田祐幸・丹生屋純夫・松井裕哉, HDB-9~11 孔における岩盤力学的調査結果及び研究所設置地区の岩盤力学的概念モデル更新, JAEA-Research, 2008-069, 57p., 2008.
- (83)酒井利彰・井岡聖一郎・石島洋二・伊藤成輝, 北海道北部幌延町で見いだされた泥火山, 地質ニュース, 676, pp.63-67, 2010.

- (84) 笹本広・油井三和, 高レベル放射性廃棄物地層処分の性能評価における地下水水質設定の考え方, サイクル機構技報, 7, pp.59-69, 2000.
- (85) 國丸貴紀・柴野一則・操上広志・戸村豪治・原稔・山元肇, 幌延深地層研究計画における地下水、河川水および降水の水質分析, JAEA-Data/Code 2007-015, 113p., 2007.
- (86) 大沢信二・網田和宏・山田誠・三島壯智・風早康平, 温泉科学, 59, pp.295-319, 2010.
- (87) 加藤進・梶原義照, 新潟地域油・ガス田付随水の水素および酸素の同位体組成, 石油技術会誌, 51, 2, pp.113-122, 1986.
- (88) 中村久由・前田憲二郎, 本邦高鹹水の温泉地質学的意義, 地質調査所月報, 9, 6, pp.41-50, 1958.
- (89) Matsubaya, O., Sakai H., Kusachi, I. and Satake, H., Hydrogen and oxygen isotopic ratios and major element chemistry of Japanese water systems, *Geochemical Journal*, 7, pp.123-151, 1973.
- (90) 村松容一・近藤史也・千葉仁・早稲田周・長島秀行, 関東山地北縁における非火山性温泉の水質および安定同位体比とその地質学的解釈, 温泉科学, 60, pp.4-21, 2010.
- (91) 日本原子力研究開発機構, 平成25年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備報告書, 6-233p., 2014.
- (92) 穂刈利之, 化学平衡論解析を用いた原位置深層地下水水質の推定, 清水建設研究報告, 87, pp.77-86, 2010.
- (93) 核燃料サイクル開発機構, 我が国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性-地層処分研究開発第2次取りまとめ-分冊1-我が国の地質環境, JNC TN1400, 99-021, 1999.
- (94) 田中秀実・樋口孝幸・檜晋一郎・小坂和夫・林愛明・竹村恵二・村田明広・宮田隆夫, 野島断層掘削コア(小倉500mコア)の断層岩分布様式および変形-変質過程, 月刊地球 号外, 21, pp.160-164, 1998.
- (95) Lin, A., Tanaka, N., Uda, S. and Satish-kumar, M., Infiltration of meteoric and sea water into deep fault zones during episodes of coseismic events: A case study of the Nojima fault, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 76, pp.341-353, 2001.
- (96) 宇田進一・林愛明・竹村恵二, ボーリングコアから見た野島断層破碎帯の地下水の流動, 月刊地球 号外, 21, pp.171-175, 1998.
- (97) 佐竹洋・村田正信, 地下水から見る断層周辺の水の動き, 月刊地球, 20, pp.160-164, 1998.
- (98) 松島喜雄, 数値シミュレーションによる薩摩硫黄島硫黄岳の火山熱水系の考察, 北大地球物理学研究報告, vol.70, pp.95-105, 2007.
- (99) 野津憲治・森俊哉・角野浩史・大野正夫, 富士火山の噴気活動とマグマ揮発性物質の放出, 「富士火山」荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編集 山梨県環境科学研究所, pp.173-182, 2007.
- (100) http://www.vill.ohkura.yamagata.jp/spa/spa_f01_04.html
- (101) <http://www.tim.hi-ho.ne.jp/uukako/tamanashi.html>
- (102) 松葉谷治, 熱水の地球化学 裳華房, 139p., 1991.
- (103) 浅森浩一・石丸恒存・岩月輝希, 日本列島における火山周辺の酸性地下水分布, サイクル機構技報, 15, pp.103-111, 2002.
- (104) 野津憲治・清水 洋, 地球化学講座3 マントル・地殻の地球化学, 培風館, 381p., 2003.
- (105) 西村進, 温泉科学の最前線, 日本温泉科学会, 236p., 2004.
- (106) 小出仁, 流体貫入(ダイアピル)機構の解析とテクトニクス, 月間地球, 4, pp.15-21, 1982.
- (107) 佐藤努・高橋誠・松本則夫・中村太郎・安原正也・小泉尚嗣・金城耆典・野友卓・大川智子, 三宅島2000年噴火—地下水観測編—, 地質ニュース, 561, pp.6-14, 2001.

- (108) 井尻裕二・澤田淳・赤堀邦晃, 我が国の岩盤の水理特性について, JNC TN8400 99-090, 45p., 1999.

3.3 の参考文献

- (1) Naito, M. et al., Experimental Study on the Effects of Fault Movement on the Engineered Barrier System, Journal of Power & Energy Systems, vol.3, no.1, 2009, pp.158-169, 2009.
- (2) 棚井憲治、岩佐健吾、長谷川宏、郷家光男、堀田政國、納多勝, 地層処分場のレイアウトに関する検討, JNC TN8400 99-044, 1999.
- (3) Simkin, T. & Siebert, L., Volcanoes of the World, 2nd ed. Tucson: Geoscience Press for the Smithsonian Institution. ISBN 0 945005 12 1. 1994.

3.4 の参考文献

- (1) 日本原子力研究開発機構, 平成 25 年度地層処分の安全審査に向けた評価手法等の整備報告書, 6-233p., 2014.
- (2) 活断層研究会, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437p., 1991.
- (3) 千木良雅弘・中田栄二, 堆積岩の続成作用(その1) —圧密・脱水と水理地質特性—, 電力中央研究所報告, U94026, 45p., 1994.
- (4) 井尻裕二・澤田淳・赤堀邦晃, 我が国の岩盤の水理特性について, JNC TN8400 99-090, 45p., 1999.
- (5) 活断層研究会, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437p., 1991.
- (6) 今井久・塩崎功・山下亮・操上広志・新里忠史・安江健一・前川恵輔, 気候・海水準変動が地下水流動に与える影響に関する解析的検討—北海道幌延地域を例として—, ハザマ研究年報, pp.1-7, 2007.
- (7) 操上広志・竹内竜史・藪内聡・瀬尾昭治・戸村豪治・柴野一則・原稔・國丸貴紀, 幌延深地層研究計画の地上からの調査研究段階における地下水流動に関する調査研究, 土木学会論文集 C, 64, 3, pp.680-695, 2008.
- (8) 石井英一・安江健一・田中竹延・津久井朗太・松尾公一・杉山和稔・松尾重明, 北海道北部, 幌延地域における大曲断層の三次元分布と水理特性, 地質学雑誌, 112, 5, pp.301-314, 2006.
- (9) 宮内崇裕, 1:25,000 都市圏活断層図能代断層帯とその周辺「能代」「森岳」解説書, 国土地理院技術資料 D1-No.604, 16p., 2012.
- (10) 佐藤比呂志・石山達也・加藤直子・阿部進・白石和也・斉藤秀雄・稲葉充・野徹雄・佐藤壯・小平秀一・武田哲也・松原誠, 短縮変形を被った背弧リフト新潟堆積盆地の地殻構造, 日本地震学会講演予稿集 2014 年度秋季大会, C21-03, pp.77, 2014.
- (11) 猪原京子・今泉俊文・宮内崇裕・佐藤比呂志・内田拓馬・越後智雄・石山達也・松多信尚・岡田真介・池田安隆・戸田茂・越谷信・野田賢・加藤一・野田克也・三輪敦志・黒澤英樹・小坂英輝・野原壯, 横手盆地東縁断層帯・千屋断層の形成過程と千屋丘陵の活構造, 地学雑誌, 115, pp.691-714, 2006.
- (12) 高橋雅紀・林広樹・笠原敬司・木村尚紀, 関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的解釈—とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長—, 地質学雑誌, 112, 1, pp.33-52, 2006.

- (13)田中和広・石原朋和, 鍋立山トンネル周辺の泥火山の活動と膨張性地山の成因, 地学雑誌, 118, 3, pp.499-510, 2009.
- (14)宮川公雄・横井悟・水落幸広・朝川誠, 新潟堆積盆地域における異常高圧分布と長期地下水流動への影響, 日本地球惑星科学連合大会予稿集, Y239-P007, 2007.
- (15)穂刈利之, 化学平衡論解析を用いた原位置深層地下水水質の推定, 清水建設研究報告, 87, pp.77-86, 2010.
- (16)吉田英一・山元剛志, 地下環境中の鉄(Ⅲ)水酸化物と地層処分: 地下水シナリオへの影響とその検討, 地質学雑誌, 120, 10, pp.327-343, 2014.
- (17)核燃料サイクル開発機構, 地層処分場のレイアウトに関する検討(研究報告), 140p., JNC TN8400 99-033, 1999.

4. 総合的な核種移行評価手法の整備

4. 総合的な核種移行評価手法の整備

4.1 はじめに

我が国の高レベル放射性廃棄物（以下、HLW）等の地層処分は、2000年10月の「特定放射性廃棄物の最終処分に関する法律」により事業化が行われている。その後、2007年の同法改正に伴い長半減期低発熱性放射性廃棄物（以下、TRU廃棄物）の一部も地層処分の対象に含まれた。最終的な処分地選定に向けて、今後、規制当局による処分候補地に対する安全審査等が行われ、その際には地層処分の安全性を判断するための評価手法が必要である。そのため、日本原子力研究開発機構安全研究センター（以下、JAEA）では、総合的な核種移行評価手法の整備を進めている。

地層処分の安全評価においては地質・気候関連事象を考慮した地下水流動条件を設定した上で、廃棄体から人工バリア、天然バリアを経由して放出される放射性核種のフラックス及び生物圏における被ばく量を一連で評価する必要がある（核種移行評価）。ここでは、第2章及び第3章における検討結果を考慮し、①人工バリアの各評価モデルの適切なリンケージの方法、②リスク論的考え方に基づく安全評価シナリオとそれらの長期評価における不確実性への対応などを検討し、我が国で想定される地層処分地下環境へ適用可能な総合的な安全評価手法としての方法論の全体とりまとめを行った。

平成25年度までに、確率論的安全評価コード（GSRW-PSA等）を始めとした総合的安全評価手法を体系的に整備し、廃棄体から人工バリア、天然バリアを経由して放出される放射性核種のフラックス及び生物圏における被ばく量を一連で評価するために、個々の要素モデル及びコード間のリンケージを図るとともに、コードの検証、評価手法についての課題の整理を行ってきた。

本年度は、仮想的な結晶質岩サイトを対象とした総合的な解析に向け、平成25年度までに整備した安全評価コード群について、廃棄体・人工バリアから亀裂媒体への核種移行を一連で評価するためのリンケージ機能を追加した。また、改良したコードを用いた感度解析等を通して、結晶質岩サイトを対象とした核種移行評価手法について安全審査に向けて残された課題の整理を行った。特に、廃棄体・人工バリアから亀裂媒体への核種移行を一連で評価するため、人工バリア材の透水性の時間的変化を評価できる解析コードMC-BUFFERと亀裂性媒体中での地下水流動・核種移行解析コードFRAC3Dのリンケージについて検討した。

また、3章で検討した地質・気候関連事象の中で、発生の可能性は小さいが発生した場合に影響の大きい事象として選定し、従来の機能では対象としていない火山活動による影響についてGSRW-PSAにその評価機能を追加し、コードを拡張した。

4.2 結晶質岩サイトの核種移行評価手法の整備

地層処分施設の安全評価シナリオのうち地下水シナリオにおいては、施設から漏洩する核種を含んだ地下水が、結晶質岩等の亀裂性媒体あるいは堆積岩等の多孔質媒体中を流動し、生態圏に到達することを想定している。このシナリオの中で最も重要なパラメータとして地下水流速があげられる。地下水流速は地質媒体の流動特性に強く依存し、周辺環境条件の変化によっても変動する。特に、地質媒体として亀裂を多く含む岩盤（花崗岩等の亀裂性岩盤）の場合、地下水は選択的に亀裂の間隙中を流動する。このような亀裂性媒体中での地下水流動を解析するため、FRAC3D コードを開発した。

FRAC3D では亀裂を円形平板状と仮定し、観測された走向・傾斜・亀裂密度等の統計的情報を元に亀裂ネットワークを作成する FRAC3D_G、亀裂ネットワーク内での地下水流動解析を行う FRAC3D_F、さらに亀裂ネットワーク内での核種移行解析を行う FRAC3D_C、計算結果の可視化を行う FRAC3D_P の4つのサブコードで構成されている。亀裂内での地下水流動・核種移行解析は、亀裂間の連結を1次元パイプモデルで仮定した解析と2次元平行円盤状の亀裂が立体的交差している状況を考慮した2次元平板モデルが用いることができる。

本年度は仮想的な結晶質岩サイトを対象とした総合的な解析手法の整備に向け、廃棄体・人工バリアから亀裂媒体への核種移行を一連で評価するためのリンケージ機能の追加を行った。特に、廃棄体・人工バリアから亀裂媒体への核種移行を一連の流れで評価するため、人工バリア材の透水性の時間的変化を評価できる解析コードMC-BUFFERと亀裂性媒体中での地下水流動・核種移行解析コードFRAC3Dのリンケージ機能を検討した。その後、3次元の広域スケール、サイトスケールでの亀裂性媒体（亀裂ネットワーク）、さらにその内部に存在する各人工バリア要素からなる処分坑道（内部3Dモデル）、の3つの評価体系を考慮可能とした地下水流動を解析するコードシステムの整備を実施した。具体的には3次元地下水流動解析コード：3D-SEEPと亀裂性媒体での地下水流動解析コード：FRAC3Dの解析機能を連携して解析できる評価手法を整備するとともに、MC-BUFFERにより出力された透水性の時間的変化の情報を、内部3Dモデルにおいて考慮可能となるよう改良を行った。整備した手法による解析の流れを図4.2-1に示す。

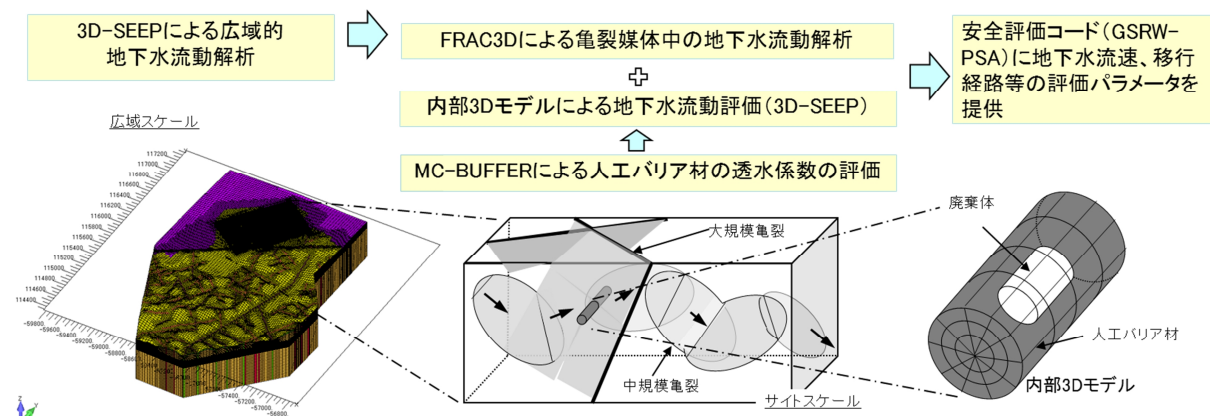


図 4.2-1 結晶質岩サイトの核種移行評価手法における解析手順

4.2.1 亀裂性媒体中での地下水流動解析に係るコード拡張

結晶質岩サイトを対象とした総合的な解析手法の整備に向け、廃棄体・人工バリアから亀裂媒体への核種移行を一連で評価するため、亀裂性媒体中での地下水流動・核種移行解析コード：

FRAC3D のリンケージ機能の拡張を行った。

この拡張では、亀裂性岩盤における亀裂ネットワーク内部・外部に、等価多孔体による 3D モデルが存在する場での地下水流動解析を可能とするための改良を行ったものである。FRAC3D による亀裂ネットワーク内部には、処分場坑道を模擬した等価多孔体による内部 3D モデルを考慮し、外部には地下水の流出域での環境を模擬した外部 3D モデルを考慮し、これらを連成させた地下水流動解析に対応するための改良を行った。これにより、処分坑道内部の地下水流動—処分場周辺の亀裂媒体中での地下水流動—処分施設を含む広域地下水流動を連成して解析することが可能となった。なお、等価多孔体である内部・外部 3D モデルに関しては有限要素法による 3 次元地下水流動・核種移行解析コード：3D-SEEP によって解析し、亀裂ネットワークモデルについては FRAC3D によって解析できる。具体的な拡張事項を以下に記述する。

(1) 内部および外部 3D モデルの処理機能の追加

広域スケールでの多孔質媒体 3D モデル（外部 3D モデル）には、内部に FRAC3D による亀裂ネットワークモデルが存在し、さらに、亀裂ネットワークモデルの内部に処分場を模擬した等価多孔体 3D モデル（内部 3D モデル）が存在する領域でのモデル作成機能の追加を行った。この処理を行うためには、外部 3D モデルと内部 3D モデルを区別する必要がある。入力データに外部 3D モデルと内部 3D モデルを区別するためのモデル種別を入力するためのデータ項目を追加するとともに、コード内で外部 3D モデルと内部 3D モデルをそれぞれ識別する機能を加えた。また、内部 3D モデルの外側境界の節点は、亀裂ネットワークモデルとの結合節点として使用するため、プログラム内部で内部 3D モデルの外側境界の節点を自動検出する機能を追加した。同様の処理を外部 3D モデルに対しても行った。

(2) 亀裂ネットワークのモデリング機能

解析開始時には、内部 3D モデルと亀裂ネットワークモデルは空間的に重複したモデルとなる。その後、重複部分を一時的に削除処理する必要があるため、亀裂性媒体モデルの重複部分をカットしてリモデリングする機能を追加した。この機能では、内部 3D モデルと亀裂ネットワークモデルの重複部分を自動検出し、亀裂ネットワークモデルの要素のうち、内部 3D モデルと重複する要素を削除し、また、亀裂性媒体モデルの要素を削除して残った部分の節点（亀裂ネットワークモデル内側境界節点）を自動検出し、内部 3D モデルとの結合部分として設定する機能である。

(3) 内部・外部 3D モデル結合機能

内部 3D モデルと亀裂ネットワークモデルを結合し、亀裂ネットワークモデル内に内部 3D モデルが存在するモデルを作成する機能を追加した。内部 3D モデルの外側境界節点と亀裂ネットワークモデルの内側境界節点を結合部節点として 1 対 1 に結合させた。この時、結合された内部 3D モデル節点と亀裂ネットワークモデル節点は、同じ圧力水頭値を持つものとして計算を行うこととした。同様の処理を外部 3D モデルに対しても行った。

(4) 粒子移行解析機能の改良

前項での改良を踏まえ、地下水流動解析結果を用いた粒子追跡法による移行経路解析コード：PASS_TRAC の改良を行った。現状の PASS_TRAC は、FRAC3D、3D-SEEP 個々の解析結果には対応しているが、前項での改良に伴う、処分坑道内部の地下水流動—処分場周辺の亀裂媒体中での地下水流動—処分施設を含む広域地下水流動に対応した変更が必要となる。

以下に改良の詳細を示す。

1) 外部 3D モデル+亀裂ネットワークモデル+内部 3D モデルの読み込み

3D-SEEP ファイルからのモデル読み込み機能の改良を行った。FRAC3D において、亀裂ネッ

トワークモデルでの解析計算結果は、3D-SEEP の計算結果ファイルとは別ファイルとして出力されているため、PASS_TRAC において、一連の出力ファイルを取り込めるよう改良を行った。

2) 内部・外部 3D モデルと亀裂ネットワークモデルの接合部分の処理機能の追加

外部 3D モデルと亀裂ネットワークモデル間、内部 3D モデルと亀裂ネットワークモデル間のそれぞれの接合部分について PASS_TRAC コード内で認識し処理する機能を追加した。流路計算時はこの接合部分を介して、3D モデルと亀裂性媒体モデル間を粒子が移動することになる。粒子がモデル結合部分に達した場合には、3D モデルと亀裂ネットワークモデル間においてパーティクルの往来処理をできるようにするとともに、粒子が結合部分以外のモデル境界に達したときには計算終了するよう改良した。

3) 亀裂ネットワークモデル用粒子移行解析機能の改良

FRAC3D による亀裂ネットワークモデル内では亀裂内での流動を模擬した 1 次元パイプあるいは 2 次元平面要素内での粒子移行解析が行われる。そのため、外部・内部モデルの多孔質体内での粒子移行解析アルゴリズムとは処理が異なる。よって、一連の粒子移行解析を連携して行うための改良を行った。

以上の改良により、外部 3D モデルと亀裂ネットワークモデル、加えて内部 3D モデルを一連の解析処理で扱えるよう拡張した。図 4.2-2 に外部・内部 3D モデルを作成した例を示す。

この拡張したコードによる解析の手順は以下のようになる。

1. 3D-SEEP で広域地下水流動解析を実施する。この時の外部 3D モデルは亀裂性岩盤部分の要素（仮）を含めて計算する。
2. 外部 3D モデルの境界節点（広域モデルと亀裂ネットワークモデルの接続部分の節点）の圧力水頭計算結果を、亀裂ネットワークモデルの拘束条件として設定し、亀裂ネットワークモデルの地下水流動解析を行う。
3. 亀裂ネットワークモデルの境界節点の流量を求め、外部 3D モデルの境界条件として地下水流動解析を実施する。この時の外部 3D モデルは亀裂性岩盤部分の要素（仮）は削除したものを使用する。
4. 上記 2～3 を計算結果が収束するまで反復計算を行う。

この手法は、外部 3D モデル解析結果の圧力水頭値を亀裂ネットワークモデルの境界条件として反復計算を行うものであり、亀裂ネットワークモデルの流量を外部 3D モデルの内部境界条件とする手法である。この時、亀裂ネットワークモデルの境界部分における流量を境界条件として使用しているため、外部 3D モデルと亀裂ネットワークモデル間の質量は保存される。

さらに、亀裂ネットワークモデルの中に内部 3D モデルがある場合は、亀裂ネットワークモデルと内部 3D モデルにおいても同様の手順を実行する。つまり、2. 次のプロセスとして内部 3D モデルの地下水流動解析を行い、その結果を亀裂ネットワークモデルに返すことになる。

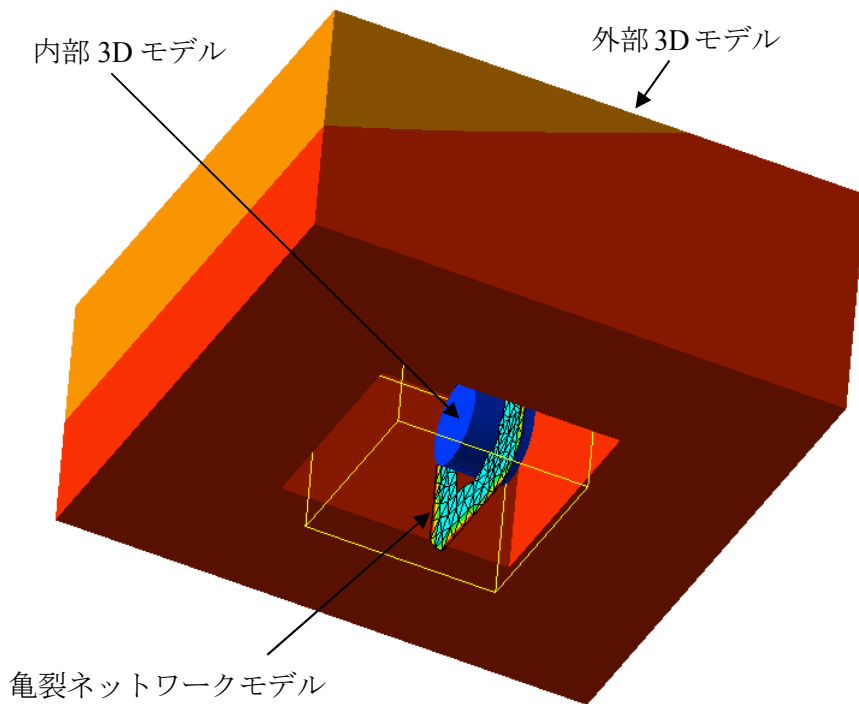


図4.2-2 外側3Dモデルと亀裂ネットワークモデルと内部3Dモデルの連結例(切断面表示)

4.2.2 仮想的な結晶質岩サイトを対象とした地下水流動解析

前項で改良した解析コードの適用性検討のため、仮想処分場を想定した地下水流動解析を実施した。より現実的な条件での亀裂性媒体中での地下水流動評価を実施するためには、亀裂ネットワークのモデル化とそれら物性値、周辺環境での境界条件の設定が必要となる。よって、亀裂性岩盤に関する調査事例が多数報告⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾⁽⁴⁾されている愛媛県の菊間石油備蓄基地の花岡岩地域を仮想的な処分サイトとした地下水流動解析を実施した。

解析対象となる範囲を図4.2-3に示す。

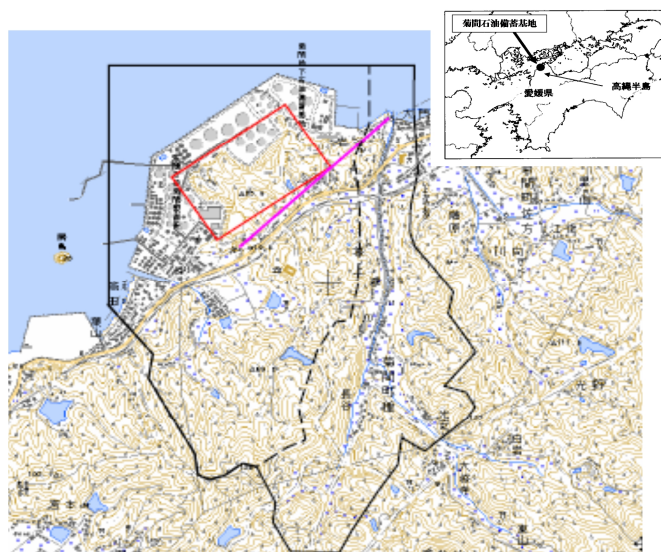


図 4.2-3 解析対象範囲（黒線は対象範囲、破線は稜線、赤線は亀裂ネットワークモデル作成領域、ピンク線は地質調査所(1986)⁽⁶⁾による断層帯を示す）

原子力機構では、菊間石油地下備蓄基地周辺領域に対する解析を実施している⁽⁶⁾。その際、亀裂データ（走向、傾斜、亀裂密度等の観測結果）等を収集・整理しており、それらデータを用いた広域地下水流動モデル（外部 3D モデルに相当）、仮想的処分場を含む亀裂ネットワークモデル、仮想処分場モデル（内部 3D モデルに相当）を作成し、一連の解析を実施し、本手法の適用性を確認すると共に、亀裂ネットワークモデルの対象である結晶質岩等に対する重要な調査項目を検討した。

まず、石油備蓄基地周辺における地表踏査および坑道掘進時に現れた亀裂等の観察結果を基に広域的な水理地質構造モデルを構築した。解析領域は東西方向 2 km×南北 3 km、深度-500m であり、要素数は約 280 万となった。このモデルに対し、3D-SEEP による広域地下水流動解析を行った結果を図 4.2-4 に示す。解析時の境界条件は海岸域で水位拘束、地表面で涵養量 73mm/y の条件とし、側面及び底面については不透水条件とした。解析に用いた各水理地質単元と水理パラメータを表 4.2-1 に示す。解析の結果から、大局的な流れとして標高の高い南部の領域から、海岸方向への流動が示された。また、仮想処分場を想定している領域（FRAC3D モデル領域）内での平均的地下水流速は、0.2~2.8m/y を示した。この解析結果を FRAC3D モデル境界位置での水頭値を境界条件として FRAC3D にデータを受け渡し、引き続き亀裂性岩盤中での地下水流動解析を実施した。

亀裂ネットワーク中での地下水流動解析においては、観測された亀裂を決定論に基づきモデル化することは可能であるが、未観測領域における亀裂をモデル化することができない。そのため、観測された亀裂の統計的データを基にして、未観測領域での亀裂ネットワークについて乱数を用いて確率的に亀裂を発生させ、その後、亀裂ネットワークを構築する（これをリアライゼーションと呼ぶ）。FRAC3D で作成した亀裂ネットワーク例を図 4.2-5 に示す。この亀裂ネットワークの作成に関わるデータ・手法に関しては次節の感度解析において詳細に記述する。

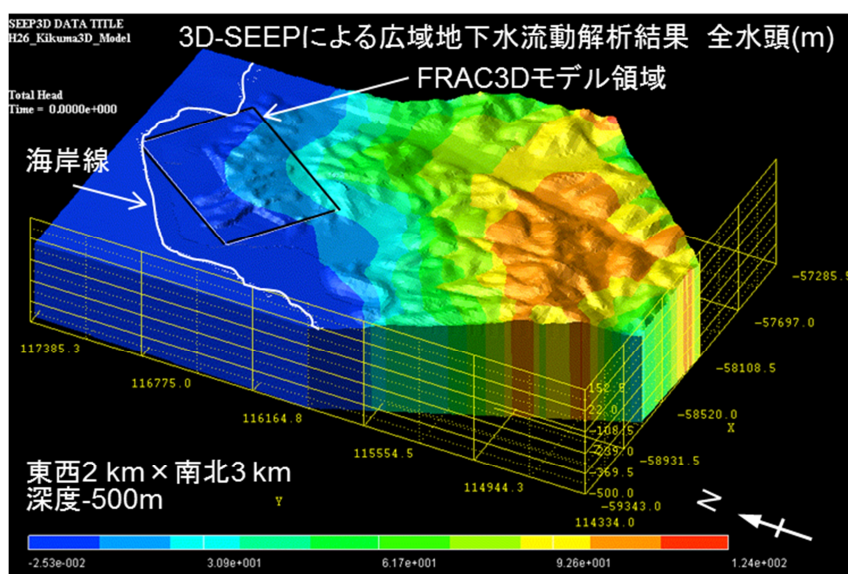


図 4.2-4 3D-SEEP による広域地下水流動解析結果

表 4.2-1 広域地下水流動モデルにおける各水理地質単元の水理パラメータ