

② 遮蔽性能検討

遮蔽性能の評価の一環として、遮蔽層と貯留層の境界付近の鉛直に並んだ3つのセルにおける CO_2 飽和率と溶解 CO_2 濃度を精査した。遮蔽層と貯留層の境界で最も圧力が高くなる箇所は圧入井が通るセルであることから、このセルを選択し、貯留層上限のセル（堆積相区分8）を貯留層C、その直上の遮蔽層下限のセル（堆積相区分5）を遮蔽層B、さらにその直上の遮蔽層のセル（堆積相区分4）を遮蔽層Aとする（上位から遮蔽層A、遮蔽層B、貯留層Cの順、図2.8-6および図3.1-30）。

コア試料の分析結果では、堆積相区分2（遮蔽層Aよりも上部の泥岩）ではスレシヨルド圧力0.75MPa、遮蔽層Bではスレシヨルド圧力1.65～1.67MPaが得られている。圧入終了時における貯留層上限での圧力（貯留層C：12.1MPa）が、圧入終了時における遮蔽層下限の圧力（遮蔽層B：10.9MPa）にスレシヨルド圧力（1.65MPa）を加えた圧力（12.55MPa）を超えていないことを確認した（図3.1-31）。

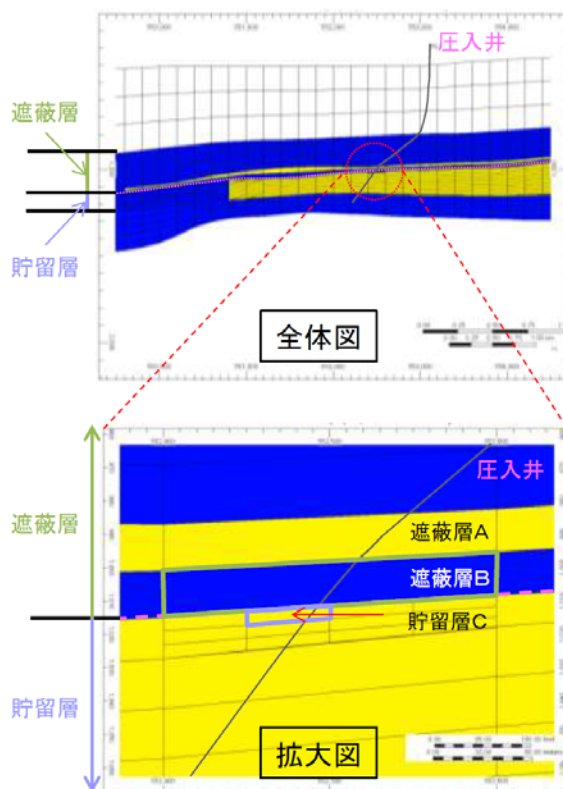


図 3.1-30 萌別層の地質モデル断面図（黄色：砂岩 青色：泥岩）

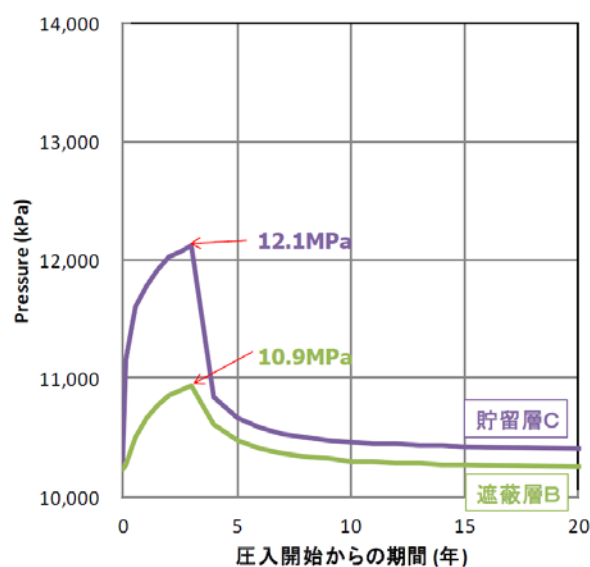


図 3.1-31 遮蔽層Bと貯留層Cの圧力の時間変化

なお、シミュレーションにおけるスレシヨルド圧力については、より安全サイドの設定としてコア試験で得られている最低値（0.75MPa）を採用して遮蔽性能の検討を行った。

a ベースケース

図 3.1-32 にベースケースにおけるそれらのセルのCO₂飽和率および溶解CO₂濃度の時間変化を示す。

圧入中は、遮蔽層Bと貯留層Cのセルの圧力差（約 1.2MPa）が遮蔽層Bに設定したスレシヨルド圧力（0.75MPa）を越えるために、貯留層Cから遮蔽層BへCO₂の流れがあるが、遮蔽層BにおけるCO₂飽和率はほとんど変化がなかった。

一方で、遮蔽層Bにおける溶解CO₂濃度は、圧入開始 1,000 年後に 0.16mol/kg-地層水だけ増加していた。さらに、遮蔽層Aの溶解CO₂濃度は圧入開始 1,000 年後でも 3.4×10^{-4} mol/kg-地層水と非常に低かった。

また、遮蔽層である泥岩は 1.73×10^{-3} mD の非常に小さい浸透率を有している。

以上のことから、ベースケースにおいては圧入中にCO₂が貯留層から遮蔽層へとわずかに移動するが、泥岩内の水に溶解して安定した状態となる。したがって、萌別層泥岩層は、所定量のCO₂を貯留層するのに十分な遮蔽性能を有していると判断する。

b 遮蔽性能（低）ケース（表 3.1-4 の⑤）

遮蔽層性状が劣る場合の CO_2 挙動を評価した。スレシヨルド圧力を 0.012MPa、水平浸透率を $7 \times 10^{-3} \text{mD}$ とベースケースよりも遮蔽層性状としては劣る値を設定した。

ベースケースと同様に、遮蔽層と貯留層の境界付近の鉛直に並んだ 3 つのセルにおける CO_2 飽和率と溶解 CO_2 濃度を精査した。図 3.1-33 にそれらのセルの CO_2 飽和率および溶解 CO_2 濃度の時間変化を示す。ベースケースと同様に遮蔽層 A と遮蔽層 B における CO_2 飽和率はほとんど変化がなかった。

一方で、遮蔽層 B における溶解 CO_2 濃度は 0.55mol/kg -地層水（圧入開始 1,000 年後）とベースケースより多くなった。また、遮蔽層 A の溶解 CO_2 濃度は圧入開始 1,000 年後で $2.6 \times 10^{-3} \text{mol/kg}$ -地層水と非常に低かった。

以上のことから、遮蔽性能が極端に劣るケースを想定した場合でもベースケースと同様に遮蔽層内の水に溶解した CO_2 濃度のわずかな上昇は認められるが、溶解して安定した状態であることがわかった。

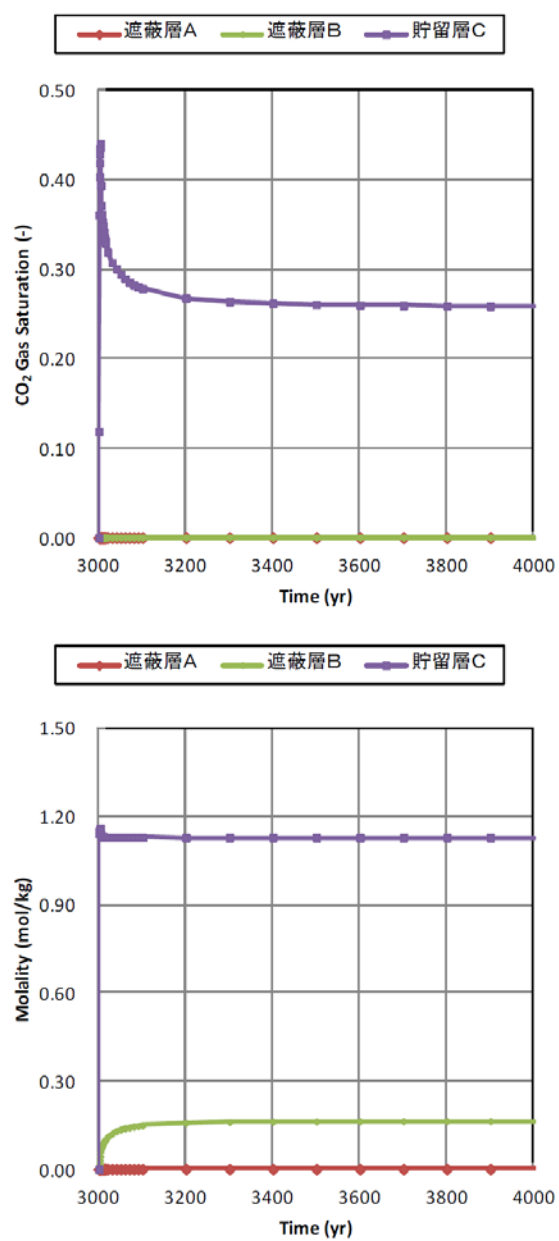


図 3.1-32 遮蔽層・貯留層境界付近でのCO₂飽和率と溶解CO₂濃度の時間変化
(ベースケース) (上: CO₂飽和率 下: 溶解CO₂濃度)
(上位から遮蔽層A、遮蔽層B、貯留層Cの順)

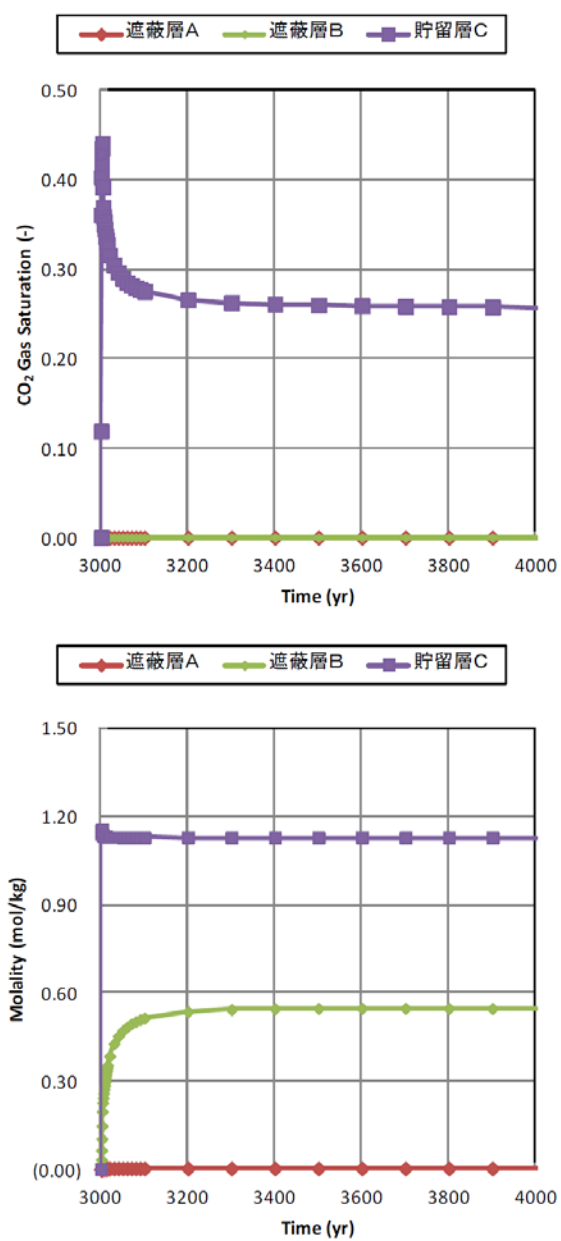


図 3.1-33 遮蔽層・貯留層境界付近でのCO₂飽和率と溶解CO₂濃度の時間変化
 (遮蔽性能(低)ケース) (上: CO₂飽和率 下: 溶解CO₂濃度)
 (上位から遮蔽層A、遮蔽層B、貯留層Cの順)

③ CO₂の貯留形態ごとの割合

貯留CO₂の3つの貯留形態を Movable、Dissolved および Trapped で表現し、各ケースにおける割合について、その経時変化を図 3.1-34～図 3.1-36 に示す。

いずれのケースにおいても圧入終了後すぐに Movable CO₂量は減少し、約 50 年でその割合は 9～10%程度となり、さらに減少を続けていく。また、Trapped CO₂と Dissolved CO₂の割合はゆっくりと変化していく。その割合については、圧入開始後 1,000 年後においては、ベースケースでは Dissolved CO₂量は約 44%、TrappedCO₂は約 55%、低浸透率ケースでは DissolvedCO₂は 48%、TrappedCO₂は 49%、高浸透率ケースでは DissolvedCO₂は 45%、TrappedCO₂は 54%という割合になった。この差については、圧入終了までのCO₂の拡がり方による地層水との接触面積の違い、CO₂が溶解し密度が大きくなった地層水の貯留層内での移動のしやすさ、貯留層内の圧力状態が原因であると考えられる。

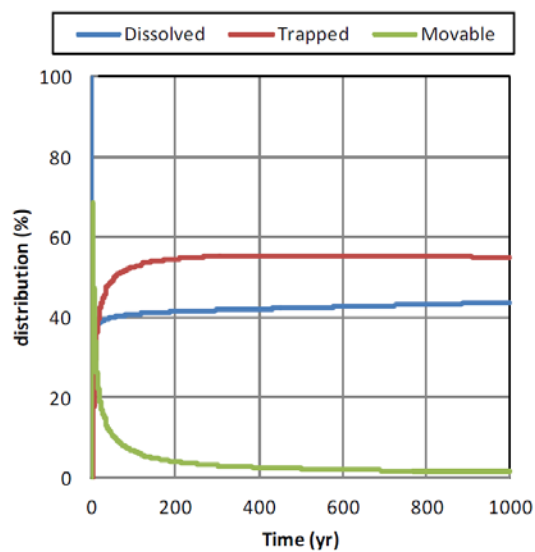


図 3.1-34 CO₂の貯留フォーム（割合）の変化（ベースケース）

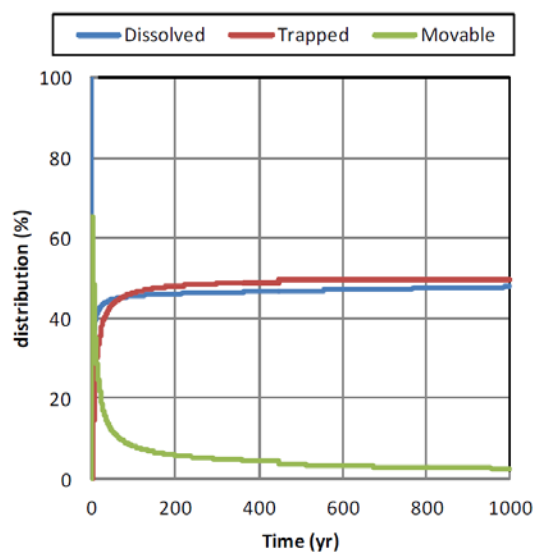


図 3.1-35 CO₂の貯留フォーム（割合）の変化（低浸透率ケース）

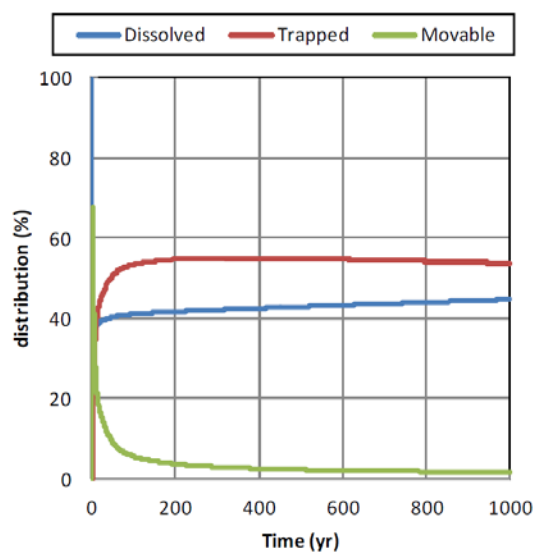


図 3.1-36 CO₂の貯留フォーム（割合）の変化（高浸透率ケース）

(6) 総合評価

① 萌別層評価のまとめ

萌別層砂岩層について行った貯留層評価、遮蔽層評価、 CO_2 挙動予測シミュレーションの結果を以下の記述および表 3. 1-5 にまとめる。

- 1) 萌別層砂岩層は、沖合に前進しながら陸棚に堆積したファンデルタからなり、砂岩を主体とし、砂礫岩、シルト岩を伴う。緩やかな西傾斜で安定的に堆積し、層厚は約 100m である。砂礫岩相は北東部を中心に発達していると解釈される。
- 2) 萌別層泥岩層は、下位の萌別層砂岩層の上位に安定して堆積し、層厚約 200m のシルト岩～泥岩からなる。貯留対象領域を覆う領域で十分な厚さがあり良好な遮蔽性能が期待される。
- 3) 貯留層の性能、遮蔽層の性能を評価するため、25 万トン/年×3 年間の CO_2 を圧入し、圧入終了後 997 年間（圧入開始から 1,000 年間）の CO_2 挙動を予測するシミュレーション実施した。
- 4) シミュレーションの結果をまとめると、以下の通りである。
 - ・7 つのケース中 6 ケースで 25 万トン/年×3 年間（累計圧入量：75 万トン）の圧入は可能であった。層内の浸透率を 9mD とした低浸透率ケースでは 3 年間で累計圧入量が 45.2 万トン（平均 15 万トン/年）であった。浸透率が低い場合においても萌別層における最少想定圧入レートの 10 万トン/年での圧入が可能であることを確認した。
 - ・気相 CO_2 の拡がり圧入井近傍において水平方向に東西 400m 程度、南北 600m 程度までであり、溶解 CO_2 の拡がり東西 400m 程度、南北 600m 程度までであった。
 - ・遮蔽層（萌別層泥岩層）へは遮蔽層の下限のセルには溶解 CO_2 の状態で CO_2 は存在するが、それより上位へは移動していなかった。
 - ・圧入終了時における貯留層上限での圧力（12.1MPa）が、圧入終了時における遮蔽層下限の圧力（10.9MPa）にスレシヨルド圧力（1.65MPa）を加えた圧力（12.55MPa）を超えていないことを確認した。

② 総合評価

萌別層砂岩層への最少想定圧入レートである 10 万トン/年×3 年間の CO_2 圧入は可能であり、遮蔽層（萌別層泥岩層）への CO_2 の拡がりもないと評価する。

表 3.1-5 萌別層砂岩層貯留層総合評価のまとめ

項目	
貯留層	構造 ●緩やかな北西傾斜(1~3°)の単斜構造
	対象深度・層厚 ●垂直深度:約1,100~1,200m ●層厚:約100m
	岩相 ●砂岩主体(礫質砂岩、シルト岩を伴うファンデルタ堆積物)
	物性 ●孔隙率:25~40%(苫小牧CCS-2コア試験:封圧下)、孔隙率:20~40%(物理検層解析結果) ●浸透率:9~25mD(苫小牧CCS-1圧入テスト解析結果) ●浸透率:1~1,000mD(苫小牧CCS-2コア試験:封圧下、空気) ●浸透率:1~120mD(物理検層解析結果)
	圧入・貯留性能 ●【苫小牧CCS-1圧入テスト】最大1,200kl/日(掘削深度1,077~1,217mのうち57.5m) ●【シミュレーション】25万トン/年×3年間圧入可能(低浸透率ケースを除く)
遮蔽層	岩相 ●シルト岩～泥岩(萌別層上部)
	層厚 ●層厚:約200m
	物性 ●孔隙率:32.4~37.2%(苫小牧CCS-2コア試験:封圧下) ●浸透率: $0.80 \times 10^{-3} \sim 1.73 \times 10^{-3}$ mD(苫小牧CCS-2コア試験:水浸透率) ●リークオフ圧力:14.6MPa(等価泥水比重:1.50)(萌別層泥岩層(苫小牧CCS-2)991m) ●スレシヨルド圧力:0.75, 1.65, 1.67MPa(苫小牧CCS-2コア試験:CO ₂ -水系)
	遮蔽性能 ●【シミュレーション】圧入終了時における貯留層上限での圧力(12.1MPa)が、圧入終了時における遮蔽層下限の圧力(10.9MPa)にスレシヨルド圧力(1.65MPa)を加えた圧力(12.55MPa)を超えていないことを確認した。
	坑井掘削難易度 ●軟弱な第四系・鶴川層内での坑跡コントロールや水平に近い掘削のため、掘削障害のリスクあり。
圧入後CO ₂ の移動(シミュレーション結果)	●(3年圧入後)気相CO ₂ の拡がりは圧入井近傍で400m×600m程度、溶解CO ₂ は400m×600m程度(ベースケース)。 ●20年程度で、気相CO ₂ の拡がりに変化は見られなくなる。 ●1,000年後までは、周辺部での地層水へのCO ₂ の溶解が進み、CO ₂ 飽和率減少が確認される。

3.2 貯留対象層周辺を取巻く環境等の評価

3.2.1 活断層分布および地震活動

(1) テクトニクス概要

図 3.2-1 に苫小牧周辺のテクトニクスを示す地質概念図を示す。圧入想定域は、北海道の石狩一日高地域に属する（図 3.2-1 左下の地質図）。地質構造的には、西方に向かって前進する北北西－南南東方向の褶曲・衝上断層帯で特徴づけられる（図 3.2-1 上段の図）。同褶曲・衝上断層帯は、東北日本弧と千島弧の衝突によって形成された日高衝突帯の西側の前縁部に形成されている¹⁾。

広域の地質構造的な特徴は、以下のとおり要約できる（図 3.2-1）。

- ・西方に向かって前進する複数の褶曲・衝上断層帯が発達する。これらは、東北日本弧と千島弧の衝突によって形成されたもので、中新世に始まったものである。
- ・褶曲・衝上断層帯にはいくつかの断層が認められ、地表に現れている最も西側の断層は馬追断層で代表される断層群である。
- ・既往の弾性波探査データから馬追断層の西側にはいくつかの伏在衝上断層が推定される。
- ・馬追断層およびその西側の伏在衝上断層は、南北に延びる活断層である「石狩低地東縁断層帯」を形成している。

【参考文献】

- 1) 伊藤他（1999），日高衝突帯におけるデラミネーション-ウェッジ構造．月間地球，v. 21, n. 3, pp. 130-136.

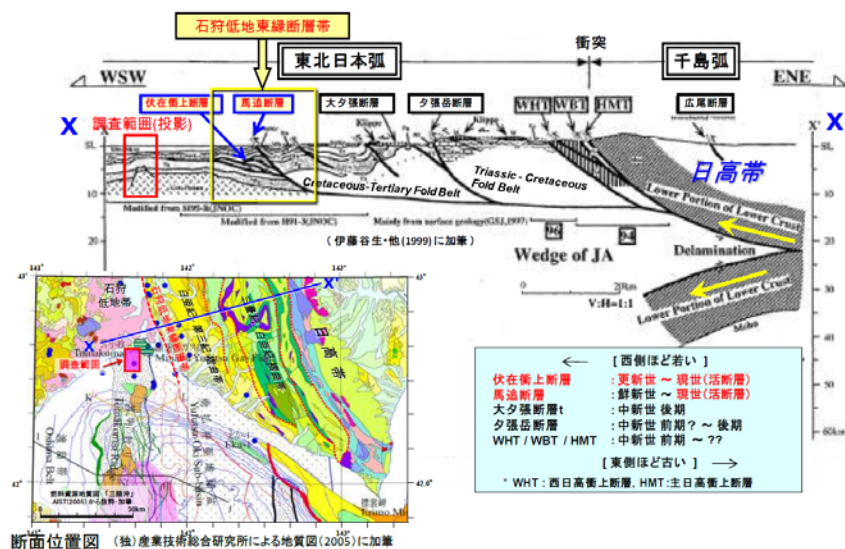


図 3.2-1 苫小牧周辺のテクトニクス概要

(2) 北海道周辺の地殻応力分布

「CCS実証事業の安全な実施にあたって」においては、CO₂貯留に際し地質面から検討すべき事項として、CO₂圧入地点付近における過去の地震活動が挙げられている。過去の地震活動の検討の一環としては、圧入地点周辺の地殻応力状態や歪みの蓄積状況を事前に把握が必要であることから、国土地理院によるGPS観測点網(GEONET)による年間平均変位速度ベクトルと、地殻応力データベースであるWorld Stress Map²⁾(WSM)を利用して応力分布について調査した。

図 3.2-2 に、WSMによる応力データ分布および札幌観測点を固定した変位速度図を示す。これらの図に現れた応力分布を反映すると考えられる特徴を列記する。

北海道南東部-日高山脈南部は、太平洋プレートの沈み込みによる千島弧の東北日本弧への衝突が生じている地域である。地殻変位速度はこの衝突と整合的な西から西北西への変位が顕著であり、南東ほどその変位速度が大きく、年間20mm以上に達している。応力データ分布図には陸域のデータが少ないが日高山脈南端付近に逆断層型の東西圧縮を示すデータが存在し、地殻変位速度ベクトルと調和的である。

石狩低地帯内に存在する札幌観測点を固定点とした場合、北海道北部地域から苫小牧-室蘭に至る地域は相対的な変位は小さい。

【参考文献】

- 2) World Stress Map (URL <http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/>)

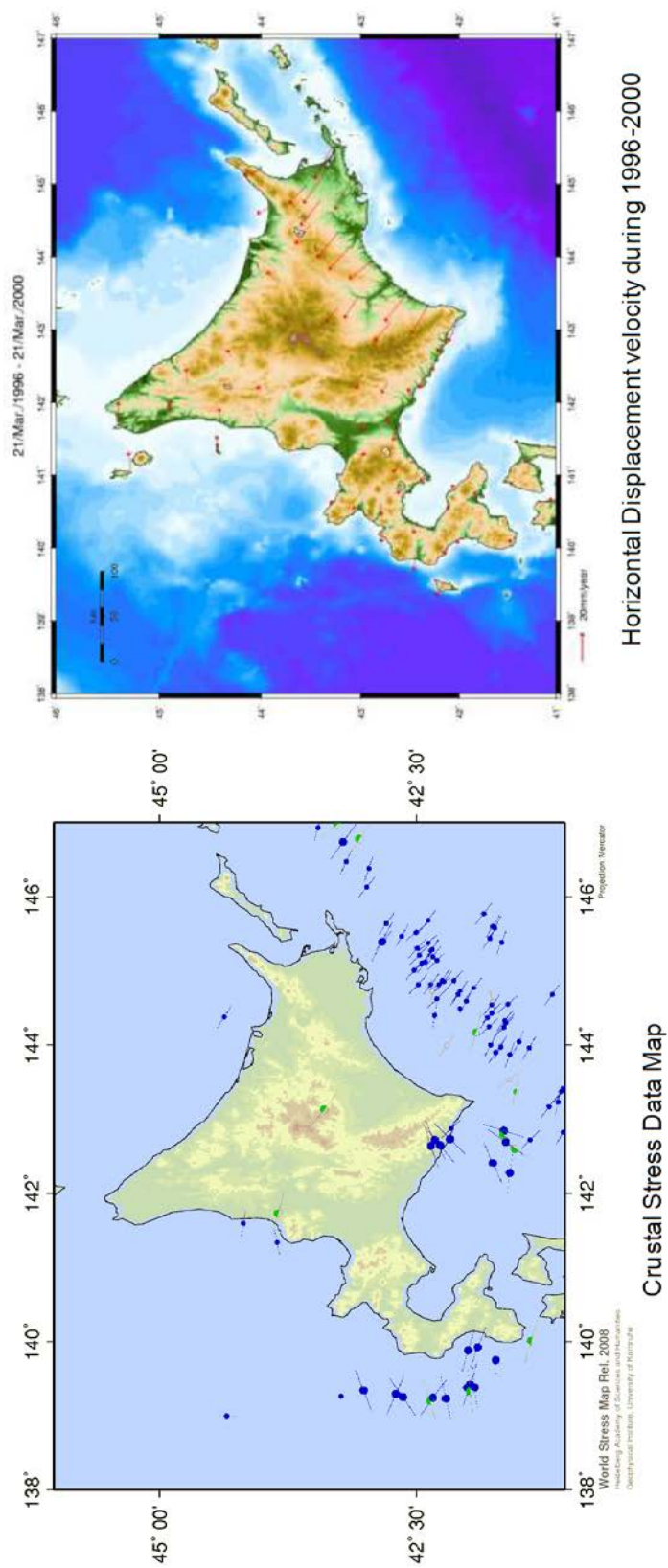


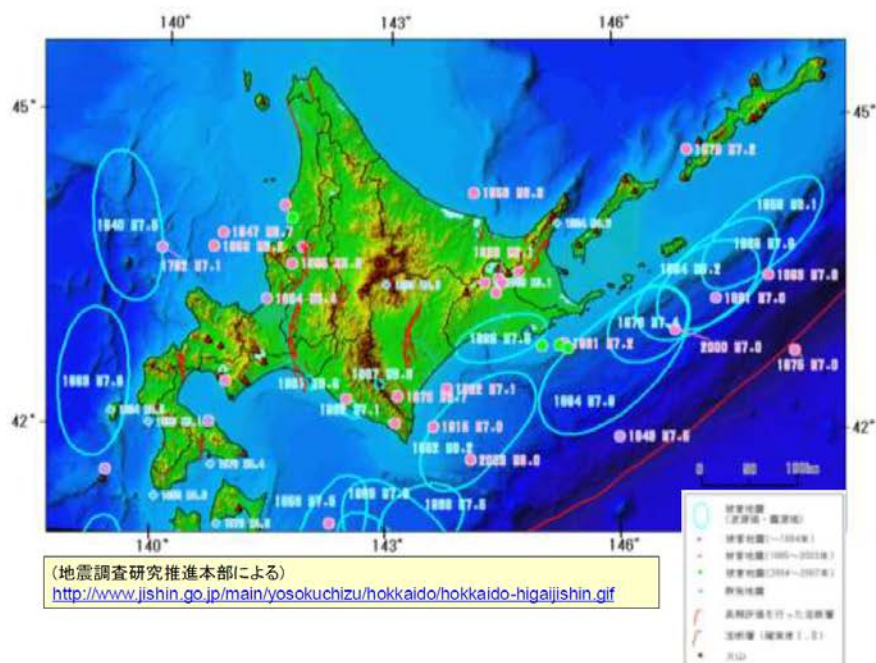
図 3. 2-2 北海道地域の地殻応力データ分布図 (左) および水平変位速度分布図 (右)

(3) 北海道周辺および苫小牧周辺の地震活動

「CCS実証事業の安全な実施にあたって」においては、CO₂貯留に際し地質面から検討すべき事項として、CO₂圧入地点付近における過去の地震活動が挙げられている。そこで、過去や現在の地震活動状況を調べることで、圧入地点周辺の断層運動の履歴や地殻の活動度を知ることが目的として調査を行った。

北海道周辺には、深部（100km 以深）の海溝型（プレート境界型）と浅部（20-40km 以浅）の内陸地震の2タイプの地震活動があり、千島海溝-日本海溝に沿って、津波を伴うマグニチュード（M）8クラスの海溝型巨大地震が繰り返し発生している（図3.2-3）。北海道では、古文書に記録された古い地震は少ないが、津波堆積物の調査から、400-500年周期で巨大津波を経験してきたことが分かっている。

苫小牧周辺における現在の地震活動を図3.2-4に示す。震源分布断面図からは、地下深部（100km 以深）の海溝型（プレート境界型）と浅部（20-40km 以浅）の内陸地震の2タイプの地震活動があることが分かる。平面分布図から、圧入想定地点周辺の地震活動度は、他の地域の活動度とほとんど差異はないことがわかる。苫小牧市南西側には、樽前山などの活火山があり、群発地震が発生することがある。ほとんどの場合M5以下であるが、まれにM5より大きくなり、局所的に被害が生じることがある。群発地震の活動期間は、多くは1-3ヵ月の比較的短い時間で収まるが、1年を越えた例も知られている。



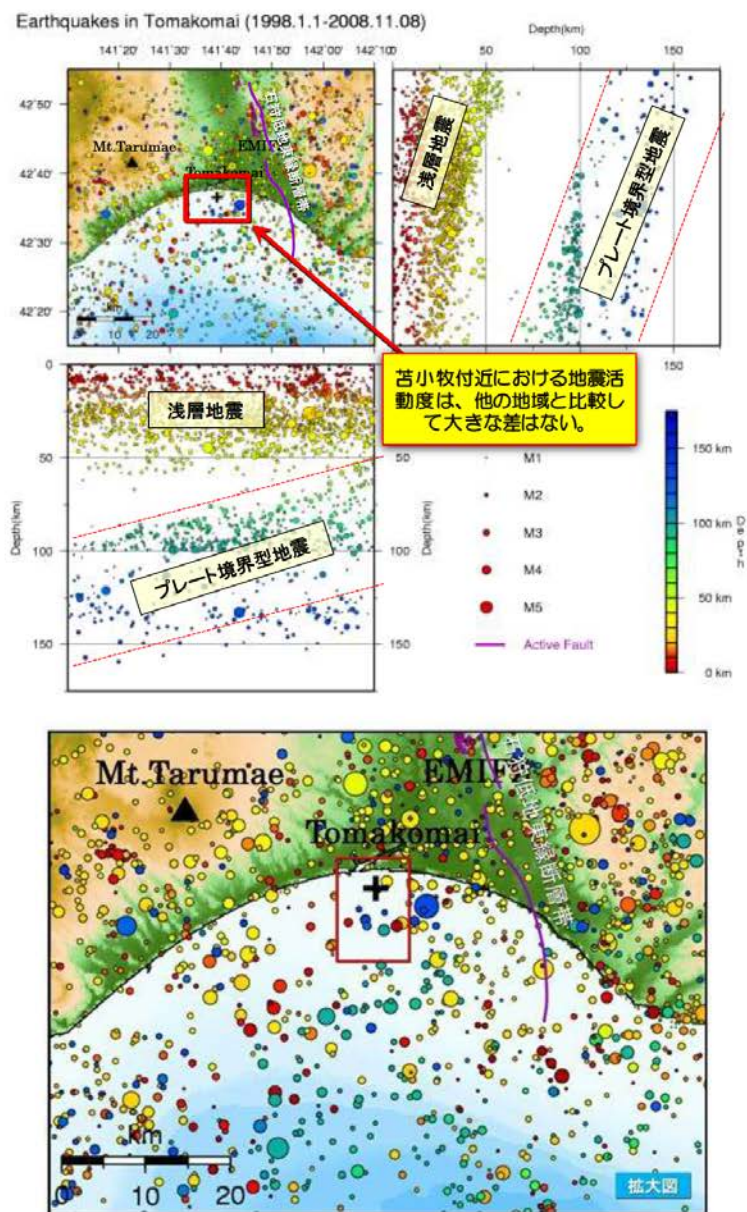


図 3.2-4 苫小牧周辺の最近の地震活動（1998 年～2008 年、M>1）
（赤枠内は調査範囲）

(4) 苫小牧周辺の活断層

ここでは、活断層とは、第四紀後期更新世（約 13 万年前）以降現在まで活動的である断層、と定義する。

北海道地方の活断層のほとんどは逆断層であり、北海道の中央部がほぼ東西方向に圧縮されていることを示している。地殻変動観測からおおむね西北西－東南東方向の圧縮場にあることがわかる（図 3.2-2）。

苫小牧周辺の活断層としては、石狩平野の東縁に沿って南北方向に走っている「石狩低地東縁断層帯」がある（図 3.2-1）。図 3.2-5 は、地震調査研究推進本部による「石狩低地東縁断層帯」の分布図である。平成 22 年 8 月に改訂されて追加された南部延長部も含まれている。図中の南部延長部は、断層そのものではなく断層活動を伴う変形を表す背斜構造軸として表現されている。震度予測シミュレーションで用いられている断層は、背斜軸の 10～20km 東方に想定されており、想定圧入地点からは 20km 以上あり、十分離れていると言える。

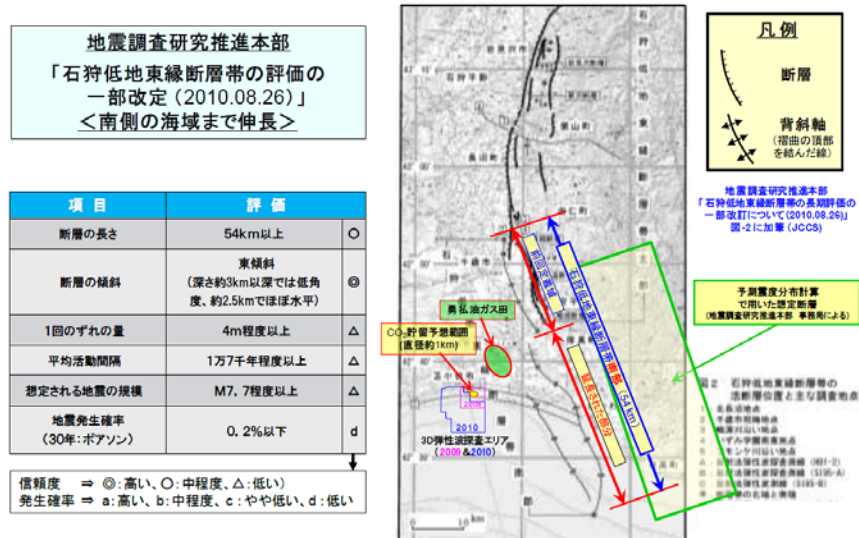


図 3.2-5 石狩低地東縁断層帯

(5) 三次元弾性波探査断面図に見られる断層

本地域で実施された三次元弾性波探査の断面図には、断層と判断される不連続面が確認されている。図 3.2-6 はその一例で、滝ノ上層の想定貯留地点を横切る Line IL-145 の東西断面図である。断面図上のほぼ中央に認められる断層は、ほぼ南北方向の走向で、滝ノ

上層から平取+軽舞層までを切っている。本断層は萌別層を切っておらず、活断層ではないと推定する。本断層は3Dデータの解析による振老層の分布形状から中新世の中期以前の引張応力場で形成された正断層と推定する。その後、荷菜層の堆積時に西側が下がるような活動があったと考えられ、その後、萌別層堆積時以降は活動を停止した。そのため、現在の圧縮応力場では再活動の可能性は低いと判断する。

また、地層水の塩分濃度分布から求めた水理地質構造から、本断層は不透水性と推定され、圧力の伝播と地層水の動きが断層にあたえる影響は小さいと判断する。

以上により、本断層は滝ノ上層T1部層へのCO₂の圧入に対しては安定していると判断する。

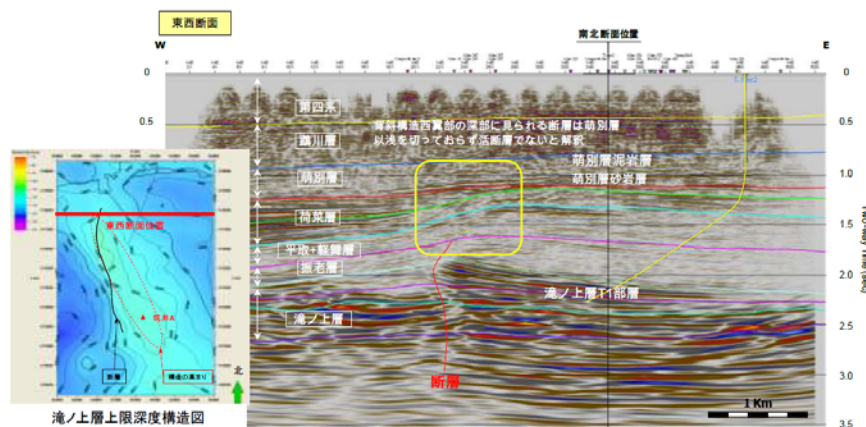


図 3.2-6 三次元弾性波探査断面図上でみられる断層例

(6) 苫小牧地点で予想される地震

苫小牧市地域防災計画においては、苫小牧沖の地震（プレート内の地震、M7.8、1974年苫小牧沖地震の震源）、馬追断層の地震（内陸地震、M6.8）、苫小牧直下の地震（内陸地震、M6.8、市街地直下の震源）を想定し、それらの震度の予測をしている。最も強い揺れの地震が予想されているのは苫小牧直下を震源とするもので、実証試験の調査地域の沿岸域（陸上）では震度5強から6弱が想定されている（図 3.2-7）。

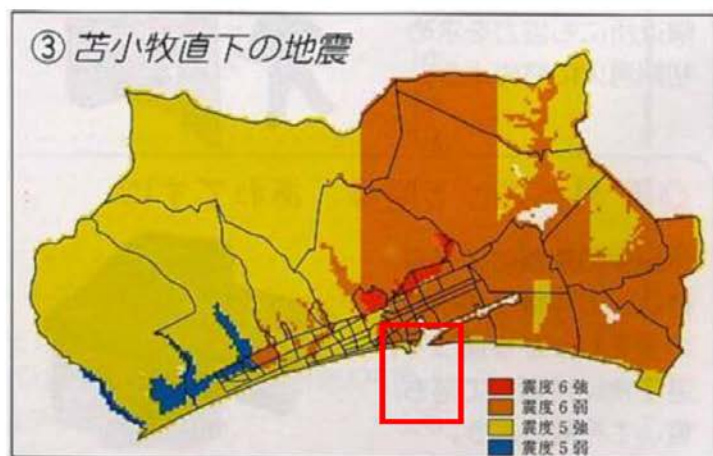


図 3.2-7 苫小牧直下を震源とするの地震の震度予測（苫小牧市地域防災計画）
（赤枠内は調査範囲）

馬追断層を含む「石狩低地東縁断層帯（南部）」（図 3.2-5）については、地震調査研究推進本部によれば、54km 以上が一つの区間として一度に活動した場合、その地震の規模は、M7.7 程度以上になると推定されている。図 3.2-8 は、この地震が発生した場合に予測される断層帯の周辺地域の震度分布を示しており、苫小牧市から勇払平野にかけては震度 6 強（赤色）が、実証試験の調査地域の沿岸域（陸上）では震度 6 弱（オレンジ色）が予測されている。

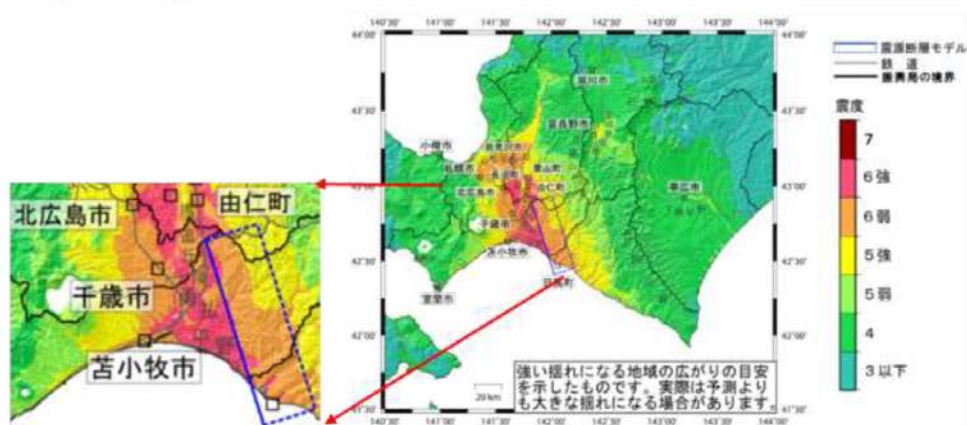


図 3.2-8 石狩低地東縁断層帯南部の地震による予測震度分布
（地震調査研究推進本部、2010 年 8 月）