

4. 当該特定二酸化炭素ガスが海洋に漏出したと仮定した場合に予測される潜在的海洋環境影響項目に係る変化の程度及び当該変化の及ぶ範囲並びにその予測の方法

4.1 海洋環境の化学的な変化の予測の方法

MEC-CO₂二相流モデルを基にして、苫小牧沖を領域とするモデルを構築し、CO₂海中拡散シミュレーションを行った。

(1) シミュレーションモデル

MEC-CO₂二相流モデルは、MECモデルにCO₂二相流モデルが結合されたCO₂海中拡散シミュレーションモデルである。

① MECモデル

MECモデルは日本船舶海洋工学会海洋環境研究委員会海洋モデル検討専門委員会によって開発された海洋循環モデルであり^[1]、沿岸域や湾など比較的狭い海域のシミュレーションを目的としたf平面モデルである。また、時間的にも比較的短い期間のシミュレーションを想定している。このため、側面開境界に与える境界条件の水温、塩分データや流速データは、時間的に一定値、あるいは潮汐を想定した一定の振動成分を与えるようになっている。また、海面に与える気象データも、運動量のための風速ベクトルデータを除き、時間的にも空間的にも一定値を与えるようになっている。風速ベクトルデータは、空間的には一定値だが、時間的には変動可能である。

MECモデルは、静水圧モデルとFull-3D（非静水圧）モデルの結合モデルである。モデル領域の大部分は静水圧モデルで計算し、鉛直流が大きく静水圧近似が成り立たない部分を高解像度のFull-3Dモデルで計算することができる。静水圧モデルのセルサイズ（ Δx , Δy , Δz ）は空間的に変えることができる。Full-3Dモデルは静水圧モデルのxy平面上の1セルにはめ込むことができるようになっている。Full-3Dモデルのセルは、静水圧モデルの1セルを任意のセル数に均等に分割して作るため、 Δx , Δy は一定である。

水平渦動粘性係数、水平渦動拡散係数は、Richardsonの4/3乗則に従い、セル幅の関数として決まる。鉛直渦動粘性係数、鉛直渦動拡散係数は成層化関数に従って決定される。

海面の熱フラックス（ Q_T ）は、短波放射（ Q_r ）、長波放射（ Q_b ）、顕熱フラックス（ Q_h ）、潜熱フラックス（ Q_e ）により、

$$Q_T = Q_r - (Q_b + Q_h + Q_e)$$

と与えられる。顕熱、潜熱はバルク式で計算される。淡水フラックス（ Q_s ）は、海面塩分（ S_s ）、大気密度（ ρ_a ）、飽和蒸気圧（ q_s ）、比湿（ q_a ）、風速（ W ）、降水量（ P_r ）により、

$$Q_s = S_s \{ \rho_a C_E (q_s - q_a) W - P_r \}$$

[1] 日本造船学会海洋環境研究委員会，“MEC Ocean Model オペレーションマニュアル Version 1.1”，（2003）

と与えられる。 C_E は蒸発係数である。淡水フラックスの計算に用いる風速 (W) は、運動量フラックスのための風速データとは独立に与える。

モデル開境界の水位の境界条件として、潮汐の調和定数を与えることでモデル領域内に潮汐を再現させることができる。また、河川からの淡水流入の効果も組み込むことができる。

② CO₂二相流モデル

MEC-CO₂二相流モデルは、MECモデルのFull-3Dモデル部分にCO₂二相流モデルを組み込んだものである^[1]。CO₂二相流モデルでは、CO₂は非溶存態(気相)と溶存態の二相で計算され、非溶存態CO₂から溶存態CO₂への変換(溶解)も計算される。気泡CO₂の溶解しやすさや気泡が上昇するときに受ける抵抗は、気泡の大きさや形状によって変わるため、このモデルでは、気泡の体積により形状効果が組み込まれている。気泡が受ける抵抗は、

$$\bar{f}_D = \frac{1}{2} C_D \frac{3}{2d_e} \rho_c |(\bar{u}_d - \bar{u}_c)| (\bar{u}_d - \bar{u}_c), \quad \text{気泡の溶解率は } \Gamma = \pi d_e^2 k (C_l - C_{cell}) \text{ で表される。}$$

ここで、 C_D は抵抗係数、 d_e は気泡の直径(気泡が球形ではない場合は、同じ体積の球の

直径)、 ρ_c は海水密度、 \bar{u}_d 、 \bar{u}_c はそれぞれ海水、気泡の速度、 k は溶解係数、 C_l 、 C_{cell} はそれぞれ気泡表面CO₂濃度と気泡が存在するセルの溶存態CO₂の濃度である。抵抗係数と溶解係数が気泡の大きさによって次のように定式化されている。

気泡体積が $5 \times 10^{-10} \text{m}^3$ 以下の場合には、球モデルが適用される。

$$C_D = 24(1 + 0.15Rn^{0.687}),$$

$$k = Dd_e^{-1}(2 + 0.6Rn^{1/2}Sc^{1/3})$$

気泡体積が $5 \times 10^{-10} \text{m}^3$ 以上、 $3 \times 10^{-6} \text{m}^3$ 以下の場合には、楕円体モデルが適用される。

$$C_D = 48Rn^{-1}G(\chi)(1 + H(\chi)Rn^{-1/2}),$$

$$G(\chi) = \frac{1}{3} \chi^{3/4} (\chi^2 - 1)^{3/2} [(\chi^2 - 1)^{1/2} - (2 - \chi^2)Se^{-1}(\chi)][\chi^2 Se^{-1}(\chi) - (\chi^2 - 1)^{1/2}]^{-2},$$

$$\chi = 1 + 0.163E_0^{0.757},$$

$$E_0 = gd_e^2 s^{-1} \Delta\rho,$$

$$k = Dd_e^{-1}(2 + 0.6Rn^{1/2}Sc^{1/3})\chi^{1/6} [2\chi^{1/3}(\chi^2 - 1)^{1/2}][\chi(\chi^2 - 1)^{1/2} + \log(\chi + (\chi^2 - 1)^{1/2})]^{-1}$$

気泡体積が $3 \times 10^{-6} \text{m}^3$ 以上の場合には冠球キャップモデルが適用される。

^[1] Kano, Y., T. Sato, J. Kita, S. Hirabayashi, S. Tabeta, 2010. Multi-scale modeling of CO₂ dispersion leaked from seafloor off the Japanese coast. Marine Pollution Bulletin, 60, pp.215-224.

$$C_D = \frac{8}{3} E_0 (E_0 + 4)^{-1},$$

$$k = [(kA)_F A_e^{-1} + (kA)_R A_e^{-1} \dots (Rn > 110)]$$

$$(kA)_F A_e^{-1} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} (|\bar{u}_d - \bar{u}_c| D d_e^{-1})^{1/2}$$

$$(kA)_R A_e^{-1} = \left(\frac{Sr \sin^3 \theta_w}{\pi f(\theta_w)} \right) (|\bar{u}_d - \bar{u}_c| D d_e^{-1})^{1/2}$$

$$f(\theta_w) = 2 - 3 \cos \theta_w + \cos^3 \theta_w$$

$$\theta_w = 50 + 190 \exp(-0.62 Rn^{0.4})$$

$$Sr = 0.1 C_D^{4.71} \dots (C_D \leq 2), \quad 6.13 \times 10^{-3} C_D^{4.71} \dots (C_D > 2),$$

$$k = (kA)_F A_e^{-1} [1 + (1 + V_F V_R^{-1})^{-1/2}] \dots (Rn \leq 110)$$

$$(kA)_F A_e^{-1} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} (1 + V_R V_F^{-1}) (|\bar{u}_d - \bar{u}_c| D d_e^{-1})^{1/2}$$

上記式中の Se は secant 関数, Rn はレイノルズ数, Sc はシュミット数, E_0 はエトベス数,

s は気泡表面の表面張力, g は重力加速度, D は分子拡散係数である。エトベス数中の $\Delta\rho$

は気泡と海水の密度差である。また, $H(\chi)$ は Moore (1965)^[1] の表を参照している。下付添

字 F , R は冠球キャップの前方部, 後方部を意味しており, $V_R V_F^{-1}$ は 0.2 とした。

なお, MEC- CO_2 二相流モデルでは海水に溶けた後の CO_2 の解離は考慮していない。したがって, CO_2 を気相と溶存態の 2 つにしか区別していない。ここで溶存態 CO_2 , あるいは溶存 CO_2 と表現しているものは, 全炭酸 (TCO_2) のことである。

(2) 苫小牧沖海中拡散シミュレーションモデル

① モデル領域

日高湾のおよそ北緯 42.4 度以北を静水圧モデル領域とし (第 2.1-1 図), 解像度 (Δx , Δy) を $1\text{km} \times 1\text{km}$ とした。x, y はそれぞれ東西, 南北の座標である。ただし, CO_2 二相流モデルが結合された Full-3D モデルで計算する領域が $2\text{km} \times 2\text{km}$ になるように, そのセルが含まれる x, y のみ, Δx , Δy をともに 2km にした。地形 (水深) データは JODC の 500m メッシュ水深データを用い, モデルセル内に存在するデータを平均してモデル地形を作成した。Full-3D モデル領域は $2\text{km} \times 2\text{km}$ の領域を 80 セル $\times 80$ セルに分割した。したがって, Full-3D モデルの解像度は $25\text{m} \times 25\text{m}$ である。鉛直方向の解像度 (Δz) は深度 24m までは 2m とし, それ以上は Δz を徐々に大きくした。Full-3D モデルをはめ込むセルの水深は 20m で, Full-3D モデル領域は全層に渡って Δz が 2m である。

^[1] Moore, D. W., 1965. The velocity of rise of distorted gas bubbles in a liquid of small viscosity. Journal of Fluid Mechanics, 23, pp. 749-766.

② 境界条件データ

モデルの海面境界条件データとして与える気象データ（全天日射量，雲量，降水量，蒸気圧，風速，気温）は，気象庁ウェブサイト掲載の観測値（月平均値）を用いた。このうち，降水量，蒸気圧，風速，気温は苫小牧の観測値を用い，全天日射量，雲量は苫小牧の観測値がなかったため室蘭の観測値を用いた。運動量計算用の風速ベクトルデータは，一般財団法人気象業務支援センターのアメダス 10 分値データの苫小牧のデータを用いた。気象データはシミュレーションケースごとに一定値を用い，風速ベクトルデータは 1 か月分のデータを繰り返し用いた。

モデル領域南境界（開境界）では放射境界条件を用い，水温，塩分，水位，流速を与えた。水温，塩分については，JODC の水温統計，塩分統計の北緯 42～43 度，東経 141～142 度の値をベースにしてチューニングを行った。

Rosa et al. (2009)^[1]によると日高湾は津軽暖流や親潮が流れ込む湾で，その流路や流量は季節によって変わる。日高湾の沿岸では，冬季は季節風によって作られる時計回りの流れが，少し沖側には親潮由来の反時計回りの流れが卓越し，夏季は津軽暖流の支流により反時計回りの流れが卓越する。そこで，これらの流れの効果を模するため，Rosa et al. (2009)^[1]の結果を参考にして，冬季は西端陸棚域に 0.03m/s，東側斜面域に 0.1m/s の北上流を，夏季は東端陸棚域に 0.075m/s の北上流をそれぞれ南境界の境界条件として与えた。

潮汐による水位変動については，日本近海の潮汐モデルである nao99b モデル^[2]の結果を用いた。nao99b で求められた主要 16 分潮の調和定数を空間的に線形内挿して，モデル領域南境界の各格子に与えた。

河川は，モデル領域内で比較的大きい沙流川，鶴川，安平川，厚真川，敷生川の 5 河川を考慮した。河川流量は，国土交通省水文水質データベースおよび北海道建設部河川課のウェブサイトを参考にして与えた。

また，苫東厚真火力発電所の温排水の効果として，同発電所のセルに周囲より 7°C 高い流量 70m³/s の温水によって水温が変化する効果を与えた。

③ シミュレーションに用いたコンピュータ

シミュレーションは北海道大学情報基盤センターのスーパーコンピューター（HITACHI SR16000 モデル M1）で行った。

(3) 静水圧モデル単体での計算

MEC モデルは，静水圧モデルの 1 つのセルを Full-3D モデルで計算することができるモデルであるが，静水圧モデル単独で計算することもできる。ここでは，CO₂ 漏出シミュレーション

[1] Rosa A.L., Isoda, Y., Kobayashi, N., 2009. Seasonal variations of shelf circulation in Hidaka Bay, Hokkaido, Japan, with an interpretation of the migration route of juvenile walleye Pollock. *Journal of Oceanography*, 65, pp.615-626.

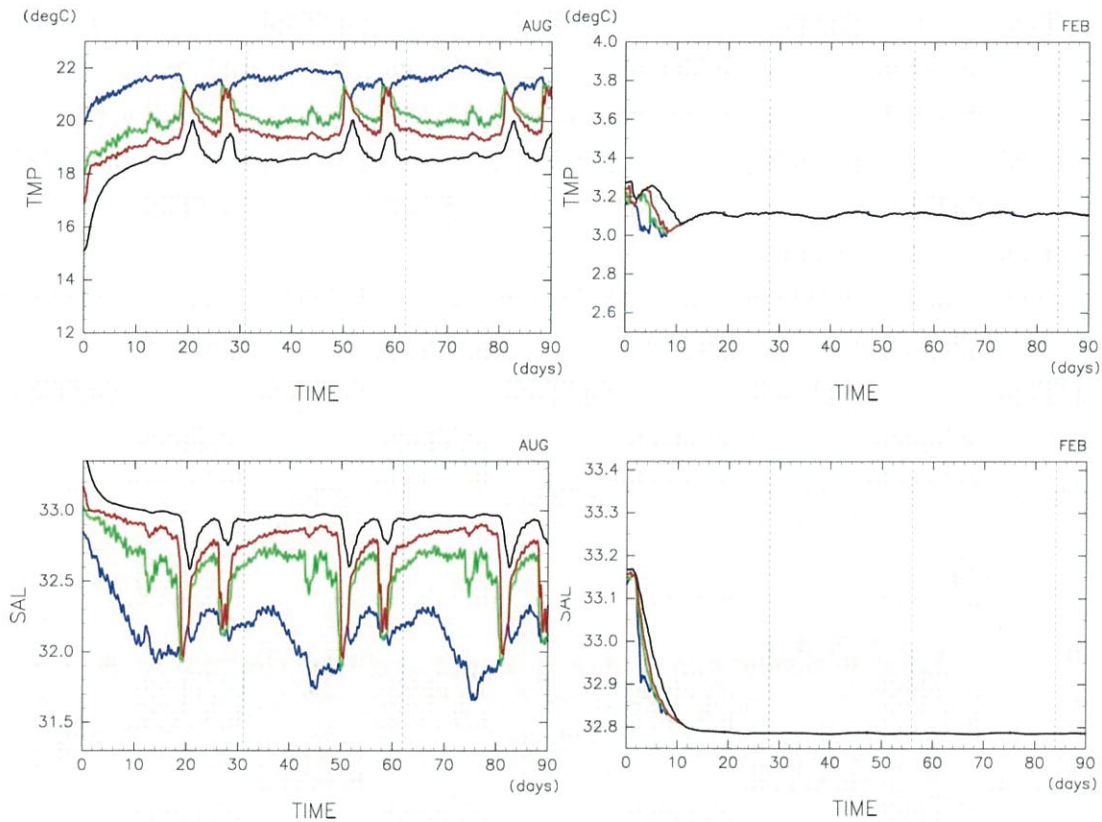
[2] Matsumoto, K., Takanezawa, T., Ooe, M., 2000. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan. *Journal of Oceanography*, 56, pp.567-581.

のスピニングアップのためおよびモデルの再現性の検証のために、静水圧モデル単体での計算を複数ケース行った。計算期間は90日間とした。初期条件として、水温、塩分はJODCの水温統計、塩分統計の値を採用し、流速は0にした。

スピニングアップは、CO₂の漏出を始める前に平衡状態にしておくための、いわば初期条件作成のための計算である。静水圧モデルの計算がおおよそ平衡状態に達した後、Full-3Dモデルを結合しCO₂漏出シミュレーションを行った。第4.1-1図は、Full-3Dモデルをはめ込むセルの水温と塩分の時系列図である。

夏季は2008年8月、冬季は2003年2月の条件での計算結果である。夏季、冬季ともに10日くらいまでは初期値から急激に変化しているが、その後はほぼ平衡に達している。点線は風速ベクトルデータの繰り返し期間を表している。この時系列の変化から90日の計算期間はスピニングアップとして十分な時間であることがわかる。よって、CO₂の漏出シミュレーションにおいては、この時系列の最後の状態を初期値として行った。

モデルの再現性を検証するために、観測データと比較することとし、観測データの年月に合わせた気象条件で計算を行った。北海道大学水産学部付属練習船うしお丸による白老沖での観測データを見ると、夏季に関しては2008年7月のデータが比較的多く、冬季に関しては2003年1月のデータが比較的多かったので、2008年7月と2003年1月の境界条件データを用いた。また、2004年7月下旬から8月上旬、2005年1月下旬から2月上旬に苫小牧港湾事務所による苫小牧港潮流観測調査が行われたが、CO₂漏出点（圧入点）のごく近傍（St. 02）で流速観測が行われていたため、2004年7月、2005年1月の境界条件データを使った計算も行った。



注: 上が水温, 下が塩分。左は夏季 (2008年8月) 条件のモデル計算結果, 右は冬季 (2003年2月) 条件のモデル計算結果。青, 緑, 赤, 黒の順に0~2m層 (最上層), 8~10m層, 12~14m層, 18~20m層 (最深層)。点線は風速データの繰り返し期間を表している。

第 4.1-1 図 静水圧モデルの Full-3D モデルをはめ込むセルの水温と塩分の時系列

(4) モデル計算結果と観測データの比較

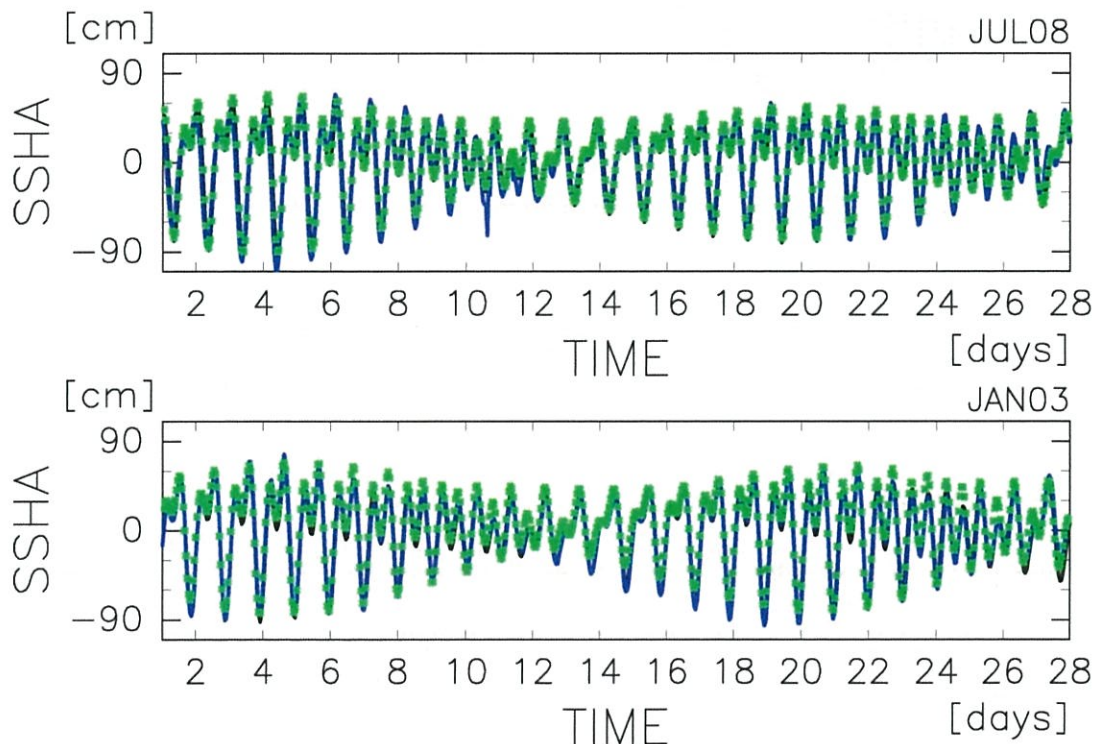
本モデルが実際の海の状況を再現できるモデルかどうかを検討するために, 観測値とモデル計算結果を比較した。

前出の第 2.1-3 図に, 観測データとモデル計算結果の水温と塩分の鉛直プロファイルを示す。観測データは北海道大学水産学部附属練習船うしお丸で観測された白老周辺のデータと JODC から得られた統計値を用いた。また, モデル計算結果は観測データと同じ海域の計算データを 2 週間平均したものをを用いた。実線がうしお丸で観測されたデータである。7 月は 2003 年, 2006 年, 2008 年の観測データがあり, それを順に黒, 赤, 緑でプロットしている。1 月は 2003 年, 2008 年, 2012 年の観測値があり, 順に黒, 赤, 緑でプロットしている。水色の + 印は JODC のそれぞれ 7 月と 1 月の統計値 (北緯 42~43 度, 東経 141~142 度の値) である。青の * 印がそれぞれ 2008 年 7 月, 2003 年 1 月の条件で計算したモデル計算結果である。

夏季 (7 月) の観測値には, 海面付近で高温, 低塩分で, 深くなるにつれて低温, 高塩分になるという成層構造が見られ, 冬季 (1 月) は海面から海底まで水温, 塩分とも変化が小さくほぼ一定という構造が見られる。観測結果には年や場所によってある程度ばらつきがみられるが, モデル計算結果はそのばらつきの範囲内に入っており, 本モデルで夏季, 冬季それぞれの水温, 塩分の分布, および成層状態が適切に表現できていることがわかる。

第 4.1-2 図は水位偏差の図である。観測値（青線）は苫小牧西港験潮所の潮位データから平均値を除いた偏差である。験潮所のデータは、1hPa の気圧低下（上昇）で 1cm の水位上昇（低下）が生じるという Inverted Barometer 応答（IB 応答）を仮定して、気圧の影響を除いている^[1]。気圧補正には気象庁観測の苫小牧の気圧データを用いた。緑点がモデルの結果である。観測値とシミュレーション結果はほとんど一致しており、モデルで潮汐がよく再現されていることが示されている。

なお、潮流については必ずしも十分に再現されているわけではない。しかし、潮流による物質輸送流速 u と潮流の流速振幅 U の比 u/U を潮位変動の振幅 a と水深 h を用いて $a/(2h)$ で見積もると、 10^{-2} 程度となり潮流による輸送効果は小さいと考えられる。また、生物影響の予測には ΔpCO_2 の 24 時間平均値あるいは 3 週間平均値を用いている。したがって、潮流が必ずしも十分に再現されていないことは生物影響の予測に大きな影響を与えないと考えられる。



注：観測値（青）と苫小牧西港の位置のセルのモデル計算結果の水位（緑）。上は 2008 年 7 月の観測値と 2008 年 7 月の条件で計算したモデル計算結果、下は 2003 年 1 月の観測値と 2003 年 1 月の条件で計算したモデル計算結果。なお、観測値は IB 応答を仮定して気圧の影響を除去した。

第 4.1-2 図 苫小牧西港験潮所の潮位データから平均値を除いた水位偏差図

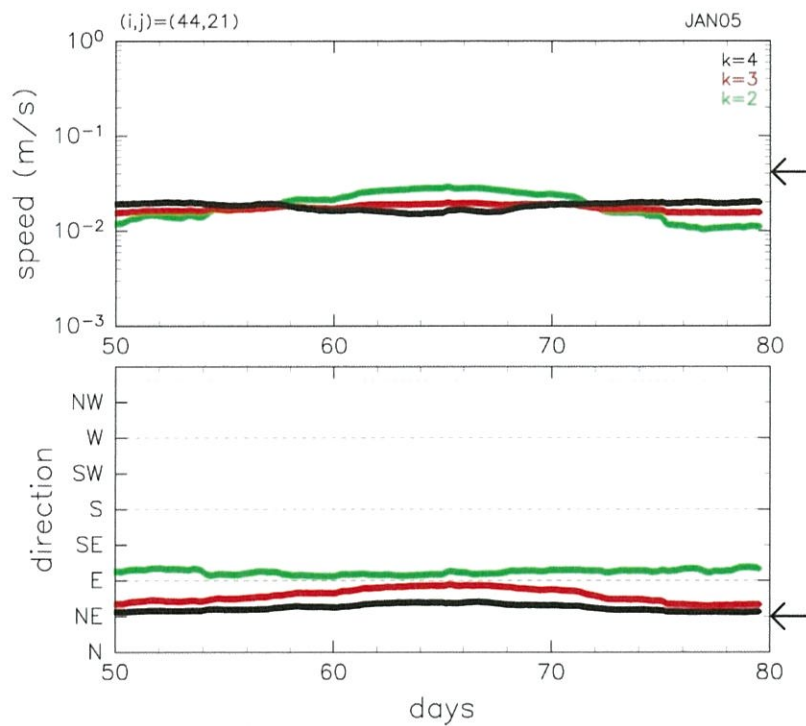
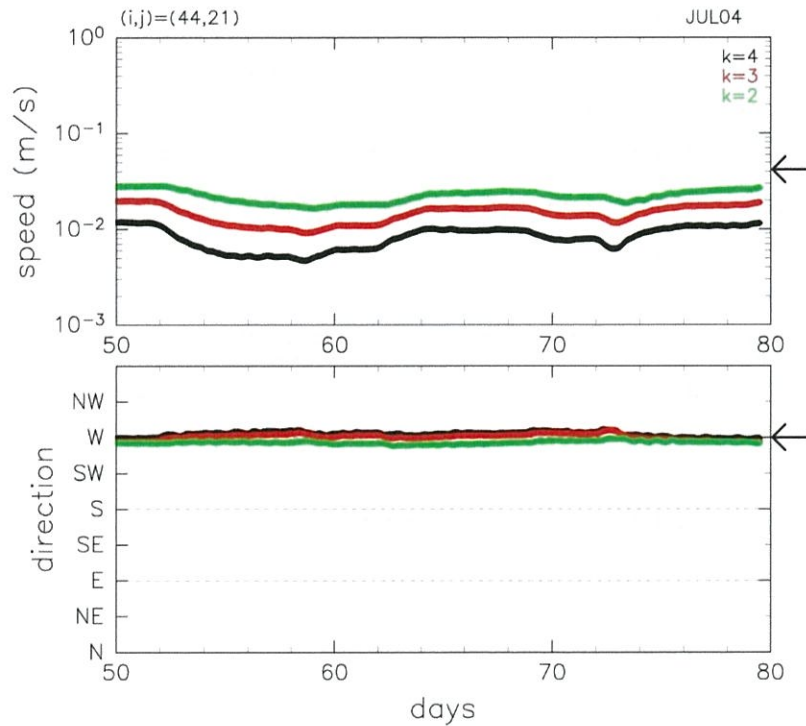
CO_2 漏出点（圧入点）の近傍の北緯 $42^{\circ} 36' 59.022''$ ，東経 $141^{\circ} 39' 26.722''$ での流速観測との比較を行った。流速観測は夏季の 2004 年 7 月 22 日～8 月 7 日，冬季の 2005 年 1 月 19 日～2 月 7 日に行われた（第 2.1-2 表参照）。観測は海面下 5m 層で行われた。観測期間の恒流（観測期間のベクトル平均値）は夏季が 4.19cm/s で流向は W（西向き），冬季が 4.18cm/s で流向は NE（北東向き）であった。第 4.1-3 図はモデル計算結果の上記観測点を含むセルの

^[1] 稲津大祐，木津昭一，花輪公雄，2005. 気圧変動に対する日本沿岸水位の応答. 海の研究，14，pp. 57-69.

流速と流向の時系列であり、2004年7月の境界条件データと2005年1月の境界条件データを使って計算した結果を観測期間に近い3週間で移動平均したものである。緑、赤、黒の実線はそれぞれ2~4m層、4~6m層、6~8m層を示す。

流向については夏季が西向き、冬季が東~北東向きでモデル計算結果と観測結果がよく一致している。流速については夏季、冬季とも観測値に比べて計算値はやや小さめではあるが、オーダーとしてのずれはなく、概ね観測された平均流が再現されている。

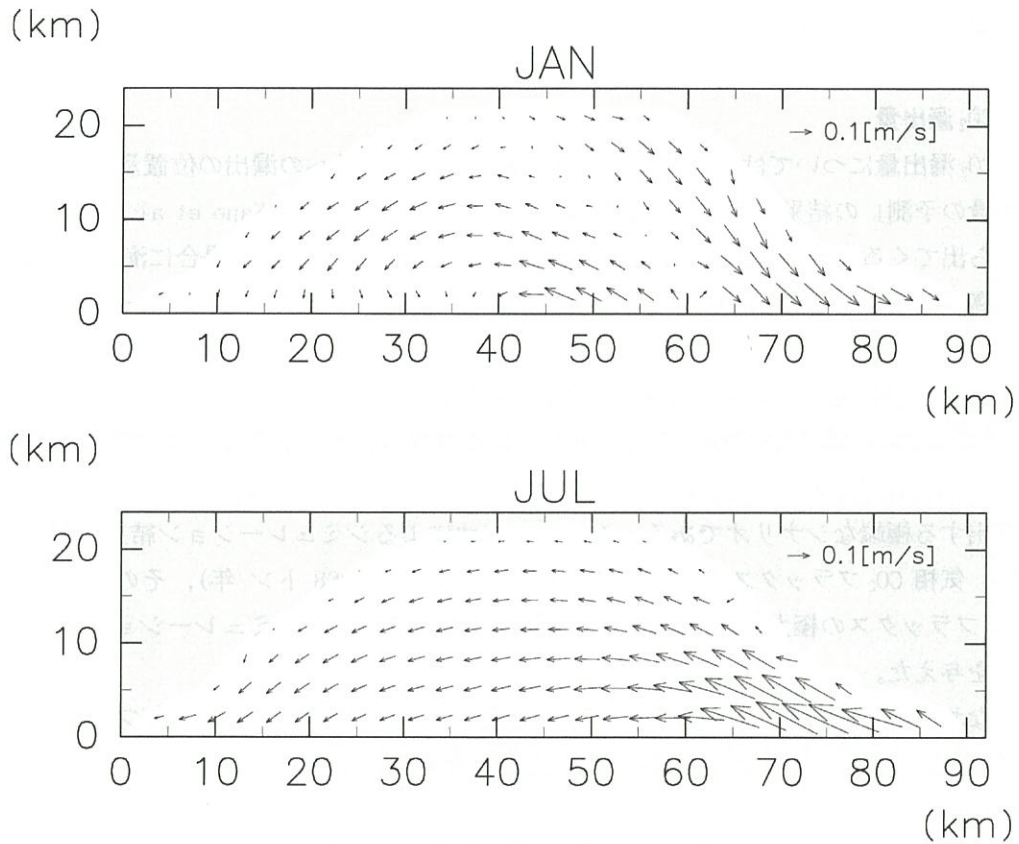
現地調査により得た夏季および冬季の表層(海面下2m)の流況(第3.1-13図および第3.1-15図参照)をみると、流向は夏季および冬季ともに海岸線に平行な流れを示す傾向が認められ、文献により把握した流況およびシミュレーション結果の流況と一致している。流速をみると、全調査測点の平均流速は夏季に10.0cm/s、冬に13.4cm/sを示しており、文献により把握した流況およびシミュレーション結果の流況(第4.1-3図参照)よりやや大きい、これは現地調査における流速の測定期間が短いためと考えられる。



注：緑が2～4m層，赤が4～6m層，黒が6～8m層。流向の軸は下から上に向かって北から時計回りになっている。N, E, S, Wがそれぞれ北向き，東向き，南向き，西向きである。上が2004年7月条件，下が2005年1月条件でそれぞれ計算した結果の3週間移動平均値。縦軸右端の矢印は観測値を示す。

第4.1-3図 流速観測点を含むセルのモデル計算結果の流速と流向の時系列

また、第 4.1-4 図は、モデル領域表層の流れ場を示したものである。1 月は岸沿いに時計回りの流れがあり、沖合に反時計回りの流れがある。一方、7 月は領域全体で反時計回りの流れになっている。第 2.1-8 図と比べると、シミュレーション結果は、定量的にも定性的にも日高湾の流れ場の特徴を再現できていると言える。



注：1 月（上）と 7 月（下）の表層の流れ場。計算期間での時間平均値。

第 4.1-4 図 モデル領域表層の流れ場（計算結果）

以上より、本モデルは適切な境界条件（海面境界条件，側面開境界条件）を与えれば現実的な流況や成層をおおむね再現できるモデルであることが確認された。

4.2 海洋環境の化学的な変化の予測—CO₂漏出シミュレーション

(1) シミュレーション条件

CO₂漏出点は、2つの圧入点の直上と仮定した。圧入点は、滝ノ上層が北緯 42° 36' 10.4807" , 東経 141° 37' 56.6067" , 萌別層が北緯 42° 36' 44.0224" , 東経 141° 38' 27.5915" である。この2つの圧入点(漏出点)は海洋モデルの同じセルに含まれるので、ここでは2つの圧入点を区別していない。

① CO₂漏出量

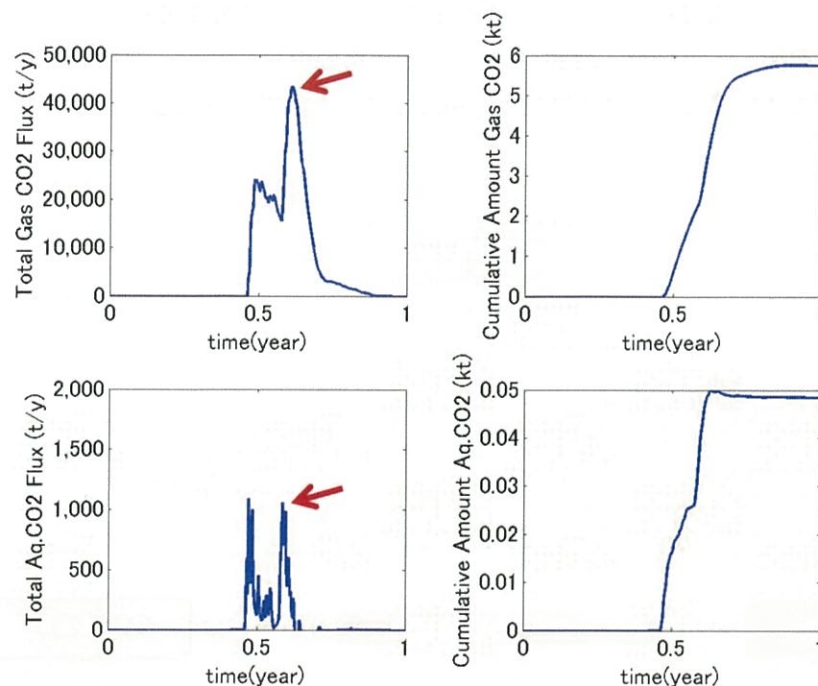
CO₂漏出量については、「2.3 特定二酸化炭素ガスの海洋への漏出の位置及び範囲並びに漏出量の予測」の結果を勘案し、次の2ケースを行った。また、Kano et al. (2010)^[1]が海底から出てくる気泡CO₂の初期半径、0.5cm, 1cm, 2cmのうち1cmの場合に海水中のpCO₂が最も高くなることを示していることから、気泡CO₂の初期半径はいずれのケースも1cmとした。

7) シナリオ2 萌別層ケース (シナリオ2 ケース)

地層中でのCO₂移行挙動シミュレーションにおけるシナリオ2は、想定外の事象でCO₂圧入期間中に貯留層から海底面付近まで達する断層が新たに発生し、この断層を通じてCO₂が漏出する極端なシナリオである。このシナリオによるシミュレーション結果(第4.2-1図)は、気相CO₂フラックスの最大値が0.0175kg/s (=551.88 トン/年)、その時間付近の溶存CO₂フラックスの極大値が 12.4×10^{-4} kg/sを示し、海中拡散シミュレーションではこれらの値を与えた。

なお、前述のシナリオ1(弾性波探査の検出限界以下の小規模な断層/フラクチャを通じてCO₂が移行するシナリオ)では、海底面までのCO₂漏出は起きないという結果が得られている。

^[1] Kano, Y., Sato, T., Kita, J., Hirabayashi, S., Tabeta, S., 2009. Model prediction on the rise of pCO₂ in uniform flows by leakage of CO₂ purposefully stored under the seabed. International Journal of Greenhouse Gas Control, 3, 617-625.



注：上が気相のフラックス，下が溶存態のフラックス。右は積算漏出量。赤矢印で示した極大値がシナリオ2ケースで与えた漏出フラックス。

第 4.2-1 図 シナリオ 2 萌別層ケースのシミュレーション結果

イ) 貯留量の 1%が漏出するケース (1%漏出ケース)

CO₂の貯留予定量 (60 万トン) の 1%が 1 年で漏出する場合を想定し、0.190kg/s (=6,000 トン/年) の気相 CO₂ フラックスと 4.611×10^{-3} kg/s の溶存 CO₂ フラックスを与えた。

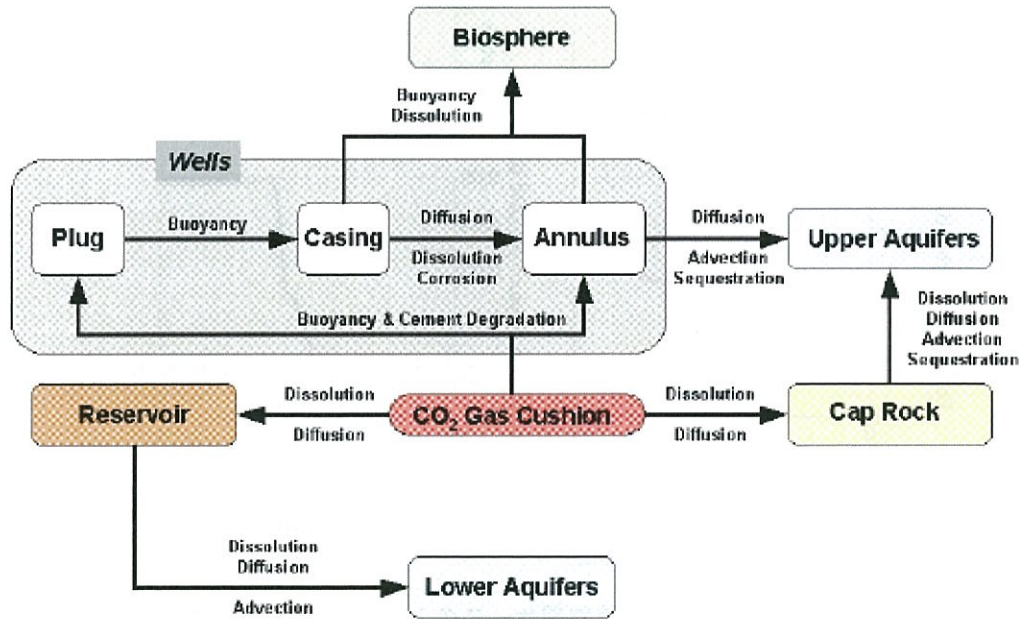
貯留量の 1%が漏出するという想定は、気候変動に関する政府間パネル (以下、IPCC と称する) の検討に基づいている^[1]。IPCC は CO₂ の漏出に関していくつかのシミュレーション結果に基づいて検討を実施した。そのなかで、Walton et al. (2004)^[2]や Zhou et al. (2004)^[3]による移行挙動シミュレーションに基づき、貯留層から CO₂ が何らかの事象で漏出、拡散する量は最大で圧入量 (総量) の 1%以下と設定している。

[1] Benson, S., Cook, P., Anderson, J., Bachu, S., Nimir, H.B., Basu, B., Bradshaw, J., Deguchi, G., Gale, J., von Goerne, G., Heidug, W., Holloway, S., Kamal, R., Keith, D., Lloyd, P., Rocha, P., Senior, B., Thomson, J., Torp, T., Wildenborg, T., Wilson, M., Zarlenga, F., and Zhou, D., 2005. Underground geological storage. In: Metz, B. et al. (Eds), IPCC Special Report on carbon dioxide capture and storage. Cambridge University Press, Cambridge, UK. pp.195-276.

[2] Walton, F.B., Tait, J.C., LeNeveu, D., and Sheppard, M.I., 2004. Geological storage of CO₂: A statistical approach to assessing performance and risk. In: Rubin, E.S. et al. (Eds), Proceedings of 7 the International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, Vol. I., pp.693-700.

[3] Zhou, W., Stenhouse, M.J., Arthur, R., Whittaker, S., Law, D.H.-S., Chalaturnyk, R., and Jazrawi, W., 2004. The IEA Weyburn CO₂ Monitoring and storage project - modeling of the long-term migration of CO₂ from Weyburn. In: Rubin, E.S. et al. (Eds), Proceedings of 7 the International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, Vol. I., pp.721-730.

Walton et al. (2004) ^[1]は、貯留層へ圧入した超臨界 CO₂ が遮蔽層へ溶解、拡散もしくは坑井から漏出して生物圏、地圏（地中）、貯留層の中を移動する割合（マスマランスの変化）を統計的に計算し、特に生物圏へ移動する CO₂ を漏出と認定した（第 4.2-2 図）。

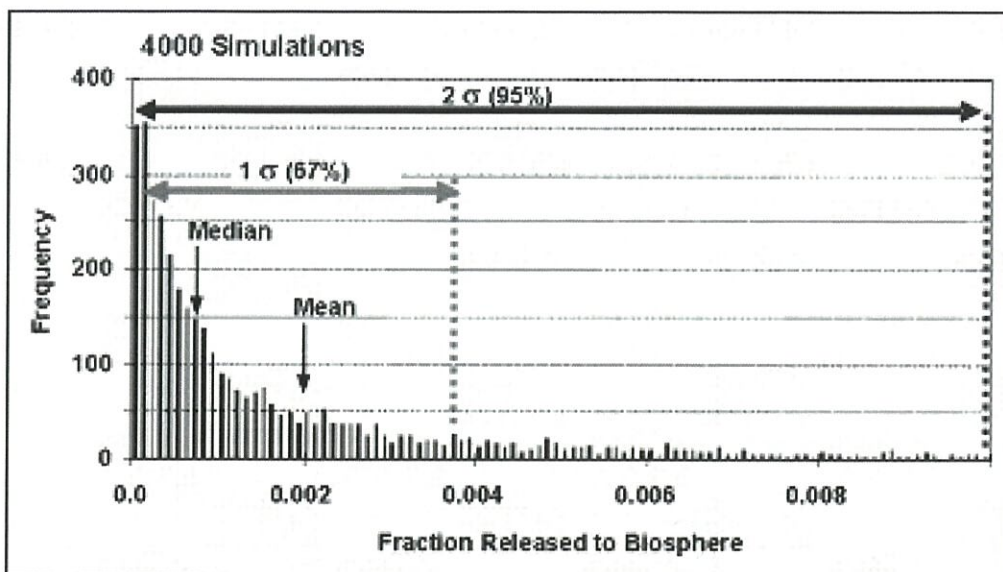


注：出典：Walton et al. (2004) ^[1]

第 4.2-2 図 貯留層からの CO₂ の漏出経路

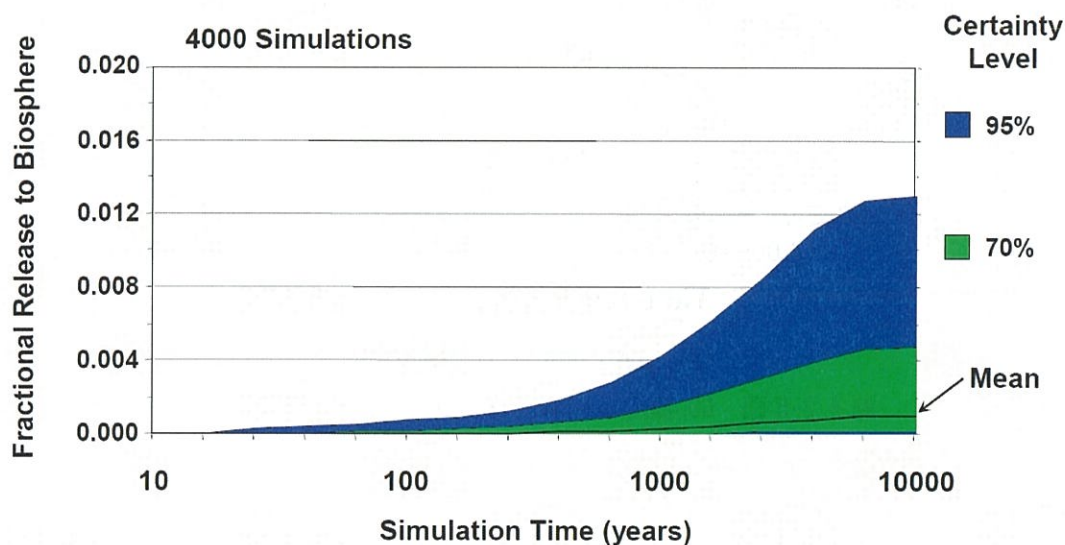
結果として、4,000 ケースの計算を実施した上で標準偏差の 2 σ （全体の 95%）は生物圏への漏出割合が 0.012 となることを示し（第 4.2-3 図）、圧入後 8,000 年から 10,000 年後に坑井などを通じて生物圏へ漏出する CO₂ の量は、最大でも圧入量の 1.2%であることを示唆した（第 4.2-4 図）。

^[1] Walton, F.B., Tait, J.C., LeNeveu, D., and Sheppard, M.I., 2004. Geological storage of CO₂: A statistical approach to assessing performance and risk. In: Rubin, E.S. et al. (Eds), Proceedings of 7 the International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, Vol. I., pp.693-700.



注：出典：Walton et al. (2004)^[1]

第 4. 2-3 図 生物圏への漏出量



注：出典：Walton et al. (2004)^[1]

第 4. 2-4 図 生物圏への圧入後から 10,000 年後の漏出量

また、Zhou et al. (2004)^[2]も貯留層から生物圏への CO₂ の漏出を課題とし、貯留層に達している坑井のプラグやアニュラスを通じて CO₂ が漏出する場合を想定して漏出レート

^[1] Walton, F.B., Tait, J.C., LeNeveu, D., and Sheppard, M.I., 2004. Geological storage of CO₂: A statistical approach to assessing performance and risk. In Rubin, E.S. et al. (Eds), Proceedings of 7 the International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, Vol. I., pp.693-700.

^[2] Zhou, W., Stenhouse, M.J., Arthur, R., Whittaker, S., Law, D.H.-S., Chalaturnyk, R., and Jazrawi, W., 2004. The IEA Weyburn CO₂ Monitoring and storage project - modeling of the long-term migration of CO₂ from Weyburn. In Rubin, E.S., Keith, D.W., and Gilboy, C.F., (Eds), Proceedings of 7 the International Conference on Greenhouse Gas Control Technologies, Vol. I., pp.721-730.