

オホーツク海における漂流物の粒子追跡モデル実験

大島慶一郎¹, 小野純¹, 清水大輔²

1. 北海道大学低温科学研究所, 2. 水産総合研究センター 日本海区水産研究所

オホーツク海の陸棚上の流速場をよく再現している3次元海洋循環モデルを用いて、粒子追跡実験を行った。モデルは日々の風応力と月平均の海面熱フラックスで駆動されている。アムール川からの汚染物質等の漂流・拡散を想定して、アムール河口に起源を持つ海水の0 m層と15 m層における粒子追跡実験を行った。15 m層では、粒子を投下する月・年に関わらず、10月一気に東樺太海流が強まるのに伴って粒子はサハリン東海岸沖を南下し始め、12-1月に北海道沖に到達する。表層0 mでは、海流だけでなく風によるドリフトの効果が加わり、粒子の挙動は年によって異なる。沖向きの風が強い年ほど、粒子は東樺太海流の主流からはずれてしまい、北海道沖までは到達しない傾向が強くなる。2006年2-3月に知床に漂着した油まみれの海鳥の死骸の起源を探るため、後方粒子追跡実験を行った。その結果、海鳥は北方から、おそらくはサハリン東岸のどこかから東樺太海流に乗って知床に漂着したであろうことが示唆された。

キーワード：オホーツク海・東樺太海流・粒子追跡・漂流物・アムール川

1. はじめに

オホーツク海では、サハリン油田の大規模な開発に伴ってタンカーの往来も増し、油流出事故が危惧される問題となっている。そのような状況の中、2006年2-3月に5500羽以上の油まみれの海鳥の死骸が知床沿岸に漂着した。この原因は未解明であるが、これらの死骸は東樺太海流に乗って北（サハリン沖）から漂流してきた可能性がある。一方、河口が東樺太海流の上流に位置するアムール川は、2005年11月に起こった上流の中国松花江での化学工場の爆発によるベンゼン等流出事故の例にあるように、急速に汚染が進みつつある。もしものことがあると、サハリン油田周辺での流出油にしてもアムール河口からの汚染物質にしても、それらは東樺太海流に乗って北海道沿岸まで流れてくる可能性がある。これらの物質がどう漂流・拡散しうるかを把握し、その予測モデルを作ることは急務と言える。

漂流物のシミュレーションとしては、流出油のシミュレーションが過去には最もよく行われてきた（例えば、Yanagi and Okamoto, 1984¹）など。日本海では、1997年1月に起こったロシアのタンカー・ナホトカ号の油流出事故を契機に、本格的な流出油シミュレーションが行われるようになり（Varlamov *et al.*, 1999²）、最近ではオペレーショナルなモデルまで開発されている（Varlamov and Yoon, 2003³）。これらの研究では、流出油の漂流・拡散には表層から15 m程度までの海流が最も効くこと、海流をそ

の変動まで含めて再現することが漂流予測に最も重要であることが示された。

オホーツク海においても、強い社会的要請に対応して、オペレーショナルな流出油シミュレーションモデルが石油連盟(2005)⁴)により開発された。このモデルは風によるドリフト効果は適切に取り込まれているが、漂流に最も重要となる海流に関しては古い文献に基づいたものしか入っていない。最近明らかになってきた東樺太海流の流速構造やその季節変動などは反映されておらず、現実の海流とはかなり異なったものが用いられている。オホーツク海の特にその陸棚域では、東樺太海流という強い海流があるため、漂流物は海流によって決まる部分が特に大きい。従って、モデルを用いて漂流物の予測を行なう場合、モデルがどれだけ海流やその変動を再現しているかがことさら重要となる。

本研究では、オホーツク海において現実の海流の再現にある程度成功している3次元海洋循環モデル（Simizu and Ohshima, 2006⁵）を用いて、漂流物の追跡モデル実験を行った。具体的には、粒子追跡実験として、(1)アムール河口起源物質の漂流・拡散、(2)サハリン油田周辺からの流出油、(3)油まみれの海鳥の知床への漂着、の3つの事象を対象に行なった。Ohshima and Simizu (2007)⁶)では(2)に焦点をあてた詳細な研究を行っているので、本論文では(1)と(3)についての実験結果を中心に報告・議論する。

本論文では、まず、漂流物の漂流・拡散にとって最も重要な海流場について、この10年で明らかになってきたことを概括する(2節)。次に、用いた3次元海洋循環モデルについて述べ(3節)、その現実との再現性について議論する(4節)。その上で、アムール河口起源物質の漂流・拡散(5.1節)、油まみれの海鳥の知床への漂着(5.2節)、の2つの事象に対して行った、前方追跡実験、後方追跡実験の結果を詳述する。

2. オホーツク海の循環・東樺太海流

オホーツク海における循環は、1990年代までは日本・ロシアの古い文献(Watanabe, 1963⁷; Moroshkin, 1966⁸)などによるスキマティックな抽象以上のことはよくわかっていなかった。それらによると、オホーツク海には大きな反時計回りの循環があり、最も顕著な流れはその循環の西側・樺太沖沿いのできる強い南下流ということになっていて、この海流が「東樺太海流」と名づけられている。これらの抽象は十分な実測に基づいたものではなく、船のドリフトや水塊・海水の動きなどから類推したものである。東樺太海流の流量・構造やその季節変化といった定量的なことは、ほとんどわかっていなかった。1990年代以降、冷戦の終結によりオホーツク海内での国際共同観測が可能になり、この海の循環についても明らかになってきた。特に、1998–2001年の4年間にわたって行なわれたロシア船クロモフ号による日露米国際共同観測プロジェクトによって、東樺太海流の実態解明など多くのことが明らかになった。プロジェクトでは、流れを測る観測として、表層ブイ・中層フロートによるラグランジェ型観測と長期係留によるオイラー型観測の両方を組み合わせて行われた。

表層ブイの観測からは、北西陸棚域から東樺太沖には海底地形に沿う $0.2\text{--}0.4\text{ m s}^{-1}$ 程度の南下流が存在すること、すなわち東樺太海流の存在がはじめて定量性をもって実測から明らかにされた。海流の幅は150 km程度で、表層ブイは北海道沖まで南下するものと、途中北緯48–52度あたりで東へ向かうものとの2つにわかれる。Fig. 1は、表層ブイの結果などに基づいて、オホーツク海の循環を模式的に示したものである(Ohshima *et al.*, 2002⁹)。基本的な部分では過去のスキマティクスと大きな違いはない。東樺太海流をより詳しく見ると、Fig. 1に示されるように、大きな反時計回り循環の西岸境界流の成分(沖合い分岐)と、沿岸に沿って北西陸棚から北海道沖まで達する成分(沿岸分岐)の2つの分岐からなっている。



Fig. 1: 表層ブイ観測に基づいたオホーツク海の表層循環の模式図。

東樺太海流を北緯53度に沿って横切る長期係留観測流の結果(Mizuta *et al.*, 2003¹⁰)からは、年平均の流量は約7 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$)と見積もられた。これは黒潮の流量の2–3割、日本海の対馬暖流の約3倍に相当し、縁海の流れとしてはかなり大きなものである。これは流れが表層のみでなく海底まで達するような深い構造を持つという特徴による。また、流量・流速が冬季に最大で夏季に最小となる大きな季節変動をすることもこの海流の特徴の一つである。

東樺太海流の駆動機構も2つの分岐がそれぞれ異なる機構を持つと考えられる。沖合い分岐は、オホーツク海中北部の強い正の風応力カールによって形成される、反時計回りの風成循環の西岸境界流と解釈できる(Ohshima *et al.*, 2004¹¹)。一方、沿岸分岐は岸沿い方向の風応力によって形成される Arrested Topographic Waves (ATWs)、言い換えると岸向きのエクマン輸送が積分されて作られる沿岸捕捉流、と解釈される(Simizu and Ohshima, 2006⁵)。実際、数値モデルでも現実的な風応力を与えると、実測されたものと近い海流、両方の分岐がきれいに再現される(Simizu and Ohshima, 2006⁵)。東樺太海流にはこの他に、アムール川の淡水流入により秋に表層で強くなる成分、海水生成によってできる高

密度陸棚水により春に海底付近で強化される成分、といった密度流成分もあるが、流量にするとこれらは小さい (Mizuta *et al.*, 2003¹⁰).

オホーツク海は季節海水域であり、海水は11月にまず北西部から出現し、海水域は徐々に南下し1月下旬から2月上旬には北海道沖まで広がる。この海水の南下も、東樺太海流による移流効果が半分のいしそれ以上あると考えられる (Kimura and Wakatsuchi, 2001¹²).

3. 3次元海洋循環モデル

本研究では、東樺太海流をある程度再現しているオホーツク海の3次元海洋モデル (Simizu and Ohshima, 2006⁶) を用いて粒子追跡実験を行う。このモデルは、Princeton Ocean Model に現実のオホーツク海の地形・成層を入れたもので、東西方向と南北方向のグリッド間隔は1/6度で10~20 kmの分解能を持つ。鉛直には21の σ レベルを持つ。Fig. 2は、モデルの海岸及び海底地形を示したもので、海底地形はETOPO5データをもとにしている。ただし、急斜面上での圧力勾配に生じるエラーを抑えるために、東樺太沖の急な陸棚斜面は幾分地形を滑らかにしている。鉛直渦粘性・拡散の計算は、Mellor and Yamada (1982)¹³ によるレベル2.5の乱流クロージャースキームを用いている。初期には、海は静止、密度成層は水平一様とする。初期の水温・塩分はオホーツク海の典型的なものを用いた。今回の実験では、すべての海峡は閉じており、オホーツク海への流入は無視している。風データとしては、分解能1.125°のECMWFの再解析データ (ERA-40) から、海上10 mでの6時間ごとのデータを日平均して用いた。但し、ERA-40の風速と船舶観測データセットであるCOADSの風速の比較から (Ohshima *et al.*, 2003¹⁴), 風速を1.25倍と補正して用いている。風応力への変換はLarge and Pond (1981)¹⁵ の式を用いた。冬期はオホーツク海の一部は海氷に覆われるが、海水の存在による応力の変化は考慮していない。

Varlamov *et al.* (1999)² による日本海の流出油シミュレーションでは、流出油の漂流・拡散を正しく表現するには、日々の風で駆動することが不可欠であり、月平均の風での駆動では問題があることが示された。本研究でも日平均の風応力を用いて駆動した実験を行った。モデル実験として、日々の風応力のみで駆動した実験 (A)、それに月平均の気候値熱フラックスも加えて駆動した実験 (B)、さらにアムール川の月平均の気候値淡水フラックスも加えて駆動した実験 (C)、の3種類を行った。これら3

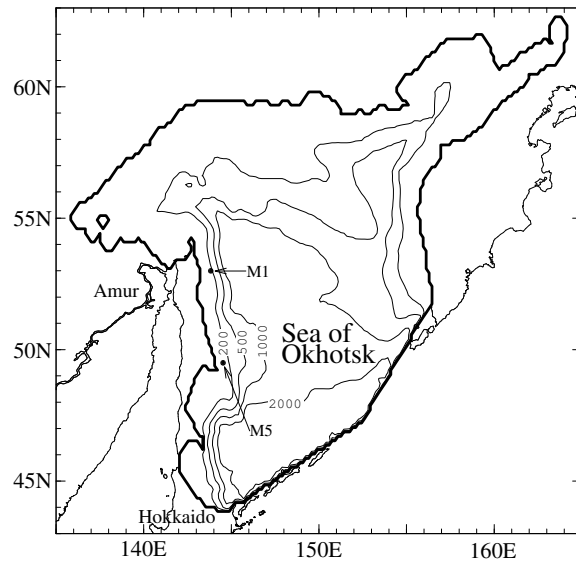


Fig. 2: モデルの海岸 (太線) および海底地形 (細線). 黒丸は係留観測点を示す。

つの実験結果と次節で述べる観測データとの比較から、Bの実験 (日々の風応力+月平均の熱フラックス) が最もよく現実を再現していることがわかった。本来はCの淡水フラックスを入れた実験を用いることが望ましいのであるが、モデルの分解能10~20 kmがこの海域の内部変形半径5~10 kmよりも粗いため、淡水フラックスによる密度流の効果が正しく表現されない。そのために、かえって淡水フラックスを与えた場合の方が再現性が悪くなっていると考えられる。以下、本研究では、実験Bの結果を用いて、粒子追跡実験を行う。具体的には、月平均気候値の風応力で15年スピンアップをした後、1985~1999年の15年間、ERA-40の日々の風応力とOhshima *et al.* (2003)¹⁴ の海面熱フラックスによって駆動した実験結果を用いる。

4. 数値モデルの再現性

アルゴス漂流ブイの流速との比較からは、モデルは大陸棚及び陸棚斜面上ではよく現実を再現していることが示される。例えば、樺太沖北部から東部の陸棚及び陸棚斜面上 (水深1000 m以浅) で、ブイとモデルの南北成分流速を3日平均で比較すると、相関係数は0.75と高い値を示し、両者の差の標準偏差は10 cm s⁻¹ 程度となる。但し、モデルの南下流は、観測に比べ平均で約2 cm s⁻¹ 小さくなるというバイアスを持つ。

漂流ブイとの詳しい比較はOhshima and Simizu

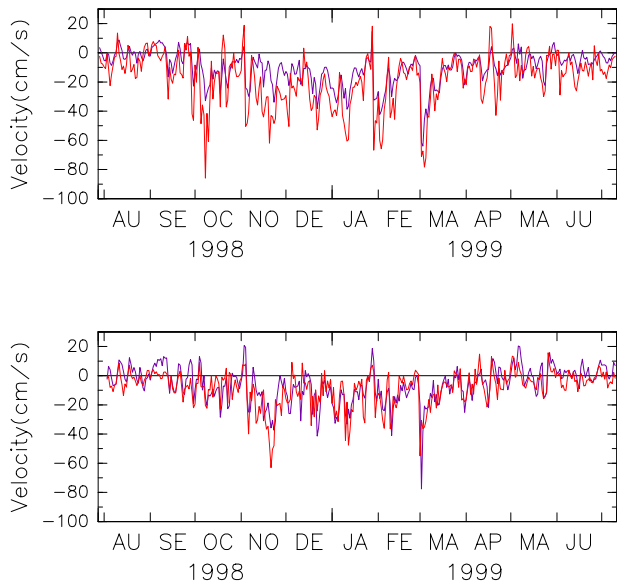


Fig. 3: モデル(青)と海底設置型の ADCP(赤)によって得られた1998年7月27日から1999年7月9日までの(a)M1と(b)M5(位置はFig. 2参照)での、水面下50mの1日平均の南北流速の時系列。北向きを正とする。

(2007)⁶⁾にあるので、ここでは陸棚上で取得された ADCP(Acoustic Doppler Current Profiler)の観測結果とモデルの比較を示す。Fig. 3は、M1とM5(位置はFig. 2参照)での、海底に設置された ADCPで取得された水面下50mの1日平均の南北流速を同地点・同水深でのモデル結果と比較したものである。1998年7月27日から1999年7月9日までの時系列で比較している。水面下50mで比較したのは、表層近くは ADCPのエコーが弱いことが多く良好なデータが得られない場合があるためである(Mizuta *et al.*, 2003¹⁰⁾)。M1, M5ともにモデルは現実を非常によく再現していることがわかる。特に成層の弱い季節(12-4月)では、バイアスも小さく変動も含め再現性は非常に高い。成層の弱い時期は海水期(1-4月)に相当する。モデルの力学には海水の効果は全く入っていないが、そうであっても陸棚上の流速場の再現には大きな問題とならないことを示していると言える。また、外力としての風応力は ECMWF データの風速を1.25倍する補正を行って用いているが、この補正も妥当なものと考えられる。ただし、成層の比較的強い季節(5-11月)では、モデルは現実の南下流をやや過少評価する傾向にある。これは、一つにはアムール川による淡水フラックスによる密度流の効果が入っていないため、表層

で強化される南下流成分が十分に表現されていないことが考えられる。しかしながら、この効果は大きくないことがFig. 3での比較から示唆される。

以上の比較から、モデルの陸棚域での再現性は非常に高く、沿岸付近に起源を持つ粒子の追跡モデル実験はある程度の信頼性を持つことが期待される。このように陸棚上でモデルが現実をよく再現しうるのは、現実の陸棚上の流速が比較的単純な力学に従っているためとも考えられる。東樺太沖の陸棚上(東樺太海流の沿岸分岐)の流速や流量が何によって決まるかは、Simizu and Ohshima (2006)⁵⁾や Ohshima and Simizu (2007)⁶⁾に詳しい議論があるので、ここではごく簡単にのみ述べる。陸棚上の流速場は Arrested Topographic Waves (ATWs) (Csanady, 1978¹⁶⁾)の力学がよく成り立っていて、流量は地形性波動が伝わってくる海域(樺太の北西及び北方の陸棚域)に沿っての、岸沿い方向の風応力の積分でほぼ決まっていることが示されている。物理的に言うと、岸沿い方向の風によって生じる沿

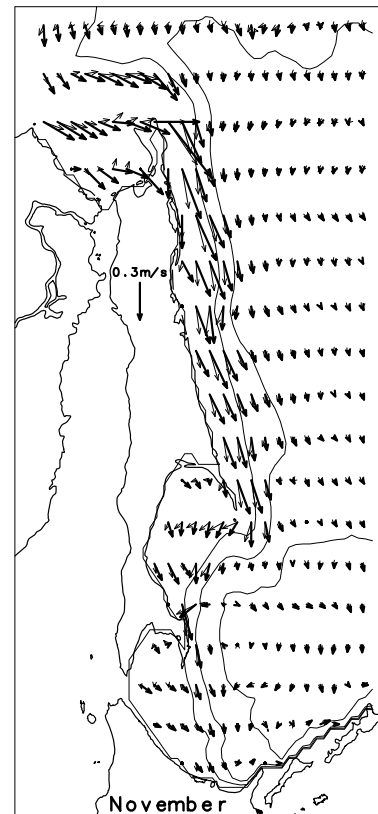


Fig. 4: 15年間のモデル実験から得られた11月の平均流速場。海面(細いベクトル)と15m(太いベクトル)深での結果を示す。細線は、モデルの海岸線、200, 500, 2000 mの等深線を示す。

岸でのエクマン輸送が陸棚に捕捉されて、その分の輸送は岸を右に見る方向へと伝わると、解釈される。

陸棚に捕捉されている東樺太海流の沿岸分岐は、秋季から冬季の北西からの季節風の吹き出しに対して迅速に応答し、大きな季節変動をする。15年間の数値モデル実験の結果によると、沿岸分岐の流速は11-12月に最大となる。後で述べるように、漂流物はこの秋～初冬の東樺太海流の強化によって一気に南下することになる。漂流物の流動にはこの時期の流速場が重要となるので、15年間のモデル実験から、11月の平均流速ベクトル場を海面(0 m)及び水面下15 mについて示すこととする(Fig. 4)。15 m層の流速場は海底地形に沿って流れる海流をよく反映したものになるが、0 mでは海流の他に風によるドリフト(エクマン流)の効果が付加された流速場となる。

5. 粒子追跡実験

粒子追跡の方法は、Awaji (1982)¹⁷⁾ などと同様に、粒子のある地点の流速を周りの4点のグリッド流速場から内挿して求め、1時間ごとに粒子の位置を計算する。潮流などによる水平(乱流)拡散の効果もAwaji (1982)¹⁷⁾ に従い、Markov-chainモデルを仮定したランダムウォークを用いて取り入れる。その際のパラメーターとなる、水平拡散係数は $10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 、integral時間スケールは1日としている。因に、これらのパラメーターの値を1オーダーの範囲内で換えても、結果は大きく変わることはなかった。本節では、アムール河口起源物質の漂流・拡散、油まみれの海鳥の知床への漂着、の2つの事象に対して、粒子追跡実験を行った結果を述べ議論する。

5.1 アムール河口起源粒子の追跡

本研究では、1998年のケースを例にアムール川の河口付近から投下した粒子の追跡実験の結果を示す。Fig. 3に示されるように、1998年はモデルが観測をよく再現していることが確かめられている年なので、1998年の結果を例として用いた。流出油の例では、ほとんどが表層から15 mくらいまでの海水の流れに乗って漂流することが示されている(Varlamov *et al.*, 1999²⁾)。そこで、今回は0 m層と15 m層を代表させて、粒子追跡実験を行った。アムール川の流量の大きい5月から10月まで、Fig. 5の矢印と四角で示す場所から、毎日8個ずつの粒子を流す実験を行った。水深15 mに流した場合をFig. 5に、海面に流した場合をFig. 6に、2ヶ月

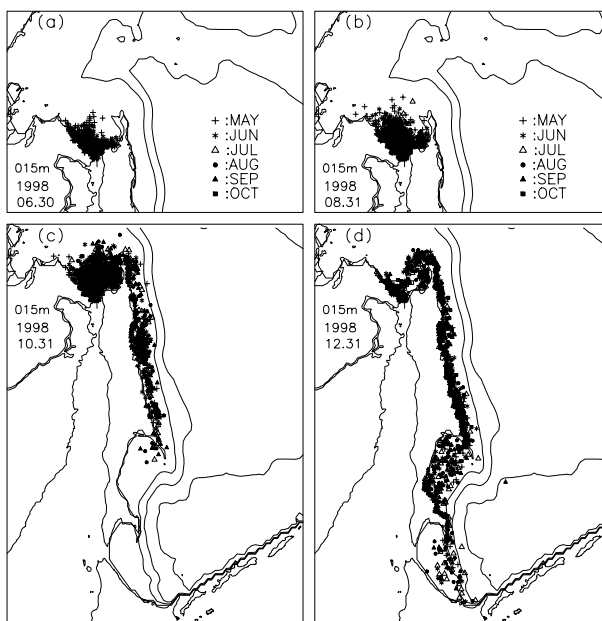


Fig. 5: 水深15mのモデル流速を用いて、5月1日から10月31日まで、毎日8個の粒子をアムール河口(矢印と四角で示された場所)から投下した粒子追跡実験の結果を二ヶ月毎の時系列として示したものの。 (a) 6月30日, (b) 8月31日, (c) 10月31日, (d) 12月31日. 投下した粒子は月毎に異なる記号で示されている。

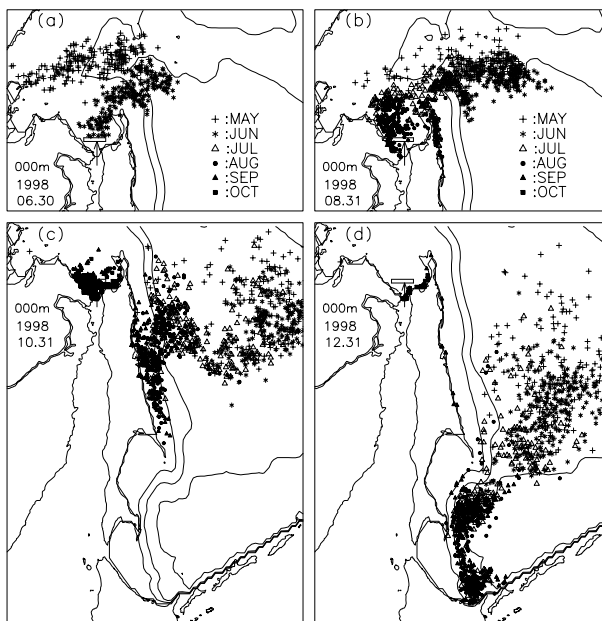


Fig. 6: Fig. 5と同様で、海面での結果。

おきの時系列として示す。水深 15 m では、流れは風によるエクマン流の影響をほとんど受けていないので、粒子の動きはほぼ海流、すなわち東樺太海流によって決まる。東樺太海流 (の特に沿岸分岐) は 5-9 月の間は非常に弱いので、粒子はアムール河口付近に留まってあまり動かず、わずかに南方へ運ばれるだけである (Fig. 5(a), (b)). しかし、10 月、季節風の強まりとともに東樺太海流が強化されると、粒子は海流に乗って一気に東樺太沖を南下し (Fig. 5(c)), 12 月には北海道沖まで到達することになる (Fig. 5(d)). 粒子はどの月に投下されたかによらず、ほぼ同時期に北海道沖に到達することになる。

一方、海面の場合は、粒子は海流の他に風によるドリフト (エクマン流) の効果を受ける。東樺太海流の弱い 5-9 月は、平均風は弱い北向きの風となっている。この時期は主に総観規模擾乱で変動する風によるドリフトで粒子は沖合いへ拡散する。1998 年の場合では 5-7 月に投下された粒子は、東樺太海流が強化される前には拡散によって海流の主流からはずれてしまい (Fig. 6(b)), ほとんど北海道沖まで運ばれることはない。一方、8-9 月に投下された粒子は、主流をはずれることなく 10 月の東樺太海流の強化に伴って一気に南下し (Fig. 6(c)), 12 月に北海道沖に到達する (Fig. 6(d)). 秋 (10-11 月) は北西あるいは西北西の風が卓越するので、海面の粒子は風により沖方向へドリフトする。そのために海面の粒子は水深 15 m の粒子より、より沖方向に運ばれることになる (Fig. 5(d) と Fig. 6(d) の比較)。他の年についても同様の実験を行ったが、水深 15 m ではどの年もほぼ同様な結果となり、アムール河口の粒子のほとんどは 12-1 月に北海道沖まで運ばれることになる。一方、海面の場合は風のドリフト効果によって、年により異なった結果となる。1998 年は秋の沖方向の風成分が小さい年であったが、沖方向の風成分が大きい年はほとんどの粒子が海流の主流からはずれてしまい、わずかの粒子しか北海道沖まで運ばれない。

Watanabe (1963)⁷⁾ と Itoh and Ohshima (2000)¹⁸⁾ は、アムール川を起源とした低塩分水が表層下 50 m にわたって 11 月または 12 月に北海道沖に東樺太海流により移流されることを示した。モデル実験で示された粒子の分布の様子 (Fig. 5(d)) や北海道沖に到達する時期は、これらの観測結果と大概合っている。モデルは前述したように風のみで駆動されている。モデル結果がよく合うのは、アムール河口起源の水はほとんど風駆動の海流によって南下していることを示している。すなわち、密度流成分で運ばれる成分は大きくないことが示唆され

る。但し、より詳しく見るとモデルでの北海道沖への到達時期は観測より若干 (半月から 1ヶ月程度) 遅い。この半月-1ヶ月の遅れは、アムール川からの淡水フラックスによる密度流の効果が適切に入っていないことによるのかもしれない。

5.2 海鳥の死骸の追跡

2006 年 2-3 月に 5500 羽以上の油まみれの海鳥の死骸が、世界遺産に登録されたばかりの知床沿岸に漂着した。海鳥の死骸がどこから、どのような経路を通して運ばれてきたのかを探るために、数値モデル実験による流速場を用いて、後方粒子追跡実験を行った。手法は、Fujio and Imasato (1991)¹⁹⁾ などと同様であり、過去の粒子の位置を時間方向後方に積分していくことで求める。この実験では、水平乱流拡散の効果は取り入れなかった。事件が起こった期間を含む最近の風データに関しては高分解能のものが得られていないこともあって、数値実験は 1985 年から 1999 年までの期間しか行っていない。そこで、過去の天気図を調べ、2005-2006 年の風系とよく似ていた 1996-1997 年でのモデル実験による流速場 (0 m 層) を用いて、追跡実験を行った。

海鳥の死骸が公式な形で発見されたのは 2 月下旬であるが、発見された海域が冬季にはアクセスが困難な海域であることを考えると、漂着してすぐに発見されたとは限らない。発見時には死骸はすでにかなり時間が経ったものであったという報告もある。そこで、発見時の 2 月下旬から遡って 2ヶ月間、発見海域沖に粒子を投下し後方追跡実験を行うこととした。具体的には、知床沿岸 (Fig. 7 の矢印で示された四角の領域) に 1997 年 2 月 28 日から 1 月 1 日まで毎日粒子を投入し、それらを後方追跡する。Fig. 7 には 11 月中旬まで後方追跡した結果を 1ヶ月毎に示したものである。粒子の起源を追っていくと、2 月中には知床沖に留まっているが (Fig. 7(a)), 1 月・12 月には、東樺太海流の上流側、テルペニア湾を経由して、さらにはサハリン東岸沖に起源を持つという結果になる (Fig. 7(b), (c)). 12 月にはサハリン東岸の北部 (サハリン油田域) まで遡って起源を持つ粒子もある (Fig. 7(c), (d)). いずれにしても、油まみれの海鳥が北方よりおそらくはサハリン東岸のどこから東樺太海流に乗って知床沿岸まで漂着した可能性が高いことが示唆される。

一方、欧州宇宙機関の ENVISAT-ASAR による 2005 年 11 月 22 日の衛星画像から (後藤, 2007²⁰⁾), テルペニア湾内 (Fig. 8 の矢印で示された四角の領域付近) において、

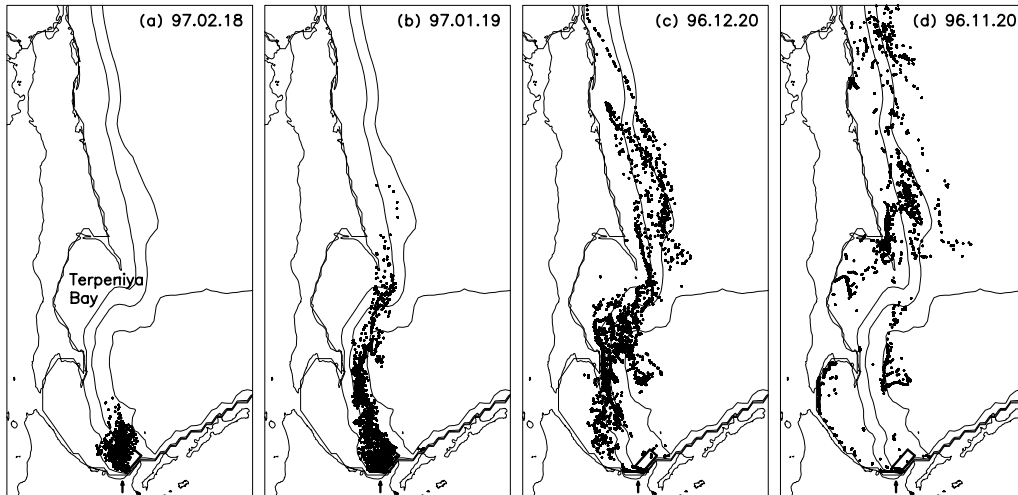


Fig. 7: 1997年2月28日から1月1日まで、毎日60個の粒子が知床沿岸(矢印と四角で示された場所)から投下された後方追跡実験によって得られた粒子分布の時系列。(a) 1997年2月18日, (b) 1997年1月19日, (c) 1996年12月20日, (d) 1996年11月20日。細線は、モデルの海岸線, 200, 500, 2000 mの等深線を示している。

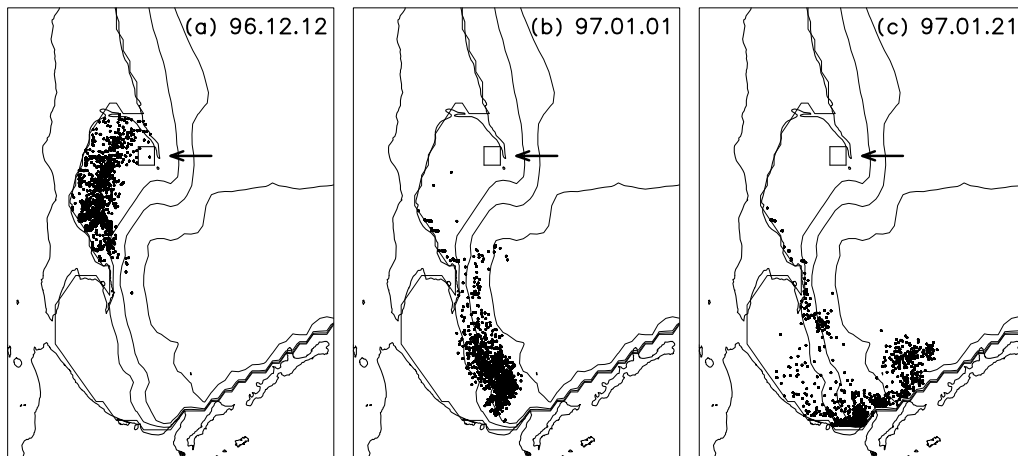


Fig. 8: 1996年11月22日に、1024個の粒子がテルペニヤ湾(矢印と四角で示された場所)から投下された前方追跡実験によって得られた粒子分布の20日毎の時系列。細線は、モデルの海岸線, 200, 500, 2000 mの等深線を示している。

油が流出していた可能性が指摘されている。この海域は、Fig. 7の後方追跡実験からも死骸の起源となりえる海域であり、また海鳥の生息地でもある。Fig. 7から時期的にも起源となりえるタイミングである。そこで、11月22日にテルペニア湾東部(Fig. 8の矢印で示された四角の領域)に投下した粒子が、どのように漂流・拡散するかを、1996–1997年の場合の結果を用いて前方粒子追跡実験を行った。Fig. 8は、四角領域に1024個の粒子を投入して、前方粒子追跡実験を行なった結果を20日毎に示したものである。この実験では、ランダムウォークによる水平乱流拡散効果も取り入れている。粒子は、東樺太海流に乗ってテルペニア湾を岸を右に見ながら漂流し(Fig. 8(a))、1月中旬には知床沿岸に到達する様子がわかる(Fig. 8(c))。粒子の漂着は知床沿岸周辺が中心となっていることも注目される。この粒子追跡実験の結果は、海鳥の死骸がテルペニア湾東部を起源とする可能性に対して、少なくとも否定するものにはなっていないと言える。

6. 終わりに

この10年での観測により、オホーツク海の海流場がかなりよくわかってきた。現実をよく再現しうる海洋循環モデルも開発され、これらの進展によって、漂流物のシミュレーションもある程度の信頼性をもって行うことができるようになった。今回は、アムール河口起源物質の漂流・拡散、油まみれの鳥の知床への漂着、の2つの例について、前方及び後方粒子追跡実験を行った。実験では、層を固定し(0と15 m)、漂流物は海水の純粋なパッシブトレーサーと仮定している。現実には、それぞれの漂流物ごとにパッシブトレーサーだけではない要素が入ってくるであろうし、また鉛直方向の動きもある。例えば、本格的な流出油シミュレーションを行う場合にも、様々な効果をパラメタリゼーションする必要がある(Varlamov *et al.*, 1999²⁾)。しかし、より複雑なシミュレーションを行う場合でも、まず単純にパッシブトレーサーとしての粒子追跡実験を行い、その結果を理解することが研究の第一歩と考える。

最近の研究、Uchimoto *et al.* (2007)²¹⁾では、Simizu and Ohshima (2006)⁵⁾よりも倍の分解能で、かつ日本海と太平洋との海水交換も含んだオホーツク海の3次元海洋循環モデルも開発されている(但し、外力は月平均となっている)。オホーツク海は潮流が非常に大きい海域であるが、本モデルには潮流の効果は顕に入っていない。Ono (2006)²²⁾などでは、高分解能の3次元モデルによる潮流シミュレーションも行われている。今後は、このようなモ

デルも組み合わせ、現実との再現性を常に考慮しながら、漂流シミュレーションをさらに高精度化していく予定である。

謝辞

Fig. 3で用いたADCPデータは水田元太氏、深町康氏、若土正曉氏との共同で取得されたものである。図の作成には北川暁さんのサポートを頂いた。後藤真太郎氏にはENVISATの情報を頂いた。ここに合わせて感謝の意を表す。本研究は平成17–19年度科学研究費補助金・基盤研究(B)・課題番号17310002のサポートのもとに行なわれた。本研究は総合地球環境学研究所によるプロジェクト「北東アジアの人間活動が北太平洋の生物生産に与える影響評価」の研究成果の一部でもある。

参考文献

- 1) Yanagi, T. and Y. Okamoto (1984): A numerical simulation of oil spreading on the sea surface. *La mer*, **22**, 137-146.
- 2) Varlamov, S. M., J. H. Yoon, N. Hirose, H. Kawamura, and K. Shinohara (1999): Simulation of the oil spill processes in the Sea of Japan Sea with regional ocean circulation model. *Journal of Marine Science and Technology*, **4**(3), 94-107.
- 3) Varlamov, S. M. and J. H. Yoon (2003): Operational simulation of oil spill in the Sea of Japan. *Rep. Res. Inst. Appl. Mech. Kyushu Univ.*, **S1**, 15-20.
- 4) 石油連名 (2005): 流出油拡散・漂流予測モデル(オホーツク海域版) ver.7 ユーザーズ・マニュアル.
- 5) Simizu, D. and K. I. Ohshima (2006): A model simulation on the circulation in the Sea of Okhotsk and the East Sakhalin Current. *J. Geophys. Res.*, **111**, C05016, doi:10.1029/2005JC002980
- 6) Ohshima, K. I. and D. Simizu (2007): Particle tracking experiments on a model of the Okhotsk Sea: toward oil spill simulation. *J. Oceanogr.* (in press)
- 7) Watanabe, K. (1963): On the reinforcement of the East Sakhalin Current preceding to the sea

- ice season off the coast of Hokkaido; Study on the sea ice in the Okhotsk Sea (IV). *Oceanogr. Mag.*, **14**, 117-130.
- 8) Moroshkin, K. V. (1966): Water masses of the Sea of Okhotsk. Joint Pub. Res. Serv., 43942, 98pp., U.S. Dept. of Commerce, Washington, D.C..
- 9) Ohshima, K. I., M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi, and G. Mizuta (2002): Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3195, doi:10.1029/2001JC001005.
- 10) Mizuta, G., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, and M. Wakatsuchi (2003): Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 2430-2445.
- 11) Ohshima, K. I., D. Simizu, M. Itoh, G. Mizuta, Y. Fukamachi, S. C. Riser, and M. Wakatsuchi (2004): Sverdrup balance and the cyclonic gyre in the Sea of Okhotsk. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 513-525.
- 12) Kimura, N. and M. Wakatsuchi (2001): Mechanisms for the variation of sea-ice extent in the Northern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **106**(C12), 31319-31332, 2001.
- 13) Mellor, G.L. and T. Yamada (1982): Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- 14) Ohshima, K. I., T. Watanabe, and S. Nishihashi (2003): Surface heat budget of the Sea of Okhotsk during 1987-2001 and the role of sea ice on it. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 653-677.
- 15) Large, W. G. and S. Pond (1981): Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324-336.
- 16) Csanady, G. T. (1978): The arrested topographic wave. *J. Phys. Oceanogr.*, **8**, 47-62.
- 17) Awaji, T. (1982): Water mixing in a tidal current and the effect of turbulence on tidal exchange through a strait. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 501-514.
- 18) Itoh, M. and K. I. Ohshima (2000): Seasonal variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea. *J. Oceanogr.*, **56**, 643-654.
- 19) Fujio, S. and N. Imasato (1991): Diagnostic calculation for circulation and water mass movement in the deep Pacific. *J. Geophys. Res.*, **96**(C1), 759-774.
- 20) 後藤真太郎 (2007): GIS・リモートセンシングを利用した油流出事故対策と課題. *日本マリンエンジニアリング学会誌*, **42**. (投稿中).
- 21) Uchimoto, K., H. Mitsudera, N. Ebuchi, and Y. Miyazawa (2007): Anticyclonic eddy caused by the soya warm current in an Okhotsk OGCM. *J. Oceanogr.*, **63**, 379-391.
- 22) Ono, J. (2006): Amplification of diurnal tidal currents by topographic waves in the Sea of Okhotsk and its interaction with sea ice. Ph.D. dissertation, Hokkaido University, 90pp.