

ターが鮭ヶ崎定線で観測した水温データを用いた。期間は1992年～1997年までとした。

大槌湾の全体的な水温変動の特徴は最低水温が3月～4月に約5～7°Cとなり、最高水温は8月～9月上旬に20°C前後となる。6月～9月は成層しており、11月～4月は表層から底層までほぼ同水温となるが表層水温は他の層よりわずかに低い。外洋水温と比較すると、3ヶ月以上の長周期変動については相関が高く、外洋の時間スケールの長い水温変動は大槌湾での観測で十分モニター可能であると考えられる。しかし、季節内変動は大槌湾と外洋との相関は概して低く、大槌湾特有の変動が示唆される。

そこで、季節内変動を考察するために、1992年から1997年の水温日平均値のスペクトル解析を行うとともに、顕著な周期帯をバンドパスフィルターによって抽出し、その特性を調べた。その結果、25日～50日周期の

変動は、沿岸よりに出現する高水温域の出現と消滅が関係することが海況図との比較により明らかとなった。10日～20日周期の変動については各年ともに夏季に大きな変動が見られた。これは東北地方の太平洋沿岸で夏季に低温と日照不足をもたらす「やませ」に代表される気象要因、津軽暖流の変動（力石1996）などの海況要因が考えられるが、確証は得られていない。一方、気温と水温は季節内変動において相関が低かった。

また、大槌湾を含めた日本周辺海域の水温変動を把握するために主成分分析を用いて解析した結果、第1主成分は各海域とも、固有ベクトルは正で、広範囲の海水温変動に対応すると考えられる。第2主成分は、北部が高温化、南部が低温化する傾向があり、とくに大槌湾は、第4海区（気象庁区分）とともに、日本海側の第3海区と固有ベクトルの大きさが近いことが注目されるが、その要因については今後さらに研究を進め考察をしたい。

冬季から春季にかけての三陸沖親潮域における二酸化炭素分圧の変動

岩野園城・緑川 貴・齋藤一浩・高野宏之

函館海洋気象台海洋課

神谷ひとみ

気象庁気候・海洋気象部

石井雅男

気象研究所地球化学研究部

函館海洋気象台では、1998年春から「北太平洋亜寒帯循環と気候変動に関する国際共同研究」に参加し、海洋気象観測船高風丸で三陸沖における表面海水中の二酸化炭素分圧 ($p\text{CO}_2$) を観測している。その結果、親潮域の $p\text{CO}_2$ が冬季から春季にかけて大幅に減少し、その変動幅が年によって違うことが観測された。ここでは、41°30'N線（PH線）の親潮域において、この $p\text{CO}_2$ 変動に及ぼす水温や生物活動などの効果について検討した。

$p\text{CO}_2$ は水温・塩分・全炭酸・アルカリ度の各要素の変動に伴い、物理化学的に変動する。実際の海においては、水温変化、蒸発あるいは降水、鉛直混合、植物プランクトンによる光合成と炭酸カルシウムの生成、洋上大気からの吸収あるいは放出の各過程によって、 $p\text{CO}_2$ の

変動が引き起こされる。

冬～春間の $p\text{CO}_2$ 変動を各過程に分解して、光合成（生物活動）による寄与が大きいことを定量的に示すことができた。また、3年間（1998～2000年）の $p\text{CO}_2$ 変動に差が現れたのは、水温変化と生物活動の違いによるところが大きいことが解った。さらに、大気-海洋間の CO_2 フラックスが、生物活動によってコントロールされることが示唆された。

今後は、 $p\text{CO}_2$ 変動を他の季節間について検討し、より広い海域（親潮域・津軽暖流域・混合域）についても検討する。また、海上気象データから CO_2 フラックスを計算し、今回呈示された CO_2 フラックスの値を検証する。

オホーツク海の海水が気団変質に及ぼす影響

猪上 淳・藤吉康志・若土正暁

北海道大学低温科学研究所

寒気吹き出し時に顕著な海洋上の気団変質は大気-海洋間の熱交換過程において重要なプロセスである。とりわけ海面水温が低いオホーツク海では海面冷却により海水が生成され、その結果アルベードの増加・海面熱フラックスの遮断・ブラインの排出などが大気と海洋に様々なスケールで影響を及ぼす。北大低温研ではメソス

ケール以下の顕熱・潜熱フラックスを観測するため、ロシア航空機 (ILYSHIN-18) を使用したオホーツク海氷縁域における気団変質の観測を2000年2月9・14・18日に行なった。本研究ではこのなかでも特に18日の事例について、観測から推定される氷厚と海水の熱伝導フラックスから海水上でどれほど大気が加熱されるのかを調べた。

使用データは、寒気吹き出しの風向と平行に風上から風下に350 km 観測した海面付近の気温（高度100 m）と航空機に下向きに取りつけられた赤外線カメラの輝度温度・可視ビデオカメラの画像である。水平分解能1 kmの氷厚の推定はこの気温と表面温度を使用するが、その際海水と大気に挟まれた海水内の熱伝導が平衡状態になっていると仮定した (Groves and Stringer 1991)。また海水の熱伝導フラックスは雪の断熱効果も考慮した。

見積もられた氷厚は上流の沿岸付近では5 cm以下と薄く、沖向きに次第に増加していた。これはサハリン沿岸の沿岸ポリニア域での海水の生成とそれが沖向きに成長していることを意味する。氷厚は最大でも20 cmを越えることはなく比較的薄いですが、これは可視ビデオカメラか

ら判断できる厚さとも矛盾しない結果であった。熱伝導フラックスは上流の沿岸部で上向きに150 W/m²と大きいですが、中流の海水野でも50 W/m²以上であった。海氷面上の熱バランスを考慮するとこの熱伝導フラックスは大気を加熱する正味の熱フラックスに置き換えることができるが、海氷上で上向きに50 W/m²の加熱は海氷上の大気混合層を発達させるのに十分な大きさであることがRenfrew and King (2000)の混合層発達モデルによって確かめられた。以上の結果は、寒気吹き出し時における海水を通しての熱フラックスは海氷面熱収支において無視できるほど小さな値ではなく、これはすなわち海氷面の冷却により海氷底面で海水が成長することを示唆する。

オホーツク海における熱・塩分・淡水収支について

小林 大洋

地球観測フロンティア研究システム

千島海峡を通じて行われるオホーツク海-太平洋間の塩分輸送量を、簡単なモデルを用いて推定することにより、オホーツク海における塩分（淡水）収支を推定した。

このモデルは、親潮および東カムチャツカ海流ともに流れの幅が密度によらず一定で、かつ密度面の傾きが鉛直的に一定であると想定することにより、密度層毎の地衡流量を密度層の厚さから推定できるようにしたもので、昨年度講演したものとほぼ同一のものである。東カムチャツカ海流および親潮による塩分輸送量は、それぞれの密度毎の平均塩分にその密度における流量を掛け合わせ、鉛直的に積分することで求めることができ、両者の差が千島海峡を通過する塩分輸送量となる。なお、密度層の厚みおよび平均塩分はLevitus (1982)によって編集された気候値データセットから求めている。

観測結果に基づいてオホーツク海全体の海水収支を考えると、宗谷暖流により日本海から流入してくる海水量は年平均的として0.6 Sv、河川や降水などにより流入する淡水量は0.027 Svとおけるので、0.627 Sv程度の海水が千島海峡を通じて流出していなければならない。そのため、東カムチャツカ海流の流量を15 Svと設定すれば、親潮の流量は15.627 Svとなる。

この値を元に、モデルを用いて両海流の塩分輸送量の差を計算すると、オホーツク海から19.47 psu×Svの塩分が太平洋に供給されているとの結果が得られる。また、宗谷暖流の平均塩分を33.8 psuとすれば、宗谷暖流がオ

ホーツク海に運び込む塩分量は20.28 psu×Svであり、オホーツク海における塩分収支は、20.28-19.47=0.81 psu×Svの流入超過（つまり塩分のシンク）となる。ただし、この超過分は流入・流出量の5%以下であり、ほぼバランスしていると言って良い。この塩分超過分がオホーツク海における淡水供給によって補われている（ただし海水収支は崩れる）とすれば、その量は0.025 Sv程度必要である。そのためオホーツク海における淡水の供給量は河川流入等と合わせて0.05 Sv程度ということになる。

上で行った議論は、水温（つまり熱）に対しても適用できる。観測データをもとに計算すると、宗谷暖流により5.85°C×Sv（流量および水温の季節変化を考慮）の、千島海峡からは8.66°C×Svの熱がオホーツク海へ流入するとの結果が得られる。つまり、オホーツク海へは14.51°C×Sv (=61 TW)の熱が流入する訳であるが、この熱が海面を通じて大気に放出されるとすると、平均で40 W/m²となる。この値は観測から得られている熱フラックスの値に比べてやや大きいものの、現実的な値といえる。

また、沿岸親潮がオホーツク海の熱・塩分・淡水収支に与える影響についても考察した。沿岸親潮は流量こそ少ないものの、特にオホーツク海の塩分収支に対して無視できない影響を与える可能性があり、さらなる研究が望まれる。