

第7章 北極振動と相互作用する海水分布と海洋構造の10年および超10年変動

池田元美¹⁾

1) 北海道大学大学院地球環境科学研究科 (miked@ees.hokudai.ac.jp)

要旨

北極上空では北極振動と呼ばれる現象として、反時計回り極渦が10年程度のスケールで強度を変動させている。それは風応力、海水運動、そして海洋構造の変動を励起していると考えられる。実際に、観測されている海水分布の変動には10年周期のものがあり、特に最近30年に顕著となっている。海水が観測されている20世紀には2周期しか入らないとはいうものの、50年程度の周期も見出されている。海水海洋結合モデルを観測された大気場によって駆動すると、海水分布の変動はよく再現される。通年海水におおわれている北極海からデータを採取するのは非常に困難であるため、海洋構造に関しては、これまで観測に基づいた確認はされていなかったが、最近公開された旧ソ連の化学データを解析することによって、海洋変動を見出すことが可能になった。太平洋側のカナダ海盆では、極渦の強弱に対応して時計回りのポーフォート循環が衰退・発達し、海洋化学データに示されるように北極海表層水柱の縮小・伸長がおきていた。しかし海水と海洋の相互作用に注目すると、海水面積の変動にともなって夏の海水融解がまさるか、冬の生成がまさるかは、モデル実験によって異なる結果が得られている。その違いは、淡水分布に海水と逆の傾向がでるか、同様の傾向がでるかを定めることになる。この点では海洋の応答は未確定である。さらに海水分布から大気場へのフィードバックは確定されていないが、これによって北極の大気海洋結合系の変動は不安定になることもある。さらなる観測とモデル研究が求められるのである。

7.1 はじめに

20世紀初頭はごく沿岸に近い海域のみの観測が可能であった。20世紀中期になると航空機からの観測により部分的に分布が把握されようになった。衛星観測データを利用するようになった1970年以降は、高い精度で北極海の海水分布がわかっている。このような状況ではあるが、海水分布の時系列は10年程度の周期をもつ変動を表しており、特に70年以降は顕著である。さらに長期の変動に関しては、60年代に寒冷な時期があり、40年代には温暖な時期があった。この気温変動と海水の多寡が連動していることは広く認められている。また20世紀初頭は、バレンツ海の季節海水がより長期間存在し、カナダ東岸まで氷山が流出していたことから、寒冷な気候であったと判断されている。

これらの海水分布の変動は大気温の変動とよく対応しているのだろうか。あるいは風など大気の他の要素によっても影響されるのだろうか。また水温、塩分、海流など海洋構

造にはどのような影響を及ぼすのか。さらに疑問を呈すると、海氷は大気に一方的に支配されているのか、それとも海氷分布が海面熱フラックスなどを通じて、大気に影響をあたえるのか。これらの点に関して、データ解析とモデル研究にもとづいた現時点での理解を述べることにする。

7.2 大気変動

他の章で詳しく紹介されているように、大気変動は北極振動(AO)に代表されている。北極域の平均場は、ポーフォート海上空に高気圧がある地表面近くを除くと、極渦とよばれる低気圧を北極海上にもつ。AOは極渦が強まったり弱まったりするものであり、極周辺が低気圧になり北緯60-70度付近が高気圧となっている状態を正の北極振動(AO+)と定義する。ほぼ円形のパターンをしているので、ここでは緯度平均した海面気圧の差をとって、経年変動以上の長期変動を示すことにする(図7.1)。3年の移動平均をかけると、残った変動には10年周期が目立つ。

ここで用いた簡略解析による時間変動を主成分分析(EOF)の第一成分と比較してみる。冬の10年周期変動は、Thompson and Wallace(1998)による第一成分の時間変動と非常によく似ている(相関係数は0.9)。すなわち第一成分の空間パターンは北極点を中心にした円形に近い。いっぽう50年間のトレンドは必ずしも一致しておらず、EOF解析の第一成分のほうがAO+の強化を顕著に示している。

7.3 海氷変動

北極海には通年海氷が存在し、冬季はほぼ完全に海氷に覆われる。しかし夏季は部分的に海氷が解け、海面が現れる。海氷データは人工衛星によって集められ、その画像による海氷面積は、冬よりも夏に変動が顕著になる。ただし氷縁域であるバレンツ海とグリーンランド海は冬にも変動がよく見える。Wangと著者はSlonoskyら(1997)を参考にし、Wang and Ikeda(2000)において、解析された海氷面積から海域毎に時系列をとり、大気変動と比較した。図7.2に示したポーフォート・チャクチ海、シベリア・ラプテフ海、カラ・バレンツ海の3海域における冬と夏の海氷面積を見てみよう。

観測された海氷面積データから1960年以降のトレンドを除くと、残りの変動は主に10年周期変動を示す。図7.1の海面気圧変動からも同様にトレンドを除いて、海氷面積と時間差をもつ相関をとった。もっとも相関が高く現れるところをとると、AO+を基準にして海氷寡少時期が、ポーフォート・チャクチ海では3年前、シベリア・ラプテフ海では1年前、カラ・バレンツ海では1年後となる。海氷変動の伝播は、カナダからシベリアにかけて西向きに、そしてカラ・バレンツ海まで4年で達する。図には示さないが、グリーンランド海にはさらに2年遅れて到達する。この変動伝播はSlonoskyら(1997)がSVDをもちいて示した変動伝播とよく似ている。

再解析大気データによって海氷海洋結合モデルを駆動すると、大気変動に応答する海氷

面積の変動が再現できるか見てみよう。Polyakov and Johnson (2000) は Hibler 海氷モデルと海洋 GCM を結合した北極海モデルを用い、それを大気データによって駆動し、観測された海氷分布の変動を再現した。海洋場の変動を観測によって見出すのは難しいが、このモデルを用いると A0+ に対応してフラム海峡通過流量が増加することがわかった。

ここではより簡略な結合モデルをもちいて、海氷観測データを再現することを試みる。北極海を長方形の集合体であらわし、海底地形も単純化する(図 7.3a)。海洋は混合層を含む上層 300m と、300m 以深の下層とする。大気圧力場を極渦とポーフォート高気圧をもつ平均場とし(図 7.3b)、その上に北極に中心をもち 12 年周期で変動する渦を加える。これによって風応力が決まる。気温と短波放射は季節変化し、相対湿度と雲量は一定として、熱フラックスを計算する。12 年周期の変動をする大気圧力場をあたえると、それに応答して海氷が変動する。このモデルではポーフォート・チャクチ海は夏でもほぼ全面海氷に覆われているので、海氷面積の代わりに海氷量をもちいて変動を示すと、観測された海氷面積と同様の変動をする(図 7.4)。東シベリア海からバレンツ海においては、厚さと面積は良く相関しており、モデルは観測された海氷面積の変動を再現している。フラム海峡を通じて北極海水と大西洋水が交換しており、この交換量を全水深で積分すると(図 7.5)、極渦が強い A0+ の時、交換量が増大する。これらの結果は、簡略モデルが結合 GCM の結果と観測された海氷変動をよく再現していることを示す。

Polyakov and Johnson (2001) は 20 世紀の海氷面積変動を再現しようと試みた。この期間は 10 年周期に加えて、50 年程度の周期も顕著である。簡略モデルにも、12 年周期変動のかわりに 48 年周期変動をあたえ、海氷分布とフラム海峡海水交換量の変動を求めた。周期が長くなっても海氷分布の応答は基本的に同様であるが、フラム海峡の海水交換は長周期変動の場合に、より強く応答することが示された。

7.4 海洋化学データによる内部変動

Colony と著者は旧ソ連研究者の集めた海洋化学データを解析し、北極海の太平洋側にあるカナダ海盆では、ベーリング海峡から流入した太平洋水と、シベリア陸棚からの河川水にふくまれるケイ酸塩が特徴的であることを示した。夏季にはたとえ海氷下でも珪藻が発生し、それが沈降して融けた形跡として、100m 深付近に最大値がある。100m より深くなるとどの季節でも大西洋水の基準値に低下していく。200m 深ではケイ酸塩濃度は正の鉛直勾配をもっており、ケイ酸塩の時系列をとると(図 7.6)、その増減は密度面の下降上昇に対応している。

時系列を見ると、極渦の強弱に対応してケイ酸塩が減少増加し、密度面が上下している。すなわち極渦が強いとポーフォート高気圧が弱く、Ekman 収束が弱まり、密度面が上昇するという予想された海洋構造変動が見出された。今後、水温・塩分データの解析を加えて、この海洋変動を確認することを試みる。これまでの観測研究で示唆されているのは、カナダ海盆からフラム海峡に向く海流が、それ以前と比べて 90 年代に、カナダ側に移動した

ことである。しかし周期性を見出すのは不可能であったので、化学データの利用によって現象の理解を進める。

海氷面積が大気場に応答して変動するが、北極海中の海流も応答するはずであり、同時に塩分場すなわち淡水分布も変動する。また海氷分布が変わると海氷生成と融解が変わり、その結果として淡水分布も影響を受ける。もしある海域で海氷減少にともなって夏の融解が増え、海氷は移動のみによる減少以上に減り、淡水は増加する傾向となる。いっぽう海氷減少の海域で冬の生成が増え、海氷減少はある程度相殺され、淡水は減少傾向となる。しかし海氷に比べると塩分場の変動を観測から見つけるのは困難である。ここではモデル結果を記述し、塩分変動の様子を予想する。

Zhang et al. (2000) は、シベリア側とカナダ側の間で海氷が移動することに注目した。A0+において、海氷はシベリア側で減少し、カナダ側で増大する。海氷が減少すると夏の融解が増えて、海氷は移動による減少以上に減る。Zhang と著者は別のモデルを用い、Zhang et al. (in press) において、海氷の移動は前記モデルと同様だが、海氷減少にともなって冬の結氷が増え、淡水を減らすという結果を得た。すなわち夏季に起こる海氷と熱フラックスの正のフィードバックが優勢となると、熱力学によって海氷分布と逆の淡水分布ができる。いっぽう冬季に起こる負のフィードバックが優勢となると、淡水は海氷と同様の分布になる。このどちらが実際に起こるか、観測によって確認することが望まれる。しかしながら、上記の海氷生成融解に加えて、海流変動による淡水分布変動が起こるので、観測による確認は容易ではないだろう。

7.5 大気海氷海洋フィードバック

これまで大気が海氷と海洋にあたる影響だけを述べてきた。しかし海氷分布が大気場に影響することも充分考えられる。すなわち海氷が減ると冬季は海洋から大気に熱が与えられ、また水蒸気も増加して雲を作るので、これらが海面近くの大気を暖め、海氷をさらに減らす傾向をもつ。その結果として大気循環が変わり、海氷海洋にフィードバックする可能性もある。

Ikeda et al. (2001) は北極海とグリーンランド海の上層を、それぞれひとつのボックスとする簡略モデルを作った。ボックスの海水量を定める方程式には、上層厚さの差に比例する海水交換、北極海上の風応力、グリーンランド海の深層水形成を駆動力として含む(図7.7)。海氷は上層が厚いほど発達すると仮定し、北極海の海氷が少ない(すなわち上層が薄い)と極渦が強化して、北極海上層からグリーンランド海上層に海水が流れるという、正のフィードバックを導入した。またグリーンランド海では、上層が薄いほど深層水形成量が増えるという正のフィードバックを考慮した。このシステムでは、両フィードバックの強度の範囲によって、不安定振動解が存在する場合がある。近年のように海氷厚さが減ると、同じ融解量に対応して海氷面積減少が敏感になり、正のフィードバックが強化すると考えられる。そのため最近30年に顕著となっている10年周期振動が起こるとい

う仮説をとらえた（図 7.8）。

7.6 考察

大気場がわかっていると海氷海洋結合モデルをもちいて海氷分布を再現することは可能である。しかし将来予測のためには、海氷分布から大気場へのフィードバックの理解が鍵となる。これを明らかにするには、大気モデルを海面状態によって駆動し、その応答を検討することが必要である。いまのところこの試みは確実な解答を与えていない。その理由は大気場の変動がカオス的であり、海面状態の変動に対して定まった応答をしないことである。また冬季に大気場が大きく変動することから、ほとんどの試みが冬季に限られていることも問題であろう。特に夏季の応答を調べることや、夏季の海氷面積変動が冬季には厚さの変動になって残っている効果を考慮することが新たな展開をもたらすかもしれない。

いっぽう北極大気は安定しており、海面状態が大気の力学過程にまで影響を与えにくいとも言われている。しかしバレンツ海や夏季のシベリア陸棚では、海面からの熱フラックスが充分上空まで影響を与える可能性がある。また北太平洋と北大西洋の中緯度の大気変動が北極域に影響をあたえ、北極海からの海水流出変動が大西洋におよび、それが中緯度大気にフィードバックすることも想定される。これらに関してはさらなる研究が必要である。

本研究は文部科学省の研究費支援によって遂行された。山田プログラマーのデータ解析とモデル計算に感謝する。

図 7.1 緯度平均した観測による海面気圧の北緯 60 度と 85 度における差。四季節は 1 2 月から翌年 2 月までを冬とし、それ以降 3 か月毎に春、夏、秋とする。各季節の年変動に 3 年移動平均をほどこしてある。

図 7.2 ポーフォート・チャクチ海、シベリア・ラプテフ海、カラ・バレンツ海の 3 海域における冬と夏の観測された海氷面積。3 年移動平均をほどこしてある。

図 7.3 簡略モデルによる (a) 北極海モデルの形状と海底地形、(b) 大気圧力場の平均場。

図 7.4 簡略モデルにおいて与えた (a) 北極大気圧 ($A0+$ は負の偏差)、(b) 最低気温とその結果である (c) 海氷量 (厚さと密接度の積)、ポーフォート・チャクチ海 (実線)、東シベリア・ラプテフ海 (破線)、カラ・バレンツ海 (点線)、単位は立方メートル。

図 7.5 簡略モデルのフラム海峡を通過する海水交換量 (風応力を変動させるケースから定常とするケースの量を差し引いたもの)、12 年周期のうち 3 年目が $A0+$ 、9 年目が $A0-$ に対応している。単位は立方メートル/毎秒。

図 7.6 (a) Thompson and Wallace (1998) に示された $A0$ 指標と (b) カナダ海盆における観測された 200m 深のケイ酸塩濃度。

図 7.7 北極海とグリーンランド海の概念ボックスモデル。上層のみを考慮し、平均流量を Sverdrup で表している。北極海とグリーンランド海の上層厚さ ($H1$ と $H2$) が方程式で求めるものとなる。

図 7.8 北極海 ($H1$) とグリーンランド海 ($H2$) の上層厚さの時間変化。時間進行とともに、北極海海氷厚さが減少し、それにともなって、上層厚さの変化から、海氷面積の変化、極渦強さの変化、北極海からグリーンランド海への海水流出量の変化へという正のフィードバックが強化していく。その結果として、システムが不安定になり、振動解の振幅が増幅する。