HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	気候変動における環オホーツク地域の重要性
Author(s)	中村, 尚; 本田, 明治; 高谷, 康太郎
Citation	低温科学, 65, 5-12
Issue Date	2007-03-23
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/20449
Type	bulletin (article)
Note	1章 10年～100年スケールの気候変動の観測, 気候復元とモニタリング
File Information	NAKAMURA.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

気候変動における環オホーツク地域の重要性

中村　尚　東京大学/海洋研究開発機構，本田　明治，高谷康太郎　海洋研究開発機構

オホーツク海は大河が注ぐ中緯度の浅海で，その西方と北方をアジア大陸が囲むという地理学的特徴を有する．これを反映し，夏季には加熱される大陸との間に顕著な地表傾度が形成され，冬季にはその気温傾度は反転し，最南に位置する大規模海氷域となる．これら特徴的な地表の熱的状況とその変動が，半球規模の大気循環変動と如何に関連するかという観点から，冬季海氷域の経年変動が大規模な大気循環変動に及ぼし得る影響，並びに夏季の冷涼なオホーツク海高気圧の形成について，データの力学診断と数値モデリングに基づき解説する．

1．はじめに

ご存知のように，オホーツク海は中緯度に位置する比較的大規模な縁辺海で，その北側と西側とを季節変化の明瞭なアジア大陸に囲まれている(図1)．この浅い縁辺海にはアムール河により大量の淡水供給が為されるとともに，北半球の「寒極」の位置する北東シベリアのすぐ南東に位置するため，冬季には非常に低温で乾燥した季節風にさらされて大量が奪われることで，春季にかけて大規模な海氷域が形成される．一方，夏季のオホーツク海は下層雲に覆われがちで，その大部分では海面水温(SST)がほぼ10°C以下に保たれる．

こうしてオホーツク海にて形成される低温・低塩分の海水は，千島列島の幾つかの狭い海峡から潮汐混合などの効果で滲出して親潮に供給され，その一部が北太平洋中層水の起源となることが知られている．このように，冷たいオホーツク海の存在が，北太平洋の亜寒帯循環系やその周辺の海洋密度構造の形成に重要な役割を果たしている[1]．

図1　人工衛星観測により確認された2001年2月28日の海氷分布．気象庁統計資料に加筆．

一方，オホーツク海とその周囲の大陸との間の地表気温傾度は夏冬で逆転する[2]（図2）．特に，夏季には北側の陸地が暖まるため，北岸では温度勾配が北向きという特異な状況が出現する．同時に，西岸では西向きの地表面気温勾配が強まる．後述のように，こうしたオホーツク独特の状況がオホーツク海高気圧の発達に重要となる．

逆に，冬には周囲の大陸側が著しく低温になる．特に，結氷前の海面は，その周囲の極寒の陸地に比べれば20〜25°Cも暖かい．そこに大陸からの寒風が吹き込めば，海面から大量の熱が大気に放出され，大気循環にとって熱源として働く一方で，そうした熱放出による海面の冷却は海氷の生成をもたらす．周知の如く，大規模な季節海氷域のうち，最も低緯度に位置するのがオホーツク海である．ただ，オホーツク海の海氷の被覆状況は年に依りかなり大きく変動し，大まかに見れば被覆面積は1980年代に見られた減少傾向[3]が最近では収まりつつ

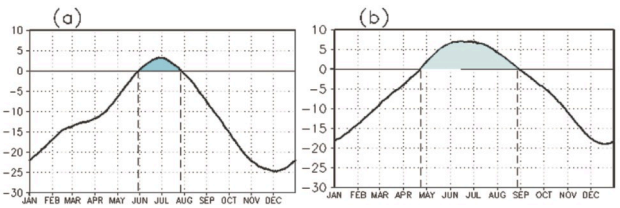

図2　(a)オホーツク海北岸を挟んだ南北の地上気温差(°C)の平年季節変化（1〜12月；横軸目盛は各月の初めを表す）．150°Eに沿った65°Nと55°Nの間の差（北側の陸地の方が温暖な場合が正）．(b)オホーツク海西岸を挟んだ東西の地上気温差（°C）の平年季節変化．50°Nに沿った135°Eと145°Eの間の差(西側の陸地の方が温暖な場合が正)．南北両地点間よりは東西両地点間の距離が短いので，実際の温度傾度は東西方向の方がやや強いことに注意．米国環境予測センター（NCEP）及び大気科学研究センター（NCAR）による大気最下層 $\sigma=0.995$ 面の再解析データ(1979−98)に基づき作成[2]．

ある[4]．海氷はその厚さが 40 cm 程に達するとかなり良い断熱材として働き，lead など局所的開氷域以外は，その表面は陸地並みに冷える．よって，大規模な大気循環が感ずる「海岸線」は海氷域の消長とともに変動し，その沖合で起こる海面から大気への熱供給も，それに連れて季節的かつ経年的に変動するのである．

本稿では，上記のようなオホーツク海の特有の地表の熱的状況とその変動が，半球規模の大気循環変動と如何に関連するかという観点から，冬季海氷域の経年変動が大規模な大気循環変動に及ぼし得る影響，並びに夏季の冷涼なオホーツク海高気圧の形成に関して，データの力学診断と数値モデリングに基づく最近の研究成果をご紹介する．

2．オホーツクの海氷変動に伴う大気循環偏差

マイクロ波による人工衛星観測により捉えられるオホーツクの海氷被覆変動はかなり大きく，海域の殆どが氷で被われる冬もあれば，逆に北西部と沿岸域しか結氷しない冬もある．こうした海氷域変動が大気循環に与え得る影響を最大限に評価するために，Honda ら[5] は極端な多氷年と少氷年とに各々観測される海氷被覆に基づき，オホーツク海にある大気大循環モデル（AGCM）の格子の氷の覆い方を 2 通り設定して（図 3），両者の大気応答の差異を調べた．実験設定を簡略化するため，氷の厚さは 1 m に固定し，格子内の部分結氷は無いものとした．AGCM の水平分解能がかなり粗いため（T 21 波数切断：緯度･経度間隔約 5.6° に相当），氷に完全に覆われるのは多氷年でも 5 個の格子だけで，それが少氷年では僅か 1 個に限った．氷で覆われない格子点には全て平年の海面水温を与え，多氷年･少氷年とも同じ 11 月 1 日の大気状態から 4 ヶ月間積分した．その後僅かに異なる別の 4 つの初期状態（11 月 1 日）から同様な積分を実施し，各々の海氷状態に対するこれら計 5 個のアンサンブルにて，1・2 月の平均循環場に系統的な差異が現れたなら，それをオホーツクの海氷被覆変動に対する大気循環の応答と認識した．

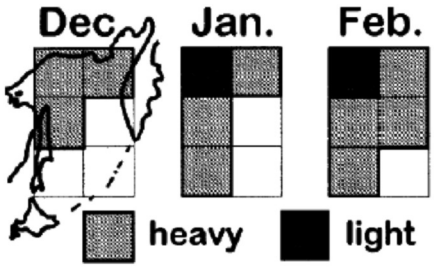

図 3　AGCM 実験にて，オホーツク海域の 5 個のモデル格子に与えた 2 通りの海氷被覆分布[5]．左から 12 月，1 月，2 月の状態．少氷年の積分では濃影部の格子のみを厚さ 1 m の氷で完全に被い，これに加え多氷年では淡影部分の格子も同様に氷で被う．尚，海氷上の気温や積雪，各種の熱フラックスはモデルにて予報される．

Honda ら[5] の数値実験において確認された統計的に有意な大気循環の応答は，次のようなものである．多氷年では，寒冷なシベリア高気圧がオホーツク海に張出し，その東方でアリューシャン低気圧も深まって，オホーツク海・カムチャツカ付近では北寄りの季節風が強まっている．一方，少氷年は高気圧の張出しもアリューシャン低気圧も弱まるが，低圧部が千島方面にまで伸びるのに伴い，季節風の強い領域はオホーツク海西部に退いている．以後焦点を当てるのは，多氷年の応答から少氷年の応答を差し引いた場である（図 4）．それは，振幅を 2 倍

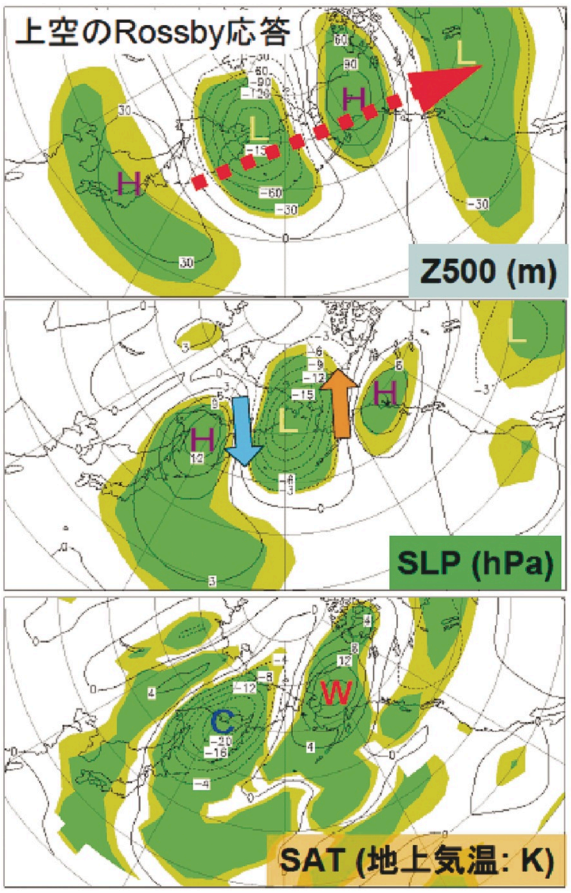

図 4　多氷年の応答から少氷年の場を差し引いて得られた海氷偏差への AGCM 応答[5]．（上）500 mb 面高度（30 m 毎）．赤矢印は停滞性 Rossby 波束の伝播．（中）海面気圧（3 mb）．橙色と水色の矢印は，地上応答に伴うそれぞれ暖気，寒気移流偏差．（下）地表気温（4 ℃毎）．いずれも破線は負値．緑色は 99％の有意水準を超える応答．褐色は有意水準が 95％～99％の応答．H は高気圧性偏差，L は低気圧性偏差，W は暖気偏差，C は寒気偏差．

にした多氷年の応答に概ね対応する．循環応答ではオホーツクからベーリング海を経て，北米に至る波列状の循環偏差が特徴的である．地表ではオホーツク海が寒冷な高気圧性偏差，ベーリング海が温暖な低気圧性偏差に各々被われている．但し，これら温度偏差が気圧偏差よりやや下流側に偏倚しているために気温偏差と南北風偏差が相関し，カムチャツカから千島沖にかけては寒気が南下し，ベーリング海峡からアラスカ西部にかけては暖気が北上する．尚，海から大気への熱供給についての同様な差が，この循環応答にとっての熱的強制と見なせる（図５）．これは，千島沖に見られる熱供給の増加は，前述のように多氷年に氷の張出しと伴に，大気の感ずる「熱的な海岸線」が沖合に移ったことの反映であり，オホーツク西部の減少は少氷年における氷縁の後退を反映したものである．

波動力学の観点からは，応答による極向き熱輸送は，停滞性 Rossby 波に伴う波の活動度（力学的保存量）が地表付近から上方に伝播していることを意味している．実際，平年の海氷分布に対する AGCM の応答を基本場とし，多氷年と少氷年との循環偏差をそれに重畳する停滞性 Rossby 波として対流圏上層で評価した波の活動度フラックスは[6]，海からの熱供給偏差が双極子状に分布するオホーツク海から千島沖の上空で強く水平に発散し，そこから波列に沿って東北東へ向かう傾向が著しい．このフラックスが理論上は停滞性 Rossby 波束の局所的群速度に平行なことから，応答として得られた波列状の循環偏差が，海氷域の変動に伴う海洋からの熱供給偏差によって励起された停滞性 Rossby 波束に伴ったものであることが強く示唆される[5]．

図４の応答をエネルギー論的に観てみよう．ベーリング海東部からアラスカ沿岸にかけて見られる下層の極向き熱輸送は，元来等価順圧的であった停滞性 Rossby 波

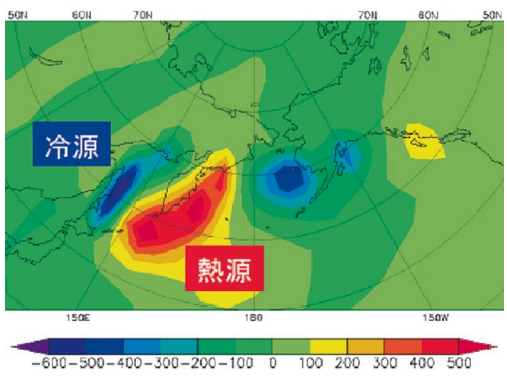

図５　地表面からの正味上向きの顕熱・潜熱フラックスの偏差（W m^{-2}；多氷年から少氷年を引いた差）．色付けは図の下に表示．AGCM 実験に基づく[5]．

応答が，沿岸の顕著な海陸間の下層気温傾度に働いて南北方向の温度移流偏差をもたらし，それが熱的減衰の下で気温偏差を形成したがために，温度移流偏差が生じたものと解釈できる．かくして応答が傾圧的になったが故に，基本場の下層気温傾度に伴い蓄積されていた有効位置エネルギーが擾乱（応答）に転換可能となり，更にはそれが運動エネルギーに転換されることで応答が再強制されるものと解釈できる．実際，暖気移流の直上には上昇流偏差がある．また，波動力学的には，順圧 Rossby 波束が地表の熱的減衰の下でその安定性が低下し，傾圧的に再強制されたとも捉えることができる．

さて，上述の AGCM 実験にて得られた海氷偏差に対する大気応答は，現実大気の変動に実際に見出せるのだろうか？　海氷被覆の変化に比べて大気の応答は，例えそれが持続的であってもずっと短い時間で形成される．また，仮に応答が持続しても，中高緯度では大気の内部力学で生ずる変動が卓越し，それが隠されてしまうかも知れない．更に，北太平洋域の特徴として，冬季大気循環の経年変動はエルニーニョ・南方振動（ENSO）の影響を強く受ける．Honda ら[5]は，ある冬の海氷の最大被覆面積（例年２月末）だけでなく，２月中の面積の拡大が大きいほど，海氷域の沖合での大気への熱供給量が大きいだろうという推察の下，海氷面積，拡大速度ともに最大となる４冬と両者がともに最小となる別の４冬を選んだ．そして，観測された大気循環偏差場から ENSO に関係した変動を予め統計的に除去し，その残差場をそれら２組の４冬で別個に平均した差において，AGCM の応答と立体構造の良く似た循環偏差パターンを見出している．恐らく，これが現実大気におけるオホーツクの海氷変動への応答を捉えたものであろうが，将来より長いデータに基づいた確認が必要なのは言うまでもない．

Honda ら[5]の数値実験からは，気候学的に重要な示唆も得られる．その１つは，何らかの原因でオホーツクの海氷面積が変動すれば，それにより励起された Rossby 波束が下流にあるアリューシャン低気圧の強さを変えることで，ベーリング海東部の気温と風が変化して海氷生成に影響する可能性である．例えば，オホーツクが多氷状態ならアリューシャン低気圧の強化に伴い，ベーリング海東部では平年より温暖かつ南風偏差で，海氷の生成や南下が抑えられる傾向にある．これは，オホーツクとベーリングの海氷被覆面積に実際に認められる負相関[7),8)]を説明し得るものある．実際，２・３月の北半球海氷被覆場において，過去 25 年間にわたって最も卓越した経年変動に偏差パターンは（図６），このオホーツクとベーリングの海氷偏差の東西シーソーをその主要要素と

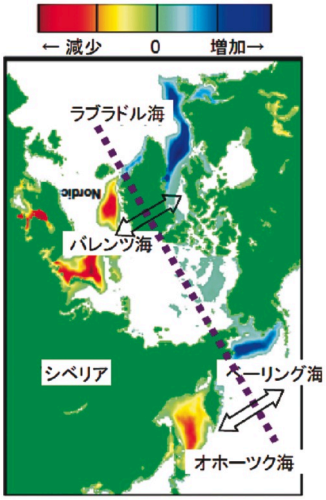

図 6　北半球の 2・3 月平均の海氷被覆場において，過去 25 年間（1979－2003）において最も卓越した変動パターン[4]（第 1 経験直交関数）．暖色系は被覆面積が 1980 年代に大きく減少した海域，寒色系は逆に増大した海域．矢印は，北太平洋，北大西洋それぞれに見られる海氷偏差の東西シーソー．

して含んでいる[4]．更に興味深いことに，このパターンは北大西洋にも対応する東西シーソーを含んでいる．

もう 1 つは，AGCM 実験で得られたオホーツクの海氷偏差に対する大気応答が，その海氷偏差自体をもたらした大気循環偏差を維持・強化する傾向にあることである．例えば，オホーツク海で海氷被覆が多い場合の応答に伴い，そこでは下層で平年より冷たい北風が強まる傾向にあるが（図 4），それは将にそこで海氷の生成とその沖合への進展とを平年より盛んにした大気条件である．このオホーツクの海氷偏差と大気応答との間に働く正のフィードバックは，後に Alexander ら[9] が実施したより高解像度の AGCM 実験によっても確認されている．興味深いことに，上記のフィードバック関係は，同様な数値実験から得られる北大西洋の海氷偏差に対する大気応答がもたらすフィードバック[9),10)] とは逆のセンスにある．

3．オホーツク海高気圧の形成過程

次に，夏のオホーツクの冷たさが，梅雨期を特徴付けるオホーツク海高気圧の形成にどう関わるかについて解説する．盛夏期のおける同高気圧の頻繁な出現は北日本や，年によっては東日本にまでヤマセを吹かせ冷夏をもたらす（図 7）．最近では，2003 年の 7 月，オホーツク海高気圧が度々出現して全国的に冷夏になった[11]．また，1993 年夏にはその出現が 8 月にまで及び，記録的な冷害をもたらしたことも記憶に新しい．一方，2004 年 7 月の

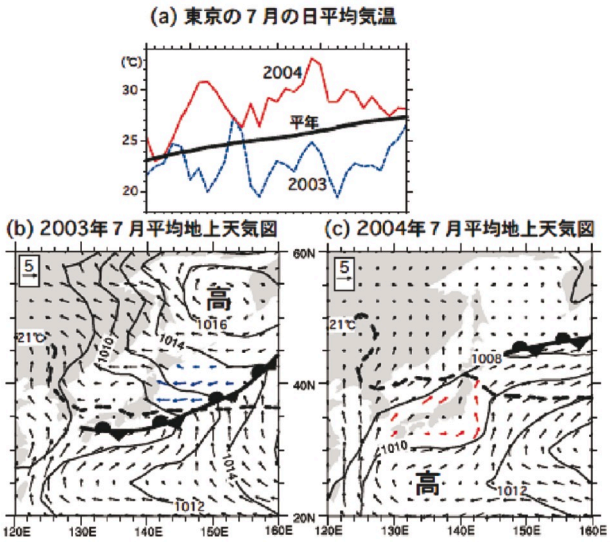

図 7　2003 年と 2004 年の 7 月の天候の比較．(a)東京の 7 月の日平均気温の推移．青線は 2003 年，赤線は 2004 年，黒線は平年値（1971～2000）．気象庁アメダス・データより作成[11]．(b) 2003 年，(c) 2004 年 7 月の月平均海面気圧と地表付近の風（矢印）．破線は月平均地上気温 21°C の等温線．前線記号は月平均天気図から推察される平均的な地上前線帯の位置．NCEP/NCAR 再解析データにより作成[11]．

ように[11] オホーツク海高気圧が殆ど出現しない場合には（図 7），北海道も含めて記録的な猛暑となる傾向にある．

第 2 図から明らかなように，5 月になると周囲の陸地はオホーツク海と同程度にまで暖まり，6～8 月にかけてはオホーツク海が大陸より 5～10°C 冷たくなる．この冷たさこそがオホーツク海高気圧の形成に重要だと信じられてきた．一方，地上の寒冷なオホーツク海高気圧が上空には暖かいブロッキング高気圧を伴うことも以前から指摘されてきたが[12),13),14),15)]，後者の形成過程やそれに付随した前者の発達にオホーツクの冷たさがどう関わるかについての本格的な力学的・熱力学的議論は殆どなされてこなかった．

しかし，最近の筆者らの研究により，そのメカニズムがようやく解明された[2),16)]．筆者らは，暖候期における極東の大気循環に明瞭な季節進行を考慮して，1965～92 年に出現した強いオホーツク海高気圧合成図を各月毎別個に作成した．その結果，初夏（5 月）と梅雨末期（7 月）で，その形成過程が本質的に異なることが判明した．即ち，移動性擾乱がまだ強く，かつ渦位勾配が適度に緩和する初夏には，北太平洋中部にて発達した峰が移動性擾乱からの強いフィードバックを受けながら，数日かけて西方に発展してきて極東にブロッキングが形成される．

一方，移動性擾乱が弱まる梅雨末期には，数日前に北欧で発達した高気圧性偏差から射出され，ユーラシア北

部の亜寒帯ジェットに沿って伝播してきた停滞性 Rossby 波束が，西風ジェットが南北に分流する極東上空でその伝播が阻害され，局所的な砕波に伴いブロッキングが発達し，その後減衰する（図 8）．移動性擾乱からの寄与は殆ど無い．これは，Nakamura ら[17),18)] が見出した停滞性 Rossby 波束の局所砕波に伴って起こる長周期力学主導のブロッキング形成機構が，渦位の勾配が局所的に著しく緩和される梅雨後期の極東にて，機能し易いことを示すものである．オホーツク海高気圧が 6 月に最も発達した 15 例の合成偏差場においては，5 月型と 7 月型が混在し，両者の混合型も出現することが判った．混合型においては，5 月型のように北太平洋上で発達するブロッキングが極東上空へと発展するところへ，7 月型のように西方起源の定常ロスビー波束が入射し，ブロッキングの発達を促す．

考慮しなくてはならないのは，オホーツク海の出現時期である夏季においても，オホーツク近辺の海陸温度差の程度が相当に時間変化する事実である（図 2）．同様に顕著な季節変化が，上空の西風の分布や移動性擾乱の活動にも認められる．40°N 付近を東に吹く亜熱帯ジェットは春から 6 月半ばまでは一定の強さを維持した後，徐々に弱化する．そして，7 月下旬の急激な弱化と北上は梅雨明けに対応する．梅雨前線はこのジェットの下に形成される．一方，冷たいオホーツク海と北極海とに挟まれた極東シベリアの陸地が暖まるのに連れて，北極海沿岸上空（70°N 付近）では 6 月から 7 月にかけて亜寒帯ジェットが形成される．この時期，南北気温傾度が逆転するオホーツク北岸上空（60°N 付近）では西風風速が極端に弱まり，極東上空で亜寒帯・亜熱帯両ジェットが明瞭に分流する．これに対応して，オホーツクの北岸では渦位の南北勾配が極端に弱まる．つまり，この亜寒帯ジェットの形成はユーラシアの季節進行の一環と考えられる．実際，250-mb 面における渦位の南北傾度の分布を見ると，シベリアが暖まる 7 月には，北極海沿岸に導波管が形成されており，亜寒帯ジェットの出口に当たるオホーツクの北方で勾配が緩和されている（図 9 a）．これに対し，5 月においてはシベリア北部が暖まり切っていないのを反映し，導波管は北極海沿岸ではなく，シベリア中部を横切り極東中緯度に達している（図 9 b）．このため，例え北欧でブロッキングが発達したとしても，その影響はオホーツクやその北方に及び難いのである[2),16)]．

ところで，オホーツク上空のブロッキング形成過程も初夏から盛夏にかけて本質的な変化を見せるに連れて，オホーツク海高気圧の鉛直構造にも顕著な季節変化が見られる．よく知られた下層の寒冷高気圧が明瞭に現れるのは 6・7 月である．このとき，上空の高気圧性偏差はオホーツクの北西方に位置し，著しい傾圧構造を示す[2),16)]（図 8・9 a）．一方，5 月のケースでは，上空の高気圧偏差が地上高気圧のほぼ直上にある等価順圧構造である（図 9 b）．これは海上の準停滞性擾乱に見られる典

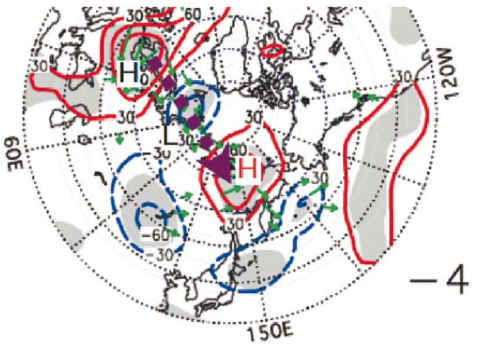

図 8　7 月に出現した強いオホーツク海高気圧 15 例の 300-mb 高度の合成偏差図（30 m 毎；ゼロ線は略；破線は低気圧性偏差）．地上の高気圧性偏差のピーク 4 日前に対応．陰影は高度偏差が信頼度 95%で有意な領域．緑矢印は停滞性 Rossby 波の活動度フラックスの水平成分[6)] で，紫の太矢印はそれから推察される停滞性 Rossby 波束の群速度伝播の向き．NCEP 再解析データに基づく[2),16)]．

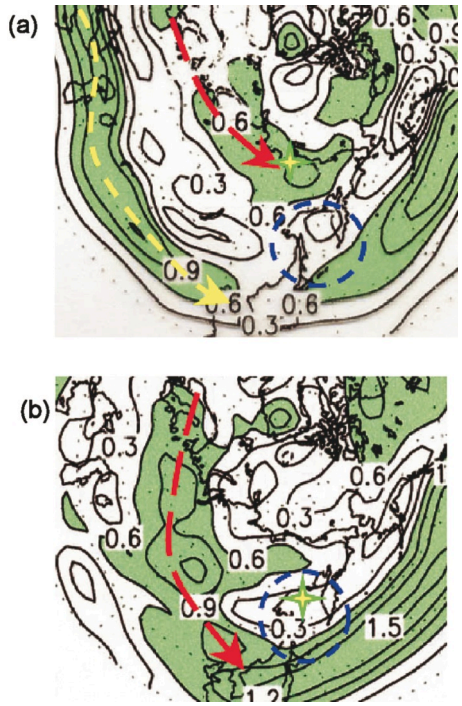

図 9　平年の 250-mb 面上の Ertel 渦位の南北傾度（0.3 毎；単位は 1000 km 当たりの渦位単位）．淡緑影部は勾配が 0.6 以上で，Rossby 波の導波管に対応．(a) 7 月，(b) 5 月．赤矢印は，推測される停滞性 Rossby 波束の典型的な伝播経路．強い地表のオホーツク海高気圧に対応する 300 mb 面の高気圧性偏差の中心（星印）も図示．青破線で囲まれた領域がオホーツク海．NCEP/NCAR 再解析データに基づく[2),16)]．

型的な鉛直構造である[19]．

6・7月における寒冷なオホーツク海高気圧が地上に形成されるかを調べるため，それが7月に最も発達した15例の合成偏差場を基に解析を行った[2),16)]．合成図から極東のブロッキングに伴う圏界面付近の300-mb面の準地衡渦位偏差を求め，渦位反転（inversion）法にて[20),21)]，それが1000-mb面に引き起こそうとする流れを推定した（図10）．すると，ブロッキングに伴う300-mb面渦位偏差は，それ単独でオホーツク海上に1 m/s程度の風偏差を励起し得ることが判った．それが，気候場の著しい東西温度勾配を横切ると，オホーツク海西部に1日当り0.5〜0.7℃もの寒気移流をもたらす（図10）．これは，7月のオホーツク海高気圧発達時に実際に観測される1000-mb面での気温低下の過半を説明し得るほど強い．こうして形成された地上寒気は，高気圧性の渦位偏差として振舞う．実際，7月のオホーツク海高気圧の発達時に地上気圧の最大の上昇が観測されるのは，東風偏差による温度移流に因り寒気偏差が蓄積される領域である．

以上のように，7月の「背の低い」寒冷なオホーツク海高気圧の形成には，冷たいオホーツク海とその西の暖かい大陸との間の東西熱コントラストが重要なことが判る．そして，海域西部の東西温度傾度に効果的に東風偏差を吹かせるには，上空の高気圧性偏差の中心はオホーツクの北西方に位置しなくてはならない．それにちょうど合致するように，6・7月には亜寒帯ジェットの出口がオホーツク海の北方上空に形成され，北欧から伝播してくる停滞性Rossby波束が局所砕波してブロッキング高気圧が形成され易くなっている[2),16)]（図9）．これには，オホーツク北方に張り出す北東シベリアの陸地が日射で暖まり，その北の北極海との間に温度勾配を強めることが関与している．このように，寒冷なオホーツク海高気圧の形成には，オホーツク海周辺特有の海陸分布が重大な寄与をしているのである．一方，海陸の温度コントラストが弱い5月においては，オホーツク海上に停滞性の高気圧を発達させるには，そこに背の高い等価順圧構造のブロッキングを形成するしかなく，かつ移動性擾乱からの強いフィードバック強制はその力学的性質から順圧構造を持つ循環偏差の形成に適している[22)]．

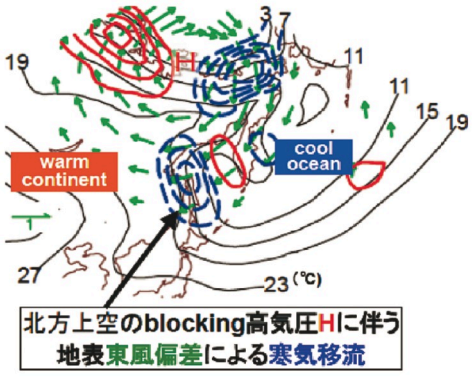

図10　オホーツク海高気圧のピーク2日前において300-mb面の渦位偏差が1000 mb面に誘起しようとする水平風偏差（緑矢印：最大で約1 m/s）．7月の15例の合成図に基づく渦位反転法解析．その水平風偏差が平年の7月の1000-mb等温線（4℃毎，黒実線）を横切る結果としての温度移流偏差がもたらし得る1日当りの気温変化率（0.2℃毎；青破線は降温，赤実線は昇温）．NCEP/NCAR再解析データに基づく[2),16)]．

4．まとめ

第2節で論じたように，冬季に海氷に被われるオホーツク海では，寒気吹出しの変動が海氷被覆の消長を通じて沖合の海面からの熱供給を変化させ，それが大気循環を変化させると言う大気・海洋・海氷相互作用が起こる可能性が示唆される．熱帯とは異なり，SSTがさほど高くない中高緯度では，その変動が直接もたらす大気の非断熱加熱偏差は熱帯ほど強くはなく，系統的に大気循環変動を誘起するという明白な観測的実証はなく，中高緯度のSST偏差に対して系統的な応答を示したAGCM実験はごく僅かである[23)]．これに対し，海氷上から吹出す寒気と周囲SSTとの著しい温度差は，海氷被覆の変動に強い熱供給変動を付随させ，SST偏差に対するよりはずっと系統的な大気循環変動を誘起し得る[5)]．特に，大規模海氷域の南限であるオホーツク海は，中緯度の偏西風にも近く，そこの海氷変動に因って励起される停滞性Rossby波束は偏西風に沿って遥か東方にまで伝播できる可能性がある．実際，最近の数値実験からは[24)]，オホーツクとベーリングの海氷シーソーにより励起された停滞性Rossby波束が北米大陸を越えて伝播し，北大西洋振動（NAO）に伴う循環偏差を強化する可能性も示唆される．さらに，元々オホーツクの海氷被覆偏差をもたらす一因とされるアリューシャン低気圧の偏差は，それに伴う上空の循環偏差から停滞性Rossby波束を射出する．真冬から晩冬にかけての時期にはそれが北米大陸を越えて北大西洋上空に達し，地表のアイスランド低気圧の強度を変える結果，停滞性の両海洋性低気圧の強度がシーソー関係を保って変動し，極東から北米，欧州にかけての広大な領域の冬季天候を変動させる[25),26)]．

また，オホーツクの海氷変動をもたらすもう1つの要因である地表のシベリア高気圧の変動には，北大西洋域から伝播してくる停滞性Rossby波束が関わっている[21)]．同様に，7月のオホーツク海高気圧の発達をもたらす上空のブロッキング高気圧の形成も，北欧・北大西洋

域から伝播してくる停滞性 Rossby 波束の局所砕波に伴っている．ただし，冬季とは異なり，Rossby 波の導波管はシベリア上空ではなく，より北方の北極海沿岸上空に形成される．この導波管に対応する偏西風の強度は，夏季の「北極振動」に伴って変動することが最近指摘されており，オホーツク海高気圧の出現頻度への影響が示唆される[27]．さらに，冬季の NAO と夏季のオホーツク海高気圧との関連も指摘されている[28]．

以上ご紹介した幾つかの例からも明らかなように，オホーツク海周辺で起こる大規模な大気循環変動は決して局所的なものではなく，他の北半球各地の循環変動と密接に関連している．このように，年間を通じて冷たいオホーツク海とそれを囲む季節変化の顕著な極東の大陸との間の温度コントラスト，及び冬季の海氷や夏季の海霧の存在によって，この地域に独特な気候系の変動が引き起こされるのである．

参考文献

1）大島慶一郎，天気 **50**（2003）p.503．
2）H. Nakamura and T. Fukamachi, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*. **130** (2004) p.1213.
3）Y. Tachibana, M. Honda and K. Takeuchi, *J. Meteor. Soc. Japan* **74** (1996) p.579.
4）J. Ukita, M. Honda, H. Nakamura, Y. Tachibana, D. J. Cavalieri, C. L. Park-inson, H. Koide and K. Yamamoto, *Tellus A* **59** (2007) p.261.
5）M. Honda, K. Yamazaki, H. Nakamura and K. Takeuchi, *J. Climate* **12** (1999) p.3347.
6）K. Takaya and H. Nakamura, *J. Atmos. Sci.* **58** (2001) p.608.
7）D. J. Cavalieri and C. L. Parkinson, *J. Geophys. Res*. **92** (1987) p.7141.
8）Z. Fang and J. M. Wallace, *J. Climate* **7** (1994) p. 1897.
9）M. A. Alexander, U. S. Bhatt, J. E. Walsh, M. S. Timlin, J. S. Miller and J. D. Scott, *J. Climate* **17** (2004) p.890.
10）G. Magnusdottir, C. Deser and R. Saravanan, *J. Climate* **17** (2004) p.857.
11）榎本剛，中村尚，科学 **75**（2005）p.1146．
12）倉嶋厚，研究時報 **21**（1969）p.170．
13）大川隆，研究時報 **25**（1973）p.65．
14）加藤内蔵進，気象研究ノート **183**（1993）p.67．
15）Y. Wang, *J. Meteor. Soc. Japan* **70** (1992) p.929.
16）中村尚，深町知宏，天気 **52**（2005）p.592．
17）H. Nakamura, M. Nakamura and J. L. Anderson, *Mon. Wea. Rev*. **125** (1997) p.2074.
18）中村尚，ながれ **18**（1999）p.156．
19）M. L. Blackmon, R. A. Madden, J. M. Wallace and D. S. Gutzler, *J. Atmos. Sci.* **36** (1979) p.2450.
20）B. J. Hoskins, M. E. McIntyre and A. W. Robertson, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*. **111** (1985) p.877.
21）K. Takaya and H. Nakamura, *J. Atmos. Sci.* **62** (2005) p.4423.
22）N.-C. Lau and E. O. Holopainen, *J. Atmos. Sci.* **41** (1984) p.313.
23）Y. Kushnir, W. A. Robinson, I. Blade, N. M. J. Hall, S. Peng and R. Sutton, *J. Climate* **15** (2002) p. 2233.
24）K. Yamamoto, Y. Tachibana, M. Honda and J. Ukita, *Geophys. Res. Lett.* **33** (2006) L14711 doi:10. 1029/2006GL026286.
25）M. Honda, H. Nakamura, J. Ukita, I. Kousaka and K. Takeuchi, *J. Climate* **14** (2001) p.1029.
26）M. Honda, S. Yamane and H. Nakamura, *J. Climate* **18** (2005) p.2793.
27）M. Ogi, K. Yamazaki and Y. Tachibana, *Geophys. Res. Lett*. **32** (2005) L04706, doi:10.1029/2004GL-021528.
28）M. Ogi, Y. Tachibana and K. Yamazaki, *J. Meteor. Soc. Japan* **82** (2004) p.905.

（2006 年 12 月 5 日　改訂受付）

On the significance of the Okhotsk region in climate variability

Hisashi Nakamura
Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo/Frontier Research Center for Global Change, JAMSTEC

Meiji Honda
Frontier Research Center for Global Change, JAMSTEC

Koutarou Takaya
Frontier Research Center for Global Change, JAMSTEC

abstract:
The Sea of Okhotsk is a shallow mid-latitude marginal sea bordered by the Asian Continent to its west and north. A strong thermal contrast forms in summer between the cool sea surface and the heated landmass, while the thermal gradient is reversed in winter. Under the influence of the continuous spill of extremely cold air from the continent and fresh water supplied by the Amur River, the Okhotsk region becomes the southernmost ice-covered maritime region in the Northern Hemisphere. With regard to how these seasonal characteristics of the surface thermal condition and their interannual variability in and around the Okhotsk region can be related to the variability in hemispheric-scale atmospheric circulation, we discuss the possible influence of the anomalous sea-ice extent on large-scale atmospheric circulation and the formation of the summertime cool surface Okhotsk High, based on data analysis and numerical experiments.

中村　尚

〒113-0033 東京都文京区本郷 7-3-1
東京大学 大学院理学系研究科
地球惑星科学専攻
海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター
Tel: 03-5841-4664　Fax: 03-5841-8316
e-mail: hisashi@eps.s.u-tokyo.ac.jp
URL: http://www-aos.eps.s.u-tokyo.ac.jp/nakamura_lab/index.php

本田明治

〒236-0001 横浜市金沢区昭和町 3173-25
海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター
Tel: 045-778-5514　Fax: 045-778-5707
e-mail: meiji@jamstec.go.jp
URL: http://www.jamstec.go.jp/frcgc/jp/program/cvrp/index.html

高谷康太郎

〒236-0001 横浜市金沢区昭和町 3173-25
海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター
Tel: 045-778-5526　Fax: 045-778-5707
e-mail: takaya@jametsc.go.jp
URL: http://www.jamstec.go.jp/frcgc/jp/program/cvrp/index.html