平成 28 年度 卒業論文

ジュグジュル山脈が生み出すジェットが促進する オホーツク海氷拡大 ~海氷拡大はジュグジュルジェットを再強化する~

Expansion of Okhotsk's sea ice promoted by the jet generated Dzhugzhur mountain range

-Expanded sea ice reinforce the Dzhugzhur jet-

三重大学 生物資源学部共生環境学科

自然環境システム学講座 気象・気候ダイナミクス研究室

513336 河野文香

指導教員:立花義裕教授

目次

概要	
1章	序論
	1-1 研究背景と研究目的
2章	使用データと解析手法4
	2-1 使用データ
	2-1-1 ERA-interim
	2-1-2 気象庁海氷データ
	2-2 解析手法
	2-2-1 WRF
	2-3.本研究における実験設定
	2-3-1 実験の概要
	2-3-2 計算領域,計算期間
3章	解析結果13
	3-1 ジュグジュル山脈の有無による影響
	3-1-1 ジオポテンシャル高度
	3-1-2 地上 10m の風速
	3-1-3 熱フラックス
	3-1-4 海氷生成量の推定
	3-2 多氷年と少氷年の比較
	3-2-1 ジュグジュルジェットの強弱
	3-2-2 熱フラックス
	3-2-3 海氷生成量の推定と比較
4章	考察・結論
参考	引用文献
謝辞.	

概要

オホーツク海における海氷は、オホーツク海の北西沿岸域で多く生成されていることが知られている [Ohshima et al.,2003]. この場所の熱収支が初冬の海氷生成に効いていることも先行研究より示されてい る[Ohshima et al.,2006]. この北西沿岸域の風上には、ジュグジュル山脈という山が存在しているが、先 行研究では大規模場のみに着目しているため、山脈が存在することによって吹く局地風は考慮されてい ない. 海氷生成過程において、局地風は重要な働きをしているのではないかと考え、研究を行った. ま た Xie et al.,2005 を参考に、局地風が海氷生成に影響を及ぼすことによって、さらなる影響が局地風へと 及ぼされる現象の検証も行った.

ジュグジュル山脈がある場合と無い場合の実験を行い、それらの解析結果より、ジュグジュル山脈の存在によって局地風が生み出され、その影響により海氷生成量が多くなることが示唆された.

1章 序論

1-1 研究背景と研究目的

気象学では、数十kmから100km程度の限られた範囲で吹く、その地域固有の強風を局地風と呼んでいる.局地風は、地形などの影響を受けて強化される風であり、日本をはじめ、世界中に存在している.局地風は時として災害を引き起こすほど強く吹くこともあり、また風力発電に利用されるなど、局地風について知ることは重要であるため、発生機構や風の強弱についての研究はKomatsu et al., (2016)をはじめ多く存在する.

Xie et al., (2005) では、コスタリカで吹く局地風の一種であるパパガヨジェットが、吹き出した先に ある海の水温を下げることで海からの蒸発量を減少させ、その領域における降水量を減少させることを 示した.この研究では、局地風が吹くことで海へと影響を及ぼし、さらにその影響が大気へさらなる影 響を及ぼすことを示している.このように局地風が周囲の環境場を変化させることで、その後吹く局地 風に何らかの影響を与える可能性は、十分に考えられる.

オホーツク海における海氷は、オホーツク海の北西沿岸域で多く生成されることが既に分かっている (Fig.1.) [Ohshima et al.,2003]. また初冬の海氷面積は、北西沿岸域での秋の熱収支によってほぼ決められ る [Ohshima et al.,2006]. この北西沿岸域の風上にはジュグジュル山脈という標高 800~1200m 程度の山 脈が存在している. 初秋の北西沿岸域での海氷生成において、大規模場で吹く北西風が寄与しているこ とは、Honda et al., (1996) で示されている. しかし、Ohshima et al., (2003), Honda et al., (1996) の両 者とも、メソスケールの風による影響は考慮していない. この山脈は近い所で海岸から 30~40km の場 所に位置しているため、局地風が海氷生成に何らかの影響を与えているのではないかと考える. このこ とが解明されれば、新たな海氷生成の要因の発見となるであろう.

さらに大規模場においては、海氷の発達具合によってアリューシャン低気圧の発達具合が左右される こと、アリューシャン低気圧の強弱がオホーツク海へと吹き込む北西風の強弱を左右していることが明 らかにされている[Honda et al.,1996, Alexander et al.,2004].

以上のことから、ジュグジュル山脈で吹く局地風がオホーツク海での海氷生成にどの程度寄与してい るのか、またその影響が大規模場での影響のように局地風へと返ってくるというメカニズムがあるのか 明らかにすることを本研究の目的とする.

4



Fig.1 1987年~2001年で平均した,年間の積算の海氷生成量の分布 [cm] 人工衛星のマイクロ波放射計による海氷情報と熱収支計算から見積もったもの. (Ohshima et al.2003 より引用)

2章 使用データと解析手法

2-1 使用データ

2-1-1 ERA-interim

本研究では、ERA-interim という再解析データを用いた[Simmons et al.,2007]. ERA-interim とは、ヨー ロッパ中期予報センター (ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) によって提供さ れているデータである. 1979 年 1 月から現在までの 6 時間ごとのデータが存在する. データの水平解像 度は 1.5 度であり、鉛直層は 37 等圧面、15 等温位面、1 等渦位面のデータがあり、さらに地表面デー タがある. 地表面データには東西方向、南北方向の地上 10m 風、地上 2m 気温、海水温のデータなどが 含まれる.

本研究では、これらの気象データのうち、対象期間が含まれる 2000 年 11 月から 2001 年 2 月までと、 2008 年 11 月から 2009 年 2 月までの等圧面データ、地表面データを使用した.

2-1-2 気象庁海氷データ

本研究では、気象庁のオホーツク海における海氷面積のデータを使用している.気象庁によるオホー ツク海の海氷解析は、1970年11月から現在まで行われている.データの提供期間は、1970年から1996 年は12月から5月まで、1997年以降は11月から7月までとなっている.解析領域は、図の赤色の領域 であり(Fig.2)、157.13×10⁴[km²]である.解析に用いたデータは、北海道沿岸気象官署(稚内、網走、 釧路)の観測資料、静止気象衛星ひまわりの可視データ・赤外データ、航空機による目視観測・レーダ ー観測データ、船舶の気象通報、海上保安庁の巡視船による海氷観測データである.(気象庁 オホーツ ク海の海氷解析の解説より.)



Fig.2 気象庁によるオホーツク海の海氷解析領域 赤色の領域:海氷解析領域

(引用元:http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/seaice/okhotsk/okhotsk_analyzed.html)

2-2-1 WRF

本研究では、数値予報モデルである WRF (Weather Research and Forecasting) Version 3.4.1 を使用した. WRF とは、アメリカ大気研究センター (NCAR)、アメリカ大気海洋庁 (NOAA)、空軍気象局 (AFWA)、 海軍研究試験所 (NRL)、オクラホマ大学、連邦航空局 (FAA)の共同研究によって開発された、現業予 報と気象研究のためのメソスケール数値気象予報モデルである.WRF は数十 m から数千 km まで、様々 なスケールで計算ができるため、再解析データでは捉えることができないような、局所的な現象を見る ことが可能になる.(The Weather Research & Forecasting Model website より.)

本研究では、地形データとしてアメリカ地質調査所(USGS)のデータを、大気場および地表面データとして ERA-interim を使用している.

2-3-1 実験の概要

本研究では、3 種類の実験を行った.1 つ目は、地形状態に手を加えていない、地形を再現した実験 (以下 ctl_run)、2 つ目は、Fig.4 内の黄枠内の陸面において、標高が 300m 以上ある地点の標高を全て 300m とした実験(以下 plane_run)である.300m とした理由は、この領域における平地の標高が 300m ~400m 程度であることから、山脈だけを無くした状況に近くなると考えたためである(Fig.3).初期値・ 境界値については、どちらの実験も同一である.





Fig.3 実験における地形の状態

(a) ctl_run, (b)plane_run, (c)ctl_run におけるジュグジュル山脈付近, シェード:標高[m]

3 つ目の実験は、地形条件には手を加えず、ctl_run、plane_run とは異なる期間で計算を行った実験(以下 2008_run)である.後ほど 2-3-2節で詳しく述べるが、ctl_run、plane_run では実際に海氷面積が大きかった年を選んで計算を行った.それに対してこの 2008_run では、実際に海氷面積が小さかった年を選んで計算を行っている.ctl_run と 2008_run を比較することで、海氷面積が大きくなる年と小さくなる年においてどのような違いがあるのかを検証する.初期値・境界値は、ctl_run、plane_run と同様である.

全ての実験において,海面水温は全域で,海水の結氷温度である-1.8℃で一定としている.これにより,海面から奪われた熱は全て海氷生成に使われると仮定している.またこの実験においては,海氷が存在することによって海面からの熱放出が遮断されるということは考慮していないが,現実においても海氷は風によって沖に流され,沿岸域では海面が表れているため,この仮定は問題がないと考えられる.

2-3-2 計算領域,計算期間

本研究では3種類の実験を行っているが, ctl_run と plane_run に関しては,計算領域と計算期間は両 者とも同じである.本研究における計算領域は,Fig.4の領域となっている.水平格子間隔は5km であ り,格子点数は,X319×Y319,鉛直総数は28層である.計算領域の中心は,東経140.5度,北緯56度 に位置する.

計算開始時刻は 2000 年 11 月 1 日 00UTC,計算終了時刻は 2001 年 2 月 1 日 00UTC となっている. 2000 年~2001 年の冬は、ここ十数年で海氷面積が最大となった年であるため(Fig.5)、局地風の影響もより強く受けているのではないかと考え、この期間で計算を行った.また、計算は 30 秒ごとに行っている.

2008_run に関しては, 計算領域は ctl_run と同一であるが, 計算開始時刻は 2008 年 11 月 1 日 00UTC, 計算終了時刻は 2009 年 2 月 1 日 00UTC となっている. この期間を選んだ理由としては, 2000 年~2001 年の冬とジュグジュル山脈付近での気温分布は比較的似ているにも関わらず (Fig.6), 最大海氷面積は 2000 年~2001 年の約 72.1%であったため, 気温以外の要素が海氷生成を少なくする要因となったので はないかと考えたためである. 2008 run でも計算は 30 秒ごとに行っている.



Fig.4 WRF における計算領域



(引用元:http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html)



3章 解析結果

3-1 ジュグジュル山脈の有無による影響

3-1-1 ジオポテンシャル高度

初めにジオポテンシャル高度を見ることで、実験における気圧場がどのようになっていたかを検証する(Fig.7). 850hPa 面と 500hPa 面において ctl_run と plane_run の差を見てみると、どちらの気圧面でも 全期間を通して、ジュグジュル山脈付近で高度が高く、高気圧傾向となっている.より高気圧傾向である ctl run の方が、北西風が吹きやすい場となっていることが分かる.





Fig.7 850hPa 面と 500hPa 面におけるジオポテンシャル高度の偏差の1か月平均(ctl_run-plane_run)
(a.1)11月の 850hPa 面, (a.2)11月の 500hPa 面, (b.1)12月の 850hPa 面, (b.2)12月の 500hPa 面
(c.1)1月の 850hPa 面, (c.2)1月の 500hPa 面, (d.1)3か月平均の 850hPa 面, (d.2)3か月平均の 500hPa 面
シェード:ジオポテンシャル高度の偏差[m], コンター:ctl_run におけるジオポテンシャル高度[m]

3-1-2 地上 10m の風速

2000 年 11 月, 12 月, 2001 年 1 月でそれぞれ 1 か月平均した地上 10m における風速の絶対値を示す (Fig.8, 9). いずれの期間でも ctl_run では,山脈から吹き出した局所的な強風が見られるのに対し, plane_run では見られない. ctl_run で見られる強風は 12 月にピークを迎えている.両者の風速差は,ピ ークを迎える 12 月において,最大で約 8m/s になる (Fig.10). このことから,ジュグジュル山脈が存在 することによって,局所的に強い風が発生していることが示された.これ以降,この局所的に強い風を ジュグジュルジェットと呼ぶことにする.



Fig.8 ctl_run における地上 10m での風速の絶対値
(a)2000 年 11 月平均, (b)2000 年 12 月平均, (c)2001 年 1 月平均, (d)3 か月平均
シェード:風速の絶対値[m/s],ベクトル:風向



2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 10

Fig.9 plane_run における地上 10m での風速の絶対値
(a)2000 年 11 月平均, (b)2000 年 12 月平均, (c)2001 年 1 月平均, (d)3 か月平均
シェード:風速の絶対値[m/s], ベクトル:風向



Fig.10 風速の絶対値の偏差(ctl_run - plane_run)

(a)2000 年 11 月平均, (b)2000 年 12 月平均, (c)2001 年 1 月平均, (d)3 か月平均 海上のシェード:風速の絶対値の偏差[m/s],陸上のシェード:標高[m],ベクトル:風向の偏差

3-1-3 熱フラックス

地上 10m の風速と同様に、11 月、12 月、1 月においてそれぞれ 1 か月平均した熱フラックス(顕熱 +潜熱)を示す(Fig.11). ctl_run, plane_run ともに、どの期間においても顕熱の占める割合の方が大き い. ctl_run では、ジュグジュルジェットの吹走箇所と一致するように、海洋から大気へと放出される熱 フラックスが多い箇所が存在する.一方、plane_run にはそのような強風が吹く箇所が存在しないため、 海洋から放出される熱フラックスは、ctl_run よりも少ない. 10m 風と同様に、熱フラックスの放出のピ ークは 12 月である.



Fig.11 海洋から大気へと放出される熱フラックスの偏差(ctl_run - plane_run)
(a)2000 年 11 月,(b)2000 年 12 月,(c)2001 年 1 月
シェード:潜熱+顕熱の偏差[W/m²],正:海洋から大気

3-1-4 海氷生成量の推定

海洋から大気へと放出される熱量から、水から氷へと相変化する際のエネルギーを考慮して、海氷生 成量の推定を行った.ここでは、海氷の生成量を厚さで評価する.2000年11月から2001年1月までの 3か月間で生成される積算の海氷を、Fig.12に示す.海洋から多くの熱フラックスが放出された ctl_run では、最大で厚さ約36mの海氷が生成される.plane_run との生成量の差は、最も大きい所で約15mに もなる.ここで2-3-1節で述べたように、本研究における実験は、海面を全て結氷温度にする、海氷の 存在による断熱効果による海からの熱放出が可能な領域の減少を考慮しないなど、海氷生成においては 理想化した実験である.そのためこの結果は、あくまでも図の領域において、示された値の海氷生成量 のポテンシャルがある、ということを示している.しかしながら、ジュグジュルジェットの存在がオホ ーツク海北西沿岸域における海氷生成量を、大きく左右していることを示しているという事実には変わ りない.

また,ジュグジュルジェットの影響を受けている領域 (Fig.13) における海氷の総生成量を計算し,海 氷の厚さを全域で 50cm と仮定して面積に換算すると, ctl_run における総面積は 16.02×10^4 [km²]であり, plane_run における総面積は 14.10×10^4 [km²]であった. これは, それぞれオホーツク海の面積の約 10.20%, 8.97%にあたる.また plane_run での総面積は, ctl_run の約 88.0%であった.このことから, ctl_run にお ける海氷の総面積のうち,約 12.0%はジュグジュルジェットの影響によるものだということが分かる.





Fig.122000 年 11 月から 2001 年 1 月までの 3 か月間の積算海氷生成量(a)ctl_run, (b)plane_run, (c)偏差 (ctl_run - plane_run), シェード:海氷の厚さ[m]



Fig.13 ジュグジュルジェットの影響を受けている領域 赤枠:ジュグジュルジェットの影響を顕著に受けていると見られる領域

3-2-1 ジュグジュルジェットの強弱の比較

2008 年 11 月, 12 月, 2009 年 1 月においてそれぞれ 1 か月平均した地上 10m 風を示す(Fig.14). ctl_run と同様に,山脈から吹き出すジュグジュルジェットが確認できる.しかし ctl_run と 2008_run の 差を見てみると(Fig.15),全ての月で ctl_run の方がジュグジュルジェットが強く吹いていることが確認 できる.その差は,特に 12 月において顕著に見られる.



Fig.14 2008_run における地上 10m での風速の絶対値
(a)2008 年 11 月平均, (b)2008 年 12 月平均, (c)2009 年 1 月平均, (d)3 か月平均
シェード:風速の絶対値[m/s],ベクトル:風向



Fig.15 風速の絶対値の偏差(ctl_run-2008_run)
(a)11 月平均, (b)12 月平均, (c)1 月平均, (d)3 か月平均
シェード:風速の絶対値の偏差[m/s], ベクトル:風向の偏差

3-2-2 熱フラックス

地上 10m 風と同様に 11 月, 12 月, 1 月における熱フラックス (顕熱+潜熱) を示す (Fig.16). 2008_run においても, 顕熱の占める割合の方が大きい. ジュグジュルジェットの吹走箇所に対応する箇所で, 海洋から大気へと多くの熱フラックスが放出されているが, ジュグジュルジェットがより強い ctl_run の 方が多くの熱フラックスを放出している.



Fig.16 海洋から大気へと放出される熱フラックスの偏差(ctl_run-2008_run)
 (a)11 月,(b)12 月,(c)1 月,(d)3 か月平均
 シェード:潜熱+顕熱の偏差[W/m²],正:海洋から大気

3-2-3 海氷生成量の推定と比較

3-1-3 と同様の方法で、2008_runにおいても海氷生成量の推定を行い、厚さで示した(Fig.17). ctl_run と同様に、ジュグジュルジェットの吹走箇所で多くの海氷が生成されている.厚さは最大で約27mであ る. ctl_runと比較すると、2008_runの方が最も差の大きい場所で、約10m分海氷生成量が少ない.この ことから、海氷生成量が多い年では、ジュグジュルジェットが強く吹くことで海氷生成量が多くなり、 少ない年ではジュグジュルジェットが相対的に弱いことで、海氷生成量が少なくなることが示唆された. 3-1-3 と同様のジュグジュルジェットの影響を受けている領域において、海氷の総生成量を推定し、全域 で厚さ 50cmの海氷と仮定した場合の海氷面積は、13.03×10⁴[km²]であった. 3-1-3 で計算した ctl_runの 海氷面積と比較すると、ジュグジュルジェットの強弱の差によって、2000 年~2001 年の方が約 18.7% 分、多く海氷が生成されていることが分かった.気象庁の海氷データより、2000 年~2001 年の最大海氷 面積は、2008 年~2009 年の最大海氷面積よりも約 27.9%大きい.気温や風など、何らかの条件の違い によりこの差は生まれていると考えられるが、その差のうちの約 66.9%はジュグジュルジェットの影響 によるものではないかということが、この結果より示唆できると考える.



Fig.17 11 月から1月までの3か月間の積算海氷生成量
(a)2008 年 11 月から 2009 年 1 月までの積算海氷生成量, (b)海氷生成量の偏差(ctl_run-2008_run)
シェード:海氷の厚さ[m]

4章 考察・結論

結果より、ジュグジュル山脈が存在することが局地的な強風(ジュグジュルジェット)を生み出し、 その強風は海まで到達することが分かった.ジュグジュルジェットに伴って、海洋から大気へと多くの 熱フラックスが放出され、より海を冷やすため、ジュグジュルジェットが吹く場合の方が多量の海氷が 生成されることが分かった.海氷生成におけるジュグジュルジェットの寄与率は、約12.0%であり、こ のことから、局地風の存在は海氷生成において大きな役割をはたしていることが示唆された.また、海 氷の少ない年は、海氷の多い年に比べてジュグジュルジェットが弱いことも、ジュグジュルジェットが 海氷生成において重要であることを支持している.ジュグジュルジェットによる海氷生成量の増加は、 先行研究で明らかにされている、アリューシャン低気圧を発達させ、オホーツク海へと吹き込む大規模 場の風を強める、というプロセスの発生を手助けしていると考えられる.局地風は、大規模場の風が強 いという前提条件のもとで強く吹くため、このことは局地風が間接的に次に吹く局地風を強める可能性 もあると考えられる.

結論としては、ジュグジュルジェットが吹くことで海氷生成量が増加するということが示された.また、ジュグジュルジェットが海氷面積を増加させることで、先行研究で示されたメカニズムへと繋がり、 再び吹くジュグジュルジェットを強める可能性を示唆した.しかし、今回の実験では、大気の動態のみ 考慮しており、海洋の動態については考慮していないため、今回の結果が現実に近いとはまだ言うこと はできないであろう.今後は大気海洋結合モデルなどを使用し、大気と海洋の両者を考慮した実験など を行うことで、より現実における局地風の寄与を解明していくことが必要であると考える.

参考・引用文献

Komatsu.K.K, Y.Tachibana, 2016: Two Types of Strong Local Wind Captured by Simultaneous Multiple-Site Radiosonde Soundings across a Mountain Range, *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 3915–3936, DOI: 10.1175/MWR-D-15-0347.1.

Xie,S.-P., H.Xu, W.S.Kessler, and M.Nonaka, 2005: Air-sea interaction over the eastern Pacific warm pool:Gap winds, Thermocline Dome, and Atomospheric Convection, *J.Climate*, **18**, 5–20, DOI: 10.1175/JCLI-3249.1.

Ohshima,K.I, T.Watanabe, S.Nihashi, 2003: Surface Heat Budget of the Sea of Okhotsk during 1987-2001 and the Role of Sea Ice on it, *J. Meteor. Soc. of Japan*, **81**, 653-677, DOI: 10.2151/jmsj.81.653.

Ohshima.K.I, 2006: S.Nihashi, E.Hashiya,T.Watanabe,: Interannual Variability of Sea Ice Area in the Sea of Okhotsk:Importance of Surface Heat Flux in Fall, *J. Meteor. Soc. Jpn*, **84**, 907-919, DOI: 10.2151/jmsj.84.907.

Honda.M, K.Yamazaki, Y.Tachibana, K.Takeuchi, 1996: Influence of Okhotsk sea-ice extent on atmospheric circulation, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3595–3598, DOI: 10.1029/96GL03474.

Alexander.M.A, U.S.Bhatt, J.E.Walsh, M.S.Timlin, J.S.Miller, J.D.Scott, 2004: The Atmoshperic Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM during Winter, *J.Climate*, **17**, 890–905, DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017<0890:TARTRA>2.0.CO;2.

Simmons, A., C. Uppala, D. Dee, S. Kobayashi, 2007: ERA- Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110**.

謝辞

本研究を進めるにあたり、研究方針から解析まで指導をして頂き、研究に関する多くの知識をご教授 くださった気象・気候ダイナミクス研究室の立花義裕教授に深く感謝を申し上げます.また、特定事業 研究員として本気象・気候ダイナミクス研究室にお越しいただいている山崎孝治氏には本研究に対する アドバイスのみならず、多くの気象学の知識をご教授して頂きましたこと深く感謝いたします.そして、 自然環境システム学講座の先生方には、合同ゼミで多くのご意見を頂いただけでなく、授業を通して幅 広い分野の知識や研究に関わる知識など、多くのことを教えて頂き心より感謝いたします.特に、未来 海洋予測学研究室の万田敦昌准教授、気象解析予測学研究室の西井和晃准教授には、研究室ゼミにお越 しいただいた際に、多くのアドバイスを頂きましたこと深く感謝いたします.

最後に、気象・気候ダイナミクス研究室の皆様には日頃より多くのご意見やご指導を頂き、また計算 機の使い方やプログラミングの知識、数値モデルの使い方を丁寧に教えて頂き、大変お世話になりまし た.研究を進めるにあたって関わっていただいた全ての方に深く感謝申し上げます.