

学位論文

北極海上の降水活動の変化と海氷変動の 因果関係に関するマルチスケール解析

総合研究大学院大学

複合科学研究科 極域科学専攻

佐藤和敏

要旨

北極海の海氷は、その面積が最大となる春頃に北極海全域を覆い、最小となる夏頃には海面が拡大する季節的な変動が見られる。他領域より顕著な温暖化の影響は、海氷にも及び、特に夏期の海氷は最近10年で大幅に減少している。北極海の海氷減少は、海洋から大気への熱や水蒸気の供給を促進し、下層大気の大気対流混合を強めることで雲や降水特性を変化させ、地表の熱収支や降水・降雪量を変化させる。アルベドの低い海面の拡大で、太陽放射の吸収量が増加し、海面が暖まることでさらに海氷が減少する。さらに、夏期の海洋中の貯熱量増加は、海洋の結氷時期を遅らせ、海氷形成の遅延や海氷成長の鈍化を引き起こす。そのため、熱放出は秋や冬まで継続する。この熱放出は、局所的な現象だけでなく、季節を越えて大気循環場など総観スケールの現象も変化させ、その変化を通じて中緯度にまで影響が及んでいる。

これまでの研究では、海氷減少に伴い北極圏全域で降水や降雪量が増加していることを指摘しているが、領域毎や月毎の議論は十分に行われていない。降水量の増加は、海洋からの熱放出増加だけでなく、水蒸気の水平移流も影響するため、北極海だけでなく中緯度も含めた議論を行う必要がある。また、海氷上での降水量増加は、海氷からの熱放出を抑制する雪を増加させるが、最近の積雪深変化やその変化が海氷形成・成長へどのように影響しているか未解明である。本研究では、降水量変化を引き起こす原因を領域毎に調べ、さらに海氷形成や成長に与える影響について調べた。

まず、NCEPのClimate Forecast System Reanalysis (CFSR) 再解析データを用いて、北極海全体の降水量変化や海氷上の積雪深変化に着目した。初めに、広範囲の海氷上の積雪深変化を議論するのにCFSR再解析データが適当であるか確認するため、Cold Region Research and Engineering Laboratory (CREEL) が多年氷上に設置したIce Mass Balance (IMB) ブイの観測データとの比較を行い、CFSRによる海氷上データの再現性を調べた。CFSRの海氷上積雪深は、春や冬に正のバイアス、冬に負のバイアスを持つが、季節変動は概ね再現できており、特に10~12月は相関係数が0.7以上と再現性が良いことがわかった。

チャクチ海北側やボーフォート海では、10月や11月に低気圧活動が活発になるため降水量が増加し、海氷上の積雪深も増加していた。これらの領域では、夏期の著しい海氷減少の影響で海氷形成が遅れ、海面が拡大するため降水に対する蒸発量の寄与が大きくなっている。そのため、海氷が形成され全域を覆う12月には、降水量の寄与は小さくなっていた。バレンツ海やグリーンランド海では、他の領域より降水量が多く、10~12月の降水量の季節変化が小さい。これらの領域では、降水量に対する水蒸気の水平移流による寄与が蒸発の効果を上回る傾向があることがわかった。したがって、北極海の太平洋側と大西洋側では降水量変化が季節も要因も異なる状況である。

そこで、北極海を太平洋側と大西洋側に分類し、領域毎の降水システムに着目した。まず太平洋側北極海の海氷減少による影響を調べるため、1999-2014年の地球海洋研究船「みらい」による北極航海の観測データを用いて、従来海氷上に発生していた層状性の雲が海氷の消失によってどのように変化するかを解析した。シーロメータやラジオゾンデ観測では、海洋上での熱供給の増加によって対流性雲が発達し、高雲底高度の雲の発生頻度が高いことを明らかにした。特に、2013年の「みらい」北極航海では、ポーラーローやメソスケールの降水帯などの観測頻度が高く、対流性雲の発生頻度の増加が顕著であった。また、10月に海氷縁付近で実施した定点観測では、短時間に強い降雪をもたらす現象がドップラーレーダーにより観測された。海氷や融氷水で表面付近に形成された冷気に、南から流入した暖気が押し上げられると対流が強化され、強い降雪が生じることが観測データや再解析データから確認できた。これまで行われた数値実験では、海氷縁付近で発生する降水システムの議論が行われてきたが、ラジオゾンデやドップラーレーダーなどの観測データにより、その構造が明らかになった。

次に、大西洋側北極海の海氷減少が著しいバレンツ海に着目し、降水量・積雪量に対する蒸発量増加や大気応答の影響を調べた。当該海域では、海氷減少に伴う低気圧の経路の変化で北極海中央部へ侵入する低気圧が増加していた。そのため、海氷上で降水量が多くなり、フラム海峡やバレンツ海の北側で海氷上の積雪が増加していた。バレンツ海付近にあるベアーアイランドでは、例年よりも暖かい暖冬年と寒い寒冬年で大気循環が異なっており、暖冬年は降水量が多くなっていた。暖冬年は、南風に伴う暖気移流の影響で海洋からの蒸発量が小さく、降水量増加は水蒸気の水平移流による寄与が大きいことが示された。しかし、暖冬年はバレンツ海の家氷が後退することで、北側の一部で放出量が多くなり、海氷面積減少も降水量増加に影響していた。

バレンツ海の暖冬年は、より上流の中緯度に位置するメキシコ湾流の湾軸が北上することで対流活動領域が変化し、その結果北極へ侵入する低気圧経路が変化していることが示された。線形傾圧モデル(LBM)を用いた大気応答実験では、メキシコ湾流の水温分布の変化で大気加熱が減少し、スカンジナビア半島に高圧偏差を形成することでバレンツ海の家氷域の北上(減少)を促進させていることがわかった。

北極海の家氷量増加は、海氷上での積雪深を増加させ、海氷成長量にも影響を与える。最近の11月のチャクチ海北側では、過去に比べて積雪深が8cm厚くなっており、海氷成長量が約20%減少していることが1次元モデルからわかった。また、最近の気温上昇は、海氷成長量を約10%抑制しているものの、積雪深増加に伴う海氷の成長抑制の効果がより大きいことを確認した。以上のことから、北極海では降水量が増加することで海氷上の雪が増え、海氷成長に影響していることが本研究で示された。

目次

第 1 章 導入

- 1-1 北極域の温暖化と海氷減少
- 1-2 雲特性や降水システムの変化
- 1-3 海氷上の雪と海氷厚
- 1-4 高緯度の温暖化と中緯度の寒冷化
- 1-5 本研究の目的

第 2 章 使用データ

- 2-1 再解析データと 1 次元海氷モデル
- 2-2 Ice Mass Balance ブイデータ
- 2-3 「みらい」北極航海
- 2-4 線形傾圧モデル (LBM)
- 2-5 第 5 期結合モデル相互比較計画 (CMIP5)

第 3 章 海氷上の積雪深の変化

- 3-1 再解析データの再現性
- 3-2 北極海の降水量と積雪深の長期変動
- 3-3 降水量変動と各項の寄与率

第 4 章 各領域の降水量変動

- 4-1 太平洋側北極海の特徴
 - 4-1-1 海氷減少域で発生する雲の特性変化
 - 4-1-2 2013 年に観測された雲の特徴
 - 4-1-3 海氷縁での降雪強化メカニズム
- 4-2 大西洋側北極海の特徴
 - 4-2-1 暖冬年と寒冬年の大気場の違い
 - 4-2-2 メキシコ湾流の水溫分布変化と大気への影響
 - 4-2-3 中緯度水溫前線からの高緯度大気への影響

第 5 章 総合討論とまとめ

- 5-1 CFSR の海氷厚の誤差と原因
- 5-2 雪の断熱作用と雪ごおり
- 5-3 まとめ

第1章 導入

1-1 北極域の温暖化と海氷減少

北極域は、近年生じている温暖化の影響が最も顕著な領域であり、北極の温暖化増幅現象として知られている (Walsh et al., 2011; Serreze and Barry, 2011)。北半球全体では、1875-2008年の間に100年で 0.79°C 上昇しているのに対し、北極域(北緯 59° 以北)の気温は100年で 1.36°C 上昇している (Chylek et al., 2009)。北極圏での気温上昇は、1990年代から急激に進行しており、他の領域に比べ2倍の速度で増加していることが観測データから明らかになった。特に、秋や冬の温暖化が顕著であり、冬の表面付近で最大となる (Serreze et al., 2009; Serreze and Barry, 2011)。

北極海での温暖化の影響は、大気だけでなく、海洋構造や海氷分布にまで及んでいる。北極海の海氷面積は、ここ数十年で減少トレンドが明瞭に見られ、10年で12.2%減少している (Comiso, 2012)。特に、夏の海氷減少が著しく、2012年9月には史上最小面積を記録しており (Claire and Comiso, 2013)、将来予測モデルを遥かに上回る割合で海氷が減少している (Stroeve et al., 2007)。北極海の表面アルベドは、海氷減少と密接に関係していることから、1979年以降減少傾向にあり、その影響で海洋に吸収される太陽放射量が増加している (Pistone et al., 2013)。これは、海氷を減少させることで開水面を拡大させ、海洋への熱蓄積の増加で海水温度が上昇し、さらなる海氷の減少を引き起こす (Perovich et al., 2007; Perovich, 2011)。

海洋中の熱蓄積が増加すると、大気へ熱の供給を増加させるため、さらに温暖化を促進する。そのため、表面から大気下層での気温上昇は、海氷減少と関連があると指摘されている (Screen and Simmonds, 2010)。海氷減少に伴う気温上昇は、春や夏には小さく、海洋との温度差が大きくなる冬頃に顕著となる。Serreze et al. (2009)は、NCEP/NCARやJRA25の再解析データを用いて、気温上昇は大陸より海氷の減少している海洋上で著しく、秋から冬まで持続していることを示した。また、海洋から大気への熱放出と同時に、大量の水蒸気が大気中へ供給される。雲量や水蒸気の増加は、下向き長波放射を増加させ、さらに気温の上昇を引き起こす。これは、長波放射フィードバックと呼ばれており、アイスアルベドフィードバックよりも北極温暖化に寄与していることが知られている (Winton, 2006)。Lu and Cai (2009)は、アイスアルベドフィードバックや雲の放射強制力などによる北極温暖化増幅への寄与率を調べる数値実験を行い、高緯度では下向き長波放射が温暖化へ最も寄与していることを示した。北極圏の異常な温暖化を引き起こす要因として、雪や海氷減少に伴うアイスアルベドフィードバック、水蒸気や雲量の増加による放射強制力の変化、中緯度

からの極向き熱輸送の変化などが挙げられており、様々なプロセスが複雑に絡み合っている。

1-2 雲特性や降水システムの変化

雲は、太陽放射の吸収や反射、雲自身から射出される長波放射を通じて地表熱収支に影響するため、北極の気候システムを支配する要素の1つであると考えられている。しかし、海氷上の雲については、様々な研究や議論が行われてきたが、海氷上での観測が難しいことから観測データは極めて少なく、どの研究も信頼性が高いとは言えなかった。そこで、アメリカのプロジェクトであるSurface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) 観測が1997～1998年に海氷上で実施され、大気・海氷・海洋に関する様々な観測が行われた (Uttal et al., 2002)。このSHEBA観測では、雲の鉛直構造や発生割合の季節変動を調べるため、雲レーダーやライダーを用いた雲観測が1年を通じて実施され、海氷上の雲の季節変動を議論するのに十分なデータが取得された (Intrieri et al., 2002)。北極の海氷上では、雲の雲底高度が250m～1650mの間で季節変動しており、そのほとんどが層状性雲であった。雲量は、春から増加して夏に最大となり、秋から減少して冬に最小となる季節変動が見られた。特に、9月は雲量97%以上とほとんど雲に覆われており、雲底高度500m以下の雲の発生頻度が最も高く、層状性雲が卓越していた。このSHEBA観測以降も、砕氷船を用いて、海氷上で大気や海洋の様々な観測が実施されている。夏期の混合層や雲の特徴を調べるため、スウェーデンの砕氷船「Oden」号を用いて、2001年の8月にArctic Ocean Experiment 2001 (AOE2001) が実施された。このAOE2001の観測では、海洋観測だけでなく、オゾンゾンデやSバンドレーダーを用いた雲観測が実施された (Tjernström et al., 2004)。この観測期間中は、低気圧の通過時に雲底高度の高い雲が観測されていたが、ほとんど雲底高度を100m以下に持つ北極層雲が卓越していた。国際極年の2008年の8月には、「Oden」号を北極点近くで漂流させ、Arctic Summer Cloud Ocean Study 2008 (ASCOS 2008) 観測が実施された (Tjernström et al., 2013)。このASCOS 2008観測では、下層雲の形成や維持プロセスに着眼し、大気や海洋の幅広い観測が実施された。海氷上で発生していた雲は、海洋起源のエアロゾルを含んでいたことや放射強制力が海氷形成に影響していることから、大気海洋間の相互作用が指摘されている (Tjernström et al., 2014)。

近年の急激な海氷減少は、大気へ熱や水蒸気を供給することで雲量や雲水量などの雲の特性を変化させ、長波放射の変化を通じて表面熱収支に大きな影響を与える。Schweiger et al. (2008) は、再解析データを用いて、海氷が無くなることで海洋から大量の熱が供給され、対流不安定が生じることで混合層が強化されていることを指摘

した。そのため、海氷縁付近では雲の雲底高度が高くなり、高度2km以下の層雲が減少していることを示した。しかし、再解析データは、モデル内での物理過程の設定がそれぞれ違うため、再解析データ毎に異なる結果が報告されている (Cuzzone and Vavrus, 2011)。Eastman and Warren (2010) は、その問題点を指摘し、北極にある観測所の観測データを用いて、特に夏期に霧や層雲などの下層雲が増加していることを示した。CloudSatとCALIOPを組み合わせた衛星データでは、2006-2008年の秋期に海氷減少域で下層雲が増加しているという見解に至った (Kay and Gettelman, 2009)。ICESat (Cloud and land Elevation Satellite) の衛星観測では、2km以下に形成される雲は増加しているが、0.5km以下の低い雲は減少していた (Palm et al., 2010)。しかし、衛星データも異なるアルゴリズムが使用されているため、雲量や水平分布に違いがあると報告されている (Chan and Comiso, 2012)。さらに、衛星データは、海洋の波がデータの品質に影響しており、表面付近ではバイアスを多く含むため不明瞭となっている。したがって、再解析データや衛星データは、下層雲の変化を見積もる上で不確実性を伴う。それを補うために、鉛直分解能が高く、表面付近でもバイアスが少くない観測データを用いて、表面付近の雲特性変化を明らかにする必要がある。

1-3 海氷上の雪と海氷厚

海洋からの蒸発量の増加は、雲特性を変化させるだけでなく、降水量や降雪量を増加させ、秋や冬には北極圏の積雪深や積雪面積へ影響する (Deser et al., 2009; Liu et al., 2012)。雪は高いアルベドを持つことや、融解時には水蒸気の供給源になることから、北極圏での大気応答や熱収支に重要な役割を持っている (Matsumura et al., 2012)。北極圏の大陸上では、地表の気象観測所で積雪深や積雪面積の観測が行われており、そのデータを用いて様々な研究が行われている。雪の融解が始まる時期は陸地の観測ステーションデータから、1966～2007年の中央シベリア領域で10年あたり2～4日長くなっていることが指摘された (Bulygina et al., 2009)。しかし、複数の衛星データを用いた研究では、ヨーロッパやアジアで積雪期間が短縮していることがわかった (Choi et al., 2010)。積雪面積の変化は、冬や春の降雪量だけでなく、気温や海氷減少に伴う海洋からの熱供給とも密接な関係を持っている。大陸の沿岸部分で海氷が早く消滅すると、大気中に熱が供給されて気温が上昇し、雪の融解時期が早期化することが複数のデータから示された (Brown et al., 2010)。

海氷上の積雪深については、大陸上に比べて観測点が少なく、これまで十分な議論が行われていない。しかし、雪が早期に融解すると、アルベドの低下で太陽放射の吸収が促進されるため、陸地 (Matsumura and Yamazaki, 2012) だけでなく、海洋

(Perovich et al., 2007; Steele et al., 2010) でも加熱は強まる。海氷の融解速度が増加することで、海洋の蓄熱期間が長期化すると指摘されている (Perovich et al., 2007)。海洋中の貯熱が増加すると、結氷時期が遅れ、海氷成長が抑制されるため、薄い海氷が形成されやすくなる。北極海の海氷厚は、1980年の冬頃には平均で3.64mあったが、2000年代 (2003-2008年) になると1.89mにまで減少している (Kwok and Rothrock, 2009)。また、海氷厚の減少率も最近大きくなっていることがICESat衛星データから示された。海氷面積が最小を記録した2012年は、海氷厚が薄くなっており、秋や冬の海氷量が大きく減少していた (Laxon et al., 2013)。海氷が薄くなると、春期の融解時期が早くなるため、海氷の消失期間が長くなることで海洋中の蓄熱量を増加させる正のフィードバックが働く。海氷の消失期間は、北極域全体で10年あたり6.4日長くなっており、特に海氷減少の著しいチャクチ海、ポーフォート海、ラプテフ海や東シベリア海では10日長くなっている (Markus et al., 2009)。秋期の結氷が遅くなると、降雪は海洋上で起きるため、雪は海氷上に積もらない。特に、近年海氷減少の著しいチャクチ海やポーフォート海では、海氷上に積雪する時期が遅くなり、春期の積雪深が減少している (Webster et al., 2014)。降雪量は現在より増加する予想だが、海氷減少が進行することで海氷の結氷時期がさらに遅くなるため、今後も春の氷上積雪深は減少する傾向にある。 (Hezel et al., 2012)。海氷の形成時期の変化は、春の海氷上の積雪深にも影響を与えている。

結氷期の降雪は、他の時期に比べて海氷の形成や成長に大きく影響する。通常海氷上の雪は、海氷からの熱放出を遮断する熱力学的に重要な役割を持っているため、海氷の成長を抑制する (Maykut and Untersteiner, 1971)。特に、海氷の薄い秋期や冬期は、海氷自身の断熱作用が弱いことから、降雪量の断熱効果が海氷の形成や成長に大きく作用する。最近の海氷は、面積の減少や形成期間が短縮するだけでなく、厚い多年氷の消滅により薄い一年氷が増加している (Maslanik et al., 2011)。そのため、薄い海氷上や結氷点に達した海洋上への降雪量が増加し、海氷の形成や成長に影響している可能性がある。北極海の降水量については、大気海洋結合モデルの結果から、冬は増加傾向にあることがわかっている (Kransting et al., 2013)。北極の降水量は、中緯度からの水蒸気輸送と海洋からの蒸発量に依存しており、水の同位体の違いから起源を知ることができる。秋や初冬の海氷回復時には、海洋からの水蒸気供給が多く、海氷形成と同時に徐々に減少していく (Kurita, 2011)。北極域での降水量の増加は、海氷減少域から供給される水蒸気の影響が大きく、海氷の回復が始まる秋や冬頃に顕著となる (Bintanja and Selten, 2014)。

過去の数少ない海氷上の観測として、旧ソビエトが North Pole と呼ばれる有人漂流氷上ステーションでの観測がある。このステーションでは、1954-1991年の間に海氷上の雪の深さや密度の観測が実施された。これらの観測データから算出した経験式

から、北極海上の積雪深の水平分布の計算が行われ、領域毎の積雪深の季節変動や分布が明らかになった (Warren et al., 1999)。最近の海氷上では、アメリカの CRREL (Cold Region Research and Engineering Laboratory) が海氷上に Ice Mass Balance (IMB) ブイを設置し、海氷の厚さ、積雪深、海氷の温度等の測定を行っている (Perovich et al., 2015)。また、飛行機に観測器を搭載して上空からの観測や海氷上でプローブを用いた観測も実施されている (Webster et al., 2014)。しかし、北極海の積雪深の水平分布については、十分な研究が行われておらず、未解明な部分が多い。

1-4 高緯度の温暖化と中緯度の寒冷化

北極圏での大気循環の変化は、海洋から供給される熱や水蒸気の増加が影響しており、海氷減少と密接に関係していると言える。最近では、夏期に海洋中で熱貯蓄が増加すると、熱放出の期間が長期化し、秋や冬の気にも影響を与えている (Francis et al., 2009)。北極海の中でも、大西洋側に位置するバレンツ海では、一年を通じて北大西洋から暖かい水が流入しており、冬でも海氷で覆われないことがある。そのため、冬期のバレンツ海は、大気への熱源として作用し、北極圏のホットスポットとして多くの研究で注目されている (Smedsrud et al., 2013)。海洋からの熱供給の増加は、表面付近の気温上昇を引き起こすだけでなく (Serreze et al., 2011)、大気循環場の変化を通じて中緯度の低温偏差と関係していることが示唆されている (Overland, 2011)。例えば、バレンツ海の海氷減少は、高緯度側で高気圧を形成し、高緯度から中緯度へ寒気をもたらしやすい (Petoukhov and Semenov, 2010)。これは、乱流熱フラックスの増加に伴うロスビー波伝播が影響しており、海氷減少が引き起こす遠隔大気応答であると考えられている (Honda et al., 2009)。海氷減少により大気中の水蒸気が増加すると、大陸上では降雪量が増加し、積雪面積が拡大する (Liu et al., 2012)。積雪面積の増加は、大気下層での冷却を強め、中緯度の寒気をさらに強める大気循環場を形成する (Cohen et al., 2012; Orsolini et al., 2013)。成層圏でも海氷減少に伴う大気応答が引き起こされ、それが対流圏の大気循環場に影響していると指摘されている (Jaiser et al., 2013, Nakamura et al., 2015)。バレンツ海の海氷減少と大陸の寒冷化の関係については、他にも様々な要因が提唱されており、高緯度・中緯度の相互作用として知られている (Vihma, 2014)。また、乱流熱フラックスの増加に伴う大気応答だけでなく、低気圧の経路や数密度が変化することで、大陸の寒冷化が引き起こされると報告している例もある (Zhang et al., 2014)。Inoue et al. (2012) は、バレンツ海の海氷減少が低気圧経路の北上を引き起こし、シベリアの沿岸では高気圧偏差が強まり、北極温暖・大陸寒冷化を引き起こしていることを明らかにした。Tang et al. (2013) でも同様の結果が示されたが、北極振動 (AO) が気温や気圧パターンを大きく変えること

を指摘している。モデルを用いた実験では、冬期の大気応答は局所的な海氷減少に強く依存していることが示された。(Rinke et al., 2013)。

高緯度の大気循環場の変化は、北極域の海氷減少だけでなく、中緯度の大気循環場や海水温の変化が影響していることも考えられる。スカンジナビア半島の上空のリッジが弱くなると、アイスランドや北ヨーロッパでは低気圧が少なくなり、スカンジナビア半島の高圧偏差が西ロシアやシベリアで寒気を形成すると指摘されている (Bueh and Nakamura, 2007)。北大西洋での高気圧形成や低気圧の強度は、ユーラシア大陸の寒気形成や水蒸気の水平移流量と関係しており、大陸の河川の流量変化まで引き起こすことが指摘されている (Zhang et al., 2012, Gerber et al., 2014)。Screen et al. (2012) は、北極以外の領域での SST 変化に伴い、北極への熱輸送が増加することで気温が上昇していることを示した。Peings and Magnusdottir (2014) は、大西洋の海洋で生じる大西洋数十年間規模振動 (AMO) がヨーロッパに寒気を形成する北大西洋振動 (NAO) に先行していることを明らかにした。NAO は、大気循環場の変化によっても生じるが、熱帯の水温偏差とも関係があり、海洋の水温分布の変化に伴う大気応答も重要であることが示唆されている (Ding et al., 2014)。しかしながら、北大西洋領域の大気循環場の変化とバレンツ海の海氷減少との関連性は未だ明らかにされていない。北大西洋領域の大気循環場は、海洋循環の変化と密接に関係しており、中緯度海洋分布の変化とも関係していることが考えられる。

1-5 本研究の目的

これまでの研究では、北極海全体や季節毎の降水量変化が議論されており、領域毎や月単位での議論は行われてこなかった。海氷減少と降水量増加の関係は指摘されているが、月毎に海氷消滅の面積や海洋から蒸発量が異なっており、降水量変化への寄与も大きく変動する。しかし、降水量増加には、海洋からの蒸発量だけでなく、水蒸気の水平移流が影響しており、中緯度からの影響を含めた議論を行う必要がある。そこで本研究では、各領域で月単位に見られる降水量の長期変動に着目し、降水量変化を引き起こす要因を明らかにする。さらに、降水量変化による海氷上の積雪深変化や、海氷成長量への影響を調べる。

まず 2 章では、本研究で用いたデータやモデルなどの詳細について説明を行う。3 章では、再解析データを用いて、北極海全体での降水量や積雪深変化、それらの変化を引き起こす要因を明らかにする。4 章では、北極海を太平洋側と大西洋側に分類し、各領域で生じている降水システムに着目する。5 章では、降水量増加で増えた積雪深が海氷形成や成長に与える影響を議論し、これまでの結果をまとめる。

第 2 章 使用データ

この章では本研究に使用した、観測データ、再解析データ、将来予測出力データや数値モデルの詳細を説明する。

2-1 再解析データと 1 次元海氷モデル

大気や海洋、海氷の水平方向の変動の解析やメソスケール現象の比較を行うため、National Centers for Environmental Prediction (NCEP) の Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) 再解析データ (Saha et al., 2010) とヨーロッパ中期予報センターの ERA-Interim (Dee et al., 2011) を用いた。CFSR 再解析データは、NCEP の大気海氷海洋結合モデルを用いて開発され、大気 (気温、混合比、風速、気圧、降水など) だけでなく海氷・海洋 (表面水温、積雪深、海氷厚、海氷密接度) のパラメータも出力されていることが他の再解析データ (例えば、ERA-Interim (Dee et al., 2011) や気象庁の JRA-55 (Kobayashi et al., 2015)) と異なるところである。特に、海氷の移動速度や海氷上の積雪深を出力している全球再解析データは CFSR のみである。積雪と海氷成長に関するパラメタリゼーションは後述の海氷モデル (Winton 1999) によって計算されている。出力解像度は、 $0.5 \times 0.5^\circ$ (CFSR:T574L64) と他の再解析データ (ERA-Interim:T255L60; JRA-55:T319L60) より高解像度である。1979 年 1 月から 2011 年 3 月までの 6 時間毎のデータが利用可能で、2011 年 4 月以降はほぼ同様のデータ同化システムで準リアルタイムに運用されている CFS Version 2 (CFSv2) を用いた (Saha et al., 2013)。Ice Mass Balance (IMB) ブイデータとの比較には、各時刻のブイの位置と近い 4 点を選出し、平均を行った。

海氷上の積雪深と海氷の熱伝導の影響を考察するには、CFSR で用いられている 3 層海氷モデルを理解しておく必要がある。本研究では様々な初期条件・境界条件下で感度実験を行うため、このモデルをオフラインで使用できる様に構築した。このモデルは、1 層の雪と 2 層の海氷で構成されており (図 2.1)、海氷間や海氷と雪の間の熱伝導や雪が氷へ変わる過程などが考慮されている (Winton, 1999)。そのため、表面の熱収支は、大気との熱フラックス (F_s) に加え、雪と海氷間の熱伝導を考慮する必要がある。また、海氷の底では、海洋-海氷間のフラックス (F_b) と 1 層目の海氷からの熱伝導を考慮して計算を行う。そこで、表面や海氷の底での熱収支は、以下の式で表される

$$M_s = K_{1/2} (T_1 - T_s) - F_s \quad (1)$$

$$M_b = F_b - 4 K_i (T_f - T_2) / h_i \quad (2)$$

T_s は表面温度、 T_1 、 T_2 は 1、2 層目の海氷の温度、 T_f は海氷の結氷温度、 h_i は海氷厚、 $K_{1/2}$ 、 K_i は海氷と雪、海氷同士の熱伝導係数を示している。 M_s と M_b は、表面や海氷を冷却する方向を負としている。

このモデルでは、 M_b が負になると 2 層目の海氷の成長が始まり、成長量は以下の式で表す

$$\Delta h_2 = M_b \Delta t / E_2(T_f, S)$$

$$E_2(T, S) = C(T + \mu S) - L$$

ここで E_2 は氷のエンタルピー、 C は氷の熱容量、 S は海氷の塩分、 L は融解潜熱を示している。

一方、 M_s や M_b が正になると、雪や海氷の各層で融解が始まり、雪や海氷の質量収支の変化を以下の式で表すことができる。 M_s が正になった場合（表面で融解が生じる）、各層で以下に示したように減少する。

雪の融解する厚さは

$$\Delta h_s = -\min\left\{\frac{M_s \Delta t}{L}, h_s\right\}$$

1 層目の海氷が融解する厚さは

$$\Delta h_1 = -\min\left\{\max\left[\frac{M_s \Delta t - L h_s}{-E(T_1, S)}, 0\right], h_1\right\}$$

2 層目の海氷が融解する厚さは

$$\Delta h_2 = -\min\left\{\max\left[\frac{M_s \Delta t - L h_s + E(T_1, S) h_s}{-E_2(T_2, S)}, 0\right], h_2\right\}$$

M_b が正になった場合（海氷の底で融解が生じる）、各層で以下の式で示したように減少する。

2 層目の海氷が融解する厚さは

$$\Delta h_2 = -\min\left\{\frac{M_b \Delta t}{-E_2(T_2, S)}, h_2\right\}$$

1 層目の海氷が融解する厚さは

$$\Delta h_1 = -\min\left\{\max\left[\frac{M_b \Delta t + E_2(T_2, S) h_2}{-E(T_1, S)}, 0\right], h_1\right\}$$

雪が融解する厚さは

$$\Delta h_s = -\min \left\{ \max \left[\frac{M_b \Delta t + E_2(T_2, S)h_2 + E(T_1, S)h_1}{L}, 0 \right], h_s \right\}$$

海氷の成長や雪、海氷の融解に加え、このモデルでは雪が氷に変わる雪ごおり過程も考慮されている。雪ごおりは、海氷上の積雪が海水に沈み込み、氷化することで形成される氷で、北極だけでなく南極 (Massom et al., 2001) やオホーツク海 (Ukita et al., 2000; Toyota et al., 2007) でも形成される。従来海氷上の積雪は、海氷成長を抑制する断熱作用のみ考慮されてきたが、海氷の一部として形成されることから雪ごおりの影響も無視できない。このモデルでは雪ごおりの過程が考慮されており、雪ごおりが形成される場合、以下の式で示したように増減する。

雪が減少する厚さは

$$\Delta h_s = -\max \left[\left(h_s - \frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_s} h_i \right) \frac{\rho_i}{\rho_w}, 0 \right]$$

海氷厚が減少する厚さは

$$\Delta h_i = -\max \left[\left(h_s - \frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_s} h_i \right) \frac{\rho_s}{\rho_w}, 0 \right]$$

ここで ρ_w 、 ρ_i 、 ρ_s は、海洋、海氷、雪の密度を表す。これら全てが考慮され、海氷の成長量や融解量が決定する。そのため、このモデルを用いて、雪ごおりの割合を考察することができる。

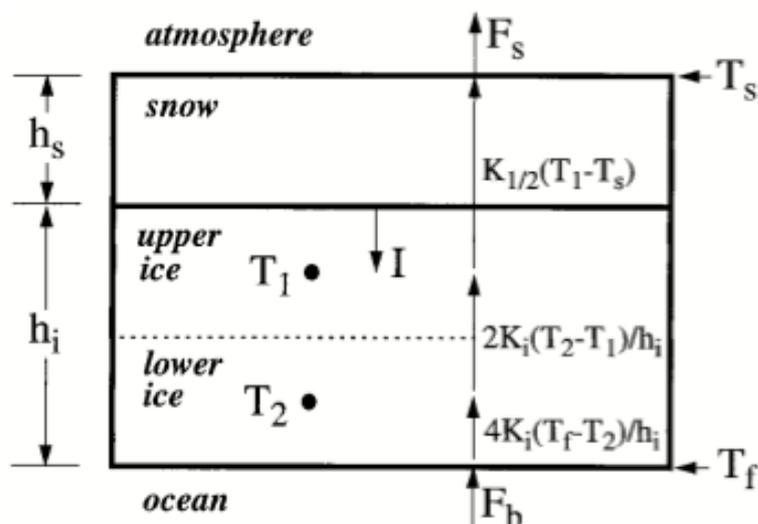


図 2.1 本研究で用いた 1 次元 3 層海氷モデル（1 層の雪と 2 層の海氷）の概略図。Fs：表面熱収支、Fb：海氷の底での熱収支、Ts：表面気温、Tf：海洋の結氷点、T1：1 層目の海氷の温度、T2：2 層目の海氷の温度、K1/2：雪と海氷の熱伝導係数、Ki：海氷同士の熱伝導係数、hs：積雪深、hi：海氷厚（引用元：Winton, 1999）。

CFSR によるメソスケール現象の再現性を比較するため、ERA-Interim を用いた。このデータは、1979 年～2014 年まで 6 時間毎に出力されており、大気や降水量のデータを使用することができる。しかし、海氷や海氷上の積雪深データは出力されておらず、CFSR と比較することができない。データの解像度は、 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ と比較的高解像度であるが、モデル計算時の解像度は T255L60 (格子間隔約 80km) と CFSR (T574L64; 格子間隔約 30km) や CFSv2 (T382L64; 格子間隔約 38km) に比べて少し粗く、メソスケール現象などの降水を再現できない可能性がある。

2-2 Ice Mass Balance ブイデータ

北極海の海氷や海氷上の状態を把握するため、アメリカの CRREL (Cold Region Research and Engineering Laboratory)は、Ice Mass Balance (IMB) ブイを開発し、多年氷上に設置している(Perovich et al., 2015)。この IMB ブイには、気圧計や GPS が搭載されており、海氷や積雪深を測定する超音波距離計、雪や海氷の温度を測定するサーミスタチェーンも併設されている (図 2.2)。温度分解能は、0.1°Cで、雪や海氷の内部では 10cm 毎に観測が行われている。設置前に初期の海氷厚と積雪深を測定しておき、超音波距離計で雪面や海氷底までの距離を観測し、成長や融解量を算出する。データは、衛星通信を通じて 1 時間毎にリアルタイムで送信されている。IMB ブイは、1999 年以降ほぼ毎年海氷上に設置され、観測は春か秋から始まり、6 ヶ月～1 年間データを取得している。このデータは観測ブイ毎に公開されており、以下のサイトから取得することができる。(http://imb.crrel.usace.army.mil)。

この IMB ブイは、通常北極海で 2 つの経路を取ることが多く、1 つはフラム海峡を通過してグリーンランド海付近に到達する (図 2.3)。もう 1 つは、ボーフォートジャイアの流れに合わせて、カナダの多島海からボーフォート海に移動して停留する。そのため、領域毎 (中央北極海、ボーフォート海) にブイを分類し、比較を行うことができる。しかし、積雪深や海氷厚の観測データは、サスツルギによる一時的な積雪深の変動や海氷収束による海氷厚の急激な変動など、空間的不均一性を含んでいる。また、海氷や積雪の融解で観測器が傾斜し、データの品質が低い場合がある。そこで本研究では、海氷厚と積雪深データに大きな誤差を含むブイを除外し、通年で十分取得できている 2 3 個のブイを選出した。

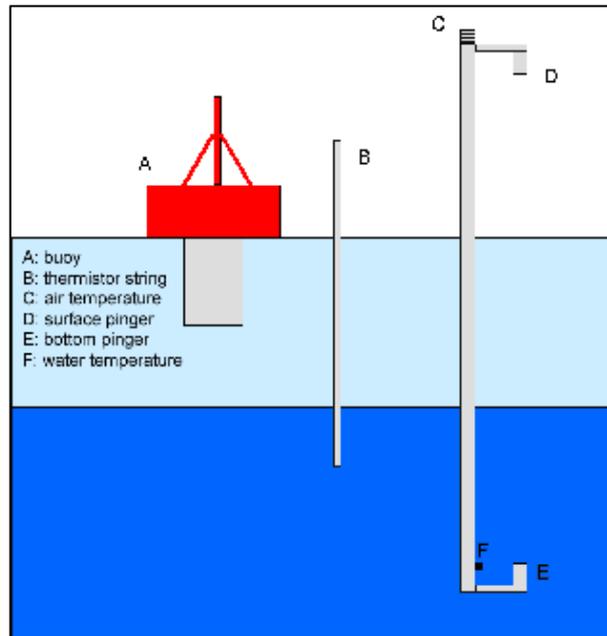


図 2.2 IMB ブイの測器の概要。A:ブイ (GPS、気圧計)、B :サーミスタチェーン、C:温度計、D、E :海水や積雪深を測定する音波計、F :海水温度計 (引用元 : <http://imb.crrel.usace.army.mil>)。

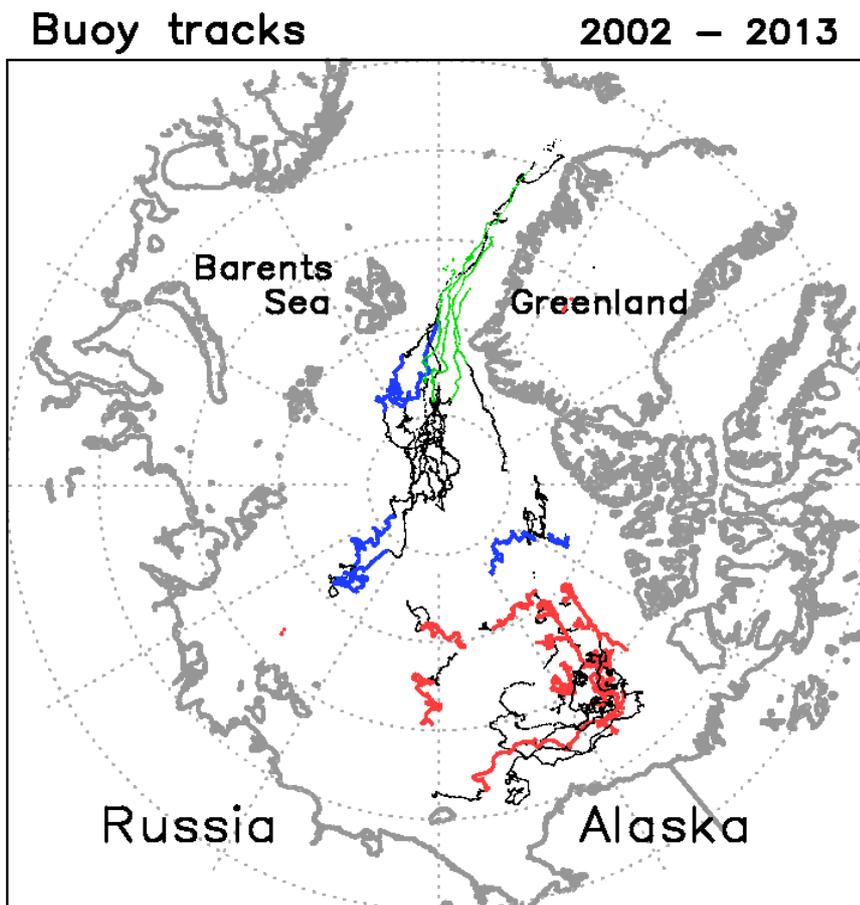


図 2.3 本研究で使用した IMB ブイの軌跡。色は、各領域 (赤 : ボーフォート海、青 : 中央北極海、緑 : その他) での 10~12 月の軌跡を示している。

2-3 「みらい」北極航海

海洋研究開発機構は、海洋地球研究船「みらい」を用いた北極航海を 1999 年以降（1999, 2000, 02, 04, 06, 08-10, 12-14 年）実施しており、11 年分のデータが蓄積されている（図 2.4）。このデータは、以下のサイトで公開されている（<http://www.godac.jamstec.go.jp/jmedia/portal/j/index.html>）。「みらい」では、ラジオゾンデ観測に加え、ドップラーレーダー、シーロメータや海上気象・海洋の観測が常時行われている（表 2.1）。ラジオゾンデ観測は、ヘリウムガスを充填したゴム気球に小型軽量の観測器を取り付け、放球することで大気鉛直構造を約 2 時間かけて高度約 20km まで観測することができる。観測器には GPS が搭載されており、気圧、気温、湿度の情報だけでなく、風向や風速を算出することができる。シーロメータは、雲の雲底高度を測定する測器で、上方の雲に向けてレーザーパルスを送出することで反射波や散乱強度を捉え、その後方散乱波を得られる時間差や強度から雲底高度を知ることができる。「みらい」は、C バンドドップラーレーダーシステムを搭載しており、降水粒子の反射強度やドップラー速度を観測することができる。

「みらい」に搭載されているシーロメータは、2013 年の北極航海時以降に旧型から新型に測器が更新されている。そのため、測器により雲の検知感度が異なっている可能性があり、過去に搭載されていた旧型のシーロメータと比較を行う必要がある。そこで、旧型と新型のシーロメータによる雲の検知感度の違いを調べるため、ラジオゾンデデータから算出した雲底高度との比較を行った。雲の存在する領域は湿度が高く、ラジオゾンデで観測された湿度の高い領域（湿度 100%以上）を雲と仮定し、シーロメータと比較することができる。図 2.5 は、2010 年以前と 2013 年以降にシーロメータとラジオゾンデで観測された雲底高度の頻度分布を示している。2010 年以前の雲底高度の比較では、0.5km と 1.0km 付近の雲で約 5%の誤差があるが、概ね同じ割合になっている。しかし、2013 年や 2014 年は、2010 年以前に比べると、シーロメータとラジオゾンデによる最下層（0.5km 以下）雲の発生割合の差が大きくなっている。新型のシーロメータは、雲の検知感度がよく、旧型に比べて雲底高度の低い雲をよく捉える傾向にあることがわかった。

C バンドのドップラーレーダーは、対象とする降水粒子の速度や反射強度などの 3 次元構造を観測できる。ドップラーレーダーでは、30 分に一度実施される広域 PPI スキャン、10 分間隔で実施されるボリュームスキャン、降水エコー接近時に臨時で実施される RHI スキャンがある。広域 PPI スキャンは、仰角 0.5 度（1999, 2000 年は 0.7 度）に固定し、360 度回転させて半径 300km 以内の降水粒子のエコー強度を捉える。ボリュームスキャンは、複数仰角の PPI スキャンを組み合わせた走査方法で、降水システムの立体構造を観測できる。ドップラー速度データも取得するため観測範囲が広

域 PPI よりも狭くなる（半径 160km）。また、ボリュームスキャンの仰角は各年で異なっている（表 2.2）。一方、RHI スキャンは、任意の方位角を設定し、仰角方向に 0～60 度走査し、ドップラー速度や降水エコーの鉛直構造を観測することができる。

本研究では、海氷が減少した海面上で発生する雲の雲底高度を調べるため、これまで「みらい」北極航海で取得されたデータと過去に海氷上で取得されたデータの比較を行う。比較する海氷上のデータは、1997～1998 年に実施されたアメリカのプロジェクトである SHEBA 観測（URL:<https://www.eol.ucar.edu/projects/sheba/>）や旧ソビエト（URL:http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0060_soviet_rawinsonde.gd.html）が海氷上で実施したラジオゾンデ観測データを使用する。2013 年の観測では、強い降雪を伴う降水エコーが海氷縁付近で観測されており、ドップラーレーダーやラジオゾンデの観測データを用いて、この降水システムの構造や発生メカニズムを明らかにする。

表 2.1 みらいに搭載されている観測機器

データ	センサー	型番	メーカー	設置場所
風向	風向風速計	KE-500	光進電気工業	フォアマスト(24m)
温度	温湿計	HMP45A	Vaisala	コンパスデッキ(20m)
湿度	温湿計	HMP45A	Vaisala	コンパスデッキ(20m)
気圧	気圧計	Model-370	Setra System	キャプテンデッキ(13m)
短波	短波放射計	MS-801	英弘精機	レーダーマスト(28m)
長波	長波放射計	MS-200	英弘精機	レーダーマスト(28m)
水温	水温計	RFN1-0	光進電気工業	船首(-4.5m)
雲底高度	シーロメータ	CT-25K (-2012) CL51 (2013-)	Vaisala	コンパスデッキ(20m)
高層気象	ラジオゾンデ	DigiCORA MW21(2004-`11) DigiCORA MW31(2011-)	Vaisala	放球コンテナ
降水強度 ドップラー 速度	ドップラー レーダー	RC-52B	三菱電機	

表 2.2 ドップラーレーダーの測定仰角

	仰角	総数
1999年	0.7, 1.4, 2.2, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.1, 8.2, 9.5, 11.0, 12.5, 14.5, 17.0, 20.0, 24.0, 30.0	17
2000年	0.7, 1.4, 2.1, 2.9, 3.8, 4.8, 5.9, 7.0, 8.1, 9.3, 10.6, 12.1, 14.0, 16.0, 19.5, 23.5	16
2002年	0.5, 1.2, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0, 9.0, 10.2, 11.3, 12.8, 14.6, 16.6, 18.9, 21.6, 25.0, 29.0, 34.0, 40.0	21
2004年	0.5, 1.2, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0, 9.0, 10.1, 11.3, 12.8, 14.6, 16.6, 18.9, 21.6, 25.0, 29.0	19
2008年	0.5, 1.0, 1.5, 2.1, 2.8, 3.5, 4.3, 5.1, 5.9, 6.8, 7.6, 8.5, 9.4, 10.4, 11.5, 12.7, 14.0, 15.5, 16.8, 18.8, 21.3	21
2009年	0.5, 1.0, 1.5, 2.1, 2.8, 3.5, 4.3, 5.1, 5.9, 6.8, 7.6, 8.5, 9.4, 10.4, 11.5, 12.7, 14.0, 15.5, 16.8, 18.8, 21.3	21
2010年	0.5, 1.0, 1.5, 2.1, 2.8, 3.5, 4.3, 5.1, 5.9, 6.8, 7.6, 8.5, 9.4, 10.4, 11.5, 12.7, 14.0, 15.5, 16.8, 18.8, 21.3	21
2013年	0.5, 1.0, 1.5, 2.1, 2.8, 3.5, 4.3, 5.1, 5.9, 6.8, 7.6, 8.5, 9.4, 10.4, 11.5, 12.7, 14.0, 15.5, 16.8, 18.8, 21.3	21
2014年	0.5, 1.0, 1.7, 2.4, 3.1, 3.8, 4.6, 5.5, 6.5, 7.6, 8.9, 10.4, 12.0, 13.8, 16.0, 18.3, 21.0	17

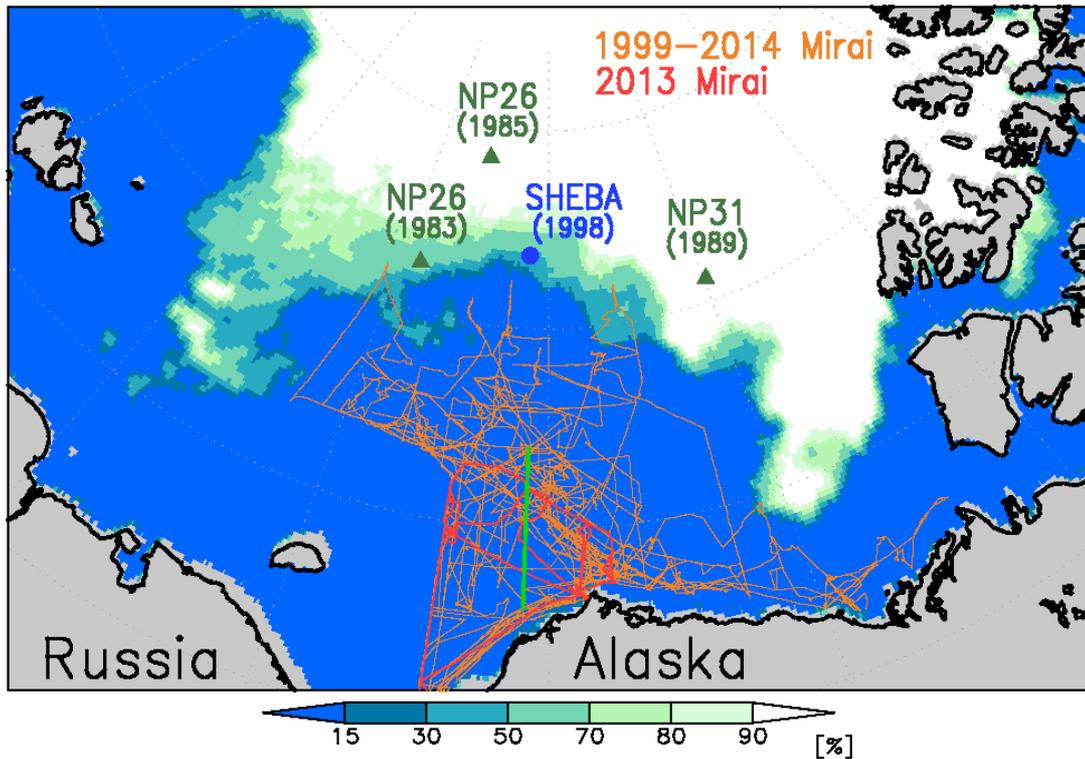


図 2.4 各年の「みらい」北極航海の航路を示している。黄緑の実線は、2010 年に実施された集中観測の観測ライン（西経 162°）。青丸は SHEBA の 1998 年 9 月、緑三角は North pole 海氷ステーションの平均位置を示している。海氷密度（色）は、衛星搭載マイクロ波放射計（AMSR-E）による 2010 年 9 月 24 日のデータを使用している。

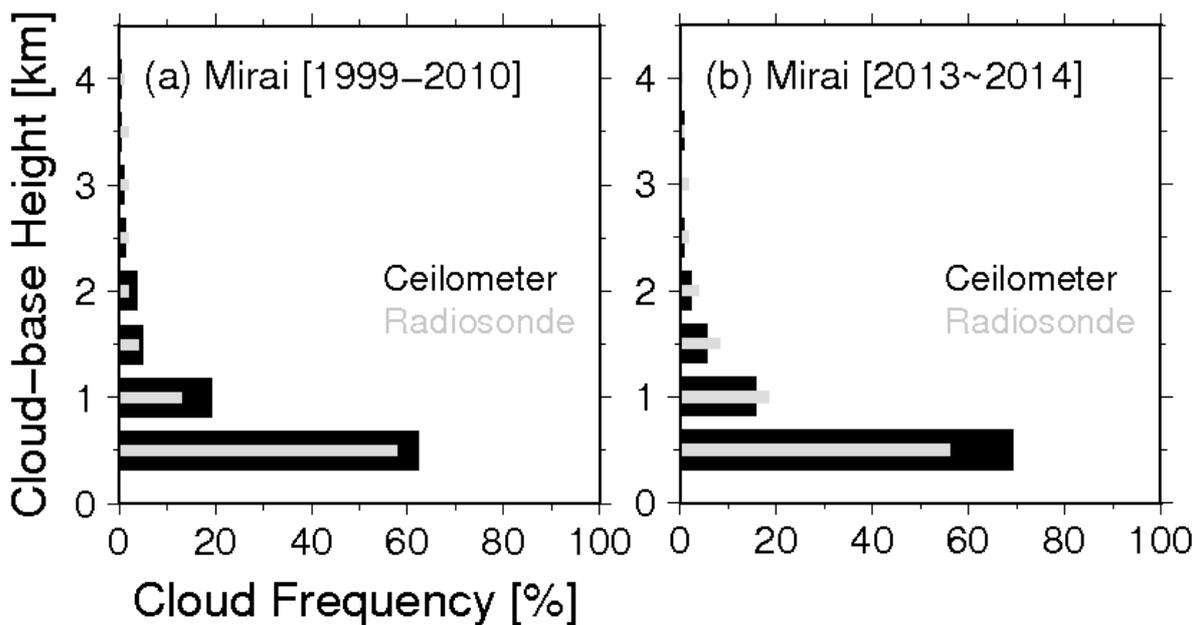


図 2.5 シーロメータ（黒）やラジオゾンデ（灰色）で観測された 9 月の雲底高度の頻度分布図。0.5km 毎に雲底高度を分類した。(a) 1999 年～2010 年、(b) 2013 年～2014 年の「みらい」北極航海。

2-4 線形傾圧モデル (LBM)

本研究では、水温分布の変化が引き起こす熱源変動に対する大気応答を調べるため、線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model) を用いた (Watanabe and Kimoto, 2001)。LBM は、非線形球面プリミティブモデルを線形化して用いることで、対象とする領域の強制力に対する大気応答を調べることができる。まず、 \mathbf{X} を予報変数である渦度 (ζ)、発散 (D)、気温 (T)、表面気圧 (P) を含むベクトルとすると、

$$\frac{d}{dt}\mathbf{X} + (\mathbf{L} + \mathbf{NL})\mathbf{X} = \mathbf{F}$$

と表される。ここで \mathbf{L} と \mathbf{NL} は、それぞれ線形・非線形力学演算子を表している。 \mathbf{F} は、強制力であり、本研究では非断熱加熱を用いる。 \mathbf{X} は基本場 $\bar{\mathbf{X}}$ と摂動 \mathbf{X}' に分けられる ($\mathbf{X} = \bar{\mathbf{X}} + \mathbf{X}'$)。ここで定常状態の問題を考えるため、非線形部分は無視し、基本場まわりで線形化すると

$$\mathbf{L}\mathbf{X}' = \mathbf{F}'$$

と表すことができる。ここでの \mathbf{L} は、基本場の関数となる。さらに、これを書き換えると

$$\mathbf{X}' = \mathbf{L}^{-1}\mathbf{F}'$$

となる。ここで、強制力 (\mathbf{F}') を与えると、その強制力に対する大気応答 (\mathbf{X}') を調べることができる。そのため、LBM を用いることで、表面熱フラックスなどの熱源変動に対する大気応答を計算することができる。解像度は T42L11、基本場は CFSR から求めた 12 月の気候値 (1979-2014) を用いた。

このモデルは、日本で生じる極端現象に対して熱帯からの影響を調べるため、気象庁でも採用されている。この研究では、CFSR のデータを用いて 12 月の気候平均場を適用し、北極や北大西洋領域を対象に数値実験を行った。熱強制力として、CFSR 再解析データから計算された非断熱加熱 Q を与えた。 Q は、凝結熱や放射による熱強制力を含んでおり、大気の熱収支を元に以下の計算式で算出される (Yanai et al., 1973)。

$$Q = C_p \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right)$$

ここで C_p は定圧比熱、 P は気圧、 P_0 は標準気圧 (1000hPa)、 R は気体定数、 θ は温位、 \mathbf{v} は水平風速ベクトル、 ω は鉛直速度を示している。

2-5 第5期結合モデル相互比較計画 (CMIP5)

2013年に気候変動に関する政府間パネル (IPCC) 第5次評価報告書 (AR5) が発刊された。本研究では、世界気候研究計画の第5期結合モデル相互比較計画 (CMIP5) に提出された将来予測実験結果を用いて、将来の海氷厚や積雪深などを調べる。特に表 2.3 で示した5つの将来予測モデル出力を用いた。各モデルは、2005年までの現在気候を基準とし、2006年～2100年まで代表的濃度シナリオ (RCP, Representative Concentration Pathways) 毎に計算が行われている。RCPは、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加により、2100年の放射強制力が産業革命以前と比較して 2.6 W/m^2 (RCP2.6)、 4.5 W/m^2 (RCP4.5)、 6.0 W/m^2 (RCP6.0)、 8.5 W/m^2 (RCP8.5) 増加した状態での長期安定化シナリオを想定している。本研究では、計算が最も行われている RCP4.5 シナリオを選択した。このシナリオは、2100年までに二酸化炭素が約 525ppm まで増加すると想定され、計算が行なわれている。

複数の将来予測モデルは、今後も温暖化が進行し、北極海の海氷は減少傾向にあると予測している (Stroeve et al., 2010)。特に、夏期の海氷減少が著しく、9月の海氷は30年以内に消滅すると予測したモデルもある (Wang and Overland, 2009)。しかし、海氷減少の割合は、各モデルで計算を行う際に用いるパラメタリゼーションの違いから、将来予測に大きなバラツキがある。そのバラツキの要因の1つに、各モデルでの海氷生成過程の違いが挙げられる。例えば、アメリカの National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) が開発した Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model with Generalized Ocean Layer Dynamics (GOLD) component (ESM2G, GFDL_ESM2G) は、計算を行う際の海洋モデルとして CFSR と同様のモデルが用いられており、雪が海氷に変化する雪ごおりも考慮されている。しかし、日本で開発された Model for Interdisciplinary Research on Climate version 5 (MIROC5) などその他のモデルは、その過程が考慮されておらず、雪ごおりは形成されない。そのため、雪ごおりの形成を通じて海氷成長や形成時期に影響し、海氷成長量や海氷上の積雪深にまで影響が及んでいると考えられる。

表 2.3 本研究で用いた将来予測モデル。解像度は黒字が大気、青字が海洋モデルの水平・鉛直分解能を示している

モデル名		解像度
BCC_CSM 1.1	Beijing Climate Center, Climate System Model, version 1.1	T42L26 1° × 1/3° L40
CanESM2	Second Generation Canadian Earth System Model	T63L35 1.4° × 0.9° L40
GFDL-ESM2G	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model with Generalized Ocean Layer Dynamics (GOLD) component	90 × 144 L24 1° × 1/3° L50
MIROC5	Model for Interdisciplinary Research on Climate, version 5	T85L40 1° × 1° L49
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute Earth System Model, low resolution	T64L47 1.5° × 1.5° L40
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute Coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Model, version 3	T159L48 1.0° × 0.5° L51

第3章 海氷上の積雪深の変化

第3章では、CFSR 再解析データを用いて、北極海での降水量や海氷上の積雪深の長期変動を調べる。まず、海氷上の積雪深の水平分布を議論するのに有用なデータなのか確認するため、IMB ブイの観測データと CFSR 再解析データの比較を行う。次に、CFSR 再解析データを用いて、海氷上の積雪深や降水量の長期変動、さらにその変化を引き起こす要因を明らかにする。

3-1 再解析データの再現性

北極海の多年氷上では、気象観測や海氷の状態を観測するブイが設置され、長期間にわたりデータが取得されている。旧ソビエトの North Pole 海氷ステーションでは、1937 年以降多年氷上での観測が開始され、1954 年から 1991 年まで海氷上の積雪深が観測されている(Warren et al., 1999)。1997 年以降の海氷上では、アメリカの CRREL により設置された IMB ブイにより、海氷上の積雪深や海氷厚の観測が実施されている。海氷上の積雪深は、緯度によって時期のずれが見られるが、春頃から減少して夏に最小となり、秋や冬頃に降雪で増加して春に再び最大となる季節変動がある。ブイの観測データは、長期間蓄積されているが、水平分布や長期変動を理解するにはデータ量が十分とは言えず、広範囲の変化を議論するには再解析データを用いる必要がある。しかし、Blazey et al. (2012)は、モデルで算出された積雪深は観測値と比べると誤差が含まれており、領域毎にその誤差の大きさが違うことを指摘している。特に、北極海中心やカナダ多島海での観測データが少なく、モデルの値に大きな誤差が生じている。NCEP の CFSR 再解析データは、ブイによる観測データは取り込まれておらず、データの品質を調べるのに有用である。

そこで、CFSR 再解析データによる積雪深や海氷厚の再現性を調べるため、中央北極海やポーフォート海など領域毎にブイを分類し、それぞれの領域で比較を行った。先行研究で述べられた通り、CFSR とブイの観測データは、領域毎（中央北極海・ポーフォート海）で誤差の大きさが違っていた（図 3.1 a,b）。ポーフォート海では、夏や秋に 5cm、春や秋に 10cm ほどの誤差があるものの、季節全体の誤差は比較的小さくよく再現されていた（図 3.1 a）。中央北極海では誤差が大きく、3月や4月には 20cm 以上の誤差が生じている（図 3.1 b）。さらに、観測では 6月に雪が残っているのに対し、雪が全て融解してしまい、海氷の融解に影響が及んでいる（後に議論）。また、CFSR のモデル内では雪の密度が一定に設定されており、雪の自重による密度の増加（圧密）が考慮されていない(CFSR team, 私信)。そのため、12月には両領域で観測の積雪深は減少しているのに対し、CFSR では積雪深が増加し続けている。CFSR の

海氷上の積雪深は、季節や領域毎で誤差及び大きさに違いがあることが観測データとの比較でわかった。

さらに、ブイの観測データと CFSR の統計的比較を行うため、積雪深のテーラーダイアグラムを作成した (図 3.1 c)。この図は、観測値に対する CFSR の相関係数と標準偏差比の分布を示している (Tylor et al., 2001)。例えば、北極海中央の 11 月と 12 月では、CFSR の相関係数は 0.7 以上と比較的高くなっている (青の数字)。標準偏差の違いが小さく、概ね同じ変動であることを示している。一方、ポーフォート海では、10 月や 11 月に標準偏差は 0.6 を越え、相関係数は高いが (赤い数字)、CFSR の標準偏差は観測値に対して小さくなっている。しかし、冬期の積雪深は誤差が小さく、相関係数が高いことから、広範囲の議論を行う上で十分再現できていることがわかった。

海氷の厚さについても、積雪深と同様の解析を行い、CFSR による再現性の検証を行った (図 3.2 a-c)。ポーフォート海で観測された海氷は、12 月~5 月に徐々に増加し、6 月から 9 月にかけて急激に減少する季節変動を示している (図 3.2 a)。しかし、CFSR で再現された海氷厚は、8 月から 1 月にかけて厚くなり、3 月から 6 月に徐々に融解が始まっている。5 月から 8 月にかけては海氷厚の誤差は小さい (0.3m 以下) が、海氷回復のタイミングが早くなることで冬頃の誤差は 1m を越えており、季節変動を再現できていない。海氷の成長の点で見ると、夏期に氷点下近くまで上昇した海氷は、秋から初冬に熱を放出することで冷却し (Perovich et al., 2007; Steele et al., 2010)、結氷は初冬頃始まる。CFSR の海氷は夏頃から成長が始まっており、モデル内のパラメタリゼーションがこの早期海氷成長に影響していることが示唆された (第 5 章で議論)。中央北極海では、観測値に比べて CFSR の季節変動は小さく (図 3.2 b)、1 年を通じて誤差が大きい。特に、春から夏に生じる海氷の融解が再現できておらず、その誤差は冬の海氷の厚さにまで影響が及んでいる。テーラーダイアグラムを用いた統計的解析では、比較的相関係数が高く、10 月から 12 月の中央北極海での海氷の標準偏差はほとんど同じであることがわかった (図 3.2 c)。ポーフォート海では、相関係数が高いが、観測値に比べ標準偏差が小さい。以上のことから、CFSR で再現されている海氷厚は、相関係数が高いものの、海氷を厚く再現しており、水平分布を議論するには十分でない。

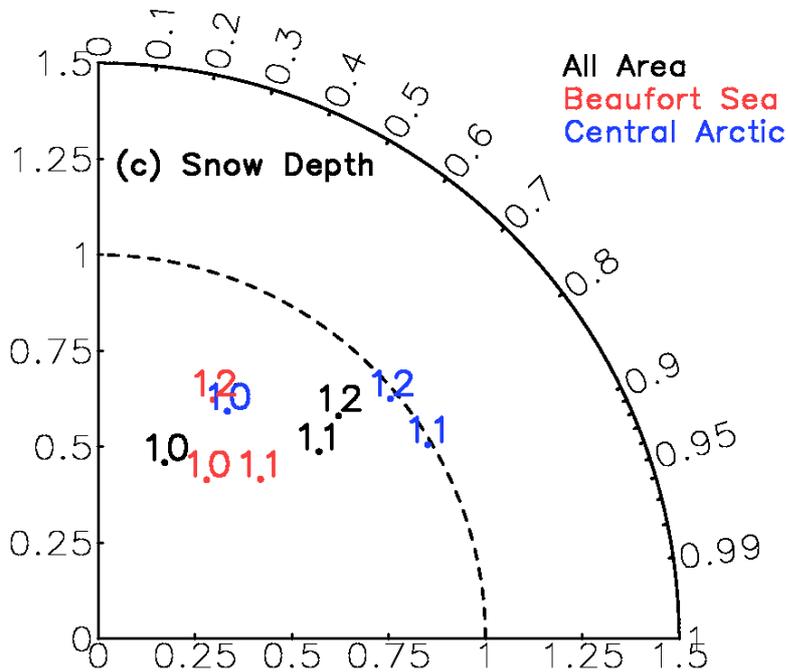
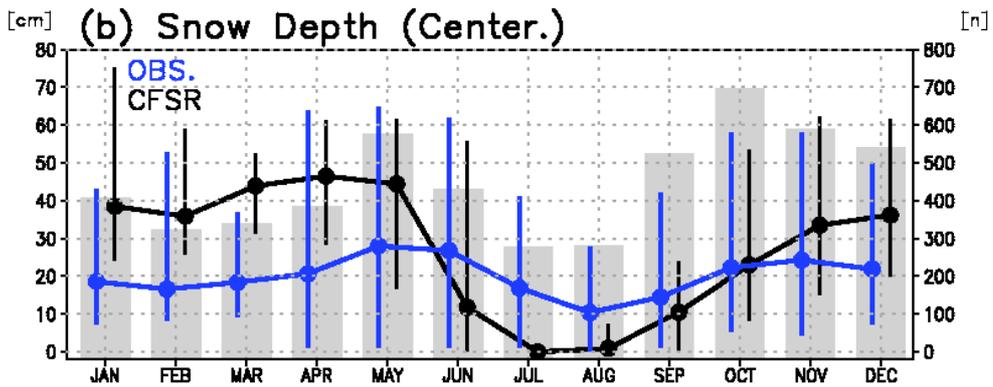
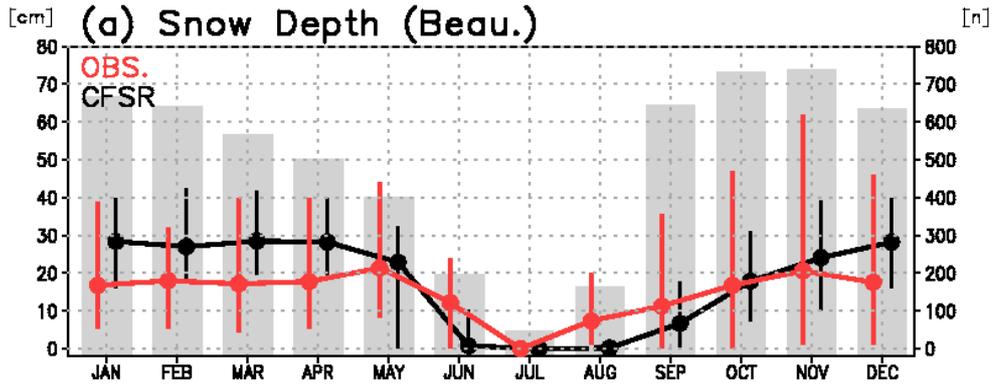


図 3.1 IMB ブイと CFSR による (a) ボーフォート海と (b) 中央北極海の海氷上の積雪深の季節変動。灰色は、比較を行ったデータ数を示している。(c) は、IMB ブイと CFSR のテラーダイアグラム。横軸は観測の標準偏差で規格化されたモデルの標準偏差、方位角は観測との相関係数を示す。

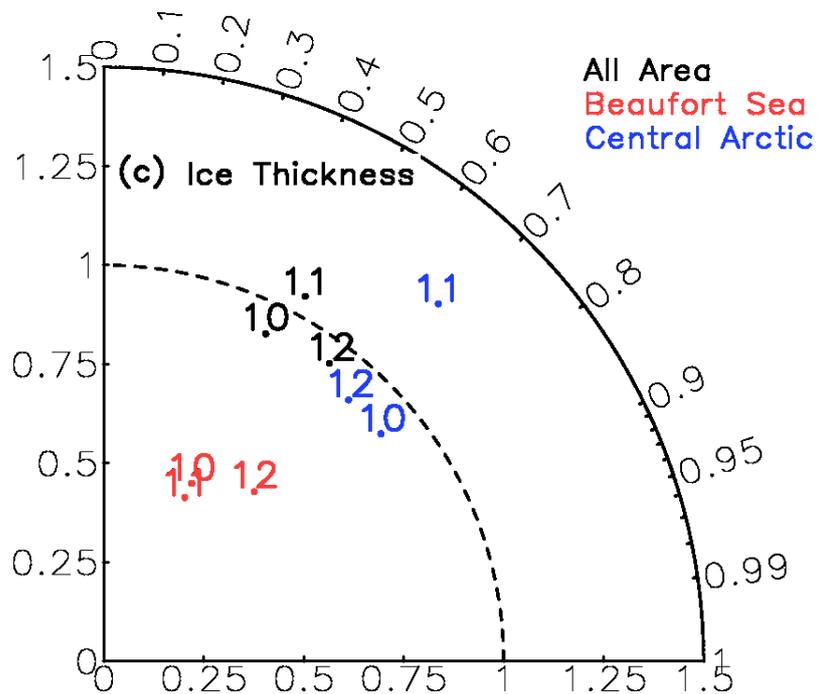
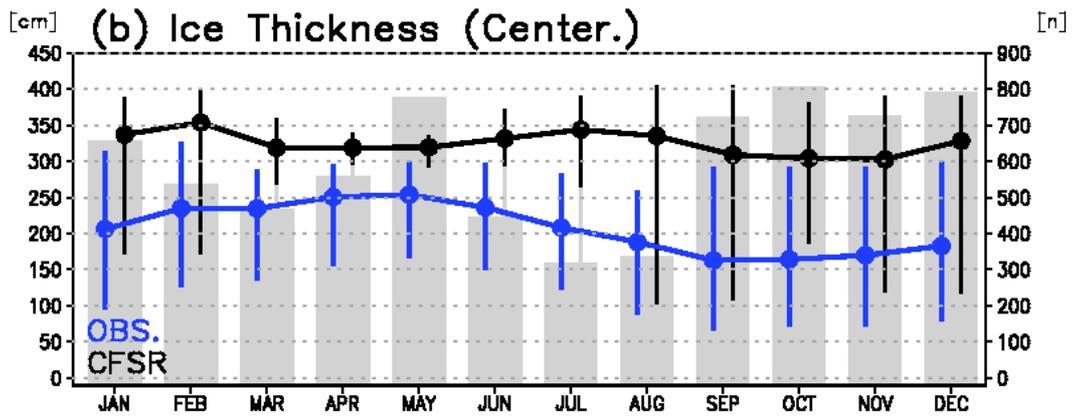
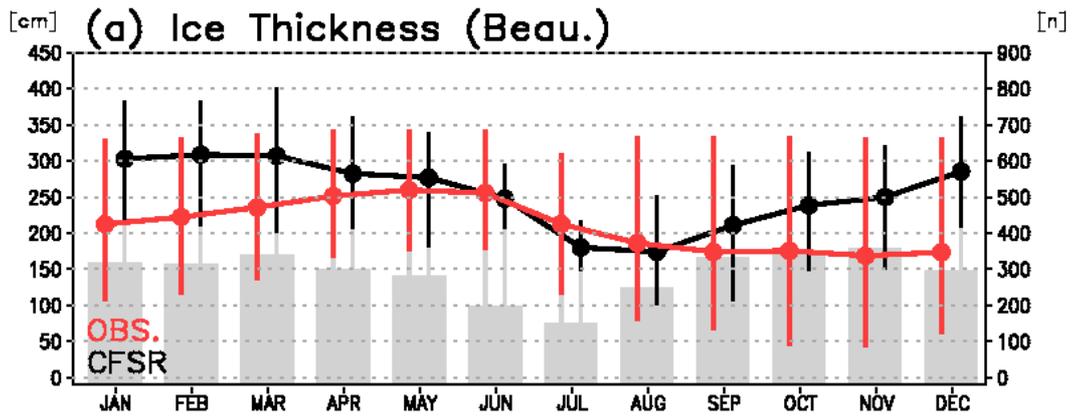


図 3.2 IMB ブイと CFSR による (a) ボーフォート海と (b) 中央北極海の海氷厚の季節変動。灰色は、比較を行ったデータ数を示している。(c) は、IMB ブイと CFSR のテラードイアグラム。横軸は観測の標準偏差で規格化されたモデルの標準偏差、方位角は観測との相関係数を示す。

3-2 北極海の降水量と積雪深の長期変動

海氷上の雪は、9~12月にかけて急激に増加しており、同期間の降水量の影響が大きいことがわかった(図 3.1 a,b)。そこで、秋や初冬の降水量変化やその変化を引き起こす原因を調べるため、降水量と南北熱輸送量のトレンド図を示した(図 3.3 a-c)。10月は、太平洋側北極海の広範囲で降水量増加が見られる。降水量の増加領域は、海氷が減少しているラプテフ海や東シベリア海、チャクチ海、ボーフォート海と海氷減少域と隣接する海氷上にまで広がっている。これらの領域では、南北熱輸送量の正のトレンドが見られており、低気圧が影響していることがわかった。大西洋側北極海では、バレンツ海を除いて降水量が増加しており、特にグリーンランド海で降水量増加が顕著である。11月の降水量は、グリーンランドの北側やバレンツ海、チャクチ海からボーフォート海、北極海中央部で増加している。チャクチ海北側では、南北熱輸送の増加領域と一致しており、低気圧が活発化することで降水量増加が引き起こされている。12月の太平洋側北極海では、南北熱輸送や降水量の増加は見られなくなった。大西洋側北極海では、低気圧活動が活発化し、フラム海峡やバレンツ海で有意な増加傾向が見られる。

10~12月の北極海では、広範囲で降水量が増加しており、海氷上での積雪深増加が示唆された。前節の結果から、同月のCFSRの積雪深は再現性が良く、水平方向の変化を議論するのに十分有用であることがわかっている。秋~初冬の海氷上の積雪深の経年変動と降水量変化の影響を調べるため、10月~12月の積雪深と気圧の35年間トレンドを示した(図 3.3 d-f)。10月の積雪深は、チャクチ海やバレンツ海、カナダ多島海などで負のトレンドが見られる(図 3.3 d)。チャクチ海やボーフォート海では、降水量は増加傾向にあるが、積雪深は減少している。これら領域では、海氷密接度が減少傾向にあり、海氷が消失することで積雪できなかつたと考えられる(図 3.3g)。夏期の海氷消失域では、海氷の形成が遅れることで、直接海洋中に降雪し、積雪深が減少していると指摘されている(Markus et al., 2009; Webster et al., 2014)。一方、カナダ多島海や北極海中央では、ボーフォート海高気圧が強まり、降水量が減少することで海氷上の積雪が減少している(図 3.3 d)。しかし、この時期は、大陸沿岸の海氷密接度が少なく、海流や風の影響で海氷が動きやすい環境になっている。Maslanik et al. (2011)によると、この領域は多年氷の減少が他の領域より著しいことが衛星データからわかっている。そのため、多年氷上で夏を越す雪の減少が影響していることも考えられる。

11月の積雪深は、チャクチ海の北側やボーフォート海の一部領域で正のトレンドが見られる(図 3.3 e)。11月は広範囲で海氷形成が始まっており、海氷域が拡大することで氷上積雪が生じている。太平洋側北極海では、低気圧活動が活発化すること

でチャクチ海や中央北極海の降水量を増加させ（図 3.3b）、海氷上で積雪深増加が生じている（図 3.3e）。この積雪深変化は、12月でもほぼ同じ領域で見られており、11月の変化が翌月まで継続している（図 3.3f）。バレンツ海やカラ海では、降水量は増加しているが、積雪深は増加せずに減少している（図 3.3h,i）。これは、10月と同様にこれらの領域ではまだ海氷が形成されておらず、海洋中へ直接降雪しているからである。

以上のことから、北極海では10~12月に降水量が増加するが、海氷減少の影響でチャクチ海やポーフォート海の限られた領域のみで積雪深増加が生じていることがわかった。太平洋側北極海の降水量増加は、10月が最も大きく、12月にかけて変化が不明瞭になる。この領域では、海氷密接度の変化も同様の傾向が見られており、海氷減少が降水量変化に影響していることを示唆している。一方北極海の大西洋側では、12月でも海氷が減少傾向にあり、バレンツ海やフラム海峡で降水量が増加している。しかし、低気圧活動が活発化していることや海氷減少の見られないグリーンランド海で降水量が増加していることから、水蒸気の水平移流が影響していると考えられる。

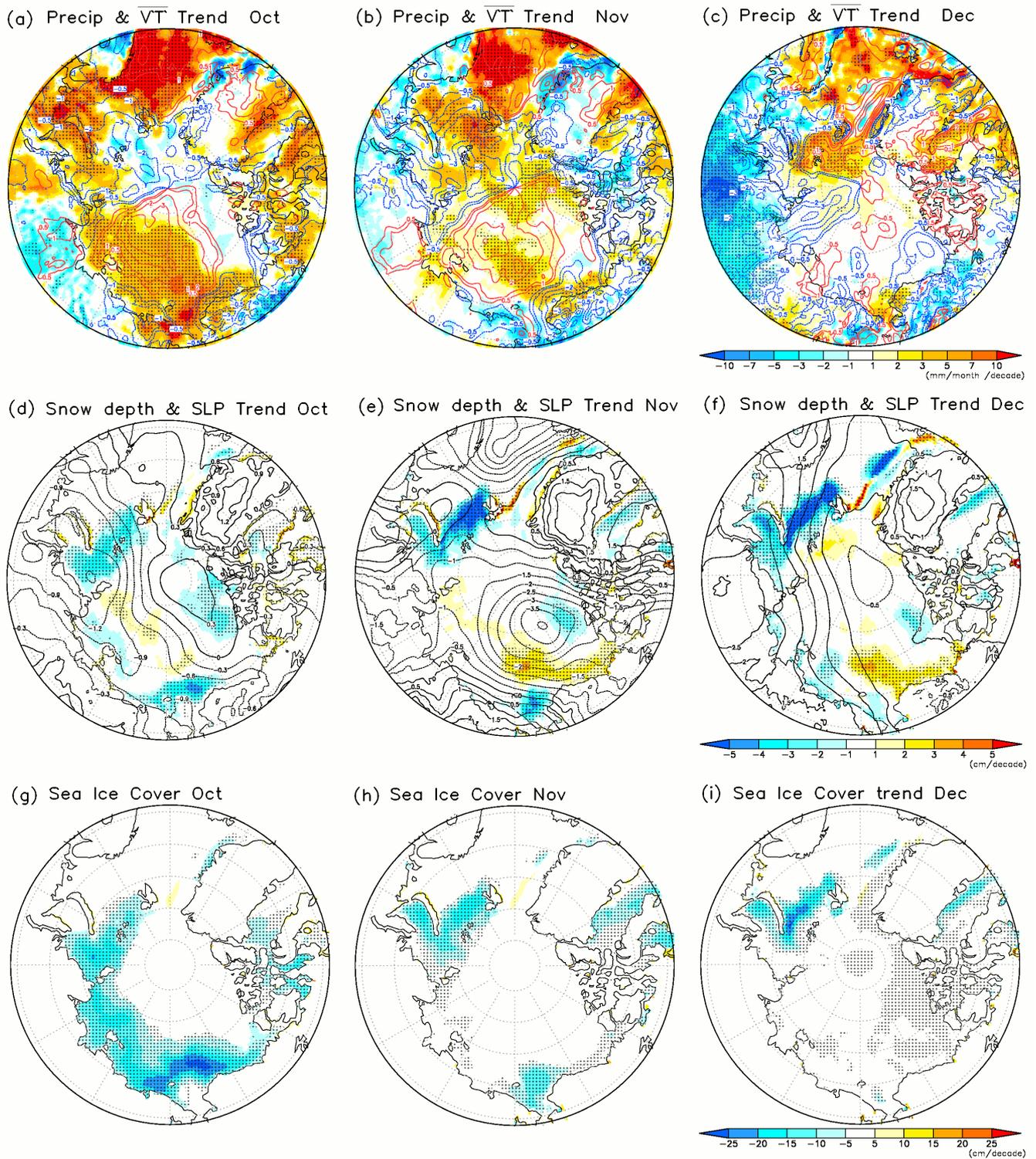


図 3.3 降水量（陰影）と南北熱輸送量（実線）（a：10月、b：11月、c：12月）、積雪深（陰影）と気圧（線）（d：10月、e：11月、f：12月）、海水密接度（g：10月、h：11月、i：12月）の経年トレンド。黒点は、有意水準 90%以上の領域を示す。

3-3 降水量変動と各項の寄与率

太平洋側北極海では、海氷減少域で低気圧の強化や降水量増加が生じている。これらの領域は、海洋からの水蒸気供給が増加し、降水量増加に影響していることが示唆されている (Kurita, 2011)。しかし、海洋からの蒸発量変化だけでなく、水蒸気の水平移流効果も含めた議論を行う必要がある。降水量は、水平方向の移流や海洋からの蒸発、大気中の水蒸気含有量を考慮した水収支式を用いて、各項の寄与率を見積もることができる。そこで、降水量増加を引き起こす要因を調べるため、以下の式を用いて、大気循環場の変化や海氷減少の影響を考察した。

$$\delta Q / \delta t = T \cdot (P - E)$$

ここで Q は大気中の水蒸気量 (1000-100hPa)、 P は降水量、 E は海洋から蒸発量、 T は大気中での水蒸気の移流量を示している。 Q は、他の項に比べて無視できるほど小さく、水蒸気の移流量は他の項から見積もることができる ($P = T - E$; Bintanja and Selten, 2014)。この研究では、北極海の3領域 (バレンツ海: 北緯 70° 以北、東経 $330-60^\circ$ 、中央北極: 北緯 80° 以北、ボーフォート海領域: 北緯 70° 以北、東経 $150-210^\circ$) に分類し、それらの領域の降水量や蒸発量と水蒸気の移流量の寄与率の平均とトレンドについて調べた (図 3.4, 3.5)。

北極海では、どの領域でも10月の降水量が最大となる (図 3.4)。これは、降水量に対して蒸発量が寄与する割合が大きいため、比較的海水面積の小さい10月に降水量が増加したと考えられる。降水量のトレンドは、領域毎で大きさが違うが、全領域の10~12月で増加傾向にある (図 3.5)。バレンツ海領域は、他の領域より降水量が多く、蒸発量の寄与率が高い (図 3.4 a,d,g)。これは、海氷面積が他の領域より少ないため、海から水蒸気供給の寄与が大きくなっている。しかし、水平移流の寄与率が増加傾向にあるに対し、蒸発量の寄与率は減少傾向にある (図 3.5 a,d,g)。そのため、降水量の増加は、中緯度や他の領域からの水蒸気の水平移流増加により引き起こされており、広範囲の議論を行う必要がある (第3章2節で議論)。北極海中央部では、蒸発量と水平移流による水蒸気供給の寄与率がほぼ同じ割合となっている (図 3.4 b,e,h)。この領域の蒸発量は、減少傾向にあり、水蒸気の水平移流量が増加している (図 3.5 b,e,h)。特に、10月はその特徴が顕著であり、他海域からの暖湿流が増加し、蒸発量が抑制されていると考えられる (図 3.5b)。

ボーフォート海領域では、他の領域とは異なり、10月と11月に蒸発量の増加傾向が見られる (図 3.5 c,f)。チャクチ海やボーフォート海では、海氷から寒気が流入し、

結氷点に達した海洋で海氷の形成が始まる。しかし、夏期の海氷減少の影響で海中の貯熱量が増加し、最近の10月や11月も海氷が少なくなっている。そのため、海氷減少で海面が拡大し、海からの蒸発量が増加しており、特に10月にその特徴が明瞭になっている（図 3.5 c,f）。ボーフォート海を含む太平洋側北極海では、季節進行とともに海氷が形成されることで蒸発量が減少し、降水量も同じ変動を示している。

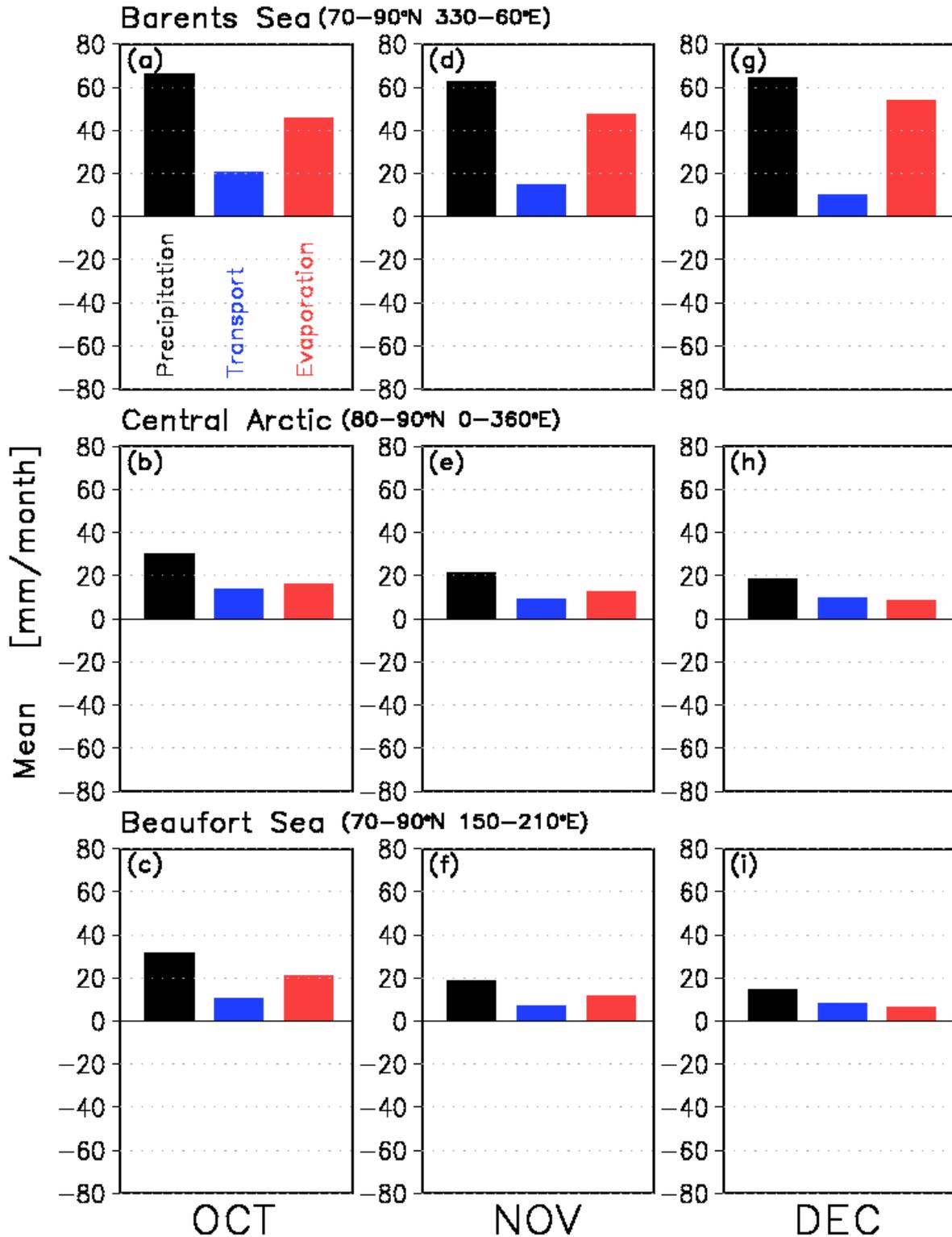


図 3.4 各領域の 10~12 月の降水量（黒）と降水量に寄与する大気中の水蒸気の水平移流量（青）や海洋からの蒸発量（赤）の平均値（単位：mm / month）を示している。(a,d,g) バレンツ海（北緯 70° 以北、東経 330-60°）、(b,e,h) 中央北極海（北緯 80° 以北）、(c,f,i) ボーフォート海（北緯 70° 以北、東経 150-210°）。

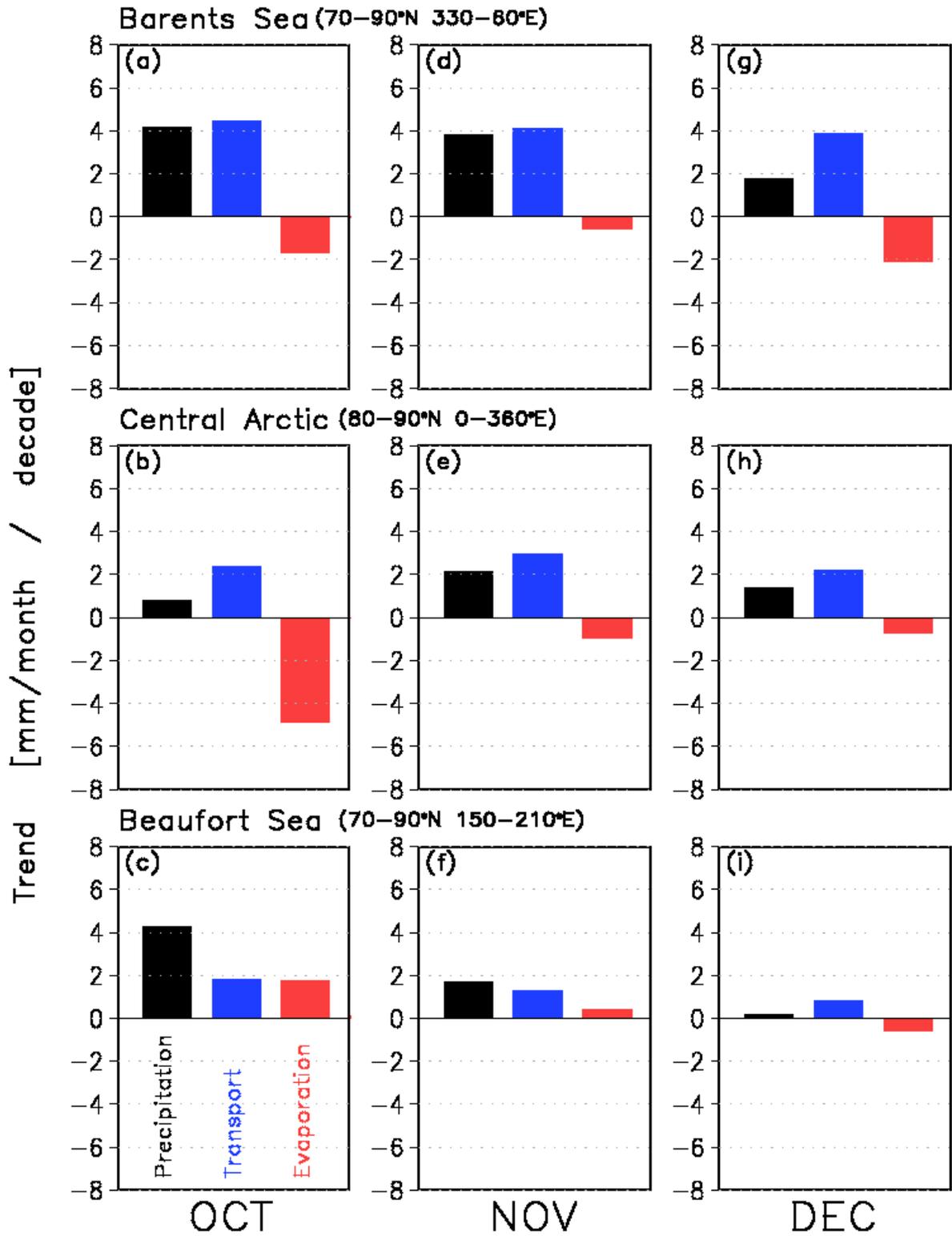


図 3.5 図 3.4 を平均値からトレンド (単位 : mm/month / decade) に変えた。

第 4 章 各領域の降水量変動

第 3 章の結果から、北極海の太平洋側では秋の海氷減少で局所的な降水が増加し、北極海の大西洋側では冬に遠隔的な影響で降水量が増加していることが示唆された。そこでこの章では、北極海を太平洋側と大西洋側に分類し、各領域で発生する降水システムに着目する。太平洋側北極海では、1999 年から 2014 年までに海洋上で実施された「みらい」北極航海や 1980 年代や 1990 年代に海氷上で実施された旧ソビエトの海氷ステーションの観測や SHEBA 観測のデータを用いて、海氷減少域で生じる雲や降水特性変化などのメソスケールの構造を明らかにする。大西洋側北極海では、再解析データや数値モデルを用いて、バレンツ海の海氷減少や総観スケール現象の変化が引き起こす降水量変化、さらに冬期のバレンツ海の海氷が何故減少しているのか調べる。

4-1 太平洋側北極海の特徴

4-1-1 海氷減少域で発生する雲の特性変化

前章で示したように、チャクチ海やボーフォート海を含む太平洋側北極海では、海氷減少域で水蒸気供給が増加し、降水量増加が生じていた。降水現象は雲の形成とも密接に関連しており、衛星データや再解析データを用いた先行研究では、海洋上で雲特性が変化していることが指摘されている。しかし、再解析データや衛星データは、解像度や海洋によるバイアスの問題があるため、観測事実に基づいた議論を行う必要がある。そこで、「みらい」北極航海を用いて、海氷減少域で発生する雲の特性を明らかにし、海氷上で発生する雲と比較を行う。

図 4.1a は、各年にシーロメータやラジオゾンデ(湿度 100%以上の領域を雲と定義)で観測された雲底高度の時系列を示している。各年の 9 月前半は、下層付近に発生する雲底高度の低い雲が多く、霧や北極層雲のような下層雲が卓越している。一方、9 月中旬から徐々に雲底高度が高くなり、9 月下旬から 10 月には雲底高度の高い雲が多くなっている。図 4.1b は、海面水温 (SST, 赤) と海上気温 (Ts, 青) の時系列を示している。Ts は、ほとんどの期間で SST より低く、気温差は 2°C 以下と小さい。しかし、Ts と SST の差は、時折 5°C を越えることがあり、9 月後半や 10 月にその頻度が高くなっている。

次に、海洋上と海氷上で発生していた雲の違いを調べるため、シーロメータやライダーで観測された雲の雲底高度の発生頻度分布図を示した(図 4.2)。海氷上では、発生していた雲の雲底高度は約 90%以上が 0.3km 以下であり、先行研究で指摘された

ように霧や北極層雲などの下層が卓越していた（図 4.2a; Intrieri et al., 2002）。海氷減少域で実施された「みらい」観測では、海氷域に比べて 0.3km 以下の雲が減少し、それより高い雲の発生頻度が高くなっている（図 4.2b）。特に、0.3~0.6km に雲底高度を持つ雲の発生頻度の増加が最も高くなっていることがわかった。これは、再解析データを用いた先行研究で指摘されていたように、海洋からの熱放出で対流が強まり、雲底高度が高くなったと考えられる（Schweiger et al., 2008）。また、図 4.1a と 4.1b から、温度差が大きくなる時期と雲底高度が高くなる時期がほぼ同時であり、温度差が雲底高度に影響していることが示唆される。

雲底高度の高い雲の発生する環境場を調べるため、2010 年の北極航海で観測された雲底高度や SST と気温の温度差の散布図を示した（図 4.3）。南からの暖気移流で海洋との温度差が小さいと、表面付近に発生する霧や北極層雲が多くなり、雲底高度の低い雲が卓越している。海氷から寒気が流入して海洋との温度差が大きくなると、海洋上で発生する雲の雲底高度は高くなり、300m より高い高度に雲底を持つ雲が発生している。この雲特性の違いは、2010 年に西経 162° ラインで 2 週間毎（IOP I:2010 年 9 月 13~14 日、IOP II:9 月 27~28 日、IOP III:10 月 10~11 日）に実施された 3 回の集中観測時にも明瞭に見られた。図 4.3 の写真は、3 回の集中観測時に船から撮影された船首方向の様子を示している。IOP I では、気温と SST の差が小さく、表面付近で雲量の多い霧のような雲が発生している（図 4.3 左上）。一方、IOP II や III では、北風による寒気流入で温度差が大きくなり、雲量が少なく雲底高度の高い対流性の雲が発生していた（図 4.3 中右上）。これは、図 4.3 の散布図の分布とも整合的である。温度差が大きくなると対流性の雲が発生しやすくなるが、特に温度差 3°C を閾値とし、変化しやすくなっている。これは、温度差が大きくなると海洋からの熱放出が増加し、下層付近の対流が強化されることを示している。

海洋からの熱放出は、対流混合を強めるだけでなく、下層付近を加熱して温暖化を引き起こしていると考えられる。海洋からの熱放出が大気下層に与える影響を調べるため、海氷上で実施されたラジオゾンデ観測と「みらい」で実施されたラジオゾンデ観測による気温の鉛直プロファイルと比較した（図 4.4a）。海氷上の観測ステーションと近い緯度のプロファイルと比較するため、「みらい」の北極航海データは北緯 75° 以北のデータを用いた。2000 年代の温暖化は、1990 年代と比較すると高度 900hPa 以下の下層付近で明瞭である。中層付近では、既に 1990 年代から温暖化が始まっており、ほとんど温度差は見られなかった。対流圏界面やその上層では、表面付近とは逆に海洋上で気温が低く、寒冷化している。図 4.4b には、これらの観測が行われた領域（北緯 75-82.5°、東経 190-220°）の気温のトレンドを示している。観測のプロファイルと同様に表面付近での気温上昇が顕著であり、対流圏海面では気温が減少

傾向にある。以上のことから、海洋上では、海氷減少で海洋からの熱放出増加で温暖化が生じるが、下層の限られた高度で顕著であることがわかった。

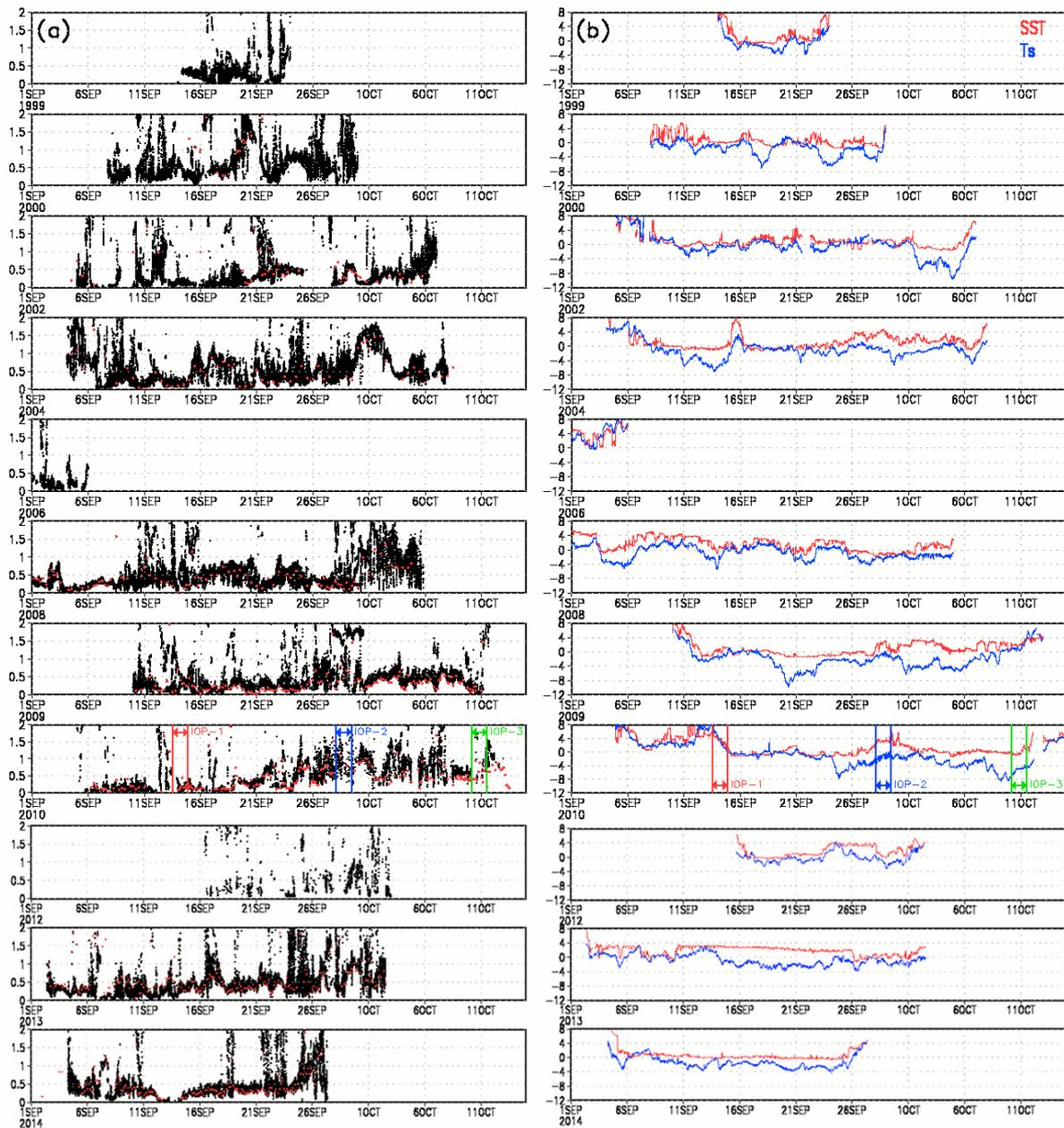


図 4.1 1999～2014 年の北緯 70° 以北で (a) シーロメータ (黒線) とラジオゾンデ (赤点) により観測された雲底高度と (b) SST、表面気温の時系列。2010 年の実線で囲まれた期間は、3 回の集中観測期間を表している。

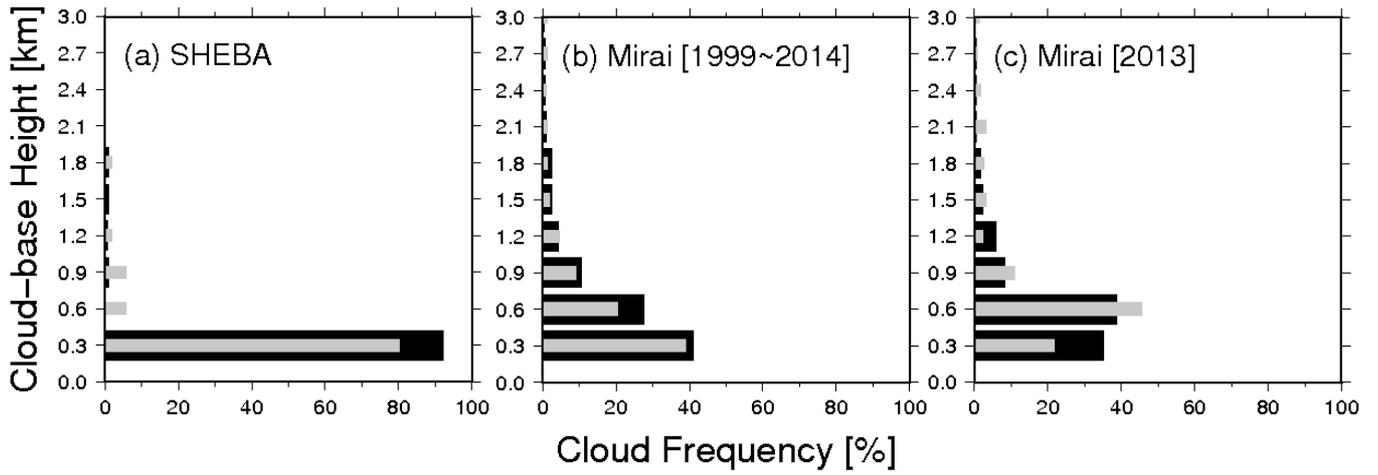


図 4.2 ライダーやシーロメータ（黒色）、ラジオゾンデ（灰色）で観測された9月の雲底高度の頻度分布図。0.3km 毎に雲底高度を分類した。(a) : SHEBA 観測期間中、(b) : 1999年~2014年の「みらい」北極航海、(c) : 2013年の「みらい」北極航海の割合を示している。

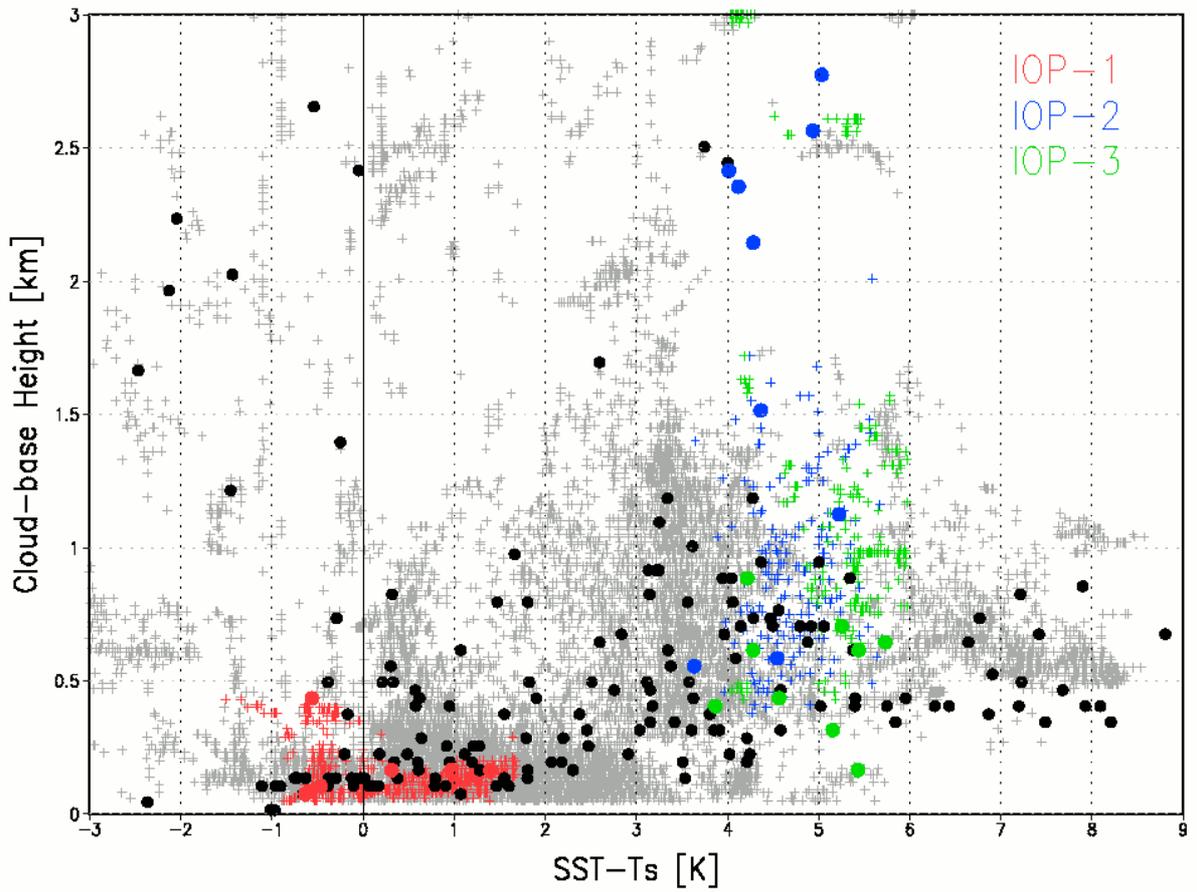


図 4.3 2010 年に実施された 3 回の集中観測期間中に発生していた雲の写真。下図は、2010 年の SST-Ts と雲底高度の散布図。灰色はシーロメータ、黒点はラジオゾンデにより観測された雲底高度。色は、各集中期間中の雲底高度を示している。

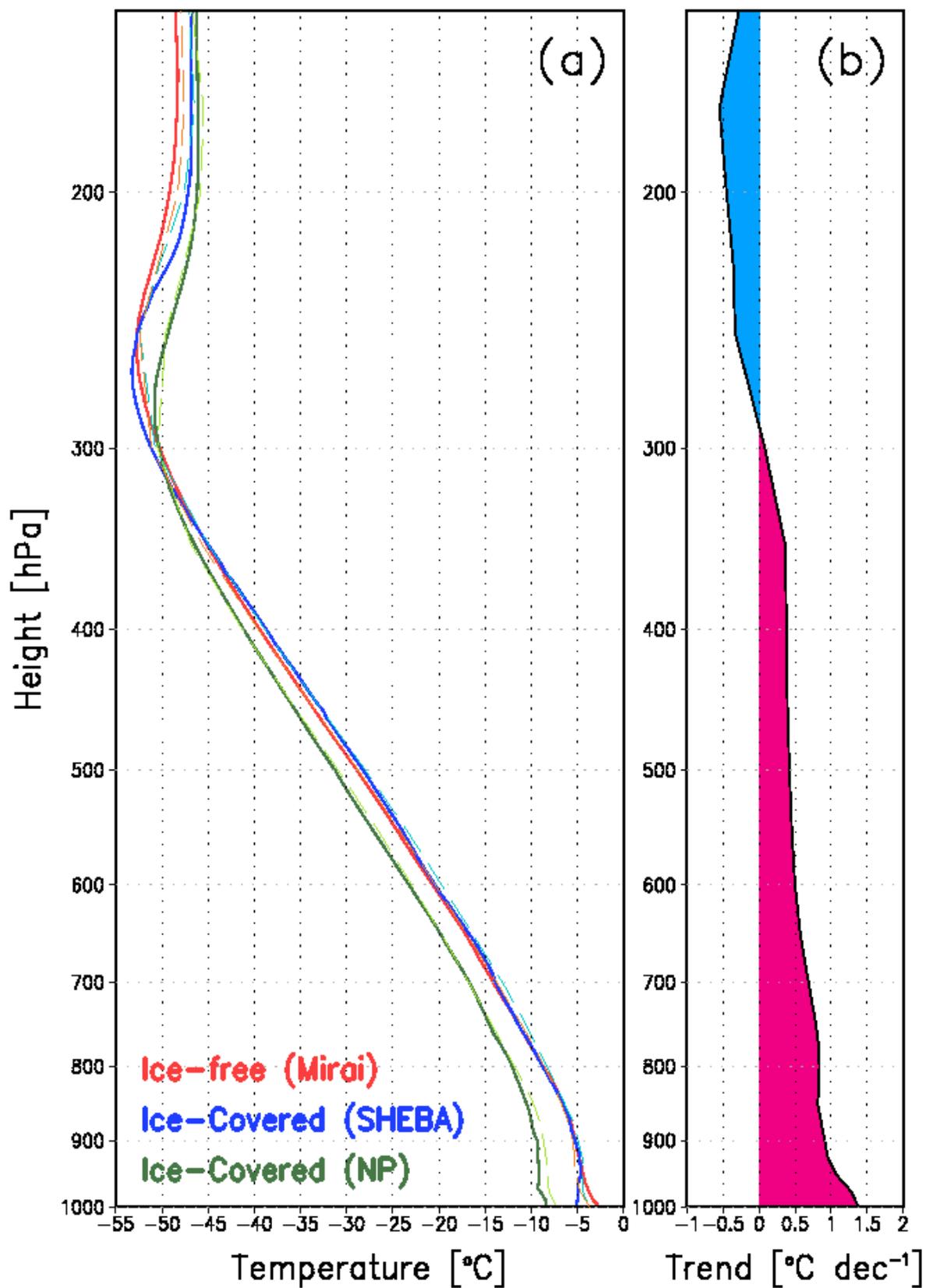


図 4.4 (a) ラジオゾンデ (実線) と CFSR (破線) による気温の平均鉛直プロファイル (North Pole: 緑、SHEBA: 青、みらい: 赤)。 (b) CFSR による北緯 75-82.5°、東経 190-220° 領域の気温トレンド (1979-2014 年)。

4-1-2 2013 年に観測された雲の特徴

海洋上で発生する雲は、海氷上に比べて雲底高度が高くなっていることが「みらい」北極航海の観測データからわかった。特に、2013年の北極航海では、霧や層雲はほとんど発生しておらず、時折晴れ間が見えるなど、その特徴が顕著に見られた。海洋上で発生していた雲は、0.3~0.6kmでの発生割合が増加しているが、最下層で発生する割合が最も高い(図 4.2b)。2013年の発生頻度は、0.3km~0.6kmの雲が最も多く、最下層で発生する雲より高くなっていた(図 4.2 c)。2013年の観測期間中は、表面水温と気温の差が大きい状態が長期間持続しており、下層での混合が活発化し、雲底高度 0.3km以上の雲の発生頻度が高くなっていた。しかし、水温と気温差が大きい期間が多かったが、他の年でも同様の特徴が見られており、他の要因が影響していた可能性がある。

そこで、2013年に雲が発生していた環境場を調べるため、図 4.5 に 2013年に観測された雲底高度、気圧、海面水温(SST)と表面気温(Ts)を示した。9月14日頃までは、下層には暖かい空気が流入しており、気温の大きな低下は見られなかった(図 4.5a)。そのため、SSTとTsの温度差は小さく(図 4.5 c)、表面付近に発生する雲の割合が多い(図 4.5a)。一方、9月14日~22日は、全層で北風が卓越し、海氷からの寒気流入で気温が低下していた。水温との温度差は、次第に大きくなり、海洋から熱放出が増加していた(図 4.5d)。大気の下層付近では、対流混合が強化され、発生する雲の雲底高度が高くなっていた(図 4.5a 灰色)。「みらい」は、9月11日から9月25日まで海氷縁近くの北緯 72.75°、西経 168.25° 付近に停泊し、「みらい」北極航海で史上初となる定点での観測が実施された(図 4.6)。定点観測の間中は、北極海の中央付近で強い高気圧が形成され、高気圧と低気圧の気圧傾度の大きい領域に位置していたため、「みらい」では北風が卓越していた。定点観測後から10月の初旬は、水温と気温の温度差は小さいが、雲底高度の高い雲が観測されていた。定点観測の後半には、ポーラーロー(図 4.7a)や低気圧(図 4.7b)が「みらい」に接近しており、それらの影響で雲底高度が高くなったと考えられる。2013年は、集中観測中に卓越していた雲底高度の高い雲に加え、低気圧やメソスケール現象の影響で雲底高度の高い雲が増加し、他の年と発生頻度の分布が異なっていたと考えられる。

10月初旬頃には、「みらい」周辺で渦のような雲が NOAA/AVHRR 衛星で複数確認されていた(図 4.8)。「みらい」は、9月30日から定点に戻り、10月1日までの約1日間定点観測を行い、その際に「みらい」を通過した渦の観測に成功した。この地点では、北側 50km以内に海氷が存在しており、わずか 20海里(約 37km)内で SST が約 3°C変動していることから、海氷域からの冷たい水(融氷水)の流入で SST 勾配が強くなっていたと考えられる。「みらい」上空を通過した渦は、レーダー

により 9 月 30 日 19UTC 頃から「みらい」の西側で強いエコーとして確認できていた。この強いエコーは、西側から徐々に「みらい」に接近し、10 月 1 日 03UTC 頃からエコーの北西側で収束が生じ、10 月 1 日の 05UTC 頃に「みらい」の上空に到達した。降水エコーのスケールは、直径約 30km と非常に小さいが、反射強度は 30dBZ 以上と強い領域があり (図 4.9a)、短時間の強い降雪で「みらい」船上には約 5cm の積雪が生じていた (図 4.10)。ドップラー速度の水平分布 (ただし高度 0.5km の断面) では、「みらい」の北西部分で収束している様子が見られる (図 4.9b)。ドップラーレーダーの 10 分間のボリュームスキャンの最後には、反射強度やドップラー速度の鉛直構造の詳細を調べるために任意の方位角で断面観測 (RHI 観測) も入れている。この渦の 300° 方向の断面図を見ると、高度約 2km まで強いエコーがあり (図 4.9c)、下層から北側に高度約 2km まで収束を確認できた (図 4.9d)。この強い収束帯で対流が活発になり、局所的に強い降雪をもたらしたと考えられる。

強い降水エコーの鉛直構造や気象場の変化を調べるため、渦通過前後にドップラーレーダーやラジオゾンデで観測された鉛直断面図と海上気象観測の時系列を示した (図 4.11)。降水エコーは、9 月 30 日 19UTC 頃から出現し、エコー頂高度が徐々に増加して 22UTC 頃に高度約 3km まで達した (図 4.11a)。20dBZ を越える強い降水エコーは、10 月 1 日の 00UTC と 05UTC 頃に高度約 2km まで見られ、そのエコーの観測時に降雪が生じていた (図 4.11c)。「みらい」は、強いエコーの通過前後は高気圧の西縁に位置しており、南東から東風が卓越する環境場であった (図 4.8)。そのため、レーダーでも高度約 2km まで南東から東風が観測されていた (図 4.11a)。05UTC 頃の降水エコーの観測時には、約 3mm の強い降水が観測され、通過後に地表面付近の風向が急変している (図 4.11c)。ラジオゾンデで観測された湿度は、通過時に約 4km まで高い領域が見られ、鉛直方向の広範囲で湿潤層が確認された。このエコーの通過後は、下層付近で湿度が低下しており、雲底高度も急上昇している。(図 4.11b)。また、同時に下向き長波放射がエコーの通過後に急減し、通過前後で約 90W/m² の差が生じていた。これは、周囲での雲量減少が影響していると考えられる (図 4.11d)。

北極海では、大陸と海洋間だけでなく、海氷と海洋間の温度コントラストが大きく、海陸風のような風循環が形成されることが数値実験で確認されている (Chu, 1986)。この風循環は、海洋からの熱供給で混合層が厚くなり、上層では海洋から海氷の上空へ風が吹き、そこから海氷上で下降して海洋上に向けて風が吹く特徴を持っている。この循環により、海氷縁付近の海氷上では、通常 1000m 付近で風の強い領域 (下層ジェット) が形成される。この下層ジェットの位置や強さは、海洋からの熱供給により生じた気温や気圧傾度に支配されている (Langland et al., 1989; Vihma and Brümmer, 2001)。この下層ジェットにより、鉛直方向に風のシアが生じ、収束が

強化されることがある。また、海氷と海洋上では風に対する摩擦が異なるため、海氷縁で風速差が大きくなり、収束発散が生じやすい (Brown, 1986)。2013 年の「みらい」北極航海では、この強い降水エコーの観測時に北側の約 50km 以内に海氷が存在しており、SST や気温コントラストが大きくなっていると考えられる。特に、高気圧の影響で海氷に向かって持続的に風が吹いており、強い気温傾度の影響で収束が生じ、対流が強められることが示唆される。これまでの研究では、ほとんどが数値実験を用いた研究であることから、現場の観測データを用いて海氷縁付近で発生する降水システムの構造を明らかにすることが期待できる。

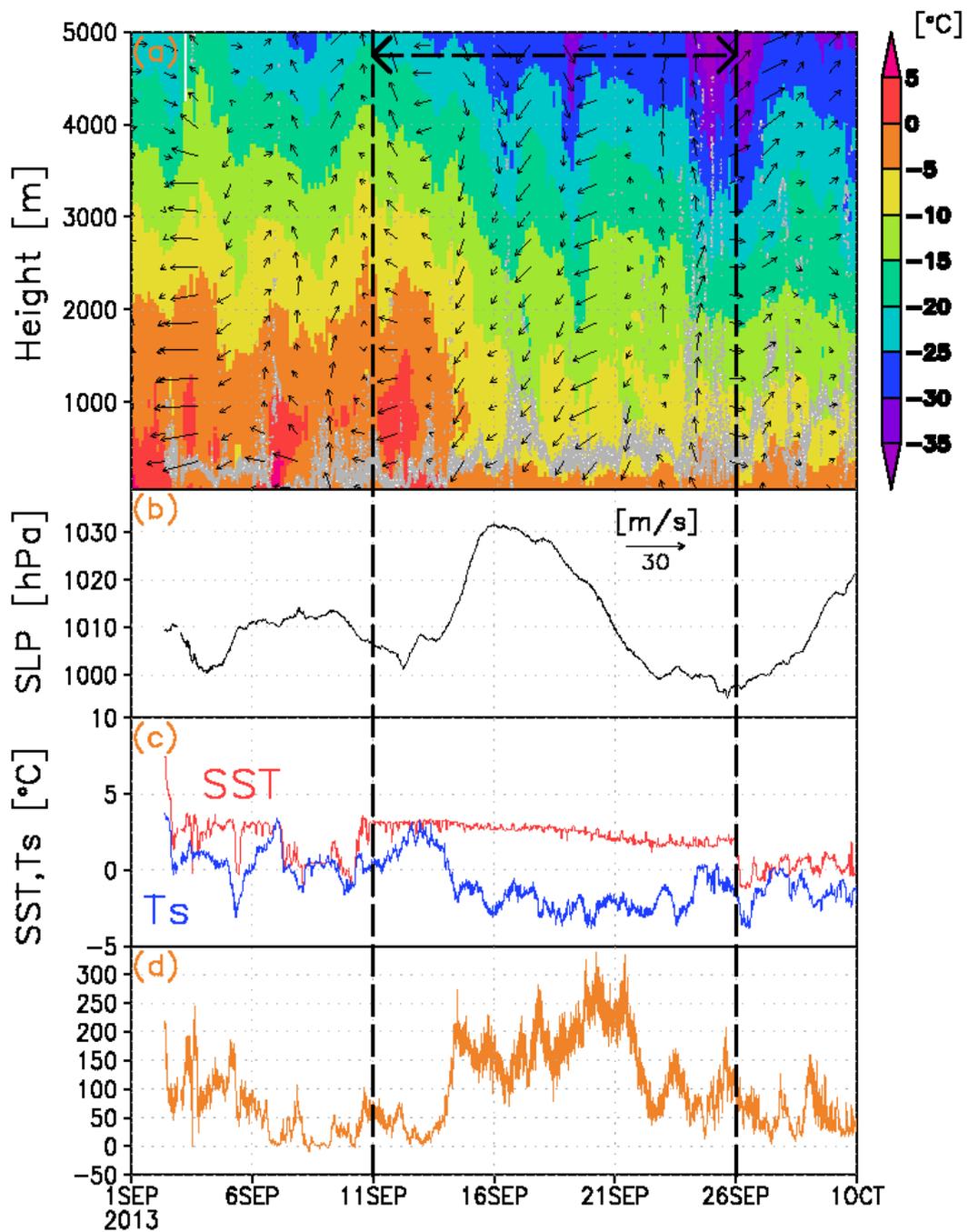


図 4.5 2013 年に観測された (a) 気温 (陰影) と風速 (矢印) の鉛直断面図と雲底高度 (灰色)、(b) 表面気圧、(c) SST (赤) と T_s (青)、(d) 乱流熱フラックスを示している。黒の破線は、定点観測期間を示している。

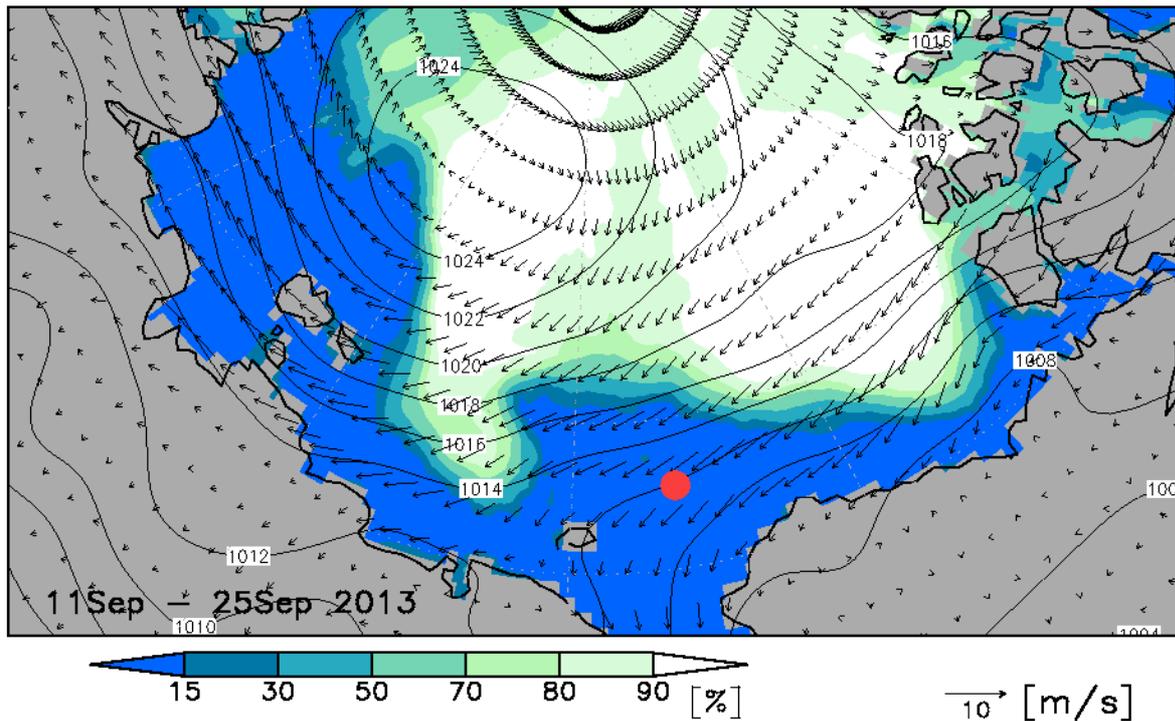


図 4.6 CFSR による 2013 年の「みらい」北極航海の定点観測期間中（2013 年 9 月 11 日～9 月 25 日）の気圧配置、風向風速と海水密接度。赤点は、「みらい」の観測点を示している。

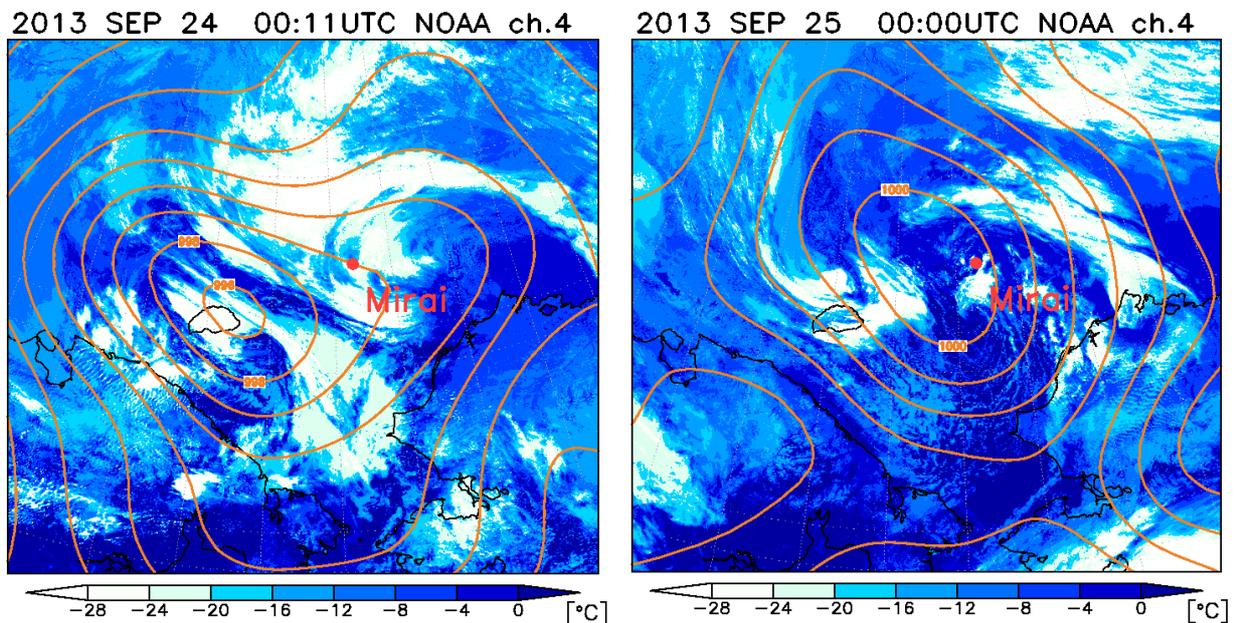


図 4.7 NOAA/AVHRR 衛星による 2013 年 9 月 24 日 00:11UTC（左）と 9 月 25 日 00:00UTC（右）の雲画像。赤点は「みらい」の位置、橙線は CFSR の海面気圧。

2013 OCT 01 02:15UTC NOAA ch.4

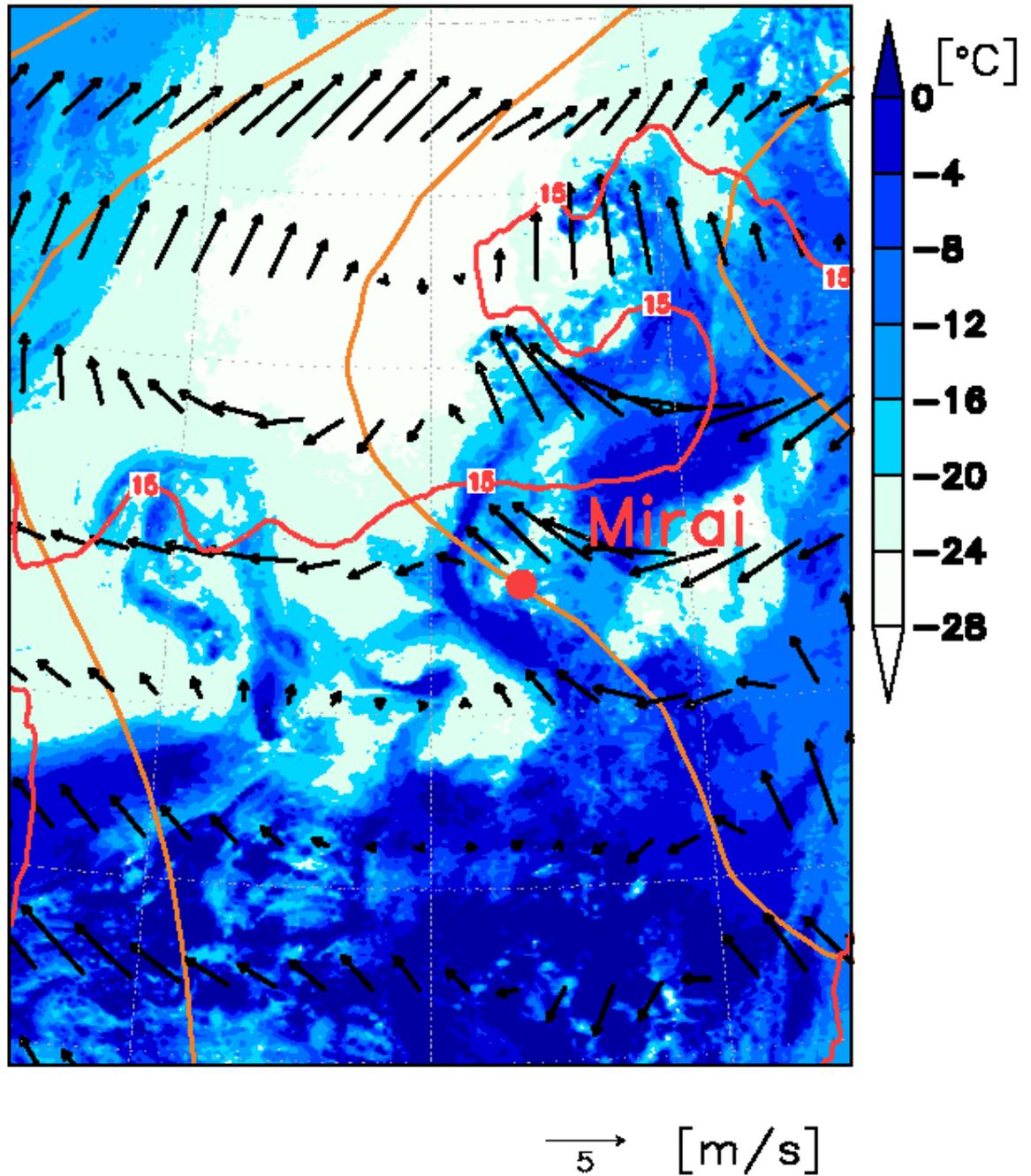


図 4.8 NOAA/AVHRR 衛星による 2013 年 10 月 1 日 02:15UTC の雲画像と CFSR による海面気圧 (橙) と風速 (矢印)。赤点は「みらい」の位置。赤線は、衛星搭載マイクロ放射計 (AMSR2) で得られた 2013 年 10 月 1 日の海水密接度 15% 線を示している。

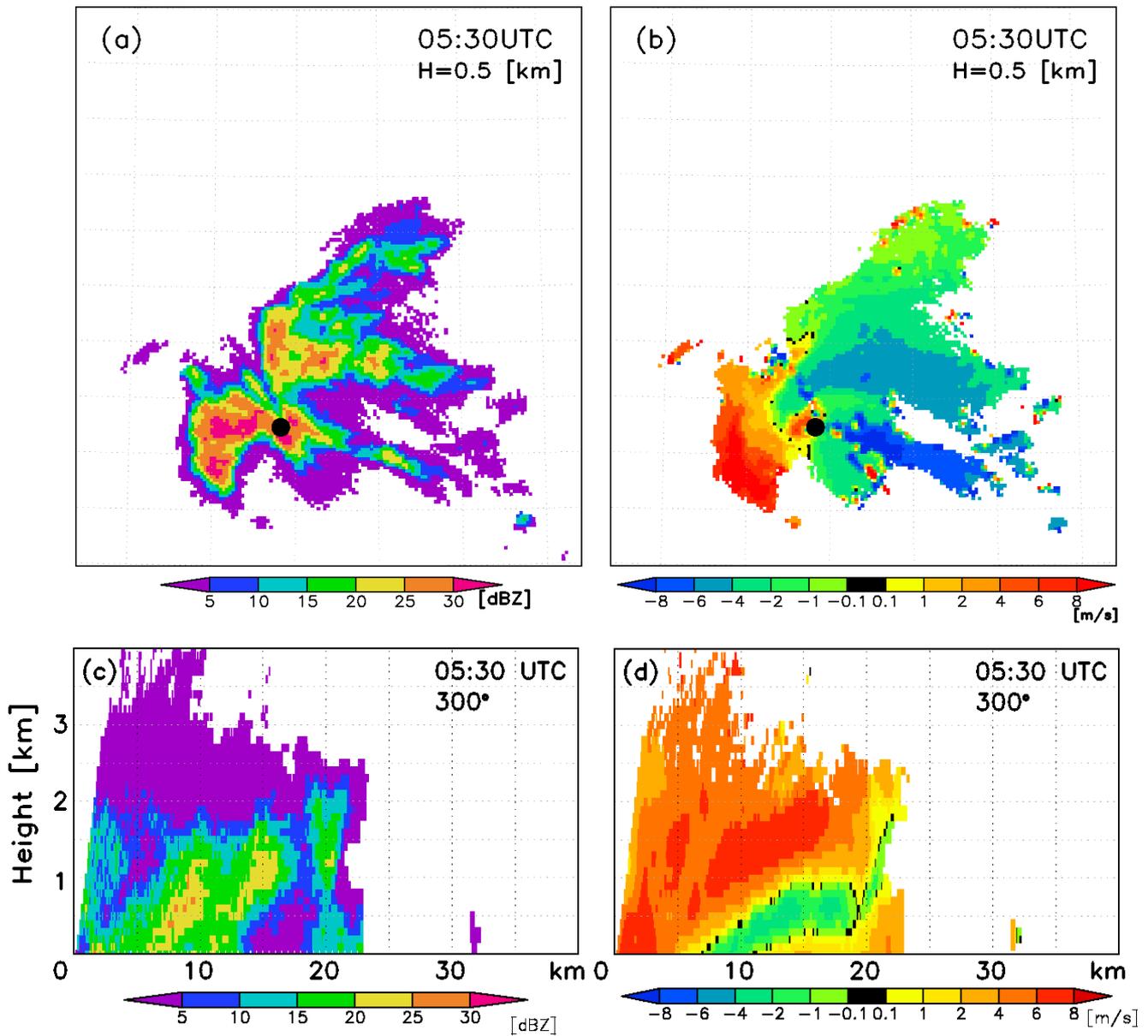


図 4.9 2013 年 10 月 1 日 05:30UTC に「みらい」上空でドップラーレーダーにより観測された高度 0.5km での渦の (a) 水平方向の反射強度 (dBZ) と (b) ドップラー速度 (m/s) の CAPPI 画像。丸印は「みらい」の位置。(c) (d) は、(a) (b) の 300° 方向の高度断面図。ドップラー速度は、暖色系は中心 (みらい) から遠ざかり、黄緑は中心に近づく風速を示している。



図 4.10 強い降水エコーの通過時の「みらい」船上の様子（上図）。下図は、積もった雪の写真。

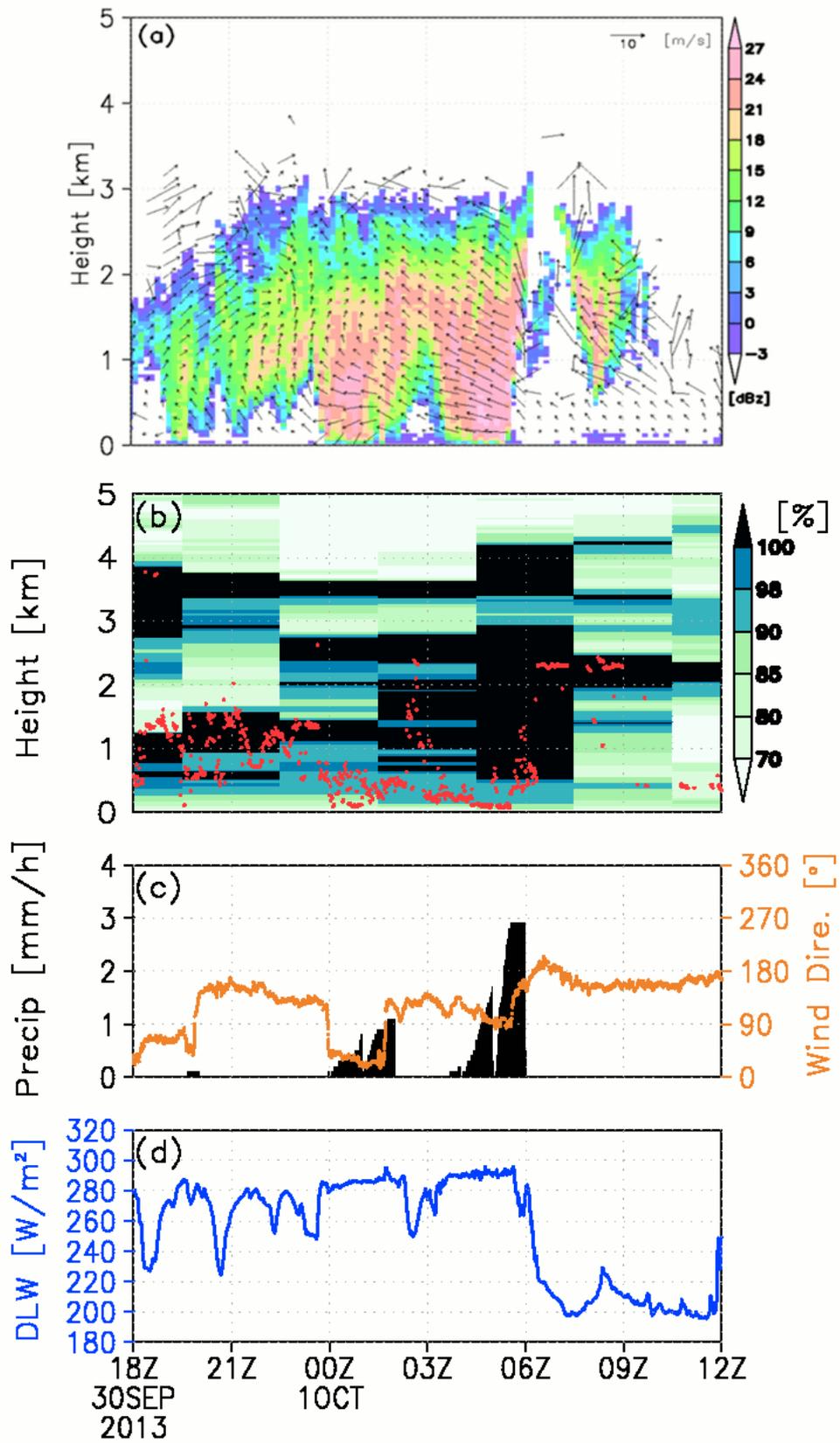


図 4.11 (a) ドップラーレーダーで観測された降水帯の強度と水平風速。(b) ラジオゾンデで観測された湿度とシーロメータによる雲底高度 (赤点)。(c) 降水量と風向。(d) 下向き長波放射量。

4-1-3 海氷縁での降雪強化メカニズム

2013年に観測された強い降水エコーの発生初期の構造を調べるため、収束の強まり始めた02:20UTCのドップラーレーダーデータを用いた。ドップラーレーダーでは、直径約30kmの小さな降水エコーが観測され、「みらい」北西側の一部では降雪に伴う強いエコーが出現している(図4.12a)。この時の一般風は、東から南東寄りの風が卓越していたため、通常ドップラー速度の水平分布は、「みらい」の西側で正(暖色系:遠ざかる方向)の速度、東側で負の速度(寒色系:近づく方向)になる。しかし、10月1日の02UTC頃にエコー北西部分の一部領域では、「みらい」に向かう風が出現し(図4.12b)、エコーが通過する06UTC頃まで収束が持続していた。この一部領域で生じていた収束の構造を調べるため、風向が変化し始めた時刻に降水帯の方位角 310° 方向で観測されたドップラー速度の断面図を示した(図4.12d)。表面から1km付近までは、中心から約10kmまで正の領域が見られ、レーダー視線方向に対して「みらい」から離れる方向に風は吹いている。中心から10kmあたりでは、負の領域があり、「みらい」へ向かって風が吹くことで収束が生じていることがわかる。一方、10km~20kmまでは再び正の領域が見られ、中心から離れる方向に風が吹いている。同方向の反射強度の断面図では、ドップラー速度の収束部分で反射強度が強くなっており(図4.12c)、強い降雪が生じていることが考えられる。

RHI観測では、レーダー視線方向のドップラー速度を観測しているが、一般風を仮定すると仰角の情報を用いて降水粒子の鉛直速度や水平速度を計算できる。今回は、一般風向がRHI観測の方位角(300°)とほぼ一致しているため、近似的に水平風の分布を判断しやすい。そこで、図4.12dのようなドップラー速度場がどのような状況で形成されるか調べるため、図4.13にドップラー速度と仰角から計算した鉛直と水平方向の速度を示した。負のドップラー速度領域では、下降流が卓越しており、降雪が生じていることを示している(図4.13a)。それより上層では、上昇流が形成されており、降雪粒子を成長させ、「みらい」で観測された霰をもたらしたと考えられる(図4.10b)。一般風の影響により、上昇流領域では南東の風が卓越している。しかし、負のドップラー速度領域では、北西風が形成されており、収束が生じていた(図4.13d)。以上のことから、「みらい」の北西部分では、収束により生じた上昇流と降雪に伴う下降流の影響により、RHI観測の方位角で観測されたドップラー速度の構造になり、対流が強化されていたと考えられる。

この収束場を形成する気象場の影響を調べるため、CFSRによる降水エコーの発生初期の降水量、風速の水平分布を示した(図4.14)。CFSRで再現された降水システムは、発生時間が約6時間遅いものの、発生位置は概ね一致しており、「みらい」で観測された降水システムと見なしても問題がないと考えられる。そこで、CFSR再解

析データを用いてこの降水システムに着目し、発生初期の気象場や発生メカニズムなどの議論を行う。降水システムの発生時は、気温の南北傾度が強い領域に「みらい」が位置しており、南から南東風に伴う暖気が北の海氷域へ流入している。この領域では、海氷の影響で SST の南北傾度が強くなっており、気温傾度もその影響を受けて強くなっている。温位の高度断面図では、等温位線が北側へと傾いており、南からの暖気が北側の寒気に乗り上げている様子が見られる (図 4.15a)。暖気の乗り上げ始めている北緯 73° 辺りでは、下層では収束が生じ、その上層で上昇流が卓越している。この CFSR で見られる収束や上昇流の構造は、02:20UTC にドップラーレーダーで観測された構造と類似しており (図 4.12d)、同様のメカニズムで降水強化が生じたと考えられる。この上昇流領域では、強い降水が生じており (図 4.15c)、「みらい」で観測された強い降雪とも整合的である。

CFSR では、海氷縁近くで暖気が上昇し、メソスケールの降水システムが発生していた。この降水システムは、「みらい」を通過後に北上しており、CFSR でも海氷上まで北上することが確認できた (図 4.16a)。しかし、ERA-Interim を用いて同時刻に着目すると、強い降水は確認できず、温位や風速の鉛直断面図も異なっている (図 4.16c,d)。特に、南風は非常に弱く、下層付近ではほとんど無風状態であった。これらの再解析データは、全球通信システム (GTS) を通じて通報されたラジオゾンデの観測データが同化されているため、観測点近くでは非常に再現性が良くなるはずである。CFSR データは、この降水期間中の風速の再現性が良かったが、ERA-Interim は南風が弱く再現されており、CFSR で見られる暖気の乗り上げが弱い。これは、ERA-Interim のモデル計算時の解像度 (T255L60) が CFSR (T574L64) に比べて粗く、直径 30km の現象が再現できなかった可能性がある。今回のような非常に規模の小さいメソスケール現象を議論する場合、再解析データのモデルのオリジナルの解像度を考慮する必要がある。

太平洋側北極海では、海氷減少域で海洋からの熱や水蒸気供給が増加し、海氷縁付近で発生したメソスケールの降水システムは強い降雪をもたらしていた。「みらい」の観測期間は、主に 9 月であるが、10 月や 11 月の海氷減少域でも同様の降水システムが発生していると考えられる。そのため、10 月や 11 月の降水量増加に寄与し、海氷上の積雪深増加に影響していることが示唆された。

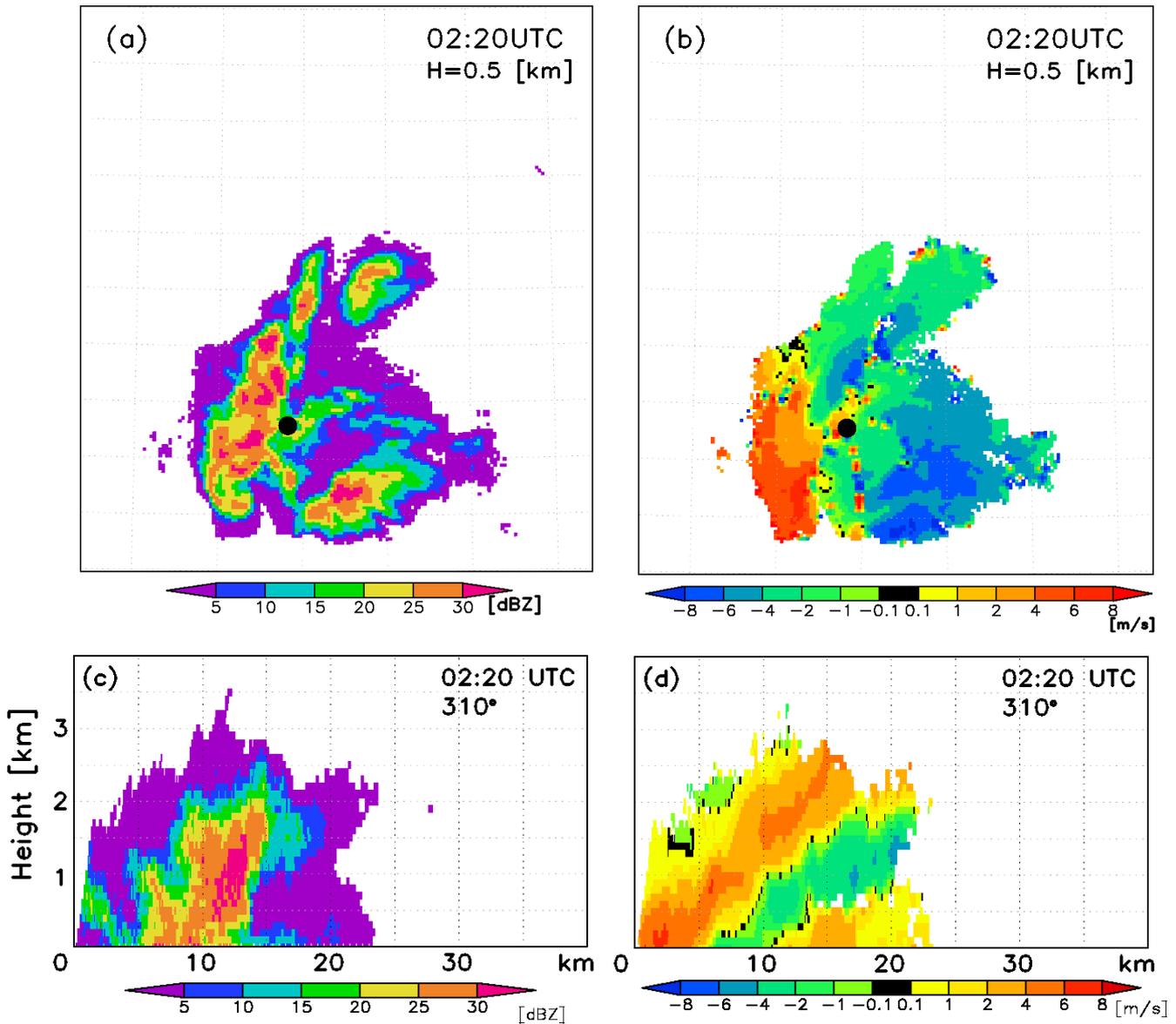


図 4.12 2013 年 10 月 1 日 02:20UTC に「みらい」上空でドップラーレーダーにより観測された高度 0.5km での渦の (a) 水平方向の反射強度 (dBZ) と (b) ドップラー速度 (m/s) の CAPPI 画像。丸印は「みらい」の位置。(c) (d) は、(a) (b) の 310° 方向の高度断面図。ドップラー速度は、暖色系は中心 (みらい) から遠ざかり、黄緑は中心に近づく風速を示している。

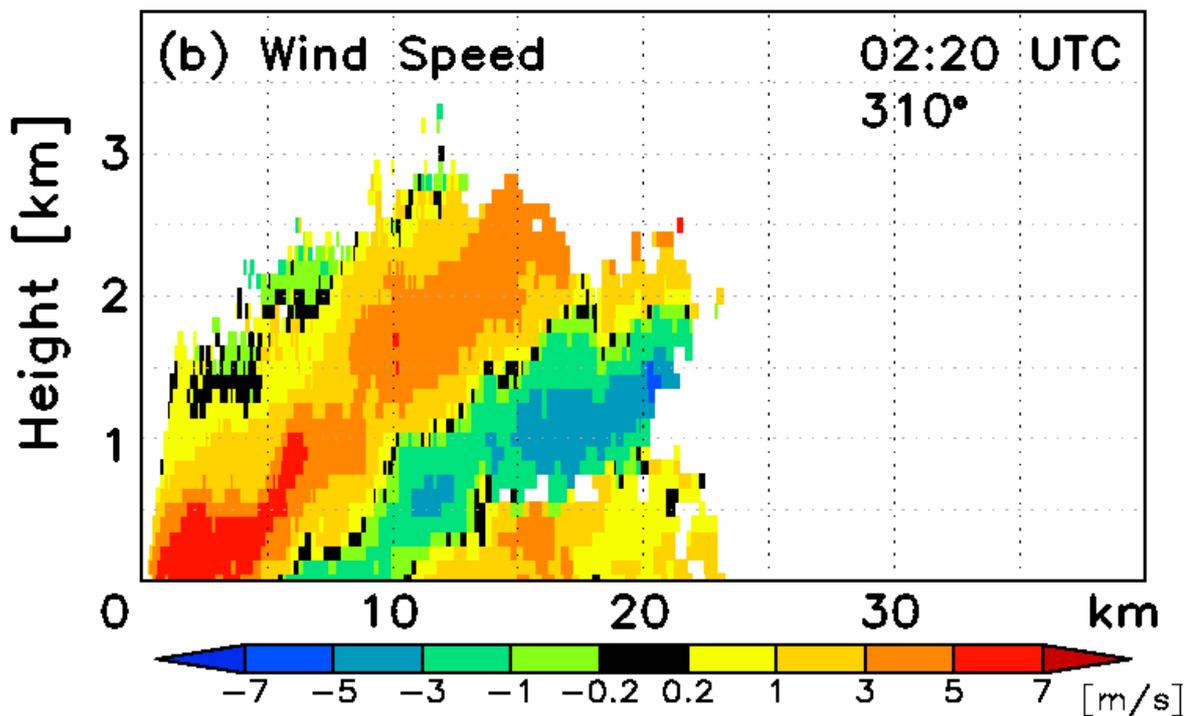
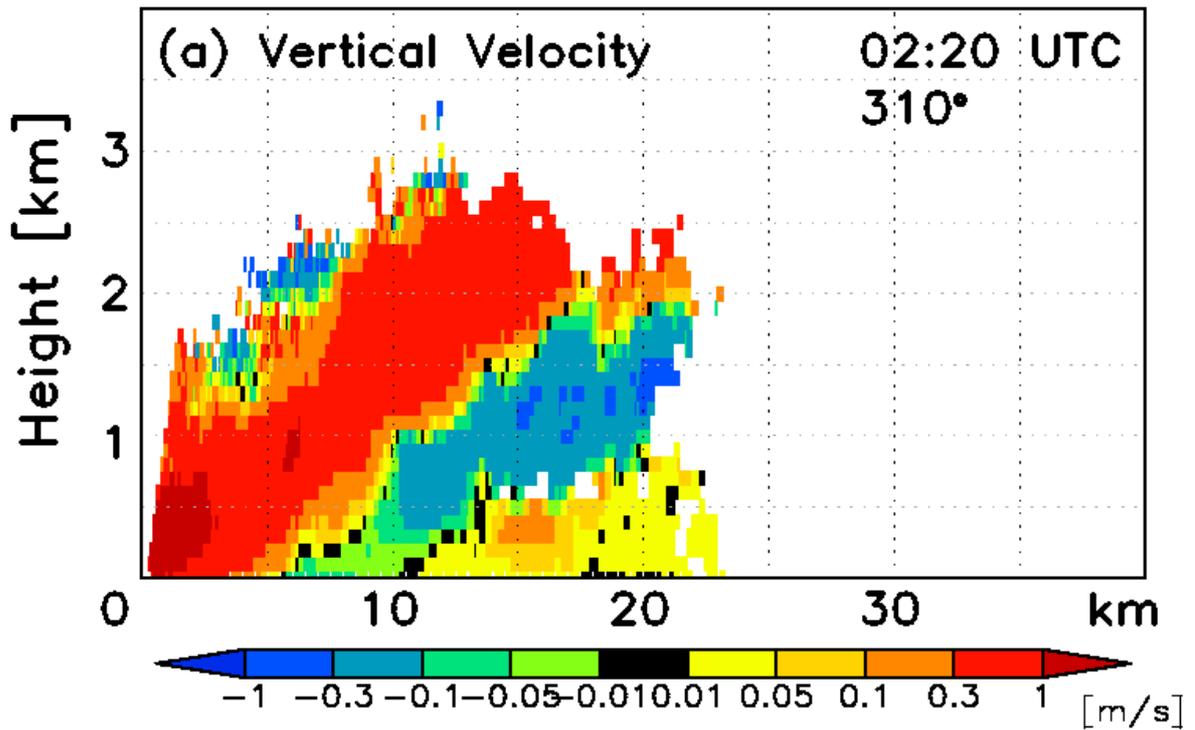


図 4.13 2013 年 10 月 1 日 02:20UTC に観測されたドップラー速度から算出した (a) 鉛直速度と (b) 水平風の速度。

2013 SEP 30 18:00UTC CFSR

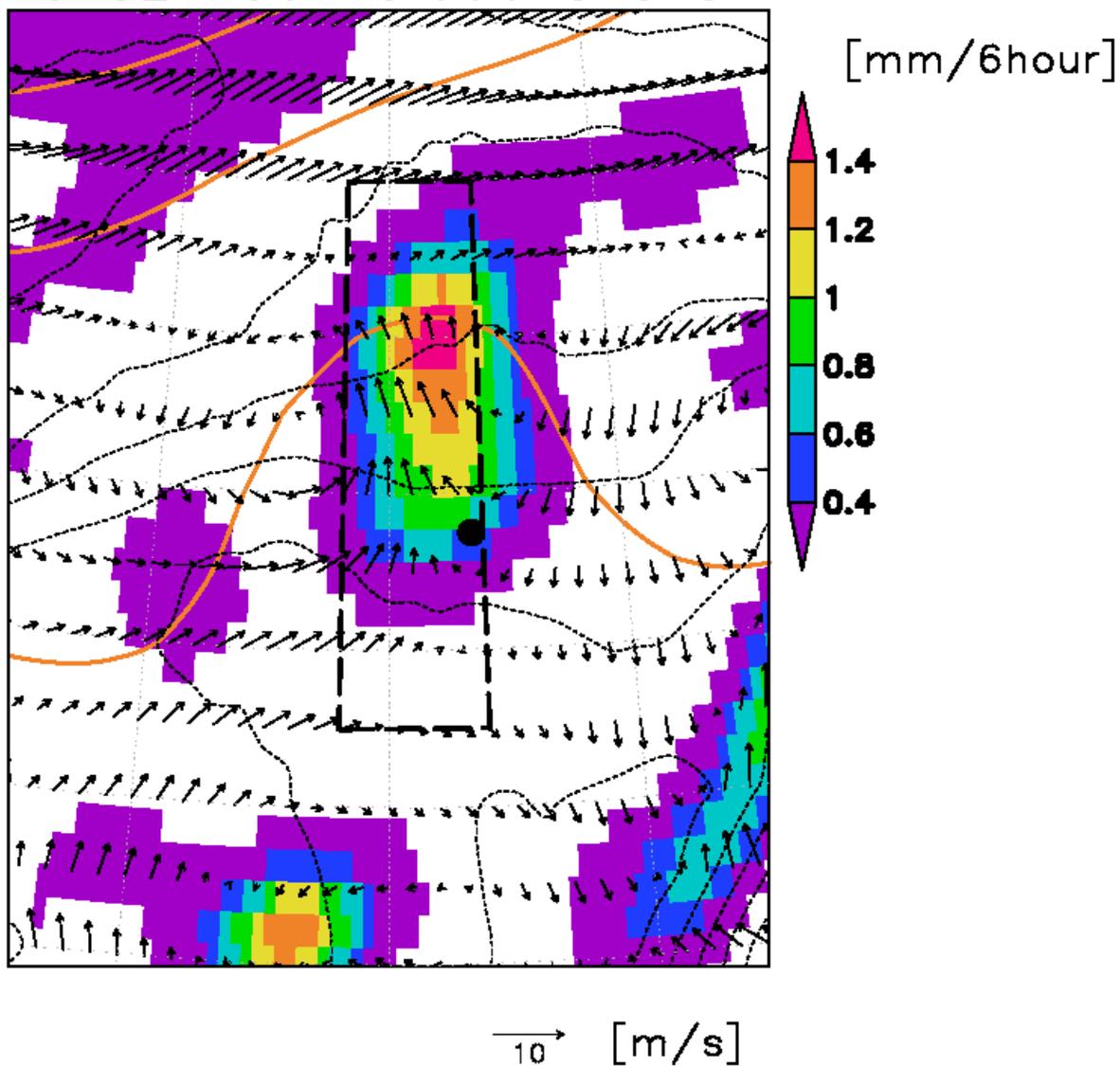


図 4.14 CFSR による 2013 年 9 月 30 日 18:00UTC の降水量(陰影)、気圧 (橙)、風向・風速 (矢印)、気温 (点線)。破線は、図 4.15 や 16 で示す断面図の平均領域。黒点は、同時刻の「みらい」の位置。

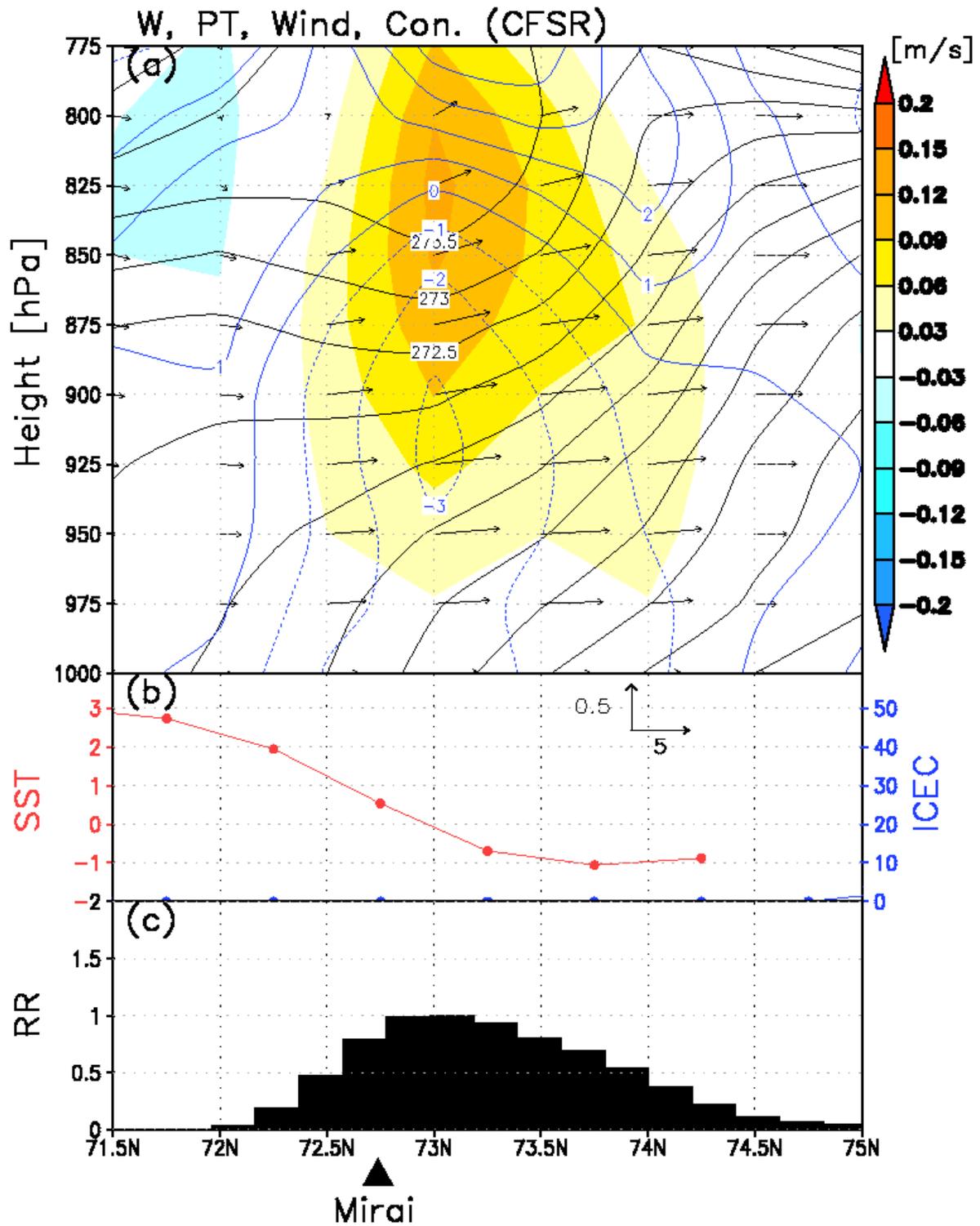


図 4.15 図 4.14 の破線で囲まれた領域で経度方向に平均した CFSR による 2013 年 9 月 30 日 18:00UTC の (a) 温位 (黒線)、鉛直速度 (陰影)、収束 (青線; $\times 10^6$)、風速 (矢印) の高度・緯度断面図。(b) SST (赤線) と海氷密接度 (青線)、(c) 降水量。

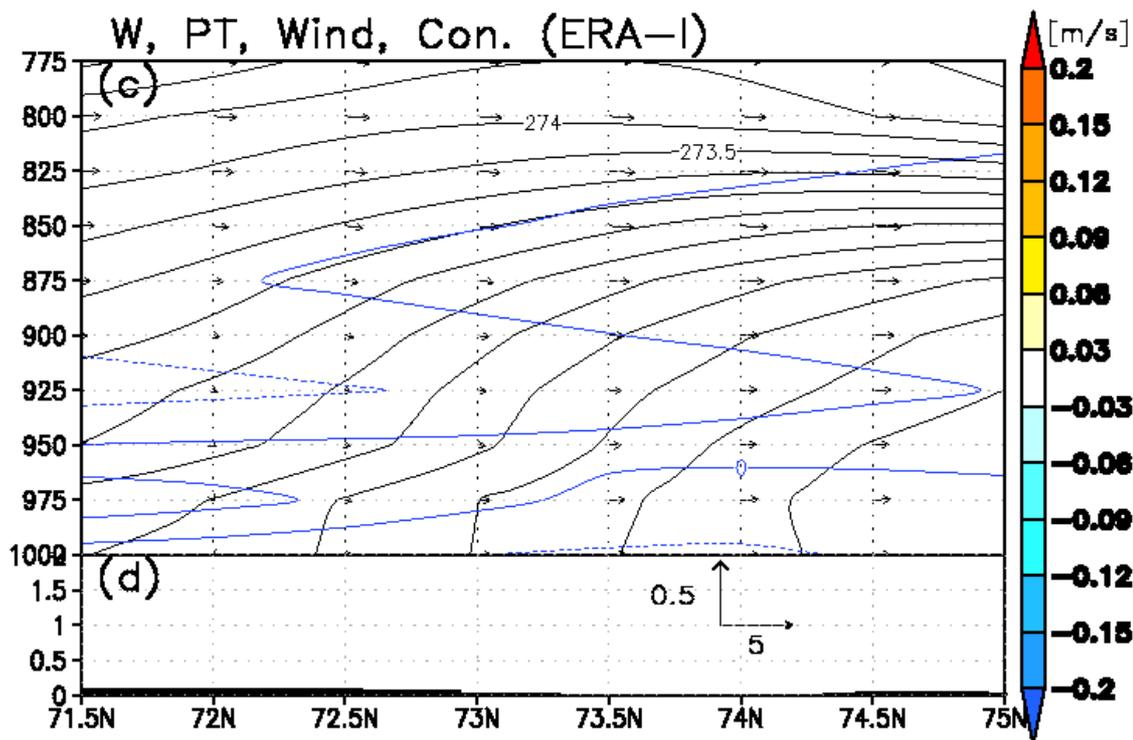
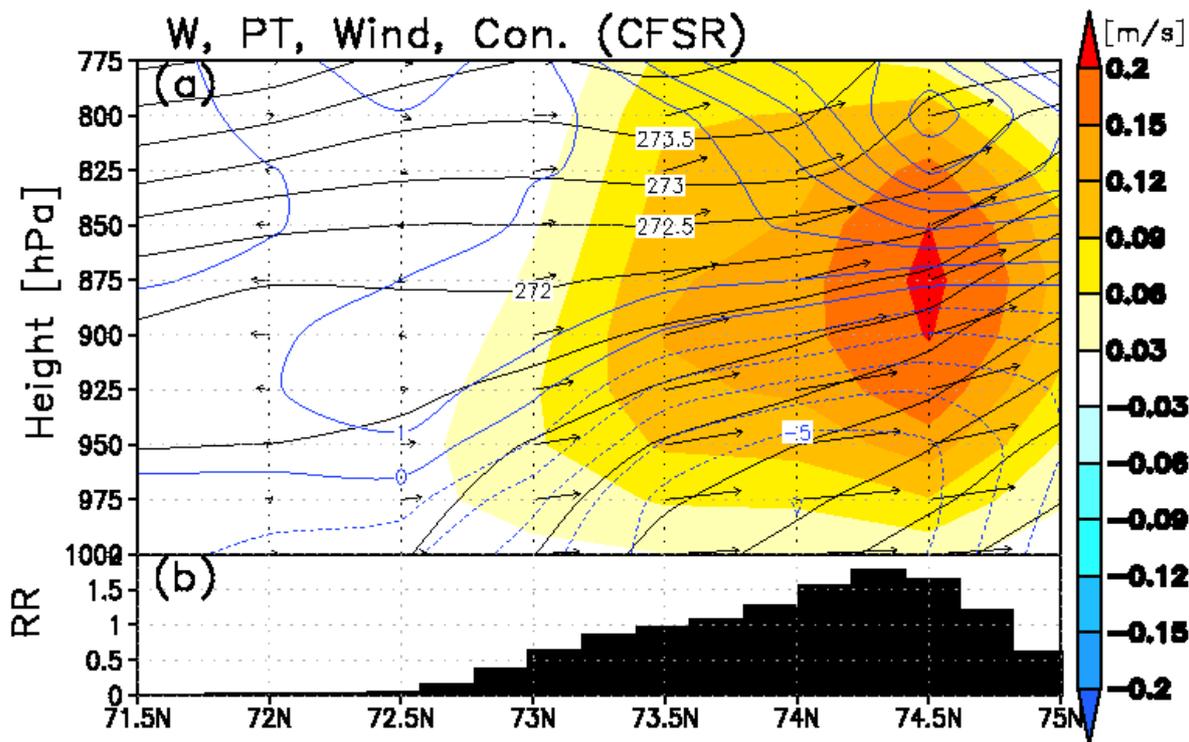


図 4.16 図 4.14 の破線で囲まれた領域で経度方向に平均した CFSR による 2013 年 10 月 1 日 00:00UTC の (a) 温位 (黒線)、鉛直速度 (陰影)、収束 (青線)、風速 (矢印) の高度・緯度断面図と (b) 降水量。(c) (d) は、ERA-Interim。

4-2 大西洋側北極海の特徴

4-2-1 暖冬年と寒冬年の大気場の違い

前節までは、太平洋側北極海の秋の降水システムに着目し、海氷減少との関係や降水量変化への寄与について議論した。バレンツ海を含む大西洋側北極海では、12月でも海氷が減少傾向にあり、降水量に対する蒸発量の寄与が大きい(図 3.4g)。しかし、トレンドとしては蒸発量の寄与が減少して水平移流が増加する傾向にあり、太平洋側とは状況が異なる(図 3.5g)。その要因の一つとして、バレンツ海の家氷減少により低気圧の経路が北上しているという説が挙げられる(Inoue et al., 2012)。北極海へ侵入する低気圧の増加は、中緯度から北極海へ水蒸気移流を強化させ、降水量増加を引き起こす。一方、バレンツ海の家氷減少により、海面が拡大して熱供給領域が増加するため、一部領域では蒸発量が大きくなっている(Honda et al., 2009)。これまで、海氷減少と低気圧経路の変化は議論されてきたが、それらの変化が引き起こす海氷上での降水量や積雪深の変化、さらに何故バレンツ海の家氷が減少しているのか明らかになっていない。バレンツ海の家氷は、北大西洋の海洋や大気循環との関係性が指摘されており、中緯度海洋からの影響を含め、より広範囲の議論を行う必要がある。

そこで、バレンツ海の家氷減少や気温上昇を引き起こす大気循環場を調べるため、バレンツ海の入り口に位置するベアーアイランド(北緯 74.62°、東経 19.02°)の地上気温に着目した。図 4.17a は、12月のベアーアイランドで観測された地上気温偏差の年変動を示している(データ取得先: <http://eca.knmi.nl>)。この研究では、12月のベアーアイランドの平均気温から標準偏差 0.8 を越える年を選出し、それぞれ暖かい年(暖冬年; 1984, 2004-2009, 2011年)と寒い年(寒冬年; 1980-1981, 1983, 1987-1989, 1995-1996, 2003年)と定義した。暖冬年は、南から暖かく湿った空気が流入することで1日の最高気温が 0°C を越える日が平均で約 3 週間あり、雲量も多くなっている(表 4.1)。寒冬年では、0°C を越える日はほとんどなく、暖冬年に比べると約 10°C も平均気温が低くなっており、暖冬年・寒冬年の違いは海氷の有無というよりも、風系によって支配されているように見える。本研究では、暖冬年と寒冬年の偏差を見る合成解析を行い、大気循環や海氷や海洋分布の違いを調べた。

図 4.18a は、12月の暖冬年と寒冬年の気温と気圧の偏差場を示している。ユーラシア大陸の沿岸で高圧偏差、グリーンランドでは低圧偏差が形成されており、バレンツ海やノルウェー海では等圧線の間隔が狭く、南風が卓越している。バレンツ海領域の家氷は、この南風の影響で北へ後退し、暖冬年は顕著な減少が見られる(図 4.17b)。バレンツ海の家氷上昇は、海洋からの乱流熱フラックス増加が原因であると指摘され

ていた (Honda et al., 2009)。しかし、バレンツ海やノルウェー海では、南から暖気移流が卓越しており、気温上昇が引き起こされている (図 4.19a)。そのため、正の潜熱フラックス領域はバレンツ海北側の一部分のみで、負の潜熱フラックス領域が広範囲で見られており (図 4.19b)、海洋からの加熱より水平移流の影響が大きいことがわかった。バレンツ海は、隣接する大西洋からの海洋熱輸送も大きく、暖かい大西洋水の流入の影響を考慮しなければならない。Nakanowatari et al. (2014) は、CFSR の再解析データを用いて、1年前の亜表層の水温とバレンツ海の海氷面積に関係があることを示した。大西洋起源の暖かい水は、1年かけてバレンツ海東部へ移動し、初冬の海氷生成を抑制する。しかし、同じ月の南風とも相関が高く、海洋と大気の双方がバレンツ海の海氷面積に影響していることを指摘している。以上のことから、海洋からの影響だけでなく、南風によりバレンツ海の海氷減少は引き起こされていることがわかった。

この海氷を北上させる大気循環が形成される原因を調べるため、暖冬年の低気圧の経路に着目した。グリーンランドでは、低圧偏差が形成され (図 4.18a)、グリーンランド東側からフラム海峡では南北熱輸送量や降水量が増加している (図 4.19 c)。中央シベリアでは、広範囲で降水量や南北熱輸送量の負偏差が見られる。これは、バレンツ海を通過する低気圧の経路が北上することで、大陸上に到達する低気圧の数が減少していることを示しており、先行研究とも整合的である (Inoue et al., 2012)。この低気圧経路の変化は、中央北極海での降水量増加を増加させ、フラム海峡やバレンツ海の北側の海氷上では積雪深が増加している (図 4.19 d)。この領域では、降水量のトレンドに対する水蒸気の水平移流の影響が大きくなっており (図 3.5 g)、低気圧により中緯度から移流が増加していることと整合的である。一方バレンツ海北側の一部では、乱流熱フラックスが増加しており、海洋からの蒸発量増加を示している。これは、暖冬年は南風により海氷が後退することで、寒冬年に海氷密接度 100%だった領域で海氷が減少し、海面が拡大した影響だと考えられる。

降水量や低気圧経路の変化は、北大西洋北側でも確認できており (図 4.19 c)、中緯度海洋から影響を受けていると考えられる。それゆえ、このバレンツ海の海氷減少を引き起こす大気応答は、ノルウェー海やそれより上流に位置する海域により引き起こされていることが示唆される。

表 4.1 暖冬年と寒冬年の平均気温と雲量。

	雲量	平均気温	風速	風向	最高気温が 0°C 越えた日数
暖冬年	80.8%	-1.3°C	7.8 m/s	148°	20 日
寒冬年	54.0%	-11.2°C	8.2 m/s	113°	4 日

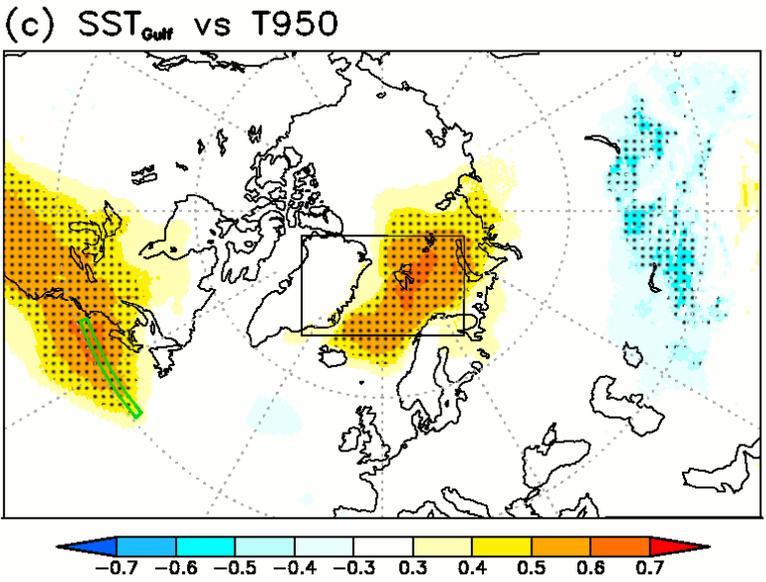
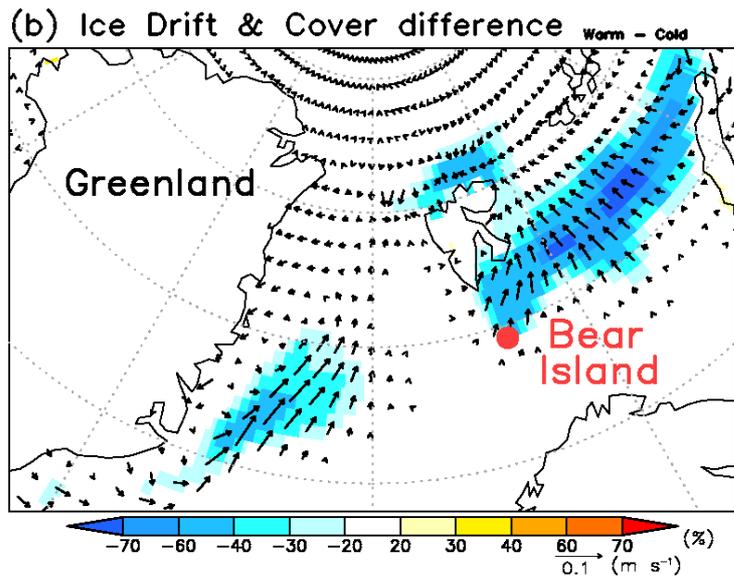
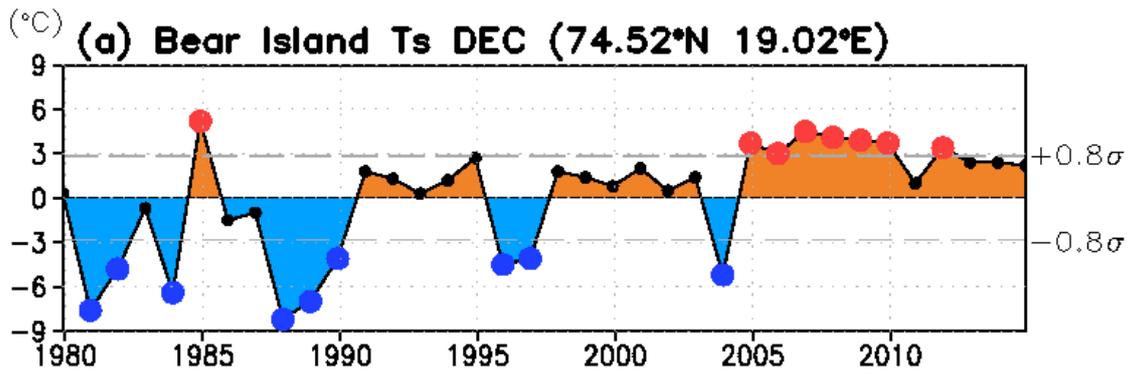
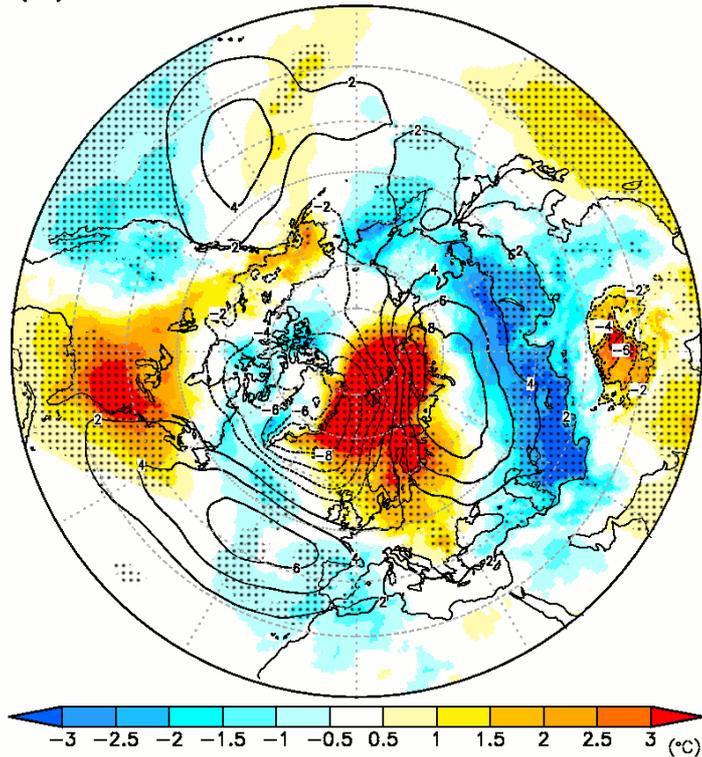


図 4.17 (a) ベアーアイランドの 12 月の気温偏差時系列。赤丸は暖冬年、青丸は寒冬年を示している。(b) 海氷密接度 (陰影) と海氷速度 (矢印) の暖冬年と寒冬年の偏差を示している。(c) 緑で囲まれたメキシコ湾流の水温と 950hPa の気温の相関マップ。黒点は有意水準 95%以上の領域。

(a) T950 & SLP difference Warm - Cold



(b) Z300 difference Warm - Cold

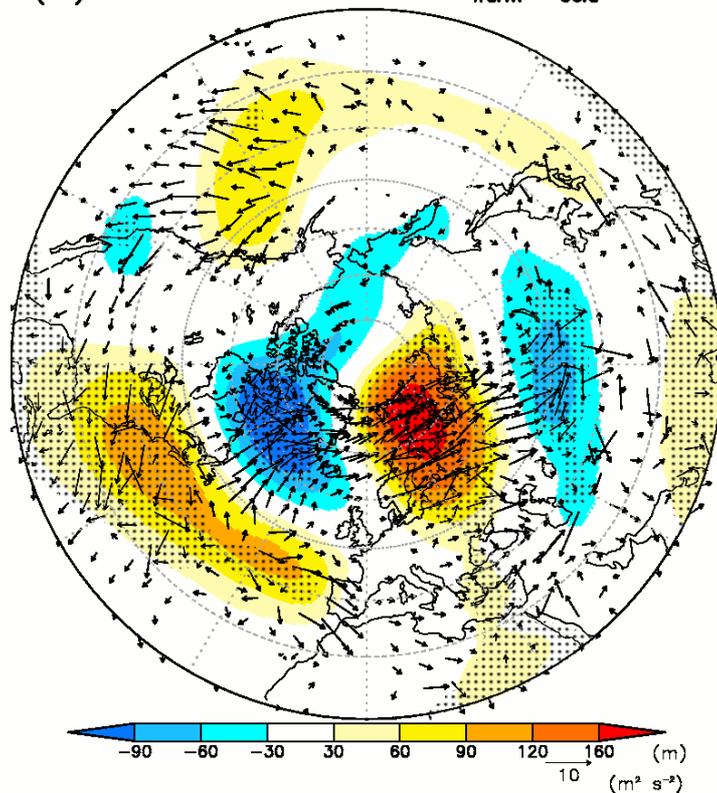
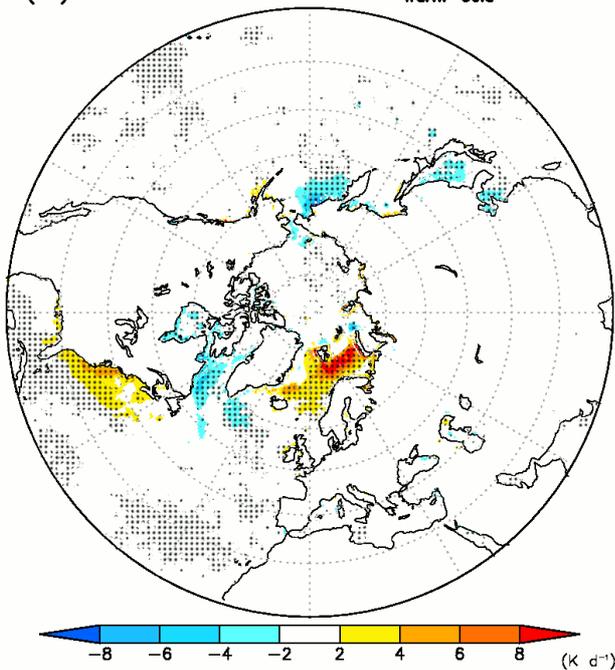
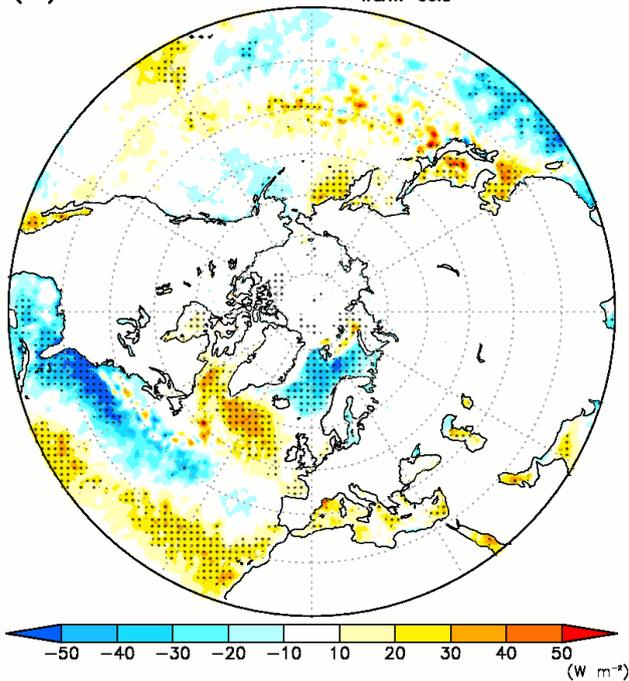


図 4.18 暖冬年と寒冬年の (a) 気温 (陰影)、気圧偏差 (線)、(b) 高度場偏差を示している。矢印は波の活動度フラックス。黒点は、有意水準 95%以上の領域。

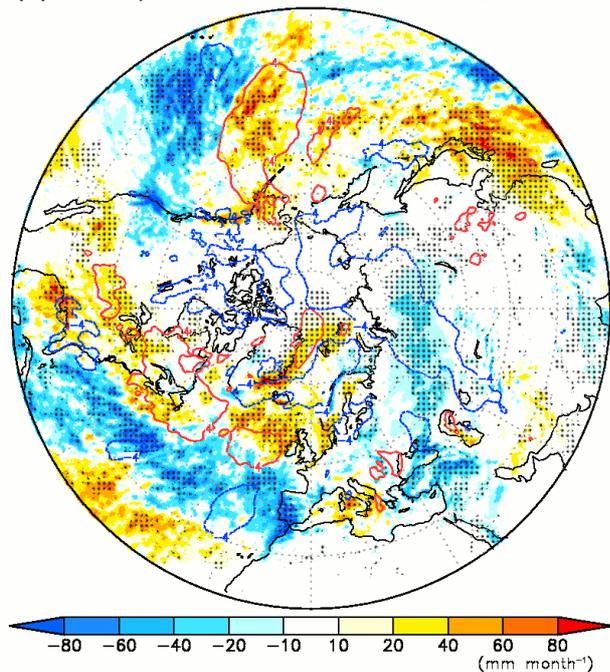
(a) $-\nabla \cdot \nabla T$ difference Warm-Cold



(b) LHF difference Warm-Cold



(c) Precip & $\overline{\nabla T}$ difference Warm-Cold



(d) SNOD difference Warm - Cold

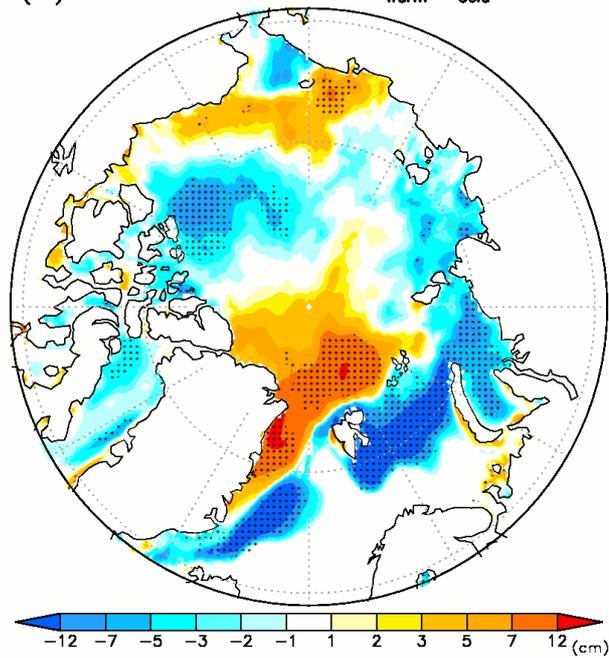


図 4.19 暖冬年と寒冬年の (a) 950hPa 気温の南北移流偏差、(b) 潜熱フラックス偏差、(c) 降水量 (陰影) と南北熱輸送量 (線)、(d) 海水上の積雪深の偏差を示している。黒点は、有意水準 95%以上の領域。

4-2-2 メキシコ湾流の水温分布変化と大気への影響

300hPa の高度場では、バレンツ海に正の偏差、ユーラシア大陸上には負の偏差が見られる (図 4.18 b)。そのため、先行研究で指摘されているようなロスビー波伝播が、バレンツ海からユーラシア大陸へ生じていることも考えられる (Honda et al., 2009)。しかし、300hPa 高度の波列は、より上流の北米東海岸から見られている。ロスビー波の伝播を示す波の活動度フラックス (Takaya and Nakamura, 2001) は、北米東岸からグリーンランド南部、バレンツ海を経由してユーラシア大陸まで続いており、中緯度が波源となっていることがわかる。この波列は、スカンジナビア半島付近に高度場偏差が形成されると、北西大西洋や中央シベリアでは逆の高度場偏差が形成されるスカンジナビアパターンと類似しており、ヨーロッパやシベリアで温度や降水量を変化させていることが考えられる (Bueh and Nakamura, 2007)。北大西洋の水温分布変化で高度場偏差が生じ、表面付近で大気循環の変化を引き起こすことで、北極の温暖化と大陸の寒冷化の空間パターンを形成している可能性がある。

北大西洋領域では、メキシコ湾流と呼ばれる暖流がアメリカ東岸を流れており、強い SST 傾度を持っている。表面では風の収束が起こり、強い対流で大量に解放された凝結熱が大気循環場に大きく影響している (Minobe et al., 2008)。特に、冬は大陸が冷たくなることでメキシコ湾流との間に大きな温度コントラストが生じ、気温傾度が他の季節より大きくなるため、大気循環に重要な変化をもたらす可能性がある。例えば、12 月のメキシコ湾流の水温は、メキシコ湾流上の気温だけでなく、ノルウェー海やバレンツ海の 950hPa の気温と強い正の相関が見られる (図 4.17 c)。また、ユーラシア大陸上の気温とも負の相関が見られおり、北極が暖かくなると大陸で冷たくなる北極温暖化・大陸寒冷化パターンと似た気温分布となった。これは、メキシコ湾流の暖かい海流により形成された大気応答が、両領域の気温分布を引き起こしていることを示唆している。通常冬期のアメリカ東海岸では、アメリカ東側の高圧偏差やグリーンランド南の低気圧の影響で、大陸上の寒気がメキシコ湾流の暖かい海水上へ流入している (図 4.20)。そのため、海洋上への寒気流入が抑制されると海洋からの熱供給量に変化し、大気循環場に影響している可能性がある。

そこで、メキシコ湾流の変動や大気への影響を調べるため、北大西洋領域の SST や大気の鉛直構造を調べた。メキシコ湾流領域では、暖冬年に SST が高くなっており、特に湾流軸に沿う領域で明瞭となっている (図 4.21 a)。しかし、潜熱フラックスの偏差は、SST 偏差の水平分布と異なり、アメリカ沿岸の東側の広範囲で負の偏差が見られる。これは、通常冬期にこの領域で西から北向きの風が卓越しているが (図 4.20)、高圧偏差による南風で陸上に蓄積した寒波の流出を弱め、海洋からの熱放出が抑制されている (図 4.21 b)。このメキシコ湾流の SST 上昇は、暖かい水温を持つ

湾軸の北上により引き起こされていると指摘されている (Wu et al., 2012)。図 4.21d には、メキシコ湾流上の SST の南北分布を示した。暖冬年の SST は、北緯 41° 以北で高くなっており、水温の高い湾軸が北上していることがわかった。また、SST の南北傾度は、暖冬年 (3.3°C/100km) のほうが寒冬年 (2.9°C/100km) に比べて強くなっており、メキシコ湾流の北上で強化されたと考えられる。SST の傾度の変化は、大気中の気温傾度を強化し、大気循環場に影響する。SST や SST 傾度が高くなった領域では、上昇流が強化されており、特に 700-900hPa 付近で強い上昇流偏差が見られる (図 4.21 c)。そのため、下層付近で雲や降水の形成領域が変化し、大気が加熱される領域も変化すると考えられる。図 4.19c では、北大西洋領域で低気圧の経路が北上し、降水量の増加領域も北側へ移動していることから、大気の加熱領域が変動していることが示唆されていた。それ故、メキシコ湾流上の高度場偏差は、メキシコ湾流の湾軸が北上することで低気圧の経路も北上し、降水帯や雲の形成領域が変化することで引き起こされている可能性がある。

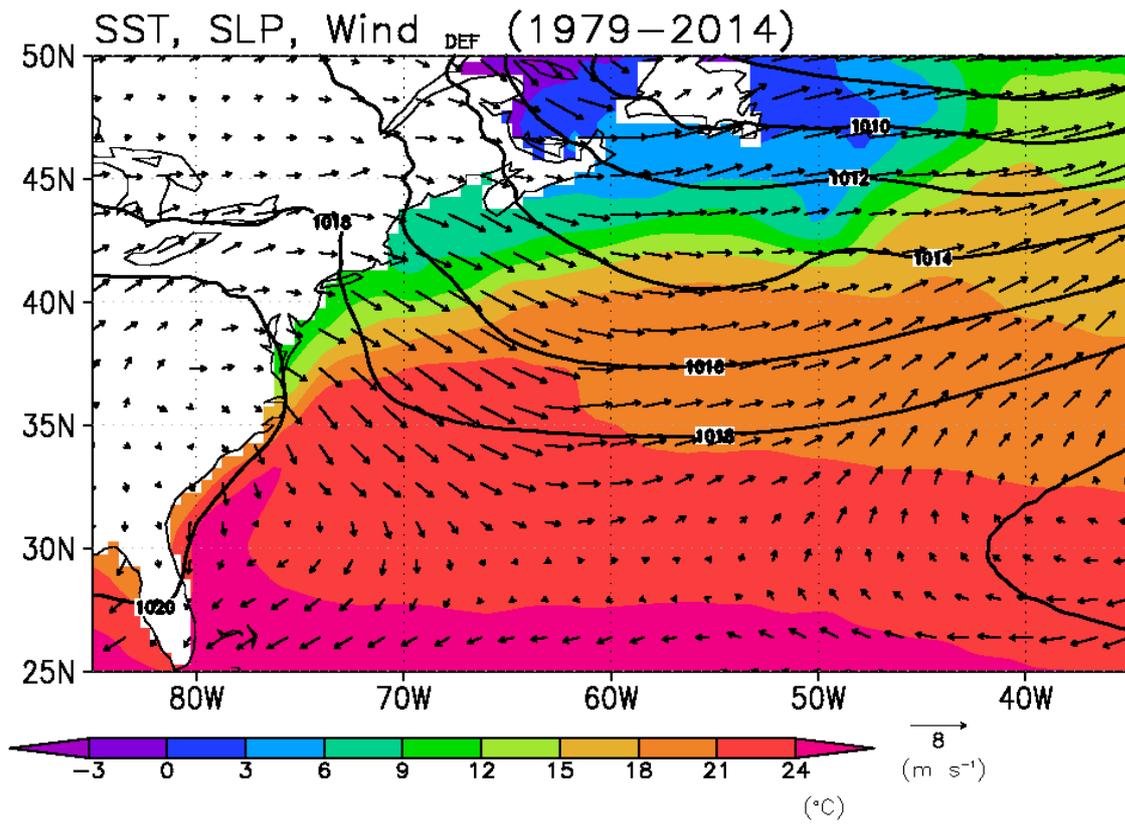


図 4.20 メキシコ湾流上の SST (色)、気圧 (線) と風速 (矢印) の気候値 (1979-2014 年)。

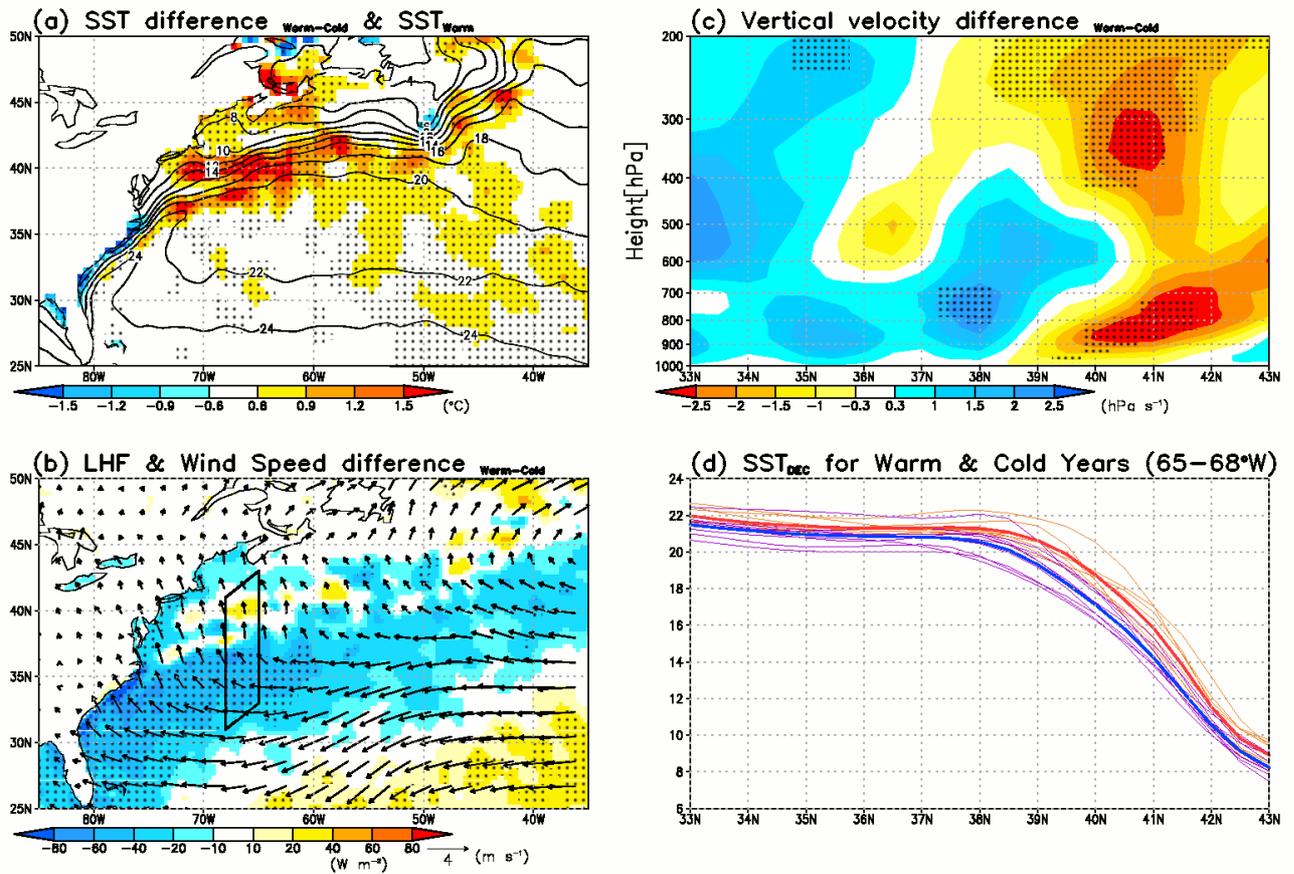


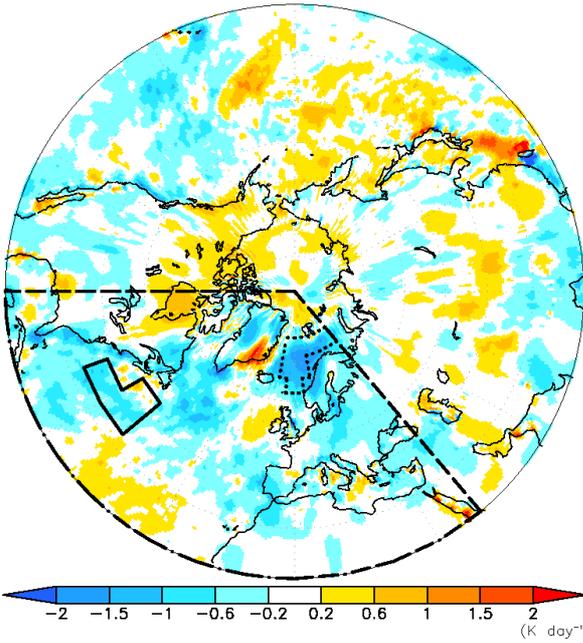
図 4.21 暖冬年と寒冬年の (a) SST 偏差、(b) 潜熱フラックス (陰影) と 10m 風速 (矢印) の偏差、(c) 鉛直速度の偏差を示している。黒点は、有意水準 95%以上の領域。(d) (b) の黒い四角で囲まれた経度方向を平均した緯度方向の SST を示している。赤線は暖冬年、青線は寒冬年を平均した SST で、橙と紫は全ての暖冬年と寒冬年の SST を示している。

4-2-3 中緯度水温前線からの高緯度大気への影響

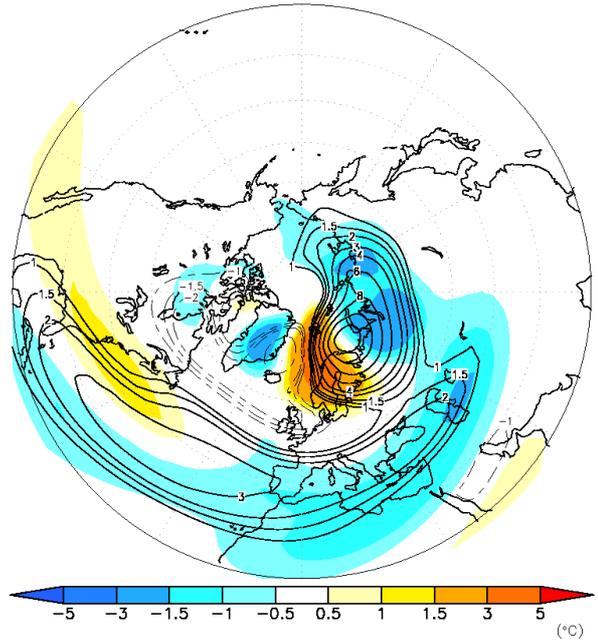
前節では、メキシコ湾流の北上で低気圧の経路が変化し、大気への熱源変動を通じて大気循環場の変化を引き起こしている可能性を示した。しかし、先行研究では、バレンツ海領域の熱源変動による影響が大きいことが指摘されている。そこで、大西洋領域の熱源偏差による影響を定量的に見積もるため、線形傾圧モデル (LBM) を用いて、各領域の熱源偏差による北大西洋領域やユーラシアでの大気応答を調べた。本研究では、LBM に与える熱源として、12 月の Q1 偏差を用いて実験を行った (図 4.22a)。Q1 は、対流圏の加熱や冷却に影響する放射の効果や海面からの顕熱供給、凝結熱の放出などが含まれている。実際、降水偏差と Q1 の偏差の水平分布は非常に似ており (図 4.19c、図 4.22a)、凝結熱は Q1 の大部分を占めていると考えられるため、Q1 は熱源強制力としては適当なパラメータであると言える。

最初に、LBM で大気応答が再現できるか確認するため、北大西洋全域 (図 4.22a 波線) に熱源を与えて実験を行った (図 4.22b)。スカンジナビア半島付近では高圧偏差が形成され、ノルウェー海は高温偏差、ロシア沿岸では低温偏差になっている。この大気応答は、図 4.18a で示された北極温暖化・大陸寒冷化パターンと似ており、LBM は熱源偏差が引き起こす大気応答を再現できることがわかった。次に、強い冷源があるノルウェー海の影響を調べるため、図 4.22a の点線で囲まれた領域のみ与えた実験を行った (図 4.22c)。この実験では、図 4.22b で示された大気応答がこの領域の冷源が強く影響していることを示した。最後に、メキシコ湾流上で低気圧の北上が引き起こした冷源の影響を調べるため、図 4.22a の実線で囲まれた冷源のみを与えた実験を行った。高圧偏差やそれに伴う気温偏差は、メキシコ湾流上や東ヨーロッパ領域で形成された。このメキシコ湾流上の冷源偏差による大気応答は、図 4.22b と分布は似ているが、大きさが一桁小さい。しかし、この大気応答によりノルウェー海では南風偏差となり、海氷を後退させる効果があると考えられる。さらに、大陸上では低温偏差が生じている。したがって、最初にメキシコ湾流上の冷源が西ヨーロッパ上に高圧偏差を形成し、大陸の低温偏差とノルウェー海で高温偏差を引き起こす。このノルウェー海の高温偏差により、ノルウェー海では潜熱フラックスの供給が抑制されることで冷源偏差となり、大気応答が強化されることが考えられる。つまり、メキシコ湾流の冷源は、北極温暖化・大陸寒冷化を引き起こす大気循環を形成し、バレンツ海の海氷を減少させることで、北極海の降水量増加や積雪深増加を引き起こしている。

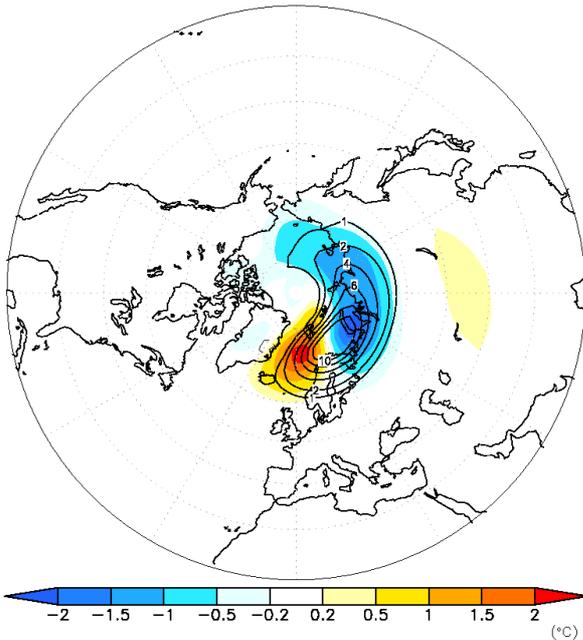
(a) Q1



(b) T950 & SLP difference (20–90°N, 90°W–40°E)



(c) T950 & SLP difference (NS+BS)



(d) T950 & SLP difference (GS)

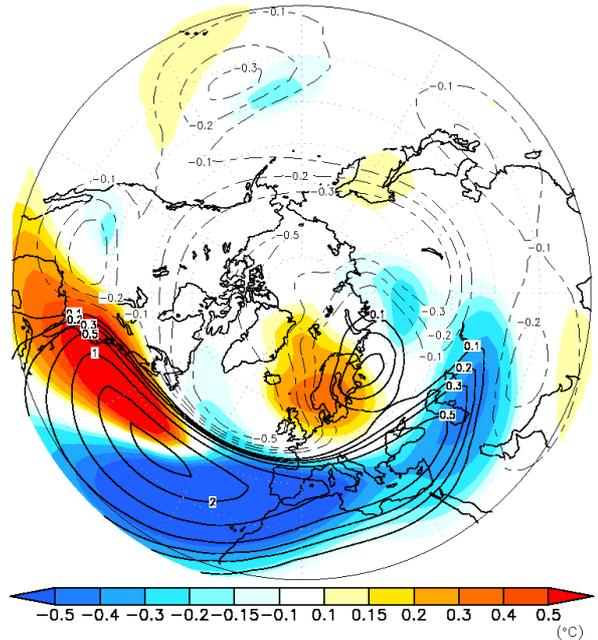


図 4.22 暖冬年と寒冬年の (a) 鉛直方向 (900-300hPa) に平均した Q1 偏差を示している。(b) 北大西洋領域に熱源偏差を与えた時の大気応答 ((a) の破線部分)、(c) バレンツ海とノルウェー海のみ熱源偏差を与えた時の大気応答 ((a) の点線部分)、(d) メキシコ湾流のみ熱源偏差を与えた時の大気応答 ((a) の実線部分)。

第5章 総合討論とまとめ

5-1 CFSR の海氷厚の誤差と原因

第3章での比較結果から、CFSR の秋や初冬の海氷上の積雪深は良く再現できていることがわかった。しかし、海氷厚は最大 2m の誤差があり、季節変動も再現できていない。海氷厚の誤差は、領域毎で大きさが異なっている。ポーフォート海では、春や夏に生じる海氷や海氷上の雪の融解はよく再現できているものの、海氷の成長が観測に比べて早く始まるため、秋から冬の間には誤差が徐々に大きくなり、12月には1m以上厚くなる。一方、中央北極海では、1年を通じて氷厚に誤差があり、特に夏から冬頃に2m近く厚くなっている。

そこで、CFSR と観測で誤差が生じる要因を調べるため、CFSR で使用されている1次元海氷モデルを用いて、積雪や海氷のパラメタリゼーションの特徴に着目した。この計算を行うため、積雪深と海氷厚を同時に十分観測できている10個のブイを選出した。各モデル計算では、初期値としてブイの海氷厚を与え、9月16日から翌年の5月31日まで12時間の時間分解能で計算を行った。モデルのパラメータとして、積雪深や表面温度にはブイの観測データ、大気の大気熱強制はCFSRの表面熱収支（正味の熱フラックス）を用いた。また、海洋からの海洋熱フラックスは与えず、海洋側からの影響は無視している。この研究で用いた1次元モデルでは、各グリッドで海氷や積雪の熱収支を計算しているため、海氷の動き等の水平方向の物理過程を考慮していない。

図5.1は、1次元モデルで計算された海氷厚の季節変化を示している。モデルで再現された海氷厚は、両領域とも観測値との誤差が小さく、季節変動もよく再現されている。4月や5月頃の比較数は少ないが、相関係数は全ての月で0.98以上と高くなっていた。ポーフォート海では、11月まで海氷厚に変化はなく、12月以降に海氷の成長が始まっている（図5.1a）。1次元モデルの結果では、11月以降に海氷の成長が始まるのに対し、CFSRでは9月から成長が始まっていることから、海氷の成長期間が長くなることで海氷が厚くなっていると考えられる。CFSRの海氷成長のタイミングが観測と異なるのは、モデルの初期設定に問題があると考えられる。モデルでは、表面や海洋からの冷却で下層海氷の温度が低下し、海洋の結氷点以下になると海氷成長が始まるため、海氷の成長量は下層の海氷温度と海氷下からのエネルギー量に依存している。それゆえ、上層の海氷温度は、熱伝導を通じて下層の海氷温度に影響を与え、海氷の成長や結氷する時期を決める上で重要な役割を担っている。通常夏期の海氷温度は、気温の上昇や太陽放射量の増加により、融点近くになる。表面冷却が始まる秋には、海氷の温度が徐々に下がり、冬や春頃に -20°C 近くまで下降する。この研

究では、海氷の初期値を観測値と近い値に設定することで、海氷温度の季節変動も再現できていることが確認できた (図 5.2)。この 1 次元モデル計算から、初期の上層海氷の温度が 1°C 低いと、下層海氷の温度低下が早くなり、海氷の回復が始まる時期は約 2 ヶ月早まることがわかった (図 5.2)。海氷温度の下降する時期が早まると、海氷成長の期間が長くなり、海氷成長量は大きくなる。モデルの計算初期 (9 月) の海氷温度を結氷点 (0.0°C) にすると、12 月頃から海氷の成長が始まり、観測値とよく一致していた。よって、CFSR における海氷厚の誤差の要因として、海氷温の低温バイアスの可能性が挙げられる (CFSR には海氷の温度出力はないため確認はできない)。また、海氷厚の誤差は、海氷の層数による影響も考えられるが、2 層以上で計算を行っても海氷厚の季節変化は小さいことが指摘されおり (Semtner, 1975)、影響は限定的と考えられる。

中央北極海の海氷厚は、全ての月で 0.5m 以上の誤差があり、ボーフォート海と異なる要因が考えられる。CFSR の海氷厚は、6 月や 7 月の観測値と比べて海氷の融解量が小さい (季節変動幅も小さい) (図 3.2b)。これは、海氷上の雪も厚く再現されていることから (図 3.1b)、雪の融解に熱が使われることで、海氷の融解が抑制されたと考えられる。そのため、夏の誤差が氷厚として冬まで残り、初秋から冬にかけて誤差が 1.5m に増幅する。

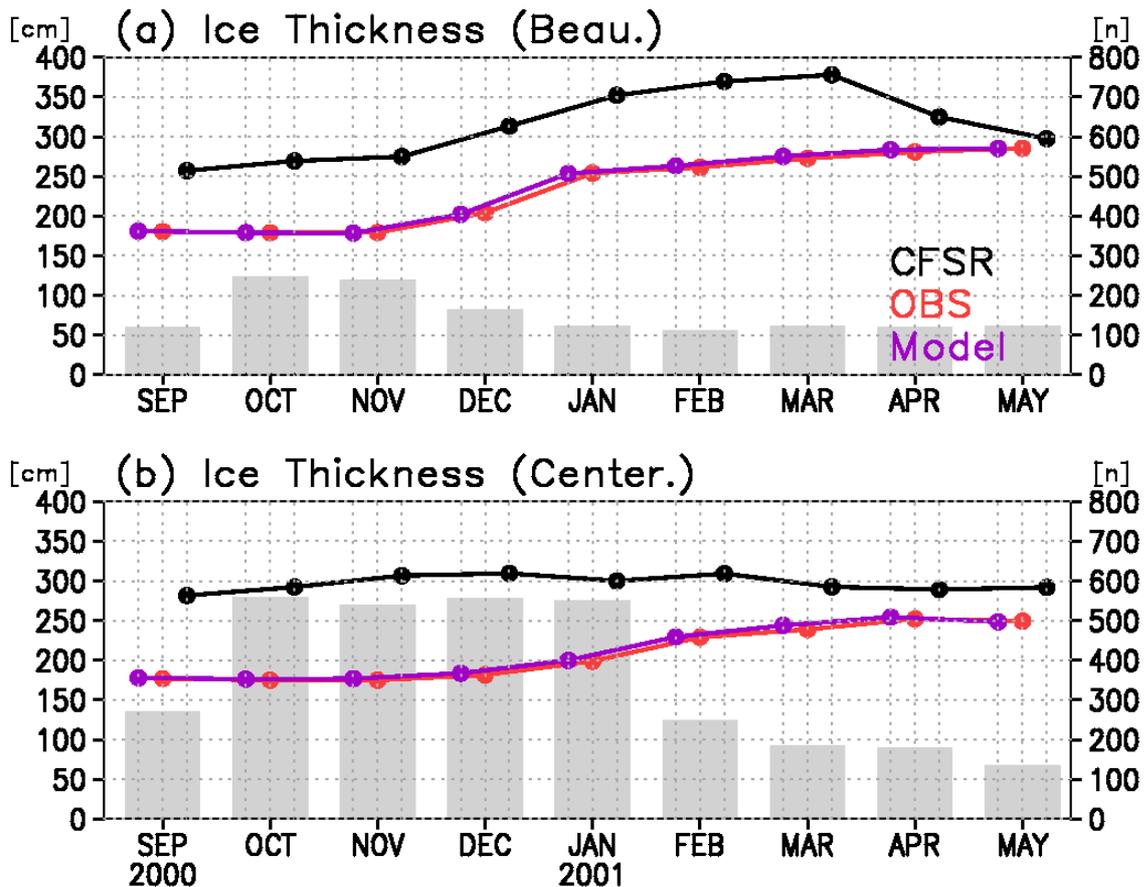


図 5.1 1次元3層海氷モデルで再現された (a) ボーフォート海と (b) 中央北極海の海氷厚の季節変動。灰色は、比較を行ったデータ数を示している。

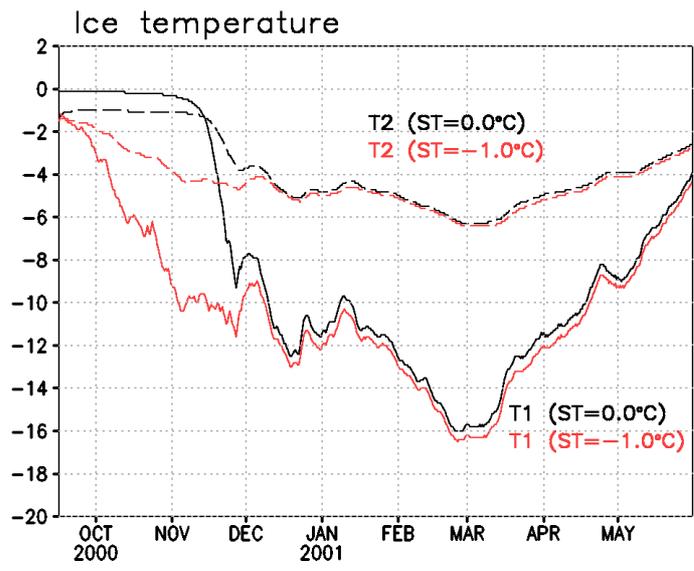


図 5.2 図 5.1 で計算された 1 層目 (実線) と 2 層目 (破線) の海氷の温度。海氷の温度を 0.0°C (黒) と -1.0°C (赤) で始めた場合の時系列。

5-2 雪の断熱作用と雪ごおり

本研究では、北極海で降水量が増加し、海氷上で積雪深が増加していることを明らかにした。海氷上の雪は、自身の持つ断熱作用で海氷からの熱放出を抑制し、海氷成長を鈍化させる。この雪の断熱作用は、薄い海氷ほど効果が大きく、近年薄い海氷が増加しているチャクチ海やボーフォート海で影響が大きいことを示唆している。そこで、積雪深増加が海氷成長にどれほど寄与しているか定量的に調べるため、海氷の1次元モデルを用いた計算を行った。北極海では、9月の中旬頃から海氷の冷却が始まり、12月から5月頃まで海氷が成長する(図 3.2a,b)。そこで、モデルの初期時刻を9月16日とし、5月31日までの海氷成長量を計算した。海氷上の積雪深は、降雪量が多い9~11月に増加し、降雪量が少なくなる12月以降はほとんど変化が見られない(図 3.1a,b)。この結果を考慮し、積雪深の設定については、観測された季節変化から、12月まで積雪量を単調増加させ、12月以降は一定であると仮定した。気温や表面熱収支は、CFSRの気候値を用いている。図 5.3は、初期の海氷厚と12月までの積雪深増加量に対する海氷成長量の関係を等値線で示している。初期の海氷が薄く(厚く)なると、海氷自身の断熱効果が小さく(大きく)なり、海氷成長量が大きく(小さく)なることがわかる(横軸方向の変化)。また、11月までの積雪深が少ない(多い)と、雪の断熱効果が小さく(大きく)なり、海氷成長量が大きく(小さく)なる(縦軸方向の変化)。最近の積雪深増加による海氷成長の抑制効果を議論するため、チャクチ海の積雪深増加領域(図 3.3f: 北緯 73~77°、東経 170~200°)に着目し、最近5年間(2009~2013年)と1980年代(1981~1985年)の積雪深と9月の海氷厚に対する海氷成長量を比較した(図 5.3: 赤丸(最近5年間)、四角(1980年代))。表 5.1には、着目した領域の各年代の積雪深、海氷厚と海氷成長量の計算結果を示している。最近では、海氷上の積雪深が8cm増加しており、雪による断熱効果は大きくなっている。しかし、最近の海氷は、5月まで約105cm成長しており(赤丸)、過去の成長量(四角)より約40cm大きい。これは、海氷厚が海氷回復の始まる秋の時点で125cm減少しており、海氷自身の断熱作用が小さくなった影響であると考えられる。積雪深増加の影響を調べるため、過去の積雪深に変えて実験を行うと、海氷成長量は約125cmとなり、海氷成長量が大きくなる(図 5.3: 黒丸)。そのため、積雪深が8cm増加する事で、海氷は約20cm(約15%)成長が抑制され、積雪深増加の影響で薄い海氷が形成されていることがわかった。

北極海では、温暖化による気温増加や熱収支変化で表面冷却が弱くなり、海氷成長に影響していることが考えられる。そこで、最近5年間と1980年代の5年間に着目し、最近の気温増加や積雪深増加による海氷成長量への影響を定量的に調べた。具体的には、気温、熱収支、積雪深や初期海氷を1980年代や2010年代のそれぞれの値

にした場合や 2010 年代の設定から気温・熱収支や積雪深を 1980 年の値に変えた実験を行った。図 5.4a,b は、各実験で計算された海氷厚と海氷成長量の時系列を示している。1980 年代の海氷（図 5.4a,b 青破線）は、2010 年代の海氷より厚いため海氷の断熱効果が大きく、海氷成長量は 70cm 程度と小さい。2010 年代の海氷（図 5.4a,b 橙色実線）は、11 月頃から成長が始まり、5 月 31 日まで約 100cm 成長する。積雪深のみ 1980 年代に設定すると、海氷成長量が 20cm 大きくなっていた（図 5.4b 赤実線）。これは、積雪深増加で海氷成長が約 20%抑制されていることを示している。一方、気温や熱収支を 1980 年代に設定すると、海氷成長の時期が約 1 ヶ月早くなるが、5 月 31 日までの成長量が約 10cm（海氷成長量約 10%）大きくなっていることがわかった（図 5.4b 青実線）。春までの海氷成長量の変化は、最近の温暖化による気温増加より、積雪深増加による断熱効果の影響が大きいことがわかった。しかし、10 月～12 月は、気温や熱収支を変えた実験の方が海氷は成長している。この時期は、海氷上の雪が少ないため断熱効果が小さく、気温の影響が大きくなったと考えられる。

海氷上の雪は、通常断熱効果により海氷成長を抑制する働きを持つ。しかし、チャクチ海やボーフォート海のように夏期の海氷減少の影響で海氷が薄いと、積もった雪の一部が雪ごおりと呼ばれる氷に変わり、海氷形成や成長を促進する。また、海氷が形成されていなくても、水温が 0°C 以下になっている冷たい海域では、一度に大量の降雪が生じると、海洋上に晶氷が形成されることがある（Turner and Pendlebury, 2000）。海氷縁近くの SST が低い領域では、強い降雪により海氷の核となる晶氷が形成され、海氷形成を促進している可能性がある。これまで海氷縁付近で観測が十分に実施されておらず、海氷形成初期のプロセスは明らかになっていない。2010 年「みらい」北極航海では、海氷縁近くの SST が氷点下以下である領域で観測が実施され、低気圧が通過する際に強い降雪が観測された（図 5.5b）。強い降雪時には、「みらい」周辺で海氷形成初期に発生する蓮葉氷が確認されており（図 5.5d）、海氷密接度も増加していた（図 5.5b）。この時の SST や塩分は、結氷できる環境ではなく、さらに低気圧による南風の影響で海面冷却が弱く、海洋起源の海氷が形成される状態ではなかった。さらに、この南風は海氷を北側へ後退させるため、海氷域からの海氷流出は考えられない。この海氷密接度の増加は、強い降雪で海洋上に雪起源の晶氷が形成され、薄い海氷の形成を促進したと考えられる。

この晶氷は、海氷同士の衝突や乗り上げにより徐々に拡大して海氷になることから、海氷形成に重要な役割を持っている。特に、海氷形成時は、雪ごおりや海氷同士の乗り上げにより成長する割合が大きく、強い降雪は初期の海氷形成に大きく影響している（Ukita et al., 2000）。雪ごおりは、海氷全体に対して占める割合は 10%程度と言われているが（Toyota et al., 2007）、海氷の核を作ることによって海氷形成を促進する。そ

のため、結氷点に到達してから海氷成長が始まる場合と比較して海氷成長の期間が長くなり、海氷の成長量が大きくなる。

この雪ごおりは、さらに薄い海氷が形成される将来に増加すると考えられる。この過程を考慮しているモデルは、考慮していないモデルと比べて海氷量や海氷上の積雪深に違いが生じる可能性がある。そこで、将来予測モデルの雪ごおり過程を考慮したアメリカのNOAAが開発を行ったGFDL_ESM2Gと考慮されていない日本で開発されたMIROC5の比較を行った。図5.6にGFDLとMIROCで予測されている12月の海氷厚と積雪深を示した。それぞれのモデルで分布に違いがあるものの、12月の北極海は海氷で覆われ(図5.6 a,b)、海氷上の積雪も確認できる(図5.6d,e)。GFDLとMIROCの海氷厚を比較すると、チャクチ海、東シベリア海、ラプテフ海、カラ海、バレンツ海やグリーンランド海でGFDLの海氷厚の方が厚くなっている(図5.6c)。また、積雪深を比較すると、GFDLの海氷厚が厚くなっている領域とほぼ同じ領域で積雪深も深くなっている。これらの領域は、GFDLで早期に海氷が形成されている領域と一致しており(図5.6c)、降雪による雪ごおりが早期に形成され、海氷厚や海氷上の積雪深に違いが生じたと考えられる。雪ごおりによる海氷体積への影響を調べるため、GFDLとMIROCで海氷厚に明瞭な違いが見られた領域に着目し、海氷体積の経年変動を調べた。図5.7aは、ラプテフ海からチャクチ海(北緯70-77°、東経120-200°)にかけての海氷体積の経年変動を示している。MIROCは、温暖化の影響で海氷体積は2100年まで減少が持続している。また、GFDL以外の他モデル(表2.3)でも、MIROCと同様に2100年まで減少傾向にある。しかし、GFDLでは、2050年頃までは減少が持続するが、その後の変動は横ばいとなり、2100年頃には他のモデルより海氷体積が多くなっている。特に、2080年代後半から2100年にかけて、海氷体積は増加傾向にあるように見える。2081年から2100年の間は、GFDLとMIROCの差が明瞭なり(図5.7b)、その20年間の平均を比較すると、約2倍の海氷体積差があることがわかった。そのため、GFDLは雪ごおりにより海氷を早期に形成するため、海氷の成長期間が長くなり、MIROCより海氷体積が増加したと考えられる。

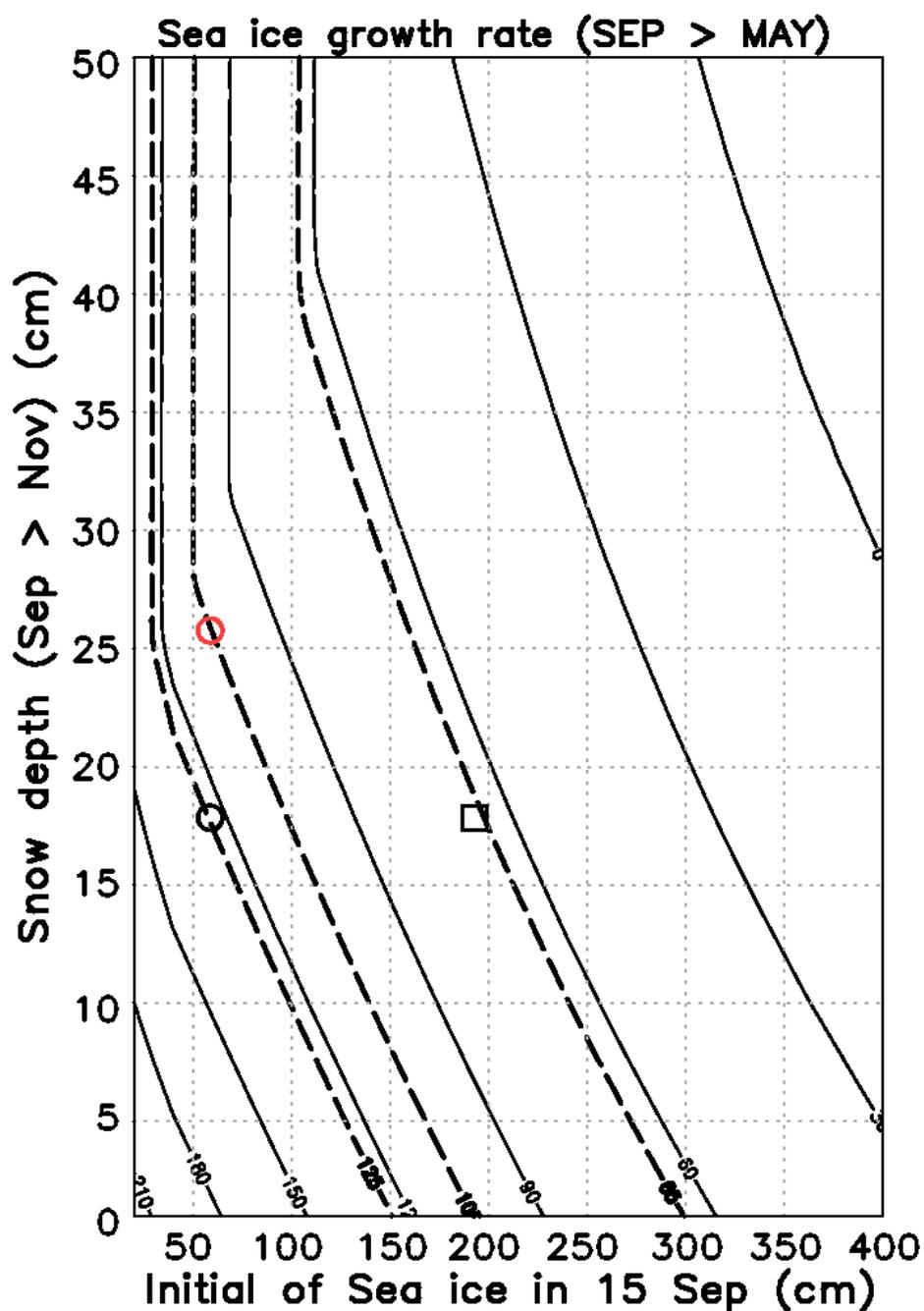


図 5.3 9月15日から翌年5月31日までの海氷回復量の等値線図。縦軸は9月から11月31日まで増加する積雪深、横軸は9月15日の海氷厚の初期値。赤丸と黒四角は、最近5年分(2010s)と1980年5年分(1980s)の海氷回復量。黒丸は、過去の積雪深の場合、最近の海氷がどれほど成長しているか示している。

表 5.1 過去と最近5年分の11月積雪深と9月15日の海氷厚

	□ : 過去 1981~85年 (1980s)	○ : 最近 2009~13年 (2010s)
9/15の海氷厚	190cm	65cm
11月の積雪深	18cm	26cm
海氷成長量	65cm	105cm

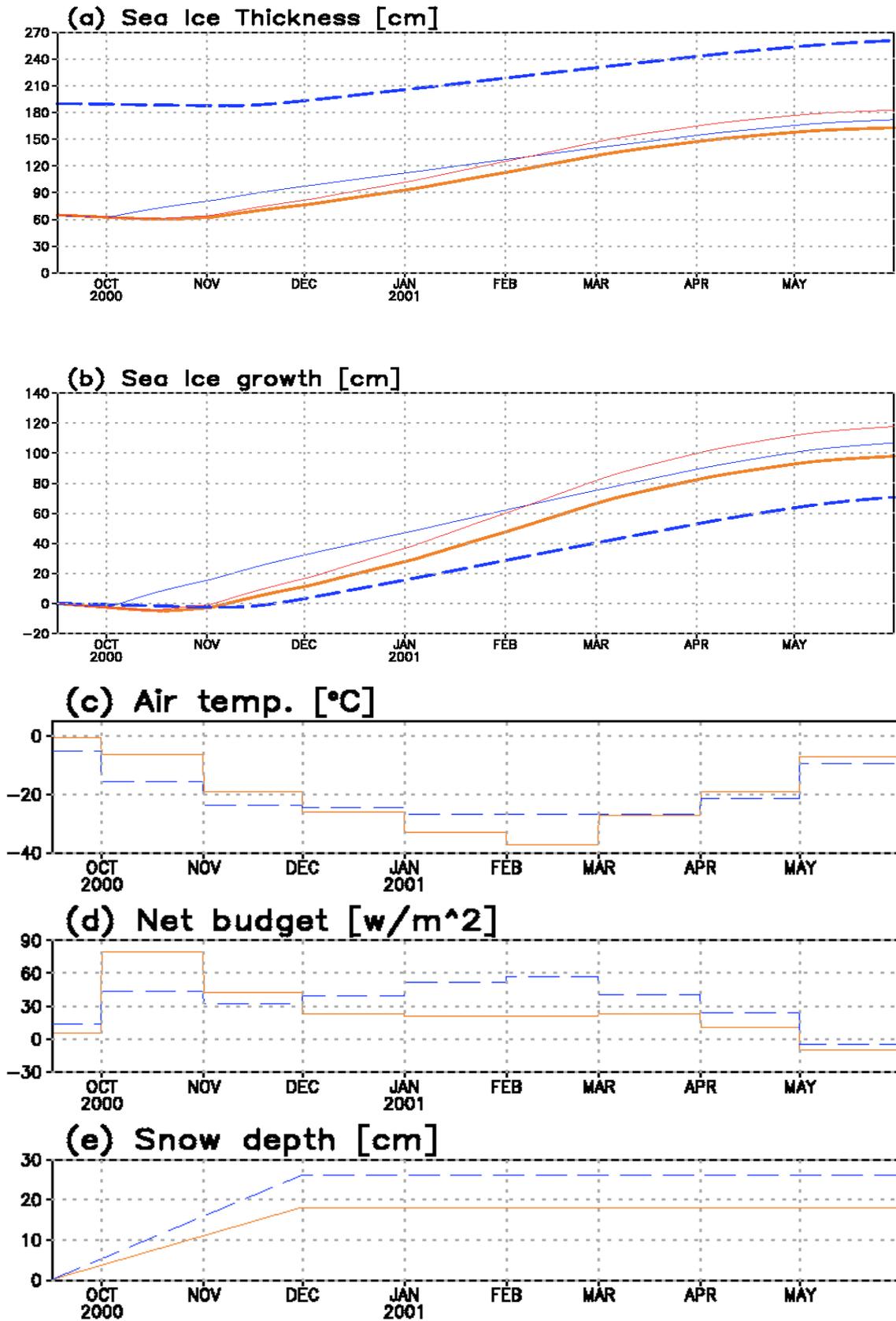


図 5.4 表 5.1 の条件で計算された海氷 1 次元モデルの (a) 海氷厚と (b) 海氷成長量の時系列。破線は、熱収支や気温、積雪深、海氷厚を 1980 年代で計算。実線は 2000 年代の海氷厚を初期値とし、色毎に強制力 (気温や熱収支) や積雪深の条件を変えている (青線: 熱収支や気温を 1980 年代; 橙: 全て 2010 年代; 赤: 積雪深のみ 1980 年代)。各年代 (青: 1980 年代、橙: 2010 年代) の実験で与えられた (c) 気温、(d) 熱収支、(e) 積雪深。

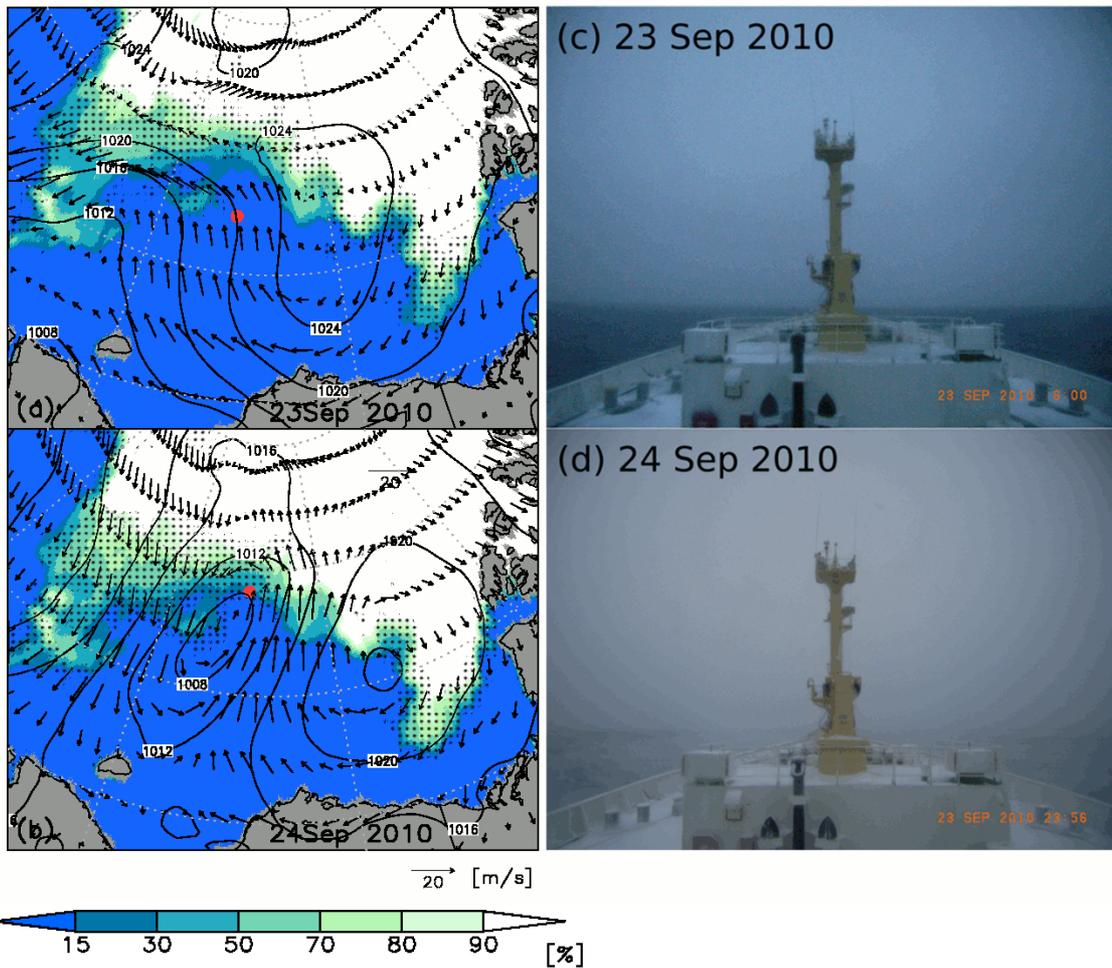


図 5.5 2013 年 9 月 23 日 06UTC の (a) 海氷密接度 (陰影) と気圧 (実線)、風速 (矢印)、(c) 「みらい」 船首方向の写真。(b) と (c) は、2013 年 9 月 24 日 00UTC。(a) と (b) の赤点は、6 時間前に比べて海氷密接度が増加している領域。

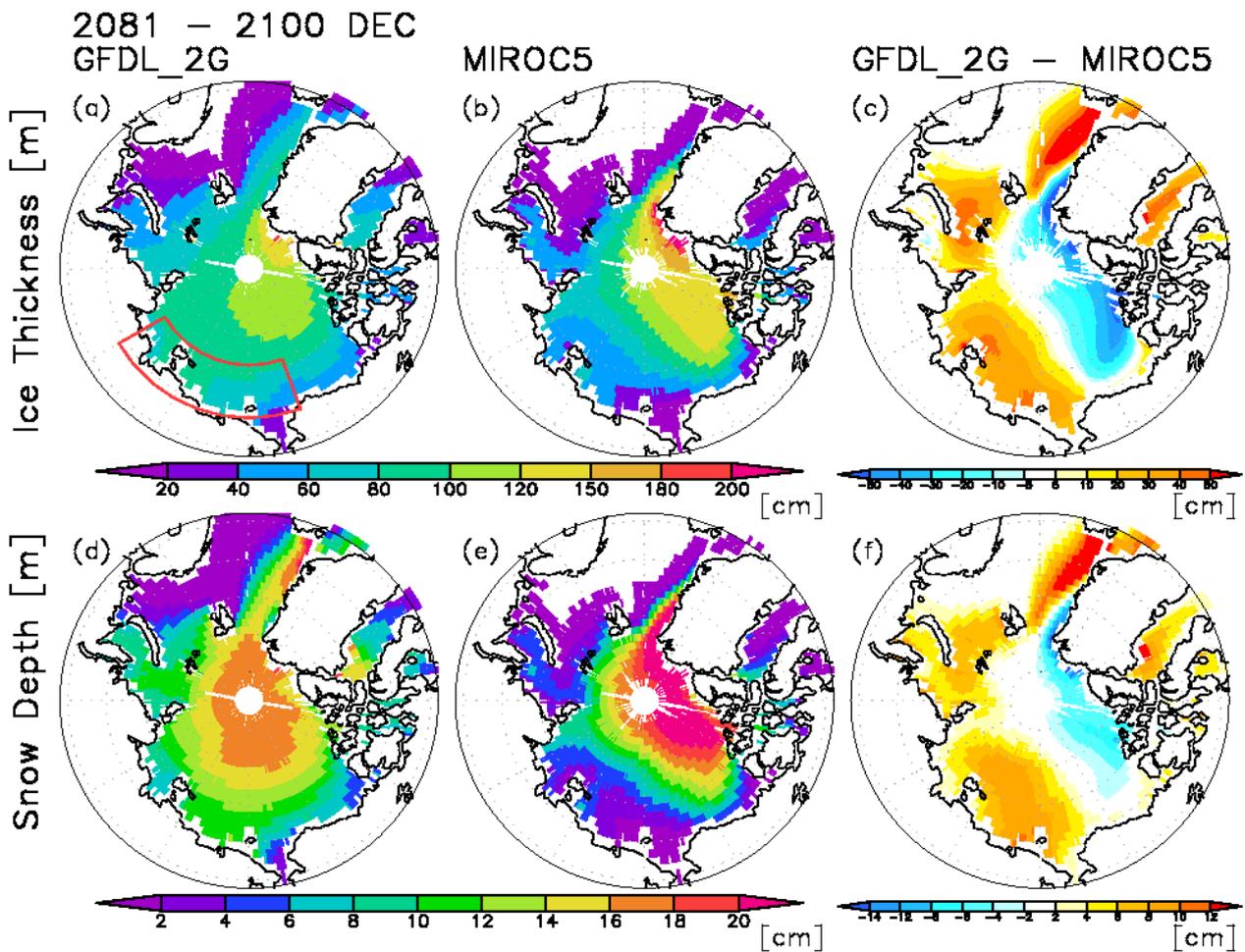


図 5.6 GFDL_2G と MIROC における将来 (2081-2100 の平均) の 12 月の海氷厚と積雪深。(a) GFDL_2G と (b) MIROC の海氷厚、(c) GFDL_2G と MIROC の海氷厚の差 ((a) - (b))、(d) GFDL_2G と (e) MIROC の積雪深と (f) GFDL_2G と MIROC の積雪深の差 ((d) - (e))。

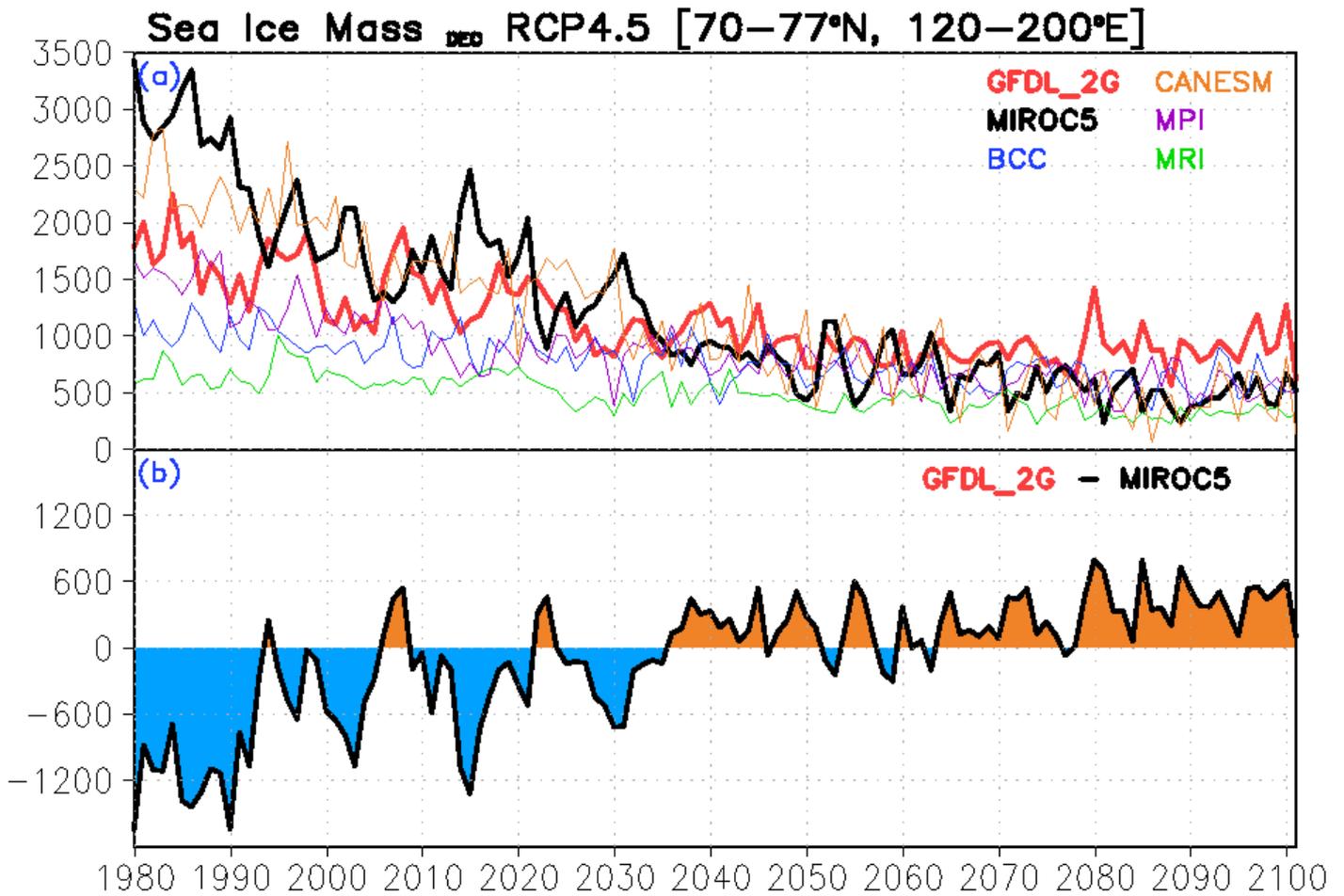


図 5.7 (a)図 5.6a の赤線の領域で平均された各モデルにおける 12 月の海氷体積 (km^3) の経年変動。(b) GFDL_2G と MIROC の海氷体積偏差の時系列。

5-3 まとめ

本稿では、北極海の降水量変化に着目し、冬期海氷上の積雪深変化や海氷形成、海氷成長量への影響を明らかにした。さらに、その降水量変化が何故生じているのか、観測データや再解析データを用いて調べた。太平洋側北極海では、近年秋や初冬の海氷減少が著しく、海面の拡大で蒸発量が増加し、降水量が多くなっていた。海氷縁付近では、氷縁域と海洋との水温勾配が強くなり、メソスケールの降水システムが形成され、大量の降雪が生じることがわかった。これらの領域では、融氷水の影響で水温が低く、大量の雪が降ると海氷の核となる雪ごおりが形成される。そのため、氷縁付近で発生するメソスケールの降水システムは、海氷形成を促進していることが考えられる。チャクチ海では、10月や11月の降水量が増加しており、特に11月は海氷縁付近で顕著な増加が見られ、海氷上に積もる雪が多くなっている。そのため、断熱効果が大きくなることで海氷成長を抑制し、薄い海氷が形成されやすくなっている。これらの領域では、夏期に海氷が消滅するため、秋や初冬に薄い海氷が形成されやすく、積雪深変化の影響を受けやすくなったと考えられる。

一方北極海の大西洋側では、蒸発量増加の降水量に対する影響はバレンツ海北側の一部領域に限られ、水平移流の効果が大きいことがわかった。この傾向は冬でも顕著であった。これは、バレンツ海の海氷減少で低気圧の経路が北上し、北極海へ侵入する低気圧が増加したためである。このバレンツ海の海氷減少は、メキシコ湾流上の冷源が形成する大気応答によりもたらされており、中緯度海洋からの影響を明らかにした。大西洋側北極海では、バレンツ海だけでなく、スバルバル諸島の北側でも海氷減少が著しい (Onarheim et al., 2014)。特に、夏より冬の海氷減少が顕著であり、南風や気温と相関が高く、大気場循環が大きく影響していると考えられており、総合的な結果となった。バレンツ海やフラム海峡では、降水量増加に伴う積雪深増加が見られていた。しかし、この領域に形成されている海氷は太平洋側北極海に比べて厚く、雪の断熱効果は小さいと考えられる。また、海流によりフラム海峡を通じて大西洋へ流出するため、チャクチ海ほど積雪深と海氷の厚さに関係が見られない。

この研究では、マルチスケールの現象に着目し、中・高緯度間、高緯度内での大気海洋相互作用に着目した。メソスケール現象については、ドップラーレーダーを用いて、海氷付近で生じる降雪のメカニズムを明らかにした。北極海で船舶を用いた観測のほとんどは海氷上で実施されており、「みらい」のように海氷縁付近の海洋上で実施される観測は非常に貴重である。特に、近年の温暖化の影響で海洋と海氷の温度コントラストはさらに大きくなり、大気側（低気圧や降水の強さ等）への影響が大きくなっていると考えられる。また、観測データによる、海氷縁付近での降雪が海氷成長や形成に与える影響は未だに明らかになっていない。特に、強い降雪は海洋上で晶氷

を形成し、海氷形成を促進すると指摘されている。そのため、今後も海氷縁付近で大気の観測だけでなく、その大気応答が海洋構造や海氷形成にもたらす影響を明らかにする観測を行う必要がある。北極海の海氷上の変化については、IMB ブイデータを用いて、積雪深や海氷厚に着目してきた。しかし、海氷上での観測も十分とは言えず、特に東シベリア海で IMB による観測が不足している。また、海氷の温度は海氷成長の時期に影響していることがモデルから示唆されており、海氷上での積雪深に焦点を当てたより詳細な観測を行う必要がある。中緯度を含む広範囲の解析を行うため、メキシコ湾流に着目した研究を行った。しかし、メキシコ湾流の水温変化の原因や他の海域がメキシコ湾流に与える影響は議論しておらず、さらに広範囲の海域に着目した研究が必要とされている。以上のことから、再解析データやモデルを用いて広範囲での相互作用を考慮しつつ、再現しきれない小さなスケールの現象を観測で明らかにして行く必要がある。

謝辞

本研究を行うにあたり、多大なるご指導・ご助言頂きました、総合研究大学院大学複合科学研究科極域科学専攻の猪上淳准教授には、心より御礼申し上げます。猪上准教授には、博士課程だけでなく、学部4年生時より懇切丁寧にご指導頂きました。また、研究の指導だけでなく、海洋研究開発機構が地球海洋研究船「みらい」を用いて実施した北極航海にも3回同行させて頂き、観測の楽しさや重要性など、基礎からご教授頂きました。山内恭教授には、副指導教官としてご指導頂きました。学会発表をはじめ、研究進行において多くのご助言を頂きました。榎本浩之教授には、総合研究大学院大学での講義だけでなく、副指導教官としてご指導して頂きました。大気だけでなく、海氷や積雪分野で大変多くのご助言を頂きました。塩原匡貴准教授には、総合研究大学院大学での講義だけでなく、ニーオルスンで実施された雲観測で大変お世話になりました。また、雲の研究を行うにあたり、多くのご助言を頂きました。三重大大学の立花義裕教授には、学部4年生時より研究進行や論文執筆にあたり、大変お世話になりました。特に、学部生から修士課程では、他分野の研究について多くのご助言を頂きました。新潟大学の浮田甚郎教授には、ニーオルスンの雲の観測時に、研究だけでなく様々にご指導を頂きました。また、海氷や積雪の研究を行うにあたり、大変貴重なご助言を頂きました。

さらに、中野渡拓也博士には、バレンツ海の研究を行うにあたり、海洋部分での研究で様々な議論をさせて頂きました。海洋研究開発機構の大島和裕博士には、2014年のオゾンゾンデ観測実施時に大変お世話になりました。堀正岳博士には、2013年の北極航海時にラジオゾンデの観測や解析時にご助言頂きました。

参考文献

- Bintanja, R. and F. M. Selten, 2014: Future increase in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat. *Nature*, **509**, 479–83.
- Blazey, B. A., M. M. Holland and E.C. Hunke, 2013: Arctic Ocean sea ice snow depth evaluation and bias sensitivity in CCSM. *The Cryosphere*, **7**, 1495-1532.
- Brown, R. C. Derksen and L. Wang, 2010: A multi-data set analysis of variability and change in Arctic spring snow cover extent, 1967-2008. *J. Geophys. Res.*, **115**, D16111, doi:10.1029/2010JD013975.
- Brown, R. A., 1986: *The planetary boundary layer in the marginal ice zone*. MIZEX Bulletin VII, 41–54.
- Bueh, C. and H. Nakamura, 2007: Scandinavian pattern and its climatic impact. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, 2117–31.
- Bulygia, O. N., V. N. Razuvaev and N. N. Korshunova, 2009: Change in snow cover over Northern Eurasia in the last few decades. *Environ. Res. Lett.* **4**, 045026, doi: 10.1088/1748-9326/4/4/045026.
- Chan, M. A. and J. C. Comiso, 2012: Arctic Cloud Characteristics as Derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat. *J. Clim.*, **26**, 3285–306.
- Chu, P. C., 1986: An Air-Ice-Ocean Coupled Model for the Formation of Leads or Polynyas. MIZEX Bulletin VII, 79–88.
- Choi, G., D. A. Robinson and S. Kang, 2010: Change Northern Hemisphere Snow Seasons. *J. Clim.*, **23**, 5305-5310.
- Chylek, P., C. K. Folland, G. Lesins, M. K. Dubey, and M. Wang, 2009: Arctic air temperature change amplification and the Atlantic Multidecadal Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L14801, doi:10.1029/2009GL038777.
- Cohen, J. L., J. C. Furtado, M. A. Barlow, V. A. Alexeex and J. E. Cherry, 2012: Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environ. Res. Lett.*, **7**, 014007.

- Comiso, J. C., 2012: Large decadal decline of the Arctic multilayer ice cover, *J. Clim.*, **25**, 1176–1193.
- Cuzzone, J. and S. Vavrus, 2011: The relationships between Arctic sea ice and cloud-related variables in the ERA-Interim reanalysis and CCSM3. *Environ. Res. Lett.* **6**, 014016, doi: 10.1088/1748-9326/6/1/014016.
- Dee, D. P., et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553–597.
- Deser, C., R. Tomas, M. Alexander and D. Lawrence, 2009: The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century. *J. Clim.*, **23**, doi:10.1175/2009JCLI3053.1.
- Ding, Q., J. M. Wallace, D. S. Battisti, E. J. Steig, A. J. E. Gallant, H-J. Kim and L. Geng, 2014: Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland. *Nature*, **509**, 209–12.
- Eastman, R. and S. G. Warren, 2010: Interannual variations of Arctic cloud types in relation to sea ice, *J. Clim.*, **23**, 4216–4232.
- Francis, J. A., W. Chan, D. J. Leathers, J. R. Miller and D. E. Veron, 2009: Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L07503.
- Geldening, J. W., 1995: Horizontally integrated atmospheric heat flux from an Arctic lead. *J. Geophys. Res.*, **115**, D16111, doi:10.1029/2010JD013975.
- Gerber, F, J. Sedláček and R. Knutti, 2014: Influence of the western North Atlantic and the Barents Sea on European winter climate. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 561–7.
- Hezel, P. J., X. Zhang, C. M. Bitz, B. P. Kelly and F. Massonner, 2012: Projected decline in spring snow on Arctic sea ice caused by progressively later autumn open ocean freeze-up this century. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L17505, doi:10.1029/2012GL052794.
- Honda, M., J. Inoue and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707.

- Inoue, J., M. E. Hori and K. Takaya, 2012: The role of Barents Sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly. *J. Clim.*, **25**, 2561–8.
- Intrieri, J. M., M. D. Shupe, T. Uttal, and B. J. McCarty, 2002: An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA, *J. Geophys. Res.*, **107(C10)**, 8030, doi:10.1029/2000JC000423.
- IPCC (2013), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by T. F. Stocker et al., 1535 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Jaiser, R., K. Dethloff and D. Handorf, 2013: Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes. *Tellus A*, **65**, 19375.
- Kobayashi, S., U. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- Krasting, J. P., Broccoli A. J., Dixon K. W. and Lanzante J. R. 2013: Future Change in Northern Hemisphere Snowfall. *J. Clim.*, **26**, 7813-7828.
- Kurita, N., 2011: Origin of Arctic water vapor during the ice-growth season. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L02709.
- Kwok, R. and D.A. Rothrock, 2009: Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008. *Geophysical Res. Lett.*, **36**, L15501.
- Langland, R. H., P. M. Tag and R. W. Fett, 1989: An ice breeze mechanism for boundary-layer jet. *Boundary-Layer Meteorol.*, **27**, 327-343.
- Laxon, S. W. et al., 2013: CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 732-7, doi:10.1002/grl.50193.

- Liu, J., J. A. Curry, H. Wang, M. Song and R. M. Horton, 2012: Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc. Natl Acad. Sci.*, **109**, 4074–9.
- Lu, J.H. and M. Cai, 2009: Seasonality of polar surface warming amplification in climate simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L16704, doi:10.1029/2009gl040133.
- Markus, T., J. C. Stroeve and J. Miller, 2009: Recent change in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length. *J. Geophys. Res.*, **114**, C12024. doi:10.1029/2009JC005436.
- Maslanik, J., J. Stroeve, C. Fowler and W. Emery, 2011: Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L13502, doi:10.1029/2011GL047735.
- Massom, R. A. et al., 2001: Snow on Antarctic sea ice. *Reviews of Geophysics*, **39**, 3
- Matsumura, S., K. Yamazaki and T. Tokioka, 2010: Summertime land-atmosphere interactions in response to anomalous springtime snow cover in northern Eurasia, *J. Geophys. Res.*, **115**, D20107, doi:10.1029/2009JD-12342.
- Matsumura, S. and K. Yamazaki, 2012: Eurasian subarctic summer climate in response to anomalous snow cover. *J. Clim.*, **25**, 1305-17.
- Maykut, G. A. and N. Untersteiner, 1971: Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **76(6)**, 1550-1575.
- Minobe, S, A. Yoshida-Kuwano, N. Komori, S. P. Xie and R. J. Small, 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere. *Nature*, **452**, 206–9.
- Nakamura, T., K. Yamazaki, K. Iwamoto, M. Honda, Y. Miyoshi, Y. Ogawa and J. Ukita, 2015: A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea ice reduction in late autumn. *J. Geophys. Res.*, **120**, Doi:10.1002/2014JD022848.
- Nakanowatari, T., K. Sato and J. Inoue, 2014: Predictability of the Barents Sea ice in early winter: Remote effects of oceanic and atmospheric thermal

- conditions from the North Atlantic. *J. Clim.*, **27**, doi:10.1175/JCLI-D-14-00125.1.
- Onarheim, I. H., L. H. Smedsrud, R. B. Ingvaldsen and F. Nilesen, 2014: Loss of sea ice during winter north of Svalbard. *Tellus A*, **59**, 261-272.
- Orsolini, Y. J., R. Senan, G. Balsamo, F. J. Doblas-Reyes, F. Vitart, A. Weisheimer, A. Carrasco and R. E. Benestad, 2013: Impact of snow initialization on sub-seasonal forecasts. *Clim. Dyn.*, **41**, 1969–82.
- Outten, S., R. Davy and I. Esau, 2013: Eurasian winter cooling: intercomparison of reanalyses and CMIP5 data sets Atmos. *Ocean. Sci. Lett.*, **6**, 324–31.
- Overland, J. E., 2011: Potential Arctic change through climate amplification processes. *Oceanography*, **24** (3), 176-185.
- Palm, S. P., S. T. Strey, J. Spinhirne, and T. Markus, 2010: Influence of Arctic sea ice extent on polar cloud fraction and vertical structure and implications for regional climate, *J. Geophys. Res.*, **115**, D21209, doi:10.1029/2010JD013900.
- Parkinson, C. L. and J. C. Comiso, 2013: On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1356-61.
- Peings, Y. and G. Magnusdottir, 2014: Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic ocean. *Environ. Res. Lett.*, **9**, 034018.
- Perovich, D. K., B. Light, H. Eicken, K. F. Jones, K. Runciman, and S. V. Nghiem, 2007: Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L19505, doi:10.1029/2007GL031480.
- Perovich, D. K., 2011: The changing arctic sea ice cover. *Oceanography*, **24** (3), 162-173.
- Perovich, D. K., J. A. Richter-Menge, B. Elder, K. Claffey and C. Polashenski, 2015: Observing and understanding climate change: Monitoring the mass

balance, motion, and thickness of Arctic sea ice,
<http://IMB.crrel.usace.army.mil>.

- Petoukhov, V. and V. A. Semenov, 2010: A link between reduced Barents–Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *J. Geophys. Res.*, **115**, D21111.
- Pistone, K. I. Eisenman and V. Ramanathan, 2013: Observational determination of albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice. *Proc. Natl Acad. Sci.*, **111**, 3322–6.
- Rekryaev, R. V., I. V. Polyakov and V. A. Alexeev, 2010: Role of Polar Amplification in Long-Term surface Air Temperature Variations and Modern Arctic Warming, *J. Clim.*, **23**, 3888–906.
- Rinke, A., K. Dethloff, W. Dorn, D. Handorfand and J. C. Moore, 2013: Simulated Arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies. *J. Geophys. Res.*, **118**, 7698–714.
- Saha, S et al., 2010: The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **91**, 1015–57.
- Saha, S et al., 2014: The NCEP climate forecast system version 2. *J. Clim.*, **27**, 2185–208.
- Sato, K., J. Inoue, Y.-M. Kodama and J.E. Overland, 2012: Impact of Arctic sea-ice retreat on the recent change in cloud-base height during autumn. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, doi:10.1029/2012gl051850.
- Sato, K., J. Inoue, and M. Watanabe, 2014: Influence of the Gulf Stream on the Barents Sea ice retreat and Eurasian coldness during early winter. *Environ. Res. Lett.*, **9**, 084009, doi:10.1088/1748-9326/9/8/084009.
- Schweiger, A. J., R. W. Lindsay, S. Vacrus, and J. A. Francis, 2008: Relationships between Arctic sea ice and clouds during autumn, *J. Clim.*, **21**, 4799–4810.

- Screen, J. A. and I. Simmonds, 2010: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464**, 1334–7.
- Screen, J. A., C. Deser and I. Simmonds, 2012: Local and remote controls on observed Arctic warming. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L10709.
- Semtner, A. J., 1976: A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 27–37.
- Serreze, M. C., A. P. Barrett, J. C. Stroeve, D. N. Kindig and M. M. Holland, 2009: The emergence of surface-based Arctic amplification, *The Cryosphere*, **3**, 11-19.
- Serreze, M. C. and R. G. Barry, 2011: Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis, *Global and Planetary Change*, **77**, 85–96.
- Smedsrud, L. H., et al. 2013: The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Rev. Geophys.*, **51**, 415–49.
- Semtner, A. J., 1976: A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 27–37.
- Smedsrud, L. H. et al., 2013: The role of the Barents sea in the Arctic climate system. *Rev. Geophys.*, **51**, 415–449, doi:10.1002/rog.20017.
- Steele, M., J. Zhang and W. Ermold, 2010: Mechanisms of summertime upper Arctic Ocean warming and the effect on sea ice melt. *J. Geophys. Res.*, **115**, C11004. doi:10.1029/2009JC005849.
- Stroeve, J., M. M. Holland, W. Meier, T. Scambos, and M. Serreze, 2007: Arctic sea ice decline: Faster than forecast, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Stroeve, J. C., V. Kattsov, A. Barrett, M. Serreze, T. Pavlova, M. Holland and W. N. Meier, 2012: Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L16502, doi:10.1029/2012GL052676.

- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase- independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow . *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–27.
- Tang, Q., X. Zhang, X. Yang and J. A. Francis, 2013: Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss. *Environ Res. Lett.*, **8**, 014036.
- Tjernström, M., C. Leck, P. O. G. Persson, M. L. Jensen, S. P. Oncley and A. Targino, 2004: The summertime Arctic atmosphere: Meteorological measurements during the Arctic Ocean Experiment(AOE-2001), *B. Am. Meteorol. Soc.*, **85**, 1305–1321.
- Tjernström, M. et al., 2013: The Arctic Summer Cloud-Ocean Study (ASCOS): Overview and experimental design, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **13**, 541–13 652, doi:10.5194/acpd-13-13541-2013.
- Tjernström, M. et al., 2014: The Arctic Summer Cloud Ocean Study (ASCOS): overview and experimental design. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 2823-69.
- Toyota, T., Takatsuji S., Tateyama K., Naoki K. and Ohshima K. I. 2007: Properties of Sea Ice and Overlying Snow in the Southern Sea of Okhotsk. 2007. *J. oceanography*, **63**, 393-411.
- Turner, J. and S. Pendlebury, (eds.). 2000: The International Antarctic Weather Forecasting Handbook. (Available on CD), *Australian Bureau of Meteorology*, Hobart, Australia.
- Tylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.* **106**. 7183-7192.
- Ukita, J., T. Kawamura, N. Tanaka, T. Toyota and M. Wakatsuchi, 2000: Physical and stable isotopic properties and growth processes of sea ice collected in the southern Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, **105**, 22083-93.
- Ukita, J., M. Honda, H. Nakamura, Y. Tachibana, D. J. Cavalieri, C. L. Parkinson H. Koide and K. Tamamoto, 2007; Northern Hemisphere sea ice variability: lag structure and its implications. *Tellus A*, **59**, 261-272.

- Uttal, T., et al., 2002: Surface heat budget of the Arctic Ocean, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 255–275.
- Vihma, T., 2014: Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review. *Surv. Geophys*, doi:10.1007/s10712-014- 9284-0.
- Vihma, T. and B. Brümmer, 2002: Observations and modelling of the on-ice and off-ice air flow over the northern Baltic Sea. *Bound.-Layer Meteor.*, **103**, 1–27.
- Walsh, J. E., J. E. Overland, P. Y. Groisman and B. Rundlf, 2011: Ongoing Climate Change in the Arctic. *Ambio*, **40**, 6-16.
- Wang, M. and J. E. Overland, 2009: A sea ice free summer Arctic within 30 years? *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L07502, doi: 10.1029/2009GL037820.
- Warren, S. G., G. I. Rigor, N. Untersteiner, V. F. Radionov, N. N. Bryazgin, I. Aleksandrov and R. Colony, 1999: Snow Depth on Arctic Sea Ice. *J. Clim.*, **25**, 1305-17.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmosphere-ocean thermal coupling in the Northern Atlantic: a positive feedback. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 3343–69.
- Webster, M. A., I. G. Rigor, S. V. Nghiem, T. N. Kurtz, S. L. Farrell, D. K. Perovich and M. Sturm, 2014: Interdecadal change in snow depth on Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.*, **119**, 5395-5406. doi:10.1002/2014JC009985.
- Winton, M., 1999: A Reformulated Three-Layer Sea Ice Model. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 525-531.
- Winton, M., 2006: Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi: 10.1029/2005gl025244.
- Woollings, T., B. Harvey and G. Masato, 2014: Arctic warming, atmospheric blocking and cold European winters in CMIP5 models. *Environ. Res. Lett.*, **9**, 014002.

Wu, L. et al., 2012: Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents. *Nature Clim. Change*, **2**, 161–6.

Yanai, M., S.Esbensen and J. H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611–27.

Zhang, X., He J., Zhang J., Polyakov I., Gerdes R. and Inoue J. 2013: Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend. *Nature Clim. Change*, **3**, 47-51.