

令和2年度 卒業論文

オホーツク海の海氷変動に及ぼす 熱帯海面水温からの遅延影響

**Lag effect of tropical sea surface temperature
on sea ice variability in the Sea of Okhotsk**

三重大大学 生物資源学部 共生環境学科

地球環境学プログラム

気象・気候ダイナミクス研究室

517346 竹端 光希

指導教員：立花 義裕 教授

目次

第1章 序論.....	3
第2章 使用データ.....	5
2-1 オホーツク海の最大海氷域面積.....	5
2-2 HadISST（海面水温データ）.....	5
2-3 気象庁 55 年長期再解析データ（JRA-55）.....	5
第3章 解析手法.....	6
3-1 オホーツク海の海氷インデックス.....	6
3-2 Niño3 インデックス.....	7
3-3 相関分析.....	8
3-4 回帰分析.....	9
3-5 移動平均.....	10
第4章 解析結果.....	11
4-1 オホーツク海の海氷インデックスと Niño3 インデックスのラグ相関.....	11
4-2 オホーツク海の海氷変動と 1 年前のラニーニャ現象との関係.....	12
4-3 オホーツク海の海氷インデックス, Niño3 インデックスの自己ラグ相関.....	14
4-4 オホーツク海の海氷インデックス, Niño3 インデックスと土壌温度との回帰.....	15
4-5 オホーツク海の海氷の長周期変動と大気場, SST との関係.....	17
第5章 結論.....	21
謝辞.....	22
参考引用文献.....	23

第1章 序論

オホーツク海は北海道の北東に位置し、大陸や島々に囲まれた縁辺海である。この海域は、ユーラシア大陸上のシベリア高気圧と、太平洋上のアリューシャン低気圧の間にあるため、北半球の寒極であるユーラシア大陸北東部からの定常的な寒気の移流場となっている。これにより、オホーツク海は、冬季に世界で最も低緯度に海氷が拡大するという特徴を持っている。海氷は大気海洋間の熱交換にとって断熱材として働くため、オホーツク海に海氷が張り出すと、中緯度地域の大気場に影響を及ぼすことが知られている (Honda et al., 1996)。このことから、オホーツク海の家氷変動について考察することは、中緯度地域の気候変化を知る上で重要である。

オホーツク海の家氷面積は顕著な年々変動をしている (Fig.1)。オホーツク海の家氷が変動する要因についての研究は数多くなされており、主に気温や風、海水温、河川などの要因が挙げられる (山崎 2000; Nakanowatari et al., 2010; Ogi et al., 2001; Ohshima et al., 2005)。また、オホーツク海の家氷変動と熱帯海洋との関係を示した研究も存在する (Nishio and Cho 1996)。熱帯海洋上の対流活動はとても活発なため、熱帯海洋の現象は、中緯度地域の日本にも影響を与えることが知られている (Fig.2)。Nishio and Cho (1996) は、エルニーニョ現象の年にはオホーツク海の家氷面積が多くなることを示した。しかし、この研究は、エルニーニョ現象が同時期のオホーツク海の家氷変動に与える影響を考察したものである。

そこで本研究では、ある現象の効果が遅れて与える影響「遅延影響」に着目する。すなわち、オホーツク海の家氷変動と、先行する熱帯海洋の現象との関係を考察する。このような熱帯海洋からオホーツク海への遅延影響を考察した研究事例はない。

また、オホーツク海の家氷変動には十年規模の長周期の変動成分も見られる (Tachibana et al., 1996)。しかし、長周期変動に関する研究は少なく、オホーツク海の家氷がなぜ長周期の変動成分を持っているのか、そのプロセスは解明されていない。

以上のことを踏まえて、本研究では、オホーツク海の家氷の年々変動に関して、熱帯の海面水温からの遅延影響について考察する。また、長周期変動に関して、その変動要因を解明する。これらを明らかにすることで、オホーツク海の家氷変動の予報精度向上に貢献することが期待できる。

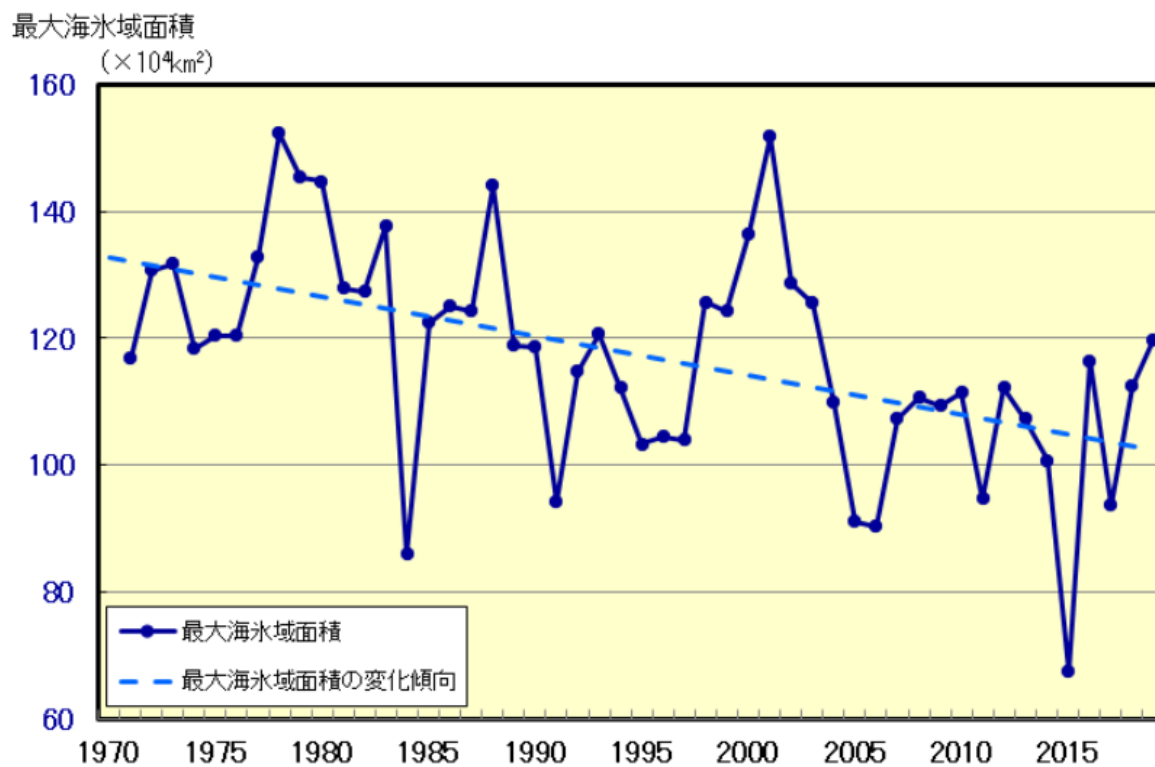


Fig.1 オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化（1970/71-2018/19 年）
気象庁 HP より引用

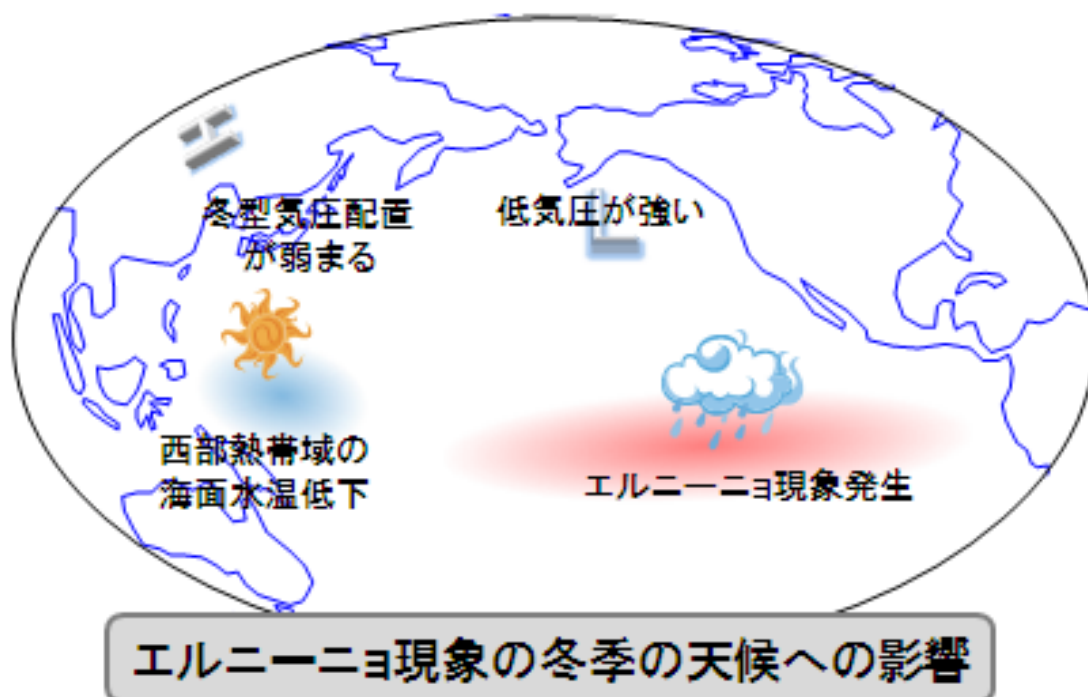


Fig.2 エルニーニョ現象の冬季の天候への影響
気象庁 HP より引用

第2章 使用データ

2-1 オホーツク海の最大海氷域面積

オホーツク海の海氷データには、気象庁の最大海氷域面積 (km²) (Fig.1) を用いた。最大海氷域面積の定義は、海氷シーズン中 (12 月～5 月) に海氷域が最も拡大した半旬 (毎月 5 日, 10 日, 15 日, 20 日, 25 日及び月末) の海氷域面積である。本研究では、1970/71 年の冬期から 2018/19 年の冬期までの 49 年間のデータを使用している。

2-2 HadISST (海面水温データ)

海面水温 (Sea Surface Temperature, 以下 SST) のデータには、イギリス気象庁 (UKMO) の Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set (HadISST) (Rayner et al., 2003) を用いた。解像度は 1 度 (経度) × 1 度 (緯度) である。本データは、海氷変動に対して 1 年前からの遅延影響に着目するため、1969 年から 2019 年までの 51 年分の月平均データを使用している。

2-3 気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55)

大気場や陸面のデータには、気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55) (Kobayashi et al., 2015; Harada et al., 2016) を用いた。水平解像度は 1.25 度 (経度) × 1.25 度 (緯度)、鉛直層は 37 層である。本データは、SST のデータと同様に 1969 年から 2019 年までの 51 年分の月平均データを使用している。使用した変数は、ジオポテンシャル高度 (m)、土壌温度 (°C) である。

第3章 解析手法

3-1 オホーツク海の海氷インデックス

まず，気象庁の最大海氷域面積の時系列には明確な減少トレンドが存在するため，それを線形的に除去する．その後，標準化を行うことでオホーツク海の海氷インデックス（Fig.3）を作成した．

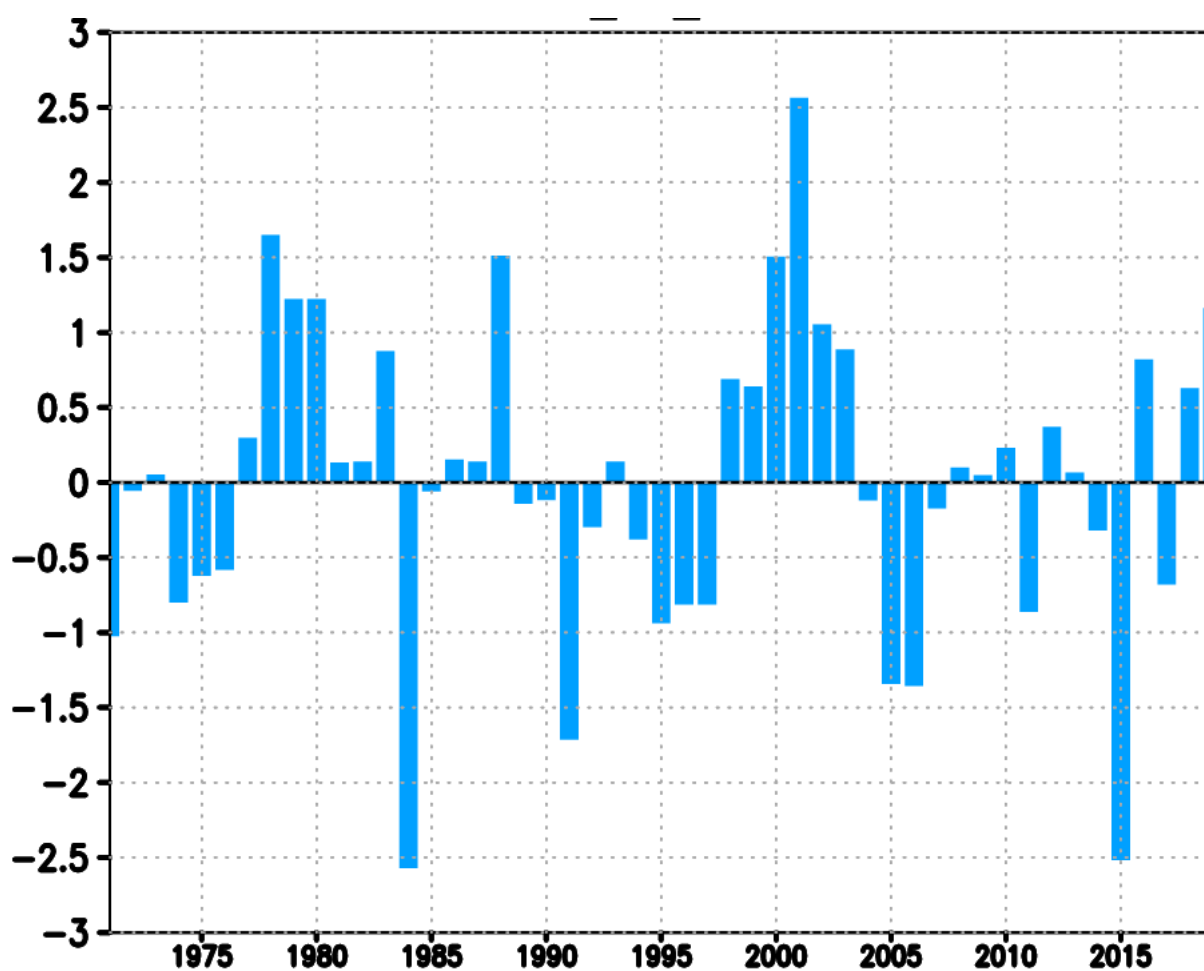


Fig.3 オホーツク海の海氷インデックス（1970/71-2018/19 年）

縦軸： σ ，横軸：年

3-2 Niño3 インデックス

本研究では、熱帯海洋の現象としてエルニーニョ/ラニーニャ現象に着目した。まず、南緯 5 度から北緯 5 度、西経 150 度から西経 90 度の Niño3 海域の SST を、3 ヶ月平均の領域平均した時系列を作成する。そして、これを海氷インデックスと同様に線形的にトレンドを除去する。さらに、標準化を行うことで Niño3 インデックス (Fig.4) を作成した。

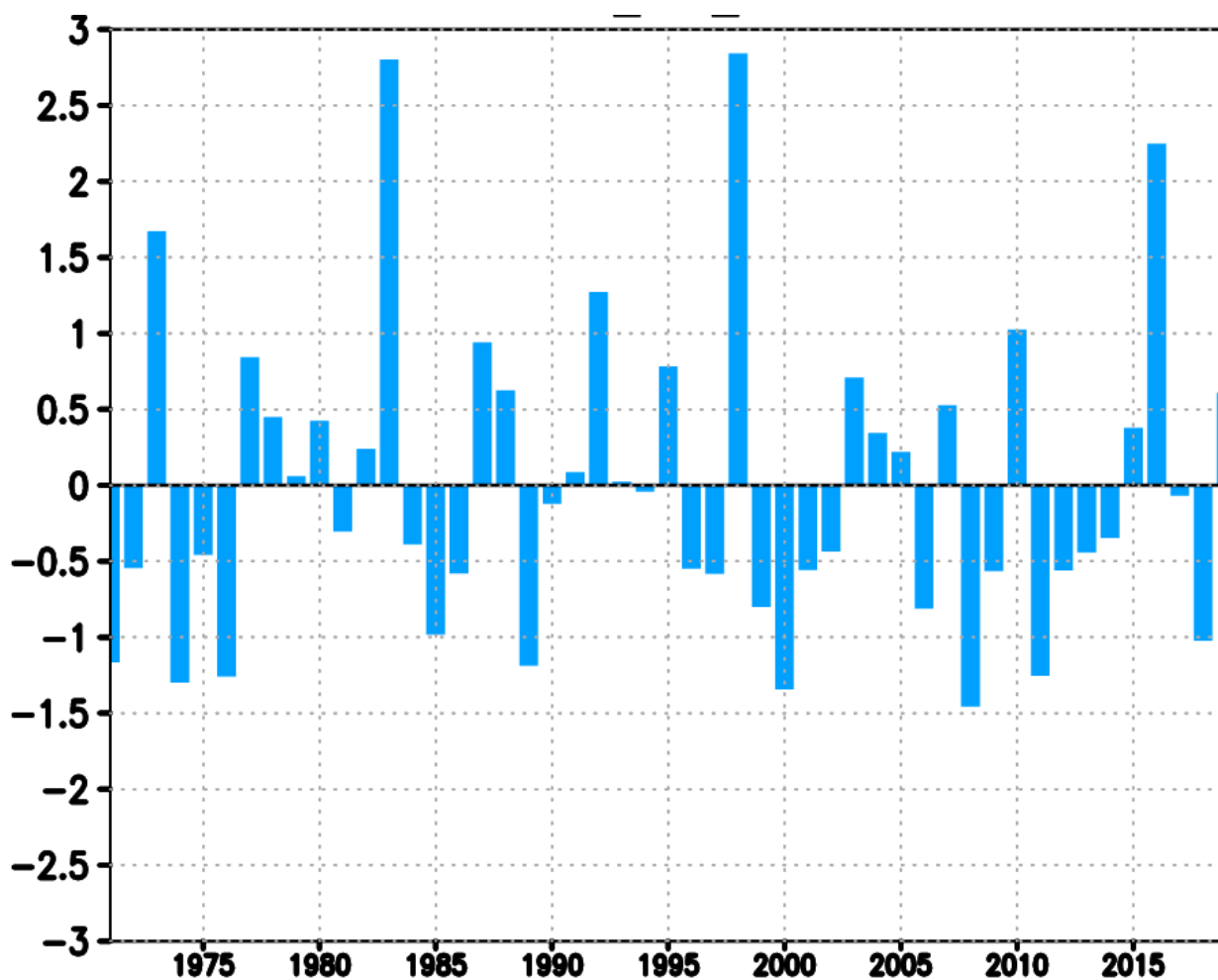


Fig.3 Niño3 インデックス (1970/71-2018/19 年の DJF)

縦軸： σ ，横軸：年

3-3 相関分析

3-3-1 相関係数

オホーツク海の海水変動とエルニーニョ/ラニーニャ現象との関係性を評価するため、オホーツク海の海水インデックスと Niño3 インデックスとの相関係数を求めた。オホーツク海の海水変動に対するエルニーニョ/ラニーニャ現象からの遅延影響を考察するため、Niño3 インデックスの3ヶ月平均の月を1ヶ月ずつずらしていき、両者の間の相関係数の時系列を作成した。計算には以下の数式(1)を用いた。

r ＝相関係数

$$r = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})(y(i) - \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y(i) - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

N ：年数， $x(i)$ ：オホーツク海の海水インデックス， $y(i)$ ：Niño3 インデックス

$\bar{x}$ ：オホーツク海の海水インデックスの平均値， $\bar{y}$ ：Niño3 インデックスの平均値

3-3-2 t 検定

相関係数の有意性の検定にはt検定を用いた。検定統計量の計算式は以下の式(2)の通りである。

t ＝検定統計量

$$t = \frac{|r|Sx}{\sqrt{Se/(N-2)}} \quad (2)$$

r ：相関係数， Sx ：オホーツク海の海水インデックスの標準偏差

N ：年数， Se ：残差分散($Se = Sy^2 - r^2 Sx^2$)

Sy ：Niño3 インデックスの標準偏差

有意水準は10%以内（つまり信頼係数90%以上）とする。

3-4 回帰分析

3-4-1 回帰計算

オホーツク海の海氷変動やエルニーニョ/ラニーニャ現象と大気場、陸面および SST との関係性を評価するため、格子点ごとにそれぞれのインデックスとの線形回帰計算を行った。相関分析と同様に、インデックスに対して回帰計算を行う変数の 3 ヶ月平均の月を 1 ヶ月ずらしていき、遅延影響を考察した。計算には以下の数式 (3) を用いた。

a = 回帰係数

$$a = \frac{\sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})(y(i) - \bar{y})}{\sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})^2} \quad (3)$$

N : 年数 , $x(i)$: オホーツク海の海氷インデックスまたは Niño3 インデックス

$y(i)$: 大気場、陸面または SST データ

$\bar{x}$: オホーツク海の海氷インデックスまたは Niño3 インデックスの平均値

$\bar{y}$: 大気場、陸面または SST データの平均値

3-4-2 t 検定

回帰係数の有意性の検定には t 検定を用いた。検定統計量の計算式は以下の式 (4) の通りである。

t = 検定統計量

$$t = \frac{|a|Sx}{\sqrt{Se/(N-2)}} \quad (4)$$

a : 回帰係数 , Sx : オホーツク海の海氷インデックスまたは Niño3 インデックスの標準偏差

N : 年数 , Se : 残差分散 ($Se = Sy^2 - a^2 Sx^2$)

Sy : 大気場、陸面または SST データの標準偏差

有意水準は 10% 以内 (つまり信頼係数 90% 以上) とし、有意な領域を図中色で示す。

3-5 移動平均

オホーツク海の海水の長周期変動を見るため、オホーツク海の海水インデックスに 7 年の移動平均をかけた (Fig. 4). 海水の長周期変動と大気場, 陸面, SST との関係性を評価するため, 変数に対しても 7 年の移動平均をかけ線形回帰分析を行った. 計算式は (3) を用いた. また, 回帰係数の有意性の検定には t 検定を用いた. 検定統計量の計算式は (4) を用いた.

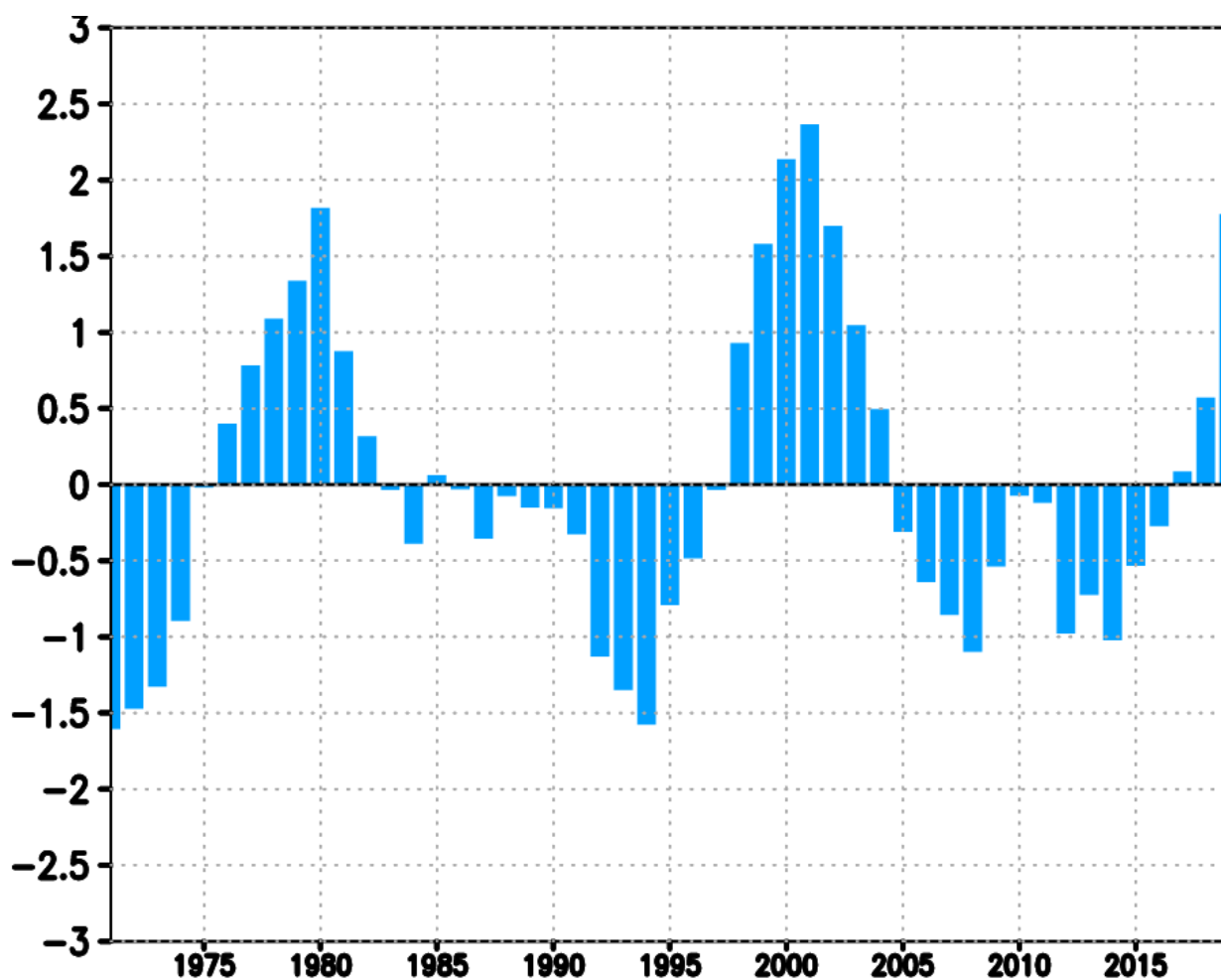


Fig.4 7 年の移動平均をかけたオホーツク海の海水インデックス (1970/71-2018/19 年)
縦軸: σ , 横軸: 年

第4章 解析結果

4-1 オホーツク海の海水インデックスと Niño3 インデックスのラグ相関

まずオホーツク海の海水の年々変動に着目し、熱帯の海面水温からの遅延影響について考察する。Fig.5 は相関分析によって得られた、オホーツク海の海水インデックスと Niño3 インデックスの相関係数の時系列を示した図である。これより、オホーツク海の海水インデックスに対して、同時期の DJF の Niño3 インデックスとの相関が 0.21 であった。この結果は有意ではないが、エルニーニョの年はオホーツク海の海水が発達することを示唆しており、先行研究（Nishio and Cho 1996）と整合的である。一方、オホーツク海の海水インデックスに対して、1年前の DJF の Niño3 インデックスとの相関は-0.26 であった。これは t 検定の結果、信頼係数 90%で有意である。この結果は、ラニーニャ現象が起こった翌冬には、オホーツク海の海水が発達する可能性があることを示唆している。

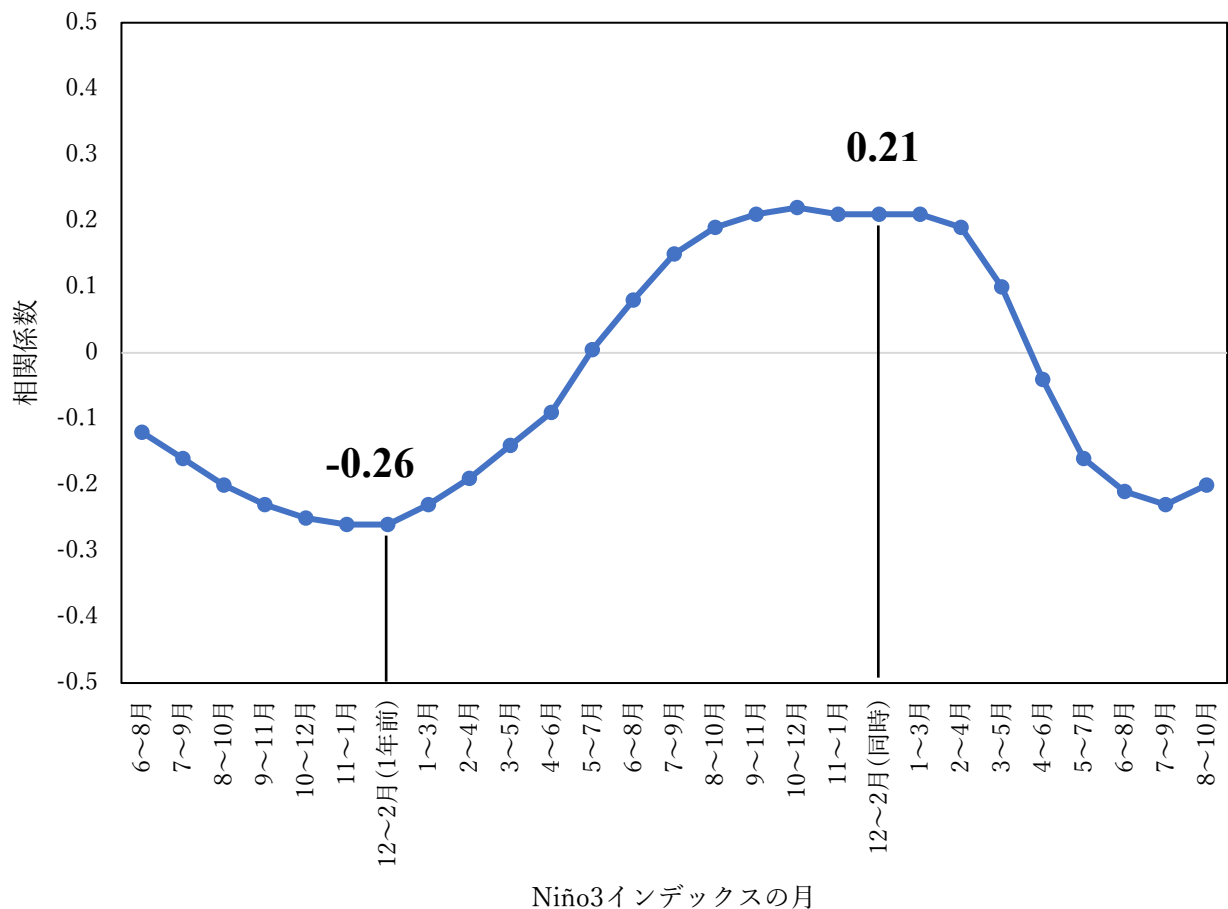


Fig.5 オホーツク海の海水インデックスと Niño3 インデックスの相関係数の時系列

4-2 オホーツク海の海水変動と 1 年前のラニーニャ現象との関係

オホーツク海の海水変動と 1 年前のラニーニャ現象との関係を回帰図で確認する。Fig.6 はオホーツク海の海水インデックスと 1 年前の DJF の SST との回帰から得られた図である。Fig.6 から赤枠で示した Niño3 海域に有意な低温偏差が確認できる。これはラニーニャ現象発生時の水温偏差パターン (Fig.7) と類似している。

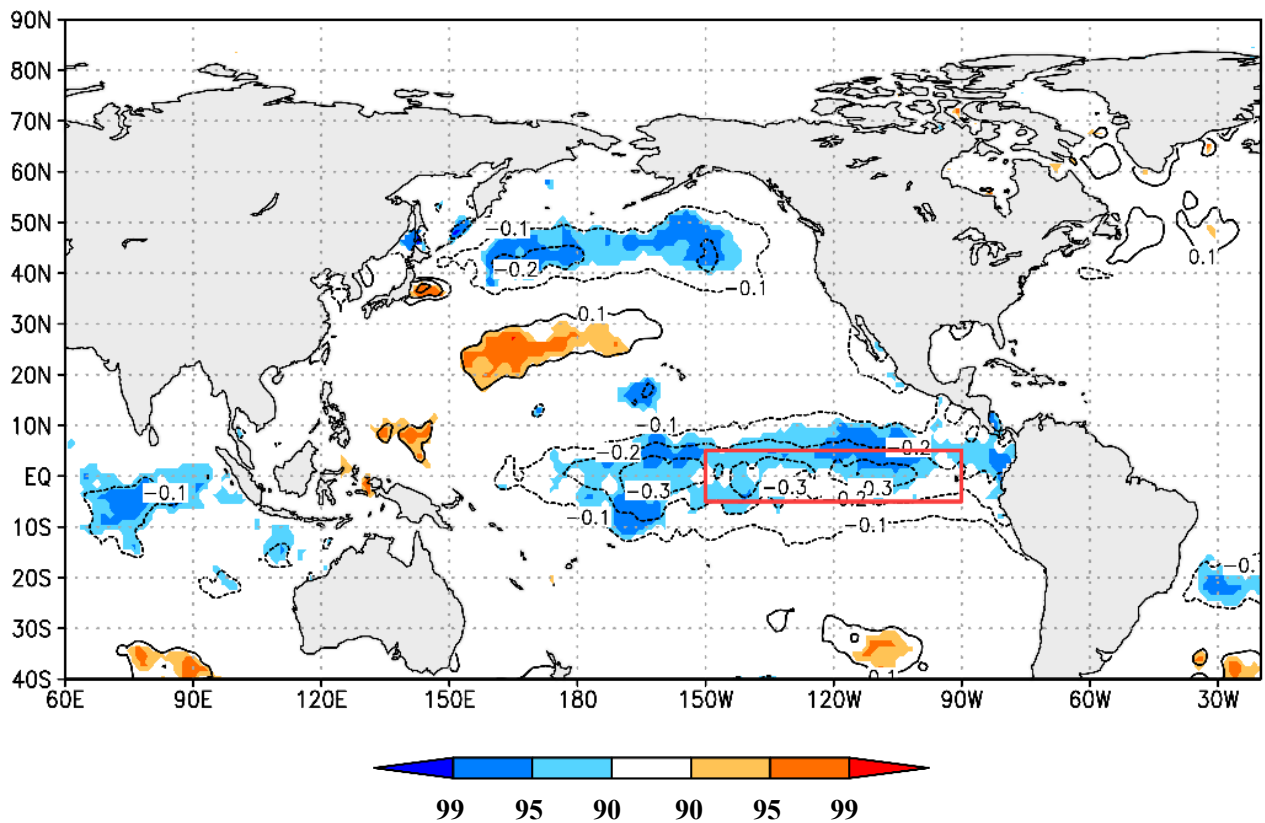


Fig.6 オホーツク海の海水インデックスと1年前のDJFのSSTとの回帰線：回帰係数(°C)，色：信頼係数(%)，赤枠はNino3海域を示している。

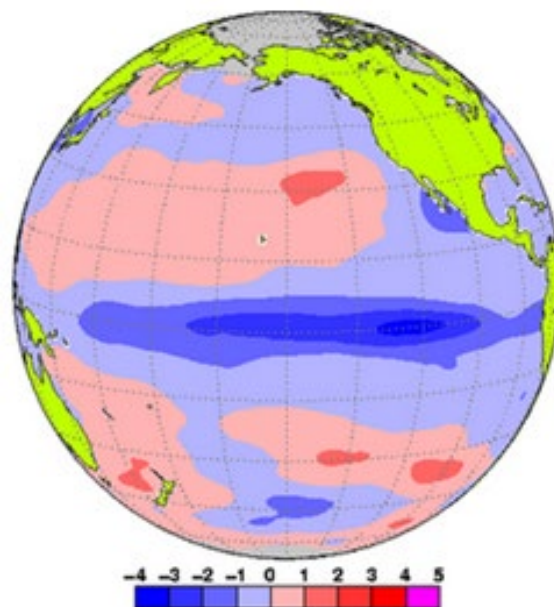


Fig.7 ラニーニャ現象発生時(1988年12月)の月平均海面水温偏差色：水温偏差(°C)，気象庁HPより引用

4-3 オホーツク海の海氷インデックス, Niño3 インデックスの自己ラグ相関

オホーツク海の海氷変動と 1 年前のラニーニャ現象との間に有意な相関関係があることを示した。しかし、オホーツク海の海氷インデックスと Niño3 インデックスそれぞれに、自身の 1 年前との有意な負の相関関係があれば、両者の関係は自身の 1 年前とのラグ相関を介した見かけの相関になってしまう。したがって、それぞれのインデックスの 1 年前とのラグ相関を調べた。結果は、オホーツク海の海氷インデックスは 0.29, Niño3 インデックスは-0.12 となり、どちらも有意な負相関は見られなかった。この結果より、オホーツク海の海氷変動と 1 年前のラニーニャ現象との関係は、自信の 1 年前とのラグ相関を介した見かけの相関ではないことが示唆された。

4-4 オホーツク海の海氷インデックス, Niño3 インデックスと土壌温度との回帰

オホーツク海の海氷変動とラニーニャ現象との間の 1 年間にどのようなプロセスが存在するのか調べるため, それぞれのインデックスを大気場, 陸面, SST のデータに回帰した. 本論文では特に顕著なシグナルが見られた土壌温度との回帰の結果を示す. 回帰する変数に土壌温度を選んだ理由は, 陸は大気に比べてゆっくりとした変動をするため, 気候を記憶する効果があり, 海氷変動とラニーニャ現象をつなぐ可能性があるからである. Fig.8 はオホーツク海の海氷インデックスと, その前の AMJ の土壌温度との回帰図である. また, Fig.9 はオホーツク海の海氷インデックスに対して 1 年前の Niño3 インデックスと続く AMJ の土壌温度との回帰図である. 海氷変動とラニーニャ現象との関係を見るため, 1 年前の Niño3 インデックスは, 正負を反転し Niño3 海域の海面水温が低い時の状態を表すようにしている. Fig.8 と Fig.9 を比較すると, どちらもモンゴル付近に高温偏差が見られる. また, それぞれのインデックスを 2 ヶ月後の JJA の土壌温度に回帰した図を見ると (Fig.10, Fig.11), Niño3 インデックスに関しては有意ではないが, 先ほど見られたモンゴル付近は高温偏差となっている. このことから, 1 年前の冬のラニーニャ現象の情報が, 続く春から夏のモンゴルの土壌温度に蓄積され, そのシグナルが翌年のオホーツク海の海氷を増やしているのではないかと推測される.

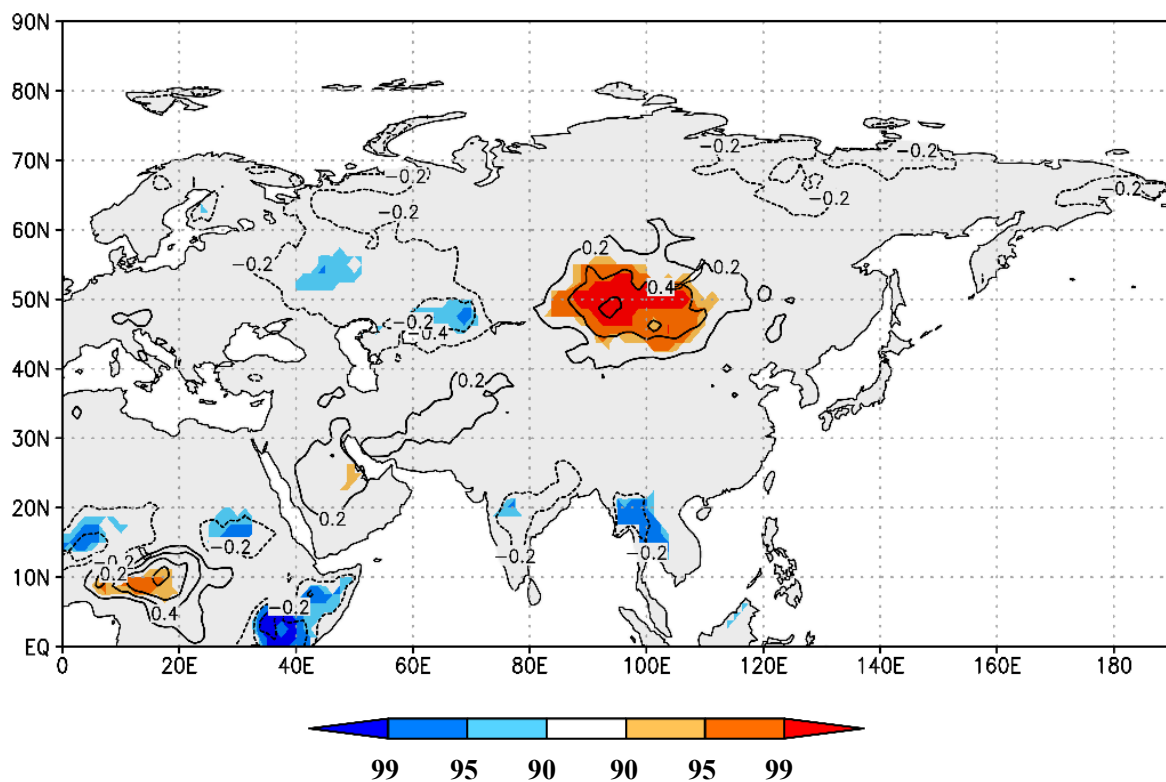


Fig.8 オホーツク海の海氷インデックスとその前の AMJ の土壌温度との回帰
 線：回帰係数 (°C)，色：信頼係数 (%)

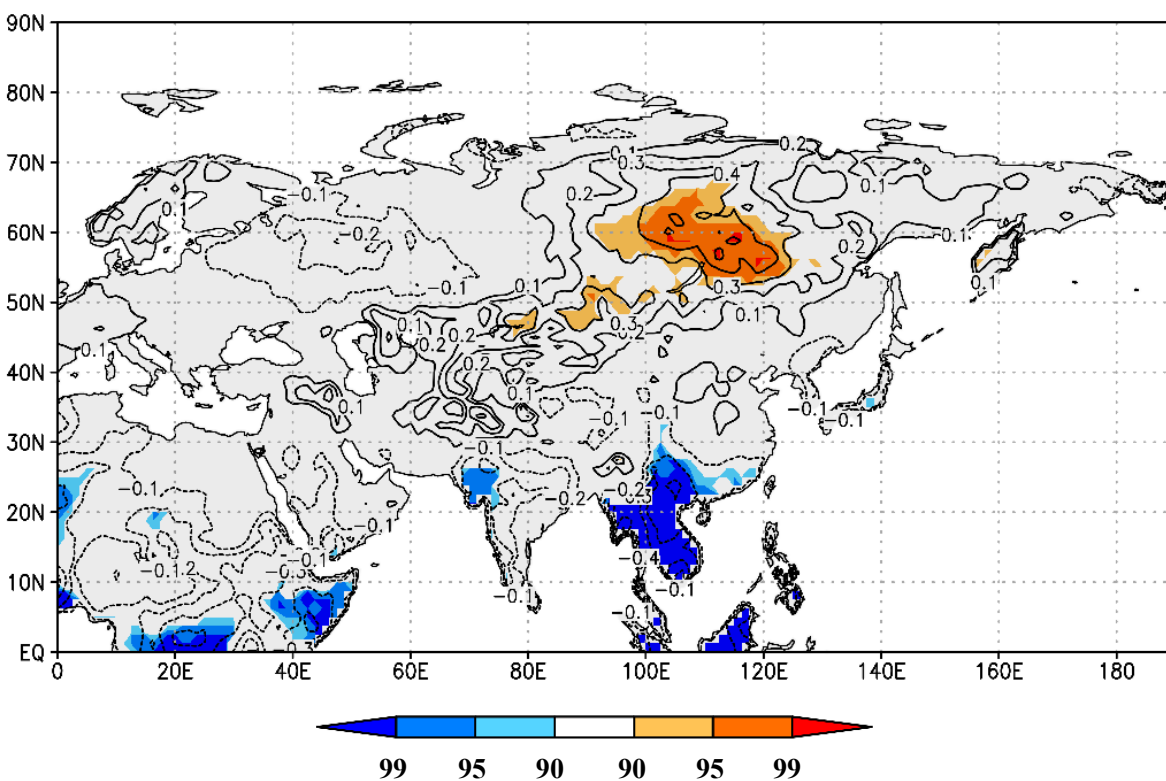


Fig.9 海氷インデックスに対して 1 年前の Niño3 インデックスと続く AMJ の土壌温度との回帰
 線：回帰係数 (°C)，色：信頼係数 (%), Niño3 インデックスの符号は正負を反転している

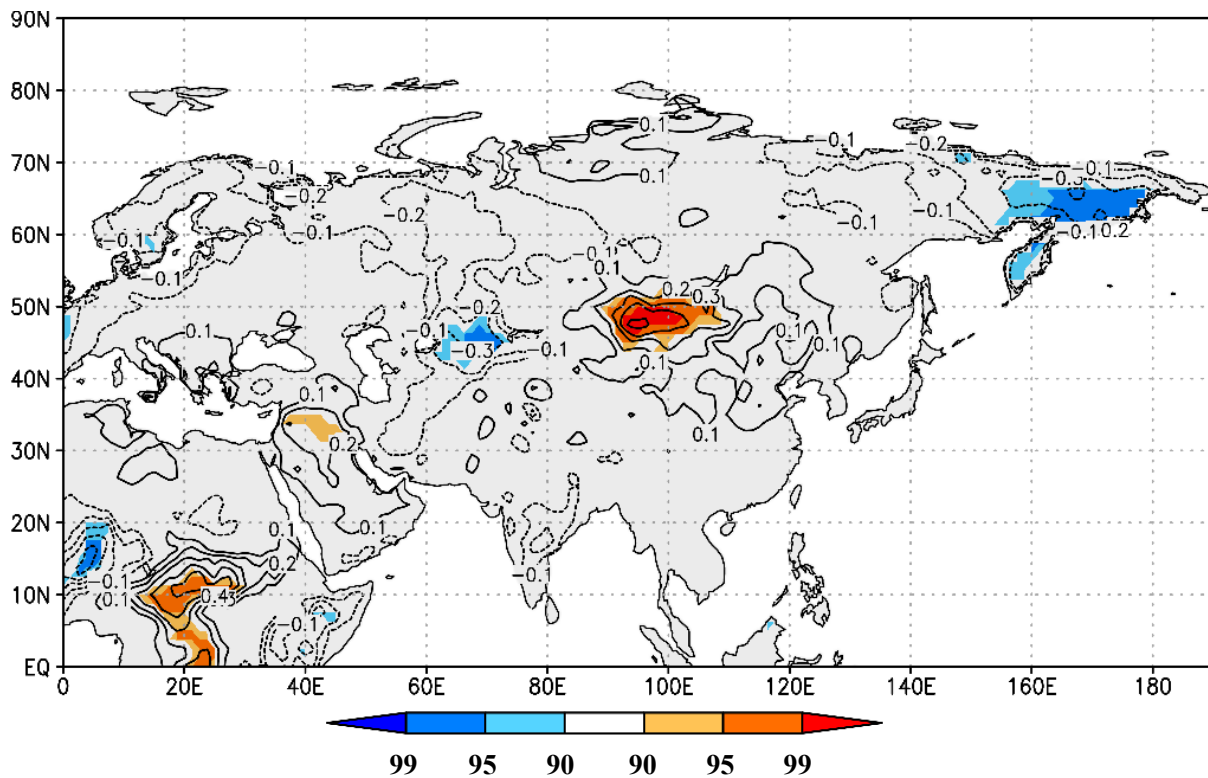


Fig.10 オホーツク海の海水インデックスとその前の JJA の土壌温度との回帰
線：回帰係数 (°C)，色：信頼係数 (%)

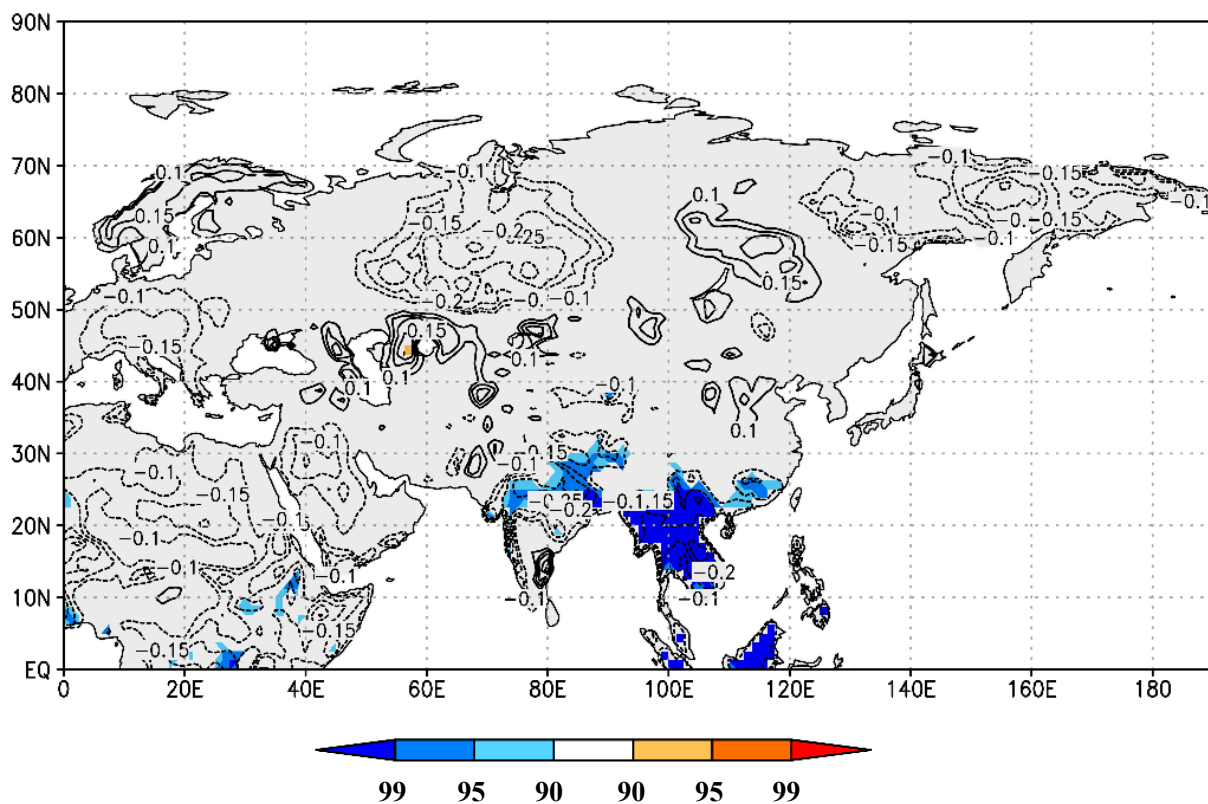


Fig.11 海水インデックスに対して 1 年前の Niño3 インデックスと続く AMJ の土壌温度との回帰
線：回帰係数 (°C)，色：信頼係数 (%), Niño3 インデックスの符号は正負を反転している

4-5 オホーツク海の海氷の長周期変動と大気場, SST との関係

続いて、オホーツク海の海氷の長周期変動に着目する。Fig.12 は 7 年の移動平均をかけたオホーツク海の海氷インデックスを DJF の SST に回帰して得られた図である。これを見ると、北太平洋中央部付近で低温偏差、北米沿岸で高温偏差が確認できる。これは、太平洋十年規模振動 (PDO) の正のパターンに類似した水温分布である。7 年移動平均した PDO インデックスを DJF の SST に回帰した図と比較すると (Fig.13), 似たような水温分布をしていることがわかる。7 年移動平均をかけた海氷インデックスと PDO インデックスとの相関係数は 0.42 であった。

続いて大気場を確認する。Fig.14 は 7 年の移動平均をかけたオホーツク海の海氷インデックスを DJF の 975hPa 面のジオポテンシャル高度に回帰して得られた図である。Fig.14 より、先ほど低水温偏差が見られた北太平洋上に低気圧偏差が見られた。また、7 年移動平均した PDO インデックスを DJF の 975hPa 面のジオポテンシャル高度に回帰すると (Fig.15), 似たような気圧分布が確認できた。これらの結果は、PDO が正のパターンの時にアリューシャン低気圧が強まること (Mantua et al., 1997) と整合的である。これらのことから、オホーツク海の海氷の長周期変動は、太平洋の大規模な水温変動と同期していることが示唆された。

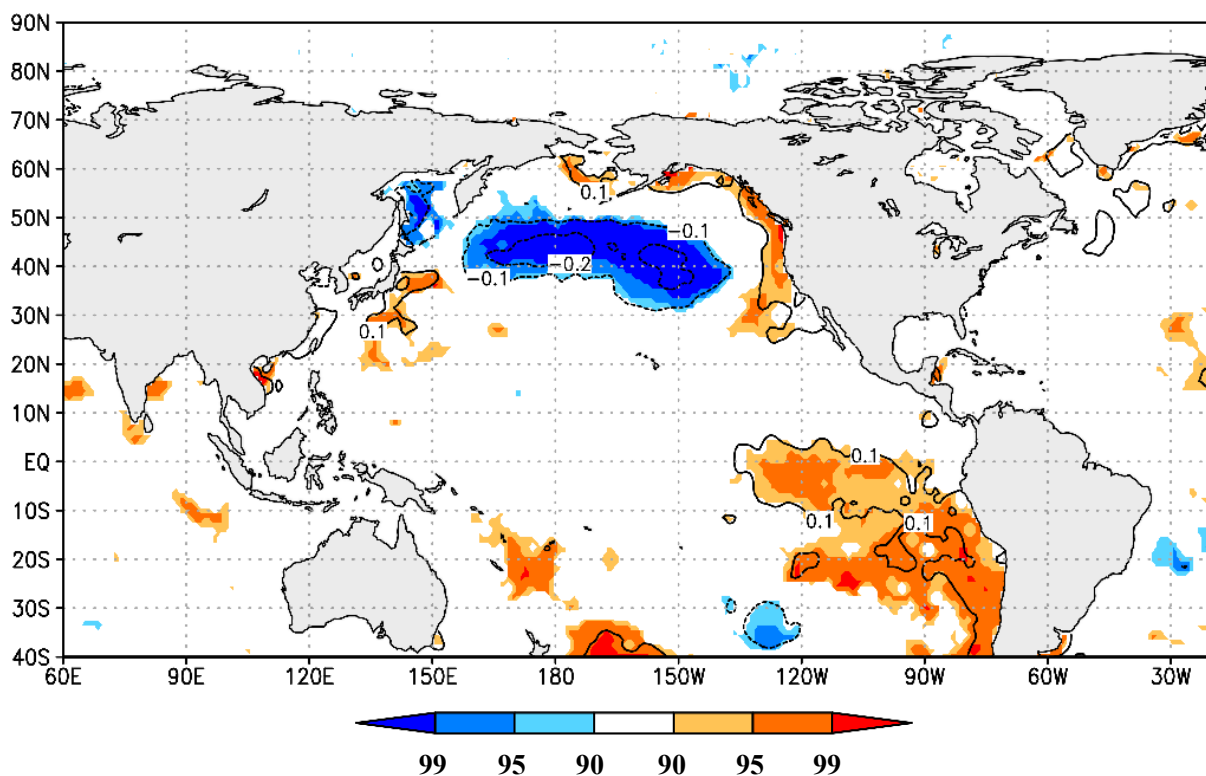


Fig.12 7年移動平均をかけたオホーツク海の海水インデックスと同時期の DJF の SST との回帰
線：回帰係数 (°C)，色：信頼係数 (%)

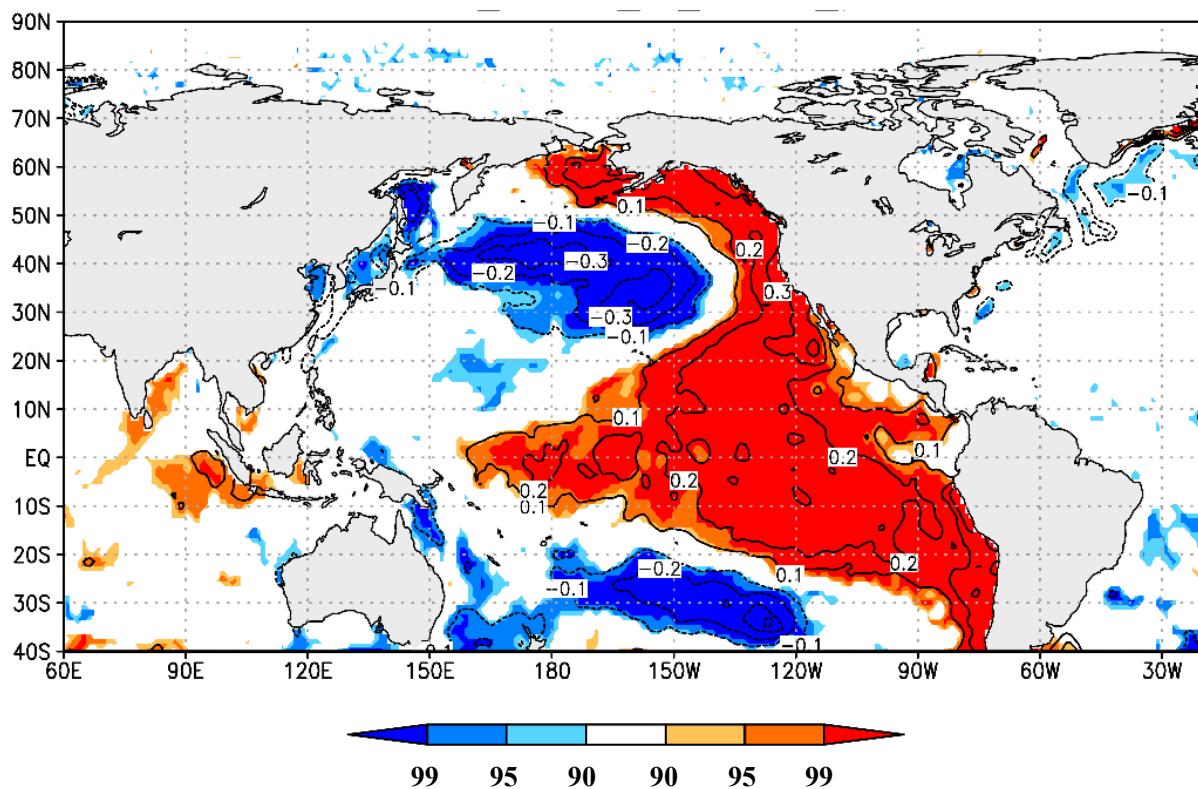


Fig.13 7年移動平均をかけた PDO インデックスと同時期の DJF の SST との回帰
線：回帰係数 (°C)，色：信頼係数 (%)

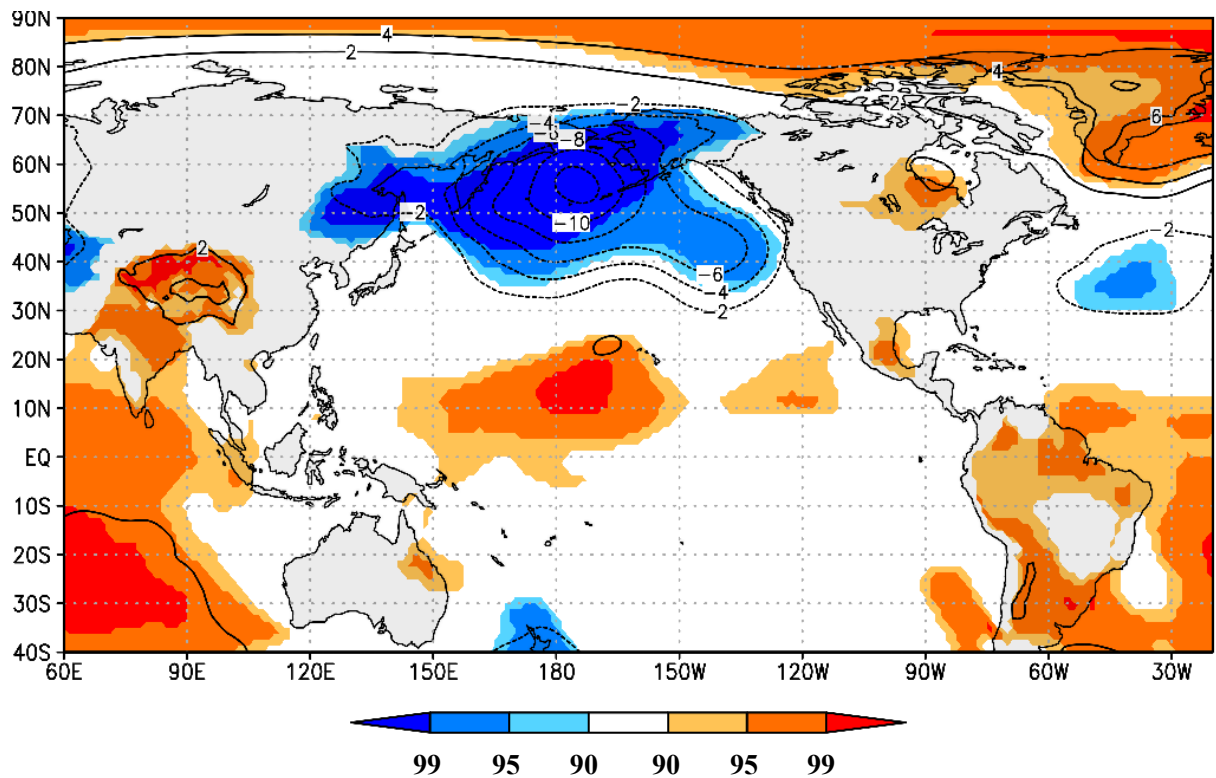


Fig.14 7年移動平均をかけたオホーツク海の海水インデックスと同時期の DJF の 975hPa 面のジオポテンシャル高度との回帰
 線：回帰係数 (°C)，色：信頼係数 (%)

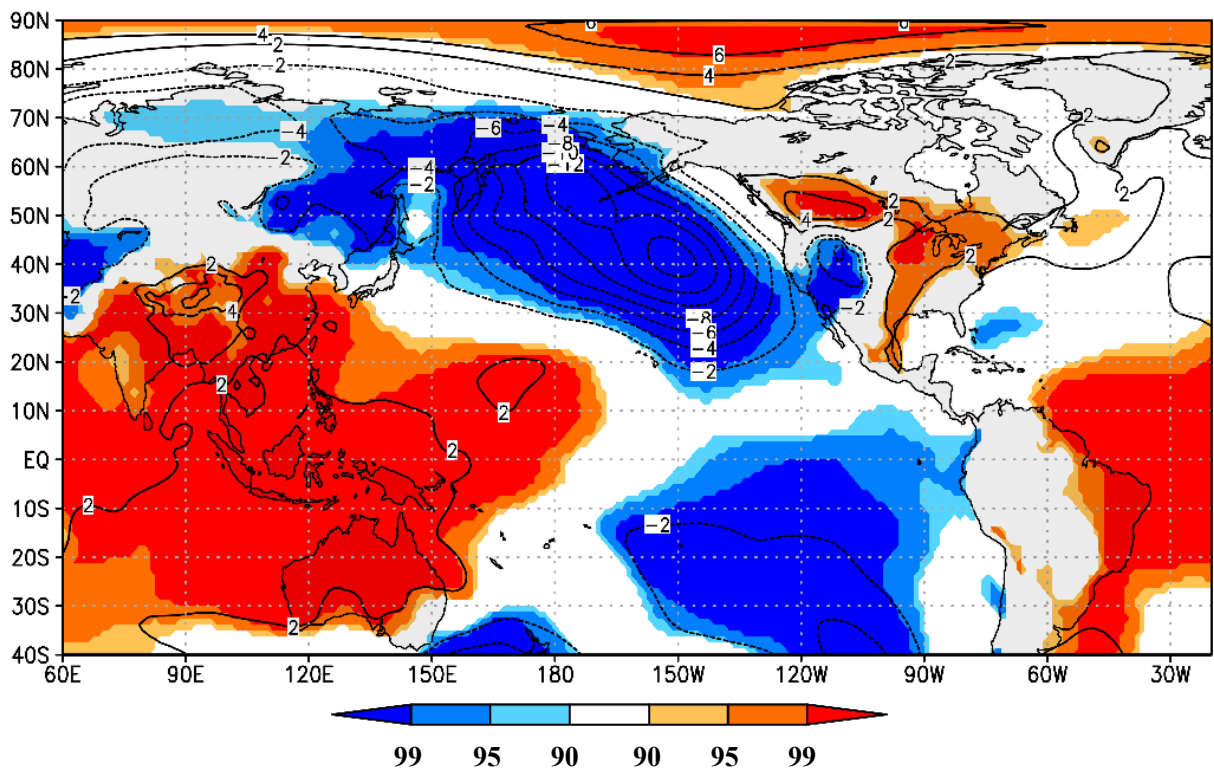


Fig.14 7年移動平均をかけた PDO インデックスと同時期の DJF の 975hPa 面のジオポテンシャル高度との回帰
 線：回帰係数 (°C)，色：信頼係数 (%)

第5章 結論

本研究では、オホーツク海の海氷の年々変動に関して、熱帯の海面水温からの遅延影響について考察した。また、長周期変動に関して、その変動要因の解明を目的として解析を行った。年々変動に関しては、相関分析を行ったところ、オホーツク海の海氷変動に対して、1年前のラニーニャ現象との間に、有意な正の相関関係があることがわかった。これにより、オホーツク海の海氷が年々変動する要因の一つとして、1年前の熱帯海面水温からの遅延影響が新たに挙げられることを見いだした。また、海氷の長周期変動に関して、PDO が正のパターンの時にオホーツク海の海氷が発達することを示唆した。そのメカニズムは先行研究から単純に理解できる。まず PDO 正のパターンに伴い、アリューシャン低気圧が強まる (Mantua et al., 1997)。アリューシャン低気圧が強まると、オホーツク海周辺が低温偏差、北西風偏差になるためオホーツク海の海氷が発達する (Parkinson 1990) と考えられる。

一方で、遅延影響の1年間のラグの過程は解明に至らなかった。現段階では春から夏にかけてのモンゴル付近の土壌温度にラニーニャのシグナルが記憶されているのではないかと考えているが、その詳細なメカニズムは今後明らかにしていく必要がある。

謝辞

本研究を進めるにあたり、立花義裕教授には、テーマ設定から、研究手法、方針、論理の構成等について熱心にご指導いただきました。また、ゼミにおいては気象力学や気候システムの基礎について懇切丁寧に指導していただき、理解を深めることができました。深く感謝いたします。そして、地球環境学プログラムの先生方には、地球環境に関わる幅広い知識を学ぶ機会をいただいたほか、気象系協働ゼミにてご助言を頂きましたことにも大変感謝しております。

また、気象・気候ダイナミクス研究室の先輩方にも多大なるご協力を賜りました。結果の解釈や論理展開についての的確なご指摘をくださった安藤雄太研究員、プログラムの組み方や文章の書き方、スライドの作り方について多くのご助言をいただいた太田圭祐氏、中西友恵氏、加藤茜氏、中村祐貴氏に深く感謝いたします。その他、同研究室の同期や後輩の皆さまには、いつも発表練習や議論に付き合ってくださいました。この場を借りて上記全ての皆さまに重ねて感謝いたします。

参考引用文献

- Ogi et al. 2001: Does the Fresh Water Supply from the Amur River Flowing into the Sea of Okhotsk Affect Sea Ice Formation? *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**(1), 123-129.
- Tachibana et al. 1996: The abrupt decrease of the sea ice over the southern part of the Sea of Okhotsk in 1989 and its relation to the recent weakening of the Aleutian low. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 579-584.
- Mantua, N. J. et al. 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.
- Nakanowatari et al. 2010: What determines the maximum sea ice extent in the Sea of Okhotsk? Importance of ocean thermal condition from the Pacific, *J. Geophys. Res.*, **115**, C12031
- Ohshima et al. 2005: Mixed layer evolution in the Sea of Okhotsk observed with profiling floats and its relation to sea ice formation. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, **32**, L06607
- Parkinson 1990: The Impact of the Siberian High and Aleutian Low on the Sea-Ice Cover of the Sea of Okhotsk. *Annals of Glaciology*, **14**
- Rayner, N. A. et al. 2003: Global Analyses of Sea Surface Temperature, Sea Ice, and Night Marine Air Temperature since the Late Nineteenth Century. *J. Geophys. Res.*, **108**(14), 4407-4410.
- Kobayashi, et al. 2015: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **93**, 5-48.
- 山崎孝治, 2000 : オホーツク海 of 海氷面積と冬の大気循環との相互作用, 雪氷, **62**, 345-354
- 西尾文彦, 長幸平 1996: オホーツク海における SSM/I データを用いた海氷密接度推定アルゴリズムの評価と改良, 日本リモートセンシング学会誌, **16**(2), 133-144
- 気象庁 HP 海氷域面積の長期変化傾向(オホーツク海)
(https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html)(参照 2020-09)
- 気象庁 HP エルニーニョ/ラニーニャ現象とは
(<https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/whatiselnino.html>)(参照 2021-02)
- 気象庁 HP 日本の天候に影響を及ぼすメカニズム
(<https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/whatiselnino3.html>)(参照 2021-02)