



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	オホーツク海の海氷の経年変動に及ぼす熱帯太平洋の影響
Author(s)	立花, 義裕; TACHIBANA, Yoshihiro; 若浜, 五郎 他
Citation	低温科学. 物理篇, 48, 71-77
Issue Date	1990-03-12
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18584">https://hdl.handle.net/2115/18584</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	48_p71-77.pdf



## オホーツク海の家氷の家年変動に 及ぼす熱帯太平洋の影響\*

立花 義裕

(北海道大学大学院 理学研究科)

若浜 五郎

(低温科学研究所)

(平成元年 11 月受理)

### I. はじめに

最近, ENSO (El-Nino/Southern Oscillation) が地球規模の異常気象を誘発しているといわれている。例えば Bjerknes<sup>1)</sup> は, 東部熱帯太平洋の異常海水温の影響が北太平洋の大気へ及んでいることを指摘している。これは, 熱帯太平洋の熱源の異常に対する定在ロスビー波の応答であると考えられている (例えば Blackmon *et al.*<sup>2)</sup>)。

一方, オホーツク海 (第 1 図) の海氷の年々変動は, Akagawa<sup>3)</sup>, 山本<sup>4,5)</sup>, 小幡と赤川<sup>6)</sup> が指摘しているように, 極東の中緯度の大気循環パターンの変動とよい一致をしていることが知られている。このような関係が生じる直接の原因は, オホーツク海が海氷に覆われる海域としては北半球で最も南に位置しているため, 偏西風波動等の中緯度大気の変動に敏感に応答している結果であろうと推察される。

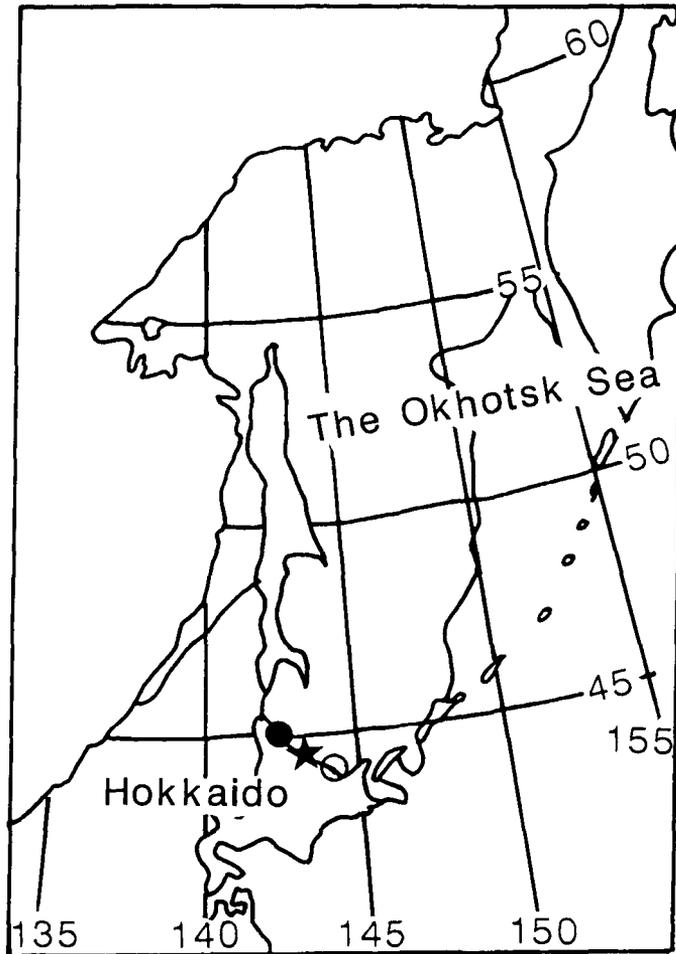
前者は中緯度大気と熱帯の海洋との関係, 後者は海氷と中緯度大気との関係について言及している。そこで, 本論文ではこのような海洋現象, 大気現象と, 海氷現象を総合し, オホーツク海の家氷の家年々変動と, 熱帯太平洋の関係を調べてみた。オホーツク海の家氷と熱帯海洋の関係について言及した研究は今まではほとんど無い。宮崎<sup>7)</sup> の研究ではエルニーニョと日本の気温, 降水量との関係について報告されているが, 議論は海氷までに及んではない。議論の進行は, 先ず海氷及び海水温データの年々変動について統計的解析をおこない, 現象を認知し, さらにその原因について考察を施し, 熱帯の海洋が海氷に及ぼす影響についての一つのシナリオを提起する。

### II. 資 料

#### 1. 海氷資料

オホーツク海の家氷面積は, 気象庁海洋気象部発行の家氷観測 30 年報告<sup>8)</sup> から, 海氷面積の 1 月~2 月の半月別値を用いた。これは, おもに気象衛星の画像から求めたものである。ま

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第 3312 号



第1図 2月28日のオホーツク海の平均氷縁図。及びレーダ観測地点  
○ 網走, ★ 紋別, ● 枝幸

た、北海道のオホーツク海沿岸の海水資料として、北海道大学低温科学研究所流水研究施設の流水観測レーダーの流水分布図<sup>9~28)</sup>からまとめられた、沿岸に流氷が存在する日数、及び流氷勢力についてのデータ<sup>29)</sup>も用いた。ここで、日数とは、各レーダー（枝幸、紋別、網走）観測範囲（平均半径約56km）に流氷が検知された日数と定義する<sup>29)</sup>。また各レーダー観測範囲に占める流氷あるいは海氷面積率を流氷量  $C(t)$  と定義し、流氷量とその期間の積、すなわち  $P = \int_{T_1}^{T_2} C(t) dt$  を流氷勢力と定義する。ここで  $C(t)$  は時間  $t$  における流氷量で、単位時間内の流氷量の平均値を用いる。 $T_1$ 、 $T_2$  は流氷期間の始めと終わりの日付である<sup>29)</sup>。

海氷面積は1971年から1987年、レーダーデータは1971年から1988年についてその時系列を求めた。

## 2. 熱帯太平洋海水温データ

海水温データは、気象庁の凌風丸によって観測されている東経137度線データを用いた。

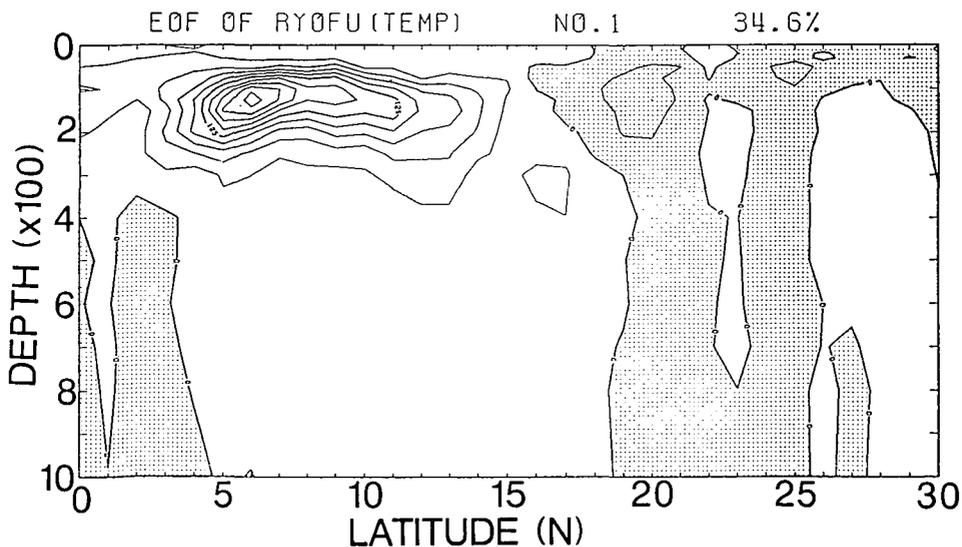
このデータは、一部を除いて南緯1度から北緯34度までの1,000 m深まで海水温などが、年2回冬と夏に測定されている。このデータを用いるに当たっては気象庁海洋気象部海洋課で補正して求めた標準深度のデータを用いた。さらに、この東経137度線に沿った鉛直断面内の水温に対しEOF解析を行った。また、偏差を求めるのに必要な平均については、季節変動は除去すなわち冬は冬で平均をとり、夏は夏で平均をとって取り扱った(詳細は松本と竹内<sup>30)</sup>参照)。

以上の5要素の年々の変動を比較した。

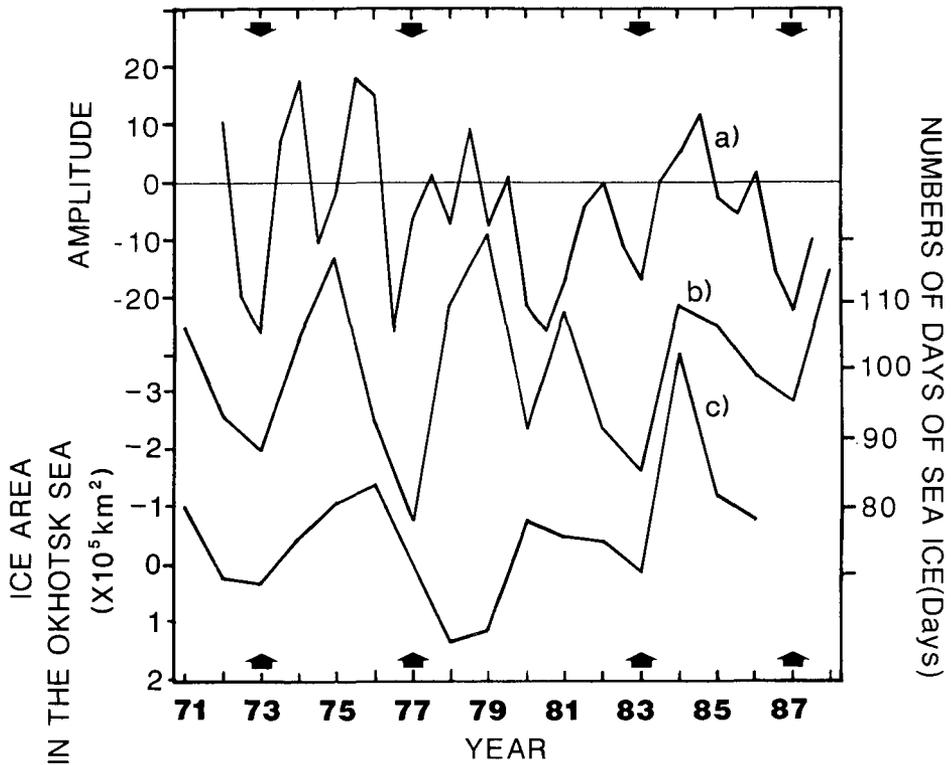
### III. 解析結果

第3図 b, c が流氷日数, 海水面積のそれぞれの年々変動である。また, 第2図が西部熱帯太平洋の海水温の EOF 第1成分で, 第3図 a が第1成分の振幅の経年変動である。第1成分の寄与率は34.6%で, 第2成分のそれは9.4%で(図省略), 第1成分が支配的である。第1成分の変動が最大のところは深さ150 m, 緯度6度付近になっている。これは, エルニーニョの発生する東部熱帯太平洋と, ほぼソーソーの関係にある海水温偏差が赤道域に現れていると解釈できる。年々変動を見ると(図3-a), 1972/73, 1976/77, 1982/83, 1986/87年のいわゆるエルニーニョ年(図に矢印を付す)に対応して負のピークがみられる。一方, 北海道沿岸の流氷日数は, エルニーニョ年には短くなる傾向にあることがうかがえる(図3-b)。また, 海水面積は78年を除けば, 逆に拡大する傾向がみられる(図3-c)。以上の結果は次のようにまとめられる。エルニーニョ年: 西部熱帯太平洋海水温低—オホーツク海水面積大—流氷日数少, 反エルニーニョ年: 西部熱帯太平洋海水温高—オホーツク海水面積小—流氷日数大。

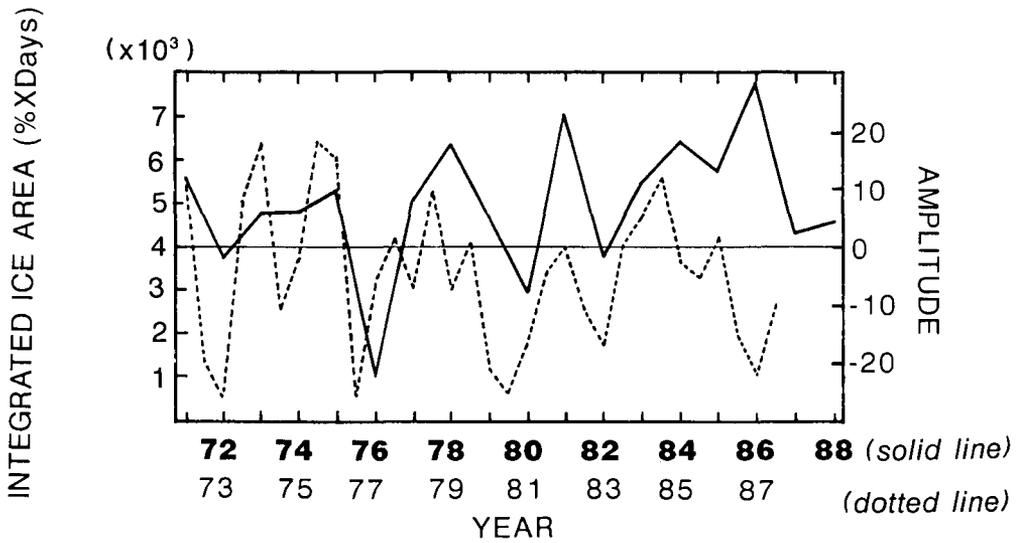
北海道沿岸の海氷勢力の年々変動を見ると(第4図), 流氷日数や海水面積とは無関係に変動しているように見える。特に, 両者は共に北海道沿岸の海水現象の指標であるにもかかわらず, 日数と勢力ではお互いの関係が薄い。しかし, エルニーニョ年前年には北海道の沿岸の流



第2図 東経137度線の鉛直断面の海水温の EOF 第1成分の空間分布。ハッチは負の領域を示す



第3図 東経137度線の EOF 第1成分の振幅の経年変化 (a)。レーダーによる流氷日数の経年変化 (b)。及びオホーツク海の海水面積偏差の経年変化 (c)



第4図 レーダーによる海氷勢力の経年変化 (実線)、及び東経137度線の第1成分の振幅の経年変化 (点線)

氷勢力は小さくなる傾向がうかがえる。すなわち、北海道沿岸の海水勢力は、熱帯の海洋の変動に1年ほど先行して変動していると思われることが出来る。

#### IV. 考察—海氷と ENSO の関係についての一つのシナリオ—

このような結果が如何なる因果をもって説明され得るのか、以下にその概念を示す。海水の年々変動には、海水温、塩分濃度や海流などの海洋条件ばかりではなく、大気からの影響として気温や海上を吹送する風の影響も重要である。大気側が主たる変動を誘発していると考えると、次のようなシナリオを提起することが出来る。即ち、熱帯の海水温の異常が中高緯度大気の異常をもたらす、その応答としてオホーツク海の海水被覆面積が年々変動する。

具体的に述べると、エルニーニョ年は東部熱帯太平洋の海水温が高温であることにより、東部熱帯太平洋上での大気の大気対流活動 (ITCZ: Inter Tropical Convergence Zone) が活発になりハドレー循環が東部太平洋で強まる (convection center が東へ移る)。このため中緯度高気圧が東部太平洋上で強まり、この付近の偏西風帯が北上し大気循環の環流型は東西流型になる。極寒気は南下を妨げられ、オホーツク海北部に留まる。東西流による風の応力と、北偏する寒気のためにオホーツク海の海氷は北部でその被覆面積を増大する。一方、北海道沿岸では寒気の南下が弱いこと、風による応力の南北方向の成分が小さいことによって、北海道への海氷の到達は遅れ、海氷が北海道沿岸に存在している日数も短くなる。北海道沿岸の海水量の年々変動にはこのような傾向が見られないのは、沿岸の海水量に影響を及ぼすのは沿岸の小規模な局地風、海流、潮汐等の影響が大規模大気場の変動の影響に優っているためであろう。

一方、反エルニーニョ年は、東部熱帯太平洋の海水温が低いために、東部太平洋上での大気の大気対流活動は弱まる。従って、北太平洋中東部の中緯度高気圧は弱まり、北太平洋の偏西風帯は南下し、南北流型の大気循環になる。従って、エルニーニョ年とは逆に、寒気が南下し、南北方向の風の応力が増大するため、オホーツク海の海氷面積は小さくなり、反対に北海道への到達は早くなる。

#### V. 結 論

熱帯太平洋の経年変動が中緯度の大気大気循環経年変動を媒介として、オホーツク海の海氷被覆率及び北海道沿岸の海氷日数に影響を及ぼしていることが分かった。ただし、以下のような問題が新たに生じた。流水勢力と流水日数は、非常に似かよったデータであるはずなのに関連性が存在しないのはなぜだろうか。また、流水勢力の変動が、なぜエルニーニョ現象に1年先行するのであろうか。

おわりに、本論文をまとめるにあたって、有意義な議論をして頂いた海洋学部門の大島慶一郎博士、降雪物理学部門の山田知充講師、大井正行技官、及び当時北海道大学理学部の松本善之氏に大いに感謝の意を表します。特に松本善之氏には貴重な図表の提供もしていただきました。深く感謝致します。また、貴重な海氷データを提供して頂いた青田昌秋教授、白澤邦男博士をはじめ流水研究施設のすべての方々には労を煩わし、特に膨大なデータの読み込み及び打ち込みを行って下さった流水研究施設の植松恵理子氏には深甚なる敬意を表します。また、

海水温データ、及び海氷データを提供して頂いた気象庁の多くの方々にお世話になったので記して謝意を表します。なお、本研究は文部省科学研究費重点領域研究・自然災害「資料解析による防災ポランシヤルの変遷」(代表者名古屋大学理学部・水谷伸治郎教授)の下で行なった。

## 文 献

- 1) Bjerknes, J. 1969 Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163-172.
- 2) Blackmon, M. L., J. E. Geilser and E. J. Pitcher 1983 A general circulation study of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperatures. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1410-1425.
- 3) Akagawa, M. 1973 The characters of atmospheric circulation in the years with abnormal sea ice conditions along the Okhotsk coast of Hokkaido, Japan. *Oceanogra. Mag.*, **24**, 81-100.
- 4) 山本乾輔 1981 北海道オホーツク海岸の最近の海氷現象と極東域の 500 mb 東西指数について. 気象庁研究時報, **33**, 75-78.
- 5) 山本乾輔 1982 極東域の東西指数からみたオホーツク海の海氷について. 気象庁研究時報, **34**, 175-180.
- 6) 小幡紀一・赤川正臣 1985 北半球 500 mb 高度とオホーツク海の海氷現象との相関. 気象庁研究時報, **37**, 105-113.
- 7) 宮崎保彦 1989 エル・ニニョ年の日本の天候の特徴. 天気, **36**, 489-498.
- 8) 気象庁海洋気象部 1988 海氷観測 30 年報告, 気象庁技術報告第 109 号, 94 pp. **27**, 23-38.
- 9) 田畑忠司・青田昌秋・大井正行・石川正雄 1969 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1969 年 2 月~3 月—. 低温科学, 物理篇, **27**, 資料集, 23-38.
- 10) 青田昌秋・大井正行・石川正雄 1970 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1970 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **28**, 資料集, 43-79.
- 11) 青田昌秋・大井正行・石川正雄・富士博樹 1971 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1971 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **29**, 資料集, 29-69.
- 12) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・青田昌秋 1972 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1969 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **30**, 資料集, 33-62.
- 13) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・青田昌秋 1973 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1973 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **31**, 資料集, 19-48.
- 14) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・青田昌秋 1974 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1974 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **32**, 資料集, 55-84.
- 15) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・青田昌秋・河村俊行 1975 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1975 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **33**, 資料集, 44-76.
- 16) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・青田昌秋・河村俊雄 1976 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1976 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **34**, 資料集, 39-56.
- 17) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・青田昌秋・河村俊雄 1977 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1977 年 1 月~3 月—. 低温科学, 物理篇, **35**, 資料集, 45-70.
- 18) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・青田昌秋・河村俊行 1978 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1978 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **36-37**, 資料集, 77-105.
- 19) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・青田昌秋・河村俊行 1979 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1980 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **38**, 資料集, 39-70.
- 20) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・青田昌秋・河村俊行 1980 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1980 年 1 月~4 月—. 低温科学, 物理篇, **39**, 資料集, 35-61.
- 21) 田畑忠司・石川正雄・大井正行・富士博樹・河村俊行・青田昌秋 1981 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1981 年 1 月~5 月—. 低温科学, 物理篇, **40**, 資料集, 48-77.

- 22) 青田昌秋・河村俊行・大井正行・福士博樹 1982 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1982年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **41**, 資料集, 53-76.
- 23) 青田昌秋・河村俊行・大井正行・石川正雄・福士博樹 1983 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1983年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **42**, 資料集, 33-55.
- 24) 青田昌秋・石川正雄・大井正行・福士博樹・河村俊行 1984 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1984年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **43**, 資料集, 69-96.
- 25) 青田昌秋・石川正雄・大井正行・福士博樹・河村俊行 1985 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1985年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **44**, 資料集, 47-74.
- 26) 青田昌秋・石川正雄・大井正行・福士博樹・河村俊行 1986 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1986年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **45**, 資料集, 25-50.
- 27) 青田昌秋・石川正雄・大井正行・福士博樹・池田光雄 1987 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1987年1月~4月—. 低温科学, 物理篇, **46**, 資料集, 45-70.
- 28) 青田昌秋・石川正雄・高塚 徹・池田光雄・白沢邦男 1988 レーダ観測による北海道オホーツク海岸沖の流氷分布 —1988年1月~5月—. 低温科学, 物理篇, **47**, 資料集, 35-64.
- 29) 青田昌秋・石川正雄・植松恵理子 1988 北海道沿岸の流氷量の変動, 低温科学, 物理篇, **47**, 161-175.
- 30) 松本善之・竹内謙介 1988 気象庁 137°E 線データに見られる西部熱帯太平洋の経年変動とその ENSO との関連. 北海道大学地球物理学研究報告, **51**, 93-75.

### Summary

The purpose of this paper is to explain the extraordinary interannual variability of the Okhotsk sea ice extent. Four data sets were used: 1) deviation from monthly mean ice area of the Okhotsk Sea in February, 2) number of days of sea ice existing in three radar images with a range of about 50 km, which were observed by the Sea Ice Research Laboratory of the Institute of Low Temperature Science, on the Okhotsk coast of Hokkaido island, 3) integrated ice area within the radars' coverage, and 4) temperature of the western equatorial Pacific Ocean (TWEPO), which is negatively correlated with the eastern equatorial Pacific Ocean.

TWEPO was compared with the interannual variability of Okhotsk sea ice. It was found that TWEPO was significantly correlated with the number of days of sea ice, and that TWEPO was negatively correlated with ice area of the Okhotsk Sea. TWEPO tended to lag the integrated ice area by a year. These correlations suggest that an increased ice cover in the Okhotsk Sea and a decreased number of days of sea ice at the coast of Hokkaido island correspond to negative anomalies in the TWEPO, that is El-Nino. Variations of atmospheric general circulation are important to explain the mechanism of the connection between El-Nino events and the Okhotsk sea ice extent, because El-Nino events influence the middle latitude atmospheric general circulation. An atmospheric scenario was proposed. When El-Nino events occur, Hadley cell circulation becomes more intense over the central or western part of the north Pacific Ocean; then middle-latitude anticyclone is intensified and middle-latitude westerlies over the north Pacific Ocean become more zonal. In consequence, sea ice is driven by the stress of intensified westerly winds which extend over the Okhotsk sea. The ice does not drift southward because cold air can not move southward and the southward component of wind stress is weak.

Longer time series are needed to verify this hypothesis.