HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	過去12万年にわたるオホーツク海南西部の表層水温変動
Author(s)	原田, 尚美; Harada, Naomi; 坂本, 竜彦 他
Description	2章 千年～10万年スケールの気候復元とモデリング
Citation	低温科学, 65, 115-122
Issue Date	2007-03-23
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/20462
Type	departmental bulletin paper
File Information	HARADA.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

過去12万年にわたるオホーツク海南西部の表層水温変動

原田　尚美，坂本　竜彦　海洋研究開発機構

オホーツク海南西部の海底堆積物に記録された過去12万年にわたる表層水温の変動を，北太平洋の高緯度海域では世界で初めて20-40年という高い時間分解能で復元する事に成功した．結果は，数十年程度の周期で水温にして4-5度という振幅の変動を示し，ダンスガードオシュガーサイクル（数十年-100年程度の周期で繰り返す温暖・寒冷サイクル）に連動し，氷期にしては暖かい時代が繰り返し生じていたことがわかった．このように，高緯度縁辺海は深刻な環境変動を記録しており，今後ますますその実態解明の研究に取り組む必要がある．

1．はじめに

オホーツク海は，海氷の張る世界中の海域の中で最も低緯度に位置し，その海氷面積は地域の気象変動のみならず地球規模の温暖・寒冷変動に伴って敏感に応答する環境変動のバロメータである．一方，オホーツク海南西部の冷たい表層水温は，オホーツク海上空に夏場発生するオホーツク高気圧の発達に直接関与している可能性がある[1]．オホーツク高気圧が発達する年は，日本を含む東アジア極東部は冷夏となることから，オホーツク海の表層環境は日本を含めた東アジア地域の気候変動に影響を及ぼすといえる．従って，オホーツク海を含めた縁辺海の表層環境変動を把握する事は，地球規模と日本近隣を含めたユーラシア大陸極東域における地域規模の気候変動の両方を知ることを意味する．

その一方で，オホーツク海の表層水温の氷期－間氷期変動についていくらかデータの蓄積ができつつあるものの[2),3),4)]，海氷の盛衰や表層水温変動について地球軌道要素では説明のつかない数十年，100年といった短い時間スケールの古環境変動についての知見は全く得られていない．人間活動の及ばない氷期－間氷期の時代における同海域の気候の自然変動機構を理解することは非常に重要である．

従って，本研究では，オホーツク海南西部において採取された堆積物を用いて過去12万年にわたる表層水温変動の実態把握を行った．その結果について報告する．

2．現在のオホーツク海表層環境

オホーツク海の北部の表層水は，反時計回りの循環が広くに存在する[5]．代表的な表層海流は，東サハリン海流で，比較的低温（＜7°C）で低塩分（＜32 psu）のサハリン沖を南下する流れである．アムール川に代表されるシベリアの大河川のオホーツク海への流入水が東サハリン海流の水塊に大きく寄与する．アムール川流入水の量は季節変化が大きく，春先（5月）と秋口（9-10月）に最も流入量が多くなる[6]．一方，日本海から宗谷海峡を伝ってオホーツク海へ流れ込む宗谷暖流は，高温（7-20°C）・高塩分（33.6-34.3 psu）を特徴とし，6-11月の夏場に最大流入量を示し，冬は流入量が低下する[7),8)]．宗谷海峡の平均水深は浅く（55 m），海水準の低下していた氷期[9)]にはほぼ閉じてしまい，宗谷暖流のオホーツク海への寄与は融氷期の1万5千年を迎えるまでほとんどなかったのではないかと考えられる．

3．試料と方法

堆積物はオホーツク海南西部の知床沖においてIMAGES（International Marine Past Global Environmental Changes Study）2001計画（http://www.images-pages.org/）の航海で採取された（MD01-2412, Lat 44° 31.65'N, Long 145°00.25'E；水深1225 m）（図1）．長さ58.1 mの堆積物が2.4 cm毎に切断され，分析に供された．

表層水温の復元には長鎖不飽和アルキルケトン（アルケノン）による手法が用いられた．2-4 g程度のすりつぶされた堆積物から全有機物を抽出し，0.5 Mの水酸化カリウムーメタノール中でけん化する．中性画分を取り出してシリカゲル柱状分画により，ケトン画分を取り出す．それをガスクロマトグラフィーに注入しアルケノン濃度の定量を行った．いくつかの試料については，2回，3回の繰り返し分析を行い，繰り返し分析の誤差は水温にして1度未満であることを確認している．

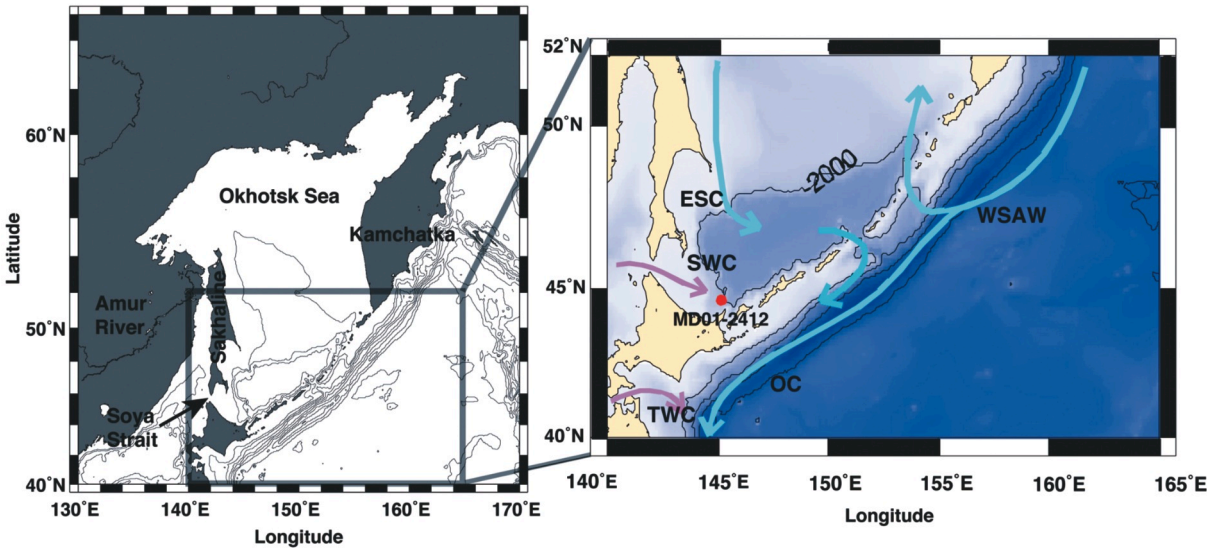

図1　海底堆積物採取点（赤丸）．矢印はこの海域における主要な海流を表す．西部亜寒帯水（WSAW），東サハリン海流（ESC），親潮（OC），宗谷暖流（SWC），津軽暖流（TWC）．

4．アルケノン水温換算式

アルケノン不飽和指標 $U^{K'}_{37}$ は，炭素数 37 のメチルアルケノンのうち不飽和度が 2 つのアルケノンの濃度の全体のアルケノン濃度（不飽和度 2 つ＋不飽和度 3 つのアルケノンの合計濃度）における相対比（$U^{K'}_{37}=(C_{37:2}/(C_{37:2}+C_{37:3}))$）で示され，この指標と現場水温との間に正の相関があることから水温の代替指標（プロキシー）として古環境復元に利用されてきている[10),11)]．$U^{K'}_{37}$ と水温の関係にはいくつかの経験式が提案されているが[11),12),13)]，本研究では，$U^{K'}_{37}=0.034\,T(°C)+0.039$[11)] を用いた．

5．オホーツク海南西部の表層水温の季節変動

オホーツク海南西部（44°50'N，145°E）における表層から 100 m 深度の水温の季節変動を図 2 に示す．ロシアの V'.I.II'ichev 太平洋海洋研究所から出されている水温（GDEM, Generalized Digital Environmental Model, Version2.5, 1998）の月平均値を示したものである（http://atlas.pacificinfo.ru/HTML/e_1_00.htm;[14)]）．堆積物表層におけるアルケノン水温は，9.1°Cであり，7-8 月或は 10-11 月の 20 m 以浅の水温に匹敵することがわかった．同様の結果はオホーツク海中央部の表層堆積物[2),4)]，ブッソル海峡付近の太平洋の表層堆積物[3)] からも得られている．オホーツク海中央部においては，セジメントトラップ実験の結果，アルケノン合成藻類の *Emiliania huxleyi* の主要な合成時期は，11-12 月であることがわかっている[15)]．また，西部オホーツク海においても円石藻の沈降量は秋に高いことが示されている（関私信）．以上のことから，本研究海域におけるアルケノンによって復元される水温は，水深 20 m 以浅の 10-11 月の水温を反映したものといえる．

6．年代モデル

年代モデルの構築[16)] には，浮遊性有孔虫（*Neogloboquadrina pachyderma*＞125 μm）の放射性炭素年代，底生有孔虫（*Uvigerina akitaensis*＞180 μm）酸素同位体比，生物源オパール含有量変動，火山灰層からの年代測定など複数のプロキシーが用いられた（図 3）．放射性炭素年代は 11 試料について（独）国立環境研究所の加速器

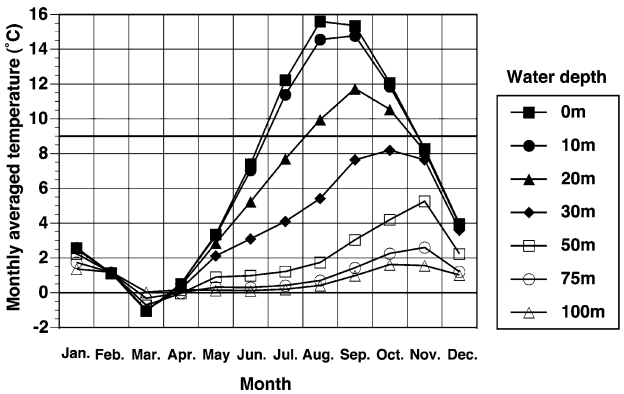

図2：オホーツク海南西部（44°50'N，145°E）における表層から 100 m 深度までの月平均水温の季節変化（Rostov et al. (2003)）．グラフ内に引かれた黒い線は南西部表層堆積物におけるアルケノン水温（9.1°C）を示す．

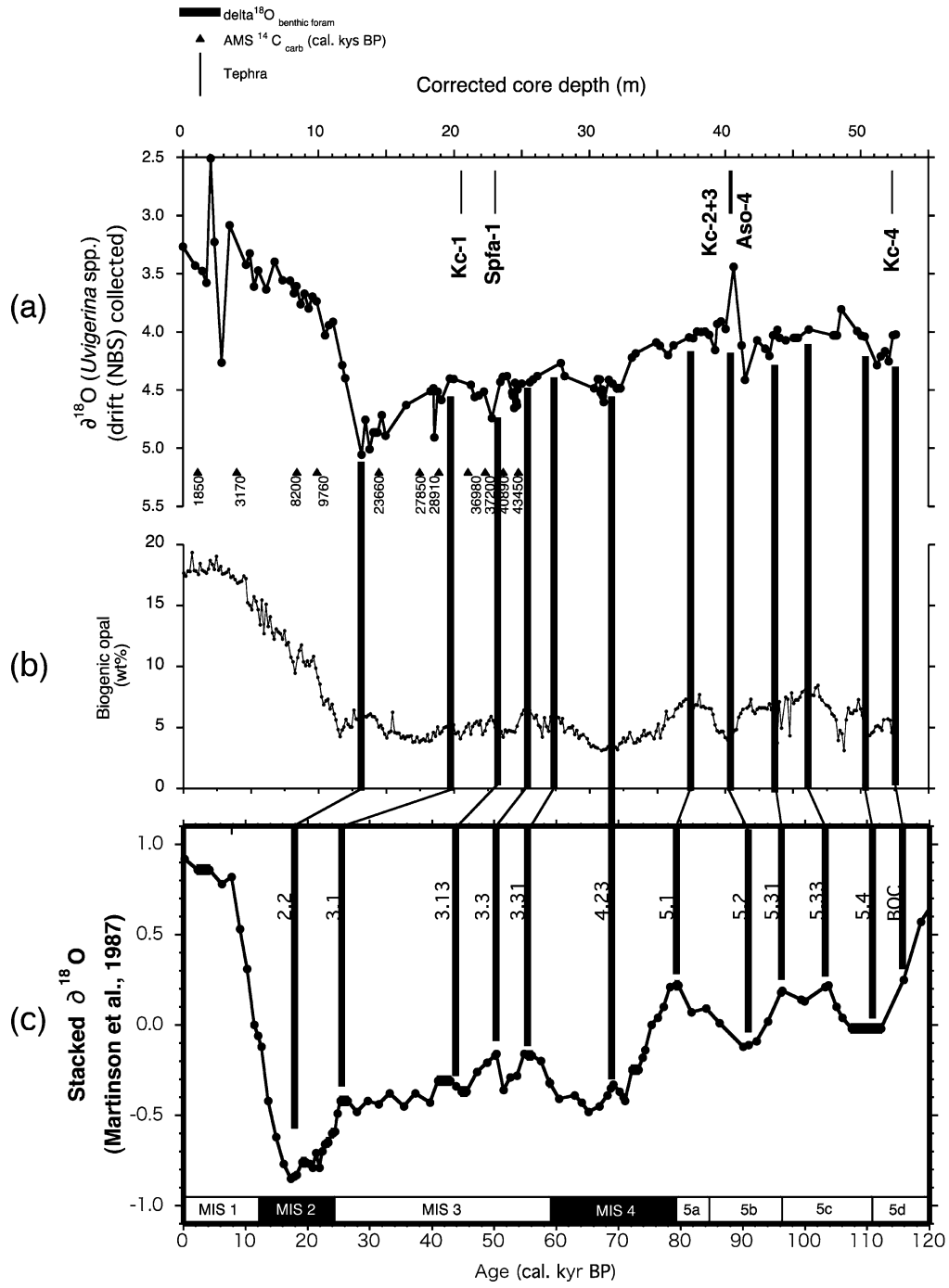

図3：様々な代替指標を用いて見積もられたMD01-2412の年代モデル(a)底生有孔虫 *Uvigerina* spp. を用いた酸素同位体比変動曲線(b)生物起源オパール含有量の変動(c)酸素同位体比の標準曲線（Martinson et al., 1987）

質量分析計を用いて測定された．リザーバー年代については，北西部北太平洋で得られている平均的な数値784 yrが用いられた[17]．また暦年代への変換については，2万1千年より若い年代については，CALIB4.4プログラム[18]およびそのデータセット[19),20)]を用い，2万1千年より古い年代については，Bard（1998）[21]の式を用いた．

放射性炭素ではカバーできない古い年代については，海洋酸素同位体ステージ（MIS）の標準曲線[22]を用いて典型的な氷期－間氷期の山，谷の比較から年代の推定を行った．その結果，MD01-2412堆積物はMIS5.4が最深部の年代となり，またKc-4テフラ年代から115.9万年の記録を持った堆積物であることがわかった．また，検鏡と電子プローブX線マイクロアナライザー（EPMA）による火山ガラスの分析の結果，5枚の火山灰層の存在

が確認された．それぞれの年代は，北海道の倶多楽カルデラ（Kc）の Kc-1（30-32 kyrBP）[23]，Kc-2/3（70 kyrBP）[23]，Kc-4（100-130 kyrBP）[23]，支笏カルデラ（Spfa）の Spfa-1（40 kyrBP）[24]，九州の阿蘇カルデラ，Aso-4（86-90 kyrBP）[23] である．これらの年代から推測される堆積速度は，氷期の 41.2 cm/kyr から完新世の 115.5 cm/kyr と時代によって異なる．

7．結果と考察

7.1　過去 12 万年にわたるアルケノン水温変動

図 4 にアルケノン水温とグリーンランド氷床コアの GISP2 の酸素同位体比[25] および Shackleton et al.（2004）[26] によって新たに年代を入れ直した GRIP の酸素同位体比変動を示す．堆積速度に基づいた試料 1 点ご

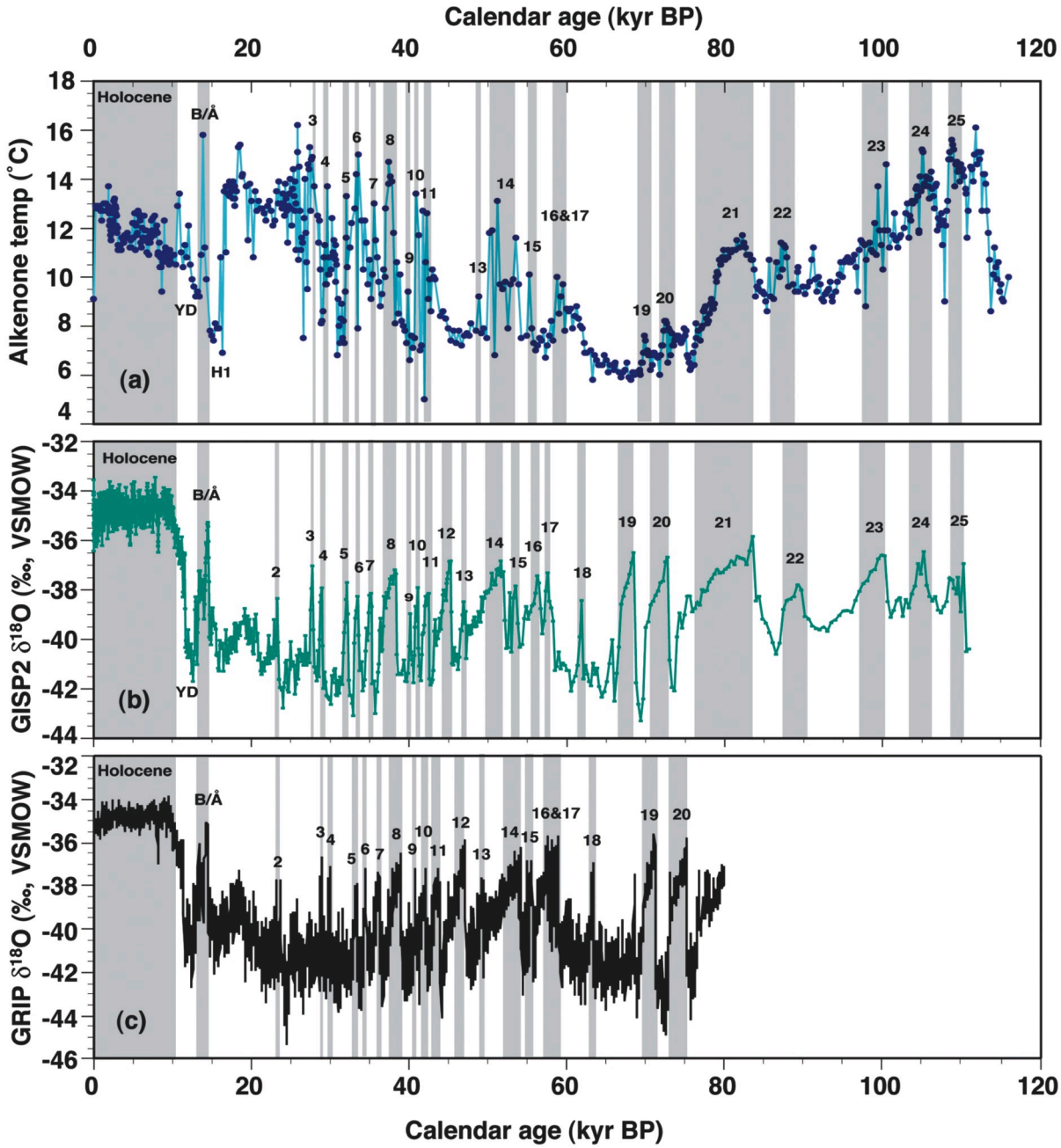

図 4 ：(a) MD01-2412 堆積物のアルケノン水温変動(b)グリーンランド氷床コア GISP2 に記録された酸素同位体比変動(c) Shackleton et al.（2004）によって年代が再検討されたグリーンランド氷床コア GRIP に記録された酸素同位体比変動．YD：ヤンガードリアス寒冷期．B/Å：ベーリング/アレレード温暖期．灰色のハッチで囲んだ時代はダンスガードオシュガーサイクルのインタースタディアルと呼ばれる温暖期を示す．インタースタディアルの数字は氷床コア GISP2 および GRIP の酸素同位体比変動に沿って振られた温暖期の番号．

とのアルケノン水温の時間分解能は，氷期は 100 年，完新世は 20 年である．アルケノン水温は最低 41.9 kyrBP の 5℃から最高 25.9 kyrBP の 16.2℃まで変動していた．このアルケノン水温変動は氷床コアで復元される 1000 年オーダーの寒冷－温暖期の周期的変動であるダンスガード/オシュガー（D/O）サイクルやヤンガードリアス（YD）寒冷期，ベーリング－アレレード（B/Å）温暖期などに相応しながら，100 年や数十年といった時間的に非常に短期間で生じていた．いくつかの同定不能な温暖期（interstadial 2, 12, 18）があったものの，アルケノン水温変動はグリーンランド氷床コアの酸素同位体比の変動とほぼ同期していることから，オホーツク海南西部における表層水温は，北半球の大気－海洋循環機構の中で支配されて変動していることが示唆された．

7.2　氷期にしては暖かかったアルケノン水温

14-60 kyrBP の最終氷期から融氷期にかけて非常に短い周期で温暖なアルケノン水温が繰り返し生じていた（図 4）．とりわけ，もっとも地球が冷えた時代と考えられている最終氷期極大期に相応する 18-26 kyrBP においては，ほぼ完新世のアルケノン水温に匹敵するかそれよりも高く，氷期にしては異常に高い水温を示していた．いったいなぜこのような高温を示すのか？　その理由を探ってみた．

１つ目は，水平方向から輸送されてくる他の現場で生産されたアルケノン粒子の混入についてである．バーミューダライズにて採取された堆積物で，最終氷期から完新世までの同層準堆積物に含まれる細粒の懸濁粒子（アルケノンはこちらに主に含まれる）と浮遊性有孔虫を中心とした粗粒の炭酸塩粒子との間には，2000-6000 年に年代差が生じていたことがわかった[27]．原因としては，水平方向から輸送される年代の古い細かい粒子の寄与があり，現場に堆積する堆積物の粒度によって甚大な年代差を生じたものと考えられている．このように，ドリフト堆積物と呼ばれる水平方向からの堆積物の寄与が大きな場所においては，他の場所で生産されたアルケノン粒子を含んだ懸濁粒子が運ばれ，直上の表層で生産された粒子が沈積した堆積物上に同時に堆積してしまう事によって，海底に記録されるべき現場の水温シグナルを変質させてしまう可能性が示唆された．本研究地点において，水平方向から尋常ならざる量のアルケノンの粒子が流れてくる場合，ブルームを起こす季節（10 月）以外でもセジメントトラップの捕集カップの中にアルケノン粒子がとらえられているはずである．しかしながら，オホーツク海南部にて最近行われたセジメントトラップ実験の結果によると，アルケノンフラックスが検出されたのは 10 月であった（関私信）．また，MD01-2412 コアのアルケノン粒子の放射性炭素年代と有孔虫の年代差は完新世で 700-800 年（内田私信）であり，バーミューダライズにおける事例とは大きく異なることがわかった．従って，本研究に用いたオホーツク海南西部にて採取された堆積物への現場外で合成されたアルケノン粒子の寄与の程度は少ないということが言える．

２つ目は，アルケノン合成藻類の最大の生産季節が現在と氷期とで違っていたかもしれない点である．18 kyBP 以前の氷期は，本研究で得られたアルケノン含有量は非常に少なかった[28]．ブッソル海峡に近い北太平洋およびオホーツク海のクリル海盆でも同様にアルケノン含有量が非常に少ない[3]．氷期にこのように大変低いアルケノン含有量であったことには，海氷の拡大が影響している可能性がある．海氷砕屑物の記録から氷期においてもオホーツク海は季節氷であったことがわかっている[16]．つまり融ける時期が必ずあったことを意味するが，この季節氷が拡大する時期が現在（約半年間）よりも長期間にわたり，海氷の存在する季節が拡大したためにアルケノン合成藻類の生息期間が短縮してしまっていたのではないかと推測される[2]．一方，動物プランクトンである放散虫含有量も氷期に非常に低かった[29]．このように放散虫の氷期における存在量の低下も，えさとなる植物プランクトンの基礎生産量が低かったためではないかと考えられる．以上のことから考えられるのは，氷期において，海氷が拡大する季節が現在よりも長引き，アルケノン合成藻類が生産する時期が現在のような秋ではなく，夏へシフトせざるを得なかったのではないかということである．この事が結果的に夏場の表層水温（現在の秋か夏に匹敵する水温）を記録することになり，氷期にしては暖かい水温を示す事につながったのではないかと考えられる．

３点目は，海氷の融ける時期の変化である．上記でも述べたように，氷期は海氷が拡大する季節が現在より長かったと推測される．つまり，融氷期が現在の 4 月よりももっと遅い季節にずれ込んでいた可能性がある．これが実際ならば，海氷の融け出す季節が初夏にまでずれ込み，表層が低塩で安定した水塊が夏の成層発達の時期に入り，表層だけ暖まった結果を見ている可能性がある．

４点目は，活発化した夏のアジアモンスーンの影響である．南京近くの Hulu 洞窟の鍾乳石の過去 8 万年にわたる酸素同位体比に記録された降水量変動の結果によると，ダンスガードオシュガーサイクルの温暖期に降水量が多くなり，アジアモンスーンが活発になっていたことが報告されている[30]．オホーツク海へは，アムール河川流

入水を通じて，アジアモンスーン起源の降水量が直接寄与する．アムール河川水量には季節変化があり，夏のモンスーン起源水（高温）流入のピークは，8-10 月にあって 18000-23000 m^3/s もの量がオホーツク海へ流入する[6]．これがオホーツク海表層水の熱塩環境に与えるインパクトは決して小さいものではない．しかしながら，表層水温を規定するものは，海流（ここでは，東サハリン海流や宗谷暖流など）のみならず，モンスーン活動の変化に関連して上空の気団の降水・蒸発の効果も関係してくる．従って，海氷の融氷による表層水の成層化の発達，アルケノン合成藻類のブルーム時期の夏へのシフト，活発化したアジアモンスーンの活動など複合的な条件が氷期におけるオホーツク海表層水温の高温化をもたらしたものと考えられる．

以上，オホーツク海における過去 12 万年にわたる表層水温の結果について報告してきた．特筆すべきは，氷期であっても永年海氷域にはならず季節海氷域に変わりはなかったという点と，条件が揃うと表層水温が高温化していたという点である．高温水の説明にアジアモンスーンや海氷の融け方が大きく関与しているとするならば，塩分においても低塩化として現れていたはずである．従って，今後は低塩化していた状況証拠を探りながら，オホーツク海における淡水インパクトの解釈を深めていきたいと考えている．

参考文献

1）M. Kakei and Y. Sekine, *Monthly Kaiyo* **36** (4) (2004) p.299.

2）Y. Ternois, K. Kawamura, N. Ohkouchi and L. Keigwin, *Geochem. J.* **34** (2000) p.283.

3）N. Harada, N. Ahagon, M. Uchida and, M. Murayama, *Geochem. Geophys. Geosys*. **5** (9) (2004) doi; 10.1029/2004GC000740.

4）O. Seki, K. Kawamura, M. Ikehara, T. Nakatsuka and T. Oba, *Org. Geochem* **35** (2004) p.347.

5）K. I. Ohshima, M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi, and G. Mizuta, *J. Geophys. Res*. **107** (C11) 3195, (2002) doi: 10.1029/2001JC001005.

6）M. Ogi, Y. Tachibana, F. Nishio and M.A. Danchenkov, *J. Meteorol. Soc. Jpn*. **79** (2001) p.123.

7）T. Takizawa, *J. Oceanogr. Soc. Jpn*. **38** (1982) p. 281.

8）M. Matsuyama, M. Aota, I. Ogasawara and S. Matsuyama, *Umi Kenkyu* 8 (1999) p.333.

9）J. Chappell, A. Omura, T. Esat, M. Mcculloch, J. Pandolfi, Y. Ota and B. Pillans, *Earth Planet. Sci. Lett*. **141** (1996) p.227.

10）S. C. Brassell, G. Eglinton, I. T. Marlowe, U. Pflaumann and M. Sarnthein, *Nature* **320** (1986) p. 129

11）F. G. Prahl, L. A. Muehlhausen, and D. L Zahnle, *Geochim. Cosmochim. Acta* **52** (1988) p.2303.

12）E. L. Sikes, J. K. Volkman, L. G. Robertson and J.-J. Pichon, *Geochim. Cosmochim. Acta* **61** (1997) p. 1495.

13）P. J. Müller, G. Kirst, G. Rhuland, I. von Storch and A. Rosell-Melé, *Geochim. Cosmochim. Acta* **62** (1998) p.1757

14）I. D. Rostov, , G. I. Yurasov, N. I. Rudyh, V. V. Moroz, E. V. Dmitrieva, V. I. Rostov, A. A. Nabiullin, F. F. Khrapchenkov and V. M. Bunin, Oceanographic Atlas of the Bering Sea, Okhotsk Sea and Japan/East Sea. http://atlas.pacificinfo.ru/HTML/e_1_00.htm (2003)

15）A. T. C. Broerse, P. Ziveri and S. Honjo, *Mar. Micropaleontol*. **39** (2000) p.179.

16）T. Sakamoto, M. Ikehara, M. Uchida, K. Aoki, Y. Shibata, T. Kanamatsu, N. Harada, K. Iijima, K. Katsuki, H. Asahi, K. Takahashi, H. Sakai and H. Kawahata, *Global and Planetary Change* **53** (2006) p. 58.

17）Y. V. Kuzumin, G. S. Burr and J. A. J. Timothy, *Radiocarbon* **43** (2001) p.477.

18）M. Stuiver and T.F. Braziunas, *Radiocarbon* **35** (1993) p.137.

19）M. Stuiver, P. J. Reimer, E. Bard, W. E. Beck, G. S. Burr, K. A. Hughen, B. Kromer, F. G. McCormack, J. van der Plicht and M. Spurk, *Radiocarbon* **40** (1998a) p.1041.

20）M. Stuiver, P. J. Reimer and T. F. Braziunas, *Radiocarbon* **40** (1998b) p.1127.

21）E. Bard, *Geochim. Cosmochim. Acta* **62** (1998) p. 2025.

22）D. G. Martinson, N. G. Pisias, J. D. Hays, J. Imbrie, T. C. Moore Jr. and N. J. Shackleton, *Quat. Res*. **27** (1987) p.1

23）H. Machida, and F. Arai, *Atlas of tephra in and around Japan*. University of Tokyo Press (2003) p. 1.

24) K. Aoki and F. Arai, *The Quaternary Research* **39** (2) (2000) p.107. (in Japanese)
25) P. M. Grootes and M. Styiver, *J. Geophys. Res*. **102** (1997) p.26455.
26) N. J. Shackleton, R. G. Fairbanks, T.-C. Chiu and F. Parrenin, *Quat. Sci. Rev*. **23** (2004) p.1513.
27) N. Ohkouchi, T. I. Eglinton, L. D. Keigwin and J. M. Hayes, *Science* **298** (2002) p.1224.
28) N. Harada, N. Ahagon, T. Sakamoto, M. Uchida, M. Ikehara, Y. Shibata, *Global and Planetary Changes* **53** (2006) p.29.
29) Y. Okazaki, K. Takahashi, H. Yoshitani, T. Nakatsuka, M. Ikehara and M. Wakatsuchi, *Mar. Micropaleontol*. **49** (2003) p.195.
30) Y. J. Wang, H. Cheng, R. L. Edwards, Z. S. An, J. Y. Wu, C.-C. Shen and J. A. Dorale, *Science* **294** (2001) p.2345.

（2006年11月14日　改訂受付）

Rapid fluctuations in alkenone temperature in the southwestern Okhotsk Sea over the past 120 kyr

Naomi Harada
Institute of Observational Research for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Tatsuhiko Sakamoto
Institute For Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

abstract:
To better understand the way in which changes in the surface environmental in the Okhotsk Sea influence climate change in East Asia,we estimated sea surface temperatures in the southwestern Okhotsk Sea for the past 120 kyr at millennial to centennial temporal resolution using a long-chain unsaturated alkyl ketone (alkenone) thermometer. The alkenone temperature, which corresponds to the SST to 20 m depth in autumn, showed repeated abrupt changes at a centennial timescale, especially during the last glacial period at 20–60 kyr before present (BP). The alkenone temperature changed in tandem with changes from interstadials (warm events) to stadials (cold events) recorded in the $\delta^{18}O$ record of ice cores recovered from Greenland. Anomalously high alkenone temperatures occurred repeatedly during the glacial period. These warm alkenone-temperature episodes probably had multiple causes: (1) the main season of alkenone production may have shifted from autumn to midsummer over the course of the glacial period because of the expansion of sea-ice coverage to nearly all seasons except midsummer; (2) related to the expansion of the sea-ice season, the sea-ice melting season may have shifted from spring to summer and sea-ice melting during summer might have led to stratification of the surface water, resulting in a high SST; and (3) an active Asian summer monsoon may have contributed to warming the surface waters of the southwestern Okhotsk Sea. In combination, these effects could have generated anomalously high alkenone temperatures in the southwestern Okhotsk Sea during the examined glacial period.

原田尚美

〒237-0061 横須賀市夏島町 2-15
独立行政法人海洋研究開発機構・
地球環境観測研究センター・
地球温暖化情報観測研究プログラム・
古海洋環境復元グループ
Tel: 046-867-9504 Fax: 046-867-9455
e-mail: haradan@jamstec.go.jp

坂本竜彦

独立行政法人海洋研究開発機構・
地球内部変動研究センター・
地球古環境変動研究プログラム・
地質・地球物理研究グループ
Tel: 046-867-9803 Fax: 046-867-9775
e-mail: tats-ron@jamstec.go.jp