日本海堆積物に記録された東アジア冬季モンスーン変動のシグナル

Fluctuation of late Quaternary East Asian winter monsoon recorded in the Japan Sea sediments

Abstract

池原 研* 板木拓也**

*Ken Ikehara * and Takuya Itaki ***

2004年10月13日受付.

2005年8月12日受理.

* 産業技術総合研究所地質情報研究部門

Institute of Geology and Geoinformation, Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567 Japan.

** 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻 Earth and Planetary Sciences, The University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo, 113-0033 Japan.

Corresponding author: K. Ikehara, k-ikehara@aist.go.jp

The East Asian winter monsoon is characterized by cold and dry air blown out from the Siberian high to the surrounding lows. Cold and dry northwesterly is the most common feature of the winter monsoon around the Japanese islands. This cold wind refrigerates the surface water along the Far East coast of Russia in the Japan Sea. Modern oceanographic observations indicate that sea-ice formation along the coast during the extremely cold winter is an important process for the deep-water formation. Thus, combination of sea-ice and deep-water formation in the Japan Sea is the signal of stronger winter monsoon. Occurrence of the ice-rafted debris (IRD), which is a proxy of sea-ice extend, and of an radiolarian species, *Cycladophora davisiana*, which is a proxy of cold and oxygenated deep water, might be the two standards of the strength of winter monsoon. We examined the records of two proxies during the last 160 ky in the cores from the Japan Sea. Both records showed the fluctuation with millennial time-scale during oxygen isotope stage 3-5 and they suggested the East Asian winter monsoon fluctuation in the same time-scale. The intervals of frequent occurrence of the IRD and *Cycladophora davisiana* might suggest the strong periods of the East Asian winter monsoon. The fluctuation of the East Asian summer monsoon during stage 3-5 was recorded as sediment lithology (dark layer), the Japan Sea sediments are very unique marine sediments to obtain both summer and winter monsoon records in a core.

Key words: winter monsoon, Japan Sea, deep water formation, sea ice, radiolarian

はじめに

東アジアモンスーンは、太平洋からアジア大陸への南東季節風である夏季モンスーンとシベリアから周辺域への北西～北東季節風である冬季モンスーンの2つのシステムからなる。日本海とその周辺域では、夏季モンスーンは太平洋からの熱と水蒸気の大陸への輸送現象であるため、梅雨で代表される夏季の降水量がその指標となる。冬季モンスーンはシベリアからの乾燥・冷却された北西季節風の吹き出しで代表され、この北西季節風は日本海海面から供給を受けた水蒸気を日本列島脊梁山脈の日本海側に降雪として配分する。また、この冷たい季節風はロシア極東沿岸域において海面を冷却し、低温で高密度の水塊を形成する。さらにわずかながら海水を発達させている。極東沿岸で、海水形成時に排出される高塩分水（ブライン水）の付加と海面の冷却の効果により密度の高くなった表層水は沈降し、日本海固有水と呼ばれる低温で溶存酸素に富んだ深層水を形成する（Talley et al., 2003）。すなわち、冬季モンスーンの強弱は日本海の海洋環境や物質循環の検討に重要な要素である。

日本海堆積物中の東アジアモンスーンの記録としては、中国大陸の降水量変化に対応した低塩分の東シナ海表層水の流入量を反映した珪藻群集組成から、日本海堆積物に特徴的な明暗互層のうち低海水準期の厚い暗色層を除く暗色層が夏季モンスーンの強化の結果を表すとされた（Tada et al., 1995, 1999）。酸素同位体ステージ3–5の薄い暗色層については、含まれる花粉化石群集も高い降水量を示唆し、暗色層堆積時の日本海周辺の降水量が増加している可能性が示された（池原・大嶋, 1996）。そしてこのような夏季モンスーンの強化はグリーンランド氷床コアに見られる Dansgaard-Oeschger (D-O) サイクル（Dansgaard et al., 1993）の温暖期に対応し（Tada et al., 1995, 1999; Wang and Oba, 1998）、高緯度の温暖化が偏西風の蛇行を生じさせ、東アジアでは夏季に陸上の中～高緯度が暖められて陸と海の気圧傾度が増し、モンスーンが強化されるためと言う考えが出された（Wang and Oba, 1998）。これに対して冬季モンスーンの記録は十分でない。日本列島とその周辺陸域の土壌中の石英の電子スピン共鳴（electron spin resonance; ESR）信号の値から、氷期（酸素同位体ステージ2）においてシベリア由来の粒子供給

Fig. 1. Schematic diagram of wind pattern of the Asian winter monsoon (A) and bathymetry and modern sea-ice distribution of the Japan Sea (B). Hatched area indicates the maximum distribution of sea-ice in modern Japan Sea. Core sites are indicated by solid circles. P; Peter the Great Bay.

経路が主体となったことが示され (成瀬ほか, 1996, 1997), 冬季モンスーンによって輸送されたと推定されている (Ono, 1998; Ono et al., 1998) が, その輸送プロセスやより細かな時間スケールでの変動の有無などは議論されていない。一方, 中国大陸のレス堆積物では, 石英粒子の粒度組成から冬季モンスーンの変動が議論され, 過去 80 万年間の粒度組成変化のスペクトルが深海底コアの酸素同位体曲線 (SPECMAP) のそれと同じであること, つまり東アジア冬季モンスーンの強弱が氷床量と関係していること (Ding et al., 1995) など, 東アジア冬季モンスーンが北半球の太陽放射や氷床量に関係していることが示されている (Li et al., 1988; An et al., 1990; Xu and Liu, 1994; Ding et al., 1994; Lu et al., 1999 など)。北西太平洋においても, 放散虫と花粉群集から, 同様な結論が導き出されている (Morley and Heusser, 1997)。これに対して Lu et al. (2002) は, 過去 100 万年間の粒径変化のウェーブレット解析およびスペクトル解析結果から, ミランコビッチサイクルに同調した変動だけでなく軌道要素に関係しない周期の変動があり, 数万年から数十万年の時間規模では太陽放射のほかにも境界条件となるものがあることを指摘した。一方, より小さな時間スケールでは, 酸素同位体ステージ 3-5 においては北大西洋海底コア中の浮遊性有孔虫 *Neoglobobulimina pachyderma* の右巻き/左巻き比の示す寒冷化イベントに対応するような千年規模の変動があることが指摘されている (Porter and An, 1995; An and Porter, 1997; An, 2000)。日本海堆積物でも, 海面冷却に伴う海氷の発達の際証となる漂流岩屑 (Ice-rafted debris; IRD) の分布範囲に万年オーダーの時間変化があり, ある地点の IRD 産出量にはより小さな千年～百年オーダーの変動もあることが指摘され, 上述の中国大陸レス中の石英粒子の粒度変

動との関係も考察された (Ikehara, 2003) が, その詳細な議論はまだされていない。

本論文では, 日本海を中心に冬季モンスーンのシグナルとなる可能性のある項目を抽出し, 現時点で得られている研究結果をもとに, それらを用いた東アジア冬季モンスーン変動解明の可能性について述べる。

東アジア冬季モンスーン

モンスーンは, ユーラシア大陸南東部からインドネシア・熱帯太平洋, オーストラリア北部を中心とする地域で最も顕著であり, この地域はモンスーンアジアと総称される (安成・小池, 1993)。この地域にモンスーンが卓越するのは, 低緯度まで広がる広大なユーラシア大陸と周囲の海洋との間の季節的な過熱・冷却の差が大きいことと, ヒマラヤ・チベット山塊の存在がこれをさらに強調しているためとされる (安成, 1991; 村上, 1993; 安成・小池, 1993)。東アジア冬季モンスーンは, 低温のユーラシア大陸と高温の周囲の海洋との大きな温度差により, 北緯 50°, 東経 100° 付近を中心とした地域に形成されるシベリア高気圧と呼ばれる強い高気圧に関係している。シベリア高気圧は, その地表での中心気圧が 1050-1070 hPa の非常に強い高気圧であり, 中心における平均気圧は 12-2 月ではおよそ 1050 hPa, 最大気圧は 1080 hPa を越え, 1 月に最も強くなる (Ding, 1994)。このシベリア高気圧と周辺に形成される低気圧 (北西太平洋上のアリューシャン低気圧, 赤道太平洋オーストラリア・ニューギニア域の赤道低気圧およびアフリカ大陸上のアフリカ低気圧) は, 東アジアから東南アジア, 南アジアの地域に強い北西から北東の風を吹かせる (Fig. 1A)。モンゴルから中国北部, 韓国にかけての地域に極端に乾燥した冷気をもたらすの

Fig. 2. Schematic representation of relationship between the East Asian winter monsoon and oceanography of the northern Japan Sea.

は、このシベリア高気圧からの冷気の吹き出しである (Ding, 1994). この吹き出しは、強い風 (最大で 20–28 m/s) と急激な気温の低下 (24 時間に 10–20 °C の低下)、著しい凍結現象、吹雪、豪雪や砂嵐を発生させる (Ding, 1994). したがって、冷気の吹き出しや冬季モンスーンはシベリア高気圧の形成、強化、移動、変質と消滅に関係している. シベリア高気圧は、形成域から南西に向かって移動して中国中部から南部にまで達し、中国南部においても急激な気温の低下を引き起こす (Ding, 1994; Ding et al., 1995). 中国南部の熱帯域に達した冷気はさらに赤道を越えて南半球に達し、オーストラリア夏季モンスーンに影響を及ぼす (An, 2000). このシベリア高気圧の形成と発達には、より広域のあるいは全球的な大気循環が関係しているとされ、中国全土に吹き荒れるような強い寒気の吹き出しは、大気の大循環が東半球において逆Ω型を呈するとき (ウラル山脈とカムチャッカ付近に上空の高圧部があり、その間で中国本土側に大循環が大きく蛇行して南下する状況) に発生するとされている (Chou, 1985, ただし, Ding, 1994 による). 日本付近の冬季モンスーンである北西季節風は、大陸の上空を吹いて来るため、特に乾燥していて、低温であることが特徴である. この低温で乾燥した大気は、日本海上空を吹き抜ける間に相対的に高温な日本海の表面から水蒸気の供給を受ける. この水蒸気を含んだ大気は、日本列島脊梁山脈に当たって上昇して断熱膨張する際に水蒸気を放出し、日本列島日本海側に降雪をもたらせる.

日本海における冬季モンスーンのシグナル

日本海の上空では冬季にシベリア高気圧から低温で乾燥した北西季節風が吹いている. 冬季モンスーンの強化による日本海へのもっとも顕著な影響は、その吹き出し口であるロシア極東沿岸域の表層水の冷却と、風による表層水の沖合いへ

の輸送と考えられる. この地域における冬季の海面冷却は日本海固有水と呼ばれる低温で溶存酸素に富んだ深層水を形成するといわれている (須田, 1932; Nitani, 1972; Sudo, 1987). 最近の日本海固有水に関する調査結果から、深層水の水温上昇と溶存酸素量の低下が指摘され、近年は新しい深層水の形成は行われず、中・深層水の循環パターンが変化していることが予想されている (Kim and Kim, 1996; Gamo, 1999; Chen et al., 1999; Gamo et al., 2001). 一方、海水の形成時にブライン水として排出される高塩分海は海水の密度増加に重要な役割を及ぼし、南極大陸 (Rintoul, 1998; Gordon, 1998) や北極海 (Aagaard et al., 1981) の周辺ならびにオホーツク海 (Talley, 1991) などでは中・深層水の形成に関与しているとされている. 現在の日本海では、現在のオホーツク海のように広範囲に及ぶ海水の発達は認められないが、間宮海峡からピョートル大帝湾 (Peter the Great Bay) など極東沿岸ではわずかながら海水の形成が認められる (Fig. 1B). そして、2000 年と 2001 年の極東沿岸域の海洋観測によれば、極端に寒い冬であった 2001 年には海面冷却に加えて沿岸域での海水の発達が起き、海水形成時に排出された高塩分海による密度上昇が加わったため、水深 2000 m 以深にも達する新しい深層水の形成が起こったことが報告されている (Talley et al., 2003). すなわち、日本海における冬季モンスーンの強弱変化のもっともよい記録者は、海面冷却を通じた深層水の形成と海水の発達の程度であるといえる (Fig. 2).

深層水の形成の程度は、低温で溶存酸素に富む深層水の発達の程度から復元できる. Itaki (2003) は日本海北部におけるプランクトンネットや表層堆積物試料中の放散虫群集を検討し、日本海固有水の深層水の特徴付ける種として *Cycladophora davisiana* をあげた. この種は日本海以外でも、オホーツク海や北極海の中・深層水など低温で溶存酸

素に富む水を好んで棲息する (Nimmergut and Abelman, 2002; Itaki et al., 2003; Okazaki et al., 2004). また Itaki et al. (2004) は, Itaki (2003) で確立された日本海における現在の水塊と放散虫群集組成の関係から, 最終氷期最盛期以降の中・深層水の形成史を復元した. 彼らの復元は最終氷期最盛期以降に限られているほか, 分析の時間間隔も粗いので, 冬季モンスーンの変動を論ずるには不十分なデータであるが, 適当な水深から採取された複数の堆積物コアの放散虫化石群集を細かく解析することで, 中・深層水の形成史を復元できる可能性を強く示唆している. しかし, 日本海における深層水の形成やその循環パターンは冬季モンスーンによる海面の冷却のみによるものではない. 最終氷期最盛期には低塩分表層水が日本海の表層を覆って, 密度成層が発達したため, 深層水の形成は弱くなり, 気候は寒冷であるにもかかわらず深層水の形成は停止したと考えられている (Oba et al., 1991). 実際この時期の堆積物中には *C. davisiana* はほとんど産しない (Itaki et al., 2004). また, 酸素同位体ステージ 3-5 の暗色層堆積時にも, 低塩分表層水の対馬海峡を通じての流入 (大場ほか, 1984; Oba et al., 1991), あるいは夏季モンスーンの強化による降水量増加に対応して表層へ低塩分水が流入し, 深層水循環が弱まったと考えられている (Tada et al., 1995, 1999; Wang and Oba, 1998). このように, 深層水循環が海水準変動や冬季モンスーン以外の古気候変動に伴う日本海への淡水供給量の変動の影響も受けているのは明らかなので, *C. davisiana* の頻度のみを冬季モンスーンの指標にするには問題がある. すなわち, *C. davisiana* の産出頻度のピークのそれぞれがどのような環境変化に対応したものであるのかの検討を行う必要がある. また, 放散虫化石の保存状況に差がなければ, *C. davisiana* の単位時間・単位面積当たりの産出量が深層水の形成の程度を反映するのはよいが, 深層水形成量と産出量 (相対頻度・絶対数) との関係は明らかになっていない. したがって, 正確な深層水形成量の見積もりには, *C. davisiana* の深層水形成量の変化に対応した個体数変化やそれ以外の個体数変動要因と考えられるえさの問題など, *C. davisiana* に関する生態学的情報が必要である.

海水の発達程度のもっともよい指標は, 海水に取り込まれて輸送され, それが融けるときに海水中に放出されて堆積物に紛れ込む砂礫である漂流岩屑 (IRD) やドロップストーン の量と空間的分布の広さであろう. 現在海水が広く発達するオホーツク海では, 海水の拡大は第一義的には冬季にオホーツク海上を吹く風の向きと強さとされる (Wakatsuchi and Martin, 1990; Kimura and Wakatsuchi, 1999 など). すなわち海水の分布の拡大には, 冬季の海面冷却による氷の形成だけでなく, 氷を運ぶ風向きが重要である. 沖側から陸に向かって吹く風 (オホーツク海の場合には東風) では, 形成された海水は陸側に吹き寄せられ, その分布域を拡大できない. また, 海水が吹き寄せられて海水間の開水域であるポリニアが形成されにくくなるため, 十分に海面が冷却されても新たな海水の形成が阻害され, 結果として海水の発達は悪くなる. これに対して陸から沖に向かって風が吹く場合 (オホーツク

海では北西風), 沿岸で形成された氷は沖合いに運ばれるとともに, 海水形成域ではポリニアが形成され, より一層氷が形成されやすくなる. このような冬季のオホーツク海上空の風向きを決めるのは, アリューシャン低気圧の位置であるとされる (Martin et al., 1998). 冬季のアリューシャン低気圧の位置を決定する要素としては, 大気の大循環パターンの変動などが考えられる (Thompson and Wallace, 1998; Sekine, 1999). 東アジア冬季モンスーンは前述のように, シベリア高気圧と周辺の低気圧との関係で起こる大気循環であり, アリューシャン低気圧も周辺の低気圧のひとつである. したがって, 現在のオホーツク海の海水分布域の消長はアリューシャン低気圧の位置を介して, 大循環や冬季モンスーンに関係しているといえる.

一方, 現在の日本海においては, 前述のようにロシア極東沿岸域を除けば海水の分布は認められない. しかし, 過去の日本海においては酸素同位体ステージ 5e や 1 を除いて, ほとんどの時期で海水が存在したことがわかってきた (Ikehara, 2003). すなわち, 日本海の海水の有無から見れば, ほとんど海水の存在しない現在は特異な時期と言っても過言ではない. 現在のオホーツク海の例からすれば, 日本海では冬季モンスーンの北西季節風は, 海水を沖合いに輸送する方向に働くのでポリニアの形成を進行させ, 結果としてさらなる海水の形成が促進されと考えられる. したがって IRD は, 現在海水の分布が非常に制約されている日本海においても海水の発達の指標となりうる. なお, オホーツク海の海水の形成にはアムール川からの多量の淡水の供給による表層水の低塩分化が関係するとされる (例えば, 青田, 1986). 現在の日本海においても, ロシア極東海岸に沿ったオホーツク海側からの淡水供給が海水の形成に関与していると考えられる. 日本海では最終氷期最盛期に表層が低塩分水に覆われたとされている (Oba et al., 1991). したがってこの時期は他の時期に比べて海水が形成されやすく, 海水分布域が拡大しやすかったと考えられる. 実際, IRD の時空間分布 (Ikehara, 2003) では, この時期の海水の南限は津軽海峡付近, 時には男鹿半島沖まで達したと考えられている. 一方, ステージ 3-5 には夏季モンスーンによる東アジア域での降水量の増加に関して暗色層が形成された (Tada et al., 1999). このことは, この時期の暗色層形成時期にも表層水の塩分が低下した可能性を示している. しかし, 後述するように IRD 量のピーク層準と暗色層の層準とは一定の関係を示さず, ステージ 3-5 の暗色層形成時期の表層水の塩分低下は日本海の海水の形成域であるロシア沿岸域では小さかったか, 海水の形成に大きな影響を与えるほどではなかった可能性がある. また, 過去の日本海, 特に低海水準期で間宮海峡が陸化し, オホーツク海側からの淡水供給が停止した日本海において, 海水の形成に関与する淡水の供給源は特定できていない.

海面冷却によって低塩分の表層水が凍って形成される海水の場合, 砂礫の取り込み様式は単純ではない. 現在北海道のオホーツク海海岸に着岸している海水の観察によれば, 海水中に砂粒子の存在が確認される. このような砂礫が, どこで,

どのように取り込まれたかはいまだ解明されていない。考えられる取り込み機構としては、海水が岸に接近し、着岸と離岸を繰り返す中で、海岸や浅海底の砂礫を取り込むことがあげられる。日本海の IRD についても、現在のオホーツク海同様、その砂礫の取り込み過程は明らかとなっていない。オホーツク海よりも陸棚が狭く、急で比高の大きい陸棚斜面をもつ極東沖日本海の海底地形を考慮すれば、IRD を含有しない海水が広がった可能性も否定できない。IRD という証拠を残さない海水の量や分布域を復元することはほとんど不可能である。さらに、Ikehara (2003) で示された留萌沖コアの IRD 記録では、酸素同位体ステージ 5 では非常に明瞭で大きなピークを示すが、ステージ 3 ではピークはあるもののそのピーク値は小さいという事実がある。Ikehara (2003) はこれを海水が主に融ける場所の南北変化で説明した。すなわち、IRD を放出する氷の融解する場がより大きな時間スケールの環境変動の中で移動したため、ステージ 5 よりも寒冷なステージ 3 や最寒冷期のステージ 2 (最終氷期最盛期) でも留萌沖では IRD のピークが小さくなったと考えた。このように寒冷化したにもかかわらず IRD が減少する事実は、オホーツク海の中央部でも認められている (Biebow et al., 2002)。この解釈が妥当か否かについては、より広い場所から採取された多くのコアについて IRD の分析を行い、IRD 量の時空間変化を把握せねばならない。特に、海水の形成域である極東沿岸域沖合を含めた日本海北部全体の海域についての解析が必要である。現状では、方法論も含めて、IRD を用いた海水の発達程度の解明には限界があることも理解しておかねばならない。

このほかに深層水の形成や循環の指標となりうるものに、海底の酸化・還元状態の変化がある。例えば現在の日本海では低温で溶存酸素に富む日本海固有水の存在のため、酸化的な海底環境が形成され、深海の海盆底では厚い表面酸化層が認められる。この酸化的海底環境下では、海底表面で炭酸カルシウムは溶解し、炭酸カルシウム補償深度 (calcium carbonate compensation depth; CCD) は約 2000 m (Ujiié and Ichikura, 1973)、山陰沖のリソクラインは 800–1000 m (Ikehara, 1991) と太平洋に比べて浅くなっている。冬季モンスーンの強弱により低温で酸素に富む深層水の形成量が変化したならば、それに応じて CCD も変化し、堆積物中の炭酸カルシウム量や石灰質微化石の産出量や保存状態を変化させるかもしれない。しかし、CCD を変化させるのは深層水循環だけでなく、水中からの有機物供給量やその海底での分解量などにもよる。日本海の場合、これらもまた海水準変動や千年–百年規模の時間スケールで変化していると考えられる (寺島ほか, 1998; Tada et al., 1999 など) ので、これのみから冬季モンスーンの強弱を判断することは困難である。

以上のことは、冬季モンスーンの強弱を日本海堆積物に記録された単一の指標から推定することが困難であることを示している。しかし、これらいくつかの指標を組み合わせることにより、その認定精度は高まることが期待できる。

これら冬季モンスーンの海面の冷却による海洋環境の変化に対応したシグナルのほかにも冬季モンスーンの指標となる

可能性があるものがある。中国内陸部では、シベリア高気圧に吹き出し (風速) が強くなることに対応して、レス中の石英粒子の粒径が粗くなることを冬季モンスーンの強弱の指標としている (Porter and An, 1995; Ding et al., 1995; An and Porter, 1997; An, 2000)。前述のように中国においては砂嵐も冬季モンスーンに伴って起こる現象として観測されている (Ding, 1994) ので、このような堆積物の粗粒化は起こりうるであろう。もし、冬季モンスーンに関係した北西季節風の風速が、シベリア内陸部あるいは極東沿岸域の地表に分布する未固結堆積物や土壌を巻き上げ、日本海や日本列島、さらには太平洋まで運搬するに十分であれば、堆積物の粒度組成、化学組成、鉱物組成、供給源の違いを反映した個別粒子の特徴 (例えば、電子スピン共鳴 (ESR) や光励起ルミネッセンス (optically stimulated luminescence; OSL)、熱ルミネッセンス (thermoluminescence; TL) などの信号) も冬季モンスーンの復元に利用できる可能性がある。例えば成瀬ほか (1996, 1997) や Ono (1998)、Ono et al. (1998) は、ESR 信号から酸素同位体ステージ 2 (最終氷期最盛期) にはシベリア起源の粒子が、日本列島の中部以北にもたらされたと考えた。また、長島ほか (2004) は日本海堆積物において千年スケールの石英粒子の粒度組成の変化を報告し、これを偏西風およびモンスーン変動と関連付けている。しかし、日本海から日本列島において、現在の冬季モンスーン (北西季節風) により粒子が明らかに輸送されたと断定できる観測事実は、筆者らの知る限りない。偏西風よりも風速が小さく、吹く高度も低い冬季モンスーンがどこまでの粒径の粒子を巻き上げ、それをどこまで輸送可能か、そして現在の日本海において冬季モンスーンによってどのような組成・粒度の粒子がどこにどれくらい運ばれて堆積しているかのグランド・ツルースデータの蓄積がこれらのデータの信頼性の向上にまず不可欠である。

日本海堆積物を用いた冬季モンスーン変動復元の可能性

上記のように日本海堆積物中の放散虫群集、特に *Cycladophora davisiana* の産出状況と IRD から、極東沖の海面の冷却と深層水形成を通じて、冬季モンスーンの強度の変動を復元できる可能性があることがわかった。一方で、両者ともに不完全な復元しかできない可能性も示唆された。ここでは現在までに報告されているデータから予察的に両者の関係を見てみる。なおすでに述べたようにステージ 1 (完新世) や 5e では、少なくとも日本側の日本海においては海水の存在の証拠はなく、また、ステージ 2 では海水準低下に伴う外洋との海水交換の遮断により密度成層が発達し、深層水形成が停止したため、*C. davisiana* が産出しないことから、ここではステージ 1、2 及び 5e を除くステージ 3–5 の間について見ることにする。なお、IRD 産出量のデータは Ikehara (2003) に基づくが、このコアの年代は山陰沖コア MD01-2407 で新たに設定された年代モデルを暗色層及び火山灰の対比に基づいて改定したものをを用いた。

山陰沖の水深 935 m で採取されたコア MD01-2407 (Fig. 1B) 中の放散虫 *C. davisiana* の相対頻度には、酸素同位体

Fig. 3. Occurrence of ice-rafted debris (IRD) in core GH95-1208 collected from off Rumoi, northeastern Japan Sea (b), and relative abundance of a radiolarian species *Cycladophora davisiana* in core MD01-2407 collected from off San'in, southern Japan Sea (c) with correlation of IRD occurrence to the polar circulation index (PCI) in the Greenland GISP2 ice-core (a) by Mayewski et al. (1997). Hatched area in b and c indicates the horizon of dark layer. Asterisk below the column c indicates the peak occurrence of *C. davisiana* almost synchronous to that of IRD.

ステージ3-5において千年規模での変動が認められる (Fig. 3c). 前述のように *C. davisiana* は低温で酸素に富む中・深層水を好むので、この変化はこの期間において深層水の形成量が変化したことを示唆する。なお、Fig. 3cは相対頻度の変化であるが、深層水の量の変動を表すには他の放散虫種の産出量変化による希釈効果を除去するために、絶対数 (単位堆積物量中の *C. davisiana* の個体数) あるいは沈積流量 (単位時間・単位堆積物量中の *C. davisiana* の個体数) の変化で議論するべきである。この換算は現在進行中であり、すべてのデータをここに示すことはできないが、現時点で得られているデータからは相対頻度と絶対数の間には正の相関が認められ (Fig. 4), 堆積速度や乾燥密度は絶対数の変動量に比べて十分に小さいので、Fig. 3cに示した相対頻度の変化パターンは大局的には絶対数あるいは沈積流量の変化パターンを示していると考えて差し支えない。なお、今回検討した試料の *C. davisiana* の保存の程度に変化はなく、殻の溶解の影響はほとんどないと考えられる。また、暗色層で平行葉理が認められ、底生生物の活動がほとんどない時期と明色層で均質な層相からなり底生生物の活動が相対的に活発な時期では、放散虫遺骸の物理的破壊現象の強度が変化するので、相対頻度に影響を及ぼすことも考えられる。今回検討した試料では暗色層・明色層とも、破壊個体の割合が著しく変化したり、繊細な骨格の種のみが著しく減少することは認められないので、底生生物の活動に伴う物理的破壊現象の強度の差異の *C. davisiana* の産出頻度あるいは絶対数への影響は小さいと考えられる。一方前述のように、Ikehara

(2003) は北海道西方留萌沖の水深約 3500 m から採取されたコア GH95-1208 (Fig. 1B) 中の IRD 量 (単位体積あたりの IRD の数) の変化を報告した。これにも酸素同位体ステージ3-5の間で千年規模の変動が認められている。また、Fig. 3bに示したように IRD のピークは、明色層・暗色層のいずれでも認められ、この時期の夏季モンスーンの指標とされる暗色層の出現パターンとは無関係に見える。この二つのコアを火山灰と暗色層を用いて対比し、両者のピーク位置を比較すると、ほぼ同じ層準にピークが存在することがわかる (Fig. 3の*を付けたピーク)。すなわち、*C. davisiana* から推定される深層水の形成の多かった時期に海洋表層に海水が発達していた時期があることを示唆し、このような時期は東アジア冬季モンスーンの強かった時期であると考えられる。一方、Fig. 3には IRD 量のみが増える (海水のみが発達する) 時や *C. davisiana* の産出のみが増える (深層水形成量のみが増える) 時も認められる。また、明色・暗色層 (Fig. 3の網かけ部) の位置の中でピーク位置に微妙な違いも存在する。これらは、IRDは海水形成と言う冬季に限られた現象に支配されるのに対して、*C. davisiana* は海水準低下による外洋との海水交換や夏季モンスーンの強化に伴う表層水の低塩分化により引き起こされる鉛直循環の変化にも影響されるためかもしれない。すでに述べたようにこの時期の暗色層形成時にも夏季モンスーンの強化に関係して表層に低塩分水が流入して鉛直循環が弱化したと考えられている (Tada et al., 1995, 1999; Wang and Oba, 1998)。しかし、*C. davisiana* のピークは暗色層内にも認められる

Fig. 4. Relationship between relative (percentage) and absolute (#/unit weight) abundances of *Cycladophora davisiana* in core MD01-2407.

(Fig. 3c) ので、暗色層形成期全体を通じて深層水循環が弱化したのではないことが推測される。特に暗色層の上部で *C. davisiana* の産出量が増加する場合には、深層水循環が回復していく過程をとられている可能性があるが、これについてはさらに検討を要する。また、深層水の形成量を反映して、鉛直循環の及ぶ水深や形成された深層水の上限水深が変化すれば、ある一地点での *C. davisiana* 記録のみからは全ての変動をとらえられない。つまり、鉛直循環の及ぶ水深が試料採取地点の水深よりも浅ければ *C. davisiana* の産出はほとんどなくなるし、深層水の上限水深が深くなっても、その地点での *C. davisiana* の記録からは深層水形成量の変化を読み取れなくなる。今回の *C. davisiana* と IRD 量の対応関係の検討結果は、両者による冬季モンスーン変動復元の可能性を強く示しているものの、データ数の制約からそれを完全に検証できてはいないと言える。一方で、主に冬季の現象に支配される IRD 量のシグナルの方が他の時期の現象（例えば、夏季モンスーンに影響された表層水塩分変動）にも影響を受けやすい *C. davisiana* 産出頻度のシグナルよりも、冬季モンスーンの指標としての確度が高いと考えられる。ただいづれにせよ、この2つの指標の両者が高い値をもつ時には冬季モンスーンが強かったと考えることはできるであろう。今後、日本海堆積物中のこの2つの指標を用いたより正確な冬季モンスーン強弱の復元は、より広い地域・水深からの多数の試料から行うことが必要である。

前述のようにシベリア高気圧ひいては東アジア冬季モンスーンが大気の大循環に関係しているならば、上記の放散虫 *C. davisiana* と IRD の産出パターンは、グリーンランド氷床コアの化学組成から示される高緯度大気循環のパターン (Polar Circulation Index; PCI; Mayewski et al., 1997) と関係があってよい。IRD 量と PCI の関係について Ikehara

(2003) は、酸素同位体ステージ5の8–10万年付近に関してはよい対応関係にあるが、ステージ3–4については解析したコアの IRD ピークが小さいため、対比を行わなかった。Fig. 3 に示された IRD 量のピークを Mayewski et al. (1997) の PCI (Fig. 3a) と比較すると、すでに指摘されている8–10万年前頃のみならず、3–8万年前についてもピークの振幅の違いはあるものの、IRD 量のピークは PCI のピークに対比できるように見える。ただし、PCI の全てのピークが対比できるわけではなく、またいくつかのピークはピーク年代に多少の違いが認められる。日本海堆積物のステージ3–5の堆積年代決定精度は十分でなく、いくつかのテフラの対比とその年代決定及び必ずしも十分とはいえない有孔虫の酸素同位体比のデータなどに頼っている。日本海のステージ3及びそれ以前のテフラの同定と対比、並びにそれに基づく年代決定については徐々に進んできている（例えば、白井ほか, 1997; Chun et al., 2004; 池原ほか, 2004）が、暗色層対比と独立してこれをさらに進める必要がある。現時点では、日本海における東アジア冬季モンスーンの強化がグリーンランド氷床コアに記録された高緯度大気循環の記録とほぼ一致しているので、日本海の冬季モンスーンのシグナルは高緯度の気候循環パターンの変化に対応している可能性が高いと指摘するにとどめる。

東アジア夏季モンスーンと冬季モンスーンの関係 —まとめにかえて—

以上のように、日本海堆積物には暗色層を象徴として東アジア夏季モンスーンの記録が残されているほか、IRD や放散虫群集を象徴として冬季モンスーンの記録が残されている可能性が高いことが明らかとなった。暗色層の存在は水深や堆積速度の規制を受ける（池原・田中, 2003）ものの、少なくとも日本海の日本側ではほぼ対比できる（Ikehara, 2003）。このことは、夏季モンスーンの記録は日本海のほぼ全域において確認できることを示している。北海道沖日本海では、冬季モンスーンも IRD 量として記録されていると考えられる。すなわち日本海北部の海底堆積物には、1本のコアに夏季モンスーンと冬季モンスーンの両方の記録が残されているということになる。また、日本海南部山陰沖のコアでも放散虫 *C. davisiana* の変動は認められており、日本海南部においてすら1本のコアから夏季・冬季モンスーンの両方を捉えられる可能性が高い。夏季モンスーンが熱帯域と中緯度域の大気循環、冬季モンスーンが高緯度域の大気（極）循環を反映しているとする、日本海は、低緯度と高緯度の気候循環の関係を1本のコアから直接比較できるという非常にユニークな場にあると言える。日本海堆積物の分析が、東アジアモンスーン変動を介在として、さらにグローバルな気候循環パターン変化の解明に役立つ可能性が指摘できる。

一方で、完新世や最終氷期最盛期では、冬季・夏季モンスーンともより大きな海水準変動に関係した海洋環境の変化の影響を受けてそのシグナルが検出しにくくなる。このため例えば、完新世においても大気の大循環パターンの変化が知られており（White et al., 1997; Appenzeller et al., 1998;

Rogers et al., 1998; Meeker and Mayewski, 2002 など), これに対応して東アジア冬季モンスーンが変動した可能性があるにもかかわらず, これまでに得られている日本海堆積物中のシグナルからその記録を読み取ることはできていない. 例えば完新世における海水分布域は, 気候の温暖化とそれに伴う表層水の変化に対応して急激に北上して現在の分布域まで後退しており (Ikehara, 2003), 現時点では日本海で唯一の留萌沖コアの IRD 量の変動の記録からは完新世における海水量の変動は明らかになっていない. 前述のように IRD 量は海水の融解する場所によっても変化すると考えられるので, より形成域に近いロシア側の試料から IRD 量の変動を解析する必要がある. 一方, 放散虫 *C. davisiana* の産出は完新世においても変動が認められる (Itaki and Ikehara, 2003; Itaki et al., 2004) が, 完新世の日本海の CCD は浅いため, 浮遊性有孔虫殻を用いた放射性炭素年代をきちんと決めた上での対比・議論はまだ進んでいない. 日本海北部から採取されたコアの IRD の分析とコアのより詳細な年代決定・対比を基に放散虫群集変化との関係を考察していく必要がある. また最終氷期最盛期には, すでに述べたように低塩分表層水の影響で海洋循環が弱くなり, 酸素に乏しい深層水環境が形成された (Oba et al., 1991). このため, 表層水と深層水に生息する放散虫の産出はほとんどなくなる (Itaki et al., 2004). 海水分布域は最も南下し, 津軽海峡付近, 時には男鹿半島沖まで達した (Ikehara, 2003) が, この時期により短い時間スケールでの海水量の変動があったかどうかは明らかでない. より広い範囲から採取されたコアについての IRD の分析が待たれる.

日本海堆積物を用いた東アジア冬季モンスーンの変動様式の研究は, ようやくその途についた段階である. しかし, 現時点の非常に限られたデータからでも, 酸素同位体ステージ 3-5 については, その変動を復元できる可能性が高いことが分かってきた. 一方, 完新世などの高海水準期や最終氷期最盛期 (ステージ 2) などの低海水準期の変動の復元には一層の努力が必要である. また, より詳細な変化を把握するためにはより水平的・鉛直的に広い範囲から採取された試料について, 海水発達や深層水循環にかかる研究を進める必要がある. そのためには, 日本海全体, 特に深層水の形成場であり, 現在の海水分布域である北西部~北部日本海から採取されたコアの分析が重要となる. その実行のためには, 日本海を取り巻く日本, 韓国, ロシアなどの共同研究の遂行が必須である.

謝 辞

本論文は, 東京大学多田隆治教授の薦めによりまとめたものである. また, 同氏が代表となって進めている IGCP-476 Monsoon Evolution and Tectonics-climate Linkage in Asia and its Marginal Seas during the Late Cenozoic の 2 回の国際シンポジウムやそれにかかわる集会などを通じた多数の方との議論は, 本論文をまとめるに当たって大変有用であった. 特に, 冬季モンスーン全体については多田教授のほか東京都立大学の福澤仁之教授, 東京大学の長島佳菜博士, 海水や漂

流岩屑については海洋研究開発機構の坂本竜彦博士との議論は本論文の作成に不可欠のものであった. さらに, 2 名の匿名査読者のコメントは議論の整理に多に役立った. また, ここで示したコアの採取や処理, 分析に当たっても多くの方々, 特に愛媛大学の井内美郎教授を始めとする白嶺丸の GH95 航海の乗組員・乗船研究者の方々, 北海道大学の大場忠道教授や産業技術総合研究所の川幡穂高博士を始めとする Marion Dufresne 号 WEPAMA 航海関係者ならびに東京大学多田研究室を始めとした IMAGES 日本海コア分析チームの方々に, 大変お世話になった. 記して, 厚くお礼申し上げる.

文 献

- Aagaard, K., Coachman, L.K. and Carmack, E., 1981, On the halocline of the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **28**, 529-545.
- An, Z.S., 2000, The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quatern. Sci. Rev.*, **19**, 171-187.
- An, Z.S., Liu, T.S., Lu, Y.C., Porter, S.C., Kukla, G., Wu, X.H. and Hua, Y.M., 1990, The long-term palaeomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quatern. Internl.*, **7**, 91-95.
- An, Z.S. and Porter, S.C., 1997, Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China. *Geology*, **25**, 603-606.
- 青田昌秋, 1986, オホーツク海と流氷. 月刊海洋科学, **18**, 66-74.
- Appenzeller, C., Stocker, T.F. and Anklin, M., 1998, North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science*, **282**, 446-449.
- Biebow, N., Tiedemann, R., Nuernberg, D., Kaiser, A., Pedersen, U. and Gorbarenko, S., 2002, Environment, stratigraphy and general pattern of sediment deposition in the Sea of Okhotsk—Results of the joint German-Russian project KOMEX. *Proc. 17 th Intern. Symp. Okhotsk Sea & Sea Ice, Okhotsk Sea & Cold Ocean Res. Ass., Mombetsu*, 91-96.
- Chen, C.T.A., Bychkov, A.S., Wang, S.L. and Pavlova, G.Yu., 1999, An anoxic Sea of Japan by the year 2200? *Mar. Chem.*, **67**, 249-265.
- Chou, Y.Y., 1985, *Medium-Range Weather Prediction*, Science Press, Beijing, 420p.
- Chun, J.-H., Ikehara, K. and Han, S.-J., 2004, Evidence in Ulleung Basin sediment cores for a Termination- II (penultimate deglaciation) eruption of the Aso-3 tephra. *Quatern. Res. (Daiyonki-kenkyu)*, **43**, 99-112.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G., 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364**, 218-220.
- Ding, Y., 1994, *Monsoons over China*. Kluwer, Dordrecht, 419p.
- Ding, Z., Liu, T., Rutter, N.W., Yu, Z., Guo, Z. and Zhu, R., 1995, Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800,000 years. *Quatern. Res.*, **44**, 149-159.
- Ding, Z.L., Yu, Z.W., Rutter, N.W. and Liu, T.S., 1994, Towards an orbital time scale for Chinese loess deposit. *Quatern. Sci. Rev.*, **13**, 39-70.
- Gamo, T., 1999, Global warming may have slowed down the deep conveyor belt of a marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3137-3140.
- Gamo, T., Momoshima, N. and Tolmachev, S., 2001, Recent upward shift of the deep convection system in the Japan Sea, as inferred from the geochemical tracers tritium, oxygen, and nutrients. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4143-4146.
- Gordon, A.L., 1998, Western Weddel Sea thermohaline stratification. In Jacobs, S.A. and Weiss, R.F. (eds.), *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *Antact. Res. Ser.*, **75**, AGU, Washington, 215-240.
- Ikehara, K., 1991, Modern sedimentation off San'in district in the southern Japan Sea. In Takano, K., ed., *Oceanography of Asian Mar-*

- ginal Seas, Elsevier Oceanography Series*, **54**, Elsevier, 143-161.
- Ikehara, K., 2003, Late Quaternary seasonal sea-ice history of the north-eastern Japan Sea. *Jour. Oceanogr.*, **59**, 585-593.
- 池原 研・吉川清志・Chun, J.-H., 2004, 日本海中部大和海域から採取された酸素同位体ステージ3に噴出した3枚の火山灰. 第四紀研究, **43**, 201-212.
- 池原 研・大嶋秀明, 1996, 後期第四紀における日本海の堆積速度と海洋古環境, 陸上気候との関係. 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集, 714.
- 池原 研・田中晶子, 2003, テフラ層序からみた日本海北部の後期第四紀の暗色相の形成. 地球惑星科学関連学会 2003 年合同大会予稿集, Q42-P002.
- Itaki, T., 2003, Depth-related radiolarian assemblage in the water-column, surface sediments of the Japan Sea. *Mar. Micropaleont.*, **47**, 253-270.
- Itaki, T. and Ikehara, K., 2003, Radiolarian biozonation for the Upper Quaternary in the Japan Sea. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **109**, 96-105.
- Itaki, T., Ikehara, K., Motoyama, I. and Hasegawa, S., 2004, Abrupt ventilation changes in the Japan Sea over the last 30 ky: evidence from deep-dwelling radiolarians. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **208**, 263-278.
- Itaki, T., Ito, M., Narita, H., Ahagon, N. and Sakai, H., 2003, Depth distribution of radiolarians from the Chukchi and Beaufort Seas, western Arctic. *Deep-Sea Res.*, **50**, 1507-1522.
- Kim, K.-R. and Kim, K., 1996, What is happening in the East Sea (Japan Sea)? Recent chemical observations during CREAMS 93-96. *Jour. Korean Soc. Oceanogr.*, **31**, 164-172.
- Kimura, N. and Wakatsuchi, M., 1999, Processes controlling the advance and retreat of sea ice in the Sea of Okhotsk. *Jour. Geophys. Res.*, **104**, 11137-11150.
- Li, J.J., Feng, Z.D. and Tang, L.Y., 1988, Late Quaternary monsoon patterns on the Loess Plateau of China. *Earth Surface Proc. Landform*, **13**, 125-135.
- Lu, H.Y., Liu, X.D., Zhang, F., An, Z.S. and Dodson, J., 1999, Astronomical calibration of loess-paleosol deposits at Luochuan, central Chinese Loess Plateau. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **154**, 237-246.
- Lu, H., Zhang, F. and Liu, X., 2002, Patterns and frequencies of the East Asian winter monsoon variations during the past million years revealed by wavelet and spectral analyses. *Global Planet. Change*, **35**, 67-74.
- Martin, S., Drucker, R. and Yamashita, K., 1998, The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas. *Jour. Geophys. Res.*, **103**, 27771-27782.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q. and Prentice, M., 1997, Major features and forcing of high latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, 26345-26366.
- Meeker, L.D. and Mayewski, P.A., 2002, A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *The Holocene*, **12**, 257-266.
- Morley, J.J. and Heusser, L.E., 1997, Role of orbital forcing in east Asian monsoon climates during the last 350 kyr: evidence from terrestrial and marine climate proxies from core RD14-99. *Paleoceanography*, **12**, 483-493.
- 村上多喜雄, 1993, モンスーンとは何か. 科学, **63**, 619-623.
- 長島佳菜・多田隆治・松井裕之, 2004, 過去 14 万年間のアジアモンスーン・偏西風変動-日本海堆積物中の黄砂粒径・含有量からの復元-. 第四紀研究, **43**, 85-97.
- 成瀬敏郎・小野有五・平川一臣・岡下松生・池谷元伺, 1997, 電子スピン共鳴 (ESR) による東アジアの風成塵石英の産地同定-アイソトープステージ2の卓越風復元への試み-. 地理評, **70A**, 15-27.
- 成瀬敏郎・柳 精司・河野日出夫・池谷元伺, 1996, 電子スピン共鳴 (ESR) による中国・韓国・日本の風成塵起源石英の同定. 第四紀研究, **35**, 25-34.
- Nimmergut, A. and Abelmann, A., 2002, Spatial and seasonal changes of radiolarian standing stocks in the Sea of Okhotsk. *Deep-Sea Res.*, **49**, 463-493.
- Nitani, H., 1972, On the deep and bottom waters in the Japan Sea. In Shoji, D., ed., *Research in Hydrography and Oceanography*, Hydrographic Department of Japan, 151-201.
- Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T. and Takayama, T., 1991, Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85,000 years. *Paleoceanography*, **6**, 499-518.
- 大場忠道・大村明雄・加藤道雄・北里 洋・小泉 格・酒井豊三郎・高山俊昭・溝田智俊, 1984, 古環境変遷史-KH-79-3, C-3 コアの解析を中心として-. 月刊地球, **6**, 571-575.
- Okazaki, Y., Takahashi, K., Itaki, T. and Kawasaki, Y., 2004, Comparison of radiolarian vertical distributions in the Okhotsk Sea near the Kuril Islands and in the northwestern North Pacific off Hokkaido Island. *Mar. Micropaleont.*, **51**, 257-284.
- Ono, Y., 1998, Reconstruction of last glacial paleoenvironments and paleomonsoon changes in eastern Asia. *Global Environ. Res.*, **1**, 35-42.
- Ono, Y., Naruse, T., Ikeya, M., Kohno H. and Toyoda, S., 1998, Origin and derived courses of eolian dust quartz deposited during marine isotope stage 2 in East Asia, suggested by ESR signal intensity. *Global Planet. Change*, **18**, 129-135.
- Porter, S.C. and An, Z.S., 1995, Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, **375**, 305-308.
- Rintoul, S.R., 1998, On the origin and influence of Adelie Land bottom water. In Jacobs, S.A. and Weiss, R.F. (eds.), *Ocean, Ice and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, *Antact. Res. Ser.*, **75**, AGU, Washington, 151-171.
- Rogers, J.C., Bolzan, J.F. and Pohjola, V.A., 1998, Atmospheric circulation variability associated with shallow-core seasonal isotopic extremes near Summit, Greenland. *Jour. Geophys. Res.*, **103**, 11205-11216.
- Sekine, Y., 1999, On variations in the subarctic circulation in the North Pacific. *Prog. Oceanogr.*, **43**, 193-203.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎, 1997, ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中-後期テフラの同定と対比. 第四紀研究, **36**, 183-196.
- 須田皖次, 1932, 日本海の底層水に就いて (豫報). 海洋時報, **4**, 221-240.
- Sudo, H., 1987, A note on the Japan Sea Proper Water. *Prog. Oceanogr.*, **17**, 313-336.
- Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I., 1995, Possible Dansgaard-Oeschger oscillation signal recorded in the Japan Sea sediments. In Tsunogai, S., Iseki, K., Koike, I. and Oba, T., eds., *Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean-atmosphere system, Proceedings of the 1994 Sapporo IGBP Symposium*, 517-522.
- Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I., 1999, Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales recorded in late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanography*, **14**, 236-247.
- Talley, L.D., 1991, An Okhotsk Sea water anomaly: Implication for subthermocline ventilation in the North Pacific. *Deep Sea Res.*, **38**, suppl., 171-190.
- Talley, L.D., Lobanov, V., Ponomarev, V., Salyuk, A., Tishchenko, P., Zhabin, I. and Riser, S., 2003, Deep convection and brine rejection in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 4, 1159, doi: 10. 1029/2002GL016451.
- 寺島 滋・池原 研・中嶋 健・片山 肇・井内美郎・横田節哉・今井 登, 1998, 日本海東部の海底堆積物中の元素濃度の鉛直変化と堆積環境. 地調月報, **49**, 201-235.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M., 1998, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature field. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.
- Ujiie, H. and Ichikura, M., 1973, Holocene to upper-most Pleistocene planktonic foraminifers in a piston core from off San'in district, Sea of Japan. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan, N.S.*, no.91, 137-150.
- Wakatsuchi, M. and Martin, S., 1990, Satellite observations of the ice cover of the Kuril Basin region of the Okhotsk Sea and its relation to the regional oceanography. *Jour. Geophys. Res.*, **95**, 13393-13410.
- Wang, L. and Oba, T., 1998, Tele-connections between East Asian monsoon and the high-latitude climate: A comparison between the GISP2 ice core record and the high resolution marine records from the Japan and the South China Seas. *Quatern. Res. (Daiyonki-*

- kenkyu*), **37**, 211-219.
- White, J.W.C., Barlow, L.K., Fisher, D., Grootes, P., Jouzel, J., Johnson, S.J., Stuiver, M. and Clausen, H., 1997, The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland: results of comparisons with modern climate observations. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, 26425-26439.
- Xu, T.C. and Liu, T.S., 1994, Implication of the magnetic susceptibility curve from the Chinese loess profile at Xifeng. *Quatern. Sci. Rev.*, **12**, 249-254.
- 安成哲三, 1991, モンスーンとは何だろうかーその変動の意味するものー. 科学, **54**, 487-494.
- 安成哲三・小池俊雄, 1993, 地球の気候とアジアモンスーンの水循環. 科学, **63**, 626-634.

(要 旨)

池原 研・板木拓也, 2005, 日本海堆積物に記録された東アジア冬季モンスーン変動のシグナル. 地質雑, **111**, 633-642. (Ikehara, K. and Itaki, T., 2005, Fluctuation of late Quaternary East Asian winter monsoon recorded in the Japan Sea sediments. *Jour. Geol. Soc. Japan*. **111**, 633-642.)

冬季モンスーンはシベリア高気圧と周囲の低気圧との間の大気循環による現象である。東アジアではシベリア高気圧とアリューシャン低気圧や赤道・オーストラリア低気圧との間の風で特徴付けられ、日本列島周辺では北西季節風が卓越する。この低温で乾燥した北西風は、ロシア極東沿岸日本海の表層水を冷却し、沿岸付近では海水を形成させる。冷却され、海水形成時に排出された高塩分水が加わって重くなった表層水は沈み込んで日本海固有水と呼ばれる深層水を形成する。最近の海洋観測結果から、深層水の形成は海水が形成される極端に寒い冬に起こっているの、海水と深層水の形成は冬季モンスーンの指標となると考えられる。本稿では、過去 16 万年間の海水の発達度合いを示す漂流岩屑の量と冷たくて酸素に富んだ深層水の指標となる放散虫 *Cycladophora davisiana* の産出量を検討した。その結果、酸素同位体ステージ 3-5 においては、両者とも千年規模の変化を示し、東アジア冬季モンスーンがこの時期に千年規模で変動していたことを示唆する。両者が高い値を示す時期には冬季モンスーンが強かった可能性が高い。同時期の日本海堆積物にはやはり千年規模での変動をもつ夏季モンスーンの記録が暗色層として残されているので、これとの対応関係を見ることで、1 本のコアから夏季・冬季モンスーンの強弱の歴史と両者の関係を解明できる可能性がある。