

東シナ海の堆積作用と古環境変遷

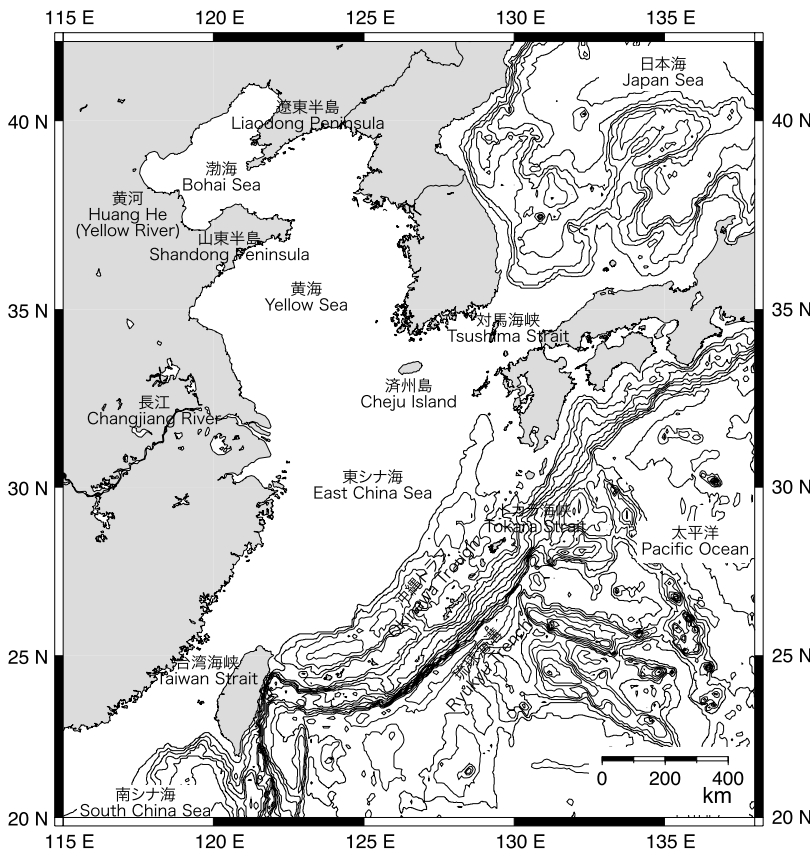
池原 研¹⁾

1. はじめに

東シナ海はアジア大陸と台湾-琉球列島-九州で囲まれる海域で, 台湾-与那国島間や慶良間海裂, トカラ海峡などを通じて太平洋, 台湾海峡(幅210 km, 水深60m)により南シナ海, 対馬海峡(幅200km, 水深130m)により日本海とつながっている(第1図). 渤海湾を含む黄海・東シナ海は表面積 1.24×10^6 km², 体積 2.8×10^7 km³を有し, 最大水深2,719mな

がら平均水深226mで広い陸棚を持つことで特徴づけられている(Nishimura, 1983). 通常, 山東半島と遼東半島を結ぶ線より北(奥)を渤海, そこから長江(揚子江)河口と済州島を結ぶ線までの間が黄海, より南の琉球列島までが東シナ海と呼ばれる. それぞれの平均水深は, 渤海で25m, 黄海で44m, 東シナ海で200mである.

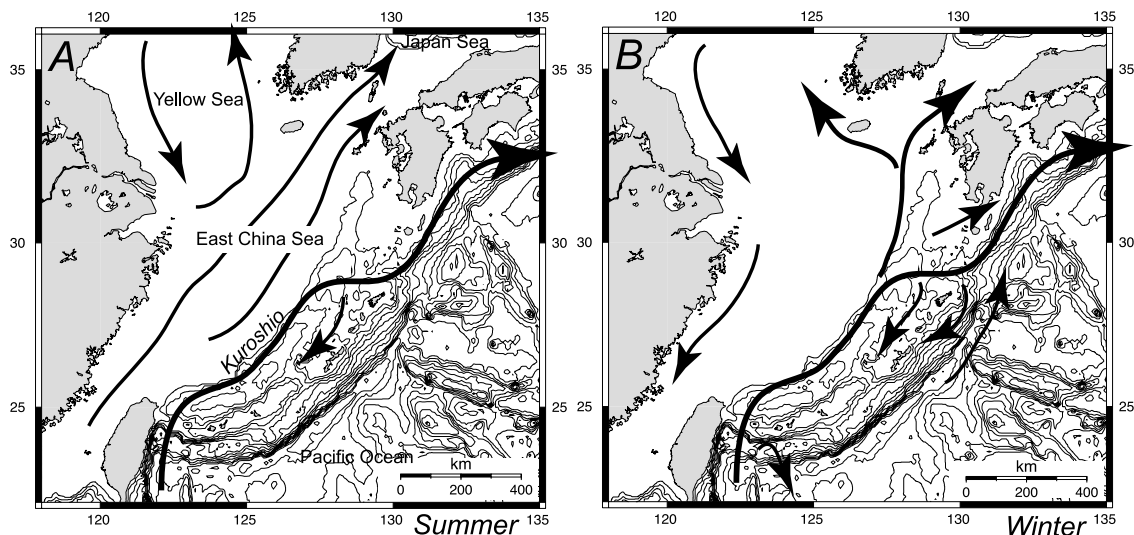
東シナ海のもう一つの特徴は, 黄河と長江という大きな河川が流入していることと, 陸棚外縁に沿って



第1図
東シナ海とその周辺.

1) 産総研 地質情報研究部門

キーワード: 海底堆積物, 黒潮, 沖繩トラフ, 古環境, 海水準変動



第2図 東シナ海の海流系の概念図. A: 夏, B: 冬. Guan (1994)を簡略化.

西岸境界流である黒潮が流れていることにある。黄河からの淡水供給量は約 $1,330\text{m}^3/\text{秒}$ ($42\text{km}^3/\text{年}$)、懸濁粒子供給量は 1.1×10^9 トン/年、長江からのそれは $30,000\text{m}^3/\text{秒}$ ($950\text{km}^3/\text{年}$)、 4.8×10^8 トン/年とされる。このほか、韓半島や中国大陸の小河川からの流入を含めると、この海域に供給される河川水の量は $1.2 \times 10^3\text{km}^3/\text{年}$ 、懸濁粒子の量は 1.7×10^9 トン/年とされる (Gao *et al.*, 1992)。これは、世界の陸域から海洋に運ばれる浮遊懸濁物量 (13.5×10^9 トン/年 (Milliman and Meade, 1983) または 20×10^9 トン/年 (Milliman and Syvitski, 1992)) の約1割 (8.5-12.5%) になる。このほか、旧黄河河口域を中心とした海岸浸食で年間約 5×10^8 トン (虞ほか, 1986; 斎藤・楊, 1993)、大気を通じて年間 $12-137 \times 10^6$ トン (Gao *et al.*, 1992) が供給されているという。これら東シナ海に供給された堆積物粒子は海域の海水の動きに伴って移動し、堆積する。

フィリピンから台湾東方を北上してきた黒潮は、台湾と与那国島間から東シナ海に流入し、陸棚外縁に沿って平均流速 $1.5-2$ ノットで北上し、トカラ海峡を抜けて太平洋に出る。また、その一部は九州西方で分岐し、対馬海流となって対馬海峡から日本海に流入する。黒潮水は高温・高塩分・低栄養塩で特徴づけられる。黒潮はその大きな流速で東シナ海陸棚水中の溶存物質を外洋に輸送する役割を担っている。

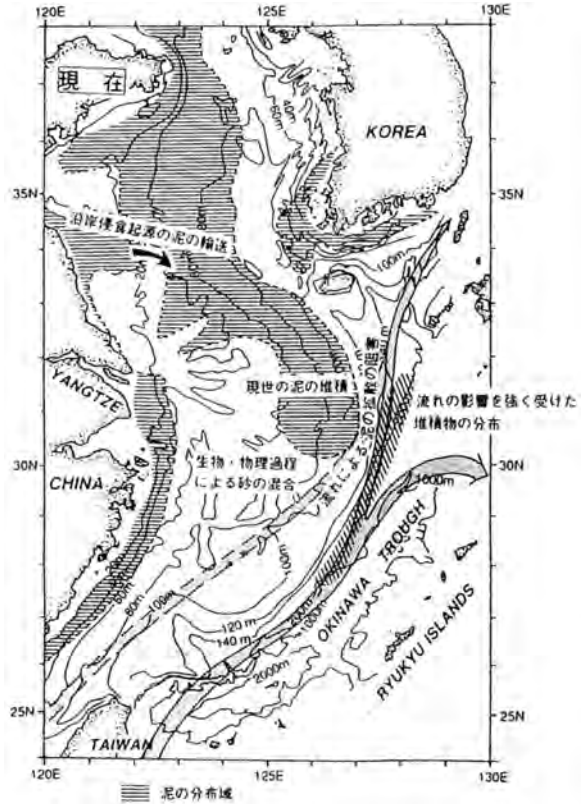
このように全体に水深の浅い東シナ海には大量の

碎屑物粒子が供給され、海域の流動に伴って輸送される。東シナ海の特徴の一つは季節毎に大きく変化する海洋環境にある。東シナ海の陸棚上は、夏季には河川からの淡水供給と海洋表面の加熱により、密度躍層が発達し、顕著な成層構造を示す。一方冬季には、海面の冷却と季節風による攪拌により、よく混合した水塊となる。また、東シナ海の表層海水の流動パターンは、黒潮から分岐した対馬海流や黄海暖流がそれぞれ日本海、黄海へ流れ込む模式図が一般的 (例えば, Nitani, 1972; 井上, 1974) だが、これは冬季の流動パターンであり、夏季には南シナ海から東シナ海陸棚上を抜けて、対馬海峡から日本海へ抜ける流れがあることが示されている (第2図; Guan, 1994)。日本海では、夏季に対馬海峡西水道から流入して陸棚外縁に沿って流れる対馬海流第二分岐と韓半島にそって北上し、その後北の冷水塊との間の極前線に沿って東へ流れる第三分岐の勢力が強くなることが知られている (例えば, 西田, 1990) ので、東シナ海の流動パターンの変化は日本海の海洋環境にも影響を与えている。また、東シナ海で河川水やその流入過程から供給される栄養塩による一次生物生産物とその頻繁な分解・再生過程により、高い生物生産が維持されている。東シナ海は前述のように平均水深が 200m 程度と浅いため、このような海域への物質供給量や生物生産量、そしてその輸送を担う海水の流動は、第四紀の 100m 規模の水河性海水準変動の影響

を強く受ける。また、東シナ海に流入する海水の特性の変化は周辺陸域への熱や水蒸気供給を通じて、沿岸域の気候にも影響を与えたであろう。ここでは、現在の東シナ海の堆積物輸送過程について概観したあと、最終氷期最盛期以降の東シナ海の海洋環境変化について、黒潮から見て下流にあたる日本海の海洋環境変化との関係も含めて考えてみたい。

2. 東シナ海の現世堆積作用

すでに述べたように東シナ海には中国大陸から黄河・長江の二大河川が淡水と堆積物粒子を供給している。東シナ海に供給される浮遊懸濁物粒子の粒径は黄河からは $20\text{--}40\mu\text{m}$ 、長江からは $2\text{--}16\mu\text{m}$ 、韓半島の錦江からは $2\mu\text{m}$ とされ、シルトから粘土サイズの細粒物質である(Schubel *et al.*, 1984)。東シナ海の表層堆積物分布(斎藤・楊, 1993)は、最終氷期の低海水準期から海水準上昇期に堆積した砂質堆積物を両河川や韓半島の河川起源の細粒堆積物が覆っていることを示している(第3図)。黄河から排出された懸濁粒子を含んで重くなった河川水は、密度流であるハイパーピクナル流として海底面に沿って輸送され、三角洲を発達させる(Wright *et al.*, 1990)。潮流、残差流と波を考慮した診断モデルでは、黄河からの粒子のほとんどは渤海湾内に堆積すると推定されている(Yanagi and Inoe, 1995)。一方、長江から排出される堆積物粒子もその多くが河口域に堆積する。長江河口域の三角洲/水中三角洲に完新世に堆積した堆積物の総量は 1.16×10^{12} トンとされているが、河口から排出され、中国大陸に沿って南西に運ばれて内側陸棚に堆積している泥も含めると、その堆積量は 1.7×10^{12} トンになると推定されている(Liu *et al.*, 2007)。東シナ海における細粒堆積物粒子のもう一つの起源は、山東半島の南の旧黄河河口域の海岸浸食起源のものである(斎藤・楊, 1993)。ここからは、 $1.0\text{--}2.8 \times 10^8$ トンの堆積物が沖合に供給されたと考えられている。濟州島南方の陸棚上には主に黄河起源粒子からなる泥の堆積域が分布している(斎藤・楊, 1993)。長江や旧黄河河口域からの粒子は主に東に運ばれ、濟州島南方沖から日本海に達して堆積する(Yanagi and Inoue, 1995)。一方、表層堆積物の化学組成から野原ほか(1995)は黄河系の粒子がさらに南方の東シナ海中部にまで達しているほか、黄海の東



第3図 現在の東シナ海の堆積作用の模式図(池原ほか, 1998による)。

側では韓半島起源のス멕タイトに乏しい泥の影響の可能性を示唆している。このような完新世の細粒堆積物の下には、最終氷期の低海水準期からその後の海水準上昇期に堆積した砂質堆積物(Niino and Emery, 1961; Suk, 1989; Saito *et al.*, 1998など)が分布する。東シナ海中部の中部～外側陸棚に広く分布する砂質堆積物がこれにあたる。東シナ海中部では、この砂質堆積物の一部は潮流の影響を受けたサンドリッジを形成しており、さらにその下位には低海水準期に前進してきた長江の古三角洲堆積物が分布すると考えられている(Saito *et al.*, 1998)。東シナ海陸棚上では、斜層理で特徴づけられる潮流の影響下で形成された浅海や三角洲の堆積層の塁重が知られており(Liu *et al.*, 2001; Berné *et al.*, 2002)、第四紀の氷河性海水準変動に対応した地層形成が行われていることを示している。また、100m規模の海水準変動に対応した浅海域の地層が塁重して残されているということは、東シナ海の陸棚が沈降場にあることを示唆して

おり、伸張応力場で古第三紀から形成が始まった東シナ海陸棚域の堆積盆 (Emery *et al.*, 1969; Li, 1984; Watson *et al.*, 1987) の発達に現在も継続中であることを示していると考えられる。

東シナ海陸棚上に供給された懸濁粒子の一部は陸棚外縁を越えて陸棚斜面から沖縄トラフに供給される。陸棚外縁域の海洋調査結果によれば、粒子の多くは海底高濁度層を形成し、海底に沿って粒子を陸棚斜面から沖縄トラフに輸送している (Iseki *et al.*, 2003; Yamada and Aono, 2003)。セジメントトラップに捕集される粒子の沈積流量は、一般に冬から春にかけてが大きく、夏に少ない。そして、冬は長江起源、春は黄河起源の粒子が多いとされているほか、夏に時折見られる沈積流量のピーク時には黄河起源の粒子の貢献が大きいとされている (Katayama and Watanabe, 2003)。

一方黒潮とそれに関係した海水の流動は、陸棚外縁部の堆積物輸送に影響を与えている。東シナ海中部の外側陸棚から上部陸棚斜面には含泥率の低い淘汰のよい堆積物が分布しており (池原ほか, 1998)、底層流による堆積物の移動を示唆している。同様な特徴を持つ堆積物は、黒潮やその分流である対馬海流の流軸に沿った九州西方 (稲子・竹田, 1972) や尖閣諸島近傍 (山口ほか, 1985) でも認められているほか、東シナ海の陸棚外縁のほぼ全域で泥分の少ない細粒～中粒砂の分布が認められる (海洋図集編委会, 1990)。したがって、陸棚外縁に沿って底層流の影響があると考えられる。九州西方の外側陸棚では大型水成デューンの分布が報告されており (Kagami *et al.*, 1984)、サイドスキャンソナーの記録に基づけば、堆積物の輸送方向は現在の対馬海流の方向と矛盾しない。以上のことは、黒潮や対馬海流が直接陸棚の堆積物を移動させていることを示している。また、沖縄トラフのセジメントトラップには底生有孔虫遺骸が捕集される (山崎ほか, 2001)。このことは底質を巻き上げて輸送するプロセスの存在を示すが、実際にどのようなメカニズムで堆積物粒子が巻き上げられて、長距離輸送されるかは分かっていない。また、黒潮/対馬海流の存在は、陸源細粒物質の沖合への輸送における海洋学的バリアーになる可能性がある。黒潮を構成する外洋水の陸側には塩分の低い沿岸・陸棚水域が発達する。陸から沿岸・陸棚水塊内を輸送されてきた懸濁粒子の多くは外洋水との境界の陸側に沈

積することが考えられている (Ikehara, 1992)。濟州島南方の泥の堆積域の沖合側の縁はほぼ対馬海流の流路の北限にあたっているため、黄河起源の細粒子の拡散を対馬海流が規制している可能性がある。

東シナ海陸棚斜面には特に沖縄トラフ中部以西で多数の海底谷が認められる (大島ほか, 1988)。また、沖縄トラフ西部のトラフ底には、海底谷から続く自然堤防を持ったチャネル状地形が多数確認される (例えば、Sibuet *et al.*, 1998)。このことは、海底谷が活動的であり、海底谷を通じて堆積物がトラフ底に供給されていることを示している。実際、沖縄トラフの中～西部で採取されたコア試料には多数のタービダイトの挟在が認められる (例えば、川村ほか, 2003)。このようなタービダイトの堆積の時空間変動については明らかにされていないが、トラフ底に埋没したものも含めて多数のチャネル地形が確認されることは、沖縄トラフ西部への粗粒堆積物の供給量の多さを物語っている。台湾周辺の地殻変動ともあわせた検討が期待される。

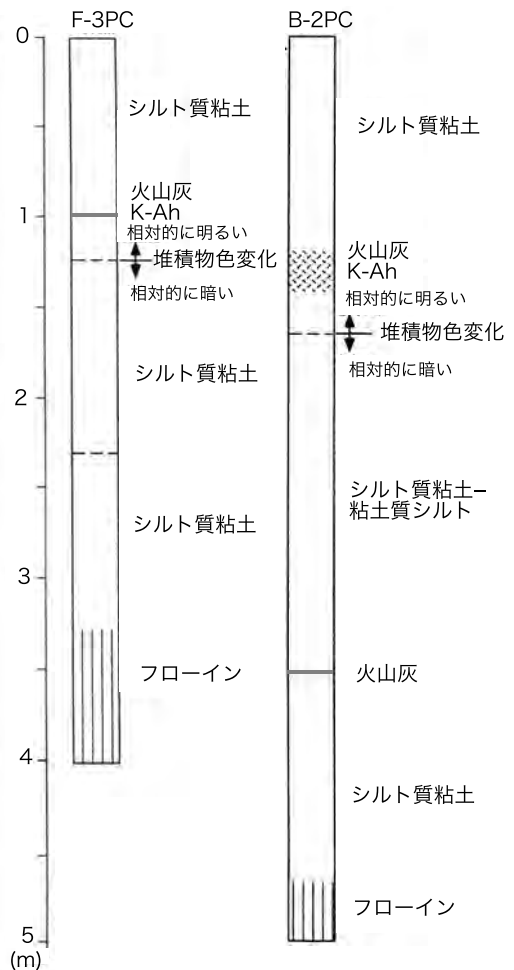
3. 東シナ海の古環境変遷

東シナ海の最終氷期以降の古環境変遷についてはすでに紹介した (池原, 1998)。東シナ海/沖縄トラフにおける最終氷期以降の海洋環境変遷においてもっとも鍵となるのは黒潮の動態であろう。黒潮の存在は周辺陸域に熱と水蒸気を供給して、沿岸陸域の気候に影響を与えるほか、物理的には陸源細粒粒子の拡散にも影響を与える可能性がある。また、黒潮による熱の供給は琉球列島の島々の沿岸海水温に影響を与えるであろうから、これらの島の周辺におけるサンゴ礁の発達にも影響を与えたかもしれない。したがって、最終氷期以降の黒潮変動を明らかにすることは、東シナ海の古環境研究における大きなトピックの一つであることは間違いない。

最終氷期最盛期における黒潮の流軸位置については、琉球列島の東側を北上していたと考えるもの (例えば、Ujiié *et al.*, 1991; Ujiié and Ujiié, 1999) と現在と同様に東シナ海に流入していたと考えるもの (例えば、Oda *et al.*, 1996; Xu and Oda, 1999; Li *et al.*, 2001) がある。前者は黒潮流軸の浮遊性有孔虫特徴種である *Pulleniatina obliquiloculata* が最終氷期にほとんど認められないことをその根拠としている。一方後者では、やはり黒潮流軸に多い浮遊性有孔虫の

*Neogloboquadrina dutertrei*が産することをその理由に挙げている。また、熱帯太平洋地域の高地に生育する *Phyllocladus* 属の花粉が最終氷期の堆積物に含まれること (Kawahata and Ohshima, 2004) も南からの海流の存在を示すとされる。 *P. obliquiloculata* と *N. dutertrei* の産出状況の違いは、後者の方が寒さに対して耐性があるため、現在よりも多少低い水温環境でも生育できたためと考えられている。そして Ijiri *et al.* (2005) は最終氷期最盛期には黒潮は東シナ海に流入していたけれども、その勢いは現在よりも弱かったと結論している。しかし実際にどの程度現在よりも弱かったのかは分かっていない。現在の低緯度における黒潮の流量は赤道域の北東貿易風の強さと正の相関関係にあると言う (Akitomo *et al.*, 1996)。最終氷期最盛期後半から後氷期にあたる 18,000–12,000 年前には北太平洋亜熱帯高気圧の勢力は現在よりも弱かったと推定されている (COHMAP Members, 1988)。太平洋の西岸境界流である黒潮は、赤道域 (低緯度) から中・高緯度域への熱や水蒸気輸送に重要な役割を担っているため、気候変動の考察にも重要な項目の一つである。したがって、氷期-間氷期スケールの汎世界的な気候変動の中での黒潮の流量変動の解明は、東シナ海の海洋環境変遷の解明というローカルなテーマだけではなく、より広域の気候変動の研究においても重要であろう。

それでは現在と同様に黒潮が流入していた可能性が高い最終氷期最盛期の沖縄トラフが現在と全く同様な環境であったかと言えばそうではない。最終氷期最盛期に 130m 程度低下した海水準環境下では、東シナ海の陸棚はほぼ全域が露出した。長江や黄河の河口も現在の陸棚外縁付近まで大きく前進していたはずである。このため、長江や黄河から排出される淡水や堆積物粒子の多くは、直接沖縄トラフに供給されたであろう。実際、沖縄トラフの堆積物について陸源有機物の指標となる C/N 比 (有機炭素含有量と全窒素含有量の比) と陸上植物起源の有機物であるリグニン含有量を調べた Ujiie and Hatakeyama (1996) や Wahyudi and Minagawa (1997) は、最終氷期最盛期の方が陸源有機物の影響を強く受けていたことを示した。また、最終氷期最盛期の方が完新世よりも堆積速度が速い上に有機炭素含有量も高いので、氷期の低海水準環境下では高海水準期の完新世に比べて、沖縄トラフに大量の有機炭素が堆積したことが分



第4図 MASFLEX第2期で採取された鬼界-アカホヤ火山灰 (K-Ah) 層準近傍で岩相が変化する堆積物コアの柱状図 (池原ほか, 1998から2本の柱状図を抜き出して示した)。

かる。谷村ほか (2002) は沖縄トラフ北部のコアの珪藻分析結果から最終氷期最盛期には塩分低下あるいは塩分と水温の低下があった可能性を示唆した。このことも、海水準変動による陸の影響の強さの違いを示す一つの例であろう。

それでは、最終氷期最盛期の状態はいつ解消したのであろうか? Wahyudi and Minagawa (1997) の有機炭素の沈積流量の変化は約1万年前に、C/N比の変化は約8,000年前に起こっている。Xu and Oda (1999) による沖縄トラフ北部での浮遊性有孔虫群集変化では最終氷期最盛期を特徴づける *Globigerina quinqueloba* と *Neogloboquadrina pachyderma* が減少

するのが約1万年前、また、同様に沖縄トラフ北部の浮遊性有孔虫群集変化を報告した Ijiri *et al.* (2005) では *P. obliquiloculata* の継続的な産出が認められるようになるのが約1.5万年前、氷期に多い *G. quinqueloba* や *N. pachyderma*, *N. dutertrei* などが減少するのが8,000–9,000年前となっている。これらのことから、最終氷期最盛期以降の東シナ海の黒潮の勢力は徐々に大きくなり、約8,000–9,000年前にほぼ現在と同じ状況になったと推定できる。九州西方の沖縄トラフ北部では16,000–9,000年前に低塩分の珪藻 *Paralia sulcata* で特徴づけられる東シナ海混合水や黄海混合水が占めていたと考えられており、海水準上昇と北太平洋亜熱帯高気圧の勢力の増大に伴う暖流の流量増加(対馬海流の強化)によって混合水域が陸側に後退したことがその原因とされている(谷村ほか, 2002)。すなわち、東シナ海における黒潮の勢力増加と海水準上昇による混合水塊の陸側への後退が対馬海流の成立に大きな影響を与えたと推測できる。

東シナ海における黒潮の勢力の増大は堆積作用にも影響を与えただろうか? 東シナ海の物質循環研究であったMASFLEX計画で東シナ海中部の沖縄トラフから採取された海底堆積物コアの岩相は、その色の変化で示されるように約7,300年前に南九州の鬼界カルデラから噴出した鬼界-アカホヤ火山灰(K-Ah)の層準付近で変化する(池原ほか, 1998; 第4図)。また、その後調査船「かいれい」で採取されたコアでも、微妙に層準は異なるが、似た層準に岩相変化が認められる(川村ほか, 2003)。「かいれい」のコアでは、K-Ahの層準を挟んで色の変化と同時に粒度の細粒化と帯磁率異方性から見た粒子ファブリックの変化が認められている(川村ほか, 2003)。この原因の詳細については検討中であるが、約8,000年前の東シナ海における黒潮勢力の変化が陸棚から沖縄トラフへの陸源粒子の輸送過程を変化させたものを反映している可能性もある。

また、沖縄トラフ中央部における堆積速度は、少なくとも最終氷期最盛期の低海水準期の方が高海水準期である完新世よりも速い(Wahyudi and Minagawa, 1997)。これはおそらく中国大陸側からの陸源碎屑物の直接流入を反映していると考えられる。すなわち、沖縄トラフの堆積物には、海水準変動や降水量を中心とした気候変動、碎屑物生産や海域までの輸送・堆積に関する隆起・沈降などの構造運動の記録が

残されていると期待される。これはより長期にわたる東アジアの構造発達と気候変動の研究に貢献するかもしれない。この研究には沖縄トラフの基盤岩に達するような長いコアを用いた研究が必須であろう。しかし、その研究の基礎となる最近の変動記録の解析や音波探査記録規模での堆積層形成史の解明は現時点でも取り組める課題である。

さて、東シナ海と対馬海峡で接する日本海では、対馬海流の流入開始が約10,000年前、本格的流入が約8,000年前程度と考えられている(Oba *et al.*, 1991)。これは、九州西方の東シナ海で対馬海流の勢力が増大して、混合水域が消滅した時期(谷村ほか, 2002)にほぼ一致する。すなわち東シナ海の海洋環境変化は東シナ海のみならず、対馬海流を通じて、日本海の海洋環境にも影響を与えたことになる。最近高田ほか(2006)は約8,000年前に日本の沿岸に沿って北上する対馬海流第一分岐のみで黒潮の影響が強かったことを示した。現在の対馬海流第一分岐が対馬海峡東水道から日本海に流入することを考えるとこの時期の黒潮水(対馬海流水)は主に東水道を通じて流入したのかもしれない。また高田ほか(2006)の示した山陰沖日本海の浮遊性有孔虫群集の変化を見ると、現在の日本海の海洋環境の成立はK-Ah堆積以降であることも分かる。これは前述の東シナ海中央部のコアに見られる岩相変化の時期と一致し、その関係に興味を持たれる。

このように、東シナ海の海洋環境変化は単に東シナ海とその周辺にとどまらず、対馬海流や宗谷海流を通じて日本海やオホーツク海の海洋環境やその周辺陸域の気候にも影響を与えた可能性が示唆される。

4. おわりに

最近の Ijiri *et al.* (2005) は、最終氷期最盛期以前の時期におそらく東アジア夏季モンスーンの強化に関係する数千年規模の塩分変動を東シナ海で認められている。ほぼ同じ時期に隣の世界海では、これに対応して暗色層の形成が生じている(Tada *et al.*, 1999)。まだ両者の直接的な関係は解明されていないが、東シナ海と日本海が関係している可能性を示す一つの例となろう。さらに東シナ海では、後氷期の温暖期であるBølling-Allerød期の高水温・低塩分環境が認められており(Ijiri *et al.*, 2005)、千年規模の気候変動を

記録している可能性が高い。また、東シナ海における約3,000-4,000年前の*P. obliquiculata*の不産出は冬季モンスーンの強化に伴う水温低下によるものの可能性が示されている(Li *et al.*, 1997; Jian *et al.*, 2000)。東アジア冬季モンスーン変動の詳細はまだ不明の点も多いので、東シナ海の堆積物の解析がその解明に貢献することも考えられる。この完新世*Pulleniatina*極小事変(Holocene *Pulleniatina* Minimum Event: PME)と呼ばれる現象について最近Lin *et al.* (2006)は、浮遊性有孔虫群集組成、水温の指標とされる浮遊性有孔虫(*Globigerinoides ruber*)のMg/Ca比、複数種の浮遊性有孔虫の酸素・炭素安定同位体比の測定から、この現象が沖縄トラフだけでなく、その黒潮上流域にあたる西太平洋においても認められること、*N. dutertrei*の多産は食物供給の変化に対応していた可能性があること、水温などに明瞭な異常は認められないことを示した。この最近のイベントについてすらその原因はまだ特定できていないが、この解明は縁海における海洋環境変化とそれに対応した生物群集の変化の検討のためにも重要な課題である。これらの解析にあたっては、黒潮の勢力の変動や長周期の海水準変動や短周期の東アジアモンスーン変動に伴う海岸・海底地形変化や陸からの淡水並びに堆積物粒子の供給量や供給パターンの変化を考慮すべきなのは言うまでもない。

引用文献

- Akitomo, K., Ooi, M., Awaji, T. and Kutsuwada, K. (1996) : Interannual variability of the Kuroshio transport in response to the wind stress field over the North Pacific: Its relation to the path variation south of Japan. *J. Geophys. Res.*, 101, 14057-14071.
- Berné, S., Vagber, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, Z., Trentesaux, A., Yin, P. and Yi, H.I. (2002) : Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. *Mar. Geol.*, 188, 293-315.
- COHMAP Members (1988) : Climate changes of the last 18,000 years. *Science*, 241, 1043-1052.
- Emery, K.O., Hayashi, Y., Hilde, T.W.C., Kobayashi, K., Koo, J.H., Meng, C.Y., Niino, H., Osterhagen, J.H., Reynolds, L.M., Wageman, J.M. and Yang, S.J. (1969) : Geological structure and some water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea. *CCOP Tech. Bull.*, 2, 3-43.
- Gao, Y., Arimoto, R., Duce, R.A., Lee, D.S. and Zhou, M.Y. (1992) : Input of atmospheric trace elements and mineral matter to the Yellow Sea during the spring of a low-dust year. *J. Geophys. Res.*, 97D, 3767-3777.
- Guan, B.-X. (1994) : Patterns and structures of the currents in Bohai, Huanghai and East China Seas. In Di, Z., Liang, Y.-B. and Zeng, C.-K., eds., *Oceanology of Chinese Seas*, Kluwer, Dordrecht, 17-26.
- Jjiri, A., Wang, L., Oba, T., Kawahata, H., Huang, Chen-Yue. and Huang, Chi-Yue. (2005) : Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42,000 years. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 219, 239-261.
- Ikehara, K. (1992) : Modern sedimentation in the shelf to basin areas around Southwest Japan, with special reference to the relationship between sedimentation and oceanographic conditions. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 44, 283-349.
- 池原 研 (1998) : 縁海の古海洋学-縁海の海洋環境変遷とその重要性-. *地学雑*, 107, 234-257.
- 池原 研・斎藤文紀・片山 肇・田中裕一郎・渡部芳夫・松本英二 (1998) : 陸起源物質の物質循環への影響に関する研究。「縁海における物質循環機構の解明に関する国際共同研究」(第II期 平成7年度~8年度)成果報告書, 155-170, 科学技術庁研究開発局.
- 稲子 誠・竹田通治 (1972) : 九州西方甌島周辺海域の底質-特に砂質堆積物の粒度分布について-. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要(応用地学), 7, 1-12.
- 井上尚文 (1974) : 西日本海々域の海洋学的特性. 日本水産学会編, 対馬暖流-海洋構造と漁業, 恒星社厚生閣, 東京, 27-41.
- Iseki, K., Okamoto, K. and Kiyomoto, Y. (2003) : Seasonality and composition of downward particulate fluxes at the continental shelf and Okinawa Trough in the East China Sea. *Deep-Sea Res. II*, 50, 457-473.
- Jian, Z., Wang, P., Saito, Y., Wang, J., Pflaumann, U., Oba, T. and Cheng, X. (2000) : Holocene variability of the Kuroshio current in the Okinawa Trough, northwestern Pacific Ocean. *Earth Plant. Sci. Lett.*, 184, 305-319.
- Kagami, H., Kubo, S. and Nasu, N. (1984) : Large-scale ripple marks on the shelf margin of the northern Okinawa Trough. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 40, 230-242.
- 海洋図集編委会 (1990) : 渤海黄海東海海洋図集. 海洋出版社, 北京, 82pp+16pp.
- Katayama, H. and Watanabe, Y. (2003) : The Huanghe and Changjiang contribution to seasonal variability in terrigenous particulate load to the Okinawa Trough. *Deep-Sea Res. II*, 50, 475-485.
- Kawahata, H. and Ohshima, H. (2004) : Vegetation and environmental record in the northern East China Sea during the late Pleistocene. *Global Planet. Change*, 41, 251-273.
- 川村喜一郎・池原 研・藤岡換太郎 (2003) : KR01-09沖縄トラフ航海で採取された海底堆積物の堆積学的・岩石磁気学的研究. *JAMSTEC 深海研究*, 22, 31-42.
- Li, B., Jian, Z. and Wang, P. (1997) : *Pulleniatina obliquiculata* as a paleoceanographic indicator in the southern Okinawa Trough during the last 20,000 years. *Mar. Micropaleont.*, 32, 59-69.
- Li, D. (1984) : Geologic evolution of petroliferous basins on continental shelf of China. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 68, 993-1003.
- Li, T., Liu, Z., Hall, M.A., Berné, S., Saito, Y., Cang, S. and Cheng, Z. (2001) : Heinrich event imprints in the Okinawa Trough: evidence from oxygen isotope and planktonic foraminifera. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 176, 133-146.
- Lin, Y.-S., Wei, K.-Y., Lin, I.-T., Yu, P.-S., Chiang, H.-W., Chen, C.-Y., Shen, C.-C., Mii, H.-S. and Chen, Y.-G. (2006) : The Holocene *Pulleniatina* Minimum Event revisited: Geochemical and faunal

- evidence from the Okinawa Trough and upper reaches of the Kuroshio current. *Mar. Micropaleont.*, 59, 153-170.
- Liu, J.P., Xu, K.H., Li, A.C., Milliman, J.D., Velozzi, D.M., Xiao, S.B. and Yang, Z.S. (2007) : Flux and fate of Yangtze River sediment delivered to the East China Sea. *Geomorphology*, 85, 208-224, doi: 10.1016/j.geomorph.2006.03.023.
- Liu, Z., Yin, P., Xiong, Y., Berné, S., Trentesaux, A. and Li, C. (2001) : Quaternary transgressive and regressive depositional sequences in the East China Sea. *Chinese Sci. Bull.*, 46 (suppl), 74-79.
- Milliman, J.D. and Meade, R.H. (1983) : World-wide delivery of river sediment to the ocean. *J. Geol.*, 91, 1-21.
- Milliman, J.D. and Syvitski, J.P. (1992) : Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountain rivers. *J. Geol.*, 100, 525-544.
- Niino, H. and Emery, K.O. (1961) : Sediment of shallow portions of the East China Sea and South China Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 731-762.
- 西田英男 (1990) : 日本周辺海域の海流について. 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 続・日本全国沿岸海洋誌, 東海大出版, 東京, 121-142.
- Nishimura, S. (1983) : Okhotsk Sea, Japan Sea, East China Sea. In Ketchum, B.H., ed., *Estuarine and Enclosed Seas*, Elsevier, Amsterdam, 375-401.
- Nitani, H. (1972) : Beginning of the Kuroshio. In Stommel, H. and Yoshida, K., eds., *The Kuroshio- Its physical aspects*, Univ. Tokyo Press, Tokyo, 129-163.
- 野原昌人・児玉幸雄・土器屋由紀子・大山準一 (1995) : 黄海・東シナ海堆積物の起源: Sr同位体比からの証拠. *地質雑*, 101, 739-742.
- 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*, 5, 499-518.
- Oda, M., Takemoto, A., Xu, X. and Tsuchihashi, M. (1996) : The path of Kuroshio during the last 20,000 yrs: Its paleoceanographic response to global climatic changes. *Abstract 30th IGC*, Beijing, China, 2, 250.
- 大島章一・高梨政雄・加藤 茂・内田摩利夫・岡崎 勇・春日 茂・川尻智敏・金子康江・小川正泰・河合晃司・瀬田英憲・加藤幸弘 (1988) : 沖縄トラフ及び南西諸島周辺海域の地質・地球物理学的調査結果. 水路部研究報告, 第24号, 19-43.
- Saito, Y., Katayama, H., Ikehara, K., Kato, Y., Matsumoto, E., Oguri, K., Oda, M. and Yumoto, M. (1998) : Transgressive and high-stand systems tracts and post-glacial transgression, the East China Sea. *Sed. Geol.*, 122, 217-232.
- 斎藤文紀・楊 作升 (1993) : 東シナ海の堆積物収支. 第3回環境地質学シンポジウム講演論文集, 123-128.
- Schubel, J.R., Shen, H-T. and Park, M.J. (1984) : A comparison of some characteristic sedimentation processes of estuaries entering the Yellow Sea. *Proc. Korea-US Seminar and Workshop. Marine Geology and Physical Processes of the Yellow Sea*, Korea Inst. Energy & Resour., 286-308.
- Sibuet, J.-C., Deffontaines, B., Hsu, S.-K., Thareau, N., Le Formal, J.-P., Liu, C.-S. and ACT party (1998) : Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. *J. Geophys. Res.*, 103, 30245-30267.
- Suk, B.-K. (1989) : Sedimentology and history of sea level changes in the East China Sea and adjacent seas. In Taira, A. and Masuda, F., eds., *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, Terra Sci. Publ., 215-231.
- Tada, R., Irino, T. and Koizumi, I. (1999) : Land-ocean linkages over orbital and millennial timescales record in late Quaternary sediments of Japan Sea. *Paleoceanography*, 14, 236-247.
- 高田裕行・板木拓也・池原 研 (2006) : 有孔虫化石が示す完新世初～中期の山陰地方沿岸域における対馬海流. 第四紀研究, 45, 249-256.
- 谷村好洋・嶋田千恵子・芳賀正和 (2002) : 珪藻 *Paralia sulcata* の増減からみた大陸系混合水の消長-東シナ海北東部の最終水期-後水期海洋環境-. 第四紀研究, 41, 85-93.
- Ujiie, H. and Hatakeyama, Y. (1996) : Course change of Kuroshio current at its source region after 18 ka in relation to continental river discharge: Evidence from piston cores. *Abstract 30th IGC*, Beijing, China, 2, 253.
- Ujiie, H., Tanaka, Y. and Ono, T. (1991) : Late Quaternary paleoceanographic record from the middle Ryukyu Trench slope, northwest Pacific. *Mar. Micropaleont.*, 18, 115-128.
- Ujiie, H. and Ujiie, Y. (1999) : Late Quaternary course changes of the Kuroshio Current in the Ryukyu Arc region, northwestern Pacific Ocean. *Mar. Micropaleont.*, 37, 23-40.
- Wahyudi and Minagawa, M. (1997) : Response of benthic foraminifera to organic carbon accumulation rates in the Okinawa Trough. *Jour. Oceanogr.*, 53, 411-420.
- Watson, M.P., Hayward, A.B., Parkinson, D.N. and Zhang, Zh.M. (1987) : Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China. *Mar. Petrol. Geol.*, 4, 205-225.
- Wright, L.D., Wiseman, W.J., Yang, Z.S., Bornhold, B.D., Keller, G.H., Prior, D.B. and Suhayda, J.N. (1990) : Processes of marine dispersal and deposition of suspended silts off the modern mouth of the Huanghe (Yellow River). *Cont. Shelf Res.*, 10, 1-40.
- Xu, X. and Oda, M. (1999) : Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36,000 years. *Mar. Geol.*, 156, 285-304.
- Yamada, M. and Aono, T. (2003) : ²¹⁰Pb and ²³⁴Th in settling particles collected by time-series sediment traps in the Okinawa Trough. *Deep-Sea Res. II*, 50, 487-501.
- 山口寿之・早坂祥三・井龍康文 (1985) : 琉球列島南端海域の海底堆積物および底生生物. 琉球弧南端海域の海洋環境に関する総合研究速報, No.2, 鹿児島大学, 73-80.
- 山崎 誠・尾田太良・秋本和實・田中裕一郎 (2001) : セジメント・トラップ実験にもとづく東シナ海陸棚縁辺域における有孔虫の輸送過程. *地質雑*, 107, 15-25.
- Yanagi, T. and Inoue, T. (1995) : A numerical experiment on the sedimentation processes in the Yellow Sea and the East China Sea. *Jour. Oceanogr.*, 51, 537-552.
- 虞 志英・金 鏐・陳 德昌 (1986) : 中国江蘇北部における旧黄河三角州の侵食過程. *地形*, 7, 245-255.

IKEHARA Ken (2007) : A review of sedimentary processes and late Quaternary paleoenvironmental changes in the East China Sea.

< 受付: 2007年2月14日 >