

東アジアにおける最終氷期最盛期から 完新世初期の海洋古環境

Paleoceanography of the Eastern Asia from the Last Glacial Maximum to the early Holocene

菅 浩伸 (Hironobu KAN)*

A series of marginal seas that are separated from the Pacific Ocean by island arcs developed in Eastern Asia. The environmental property of these marginal seas amplified under a sea-level lowstand during the Last Glacial Maximum (LGM). The Japan Sea was covered by low salinity water during the LGM. At the beginning of the post-glacial sea-level rise, the Oyashio Current firstly flowed into the Japan Sea through the Tsugaru Strait. The influx of the Tsushima Current started around 10,000 yBP and become vigorously after 8,000 yBP. Meanwhile, the northward migration and influx of the Kuroshio Current into the East China Sea started around 10,000 yBP and strengthened after 7,500 yBP. The route alternation of the Kuroshio Current might have contributed to the establishment of the Tsushima Current and acted as a trigger for the drastic environmental changes around the marginal seas in Eastern Asia at the time of the post-glacial sea-level rise.

Keywords: Paleoceanography, Last Glacial Maximum, Early Holocene, Kuroshio, Marginal Seas, Eastern Asia.

I. はじめに

活動的縁辺帯に位置する東アジアには千島-カムチャッカ弧、東北日本弧、西南日本弧、琉球弧、フィリピン諸島など、多くの島弧-海溝系がみられ、島弧の背後に沿海が連なる。オホーツク海・日本海・東シナ海・南シナ海がそれである。背弧海盆の発達には沿岸の海洋古環境に劇的な変化をもたらす。例えば背弧海盆のひとつである沖縄トラフの拡大は約1,000万年前に始まり、その後400万年前までの間および200万年以降の2回の拡大期を経て現在に至る(Sibuet *et al.* 1987, 古川 1991)。更新世の琉球列島におけるサンゴ礁の形成開始は、2回目の沖縄トラフの拡大にともなって黒潮が東シナ海に流入したことが直接の原因と考えられている(Koba 1992)。伊良部島の琉球石灰岩掘削コア中の石灰質ナンノ化石の分析結果から、琉球列島周辺海域でのサンゴ礁形成開始は120万年前頃(136~110万年前)であったことが明らかになっている(Obata and Tsuji 1992, 佐渡ほか 1992, 本田ほか 1993; 1994)。

沿海では氷期-間氷期サイクルに伴う環境変動が、熱帯域の海洋中央部より大きい(Wang 1999)。沿海を境する島弧は氷期の低海水準のもとで海峡部が陸化したり水深が浅くなるため、沿海は間氷期と比べてより閉塞的な環境となる(図1)。本研究では最終氷期最盛期以降の東アジア沿岸域における海洋古環境についてレビューを行い、日本列島周辺の古環境変

遷に関する今後の研究課題を示す。

II. 最終氷期最盛期以降の海水準と古水温

(1) 最終氷期最盛期の低位海水準

Fairbanks (1989)はカリブ海のバルバドス島沖の3列の沈水サンゴ礁におけるボーリング結果から、同地域では最終氷期最盛期の18,200年前に海水準が現在より 121 ± 5 m低下していたことを明らかにした。Yokoyama *et al.* (2000; 2001)はオーストラリア北部Bonaparte湾から得られた堆積物コア中に含まれる汽水性堆積物を海面指標として、最終氷期最盛期の時期と海面低下量を求めた。これによると22,000~19,000年前の間、海面は -125 ± 4 m付近に位置しており、19,000年前以降に15m/500年の急激な海面上昇があったことを明らかにした。

斉藤(1998)は東シナ海およびその周辺から報告されている350以上の放射性炭素年代値や陸成層と海成層の分布深度などを検討した結果、東シナ海は最終氷期の最低位海水準は -120 ± 10 mと推定した。ただし、外洋での海水準変動量が120m程度であった場合、日本列島周辺陸棚の陸に近いところではハイドロアインスタシーの影響で112mよりも浅くなる(Nakada *et al.*, 1991)。

琉球列島では伊良部島南西沖の水深118.2mの海底にて採取されたボーリングコア(全長92.8m, 大村・辻 1997)が、氷期の海水準を示す試料となった。

* 岡山大学教育学部, 〒700-8530 岡山市津島中3丁目1-1

* Faculty of Education, Okayama University, Okayama 700-8530, Japan

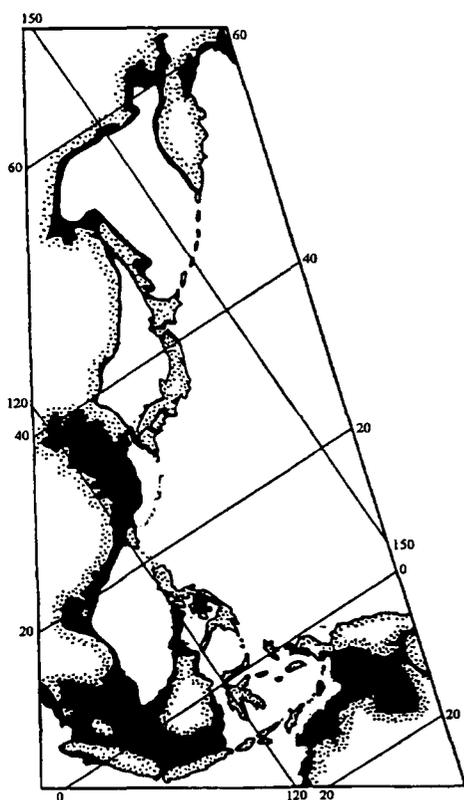


図1 東アジアの沿海と最終氷期最盛期の海陸分布

最終氷期最盛期に陸化する東アジアの陸棚を黒で示す。Wang (1999)の図を一部改変。日本第四紀学会(1987)を基に琉球列島を加筆。

サンゴ化石の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代値より、コアの上部 24.4 m は MIS (Marine Isotope Stage) 3 以降に堆積を開始し、最終氷期最盛期以前の 25,000~22,000 年前には浅海域となった島棚外縁部で造礁サンゴが生育していた。しかし、その後の後氷期の海面上昇に対応できず、約 15,730 年前以降の堆積物中に造礁サンゴは見られなくなり現在に至る。最終氷期最盛期の海面は現海面下およそ 126~130 m の間にあったことが推定されている。

(2) 最終氷期最盛期の古水温

CLIMAP Project Members (1976, 1981)は、世界各地で掘削された深海コア中の有孔虫・放散虫などの群集構造から氷期の古水温を地図化して復元した。現在と比べた氷期の海水温低下は太平洋北半球で 2.3°C、大西洋北半球で 3.8°C、全球平均 2.3°C で、高緯度ほど大きく、熱帯域の水温低下は大きくないと推定した。

しかし、後の研究によって熱帯域の水温低下は CLIMAP Project Members による推定よりも大きいことが証明された。熱帯域の表面海水温 (SST) を直接復元するためサンゴ骨格の Sr/Ca 比、U/Ca 比、酸素同位体比を用いた温度計が開発され、カリブ海や西太平洋熱帯域で 10,000~14,000 年前に SST が現在より 5~6°C 低かったことが明らかになった (Guilderson et al. 1994, Beck et al. 1997)。熱帯域の山岳氷河の掘削

からも、最終氷期の熱帯大西洋域の水温が現在より 5°C 程度低かったことが示された (Thompson et al. 1995, Thompson et al. 1998)。また、大気-海洋循環モデルを用いたシミュレーションにおいても、LGM に熱帯域の SST が西太平洋で最大 6°C 下がることが推定されている (Bush and Philander 1998)。

一方、熱帯域における古水温にも地域差があったことも示された。温暖化過程の 10,000~7,000 年前における西太平洋の水温は当時のカリブ海より 6°C 程度低かったことが、パプアニューギニア Huon 半島の完新世初期の化石ハマサンゴの Sr/Ca 比から明らかになっている (McCulloch et al. 1996)。

(3) 後氷期の海面上昇

Fairbanks (1989)はカリブ海のバルバドス沖の 3 列の沈水サンゴ礁におけるボーリング結果から、同地域では最終氷期最盛期の 18,200 年前に海水準が現海面より 121±5 m 低かったこと、その後の海面上昇過程では融氷パルス (MWP: Melt-water pulse)-1A, 1B の 2 回の融氷イベントが起きたことを提示した。17,100~12,500 年前の 4,600 年間に 20 m 上昇した海面は、約 12,000 年前の 1,000 年未満の間に 24 m の急上昇をした (MWP-1A)。その後、11,000~10,000 年前にヤングドリラス期の寒の戻りによって海面上昇速度は減少し、再び 9,500 年前頃に海面がおよそ 28 m 上昇した (MWP-1B)。ここで示されたヤングドリラス期の海面高度は約 -60~-65 m である。

Edwards et al. (1993)はパプアニューギニアの Huon 半島で掘削した 50 m を超えるコアから、13,000 年前以降の海面上昇過程を示した。ここでは約 12,300 年前まで 16 m/ka で上昇していた海面が、ヤングドリラス期に相当すると考えられる約 12,300 - 11,000 年前の間は 2 m/ka まで低下する。Bard et al. (1996)はタヒチ島のサンゴ礁にて 120 m のボーリングコアを採取し、後氷期の堆積層 87 m 分に含まれる化石サンゴを詳細に年代測定することによって MWP-1A 以降の海面上昇を論じた。タヒチ島で MWP-1B に相当する 11,500 - 11,000 の間の海面上昇はバルバドス島と比べて小規模であった。各地で示された最終氷期以降の海面上昇過程の主なものを図 2 に示す。東アジアでは、海水準は 12,000 年前に -60 m 前後、10,000 年前に -40 m 程度に達していたと推定されている (斉藤 1998)。

III. 東アジア海域における最終氷期最盛期から海面上昇過程の古環境

(1) 琉球列島周辺の古環境

氏家 (1998)は、沖縄トラフ北東部にあたる九州西方海域で採取した海洋底のピストンコア (RN95-PC1) から約 75,000~12,000 cal BP の間、熱帯種で特に黒潮主流沿いに多産する浮遊性有孔虫 *Pulleniatina obliquiloculata* が殆どみられないことから、最終氷期のこの期間、黒潮が東シナ海に流入していなかったことを示唆している。Zheng et al. (1994)は中国・長江デルタの沖積層堆積過程と堆積物中の花粉分析から、現在の長江デルタ周辺は最終氷期最盛期前後の約 25,000~15,000 年前には同地域は冷涼で乾燥した草原であり、年平均気温は現在よりも 8~9°C 低かったことを示している。

東アジアにおける最終氷期最盛期から完新世初期の海洋古環境

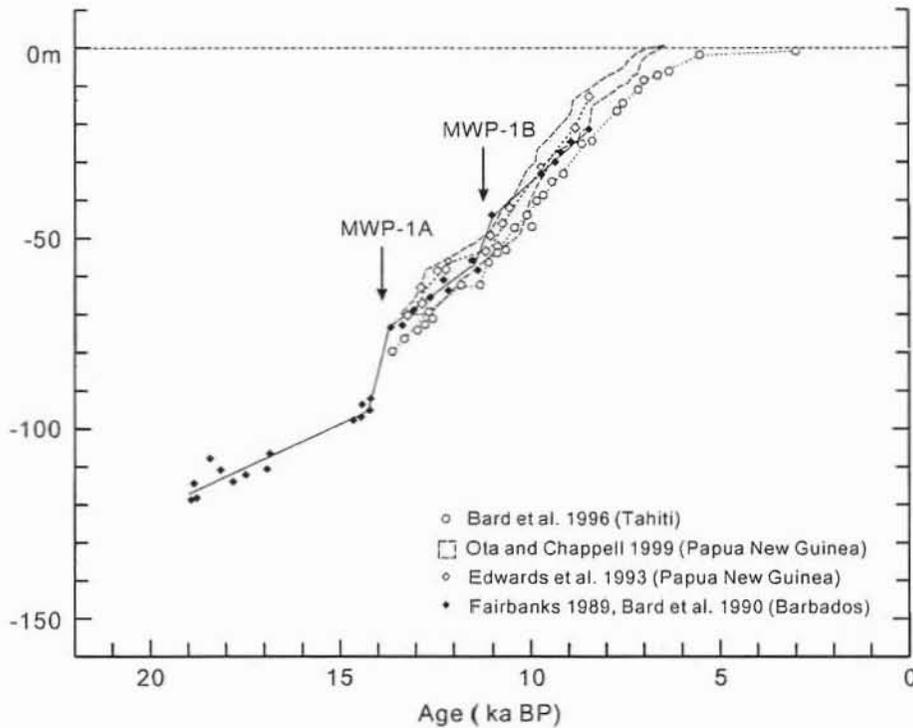


図2 最終氷期以降の海面上昇過程

沖縄島東方の琉球海溝のピストンコアより得られた最終氷期の堆積物中のC/N比は沖縄トラフで得られた最終氷期の値よりも低く、沖縄トラフよりも陸源有機物の混入が少なかったことを示している(Oka 1998)。また、底生有孔虫の炭素同位体比の測定結果などより、最終氷期の沖縄島東方海域では一次生産が増加したことが推定されている。当時の黒潮は東シナ海へ流入せず琉球列島の南で流路を東方へ偏っていたため、琉球弧東側で湧昇がおこっていたことが一次生産の増加した理由と推定されている(Oka 1998)。大村・辻(1997)によって伊良部島南西沖の島棚より採取された最終氷期前後の堆積層中のサンゴは*Favia* sp., *Platygyra* sp., *Cyphastrea* sp.などの塊状サンゴであり、現在の琉球列島のサンゴ礁を主に構成する*Acropora* sp.はみられない。この堆積物は、現在の琉球列島と同様なサンゴ礁ではなく、現在の老岐のようなより北方でみられるサンゴ礁またはサンゴ群集(Yamano et al. 2001)に近いものであったことが考えられる。

Shieh et al (1997)は沖縄トラフ南部から採取したピストンコアより、表海水層で特徴的な浮遊性有孔虫*Globigerinoides sacculifer*と深層に棲息する浮遊性有孔虫*Neogloboquadrina dutertrei*の酸素および炭素安定同位体比を測定した(図3-a)。その結果、約11,600年前に*G. sacculifer*, *N. dutertrei*ともに $\delta^{18}\text{O}$ 値が軽くなり、その後9,600年前をピークとして $\delta^{18}\text{O}$ 値が再び重くなる。*G. sacculifer*の $\delta^{18}\text{O}$ 値は9,600年前以降急速に軽くなるが、底層の*N. dutertrei*の $\delta^{18}\text{O}$ 値が急激に軽くなるのは7,500年前以降である。このことから7,500年前以降に黒潮のより深層部が東シナ海に流入しはじめたと推定した。Ujiie and Ujiie (1999)は、九州南部から琉球列島周辺海域で採

取した17本のピストンコア中の浮遊性有孔虫うち*Pulleniatina*グループの出現数を検討した結果、琉球海溝側のピストンコアではヤンガードリアス期に相当すると思われる間も連続的に出現し続けてその後も僅かずつ増加するのに対して、沖縄トラフ側のコアでは10,000年前以降に急激な増加がみられる。これは有孔虫殻の酸素同位対比変動からも読みとれる(図3-b, c)。

Shieh et al. (1997)のピストンコアでは完新世最暖期は5,600年前付近にあらわれる。大木(2002)による鹿児島湾の沖積層ボーリング結果から、7,000~5,000年前の最暖期に鹿児島湾に黒潮暖水舌が恒常的に流入していたことが推定されている。

(2) 日本列島南岸の古環境

四国沖・遠州灘沖・房総沖・鹿島灘沖の4地点から採取された海洋底のピストンコア中の浮遊性有孔虫化石から、最終氷期最盛期前後の20,000~16,000年前には西南日本沖の黒潮の流路は現在より南にあり、四国沖・遠州灘沖では冷水塊が頻発していたことが推定されている(Chinzei et al. 1987, 尾田・嶽本, 1992)。また、同ピストンコア中の浮遊性有孔虫化石の酸素同位体比から約27,000~14,000年前に日本列島南岸には現在の三陸沖と同様な混合水塊とその下層の親潮潜流が南下していたことが示された(大場・安田, 1992)。最終氷期最盛期の黒潮前線は四国南方、トカラ海峡と同程度の緯度(ピストンコアV28-304付近)まで南下し、親潮前線が房総沖より南の伊豆半島付近まで達していた。遠州灘沖(ピストンコアC-4付近)はその間の混合水域に位置していたことが明らかになった(Thompson 1981, 鎮西 1987)。

その後北上する黒潮前線は約 16,000 年前頃に遠州灘沖を通過した。15,000~14,000 年前には黒潮は西南日本沖で南に大きく蛇行しその前線は房総沖にあった。その後、約 11,000~10,000 年前にはヤングドリマスに相当するとみられる寒冷事件があり、親潮前線が再び房総半島沖より南に進出した。ただ、この時には遠州灘沖ではこの影響が見られず、混合水域は最終氷期最盛期より狭くなっていたことが推定されている。また、10,000~9,000 年前には黒潮の流軸が本州に近づき 6,000 年前に最も北上したことが明らかになった (Chinzei *et al.* 1987, 鎮西 1987, 尾田・嶽本 1992)。小泉(1995)による小名浜沖の珪藻温度指数の変化 (図 3-d) は黒潮の最前線での変動をあらわしており、Ujiié and Ujiié (1999) による沖縄トラフにおける有孔虫殻の酸素同位対比の変動と同調している点は興味深い。

Sawada and Handa (1998) は西七島海嶺から採取した 3 本のピストンコアと Chinzei *et al.* (1987) の C-4 コアを基に古水温を復元した結果、本州南岸の黒潮は 26,000 年前~24,500 年前、21,000 年前~19,000 年前に僅かな蛇行とともに北へと偏し、16,000 年前~15,000 年前、13,500 年前~13,000 年前に南方へ、13,000 年前以降 7,000 年前までは蛇行を減じつつ北へと流路を変化させたと推定している。

大場ほか(1983)は太平洋側房総半島沖の海底堆積物に含まれる有孔虫殻の酸素同位体比から過去 16,000 年間の古水温を推定した。これは底棲有孔虫の酸素同位体比を基準として浮遊性有孔虫の酸素同位体比との差を用いて推定したものであり、底層付近の水温が氷期から間氷期にかけて変化しなかったと仮定して求めた値である。これによると親潮が房総半島沖まで南下していた約 11,5000~10,5000 年前の寒冷事件時には房総沖の海水温は現在より 5~9℃低かったと推定されている。その後、10,000~9,5000 年前に一時的に水温が上昇するが、約 8,000~9,000 年前には再び水温が低下した後、再び上昇に転じ、約 5,000~6,000 年前に高水温を示す(図 3-e)。高水温の時期は房総半島に沼サンゴ層が堆積した時期と一致する。

(3) 日本海の古環境

日本海は浅い 4 つの海峡で囲まれた半ば閉ざされた沿海である。現在は対馬海流が流入し、日本海表層 200~300m を流れた後、津軽海峡から北西太平洋に流出するが、それ以深は沿海州沖で冷却されて沈降した高溶存酸素の日本海固有水と呼ばれる水塊で占められる (大場・赤坂 1990)。オホーツク海と日本海をつなぐ宗谷海峡は、最深部が水深 60m の海釜状地形であり、海峡中央部で東西に連続した地形の水深は 55m 程度であるため、MIS (Marine Isotope Stage) 5a~e と最終氷期以降の温暖期以外は陸化していたことがあきらかであり (小野 1990)、最終氷期およびヤングドリマス期ともに陸橋が形成されていた。間宮海峡も水深約 15m であり同様に陸橋が形成されていたことは疑いない (八島・宮内 1990, Kitamura *et al.* 1999)。対馬海峡と津軽海峡のみ 130m 程度の水深を有する。

Park *et al.* (1996) は対馬海峡の音響層序にて後氷期の堆積層下に侵食不整合面が存在することから、最終氷期最盛期には対馬海峡は陸化していたことを指

摘した。大場(1988)は日本海の 6 本のピストンコアの酸素同位体分析結果を再検討し、最終氷期最盛期に大陸起源の軽い酸素同位体比をもつ淡水が日本海へ流入したと考えられ、その起源が黄河に求められるとした。仮に海水準が 100m 低下した場合、黄河河口は済州島の東側であったことが推定され、最終氷期に低塩分の表層水が対馬海峡を経て日本海へ流入していた可能性を指摘した。一方、Yoo and Park (1997) は対馬海峡から採取したピストンコアに含まれていた貝化石から 15,080~15,440 年の放射性炭素年代値を得た。Park *et al.* (2000) は対馬海峡の音響層序と新たな年代値を加えて、最終氷期最盛期の対馬海峡は幅 10~15km 水深 10m の水路状に残っていたことを指摘した。その上で、この水路を通して古対馬海流が日本海へ僅かに流入していたとし、これが日本海南西部に影響を与えていた可能性を指摘した。

日本海では MIS3 末期から淡水が供給され始め、最終氷期最盛期頃には低塩分水ですっかり覆われたと推定されている (小泉 1984, 1985)。その結果、海水の成層構造が発達して海底には酸素がほとんど供給されず、還元的海底環境となった。隠岐堆から採取したピストンコア中の有孔虫殻の酸素同位体比から、塩分は 23,000 年前の 34‰ から徐々に低下し、17,000~15,400 年前には 24‰ に達した。その後、600 年以内に 34‰ 前後にまで急激に増加したと推定されている (大場 1984)。

この塩分低下イベントより、氷期における対馬海峡からの海水流入量を見積もる研究がいくつか試みられた。多田(1995)は大場(1984)で示された塩分変化を引き起こすには日本海への海水流入量は現在の 0.1~0.3% 程度にすぎず、潮汐流によるごく少量の海水の流入があった程度である可能性を指摘した。松井ほか(1998)による再計算では、最終氷期最盛期には現在の 0.8% にあたる年間 500km³ 程度の流入海水量であったと推定された。これは津軽海峡の潮汐流による海水交換でも説明できるため、短期間陸橋が成立した可能性も否定できないとした。

溝田・松久 (1984) は、日本海隠岐堆より採取した底質堆積物コア (KH79-3, C-3) の石英含量が現在の 3.8% に対して最終氷期に 6.0 から 8.6% と高く、その粒径と酸素同位体比からこれらの大部分が風成塵起源であることを明らかにした。最終氷期における広域風成塵の増大は日本海沿岸や琉球列島、北太平洋中央部付近の海底コアでも報告されており (井上・成瀬 1990, 成瀬 1998, 岡本ほか 2002)、氷期におけるアジア大陸内陸部の乾燥地の拡大が示唆されている。MIS3 から最終氷期における日本海の環境変化には、Dansgaard-Oeschger cycle のような広域気候変動が寄与していると考えられている (多田 1997, Tada 1999, Tada *et al.* 1999)。すなわち、チベット高原が温暖湿潤である時期には、低塩分の沿岸水が東シナ海北部に広がり、これが日本海へ流入することによって塩分低下イベントがおこる。これによって海水の成層構造が発達し、海底が貧酸素の還元的環境となり、暗色の堆積層が形成される。一方、チベット高原が冷涼で乾燥していた時期には広域風成塵が増大するとともに、東シナ海沿岸水は縮小し、日本海には高塩分の外洋水が流入することによって海水の鉛直混合が促進される。これによって海底堆積物に明色の堆積層が形成される。

東アジアにおける最終氷期最盛期から完新世初期の海洋古環境

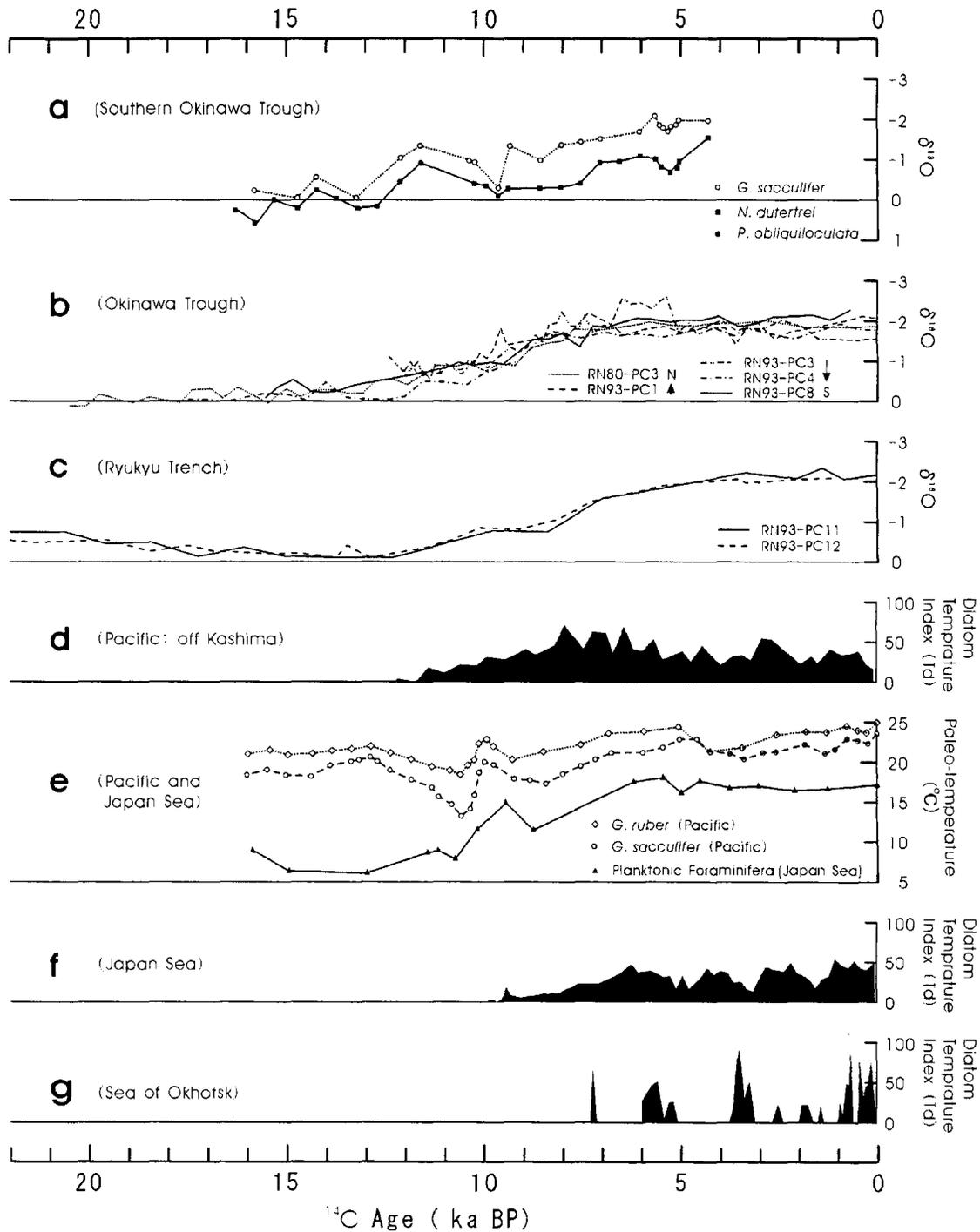


図3 日本周辺海域における最終氷期最盛期以降の海洋古環境

a: 沖縄トラフ南部における有孔虫殻の酸素同位対比 (Shieh *et al.* 1997), **b:** 沖縄トラフにおける有孔虫殻の酸素同位対比 (Ujiié and Ujiié 1999), **c:** 南琉球の琉球海溝側における有孔虫殻の酸素同位対比 (Ujiié and Ujiié 1999), **d:** 太平洋小名浜沖における珪藻温度指数 (小泉 1995), **e:** 日本海隠岐堆および太平洋房総沖における有孔虫殻の酸素同位対比から復元された古水温 (大場ほか 1983), **f:** 日本海隠岐堆における珪藻温度指数 (小泉 1995), **g:** オホーツク海知床沖における珪藻温度指数 (嶋田ほか 2000)。珪藻温度指数(Td)= $Xw/(Xw+Xc) \times 100$ (Xw は暖流系種群の固体頻度, Xc は寒流系種群の固体頻度)。

最終氷期最盛期以降の日本海では MIS2 後半の海面上昇過程(15,000~10,000 年前)に高塩分の外洋水が流入することによって海水の鉛直混合が再開された。ピストンコア中に北西太平洋の浅海域に多く生息する底棲有孔虫が出現することから、この時期には津軽海峡から親潮が流入していたことが推定されている(大場 1984, Oba *et al.* 1991, 大場 1995)。

大場ほか(1983)によって有孔虫殻の酸素同位体比から推定された古水温は、約 15,000~13,000 年前には現在よりも 10~11°C 低く、約 9,500 年前に一時的に約 15°C に上昇する(図 3-e)。この時期、対馬海流域に生息する浮遊性有孔虫 *Neogloboquadrina pachyderma* の右巻き個体が堆積物中で一時的に増加することから、約 10,000~9,500 年前に日本海に對馬海流が一時的に流入したと考えられている。その後、約 9,000 年前に水温が約 11~12°C に再び低下したのち上昇し、約 6,500 年前以降現在まで約 17~18°C と比較的高い水温が続く。対馬海流は約 8,000 年前から本格的に流入しはじめたと考えられている(大場・赤坂 1990, Oba *et al.* 1991)。秋田沖で採取された海底堆積物のコアからも隠岐堆と同様の酸素同位体比の変化が得られている(奥村ほか 1996)。

この時期の海水準を推定する資料として、富山湾黒部川扇状地北東部の入善沖の水深 22~40m にて発見されたハンノキとヤナギを主とする海底林から約 10,000~8,000 年前の放射性炭素年代値が得られている(Nasu *et al.*, 1983; Fujii *et al.*, 1986)。約 10,000 年前には海水準が現在より 40~45m 低く、花粉分析よりその後 8,000 年前に至る 2,000 年間に 2~3°C の温度上昇を伴う海水準の上昇があったことが推定されている(藤井 1990)。

オホーツク海中央部では完新世に入って有孔虫殻の $\delta^{18}\text{O}$ 値が急激に軽くなる(Gorbarenko 1991)。嶋田ほか(2000)は、南西オホーツク海のピストンコアから得られた 7,300 年前以降の珪藻群集中に低頻度ながら混在する温暖種 *Fragilariopsis doliolus* が、約 7,200 年前、6,000~5,200 年前、3,700~3,300 年前と 1,000 年前以降にパルス状に出現することを見出した(図 3-g)。約 8,000 年前に本格的に日本海に流入しはじめた対馬海流は約 1,800 年周期で強弱を繰り返してきた(小泉 1987, 図 3-f)。オホーツク海での温暖種の出現時期は対馬海流の強勢期に一致しており、対馬海流の続流である宗谷暖流もこれに同調して強弱を繰り返したと考えられている。

IV. 東アジア海域の古環境変遷に関する今後の課題

現在全球規模での気候変動を復元するモデルとなっているグリーンランドの氷床コア(GISP II Ice Core)と南極の氷床コア(Byrd Ice Core)を比較すると、概して南極の気候事変はグリーンランドのそれよりも弱く緩やかな変化であることが多い(Alley 2000)。極域の気候変動のうちヤンガードリアス期以降の温暖化の時期はグリーンランドの氷床コア(GISP II Ice Core)から得られた時期よりも、南極の氷床コア(Byrd Ice Core)から得られた温暖化の時期の方が約 3,000 年早く現れる(Sowers and Bender 1995)。このような時相のずれは熱帯域でもみられる。カリブ海のバルバドス島では 14,000~11,500 年前に 5~6°C にわたる急激な水温上昇がみられる(Guilderson *et al.*

1994)が、南西太平洋ではそれより 3,000 年ほど遅れて同様な水温上昇が現れる(Gagan *et al.* 2000)。興味深いことに、南西太平洋のサンゴ骨格から得られた古水温の変動曲線は南極の氷床コアから得られた気候変動曲線よりもグリーンランドの氷床コアで得られた曲線に類似しており、カリブ海のサンゴ骨格から得られた古水温の変動曲線は南極の氷床コアから得られた気候変動曲線に類似している(Gagan *et al.* 2000)。ヤンガードリアス期およびそれ以降の急激な温暖化の時期については、地域によって時相のずれが発生している。

東アジアではチベット高原と西太平洋暖水域(Western Pacific Warm Pool)の変化によってもたらされた夏季モンスーンが気候変動の引き金となる(福澤ほか 2003)。最終氷期 MIS3 における北大西洋の海洋底コアから復元された気候変動(Heinrich events, Bond cycles, Dansgaard-Oeschger events)が、中国のレス堆積物の粒度変化から見いだされ、偏西風を介して北大西洋とアジアの気候変動に関連があることが明らかになった(Porter and An 1995)。中国では最終氷期以降一時的に夏季モンスーンが強くなり温暖で湿潤な環境へと変化したのが、ヤンガードリアス相当期に冷涼で乾燥した氷期的環境へと戻り、再び温暖化する過程が示されている(An *et al.* 1993)。ただし、ここでヤンガードリアス期に相当するとみられる時期はヨーロッパよりも 2,000 年ほど遅れる。また、Zhou *et al.* (1996, 1998)などによって復元されたレス高原のヤンガードリアス相当期は 11,200~10,000 年の間であり、冷涼乾燥(11,200~10,600 年前)、冷涼湿潤(10,600~10,200 年前)、冷涼乾燥(10,200~10,000 年前)の 3 つの時相に分けられる(An 2000)。湖沼水位と花粉データを用いて復元された中国全域の古気温の変遷(Yu *et al.* 2002)からは、中国南部と北東部で約 9,000 年前に一時的な寒冷化がみられる。Shieh *et al.* (1997)は沖縄トラフのピストンコアで約 9,600 年前に現れる $\delta^{18}\text{O}$ 値の重いピークをヤンガードリアス期に対応するとした。

中国は地域によって異なった気候システムの影響を受けるため、過去の気候変動も地域差が大きい(Issar 2003)。中国 Shayema 湖の堆積物中の花粉分析結果では、ヤンガードリアス相当期以降の急激な温暖化と降水量の増加が現れるのが 9,100 以降となる(Jarvis 1993)。完新世のうち中国東部における夏季モンスーンが最大となる時期にも地域差がみられ、北東部では約 9,000 年前に、南東部では約 3,000 年前に極大期を迎える(An *et al.* 2000)。一方、日本海沿岸の水月湖の堆積物から復元された気候変化からはヤンガードリアス相当の寒冷イベントが 12,300~11,250 年前に現れる。ここでは北大西洋で報告されているヤンガードリアス期より 250~400 年遅れる(Nakagawa *et al.* 2003)。このように、東アジアの気候変動と北西大西洋の気候変動との関係については、その因果関係とともに時相のずれや強度の差についても議論の余地が多い。

東アジア沿岸域の気候変動はチベット高原と西太平洋暖水域とが関係した夏季モンスーンの変動とともに、西太平洋暖水域の変動を東アジア沿岸域に伝える黒潮の変動も鍵となると考えられる。最終氷期最盛期以降、黒潮の流路がどのように変化したか、またその強度に変動があったのかについてはまだ明

東アジアにおける最終氷期最盛期から完新世初期の海洋古環境

らかにされていない点が多い。特に、琉球列島周辺海域での黒潮の変動に関する研究は少ない。東シナ海への黒潮の流入はその分流である対馬海流と対馬海流の続流である宗谷暖流の成立にとって必須である。対馬海流の変動は日本海環境変遷の鍵となっており、日本列島をはじめとした日本海周辺地域の気候変動に大きく寄与する。また、東シナ海への黒潮の流入とその後の変動は、琉球列島や日本列島南岸の気候変動にも大きく寄与していたに違いない。最終氷期以降に黒潮が東シナ海へ流入しはじめる時期とともに、流路変更の過程も重要となる。例えば、流路変更は急激であったのか徐々に変更したのか、あるいは上層部・中層部など部分的な流路変更を重ねて現在の海流系が成立したのか、流路は流入当初より現在と同じ与那国島と台湾との間の海峡部から東シナ海へ流入していたのか、あるいは一時的にせよ他の流路をとった可能性があるのか、東シナ海への流入後現在までの間にどのような流路・強度の変動があったのかなど多くの疑問が残っている。今後、琉球列島周辺におけるこれらの黒潮変動を明らかにしていく必要がある。

V. おわりに

最終氷期最盛期以降の東アジア沿岸域では、夏季モンスーンの変動とともに、黒潮の東シナ海への流入とその分流である対馬海流の日本海への流入によって、海域環境・陸域の気候とも急激に変化したことが考えられる。今後、沿海域の環境変化、特に東シナ海への黒潮流入時期とその後の黒潮変動を明らかにするとともに、それが東アジアの気候にどのような影響を及ぼしたのかを、シミュレーションなどを用いて推定し、その結果を実際に得られている古環境変遷と照らし合わせながら確認していく必要がある。最終氷期以降の黒潮の変動は東アジアの気候変動を解くための一つの鍵となる可能性がある。

本研究は平成16年度岡山大学学長裁量経費「地形変動との絡みで見たアジア大陸東縁域での気候ダイナミクスに関する研究」(研究代表者:加藤内蔵進)の成果の一部である。

VI. 引用文献

- Alley, R.B. (2000) Ice-core evidence of abrupt climate changes. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **97**, 1331-1334.
- An, Z., Porter, S.C., Zhou, W., Lu, Y., Donahue, D.J., Head, M.J., Wu, X., Ren, J. and Zheng, H. (1993) Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the Loess Plateau of Central China. *Quaternary Research.*, **39**, 45-54.
- An, Z. (2000) The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Sci. Rev.*, **19**, 171-187.
- An, Z., Porter, S.C., Kutzbach, J.E., Wu, X., Wang, S., Liu, X., Li, X., Zhou, W. (2000) Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quaternary Sci. Rev.*, **19**, 743-762.
- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. and Duplessy, J.-C. (1987) Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. *Nature*, **328**, 791-794.
- Bard, E., Hamelin, B. and Fairbanks, R.G. (1990) U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, **346**, 456-458.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G. and Rougerie, F. (1996) Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, **382**, 241-244.
- Beck, J.W., Récy, J., Taylor, F., Edwards, R.L. and Cabioch, G., (1997) Abrupt changes in early Holocene tropical sea surface temperature derived from coral records. *Nature*, **385**, 705-707.
- Bush, A.B.G. and Philander, S.G.H. (1998) The role of ocean-atmosphere interactions in tropical cooling during the Last Glacial Maximum. *Science*, **279**, 1341-1344.
- Chinzei, K., Fujioka, K., Kitazato, H., Koizumi, I., Oba, T., Oda, M., Okada, H., Sakai, T. and Taniura, Y. (1987) Postglacial environmental change of the Pacific Ocean off the coast of central Japan. *Mar. Micropaleontol.*, **11**, 273-291.
- 鎮西清高 (1987) 海況. 日本第四紀学会編「日本第四紀地図解説」, 東京大学出版会, 89-93.
- CLIMAP Project Members (1976) The surface of the ice-age earth. *Science*, **191**, 1131-1137.
- CLIMAP Project Members (1981) Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum. *Geol. Soc. Am. Map Chart Ser.*, **MC-36**, 1-18.
- Edwards, R.L., Beck, J.W., Burr, G.S., Donahue, D.J., Chappell, J.M.A., Bloom, A.L., Druffel, E.R.M. and Taylor, F.W. (1993) A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ^{230}Th ages of corals. *Science*, **260**, 962-968.
- Fairbanks, R.G. (1989) A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- Fujii, S., Nasu, N., Smith A.J., Fuji, N., Mizutani, Y., Shimakura, M., Konishi, K., Igarashi, C., Muramoto, .., Takemura, T., Shimoda, T., Boggs Jr., S., Fujioka, K. Mappa, H., Kawahara, H., Kong, Y.S. and Tanaka, T. (1986) Submerged forest off Nyuzen, Kurobegawa alluvial fan, Toyama Bay, central Japan. *Boreas*, **18**, 265-277.
- 藤井昭二 (1990) 日本海沿岸の更新世以降の古環境の変遷. 第四紀研究, **29**, 173-182.
- 福澤仁之, 齊藤耕志, 藤原 治 (2003) 日本列島における更新世後期以降の気候変動のトリガーはなにか? —チベット高原と West Pacific Warm Water Pool の役割—. 第四紀研究, **42**, 165-180.
- Gagan, M.K., Ayliffe, L.K., Beck, J.W., Cole, J.E., Druffel, E.R.M., Dunbar, R.B. and Schrag, D.P. (2000) New views of tropical paleoclimates from corals. *Quaternary Sci. Rev.*, **19**, 45-64.
- Gorbarenko, S.A. (1991) The stratigraphy of the upper Quaternary sediments in the central part of the Sea of Okhotsk and its paleoceanology according to data obtained by the $\delta^{18}\text{O}$ and other methods. *Oceanology*, **31**, 761-766.
- Guilderson, T.P., Fairbanks, R.G. and Rubenstone, J.L. (1994) Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modulating interhemispheric climate change. *Science*, **263**, 663-665.
- 本田信幸, 辻 喜弘, 松田博貴, 佐渡耕一郎, 結城智也 (1993) 更新統琉球層群の堆積相と堆積環境 —琉球列島

- 伊良部島の例一. 石油公団石油開発技術センター研究報告, No.24, 123-151.
- 本田信幸, 辻 喜弘, 松田博貴, 五月女順一 (1994) 琉球列島伊良部島の第四系石灰岩の堆積相と海水準変化. 石油技術協会誌, **59**, 86-98.
- 古川雅英 (1991) 琉球弧と沖縄トラフの発達史 —とくに沖縄トラフの形成年代について—. 地学雑誌, **100**, 552-564.
- Issar, A.S. (2003) *Climate changes during the Holocene and their impact on hydrological systems*. International Hydrology Ser., Cambridge Univ. Press, 1-127.
- 井上克弘, 成瀬敏郎 (1990) 日本海沿岸の土壌および古土壌中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵. 第四紀研究, **29**, 209-222.
- Jarvis, D.I. (1993) Pollen evidence of changing Holocene monsoon climate in Sichuan Province, China. *Quaternary Research*, **39**, 325-337.
- Koba, M. (1992) Influx of Kuroshio Current into the Okinawa Trough and inauguration of Quaternary coral-reef building in the Ryukyu Island Arc, Japan. 第四紀研究, **31**, 359-373.
- 小泉 格 (1984) 珪藻 —KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして—. 月刊地球, **6**, 547-557.
- 小泉 格 (1985) 日本海海底の最終氷期堆積物. 月刊地球, **7**, 338-343.
- 小泉 格 (1987) 完新世における対馬暖流の脈動. 第四紀研究, **26**, 13-25.
- 小泉 格 (1995) 日本列島周辺の海流と日本文化. 小泉格, 田中耕司編「海と文明」, 朝倉書店, 12-22.
- 松井裕之, 多田隆治, 大場忠道 (1998) 最終氷期の海水準変動に対する日本海の応答 —塩分収支モデルによる陸橋成立の可能性の検証—. 第四紀研究, **37**, 221-233.
- McCulloch, M., Mortimer, G., Esat, T., Li, X., Pillans, B., Chappell, J. (1996) High resolution window into early Holocene climate: Sr/Ca coral records from the Huon Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **138**, 169-178.
- 溝田智俊, 松久幸敬 (1984) 風成塵—KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして—. 月刊地球, **6**, 553-557.
- Nakada, M., Yonekura, N. and Lambeck, K. (1991) Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **85**, 107-122.
- Nakazawa, T., Kitagawa, H., Yasuda, Y., Tarasov, P.E., Nishida, K., Gotanda, K., Sawai, Y. and Yangtze River Civilization Program Members (2003) Asynchronous climate changes in the north Atlantic and Japan during the Last Termination. *Science*, **299**, 688-691.
- 成瀬敏郎 (1998) 日本における最終氷期の風成塵堆積物とモンスーン変動. 第四紀研究, **37**, 189-197.
- Nasu, N., Fujii, S., Fujioka, K., Igarashi, C., Kawahata, H., Mappa, H., Konishi, K., Tanaka, T. and Shimoda, T. (1983) Remnants of an ancient forest on the continental shelf of northwest Japan. *Boreas*, **12**, 13-16.
- 日本第四紀学会 (1987) 「日本第四紀地図」, 東京大学出版会, 1-119.
- 大場忠道, 新妻信明, 斉藤常正 (1983) 日本周辺海域の上部第四系の同位体層準. 月刊海洋科学, **15**, 130-137.
- 大場忠道 (1984) 酸素・炭素同位体比—KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして—. 月刊地球, **6**, 558-566.
- 大場忠道 (1988) 海水準変化に関するコメント. 第四紀研究, **26**, 249-250.
- 大場忠道, 赤坂紀子 (1990) 2本のピストン・コアの有機炭素量に基づく日本海の高環境変化. 第四紀研究, **29**, 417-425.
- 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, 安田尚登 (1992) 黒潮域における最終氷期以降の環境変動. 第四紀研究, **31**, 329-339.
- 大場忠道 (1995) 日本海の高環境変化. 小泉 格, 田中耕司編「海と文明」, 朝倉書店, 49-65.
- Obata, M. and Tsuji, Y. (1992) Quaternary geohistory inferred by seismic stratigraphy of a carbonate province in an active margin, off Miyako Island, South Ryukyus, Japan. *Carbonates and Evaporites*, **7**, 150-165.
- 尾田太良, 嶽本あゆみ (1992) 浮遊性有孔虫からみた黒潮流域における過去2万年間の海洋変動. 第四紀研究, **31**, 341-357.
- Oka, S. (1998) Primary production changes for the past 60,000 years: deduced by the analyses on a piston core from the Ryukyu trench slope, northwest Pacific Ocean. 第四紀研究, **37**, 361-370.
- 岡本孝則, 松本英二, 川幡穂高 (2002) 北太平洋深海底コア中の石英からみた過去約20万年間の風成塵の変動. 第四紀研究, **41**, 35-44.
- 大木公彦 (2002) 鹿児島湾と琉球列島北部海域における後氷期の環境変遷. 第四紀研究, **41**, 237-251.
- 奥村 智, 南川雅男, 大場忠道, 池原 研 (1996) 日本海秋田沖の2本の海底コアの酸素・炭素・窒素同位対比に基づく高環境解析. 第四紀研究, **35**, 349-358.
- 大村明雄, 辻 喜弘 (1997) 琉球列島の島棚堆積物とその堆積年代—宮古島南西沖を例に—. 月刊地球, **19**, 594-599.
- 小野有五 (1990) 北の陸橋. 第四紀研究, **29**, 183-192.
- Ota, Y. and Chappell, J. (1999) Holocene sea-level rise and coral reef growth on a tectonically rising coast, Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quaternary International*, **55**, 51-59.
- Park, J.-O., Kimura, M. and Taira A. (1996) Late Pleistocene unconformity of the Tsushima and Korea Straits revealed by seismic reflection profiles. 地学雑誌, **105**, 297-305.
- Park, S.-C., Yoo, D.-G., Lee, C.-W. and Lee, E.-I. (2000) Last glacial sea-level changes and paleogeography of the Korea(Tsushima) Strait. *Geo-Mar. Lett.*, **20**, 64-71.
- Porter, S.C. and An, Z. (1995) Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, **375**, 305-308.
- 斉藤文紀 (1998) 東シナ海陸棚における最終氷期の海水準. 第四紀研究, **37**, 235-242.
- 佐渡耕一郎, 亀尾浩司, 小西健二, 結城智也, 辻 喜弘 (1992) 琉球石灰岩の堆積年代についての新知見 —沖縄県伊良部島のボーリングコア試料の石灰質ナンノ化石より—. 地学雑誌, **101**, 127-132.
- Sawada, K. and Handa, N. (1998) Variability of the path of the Kuroshio ocean current over the past 25,000 years. *Nature*, **392**, 592-595.
- Shieh, Y.-T., Wang, C.-H., Chen, M.-P. and Yung Y.-L. (1997) The last glacial maximum to Holocene environment changes in the southern Okinawa Trough. *J. Asian Earth Sci.*, **15**, 3-8.
- Sibuet, J.-C., Letouzey, J., Barbier, F., Charvet, J., Foucher, J.-P.,

東アジアにおける最終氷期最盛期から完新世初期の海洋古環境

- Hilde, T.W.C., Kimura, M., Ling-Yun, C., Marsset, B., Muller, C. and Stéphan, J.-F. (1987) Back arc extension in the Okinawa Trough. *J. Geophys. Res.*, **92**, 14041-14063.
- 嶋田智恵子, 村山雅史, 青木かおり, 中村俊夫, 長谷川四郎, 大場忠道 (2000) 珪藻分析に基づく南西オホーツク海の完新世古海洋環境復元. *第四紀研究*, **39**, 439-449.
- Sowers, T. and Bender, M. (1995) Climate records covering the last deglaciation. *Science*, **269**, 210-214.
- 多田隆治 (1995) 日本とアジア大陸を結ぶ最終氷期の陸橋. 小泉 格, 田中耕司編「海と文明」, 朝倉書店, 31-46.
- 多田隆治 (1997) 最終氷期以降の日本海および周辺域の環境変遷. *第四紀研究*, **36**, 287-300.
- Tada, R. (1999) Late Quaternary paleoceanography of the Japan Sea: an update. *第四紀研究*, **38**:216-222.
- 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.
- Thompson, P.S. (1981) Planktonic foraminifera in the western North Pacific during the past 150,000 years: comparison of modern and fossil assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **35**, 241-279.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E., Lin, P.-N., Henderson, K.A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., Liu, K.-B. (1995) Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, **269**, 46-50.
- Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorodnov, V.S., Lin, P.-N., Mikhailenko, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F. and Franco, B. (1998) A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, **282**, 1858-1864.
- 氏家 宏 (1998) 陸橋と黒潮変動: 沖縄トラフからの発信. *第四紀研究*, **37**, 243-249.
- Ujiié, H. and Ujiié, Y. (1999) Late Quaternary course changes of the Kuroshio Current in the Ryukyu Arc region, northwestern Pacific Ocean. *Mar. Micropaleontol.*, **37**, 23-40.
- Wang, P. (1999) Response of Western Pacific marginal seas to glacial cycles: paleoceanographic and sedimentological features. *Mar. Geol.*, **156**, 5-39.
- Yamano, H., Hori, K., Yamauchi, M., Yamagawa, O. and Ohmura, A. (2001) Highest-latitude coral reef at Iki Island, Japan. *Coral Reefs*, **20**, 9-12.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker P., Johnston, P. and Fifield, L.K. (2000) Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, **406**, 713-716.
- Yokoyama, Y., De Deckker P., Lambeck, K., Johnston, P. and Fifield, L.K. (2001) Sea-level at the Last Glacial Maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **165**, 281-297.
- Yoo, D.G. and Park, S.C. (1997) Late Quaternary lowstand wedges on the shelf margin and trough region of the Korea Strait. *Sed. Geol.*, **109**, 121-133.
- Yu, G., Xue, B. and Wang, S. (2002) Reconstruction of Asian paleomonsoon patterns in China over the last 40 kyr: a synthesis. *第四紀研究*, **41**, 23-33.
- Zheng, X., Zhang, W., Yu, L. and Endo, K. (1994) Paleoenvironmental changes in southern Yangtze Delta over the last 20,000 years. *第四紀研究*, **33**, 379-385.
- Zhou, W.J., Donahue, D.J., Porter, S.C., Jull, A.J.T., Li, X.Q., Stuiver, M., An, Z.S., Matsumoto, E., and Dong, G.R. (1996) Variability of monsoon climate in East Asia at the end of the Last Glaciation. *Quaternary Research* **46**, 219-229.
- Zhou, W.J., Jull, A.J.T., Donahue, D.J., and Head, M.J. (1998) Reappraisal of Chinese Loess Plateau stratigraphy sequence over the last 30,000 yr: precursors of an important Holocene monsoon climatic event. *Radiocarbon* **40**, 905-913.