

# 末次盛冰期中国海古地理轮廓 及其气候效应\*

谢传礼

(同济大学海洋地质开放实验室)

(石油大学)

翦知湓 赵泉鸿 汪品先

(同济大学海洋地质开放实验室)

**内容提要** 本文是联合国政府间海洋委员会西太平洋分委员会(IOC/WESTPAC)发起的“西太平洋古地理图编图计划”中国海部分的初步成果,用101个站位的 $^{14}\text{C}$ 测年和22个站位的氧同位素资料编制了末次盛冰期(20 000—15 000a.B.P.)资料图、古地理图和古海洋图等三张图件。末次盛冰期低海面时中国海轮廓发生重大改观:陆架出露约 $1.55 \times 10^6 \text{ km}^2$ ;表层海流改组以及表层海水温度剧降(比现代低 $3.5—6\text{ }^\circ\text{C}$ ),比当时同纬度开放大洋表层海水温度下降剧烈。海区面积减少和表层海水温度下降使中国海蒸发量大大降低。根据海陆蒸发速率差异和表层海水温度与蒸发作用之间的关系,估算出末次盛冰期中国海年蒸发量比现代降低约 $12 \times 10^{11}—20 \times 10^{11} \text{ m}^3$ ,或相当现代中国年降雨量的 $1/5—1/3$ 。同时,末次盛冰期陆架暴露、地表反照率增高使地表对太阳辐射吸收作用减弱。总之,冰期旋回中国海在气候变化中起着重要作用。然而,要获得中国气候演化中海洋因素的定量或半定量数据尚需大量实际资料和数值模拟方能实现。

**主题词** 末次盛冰期 古地理 中国海 反照率

## 一、引言

60年代以来,我国海洋地质学界对冰期时中国海陆架区海面下降和岸线迁移开展了广泛的调查,80年代以来,又对冰期时中国海深水区古海洋学变化进行了大量分析。然而,将中国海近岸与深水两部分取得的实际数据资料汇集整理,从而获得中国海在冰期旋回中古地理演变的完整概念,却还很少进行。近来联合国政府间海洋委员会西太平洋分委员会发起的“西太平洋古地理编图计划”,从20 000—15 000a.B.P.的末次盛冰期入手,进行晚第四纪若干时间面的古地理、古海洋学编图,正好是将深、浅水区结合,资料汇编与分析研究结合的工作。全图北起鄂霍次克海,南抵塔斯马尼亚湾,以1:20 000 000比例尺编制,由俄罗斯、日本、中国、泰国、印度尼西亚、马来西亚、澳大利亚分工合作。其中我国承担的中国海主体部分,包括东、黄、渤海和南海大部已经初步完成并提交1994年11月在印度尼西亚巴厘岛召开的第三届西太平洋学术会议进行交流,现将有关图件刊出,征求我国同行的意见。\*

第一作者简介:谢传礼 男 38岁 副教授 地层古生物学与古海洋学专业

\* 国家自然科学基金资助项目。

数十年来,我国广大海洋地质工作者对冰期时中国海已经积累了惊人数量的实际资料,但由于采取的手段不同,规格各异,发表的形式十分不同,特别是测年的精确度相差悬殊,以致我们对于所收集资料的全面性、可靠性都缺乏完全的把握。为此,我们将引玉之砖抛出,希望得到同行的纠正和补充;据此做出的气候效应方面的分析也期待着批评和指正。

## 二、材料与方 法

末次盛冰期中国海古地理图的编制,首先从收集实际数据开始。对于浅海陆架,主要收集有  $^{14}\text{C}$  测年数据的地点,而对于较深海区则主要选用有氧同位素地层学资料的站位,选用  $\delta^{18}\text{O}$  第二期最偏正值的层位。定年材料主要为 80 年代以后国内外公开发表的  $^{14}\text{C}$  测年数据。末次盛冰期时段选在 20 000—15 000a.B.P., 年龄精度要求小于 1 000a。氧同位素取 2 期 2.2 事件,其绝对年龄约 17 850a.B.P.<sup>[1]</sup>。个别站位缺乏  $\delta^{18}\text{O}$  分析,则

表 1 末次盛冰期中国海  $^{14}\text{C}$  测年站位分布

站名	站 位	$^{14}\text{C}$ 测年 (a.B.P.)	测年材料	相	水深 (m)	资料来源
7056	126° 15' E, 28° 01' N	17 600±1 000	贝壳	海滩	141	[2]
7240	127° 30' E, 31° 30' N	20 500±1 000	泥炭	贝壳滩	136	[2]
BC-1	119° 54' E, 39° 09' N	17 663±167	淤泥	湖泊	27	[3]
ZQ-4	115° 25' 22" E, 21° 22' N	14 700±1 080		河口湾	121	[4]
8424	123° 01' E, 33° 01' N	19 978±356	碳酸岩	浅海	39.7	[5]
7242	128° E, 31° 30' N	14 780±700	贝壳砂	壳滩	154	[6]
7287	126° 30' E, 32° 30' N	14 750±700	贝壳	壳滩	112	[6]
H80-14	124° 30' E, 36° N	20 770±400		陆相	73	[7]
H-145	121° 15' E, 34° N	20 858±400		陆相	17	[7]
H-57	123° E, 36° 30' N	18 480±750			24	[7]
H80-2	121° 55' E, 34° 30' N	15 800±430	粉砂质砂	三角洲	20	[7]
H80-3	122° E, 34° 30' N	15 770±400	粉砂质砂	三角洲	49	[7]
H80-13	123° E, 26° 03' N	19 700±600	泥质粉砂	沼泽	71	[7]
H80-18	123° 30' E, 37° N	18 500±600	泥质粉砂	陆相	72	[7]
H80-23	122° 40' E, 38° 39' 03" N	14 400±150	粉砂质泥	沼泽	55	[7]
QC-4	119° 36' E, 34° 16' N	19 880±600	粘土	冲积		[5]
QC-5	121° 06' E, 32° 06' N	20 850±1 070	粘土	冲积		[5]
C137	126° 30' E, 32° 30' N	14 440±750	贝壳	沙脊	114.4	[2]
C138	127° E, 31° 30' N	18 265±800	贝壳	海滩	112	[2]
C140	128° E, 30° 30' N	16 000	砾石	沙脊	156.4	[2]
C141	127° E, 29° N	15 030±750		残余砂	177	[8]
C142	126° 15' E, 28° N	18 560±1 000	贝壳	海滩	143	[9]
C144	123° E, 26° 30' N	17 600±1 000	细砂	河口湾	140	[10]
OR106-2	121° 29' E, 22° 17' N	16 000±500	贝壳	陆坡上部	495	[11]
G	119° 43' 30" E, 23° 55' 42" N	14 700±900	软泥	陆相	55	[12]
D-9	121° 20' E, 32° 23' N	19 580±1 100	贝壳	陆相		[13]
Z-4	121° 08' E, 31° 10' N	18 340±950	碳化木	陆相		[14]

采用古温度分析在 2 期中所得的最低值。我们一共收集有  $^{14}\text{C}$  测年数据的站位 101 个, 有氮同位素或古海温资料的站位 22 个。限于篇幅, 本文只在其中选用了古岸线和古海流再造较为重要的  $^{14}\text{C}$  测年点 27 个, 氮同位素、古海温点 15 个, 分别列于表 1 和表 2。

表 2 末次盛冰期中国海稳定同位素及古海温分布

站名	站 位	古海温 ( $^{\circ}\text{C}$ )		$\delta^{18}\text{C}$ 事件	水深 (m)	资料来源
		冬	夏			
V36-03	116° 06' E, 19° 01' N	17.8	26.6	2.2	2 089	[15]
V36-05	115° 55' E, 1° 26' N	17.5	26.6	2.2	2 332	[15]
V36-08	115° 43' E, 20° 03' N	19.7	27.5	2.2	1 304	[16]
SO49--2KL	114° 12' E, 19° 11' N	20.5	27.9	2.2	1 040	[15]
N204	110° 06' E, 18° 13' N	20.5	27.5	2.2	180	[17]
RC12-350	111° 13' E, 06° 33' N	22.2	28.0	2.2	1 950	[18]
GGC-1	118° 20' E, 11° 53' N	21.8	24.9	2.2	4 230	[19]
NS88-11	115° 37' E, 09° 56' N	22.0	25.6	2.2	880	[20]
NS86-43	110° 24' E, 07° 02' N	23.0	27.8	2.2	1 763	[20]
SCS-12	109° 18' E, 07° 42' N	21.1	27.7	2.2	543	[20]
V28-310	125° 38' E, 25° 25' N	24.1	28.8	2.2	1 579	*
255	123° 06' E, 25° 12' N	16.1	26.0	2.2	1 575	*
170	125° 48' E, 26° 38' N	18.6	27.4	2.2	1 470	*
Z14-6	127° 27' E, 27° 07' N	13.5	26.0	2.2	739	[21]
OR102-6	129° 29' E, 22° 17' N	21.0	28.7	2.2	495	[11]

\* 李保华、翦知藩、汪品先, 1995, 海洋微体古生物。

古海温资料主要为 90 年代以后的成果, 少量为 80 年代所做。其中绝大多数采用 FP-12E 转换函数<sup>[22]</sup>, 从浮游有孔虫群的定量数据中求取古海水表层温度。本文收集南海北部陆坡古温度站位 5 个、南海南部站位 5 个、东海站位 5 个。

末次盛冰期中国海古岸线的确定实际上是确定当时海面下降幅度问题。对末次盛冰期中国海东海下降幅度争议颇大, 有 130—160m<sup>[21,23-28]</sup> 的不同认识, 本次编图暂取 150m 为东海海面下降幅度。南海北部海面下降也有 100—120m<sup>[15,29,30]</sup> 的不同观点。本文取 120m 下降幅度为末次盛冰期南海古地理制图标准。

在再造了末次盛冰期中国海海陆轮廓、古海流的基础上, 对海陆变迁造成的古蒸发量变化和古反照率变化造成的地表接收太阳辐射热量损失做了估算, 从而为盛冰期中国内陆地区的干旱化作用及海区降温异常提出了新的认识和解释。

### 三、古地理、古海洋学变迁

盛冰期海平面下降, 使黄海、渤海陆架区全部上升成陆, 总面积达 457 000km<sup>2</sup>; 东海仅残存冲绳海槽, 面积约 350 000km<sup>2</sup> (表 3), 是现代东海面积的 1/2 左右。末次盛冰期时中国海古岸线向太平洋方向最大迁移距离超过 1 000km。当时东海西岸有长江等水系直接在陆坡深水区入海; 东侧有较多的通道与太平洋相连 (图 1), 并且海盆深度多

与通道海槛深度接近,因此,就水体深度而言,与间冰期相比,冰期时东海海盆并未发生根本性质的变化。

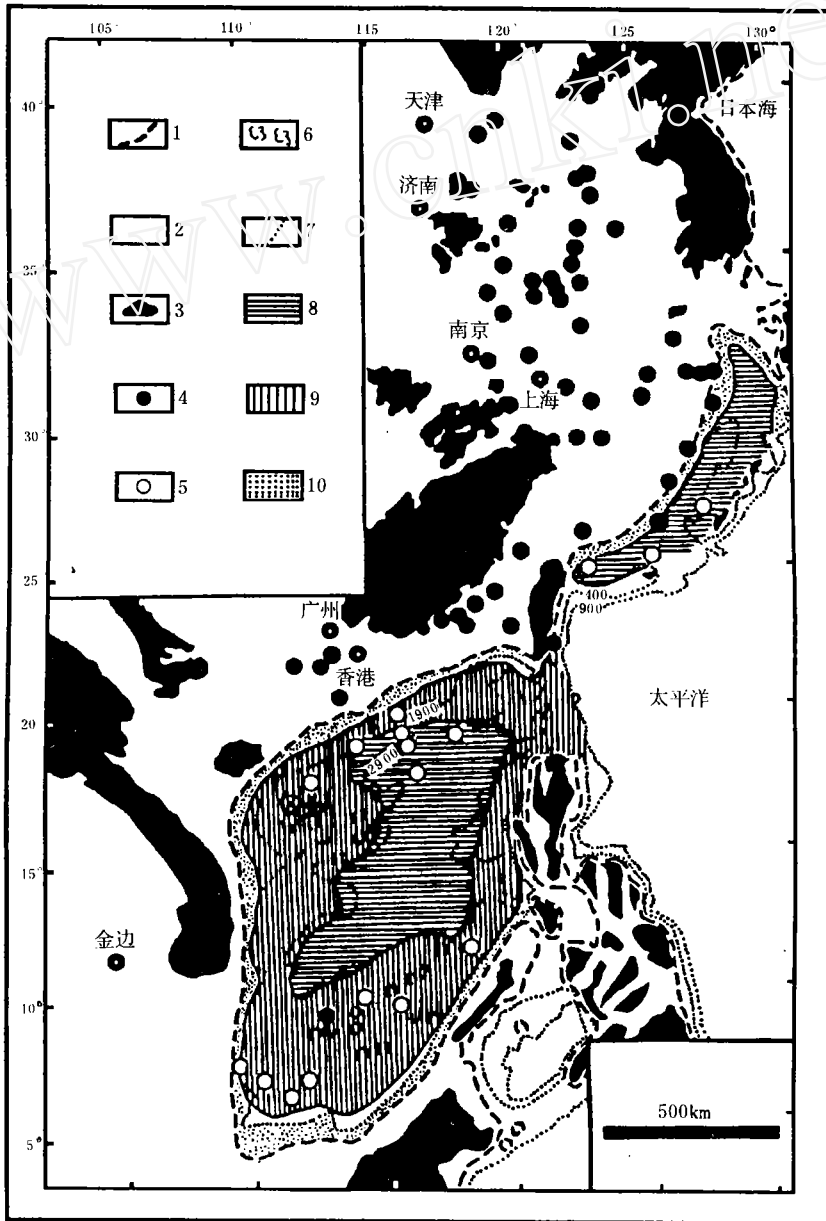


图1 中国海末次盛冰期低海面时古地理略图

1. 海岸线 2. 平原 (<300m) 3. 山地 (>300m) 4.  $^{14}\text{C}$  测年站位 5. 氧同位素测年站位  
6. 珊瑚礁 7. 等深线(m) 8. 粘土 9. 含钙粉砂质泥 10. 粉砂和砂

海区西侧由于长江等古水系直接在陆坡注入,带来大量陆源风化剥蚀物质,使海槽冰期时沉积速率加快,大量陆源物稀释作用使沉积物中  $\text{CaCO}_3$  含量相对降低<sup>[27,28]</sup>。

北太平洋极锋南移 10 个纬度<sup>[22]</sup>,使黑潮影响范围减小和作用强度削弱。当时黑潮

表3 末次盛冰期中国海轮廓(据[28]稍改动)

海区	现代面积 (km <sup>2</sup> )	末次盛冰期面积 (km <sup>2</sup> )	减少
南海	3 500 000	2 800 000	约 1/5
东海	770 000	350 000	约 1/2
黄海	380 000	0	约 1/1
渤海	77 000	0	约 1/1
总计	4 727 000	3 150 000	约 1/3

暖流在东海的分支主要限于冲绳海槽。冰期时东海海流格局受冬、夏季风控制与现代和间冰期相似, 仍为沿海盆长轴方向运动的双向式线状海流<sup>[15,31,32]</sup>。

盛冰期时南海面积比现在缩小了 1/5 左右, 残存面积约 2 800 000 km<sup>2</sup> (见表 3)。末次盛冰期时南海周围海槛深度较浅的海峡均已关闭成陆, 仅在东北方向以巴士海峡与太平洋相通, 在盆地东南部以民都洛海峡与苏禄海相通。因此, 当时南海广海与太平洋水体交换严重受阻, 形成半封闭型边缘海。古地理轮廓巨变导致海流格局改组。现代和间冰期时南海海流为受东南、西北季风控制的穿越海盆的双向式海流。在冰期时, 受地形强迫, 南海海流转化为环状流, 夏季以顺时针环流为主, 冬季以逆时针环流为主<sup>[15,31,32]</sup>。

末次盛冰期珠江、红河和湄公河等几条重要河系从南海西部入海, 直接进入陆坡半深海区, 陆源物输入加剧, 冰期南海较深水区半封闭时浊度增高<sup>[33]</sup>。汪品先等<sup>[33]</sup>对南海晚第四纪沉积速率计算表明: 从河口到深海盆沉积速率可下降两个数量级, 而冰期沉积速率比间冰期可有成倍的增加。

对于盛冰期大面积出露的中国海陆架的古环境认识, 目前分歧较大。杨子庚<sup>[34]</sup>认为, 末次盛冰期陆架水系演化受浙闽隆起带控制; 秦蕴珊等认为, 当时的长江自现代西南长江口向东北流, 大约在北纬 34—35° 与北方古黄河—鸭绿江水系汇合<sup>[35]</sup>, 通过朝鲜海峡流入日本海, 并造成日本海局部海水的淡化。然而, 当时黄河是否断流, 有无河水供应日本海, 尚待查明。与此相反, 在 1991 年秦蕴珊、赵松龄等<sup>[36]</sup>根据浅地层剖面仪测量记录、海底钻孔资料又推测: 末次盛冰期中国海广大陆架出露区曾经发生过沙漠化作用。这个涉及中国海、陆古环境, 甚至全球性气候模拟的重大问题, 迫切需要进一步的实际材料和深入分析加以回答。

## 四、气候效应

地表的蒸发量和降水量变化是控制气候变化的一对重要矛盾。就全球而言, 蒸发与降水永远保持动态平衡。如果把地表概略地归纳为海洋和陆地两种形态, 那么, 海洋的蒸发量大于陆地, 而海洋本身的蒸发量大于降水量, 是水汽输出者; 陆地蒸发量小于降水量, 是水汽接纳者。据 Gross<sup>[37]</sup>估算: 陆地每年平均降水量比蒸发量大约多 20cm, 而海洋每年蒸发量比降水量多约 10cm。也就是说全球陆地总面积上约 20cm 的年降水速率是靠海洋蒸发输送的。

末次盛冰期中国海的地理变化, 无疑会导致水汽蒸发和降雨量的变化。陆地面积的扩大标志着蒸发总量的降低。末次盛冰期中国海陆架浅水区成陆面积约  $1.55 \times 10^6$  km<sup>2</sup>。

洋、陆蒸发量年差值估计为 33.8 — 50cm<sup>[38]</sup>, 据此估算出盛冰期中国海因陆地面积扩大海区面积缩小而造成每年蒸发量减少  $5 \times 10^{11}$  —  $8 \times 10^{11}$ m<sup>3</sup> (表 4), 相当我国年河川总排水量 ( $2\,710 \times 10^9$ m<sup>3</sup>) 的 1/5 — 1/3, 约相当我国年降水总量 ( $6\,190 \times 10^9$ m<sup>3</sup>) 的 1/12 — 1/8。

表 4 末次盛冰期中国海蒸发量下降

中国海分区	面积 (km <sup>2</sup> )	蒸发速率下降值* (cm/a)	蒸发总量减少值 (m <sup>3</sup> /a)
浅水区	1 550 000	33.3 — 50	约 $5 \times 10^{11}$ — $8 \times 10^{11}$
深水区	3 150 000	24 — 41	约 $7 \times 10^{11}$ — $12 \times 10^{11}$
小 计	4 700 000		约 $12 \times 10^{11}$ — $20 \times 10^{11}$

\* 按蒸发量 136cm/a 计算。

末次盛冰期中国海海水表层温度下降比同纬度大洋强烈得多, 同样可以造成蒸发量的下降。据 Lamb<sup>[39]</sup> 估计: 冰期时热带大西洋海水表层温度较今低 5℃, 蒸发量减少 25%。与间冰期相比, 热带、亚热带西太平洋海水表层温度在冰期下降 1 — 2℃<sup>[22]</sup>, 而我国南海的冰期与间冰期的温差远远大于这个数值。南海北部冬季海水表层温度冰期比间冰期低 6 — 9℃, 夏季低 2 — 3℃<sup>[15,17,19]</sup>, 年平均低 5℃ 左右; 南海南部冬季水温冰期比间冰期低 5.3℃, 夏季低 1.7℃ (RC12-350)<sup>[18]</sup>, 年平均低 3.5℃。根据东海用浮游有孔虫转换函数求出的古温度值<sup>[21,22]</sup> 可以概括地讲中国海冰期时海水表层温度比现代低 3.5 — 6℃。如果按 Lamb<sup>[39]</sup> 的估算, 那么, 当时中国海海面蒸发量由于温度下降就会降低 17.5% — 30%。中国海现代年平均蒸发量变化在 37 — 235cm 之间<sup>[40]</sup>, 如取中值 136cm 计算, 则冰期时年蒸发量可能降低约 24 — 41cm; 末次盛冰期中国海面积为  $3.15 \times 10^6$ km<sup>2</sup>, 推算年蒸发量总量减少  $7 \times 10^{11}$  —  $12 \times 10^{11}$ m<sup>3</sup>; 冰期时中国海面积收缩所损失的蒸发量与海水表层温度下降损失的年蒸发量总共最低也有  $12 \times 10^{11}$ m<sup>3</sup>, 最高可达  $20 \times 10^{11}$ m<sup>3</sup> (见表 4)。约相当我国年降水总量的 1/5 — 1/3, 或相当全国河流总排水量的 1/2 以上。

上述对中国海冰期时蒸发量的估算结果是相当粗略和理想化的, 其目的只是显示盛冰期中国海蒸发量降低的惊人变化及其对我国内陆冰期干旱化的影响, 但绝不是说蒸发水汽一定全部供给中国内陆地区, 更无意就此做任何定量、半定量的计算。蒸发和降水受制于风向、风速、大气环流、海表状况 (海流、海浪)、陆地植被等多种因素, 要求通过模拟做具体估算。这里只是想说明, 在海陆变迁和海温变化过程中蒸发与降水关系的调整对气候系统所具有的深刻影响不容忽视。

末次盛冰期中国海陆架出露使反照率升高也是影响气候变化的重要因素之一。中国海陆架浅水区在冰期时出露面积约为  $1.55 \times 10^6$ km<sup>2</sup>。海洋表面反照率为 5% 左右。假如按冰期时自然带<sup>[28,41]</sup> 进行延伸, 则当时陆架新生陆区主要为温带半干旱、半潮湿森林草地和针阔叶混交林植被, 其反照率与洋面相比升高 15% — 25%。现代中国海区年太阳总辐射率为 120 — 150kcal/cm<sup>2</sup><sup>[42]</sup> (用内插法在图中求得)。若取反照率升高的低值 (15%) 进行估算, 中国海因成陆而造成的地表年吸收辐射率损失和地表年接收的热量损失分别为 18 — 22.5kcal/cm<sup>2</sup> 和  $1.5 \times 10^{17}$  —  $2.0 \times 10^{17}$ kcal。若取高值 (25%) 估算, 则

分别为  $30 - 37.5 \text{ kcal/cm}^2$  和  $2.5 \times 10^{17} - 3.0 \times 10^{17} \text{ kcal}$ 。如果取其中值估算: 地表年接收太阳辐射率降低  $24 - 30 \text{ kcal/cm}^2$ , 每年总热量损失为  $2.0 \times 10^{17} - 2.5 \times 10^{17} \text{ kcal}$ , 这样多的热量损失对中国海气温下降无疑是雪上加霜, 进而影响蒸发量下降, 如果按冰期沙漠化<sup>[36]</sup>观点, 当时浅海成陆区反照率升高  $30\% - 55\%$ , 地表接收的太阳辐射热量每年减少  $6 \times 10^{17} - 13 \times 10^{17} \text{ kcal}$ 。当然辐射量的平衡与分配受到云量等许多因素的制约, 这里只是借此强调海陆变迁在地球水热平衡和气候演变中的作用。

## 五、结 束 语

本次末次冰期中中国海古地理编图所采用的资料, 尽管都是当前已经公开发表的数据, 但由于资料来源复杂, 缺乏统一的标准。尤其是  $^{14}\text{C}$  测年和古海温资料因样品制备技术、实验室设备水平以及研究人员素质等背景条件相差悬殊, 因而各家发表的数据的可信度究竟有多高, 我们没有完全把握, 所以文中所取材料肯定会出现误用和错用的地方, 希望读者和原文作者提出宝贵意见并批评指正, 以便图件再版时修改和提高。

对冰期蒸发量、反照率以及地表对太阳热量吸收损失的估算是极其理想而简单化的前提下进行的, 因此, 结果是相当粗略的, 要获得定量或半定量数据尚需大量更精确的材料并进行计算机数值模拟方能实现。然而, 当前的估算至少表明冰期气候系统中蒸发与降水的平衡受海陆变迁控制而发生变化。

随着今后工作的深入, 各种原始数据精度的提高, 我们相信完全可以用数值模拟手段运用古海洋学资料对古气候演变做定量分析。

## 参 考 文 献

- [1] Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. Jr. and Shackleton, N. J., 1987, Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300 000 Year Chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1—29.
- [2] 朱永其、李承伊、曾成开、李伯根, 1979, 关于东海大陆架晚更新世最低海面。科学通报, 第 24 卷, 第 7 期, 317—320 页。
- [3] 黄庆福、苟淑名、孙维敏、申顺喜、徐善民、苍树溪, 1984, 东海 DC-2 孔柱状岩芯的地层划分。海洋地质与第四纪地质, 第 4 卷, 第 1 期, 11—26 页。
- [4] Wang Qiang, 1993, Since 15 000 Years Sea-Level Changes and Paleoclimate in the Offshore Area of China. in: Dae Choulkim and Yong Seup Kim (eds.), Proceeding of Circum-Pacific International Symposium on Earth Environment, Kulsurang, Pusan, Korea, 119—145.
- [5] 郑光膺, 1989, 南黄海第四纪层型地层对比。科学出版社, 182 页。
- [6] 曾成开、金长茂、王小波, 1986, 东海陆架区晚更新世海面变动与地层接触关系。国际地质对比计划第 200 号项目中国工作组, 中国海平面变化, 海洋出版社, 149—155 页。
- [7] 刘敏厚、吴世迎、王永吉等, 1987, 黄海晚第四纪沉积。海洋出版社, 285 页。
- [8] 赵希涛、耿秀山、张景文, 1979, 中国东部 20 000 年来的海平面变化。海洋学报, 第 1 卷, 第 2 期, 269—281 页。
- [9] 耿秀山等, 1979, 中国东部晚第四纪沉积与古地理。地质出版社, 66—67 页。
- [10] 冯应俊、王秀昌、沈浩杰, 1985, 东海大陆架生物残体分布与古环境。中国第四纪海岸线学术讨论会论文集。

- 214—220 页。
- [11] Chen M., Huang C., Lo L. and Wang L., 1992, Late Pleistocene Paleoceanography of the Kuroshio Current in the Arta Offshore Southeast Taiwan. *TAO.*, 3(1), 81—110.
- [12] Chen M. and Covey, M., 1983, Radiocarbon Dating of Piston Cored Sediments from the Taiwan Strait: Preliminary Results. *Acta Oceanography Taiwan*, 14, 9—15.
- [13] 吴标云、李从先(主编), 1987, 长江三角洲第四纪地质. 海洋出版社, 166 页。
- [14] Li Congxian, Chen Gang and Xu Guoqiang, 1987, Sea-Level Changes in Coastal Zones of China since Late Pleistocene. in: Qin Yunshan, Zhao Songling (eds.), Late Quaternary Sea-Level Changes, China Ocean Press, 97—108.
- [15] Wang Luejiang and Wang Pinxian, 1990, Late Quaternary Paleoceanography of South China Sea: Glacial-interglacial Contrasts in an Enclosed Basin. *Paleoceanography*, 5(1), 77—90.
- [16] Samodai, J., Thompson, P. and Chen C., 1986, Foraminiferal Analysis of South China Sea Core V36-08 with Paleoenvironmental Implication. Proceeding of Geological Society of China, Taipei, 29, 118—137.
- [17] 高良、阎军、薛胜吉, 1992, 南海西北陆架晚第四纪古海洋学研究. 南海晚第四纪古海洋学研究, 青岛海洋大学出版社, 96—107 页。
- [18] 葛知潜, 1992, 南海南部陆坡末次冰期以来的古水温及其与北部陆坡的比较. 同上, 青岛海洋大学出版社, 78—87 页。
- [19] Thunell, R. C., Miao Q., Calvert, S. E. and Pedersen, T. F., 1992, Glacial Holocene Biogenic Sedimentation Patterns in the South China Sea: Productivity Variations and Surface Water pCO<sub>2</sub>. *Paleoceanography*, 7(2), 143—162.
- [20] 李两全、涂霞、罗又郎、陈绍谋, 1992, 南海晚第四纪浮游有孔虫类群变化所表征的古海洋学特征. 热带海洋, 第 11 卷, 第 2 期, 62—69 页。
- [21] 阎军、Thompson, P. R., 1991, 冲绳海槽晚更新世以来古海洋学的研究. 海洋与湖沼, 第 22 卷, 第 3 期, 264—271 页。
- [22] Thompson, P. R., 1981, Planktonic Foraminifera in the Western North Pacific during the Past 150 000 Years: Comparison of Modern and Fossil Assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35, 241—279.
- [23] Emery, K. O., Niino, H. and Sullivan, B., 1971, Post-Pleistocene Levels of the East China Sea. in: Turekian, K. K. (ed.), Last Cenozoic Ages, Yale University Press, New Hawen, 381—390.
- [24] 秦蕴珊、赵一阳、陈丽蓉、赵松龄(主编), 1987, 东海地质. 科学出版社, 125—218 页。
- [25] 曾成开、朱永其、金长茂, 1980, 东海陆架外带贝壳滩形成环境的初步分析. 海洋实践, 第 1 期, 57—68 页。
- [26] 彭阜南、睦良仁、梁居廷、沈华梯, 1984, 关于东海晚更新世最低海平面的论据. 中国科学(B 辑), 第 6 期, 555—563 页。
- [27] 汪品先, 1990, 冰期时的中国海——研究现状与问题. 第四纪研究, 第 2 期, 111—124 页。
- [28] Wang Pinxian and Sun Xiangjun, 1994, Last Glacial Maximum in China: Comparison between Land and Sea. *Catena*, 23, 341—353.
- [29] 黄镇国、李平日、张仲英、宗永强, 1986, 华南晚更新世以来的海平面变化. 海洋出版社, 178—194 页。
- [30] 黄杏珍, 1982, 南海大陆架北部海绿石特征、形成与海岸线变化. 石油地质论文集, 甘肃人民出版社, 178—194 页。
- [31] 汪品先、王律江, 1992, 末次冰期时南海的表层海流与古水温. 南海晚第四纪古海洋学研究, 青岛海洋大学出版社, 56—65 页。
- [32] 汪品先、李荣凤, 1995, 末次冰期南海表层环流的数值模拟及其验证. 科学通报, 第 40 卷, 第 1 期, 51—53 页。



- [33] 汪品先、翦知湣、刘志伟, 1992, 南海晚第四纪的沉积速率。南海晚第四纪古海洋学研究, 青岛海洋大学出版社, 23—41 页。
- [34] 杨子赓, 1991, 中国东部陆架第四纪时期的演变及其环境效应。中国海陆第四纪对比研究, 科学出版社, 1—22 页。
- [35] 秦蕴珊、赵一阳、陈丽蓉、赵松龄, 1989, 黄海地质。海洋出版社, 289 页。
- [36] 秦蕴珊、赵松龄, 1991, 中国陆架沉积模式研究的新进展。中国海陆第四纪对比研究, 科学出版社, 23—39 页。
- [37] Gross, M. G., 1987, *Oceanography: A View of the Earth* (4th Edition). Prentice-Hall, 406.
- [38] 汪品先, 1995, 西太平洋边缘海对我国冰期干旱化影响的初步探讨。第四纪研究, 第 1 期, 32—42 页。
- [39] Lamb, H. H., 1972, *Climate: Present, Past and Future*. 1. Methuan and Co., London, 346—353.
- [40] 李克让(主编), 1993, 中国近海及西北太平洋气候。海洋出版社, 160—161 页。
- [41] An Zhisheng, Wu Xihao, Lu Yanchou, Zhang De'er, Sun Xiangjun, Dong Guangrong and Wang Sumin, 1991, Paleoenvironmental Changes of China during the Last 18 000 Years. in: Liu Tungsheng (ed.), *Quaternary Geology and Environment in China*, Science Press, 228—236.
- [42] 地图出版社编辑部, 1979, 中华人民共和国地图集(专题图)。地图出版社, 10 页。

## THE PALEOGEOGRAPHIC CONFIGURATION OF CHINA SEAS AND ITS CLIMATIC INFLUENCE DURING THE LAST GLACIAL MAXIMUM

Xie Chuanli

(Laboratory of Marine Geology, Tongji University)

(Petroleum University)

Jian Zhimin Zhao Quanhong Wang Pinxian

(Laboratory of Marine Geology, Tongji University)

### Abstract

Over one hundred sites with  $^{14}\text{C}$ -datings or oxygen isotope data have been collected to compile paleogeographic maps of the China Seas during the last glacial maximum (LGM) of 20 000—15 000 aB. P. A series of 3 draft maps (data map, paleogeographic map and paleoceanographic map) have been made, as a part of preliminary results from the IOC/WESTPAC paleogeographic mapping project. In this paper only the paleogeographic map is presented (Fig. 1), and it is compiled on the basis of a total of 123 sites, of which 101 are radiocarbon-dated and 22 are constrained by stable oxygen isotope data. Twenty-seven radiocarbon-dated sites and 15 stable oxygen isotope data sites are listed in Table 1 and Table 2 respectively.

The paleogeographic map at the last glacial maximum has revealed two major changes of the China Seas caused by the low sea-level stand:

(1) The exposure of vast continental shelves in a total area of about 1.55 million km<sup>2</sup>. During the LGM sea level was 130—160 m lower than the present level in the East China Sea (ECS), and 100—120 m lower in the South China Sea (SCS). The ECS was reduced into an elongated trough, the Okinawa Trough, with an area less than a third of its present combined size if the Bohai Gulf and the Yellow Sea are considered as its landward extension. The SCS became a semi-enclosed sac-shaped gulf connected with the Pacific mainly through the Bashi Strait, and its area was about one fifth smaller than it is now.

(2) The reorganization of surface circulations and remarkable decrease of sea surface temperature (SST). In the South China Sea the surface circulation pattern was clockwise in summer and counter-clockwise in winter, being radically different from the modern trans-basinal pattern. Due to the southern shift of the polar front in the North Pacific and the reorganization of the surface current system, the SST in the China Seas is estimated 3.5—6°C lower than at present, which is also remarkably lower than that in the adjacent open ocean at similar latitudes.

Both the reduction of sea area and the decline of SST must have caused a decrease in evaporation from the sea surface. On the basis of the difference between evaporation rates from sea and land, and the relationship between evaporation and SST, it is estimated that the total annual evaporation from the China Seas at the LGM might be by  $12 \times 10^{11}$ — $20 \times 10^{11}$  m<sup>3</sup>/a less than at present, or 1/5—1/3 of annual total precipitation in the whole of China now.

On the other hand, the exposure of shelves at the LGM must have increased the albedo from the surface and hence decreased the absorbed solar radiation. All these demonstrate the critical role played by the China Seas in the climate changes of China.

Within the glacial cycles, much more practical data and numerical modelling are required, before any quantitative estimation of marine factors in the climate evolution of China becomes possible.