

# 西太平洋边缘海 对我国冰期干旱化影响的初步探讨\*

汪品先

(同济大学海洋地质开放实验室)

**内容提要** 亚洲东部在冰期最为壮观的地理变化是边缘海大片浅海陆架的出露成陆。仅从我国到澳大利亚以北的三大浅海区,盛冰期成陆的面积便可达  $3.9 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。边缘海中的半封闭海,在冰期时发生海流改组,可以导致表层水温下降的异常。海区面积的减小和海水温度的下降,均导致蒸发量的降低。仅南海的估计,盛冰期水汽供应量便可减少  $800-1400 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{a}$ ,约相当现代我国年降水总量的  $1/8-1/4$ ,是我国陆地冰期气候干旱化的重大因素。

**主题词** 海陆相互作用 边缘海 冰期 干旱化 古海洋学

海陆相互作用是地球系统演变中的一个关键性环节。就气候而言,海洋既是陆地气候的制约因素,又为陆地气候变化提供连续记录。我国处于最大的大陆和最大的大洋之间,气候演变中海陆相互作用的意义更加突出。流量相当于一千条长江的黑潮暖流对我国现代气候举足轻重,其流经海域的前冬水温异常,可以预示我国东北夏季的低温冷害;南海北部冬季表层海水的异常低温,又与长江中下游次春的干旱相关<sup>[1]</sup>。至于冰期旋回中的沧海桑田和海水冷暖,其变化幅度远在现代过程之上,对于陆地气候影响之深远,也决非现代变化所能相比。因此,在探讨中国大陆冰期干旱气候的驱动机制时,海洋变化应是首先给予考虑的因素。本文拟对紧接大陆的西太平洋边缘海进行探讨,估算其对冰期气候的响应会对我国大陆干旱化带来多少影响。

## 一、边缘海对冰期旋回的响应

从亚洲大陆到澳大利亚东侧,北起白令海南抵塔斯曼海,连接分布着西太平洋一系列边缘海,总面积逾  $18 \times 10^6 \text{ km}^2$ ,相当于欧洲与非洲的总和。这些边缘海紧贴大陆或穿插在大陆和岛屿之间,构成联结大陆与大洋的过渡区,对于海陆相互作用最为敏感。除去离我国十分遥远的白令海、珊瑚海和塔斯曼海之外,对亚洲大陆关系最为密切的有鄂霍次克海、日本海、东海、黄海、渤海、南海,以及印度尼西亚与澳大利亚之间的一系列海,共计十二个(图1),其形态特征如表1所示。

这些边缘海的面积、形状、深度各不相同,而最影响它们对冰期旋回做出不同响应

作者简介:汪品先 男 57岁 教授、中国科学院院士 海洋微体古生物学与古海洋学专业

\* 国家自然科学基金资助项目。

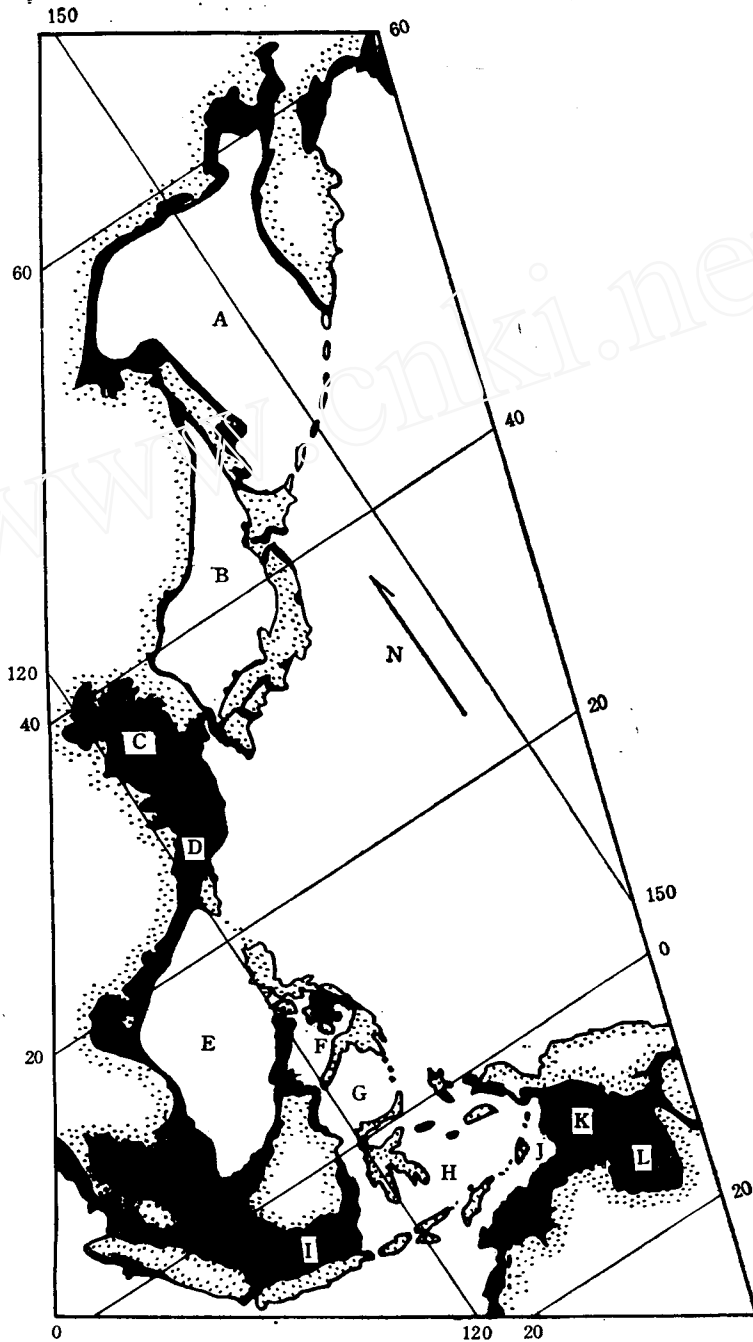


图 1 西太平洋边缘海在盛冰期时的古地理轮廓<sup>[2]</sup>

黑色示出露水面的浅海区

- A. 鄂霍次克海 B. 日本海 C. 黄、渤海 D. 东海 E. 南海 F. 苏禄海 G. 苏拉威西海
- H. 班达海 I. 爪哇海 J. 帝汶海 K. 阿拉富拉海 L. 卡彭塔里亚湾

的,是其断面的形态——海盆深度( $B$ ,即最大水深)、海槛深度( $S$ )以及两者的比( $S/B$ ) (图 2)。按照断面性质的不同,可以将边缘海分作三类: 1) 浅滩型边缘海,全部或绝大

表1 现代西太平洋边缘海的形态特征

类型	边缘海	面积* (km <sup>2</sup> )	平均水深 (m)	浅水区 (<200m) (%)	海盆深度 B (即最大水深) (m)	海槛深度 S (m)	S/B 值
边滩型	黄、渤海	457 000	40	100	140	140	1
	爪哇海	433 000	46	90	1 720	1 720	1
	阿拉富拉海	650 000		90	3 650	1 480	0.41
	卡彭塔里亚湾	511 000	39	100	69	~50	0.72
开放型	鄂霍次克海	1 583 000	777	41	3 374	~2 000	0.59
	东海	770 000	370	76	2 719	>2 000	0.74
	班达海	470 000	2 727	8	7 440	3 130	0.42
	帝汶海	450 000		~80	3 310	1 800	0.54
半封闭型	日本海	1 070 000	1 361	26	4 049	130	0.03
	南海	3 500 000	1 212	52	5 377	2 600	0.48
	苏禄海	260 000	1 570	34	5 580	420	0.08
	苏拉威西海	280 000	3 364	11	6 200	1 400	0.23

\* 所有地形数据取自 Fairbridge<sup>[15]</sup>、Горшков<sup>[16]</sup> 及 Torgersen 等<sup>[17]</sup>，由于来源不一，海区面积数据的计算可能稍有出入，表 2 同。

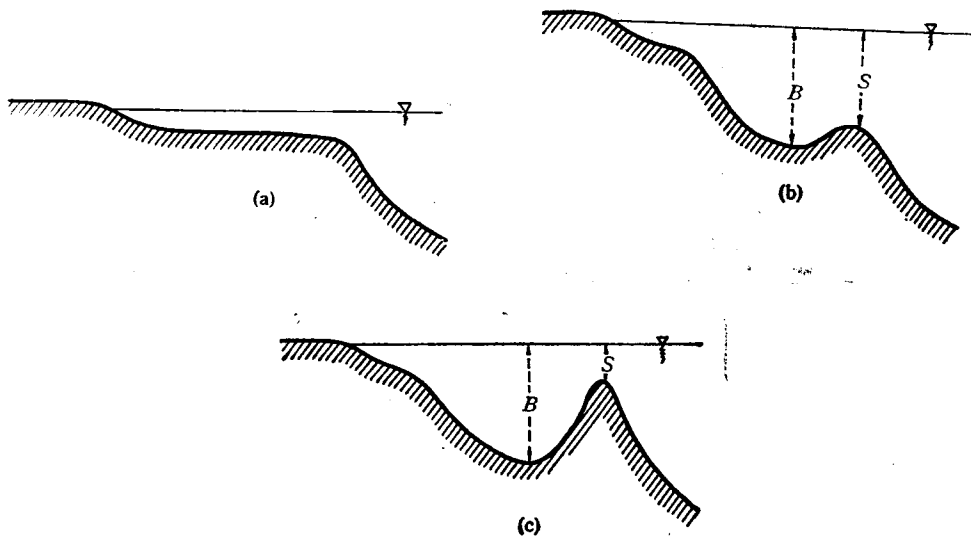


图2 三类边缘海的剖面示意图  
(a) 浅滩型 (b) 开放型 (c) 半封闭型  
B. 海盆深度 S. 海槛深度

部分为浅水区，系冰后期海侵淹没的平原，如黄、渤海，爪哇海，阿拉富拉海和卡彭塔里亚湾(见图 1 C、I、K、L)；2) 开放型边缘海，海盆深度较大而海槛深度与之相近，即  $S/B$  值较高，与大洋的联通并无有效的地形阻挡，如鄂霍次克海、东海、班达海、帝汶海等(见图 1 A、D、H、J)；3) 半封闭型边缘海，海盆深而海槛较浅， $S/B$  值偏低，海面下降时与大洋联系受阻，如日本海、南海、苏禄海、苏拉威西海(见图 1 B、E、F、G)。

西太平洋三类边缘海对于冰期旋回的响应形式不同: 浅滩型边缘海在冰期低海面时全部或几乎全部出露水面成为陆地; 半封闭型边缘海的轮廓在低海面时有巨大变化, 严重限制了其与大洋的联系, 导致海流格局的改组; 而开放型边缘海受冰期旋回的影响较小, 仍然保持与大洋的正常联系<sup>[2]</sup>。

## 二、冰期陆架大面积出露

第四纪冰期旋回中, 巨型大陆冰盖的出现和消融, 是北美和欧洲最大规模的地理变化, 如劳伦泰德冰盖厚达三千米, 地占半个北美洲; 而东亚北部降水量少, 并未出现如此规模的巨大冰盖。冰期旋回中东亚地区最为显著的地理变化在于海陆变迁: 随着冰期洋面的下降, 西太平洋边缘海大面积的浅水陆架出露水面, 我国东部海岸线可以外推千余公里, 中国海面积减少约 1/3, 不可避免地给我国季风气候带来重大影响<sup>[3,4]</sup>。

西太平洋边缘海冰期时浅水成陆带来的环境变化, 是多年来第四纪研究的重要课题。南海西南和班达海的巽他河水系<sup>[2]</sup>, 黄海海底的古河道<sup>[5,6]</sup> 以致风沙沉积<sup>[7]</sup>, 卡彭塔里亚湾的古湖泊<sup>[8]</sup>, 都是冰期陆架沧桑变化的实例。然而为了具体评价冰期陆架出露所导致的古地理变化, 还需有海面下降幅度的定量数据。资料表明, 末次冰期时鄂霍次克海北岸和西北岸海面下降 90—100m<sup>[9]</sup>, 日本海海面下降值有 80—120m 的不同数值<sup>[10-12]</sup>。东海和南海分别为 130—150m 和 100—120m<sup>[2]</sup>。至于印度尼西亚一带的边缘海, 由于新构造运动强烈, 冰期以来的相对海平面变化十分复杂。如印度尼西亚东部和马来西亚 18 000 年以来海岸共上升 81—162m 之多, 婆罗洲东北沙巴 19 000a.B.P. 的古海岸线竟已抬升到现代海平面以上 2m<sup>[13]</sup>。由于大地水准面和均衡作用等因素, 冰期旋回中不可能有全球一律的海平面升降曲线; 新构造运动的叠加, 又使得冰期海平面的下降幅度和古海岸线的位置更难确定。尽管如此, 西太平洋边缘海在全球海平面变化不同形式的六大区域中属于同一区<sup>[4]</sup>, 冰期海面下降幅度具有很大相似性, 而上述新构造活动强烈区又均具有高坡角的陡峻海岸, 100 米上下的海面升降在平面图上造成的岸线位移幅度不大, 在本文所做的大尺度讨论中可以忽略不计。因此, 对于缺乏冰期海平面下降数据的海区一律暂取 -100m 作古海岸线, 据此做出的盛冰期海区轮廓图如图 1 所示。

从图 1 可见, 出露面积最大的浅水区有三大片: 1) 包括黄、渤海在内的东海陆架; 2) 南海南部至爪哇海的巽他陆架(即“亚洲大浅滩”); 3) 印度尼西亚到澳大利亚之间的萨呼尔陆架(即“澳大利亚大浅滩”)<sup>[14]</sup>。三者合计面积约  $3.9 \times 10^6 \text{km}^2$  (表 2), 相当于整个印度次大陆, 包括巴基斯坦和孟加拉在内。陆架面积并不等于出露面积, 但与之相近; 因而上面的推算并不确切, 但确实反映了冰期东亚地区最为壮观的地理变迁, 也必然意味

表 2 冰期西太平洋边缘海出露水面的三大浅海区

浅海区	组成	面积 (km <sup>2</sup> )
东海陆架	东海陆架、黄海、渤海	850 000
巽他陆架(亚洲大浅滩)	南海南部含暹罗湾、班达海	1 800 000
萨呼尔陆架(澳大利亚浅滩)	帝汶海、阿拉富拉海、卡彭塔里亚湾	1 230 000

着对陆地气候的重大影响。

### 三、冰期表层水的大幅度降温

西太平洋边缘海的浅水区,对冰期的响应是出露成陆,而深水区的响应,除去目前尚不够清楚的深层水团变迁外,主要表现在表层水温度、盐度和环流的变化,这种变化在半封闭型边缘海最为突出。

整个西太平洋冰期时的洋流格局、水温布局都与现代不同。末次冰期时北太平洋极锋南移约 10 个纬度<sup>[17]</sup>。黑潮与亲潮的交汇南移至日本本州以南<sup>[18]</sup>。温带水团直通巴士

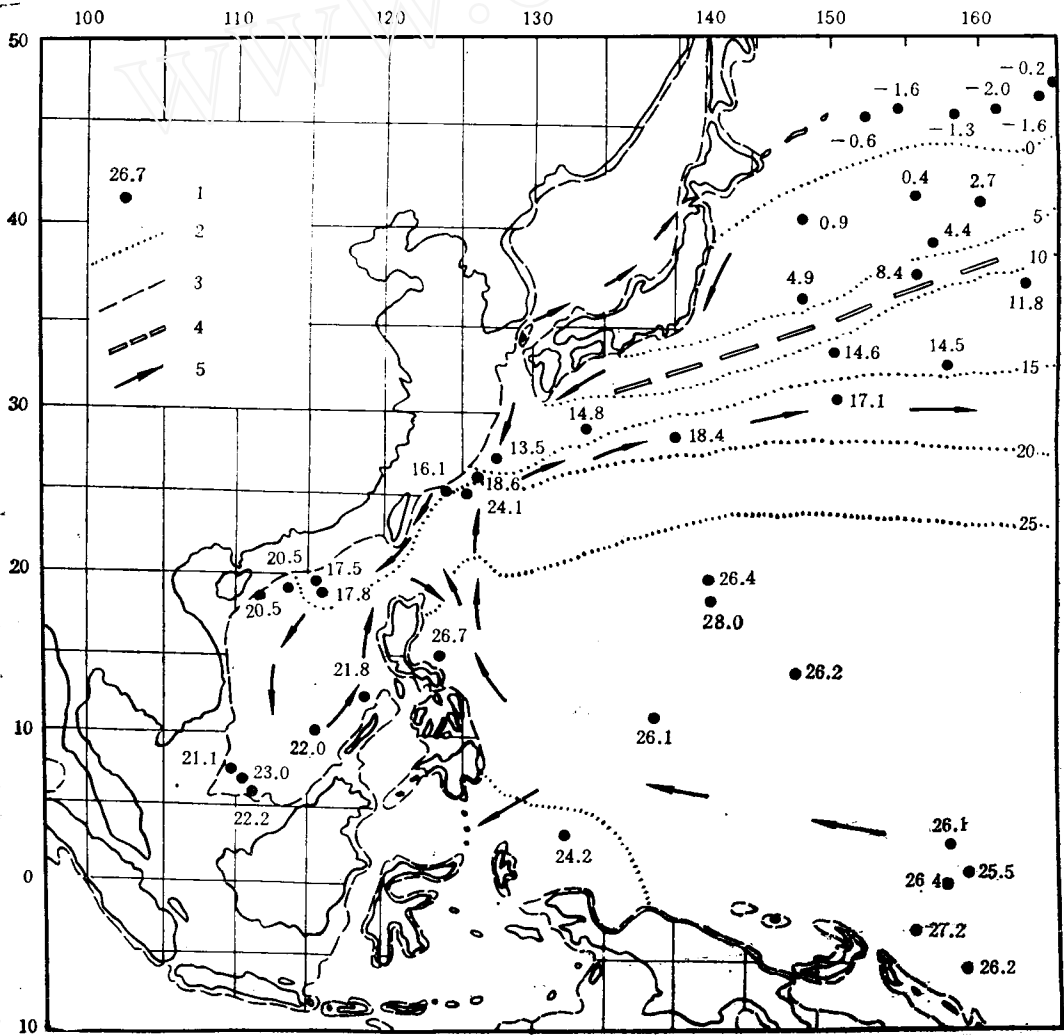


图3 西太平洋及其边缘海区盛冰期时表层海水冬季温度场

(古温度数据来自文献<sup>[17,19,24]</sup>及新资料)

1. 表层水温(°C) 2. 等温线(°C) 3. 古岸线 4. 极锋 5. 洋流

海峡<sup>[19]</sup>,中、高纬度的海面温度明显低于间冰期。而在半封闭型边缘海,不仅这种降温的效应得到放大,还可以有盐度和底层水含氧量的变化,使冰期的信号大为加强。半封闭海盆联通大洋的水域越窄,周围浅水区所占比例越高,海槛相对海盆的深度相差越大(即  $S/B$  值越小),这种放大效应也就越强。日本海、南海和苏禄海,是半封闭边缘海中资料较多的三个。从  $S/B$  值看,日本海最低(0.03),苏禄海次之(0.08),南海最高(0.48)(见表 1)。果然,日本海在 27 000—20 000aB. P. 时形成暗绿色纹层状泥,不含底栖有孔虫,不见生物扰动,说明海底严重缺氧<sup>[20]</sup>;浮游有孔壳体  $\delta^{18}\text{O}$  值偏轻,反映表层水盐度减低 4—5‰<sup>[21]</sup>,可见正是日本海几乎封闭导致表层水淡化和水柱分层,使水底缺氧<sup>[2]</sup>。苏禄海的冰期浮游有孔虫群组成及其  $\delta^{18}\text{O}$  值均指示表层水盐度有所下降;但无论冰期、间冰期沉积物均有生物扰动,只是冰期低氧性底栖有孔虫比例较高,沉积物中有机碳含量增多,反映底层水含氧量偏低<sup>[22]</sup>,南海在盛冰期时只以巴士海峡与太平洋相通,但因海槛深度现为 2 600m,封闭程度不及日本海及苏禄海。从沉积物判断,南海冰期时生产力偏高,但底层水含氧量和表层水含盐度是否降低,都有待进一步查明;确定无疑的是冰期表层水的异常降温和表层环流的改组<sup>[23]</sup>。

冰期南海表层环流的数值模拟表明:现代由季风造成的穿越盆地的双向海流(夏季由西南流向东北,冬季由东北流向西南),在冰期时变为夏季顺时针、冬季逆时针运行的半封闭式环流<sup>1)</sup>。在西南,因通道切断使印度洋热带暖水停止注入南海;在东北,北太平洋极锋南移使温带水得以进入巴士海峡,遂使南海表层水温下降。用浮游有孔虫古生态转换函数求得的表层水温证实了这种推断:南海北部冰期与间冰期的冬季温差可高达 6.8—9.3℃<sup>[2]</sup>,远远超过太平洋同纬度区,据 Thompson<sup>[17]</sup> 研究为 2—3℃。在末次盛冰期西太平洋区冬季表层水温分布图(图 3)上可以看出,南海是同纬度带的低温海区。有趣的是冰期南海冬、夏温度场格局的差异:冬季温度南高北低,相差 5.5℃,而东西差别不大;夏季却是西高东低,东西差 2.8℃,而南北区别微弱。这种差异恰好反映了巴士海峡进入南海相对低温的表层水,冬季随逆时针环流西行、夏季随顺时针环流南行的特征<sup>1)</sup>。这种边缘海对冰期环境变化的“放大效应”,与浅水区出露成陆一样,会对陆地气候产生影响。

#### 四、冰期蒸发量减少与陆地干旱化

如上所述,西太平洋边缘海在冰期时浅水区出露水面、深水区改变环流,导致一些海区出现表层水的异常低温。所有这些,都会降低海面蒸发量,加强陆地干旱化。

海洋是大气中水汽的主要供应者和调节者。大气中的水分,5/6 来自海洋。将大气层中全部水汽凝结成水,只有 0.025m 厚,而海洋的水层平均厚达 4 000m<sup>[25]</sup>,相差五个量级,海洋对大气水分的控制不言而喻。总的说来,海洋的蒸发量大于降水量,陆地的降水量大于蒸发量。但具体数值因地而异。在缺乏本区具体数据时,不妨先用全球平均值进行估算。不过全球海、陆蒸发量的平均值及其差异,文献中的估算值颇有出入。按表 3 所列的全球平均值,陆地年蒸发量 47cm,海洋 97cm<sup>[26]</sup>,相差 50cm;也有的估算值是陆地

1) 汪品先、李荣凤,1994,冰期南海表层环流的数值模拟及其验证。

平均每年 50.4cm, 海洋 84.2cm, 相差 33.8cm/a<sup>[27]</sup>。前面说过, 盛冰期时西太平洋边缘海仅三大浅海区出露成陆的面积便达  $3.9 \times 10^6 \text{km}^2$ , 如取高值 (由海成陆平均减少蒸发量 50cm/a) 计算, 这些海区应每年减少蒸发量  $1950 \times 10^9 \text{m}^3/\text{a}$ ; 如取低值 (33.8cm/a), 则应减少  $1318 \times 10^9 \text{m}^3/\text{a}$ , 这也已经接近我国河流全年总排水量 ( $2710 \times 10^9 \text{m}^3$ ) 的一半。

表 3 现代海、陆平均蒸发量、降水量的差别

(据[26]修改)

地区	降水量		蒸发量	
	总量 ( $10^3 \text{km}^3/\text{a}$ )	平均 (cm/a)	总量 ( $10^3 \text{km}^3/\text{a}$ )	平均 (cm/a)
全球	420	82	420	82
大洋	320	88	350	97
大陆	100	67	70	47
洋陆差值		21		50

当然, 作上述估算决不是说西太平洋边缘海蒸发的水汽只是供应东亚陆地, 更不是全部输送我国; 但即便如此概略的估算, 便已足以表明冰期洋面下降给西太平洋边缘海区带来如何重大的气候效应。

边缘海冰期时表层水的低温异常, 是影响蒸发量的又一重要因素。单位时间内海面的蒸发量取决于表面的温度、空气中的湿度梯度以及风速。空气中水汽的饱和度随温度而上升, 因而温度的低值意味着水汽的减少。假如海面气温从  $30^\circ\text{C}$  降到  $25^\circ\text{C}$ , 空气中的蒸汽压就从 42.5mb 降到 31.7mb, 减少 10.8mb<sup>[27]</sup>。据 Lamb 估算, 冰期时热带太平洋水温较今水温低  $2^\circ\text{C}$ , 蒸发量相应降低 10%; 热带大西洋较今低  $5^\circ\text{C}$ , 蒸发量就会下降 25% 之多<sup>[27]</sup>。

与现代相比, 盛冰期时南海北部表层水温冬季下降约  $2.7\text{—}5.9^\circ\text{C}$ , 夏季下降约  $1.1\text{—}2.2^\circ\text{C}$ ; 南部冬季下降  $3.8\text{—}4.5^\circ\text{C}$ , 夏季下降  $0.9\text{—}3.0^\circ\text{C}$  (表 4)。大体可以说, 南海表层水温冰期时较今低约  $2\text{—}5^\circ\text{C}$ 。如按 Lamb<sup>[27]</sup> 的比值推算, 盛冰期南海 (指仍为海水覆盖的较深水区) 的蒸发量下降值应在 10—25% 之间。

这样, 就有可能推算出南海在盛冰期时蒸发量减少的总量。南海浅水区约占  $180 \times$

表 4 南海若干站位冰期与代表层水温比较

站位	柱状样	位置	水深 (m)	冬季水温 ( $^\circ\text{C}$ )			夏季水温 ( $^\circ\text{C}$ )		
				盛冰期	现代	差值	盛冰期*	现代	差值
南海北部	V36-3 <sup>[19]</sup>	$19^\circ00.5' \text{N}, 116^\circ05.6' \text{E}$	2809	17.8	23.7	5.9	26.6	28.8	2.2
	V36-5 <sup>[19]</sup>	$19^\circ26.0' \text{N}, 115^\circ54.5' \text{E}$	2332	17.5	23.2	5.7	26.6	28.8	2.2
	SO49-8KL <sup>[19]</sup>	$19^\circ11.0' \text{N}, 114^\circ12.0' \text{E}$	1040	20.5	23.2	2.7	27.9	29.0	1.1
南海南部	RC12-350 <sup>[28]</sup>	$6^\circ32.5' \text{N}, 111^\circ13' \text{E}$	1950	22.2	26.7	4.5	28.0	28.9	0.9
	NS86-43 <sup>[29]</sup>	$7^\circ02' \text{N}, 110^\circ24' \text{E}$	1763	23.0	26.8	3.8	27.5	28.9	1.4
	NS80-11 <sup>[29]</sup>	$9^\circ56' \text{N}, 115^\circ37' \text{E}$	880	22.0	26.4	4.4	25.3	28.3	3.0

\* 冰期水温用浮游有孔虫转换函数法求得。

$10^4\text{km}^2$ , 因出露成陆而减少的蒸发量应在每年大约  $600 \times 10^9\text{m}^3$  (按减少  $33.8\text{cm/a}$  计) 到  $900 \times 10^9\text{m}^3$  (按减少  $50\text{cm/a}$  计) 之数; 较深水区 (盛冰期不出露水面) 约占  $170 \times 10^4\text{km}^2$ , 因水温下降而减少蒸发量  $10\text{--}25\%$ , 现在南海蒸发量约在每年  $100\text{--}150\text{cm}$  (据全球蒸发量分布图<sup>[23]</sup>所示) 之间, 若以  $120\text{cm/a}$  计, 则蒸发速率应降低  $12\text{--}30\text{cm/a}$ , 每年蒸发总量减少约  $200 \times 10^9\text{m}^3\text{--}500 \times 10^9\text{m}^3$ 。两项相加, 南海盛冰期蒸发量总共减少约  $800 \times 10^9\text{m}^3\text{--}1400 \times 10^9\text{m}^3$  (表 5)。

表 5 南海盛冰期蒸发量减少的估算

分 区	面积 ( $10^4\text{km}^2$ )	蒸发速率下降值 ( $\text{cm/a}$ )	蒸发总量减少值 $10^9\text{m}^3/\text{a}$
浅水区	约 180	33.8—50	约 600—900
较深水区	约 170	12—30	约 200—500
合 计	350		约 800—1400

现在我国年降水量总量平均为  $6190 \times 10^9\text{m}^3$ , 年河川径流总量平均  $2170 \times 10^9\text{m}^3$ <sup>1)</sup>。可见, 仅南海一个海区盛冰期时蒸发量的减少值, 便可相当全国降水总量的  $1/8$  至  $1/4$  以上, 或全国河川排水总量的  $3/10$  至  $1/2$  左右, 足见其影响之大。根据气象学家的研究, 现代亚洲东南部大气中水汽含量的最高值位于南海和孟加拉湾上空, 该两区也是我国季风雨的主要水汽来源<sup>[30]</sup>。南海冰期蒸发量有如此大幅度的下降, 不能不使我国陆地气候的干旱化程度大为加剧。

## 五、并非结束语

以上讨论表明:

1. 盛冰期时西太平洋边缘海有大面积浅水陆架出露, 仅从我国至澳大利亚以北的三大浅海区便可增加陆地面积约  $3.9 \times 10^6\text{km}^2$ ;
2. 半封闭型边缘海在冰期时可以发生海流改组, 造成表层水温异常, 与现代相比, 南海冬季水温平均下降  $5^\circ\text{C}$  左右, 夏季水温平均下降  $2^\circ\text{C}$  左右, 形成同纬度带的低温区;
3. 以上两种变化都使西太平洋边缘海的水汽供应量减少, 仅南海供应的水分便可减少  $800\text{--}1400 \times 10^9\text{m}^3/\text{a}$ , 约相当我国年降水总量的  $1/8\text{--}1/4$  以上。

当然, 这种估算极其粗略, 只是想通过数量级的比较, 指出边缘海在冰期气候演变中的重要性。因此, 以上数字与其说是探讨的结论, 不如说是探讨的开始、问题的提出。

西太平洋边缘海对于冰期干旱化的影响, 实质上是季风演变的海洋因素问题。这方面印度洋已有不少工作, 包括高分辨率地层记录中  $13000\text{aB.P.}$  时海面上升、波斯湾海侵开始, 导致阿拉伯海降尘突然减少的事件<sup>[31]</sup>。东亚季风比南亚季风复杂, 西太平洋边缘海和浅水陆架远比印度洋发育, 但是对于季风演变中的海洋因素却很少研究, 以致对东亚季风冰期旋回中变化出现不少误解。

海水蒸发量的估算, 还远不等于陆地干旱化的估算。海水温度与陆地降水相关, 但其

1) 陈家琦, 1991, 气候变化对中国水资源的影响。气候变化与环境问题全国学术讨论会论文汇编, 159 页。



中的关系相当复杂。太平洋表层水温影响亚洲季风,然而今天当水温正异常出现在热带西太平洋时,东亚夏季风减弱;出现在中纬度区时,东亚夏季风增强<sup>[32,33]</sup>。大西洋表层水温布局与西非干旱气候密切相关,但是几内亚上空的湿度,干旱年反而比非干旱年高<sup>[34]</sup>。现代的例子时间尺度短,并不见得适用于冰期旋回长期变化的讨论,但是海气相互作用的复杂性可见一斑。其实边缘海对陆地气候的影响应当通过海气耦合的气候模式加以研究。可是由于海洋过程和大气过程在时间尺度上的差异,现代海气耦合模式的建立至今仍是大气科学的难题<sup>[35]</sup>,在古气候研究中自然更难实现。

在研究冰期古季风时,目前一般采用的是 GCM 数值模拟<sup>[36]</sup>,上述海陆变迁和水温变化对于大气的影 响,都可以通过模拟进行计算。问题在于 GCM 古气候模拟采用的网格过于粗犷,难以反映边缘海的具体变化。因此,取得更多的数据资料,特别是水汽通量和输送途径的资料,采用能量平衡模拟(EBM)之类的方法做进一步的模拟和计算,是本文完成后下一步的任务。

总之,本文的用意在于提出问题,而绝无做任何定量甚至半定量结论的奢望。如果能够引起同行,尤其是大气科学界同行的注意,从而提出批评、给予帮助,一起来揭示边缘海对陆地干旱气候演变的制约关系,就达到了本文的目的。

致谢 本文是作者试图学习大气科学基础知识探讨古环境问题的习作,谨向热情赐教的各位大气科学家深表谢意。承李保华同学提供冲绳海槽古温度值,吴梅英女士协助图件和文稿的准备,在此一并致谢。

### 参 考 文 献

- [1] 梁建茵、林元弼,1992,南海海温异常对七月份中国气候的影响及数值试验。热带气象,第8卷,第2期,134—141页。
- [2] 汪品先,1992,西太平洋边缘海末次冰期古海洋学的比较研究。南海晚第四纪古海洋学研究,青岛海洋大学出版社,308—321页。
- [3] 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。
- [4] 安芷生、吴锡浩、汪品先、王苏民、董光荣、孙湘君、张德二、卢滨涛、郑绍华、赵松龄,1991,最近130ka中国的古季风——II.古季风记录。中国科学(B辑),第10期,1076—1081页。
- [5] 秦蕴珊、李凡、唐宝珏、米里曼,1986,南黄海西部埋藏古河系。科学通报,第24期,1887—1890页。
- [6] Chang Soon-Keun and Cheong Hae-Kyung,1987, A Study on Holocene Paleoenvironments of the Middle Eastern Yellow Sea (朝鲜文). Korean Ocean Research and Development Institute Seoul, 147.
- [7] 秦蕴珊、赵松龄,1992,陆架第四纪地质研究。中国海洋科学研究及开发,青岛出版社,195—202页。
- [8] Torgersen, T., Hutchinson, M. F., Searle, D. E. and Nix, H. A., 1983, General Bathymetry of the Gulf of Carpentaria and the Quaternary Physiography of Lake Carpentaria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **41**, 207—225.
- [9] Астахов, А. С., 1986, Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток, АН СССР, 1—139.
- [10] 大岛和雄,1990,第四纪后期の海峡形成史。第四纪研究(日本),第29卷,第3期,193—208页。
- [11] 藤井昭二,1990,日本海沿岸の更新世以降の古環境の変遷。同上,第29卷,第3期,173—182页。
- [12] Марков, Ю. Д., 1983, Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Владивосток, АН СССР, 1—126.
- [13] Tjia, H. D., Fujii, S., Kigoshi, K., Sugimuraand, A. and Zakaria, T., 1972, Radiocarbon Dates of Elevated Shorelines, Indonesia and Malaysia, Part 1. *Quaternary Research*, **2**, 487—495.
- [14] Clark, J. A. and Lingle, S., 1979, Predicted Relative Sea-level Changes (18 000y B. P. to Present) Caused by Late-Glacial Retreat of the Antarctic Ice Sheet. *ibid.*, **11**, 279—298.
- [15] Fairbridge, R. W. (ed.), 1966, *Encyclopedia of Oceanography*. Dowden, Hutchinson & Ross,

1—1 021.

- [16] Горшков, С. Г. (ред.), 1974, Атлас Океанов. Тихий океан. Москва, 1—302.
- [17] 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.
- [18] Chinzei, K., Fujioka, K., Kitazato, H., Koizumi, I., Oba, M., Okada, H., Sakai, T. and Tanimura, Y., 1987, Postglacial Environmental Change of the Pacific Ocean off the Coasts of Central Japan. *Marine Micropaleontology*, **11**, 273—291.
- [19] Wang Luejiang and Wang Pinxian, 1990, Late Quaternary Paleooceanography of the South China Sea: Glacial/Interglacial Contrasts in an Enclosed Basin. *Paleoceanography*, **5**, 77—90.
- [20] 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. *ibid.*, **6**, 499—518.
- [21] Горбаренко, С. А., 1987, Изотопно-кислород стратификация позднплейстцене-голоценовых осадков Японского моря и его палеоокеанологические особенности. *Тихоокеанская Геология*, **2**, 7—12.
- [22] Vollbrecht, R. and Kudrass, H. R., 1990, Geological Results of a Pre-site Survey for ODP Drill Sites in the Sulu Basin. ODP Proceedings, Initial Reports, **124**, 105—111.
- [23] 业治谔、汪品先, 1992, 南海晚第四纪古海洋学研究. 青岛海洋大学出版社, 324页.
- [24] Moore, T. C., Jr., Burckle, L. H., Geitzenaure, K., Luz, B., Molina-Cruz, A., Robertson, J. H., Sachs, H., Sancetta, C., Thiede, J., Thompson, P. and Wencam, C., 1980, The Reconstruction of Sea Surface Temperature in the Pacific Ocean of 18 000 y B. P. *Marine Micropaleontology*, **5**, 215—247.
- [25] Peixoto, J. P. and Oort, A. H., 1984, Physics of Climate. *Review of Modern Physics*, **56**(3), 365—429.
- [26] Gross, M. G., 1987, Oceanography: A View of the Earth (4th edition). Prentice-Hall, 406.
- [27] Lamb, H. H., 1972, Climate: Present, Past and Future, Vol. 1. Methuan & Co., London, 346—353.
- [28] 魏知潜, 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. 南海晚第四纪古海洋学研究, 青岛海洋大学出版社, 78—87页.
- [29] 李两全、涂震、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.
- [30] Ding Yihui, 1992, Moisture and Water Vapour Budget in the Monsoon Region. Studies of Asian Monsoon in Japan and China, Meteorological Research Institute, Ibaraki Japan, 350—364.
- [31] Clemens, S. and Sirocko, F., 1992, Response of the Indian Ocean Monsoon to Oceanic, Atmospheric, and Global Ice-Volume Conditions over Orbital and Secular Time-Scale. Abstracts, Fourth International Conference on Paleooceanography, Kiel, 86.
- [32] Barnett, T. P., Dumenil, L., Schlese, U., Roeckner, E. and Latif, M., 1991, The Asian Snow Cover-Monsoon-ENSO Connection. Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies: Scientific Basis and Societal Impact, Cambridge University Press, 101—225.
- [33] Ni Yunqi and Qian Yongfu, 1991, The Effects of Sea Surface Temperature Anomalies over the Mid-Latitude Western Pacific on the Asian Summer Monsoon. *Acta Meteorologica Sinica*, **5**, 28—39.
- [34] Blumenthal, M. B., 1990, Effects on West African Air Humidity on Atlantic Sea Surface Temperature. Greenhouse Effect, Sea Level and Drought, Klumer, 21—40.
- [35] 叶笃正、曾庆存、郭裕福(主编), 1991, 当代气候. 气象出版社, 211—236页.
- [36] Prell, W. L. and Kutzbach, J. E., 1987, Monsoon Variability over the Past 150 000 Years. *Journal of Geophysical Research*, **92**(D7), 8 411—8 452.

## THE ROLE OF WEST PACIFIC MARGINAL SEAS IN GLACIAL ARIDIFICATION OF CHINA: A PRELIMINARY STUDY

Wang Pinxian

(Laboratory of Marine Geology, Tongji University)

### Abstract

The most conspicuous geographic change in East Asia at the glaciation was the emergence of vast shelf areas of the West Pacific marginal seas, giving rise to remarkable alteration in sea configurations and to reduction in sea area. Only the three major shelves between north China and north Australia (East China Sea Shelf, Sunda Shelf, and Sahul Shelf) amount to 3 900 000km<sup>2</sup>, comparable in size to the Indian Subcontinent. As the evaporation from sea is much higher than from land (the world average difference being 33.8cm/a or 50cm/a according to various estimations), the increase of the land area at the expense of the sea must have caused a reduction of total annual evaporation from the 3 shelves by 1 318 or 1 950 milliard m<sup>3</sup> of water.

Meanwhile, the reorganization of surface circulation in marginal seas of enclosed basin type at the glacial time was partly responsible for the abnormally low sea surface temperature (SST) there, demonstrating the "amplifying effect" of marginal seas to glacial cycles. The lowered SST could again decrease the evaporation from the sea. Thus, a 2°C decrease in temperature in the glacial tropical Pacific corresponded to 10% reduction in evaporation, a 5°C decrease in temperature in the glacial tropical Atlantic—to 25% reduction in evaporation (Lamb, 1978). For the South China Sea where the glacial SST was at least 2—5°C lower than the present, the evaporation rate must have been 10—25% lower at the glaciation.

Taking into account the evaporation reduction resulted both from the exposure of shelf and the SST cooling in the deeper-water part, the decrease of annual total amount of water evaporated from the South China Sea during the last glacial maximum should be some 800 to 1 400 milliard m<sup>3</sup>, or 1/8—1/4 of annual total precipitation in the whole of China now.

All the above rough estimations convincingly show the critical role marginal seas in the intensified arid climate in China during glaciation. Much more data and numerical modeling, however, are required for even a semi-quantitative analysis of climate role of marginal seas.