

中国东部近 20,000 年来的气候 波动与海面升降运动

杨怀仁 谢志仁

(南京大学)

在地球历史上,发生过气候的多次剧烈波动。与此同时,全球海面也曾经历过频繁的升降运动。引致海面升降的原因十分复杂,主要为气候波动、地壳运动及大地水准面变形。气候波动直接影响全球水循环过程,从而控制着海洋中海水量的变化,因此是全球海面升降的关键。气候波动和海面升降运动具有不同的时间尺度及多旋回性。我们固然要研究幅度达数十米乃至百米以上的由冰期旋回引起的海面变化,但是与人类关系更为密切的则是迭加在这种大尺度变化上的,幅度为几米乃至几十厘米的变化。正因为如此,最近两万年海面变化的研究以及与之密切相关的面变化趋势的预测研究近年来日益受到了人们的关注。

特有的地理因素决定了我国东部是为全球气候波动和海面升降运动研究的重要场所,这一地区的沉积地层、地貌形态以及丰富的考古资料和历史文献资料中包含着有关气候、海面变化的大量信息,发掘、整理这些信息具有深远的意义。本文汇集了作者近年来在这方面研究的部分成果,主要探讨了从盛冰期最低海面至今不同时段内的各种小尺度的气候、海面变化过程及其相互关系。

一、气候波动与海面升降的频率和幅度

距今一万八千年前是最近一次冰期中气候最为严寒,冰流最为发展和海面降低最甚的时代,称为盛冰期。盛冰期以来海面升降运动的幅度、速度和频率,是近年来国际上十分关注的问题,但是目前尚未获得一致的结论。A. L. Bloom 认为距今一万到七千年前世界海面上升速率为 10 mm/a , 而距今七千年以来为 $1-2 \text{ mm/a}^{[10]}$; R. F. Flint 认为距今一万到九千年前海面上升速率为 8 mm/a , 而距今三千年以来为 $0.35 \text{ mm/a}^{[13]}$, 而 P. D. Komar 则认为距今一万到七千年前海面上升速率为 8 mm/a , 距今七千年来为 1.4 mm/a , 距今四千到二千年前海面接近今日^[15]。以上数字常为世界有关科学家所引用,但是这些数字仅能表示变化的大致趋势,不能表示各时段波动的频率和正负运动的交替,与全新世的气候变化曲线之间也缺少紧密的联系。

通过对我国东部沿海地区四百多个钻孔、四百五十多个考古点及其它有关资料的整理分析,我们提出并运用“海面遗迹峰值”、“微体分析成果多孔多点研究”、“最低居住面”、“最低居住密度”、“文化层堆积间断”等项概念及相应的研究方法,获得了一些重点研究地

区的海面相对变化曲线(图 1, 2)。然后,对这些海面相对变化曲线中所包含的地面升降量,分别从均衡运动、构造运动和压实作用三方面进行了校正计算和验算。在此基础上进一步获得了我国东部近两万年来海面绝对变化曲线(图 3),初步恢复了这一时期我国东部海面升降运动的历史。

从图 3 所示的海面曲线和海面变化的平均速度值可以看出:距今 2 万—1.5 万年前是海面处于最低位置的时期,海面的最低值可能出现在距今 1.8 万年。1.8—1.5 万年间海面平均上升速度约为 3.3 mm/a 。距今 1.5—1.05 万年前是海面急剧升降与迅猛上升的时期,这一时期海面的平均上升速度是 18.2 mm/a ,我们称之为“晚冰期海面高速上升期”。

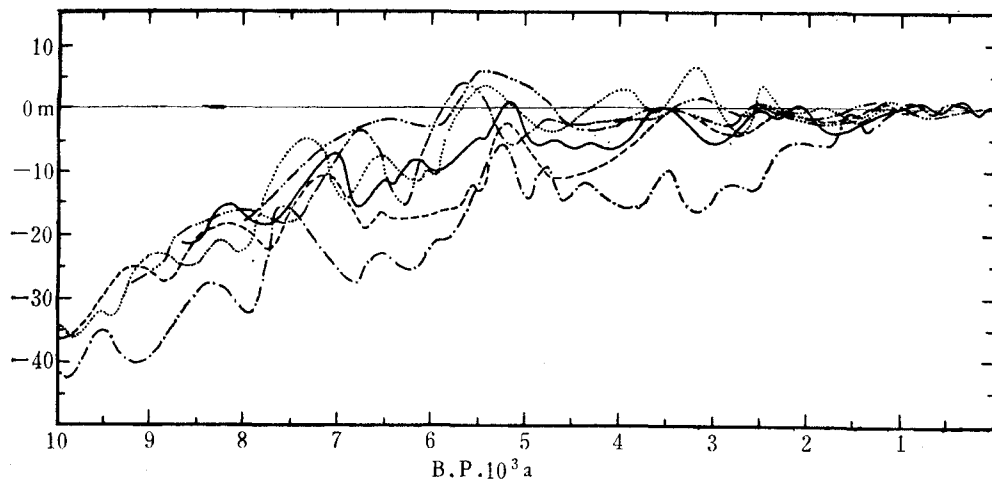


图 1 海面相对变化曲线比较图

— 苏北滨海平原(灌河口以北); - - - - 苏北滨海平原(灌河口以南);
 - · - · - 长江三角洲平原(南通以东); - - - - - 太湖湖沼平原(西部);
 - - - - - 杭州湾北岸滨海平原(南部); ······ 杭州湾南岸滨海平原(东部)。

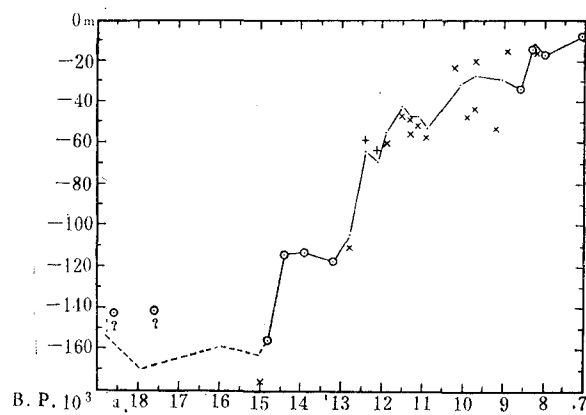


图 2 东海陆架区海面相对变化曲线图

(样品点数据取自近年发表的资料,部分样品点的数据根据国家海洋局第二研究所等单位的未发表资料)

○——滨岸样; ×——浅海样; +——陆相样; ·——修正点。

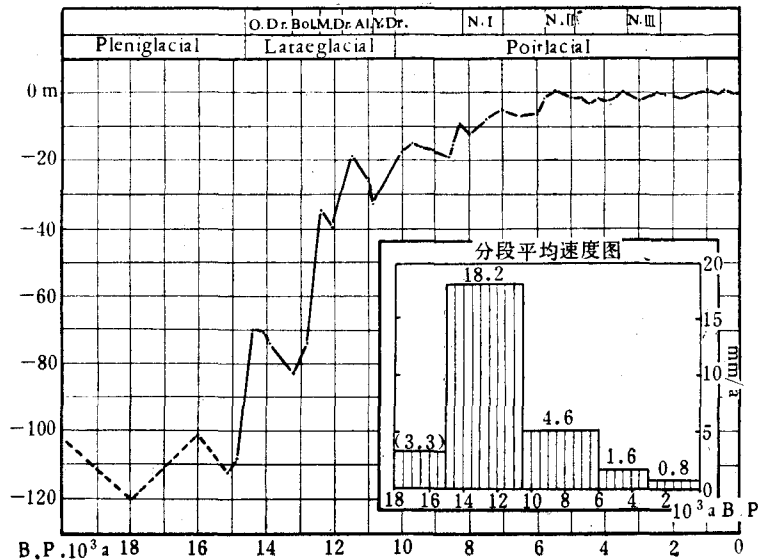


图3 中国东部二万年以来海面绝对变化曲线图

此曲线根据图 1, 2 的海面相对变化曲线经地面升降量校正后获得。晚冰期的气候期划分据 Woillard^[20], O. Dr., M. Dr., Y. Dr. 分别代表老、中、新仙女木冷期, Bol., Al. 分别代表波林、阿勒罗德暖期。N. I, N. II, N. III 分别代表北半球新冰期第一、二、三期(据 Denton et al.^[12])。

进入全新世后至距今 6 千年前,海面以平均 4.6 mm/a 的速度在波动中继续上升。距今 6 千年以来波动幅度明显减小,海面渐趋稳定。距今 6—2.5 千年海面上升的平均速度为 1.6 mm/a,此后进一步减小到 0.8 mm/a。

图 3 所示的这条海面绝对变化曲线还表明: 两万年来,海面升降运动的波动十分频繁,较明显的至少有十次。将这十次波动与用统计方法获得的全球平均海面变化曲线所反映的全球性的海面波动加以对比,结果发现二者在发生的时间上几乎是完全一致的,其吻合的程度决非偶然的巧合所能解释(图 4)。由于全球平均海面波动是气候波动的反映,因此我国海面曲线上的这些波动也理应与气候波动相一致,而这种对应关系在图 4 中也已得到明确的反映。

图 4 所示的我国气温曲线是综合了华北、华东十余个孢粉分析剖面的资料,运用“孢粉分析成果多孔多点研究”的概念和方法推算得来的。由于气候的短期变化和突然变化需要十分精确可靠的分析才能加以确定,现有孢粉资料的精度往往不能满足这方面的要求。因此这条曲线上的某些细节还有待今后资料的验证,但是主要的变化趋势是十分明确的:近两万年来我国东部的气温至少经历过十次波动,平均气温波动的总幅度约为 10—12℃,而各次波动中的温度变幅从 2—3℃ 到 6—7℃ 不等,而且每次波动中还伴有次数甚多的次级波动。因此,气温波动的这种特征用锯齿状波折线来描述比用圆滑曲线似乎更为适宜。将我国东部的这条气温曲线与北半球中纬地区的气温曲线加以对比(图 4),可以看到二者在大的波动层次上是基本一致的,而我国的曲线在近六、七千年以来的时段内则反映出更多的波动细节。

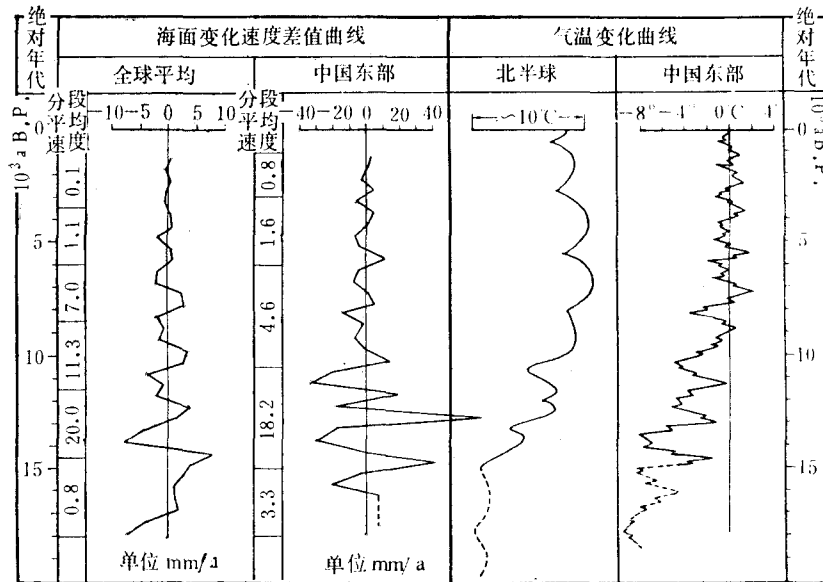


图4 近二万年来气候波动与海面升降对比图

全球平均海面变化速度差值曲线系世界各地28条海面变化曲线统计所得,反映了海水量变化过程的全球平均状况。中国东部海面变化速度差值曲线从图3求得。北半球气温曲线据Bolin^[11]。中国东部气温曲线采用统计分析方法求得,原始数据主要来源于王开发等^[1]、孔昭震等^[2,3]、竺可桢^[4]以及南京大学地理系徐馨、王富葆等人的研究成果。

总之,通过对比可以说明:在气候波动与海面升降之间,在我国东部的气候、海面变化与全球的变化之间,均存在着明显的相关性。因此,我国东部海面绝对变化曲线所反映的各次海面波动基本上应是气候控制的全球性海面升降运动的表现。

二、盛冰期的最低海面位置

最近两万年期间在气候分期上大致可以划分为盛冰期 (Pleniglacial)、晚冰期 (Late glacial) 及冰后期 (Post glacial)。从全球情况看,第四纪最后一次冰期于距今1.8万年前后发展最盛,海面下降量达一百米左右。此后,在距今1.65—1.55万年前世界各地的冰流曾一致地后退,但是接着于距今1.5万年前后又再度前进,是为气候的又一冷峰^[18]。

我国东部的孢粉资料也反映距今2.0—1.5万年前是晚更新世以来气候最为寒冷的时期,年平均气温较今降低6—8°C以上。此时海面低降,广阔的陆架区为一片草原至森林草原景观。现有的¹⁴C资料表明:距今1.5万年前的古海面遗迹在东海陆架前缘坡折处,目前水深约150—160m。这一数据曾被认为是更新世末期东海最低海面位置的标志^[4]。

如果此数据无误,则说明东海陆架前缘一万五千年以来的海面相对变化量在150—160m。也就是说其中必然包含着因水层厚度增加所引起的水均衡运动下沉量,在计算当时海面位置的标高时必须予以扣除。为了求得东海陆架前缘更新世末期以来的下沉量,我们采用两种方法分别进行了计算。

W. S. Newman 等在推算美国东北海岸外陆架边缘的均衡下沉量时曾采用了如下公

式^[19]

$$(T_w \times 1.03) + (T_s \times 1.9) = \Delta H \times 3.4$$

式中 T_w 表示因海面上升而增加的水深, T_s 表示同时期沉积层的厚度, ΔH 表示由水负荷及沉积物负荷引起的均衡下沉量。1.03, 1.9, 3.4 分别为海水密度、沉积物容重及上地幔密度。

由于东海陆架前缘坡折处晚冰期以来形成的沉积层厚度很薄, 因此对沉积物负荷引起的均衡下沉未予估算, 由此求得因水负荷引起的均衡下沉量为 47 m。

此外, 我们根据江浙沿海从平原边缘到现代海岸附近的五条东西向地层剖面, 对更新世末期的古地面倾斜率进行了统计分析, 进而推算得更新世末期以来东海陆架前缘坡折处的总下沉量约为 49 m。与按均衡下沉公式求得的结果相比, 相差仅 2 m。实际上这一增量可能与陆架前缘的构造活动有关。

据以上对陆架前缘下沉量的推算即可求得距今 1.5 万年前东海海面标高约为 -106m, 这一数值与我们根据南京附近埋藏的冰期古地貌推算的结果也十分接近。

但是从全球情况看, 气温和海面的最低点出现在距今 1.8 万年前后。在东海陆架前缘的贝壳和沉积物样品中, 也曾见到过与空气接触而氧化的迹象。因此我们认为, 盛冰期东海最低海面应低于 -106 m, 该海岸遗迹当在目前水深 150—160 m 以下。

三、晚冰期气候和海面的剧烈波动

盛冰期之后, 气温明显回升, 海面迅速上涨, 但是在气温回升和海面上涨的过程中曾有过多次剧烈的波动。J. G. Woillard 根据法国东北部的孢粉分析成果, 指出晚冰期气候经历了三个冷期和其间的两个暖期^[20]。三个冷期即老仙女木期(距今 14.6—13.2 千年)、中仙女木期(距今 12.4—11.7 千年)、新仙女木期(距今 10.8—10.2 千年), 它们之间的两个暖期分别是波林期和阿勒罗德期。与这几次气候波动相对应, 世界海面也随之发生过较大幅度的波动。H. Flohn 认为阿勒罗德期中世界海面从 -50 m 上升到 -35 m, 这次短暂的海面大幅度上升可称为晚冰期的灾难性海面变化。在随后的新仙女木期中, 气候的急剧变冷也是灾难性的。在不超过 150 年的时间内, 气温下降达 8—9°C, 冰川的再度前进毁灭了在阿勒罗德期中生长起来的大片森林。与此同时, 海面的下降幅度也达到 15 m 左右^[4]。晚冰期气候和海面的剧变已引起有关科学家的注意, 因为这种短期内发生剧变的历史对于气候和海面变化趋向的预测研究来说, 无疑具有重要的意义。

我国东部晚冰期气候和海面的波动也有明确的记录, 而且其急剧程度十分引人注目。以气候波动而言, 华北地区现代生长在 1500 m 以上山地的云杉、冷杉林在晚冰期的三次冷期中都曾下降到丘陵乃至山前平原区。根据北京地区资料按 ¹⁴C 年代和沉积率推算的结果发现: 在与阿勒罗德期相当的暖期中茂盛的以极为为主的阔叶林, 随着冷期的来临, 在大约 120 年的时间内即被云杉、冷杉林及草原植被所替代。华东地区的气候在晚冰期中也曾发生过几次大幅度的波动, 其间还伴随有更多次数的较小波动。在暖期中, 苏南曾出现茂盛的暖温带-亚热带植物群落, 气温一度接近于现代。而在冷期中, 则代之以干草原或森林草原植被。初步推算的结果表明, 我国晚冰期气候的这几次剧烈波动反映了晚冰期中几次全球性的气候剧变, 但冷峰和暖峰出现的时间略有先后差异。

从图 3 所示的海面绝对变化曲线上可以看到,晚冰期气候的这几次波动使我国东部海面也发生了相应的急剧升降。按图 3 曲线的数据求得我国东部海面在晚冰期中的升降幅度及平均速度如表 1 所列。

表 1 晚冰期中国东部海面升降数据表

峰值年代(距今,千年)	14.4	13.2	12.4	12.1	11.1	10.9
海面标高 (m)	-70	-83	-35	-40	-26	-33
升降幅度 (m)		-13	48	-5	14	-7
升降速度 (mm/a)		-11	60	-17	14	-35

注:幅度和速度负值表示海面下降。

我国海面在晚冰期的这几次急速升降中最引人注目的一次海面上升发生在距今 13.2—12.4 千年前,与欧洲的波林暖期相当。此期间海面从 -83 m 上升到 -35 m,上升速度达 60 mm/a。据苏南孢粉资料,此期间气温的上升幅度可能超过 7°C,是我国东部在晚冰期中最迅急的一次气温上升。此外,在阿勒罗德期中我国海面的上升幅度至少为 14 m,与 Flohn 推算的世界海面上升幅度值相接近,但起落点标高相差将近 10 m,可能与古大地水准面的起伏有关。这也说明了我国海面变化研究对恢复地球古大地水准面的意义。晚冰期中我国海面最急速的一次下降发生在距今 11.1—10.9 千年前,短短 200 年之内,海面从 -26 m 下降到 -33 m,速度达 35 mm/a。与大西洋沿岸的资料相比,海面下降的幅度相似,但是发生的时间比 Woillard 曲线上的新仙女木期稍偏早。

我国东部海面在晚冰期中的平均上升速度是 18.2 mm/a,实际上由于晚冰期气候的剧烈波动,海面升降的“瞬时”速度往往数倍于此数。如此迅急的变化对生态环境和古人类生活的影响必然是十分剧烈的,因此称之为晚冰期的灾难性变化,并非过分之辞。气候和海面的这种急剧变化,可能反映了晚冰期大陆冰流的特殊融化方式,反映了海洋—冰雪圈—大气圈之间的复杂反馈机制。实际上这几次大幅度快速度的气候变冷,已达到了一次夭折冰期的水平。上述事例为气候-海面变化研究提供了一个有力的论据,即:气候从间冰期过渡到冰期为时比较短促,大幅度的降温历时不足 200 年。近年从格陵兰冰岩心氧同位素变化曲线上也发现了这种气温变化的模式。而在我国东部,则不仅在气温变化曲线上,并且在海面变化曲线上都有明显的反映。

四、冰后期的气候波动与海面升降

我国对冰后期气候的分期习惯上多采用布利特-谢尔南德方案,亦即将冰后期的气候发展过程划分为前北方期、北方期、大西洋期、亚北方期、亚大西洋期。但是由布利特于 1876 年提出的这一方案已有一百多年历史,而近年来全新世研究已日益深入。大量事实表明,冰后期的气候也多次发生过强烈波动。G. H. Denton 等根据对北半球冰川进退等气候指标的研究,认为全新世气候曾出现过四次寒冷期,分别称之为新冰期第一、二、三、四期^[12]。各次寒冷期及其冷峰出现的时代如表 2 所列。

根据我国孢粉资料分析,一万年以来气候波动的序列大致与表 2 所列的北半球平均情况相似。但是在我国东部冷峰出现的时间一般要提早 200—500 年,而且气候波动过程

较表 2 反映的情况更为复杂。初步推算的结果,新冰期第一期的冷峰在我国出现在距今 8.2 千年前后,第二期的冷峰以距今 5.8 千年前后最为明显,而第三期的冷峰则出现在距今 3.0 千年前后。此外,在距今 9.0 以及 4.0 千年前后我国也曾发生明显的降温。

表 2 北半球全新世气候波动情况表

寒冷期名称	新冰期第一期	新冰期第二期	新冰期第三期	新冰期第四期 (小冰期)
持续时间(距今,年)	8200—7000	5800—4900	3300—2400	450—30
冷峰年代(距今,年)	7800	5300	2800	200

新冰期第一、二期的冷峰出现时,北京地区以云杉、冷杉为代表的暗针叶林都曾再次下降到海拔 500 米左右的丘陵地带,气温较今低 5—6℃。新冰期第三期的冷峰即相当于竺可桢所称的“公元前十世纪寒冷期”,物候资料表明,此次降温伴随着大旱^[5]。孢粉资料也反映这次冷峰出现时,我国气候明显恶化。北方地区的针叶林及麻黄、蒿等干旱植物大为扩张,长江下游两岸原来亚热带成分较高的植物群也被针叶林或针阔混交林所替代。在这几次寒冷期之间的温暖期中,气温曾数度超过现代 1—2℃ 乃至 2—3℃。其中最明显的升温时期大致在距今 7.5—7.0 千年及 4.0—3.5 千年。

与这几次气候波动同时,我国东部海面也发生了相应的升降运动。据图 3 曲线的数据求得距今 10.0—2.0 千年前海面升降的情况如表 3 所列。

表 3 冰后期中国东部海面升降数据表

峰值年代(距今,千年)	10.0	8.3	8.0	7.0	6.0	5.5	4.5	3.5	3.0	2.5	1.8
海面标高 (m)	-18.5	-9.3	-12.1	-5.5	-7.1	0.2	-3.7	0.1	-2.4	0	-1.6
升降幅度 (m)		9.2	-2.8	6.6	-1.6	7.3	-3.9	3.8	-2.5	2.4	-1.6
升降速度 (mm/a)		5.4	-9.3	6.6	-1.6	14.6	-3.9	3.8	-5.0	4.8	-2.3

注:幅度和速度负值表示海面下降。

从表 3 数据可以看出,一万年来我国海面最主要的上升时期在距今 8.3 千年之前、距今 8.0—7.0 千年、距今 6.0—5.5 千年。距今 5.5 千年之前(尤其是 7.0 千年之前)海面在波动中呈现快速上升,而距今 5.5 千年以来海面在小幅度的波动中趋于稳定。除了距今 6.0—5.5 千年的这次短暂而迅急的海面上升事件尚未发现明确的升温记录外,其余各次海面升降均有较为确切的气候波动记录与之对应。例如,在前述新冰期第一、二、三期的冷峰出现时,海面都曾下降,幅度在 2—4 m 之间。一般认为大西洋期的气温和海面均较今为高,现在看来这种说法是不够精确的。我们得出的气温曲线和海面曲线表明,在大西洋期中,我国东部的气温仍有 4—5℃ 幅度的波动,而且有相当长的时间气温要比现代低。我国东部海面在大西洋期中曾经达到或一度略超出于现代海面的高度,但其余的相当长的时间均较今为低。

冰后期海面的这几次较大幅度的升降,必然对沿海地区的地貌发展和人类活动历史产生深刻的影响。随着气候和海面的波动,沿海平原地区的海岸线曾出现过多次较大幅度的往返摆动(图 5),这些地区的新石器时代和古代居民也因之而进行过多次的迁徙(图

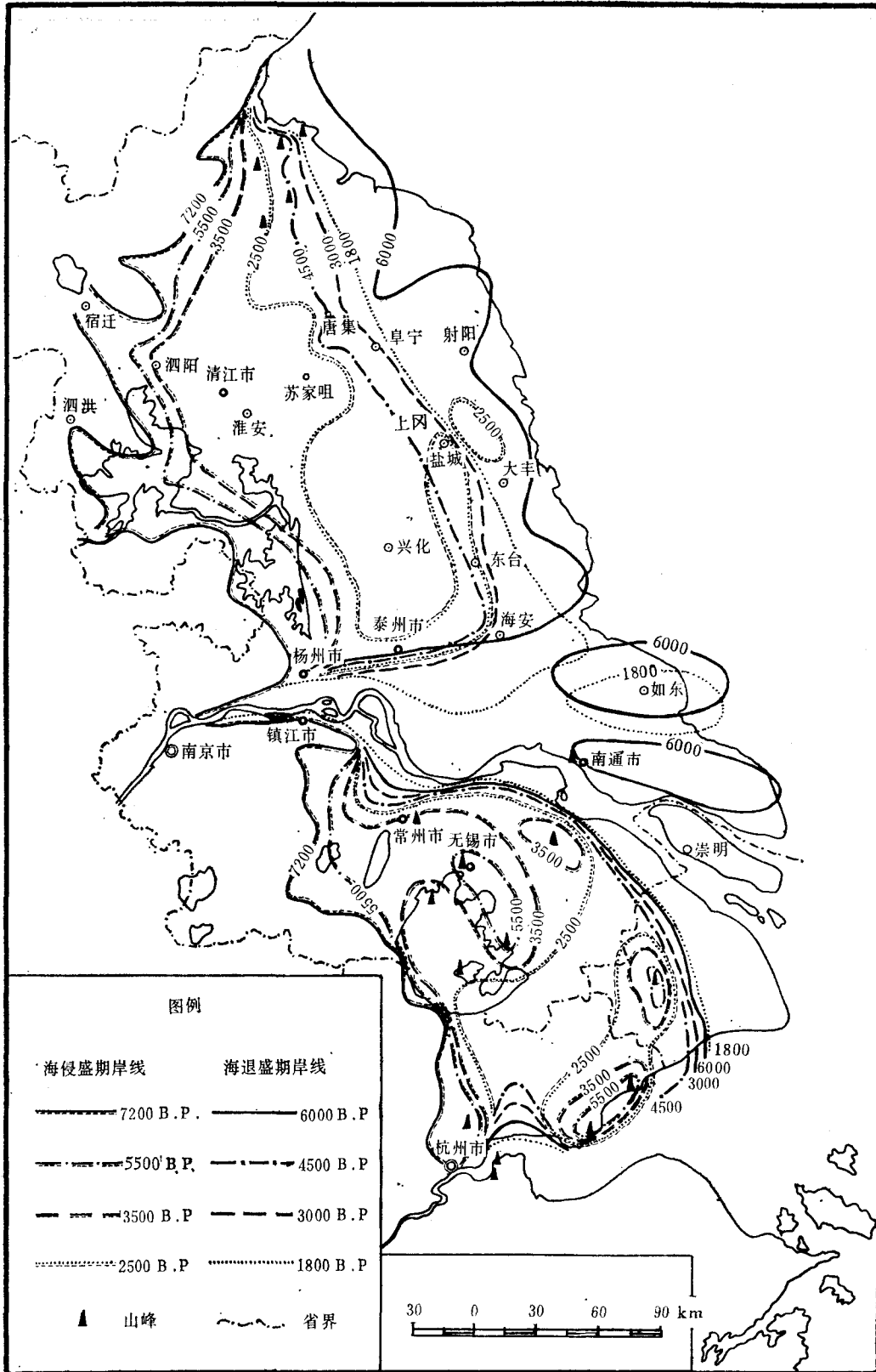


图5 杭州湾以北平原区全新世岸线变迁图

6)。从我们根据大量实际资料绘制的这两幅图上可以看到,江浙沿海平原的岸线变迁和人类居住地变迁的历史都不是简单的单向发展过程,而是一种双向过程。这就为前述的海面升降历史提供了重要的旁证。

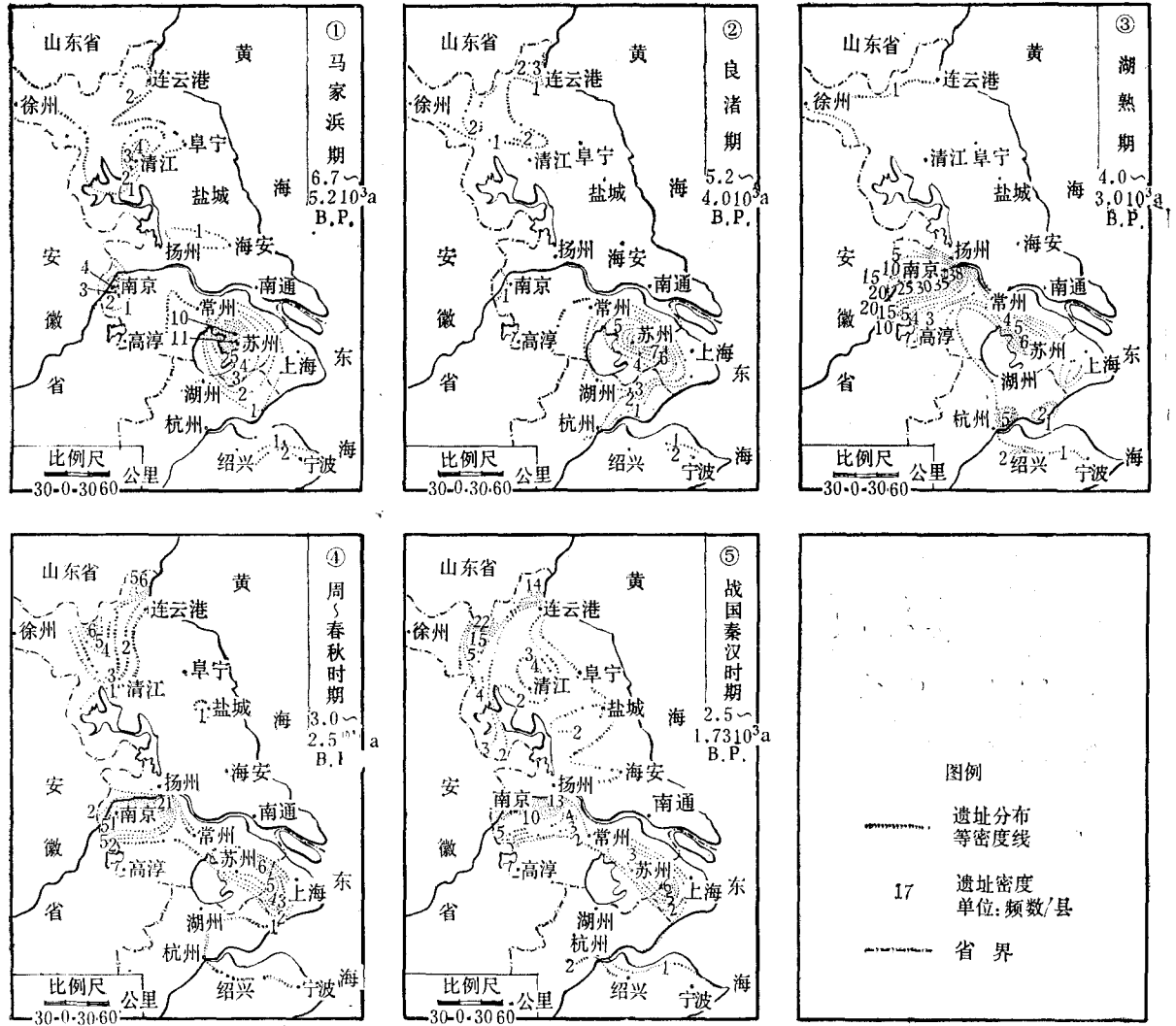


图 6 苏浙沪各期文化遗址分布密度图

五、两千年以来的气候波动与海面升降

我国近两千年来的气候波动研究有大量的历史资料可供借鉴,近年来又增添了不少树木年轮分析资料。根据现有研究成果,近两千年来我国最主要的冷期出现在公元十七至十九世纪之间,相当于北半球新冰期第四期,一般称之为“小冰期”,当时年平均气温较今低 2—4℃。此外,在公元十三世纪及五至六世纪也曾出现过冷峰。两千年来最主要

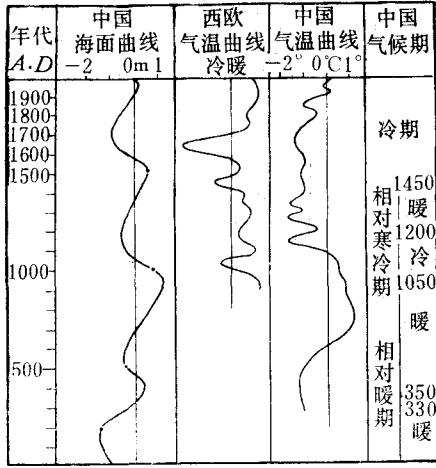


图7 近二千年来气候波动与海面升降对比图
 欧洲气温曲线据 H. H. Lamb (1969), 本文引自 Lockwood^[16]。中国气候期划分根据文焕然等(1978):

近六、七千年来中国气候冷暖变迁初探(打印本)。
 小冰期时,我国海面也同时下降到低点。这次海面下降在我国东部沿海平原区造成了同步性的较大规模海退及区域性的低水位现象,这一时期的历史文献中记载了不少因水位降低而使古代遗址露出湖面、海面的事例。从小高温期到小冰期的海面下降总趋势中还迭加有次一级的海面波动,例如十六世纪相对高海面。这次海面上升曾在苏北海岸抵消了黄河入淮对海岸淤长的加速作用并造成了一系列特大潮害,同时又在长江口和钱塘江口造成严重的“陆沉”、坍岸现象。而从图5中可以看出,这次海面上升与西欧的一次短暂而急剧的气温上升是同时的。我国物候记录也反映出公元1550—1600年为一个

的暖期出现在八至十世纪,当时平均气温较今高1°C左右。这一暖期实际是新冰期第三、四期之间的暖峰,也称为小高温期(Little optimum)。

我们根据若干历史文献资料的考证和计算,求得了两千年来我国东部海面变化曲线(图7)。这条曲线表示近两千年来,海面上升的峰值年代约在公元四、九、十六世纪,海面下降的峰值年代约为公元六、十二、十八世纪,各次升降的幅度约在2 m以内。由于原始资料的数量和精度不足,在这条海面变化曲线上还未能反映出更多更确切的波动细节,与气温曲线之间也未能完全对应。但是,在一些主要的波动层次上还是可以看出一定的对应关系的。例如,小高温期时,我国海面也明显上升。历史文献反映此时太湖流域出现“三江倒灌”,东部沿海

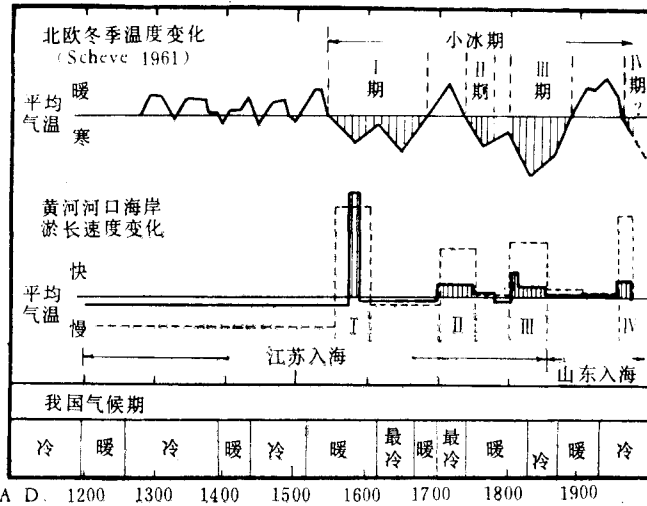


图8 黄河河口淤长速度与气候变化对比图

图中北欧冬季温度曲线转引自根本顺吉^[17];中国冷暖期划分据卓正大等^[6]。

回暖时期^[7]。

气候与海面之间的对应关系不仅在时间尺度为千年级、百年级的波动中存在,在以数十年为周期的更次级的波动中,这种对应关系依然存在。图 8 显示了黄河自公元 1194 年南徙以来,其河口海岸的淤长速度与气候波动之间的对应关系。通过比较研究我们发现,黄河河口海岸的历次淤长加速期与整个苏北海岸的淤长加速及区域性的湖泊低水位之间存在着同步关系。我们不能设想黄河输沙量或者其河口区的地面升降速度会以数十年的周期发生 8—10 倍的突增突减,因此可以认为黄河河口海岸的这几次淤长加速必然与全球气候变冷及相应的海面降低相联系。因此图 8 实际上已为数十年尺度的气候波动-海面升降的联系提供了一个间接证据。

图 8 中的黄河河口淤长速度情况是根据历史资料推断的,可能包含较大误差。不过我们还可以从近百年来对气候和海面的直接观测资料来观察气候-海面之间的紧密联系,图 9 即为一例。

从图 9 的气温曲线可以看到,从本世纪二十年代初起是一个温暖期,即一般所说的“二十世纪温暖期”。气温的最高点出现在 1935—1940 年间,平均气温较十九世纪八十年代上升约 1°C。与这次升温同时,全球各地的验潮站普遍记录到了海面的上升,不同作者算得这一时期海面升降运动的上升速率在 1.0—1.1 mm/a^[17]。吴淞、塘沽等有长序列记录的验潮站也记录到了这次海面上升。例如吴淞站的海面最高点正出现在 1935—1940 年间,与 1910—1920 年间相比,海面上升的幅度约为 20 cm。这些情况足以说明,海面变化对于气候波动的反应确实是十分灵敏的。

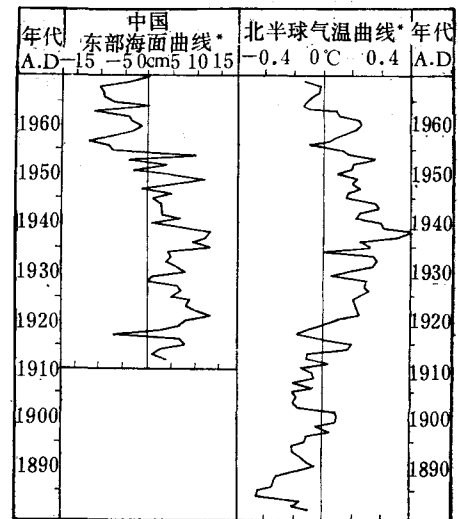


图 9 近百年来气候波动与海面升降对比图

* 以上海验潮记录为代表,零值为 1912—1977 年平均。

** 北半球气温曲线据浅井富雄^[8], Budyko (1969) 根据气象观测记录整理,1959 年以后部分系朝仓 (1974) 追加。

参 考 文 献

- [1] 王开发、张玉兰、叶志华等, 1978。根据孢粉分析推断上海地区近六千年以来的气候变迁。大气科学 2: 139—144。
- [2] 孔昭宸、杜乃秋, 1980。北京地区距今 30,000—10,000 年的植物群发展和气候变迁。植物学报 22: 330—338。
- [3] 孔昭宸、杜乃秋、张子斌, 1982。北京地区 10,000 年以来的植物群发展和气候变化。植物学报 24: 172—181。
- [4] 朱永其、曾成开、金长茂, 1979。关于东海大陆架晚更新世最低海面。科学通报 7: 317—320。
- [5] 竺可桢, 1973。中国近五千年来气候变迁的初步研究。中国科学 16: 226—256。
- [6] 卓正大、张先荣、胡从熙等, 1978。祁连山地区树木年轮与我国近千年 (1059—1975) 的气候变化。兰州大学学报(自然科学版) 2: 144—157。
- [7] 张家诚、朱明道、张先荣等, 1976。气候变迁及其原因。科学出版社, 1—288 页。
- [8] 浅井富雄, 1975。気候と気候変動。科学 45: 25—32。
- [9] 根本順吉, 1974。冷えていく地球。東京, 家の光協会, 119。
- [10] Bloom, A. L., 1971. Glacial-eustatic controls of sea level since the last glaciation. In: The Late

- Cenozoic Glacial Ages (ed. K. K. Turekian), New Haven. pp. 355—378.
- [11] Bolin, B., 1974. Modelling the climate and its variations. *AMBIO* 3: 180—188.
- [12] Denton, G. H. and W. Karlen, 1973. Holocene climatic variations—their pattern and possible cause. *Quaternary Research* 3: 155—205.
- [13] Flint, R. F., 1971. Glacial and Quaternary geology. Wiley, New York, 892 pp.
- [14] Flohn, H., 1979. On time scales and causes of abrupt paleoclimatic events. *Quaternary Research* 12: 135—149.
- [15] Komar, P. D., 1976. Beach Processes and Sedimentation. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, p. 155.
- [16] Lockwood, J. G., 1979. Causes of Climate. Edward Arnold, p. 153.
- [17] Lisitzin, E., 1974. Sea-level Changes. Amsterdam, pp. 177—184.
- [18] Mörner, N-A., 1972. World climate during the last 130,000 years. 24th IGC. Section 12: 72—79.
- [19] Newman, W. S., L. J. Cinquemani, R. R. Pardi et al., 1980. Holocene delevelling of the United States' east coast. *In: Earth Rheology, Isostasy and Eustasy* (ed. N-A. Mörner). pp. 449—463.
- [20] Woillard, J. G., 1978. Graude pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary Research* 9: 1—21.

SEA-LEVEL CHANGES ALONG THE EAST COAST OF CHINA OVER THE LAST 20,000 YEARS

Yang Huairan and Xie Zhiren
(*Nanjing University*)

ABSTRACT

There are still considerable different interpretations of the Holocene sea-level curves of different coastal regions of China. After separating the influences of tectonic and hydroisostatic movements we are able to construct a eustatic sea-level curve showing sea-level changes in the east coast of China over the last 20,000 years, because radiocarbon dates are available to establish a time scale over that period.

The present paper tries to discuss the following major problems:

1. Identification of sea-level fluctuations during the last 20,000 years. Based on the studies of more than 450 prehistoric sites, the distribution of radiocarbon dating of the shell middens and the sedimentological and micropaleotological studies of more than 400 cores the present paper identified 10 intervals of sea-level oscillations (Fig. 3) during the past 20,000 years. The time of sea-level fluctuations correlated exactly with the climatic variations of China (Fig. 3, 4).

The radiocarbon dating of a sample taken at -155 meter on the shelf of the East China Sea indicates that it was deposited at 15,000 years B. P. After deducting the down sinking of the shelf owing to hydroisostasy of the melting water returning to the sea we inferred that lowering of sea-level was 106 m in 15,000 years B. P.

2. Abrupt climatic variations and accompanied rapid sea-level fluctuations during the Late Glacial. Evidences furnished by sporo-pollen analysis of the Late Pleistocene and Holocene deposits of northern and eastern coastal plains of China indicate that three cold periods interrupted by two warm intervals obviously occurred during the Late Glacial (Fig. 4). The temperature range between the cold period and the adjacent warm interval was

around 6°C. Studies based on the paleoclimatic indicators and rate of deposition strongly suggest that the time interval when the warm Alleröd dropped into the cold Young Dryas lasted less than 200 years.

From 13,200 B. P. to 12,400 B. P. the temperature rose sharply 7°C while the sea level jumped from -83 to -35 m with the highest rate of 60 mm/a (Tab. 1, Fig. 4). It was the most rapid phase of sea-level rising experienced during the last 15,000 years. On the contrary, in 11,100 B. P.—10,900 B. P. occurred the most rapid phase of sea-level lowering which displayed a remarkable interruption of the tendency of sea-level movement during the Late Glacial. As revealed from drill cores in eastern China the sea level dropped abruptly from -26 to -33 m within 200 years at the beginning of the Young Dryas.

3. Climatic and eustatic changes during the Post Glacial period. Evidences from palynological studies in northern and eastern China indicate that since the beginning of the Holocene the climate has experienced four major cold phases, occurring around 8200 B. P., 5800 B.P., 3000 B.P. and 300 B. P. respectively. During each cold period the sea level lowered 2—4 m (Tab. 3, Fig. 4). As shown in table 3 and figure 4, during the warm intervals the sea level rose again and formed three major Holocene high sea levels which occurred at 10,000—8300 B. P., 8000—7000 B. P. and 6000—5500 B.P.

4. Climatic and sea-level changes during the last 2000 years. Making full use of the long and rich historical records and the tree ring studies as well, we are now able to reconstruct both climatic and eustatic curves in great detail. In figure 5 we compare the climatic phases of China with the temperature variations of Europe for the last 2000 years. Eustatic fluctuations as shown in figure 5 indicates that high sea-levels occurred in the fourth, ninth and sixteenth centuries with the maximum oscillation amplitudes of more than 2 meters.

It is noticeable that the synchronous relation between climatic and sea-level fluctuations not only existed with the time scale for 10^3 years but also for 10^1 — 10^2 years. We find that the climatic and eustatic curves of China from 1890—1970 coincide very well. During the "warm epoch of twentieth century" air temperature of 1935—1940 was 1°C higher than the 80's of nineteenth century and consequently the sea level during 1935—1940 as recorded by the tidal gauge of Wu-Sung, near Shanghai, was 20 cm higher than 1910—1920.

From the study the paper concludes that major global sea-level fluctuations of the planet earth seem to be synchronous with major tectonic events while sea-level fluctuations in Pleistocene and minor ones taken place in Holocene or even in the twentieth century have been synchronous with climatic changes.