1994-01

# 江苏建湖庆丰剖面全新世 气候变迁和海面变化\*

# 赵希涛

(中国科学院地质研究所,北京)

唐领余 沈才明

王 绍 鸿

(中国科学院地质古生物研究所, 南京)

(福建师范大学地理研究所,福州)

摘 要 本文报道了江苏建湖庆丰剖面全新世地层研究新结果,提出了新的年代地层格架,建立了1万年来具有较高精度与分辨率的年均温与海面变化曲线. 研究 结果表明,全新世气温与海面均经历过7次明显的暖、冷与高、低波动;高温期出现于8.5~4.0ka BP间,当时年均温普遍高于现今0.8~1.7°C;高海面时期出现于7.5~4.0ka BP间,其中最高海面时期(6.5~4.0ka BP)海面可高于现今2~3m;气候变迁与海面变化均兼具区域性与全球性特征.

关键词 全新世 气候变迁 海面变化

# 前言

要提高全新世气候与海面变化研究的水平,则必须寻找地层完整、连续,反映气候与海面变化敏感,且富含生物化石和可供分析与测年样品的好剖面,密集采样,进行多项目分析测试.本文所报道的庆丰剖面,即兼具上述优点.

庆丰剖面位于江苏省建湖县东约13km的马庄乡庆丰砖瓦厂取土坑西壁南部,厚近8m,其上部4m多属于全新世.最早报道该剖面的是高善明与李元芳<sup>(1)</sup>.其后,笔者等先后 3 次对该剖面进行了调查,并初步报道了前两次调查研究结果<sup>(2~7)</sup>.由于前两次调查中采 样间距较大,其精度与分辨率不高,样品间的年龄间距仅达100~600a,故在第三次调查中重新加密采集了古地磁样(每2.5cm一个),微古与孢粉样(每5cm一个),还补采了<sup>14</sup>C样.新的测试结果使样品间的年龄间距缩短到13~160a,从而发现了更多与更细微的气候变化与海面波动记录.

本文于1993-02-12收到,修改稿于1993-04-12收到。

<sup>•</sup>国家自然科学基金9488007号大型项目与中国科学院87-45-03号重大项目联合资助课题.

本文主要报道庆丰剖面新的全新世年代地层格架、孢粉分析、古植被状况与气候变化,以及有孔虫组合及其所反映的古水深与海面变化的研究结果,并对所建立的1万年来的 年 均温变化曲线与海面变化曲线进行分析与对比. 研究表明,庆丰剖面所揭示的全新世气候变迁与海面变化,可作为中国沿海的一个典型实例.

### 1 剖面描述与年代地层格架

庆丰剖面东距苏北平原中部最西一道"贝壳砂堤"<sup>[8]</sup>(或称障壁沙坝<sup>[8]</sup>10])——"西冈"5km,为坝后碟形洼地,地面标高2m左右. 剖面上部4m余地层属全新世, 自上而下(图1)为:

人工填土 全新统: 38cm

①青灰色粘土,含籃蛤未定种Aloides sp.、珠带础螺Tympanofomus cingulafa、纵带锥螺Bafillaria zonails、河蚬Corbicula fluminea、铜锈环棱螺Bellamya aeruginosa以及方形环棱螺B.Quadrafa等白色小贝壳.

> 50cm 50cm

⑥上部为青灰色含粉砂粘土,夹大量腐木;下部为浅灰色细砂与青灰色粘土的交替纹层。

⑤浅灰黄色粘土质粉砂,含立姿埋葬的缩缢蛏Sinonovacula consfricta和中华青蛤Cyclina sinensis,并见篮蛤、珠带础螺和少量的蚶Arca sp. 40cm

④青灰色粉砂质粘土, 3层贝壳密集层分别位于该层顶部、中部和底部,以监蛤与珠带础螺为主,另有中华青蛤、缩缢蛏、大连湾牡蛎 Ostrea talienwanensis、日本篮蛤 Libitina japonica和福氏玉螺 Națira forțunei 等。

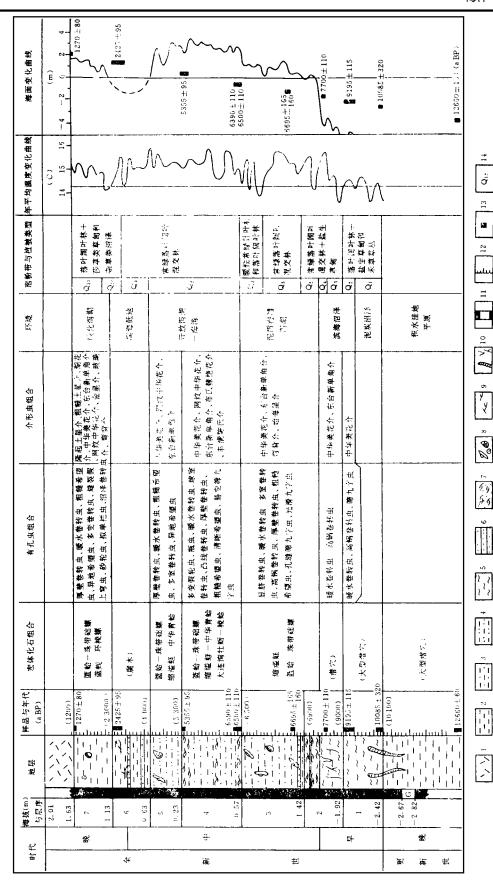
80cm

③青灰色粉砂质粘土,均匀分布有立姿埋葬的缩缢蛏及篮蛤幼体等。近底部有一层厚约10cm的稳定细砂层,由数十个厚约1mm的细砂纹层与粘土相间构成。 85cm

样 品 野外	编号 室内	层位	海拔(m)	试料	1 4 C年代* (a BP)	取样时间
QFA1-2	XLLQ510	⑦层顶部	1.63~1.61	含有机质粘土	1 270±80	1989-11
<b>J-</b> 5-2	CG-2462	⑥层上部	1.23~1.08	腐木	2 425±95	1989-11
J-5-4	CG-2314	④层顶部	0.12~0.07	贝壳	5 355±95	1989-03
J-5-8	CG-2465	④层底部	$-0.47 \sim -0.57$	贝壳	6 390±110	1989-11
QFA5-1	XLLQ512	④层底部	<b>-0.52∼-0.57</b>	螺壳	$6500\pm110$	1989-11
J-5-9	CG-2288	③层下部	-1.22~-1.32	缢蛏	6 695+165 -160	1988-06
QFA6-1	XLLQ513	②层上部	-1.65~-1.70	淤泥	7 70 <b>0</b> ±110	1989-11
J-5-11a	CG-2315	①层顶部	-1.92~-2.02	泥炭质淤泥	9 1 <b>95±115</b>	1989-03
J-5-11c	CG-2289	①层底部	$-2.32\sim-2.42$	泥炭质淤泥	10 085±320	1988-06
J-5-12	CG-2464	更新统上部	3.39~-3.49	含有机质粘土	12 660±160	1989-11

表1 庆丰剖面14C年代测定结果

<sup>• 1 4</sup> C半衰期5 570a, 计年起点1950年AD.



人工填土 2. 粘土 3. 粉砂 4. 粘土质粉砂 5. 淤泥 6. 细砂 7. 贝壳聚集 8. 立姿埋葬的贝壳 9. 腐木 10. 潜穴 11. 磁性地层柱 12. 孢粉、微古样品位置 13. 1.4C样品位置 14. 孢粉带(图中泻应为渴)

庆丰剖面全新世地层综合柱状图

②灰蓝色淤泥,上部含大量盗蛤幼体,密集成层.中上部含立姿埋葬的缩缢蛏,中、下部见大量中小型潜穴,

50cm

①灰黑色炭质淤泥,含炭化植物残体,见钙化大型潜穴.

**5**0cm

上更新亚统: 灰黑色粘土, 含大量炭化根管及由全新统①层向下延伸的钙化大型潜穴, 与全新统为整合接触。

该剖面的<sup>14</sup>C年代测定结果如表1和图1所示。

古地磁测量表明,在距地表4.68~4.83m的上更新世亚统灰黑色粘土层上部,有连续6块样品均为负磁倾角(图2),可能与哥德堡漂移有关<sup>[11]</sup>.因此,将更新统与全新统界线定于①层灰黑色淤泥底部是合适的。由于目前尚不能测定各层顶、底板的精确年代,故只能根据现有<sup>14</sup>C年代数据来推算各层的平均沉积速率及各层界面的年代。各<u>和</u>粉带与有孔虫组合带的大体年代亦以此法推出。

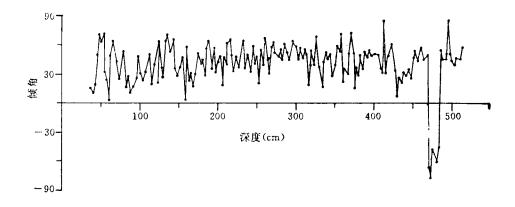


图2 庆丰剖面磁倾角曲线[11]

#### 2 孢粉带与古植被类型

庆丰剖面进行过两次孢粉分析。第一次采样较稀,根据全新统21块样品分析结果,划分出6个孢粉带<sup>(3,7)</sup>。本次分析样品共82块,对比样品3块。除采用传统的百分比统计外,还采用了孢粉浓度(粒/cm³)和孢粉汇集量(粒/cm³·a),以数值方法划分孢粉带。同时,还选择孢粉含量较高的乔木类、常绿乔木、松 Pinus、栎 Quercus、栗Castanea、禾本科 Graminae、藜科Chenopodiaceae、蒿 Artemisia、莎草科Cyperaceae和水生植物等11个类型进行聚类分析,并据此在全新统划分出11个孢粉带,反映4种植被类型(图1,3)<sup>(12)</sup>。

孢粉带 $Q_1$ 、 $Q_2$ (10.1~9.0ka BP)分别见于①层大部与顶部. 前期(10.1~9.3ka BP)孢粉浓度较低,平均为222粒/cm³,木本植物花粉有榆Ulmus、栎、枫杨Pterocarya、松等、草本植物花粉占优势,由禾本科、藜科、菊科Compositae、豆科Leguminosae、莎草科中的若干属组成,构成地方性草丛植被. 后期孢粉浓度增大,是 前期的 20 倍(达 4 422 粒/cm³). 除草本植物花粉增加外,主要是松的增多,落叶阔叶成分有所降低,形成 盐 生 草甸型的地方性植被. 但在整个时期,大范围的区域性植被为落叶阔叶林,在高岗地带出现一些松林。

海洋学报 16卷

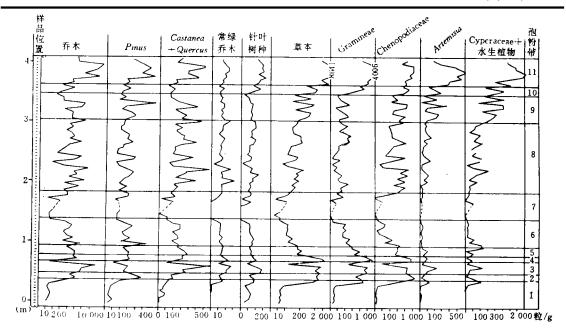


图3 庆丰剖面花粉浓度

孢粉带 $Q_3$ 、 $Q_4$ 和 $Q_5$  (9.0~6.9ka BP)分别见于②层下、中、上部,孢粉浓度为998粒/cm³,木本植物花粉增多,以山毛榉科中的 栎、 栗、 青 冈 栎 Cyclobalanopsis 以 及 榜 Castanopsis为主,还出现一些新的亚热带分子,如冬青Ilex、漆树Rhus、栾树Koelreu-aria、杨梅Mytica等;但仍含有高含量的藜科、禾本科、蒿花粉,反映区域性植被为常绿落叶阔叶林,地方性植波仍为盐生草甸。

孢粉带Q。(6.9~6.6ka BP)见于③层下部,区域植被中常绿阔叶树种主要为青 冈 与 榜,落叶阔叶树种以栎、栗占优势,但出现较多的常绿针叶树,主要为松,表现出常绿针叶树取代常绿阔叶树的趋势.草本植物花粉减少。

孢 粉 带  $Q_7$  (6.6~6.5ka BP) 见于③层上部,松花粉占绝对优势,其最高值可占孢粉总数的80%,常绿乔木树种消失,代之以常绿针叶林,形成以暖性常绿针叶林与落叶阔叶林为主的植被.

孢粉带 $Q_8$ 与 $Q_8$ (6.5~2.4ka BP)见于④~⑥层,本本植物花粉与草本植物花粉浓度分别为 898粒/cm³与1094 粒/cm³. 木本植物中有常绿乔木树种青冈、栲和落叶树种栎、栗、枫香Liquidambar、椴Tilia、桦Betula、榛Corylus、榆、柳Salix等。前期(6.4~3.7ka BP)形成栎-青冈林,后期(3.7~2.6ka BP)形成栎-栲林. 草本花粉中藜 科比例较大,后期有较多的莎草科和水生植物.

孢粉带  $Q_{10}$  和  $Q_{11}$  (2.4~1.2ka BP)分别见于⑥层顶至⑦层底部和⑦层大部. 前期 (2.4~2.2ka BP)常绿阔叶树种和落叶阔叶树种明显减少,乔木花粉 不到 10%(浓度为 1205粒/cm³),同时伴随着草木花粉增加(浓度为6865粒/cm³),主要为莎草科、藜科 与禾本科,形成莎草类盐生草甸的植被. 后期(2.2~1.2ka BP),禾本科急剧增加,至晚期 达最高值,耐盐、耐干的藜科、蒿明显减少,在积水洼地以淡水莎草、香 蒲Typha、 眼子菜Potamogeton、 苍菜Nymphoides以及水蕨Ceratopteris为主,形成杂草类草甸,其区域性植被为落叶阔叶林.

## **3** 有孔虫组合与海岸环境

两次有孔虫分析结果(图 1,4)<sup>[3,5]</sup>表明,在全新统中有3个有孔虫组合带,自下而上为:

组合带 I: 见于①层上部(9.3~9.2 ka BP),有孔虫稀少,属种单调,幼体居多,为暖水卷转虫Ammonia tepida、高锅卷转虫A. takanabensis和筛九字虫未定种 Cribronion Sp.等,为滨海沼泽环境。

组合带Ⅱ: 见于②层下部至⑤层 ( 8.7~ 4.0ka BP). 该组合带可进一步 划 分为 3 个 亚带. 第一亚带由②层下部开始, 先出现个别 或少量有孔虫, 且幼体多于成体或不见成体, 以暖水卷转虫、高锅卷转虫为主,均为沿岸浅 水种,海相性程度低. 随后,属种和壳体数量 迅速增加,在②层上部至③层下部,复合分异 度值达2 08,整个群落为近岸浅水种,如显脐 卷 转虫 Ammonia flevensis 和 暖水卷转虫、 多室卷转虫A. multicella、高锅卷转虫、厚壁 卷转虫A.confertesta、粗糙希望虫El phidium his pidulum、孔缝筛九字 虫 Cribrononion porisuturalis、光滑九字虫 Nonion glabrum 等. 在③层中部,属种和壳体数量减少,复合 分异度降至0.66. 第二亚带由③层上部开始, ④层至⑤层下部达到高 峰,H(S) 值 高 达 2.45, 出现少量水深较大的多变假轮虫 Pseudorotalia gaimardii 和瓶虫未定种 Legena

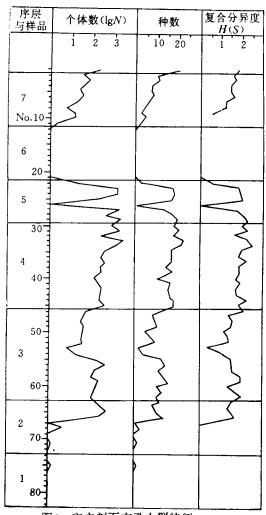


图4 庆丰剖面有孔虫群特征

sp. 广温种如暖水卷转虫、球室卷转虫Ammonia globosa、凸线卷转虫 A. parkinsoniana、厚壁卷转虫、显脐卷转虫、粗糙希望虫、清晰希望虫 El phidium limpidum、易变筛九字虫 Cribrononion incertum 仍占优势,表明该亚带海相性程度最高,但未超出海湾环境。至⑤层中部,有孔虫数量突减,且未见成年个体。第三亚带出现于⑤层上部,有孔虫属种数量迅速增加,H(S)值可达2.03,主要为厚壁卷转虫、暖水卷转虫和粗糙希望虫,其次为多室卷转虫与异地希望虫 El phidium abvenum 等。至⑤层顶部,属种与数量迅速减少,H(S)值降为0.55,仍以厚壁卷转虫为主。此外,在第一次分析中,还在⑥层下部发现少量有孔虫。

组合带  $\blacksquare$ : 见于⑦层(2.3 $\sim$ 1.2ka BP). 由底至顶,属种与复合分异度均 呈 上 升 趋势、除顶部样品的H(S)值可达1.91外,壳体与种数均较低,且显示出小波动、有孔虫组

合中,均以厚壁卷转虫和暖水卷转虫为主,均属于广盐浅水代表种。半咸水的缝裂假上穹虫 Pseudoe ponides anderseni、砂轮虫未定种Trochammina sp.、拟单 栏虫 未定 种 Haplo-phragmoides sp.、沼泽卷转虫Ammoria limnetes皆见。由此可见,该组合带反映潟湖以至 滨海沼泽环境,且自下而上与海水联系加强。惜因该层顶部土层已被破坏,无法反映以后的 海退过程。

此外,在进行第一次有孔虫分析时,曾同时分析样品中介形类,相应发现了属于近滨海相、滨海→浅海→滨海相,及潟湖一小河口相的介形类组合<sup>〔3,6〕</sup>.

综合上述有孔虫、介形类与宏体化石研究结果<sup>(3</sup>, 1),以及新的年代地层格架,可将庆丰地区全新世海岸演变过程归纳为如下阶段(见图1)。

阶段1: 泥炭沼泽

该阶段相当于①层中、下部堆积时期(10.1~9.3ka BP). 当时海水尚未影响本区, 黑色淤泥夹杂大量植物残体标志着陆相沼泽环境.

阶段2: 滨海沼泽

该阶段相当于①层上部至②层中部堆积时期(9.3~7.5ka BP). ①层上部少量广盐浅水有孔虫、海相介形类与大型潜穴的出现,表明海水在9.3~9.2ka BP间一度影响本区,但较微弱。在①层顶部至②层底部沉积时,海水曾一度退出本区。在8.6~7.5ka BP间的②层中、下部沉积时期,海水再度影响本区,但有波动。地层中少量滨海浅水种有孔虫的出现,表明海相性程度较低。在这潮间带上部与潮上带环境中,只有穴居动物单调地大量繁衍,留下了潜穴。

阶段3: 泥质海滩-潟湖

该阶段相当于②层中上部至③层中部堆积时期(7.5~6.5ka BP). 大量滨岸浅水种有孔虫、海相介形虫及立姿埋葬缩缢蛏的出现,表明海水已入侵本区,形成泥质海滩-潟湖环境. 有孔虫群特征为壳体多、种数少,表明水深已明显加大. 该阶段总体上水体平静,富营养化,缩缢蛏成为优势,但此阶段中晚期曾经历多次风暴作用,故在②层上部、③下部出现了以篮蛤为主的贝壳密集层和极细砂与粘土相间的纹层. 潟湖的发育与风暴沉积的出现,印证了其东部伴生障壁沙坝的发育〔10〕.

阶段4: 开放潟湖-海湾

该阶段相当于③层上部至⑤层堆积时期(6.5~4.0ka BP).海相有孔虫、介形类中个别较深水种和少量大连湾牡蛎、日本棱蛤的出现,表示水深继续加大,全新世海侵达到高潮,本区海水较为通畅。④层中的3个贝壳聚集层的形成,意味着较强水动力或风暴潮的出现。即使在④层底部、顶部和⑤层底部等有孔虫属种较多、丰度较大、复合分异度值最高的情况下,其几个优势种所占比例仍然很大,表明其环境仍未超出海湾的范围。广盐性篮蛤一珠带础螺组合占绝对优势的情况也印证了这一点。整个种群未见浮游有孔虫,主要是广盐性种或较浅水种,表明海水盐度仍然不会很高。根据该剖面以北约30km的阜宁县西园剖面的研究,该阶段前期(6.5~5.5ka BP)是苏北平原中部沙坝-潟湖和风暴沉积发育时期<sup>(10,18)</sup>,后期(5.5ka BP以来)则是海岸沙丘发育时期<sup>(10,10)</sup>,故本区为较开放的潟湖以至海湾环境。

阶段5: 滨海低地

该阶段相当于⑥层堆积时期( $4.0\sim2.3$  ka BP). 大量木本植物残体见于此阶段地层,而海相生物完全消失,标志着海水的退出与滨海低地的形成。

阶段6: 淡化潟湖

该阶段相当于⑦层堆积时期(2.3~1.2ka BP). 篮蛤、珠带础螺的出现,表明海水再次影响本区,但伴生篮蛤-环棱螺组合、半咸水有孔虫群落以及海相、半咸水和淡水河湖相介形类的出现,则表示水体已相当淡化. 随着12世纪黄河南迁夺淮入海,苏北滨海平原迅速向海推进,使这里的潟湖最终结束.

## 4 气候变迁与海面变化

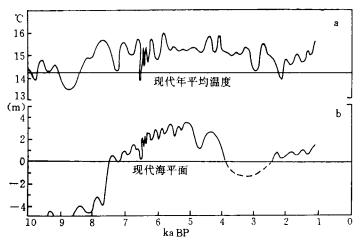
在对庆丰剖面孢粉数据作对应分析时,未计风、水搬运孢粉的因素,皆将其作为附近植物产出者,选择松、栎、落叶乔木、常绿乔木、藜科、蒿、莎草科及水生植物等8个数型及其含量作为原始变量和数据,同时加入沉积环境与该剖面较为接近的3个表层样品(连云港、启东及太湖)作为剖面的一部分来计算,计算得出4个因子。根据8个变量的母体植物的生态特征,确定第4因子为气候因子,并参考两个表层样点的年均温,从而得出各时期的年平均温度估计值(见图1),并根据新获得的年代地层格架换算成年均温随时间的变化曲线(图5a)。计算得出的第3个表层样的年均温与其所在地目前的年均温相吻合,说明气温估计值具有很高的置信度。

由图 5a 可看出,本区 1 万年来的气温出现多次波动。在 9 000年前,年均温大体上稍高于现今年均温,但差值不超过0.5°C. 在9.0~8.5ka BP间,出现一个气温低谷,年均温 比目前低0.6~0.8°C. 以后气温上升,在8.5~7.3ka BP间,年均温较 现 今高1.3~1.6°C. 其后气温又复下降,在7.3~7.2ka BP间,年均温比今低0.1°C. 7.2~6.6ka BP间的气温较高,年均温平均高于现今1.3°C. 6.6~6.5ka BP间是气温急剧下降与波动期,最低 年均温比今低0.4°C,与前期相比,降低幅度达2.0°C. 这一时期的高沉积速 率(4.5mm/a)和以松为主的针叶林的发展,显然与这次降温有关。6.5~3.0ka BP是本区持续时间最长的暖期,年均温高可现今一般为1.0°C左右,在5.8、4.4和4.1ka BP有3次高峰 ,约为1.7°C,但在6.2~6.1ka BP间,出现一次较明显的降温。3.0~2.9ka BP间,气温又一度 明显 下降,但年均温仍高于现今。2.9~2.4ka BP间气温呈回升趋势。2.4~2.1ka BP,出现持续约300a的降温期,年均温在最低时期较现今低0.2°C。2.1~1.2ka BP气温又回升,最高可高于现今1°C左右。

综上所述,庆丰地区1万年来气候变化的特征是: (1)气候变化的总趋势是暖于今日当地的年平均温度,但有冷暖波动,大体可归纳为10.0~9.0、8.5~7.3、7.2~6.6、6.6~6.2、6.1~3.0、2.9~2.4及2.1~1.2ka BP等7个暖期,及其间的6个冷期。暖期气温一般高于现今0.4~0.8°C,最高可达1.7°C.冷期降温幅度较小,除第一、第三和第六冷期出现低于现今的气温外其余的气温仍稍高于现今,但与前期相比,存在1.0~1.5°C的降温幅度.(2)1万年来的气温变化可划分为如下几段:9千年前的气温虽比今日当地稍高,但波动频繁;9.0~8.5ka BP间为降温,且幅度较大;8.5~4.0ka BP间为高温期,除有短期气温明显下降外,气温波动幅度不大;4.0~2.1ka BP间总体上为降温期,但仍有短期升温;2.1~1.2ka BP间气温又逐渐上升。(3)在近1万年来普遍出现的温暖时期内,发生了9.0~8.5、6.6~6.5和2.4~2.1ka BP的3次较大降温事件,当时的年均温分别为13.4、13.8与14.0°C,降温幅度在1.5°C左右。

海洋学报 16卷

为建立庆丰地区全新世海面变化曲线,本文主要依据各样品有孔虫个体数、种数和复合分异度H(S)值,同时参考宏体化石、介形类及沉积物的沉积环境,以判断各样品的沉积水深,从而点绘出庆丰剖面所反映的相对海面变化曲线。考虑到该地区第四系厚度不大(150~175m)、全新统薄(仅4m余),故新构造沉降速率较小(0.5~0.7mm/a);该剖面底部碳质淤泥仅厚0.5~0.6m,且有机质含量不高,故沉积物压实量不大;当地现代地壳下沉速率约为1mm/a左右<sup>[14]</sup>。因此,该地区1万年来的地壳下沉量和该剖面的沉积物压实量之和当不超过1m。经过此项改正,可获得庆丰剖面全新世海面变化曲线(图1)和按时间一高度坐标的全新世海面变化曲线(图5b)。



由图1和图5b可看出,庆丰地区1万年来海面出现多次波动:在9.3ka BP以前,海面低于现今海面5m以上,因而海水尚未波及该区.在9.3~9.2ka BP间,出现了全新世海面的第一次波峰,海面一度波及一5m左右的高度。在9.2~8.6ka BP间,海面下降到一5m以下,出现第一次波谷。在8.6~7.6ka BP间,海面再度升到一4~一5m上下,其间曾一度跌落。在7.6~

图5 庆丰地区1万年来的年均温(a)与海面变化(b)曲线 7.5ka BP间,海面再次低 落.从7.5ka BP前后起,海面急剧上升并达到现今海面或稍高位置.这次波峰一直持续到6.6ka BP,其最高位置时期(6.7~6.6ka BP)海面可高于现今海面近2m.6.6~6.5ka BP间,海面明显下降,最低时约相当于现今海面.6.5~4.0ka BP为全新世最高海面时期,持续时间长达2.5ka,但被4.8~4.6ka BP间的一次海面明显下降分为两期: 6.5~4.8ka BP高海面时期,海面普遍高于现今2~3m,最高时(5.6及5.4ka BP前后)短期达3.5m,但其间曾一度下落,4.6~4.0ka BP高海面时期,海面可高于现今2~2.5m.4.0~2.3ka BP总体上为一低海面时期,由于记录不足,其波动情况无法进一步讨论.2.3~1.2ka BP为本区最后一个高海面时期,海面一直波动上升,最高时可达现今海面以上1.5m左右.

由上所述,庆丰地区1万年来海面变化具有如下特点: (1)全新世海面是波动的,具有 9.3~9.2、8.6~7.6、7.5~6.6、6.5~5.6、5.4~4.8、4.6~4.0、2.3~1.2ka BP 等7 次 波峰及其间的6次波谷,其中后5次波峰均有高于现今海面的高海面. (2)1万年来 的 海 面 变化可划分为如下阶段: 9.3ka BP 前的迅速上升,9.3~7.5ka BP 间的急剧波动,7.5~4.0ka BP间的持续高海面,4.0~2.3ka BP间的海面明显下降,及2.3~1.2ka BP的海面明显上升并再次高于现今海面. (3)1万年来至少有4次海面明显下降时期: 9.2~8.6、6.6~6.5、4.8~4.6及4.0~2.3ka BP,其中9.2~8.6及4.0~2.3ka BP间海面下降幅度可达 4m 或更多,6.6~6.5及4.8~4.6ka BP间海面下降亦可达2m左右.

由图5还可看出,庆丰地区全新世气候变迁与海面变化有相当程度的一致性,即海面的 波峰大体相当于暖期,波谷相当于冷期。如9.3~9,2ka BP的海面第一次波峰及其以前的海 面上升相当于10.0~9.0ka BP的第一次暖期;8.6~7.6ka BP的海面上升与7.5~4.0ka BP的海面上升与7.5~4.0ka BP的高海面时期,与8.5~4.0ka BP间的全新世高温期相对应,其间所存在的7.6~7.5及6.6~6.5ka BP的海面下降,则与7.3~7.2及6.6~6.5ka BP间的冷期相当;而4.0~2.3ka BP的相对低海面(因记录不足不能细分),则大体对应于 3.0~2.9及2.4~2.1ka BP间的两次冷期;2.3~1.2ka BP间的较高海面相当于2.1~1.2ka BP间的暖期. 当然,全新世海面变化不可能完全与气候变化同步:全新世高海面出现的时期(7.5ka BP)显然与全新世高温期或气候最宜时期开始(8.5ka BP)晚,表现出滞后效应,且持续时间(7.5~4.0ka BP)也比后者(8.5~4.0ka BP)为短;某些海面下降(如4.8~4.6ka BP等)也缺乏对应的冷期。

应当指出,气候变迁与海面变化既是全球变化的重要组成部分,又有各自区域性特征. 因此,我们不能局限于单个剖面的记录,而应从全球角度考虑问题.

格陵兰冰心的氧同位素记录表明,全新世高温期为  $8.0\sim4.0$ ka BP间<sup>[16]</sup>; Nilsson则认为,北欧高温期出现在 $8.0\sim2.3$ ka BP间<sup>[16]</sup>; 日本高温期出现似乎较晚,为 $7.0\sim4.0$ ka BP,当时孢粉中以青冈、栲、山茶Camellia、罗汉松 Podocarous 为主<sup>[17]</sup>,均较我国 稍晚. 对于全新世3次降温事件,在上述格陵兰冰心的 $\delta^{1.8}$ O同位素曲线中也有反映,其时间为 $9.5\sim9.2$ 、 $6.6\sim6.4$ 及2.5ka BP;它们在西北欧依据孢粉资料所建立的1万年来的7月份气温变化曲线中也可找到,其时间为 $9.2\sim8.9$ 、 $6.4\sim6.2$ 及 $2.5\sim2.2$ ka BP<sup>[18]</sup>. 这与庆丰剖面所获得的结果相当吻合.

关于中国沿海是否存在高于现今海面的全新世高海面的争论至今并未结束。庆丰剖面所获得的结果再一次表明,中国沿海全新世海面是波动的,存在高于现今海面1~3m的全新世高海面,且达到现今海面的时间较长,为7.5ka BP,持续时间也较长,为7.5~4.0 及 2.3~1.2 ka BP. 至于高海面开始时间明显晚于高温期,很可能与北欧斯堪的纳维亚冰盖消解较早,(8.5~8.0ka BP)<sup>[18]</sup>,而北美劳伦泰德冰盖消解较晚(6.5~5.5ka BP)有关<sup>[20]</sup>.

总之,由于庆丰剖面全新世地层较为连续、完整,年代-地层标定较好,所 获得的气 候 变迁与海面变化记录与曲线的精度与分辨率较高,因而可以视为中国沿海全新世气候变迁与 海面变化的一个典型实例.

#### 参考文献

- 1 高善明,李元芳. 苏北平原全新世以来地说形成过程及农业综合利用. 黄淮海平原农田自然条件和区域环境研究, 第二集(左大康主编),北京: 科学出版社. 1987, 181~189
- 2 赵希涛,鲁刚毅,王绍鸿,吴学忠,张景文,谢志仁,杨达河,郑长苏,任剑璋,江苏建湖庆丰剖面全新世地层及环境变迁与海面变化的初步研究,科学通报,1990,35(4),285~288
- 3 赵希涛,鲁刚毅,王绍鸿,吴学忠,张景文,江苏建湖庆丰剖面全新世地层及其对环境变迁与海面变化的反映,中国科学,B辑,1991,(9),992~999
- 4 鲁刚毅,赵希涛,江苏建湖庆丰海相全新世剖面的古生态学研究与古环境恢复,地质科学,1992,增刊,261~269
- 5 王绍鸿,赵希涛,江苏建湖庆丰剖而晚更新世以来的有孔虫群落与沉积环境,中国气候与海面变 化 研 充 进 展 (一) (施雅风,王明星,张丕远,赵希涛等著),北京:海洋出版社,1990,50~51
- 5 王绍鸿,赵希涛,江苏建湖庆丰剖面晚等四纪介晋虫及古环境,中国气候与海面变化研究进展(一)(施雅风、王明星、张丕远、赵希涛等著),北京,海洋出版社,1990,52
- 7 吴学忠,赵希涛,江苏建湖庆丰剖面的饱粉分析及其所反映的古植被与古气候,中国气候与海面变化研究进展(一)

- (施雅风、王明星、张丕远、赵希涛等著),北京:海洋出版社,1990,53~54
- B 顾家裕,严钦尚,虞志英.苏北中部沿海平原贝壳砂堤.沉积学报,1983,1(2):47~59
- **9 赵希涛**, 李 波, 唐领余, 吴胜光, 苏北全新世海岸沙丘的发现及其意义. 科 学 通 报, 1991, 36(22), 1727~ 1730
- 10 赵希涛,李 波,鲁刚毅,王绍鸿,张景文.江苏阜宁西阔全新世风暴沉积与海岸沙丘的发现及其意义.中国科学, B辑,1992,(9):994~1001
- 11 朱日祥,赵希涛,魏新富,金增信.约12 000年前地球磁场极性漂移的一个证据.科学通报,1992,37(17),1596~1598
- 12 唐领余, 沈才明, 赵希涛, 肖家仪, 于 革, 韩辉友. 江苏建湖庆丰剖面10000年来气候变化序列的初步研究. 中 国科学, B辑, 1993(2)
- 13 李 波,赵希涛. 江苏阜宁西园剖面全新世风暴控制相的沉积构造与沉积构造相. 中国科学院研究生院学报,1991,8(2):46~54
- 14 胡惠民,黄立人,杨国华.长江三角洲及其邻近地区的现代地壳垂直运动.地理学报,1992,47(1):22~30
- Dansgaard W, S J Johnson, H B Clausen and C C Jr. Langway. Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In: The Late Cenozoic Glacial Ages, K K Turekian, editor, Yale Univ. Press, New Haven, 1971, 37~56
- 16 Nilsson T. The Pleistocene: Geology and Life in the Quaternary Ice Age. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1983, 651
- 17 Tsukada M. Vegetation and climate during the lact glacial maxmum in Japan. Quaternary Research, 1983, 19. 212~235
- 2 Zubakov A and I I Borzekora. Global paleoclimate of the Late Cenozoic. Development in Paleontology and Stratigraphy 12. Elsevier, Amsterdam, New York, Oxford, Tokyo, 1990, 251~294
- 19 De Geer E H. Skandinavians geokronologi, Geol. Foren. Forhandl., (GFF), 1954, 76, 299 ~329, Stockholm
- 20 Bryson R A, W A Wendland, J D Ives and J T Andrews. Radiocarbon isochrones on the distintegration of the Laurentide ice sheet, Arctic and Alpine Res. 1969, 1(1): 1~114. Boulder, Colorado