

长江三角洲晚新生代地层独居石年龄谱 与长江贯通时间研究*

范代读** 李从先 K. Yokoyama 周保春 李保华
王 强 杨守业 邓 兵 吴国瑄

(同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092; Department of Geology, National Science Museum, Tokyo, Japan; 上海市自然博物馆, 上海 200002; 天津地质矿产研究所, 天津 300170)

摘要 PD-99 孔位于长江三角洲南翼, 揭示的晚新生代地层厚 313 m. 独居石年龄谱表明, 上新统以 350~500 Ma 的颗粒为主, 第四系则以 100~275 Ma 的颗粒为主, 反映二者母源区发生了变化. 晚于 25 Ma 的独居石颗粒初现层位于高斯正极性带与松山负极性带界线之上(约在 2.58 Ma), 这是青藏高原隆升对东中国海沉积产生直接影响的开端. 长江河口地层中晚于 25 Ma 独居石含量变化分为两大阶段, 分别对应于早、中更新世青藏高原的快速隆升和晚更新世以来的最强烈隆升.

关键词 三角洲 独居石 电子探针 化学测年 长江形成 青藏高原隆升

青藏高原隆升、东西地形倒转、大河东流、长江贯通入海对东亚边缘海域沉积和古环境变化产生了巨大影响. 在河口海岸及海域沉积物中找出源自青藏高原的成分是探索这些问题的关键. 过去, 关于长江和黄河东流入海时间的研究主要集中在上游古地貌演化和中游古湖泊沉积方面^[1~14], 只有少数研究通过三角洲或海域沉积物来探索两大河流的贯通时间^[15, 16]. 长江贯通携带的沉积物在河口和海域沉积下来. 因此, 从河口三角洲或海域沉积体中寻找青藏高原物质出现的初始层位, 便可确定长江横贯东西的时间. 如根据孟加拉扇重矿物组合变化与物源区对比, 便恢复出了

17 Ma来不同沉积时段的物源区和青藏高原的隆升过程^[17, 18]. 随着一些快速微区分析方法(Micro-analysis)的应用和技术进步, 单种稳定矿物如锆石、独居石、石榴石等的成分测定已经被广泛地应用于物源研究^[19~23].

独居石是一种含微量元素的磷酸盐, 产于酸性侵入岩或与之有关的深变质岩中, 抗风化能力中等, 作为碎屑矿物见于河流沉积物. 本文在详细研究PD-99孔所揭露的长江三角洲地区晚新生代地层基础上, 选定 31 个层位制备样品, 应用目前已经成熟的独居石电子探针化学测年方法^[23~29], 绘出长江三角洲地区晚新

2003-09-15 收稿, 2004-01-19 收修改稿

* 国家自然科学基金资助项目(批准号: 40276018, 40176022)

** E-mail: fandd@online.sh.cn

生代以来独居石的年龄谱图,与地质历史时期长江流域内构造和岩浆侵入活动的时代进行对比,研究流域发生变化和长江贯通的时限等问题.

1 长江三角洲晚新生代地层

PD-99 孔位于上海浦东通用汽车公司内(图 1),是上海市地震局的基岩标孔之一. 孔深 318.73 m, 芯长 258.6 m, 取芯率平均达到 81.1%, 部分层段高达 90%. 该孔 313.0 m 打到基岩, 为古近系紫红色石英砂岩^[30]. 按间距 1 m 左右采集了粒度分析样 283 块和古地磁样 285 块, 据岩性变化而不同间距制备微体生物和孢粉分析样各 334 和 103 块. 粒度分析采用 LS230 型激光粒度分析仪进行测试, 古地磁测试由中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室完成. 晚新生代地层划分如下(图 2):

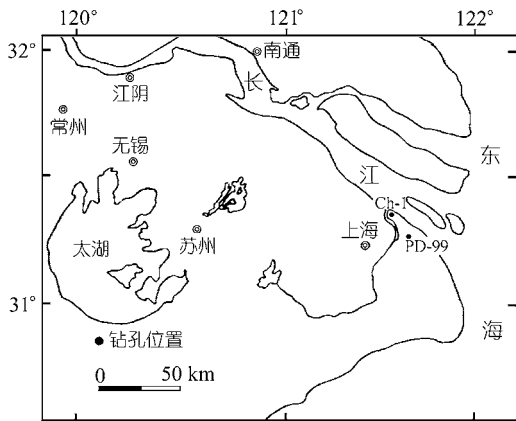


图 1 PD-99 孔在长江三角洲的位置

1.1 上新统(313.0~240.0 m)

根据岩性特征可分为上、下两段. 下段(N_2^1)为浅灰色、灰绿色硬粘土层, 见蓝色潜育斑和黄褐色铁染, 与下伏古近系呈不整合接触. 299.4~302.0 m 多处见砖红色粘土质粉砂团块, 其母源应是古近系紫红色砂岩. 上段(N_2^2)由含砾中细砂、粉细砂和粘土互层构成三个向上变细的沉积旋回. 旋回底部都为侵蚀面, 顶部的粉砂、粘土层潜育化明显, 见钙质结核、褐色铁锈斑和黑色锰结核. 上新统主要为沉积与成土相间的河湖相沉积, 其顶界对应于松山负极性时-高斯正极性时转

换界线, 年龄为 2.58 Ma.

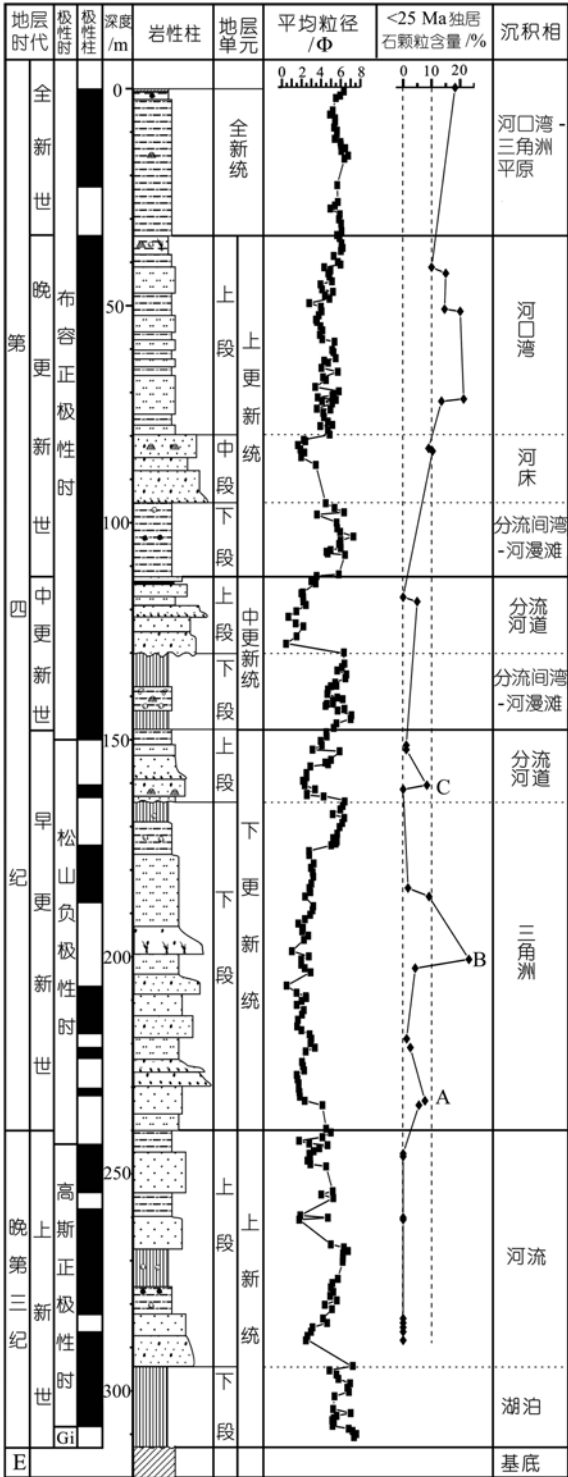


图 2 长江三角洲晚新生代地层和独居石测年

1.2 下更新统(240.0~147.6 m)

根据岩性可分为上、下两段。下段(Q_1^1)由灰色、灰黄色含砾中粗砂、粉细砂和粘土质粉砂组成,与下伏层的接触面为一侵蚀面。240.0~228.4 m 为一向上变粗层序;之上由多个向上变细层序构成,这些相互交替叠置的层序可能是由河流改道或河流作用阶段性加强造成的。204.0~174.3 m 见少量有孔虫化石,丰度为每 5g 干样几枚至几十枚,以小个体易漂种为主,反映早更新世早期本区已受到海洋(主要通过潮汐)的影响。上段(Q_1^2)为细砂、粉细砂层,顶部见潜育团块和褐色铁染斑块。未见海相微体化石,局部层段相对富集植物碎屑、残体,见腹足类碎片。下更新统为偶受海洋影响的多旋回河流相沉积。其顶界位于布容正极性时-松山负极性时转换界线上,年龄为 0.78 Ma。

1.3 中更新统(147.6~112.6 m)

依据岩性组合可将中更新统分为上、下两段。下段(Q_2^1)为棕色、褐黄色粘土层夹灰色粘土质粉砂、细砂层。潜育现象发育,见钙质、铁锰质结核,粘土层潜育化程度高,部分已成壤,见腹足类、丽蚌碎片,孢粉组合中见环纹藻等淡水藻类,应为陆相沉积环境。上段(Q_2^2)为灰色、灰黄色含砾中粗砂,由多个向上变细层序组成。113.6~114.1 m 处出现灰色粉砂夹黑色炭质层,未见海相微体化石。综上所述,本区中更新统应为分流河道-河漫滩相沉积。

本钻孔中虽未发现布莱克反极性亚带,但在相邻的 Ch-1 孔有过报告^[31, 32],其所在层位大致与 PD 孔 95.4~112.6 m 的硬粘土层相当(图 2),时代为 114~105 ka BP^[33, 34]。孢粉分析表明,该硬粘土层之上以乔木类花粉为主,代表温湿型气候,是中、晚更新世气候最宜期;在此之前和之后均为凉干-温凉略湿气候。将中、上更新统(Q_2/Q_3)界线划在该硬粘土层的底界上,与近年来将此界线划在末次间冰期起始的时间(0.128 Ma BP)是一致的^[35]。此外,中更新统顶部的炭质层类似于泥炭层。

1.4 上更新统(112.6 ~ 34.0 m)

根据岩性组合、微体古生物和孢粉资料分析,上更新统可划分为上、中、下三段。下段(Q_3^1)由粘土质粉砂与粉砂质粘土构成薄互层,见锰结核、钙质结核,

黄褐色顺层铁染,局部见炭屑和云母富集条带。孢粉分析表明当时为温湿气候环境。局部含少量海相微体化石,推断为受海水影响较弱的河漫滩沉积环境。根据气候特点推断其形成时代相当于末次间冰期(氧同位素 5 期)。中段(Q_3^2)为褐黄色含砾粗砂,夹蓝灰色含砾、粘土粉细砂,与下段呈侵蚀接触。气候已转为温凉略湿。上段(Q_3^3)由灰色粉细砂、粘土质粉砂、粉砂质粘土组成,构成多个向上变细层序,见小型潮道充填构造。有孔虫含量较高,在 79.4~62.4 和 52.0~47.1 m 处富集,5 克干样中有孔虫含量达数百枚,见海相介形虫。 $Q_3^2 \sim Q_3^3$ 的气候和海洋影响的波动可能反映了氧同位素 2~4 期的气候和海平面变化。顶界位于哥德堡反极性亚带的底,年龄为 13.75 ka。

1.5 全新统(34.0~0 m)

为灰色粘土质粉砂、黄色粘土层,质纯。在 26.3~2.3 m 层段,5g 干样中有孔虫含量一般为 100~300 枚,海相介形虫也相对较多。孢粉分析显示,气候转为温暖略湿,后期为温干气候。该层为冰后期的河口湾-三角洲平原相沉积。

2 实验方法和样品

2.1 样品采集、处理与测试

用于测年的独居石微粒为粉细砂粒级,在 PD-99 孔选择粉细砂层共采集独居石测年样品 31 个,加上长江口表层样共 32 个样品,具体采样层位见表 1。每个样品放在不锈钢研钵中轻轻研磨,然后过筛子去除大于 60 目的粗颗粒;用自来水冲掉粘土以下粒级的颗粒,冲干净后剩余颗粒粒径介于 0.25~0.004 mm 之间。低温烘干后用手持磁铁将样品中磁性矿物去除,非磁性重矿物用二碘甲烷重液分离。在镜下将独居石挑选出来,用环氧树脂固定在载玻片上,并将颗粒表面磨光滑。采用 JXL-8800 型 JEOL 电子探针进行分析测试,探测时加速电压 15 kV,吸收电流 0.2 μ A。以上独居石挑选和电子探针化学测年工作均由横山一己博士在日本国立地质博物馆完成。

2.2 独居石年龄的计算及原理

独居石含有 U-Th 等天然放射性同位素,它们经过

一系列的 α , β 衰变最终形成Pb的稳定同位素. 根据CHIME法^[36]计算出单颗独居石的年龄. 独居石年龄可由公式(1)计算得到:

$$\frac{\text{PbO}}{W_{\text{Pb}}} = \frac{\text{ThO}_2}{W_{\text{Th}}} \left\{ \exp(\lambda_{232}t) - 1 \right\} + \frac{\text{UO}_2}{W_{\text{U}}} \left[\frac{\exp(\lambda_{235}t) + 138\exp(\lambda_{238}t)}{139} - 1 \right], \quad (1)$$

其中 W 是 Pb, Th 及 U 氧化物的质量分子数; $W_{\text{Pb}} = 223.2$, $W_{\text{Th}} = 264$, $W_{\text{U}} = 270$; λ 为每种同位素的衰变常数, 这里采用 1977 年由国际地质年代学分会推荐的值 $\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ 和 $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$.

相对于放射性成因的Pb含量, 独居石含有非常少量的初始Pb^[20, 37]. 此外, 独居石一般具有一致的U-Pb和Th-Pb的同位素年龄^[20]. 因此, 可用PbO和ThO₂*来近似代替Th-U-Pb三者的关系来降低Th/U比值差异对总生成Pb的影响. ThO₂*的计算方法为

$$\text{ThO}_2^* = \text{ThO}_2 + \frac{\text{UO}_2 W_{\text{Th}}}{W_{\text{U}} \left\{ \exp(\lambda_{232}t) - 1 \right\}} \times \left[\frac{\exp(\lambda_{232}t) + 138\exp(\lambda_{238}t)}{139} - 1 \right], \quad (2)$$

将方程(2)与方程(1)联合, 并令 $m = \text{PbO} / \text{ThO}_2^*$, 得到独居石年龄计算公式:

$$T = \frac{1}{\lambda_{232}} \ln \left[1 + m \times \frac{W_{\text{Th}}}{W_{\text{Pb}}} \right]. \quad (3)$$

用迭代法求 T , n 次后当 T_n 与 T_{n-1} 接近时, 即为独居石形成的实际年龄.

3 结果与讨论

3.1 独居石年龄谱

测年结果表明, 独居石年龄分布在 <25 ~2600 Ma 范围内, 其中小于 500 Ma 的独居石颗粒占 74%~82%, 又主要集中于 100~275, 350~500 及 <25 Ma 3 个年龄段内. 大于 500 Ma 的独居石颗粒仅占 20.85%, 其中 500~1000 和 >1000 Ma 的分别占 12.30%和 8.55%, 主要出现在 750~1000 和 1800~2000 Ma 两个年龄段.

每个统内独居石年龄分布特征相类似, 以统为单元统计每 25 Ma 的独居石颗粒数, 由此得到 0~1000

Ma 独居石年龄谱图(图 3). 独居石年龄明显呈带状分布. 500~1000 Ma 的年龄分布特征无太大区别, 0~500 Ma 的年龄谱明显分为两种类型. 第四系的年龄谱图与表层相类似, 主峰出现在 100~275 Ma, 百分含量介于 41%~62%; 次峰在 350~500 Ma, 百分含量在 11%~27%(表 1). 上新统的年龄谱图与此明显不同, 主峰出现在 350~500 Ma, 其百分含量为 50.95%; 次峰为 100~275 Ma, 所占百分比为 28.06%(表 1). 另外, <25 Ma 的独居石颗粒在上新统未见, 在下更新统下段开始出现, 向上含量增多, 到了上更新统其百分含量与表层接近(图 3).

3.2 物源分析

早于 1000 Ma 和 500~1000 Ma 的独居石含量相对较少, 从上新统上段至现代长江三角洲表层沉积物中皆有一定的含量, 但又没有明显的变化. 它们可能直接来源寒武纪以前的褶皱基底或一些年代稍新的沉积岩, 但其母源为寒武纪以前的变质岩. 因此可以认为, 这些老的独居石在指示物源方面没有太大意义.

350~500 Ma 相当于构造旋回的加里东期和海西期早期. 在这一时期, 扬子板块比较稳定, 而地台东南缘造山运动剧烈^[38]. 在长江流域, 这一时期的花岗岩主要分布在中下游地区^[39, 40]. 因此, 这一年龄段独居石的相对富集反映以近源沉积为主.

100~275 Ma 相当于中生代, 大的构造旋回分早期的印支运动和晚期的燕山运动. 李锦铁^[38]研究认为, 中朝板块和扬子板块碰撞形成大别山造山带的时限为中三叠世, 大别山超高压变质带(UHPM)中锆石和独居石的年龄介于 209~230 Ma^[29]; 燕山期长江中下游地区岩浆活动强烈^[41, 42]. 这两个时期, 长江中下游, 特别下游地区大多以酸性、中酸性侵入岩为主, 而这些酸性侵入岩正是独居石的母体. 此外, 该期花岗岩在长江上游滇藏地区也广为发育^[39, 40].

新生代扬子板块内部岩浆活动为玄武岩喷出, 多见于苏皖地区^[43], 但独居石作为较少见的副矿物产于酸性侵入岩及与之有关的深变质岩中^[44], 因此这些新生代玄武岩不能成为年龄 <25 Ma 独居石的物源. 新生代以来, 特别是喜马拉雅晚期(<25 Ma)的酸性侵入岩和深变质岩主要分布在滇藏地区^[39, 45]. 印度板块于

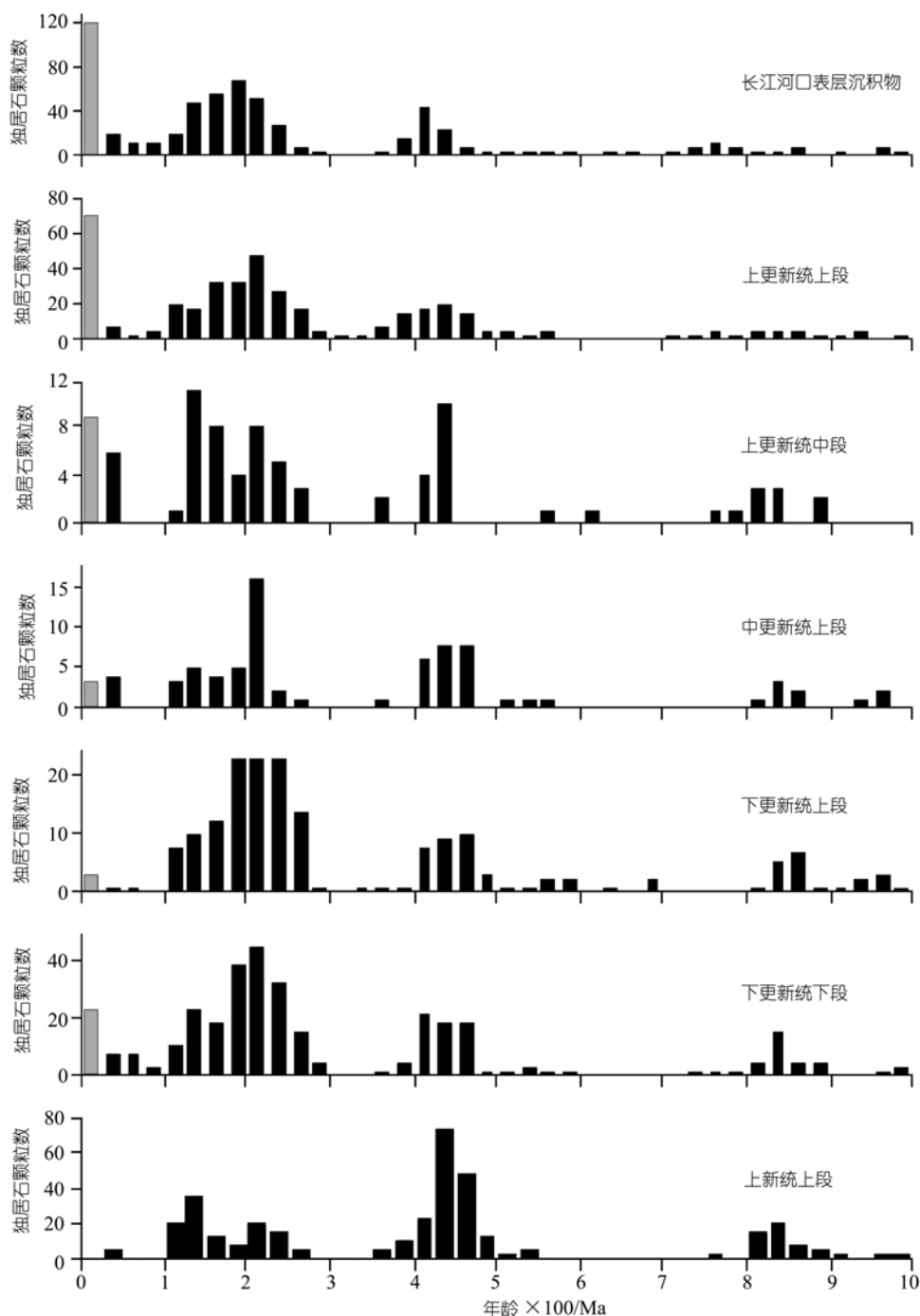


图 3 长江三角洲晚新生代地层独居石年龄分布谱图

45 Ma前后开始向欧亚板块施压, 尔后经历了多期次的高原脉动升降^[46]。与板块碰撞、造山运动相伴生的是中酸性岩浆活动, 包括冈底斯中酸性侵入岩带、念

青唐古拉中酸性侵入岩带、喀喇昆仑-唐古拉-三江中酸性侵入岩带和昆仑山中酸性侵入岩带等^[45, 47]。长江上游地区, 特别是青藏高原新生代因板块碰撞而广为

表 1 长江三角洲晚新生代地层独居石年龄(10² Ma)分布特征

取样 层位	埋深/m	不同层位各年龄段(10 ² Ma)独居石颗粒占总数的百分比/%										
		0~0.25	0.25~1.0	1.0~2.75	2.75~3.5	3.5~5.0	5.0~7.5	7.5~10	10~18	18~20	20~26	5~26
表层	0	18.25	6.13	41.87	0.31	14.11	2.9	5.82	1.36	8.75	0.45	19.28
	41.4	10	5.55	37.78	3.33	26.66	2.22	5.55	0	8.88	0	
	42.8	15	0	41.67	0	18.33	8.33	5.01	0	11.66	0	
	51.1	14.58	2.08	56.25	0	14.58	4.16	4.16	2.08	2.08	0	
	51.6	20	0	43.09	3.08	10.78	4.62	3.08	1.54	10.77	3.08	
	71.8	21.28	3.19	44.68	1.06	10.64	3.18	5.31	1.06	9.57	0	
	72.3	13.48	3.37	37.08	1.12	19.1	0	10.1	0	15.73	0	
Q ₃ ³	平均	15.72	2.37	43.43	1.43	16.68	3.75	5.54	0.78	9.78	0.51	20.36
	83.2	8.96	8.96	40.31	0	14.93	1.49	10.45	0	14.93	0	
	83.8	10.34	0	44.82	0	20.7	3.45	10.35	0	10.35	0	
	平均	9.65	4.48	42.565	0	17.815	2.47	10.4	0	12.64	0	25.51
	117.5	0	0	46.43	0	28.57	0	10.71	0	14.28	0	
	118.5	4.92	6.56	37.71	0	24.6	4.92	9.84	1.64	9.84	0	
	平均	2.46	3.28	42.07	0	26.585	2.46	10.275	0.82	12.06	0	25.62
Q ₂ ²	151.6	1.14	1.14	61.37	1.14	14.79	3.42	5.68	0	11.38	0	
	152.6	1.11	1.11	49.99	1.11	20.01	4.44	16.66	0	5.55	0	
	160.8	8.33	0	58.33	0	0	16.67	0	0	16.66	0	
	161.8	0	0	77.77	0	11.11	0	11.11	0	0	0	
	平均	2.65	0.56	61.87	0.56	11.48	6.13	8.36	0	8.4	0	22.89
	184.5	1.72	1.72	43.1	3.45	20.69	3.44	18.97	1.72	5.17	0	
	186.5	9.09	0	48.48	0	24.24	3.03	6.06	0	6.06	3.03	
Q ₁ ¹	201	23.08	7.69	42.3	0	5.77	1.92	11.54	0	7.69	0	
	203	4.26	12.76	51.08	2.13	19.16	0	4.26	0	6.39	0	
	219.3	1.27	0	51.9	0	17.72	3.8	10.14	1.27	11.39	2.54	
	221.3	2.56	3.85	51.28	1.28	21.78	1.28	6.4	3.84	7.68	0	
	233.6	7.69	0	61.54	0	7.69	0	15.38	0	7.69	0	
	234.6	5.56	27.78	38.89	0	16.67	0	5.56	0	5.56	0	
	平均	6.9	6.73	48.57	0.86	16.72	1.68	9.79	0.85	7.2	0.7	20.23
N ₂ ²	245.8	0	2	30	1	38	4	18	1	6	0	
	246.4	0	3	34	0	36	0	19	2	4	2	
	260.5	0	0	30.3	0	45.45	6.06	15.15	0	3.03	0	
	261	0	0	26.67	0	53.34	0	20	0	0	0	
	283.8	0	0	23.9	2.17	50	0	17.38	0	6.52	0	
	284.8	0	0	30.44	4.35	52.18	0	8.7	0	4.35	0	
	285.8	0	0	20.84	0	62.51	8.34	4.17	0	4.17	0	
	286.8	0	0	33.32	0	51.85	0	3.7	0	7.4	3.7	
	288.8	0	7.69	23.07	0	69.22	0	0	0	0	0	
	平均	0	1.41	28.06	0.84	50.95	2.04	11.79	0.33	3.94	0.63	18.74

发育的中酸性侵入岩是这些最年轻独居石的最终来源.

3.3 长江贯通时间探讨

在长江流域内, < 25 Ma 的独居石颗粒来自上游, 特别是滇藏地区. 因此, 它在长江河口地层中的初现层位标志着东西贯通的长江的形成, 也代表了青藏高原

原隆升通过源远流长的长江影响东中国海沉积的开始. <25 Ma 的独居石颗粒初现层位的在高斯正极性带与松山负极性带界线之上, 由此推断长江东西贯通时间约在早更新世早期(图 2). 这一结果可从河口地区晚新生代地层中其他年龄独居石百分含量的变化进一步得到说明. 中下游地区>25 Ma 的花岗岩皆有出露, 350~500 Ma 的花岗岩略占优势, 因此上新世长江未贯

通时河口地层中独居石以 350~500 Ma 为主(表 1). 长江上游地区少见 350~500 Ma 的花岗岩而 100~275 Ma 的花岗岩广为分布, 贯通后因上游物质的加入改变了河口地层中原有的独居石年龄分布规律, 出现早更新世以来的地层独居石以 100~275 Ma 为主.

根据上游地貌研究, 三峡地区水系调整并贯通的时间是在 3.6~1.8 Ma^[9]; 独居石测年结果表明, 长江东西贯通时间约在 2.58 Ma, 二者发生的时间相当一致. 由此反映, 长江中、下游湖泊不应成为河流出三峡后的归宿^[2, 3], 即使曾注入这些湖泊, 但时间也是短暂的, 串通时间应在早更新世. 长江水系应在 2.58 Ma 前后东流出三峡地区, 这与青藏运动B幕发生的时间大体一致^[1, 47], 当然它要早于三峡开始发育的时间^[9]. 三峡的形成是由于该地区存在河流, 河流随着青藏高原隆升而不断增强, 因三峡地区不断抬升而下切, 从而形成蔚为壮观的三峡和巨大输沙量、径流量的世界大河之一——长江. 因此, 长江在三峡地区实际为先成河, 即使河流是通过溯源侵蚀而贯穿三峡地区, 其发生的时代当在早更新世之前, 而不是 0.15~0.2 Ma BP^[11~14].

3.4 长江河口地层记录的青藏高原的阶段性隆升

PD-99 孔第四系<25 Ma独居石含量变化可分为两个大的阶段: (1)中、下更新统一般不超过 10%, 平均为 5.05%; (2)上更新统稳定超过 10%, 其中Q₃³平均含量达 15.72%, 与长江河口表层沉积物的 18.25%相当接近(表 1, 图 2). 青藏高原 2.6 Ma以来隆升速度也经历了两个阶段性变化: 早、中更新世高原上升速率约 2 mm/a, 晚更新世以来超过 10 mm/a^[4, 48]. 长江河口地层独居石含量的阶段性变化与青藏高原隆升速度和高度密切相关, 反映贯通后的长江河口地层记录了高原隆升的信息. 这一耦合关系反过来也是长江东西贯通的证据.

中、下更新统<25 Ma独居石含量呈锯齿状变化, 可进一步细分为三个阶段(A~C). 每个阶段独居石含量先是突增, 尔后缓慢回落. 早、中更新世青藏高原发生三次大的构造运动, 分别是发生在 2.6 和 1.7 MaBP 的青藏运动B幕和C幕及 1.1~0.6 Ma的昆仑-黄河运动^[49]. 阶段A~C发生的时间大致与这三个构造幕相对应(图 2). 由于取样层位相对较少, 以及磁极性无法给出

每个阶段变化发生时的确切年龄, 上述对比还需要进一步的工作加以证实.

综上所述, 长江贯通是在早更新世早期, 而青藏高原隆升对东中国海沉积的直接影响当在贯通后, 因此要晚于高原隆升对南中国海沉积的影响^[50]. 河口地区<25 Ma独居石含量的变化有可能较详细地记录了 2.6 Ma以来青藏高原的阶段性隆升. 因此, 河口地区地层中独居石测年资料可作为研究流域变化、母源区构造和岩浆活动的有效手段.

致谢 研究工作得到上海市博物馆和地震局有关领导的大力支持, 他们提供了 PD-99 孔的岩芯, 作者在此深表谢意.

参 考 文 献

- 1 李吉均. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(1): 1~11
- 2 王鸿祯, 主编. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社, 1985. 125~138
- 3 杨达源. 长江中下游干流东去入海的时代与原因的初步探讨. 南京大学学报, 1985, 21(1): 155~165
- 4 袁宝印, 王振海. 青藏高原隆起与黄河地文期. 第四纪研究, 1995, 4: 353~357
- 5 李吉均. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. 中国科学, D 辑, 1996, 26(4): 316~322
- 6 李长安, 张玉芬. 中国主要水系贯通和洪灾形成的地质因素分析. 大自然探索, 1997, 16(59): 61~65
- 7 王苏民, 吴锡浩, 张振克, 等. 三门古湖沉积记录的环境变迁与黄河贯通东流研究. 中国科学, D 辑, 2001, 31(9): 760~768 [摘要] [PDF]
- 8 张叶春. 长江三峡贯通的时代及意义. 西北师范大学学报(自然科学版), 1995, 31(2): 52~56
- 9 Li J J, Xie S Y, Kuang M S. Geomorphic evolution of the Yangtze Gorges and the time of their formation. Geomorphology, 2001, 41: 125~135 [DOI]
- 10 张 生, 朱 诚, 于世永, 等. 南沙套二元相结构的发现及其意义. 地理科学, 2002, 22(1): 63~66
- 11 赵 诚. 长江三峡河流袭夺与河流起源. 长春地质学院学报, 1996, 26(4): 428~433
- 12 赵 诚. 长江三峡及其上游的倒插支流和风口. 中国地质灾害与防治学报, 1998, 9(3): 7~14
- 13 唐贵智, 陶 明. 论长江三峡形成与中更新世大姑冰期的关系. 华南地质与矿产, 1997, (4): 9~18
- 14 赵 诚, 王世梅. 长江三峡及其上游河流袭夺新认识. 武汉水利电力大学(宜昌)学报, 2002, 22(3): 196~199
- 15 于洪军. 黄海、渤海陆架区可见黄河三角洲沉积的形成时代. 地质力学学报, 1999, 5(4): 80~88
- 16 杨守业, 蔡进功, 李从先, 等. 黄河贯通时间的新探索. 海洋地

- 质与第四纪地质, 2001, 21(2): 15~20
- 17 Yokoyama K, Amano K, Taira A, et al. Mineralogy of silts from the Bengal Fan. In: Cochran J R, Stow D A V, eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1990, 116: 59~73
- 18 Amano K, Taira A. Two-phase uplift of higher Himalayas since 17 Ma. *Geology*, 1992, 20(5): 391~394
- 19 Morton A C. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. *Sedimentology*, 1985, 32: 553~566
- 20 Suzuki K, Adachi M, Tanaka T. Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. *Sedimentary Geology*, 1991, 75: 141~147 [\[DOI\]](#)
- 21 Yokoyama K. Petrological study of Pre-Jurassic sandstones in the western Chugoku and Northeastern Kyushu Provinces, Southwest Japan. *Mem Natu Sci Mus, Tokyo*, 1998, 30: 147~159
- 22 Yokoyama K, Goto A. Petrological study of the Upper Cretaceous sandstone in the Izumi Group, Southwest Japan. *Mem Natu Sci Mus, Tokyo*, 2000, 32: 7~17
- 23 张照志, 赵 磊, 孟庆祝, 等. 电子探针化学测年技术及其在地质学中的应用. *现代地质*, 2001, 15(3): 69~73
- 24 Corfu F. Differential response of U-Pb systems in coexisting accessory minerals, Winnipeg River Subprovince, Canadian Shield: implication for Archean crustal growth and stabilization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1988, 98: 312~325
- 25 Montel J M, Foret S, Veschambre M, et al. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 1996, 131: 37~53 [\[DOI\]](#)
- 26 Crowley J L, Ghent E D. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. *Chemical Geology*, 1999, 157: 285~302 [\[DOI\]](#)
- 27 Williams M L, Jercinovic M J, Terry M P. Age mapping and dating of monazite on the electron microprobe: deconvoluting multi-stage tectonic histories. *Geology*, 1999, 27(11): 1023~1026 [\[DOI\]](#)
- 28 Cocherie A, Albarede F. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(24): 4509~4522 [\[DOI\]](#)
- 29 Ayers J C, Dunkle S, Gao S, et al. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan Ultrahigh-Pressure Metamorphic Belt, east-central China, using U-Th-Pb dating of zircon and monazite. *Chemical Geology*, 2002, 186: 315~331 [\[DOI\]](#)
- 30 上海地质矿产局. 上海市区域地质志. 北京: 地质出版社, 1998. 1~317
- 31 邢历生, 徐树金, 张景鑫. 长江三角洲地区第四纪磁性地层划分. *中国地质科学院地质力学研究所所刊*, 1986, (8): 89~95
- 32 Chen Z Y, Chen Z L. Quaternary stratigraphy and trace-element indices of the Yangtze Delta, eastern China, with special reference to marine transgressions. *Quaternary Research*, 1997, 47: 181~191 [\[DOI\]](#)
- 33 朱日祥, 岳乐平, 白立新. 中国第四纪古地磁学研究进展. *第四纪研究*, 1995, (2): 162~173
- 34 杨子庚, 林和茂. 中国第四纪地层与国际对比. 北京: 地质出版社, 1996. 1~207
- 35 刘嘉麒, 刘 强. 中国第四纪地层. *第四纪研究*, 2000, (2): 129~141
- 36 Suzuki K, Adachi M. The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the Gray Granite of the Hida terrane, Japan. *J Earth Sci Nagoya Univ*, 1991, 38: 11~37
- 37 Williams I S, Compston W, Chappell B W. Zircon and monazite U-Pb systems and the histories of I-type magmas, Berridale Batholith, Australia. *Journal of Petrology*, 1983, 24: 76~97
- 38 李锦轶. 中朝地块与扬子地块碰撞的时限与方式——长江中下游地区震旦纪-侏罗纪沉积环境的演变. *地质学报*, 2001, 75(1): 25~34
- 39 程裕祺, 主编. 中国地质图 1:5000000. 北京: 地质出版社, 1990. 1~73
- 40 水利部长江水利委员会. 长江流域地图集. 北京: 中国地图出版社, 1999. 32~33
- 41 郭念发, 王武元. 长江下游中生代岩浆活动与中生代盆地. *江苏地质*, 1996, 20(3): 150~155
- 42 戚学祥. 长江中下游燕山期岩浆岩成因与构造环境. *中南冶金地质*, 1998, (1): 10~21
- 43 杨森楠, 杨巍然. 中国区域大地构造学. 北京: 地质出版社, 1985. 1~341
- 44 杨承运. 光性矿物学教程. 北京: 地质出版社, 1989. 173
- 45 叶和飞, 夏邦栋, 刘池阳, 等. 青藏高原大地构造特征及盆地演化. 北京: 科学出版社, 2001. 36~66
- 46 王成善, 丁学林. 青藏高原隆升研究新进展综述. *地球科学进展*, 1998, 13(6): 526~532
- 47 孙鸿烈. 青藏高原的形成演化. 上海: 上海科学技术出版社, 1996. 1~283
- 48 丁 林, 钟大赉, 潘裕生, 等. 东喜马拉雅构造上新世以来快速抬升的裂变径迹证据. *科学通报*, 1995, 40(16): 1497~1500
- 49 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. *科学通报*, 1998, 43(15): 1569~1574
- 50 汪品先. 大洋钻探与青藏高原. *地球科学进展*, 1995, 10(3): 254~257