

文章编号: 1000-0550(2002)03-0367-09

晚奥陶世五峰期扬子海盆 海平面变化旋回与古水体深度^①

何卫红 汪啸风 卜建军

(中国地质调查局地层古生物研究中心 湖北宜昌 443003)

摘要 通过晚奥陶世五峰期扬子海盆的古地理格局、岩性及生物群的纵向变化、Ce异常变化的旋回性和生物群对海水深度的指示作用的讨论,认为扬子海盆晚奥陶世五峰期经历了5个旋回的海平面变化,海水最浅为50~80 m(观音桥层),海水最深约500 m左右。

关键词 古地理格局 岩性及生物群 Ce异常变化 海平面 五峰期 扬子海盆

第一作者简介 何卫红 女 1972年出生 硕士研究生 地层古生物学 综合地层学

中图分类号 P534.42 P531 文献标识码 A

晚奥陶世的扬子海盆北起四川广元、陕西镇安、湖北武汉、江西九江、安徽滁县,南临滇黔桂古陆(黔中古陆),西至康滇古陆,东临华夏古陆(华南海?)^[1,2](如图1)。由于后期构造运动的破坏,人们对扬子海盆当时的边界及其古地理格局的认识尚存分歧^[1,2];近年来,不少地质学家通过生物地层、生态地层、地球化学地层等方面的研究,对晚奥陶世晚期海平面变化的总体趋势、变化幅度等提出了不少新的认识^[1,3,4,5,6],但由于缺乏资料,对其中某些门类生物(如放射虫)的研究还刚刚起步,对海平面变化的旋回性和相应的海平面变化的深度认识还处于探索阶段。笔者从晚奥陶世

五峰期扬子海盆的古地理格局和地层的纵向变化以及放射虫、腕足和笔石等门类生物的综合分析入手,结合地球化学的研究,试图对扬子海盆海平面变化作进一步的探讨。

1 晚奥陶世五峰期扬子海盆的古地理格局对水体深度的启示

目前,人们对晚奥陶世扬子海盆的古地理格局主要存在2种认识,其共同之处在于:扬子海盆西临龙门古陆、康滇古陆,南为黔中古陆与江南水下列岛。但对盆地东、北面临古陆还是海洋的认识还不尽相同(如

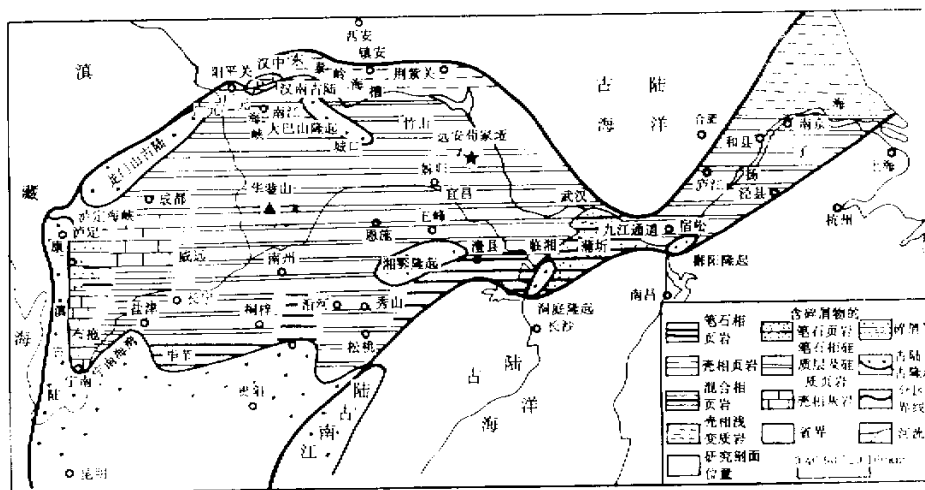


图1 扬子海盆晚奥陶世晚期古地理图

Fig. 1 The paleogeography of the latest Ordovician in the Yangtze Basin

^① 该项研究系中国地质调查局所支持的研究项目“震口系及显生宙年代地层划分的界线标志和时限的研究”的成果的一部分。

图1):其一,盆地北临华北古陆,东临华南海^[2],其二,盆地北接华夏洋,东为华夏古陆^[1]。存在这2种相反意见的原因在于(1)关于华北与扬子板块碰撞对接的地质时代,缺乏直接的地质标志为证,人们只能对盆地以北面临古陆还是海洋进行推测。(2)对剖面资料缺乏完整的认识(见古陆零星出露,则以为区域上全为古陆,其实古陆并未彼此连接)。盆地的北部和东部边缘有古陆零星出露,也有浅海沉积^[1,2,7],笔者据此推断北、东部为古陆与台缘盆地相间形成台地边缘。扬子海盆为浅海盆地已被人们普遍接受,并且当时扬子海盆浮游生物极为发育,含有不少地方性分子,这是因为浮游生物往往具有深度分带的特征(如放射虫和笔石^[8,9])。由于地理阻隔的影响,位于海盆较深处的分子,其发育往往具有地方性,但同时也含不少世界广布性分子,由此可见,尽管扬子浅海盆地北部边缘和东部边缘发育水下隆起,但其水体仍然较深,面向大洋,与大洋相通。

2 晚奥陶世五峰期扬子海盆岩性及生物群的纵向变化

五峰组底部为黄绿—紫灰色微薄层至薄层石英粉砂水云母粘土岩,产介形虫和少量笔石,不含放射虫,为BA4-5生态位^[3]。五峰组顶部观音桥层为浅黑灰色水云母粘土岩,含较多石英和少量长石碎屑,或为浅灰色泥灰岩,富产腕足类、三叶虫和单体四射珊瑚,为近岸浅水、正常盐度、灰质海底,为BA2-3生态位^[1]。五峰组主体以灰黑色富含笔石、放射虫、小个体腕足的粘土岩与硅质岩呈韵律出现,且广泛分布于扬子海盆^[1,10],可见当时的岩相、生物相在区域上的分布并不复杂,表明当时陆源碎屑供应少,盆地地势较为平坦,盆地沉降幅度小,处于稳定状态,另外,水深动态及相关因子分析也证实奥陶系“Arenig”中期以后扬子海盆处于热力均衡状态,无明显构造下沉^[4]。

无论横向上的古地理格局,还是纵向上生物、岩性的变化均表明,晚奥陶世扬子海盆为一水体较深的西、南面被古陆包围的浅海盆地,局部已达台地边缘,但没有达到台地边缘的斜坡深部或大洋盆地的深度。

3 五峰组黑色页岩韵律的成因及Ce异常变化的旋回性

晚奥陶世五峰组黑色笔石页岩实际上是一套深灰色薄层富含笔石、放射虫硅质岩与黑色微薄层富含有机质水云母粘土岩(粘土中富含笔石、腕足)组成,二者交互出现,形成韵律。对这种韵律的成因当前主要存在3种不同的解释^[11]:

(1) 成岩作用。当沉积物处于凝胶状态时,硅从粘土基质中析离出来。

(2) 放射虫繁殖速度快慢交替。放射虫的繁殖受食物供给、温度等周期性因素控制,在稳定的粘土沉积背景下,富放射虫壳的硅质层与贫放射虫壳的粘土层形成韵律性互层。以此解释奥地利某地的硅质岩,并估计一个周期的时间约8万年。

(3) 由水流周期性携来放射虫壳和稳定的粘土沉积。

笔者认为,第(1)种解释在此不成立,因为放射虫硅质层与粘土层的分界面是截然而平整的。第(2)(3)种解释均有可能,据8万年的周期估算,五峰组经历的地质历程约3~4 Ma(五峰组含40余个韵律层对)。当然克拉通盆地中食物周期性供给、放射虫出现快慢交替繁殖的这种现象归根到底还是与周期性水流作用相关。周期性水流包括洋流、周期性海平面升降形成的水流等。在此,洋流作用的可能性较小,因为没有见到洋流作用留下的沉积构造,如斜层理;克拉通盆地中,洋流作用带入的放射虫只能形成规模不大的燧石结核或团块^[12],而五峰组硅质岩呈层状产出并广泛分布。只有大规模的海平面上升才能带入如此丰富的放射虫而形成层状硅质岩。并且,硅质岩与页岩截然接触,有些层有水流沉积的水平纹层,这为周期性海平面升降带入大量硅质形成放射虫硅质岩的解释提供了依据。当然一提到放射虫由水流作用带入盆地,一般均认为放射虫没有任何环境意义。其实不然,五峰组的放射虫在硅质岩中呈分散状态存在,而不是沿层面集中分布,这说明放射虫被水流带入盆地之后,既没有马上被溶解掉,也没有立即沉至海底,而是在水中继续浮游,表明盆地中生存、保存的介质条件符合放射虫的要求。并且由于不同深度,营养条件的差异,放射虫在水中的分布是分层的^[8]。因此认为由于海平面升降产生的水流将放射虫带入盆地中,只要放射虫能继续生存并保存下来,这样的放射虫就具有环境意义,并且对五峰组放射虫丰度变化的研究可以为辨别海平面升降提供依据。

古代生物成因或化学成因的沉积物表现出来的Ce异常可以反映其沉积时的氧化—还原环境^[14~18]。笔者经测试发现远安苟家垭五峰组Ce异常表现为:五峰组早期以正异常增大为主,晚期向负异常方向偏移,其中共经历了5次Ce异常波动。第②、③、⑤次波动最为明显,而在这规模较大的3次波动中,放射虫的丰度也相映发生变化(如图2)。并且Ce异常的这种波动与微量元素的变化(引自王传尚,2001,硕士学位论文)是完全同步的,只是变化幅度有些不同(见图2、

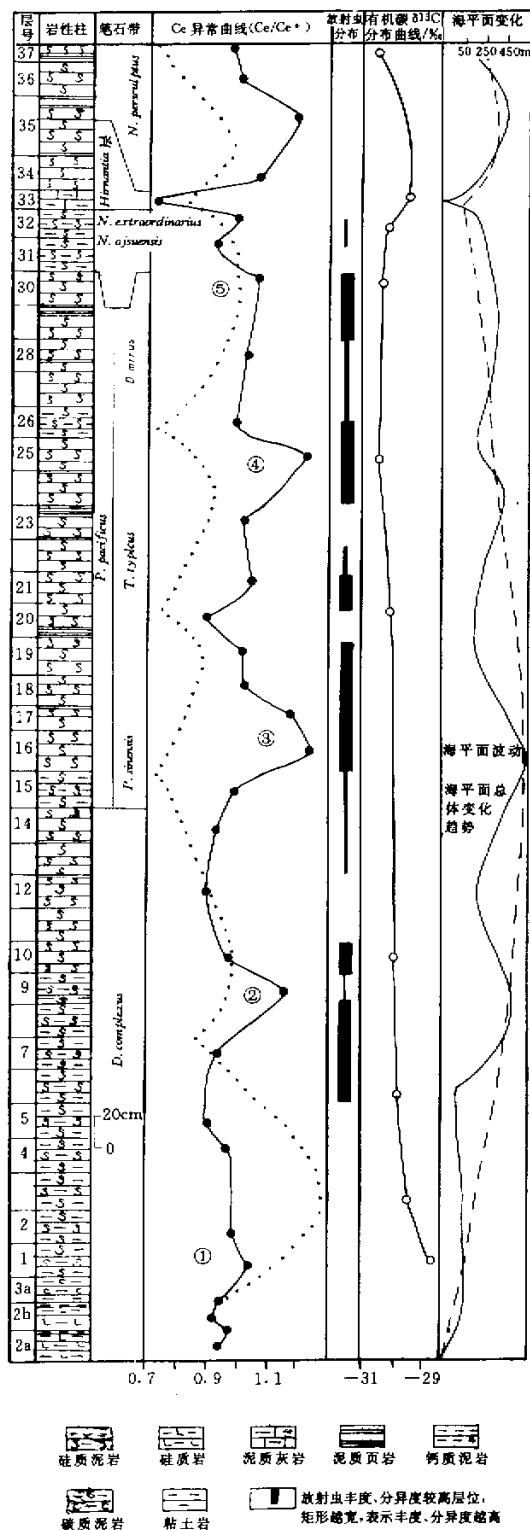


图2 晚奥陶世五峰期地球化学异常与海平面变化
 Fig.2 Geochemical anomaly and sea-level changes from Wufengian of late Ordovician

图3)。因为微量元素的变化同样也反映了氧化—还原环境及水体深度的变化,水体越深,水体的还原性越强,细粒沉积物(泥质和有机质等)相对越富集,对微量元素的吸附作用越强^[19],微量元素的丰度也越大,所以,微量元素的变化和Ce异常一样,同样可以反映水体深度的变化。对于早古生代上扬子区全岩Ce异常已有过相关研究,并认为五峰组Ce异常发生过3次波动,同时指出Ce异常与海平面变化相互依赖,全岩Ce异常可以用于恢复过去的海平面变化^[5]。笔者分析,晚奥陶世扬子海盆Ce异常波动所暗示的海平面变化与北美、非洲同期海平面波动次数(5次),趋势具有一致性^[20-22]。可见Ce异常波动受制于全球性海平面变化。另外,放射虫丰度的明显变化与Ce异常波动的同步性也暗示了放射虫丰度变化与Ce异常波动共同受制于全球性海平面变化。所以,Ce异常波动可以较为精确地描述晚奥陶世全球海平面变化的旋回,进而确定每次旋回海平面变化的相对幅度。

4 晚奥陶世五峰期生物群与海水深度

晚奥陶世五峰期扬子海盆以浮游生物发育占优势,如笔石、牙形石、放射虫等,在局部地区和有关层位与之共生的还有腕足、海绵等。

广布于扬子区的宝塔组,产深水相的扭月贝动物群,头足类也很发育,代表水深为100~200 m^[23],到临湘组顶部,泥质增高,钙质减少,头足类减少,标志水深下降至60~100 m左右^[3]。对晚奥陶世腕足类生态域的研究已有详细报道^[3],晚奥陶世早期发育个体极小(2~3 mm)的无铰纲 *Conotreta* 群落,分异度极低,化石极丰富,其生态底域比BA5深,代表水深约200~300 m或者更深些,五峰组中部到上部为个体较小、贝体扁平、体腔窄、介壳薄且脆弱的 *Manosia* 群落,其分异度较低,代表的生态位为BA4-5,水深约150m,观音桥层为个体大小不一,以中等大小为主(15~25 mm),分异度、丰度极大的 *Hirnantia-Kinnella* 和 *Dalmanitina* 生物群,其生态域为BA3-4,水深约60~80 m^[3, 23, 24]。又有研究指出,由近滨到远滨,食物供给变少,腕足个体变小,丰度变小,而随着生存空间的扩大,分异度增大,随着水深向远离陆架的方向加大,氧的含量减少,腕足分异度又会降低^[25]。因此据五峰组腕足类由早期的 *Conotreta* 群落更替为 *Manosia* 群落,其个体由小到大、分异度也由小变大的趋势推测, *Conotreta* 群落处在与陆坡上部水深(500m左右)相当的水域中, *Manosia* 群落处在远滨(400m左右)相当的水域中,晚奥陶世早期水深已达到陆架外缘,至少为陆架400~500 m深处^[3, 25, 26](见表1)。

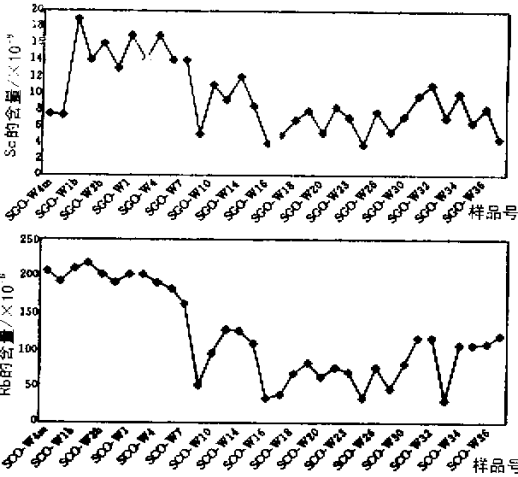
表 1 晚奥陶世五峰期腕足群落的更替与环境变化

Table 1 The succession of Brachiopoda Community and the environmental change of the latest Ordovician Wufengian

群落属性 变化 ^[3]	陆架(20~550m) ^[26]		陆坡 (200~2450m) ^[26]
	近滨	远滨	
分异度	小	大	小
个体大小	大	小	更小

Manosia ↑↑ Conotreta
群落 群落

在“Caradocian”阶钙质浮游生物就已经大量繁殖(如宝塔组发育大量的头足类)^[32],可见当时钙质浮游生物并没有稀少到使 CCD 不存在或位于潮间带附近的深度。有人认为古生代远海碳酸盐岩沉积深度为几百米,一般不超过 1 000 m^[33]。因此笔者推测,晚奥陶世的 CCD 至少也有 300 m。当然,在热带地区,温度较高,正硅酸(H₂SiO₄)的溶解度较大, SiO₂ 的含量较高,营养物质较丰富,所以放射虫也可以形成于水体很浅的潮间带^[30],但是当时的扬子海盆并不是位于低纬的热带地区,而位于中—低纬过渡的亚热带地区^[31]。另外,据放射虫个体的形态、大小研究,放射虫化石的个体微小,直径一般只有 0.1~0.2mm^[8]。习于深水生活的放射虫个体较大,多呈球形,其囊壁厚而简单;习于浅水生活的个体较小,多呈盘形或长圆形,便于浮游^[34]。五峰组的放射虫多呈球形,个体较大,约 0.15~0.3 mm,具有较深水组合的特征(图版 I、II)。另外,据硅质岩的硅同位素^[35]、生物的共生组合(主要是笔石、放射虫与海绵动物的共生)^[36]的研究,均认为层状放射虫硅质岩形成于深水台缘斜坡或者外陆架盆地半深水相中。放射虫的分布受温度影响很大,在暖水和冷水中有不同的组合。某些种是南极特有的,有些种南、北两极共有,有的则为全球性分布。大多数在浅水中生活的种属见于前两种情况,全球性的种仅见于 200 m 以下的深度。晚奥陶世处于中纬地区的扬子海盆的放射虫保持着中奥陶世放射虫 Inaniguttids 类的特征,该类放射虫在哈萨克斯坦、俄罗斯、北美、澳大利亚等地均有分布,属于世界性分子^[37、38],反应其水体深度在 200 m 以下。只有在 200 m 以下,不含砂质和其他粗大颗粒的硅质沉积才能形成,含放射虫的层状燧石尤其如此^[33],主要因为放射虫的生存受温度、光度、食物供给等影响。在温度较高的温带和热带海洋中,放射虫深度分布的主要界面分别位于 50、200、400 和 1 000 m 左右的深度^[8]。放射虫在浅盆地中的生存条件应该与在大洋中的生存条件类似,结合放射虫的面貌和古地理特征分析,扬子海盆放射虫分布界面



(图 3 中的 SCO-W1,SGO-W1 对应于图 2 中的第 1 层)
图 3 远安苟家垭五峰组微量元素 Sc 和 Rb 的变化曲线
Fig. 3 The change of microelement Sc and Rb from Wufeng Formation at Goujiaya, Yuan'an

五峰组含大量放射虫的黑灰色薄层硅质岩与硅质泥岩和黑色微薄层富含有机质水云母粘土岩成韵律出现,水平纹层发育^[3、27],笔者浸泡放射虫样品时发现放射虫呈分散状分布于层状硅质岩中。这种韵律的成因早在 20 世纪初就有人进行过解释^[8],至今对其形成的地质背景已有较为一致的看法,认为这种韵律层一般形成于远离陆源区的台地边缘较深水的外陆棚环境^[28、29],并且,克拉通内部的这种富含放射虫的层状燧石是由水流将深海硅质沉积物带入克拉通浅海盆地再沉积的结果^[29]。富含放射虫的硅质沉积物的沉积环境一般远离陆源碎屑物的源区(以免被碎屑物稀释),而且必定是在方解石补偿深度(CCD)以下形成(以免被碳酸盐稀释)^[12]。对地质历史早期的方解石补偿深度一直存在争论,在三叠纪和侏罗纪, CCD 约为 2 500 m,到侏罗纪末, CCD 发生突然下降,到白垩纪初达到 4 500 m,与现代 CCD 相似。然而在白垩纪末,大西洋的 CCD 却发生急剧抬升甚至到了透光带^[12]。有人认为,钙质超微生物与钙质浮游生物于侏罗纪才开始繁盛,所以侏罗纪以前, CCD 的深度很浅,可达近岸浅水潮间带^[30],而在晚奥陶世钙质浮游生物头足类在大洋和大陆内部海域均有分布,扬子海盆也是如此^[31],可见当时扬子海盆存在着钙质浮游生物与硅质生物之间的竞争,扬子海盆边缘,水体较浅,陆源碎屑和钙质成分含量较高,硅质放射虫在此难以生存,缺少硅质沉积,扬子海盆中部水体较深,陆源物质及钙质生物较少,硅质生物才得以大量繁殖。另外,

主要集中在 200 和 400 m 深度。现代海洋中,如北美 Santa Barbara 和挪威的一些峡湾,有类似于五峰组富含有机质、纹层发育的厌氧型的放射虫沉积物,产出于 500 m 深处^[8]。据将今论古原理和古地理格局、腕足的垂向更替等推断,五峰组放射虫硅质岩形成的最大水深已达 500 m,最浅已达 200 m。

五峰组笔石页岩中产大量笔石。笔石的繁殖、生存需要足够的养分,并且死后保存条件也比较特殊,只有在海底相对缺氧条件下才能保存下来。在陆架斜坡附近,水体较厚,海底相对贫氧,并且由于受洋流或者其他水流的影响,其中携带的营养物质较丰富,故而笔石易于呈聚集式的状态保存下来^[39]。所以笔者以为浮游笔石群落的生态环境是处在大陆架以外或者陆架边缘(斜坡顶部)。尤其值得注意的是,晚奥陶世五峰组的笔石群含不少世界广布性分子,灰岩透镜体中也产世界性分布的牙形石分子。笔石、牙形石、放射虫等均为正常盐度生物,从而说明当时的扬子海盆为一面向大洋、与大洋沟通的浅海盆地,浮游群落极为繁殖,因而盆地水深不会太浅。五峰组下部的浮游群落的生态环境大致相当于 G 群落(笔石群落)为主的生态环境,即陆架以外的海盆环境^[3]。然而,大多数事实^[1,2,3]说明当时扬子海盆为浅海盆地。水体虽然未达深海盆地的深度,但浅海陆架最深可达 550 m^[26],因此笔者推断,当时水体深度无疑已达到陆棚较深处 500 m 左右。

笔者在处理苟家垭五峰组硅质岩中的放射虫时发现,与放射虫共生的还有硅质海绵类,以十字骨针和三轴六射针为主(图版 II),属于六射海绵纲。六射海绵具有指相意义,指示静水环境,并且喜深水,常分布于 500~4 000 m 深度^[40]。也有研究指出,六射海绵动物主要生活于大陆斜坡及其以下的深海底,少数发现于 90 至 200 m 水深的范围内,在南极尤其如此^[41]。六射海绵化石的存在也表明,富含放射虫硅质岩的五峰组沉积时水深应在 200 m 以下。

5 晚奥陶世五峰期扬子海盆海平面变化旋回及其幅度

根据 Ce 异常、放射虫丰度变化及对其它共生生物生活环境的分析,得出了“海平面变化旋回及各旋回的变化幅度”图(见图 2)。由放射虫分布一栏可以看出,放射虫丰度的变化与 Ce 异常所暗示的海平面变化基本一致。在第②个旋回中(对应于第 6~12 层),随着海平面由上升到下降,放射虫丰度由大变小直至为 0(第 11、12 层未见放射虫);第③旋回中,海平面上升幅度较大,因此当海平面出现下降时,放射虫丰度并未

变小,第④旋回包含 2 个次一级旋回,所以放射虫丰度出现由大到小,再增大的现象。第⑤旋回海平面上升的早期放射虫的丰度较小,随着海平面继续上升,其丰度增大,并且,放射虫丰度较大的层位往往对应于海平面快速上升(如 6~8 层,24~25 层)或者大幅度上升之后的下降阶段(如 16~19 层),而放射虫较小层位则主要对应于海平面慢速上升阶段(如第 13~15、27~30 层)。可见,放射虫丰度变化与 Ce 异常的变化关系并非偶然,而是海平面升降的必然产物。因此笔者认为,据此绘制出来的海平面变化旋回曲线可以反应全球性海平面变化旋回。另外,据前文所述,五峰组底部灰黄色泥岩段代表的水深约 60~100 m,观音桥层水深约 50~80 m,晚奥陶世最大海侵期(对应于第 16 层)水深约 500 m 左右,含放射虫硅质层的最小水深约 200 m(如图 2)。

6 结论

(1) 据晚奥陶世五峰期扬子海盆以浮游生物发育为主,并且全球性分子和地方性分子均很发育。虽然盆地西、南、东均有古陆出露(或大面积出露,或零星分布),其北、东面有古陆或水下隆起零星出露,但仍然认为扬子海盆必定面临大洋,与大洋沟通较好。

(2) 据放射虫在岩层中呈分散状态而不是沿层面集中分布,通过分析放射虫的继续生存、繁殖、死后保存等应具备的条件,提出由水流作用带入盆地的放射虫也具有环境意义,这不同于“非原地沉积的生物不具环境意义”的传统认识。

(3) 通过对特殊层段(如五峰组底部不含放射虫的泥岩及顶部的观音桥层)的产出环境、多门类生物对水深极限的指示意义和 Ce 异常变化的综合分析,推算出晚奥陶世五峰期扬子海盆海平面变化各旋回的变化幅度及海水深度,为海平面变化的研究提供了另一种思路。

本文在野外资料收集过程中得到了陈孝红、王传尚、李志宏、牛志军和黄照先等同志的帮助,在放射虫化石的鉴定和成文过程中分别得到了吴浩若、王玉净和徐安武研究员的指导,笔者在此深表谢意!

参考文献(References)

- 戎嘉余,陈旭.华南晚奥陶世的动物群分异及生物相、岩相分布模式[J].古生物学报,1987,26(5):507~535. Rong Jiayu, Chen Xu. Faunal differentiation, biofacies and lithofacies pattern of late Ordovician (Ashgillian) in South China[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 1987, 26(5):507~535.
- 穆恩之,李积金,葛梅钰等.华中区晚奥陶世古地理图及说明书[J].地层学杂志,1981,5(3):165~170. Mu Enzhi, Li Jijing, Ge Meiyu,

- Chen Xu, Ni Yu 'nan and Liu Yaokun. The late Ordovician palaeogeographical map in central China and its synopsis[J]. Journal of Stratigraphy, 1981, 5(3):165~170]
- 3 曾庆奎. 峡东地区奥陶纪腕足类群落与海平面升降变化[R]. 宜昌: 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊, 1991, 16(16):13~39 [Zeng Qingkuan. Ordovician brachiopod communities and eustatic changes of sea level in the eastern Yangtze Gorges area, China[R]. Bull. Yichang Inst. Geol. Mineral Resources Chinese Acad. Geol. Sci, 1991, (16):13~39]
 - 4 陈均远. 奥陶纪头足类壳体的水深学信息及海平面位置年代学的初探[J]. 古生物学报, 1988, 27(3):331~344 [Chen Junyuan. Ordovician cephalopod bathymetric signals and chronology of sea-level change[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 1988, 27(3):331~344]
 - 5 冯洪真, Bernd-D. Erdtmann, 王海峰. 上扬子区早古生代全岩 Ce 异常与海平面长缓变化[J]. 中国科学(D 辑), 2000, 30(1):66~72 [Feng Hongzhen, Erdtmann B. D. Wang Haifeng. Sea-level change and Ce anomaly in the whole rock from the early Palaeozoic in the upper Yangtze region[J]. Science in China(Series D) 2000, 30(1):66~72]
 - 6 冯洪真, 俞剑华, 方一亭, 边立曾. 五峰期上扬子海古盐度分析[J]. 地层学杂志, 1993, 17(3):179~185 [Feng Hongzhen, Yu Jianhua, Fang Yiting and Bian Lizeng. Analysis on palaeosalinity in Wufengian in the upper Yangtze region[J]. Journal of Stratigraphy, 1993, 17(3):179~185]
 - 7 王鸿祯主编. 中国古地理图集[C]. 北京: 地质出版社, 1985. 45~46 [Wang Hongzhen, ed. Atlas Palaeogeographica Sinica[C]. Beijing: Geological Publishing House, 1985. 45~46]
 - 8 吴浩若. 放射虫——一门重新令人注目的微体古生物[J]. 国外地质, 1982, 6:20~22 [Wu Haoru. Radiolaria-A kind of conspicuous micropaleontology[J]. Foreign Geology, 1982, (6) 20~22]
 - 9 陈旭. 论笔石的深度分带[J]. 古生物学报, 1990, 29(5):507~526 [Chen Xu. Graptolite depth zonation[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 1990, 29(5):507~526]
 - 10 汪啸风, 陈旭, 陈孝红, 朱慈英编著. 中国地层典—奥陶系[A]. “中国地层典”编委会编著, 中国地层典[C]. 北京: 地质出版社, 1996. 11 [Wang Xiaofeng, Chen Xu, Chen Xiaohong and Zhu Ciyang, eds. [A]. Chinese stratigraphic dictionary-Ordovician[C]. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 11]
 - 11 吴浩若. 放射虫岩及其地质意义[J]. 国外地质, 1986, 7:1~4 [Wu Haoru. Radiolarite and its geological significance[J]. Foreign Geology, 1986, 7:1~4]
 - 12 Bosellini A, Winterer E L. Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model[J]. Geology, 1975, 3:279~282
 - 13 汪啸风, B. D. Erdtmann, 陈孝红. “赫南特阶”和奥陶系—志留系界线的厘定[J]. 华南地质与矿产, 1999, 3:12~18 [Wang Xiaofeng, Erdtmann B. D. and Chen Xiaohong. The “Hirnantia Stage” and the identification of the Ordovician/Silurian boundary[J]. Geology and Mineral resources of South China, 1999, 3:12~18]
 - 14 高长林. 东秦岭俯冲消减古洋壳的地球化学鉴定[J]. 石油实验地质, 1990, 11(2):135~144 [Gao Changlin. Geological chemistry examination of the subducting paleoceanic crust in eastern Qinling[J]. Petroleum Experimental Geology, 1990, 11(2):135~144]
 - 15 王中刚. 稀土元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1989. 247~344 [Wang Zhonggang. Rare earth element geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 1989. 247~342]
 - 16 Wang Y L, et al. Rare earth element geochemistry of South Atlantic deep sea sediments Ce anomaly change at 54 My[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1986, 50:1337~1355
 - 17 刘英俊, 曹励民主编. 元素地球化学导论[M]. 北京: 地质出版社, 1985. 60~61 [Lin Yingjun and Cao Liming (eds.). Introduction to Element Geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1985. 60~61]
 - 18 冯增昭主编. 沉积岩石学(上册)[M]. 北京: 石油工业出版社, 1997. 8~10 [Feng Zengzhao (eds.). Sedimentary petrology (second edition), first volume[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1997. 8~10]
 - 19 牟保磊编著. 元素地球化学[M]. 北京: 北京大学出版社, 1999. 166~171 [Mou Baolei (editor). Element Geochemistry[M]. Beijing University Press, 1999. 166~171]
 - 20 Naima HAMOUMI. Upper Ordovician glaciation spreading and its sedimentary record in Moroccan North Gondwana margin[J]. Acta Universitatis carolinae-geologica 1999, 43(1/2):11~114
 - 21 Ross C A, Ross J R P. North American Ordovician Depositional Sequences and Correlation[A]. In: Cooper J D, Droser M L, Finney S C, eds. Ordovician Odyssey, SEPM Pacific Section[C]. Las Vegas: University of Nevada. 1995. 309~313
 - 22 Schutter S R. Ordovician hydrocarbon distribution in North America and its relationship to eustatic cycles[A]. In: Webby B D, Laurie J R, eds. Global perspectives on Ordovician geology[C]. Rotterdam: Balkema, 1992. 421~432
 - 23 戎嘉余, 詹仁斌. 华南奥陶—志留纪腕足动物群的更替兼论奥陶纪末冰川活动的影响[J]. 现代地质, 1999, 13(4):390~393 [Rong Jiayu and Zhan Renbin. Ordovician-Silurian brachiopod fauna turnover in South China. Geosciences-Journal of Graduate School[J]. China University of Geosciences, 1999, 13(4):390~393]
 - 24 方一亭, 边立曾, 俞剑华, 冯洪真. 晚奥陶世五峰期扬子板块沉积模式[J]. 沉积学报, 1993, 11(3):7~12 [Fang Yiting, Bian Lizeng, Yu Jianhua and Feng Hongzhen. Sedimentary environment pattern of Yangtze Plate in Wufeng age of late Ordovician[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1993, 11(3):7~12]
 - 25 Ian G. Percival, Inarticulate brachiopods from the Late Ordovician of New South Wales, and their palaeoecological significance[J]. Alcheringa, 1977, 2:117~141
 - 26 冯增昭主编. 沉积岩石学(下册)[M]. 北京: 石油工业出版社, 1997. 119~122 [Feng Zengzhao, ed. Sedimentary petrology (second edition) second volume[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1997. 119~122]
 - 27 陈旭, 丘金玉. 宜昌奥陶纪的古环境演变[J]. 地层学杂志, 1986, 10(1):1~14 [Chen Xu and Qiu Jinyu. Evolution of Ordovician paleoenvironment in Yichang[J]. Journal of Stratigraphy, 1986, 10(1):1~14]
 - 28 金若谷. 四川龙门山北段晚二叠世大隆组放射虫岩及其形成环境[J]. 地质论评, 1987, 33(3):238~247 [Jin Ruogu. Radiolarites and sedimentary environments of the late Permian Dalong Formation in the northern sector of the Longmen Mountains, Sichuan Province[J]. Geology Review, 1987, 33(3):238~247]

- 29 梅志超,卢焕勇,李文厚. 渭北奥陶系的放射虫燧石岩[J]. 沉积学报, 1992, 10(2): 9~17 [Mei Zhichao, Lu Huanyong and Li Wenhui. Bedded radiolarian cherts in the Ordovician of Weibei, Shaanxi[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1992, 10(2): 9~17]
- 30 McBride E F, Folk R L. Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust[J]. Jour. Sed. Petrology, 1979, 49(3): 837~868
- 31 汪啸风, 陈孝红. 中国奥陶纪古生物地理与古气候[A]. 地层古生物论文集[C]. 1999, (27): 1~26 [Wang Xiaofeng and Chen Xiaohong. Palaeobiogeography and palaeoclimatology of Ordovician in China[A]. Professional papers of stratigraphy and palaeontology, 1999 (27): 1~26]
- 32 汪啸风, 倪世钊, 曾庆奎等. 长江三峡地区生物地层学(2) 早古生代分册[M]. 北京: 地质出版社, 1987. 114~119 [Wang Xiaofeng, Ni Shizhao and Zeng Qingkuan etc. Biostratigraphy of the Yangtze Gorge area (2). early palaeozoic era[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1987. 114~119]
- 33 Rudolf Ruedemann, T Y Wilson. Eastern New York Ordovician chert[J]. Bulletin of the Geological Society of America, 1936, (47): 535~586
- 34 宋天锐, 王乃文. 广东曲江—仁化地区早二叠世“当冲层”的放射虫[J]. 地质科学, 1977 (4): 390~393 [Song Tianrui and Wang Naiwen. Early Permian radiolarian in Dangchong Bed in Qujiang-Renhua Guangdong[J]. Geology Sciences, 1977 (4): 390~393]
- 35 王安东, 陈瑞君. 扬子地台不同时代层状硅岩的硅同位素结果的讨论[J]. 沉积学报, 1996, 14(2): 82~87 [Wang Andong and Chen Ruijun. Discussion on silicon isotope of bedded siliceous rocks of different ages in Yangtze platform[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1996, 14(2): 82~87]
- 36 Webby B D, Blom W M. The first well-preserved radiolarians from the Ordovician of Australia[J]. Journal of Paleontology, 1986, 60(1): 145~157
- 37 王玉净. 中国古生代放射虫十年来研究的进展[J]. 微体古生物学报, 1991, 8(3): 237~251 [Wang Yujin. Advances in research on Paleozoic radiolaria in recent 10 years in China[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 1991, 8(3): 237~251]
- 38 Hirokozo GOTO, Masaki UMEDA, Hiroaki ISHIGA. Late Ordovician Radiolarians from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia[J]. Mem. Fac. Sci. Shimane Univ., 1992, 26: 145~170
- 39 Heckel P H. Recognition of ancient shallow marine environments[A]. In: Rifby J K, Hamblin Wm K, eds. Recognition of ancient sedimentary environment[C]. Special Publication No. 16, 1972. 226~286
- 40 张维. 海绵的分类、演化及其地质意义[J]. 古生物学报, 1991, 30(6): 772~783 [Zhang Wei. Classification and evolution of sponge and its geological significance[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 1991, 30(6): 772~783]
- 41 何心一, 徐桂荣等编. 古生物学教程[M]. 北京: 地质出版社, 1993. 49~53 [He Xinyi and Xu Guirong, et al. eds. Palaeontological course[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993. 49~53]

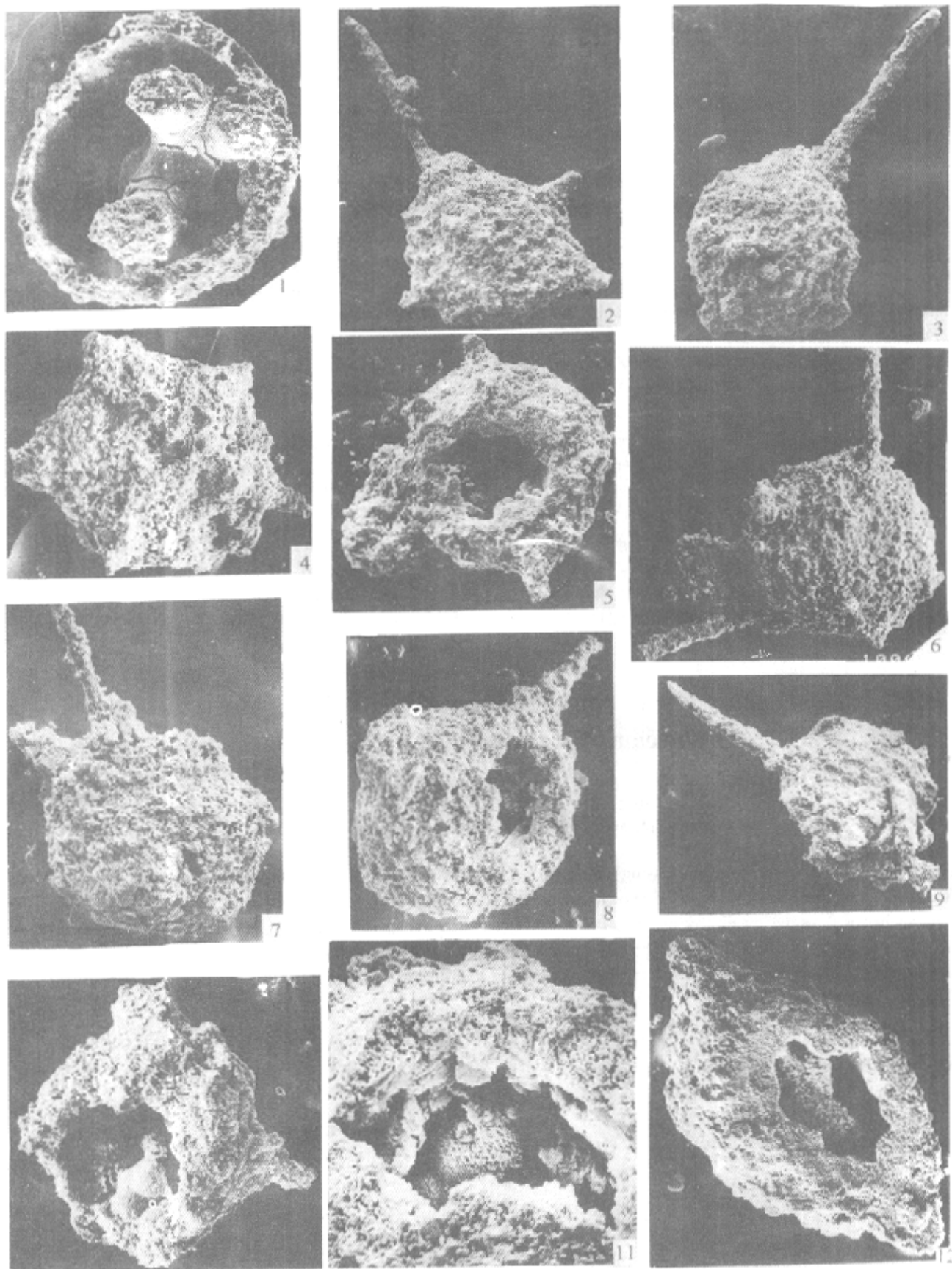
The Eustatic Cycles and the Depth of Water Mass of the Latest Ordovician Wufengian in the Yangtse Basin

HE Wei-hong WANG Xiao-feng BU Jian-jun

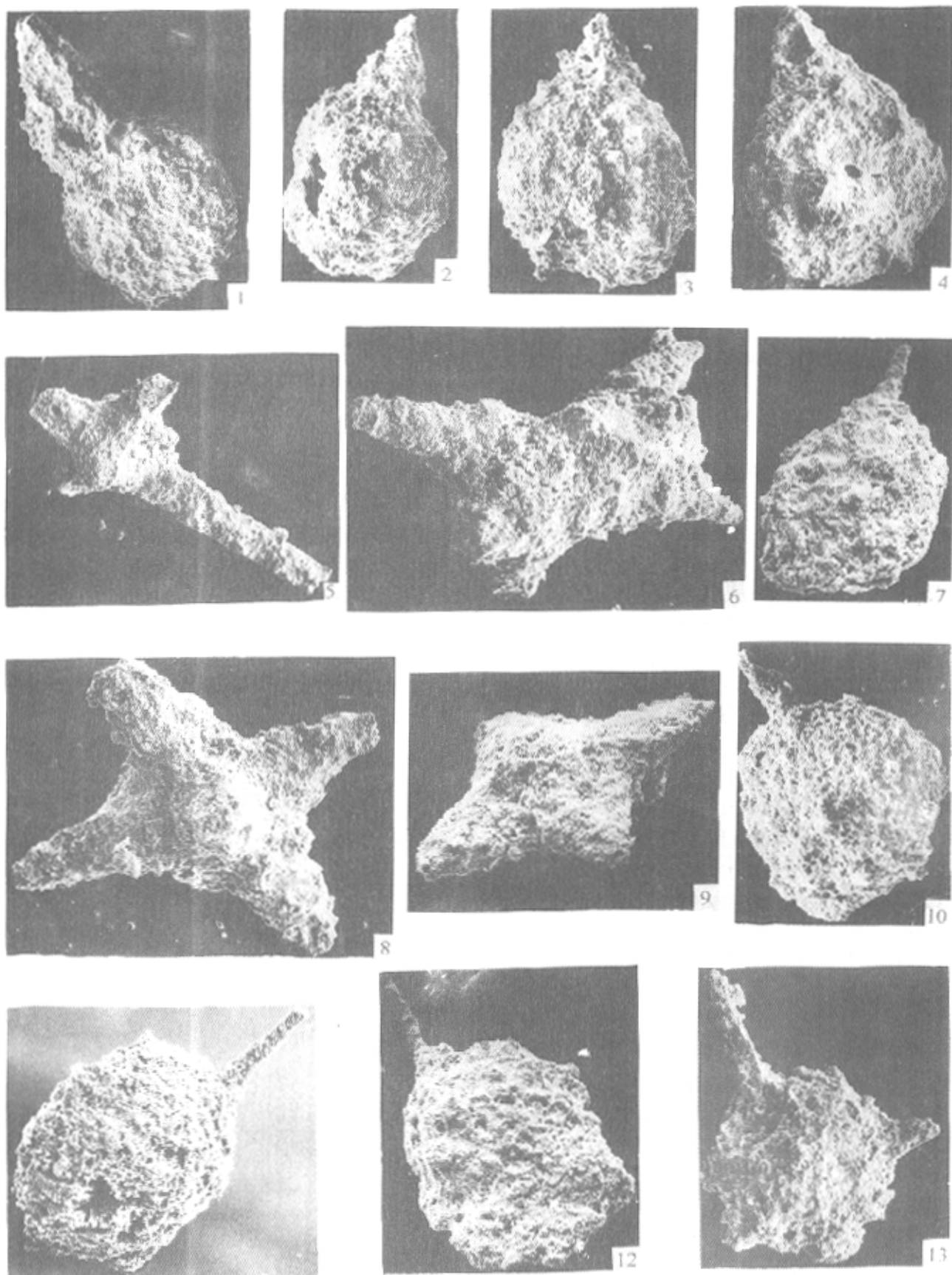
(Centre for Stratigraphy and Paleontology, China Geological Survey, Yichang Hubei 443003)

Abstract On the basis of discussing the paleogeographic reconstruction, the change of lithology and biota through the section, the cycles of Ce anomaly and the indicating biota for depth of water mass from the latest Ordovician in the Yangtze Basin, the author holds that 5 eustatic cycles in the latest Ordovician Wufengian and that, the depth of water mass is at least 50 to 80 metres (respect to Guanyinqiao Bed) and at most 500 metres or so.

Key words paleogeographic reconstruction, lithology and biota, Ce anomaly, eustatic cycles, Wufengian Yangtse Basin



图版 I 1, 3, 6, 7, 10. *Inanigutta* sp. ; $\times 267$, $\times 180$, $\times 153$, $\times 180$ 和 $\times 200$; 野外号分别为 : 28, 16, 16, 16 和 29 2. *Inanihella* sp. ; $\times 153$; 野外号为 : 16 4. *Oriundogutta bella* Wang ; $\times 220$; 野外号为 : 24 5. *Oriundogutta bella* Wang n. sp. ; $\times 200$; 野外号为 : 8 8. *Inanibigutta* sp. ; $\times 200$; 野外号为 : 16 9. *Inaniguttidae* gen. et sp. indet. ; $\times 153$; 野外号为 : 22 ; 11. 第 8 号化石的内部构造 (*Inanibigutta* sp.) ; $\times 500$; 12. Unnamed species ; $\times 200$; 野外号为 : 24.



图版 II 1, 2, 3, 4. *Unnamed species*; $\times 200$, $\times 180$, $\times 180$ 和 $\times 153$; 野外号分别为: 19, 20, 19 和 19 5, 6, 8, 9. *Hexactinellida* (海绵骨针); $\times 120$, $\times 300$, $\times 220$ 和 $\times 220$; 野外号分别为: 17, 30, 30 和 29 7, 11, 12. *Inanigutta* sp.; $\times 220$, $\times 200$ 和 $\times 180$; 野外号分别为: 8, 16 和 10 ;10. *Oriundogutta* sp.; $\times 153$; 野外号为: 16 ;13. *Inaniguttidae* gen. et sp. indet.; $\times 180$; 野外号为: 19. 标本保存在宜昌地质矿产研究所古生物研究中心, 化石均产自湖北远安苟家垭五峰组剖面, 其中图版 II 的第 5、6、8 和 9 号为海绵骨针, 其余均为放射虫化石。