

# 华南晚奥陶世的动物群分异及生物相、岩相分布模式

戎嘉余 陈旭

(中国科学院南京地质古生物研究所)

## 一、引言

奥陶纪是显生宙中一个相当独特的纪。它的特色至少表现在以下8个方面: 1) 全球稳定地块上陆表海(epicontinental 或 epeiric seas) 的分布范围几乎比其它任何一个纪更为广泛(Jaanusson, 1984); 2) 当时有一个极区, 位于现今非洲与南美洲部位, 发育单极大陆冰盖(Beuf *et al.*, 1971); 3) 古板块的碰撞造成强烈的火山活动, 超过任何一个纪的规模(Stillman, 1984); 4) 海平面的上升曾达到与白垩纪相当的史期最高位(Vai *et al.*, 1977); 5) 古陆范围较窄小, 地势多平坦, 陆源碎屑供应量不多, 陆表海碳酸盐岩大面积出现(如我国华北地台与扬子准地台); 6) 许多重要的生物门类在地球上首次出现(如珊瑚、层孔虫、苔藓虫、鱼类等)或首次发生大的分异(如笔石、棘皮动物、鹦鹉螺、介形类、腕足动物等); 7) 广布的浅海生物界一改寒武纪三叶虫单生物相占统治地位的局面, 代之以多门类生物繁盛的面貌; 8) 海相动物的生物地理区系显示了复杂而罕见的变化(Whittington & Hughes, 1972; Williams, 1973; Jaanusson, 1973, 1979)。这些乃是全球奥陶纪的总体特征。

对我国南方而言, 上述诸项特征大都有所反映, 有些还非常明显。即使位于非洲和南美的晚奥陶世大陆冰盖的增生与消融, 在华南亦有影响(Chen Xu, 1984; 戎嘉余, 1984)。华南奥陶纪的生物相、岩相和生物群分异(faunal

differentiation) 自北向南、由西往东, 变化相当显著; 不仅在横向上, 而且在纵向上均有表现(卢衍豪等, 1976; 赖才根, 1982; 张文堂等, 1982; 穆恩之, 1983)。寻找这些不同时期、不同地区的岩相与生物相的识别标志, 是研究我国奥陶纪地层与生物群分布的重要内容; 解释各种相区的重大差异, 探讨特定岩相与生物相的时空分布规律以及它们的受控因素, 长期来为地质工作者所关注。许多学者提出了诸如地槽、地台、深大断裂、地障、温度与纬度、生态分异、生物-环境控制等观点, 将问题的讨论引向深入。

本文拟以晚奥陶世(即相当于英国的 Ashgillian) 为例, 试论华南(包括通常使用的扬子区、江南区与东南区)生物群分异及其演替, 从地史发展的角度探讨控制不同相带分布及其演变的主要因素, 提出扬子区与江南区晚奥陶世三个时期(临湘期、五峰期与观音桥期)的环境模式。笔者将依据板块活动论的观点, 概述晚奥陶世华南大地构造的格架和海陆分布的概貌, 并从生态地层学的角度述及海平面的升降。虽说目前我们掌握的资料有限, 这些模式还未臻完善, 但从中可以了解当时这些地区岩相和生物相的基本轮廓与变化特点。

本文叙述的晚奥陶世三个期, 只是反映三个特征的生物群所发育的地质时期, 并非三个地质年代单位。临湘期以富产 *Nankinolithus nankinensis* Lu 和 *Foliomena folium* (Barrande) 为主的三叶虫、腕足动物群为特色, 大致相当于

表 I 华南板块北部晚奥陶世地层对比表

A Correlation of the Late Ordovician strata in the north part of the South China Plate

		上、下扬子台地 Upper & Lower Yangtze Platform I-II	皖南斜坡 Southern Anhui Slope III	浙皖海盆 Zhe-Wan Basin IV	浙赣台地 Zhe-Gan Platform V			
					碎屑岩相 Clastic Facies	灰岩、泥岩相 Limestone and Mudstone facies	碳酸盐泥丘 Carbonate mud mound	
Ashgillian	W <sub>6</sub> <i>D. bohemicus</i> Zone (= <i>C. extraordinarius</i> Zone)	观音桥层 Kuanyinchiao Bed	新开岭层 Xinkailing Bed	堰口层 Yankou Bed	?	长坞组 Changwu Fm. ( > 600 m )	三衢山组 Sanqushan Fm.	
	W <sub>5</sub> <i>P. uniformis</i> Zone	五峰组 Wufeng Formation ( 5 - 10 m )	新岭组 Xinling Fm. ( 80 - 800 m )	茅田组 Maotian Fm. ( 1000 - 2000 m )				鸡头山灰岩 Jitoushan Ls.
	W <sub>4</sub> <i>D. mirus</i> Zone			塘坞组 Tangwu Fm.				
	W <sub>3</sub> <i>T. typicus</i> Zone			黄泥岗组 Huangnigang Fm.				
W <sub>2</sub> <i>D. sichuanensis</i> Zone	涧草沟组或临湘组 Cheantsaokou or Linhsiang Fm.	汤头组 Tangtou Fm.	黄泥岗组 Huangnigang Formation					
Caradocian	W <sub>1</sub> <i>A. disjunctus yangtzensis</i> Zone	宝塔组 Pagoda Formation		砚瓦山组 Yenwashan Formation				

*Dicellograptus johnstrupi* 带晚期到 W<sub>1</sub> 的一部分;应该指出,各地含这个动物群的地层是穿时的。观音桥期亦以富含介壳相 (*Hirnantia-Dalmanitina*) 动物群为特征,各地的地层亦是穿时的,大体相当于 W<sub>6</sub> (少数或个别地方则早至 W<sub>5</sub> 或 W<sub>4</sub>)。在临湘期与观音桥期之间的称五峰期,大体相当于 W<sub>2-5</sub>, 以 *Dicellograptus* 动物群为主,局部地区五峰期早期发育 *Tcherskidium-Sowerbyella* 腕足动物群和 *Agetolites* 床板珊瑚组合。各地区晚奥陶世地层的对比见表 I。

任继舜、周志毅和丘金玉三位同志分别提供有关大地构造、三叶虫生态和沉积相研究的宝贵资料;任玉皋同志为本文清绘图件。笔者向他们表示感谢。

## 二、关于华南板块

### 1. 名称及涵义

自从板块构造学说引入我国 (尹赞勋, 1973) 之后, 一些学者用它来解释我国古生代地质构造的发展史, 取得了尝试性的成果。有关我国南方古板块构造体系的命名与涵义, 各家认识不一, 归纳起来, 大致有以下几种:

1) 称扬子古板块 (罗志立, 1979)、扬子陆块 (王荃等, 1979) 或扬子地块 (张正坤, 1984), 包括除浙、闽、粤沿海带以外的整个华南区 (罗志立, 1979, 130—131 页)。

2) 称扬子断块 (张文佑等, 1983; 孙焕章, 1985)、扬子地块或扬子板块 (肖序常等, 1984), 把扬子区 (包括江南过渡区) 视作独立的单元, 认为其周界被岩石圈深断裂所围限, 与华南冒地槽分开。

3) 最近, 李春昱、王荃、刘雪亚和汤耀庆 (1982, 3—4, 11—16 页) 提出华南-东南亚板块, 将印支半岛包括进来了。张之孟等 (Zhang, Liou and Coleman, 1984) 则称中国东南小板块 (Southeast China Microplate), 包括扬子地块、华南增生褶皱带 (G)、中国海小陆等 6 个单元。

本文改称华南板块, 其范围论述如后。

### 2. 界缘与范围

虽说上述各家观点不尽相同, 但华南与中朝-塔里木板块在基底和盖层性质、生物与沉积相特征等均存在着很大的差异却是公认的。华南板块的北界, 亦即处于华南和中朝-塔里木两

大板块之间的秦岭构造带(向西与祁连山构造带连成一体)。对这两大板块的演化机制,归纳起来,有两种不同的认识:

1) 碰撞说:认为中朝-塔里木、华南两大板块曾远隔重洋,大洋两侧的两个大陆边缘(即北秦岭区与南秦岭-北大巴山区),各自发育不同时期的地槽沉积;由于块体的相向运移,华南与中朝-塔里木板块碰撞对接,古洋壳消亡,陆壳新生,形成秦岭褶皱带(李春昱等,1978,1983;王荃,1979等)。

2) 张裂说:此说注重地裂作用在中国的重要性,认为巨大的中国地台所包括的华南和中朝-塔里木两大块体,早在古生代之前业已固结,只是在早古生代时,这个统一的地块由于大规模的张裂作用而形成了秦岭加里东优地槽(黄汲清,1984;杨森楠,1985等)。

应该指出,不管是碰撞说还是张裂说,都承认早古生代的秦岭槽区发育大规模的基性、超基性火山岩,构成断续出现的蛇绿岩套(叶大年等,1979;石铨曾,1982;肖序常、王方国,1984,21页),这就标志着早古生代的中朝与华南两板块之间发育过洋盆,出现过洋壳(杨森楠,1985,57,61页)。由于秦祁褶皱带向西和向东分别被阿尔金山断裂与郯庐走滑断层切断,黄汲清(1984,90页)还将这个构造带称作封闭的板块构造体系。据此,笔者相信,华南与中朝两个板块在早古生代时确被洋壳隔开,各自经历不同的地史发展阶段。已经获得的迹象表明,它们可能在古生代晚期或中生代早期碰撞对接。但碰撞的地质标志已被这次碰撞和后来多幕地壳构造运动,包括大规模的推覆构造(许志琴,1986),破坏得支离破碎,因此,对整体格局恢复原有面目尚待继续寻找地质证据。

华南板块东界的位置目前亦有不同观点。郭令智等(1965,1980)认为闽北建瓯群中发现镁铁-超镁铁岩体,是加里东期的蛇绿岩带。浙、闽、粤沿海地区上虞-政和-大埔-海丰断裂被认为是同期俯冲带的证据并被视作华南板块与太平洋板块的分界(罗志立,1979;李春昱等,

1982;张正坤,1984)。而肖序常等(1984)认为我国东部环太平洋地区初步只识别到两个蛇绿岩带,一个在中朝板块的东北部,另一个在台湾,都不是加里东期的蛇绿岩带。

虽说由于我国东南沿海地区屡遭中、新生代多幕构造活化和强烈岩浆活动的叠加和破坏,加之这些地区深部地质的研究,特别是地球物理勘探方面的资料还相当贫乏,因而,查明早古生代古板块构造的活动过程,以及古板块边界的确切位置还是一个十分棘手的问题。但是,笔者相信,上述上虞-政和-大埔-海丰断裂是在古生代以后形成的,它显然不是早古生代华南板块东缘的确切位置。任纪舜等(1980)认为华南东部地区的超岩石圈断裂(发育蛇绿岩套和双变质带),只见于元古代(而不是早古生代)的东南沿海地区,亦与此吻合。全球各大板块在地史时期,其周围边缘大都有继承性。太平洋洋脊扩张时太平洋古板块向两侧与陆壳碰撞的活动带很窄,如我国东部与北美洲西海岸,按由新到老排列的顺序推测(王鸿祯,1981;王鸿祯等,1980),早古生代华南板块的东界应在上虞-政和-大埔-海丰断裂与现今太平洋板块两侧消减带之间的区域内。金翔龙、喻普之(1983)推测,早古生代太平洋板块与亚洲板块碰撞带的位置可能大致位于福建-岭南隆起带以东。尤其需要指出的是任纪舜等(1986)最近发表的“华南大地构造的几个问题”论文,根据我国东部和南部海域新的钻探资料,认为华南加里东地槽的东南方向不是面向大洋,而是面向大陆,这就使人们重又回到了葛利普的华夏古陆的构想。根据上述,笔者在绘制华南板块轮廓时,未确定其东部边界,华南之东部仍系华夏古陆(插图1)。

至于华南板块的西界和南界,主要参考王荃等(1979)、张文佑等(1983)、赵有年等(1985)和张正坤等(1984)的意见。李春昱等(1982,13页)曾提及“越南红河断裂零星分布有基性、超基性岩体,可能是金沙江俯冲带的另一支”。但目前还不知道这套岩体的确切时代。

### 3. 关于“江南深断裂带”

许多学者对横跨苏南、皖南、赣北、鄂东南、湘西北、并折向黔桂方向的“江南深断裂带”很重视。杨志坚(1981, 1984)认为这个深断裂向东出海呈北东东-近东西向延伸,称“江南-济洲岛-飞弹深断裂”,“它不仅是中元古代以来的槽台分界线,是古生代地层、古生物、岩相、构造的突变带,同时也是以燕山期为主的岩浆岩和含矿专属性的分界线”。张文佑等(1983)和孙焕章(1985)等将此界作为扬子板块的南缘。这个“江南突变带”就是所谓的扬子区与江南过渡区之间的分界位置。

在寒武纪与早、中奥陶世,此带两侧确实存在明显的差异,有些地方相隔几十公里、有些只有1—3km,生物相与岩相便发生重要的、甚至是突然的变化。沉积盖层上表现的这种差异,原因可能在于基底断裂和基底性质上。扬子旋回晋宁运动期间(850 百万年),扬子区和江南区被切成若干地块,整个中国南部地区呈现断阶状的倾斜地形,江南过渡区地处一系列断陷盆地,很可能处于所谓江南断裂带的位置上。应该指出,“江南突变带”的位置不是固定的,而是随时间移动的。如早寒武世早、中期,此界在秀山-瓮安一线与向东到凯里-大庸一线之间来回摆动;到早寒武世晚期和中晚寒武世,此界基本上在台江-大庸一线东西稍作摆动,但从不过越三都-泸溪连线(周志毅, 1979; 卢衍豪、钱义元, 1983)。到了奥陶纪的早、中世,“江南突变带”的东界变动不大,而晚奥陶世情况就不大相同;具有扬子区特征的、几米至十余米厚的五峰组碳质、硅质页岩,向东南一直扩展到被称为华南冒地槽区的湘中涟源、邵阳一带。如此看来,“江南深断裂带”的本身实际上是一个在岩相与生物相上逐渐变化的过渡区,其位置大体固定,但各期又并不相同(任纪舜, 1964, 1984; 卢衍豪等, 1976; 杜森官等, 1980; 杨志坚, 1981; 穆恩之, 1983; 俞剑华等, 1984; 刘永耀等, 1984)。

然而,也需指出,奥陶纪“江南突变带”的本身或其临近地区,并不象有的学者指出过“存在

岛弧构造”的那样,因为那些地区既未发现加里东期的深海槽及其相伴随的特殊的沉积相,亦无同期岩浆活动和岛弧火山组合,至多发育断续出露的群岛与水下高地(任纪舜, 1964; 王鸿祯, 1982)。奥陶纪时的江南过渡区是扬子台地的南缘和东南缘的延续部分,仍属于陆表内海或称陆表海,而并不象有的学者所认为的那样处于大陆边缘海的位置。鉴于迄今未见分隔扬子区与江南区早古生代板块消减带的确凿证据,笔者不相信“江南突变带”是南北板块缝合线位置的说法。因此,将扬子、江南与华南三个区共同置于一个板块,即华南板块,至少就早古生代而言,是妥当的。

## 三、古海陆分布与古地理位置

目前国内通常采用全国范围、不同时期的古地理图编制法,而不涉及板块的离合问题。本文笔者在前人图件的基础上,绘制了华南板块晚奥陶世临湘期、五峰期及观音桥期的古海陆分布图(见插图1)。其边界是按板块学说的观点来圈定的。图件的绘制只反映华南板块的部分古地理特征。

### 1. 古海陆分布轮廓

本文与流行的图件(刘鸿允, 1955; 穆恩之等, 1981; 赖才根, 1982; 关士聪等, 1984)不同之处主要表现在以下两个方面:

1) 流行的图件将华北古陆作为扬子海的北缘,本文则认为奥陶纪时扬子海域自秦岭海槽以北,面向一片开阔的广海,这里将它称为华夏洋(Cathaysian ocean)。除前节所述构造上的原因之外,从沉积相研究出发,临近华北古陆的地方,并未发现典型的临岸、滨海的沉积物及相应的沉积构造。在古生态学上,亦未发现确凿的近岸浅水的底栖群落,相反,靠近所谓华北古陆的边缘区,却发育了浅海较深水域的生物群落。如临近传统华北古陆南缘的南京附近,在汤头村奥陶系顶部的“新开岭层”(即 *Dalmanitina* 层),发现富含以 *Dalmanitina* 为特征的介壳相化石组合,内含腕足类 *Paromalomena*,

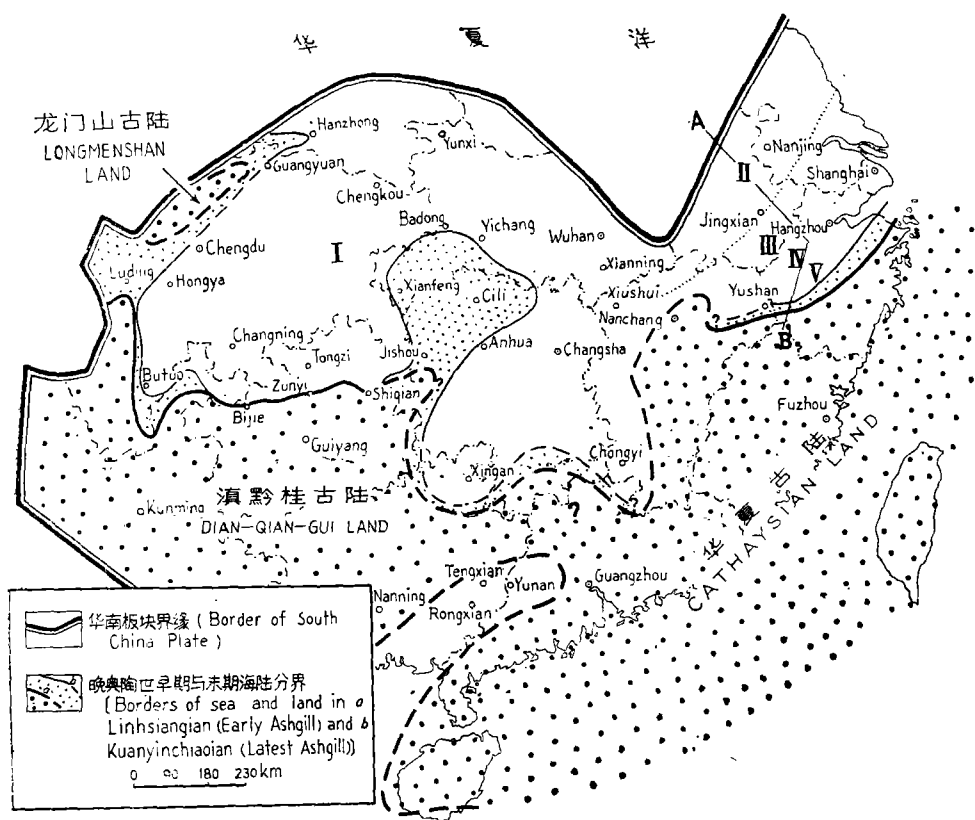


插图 1 晚奥陶世临湘期、五峰期和观音桥期华南板块的海陆分布图  
Linhsiangian, Wufengian and Kuanyinchiaoian (Ashgillian) Paleogeography of the South China Plate

*Aegiromena* 及 *Coolinia*, 数量少, 分异度低, 它们虽属于 *Hirnantia* 动物群, 但与上扬子区黔北、川南、鄂西观音桥层所产的 *Hirnantia* 动物群差别明显, 与皖南泾县、赣西北修水武宁新开岭层所产者大体相同, 属于 *Paromalomena-Aegiromena* 组合(戎嘉余, 1979)。一般来说, 这是个浅海较深水域的底栖群落, 相当于底栖组合 (Benthic Assemblage) 4—5, 水深超过 60 m (波基面与活跃的造礁活动的下限) (戎嘉余, 1984)。由此往北东方向, 到句容仑山一带, 五峰组顶部 (含 *Diplograptus bohemicus* 带) 与高家边组底部 (相当 *Glyptograptus persculptus* 带) 呈连续沉积的关系, 不见含壳相化石的 *Dalmanitina* 层, 显然被笔石相层位所代替。说明由于这里的海域水深超过南京地区, 不利于底栖腕足动物生存。这样, 很难使人相信, 在南京-仑山

以北不远的地方是华北古陆的位置。

2) 流行的图件将华南海域 (或称东南海槽) 勾画得很宽阔, 而华夏古陆 [赖才根 (1982, 297 页, 图 5) 曾以东南沿海古陆称之] 限于浙、闽、粤东南沿岸一带。笔者编制的图件表示晚奥陶世 (特别是观音桥期) 华夏古陆范围显著扩大\* (见插图 1), 而华南海域明显缩小。这是根据以下 4 点确定的:

第一, 从赣东北到浙西, 发育晚奥陶世中期三衢山组浅海碳酸盐岩建造, 富含大量床板珊瑚 (*Agetolites* 动物群) 和腕足类 (*Tcherskidium-Sowerbyella* 动物群) 等化石 (林宝玉、邹鑫祐, 1977; 戎嘉余、韩乃仁手稿), 还发育晚奥陶世鸡

\* 华夏古陆向南延伸部分, 即可能是南海地台 (任纪舜, 1964; 任纪舜等, 1984)。

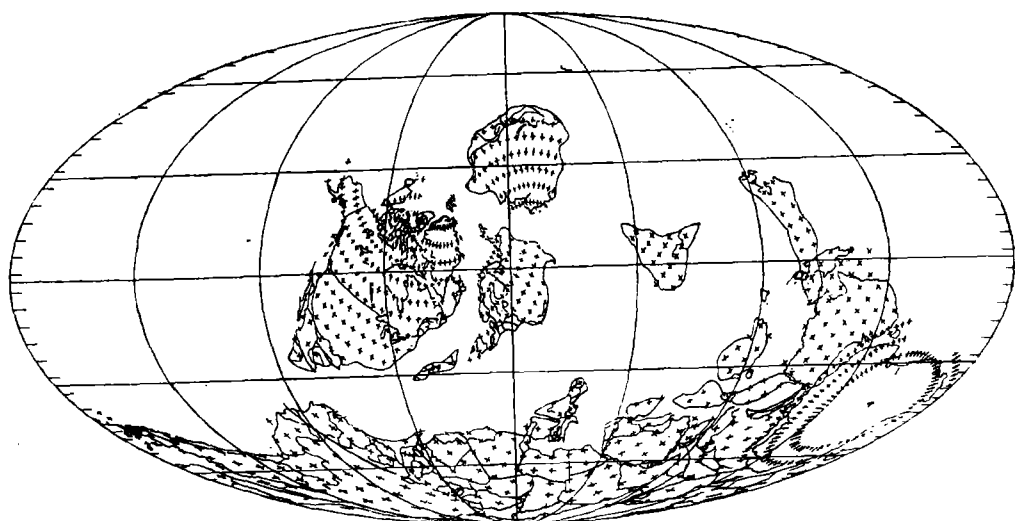


插图2 早志留世(晚蓝多维列—早文洛克)古地理再造图(根据 Scotese 等, 1985)  
Late Llandoveryan to Early Wenlockian Paleogeographic Reconstruction  
(after Scotese *et al.*, 1985)

头山灰岩\* 的浅海灰泥丘 (Carbonate mud mound), 其中所含化石极少。它们都发育于华夏古陆西侧的浙赣台地上, 属于陆表浅海区的范围。赣东北玉山南部祝宅村附近的三衢山组顶部, 发育紫红色的红层及风化壳 (陈旭等, 1987), 证实了那里三衢山组沉积之后曾露出地表。这显然是华夏古陆西缘向西扩大的证据。推测玉山祝宅的上述地质发展史, 在华夏古陆西侧带有一定的普遍性。例如, 向南到福建省, 迄今未发现晚奥陶世的地层及可靠的化石\*\*。

第二, 华南板块南部地区发育陆表浅海近岸沉积相和生物群落也值得注意。两广交界的云开地区如桂西的岭溪、容县等, 出露上奥陶统以碎屑岩相为特征的三尖群, 主要岩性为砂质页岩, 厚层细砂岩间夹薄层黑色页岩与粉砂质页岩 (偶含菱铁矿泥质砂岩和含砾中粗粒砂岩); 砂岩含1—5%的长石, 砾石以石英为主, 砾径有0.2—1 cm, 磨圆度为次棱角状至次圆状, 又常发育斜层理, 表明这是一套近岸浅水的沉积。所含腕足类包括 *Nicolella*, *Rafinesquina*?, *Strophomena*?, *Sowerbyella*, *Lingula* 等, 还有瓣鳃类 *Cypricardella* 和三叶虫 *Lichas* (见中南地区区域地层表编写组, 1977)。笔者未观察过

这些化石标本, 单从所列化石属种考虑, 这可能是一个近岸浅水、平坦海底以腕足类占优势的生态群落, 相当于底栖组合2—3。这与上述沉积相所反映的情况是一致的。这套地层向东延伸到粤西的郁南、云浮和高腰一带, 可见有一定的分布范围。由此推测, 上述化石群的产区距当时古陆的位置已经不远了 (见插图1)。

第三, 根据湖南、广西和广东省地质局区调队的资料, 广西东部的宜山至罗城和桂林以南地区, 泥盆系的郁江组超覆在寒武系 (产 *Protoprongia*) 之上, 缺失整个奥陶—志留纪地层。向南到柳州、南宁及至大瑶山一带, 下泥盆统莲花山组超覆在下奥陶统含笔石地层之上, 缺失中、上奥陶统。向东北方到湘、粤交界地区 (如郴县、连县一带), 更缺失全部奥陶—志留纪地层。粤北的曲江、始兴、河源一带发育中奥陶统含笔石 (*Nemagraptus gracilis* 带) 地层, 均无确凿的

\* 鸡头山灰岩出露在江西玉山的鸡头山地区, 为一套较厚的灰岩, 所含大化石相当贫乏, 推测属于台地边缘的灰泥丘 (Carbonate mud mound), 为方便起见, 暂用鸡头山灰岩一名。目前, 它还不是正式的岩石地层名称。

\*\* 李兼海、朱义华、李仁杰, 1984: 论福建西部早古生代的沉积建造及岩相古地理环境。

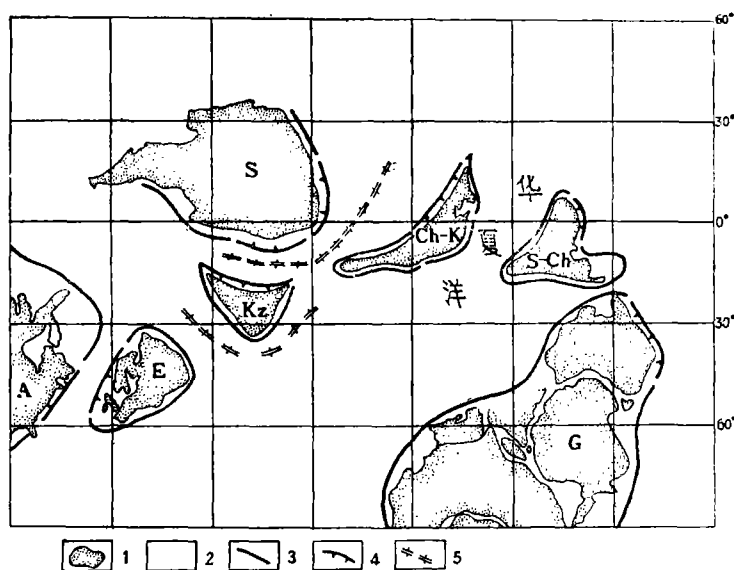


插图3 亚洲及邻区早古生代晚期古地理复原示意图(据李春昱等, 1982, 略加补充)  
Late Early Paleozoic Paleogeography of Eastern Asia (modified from Li Chunyu  
*et al.*, 1982)

1. 陆壳 2. 洋壳 3. 陆壳与洋壳的分界 4. 板块俯冲带与俯冲方向 5. 扩张脊 Ch-K. 塔里木-中朝板块 S-Ch. 华南-东南亚板块 G. 冈瓦纳古陆 S. 西伯利亚板块 Kz. 哈萨克板块 E. 东欧板块 A. 北美板块

1. continental crust 2. oceanic crust 3. boundary between continental and oceanic crusts 4. subduction zone and the direction 5. oceanic range Ch-K. Tarim-Sinokorean plate S-Ch. South China-Southeast Asia plate G. Gondwana land S. Siberian plate Kz. Kazakhstanian plate E. East European plate A. North American plate

上奥陶统的化石资料。江西赣水流域以东亦未寻获晚奥陶世和志留纪的生物群。这样, 华夏古陆向西、滇黔桂古陆向东扩展以至连接, 使华南海域在晚奥陶世大大缩小。

第四, 晚奥陶世晚期, 湖北西南部和湖南西北部五峰组最上部、观音桥层及龙马溪组最下部的地层及生物群全部缺失, 说明当时的本区曾发生明显的造山运动, 海水退出, 露出水面, 使陆地扩大, 海域缩小(见插图1)。

## 2. 古地理位置

利用古地磁资料给某一时期的板块定向与定位, 是目前常用的手段, 但这不应是唯一的手段。因为古生代地层的古地磁研究起步较晚, 精确性尚差, 故各家据此确定的古板块位置常常差异甚大。王荃等(1979)认为: 据古地磁资料粗略估计, 早古生代的中朝与扬子陆块之间,

相距至少 5000km。Scotese 等(1979)则认为早古生代中朝-塔里木板块与华南板块密接, 即使分开亦不会相距很远。他们标定中奥陶世(Llandoillean-Caradocian 之初) 华南的位置在 33°N—47°N 之间, 中志留世(Wenlockian) 华南的位置则移至赤道两侧, 其唯一的根据是 Khramov (1975) 对新疆早古生代地层的古地磁资料, 这样处置似乎过于大胆。最近, Scotese 等(1985, 60 页, 见本文插图2) 改变了观点, 将早古生代的中朝-塔里木板块与华南板块分开, 由洋壳相隔, 标定晚 Llandovery 至早 Wenlock 世华南板块的位置在 15°S—35°S 之间, 处于低纬度区与南温带的交界区内(见插图2)。其根据只是由 Lin 等(1983)提供的华南某地中寒武统的一个古地磁资料, 证据似亦不足。而李春昱、王荃等(1982) 则将志留纪时期华南-东南亚板块置于当时的

赤道附近(见插图3)。

目前,尚无一幅全球晚奥陶世古板块地理位置图。但是,根据当时或相近地质时期的生物相与沉积相证据,还是可以发现一些线索的。如晚奥陶世全球热带区发育生物礁与碳酸盐泥丘\* (Carbonate mud mound) (Webby, 1984),地处华南板块东部的浙赣交界处发现 Ashgill 中期的点礁,和暖水的 *Agetolites* 动物群;这个动物群还见于临近华南板块北缘(即东秦岭海槽)的地区等;浙赣地区晚奥陶世三衢山组顶部发现极浅水海相红层与古风化壳;凡此,均指示温暖、潮湿的气候特征,当时的浙赣一带处于低纬度区不至谬误。华南板块中部偏西的黔东南早志留世中、晚期地层中发现生物礁与生物层(葛洲洲、戎嘉余等, 1979; Chen Xu, 1984),所指示的古气候特征,与上述推断也是一致的。

#### 四、生物相、岩相分布模式

笔者遴选华南板块的北部(包括上、下扬子区及其毗邻的江南区)作为建立本区晚奥陶世环境模式\*\*的依据。这是因为这个区域: 1) 研究历史长,基础较好; 2) 在纵向与横向上,岩相、生物相及其环境均多变化,又有探讨其变化规律的诸多有利条件; 3) 东西缘分别发育华夏古陆和龙门山古陆,扬子区被陆表海淹没,能明显反映它向江南区过渡的特征。

需要指出的是,海平面的大幅度升降,大大改观了古陆与海域的轮廓,更新生活环境和沉积环境,改造沉积相带,并使食物链的结构发生根本的变化;进一步说,海水深度的大幅度变化,常常破坏浅海底域(甚至影响到浮游生物)的生态系,导致原先繁盛生物的衰亡,新生物种的出现。华南板块晚奥陶世五峰期 *Dicellograptus* 笔石动物群的大规模绝灭、观音桥期 *Hirnantia-Dalmanitina* 介壳相动物群大面积的分布与整体上的绝灭,都与当时冈瓦纳大陆极地冰盖的大量增生和迅速消融所引起的海平面大幅度的升降密切相关(Chen Xu, 1984; 戎嘉余, 1984)。

#### (一) 宝塔期 (Caradoc 中晚期)的环境特点

宝塔组是奥陶纪海侵时分布最广、最稳定的碳酸盐岩沉积,发育以 *Sinoceras* 为代表的生物相,不仅广泛分布在扬子台地的主体部分,而且向陆地边缘不同期地层上超覆(如龙门山古陆东缘与黔中古陆北缘)。扬子台地的东部,宝塔组亦很发育,并延伸到江南区过渡带(如皖南、浙西、赣北等区)内,这就是含 *Sinoceras* 动物群的砚瓦山组,皖南、赣北与扬子台地毗邻,它们的砚瓦山组比浙西的薄,厚仅几米到十余米(杜森官、王莉莉, 1980; 俞剑华等, 1976、1984)。

对宝塔组沉积环境的认识,近年来有新的突破。根据刘特民等(1983),姬再良(1985)和陈旭、丘金玉(1986)的研究,证实了所谓的龟(干)裂纹实际上是一种成岩过程中的水下收缩裂纹(Shrinkage),而不是胶缩纹;它不是潮上、潮间带的产物,而是在潮下带下部形成的。除了对岩石本身进行研究外,根据生物群的生态特征亦可推测宝塔组的环境。宝塔组所含三叶虫圆尾虫科(Cyclopygidae)的代表,具有海域深层浮游生活的习性(bathypelagic habits),只是随 Caradoc 全球性的大规模海侵时,才进入扬子地台。类似的例子还见于北美地台(Fortey, 1984, 45页)。宝塔组的头足类 *Sinoceras* 和 *Michelinoceras* 等属于典型的浮游生物,气室内没有滨海沉积物堆积的证据,显然不是潮坪或潮间带的产物,而是潮下带正常浅海的生物群

\* 晚奥陶世的造礁活动和碳酸盐泥丘的发育尚未引起人们的足够重视,南大陆冰盖的形成和增生造成“整个晚奥陶世气候转凉”的假象。事实上,在瑞典中部、挪威南部,爱沙尼亚、英格兰北部、爱尔兰、美国中部、加拿大东部、苏联东北部(Kolyma)、西伯利亚、萨莱伊尔、西班牙以及本文述及的浙西,都出现了低纬度暖水生物相和沉积相,时代为 Ashgillian 的早、中期,个别地区可延至 Ashgillian 晚期。笔者推测全球气候转凉主要是在 Ashgillian 晚期,而不是整个晚奥陶世。

\*\* 俞剑华等(1979)对江苏南部早奥陶世红花园期的沉积环境和岩相古地理作了专门研究,自西向东划分出宁镇台地边缘浅滩相带,宜兴陆棚海槽斜坡相带,太湖陆棚海槽相带,斜坡相带(?)和昆山开阔台地潟湖相带。



(陈挺恩、邹西平, 1984; Burrett *et al.*, 1984)。共生的腕足动物个别而零星, 分异度很小; 据许汉奎对川北城口地区宝塔组化石的研究, 发现腕足类体小、壳薄, 推测营假漂浮的生活方式(见西南地区地层古生物手册, 151 页, 图版 66, 图 22—24)。这与正常浅海中大量底栖类群的环境迥然有别。陈润业描记的小型扭月贝类“*Tetraodontella*” *transversa* Chen (见西北地区古生物图册, 陕甘宁分册下古生代部分, 116 页, 图版 34, 图 12。属名引号系本文所加), 即采自陕西南郑梁山的宝塔组, 推测亦为浅海较深水的产物。可见, 当时的扬子海, 除边缘地区外, 大都属于陆表浅海的较深水域, 水深且宁静。根据上述生物群的生态特征分析, 推测水的深度已超过了浪基面(一般在活跃的光合作用的下限), 可能在 100 m 上下, 相当于潮下带下部。只有在近岸海域, 如邻近黔中古陆南缘贵阳乌当的黄花冲组和沿康滇古陆东缘的巧家组上部, 发育珊瑚 *Calostylis*, *Amssasia* 等(杨绳武、王克勇, 1980), 可能相当于 BA2—3 的底域生态位, 属于潮下带上部的近岸浅水沉积。

据 Fortey (1984) 的研究, 全球奥陶纪海平面上升有四次顶峰期 (Tremadoc 中晚期、Arenig 期、Llanvirn 期与 Caradoc 中晚期), 其中以 Caradoc 海侵范围最广。这样, 宝塔期的海侵与同时全球海平面的上升是一致的。需要说明的是有的学者认为奥陶纪南大陆极地冰盖的形成始于 Caradoc 期, 然而这与当时存在全球海平面上升的事实是矛盾的。笔者推测当时海平面的上升可能与古太平洋中脊较快速的扩张相关。在早古生代, 古太平洋板块分别向东、西两侧的华南和北美古板块碰撞对接中, Caradoc 中、晚期的大洋中脊扩张速率似乎较快。这是否是导致晚奥陶世华夏古陆的强烈上升、西缘向西北扩大, 华南板块东部生物相、岩相及环境特征发生剧烈变化的一个主要因素, 值得探讨。

## (二) 临湘期 (Ashgillian 早期) 的相分布模式

华南晚奥陶世早期 (即临湘期) 的地质史、

古海域海底地貌与沉积环境等都是在宝塔期广泛海侵的基础上发展的, 因而大体承袭了宝塔期古地理的特征, 岩相与生物相并不复杂多变。*Nankinolithus-Foliomena* 介壳相动物群在上、下扬子台地和江南过渡区分布相当广泛。根据对腕足动物生态群落的研究, 认为它通常见于底栖组合 (BA) 4—5 (戎嘉余, 1984), 可能以 BA 4 为主, 即陆表浅海台地较深水 (强透光带之下) 的底域, 亦可在近岸的 BA 3 中出现 (如黔北遵义董公寺等地)。沉积岩的深入研究所得出的结论与此相符 (陈旭、丘金玉, 1986)。据周志毅面告, 下扬子区的汤头组三叶虫动物群分异度相当高, 海水深度较大, 可能生活在台盆的上斜坡带。就沉积环境而言, 临湘期上、下扬子台地均发育水下收缩裂纹, 但亦有差别, 主要表现在下扬子区海域水体中  $\text{CaCO}_3$  的饱和程度较差, 灰质减少, 泥质增加, 泥晶灰岩瘤体亦不多见, 若瘤体存在, 则彼此完全孤立; 到了江南区, 泥质沉积占明显优势 (岩性以泥岩为主), 灰质含量甚少或缺失 (据丘金玉面告, 1986 年 2 月)。或许, 越向东, 反映了海水逐渐变浅的趋势。这是临湘期的总体情况。

靠近黔中古陆北缘的遵义洞草沟组所产的 *Nankinolithus* 动物群 (张文堂等, 1964) 还含有少量 *Trimurellina* 等腕足动物 (戎嘉余, 1984), 分异度很低; 邻近黔中古陆南缘的贵阳乌当龙井组, 盛产珊瑚 *Plasmoporella*, *Heliolites* 动物群 (杨绳武、王克勇, 1980); 位于康滇古陆东缘的汉源轿顶山的“临湘组”, 岩性为泥灰岩与瘤状灰岩夹扁豆状菱锰矿或层状铁锰矿 (骆耀南等, 1965), 都系近岸浅水的产物。江南区东部 (如浙西) 的黄泥岗组所含三叶虫分异度不如苏南汤头组的高, 腕足类未见 *Foliomena*, 而以 *Kassinella* 等为代表, 介形类的数量很多, 陆源碎屑物质比砚瓦山组明显增多, 似非深水的产物, 很可能处于潮下带中上部的生态位。

根据上述, 笔者推测: 1) 当时的华北古陆并不与下扬子海域北缘毗邻; 2) 华夏古陆的西缘很可能在今日绍兴-江山断裂以东不远处, 与

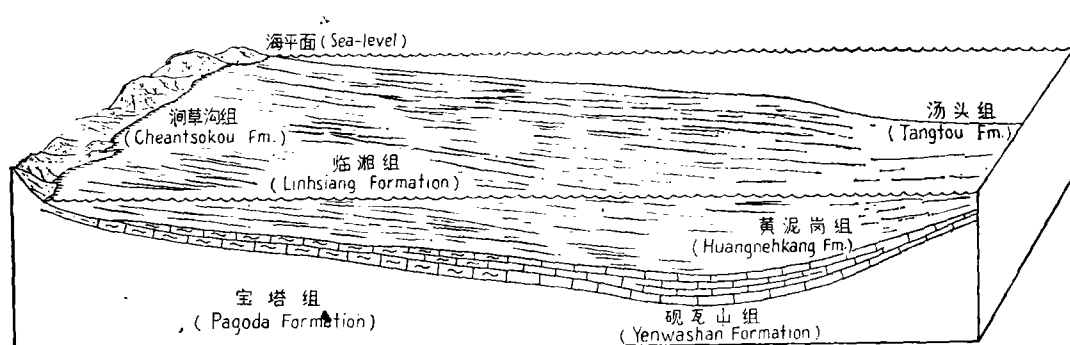
*Nankinolithus-Foliomena* 动物群

插图 4 晚奥陶世临湘期华南板块北部生物相、岩相分布模式示意图  
 Linhsiangian (early Ashgillian) facies pattern across the north part of the South China Plate

浙西黄泥岗组沉积区的距离比较靠近。

虽说本期动物群的群落组成、分异度、丰度以及其他生态方面的详细资料尚未获得,但笔者认为,本期的扬子区和江南区,除邻近古陆的边缘带外,基本上属于陆表浅海较深水域的范围(BA4—5);*Nankinolithus* 的生态忍耐力(tolerance)比较强,适宜于浅水(BA2—3)到较深水(BA4—5)的生态位,故其分布较广。当时海域的水的深度有一定的变化,但海底地貌起伏不大,台地、海盆尚未明显分异,水体多宁静,处于一个相对稳定的时期(见插图4)。

### (三)五峰期(Ashgillian 中、晚期)的相分布模式

自五峰期开始,特别是五峰期的早期( $W_1$ — $W_3$ ),本区的环境变得复杂起来了。目前至少有以下4种环境类型是可以识别的:

1. 扬子台地:一改原先以碳酸盐岩和泥质岩沉积为特点的正常浅海环境,变成一种特殊的、可能为淡化浅海的、较深水环境(穆恩之,1954;戎嘉余,1984;Geng Liang-Yu,1984),海底处于强还原状态,严重缺氧导致底栖生物无法生存,漂浮笔石却异常繁盛。海底地形无显著变化,继续保持扬子地台的稳定状态,即岩相、生物相比较单一,只是转为普遍发育硅质、碳质页岩的五峰组。这种环境还向江南区扩展

至湘、赣两省;而在下扬子区,则有时向西北方回缩(如皖南石台、青阳)(杜森官、王莉莉,1980)。

2. 在上述海域的东南侧,发育一个狭窄的凹陷,本文称为浙皖海盆,位于皖南与浙西,呈北东-南西向展布。这是一个台间凹陷(depression),或称陆表海盆地(basin),而不是深海盆。盆地中心位于浙江西北部安吉孝丰-临安于潜-淳安临岐一带,发育浅海较深水域复理石建造的于潜组,韵律层明显,浊流沉积发育(关尹文等,1959;杨式溥,1986),除少数薄的夹层中产笔石外,几乎没有大化石。盆地东部建德-桐庐-余杭一带的“长坞组”,也是一套类复理石建造,韵律层清楚,但浊流沉积不甚发育,其上部的夹层中常可发现以腕足动物小咀贝类和扭月贝类为主的低分异度的壳相化石,反映了当时海域比于潜组沉积区更浅。无论是于潜组还是“长坞组”,地层厚度都很大(常逾千米)而时隔较短,说明盆地下沉和陆源碎屑堆积的速度都很惊人。有三种环境因素需要考虑:1)海水深度较大,超过奥陶纪腕足动物占优势的底栖群落栖息域的下限;2)海盆底域有时呈现短暂的还原条件,使底栖生物无处生存;3)快速堆积可能掩埋刚刚寻获栖息地的腕足类及其他介壳动物的幼虫,使之不能存活繁殖。浙皖海盆南部,淳安临岐一带于潜组陆源碎屑堆积的韵律

不甚清楚,且产介壳化石(浙江省区域地层表编写组, 1978), 推测海水变浅,可能与“长坞组”相接。

上述表明,在晚奥陶世中期,这个海盆是一个不断沉降的断陷盆地,其西北缘和东南缘分别由石台-泾县-溧阳深断裂和绍兴西-江山北深断裂所控制。相对而言,这个海盆的西北坡缓、东南坡陡,海底地形的显著高差造成了沉积物的重力位移,出现了完整的或不完整的布玛系列。

最近,夏邦栋(1986)将我国的复理石沉积初步划分成富火山岩、非火山岩和火山岩-沉积岩三个建造序列。在浙皖盆地内沉积的于潜组和“长坞组”属于非火山岩建造序列中的非(或贫)碳酸盐型。此类建造“发育在板块内部的陆壳或过渡型地壳之上,盆地的构造活动性较弱,源区在构造上较稳定,缺乏钙碱系列的岩浆活动,盆地封闭时并未伴随强烈挤压,盆地的发育可能受板块内的断裂所控制”。笔者的观察研究与上述结论相符。

3. 位于浙皖海盆西北侧和东南侧各发育一个陆表斜坡(slope),位于台地和盆地之间。西北侧的斜坡(简称西北坡)沉积了新岭组,向西与扬子台地相连,这里的斜坡因其东南侧至今未发现深海或洋壳沉积物而实与大陆斜坡(continental slope)迥异。浙皖海盆的西北坡亦发生过较快速的沉降,新岭组的厚度自几十米到接近七百米(大大超过五峰组的厚度),生物群的面貌接近五峰组的(包括缺失底栖介壳相生物),但亦有重要差异(李积金, 1984)。

浙皖海盆东南侧的斜坡(简称东南坡),似呈窄带状,其沉积特征因坡度很陡,目前还难以识别,它是否包括一部分靠近海盆中心部位的“长坞组”,尚不能肯定。但是东南斜坡的坡度较陡,是诱发浊流沉积的一个重要机制。需要指出的是,浊积岩并不一定是半深海和深海产物的特有标志。近年来,在我国亦有古生代浅海区发现浊积岩的报道(王东坡等, 1984)。关键是有形成浊积岩的条件,包括物质来源(滨海

或浅海大量沉积物)、触发机制(如同生断裂的周期性活动所造成的地震)和滞水保存环境(构造断陷盆地的沉降幅度)(王东坡等, 1984)。

4. 在浙皖海盆东南斜坡与华夏古陆之间发育一浙赣台地,亦呈北东-南西向伸延,与华夏古陆西缘大体平行。浙赣台地上沉积了长坞组、三衢山组和鸡头山灰岩。碎屑岩相的长坞组发育低分异度的介壳相生物,主要为腕足类,如 *Sowerbyella*, *Kassinella*, *Strophomena*, *Rhynchotrema* 等,属浅水、平坦海底腕足类占优势的底栖群落,此外还包括适宜于在浅水、泥沙质海底栖息的腹足类、三叶虫以及瓣鳃类等,个体大而分异度亦很低,大体可以确定为以 BA3 为主的底栖生态位,海水深度明显小于浙皖盆地内的。以碳酸盐岩为主、常含有碎屑岩夹层或互层的三衢山组,富含大量床板珊瑚 *Agetolites* 动物群(林宝玉、邹鑫祜, 1977)和腕足类 *Tcheriskidium-Sowerbyella* 动物群,还有点礁、生物层等指相沉积。发育晚奥陶世浅海灰泥丘的鸡头山灰岩,所含大化石极少。三衢山组与长坞组呈明显的相变关系。这些地层和动物群的存在,都表明属于正常陆表浅海台地相的范围。点礁、灰泥丘伴以大量床板珊瑚、层孔虫以及腕足类单种介壳层的出现,指示了温暖、潮下高能或低能、浪底之上、水循环很好的台地边缘相或接近边缘相的特征。

浙赣台地是一特殊的台地,碎屑与碳酸盐沉积并存,且发生过大规模的沉降作用。长坞组的厚度较大,而时限较短(限于晚奥陶世 Ashgillian 中期),沉降速率很快,陆源碎屑物质的堆积速度亦惊人。介壳化石常垂直或斜交层面便是例证;三衢山组与鸡头山灰岩的厚度均很大,亦说明了这一点。至晚奥陶世中、晚期之交,台地下沉速度明显减慢甚或停止,并随后抬升成陆。浙江诸暨横阔的长坞组下部以产 *Sowerbyella* 为主,上部仅产 *Lingula*,且沉积物颗粒明显变粗;浙江兰溪柱杆山一带的长坞组(产 *Sowerbyella*, *Rhynchotrema* 等浅水群落)上覆晚泥盆世(西湖组)地层;江山西南部坛石的

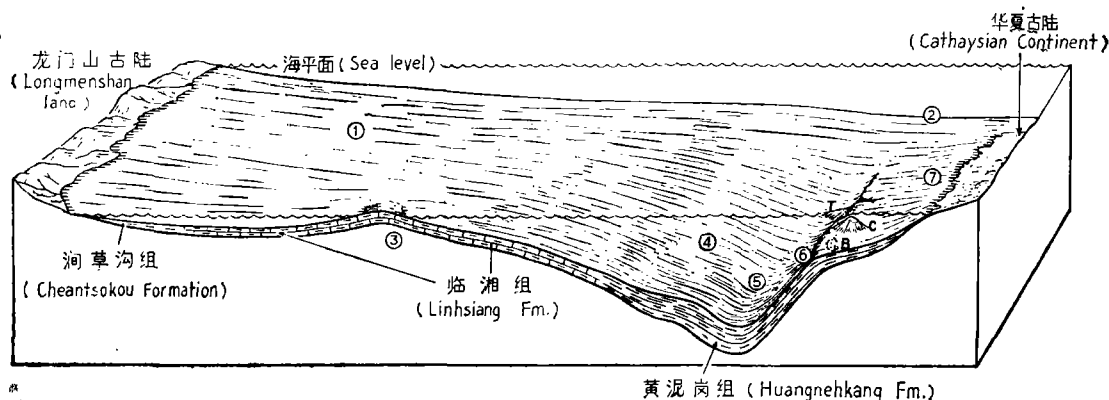


插图 5 晚奥陶世五峰期华南板块北部生物相、岩相分布模式示意图

Wufengian (Ashgillian) facies pattern acrossing the north part of the South China Plate

① 上扬子地台 ② 下扬子地台 ③ 湘鄂西隆起 ④ 浙皖盆地西坡 ⑤ 浙皖盆地中

心 ⑥ 浙皖盆地东坡 ⑦ 华夏古陆西缘台地 B 生物礁 C 碳酸盐泥丘 T 浊流

① Upper Yangtze platform ② Lower Yangtze platform ③ West Hunan and Hubei uplift ④ West slope of Zhewan basin ⑤ Central of Zhewan basin ⑥ East slope of Zhewan basin ⑦ Cathaysian west platform B Bioreef C Carbonate mud mound T Turbidite

长坞组与早石炭世(叶家塘组)地层呈假整合接触(浙江省区域地层表编写组,1979);以及上述江西玉山祝宅的三衢山组顶部发育的风化壳;均说明这一台地后来隆起成陆,晚奥陶世末期未再接受沉积,遂成为当时华夏古陆向西延伸的组成部分。

#### (四) 观音桥期 (Ashgillian 末期) 的相分布模式

自晚奥陶世中期之后,海平面显著下降。华南板块北区海水变浅,反映在1)川、滇、黔、桂古陆连成一体,2)浙赣台地大部分隆起成陆,华夏古陆向西扩大,与川、滇、黔、桂古陆相接;3)扬子台地一改前一时期处于还原环境的底域,海域变成正常浅海环境,发生了从缺氧到充氧的重大变化,新的介壳相 *Hirnantia-Dalmanitina* 动物群占领了这个海域底部,并大量繁衍。在海平面下降的同时,除邻近古陆边缘地区大规模隆起(如湘鄂西隆起)外,扬子台地大都仍处于稳定状态。

本期上扬子区最重要的生物群是 *Hirnantia* 动物群。分异度中等的 *Aphanomena-Hirnantia*

群落常与 *Dalmanitina* 相伴,被确定为 BA3 的底栖生态位,普遍发育于陆表浅海、正常盐度、食物丰富、泥质或泥灰质底域(属于潮下带的上部);靠近黔中古陆北缘、分异度很低的“*Whitfieldella*”群落属于 BA2,并伴有单体四射珊瑚,分布在近岸浅水、潮间带的泥质海底(戎嘉余,1979,1984,1986)。以 *Boreasma*, *Brachyelasma*, *Streptelasma*, *Grewingkia* 为代表的四射珊瑚动物群分布范围比 *Hirnantia* 动物群的为窄,仅见于黔中古陆北缘的毕节(燕子口)、仁怀(中枢)、凤冈(八里溪)、石阡(雷家屯)等处(何心一,1978;葛治洲、戎嘉余等,1979;王鸿祯,何心一,1983;胡兆珣、龚联璜等,1983)。在毕节燕子口,这个珊瑚动物群与 *Hirnantia* 动物群的常见分子 *Dalmanella*, *Plectothyrella*, *Hindella* 等相伴(戎嘉余,1984)。笔者推测这是近岸浅水、正常盐度、灰质海底(属于潮下带顶部)的产物。

下扬子区和江南区的 *Hirnantia* 动物群非常单调,不仅分异度低,数量亦少,其萧条的景象与上述典型的 *Hirnantia* 动物群的繁盛面貌形成鲜明对照。 *Paromalomena-Aegiromena* 群

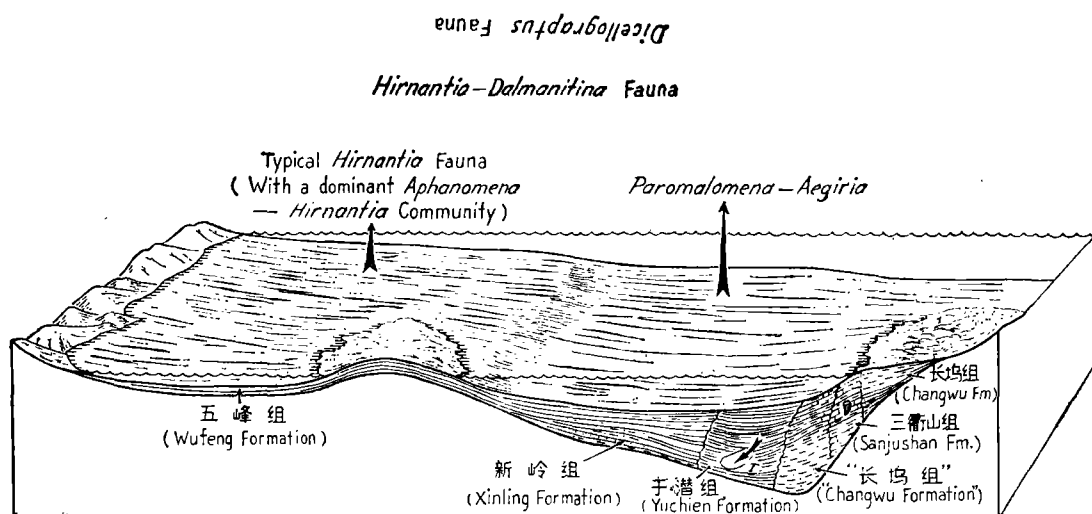


插图 6 晚奥陶世观音桥期华南板块北部生物相、岩相分布模式示意图  
Kuanyinchiaoian (latest Ashgillian) facies pattern across the north part of the South China Plate

落与 *Dalmanitina*, *Platycoryphe* 共生, 分布于皖南泾县(云岭)、江苏南京(汤山)和江西修水武宁一带(戎嘉余, 1979; 穆恩之等, 1980; 焦世鼎、张全忠, 1984; 俞剑华等, 1976)。推测当时上述海区的水深超过底栖群落 BA 3 或浪基面的下限(即活跃的光合作用和造礁活动的下限, 大约 60 m), 它们栖居于陆表浅海较深水域的泥质海底(属于 BA4—5)。

在浙皖海盆内也缺失典型的 *Hirnantia* 动物群, 仅有少量 *Paromalomena* 与一定数量的 *Dalmanitina*, *Platycoryphe* 相伴(见于浙江临安县于潜的堰口层内)(葛梅钰, 1984), 它们出现在更加不适宜于 *Hirnantia* 动物群生存的环境中, 海水似更深。

由南京向东到了句容仑山, 连续的奥陶、志留系界线地层全为笔石相, 缺失任何底栖生物(如腕足类、三叶虫化石), 反映了比浙皖海盆更深的环境; 再往北东方向, 到了已知华南板块的东北边界, 由于目前资料不足, 不能恢复较之更深的台缘以至大陆斜坡的深度环境。

## 五、环境演替及其控制因素的探讨

本章着重探讨华南板块北部海域(属于扬

子区和江南区)晚奥陶世的环境变迁及其控制因素。导致不同地区环境差异的因素和各自环境演替的机制并不相同, 区间的确切界线也因时而异。

### 1. 临湘期至五峰期的环境演替

1) 上扬子区: 临湘期除近岸区外, 通常为正常陆表浅海较深水环境, 海底地形较平坦, 推测的海水深度大都超过活跃光合作用和造礁活动的下限。 *Nankinolithus* 动物群和以 *Michelinoceras* 为主的头足类动物群在本区占有重要地位, 它们的广泛分布标志着上述环境的稳定性与普遍性。

从临湘期到五峰期, 上扬子区的环境发生了质的变化, 浅海底域严重缺氧, 壳相动物纷纷迁移或死亡, 丰富度与分异度相当高的笔石动物群出现在以黑色页岩相为特征的台地较深水、滞流静水之中。是什么因素导致这种环境的演替呢? 笔者以为, 至少存在着下列两种可能的因素:

其一, 当时邻近海域的古陆区气候湿润, 雨水多, 陆区缺少植被盖覆, 河流向海域注入大量淡水, 含盐度的下降导致海域强烈淡化, 表层淡化水的出现又使海域水体密度差异显著, 水体

循环停止,底域氧气耗尽,密度增高,滋生大量厌氧细菌,底栖生物无法生存。其二,上扬子区东、西、南三面被古陆包围,形成半封闭的大海湾,这样的古地理轮廓不仅有利于、而且大大加剧了上述滞流水体的形成。以上两种因素对上扬子区可能起着综合的影响和制约作用。若是,则与新生代晚期的地中海环境相似(Olausson, 1961)。

2) 下扬子区和江南区: 五峰期开始,生物相与沉积相的分异就明显了,环境亦有多种类型。其控制因素可能是由于华南板块的东缘被太平洋板块向西推挤的结果,华夏古陆强烈隆起,与此古陆西缘大体平行的浙皖盆地快速沉降,使原先较为平坦的海底地形发生很大的变化,随之产生不同的沉积相与生物相(见插图5, 7)。浙赣台地上的长坞组含有小咀贝类(如 *Rhynchotrema* 等)和扭月贝类(*Strophomena* 等),笔者推测它们是近岸、浅水、BA2—3的产物。一般说来,高速堆积不利于底栖生物幼虫的存活。然而,近岸的小咀贝类有时似乎是例外,它们是在高速堆积下忍耐度最强的一类腕足动物(Goldring & Langenstrassen, 1979)。浙皖盆地的本身下沉幅度亦较大,堆积的碎屑物很厚,于潜组和“长坞组”的韵律层常见,前者并发育浊积岩(杨式溥, 1986),笔石见于夹层中,未发现大量底栖生物,推测海水深度超过长坞组沉积时的水深。

下扬子区和上扬子区的环境似乎不尽相同,特别表现在笔石动物群的组成及其丰富度、分异度上(穆恩之, 1983)。由于尚未对上、下扬子区五峰组的岩石进行深入的地球化学对比研究,目前要详细探讨下扬子区五峰期的环境控制因素还很困难。是否存在这样的可能性:在下扬子区北缘外,当时的大陆斜坡海域存在氧量很低的大洋中部水层,当上升的深水流进入本区时,首先在一个局部地区造成缺氧条件,排除海底栖居的生物,后又逐渐扩大,使整个海域改变为缺氧环境。

## 2. 五峰期至观音桥期的环境演替

1) 上扬子区: 由于非洲北部摩洛哥前阿特拉斯山区奥陶纪冰川沉积层间,发现了可资确定时代的 *Hirnantia* 动物群(Havlicek, 1971),因此,南大陆冰盖增生的顶峰期已被认为是奥陶纪末期,即 Hirnantian (相当于观音桥期)。冰盖的增生需要大量的水,故导致全球海平面的大幅度下跌。虽说各家对下降幅度认识不一,但下降 50—100 m 的观点为不少人赞同(Sheehan, 1973; Brenchley & Newall, 1979, 1984; 戎嘉余, 1984; 陈旭, 1984)。这么大幅度的海平面下降必然引起上扬子海域环境的重大变更,这是本区五峰期至观音桥期环境演替的第一个控制因素。其次,当极区发育冰盖时,全球气候分带明显,高纬度区的冷水首先成为富氧水体,下沉为深层冷水且向赤道方向运移,从而使中、低纬度区海洋深层水域充氧(ventilation)。而海域的表层水,因风力和波浪等作用,含氧量亦相对增高,导致最低含氧值的深度面\*大大下跌。在上述两个因素综合影响下,本区海域(特别是底域)一改过去缺氧的条件,完成全部充氧的过程。海平面的下降,使本区海水的深度未超过正常浪基面,海底达到表层富氧水的深度范围内,以 BA 3 为主的 *Hirnantia-Dalmanitina* 底栖生物群栖居本区,海域向着正常浅海环境发生质的演替。

2) 下扬子区与江南区: 观音桥期的生物相与沉积相的分异不如五峰期那样剧烈。海平面的大幅度下降也影响到本区,但生物群比较单调,远不如上扬子区那样丰富(见下页上表)。

浙皖海盆虽仍下降接受沉积,但因全球海平面的大幅度跌落以及陆源区碎屑物的继续大量供给,海水变浅。海盆中心部位的于潜组顶部的堰口层所产壳相化石(如 *Paromalomena*)、“长坞组”最上部文昌组所产化石(主要是低分异度的小咀贝和扭月贝类),均提示了浅海陆棚区的底栖生态位。文昌组沉积时水更浅,根

\* 即富氧表层水的下限,英文称 Depth of oxygen minimum (Berry & Wilde, 1978),它与密跃层(Pycnocline)界面大体一致。

晚奥陶世晚期 (Late Ashgill)	上扬子台地 (Upper Yangtze platform)	下扬子台地 (Lower Yangtze platform)	浙皖海盆 Zhe-wan Basin	
腕足类 (Brachiopods)	典型的 <i>Hirnantia</i> 动物群分异度高, 包括 <i>Dalmanella</i> , <i>Kinnella</i> , <i>Draborthis</i> , <i>Mirorthis</i> , <i>Dysprosorthis</i> , <i>Aegiromena</i> , <i>Leptaenopoma</i> , <i>Paromalomena</i> , <i>Aphanomena</i> , <i>Cootinia</i> , <i>Cliftonia</i> , <i>Plectothyrella</i> , <i>Hindella</i> , <i>Triplisia</i> 等	分异度极低, 仅由 <i>Paromalomena</i> , <i>Aegiromena</i> 和小型 <i>Coolinia</i> 三属组成	<i>Paromalomena</i> (堰口层)	“长坞组” 顶部
三叶虫 (Trilobites)	<i>Dalmanitina</i> , <i>Platycoryphe</i> , <i>Leonaspis</i>	<i>Dalmanitina</i> , <i>Platycoryphe</i>	<i>Dalmanitina</i>	
珊瑚 (Corals)	泥、灰、灰泥、粉沙、沙 <i>Borealasma</i> , <i>Brachyelasma</i> , <i>Sireptelasma</i> , <i>Gryngwinkia</i> , <i>Lambeophyllum</i> , <i>Xinkiangophyllum</i> 等	缺失 (absent)	缺失 (absent)	
底质 (Substrate)	泥、灰、灰泥、粉沙、沙 (mud, lime, lime-mud, silt, sand)	泥 (mud)	泥 (mud)	泥、粉沙、沙 (mud, silt, sand)
底栖组合 (Benthic Assemblage)	BA2—3	BA4—5	BA4—5	BA3
推测深度 (Depth)	<60m	60—100m    >100m	60—100m	<60m
基底的稳定或活动 (Stability and activity of basements)	稳定 (stable)	稳定 (stable)	活 动 (active)	

据腕足类群落生态的分析, 推测可能为 BA3。组顶部产笔石, 缺失壳相化石, 推测海水较由浙皖盆地向北, 如江苏句容仑山一带, 五峰深, 大于 100 m。由浙皖盆地向东, 如桐庐、富

地区 生物相 时代	上扬子区 (Upper Yangtze)	下扬子区 (Lower Yangtze)	江 南 区 (Jiangnan (SE China))
观音桥期 (Guanyinqiaoian)	介壳相 (Shelly facies)	介壳相 (Shelly facies) 或 笔石相 Graptolite facies	介壳相 (Shelly facies) 或 混合相 Mixed facies
五峰期 (Wufengian)	海平面下降、底域缺氧 ↑ (Sea level lowering, oxic bottom)	板块俯冲、海平面下降 ↑ (Old plates subduction, sea level lowering) ↑	
	笔石相(聚集式) Graptolite facies (Condensed type)	笔石相(聚集式) Graptolite facies (Condensed type)	笔石相-介壳相 (分散式) (Shelly facies) 生物礁和生物层 (Bioherm & biostrom) 灰泥丘 Graptolite facies (Carbonate spread-out type) mud-mound
临湘期 (Linhsiangian)	海域半封闭、底域缺氧 ↑ (Semi-enclosed sea, anoxic bottom)	板块俯冲、海盆下陷、海底地形多变 ↑ (Old plates subduction, morphology of sea bottom variable) ↑	
	介壳相 (Shelly facies)	介壳相 (Shelly facies)	

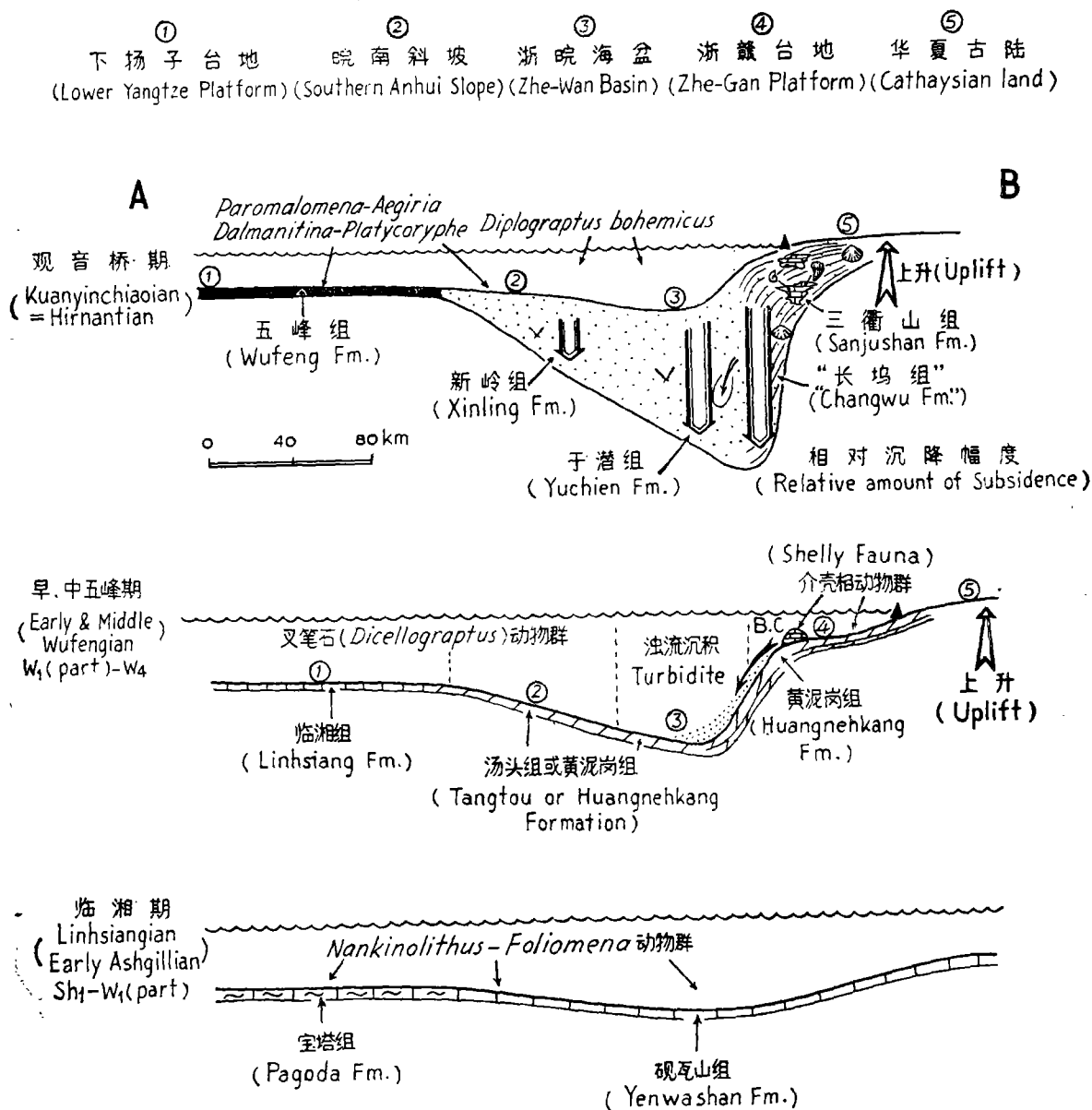


插图 7 晚奥陶世临湘期、五峰期与观音桥期华南板块东北部海域的底部地形、相的分异、相对沉降幅度及演替示意图。  
Bottom topography, facies change, and depositional rate of Yangtze basin during Late Ordovician

阳、余杭、临安、建德等地，“长坞组”上部极少发现化石；再往东南，便是浙赣台地了，绍兴、诸暨、浦江等地的长坞组产腕足类 *Lingula*, *Sowerbyella*, 瓣鳃类 *Modiolopsis*, 推测属于近岸 BA 3 上部至 BA 2 的生态位。由此向东不远，即为华夏古陆了。

综合上述，华南板块北部海域晚奥陶世环

境演替的基本特点及其可能的主要控制因素可概括如下：（见上页下表）。

### 3. 奥陶纪至志留纪交界期的环境演替

这个时期的环境演替是很剧烈的，它导致全球 *Hirnantia*-*Dalmanitina* 动物群和 *Dicellograptus* 动物群在整体上绝灭，因而这是一次规模相当大的集群绝灭 (Mass Extinction)，在全



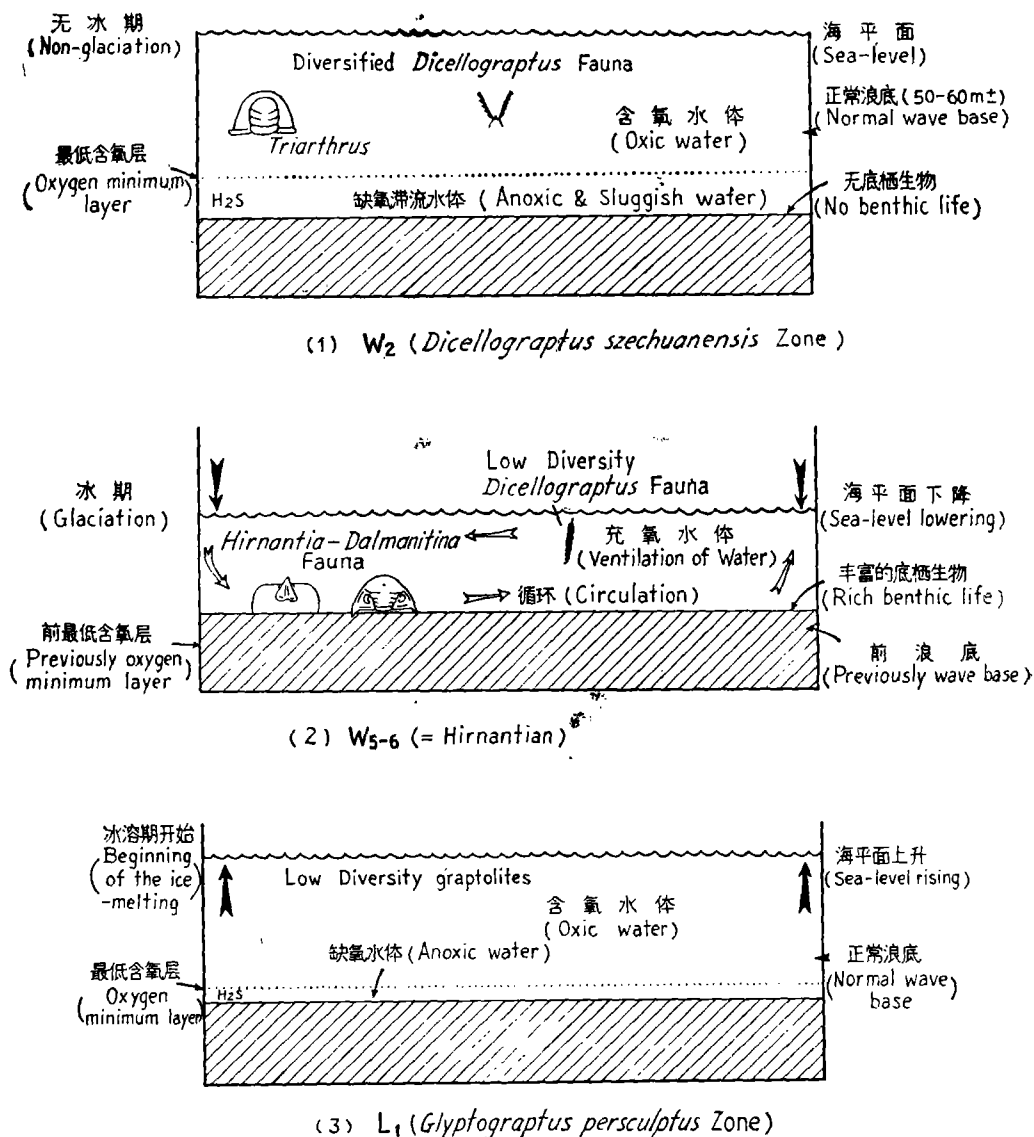


插图 8 晚奥陶世中、晚期与早志留世早期扬子区相演替模式示意图。

Facies pattern succession of Yangtze platform during mid-late Ashgillian to early Llandoveryan

世界显生宙生物绝灭事件中占有重要的地位。

Sheehan (1979, 1981), Brenchley & Newall (1984) 都曾强调由于晚奥陶世末期海平面最大幅度的下跌, 使 *Hirnantia-Dalmanitina* 壳相动物群的栖居区丧失了, 使其在志留纪前绝灭。本文笔者之一 (戎嘉余, 1984) 亦曾支持这个观点。然而, 进一步研究华南板块扬子区 *Hirnantia* 动物群消失的控制因素后, 笔者认为这个动物群整体绝灭可能是多种因素综合影响的结果,

因为全球各区海域环境 (如海水深度、温度及其它条件) 是有差别的, 很难想象仅只一种因素会使全球 *Hirnantia* 动物群在短暂的地质时期内消失。

在北欧等地, 由于在含 *Hirnantia* 动物群的地层的上层面发现了滨岸潮沟、喀斯特等沉积构造, 说明当时海平面大幅度的下跌造成古陆扩展、海域退缩, 从而使 *Hirnantia* 动物群丧失栖居地的说法是可信的 (Brenchley & Newall,

1984)。但是,对于上扬子区(我国 *Hirnantia* 动物群最为发育的地区)而言,观音桥层,除在近岸区以外,与龙马溪组均系整合接触,迄今尚未发现类似于北欧等地含 *Hirnantia* 动物群地层上层面的沉积构造,因此,当时海平面大幅度的下跌(大约 50 m),尚未使 *Hirnantia* 动物群丧失栖居地的地步,全球早志留世的海平面上升便接踵而来了,也即从 *G. persculptus* 带开始,南大陆冰盖消融,华南板块上除华夏古陆继续抬升外,其它古陆范围明显收缩,如晚奥陶世晚期露出水面的湘鄂西隆起在早 Llandovery 期之末又被海水淹没。本区海域,除近岸区(如遵义董公寺、湄潭五里坡、石阡雷家屯等)外,超过观音桥期的深度,底域又恢复缺氧环境,使壳相生物群无法存活。

控制奥陶纪末期大规模集群绝灭的因素是很复杂的,用一个因素来简单地解释这个绝灭事件难以令人信服。本文只是提出另一种可能的因素。要解决这个问题还要做许多工作,特别是地球化学方面的研究。

## 六、结 语

### (一)晚奥陶世扬子海域以北似未被中朝古

陆所围。这是根据与华北古陆南缘毗邻的海区未发现近岸浅水生物相与沉积相,却发育浅海较深水的相型而得出的。南北秦岭间存在基性、超基性火山岩这一事实,使笔者相信早古生代中、晚期华南板块与中朝-塔里木板块之间曾被洋区隔开。两大板块在东部对接碰撞的面上地质标志已被后期构造活动破坏殆尽。

扬子台区之东南,由于太平洋板块的多次俯冲导致华南板块东部被多次改造和破坏(见插图 9)。当时的东南沿海一带,不仅存在华夏古陆,而且从晚奥陶世开始,不断向西扩大;到中志留世,江南区和华南区的大部分隆起成陆,使华夏古陆与上扬子古陆联成一片。奥陶、志留纪时,在扬子台地与华夏古陆之间,发育若干凹陷海盆,边堆积边沉降,复理石建造较为发育,未见同期深海槽及其相伴随的特殊的沉积相。因而,笔者认为那里不存在与今日岛弧性质相同的岛弧。

扬子台地之东南,并不存在加里东优地槽。因为那里的早古生代地层通常只遭受轻微的变质,有些地区变质厉害是早古生代之后大范围火山活动的入侵所致;广西运动并不象有些学者所认为的那样强烈,只是一次规模与范围均

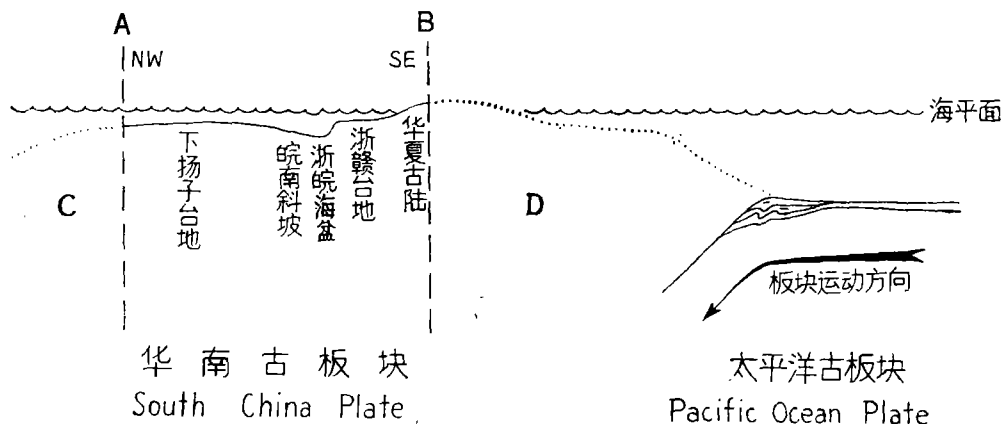


插图 9 早古生代华南板块与太平洋板块的关系示意图

Relation between South China and Pacific Plates during Early Paleozoic

A—B. 北西—南东向切过下扬子区和江南区晚奥陶世海域; C、D. 推测部分, C 为华南板块北部被后期构造运动多次消减, D 为华南板块东部, 即冲带, 亦被后期改造和破坏

A—B. Lower Yangtze to Jiangnan region; C. Northmost of South China Plate subducted after Early Paleozoic; D. East part of South China Plate obliterated after Early Paleozoic

有限的造山运动,并未导致早古生代地层发生普遍的紧闭褶皱。把这个范围以区域性的假整合或轻微不整合(上升运动或轻微褶皱作用)占优势的构造运动称为“加里东褶皱带”是否合适,笔者尚存有疑惑。对这个问题似有重新认识的必要。

寒武、奥陶纪的江南突变带基本上是扬子台地与东南海盆间的斜坡区,当然,这个斜坡区不是平坦的缓坡,而是受若干断裂强烈影响、地形复杂多变的坡区,仍属于陆表浅海而不是大陆边缘海\*。应该指出,卢衍豪(1979)根据寒武纪生物群与沉积特征确定东南海域是介于扬子台地与华夏活动隆起带之间的海槽;穆恩之(1982)指出华南型动物群生活在陆台斜坡与静水海盆之中。笔者赞同这些观点。

(二)导致晚奥陶世各期生活环境演替的机制,各地各期并不相同。

1. 扬子台地晚奥陶世环境更替的主要因素在于海域性质的重大变化:如开阔与半封闭、正常与淡化、充氧与缺氧、海平面的上升与下降,使不同时期的生物群迥然有别(当然不排除生物本身的演化),岩相亦随时间的推移而发生显著变化。但同一时期广阔的扬子台地自西向东生物相与岩相均不复杂。这是由于它处于稳定状态,海底较平坦,沉降幅度小,陆区地势不复杂,陆源碎屑供应量较少。

2. 江南区晚奥陶世环境更替的主要因素则是由于太平洋古板块向华南板块东缘(远离古老基底的核部)俯冲造成华夏古陆的强烈隆起,古陆西界的扩大,特别是海底地形的重要变化(北东-南西向延展的浙皖海盆的形成、东南陡坡与西北缓坡的出现、浙赣台地的发育)。浙皖海盆处于活动状态,沉降速率快、幅度大,陆源区风化剥蚀剧烈,碎屑供应量大,海域凹陷处水深,水体浑浊,存在浊流沉积的诱发机制,底栖生物不能存活,只有在短暂出现缺氧环境的情况下,才有笔石出现。

综合上述,晚奥陶世扬子台地的环境演替主要表现在纵向上(不同的地质时期),而江南

区的主要反映在横向上(不同的地理空间),当然在纵向上也有所表现。

还需指出,同属台地性质的扬子台地和浙赣台地,因处于不同的构造单元和古地理位置,在晚奥陶世中期滋生了截然不同的生物群。当时稳定的扬子台地属于陆表浅海较深水域,水深超过 60 m,水体静而不浑浊,淡化而底层缺氧,只利于笔石保存,无底栖生物的栖息场所(五峰组)。而活动的浙赣台地,是边快速堆积边快速沉降,海域水浅,水深不超过 60m,发育介壳碎屑岩相(长坞组)、边缘台地碳酸盐岩相(三衢山组)和碳酸盐泥丘(鸡头山灰岩)。

(三)同一海域底栖生物群的分异,通常主要受控于海水的深度和海域的底质。腕足动物群的分布有时受深度的控制相当突出,近岸浅水的和远岸深水的群落面貌差别很大。晚奥陶世晚期以 *Hirnantia-Dalmanitina* 动物群为代表的底栖生物群的分布就有这样的规律,推测其主要的控制因素可能是水的深度。

控制同一海域漂浮生物群分异的因素与底栖生物的不同。本文认为上扬子海域与下扬子-江南海域五峰期笔石动物群分异的原因(穆恩之, 1983)可能是由于水体的性质有重要差异:前者处于稳定半封闭的海域,水体非常宁静,滞流且不浑浊,缺氧环境持续,而当笔石体下沉到海底时,虽说沉积物堆积速度缓慢,因水静而无生物扰动,才得以完整保存;下扬子-江南海域处于相对活动的状态,陆源碎屑堆积速度很快,水体动荡而浑浊,能适应多种环境的世界性分子如 *Dicellograptus ornatus* Elles et Wood, *Climacograptus longispinus* T. S. Hall, *Orthograptus amplexicaulus abbreviatus* Elles et Wood 等在缺氧黑色页岩的夹层中得以保存,而上扬子区独特的大量土著分子,如笔石体复杂化的 *Tangyagraptus* 等却不能在这种环境下生

\* 笔者不赞同有的论文根据现代碳酸盐沉积的补偿深度,将皖南提壶岭宁国期的海域视作深海环境的看法。笔者认为,整个奥陶纪的中国南方,均系陆表浅海区 and 古陆区,海底地形则时有变化,水的深度不会超过 200m。

存。

(四)海洋生物地理区系的一级控制因素不是环境,而是隔离或称障碍(如陆地、深海、气候梯度、盐度等),它阻止幼虫在两大区间交流,两大动物群(如早寒武世的 *Redlichia* 与 *Olenus* 动物群)各自繁衍。进一步说,不同的一级生物地理区可以发育相似的沉积相和生物相,但动物群(科级与属级)则明显不同,说明它们的形成不受环境控制。生态分区则受环境制约,在同一个一级生物地理区内,因生物适应不同的环境而滋生不同的生态群落,台地上浅水与较深水、礁相与非礁相、灰质与泥质底域上的各种群落与陆表斜坡的、盆地的群落均不相同,但这些群落都属于同一个大的生物地理区。如泥盆纪华南板块上的象州型、北流型与南丹型是动物群在生态上分异 (Ecologically faunal differentiation), 有人亦称为生物相 (Biofacies) 的结果,但它们都属于华南生物地理区。晚奥陶世华南板块上的生物群分异也很显著,稳定与活动沉降台地、斜坡、海盆内生物群落易被识别与区分。这不仅在底栖生物、也在漂浮生物上有所反映。它们之间发育过渡带。而不存有阻止动物幼虫迁移的障碍系统。很难设想当时在中国南方海域内会存在两大动物地理区系。

严格说来,生物地理区系的研究应该首先考虑隔离因素,其次才涉及环境因素。然而,这两者不能被分开研究,相反,要密切结合。特别是对不同生物地理区系、相同或相似生活环境因素中的生物群进行比较,乃是生物地理学研究的一项重要内容。详细探讨晚奥陶世华南生物地理区系性质及与世界其它地区之间的关系问题,已超出本文的范围。笔者拟另文予以研究。

### 参 考 文 献

- 中南地区区域地层表编写组, 1974: 中南地区区域地层表。地质出版社。
- 中国地质科学院(主编), 1975: 亚洲地质图, 1:500 万。地图出版社。
- 尹赞勳, 1973: 板块构造述评。地质科学, 1973(1): 56—

88 页。

- 王东坡、刘招君、王德勤, 1984: 闽西南石炭纪海相浊积岩的沉积特征及其地质意义。长春地质学院学报, 总第 37 期, 1984 第 3 期。
- 王荃、刘雪亚, 1979: 扬子陆块的漂移与冈瓦纳古陆的早期活动——显生宙全球动力活动的一个重要趋势。长春地质学院学报, 1979 第 1 期。
- 王鸿祯, 1981: 从活动论观点论中国大地构造分区。地球科学, 1981 第 1 期(总第 14 期)。
- , 1982: 中国地壳构造发展的主要阶段。地球科学, 1982 第 3 期(总第 18 期)。
- 、王自强、朱鸿, 1980: 中国中元古代的地壳发展与构造古地理。国际交流地质学术论文集(1), 构造地质, 地质力学, 61—67 页。
- 、何心一, 1983: 中国志留纪四射珊瑚组合与生物地理分区。《中国古生物地理区系》, 32—42 页。科学出版社。
- 、徐成彦、周正国, 1982: 东秦岭古海域两侧大陆边缘区的构造发展。地质学报, 第 56 卷, 第 2 期。
- 卢衍豪, 1959: 中国南部奥陶纪地层的分类和对比。中国地质学会基本资料专题总结论文集, 第二号。地质出版社。
- , 1975: 华中及西南奥陶纪三叶虫动物群。中国古生物志, 新乙种, 11 号。
- , 1979: 中国寒武纪沉积矿产与“生物-环境控制论”。地质出版社。
- 、朱兆玲、钱义元、周志毅、陈均远、刘耕武、余汶、陈旭、许汉奎, 1976: 中国奥陶纪的生物地层和古动物地理。中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 第七号, 1—83 页。
- 、周志毅, 1981: 宁镇地区晚奥陶世汤头组三叶虫。中国科学院南京地质古生物研究所丛刊, 第 3 号。1—28 页。
- 、钱义元, 1983: 论黔东和湘西寒武纪三叶虫的性质及其在古动物地理分区上的意义。《中国古生物地理区系》, 1—15 页。科学出版社。
- 石铨曾, 1982: 河南信阳古消减杂岩。地震地质, 1 期。
- 叶大年、李达周、董光复、邱秀文, 1979: 河南信阳变质的 3T 型多硅白云母和 C 类榴辉岩。科学通报, 5 期, 217—220 页。
- 孙焕章, 1985: 扬子断块区基底的形成与演化。地质科学, 1985 第 4 期, 334—340 页。
- 江西省区域地层表编写组, 1980: 华东地区区域地层表, 江西分册。地质出版社。
- 江西省地质矿产局, 1984: 江西省区域地质志。中华人民共和国地质矿产部地质专报——区域地质, 第 2 号。地质出版社。
- 江苏省及上海市区域地层表编写组, 1978: 华东地区区域地层表, 江苏省及上海市分册。地质出版社。
- 安徽省区域地层表编写组, 1978: 华东地区区域地层表, 安徽省分册。地质出版社。
- 李春昱, 1980: 中国板块构造的轮廓。中国地质科学院院报, 第二卷, 第一号, 11—22 页。
- 、王荃, 1983: 我国北部边陲及邻区的古板块构造与欧亚大陆的形成。中国北方板块论文集, 第 1 期, 3—16 页。
- 、刘雪亚、汤耀庆, 1982: 亚洲大地构造图及说明书, 1:800 万。中国地质科学院地质研究所编。地图

出版社。

- 、刘仰文、朱宝清、冯益民、吴汉泉, 1978: 秦岭及祁连山构造发展史。国际交流地质学术论文集(1), 区域构造、地质力学, 174—187 页。
- 李积金, 1984: 皖南晚奥陶世地层及其与国内外的对比。中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 第 20 号。
- 李耀西、宋礼生、周志强、杨景尧, 1975: 大巴山西段早古生代地层志。地质出版社。
- 任纪舜, 1960: 试论中国东南部的大地构造性质。地质论评, 第 20 卷, 第 3 期。
- , 1964: 中国东南部泥盆纪前几个大地构造问题的初步探讨。地质学报, 第 44 卷, 4 期。
- 、陈廷恩、刘志刚, 1984: 中国东部构造单元划分的几个问题。地质论评, 第 30 卷, 4 期。
- 、——、牛宝贵、刘凤仁, 1986: 华南大地构造的几个问题。科学通报, 1986, 第 1 期。
- 、姜春发、张正坤、秦德余(黄汲清指导), 1980: 中国大地构造及其演化, 1:400 万中国大地构造简要说明。科学出版社。
- 朱松年, 1984: 中国纬向构造带的古今变迁及其大地构造意义。地球科学, 1984 第 3 期, 57—70 页。
- 关士聪、演怀玉、丘东洲、王守德、陈显群、周经才、袁凤钿、陈绍琪, 1984: 中国海陆变迁海域沉积相与油气(晚元古代—三叠纪)。科学出版社。
- 许志琴, 1986: 陆内俯冲及滑脱构造——以我国几个山链的地壳变形研究为例。地质论评, 第 32 卷, 第 1 期。
- 关尹文、丘元禧、顾宝荣, 1959: 浙西、皖南上奥陶系复理式建造的发现。地质学报, 第 39 卷, 第 2 期。
- 刘特民、陈学时, 1983: 黔北宝塔灰岩“马蹄纹”的研究及其成因探讨。贵州地层古生物论文集, 第 1 集, 贵州人民出版社。
- 刘永跃、孙振华、杨少铭, 1984: 鄂东南过渡类型的寒武纪、奥陶纪地层。地层学杂志, 第 8 卷, 第 2 期, 94—106 页。
- 刘鸿允, 1955: 中国古地理图。科学出版社。
- 戎嘉余, 1979: 中国的赫南特贝动物群 (*Hirnantia* Fauna) 并论奥陶系与志留系的分界。地层学杂志, 第 3 卷, 第 1 期, 1—29 页。
- , 1984: 上扬子区晚奥陶世海退的生态地层证据与冰川活动影响。地层学杂志, 第 8 卷, 第 1 期, 19—29 页。
- , 1986: 生态、地层学的基础——群落生态的研究。中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文集, 1—24 页。安徽科学技术出版社。
- 杜森官、王莉莉, 1980: 安徽石台六都地区的奥陶系。地层学杂志, 第 4 卷, 第 2 期, 120—128 页。
- 张文堂, 1964: 中国的奥陶系。科学出版社。
- 、李积金、葛梅钰、陈均远, 1982: 中国奥陶系的划分及对比——中国奥陶纪地层对比表及说明书。中国科学院南京地质古生物研究所(编著), 中国各纪地层对比表及说明书, 55—72 页。科学出版社。
- 张文佑(主编), 1983: 中国及邻区海陆大地构造图, 1:500 万。科学出版社。
- 张正坤, 1984: 中朝地块与扬子地块在古生代晚期是太平洋古陆的一部分。中国地质科学院院报, 第九号, 45—54 页。
- 张思纯、唐尚文, 1983: 北秦岭早古生代放射虫硅质岩的发现与板块构造。陕西地质, 第 1 卷, 第 2 期。
- 杨式溥, 1986: 我国浊流沉积复理石相的遗迹化石及其古生态和古环境。中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文集(中国古生物学会编辑), 143—166 页。
- 杨志坚, 1981: 江南一条地层、岩相、古生物等突变带的性质问题。地质论评, 第 27 卷, 第 2 期, 123—129 页。
- 、陈玉华, 1984: “福建-岭南地块”质疑。地质科学, 1984 第 3 期, 244—252 页。
- 杨绳武、王克勇, 1980: 贵阳乌当中、晚奥陶世地层及其生物群。地层学杂志, 4 卷 2 期, 154—157 页。
- 杨森楠, 1985: 秦岭古生代陆间裂谷系的演化。地球科学, 第 10 卷, 第 4 期, 53—62 页。
- 杨巍然、郭铁鹰、路元良、郑剑东、宿俊、马杏垣, 1984: 中国构造演化中的“开”与“合”。地球科学, 1984 第 3 期, 39—54 页。
- 肖序常、王方国, 1984: 中国蛇绿岩概论。中国地质科学院院报, 第九号, 19—30 页。
- 何心一, 1978: 贵州毕节晚奥陶世观音桥层四射珊瑚动物群。地层古生物论文集, 第六辑, 1—45 页。地质出版社。
- 陈旭、丘金玉, 1986: 宜昌奥陶纪的古环境演变。地层学杂志, 第 10 卷, 第 1 期, 1—15 页。
- 、戎嘉余、丘金玉、韩乃仁、李罗照、李守军, 1987: 江西玉山祝宅晚奥陶世地层、沉积特征及环境初探。地层学杂志, 第 11 卷, 第 1 期, 23—34 页。
- 、肖承协、陈洪治, 1987: 华南五峰期笔石动物的分异及缺氧环境。古生物学报, 第 26 卷, 第 3 期。
- 金期龙、喻普之, 1983: 黄海东海地质构造。黄海东海地质, 7—22 页。中国科学院海洋研究所海洋地质研究室编。科学出版社。
- 陕西省区域地层表编写组, 1983: 西北地区区域地层表, 陕西分册。地质出版社。
- 周志毅、袁金良、张正华、吴孝儒、尹恭正, 1979: 贵州及其邻区寒武纪生物地理分区。地层学杂志, 第 3 卷, 第 4 期。
- 范嘉松、李菊英、赵生才, 1979: 论古代海洋碳酸盐沉积环境基本模式。地质科学, 1979 第 4 期, 287—301 页。
- 林宝玉等, 1984: 中国的志留系。中国地层之六。地质出版社。
- 、邹鑫祐, 1977: 浙赣地区晚奥陶世床板珊瑚、四射珊瑚及其地层意义。地层古生物论文集, 第三辑, 108—208 页。地质出版社。
- 罗志立, 1979: 扬子古板块的形成及对中国南方地壳发展的影响。地质科学, 1979 第 2 期, 127—138 页。
- 胡兆珣、龚联璩、杨绳武、王洪第, 1983: 贵州石阡奥陶-志留系分界地层新知。地层学杂志, 第 7 卷, 第 2 期。
- 郭令智、施央申、马瑞士, 1980: 华南大地构造格架和地壳演化。国际交流地质学术论文集(1), 构造地质, 109—117 页。
- 、俞剑华、施央申、林天瑞、张忠英、卢华夏、马瑞士、丁幼文, 1965: 华南加里东地槽褶皱区构造发展的基本特征。中国大地构造问题, 165—183 页。科学出版社。
- 俞剑华、方一亭、黄志诚, 1984: 皖南石台地区奥陶系沉积相及其构造控制。地层学杂志, 第 8 卷, 第 2 期, 107—114 页。
- 、陈敏娟、黄志诚、方一亭、陈云棠, 1979: 江苏南部的奥陶系。地层学杂志, 第 3 卷, 第 3 期。
- 赵有年、李春生、赖祥符, 1985: 四川省大地构造及其演化。中国区域地质, 第 8 辑。地质出版社。
- 夏邦栋, 1986: 我国复理石的研究及其中提出的若干问题。

- 沉积学报, 第4卷, 第1期。
- 浙江省区域地层表编写组, 1979: 华东地区区域地层表, 浙江省分册。地质出版社。
- 黄汲清, 1974: 对中国大地构造若干特点的新认识。地质学报, 1974, 第10期。
- , 1984: 中国大地构造特征的新研究。中国地质科学院院报, 第九号。
- 姬再良, 1985: 华中、西南地区上奥陶统宝塔组的沉积环境初探。地层古生物论文集, 第13辑。地质出版社。
- 赖才根, 1982: 中国的奥陶系(中国地层之五)。地质出版社。
- 焦世鼎、张全忠, 1984: 南京汤山地区 *Dalmanitina-Hirnantia* 动物群的新发现——兼论奥陶-志留系界线。中国地质科学院南京地质矿产研究所刊, 第5卷, 第4号。
- 葛治洲、戎嘉余等, 1979: 西南地区的志留系。西南地区碳酸盐生物地层。155—220页。科学出版社。
- 穆恩之, 1954: 论五峰页岩, 古生物学报, 第2卷, 第2期, 153—170页。
- , 1983: 中国奥陶纪生态地层的类型与生物地理区。《中国古生物地理区系》, 1—15页。科学出版社。
- 、李积金、葛梅钰、陈旭、倪寓南、林尧坤, 1981: 华中区晚奥陶世古地理图及其说明书。地层学杂志, 第5卷, 第3期。
- 、葛梅钰、陈旭、倪寓南、林尧坤, 1980: 安徽南部奥陶纪地层新观察。同上, 第4卷, 第2期。
- 薛耀松、俞从流, 1979: 浙西、赣东北下寒武统荷塘组岩石特征及沉积环境分析。同上, 第3卷, 第4期。
- Berry, W. B. N. & Wilde, P., 1978: Progressive ventilation of the oceans—an explanation for the distribution of the Lower Paleozoic black shales. -Amer. Jour. Sci., 278, 257—275.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., Charpal, O. de, Rognon, P., Gariel, O. & Bennachef, A., 1971: Les grès du Paleozoique inferieur au Sahara. Inst. Francais Petrole, Publ. Coll. Sci. Techn. Petrole 18, 464p.
- Boucot, A. J., 1975: Evolution and Extinction Rate Controls. Amsterdam (Elsevier), 427p.
- , 1981: Principles of Benthic Marine Palaeoecology. New York (Academic Press), 463p.
- Brenchley, P. J. & Cullen, B., 1984: The environmental distribution of associations belonging to the *Hirnantia* fauna—Evidence from North Wales and Norway. In Bruton, D. L. (ed.), 1984. Aspects of the Ordovician System. 113—125. Palaeontological Contributions from the University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- & Newall, G., 1984: Late Ordovician environmental changes and their effect on faunas. Ibid. 65—79.
- Burrett, C., Stait, B., Sharples, C. & Laurie, J., 1984: Middle-Upper Ordovician shallow platform to deep basin transect, southern Tasmania. Australia. Ibid. 149—157.
- Chen Ting-en & Zou Xi-ping, 1984: On the Baota (Pagoda) Formation. In Nanjing Inst. Geol. Palaeont., Acad Sinica (ed.), Stratigraphy & Palaeontology of Systemic Boundaries in China, Ordovician-Silurian Boundary (1), 467—498.
- Chen Xu, 1984: Influence of the Late Ordovician glaciation on basin configuration of the Yangtze Platform in China. -Lethaia 17: 51—59.
- Dewey, J. F., 1969: Continental Margins: A model for conversion of Atlantic type to Andean type. Earth & Planetary Sci. letters, 6(1969), 189—197.
- Finney, S. C., 1984: Biogeography of Ordovician graptolites in the southern Appalachians. In Bruton, D. L. (ed.), 1984. Aspects of the Ordovician System. 167—176. Palaeontological Contributions from the University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- Fortey, R. A., 1975: Early Ordovician trilobite communities. Fossil & Strata, 4, 339—360.
- , 1984: Global earlier Ordovician transgression and regression and their biological implications. In Bruton, D. L. (ed.), 1984. Aspects of the Ordovician System. 37—50. Palaeontological Contributions from the University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- Ge Mei-yu, 1984: The graptolite fauna of the Ordovician-Silurian Boundary Section in Yuqian, Zhejiang. In Nanjing Inst. Geol. Palaeont., Acad. Sinica (ed.), Stratigraphy & Palaeontology of Systemic Boundaries in China, Ordovician-Silurian Boundary (1), 389—444.
- Geng Liang-yu, 1984: Late Ashgillian Glaciation effects of eustatic fluctuations on the Upper Yangtze sea. Ibid. 269—286.
- Goldring, R. & Langenstrassen, F., 1979: Open shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. Spec. Pap. Palaeontology, 23, 81—97.
- Hallam, A., 1981: Facies Interpretation and Stratigraphic Record. Oxford & San Francisco, 291p.
- Havlicek, V., 1971: Brachiopodes de l'Ordovicien du Maroc. Not. et Mem. Serv. Geol., 230, 1—135.
- Jaanusson, V., 1973: Ordovician articulate brachiopods. In Hallam, A. (ed.), Atlas of Palaeobiogeography. 19—26. Elsevier Sci. Publ. Comp.
- , 1979: Ordovician. In Robison, R. A. & Teichert, C. (eds.), Treatise on Invertebrate Palaeontology, Pt. A. Introduction, A136—166. Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas Press.
- , 1984: What is so special about the Ordovician? In Bruton, D. L. (ed.), 1984. Aspects of the Ordovician System. 1—3. Palaeontological Contributions from the University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- Khranov, A. N., 1975: Palaeomagnetic directions and palaeomagnetic poles, data from the U. S. S. R., v. 3. In Materials for World data center B, Soviet Geophys. Comm. Acad. Sci. USSR, Moscow.
- Khudoley, K. M. & Rzhonsnitskaya M. A., (eds.), 1979. Paleobiogeographic atlas of the Pacific mobile belt and Pacific. (Scale 1: 60000000) Vse. Aerogeol. Nauch-proizv. obed. "Aerogeol." Minist. Geol. SSSR. Moscow.
- Lin, J. L., Fuller, M. & Chang, W. Y., 1983: Position of South China block on Cambrian world map. Eos.

- Trans, Amer. Geoph. Union, 64, 320.
- Rong Jia-yu, 1984: Distribution of the *Hirnantia* fauna and its meaning, In Bruton, D. L. (ed), 1984. Aspects of the Ordovician System, 101—112. Palaeontological Contributions from University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- & Han Nai-ren, (submitted): Preliminary report on Upper Ordovician (mid-Ashgillian) brachiopods from Yushan, northeastern Jiangxi (Eastern China). (In English, for the 1985 First International Brachiopod Conference).
- Ross, R. J. Jr. & Naeser, C. W., 1984: The Ordovician Time Scale-New Refinements. In Bruton, D. L. (ed.), 1984. Aspects of the Ordovician System, 5—10. Palaeontological Contributions from University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- Scotese, C. R., Bambach, R. K., Barton, C., Van der Voo, R. & Ziegler, A. M., 1979: Palaeozoic base maps. -*Jour. Geol.*, 87, 217—277.
- , Van der Voo, R., & Barrett, S. F., 1985: Silurian and Devonian maps. -*Phil. Trans. Roy. Soc. London*, B 309, 57—77.
- Sheehan, P. M., 1973: The relation of Late Ordovician glaciation to The Ordovician-Silurian changeover in North American brachiopod faunas. -*Lethaia* 6, 147—154.
- , 1979: Swedish Late Ordovician marine benthic assemblages and their bearing on brachiopod zoogeography. In Gray, J. & Boucot, A. J. (eds.): *Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment*, 61—73. The Oregon State University Press.
- Stillman, C. J., 1984: Ordovician volcanicity. In Bruton, D. L. (ed.), *Aspects of the Ordovician System*, 183—194. Palaeontological Contributions from University of Oslo, No. 295, Universitetsforlaget.
- Vail, P. R., Michum, R. M. Jr., & Thompson, S., III, 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level—Part 4, Global cycles of relative changes of sea level, in Payton, E. D., *Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration*. -*Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 26, 49—212.
- Webby, B. D., 1984: Ordovician reefs and climate: a review. In Bruton, D. L. (ed.), *Aspects of the Ordovician System*. 89—100. Palaeontological Contributions from the University of Oslo no. 295.
- Whittington, H. B. & Hughes, C. P., 1972: Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. -*Phil. Trans. Roy. Soc.*, B263, 235—278.
- Williams, A., 1973: Distribution of brachiopod assemblages in relation to Ordovician palaeogeography. In Hughes, N. F. (ed.), *Organisms and continents through time*. *Spec. Pap. Palaeontology*, 12, 241—269.
- Zhang, Z. M., Liou, J. G. & Coleman, R. G., 1984: An outline of the plate tectonics of China. -*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95(3), 295—312.
- Ziegler, A. M., Scotese, C. R., McKerrow, W. S., Johnson, M. E. & Bambach, R. K., 1979: Paleozoic Paleogeography. -*Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 7, 473—502.

[1986年5月21日收到]

## FAUNAL DIFFERENTIATION, BIOFACIES AND LITHOFACIES PATTERN OF LATE ORDOVICIAN (ASHGILLIAN) IN SOUTH CHINA

Rong Jia-yu and Chen Xu

(Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica)

### Introduction

Faunal differentiation, biofacies and lithofacies of the Ordovician in the South China Region display clear variations both laterally and vertically, and are readily recognisable (Lu, 1979; Zhang, 1964; Lu *et al.*, 1976; Lai, 1982; Mu, 1983). Many geologists have offered their interpretations and made discussions on the main factors control-

ling the facies changes and faunal differentiation. This article documents a platform to basin transect in the Late Ordovician (Ashgillian) of the South China Region (Text-fig. 1). Vertical and lateral facies changes and faunal differentiations are analysed in an attempt to reconstruct the sequence of environmental settings, including Linhsi-

angian (=Early Ashgillian), Wufengian (Middle to late Ashgillian), and Kuanyinchiaoian (=latest Ashgillian) in this region, and the environmental factors controlling the spatial distribution of both fauna and facies are also discussed in some detail.

### The South China Plate

The tectonic framework of the present-day China consists of 3 major Precambrian cratons and as many as 16 microcontinents which have coalesced (Huang, 1980; Zhang *et al.*, 1984). The eastern and central parts of southern China built on the Yangtze craton and covering the full drainage system of the Changjiang (Yangtze) River are called the South China Plate. It is believed that this plate was separated from the Sino-Tarim Plate during the Early Palaeozoic (Li *et al.*, 1982; Scotese *et al.*, 1985; also see Text-figs. 2, 3). All the present geologic, tectonic, and palaeobiogeographic data indicate that the Chinese continent is actually a loosely welded agglomeration of the South China, Sino-Tarim, Xizang (Tibet) and other small separate palaeocontinents, which appear to have had long and independent plate tectonic histories before their incorporation.

The western and southern borders of the South China Plate are illustrated in Text-fig. 1. The northern border of the plate is bounded by the Qinling-Qilian mobile belt; it seems that the South China Plate and the Sino-Tarim Plate were separated by a Cathaysian ocean. The eastern border has not been defined because its geological record has been obliterated by volcanism and tectonism. Some geologists argued that the eastern border of the South China plate was located along the Lishui-Haifeng fault zone in the Zhejiang-Fujian-Guangdong coastal region (Luo, 1979; Guo *et al.*, 1980 and others). However, underlying the volcanic rocks of this coastal region is still the basement of Caledonides and not Variscanides nor Variscan-Indosiniides (Ren *et al.*, 1984). It seems to the writers that the Cathaysian Land extended from the coastal region into the area of the East China sea, and the eastern border of the plate probably to the east of the Taiwan Island.

### Faunal differentiation and facies changes of the Late Ordovician in South China

The Late Ordovician sedimentation was widely distributed on the South China Plate, not only on the Yangtze craton, but also on the Kiangnan and south-eastern China regions. Here a special terminology is used for the simple platform, slope and relatively deep-water basin. The concept of the slope and basin is quite different from that of the continental slope and ocean basin at the present time. It is believed that the seas on the slope and basin of the northern part in South China were epicontinental during the Ordovician and Silurian.

#### 1. Middle and late Caradocian of the Yangtze and Kiangnan Regions

In the northern part of South China the Pagoda limestone and Yenwashan Formation of the middle to late Caradoc are widespread in the Yangtze and Kiangnan Regions respectively. The Pagoda limestone with polygonal-veined structure on the bedding planes was previously inferred as accumulated under a tidal flat environment with very shallow water, and the structure was wrongly interpreted as some sort of mud-crack. However, there was an extensive transgression in the middle-late Caradocian of these regions. Sedimentologically, the Pagoda limestone is composed of micrite with fine calcirudite and bioclasts or of bioclastic micrite (Yang Wan-rong, in Chen & Zou, 1984; Chen & Qiu, 1986). The so-called "polygonal-veined structure" is considered as a shrinkage representing a kind of irregular fissure formed under the sea water during idiogenous and diagenetic stages when the lime and mud shrank. It commonly occurs in the subtidal zone and completely differs from mud cracks which usually indicate a tidal or supratidal environment.

The limestone contains number of nautiloids (mainly *Sinoceras* associated with *Michelinoceras*), rare trilobites (such as *Cyclopyge* and *Hammatocnemis*), and scarce brachiopods (among which a single species "*Tetraodontella transversa* Chen has been recorded), indicating the accumulation of the



pagoda limestone in a relatively deep water environment on the Yangtze Platform. This is consistent with the worldwide transgressive nature of the Caradoc (Fortey, 1984).

The Yenwashan Formation in the Kiangnan Region consists of nodular limestone or argillaceous limestone in which are present abundant nautiloids (*Sinoceras*, *Michelinoceras*, and *Eurasiaticeras*), trilobites (*Xiushuilithus*, *Jiangxilithus*, *Cyclopyge*, *Hammatocnemis*, and *Corrugatagnostus*) and ostracodes (*Aparchites*, *Primitia*, *Euprimitia*, *Ulrichia*, and *Aechmina*). According to our investigation, the environment of this formation may be similar to or a little deeper than that of the Pagoda limestone.

## 2. Linhsiangian (= Early Ashgillian)

Following the middle-late Caradocian transgression (with a peak of sea-level), there were the accumulations of the Cheantsaokou and Linhsiang Formations in the Upper Yangtze platform, the Tangtou Formation in the Lower Yangtze Platform, and the Huangnehkang Formation in the Kiangnan Region, which are considered to be early Ashgillian in age (Rong, 1984). These formations contain a distinctive shelly fauna characterized by the presence of *Nankinolithus nankinensis* Lu associated with brachiopods and ostracodes.

The Cheantsaokou Formation, 1–2 m thick, consists of silt and fine-grained sandy shales, yielding trilobites (*Nankinolithus*, *Hammatocnemis*, *Lonchodomas*, *Shumardia* and *Kweichowilla*) with rare brachiopods (*Trimurellina incerta* Xu and Rong). Based on data available in palaeogeography and community palaeoecology, this shelly fauna might have lived in a near-shore and shallow water (above the wave base) environment.

The Linhsiang Formation, usually 2–5 m in thickness, is composed of nodular argillaceous limestone or calcareous mudstone, containing abundant trilobites (*Nankinolithus*, *Trinodus*, *Ampyxinella*, *Hammatocnemis*, *Corrugatagnostus*, *Shumardia*, *Ampyxis*, and *Calymenes*) and brachiopods (*Kassinella*, *Trimurellina*, *Aegiromena*, *Sericoida*, *Foliomena*, *Leptestiina*, *Christiania*, *Dedzeina* and *Cyclospira*). Both sedimentologic and

community evidences indicate that this shelly fauna inhabited an environment with quiet water conditions, soft mud substrate and a depth which was mostly beneath the wave base. This conclusion is consistent with the abundance of small size, thin-shelled brachiopods which are mainly plectambonitaceans (Sheehan, 1973, 1979; Harper, 1980; Williams & Wright, 1981). A position of Benthic Assemblage 4–5 is reasonable for this *Foliomena* fauna (Rong, 1984).

The Tangtou Formation, about 20 m thick, consists of nodular argillaceous limestone intercalated with shale or mudstone, from which the following taxa were recorded by Lu & Zhou (1981): *Trinodus*, *Corrugatagnostus*, *Shumardia*, *Telephina*, *Nileus*, *Cyclopyge*, *Bumastus*, *Madygenia*, *Phillipsinella*, *Nankinolithus*, *Dionide*, *Lonchodomas*, *Encrinurella*, *Hammatocnemis*, *Atractopyge* and *Diacanthaspis*, in association with a few brachiopods (only plectambonitaceans). The high diversity of the trilobite fauna and the presence of only plectambonitaceans among the brachiopods indicate that this shelly fauna might have inhabited an off-shore, deep and quiet water environment within Benthic Assemblage 4–5. It is believed that this fauna lived in deeper water than the Linhsiang Formation fauna.

In the Yangtze Platform from Sichuan in west to Jiangsu in the east the Upper Ordovician shelf area is relatively flat or may have gradually sloped in the eastern part, with no discernible basin recognized. From the high diversity of the trilobite fauna it can be concluded that the water depth of the lower Yangtze Platform is greater than that of the Upper Yangtze Platform.

The Huangnehkang Formation in western Zhejiang, southern Anhui and northern Jiangxi of the Kiangnan Region, usually 15–50 m in thickness, is mainly composed of mudstone or calcareous mudstone intercalated with siltstone, shale, or calcareous nodules, yielding trilobites (*Nankinolithus*, *Remopleurides*, *Burmanites*, *Nileus*, *Hammatocnemis*, *Cyclopyge*, *Geragnostus*, *Corrugatagnostus*, *Parisocerarus*, and *Dionide*), ostracodes (*Aparchites*, *Paraschimidtella*, *Primitia*, *Aechmina*, *Bythocypris*, and *Cterobolbina*) and brachiopods (*Fo-*

*liomena*, *Trimurellina*, *Kassinella*, *Leptestiina*, *Christiania*, and *Cyclospira*). This shelly fauna occupied an environment of Benthic Assemblage 3—4 with a soft mud substrate and low energy.

The schematic representation of fauna, facies and topography in the Upper and Lower Yangtze Platform and Kiangnan Region in the Early Ashgillian is illustrated in Text-fig. 4.

### 3. Wufengian (=Middle and late Ashgillian)

In the Wufengian, the facies changes and faunal differentiation were more remarkable because the topography of the shelf and hence the environments of the epicontinental sea in the Yangtze and Kiangnan Regions were getting more complicated. In these regions there are four types of environments which are recognized as follows:

(1) Yangtze Platform: Wufeng Formation, which covers extensive regions including Sichuan, N. Guizhou, N. Hunan, Hubei, N. Jiangxi, S. Anhui and S. Jiangsu, thousands of kilometres apart from west to east. The formation which is confined to epicontinental seas is mainly composed of black, siliceous shales and cherts, usually 5—10 m thick. The very fine-grained nature of the black shale, absence of current structures and horizontal lamination in the cherts suggest a low-energy environment of deposition, while the dark colour and absence of a benthic shelly fauna indicate anoxic bottom conditions. Only a few inarticulate brachiopods that might have lived attaching to floating debris have been encountered and they are considered to have been pseudoplanktonic in habit. Very rare trilobites (*Triarthrus*) and nautiloids (*Pleurothoceras*) are present in the Upper Wufeng Formation (Zhang, 1974; Zou, 1985). In contrast with these, the graptolites are extremely abundant with a high diversity (Mu, 1954, 1974; Mu *et al.*, 1984; Chen and Lenz, 1984), including *Climacograptus* (*longispinus* and *venustus* groups), *Orthograptus* (*amplexicaulis* group=*truncatus* group), *Glyptograptus* (*uniformis* group), *Diplograptus* (*bohemicus* group), *Amplexograptus* (*disjunctus* group), *Paraorthograptus* (*pacificus* group), *Lepto-*

*graptus* (*macer* group), *Dicellograptus* (*complanatus* and *turgidus* group), *Diceratograptus*, *Pleurograptus*, *Tangyagraptus*, *Neurograptus*, *Nymphograptus*, *Pararetiograptus*, *Arachniograptus*, *Plegmatograptus*, *Paraplegmatograptus*, and *Yinograptus*. They incorporated themselves with sediments accumulated in a special depositional environment of a shallow sea with relatively deep, quiet, and stagnant water at a slow rate of sedimentation.

(2) Southern Anhui slope: Xinling Formation, which consists of siltstone, shale, and arenaceous shale intercalated with fine-grained sandstone, resembling slope sediments, about 80—800 m thick. Graptolites are abundant in some bedding planes, containing many genera of the Yangtze Platform with the exception of *Pleurograptus*, *Tangyagraptus* and others (Li, 1984). No benthic fossils have been found from this formation because of the unsuitable bottom environments.

(3) Zhe-Wan Basin: Yuchien Formation and "Changwu Formation", which are composed of a very thick (usually 1000—1500 m) sequence of flysh-like clastic sediments intercalated with siliceous black shale and siltstone with turbidites (Yang, 1986). Graptolites have been known to occur on a few bedding planes with a low diversity, such as *Dicellograptus* (*szechuanensis*), *Climacograptus* (*leptothecalis*), *Pseudoclimacograptus* (*anhuiensis*), and a few species of *Diplograptus* and *Paraorthograptus*. However, very few other fossils have been encountered from this formation. It is believed that the Yuchien sediments accumulated in western Zhejiang belong to the basinal facies where there was a depression with subsidence, sediment supply and sedimentation at high rates (See Text-fig. 7).

(4) Zhe-Gan Platform: Changwu and Sanjushan Formations with Jitoushan limestone.

The Changwu Formation is mainly composed of a very thick sequence of clastic sediments including sandstone and mudstone but with no sign of turbidites. Graptolites are very rare, and shelly faunas are dominated by a small number of trilobite and brachiopod genera. The brachiopods include *Sowerbyella*, *Strophomena*, *Eospirigerina*, *Oxoplecia*, *Rhynchotrema* and a few others. The formation

was formed in a particular way, probably a clastic platform sediment under conditions of high rates of subsidence, plentiful sediment supply and fast sedimentation.

The Sanjushan Formation consists of interbedded limestone and mudstone with a thickness of 800—1500 m, yielding abundant tabulates and heliolites in the limestone and brachiopods and trilobites in the mudstone. In the limestone facies the tabulates and heliolites include *Agetolites*, *Agetolites*, *Palaeofavosites*, *Rhabdotetradium*, *Sarcinula*, *Stelliporella*, *Heliolites*, *Sibiriolites*, *Proheliolites*, *Plasmoporella*, *Taeniolites*, *Catenipora*, *Warmispora* and *Acdalopora*, which are associated with stromatolites, stromatoporoids, bryozoans and sponges occurring in biostroms and reefs. The reef cores have a different organic structure, composed of an algal and stromatolitic limestone framework. Patch reefs dominated by tabulates (plus heliolites) and stromatoporoids are also known from some areas of southwestern Zhejiang and northeastern Jiangxi (Chen *et al.*, 1987). At several horizons of the limestone, there are a great number of single brachiopods, the pentamerid *Tcherskidium* sp., but with none of the reef fossils mentioned-above. This brachiopod fauna is inferred to have lived on a lime-mud soft bottom in quiet water conditions, belonging to Benthic Assemblage 3 (above the wave base) (Rong & Han, in press). In the mudstone facies there is a low diversity brachiopod assemblage characterized by *Sowerbyella* and *Zygospira* in association with *Oxoplectra*, *Anoptambonites*, *Sirophomena*, *Infurca* and *Eospirigerina*. In addition, there are some trilobites (*Cheirurus*, *Remopleurides*, *Calymenes*, *Dulanaspis*, *Eoharpes*, *Pliomelina* and *Lichas*), gastropods (*Girvania*, *Clathrospira*, and *Lophospira*), bivalves (*Similodonta*, *Praealeda*, and *Cardiolaria*) and ostracodes. They lived on and in a soft mud substrate, probably also in the environment of Benthic Assemblage 3 (above wave base, Upper subtidal zone). At the end of the Ordovician, the eastern part of the Zhe-Gan Platform was filled in and exposed by the uplift of Cathaysia.

In the Jitoushan area of Yushan, NE Jiangxi, there are much larger carbonate mud mounds more

than 200 m in thickness and at least 1 km across, which can be called the Jitoushan limestone. These mounds which appeared lacking any sort of macro-fossil frame, were situated in the marginal area of the platform west of the Cathaysian Land. It seems to the writers that the early to middle Ashgillian may be considered as an important period for the development of these reef and carbonate mud mounds. This is because they also occur in North America, S. Norway, central Sweden, Estonia, Ireland, N. England, Spain, Kolyma, N. Kazakhstan and Siberia (Webby, 1984, p. 93—94), and indicate relatively warm conditions of low latitude.

Here the environmental reconstructions of all the rocks mentioned above and the schematic representation of shelf morphologies, biofacies and lithofacies with relative amounts of subsidence in SE. China during this stage are illustrated in Text-figs. 5 and 7 respectively.

#### 4. Kuanyinchiaoian (=latest Ashgillian or Hirnantian)

This is the time when a widespread and distinctive brachiopod *Hirnantia* Fauna, usually associated with the low diversity trilobite *Dalmanitina* fauna, flourished in many parts of the world. This shelly fauna is well-developed in the Upper Yangtze Platform including NE. Yunnan, N. Guizhou, Sichuan, S. Shaanxi, and W. Hubei. The stratum bearing this fauna on the platform, which was named the Kuanyinchiao Bed, is intercalated between the Ashgillian Wufeng and the Llandoveryan Lungmachi Formation of graptolite facies. The Kuanyinchiao Bed consists of mudstone, argillaceous limestone, marls and silty shale, usually 0.2—1 m thick, yielding *Dalmanella testudinaria* (Dalman), *Hirnantia sagittifera* (M'Coy), *Kinnella kielanac* (Temple), *Cliftonia* cf. *oxoplectroides* Wright, *Aegiromena ultima* (Marek & Havlíček), *Plectothyrella crassica* (Wahlenberg) and *Hindella crassa incipiens* (Williams), which are the most common representatives for the *Hirnantia* Fauna in the Upper Yangtze Platform (Rong, 1979, 1984). This fauna may be equivalent to Upper and Lower Benthic Assemblage 3, although the constituent ge-

nera may vary in their relative frequencies (Rong, 1982). In the near-shore area, two sedimentary facies, limestone and shale facies, have been recognized. In the limestone facies, a low diversity *Hirnantia* fauna (containing abundant *Dalmanella testudinaria* Dalman, *Plectothyrella crassicosta* (Dalman), *Hindella crassa incipiens* (Williams) and rare *Aphanomena* sp., *Coolinia* or *Fardenia* sp., *Dorytreta* sp.) is associated with a great number of rugose corals (*Boreasmasa*, *Lambeophyllum*, *Xinkiangophyllum*, *Grynwinikia* and others) which have been described by Ho (1978). In the shale facies, a level bottom, the brachiopod-dominating community, also called the "*Whitfieldella*" Community (containing abundant "*Whitfieldella*" sp., *Hindella crassa incipiens* (Williams) and *Dalmanitina* sp. with a few specimens of rugose corals) has been placed in Benthic Assemblage 2 based on comparison with its surrounding communities (Rong, 1984, 1986).

In an easterly direction towards the lower Yangtze Platform (N. Jiangxi, S. Anhui and SW. Jiangsu, eastern China), the Xinkailing Bed contains the latest Ashgillian shelly fauna, a brachiopod assemblage with very low diversity. Only three taxa have been encountered, i.e., common *Paromalomena polonica* (Temple), *Aegiomena ultima* Marck and Havlicek and very rare *Fardeja* or *Coolinia* sp., in association with *Dalmanitina* and *Platycoryphe*. It is likely that this shelly fauna might have inhabited a quiet and deeper (beneath the wave base) environment which was not suitable for the typical *Hirnantia* Fauna of the Upper Yangtze Platform.

Eastwards towards the central part of S. Jiangsu, no shelly horizon lies between the Wufeng (Ashgillian) and Kaochiapien Formations (Llandovery). Instead, there is a continuous graptolite sequence with the *Diplagraptus bohemicus* (= *Climacograptus exiraordinarius*) Zone at the top of the Wufeng Formation and with *Glyptograptus gracilis* Ge equivalent to the *G. persculptus* Zone at the base of the Kaochiapien Formation. This suggests that the graptolites might have accumulated in a deeper, quiet water environment with anoxic bottom conditions where no benthic life was pre-

sent (see Text-fig. 6—8).

### A big event of latest Ordovician

In case many important, biologically and ecologically unrelated widespread groups disappeared at about the same time in geological history, one must seek out the general rather than particular causes which should be of cosmopolitan impact. Many possible causes have been proposed to account for such mass extinctions, such as geomagnetic reversal and extraterrestrial events, climatic and sea-level changes and others. There was an indirect effect in the case of the late Ordovician episode, due to withdrawal of epicontinental seas as a consequence of the growth of an ice sheet possibly in northwestern or western Africa. As suggested by Sheehan (1973, 1975, 1982), shallow water invertebrates suffered a major extinction at the Ordovician-Silurian boundary in association with a glacio-eustatic lowering of sea level which destroyed most shallow water, epicontinental sea habitats. The explanation is suitable for interpreting examples from North America, North Europe and other regions, but it does not account for the faunal changes in South China where the strata across the Ordovician-Silurian boundary are completely continuous. The disappearance of the shelly fauna (including the *Hirnantia-Dalmanitina* Fauna) was not caused by a drop in sea-level, nor by a world-wide withdraw of epicontinental seas.

The black shales of the Wufeng Formation and its equivalents with an anoxic environment over a large part of the South China Region in the Mid-Ashgillian have been recently discussed by Chen *et al.*, (1987). The ventilation of deep ocean water would have primarily resulted from the high palaeolatitudes during the late Ordovician glaciation, and the minimum depth of oxygen would increase at this interval (see Berry & Wilde, 1978), when the South China Plate was situated in a low latitude area and partially enclosed by lands. The oxygenated fresh waters from the lands might have emptied into the sea and the superficial waters of the sea might have been ventilated from the intermixing fresh waters. These formed a suitable habitat for the rich graptolite faunas associated with

rare inarticulate brachiopods, trilobites (such as *Triarthrus*) and nautiloids (such as *Pleurothoceras*). It is inferred that the water depth of the Yangtze Platform, which was restricted to and different from the open seas, was not deeper than about 100 m. Therefore, there was no deep water ventilated by deeper cold water from the high palaeolatitude areas.

In the latest Ashgillian (=Hirnantian), the *Hirnantia-Dalmanitina* fauna (mainly BA 3) occurred and flourished in this area (Rong, 1979, 1984, 1986). It is postulated that the two major controlling factors here might be the eustatic sea-level fall and the ventilation of the sea bottom on the Yangtze Platform. It seems to the writers that the glacio-eustatic lowering of sea-level did not destroy the shallow water, epicontinental sea habi-

tats of this area. A large part of the sea bottom rose to the level of the ventilated surface water layer and the minimum depth of oxygen would increase when the latest Ordovician glaciation had reached its climax.

In the Earliest Llandovery time, anoxic conditions returned due to an immediate and rapid rise in sea-level associated with the melting of ice-sheets. The rise in sea-level resulted in an increase in the minimum depth of oxygen and the disappearance of ventilation on the sea floor, decimating the shelly faunas habited in well oxygenated shallow water conditions. Thus, the *Hirnantia-Dalmanitina* Fauna was severely affected and eventually became completely extinct at the beginning of the *Glyptograptus persculptus* Zone ( $L_1$ ) which occurs at the base of the Lungmachi Formation in South China.