中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 1 期: 1 ~ 17
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

华夏古陆于奥陶-志留纪之交的扩展证据和机制探索

戎嘉余[①*], 詹仁斌[①], 许红根[②], 黄冰[①], 俞国华[②]

① 中国科学院南京地质古生物研究所, 现代古生物学和地层学国家重点实验室, 南京 210008;
② 浙江省地质调查院, 杭州 311203
* E-mail:jyrong@nigpas.ac.cn

收稿日期: 2009-02-28; 接受日期: 2009-11-02
中国科学院知识创新工程方向性项目(编号: KZCX2-YW-Q05-01)、国家自然科学基金(批准号: 40825006)、科技部国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2006CB806402)和基础性工作专项(编号: 2006FY120300-5)资助

摘要 地层、古生物和群落古生态资料记录了一次发生在奥陶-志留纪之交、"江-绍断裂带"西北侧(浙西、浙西北和赣东北隅)海域生物相、沉积相和古地理格局的重大变化. 晚奥陶世凯迪晚期研究南区西缘为"怀玉山地"(新名), 东南缘为浙赣海; 在长坞组沉积早期, 从"怀玉山地"向东北方海水加深, 已知最深水域在江山-龙游-兰溪一带, 海域呈现西南浅、北东深的格局; 长坞组沉积中晚期, 海底快速抬升, 原先的深水域显著变浅甚至海水退出, 海面下跌略早于奥陶纪末全球范围的海面下降事件. 到赫南特期和志留纪初鲁丹早期, 由于"华夏古陆"从东南方进入且快速扩大, 本区变成了浅水海湾并滋生了华夏正形贝动物群. 海面的大幅度下降、生物群面貌和性质的剧烈变化以及浅水底栖壳相生物的大批迁入, 均发生在奥陶-志留纪交界期内, 这是与特殊而强烈的区域地质构造活动密不可分的. 它暗示了当时"扬子"与"华夏"两个地块的构造演化和汇聚拼合过程, 并造成了"华夏古陆"随后向西北扩展的强大态势.

关键词
华夏古陆
奥陶-志留纪交界期
生物地层
群落古生态
古地理

探索远古时代特定地质时期生物与环境之间的协同演化, 包括它们的演变过程、特点及其复杂的触发与控制机理, 只有经过多学科长期不懈的交叉与综合研究, 各种相互联系的因素才能被揭示出来, 此乃研究生命和环境协同演化的魅力所在. 本文拟聚焦奥陶纪-志留纪交界时期, 以古生物群、群落古生态和生物相为依据, 结合沉积相的特征, 对浙江和江西东北隅"江山-绍兴断裂带"(以下简称"江-绍断裂带")西北侧的古地理演变过程及其控制因素进行探索.

这样的探索必然要涉及到"华夏古陆"(Old Land of Cathaysia)一词. 80 多年前, Grabau[1]发现浙闽粤边缘大陆断续分布着很厚的老变质岩系, 地质时代皆为太古代或元古代, 其上缺失很多地层, 遂推测当时存在大片陆地并首创"华夏古陆"一词. Grabau 对这个名词所赋予的古地理含义是显而易见的; 同时, 他还用该词泛指其他地史时期(如震旦纪至志留纪)华东及其以东海域未接受沉积的古陆区. 这样一个古地理概念一直被我国许多地层学者和古地理学者[2~12]

引用格式: Rong J Y, Zhan R B, Xu H G, et al. Expansion of the Cathaysian Oldland through the Ordovician-Silurian transition: Emerging evidence and possible dynamics. Sci China Earth Sci, 2010, 53: 1–17, doi: 10.1007/s11430-010-0005-3

所采用, 只是在使用该名时, 不同学者有不同的理解和处置方法, 如将“江-绍断裂带”西北和东南分别称为“江南古陆”和“华夏古陆”[11,13], 或将位于“东南台地”东南方的称为“华夏陆”[14]. 王鸿祯[15]和殷鸿福等[16]则灵活地为不同时期的古陆赋予了不同的称谓(见下文).

应该指出, 在大地构造学界, 围绕着“华夏古陆”一度争论甚剧[17~26]. 基底年龄测定的精确性, 是解决这个问题的关键之一. 尽管仍有学者持不同意见, 如认为早古生代“华夏古陆”已随“龙山系”的解体而不复存在[27,28]或主张“华夏古陆”一名因含义众多, 最好改名[29], 但越来越多的新证据使不少学者坚持认为“华夏古陆”的存在是确凿的[19,23].

本文所探讨的“华夏古陆”, 指的是奥陶纪晚期“扬子地块”(Yangtze Block)和“华夏地块”(Cathaysia Block)汇聚拼合后所引起的隆升且向西北扩大的古陆. 它在概念上首先属于古地理的范畴, 但其成因则受控于当时的大地构造活动. 应该指出, 本文所涉及的“江-绍断裂带”范围是在浙江省境内并包含江西省的东北角. 此断裂带还向南西方向延伸, 涉及到备受关注的一系列华南区域地质构造问题, 已超出本文研究的范围.

华南古生代存在“板溪洋”的假说[30], 因与众多省区数十载的区域地质填图和地层研究成果相悖而遭到国内外许多学者[13,31~44]的强烈质疑. 如陈旭等[41]的研究, 从地层古生物学的角度出发, 选择穿越所谓“板溪洋”近东西向的两条廊带, 力图证伪上述假说. 第一条廊带始于湖南张家界(大庸), 经桃源、桃江到祁东, 研究结果表明, 奥陶、志留纪各时期的生物相和沉积相均呈台-坡-盆连续变化的性质, 尽管其变化比较复杂, 仍强烈质疑早古生代“板溪洋”假说的合理性. 第二条廊带从皖南斜坡开始, 自西向东经浙皖盆地、浙西斜坡、浙赣台地到“华夏古陆”, 奥陶系生物相和沉积相的变化也是连续过渡的[8].

本文尽可能多地在“江-绍断裂带”西北侧, 尤其是靠近该带的一些关键地点寻找相关的蛛丝马迹, 旨在尝试揭示相关地区奥陶纪-志留纪交界期的古地理格局变化过程, “扬子”与“华夏”两个地块在大地构造背景下所形成的重大造山事件. 华东史前地表构造的这个演化过程强烈地控制着相关地区的古地理格局和生态环境, 制约着海域生态系与底栖群落生态的性质与特点.

本研究区靠近“扬子地块”的东南缘、“江-绍断裂带”的西北侧, 构造复杂、变形明显. 按照有些构造学者的观点, 它属于印支期陆内构造变形带[45]或称褶皱-推覆带[46]. 值得注意的是区内还发育与“江-绍断裂带”大体平行的其他次级构造带, 如球川-萧山和马金-乌镇断裂带, 被它们分割的不同条带在地层和沉积相上显示了不同的特点. 区内早古生代地层广泛出露, 生物相和沉积相颇多变化. 只是为了便于分析和讨论, 笔者将研究区分成北区(含杭州、安吉、临安、德清等)、中区(包括淳安、建德、桐庐、诸暨、兰溪等)、南区(如江山、常山、开化、玉山等)3 个区(图 1).

1 研究方法

研究古地理, 需要确定古陆和古海岸带的相对位置, 这在岩石学、沉积学、沉积相分析研究上有一系列的方法. 本文则根据生物地层、古生物和群落古生态学资料提供其他方面的证据.

1.1 生物地层学

以世(统)(多半在 10 Ma 以上)为单位制作的古地理图, 对于了解相关地质时期的古地理概貌起到了一定的历史作用. 但随着研究程度的深入, 此类图件因将不同期(阶)的生物、物理和化学信息都“压缩”到同一张图上而难以展示特定时期(如仅数百万年)古地理的真情实况. 本文拟在较高分辨率生物地层研究的基础上, 恢复以期(阶)、甚至是笔石带为单位的古地理格局, 展示本区奥陶-志留纪交界期的古地理面貌及其演变特征. 这个时段涵盖 3 个时期, 即晚奥陶世凯迪晚期(Late Katian=中阿什极期(Mid Ashgill); 它还可以再分为早、晚两期)、奥陶纪末赫南特期(Hirnantian)和志留纪初鲁丹早期(Early Rhuddanian), 延续时间分别约为 2, 2 和 1 Ma(图 2).

1.2 系统古生物学

在华南晚奥陶世和早志留世浅海底域动物群中, 营表栖固着方式的腕足动物经常占据优势, 无论是丰度还是多样性在各门类化石中均属最高. 通过腕足类的系统分类研究, 笔者共识别出整个华南地区凯迪晚期 58 属、赫南特期 30 属、鲁丹早期 25 属, 总计 91 属(跨时间段延续的属不重复统计). 掌握各属和各组合的时空分布, 尤其是它们的古地理分布特征是重要的. 这是本文研讨分析的基础, 也是群落古生态研究的根基.

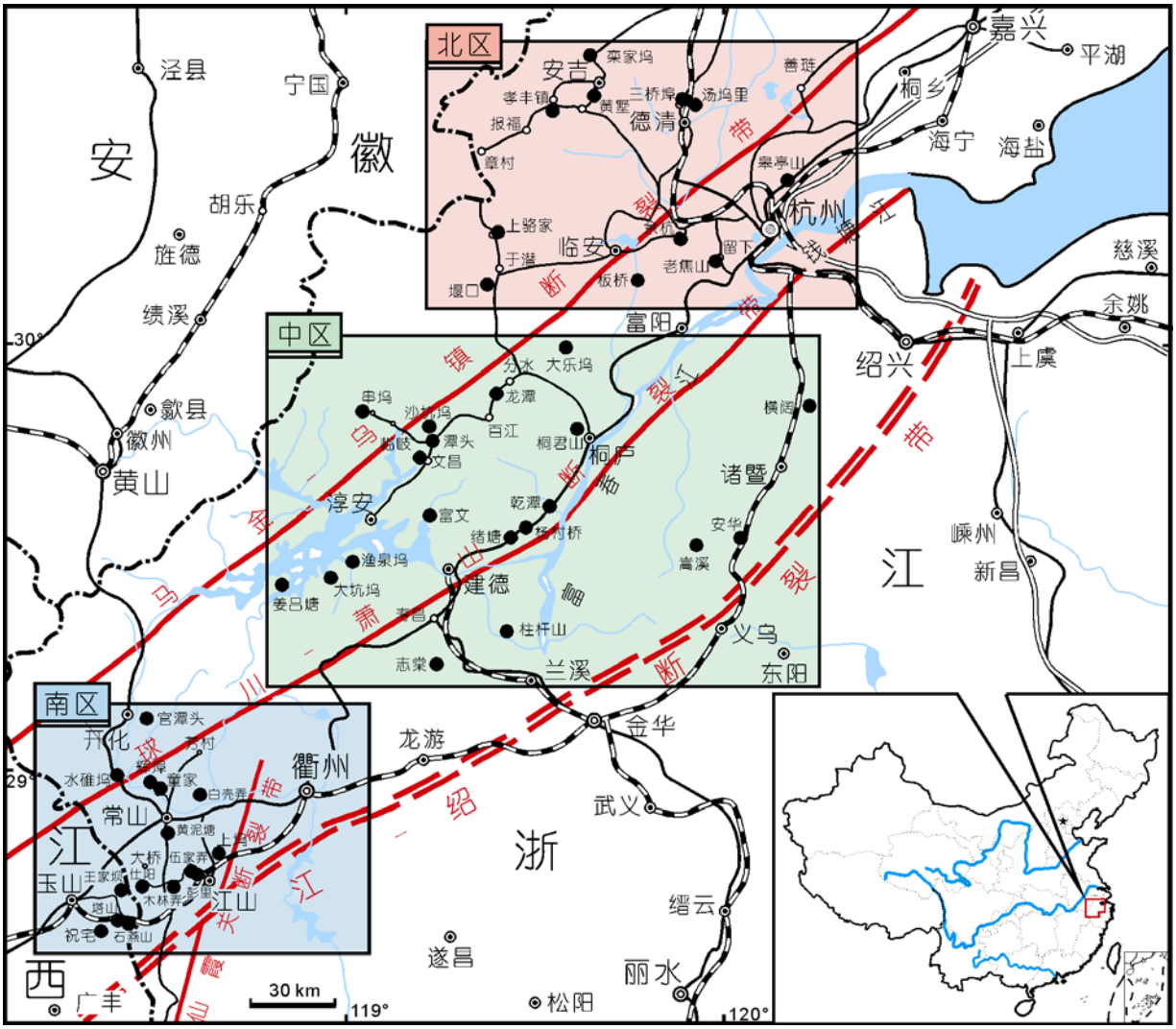

图 1　浙西、浙西北和赣东北隅的奥陶纪-志留纪交界地层剖面位置

研究区包括北区、中区和南区(用方框表示), 全部位于“江-绍断裂带”(以红色虚线表示)西北侧, 黑圆点表示地层剖面

1.3　群落古生态分析

“底栖组合”(Benthic Assemblage, 简称 BA)指的是平坦海底(level bottom, 相对于礁相地区而言)从海岸带(BA1)到远岸较深水相(BA5)的各种底栖生物群落[47]. 其中, 腕足动物经常是古生代海洋底栖生物群中的常见和优势分子, 不同组合和古地理分布特征表明它们受水深和底质的影响很大[48]. 从 BA6 起往更深水底域, 基本上以漂浮或浮游的生物埋葬群为特征, 贫氧和缺氧的环境使底栖生物难以存活而几乎绝迹[48~51]. 就营漂浮生活方式的笔石动物而言, 既有深水、也有浅水的组合, “笔石组合”(Graptolite Assemblage, GA)概念的提出也说明它们的生存环境经常受海水的静度和深度所控制[52]. 三叶虫既有底栖爬行或游移的, 也有游泳的, 不同组合生活在不同水深的海域里[53]. 对上述生物的群落古生态研究是古地理与古环境研究的基础. 例如, 腕足动物叶月贝(*Foliomena*)和三叶虫圆尾虫(*Cyclopyge*)的复现联合, 经常是较深水相 BA5 的底域环境标志(图 3).

2　南区地层、古生物和古生态的证据

本区的上奥陶统-下志留统多为连续沉积, 但距离“江-绍断裂带”近的地点, 两系交界处多有不同程

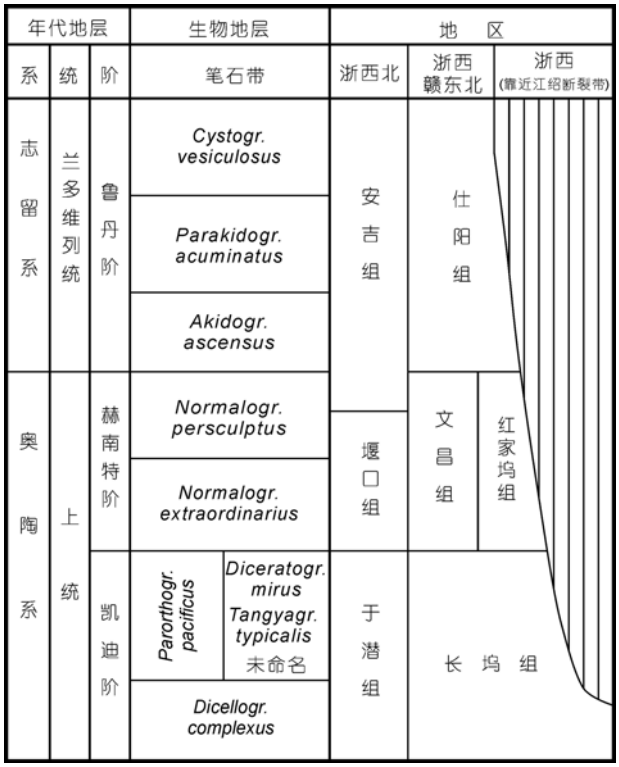

图 2　浙西、浙西北和赣东北隅"江-绍断裂带"之西北侧的奥陶纪-志留纪交界地层对比

度的地层间断. 这一时期腕足动物和三叶虫的系统分类和群落古生态已有一定的研究基础[53~65]. 现按时代顺序分析如下(图 2).

2.1　(　　)

本期的生物相、沉积相和古地理格局分异显著, 比前一时期复杂得多, 特别是在浙赣台地上发育含造礁生物的层状灰岩、在台地边缘沉积了巨厚的碳酸盐岩泥丘、在浙西斜坡上发育含深水动物群的细碎屑岩[8,66], 呈现出从近岸浅水(BA1)到远岸较深水(BA5)的古地理格局. 有关的腕足动物群落分布型式已被识别[56,60], 其中典型的代表有: *Ectenoglossa minor* 群落(BA1), *Eospirifer praecursor* 群落(BA2)和 *Antizygospira-Sowerbyella* 群落(BA2), *Ovalospira dichotoma* 群落(BA3), *Kassinella-Epitomyonia* 群落(BA4)和 *Foliomena* 群落(BA5), 分别见于玉山的塔山(BA1)、祝宅(BA2)和石燕山(BA3), 江山的坛石木林弄(BA4)、何家山伍家弄(BA4)、丰足和上坞(BA5). 在上坞村口, 还采获了以 *Cyclopyge* 为特征的三叶虫动物群(与腕足类 *Foliomena* 动物群共生), 水深被确定在 100~150 m 之间[53], 相当于腕足动物群落的 BA5. 此外, 在江山彭里(FD76[67])、藕塘底(现名为牛塘殿)、黄泥岗[58]等地, 也发现了深水的叶月贝动物群(*Foliomena* Fauna)[68]. 2008 年冬初, 笔者考察了常山县城南约 2.5 km 的 205 国道旁出露的三衢山组(位于该剖面下部)和长坞组(上部)剖面; 长坞组底部(AEP697, 698)所产三叶虫化石因含 *Cyclopyge*, *Nileus* 和 *Dionide* 等显示了较深水的环境条件[53,65]. 上述资料说明, 尽管各处发育的长坞组并非能完全对比到

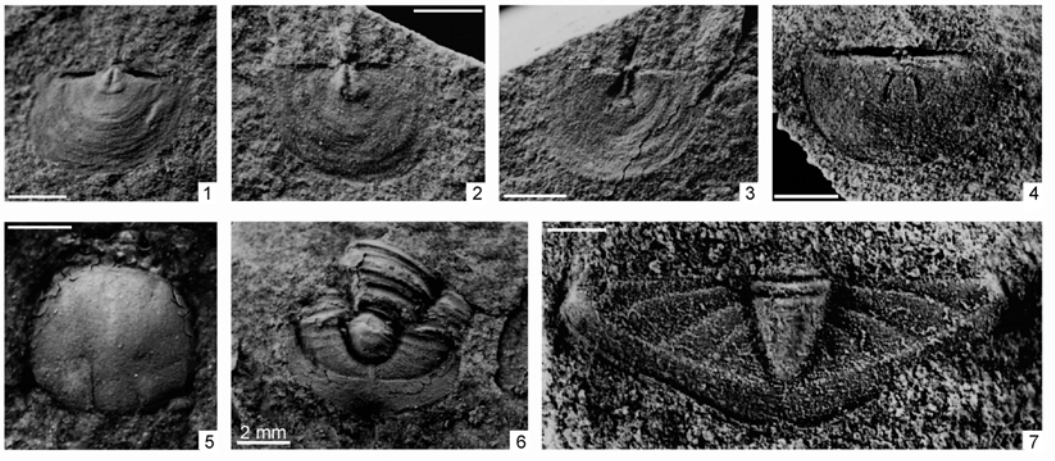

图 3　浙西奥陶纪凯迪晚期较深水相生物群的代表分子

1~4, 腕足动物 *Foliomena folium*(Barrande), 两个腹内模(1, 2), 腹外模(3)及背内模(4); 5, 6, 三叶虫 *Cyclopyge rotundata* Lu, 头鞍(5), 尾部及部分胸节碎片(6); 7, 三叶虫 *Ampyxinella* sp., 尾部, 这是该动物群的优势分子[53]; 产自江山上坞上奥陶统长坞组. 除注明者外, 线段比例尺均为 1 mm

同一笔石带上, 但总体上, 凯迪晚期本区南部西南隅(如玉山塔山和祝宅)的海水最浅, 朝江山上坞方向, 海水逐渐加深, 其东南面临的是浙赣海(图 4 和 5).

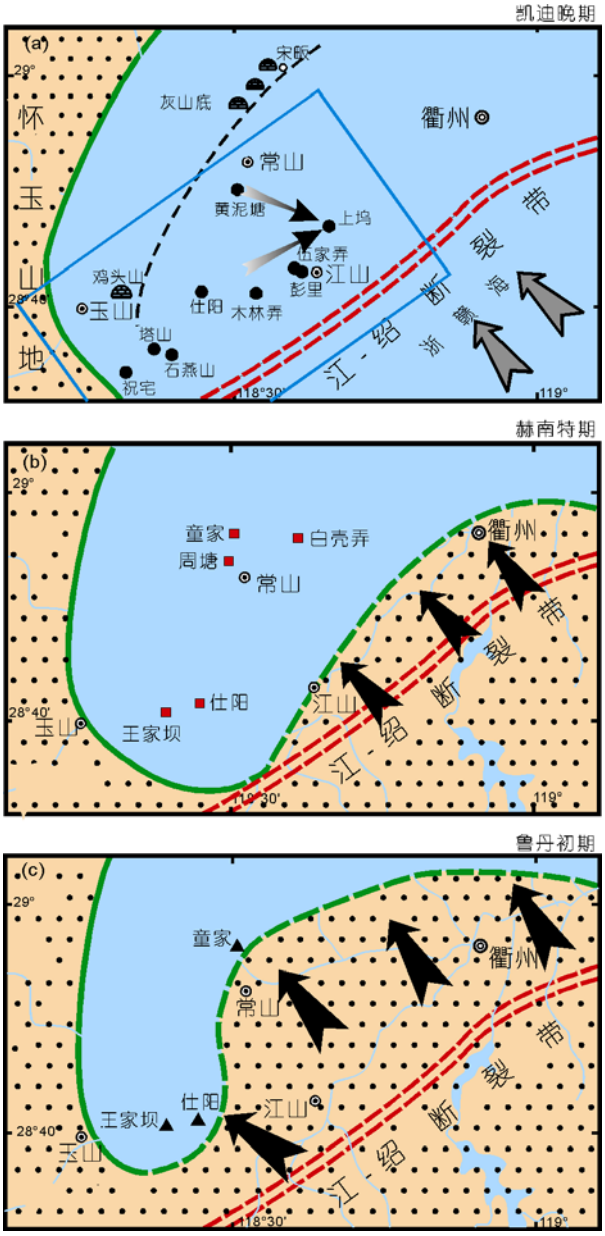

图 4　南区奥陶-志留纪交界期古地理面貌的演变

(a) 凯迪晚期 1(长坞组沉积早期); (b) 奥陶纪末赫南特期; (c) 志留纪初鲁丹早期, 红色双虚线表示"江-绍断裂带"; 布满黑点的浅褐色部分为古陆; 绿线表示推测的古陆边界; 灰-黑色渐变箭头和白色长箭头代表海域水体加深的方向; 半圆形的灰岩标记示碳酸盐岩泥丘; 黑色虚线代表台地边缘; 黑圆点为凯迪晚期地层剖面点; 灰箭头示"华夏地块"即将靠近"扬子地块"; 黑箭头示"华夏古陆"隆升和向西北扩展态势; 红方块代表赫南特期红家坞组; 黑三角代表鲁丹初期浅水相华夏正形贝动物群产地

2.2　奥陶纪末期(赫南特期)

本期虽说时限短暂(约 2 Ma), 但凯迪晚期复杂的古地理面貌却发生了重大的变化. 引人注目的是在玉山岩瑞王家坝(28°42′41.4″N, 118°21′8.7″E)、江山仕阳尖山(28°42′29.2″N, 118°23′43.1″E)、常山大桥头白壳弄(28°57′55.9″N, 118°38′25.9″E)等地, 发育了一套杂色地层, 由黄绿色和紫红色泥岩、粉砂岩组成, 尤以紫红色的最为醒目, 此即红家坞组[69]; 浅水波痕与大型交错层的发育指示它属于近岸、浅水沉积; 宏观介壳化石至今未被发现, 究其原因可能有 4 种: 1) 水体浑浊, 2) 沉积速率太快(比较上扬子台地常小于 2 m 厚的观音桥层), 3) 水动力很强, 4) 氧化环境过强, 这些都不宜于底栖生物栖息, 随洋流漂浮而来的底栖动物(如腕足类)幼虫可能尚未落地即死亡或落地不久即被冲走.

与前期生物相和古地理格局相比, 本期发生如此大的变化可归纳为以下原因: 1) 从区域上观察, 本期业已存在、且不断向西北扩展并遭受强烈风化剥蚀的"华夏古陆", 为本区提供了大量的碎屑物; 2) 从全球背景看, 奥陶纪末海平面快速、大幅度下跌, 幅度达到 50~100 m[70~72], 本区(包括原先深水海域处)水域显著变浅、底域环境很差; 3) 因北非发育大陆冰川, 全球气候变冷, 海平面下跌, 导致大规模生物危机事件发生, 多样性显著下降[72~74]. 上述海相浅水红层的时代若确凿无误, 其强氧化过程是否孕育在寒凉和干燥的环境中, 值得深究.

2.3　志留纪初期(鲁丹最早期)

鲁丹期之初, "华夏古陆"呈现继续隆升、强力西扩的态势, 并向西侧的浙皖海盆[8]提供大量碎屑物质. 此时, 全球海平面在快速回升, 本区海底也在快速抬升, 与赫南特期相比, 鲁丹初期的海水稍深, 但海底仍属于正常浅海, 并不像"扬子地块"大多数地区那样底域处于缺氧的恶化环境中. 现举 3 个实例说明之. 1) 玉山王家坝仕阳组底部(AFL68)盛产介壳化石[61], 是华夏正形贝动物群(*Cathaysiorthis* Fauna)的典型产地[64]; 较高的属种多样性和生物群的组成特点显示, 它可归于 BA3 中部; 2) 江山尖山仕阳组底部(AFL30)所产者虽与玉山王家坝的接近, 但多样性偏低, 宜归于 BA3 上部, 推测它比王家坝更靠近海岸; 3) 常山县城以北约 5 km 的童家仕阳组底部(AFL2)所产腕足动物组合, 多样性更低, *Levenea* 占总量的 90%以

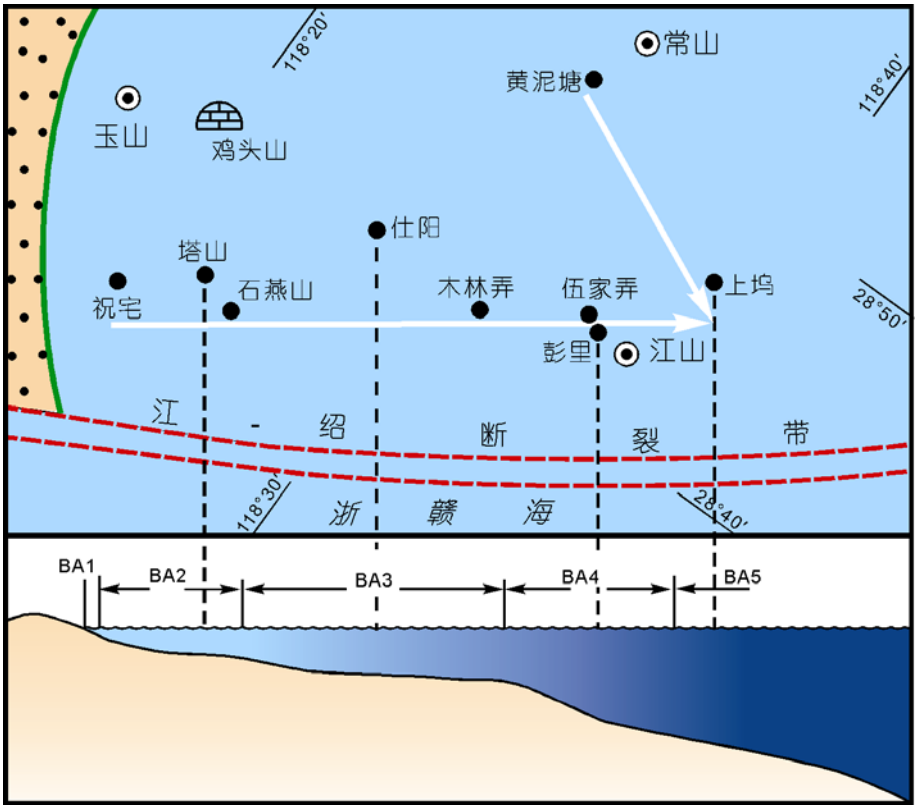

图 5　凯迪晚期 1(长坞组沉积早期)从“怀玉山地”边缘到江山上坞海域及其相应的截面图

白色箭头表示从近岸浅水到远岸较深水的趋势; 根据 Zhan 等[60]修改

上, 推测这是本区志留纪最早期已知最浅的一个腕足类群落(BA2)(图 4), 栖息地距“华夏古陆”更近[62]. 在玉山县北山底的志留纪早期地层还被确认为属于三角洲相沉积[11], 说明已离古陆不远了.

2.4　小结

奥陶纪-志留纪交界时期, 南区的沉积相、生物相和古地理面貌发生了下列变化(图 4 和 5): 1) 凯迪晚期: 海岸带的位置已位于本区西南隅, 紧邻“怀玉山地”(本文新名, 处于“江南岛群”的最东部, 为高出海面的低矮孤岛或半岛, 完整形态不明; 这一古地理单元的存在使浙赣海域西部由西向东发育台地、斜坡到盆地的海底地貌, 因而繁衍了不同的底栖动物群). 在长坞组沉积早期, 往东北方海水加深, 本区呈现西南浅、北东深的古地理格局; 这一趋势与“江-绍断裂带”几乎平行. 但到了长坞组沉积中晚期, 深水海域却已变浅(BA2~3), 这一海平面的下降比全球赫南特期大规模的下降略早. 2) 赫南特期: 海域原先的下斜坡(如江山上坞: BA5)和上斜坡(如江山木林弄: BA4)处均已先后升隆, 揭示了“江-绍断裂带”东南侧即“华夏地块”西部可能的蚀源区[75]已与“江-绍断裂带”西北侧的“怀玉山地”并合, 本文统称为“华夏古陆”; 其西侧的近岸海域因水体浑浊、强氧化环境等原因而不适宜于底栖生物繁衍. 3) 鲁丹初期: “华夏古陆”海岸带继续向西北扩展, 逼近常山童家, 近岸浅海环境在本研究区内广泛发育, 底栖生物在冲破奥陶纪末大灭绝的危机后得以继续在本区幸存.

3　中区地层、古生物和古生态的证据

中区穿越奥陶系-志留系界线地层的材料来自浙江省地质调查院的工作和笔者的考察(图 1). 其中, 前者包括龙游志棠、兰溪柱杆山及淳安里阳-渔泉坞、建德绪塘坞和桐庐桐君山等地, 后者包括淳安文昌镇小河旁、潭头和大坑坞、诸暨横阔等剖面. 为方便起见, 本节与南区以时间为序的写法不同, 拟按产

地、先老后新叙述如下.

3.1 诸暨横阔

这里是中区发育长坞组距江-绍断裂带最近的一个点, 出露厚度约 300 m, 以泥岩为主, 其下被第四纪地层掩盖, 其上被侏罗系砂岩超覆. 2009 年初笔者等在其下部采得少量、低分异度的腕足动物化石, 以 *Kassinella* 占优势, 还有个别小个体的 *Sowerbyella*, 类似的组合曾见于江山伍家弄的长坞组上部, 被归于 BA4 生态位[60]. 往上到本组上部, 浙江地调院采获过个体较大的扭月贝类化石, 多半指示 BA3 生态位. 尽管此处长坞组下部出露不全, 难以精确对比, 但向上变浅的序列却是清楚的.

3.2 龙游志棠

此处的长坞组厚 332 m, 主要为泥岩, 富含以 *Cyclopyge* 为特征的深水相三叶虫组合, 指示了深于 100 m 的海域环境条件[53]. 这段地层和化石发育状况与上述江山上坞的很接近. 上覆地层为侏罗系砂岩, 中间缺失了许多地层.

3.3 兰溪柱杆山

这里的长坞组厚度大, 近 1300 m, 以细碎屑岩为特征; 上覆地层为石炭系藕塘组, 其间的地层均告缺失. 长坞组下部(厚约 230 m)产 *Cyclopyge* 等三叶虫, 指示了较深水环境(BA5). 值得注意的是该组最上部(厚约 200 m)在较多的层位中发现了分异度较低的 BA3 上部腕足类组合(如 *Plectorthis* 和 *Sowerbyella*), 充分说明从长坞组下部到顶部发育了向上变浅的沉积序列.

3.4 淳安沙坑坞、文昌、潭头和大坑坞

沙坑坞出露的长坞组, 厚度超过 2000 m, 属于沉降中心区; 在某些泥岩层位中, 采得少量以腕足动物为主的化石组合, 反映了浅水 BA3 的生态位.

文昌镇出露了连续的奥陶纪-志留纪交界地层. 赫南特期的地层为文昌组(系命名地), 以黄绿、蓝灰色砂质泥岩、粉砂岩和砂岩为主, 个别层位或者产以小嘴贝类为主的介壳化石, 数量有时丰富, 多样性都很低; 或者产大量低分异度的腹足类化石, 宜归为 BA2 的底域生态位. 该镇以南约 50 m 小河旁(29°44′10.3″N, 119°11′6.8″E)出露安吉组下部地层, 在浅褐黄色生物碎屑泥岩(AFL130)中, 我们发现显示较深水环境的底栖群落(推测为 BA3~4 交界附近), 常见分子为 *Epitomyonia*, 距“华夏古陆”较远. 往上深灰色、黑色泥岩中(AFL131)产丰富笔石(经陈旭鉴定, 时代为鲁丹早期), 未见底栖生物, 指示了比下伏地层(AFL130)略深、贫氧的底域环境[61,65]. 从文昌组结束到安吉组下部, 反映了海平面的上升态势.

由文昌往东北方约 5 km 的潭头(现文昌镇), 奥陶纪-志留纪交界地层也很发育, 均以笔石相为主. 在志留系底部的个别层位中, 曾采得少量分异度和丰度均很低的腕足类化石(惜保存不理想, 难以鉴定), 推测当时此地海域水体深度已超过文昌的同期沉积.

由文昌往南偏西的方向, 在许源横坑口北侧的大坑坞附近(29°29′41.9″N, 118°56′39.8″E), 出露的志留系属于安吉组近底部, 为一套褐色、黄绿色泥岩和粉砂质泥岩, 富产以腕足类占优势的化石群落(AFL160, 161 或 DK1, DK4), 宜归于 BA3 中部[61,76], 栖息在比上述文昌的同期群落(BA3~4 交界附近)稍浅的海底.

3.5 其他地点

1) 淳安姜吕塘的长坞组上部产丰富的腕足动物, 在笔者所采的化石中, 扭月贝类已被部分描记[77], 属于 BA3 的生态位; 文昌组所产化石显示更浅水的组合特征; 2) 建德绪塘坞的文昌组, 采获以双壳类和腹足类为特点的近岸浅水化石组合(BA2); 3) 淳安里阳-渔泉坞的志留系安吉组底部产浅水腕足类组合(如 *Eospirifer*); 4) 桐庐桐君山志留系底部所产者也属于近岸浅水群落; 5) 富阳大老坞(现为大乐坞)和半坞的安吉组下部(第 3 层), 产低分异度的双列笔石和浅水腕足类 *Eospirifer* 及三叶虫 *Encrinuroides* 和 *Illaenus* 等, 也是 BA3 的产物.

3.6 小结

中区已知凯迪晚期(长坞组)最浅水化石组合为 BA2, 更浅的群落材料尚未掌握. 龙游志棠和兰溪柱杆山两地均发育长坞组, 前者与江山上坞的可以互比, 后者显示了向上变浅的沉积序列. 至赫南特期(Hirnantian), 文昌组的分布范围已开始向西退至建德洋溪至乾潭一线以北, 远离了“江-绍断裂带”; 值得注意的是建德绪塘坞所产的浅水化石是中区已知距当时古陆最近的一个群落(BA2), 从而揭示了中区

本期的古地理格局与凯迪晚期正好相反: 东南高(陆地)、西北低(海域). 鲁丹阶下部的分布范围与文昌组相似, 古地理面貌雷同; 再向西到文昌、潭头一带, 距离当时的古陆更远、水体更深了. 至于再往北西方向, 目前还缺少充分的材料, 那里是发育更浅水还是更深水的地层和生物群, 值得进一步工作, 以证实"怀玉山地"是否延伸到这个地区.

4 北区地层、古生物和古生态的证据

北区的地层与古生物材料来自余杭、安吉、临安、德清等县区的多个剖面, 大都系笔者野外调查时所采. 本节拟按产地叙述如下(图 1).

4.1 杭州余杭狮子山

余杭狮子山安乐塔以东约 50 m 处(30°16′35.6″N, 119°56′35.7″E), 奥陶纪-志留纪交界地层(AFL303, 可能为堰口组顶部)产腕足类和少量三叶虫、腹足类、短剑类等, 未发现笔石, 只因出现三叶虫 *Dalmanitina* (*Songxites*)而暂归于赫南特晚期; 所产腕足类个体小(壳宽多小于 7 mm)、保存分散, 数量有限, 被归于 BA5 生态位[78]. 沿安乐公园上山, 路旁小亭子侧坡处(30°16′35.4″N, 119°56′34.1″E)的地层(AFL305)位于奥陶系-志留系交界处, 产少量多样性较低的腕足类(BA3 上部), 有些分子与南区仕阳组底部所产者[61]相同. 若此处层序正常, 当时海域由浅水(BA3)向深水(BA5)转变发生在奥陶纪最末期(即 *N. persculptus* 带晚期), 与全球海平面上升一致; 若层序倒转, 此转变便与全球状态相悖, 似表明为华夏古陆西北扩展在本区的反映. 这一问题尚需深入研究.

4.2 余杭留下老焦山

20 世纪 80 年代初, 俞国华老师在余杭留下老焦山上(又名小和山剖面)采得一枚腕足类标本, 曾交笔者鉴定. 后发现它与赣东北玉山仕阳组底部所产者同种, 应归于华夏正形贝(*Cathaysiorthis*). 追踪这枚标本的原产地和层位是很有意义的. 2007 年初, 在俞国华的引领下, 笔者在留下新苑南约 1.5 km 处沿砍柴小道上山, 在当年所挖探槽的浅弱痕迹中找到了它的原产地(30°12′44.7″N, 120°01′44.9″E)和层位(AFL310: 安吉组底部黄绿色泥岩, 被文昌组顶部黄褐色细砂岩所下伏), 所产华夏正形贝动物群及四射珊瑚、腹足类、双壳类宜归于 BA3 中上部的底域生态位; 相似化石组合也在往上 1 m 处(AFL311)的地层中被发现, 时代可能为鲁丹初期[64].

4.3 德清三桥埠

在德清三桥埠横路头后山上(30°36′1.2″N, 119°57′47″E)发育如下地层序列: 1) 上奥陶统赫南特阶堰口组上部泥岩(AEP723 和 724)产奥陶纪末赫南特早期 *N. extraordinarius* 带的笔石(如 *N. ojsuensis*)和三叶虫 *Dalmanitina* (*Songxites*) cf. *wuningensis*; 2) 安吉组底部泥岩产赫南特晚期 *N. persculptus* 带的笔石(AEP728)和 *D.* (*Songxites*) *wuningensis* 及腕足类 *Aegiromena planissima* (Reed)(AEP728)[65], 宜归于 BA4~5 生态位[78]; 其上发现志留纪鲁丹初期 *A. ascensus* 带(AEP729)的笔石. 值得注意的是后者地层以产笔石为主, 也产个别三叶虫 *D.* (*Songxites*), 未见其他壳相化石.

4.4 安吉孝丰和黄墅

20 世纪 60 年代初, 浙江区域地质调查大队在安吉黄墅败坞路旁的山上开凿了一个穿越奥陶-志留纪界线地层剖面的探槽, 其中发现了 *N. persculptus* 带和 *A. ascensus* 带的笔石[79], 再往上不远处采获过浅水腕足类(*Eospirifer*, *Levenea* 和 *Fardenia*)(BA3 上部). 2006 年初, 俞国华带领笔者与张元动找到了这个探槽, 只因树林密布、面目全非, 腕足动物化石层位仍未寻获[65]. 据资料分析, 该地从深水相变为浅水相的时间在志留纪初期(*A. ascensus* 带)后不久. 尽管受奥陶纪最末期(*N. persculptus* 带上部)和志留纪初全球海平面快速上升的影响, 本区浅水壳相生物群的发育仍说明该处海盆底部业已处于隆升状态.

4.5 临安于潜堰口

在堰口汤家-西湖口村附近乡间小路山坡底, 出露连续的奥陶-志留纪交界地层[80,81]. 在赫南特早期 *N. extraordinarius* 带中下部(27H), 笔者采到了罕见的腕足类 *Aegiromena planissima* 和 *Paromalomena* sp., 与三叶虫 *Dalmanitina* (*Songxites*) cf. *wuningensis* 共生(宜归于 BA4~5)[78]. 值得重视的是在 *N. extraordinarius* 带的顶部, 俞国华新发现了一个腕足类组合(AEP108-8), 包括 *Alispira*?(丰富), *Brevilamnulella*, *Eospirigerina*, *Glyptorthis* 和 *Levenea* 等, 与玉山王家

坝鲁丹初期所产者接近, 属于 BA3 生态位. 由此说明, 此处从较深水群落(BA4~5)演变成较浅水群落(BA3)是发生在 *N. extraordinarius* 带末期, 晚于余杭地区. 再往上依次发育了 *N. persculptus* 带和 *A. ascensus* 带[65], 但底栖浅水腕足类完全消失, 表明海水复又加深.

4.6 其他地点

据浙江省地调院的资料, 位于杭州城北东的皋亭山(半山)剖面, 志留系底部也产浅水腕足类, 组合面貌与老焦山的较为相似. 于潜往北约 12 km 的上骆家, 是上奥陶统于潜组的命名地. 凯迪晚期地层为笔石相, 赫南特早期泥岩中发现过笔石, 目前尚未找到浅水介壳相化石, 代表浙皖盆地内较深水沉积[8].

4.7 小结

本区在奥陶纪晚期大都处于较深水环境, 随后大部分地区先南、后北地逐渐变浅. 群落演变资料表明, 因受控于多种因素, 本区群落变化时间各地略有先后, 但都在奥陶-志留纪交界期内: 临安于潜发生在赫南特期 *N. extraordinarius* 带之末, 余杭在 *N. persculptus* 带, 安吉孝丰在 *A. ascensus* 带, 德清三桥埠则更晚. 上述变化可能也与“华夏古陆”不断向西北扩展有关. “华夏古陆”在奥陶-志留纪交界期内开始向余杭地区靠拢, 但位于更西北的德清三桥埠则仍处于较深水海域(BA4~5).

5 奥陶纪-志留纪交界期古地理格局的重大变化

5.1 早古生代华南的古陆名称及其使用

在《中国古地理图集》中, 不同时期的相关古陆被灵活地赋予不同的名称, 如华南东部晚奥陶世的“江南岛群”(Jiangnan Islands)和“浙闽岛群”; 早志留世启用“江南古陆”(Jiangnan Oldland)和“东南山地”(Southeast China Mountains), 未统一使用“华夏古陆”一名[15]. 在《华南岩相和古地理图集》中, 五峰期江绍-宜春大断裂南、北分别称为“华夏古陆”和“江南古陆”; 至龙马溪期, 除“华夏古陆”外, 还将该断裂南、北分别称为“华南山地”(Huanan Mountains)和“湖南-江西山地”(Hunan-Jiangxi Mountains)[11,82]. 冯增昭等[14]将华南东缘的古陆称为华夏陆, 但未确定它的具体位置.

地史时期古陆名称的取舍和使用, 除学术涵义及其相关问题外, 还有一个仁者见仁、智者见智的问题. 它最终要看赞成率和使用率. 古地理名称, 一方面反映了当时的实际状况, 另一方面也反映了古陆时空分布的演变特征. 笔者考虑到简化和减少古陆名称有助于识别和使用, 且保持其传统与连贯性, 更有利于探讨古陆的时空分布及其演变过程, 因此, 本文仍沿用 Grabau[1]的做法, 将华南东部晚奥陶世和志留纪不同时期发育的大型陆地, 统称为“华夏古陆”, 但需强调它们在不同时间有着不同的空间位置及其演变特征, 不拘泥于它是否局限在“华夏地块”还是“扬子地块”上是因为两者业已拼合, 即“华夏地块”隆升成陆、“华夏”“扬子”拼合造山、各自古陆相连扩大时, 仍以“华夏古陆”称之.

5.2 奥陶纪-志留纪交界地层的发育和缺失类型

在奥陶纪-志留纪交界的岩石和生物地层上, 本区显示了强烈的差异性, 本文将它们归结为以下两种类型(图 6):

(1) 完整型: 从凯迪阶上部的长坞组(或于潜组), 经赫南特阶的红家坞组(或文昌组、堰口组)到鲁丹阶下部的仕阳组(或安吉组), 皆为连续沉积, 地层发育齐整. 本区的大多数地方均属于此类.

(2) 缺失型: 奥陶系顶部只发育凯迪晚期地层(即长坞组), 缺失赫南特阶和整个志留系, 经常连长坞组也发育不全. 根据目前资料, 此型分布在玉山、江山、常山、龙游、兰溪和诸暨等县境内, 有意义的是它们都距离“江-绍断裂带”较近. 这绝非偶然现象. 江山坛石的长坞组被石炭系叶家塘组所上覆, 两者之间还以轻微的角度不整合接触; 兰溪柱杆山的长坞组与上泥盆统西湖组更以角度不整合接触[83].

地层的缺失, 隐伏着区域性构造活动事件的信息. 本文资料说明, 在凯迪期里, 本区除西南角受“怀玉山地”制约外, 更大规模、不断移动的“华夏古陆”正强烈地控制着本区的古地理面貌和沉积格局, 直至一度被海水侵漫的海底大范围地抬升并露出水面而遭受风化剥蚀.

但只是根据长坞组之上被晚古生代或中生代地层所上覆还不能确定该组之上原本沉积了多少, 它们属于什么时代, 最终被剥蚀了多少, 更不能确定“华夏古陆”是否和如何向西北扩展的细节. 因此, 还

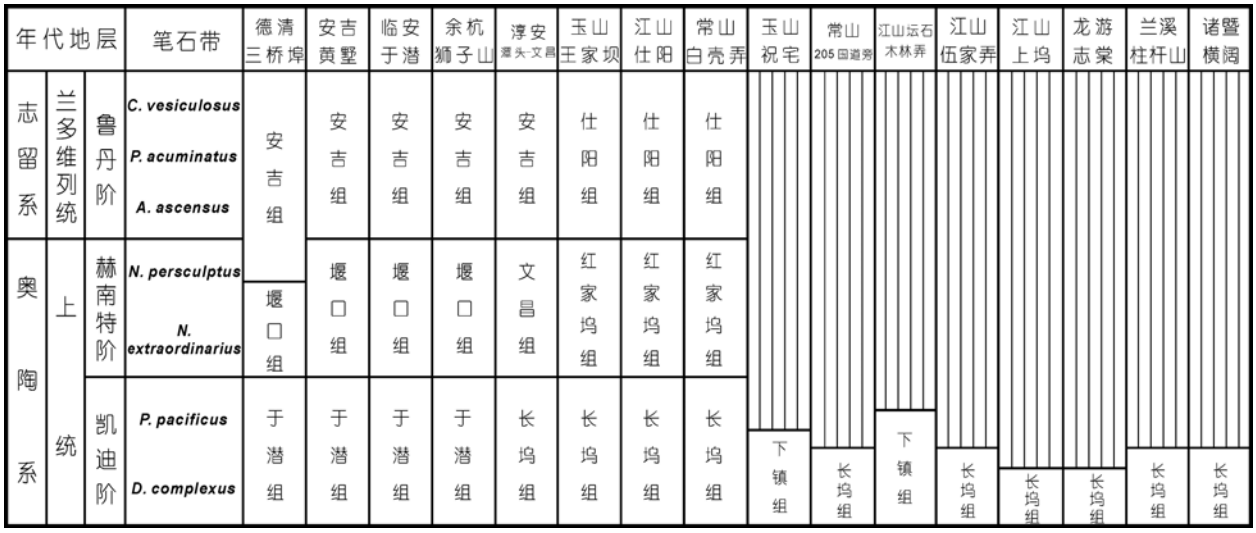

图 6　浙西、浙西北和赣东北有关剖面奥陶系凯迪阶上部-赫南特阶到志留系鲁丹阶底部地层的对比

显示远离"江-绍断裂带"的奥陶-志留纪交界地层发育连续, 而靠近该带的剖面则奥陶系顶部发育不全, 其上覆地层为上古生界或中生界

需要根据其他证据做出判断, 如不同时期的地层所保存的生物组合和群落古生态资料、群落随时间发生的变化、沉积相的时空分布及其演变、古地理的变化等.

5.3　凯迪晚期地层顶界的穿时性和所含的群落古生态信息

在上述奥陶纪-志留纪交界地层的"缺失型"里, 凯迪阶上部的发育程度参差不齐. 根据詹仁斌和戎嘉余[56]、Zhan 等[60]和周志毅等[53]的研究结果分析, 可以获得各剖面留存的长坞组历程及其上部的群落生态细节(图 7).

(1) 奥陶系顶部发育凯迪末期近岸最浅水的 BA1 群落, 如玉山塔山的下镇组顶部(YT13), 产单调的腕足类及腹足类、双壳类和介形类, 即 *Ectenoglossa* 群落; 其上被石炭系砂岩盖覆, 缺失许多地层. BA1 群落在该剖面顶部的出现说明该处此后即将被古陆占领.

(2) 奥陶系顶部发育凯迪晚期浅水 BA3 群落, 如玉山祝宅的下镇组顶部(YZ18~19); 据周志毅教授面告, 所含三叶虫分子属于浅水礁相生物组合. 其上也被石炭系覆盖, 缺失诸多层位. 这些地域本应发育比 BA3 更浅的 BA1~2 群落, 只因随后海底露出水面, 相关沉积被剥蚀殆尽.

(3) 奥陶系顶部产凯迪晚期较深水的 BA4 群落, 如江山伍家弄的长坞组顶部、彭里的长坞组上部均发育较深水腕足类和三叶虫组合(水深超过 60 m); 其上被下石炭统叶家塘组盖覆. 常山城南 205 国道旁的长坞组近底部也产较深水三叶虫组合, 其上不远即被侏罗系砂岩盖覆, 中间缺失很多地层[65]. 这些剖面原本产有 BA1~3 多种群落的地层, 均被剥蚀掉了, 其剥蚀程度强于上述两类.

(4) 奥陶系顶部长坞组的厚度, 在江山上坞小于 300 m; 在龙游志棠也仅 320 m; 它们只相当于开化官潭头等地发育完整的长坞组的下段, 往上即被晚古生代或中生代地层盖覆, 缺失很多地层. 这些地点的长坞组近顶部产已知最深水的群落(BA5), 说明理应发育更浅水系列的多种群落皆因后期剥蚀而殆尽. 这是本区后期剥蚀程度已知最剧烈的两个剖面.

由于本区奥陶系顶部的差异发育、底栖群落的差异保存和上覆地层的不同时代, 使笔者有幸探寻到各地发育的奥陶纪地层顶界穿时的基本规律, 而这个规律竟与"江-绍断裂带"的位置密切相关: 1) 离"江-绍断裂带"近者, 长坞组保存得不完整, 与上覆地层之间缺失诸多地层, 如江山上坞、龙游志棠、兰溪柱杆山和诸暨横阔. 2) 距该断裂带远者, 不仅长坞组发育完整, 连赫南特阶和鲁丹阶也不缺失, 这种情况在本区占据大多数. 到赫南特期和鲁丹期, 发育连续沉积的地点已西移至建德洋溪-乾潭一线以北, 远离了该断裂带.

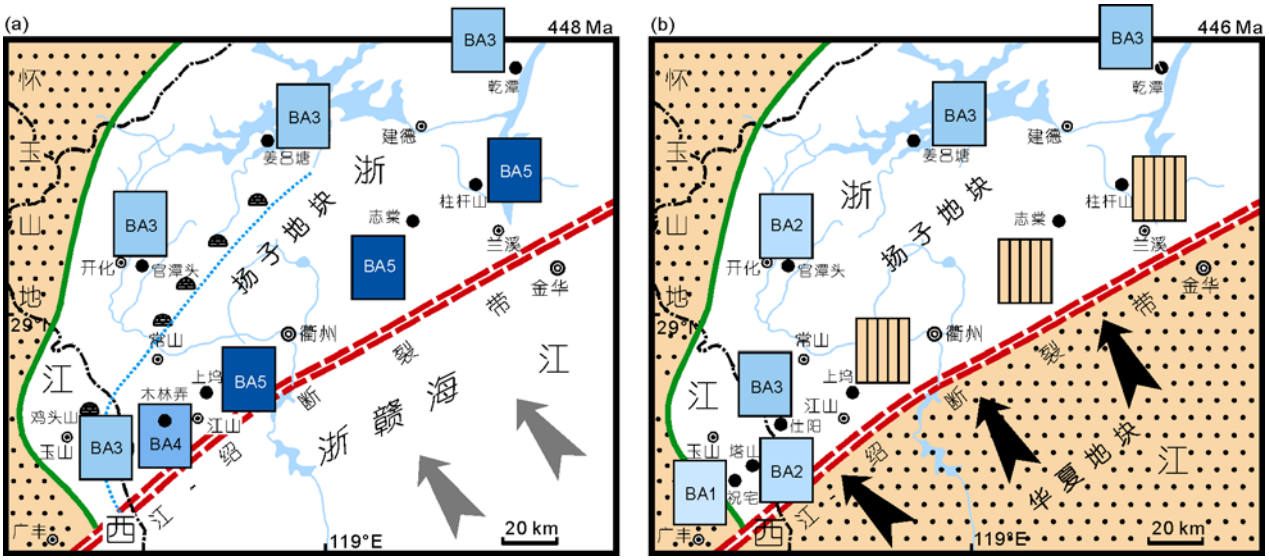

图 7　研究南区和中区南部凯迪晚期 1(a)(长坞组沉积早期)和凯迪晚期 2(b)(长坞组沉积晚期)地层发育程度和群落古生态信息

灰色箭头示意远处“华夏地块”向西北拼合的趋势, 黑色箭头表示“华夏地块”已邻靠“扬子地块”. 1) 靠近“江-绍断裂带”地点的长坞组留存部分(相当于完整长坞组的下段)产深水相化石组合(BA5), 说明原先沉积的更新地层(产 BA4~1 的群落)已被剥蚀殆尽; 朝“怀玉山地”方向海水变浅; 2) 远离该带地点的长坞组等奥陶纪-志留纪交界地层发育齐整, 未被剥蚀

5.4　奥陶纪-志留纪之交生物相、沉积相和古地理格局的重大时空变化

无论是南区、中区, 还是北区南部, 奥陶-志留纪之交的古地理面貌均发生过重大的变化. 凯迪晚期: 在长坞组沉积早期, 最浅海岸带邻靠“怀玉山地”(在南区西缘), 最深水域在江山-龙游-兰溪一带, 使本区呈现西南浅、北东深的古地理格局; 长坞组沉积中期, 深水域(BA5)开始变浅(BA3~2); 赫南特期到鲁丹早期, 最深水域从东南部移至西北部, 本区呈现了东南浅、西北深的特点. 这一古地理格局在时空上发生的重大变化, 与沉积物巨厚堆积、海底快速抬升、海平面提前下降、生物群剧烈变化、浅水底栖属种大批迁入紧密相伴, 其发生时间总体上就在奥陶-志留纪交界期之前夜(图 8).

本区海域在奥陶纪大部分时间(从宁国组到黄泥岗组沉积时期)里, 以发育较深水生物相和相对稳定的沉积相为特点. 但到了凯迪晚期, 无论是生物相还是沉积相, 在时空上分异剧烈, 如深水源碎屑岩相(如江山上坞的长坞组)、浅水源碎屑岩相(如开化官潭头的长坞组)、浅水碳酸盐泥丘相(如常山辉埠的三衢山组)和灰岩-碎屑岩交互相(如江山大桥的下镇组)[8,56,60,65], 且地层厚度比前期大得多, 长坞组(约 2 Ma)若发育完整, 都在千米以上, 最厚的超过 2000 m(平均厚度约 1500 m); 而黄泥岗组(约 1.2 Ma)厚度仅 22~72 m, 砚瓦山组(约 10.8 Ma)的厚度多在 40~50 m, 若不考虑其他因素, 只以延续的地质时间相除, 分别反映了凯迪晚期(长坞组)的沉积速率超过以前的平均 20~200 倍(图 9).

下面的解释也能说明问题. 已知资料表明, 各地长坞组显示了向上变浅的序列, 如兰溪柱杆山的长坞组、江山坛石木林弄的长坞组和大桥仕阳的下镇组. 本区东缘从深水相变成浅水相的时间是在凯迪晚期(长坞组沉积中晚期), 这与区外状态并不同步, 因为全球(包括扬子区)海平面大幅度下降事件是发生在赫南特期之始[73]. 这一不同步现象隐伏着区域构造活动的踪迹. 笔者推测, 由于早已隆升成蚀源区的“华夏地块”[75,84]在与“扬子地块”拼合推压过程中, 江山-兰溪地区海底首先抬升, 终使海域消失、古陆矗立, 原先发育的地层被剥蚀掉了[11]. 若此假说成立, 在凯迪晚期约 2 Ma 里, 从水深约 150 m 到升隆成陆(假设海拔高仅 50 m), 海底共抬升了约 200 m, 平均每万年抬升约 1 m.

赫南特期, 南、中区的海水明显变浅. 红家坞组的杂色(紫红、黄绿色)碎屑岩系的特征与上扬子区志

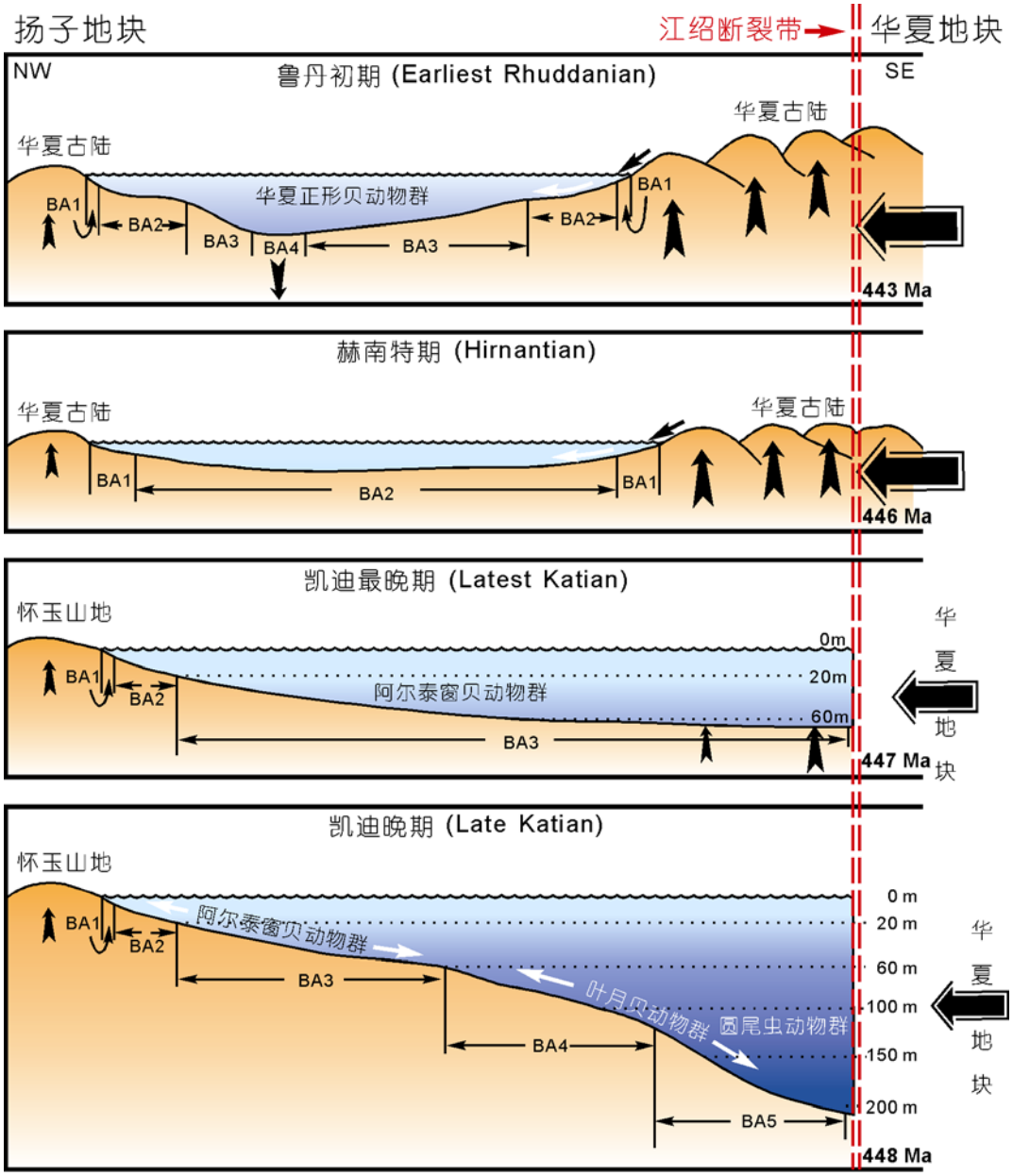

图 8　研究南、中区奥陶纪凯迪晚期到志留纪鲁丹早期海域古地理变化示意图

凯迪晚期 1(长坞组沉积早期): 江山-兰溪一带水体最深(BA4~5), 凯迪晚期 2(长坞组沉积中期): 水体变浅(BA3~2); 赫南特期已升隆成陆, 其西北侧浅水盆地发育海相浅水红层或浅水、低分异度群落(BA2); 鲁丹早期浅海区繁衍华夏正形贝动物群的不同群落(BA2~3 和 BA3~4 交界附近). 赫南特期和鲁丹早期的 BA1 是笔者推测的; 鲁丹早期的 BA2 和 BA3 分别根据常山童家与淳安大坑坞的底栖群落资料. 纵向粗箭头表示古陆的隆升; 横向宽箭头表示"华夏地块"推压方向和过程

留系兰多维列统溶溪组的具有可比性, 指示了近岸、浅水(BA2)、强氧化的环境. 文昌组大套细砂岩、粉砂岩的砂质含量远远超过长坞组, 化石主要是小嘴贝类腕足动物, 丰度不高、分异度很低且不易寻获, 都显示了近岸、浅水、快速堆积的沉积相和生物相特征(BA2).

5.5　志留纪初期浅水底栖生物群落的广泛分布

志留纪初期浅水无脊椎动物群在本区的广泛分布, 为进一步验证上述推测提供了依据. 从赫南特晚

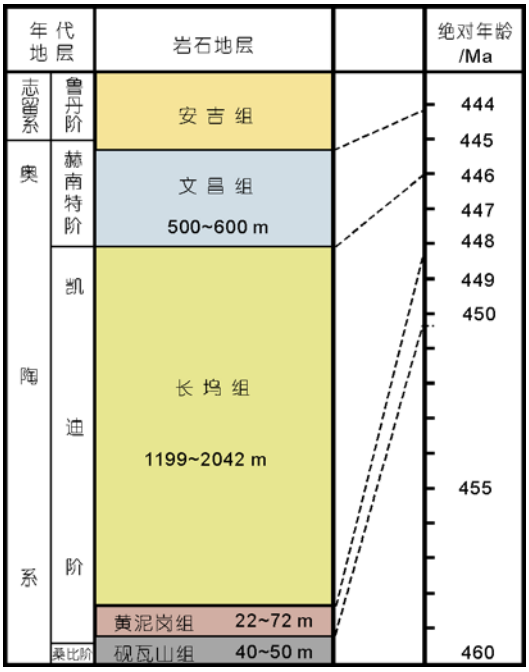

图 9　浙西地区桑比期-凯迪期地层(包括砚瓦山组、黄泥岗组和长坞组)的沉积厚度和沉积速率

表明凯迪晚期(长坞组沉积早期)起沉积速率显著加快, 沉积相和生物相强烈分异

期、鲁丹早期开始, 从南区到北区, 在仕阳组或安吉组底部都拥有丰富的壳相化石记录, 包括腕足类、床板珊瑚、四射珊瑚、双壳类、腹足类、三叶虫、苔藓虫和短剑类等, 都栖息在浅水陆棚泥质海底之上. 其中以腕足类(即华夏正形贝动物群[64])最为丰富, 在同层中数量常占据 90%以上, 所含群落的生态位, 从 BA2, BA3 到 BA3~4 交界处的都有发育[61,62]. 这些群落在本区的繁衍是由于当时"华夏古陆"西北侧发育从近岸到较深水(BA3~4)的正常浅海底域环境的结果[85]. 常山童家所产的 BA2 群落和其他许多剖面所拥有的 BA3 或 BA3~4 交界附近的群落表明, 只有当本区东南缘出现"华夏古陆"之后, 其西北侧才可能存在这样的浅海环境, 才能使这些从奥陶纪末大灭绝危机中得以幸免的底栖生物在此滋生繁衍.

6　"华夏古陆"向西北扩展的成因探索

前文分析表明, 凯迪晚期, 因"华夏地块"与"扬子地块"逐渐靠拢而使后者东南缘所面临的浙赣海域变得越来越窄、水体越来越浅[85]. 应该指出, "怀玉山地"大致属于周名魁等[11]的"江南古陆"和吴浩若[86]的"江南隆起"(赣东北和皖南)的一小部分; 张永鸿[87]则将"江南隆起"专指浙西北于潜组和皖南新岭组之间的分布区, 与本文所说的古地理位置并不相同. 不管怎样, "怀玉山地"在凯迪晚期位于"江南岛群"的最东部; 从赫南特期开始, 因业已隆升成陆的"华夏地块"[75,84]与"扬子地块"拼合, 使它与"华夏古陆"连成一片.

沉积相和生物相的时空变化是受多种因素控制的, 其中, 构造古地理背景不可或缺[12]. "华夏地块"和"扬子地块"在晋宁期沿江-绍大断裂发生的碰撞, 该断裂带内新获得的蛇绿岩同位素年龄值证实了这次碰撞的时间, 已为许多学者所接受[17~19,23,46,88~90]. 它们在晋宁期碰撞后, 又发生过裂解, 并于早古生代中晚期沿着"江-绍断裂带"再次汇聚[11]. 然而, 它们之间的相碰究竟是板块与板块之间的碰撞还是板块内部的拼合, 还有不同的认识[10,11,42,86,91~97].

从目前掌握的资料分析, 区内至今没有发现加里东晚期的洋壳碎片(如蛇绿岩套、蛇绿混杂岩和岛弧火山岩)的确凿证据, "华夏"和"扬子"两大地块在早古生代中晚期所发生的板块性质的碰撞证据尚显不足. 舒良树等[90]强调华南早古生代发育 S 型花岗岩、缺少同期蛇绿岩、火山岩和大规模的高压低温变质岩及工业型块状硫化物矿床, 认为华东的构造环境总体上与比利牛斯山区[98]相似, 不是"板间"碰撞, 而属于"板内"的陆陆拼合[99]. 任纪舜[33]指出, 在晋宁期之后, "扬子"和"华夏"两大地块发生过裂解, 但其裂解并未切穿岩石圈, 故未形成洋壳盆地. 笔者在研究"江-绍断裂带"以西(即"扬子地块"东缘)的奥陶纪凯迪晚期地层和古生物群时, 发现了已知最深水的 BA5 底栖群落[60,100,101], 它栖息在一个以陆壳为基底的浙赣海海底, 更深的群落并未见及. 正是在这个陆壳基底上, 一度存在的深水海域, 到赫南特期演变成古陆及其近岸浅水海域, 可见"华夏"和"扬子"地块的汇聚可能是以拼合造山作用为特征的, 主要表现在海域的消失和"华夏古陆"的隆升.

至于这两个地块汇聚的原因, 还有很多值得探讨的问题. 戎嘉余和陈旭[8]曾推测在晚奥陶世华南板块(包括"扬子"和"华夏"两个地块)以东海域不远处, 存在一个板块(当时称"太平洋古板块"), 它不断地向华南板块大规模运移并俯冲在该板块之下. "扬子地块"东南部发育由东南向西北穿时、递变的碎屑楔(最早含白云母的碎屑楔见于凯迪晚期)[41], 是这个假说

的有力证据之一. 这个“古板块”与华南古板块之间的俯冲带现在何处尚不清楚. 饶有兴味的是, 曾雯等[102]测得闽西北天井坪地区混合岩花岗闪长质新成体的锆石加权平均年龄为(446.8±2.2) Ma, 这个数值接近奥陶纪末(赫南特早期)的绝对年龄, 若可靠的话, 暗示了在奥陶-志留纪交界期(444 Ma)前夕, “华夏地块”变质基底确实曾发生过加厚、深熔和构造-热事件的强烈再造.

7 结论、问题与结语

7.1 结论

在“江-绍断裂带”上或紧靠其两侧的许多地质现象和证据, 在长期的地质演变过程中, 已被破坏殆尽. 笔者在本文获得的证据和分析的基础上, 得出以下 4 点认识或推测:

(1) 在奥陶-志留纪交界期(凯迪晚期、赫南特期和鲁丹早期)约 5 Ma 里, 本区在生物群、群落古生态、生物沉积相和古地理上均发生了显著的变化, 这些变化记录了一个区域上很特殊的大地构造活动背景, 即吴浩若[12]的“崇余运动”, 专指发生在晚奥陶世、由“华夏”和“扬子”两个地块汇聚挤压的一次构造活动, 并以此替代 “广西运动”一名.

(2) 这次运动在本区, 集中表现为海底快速抬升、古陆强烈隆升和海平面大幅度升降等特点, 这些特点表面上看似以垂直(升降)运动为主要形式, 实质上却起因于强力水平(横向)运动[42].

(3) 这一古地理格局在时空上发生的重大变化包括: 凯迪晚期本区已知最深水域在江山-龙游-兰溪一带, 最浅海岸带邻靠“怀玉山地”, 总体为西南浅、北东深; 赫南特期情况突变, “华夏古陆”介入本区东南部, 区内海域演变成东南浅、西北深的格局. 这个变化就发生在奥陶-志留纪交界期之前夜. 志留纪初(鲁丹早期)则基本继承了赫南特期的沉积背景, 但北区情况多变.

(4) 上述变化是由于“华夏”和“扬子”两个地块在奥陶纪末强烈的板内拼合造山事件, 即两个地块汇聚[11,12,42,103]的结果. 正是由于发生这样的事件, 才导致“华夏古陆”的不断隆升和大规模向西北扩展.

(5) 奥陶纪时“华夏地块”以东可能发育一独立古板块, 它不断地碰撞并俯冲在华南板块(包括“扬子”和“华夏”两个块体)之下, 并向西北推进; 一度被拉张开(未切穿到洋壳)的“扬子地块”和“华夏地块”在奥陶纪晚期(至少在凯迪初期, 即 *spiniferus* 笔石带或 *insculptus* 牙形类带)开始, 相对活动并影响到上扬子区[11,12,41,103], 最终在奥陶纪-志留纪交界期的前夜, 沿“江-绍断裂带”拼合造山.

(6) 华夏古陆在奥陶纪-志留纪交界时期的隆升和扩大态势, 此后曾一度停滞, 到兰多维列世中期和晚期复又继续, 至特列奇期中晚期, 在华南全区发生了大规模的“扬子上升”运动[104].

7.2 问题与前景

本文研究的材料均来自浙江省境内和江西省东北隅“江-绍断裂带”的西北侧. 截至目前, 该带东南侧的浙江省境内尚未发现奥陶、志留纪地层的确凿证据. “华夏地块”的强烈抬升导致“江-绍断裂带”东南侧可能存在过的下古生界遭受剥蚀[84]的假说是否合理, 值得证伪.

在笔者掌握的材料中, 缺少足够近岸最浅水群落(BA1)的资料, 故本文对奥陶-志留纪之交海域和古陆的交界线的确定仍是初步和推测的. 广大的湘赣地区, 特别是“扬子地块”东南缘的相关地层和生物相演变细节及其证据的查找, 均十分重要, 前景可观, 但已超出本文的研究范围. 其中的许多问题, 相当关键, 值得研究.

“扬子”和“华夏”两大地块在晋宁期后裂解的时间、次数、程度和原因尚未揭示清楚; 它们在奥陶-志留纪交界期之前夜是如何汇聚拼合、又如何向西北推压并使其扩展的? 华南板块以东是否发育一个古板块? 这些问题, 意义很大, 值得探索.

7.3 结束语

“江-绍断裂带”西北侧奥陶-志留纪交界期的地层古生物和古生态资料, 从一个侧面为探索相关的古地理和大地构造演化提供了证据. 在这个时期, 中国东南部的古生物、沉积、古地理、古海洋、古气候、古大地构造、地球化学、岩浆活动和变质变形等许多方面, 都发生了重大的变化. 这些变化相互联系、共同隐伏在区域性很强的地球系统内. 探索它们各自如何运行、如何耦合? 什么是主导因素? 需要多学科、多领域的学者密切合作、联合攻关, 采用多种技术手段, 对这些问题开展深入、有效的综合研究.

致谢　张国伟、吴浩若和舒良树三位审稿专家提出了宝贵意见和建议; 陈旭、周志毅两位老师阅读了本文的初稿、提出修改意见并分别鉴定了笔石和三叶虫(提供图片)化石; 浙江省国土资源厅李长江高工提供了部分文献资料; 野外期间承蒙浙江省地质调查院汪隆武、齐辛岩, 南京地质古生物所王怿、李军、张元动、燕夔、陈朋飞和刘晓等的鼎力相助; 在此一并致谢.

参考文献

1 Grabau A W. Stratigraphy of China. Part I, Paleozoic and older. Geol Surv Agri Comm, 1924, 528: 1—6
2 尹赞勋. 志留纪之中国. 澳大利亚地质学会学报, 1966, 13: 277—297
3 尹赞勋. 中国南部志留纪地层之分类与对比. 中国地质学会志, 1949, 29: 1—61
4 刘鸿允. 中国古地理图. 北京: 科学出版社, 1955. 50
5 Mu E Z, Boucot A J, Chen X, et al. Correlation of the Silurian rocks of China. Spec Pap Geol Soc Am, 1986, 202: 1—80
6 王立亭. 贵州省各时代地层总结: 贵州的志留系. 贵阳: 贵州省革命委员会地质局, 1976. 68
7 林宝玉, 郭殿珩, 汪啸风. 中国的志留系-中国地层. 北京: 地质出版社, 1984. 245
8 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. 古生物学报, 1987, 26: 507—535
9 陈旭, 李积金, 耿良玉, 等. 江苏下扬子地区的志留系. 见: 江苏石油勘探局地质科学研究院, 中国科学院南京地质古生物研究所, 主编. 江苏地区下扬子准地台震旦纪-三叠纪生物地层. 南京: 南京大学出版社, 1988. 127—168
10 刘宝珺, 许效松, 潘杏南. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿. 北京: 科学出版社, 1993. 236
11 周名魁, 王汝植, 李志明, 等. 中国南方奥陶-志留纪岩相古地理与成矿作用. 北京: 地质出版社, 1993. 111
12 吴浩若. 重新解释广西运动. 科学通报, 2000, 45: 555—558
13 邢凤鸣, 徐祥, 陈江峰, 等. 江南古陆东南缘晚元古代大陆增生史. 地质学报, 1992, 66: 59—72
14 冯增昭, 彭永民, 金振奎, 等. 中国南方寒武纪和奥陶纪岩相古地理. 古地理学报, 2001, 3: 10—24
15 王鸿祯. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社, 1985. 320
16 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 等. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分. 地球科学, 1999, 24: 1—12
17 水涛, 徐步台, 梁如华. 绍兴-江山古陆对接带. 科学通报, 1986, 31: 444—448
18 水涛. 中国东南大陆基底构造格局. 中国科学 B 辑, 1987, 17: 414—422
19 水涛. 论“华夏古大陆”. 见: 崔广振, 石宝珩, 主编. 中国地质科学探索. 北京: 科学出版社, 1989. 126—136
20 张理刚, 王可法, 陈振胜, 等. 论“华夏古大陆”铅同位素研究证据. 地质论评, 1994, 40: 200—207
21 马力, 陈焕疆, 甘克文, 等. 中国南方大地构造和海相油气地质. 北京: 地质出版社, 2004. 867
22 卢华复. 关于华夏古陆. 高校地质学报, 2006, 12: 413—417
23 舒良树. 华南前泥盆纪构造演化: 从华夏地块到加里东期造山带. 高校地质学报, 2006, 12: 418—431
24 胡受奚, 叶瑛. 对“华夏古陆”、“华夏地块”及“扬子-华夏古陆统一体”等观点的质疑. 高校地质学报, 2006, 12: 432—439
25 于津海. 华夏地块: 一个由古老物质组成的年轻陆块. 高校地质学报, 2006, 12: 440—447
26 马瑞士. 华南构造演化新思考: 兼论“华夏古陆”说中的问题. 高校地质学报, 2006, 12: 448—456
27 梁继涛, 张德宝, 薄志宏. 华夏古陆考异. 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊, 1991, 12: 3—12
28 郭养和. 东南大陆早古生代古地理轮廓. 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊, 1991, 12: 13—20
29 边立曾, 方一亭, 俞剑华. 对中国东南部早古生代盆地性质的认识. 南京大学学报(地球科学), 1994, 6: 69—74
30 许靖华, 孙枢, 李继亮. 是华南造山带而不是华南地台. 中国科学 B 辑, 1987, 17: 1107—1115
31 周新民, 邹海波, 杨杰东. 安徽歙县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义. 科学通报, 1989, 34: 1243—1245
32 徐备, 乔广生. 赣东北晚元古代蛇绿岩的 Sm-Nd 同位素年龄及原始构造环境. 南京大学学报(地球科学), 1989, 3: 108—114
33 任纪舜. 论中国南部的大地构造. 地质学报, 1990, 64: 275—288
34 周国庆, 赵建新. 华南扬子克拉通东南缘赣东北蛇绿岩 Sm-Nd 同位素研究. 科学通报, 1991, 36: 129—132
35 马瑞士, 卢华复, 叶尚夫. 论扬子古陆东南边缘造山带形成时代. 安徽地质, 1994, 4: 58—69
36 郭福祥. 华南大地构造演化的几点认识. 广西地质, 1994, 7: 1—14
37 Cheng J F, Foland K A, Xing F M, et al. Magmatism along the Southeast margin of the Yangtze Block Precambrian collision of the Yangtze and Carthyisa block of China. Geology, 1991, 19: 815—818
38 李曰俊, 郝杰, 鲁刚毅, 等. 论板溪群与板溪蛇绿混杂岩. 地质论评, 1994, 42: 97—105
39 Shu L S, Zhou G Q, Shi Y S, et al. A study on the high pressure metamorphic blueschist and its Late Proterozoic age in the Eastern

Jiangnan belt. Chin Sci Bull, 1994, 39: 1200—1204
40 舒良树, 施央申, 郭令智. 江南中段板块-地体构造与碰撞造山运动学. 南京: 南京大学出版社, 1995. 174
41 Chen X, Rowley D, Rong J Y, et al. Late Precambrian through Early Paleozoic stratigraphic and tectonic evolution of the Nanling Region, Hunan Province, South China. Int Geol Rev, 1997, 39: 469—478
42 陈旭, 戎嘉余, 周志毅, 等. 上扬子区奥陶纪-志留纪之交的黔中隆起和宜昌上升. 科学通报, 2001, 46: 1052—1056
43 Rodgers J. Comment on “Mesozoic overthrust tectonics in South China”. Geology, 1989, 17: 671—672
44 Rowley D B, Ziegler A M, Gyou N. Comment and reply on “Mesozoic overthrust tectonics in South China”. Geology, 1989, 17: 384—386
45 Ren J S, Chen T Y. Tectonic evolution of the continental lithosphere in eastern China and adjacent areas. J Southeast Asian Earth Sci, 1989, 3: 17—27
46 Xiao W J, He H Q. Early Mesozoic thrust tectonics of the northwest Zhejiang region (Southeast China). Geol Soc Am Bull, 2005, 117: 945—961
47 Boucot A J. Evolution and Extinction Rate Controls. New York, Amsterdam, Oxford: Elsevier Scientific Publishing Company, 1975. 427
48 戎嘉余. 生态地层学基础-群落生态的研究. 见: 中国古生物学会, 主编. 中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文集. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1986. 1—24
49 Boucot A J. Principles of Benthic Marine Paleoecology. New York: Academic Press, 1981. 463
50 陈源仁. 生态地层学原理. 北京: 地质出版社, 1992. 162
51 Brett C E, Boucot A J, Jones B. Absolute depths of Silurian benthic assemblages. Lethaia, 1993, 26: 25—40
52 陈旭. 论笔石的深度分带. 古生物学报, 1990, 29: 507—526
53 周志毅, 袁文伟, 韩乃仁, 等. 扬子陆块奥陶纪末期-志留纪早期三叶虫的灭绝和复苏. 见: 戎嘉余, 方宗杰, 主编. 生物大灭绝与复苏——来自华南古生代和三叠纪的证据. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2004. 127—152
54 刘第墉, 许汉奎, 梁文平. 腕足动物门. 见: 地质矿产部南京地质矿产研究所, 主编. 华东地区古生物图册(1)早古生代分册. 北京: 地质出版社, 1983. 254—286
55 Rong J Y, Han N R. Preliminary report on Upper Ordovician (mid-Ashgillian) brachiopods from Yushan, northeastern Jiangxi (eastern China). In: Racheboeufand P R, Emig C C, eds. Les Brachiopodes Fossils et Actuels [Biostratigraphie du Paleozoique, 4]. 1986. 485—490
56 詹仁斌, 戎嘉余. 浙赣边区晚奥陶世腕足动物群落分布型式. 科学通报, 1995, 40: 932—935
57 曾庆銮, 胡昌铭. 江西玉山王家坝早志留世早期(Early Llandoverian)新腕足动物群的发现及其意义. 古生物学报, 1997, 36: 1—17
58 Zhan R B, Cocks L R M. Late Ordovician brachiopods from the South China Plate, and their palaeogeographical significance. Spec Pap Palaeontol, 1998, 59: 1—70
59 Zhan R B, Jin J S, Chen P F. Brachiopod diversification during the Early-Mid Ordovician: an example from the Dawan Formation, Yichang area, central China. Can J Earth Sci, 2007, 44: 9—24
60 Zhan R B, Rong J Y, Jin J S, et al. Late Ordovician brachiopod communities of Southeast China. Can J Earth Sci, 2002, 39: 445—468
61 Rong J Y, Zhan R B. Surviving the end-Ordovician extinctions: evidence from the earliest Silurian brachiopods of northeastern Jiangxi and western Zhejiang provinces, East China. Lethaia, 2006, 39: 39—48
62 Rong J Y, Huang B. Differential abundance of four genera of early Rhuddanian brachiopods in east China (in Engilish with Chinese summary). Acta Palaeontol Sin, 2007, 46: 407—415
63 黄冰. 系统古生物研究中的统计新方法初探——以浙赣边区志留纪初期雕正形贝属为例. 古生物学报, 2007, 46: 278—292
64 戎嘉余, 黄冰, 詹仁斌, 等. 华东志留纪最早期的华夏正形贝动物群及其宏演化意义. 古生物学报, 2008, 47: 141—167
65 Zhang Y D, Chen X, Yu G H, et al. Ordovician and Silurian rocks of northwest Zhejiang and northeast Jiangxi provinces, SE China. Hefei: University of Science and Technology of China Press, 2007. 189
66 詹仁斌, 傅力浦. 浙赣边区晚奥陶世地层之新见. 地层学杂志, 1994, 18: 267—274
67 Rong J Y, Zhan R B, Han N R. The oldest known *Eospirifer* (Brachiopoda) in the Changwu Formation (Late Ordovician) of western Zhejiang, East China, with a review of the earliest spiriferoids. J Paleontol, 1994, 68: 763—776
68 Cocks L R M, Rong J Y. A review of the late Ordovician Foliomena brachiopod fauna with new data from China, Wales and Poland. Palaeontology, 1988, 31: 53—67
69 汪隆武, 许红根, 齐岩辛, 等. 浙赣交界地区上奥陶统红家坞组(O_3h). 地层学杂志, 2004, 28: 52—55
70 Brenchley P J. Late Ordovician extinctions and their relationship to the Gondwana glaciation. In: Brenchley P J, ed. Fossils and Climate. Wiley: Chichester, 1984. 291—315
71 戎嘉余. 上扬子区晚奥陶世海退的生态地层证据与冰川活动的影响. 地层学杂志, 1984, 8: 19—29
72 Sheehan P M. The Late Ordovician mass extinction. Annu Rev Earth Planet Sci, 2001, 29: 331—364

73 Brenchley P J, Marshall J D, Hints L, et al. New isotopic data solving an old biostratigraphic problem: the age of the upper Ordovician brachiopod *Holorhynchus giganteus*. J Geol Soc London, 1997, 154: 335—342

74 Rong J Y, Boucot A J, Harper D A T, et al. Global analyses of brachiopod faunas through the Ordovician and Silurian transition: reducing the role of the Lazarus effect. Can J Earth Sci, 2006, 43: 23—39

75 竺国强, 张福祥, 杨树峰, 等. 江山-绍兴碰撞带构造演化与变形特征. 浙江大学学报(自然科学版), 1997, 31: 745—752

76 黄冰. 生物大灭绝事件后的残存研究——以华东志留纪初期腕足动物为例. 博士学位论文. 南京: 中国科学院南京地质古生物研究所, 2008. 283

77 Zhan R B, Jin J S, Rong J Y, et al. Strophomenide brachiopods from the Changwu Formation (late Katian, Late Ordovician) of Chun'an, Western Zhejiang, South-East China. Palaeontology, 2008, 51: 737—766

78 戎嘉余, 詹仁斌, 黄冰, 等. 一个罕见的奥陶纪末期深水腕足动物群在浙江杭州余杭的发现. 科学通报, 2007, 52: 2632—2637

79 杨达铨. 浙江安吉下志留统中的几种笔石. 古生物学报, 1964, 4: 628—635

80 杨达铨. 浙江西北部上奥陶统上部的笔石. 古生物学报, 1983, 22: 597—605

81 Ge M Y. The graptolitic fauna of the Ordovician-Silurian boundary section in Yuqian, Zhejiang. In: Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, ed. Stratigraphy and Palaeontology of Systemic Boundaries in China, Ordovician-Silurian Boundary. Hefei: Anhui Science and Technology Publishing House, 1984. 389—454

82 刘宝珺, 许效松. 中国南方岩相古地理图集(震旦纪-三叠纪). 北京: 科学出版社, 1994. 1—188

83 王孔忠, 严铁增, 袁强. 扬子东南缘北段加里东期的褶皱特征. 地质通报, 2006, 25: 673—675

84 胡开明. 江绍断裂带的构造演化初探. 浙江地质, 2001, 17: 1—11

85 Rong J Y, Chen X, Su Y Z, et al. Silurian paleogeography of China. In: Landing E, Johnson M E, eds. Silurian Lands and Seas-Paleogeography Outside of Laurentia. New York State Mus Bull, 2003, 493: 243—298

86 吴浩若. 下扬子区加里东期构造古地理问题. 古地理学报, 2005, 7: 243—248

87 张永鸿. 下扬子南部扭裂块断区的形成和找油方向. 华东油气勘查, 2001, 19: 1—14

88 周新民, 朱云鹤. 中国东南部晚元古代碰撞造山带与地块缝合带的岩石学证据. 见: 李继亮, 主编. 东南大陆岩石圈结构与地质演化. 北京: 冶金工业出版社, 1993. 87—97

89 Shu L S, Faure M, Jiang S Y, et al. SHRIMP zircon U-Pb age, litho- and bio-stratigraphic analyses of the Huaiyu Domain in South China ——Evidence for a Neoproterozoic orogen, not Late Paleozoic-Early Mesozoic collision. Episodes, 2006, 29: 244—252

90 舒良树, 于津海, 贾东, 等. 华南东段早古生代造山带研究. 地质通报, 2008, 27: 1581—1593

91 李志明, 全秋琦. 中国南部奥陶-志留纪笔石页岩相类型及其构造古地理. 地球科学——中国地质大学学报, 1992, 17: 261—269

92 Chen X, Rong J Y, Rowley D E, et al. Is the early Paleozoic Banxi Ocean in south China necessary? Geol Rev, 1995, 41: 389—400

93 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振, 等. 东特提斯地质构造形成演化. 北京: 地质出版社, 1997. 218

94 许效松, 徐强, 潘桂棠, 等. 中国南方大陆演化与全球古地理对比. 北京: 地质出版社, 1996. 161

95 苏文博, 李志明, Ettensohn F R, 等. 华南五峰组-龙马溪组黑色岩系时空展布的主控因素及其启示. 地球科学——中国地质大学学报, 2007, 32: 817—827

96 苏文博, 何龙清, 王永标, 等. 华南奥陶志留系五峰组及龙马溪组底部斑脱岩与高分辨综合地层. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 207—219

97 苏文博. 中国扬子地台奥陶纪层序地层学和海平面变化. 北京: 地质出版社, 2001. 106

98 Debelmas J, Mascle G. Les Grandes Structures Geologiques. 4th ed. Paris: Dunod, 2004. 312

99 曾勇, 杨明桂. 赣中碰撞混杂岩带. 中国区域地质, 1999, 18: 17—22

100 Rong J Y, Zhan R B, Harper D A T. Late Ordovician (Caradoc-Ashgill) brachiopod faunas with *Foliomena* based on data from China. Palaios, 1999, 14: 412—431

101 Rong J Y, Huang B, Zhan R B, et al. Latest Ordovician brachiopod and trilobite assemblage from Yuhang, northern Zhejiang, East China: a window on Hirnantian deep-water benthos. Hist Biol, 2008, 20: 137—148

102 曾雯, 张利, 钟增球, 等. 华夏地块古元古代基底的加里东期再造: 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素和微量元素制约. 科学通报, 2008, 53: 335—344

103 周志毅, 周志强, 袁文伟, 等. 湘鄂西部地区晚奥陶世三叶虫相和古地理演化. 地层学杂志, 2000, 24: 249—263

104 戎嘉余, 陈旭, 王成源, 等. 论华南志留系对比的若干问题. 地层学杂志, 1990, 14: 161—177