华南古生代中期地层界面的特征与大地构造意义

王恽^{1,2*}, 戎嘉余^{1,2}, 唐鹏^{1,2}, 黄冰^{1,2}, 张小乐^{1,2}, 徐洪河^{1,2}, 刘锋^{1,2}, 蒋青^{1,2}, 汪瑶^{1,3}

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. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 南京 210008;

3. 中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥 230026

* 通讯作者, E-mail: yiwang@nigpas.ac.cn

收稿日期: 2020-03-27; 收修改稿日期: 2020-06-13; 接受日期: 2020-07-20; 网络版发表日期: 2020-09-27

国家自然科学基金项目(批准号: 41530103、41872035)和中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB26000000)资助

摘要 华南古生代中期地层界面, 指早古生代地层与上覆地层之间的接触界面; 这是华南地质发展史上重要的构造转换界面之一, 综合研究其分布特征对探讨华南大地构造的演变, 特别是广西运动进程的研究具有独特的、基础性的科学意义. 文章根据华南14省及1直辖市、115县的126条穿越该地层界面剖面的研究, 揭示出其界面上、下地层的时空分布特征, 识别出华南古生代中期地层界面接触关系有3大类: 角度不整合、平行不整合、整合; 并以该界面上、下地层的时间和分布特征为依据, 划分为3个分布区. 在华南全区, 在大时间尺度上, 广西运动是一次长历程的地质作用, 体现在虽然各地发生、发展、结束时间和后续推进过程略有差异, 但大体的时间相近; 它最先发生于晚奥陶世珠江区, 到达扬子区的时间大约晚了10Ma; 发展的高点在志留纪普里道利世早期; 结束的时间从早泥盆世洛赫考夫晚期开始, 呈现为一个由南向北、由西向东的强力推进过程. 华南广西运动在不同地区具有不同的表现形式, 雪峰-九岭山以东和以南地区地质作用较为强烈, 界面为角度不整合, 体现了陆内造山运动的形式; 以西和以北地区地质作用相对平和, 界面为平行不整合, 以反复、多幕的升降运动为特征. 广西运动的动力源问题甚为复杂, 文章提出导致华南广西运动发生的动力源是多源和多方向的, 正是由于不同的块体从不同的方向大致在晚奥陶世凯迪期间对华夏块体的挤压作用, 广西运动在华南广大地区以不同的方式发生和推进.

关键词 华南, 古生代中期地层界面, 生物地层, 广西运动, 大地构造意义

1 引言

早古生代期间, 全球发生了加里东期的构造运动. 这期大规模的地壳运动表现为早古生代不同地层与泥盆系不同层位之间的不同接触关系. 从全球看, 在早古生代8个造山带中, 华南陆块不存在切穿岩石圈的大断

裂, 未见幔源岩石、火山岛弧岩石、榴辉岩和高压蓝片岩的记录(Condie, 1996, 2011; Condie和Kröner, 2008; 周恩恩等, 2017). 由此可见, 华南早古生代大陆构造特征在全球具有独特性和不可替代性.

然而, 在华南构造演变的学术讨论过程中, 早古生代构造属性颇有争议(许靖华等, 1987; 张国伟等,

中文引用格式: 王恽, 戎嘉余, 唐鹏, 黄冰, 张小乐, 徐洪河, 刘锋, 蒋青, 汪瑶. 2021. 华南古生代中期地层界面的特征与大地构造意义. 中国科学: 地球科学, 51(2): 218–240, doi: [10.1360/SSTe-2020-0079](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0079)

英文引用格式: Wang Y, Rong J, Tang P, Huang B, Zhang X, Xu H, Liu F, Jiang Q, Wang Y. 2021. Characteristics of major hiatus in middle Paleozoic rocks of South China and their significance of geotectonics (in Chinese). *Scientia Sinica Terrae*, 51(2): 218–240, doi: [10.1360/SSTe-2020-0079](https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0079)

2013; Lin等, 2018; 舒良树等, 2020). 华南陆块早古生代扬子与华夏两个块体的相互作用与拼合, 究竟是海域板块与板块之间的碰撞, 还是只限于陆内的造山活动? 华南在古生代是否存在真正的大洋? 这些问题均牵涉到对广西运动的性质和特征的具体认识(吴浩若, 2000; 吴浩若等, 1997).

广西运动由丁文江(Ting, 1929)最先提出, 代表了遍布华南的泥盆系与其下伏地层之间的区域不整合接触关系, 指示一次强烈的构造事件, 是全球加里东期构造运动在华南的具体表现, 对华南大地构造的演化和再造具有深远的影响(吴浩若, 2000; 陈旭等, 2014). 广西运动经历了从晚奥陶世至志留纪晚期(历时约六千万年)的强烈差异构造运动(陈旭等, 2010, 2012, 2014), 并被集中记录于古生代中期地层界面中.

古生代中期地层界面是指早古生代地层与上覆地层之间的接触界面, 该界面是华南地质发展史上重要的构造转换界面之一(陈旭等, 2010; 张国伟等, 2013; 许志琴和张国伟, 2013; Shu等, 2008, 2014; 舒良树等, 2020; Wang Y J等, 2013). 在华南, 古生代中期地层界面变化之大、复杂之剧、识别难度之大堪称一绝, 其构造演化意义尤为重要; 然而, 相关地层的深化研究及综合分析相对较弱, 很多关键节点不清, 如界面的上覆和下伏地层的精确时代、类型、分布特征等, 从而制约了对广西运动的准确认识. 开展华南古生代中期地层界面上、下地层的综合研究, 展示了大地构造领域中生物地层学的基础性工作, 对探讨华南大地构造的演变具有独特的科学意义.

本文围绕华南古生代中期地层界面的上、下地层, 着重研究该界面的类型和分布特征, 阐释其在华南大地构造上的意义, 为广西运动进程提供时空变化的地层古生物学的证据.

2 研究剖面

近30年来, 笔者与中国科学院南京地质古生物研究所早古生代研究团队和泥盆纪研究团队一起, 在华南14省及1直辖市、115县(图1)选择了126条穿越古生代中期地层界面(以下简称“地层界面”)的剖面, 进行了实地研究或考察. 上述剖面以该界面为焦点, 以其上、下地层(围绕志留系和泥盆系)为重点, 如若下伏地层为前志留系, 而其上覆地层为泥盆系者; 若上覆地层

为后泥盆系, 其下伏地层为志留系者.

在对界面上、下地层的研究中, 本文主要采用古生物学、地层学和岩石地层学的综合研究手段, 以重点剖面的生物地层学研究为主. 在确定该界面地层时代时, 最常见的主要化石门类有笔石、腕足类、三叶虫、牙形类、几丁虫、遗迹化石和植物化石等. 代表性的笔石化石见陈旭等(2010, 2014), 图2显示了除笔石以外的常见代表性大化石.

3 华南古生代中期地层界面类型

华南地层界面类型的确定主要根据界面上、下地层接触关系和地质时代, 分为角度不整合接触(图3a)、平行不整合接触(图3b、3c)和整合接触3大类(图3d).

3.1 角度不整合接触大类

该大类主要表现为地层界面的下伏地层为前志留纪或志留纪不同时期的地层, 上覆地层为泥盆纪不同时期的地层, 两者之间呈现角度不整合接触. 依据地质时代的不同, 上覆地层可分为3种接触类型: 早泥盆世地层、中泥盆世地层和晚泥盆世地层.

3.1.1 上覆早泥盆世地层的接触类型

上覆地层为下泥盆统, 主要包括广西石桥组或莲花山组(图3a-1、3a-2、4d)、湖南北部源口组(图4c)或江西崇义地区阳岭砾岩(图4b). 下伏地层主要为寒武系, 但在广西兴安田岭口剖面为早志留世早期田岭口组(图4d; 陈旭等, 2014); 而在江西崇义阳岭剖面为早奥陶世独栏桥组. 上覆地层属于一套碎屑岩沉积, 以灰白色或紫红色石英砂岩为主, 间夹粉砂质泥岩; 在多数剖面上, 底部发育砾岩沉积, 如在江西崇义阳岭的砾岩厚度达百米. 在广西金秀地区, 莲花山组的厚度超过千米, 是一套浅水红层. 在粉砂质泥岩夹层中产植物化石, 主要以*Zosterophyllum*为代表, 根据这个植物化石属, 大致可以确定其时代为早泥盆世.

3.1.2 上覆中泥盆世地层的接触类型

上覆地层为中泥盆统, 主要代表有跳马涧组(图3a-4、3a-5、4a), 但在江西崇义和于都为云山组(图3a-3), 而在广西罗城为“郁江组”. 在后一地区, 其下伏地层为前寒武系; 在江西于都峡山剖面上, 云山组不整合

图1 华南古生代中期地层界面剖面分布图

四川: 1, 雅安二郎山(D_1/S_4); 2, 甘洛木古觉(P_1/S_1); 3, 布拖浪其浪(P_1/S_1); 4, 布拖浪珠(P_1/S_1); 5, 江油雁门(D_1/S_{3+4}); 6, 广元车家坝(D_1/S_{3+4}); 7, 旺苍大两会(P_1/S_1); 8, 南江桥亭(P_1/S_1); 9, 华蓥李子垭(C_2/S_1); 10, 华蓥三百梯(C_2/S_1); 11, 长宁双河(P_1/S_1); 12, 叙永新街(P_1/S_1); 13, 古蔺铁索桥(P_1/S_1)。云南: 14, 大关横江(P_1/S_1); 15, 永善万和(P_1/S_1); 16, 威信分水(P_1/S_1); 17, 大关黄葛溪(D_1/S_1); 18, 巧家蒙姑(D_1/S_1); 19, 曲靖下西山村(D_1/S_4); 20, 弥勒西洱(D_1/S_4)。陕西: 21, 南郑梁山(P_1/S_1); 22, 西乡三郎铺(P_1/S_1); 23, 镇巴高桥(P_1/S_1); 24, 紫阳芭蕉口(Q/S_2)。重庆: 25, 城口田坝(P_1/S_1); 26, 巫溪宁厂(P_1/S_1); 27, 石柱猴子石(P_1/S_1); 28, 綦江观音桥(P_1/S_1); 29, 彭水石盘(P_1/S_1); 30, 黔江老水泥厂(D_2/S_1); 31, 酉阳猴子山隧道(D_2/S_{3+4}); 32, 秀山溶溪(D_2/S_{3+4})。贵州: 33, 道真巴渔(P_1/S_1); 34, 习水吼滩(P_1/S_1); 35, 桐梓韩家店(P_1/S_1); 36, 正安石桥沟(P_1/S_1); 37, 务川珍珠桥(P_1/S_1); 38, 沿河甘溪(P_1/S_1); 39, 桐梓代家沟(P_1/S_1); 40, 凤冈喇叭卡(P_1/S_1); 41, 遵义高家岩(P_1/S_1); 42, 印江合水(P_1/S_{3+4}); 43, 石阡瓮古溪(P_1/S_{3+4}); 44, 石阡雷家屯(P_1/S_1); 45, 余庆廖家山(P_1/S_1); 46, 毕节燕子口(P_1/S_1); 47, 赫章草子坪(D_1/S_{3+4}); 48, 贵阳乌当(D_1/S_1); 49, 凯里洛棉(D_2/S_1); 50, 凯里翁项(D_2/S_1); 51, 独山利寨(D_1/S_1)。湖北: 52, 竹溪新胜(Q/S_2); 53, 竹山老码头(P_1/S_1); 54, 保康县城边(P_1/S_1); 55, 钟祥云台观(D_2/S_1); 56, 京山道子庙(D_2/S_1); 57, 秭归建阳坪(D_2/S_1); 58, 宜昌王家湾(D_2/S_{3+4}); 59, 秭归杨林(D_2/S_1); 60, 巴东施阳桥(D_2/S_1); 61, 建始细沙(D_2/S_1); 62, 长阳大堰(D_2/S_1); 63, 宜都王家畈(D_2/S_1); 64, 松滋响水洞(D_2/S_1); 65, 五峰湾潭(D_2/S_1); 66, 恩施太阳河(D_2/S_1); 67, 鹤峰官屋(D_2/S_1); 68, 利川文斗(D_2/S_1); 69, 宣恩高罗(D_2/S_1); 70, 咸丰水车坪(D_2/S_1); 71, 通山新桥(D_3/S_{3+4}); 72, 崇阳田心屋(D_3/S_{3+4})。湖南: 73, 石门龙池河(D_2/S_1); 74, 澧县火连坡(D_2/S_{3+4}); 75, 澧县山门水库(D_2/S_{3+4}); 76, 临澧太浮山(D_2/S_1); 77, 慈利宜冲桥(D_2/S_1); 78, 慈利庄塔(D_2/S_{3+4}); 79, 桑植淋溪河(D_2/S_{3+4}); 80, 桑植陈家河(D_2/S_{3+4}); 81, 保靖卡朋水库(D_2/S_{3+4}); 82, 张家界温塘(D_2/S_{3+4}); 83, 花垣边城(D_2/S_{3+4}); 84, 永顺红岩溪(D_2/S_{3+4}); 85, 宁乡石洞(D_2/S_1); 86, 浏阳观音尖($D_2/Pre-S$); 87, 长沙跳马涧($D_2/Pre-S$); 88, 新化炉观(D_2/S_1); 89, 祁东双家河($D_2/Pre-S$); 90, 绥宁江口塘(D_2/S_1); 91, 宁远半山($D_1/Pre-S$); 92, 桂阳温溪($D_2/Pre-S$); 93, 江永源口($D_1/Pre-S$)。广西: 94, 灌阳观音阁($D_1/Pre-S$); 95, 兴安田岭口(D_1/S_1); 96, 罗城洞坎($D_2/Pre-S$); 97, 金秀莲花山($D_1/Pre-S$); 98, 富川龟石($D_1/Pre-S$); 99, 苍梧石桥($D_1/Pre-S$)。广东: 100, 连南三江($D_1/Pre-S$)。河南: 101, 淅川王罐沟(D_2/S_1)。江西: 102, 修水富山(D_3/S_{3+4}); 103, 武宁夏家桥(D_3/S_{3+4}); 104, 瑞安南湾(D_3/S_{3+4}); 105, 湖口城边(D_3/S_{3+4}); 106, 高安上寨($D_2/Pre-S$); 107, 玉山茗坑(D_3/S_1); 108, 井冈山五里亭($D_2/Pre-S$); 109, 崇义对耳石($D_2/Pre-S$); 110, 于都三门滩($D_2/Pre-S$); 111, 崇义阳岭($D_1/Pre-S$); 112, 龙南三坑($D_2/Pre-S$)。福建: 113, 龙岩桃子坑($D_3/Pre-S$)。安徽: 114, 巢湖潘家大山(D_3/S_1); 115, 宿松坐山(D_3/S_{3+4}); 116, 贵池江村(D_3/S_{3+4}); 117, 贵池桃坡(D_3/S_{3+4}); 118, 太平举坑(D_3/S_{3+4}); 119, 泾县茶冲(D_3/S_{3+4})。江苏: 120, 大丰南Nc-2井(D_3/S_{3+4}); 121, 南京汤山(D_3/S_1); 122, 镇江句容茅山(D_3/S_1); 123, 宜兴南山(D_3/S_1)。浙江: 124, 长兴五通山(D_3/S_1); 125, 安吉大白地(D_3/S_1); 126, 淳安文昌(D_3/S_1)。红色虚线示雪峰-九岭山地层界面类型(不整合与假整合)分界线, 黑色线和虚线示华南块体构造边界位置

于加里东期花岗岩体之上; 在江西上犹陡水剖面, 跳马涧组不整合于432Ma的花岗岩体之上; 在湖南南部和江西西南部, 下伏地层为上奥陶统(陈旭等, 2012); 在湖南中部, 下伏地层为志留纪早期的天马山组或周家溪组(陈旭等, 2012); 到湖南长沙-浏阳和江西中西部, 下伏地层为前寒武系板溪群。上覆地层为一套碎屑岩沉积, 主要是白色厚层石英砂岩, 在湖南浏阳观音尖

剖面上, 底部发育数十米厚的砾岩, 间夹灰白色粉砂质泥岩。在泥岩中产大量植物化石, 主要以*Barrandei-na* sp. 和*Lepidodendropsis arborescens*为主, 其时代为中泥盆世。

3.1.3 上覆晚泥盆世地层的接触类型

上覆地层为上泥盆统, 主要代表为南靖群等(图

图 2 华南古生代中期地层界面上、下地层中常见的代表性大化石

(a)~(c) 志留系兰多维列统上部: (a), 腕足类 *Xinanospirifer flabellum* Rong, Xu et Yang, 贵州石阡秀山组; (b), 腕足类 *Nalivkinia magna* Yang et Rong, 四川广元宁强组; (c), 三叶虫 *Coronocephalus* sp., 湖南永顺秀山组。 (d)~(f) 志留系罗德洛统上部: (d), 腕足类 *Nikiforovaena sinensis*, 贵州赫章关底组。 (e), 大型虫管遗迹化石, 湖南张家界小溪组。 (f), 线形植物 *Prototaxites?* sp., 安徽宿松小溪组。 (g)~(i) 下泥盆统, 工蕨植物 *Zosterophyllum sinense* Li et Cai, 广西苍梧苍梧组。 (j), (k) 中泥盆统: (j), 石松植物 *Lepidodendropsis arborescens* (Sze) Sze; (k), 石松植物 *Barrandeina* sp., 云南曲靖西冲组。 (l), (m) 上泥盆统: (l), 石松植物 *Leptophloeum rhombicum* Dawson, 江苏南京五通组; (m), 石松植物 *Sublepidodendron mirabile* (Nath.) Hirmer, 安徽巢湖五通组。 比例尺: (a)、(b)、(d) 为 2mm; (c)、(f)、(h)、(j)、(l)、(m) 为 10mm; (g)、(i) 每格为 1mm; (k) 每格为 10mm

图 3 华南古生代中期地层界面类型

(a) 角度不整合接触型; (b) 志留系兰多维列统与上覆地层平行不整合接触型; (c) 志留纪晚期地层与上覆地层平行不整合接触型; (d) 整合接触型

3a-6). 在福建永安地区, 下伏地层为中奥陶统的罗峰溪组(陈旭等, 2012). 上覆地层南靖群主要由石英砾岩和石英砂岩为主, 中间夹泥岩透镜体, 产 *Leptophloeum rhombicum* 和 *Sublepidodendron mirabile* 等植物化石, 据此, 可确定含化石地层的时代为晚泥盆世(福建省区域地层表编写组, 1979).

3.2 平行不整合接触大类

主要表现为地层界面的下伏地层为志留纪不同时期的地层, 上覆地层为泥盆-二叠纪不同时期的地层,

两者之间呈平行不整合接触. 依据界面上、下地层时代的不同, 可分为志留系兰多维列统或志留纪晚期地层与上覆地层接触两种类型.

3.2.1 志留系兰多维列统与上覆地层平行不整合接触

该类型界面的下伏地层均为志留纪兰多维列世不同时期的地层, 上覆地层的时代从早泥盆世到早二叠世不等. 从下伏地层出露情况来看, 多以兰多维列世特列奇早、中期地层为主, 如白云庵组(如四川华蓥李

图4 华南古生代中期地层角度不整合接触界面剖面

(a) 湖南浏阳观音尖; (b) 江西崇义阳岭; (c) 湖南江永源口; (d) 广西兴安田岭口

子垭)(图3b-4、5e)、纱帽组(如湖北秭归杨林)、秀山组(如湖北建始细沙)(图3b-2、5g)、韩家店组(如贵州余庆廖角山、凤冈桐卡拉、桐梓戴家沟)(图3b-6、5a、5d)、石门坎组(如四川甘洛木古觉)、崔家沟组(如陕西南郑梁山)、大岩门组(如重庆城口田坝)、张湾组(如河南淅川王罐沟)(图5h)、翁项组(如贵州凯里洛棉、独山利寨)(图5i、5j)、高寨田组(如贵州贵阳乌当)、迴星哨组(如贵州石阡大石头)(图3b-5、5c)、菜地湾组(如云南大关、四川布拖呷特)(图3b-1、5b)、茅山组(如安徽巢湖潘家大山)(图3b-3、5f)、唐家坞组(如浙江淳安千岛湖)等。上述地层多以碎屑岩为主,颜色多为灰绿色,部分发育浅水海相红层(如白云庵组-下红层、迴星哨组、菜地湾组、茅山组、唐家坞组-上红层、韩家店组-下红层),有关这些地层的具体地质时代和对比见全国地层委员会(2018)、戎嘉余等(2015, 2019)、王怿等(2014)、Rong等(2003)、Rong和Chen(2003)和林宝玉等(2017)。

上覆地层从下泥盆统到下二叠统不等,依据地质时代的不同分为5种情况。

(1) 下泥盆统: 主要为翠峰山群(如云南大关黄葛

溪, 图3b-1)、丹林组(如贵州独山利寨)(图5j)等, 贵州独山利寨剖面发育最好, 以灰白色石英砂岩为主, 夹灰色泥岩或粉砂岩, 底部发育砾岩, 在泥岩中产植物化石, 主要有*Demersatheca* sp.、*Psilophyton* sp., 时代为早泥盆世。

(2) 中泥盆统: 主要为云台观组(如湖北建始细沙, 黄冰等, 2017)(图3b-2、5g)、独山组(如贵州凯里洛棉)(图5i)、白云沟组(如河南淅川王罐沟, 戎嘉余等, 2015)(图5h)、水车坪组(如湖北咸丰水车坪)等, 主要是一套灰白色石英砂岩沉积。在河南淅川王罐沟剖面, 底部发育砾岩沉积; 在湖北咸丰水车坪和贵州凯里洛棉等剖面中, 发育一套灰色灰岩沉积。依据这些地层中所产动、植物化石, 确定其地质时代为中泥盆世。

(3) 上泥盆统: 为五通组和西湖组(如浙江淳安千岛湖), 安徽巢湖潘家大山剖面为其代表(图3b-3、5f), 五通组以白色石英砂岩沉积为主, 夹白色或灰色泥岩, 底部发育数十米厚的砾岩沉积, 在泥岩中盛产植物化石, 主要有*Leptophloeum rhombicum*、*Sublepidodendron mirabile*、*Hamatophyton verticillatum*等, 地质时

图 5 华南志留纪早期与上覆不同时期地层平行不整合接触界面剖面

(a)~(d) 上覆地层为下二叠统: (a), 贵州余庆廖角山; (b), 四川布拖呷特; (c), 贵州石阡大石头; (d), 贵州凤冈硐卡拉. (e), 上覆地层为下石炭统, 四川华蓥李子垭. (f)~(i) 上覆地层为中泥盆统: (f), 安徽巢湖潘家大山; (g), 湖北建始细沙; (h), 河南淅川王罐沟; (i), 贵州凯里洛棉. (j), 上覆地层为下泥盆统, 贵州独山利寨

代为晚泥盆世.

(4) 下石炭统: 为威宁组, 代表剖面为四川华蓥李子垭(图3b-4、5e), 是一套黄、浅黄色钙质白云岩沉积, 产浅水海洋原生动物*Fusulinella borkii*、*Tetrataxis* cf. *conica*、*Bradyina* sp.等(四川省区域地层表编写组, 1976), 时代为早石炭世.

(5) 下二叠统: 为梁山组, 主要剖面有贵州余庆廖角山、石阡大石头、凤冈硐卡拉、桐梓戴家沟和四川布拖呷特等(图3b-5、3b-6; 5a~5d), 是一套灰色泥岩或煤系沉积. 在四川古蔺铁索桥剖面, 产植物化石*Plagiozamites oblongifolius*、*Taeniopteris* sp.、*Pecopteris* sp.等, 时代为早二叠世. 在贵州遵义高家岩、贵州石阡大

石头等剖面上, 梁山组底部发育古风化壳, 产大量以黔羽枝(*Pinnatiramosus qianensis*)为主的早二叠世植物根系(Wang Y等, 2013), 发育风化型铝土矿。

3.2.2 志留纪晚期地层与上覆地层平行不整合接触

该类型界面下伏地层为志留纪晚期车家坝组、小溪组或关底组, 上覆地层为泥盆纪和二叠纪不同时期的地层。依据上、下地层的不同, 可分为以下5种情况。

(1) 下伏地层为车家坝组, 上覆地层为下泥盆统平驿铺组, 代表剖面为四川广元车家坝(图3c-1)。主要特征: 车家坝组为杂色砂岩或粉砂岩, 间夹灰岩沉积, 产牙形类*Ozarkodina snajdri*带、腕足类*Retziella*动物群、几丁虫*Sphaerolithina* sp.组合、*Hispanaedisucs verrucatus*-*Artemopya brevicosta*-*Aneurospora* sp. 孢子和隐孢子组合、植物类表皮(Category 1 of Edwards 1982)和线形植物(*Prototaxites?* sp.)、大型虫管遗迹化石(万正权等, 1991; 金淳泰等, 1992; Wang等, 2005; 唐鹏等, 2010; 王怿等, 2017b), 地质时代为志留纪晚期, 是华南志留系上部划分和对比的一个标杆。平驿铺组为白色石英砂岩夹灰色泥岩, 底部发育砾岩, 在下部砂岩中盛产大型虫管遗迹化石, 灰色泥岩夹层中产植物化石, 时代为早泥盆世。

(2) 下伏地层为小溪组, 上覆地层为中泥盆统云台观组, 代表剖面为湖南永顺铁炉坡(图6c)、湖北宜昌纱帽山(图6d)、重庆秀山溶溪(图3c-2、6e)和湖南张家界温塘(图6f)。主要特征: 小溪组为灰绿色砂岩或粉砂岩, 以湖南张家界温塘剖面最为发育, 产植物类表皮、线形植物和大型虫管遗迹化石等, 指示比上述车家坝组更靠岸、水更浅的一种沉积特征, 时代为志留纪晚期(王怿等, 2010, 2011, 2018c; 赵文金等, 2016); 云台观组是一套浅水碎屑沉积, 以石英砂岩为主, 夹粉砂岩和泥岩。在湖南澧县山门水库剖面上, 该组产大量植物化石, 主要有*Longostachya latisporophyllus*、*Barrandeina* sp.、*Eocladoxylon minutum*等(Cai和Chen, 1995), 时代为中泥盆世。

(3) 下伏地层亦为小溪组, 上覆地层则为上泥盆统五通组, 代表剖面在安徽黄山区举坑(图6b)、安徽宿松坐山、湖北通山新桥和江西瑞昌南湾(图3c-3)。主要特征: 小溪组为灰绿色砂岩或粉砂岩, 产植物类表皮、线形植物和大型虫管遗迹化石(王怿等, 2017a, 2018a, 2018b), 指示其时代为志留纪晚期; 五通组为白色石英

砂岩夹灰白色泥岩, 底部局部发育砾岩或含砾岩沉积, 在泥岩夹层中产以*Sublepidodendron mirabile*、*Hamatophyton verticillatum*等为主的晚泥盆世植物化石。

(4) 下伏地层为仍小溪组, 上覆地层为下二叠统梁山组, 代表剖面为贵州印江合水(图3c-4、6a)。主要特征: 小溪组为灰绿色砂岩或粉砂岩, 产线形植物和大型虫管遗迹化石; 梁山组为黑色煤系地层(Wang Y等, 2013)。地层界面处发育白色风化壳, 产大量早二叠世植物根系。

(5) 下伏地层为关底组, 上覆地层为早泥盆世丹林组, 代表剖面为贵州赫章草子坪(图6g)。主要特征: 关底组为杂色砂岩和粉砂岩, 发育有大型虫管以及海洋底栖无脊椎动物化石, 有关内容将在后面阐述; 丹林组底部发育数十米厚的砾岩, 向上以灰白色的石英砂岩为主, 夹灰色泥岩, 产以*Demersatheca* sp.为主的早泥盆世植物组合。

3.3 整合接触型

在华南表现为志留-泥盆系连续沉积, 目前已知分布在广西钦州地区、四川雅安二郎山地区和云南曲靖-弥勒地区(汪啸风, 1977, 1978; 金淳泰等, 1989; 方宗杰等, 1994; Tian等, 2011; Zhang Y D等, 2014)。有关广西钦州地区的发育情况已有详细研究, 本文不再赘述。

本类型以云南曲靖地区发育最好且研究详细, 一直被视为中国研究志留-泥盆系界线的重要地区。本文主要依据孢子组合的研究结果(Tian等, 2011), 将志留系和泥盆系的界线定于西屯组下部和中上部之间(图3d)。

4 华南古生代中期地层界面分布特征

以地层界面上、下地层接触关系和连续性为依据, 本文将出露分布状况分为A、B、C共3个区。图7是以不同界面类型而绘制的, 指示地层界面的分布状况, 与已发表古地理分布图(如王鸿祯, 1985; 刘宝珺和许效松, 1994; 马永生等, 2009, 等)相比较, 本质上的区别为: 本文中的分布图只是地层界面的分布图, 不涉及非界面地层、同期地层(非界面)的分布状况。

4.1 A分布区

分布于雪峰山-九岭山一线以东和南, 地层界面的

图6 华南志留纪晚期小溪组与上覆不同时期地层平行不整合接触界面剖面

(a) 上覆地层为下二叠统, 贵州印江合水; (b) 上覆地层为上泥盆统, 安徽黄山区举坑; (c)~(g) 上覆地层为中泥盆统: (c), 湖南永顺铁炉坡; (d), 湖北宜昌纱帽山; (e), 重庆秀山溶溪; (f), 湖南张家界温塘; (g), 贵州赫章草子坪

典型特征是上、下地层呈角度不整合接触(图7, A区)。依据界面上、下地层不同, 可分为以下5个亚区。

4.1.1 A1亚区

界面地层呈现为下伏寒武纪地层与上覆早泥盆世地层之间的角度不整合接触, 主要出露于A区南部, 即广西东部和北部、广东西北部、湖南北部和江西崇义地区等(图7, A1)。在广西苍梧地区, 上覆地层石桥组下部产以*Psilophyton* sp.、*Zosterophyllum* sp.为主的植物化石, 时代为早泥盆世洛赫考夫晚期; 在其上数百米的贺县组中产出*Zosterophyllum sinense*为主的植物组合, 其时代为早泥盆世布拉格-埃姆斯期(Xu等, 2015; Wang等, 2018); 在广西金秀, 上覆地层莲花山组为一套杂色(以紫红色为主)的碎屑岩沉积, 厚度在千米以

上, 上部产*Zosterophyllum sinense*、*Husa* sp.等植物化石, 时代较贺县组略新, 为早泥盆世布拉格晚期。莲花山组开始接受沉积的时代应早于植物组合指示的时代。在湖南南部和江西崇义地区, 上覆地层源口组或阳岭砾岩的下部产*Zosterophyllum* sp.、*Pauthecohyton* sp.等植物化石, 时代为早泥盆世布拉格-埃姆斯期(Xu等, 2019)。从界面上覆地层的地质时代来看, 由南向北, 地层时代逐步变新, 由此证明沉积是从南部和西部率先开始, 逐步向北和东推进的。

4.1.2 A2亚区

界面地层呈现为下伏志留纪早期(鲁丹早期)田岭口组(陈旭等, 2014)与上覆莲花山组以低角度不整合接触, 主要出露于广西兴安地区(图7, A2)。依据莲花

图 7 华南古生代中期地层界面不同类型分布图

A区: 古生代中期地层界面呈现为上、下地层之间的角度不整合接触分布区, 分为: A1、A2、A3(1, 2)、A4和A5亚区。B区: 古生代中期地层界面呈现为上下地层之间的平行不整合接触分布区, 分为: B1(1-4)、B2(1-4)、B3(1-3)、B4、B5(1, 2)和B6亚区。C区: 古生代中期地层界面呈现为上、下地层之间的整合接触分布区。红色虚线示雪峰-九岭山地层界面类型(不整合与假整合)分界线, 黑色线或虚线示华南块体的构造边界位置

山组所含植物化石以及与广西金秀地区的地层对比, 该套地层为早泥盆世晚期。

4.1.3 A3亚区

界面地层呈现为下伏前志留纪地层与上覆中泥盆世地层以角度不整合接触, 依据出露的情况分为2个小区: A3-1和A3-2小区。

A3-1小区: 出露于湖南中东部、江西西部和广东东北部(图7, A3-1)。在该小区南部, 如江西崇义, 下伏地层为奥陶纪凯期韩江组等(陈旭等, 2010); 在北部, 如湖南浏阳、长沙跳马涧, 下伏地层为前寒武系的板溪群。上覆地层为跳马涧组或云山组。在江西于都峡山剖面, 云山组的粉砂质泥岩中产 *Barrandeina* sp.、*Protolpidodendron* sp.、*Lepidodendropsis* sp.、*Zosterophyllum?* sp.、*Aneurophyton* sp.等植物化石, 主要分子均为中泥盆世重要植物类型, 而其中产出的工蕨类植物化石, 时代为中泥盆世艾菲尔期。在长沙跳马涧剖面上, 跳马涧组下部产 *Tiaomaphyton fui*、*Protolpidodendron* sp.等植物化石, 指示其时代为中泥盆世艾菲尔-吉维特期(Xu等, 2018)。在浏阳观音尖剖面上, 跳马涧组的底部产 *Eocladoxylon minutum*、*Barrandeina*

sp.、*Lepidodendropsis arborescens*、*Anurophyton* sp.等植物化石, 与云南曲靖中泥盆世晚期西冲组的十分相似(Wang等, 2007), 时代为中泥盆世吉维特期。由此可见, 该区北部上覆地层的时代较南部年轻。

A3-2小区: 只出露于广西罗城地区(图7, A3-2)。下伏地层为寒武系, 上覆地层泥岩中产 *Eocladoxylon minutum*、*Barrandeina* sp.等植物化石, 时代为中泥盆世吉维特期。其分布和与其他分布区的关联尚需进一步论证。

4.1.4 A4亚区

界面地层呈现为下伏志留纪早期地层与上覆中泥盆世地层以角度不整合接触, 主要出露于湖南西部地区(图7, A4)(福建省区域地层表编写组, 1979)。下伏地层为天马山组或周家溪组, 依据笔石研究, 时代为志留纪兰多列世鲁丹晚期(陈旭等, 2012)。上覆地层跳马涧组产植物化石 *Lepidodendropsis arborescens*等, 时代为中泥盆世。

4.1.5 A5亚区

界面地层呈现为前志留纪地层与上覆晚泥盆世

地层的角度不整合接触, 主要分布在福建西南部和广东中北部地区(图7, A)。在福建永安地区, 下伏地层为中奥陶世的罗峰溪组(陈旭等, 2012); 上覆地层为南靖群, 产植物化石, 主要分子有*Leptophloeum rhombicum*、*Sublepidodendron mirabile*等, 时代为晚泥盆世法门期。

4.2 B分布区

主要布于雪峰山-九岭山一线以北和西, 地层界面的典型特征是上、下地层呈平行不整合接触(图7, B区)。依据界面上覆地层的不同和出露情况, 可分为以下6个亚区。

4.2.1 B1亚区

该亚区界面上覆地层为早泥盆世地层, 依据下伏地层的差异, 可分为以下4个小区。

B1-1小区: 界面下伏地层为志留系兰多维列统, 分布于贵州贵阳到独山一带(图7, B1-1)。在独山利寨剖面上, 下伏地层为志留系翁项组, 是一套碎屑岩沉积, 中间夹有灰岩, 盛产腕足类秀山动物群, 近顶部灰岩中产牙形类*Pterospathodus eopennatus*带的主要分子, 时代为志留纪兰多维列世特列奇中期; 上覆地层为丹林组, 底部和下部为砾岩和石英砂岩沉积, 中间夹有粉砂质泥岩透镜体, 产植物化石*Demersatheca* sp.、*Psilophyton* sp.等, 时代为早泥盆世中晚期。

B1-2小区: 界面下伏地层为志留系兰多维列统, 如菜地湾组, 分布于云南昭通地区和贵州的西北一带(图7, B1-2), 是一套近岸浅水海相红层沉积(俗称‘上红层’), 时代为特列奇中晚期(Zhang X L等, 2014; Liu等, 2016)。上覆地层为翠峰山群, 为一套近岸碎屑岩沉积, 时代为早泥盆世。

B1-3小区: 界面下伏地层为志留纪晚期车家坝组, 分布于四川广元-江油一带, 位于华南块体的西北缘(图7, B1-3)。依据多门类化石的研究, 车家坝组的时代为志留纪晚期(唐鹏等, 2010)。上覆地层为平驿铺组, 所产植物化石指示其时代为早泥盆世。

B1-4小区: 界面地层之下为志留纪晚期的关底组, 见于贵州赫章地区(图7, B1-4)。关底组盛产有重要古生物地理意义的*Retziella*腕足类动物群(戎嘉余等, 1994; 黄冰等, 2011)和重要的演化意义的鱼类化石群(Zhu等, 2009, 2016; Zhu等, 2019; Zhao和Zhu, 2015)。丹

林组上部泥岩中产*Demersatheca* sp.等植物化石, 时代为早泥盆世中晚期。

4.2.2 B2亚区

该亚区界面之上发育中泥盆世地层, 主要分布在从贵州东中部(凯里地区), 向北到重庆东南部(黔江地区), 而后到湖北和湖南张家界两侧的广大地区, 再向东北经湖北中北部, 直至河南浙川地区, 呈南北向不规则的带状分布。依据下伏地层的不同和出露情况, 可分为以下4个小区。

B2-1小区: 界面下伏地层志留系兰多维列统纱帽组或秀山组或张湾组与上覆中泥盆世水车坪组或云台观组或白云沟组之间平行不整合接触, 主要分布在重庆黔江地区、湖南张家界到常德地区、湖北中部(从恩施-宜昌-京山地区)和河南浙川地区(图7, B2-1)。在湖北咸丰水车坪剖面上, 上覆地层水车坪组为一套灰色灰岩沉积; 在湖北中部多数剖面上, 上覆地层云台观组为一套以灰白色石英砂岩为主的沉积; 到河南浙川王罐沟剖面, 上覆地层白云沟组的底部发育数十厘米厚的砾岩沉积。由南向北, 上覆地层沉积环境的水深有明显变浅的趋势。该区向北西到达南秦岭地区, 由于受区域构造影响, 地层界面的上、下地层多呈低角度的不整合接触。

B2-2小区: 界面地层呈现下伏志留系兰多维列世统翁项组与上覆中泥盆统独山组或老鸦山组之间的平行不整合接触, 主要分布在贵州凯里一带(图7, B2-2)。

B2-3小区: 界面地层呈现下伏志留系上部小溪组与上覆中泥盆统云台观组的平行不整合接触, 主要分布在贵州东北部、重庆东南部、湖南西部一带(图7, B2-3)。下伏地层小溪组发育最厚的剖面在湖南张家界温塘-桑植一带, 超过百米; 在湖南澧县火连坡只有十余米。根据沉积构造和砂岩粒度分析, 该组沉积环境为相对安静的平均低潮线以下的临滨带(马会珍和王雪华, 2014)。上覆地层云台观组最厚的在湖南张家界温塘-桑植一带, 厚达数百米; 在湖南澧县火连坡和重庆秀山溶溪有数十米; 在湖南永顺红岩溪最薄, 仅剩数十厘米, 其上为早二叠世梁山组, 二叠纪植物的根系直接插入云台观组最顶部的地层中, 表明该剖面云台观组沉积厚度薄, 加之遭遇长期剥蚀作用, 是风化剥蚀后的残余厚度。由此可见, 无论下伏或上覆地层, 该小区沉积中心在湖南张家界温塘-桑植一带。

B2-4小区: 界面地层呈现下伏志留纪晚期小溪组与上覆中泥盆世云台观组之间的平行不整合接触, 目前只在湖北宜昌王家湾纱帽山分布(图7, B2-4). 有关该小区的具体分布特征有待进一步研究.

4.2.3 B3亚区

本亚区界面上覆地层为晚泥盆世地层, 主要分布于中下扬子区, 依据下伏地层的不同, 可分为以下3个小区.

B3-1小区: 界面下伏志留系兰多维列统茅山组或唐家坞组与上覆上泥盆统五通组或西湖组呈平行不整合接触, 主要分布于安徽东南部、江苏西南部、浙江西部和江西东北部玉山地区(图7, B3-1). 在安徽中北部到江苏西南部, 下伏地层茅山组较薄, 约在百米上下, 在江苏南京只有20m, 安徽巢湖潘家大山只有十余米; 在浙江西部, 下伏地层唐家坞组厚度达到数百米. 但是, 该小区下伏地层均为杂色粗碎屑岩沉积, 紫红色沉积十分发育. 尽管上覆地层厚度有所变化, 但其岩性基本一致, 均以白色石英砂岩沉积为主, 间夹白色或灰色泥岩, 多数剖面的泥岩中均产植物化石, 其组合面貌基本相似, 时代为晚泥盆世晚期.

B3-2小区: 界面下伏志留纪晚期小溪组与上覆晚泥盆世五通组平行不整合接触, 主要分布在湖北东南边缘、江西北缘和安徽南部一带(图7, B3-2). 在安徽黄山区举坑剖面上, 依据孢子组合的研究, 上覆地层五通组下部发育十余米厚的晚泥盆世早期沉积; 该区其他剖面上覆地层主要根据岩性特征确定为五通组, 唯缺少化石证据. 该小区上覆地层最早时代为晚泥盆世早期, 主要分布于该亚区的西部和北部, 而东部和北部上覆地层时代为晚泥盆世晚期. 由此可得, 在该亚区中, 由西向东、由南向北, 沉积地层越来越年轻.

B3-3小区: 依据钻井岩芯的研究, 界面下伏志留纪晚期小溪组与上覆晚泥盆世五通组之间呈平行不整合接触, 直至江苏北部兴化地区(图7, B3-3). 另, 通过对黄海CSDP2井的研究, 具有与本亚区岩性和植物组合基本一致的晚泥盆世晚期沉积(Guo等, 2019), 很可能是本小区向北的延伸, 但尚待进一步证伪.

4.2.4 B4亚区

界面地层呈现为下伏志留纪早期地层与上覆早石

炭世地层之间的平行不整合接触, 以四川盆地东缘的华蓥地区研究最详(图7, B4).

4.2.5 B5亚区

本亚区界面上覆地层为早二叠世地层, 分布最广, 野外地貌呈现大陡崖, 其陡崖基部为地层界面位置. 依据下伏地层的不同, 可分为以下2个小区.

B5-1小区: 界面地层呈现为下伏志留纪早期地层与上覆早二叠世梁山组之间的平行不整合接触, 主要围绕四川盆地的南缘、东缘和西缘分布(图7, B5-1).

B5-2小区: 界面下伏志留纪晚期小溪组与上覆早二叠世梁山组之间的平行不整合接触, 只出露于贵州石阡瓮古溪到印江合水一带(图7, B5-2).

4.2.6 B6亚区

本亚区界面下伏地层为志留纪温洛克统, 上覆地层不清. 只分布在陕西紫阳到湖北竹溪一带(图7, B6). 华南扬子区志留纪温洛克世沉积, 已知以陕西紫阳地区发育最好(傅力浦和宋礼生, 1986; 傅力浦等, 2006). 最近, 湖北竹溪新胜剖面的地球化学研究表明, 竹溪组上部可能存在志留纪温洛克世的沉积(吴荣昌等, 2018), 但仍需做进一步的工作.

4.3 C分布区

本区的古生代中期地层界面为整合接触型(图7, C区), 志留-泥盆系连续沉积, 主要出露于扬子区西南缘, 分布在2个地区. 四川雅安二郎山的志留系麻柳桥组与上覆下泥盆统陡牛子组呈连续沉积(金淳泰等, 1989). 云南曲靖-弥勒的志留系西屯组下部与上覆下泥盆统西屯组中上部连续沉积(Zhang Y D等, 2014).

综上所述, 以雪峰山-九岭山为界, 其东和南华南古生代中期地层界面为角度不整合分布区(A区), 其以西和北为平行不整合分布区(B区), 在华南西南角为整合分布区(C区). 无论那个区, 均可进一步细分. 在整个华南地区, 古生代中期地层界面分为3个区, 内含11亚区. 部分亚区进一步细分, 有15小区.

依据华南古生代中期地层界面的分布情况, 本文赞同这样的认识, 即雪峰-九岭山是一个重要的分界线, 在华南大地构造上具有重要意义(如陈旭等, 2014), 该线两侧的中期界面表现具有明显的差异. 正如张国伟等(2013)指出: 这条线是新元古代两期板块

的缝合界线,但不是早古生代的拼合界线,它只是分割扬子块体陆内两个地块的界线。由于加里东期构造运动的地质作用,在华南发生了广西运动,早古生代为沉积岩沉积,而雪峰-九岭山一线两侧的基底不同,在新元古代属于不同板块,加之广西运动发生的动力源可能来自东和南部,使得该线两侧的地质作用力不尽一致,再加上基底的承受程度亦有差异,导致了古生代中期地层界面最终呈现为不同的形式。

5 大地构造意义的探讨

广西运动是全球加里东期构造运动在华南的体现,具体由古生代中期地层界面所指示。在华南早古生代大地构造属性认识中,有关其所属沉积环境,前人已发表多篇研究成果,从不同门类的古生物群落生态学角度,证实了华南属于正常浅海环境(如陈旭等, 1995, 2010, 2018; 戎嘉余和陈旭, 1987; 戎嘉余等, 2010, 2019; 张允白等, 2002; 朱茂炎等, 2019; 张元动等, 2019)。从加里东期花岗岩、地球化学、碎屑锆石年龄谱系和岩相古地理的部分研究成果上看(如柏道远等, 2007; 李聪等, 2010; 周恩恩等, 2017; Yao等, 2015),华南加里东期是陆内造山。本文专注于中期地层界面上、下地层学研究,有关整个早古生代沉积环境的认识未予赘述。本文的重点是关注中期界面,以前文所列资料来初步探讨广西运动的进程、最后抬升时间和后续进程,为探索华南块体在古生代是否存在大洋的关键问题提供证据。

5.1 广西运动进程

华南古生代中期地层界指示了广西运动的发生和发展(陈旭等, 2014)。本文拟从雪峰-九岭山一线以东和南的珠江区、以西和北的扬子区分别展开讨论。

5.1.1 珠江区

珠江区古生代中期地层界面呈现为上、下地层间的角度不整合,尽管有些地区该不整合的角度很小,如广西兴安田岭口(图3a-2; 图8, 广西兴安),仍证实了广西运动的存在。角度不整合表明其下伏地层经历了陆地造山运动的影响,使得珠江区地层沉积区上升为陆地,进而转为遭受风化剥蚀。本区该地层界面下伏地层现有的分布特征是地层剥蚀后的残留状况,但仍多

少指示了下伏地层的特征。

陈旭等(2010)依据赣南崇义地区奥陶纪晚期陇溪组黑色含笔石地层与其上韩江组巨厚碎屑岩系之间的生物相和岩相的剧变(图8, 江西赣州),认为这是广西运动在赣南的表现,为广西运动的发生提供了重要的时间值,即始于晚奥陶世桑比晚期到凯迪早期。陈旭等(2012)研究了广东奥陶系始兴组和龙头寨组(与赣南的陇溪组相当)的笔石,认为广东境内由笔石黑色页岩相转为近岸浅水碎屑岩的时间相略早于赣南,提出了广西运动的发生有一个由南而北的过程。陈旭等(2014)还依据对桂北兴安到湘西雪峰山西侧的新化、隆回和绥宁一线古生代中期地层界面下伏地层的研究,综合分析了对广西运动的阶段性和方向性,认为:广西运动从粤南经粤北,赣南,桂北,至雪峰山东侧,其抬升的时间不断推迟,从晚奥陶世桑比期*Nemagraptus gracilis*带至志留纪兰多维列世鲁丹晚期*Cystograptus vesiculus*-*Coronograptus cyphus*带,体现了广西运动的抬升不但有阶段性,还有方向性。由此可见,广西运动最初发生于华南东南部,在珠江区自东南向西北呈现阶梯式抬升的特点(陈旭等, 2014)。

由此可见,在珠江区,广西运动呈现为一次性的陆内造山运动,不断地自东南向西北方推进。我们认为,由于风化剥蚀作用的影响,不宜用下伏地层的时代去标定广西运动最后作用的时间点和指示总体进程。

5.1.2 扬子区

在雪峰山-九岭山以西、以北的扬子区,地层界面表现为上、下地层的平行不整合接触。依据奥陶纪到志留纪地层的发育情况,扬子区共识别出3次平行不整合接触面,表明其间共发生了3次上升运动,即宜昌上升、桐梓上升和扬子上升(图8, 右栏)。需要说明的是,在扬子地台的北缘,在志留纪兰多维列世埃隆期曾发生过西乡上升,主要体现为南江组与下伏龙马溪组底部之间的平行不整合接触,这是巴山区中西段的一次区域性的构造运动(陈旭等, 1990),可能是受制于来自秦岭方向的一次局部构造运动,而和广西运动并无直接联系(陈旭等, 2014)。

宜昌上升:在奥陶纪末-志留纪初,渝东、鄂西和湘西北发生了一次上升事件,表现为龙马溪组下部的不同层位与下伏五峰组或临湘组之间的平行不整合接触(如图8, 贵州桐梓)。陈旭等(2018)系统阐释了宜昌上

图 8 华南中生代中期地层界面典型剖面对比及其相关构造运动
年龄数据依据 2020 年 3 月国际地层委员会官网正式公布最新的国际年代地层表

升的时空分布模式, 认为上升持续时间最长的是在鄂西五峰地区, 也是宜昌上升的中心区, LM7直接覆于临湘组之上, 五峰组、观音桥层及龙马溪组LM1-LM6的黑色页岩全部缺失, 临湘组与龙马溪组之间发育风化壳, 已知最厚的达到70cm, 以白色黏土岩沉积为主, 还可见褐铁矿结核; 到LM7中部被海水重新淹没, 接受龙马溪组黑色笔石页岩沉积, 代表宜昌上升的终结(陈旭等, 2001, 2018; 王怿等, 2013b; 戎嘉余等, 2012a, 2019; Zheng等, 2020). 宜昌上升是广西运动在扬子台地上的表现, 指示了广西运动在扬子台地最初发生的时间为晚奥陶世凯迪晚期。

需要指出的, 在与宜昌上升近乎同一时期, 在贵州中部和南部, 发生了一次区域性的隆起, 即黔中隆起, 志留系兰多维列统下部与下伏奥陶系不同层位呈平行不整合接触, 在贵州称为都匀运动。鞠天吟(1999)认为其属于加里东期的构造旋回; 牛新生等(2007)认为都匀运动受控于来自滇桂-北越地块自南而北的挤压作用。本文认为都匀运动是广西运动在贵州中部和南部的区域体现; 这两个地区、同时期的区域性隆升, 宜被认为是同一次地壳运动、在相邻地区差异发生的产物, 在空间上相邻, 在时间上相同或相近。

桐梓上升: 在志留纪兰多维列世埃隆晚期, 黔中古陆北缘(包括贵州省遵义、桐梓、正安、道真、凤冈、石阡、余庆、仁怀、习水、毕节和四川省古蔺等县境)发生了一次局部、短暂的海平面上升事件, 持续时间可能近于10万年, 表现为石牛栏组与韩家店组之间的平行不整合接触(如图8, 贵州桐梓), 两组之间发育风化壳、喀斯特沉积面或广布的泥裂沉积构造(戎嘉余等, 2012b, 2019; 王怿等, 2013a)。这次上升运动是广西运动在扬子台地上的局部体现。

扬子上升: 纵观整个扬子区, 此次上升运动范围广、时间长, 是广西运动推进到扬子台地所发生的一次最强烈的升降构造运动, 是华南扬子区古生代地质发展史上, 规模最大的一次地壳整体上升过程(间断长达40~150Ma)(戎嘉余等, 1990, 2012a, 2019; Rong等, 2003)。扬子上升可以解释为广西运动进入扬子地台并波及绝大部分地区的一个标志, 也是影响到扬子区最直接的一次高潮体现。根据古生代中期地层界面上、下地层出露情况的研究, 扬子上升可划分为两幕。

扬子上升第一幕发生在志留纪兰多维列世特列奇早-中期, 扬子区差异性整体抬升, 体现为在韩家店

组、秀山组、迴星哨组、茅山组、唐家坞组沉积之后, 海相沉积在这个广大地区暂时告一段落, 华南特列奇晚期乃至温洛克世地层, 只在扬子台地的北缘或西缘才有发育。另外, 以上这些岩石地层单元的顶部均属于近岸、极浅水(如BA1)的沉积, 与下伏地层系连续沉积的产物, 与上覆地层间断十分明显。笔者推测, 相关剖面现今所呈现的沉积地层在扬子上升第一幕时并未被剥蚀得很多。与如浙江江山地区发育深水海洋无脊椎底栖生物(BA5)的地层直接被石炭系地层所上覆的情况(说明剥蚀甚多)显著不同(戎嘉余等, 2010)。据目前掌握的资料, 反映这一幕的地层剖面以黔东北石阡、渝东南秀山、湘西北张家界及长江中下游地区的安徽巢湖等地最为典型(图8, 贵州印江、重庆秀山和江西武宁)。

扬子上升第二幕发生在志留纪罗德洛世晚期, 扬子区部分地方先下降接受短期的浅水海相沉积, 发育了一套以车家坝组(BA2)或小溪组(BA1)为代表的浅海碎屑岩沉积。从扬子区地层出露情况看, 由于遭受后期剥蚀作用, 在扬子地台中央区已知有3个分布区, 边缘至少发育5个分布区(图8, 扬子区)。在志留纪罗德洛世-普里道里世, 整个扬子区再次整体隆升, 结束了早古生代海相沉积历史, 直至早、中、晚泥盆世或以后, 扬子区的不同地区又下降接受沉积。

广西运动对扬子区影响的高点时间, 从整个区域看, 综合考虑后期剥蚀作用, 在志留纪罗德洛世晚期到普里道里世早期之后。正如陈旭等(2014)所述, 确定广西运动高潮的时间需要通过对扬子区地层界面的研究来寻求证据。在贵州赫章剖面上(图8, 贵州赫章剖面), 地层界面的上、下地层呈现为: 下伏地层为关底组的时代为志留纪罗德洛世晚期至普里道里世早期; 上覆地层为早泥盆世丹林组, 时代为早泥盆世布拉格期或之前洛赫考夫晚期。两者之间的沉积间断发生在志留纪晚期与早泥盆世洛赫考夫晚期之间。根据对下伏地层生物群和岩性特征的研究, 与云南曲靖地区的关底组基本一致, 在古地理上可能属于同一沉积区, 该剖面是志留-泥盆纪连续沉积区(图7, 下方C区)曲靖-弥勒区向北延伸到扬子区的内部。后一地区显示为碎屑岩+泥灰岩沉积, 没有出现地层的间断。贵州赫章地区, 受控于广西运动的驱动和作用, 志留-泥盆系之间则出现了间断, 其间断最为接近于广西运动对扬子台地作用的高点。扬子区内部志留纪晚期沉积较贵州

赫章地区层位稍早, 前者为牙形类 *Ozarkodina snajdri* 带到 *O. crista* 带(唐鹏等, 2010), 而后者层位仅为 *O. crista* 带(王成源, 1980), 层位上可能稍高一些. 由此推定, 扬子区广西运动发展的高点为志留纪普里道利世早期.

综上所述, 在扬子区, 广西运动表现为多次升降运动, 呈现了一个反复性、多幕式的隆升和下降的地质过程, 它起始于晚奥陶世凯迪晚期, 最早期的是宜昌上升, 范围最广的是扬子上升第一幕, 时间最短的是桐梓上升, 最后以扬子上升第二幕作为结束, 即达到发展的高点(志留纪普里道利世早期).

5.2 广西运动最后抬升的时间和后续进程

为明确华南古生代中期地层界面上覆地层的时空分布, 精确标定广西运动最后抬升的时间及后续进程(图9), 以雪峰-九岭山为界, 对珠江区和扬子区地层界面上覆地层的时空分布特征分别进行论述.

5.2.1 珠江区

古生代中期地层界面上覆地层的时代为不同时段 的泥盆纪地层, 多为碎屑岩沉积, 以石英砂岩为主, 间夹少许泥岩层, 底部多发育砾岩沉积, 其厚度从几十厘

米到几十米不等, 砾石磨圆度较好, 成分较杂, 指示了一种浅水环境下的快速堆积. 在江西崇义阳岭地区, 早泥盆世的砾岩厚度达百米以上; 有些剖面早泥盆世底部的砾岩不发育, 如广西苍梧石桥剖面. 从岩层颜色来看, 主要以灰白色为主. 在广西中北部, 发育了一套以早泥盆世莲花山组为代表的杂色(以紫红为主)沉积, 其间出现有灰白色石英砂岩, 最典型的为广西金秀莲花山剖面, 厚达千米. 由此可见, 广西运动结束后, 珠江区下降快速, 并接受巨量浅水粗碎屑沉积; 在最初阶段的短期内, 珠江区经历了一个从陆地变为以河流相为主的浅水环境、到后继的浅海环境, 地形和环境变化剧烈, 该时段陆内运动剧烈, 主要以下降运动为主.

纵观整个珠江区, 古生代中期地层界面上覆地层的时代在各地有所不同. 诸多剖面界面上覆地层底部或下部泥岩夹层中的植物化石研究, 精确地标定了上覆地层底部层段的时代(Xu等, 2018, 2019; Wang等, 2018). 广西苍梧(图8, 广西苍梧)到金秀一带, 该地层为早泥盆世洛赫考夫晚期-布拉格早期; 向北和西到湖南南部-江西崇义, 为早泥盆世布拉格-埃姆斯期; 向北以江西赣州于都(图8, 江西赣州)、上犹陡水、井冈山小井和长沙跳马涧为代表的广大地区, 为中泥盆世早期; 再向北到以湖南浏阳观音尖为代表(图8, 湖南浏

图9 华南广西运动结束后续进程图

红色虚线示雪峰-九岭山地层界面类型(不整合与假整合)分界线, 黑色线和虚线示华南块体构造边界位置. 箭头虚线示进程总体方向, 箭头渐变线示海水侵入方向

阳), 为中泥盆世晚期; 往东的闽南(图8, 福建永安)到粤中地区, 为晚泥盆世。依据古生代中期界面分布特征, 上覆地层由南向北、由西向东, 时代越变越年轻。在珠江区, 早泥盆世早期, 南部(广西中北部-广东西北部)最先接受沉积; 逐步向北和东, 到早泥盆世中晚期, 发展到广西最北部-湖南南部-江西崇义地区; 进入到中泥盆世, 发展到湖南大部-江西西部-广东中南部, 其中南部地区时代较早; 最后向东发展到以闽南到粤中地区为代表的晚泥盆世。综上所述, 广西运动后, 珠江区接受沉积是一个由南向北、由西向东逐步推进的过程。

珠江区古生代中期界面上覆地层时空分布特征揭示, 广西运动最后抬升的时间在各地表现不尽相同; 从整个珠江区考虑, 以地层界面上覆最老地层的时代为依据, 广西运动最早结束时间为早泥盆世洛赫考夫晚期。至于珠江区由南向北、由西向东界面上覆地层逐步年轻, 珠江区的下降接受沉积过程是一个由南向北、由西向东的过程, 指示了珠江区在广西运动后的海侵方向。

需要指出的, 是在广西运动后, 珠江区处于一个稳定的下降状态, 基本上保持连续沉积过程, 直到中生代早期。

5.2.2 扬子区

古生代中期地层界面上覆地层具有多个时段, 从早泥盆世到早二叠世。确定广西运动最后抬升的时间和后续进程势必聚焦到泥盆系上覆地层的时空分布特征。

早泥盆世地层主要出露于南部地区, 从云南北部到贵州中部, 并不相连为一个整体, 但均为同期沉积, 主要以石英砂岩为主, 夹泥岩和粉砂岩, 在部分剖面上底部发育砾岩, 代表了一种浅水、快速的沉积。最具代表性的剖面为贵州赫章剖面(图5g; 图8, 贵州赫章), 一套灰白色为主夹紫红色碎屑岩沉积, 底部发育数十米砾岩沉积, 下部为白色石英砂岩, 中上部具有泥岩夹层, 其中产*Demersatheca* sp.为主的植物群, 时代为早泥盆世中晚期(布拉格-埃姆斯期), 推定上覆地层接受沉积的时间为早泥盆世布拉格期或之前的洛赫考夫晚期。

中泥盆世地层主要出露于从贵州中北部、湖南和重庆交界地区(图8, 重庆秀山)、湖北中西部(图8, 湖北秭归)到河南南部浙川地区, 向西延至南秦岭地区。尽

管贵州中部与发育其他地区中间可能存在一定分隔, 但是, 多属同期沉积, 以一套石英砂岩为主, 夹泥岩或粉砂岩。最南部的贵州凯里洛棉剖面上、最西部的重庆黔江老水泥厂和湖北咸丰水车坪剖面上, 上覆地层为一套灰岩沉积, 是一个正常的浅海环境。向北和东到湖南张家界温塘剖面, 上覆地层最厚, 达到百米以上, 是这套地层的沉积中心, 而其他地区只有数十米; 最薄的是湖南永顺红岩溪剖面, 只有数十厘米。在众多剖面中, 其底部基本不发育砾岩, 指示一个尽管快速但相对稳定的下降过程, 接受了浅水砂、泥岩沉积。在河南浙川剖面中, 底部发育数十厘米厚的砾岩, 表明经历了一个浅水沉积过程。从南到北、从西向东, 上覆中泥盆世地层的沉积环境有由深变浅的趋势。

晚泥盆世地层主要出露于中下扬子地区, 以一套灰白色石英砂岩为主, 中间夹有泥岩层, 底部多发育砾岩, 如江西德安南湾、安徽巢湖潘家大山(图8, 安徽巢湖)、浙江常山-杭州-长兴多个剖面、江苏南京汤山剖面等。在安徽黄山区举坑剖面上, 经过孢子组合的研究, 上覆地层下部数米厚地层的时代为晚泥盆世早期; 在江苏南京汤山剖面上, 五通组下部同为晚泥盆世早期沉积; 在安徽巢湖潘家大山剖面, 在底部砾岩之上的白色砂岩泥岩夹层中产晚泥盆世晚期的植物化石。上覆晚泥盆世地层分布区中, 在西部和南部其下部发育部分晚泥盆世早期沉积, 到中北部地区为晚泥盆世晚期沉积, 也是一个由南向北的推进过程。

扬子区古生代中期界面上覆泥盆纪地层的时空分布特征揭示, 广西运动最后抬升的时间在各地表现不一, 最早结束的是在西南部, 时代为早泥盆世布拉格期或之前洛赫考夫晚期。广西运动后接受沉积的推进过程, 在早泥盆世, 由西南开始; 中泥盆世扩展至扬子区中部; 在晚泥盆世发展到中下扬子地区。在早泥盆世, 扬子区广西运动后海水主要来自南方; 到中泥盆世, 其海水部分来自南方和西方, 部分来自北方, 可能部分来自珠江区, 呈现多元方向海侵的模式, 主要取决于下降过程的差异和古地貌的高低不平, 发育多个水体侵入通道; 晚泥盆世的海水主要来自南部珠江区和北部地区。

5.3 华南广西运动动力源和作用过程的推测

华南广西运动的动力源是一个重要科学问题, 为华南早古生代大地构造属性认识提供重要证据。动力

来源主要有以下几个观点:

第一, 根据中国东部和南部海域钻探资料、地层古生物研究和华夏陆块奥陶纪砂岩物源特征分析等, 华南东南部(或东海海区)存在一个潜在块体, 是华南陆内造山东南部的挤压动力源(任纪舜等, 1986; 戎嘉余和陈旭, 1987; 戎嘉余等, 2010; Shu等, 2008; 舒良树, 2012).

第二, 依据贵州都匀运动相关问题的研究, 华南加里东期构造运动可能部分受控于滇桂-北越地块的挤压作用(鞠天吟, 1999).

第三, 元古日本岛弧(proto-Japan arc)对华南的地质作用提供了一个来自东部的挤压动力源(Isozaki等, 2010).

第四, 在早古生代, 华南的东南部动力源可能来自南海块体(Shu等, 2014; 徐亚军和杜远生, 2018)或澳大利亚块体(Xu等, 2016; Zheng等, 2020)的挤压作用.

第五, 在东南亚越南中部-老挝南部发现470~480Ma的洋壳蛇绿岩带和450~440Ma的岛弧型火山岩带(Faure等, 2018; Maluski等, 2005; Tran等, 2014; 舒良树等, 2020), 华南陆内造山动力源南部的挤压动力源亦可能来自越南中部-老挝南部.

第六, 华南广西运动是否与发育地幔柱活动有关联, 尚待寻找确凿的证据(戎嘉余等, 2019).

上述这些认识均是依据各自研究领域的成果取得的, 既有证据, 又存在争议.

依据华南古生代中期地层界面的分布特征, 以及广西运动最先发生于华南东南部, 逐步向西和北部扩展的进程, 本文认为: 在华夏陆块的东南方向存在一个潜在的块体, 它是广西运动的动力源之一. 受全球加里东期动力驱动, 东南潜在块体漂移到华南东南方, 与华夏陆块相碰, 正是该潜在陆块的这次碰撞作用, 加之其他方向的挤压作用导致了华南广西运动的发生和延续. 东南潜在陆块和其他方向块体或岛弧的地质作用使得华夏陆块发生了由东南向西北推进式的陆内造山运动, 在华夏区表现为地层界面的角度不整合; 扬子陆块受来自东和南向的挤压的远程作用, 发生了多次升降运动. 扬子陆块升降运动似可标定地质作用的强度, 但在不同时期并不相等. 奥陶纪晚期, 宜昌上升局部发生和浙西江山地区的抬升指示对华南整体挤压地质作用的开始, 前者是潜在陆块对华南地质作用的远程效应、后者的近程体现, 由于其能量不足, 未能使

得扬子陆块整体抬升, 至于为何只发生在渝东、鄂西和湘西北地区有待探明, 推测可能与区域基底和构造相关; 随后能量有所减弱, 扬子海的总体环境趋于稳定和平静, 广泛发育了龙马溪组黑色页岩沉积. 至志留纪兰多维列世中期, 随着东南潜在陆块的地质作用力明显增强, 华夏古陆升降逐渐强烈、海盆整体下沉, 不断接受大量的陆源碎屑沉积物质; 局部海域边缘地带发生了桐梓上升; 随后挤压作用继续发生, 华夏古陆上的大量碎屑物质被剥蚀, 堆积到扬子海盆内, 沉积了数百米厚的碎屑岩沉积, 同时发育两套近岸、浅水海相红色沉积(戎嘉余等, 2012a; Zhang X L等, 2014); 到志留纪兰多维列世晚期, 挤压地质增强, 其能量足以使得扬子陆块整体抬升, 拉开了扬子上升的第一幕, 并持续了数百万年, 直到志留纪罗德洛世中、晚期, 挤压作用有所下降, 发生了一次浅海碎屑岩沉积过程. 这次沉积可能在整个扬子陆块均有发生或下降幅度不大, 加之受控古地理和后期剥蚀作用, 只在扬子陆块部分地区残留了这一沉积(以小溪组沉积为代表). 在这其后, 挤压作用再次加强, 扬子上升的第二幕开启了, 这一作用过程一直维系到广西运动对华南地质作用的结束.

到泥盆纪早期, 东和南部对华南的挤压作用停止, 使得持续动力源消失, 进而使得华夏陆块由南部开始下降并接受碎屑岩沉积, 并不断向北推进. 这一过程也体现在扬子陆块, 最先接受泥盆纪早期沉积是发生在广大华南地区的南部, 标志着广西运动的结束. 然而, 这个动力源为什么会在那时候消失仍不得而知.

需要重点指出, 华南广西运动动力源是一个复杂的科学问题, 尽管本文认为存在一个东南潜在块体, 但是目前缺乏可靠岩石学和地球物理等方面的证据. 基于相关多学科已取得的研究结果, 本文提出: 华南广西运动的动力源是多源的, 其动力来自于不同方向的块体或岛弧对华南块体的挤压作用(图10), 使得华南发生陆内造山运动. 涉及这方面, 今后需要开展更为广泛、更聚焦的研究.

5.4 华南广西运动综述

来自华夏陆块东和南部多个块体或岛弧对华南块体的挤压作用导致了广西运动的发生、发展和结束. 依据古生代中期上覆和下伏地层界面, 上、下扬子区和江南区底栖海洋群落生态, 以及珠江区奥陶纪笔石

图 10 华南广西运动动力来源重建示意图

箭头示动力源挤压方向, 底图改自 Xu 等(2016), 部分资料来自 Faure 等(2018)、Isozaki 等(2010)、Shu 等(2014)

的研究, 在华南, 广西运动始发于晚奥陶世。珠江区以晚奥陶世的黑色页岩变为粗碎屑岩沉积为标志(以江西崇义地区为代表)(陈旭等, 2010, 2014), 即从晚奥陶世桑比期开始; 扬子区以宜昌上升为开始点(以湖北五峰地区为代表), 时代为晚奥陶世凯迪晚期(戎嘉余等, 2010, 2019; 陈旭等, 2018)。从整个华南分析, 广西运动最先作用的地区为珠江区, 扬子区晚一些, 两者大约相差 10Ma。

以雪峰-九岭山为界, 广西运动表现形式存在明显差异。雪峰-九岭山以东和以南表现为界面上、下地层之间为角度不整合接触, 是一次陆内造山运动, 其抬升呈现为自东南向西北的阶梯性和方向性的特点。雪峰-九岭山以西和以北表现为界面上、下地层之间的平行不整合接触, 以多次升降运动为特点, 是一次反复性、多幕式的地质过程。

广西运动发展的高点为志留纪普里道利世早期。由于后期剥蚀作用, 珠江区现残留下伏地层时代不宜用于标定该时间点; 扬子区广西运动该时间点同样可以体现在珠江区, 其上覆地层的最低层位表明其是可行的。在华南, 广西运动发展的高点基本是一致的。

依据界面上覆地层的时空分布, 广西运动结束时间从早泥盆世洛赫考夫晚期开始, 结束呈现为一个由南向北、由西向东的推进过程。

综上所述, 华南的广西运动有三个重要的表现。第一, 从大时间尺度来看, 广西运动是一次、长历程的地质作用, 体现在发生、发展、结束时间和后续推进过

程虽然各地略有差异, 但大体的时间相近。第二, 从过程的细节上来看, 广西运动为雪峰-九岭山以东和南地区的地质作用较为强烈, 中期地层界面表现为角度不整合, 体现了陆内造山运动的形式; 以西和北地区地质作用相对平和, 表现为平行不整合, 标志为多次升降运动, 陷入广西运动周边影响的范围。第三, 从发生的时间先后来看, 广西运动最先表现在雪峰-九岭山以东和南地区, 而在西部和北部地区则相对晚些。正是由于受到广西运动的强烈影响, 导致华南古地理、沉积和岩相格局均发生了明显的改变, 从大范围的古地理格局和古地貌态势的角度考虑, 华南由早古生代的西高、东低, 到奥陶纪-志留纪交界前后, 逐渐转为晚古生代的南高、北低(戎嘉余等, 2019), 最终改变了华南海域的整个形态。

6 存在问题

尽管本文为华南早古生代构造演化的研究提供了来自地层古生物学的基础资料, 并据此论述了华南古生代中期地层界面的特征和分布, 讨论了有关在华南大地构造研究上的意义, 但是有若干关键科学问题仍需进一步探讨。

(1) 华南古生代中期地层界面在雪峰-九岭山一界线两侧的表现形式不尽相同, 而这条界线只是分割扬子块体内两个地块的界线, 并不是早古生代板块拼合界线。本文认为这种差异可能与新元古代地层基底的不同和动力源的强弱相关, 但导致这种差异的机制、为何以此作为界面分界线、两侧之间存在怎样的内在联系需要进一步探究。

(2) 在雪峰-九岭山东南部中期界面为角度不整合, 目前地层证据呈现为一次。尽管本文将郁南运动合入广西运动考虑, 但是根据少量的测年数据, 似乎郁南运动发生的时间早于广西运动, 需要更多的测年数据加以证实; 由于后期的风化和剥蚀作用, 广西运动在该地区的实际进程仍是一个谜。

(3) 位于雪峰-九岭山西北部的广西运动呈现为多次上升运动, 前两次只在局部有所体现。如宜昌上升主要发生在渝东、鄂西和湘西北, 在贵州中南部同期则呈现为黔中隆起, 它们并不发生在最靠近雪峰-九岭山附近。从区域地层分布来看, 在紧邻雪峰-九岭山的西侧地层没有出露, 古生代地层发育和分布状况一直不

清楚. 为此, 围绕区域上升运动的内在机制、相互之间的关联性和继承性等问题, 仍需进一步研讨.

(4) 广西运动的动力源十分复杂, 一直有众多争议, 它的解决将为华南早古生代大地构造属性的认识提供重要的佐证. 动力源究竟来自哪里? 来自一个还是多个块体的综合作用, 或是地幔柱的特殊地质作用, 亦需要运用多学科和多技术手段来共同举证.

(5) 广西运动之后, 由于后续的构造运动(张国伟等, 2013)并叠加长期的剥蚀作用, 故许多古生代中期界面的上覆地层发育下石炭统或下二叠统(如图7), 但是, 如其性质的复杂性、分布的局域性和差异性, 以及与基底、古地理和后续构造作用的相关性等科学问题, 均已超出本文探讨论述的范围, 有待于今后的深入研究. 我们期盼大地质领域内的更多学科, 包括地层古生物方面的资料和证据来破译它的密码.

致谢 在研究过程中, 西北大学张国伟院士、董云鹏教授及其团队、南京大学舒良树教授提出诸多宝贵建议. 在历年野外考察中, 中国科学院南京地质古生物研究所早古生代研究团队的詹仁斌、刘建波、吴荣昌、王光旭、栾晓聪、魏鑫、张雨晨等给予大力支持, 在此一并致谢.

参考文献

- 柏道远, 周亮, 王先辉, 张晓阳, 马铁球. 2007. 湘东南南华系-寒武系砂岩地球化学特征及对华南新元古代-早古生代构造背景的制约. 地质学报, 81: 755-771
- 陈旭, 樊隽轩, 陈清, 唐兰, 侯旭东. 2014. 论广西运动的阶段性. 中国科学: 地球科学, 44: 842-850
- 陈旭, 张元动, 樊隽轩, 唐兰, 孙海清. 2010. 赣南奥陶纪笔石地层序列与广西运动. 中国科学: 地球科学, 40: 1621-1631
- 陈旭, 张元动, 樊隽轩, 唐兰, 孙海清. 2012. 广西运动的进程: 来自生物相和岩相带的证据. 中国科学: 地球科学, 42: 1617-1626
- 陈旭, 戎嘉余, Rowley D B, 张进, 张元动, 詹仁斌. 1995. 对华南早古生代板溪溪的质疑. 地质评论, 41: 389-400
- 陈旭, 戎嘉余, 周志毅, 张元动, 詹仁斌, 刘建波, 樊隽轩. 2001. 上扬子区奥陶-志留纪之交的黔中隆起和宜昌上升. 科学通报, 46: 1052-1056
- 陈旭, 陈清, 甄勇毅, 王红岩, 张琳娜, 张俊鹏, 王文卉, 肖朝晖. 2018. 志留纪初宜昌上升及其周缘龙马溪组黑色笔石页岩的圈层展布模式. 中国科学: 地球科学, 48: 1198-1206
- 陈旭, 徐均涛, 成汉钧, 汪明洲, 陈祥荣, 许安东, 邓占球, 伍鸿基, 邱金玉, 戎嘉余. 1990. 论汉南古陆及大巴山隆起. 地层学杂志, 14:

81-116

- 方宗杰, 蔡重阳, 王怿, 李星学, 王成源, 耿良玉, 王尚启, 高联达, 王念忠, 李代芸. 1994. 滇东曲靖志留-泥盆系界线研究的新进展. 地层学杂志, 18: 81-90
- 福建省区域地层表编写组. 1979. 华东地区区域地层表: 福建省分册. 北京: 地质出版社. 1-108
- 傅力浦, 宋礼生. 1986. 陕西紫阳地区(过渡带)志留纪地层及古生物. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 14: 1-198
- 傅力浦, 张子福, 耿良玉. 2006. 中国紫阳志留系高分辨率笔石生物地层与生物复苏. 北京: 地质出版社. 151
- 黄冰, 戎嘉余, 王怿. 2011. 黔西赫章志留纪晚期小莱采贝动物群的发现及其古地理意义. 古地理论, 13: 30-36
- 黄冰, 王怿, 唐鹏, 魏鑫, 张小乐, 王光旭, 吴荣昌, 张雨晨, 詹仁斌, 戎嘉余. 2017. 湖北西部建始地区志留系秀山组顶部地层新观察. 地层学杂志, 41: 375-385
- 金淳泰, 万正权, 叶少华, 陈继荣, 钱泳蓁, 易庸恩. 1992. 四川广元、陕西安强地区志留系. 成都: 成都科技大学出版社. 97
- 金淳泰, 叶少华, 江新胜, 李玉文, 喻洪律, 何原相, 易庸恩, 潘云唐. 1989. 四川二郎山地区地层及古生物. 成都地质矿产研究所所刊, 11: 1-224
- 鞠天吟. 1999. 黔中隆起之窥见. 贵州地质, 16: 180-184
- 李聪, 陈世悦, 张鹏飞, 张跃, 王玲, 毕明威. 2010. 华南加里东期陆内构造属性探讨. 中国石油大学学报: 自然科学版, 34: 18-24
- 林宝玉, 黄枝高, 李明, 武振杰. 2017. 中国志留系若干问题的探讨. 北京: 科学出版社. 128
- 刘宝珺, 许效松. 1994. 中国南方岩相古地理图集(震旦纪-三叠纪). 北京: 科学出版社. 239
- 马会珍, 王雪华. 2014. 黔东北志留纪晚期小溪组沉积环境研究. 地球科学进展, 29: 859-864
- 马永生, 陈洪德, 王国力. 2009. 中国南方构造-层序岩相古地理图集. 北京: 科学出版社. 301
- 牛新生, 冯常茂, 刘进. 2007. 黔中隆起的形成时间及形成机制探讨. 海相油气地质, 12: 46-50
- 全国地层委员会编. 2018. 中国地层表(2014)说明书. 北京: 地质出版社. 488
- 任纪舜, 陈廷愚, 刘志刚, 牛宝贵, 刘凤仁. 1986. 华南大地构造的几个问题. 科学通报, 31: 49-51
- 戎嘉余, 陈旭. 1987. 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, 26: 507-535
- 戎嘉余, 斯特鲁兹 D L, 布科 A J, 傅力浦, 莫扎列夫斯卡娅 T L, 苏养正. 1994. 论志留纪的小莱采贝类——具壳线、无疹无窗贝族(腕足动物). 古生物学报, 33: 545-574
- 戎嘉余, 王怿, 张小乐. 2012a. 追踪地质时期的浅海红层——以上扬子区志留系下红层为例. 中国科学: 地球科学, 42: 862-787
- 戎嘉余, 詹仁斌, 许红根, 黄冰, 余国华. 2010. 华夏古陆于奥陶-志留纪之交的扩展证据和机制探索. 中国科学: 地球科学, 40: 1-17

- 戎嘉余, 詹仁斌, 王怿, 黄冰, 唐鹏, 栾晓聪. 2015. 东秦岭浙川奥陶-志留纪地层的新观察. 地层学杂志, 39: 1-14
- 戎嘉余, 陈旭, 王成源, 耿良玉, 伍鸿基, 邓占球, 陈挺恩, 徐均涛. 1990. 论华南志留系对比的若干问题. 地层学杂志, 14: 161-171
- 戎嘉余, 王怿, 詹仁斌, 樊隽轩, 黄冰, 唐鹏, 李越, 张小乐, 吴荣昌, 王光旭, 魏鑫. 2019. 中国志留纪综合地层和时间框架. 中国科学: 地球科学, 49: 93-114
- 戎嘉余, 王怿, 詹仁斌, 唐鹏, 黄冰, 吴荣昌, 王光旭, 李越, 邓小杰. 2012b. 论桐梓上升-志留纪埃隆晚期黔中古陆北扩的证据. 地层学杂志, 36: 679-691
- 舒良树. 2012. 华南构造演化的基本特征. 地质通报, 31: 1035-1053
- 舒良树, 陈祥云, 楼法生. 2020. 华南前侏罗纪构造. 地质学报, 94: 333-360
- 四川省区域地层表编写组. 1976. 西南地区区域地层表-四川省分册. 北京: 地质出版社. 672
- 唐鹏, 黄冰, 王成源, 徐洪河, 王怿. 2010. 四川广元志留系Ludlow统的再研究兼论车家坝组的含义. 地层学杂志, 34: 241-253
- 万正权, 金淳泰, 陈继荣, 钱泳蓁, 叶少华. 1991. 四川广元地区晚志留世地层的发现及其意义. 地层学杂志, 15: 53-55
- 汪啸风. 1977. 最晚志留纪和早泥盆世单笔石类在广西钦州的发现及其意义. 地质学报, (2): 190-205
- 汪啸风. 1978. 广西钦州-防城一带晚志留世和早泥盆世笔石群的初步研究. 华南泥盆系会议论文集. 北京: 地质出版社. 280-291
- 王成源. 1980. 云南曲靖上志留统牙形刺. 古生物学报, 19: 369-378
- 王鸿祯. 1985. 中国古地理图集. 北京: 中国地图出版社. 238
- 王怿, 戎嘉余, 唐鹏, 吴荣昌. 2013a. 论志留纪早期上扬子海域南部桐梓上升的新证据. 地层学杂志, 37: 129-138
- 王怿, 戎嘉余, 徐洪河, 王成源, 王根贤. 2010. 湖南张家界地区志留纪晚期地层新见兼论小溪组的时代. 地层学杂志, 34: 113-126
- 王怿, 张小乐, 徐洪河, 蒋青, 唐鹏. 2011. 重庆秀山志留系小溪组的发现与廻星哨组的厘定. 地层学杂志, 35: 113-121
- 王怿, 蒋青, 唐鹏, 张小乐, 黄冰, 詹仁斌. 2017a. 湖北通山志留纪晚期地层的发现. 地层学杂志, 41: 386-391
- 王怿, 蒋青, 唐鹏, 张小乐, 黄冰, 詹仁斌. 2018a. 安徽宿松松山志留纪晚期地层的研究. 地层学杂志, 42: 159-166
- 王怿, 戎嘉余, 詹仁斌, 黄冰, 吴荣昌, 栾晓聪. 2014. 四川南部布拖地区志留系的新研究. 地层学杂志, 38: 257-267
- 王怿, 戎嘉余, 詹仁斌, 黄冰, 吴荣昌, 王光旭. 2013b. 鄂西南奥陶系-志留系交界地层研究兼论宜昌上升. 地层学杂志, 37: 264-274
- 王怿, 唐鹏, 张小乐, 张雨晨, 黄冰, 戎嘉余. 2018b. 志留纪晚期小溪组在湖北宜昌纱帽山的发现. 地层学杂志, 42: 371-380
- 王怿, 蒋青, 唐鹏, 张小乐, 黄冰, 詹仁斌, 孙存礼, 戎嘉余. 2018c. 赣西北志留纪晚期地层的发现和西坑组的厘定. 地层学杂志, 42: 257-266
- 王怿, 唐鹏, 张小乐, 刘建波, 张雨晨, 燕夔, 王光旭, 黄冰, 詹仁斌. 2017b. 四川广元志留纪晚期车家坝组中线形植物的发现及其意义. 地层学杂志, 41: 368-374
- 吴浩若. 2000. 重新解释广西运动. 科学通报, 45: 555-558
- 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 1997. 广西晚古生代构造沉积背景的初步研究. 地质科学, 32: 11-18
- 吴荣昌, 黄冰, 王光旭, 魏鑫, 詹仁斌, 唐鹏, 栾晓聪, 张雨晨. 2018. 鄂西北竹溪地区志留系竹溪组. 地层学杂志, 42: 243-256
- 徐亚军, 杜远生. 2018. 从板溪碰撞到陆内造山: 华南东南缘早古生代造山作用演化. 地球科学, 43: 333-353
- 许靖华, 孙枢, 李继亮. 1987. 是华南造山带而不是华南地台. 中国科学B辑, 17: 1107-1115
- 许志琴, 张国伟. 2013. 中国(东亚)大陆构造与动力学——科学与技术前沿论坛“中国(东亚)大陆构造与动力学”专题进展. 中国科学: 地球科学, 43: 1527-1538
- 张国伟, 郭安林, 王岳军, 李三忠, 董云鹏, 刘少峰, 何登发, 程顺友, 鲁如魁, 姚安平. 2013. 中国华南大地构造与问题. 中国科学: 地球科学, 43: 1553-1582
- 张元动, 詹仁斌, 甄勇毅, 王志浩, 袁文伟, 方翔, 马譔, 张俊鹏. 2019. 中国奥陶纪综合地层和时间框架. 中国科学: 地球科学, 49: 66-92
- 张允白, 周志毅, 张俊明. 2002. 扬子陆块早奥陶世末期-中奥陶世Darriwilian初期沉积分异. 地层学杂志, 26: 302-314
- 赵文金, 朱敏, 刘升, 潘照辉, 贾连涛. 2016. 湖南澧县山门水库周边志留纪含鱼地层新知. 地层学杂志, 40: 349-358
- 周恩恩, 牟传龙, 葛祥英, 梁薇, 陈小炜, 王启宇, 王秀平. 2017. 新一轮岩相古地理编图对华南重大地质问题的反映——早古生代晚期“华南统一板块”演化. 沉积学报, 35: 449-459
- 朱茂炎, 杨爱华, 袁金良, 李国祥, 张俊明, 赵方臣, Soo-Yeun A H N, 苗兰云. 2019. 中国寒武纪综合地层和时间框架. 中国科学: 地球科学, 49: 26-65
- Cai C Y, Chen L Z. 1995. On a Chinese Givetian lycopod *Longostachys latiporophyllus* Zhu, Hu and Feng, emend.: Its morphology, anatomy and reconstruction. *Palaeontographica B*, 235: 1-22
- Condie K C. 1996. Plate Tectonics and Crustal Evolution. New York: Pergamon Press. 536
- Condie K C. 2011. Earth as an Evolving Planetary System. 2nd ed. Amsterdam: Elsevier. 492
- Condie K C, Kröner A. 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. *Geol Soc Am Spec Pap*, 440: 281-294
- Edwards D. 1982. Fragmentary non-vascular plant microfossils from the late Silurian of Wales. *Bot J Linn Soc*, 84: 223-256
- Faure M, Nguyen V V, Hoai L T T, Lepvrier C. 2018. Early Paleozoic or Early-Middle Triassic collision between the South China and Indochina Blocks: The controversy resolved? Structural insights from the Kon Tum massif (Central Vietnam). *J Asian Earth Sci*, 166: 162-180

- Guo X W, Xu H H, Zhu X Q, Pang Y M, Zhang X H, Lu H N. 2019. Discovery of Late Devonian plants from the southern Yellow Sea borehole of China and its palaeogeographical implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 531: 108444
- Isozaki Y, Aoki K, Nakama T, Yanai S. 2010. New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Res*, 18: 82–105
- Lin S F, Xing G F, Davis D W, Yin C Q, Wu M L, Li L M, Jiang Y, Chen Z H. 2018. Appalachian-style multi-terrane Wilson cycle model for the assembly of South China. *Geology*, 46: 319–322
- Liu J B, Wang Y, Zhang X L, Rong J Y. 2016. Early Telychian (Silurian) marine siliciclastic red beds in the eastern Yangtze Platform, South China: Distribution pattern and controlling factors. *Can J Earth Sci*, 53: 712–718
- Maluski H, Lepvrier C, Leyreloup A, Tich V V, Thi P T. 2005. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of the charnockites and granulites of the Kan Nack complex, Kon Tum Massif, Vietnam. *J Asian Earth Sci*, 25: 653–677
- Rong J Y, Chen X. 2003. Silurian biostratigraphy of China. In: Zhang W T, Chen P J, Palmer A R, eds. *Biostratigraphy of China*. Beijing: Science Press. 173–236
- Rong J Y, Chen X, Su Y Z, Ni Y N, Zhan R B, Chen T E, Fu L P, Li R Y, Fan J X. 2003. Silurian paleogeography of China. *NY State Mus Bull*, 493: 243–298
- Shu L S, Faure M, Wang B, Zhou X M, Song B. 2008. Late Palaeozoic–Early Mesozoic geological features of South China: Response to the Indosinian collision events in Southeast Asia. *Comptes Rendus Geosci*, 340: 151–165
- Shu L S, Jahn B M, Charvet J, Santosh M, Wang B, Xu X S, Jiang S Y. 2014. Early Paleozoic depositional environment and intraplate tectono-magmatism in the Cathaysia block (South China): Evidence from stratigraphic, structural, geochemical and geochronological investigations. *Am J Sci*, 314: 154–186
- Tian J J, Zhu H C, Huang M, Liu F. 2011. Late Silurian to Early Devonian palynomorphs from Qujing, Yunnan, Southwest China. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 85: 559–568
- Ting V K. 1929. The orogenic movements in China. *Bull Geol Soc China*, 8: 151–170
- Tran H T, Zaw K, Halpin J A, Manaka T, Meffre S, Lai C K, Lee Y, Le H V, Dinh S. 2014. The Tam Ky-Phuoc Son shear zone in Central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications. *Gondwana Res*, 26: 144–164
- Wang Y, Xu H H, Wang Y, Fu Q. 2018. A further study of *Zosterophyllum sinense* Li and Cai (*Zosterophyllopsida*) based on the type and the new specimens from the Lower Devonian of Guangxi, southwestern China. *Rev Palaeobot Palynol*, 258: 112–122
- Wang Y, Zhu H C, Li J. 2005. Late Silurian plant microfossil assemblage from Guangyuan, Sichuan, China. *Rev Palaeobot Palynol*, 133: 153–168
- Wang Y, Berry C M, Hao S G, Xu H H, Fu Q. 2007. The Xichong flora of Yunnan, China: Diversity in late Mid Devonian plant assemblages. *Geol J*, 42: 339–350
- Wang Y, Edwards D, Bassett M G, Xu H H, Xiao J F, Jiang Q, Zhang X L. 2013. Enigmatic occurrence of Permian plant roots in Lower Silurian rocks, Guizhou Province, China. *Palaeontology*, 56: 679–683
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G W, Zhang Y. 2013. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. *Gondwana Res*, 23: 1273–1305
- Xu H H, Fu Q, Wang Y. 2018. A new protolepidodendrid lycopsid from the Middle Devonian of Hunan, South China and its palaeogeographic implications. *Rev Palaeobot Palynol*, 256: 63–69
- Xu H H, Xue J Z, Wang Q. 2015. Notes on a fertile rhyniophytoid from the Lower Devonian of Guangxi, southwestern China. *Historical Biol*, 27: 294–298
- Xu H H, Wang Y, Tang P, Fu Q, Wang Y. 2019. Discovery of Lower Devonian plants from Jiangxi, South China and the pattern of Devonian transgression after the Kwangsi Orogeny in the Cathaysia Block. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 531: 108982
- Xu Y J, Cawood P A, Du Y S. 2016. Intraplate orogenesis in response to Gondwana assembly: Kwangsi orogeny, South China. *Am J Sci*, 316: 329–362
- Yao W H, Li Z X, Li W X. 2015. Was there a Cambrian ocean in South China?—Insight from detrital provenance analyses. *Geol Mag*, 152: 184–191
- Zhang X L, Wang Y, Rong J Y, Li R Y. 2014. Pigmentation of the Early Silurian shallow marine red beds in South China as exemplified by the Rongxi Formation of Xiushan, southeastern Chongqing, central China. *Palaeoworld*, 23: 240–251
- Zhang Y D, Wang Y, Zhan R B, Fan J X, Zhou Z Q, Fang X. 2014. Ordovician and Silurian Stratigraphy and Palaeontology of Yunnan, Southwest China. A Guide to the Field Excursion across the South China, Indochina and Sibumasu. Beijing: Science Press. 138
- Zhao W J, Zhu M. 2015. A review of Silurian fishes from Yunnan, China and related biostratigraphy. *Palaeoworld*, 24: 243–250
- Zheng B S, Zhou R J, Mou C L, Wang X P, Xiao Z H, Chen Y. 2020. Nature of the Late Ordovician–Early Silurian Xiaohe section, Hunan–Hubei area, South China: Implications for the Kwangsi Orogeny. *Int Geol Rev*, 62: 1262–1272
- Zhu M, Zhao W J, Jia L T, Lu J, Qiao T, Qu Q M. 2009. The oldest

articulated osteichthyan reveals mosaic gnathostome characters.

[Nature](#), 458: 469–474

Zhu M, Ahlberg P E, Pan Z H, Zhu Y A, Qiao T, Zhao W J, Jia L T, Lu J. 2016. A Silurian maxillate placoderm illuminates jaw evolution.

[Science](#), 354: 334–336

Zhu Y A, Lu J, Zhu M. 2019. Reappraisal of the Silurian placoderm *Silurolepis* and insights into the dermal neck joint evolution. [R Soc Open Sci](#), 6: 191181

(责任编辑: 董云鹏)