

东吴运动质疑及川黔运动之新见

陈显群 刘应楷 童 鹏

(地质矿产部西南石油地质局)

作者根据近年获得的大量新资料,用沉积建造史与地裂运动发展史相结合的分析方法,论证了华南地体区内“东吴运动”之不存在;而将扬子地体区内,存在于上、下二叠统之间的假整合现象,厘称为“川黔运动”。后者发生于早二叠世茅口中晚期至晚二叠世龙潭早期,是华力西地裂旋回期的一次构造运动幕。

近年,愈来愈多的证据表明华南地体¹⁾区内东吴运动并不存在,该区上下二叠统为连续沉积。然而,在扬子地体²⁾区内(图1),上下二叠统间,除具明显的假整合现象外,还表现在沉积建造、生物群分布与繁衍、裂谷或裂陷盆地内玄武岩-火山碎屑岩建造的形成、有用矿产的赋存机制等方面,均与这次地壳运动有着密切的联系。

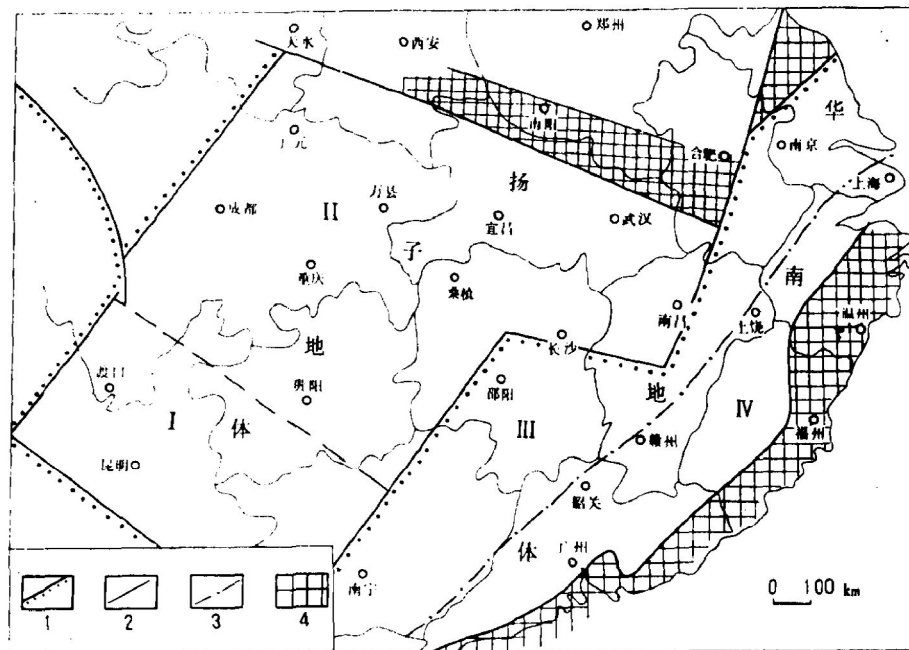


图1 中国南方二叠纪沉积分区图

1—地体分界线, 2—深断裂, 3—沉积区分界线, 4—古陆;
I—滇黔桂沉积区, II—扬子沉积区, III—江南沉积区, IV—东南沉积区

本文1986年12月24日收到, 1987年6月17改回。

1、2) 华南地体即华南褶皱系与东南沿海褶皱系的合称; 扬子地体即扬子地台。

一、东吴运动质疑

东吴运动, 系李四光教授(1931)在南京东郊官塘青龙山及龙潭镇附近的狮子山一带, 发现“栖霞组”与“龙潭煤系”之间的角度不整合而命名的^[1]。半个世纪以来一直为我国广大地质工作者所沿用。李氏所称之“栖霞组”其始殆时限包括晚石炭世含 *Pseudoschwagerina* 的船山灰岩至早二叠世产 *Parafusulina multiseptata* 的硅质页岩夹透镜灰岩以及“孤峰层”在内的一套地层; 其所称之“龙潭煤系”, 是介于“孤峰层”与下三叠统青龙灰岩之间的一段地层(图2)。

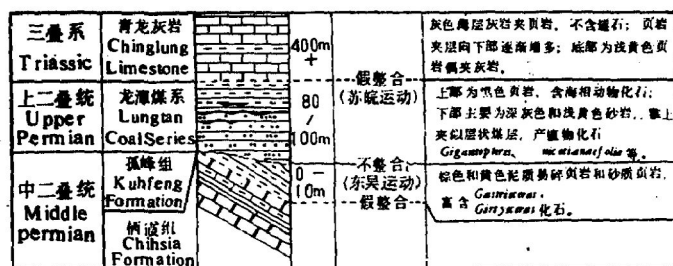


图2 南京龙潭附近龙潭煤系柱状剖面
(据李四光、朱森, 1932)

上图表示, 李氏明确标定了东吴运动所呈现不整合的位置; 同时指出, 东吴运动是一次褶皱运动。70年代末, 尹赞勋(1978)对东吴运动之存在提出了怀疑, 他认为: 在苏、浙、皖、赣、湘等省, 上下二叠统间的接触关系, 似乎还不曾遇到明显的角度不整合, 而是平行不整合¹⁾。胡世忠(1979)报道: 1959年, 华东石油队等在苏、浙、皖地区的孤峰组与龙潭组之间, 发现一套以砂质页岩、页岩或粉砂岩为主的地层, 当时未获可定时代的化石, 仅凭岩性将其视为龙潭组下部不含煤段, 并认为彼此之间均为连续沉积。同年, 全国地层会议采纳了这一新义的龙潭组概念, 但对龙潭组与孤峰组之间的接触关系是假整合抑或整合, 即东吴运动的存在与否尚属存疑。会后, 在地质文献中, 均认为是假整合接触。长期以来不少人皆从此说, 但对上下二叠统间的假整合界线位置, 由于无明显的标志, 故随着不同人对上下统分界的划定, 便出现了上下挪移的现象。胡世忠指出: 真正的假整合界面是在堰桥组(即新义的龙潭组下部不含煤段——发现于江苏无锡堰桥, 并产早二叠世晚期的笔类化石 *Neomisellina*) 与原义的龙潭组之间。因原义龙潭组底部发育一层特征明显的中至粗粒长石石英砂岩。在浙江长兴的煤山、宜兴张砾山、南京东郊湖山、泾县晏公堂摇头岭、休宁流塘一带以及赣中和闽中南地区, 该砂岩之底均有一层含砾砂岩和成分复杂的底砾岩; 而闽南永定瓦窑坪地区的翠屏山组底砾岩的砾石中, 还见到含有早二叠世笔类 *Nankinella*, *Schwagerina* 等(胡氏据有关同志面告)。此外, 龙潭组底部这层长石石英砂岩和砾岩, 或盖于堰桥组的粉砂岩之上, 或覆于含笔类 *Neomisellina* 的砂质灰岩之上, 或叠于武穴组含 *Yabeina*, *Neomisellina* 等的灰岩之上……。所有这些都表明龙潭组与堰桥组之间应有一假整合存在²⁾。

1) 中国地质科学院, 1979, 中国地层——二叠系, 第二届全国地层会议文献。

2) 胡世忠, 1979, 关于龙潭组下界及东吴运动位置等问题的商榷。

张祖圻(1983),在《论东吴运动》一文中指出:东吴运动的隆升作用在华南始于茅口期之初,并具有自东南往西北呈波浪状渐次推进的不等时属性。即在华夏古陆前缘的东南沉积区首先海退,由栖霞期的浅海碳酸盐岩台地沉积转变为以文笔山组、湖塘组为代表的茅口期浅海碎屑岩沉积,沉积建造迭替及生物群繁衍的不连续性标志着东吴运动在华南的兆始^[1]。

综上所述,不难看出东吴运动的涵义、幕次、构造界面位置、运动属性及特征都并非明确无疑的。笔者对整个中国南方二叠纪地层进行了详细的划分对比,并着重从沉积-火山岩建造分析与地体构造历史分析相结合,研究了晚古生代地壳运动的规律和特点,认为东吴运动在华南地体区内是不存在的,理由如下:

1.李四光、朱森(1931,1932),在南京东郊官塘青龙山及龙潭镇附近狮子山一带所观察到的孤峰组与龙潭煤系之间的角度不整合,实为局部地区的断层所致。查其毗邻的镇江伏牛山一带,是孤峰组与龙潭煤系发育良好的层型剖面所在地。该处孤峰组与龙潭组之间确为连续沉积,而龙潭组内部亦未发现假整合或不整合之类的接触界面。龙潭组自下而上共分48层(相当于李四光所称之龙潭煤系),总厚198.5m,1—6层即为下部不含煤段,而第6层则是厚约4.5m的长石石英砂岩,产腕足类化石 *Lingula* (邻区东风煤矿,此层的夹层中见有7—8cm厚的生物碎屑灰岩,含海相动物化石)。这层长石石英砂岩亦相当于胡氏所称的真正的假整合之重要标志,即东吴运动之构造界面所在。7—37层,则为一套含煤碎屑岩建造,厚50.7m,产丰富的植物化石。姚兆奇等(1984)指出:这套含煤地层的植物化石组合具有我国北方下石盒子组共同的分子有18种,其中 *Cladophlebis nystroemi*, *Caansitheca palaeosilvana*, *Taeniopteris multinervis*, *T. serrulata* 四个种不延至上石盒子组。故龙潭组不含煤段至含煤段(1—37层)的植物组合面貌与下石盒子组是十分相似的,其中尤以典型分子 *Gigantopteris nicotianaefolia* 普遍见于华南早二叠世晚期的含煤地层中^[3]。因此,镇江伏牛山剖面龙潭组之37层以下至孤峰组的一套地层,其时限均属早二叠世。38—42层,为海相灰岩段,以生物灰岩、灰岩为主夹介壳泥岩,厚4.5m,即习称之“压煤灰岩”,产头足类 *Anderssonoceras* sp., *Pseudogastrioceras* sp. 及腕足类 *Spinomarginifera kueichowensis*, *Oldhamina* sp., *Uncinunellina* sp. 等。又43—45层,则为海相泥岩段,产头足类 *Anderssonoceras* sp., *Planodiscoceras* sp., *Pseudogastrioceras* sp., *Tainoceras* sp., *Konglingites* sp., *Huannoceras* sp. 等,故38—45层,隶属于龙潭阶。46—48层,为深灰色泥岩夹灰岩,厚8.5m,产头足类 *Pseudotiro-lites* sp., *Pleuronodoceras* sp., 瓣鳃类 *Nuculopsis* sp., *Schizodus* sp., 腕足类 *Spinomarginifera* sp. 等,据其所含化石,应归属于晚二叠世长兴阶^[4]。

以上列举之镇江伏牛山剖面,茅口阶与龙潭阶的分界及沉积建造为海陆交互迭替的相序组合特征的连续过渡性。若以李四光(1931)所厘定东吴运动造成之不整合界面(或假整合面),理应在孤峰组与堰桥组之间,然而从笔者拟绘的地层对比表(表1)中,显而易见是不存在地层缺失的。若按胡世忠(1979)的意见,将东吴运动造成的假整合界面,划在堰桥组与龙潭组底部之间(即长石石英砂岩底),然而,堰桥组在江南及东南沉积区内横向变化如此巨大,海陆交互相频繁迭替,找不到真正稳定的、等时的一层长石石英砂岩,上述现象说明假整合界面不是客观存在的实迹,而是人为的界线,这种囿于

成见的权定,反而徒滋纷乱。因此,也导致了一个重大的疏忽,即在华南地体区内,发生于栖霞晚期至茅口初期的一次地壳运动¹⁾未能引起足够的重视,却被东吴运动的蜚声所淹没。然而,对华南地体区内这次地壳运动的认识与确立,却有助于分析该区上下二叠统间的东吴运动之不存在;而在毗邻的扬子地体区内,上下二叠统间确乎存在明显的假整合,笔者改称“川黔运动”。对华南地体区内存在于栖霞组与文笔山组之间的假整合则厘称“苏闽运动”。盖因两地体受华力西地裂旋回期地壳运动方式控制——即两地体间在拉张机制下产生的波浪式天平翘倾(图3),故无论前者或后者皆与习称之“东吴运动”有别,理应澄清讹误以求名符于实。

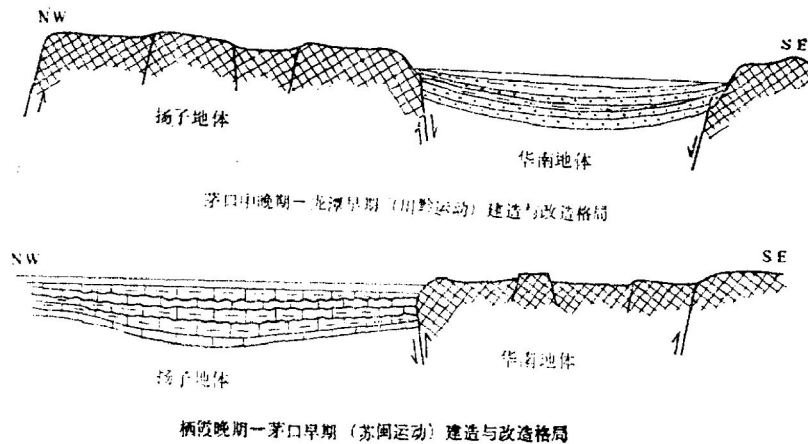


图3 扬子地体与华南地体波浪式天平翘倾运动示意图

2. 从东南及江南两沉积区的建造史分析(图1, 4), 由栖霞期的浅海碳酸盐岩台地内源沉积建造, 转变为茅口期的以孤峰组或文笔山组为代表的滨浅海—半深海裂陷槽复陆屑沉积建造, 应视为构造运动事件在华南地体区内的构造旋回标志。其下以笔类、有孔虫、珊瑚等动物群相适应的生态环境, 突变为以头足类营生的深水环境。可足证“苏闽运动”之存在。茅口早中期至晚期: 东南沉积区是从滨浅海复陆屑沉积→半深海裂陷沉积→滨海潮坪复陆屑含煤沉积所组成的、连续的沉积建造序列, 即具有平衡补偿→非补偿→超补偿的岩石组成特征。例如, 福建的下二叠统加福组, 初期以复陆屑建造为特征, 砂岩成分很杂, 多为含长石石英砂岩、杂基砂岩夹碎屑角砾岩, 砾石成分为变质的糜棱岩化花岗岩、闪长玢岩等。这是濒临华夏古陆前缘裂陷槽的初期产物, 是地壳由稳定转向非稳定的重要标志, 沉积物的近源特征非常明显。这就证明栖霞期末, 华南地体抬升, 遭受剥蚀; 继之, 转而下降接受毗邻华夏古陆的陆缘碎屑沉积, 组成双层迭替的建造体系。江南沉积区, 则是从半深海裂陷槽非补偿型沉积转变为滨海开阔潮坪含煤单陆屑为主的超补偿型沉积。同样是处在非稳定的构造环境因素控制下, 海陆相交互迭替的相序组合。这种沉积类型, 常常出现短暂的海侵层序与海退层序, 并见三角洲内前缘冲刷砂底的粗结构、低成熟度的长石石英砂岩。如苏南的堰桥组、江西的官山组、湘中的斗岭组, 即是三角洲相—闭塞泻湖相的代表层型, 在江西莲花界化陇至安福一线, 剖面下

1) 张祖圻(1983)称之为东吴运动之兆始。

① 上虞-海丰深断裂 ② 江门-江州深断裂 ③ 梧州-梧州深断裂 ④ 梧州-梧州深断裂 ⑤ 梧州-梧州深断裂 ⑥ 梧州-梧州深断裂 ⑦ 梧州-梧州深断裂 ⑧ 梧州-梧州深断裂 ⑨ 梧州-梧州深断裂 ⑩ 梧州-梧州深断裂 ⑪ 梧州-梧州深断裂 ⑫ 梧州-梧州深断裂 ⑬ 梧州-梧州深断裂 ⑭ 梧州-梧州深断裂 ⑮ 梧州-梧州深断裂 ⑯ 梧州-梧州深断裂 ⑰ 梧州-梧州深断裂 ⑱ 梧州-梧州深断裂 ⑲ 梧州-梧州深断裂 ⑳ 梧州-梧州深断裂 ㉑ 梧州-梧州深断裂 ㉒ 梧州-梧州深断裂 ㉓ 梧州-梧州深断裂 ㉔ 梧州-梧州深断裂 ㉕ 梧州-梧州深断裂 ㉖ 梧州-梧州深断裂 ㉗ 梧州-梧州深断裂 ㉘ 梧州-梧州深断裂 ㉙ 梧州-梧州深断裂 ㉚ 梧州-梧州深断裂 ㉛ 梧州-梧州深断裂 ㉜ 梧州-梧州深断裂 ㉝ 梧州-梧州深断裂 ㉞ 梧州-梧州深断裂 ㉟ 梧州-梧州深断裂 ㊱ 梧州-梧州深断裂 ㊲ 梧州-梧州深断裂 ㊳ 梧州-梧州深断裂 ㊴ 梧州-梧州深断裂 ㊵ 梧州-梧州深断裂 ㊶ 梧州-梧州深断裂 ㊷ 梧州-梧州深断裂 ㊸ 梧州-梧州深断裂 ㊹ 梧州-梧州深断裂 ㊺ 梧州-梧州深断裂 ㊻ 梧州-梧州深断裂 ㊼ 梧州-梧州深断裂 ㊽ 梧州-梧州深断裂 ㊾ 梧州-梧州深断裂 ㊿ 梧州-梧州深断裂

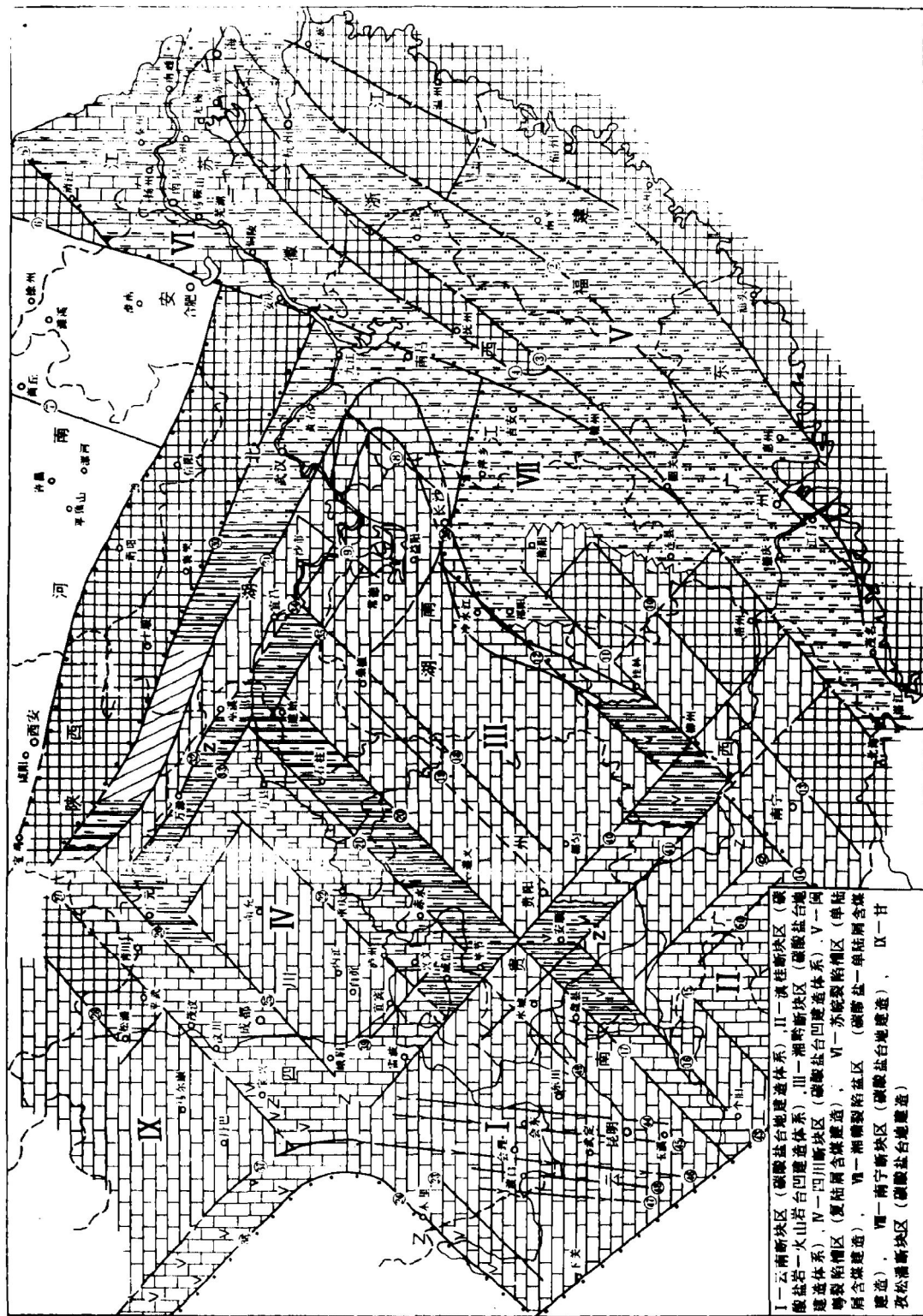


图 4 中国南方早二叠世茅口期沉积建造体系图

部为前三角洲泥岩相,上部为三角洲前缘砂岩相与三角洲平原沼泽相(郑雪阶, 1982)。故笔者认为,胡世忠(1979)特指以长石石英砂岩底界做为东吴运动造成的假整合界面,亦即上下二叠统的自然分界的意见是欠妥的。

3.张祖圻(1983)所述“东吴运动”,其隆升作用在华南始于茅口期之初,并具有自东南往西北呈波浪状渐次推进的不等时属性之论断,其理由是:濒临华夏古陆侧缘的东南沉积区,“东吴运动”形成的假整合界面,即位于栖霞组与茅口期的文笔山组或加福组、湖塘组之间。而在江南沉积区的粤北连阳、阳山一带,“东吴运动”形成的假整合面则存在于茅口期的含 *Yabeina*, *Neoschwagerina*, *Pseudodoliolina* 的茅口灰岩与含有 *Yabeina*, *Chusenella* 的谷田组(或连阳组)之间。往西,在湖南的新化、壶天一带,“东吴运动”界面则位于茅口期含 *Gigantopteris* 植物化石的斗岭组与含 *Yabeina*, *Chusenella* 或 *Altudoceras* 的茅口灰岩之间。再往西,至湘西北的桑植一带,“东吴运动”之界面再次抬高到含 *Yabeina*, *Chusenella*, *Cryptopirifer* 的茅口灰岩与含 *Altudoceras* 的辰溪组之间。在鄂西及川东一带,假整合界面更往上移到茅口灰岩与上二叠统王坡组之间^[2]。

据笔者实地观察并查阅了大量的地层资料(表1, 2),对连县、阳山及新化、壶天一带的地层剖面作了仔细对比,其茅口灰岩与谷田组或斗岭组之间,并不存在假整合接触关系。粤北的谷田组自下而上分为两段:下段,在连县以西的三江口、城岭、东田冲、谷田及鲤鱼塘一带,以泥岩、炭质泥岩为主夹煤,产植物化石 *Gigantopteris*;连县以东的大麦崆、羊子山及乌石岗等地,其下段为砂岩、泥岩夹煤及透镜状灰岩,产 *Neoschwagerina*。上段,为生物泥灰岩或钙质泥岩,产腕足类 *Edriosteges poyangensis*, *Tyloplecta yangtzeensis*, *Spinomarginifera lopingensis* 等。故谷田组在有的地区以碎屑岩夹煤为主;有些地区则夹有大量碳酸盐岩。这种空间上的岩相变异,是属于扬子型的碳酸盐岩与华南型的含煤碎屑岩在两大沉积区系之间的过渡地带常见的侧变现象。无论茅口灰岩与谷田组下段之间,或谷田组上段与吴家坪灰岩之间,均未发现明显的假整合,或者发生生物组合(带)的缺失。又在湘西北的桑植凉水口、鱼南溪、仁村一带,龙潭阶的辰溪组为粘土岩、页岩夹煤,产 *Pseudogastrioceras*, 应与川、黔地区的王坡组相当,均假整合于茅口灰岩不同层位之上,或覆于茅口组第三段产 *Altudoceras* 的硅质泥岩之上(表1, 2)。很明显,从华南地体区越过两大沉积区分界,进入扬子地体区,上下二叠统之间的假整合现象昭然易鉴。故不存在什么“东吴运动”自东南往西北呈波浪状渐次推进和不等时属性的确凿证据。

二、川黔运动之新见

川黔运动属华力西地裂旋回期的构造运动幕。关于构造运动幕的概念,传统的观点侧重于造山(褶皱)运动,即研究改造区的形变由量的积累到质的飞跃的全过程,其突变界面则是幕的终结表现。这是地壳处于挤压机制下的形变现象,通常以地层缺失或上下两套地层之间的不整合来划分和描述构造运动幕。然而,对于地壳处于拉张机制下发生的地裂运动,幕的概念便缺乏相应的论述。笔者认为:可将地壳裂陷造海与褶皱造山,看做一定地史阶段地壳运动的发展序次。即前期——地球热力膨胀,地壳拉张裂陷造海(开启期);后期——地球散热收缩,地壳挤压褶皱造山(关闭期)。由此组成一个

构造运动的巨旋回,这一巨旋回是由前期一系列的“裂陷幕”和后期一系列的“褶皱幕”组成的。无论是裂陷幕或褶皱幕,其“幕”的终结表现是:在改造区以地层缺失(假整合)或角度不整合界面来标定。在沉积建造区,则是以沉积建造体系在空间的迭替、生物群属种的间断或更新、火山喷发、某些矿产的形成等沉积-构造事件旋回来划分和标定;即是说,在建造区内,应以沉积建造体系的时空变异来反映沉积盆地基底断裂活动及其深层地壳的形变。

川黔运动幕,则是扬子地体与华南地体之间发生波浪式天平翘倾运动,使扬子地体抬升的形变表现。它除了因抬升造成茅口中晚期至龙潭早期甚至中期的地层缺失外,还表现为地体区内,以隐伏的先成边界深断裂所围限的断块之间的此起彼伏的差异升降运动。基底断块间的升、降,制约着上覆构造的凸、凹,由此产生凸凹之间的沉积建造分异,这种分异突出了各个断块区的建造体系特征。在抬升的基底断块区内,通常造成沉积中断或明显的地层缺失;而在断陷块区内,形成较深水的内源或火山源堆积,既可出现非补偿型的台洼、台沟沉积,也可出现超补偿型的玄武岩-火山碎屑岩堆积。为说明川黔运动幕在扬子地体区的各种现象,试作如下缕述:

1. 川黔运动在扬子地体区内造成的地层缺失现象

由于川黔运动的影响,茅口组最上部无沉积或普遍遭受剥蚀,这给建阶带来了困难。盛金章(1962)根据䗴类生物演化序列,将茅口组自下而上建立三个化石带^[5]:(1) *Cancellina*带,(2) *Neoschwagerina*带,(3) *Yabeina-Neomisellina*带。笔者根据中国南方早二叠世茅口阶生物群落区系分布及组合特征,按不同地体及沉积分区分别建立四个化石组合(表3)。以扬子地体而言,四个化石组合垂向分布的新老层序,一则反应

表3 中国南方茅口阶化石组合对比表

地区 地层	扬子地体区		华南地体区	
	台地建造区	台凹(沟)建造区	过渡区	裂陷槽建造区
茅口阶	川黔运动	玄武岩喷发	(4) <i>Neomisellina</i> - <i>Codonofusiella</i> - <i>Polydiexodina</i> 组合	(4) <i>Gigantopteria</i> - <i>nicotianaefolis</i> - <i>Tylopecta</i> - <i>yangtzeensis</i> 组合
			(3) <i>Neomisellina</i> - <i>Neoplicatifera huangi</i> 组合(或 <i>Altudoceras</i> 带)	(3) <i>Altudoceras</i> - <i>Shouchangoceras</i> 组合
			(2) <i>Neoschwagerina</i> - <i>Chusenella</i> 组合	(2) <i>Pseudohalorites</i> - <i>Shaoyangoceras</i> 亚组合
	(2) <i>Chusenella</i> - <i>Ipciphyllum</i> 组合	(3) <i>Altudoceras</i> - <i>Neoplicatifera huangi</i> 组合 (2) <i>Neoschwagerina</i> - <i>Ipciphyllum</i> 组合	苏 闽	<i>Kufengoceras</i> - <i>Metioceras</i> 组合
阶	(1) <i>Cancellina</i> - <i>Pseudodoliolina</i> - <i>Cryptospirifer</i> 组合		(1) <i>Parafusulina multiseptata</i> - <i>Cancellina</i> 组合	

了筴群演化及其环境控制因素,同时也反映了茅口期沉积环境在时序上的变迁导致了纵向上的岩相分异。故茅口期的地层,从岩性、相标志、生物分带上可划分为四个相应的岩性段。这便有助于扬子地体区内的地层划分对比,从而判定川黔运动造成各断块区地层剥蚀幅度差异。例如,茅一段(P_1m^1):在台地建造区内(I,II),以浅灰色厚层至块状生物屑灰岩为主,属开阔海台地沉积;广泛分布于川西盐源、宝兴、巴塘、广元、大邑及滇东、黔南、桂北、黔东南、湘西沅水流域等地;筴群以含 *Cancellina*-*Pseudoliolina* 组合为其特征,与 *Cancellina* 共生的生物既有栖霞晚期的色彩,又有不少茅口期的分子,显示了沉积上的连续、生物演化上的子遗与先驱的混生过渡现象。然而,在四川断块区(IV)内(含黔北、湘鄂边境), *Cancellina* 之踪迹难寻,代之以含腕足类 *Cryptospirifer* 为代表的“眼球状灰岩”发育为特征的台凹相沉积。如华蓥山剖面的“五十三梯组”及川南兴文四龙的“风暴岩”沉积(刘宝珺等,1983),其岩性及微相标志,反映了半局限、半封闭的低能环境和台凹边缘斜坡地带的“风暴浊积岩”或重力滑塌碳酸盐岩形成的地貌条件。茅二段(P_1m^2):在台地建造区内,水域开阔,水体混浊度低,岩性以灰色至深灰色泥晶及亮晶参半为特征;适宜于 *Chusenella*, *Ipciphyllum* 繁衍生息,其丰度相对 *Neoschwagerina* 要高。在局限海台凹沉积区内,以深灰色泥晶灰岩为主夹燧石结核,水体浊度较高;适宜于 *Neoschwagerina* 生息,其丰度高于 *Chusenella*。该段的下部出现 *Neoschwagerina* 富集带,偶尔发现 *Cryptospirifer*, 顶部出现高能粗结构生物滩(丘)。茅三段(P_1m^3):以灰白色亮晶为主、灰泥较少的高能粗结构生物屑灰岩组成较普遍的滩体;其生物组合,以 *Yabeina*, *Neomisellina* 的始现为分段标志。在断块区的周缘,先成隐伏深断裂地带,形成地貌上的台沟;沉积物为含锰灰岩、含放射虫和海绵骨针的硅质岩或硅质灰岩、炭硅质泥岩、含硫铁矿硅质岩等;其生物组合以含菊石 *Altudoceras*, *Paraceltites*, 及腕足类 *Neoplicatifera huangi*, *Tenuichontes tenuilirata* 为特征。这段地层发育于较深水的台沟内,受控于广元-安县断裂⑤、通江-奉节断裂③、建始-华容断裂⑥、齐曜山深断裂②、垭都-马山深断裂④、红水河断裂④(即水城-紫云断裂),其分布区域沿X断裂体系分隔的断块嵌接边界。如川北广元长江沟、旺苍双河、南江桥亭、万源毛垭、宣汉立石门、巫溪田瑞、奉节大窝铺,川东石柱冷水溪,湘西北桑植凉水口、鄂西南建始磺厂,黔北遵义董公寺、白泥塘及毕节、仁怀等地。尤其在北东、北西两组断裂交汇部位,台沟相沉积发育更为良好。譬如:桑植凉水口、黔北遵义、毕节等地。上述茅三段,由于川黔运动期末断块的抬升,在四川断块区(IV)、湘黔断块区(III)、滇桂断块区(II)内,普遍遭受剥蚀,许多地区仅仅保留了极小部分地层。茅四段(P_1m^4):为浅灰、灰白色厚层至块状灰岩或深灰色泥晶灰岩,代表海退序列的滞留海湾或海槽沉积由非补偿转向平衡补偿的碳酸盐岩沉积;以含丰富的 *Neomisellina*、*Yabeina* 筴类为特征,并出现 *Neomisellina* 的富集带或 *Yabeina* 富集带,两者亦见同层富集混生,同时伴有 *Sumatrana*, *Nankinella*, *Codonofusiella*, *Polydiexodina* 等筴群;这段地层普遍在扬子地体区内缺失,仅见于川东石柱冷水溪、乐山沙湾和黔北遵义丁家村、石灰窑、尚稽、魏家咀等地,直接覆盖于茅三段(P_1m^3)即白泥塘层之上。在黔西北金沙、毕节、水城、织金一带,相当于标准地点的“白泥塘层”之上,还有一套厚约数十米至百米的浅灰色、中厚至厚层灰岩,产丰富的 *Neomisellina* 及 *Yabeina* (沈志

达, 1976)¹⁾。另外, 据张祖圻 (1984) 报道, *Neomisellina-Codonofusiella-Polydiexodina* 组合, 见于福建武平的童子岩组的最上段, 该组合是华南茅口期已知的最高含鲕层位²⁾。

据上所述, 茅口阶在扬子地体区内, 岩性的纵横向分异及生物群时空变异是清楚的, 但该区内缺失了茅口阶上部或顶部地层; 而华南地体区内茅口阶上部及顶部地层连续完整, 但缺失最底部的地层, 故前者因川黔运动所致, 后者系苏闽运动造成 (图 5, 6)。

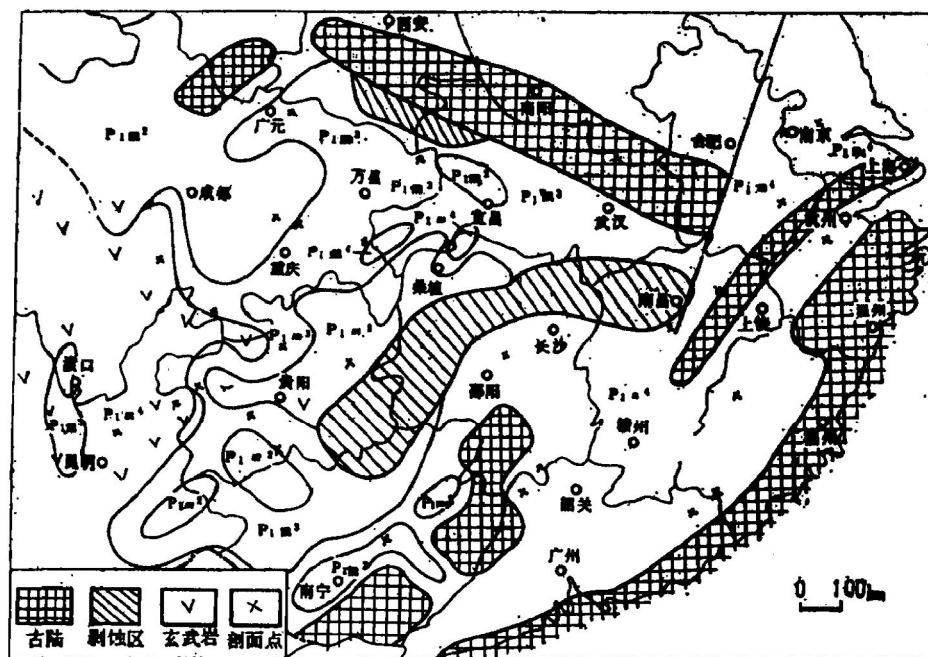


图 5 中国南方晚二叠世前古地质图

2. 断块区的沉积建造体系与玄武岩喷发

在分析断块区的沉积建造历史时, 我们着重沉积物的物源成因类型、岩石共生组合形式、沉积能量平衡程度及沉积环境、沉积建造分类及其建造展布的空间体态等, 从而判断构造背景及控制因素, 了解沉积基底的稳定属性。按照上述分析研究方法, 兹将扬子地体区内四大菱形断块区 (基底) 或四大断隆或断坳 (盖层) 的建造体系特征 (见图 4) 和它所反映的基底构造格局分述如次, 以深化对川黔运动在不同断块区内的影响及其差异性的认识。

(I) 云南断块区: 茅口早期为碳酸盐岩台地建造体系, 茅口中晚期该断块区开始沉陷, 先成的边界断裂如小江断裂④、普雄-普渡河断裂⑤、安宁河断裂⑥、攀枝花-楚雄断裂⑦等, 受地幔隆的热力膨胀影响, 继续活动、深切, 幔源物质沿断裂喷溢, 随之形成超补偿的火山碎屑-玄武岩建造。随着热力散佚及岩浆房的空虚, 整个断块区频频下沉, 其沉降速度与玄武岩填积补偿处于相对平衡状态。从茅口中晚期至龙潭期, 其喷发

1) 沈志达, 1976, 贵州的二叠系, 贵州省各时代地层总结。

2) 张祖圻, 1984, 华南的二叠系, 广东地质科技。

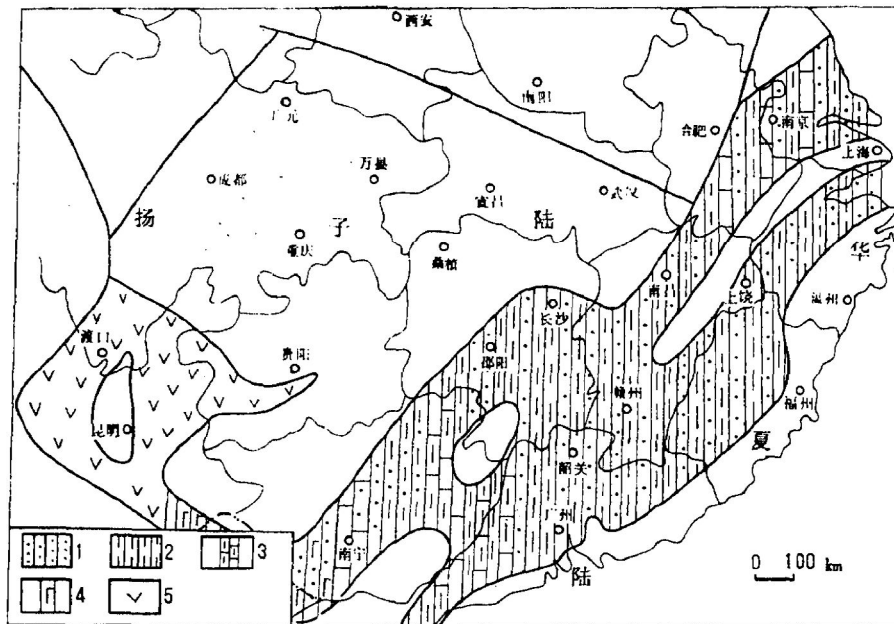


图6 中国南方茅口中晚期—龙潭早期古地理略图
1—砂岩, 2—泥岩含煤, 3—泥质灰岩, 4—火山碎屑岩及玄武岩, 5—玄武岩

旋回多达四至五次, 玄武岩堆积厚度由500余米至1000余米; 其类型有钙碱性、碱性玄武岩和拉斑玄武岩等, 岩石化学特征具洋壳与陆壳之间的过渡特征; 玄武岩中见有正常海相碳酸盐岩夹层, 并含有 *Neoschwagerina* sp.。沿西昌、米易、会理一线, 为南北向张性断裂发育地带, 玄武岩沿经向深断裂喷溢, 从岩石类型看, 以碱性、碱钙性为主, 次为钙碱性及拉斑玄武岩, 基本化学特征为低镁、高钛、高碱性, 属大陆裂谷构造环境; 玄武岩夹层中亦见茅口期笔类化石。这就是近年来中外专家瞩目的“攀西裂谷”。由于南北向中央隆起区的形成(玄武岩超补偿堆积作用), 龙潭晚期玄武岩喷发停歇, 出现海陆交互相沉积环境, 进而海水向东南退缩, 使中央隆起区发育了陆相宣威组红色含煤建造。在师宗—弥勒深断裂以东的建水、师宗、晴隆、织金、瓮安等地, 亦见茅口期的玄武岩喷发(建水、兴仁一带玄武岩的碳酸盐岩夹层中产茅口期笔类化石); 该区玄武岩具明显枕状构造, 且钠化现象明显, 为海底喷发的重要标志。从整个断块区玄武岩的分布来看, 由先期的裂谷进而演化为裂陷盆地的建造体系发育规律, 反证了地裂旋回期“川黔运动幕”的区域构造活动特点及基底构造格局。

(I) 滇桂断块区: 该区受⑭、④、⑰、⑱四条隐伏深断裂所围限。块区内北东、北西向两组断裂较发育, 由于断裂的切割, 沉积基底地貌起伏较大, 沿先成的⑰、④与⑩、④两组边界深断裂所夹持地带, 地貌上多呈边缘斜坡, 形成重力流碳酸盐浊积岩, 并伴随有玄武岩喷发, 常见火山碎屑岩、凝灰岩、硅质岩频繁出现于浊积岩中。如黔南罗甸沫阳、纳水, 广西南丹龙王坡、田阳玉凤、隆林田保等地, 具有典型的裂陷槽型的重力滑塌混杂堆积。与玄武岩喷发有关的矿产形成, 见于黔西南晴隆大厂, 茅口组上部的“大厂铋矿层”, 便是玄武岩喷发作用下, 碳酸盐浊积岩与火山碎屑岩的混杂堆积产物, 其铋矿的形成与这期玄武岩喷发提供矿源有着密切的联系。另外, 在块区内的⑩与

⑩, ⑪与⑫两组断裂所夹持的地带, 是相对隆起的块段, 这些地带发育较多的碳酸盐岩台滩(丘)相体群, 紧邻其南侧的断洼小区内出现较深水潮下低能环境下沉积的泥晶碳酸盐岩。就整个滇桂断块区而言, 茅口期总体上呈现碳酸盐岩台地-火山岩与碳酸盐岩混杂堆积的台凹或裂隙槽沉积建造体系。

(Ⅲ) 湘黔断块区: 受⑭、⑮、⑯、⑰、⑱等隐伏深断裂所围限。块区内新生(同生)断裂有北西向的⑲、⑳、㉑等断裂将湘黔断块区的东北角肢解成次一级块体。⑳断裂东南的块体, 由于后期抬升, 二叠纪地层已剥蚀殆尽。断裂西北则保留了二叠纪地层, 分布于湘鄂西、川东南、黔东北等地区的下二叠统茅口组为一套以生物屑、粒屑为主的碳酸盐岩, 反映了开阔海台地沉积环境; 其生物组合以嗜清水、喜透明的珊瑚、苔藓虫、筳(*Chusenella*丰度高)、有孔虫为主。在安化-融安深断裂的北西侧, 发育了台地边缘生物滩(丘)窄相带。在先成边界隐伏深断裂的交汇部位, 如桂中柳州, 忻城、宜山等地, 由于沉陷较深, 发育深水炭硅质页岩、碳酸盐浊积岩及火山碎屑岩、火山凝灰岩。这套地层与黔西南安顺、盘县、水城、晴隆、普安一带的火山碎屑-碳酸盐浊积岩建造异常相似。该断块区的东南部边界是扬子地体与华南地体的分界线。茅口期, 两大建造体系既有明显的各自发展历史, 又呈现清晰的过渡色彩。但川黔运动造成的茅口中晚期至龙潭早期地层缺失, 绝未越过扬子地体的南缘边界, 而华南地体区内, 存在于栖霞晚期至茅口早期的地层缺失, 亦未越过此边界。

(Ⅳ) 四川断块区: 受㉒、㉓、㉔、㉕等先成边界隐伏基底深断裂围限。在华力西地裂旋回中, 以茅口期张力扩展最为显著, 唯独四川断块区在茅口期之初, 呈现断块下陷的趋势, 它相对于周缘的Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ几个断块区在地貌上呈现为负向的台凹。因此, 形成茅口早、中期的半封闭、半局限的较深水潮下低能、富灰泥的沉积环境, 及其生物群落生态环境的独特性。四川断块的沉陷, 控制了茅口期沉积建造体系的空间展布及纵、横向的岩相分异。说明四川菱形盆地的雏形是在茅口期显现其轮廓的。总之, 建造体系反映沉积基底的断块构造格局, 基底构造格局控制了上层建造的形成与发展, 这种形成与形变的对立统一的规律, 在漫长的地史进程中, 一直制约着四川盆地的成生与发展。

三、结 语

本文阐明了扬子地体与华南地体在对立统一规律中各自的发展特征, 进而否定了华南地体区内“东吴运动”的存在。而将扬子地体区内, 存在于上、下二叠统之间的假整合现象改称“川黔运动”。这次构造运动幕, 并非造山(褶皱)运动幕, 而属华力西地裂旋回期扬子地体与华南地体处于拉张机制下, 以垂向的波浪式天平翘倾运动为特征的“裂陷幕”。在古构造研究方法上, 从形成与形变、建造与改造、沉降与抬升这一对立统一的地体运动中呈现浪波式此起彼伏的活动规律来揭示川黔运动在扬子地体区内的总体表现形式。突出了构造体系与建造体系互相制约、相得益彰的辩证统一关系, 从沉积建造区的建造体系和改造区的形变体系两个侧面相结合来研究地壳运动规律, 做了探索性的尝试。

参 考 文 献

- [1] 李四光, 1931, Bull. Geol. Soc. China, Vol. VI, No. 2, PP. 203—217.
[2] 张祖圻, 1983, 煤田地质与勘探, 第3期.
[3] 姚兆奇, 1983, 古生物学报, 第22卷, 第1期.
[4] 姚兆奇、李成栋, 1984, 地层学杂志, 第8卷, 第3期.
[5] 盛金章、李星学, 1974, 中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 第5号.

QUERY ABOUT DONGWU MOVEMENT AND NEW
OPINIOM ON CHUANQIAN MOVEMENT

Chen Xianqun Liu Yingkai Tong Peng

*(Southwest Bureau of Petroleum Geology,
Ministry of Geology and Mineral Resources)*

Abstract

"Dongwu Movement" was named by Professor Li Siguang (1931) on the basis of the angular unconformity between the Qixia Formation and Longtan coal series in the eastern suburb of Nanjing, i.e., in Qinglong Mount (Guan-tang) and along Shizi Mount near Longtan. It is taken over by the vast numbers of Chinese geologists in the past 50 years. In recent years, however, the existance of "Dongwu Movement" has been disputed along with the deepening research and the accumulation of large amount of new data. Based on the analysis by combining histories of sedimentary formation with that of taphrogenic development, the authors prove that "Dongwu Movement" in South China terrain is inexistence. The disconformity between the Lower and Upper Permian in the Yangzi Terrain may be named as "Chuanqian Movement". This movement occured from Middle-Late Maokou in the Early Permian to Early Longtan of the Late Permian. It was one episode of the Variscan taphrogenic cycle that happened in the Yangzi Terrain. While the crust was on the mechanism of pulling apart, the Yangzi and South China Terrains underwent repeated and wavelike tilting up and down, just like a balance during the Permian, thus resulting in the raising up deformation all over Yangzi Terrain. This movement did not only show differential elevation and subsidence between blocks in the terrain, but also resulted in basalt eruption and its mineralization in the rhombic rift-subsided basin. Therefore, the negation of "Dongwu Movement" and the new idea on "Chuanqian Movement" may be helpful in exploring the pattern of crust movement in Variscan taphrogenic cycle.