

根据沉积历史分析华南古大陆 边缘的构造演化

段太忠

曾允孚

高振中

(江汉石油学院)

(成都地质学院)

(江汉石油学院)

沉积历史的分析表明, 华南古大陆边缘带经历了三个阶段的板块构造演化: 裂谷作用阶段 ($?-Z_1$) 以发育北东向地堑地垒为特征。被动大陆边缘阶段 (Z_2-O_1) 主要是稳定下沉与沉积充填作用; 陆架边缘随时间发生大规模向海推进; 大陆边缘沉积特征从早期至晚期渐趋规则、统一。闭合造山阶段 (O_2-S) 前期大陆边缘急剧下沉, 台地变为深水盆地; 晚期接受来自与前期物源完全相反方向的大量粗碎屑物质, 以至最终隆起成山。

“华南地槽”与“扬子准地台”间的交接带实为古扬子陆块的东南边缘, 即华南古

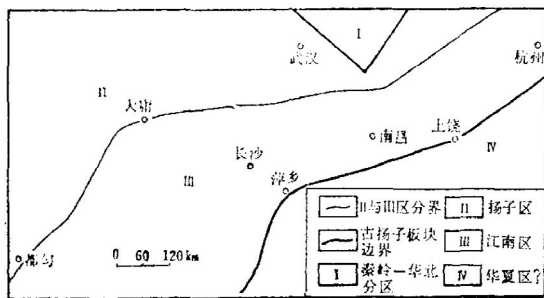


图1 华南古大陆边缘带构造沉积分区略图

大陆边缘。从晚前震旦纪至志留纪这一漫长的构造-沉积演化中, 西北侧扬子区(图1)的沉积环境基本上是浅水区, 而东南侧江南区则以深水斜坡和盆地沉积环境为特征。扬子区与江南区的分界许多研究者认为^[1,2], 是一条“横贯中国东南部的古断裂带”^[3]。详细的沉积学研究表明, 该条所谓断裂带一直是(被动大陆边缘阶段的)陆架坡折带或碳酸盐台地的边缘, 从而造成了古生物

岩相在此带的显著变化。江南区的东南边界是一条板块俯冲^[4]或缝合带^[5], 因而是古扬子板块的真正边界。

岩石、构造、特别是沉积历史的分析充分表明, 华南古大陆边缘带从晚前震旦纪至志留纪, 经历了大陆裂谷、被动大陆边缘以及闭合造山等多阶段的板块构造演化。这在图2所示的横跨该古大陆边缘带地层岩相的分布与演化中清楚地显示出来。

一、裂谷作用阶段 ($?-Z_1$)

华南古大陆边缘的形成, 已知开始于晚前震旦纪晚期, 以古扬子陆块边缘带发生广泛大陆裂谷作用为标志。该阶段的主要特征是: (1) 发育北东、北东东向地堑地垒,

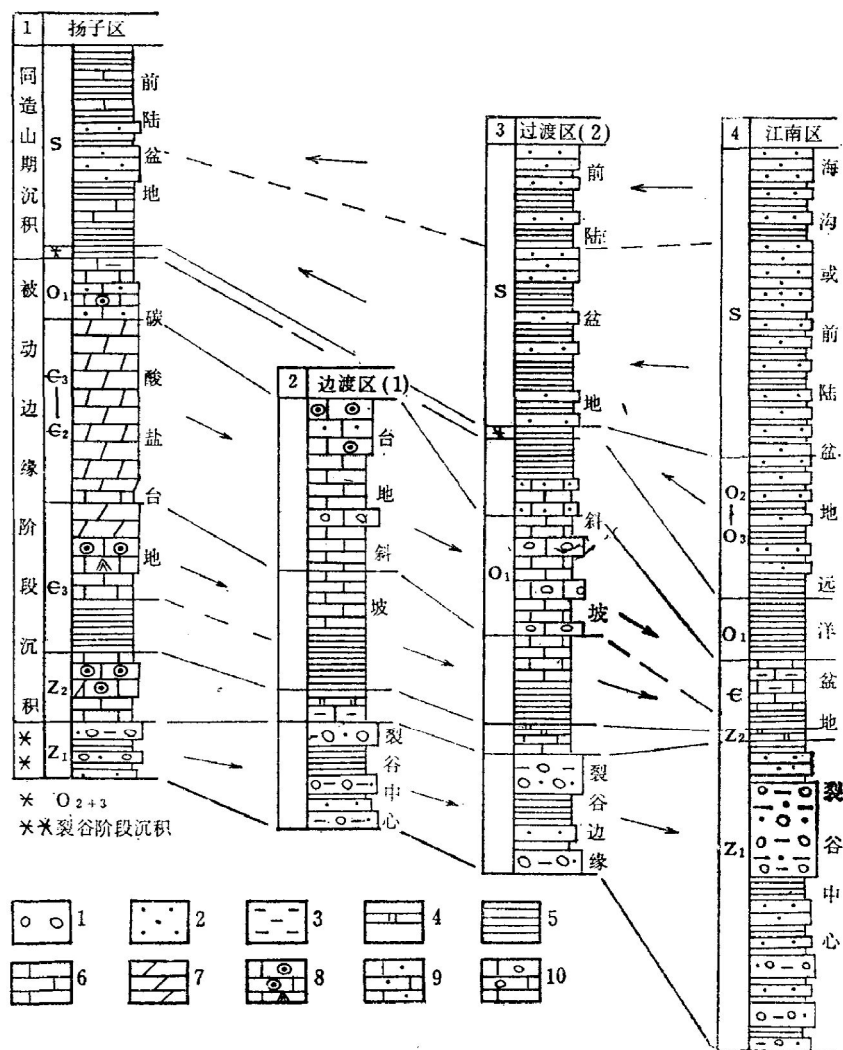


图2 横跨华南古大陆边缘的地层岩相变化略图

1—砾质，2—砂质或砂岩，3—泥质，4—硅质岩，5—页岩，6—灰岩，7—白云岩，8—鲕粒灰岩或藻礁灰岩，9—砂屑灰岩，10—重力流沉积；箭头示沉积物搬运方向，注意上、下层位的物源来向相反

裂谷盆地充填沉积明显；(2)发育显示裂谷作用的火山岩或火山碎屑岩。

1. 地层特征

显示裂谷性质的沉积作用始于前震旦纪。但面对如此古老、侧向变化如此巨大、且又缺乏可靠古生物标志的这套变质地层的划分对比还存在很大分歧。特别是许靖华¹⁾最近认为，广义的板溪群很可能是构造混杂岩，不具有地层群的(时间)意义。因此，本文对先于震旦纪的地层不作详细讨论。但是笔者认为前震旦系是裂谷作用的一个重要阶段。

正因为如此，至早震旦世，研究区内的沉积仍表现为明显的裂谷盆地充填特征。对应上述扬子区和江南区，下震旦统可划分为三种类型^[6]，即黔中型(扬子区)、武陵型

1) 许靖华，1986，中国南方大地构造的几个问题。

(过渡带)和桂北型(江南区),它们对应着不同的沉积-构造环境。

黔中型:该类型地层发育不完整,常有缺失和间断,侧向极不稳定,零星分布于扬子区。下部澄江组与前震旦系假整合接触,为一套紫红色块状长石岩屑砂岩和岩屑砂岩夹粘土岩、凝灰岩;或者侧向相变为马路平组紫红色砂页岩夹透镜状砂砾岩;或为莲沱组紫灰、浅灰色厚层长石岩屑砂岩、含砾砂岩及白云质砂砾岩。上部即习称的南沱冰碛层,为一套紫红或灰绿色砂砾岩、泥砾岩,块状,不显层理(图2-1)。

武陵型:地层发育较完整,区域分布稳定,沉积厚度亦较大,主要分布在江南区靠扬子区边缘地带。自下而上是:两河界组,假整合于前震旦系之上,由杂砾岩¹⁾、杂砂岩、砂砾岩夹薄层粉砂质粘土岩和碳酸盐岩等组成。上覆铁丝垌组,其上下为杂砾岩,中间为杂砂岩。其上大塘坡组由黑色碳质页岩和粉砂质粘土岩组成,常夹菱锰矿层。最上部为桂平组,是一套较厚的中-粗粒陆源碎屑沉积,厚度侧向变化大(图2-2,3)。

桂北型:地层发育最完整,厚度区大。主要分布在江南区中部及外侧。下部长安组假整合在前震旦系之上,由灰色厚层块状砂岩、砂砾岩、砾质砂岩、砾质泥岩夹砂质板岩、砂页岩等组成,自下而上泥质成分增多;常夹凝灰岩,局部见玄武质火山角砾岩。其上富禄组为层状岩屑砂岩夹砂页岩、碳酸盐岩透镜体及数层不稳定砾质砂泥岩,底为赤铁矿硅质岩及含铁板岩。上覆大塘坡组为黑色碳质页岩、粉砂质页岩夹少量粉砂岩,偶夹锰质岩。上部“南沱组”为一套巨厚的块状砾质砂岩、砾质泥岩及混积岩,夹层状砂质页岩及砂岩(图2-4)。

2. 沉积-构造环境

上述三种地层类型在发育程度、沉积厚度、岩石类型、侧向变化上均相差很大,这是因为它们所处的沉积-构造环境本质不同。

黔中型主要发育在裂谷系外缘,只有在有河流发育或较小洼地出现的情况下,才产出小片沉积。该区沉积物厚度变化大,在极短距离内即见尖灭,地层发育不完整,呈零星分布,沉积物主要属河流相等特征。对该区南沱组沉积,目前有冰川(程裕淇等,1985)或泥石流(洪庆玉,1985)成因之争,笔者倾向于认为它可能是一种与泥石流有关的陆相快速堆积体。

武陵型则是裂谷系边缘和中心主裂谷间过渡地带环境的产物。该带地形在总体上比裂谷系外缘低,而比中心裂谷带高,但内部亦是起伏不平,可发育较小规模的(半)地堑和地垒,走向通常与区域构造线走向一致,地堑内充填较厚沉积物。下部通常为陆相粗碎屑岩;向上很快过渡为较深水沉积,在某些情况下甚至可发育浊积岩;再向上一被较厚的沉积物所填平。在随后的被动边缘阶段,该地区多属深水环境。湘西民乐盆地便是该带中的一个小型半地堑,其东南边缘由一倾向北西的正断层控制,其内下震旦统厚度明显较周围地区大,钻孔揭示湘锰组厚达250余米(一般仅数米至十余米),发育一特大型锰矿床。下伏椿木组顶部发育典型的多种重力流沉积。据研究^[7]该矿锰质有三种主要来源:①由河流带入的陆源锰;②由火山作用带入的锰;③地壳深部来源的锰。这一锰质来源条件与该盆地属裂谷作用阶段发育在裂谷系边缘的小型半地堑盆地的沉积

1)指有多种砾石成分的砾岩。

-构造环境完全符合。

至于桂北型，则是典型的主裂谷中的充填沉积。下部亦主要为陆相，向上很快水体加深，变为深水环境，充填多种重力流沉积。沉积物分布受地堑形态及发育过程的控制。黔东南从江、黎平一线北东向延入湖南通道、隆回这一狭长带即是裂谷系中的主地堑。其内沉积物厚度较周围沉积物（数百米）大得多（1500—3000 m），沉积中心沿上述北东向狭长地带展布，向两侧迅速减薄，其中上部主要为重力流沉积的粗碎屑岩。

上述地堑盆地的发育是该期的普遍特征，在浙西皖南的同期亦发育多个北东向地堑地垒，明显控制了沉积物厚度的分布^[8]。

3. 岩浆作用特征

该期有明显裂谷性质的岩浆活动。因研究程度的限制，本文只简要讨论夹于下震旦统中的火山岩。

下震旦统中普遍有火山活动的记录，其主要特点是（1）成分上以双模式火山岩为特征，主要为酸性凝灰岩、沉积火山碎屑岩（见于澄江组、江口组、湘锰组）、玄武质火山角砾岩和基性火山熔岩变辉绿岩（湖南新化、安化、隆回等地江口组）^[9]和苦橄玻基玄武岩（湖南湘乡、长沙麻田南沱组顶），而缺乏中性岩类；（2）基性火山岩的化学性质明显偏碱性，在 K_2O+Na_2O 对 SiO_2 变异图上主要落在碱质系列和拉斑玄武系列区内¹⁾，显示出明显的裂谷火山岩特征。（3）岩浆作用对该区的影响主要在早震旦世及以前时期，随后便渐趋消失，这说明热场中心或扩张中心逐渐远离本区。

二、被动大陆边缘阶段（ Z_2-O_1 ）

裂谷的进一步发展使陆块破裂，产生新大洋，华南古被动大陆边缘由此形成。以岩浆活动渐趋消失，代之发生大规模沉降-沉积作用为特征^[10]。

1. 幼年阶段（ Z_2-Me_1 ）

初生大洋边缘的沉积作用受下述因素的制约：①在前期裂谷作用影响下，该期断块作用仍很明显，造成地貌差异大，水体流通不畅。②沉降作用明显，如物源不足，常造成饥饿盆地。沉积作用有明显的被动边缘幼年期特征。

陡山沱期沉积整合或假整合在前期裂谷阶段碎屑岩沉积之上，分布面积明显扩大，除江南区（多为整合接触关系）外，广大扬子区亦被其超覆。并如图3所示，沉积相带的展布较为复杂。较深水的静水盆地与高能的孤立台地相错分布，致使相应的岩相横向发生很大变化。在盆地相区，水体安静缺氧，沉积物是一套暗色的薄层泥晶云（灰）岩、黑色页岩、碳泥质硅质岩及微晶云岩，微细水平层理发育，普遍含星散状黄铁矿。在浅水台地相区，水体活跃，氧气充分，沉积物主要为浅灰色含砾屑粉晶白云岩、藻磷块岩、颗粒磷块岩及泥质白云岩、白云岩等，磷质叠层石极为发育^[11]；常见斜层理、冲刷沟槽甚至干裂等浅水标志。在台、盆间的斜坡区则是细粒碳酸盐岩与黑色页岩、硅质页岩混合产出，并夹少量重力流沉积和滑塌沉积。

1) 张玉成，1982，湖南省前寒武系中的火山岩。

灯影期的沉积格局大致相似,但早先分布在扬子区内的某些较深水盆地大多被填积

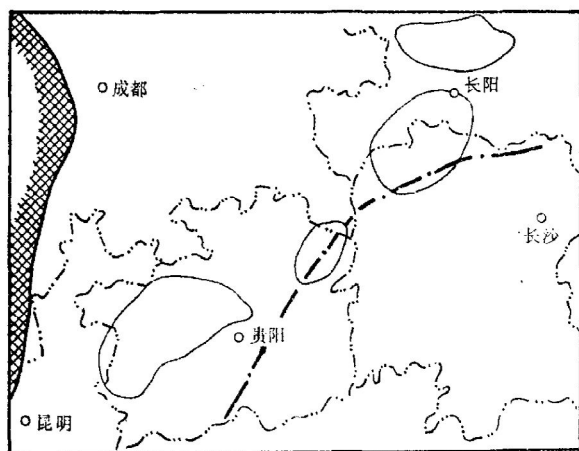


图3 华南被动大陆边缘幼年期(Z_1)沉积格局简图
(据吴昌炽等,1984,修改)
闭合线内为碳酸盐台地,点画线为灯影期灰岩、硅质岩相变线

而渐转化为浅水台地。台地相沉积以厚层叠层石云岩、鲕粒云(灰)岩、粉晶白云岩、核形石白云岩为主,厚逾500m。盆地区水深多已超过CCD界面,为一套厚仅20至60余米的薄层硅质岩夹页岩,属典型饥饿盆地沉积。斜坡区仍是细粒碳酸盐岩与硅质岩混合产出,夹少量重力流沉积。硅质岩与灰岩的相变线如图3所示。

早寒武世早、中期,海侵进一步扩大,前期的碳酸盐台地被淹没,并发生缺氧事件。该期发育一套厚度较稳定、分布面积甚广的黑色岩系(牛蹄塘组 E_1n 、部分杷榔组 E_1p)。主要为黑色碳质页岩、石煤,夹少量粉砂质页岩。向上黄绿色页岩增多,并逐步向灰岩过渡。该套岩系所含生物化石在区域分布上有所差别。在黔中一带的较浅水区多为莱德利基虫和盘虫类三叶虫,而在湘黔边境一带的较深水区,则多含海绵骨针。沉积厚度稳定在450m左右。往上渐变为成熟被动边缘型沉积。

综上所述,该阶段主要沉积特征是:①沉积范围较裂谷阶段明显扩大,整个扬子区几乎全接受沉积。②断块作用仍比较明显,致使古地理面貌较为复杂,孤立的碳酸盐台地和较深水盆地相间分布。③差异沉降较明显,在浅水区一般得到沉积补偿,并表现为填平作用;在深水区,沉降远大于沉积,形成饥饿盆地。④发育多种成因的富有机质沉积。这些特征与Miall^[12]指出的幼年大洋沉积组合十分类似。

2. 成熟阶段(LE_1-O_1)

早寒武世晚期至早奥陶世,形成了一个较为统一的被动边缘沉积盆地,在横跨中、下扬子地区数千公里的整个大陆边缘范围内,沉积特征十分类似。以发育沿陆架边缘走向延伸的巨大碳酸盐沉积楔状体为特色。此阶段沉积相分区明显、规则(图4),扬子区成为广阔的碳酸盐台地相区,江南区则是斜坡和盆地相区。

清虚洞期(LE_1),扬子区为一在早寒武世早中期较深水细碎屑岩陆棚基础上逐步发育起来的年青碳酸盐台地,为明显的向上变浅层序。台地

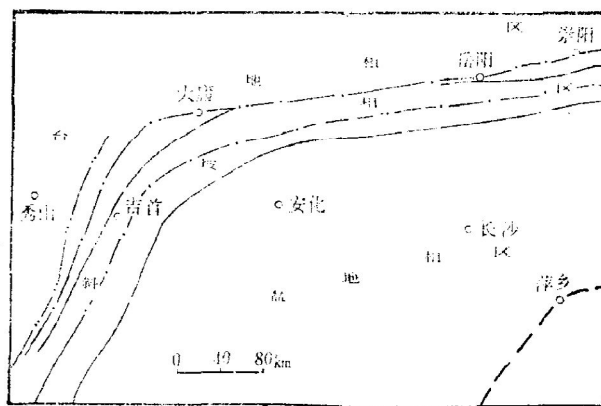


图4 华南被动大陆边缘成熟期沉积相分区图

(注意斜坡带随时间向海域方向推进)

1—早寒武世末台地的边界(双点划线), 2—中寒武世末斜坡界线(点划线), 3—早奥陶世早期斜坡界线(实线)

内部, 自下而上逐步由薄至厚层灰岩、泥灰岩、白云质灰岩变为厚层白云岩、豹皮状灰岩。台地边缘, 下部亦为纹层状灰岩、薄至中层状灰岩, 向上变为各类藻灰岩、鲕粒灰(云)岩、砂屑灰(云)岩。特别应指出的是, 台地边缘大量发育的藻类常形成台地边缘藻礁。礁体大小不等, 发育程度不同, 已知沿台地边缘断续分布可达300km, 但东南侧的斜坡显然还是一碳酸盐缓坡^[13], 除局部见少量重力流沉积外, 沉积物几乎全由含骨针的纹层极为发育的泥晶灰岩、泥灰岩组成。更东南方向的盆地区灰质减少, 多为纹层泥灰岩、页岩。

中晚寒武世是该区碳酸盐沉积楔形体发育的鼎盛期。台地区自西(近康滇古陆)而东(湘黔边镜)依次发育台地蒸发相、局限—开阔台地相、台地边缘浅滩和台地边缘生物礁相。在靠近台地边缘地区, 该套沉积也为明显的向上变浅层序。海水短暂加深阶段形成了该层序底部的暗色含钾页岩、薄—纹层状泥灰岩、灰岩(高台组或敖溪组), 向上迅速变浅, 发育了娄山关群。厚至块状粗晶白云岩, 残余砂屑、鲕粒白云岩。与之毗邻的斜坡区此时已大大变陡, 由于各种不稳定因素的影响, 以发育极为丰富的重力搬运沉积为特征^[14]。其中包括巨大的孤立藻礁岩块, 普遍的滑动滑塌构造和类型多样的重力流沉积, 它们与原地垂直降落沉积的纹层状灰岩互层产出。特别引人注目的是, 斜坡重力沉积中包括巨量的藻礁灰岩碎块或砾屑, 这充分说明, 尽管该期台地边缘尚未发现藻礁体, 但当时它们是确实存在的。斜坡区的沉积厚度向盆地方向迅速减薄, 致使斜坡带极为狭窄(见图4)。更东南的盆地区不受重力流的影响, 发育一套纹层状泥晶灰岩、泥质条带灰岩、薄层泥灰岩, 夹少量黑色页岩、薄层硅质岩, 沉积厚度相对最小, 属深水远洋沉积。

清虚洞期和中、晚寒武世的沉积厚度变化规则, 自西北向东南减薄, 台地边缘带厚度最大约3300m, 斜坡区厚度中等, 至盆地区仅厚千余米至数百米(见图2)。古生物面貌亦相应发生规律性变化^[2]。台地区为扬子生物群, 多以底栖类(如三叶虫)生物为主; 盆地区则为东南型生物群, 多为漂浮的球节子类三叶虫; 而斜坡区为过渡性质, 兼具两生物群的特有分子。

早奥陶世的沉积格局与中晚寒武世极为相似, 也清楚地分为台地、斜坡、盆地区, 生物群亦有扬子区系与东南区系之分^[15]。但该期的台地边缘或陆架边缘大多较清虚洞期更位于东南方, 亦即由于斜坡上的前积作用, 已使台地边缘发生了向海方向的推进。已知的最大推进距离达40km^[14](见图4)。并且, 与寒武纪以重力作用占优势的斜坡环境不同, 早奥陶世斜坡(和盆地边缘)以正常洋流(等深流)作用为重要特征, 发育一套厚逾300m的等深岩丘(contourite drift)层序, 这表明该期大洋循环已相当活跃。沉积厚度由台地区(200m)向斜坡(800m)、盆地区(500m)由薄变厚再变薄的特点与寒武纪亦迥然不同, 这也暗示了它们在沉积作用上的重要差别。早奥陶世后, 华南地区的沉积面貌发生了根本的转变。

综上所述, 该区成熟边缘阶段沉积特征有: ①较为统一的被动边缘盆地形成, 并发育巨大的沿陆架边缘延伸的碳酸盐沉积楔形体。②斜坡带发生显著的前积作用, 致使陆架边缘或台地边缘向海推进, 推进距离可达40km。③斜坡和盆地边缘带的沉积作用早期主要受重力作用影响, 晚期则是大洋循环流(等深流)占优势。

上述被动大陆边缘特征与现代大西洋边缘十分类似^[10,16]。亦与已识别的古代被动大陆边缘的沉积特征可以对比^[17,18]。

三、闭合造山阶段(O₂—S)

中奥陶世前,华南地区的沉积特征有两点极为明显:①沉积物搬运方向始终是自西北扬子区指向东南方江南区,碎屑沉积物(AnZ-Z₁、C₁)是如此,碳酸盐沉积物(Z₂, C₂₊₃, O₁)亦是如此。②江南区靠东南侧的深水盆地区自晚震旦世以来皆是典型的远洋细粒沉积,很少出现粉砂级以上的沉积。但是,自中奥陶世晚期,这一切都发生了根本变化,沉积物搬运方向正好相反,江南区外侧最先接受粗粒沉积,发育了厚数千米的砂泥质碎屑岩。

由于与闭合造山有关的构造作用,使扬子区自早奥陶世后沉降得不到沉积补偿,至中奥陶世扬子区水体已达一定深度,成为淹没台地或沉陷陆块,其环境特点与长期为深水环境的江南区已较为接近,致使两区在该期的沉积特征相差不大。扬子区为一套不厚的瘤状灰岩、泥质灰岩和宝塔龟背纹灰岩。江南区与之类似,但更富泥质,出现钙质页岩、黑色页岩、碳质硅质页岩及硅质岩,显示其水体更深。但引人注目的是,在东南部的双峰、祁东一带出现石英粉砂岩、长石石英砂岩、长石砂岩等,沉积厚度亦相应增大。表明东南方向的物源首次在该区产生影响^[1,2]。

晚奥陶世,粗碎屑沉积自南东向北西有了更为明显的推进。峡区和湘西北一带沉积物类似,属深水源沉积,如临湘组瘤状灰岩、泥灰岩,五峰组黑色笔石页岩及薄层硅质岩等,厚度5—30m。向东南至湘中,岩性及厚度发生较大变化。下部南石冲组在北部益阳、安化一带为深灰色泥岩,厚30m;中部双峰为灰黑色泥岩、粉砂质泥岩及硅质岩,厚增至156m;南部衡阳小源冲以黄绿色泥岩为主夹细粒石英砂岩,厚达488m。五峰组在北部仍主要为碳质页岩,夹有薄至中层粉砂岩,厚20m;往南碳泥质显著减少,厚度剧增。在邵阳、衡阳等地,岩性相变为灰色中至厚层状砂岩、长石石英砂岩,夹页岩、砂质页岩,厚数百至千余米。这与浙西晚奥陶世浊积岩的发育极为相似^[11,9],基本处于相同的古构造背景(图5, 2)。

至早志留世,粗碎屑沉积继续向北西推进,致使整个江南区乃至扬子区大部皆被砂泥岩覆盖,厚度均超过2000m^[20]。笔者等(1987)在安化毛铺子观察到,下志留统砂岩中槽模指示的古流向为自南而北或向北西,与区域性岩相变化反映的物源方向完全一致。至中晚志留世,华南大部已上升为陆,沉积作用由此发生间断(见图2)。

上述中奥陶世后发育的以碎屑岩为主的地层,为一清楚地向上变浅层序。其下部以细粒远源沉积、浊流沉积为特征,主要含浮游生物化石如角石、笔石等;向上沉积水体逐渐变浅,至中、晚志留世发育一套主要属介壳相的滨浅海碎屑岩夹少量灰岩沉积,甚至陆相沉积^[20]。

由上述沉积特征在区域上的变化规律,以及随时间的演化可清楚看出,自中奥陶世

1) 湖南省地质科学研究所, 1979, 湖南地层。

2) 湖南省地质矿产局区调队, 1986, 湖南地层。

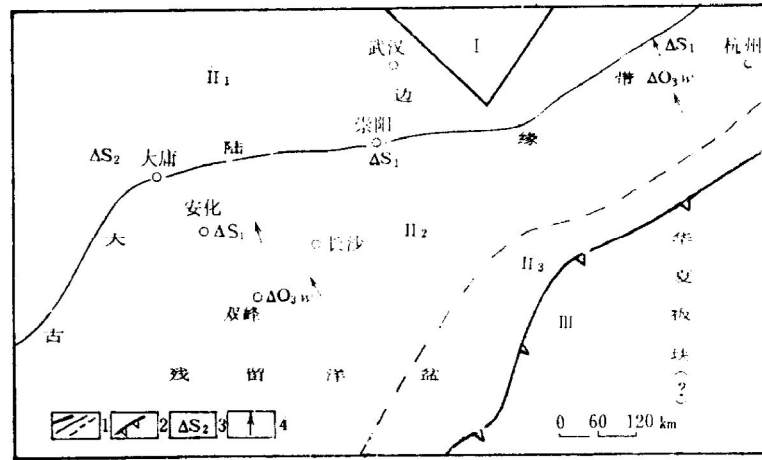


图5 华南古大陆边缘斜向闭合造山（早志留世）示意图

1—分区界线或推测分区界线，2—俯冲带和俯冲方向，3—粗碎屑沉积开始发育地点和层位，4—粗沉积物搬运方向；I—秦岭华北区，I₁—扬子板块，I₁₁—扬子区，I₁₂—江南区，I₁₃—消失洋壳区，I₁₄—华夏区；O_{3w}—晚奥陶世五峰期，S₁—早志留世，S₂—中志留世

起华南地区东南方有一陆源区逐渐向古扬子板块接近，并可以向其西北方的江南区、扬子区提供碎屑物质。其影响愈来愈强烈，以致最终使华南古大陆边缘地区完全隆起成为剥蚀区。这一沉积演化笔者认为与古扬子板块不断向华夏板块（？）俯冲消减，致使华南古大陆边缘带不断接近消减海沟，然后发生两陆块碰撞这一造山历程密切相关（见图5）。这一过程的主要影响范围是江南区和扬子区东南侧（尤其是下扬子地区），也即是华南古大陆边缘区；古扬子板块内部受到的影响则较小，如滇东等少数地区泥盆系与志留系仍为连续沉积^[20]。

虽然这一碰撞造山过程的具体细节还有待深入研究，但志留纪华南地区确实发生过碰撞造山这一事实。并且正如前述，裂谷作用，被动大陆边缘以及闭合造山各个阶段的发育特征，在浙皖一带与在湘黔桂地区具有完全一致的可对比性，这与水涛提出的自晋宁期以来华南地区为旋转闭合造山模式^[5]是相矛盾的。因此，笔者认为华南奥陶纪末至志留纪的俯冲消减过程为斜向俯冲消减（见图5）。因为来自东南方向的粗碎屑物质，首先（O_{3w}）在浙西大量堆积，至早志留世，与之处于大致相当古地理带的通山附近才出现较粗碎屑岩。在湘西黔东粗粒碎屑岩直到早志留世中晚期才有明显表现（见图5）。因此，造山作用（碰撞）的时间在区域上是有差别的，即在下扬子地区较早（晚奥陶世），而在中扬子地区则相对较晚（志留纪）。这除与斜向俯冲有关外，还可能与古陆块边缘的不规则性有联系。

四、结 论

沉积历史的分析表明，华南古大陆边缘从晚前震旦纪至志留纪经历了裂谷作用（边缘形成）、被动大陆边缘（边缘演化）以及闭合造山（边缘消亡）等多阶段的板块构造演化（图6）。（1）裂谷阶段以发育多个北东向地堑盆地特征，并发育显示裂谷作用

的火山岩。(2)被动大陆边缘阶段以大幅度沉降作用占优势,伴随的沉积充填使陆架边缘大规模随时间向海方向推进。(3)闭合造山阶段古大陆边缘逐渐消失,与前期阶段物源完全相反的碎屑物质,大规模从东南向西北搬运,覆盖在前期碳酸盐台地之上。这一作用导致志留纪末该区普遍隆起造山。(4)闭合时间在区域上具有明显的差异性,下扬子地区晚奥陶世有明显显示,而中上扬子地区迟至早、中志留世才有大量粗碎屑物质从东南方向搬运而来。(5)闭合造山前夕(中、晚奥陶世)古大陆边缘带有一明显海水加深过程,使前期碳酸盐台地最终淹没,变为深水沉积盆地,接受大量陆源碎屑沉积(志留系)。

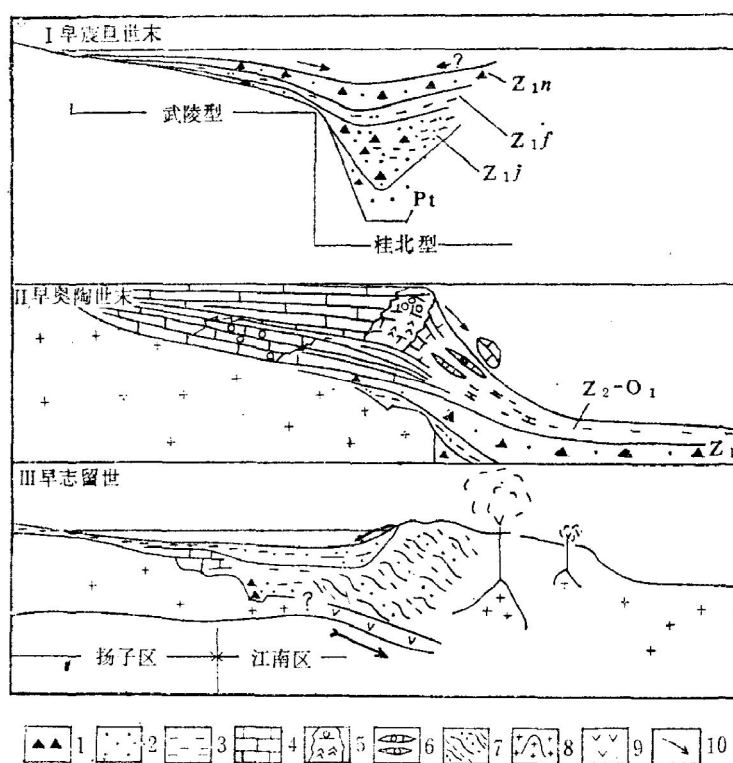


图6 华南古大陆边缘构造-沉积演化示意图

1—砾质, 2—砂质, 3—泥质或灰泥质, 4—碳酸盐岩, 5—浅滩和生物礁相, 6—重力流沉积, 7—变质砂、泥岩, 8—基性或中性深成岩, 9—洋壳, 10—物源搬运方向;

Z_{1n}—南沱组, Z_{1f}—富禄组, Z_{1j}—江口组, 其它地层代号按通用含义;

I—裂谷作用阶段(?—Z₁), II—被动大陆边缘阶段(Z₂—O₁), III—闭合造山阶段(O₂—S)

成文过程中, 陈成生、梁仁枝提出过许多良好建议, 并做了部分工作。特此致以深切的感谢。

参 考 文 献

- [1] 王鸿祯等, 1986, 华南地区古大陆边缘构造史, 武汉地质学院出版社。
- [2] 卢衍豪、钱义元, 1983, 论黔东和湘西寒武纪三叶虫的性质及其在古生物地理分区上的意义, 中国古生物地理区系, 科学出版社,

- [3] 杨志坚, 1987, 地质科学, 第3期。
- [4] 郭令智等, 1980, 华南大地构造和地壳演化。国际交流地质学术论文集, 地质出版社。
- [5] 水涛, 1987, 中国科学, B辑, 第4期。
- [6] 王砚耕等, 1980, 湘黔桂震旦纪地层类型及其特征。中国震旦亚界, 天津科学技术出版社。
- [7] 刘金山、郑玉纯, 1986, 湖南地质, 第5卷, 第3期。
- [8] 施少峰等, 1983, 浙江省西部震旦纪冰成岩研究。前寒武纪地质, 第1号, 地质出版社。
- [9] 王任衡, 1987, 湖南地质, 第6卷, 第4期。
- [10] Bally, A.W. et al, 1981, AAPG Education Course Note Series.No.19.
- [11] 吴昌炽等, 1984, IGCP第5届国际磷块岩讨论会论文集, 地质出版社。
- [12] Miall, A.D., 1984, Principles of Sedimentary Basin Analysis. P.367—468, Springer-Verlag, New York Berlin Heidelberg Tokyo.
- [13] Read, J.F., 1985, AAPG Bull. Vol.69, No.1.
- [14] 高振中、段太忠, 1985, 沉积学报, 第3卷, 第3期。
- [15] 穆恩之, 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, 科学出版社。
- [16] Gerrard, I. and Smith, G.C., 1982, In Watkins, J.S. and Drake, C.L. (Ed), Studies in Continental Margin Geology. AAPG Memoir 34, P.49—76.
- [17] Watts, K.F. and Garrison, R.E., 1986, Sedimentary Geology, Vol.48, No.1.
- [18] Grotzinger, J.P., 1986, Jour.Sed.Petrol. Vol.56, No.6.
- [19] 钱家驹, 1987, 地质学报, 第61卷, 第2期。
- [20] 林宝玉等, 1984, 中国的志留系, 地质出版社。
- [21] 许靖华, 1980, 中国科学, B辑, 第11期。

ANALYSIS OF TECTONIC EVOLUTION OF PALEO- CONTINENTAL MARGIN IN SOUTH CHINA BASED ON SEDIMENTARY HISTORY

Duan Taizhong

(Jiangnan College of Petroleum)

Zeng Yunfu

(Chengdu College of Geology)

Gao Zhenzhong

(Jiangnan College of Petroleum)

Abstract

The analysis of sedimentary history indicates that, paleocontinental margin in South China underwent multistage plate tectonic evolution of rift, passive margin and closure orogeny from Late Presinian to Silurian.

A series of grabens stretching NE developed during the rift stage (Presinian-Early Sinian). they were filled with a series of coarse clastic rocks mainly by gravity flow and intercalated beds of basaltic volcanic breccia which belongs to A-series or T-series on the diagram of $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 and tuff. Isolated carbonate platforms and ambient deeper-water basins were developed inside the young passive margin (Middle Sinian-middle Early Cambrian), and then sedimentary filling made it an extensive shallow-water carbonate platform; deep-water starved basins appeared rapidly after the rifting.

In the outer side of the young passive margin, only silicalite of tens of meters thick was developed. Matured passive Margin(late Early Cambrian-Early Ordovician) was characterized by the development of a huge carbonate wedge along the shelf break zone. In the outer shelf and shelf margin, algal reefs and carbonate banks usually developed well: the association of slope and slope-toe was dominated by various kinds of gravity flow sediments in the early stage and was characterized by contourites in the late stage; pelagic laminated marls and shales developed in the basin. Another important character was that the shelf margin migrated towards sea, leading to distinctive prograding sedimentation on the slope. During the closure orogeny stage of the Middle Ordovician-Silurian, the direction of sediment transportation changed opposite, and coarse clastics prograded progressively from southeast to northwest even overlapped onto the central part of the paleo-Yangzi Plate. This process formed a shallowing-upward sequence which composed of a thick clastic rock that changed from turbidites in bottom to coastal sediments in top till continental deposits. This orogeny finally ended up with the widespread uplift in the end of the Silurian.