

华南泥盆纪沉积盆地类型和主要特征

曾允孚 陈洪德 张锦泉 刘文均

(成都地质学院)

提要 泥盆纪时期,随着古特提斯洋的开启,于华南板块南、西、北缘形成被动陆缘构造背景。根据地壳性质、同沉积断裂活动、沉积作用和火山作用等特点,将区内沉积盆地分为八种类型,即陆内走滑断陷地、陆内拗陷盆地、陆内断陷盆地、陆缘断拗盆地、陆缘断陷盆地、陆缘裂谷盆地、陆缘走滑盆地和陆内盆地。盆地的演化受到构造活动、海水进退程和沉积作用控制。开始阶段的构造活动不强烈,以滨岸陆缘碎屑沉积为主。海盆扩大分异阶段的构造活动明显,有海底火山活动,海侵范围扩大,深水盆地开始发育,但以陆棚碎屑岩和碳酸盐缓坡沉积为主。强烈裂陷—走滑阶段是构造活动高潮期,火山活动强烈,海侵范围最大,深水盆地最发育,沉积相分异十分显著。

右江地区和南岭地区同样位于扬子古陆的被动陆缘,但岩相构造格局显著不同,右江地区以西北向断裂带张裂陷作用为主,而南岭地区则多表现为北东向基底断裂的走滑活动。笔者认为这种特点是古特提斯洋扩张作用和基底构造性质影响所致。

关键词 沉积盆地 分类 演化

第一作者简介 曾允孚 男 64岁 教授 沉积学

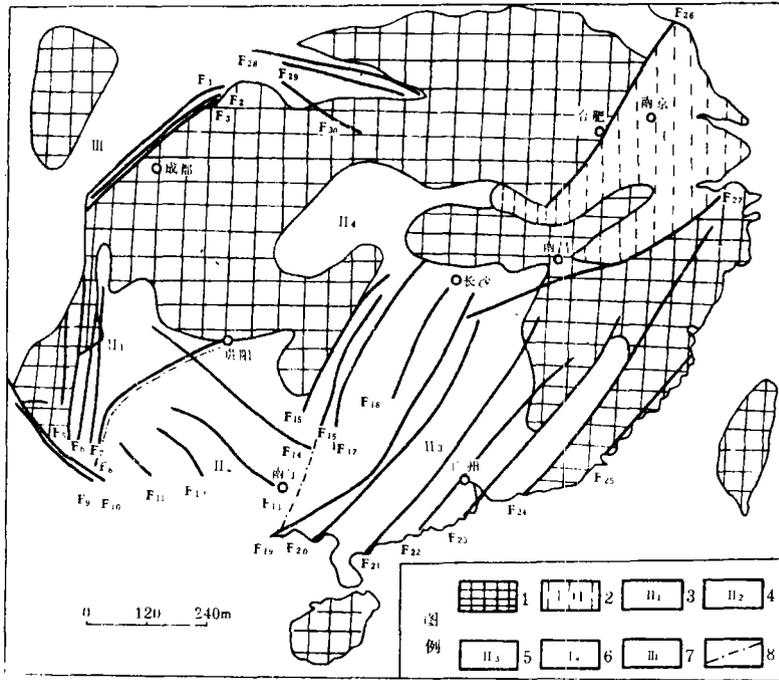
由于华南泥盆系特殊的沉积、构造和成矿意义,国内许多著名地质学家应用新的大地构造观点和沉积学理论,分别对该区泥盆纪及整个晚古生代时期的大陆边缘性质、沉积作用与岩相古地理、构造演化等作了深入研究和专门论述(王鸿祯,1986;曾允孚,1987等)。本文试图在前人研究基础上,运用板块构造观点和沉积盆地分析原理,系统地探讨区内沉积盆地的类型及主要特征。

一、沉积盆地类型的划分

沉积盆地是构造—沉积作用事件的记录,目前对沉积盆地的分类,尚无统一的方案,其中较有影响者无不与板块构造相结合,如Dickison(1974,1983)、Bally和Snelson(1980)、Miall(1984)、Klein(1987)和Ingersoli(1988)等人的分类,他们划分沉积盆地类型的主要标志包括地壳类型、边缘性质、与板块的相对位置和盆地形成的地球动力作用等!

在加里东旋回末期,扬子板块与华夏板块碰撞形成统一的华南板块,中国南方泥盆纪古构造格局是在此基础上,于海西早期松弛拉张的构造背景下形成的。这种构造格局与前泥盆纪不同而具有新生的变格性,同时又受到前泥盆纪基底构造控制而具继承性。因此,在泥盆纪新的构造应力场下,基底断裂和同生断裂的活动形式及展布方向在很大程度上决定了该区的沉积盆地性质和古地理格局。所以,笔者综合考虑基底和同生断裂的活动形式、距离板块边缘的位置、地壳类型、沉积建造以及盆地形成的地球动力作用等,将华南地区泥盆纪时期的沉积盆地划分为八种类型:陆内走滑断陷盆地、陆内拗陷盆地、陆内断陷盆地、陆缘断拗盆地、陆缘断陷盆地、陆

缘裂谷盆地、陆缘走滑盆地和陆间盆地 (图 1, 表 1)。



1.古陆 2.下扬子陆内断陷区 3.滇黔断陷区 4.石江断陷区 5.南岭断陷区 6.鄂西拗陷区 7.南秦岭-龙门山-盐源、丽江被动陆缘 8.分区界线 F1 青川-茂汶断裂带 F2 北川-映秀断裂带 F3 江油-灌县断裂带 F4 绿汁江断裂带 F5 安宁河断裂带 F6 普渡河断裂带 F7 小江断裂带 F8 开远-平塘断裂带 F9 哀牢山断裂带 F10 红河断裂带 F11 文山断裂带 F12 富宁-靖西断裂带 F13 隆林-百色断裂带 F14 紫云-丹池断裂带 F15 淑浦-四堡断裂带 F16 三江断裂带 F17 冷水江-龙胜断裂带 F18 湘潭-零陵断裂带 F19 衡阳-灵山断裂带 F20 合浦-郴县断裂带 F21 吴川-四会断裂带 F22 阳江-广州断裂带 F23 邵武-河源断裂带 F24 丽水-海丰断裂带 F25 卡乐-诏安断裂带 F26 嘉山-响水断裂带 F27 江山-绍兴断裂带 F28 丹凤-商南断裂带 F29 山阳-柞水断裂带 F30 石泉-安康断裂带

图 1 华南泥盆纪古构造图

Fig. 1 Map showing Devonian paleotectonic characteristic in South China

表 1 中国南方泥盆纪沉积盆地类型划分

Table 1 Classification of the type of Devonian sedimentary basins, South China

环境	边缘性质	沉积盆地类型	盆地位置	地壳类型	主要形成作用	典型地区
大陆环境		陆内走滑	板内	陆壳	断陷作用及走滑作用	下扬子
边渡及滨岸		陆内凹陷	板内	陆壳	沉积负荷作用	鄂西
环境		陆内断陷	板内	陆壳	断陷作用拉伸作用	滇东北-黔西南
海洋环境	被动陆缘	断拗型	板块边缘	陆壳-过渡壳	断陷作用挠曲作用	秦岭
		断块型	板块边缘	陆壳	拉伸断陷作用沉积负荷作用	龙门山
		裂谷型	板内-板块边缘	陆壳-过渡壳	拉伸作用裂各作用	右江
		走滑型	板内-板块边缘	陆壳-过渡壳	走滑作用拉伸作用	桂东、汀南和粤西
		陆间盆地(?)	板间	过渡壳-洋壳	扩张作用	哀牢山

二、沉积盆地的主要沉积和构造特征

1. 下扬子陆内走滑断陷盆地

加里东晚期至海西早期, 下扬子地区在南挤(华夏板块北移)北阻(已上升成陆的大别-胶南褶皱带)的区域应力作用下抬升, 从而缺失早一中泥盆世沉积。随后导致盆地边界发生断裂, 北沿连黄断裂、南沿江绍断裂形成陆内断陷盆地, 接受晚泥盆世五通群陆屑沉积。观山期(D3g)的沉积等厚图(图2)表明该沉积盆地存在斜列的二隆三拗构造沉积分异, 这些次级拗陷和隆起的长轴方向都是北东向, 呈雁行状分布, 明显反映了边界断裂的走滑断陷活动特点。另外, 盆地南部隆起高, 拗陷深, 隆-拗之间间距紧密, 盆地北部隆起低, 拗陷浅而舒缓, 加之后期冲积扇沉积主要沿南侧江绍断裂发育, 表明该走滑盆地的构造沉降作用具有南强北弱特点。

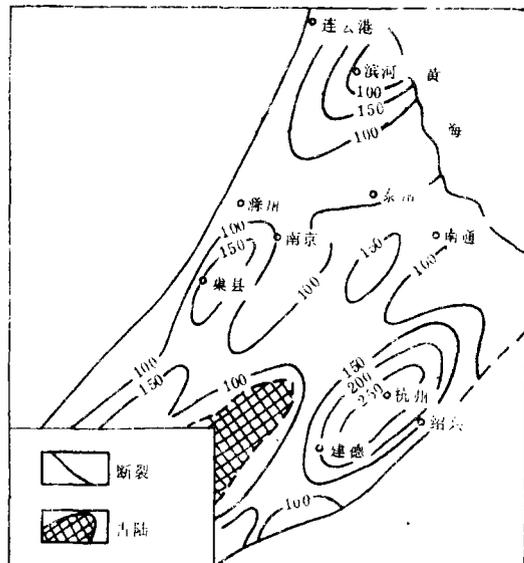


图2 下扬子泥盆系上统观雾山组沉积等厚度图

Fig. 2 Sedimentary isopach map of Guanwushan Formation, upper Devonian in Lower Yangtze Region.

2. 鄂西陆内凹陷盆地

中扬子地区南界为江南断裂带, 西邻上扬子古陆, 北部和东北部无明显的盆缘断裂存在。东部与下扬子盆地相连, 形成椭圆形的地形平缓的陆内凹陷盆地。该区在整个加里东—海西期都属稳定的陆壳背景, 泥盆系与下伏地层呈假整合接触, 沉积厚度小, 无深水沉积, 无火山活动, 无明显的同沉积断裂作用, 沉积岩相分异不明显。该盆地在艾菲尔期前未接受沉积, 中泥盆世晚期海侵向北扩大, 越过江南古陆, 于常德、安化、沙坪一带形成通道, 与华南海相连形成了以碎屑岩为主的滨岸浅海环境。古地形由北向南缓倾斜, 沉积厚度逐渐向南增加, 晚泥盆世海侵向东北方向扩大, 海水短暂达到下扬子巢湖一带。东北缘由于海流的注入, 沿武汉一带形成三角洲沉积, 其它地区仍为前滨到近滨沉积环境(图3)。

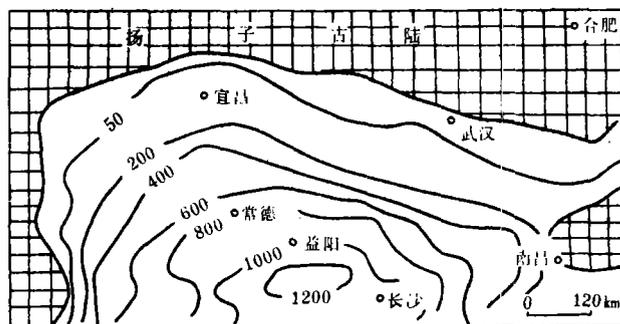


图 3 中扬子泥盆系沉积等厚图

Fig. 3 Sedimentary isopach map of Devonian in Middle Yangtze Region

3. 滇黔陆内断陷盆地

系指康滇古陆以东、上扬子古陆以南, 开远—平塘断裂以北的滇东北、黔西等广大区域。区内存在有晋宁期以来长期活动的大断裂, 包括安宁断裂、小江断裂、昭通断裂等。它们在泥盆纪时期的拉张断陷活动, 导致该断陷盆地的形成, 主要有以下特点:

(1) 盆地内部具有地堑—地垒式结构 由于上述断裂近东西向的拉张断陷作用, 形成了近南北向延伸的地堑式次级盆地, 其间以隆起地形相隔, 如南段牛首山古岛之西由小江断裂控制形成曲靖—沾益断陷盆地, 北段受小江断裂和昭觉断裂控制形成越西—甘洛断陷盆地, 中间被会泽隆起隔开。

(2) 早泥盆世的新始拉张断陷, 在小江断裂带和开过—平坝断裂之间形成断陷盆地, 以湖泊、河流、河口湾和湖成三角洲沉积为特征。中泥盆世, 拉张断陷作用加剧, 区域沉降作用增强, 海侵扩大, 且差异性断陷活动显著, 主要为碳酸盐岩和碎屑岩交互沉积。晚泥盆世, 断陷活动渐趋稳定, 盆地不断充填, 沉积分异变得不明显, 发育了极为广阔的局限台地, 以白云岩沉积为主, 局部隆起部位出现萨勃哈环境, 沉积有膏盐等蒸发岩矿产。

此外, 在海西中、晚期, 沿安宁断裂带有大规模的大陆玄武岩喷发, 说明本区可能具有陆内裂谷盆地特点。

4. 南秦岭陆缘断拗盆地

南秦岭构造带自古生代到中生代初期一直是在统一的扬子基底基础上发展起来的华南板块北缘的被动大陆边缘。加里东运动造成南秦岭普遍抬升, 致使泥盆系分别超覆在不同的层位上。泥盆纪时期, 由于横贯秦岭东西向的商丹、山阳—风镇、镇安—板岩镇等基底断裂的拉张和断陷活动, 造成该被动陆缘盆内部构造、沉积的南北差异。早泥盆世, 镇安—板岩镇断裂以北地区处于断块抬升状态, 普遍缺失下统, 仅在西部的留坝地区有零星出露, 以滨岸到浅海陆棚相的细碎屑岩夹粘土岩及生物碎屑灰岩为主, 厚约 3000 多米。而该断裂以南, 早泥盆世早期, 沿盆地边缘沉积了一套粗碎屑的冲积物, 中、晚期为潮坪环境, 由细晶—粉晶云岩、泥质云岩及粉砂质泥岩组成。中泥盆世开始, 整个盆地开始拗陷, 北带 (商丹断裂以南、山阳—风镇断裂以北) 拗陷最强烈, 以砂泥质的浊流沉积为主, 夹有中基性火山岩, 厚度达 7000—8000m; 中带 (镇安—板岩镇断裂以北、山阳—风镇断裂以南) 相对比较稳定, 除了迷魂阵隆起的边缘有扇三角洲沉积外, 以浅海碳酸盐岩为主; 而南带 (镇安—板岩镇断裂以南) 是碳酸盐和陆源碎屑交互沉积的混

合陆棚和碳酸盐缓坡,沿断裂活动带局部出现钙屑浊积岩。晚泥盆世,北带早期以粉砂质泥、泥质粉砂的浊流沉积为主,晚期以砂质浊流沉积为主,上部有火山岩和碳酸盐岩夹层,晚期局部地区开始回返成陆;中带,继续拗陷,海水变深,以深水陆棚的泥质岩和泥灰岩为特征;而南带处于碳酸盐和陆源碎屑混合陆棚环境。可见,在中、晚泥盆世,南秦岭为从南向北由浅变深,为滨岸→陆棚→斜坡→盆地的被动大陆边缘环境(图4)。

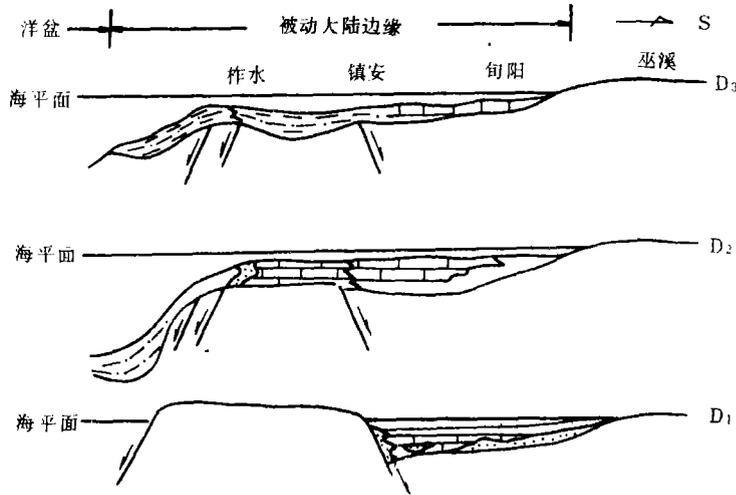


图4 南秦岭陆缘断拗盆地演化示意图

Fig. 4 Constructed diagram showing the evolution of the South Qinling fault-depression basin

5. 龙门山陆缘断陷盆地

泥盆纪时期,由于古特提洋北支向东扩张,龙门山地区形成华南板块西北缘的被动陆缘,并继承了早古生代的断裂活动特点,由西向东有青川茂汶断裂带、北川断裂带和江油断裂带。它们以断块式断陷作用造成该被动陆缘上隆起、断陷的分异,并形成多个次级断陷盆地,如在彭灌—绵竹和轿子顶—雁门坝等地呈垒堑式,在北川、桂溪至江油大康、马角坝一线呈半地堑式。盆地的总体特征,中南段受隆起作用影响大,中北段则表现为强的断陷作用。沿断陷带走向变化显著,早泥盆世,基底构造活动强烈,内部断陷分异大,宝兴、彭洪及轿子顶等地继续隆起遭受剥蚀,南段天全、二郎山一带为幅度不大的拗陷,碎屑岩厚度仅300m,而江油北川、平武平驿铺一带则形成强烈的断陷中心,下统碎屑岩厚达3300多米,沿走向向北东、向东厚度急剧减薄,甚至尖灭,形成半地堑式次级断陷盆地。早泥盆世晚期到中泥盆世中期,基底断裂间歇性活动,导致甘溪组到观雾山组下段陆源碎屑岩和碳酸盐岩混合沉积,造成生物礁和陆源碎屑沉积频繁交替,并沿北川—茂汶断裂带末端变陡的缓坡边缘形成线状的丘礁群。中泥盆世晚期到晚泥盆世早期,海侵扩大,断陷作用增强,除北川、江油平武一带为断陷中心外,在中段崇庆、文锦江一带又形成另一个断陷中心,碳酸盐沉积厚达1887m。沿缓坡边缘逐渐演变为碳酸盐镶边台地。到晚泥盆世晚期,海平面相对下降,碳酸盐台地发生浅滩化,靠近古陆边缘则发育局限台地。

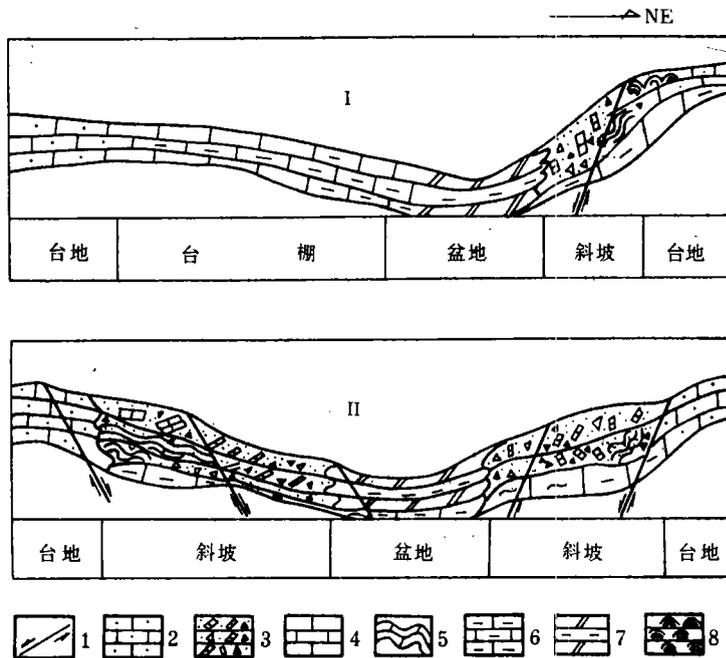
6. 哀牢山陆间洋盆

该区构造特征与古特提斯构造域的演化密切相关,而目前对海西期古特提斯洋开启时间尚存在很大分歧。我们认为位于北羌塘—印支陆板块与扬子陆板块之间的红河—哀牢山地区在泥盆纪

时期存在一陆间洋盆，其初始扩张可追溯到泥盆纪初期，主要依据是：(1) 金平地区，泥盆纪与志留纪连续沉积，泥盆系为向上变深的层序，早泥盆世为深水碳酸盐缓坡，中泥盆世出现硅质岩、硅质泥岩、黑以页岩夹泥灰岩的深水盆地相沉积，并夹有层状玄武岩及辉绿岩墙群，显示了盆地的强烈扩张作用；(2) 滇西及右江、龙门山地区的古生物特征已出现大量西欧类型分子，生物群面貌与西欧一致，这可能说明有古特提斯洋广海存在；(3) 泥盆纪时伴随着古特提斯洋(哀牢山红河洋)的打开，右江地区产生以北西向为主的强烈拉张断陷盆地，形成被动陆缘上的裂谷带。早泥盆世益兰期，在广西田林八渡有层厚达 160m 的玄武岩，中泥盆世科甲、武德及晚泥盆世武德、那坡、富宁等地都有较大规模的海底喷发玄武岩存在。沿哀牢山、红河断裂带洋盆的初始打开与演化强裂影响着右江和南岭地区的构造格局。

7.右江边缘裂谷盆地

泥盆纪时期，随着古特提斯洋沿哀牢山和江河断裂带的扩张，右江地区逐渐发展成为江南古



I.紫云—丹池半地堑式台间盆地 II.富宁—靖西地堑式台间盆地 1.同沉积活动断层及方向 2.台地相颗粒灰岩 3.斜坡相重力流与滑堆沉积 4.台棚相泥晶灰岩 5.滑塌变形构造 6.泥灰岩 7.台盆相硅质岩及泥岩 8.台地边缘生物礁
图 5 右江被动陆缘地堑式和半地堑式台间盆地内部结构对比图

Fig. 5 Correlation diagram of internal structure of the graben and semigraben basins in Youjiang passive continental margin

陆南侧的被动大陆边缘，并发生强烈拉张裂陷作用，造成多个北西向及北东向裂陷带及相应的次级裂陷盆地。根据火山作用、沉积建造与盆地演化特征，表明海西—印支期的右江盆地是一个具有初始洋壳性质的被动型裂谷盆地，经历了陆内裂谷阶段 (D_{1d} — D_{1y})、边缘裂谷阶段 (D_{1t} — C)、孤后裂谷阶段 (P — T_2) 和充填变浅阶段 (T_2 — T_3) (陈洪德, 1988)。泥盆纪时期，盆地内的主要张性断裂带从南向北有富宁—靖西断裂带、隆林—百色断裂带、紫云—丹池断裂带及北东

间开远—平塘走滑断裂带。沿着这些断裂带，在碳酸盐台地间形成深水盆地沉积（称为台间盆地）。按台间盆地边量性质及内部结构特征，可分为半地堑式台盆（紫云—丹池台盆）、地堑式台盆（富宁—靖西台盆、隆林—百色台盆）和走滑式台盆（开远—平塘台盆）。

(1) 紫云—丹池半地堑式台盆

该台盆的形成和演化受北西向紫云—丹池断裂带的拉张裂陷作用控制，同时受到派生的次级北东向走滑断裂作用影响。泥盆纪时期，同沉积断裂活动主要发生于盆地北东侧，形成沿断裂带分布的生物礁带，并发育大规模沉积物重力流及滑塌沉积，且沉积厚度明显大于南西侧，说明盆地呈北东侧沉降幅度更大的箕状（陈洪德，1989）（图5）。

(2) 地堑式台盆

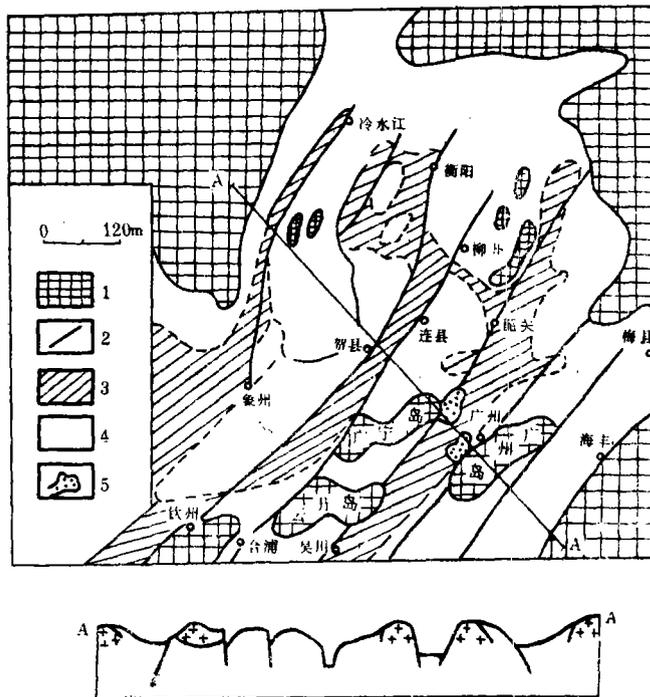
以富宁—靖西台间盆地为例。在北西向富宁—靖西断裂带的拉张裂陷作用影响下，形成两侧受阶梯状断裂系控制的地堑式台盆（郑荣才，1990），主要特点是中泥盆世晚期台盆两侧的台地前缘斜坡有大量的滑塌变形构造和碎屑流沉积发育，且具对称发育特点。南侧扬柳井一带，滑塌变形层厚达200m，滑塌方向指示斜坡向北东倾斜。西盆地北侧大普弄到木利之间，东岗岭组上部出现多层碎屑流沉积的砾屑灰岩，每层砾屑灰岩厚数米至近百米。据包卷层理滑动方向指示斜坡有较大的坡度向南西倾斜。斜坡之间为深水盆地相的黑色泥岩、钙质泥岩夹硅质岩、硅质泥岩沉积，表现较典型的地堑式台盆结构特征（图5）。

8. 南岭边缘右旋走滑盆地

海西早期，在华南板块的东南缘湘、桂、粤、赣地区（即南岭地区）沿北东、北北东向前泥盆纪基底断裂发生了走滑断裂作用，形成剪切型被动陆缘。这些断裂主要有冷水江—龙胜断裂带、钦州—衡阳断裂带、吴川—四会断裂带、阳江—广州断裂带及丽水—海丰断裂带等，沿着这些断裂带相应地在碳酸盐陆棚上形成北东向的深水走滑盆地，如新化—城步台间盆地、灵山—衡阳台间盆地、吴川—四会与梅州—深圳断陷盆地（图6）。由于沿断裂带走滑拉张与走滑挤压作用伴生，因此，使这些线状盆地在平面上呈“S”型展布（右旋），在挤压区，局部抬升形成孤立的高状隆起或发育碳酸盐孤立台地，拉张区则形成深水断陷盆地，特别是菱形断陷盆地，在空间上形成盆台交叉，盆中有台，台中有盆的复杂的古地理景观。该区走滑拉张断陷作用从南往北逐渐推进，海侵逐渐由南向北超覆，在断裂带南段盆地形成较早，北段较晚。地形上具北端封闭、向南西开放、南宽北窄，呈阶梯状分布的特点。

在该剪切型被动陆缘上，不同的走滑台间盆地具不同的特征。新化—城步台间盆地是受冷水江—龙胜走滑断裂带控制形成，向北延伸到新化一带，南到桂林、柳州，与北西向张裂盆地相连。早泥盆世隆起，缺失沉积。中泥盆世早期为陆源碎屑滨岸及陆棚沉积，南段开始出现深水盆地，中段、北段到中泥盆世晚期才发育深水盆地。城步、绥宁一带为挤压抬升区，除了有苗儿山、越城岭海岛外，盆地宽度小，生物礁发育，沉积厚度亦小。新邵栗坪一带拉张断陷为深水沉积及浊流发育，由硅质—岩、泥灰岩、泥岩夹粒灰屑灰岩组成。盆地东南边界受断裂控制，在安化县青山冲—禾青—岩下院—定河冲—城步西岩一带以碳酸盐台地边缘斜坡与盆地相连。盆地西界，天马山—岩口—洞口以东，以碳酸盐缓坡与盆地逐渐过渡，形成半地堑式盆地内部结构。中泥盆世晚期，盆地东侧由于断陷强烈，由加积型的台地边缘变为跌积型台地边缘，有生物礁、滑塌及碎屑流沉积；盆地西侧仍为碳酸盐缓坡，盆内为硅质岩、泥质岩、瘤状灰岩及浊流沉积。晚泥盆世早期，东侧台地边缘变为缓坡，盆地内部由不对称变为对称，晚期海水由北向南退出，盆地被充填缩小。灵山—衡阳台间盆地则是由于钦州—衡阳断裂带由南向北走滑扩张，在早泥盆世晚期至中泥盆世早期的陆源碎屑滨岸及碳酸盐缓坡或台地基础上形成的。连县、贺县一带为挤压

抬升区，除了有连山岛、其昌岭岛存在外，盆地相带最窄，周围为局限台地。临武、宁远、道县一带为走滑拉张断陷区，盆地最宽，呈菱形，在盆地东界临武香花岭、莲塘一带，西界道县虎岩坝、双牌一带，都形成台缘斜坡，发育碎屑流，浊流沉积及滑塌堆积。其东界台缘斜坡上，碳酸盐重力流堆积的厚度可达 150m 以上，覆盖在硅质泥岩、薄层泥灰岩之上，其上为浅水碳酸盐沉积覆盖，砾屑灰岩的层数与厚度向上增多、增大，属向上变厚、变粗、变浅的层序，具向海推进的跌积型陡斜坡特征。盆地西界，碳酸盐重力流沉积仅厚 20—50m，常与硅质岩或薄层泥灰岩呈指状交叉，具向上变薄变细变深层序，反映属后退式缓斜坡特征。在梅县—深圳走滑断陷盆地内，由于走滑断层作用影响，沉降中心向北东方向逐渐迁移，中泥盆世至晚泥盆世早期，沉降中心位于惠阳梨树坑—好义一带，堆积厚度达 1600 多米，晚泥盆世晚期，沉降中心移至礁岭溪峰口一带，一套以冲积相为主的含砾粗砂岩厚达 1200 米。



1.古陆 2.同沉积期走滑断层 3.走滑盆地 4.碎屑滨岸、陆棚及碳酸盐台地 5.扇三角洲

图 6 南岭剪切型陆缘构造沉积格局

Fig.6 Tectonic-sedimentary characteristics of the Nanling shearing-type continental margin

三、沉积盆地的形成与演化规律

华南泥盆纪沉积盆地的构造活动、沉积作用和演化的具以下规律性特点：

1.泥盆纪初，伴随着古特提斯洋的打开，华南板块西、北、南边缘均逐步发展为被动大陆边缘。由于古地形及同沉积断裂活动差异，西北边缘南秦岭—龙门山，盐源—丽江被动陆缘坡度陡，陆棚相对较窄，从陆向海由滨岸→陆棚→斜坡→盆地相带展布明显；而右江、南岭被动陆缘坡度缓，陆棚宽，斜坡不明显，仅在龙州—南宁—灵山一带有大陆斜坡存在的可能。

2. 沉积盆地主要占据陆棚位置, 基底以陆壳和过渡型地壳为主, 沉积盆地的形成及性质、内部结构受同沉积断裂活动控制, 可以呈半地堑式、地堑式、走滑和拗陷型。

3. 沉积盆地受构造控的沉积分异有两种类型: 一种是盆地内分异复杂, 同沉积断裂不仅控制生物礁的分布, 而且出现深水盆地, 和右江边缘裂谷盆地与南岭边缘走滑盆地, 在时空分布上西南早、东北晚, 火山活动亦南强北弱; 另一种类型是盆地内分异简单, 同沉积断裂活动仅控制生物礁的分布、碳酸盐缓坡和台地的演变, 如龙门山边缘断陷盆地。

4. 盆地的形成及演化受到基底构造活动、海水进退规程和沉积作用的控制, 发展演化具有阶段性, 可分为初始阶段、海盆扩大分异阶段、强烈裂陷—走滑阶段和充填阶段。初始阶段(早泥盆世初期到中期), 构造活动不强烈, 以滨岸陆源碎屑沉积为主。海盆扩大分异阶段(相当于早泥盆世晚期到中泥盆世早期), 构造活动明显, 有海底火山活动, 海侵扩大, 深水盆地开始发育, 但以陆棚碎屑岩和碳酸盐缓坡沉积为主。强烈裂陷—走滑阶段(相当于中泥盆世晚期到晚泥盆世早期), 是构造活动高潮期, 火山活动强烈, 海侵最大, 深水盆地沉积最发育, 沉积相分异十分显著。晚泥盆世晚期是盆地充填、收缩变浅阶段。

5. 杨子古陆南侧被动陆缘, 右江地区和南岭地区呈显著不同的岩相构造格局, 右江地区以北西向断裂拉张裂陷作用为主, 而南岭地区则多表现为北东向基底断裂的走滑活动。笔者认为这种特点是受古特提斯洋扩张作用和基底构造性质影响所致。泥盆纪初期, 随着古特提斯洋沿金沙江—哀牢山带开裂, 形成哀牢山陆间洋盆, 开裂方向主要呈北东—南西向, 致使右江地区出现强烈的北西向同生断裂的拉张裂陷活动, 并由陆内裂谷发展为边缘裂谷带。由哀牢山洋盆沿北西向构造带的扩张, 势必会产生北东向转换断层活动效应, 在大陆边缘区则表现为同沉积期断裂的走滑活动。南岭地区前泥盆纪主要呈北东向构造线, 有数条北东向基底断裂带存在。因此, 泥盆纪时期, 在洋盆扩张引起的转换断层活动影响下, 这些基底断裂带多发生右旋走滑活动, 导致南岭走滑盆地系形成。

参 考 文 献

- (1) 王鸿祯等著, 1986, 华南地区古大陆边缘构造史, 武汉地质学院出版社。
- (2) 陈洪德等, 1989, 沉积学报, 7卷, 4期, 85—96页。
- (3) 陈洪德等, 1990, 岩相古地理, 第一辑, 28—37页。
- (4) 郑荣才, 1991, 成都地质学院学报, 4卷, 65—75页。
- (5) 曾允孚等著, 1987, 南岭泥盆系层控矿床, 地质出版社。
- (6) Bally, A. W. and Snelson, S., 1980. Realms of subsidens. In: A. D., Miall (Editor), Can. Soc. Pet. Geol. Mem., V.6, p.9—94.
- (7) Dickison, W. R., 1974. Plat tectonics and sedimentation In: W. R. Dickison(Editor), Tectonics and sedimentation Soc. Econ. paleotol. Mineral., Spec. Publ., V.22, p.1—27.
- (8) Ingersoll, R. V., 1988. Geol. Soc. America Bull., V.100, p.1704—1719.
- (9) Klein, G.deV., 1987. Sediment. Geol., V.50, p.95—118.
- (10) Miall, A. D., 1984. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer, New York, N. Y., p.490.

Types and Main Characteristics of Devonian Sedimentary Basin in South China

Zeng Yunfu Chen Hongde Zhang Jinquan Liu Wenjun

(Chengdu College of Geology)

Abstract

The passive continental margins are formed in southern, western and northern margins of Huaxia Plate during Devonian because of the opening of Old Tethys. According to the crust character, tectonic activity, sedimentation and volcanism etc., the sedimentary basins in South China can be divided into eight types: intracontinental strike-slipping basins, intracontinental depression basin, intracontinental marginal fault basin, continental marginal strike-slipping basin and intercontinental depression basin, intracontinental marginal fault basin, continental marginal strike-slipping basin and intercontinental basin. The formation and evolution of the basin are controlled by the basement fault activity, change of transgression-regression and sedimentation, including four stages: beginning, enlarging and differentiation of the basin, strong rifting-depression and shallowing-filling. In the beginning stage, tectonic activity is not obvious, developed terrigenous clastic sediments. However, during the enlarging and differentiating periods, tectonic activity is strong and followed by submarine volcanism and sensitive transgression, deep-water basin initiated and occurred shelf-clastics and carbonate ramp sedimentation. During strong rifting-depressing stage, tectonic activity is strongest, volcanism is obvious, transgression is great and developed deep-water basin sedimentation, lithofacies differentiation was very obvious.

Youjiang area and Nanling area are all passive margin of Yangtze paleocontinent, but lithofacies-tectonic framework is obviously differentiated: the former is mainly NW direction intensive rifting-depression, while the latter is typical of NE direction basement faulting-slipping. The author thinks these are the result of spreading of Jinshajiang River-Ailaoshan Mountain of Old Tethys, resulting in contemporaneously intensive rifting in Youjiang area. During pre-Devonian, developed several NE direction basement faulting zones in Nanling area. Under the influence of transform fault resulted from ocean basin spreading, these basement fault zones developed right-lateral strike slipping, and finally formed Nanling strike-slipping basin.