

文章编号: 1000-0550(2007) 05-0653-10

南秦岭古生代沉积盆地构造活动 —海平面变化与沉积响应

唐永忠¹ 朱迎堂²

(1 陕西地质调查院 西安 710054; 2 成都理工大学 成都 610059)

摘要 位于扬子地台北部被动边缘的南秦岭镇安、旬阳古生代沉积盆地,发育一套早古生代—中生代一套碳酸盐岩夹细碎屑岩沉积,其沉积建造稳定,岩相清晰,地层层序及沉积体系域发育清楚,海平面变化敏感,是研究海平面变化与沉积响应较理想的地区。通过对区内沉积盆地地层特征及侧向变化分析,初步划分出了 10 个层序,识别出若干个沉积体系域和层序界面。盆地沉积演化与构造体制、区域性构造运动密切相关,构造活动控制了海平面变化。通过区域地层格架分析和层序地层学研究,可以进一步研究区域构造活动历史,恢复海平面变化细节,建立岩石地层、年代地层格架,从微观上准确了解区域海平面敏感变化,确切刻画古气候、古地理、古环境,从而更好的预测沉积矿产。

关键词 南秦岭 沉积盆地 构造活动 海平面变化 层序地层分析

第一作者简介 唐永忠 男 1965 年出生 高级工程师 矿产地质勘查及盆地研究 E-mail tang_ongzong@163.com

中图分类号 P542.1 P539.2 文献标识码 A

南秦岭古生代沉积盆地位于扬子地台北部被动边缘,主要由镇安和旬阳两个二级盆地构成,盆地发育一套早古生代—中生代一套碳酸盐岩夹细碎屑岩沉积,其沉积建造稳定,沉积构造清晰,岩相稳定,地层层序及沉积体系域发育清楚,海平面变化敏感,是研究海平面变化与沉积响应较理想的地区。

丹一线扩张拉开分别形成华北板块和扬子板块,开始出现有限的秦岭洋,其北侧属华北板块南缘活动大陆边缘,南侧属扬子板块北部被动大陆边缘。巴山弧形断裂到商丹断裂之间的南秦岭属陆缘弧后裂谷盆地。巴山弧形断裂对盆地的发育有着明显影响,导致其靠近断裂一侧为盆地中心,古地形上北高南低,使盆地呈向南倾斜的不对称箕状(图 1)。

1 区域古构造古地理格局

晚元古代,秦岭转入现代板块构造体制^[1],沿商

丹一线扩张拉开分别形成华北板块和扬子板块,开始出现有限的秦岭洋,其北侧属华北板块南缘活动大陆边缘,南侧属扬子板块北部被动大陆边缘。巴山弧形断裂到商丹断裂之间的南秦岭属陆缘弧后裂谷盆地。巴山弧形断裂对盆地的发育有着明显影响,导致其靠近断裂一侧为盆地中心,古地形上北高南低,使盆地呈向南倾斜的不对称箕状(图 1)。

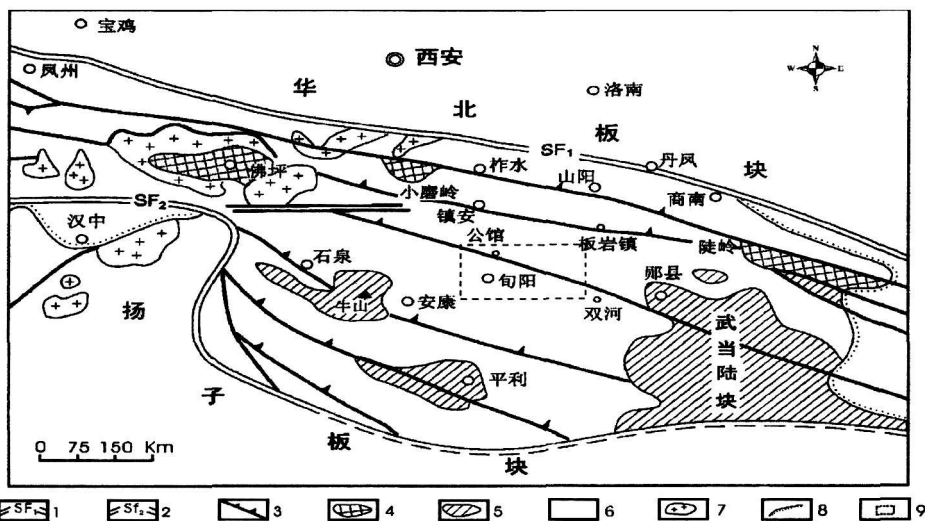


图 1 南秦岭东部镇安—旬阳沉积盆地地质简图(据张国伟等, 2001 编绘)

1- 商丹缝合带; 2- 勉略构造带; 3- 主要断裂系; 4- 结晶基底陆块; 5- 过渡性基底; 6- 古生界; 7- 中生代花岗岩; 8- 新生界; 9- 重点工作地区

Fig 1 Sketch geological map of Zhong'an-Xunyang basin to the east of South Qinling Mountains

断裂影响,形成了陆缘裂谷盆地和地垒地台并存的构造格局。裂陷沉降中心位于区域南部安康—平利—紫阳一带,形成厚度巨大的炭质、硅质、泥质沉积建造;在宁陕—旬阳一带则主要为半深海—外陆棚相,发育硅质、炭质、泥灰质岩夹火山岩及次火山岩沉积。

早古生代中晚期 (O_1-S_2),扬子板块向华北板块汇聚俯冲,引起后缘(旬阳和山阳—凤镇断裂之间)拱隆抬升,地台地垒隆升成陆。南秦岭差异性升降作用加剧,近东西向同生断裂发育,断陷盆地分异明显,火山活动强烈。安康—紫阳一带发育中基性火山岩及次深海炭质泥质岩;而旬阳地区仍处于裂陷状态,沉积了含炭泥岩、硅质泥岩为主的沉积建造。不断抬升的武当古陆对区域古地理具有一定的控制作用,不同的沉积相(滨—浅海相、生物礁相、次深海相)大致环绕武当地块分布。

早古生代末期 (S_2-S_3),受加里东运动隆升影响,南秦岭沉降裂陷盆地的构造格局发生了重大转变,主要表现在长期处于扩张裂陷的南秦岭南部安康—平利地区,裂谷盆地发生大规模海退、收缩、填满关闭,进而抬升剥蚀。同期,沉降中心向北转移至旬阳—宁陕一线,构成南、北、东三面环陆,东高西低且向西延伸较闭塞的断陷残留盆地,继续接受滨岸浅海相—陆棚相砂泥质、粉砂质、泥灰质沉积。随着构造隆升,古陆逐渐被风化剥蚀,古地形渐趋平缓,盆地逐渐淤平,开始接受新的沉积。

2 盆地地层特征及侧向变化

区域内分布有早古生代志留系、晚古生代泥盆系、石炭系、二叠系及中生代三叠系,主要有志留系梅子垭组、双河镇组、水洞沟组,泥盆系西岔河组、公馆组、石家沟组、大枫沟组、古道岭组、星红铺组、铁山组,石炭系袁家沟组、四峡口组、羊山组,二叠系水峡口组、龙洞川组、熨斗滩组、门里沟板岩及中生代三叠系岭沟组等岩石地层单位(图 2)。

志留系梅子垭组主要由浅变质的下部粉砂质绢云千枚岩夹变砂岩,中部凝灰质变砂岩,上部条带状绢云板岩、粉砂质绢云板岩。中东部地区,砂砾岩、长石砂岩较普遍,局部含较多的火山凝灰质砂岩;西部地区主要由粉砂质千枚岩、中厚层结晶灰岩、薄—中厚层硅质板岩组成。

双河镇组主要由灰、暗灰绿色石英粉砂质绢云千

枚岩、铁白云石千枚岩、绢云千枚岩、黑云绢云千枚岩夹深灰色薄—中厚层砂砾岩、岩屑砂岩、菱铁矿砂岩及深灰色中厚层状泥质生物碎屑灰岩等组成。东部仙河一带砂砾岩增多,双河一带夹有薄—中厚层状灰岩;西部小水河见较多的凝灰质砂岩。

水洞沟组主要由灰绿色、紫红色绿泥绢云千枚岩、绢云粉砂质千枚岩、绢云千枚岩、铁白云石绿泥千枚岩夹灰绿、紫红色薄—中厚层石英杂砂岩、泥质粉砂岩。与上覆下泥盆统西岔河组整合接触。

下泥盆统西岔河组主要由灰褐色—灰黄色硅质砾岩、含砾砂岩、石英杂砂岩、长石石英杂砂岩、石英细砂岩及粉砂质千枚岩组成。

西岔河组区内纵、横向变化较大,北西部镇安县结子乡碾子坪为紫灰色硅质砾岩、砂砾岩,上部粉砂岩、含砾砂岩,由北向南厚 10~320 m。北东部涧长沟发育砾、砂岩,并以较大角度与下伏地层接触;东部湖北关防铺—旬阳仙河一带以砂砾岩、长石石英砂岩为主,厚度大。西南部桐木沟、大红岩由白云质砂岩、长石石英砂岩,西岔河庙沟、水洞沟上部含砾砂岩夹紫红、灰绿色板岩、千枚岩夹灰黄色白云岩透镜体。南侧则相变为灰黄色粉砂岩、粉砂质板岩,厚仅数米,与下伏地层界线则不易区分,总体表现为北薄南厚、北西变质变形强,东部变形弱^[2]。

公馆组主要由下部粉砂质白云岩夹绢云板岩,中部中厚—块状砂屑粉晶白云岩、细晶白云岩及粘土质白云岩、含砂白云岩,上部厚层—块状粉晶白云岩间互钙泥质千枚岩组成。生物以藻类为主,含层孔虫、介形虫、珊瑚类。公馆组下部发育水平层理,中部发育层纹石、叠层石、鸟眼、窗孔构造,砂屑白云岩发育藻纹层理、透镜状层理;上部发育水平层理,总体向上变浅,由潮下低能带—潮间—潮上坪暴露带,反映为潮坪—泻湖环境沉积序列。

东部湖北关防铺—旬阳仙河一带以含砾砂岩、石英细砂岩夹千枚岩为主,偶见白云岩;西部旬阳桐木—一带则与西岔河组紫色粉砂岩呈锯齿状相变,“缺失”公馆组及白云岩,使石家沟组直接超覆于西岔河组之上。

中泥盆统石家沟组主要由下部深灰色薄层钙质板岩、灰—深灰色厚层状泥质生物碎屑灰岩、泥晶灰岩夹薄层钙质板岩;上部厚层块状细—中晶白云岩夹钙质、粉砂质板岩、薄层生物碎屑灰岩组成。生物主要以珊瑚、腕足为主。

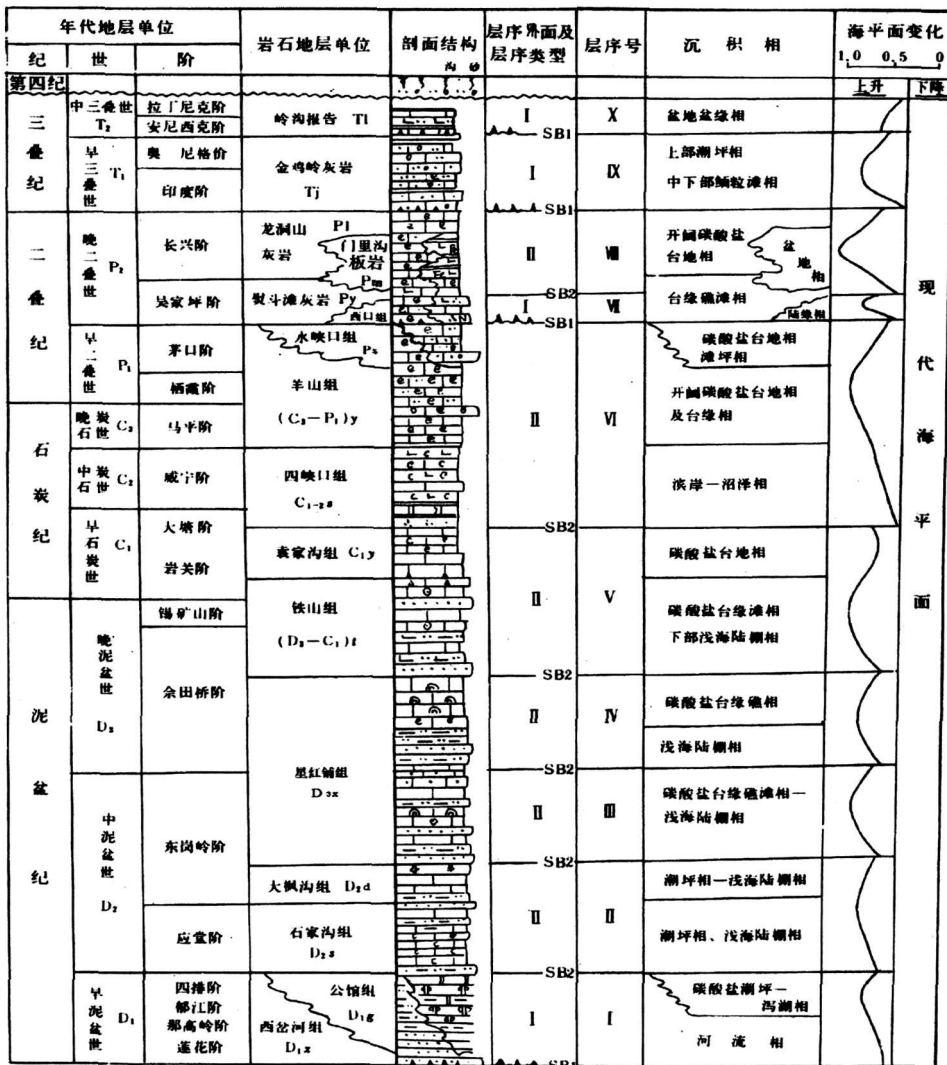


图 2 镇旬盆地地区地层与层序地层综合柱状图

Fig 2 The diagram of the stratigraphical column for regional stratigraphic and sequence stratigraphic in Zhuxun Basin

该组在北部锡铜沟以粉砂质板岩、钙质石英粉砂岩夹微晶生屑灰岩, 东部旬阳仙河一带见有砂岩及生物碎屑灰岩, 中部旬阳十里及西部枫树—麻坪河一带见有较多的深灰色厚—块状生物礁灰岩、白云岩化白云岩。含珊瑚化石。石家沟组下部板岩—生屑灰岩, 粒度向上变细, 反映为一种浅海陆棚环境。上部单层变厚, 灰岩发育白云岩化, 属较闭塞的局限碳酸盐台地。西岔河泥砂质含量增加, 顶部发育鸟眼灰岩, 反映陆棚—潮坪环境沉积。超覆志留系之上。西部桐木一带发育钙屑浊积岩。小岭子以西岩石单层变薄, 生物明显减少, 冷水沟发育成钙屑浊积岩, 发育底冲刷, 粒序层理及水下塌等, 反映深水斜坡沉积。

大枫沟组主要由下部灰绿色、浅紫色厚层状含铁

生物碎屑白云质砂岩、泥质粉砂岩、石英细砂岩夹透镜状生物碎屑灰岩; 中部浅灰色厚层白云质生屑灰岩、泥晶灰岩夹黄绿色钙质泥质板岩; 顶部钙质细砂岩夹薄层泥灰岩、中厚层状长石石英砂岩、粉砂岩、灰绿色粉砂质千枚岩组成。生物相对较少, 以珊瑚、腕足为主。北部五字沟、南部旬河一线为砂屑灰岩夹粉砂质板岩, 钙质细砂岩, 上部局部具古溶蚀孔洞等暴露标志, 反映为由东向西的潮坪—礁滩沉积。东部砂岩较多, 西部桐木一带发育钙泥砂质浊积岩, 沉积厚度大。该组下部砂岩具逆粒序, 发育水平层理、透镜状层理、小型沙纹层理, 反映为潮下坪环境。中部单层变厚, 发育鸟眼、窗孔构造, 为潮上坪环境。上部发育交错层理、平行层理, 为浅海陆棚环境。

古道岭组主要由灰绿—紫红色薄—中厚层中细粒石英砂岩、长石石英砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质板岩、深灰色薄层泥晶灰岩、泥质灰岩、泥质生物灰岩、浅灰色—深灰色厚—块状礁灰岩、白云岩组成。古道岭一带为灰—浅灰色厚层—块状颗粒灰岩、层孔虫、藻礁灰岩、砾屑灰岩、生屑灰岩、深灰色泥—微晶灰岩间夹深灰色钙质板岩。生物以富集无洞贝、颚头贝及珊瑚、层孔虫为特征。下部向上单层由厚变薄，上部向上单层由薄变厚。

东部湖北关防铺—旬阳公馆一带下部砂岩、粉砂岩发育，公馆向西砂岩则不发育，中上部发育厚—块状生物礁灰岩、核形石灰岩。在东岔河、旬河一带下部发育深灰色微薄层泥晶灰岩、钙板岩，局部夹黑灰色硅质板岩，含炭泥晶灰岩、炭、钙质板岩，属深水低能台盆相。上部中厚层砂屑灰岩，生物碎屑灰岩，反映为较开阔的镶边型碳酸盐台地。

上泥盆统星红铺组主要由灰—深灰色粉砂质板岩、钙质板岩、钙质砂岩、泥砂质灰岩和灰绿色砂岩、钙质板岩、泥砂质灰岩；灰—深灰色厚—块状泥质条带灰岩、泥质灰岩、生物礁灰岩组成。生物以腕足、珊瑚为主。

该组岩性稳定，在纵向、横向上变化不大，上部以灰绿色细碎屑岩为特征。在梅花店至镇安主要为石英砂岩夹粉砂岩、粉砂质板岩、钙质板岩，由北向南砂岩逐渐减少，粉砂岩具平行纹层、沙纹交错层，向上过渡为泥岩、泥灰岩，且发育沉积滑塌。在青铜关断裂北部，下部为厚粉砂质绢云板岩，上部为生屑灰岩。青铜关断裂—羊山断裂间，由东向西夹互泥岩，由小型点礁和礁前塌积渐变为夹含较多炭质干枚岩、硅质岩、深色钙泥质岩沉积，反映由浅水渐变为较深水的低能环境。属陆棚—斜坡沉积。西岔河则以碎屑岩渐变为中厚层鲕粒灰岩，核形石灰岩夹互钙质板岩，属浅水高能陆棚沉积。

铁山组主要由下部浅—深灰色薄层钙质石英砂岩、石英砂岩互浅灰色、紫红色薄—中厚层泥砂质灰岩、砂屑灰岩、鲕粒粉屑灰岩、核形石灰岩、泥质生物灰岩、砂质白云岩及上段灰—深灰色中厚层—厚层块状钙质砂岩、砂屑灰岩、角砾状砾屑灰岩、核形石灰岩、砂质生物碎屑灰岩、深灰色厚层细晶白云岩、生物礁灰岩组成。生物以珊瑚、腕足、牙形石为主。

该区岩性组合基本一致，岩性变化上，北为微—薄层泥质岩夹砂岩和碳酸盐岩，南部多为厚层碳酸盐岩夹泥质岩，深水相牙行刺特别发育；整体呈现西厚

(冷水河 700 m)，东薄(西岔河 200 m)，由泥晶灰岩、砂屑灰岩、鲕粒灰岩组成旋回式沉积。砂岩具平行层理，砂屑灰岩具水平层理，鲕粒灰岩具鸟眼构造及小型砂纹层理。上部由角砾灰岩与砂屑灰岩组成，反映为浅水高能台地边缘—浅滩相。

下石炭统袁家沟组主要由下部浅灰色中厚层含燧石结核泥晶灰岩夹含燧石条带亮晶灰质砾岩；上部厚层鲕粒灰岩、含生屑砾屑灰岩、泥质条带灰岩夹钙质板岩、泥质板岩组成，局部发育生物礁灰岩。生物主要为腕足、珊瑚。

在南部冷水河及大磨沟铁锁洞一带，岩石中下部普遍白云岩化，形成白云岩化白云岩。发育中厚层含燧石团块细晶白云岩、生屑结晶白云岩、角砾状白云岩。属台地浅滩或岸堤坎封闭蒸发环境。北部镇安羊山一带以灰岩为主。该组南部岩石组合单一，总体为碳酸盐台地沉积，上部局部过渡为台地边缘高能浅滩环境沉积。镇安断裂以北总体深灰色、层薄，具水平纹层，侧向延伸稳定，反映为深水盆地沉积。

中石炭统四峡口组主要由深灰色薄—中厚层石英砂岩、含菱铁矿结核页岩、泥晶灰岩夹灰黑色炭质板岩、钙质板岩组成。

北部镇安茅坪—四峡口一带底部夹较多的石英砾岩，土地岭发育灰岩角砾岩。东部底部发育砂砾岩，中部发育含砾砂岩及细砂岩，西部以钙泥质板岩、泥晶灰岩为主，局部发育低水位扇。下部均以深灰色板岩互砂岩，具水平层理，含植物化石及碎片；含砾板岩，砾岩中偶见泥盆纪的珊瑚、腕足碎屑，岩石主体以深灰—黑色板岩直接覆于袁家沟深色灰岩之上，反映为贫氧较深水静水盆地环境。中上部砾岩、薄—厚层砂岩，层理不明显。复成分砾岩与灰质砾岩、泥砾岩交互共生，且大多砾岩内部混杂无粒序，但扁平砾石多平行底面发育，反映为斜坡扇—三角洲沉积。

上石炭统羊山组主要由下部为浅灰色厚层泥晶藻屑灰岩、细晶生屑灰岩夹深灰—紫红色粉砂质板岩，中部厚—巨厚细、亮晶含—灰岩、细晶藻屑灰岩，上部由浅灰色厚层微—泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、生物礁灰岩组成。生物主要为腕足、—科、珊瑚、海绵及有孔虫、苔藓虫等。顶部开阔碳酸盐岩台地多发育生物礁灰岩、古喀斯特岩溶角砾岩，具明显的古喀斯特岩溶界面。反映了该期海平面下降，台地暴露地表。

西部镇安两河—龙洞川一带发育生物礁灰岩及岩溶角砾岩，该组由东向西厚度逐渐递减，并含较多的砂屑，反映为一种广阔的陆棚型碳酸盐台地。

下二叠统水峡口组主要由下部薄板状一页片状微晶生屑灰岩,上部厚层一块状微晶灰岩、砾屑灰岩、砂屑灰岩、生物碎屑灰岩、生物礁灰岩组成。含大量类、珊瑚、腕足化石。

镇安龙洞川一带顶部多发育生物礁灰岩及岩溶角砾岩。其与羊山组地层在东西方向上为相变接触关系。该组向西,下部局部含燧石,上部渐变为黑色炭质板岩互微晶生屑灰岩夹石英砂岩扁豆体。水峡口组早期主要承袭羊山组晚期沉积,为连续的碳酸盐台地,晚期沉积为灰岩夹泥质碎屑岩,发育大型人字型交错层理,反映为台地边缘向滨岸潮坪环境过渡。

西口组主要由下部厚细粒石英砂岩、长石砂岩、粉砂岩、绢云母板岩,上部生屑微晶灰岩夹薄层绢云母板岩、长石石英砂岩、含燧石结核生屑隐晶灰岩、生物粘结灰岩组成。生物主要为珊瑚、海百合、腕足、海绵等。

区内碎屑岩向东增多,灰岩减少。剖面下部砂岩比较稳定,且底部发育切蚀凹面,砂岩底面常发育 1~10 cm 褐色泥质物,并为灰质砾岩、石英砂岩充填。岩相特征反映下部为近岸浅海—滨岸沼泽环境,上部发育生物粘结灰岩及生物扰动构造,反映为陆棚边缘环境。熨斗滩地区发育紫红色砂屑生屑灰岩、钙泥质板岩及生物礁灰岩。在西沟一带盆地边缘发育低水位角砾岩楔。西口组与熨斗滩组灰岩为侧向相变关系。

熨斗滩组主要由一套紫红色、厚层生物碎屑灰岩、泥晶灰岩夹泥质灰岩,底部夹褐黄色钙质板岩,粉砂岩组成。熨斗滩灰岩呈紫红色,缝合线构造发育,富含珊瑚类、腕足类化石,化石呈杂乱堆积状,偶见大型树枝状珊瑚个体化石,并为铁质充填,顶部含菊石类化石。反映为低能台缘礁—滩相快速沉积。剖面及区域上,该组岩性二分性明显,下部层厚,上部层薄并由西向东渐夹薄板状铁质、钙质板岩,铁质生屑隐晶灰岩。

上二叠统龙洞川组主要由浅灰色中厚层状生屑、微晶、亮晶灰岩,生物灰岩、粒屑灰岩、生物礁灰岩组成,向西在龙洞川盆地边缘一带,上部夹棘屑灰岩岩楔,顶部明显发育高水位角砾岩楔。向东下部灰岩中夹薄层状钙质板岩,上部含藻屑、具鲕粒,局部发育海绵生物礁灰岩。龙洞川组沉积特征,反映为较开阔碳酸盐台地沉积,东缘为浅滩环境,西缘属台缘斜坡环境。

东部门里沟一带由灰色薄层泥质、钙质板岩、薄板状生物碎屑细晶灰岩组成,上部板岩发育水平管迹,富含菊石、双壳类、珊瑚类、腕足类化石。门里沟板岩岩性较为稳定,岩相组合整体反映为较深水盆地沉积。薄板

状铁质钙质板岩夹生屑灰岩,明显为饥饿沉积。

自西向东,从盆地边缘到深水盆地内部,盆地下超十分明显。龙洞川灰岩与门里沟板岩为侧向相变关系。

下三叠统金鸡岭组主要由底部砾屑灰岩,中下部钙质石英粉砂岩、粉砂质板岩、粉晶灰岩、含砂屑灰岩夹砂屑鲕粒灰岩、微薄层泥钙质板岩。上部浅紫灰色砂屑灰岩、微晶灰岩、层纹灰岩、叠层石灰岩组成,顶部发育古喀斯特岩溶角砾岩。

在金鸡岭岭沟一带发育角砾岩楔及薄层微晶灰岩、粉砂质板岩、钙泥质板岩沉积。向东底部发育钙质板岩,向上为厚层粉晶灰岩,上部为厚层鲕粒灰岩,含双壳类、腹足类化石。下部主要为台地边滩环境沉积,上部发育干涉波痕、交错层及纹层状灰岩、叠层石灰岩,反映为潮坪环境沉积。

岭沟组主要由薄层状粉砂质、钙质板岩、灰质泥岩、含泥微晶灰岩组成,区内上覆未见沉积。含双壳类、瓣鳃类化石。该组底部下伏地层发育古溶蚀地貌,岭沟一带该组发育灰质角砾岩楔。沉积环境属滨岸—潮坪环境沉积。

3 层序地层划分及沉积体系域特征

通过对区内泥盆纪—三叠纪各岩石地层系统的地质格架及层序地层学初步研究,可划分为两个级层序(D1—P1、P2—T2)和 10 个级层序^[3]。目前,结合层序不整合界面、地质格架分析及层序地层学研究,对 10 个级层序内部的沉积体系域特征进行了初步划分分析(图 3)。

3.1 层序

以泥盆系底部区域性型不整合剥蚀面为其底界,以发育多层暴露标志的潮间带沉积为特征的公馆组顶部型层序不整合面为顶界。层序由低水位沉积体系域、海侵体系域、高水位沉积体系域构成。层序内低水位沉积体系域(LST)副层序由西岔河组下部冲积扇、滞留砾岩、筛积岩、杂砂砾岩、含砾砂岩沉积的水道叠置体组成。

剖面结构由下而上粒度变细、单层变薄多个韵律层组成,沉积构造主要为正粒序层理、浊积层理和大型槽状交错层理、低角度交错层理、平行层理等,反映出分支河道—河口水下三角洲相构成的深切谷充填。地层堆积型式表现为北薄南厚,东厚西薄,总体沿盆地周缘及底部发育,呈楔形体。这种盆地充填的非对称性,反映了半地堑式断裂地貌特征。这种河流相一边滩滞流海湾相沉积,代表海平面快速下降期,盆地

内堆积低水位楔。在中部旬阳小岭一带可能发育海底扇沉积。海侵体系域 (TST) 副层序由西岔河组上段潮坪相石英杂砂岩、白云岩组成, 副层序为自下而上岩层厚度逐渐变薄的退积型结构序列。高水位沉

积体系域 (HST) 由公馆组白云岩组成, 发育鸟眼、窗孔、帐篷构造, 反映出频繁暴露的进积型潮坪—泻湖相地层结构。

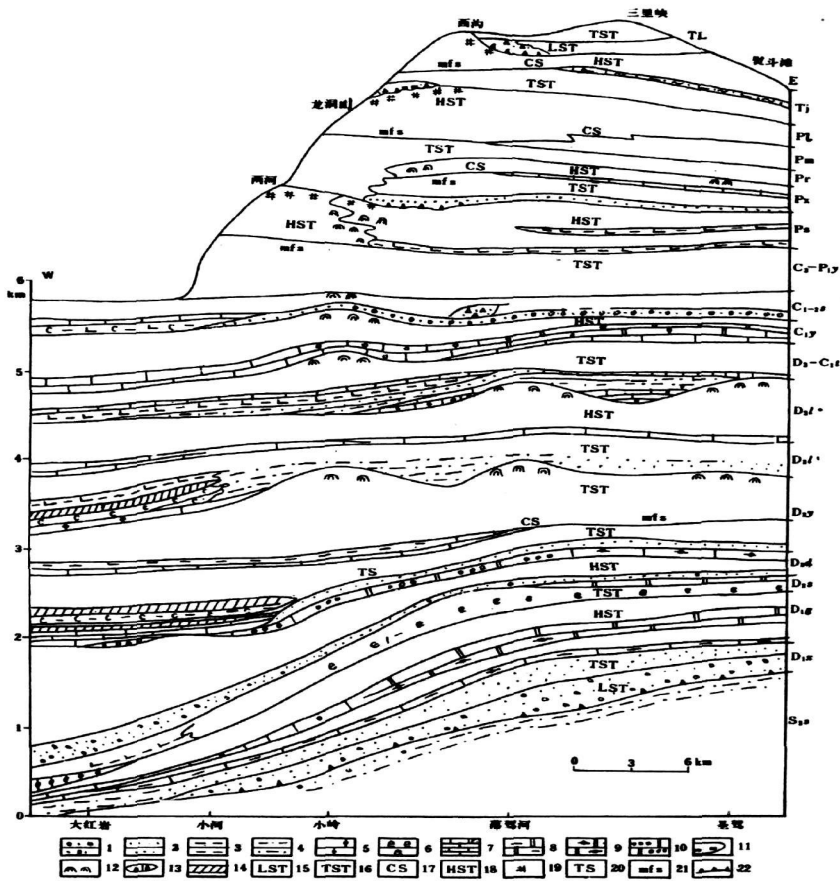


图 3 岩石地层格架 (EW 向)

1 砂砾岩; 2 砂岩; 3 钙泥质板岩; 4 含砂泥质干校岩; 5 砂质灰岩; 6 生物碎屑灰岩; 7 微—薄层灰岩; 8 粘土质白云岩; 9. 鸟眼白云岩; 10 溶蚀孔洞白云岩; 11 龟砾岩质; 12 礁灰岩; 13 灰岩角砾岩; 14 硅质岩; 15. 低水位体系域; 16 海侵体系域; 17 凝缩沉积; 18. 高水位体系域; 19 古塔斯特化; 20 海侵面; 21. 最大海泛面; 22 型不整合面;

Fig 3 The fram work of rock stratigraph (EW)

3.2 层序

底界为 D_{S1} 之顶界 型层序界面, 顶界为大枫沟组顶部出现的一层铁锰质风化壳, 顶界面属 型层序界面。层序 由海侵体系域、高水位沉积体系域构成。层序内海侵体系域 (TST) 副层序由石家沟组泥砂质板岩与生物碎屑灰岩构成, 剖面结构表现为沉积环境由泥沙质潮坪相向浅海陆棚相逐渐演化, 沉积物粒度向上逐渐变细的退积型结构序列。潮坪相的泥沙质沉积与浅海陆棚相的碳酸盐岩沉积界面, 是区内第一次大规模的海侵面。在盆地南中部旬阳麻坪河—十里一带, 由于处于浅水碳酸盐岩台缘, 石家沟

组上部发育较多的点状生物礁并白云岩化。高水位沉积体系域 (HST) 副层序由大枫沟组含铁石英砂岩、石英砂岩、泥质粉砂岩、板岩及厚层白云岩、灰岩组成, 碳酸盐岩发育鸟眼、窗孔和古溶蚀孔洞。地层结构属滨岸相—潮坪相进积型地层结构。在近陆部位, 该层序高水位期形成的沉积建造与盆缘不同沉积层位接触, 具清晰的下超现象。

3.3 层序

底界为 D_{S2} 之顶界 型层序界面, 顶界为出现窗孔等潮坪暴露标志的古道岭组顶部 型层序界面。层序 由海侵体系域、高水位沉积体系域构成。层序

内海侵体系域 (TST) 副层序由古道岭组下部石英砂岩、粉砂岩、泥质生物灰岩等组成, 沉积构造主要有大型槽状层理、板状交错层理、平行层理及风暴层理等, 副层序类型为潮道砂岩—潮下一潮坪粉砂岩—陆棚生物灰岩, 地层结构为沉积粒度向上变细的退积型结构序列。通过横向追索, 在盆地南中部旬阳公馆以西厚度减小, 该地层明显呈楔型, 呈现出浅水陆棚边缘楔的特点。中部的微—薄层泥晶灰岩与粉砂质泥岩及薄层硅质岩^[4], 属凝缩沉积 (CS), 是区内第一次最大规模的海侵事件, 地层结构为进积—加积型。高水位沉积体系域 (HST) 副层序由中上部厚层泥沙质灰岩、生物灰岩、生物礁灰岩、白云岩组成。生物礁以层孔虫珊瑚礁为主, 规模大, 属碳酸盐岩台缘岸礁。白云岩中发育鸟眼、窗孔暴露标志, 剖面结构自下而上, 反映了由浅海陆棚相向碳酸盐岩台地边缘礁滩相—潮坪相发展, 沉积粒度逐渐变粗, 地层结构为进积型。

3.4 层序

顶底界面均为 型层序界面, 层序 由海侵体系域、高水位沉积体系域构成。层序内海侵体系域 (TST) 副层序由星红铺组下部薄层砂岩—泥质粉砂岩组成, 自下而上副层序类型由潮坪相向浅海陆棚相演变, 沉积物粒度变细, 岩层变薄, 地层结构为退积型。高水位沉积体系域 (HST) 副层序由中上部碳酸盐岩台缘生物礁灰岩、礁后坪薄层泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、礁前塌积砾屑灰岩组成, 生物礁以层孔虫珊瑚礁为主, 规模大, 属碳酸盐岩台缘岸礁。自上而下, 沉积物粒度变粗, 地层结构为进积型。

3.5 层序

顶底界面均为 型层序界面, 层序 由海侵体系域、高水位沉积体系域构成。层序内海侵体系域 (TST) 副层序由铁山组石英细砂岩、粉砂岩及粒屑灰岩组成, 自下而上副层序类型由海滩—潮坪相向演变, 沉积物粒度变细, 岩层变薄, 地层结构为退积型。高水位沉积体系域 (HST) 副层序由袁家沟组含燧石条带灰岩、生物碎屑灰岩、交代白云岩、生物礁灰岩组成, 剖面结构自下而上沉积物粒度变粗, 岩层变厚, 地层结构为进积型。

3.6 层序

底界面为 型层序界面, 顶界面为西口组发育切谷充填的 型不整合剥蚀面。层序 由海侵体系域、高水位沉积体系域构成。层序内海侵体系域 (TST) 副层序由四峡口组滨岸—沼泽相石英砂岩、含菱铁矿

结核砂质页岩、钙质板岩、炭质板岩、泥晶灰岩和羊山组中下部浅海陆棚相泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、砂屑灰岩组成, 自下而上沉积物粒度变细, 海水变深, 地层结构为退积型。高水位沉积体系域 (HST) 副层序由羊山组上部和水峡口组组成, 副层序由碳酸盐岩台地边缘相泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、颗粒灰岩组成, 上部发育生物礁, 顶部开阔碳酸盐岩台地发育古喀斯特岩溶角砾岩。剖面结构为自下而上沉积物粒度变粗, 海水变浅, 地层结构为进积型。

3.7 层序

底界面为西口组发育切谷充填的 型不整合剥蚀面, 顶界面为 型层序界面。层序 由低水位沉积体系域、海侵体系域、高水位沉积体系域构成。层序内低水位沉积体系域 (LST) 副层序由西口组底部深切河谷充填灰质砾岩、石英砂岩组成, 具明显的侵蚀冲刷面和低水位角砾岩楔。海侵体系域 (TST) 副层序由中下部滨岸相长石石英砂岩、陆棚相微晶灰岩组成, 剖面结构自下而上沉积物粒度变细, 岩层变薄, 地层结构为退积—加积型。在深海盆地内部发育明显的饥饿沉积和海底扇, 具清晰的海底下超。高水位沉积体系域 (HST) 副层序由上部台地边缘相长石石英杂砂岩、砾屑灰岩、生物灰岩组成, 西部鬃斗滩一带顶部发育生物礁。剖面结构自下而上为潮坪相向台地边缘礁滩相演化的进积型序列。

3.8 层序

底界面为 型层序界面, 顶界面为龙洞川组 型不整合剥蚀面, 以龙洞川组灰岩顶部发育冲蚀槽的剥蚀面为特征。层序 由海侵体系域、高水位沉积体系域构成。层序内海侵体系域 (TST) 副层序由鬃斗滩灰岩组成, 副层序类型以碳酸盐台地相紫红色的砂屑灰岩、生屑灰岩及钙泥质板岩为主, 生屑灰岩中生物碎屑成分复杂, 混杂堆积, 层理类型为巨厚块状层理, 反映出事件沉积的特点。剖面结构自下而上表现为沉积物粒度变细, 生物碎屑减少, 灰泥增高, 岩层变薄, 地层结构为退积型。在盆地内部, 门里沟一带发育深水沉积的叶片状、薄板状钙泥质板岩夹生屑泥晶灰岩, 具明显的饥饿沉积。自西向东, 从盆地边缘到深水盆地内部, 盆地下超十分明显。高水位沉积体系域 (HST) 副层序由龙洞川组碳酸盐台地边缘礁滩相生屑微晶灰岩、粒屑灰岩、鲕粒灰岩为主, 局部发育海绵礁。在龙洞川盆地边缘一带, 龙洞川组顶部明显发育高水位角砾岩楔。剖面结构自下而上表现为沉积物粒度变粗, 海水变浅的进积型序列。

3.9 层序

顶底界面均为型层序不整合面。层序由低水位沉积体系域、海侵体系域、高水位沉积体系域构成。层序内低水位沉积体系域(LST)副层序由金鸡岭组灰岩底部砾屑灰岩楔状体组成,具明显的侵蚀冲刷面和低水位角砾岩楔。低水位沉积体系域顶界面以金鸡岭组灰岩顶部古喀斯特化为特征。海侵体系域(TST)副层序由金鸡岭组中下部钙质石英粉砂岩、粉砂质板岩、粉晶灰岩组成,岩层厚度变薄,粒度变细的退积型结构序列。凝缩沉积为中部微薄层泥沙质板岩、钙质板岩,自西向东地层结构明显向海盆方向超覆,副层序堆积型式为加积型。高水位沉积体系域(HST)副层序由金鸡岭组上部砂屑鲕粒灰岩、叠层石灰岩组成,自下而上,剖面结构表现为由潮坪至浅滩迅速变浅,粒度变粗,顶部具古喀斯特化的特征,副层序堆积型式为进积型。

3.10 层序

底界面为型层序不整合面,上部被剥蚀,属一不完整层序。层序由低水位沉积体系域、海侵体系域构成,层序内低水位沉积体系域(LST)副层序由岭沟板岩下部海底峡谷充填角砾岩楔、斜坡扇等低水位楔组成,地层堆叠型式为退积型。海侵体系域(TST)副层序由岭沟板岩中上部薄板状钙质板岩、粉砂质板岩及微晶灰岩组成,自下而上,剖面结构表现为岩层厚度变薄,粒度变细,海水迅速加深的海进退积序列。由于构造活动加剧,海平面变化频繁,高水位沉积体系域被剥蚀。

4 构造活动与区域海平面变化

4.1 区内的海平面变化周期

南秦岭早古生代—中生代沉积盆地,可初步划分出3个级海平面变化周期:即震旦纪—晚志留纪级海平面变化周期,早泥盆纪—早二叠纪级海平面变化周期,晚二叠纪—中三叠纪级海平面变化周期。区内早泥盆纪—早二叠纪级海平面变化周期可划分出6个级海平面变化周期;晚二叠纪—中三叠纪级海平面变化周期可划分出4个级海平面变化周期。级海平面变化周期与划分的10个层序相对应。

区内海平面变化具有以下特点:从早到晚,震旦纪—晚志留纪级海平面变化主要表现为早期快速下降到晚期快速上升,构造沉降速度远大于海平面变化升降速度,沉积厚度及构造沉降幅度大,岩相变化

剧烈,饥饿沉积主要表现为笔石页岩相、深水炭硅质页岩相。早泥盆纪—早二叠纪级海平面变化从早到晚主要呈现出缓慢下降,构造沉降速度与海平面变化升降速度基本一致,海平面变化频繁,饥饿沉积明显,总体表现为高频振荡螺旋式上升,缺乏低水位沉积和河流回春现象,型层序不整合面不发育,明显具“伸展式沉积层序”特点。级海平面升降变化周期更为频繁,总体缺乏低水位体系域沉积,碳酸盐岩台地暴露频繁,岩相变化大,饥饿沉积发育但厚度小。晚二叠—中三叠世级海平面变化具有升降快速,构造沉降速度远大于海平面变化速度,海平面升降频繁,缺乏饥饿沉积的特点。总体表现为高频快速上升,发育低水位沉积和河流回春现象,型层序不整合面发育,明显具“挤压式沉积层序”特点。

4.2 构造体制与海平面变化

众所周知,板块运动控制了全球海平面变化,区域性构造活动则控制了区域性海平面变化,局部性海平面变化与地区性构造隆升有关;区域性海平面变化与构造体制密切相关。海平面变化幅度是构造活动速度、基底沉降速率和沉积速率的函数。在造山带挤压构造体制下,海平面下降,沉积空间缩小,沉降速率相对较快,沉积建造多为复杂的不稳定—一次稳定的陆屑建造和复杂碳酸盐岩建造,沉积环境及岩相变化迅速;伸展构造体制下,海平面上升,沉积空间增大,沉降速率相对较慢,形成的层序界面多为型层序不整合面,缺乏低水位沉积。沉积建造主要为碳酸盐岩开阔台地相沉积,沉积环境分异明显,饥饿沉积较为发育。

4.3 构造活动与海平面变化

盆地沉积与构造作用及板块活动密切相关,构造作用规律的旋回性,造成盆地周期性沉降与隆升,而不整合或假整合及层序界面侵蚀,就是这种构造作用的记录和印证。前者如西岔河组与水洞沟组,袁家沟组与四峡口组之间的接触关系;后者如水峡口组与西口组及熨斗滩组,龙洞川组与金鸡岭组间的接触关系。这些界面都记录了区域构造作用对盆地升降的影响,也反映了构造作用的旋回性与盆地内不整合界面的同步性、耦合性。这种旋回性反映在盆地成生沉积演化中,盆地水位呈规律的枯水萎缩—充水沉积—枯水萎缩的变化,造成盆地内沉积序列规律的组合韵律或旋回^[5]。

4.3.1 加里东运动

加里东运动对南秦岭具有重要的影响,其主要表现为古生代沉积盆地自南向北的快速隆升,海水逐渐

由南东向北西方向退却,盆地沉降中心逐渐向北西方向迁移,在区内形成大范围的Ⅰ型层序不整合界面及Ⅱ型层序。加里东早期,东部武当古陆及中部平利—牛山一带首先隆起,遭受风化剥蚀;而位于扬子板块北部被动边缘的北大山紫阳—岚皋—平利一带,主要形成黑色硅质岩、炭质—泥质岩沉积。加里东晚期陆陆碰撞造山作用使南秦岭发生区域性拗褶而隆起,海水从东南部大部分地区退出^[6]。

4.3.2 华力西运动

区内华力西运动不甚明显,主要表现为伸展构造体制下中晚石炭世海盆的高频振荡,海平面缓慢上升,碳酸盐开阔台地发生大范围的古喀斯特化,局部隆升出现海陆交互沉积。形成Ⅲ型层序界面及Ⅳ型层序,早期早—中泥盆世沉积地层明显超覆在中晚志留世沉积地层上。

4.3.3 印支—燕山运动

印支运动在南秦岭表现强烈,随着扬子板块与华北板块的强烈碰撞,盆地沉积范围逐步萎缩,海平面急速上升,海水全部退出,发生陆内造山,多发育Ⅴ型层序不整合界面及Ⅵ型层序,形成近东西向大中型直立倾竖褶皱和区域性同生断裂,产生区域变质作用。燕山运动产生重要的多层次逆掩断层作用,同时伴随较多的中酸性岩浆活动。

5 海平面变化与成矿

5.1 海平面变化与成矿

构造运动控制构造体制,构造体制又制约了海平面升降变化。在早古生代,从寒武纪到志留纪,海平面变化总体变浅,属于一海退旋回。早期的深水缺氧还原环境,形成了含煤沉积建造,区内形成了铁、锰、磷、钒、钼等沉积型矿产。志留纪末期,受加里东隆升影响,区内大部分地区暴露于地表,发育浅水暴露标志;泥盆纪初期形成区域性不整合剥蚀面并有河流回春现象,同时有铜、金等成矿物质的初步富集,在旬阳小河—双河一带形成砂岩型铜矿、砂(砾)岩型金矿和沉积—改造型汞矿。

中泥盆世早期,随着盆地的沉降,区内首次发生大范围海侵,局限碳酸盐台地形成并发育大量的珊瑚礁。中晚泥盆世,海侵范围进一步扩大,开阔碳酸盐台地形成,碳酸盐台缘发育大量的珊瑚、层孔虫礁,礁体规模大,局部碳酸盐台地暴露地表并发生古喀斯特化,形成古风化壳型铁钴矿。在盆地中心,由于沉积速率低,陆源物质贫乏,往往形成富含有机质的化学

沉积凝缩层,成矿物质丰富,有利于成矿。在碳酸盐台缘,形成与生物礁有关的热液沉积型铅锌矿,如旬北沉积盆地中的枫树一赵家庄铅锌矿带;盆地内部,往往形成与凝缩沉积有关的金矿,如旬阳小河、惠家沟金矿即产于杨岭沟组复合型凝缩沉积的粉砂质千枚岩与微薄层泥晶灰岩组合中^[5]。石炭纪中晚期,受海西运动影响,区内镇旬盆地局部隆升,碳酸盐台地发生普遍古喀斯特化,局部有汞、铅、锌矿产出。二叠纪—中三叠纪,随着印支运动的加剧,盆地快速升降频繁,盆地快速下降,形成大量小型水下不整合面、深切河谷、低水位角砾岩楔和低速沉积层;盆地快速上升,则碳酸盐台地发生古喀斯特化并遭受剥蚀,发育高水位角砾岩楔。中三叠世末期,沉积范围缩小且仅局限于金鸡岭一带,沉积盆地属盆缘较陡的相对深水盆地环境。盆地快速升降,海平面变化频繁,沉积环境变化快,沉积速率大,不利于成矿。

5.2 沉积体系域与成矿

5.2.1 低水位沉积体系域与成矿

低水位沉积体系域多为复陆屑沉积建造,成矿物质来源于附近古陆,在风化剥蚀及流水搬运下或沿同生断裂进入沉积建造而成矿,多形成古风化型矿床。如旬阳公馆—潘家一带早泥盆世西岔河组低水位沉积体系域中分布的砂岩型铜矿及砂岩型金矿^[3]。

5.2.2 高水位沉积体系域与成矿

高水位沉积体系域对成矿控制主要表现在两方面:即沉积建造控矿和岩相控矿。在高水位期,高水位体系域形成的碳酸盐岩台地大多暴露于地表,碳酸盐岩台缘生物礁普遍产生白云岩化,由于生物礁具有良好的空隙性、渗透性,同时对成矿物质具有很强的吸附性,为高度浓缩的成矿物质提供了良好的成矿空间,有利于成矿。岩相控矿实质上是形成一种有利于成矿的物化屏障或岩相圈闭条件,使成矿物质在有利的沉积环境下进一步富集而成矿^[7]。高水位沉积体系域顶界面,往往是一个沉积间断面,有利于形成红土型矿床。如旬阳公馆、青铜沟汞矿产于公馆组高水位沉积体系域的藻白云岩中;旬阳枫树一赵家庄一带铅锌矿产于石家沟组上部白云岩化生物礁灰岩中;大多数MVT型铅锌矿赋矿围岩为高水位沉积体系域藻白云岩或生物礁灰岩;旬阳阳坡河铁钴金矿点产于星红铺组顶部生物礁灰岩与千枚岩接触的古风化界面上。

5.2.3 凝缩沉积与成矿

凝缩沉积由于沉积速率低,物源匮乏,但因沉积

时间长, 沉积分异明显, 往往形成富含有机质的化学沉积薄层, 造成有利于成矿物质沉淀的还原环境, 多形成磷、锰、铁、钴、钒、铀、金等化学沉积矿产及多金属矿产。如旬阳惠家沟金矿、小河金矿即产于古道岭组复合型凝缩沉积的粉砂质千枚岩与微薄层泥晶灰岩岩石组合中。

6 结语

盆地的沉积演化与构造体制相联系, 构造体制与区域性构造运动密切相关, 构造活动控制了海平面变化。构造运动能引起构造沉降作用和相对海平面的升降变化, 在岩石地层单位的形成和环境演化过程中, 起着极为重要的控制作用。通过区域地层格架分析, 可以进一步研究区域构造活动历史, 复原海平面变化细节, 同时进行层序地层学研究。深入细致的层序地层学研究, 不仅可以建立岩石地层格架和年代地层格架, 而且可以进行精细地层研究, 从微观上准确了解区域海平面敏感变化, 确切刻画古气候、古地理、古环境, 从而更好的预测沉积矿产。

参考文献 (References)

1 张国伟, 等. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 2001 [Zhang Guowei *et al*. Qinling Orogen and Continental Dynamics. Beijing: Science Press, 2001]

2 杨永成, 汤亚琪. 陕西省宁(陕)、镇(安)、旬(阳)1:5万片区总结报告. 陕西地矿局, 1999 [Yang Yongcheng Tang Yaqi Regional Report on Ning(Shan), Zhong(An) and Xun(Yang) Areas of 1:50000 Scale in Shaanxi Province. Shaanxi Bureau of Geology and Mineral Resources, 1999]

3 唐永忠. 南秦岭镇旬盆地层序地层特征及盆地分析. 陕西地质, 1998, 16(1): 30-41 [Tang Yongzhong Sequence stratigraphic and basin analysis of Zhongxun basin in south Qinling Mountains Shanxi Geology, 1998, 16(1): 1-41]

4 董王仓. 小河口幅、落驾河幅、双河口幅 1:5万区域地质调查报告. 陕西地矿局, 1994 [Dong Wangcang Report of regional geological survey (1:50000) of Xiaohoukou, Luojiahe and Shuanghekou area. Shaanxi Bureau of Geology and Mineral Resources, 1994]

5 唐永忠, 吴帮朝. 陕西镇安-旬阳盆地汞锑铅锌金成矿控制条件. 昆仑-秦岭-大别山系地质构造与资源环境学术研讨会论文集. 地质通报, 2003, 22(7): 49-53 [Tang Yongzhong Wu Bangchao Constraints on Hg, Sb, Pb, Zn and Au ore deposits in Zhong-An-Xun Yang basin. Shanxi Geological Bulletin, 2003, 22(7): 49-53]

6 唐永忠, 侯满堂. 南秦岭古生代沉积盆地沉积-构造事件与热水沉积成矿. 矿产与地质, 2006 [Tang Yongzhong Hou Mantang Sedimentary-tectonic events and thermal mineralization in Paleozoic sedimentary basin in south Qinling Mountains Mineral and Geology, 2006]

7 唐永忠. 镇旬盆地南西缘泥盆纪碳酸盐台缘生物礁与层控铅锌矿. 陕西地质, 2000, 18(2): 30-37 [Tang Yongzhong Devonian bioherm around carbonate platform margin and stratigraphically controlled Pb-Zn deposits in the west margin of Zhongxun basin Shanxi Geology, 2000, 18(2): 30-37]

Tectonic Activity-Sea Level Change and Sedimentary Responses of Paleozoic Basins in South Qinling Mountains

TANG Yong-zhong¹ ZHU Ying-tang²

(1. Shaanxi Geological Survey, Xi'an 710054; 2. Chendu University of Technology, Chengdu 610059)

Abstract Located in the passive margin of the north of Yangtze Platform, Zhong An and Xun Yang basins in South Qinling Mountains have developed as a series of Early Paleozoic-Mesozoic carbonate rocks containing some fine clastic rocks which are characteristic of stable position, clear lithological facies, stratigraphical sequence and tracts as well as sensitivity reflection to sea level change, so this area is an ideal place to study sea level change and its sedimentary responses. On the basis of stratigraphical features and lateral change, 10 sequences have been divided as well as some depositional boundaries and tracts. The evolution of sedimentary basins has close relationship with tectonic regime, regional tectonic activity, and tectonics controlled sea level change. Through the analysis on regional sequence framework and stratigraphic, we can further study the history of regional tectonic activity and restore the details of sea level change to establish the lithological and chronological stratigraphical framework which is helpful for elucidating the accurate sensitivity change of sea level change and describing the paleoclimate, paleogeography and paleoenvironment as well as predicting depositional mineral resources.

Keywords South Qinling Mountains, sedimentary basin, tectonic activity, sea level change, sequence stratigraphic