

西秦岭造山带泥盆纪沉积地质学和动力沉积学研究:西秦岭中带泥盆纪小型克拉通盆地的沉积特征及盆地格局

杜远生

(中国地质大学·武汉)

〔内容提要〕 秦岭微板块位于商丹-武山和勉略-巴山弧断裂之间。泥盆纪时期,微板块主体处于稳定的小型克拉通盆地背景。本文仅从西秦岭中带泥盆系入手,探讨该区泥盆系的沉积体系和盆地格局。小型克拉通盆地北带的西汉水小区以古岛屿滨岸-陆棚沉积体系(艾菲尔期)、碳酸盐台地-生物礁沉积体系(吉维特-弗拉斯期)、深水盆地和泥质浊积岩沉积体系(法门期)为特征。南带武都小区则以陆棚碎屑岩(艾菲尔期)和缓坡型台地-陆棚沉积体系(吉维特-法门期)为主,该小型克拉通,泥盆纪时期是一稳定块体,到二叠纪-三叠纪才受中秦岭裂陷槽分隔成两个块体。

关键词 秦岭造山带 泥盆系 沉积地质学

秦岭微板块位于以勉略绿岩为代表的北秦岭洋和勉略蛇绿岩为代表的南秦岭洋之间,泥盆纪时期仍保持为统一块体,具有一致的沉积和构造演化特征。微板块北缘与北秦岭加里东一早海西造山带毗邻的地区形成了泥盆纪同造山的前陆盆地(杜远生,1995)。微板块主体西段的西汉水小区、武都小区(参杜远生,1995,表1,图1)泥盆纪则以稳定型小型克拉通盆地特征。两小区虽为二叠-三叠纪裂陷槽沉积分隔,但它们具有相近的沉积和构造演化特征,反映泥盆纪两者可能为一统一块体,到二叠纪以后才一分为二。本文将在两区泥盆系地层和沉积体系分析的基础上,概要探讨其盆地格局和演化特征。

1 西汉水构造沉积区泥盆系的沉积体系和沉积构型

西汉水构造沉积型区位于西秦岭西成-岷县一带,北以麻沿河-礼县-申都断裂与舒家坝区分界,南以江洛-大桥-岷县断裂与三叠系裂陷槽沉积分隔。区内泥盆系为西汉水群(叶连俊、关士聪,1944;黄振辉,1959)。70—80年代,西汉水群地层研究随着西成铅锌矿田的发现逐渐深化。笔者等(杜远生等,1988;赵锡文等,1992)根据西成地区西汉水群中发现的大量牙形石化石重建了该区泥盆系的岩石地层和年代地层单位系统。该区西汉水群自下而上分为黄家沟组、红岭山组和双狼沟组(表1)。黄家沟组以碎屑岩沉积为主,时代为艾菲尔阶(可能包括吉维特阶底)。红岭山组以碳酸盐为主,内夹泥质岩,时代为吉维特阶-弗拉斯阶。双狼沟组以泥岩、粉砂岩为主,时代为法门阶。西汉水群是否包括下泥盆统一一直存在不同认识(朱伟元,1990;李永军,1987等)。由于西汉水群下伏的吴家山群已发现晚志留世的微古植

物化石(陕西区调队,1990),故可排除为下泥盆统。朱伟元所建安溪沟组、安家岔组、画眉山组均含中泥盆世珊瑚和牙形石(曹宣铎,1990;杜远生等,1988),其时代也应以中泥盆世为主,至多包含下泥盆统埃姆斯阶一小部分。李永军(1987)在西汉水剖面所建的王家坝组中发现含有下泥盆统孢粉化石,可代表埃姆斯阶上部地层。

表1 西秦岭中带泥盆系地层对比表

Table 1 Stratigraphic correlation of the Devonian strata in the middle belt of West Qinling orogenic belt

地层分区		西汉水小区		武都小区		
		西成一带	西汉水一带	徽成一带	舟曲一带	迭部—玛曲
资料来源		杜远生等 1988	西安所 1990 李永军 1987	甘肃区调队 1990	据西安所 1990 修改	西安地矿所 1987,1990
上覆地层				C ₁	C	C
上泥盆统	法门阶	未见顶 双狼沟组	未见顶 七固组	铁山群	铁山群	益哇组下段 陡石山组
	弗拉斯阶	红岭山组	龙林桥组			擦阔合组
	吉维特阶		榆树坪组			蒲莱组
中泥盆统	艾菲尔阶	黄家沟组	雷家坝组	?	鲁热组	下吾那组
	埃姆斯阶	未见底	未见底	未见底	未见底	当多组
下泥盆统	布拉格阶					尔拉组
	洛赫考夫阶					上普通沟组
下覆地层		S	S	S	S	S

西汉水构造沉积区,在艾菲尔阶及埃姆斯阶时一部分以古岛屿体系的陆源碎屑沉积为主。在临近吴家山古岛地带,如西和歇台寺、广金坝、黄家沟和成县厂坝等地,为潮坪沉积体系的粗碎屑沉积,在远离古岛的地带,为陆棚沉积体系的细碎屑和泥质沉积。吉维特—弗拉斯期,吴家山古岛被淹没形成水下隆起,环绕隆起形成碳酸盐台地和生物礁沉积,远离隆起为陆棚沉积体系碳酸盐和泥质岩沉积。法门期地层出露零星,以深水盆地和泥质浊积岩沉积为主。

1.1 潮坪沉积体系

潮坪沉积体系主要见于黄家沟组,环绕吴家山古岛分布。蔡雄飞等(1990)、辛建荣(1992)分别进行过总结。笔者在此基础上进行了复查和补充,认为该潮坪是受古岛屿地形控制的海湾型潮坪而非受障壁控制的环境湖潮坪。

1.1.1 潮下带沉积(A)

潮下带沉积以浅灰到灰色中厚层细粒石英砂岩为主,内有大型槽状交错层理、板状交错层理、羽状交错层理及平行层理。碎屑颗粒主要为石英,以细粒为主,分选和圆度较好,概率曲线上反映以跳跃总体为主,占90%左右(辛建荣,1992,图3)。潮下带砂岩在黄家沟剖面、广金坝剖面及歇台寺东沟剖面黄家沟组下段均有发育。

1.1.2 低潮坪沉积(砂坪)(B)

低潮坪沉积主要岩性为灰到深灰色中厚层细粒石英砂岩及粉砂岩,具小型波痕、羽状交错层理、小波痕层理及浪成交错层理和再作用面等。岩石中颗粒以石英为主,圆度呈圆状,分选好,概率曲线上反映以跳跃总体为主,占90%以上(辛建荣等,1992),图3)。低潮坪沉积在歇台寺东沟、广金坝和铁马湾剖面发育均好。

1.1.3 中潮坪沉积(混合坪)(C)

岩石呈灰到暗灰色,中厚层为主,主要岩性为泥质细砂岩、砂泥岩互层。具典型脉状层理(压扁层理)、波状层理和小波痕层理,小型水流波痕和浪成波痕发育,多呈不对称状。其中浪成波痕对称指数高,尖背状且分叉现象多见。砂岩层以细砂到粉砂为主。圆度高,分选中等偏好。概率曲线上显示跳跃总体约80%左右,其它为悬浮总体(辛建荣,1992,图3)。中潮坪在滨临吴家山古岛的铁马湾、东沟、广金坝等剖面均有发育。

1.1.4 高潮坪沉积(泥坪)(D)

高潮坪沉积以泥质沉积为主,岩石多呈暗灰色,中厚层为主。岩石主要为暗色泥质板岩、含砂质泥质板岩,具典型的透镜状层理和均质层理,可见泥裂等暴露标志,高潮坪沉积在东沟和铁马湾剖面上均有发育。

1.1.5 潮沟沉积(E)

岩石呈灰到浅灰色为主,为厚层状石英砂岩,砂岩中石英颗粒为主,分选和磨圆均好。具粒序递变层理、大型槽状交错层理、羽状交错层理和平行层理(图1a),局部可见侧向加积形成的纵向层理。向上岩性变为细砂岩和小型槽状交错层理等。潮沟沉积多夹在潮坪沉积之中,底部形成明显的冲刷面。潮沟沉积在东沟和铁马湾剖面中均有发育。

1.1.6 潮坪旋回沉积序列

潮坪沉积是低能滨岸沉积的一种重要类型,通常形成于海湾、环绕潟湖的受局限的条件下,潮坪地形平坦,分布范围一般较广。其主要受控于潮汐流的进退,波浪作用微弱,因此水动力条件较弱以细粒碎屑沉积为主。沉积构造以潮汐层理组合及羽状交错层理为特征,并伴有小型的浪成波痕和层理。潮坪沉积体系的不同沉积单元(潮下带、低潮坪、中潮坪、高潮坪及潮上带)通常形成规律的组合。这种组合是由潮坪体系的旋回沉积作用形成的。图1是西成一带黄家沟组潮坪沉积体系的旋回沉积序列,其中图1a、c为潮下带、低潮坪、中潮坪及潮道沉积规律组合的旋回沉积序列;潮下带以大型板状交错层理及平行层理为特征;低潮坪以具小型波痕层理为特征;中潮坪以波状层理、脉状层理为特色;潮道沉积中侧向加积形成大型交错层理,具明显冲刷面。图1b、d为低潮坪和中潮坪及高潮坪的规律组合:低潮坪以小型波痕层理、波状交错层理等为特色;中潮坪以脉状层理、波状层理、小波痕层理为主;而高潮坪主要见透镜状层理等。由上述实测的沉积序列可以归纳出该区理想的潮坪旋回沉积序列图1e:它是由潮下带—低潮坪—中潮坪—高潮坪形成的向上变浅的理想序列,代表西成一带中泥盆世艾菲尔阶潮坪沉积的典型序列。

1.2 陆棚沉积体系

陆棚沉积体系见于黄家沟组,分布于远离吴家山古岛的地区,如西和长道、郭家庄、谭土关、礼县西汉水、宕昌扎固等地。其可以分为以下岩相类型。

1.2.1 具砂纹交错层理、水平层理的细砂岩、粉砂岩和泥质岩相

主要见于艾菲尔阶早期黄家沟下亚组地层中,如西和郭家庄、谭土关、长道等地。该几种陆棚沉积主要由具小型沙纹交错层理细砂岩、具变形层理的细砂岩、具水平层理的细砂岩、

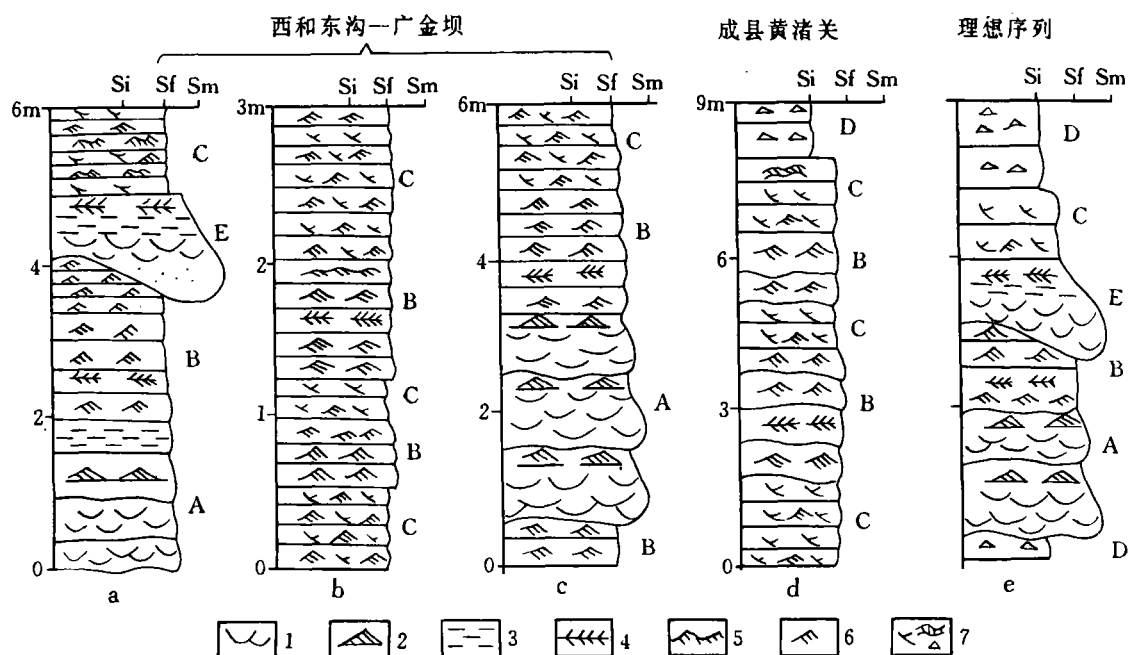


图1 西成地区黄家沟组潮坪沉积柱状图

1. 槽状交错层理; 2. 板状交错层理; 3. 平行层理; 4. 羽状交错层理; 5. 浪成交错层理;
6. 小波痕层理; 7. 潮汐层理(脉状、波状和透镜状层理)

Si. 粉砂岩泥岩; Sf. 细砂岩; Sm. 中粒砂岩

Fig. 1 Depositional columns of the tidal-flat deposits in the Huangjiagou Formation in the Xihe-Chengxian region

1=trough cross-bedding; 2=tabular cross-bedding; 3=parallel bedding; 4=herringbone cross-bedding; 5=wave ripple cross-bedding; 6=wavelet cross-bedding; 7=tidal bedding (flaser, wavy and lenticular bedding); Si=siltstone and mudstone; Sf=fine-grained sandstone; Sm=medium-grained sandstone

具水平层理的粉砂岩和具水平层理的泥质岩组成。岩石均呈灰绿色、薄层状,少数砂岩呈灰褐色到浅灰色。砂岩粉砂岩碎屑颗粒以石英为主,占70—80%,多呈颗粒支撑,粒间为泥基填隙。泥质主要成分为绿泥石、伊利石、绢云母及少量石英。从原生沉积构造看,多以水平层理为特征,反映较深水静水的条件。小砂纹交错层理可能为波基面附近的过渡带沉积,而变形层理则为准同生变形所致。

1.2.2 暗色泥质条带泥状灰岩和含生物泥状灰岩相

主要发育于黄家沟组中亚组,在西和黄家沟、页水河、长道、礼县西汉水、宕昌扎固等剖面均可见到。岩石一般呈深灰至灰黑色,薄层状为主,单层多为2—3cm左右,中夹1cm左右的泥质条带。在黄家沟剖面也可见单层10cm左右的中厚层状,泥质条带1cm左右。灰岩主要成分为泥晶方解石,现多重结晶为细到粉晶状,未见颗粒。多数灰岩中不含生物,少数夹层中具腕足化石,如 *Atrypa*, *Schizophoria* 等,化石均保存完整,无碎碎和磨蚀,为原地保存。泥质条带灰岩常和暗绿色泥质板岩呈互层状。代表较深水静水条件下的沉积。

1.2.3 灰绿色泥质板岩和钙泥质板岩相

主要见于黄家沟组上亚组,中亚组中可和条带状灰岩形成互层。岩石以灰绿色、深灰色为主,中到薄层状,主要成分为粘土矿物,经X光和红外光谱分析证明主要成分为伊利石、绿泥石、绢云母及少量石英、方解石。内具水平层理和均质层理,局部可见小砂纹交错层理。部分岩石遇酸起泡反映,含少量钙质。生物化石一般稀少,但局部层见保存很完整的腕足及海百合茎,以原地保存为特色,反映较深水静水的陆棚环境。

1.3 碳酸盐台地-生物礁沉积体系和沉积构型(吉维特—弗拉斯期)

大致沿成县成坝—毕家山、西和洞山—青羊峡、礼县鱼池坝、宕昌扎固一带,吉维特—弗拉斯期发育碳酸盐台地和生物礁沉积体系。该体系尤其在西成地区发育良好,沉积特征明显,笔者以洞山向斜为中心,连续测制了十余条精细的沉积相剖面,并结合区域上的路线观察及标本、薄片研究,确定了该体系由以下沉积相(FA)和微相(MF)组成。

1.3.1 开放陆棚相(FA1)

主要分布在页水河—毕家山以南,西和县城—黄渚关以北地区,洞山—毕家山一带红岭山组底部也为陆棚相沉积。开放陆棚相以暗色灰泥岩为主,局部夹泥质条带或含少量保存完好的化石,主要为单体珊瑚和腕足类。它主要由以下微相组成:

(1)深灰色含泥质条带泥状灰岩(MF1) 主要岩性为不含化石的均质泥状灰岩,中夹有连续但呈波状或不规则的泥质条带,灰岩条带3—10cm,泥质条带1—3cm。灰岩中除含少量(1—2%)石英粉砂和粘土外,无其它颗粒,均由泥晶方解石组成。岩石颜色、结构均一。

(2)暗灰色中薄层泥状灰岩(MF2) 岩性为泥状灰岩,不含或含少量保存完好的腕足类和单体四射珊瑚,岩石颜色、结构均一,或具水平层理,化石含量不超过5%,其它成分均为泥晶方解石。

(3)暗灰中厚层生物粒泥灰岩(MF3) 岩性为生物粒泥灰岩,颗粒为保存完好的单体四射珊瑚、腕足类、枝状层孔虫和横板珊瑚等,含量10—30%,其它均为泥晶方解石,基质支撑。

上述各微相的垂向组合如图2a所示,呈互层状,从颜色暗、单层薄、灰泥含量高和化石保存完好等特征分析,它们是在波基面之下的开放陆棚上的静水沉积。

1.3.2 开放台地相(FA2)

主要分布在西和洞山—厂坝和页水河—毕家山之间地区。主要岩性为浅色厚层泥粒灰岩和粒泥灰岩(图2b)。主要包括:

(1)生物及生物屑泥粒灰岩和粒状灰岩(MF4) 岩石呈灰白到浅灰色,厚到巨厚层状,主要颗粒为生物及生物屑,包括块状和枝状层孔虫、四射珊瑚和床板珊瑚、腕足类、海百合茎、双壳类、腹足类、介形虫和三叶虫等。也见少量核形石和围绕腕足的藻纹层,颗粒含量50—80%,颗粒支撑。灰泥填隙或亮晶胶结生物多原地异位和异地保存,块状层孔虫和复体珊瑚多原地原位保存。

(2)生物及生物屑粒泥砂岩(MF5) 颜色、层厚、生物及保存状态同MF4,区别在于生物(屑)含量30%左右,一般不超过50%,基质支撑。

从上述两微相的颜色、层厚、结构组分及生物丰富度、分异性强和保存状态可以看出,它们形成于波基面之上的浅水、动荡、富氧的开放台地中。

1.3.3 局限台地相(FA3)

分布范围同开阔台地相,发育于生物建隆形成局限滞流条件的时期和地段,以含藻球

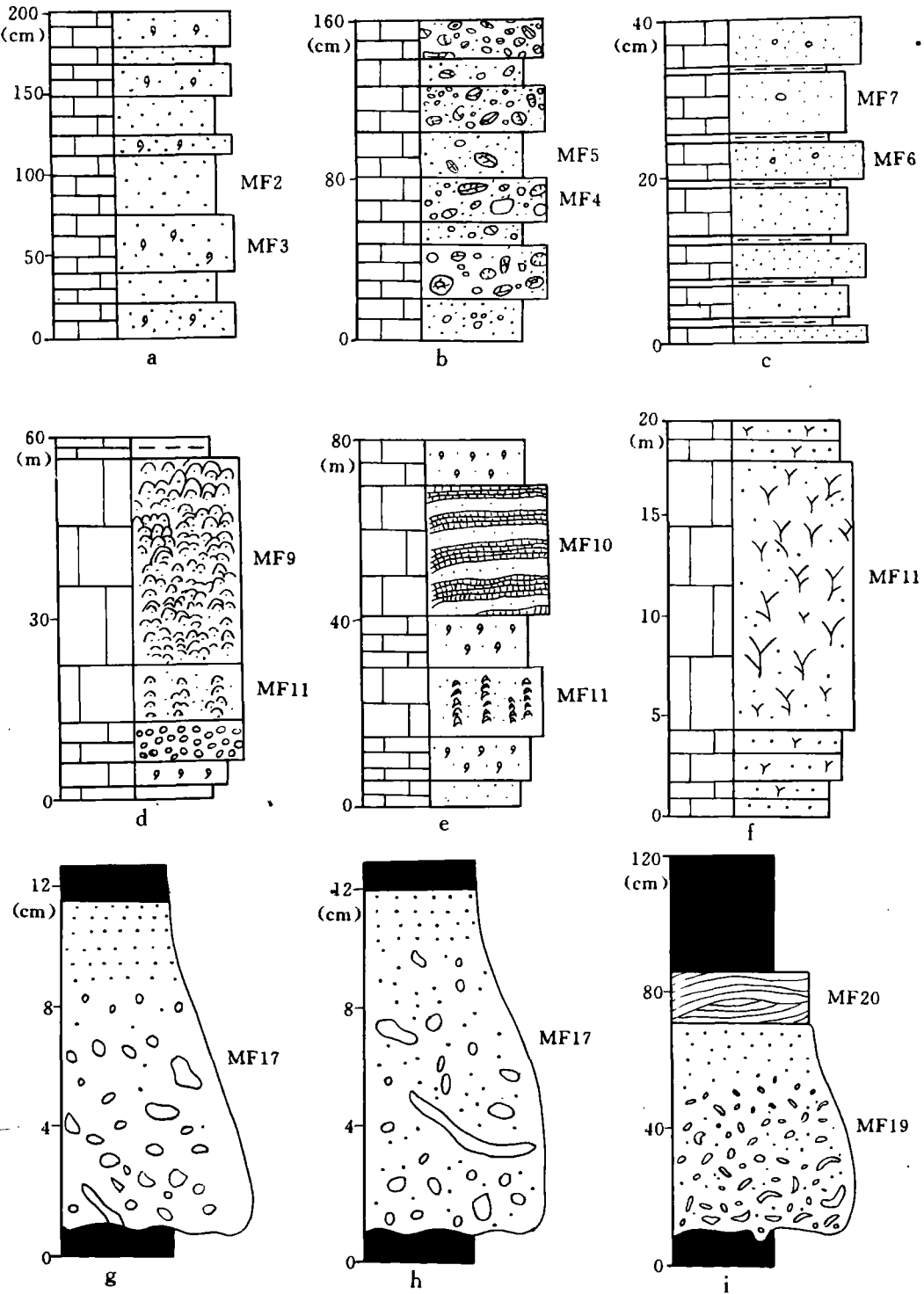


图2 西和洞山—青羊峡一带红岭山组沉积柱状图(微相见正文)

Fig. 2 Depositional columns of the Honglingshan Formation in the Dongshan-Qingyangxia zone, Xihe, Shaanxi (See the text for the explanation of the microfacies)

粒、生物丰度和分异度低为特色(图 2c)。主要包括:

(1)含生物(屑)藻粒泥粒灰岩和粒状灰岩(MF6) 颜色呈暗灰色,中厚层状,具条带状构造。主要颗粒为藻粒(60%左右),生物(屑)少于5%,以细枝状层孔虫和床板珊瑚为主。藻粒呈圆、椭圆或不规则状,大小0.2mm左右。颗粒支撑,灰泥填隙或亮晶胶结。

(2)含生物(屑)藻粒粒泥砂岩(MF7) 颜色、层厚、生物类别及含量、藻粒特征均同MF6。藻粒含量低,多在20—40%,基质支撑。生物多原地保存,保存完整。

从上述微相的暗色、生物丰度和分异度低且保存完好、藻粒发育等分析,它们形成于受限制的滞流、弱还原的浅水条件下。

1.3.4 潮坪相(FA4)

分布局限,零星发育在台地局部极浅水地区,主要为藻纹层和花斑状白云质灰岩,由一个微相组成。

藻纹层或花斑状白云质灰岩、灰质白云岩(MF8) 岩石呈浅灰到灰色,厚到巨厚层状。白云质花斑突出于岩石表面之上,含量30—70%不等。纹层和花斑与藻类活动有关,白云质为藻灰岩不均一交代所致。它们主要形成于潮间带到潮下带上部。

1.3.5 生物建隆

西汉水区红岭山组生物建隆比较发育,在西成地区主要集中在洞山—清水沟、青羊峡—毕家山两条带,包括生物礁(骨架礁)、生物丘、灰泥丘层状生物礁(生物层)等,其中洞山—清水沟以骨架礁为特色,而青羊峡—毕家山以生物丘及生物层为特色。

1.3.5.1 生物礁(FA5)

西成地区生物礁比较发育,有三个造礁期,形成总厚达200m左右的大型复礁体,礁体具正向丘状隆起,主要由骨架岩和粘结岩组成(图2d)。骨架岩由块状层孔虫、枝状层孔虫和床板珊瑚,或由群体四射珊瑚和层孔虫自身连接、增殖形成坚固的抗浪骨架,骨架中亮晶充填。粘结岩是板状、波状、朵状层孔虫捕集,粘结砂泥及其它碎屑形成。生物礁大致可分为礁基、礁核、礁坪等亚相,礁翼与台地过渡不易分出。礁基亚相主要由生物屑粒状灰岩和泥粒岩及生物屑核形石泥粒灰岩构成,生物主要为海百合茎及少量腕足碎片、枝状层孔虫和床板珊瑚碎块,岩石呈浅灰色、巨厚层。礁核亚相下部以障积灰岩为主,上部主要为骨架岩和粘结岩。礁体最大厚度可达十几米到几十米,除珊瑚、层孔虫等造礁生物之外,还有腕足类、双壳类、腹足类、棘皮类、介形虫等喜礁生物,生物丰度和分异度均高。礁坪主要由核形石泥粒灰岩组成。核形石为2—3cm左右,呈圆形和椭圆形,纹层呈同心状且连续,为高能条件下形成。局部还有高达40cm的柱状叠层石,反映礁坪上的高能动荡条件。

1.3.5.2 生物丘(FA6)

生物丘相主要见于西成地区毕家山、槐树沟门、青羊峡一线及西汉水鱼池坝到宕昌扎固一线,其主要由粘结灰岩和障积灰岩组成(图2e),也见生物泥粒灰岩或粒泥灰岩。丘体呈正向丘状隆起,丘高可达数十米之巨,主要筑积生物为柱状层孔虫、波状、板状和不规则状层孔虫及四射珊瑚、床板珊瑚等。

1.3.5.3 灰泥丘相(FA7)

红岭山组中的灰泥丘主要见于局限台地中局部隆起区,具正向丘状隆起,主要由障积岩和生物粒泥灰岩、泥状灰岩组成(见图2f)。灰泥丘形成10m左右的丘状体,岩石的颜色主要为灰色到深灰色,其主要生物为枝状层孔虫和床板珊瑚,原地原位或原地异位保存,也见少

量腕足、复体和单体四射珊瑚等。生物含量 20% 左右,分异度中等。为局限台地弱水动力条件下局部生物较快速增殖而成。

1.3.5.4 生物层相(FA8)

见于红岭山组顶部,主要由粘结岩等组成,呈席状。生物以块状层孔虫、群体四射珊瑚、床板珊瑚为主,原地原位保存。生物含量在 40—80% 之间,丰度和分异度均高。

上述四种相类型主要包括以下四种微相类型:

· 骨架灰岩(MF9) 岩石为浅灰到灰白色块状层,单层厚达十几米到几十米。造架生物为块状层孔虫、粗枝状层孔虫和床板珊瑚及复体四射珊瑚。块状层孔虫有板状、波状、朵状、球状半球状、柱状及不规则状等,还有腕足类、单体珊瑚、棘皮类、软体类等喜礁生物。生物可高达 80% 左右。生物自身连接形成骨架,骨架之间为亮晶胶结物。

· 粘结灰岩(MF10) 岩石为浅灰色块状层,粘结生物为板状、波状、朵状及不规则状层孔虫和蓝绿藻,生物可达 60% 左右。粘结生物呈 5—20cm 的薄层,包覆灰泥和其它碎屑向上增殖形成巨厚的岩层。粘结岩中常见层状或新月型晶洞。

· 障积灰岩(MF11) 岩石呈暗灰色块状层,障积生物主要为群体四射珊瑚、枝状层孔虫和床板珊瑚等,生物达 20—40%,原地原位为主,生物之间为障积的灰泥及生物屑填充。

· 核形石泥粒灰岩(MF12) 岩石呈浅灰色厚层状,核形石含量 60—80%,2—5cm 大小,多呈圆形和椭圆形,内部纹层同心且连续。颗粒支撑,灰泥填隙。

1.3.6 生物席相(FA9)

· 生物席是由原地异位的非造架生物堆积而成的巨厚-块状的席状体(见杜远生,1991)。西汉水区红岭山组碳酸盐台地沉积中普遍发育,它包括三种类型:一是由枝状层孔虫(*Amphipora*)原地异位堆积而成的,生物含量可达 60—70%,灰泥填隙;二是由床板珊瑚(*Thamnopora*)原地异位堆积而成,生物含量一般在 60% 左右,灰泥填隙;三是由腕足及珊瑚等生物原地异位堆积而成的,生物含量也高达 40—60%,灰泥填隙。它们为碳酸盐台地中的一种特殊沉积类型,包括两种微相类型:

· 枝状生物(枝状层孔虫、床板珊瑚)泥粒灰岩(MF13) 岩石呈灰到深灰色,厚层状。生物以枝状生物为主,包括枝状层孔虫或床板珊瑚,生物枝体多分散保存,不保持原始生长状态,常见定向排布,生物量一般 60—70%。生物之间灰泥填隙。

· 腕足生物泥粒灰岩和含泥泥粒灰岩(MF14) 岩石呈灰、深灰到灰褐色,厚层到中厚层状。生物以腕足壳体为主,有少量单体四射珊瑚、床板珊瑚。生物一般在 50% 左右,保存完好,绝大多数腕足保存完整的两壳,但多水平排列,珊瑚以单体或单枝状为主,未见断枝,多倒伏状。除生物之外,其它组分为灰泥或含少量泥质。

1.3.7 生物滩相(FA10)

· 生物滩(或生物碎屑滩)是由异地保存的生物碎屑堆积而成的席状沉积体,其一般为厚层状或块状。红岭山组生物滩主要见于西和洞山、付家山等地,一般由生物屑粒状灰岩组成,通常形成礁基。

· 生物碎屑粒状灰岩(MF15) 岩石呈灰白到浅灰色,厚层到块状,主要颗粒为海百合茎及腕足碎片,也见极少珊瑚碎屑,生物均受强烈破碎和磨蚀,腕足和珊瑚也呈近等轴状,生物屑含量 80—90%。颗粒支撑、亮晶填隙。反映浅水动荡的高能条件。

1.3.8 礁前斜坡相(FA11)

分布于生物礁、丘与陆棚或台内断陷洼地的过渡带,由礁角砾灰岩组成,为礁前重力塌落作用形成。

粗砾灰岩和漂砾灰岩(MF16) 岩石呈灰色,中到厚层状。角砾由礁块组成,大小混杂(2—30cm不等),分选和圆度差,角砾之间为灰泥充填。角砾支撑或基质支撑。

1.3.9 台地断陷洼地相(FA12)

洞山一带红岭山组内有一小型断陷洼地,洼地内沉积物和化石组合与同期台地和生物礁有显著差别。洼地边缘为含腕足泥质灰岩及泥质板岩,洼地中心为泥质板岩、粒泥灰岩、泥状灰岩及具递变层浊积灰岩,其中洼地边缘泥质板岩和泥灰岩中含丰富的腕足,保存完整且未受磨蚀,推测为原地保存,洼地中心泥质板岩有竹节石浮游介形虫等。

台内断陷洼地的微相与陆相棚近似,MF1.2.3和另两种特殊类型:

具递变层的浊积灰岩(MF17) 主要见洼地中心与台地上礁同期地层中,大致可分三段:下部为递变层段,底具冲刷面,递变层下部为层孔虫、珊瑚、腕足、海百合茎等碎屑,由下向上从砾级渐变为砂级,递变层厚10—30cm(图2g,h);中部为具平行层理砂屑灰岩;上部变为粉屑和泥屑灰岩。

含浮游生物的泥质岩(MF18) 岩石呈灰绿色、薄层状,成分以粘土矿物绿泥石和伊利石为主,水平层理发育,内有少量竹节石及浮游介形虫。反映较深水静水条件下沉积。

1.3.10 潟湖相(FA13)

分布在洞山—清水沟、毕家山—青羊峡两生物建隆带之间。由于两侧礁体小,连续性差,故处于半封闭条件下。主要由生物(屑)粒泥灰岩、泥粒灰岩和泥状灰岩组成。与开阔台地相区别处在于:(1)生物丰度低(20—40%左右);(2)生物分异性差,类别较单调;(3)生物保存更好,以原地保存为主。反映形成在正常盐度、浅水、富氧但略受限制的环境中。

1.3.11 风暴岩相(FA14)

零星分布在西和洞山一带,包括具递变层和生物碎屑灰岩(MF19)、丘状交错层理生物屑泥粒灰岩(MF20)。岩石呈深灰色,厚到中厚层。生物以腕足、珊瑚、层孔虫为主。丘状层理呈低缓丘状,层厚8—10cm。上述两微相和暗色含生物泥状灰岩组成典型的风暴旋回沉积序列(图2i)。

1.3.12 西成地区红岭山组沉积构型

西成地区红岭山组(吉维特—弗拉斯期)总体为台地-生物礁沉积体系。为了详细解剖台地的时空结构,笔者在西和洞山—青羊峡及南北以外地区进行了大量的沉积相剖面和路线调查。就西和洞山来说,它本身就是由十多个生物礁及生物屑滩、生物层和开阔台地、局限台地、断陷洼地组成的复杂沉积体(杜远生等,1992),台地发育在吉维特早期的陆棚浅海泥质和钙泥质沉积之上。随着陆源供给减少,生物大量繁殖形成了生物碎屑滩、生物礁和开阔台地相沉积,在礁后局限地区形成了局限台地相沉积,并开始出现了小型断陷盆地相。红岭山组从下向上大致可分出三个造礁期,其中吉维特早期生物礁在生物碎屑及核形石滩上生成,而弗拉斯期的生物礁在台地上直接形成。每期礁的消失都和海水加深有关,尤其是弗拉斯晚期以后海水的突然加深不仅使生物礁和生物层消失,而且结束了自吉维特早期以来该区碳酸盐台地的演化历史。

在更大范围上,从西和县城北长道,经云雾山、洞山、余堡、青羊峡—谭土关的沉积剖面对比可以看出,该台地在洞山、青羊峡形成台地边缘生物建隆带,其中洞山一带发育较好的

骨架礁,而青羊峡一带主要为生物丘,因此确定北侧洞山一线为迎风礁带,而南侧青羊峡一线为背风礁带。两礁带之外为陆棚相带,之间为潟湖相带(图3)。在迎风礁中,小礁体之间可形成局限台地和开放台地沉积,其中开放台地富含生物及生物屑,而局限台地以富含藻粒、低的生物丰度和分异度为特征,二者形成明显差别。在台地内部,发育了受同沉积断裂控制的断陷洼地,洼地内以泥状灰岩和粒泥灰岩及泥质岩为主,生物丰度、分异度低,保存较好,和台地相区有显著差别。台地南侧的背风侧礁,主要是小型点状礁(如青羊峡)和层状礁(如槐树沟门)。点礁体高10m左右,宽度20m左右。礁体连续性差,断断续续地分布在台地南缘。台地两侧礁之外,均为陆棚相区,它们以泥状灰岩和粒泥灰岩为主,生物以单体珊瑚、群体珊瑚、腕足及少量层孔虫为主,保存以原地为主,生物丰度、分异度远不及台地相区。

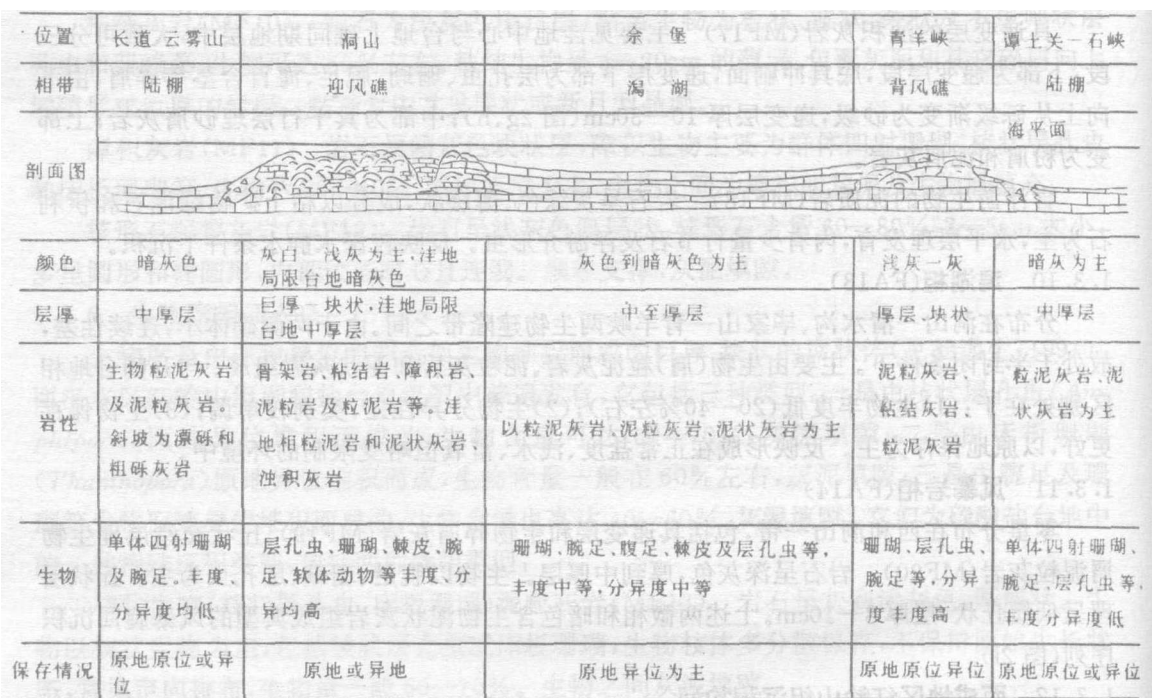


图3 西成地区红岭山组碳酸盐台地生物礁沉积断面图

Fig. 3 Depositional section of carbonate platform- organic reefs of the Honglingshan Formation in the Xihe-Chengxian area

1.4 深水盆地及泥质浊积岩沉积体系(法门期)

西汉水区晚泥盆世法门期沉积零星分布,确凿的有西和洞山及杜家台等地的双狼沟组。西汉水到岷县一带可能也有与之相当地层,如宕昌扎固石门北侧的碎屑岩。

西成地区的双狼沟组主要有深水盆地相沉积和泥质浊积岩沉积两种沉积类型组成。

1.4.1 深水盆地相

双狼沟组以泥质沉积为主,主要具以下特征:(1)颜色呈暗色和灰绿色,地层由底到顶均呈深灰色、灰黑色和灰绿色,顶部受风化作用影响呈黄褐色;(2)单层薄,一般为10cm左右;(3)普遍发育水平层理(由于层理和劈理方向直交,因此层理保存完好);(4)X射线和红外光谱分析表明,双狼沟组的主要矿物为绿泥石、伊利石、绢云母及少量石英、长石等,镜下统计

表明粘土矿物占 95% 以上; (5) 含有草莓状黄铁矿等反映还原条件的原生矿物; (6) 化石罕见, 仅局部见有浮游介形虫 *Entomoaoe*, 灰岩夹层中见少量牙形虫; (7) 灰岩夹层为暗灰色、薄层, 内无颗粒, 均为灰泥, 也反映静水条件下沉积。

从微量元素分布及与红岭山组对比可看出, 一些对环境和水深反映的敏感的微量元素 (如 Mn、Cu、Co、Ba、Ce、Nd、Ni、Pb 等) 的平均值, 界线上下及分布上均有明显差别。元素平均含量比双狼沟组为红岭山组的 1.81—17.51 倍, 在两组界线上双狼沟组为红岭山组的 1.48—26.51 倍, 即反映了二者水深和环境的明显差异, 也反映两组界线为一突变的事件界线。笔者等 (1990, 1992) 论述了弗拉斯—法门期的生物绝灭事件, 其主要原因可能和海平面的突然加深有关。

上述特征表明, 双狼沟组是在陆源物质供应不足、水动力微弱、盆地内生物造岩作用微弱、还原条件下的沉积, 因此推测其可能为透光微弱、含氧量少的深水盆地沉积。

1.4.2 泥质浊积岩相

泥质浊积岩系指以粘土质为主的浊积岩, 它可能存在于粗粒 (砂质) 浊积岩的外围, 也可以单独出现形成特殊的序列。由于泥质岩在成岩、变质和地表风化中内部特征易受破坏, 因此常常被忽略。直到 70 年代以来, 人们才越来越多的注意到这种重要的沉积类型。Piper (1978)、Stow 和 Piper (1984) 总结了泥质浊积岩的垂向序列, 将其从底到顶分为九段。在地层中, 这种完整的序列很少见, 多数为不完整层序, 形成 2—10cm 左右的薄层。

双狼沟组泥质浊积岩主要由粉砂质板岩和泥质板岩构成, 包括递变泥质、均质泥岩、纹层泥岩三种类型。红外光谱、X 射线分析表明, 它的主要矿物成分主要为绿泥石、伊利石、绢云母, 递变层中有石英及长石。石英、长石均呈细粉砂级, 颗粒由下向上变小, 含量变少, 颗粒以次棱角状为主, 磨圆度差。

双狼沟组泥质浊积岩主要由递变泥、均质泥和纹层泥三段构成 (图 4): 递变泥段主要发育递变层理, 由粉砂级的石英、长石向上递减而成; 均质泥段全由粘土质矿物组成, 内部均一, 不显层理; 水平纹层泥段也由粘土质矿物组成, 内发育水平层理, 层理主要由颜色不同所致。除上述三种主要的沉积构造之外, 还见有负荷构造和滑塌揉皱构造, 局部还见小包卷层理等。递变层底部为一冲刷突变界面。递变泥、均质泥、纹层泥在垂向上形成规律的

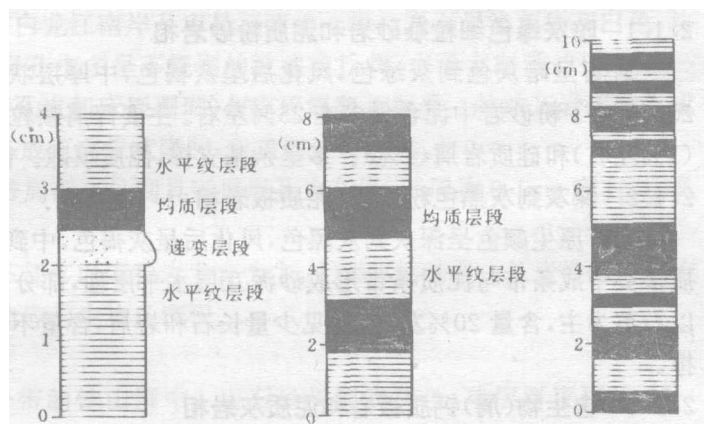


图 4 双狼沟组泥质浊积岩柱状图

Fig. 4 Lithologic columns of muddy turbidites in the Shuanglanggou Formation

组合。递变泥厚度平均 0.5—1cm, 均质泥厚 1cm 左右, 纹层泥厚度变化较大, 从几毫米到几厘米不等, 每一个序列一般都小于 10cm。

无论从背景沉积还是事件沉积, 双狼沟组与红岭山组相比都反映一明显的海平面急剧上升, 从而造成红岭山组顶部生物礁、层状礁及核形石滩相等很快变为盆地相的暗色泥质沉

积。其原因可能和区域上古构造应力场造成的中秦岭北带的突然沉降有关。这种沉积上的突变,在整个中秦岭北区均有普遍性。

2 武都构造沉积区泥盆系的沉积体系

武都构造沉积区分布于成县、武都、舟曲、迭部一线,其北部以红岩沟-抛沙断裂、草坪-陡石山断裂与二叠—三叠纪裂陷槽沉积分隔,南部以大地坝断裂、木瓜园-天池-迭部断裂与三河口构造沉积区分隔。该区泥盆系地层分布见表1。其东段徽成一带仅保存下吾那组和铁山群,均以碳酸盐沉积为主,内夹少量泥岩和泥灰岩。中段武都—舟曲北部仅见中上泥盆统:鲁热组以细碎屑为主,下吾那组、铁山群以碳酸盐为主,内夹泥质岩和泥灰岩。南部洛大一南石门沟一带泥盆系发育较全,腊子沟组、录坝沟组以泥质岩、泥灰岩为主夹灰岩,下吾那组以薄层灰岩和泥质板岩互层。上泥盆统下部为细碎屑泥质岩夹泥灰岩和灰岩,上部为白云质灰岩夹薄层灰岩和泥灰岩。西段迭部一带泥盆系发育齐全,与志留系呈整合接触,下普通沟组和上普通沟组以泥质岩和灰岩、白云岩交互为特征,尕拉组为厚层碳酸盐岩,当多组、鲁热组为碎屑岩、泥质岩夹灰岩和铁质岩,下吾那组、擦阔合组、陡石山组主要为碳酸盐岩,蒲莱组以粉砂岩、泥岩和薄层灰岩为主。

根据对武都区东段、中段泥盆系剖面研究和区域追索,可将其分为以下沉积体系和岩相类型。

2.1 远岸细碎屑-钙泥质沉积体系(艾菲尔期,鲁热组)

该沉积体系主要见于该构造沉积区中段北侧的舟曲—武都一带,其下部受断层影响而发育不全,在徽成地区因断层影响而全部缺失。因此它是一个受构造破坏而发育不全的沉积体系,该沉积体系现存以下岩相类型。

2.1.1 暗灰绿色细粒杂砂岩和泥质粉砂岩相

岩石呈暗灰色到灰绿色,风化后呈灰褐色,中厚层状。砂岩中富粘土质,含量在15—25%左右。粉砂岩中泥含量多在25%左右。主要碎屑颗粒为石英,约占65—80%,少量长石(1%左右)和硅质岩屑(1%)。多呈杂基支撑,泥质填隙。内多见水平层理或均质层理。

2.1.2 深灰到灰黑色粉砂质、泥质板岩相

岩石原生颜色呈深灰到灰黑色,风化后呈灰褐色,中到薄层状,受变质影响成板岩。粉砂质多集中成条带与泥质条带形成砂泥互层水平层理,部分岩层含5—10%的石英细砂,粉砂以石英为主,含量20%左右,并见少量长石和岩屑,含量不足2%,其它均为粘土质。泥基支撑。

2.1.3 含生物(屑)钙质板岩和泥质灰岩相

岩石呈灰褐到灰绿色,中厚层状,泥砂质灰岩中含腕足碎片(2—3%)、海百合茎(5—10%)和床板珊瑚(1%)等生物,生物杂乱排列,无定向性。板岩中见保存较完好的床板珊瑚化石。岩石中沉积构造不发育,经变质改造成板岩和结晶灰岩。

2.1.4 碳质泥状灰岩相

岩石呈灰黑色,中厚层状,主要成分为泥晶方解石,现重结晶成粉晶到微晶状。内有极少量生物碎屑,主要为腕足碎片,均质层理。

上述岩相类型主要见于舟曲白龙江南岸一带,受褶皱断层影响使地层强烈变形,且各岩相类型并无规律组合。大致特征为鲁热组下部砂岩粉砂岩较多,上部灰岩、泥砂质灰岩较多。

从沉积特征看,上述岩相均为细粒碎屑沉积、泥质沉积和灰质沉积。以水平层理、均质层理为主,未见浅水沉积构造。所含生物化石也为保存较好的浅海生物组合,故推测为浅海陆棚沉积。该沉积体系因受构造影响而发育不全,因此仅仅是其中一部分岩相类型。

2.2 缓坡型台-陆棚沉积体系(吉维特—法门期,下吾那组—铁山群)

该沉积体系发育在舟曲、徽成地区的下吾那组和铁山组。其中吉维特阶下吾那组上部泥质岩为陆棚泥质沉积,下吾那组下部和铁山群灰岩为缓坡型台地沉积。在该灰岩组合中,发育有台地边缘的生物丘、灰泥丘和鲕粒滩等,但这些台地边缘的碳酸盐建隆既分布零星,又规模不大,不足以形成障壁,建隆后也未发育典型的浅水台地相组合。因此它是介于台地和缓坡之间的过渡类型,考虑到它具有台地边缘建隆的特征,故称之为缓坡型台地。现根据舟曲沙川和罗家峪、成县青泥河、宕昌石阙子、化马一带的下吾那组和铁山群沉积相特征予以简述:

2.2.1 生物丘相

生物丘相主要见于舟曲白龙江两岸的下吾那组地层中,露头中可见几米到几十米厚的碳酸盐块体,岩石因受重结晶影响而破坏了生物结构,但仍可见到一些典型的生物灰岩组成的岩相类型。

2.2.1.1 障积岩相

该岩相见于舟曲县城西 1km 左右的白龙江南岸,岩石呈浅灰色,块状层,岩石单层达到 2—3m 厚。可见枝状生物垂直岩层保存,推测为原地原位保存,生物内部结构受重结晶影响而破坏,推测为枝状层孔虫。枝状层孔虫之间为障积的灰泥质。岩石呈巨厚块状。除此之外,在宕昌石阙子、舟曲沙川一带也见由枝状的床板珊瑚形成的障积灰岩,但多呈厚层状。

2.2.1.2 粘结岩相

该岩相见于舟曲县 1km 左右白龙江南岸及宕昌石阙子一带。岩石呈浅灰到灰白色,块状层,生物主要为块状层孔虫。层孔虫多呈不规则的波状或丘状,水平方向延伸可达 50—70cm,层孔虫粘结生物屑(枝状层孔虫和床板珊瑚)与内碎屑和灰泥质。粘结灰岩通常形成几米到十余米的块状层,空间形态成正向丘状隆起,但横向延伸较远。

除上述两岩相之外,舟曲一带局部还见到具砾屑层孔虫灰岩,砾屑达 0.5cm 左右,层孔虫成波状,并见隐藻类粘结现象。

上述岩相通常共生在一起,下部多以障积岩发育为主,上部为粘结岩。从岩性组合和空间形态上分析,它们构成的筑积体应为生物丘沉积。

2.2.2 灰泥丘相

灰泥丘相见于成县青泥河一带的铁山群中。岩石呈灰到浅灰色,单层厚度可达 20—30m,形成向上丘状隆起,其岩性主要由块状结晶灰岩组成,局部可见枝状生物,主要为床板珊瑚类。岩石中未见其它颗粒或生物,推测原岩为泥状灰岩,为缓坡型台地边缘的灰泥丘沉积。

2.2.3 鲕粒滩相

鲕粒滩相见于成县青泥河一带和徽县大地坝一带的铁山群中,青泥河一带主要见于灰泥丘相的顶部,形成 10—15m 厚的块状层,岩石呈灰白色,单层厚度 6—10m 左右,包括两种岩相类型:

2.2.3.1 鲕粒粒泥灰岩相

岩石呈浅灰到灰白色,块状层,颗粒主要为鲕粒,鲕粒大小1—2mm,鲕粒含量10—60%不等。规则圆形,因受重结晶影响破坏了原生结构,成多晶鲕。灰泥支撑。

2.2.3.2 鲕粒泥粒灰岩相

岩石以灰白色为主,块状层,鲕粒为其主要颗粒,含量70—90%,颗粒支撑,灰泥填隙。鲕粒受重结晶影响而成多晶鲕。

上述两种岩相类型通常共生在一起,一般下部粒泥灰岩多,而上部泥粒灰岩多。虽然鲕内部结构受到破坏,但它通常发育在灰泥丘相之上,仍反映水体较浅的动荡条件。

2.2.4 缓坡型台地相

除上述三种沉积类型之外,该区下吾那组和铁山组灰岩以灰到暗灰色厚到巨厚层灰岩为主,夹少量泥砂岩,这些灰岩除局部含少量生物之外,大部以泥状灰岩为主,岩层规则平直,具均质或水平层理。两组灰岩厚度均达数百米之巨,它主要由以下几种岩相类型:

2.2.4.1 暗色泥状灰岩相

其为下吾那组和铁山群的主要岩相类型,在舟曲、宕昌化马—石阡子、徽成一带均很发育。岩石呈灰、深灰甚至灰黑色,中到厚层状,矿物成分主要为方解石,含极少量粘土质,岩石多重结晶成细到粉晶状,岩石中未见生物和其它颗粒。推测原岩为泥状灰岩,为较静水条件下的沉积。

2.2.4.2 暗灰色含生物泥状灰岩相

该相发育不太广泛,但在舟曲、宕昌石阡子、徽成一带均可见,如在舟曲白龙江两岸,该岩相以灰到深灰色为主,巨厚层到厚层状,内主要结构组分为泥晶方解石(现结晶为粉晶状),含量90%以上。内含少量生物及生物屑,主要有复体丛状珊瑚、腕足、腹足、双壳、层孔虫、床板珊瑚等,其含量一般不超过10%,多在5%左右,个别薄片中还可见的极少量核形石及藻凝块石。生物保存一般较好,腕足和双壳的壳体破碎不强,反映较低能的沉积条件。

2.2.4.3 生物粒泥灰岩相

该岩相发育较差,仅局部见到,如舟曲县城附近。岩石呈浅灰色,厚层状,内有床板珊瑚(*Thamnopora*等)及少量有孔虫、介形虫、内藻凝块石发育,生物可达30%左右,其它均为泥状方解石。基质支撑。

2.2.4.4 含生物的泥质灰岩泥灰岩相

见于厚层灰岩之夹层中,如成县青泥河一带。该岩相呈灰褐色,中薄层状,泥灰岩破碎强烈,泥质灰岩通常和泥灰岩及钙质岩形成薄互层甚至瘤状。岩石中具少量腕足化石碎片,生物含量一般不足5%,其它均为粘土质和方解石,层理不发育。

2.2.4.5 床板珊瑚含泥质生物泥粒灰岩相

该岩相主要见于舟曲、宕昌石阡子等地下吾那组下部。岩石呈暗灰色,中厚层状,内含丰富的原地异位保存床板珊瑚化石,生物枝体保存较完整,含量可达40—60%,除生物之外,主要为泥状方解石和少量泥质,岩石受构造影响劈理化强烈。

上述各岩相类型反映该台地总体处于一种相对低能的条件下,没有形成典型台地沉积。但因其厚度较大,单层也以厚层到巨厚层为主,并发育有生物丘、灰泥丘和鲕粒滩等,故将其定为具缓坡性质的台地相沉积。

2.2.5 陆棚相

主要见于下吾那组上部,在舟曲、大地坝等地均有发育。在舟曲罗家峪一带,该相由泥质

岩、灰岩和泥质灰岩组成。泥质岩多呈灰褐色,薄层状,现已变质成板岩或千枚岩。泥质灰岩或泥状灰岩成薄板状、薄饼状等,层厚 1—5cm 不等,组分均以方解石为主,现多结晶成细到粉晶结构,含少量泥质,推测原岩为泥状灰岩。灰岩呈均质或水平层理。根据该岩性组合分析,其形成于较深水、低能、钙质生产率较低的环境中,推测为较深水的陆棚环境。

舟曲—武都段的南侧,发育下泥盆统腊子沟组和录坝沟组及中、上泥盆统,其岩性以泥质板岩、粉砂质板岩和中、薄层灰岩、泥灰岩、泥质灰岩为主,局部夹砂岩、菱铁矿等。上泥盆统具厚层灰岩和角砾灰岩。从总体特征看,该地层以细粒沉积为主,灰岩多成深灰到灰黑色、薄层状,所含生物除局部富集床板珊瑚和产腕足外,浮游的竹节石、介形虫发育,如 *Nowakia*, *Entomozoe* 等,反映较深水的沉积条件,推测为台地南缘的陆棚到盆地相沉积。

3 西秦岭中带泥盆系小型克拉通盆地格局

位于商丹-武山缝合带、勉略缝合带之间的中秦岭区具有不同于华北板块与扬子板块的结晶基底,古生代时期处于独立发展状态,指示着中秦岭微板块的存在(张国伟,1995)。作为微板块主体西段的西汉水、武都两区的泥盆系,具有一致稳定型的沉积特征和演化过程,其泥盆系基底均为志留系浅变质地层,除迭部等地呈整合接触之外,均为平行不整合接触或微角度不整合接触。泥盆系的沉积体系和沉积演化具明显一致性。早泥盆世,由北向南地层发育渐全。西汉水区和留坝一带仅见埃姆斯阶极少的近岸碎屑沉积。迭部、洛大一南石门沟一带下泥盆统发育较全,其洛赫考夫—布拉格阶以滨岸—陆棚碎屑岩和碳酸盐为主,埃姆斯阶为碳酸盐潮坪沉积,并总体呈北浅南深的趋势。反映早泥盆世古地形北高南低,海侵自南向北特征。中泥盆世艾菲尔期整个中秦岭均为海水淹没,西汉水区除吴家山古岛出露海面,环岛发育滨岸碎屑沉积之外,远离古岛的地区和武都区一样,均为远岸—陆棚碎屑沉积。吉维特—弗拉斯期环吴家山古水下隆起发育碳酸盐台地—生物礁沉积,武都区则以碳酸盐缓坡型台地—陆棚沉积为主。法门期沉积分异加剧,西汉水区以深水盆地和重力流沉积为特色,碳酸盐建隆和鲕粒滩移至徽成一带,武都、舟曲、迭部一带仍以缓坡型台地沉积为主。西汉水区古岛屿体系、台地和生物礁体系的发育,与北侧前陆盆地的形成和该区的“反弹”作用有关,法门期深水沉积的发育和浅水沉积南移,也和法门期前陆盆地拗陷和反弹带的南移有关(杜远生,1995)。武都区南缘洛大一南石门沟深水沉积相带与南秦岭裂陷槽形成演化有关,为中秦岭小型克拉通盆地和南秦岭裂陷槽盆地的过渡地带。

本研究得到了刘本培教授、殷鸿福院士、赵锡文教授、陈北岳教授的指导帮助。曹宣铎研究员和曹天绪、杨祖才、李克纯高级工程师等提供了宝贵的基础地质资料,在此一并表示感谢。

主要参考文献

- 地矿部西安地矿所,中科院南古所,1987,西秦岭碌曲、迭部地区晚志留世与泥盆纪地层古生物,南京大学出版社,1—49 页。
- 朱伟元,1988,甘肃西秦岭北部海相泥盆系研究进展及西秦岭群的再分,甘肃地质(9)。
- 李永军,1987,西秦岭区雷家坝组时代的讨论,西北地质(1)。
- 辛建荣,陈北岳,1992,甘肃西成地区中泥盆统碎屑岩沉积特征及古地理。刘本培等,古大陆边缘沉积地质文集,中国地质大学出版社,61—69。
- 杜远生,1995,西秦岭北带泥盆纪前陆盆地的沉积特征及盆地格局,岩西古地理(4)。
- 杜远生、黎观城、赵锡文,1988,西秦岭西成地区泥盆系研究的新进展,地球科学,13(5)。

- 杜远生、赵锡文, 1991, 甘肃西成铅锌矿田泥盆纪吉维特—弗拉斯期沉积古地理图及控矿意义, 沉积学报, 9(3)。
- 杜远生、赵锡文, 1992, 甘肃西和洞山一带红岭山组碳酸盐台地-生物礁沉积特征。刘本培等, 古大陆边缘沉积地质文集, 中国地质大学出版社, 68—76。
- 杜远生、赵锡文、黎观城, 1990, 西秦岭中带弗拉斯—法门期事件界线研究, 36(1)。
- 杜远生、赵锡文, 1992, 西秦岭中带泥盆纪泥质浊积岩的发现及其意义, 地球科学进展, 中国地质大学出版社。
- 曹宣辉、张瑞林、张汉文等, 1990, 秦巴地区泥盆纪地层及重要含矿层位形成环境的研究, 陕西科学技术出版社, 1—39。
- 蔡雄飞等, 1990, 厂坝含矿地层沉积特征及与铅锌矿床关系, 矿产与地质(3)。
- 赵锡文、黎观城、杜远生, 1992, 西秦岭西成地区泥盆系牙形刺分带及地层对比, 刘本培等, 古大陆边缘沉积地质文集, 中国地质大学出版社, 77—86。

SEDIMENTARY GEOLOGY AND DYNAMIC SEDIMENTOLOGY OF THE DEVONIAN STRATA IN THE WEST QINLING OROGENIC BELT: SEDIMENTARY CHARACTERISTICS AND FRAMEWORK OF THE SMALL-SCALE DEVONIAN CRATONIC BASIN IN THE MIDDLE BELT OF THE WEST QINLING OROGENIC BELT

Du Yuansheng

China University of Geosciences, Wuhan

ABSTRACT

The Qinling microplate lies between the Shangnan-Danfeng-Wushan and Mianxian-Lueyang-Bashan arc faults. During the Devonian, the bulk of it was in a stable small cratonic basin. The present paper focuses on the Devonian sedimentary systems and basin framework viewed from stratigraphy and sedimentology of the Devonian strata in the middle belt of West Qinling orogenic belt. The Xihanhui microprovince in northern cratonic basin is characterized by the terrigenous littoral-shelf depositional systems around palaeo-islands (Eifelian), carbonate platform-organic reef depositional systems (Givetian to Frasian), and deep-water basin and muddy turbidite depositional systems (Famennian), while the Wudu microprovince in southern cratonic basin is dominated by the terrigenous shelf depositional (Eifelian) and ramp-type carbonate platform-shelf depositional systems (Givetian to Famennian). The stable cratonic basin was broken up into two parts by the central Qinling rift trough during the Permian to Triassic.

Key words: Qinling orogenic belt, Devonian, sedimentary geology