

西秦岭造山带泥盆纪沉积地质学和动力 沉积学:西秦岭北带泥盆纪前 陆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〕 秦岭造山带是横亘于华北、扬子两板块之间的巨型造山带,在中国古大陆地壳形成演化中占有十分重要的地位。作为连接造山带加里东—海西、印支阶段重要一环的泥盆系对恢复造山带沉积和构造演化意义重大。本文仅从西秦岭北带泥盆系地层和沉积学入手,探讨该区早海西期的盆地格局和构造特征。西秦岭北带泥盆系包括舒家坝群和大草滩群(包括红相和绿相两种类型),前者以临滨—陆棚—半深海背景沉积和风暴流、重力流事件沉积为特色,后者以辫状河和网状河(红相)和湖泊—水下冲积扇和深湖重力流(绿相)沉积为特征。沉积特征和充填序列都反映其形成于压性的前陆盆地背景下。该前陆盆地是由于北秦岭造山带的向南仰冲,在中秦岭微板块北缘形成的。

关键词 秦岭造山带 泥盆系 前陆盆地 沉积地质学

秦岭造山带是横亘于华北、扬子两板块之间的巨型造山带,在中国古大陆地壳的形成演化中占有十分重要的地位。作为连接加里东—海西、印支构造阶段重要一环的泥盆系,在秦岭造山带形成演化中具有承前启后的重要意义。西秦岭泥盆系分布广泛、沉积分异显著,同时又是铅锌银金等多金属、贵金属矿产的重要赋矿层位,因此一直作为秦岭造山带沉积地质学研究的重点层段,也是六五、七五、八五期间地质矿产部、国家自然科学基金委和有关省局设立的多项项目研究的重点之一。作者在七五、八五期间,多年从事秦岭泥盆系研究,尤其在西秦岭泥盆系研究中,涉足甘南十多个县市的数十条剖面,取得了丰富的第一手资料,也得到有关省局、院校和科研单位的大力支持。本文仅先从西秦岭北带大草滩群、舒家坝群的地层和沉积特征入手,探讨该区泥盆系的盆地格局和构造特征。

1 西秦岭泥盆系的构造地层分区和沉积分区

造山带原始地层和沉积物展布是受当时的大地构造控制的,因此造山带地层分区往往和对大地构造的认识相联系。早在70年代,王鸿祯(1978)就提出根据地层的沉积组合和沉积类型以及其反映的构造性质和发展历史进行区域地层分区的原则。板块学说和板块背景下的沉积盆地给造山带地层分区提供了一个很好的理论框架和基础。

位于华北和扬子板块之间的秦岭造山带,存在两条横贯东西并以残留的蛇绿岩套为代

表的古缝合线:一是以松树沟蛇绿岩为代表的商丹主缝合带,由东秦岭的商南、丹凤,经唐藏西延到甘肃武山、临夏、德欠一线,为元古宙开始发育的小洋盆,早古生代开始岛弧-海沟俯冲和火山活动,早古生代末与华北板块碰撞,形成颇具规模的北秦岭加里东造山带,在造山带南缘形成同造山的前陆盆地(西秦岭)和残余盆地(东秦岭);二是以勉略蛇绿岩为代表的勉略主缝合带,其向东经巴山弧延向城口-房县断裂,向西经康县、玛曲与修沟-玛沁主缝合带相连。该缝合带可能代表古生代裂陷形成的小洋盆,到印支期与扬子板块碰撞而闭合。位于两缝合带之间的为秦岭微板块,板块内部结晶基底,如鱼洞子群(Ar)、佛坪群(Pt₁)等即不同于华北,又不同于扬子板块的基底(张国伟,1994)^①,因此认为其处于独立发展状态。这就是张国伟(1992,1994)论述的两线(商丹、勉略-巴山弧主缝合线)和三块(华北板块、秦岭微板块、扬子板块)的总格局。泥盆纪是秦岭古海洋演化的一个重要阶段,是秦岭微板块继承加里东运动与华北板块进一步碰撞和勉略-巴山弧洋开裂的重要时期,其构造地层和沉积分区明显受控于上述大地构造格局。

除上述两条主缝合线外,西秦岭还有数条近于平行的巨型造山带,它们控制着泥盆系的地层和沉积分区。因此可以根据这些断裂进行西秦岭泥盆系的构造地层分区(表1、图1)。位于华北板块南部大陆边缘的北秦岭分区未见泥盆系地层出露。中秦岭自北向南分为四个小区,其中北部的大草滩小区和舒家坝小区为秦岭微板块北缘的同造山盆地的沉积,南部西汉水小区和迭部-武都-成县小区为秦岭微板块主体的小型克拉通盆地的沉积。而南秦岭分区的三河口小区代表南秦岭裂陷槽的沉积,文县小区则为扬子板块北部大陆边缘的沉积。龙门山小区属扬子板块之一部分。与构造地层小区相对应,西秦岭自北向南可以分出六个构造沉积区。

表1 西秦岭造山带泥盆系构造地层分区和盆地格局

Table 1 Tectono-stratigraphic division of the Devonian strata and basin framework in the West Qinling orogenic belt

地层区	地层分区	地层小区	板块背景与沉积盆地	
华北区(I)			华北板块(古陆)	
秦岭区(II)	北秦岭分区(II ₁)		北秦岭造山带	
	中秦岭分区(II ₂)	大草滩小区(II ₂₁)	前陆盆地	秦岭微板块
		舒家坝小区(II ₂₂)		
		西汉水小区(II ₂₃)	小型克拉通盆地	
		武都小区(II ₂₄)		
	三河口小区(II ₂₅)	三河口裂陷槽盆地		
南秦岭分区(II ₃)	文县小区(II ₃₁)	扬子板块北部大陆边缘盆地		
扬子区(III)	龙门山分区(III ₁)		扬子板块克拉通盆地	

2 大草滩构造沉积区泥盆系地层及沉积体系

大草滩构造沉积区分布在西秦岭北部,见于临潭冶力关南、漳县大草滩、礼县固城、凤县庞家河一线,北界为天水-关子镇-临夏断裂,南以舒家坝-固城-羊沙河断裂与舒家坝群分隔。区内发育泥盆系地层为大草滩群(黄振辉,1959)和王家店组(西北地研所,1972)下部。区域上,大草滩群按原生颜色可分为紫红色为主(红相)和灰绿色为主(绿相)两种类型。红相大草

① 张国伟,1994,秦岭造山带的结构构造,“秦岭造山带岩石圈结构演化及成矿背景”项目工作年会论文。

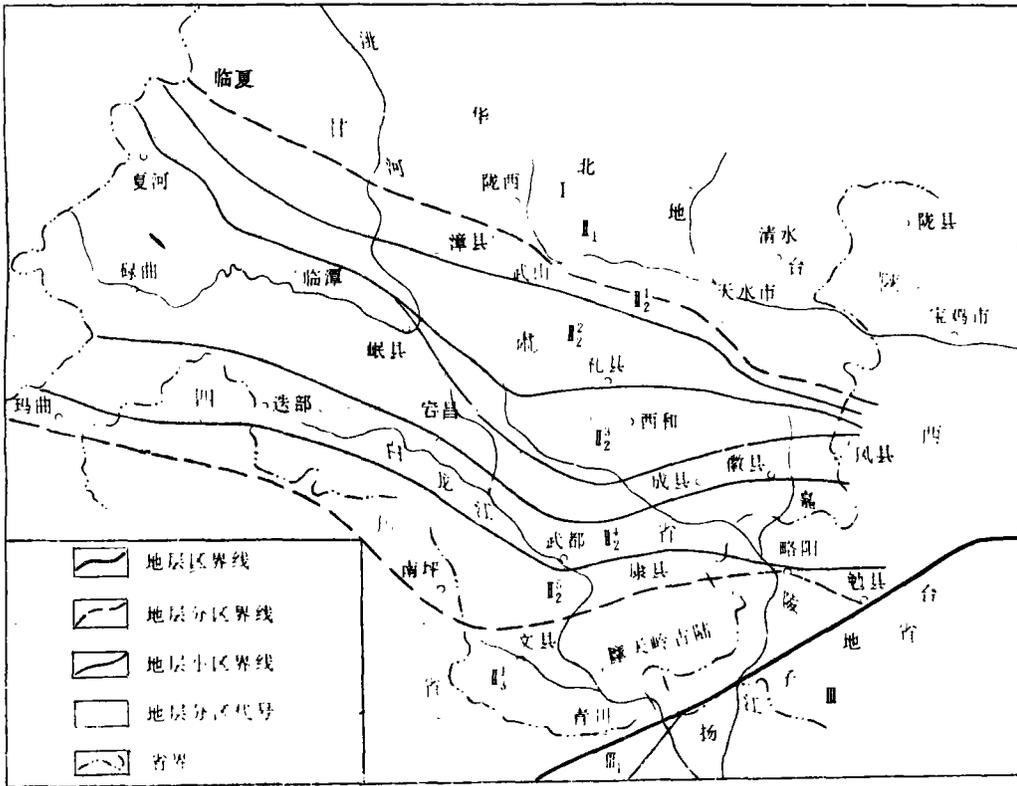


图1 西秦岭泥盆系地层分区图(分区说明同表1内容)

Fig. 1 Stratigraphic division of the Devonian strata in the West Qinling orogenic belt

I = North China province; I = Qinling province; I₁ = North Qinling subprovince; I₂ = Qinling subprovince; I₂₁ = Dacaotan; I₂₂ = Shujiaba; I₃ = Xihanshui; I₄ = Wudu; I₅ = Sanhekou; I₆ = South Qinling subprovince; I₇ = Wenxian; I₈ = Yangtze province; I₉ = Longmenshan subprovince

滩群以紫红色砂、砾、泥岩为主,基本呈有时序分布,上部含丰富的植物化石及鱼类,如 *Leptophloeum rhompicum*, *Cyclostigma kiltorkense*, *Sublepitodendron wusiensis*, *Placodermi* sp. 等,时代为晚泥盆世。王家店组原置于下石炭统,其底部也为紫红色泥岩和灰褐色砂岩,内有大量孢子化石(高联达,1990),如 *Vallatisporites pusillites*, *Spelaeotriletes Lepidophytus*, *A-neurospora greggsii*,及植物 *Leptophloeum rhombicum*,故认为也属晚泥盆世法门阶。绿相大草滩群分布于红相大草滩群南侧,在礼县永坪—天水木集沟门剖面上二者呈断层接触,以灰绿色泥岩、砂岩及少量砾岩为特色,基本上呈有时序展布,内含化石,如 *Lepitophloeum* 和 *Asterernlernites* sp. 等,时代为晚泥盆世无疑。

大草滩构造沉积区泥盆系因受断层破坏而使地层接触关系和空间关系模糊不清,区内沉积体系受破坏而发育不全。根据残存的地层可以划分水下冲积扇沉积体系(绿相)、深湖浊积扇沉积体系(绿相)和辫状河—网状河沉积体系(红相)。

2.1 水下冲积扇沉积体系

水下冲积扇沉积体系主要见于礼县固城一带绿相大草滩群的下部。剖面南北两侧均为断层切断,并为第三系地层覆盖。其主要沉积类型为暗灰到灰绿色细碎屑到泥质岩和块状角

砾岩的交互。可以分为以下岩相类型。

2.1.1 暗灰绿色块状角砾岩和角砾状泥岩相(A)

岩石呈暗灰绿色,块状层,单层厚度3—4m。角砾主要为灰色或肉红色具小型浪成交错层理的砂岩砾石,也见少量板岩和大理岩砾石,砾石大小0.5—10cm不等,但以3—5cm具多,含量一般30—40%,局部可达60—80%,分选差,角砾磨圆也差,以棱角状乃至齿状边缘为主。填隙物为暗绿色泥质,其变质程度与互层的泥质岩一致。从砾石成分和沉积构造看和下覆地层舒家坝群上部岩性相近。

2.1.2 灰绿色互层状中、薄层砂岩和板岩相(B)

岩石呈灰绿色,中薄层状。砂岩以中厚层和薄层为主,主要碎屑组分为石英、长石、云母,有少量岩屑,石英含量80%左右,长石约3—4%,云母含量2—3%,岩屑包括硅质岩屑、大理岩屑,含量2%左右。填隙物为泥质。砂岩中发育小型波痕状层理,层系厚一般2cm。板岩呈灰绿色,板理发育,破坏了原生层理,一般成中厚层状与砂岩交互,主要见于角砾岩之下部。

2.1.3 暗灰到灰绿色泥质板岩和粉砂质泥质板岩相(C)

岩石呈灰绿色,主要成分为粘土质,部分层含少量石英粉砂,粉砂含量20—4%不等。因受构造及变质作用影响,劈理发育掩盖了原生沉积构造,推测原岩为暗色泥岩。

上述几种岩相在剖面上成规律的组合(图2a),这种组合反映其受控于旋回性沉积作用。根据沉积分析和对比,认为这种旋回沉积序列是由于水下冲积扇(扇三角洲)的进积作用形成的,其中岩相C为湖盆静水沉积的泥质岩,岩相B为水下冲积扇下扇(或扇端)或中扇水道间的砂岩和泥岩,而岩相A为中扇上扇水道形成的角砾状泥岩或角砾岩。

2.2 深湖浊流沉积体系

深湖浊积扇沉积体系主要见于礼县石门—张家新庄剖面绿相大草滩群上部,其主要岩性为暗灰绿色薄层泥质岩夹厚层块状或递变层理砂岩,可以分为以下岩相类型。

2.2.1 块状含砾砂岩相(A)

岩石呈暗灰色,中厚到厚层状。岩石碎屑颗粒以细砂粒为主,含少量(5—10%)砾石,砾石呈暗灰色或浅肉红色,包括砂岩、千枚岩及硅质岩砾石,砾石大小以0.5cm左右为多,分选和圆度差,多呈棱角状或次棱角状。砂粒以石英为主,约占60—70%,其次为少量长石(3—5%)、云母(2—3%)及岩屑。砂粒分选中等,圆度较差,多呈次圆到次棱角状。填隙物为泥质杂基,含量20%左右。呈块状层理,反映未经充分筛选的较快速沉积。

2.2.2 递变层理—平行层理含砾砂岩相(B)

岩石呈暗灰色中厚层状。岩石中含少量细砾,并集中在岩层下部,砾石含量5%左右,砾径0.3cm左右,向上呈递变特征。上接平行层理砂岩、含砾砂岩。砂、砾成分以石英为主,含量70%左右,少量长石(5%左右)和云母(3%左右)及岩屑(3%左右)。岩屑有板岩岩屑、砂岩岩屑等。颗粒分选中等,圆度较差,以次圆—次棱角状为主。杂基填隙。根据岩层中递变层理—平行层理组合特征,反映其为浊流沉积,相当于鲍马序列的A、B段。

2.2.3 小波痕层理砂岩相(C)

岩石以暗灰色中厚层为主。砂岩呈中细粒状,碎屑以石英为主,含量75%左右,内有少量长石(3%)和云母(3%)及岩屑(2%)。碎屑颗粒分选中等到好,圆度以次棱角状到次圆状为主。内有小波痕层理,层系厚约5cm左右。该岩相出现虽不多,但可和递变层理—平行层

理砂岩共生组合,相当于鲍马序列的C段,也可单独出现。夹于泥质岩中。

2.2.4 块状层理砂岩相(D)

其为绿相大草滩群上部的主要相类型,岩石以灰到灰绿色为主,中到厚层状。砂粒多为石英,含量60—75%不等,长石一般为5—10%,云母3%左右,还见少量岩屑(2%),包括泥质板岩岩屑等。粒度以中粒为主,分选较好,但圆度以次棱角到次圆状为主。填隙物为泥质,含量20%左右,颗粒支撑。内呈块状层理。夹于泥质岩中。

2.2.5 水平层理的粉砂岩相(E)

岩石呈灰绿色,薄层状为主。颗粒以石英砂居多,含量80%左右,少量长石和云母。泥质填隙,内具水平层理。夹于泥质岩中或与砂岩共生。

2.2.6 水平层理或均质层理泥质板岩或粉砂质板岩相(F)

其为绿相大草滩群中主要岩相类型,岩石以灰绿色为主,中到薄层状。主要成分为粘土质,含少量粉砂质。内具水平层理,或呈均质层理。岩石经浅变质后板理发育。

上述岩相大致可分为泥质岩为主和砂岩为主两组,在剖面上多呈交互特征。在砂岩为主的层段中,大致见岩相呈规律的组合特征(图2b)。分析认为它相当于深湖浊积成因;其灰绿色泥岩,尤其是水平层理泥岩,当属深湖沉积;具递变层理—平行层理—小波痕层理的含砾砂岩和砂岩为浊流沉积,而块状层理含砾砂岩和砂岩可能为浊积扇水道沉积。该序列是由浊积扇体进积而成的,但这种扇一般较小,厚度一般20—30m,在剖面上多次重复,推测可能为沿断层边界的深湖形成的斜坡扇沉积,而非大的湖底浊积扇体系。

2.3 辫状河-网状河沉积体系

辫状河-网状河沉积体系主要见于漳县大草滩剖面红相大草滩群及王家店组下部。该剖面下部(大草滩以南)以砂岩含砾砂岩为主,内夹泥质岩,古流以由北向南为主,具较典型的辫状河沉积序列;剖面上部(大草滩及以北)以紫红色泥岩为主,夹砂岩和含砾砂岩,古流以由东向西为主,为网状河沉积,包括以下岩相类型。

2.3.1 块状层理含砾或砾质粗砂岩组(A)

岩石以浅灰、灰褐色厚层为主。砾石为石英岩、燧石及少量的紫红色泥质岩,含量10—40%不等,砾石大小0.2—5cm,但多为0.5—1.5cm,分选较差,磨圆较好,多为次圆到圆状。砂粒含量50—80%不等,以石英为主,含少量岩屑。粉砂或泥质填隙,也见硅质铁质胶结。无泥或少泥颗粒支撑。该砂岩多为块状层理,也见粒序递变层理。

2.3.2 大型槽状交错层理(含砾)粗砂岩相(B)

岩石呈浅灰到灰褐色厚层状。砂粒粒径多在1—2mm之间,含5%左右的石英岩砾石或不含。碎屑分选较好,以圆到次圆为主。碎屑颗粒含量80—90%,以石英为主,含量占60—80%,内有少量长石(2—5%),岩屑含量为5—30%,最长达50%左右。可见燧石、石英岩、泥质岩及火山岩屑等。颗粒支撑,杂基填隙。内发育典型的槽状交错层理,底部也见粒序递变层理。交错层层系厚一般30—60cm,层系组厚度可达0.8—2m。

2.3.3 板状交错层理及平行层理的中粒砂岩相(C)

岩石呈灰褐色,中到厚层状。碎屑呈中粒状,粒径0.5mm左右。颗粒成分以石英为主,含量80%左右,含少量岩屑(5%)和长石(2%)。分选较好,圆度较高。杂基填隙。层理类型以板状交错层理为主,层系厚30—50cm。纹层倾角20度左右。并见少数平行层理。

2.3.4 水平层理的细砂—粉砂岩相(D)

岩石呈灰到红褐色,中厚层为主。粒度以细砂到粉砂级为主。成分主要为石英,约占80%左右,少量燧石质岩屑,铁质含量较高。泥质填隙。内具水平层理,纹层由粒度和颜色变化显示,纹层厚度2—3mm左右。

2.3.5 水平层理的粉砂质、泥质页岩相(E)

岩石呈紫红色或灰褐色,中到薄层状。以粘土质成分为主,含少量粉砂质(5—40%)不等。页岩中可见片状云母,云母含量5%左右。水平层理发育,由矿物定向排列、粒度颜色分异显示,纹层厚度1—2mm左右。内可见植物茎叶化石。

2.3.6 均质粉砂岩相(F)

岩石成灰褐到红褐色,薄层状为主。粉砂颗粒以石英为主,含少量长石和岩屑。颗粒70—90%不等,泥质填隙,内呈均质层理。

2.3.7 均质粉砂质泥岩相(G)

岩石以紫红色为主,中到薄层状。成分以粘土质和石英粉砂为主,粉砂含量10—40%为多。铁质含量高,岩石染成紫红色,内均一,无纹理发育,局部可见钙质结核。

上述岩相类型在剖面上组成规律的垂向组合,这种组合是由辫状河和网状河旋回沉积作用形成的。由于辫状河是低弯曲度、河道频繁迁移的游荡性河流,其主要沉积为河道砂坝及发育很少的漫滩沉积。图2c为大草滩村南侧实测的大草滩群岩相柱状图,反映辫状河多次迁移侧向加积而成的旋回沉积序列。该序列分为两个相组合,下部为河道砂坝岩相组合,该组合发育良好,主要包括大型槽状交错层理含砾粗砂岩相(B)和块状含砾(或砾质)粗砂岩相(A),向上变为板状交错层理或平行层理的中粒砂岩相(C)。上部为河漫滩岩相组合,该组合发育不好,保存不完整,由水平层理的细—粉砂岩(D)和粉砂质泥质页岩(E)等组成。

网状河是由数条弯度多变且相互连通的河道组成的河流,一般形成在沉积坡度平缓、沉降较大的地区。河道一般稳定,侧向加积不明显,泥质沉积比率高,包括河道沉积、泛滥平原(或湿地沉积)两种类型。大草滩上部以泥、砂质沉积互层为特征,推测当属网状河沉积。图2d为大草滩村北的实测岩相柱状图,其沉积可分为两种岩相组合类型:一是河道沉积岩相组合,包括具槽状交错层理的含砾粗砂岩相(B)和具板状交错层理的中粒砂岩相(C);二是洪泛平原(或湿地沉积)岩相组合,包括水平层理的细到粉砂岩相(D)、粉砂质泥质页岩相(E)、均质或具波痕层理粉砂岩相(F)和泥岩相(G),该相以均质或水平层理泥质岩为主,内夹薄层水平层理或均质层理、波痕层理的粉砂岩和细砂岩,前者为湿地静水或洪泛期悬浮沉积,后者为决口扇沉积。在湿地相中常见保存较好的植物茎叶化石。

3 舒家坝构造沉积区泥盆系地层和沉积体系

舒家坝构造沉积区分布于大草滩区之南,主要见于岷县申都、马坞、天水舒家坝、徽县麻沿河、两当太阳寺到凤县一带,南界以凤县麻沿河-礼县洮坪断裂与南邻的西汉水群分隔。区内泥盆系主要为舒家坝群(黄振辉,1959),岷县梅川、茶埠一带上泥盆统过去称大草滩群(陕西区测队,1970),因此岩性与典型大草滩群迥异且含海相生物化石,故暂厘定为梅川组。舒家坝群以灰绿色砂泥岩为主,上部夹200多米的灰岩,总厚5000m左右。该地层受构造破坏强烈,当属准有时序地层,有若干推覆岩片组成(闫桂林等,1992)。舒家坝群所含化石稀少,叶晓荣(1986)、曹宣铎等(1990)、辛文杰(1992)都报导了所采孢子化石,分析认为其时代为中晚泥盆世。梅川组仅分区在该区西部岷县一带,由灰绿到灰色泥岩、砂岩及少量灰岩组成,

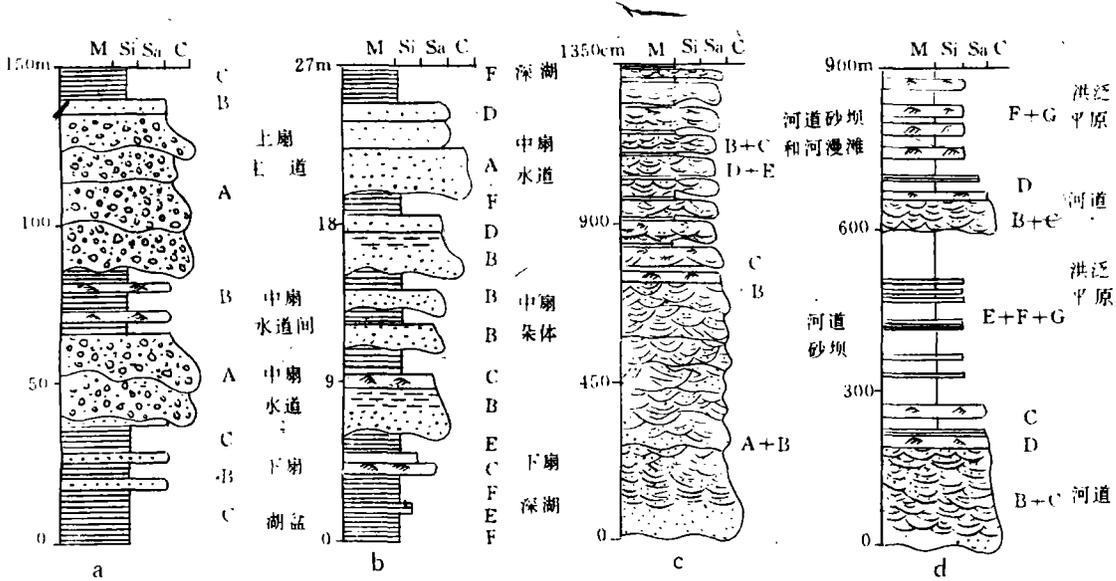


图 2 大草滩群近岸水下扇(a)、深湖重力流(b)、辫状河(c)和网状河(d)旋回沉积序列

M. 泥岩; Si. 粉砂岩; Sa. 砂岩; C. 砾岩。各剖面的岩相代号见正文说明

Fig. 2 Cyclic depositional sequences of the nearshore subaqueous alluvial fan(a), deep-lake gravity flow(b), braided river (c) and anastomosed river (d) in the Dacotian Group

M=mudstone, Si=siltstone, Sa=sandstone, C=conglomerate

内除晚泥盆世植物化石,如 *Leptophloeum rhombicum*, *Cyclostigma kiltorensis* 外,还有腕足 *Spinathypina Lungkouchungensis*, *Atrypa shetienschiaoensis*, *Yunnanellina triplicata* 等,时代为晚泥盆世。梅川组与舒家坝群呈整合接触,礼县至徽县一带的舒家坝群与下伏下古生界李子园群因变质变形程度的显著差异,推测为不整合接触。

舒家坝群的沉积相近年存在不少争论:一是曹宣铎等(1990)认为属陆棚-滨岸沉积;二是陈北岳等(1992)认为属大陆坡-海底扇沉积体系;三是孟宪恂、张维吉等(1994)认为属滨岸潮坪到海滩沉积。通过三家共同研究的麻沿河-舒家坝剖面、礼县崖城-董家坪剖面及永坪-固城剖面的研究,尤其对沉积构造进行逐一核查,笔者原则否定了滨岸沉积的存在,认为舒家坝群中重力流海底扇沉积发育;但其为造山带山前拗陷盆地的小型海底扇,其背景沉积为浅海、下临滨及半深海沉积而非远洋、半远洋沉积。因此认为礼县—徽县一带的舒家坝群为浅海—半深海和重力流风暴流复合沉积体系。

3.1 背景沉积

3.1.1 半深海相

主要见于舒家坝群下部,麻沿河剖面山庄上至姜家沟门一带和崖城剖面崖城以南一带,主要由下列两种岩相类型组成。

(1)暗色水平纹层薄层泥质板岩相(A)

岩石呈深灰到灰黑色薄层状,其主要矿物成分为粘土矿物,伊利石含量 70—85%,另有绢云母 5—10%,石英细粉砂 15%左右。板岩中水平层理发育,纹层细密,纹层厚度 1—3mm。该岩相通常和水平层理的粉砂岩相与远端浊积岩共生。

(2)暗色水平纹层的粉砂岩相(B)

岩石呈深灰到灰绿色，薄层状，主要矿物成分为石英含量 65—85%，粒度为 0.01—0.03mm 之间具多，另有少量伊利石 (5—10%)、长石 (5%左右)、云母 (5—15%) 及绿泥石等。石英长石分选中等，但圆度较差，以次棱角状到棱角状为主。水平层理发育，纹层厚度 3mm 左右，由石英、云母或泥质沉积物成分层反映。与远端浊积岩共生。

上述两种岩相类型通常以夹层或互层的形式出现 (见图 3a, b)，一般和具递变层的细—粉砂岩或缺底的浊积岩共生，形成重力流事件沉积的背景层。根据沉积物颜色、沉积构造及其共生的浊积相特征，推测它形成于半深海深水贫氧的条件下。

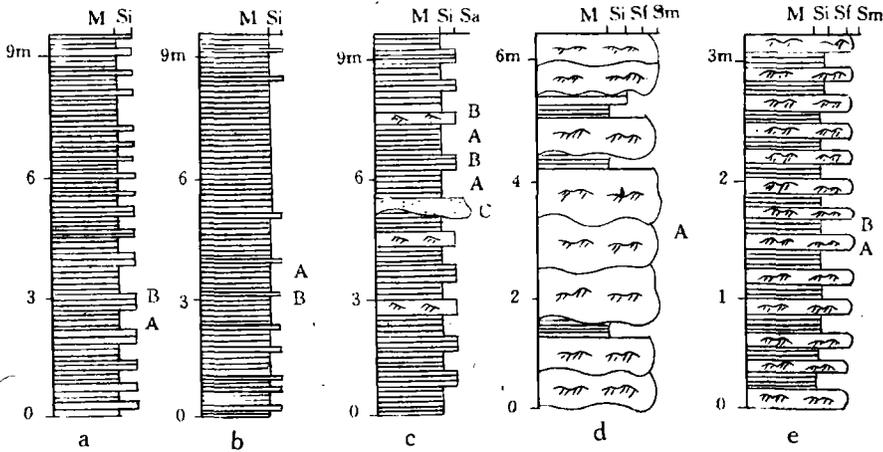


图 3 舒家坝群背景沉积沉积柱状图 (岩相见正文)

a, b. 半深海相; c. 陆棚相; d, e. 下临滨相;

M. 泥质岩; Si. 粉砂岩; Sf. 细砂岩; Sm. 中粒砂岩

Fig. 3 Depositional columns of the background sediments in the Shujiaba Group

a and b=bathyal facies; c=shelf facies; d and e=lower shoreface facies; M=mudstone;

Si=siltstone; Sf=fine-grained sandstone; Sm=medium-grained sandstone

另外，舒家坝群实体化石贫乏，但遗迹化石却很发育，尤其在麻沿河-舒家坝剖面的舒家坝群下部，包括 *Megagraption* (巨画迹)，*Spirophycus* (螺旋迹)，*Paleodiotyon* (古网迹)，*Planolites* (漫游迹)，*Thalassinoides* (海生迹)，*Brookvalichnus* (布鲁克瓦里迹) 等，以食泥动物沿层面掘食形成的牧迹为主，也有生物爬迹和停息迹，相当于 Seilacher (1967) 的 *Nereites* (类沙蚕迹) 遗迹相，代表较深水静水的沉积环境。

3.1.2 陆棚相

主要见于舒家坝群中部，麻沿河剖面姜家沟门—樊家尧一带和崖城-董家坪剖面崖城—萧河及王家河一带，其包括以细碎屑—泥质沉积和碳酸盐沉积两种类型。碳酸盐陆棚沉积发育在舒家坝群上部，因此可分为以下岩相类型。

(1) 灰绿色水平纹层泥质板岩粉砂质板岩相 (A)

岩石呈灰绿色到灰褐色，中到薄层状。板岩中普遍含少量粉砂，含量一般在 10% 左右，多者可达 45% 左右，粉砂质成薄纹带状。主要矿物成分为粘土矿物，以伊利石、绿泥石为主，含少量绢云母。粉砂颗粒包括石英和少量长石，颗粒圆度较差，以次棱角状为主。主要层理类型为水平层理和砂泥互层水平层理。

(2) 具水平层理砂纹交错层理的粉砂岩到细砂岩相 (B)

岩石呈灰绿到灰褐色,中到薄层状。主要颗粒为粉砂到细砂级的碎屑颗粒,其中石英占75—80%,长石含量5—10%,粘土矿物,如伊利石、绿泥石15%左右,并有少量绢云母。颗粒分选中等,磨圆度以次棱角为主。内具水平纹层或砂纹交错层理,层系厚度2—3cm左右,反映低能静水—弱动荡的沉积环境。

(3)水平纹层的结晶灰岩相

岩石呈青灰到浅灰色,薄层到厚层状,主要矿物成分为中细晶方解石,可见细密泥质条带,形成密集的水平层理,因此岩石成薄板或页片状。泥质条带不发育的灰岩中水平纹层宽(2—5mm),仍为规则平直的水平层理。岩石中既无白云岩化,也无残余的颗粒结构,藻纹层不发育,未见前人所描述的鸟眼、石盐假晶等淡水标志。从岩性和共生的水平层理看,当属陆棚碳酸盐沉积无疑。

上述三种岩相类型,前两种岩相见于舒家坝群中部,和完整鲍马序列的浊积岩(图3c)共生。结晶灰岩相仅见于崖城-董家坪剖面三台坝—王家河村之间的舒家坝群上部。从三种岩相岩性和所含的水平层理、砂纹交错层理来看,应属陆棚—过渡带(波基面上下)的沉积。

3.1.3 下临滨相

下临滨相是指正常浪基面之上、平均低潮面之下的临滨环境下部沉积。这里波浪作用频繁,但其能量较低,因此只能形成小规模的波浪成因的沉积构造。舒家坝群的下临滨相沉积主要见于麻沿河-舒家坝剖面大湾—舒家坝之间和崖城-董家坪剖面萧河—徐家坝一带,以具浪成交错层理的石英砂岩为特色,也见具浪成波痕和交错层理的粉砂岩及粉砂质泥岩等。可分以下岩相类型。

(1)具浪成交错层理的石英砂岩相(A)

岩石呈浅灰色中厚层状,主要碎屑为石英颗粒,含量85—90%,少量长石(5%左右)。颗粒分选好,磨圆度呈次圆到次棱角状。内具典型的浪成交错层理,层系厚3—5cm,层系组厚20—30cm。图3d是舒家坝-麻沿河剖面大湾北沉积柱状图,反映该处以浪成交错层理砂岩为主,内夹有水平层理的泥岩,反映以正常下临滨沉积为主。

(2)具小型浪成交错层理的砂质条带板岩相(B)

岩石呈灰绿色到浅灰色,中到厚层状。岩石以水平层理泥质板岩为主,内夹砂质条带。砂质条带成波状或长透镜状,内具典型的浪成交错层理,层系厚2cm左右,长度10cm左右。反映为深水浪成波痕层理。砂质条带成层性好,厚度稳定,泥质条带厚3—10cm为多,与砂质条带交互成层。推测为下临滨下部和过渡带的交互沉积。图3e是崖城-董家坪剖面萧河附近的砂质条带板岩的垂向层序,反映这两种岩性的交互特征。

(3)具小型浪成波痕的泥质粉砂质、粉砂质泥质板岩相(C)

岩石呈灰绿色中厚层状,主要成分为粉砂和粘土质:粉砂以石英为主,含少量长石,含量30—80%不等;粘土质矿物含量20—70%。层面上具小型浪成波痕,波痕多成波曲状或直脊状,尖脊圆谷。分叉和复合现象常见。多呈对称型,也见少量不对称型。波高一般1—2cm为多,波长3—5cm。垂直层面方向上表现为浪成交错层理,部分波痕发育在泥质岩中,层理面上层理不发育。这种岩相在永坪-固城剖面上尤其发育,反映为深水波痕,推测为下临滨下部到过渡带沉积。

上述岩相的共同特点是具小型的浪成波痕或浪成交错层理。它们抑或和水平层理的泥质板岩交互,抑或和重力流沉积的块状层理砂岩共生(图3d,e)。其波痕和层理都反映波高

(或层系)较小,波长较大,尤其在粉砂质泥岩中也能发育,反映其为深水成因而非滨岸浅水成因,故认为属临滨下部低能带的沉积。

3.2 风暴流沉积(事件沉积)

舒家坝群风暴沉积零星发育于麻沿河-舒家坝剖面的大山坝、永坪-固城剖面的陈磨、崖城-董家坪剖面的崖城南、大堡子沟、贺家磨沟及萧河一带。包括四种岩相:

3.2.1 具递变层理的砂岩相

岩石呈浅灰到灰色中厚层状,主要颗粒组分为石英,含量占 70—85%,长石含量 5—10%,其它为粘土基质。石英、长石分选差,磨圆度也差,次棱角状到棱角状。岩层底具明显冲刷面,冲刷面成波状起伏,切割下面泥质岩层。岩层从底部由粗砂向上渐变成细砂级。递变层厚度一般 15—35cm。上与丘状层理或浪成层理的细砂岩及粉砂岩过渡。

3.2.2 具丘状交错层理的细砂岩相

岩石呈灰褐到灰绿色中厚层状,颗粒主要为石英和少量长石,石英含量 75—80%,长石 5%左右。粘土质含量 20%左右。颗粒分选较好,但磨圆度较差。内丘状交错层理发育,丘状交错层理纹层厚 2mm 左右,缓倾斜丘状。该砂岩常和递变层砂岩过渡。

3.2.3 具浪成交错层理的细+粉砂岩相

岩石呈灰褐到灰绿色,中厚层状,颗粒主要为石英(75—80%)和长石(5%左右),颗粒分选中等到好,磨圆度较差,次棱到次圆状。泥质填隙。与递变层砂岩过渡。

3.2.4 具水平层理的泥质岩相

岩石呈灰绿色,中到薄层状,主要矿物成分为粘土矿物,包括伊利石和绿泥石等,含少量石英粉砂(10%左右)。内具水平层理。

上述四种岩相类型常见两种组合方式:一是递变层砂岩—丘状层理砂岩—水平层理泥岩组合;二是递变层砂岩—浪成交错层理砂岩—水平层理泥岩组合(见图 4a、b)。其中递变层砂岩为风暴触发的重力流形成的,丘状层理和浪成交错层理砂岩代表风暴作用下的沉积,水平层理泥岩则代表风暴过后的正常沉积。反映该风暴岩形成于正常浪基面和风暴浪基面之间的陆棚地区。

3.3 重力流沉积(事件沉积)

舒家坝群的海底扇是一受构造破坏而发育不全的海底扇体系,在麻沿河—舒家坝一带,中扇和外扇发育较好,内扇沉积零星出露;而崖城—董家坪及永坪—固城一带,外扇沉积保存不好,被断层破坏并为中生代岩层覆盖,以中扇沉积保存最好,上扇沉积也不发育。

3.3.1 上扇沉积

主要见于舒家坝剖面顶部,由上扇主水道碎屑流和水道侧翼沉积两种岩相类型。

(1)上扇主水道沉积——块状泥砂质角砾岩相

岩石呈灰褐色,巨厚到块状层,岩性为泥质角砾岩。角砾包括泥质板岩、变质砂岩、二长

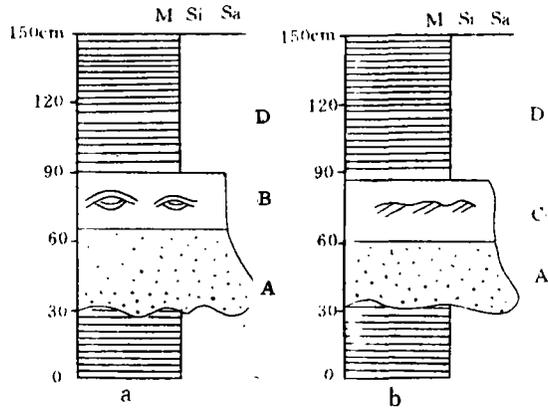


图 4 舒家坝群中风暴事件的旋回沉积序列

M. 泥质岩; Si. 粉砂岩; Sa. 砂岩

Fig. 4 cyclic depositional sequences of the storm

event sediments in the Shujiaba Group

M=mudstone; Si=siltstone; Sa=sandstone

岩及火山岩屑等,一般1—5cm大小,无分选,无磨圆,成棱角状,块状层理,砾石无定向排列。砾石含量70%左右,其它为泥质粉砂质杂基充填。岩层底面为明显冲刷和剪切面,为典型的内聚碎屑流沉积,属上扇水道沉积。

(2)主水道侧翼沉积——块状含砾砂岩相

该岩相与主水道沉积共生在一起,为灰褐色厚层的含砾砂岩。碎屑以砂粒具多,主要有石英、长石、火成岩屑和变质岩屑,含量70%左右,含少量的角砾(5%左右)。角砾成分与主水道沉积相近,磨圆度极差,未分选,呈块状层理。因其与主水道沉积共生,故认为属碎屑流触发时的越岸沉积。

3.3.2 中扇沉积

中扇沉积在所研究的3个剖面均很发育,尤其在麻沿河-舒家坝和崖城-董家坪两剖面的中部。中扇沉积包括中扇内部辫状水道区(分支水道和水道间漫滩沉积)和中扇外部朵体区。分支水道沉积以高密度浊流的块状砂岩为主,水道间漫滩沉积为不完整鲍马序列的浊积岩(AE或ADE组合)。而中扇外部朵状体则由缺顶或完整序列的浊积岩组成。

(1)中扇分支水道沉积——块状砂岩相

舒家坝群中部广泛发育的块状砂岩,岩石以灰褐到灰绿色为主,厚到巨厚层状,单层厚度一般在2-3m左右。岩层底面为明显冲刷面,也见负荷构造或槽铸型发育。岩性主要为长石岩屑杂砂岩或长石杂砂岩,碎屑含量80%左右,泥质杂基20%左右。碎屑中石英占40—70%,长石10—20%,并含少量细粒石英或火山岩屑,颗粒支撑或杂基支撑。颗粒以次棱角状到次圆状为主,分选中等。岩层多呈块状层理或略具正递变特征(图5a)。概率累积曲线成弧形,各点逐渐过渡,反映为高密度浊流沉积。随能量降低,沉积物悬浮负载下沉,流体显示出牵引流性质,概率累计曲线出现两个总体(陈北岳,1992)。CM图则为近于平行C=M基线,图形远离基线且较宽阔,表明分选较差。

(2)中扇分支水道间的漫滩沉积——递变层砂岩相

与中扇分支水道块状砂岩共生的还有少量递变层砂岩,它与具砂纹层理的粉砂岩及水平层理的泥岩共生,前者代表砂质高密度浊流越过堤岸稀释的低密度浊流沉积,后者可能为浅海陆棚的背景沉积。递变层砂岩成中到薄层状,单层厚度10—20cm具多,粒度为细砂级递变为粗粉砂级。岩层底面具明显冲刷槽铸型。岩石中碎屑颗粒以石英为主(60—70%),有部分长石(10—20%)和岩屑(5%左右)。颗粒分选较差,磨圆度以次圆到次棱角状为主。杂基含量15—25%。颗粒或杂基支撑。

(3)中扇外缘朵状体沉积——近端浊积岩相

中扇外缘分支水道不发育,形成地形平缓的朵状体沉积。该沉积以浊流沉积为主,朵状体内侧为缺顶的浊积岩,向外变为完整序列及少量缺底序列的浊积岩(图5c,d)。

舒家坝群的近端浊积岩主要见于麻沿河-舒家坝剖面的吕家坝—姜家沟门一带;浊积岩多呈深灰褐到灰绿色,底具明显的槽铸型、沟铸型或负荷模等,发育完整的浊积岩符合鲍马序列(图5c)。底铸型之上为A段——具粗尾递变层理的细砂岩段、B段——平行层理的细砂岩段。该砂岩以长石岩屑杂砂岩、长石石英砂岩、岩屑杂砂岩为主,砂岩中碎屑组分70—80%,杂基20—30%,杂基支撑为主,主要碎屑组分为石英,占碎屑含量50—80%,但以50—60%具多,长石含量一般10—25%。岩屑含量不等,10—20%左右。岩屑包括石英岩屑、花岗岩屑等。颗粒分选中等到差,以次棱角状到棱角状为主。从AB段粒度概率累积曲线特

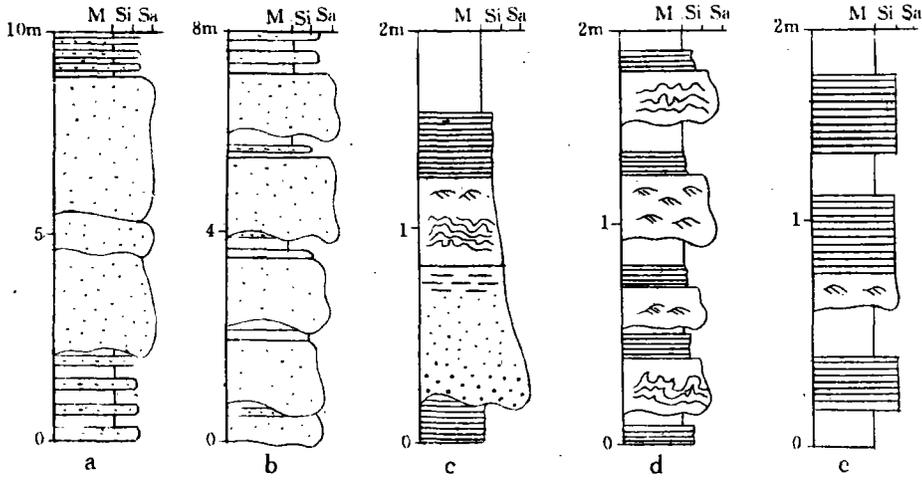


图5 舒家坝群海底扇沉积序列

a、b. 中扇水道块状砂岩;c. 完整序列的浊积岩;

d、e 缺底序列浊积岩(说明见正文)。m. 泥质岩;Si. 粉砂岩;Sa. 砂岩

Fig. 5 Depositional sequences of the submarine fan in the Shujiaba Group

a and b = mid-fan channel massive sandstone ;c = turbidite with the complete sequence ;

d and e = turbidite without basal sequence ;m = mudstone ;Si = siltstone ;Sa = sandstone

征看,曲线呈明显弧形,悬浮总体占绝对优势,为典型的浊流沉积。CM图反映的CM图平行于C=M基线,距离较远,图象较宽,表明粒度分选较差,也为典型的浊流沉积特征(陈北岳等,1992)。当这些粗粒浊流沉积之后,浊流密度下降,渐渐向牵引流转化,沉积了C段具小波痕层理的粉砂岩段,同时也见因液化而成的变形层理或泄水构造。概率累积曲线明显具三个总体,呈牵引流特征,但曲线斜率低,说明分选较差。随着介质能量降低,D段沉积为水平层理的粉砂岩段,粒度概率累积曲线也呈明显三段式,但斜率变陡,说明分选较好,为牵引流沉积,最后沉积的是E段——块状水平层理的泥岩段,为泥质浊流或半深海背景沉积。

3. 3. 3 外扇沉积——远端浊积岩相

外扇沉积见于麻沿河-舒家坝剖面山庄上,牡丹坪到吕家坪一带和崖城-董家坪剖面崖城以南等地,主要由缺底序列的浊积岩组成。由鲍马序列的C-E或D-E不完整层序组成(图5e),局部也可见具ABE的序列发育。远端浊积岩序列各段的沉积特征同上述。它通常和浅海陆棚—半深海的泥质沉积共生。

综合分析礼县—麻沿河一带舒家坝群的沉积特征,可以区分出东西两个扇体:东部扇体以麻沿河-舒家坝剖面为代表,其外扇、中扇发育较好,内扇发育较差;西扇以崖城-董家坪剖面为代表,以中扇发育为主,外扇沉积受中生代地层覆盖而出露不全,内扇未见发育。位于两剖面之间的永坪-固城剖面似以陆棚沉积为主,中央中扇沉积。

从舒家坝群海底扇和背景沉积的充填序列(图6)看,舒家坝群自下而上背景沉积由半深海—浅海—下临滨形成一个向上变浅的充填充列,与之共生的海底扇为一个从外扇—中扇—内扇的向上变粗的进积型序列。这两种序列的组合方式,反映了舒家坝群的原型盆地是一个在挤压构造背景下形成的盆地,和北秦岭加里东造山带和中秦岭微板块之间的挤压和俯冲有关,为北秦岭造山带山前拗陷或中秦岭微板块与造山带之间的前陆盆地。

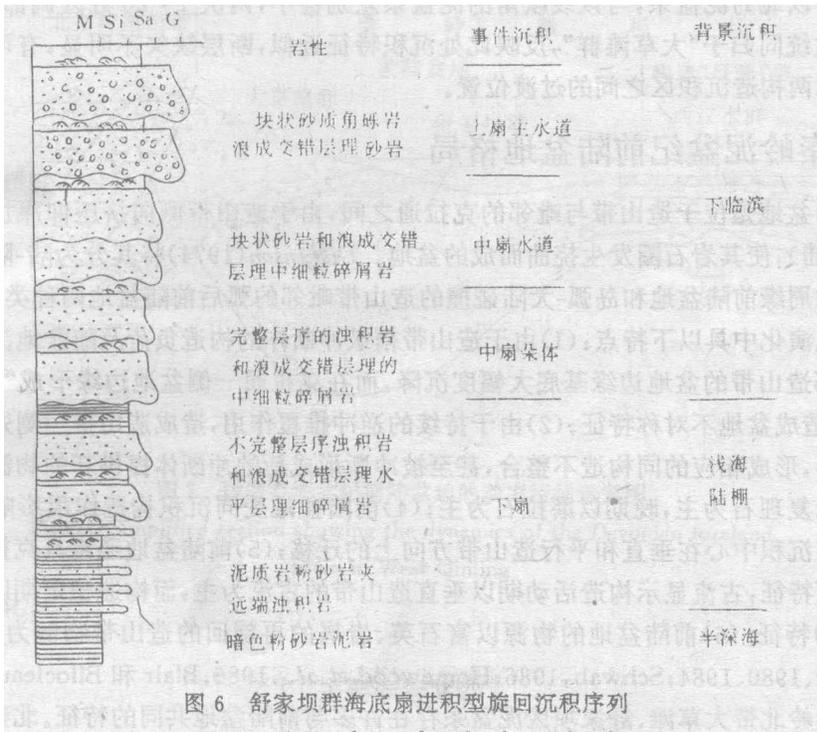


图 6 舒家坝群海底扇进积型旋回沉积序列

Fig. 6 Progradational cyclic depositional sequence of the submarine fan in the Shujiaba Group

4 岷县—申都一带泥盆系沉积特征概述

舒家坝构造沉积区西段的岷县—申都一带,泥盆系小范围出露于国营牧场一带,面积百余平方公里,包括中、上泥盆统。由于国营牧场一带草场覆盖了基岩,故地层出露很差,笔者仅测制了部分区段地层剖面,现结合区调修测资料予以综述。

4.1 中泥盆统舒家坝群

国营牧场一带的中泥盆统以深灰到浅灰色、灰褐色中薄层碎屑岩和泥质岩为主,夹有薄层砂岩,厚度 1580—2000m。根据实测剖面研究,主要岩性为水平层理的泥质板岩、水平层理的长石石英砂岩、具小型砂纹交错层理的粉砂质板岩、水平层理的泥质粉砂岩、均质层理的长石石英砂岩等。岩石均以灰褐、灰绿色、深灰色为主,以薄层为主,中夹厚层砂岩,从沉积构造和岩性特征看,应属浅海陆棚相沉积。舒家坝群中的灰岩也以陆棚相的灰色薄层水平或均质层理的灰岩、泥灰岩和泥质灰岩为主。内含化石较少,主要为腕足和珊瑚化石,如 *Thamnopora* sp., *Alveolites* sp., *Schizophoria*, *Athyra* sp., *Ambocoelia* sp. 等,为正常浅海相化石。

4.2 上泥盆统梅川组

梅川组在岷县梅川、茶埠及国营牧场一带发育,岩性为灰到灰褐色薄层石英细砂岩、板岩、灰质板岩,内有植物化石 *Leptophloeum rhombicum* 和腕足化石 *Atrypa shetienciaensis*, *A. douvillii* var *lugkouchungensis*, *Yunnanellina triplicata*, *Y. hanburyi* 等。此处发育沉积构造包括小型波痕和交错层理等。因此推测为滨岸碎屑沉积为主,中央滨岸陆相层。

综上所述,岷县一带的中上泥盆统与礼县—麻沿河一带的舒家坝群明显不同,前者以陆棚—滨岸沉积为主,而后者以较深水盆地和重力流沉积为特色。需要说明的是,岷县一带申

部—洮坪以北的泥盆系,与该线以南的泥盆系差别甚小,两次 1:20 万区调都将申都南、北的上泥盆统同归于“大草滩群”,反映此处沉积特征近似,断层缺失不明显,有可能为舒家坝和西汉水两构造沉积区之间的过渡位置。

5 西秦岭泥盆纪前陆盆地格局

前陆盆地是位于造山带与毗邻的克拉通之间,由于造山带侧向挤压仰冲加载于克拉通边缘(前陆),使其岩石圈发生挠曲而成的盆地。*Dickinson*(1974)将其分为陆-陆碰撞的造山带毗邻的周缘前陆盆地和岛弧-大陆碰撞的造山带毗邻的弧后前陆盆地两种类型。前陆盆地在其形成演化中具以下特点:(1)由于造山带褶皱冲断体的构造负荷及随盆地沉积的沉积负荷使毗邻造山带的盆地边缘基底大幅度沉降,而在克拉通一侧盆地边缘形成“反弹”的上隆区,因此造成盆地不对称特征;(2)由于持续的逆冲推覆作用,造成造山带一侧先成的沉积物发生变形,形成相应的同构造不整合,甚至被冲断形成新的冲断体提供新的物源;(3)前陆盆地早期以复理石为主,晚期以磨拉石为主;(4)前陆盆地受同沉积构造作用影响常常造成盆地中心和沉积中心在垂直和平行造山带方向上的迁移;(5)前陆盆地通常具克拉通和造山带双向物源特征,古流显示构造活动期以垂直造山带的古流为主,而构造稳定期以平行造山带的古流为特征;(6)前陆盆地的物源以富石英、岩屑的再旋回的造山带物源为特色(*Dickinson*, 1979, 1980, 1984; *Schwab*, 1986; *Homewood et al.*, 1986; *Blair* 和 *Bilocleau*, 1988 等)。

西秦岭北带大草滩、舒家坝区泥盆系存在许多与前陆盆地共同的特征。北秦岭加里东造山带已为地层接触关系和构造运动面(泥盆系与下伏寒武—奥陶系角度不整合接触)及地层缺失所证实。舒家坝群重力流沉积和大草滩群陆相粗碎屑沉积分别代表了前陆盆地的复理石和磨拉石沉积。舒家坝群重力流的进积型海底扇序列和背景沉积的向上变浅的充填序列,反映盆地处于挤压的应力状态下。大草滩群火山岩屑、舒家坝群花岗岩砾石的存在反映其母岩区为北秦岭造山带物源。绿相大草滩群含舒家坝群的砾石反映前陆盆地早期沉积的舒家坝群被冲断并提供新的陆源。舒家坝群的槽铸型、滑塌揉皱指示由北向南的古斜坡和古流向(陈北岳, 1992)。红相大草滩群水流交错层理反映的古流向由早期垂直于造山带方向($210^{\circ}-180^{\circ}$)向晚期平行于造山带方向($240^{\circ}-300^{\circ}$)的转换,其为前陆盆地典型的古流型式。

与前陆盆地南邻的西汉水群,其交错层理反映由南向北的古流特征。该区艾菲尔期以环古岛滨岸—陆棚碎屑沉积为主,吉维特—弗拉斯期为典型的孤立台地和生物礁沉积(杜远生等, 1990, 1991, 1992a);法门期则以深水盆地和泥质浊积岩沉积为特征(杜远生, 1992b)。反映艾菲尔期—弗拉斯期时西汉水区处于岩石圈构造“反弹”的上隆区,法门期前陆盆地向南迁移,该区受侧向挤压而下拗,反弹区向南迁移到徽成一带。

上述特征表明,泥盆纪时期在北秦岭造山带南缘确实存在一个同造山的前陆盆地,该盆地的形成、演化与北秦岭造山带的向南仰冲有关。加里东后期,随着秦岭微板块与华北板块的碰撞,在北秦岭地区形成一逐渐隆升的造山带,造山带南侧的大草滩区、舒家坝区及西汉水区缺失早—中泥盆世地层。艾菲尔期随着造山带向南仰冲,构造负荷使前陆地区岩石圈下挠形成深拗陷盆地,盆地南侧岩石圈“反弹”形成上隆区。拗陷的前陆盆地中接受了舒家坝群的复理石和大草滩群的磨拉石沉积,而毗邻的西汉水区则以浅水碳酸盐和滨岸碎屑岩为主。法门期前陆盆地的南移造成西汉水区深水沉积覆盖在台地、生物礁沉积之上(图 7)。上述前陆盆地虽与大陆克拉通边缘的前陆盆地相比不够典型。但却揭示了西秦岭北带泥盆纪的沉

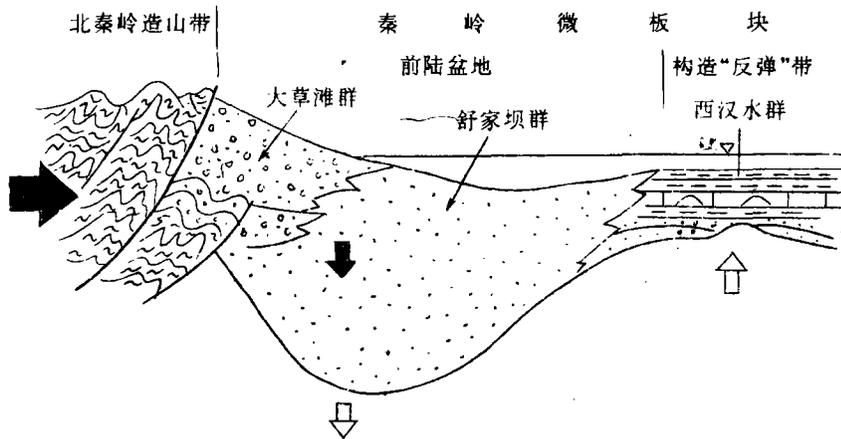


图7 西秦岭泥盆纪前陆盆地的动力特征示意图

Fig. 7 Simplified section showing the dynamics of the Devonian foreland basin in West Qinling

积和构造演化。

主要参考文献

- 王鸿祯等, 1978, 论中国地层分区, 地层学杂志 20(2)。
- 叶晓荣, 1986, 甘肃天水舒家坝一带孢子化石的发现及其地层意义, 中国地质科学院西安地矿所所刊(13), 地质出版社。
- 辛文杰, 1992, 西秦岭舒家坝群地质时代新资料, 古大陆边缘沉积地质文集, 刘本培等编, 中国地质大学出版社。
- 闫桂林, 1992, 西秦岭东段泥盆纪古地磁研究, 中国地质大学出版社。
- 陈北岳等, 1992, 西秦岭北带舒家坝群大陆斜坡-海底峡谷-海底扇沉积体系, 中国地质大学出版社。
- 杜远生等, 1990, 西秦岭中带弗拉斯-法门期事件界线研究, 地质论评, 36(1)。
- 杜远生等, 1991, 甘肃西成铅锌矿田泥盆纪吉维特-弗拉斯期沉积古地理及控矿意义, 沉积学报, 9(3)。
- 杜远生等, 1992a, 甘肃西和洞山一带红岭山组碳酸盐台地-生物礁沉积特征, 中国地质大学出版社。
- 杜远生等, 1992b, 西秦岭中带泥盆纪泥质蚀积岩的发现及其意义, 地球科学进展, 中国地质大学出版社。
- 张国伟, 1992, 秦岭造山带研究现状与新的研究构思, 西北大学学报(自然科学版), 22(增刊)。
- 孟宪恂、张维吉, 1994, 祁连-北秦岭结合部位基础地质和铜金成矿规律研究, 西安交大出版社。
- 高联达, 1990, 甘肃漳县王家店组孢子组合及其时代, 甘肃地质(1)。
- 曹宜铨等, 1990, 秦巴地区泥盆系地层及重要含矿层位形成环境的研究, 西安地质矿产研究所所刊(27), 地质出版社。
- 黄振辉, 1959, 秦岭西段古生代地层, 全国地层会议学术报告汇编, 科学出版社。
- Blair, T. C. and Bilodeau, W. L., 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins, sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16.
- Dickinson, W. R., and Valloni, R. 1980. Plate settings and provenance of sands in modern oceans. *Geology*, 8, 82-86.
- Dickson, W. R., 1984. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, In: Provenance of Arenites (ed. by Zuffa, G. G. Zuffa), 333-361.
- Homewood, P. et al., 1986. Dynamics of the Molasse basin of western Switzerland. *Foreland basin Spec. publ. int. Ass. Sediment.*
- Schwab, F. L., 1986. Sedimentary signatures of foreland basin assemblages, real or counterfact? *foreland basin, spec. publ. int. Ass. sediment.*

SEDIMENTARY GEOLOGY AND DYNAMIC SEDIMENTOLOGY OF THE DEVONIAN STRATA IN THE WEST QINLING OROGENIC BELT; SEDIMENTARY CHARACTERISTICS AND FRAMEWORK OF THE DEVONIAN FORELAND BASIN IN THE NORTHERN BELT OF THE WEST QINLING OROGENIC BELT

Du Yuansheng

China University of Geosciences, Wuhan

ABSTRACT

The Qinling orogenic belt lying between the North China Plate and Yangtze Plate plays an important part in explaining the formation and evolution of palaeo continents in China. As an important link between the Caledonian and Hercynian tectonic stages, the Devonian strata in the belt has all along been considered as the key bed to decipher the sedimentary and tectonic evolution in the study area. The present paper focuses on the early Hercynian basin framework and tectonic features based on stratigraphy and sedimentology of the Devonian strata in the northern belt of the West Qinling orogenic belt. The Devonian strata in this region consist of the Shujiaba and Dacotan Groups (including two types: red facies and green facies). The former is characterized by the nearshore-shelf-bathyal background deposits, storm deposits and gravity flow deposits, while the latter by the braided and anastomosed deposits (red facies) and lake-subaqueous alluvial fan, deep-lake gravity flow deposits (green facies). These depositional characteristics and infilling sequences indicate the existence of the foreland, which was formed on the northern margin of the central Qinling microplate due to the southward obduction of the northern Qinling orogenic belt during early Hercynian stage.

Key words: Qinling orogenic belt, Devonian, foreland basin, sedimentary geology