

# 陕西紫阳芭蕉口志留纪浊积岩系研究<sup>①</sup>

孟庆任

(西安地质学院)

**摘要** 本文从浊积岩相、相组合以及组合序列等分析方法入手对芭蕉口志留纪浊积岩系进行了研究。根据目前古代浊积岩研究中的一些新思想,在识别不同浊积岩相和相组合时使用了新的鉴定标志,并且强调了以前曾被忽视了的水道-舌体过渡带沉积。研究结果证明,此浊积岩系共由六个相组合构成,即盆地平原相组合、舌体边缘相组合、舌体相组合、水道-舌体过渡带相组合、水道-漫滩相组合以及盆地斜坡相组合。整个浊积岩系是在一种不成熟的被动大陆边缘环境下形成,并类似于斜坡裙浊流沉积。

**关键词** 浊积岩相 相组合 浊积岩系 笔石序列

**作者简介** 孟庆任 男 35岁 讲师 沉积学和构造地质学

位于秦岭造山带南部的陕西紫阳芭蕉口地区出露一套极为清楚和完整的下—中志留统,成为研究南秦岭加里东构造带演化的重要地段。细致的生物地层研究在这一地区建立起由上奥陶统到中志留统的一个连续完整的笔石带。笔石带的建立不但为南秦岭地区志留纪地层间的区域对比提供了重要的依据,而且为岩相古地理研究奠定了基础。生物地层和岩相这二方面研究的结合将无疑对重建南秦岭志留纪的演化历史起很大的作用。对芭蕉口志留纪浊流沉积已有初步研究,主要是对浊积岩中的沉积构造的描述和对浊流演化的初探。一个浊积岩系是指成因相关并且地层连续的一个浊流沉积体。一个浊积岩系可由数个演化阶段或亚阶段构成,并且根据其内部不同单元的发育程度可划分为几种不同类型。不同类型的浊积岩系既反映当时的浊流性质,同时也反映当时盆地的特征。另外,对浊积岩中一些沉积构造重要性的深入认识,如不同性质的冲刷构造等,提出了一些新的鉴别不同浊积岩相的标志。某些以前被忽视了其重要性的浊积岩系单元也逐渐被认识,如水道-舌体过渡带沉积,并从水力动力学的角度对其沉积特征进行解释。本文主要使用新的概念和研究方法对芭蕉口一带的浊积岩系进行分析研究。虽然对一个小区域内浊积岩的剖析还不足于建立一个区域上可能复杂的古代浊积岩系的发展模式,但为达此目的,这一研究的重要性和必要性则是显而易见的。

## 一、地层概况

紫阳芭蕉口位于洪椿坝断裂以南,志留系地层主要沿任河出露。它不但出露面积大,显示了岩层的侧向变化,而且由于水流冲蚀从而非常清晰地揭示了岩层内部各种细微的沉积构

①本文系国家自然科学基金资助项目

造。对志留系岩石地层单位的划分曾提出各种不同的方案,这里将采用西安地质矿产研究所1983年的划分方法,即下志留统自下而上为下斑鸠关组,上斑鸠关组,陡山沟组和吴家河组,中志留统为仙中沟组。下志留统与下伏上奥陶统的芭蕉口组为整合连续沉积关系。中志留统仙中沟组顶部情况由于构造原因而无法了解。下、中志留统共含18个笔石带(图4)。

整套地层主要由泥质板岩、粉砂岩和砂岩组成,局部含砾岩层。总的趋势为下志留统下部以泥岩和粉砂岩为主,向上砂岩逐渐占主导地位。中志留统仙中沟组由泥质板岩和粉砂岩组成。这套地层被解释为深水浊积岩主要有以下证据。首先,岩层显示出明显的沉积物重力流沉积特征,包括碎屑流沉积,但主要表现为浊流沉积。典型的浊积岩相,即A相至G相都有出现;没有任何遭受波浪作用的现象;所含化石基本全为笔石,没有浅水底栖动物化石;遗迹化石指示一种深水环境。

## 二、 浊积岩相及相组合分析

浊积岩相和相组合的概念已被广泛用来解释古代浊积岩系的发展。七种基本的浊积岩相在芭蕉口浊积岩系中都有出现,它们分别反映出不同的沉积或形成机制。不同浊积岩相的相互结合构成组合。典型的相组合已用于鉴定和识别古代水下扇的亚环境或古代浊积岩系的不同沉积单元。水下扇一般由内扇、中扇和外扇组成。内扇以存在主要补给水道为特征,中扇以分枝水道网和相应的漫滩沉积为主,外扇则主要表现为不含水道的砂岩舌体或席状砂。但关于内扇、中扇和外扇的定义和用法目前很不一致。所以在一些研究中,特别是在进行不同水下扇间对比时已避免使用这些术语。尽管如此,在当前古代浊积岩研究中,这些术语仍在广泛地使用。所以,在芭蕉口浊积岩系研究中,所建立起来的各种相组合直接指明是浊积岩系中的某种单元,同时说明它们大致相当于在何种亚环境下形成。研究结果表明,芭蕉口浊积岩系中含有以下几种典型的相组合:盆地平原相组合、舌体周缘相组合、舌体相组合、水道-舌体过渡带相组合、水道-漫滩综合体相组合和盆地斜坡相组合。

### 盆地平原相组合

这种相组合由薄层泥岩与薄层粉砂岩互层(D相)和泥岩夹粉砂岩薄层(G相)组成。岩层侧向延伸平稳,连续性极好。在D相中,粉砂岩层厚1—2cm,泥岩厚2—5cm。实际上,这种细粒沉积物内部具规律的细微沉积构造的垂向变化,构成粉砂质浊积岩和泥质浊积岩,这是由低密度浊流形成的。组成G相的灰黑色泥岩和粉砂质泥岩内部不显流动所产生的原生沉积构造,但发育良好的水平纹层。泥岩厚可达数米,局部夹几层厚20—40cm并含小型沙纹交错层的细砂岩层。G相可解释为半远洋岩,由细粒物质垂直缓慢沉积而成。水平纹层得以保存,说明沉积发生在半远洋缺氧条件下,否则可能遭受生物扰动而被破坏掉。半远洋岩和细粒沉积物层不但在侧向上厚度稳定,而且在垂向上不显厚度变化旋回。这种典型的相组合主要出现在下斑鸠关组,代表了深水盆地平原沉积环境。

### 舌体周缘相组合

上斑鸠关组出现由C相、D相和G相构成的组合。D相与G相与下斑鸠关组基本相同。C相由薄到中厚层的细—中粒砂岩夹泥岩薄层组成。砂岩厚10—40cm,底面发育槽模,与上面泥岩相结合显示鲍玛序列的 $T_{bc}$ 或 $T_{c-}$ 段。岩层侧向延伸平直,垂向上具不十分发育的向上变厚层序。C相厚度变化在5—10m之间。C相、D相和G相是舌体周缘沉

积典型的浊积岩组合, 大致指示外扇边围沉积环境。

### 舌体相组合

舌体概念的使用目前还很混乱。本文中所指的砂岩舌体是指延伸平稳, 不具水道的砂岩体。在芭蕉口浊积岩系中, 砂岩舌体主要由 C 相组成。单层砂岩厚 10—90cm, 为细—中粒砂岩, 层内平行层理、沙纹交错层理和包卷层理非常发育, 具明显的  $T_{b-d}$  或  $T_{c-d}$  鲍玛序列段。砂岩间夹 0.5—6cm 的泥岩或粉砂质泥岩层, 构成  $T_c$  段。完整的  $T_{a-c}$  序列出现较少。砂岩底面槽模、沟模以及戩模等普遍。另外, 在部分砂岩层中可清楚地观察到呈板状或阶梯状且底面平坦的冲刷构造, 并含有撕裂泥岩砾。这种冲沟一般深 10—20cm, 宽 50—100cm。底面平坦的阶梯型冲沟是由于浊流下部密度较高的部分对在砂质沉积之前的相对较软的泥质海底冲击而造成的。这可作为鉴定砂岩舌体沉积的一个新的标志。在剖面上, 由砂岩舌体组成的层序显示明显的向上变厚趋势 (图 1)。这种不对称的向上变厚、变粗层序的厚度为 3—15m。不同序列上下叠置表示不同期舌体的叠合。舌体的形成以及所表现的向上变厚的特征是由于进积的过程形成的, 或由于垂向加积而成。但更实际的情况是由这两种过程相结合而造成的。在所研究的剖面上, 主要由 C 相组成的向上变厚层序逐渐过渡到代表水道沉积的 B 相证明了进积过程的存在。单独由垂向加积不可能形成这种情况, 它只能对舌体内单层的形成起作用。砂岩舌体的几何形态为明显的席状。在宽阔的剖面露头上 (横向宽可达近百米), 陡山沟组舌体相组合内砂岩层侧向延伸极为平整, 厚度稳定。另外, 在距芭蕉口以北约 4km 的瓦房店一带, 此套地层同样显示出平稳的侧向延伸特征。

在砂岩舌体相组合中, 另一组成部分为 D 相, 表现为侧向延伸极好的薄层细砂岩和泥岩互层。单层厚 5—20cm, 底面槽模和沟模发育。组砂岩主要由  $T_{c-d}$  组成。C 相和 D 相是组成舌体的典型的浊积岩相组合, 指示外扇沉积环境。

### 水道-舌体过渡带相组合

在组成古代浊积岩系的各单元中, 水道-舌体过渡带沉积的重要性和普遍性已逐渐被认识到, 并且提出了识别标准。水道-舌体过渡带沉积有时也称为水道嘴沉积。在空间上, 它位于典型的水道充填沉积与典型的舌体沉积之间。这一地段的沉积特征主要与浊流经历了一个水力跳跃而发生的变化有关, 或与其它流动条件的快速变化有关。例如, 由于浊流内部扰动加强从而增加了对海底的侵蚀作用。另外, 由于浊流的突然稀释使这一段落的沉积构造明显地与水流牵引作用有关。陡山沟组和吴家河组含有比较典型的与这种水力跳跃有关的沉积段落。陡山沟组下部水道-舌体沉积主要由结合型厚层或块状中—粗粒砂岩以及砾岩层构成 (图 2)。岩层厚度侧向变化明显, 常呈楔形。层内具丰富的切割和充填现象, 但切割深度较浅, 宽度较窄。冲沟中的充填物显示大—中型交错层理, 同时块状砂岩层的顶部也普遍具 10—20cm 厚的沙纹交错层, 多为爬升交错层。局部段落交错层状的单层砂岩常见。岩层中普遍含直径为 10—50cm 的泥质和粉砂质砾石。这些特征清楚地反映了浊流经历了水力跳跃后发生了快速的沉积以及广泛的冲蚀作用。各种交错层理的普遍出现证明沉积物受到牵引搬运, 这是浊流经历水力跳跃后发生稀释而对沉积物进行牵引而造成的。

吴家河组水道-舌体过渡带沉积由中—厚层状的细—中粒砂岩组成。岩层厚度侧向变化明显, 常为透镜体。层内小型—大型交错层理发育, 并且许多砂岩层顶部含 10—20cm 高角度爬升层理, 含交错层理部分经常占单层砂岩的一半以上。这种特征的砂岩显然不同于砂岩

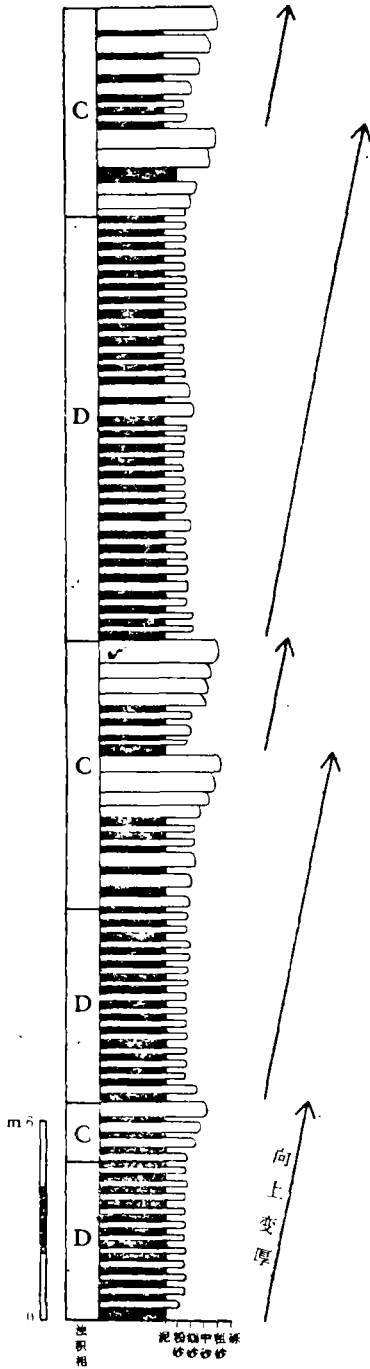


图 1 陡山沟组内舌体沉积  
Fig. 1 Lobe deposits in Doushangou formation.

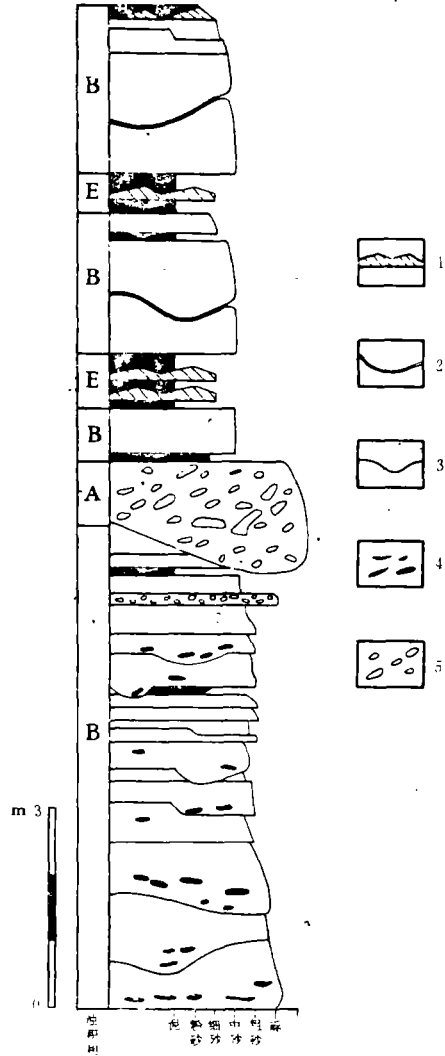


图 2 陡山沟组下部水道-舌体过渡带沉积  
Fig. 2 Channel-lobe transition deposits in the lower part of Doushangou formation.

- 1. 交错层砂岩 2. 含泥质薄层的冲刷痕 3. 不含泥质薄层的冲刷痕 4. 泥砾 5. 砾岩
- 1. cross-stratified sandstones 2. mud-draped scours 3. scours 4. mudstone clasts 5. conglomerates

舌体沉积。但却与水道嘴沉积特征十分相符,显示明显的牵引过程。岩层中另一重要现象是普遍出现含有泥质薄层的冲刷面或砂岩结合面。这种构造在陡山沟组底部的水道-舌体过渡带沉积中也很常见。覆有泥质薄层的冲蚀面已成为识别水道-舌体过渡带沉积的一个典型标志。它代表浊流通过水力跳跃产生的强烈扰动对海底发生强烈的侵蚀,但由扰动使浊流经水力跳跃后仍能维持沉积物呈悬浮状态,所以当时并没有在冲沟上发生沉积,而是把沉积物并且携同被冲刷下来的砾块一起带到别的地方沉积。这种机制也很好解释了在芭蕉口浊积岩系中,缺乏水道砂岩舌体中经常含有的直径为10—40cm的中砾—粗砾的现象。它们很可能是由上游方向的水道-舌体过渡带被冲刷携带而来。砾石较好的磨圆度和球度是由于高扰动的浊流中的沉积物对砾石的磨擦所致。

### 水道-漫滩综合体相组合

这种相组合基本构成芭蕉口浊积岩系的一半,所以可在很大程度上直接反映此浊积岩系总的演化趋势。B相、E相和D相是此相组合的三个基本浊积岩相(图3)。B相由含砾细—中粒砂岩组成,岩层多为厚层或块状结合型砂岩,厚度侧向变化大,底面起伏不平,与下层为侵蚀接触。部分砂岩内发育很好的盘状构造和泄水构造。在侧向上B相可逐渐变为E相。另外,B相中局部出现小规模侧向加积现象。侧向加积一般是在曲流河道中由牵引流搬运和沉积而造成的一种特征的沉积现象。这种加积面在浊积岩系中的出现,一方面说明当时古水道具有曲流特征,另一方面也指示牵引流在沉积物重力流环境中的存在。牵引流的产生可能是由于浊流尾部在发展过程中不断稀释冲淡的结果。具加积面的水道沉积呈扁豆状,规模较小,宽15—20m,厚0.5—2m。这表明由牵引作用而造成的搬运和沉积是非常短暂的。在垂向上,B相显示向上变薄层序。这种向上变细变薄旋回是水道沉积的主要特征,它是由于水道向上逐渐变宽而使得沉积层逐渐变薄,或在更多的情况下,如在芭蕉口浊积岩系中,可能是由水道逐渐废弃而造成的。E相是由薄层细砂岩夹泥岩或粉砂岩组成。但砂/页岩之比远大于1。岩层呈波状延伸,或不连续,或呈夹在泥岩间的独立的沙纹层。细砂岩层内发育水流沙纹层理,爬升交错层理以及各种大倾角或倒转交错层。包卷层理和平行层理也常见。层内显示 $T_{b-d}$ 或 $T_{c-d}$ 鲍玛序列结构。E相的沉积特征代表了漫滩沉积。B相与E相在横向上的相变也证明了这一解释。E相厚1—50m不等,其中还经常夹有30—50cm厚的细—中粒砂岩层,并含有许多较大的砾石。这种砂岩层可解释为决口扇沉积。与B相和E相共生的还有侧向延伸平直并由细砂岩和泥岩薄层互层所组成的D相,代表了分枝水道间沉积。由B相、E相和D相构成明显的水道-漫滩综合体相组合,代表由许多分枝水道在中扇内不断地侧向迁移的过程。

### 盆地斜坡相组合

这个组合由D相、G相和F相构成。D相和G相的特征表现为侧向连续极为平稳的细砂岩与泥岩互层或泥岩夹细砂岩或粉砂岩薄层,但特别应该指出的是F相的出现。F相是由滑塌的D相或G相组成,卷入岩层的厚度为0.5—2m左右。其上覆和下伏地层横向稳定。细粒沉积物出现滑塌,同时考虑到下伏相组合所反映的大致相当于中扇环境的过渡,此相组合代表了盆地斜坡环境,重力作用导致了斜坡上细粒沉积物发生滑塌。

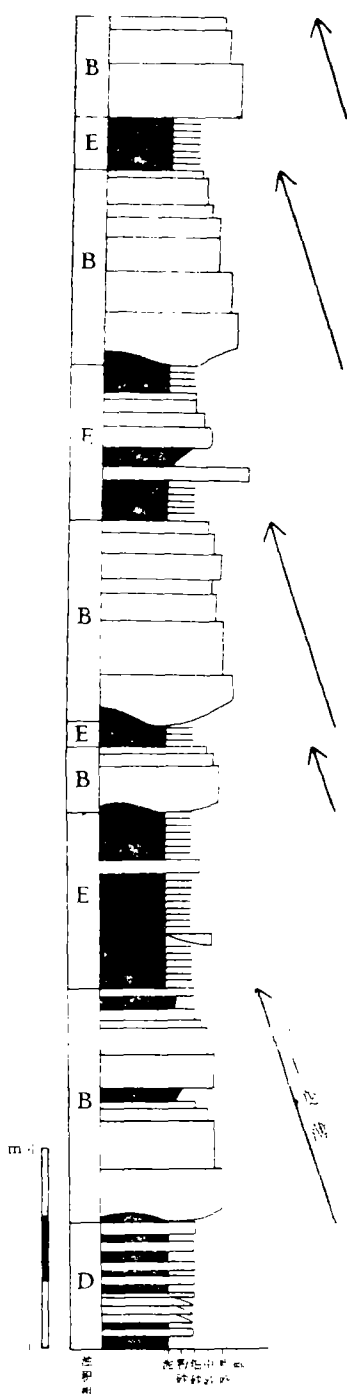


图 3 吴家河组内水道-漫滩综合体沉积

Fig. 3 Channel-flood land for complex deposits in Wujiache formation.

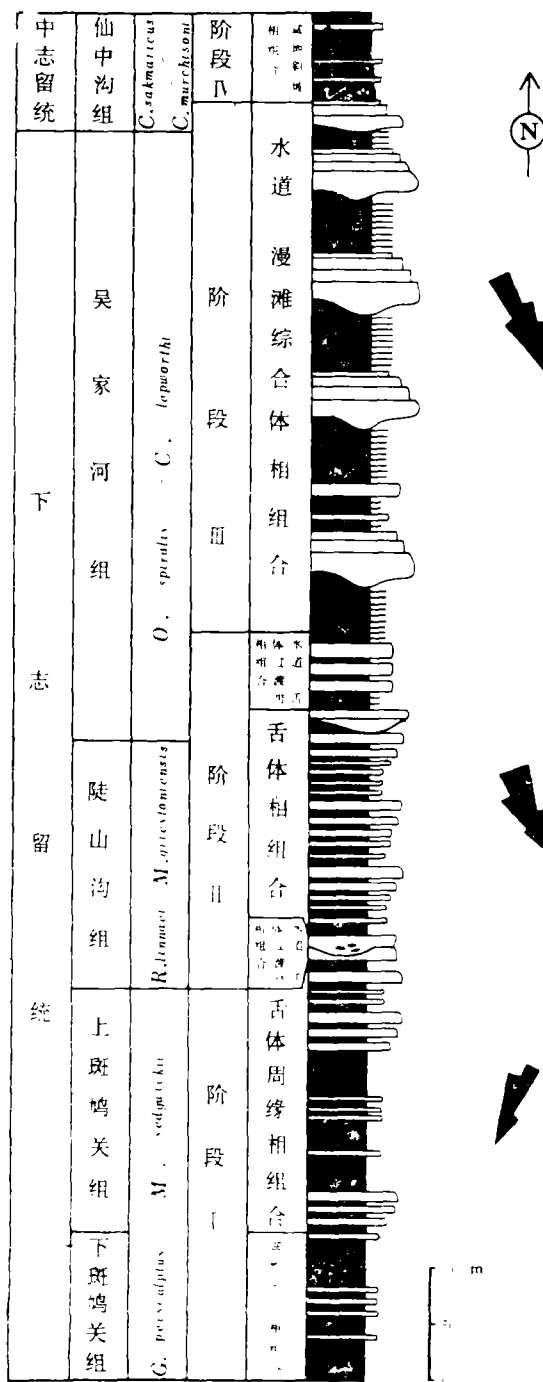


图 4 芭蕉口地区志留纪浊积岩系演化综合图

Fig. 4 Comprehensive diagram showing the evolution of the Silurian turbidite system in the Bajiaokou area.

### 三、 浊积岩系发展过程

芭蕉口志留系浊积岩系的演化通过浊积岩相组合以及组合序列分析可得以揭示(图4)。盆地平原相组合出现在下斑鸠关组,厚120余米。上斑鸠关组由舌体边缘相组合构成,顶部出现不厚的砂岩舌体沉积。陡山沟组下部出现15米左右厚的水道-舌体过渡带沉积组合(图2),其余部分主要为舌体相组合。吴家河组基本占整个芭蕉口浊积岩系的一半。下部为与陡山沟组连续沉积的舌体相组合,然后过渡到水道-舌体过渡带相组合。其余大部分几乎都为水道-漫滩综合体沉积。其中所含舌体沉积仅占很小一部分。仙中沟组由盆地斜坡沉积组成,但顶部未出露。由此看来,芭蕉口浊积岩系自下而上的发展表现为由盆地平原沉积、舌体边缘沉积、舌体沉积、水道-舌体过渡带沉积,水道-漫滩综合体沉积,最后到盆地斜坡沉积。在这总体演化过程中同时还存在小规模脉动。从古流向数据来看,虽不同时期主导方向不同,但基本为一种辐射状(图4)。另外,应特别注意的是,在所有相组合中没有典型的大规模转送沉积物的水道充填沉积,即缺乏典型的内扇沉积。在水道-漫滩综合体中,水道充填(B相)仅数米厚,数十米宽,不可能作为大量转送沉积物的通道,而只是小型的分枝水道。

整个芭蕉口浊积岩系可分为四个演化阶段(图4)。阶段I包括上、下斑鸠关组,或者是由 *Glyptograptus perscudptus* 带到 *Monograptus sedgwickii* 带。这一阶段的沉积主要为盆地平原沉积、舌体边缘沉积。古流向大致为北北东。阶段II包括陡山沟组和吴家河组的底部,或由 *Rastrites linnaei* 带到 *Oktavites spiralis* 带的下部组成。此阶段以舌体沉积为主要特征,仅底部和顶部出现水道-舌体过渡带沉积。与第一阶段相比,这一时期的古流向总体为北北西。舌体内部偶见层间滑塌构造,滑塌褶皱的枢纽大致垂直于古流向。这不仅说明当时不稳定的构造环境,而且也确定了当时古斜坡向北倾以及南边可能存在的物源区。阶段III包括吴家河组和仙中沟组底部,或 *Monoclimacis geinitzi* 带到 *Cyrtograptus sakmaricus* 带。水道漫滩综合体沉积构成此阶段的主体,另外出现有小部分的舌体沉积。非常发育的E相和浅的水道充填也可能是一种漫滩楔沉积,在成因上也许与附近大陆架上活动的三角洲沉积有关。三角洲边缘沉积物的不稳定性将导致一种稀释的、开阔斜坡浊流的形成,同时产生表面滑塌和沉积物的蠕动。这种机制对此阶段沉积物中许多现象能作出较合理的解释,如水道-漫滩综合体的总体沉积面貌以及层间小型滑塌褶曲等现象。阶段IV由仙中沟组构成,包括 *Cyrtograptus insectus* 带到 *Cyrtograptus murchisoni* 带,表现为盆地斜坡沉积。把此浊积岩系划分为不同阶段并与笔石带相对应,对进一步研究大区域浊积岩相变化非常重要。

芭蕉口志留系浊积岩系总体演化特征表现为缺失典型的内扇沉积,但发育较厚的水道-漫滩楔形体沉积。另外,古流向虽呈扇形。但辐射范围不大,为 $40^{\circ}$ — $50^{\circ}$ 左右。可能指示芭蕉口浊积岩系为斜坡裙浊流沉积,或类似于E.Mutti的II型与III型浊积岩系之间的一种类型。

收稿日期:1989年7月20日

#### 参 考 文 献

- (1) 傅力浦,1983,陕西紫阳芭蕉口志留纪地层,西安地质矿产研究所所刊,第6号。

- (2) 傅力浦, 宋礼生, 1986. 陕西紫阳(过渡带)志留纪地层及古生物, 西安地质矿产研究所所刊, 第14号。
- (3) 赵健, 1987, 陕西芭蕉口志留系浊流沉积的发现及其初步研究. 陕西地质, 5卷, 2期。
- (4) Barnes N.E. and Normark W.R., 1985, Diagnostic parameters for comparing modern submarine fans and ancient turbidite systems. in: A.H. Bouma, W.R. Normark, and N.E. Barnes (eds), Submarine Fans and Related Turbidite systems. Springer-Verlag, New York, p.13-14.
- (5) Helier P.L. and Dickinson W.R., 1985, Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. AAPG Bull., V.69: p.960-976.
- (6) Hiscott R. N., 1981, Discussion on "deep-sea fan deposits in the Macigno Formation (Middle-Upper Oligocene) of the Gordana Valley, northern Apennines, Italy" — Discussion. J. Sediment. Petrol., V.51: p.1015-1021.
- (7) Howel D.G. and Normark W.R., 1982, Sedimentology of submarine fans. in: P.A. Scholle and D. Spearing (eds), Sandstone Depositional Environments. AAPG Mem. V.31: p.365-404.
- (8) Mutti E. and Normark W.R., 1987, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. in: J.K. Leggett and G.G. Zuffa (eds), Marine Clastic Sedimentology: concepts and case studies. Graham and Trotman, London, p.1-37.
- (9) Mutti E., 1985, Turbidite systems and their relations to depositional sequences. in: G.G. Zuffa (ed), Provenance of Arenites. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, P.65-93.
- (10) Mutti E. and Ricci Lucchi F.R., 1972, Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis (English translation, 1978). Int. Geol. Rev., V.20: p.125-166.
- (11) Mutti E., 1977, Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (southcentral Pyrenees, Spain). Sedimentology, V.24: p.107-131.
- (12) Pickering K.T., 1982, The shape of deep-water siliciclastic systems: a discussion. Geomarine Letters, V.2: p.41-46.
- (13) Pickering K., Stow D.A.V., Watson M. and Hiscott R., 1986, Deep-water facies, processes, and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. Earth-sci. Rev., V.23: p.75-174.
- (14) Shanmugam G. and Muiola R.G., 1988, Submarine fans: Characteristics, models, classification and reservoir potential. Earth-sci. Rev., V.24: p.383-428.
- (15) Stow D.A.V., 1986, Deep elastic seas. in: H.G. Reading (ed), Sedimentary environments and Facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 2nd ed., p.399-444.
- (16) Stow D.A.V. and Piper D.J.W., 1984, Deep-water fine-grained sediments: facies models. in: D. A. V. Stow and D. J. W. Piper (eds), Deep-water Processes and Facies. Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., V.15: p.611-646.
- (17) Walker R.G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. AAPG Bull., V.62: p.932-966.
- (18) Walker R.G., 1984, Turbidites and associated coarse elastic deposits. in: R.G. Walker (ed), Facies models. Geoscience Canada Reprint Series 1, p.171-188.
- (19) Wuellner D.E. and James W.C., 1989, Braided and meandering submarine fan channel deposits.



Tesnus Formation, Marathon basin, West Texas. *Sediment. Geol.*, V.62: p.27-45.

## Study on Silurian Turbidite System in Bajiaokou Area, Shaanxi

Meng Qingren

(Xi'an College of Geology)

### Abstract

The lower to middle Silurian strata are well exposed in Bajiaokou area, which is geologically located in the southern part of the Qinling orogenic belt. This sequence has been intensely studied by means of biostratigraphy in recent years, but less effort was made to address its lithofacies problems. As a result, this study is carried out to approach the facies analyses and paleoenvironmental interpretation of this sequence.

The interpretation of the strata as a deep-water turbidite system is based on the following lines of evidence: the strata show typical sedimentary features of sediment gravity flows, mainly turbidity current, and the turbidite facies A to G (Mutti and Ricci Lucchi, 1972) are recognized; there are no phenomena of wave reworking; fossils are exclusively graptolites and no shallow-water benthic fossils are found; trace fossils also indicate deep water settings. The turbidite facies can be grouped into several distinct facies associations indicative of different depositional elements of this turbidite system, those that are discussed in detail include: basin plain facies association, lobe fringe facies association, sandstone lobe facies association, channel-lobe transition facies association, channel-levee complex facies association, and basinal slope facies association. To identify the diverse turbidite facies and facies associations, some new criteria are employed, such as different sorts of scours, and the channel-lobe transition element is particularly stressed because its importance was ignored in the previous work. The turbidite system is divided into four stages, and the developmental trend is from basin plain deposit to proximal deposit.

It is concluded that this turbidite system was developed in an immature passive continental margin and quite similar to the slope apron turbidite deposit because of the absence of major channel fill of inner fan deposit.