

西秦岭北带泥盆系舒家坝组深海 陆源碎屑沉积序列的研究^①

晋慧娟 李育慈

(中国科学院兰州地质研究所, 兰州 730000)

提 要 西秦岭北带泥盆系舒家坝组属中晚泥盆世, 地层总厚超过 2000 m。除最上部碳酸盐岩段外, 主要是细、粉砂岩与页(泥)岩不等厚互层组成的沉积序列。本文从以下三个方面论证该序列形成于半深海-深海环境: 1) 时空上主要是由分布稳定的细粒浊积岩组成; 2) 等深积岩与浊积岩相伴而生; 3) 在浊积岩系和深海泥页岩中发现了高分异度、高丰度的遗迹化石共 41 个属, 其中占遗迹总属的 80% 为深水型分子。此外, 从岩相、垂直序列和古水流三方面的特征论证了舒家坝组属非扇沉积模式。

关键词 半深海-深海环境 舒家坝组 西秦岭北带泥盆系

第一作者简介 晋慧娟 女 62 岁 研究员 沉积学

近年来, 由于在西秦岭北带泥盆系舒家坝组中发现了大型乃至超大型金矿, 作为容矿岩系舒家坝组沉积古地理环境的研究, 是沉积学者十分关注的问题。迄今为止, 对该组沉积环境存在两种截然不同的认识, 一是认为属大陆坡-海底扇沉积体系^[1], 与此同时, 还有认为属深海无扇沉积体系者^[2], 二是认为属滨岸-陆棚沉积^[3]。因此深海与浅海、深海海底扇与无扇认识上的差异, 就成为当前该组沉积学研究中应予以解决的问题之一。

对舒家坝组沉积环境和相的研究, 不仅仅是为了对微细浸染型金矿形成的沉积地质背景有一个正确认识, 而且它还有利于进一步找矿, 进而为解决秦岭大地构造形成演化这一长期争论的问题提供一些沉积学依据。

近期内, 笔者数次至研究区, 对舒家坝组开展了沉积学和古遗迹学研究, 获得赖以进行环境解释的丰富资料, 本文首先侧重于沉积学研究, 提出对舒家坝组沉积环境的认识。

1 沉积概况

研究范围大致限于礼县—麻沿河大断裂以北, 天水娘娘坝—礼县固城一线以南泥盆系舒家坝组出露的地区。重点研究的剖面是天水以南的舒家坝—徽县麻沿河; 礼县崖城以北—界牌山和礼县永坪北—固城以南的三条剖面。区内舒家坝组的时代由于尚未发现实体化石过去定为中泥盆世, 现根据孢子化石提供的时限, 除主要为中泥盆世外, 还含有晚泥盆世分子。本文研究的地层不包括含砾岩的石炭系在内广义的舒家坝群^[4], 而属狭义的舒家坝组。

^① 国家自然科学基金资助项目(编号 49172105)

该组完全缺失砾岩和含砾砂岩等粗碎屑沉积。

舒家坝组为一套灰—暗绿灰色的细、粉砂岩与泥页岩^①不等厚互层的巨厚陆源碎屑岩序列,仅在上部出现暗色碳酸盐岩(未见顶)。因构造运动的影响,使地层常见错断和重复,且植被不时地覆盖,加之顶底常被断层切割,故地层的精确厚度难以准确测量。据估计剖面出露厚度在2000m以上。根据岩性、层厚并综合其它沉积特征可将垂向序列自南而北划分为四个岩性段,现以固城剖面为例,自下而上为:

第一岩性段(水龙王庙—陈磨以北) 总厚约500m

灰—绿灰色块状—中厚层细砂岩、薄层粉砂岩和泥岩不等厚互层,该段以发育厚层—块状细砂岩为特征,向上岩性变细,粉砂岩与泥岩层增厚,厚层粉砂质泥岩中常夹顶、底界面清晰的砂质条带。本段中上部开始发现少量遗迹化石。

第二岩性段(陈磨北—斜土坡北) 总厚约900m

以深绿灰色中层状粉砂岩夹粉砂质泥岩为主,偶夹细砂岩薄层,各层界面平整,连续性好,粉砂质泥岩层中常夹有砂质条带。遗迹化石特别是深海遗迹分子较下段增多。

第三岩性段(斜土坡北—朱家磨北) 总厚约600m

暗绿灰色薄层粉砂质泥岩夹粉砂岩,该段是岩性最细的层段,其中含有分异度和丰度最高的深水遗迹分子。

第四岩性段(南坪以北) 未见顶

灰—黑灰色泥晶灰岩夹粉砂岩,灰岩纹层发育,在崖城剖面全为灰岩层,中夹有硅质条带,并见卷曲层理(图版I-1)。

概括舒家坝组的垂向序列特征,除第四岩性段外,清楚地显示出自下而上有岩性变细、层变薄、深水遗迹化石增多的趋势。由于第四岩性段基本被覆盖,故与其上的上泥盆统大草滩组间的岩性变化特征尚难掌握。但是,在大草滩组下部的砾岩层中,已经发现了来自于舒家坝组含遗迹化石 *Paleodictyon* 砂岩再沉积的砾石,说明上泥盆统大草滩组沉积时期,舒家坝组已经抬升并作为物源。由于碳酸盐岩层段大都被覆盖,故本文下述的内容均以碎屑岩序列作为研究对象。

2 深海沉积的证据

为了叙述方便,本文将半深海—深海沉积暂统称为深海沉积。

2.1 原生沉积构造

原生沉积构造主要是阐明沉积环境的物理参数,无论浅水或深水环境,只要水流条件与沉积作用方式相似,都可形成形态特征近似的沉积构造,故一般都不把单一沉积构造作为环境解释的确实标志。例如,通过对现代深海环境沉积物表层及其内部的沉积构造研究,完全可以发现深海水底沉积构造与浅水环境的某些沉积构造确有相似之处。并且随着造山带深海沉积研究的深入,也在不断地发现一些长期被人们误认为只能形成于浅水环境的原生沉积构造,这种实例笔者已另有专述^[5]。因此,沉积环境和沉积相的研究必须是建立在各种相标志的综合基础上,才能取得正确认识。

^① 已遭受中浅程度的变质,现呈粉砂质板岩、似千枚岩和变质粉砂岩。

舒家坝组的原生沉积构造较为单调,且均以小型为主,经归纳可分为四类。本文将着重分析它们形成的流水作用条件和沉积作用方式,从中可以看出某些沉积构造的环境解释具多解性。

(1) 正递变层理、水平层理、小水流波痕交错层理和水平纹理 此四种类型的原生沉积构造常共生在一起,垂向上组成浊积岩的 Bouma 层序,由于舒家坝组完整的 Bouma 层序不多见,且 Ta 和 Tb 段极薄或缺失,从而削弱了该层序的典型性。但应指出,把由浊流向牵引流转化形成 Bouma 层序的沉积构造序列隔裂开来,孤立地将那些水平层理、小型交错层理等沉积构造去单独进行环境分析,只能导致环境解释上的多解,因为水平层理和小型交错层理并不只是形成于浅水环境,在深海环境中,上述层理类型也是极常见的。

(2) 底痕构造 最常见的为槽模、沟模、跳模和针刺模亦有发现。槽模大都属小型(图版 1-2),并赋存于粒度较细的细—粉砂岩组成的低密度浊流沉积的底面。这些小槽模以其最微弱的冲蚀面与下伏泥岩呈紧密接触,因而不易被暴露,如不将下伏泥岩剥离,小槽模很难显示出来。固城剖面因开掘公路,使槽模得以剥露,特别是被散落的碎石中,槽模之丰度几乎达到彼彼皆是程度。

上述两种沉积构造,无疑是鉴别经典浊积岩最重要的两项标志。值得注意的是,随着研究工作的不断深入,浊流沉积已经具有更为丰富的内涵。在浊积岩序列中完全可以包括一些不能用 Bouma 层序解释的那些粗粒高密度浊流沉积,例如块状、复合块状砂岩和含砾砂岩,乃至具大型交错层理的砂砾岩等。因此,目前划分浊流与非浊流沉积,已经超出初期研究阶段的认识水平,决不是单一的仅依据浊积岩的 Bouma 层序,而是强调沉积相共生组合关系的研究。

舒家坝组碎屑岩沉积序列中的浊流沉积,特别是低密度浊流沉积极为发育,但其中也包含一些不能用 Bouma 层序解释的块状砂岩和深海泥页岩,它们在垂向上共同组成深海陆源碎屑沉积序列。

(3) 透镜状层理 这种层理类型在研究区内并不罕见,它们常产于粉砂质泥岩或泥质粉砂岩层内。与透镜状层理共生的沉积构造,有水平纹理和不同类型的小水流波痕交错层理,此组沉积构造属牵引流作用形成的产物。透镜状层理是在水动力条件较弱,且砂的供应不充分的条件下形成的,若单一论该层理出现的沉积环境可以是多种多样的,不但在滨湖、三角洲前缘和河流,而且在深海环境中都可见到,因为深海底流和等深流同样具备形成透镜状层理的水力学条件。Bouma 早已提供了墨西哥水深达 3400 m 深处的现代深海沉积物中发现透镜状层理的海底照片。

(4) 波痕 舒家坝组中段粉砂岩层面常见波痕,它们均属不对称的小型水流波痕。判识其属水流波痕而非浪成波痕的依据是:1) 该组内波痕脊形态多样,直线形、波曲形(图版 1-3)和舌形都有发现,只有水流波痕的脊具备多种形态,而浪成波痕的脊多为直线形;2) 组内仅见波脊被中断不延续水流波痕的特征,却不见浪成波脊分叉又复合的现象;3) 波痕大都产于 Bouma 层序 Tc 段的层面上,在岩层侧面是由相互平行向同一方向倾斜的前积纹层或交错沙纹层理组成,从未发现浪成波痕的那种波峰中心纹层呈交叉叠复的正人字形和波谷中的纹层具倒人字形的内部构造。Bouma 层序中 Tc 段本是小水流波痕交错层理产出的层位,它是浊流向牵引流衰减过程的产物。此外,尚常见另一种小波痕的产出层位与 Bouma 层序无关,它单独赋于粉砂岩层面,其形成与深海底流和等深流作用有关,因为这两种水流作

用不但具备形成小水流波痕,甚至具有形成大水流波痕的水力学条件。现已查明深海底特别是陆隆区确实存在各种类型、不同规模的水流波痕。显然波痕并不是某一种特定环境的指相标志。

2.2 等深积岩的发现

等深积岩是等深流作用的沉积历史记录。它是在浪基面以下半深海—深海水体中,由时空上稳定的并沿着斜坡流动的水流所沉积的,或经过这种水流明显改造过的一个沉积层。舒家坝组等深积岩存在的依据是:

(1) 产状与分布 它常常与薄层浊积岩和深海泥岩相伴而生。深海泥岩的判识是根据其层面上产有高分异度、高丰度的典型深海遗迹化石。垂直层序上薄层浊积岩、深海泥岩与等深积岩常以互层或夹层状产出,它们有稳定的时空分布,在已研究的三条剖面上都可见到等深积岩的存在。

(2) 层型特征和沉积构造 单层均为薄层状,一般不超过 3 cm。内部沉积构造丰富,有平行纹层、单向倾斜纹理、沙纹交错层理和具前积纹层的透镜状层理(图版 I-4、5),垂向上没有固定的层序,内部也未见粒度递变特征。上述沉积构造组合类型特征,反映水介质条件是低流速并具牵引流性质,而等深流的水流性质则与此相同。

(3) 层数频率与层面接触关系 单位厚度内层数多,单层等深积岩的间距为数毫米,仅个别达数厘米,且顶、底界面清晰。

(4) 杂基和古流向 等深积岩大都由细-粉砂岩组成,不含杂基、砂岩纯净,比重较大的矿物相对富集。有一部分等深积岩因铁质颗粒集中,而显浅褐色。

前积纹层倾向指示的古水流方向大都介于 270° — 290° 之间。刘本培根据舒家坝群杂砂岩类中大量古水流测量资料,指出古坡向总体朝南或南西^[4],而等深流的流向恰与古坡向近于垂直。

根据上述特征可以看出,舒家坝组等深积岩与 Bouma 等^[6]所认定的等深积岩的特征极为相似。

据现代沉积环境的调查结果表明,95%以上的等深流沉积均发育于深海、半深海环境。因此,本区等深积岩的发现,为论证舒家坝组碎屑岩沉积序列属深海沉积又增添了新的依据。

2.3 深海遗迹化石组合的发现

舒家坝组因长期未发现原地埋藏的实体化石而缺少具有指相意义的古生物标志。笔者于 1992 年在该套地层中首次发现由 20 个遗迹属组成的深海遗迹化石组合,它们是: *Bellorhapha*、*Bostricophyton*、*Cochilichnus*、*Cosmorhapha*、*Fucusopsis*、*Glockeria*、*Gordia*、*Helicolithus*、*Helminthoida*、*Helminthopsis*、*Lophoctenum*、*Megagraption*、*Neonereites*、*Nereites*、*paleodictyon*、*Protopaleodictyon*、*Spirophycus*、*Spirorhapha*、*Taphrhelminthopsis*、*Urohelminthoida*。上述遗迹属的特征及其环境分析已有另文报道^[2]。

此后,在该套地层中又相继发现 21 个遗迹属(将另文刊出对它们详细研究结果)。现就由 41 个遗迹属组成的深海遗迹组合指示的沉积环境进行扼要分析:

舒家坝组遗迹化石的属种、分异度和丰度在垂向序列的不同层段都极不相同,下部以近源浊积岩为主的层段,见浅水型遗迹分子 *Skolithos* 和穿相型分子 *Chondrites* 和 *Planolites* 等与典型的深水分子 *Granularia*、*Megagraption*、*Helminthopsis* 和 *Fucusopsis* 相伴而生,这种浅

水与深水遗迹化石共生的现象并非浅水环境遗迹组合的特点, Kern 和 Warme^[7] 率先报道在海底扇内扇区(即近源浊流沉积区)有浅水型遗迹化石 *Skolithos*、*Thalassinoides* 等与深水遗迹化石共生的现象, 此后, 这一类的报道相继增多。舒家坝组碎屑岩垂向序列的上部层段, 是典型深海遗迹化石最集中的层段, 该层段中不再有浅水型遗迹化石, 且穿相型者都极少见。该层段以 *Cosmorhaphé*、*Helicolithus*、*Helminthoidea*、*Nereites*、*Paleodictyon*、*Spirophycus*、*Taphrhelminthoidea*、*Taphrhelminthopsis* 和 *Subphyllochora* 等遗迹化石的丰度最高。Crimes^[8] 认为, 此类遗迹组合应以深海槽区和海底扇外扇区(远源区)丰度最高, Ksiazkiewicz^[9] 指出, 此组合的主要遗迹分子在水深 600—2500 m 之间的含量最丰富, 其中 *Subphyllochora* 和 *Taphrhelminthopsis* 的高丰度区是在水深 2000—3500 m 之间, 而碎屑岩序列的中上部层段, 这两个遗迹化石的含量最高。舒家坝组遗迹化石组合中, 占遗迹总属近 80% 者均为典型的深海遗迹化石, 它们大都产于 Bouma 层序 Te 段层面上, 故属浊流沉积前形成, 因此它们更能确切地反映水体深度为深海环境。

综合上述各种沉积相标志, 可以看出, 舒家坝组是由时、空上分布稳定的巨厚浊积岩组成, 与其相伴而生的为深海泥页岩和等深积岩以及大量深海遗迹化石。与此同时, 根据舒家坝组内从未发现应广泛含于浅海沉积中的实体化石和大面积分布的大型交错层理以及暴露沉积构造等滨岸—陆棚环境的标志, 也是该组形成于深水环境的反面证据。Reading(1978) 曾指出, 推断浊积岩沉积于深水环境, 首先不是根据任何能证明水深很大的正面证据, 而是根据完全缺失浅海沉积的标志更能说明问题。而舒家坝组从正、反两方面的证据都可说明巨厚的陆源碎屑沉积序列应形成于深海环境。

3 深海沉积相和相组合

3.1 深海沉积相划分

本文采用 Walker 等(1973)对浊积相划分的方案, 以利于和已有研究成果进行对比。

舒家坝组缺失粗碎屑端元的砾岩和含砾粗砂岩的 A 相, 仅在崖城剖面上偶见块状中粒砂岩的 B 相, 它在垂向层序中多出现于下部, 并呈无规律地随机分布, 故不作为本文讨论重点。本组中也不存在混杂堆积类型的 F 相, 常见的深海沉积相是:

C 相 典型的近源浊积岩(图版 I-6), 多由 Bouma 层序的 Ta、e 组成, 规则成层, 底面平整, 横向上有较好的连续性。Ta 大都由粉-细砂岩组成, 厚仅 1—10 cm, 砂/泥约为 5/1, Ta 底面常见丰富的小槽模。

D 相 典型的薄层(远源)浊积岩(图版 I-7), 常缺失 Bouma 层序的 Ta(b)。由粉砂岩组成的 Tc 最为发育, Tc-e 总厚约在 15cm 左右。砂/泥近于 1:1。Tc 具多种类型的流水沙纹层理, 但包卷层理少见。Tc 底面见有比 Ta 底面个体更小的槽模, 但始终具有一致的排列方向。

E¹ 相 E 相是沿着水道两侧分布的漫滩沉积, 由于舒家坝组缺失这种沉积相类型, 本文暂将等深积岩定为 E¹ 相, 以示与 E 相区别。

G 相 半深海-深海页(泥)岩(图版 I-8), 一般水平纹理十分发育, 具规则横向分布稳定的层, 总厚可达百米左右。是在长期稳定、缓慢沉积作用条件下形成。

3.2 相组合 按距物源区的远近可划分为三种相组合

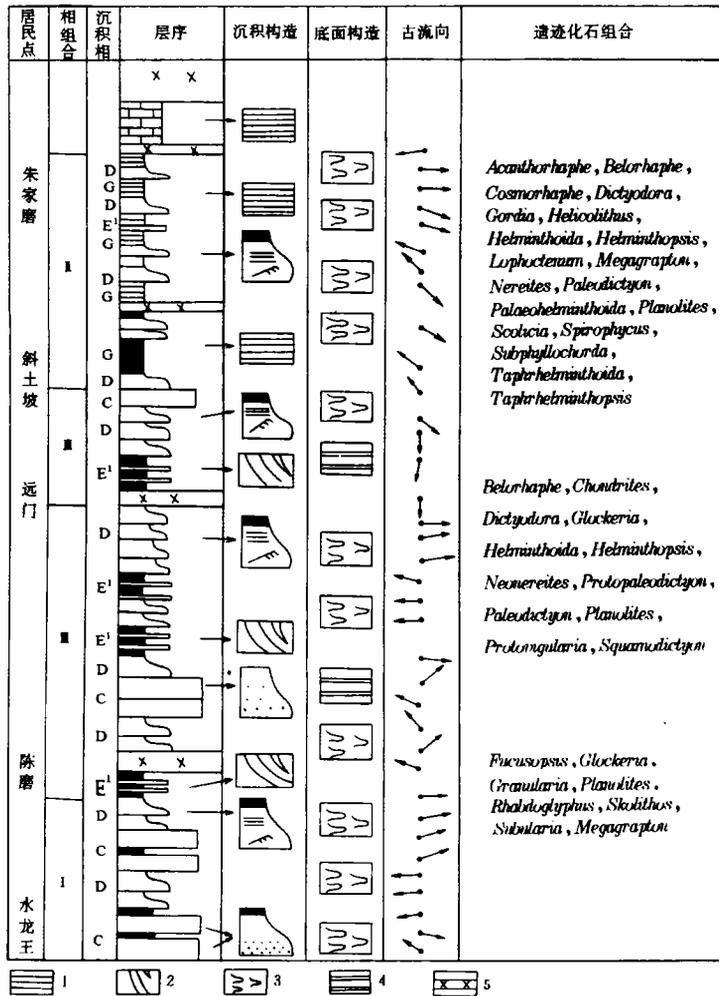


图 1 固城剖面舒家坝组沉积特征略图

Fig. 1 Schetch map showing the sedimentary characteristics of the Shujiaba Formation in the Gucheng outcrop profile

(1) 近物源区相组合 I 分布于舒家坝组下部,以 C 相为主,在垂向上叠复成厚层状,并见 D 相无规律地夹于 C 相组合之中,在垂向上 C 相与 D 相不具旋回性,D 相泥岩中偶见 E¹ 相夹层,该组合代表高密度浊流发育的近物源沉积区。但是此相组合中未见滑动和滑塌作用的迹象,甚至同生沉积变形构造都极少见,表明近源沉积区的古地形较为平缓。

(2) 远物源区的相组合 II 分布于本组碎屑岩序列的中上部,以 G 相为主,在厚层状的 G 相之中,常有 D 相和 E¹ 相插入,它们之间没有规律性地叠置关系。厚层状 G 相的发育,表

明是水体安静的盆地平原环境,它不时地受低密度浊流和等深流的干扰。但舒家坝组这种远物源区的相组合不属于缺少陆源物补给的远洋沉积类型。

(3) 中源区的相组合Ⅲ 多出现于序列的中部,以 D 相为主,垂向上 C 相常夹于其中,并见 E' 相夹层,它们所代表的沉积区是介于近源和远源之间的地区。

舒家坝组碎屑岩序列的沉积相和相组合及其在垂向上的分布特征概括于图 1 内。

4 陆源碎屑物的充填作用方式

对于深海浊流沉积体系,陆源碎屑物的充填作用方式可分别归属于两种沉积模式,一为海底扇模式,另一为非扇模式。对于复理石相或巨厚浊积岩沉积序列可从三个最基本的方面去识别它们的沉积模式,即:1) 峡谷和水道近端相存在与否;2) 垂直层序有否规律性变化;3) 古水流资料。现根据上述三个方面的特征来讨论舒家坝组陆源碎屑的充填作用方式(即沉积模式)。

4.1 岩相特征

有无厚层粗粒的块体流沉积物的存在,是鉴别海底扇存在与否的重要标志之一。因为只有海底扇的水道区内,才有那些诸如砾岩、含砾粗砂岩等近端相的产出,这是海底扇与非扇模式在岩相特征上的根本区别。Nilson(1974)和 Walker(1977)指出,海底扇的典型特征之一是,必须具有粗粒的水道沉积物。对海底扇浊流沉积体系,水道可进一步划分为三种次级类型,并且它们以不同的岩相组合为代表。现将扇体系中水道沉积特有的几种近端相与舒家坝组的岩相进行对比(表 1)。

从表 1 看出,舒家坝组完全缺失海底扇沉积体系中水道粗粒沉积物类型。“如果没有与水道伴生的粗粒沉积物,或者说在缺失厚数米或数十米含砾砂岩和块状粗砂岩的水道沉积的情况下,直接用海底扇模式来解释,是根本不合适的。”^[10]由此看出,舒家坝组就不具有海底扇水道化近端相的岩相特征。

表 1 海底扇水道沉积相与舒家坝组岩相对比

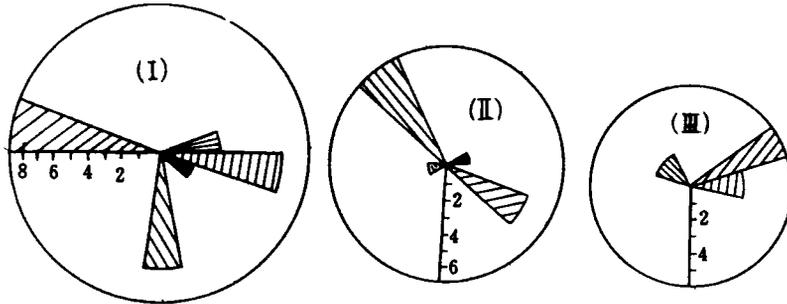
Table 1 Comparison between sea-floor channel deposit facies and the lithofacies of the Shujiaba Formation

水道类型	海底扇体系中岩相类型	舒家坝组岩相
主水道	岩崩、滑塌堆积,紊乱砾岩、碎屑流	缺失
上扇水道	复合递变、正递变砾岩,厚层-块状含砾粗砂岩和粗砂岩	缺失
辫状水道	块状和不显层理的含砾砂岩和粗砂岩	缺失

4.2 垂直层序

对于巨厚一级旋回的沉积序列往往反映构造的控制作用,而其中的次级垂直层序多是沉积作用的产物。在古代海底扇沉积序列中,可以划分出若干个次级向上变粗变厚和(或)向上变细变薄的层序,前者是海底扇向海推进时形成的特殊层序,后者多是由上扇或叠复扇辫状水道的逐渐被废弃造成的。如果在沉积序列中不具有明显的次级垂直增厚或向上减薄的

层序,显然该沉积序列不属于海底扇模式。舒家坝组由 2000 m 厚的陆源碎屑组成的向上变薄、变细的一级沉积序列的形成,应是西秦岭海槽逐渐裂陷,海水逐渐加深过程中的产物。然而,在该一级沉积序列中并不具有次级的垂直增厚或向上减薄海底扇所独具的垂直层序规律性变化特征。



(I) 固城剖面 (II) 崖城剖面 (III) 麻沿河剖面
图 2 舒家坝组三条研究剖面槽模指示的古流向

Fig. 2 Paleocurrent direction implied by the flute casts in three studied sections of the Shujiaba Formation

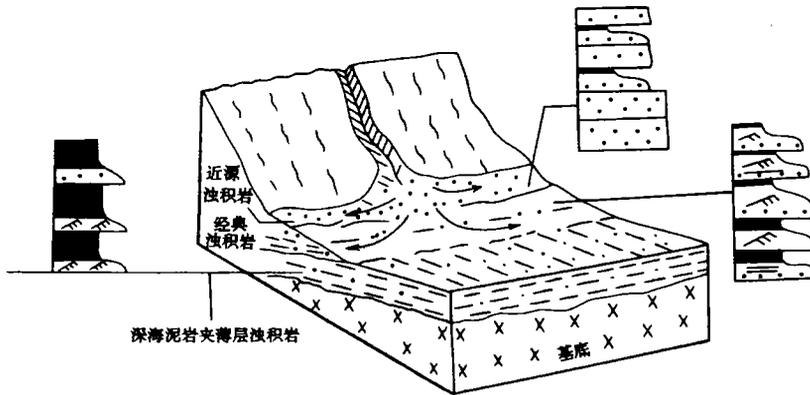


图 3 舒家坝组沉积序列的非扇模式

Fig. 3 Non-sea-floor fan model of the sedimentary sequence of the Shujiaba Formation

4.3 古流向

本区只选择底痕构造中的槽模作为测量古浊流方向的依据,虽然浊积岩 Tc 段的沙纹交错层理亦可作为指向标志,但其所测结果的可靠性较差,故本文未予利用。现将所测数据绘制成玫瑰花图,以图 2 示之。从图 2 可以看出,三条研究剖面古水流的资料具一定的相似性,它们大致都具有两股方向相反的流向,一组大致流向东,另一组的流向大致为西或北西方向,表明泥盆纪沉积时的浊流方向与古大陆坡坡向近于垂直,属纵向古水流类型而平行于

海槽的长轴方向。唯固城剖面的古流向除各向东、西两股主浊流方向外,尚见一组基本指向南的浊流,反映该区存在比较明显的边缘补给,但这种古水流特征也并非海底扇体系放射状古水流类型。据此,可以设想,自北而南的浊流向坡下流动,当近于盆地中心时,再转弯平行轴向流动,它完全反映了非扇模式古水流的特征。

从上述三方面的论述可以看出,舒家坝组沉积序列的形成并不受控于扇模式。这套地层的总体面貌具如下特征:1)为一套基本规则成层的砂、页岩不等厚互层,没有明显垂直增厚或向上变薄的次级层序;2)主要为细-粉砂岩与泥岩组成的薄层浊积岩,Bouma 层序 Tc-e 在剖面中频繁出现;3)泥、页岩发育,尤以上部为最;4)泥、页岩层面所含的深水遗迹化石群落表明其沉积水深已达深海环境;5)古水流类型是纵向的,并出现垂向相距不足 10 m,但古水流方向完全相反的情况,这种古水流同几乎没有坡度的平坦盆地的古水流模式是一致的。根据以上特征可以有充分理由认为,舒家坝组与盆地平原相的特征更为近似,其沉积充填作用应受控于非扇模式,现将其充填作用特征概括于图 3 内。

结 语

消失于造山带中的深海盆地,其沉积产物往往受后期构造运动的改造,使其地层面貌发生了变化,因此对其古地理环境的重建,必须通过野外考察认真地去发现能阐明环境特征的各种相标志并加以综合研究,才会得到符合实际的解释。因此 Reading(1978)曾指出“判断力和经验的取得是很费时间的,只有通过观察大量岩石才能得到”,这是沉积学者应持的基本工作方法。

本文从沉积学并结合遗迹化石资料,论证了西秦岭北带泥盆系舒家坝主要是由浊积岩叠覆而成的巨厚深海陆源碎屑沉积序列。该序列中除浊积岩外,与其相伴而生的除深海泥页岩外,还有等深积岩的广泛存在,时、空上分布稳定的上述沉积产物无疑形成于半深海-深海环境。与此同时,与浊流有关的深海“Nereites”遗迹相中高分异度和高丰度遗迹化石的发现,更确凿的证实这样一个事实,即:该遗迹组合中的主要遗迹分子所指示的水体深度在 200—2000 m 之间,局部层段的沉积水深可能已超过 2000 m。

杨式溥教授对本文遗迹化石进行了审定,野外工作得到张晓宝、方国庆的帮助,特别是何海清同志为获得古水流资料所付出的艰辛劳动,在此一并表示感谢。

收稿日期:1995-3-2

参 考 文 献

- [1] 陈北岳、辛建荣、辛文荣,西秦岭北带舒家坝群大陆坡—海底峡谷—海底扇沉积体系,古大陆边缘沉积地质文集,武汉:中国地质大学出版社,1992,25—36。
- [2] 李育慈、晋慧娟,西秦岭北带泥盆系中的遗迹化石及其环境意义,中国科学(B)辑,1993,23(12):1322—1328。
- [3] 曹宜铎、张瑞林、张汉文等,秦巴地区泥盆纪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,第 27 号,陕西科学技术出版社,1990,50—74。
- [4] 刘本培、周正国、肖劲东、陈北岳,秦岭泥盆纪沉积相带分异及其大地构造意义,古大陆边缘沉积地质论文集,武汉:中国地质大学出版社,1992,1—10。

- [5] 晋慧娟、李育慈, 深海沉积中的几种“特殊”原生沉积构造, 中国科学(B)辑, 1995, 25(8): 890—896.
- [6] Bouma, A. H. and Hollister, C. D. . Deep Ocean basin sedimentation. In Middleton, G. V. and Bouma, A. H. (eds), Turbidites and deep water sedimentation, 1973, 79—118.
- [7] Kern, J. P. and Warne, J. E. , Trace fossils and bathymetry of the Upper Cretaceous point loma formation, San Diego, California; Geol. Soc. Amer. Bull. .1974. 85: 893—900.
- [8] Crimes, T. P. , Trace fossils of an Eocene deep-sea sand fan, Northern Spain, In Crimes, T. P. and Harper, J. C. (eds), Tarce fossils I , Seel House press, Liverpool. 1977, 71—90.
- [9] Ksiazkiewicz, M. , Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians, Palaeontologia Polonica, 1977, 36: 37—44.
- [10] Walker, R. G. , Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic Traps, A. A. P. G. . 1978, 62(6): 932—966.

Study on the Sequence of Abyssal Terrigenous Clastic Deposit of Shujiaba Formation (Devonian) in Northern Belt of Qinling Mountains

Jin Huijuan and Li Yuci

(Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, 730000)

Abstract

Shujiaba Formation in the northern belt of Qinling mountains belongs to the Middle-late Devonian epoch with a total thickness over 2000 m. With the exception of the upper carbonate rock section, the middle and lower part of the Formation are composed of extremely thick clastic depositional sequence, which is the host rock measure of minutely-disseminated gold ore deposits. The paper focuses on the study of depositional environment and facies characteristics of the clastic rock sequence.

The sequence is lack of any indicators of shallow depositional environment, instead, some bathyal-abyssal facies are discovered, which are described as follows:

1. The clastic sequence consists of proximal turbidite, thin-bedded turbidite and abyssal mudstone. And the latter two are well developed. No conglomerate, gravel grit and facies such as olistostrome etc. are found in the sequence.
2. Contourite is frequently associated with the turbidite.
3. On the surface of turbidite measure and abyssal mudstone, “*Nereites*”, a trace-fossil facies relevant to abyssal turbidity, is found. The trace-fossil facies are composed of 41 ichnogenera, of which near 80% are the typical “deep water” ones, e. g. , *Cosmorhaphé*, *Helicolithus*, *Helminthoida*, *Nereites*, *Paleodictyon*, *Spirophycus*, *Taphrhelminthoida*, *Taphrhelminthopsis*, *Subphyllochorda* , and so on.

Based on the above features, the authors believe that the Shujiaba Formation coas deposited in a bathyal-abyssal environment. Combining the distribution of water depth showed by the typical “deep water” ichnogenera, a maximum water depth of the sedimentation of the Formation is inferred to be 2000 m.

In addition, on the basis of the analyses on the vertical sequence, lithofacies characteristics and paleocurrent data, we propose a non-sea-floor fan model for the Shu Jiaba Formation.

Key Words: bathyal to abyssal environment Shujiaba Formation northern belt of Qinling Devonian