

# 贺兰山寒武纪早期苏峪口组水下冲积扇的发现及意义

蔡雄飞<sup>1</sup>, 何文键<sup>2</sup>, 杨捷<sup>1</sup>, 曾佐勋<sup>1</sup>, 顾延生<sup>1</sup>, 刘伟<sup>1</sup>

(1. 中国地质大学 地球科学学院, 生物地质与环境地质教育部重点实验室, 湖北 武汉 430074;

2. 核工业地质局二九二大队, 广东 河源 517000)

**摘要:** 寒武纪早期的苏峪口组是贺兰山地区地质历史重要转换时期的地质单位, 长期被认为是近岸海滩沉积。通过 3 年来对苏峪口组的研究, 新识别了苏峪口组沉积环境为一个水下冲积扇, 在岩性、岩相、生物群等方面都有新的发现和新的认识。水下冲积扇以冲刷面为底, 砾石成分比较复杂, 具砾砂混杂、不等粒结构, 内部发育递变层理, 具重力流的沉积特征。全区辉绿岩脉锆石年龄集中在 5.3~5.4 Ma, 是开裂盆地早期出现的标志年龄, 说明开裂盆地的出现是造成苏峪口组早中期水下冲积扇发育的主要原因。

**关键词:** 水下冲积扇; 沉积环境; 构造背景; 苏峪口组; 贺兰山

中图分类号: P512.2; P588.21

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2013)02-0197-10

## The discovery of alluvial fan in the Early Cambrian Suyukou Formation of the Helan Mountain and its geological implications

CAI Xiong-fei<sup>1</sup>, HE Wen-jian<sup>2</sup>, YANG Jie<sup>1</sup>, ZENG Zuo-xun<sup>1</sup>, GU Yan-sheng<sup>1</sup> and LIU Wei<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Biological and Environmental Geology, Faculty of Earth Science, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 2. Geological Bureau of Guangdong Nuclear Industry, Heyuan 517000, China)

**Abstract:** As one of the significant geological units in the Helan Mountain area, the Suyukou Formation has long been considered to be of the coastal beach facies. In this study, lithology, facies, biota and other new findings show that it was deposited in the alluvial fan facies. An erosion surface is located in the base of the alluvial fan, which is characterized by complex gravel, heterogranular texture, graded bedding, and turbidity current. Zircon dating of diabase yielded ages of 530~540 Ma, suggesting an early cracking basin, which probably resulted in the formation of the alluvial fan in the Suyukou Formation.

**Key words:** alluvial fan; sedimentary environment; tectonic setting; Suyukou Formation; Helan Mountain

贺兰山地区寒武系出露连续, 底、顶清楚, 内部特征发育较好, 是一套以碳酸盐岩为主夹细碎屑岩系的沉积地层。在碳酸盐岩台地沉积类型之下, 有一套厚度仅几至十几米厚的粗、细碎屑岩系称为苏峪口组, 主要出露于贺兰山中北部的冰沟、紫花沟-苏峪口五道塘一带, 出露面积 10.31 km<sup>2</sup>, 围绕古陆

边缘呈狭窄状分布。它是距今 521 Ma 的中国南方“小壳动物群”、“澄江动物群”(赵方臣等, 2010)之后沉积的地层单位, 按照寒武系的最新划分, 应属于寒武系第二统底部最早沉积的岩石地层单位。长期以来该组一直被厘定为含磷的粗、细碎屑岩系夹白云岩沉积, 其沉积环境为近岸滨海浅滩环境沉积<sup>①</sup>。通

收稿日期: 2012-05-18; 修订日期: 2012-12-21

基金项目: 中国地质调查局地调项目(1212011120552)

作者简介: 蔡雄飞(1952-), 男, 副研究员, 从事地层和沉积学研究, E-mail: caixiongfei1952@163.com。

① 宁夏回族自治区地质勘探开发局. 宁夏地质志修编(待出版).

过苏峪口等 5 幅 1:5 万和南部腰坝等 4 幅 1:5 万密集的拉网式地质调查,发现其岩性纵、横向变化很大,对其岩性、岩相、生物群等的一系列新发现改变了前人认为其是稳定的滨海沉积类型<sup>①</sup>的认识,认为它与活动盆地发育紧密相关。苏峪口组是贺兰山寒武系碳酸盐台地形成之前的特殊沉积产物,深化其研究,对贺兰山寒武系以来的古构造、古地理和演化研究以及扩大磷矿的找矿效果,都具有重要的基础地质研究意义,同时对贺兰山南北向构造的形成时间也有重要的启示。

1 研究概况和地层简介

1.1 研究概况

贺兰山寒武纪早期的苏峪口组最初被称为辛集组。辛集组由河南省地质研究所于 1962 年创名,初称辛集含磷组,原始定义为“罗圈组之上、朱砂洞组之下的一套含磷岩系,岩性下部为含磷质砾状砂岩、含磷砾岩及结核状磷块岩;中部为层状砂质磷块岩;上部为灰色磷块岩、含磷块岩碎屑的泥砂质灰岩及砂岩。其下与罗圈组之间有明显的沉积间断(或为

连续沉积),其上与朱砂洞组整合接触,时代为早寒武世。厚 10~45 m”(宁夏回族自治区地质矿产局,1990)。

1958 年甘肃省苏峪口地质队在苏峪口地区发现磷矿后,对本组岩石组合特征进行了详细调查,并将其归属下寒武统的一部分。1976 年前后,周志强、郑昭昌根据 1:20 万区域地质调查资料建立苏峪口组,以后一直沿用。1994 年,据地层清理华北大区验收会议决议,沿晋冀鲁豫地区南缘及西缘有关地层,凡与“含磷岩系”层位相当、岩性大体一致,均统一采用命名较早的辛集组,故苏峪口组作为同物异名。宁夏回族自治区地质矿产局(1997)将辛集组定为平行不整合于正目观组之上、整合于朱砂洞组之下的地层,底部为含磷砾岩,其上为褐灰、灰白色含磷质砂岩、钙质长石砂岩。宁夏地质志修编认为,原创立的苏峪口组,在华北地台西缘最具代表性,发育较好,故将辛集组改为苏峪口组,其含义不变<sup>①</sup>。

苏峪口组虽然地层厚度不大,但在贺兰山地区普遍发育较好,围绕古陆边缘分布,以一套与下、上地层极不协调的粗、细碎屑岩系,内部发育重力流沉积特征出现为特色(图 1)。

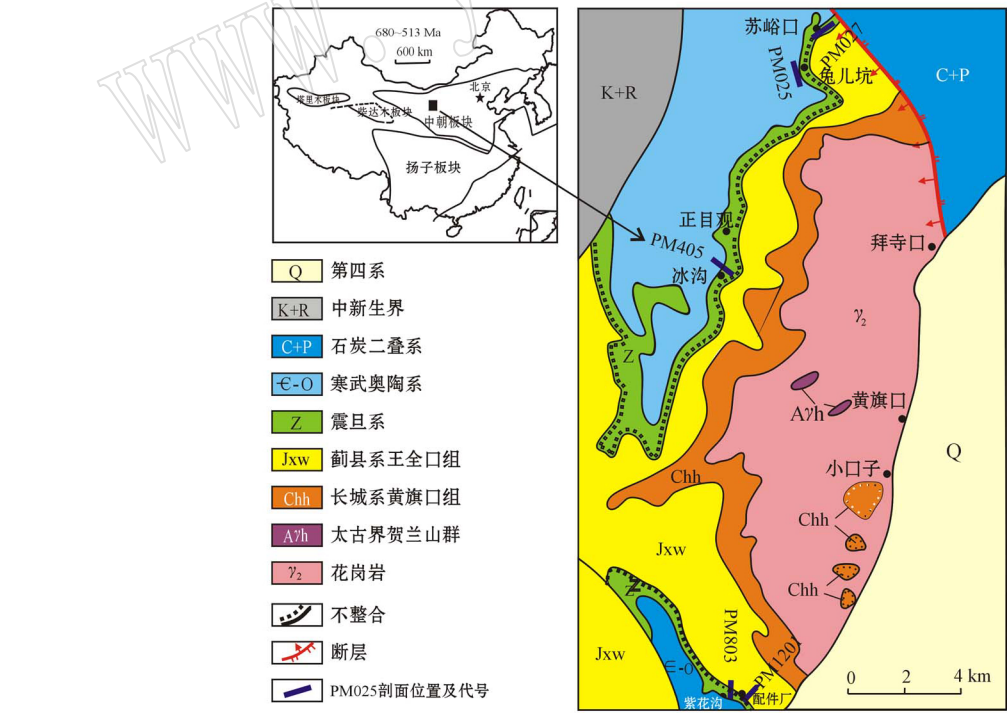


图 1 苏峪口组剖面分布图

Fig. 1 Profile locations of Suyukou Formation

① 宁夏回族自治区地质勘探开发局,宁夏地质志修编(待出版).

1.2 地层简介

苏峪口组在苏峪口地区( 地理坐标 GPS N: 591880.00 E 4279330.00 H:1906.00 m)最具代表性( 图 1) ,其地层序列描述如下:

五道塘组 ( $\epsilon_2w$ ):

4、褐黄色薄-中厚层含粉砂的细晶白云岩( 原为苏峪口组上部层); 3.1 m

整合

苏峪口组 ( $\epsilon_2s$ ): 总厚 4.2 m

3、灰色薄-中厚层钙质胶结含砾中细粒石英砂岩,单层厚度 8~20 cm,砾石含量 30%,大小 0.2~1 cm,砾石成分为微起泡的钙质砂岩和石英质砂岩。磨圆度为次棱角状-次圆状,顺层理面排列,具定向性。胶结物为砂质。

2.1 m

2、灰、灰黄色厚层含复成分砾岩,单层厚度 40~50 cm,底为冲刷面,呈波状起伏。磷质含量 5%~8%。砾石含量 20%~30%,大小 0.2~4 cm,砾石成分主要为硅化砂岩、泥砾,次为燧石和凝灰质砾。砾石顺层理面分布,少数垂直层理面,磨圆度次棱角状-次圆状,胶结物含量 70%~80%,为砂质。测地  
层序列( 44 cm 单层): ①下部 36 cm 砂岩砾石由大变小,底为冲刷面,底部可见斜层理,厚 2 cm。②上部 8 cm 含砾砂岩,砾石 2~3 mm。

2.1 m

~~~~~不整合~~~~~

兔儿坑组 ( $Z_2t$ ):

1、灰黄色含菱铁矿的绢云母板岩。板岩板劈理发育与层理面相一致,内部韵律层理发育,灰、黄相间,韵律细密,层面上可见白色蠕虫类,呈蠕状,长 1 cm 左右,层面上可见小流水波痕,波脊很缓、很宽。

12.5 m

苏峪口组岩性组合与上覆五道塘组含核形石碳酸盐岩系存在巨大差异,因此,把顶部的含三叶虫、粉砂的细晶白云岩归为五道塘组碳酸盐岩系是比较合适的,也符合岩石地层划分的原则,同时符合盆地不同时期沉积演化的规律和特征。

苏峪口组在纵向上岩性变化剧烈,横向上变化也非常明显( 图 2)。由北部粗、细碎屑岩系的砂砾岩、含砾石英砂岩,向南迅速变为细碎屑岩系的细、

粉砂岩,颜色上,由北部的以灰色为主向南变为紫红色。地貌上北部陡峻,向南变为开阔、平坦,无水下河道沉积。

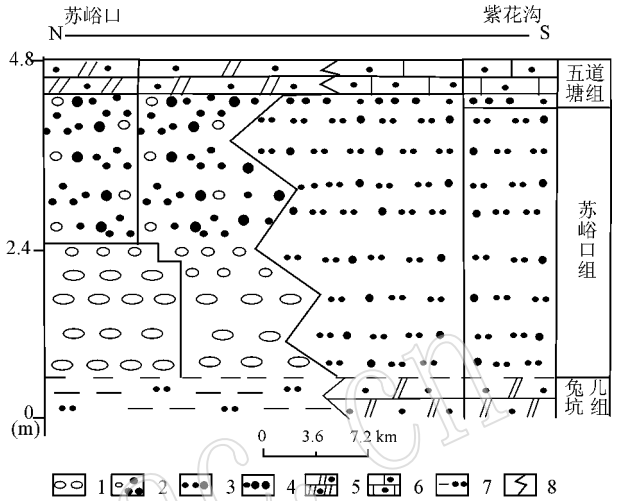


图 2 苏峪口组水下冲积扇纵、横向变化特征

Fig. 2 Vertical and horizontal variations of alluvial fan in Suyukou Formation

1—砾岩; 2—含砾石英砂岩; 3—中、细砂岩; 4—细、中砂岩; 5—粉砂质白云岩; 6—含砂质灰岩; 7—粉砂质板岩; 8—相变界线  
1—conglomerate; 2—gravel-bearing quartz sandstone; 3—medium-fine grained sandstone; 4—fine-medium grained sandstone; 5—silty dolomite; 6—sandy limestone; 7—silty slate; 8—facies change boundary

2 沉积特征

根据纵向和横向上岩性变化剧烈的特征,可将苏峪口组划分为两种沉积类型:一种以北部内部发育具递变层理的粗、细碎屑岩系为代表;另一种以南部紫花沟细碎屑岩系为代表。

2.1 北部沉积类型

在苏峪口地区,苏峪口组上部的白云岩被划归为上部五道塘组,使其厚度大为降低。苏峪口组从岩性上看虽然仅有两层,但明显具有自身沉积特色,尤其下部层发育具有重力流特征的递变层理。

下部基本沉积序列表现为扇根沉积类型,在 44 cm 厚的单层里,下部厚 36 cm,底为冲刷面。砾石含量 20%~30%,大小不一,介于 0.2~3.4 cm 之间。砾石成分主要为硅化砂岩、泥砾,次为燧石和凝灰质砾。砾石多数顺层理面分布,少数垂直层理面。磨圆度为次圆状-次棱角状,砾石由大变小。上部 8 cm 含砾石英砂岩,砾石含量少,砾石变小,砾石大小 2~

3 mm,磨圆度次圆状-次棱角状。砾石成分仍主要为石英质、泥砾,次为砂质、燧石、凝灰质等。从下往上,砾石呈现迅速递变特征(图 3)。

上部沉积序列为钙质胶结含砾中细粒石英砂

岩,其中石英碎屑含量 65%,隧石 5%,豆状泥包粒 10%等(表 1)。石英质、燧石质磨圆度较差,以次棱角状为主。胶结物也是角状、次角状中、细砂岩,具不等粒结构(表 1)。

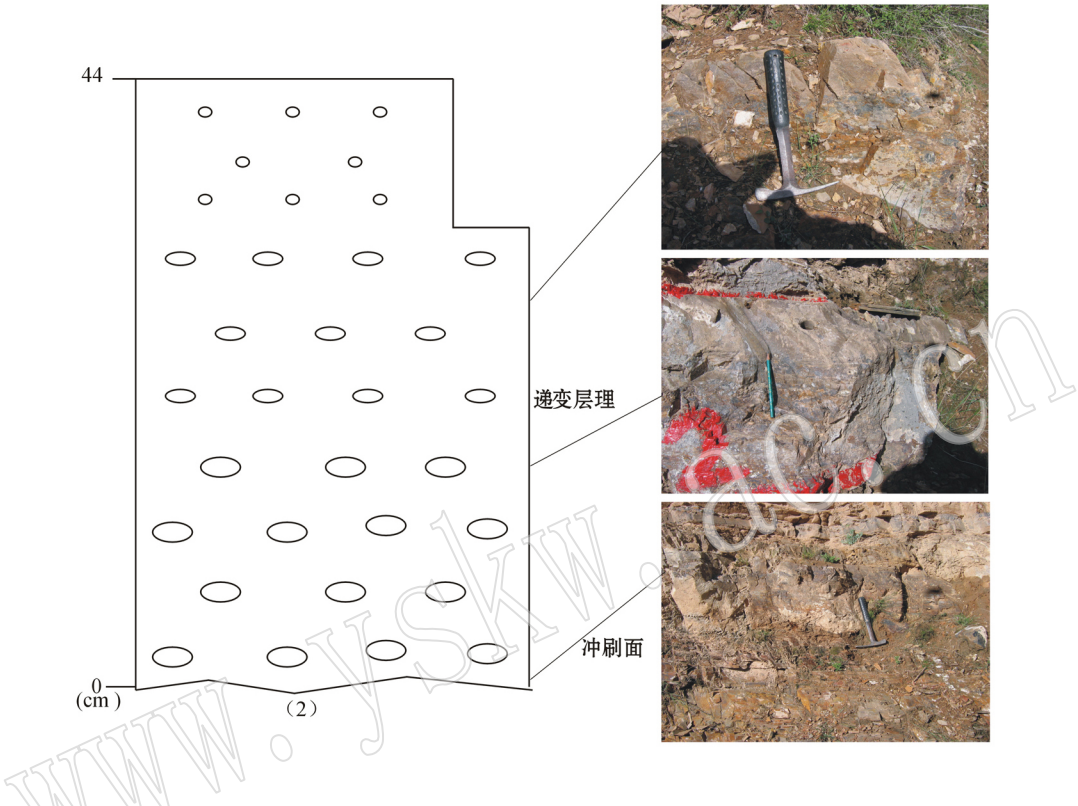


图 3 苏峪口组下部沉积序列

Fig. 3 Sedimentary sequence of lower Suyukou Formation

表 1 苏峪口组成分、结构表

$w_B/\%$

Table 1 Composition and structure of Suyukou Formation

| 样品号组分   | 石英砾 | 泥砾 | 砂质砾 | 燧石砾 | 凝灰质砾 | 豆状泥包粒 | 石英碎屑 | 燧石 | 结构    |
|---------|-----|----|-----|-----|------|-------|------|----|-------|
| 027-3-1 |     |    |     |     |      | 10    | 65   | 5  | 不等粒   |
| 027-2-1 | 20  | 40 | 30  | 5   | 5    |       |      |    | 砾、砂混杂 |

苏峪口组下部的粗碎屑岩系中,砾石成分主要为硅化砂岩、泥砾,次为燧石和凝灰质砾。在中部冰沟地区,除砂质、泥质等以外,还可见白云岩质,表明陆缘组分来源与下伏岩系具紧密的相关性。可以说,有什么样的母岩成分和风化剥蚀方式,就会在盆地内形成什么类型的沉积物。母岩的风化剥蚀作用始终是盆内沉积源源不断的物质来源,因而,根据盆地陆源碎屑岩来自母岩的陆源碎屑组合,可以推断源区的母岩类型。本区基底主要为中元古界黄旗口组、王全口组和上震旦统的正目关组、兔儿坑组。黄

旗口组为一套含砾和不含砾石英砂岩,王全口组、正目关组为一套白云岩和灰质砾岩,兔儿坑组为泥质板岩、粉砂质板岩。显然,其物质来源与下伏岩系具紧密的相关性。

从沉积作用看,苏峪口组下、中部宏观上发育重力流的递变层理,微观上自下而上具有砾、砂混杂和不等粒结构。砾、砂混杂结构由大小不等、成分复杂的砾石和基质及角状、次角状中细砂屑组成。不等粒结构有砾、中、细砂组成,大小不一,成分复杂,由石英、泥岩、钙质、绢云母、燧石等组成。这种砾、砂混



杂的不等粒结构虽然在牵引流沉积中也可因水流能量突然增高或逐渐降低形成,但通常为在具有斜坡环境下的快速条件下堆积的产物。结合砾石大小不一、成分多源、磨圆中下、顶部缺乏细的扇缘沉积等特点,推断其应为搬运剧烈不远、迅速沉积的产物。

斜坡环境下的重力流沉积必须具备 4 大条件：  
① 由于地壳上升运动或因区域局部构造运动所引起的海、洪水进退。它使沉积物置于一个坡度较大、一触即动的不稳定状态。  
② 足够的水深。水深是保证重力流沉积物不被冲刷破坏的必要条件,一般认为水深大于 100 m。  
③ 充足的物源,为重力流提供充沛的物质基础。  
④ 足够的坡角是造成沉积物不稳定、易受触发而做块体运动的客观而又必要条件(洪庆玉,1992)。苏峪口组粗碎屑岩系重力流发育,反映其初始地形为一较陡古地形的水道沉积,具有斜坡相沉积特征。高山深湖古地貌是近岸水下扇形成的有利地形背景。近物源,间隙性洪水作用强,是形成近岸水下扇的有利环境因素。这种依赖斜坡的陡度引发的重力流,我们把它称为突发高速型,具有再沉积、快速沉积的特征。扇根的内部正递变层理以及往上游碎屑岩向上变细,是扇顶、扇中和扇缘在垂向上的叠置,表明扇顶的后退或源区的逐渐夷平。晚期由水下冲积扇陆源细碎屑岩迅速变为不纯碳酸盐岩,这时沉积环境由水道进入到以其上五道塘组碳酸盐岩为主体的台地相沉积。

2.2 南部沉积类型

远离北部 40、50 km 处南部扇缘,发育以紫红色细碎屑岩系为主的沉积类型(图 4),斜层理、平行层理十分发育,平行层理宽 4~5 cm。细、粉砂岩镜下含较多碎屑石英和绢云母(表 2)。细、粉砂岩底部和上部首次发现遗迹化石群落。

苏峪口组遗迹化石发现在南部的紫花沟,保存在地层的下、上部。下部化石大而粗、短。上部长而细,呈弯曲状,生物遗迹化石以 *Planolites*(漂移迹)为代表。漂移迹以小个体类型占绝对优势,直径为 2~5 mm,长 1~3 cm,顺层面排列,无回填纹(图 5)。管穴主要呈水平状,具粉砂质基底,反映了水动力能量不大,是一种慢速沉积产物(杨式溥等,2004)。它们与下部兔儿坑组“蠕虫类”之间存在微妙的相关关系,反映其具有陆相漫岸环境的沉积特征,不是近岸相沉积环境。

2.3 水下冲积扇演化特征

苏峪口组水下冲积扇横向上变化剧烈,扇体本

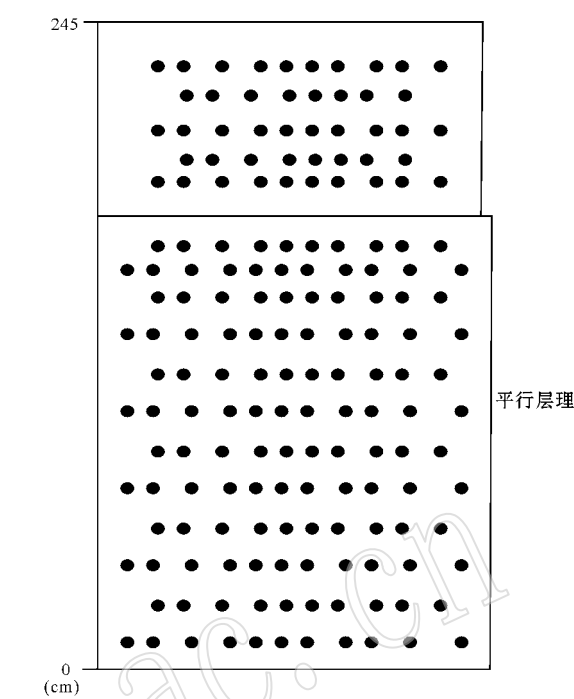


图 4 腰坝南部沉积序列  
Fig. 4 Sedimentary sequence in southern Yaoba

表 2 腰坝南部苏峪口组成分表 %  
Table 2 Composition characteristics of Suyukou Formation in southern Yaoba

| 样品号成分   | 石英 | 绢云母 | 绿泥石 | 方解石 |
|---------|----|-----|-----|-----|
| 803-7-1 | 50 | 25  | 10  | 15  |
| 803-6-1 | 10 | 90  |     |     |

身不但在纵向上由扇根迅速变为扇中,横向上由北向南也由扇根迅速变为扇缘。由北部向南部至坡脚平台地区,因摩擦能量逐渐散失、流速变缓,重力流逐渐向牵引流转化。这是苏峪口组水下冲积扇空间展布的沉积特征,也是水下冲积扇不同于干旱地区陆上冲积扇的沉积特征。前者扇体全部没于水下,与陆上冲积扇具有显著的差异。前者是重力流和牵引流双重机制形成的沉积体,后者以重力流为主;在磨圆度、分选上,前者处于中等,后者差。因此,本区苏峪口组系近源洪水携带大量陆源碎屑在近山口处直接入盆,并在盆边缘形成水下扇形体,为盆缘陡、水体深、物源丰富的扇根亚相沉积体系。向南 6、7 km 的冰沟地区变为扇中亚相沉积,沉积物明显变细,以厚度不大的细砾岩和大套细碎屑岩系沉积为主,再向南十几公里到紫花沟变为细碎屑岩沉积(图 6)。笔者认为这种水下冲积扇与大量斜坡之下的海底扇



图 5 苏峪口组南部的沉积类型(遗迹化石)

Fig. 5 Sedimentary type (trace fossils) of southern Suyukou Formation

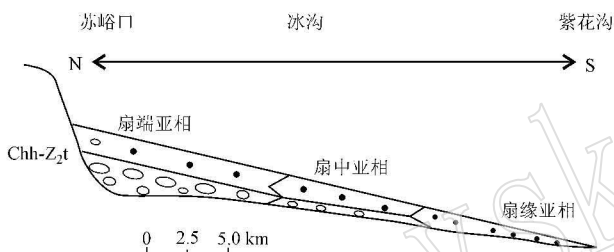


图 6 苏峪口组水下冲积扇沉积相演化图

Fig. 6 Evolution of underwater alluvial fan facies in Suyukou Formation

很类似。

前人认为苏峪口组粗、细碎屑岩系具海滩沉积特征(宁夏回族自治区地质矿产局,1990)。应该说,海滩岩系沉积标志与水下冲积扇具相反沉积特征。由于经波浪和海流反复作用,应该以高成熟度、高分选性为特征,往往形成单一组分,砾岩往往出现以长距离搬运的石英质、燧石类为标志,砾石对称性好,然而本区苏峪口组砾石虽然具有一定磨圆度,但成分复杂,具多组分的砾、砂混杂、不等粒结构,内部又发育重力流递变序列的特征,不具有滨岸和海滩成熟度、分选性好的沉积特征。

需要指出,在北部类型含砾石英砂岩中可见一定数量的内碎屑(豆状泥包粒),其最高含量可达10%(表1)。这种砾、砂混杂、不等粒结构与内碎屑共生的反常现象,不仅证明冲积扇粗、细碎屑岩为水下成因,而且还反映其为从盆地边缘由洪水水流冲刷搬运而来。

### 3 沉积地球化学主量、微量、稀土元素的指示作用

苏峪口组重力流砂砾岩发育,而水下冲积扇重力流的地球化学特征可以很好地反映沉积盆地的构造背景(Bhatia, 1983)。

#### 3.1 分析方法

沉积岩样品的地球化学主量、微量、稀土元素在澳实分析检测(广州)有限公司进行测试,主量元素(硅酸盐岩、硅质岩常规分析)采用硼酸锂/偏硼酸锂熔融,X荧光光谱分析;微量元素采用四酸法分析,四酸消解,质谱/光谱仪综合分析;稀土元素采用硼酸锂熔融分析方法,等离子质谱定量。

#### 3.2 常量元素

从苏峪口组重力流砂砾岩有限的常量地球化学特征看, $Al_2O_3/MnO$  值在 27.4~30.8 之间。由于 Mn 具亲海性, $Al_2O_3$  是陆源主要化学成分之一,属典型陆源组分(刘宝珩,1980),但样品的  $Al_2O_3/MnO$  值却没有明显的变化规律,表现出具旋回特征,即沉积速率、水体深度具旋回性。 $SiO_2$  和  $CaO$  含量互为消长关系,这有可能是苏峪口组陆源碎屑与碳酸盐岩发生混合沉积时,由于  $SiO_2$  的亲陆性及  $CaO$  的亲海性所致。一般认为 Mn 是典型海洋沉积的元素,而 Ti 则是典型的大陆来源元素, $MnO/TiO_2$  值越低,反映沉积速率越快(陈弘等,2007)。苏峪口组碎屑岩系  $MnO/TiO_2 < 0.46$ ,说明其沉积速率较快,反映出当时水下冲积扇重力流为快速堆积而成(表3)。

表 3 苏峪口组砂岩主量元素含量

Table 3 Major element content of sandstone in Suyukou Formation

$w_B/\%$

| 主量元素    | 样品、岩性  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | TOTAL  |
|---------|--------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|
| 803-5-1 | 粉砂岩    | 23.60            | 0.21             | 2.76                           | 1.68                           | 0.02 | 12.75 | 24.00 | 0.04              | 1.60             | 3.76                          | 100.00 |
| 803-6-1 | 粉砂岩    | 84.00            | 0.41             | 6.91                           | 2.73                           | 0.23 | 0.96  | 0.37  | 0.09              | 2.93             | 0.23                          | 100.00 |
| 803-7-1 | 粉砂岩    | 51.50            | 0.33             | 4.62                           | 1.88                           | 0.15 | 7.65  | 12.8  | 0.06              | 2.63             | 1.41                          | 100.00 |
| 027-5-1 | 岩屑石英砂岩 | 48.80            | 0.28             | 3.84                           | 1.72                           | 0.14 | 7.57  | 14.50 | 0.66              | 2.85             | 2.11                          | 100.05 |

3.3 稀土和微量元素

稀土元素地球化学研究表明,不同地区、不同岩性之间的元素分配差异很大。它们的分布特征可以明确指示沉积时的水体深度、古氧相和古气候变化(表 4)。

在沉积过程中,V、Fe、Co、Ni、Cu、Zn、Pb 等铁族和亲硫元素的再富集往往距源区较远,并与还原介质关系密切,还原性越强,金属元素含量越高。研究表明  $V/(V+Ni)$  值可以反映氧化还原环境,通常认为高的  $V/(V+Ni)$  值(0.84~0.89)反映分层的水体底层为厌氧环境;中等比值(0.54~0.82)反映为不强烈的厌氧环境;低值(0.46~0.60)反映弱的贫氧环境(Hatch *et al.*, 1992)。苏峪口组砂岩中, $V/(V+Ni)$  值均比较高(0.56~0.67),说明当时沉积界面以还原性为主,局部还原环境较强(表 4)。这一点与岩石主体以灰绿色、灰色相符。在海水及沉积物中,稀土元素主要呈三价离子形式存在,它们的地球化学行为极为相似,常作为一个“整体”活动。但 Ce 的化学行为与其它稀土元素有所差异,氧化还原条件的变化可以使其相对于其它稀土元素选择性析出而呈四价离子形式存在于海水及沉积物中。在一定的 pH 值条件下,若海水缺氧,Ce 浓度增高;反之,若为氧化环境,Ce 浓度就则降低,因此,沉积体系中 Ce 的异常也可以直接反映介质 Eh 条件的变化。在正常的海相环境中,沉积物常具有 Ce 的负异常,而在一些相对封闭的海水中,Ce 浓度正常。白顺良(1998)认为 Ce 异常值可用 Ce/La 比值代替,Ce/La 值 1.8 和 2.0 分别代表 Ce 异常值 -0.1 和 0。当  $Ce/La < 1.5$  时为富氧环境,1.5~1.8 时为贫氧环境,大于 2.0 时为厌氧环境。苏峪口组砂岩 Ce/La 值为 1.5~2.04,为贫氧-厌氧环境,这与  $V/(V+Ni)$  值可以相互印证(表 4、5)。Sr/Ba 值可区分海相与陆相沉积,大于 1 为海洋环境,<1 为陆相(刘宝珺,1980),本文 4 个样品的 Sr/Ba 值为 0.9~0.072,应为陆相环境(表 4)。

表 4 苏峪口组各段砂岩微量元素含量表

Table 4 Trace element content of sandstone in various sections of Suyukou Formation

$w_B/10^{-6}$

| 样品号                  | 803-5-1 | 803-6-1 | 803-7-1 | 027-5-1 |
|----------------------|---------|---------|---------|---------|
| 岩性                   | 粉砂岩     | 粉砂岩     | 粉砂岩     | 岩屑石英砂岩  |
| Li                   | 22.7    | 23.8    | 19.6    | 14      |
| Be                   | 1.17    | 1.19    | 1.23    | 0.6     |
| Sc                   | 4       | 6.5     | 5.6     | 3.4     |
| V                    | 47      | 40      | 31      | 21      |
| Cr                   | 40      | 50      | 32      | 21      |
| Mn                   | 1 740   | 72      | 1 120   | 1 100   |
| Co                   | 17.6    | 5.4     | 20.3    | 3.6     |
| Ni                   | 31.7    | 19.9    | 24.4    | 12.6    |
| Cu                   | 65.7    | 38.9    | 178     | 6.9     |
| Zn                   | 19      | 39      | 8       | 5       |
| Ga                   | 4.9     | 9.8     | 6.91    | 4.78    |
| Rb                   | 33.9    | 113     | 53.9    | 47.2    |
| Sr                   | 113.5   | 30.3    | 62      | 107.5   |
| Y                    | 35.9    | 19.4    | 29      | 30.8    |
| Zr                   | 34.9    | 70.4    | 108     | 68      |
| Nb                   | 6.6     | 8.6     | 6.5     | 5.2     |
| Cs                   | 0.53    | 3.44    | 1.16    | 0.53    |
| Ba                   | 126.5   | 419     | 404     | 231     |
| Hf                   | 4.5     | 10.2    | 8.2     | 4.9     |
| Ta                   | 0.5     | 0.9     | 0.38    | 0.25    |
| Pb                   | 19.4    | 25.3    | 33.9    | 9.4     |
| Th                   | 4.97    | 19.65   | 8       | 5.8     |
| U                    | 4.79    | 3.33    | 3.7     | 3.8     |
| Ce                   | 58.4    | 74.3    | 48.1    | 40.9    |
| Pr                   | 7.33    | 8       | 5.55    | 4.6     |
| Nd                   | 30.2    | 28.4    | 21.4    | 18      |
| Sm                   | 5.26    | 5.36    | 4.26    | 3.28    |
| Eu                   | 1.28    | 1.13    | 1.02    | 0.84    |
| Gd                   | 5.99    | 5.73    | 4.99    | 4.02    |
| Tb                   | 0.75    | 0.88    | 0.68    | 0.56    |
| Dy                   | 3.94    | 4.8     | 3.72    | 3.12    |
| Ho                   | 0.81    | 0.99    | 0.76    | 0.66    |
| Er                   | 2.48    | 3.15    | 2.33    | 2.06    |
| Tm                   | 0.28    | 0.42    | 0.3     | 0.25    |
| Yb                   | 1.6     | 2.79    | 1.89    | 1.6     |
| Lu                   | 0.23    | 0.39    | 0.27    | 0.21    |
| ΣREE                 | 153.91  | 182.34  | 118.27  | 102.3   |
| LREE/HREE            | 8.54    | 8.52    | 6.92    | 7.2     |
| δEu                  | 0.69    | 0.62    | 0.67    | 0.71    |
| (La/Yb) <sub>n</sub> | 13.83   | 10.75   | 8.73    | 9.95    |

## 4 水下冲积扇的构造背景

苏峪口组水下冲积扇的发现,表明其并不是稳定沉积类型,而是形成于活动的构造背景中。水下冲积扇的形成往往要具备特殊的地形,其背景山地强烈隆起,地形起伏较大,构造古地理位置紧靠母源区山地前缘,占据高地与河湖盆地之间的空间(Bristow, 1987; Miail, 1988)。水下冲积扇发育一般往往与断陷盆地有关(孙永传等, 1980),而本区的水下冲积扇与断裂无关,与裂谷盆地密切相关。

为查明裂谷盆地与本区水下冲积扇的关系,笔者采用 LA-ICP-MS 法对全区辉绿岩脉进行了高精

度 SHRIMP U-Pb 年龄测定,获得 9 个颗粒点谐和年龄为 491~570 Ma,集中在 521~545 Ma 之间。详细的 SHRIMP U-Pb 年龄的测定流程及结果另有专文讨论,本文从略。该测年结果表明在寒武系第二统沉积之前,本区先后出现一次裂谷盆地“生长时期”,与苏峪口组水下冲积扇发育紧密相关。而水下冲积扇重力流发育的特征,又验证了该地水下冲积扇与裂谷盆地活动存在紧密的相关性。

微量元素与常量元素相比,具有较大的稳定性。因此,陆源碎屑的微量元素地球化学特征更适宜于研究源区类型及其大地构造背景。应用 Bhatia 的图解,在 La-Th-Sc-Th-Sc-Zr 图解中样品主要落在活动陆缘和大陆岛弧边缘(图 7)(Bristow *et al.*, 1987)。

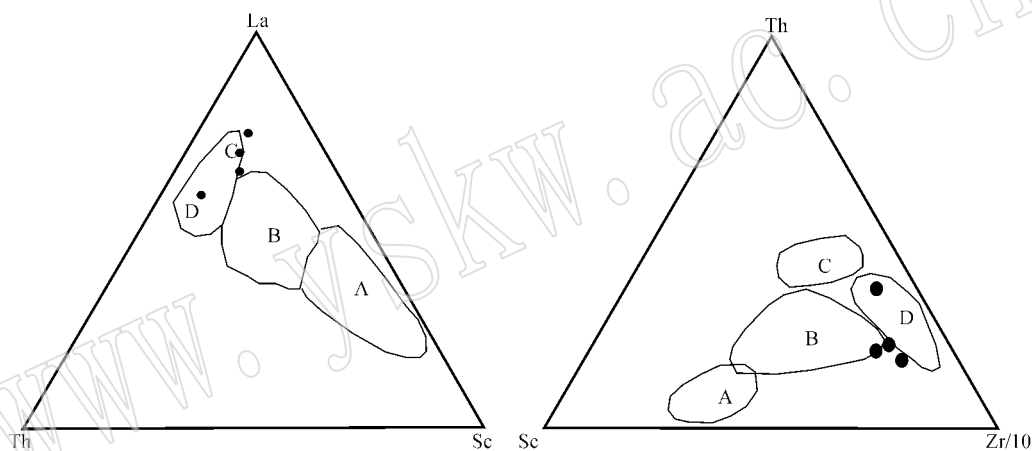


图 7 判别构造环境的 La-Th-Sc 与 Th-Sc-Zr 关系图

Fig. 7 La-Th-Sc and Th-Sc-Zr diagrams for discrimination of the tectonic setting

A—大洋岛弧; B—大陆岛弧; C—活动大陆边缘; D—被动大陆边缘

A—oceanic island arc; B—continental island arc; C—active continental margin; D—passive continental margin

裂谷盆地演化过程往往要经历“裂谷-拗陷-裂谷”的构造演化过程及“陆相-海相-陆相”的沉积演化过程(何起祥等, 1985; 夏邦栋等, 1992)。本区寒武系纵向沉积演化与裂谷盆地成生、发展相一致,苏峪口组之上的五道塘组产出三叶虫、藻类化石,尤其富含多种形态的核形石。裂谷盆地初期对沉积作用具有明显控制作用,可容纳空间逐渐增加,拉分往往形成极窄的盆地,由于古地貌陡峻,造成盆地的初始沉降速率较高。这些裂谷盆地初期的一系列特点与苏峪口组沉积特征极为一致,而且与苏峪口组围绕古陆呈狭窄状分布也相一致。

## 5 讨论与结论

在地层序列上,苏峪口组顶部的产三叶虫含粉砂质白云岩层,应归于其上五道塘组碳酸盐岩系沉积,代表该地碳酸盐台地形成时期的沉积类型。而其上含粉砂质白云岩层与苏峪口组粗、细碎屑岩系,属于盆地两个不同时期发展阶段沉积,成因不同,不应混淆。

苏峪口组水下冲积扇发育,它的沉积序列、沉积特点、沉积地球化学、遗迹化石特征等表明其沉积环



境并不是滨海的浅滩沉积,而是陆相沉积。冲积扇在纵、横向上变化大,纵向上由扇根迅速变为扇中,横向上由北部扇根变为南部扇缘,岩性上呈跳跃式,出现遗迹化石的漫岸相漂移迹组合。

苏峪口组水下冲积扇重力流递变层理发育,结合沉积地球化学指示作用和区域上辉绿岩脉的锆石年龄结果,认为其并不是稳定沉积产物,也不受断陷控制,而是构造活动的产物。 $5.21 \sim 5.45$  Ma 的辉绿岩脉 SHRIMP U-Pb 年龄集中出现,应是开裂盆地出现的标志。开裂盆地早期地势必然陡峻,出现斜坡,再加上外部构造和古气候的变化,是造成苏峪口组水下冲积扇发育的根本原因。因此,苏峪口组水下冲积扇沉积类型的形成是本区寒武纪早期活动盆地的标志,沉积地球化学研究反映的贫氧和厌氧环境、沉积速率较快以及岩性特征与开裂盆地时间、沉积背景都是有内在联系的。

苏峪口组时期裂谷盆地的发现,使研究区寒武纪以来的古地理变迁面目一新,同时对揭示贺兰山南北向构造的形成时间提供了重要启示。过去公认中晚奥陶世米钵山组是裂谷盆地快速沉积产物(张抗,1983;林畅松等,1995),本区寒武纪初期开裂事件也得到验证,因此,起码可以把贺兰山南北向构造于印支期形成的时代大大提前到寒武纪。但是,在前寒武纪是否还有裂谷盆地?这还需要我们继续工作。

此外,对苏峪口组磷质的来源问题,需要重新研究,它很可能是陆源的。这对提高找矿效果也是大有好处的。

致谢 衷心感谢审稿人和编辑提出的宝贵修改意见,为论文增色良多。

## References

- Bai Shunliang. 1998. Chemo-biostratigraphic study on the devonian, Frasnian-Famennian event [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 34(2~3): 363~369 (in Chinese).
- Bhatia M R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone [J]. Geology, 91: 611~627.
- Bristow C S. 1987. Brahmaputra River: Channel migration and deposition [A]. Ethridge F G, Flores R M and Harver M D. Recent Developments in Fluvial Sedimentology [C]. 63~74.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Ningxia Hui Autonomous Region. 1990. Ningxia Geology [M]. Beijing: Geological Publishing House, 46~47 (in Chinese).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Ningxia Hui Autonomous Region. 1997. Ningxia Rock Strata [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 16~18 (in Chinese).
- Chen Hong, Liu Jian and Wang Hongbin. 2007. Geochemical characteristics and geological significance of major elements in surface sediments in qiongdongnan area [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 27(6): 39~45 (in Chinese).
- Hatch J R and Leventhal J S. 1992. Relation between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA [J]. Chemical Geology, 99: 21~24.
- He Qixiang, Wang Dongpo, Liu Zhaojun, et al. 1985. On sedimentation in failed rift [J]. Changchun College of Geology, 3: 39~48 (in Chinese).
- Hong Qingyu. 1992. Sediment Gravity Flows the Geology [M]. Chengdu: Chengdu University of Science and Technology Press, 22~26 (in Chinese).
- Lin Changsong, Yang Qi, Li Sitian, et al. 1995. The Analysis on Filling Evolution of Helan Aulacogen Basin [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~143 (in Chinese).
- Liu Baojun. 1980. Sedimentary Petrology [M]. Beijing: Geological Publishing House, 288~298 (in Chinese).
- Miall A D. 1988. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary [A]. Miall A D. Fluvial Sedimentology [C]. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5: 597~604.
- Sun Yongchuan, Zheng Junmao, Wang Defa, et al. 1980. Subaqueous alluvial fan—A new domain of searching for oil [J]. Petroleum Geology & Experiment, 3: 32~41 (in Chinese).
- Xia Bangdong, Liu Honglei, Wu Yungao, et al. 1992. The Yunnan-Guizhou-Guangxi rift system [J]. Experimental Petroleum Geology, 14(1): 20~30 (in Chinese).
- Yang Shipu and Zhang Jianping. 2004. Trace Fossils of China [M]. Beijing: Science Press, 201~204 (in Chinese).
- Zhang Kang. 1983. Discussion on Helan mountain rifting grabens [A]. The Papers of Petroleum Geology on West Margin of Ordos Basin [C]. Hohhot: Inner Mongolia People's Publishing House, 29~40 (in Chinese).
- Zhao Fangchen, Zhu Maoyan and Hu Shixue. 2010. Yunnan: Early Cambrian Chengjiang animal group of ancient community analysis [J]. Chinese Science: Earth Science, 40(9): 1135~1153 (in Chinese).

## 附中文参考文献

- 白顺良. 1998. 泥盆纪弗拉阶-法门阶事件的化学-生物地层学研究 [J]. 北京大学学报(自然科学版), 34(2~3): 363~369.
- 陈 弘, 刘 坚, 王宏斌. 2007. 琼东南海域表层沉积物常量元素地球化学及其地质意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 27(6): 39~45.
- 何起祥, 王东坡, 刘招君, 等. 1985. 论古裂谷沉积作用[J]. 长春地质学院学报, 3: 39~48.
- 洪庆玉. 1992. 沉积物重力流地质学[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 22~26.
- 林畅松, 杨 起, 李思田, 等. 1995. 贺兰坳拉槽盆地充填演化分析 [M]. 北京: 地质出版社, 1~143.
- 刘宝珺. 1980. 沉积岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 288~298.
- 宁夏回族自治区地质矿产局. 1990. 宁夏地质志[M]. 北京: 地质出版社, 46~47.
- 宁夏回族自治区地质矿产局. 1997. 宁夏岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 16~18.
- 孙永传, 郑浚茂, 王德发, 等. 1980. 水下冲积扇——一个找油的新领域[J]. 石油实验地质, 3: 32~41.
- 夏邦栋, 刘洪磊, 吴运高, 等. 1992. 滇黔桂裂谷[J]. 石油实验地质, 14(1): 20~30.
- 杨式溥, 张建平. 2004. 中国遗迹化石[M]. 北京: 科学出版社, 201~204.
- 张 抗. 1983. 论贺兰山裂堑[A]. 鄂尔多斯盆地西缘地区石油地质论文集[C]. 呼和浩特: 内蒙人民出版社, 29~40.
- 赵方臣, 朱茂炎, 胡世学. 2010. 云南寒武纪早期澄江动物群古群落分析[J]. 中国科学: 地球科学, 40(9): 1135~1153.