

# 豫西晚元古代洛峪群沉积作用及环境演化

孟庆任 胡健民

(西安地质学院)

**提 要** 洛峪群本身构成一个完整的海侵—海退沉积序列。早期海侵使得洛峪群底部滨岸沉积逐渐被陆棚沉积所超覆,并造成典型的海绿石砂岩凝缩层。随后的海退导致明显的海岸进积,在垂向上形成外陆棚—内陆棚—滨岸/障壁岛—泻湖沉积序列。洛峪群中的硅质碎屑岩沉积主要受风暴控制,形成各种特征的丘状和洼状交错层砂岩以及浅海浊积岩。洛峪群是华北地块南缘中、晚元古代裂谷期的产物,并可能处于裂谷热沉降阶段的后期。

**关键词** 洛峪群 岩相 沉积序列 海侵/海退 风暴沉积 叠层石

**第一作者简介** 孟庆任 男 38 岁 讲师 沉积学 构造地质学

晚元古代洛峪群广泛出露于豫西一带,并由硅质碎屑岩和碳酸盐岩组成。下部碎屑岩层主要为风暴控制的海岸和浅海陆棚相沉积。具鲍玛序列的薄层细砂岩是在外陆棚由浅海浊流沉积而成。丘状交错层砂岩形成于风暴浪基面以上的内陆棚环境,而洼状交错层砂岩以及复合交错层和平行层状砂岩等则形成于内陆棚上部和滨岸环境。不同岩相所构成的相序明显地反映了一个由海侵到海退的沉积环境演变。上部叠层石白云岩、薄层泥质白云岩以及与其共生的泥岩是一套泻湖沉积,为海退序列最后阶段的产物,并且它本身也显示一种向上变浅的特征。整个洛峪群的沉积作用和环境演化与豫西地区晚元古代裂谷发展有直接关系。

## 1 区域地层和构造环境

洛峪群自下而上由崔庄组、三教堂组和洛峪口组构成,并与下伏汝阳群北大尖组和上覆震旦系黄连垛组呈平行不整合接触,其时限大致与青白口系相当(关保得等,1980)。崔庄组下部为细、中粒石英砂岩、海绿石砂岩及少量长石石英砂岩和页岩夹层。中、上部主要由页岩组成,夹石英细砂岩和粉砂岩。三教堂组由石英砂岩组成。洛峪口组下部为页岩,中部为叠层石白云岩,上部为薄层状泥质白云岩。

豫西一带位于华北地台南缘。中、晚元古代时期,这一地带正处裂谷发育阶段(孙枢等,1982)。以偏碱性钾玄岩为主的熊耳群火山岩以及汝阳群底部的小背沟组河流沉积代表了早期强烈的裂谷沉降,而汝阳群和洛峪群则为晚期热沉降期的产物。由于热沉降期基底下沉速度缓慢,造成区域性均匀的凹陷(McKenzie,1978),从而导致了这一阶段沉积环境的相对统一,广泛发育以洛峪群为代表的浅海和海岸沉积。

## 2 沉积相特征及解释

洛峪群主要由八种岩相组成,其中所有碎屑岩相组成了崔庄组和三教堂组,而部分泥岩相

和碳酸盐岩相则构成了洛峪口组。

#### 交错层砂岩相(F<sub>1</sub>)

此相由细—中粒石英砂岩和少量长石石英砂岩组成,具槽状和板状交错层(图版 I, 1)。砂岩底部为明显侵蚀界面,广泛发育冲刷及充填构造。沿交错层底部和细层常分布有 2~3cm 大小的砾。相内普遍含海绿石,并可富集成层。

交错层砂岩多出现在崔庄组底部,海绿石的大量出现指示了它是海侵初期阶段的产物(Van Houten and Purucher, 1984)。砂岩底部明显的侵蚀性,广泛的冲刷和充填构造以及普遍含有层间砾岩等现象说明当时的沉积作用是在一种较高能量环境下发生的,即处于滨岸地带。在此环境下,较强的沿岸流、裂流以及可能的风暴大浪回流促使沉积物发生强烈的簸选,从而把细粒及泥质物质携带到地内部,而只留下砂质物质并导致各种槽状和板状交错层的形成。

#### 平行层状砂岩相(F<sub>2</sub>)

此相为具平行层理的细—中粒石英砂岩。内部细层平坦延伸或波状起伏,有时结合成厚层块状。砂岩层底为侵蚀性质,顶面偶尔可见剥离线理以及对称的浪成波痕(图版 I, 2)和不对称的水流波痕。此相在崔庄组底部与交错层砂岩相紧密共生,并普遍含海绿石和夹有 2~3m 厚的鲕状铁矿层。

平行层状砂岩的形成一方面与上部水流动态的单向水流有关,另一方面也与对称的风暴摆动流有关,或是在一种结合型水流过程中形成的(Nottvedt and Kreisa, 1987)。它不但要求有较多的沉积物供给,而且需要水流在沉积物表面产生高的剪切力。与交错层共生的平行层状砂岩应与单向水流有关,其特点是细层平坦且粒度较粗。而与丘状交错层砂岩共生的平行层状砂岩则多是由风暴摆动流或结合型水流形成的,其特点是细层波状起伏,颗粒细且岩层表面发育浪线波痕。

#### 丘状交错层砂岩相(F<sub>3</sub>)

此相由细粒石英砂岩组成。崔庄组顶部和三教堂组底部丘状交错层规模比较小,一般覆于平坦层状细砂岩上,或直接位于泥岩之上。底部具明显侵蚀性,含下伏层岩砾,向上逐渐过渡为平行层状细砂岩和粉砂岩或泥岩。平行层状细砂岩表面可见到弯曲状或纺锤状的水下缩痕(图版 I, 3)。崔庄组中的丘状交错层砂岩的剖面结构非常类似于理想的含丘状交错层层序(Dott and Bourgois, 1982, Walker, et al., 1983),并反复出现多次。三教堂组中部的丘状交错层砂岩比较厚,一般 3~4m,多为结合型,在剖面上明显呈波状形态(图版 I, 4),但在侧向上逐渐变为平行层状砂岩相。内部细层平行于或部分呈低角度下超于( $<5^\circ$ )层系界面。层系界面多具不连续的 2~3cm 厚的泥质薄层。细层倾向呈发散状,倾角小于  $20^\circ$ ,多为  $4\sim 15^\circ$ 。部分丘状交错层有侧向迁移的趋势。

丘状交错层是与风暴作用有关的一种典型的沉积构造,并认为形成在正常浪基面与风暴浪基面之间(Harms, et al., 1975)。底部侵蚀面以及其上的丘状交错层砂岩、平行层状砂岩等是风暴期的产物,而上部并与下伏砂岩呈逐渐过渡的泥岩段则代表了风暴期后的安静的滨外沉积。丘状交错层砂岩与泥岩的反复出现指示了滨外环境周期性地受风暴作用的侵扰。交错层的形成过程或被认为纯粹是由风暴摆动流造成的(Dott and Bourgeois, 1982),或被认为由摆动流和单向水流相结合而产生的(Swift, et al., 1983)。三教堂组中部分丘状交错层具有侧向迁移特征表明它是由结合型水流形成的。然而,更普遍的情况是由二种水流产生的丘状交错都

存在。

#### 洼状交错层砂岩相(F<sub>4</sub>)

此相由组一中粒砂岩组成,以发育洼状交错层为特征。这种沉积构造是一种碟形侵蚀洼槽,其上的细层平行于侵蚀面发育,并向洼槽中心加厚,而向两边缘减薄变平,逐渐上超于边缘之上(Leckie and Walker, 1982)(图版 I, 5),洼槽深度 5~30cm,宽 30~60cm,底面有时发育小型重荷模。在剖面上,洼状交错层很类似于槽状交错层,但前者的细层比较平缓,并平行于底部侵蚀面谐合发展。洼槽的宽度相对较大、较浅,而且在不同的垂面上显示大致相同的几何形态(Allen and Underhill, 1989)。这些特点在三教堂组洼状交错层中表现得非常明显。

许多研究结果证明,洼状交错层是由风暴作用产生的,主要发育在滨面带(Leckie and Walker, 1982, McCrory and Walker, 1986)。滨面带环境的推测是根据洼状交错层砂岩大都出现在丘状交错层之上,而同时又伏于海岸线和非海相沉积物之下而得出的。三教堂组洼状交错层与丘状交错层和强烈冲刷构造共生,很少出现高角度交错层等现象也支持风暴成因的解释,说明洼状交错层是由滨面带的砂质沉积物不断受到改造而成。然而,对于洼状交错层的环境意义和成因仍有反对意见,认为这种沉积物构造是由单向水流产生的,并不一定出现在滨面环境(Allen and Underhill, 1989)。尽管如此,根据洛峪群中洼状交错层的三维剖面形态,细层低的倾角,发散的倾向以及细层倾向并不与流水波痕走向呈垂直关系等现象,说明研究中所观察到的洼状交错层是风暴成因的,并且从相邻环境演变的关系上也证明它是发育在滨面带。

#### 薄层细砂岩/粉砂岩相(F<sub>5</sub>)

此相出现在崔庄组的上部。单层细砂岩和粉砂岩厚 0.5~40cm,侧向延伸稳定,厚度变化不大,局部有增厚或减薄的现象。层内沉积构造包括水平纹层,小型砂纹状交错层、粒序层或均匀不显结构。单层底面截然,向上渐变为泥岩,内部结构类似于浊沉积岩中的鲍玛层序,即显示 Tabc, Tbcd 和 Tcd 等。

在崔庄组上部,此相位于丘状交错层砂岩之下,且二者呈逐渐过渡关系。形成环境为风暴浪基面以下的滨外地带((Hobday and Morton, 1984)。与之互层的泥岩段为正常的背景沉积,而薄层状细砂岩和粉砂岩则是风暴引起的浅海浊流沉积。浅海浊流的形成主要与风暴浪密切相关(Walker, 1984)。在薄层砂岩底部不见槽模和沟模,这说明当时浊流为低密度稀释型。

#### 泥岩相(F<sub>6</sub>)。

根据出现的位置,此相可分为下泥岩相和上泥岩相两种。下泥岩相出现在崔庄组的中、上部,构成较厚的(10~20m)的泥岩段,向上逐渐过渡为薄层细砂岩/粉砂岩相。上泥岩相出现在洛峪口组下部,为紫红色和绿色页岩,并夹有泥质白云薄层或透镜体以及菱矿结核等,其上被叠层石白云岩所盖。

下泥岩相中保存完好的水平纹层说明它是由悬浮沉积形成,并不受波浪和水流的改造。碳质和黄铁矿的出现显示当时为一种缺氧环境。因此,下泥岩相形成于相对较深的外陆棚环境。此相在剖面上过渡为滨外带形成的薄层细砂/粉砂岩相的实事进一步支持了这一解释。上泥岩相本身也显示出一种低能量环境下的沉积,并向上过渡为叠层石白云岩,而叠层石又多形成于盐度较大的条件下(James, 1982)。因此,上部泥岩产生于一种受限的封闭环境,即泻湖环境。

#### 叠层石白云岩相(F<sub>7</sub>)

此相出现在洛峪口组。叠层石据其形态可分为球形、穹形和层状三种。球状叠层石直径 0.

5~2m,外形不规整。叠层石间夹泥岩和少量泥砾,或被泥膜所包,侧旁和顶部显侵蚀特征。穹状叠层石呈向上突起的拱形(图版 I,6),侧向相互连结,其间见夹有小型柱状叠层石层。层状叠层石侧向延伸平稳(图版 I,7),局部具小的突起。由上部泥岩相过渡到叠层石白云岩相,其间还普遍夹有5~10m厚的一层极不平整、厚度变化较大的泥质白云岩,或泥质白云岩透镜体(图3b)。

现代叠层石主要发生在超盐度环境下的潮间和潮上带,但在前寒武纪,由于不存在捕食生物,所以当时叠层石的生长可出现在潮下带较深的范围。叠层石的发育需要一个固定的基底,而洛峪口组上泥岩相顶部的泥质白云岩层正为其提供了比较固定的底板。叠层石的生长形态与环境有一定的关系(Hoffman,1976)。在前寒武纪叠层石层序中,穹状和柱状叠层石被认为形成于潮下带,而层状叠层石则多发育在潮间带(Southgate,1989)。洛峪口组叠层石相在垂向上总体显示一个由不规整球形→穹形/柱形→层状的变化趋势。球形叠层石边界的侵蚀性质暗示了其遭受水流明显的冲蚀。穹状叠层石直接覆于球形叠层石之上,并且不显示被水流冲刷的迹象,这又反映了一种水下安静的环境。因此,由球形到穹形叠层的变化代表了一种短暂快速的水面上升过程。而随后由穹形、柱形向上逐渐过渡为层状叠层石又反映了主要的向上变浅的沉积层序(James,1982,Southgate,1989)。

#### 薄层泥质白云岩相(F<sub>3</sub>)

此相出现在洛峪口组顶部,为灰色和紫红色泥质白云岩夹紫红色页岩组成。层中普遍发育板条状白云岩砾、页岩片和菜花形燧石团块。岩层表面出现帐蓬构造(图版 I,8),并偶见干裂和槽状溶解面等现象。

薄层泥质白云岩直接覆于层状叠层石白云岩之上,并出现帐蓬构造、干裂和槽状溶解面等,这不仅显示它与下伏叠层石白云岩相共同组成一个向上变浅的沉积序列,而且反映它是在一种干热或半干热、并经常出露于水面之上的环境下形成的(Read and Grover,1977)。菜花形燧石则可能是通过硬石膏硅化而成(Chowns and Elkins,1974)。特别是帐蓬构造的发育更进一步指示当时沉积在一种受限环境(Assereto and Kendall,1977)。

### 3 相组合与沉积相序

#### 3.1 组合 I (A<sub>1</sub>)——滨岸/障壁岛沉积

此组合主要由 F<sub>1</sub>、F<sub>2</sub> 和 F<sub>4</sub> 组成,代表了受风暴控制的滨岸沉积。A<sub>1</sub> 出现在崔庄组下部(A<sub>1a</sub>)和三教堂组的上部(A<sub>1b</sub>)。A<sub>1a</sub> 是以 F<sub>1</sub> 和 F<sub>2</sub> 为主,并以普遍含海绿石为特征。海绿石常集中出现,形成1~2m厚的“绿色层”,内部具有明显的冲刷面。另外,还可见到2~3m厚的鲕状铁矿层。这种现象是由风暴作用造成的一种凝缩层(Gebhard,1982),并且多发生在海侵阶段(Loutit et al.,1988)。因此,A<sub>1a</sub> 主要为风暴控制下海侵开始阶段的产物(图1)。A<sub>1b</sub> 的特点是其下部以 F<sub>4</sub> 为主,而向上 F<sub>1</sub> 和 F<sub>2</sub> 逐渐发育,并且多表现为厚层或块状石英砂岩。洼状交错层的广泛发育指示 A<sub>1b</sub> 的下部代表了由风暴控制的滨面带沉积,而上部具小到中型槽状交错层和少数板状交错层的块状砂岩则代表了浅的水道沉积(Reinson,1984)。另外,又由于 A<sub>1b</sub> 直接覆于丘状交错层上,而又被泻湖沉积覆盖,这样,三教堂组上部的 A<sub>1b</sub> 实为一种障壁岛沉积(图2)。

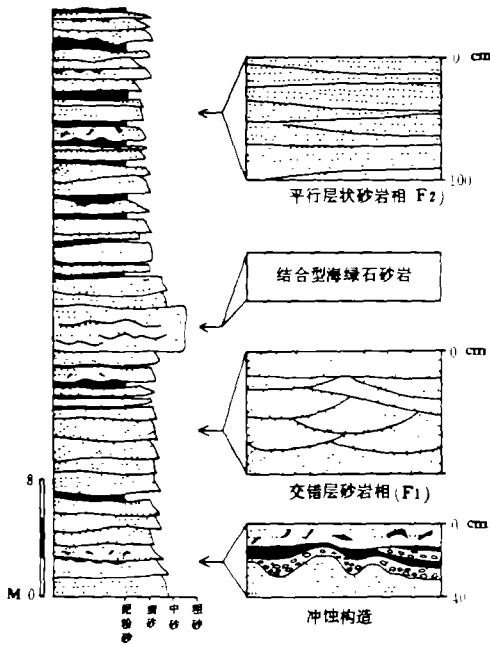


图 1 崔庄组底部剖面

显示主要由交错层砂岩相(F<sub>1</sub>)和平行层状砂岩相(F<sub>2</sub>)组成。层内冲刷充填构造发育。结合型海绿石砂岩是海侵期由于风暴反复作用而形成的凝缩层。

Fig. 1 Measured section from lower part of Cuizhuang Formation, showing predominance of cross-bedded and parallel-bedded sandstone facies. Scour and fill structures are common. The amalgamated glauconitic arenite is the condensed facies formed by repeated storm events during the transgression.

### 3.2 组合 I (A<sub>2</sub>)——外陆棚沉积

此组合主要由 F<sub>6</sub> 和 F<sub>5</sub> 组成,发育在崔庄组的中部,A<sub>2</sub> 中的 F<sub>6</sub> 为滨外悬浮沉积,而具鲍玛结构的 F<sub>5</sub> 则为浅海浊积岩。F<sub>5</sub> 在 A<sub>2</sub> 的剖面中向上逐渐占主导地位,细砂岩/粉砂岩增厚。鲍玛层序也自下而上由 Tcd 变为 Tabc 和 Tae。因此 A<sub>2</sub> 也显示一个由远端向近端的沉积过程。浅海浊积岩一般多形成在风暴浪基面以下的外陆棚环境(Walker, 1984),这一点可以由 A<sub>2</sub> 中缺乏对称的浪成波痕以及泥岩相反映深水缺氧的情况得以充分证明。

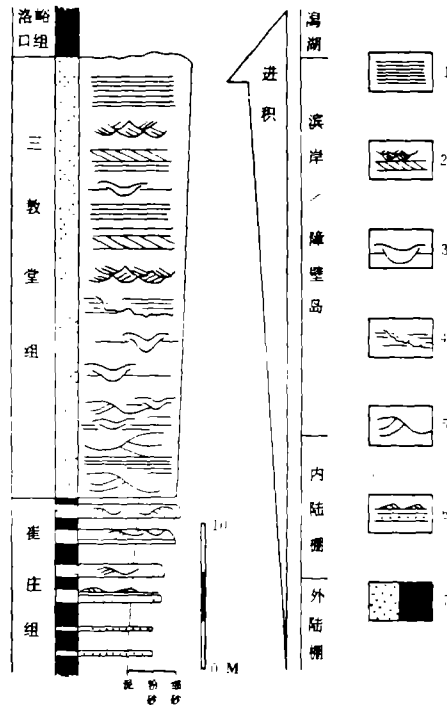


图 2 崔庄组上部至洛峪口组下部典型的沉积相序及其环境解释

1. 平行层状砂岩相(F<sub>2</sub>), 2. 交错层砂岩相(F<sub>1</sub>), 3. 洼状交错层砂岩相(F<sub>4</sub>), 4. 冲刷构造, 5. 丘状交错层砂岩相(F<sub>3</sub>), 6. 具鲍玛层序的薄层细砂岩/粉砂岩相(F<sub>5</sub>), 7. 砂岩/泥砂

Fig. 2 Typical sequence from Upper Cuizhuang Formation through Sanjiaotang Formation to Lower Luoyukou Formation, with suggested environmental interpretations.

1, parallel-stratified sandstone (F<sub>2</sub>); 2, cross-stratified sandstone (F<sub>1</sub>); 3, swaley stratified sandstone (F<sub>4</sub>); 4, scours; 5, hummock-stratified sandstone (F<sub>3</sub>); 6, thin-layered fine-grained Bouma-type sandstone (F<sub>5</sub>); 7, sandstone/mudstone.

### 3.3 组合Ⅲ(A<sub>3</sub>)——内陆棚沉积

由F<sub>3</sub>、F<sub>2</sub>和下泥岩相F<sub>6</sub>组成,发育在崔庄组顶部和三教堂组的下部(图2)。在剖面上,F<sub>3</sub>自下向上逐渐占主导地位,同时丘状交错层的规模也由小变大。与理想的丘状交错层层序相比(Walker et al., 1983),A<sub>3</sub>的下部主要表现为BHF XM和HFM结构,而向上则逐渐发展为HF和HHH结构,即最后表现为结合型丘状交错层砂岩,并且局部与洼状交错层共生。丘状床砂的波长一般是随水深的增加而减小(Allen and Pound, 1985)。因此,A<sub>3</sub>由下向上代表了水深变浅,沉积由远端向近端转变的一个进积过程。泥岩相是平静期的背景沉积。在正常浪基面以下,最大的风暴对泥岩有一定的侵蚀作用,但它一般仍易保存下来。然而,愈靠近滨岸,除受风暴影响外,还将受其它各种水流的作用,所以泥岩发育不好或缺失。丘状交错层发育说明当时沉积发生在风暴浪基面以上。因此,A<sub>3</sub>是一套典型的内陆棚沉积。

### 3.4 组合Ⅳ(A<sub>4</sub>)——泻湖沉积

此组合由上泥岩相F<sub>5</sub>、F<sub>7</sub>和F<sub>8</sub>组成,并且在剖面上,A<sub>4</sub>下部为上泥岩相,中部为叠层石白云岩,而上部为薄层泥质白云岩。洛峪口组实际上就是由A<sub>4</sub>组成。A<sub>4</sub>中各相的沉积特征都明显地反映出一种受限的沉积环境,如帐蓬构造和菜花形燧石结核的发育。A<sub>4</sub>下部的泥岩直接盖在结构和矿物成熟度极高的石英砂岩之上(A<sub>1b</sub>),这指示了由于海平面的相对下降,障壁岛向海方向的迁移,从而导致障壁后泻湖沉积直接进积于障壁砂岩之上。F<sub>7</sub>内部叠层石形态在垂向上的变化和F<sub>8</sub>中干裂等现象的出现表明水体进一步变浅,并最终露于水面之上(图3)。

以上四种组合在洛峪群中按一定的顺序出现,清楚地反映出一个完整的海侵到海退的沉积序列。A<sub>1</sub>出现在洛峪群的下部,代表了海侵开始阶段的沉积。然而,此阶段的沉积厚度很小,仅占整个沉积序列的10~15%。A<sub>1</sub>中海绿石凝缩层的发育不仅说明它们反复长期地受海浪或风暴的改造,而且暗示了当时海侵速度缓慢。这种情况极不利于海侵沉积的发育以及保存

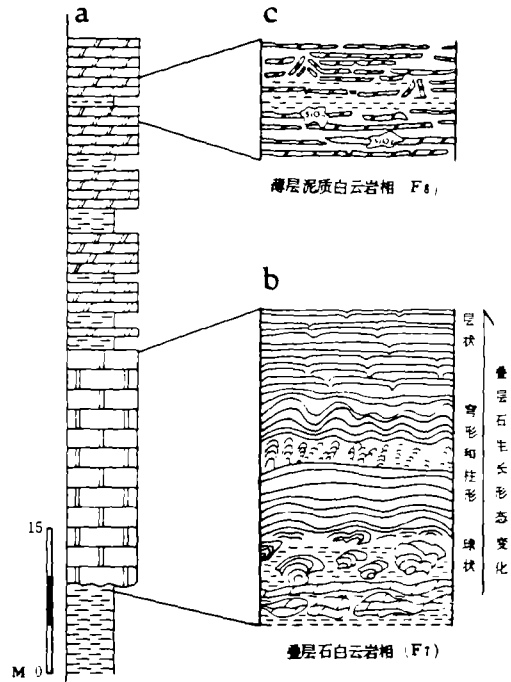


图3 洛峪口组总体向上变浅层序以及内部岩相(F<sub>5</sub>、F<sub>7</sub>)的特征

a. 洛峪口组沉积剖面; b. 叠层石生长形态在垂向上显示由球形-穹形/柱形-层状的变化趋势; c. 上部薄层质白云岩普遍发育帐蓬构造, 泥裂和菜花形燧石结核等。

Fig. 3 Diagram showing general shallowing-upward sequence of the Luoyukou Formation and details of its internal faces (F<sub>5</sub> and F<sub>7</sub>). a. Measured section from the Luoyukou Formation; b. Developmental trend of stromatolitic morphology from spheroidal through domed and columnar to stratiform forms; c. Thin-bedded dolomudstones with red mudstone intercalations, featured by desiccations, tepee and cauliflower chert nodules.

(Rampino and Sander, 1980), 因此, 造成了洛峪群海侵层序不发育的现象。崔庄组中部的  $A_2$  代表了海侵的最盛阶段, 发育了外陆棚的泥质沉积和浅海浊积岩。然而, 由崔庄组上部开始, 沉积基低又重新受风暴作用影响, 由外陆棚逐渐转为内陆棚沉积 ( $A_3$ )。三教堂组上部的  $A_{1b}$  和  $A_1$  代表了进一步的海退而导致的障壁岛和泻湖沉积。很明显, 在这一从海侵到海退的程序中, 海退序列占主要部分, 反映海退沉积一般比海进沉积具有较大的保存潜力。图 4 为洛峪沉积模式。

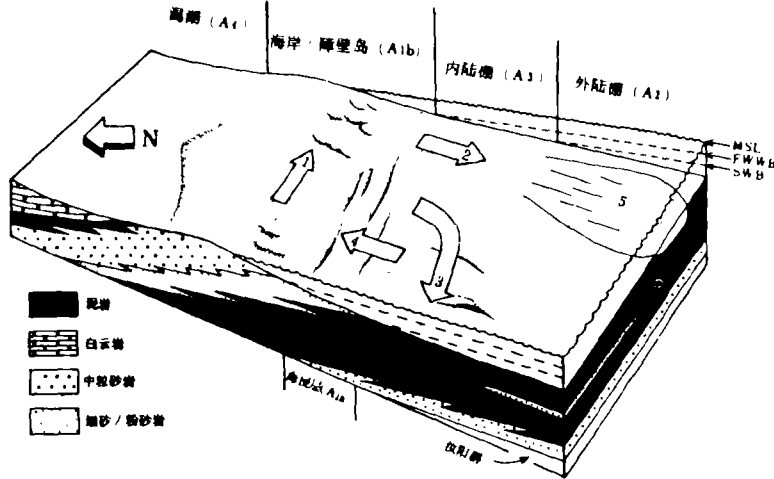


图 4 洛峪群沉积模式

标有数字箭头表示各种水流。1. 沿岸流; 2. 风暴大浪回流; 3. 地转流; 4. 向岸风暴浪; 5. 浅海密度流(浊流); MSL—平均海平面; FWWB—正常天气浪基面; SWB—风暴浪基面。

Fig. 4 Depositional model for the Louyu Group. The numbered arrows represent various currents. 1, long-shore flow; 2, storm—surge ebb flow; 3, geostrophic flow; 4, shoreward storm—wave approach; 5, shallow—marine density (turbidity) current. MST—mean sealevel; FWWB—fair weather wave base; SWB—storm wave base.

洛峪群沉积序列的发展实际上与当时豫西地区裂谷构造演化相一致。裂谷盆地的沉降一般明显地分为二个阶段, 即早期的起始或裂谷沉降和晚期的热沉降 (McKenzie, 1987), 并且早期的起始沉降比较短暂和强烈, 而随后的热沉降则相对缓慢。汝阳群和洛峪群底部被认为发生在当时裂谷盆地热沉降阶段的早期, 而洛峪群的主体则处于热沉降的后期阶段。热沉降的早期阶段由于相对较快, 所以导致海平面的上升, 从而造成海侵沉积序列的形成。到热沉降的后期, 由于沉降速率降低, 沉积速度逐渐超过基底的下沉速度, 从而导致海平面的相对下降, 造成海退沉积序列的发展。

收稿日期: 1991年6月14日

### 参 考 文 献

- [1] 关保德等, 1980, 中国震旦亚界, 天津科学技术出版社。288~313页。
- [2] 孙枢, 陈志明, 王清晨, 1982, 地质科学, 一期, 5~12页。
- [3] Allen P. A. and Pound C. J., 1985, J. Grol. Soc. Lond., V. 142, P. 411~412.
- [4] Allen P. A. and Underhill J. R., 1989, J. Grol. Soc. Lond., V. 146, p. 241~252.

- [5] Assereto R. L. and Kendal C. G. St C. ,1977. *Sedimentology*, V. 24, p. 153~210.
- [6] Chowns T. M. and Elkins J. E.,1974,*Sediment. Petrol.*, V,44, p. 885~903.
- [7] Dott R. H. Jr. and Bourgeois J. , 1982, *Geol. Soc. Am. Bull.* , V. 93, p. 663~680.
- [8] Gebhard G. ,1982, In: G. Einsele and A. Seilacher (eds. ), *Cyclic and event stratification*, New York, Springer-Verlag, p. 286~298.
- [9] Harms J. C. et al. ,1975, *SEPM*, short course No. 2, p161.
- [10] Hoffman P. ,1976, In: M. R. Walter (ed. ), *Stromatolites*, New York, Elsevier .p. 599~613.
- [11] Hobday D. K. and Morton R. A. ,1984. *SEPM*, spec. publ. No. 34, p. 205~213.
- [12] James N. P. ,1984, In: R. G. Walker (ed. ), *Facies models*, Toronto, Geol. Assoc. Ganada ,Geosci. Can. Reprint Ser. 1, p. 213~228.
- [13] Klein G. de V. ,1974, *J. Geol.* ,V. 2, p. 409~412.
- [14] Loutit T. S. ,Hardenbol J. and Vail P. R. ,1988, *SEPM*, spec. publ. No. 42, p. 183~213.
- [15] McCrory V. L. C. and Walker R. G. ,1986, *Sedimentology*, V. 33, p. 47~60.
- [16] McKenzie D. P. ,1978, *Earth Planet. Sci. Lett.* ,V. 40, p. 25~32.
- [17] Nottvedt A. and Kreisa R. D. ,1987, *Geology*, V. 15, p. 357~361.
- [18] Rampino M. R. and Sander J. E. ,1980, *J. Sediment. Petrol.* ,V. 50, p. 1063~1080.
- [19] Read J. F. and Grover G. A. ,1977, *J. Sediment. Petrol.* ,V. 47, p. 953~972.
- [20] Reinson G. E. ,1984. In: R. G. Walker (ed. ), *Facies models*, Toronto, Geol. Assoc. Ganada ,Geosci. Can. Reprint Ser. 1, p. 119~140.
- [21] Southgate P. ,1989, *Sedimentology*, V. 36, p. 323~339.
- [22] Swift D. J. P. , et al. ,1983, *J. Sediment. Petrol.* ,V. 53, p. 1295~1317.
- [23] Van Houten F. B. and Purucher M. E. ,1984, *Earth Sci. Rev.* ,V. 20, p. 211~243.
- [24] Walker R. G. ,1984. In: R. G. Walker (ed. ), *Facies models*, Toronto, Geol. Assoc. Ganada ,Geosci. Can. Reprint Ser. 1, p. 141~170.
- [25] Walker R. G. et al. ,1983, *Geol. Soc. Am. Bull.* ,V. 94, p. 1245~1251.

## Sedimentation and Environmental Development of Late Proterozoic Luoyu Group, Western Henan

Men Qingren, Hu Jianmin

(Xi'an College of Geology)

### Abstract

Widely exposed in the western Henan, the Late Proterozoic Luoyu Group consists of siliclastic rocks in the lower section and stromatolite dolostones and dolo-mudstones in the upper section, recording a complete transgressive-regressive depositional sequence. The transgression is demonstrated by the fact that high energy coastal deposits are gradually overlapped by shelf facies, with amalgamated glauconitic sandstones as condensed layers. Transgressive section, however, makes up only 10~15 percent of the Luoyu Group. In contrast, the

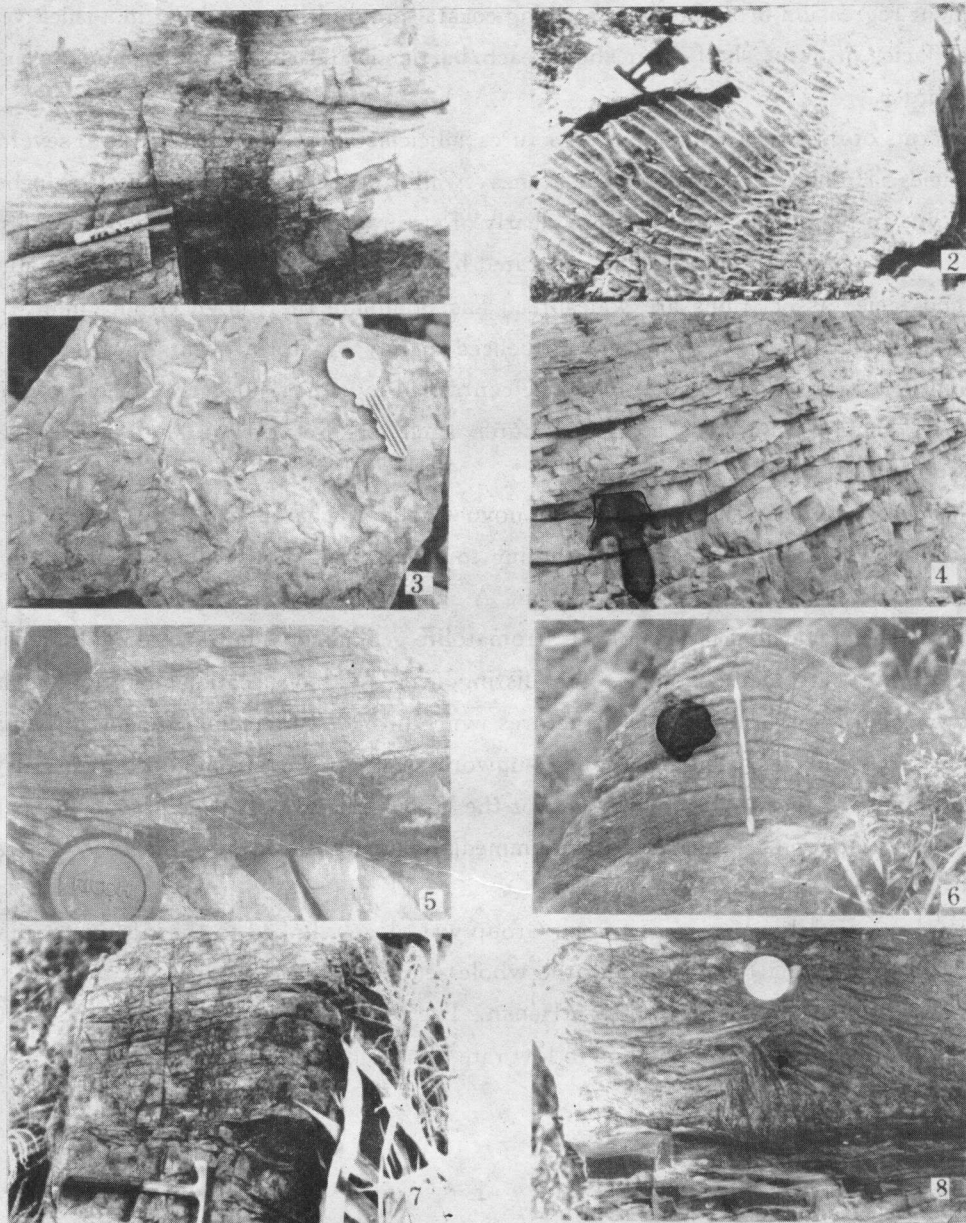


subsequent regression brought about striking coastal progradation, resulting in a thick vertical stack of facies of outer shelf-inner shelf-beach/barrier islands-lagoon environments in a ascending order.

In terms of internal sedimentary structures, siliciclastic rocks are divided into several different facies. Hummocky stratified sandstones, swaley stratified sandstones and thin-bedded Bouma-type fine-grained sandstones are clearly of storm origin. The cross-bedded and parallel-laminated sandstones may be also generated by storm-related currents. These distinctive facies and facies associations are widespread and dominate the Luoyu Group, indicative of coastal-shelf environments which were influenced mainly by storm events. While sand transport and deposition in inner shelf might be controlled by storm-surf! ebbs, the formation of thin fine-grained Bouma-type layers in outer shelf are related to shelf water density (turbidity) currents.

The carbonate deposition of Upper Luoyu Group is characterized by development of stromatolites which can be grouped, according to their growth forms, into different types, i. e. , spheroid, dome, columnar and stratiform. A shallowing-upward depositional trend is inferred from the vertical variations of the stromatolite geometry. Thin-layered dolomudstones directly capping stromatolite facies are distinguished by desiccation, solution surfaces, cauliflower chert nodules and tepee structures which provide convincing evidence of subaerial exposure and further attest the shallowing-upward nature of the stromatolite to thin-layered dolomudstone sequence. A lagoon setting for the Upper Luoyu Group mudstone and carbonate deposition is suggested because of its immediate superposition over the beach or barrier islands in a progradational sense.

The depositional evolution of Luoyu Group was closely linked to the rifting of southern margin of North China Platform, and the whole sequence is the products of thermal subsidence phase of a rifted basin in western Henan. The progradation-dominated facies sequence certainly resulted from regression due to low rate of subsidence and relatively rapid filling of the rifted basin.



1. 交错层砂岩相, 汝阳; 2. 浪成波痕, 汝阳; 3. 纺锤状水下收缩痕, 宜阳; 4. 丘状交错层, 汝阳;  
5. 注状交错层, 汝阳; 6. 穹状交错层, 鲁山; 7. 平层层状叠错石, 鲁山; 8. 帐蓬构造, 汝阳