

一个由潮汐和风暴影响的滨岸和内陆棚 沉积序列——豫西前寒武纪汝阳群

孟庆任 胡健民

(西安地质学院)

提要 豫西前寒武纪汝阳群是一套主要由潮汐和风暴所影响的滨岸和内陆棚碎屑沉积。整个沉积序列由九种主要岩相组成, 即粗砂岩/砾岩相 (F_1), 槽状交错层砂岩相 (F_2), 复合交错层砂岩相 (F_3), 巨型板状交错层砂岩相 (F_4), 丘状交错层砂岩相 (F_5), 平坦层状砂岩相 (F_6), 低角度交错层砂岩相 (F_7), 互层泥岩/砂岩相 (F_8) 和水道沉积 (F_9)。这些不同的岩相可构成三种典型的相组合, 即潮汐影响的相组合 (A_1), 风暴影响的相组合 (A_2), 和潮汐/风暴结合影响的相组合 (A_3)。其中 A_1 主要发育在云梦山组和白草坪组, A_2 构成北大尖组的大部分, 而 A_3 则在云梦山组和北大尖组都有出现。文中详细讨论了各种相的形成过程, 并且强调了由潮汐形成的沙浪沉积。

主题词 潮汐 风暴 相组合 丘状交错层 沙浪

第一作者简介 孟庆任 男 34岁 讲师 沉积学/构造地质学

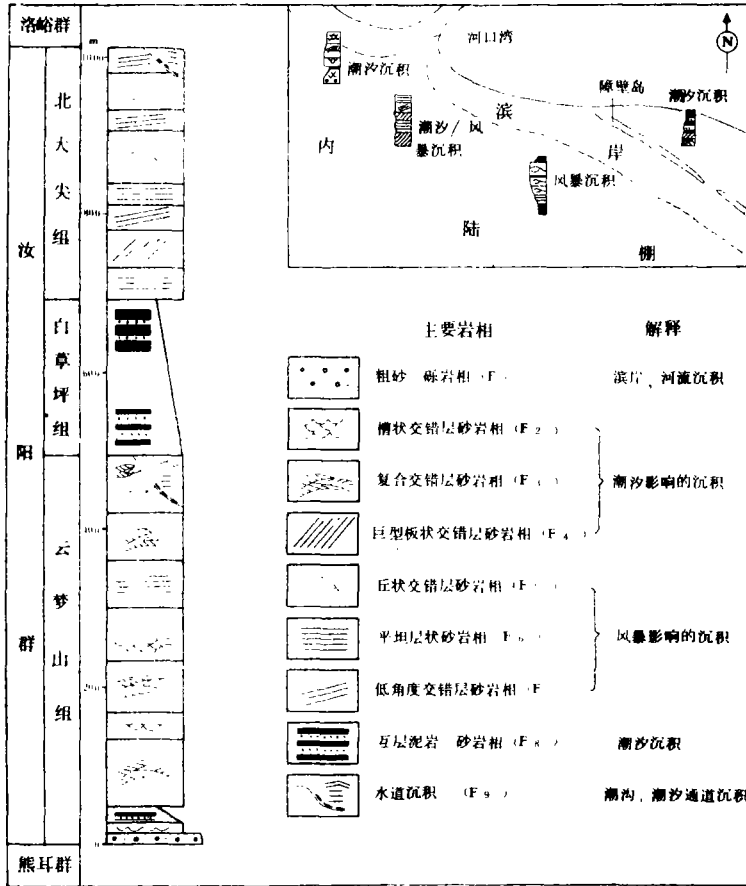
前 言

位于华北地台南缘的豫西地区广泛出露前寒武纪沉积地层, 其中汝阳群 (1500Ma.~1150Ma.BP) (关保德等, 1980) 是这一地区位于火山岩 (熊耳群) 之上第一套碎屑沉积岩系。各种沉积构造和典型的岩相及其组合指示它们多形成于滨岸和内陆棚环境, 并主要受潮汐和风暴的影响。汝阳群沉积序列由九种基本岩相组成, 序列的最底部由河流和滨岸砾岩及粗砂岩开始, 然后过渡为受潮汐和风暴控制的滨岸和内陆棚沉积。对滨岸和浅海环境潮汐沉积, 特别是对潮流形成的沙浪 (sandwave) 沉积过程及其内部构造的研究已有了深入的进展 (Allen, 1980), 一些元古宙滨岸和浅海石英砂岩目前已证明在成因上与各种类型的沙浪迁移有关 (Levell, 1980, Soegaad and Eriksson, 1985)。另外, 由风暴作用所产生的丘状交错层、浅海浊积岩等也已有了进一步的了解 (Dott and Bourgeois, 1982, Walker, 1984)。通过对汝阳群内各种不同岩相的分析显示, 许多砂岩体内部的沉积构造明显地与一些类型的沙浪沉积有关, 同时, 由风暴而形成的浅海浊积岩, 丘状和洼状交错层等也相当发育。

一、区域地质环境

豫西地区紧邻东秦岭造山带的北侧, 属华北地台的南缘。汝阳群大致呈北西—南东向长

条状分布，其发育明显地受两侧断裂的控制。该地层构造变形轻微，内部多被高角度的正断层切割，这与南边变形强烈的秦岭造山带形成明显的对比。据区域构造和岩相分析，当时海岸线位于汝阳群沉积的北东侧，主要物源由北东向南西供应，并且海水朝此方向加深，最后进入秦岭海槽（孙枢等，1982）。



整个层序形成于滨岸和内陆棚环境。云梦山组和白草坪组主要由潮汐影响的岩相组成，北大尖组则主要为风暴影响的沉积

图1 汝阳群综合岩相剖面图及环境解释

Fig. 1 Comprehensive facies column and relevant environment interpretation of the Ruyang Group. The whole sequence formed in shoreline and inner shelf. The Yunmengshan and Baicaooping Formations consist mainly of tide-influenced facies, while the Beidajian Formation is dominated by storm-influenced deposits.

汝阳群与下伏熊耳群火山岩呈不整合接触，其上与洛峪群为连续沉积。汝阳群自下而上分为云梦山组、白草坪组和北大尖组（图1）。云梦山组底部为一套砂砾岩，向上变为砂岩与紫红色页岩的互层，其余大部分为石英砂岩层。白草坪组基本由砂岩和页岩互层组成。北大尖组则主要由砂岩构成。

二、基本沉积相特征及成因

根据汝阳群的岩性特点和沉积构造可将其划分为九种基本沉积相类型:

1.粗砂/砾岩相 (F₁): 此相普遍发育在云梦山组最底部, 是一套结合型厚层或块状的紫红色和灰白色长石石英粗砂岩、石英粗砂岩和砾岩. 总体来看, 此套岩层显示向上变细的趋势. 下部结构杂乱, 沉积构造不清. 层内由强烈冲刷而造成的凹凸起伏的侵蚀面非常发育, 并出现一些 20—30cm 厚的滑塌层和同生砾岩层. 大型透镜状交错层局部出现. 上部主要为板状、槽状交错层粗砂岩.

云梦山组底部这种岩相曾被解释为滨岸砾岩 (孙枢等, 1981), 但从以上描述的沉积构造特点来看, 它很可能与河流沉积有关. 汝阳群沉积早期正处于沉积盆地的拉伸裂谷阶段 (孙枢等, 1982), 因此可产生以冲积和河流为主的快速沉积以及相伴生的滑塌构造. 豫西部分地区汝阳群下部所出现的小背沟组红色砾岩和砂砾岩正反映了这种情况. 覆于小背沟组之上但分布较广的云梦山组底部粗砂/砾岩相无疑也与早期的盆地伸张和快速沉积有关, 但由于后期海水侵入, 对于早期沉积进行改造从而使其不断转化为海岸沉积, 但部分仍显示河流沉积特点.

2.槽状交错层砂岩相 (F₂): 这种岩相由中粒石英砂岩组成, 层系厚 5—35cm. 羽状交错层 (图版 1) 和再作用面非常普遍, 并发育有“S”形交错层理 (sigmoid cross bedding) (图版 2). 层系间和再作用面上存在有 0.1—1cm 的泥岩薄层或泥岩碎片. 一个层系组 1—2m 厚, 底部为明显的侵蚀面, 且常具 1—2cm 厚的细砾岩层.

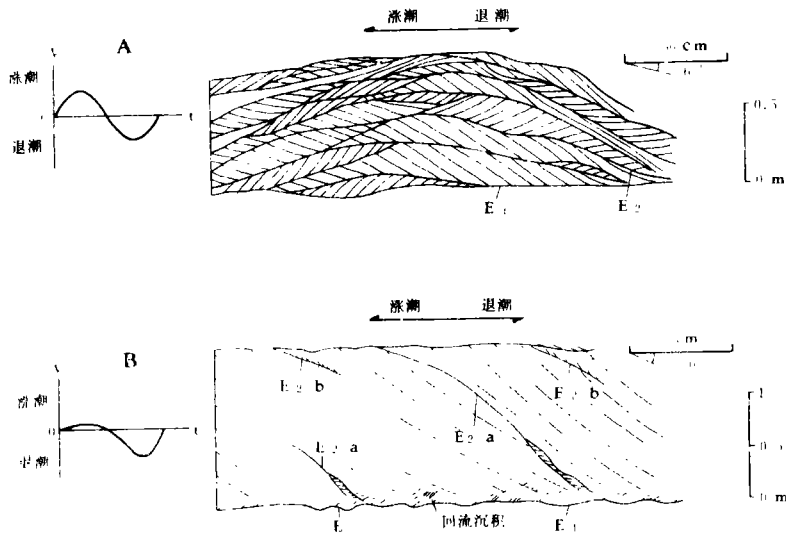
相内羽状交错层和再作用面的发育以及再作用面上覆有泥质薄层现象, 指示其形成与潮汐有关 (Klein, 1970). 同时, 小型“S”型交错层的出现和内部所含有的双粘土层 (Visser, 1980) 进一步说明此相形成于潮下带. 主体槽状交错层由蛇曲脊状大型沙纹 (Megaripple) 的迁移产生, 而且当时的潮流表现为时间—速度的不对称性特征.

3.复合交错层砂岩相 (F₃): 此相由细—中粒石英砂岩组成, 内部交错层呈板状、楔形和向上凸起的波状. 一般下部层系较厚, 向上逐渐变薄, 上、下层系间为侵蚀接触, 但经常可见到不连续的泥质薄层和泥岩碎片. 上、下相邻交错层多呈相反倾向, 指示当时水流的双向性 (图 2A). 此相一般厚 5—20m, 在云梦山组下部和中部特别发育.

前寒武纪浅海环境中这种特征的交错层砂岩已被识别 (Anderton, 1976, Levell, 1980), 它们的形成与潮汐所产生的沙浪沉积有关 (Walker, 1984). Allen (1980) 根据流动条件和沙浪的内部构造, 把沙浪划分为六种类型. 汝阳群中的这种复合交错层砂岩相大致相当于 Allen 的类型 V 与 VI 之间的过渡类型. 这种类型的沙浪是在时间—速度对称性的潮流, 也即涨潮流和退潮流强度相当的作用下形成的, 其内部构造特点显示明显的双向流. 上、下不同层系间的侵蚀面、或称为二级侵蚀面, 构成了相内主要的层面, 其倾角一般小于 10°. 实际上, 这种类型的沙浪是由涨潮流和退潮流所产生的大型沙纹相互冲蚀和叠加而造成的.

4.巨型板状交错层砂岩相 (F₄): 此相主要由中粒石英砂岩组成, 单层砂岩厚 1—3m, 内部前积层厚 1—10cm, 倾角 6—12° (图 2B, 图版 3), 并且其内部特征在侧向数十米的范围内基本一致. 前积层常被一些二级侵蚀面所切割. 一种为从底到顶切穿整个交错层砂岩

层并向上凸起的侵蚀面 (E_{2a})，其上发育有泥岩或粉砂岩薄层，最厚可达 2cm. 另外，在这种侵蚀面上由下向上可见有上爬的沙纹状交错层，但一般仅爬升很短的距离，并呈起伏的扁透镜状. 另一种侵蚀面位于交错层的顶部，比较短而陡 (E_{2b})，这种侵蚀面不含泥质或粉砂质薄层，但其上经常出现小型的交错层 (图 2B). 此相与下伏地层呈明显的侵蚀接触，或称为一级侵蚀面 (E_1)，同时底部可具有 3—10cm 厚的回流交错层. 另外，顶部表面也可见受波浪改造而形成的对称波痕.



A. 时间—速度对称型潮流产生的沙浪； B. 时间—速度不对称型潮流产生的沙浪； E_1 —一级侵蚀面， E_2 —二级侵蚀面

图 2 汝阳群石英砂岩中二种沙浪的内部构造

Fig. 2 Internal structures of two types of sandwaves in quartz arenite of Ruyang Group

A. Sandwave generated by time-velocity symmetric tide; B. Sandwave by time-velocity asymmetric tide; E_1 —first order erosion surface; E_2 —second order erosion surface

浅海环境中这种覆有泥质薄层再作用面的大型板状交错层砂岩在成因上也是一种潮流沙浪沉积，它相当于 Allen 沙浪类型中的类型 II。前积层明显地单向倾斜指示当时潮流具极明显的时间—速度不对称性。一个方向的潮流得以加强是由其它流动在相同方向上叠加的结果。如风暴大浪的回流可增加退潮流的强度。贯穿整个交错层砂岩的再作用面是由次级反向流动所造成的。其上的泥质盖层是憩潮期的悬浮沉积，但经常被破坏成碎片保留在前积层中。另一种发育在交错层顶部短而陡的侵蚀面是由叠加在沙浪之上而且迁移速度较快的大型沙纹产生的。这种解释可由 E_{2b} 上发育次一级但倾向相同的薄的交错层所支持 (图 2B)。大型板状交错层砂岩内部特征侧向稳定表明当时沙浪为二维直脊状。顶部对称波痕的出现是后期波浪改造的结果。

5. 丘状交错层砂岩相 (F_5): 这种相主要由分选很好的细—中粒石英砂岩组成。丘状交错层根据其底部接触关系和规模大致可分为二种类型。一种是由细粒砂岩组成，底面比较平整，与下伏层呈连续整合过渡。丘间的距离多为十或数十厘米，少数可达 2m。另一种则

是由细—中粒砂岩构成, 其底部明显地侵蚀下伏层. 二丘间的距离为 3—5m (图版 4). 前一种丘状交错层一般认为比后一种形成的深度要大 (Bose, 1988). 在垂向上此相显 HFXM 层序 (H—丘状交错层; F—平坦层; X—交错纹层; M—泥岩层) (Dott and Bourgeois, 1982). M 段经常缺失, 所以常为结合型. H 段中的纹层多呈非常低的角度向一个方向倾斜, 指示其形成时发生一定的侧向迁移.

丘状交错层是由风暴浪产生的, 主要形成在风暴浪基面与正常天气浪基面之间. 一个 HFXM 序列代表一次风暴由强到弱而产生的一个沉积层序. 丘状交错层内的纹层向一个方向倾斜而显示的迁移特征说明其形成除受风暴作用外, 还可能叠加有单向水流, 即是由摆动水流与单向水流相结合而产生的 (Swift, et al., 1983).

6. 平坦层状砂岩相 (F_6): 这种相由细—粗粒石英砂岩组成. 单层砂岩厚 5—40cm, 上、下面平整, 侧向延伸稳定, 但在部分平坦层状砂岩间夹有浅 (10—30cm) 而宽 (10—20m) 的水道或冲沟. 部分平坦砂岩层内常具有相当于鲍玛层序的 ABC 或 BC 段, 但缺乏槽模等底面构造. 在垂向上, 这种具鲍玛层序的平坦层状砂岩构成 0.5—2m 厚的向上变厚序列.

此岩相的特征表明其形成与风暴作用有密切关系, 并经常遭受正常波浪的改造. 平坦层状砂岩内部所具有的鲍玛层序显示它可能由浊流形成. 在古代浅海沉积中已广泛发现具有浊流沉积特征的地层 (Hamblin and Walker, 1979), 但关于浅海环境下浊流形成的机制仍是一个有待深入研究的问题. Walker (1984) 认为浅海浊流主要是由风暴或台风而导致的. 风暴大浪首先在滨岸区使水位大大提高, 并使其下部的沉积物发生液化. 液化的沉积物向海方向发生滑塌, 并在风暴大浪回流的扰动下逐渐演化为浅海浊流. 另外, 如果沉积物供给过足, 滨岸较陡并且地震频繁发生, 那么在没有风暴的情况下也可产生浊流 (Walker, 1985). 此时, 地震是促使滨岸沉积物发生液化的重要因素. 在汝阳群平坦层状砂岩中见夹有 20—50m 厚的滑塌或软沉积物变形层 (图版 5), 其形成很可能与当时的古地震有关. 具鲍玛层序的平坦层状砂岩在侧向上延伸平稳, 并在垂向上显示向上变厚趋势, 这种情况可解释为由浊流而形成的舌体沉积. 另外, 平坦层状砂岩也可形成于陆棚浅滩环境.

7. 低角度交错层砂岩相 (F_7): 低角度 ($< 10^\circ$) 交错层砂岩厚 10—40cm, 经常呈透镜状, 并常与具对称波痕的平坦层状砂岩互层 (图版 6). 其底部为明显的侵蚀面, 顶部被平坦层状砂岩所盖. 在侧向上, 低角度的前积层可逐渐变为平坦层状. 这种交错层的形成与单向水流导致的沉积物的床沙搬运和波浪摆动流导致的沉积物垂直沉降的共同作用有关 (Nottvedt and Kreisa, 1987), 并且这二种水流都可以由风暴作用产生. 其中单向水流为风暴大浪回流. 呈透镜状的低角度交错层实际上是一种洼状交错层 (Leckie and Walker, 1982). 关于洼状交错层的成因虽目前还不清楚, 但它可能是形成在丘状交错层之间的一种交错层. 当后期水流将丘状部分侵蚀冲刷掉后, 则仅保存下洼槽内的构造, 即洼状交错层. 洼状交错层也被认为完全是由单向水流产生的 (Allen and Underhill, 1989). 这种交错层主要发育在正常浪基面之上的滨面带.

8. 互层泥岩和砂岩相 (F_8): 这种相主要发育在云梦山组的底部和白草坪组. 泥岩呈紫红色薄层或块状, 砂岩为分选中的长石石英砂岩和分选好的石英砂岩. 砂岩内经常含泥岩碎片, 并发育交错层和平行层理以及羽状交错层. 泥岩表面干裂普遍, 部分砂岩表面见有削顶波痕和梯形叠加波痕 (图版 7) 以及叠层石构造. 砂岩内出现一些深度小于 1m, 宽 4—

8m 的水道。在白草坪组, 这种岩相在垂向上经常形成向上变细的序列, 即下部以砂岩为主, 而上部则以泥岩为主。根据砂/泥比例, 自下而上出现由脉状层理—波状层理—透镜状层理的变化。

羽状交错层与由泥岩和砂岩所构成的脉状、波状和透镜状层理的广泛出现指示此相是潮汐沉积。岩相内出现的干裂、削顶和干涉波痕、叠层石构造以及向上变细的沉积序列等现象综合反映了当时的沉积主要发生在潮间环境 (Terwindt, 1988)。岩相内的水道代表了当时的潮沟, 同时水道内的侧向加积现象反映潮沟具有曲流性质。

9. 水道沉积 (F_9): 汝阳群中的水道沉积根据其规模可分为小型和大型二种。小型水道沉积厚 1—3m, 宽 < 20m, 底部多具 2—5cm 厚的石英质砾岩或泥砾。水道充填物中发育槽状和板状交错层, 平行层理, 羽状交错层以及再作用面。层内泥岩碎片普遍, 沿斜层理面和次一级的冲刷面分布。水道之上的盖层为具羽状交错层理的薄—中厚层状砂岩。大型水道多出现在云梦山组的北大尖组的顶部。水道沉积序列厚 4—15m 宽 20—50m 并显示向上变薄的趋势。沉积物内部次一级的冲刷面和大型槽状和板状交错层发育。在鲁山云梦山组顶部的大型水道内也可见侧向加积现象。大型水道沉积常被中—厚层状, 具平行层理分选好的中粒石英砂岩的盖层。并且这种砂岩在侧向呈低角度 ($6^\circ \pm$) 相互切割, 表现为典型的冲洗层理 (图版 8)。

小型水道沉积内羽状交错层的发育, 再作用面的出现以及与 F_2 和 F_3 经常组合指示其成因与潮汐作用有关, 它们代表了潮下及潮间带的潮沟沉积。水道相互切割以及相邻水道内交错层有时显示不同流向的现象可能说明不同水道的沉积分别是受涨潮流和退潮流的控制。因为潮水在科里奥利力的影响下, 涨潮流和退潮流常不遵循同一流动路线, 而是出现空间分离。大型水道沉积的内部构造显示, 其底部侵蚀面之上为一层 10—40cm 厚的砾岩, 然后下部为块状或大型 (可达 120cm 厚) 槽状和板状交错层砂岩, 上部为各种小型 (含羽状) 交错层砂岩。这种向上变薄和相伴的沉积构造变化, 同时再加上水道侧向加积现象, 显示了其可能代表一种潮汐通道沉积序列 (Reinson, 1984)。上覆具冲洗层理的薄—中厚层砂岩可能为盖在潮汐通道沉积之上的沙嘴前滨沉积。另外, 在大型水道之上覆层中也有 0.5—2m 厚的薄层 (2—5cm) 砂岩。砂岩内具透镜状的板状交错层, 孤立波痕以及平行层理。这种砂岩代表了溢流沉积 (Washover), 它是风暴大浪超越滨岸某种障壁后形成的席状沉积。

三、相组合分析及古环境重建

各种沉积相从成因上可构成三种相组合。

1. 潮汐影响的相组合 (A_1):

这种组合由 F_2 、 F_3 、 F_8 和 F_9 组成。在云梦山组底部和白草坪组, 此组合构成数个向上变细的序列, 下部以 F_2 和 F_3 为主, 向上逐渐变为 F_8 、 F_9 。在下部常见 (图 3)。 F_2 与 F_3 主要形成在潮下带, F_8 则基本形成在潮间带, 并可能包括潮上带。云梦山组底部的潮汐沉积主要发生在面临广海的宽阔的滨岸环境, 因为广阔平缓的滨岸可大大地降低海水的能量, 从而有利于潮汐岩的形成。但白草坪组潮汐沉积则可能发生在—个受障壁保护的环境, 这种障壁可由云梦山组顶部出现的潮汐通道沉积和溢流沉积所指示。

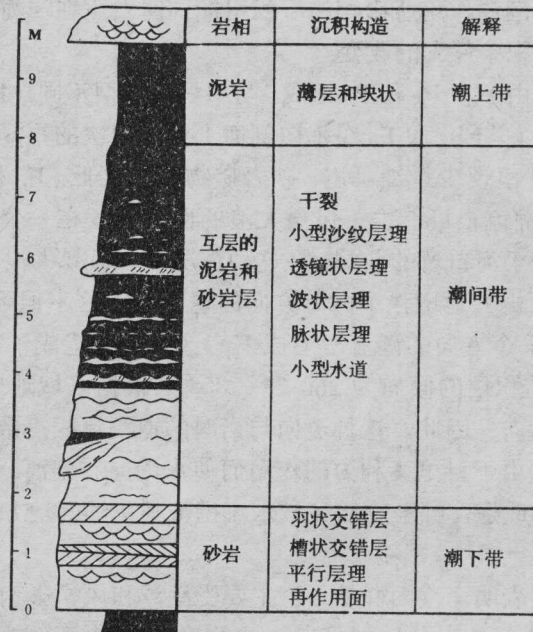


图3 白草坪组内一个向上变细的潮坪沉积序列

Fig. 3 A upward-fining tidal sequence in Baicaoiping formation

2. 风暴影响的相组合 (A₂):

此相组合由 F₅、F₆ 和 F₇ 构成, 多出现在北大尖组, 尤在上部特别发育. 在垂向上, 此组合形成 10—30m 厚的向上变粗层序. 层序下部为泥岩或泥岩与 F₆, 然后逐渐过渡为 F₅. 再向上为 F₇ 及其与具对称浪成波痕的 F₆ 的互层. 这种组合主要形成在风暴浪基面以上环境. 具水平纹层的泥岩代表正常气候下的悬浮沉积. 水平纹层得以完好保存说明它是大正常浪基面以下沉积的. 与泥岩互层的 F₆ (具鲍玛层序) 代表了浅海浊流沉积. 丘状交错层形成于风暴浪基面与正常浪基面之间的环境. 低角度交错层和洼状交错层砂岩形成于滨面带. 部分层序的最顶部广泛地出现各种冲刷冲填构造, 并偶见高角度的板状交错层. 这种特征指示当时环境已可能位于滨面带的上部, 受各种较高能量水流的作用, 如沿岸流、裂流等. 很明显, 由 F₅、F₆ 和 F₇ 组成的垂向层序代表了主要在风暴影响下一个海岸进积过程. 这种层序在北大尖组可重复出现数次, 单个旋回厚 60—80m.

3. 潮汐和风暴结合影响的相组合 (A₃):

这种组合由 F₂、F₃、F₄、F₆、F₇ 和小型水道沉积 F₉ 组成, 并可进一步分为二种类型. 一种是由 F₂、F₃ 和 F₆ 构成. F₂ 和 F₃ 明显的与潮汐作用有关, 其中由时间—速度对称型和潮流所产生的沙浪沉积 F₃ 占很大比例, 它经常单独形成 20—30m 厚的地层. F₆ 则一般厚 2—10m. F₂ 和 F₃ 与 F₆ 并不频繁地互层状出现, 而是形成 40—50m 的相互间逐渐过渡的层序. 浅海浊积岩一般出现在风暴浪基面以下或其左右, 而沙浪则可能主要出现在滨面和滨外的上部. F₆ 中缺失潮汐作用的痕迹说明它形成于潮汐影响以外的内陆棚环境, 而外陆棚则很少出现浅海浊积岩 (Soegaard and Eriksson, 1985). 同时, 事件性风暴对潮汐沙浪的影

响则可能由于每日的潮流而被抹掉。另外, 以上特征以及 F_2 和 F_3 与 F_6 之间没有大的沉积间断表明, 风暴作用和潮汐作用所影响的沉积可能同时发生在浅海的不同环境带内, 它们在垂向的叠合并不代表沉积条件大的改变。

第二种组合类型是由 F_4 、 F_6 和 F_7 组成, 与第一种类型不同, F_4 是由时间—速度极不对称的潮流形成的, 同时它与 F_6 和 F_7 在垂向剖面上频繁多次的重复。另外, 组合中所有砂岩多为中—粗粒结构, 并出现少量细砾岩, 砂岩矿物成熟度低, F_6 和 F_7 明显地与风暴有关, 因此, 当时形成 F_4 的潮流很可能由于风暴大浪的回流使其在一个方向上得以加强。另一种可能性则是当时环境处于河口弯的前端, 在这种情况下, 风暴大浪回流与河水入海流相结合构成更强的水流, 从而极大地增强了向海方向的退潮流, 这不但可产生较强的浅海梯度流, 形成 F_6 , 而且加强了一个方向的潮流, 形成 F_4 。这种过程造成了 F_6 和 F_4 在剖面上出现频繁交替的现象, F_4 中前积层的倾向为 260° — 280° 。根据区域地质分析, 当时的滨岸线位于汝阳群沉积的东北方向, 因此, 这种流向与当时的退潮流相一致, 相对于海岸线, 此流向比较偏北西, 这可能是由于科里奥利力的作用而使水流向右偏离, 由河流所供给的沉积物在河口附近没有经强烈的改造, 细粒物质又被水流携带到更远的地方, 所以其成分成熟度较低而且结构较粗。

总之, 相组合分析表明, 汝阳群是一个主要受潮汐和风暴影响的滨岸和内陆棚沉积序列(图1)。云梦山组最底部是在盆地裂谷期形成的以冲积和河流沉积为主的快速沉积, 这种沉积被随后的海侵不断地改造, 多转变为滨岸砾岩。云梦山组的下部主要由潮汐影响的相组合构成, 沉积环境为广阔平坦的滨面环境, 上部由潮汐/风暴结合影响的相组合的第一种类型组成, 沉积主要发生在滨面和内陆棚环境, 很明显, 云梦山组沉积的主体受潮汐作用的控制。白草坪组基本由 F_8 构成, 反映一种受障壁保护的潮汐沉积环境。北大尖组由风暴影响的相组合和潮汐/风暴结合影响的相组合的第二种类型组成, 这也反映一种滨面和内陆棚环境, 并且部分沉积可能发生在河口湾前端, 风暴作用是影响这一时期沉积的主要因素。

结 语

豫西前寒武纪汝阳群记录了非常丰富的潮汐和风暴沉积, 这为深入研究在这二种作用控制下的滨岸和浅海沉积环境提供了条件, 同时也为进一步了解浅海浊积岩演化等问题提供了证据和资料。对云梦山组和北大尖组中沙浪沉积以及它们广泛发育特点的识别对正确认识当时沉积作用有着极为重要的意义。另外, 对汝阳群沉积环境的重建也有助于对秦岭造山带北部边缘早期发展的研究。

收稿日期: 1990年3月20日

参 考 文 献

- (1) 孙枢等, 1981, 沉积岩石学研究, 科学出版社, 109—119页。
- (2) 孙枢等, 1982, 地质科学, 1期, 5—12页。
- (3) 关保德等, 1980, 中国震旦亚界, 天津科学技术出版社, 288—313页。
- (4) Allen, J.R.L., 1980, Sediment. Geol., V 26, p.281—328.

- (5) Allen, P.A. and Underhill, J.R., 1989, *J. Geol. Soc., Lond.*, V.146, p.241-252.
- (6) Anderton, R., 1976, *Sedimentology*, V.23, p.429-456.
- (7) Bose, P.K., et al., 1988, *Sediment. Geol.*, V.59, p.275-293.
- (8) Dott, R.H., Jr. and Bourgeois, J., 1982, *Geol. Soc. Am. Bull.*, V.93, p.663-680.
- (9) Hamblin, A.P. and Walker, R.G., 1979, *Can. J. Earth Sci.*, V.16, p.1673-1690.
- (10) Klein, G.de V., 1970, *J. Sediment. Petrol.*, V.40, p.973-985.
- (11) Leckie, D. A. and Walker, R.G., 1982, *Bull. Am. Assoc. Pet.*, V.66, p.138-157.
- (12) Levell, B. K., 1980, *Sedimentology*, V.27, p.539-557.
- (13) Mccrory, V.L.C. and Walker, R.G., 1986, *Sedimentology*, V.33, p.47-60.
- (14) Nottvedt, A. and Kreisa, R.D., 1987, *Geology*, V.15, p.357-361.
- (15) Reinson, G.E., 1984, In: R.G. Walker (ed), *Facies models*, p.119-140.
- (16) Soegaad, K. and Eriksson, K.A., 1985, *J. Sediment. Petrol.*, V.55, p.672-684.
- (17) Terwindt, J.H.J., 1988, In: P.L. de Boer, et al (eds), *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. D. Reidel Publishing company, p.233-263.
- (18) Visser, M.J., 1980, *Geology*, V.8, p.542-546.
- (19) Walker, R.G., 1984, In: R.G. Walker (eds), *Facies Models*, p.141-170.
- (20) Walker, R.G., 1985, *SEPM short course No.13*, p.243-302.

A Tide and Storm-Influenced Shoreline and Inner Shelf Sedimentary Sequence—Ruyang Group (Precambrian) of Western Henan

Meng Qingren Hu Jianmin

(Xi'an College of Geology)

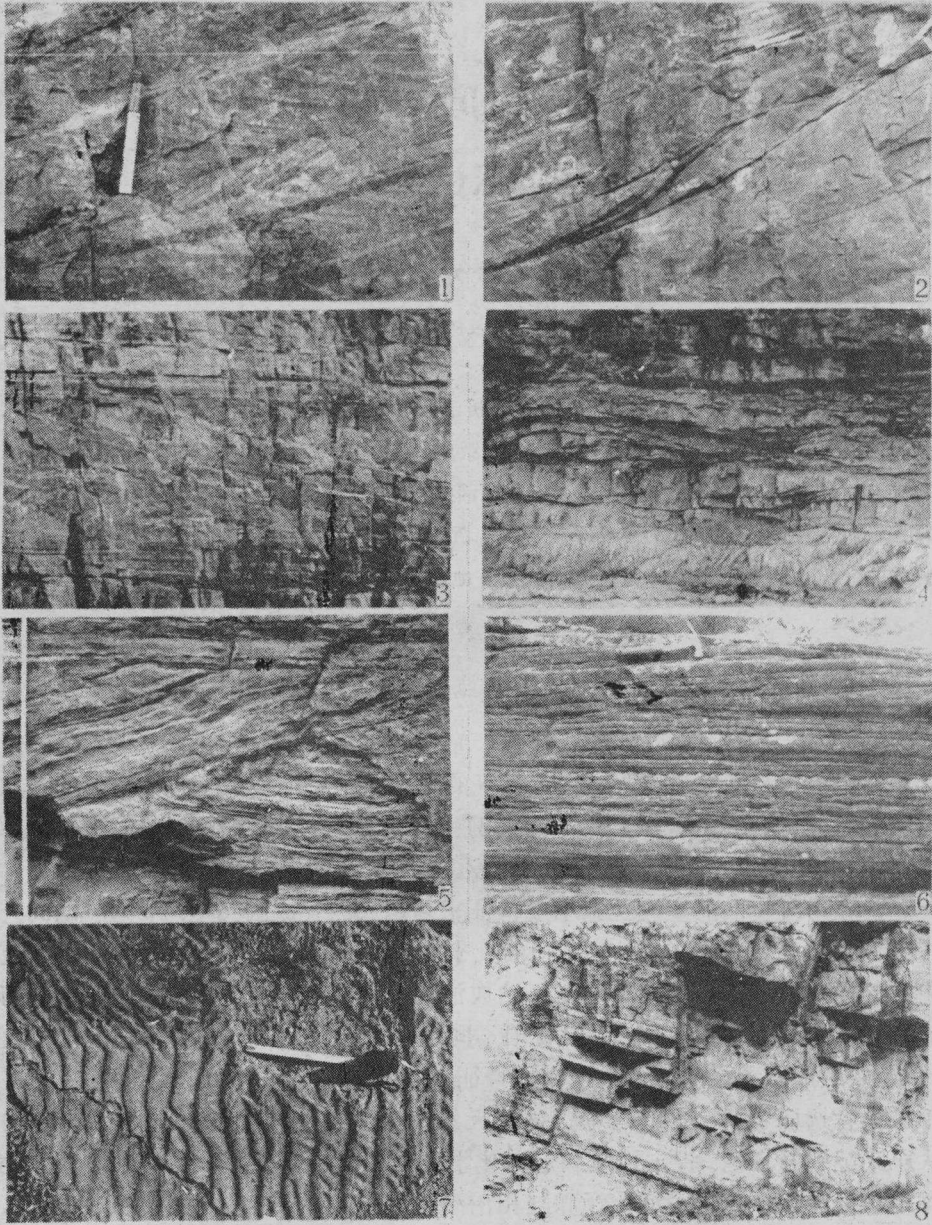
Abstract

Ruyang Group, consisting of the Yunmengshan, Baicaoping and Beidajian formations in an ascending order, is the first sedimentary sequence overlying the Precambrian volcanic rocks in western Henan, which is geologically situated on the southern margin of North China Platform. Detailed facies and facies association analyses show that Ruyang Group was formed in tide- and storm-influenced coastal and inner shelf environments. The group can be divided into nine main facies coarse-grained sandstone / conglomerate (F_1), trough crossbedded sandstone (F_2), compound crossbedded sandstone (F_3), giant planar crossbedded sandstone (F_4), hummocky cross-stratified sandstone (F_5), flat bedded sandstone (F_6), low-angle crossbedded sandstone (F_7), interbedded sandstone / mudstone (F_8) and channel deposits facies (F_9).

F_1 was once presumably fluvial products but further reworked into coastal conglomerates and coarse-grained sandstones. F_2 , F_3 , F_4 and F_8 are clearly related to tide, and they were formed by means of migration of tide-generated megaripples and sandwaves in the subtidal zones, while F_8 is intertidal de-

posit. F_1 , F_7 and F_8 are storm-influenced facies. F_5 evidently formed under combined unidirectional and oscillatory currents. Most of F_6 represents the shallow marine turbidites with Bouma sequence-like structures and often interlayered with F_5 . The rest portion of F_6 with symmetric wave marks on the bedding is interpreted as shoal deposits above fairweather wave base. F_7 is also generated under combined flow condition but unlike F_5 , it is structured mostly by swaley cross-stratifications. F_8 is further divided into two types. The small-scale and often mutually-cut channels are suggested to be tidal channels in sub- and inter-tidal zones, while the large-scale channels may be the tidal inlets. A barrier island is inferred on the basis of association of tidal inlets, spit or beachface deposits with well-developed wash bedding and washover deposits.

Three kinds of facies associations are recognized. Tide-influenced facies association is dominant in the Yunmengshan Formation and Baicoping Formation. Storm-influenced facies association comprises major part of the Beidajian Formation. The combined tide / storm-influenced facies association appears both in the Yunmengshan and Beidajian Formations. Finally, a tentative depositional model is proposed to show different sub-environments where the distinct facies associations are likely to form.



1. 羽状交错层 (云梦山组, 河南鲁山) 2. “S”形交错层 (云梦山组, 河南鲁山) 3. 巨型板状交错层 (厚 2.2m) (北大尖组, 河南汝阳) 4. 丘状交错层 (北大尖组, 河南宜阳) 5. 沉积物变形构造 (北大尖组, 河南汝阳) 6. 低角度交错层和具浪成对称波痕的平坦层状砂岩 (北大尖组, 河南汝阳) 7. 削顶的梯形叠加波痕 (白草坪组, 河南鲁山) 8. 冲洗层理 (云梦山组, 河南汝阳)