

陕西富平中奥陶统平凉组的 深水碳酸盐碎屑流

梅志超 陈景维 卢焕勇 李文厚

(西北大学地质系)

在陕西富平,中奥陶统平凉组中,发育有含巨大岩块的杂乱角砾石灰岩。这种石灰岩以其碎屑大小悬殊,排列紊乱,不同成因的石灰岩砾石混杂,巨砾和岩块呈漂浮状散布于较细的砾石之中为特征。杂乱角砾石灰岩呈席状夹在深水盆地相的页状石灰岩和薄板状石灰岩中,其内部缺乏层理,上下接触界限截然。这些标志证明,它们是深水盆地的海下碎屑流沉积。

杂乱角砾石灰岩的碎屑物,主要为浅水台地边缘的碳酸盐岩和较深水斜坡的碳酸盐岩的崩解产物。它们同深水盆地的灰泥混合,在重力的直接作用下,以沉积物重力流的方式搬运,在斜坡向盆地转变的地带堆积。因此,可以作为碳酸盐台地或盆地边缘的标志。碳酸盐碎屑流沉积,在世界许多地区都有发现,比较著名的例子有加拿大落基山泥盆纪的碳酸盐大角砾岩(Carbonate Megabreccias)^[1]和意大利亚平宁地区中新世的某些滑动沉积层(Olistostromes)^[2]。这类沉积在我国尚属初次报道。

研究区位于鄂尔多斯盆地南缘的渭北隆起带(图1)。据笔者了解,在渭北隆起带的中奥陶世沉积中,普遍夹有重力流成因的角砾石灰岩。因此,对它们的鉴定标志、形成机理、沉积环境以及地质分布详细加以研究,不仅在沉积学上有重要意义,而且还可以帮助确定浅水的碳酸盐台地和深水盆地的边界,指导石油勘探工作;另外,对于了解华北地台和秦岭、祁连褶皱带的历史演变,也可提供一些有益的线索。

本文着重对富平地区的杂乱角砾石灰岩的鉴定标志、形成机理和沉积环境进行描述和分析,同时对渭北中奥陶世深水沉积盆地的成因也作了初步探讨,以期引起人们的关注和讨论。

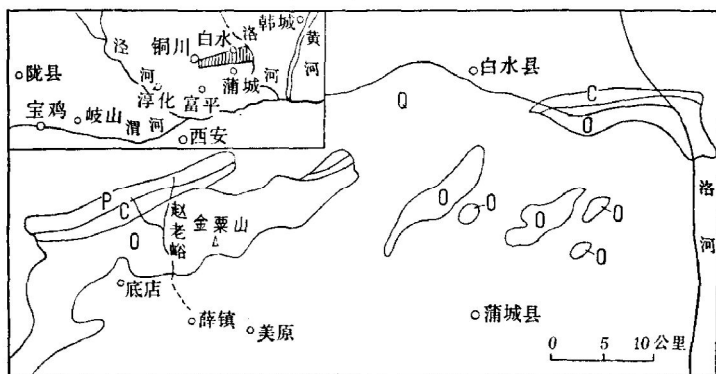


图1 研究区位置及奥陶系露头分布图

一、地 层

中奥陶统平凉组,在渭北地区有广泛发育。其地表露头,西自陕西陇县,东至富平,

蒲城,均有断续出露。但是,在具体岩性上,各地有较大差异。例如,陇县、岐山一带,平凉组主要为笔石页岩,或为砂、页岩互层;泾阳地区,发育有巨厚的浅灰色生物灰岩;而富平、蒲城地区,则为深灰色的薄板状和页状石灰岩。但是,根据平凉组普遍夹有凝灰岩和角砾石灰岩这一共同特征,结合生物化石证据,其层位还是容易对比的。

富平地区出露的最老地层,为下奥陶统马家沟组,其沉积特征和华北其它地区类似,属于浅水台地相的碳酸盐沉积。而覆于其上的中奥陶统平凉组,则属于较深水的盆地相沉积,它们主要为一套深灰色的薄板状石灰岩和页状石灰岩夹凝灰岩和角砾石灰岩。石灰岩质地不纯,含少量粘土质和石英粉砂,具黑色燧石薄层或结核,化石稀少。厚800米左右。

按照局部的岩性变化,可将平凉组自下而上分为四段:

第一段,主要为深灰色薄板状泥晶灰岩夹黑色薄板状燧石岩,中部有少数细—粉晶白云岩。燧石岩中常夹黄色和紫红色凝灰岩,区域上层位比较稳定,是本段的标志层。在中下部,少数灰岩和白云岩中,含有腕足类、海百合、三叶虫和头足类化石,而多数石灰岩中仅见介形虫和放射虫;凝灰岩中有笔石印痕。厚95米。

第二段和第三段,主要为深灰色薄板状石灰岩和页状石灰岩夹角砾石灰岩。其中第二段以夹有较多的杂乱角砾石灰岩为特征,厚255米;第三段以夹有较多的厚层凝灰岩为特征,厚约150米。薄板状石灰岩主要为含“漂浮状”细砾的泥晶砂屑灰岩、泥晶粉屑灰岩和泥晶灰岩;页状石灰岩为泥晶粉屑灰岩、粉屑泥晶灰岩和泥晶灰岩的毫米级薄互层。化石罕见,但水平虫迹发育。

第四段,主要为深灰色薄板状石灰岩和页状石灰岩的不等厚互层。薄板状石灰岩含泥质较高,页状石灰岩含零星的里亨珊瑚(*Lichenaria* sp.)斑块,斑块呈上隆下平的面包状,高2—4厘米,直径5—8厘米。该层顶部,有16米厚的泥灰岩,其中滑塌构造发育,含腕足类化石:*Sowerbyella* sp.、*Eospiriferina* sp.,厚约300米。其上与石炭系太原统呈假整合接触。

二、杂乱角砾石灰岩及其伴生石灰岩的一般特征

(一) 杂乱角砾石灰岩

本区平凉组的杂乱角砾石灰岩共有13层,其中厚度较大、出露较好、标志清楚的有5层,厚度分别为8.3米、2.5米、4.8米、6米和10米。除10米的一层露头较为局限以外,其它各层在东西7至8公里,南北5至9公里的范围内均可追索。其特征可归纳为以下几点:

1. 砾石大小混杂,可从细砾级至厚数米、长数十米的巨大岩块。
2. 砾石成分主要为较深水斜坡成因的深灰色薄板状石灰岩和页状石灰岩,其次为浅水台地成因的亮晶砂屑石灰岩和角砾石灰岩,此外,尚有少量凝灰岩和泥晶角砾石灰岩等。
3. 砾石多呈棱角状。浅水台地成因的石灰岩砾石呈浑圆状。
4. 薄板状石灰岩和页状石灰岩组成的巨砾和岩块,内部常具复杂的褶皱、错断和窗棂构造(图版I—1)。

5.大砾石常呈“漂浮状”，孤立地散布于较细砾石之中（图版I—1、2）。

6.砾石随机定向，少数巨砾及板状岩块，长轴近于平行层面排列。

7.岩层内部无层理。

8.分选很差，局部具粗尾递变。

9.砾间充填物主要为圆形的砂状碳酸盐颗粒和含粘土质的泥晶方解石。常见的碳酸盐颗粒有泥晶灰岩、粉屑灰岩、亮晶鲕粒砂屑灰岩以及球粒、核形石、鲕粒和骨屑等。此外，尚有粉砂至粗砂级的石英（图版1—3）。

10.缺乏生物化石，仅在基质中见有个别介形虫、三叶虫、腕足类和棘皮动物化石碎片。

11.岩层呈席状或透镜状。

12.岩层上下界面截然，基底较平坦，局部具轻度侵蚀和变形。侵蚀沟深度通常小于0.5米，最深可达1.4米，宽10米以上（图版I—4）。变形构造主要为小型的牵引褶皱和张裂缝。顶层面多呈波状起伏。

13.杂乱角砾石灰岩通常为厚层一块状的含粘土质泥晶灰岩覆盖，其间常夹有厚度不稳定的砂屑灰岩透镜体，含粘土质泥晶灰岩，普遍含粉砂级石英，内部缺乏层理，厚度一般在1—2米。砂屑灰岩具正粒序，下部含细砾，最厚不超过1米。杂乱角砾石灰岩、透镜状砂屑灰岩和粘土质泥晶灰岩，在剖面上自下而上常组成共生的岩石序列（图2）。

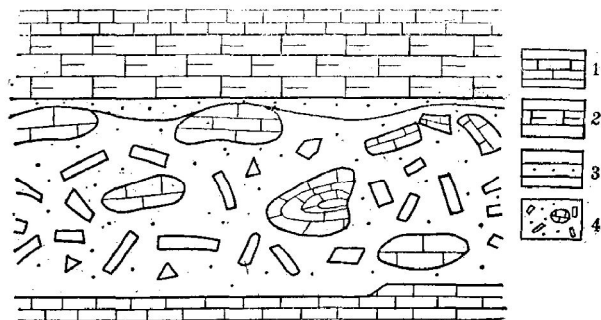


图2 杂乱角砾石灰岩与共生岩层沉积序列

1.薄板状石灰岩或页状石灰岩 2.块状含粘土质泥晶灰岩
3.具粒序层砂屑灰岩 4.杂乱角砾石灰岩

（二）其它石灰岩

与杂乱角砾石灰岩伴生的碳酸盐岩主要有以下几种：

1.薄板状泥晶石灰岩

岩石呈深灰色，单层厚多在10厘米以下，层间具泥灰质裂理，含粉砂—细砂级（0.01—0.25毫米）碳酸盐颗粒和少量石英粉砂及粘土。碳酸盐颗粒主要为异地来源的暗色泥晶质内碎屑、球粒和骨屑（图版I—5）含量小于25%。内碎屑呈次圆—次棱角状。粘土和石英含量在5%左右。水平纹层发育。化石稀少，且主要为介形虫和放射虫。本文中所谓泥晶是指小于0.01毫米的颗粒，这种颗粒多有模糊的轮廓。薄板状泥晶灰岩主要集中于平凉组第一段，并与含放射虫的纹层状燧石岩共生（图版I—6）。

2.粒序层碎屑石灰岩

这类石灰岩包括具粒序层角砾石灰岩和砂屑石灰岩。它们主要为各种浅水成因的碳酸盐颗粒与深水成因的薄板状或页状石灰岩碎屑组成。具正粒序，缺少亮晶胶结物。浅水来源的碳酸盐颗粒有球粒、核形石以及亮晶砂屑灰岩等。深水来源的碎屑主要为泥晶灰岩和粉屑灰岩。角砾石灰岩和砂屑石灰岩在剖面上常与页状石灰岩或薄板状石灰岩组

成粒级层序(图3)。它们可能是浊流成因的。

(1) 粒序层角砾石灰岩

砾石主要为薄板状石灰岩和页状石灰岩的板状角砾,少数具不规则的波状轮廓,并为棱角状砾石嵌入。砾径一般在4厘米以下,最大不超过20厘米,砾石长轴多近于平行层面排列,中上部的较细砾石常呈缓倾斜的叠瓦状排列。砾间充填物为浅水成因的砂屑和强烈白云化的泥晶,含量在20%—30%。韵律层理清楚,单层厚5—50厘米,层内均具正粒序。砾岩层底面平坦,但下伏层可见小型牵引褶皱,褶皱轴倾伏方向与叠瓦状排列的砾石最大扁平面倾斜方向相反。

(2) 粒序层砂屑石灰岩

主要由各种暗色的球粒和浅色的棱角状泥晶灰岩碎屑组成(图版Ⅱ—6)。砂屑石灰岩多为10—30厘米厚的平坦层组成,单层内部具正粒序。

3. 页状石灰岩

主要为泥晶灰岩、粉屑泥晶灰岩和泥晶粉屑灰岩的毫米级韵律层。粉屑灰岩具正粒序,小型流水波痕、上叠沙纹层理和水平虫迹发育(图版Ⅱ—1、3、4、5)。水平虫迹呈网格状,相当于赛拉克的 *Palaeodictyon*,为深水成因的标志^[3]。

4. 板状交错层细粒砂屑灰岩

岩层呈薄板状,单层厚一般小于10厘米,板状交错层发育(图版Ⅱ—2),细层厚1毫米左右,层系厚1—3厘米,层系界面具冲刷,顶界面多呈波状。

5. 含漂浮砾的薄板状石灰岩

这类石灰岩主要分布于平凉组的第二段至第四段,其中包括泥晶灰岩、粉屑灰岩和细粒砂屑灰岩。这类岩石突出的标志,是含有漂浮状的细砾或卵石(含量小于10%),石英粉砂和粘土质含量较高(不溶残余物达10—14%),不具粒序层理。漂浮砾主要为浅灰色的泥晶灰岩和粉屑灰岩,砾石呈棱角一次棱角的板状,长轴多平行层面排列,但分布不均匀。泥晶灰岩中的砾石一般在5毫米以下,粉屑及细砂屑灰岩中的砾石,可达1—2厘米。这类石灰岩可能是细粒碎屑流沉积。

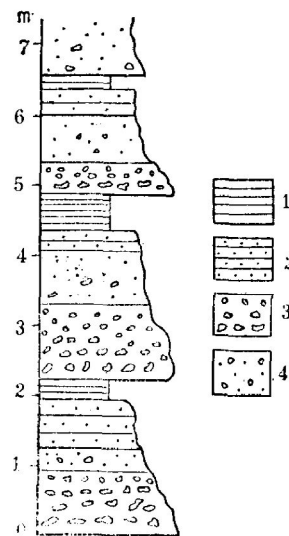


图3 浊积石灰岩的沉积序列
(平凉组第二段下部,富平赵老峪)

1. 薄板状石灰岩或页状石灰岩
2. 薄层状细粒砂屑灰岩 3. 粗粒砂屑灰岩含砾屑 4. 角砾石灰岩

三、杂乱角砾石灰岩的形成机理

(一) 沉积物来源

平凉组杂乱角砾石灰岩的砾石,按来源可分为二种类型,一类是盆地内深水成因的岩石破碎成的,如深灰色的薄板状石灰岩、页状石灰岩、泥晶角砾石灰岩和凝灰岩等,这类砾石称为内源砾石;另一类是外来的浅水台地成因的岩石破碎成的,如浅灰色的亮晶砂屑灰岩、角砾石灰岩等,称为外源砾石。

内源砾石多呈棱角状,或为形态不规则的褶皱岩块。它们可能是深水斜坡上的固结

或半固结的沉积层，由于大规模的滑塌作用发生强烈的褶皱和错断，尔后又因滑动作用崩解的。褶皱岩块可能来自滑塌块体的趾部，大的板状岩块可能来自滑塌块体的体部，而较细的板状角砾，则可能是由碎裂严重的褶皱岩块进一步崩解成的。

外源砾石多呈浑圆状，内部不具任何变形构造，显然，它们是在被搬运到深水区以前，就已经固结成岩，并为流水或波浪磨圆。这些圆砾可能来自时代较老的地层，虽然目前还不能准确地确定它们的时代，但是，根据亮晶砂屑灰岩砾中含有硅化的鲕粒白云岩砂屑，推测其时代要比平凉组的老。

杂乱角砾石灰岩的砾间充填物，主要为球粒、内碎屑、鲕粒、核形石和石英砂，它们也是来自浅水台地，在发生再沉积作用以前，可能处于松散状态。

（二）搬运和沉积方式

本区的杂乱角砾石灰岩，以其碎屑大小混杂，排列无序，分选很差，含灰泥，以及巨砾呈“漂浮状”散布等特征，表明它们主要是以碎屑流方式搬运，在坡度变缓，重力产生的向下坡的剪应力不再大于流动强度时，突然停止运动，结果就形成了与围岩界限截然，缺乏内部层理的混杂沉积层。

目前，关于碎屑流的理论研究，都是以粘土—水悬浮体为基质^[4-8]。而碳酸盐碎屑流主要为灰泥—水基质，这种基质的强度还不清楚。为了说明碳酸盐碎屑流的搬运机理，我们先借助于以粘土—水悬浮体为基质的碎屑流研究成果，假定灰泥—水基质与粘土—水基质有同样的性质，做一些粗略分析。

碎屑流是一种具有屈服强度的高浓度的非牛顿沉积物分散体。其中，粗颗粒受粘土—水基质的强度和浮力支撑，而浮力的大小取决于颗粒与基质的密度差，以及由粗颗粒负载引起的孔隙压力的增大。根据汉普顿（1979）^[7]的研究，随着颗粒浓度的增大，碎屑流的浮力和起动能力也将增大。富平的杂乱角砾石灰岩中，颗粒占97%，灰泥占3%。假定灰泥与高岭石的性质近似，而且原始的灰泥—水基质的浓度为40%，那么原始碎屑流各组分的重量百分数应分别为：颗粒93%，灰泥3%，水4%。按汉普顿（1975, 1979）^[6, 7]的方法计算，基质能起浮的最大颗粒直径应为2厘米。然后，再把颗粒的重量百分数换算成相当的体积百分数87.5%，经查表得出，碎屑流的起浮能力比纯基质的起浮能力大7倍。因此，该碎屑流能起浮的最大颗粒直径可以达到14厘米。在上述计算中，我们假定的基质浓度很高，即使这样，基质的强度和浮力，仍远远不能支撑其中直径达1米的巨砾或岩块。而这些岩块之所以能继续搬运，可能是由于颗粒碰撞产生的分散压力引起。更大的厚数米、长数十米的岩块的迁移，则可能是滑动引起的。

本区平凉组中夹有大量凝灰岩，说明地壳活动较为强烈，因此，周期性的地震作用应为本区杂乱角砾石灰岩原始物质的崩解和迁移的最主要的触发因素。

四、沉积环境

海下碎屑流一般沉积在斜坡向盆地转变的边缘地区。但是，水的深度并没有特别的限定，这只能根据具体的碎屑流及其共生岩石的沉积特征确定。

富平的杂乱角砾石灰岩，呈席状夹在巨厚的深灰色薄板状石灰岩和页状石灰岩中，

这些薄层石灰岩, 以其含有陆源粘土和粉砂, 颜色较暗, 夹纹层状放射虫燧石岩, 含大量外来碳酸盐碎屑, 缺乏底栖生物化石, 以及含放射虫和网格状水平虫迹等特征, 表明为深水成因^[9,10,12]。其深度可根据含放射虫的燧石岩来推论。在平凉组第一段, 有一层厚约9米的黑色薄板状燧石岩夹薄板状石灰岩。这套燧石岩含放射虫, 纹层发育, 应为原生沉积。一般认为, 原生的纹层状燧石岩形成于碳酸盐补偿深度以下的深水环境, 深度可达数千米。在欧洲南阿尔卑斯, 侏罗纪的大陆边缘相和本区平凉组的沉积类似^[9,10], 它们也主要为薄板状的石灰岩夹放射虫燧石岩的滑塌沉积层。许靖华教授认为, 这套沉积地层是在海洋扩张初期, 陆壳很快下沉时沉积的。由于最初张开的海底深度为2600米左右, 所以陆壳上的燧石岩沉积时的深度应该小于2600米, 大概为2200—2300米。本区的平凉组也是在大陆壳上沉积的, 因此, 最大水深可能已接近1000米。

根据平凉组中滑塌构造的褶皱轴一般向南或南东倾伏, 粒序层角砾石灰岩中, 呈叠瓦状排列的砾石最大扁平面向北倾斜, 以及角砾石灰岩向南东方向厚度变薄、粒度变细等特征, 可以确定, 平凉组沉积时, 该区北侧为一向南偏东的方向倾没的古斜坡。

这个结论也可由薄板状石灰岩和页状石灰岩的板状交错层和小流水波痕的构造指向得到佐证。这些流水构造的指向, 一般为南西30—60度。这个与古斜坡倾没方向近于直交的方向, 不代表顺斜坡下流的流动方向。因为这类岩石很细, 成层良好, 分布较广, 而且古流向没有漫流散射的趋势, 所以, 我们认为它们可能代表海底等深流 (Contour Currents) 的流向。等深流见于现代大陆边缘陆隆区, 是一种平行斜坡边缘流动的高密度底流, 其沉积物主要为薄层状 (小于5厘米) 的粉砂和泥, 具小型流水构造和粒序性。古代的等深流沉积报道较少, 有关碳酸盐岩的等深流沉积的报道, 仅见于中东地区白垩纪的大陆边缘相一处^[11], 其特征与本区的沉积类似。

总的说来, 平凉组为深水盆地的边缘沉积, 但是各段在沉积时, 水深和地理位置不尽相同。第一段夹有厚的纹层状燧石岩, 深度应最大, 沉积位置靠近盆地一侧; 第二段至第三段, 夹大量杂乱角砾石灰岩和粒序层角砾石灰岩, 沉积位置在古斜坡边缘, 水深较第一段的浅; 第四段, 页状石灰岩中含里亨珊瑚斑块, 水深应更浅, 沉积位置可能在斜坡上部。图4简要说明了平凉组深水盆地边缘的沉积模式和邻近盆地的斜坡内的沉积序列。

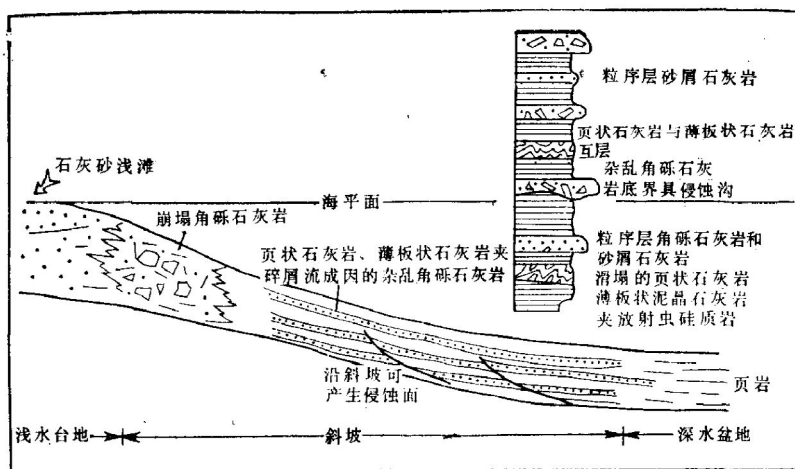


图4 平凉组深水盆地边缘的沉积模式和邻近深水盆地的斜坡内的沉积序列示意图

五、盆地成因的讨论

众所周知,在马家沟组沉积时,渭北地区与华北地台为一个统一的浅水碳酸盐台地。但是,到中奥陶世平凉组沉积时,从陇县至富平、蒲城一带,多数地区已变为深水沉积盆地。据富平的资料看,最大水深可能接近一千米,其沉积特征可以同欧洲南阿尔卑斯的侏罗纪大陆边缘相对比。其次,富平地区的杂乱角砾石灰岩中,含有较老地层的石灰岩圆砾和磨圆很好的石英砂,反映盆地北侧的台地曾有较大幅度的升起。这种沉积环境的突变和地形上的巨大差异,用通常的海进海退作用解释,不能令人满意。另外,在陇县段家峡,平凉组中发现有类复理石沉积,其中还夹有角砾石灰岩的小透镜体。这一现象说明,在中奥陶世,该区主要有二个物源区,角砾石灰岩的碎屑来自盆地北部边缘的碳酸盐岩;类复理石沉积物和平凉组的火山碎屑物,则来自盆地南侧或西南侧的火山活动强烈的陆源区。在秦岭和祁连山北侧,奥陶纪沉积主要为砂、页岩互层夹巨厚的火山碎屑岩。王鸿祯认为该区当时为岛弧海^[12]。这样,渭北地区的南部及西南部物源区就可能是突出于海面的一系列岛弧,渭北地区应是弧后盆地的大陆边缘。如果这一设想是合理的,那么,渭北地区在中奥陶世,由浅水碳酸盐台地下沉为深水的大陆边缘,就可能是由于弧后盆地的张裂下沉引起的。

结 语

富平平凉组的杂乱角砾石灰岩,为海下碎屑流沉积。其主要鉴定标志为:碎屑大小混杂,排列无序,分选很差,巨砾和岩块呈漂浮状散布,不含亮晶胶结物,内部缺乏层理,与周围岩层界限截然。

在中奥陶世平凉组沉积时,富平处于深水盆地的边缘,其最大水深可能接近一千米。北侧为一向南倾没的古斜坡。平行斜坡有等深流存在。

杂乱角砾石灰岩主要由内源砾石组成,它们是深水斜坡上固结或半固结的沉积物,因滑塌和滑动作用崩解,以沉积物重力的方式迁移,在盆地边缘沉积的。

渭北中奥陶世深水盆地,可能是在马家沟组沉积后,因秦岭、祁连山北侧的弧后盆地的张裂作用,下沉为大陆边缘盆地的。这一设想是否正确,尚待进一步工作证实。

(收稿日期 1980年11月6日)

主要参考文献

- [1] Mountjoy, E. W., Cook, H. E., Pary, L. C., McDaniel, P. N., 1972, Allochthonous carbonate debris flows.——Worldwide indicators of reef complexes, banks or shelf margins. XXIV IGC. Montreal, Canada, Trans., 6, 172—189
- [2] Abbate, E., Bortolotti, V., and Passerini, P., 1970, Olistostromes and olistoliths. Sedim. Geol. 4, 521—557.
- [3] Seilacher, A., 1967, Bathymetry of trace fossils. Mar. Geol., 5, 413—428
- [4] 李汉瑜, 1979, 国外对浊流沉积的认识与研究. 地质地球化学, 第7期.
- [5] H. 布拉特等, 1972, 沉积岩成因. 沉积岩成因翻译组, 科学出版社, 1978.
- [6] Hampton, M. A., 1975, Competence of fine grained debris flows. J. Sedim. Petrol., 45, 834—844

- [7] Hampton, M.A., 1979, Buoyancy in debris flows, *J. Sedim. Petrol.*, 49, 753—758.
- [8] Rupke, N. A., 1978, Deep clastic sea. In *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. by H. G. Reading): P372—415. Blackwell Scientific Publication, London.
- [9] Jenkyns, H. C., 1978, Pelagic environments, *idem*, P314—371.
- [10] Wilson, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, New York.
- [11] Bein, A. and Wellker, Y., 1976, The Cretaceous Talme Yafe Formation: A contour current shaped sedimentary prism of calcareous detritus at the continental margin of the Arabian Craton. *Sedimentology*, 23, 511—532.
- [12] 王鸿祯, 1978, 论中国地层分区. 地层学杂志, 第2期.

DEEP WATER CARBONATE DEBRIS FLOW IN THE MIDDLE ORDOVICIAN PINGLIANG FORMATION OF FUPING, SHAANXI

Mei Zhichao Chen Jingwei Lu Huanyong Li Wenhou

(*Department of Geology, Northwest University*)

Abstract

A chaotically brecciated limestone is found in the Pingliang formation of the Middle Ordovician in Fuping area, Shaanxi province. It occurs as bedded or sheet strata in, and in sharp contact with, the foliated and thinly tabular limestones. The fragments of it are highly varied in size and chaotically distributed, with the giant being 1×7m or larger. This limestone is lack of stratification and sorting, in which floating boulders and blocks are scattered in the matrix of finer clasts. These features show that it is of deep water carbonate sediments of debris. This limestone is dominantly composed of breccias of inner basin source. These clasts, formed by gravity sliding of consolidated or semiconsolidated sedimentary layers on slope of deep water basin, are transported by gravity and have accumulated on the margin of the basin floor.

In the Middle Ordovician, the Fuping area was located on the northern margin of the deep water basin, where the maximum water depth was nearly one thousand metres. After the deposition of the Early Ordovician Majiagou formation, this area was subsided to form a deep water basin on the continental margin, by the tension fracturing of the back-arc basin on the northern side of the Qinling and Qilian Mountains.