

再论安徽沿江地区中二叠统栖霞组 砾屑灰岩的成因

杜叶龙,李双应,贾志海,王松

合肥工业大学资源与环境工程学院,合肥,230009

内容提要:安徽沿江地区中二叠统栖霞组地层厚度大,有机质含量高,保存条件良好,其广泛发育的砾屑灰岩也是人们重点关注的对象。但对砾屑灰岩的成因一直存在不同的观点,这对下扬子地区二叠纪古地理恢复及油气勘探等无疑是一种制约。因此,确定栖霞组砾屑灰岩的成因及沉积相意义重大。根据砾石的颜色、含量、产出形态、粒径和圆度等,本文将栖霞组砾屑灰岩分出四种不同类型。综合国际上对砾屑灰岩的成因认识及前人对本区的研究成果,并结合本文研究,对栖霞组砾屑灰岩的成因进行深入讨论。讨论结果显示,砾屑灰岩应为斜坡沉积产物。另外,由于斜坡坡度的差异,分别发育不同的砾石形态、砾石与基质的组合及岩相特征。栖霞组砾屑灰岩的斜坡相沉积可以进一步分为斜坡上部、斜坡中部和斜坡下部。

关键词:砾屑灰岩;栖霞组;二叠系;安徽沿江地区

下扬子地区二叠系栖霞组发育十分广泛,生物化石丰富,研究程度较高,不仅在生物地层方面(张遴信,1983),而且在岩相、沉积环境和古地理等方面均做过大量的研究工作(杨万容等,1984;冯增昭等,1991)。但对于栖霞组的沉积相一直存在不同的观点,其根本原因就是砾屑灰岩的成因看法不同。目前就栖霞组砾屑灰岩的成因主要存在两种观点:①碳酸盐岩台地沉积,经差异压实形成(冯增昭等,1991);②台地碳酸盐岩破碎后被搬运至斜坡沉积(李双应等,2001;李双应和岳书仓,2002)。这种观点上的分歧对于下扬子地区古地理研究无疑是一种制约。二叠系栖霞组暗色碳酸盐岩沿江地区保存较好,尤其是广泛发育砾屑灰岩的层段,烃源岩有机质丰度高、厚度大,保存条件良好,具有较高的蕴油潜力和良好的油气勘探前景(张义楷等,2006)。因此,进一步确定安徽沿江地区二叠系栖霞组砾屑灰岩的成因对于研究下扬子地区二叠纪古地理和盆地演化以及油气资源的预测与勘探均具有重要的理论和战略意义。

1 区域地质概况及岩相特征

1.1 区域地质背景

安徽沿江地区在大地构造位置上属于下扬子地

块,东南部与华夏板块以江绍断裂为界,西北以郯庐断裂为界与华北板块及大别造山带相隔,面积200000km²。研究区位于下扬子地块安徽境内的沿江地区(图1),笔者等实测了巢湖177高地、平顶山西坡和铁四局采石场,无为白牡丹山,南陵丫山五条剖面,对比了栖霞组地层和砾屑灰岩发育特征。

1.2 栖霞组地层特征

安徽沿江地区中二叠统栖霞组广泛发育,厚148~230m,依岩性可分为6段。底部碎屑岩段,厚0.1~1m,灰、灰黄、灰黑色页岩、钙质页岩和炭质页岩,夹少量煤层,产腕足类、双壳类和植物化石等。下部臭灰岩段,厚31~97m,灰至深灰色砾屑灰岩和灰黑色薄至中层含沥青质灰岩,含鲕、珊瑚、腕足类等。下硅质层,厚5~28m,主要为黑色薄层硅质岩、硅质页岩和富含硅质条带的灰岩。中部含燧石结核灰岩段,厚37~85m,灰、深灰色含燧石结核灰岩和中厚层状灰岩,富含鲕、珊瑚、腕足类等化石。上硅质层,厚5~30m,为深灰、灰黑色薄层硅质岩、硅质页岩、燧石条带灰岩。顶部灰岩段,厚9~39m,灰、浅灰色砾屑灰岩、厚层状灰岩和少量白云质灰岩,含鲕、珊瑚、腕足类等化石。

1.3 砾屑灰岩特征

砾屑灰岩主要发育在栖霞组的臭灰岩段和顶部

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号40972082、40572076)和安徽省自然科学基金资助项目(编号070415205)的成果。

收稿日期:2011-06-20;改回日期:2011-10-25;责任编辑:章雨旭。

作者简介:杜叶龙,男,1985年生。博士研究生。主要从事沉积环境和沉积相方面的研究。通讯地址:230009,安徽省合肥工业大学资环学院;Email:longyi258015310@163.com。

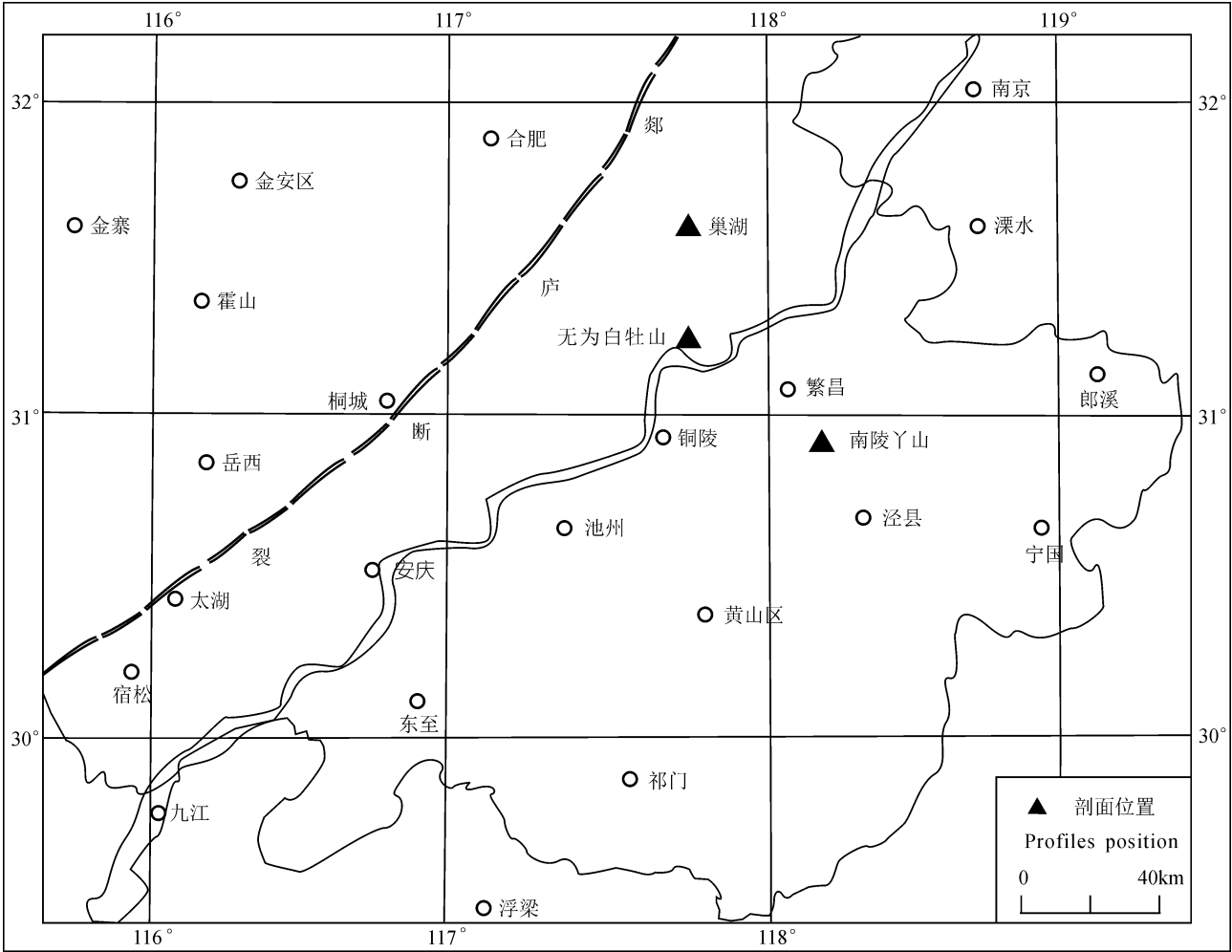


图 1 研究区剖面位置图
Fig. 1 Map showing studied area and location of the sections

灰岩段,上、下硅质层偶见有孤立灰岩团块,呈漂浮状。基质呈深灰色到黑色,与基质相比,砾石颜色较浅,常为灰色、浅灰色,一般不具层理特征,因其形状似“眼球”,所以也常称作“眼球”状灰岩,分布在砾石周围的基质则相应的称为“眼皮”。根据砾石形态和组构特征,研究区栖霞组砾屑灰岩可分为四种类型。第一类砾石呈次圆状、次棱角状至棱角状(图 2f、h),在研究区栖霞组的臭灰岩段和顶部灰岩段广泛发育,砾石含量 60% ~ 80%,颗粒之间以点接触到线接触为主,砾石一般顺层排列或不具层状特征,常出现砾石的长轴垂直或斜交层面。粒径表现为双众数特征,一类是粒径 10 ~ 40cm,最大可达到 100cm,占主要部分,另一类是粒径 2 ~ 10cm,含量相对较小。砾石之间的孔隙内被黑色基质所充填,常具有顺层面流动特征,发育水平纹层、小型波状纹层及丘状层理。第二类砾石为角砾状砾石(图

2c),发育在黄灰至浅红色灰岩中,为浅棕—棕色的砾屑或砂屑,灰岩风化面为黄色,仅见于南陵丫山栖霞组顶部灰岩段。手标本中可见岩屑呈棱角状至次棱角状,颗粒之间一般无接触至点接触。镜下显示岩屑为生物碎屑粒泥灰岩或泥晶灰岩(图 2d、e),主要呈棱角状和次棱角状,少量为尖棱角状和次圆状,具明显的黄色或灰色,与周围的灰—微红色基质界限突出。岩屑中常发育较多的生物化石,包括有孔虫、藻类等,在岩屑的边缘可见到有截断的化石或非化石颗粒(图 2d),且在岩屑中见有较细的方解石脉而终止于岩屑的边界(图 2e)。岩屑的粒径从 0.1mm 至 1.5cm 以上,最大可达 5cm(图 2c)以上,分选极差。基质中常常发育压溶作用,形成压溶缝合线(图 2d)。第三类砾石不同于前两类之处在于其具有良好的层状特征(图 2b),分布于栖霞组的臭灰岩段和顶部灰岩段,在研究区发育也较为广泛。

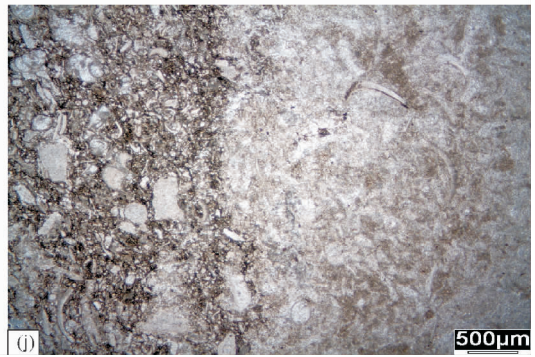
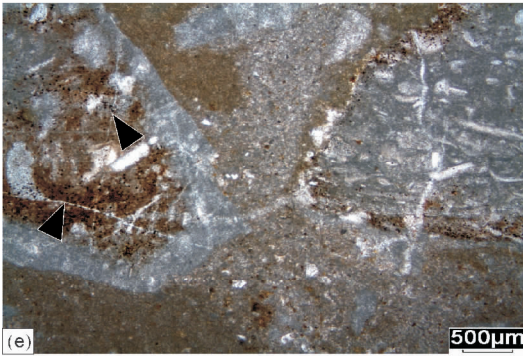
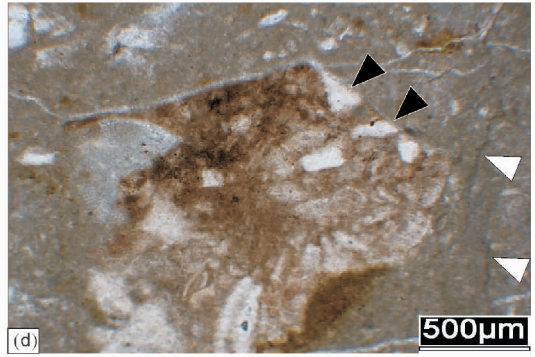


图2(a)—巢湖平顶山西坡中二叠统栖霞组下硅质层孤立的硅质岩和灰岩团块,垂直长30cm;(b)—南陵丫山栖霞组臭灰岩段层状砾屑灰岩,层间具有顺层流动的黑色基质,笔长13cm;(c)—南陵丫山栖霞组顶部灰岩段角砾状砾屑灰岩,手标本抛光面;(d)—图(c)的微相照片,砾屑—砂屑粒泥灰岩,岩屑边缘有截断的颗粒(黑色箭头所示),基质中发育压溶线(白色箭头所示),单偏光;(e)—图(c)的微相照片,砾屑—砂屑粒泥灰岩,岩屑中发育细方解石脉,截断于岩屑的边缘(黑色箭头所示),单偏光;(f)—无为打鼓村采石场栖霞组臭灰岩段砾屑灰岩,黑色的基质分布在砾石间的孔隙内,具有流动特征,相机镜头盖直径8cm;(g)—巢湖铁四局采石场栖霞组顶部灰岩段漂浮灰岩,锤子长30cm;(h)—巢湖177高地采石场栖霞组顶部灰岩段砾屑灰岩,相机镜头盖直径8cm;(i)—巢湖平顶山西坡栖霞组臭灰岩段砾屑灰岩,硬币直径2.5cm;(j)—图(i)的微相照片,左边为深色基质,右边为浅色砾石,均为生物碎屑泥粒灰岩,基质中的颗粒具有流动特征,单偏光

Fig. 2 (a)—Isolated silicolites and limestone lump of the lower silicon member of the Middle Permian Qixia Formation, the western side of the Mount Pingding in Chaohu, the ham is 30cm long; (b)—bedded rudstone of the swine limestone member of the Qixia Formation, Yashan mountain in Nanling Country, black matrix flow between the beds, the pen is 13cm long; (c)—brecciated rudstone of the top limestone member of the Qixia Formation, Yashan mountain in Nanling Country, polished surface of a specimen; (d)—microfacies of the photo (c), calcirudite—calcareenite wackestone, with truncated grains at the carbonate clast margin (black arrows), pressure solution stylolite in the matrix (white arrows), polarized light; (e)—microfacies of the photo (c), calcirudite—calcareenite wackestone, with calcite veins truncated at the carbonate clast margin (black arrows), polarized light; (f)—rudstone of the swine limestone member of the Qixia Formation, the quarry of Dagu village in Wuwei Country, the black matrix spreading interspace of gravels, showing flow performance, lens cap diameter is 8cm long; (g)—floatstone of the top limestone member of the Qixia Formation, Railway No. 4 Engineering Group in Chaohu, the ham is 30cm long; (h)—rudstone of the top limestone member of the Qixia Formation, 177 highland in Chaohu, lens cap diameter is 8cm long; (i)—rudstone of the swine limestone member of the Qixia Formation, the western side of the Mount Pingding in Chaohu, the coin diameter is 2.5cm long; (j)—microfacies of the photo (i), the matrix with deep colour on the left side and gravel with light colour on the right side, they are all bioclastic packstone, flowing grains in the matrix, polarized light

呈薄层状到中层状,砾石间常呈凹凸式接触,砾石粒径变化较大,20~200cm之间。层间具有顺层流动的黑色基质,发育水平纹层和小型波状纹层。第四类砾石为次棱角状、棱角状和次圆状(图2i),发育于栖霞组的臭灰岩段。砾石含量达90%以上,砾石间呈点接触至线接触,粒径从不足1cm至14cm以上,大小砾石混杂堆积,不具层状特征。砾石间的深色基质具有流动特征。微相特征显示砾石和基质均为生物碎屑泥粒灰岩(图2j),颗粒为化石,浅色砾石中主要为藻类(多为红藻),其次为蛭、有孔虫、介形虫、棘皮类、腕足类、腹足类等软体动物碎屑。深色基质发育的化石种类与砾石相似,但藻类有所减少,而软体动物贝壳居多,另发育有少量珊瑚碎片,基质中颗粒具有流动特征。砾石与基质之间岩相界限显著,两者呈突变接触。四种类型的砾屑灰岩中以第一和第三类最为发育,占主导地位,其余两类发育相对较少。另外,在巢湖地区栖霞组的臭灰岩段和顶部灰岩段常发育少量漂浮灰岩(图2g),砾石呈磨圆度良好的椭球状,含量10%~20%,砾石间一般不接触,呈漂浮状立于薄层状灰岩中,粒径15×40cm,顺层排列;在上、下硅质层有少量次圆状和次棱角状的砾石,与硅质岩团块共生(图2a),或形成孤立灰岩团块。

2 砾屑灰岩的成因

砾屑灰岩是异地灰岩的典型代表,在斜坡处常常由于重力作用发生滑动沉积、滑塌沉积和碎屑流沉积,把大的碳酸盐岩岩块搬运来再沉积(Molina and Vera, 2008),形成一些奇怪的“外来者”。虽然异地砾屑灰岩的供给方式有线源式(Mullins and Cook, 1986)和点源式(Tucker and Wright, 1990; Payros and Pujalte, 2008)两种不同的沉积物供给类型,但是台地及台地边缘半固结的碳酸盐岩受地质营力破坏后沿斜坡发生重力流沉积多为局部的,这就使得这些异地搬运来的灰岩砾石一般呈层状、透镜状,厚度可从几十厘米变化到几十米,横向上常常不连续,出现突然的缺失,而只有相伴原地沉积的基质(Luczyński, 2002; Kobayashi et al., 2005)。在重力作用沿碳酸盐岩斜坡引发块体运动、浊流和碎屑流沉积的同时,由于基质为松软的,所以基质中常会出现浅水的颗粒组分(López-Doncel et al., 2007),在沉积后接受压实—压溶成岩作用时,松软的基质要比砾石压实—压溶作用程度更深,常形成压溶缝合线(Luczyński, 2001)。

对于碳酸盐岩砾石的形成,除了沉积成因的外,还有非沉积角砾岩、构造角砾岩和成岩角砾岩。

Blending(1996)对意大利北部白云岩山脉中马尔莫拉达台地研究认为,其中三叠世碳酸盐岩工厂就在斜坡上,这些斜坡上的原地沉积物局部遭受原地自动角砾岩化作用的改造而形成砾石。但非沉积角砾岩常常与地表暴露有关,形成的砾石与基质常常具有白云岩化,化石不发育,基质中常含红色粘土杂基,发育有蒸发岩并伴随有脱白云石化结构(Blount and Moore, 1969),胶结物一般为大气淡水的常见。Harris(1993, 1994)对白云岩山脉中同期的莱特玛台地研究则认为,台地边缘 20~30m 的粘结岩遭受侵蚀,因而形成了斜坡沉积的主要物源。构造角砾岩与强烈的断层活动有关,该类砾石靠近断层,基质为粗粒亮晶方解石或粒状碳酸盐岩碎屑(Blount and Moore, 1969)。成岩角砾岩是岩石沉积以后经后期的成岩作用改造形成的假角砾岩或缝合状角砾岩(Flügel, 2004),假角砾由重结晶作用所形成,颜色较基质更暗,呈不规则的斑块状;缝合状角砾岩是由压溶作用所形成,砾石间为缝合线接触,基质含量较少。

已有研究显示安徽沿江地区中二叠统栖霞组发育的砾石与基质不仅外观形态差别较大,其组成成分也表现出显著的不同(李双应和金福全, 1995; 李双应等, 2001; 李双应和岳书仓, 2002)。砾石为生物碎屑泥粒灰岩,含有蠕等有孔虫、珊瑚、腕足类和藻类(红藻居多)等化石,含泥很少,富 Ca 贫 Mg, $V/V + Ni$ 为 0.36,属于含氧环境;基质为硅质粒泥灰岩或生物碎屑泥粒灰岩,含腕足类、有孔虫(部分个体较小)和介形虫等,缺乏藻类,富 Mg 贫 Ca, $V/(V + Ni)$ 为 0.48,属于贫氧至缺氧环境。中上扬子地区栖霞组砾屑灰岩无论在外观形态还是组分特征都表现出相似的特征(冯增昭等, 1991; 李双应等, 2008; 罗进雄和何幼斌, 2010),整个扬子地区中二叠统栖霞组的砾屑灰岩具有良好的可比性。

研究区栖霞组沉积期无地表暴露和强烈的构造活动,对于砾屑灰岩的成因主要是成岩成因和沉积成因两种观点,第一种观点认为开阔台地沉积的碳酸盐岩,受阶段性和周期性的上升流缺氧沉积作用的影响,在沉积后受差异压实作用形成具不同形态特征的砾石与基质(冯增昭等, 1991; 罗进雄和何幼斌, 2010)。第二种观点则认为砾石是开阔台地及台地边缘沉积的弱固结的碳酸盐岩,经地质营力的催动使其破碎,被碎屑流搬运至碳酸盐斜坡与深水缺氧环境的基质混合沉积(李双应等, 2001, 2008; 李双应和岳书仓, 2002; 杜叶龙等, 2010)。

3 讨论

对于栖霞组砾屑灰岩的成因,不同学者从不同角度分别对其做了解释。从已有的研究成果来看,砾石与基质的差别无论是化石组合的不同还是化学成分的差异都只能说明砾石形成于含氧环境,而基质形成于缺氧环境。对于栖霞组砾屑灰岩成因的两类解释笔者认为差异压实解释中存在一定不合理之处,而倾向于第二种观点,即为斜坡沉积产物。

若砾石与基质同为原地沉积产物(冯增昭等, 1991; 罗进雄和何幼斌, 2010),周期性的上升流造成缺氧沉积,则砾石应与基质发育韵律层理或互层沉积,而非砾石与基质混杂沉积。

对于砾石本身常呈次圆状、次棱角状和浑圆状,巢湖地区的砾石磨圆度更是极好,它们与基质混合沉积在一起,这么好的磨圆度是差异压实作用或间歇性的动荡水流所不能形成的,而应该是长距离搬运磨蚀的结果。

当上升流带来的基质缺氧沉积作用为主时(吕炳全和瞿建忠, 1989),含氧环境的沉积是很微弱的。在缺氧沉积的基质中不仅含有含氧的砾屑,而且镜下可见基质中的颗粒粒度差别较大,并含有碳酸盐岩砂屑,岩屑常呈黄色或灰色,在岩屑的边缘可见到有截断的化石或非化石颗粒(图 2d),且在岩屑中有发育较细的方解石脉而终止于岩屑的边界(图 2e)。这说明砾石的形成要早于它的沉积,后被破碎搬运至此与原地沉积的基质堆积在一起。

岩石沉积后遭受后期的压实—压溶作用,与砾石相比,基质中常发育压溶缝合线,这也说明砾石是先形成的,在埋藏压溶作用阶段,松软的基质要比相对坚硬的砾石压实—压溶作用程度更深。

巢湖平顶山栖霞组臭灰岩发育的砾屑灰岩(图 2i)砾石含量达 90% 以上,砾石间呈点接触至线接触,粒径从不足 1cm 至 14cm 以上,大小砾石混杂堆积,不具层状特征,微相上也可以看到浅色砾石与深色流动基质具有明显的相变。这种大小混杂而紧密堆积的灰岩碎屑常常为特殊的碎屑流产物(Flügel, 2004)。

基质中既有腕足类、珊瑚、有孔虫、腹足类、介形虫等化石,也有小个体的有孔虫,同时还发育孤立倒置的 *Polythecalis*(李双应等, 2001; 李双应和岳书仓, 2002),这是冲刷搬运后的结果,造成不同环境的生物共存。

研究区砾屑灰岩在不同地方具有不同的形态,

横向上的连续性较差,并且会出现缺失,而基质部分则在整个区域完整而连续,这也指示碎屑流发育具有局部性,而且在不同地方不同层段碎屑流发育的程度不同。

砾石间的黑色基质常发育水平纹层、小型波状纹层及丘状层理,这是斜坡处等深流常发育的特征,并且从斜坡中部到斜坡脚发育程度常增高 (Holliste and Heezen, 1972; Michels et al., 2001; Bryn et al., 2005)。

二叠纪下扬子地区虽然处于被动大陆边缘 (任纪舜, 1990; 张国伟等, 2004), 但是具有一定的构造活动, 地壳差异抬升变化较大, 造成深水浅水交互沉积, 甚至下扬子地块可能是独立于华北和中上扬子地块位于古特提斯洋域的一个独立构造单元 (吴根耀等, 2002; 马力等, 2004), 形成孤立碳酸盐岩台地, 在构造活动的影响下台盆之间由于重力作用发生碎屑流沉积。

以上讨论显示, 栖霞组砾屑灰岩的成因只用差异压实作用来解释是有些欠缺的, 更多的应是斜坡沉积的结果。尽管缺乏指示斜坡上部沉积的大的角砾岩和巨砾, 但整个研究区的碳酸盐岩岩屑从尖棱角状到浑圆状, 粒径从 0.1mm 至 200cm 以上, 其形

成早于周围的基质且明显具有搬运特征。因此, 用斜坡沉积还是很好地解释了其砾屑灰岩的成因。整个扬子地区二叠纪栖霞期广泛发育贫氧至缺氧沉积 (吕炳全和瞿建忠, 1989; 吴胜和等, 1994; 颜佳新等, 1998), 这与砾屑灰岩的沉积环境是吻合的。

4 砾屑灰岩沉积相模式

台地及台地边缘沉积的碳酸盐岩处于半固结或弱固结的状态, 受到一定的地质营力的催动而破碎, 由碎屑流沿着斜坡向下搬运并沉积, 形成大到 2m 的砾石和小到 0.1mm 的岩屑在基质中混杂堆积。碎屑流的搬运距离可以很长, 最远可以达到上百千米 (Coniglio and Dix, 1992)。由于斜坡坡度的差异, 砾石被搬运的距离不等, 其磨圆度也相应不同。在斜坡处由于科里奥利力的作用和温度、盐度的差异形成等深流, 砾石间的黑色基质沿斜坡走向常发育水平纹层和小型波状纹层, 且常沿砾石呈弧状分布。根据砾石形态、砾石与基质组合特征以及岩相特征的不同, 可以识别出研究区栖霞组砾屑灰岩的斜坡相沉积特征, 并且可以进一步分为斜坡上部、斜坡中部和斜坡下部 (图 3)。

斜坡上部, 发育于南陵丫山栖霞组顶部灰岩段

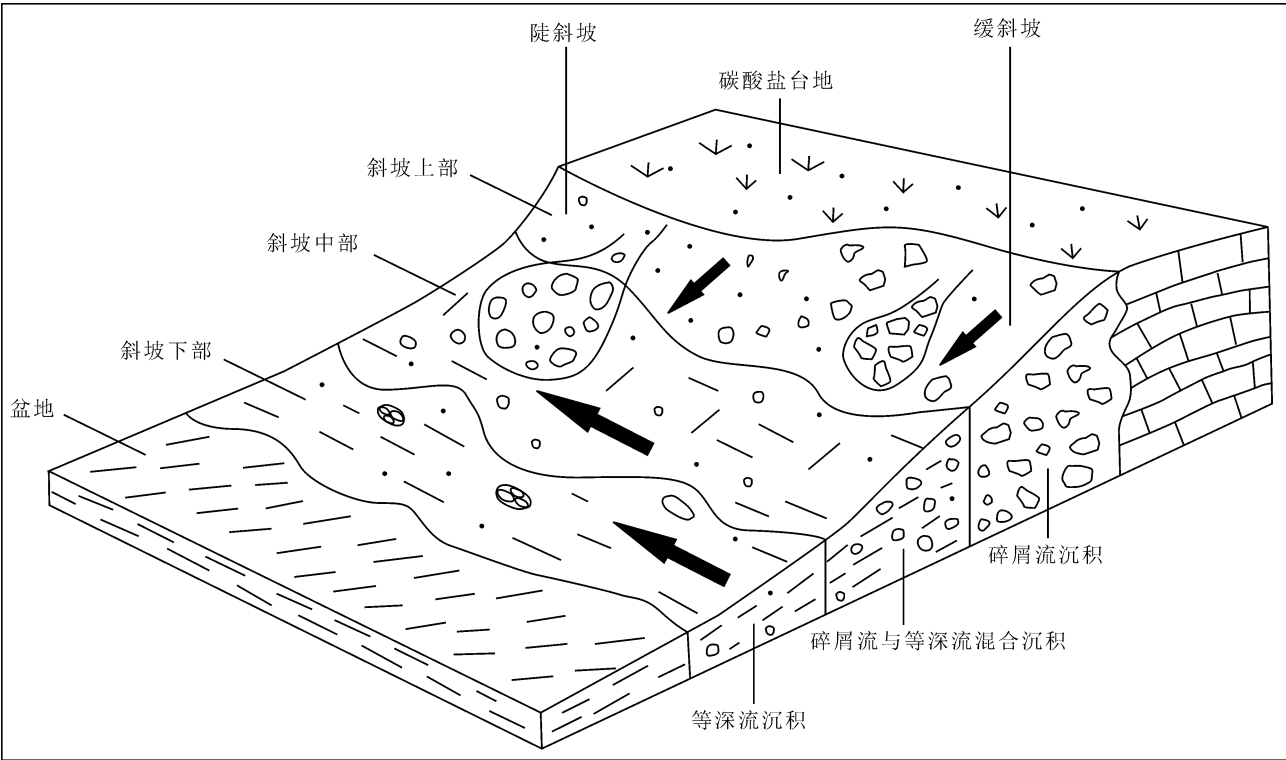


图 3 安徽沿江地区二叠系栖霞组碳酸盐岩斜坡沉积模式图 (据李双应和岳书仓, 2002; 修改)

Fig. 3 Sedimentary model of carbonate slope in the Qixia Formation of Permian along lower Yangtze River, Anhui Province (modified after Li Shuangying et al., 2002)

(杜叶龙等,2010)。斜坡坡度较缓,主要为棱角状和次棱角状的角砾状灰岩(第二类砾屑灰岩),岩屑具明显的黄色或灰色,与周围的灰—微红色基质界限突出。台地上形成的碳酸盐岩被破碎并搬运至斜坡上部,由于坡度较缓而得以沉积下来,形成岩屑中孤立发育的方解石脉和边缘被截断的颗粒。由于搬运距离较短,磨圆度较差形成棱角状的灰岩碎屑,粒径从0.1mm至5cm以上,分选极差,大小灰屑混杂堆积在斜坡上部。

斜坡中部,在研究区广泛发育,主要为栖霞组的臭灰岩段和顶部灰岩段。斜坡在上部较陡,被碎屑流搬运的砾石在此处一般沉积的较少,属于“过路型”斜坡,而在斜坡的中部坡度则已经变缓,被搬运来的砾石在此处沉积,主要发育第一类、第三类和第四类砾屑灰岩,另外还有少量的漂浮灰岩。由于搬运的距离较远,砾石常具有良好的磨圆度,呈浑圆状、次圆状和次棱角状,大小砾石混合沉积。砾石间为黑色基质充填,等深流的作用常使其沿斜坡走向发育小型波状、纹层状和丘状层理。

斜坡下部,主要发育在栖霞组的上、下硅质层段,发育孤立灰岩团块,典型的见于巢湖地区。主要为黑色基质和上升流带来的硅质组分的沉积,受等深流作用沿斜坡走向沉积,发育黑色硅质粒泥灰岩,砾石含量较少,为磨圆度中等到好的孤立灰岩团块,或与硅质岩团块共生,形成大的漂浮砾岩团块(李双应和岳书仓,2002)。

5 结论及展望

对于安徽沿江地区二叠系栖霞组砾屑灰岩的成因和沉积相等,不同学者分别从不同角度对其做了大量的工作,并给出了不同的解释。这对本区二叠纪沉积环境、沉积相和古地理演化的进一步研究及油、气勘探的指导等都做出了重要的贡献。

本区栖霞组砾屑灰岩的成因存在两种不同的观点,经过讨论发现成岩压实作用解释砾屑灰岩的成因可能还存在一定的不合理之处,而斜坡沉积则能很好的说明其成因。另外,由于斜坡坡度的差异,分别发育不同的砾石形态、砾石与基质的组合及岩相特征,栖霞组砾屑灰岩的斜坡相沉积可以进一步分为斜坡上部、斜坡中部和斜坡下部。

浅海碳酸盐岩的研究已经趋于成熟,而对于约占整个洋底面积75%的深海沉积(Flügel,2004),由于地理环境和设备技术条件等的制约,使得对深水碳酸盐岩沉积特征的观察和采样均较为困难,国内

国际目前对深水碳酸盐岩研究还不够深入。而斜坡碳酸盐岩常常具有良好的油气成藏地质条件(Enos and Moore,1983; Saller et al.,1987; Sassen et al.,1993)。因此,未来随着对油气资源需求量的不断加大,深海碳酸盐岩研究将会是重点进军对象。

参考文献 / References

- 杜叶龙,李双应,孔为伦,李红霞. 2010. 安徽泾县—南陵地区二叠纪沉积相与沉积环境分析. 地层学杂志, 34(4): 431~444.
- 冯增昭,何幼斌,吴胜和,陈华成,覃兆松,齐敦伦,柳祖汗,徐安武,杨孟达,黄明康,郭柏英,迟元苓,毕仲其,龚祖兴,罗璋. 1991. 中下扬子地区二叠纪岩相古地理. 北京:地质出版社, 29.
- 李双应,洪天求,金福全,刘辉,胡永强. 2001. 巢县二叠系栖霞组臭灰岩段异地成因碳酸盐岩. 地层学杂志, 25(1): 69~74.
- 李双应,岳书仓. 2002. 安徽巢湖栖霞组碳酸盐斜坡沉积. 沉积学报, 20(1): 7~12.
- 李双应,孟庆任,万秋,孔为伦,何刚. 2008. 长江中下游地区二叠纪碳酸盐斜坡沉积及其成矿意义. 岩石学报, 24(8): 1733~1744.
- 李双应,金福全. 1995. 下扬子地区二叠纪缺氧环境沉积物V/(V+Ni)特征. 矿物岩石地球化学通报, 17(1): 55~62.
- 吕炳全,瞿建忠. 1989. 下扬子地区早二叠世海进和上升流形成的缺氧环境的沉积. 科学通报, 34(22): 1721~1724.
- 罗进雄,何幼斌. 2010. 中—上扬子地区二叠系眼球状石灰岩特征及成因研究. 地质论评, 56(5): 629~637.
- 马力,陈焕疆,甘克文,徐克定,许效松,吴根耀,叶舟,梁兴,吴少华,邱蕴玉,章平澜,葛芃芃. 2004. 中国南方大地构造和海相油气地质(上册). 北京:地质出版社, 8~19.
- 任纪舜. 1990. 论中国南部大地构造. 地质学报, 64(4): 275~288.
- 吴胜和,冯增昭,何幼斌. 1994. 中下扬子地区二叠纪缺氧环境研究. 沉积学报, 12(2): 29~36.
- 吴根耀,陈焕疆,马力,徐克定. 2002. 苏皖地块——特提斯演化阶段独立的构造单元. 古地质量, 4(2): 77~87.
- 颜佳新,徐四平,李方林. 1998. 湖北巴东栖霞组缺氧沉积环境的地球化学特征. 岩相古地理, 18(6): 27~32.
- 杨万容,江纳言,臧庆兰,王子玉. 1984. 南京栖霞山栖霞组含生物灰岩岩石学特征及环境分析. 地层学杂志, 8(1): 38~48.
- 张遵信. 1983. 论臭灰岩. 地层学杂志, 7(3): 184~190.
- 张国伟,程顺有,郭安林,董云鹏,赖绍聪,姚安平. 2004. 秦岭—大别中央造山系南缘勉略古缝合带的再认识——兼论中国大陆主体的拼合. 地质通报, 23(9~10): 846~853.
- 张义楷,周立发,刘志武,白斌. 2006. 皖南沿江地区海相烃源岩特征研究. 西北大学学报(自然科学版), 36(1): 129~132.
- Blendinger W. 1996. The carbonate factory of Middle Triassic buildups in the Dolomites, Italy: a quantitative analysis [Reply]. Sedimentology, 43(2): 402~404.
- Blount D N, Moore C H Jr. 1969. Depositional and non-depositional carbonate breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala. Geological Society of American Bulletin, 80(3): 429~442.
- Bryn P, Berg K, Stoker M S, Haffidason H, Solheim A. 2005. Contourites and their relevance for mass wasting along the Mid-Norwegian Margin. Marine and Petroleum Geology, 22(1~2): 85~96.
- Coniglio M, Dix G R. 1992. Carbonate slope. In: Walker R G, James N

- P. eds. Facies models Response to Sea-level Changes. New foundland Geological Association of Canada, 349 ~ 374.
- Enos P, Moore C H. 1983. Fore-reef slope. In: Scholle P A, Bebout D G, Moore C H. eds. Carbonate Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 33: 507 ~ 538.
- Flügel E. 2004. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer, 46, 228 ~ 242, 772 ~ 773.
- Harris M T. 1993. Reef fabrics, biotic crusts, and syndepositional cements of the Latemar reef margin. *Sedimentology*, 40(3): 383 ~ 401.
- Harris M T. 1994. The Foreslope and Toe-of-Slope Facies of the Middle Triassic Latemar Buildup (Dolomites, Northern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 64(2b): 132 ~ 145.
- Hollister C D, Heezen B C. 1972. Geologic effects of ocean bottom currents. In: Gordon A L. ed. *Studies in Physical Oceanography*. New York: Gordon & Breach. 37 ~ 66.
- Kobayashi F, Martini R, Zaninetti L. 2005. Anisian foraminifers from allochthonous limestones of the Tanoura formation (Kurosegawa Terrane, West Kyushu, Japan). *Geobios*, 38(6): 751 ~ 763.
- Luczyński P. 2001. Pressure solution and chemical compaction of condensed Middle Jurassic deposits, High-Tatric series, Tatra Mountains. *Geologica Carpathica*, 52(2): 91 ~ 102.
- Luczyński P. 2002. Depositional evolution of the Middle Jurassic carbonate sediments in the High-Tatric succession, Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 52(3): 365 ~ 378.
- López-Doncel R, Rodríguez-Hernández E, Cruz-Márquez J, Navarro-Moctezuma A, Pichardo-Barrón Y, Aguilar-Pérez J. 2007. Microfacial and stratigraphic relationships of the Aptian—Santonian deposits of a transitional “platform-to-basin” area. An example at the east central portion of Mexico. In: Díaz-Martínez E, Rabano I. eds. 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America: Madrid, Instituto Geológico Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero, 8: 251 ~ 255.
- Mullins H T, Cook H E. 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, 48(1 ~ 2): 37 ~ 39.
- Michels K H, Rogenhagen J, Kuhn G. 2001. Recognition of contour-current influence in mixed contourite—turbidite sequences of the western Weddell Sea, Antarctica. *Marine Geophysical Researches*, 22(5 ~ 6): 465 ~ 485.
- Molina J M, Vera J A. 2008. Resedimented carbonate and volcanic rocks in the Berriasian—Hauterivian of the Subbetic (Alamedilla, Betic Cordillera, southern Spain). *Cretaceous Research*, 29(5 ~ 6): 781 ~ 789.
- Payros A, Pujalte V. 2008. Calciclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth-Science Reviews*, 86(1 ~ 4): 203 ~ 246.
- Saller A H, Barton J W, Barton R E. 1987. Slope sedimentation associated with a vertically building shelf, Bone Spring Formation, Mescalero Escarpe Fields, southeastern New Mexico. American Association of Petroleum Geologists annual meeting, USA: Los Angeles, 71(5): 609 ~ 610.
- Sassen R, Brooks J M, MacDonald I R, Kennicutt M C, Guinasso N L. 1993. Association of oil seeps and chemosynthetic communities with oil discoveries, upper continental slope, Gulf of Mexico. *Transactions / Gulf Coast Association of Geological Societies*, 43(1): 349 ~ 355.
- Tucker M E, Wright V P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell, 271 ~ 283.

Re-discussion on the Origin of the Rudstone in Middle Permian Qixia Formation along Lower Yangtze River of Anhui Province

DU Yelong, LI Shuangying, JIA Zhihai, WANG Song

School of Resources and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei, 230009

Abstract: The Middle Permian Qixia Formation along Lower Yangtze River in Anhui province is very thick, with high organic content and well-preserved condition, the well-developed rudstone is also the key attention object. But about the origin of the rudstone has different viewpoints. Undoubtedly, this is an imperfection for reconstruction of the Permian paleogeography and oil—gas exploration along Lower Yangtze River area. Therefore, it is significant to ascertain the origin and sedimentary facies of the rudstone in the Qixia Formation. According to the colour, content, appearance, size and roundness, writers differentiate 4 types of rudstone. Summarizing international understanding of the origin of rudstone and previous study of this area, combining with this study, in-depth discussion has been made on the origin of the rudstone. The result showing that the rudstone is formed in slope. In addition, because of the difference of gradient, it respectively developed different gravel shapes, gravel and matrix assemblages, and microfacies characters. Clinotherm facies of the rudstone can be further divided into upper slope, middle slope and lower slope.

Key words: rudstone; Qixia Formation; Permian; along Lower Yangtze River; Anhui