

十万大山盆地北缘早三叠世碳酸盐 重力流及其地质意义

高振中 刘怀波

(江汉石油学院)

广西十万大山盆地北缘下三叠统中广泛发育有碳酸盐重力流沉积,既有浊流,又有碎屑流及颗粒流。岩性以粗大的砾屑灰岩为主,少量砂屑灰岩。砾屑灰岩共数十层,累积厚百余米。已知分布范围:东自扶绥柳桥,西至宁明梅湾,东西延伸达50公里以上。

研究这种碳酸盐重力流沉积,不仅对沉积环境的研究、岩相古地理图的编制有直接关系,而且在寻找石油、天然气和一些金属矿产方面均有重要意义。

碳酸盐浊积岩也象碎屑浊积岩一样广泛发育。国外已多有报道^[1,2],国内的研究也逐渐开展起来^[1,8]。

一、下三叠统的相区划分

十万大山盆地西北斜坡带的下三叠统主要为海相碳酸盐沉积。按沉积特征可分为截然不同的两个相区,如图1。北相区为一套浅灰色亮晶鲕粒灰岩、豆粒灰岩、砂屑灰岩及生物屑灰岩与泥晶灰岩互层,顶部为白云岩。灰岩中常见直立虫孔、浪成波痕和交错层,白云岩中鸟眼构造发育。该相区显系浅水碳酸盐台地沉积,厚894—970米,与上二叠统假整合接触,与中三叠统整合接触。南相区为一套盆地石灰岩和页岩,由深灰色薄板状泥晶灰岩、瘤状灰岩、页岩和砾屑灰岩、砂屑灰岩组成,厚307—521米,与下伏上二叠统和上覆中三叠统均为整合接触(图2)。

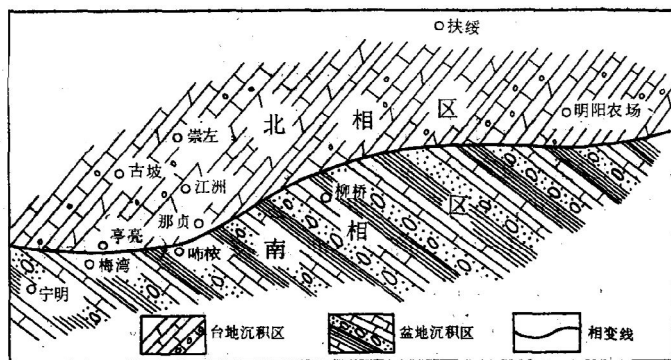


图1 广西南明—邕宁一带下三叠统相区划分略图

1) 洪庆玉, 1980, 浊流沉积和浊积岩。

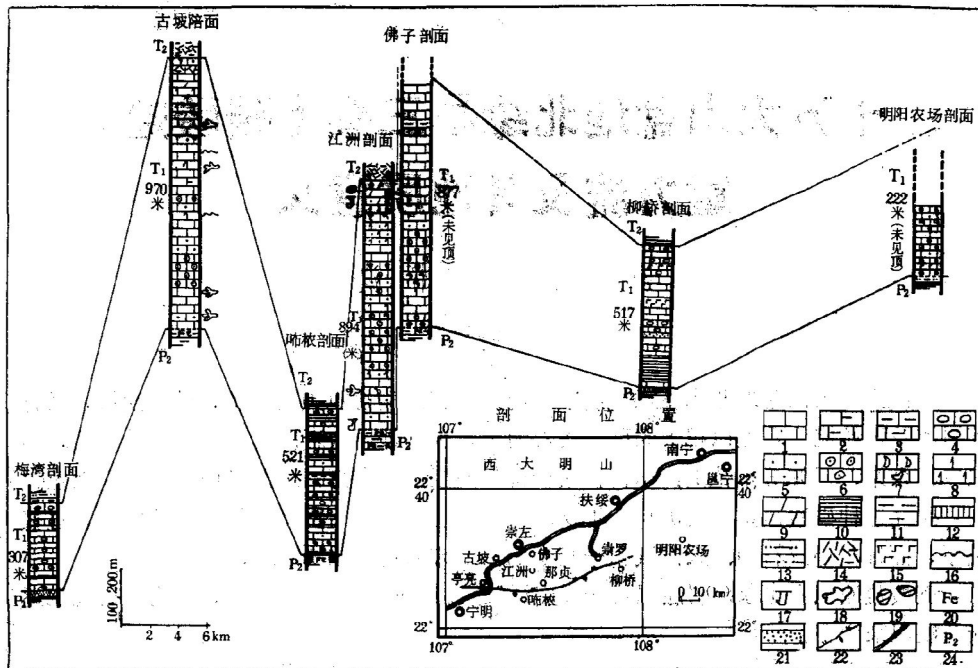


图2 广西南宁明—邕宁一带下三叠统柱状对比图

1. 灰岩 2. 含泥灰岩 3. 泥灰岩 4. 砾屑灰岩 5. 砂屑灰岩 6. 细粒灰岩 7. 骨屑灰岩 8. 云灰岩 9. 白云岩 10. 页岩
11. 泥岩 12. 硅质岩 13. 粉砂质泥岩 14. 中酸性火山岩 15. 玄武岩 16. 波痕 17. 蠕虫钻孔 18. 虫迹 19. 鸟眼
20. 铁质 21. 掩盖 22. 断层 23. 铁路 24. 地层代号 注：为了便于对比，柳桥和明阳农场两剖面已向西移动。

二、岩石基本特征

在南相区各剖面中都可以明显区分出以泥晶灰岩、页岩为主的原地沉积和以砾屑灰岩为主的异地沉积。各剖面砾屑灰岩的层数及厚度见表1。下面以崇左唏侬剖面为例分别叙述原地沉积和异地沉积的岩石特征。

1. 原地沉积

原地的石灰岩、页岩一般占剖面总厚度的60—70%，包括深灰色泥晶灰岩、瘤状灰岩和绿灰色页岩，并夹少量拉斑玄武岩及凝灰熔岩。

泥晶灰岩多为薄层至页状，层间常夹泥质细纹层，含海绵骨针、钙球(图版I-1)及介形虫，水平虫迹发育(图版I-2)。局部见小型板状交错层(图版I-3)，层系厚2—4厘米，倾向85°—100°，倾角20°左右。

页岩质较纯，局部微含粉砂，偶夹硅质页岩薄层，页理发育。

在上部页岩和泥晶灰岩中含有较多的菊石和瓣鳃类化石，壳均极薄。也就是说，主要是游泳生物。

以上特征说明为较深水安静环境下的盆地相原地沉积，亦即所谓垂直沉积作用^[1]的

表1 各剖面砾屑灰岩概况

剖面名称	梅湾剖面	唏侬剖面	柳桥剖面
下三叠统总厚度(米)	307	521	517
砾屑灰岩层数	39	44	11
砾屑灰岩总厚度(米)	107	135	140
最大单层厚度(米)	25.3	25.5	50.0
砾屑灰岩所占百分比	31.6	25.9	27.0

产物。

2. 异地沉积

这里主要指粗大的分选极差的砾屑灰岩, 其次为砂屑灰岩, 它们占剖面总厚度的30%左右。

在整个下三叠统剖面中, 自下而上均可见到砾屑灰岩, 但以中部和顶部最为集中。单层厚度薄者不足0.1米, 厚者20米以上, 在扶绥柳桥剖面, 最厚可达50米。砾屑大小悬殊, 小者仅数毫米, 最大砾径达1.25米, 以数厘米至数十厘米者为主。砾屑成分复杂, 从各种类型的石灰岩到白云岩甚至页岩都有。按其成分和特征可以分为两类:

(1) 外源砾屑 指来自盆地之外的碳酸盐台地上的砾屑。多为浑圆状, 砾屑成分包括浅灰色亮晶鲕粒灰岩、含渗流粉砂的亮晶鲕粒云灰岩(图版 I-5)、亮晶变鲕硅(化)灰岩、亮晶豆粒灰岩、亮晶豆粒骨屑灰岩、亮晶骨屑灰岩(图版 I-4)、泥晶骨屑灰岩、浅灰色泥晶灰岩和细晶白云岩等。

(2) 内源砾屑 指盆地内部经一定程度固结的沉积物, 在高速重力流的冲击下发生破碎, 短距离搬运后堆积下来的砾屑。其成分主要是深灰色薄板状灰岩的碎块, 一般棱角较尖锐, 呈“板条状”(图版 II-2), 少数弯曲变形。这种砾屑的源岩均可在其下伏原地沉积中找到。由于盆地原地沉积的岩性比较单调, 故内源砾屑的岩石类型也远不如外源砾屑种类繁多。

这些砾屑灰岩中的砾屑含量一般较高, 砾屑间充填以灰泥及砂屑填隙物(图版 I-1、2), 仅个别层基质含量高, 砾屑互不接触, 即呈所谓“卵石泥岩”状(图版 II-3)。

异地沉积的石灰岩, 除砾屑灰岩外, 还有少量砂屑灰岩, 单层厚度多小于0.2米。砂屑成分常为鲕粒、豆粒的碎块、生物碎片及各类灰岩的碎屑。

这些砾屑灰岩及砂屑灰岩显系重力流沉积。

三、重力流沉积的成因类型和层序模式

Middleton 等^[6]根据重力流的沉积物支撑机理, 将水下沉积物重力流体系分为四种类型, 即: 碎屑流、颗粒流、液化沉积物流和浊流。在本区下三叠统碳酸盐重力流中, 作者观察到碎屑流、浊流和颗粒流三种类型。

1. 碎屑流沉积

这是本区重力流沉积中最重要的 一种 类型, 厚层至块状粗大的砾屑灰岩 均属 此类, 约占重力流沉积总厚度的 80—90%。单层厚度 1.3—25.5 米。其特征与 Mountjoy 等^[2]描述过的加拿大落基山区的上泥盆统古墙大角砾岩的特征很相似, 古墙大角砾岩被认为是典型的碳酸盐碎屑流沉积。

本区碎屑流成因的砾屑灰岩的砾径以 2—80 厘米为主, 分选差, 砾屑排列无明显方向性(图版 II-1)。颗粒粗大者常以外源砾屑为主; 较细者内源砾屑居多, 为数不多的较粗大的浑圆状外源砾屑“漂浮”其中(图版 II-2)。以外源砾屑为主的砾屑灰岩可以和以内源砾屑为主的砾屑灰岩在横向上互相过渡, 如韦梭剖面 68 层(见图 3)。砾屑灰岩一般不显层理, 呈块状, 常具粗尾粒序, 粗尾部分向上逐渐变细。但也可完全不显粒序。

顶面一般较平整或因大砾石居于顶部而呈波状起伏。底面或较平整,或具截切现象,下切深度可达11.4—15.6米,但截切面一般均很宽缓,常需在较大范围内才能看清楚。例如布依剖面第65层与64层之间的截切面(图3)。

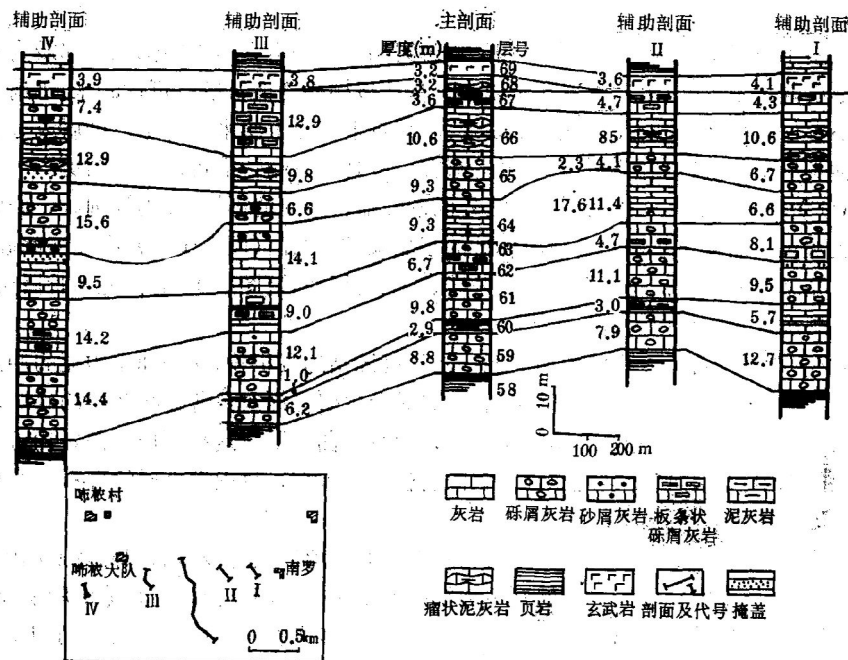


图3 广西崇左布依下三叠统北泗组第二段柱状对比图

碎屑流沉积的层序模式见图4-A1、A2。

2. 浊流沉积

本区浊流沉积较为普遍,但单层厚度很小,多数在0.1米左右,最厚可达2米。岩石类型以细砾屑灰岩和砂屑灰岩为主,粒径多在0.1—10毫米之间,分选中等。砂屑灰岩的泥晶填隙物一般占20—30%,可重结晶至粉晶级。细砾屑灰岩之填隙物略少。

浊流沉积的产状有两种情况。一为单独成层,夹于盆地相的泥晶灰岩和页岩中,这种浊积岩层数很多,但单层较薄,颗粒较细;另一种是位于碎屑流沉积之上,与下伏之碎屑流沉积呈渐变过渡,厚度较大,颗粒略粗。

这类浊积岩在沉积构造方面的最大特征,是下部普遍具明显的正粒序层,发育较好者中上部尚可见到平行纹层及不甚明显的波状纹层(图版Ⅱ-4)。层序模式见图4-B,具不甚典型的鲍马序列,一般a段较厚且明显,b段之平行纹层甚为清晰,局部具不明显的波状纹层段(c段),其上之d-e段为薄层至页状泥晶灰岩及页岩。有时b段及c段都不明显,仅见具粒序层理的细砾屑及砂屑灰岩夹于盆地原地沉积之中。

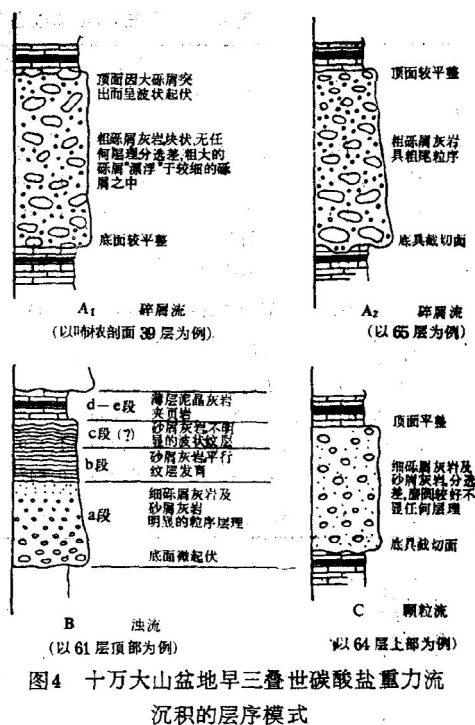
3. 颗粒流沉积

颗粒流沉积主要分布于下三叠统中部,由细砾屑及砂屑灰岩构成,分选差,但可有一定程度的磨圆,扁平砾屑常定向排列(图版Ⅱ-5),单层厚5厘米左右,顶面平整,底具

截切面。与富含灰泥基质的浊流和碎屑流沉积相反，颗粒流沉积不含灰泥基质，而为亮晶胶结物（图版Ⅰ-5），体现了颗粒流是“由离散压力引起的、颗粒支撑的、无凝结力的沉积物重力流”^[6]。这种亮晶胶结物不具世代性，为它形粒状，多为三重结合，并可见胶结物交代颗粒的现象，可能为深部卤水条件下形成的特殊亮晶胶结物。

Lowe 曾指出，单一支撑机理的真正颗粒流沉积厚度应小于5厘米，而含有灰泥的、多因素支撑的次颗粒流可以相当厚。前者发育在坡度很陡的地带，后者可以在较缓的斜坡上发生。本区颗粒流沉积不含灰泥，基本上为单一的颗粒支撑，其单层厚度均为5厘米左右。从颗粒流发育部位的邻层特征分析，该段沉积时水下地形坡度确实相当陡，适宜于颗粒流发育。

颗粒流沉积的层序模式见图4-C。



四、各类重力流沉积的粒度特征

为了解各类重力流沉积的粒度特征，在啼依剖面上选定了若干具有代表性的层段，采用在野外直接进行粒度测量和薄片粒度统计的方法，共得粒度统计资料12个，主要粒度参数均列于表2中（表列参数均为图解参数）。各类沉积物重力流的粒度基本特征如下：

1. 粒度概率累积曲线特征

在粒度概率图上，各类重力流沉积总的看来都是包括宽广粒级范围的平缓曲线，但浊流、碎屑流和颗粒流沉积又各具特征。

浊流沉积在粒度概率累积曲线图上为一段式的简单直线线段（图5-C、D），说明由单一的悬浮总体构成。其斜率一般为 35° — 43° ，包括的粒度范围为 -3.4 — 3ϕ 左右。

碎屑流沉积包括的粒级范围很大，从 -10ϕ 至 1ϕ 。其粒度概率曲线一般呈两段式（图5-A、B），上段含量约为60%，斜率低： 20° — 23° ；下段约40%，斜率略高： 40° — 52° 。曲线中何以出现一个截点而呈两段式有待进一步研究。一个可能的原因是，粗大的外源砾屑与较细小的内源砾屑两种组分混合所致。

颗粒流沉积仅得一张概率曲线图（图5-E），呈三段式，具明显的双众数特征（参见图版Ⅰ-5）。由于资料少，这种曲线形态是普遍规律还是偶然结果尚难断定。

表2 崇左侏罗剖面各类重力流沉积的粒度参数表

层号	部位	点号	岩石名称	平均粒径 $M_z(\phi)$	标准离差		偏度		峰态		环境判别 Y值	成因类型
					σ_1	分选	SK_1	程度	K_g	形态		
39	中部	D ₈	粗砾屑灰岩	-7.40	1.487	差	0.327	极正偏	0.689	宽	-0.8705	碎屑流
56	下部	D ₁	"	-7.20	1.698	差	0.207	正偏	0.747	"	-1.4856	
61	下部	D ₄	"	-7.40	1.840	差	0.412	较正偏	1.010	近正态	1.2079	
61	上部	D ₅	中砾屑灰岩	-6.17	1.520	差	0.208	正偏	0.934	"	0.5705	
65	中部	D ₃	粗砾屑灰岩	-7.32	1.840	差	0.250	正偏	0.940	"	-0.4707	
38	上部	D ₁₀	砾屑砂屑灰岩	-0.833	0.995	中	0.195	正偏	0.847	宽	4.7394	浊流
56	第一韵律顶部	D ₂	细砾屑灰岩	-3.460	1.151	中	0.283	"	1.030	近正态	4.0980	
61	近顶部	D ₆	细砾屑云灰岩	-1.383	0.990	中	0.204	"	0.833	宽	4.3003	
61	顶部	D ₇	砾屑砂屑云灰岩	-0.650	0.849	中	0.018	近对称	1.043	近正态	4.8392	
64	下部	D ₁₂	细砾屑灰岩	-1.250	1.239	中	0.006	"	0.976	"	3.8068	
65	顶部	D ₉	砂屑灰岩	0.283	0.847	中	0.127	正偏	0.922	"	5.0705	颗粒流
64	上部	D ₁₁	砂屑砾屑灰岩	-1.050	1.862	差	0.361	极正偏	0.615	很宽	3.4608	

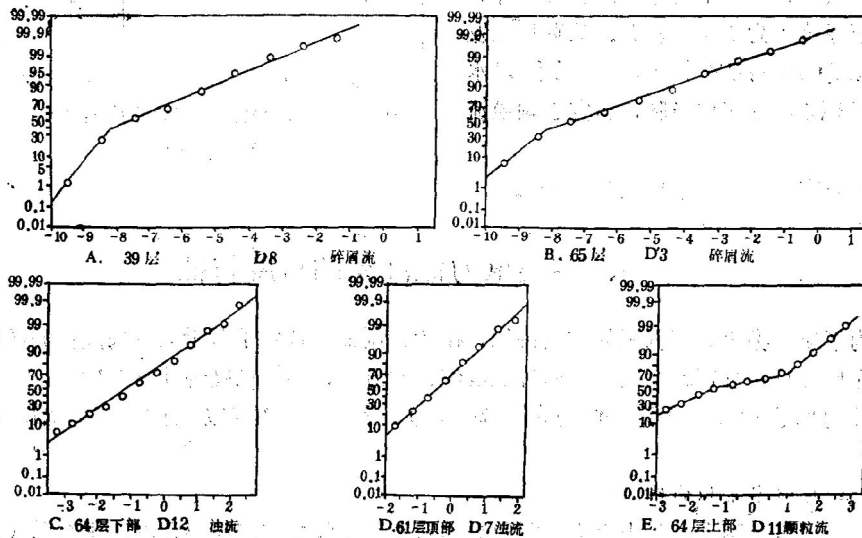


图5 崇左侏罗剖面各类碳酸盐重力流沉积的典型粒度概率累积曲线

2. 主要粒度参数特征

从表2可以看出, 碎屑流、浊流和颗粒流沉积的粒度参数各具明显特征。

平均粒径: 碎屑流之 M_z 为 -7.40ϕ — -6.17ϕ ; 浊流变化在 -3.46ϕ — 0.28ϕ 之间; 颗粒流为 -1.05ϕ , 差别很大。

从标准离差来看, 碎屑流沉积之 σ_1 变化在1.49—1.84之间, 普遍分选差; 浊流为0.85—1.24, 分选中等; 颗粒流为1.86, 分选差。

碎屑流之偏度为明显的正偏态, SK_1 为0.21—0.41, 属正偏和极正偏; 浊流 SK_1 为0.006—0.283, 为近对称至正偏; 颗粒流为极正偏, SK_1 为0.36。

碎屑流和浊流沉积之峰态均为近正态或较宽缓, K_g 变化在 0.69—1.04 之间; 颗粒流因具双众数特征, 峰态很宽, K_g 为 0.6。

3. CM 图

重力流沉积在 CM 图上的形象如图 6 所示, 呈平行 $C=M$ 线的图形, 表现递变悬滞的特征。碎屑流与浊流沉积分别居于不同部位, 不但 C 和 M 的数值不同, 而且分选性亦有明显差别。

碎屑流沉积(点号 $D_{1,3,4,5,8}$) 的 C 值变化在 -8ϕ — -10ϕ 之间, M 值为 -6ϕ — -8ϕ 。最大分选指标 $I_m=2.0$, 表现出分选差的特点。

浊流沉积(点号 $D_{2,6,7,9,10,12}$) 的 C 值变化在 -1ϕ — -5ϕ 之间, M 值为 1ϕ — -4ϕ 。最大分选指标 $I_m=1.4$, 分选中等。

4. 粒度参数离散图

碎屑流和浊流沉积的特征, 在粒度参数离散图上也可以清楚地反映出来。

在标准离差 σ_1 和平均粒径 M_z 的离散图(图 7)上, 碎屑流沉积因平均粒径大, 分选差而集中于左上方; 浊流沉积因平均粒径小, 分选相对较好而居于右下方; 颗粒流(点号 D_{11}) 居于右上方, 因仅一个点, 不足以代表其特征, 仅供参考。

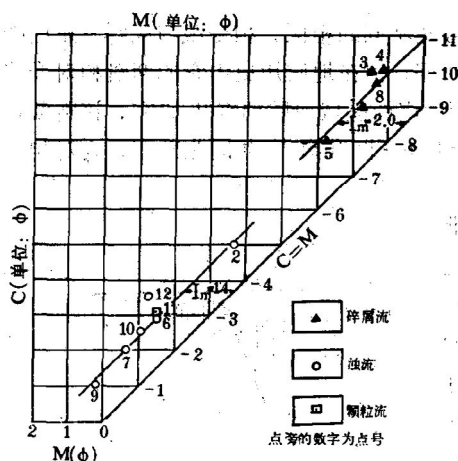


图6 十万大山盆地碳酸盐重力流沉积的 CM 图

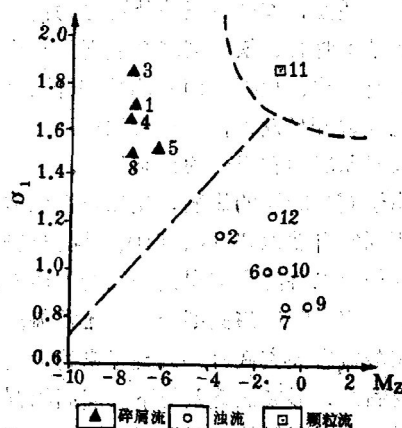


图7 标准离差 σ_1 和平均粒径 M_z 的离散图

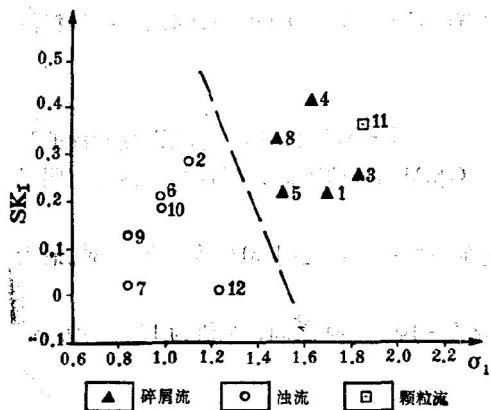
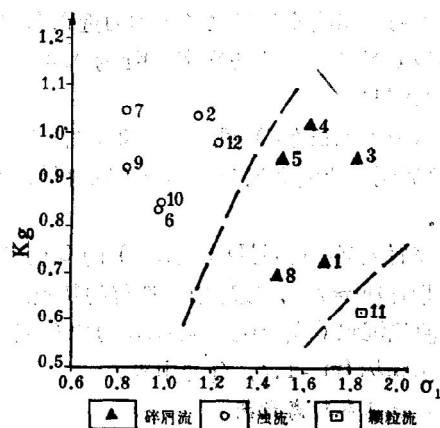
在偏度 SK_1 和标准离差 σ_1 的离散图(图 8)上, 碎屑流位于右上方, 浊流位于左下方。在峰态 K_g 和标准离差 σ_1 的离散图(图 9)上, 碎屑流位于右方, 浊流位于左方, 也很容易区别。

5. 环境判别

按照萨胡判断浊流和河流环境的线性多元综合判别公式^[7],

$$Y_{\text{河流、浊流}} = 0.7215M_z - 0.4030\sigma_1^2 + 6.7322SK_1 + 5.2927K_g$$

计算得出各粒度统计点的 Y 值(见表 2), 无一例外地均远远小于临界值 9.8433, 说明属浊积环境无疑。由表 2 还可以看出各类重力流沉积的 Y 值也互有区别。碎屑流的 Y 值最小, 变化在 -1.4856 — -1.2079 之间; 浊流的 Y 值为 3.6068 — 5.0705 ; 颗粒流为 3.4608

图8 偏差 SK_1 和标准离差 σ_1 的离散图图9 峰态 Kg 和标准离差 σ_1 的离散图

五、环 境

1. 盆地的形成及其深度

前已述及, 本区下三叠统可分为南北两个截然不同的相区, 相变线与凭祥—东门断裂位置基本吻合。该断裂现今表现为一南倾逆断层, 但在地质历史中它的两盘相对升降情况曾有变化。根据广西石油勘探开发指挥部¹⁾和广西区域地质调查队研究, 该断裂在晚古生代就开始发育, 在晚古生代及三叠纪表现为一北升南降的同生断层, 它对相区分布及岩浆活动有明显的控制作用。

由于同生断层的影响, 晚二叠世已造成南北两区不同的自然地理景观, 形成不同类型的沉积。断层北侧上二叠统为滨岸沼泽相的泥质岩、铁铝质岩夹煤层; 断层南侧则为富含正常海洋生物的海相碳酸盐岩夹玄武岩。二叠纪末的海退仅使北区遭受剥蚀, 形成三叠系与下伏层间的假整合接触关系, 南区则保持连续沉积。因此早三叠世初海侵之始, 南北两区的水深就有较大差别(图10-A)。北区由于海水很浅, 水温高, 生物也较发育, 有利于碳酸盐的沉淀, 在地壳不断下降的过程中形成了巨厚的碳酸盐岩沉积; 而南区由于水体较深, 不利于碳酸盐的沉淀, 沉积厚度未能补偿下沉幅度, 成了“饥饿盆地”。加上同生断层的影响, 使得南北两区地貌差别愈来愈大, 在北区浅水碳酸盐岩台地和南区逐渐加深的盆地之间, 形成一个陡坡。

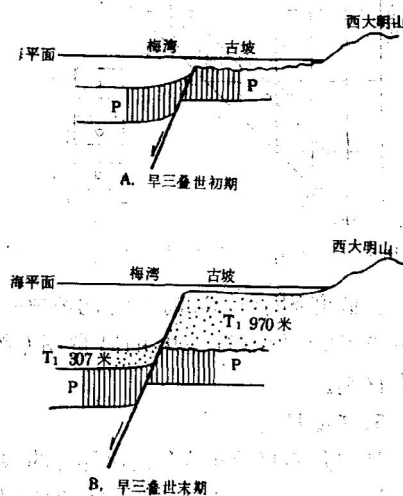


图10 同生断层的发展与碳酸盐岩台地和盆地的形成示意图

1) 王家林等, 1981, 广西十万大山盆地油气勘探前景。

在早三叠世初海侵之始, 断层北侧的水深近于零, 而该地下三叠统基本上全为浅水碳酸盐岩台地沉积, 故早三叠世末之水深也可忽略不计。同时由于碳酸盐岩的成岩速度很快, 压实作用很快完成, 故台地下三叠统之厚度, 即可代表早三叠世期间断层北侧地壳下沉的幅度。而断层南侧地壳下沉的幅度则应为台地下沉幅度(即下三叠统厚度)加上早三叠世期间同生断层的垂直断距增量(即断层南盘相对下降的垂直距离)。因此, 早三叠世末期盆地的水深应为:

$$H = D_{\text{台}} + \Delta F + H_0 - D_{\text{盆}}$$

式中 $D_{\text{台}}$ —台地区下三叠统厚度; $D_{\text{盆}}$ —盆地区下三叠统厚度; ΔF —早三叠世期间同生断层的垂直断距增量; H_0 —盆地区早三叠世初之水深。

换言之, 早三叠世末盆地的水深应为以下三者之和,

(1) 早三叠世初海侵之始断层南侧的水深; (2) 早三叠世期间同生断层的垂直断距增量; (3) 盆地区与台地区下三叠统厚度差。

其中, (1)与(2)难以确切计算, 但二者之和应逾百米。而(3)可以精确地计算出: 在本区西部, 台地上的古坡剖面下三叠统厚达 970 米, 而相对应的盆地内的梅湾剖面仅 307 米, 相差达 663 米, 因此早三叠世末梅湾处的水深应在 800 米以上(图10-B)。江洲剖面(台地)厚 894 米, 啼依剖面(盆地)厚 521 米, 相差也有 373 米, 早三叠世末啼依处的水深也应在 500 米以上。

这一推算水深与盆地相原地沉积的特征是吻合的。原地沉积均为泥晶灰岩、含海绵骨针及钙球的泥晶灰岩、富含泥质的瘤状灰岩及页岩。灰岩层理薄而平整, 多见水平虫迹; 页岩质纯, 层理发育。含较多的菊石、海扇等游泳、浮游生物化石而未见大型底栖生物。这一切显然都是较深水环境的标志。

2. 物源

前已指出, 重力流成因的砾屑灰岩中, 外源砾屑成分复杂, 岩类繁多, 均可在北面台地沉积区中找到。例如啼依剖面砾屑灰岩的砾屑成分有鲕粒灰岩、豆粒灰岩、生物屑灰岩、泥晶灰岩和白云岩等, 不仅这些岩石类型全都可以在江洲剖面上找到, 而且岩石结构、构造、成分、颜色等均十分相似。这说明重力流沉积的物源应为北面碳酸盐岩台地上的大致同时代沉积。

在啼依剖面原地沉积的石灰岩中见有小型交错层, 由颜色深浅不同而显现(图版 I-3), 主要由泥屑组成, 可见少量介形虫屑顺斜层排列。斜层倾向 85° — 100° , 恰与台地斜坡走向一致, 当为海底等高流的产物。该地位于盆地边缘与台地前缘斜坡的转折地带, 正是等高流发育的适当场所。等高流的方向平行于斜坡的走向, 而重力流则沿斜坡倾向流动。若等高流沉积判断无误的话, 则斜层东倾, 亦可作为重力流南北向搬运的一个旁征。

关于重力流的搬运渠道, 以前比较多的报道都是沉积物沿着海底峡谷进行搬运, 亦即具有主要点状物源的峡谷-扇型模式。但是, 十万大山盆地北缘早三叠世的重力流沉积, 在东西 50 公里以上的范围内普遍发育, 呈层状产出, 这种情况难以用点状物源来解释, 看来应为线状物源。国外近年来的研究也表明, 无论古代和现代的例子, 都说明了浅水碳酸盐岩台地的边缘是沉积物的一个线状物源^[8]。从本区实际情况来看, 台地沉积和盆地沉积均呈东西向展布, 二者之间的相变带很窄, 说明两区之间普遍存在一较陡的斜坡,

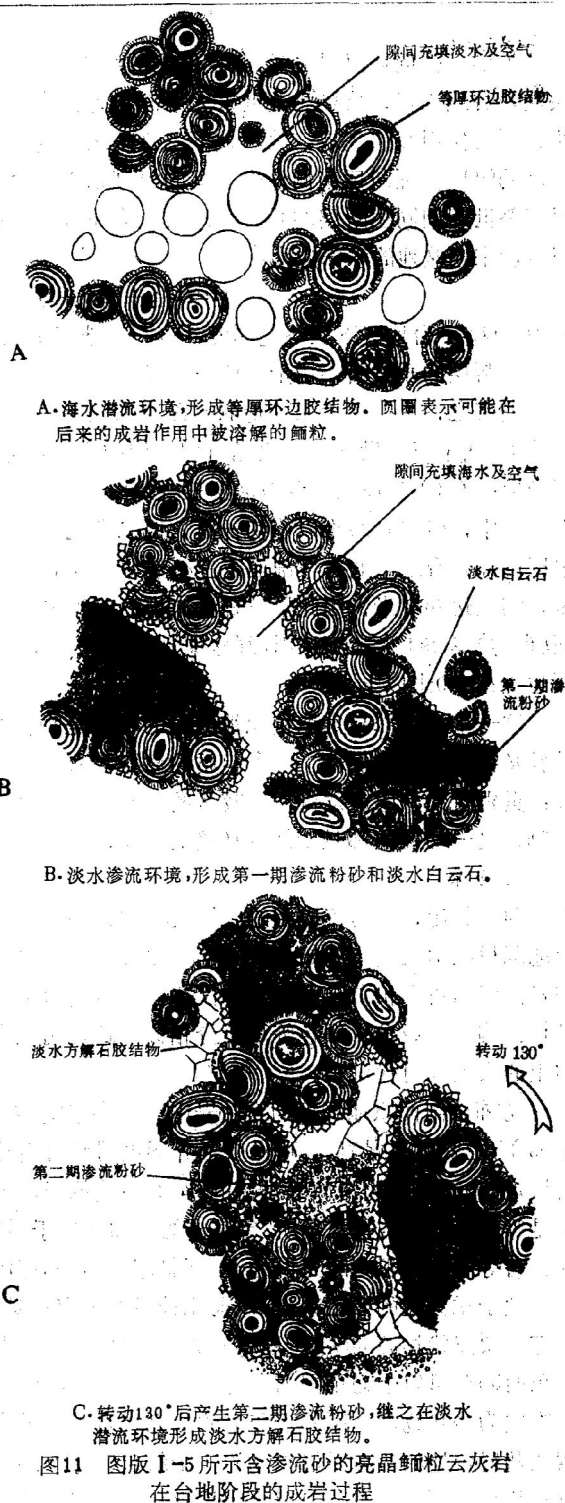
从而形成层状砾屑灰岩。

3. 重力流的触发条件

Mountjoy 等在研究加拿大落基山等地碎屑流的基础上,指出触发滑塌作用及引起重力流的因素包括台地边缘的不稳定性、超孔隙压力、断裂作用、风暴或波浪作用、海啸和地震等。

从早三叠世十万大山盆地北缘的具体条件来看,由于台地和盆地两个沉积区之间存在同生断层,古斜坡坡度较大(推测最陡处可能在 20° 以上),当台地边缘向盆地方向推进时,台地边缘就出现不稳定性,在地震、海啸等营力的冲击之下,即可产生滑塌并由此进一步发展成为碎屑流以致转变成成为浊流^[9,10]。本区下三叠统中夹有多层火山岩,说明早三叠世火山活动频繁,由此推断可能地震时常发生。另外由于台地边缘较陡,足以引起海啸以巨大的力量冲击台地边缘。可见,地震和海啸似乎是触发重力流的主要营力,当然这也与同生断层的活动有关。至于风浪的作用,不一定有产生重力流的能力,但风暴和大浪足以引起弱固结甚至固结岩石的破碎,为重力流的形成准备物质基础。从图11中即可看出,台地沉积的鲕粒,在完成胶结作用之前就一度破碎。从图版 I-5 中可以清楚地看出,在鲕粒间隙中充填有两期渗流粉砂,而这两期渗流粉砂所指示的上方相差 130° 。说明鲕粒灰岩在胶结过程中曾转动了 130° 。图11(据图版 I-5 绘制)重现了这一作用的过程。即,

(1) 鲕粒沉积后在海底成岩



环境形成了等厚环边胶结物(图11-A)。

(2) 鲕粒滩暴露在大气淡水环境之下, 形成了第一期渗流粉砂(图11-B)。

(3) 沿渗流粉砂表面及等厚环边胶结物表面形成自形、洁净的淡水白云石(图11-B)。

(4) 岩石转动 180° (也可能是作了更多的转动, 最后停留于与原来方向相差 180° 的位置上)。

(5) 形成第二期渗流粉砂(图11-C)。

(6) 在淡水潜流环境中, 岩石的剩余孔隙充填了粒状亮晶方解石胶结物(图11-C)。

这一转动现象说明, 这块鲕粒灰岩砾屑在进入盆地之前, 早就从岩层中破碎下来。也就是说, 在一次碳酸盐重力流形成之前, 存在着物质准备阶段。

图12概略地表示出了重力流形成的环境条件。

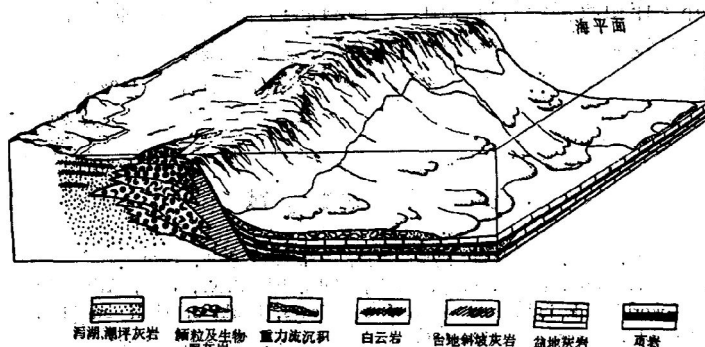


图12 重力流成因立体示意图

六、意 义

重力流沉积与油气聚集具有十分密切的关系。

重力流沉积本身就是良好的储油层。根据对呷依剖面的观察, 砾屑灰岩较细部分的砾屑间隙中常充填有沥青, 在较大砾屑中也常见有晶间和裂隙沥青(图版Ⅱ-6), 含量在3%以上, 也就是说其面孔隙率在3%以上。对于碳酸盐岩来说, 这是相当好的储集条件。

另一方面, 盆地相原地沉积具有很好的生油条件。据在呷依剖面上采样分析的结果, 下三叠统有机碳平均含量(23个样)为0.073%, 最高值达0.39%。平均值已接近于中国科学院地球化学研究所提出的碳酸盐岩良好生油层的标准($\geq 0.08-0.1\%$), 较川南已知生油层嘉陵江组第三段还高(川南为0.032—0.07%)。沥青A含量(12个样)平均为0.00159%, 最高值达0.0127%, 完全达到了原国家地质总局石油地质综合大队提出的碳酸盐岩较好生油层的标准($1-10 \times 10^{-3}\%$)。

由于重力流沉积均夹于盆地相的泥晶灰岩与页岩之中, 这样就构成了完整的生储盖组合。特别有利的因素是, 由于重力流沉积储集岩四周均为不渗透层所封闭, 油气的聚集不受局部构造条件的限制, 而且往往形成高压油气藏(因为具有独立的压力系统)。对十万大山盆地下三叠统来说, 在相当大的面积内, 其上仍有中三叠统和侏罗系覆盖,

具备很好的保存条件。在这些地区,只要有重力流沉积存在,不管有没有局部构造的圈闭条件,都可直接把这种特殊的储集岩作为钻探目的层。因此,对重力流沉积的深入研究,特别是搞清它的分布规律,不仅具有重要的理论意义,而且具有重要的现实意义。

此外,对重力流沉积的研究,还能为台地沉积区成岩作用的研究提供有力的佐证。

我们把重力流沉积中的外源砾屑组分与其毗邻的台地地层剖面进行了对比,发现重力流沉积中的外源砾屑主要来自台地大致同时代的岩层,基本可以对应,唯顶部岩石成分不同。位于台地上的江洲剖面下三叠统顶部几乎全为白云岩(具残余生物及残余鲕粒结构),但盆地重力流沉积中则为结构相同的灰岩砾屑,未发现白云岩砾屑。这说明白云岩化的时间应为后生期。尽管有些白云岩的晶粒较细(粉晶为主),但仍不能认为它是准同生期或成岩早期形成的。所以,如果把重力流成因的砾屑灰岩与其毗邻碳酸盐岩台地的沉积剖面进行仔细的对比研究,将会获得有关成岩作用的极有价值的资料。

在进行野外工作和收集资料过程中,广西石油勘探开发指挥部的有关同志给予了热情支持,曾允孚教授和冯增昭副教授审阅了全稿,谨此致谢。

(收稿日期 1982年4月13日)

参 考 文 献

- [1] G.V.奇林格等主编,1967,碳酸盐岩。冯增昭等译,石油工业出版社,1978。
- [2] Mountjoy, E.W., Cook, H.E., Pary, L.C., McDaniel, P.N., 1972, Allochthonous carbonate debris flows—world-wide indicators of reef complexes, banks or shelf margins. XXIV IGC. Montreal, Canada, Trans., 6, 172—189.
- [3] 梅志超、陈景维等,1982,陕西富平中奥陶统平凉组的深水碳酸盐碎屑流。石油与天然气地质,第3卷,第1期。
- [4] Pettijohn, F.J., 1975, Sedimentary rocks. 3rd. Ed., Harper and Row, New York.
- [5] Middleton, G.V. and Hampton, M.A., 1976, Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Marine sediment transport and environmental management, Stanley, D.J. and Swift, D.J.P.(eds.), P.197—218.
- [6] Mullins, H.T. and Van Buren, H.M., 1979, Modern modified carbonate grain flow deposit. J. Sed. Petrol., Vol.49, No.3, P.747—752.
- [7] 刘宝珊等,1980,沉积岩石学。地质出版社。
- [8] R.N.Ginsburg等,1980,1979年碳酸盐研究。张国新译,地质地球化学,1981年,第2期。
- [9] Hampton, M.A., 1972, The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. J. Sed. Petrol., Vol.42, No.4, P.775—793.
- [10] Rupke, N.A., 1978, Deep clastic seas. In: Sedimentary environments and facies, Blackwell Scientific Publication, Oxford London Edinburgh Melbourne. Reading, H.G. (eds), P.372—415.

EARLY TRASSIC CARBONATE GRAVITY FLOW ALONG THE NORTH MARGIN OF SHIWANDASHAN BASIN AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

Gao Zhengzhong Liu Huaibo
(Jiangnan College of Petroleum)

Abstract

The lower Trassic developed on the north-west slope of Shiwandashan basin in Guangxi is represented predominantly by marine carbonate sediments, which can be subdivided into two opposite lithofacies zones according to their sedimentary attributes. The north facies zone, occurred at carbonate platform, is featured by oolitic limestone, 894-970m thick; while the southern one, developed in a basin environment, is represented by lamellar limestones, warty limestones and shales, as well as psephitic and calcarenites, the thickness of which varies from 307-521m. The lamellar limestones, warty limestones and the shales are autochthonous rocks, whereas psephitic and calcarenites are allochthonous sediments, i.e., carbonates of gravity flow origin.

Gravity flow in present region can be divided into three types, notably debris, turbidity and grain. Of them, the most important one is debris flow which have given rise to more than a hundred meters of sediments, varying from bedded to massive coarse calcirudites and occupying 80-90% of the total thickness. Turbidity flow is composed of fine calcirudites and calcarenites with positive gradation. This type of rocks is widely distributed and characterized by minor thickness for each individual bedding. Grain flow consists of medium calcirudites to calcarenites, with a rather unique texture.

On probability diagram showing gradation, all kinds of gravity flow sediments exhibit gentle and smooth curves covering a wide size range of particles, but each type of sediments have its own attributes. They are clearly different in their size range parameters and have distinction both on CM and scattering diagrams.

Gravity flow sediments were derived mainly from the simultaneous carbonate platform sediments (extraclasts), and also from micrites consolidated to some extent in the basin (intraclasts). A steeper slope primarily existed between the platform and the basin, the depth of which at the end of Trassic might be 800-1000m.

The study on carbonate gravity flow not only can make direct contribution to dealing with sedimentary environment and compilation of lithofacies-paleogeographical map, but also give important guidance to petroleum prospecting and exploration.