目　录

前　言
湖北随州薛家店灯影期岩相和沉积环境 …… 胡明毅　吴一慧 (1)
新疆巴楚小海子地区石炭系陆源碎屑碳酸盐与硫酸盐混合沉积
…… 肖传桃　胡明毅　崔江利 (8)
中国湖北和美国西部下奥陶统生物礁
…… J. Keith Rigby Matthew H. Nitecki　朱忠德　刘秉理　姜衍文 (14)
广西凌云孤立台地边缘的马蹄形环礁…… 吴智勇 (20)
湖南石门中寒武统碳酸盐岩潮坪风暴沉积…… 胡明毅　肖传桃　龚文平 (26)
湖北南漳下三叠统嘉陵江组岩石学特征及沉积相
…… 胡明毅　王宝清　肖传桃　龚文平 (31)
华南地区早寒武世三叶虫生物相及其分区…… 肖传桃　胡明毅　吴健辉 (37)
西秦岭若尔盖地区三叠纪生物地层及古生物地理特征…… 肖传桃　胡明毅　吴健辉 (45)
中扬子台地北缘上震旦统斜坡带的发现及找油意义…… 胡明毅 (50)
中扬子台地北缘灯影组去白云岩化作用…… 胡明毅　肖传桃 (53)
塔中地区石炭纪生物地层…… 肖传桃　吴健辉　胡明毅 (56)
西秦岭若尔盖地区三叠纪双壳类…… 肖传桃　崔江利 (61)
沉积过程的不稳定性与地层剖面的不完整性…… 吴智勇 (67)
中扬子台地北缘上震旦统碳酸盐岩中锶的分布特点及环境意义…… 吴一慧　胡明毅 (72)
中扬子台地下奥陶统层序地层及海平面的变化对生物礁的影响
…… 杨　威　朱忠德　肖传桃 (76)
新疆三塘湖盆地基底结构和变形特征…… 龚文平　杨绍芳 (81)
新疆三塘湖盆地的构造演化…… 龚文平　张戎丹 (87)
含油气系统——从源岩到圈闭…… 文志刚 (93)
塔中隆起区构造演化与塔中区含油气系统 …… 张尚锋 (101)
阿南凹陷构造演化与含油气系统 …… 张尚锋 (106)
塔西南铁克里克逆冲推覆构造的变形特征 …… 龚文平 (111)
新疆三塘湖盆地遥感地层解译及含油气区块评价 …… 龚文平　龚　铭　黎　兵 (116)
鄂尔多斯中西部地区奥陶系碳酸盐岩有机质丰度研究及烃源岩评价
…… 文志刚　张爱云 (123)
鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩有机质类型剖析 …… 文志刚　张爱云 (128)
晶包有机质的有机地球化学特征 …… 文志刚 (134)
塔里木盆地塔中隆起区石炭系东河砂岩油气藏盖层封堵性探讨 …… 张尚锋 (139)
脂肪酸在油气化学勘探中的作用 …… 文志刚　张尚锋　许晓宏　林九皓 (144)
遥感影像解译在二连油气盆地勘探中的应用 …… 张尚锋 (149)

湖北随州薛家店灯影期岩相和沉积环境

胡明毅　　吴一慧

（江汉石油学院　湖北荆州，434102）

摘　要：中扬子台地北缘随州薛家店灯影组剖面可划分为流水成因的颗粒岩（G_1-G_5），生物化学成因的叠层石粘结岩（S_1-S_3），复成因泥晶白云岩及灰岩（M_1-M_4），重力流成因的滑积岩、碎屑流和浊积岩等四大类16种岩相类型。它们组成了潮上-潮间坪上部组合、潮间坪组合、潮下坪组合、台地边缘滩相组合、斜坡相组合、盆地边缘相组合、盆地相组合等7种岩相组合。纵向上有规律性地形成了深水斜坡-盆地岩相序列、台地边缘岩相序列和浅水台地岩相序列。

关键词：岩相；沉积环境；灯影期；湖北

第一作者简介：胡明毅，男，33岁，副教授（硕士），石油地质及沉积学。

湖北随州县薛家店灯影组剖面位于中扬子台地北缘。该剖面露头良好，岩层单向倾斜，层位连续，延伸稳定。剖面共分111层，自下而上分六个岩性段，累积厚1204.4 m，主要由碳酸盐岩组成，其中一、三、五段为灰岩段，二、四、六段为白云岩段。本文将在岩相研究的基础上，分析该剖面沉积环境的演化规律。

一、岩相类型及特征

岩相，即沉积岩相。众多学者因强调的侧重点不同而歧义频生[1,2,3]。笔者理解为能反映某些沉积条件的岩石学特征的总合，它隶属于沉积相，并是其主要组成部分。

湖北随州薛家店上震旦统灯影组以发育碳酸盐岩沉积为特征，强烈的白云石化作用使大部分岩石成为白云岩，并呈泥晶、粉晶级序。为正确恢复研究区内灯影期沉积环境，笔者依据岩石的残余结构、构造，恢复了原岩特征，并按其成岩变化前的原因，将其划分为五大类岩相。

（一）流水成因的颗粒岩岩相类型（G）

岩石的形成受水流性质、强度、搬运、改造、再沉积作用所制约。颗粒主要包括内碎屑、鲕粒、核形石等，主要包括如下5种岩相。

1. 亮晶砂屑白云岩（G_1）

主要分布于灯六段（灯影组六段的简称，下同）。岩石呈灰色，中厚层状，由亮晶砂屑和亮晶白云石胶结物组成，含量分别为70%～75%，25%～30%。砂屑粒径大于0.3～1 cm，分选中等、磨圆好。砂屑白云岩中可含少量的砾屑、鲕粒和粉屑，其含量小于5%。野外所见砂屑白云岩中发育大—中型槽状交错层理，底部见冲刷面构造。镜下见长形砂屑在上、下

相邻层中倾向相反，反映出流向相反的双向水流作用的特点。

2. 亮晶含砾砂屑白云岩（G_2）

分布于灯六段。岩石为灰色，中—厚层状，横向分布不稳定，由颗粒和亮晶白云石胶结物组成。颗粒含量为60%～80%，其中砂屑占40%～70%，砾屑占10%～15%，有时见少量鲕粒状。野外所见砾屑呈叠瓦状或双向叠瓦状排列。

3. 亮晶鲕粒白云岩（G_3）

分布于灯六段。岩石呈浅灰色，中厚层状。由鲕粒和亮晶白云石胶结物组成。鲕粒粒径0.1～0.4 mm，含量为50%～75%，呈圆形--椭圆形，具同心圈层结构或放射状结构。胶结物多因重结晶作用，世代结构不明显。岩石具大中型槽状交错层理或平行层理。

4. 亮晶核形石白云岩（G_4）

该岩石仅见于灯六段第99层中，厚度1.5 m，单层厚30～50 cm。核形石含量60%～80%，粒径大小一般在0.5～1 mm，少数可达1～2 mm。颗粒具圈层结构，但形状不规则，亮晶胶结。岩层具大型槽状交错层理及平行层理，层系厚5～12 cm。该岩石在区域上分布稳定，横向可延伸达十几公里。

5. 粉屑粉晶白云岩（G_5）

分布于灯六段。岩石呈浅灰色，薄层状，少数为页状，颗粒以粉屑为主，偶含细砂层。它一般与泥粉晶白云岩（灰岩）组成薄层或页状互层并显示出潮汐层理，产于潮坪沉积环境。

（二）生物化学成因叠层石粘结岩岩相类型（S）

岩石一般具粘结结构，由暗色藻纹层和浅色沉积纹层组成纹层对。纹层对的形态受形成时水动力条件的控制，不同的纹层对形态可反映其形成时的水动力强弱条件。叠层石白云岩可分为下列三种岩相类型。

1. 藻粘结岩（S_1）

主要分布于灯六段中部，为薄--中层状。它是由蓝绿藻粘结碳酸盐泥及砂屑形成凸起于同期沉积物之上的岩石。矿物成分主要为泥晶、粉晶白云石。因暗色藻纹层十分发育，与浅色层一起成对出现，形成藻粘结岩。

2. 波状叠层石白云岩（S_2）

该岩相主要分于灯六段。为灰色，薄--中层状。它由暗色藻纹层和浅色沉积层交替沉积形成，纹层宏观上呈波状起伏延伸，波幅一般为1～5 cm，非对称，波谷宽缓，波峰尖窄。在低倍偏光显微镜下，暗色纹层可见相互平行者，但也可见相互穿插呈不规则的网格状，以隐粒结构居多，斑点结构次之。浅色沉积层纹以微晶、粉晶白云石为主，具水平纹理。

3. 柱状叠层石白云岩（S_3）

该岩相分布于灯六段，浅灰色，中--厚层状。由暗色藻纹层和浅色沉积层交替形成，宏观上呈圆柱状或穹隆状，不分叉，柱高10～20 cm，纹层内部富含砂屑和粉屑，柱体之间充填砂屑、砾屑。柱状叠层石白云岩一般与砂屑白云岩、亮晶鲕粒白云岩共生表明它形成于水动力条件较强的沉积环境。

上述三种岩相，由$S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow S_3$，其沉积时水动力条件由弱逐渐加强。

（三）复成因的岩相类型（M）

以泥粉晶白云岩和泥粉晶灰岩为主，在剖面中分布广泛。岩石具泥粉晶结构，水平层

理发育，但常因结晶作用发育，从泥晶变为粉晶、细晶，导致水平层理不清晰或消失。根据形成特点不同可分为以下 4 种岩相。

1. 纹层状泥粉晶白云岩（M_1）

该岩石以薄至中厚层状为主，具水平层理，可含少量粉屑，单层厚度横向稳定，垂向上可呈数厘米至数米连续出现，常夹薄、中层具交错层理的颗粒粉晶白云（灰）岩，而后者的单层厚度横向也十分稳定。因此该纹层状泥粉晶白云岩形成于开阔台地相的潮下低能环境。

2. 含石膏假晶泥晶白云岩（M_2）

岩石呈灰色、浅灰色，中、厚层状，具水平纹层，常与藻纹层白云岩（S_1）和波状叠层石白云岩（S_2）互层，石膏呈柱状或板状，但被白云石交代，仅保留其晶形，含量可达 5%～6%。它形成于水体极浅、盐度较高的潮上坪沉积环境。

3. 薄板状泥、粉晶白云（灰）岩（M_3）

该岩相分布于灯一段至灯五段：为大套薄板状泥粉晶白云岩（或灰岩），单层厚度横向极为稳定，水平纹层十分发育，有时偶见准同生滑动变形构造，不与任何具浅水标志的岩石共生，但该类岩石可夹由浊流、碎屑流作用形成的岩石，因此，它一般形成于深水斜坡、盆地边缘及盆地中。

该岩石若出现在深水盆地相或盆地边缘中，由于处在欠补偿的饥饿环境，沉积速率很低，单层厚度为薄至页状、薄板状特征更为明显，毫米级纹层更发育；若靠近台地边缘的斜坡带上部，该岩石单层厚度可为薄至中层状，具水平层理，可出现少量粉屑、单层厚度和纹层厚度均明显增大，但仍显水平层理。

4. 薄互层泥粉晶白云岩（M_4）

该类岩石最大特点：①是与粉屑粉晶白云岩（灰岩）呈页状或薄层状互层，显示波状或透境状等潮汐层理，纹层厚通常从不足 1～n mm，尽管它们所形成的水体能量很弱，但却有相对较强和较弱的极频繁变化，这与周期性的涨潮—平潮—退潮—停潮作用有关；②该岩石在剖面上常与颗粒白云岩（灰岩）共生，而后者除具各种交错层和底冲刷面外，还显示厚度在横向上极不稳定，具侧向尖灭或呈条带状、透镜状；③该岩石也常与藻叠层白云岩共生，此时泥粉晶白云岩常与粉屑级藻屑白云岩组成页状或薄层互层，上述这些特点反映薄互层泥粉晶白云岩（灰岩）形成于潮间带的潮沟或潮汐坪环境中。

上述各类岩相均是低能环境下的产物，如潮上、潮下低能、斜坡、盆地相等均可出现，因此，其形成环境要靠与其共生的环境意义明确的岩相来确定。

（四）与重力成因有关的滑积岩、碎屑流岩相类型（B）

1. 孤立滑动岩块（B_1）

零星分布于灯一段。它是在水平纹层极发育的薄板状灰岩中见有砂级、细砾级乃至直径达 65 cm 的内碎屑岩块，它截断下伏岩层的纹层，同时造成上覆岩石纹层发生弯曲，它是由大小不等的岩块、砾屑顺坡滑动，在坡度变缓处停留下形成的产物。

2. 滑动变形泥晶白云岩（B_2）

水平纹层发育的泥晶白云岩（M_3），部分岩层遭到准同生滑动，导致原水平纹层发生强烈变形，形成滑动变形揉皱，滑动变形层理严格局限于岩层内部，而与其岩性相同的上下相邻岩层却表现为完好的水平纹层。

3. 碎屑流沉积（B_3）

主要分布在灯一段中下部，少数在灯二段底部，以深灰色、厚层状为主，累积厚达 14.8 m。主要是在大套薄板状灰岩（白云岩）中见有深灰色厚层状含砾砂屑粉屑含白云（质）灰岩，单层厚 15～45 cm，颗粒含量 15%～45%，其中砂屑 10%～25%，细砾屑 5%～20%，颗粒由粉屑粉晶白云岩或白云质灰岩组成，富含石膏假晶泥粉晶白云岩，藻叠层白云岩等，颗粒无分选、无粒序、颗粒之间为基质支撑，底部与薄板状纹层粉晶灰岩接触时，则具底截切面。

4. 浊流沉积（B_4）

分布在灯影组下部，灰色、深灰色，中层状—薄层状，由颗粒（粉晶）灰岩和颗粒（粉晶）白云岩组成，横向厚度较稳定，以低密度浊积岩为主。颗粒一般在 10%～35%，少数为 50%～65%，颗粒类型主要为砂屑级泥晶白云岩，部分为细砾屑级，岩层内部不具纹层，但可见正递变粒序层理。由于该区内浊积层发育较快，因此每个浊积层一般上界不明界，但底界一般较完整，可见侵蚀面构造，属鲍马序列的 A 段或 A、B 段沉积。

二、岩相组合及相类型

岩相组合即成因和形成环境都具有密切联系，并且在纵向和横向上相邻或相叠的一组岩相。上述 16 种岩相类型在剖面上呈有规律组合，已鉴别出 6 种组合型式，它们分别构成了湖北随州薛家店晚震旦世灯影期 7 种相类型。

1. 潮上—潮间坪上部组合（M_1+M_2）

该组合以纹层状泥粉晶白云岩（M_1）沉积为主，偶见含石膏假晶泥晶白云岩沉积（M_2）。该组合中水平纹层十分发育，可见鸟眼构造、干裂、石膏假晶等，上述特征表明该组合是盐度较高、气候干旱炎热的潮上坪沉积环境的产物（图 1）。

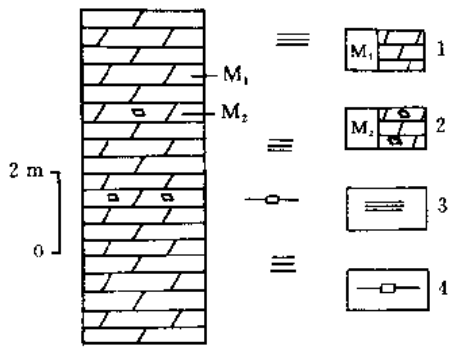


图 1　潮上—潮间坪上部组合

1—泥粉晶白云岩；2—含石膏假晶泥晶白云岩；3—水平纹层；4—鸟眼构造

2. 潮间坪组合（$M_4+G+S_1+S_2$）

分布于灯六段中上部。它可进一步分为：ⓐ$M_4+G_5+G_1$，ⓑ$G_2+S_1+S_2$ 两个亚组合。

a. 亚组合以薄层—页状泥粉晶白云岩（M_4）与颗粒粉晶云岩（G_1+G_5）构成薄互层，这种互层的厚度在侧向上比较稳定。在这些互层岩石中，页状单层厚以 1～3 mm 为主，少数不足 1 mm，薄层互层者多在 1～2 cm，它们多组成波状、脉状及透镜状层理。此外，在上、下相邻纹层的颗粒白云岩中，长形砂屑颗粒最大扁平面表现出反向叠瓦状排列的特点。上述特征反映该环境中不仅有水动力强弱的明显变化，而且反映曾经频繁地出现过水流流向相反的状况，这正是潮间带涨潮、退潮，流向相反等特征的产物（图 2）。

b. 亚组合以中—厚层亮晶含砾砂屑白云岩 G_2 沉积为主，常夹藻粘结岩（S_1）和波状叠

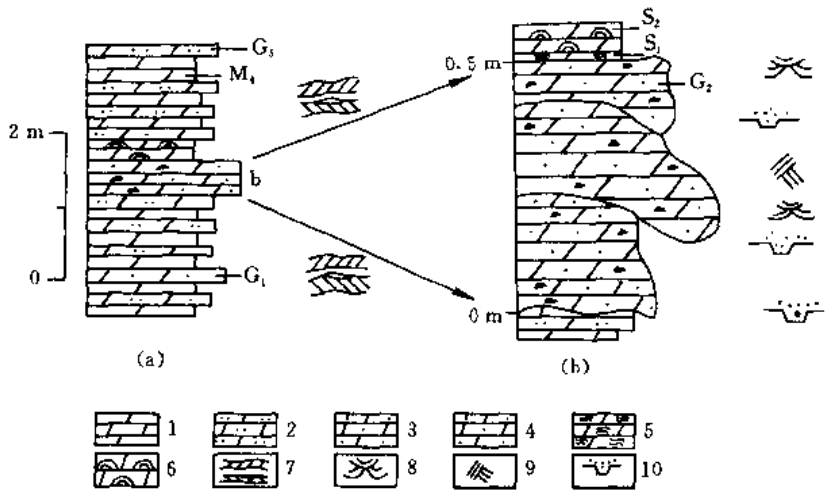


图 2　潮间坪组合

1—泥粉晶白云岩；2—粉屑白云岩；3—砂屑白云岩；4—含砾砂屑白云岩；5—藻粘结岩；6—波状叠层石白云岩；7—潮汐层理；8—槽状交错层理；9—楔状交错层理；10—侵蚀面构造

层石白云岩（S_2），b 亚相合一段作为夹层出现 a 亚组合中，b 亚组合的连续厚度通常为 0.3～1 m，最大可达 2 m，厚度横向分布不稳定，常具侧向尖灭。含砾砂屑白云岩中具中-大型楔状交错层理，底部具冲刷侵蚀面构造，砾屑含量一般在10%～20%，砾屑呈长条状，上、下相邻层中的扁平长条形砾屑具明显反向叠瓦排列的特征。在垂向剖面上，含砾砂屑白云岩向上被波状藻叠层石白云岩（S_2）和藻粘结岩（S_1）取代。藻叠层石白云岩多为中层状，单层厚 30～40 cm，由富藻纹层和富屑纹层交互，纹层以波状为主，上述较粗颗粒岩石组合及沙体侧向尖灭，底部具侵蚀面构造、长形砾屑反向叠瓦排列等特征反映出潮沟沉积特征。

3. 潮下坪岩相组合（$M_1+G_1+S_3$）

分布于灯六段中上部。该组合分ⓐ(M_1+G_5)，ⓑ($G_1+G_3+S_3$) 两个亚组合。ⓐ亚组合以灰色、浅灰色薄层纹层状粉晶白云岩为主（M_1）夹少量薄层粉晶粉屑白云岩（G_5），岩层中水平纹层发育，横向延伸稳定，属潮下低能滩间海沉积。ⓑ亚组合以灰色中厚层亮晶砂屑白云岩（G_1）沉积为主，夹亮晶鲕粒白云岩（G_3）和柱状叠层石白云岩（S_3），具中-大型槽状交错层理，属潮下高能浅滩沉积。

4. 台地边缘滩相组合（G_4+G_2）

分布于灯六段中部第 99 层，厚 2.1～2.2 m，主要由浅灰色厚层亮晶核形石白云岩（G_4）组成，底部见亮晶含砾砂屑白云岩（G_2）与亮晶砂屑白云岩（G_1）互层等组成。核形石白云岩单层厚 30～50 cm，具大－中型槽状交错层理和平行层理，层系厚 5～12 cm。核形石颗粒直径一般为 0.5～1 mm，少数可达 1～2 mm，胶结物为亮晶，上述岩性组合反映出高能滩相沉积环境的特点。该岩石组合在工区内厚度十分稳定，可见范围内横向延伸十几公里，下伏层是一套巨厚的深水斜坡和盆地相岩性组合，上覆地层是近 400 m 厚的潮坪环境岩石组合，因此它属于海退层序的台地边缘滩相组合沉积（图 3）。

5. 斜坡相组合（M_3+B）

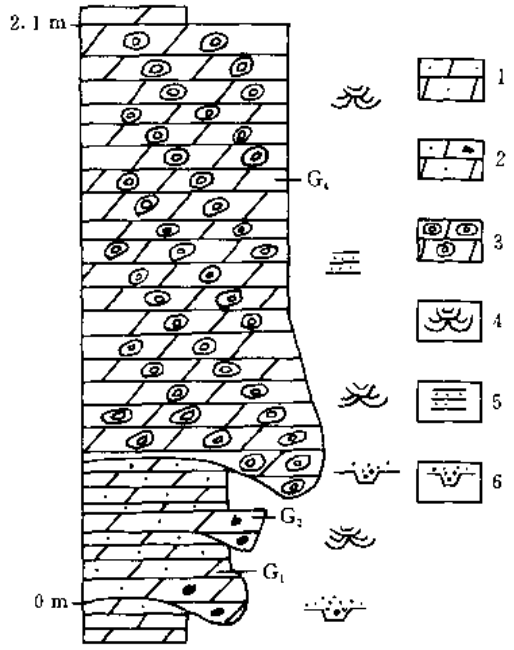


图 3　台地边缘滩相组合

1—砂屑白云岩；2—含砾沙屑白云岩；3—核形石白云岩；4—槽状交错层理；5—平行层理；6—侵蚀面构造

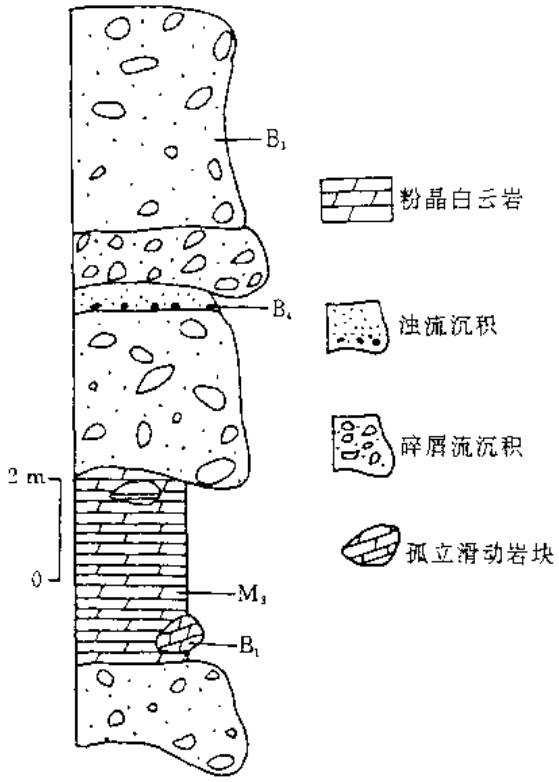


图 4　斜坡相沉积组合

分布于灯一段下部，灯四段、灯五段和灯六段下部，主要以薄板状泥、粉晶白云岩（M_3）沉积为主，夹重力流沉积（B）。该组合中薄板状泥、粉晶白云岩（M_3）极为发育，为灰色、深灰色，单层厚度仅 1～3 cm，横向厚度极为稳定，水平纹层十分发育，见准同生滑动变形构造。该组合中重力流沉积约占 10%～12%（图 4），主要分孤立滑动岩块（B_1）、碎屑流沉积（B_3）和浊流沉积（B_4）。

6. 盆地边缘相组合（M_3+B_4）

分布于该剖面灯一段上部、灯二段下部、灯三段上部。主要以薄板状纹层灰岩或白云岩（M_3）沉积为主，夹灰色中层状浊积灰岩。浊积岩以低密度为显著特点，颗粒含量一般为 10%～30%，粒度以粉屑级、细砂屑级为主，少数为细砾屑，成分为粉晶灰岩或泥粉晶白云岩，基质为灰泥或云泥，浊积岩具正粒序层理，底部具侵蚀面构造。

7. 盆地相

主要分布于灯二段上部和灯三段下部。主要由深灰色薄层状粉晶灰（云）岩组成（M_3）。这类岩石具如下特点：①均为薄板状，单层厚度横向十分稳定；②水平纹层十分发育；③岩石颜色均比较深，为含浸染状黄铁矿所致；④岩石中均无任何重力流沉积的夹层，也无任何滑动变形的出现；⑤无任何底流活动形成牵引流沉积构造。上述这些特征反映出它们形成于沉积速率很低的欠补偿的饥饿环境，水介质为还原，地形十分平坦，是重力流

难以达到的深海盆地相。

三、岩相序列及环境演化特征

岩相组合在空间上的分布构成了岩相组合序列，或称岩相序列。根据岩相组合在剖面上分布的特点，可以划分出浅水台地岩相序列、台地边缘相序列和深水斜坡-盆地相序列。

浅水台地相序列主要分布于灯六段中上部，主要由潮上-潮间坪上部、潮间坪、潮下坪等三个岩相组合组成，以发育纹层状白云岩、含石膏假晶白云岩为主要特点，其间夹一些颗粒白云岩、叠层石白云岩等，见石膏假晶、双向交错层理等，显示出潮坪沉积特征。

台地边缘岩相序列主要发育于灯六段中部，由台地边缘滩相组成，以发育浅灰色中—厚层状亮晶核形石灰岩为主要特点，见大型槽状交错层理。

深水斜坡-盆地岩相序列分布于灯一段—灯六段下部，由斜坡相、盆地边缘相和盆地相三个岩相组合组成，以发育暗灰色薄层状粉晶灰（云）岩为主要特点，其间夹一些孤立滑动岩块以及碎屑流和浊流沉积。

纵观湖北随州薛家店晚震旦世灯影期沉积相的演化可以看出，该区自下而上主要由深水斜坡-盆地岩相序列→台地边缘岩相序列→浅水台地岩相序列组成，它们构成了一个比较完整的向上变浅的海退沉积序列。

参 考 文 献

[1] 赵澂林、吴崇筠，油区岩相古地理，石油工业出版社，1989。

[2] 杨伟东、关平等，英汉沉积学解释词典，104页，北京大学出版社，1990。

[3] 朱忠德、胡明毅等，湖南石门灯影期岩相和沉积环境，石油与天然气地质，1993，第4期，261～271。

新疆巴楚小海子地区石炭系陆源碎屑碳酸盐与硫酸盐混合沉积

肖传桃　胡明毅　　崔江利

（江汉石油学院地质系，湖北荆州市，434102）　（华北水电学院，郑州，450000）

摘　要：巴楚小海子地区石炭系为一套较典型的陆源碎屑、碳酸盐与硫酸盐混合沉积物，且主要形成于潮坪-潟湖环境之中。其混合沉积物表现为以下11种形式：①灰岩夹粉砂岩；②灰岩与页岩互层；③石膏岩与泥晶灰岩互层；④石膏岩夹粉砂岩；⑤石膏岩与泥岩互层；⑥石膏岩夹粉砂岩、灰岩和白云岩；⑦粉砂岩、灰岩与石膏岩互层；⑧陆源碎屑散布于碳酸盐基质之中；⑨碳酸盐作为碎屑岩的填隙物；⑩碳酸盐泥与陆源泥混合沉积；⑪碳酸盐颗粒与陆源砂混合沉积。混合沉积物形成机制分析表明，本区石炭系混合沉积物严格受气候、海平面变化和物源的控制。

关键词：陆源碎屑；碳酸盐；硫酸盐；混合沉积；石炭系；新疆

第一作者简介：肖传桃，男，33岁，副教授（硕士），地层学及古生物学。

陆源碎屑、碳酸盐和硫酸盐的混合沉积在文献中报道较少。巴楚小海子地区石炭系具有较典型的上述三种岩类的混合沉积特征，它们主要形成于较低能的潮坪、潟湖环境体系之中。

一、地层简介

巴楚小海子地区石炭系剖面是伸入塔里木盆地沙漠腹地唯一的露头剖面，将石炭系划分为巴楚组、卡拉沙依组和喀拉拜勒组。“八五”期间，我们详细实测了该剖面，并对其地层单位进行了重新划分和修订❶[1]。以下简述该区石炭纪地层情况。

1. 巴楚组（新定义）

下段：底部为灰色薄至中厚层亮晶砂质、砂屑灰岩、泥晶含砂质砂屑灰岩、砾屑灰岩夹白色薄层硬石膏岩与灰质泥岩互层，其中产牙形刺 *Clydagnathus gilwernensis*、*Pseudopolygnathus dentilineatus*、*Bispathodus aculeatus aculeatus*；腕足类：*Ptychomaletoechia kinglingensis*, *P. panderi* 等。中-下部为灰绿色薄至中层粉-细砂岩及含灰质泥质粉砂岩。上部为灰白色石膏岩夹灰绿色薄层钙质粉砂岩。厚73 m。

上段：下部为灰、灰黄色薄至中层泥晶生屑灰岩。中部为灰色、灰黄色薄层泥晶生屑灰岩为主，夹多层灰色灰质页岩、粉砂岩、灰质粉砂岩和亮晶砂屑灰岩。上部为灰色薄至中层泥晶生屑灰岩夹亮晶砂屑灰岩，该段产有牙形刺：*Polygnathodus communis communis*，

❶ 李罗照等，1994，塔里木盆地石炭—二叠纪地层划分与对比（“八五”国家重点攻关项目报告）。

P. inornathus, *P. inornathus inornathus*, *Bispathodus aclueatus aculeatus*；腕足类：*Schuchertella guizhouensis*, *Ptychomaletoechia kinlingensis* 以及腹足类、有孔虫等。厚 34 m。与下伏甘木里克组呈整合接触。

2. 卡拉沙依组

主体为大套白色石膏岩，其中，在底部与含泥泥晶灰岩构成互层，并产牙形刺：*Clydagnathus Cavusformis* 等。在下部与灰绿色粉砂质泥岩构成薄互层，在上部夹多层为绿色薄层粉砂岩，灰色薄层泥晶灰岩和灰质云岩。在顶部与灰色薄层灰质粉砂岩、灰色中薄层泥晶灰岩构成薄互层，厚 316.5 m。

3. 喀拉拜勒组（新组）[1]

下部：以灰色中厚层泥-微晶灰岩为主，夹有泥晶含粉砂质灰岩和泥晶粉砂质灰岩及灰质页岩，产少量有孔虫 *Archaeosphaera minima*，厚 10.5 m。

中部：以紫红色粉砂质泥岩、紫红色厚层状泥晶灰岩为主，夹灰白色薄层灰质砂岩、粉砂岩和泥晶砂质灰岩，其中产蜓类：*Fusulinella* cf. *pseudocolaniae*, *F. provecta*；腕足类：*Choristites planus*. *C.* cf. *mosquensis*, *Neochonetes granulifera* 及珊瑚类：*Bradyphyllum* sp. 等，厚 4.4 m。

上部：为灰色中薄层含泥泥晶灰岩夹砂屑灰岩，其中产蜓类：*Profusulinella* sp. 及牙形刺类：*Idiognathodus delicatus* 等，厚 3.9 m，与上覆南闸组呈平行不整合接触。

二、岩石类型及特征

本区石炭系岩石以碳酸盐岩、陆源碎屑岩和硫酸盐岩为主，它们在地层中的含量依次为 13%，16%和 61%。

1. 碳酸盐岩

本区碳酸盐岩在巴楚组、卡拉沙依组和喀拉拜勒组中均有分布，且以灰岩占绝对优势，其次为少量白云岩。灰岩中大多混有一定数量的陆源碎屑，且以砂和粉砂为主。

（1）灰岩

本区石炭系碳酸盐岩中，以灰岩占优势，占碳酸盐含量的 95%，其主要类型为颗粒灰岩和泥晶灰岩，以下分述。

① 颗粒灰岩

约占碳酸盐岩含量的 80%，且见于巴楚组、卡拉沙依组和喀拉拜勒组中，其颜色呈灰、灰黄、灰黄绿、深灰等。颗粒含量为 25%～60%不等，粒间为亮晶方解石或泥晶方解石充填，灰岩中多混有一定数量的陆源碎屑，以细砂和粉砂为主，其成分主要为石英。当陆源碎屑含量大于 50%时，岩石过渡为灰质砂岩或灰质粉砂岩。颗粒类型主要为砂屑、粉屑、砾屑和生物屑。

砾屑主要分布于巴楚组底部，其含量约为 15%，大小为 1～8 cm，多为 2～3 cm，成分为泥晶灰岩，呈竹叶状或长椭圆形，其间多为泥晶方解石。

砂屑见于巴楚组、卡拉沙依组底部及喀拉拜勒组中，含量为 20%～35%，大小多为 0.5～1.5 cm，常具泥晶套，分选和磨圆中等，其间主要为亮晶方解石充填。

粉屑主要见于巴楚组底部和顶部，含量为 15%～60%，分选磨圆均较好，常具泥晶套，

其间为亮晶方解石充填。

生物屑主要见于巴楚组上部，含量为30%～40%，主要门类有棘皮类、腕足类、双壳类、三叶虫和介形虫等，分选中等至差，磨圆差至中等，其间为泥晶方解石所充填。

除上述颗粒类型外，其次还含有少量团粒，由泥晶方解石组成，见于巴楚组上部，含量为5%～15%，与粉屑共生。

② 泥晶灰岩

约占碳酸盐岩含量的15%，见于巴楚组、卡拉沙依组及喀拉拜勒组中，且有些层段混有一定数量的陆源碎屑，主要为砂和粉砂，含量为10%～30%，成分为石英，呈棱角状至次棱角状。

(2) 白云岩

在本区石炭系中含量较少，仅占碳酸盐岩含量的5%，主要见于卡拉沙依组中。主要成分为泥晶—微晶白云石，并混含有少量泥晶方解石。

2. 硫酸盐岩

该类岩石在本区石炭系中占优势，占地层含量的61%，且主要见于卡拉沙依组中，其次见于巴楚组中，本区硫酸盐岩以石膏岩和硬石膏岩形式存在。

硬石膏岩主要见于巴楚组底部，呈青灰色至灰白色，较为坚硬，单层厚约5～10 cm，与灰质泥岩呈薄互层，累计厚约35～40 cm。

石膏岩主要见于卡拉沙依组和巴楚组中部，呈白色，质疏松，层理不明显，占硫酸盐岩含量的98%，在地层中大套出现。

3. 陆源碎屑岩

本区陆源碎屑岩占地层含量的16%，在巴楚组、卡拉沙依组和喀拉拜勒组中均有分布，且以巴楚组中的含量占优势。其类型主要有砂岩、粉砂岩及泥（页）岩。

(1) 砂岩

主要分布于巴楚组下部，少量分布于喀拉拜勒组中，占陆源碎屑岩含量的30%，其颜色呈灰、灰绿及灰白色等。砂岩以细砂岩为主，其次为极细砂岩。其中的碎屑成分以石英为主，含量为40%～85%，其次为岩屑，含量为20%～30%，且以泥岩岩屑为主，长石含量较少，为5%～10%，以斜长石为主，次为钾长石。碎屑多呈棱角状至次棱角状，分选中等至较好。以颗粒支撑为主，其次为杂基支撑，填隙物主要以杂基形式出现，且主要为硅质和泥质，次为灰质，局部层段以灰质为主。

(2) 粉砂岩

构成了本区陆源碎屑岩的主体，占其含量的60%，且在巴楚组、卡拉沙依组和喀拉拜勒组中均有分布，颜色呈灰和灰绿色。进一步可分为粉砂岩、泥质粉砂岩和灰质粉砂岩。粉砂岩中的碎屑成分以石英为主，含量为40%～70%，其次为岩屑和长石。碎屑呈棱角状至次棱角状，分选较好，呈颗粒支撑和杂基支撑。填隙物主要为硅质、泥质和灰质。

(3) 泥岩与页岩

占陆源碎屑岩含量的10%左右，主要分布于巴楚组和卡拉沙依组中，少量分布于喀拉拜勒组中，颜色呈灰、灰绿色和紫红色。其中含有一定量的粉砂。泥（页）岩成分以粘土矿物为主，含量约60%～80%，非粘土矿物主要的方解石和少量石英，含量分别为20%～30%和5%～10%。局部层段灰质含量可达40%～50%。

128036

三、混合沉积物的类型、特征及其形成机制

本区石炭系陆源碎屑、碳酸盐与硫酸盐混合沉积表现为两大类型11种形式（图1）。近岸沉积区沉积物类型的分布虽然与物源供应有密切关系，但在很大程度上受海平面变化所控制，这一特征在碳酸盐与陆源碎屑混合沉积区表现得更为明显[1]。巴楚小海子地区石炭系陆源碎屑、碳酸盐与硫酸盐的混合沉积物的形成，不仅与该区的物源供应情况、海平面变化密切相关，而且与该时期的气候变化关系较大。以下简述本区石炭系陆源碎屑、碳酸盐与硫酸盐的混合沉积物的类型、特征和形成机制。

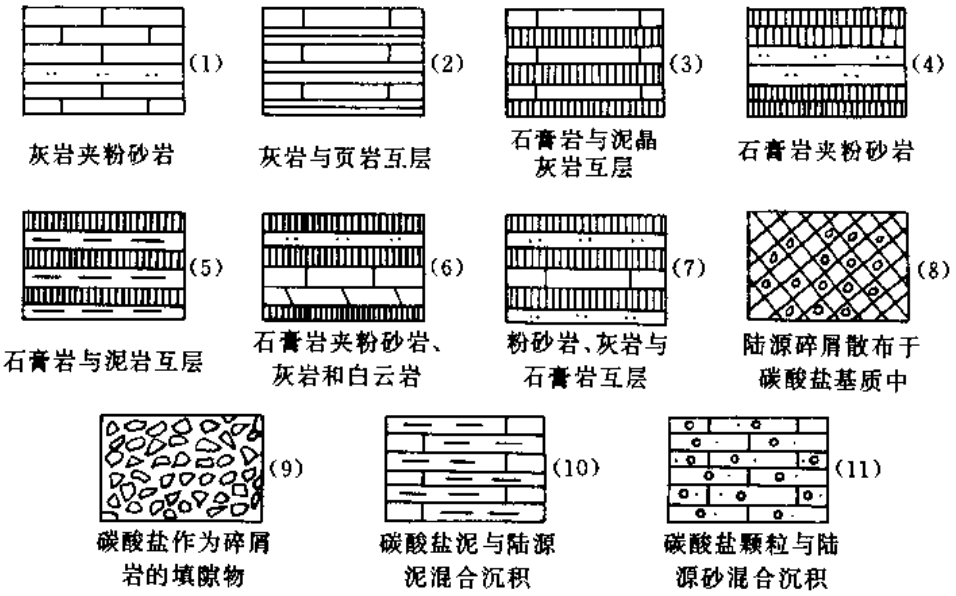


图1 陆源碎屑、碳酸盐与硫酸盐混合沉积物表现形式

1. 宏观混合沉积物

（1）灰岩夹粉砂岩

出现于巴楚组上段下部和喀拉拜勒组中部，以泥晶生屑灰岩、泥晶灰岩和砂质灰岩为主，单层厚5～20 cm。粉砂岩呈夹层形式出现，单层厚5～10 cm。

该类混合沉积是海平面上升过程中短暂间断所致。灰岩是海平面上升过程中，陆源碎屑受到抑制，在清水环境所形成的产物。而粉砂岩夹层的出现则是在海平面主体上升过程中的短暂间断，由于海平面上升速率的减慢、停止甚至下降，容纳空间增长速率的减慢，甚至小于沉积物的堆积速率，使得清水环境遭到破坏，从而导致了陆源碎屑向盆地的迁入，形成了粉砂岩夹层。

（2）灰岩与页岩互层

[1] 肖传桃等，1997，新疆阿克苏沙井子地区康克林组碳酸盐与陆源碎屑组合沉积。新疆石油地质，18（2）。

见于巴楚组上段中部，以灰色混晶生屑灰岩和灰色页岩互层为特征，灰岩单层厚 5～8 cm，页岩中的页理发育。

该类混合沉积是由于海平面上升过程中存在多个次级的升降旋回。海平面的上升过程中以清水碳酸盐沉积为主，海平面上升至高水位期，由于容纳空间增长速率的减慢，导致陆源泥的向盆地的迁入，形成了浑水沉积。

（3）石膏岩与泥晶灰岩互层

出现于卡拉沙依组底部，以白色石膏岩与灰、灰黄色薄层泥晶灰岩互层为特征，每个互层厚约 20～30 cm，灰岩单层厚为 8～10 cm。

该类混合沉积形成于潟湖中，且是由于潮湿气候和炎热干旱气候交替作用的结果。在潮湿气候下，由海平面的持续上升，抑制了膏岩的沉积，代之而发育了清水碳酸盐岩；在炎热干旱气候下，则发育了石膏岩。

（4）石膏岩夹粉砂岩

见于巴楚组下段顶部，以白色石膏岩为主，石膏岩质疏松，层理不显著，粉砂岩呈夹层形式出现，单层厚 5～10 cm，累厚约 80 cm，粉砂岩颜色呈灰绿色。

该类混合沉积主体形成咸化潟湖环境中，其中灰绿色粉砂岩夹层的出现则反映部分时期气候转为潮湿，在海平面缓慢上升和陆源碎屑供应较充足的条件下沉积的结果。

（5）石膏岩与泥岩互层

出现于巴楚组底部和卡拉沙依组下部，以白色石膏岩与灰绿色薄层粉砂质泥岩互层为特征，粉砂质泥岩单层厚约 5～8 cm，其中可见水平层理和小型沙纹层理。

该类混合沉积形成机制与（3）基本相似，不同的是，在潮湿气候下，海平面上升缓慢，故而形成了陆源碎屑沉积。

（6）石膏岩夹粉岩、灰岩和白云岩

见于卡拉沙依组上部，以白色石膏岩为主，夹多层灰绿色薄层粉砂岩，灰色薄层泥晶灰岩和薄层白云岩，粉砂岩、灰岩和白云岩，单层厚为 2～5 cm。

该类混合沉积也是在炎热干旱气候和潮湿气候频繁交替作用的结果。在炎热干旱气候下，在咸化潟湖中沉积石膏岩，在潮湿气候下，若海平面上升较快，则以清水碳酸盐沉积，若海平面上升缓慢，则发育陆源碎屑岩。

（7）粉砂岩、灰岩与石膏岩互层

出现于卡拉沙依组顶部，以灰色薄层粉砂岩、灰色中至薄层泥晶灰岩和石膏岩三者组成的互层为特征，前两者单层厚 8～15 cm。膏岩中见不显著的水平层理，灰岩中见水平层理。

该类混合沉积与（6）的形成机理相同。

2. 微观混合沉积物

（1）陆源碎屑散布于碳盐基质之中

见于巴楚组下段底部、卡拉沙依组下至中部。岩性为亮晶砂质砂屑灰岩、泥晶砂质灰岩、亮晶含砂质砂屑灰岩、泥晶含砂质灰岩及泥晶（含）粉砂质灰岩等。陆源碎屑以砂和粉砂为主，成分主要为石英，含量为 10%～45%，呈棱角状至次棱角状，并散布于泥晶或亮晶方解石基质之中。

该类沉积物中，方解石含量大于 55%，其次为陆源碎屑成分，笔者认为，该类混合沉

积物主要形成于海平面上升晚期即高水位期（或最大海泛面之后的时期）。该时期虽然陆源碎屑受到抑制，但由于海平面上升到达了最大海泛面，并处于缓慢上升状态、停止状态以及初期下降状态，从而导致了沉积物容纳空间增长速率逐渐减慢，不免致使少量陆源碎屑向盆地的迁入，故形成了碳酸盐为主，陆源碎屑为辅的混合沉积物。

（2）碳酸盐作为碎屑岩的填隙物

出现于巴楚组下段上部、上段中部，卡拉沙依组顶部及喀拉拜勒组中部。岩性表现为灰质粉砂岩、灰质砂岩，其中的方解石含量为25%～45%，且多呈泥晶方解石形式存在，陆源碎屑含量为60%～75%，碎屑成分以石英为主，呈棱角状至次棱角状，岩石以颗粒支撑为主，泥晶方解石充填于陆源碎屑之间的孔隙中。

该类混合沉积物中，陆源碎屑成分为主，含量大于60%，其次为碳酸盐。笔者认为该类混合沉积物主要形成于低水位晚期，即在初始海泛面附近，由于该时期海平面处于缓慢上升状态，沉积物容纳空间增长速率较慢，虽然在一定程度上可抑制陆源碎屑的沉积，并可沉积一些盆地内的组分，即碳酸盐，但仍然阻挡不了大量陆源碎屑向盆地的迁入，故形成了以陆源碎屑为主，碳酸盐为辅的混合沉积物。

（3）碳酸盐泥与陆源泥混合沉积

见于巴楚组上段中部和喀拉拜勒组底部。岩性为灰质泥（页）岩，其中，方解石含量为25%～45%，陆源泥含量为55%～75%。

该类混合沉积形成机理同（2），且尚须进一步研究。

（4）碳酸盐颗粒与陆源砂混合沉积

见于巴楚组下段底部，岩性为亮晶砂质砂屑灰岩、亮晶含砂质砂屑灰岩。以砂屑和陆源砂混沉积为特征，砂屑含量为25%～40%，且多具泥晶套。陆源砂含量为10%～30%，以石英为主，呈棱角状至次棱角状，两者均散布于亮晶方解石之中。

该类混合沉积物形成于能量较高的潮间带，其机理同（1）。

综上所述，本区石炭系陆源碎屑、碳酸盐与硫酸盐混合沉积物严格受气候、海平面变化和物源等控制。

参 考 文 献

[1] 肖传桃、李罗照、姜衍文等，新疆巴楚小海子地区小海子组内沉积间断的发现及其意义，石油勘探与开发，1995，22（3）：54～57。

中国湖北和美国西部下奥陶统生物礁[1]

J. Keith Rigby　　Matthew H. Nitecki

（杨伯翰大学地质系，犹他州普罗沃市，84602）　（芝加哥自然历史博物馆，芝加哥，60605）

朱忠德　刘秉理　姜衍文

（江汉石油学院地质系，荆州，434102）

摘　要：通过对中国湖北和美国西部犹他州、得克萨斯州和俄克拉何马州早奥陶世生物礁的对比研究，发现：全球范围内的下奥陶统生物礁从生物学的角度上讲都是相当简单的，几乎所有的下奥陶统的生物礁中最重要的成分是叠层石藻和蓝细菌，许多生物礁常常伴生有水道，生物礁都是小型构造，具有原地生物的块体；一般包括潜穴，内碎屑粒泥岩，生物礁碎屑组成的礁缘厚盖层；常见沉积相突变。

关键词：中国湖北；美国西部；生物礁

第一作者简介：J. Keith Rigby，男，70岁，博士，美国杨伯翰大学终身教授，国际著名专家。

湖北西部小型奥陶系生物礁与犹他州西部、得克萨斯州和俄克拉何马州等地同时代生物礁有惊人地相似。显著相似的生物礁广泛发育于早奥陶世热带海域（图1）；在古生代生物礁中，对古生物学家们来说可能是最不熟悉下奥陶统生物礁。

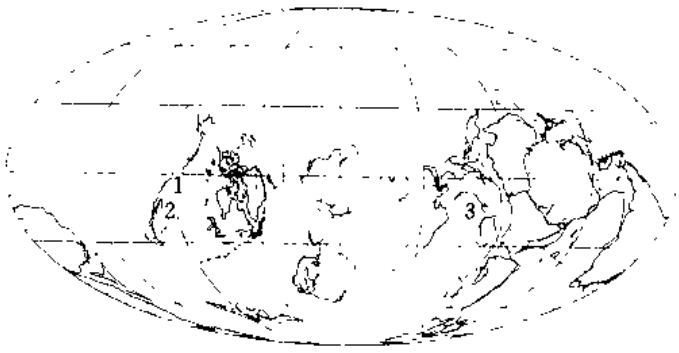


图1　广泛分布的小型奥陶纪生物礁

（底图据 Scotese 和 Mckenow，1990）

1—犹他州西部；2—得克萨斯西部；3　中国湖北

[1] 本文的英文版发表在 Ordovician Odyssey：Pacific Section SEPM，1995，423～426。

朱忠德等将湖北西部下奥陶统生物礁分为三类：灰泥藻礁、Batostoma-障积礁和藻粘结-Archaeoscyphia 障积礁[1]。这些生物礁以其规模小，呈带状频繁出现为特征。湖北最大的灰泥藻礁长 24 m，高 3 m，最小长 0.9 m，高 0.5 m。在宜昌向北数公里的黄花场地区 0.3 km² 的采石场开采剖面上，暴露出 10 余个礁体[1]（图 2、图 3）。

这些生物礁中 90%以上是灰泥，主要为泥屑灰岩和障积岩构造。它们的礁基、礁盖和礁间沉积均是具亮晶方解石胶结或者灰泥充填的生物碎屑灰岩。共生的碳酸盐岩层系具 5～10 cm 的交错层理。灰泥生物礁有原地生物 *Calathium*、*Archaeoscyphia*、*Cyanobacteria* 和 *Girvanella*。在单个生物礁中，各种生物向上数量逐渐增加，最多者可达到礁体的 20%，礁核由粘结粒泥岩组成。*Girvanella* 和 *Pulchrilamina spinsa* 是特征性的生物，*Calathium* 和 *Cyanobacteria* 是主要建架者。藻礁灰岩中的障积作用比灰泥礁中强，比障积灰岩礁中弱。

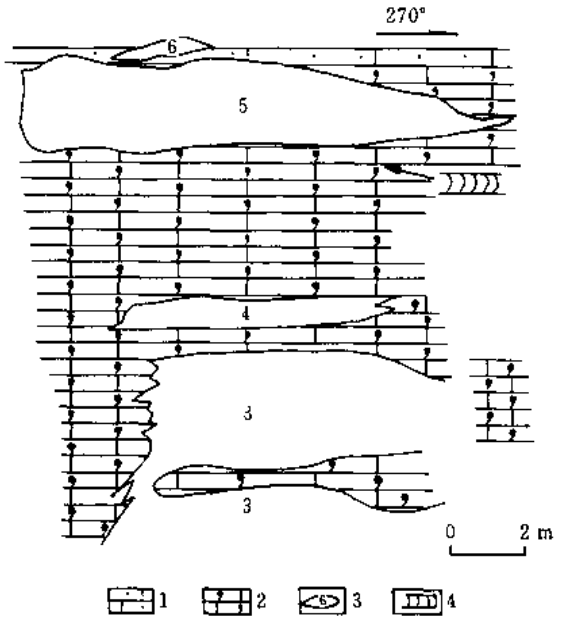


图 2　湖北宜昌黄花场地区 3、4、5、6 号礁体横剖面图

（据朱忠德，1993）

1—砂屑灰岩；2—生物屑灰岩；3—礁体及礁号；4—大型交错层理

第二类生物礁是 *Batostoma* 障积礁，最常见于分乡组中部和红花园组（图 3），长可达 130 m，高 11.5 m。它们发育在生物屑占岩石体积 60%以上的中层-厚层状亮晶生物屑灰岩之中。从底向上，生物礁内的微相为 *Batostoma* 障积岩、粘结-泥粒岩、藻粘结岩和 *Batostoma* 障积岩，顶部和底部的 *Batostoma* 障积岩与围岩为突变接触。亮晶方解石胶结的中层状至厚层状生物碎屑灰岩埋藏了礁体。

第三类是藻粘结-*Archaeoscyphia* 障积礁，常见于宜昌北部黄花场的红花园组。礁体呈不规则的椭圆形，规模相当小，这表明粘结作用是次要的。主要的建礁生物是 *Ar-*

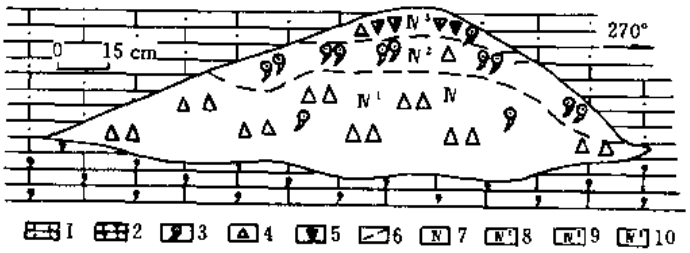


图 3　红花园组 6 号礁的详细剖面

（图 2 上部所示，据朱忠德，1993）

1—内碎屑灰岩；2—生物礁灰岩；3—*Calathium*；4—*Batostoma*；5—*Archaeoscyphia*；6—生物群落分界线；7—初级粘结阶段；8—粘结阶段；9—粘结-障积阶段；10—障积阶段

chaeoscyphia，它们障积了灰泥，以障积岩为主的礁核形成期间，这种障积作用也常见。礁群落显示了三个演化阶段，包括集群阶段、发展阶段和衰亡阶段。这三个阶段反映了沉积环境和水能量对礁体演化的控制。

生物礁中的 *Calathium* 呈圆锥形或杯形，宽可达 15 cm，具有生物碎屑和灰泥充填的中央腔。有一些个体是直立或者稍弯曲，但许多小的 *Calathium* 明显倒伏。*Archaeoscyphia* 是一种石海绵类，通常呈单体，直径 1～3 cm，外形呈圆锥形到圆筒状，常常在生长位置被群体生物的纹层所缠绕粘结，这些生物如 *Pulchrilamina* 或者蓝细菌纹层。

采石场剖面上的小型礁中的苔藓虫 *Batostoma* 群落十分丰富，形成生物礁良好的障积骨架。在几个小型礁的局部，*Batostoma* 障积微相中的 *Batostom* 占礁体积的 70%～80%。在 *Calathium-Archaeoscyphia* 微相中，这些圆锥到圆筒状生物是主要的，且个体完整。

得克萨斯州和邻近新墨西哥州的 Franklin 山脉南部麦肯里根峡谷组的下奥陶统生物礁突出地出露在悬崖壁上，呈显著的加积构造。这些高宽达 5～10 m 的似丘状构造的生物礁含有清楚的生物群。这些礁常常被粗粒砂屑灰岩充填的水道所切割，表现了明显的侵蚀特征。

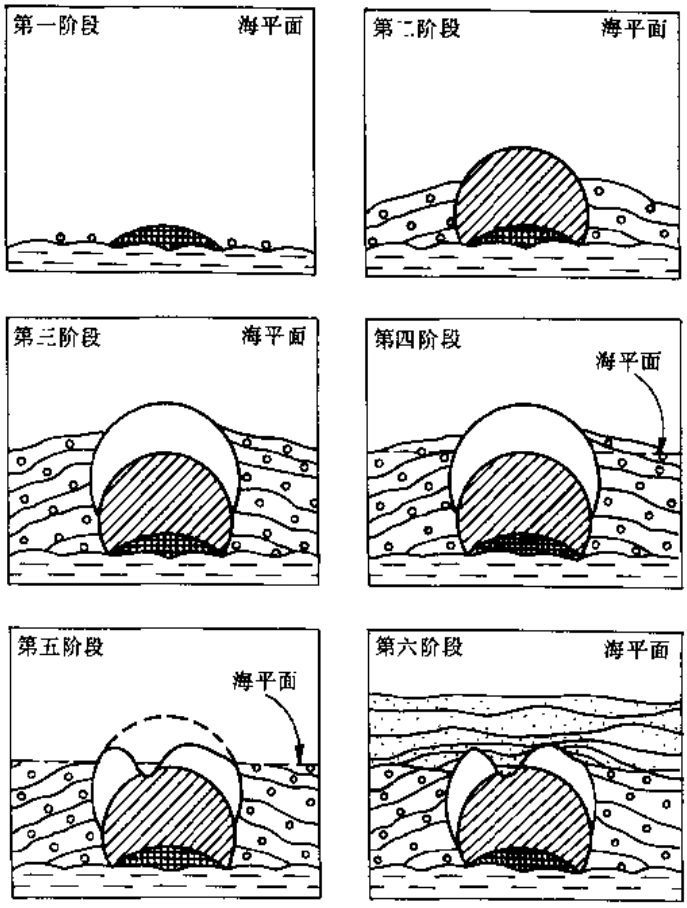


图 4　得克萨斯州西部 Ei Paso 地区 Mckelligon Canyon 组典型生物礁的生长阶段和埋藏的图示层序

（据 Toomey 和 Nitecki，1979）

Toomey 和 Nitecki (1979) 认识到礁体发展的六个阶段 (图 4)。第一阶段被解释为生物块体生长的先驱群落，它由殖根的棘皮类组成，偶尔有 *Calathium*、*Archaeoscyphia* 和小型群集的腕足类 *Finkelnburgia* 属和 *Oligorthis* 属。

第二阶段中，生物礁扩大发育成熟的群落，群落演化成为更多的“成熟”组合。这个阶段的岩石含有掌状叠层石或蓝细菌或藻群落，还的另外一些藻类，有疑问的 *Girvanella*、*Nuia* 以及 *Calathium* 和 *Archaeoscyphia*，伴随有殖根的棘皮动物、腕足类、正形贝类、腹足类、头足类和三叶虫类。该阶段，群体的 *Pulchrilamina* 出现于群落中。

第三阶段是生物礁发育的鼎盛时期，形成了最高的生态群落，群体的 *Pulchrilamina* 成为主要的，伴随有海绵、似海绵生物，如 *Calathium* 和 *Archaeoscyphia* 在数量上大大减少。在上述全部阶段中，来自生物礁的一些碎屑分散于生物礁侧翼。第四阶段海平面下降，礁顶部暴露，礁停止生长。紧接着的第五阶段生物礁的生长完全中断后，生物礁表面硬化，然后发育了水道，开始侵蚀并改造礁体的形态。最后第六阶段是海平面上升，引起沉积物埋藏了生物礁。

犹他州西部 Poganip 群的 House、Fillmore 和 Wahwah 组石灰岩中极好地出露小型早奥陶世生物礁。最早识别的奥陶系生物礁是在 House 组灰岩中，它们是一些小的简单的礁，以叠层石、蓝细菌和藻壳为主，海绵和另外一些后生动物是次要的生物组分。在上覆 Fillmore 组灰岩中，礁组合逐渐变得复杂，并且形成一些透镜体或长面不规则的椭球形礁体。其直径可达 10 m (图 5)。较早期的礁基本是由叠层石组成，随着时间的变化，石化海绵和 *Calathium* 变得愈为重要，生物组合中的海绵，包括圆锥形的薄壁海绵，它们和圆锥状-柱状，局部环状的托盘类 *Calathium* 伴生，组成了 Fillmore 组层序上部的礁的主体。

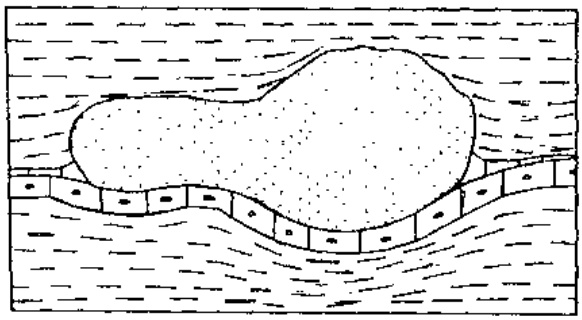


图 5　表明 1.5 m 高的礁核与围岩关系的理想横剖面图
(据 Church，1974)

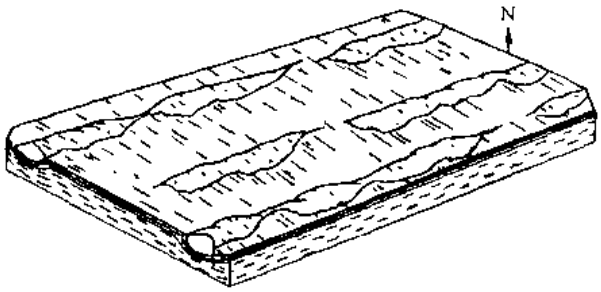


图 6　犹他州西部 Ibex 地区产礁地层礁产状的理想断块图
(据 Church，1974)
生物礁 1～1.5 m 高，10 m 间隔

在上覆的阿伦尼格阶 Wahwah 和 Juab 组灰岩中，一些生物礁的直径达 10 m，并且含有厚壁花瓶形到低而深的倒锥状 *Zittelellid* 和 *Psarodictyid anthaspidellid* 海绵。较新的 Juab 组灰岩上部的生物礁，直径达 13～14 m，为海绵粘结岩和障积岩。在 *Archaeoscyphia* 中，圆锥形的 *Zittelellid* 和漏斗形的 *Psarodictyids* 是建架者和障积者，它们被粘结在叠层石

基质中，后一类生物礁迄今没有详细调整。

Church（1974）研究了犹他州西部 House 山脉中 Fillmore 组灰岩中的生物礁。在那个地区，生物礁发育在扁平砾石灰岩之上。它们高 1～1.5 m，宽 2～3 m，长可达 30 m。在一个生物礁产区，有 80～100 列平行而不连续的礁行，在近 900 m 宽的范围内产出，礁体的平均间距为 10 m（图 6）。生物礁呈规则的排列，表明可能是定向水流的影响，或者像中国的生物礁那样，先期地形的形态提供了合适的底床。礁演化的第一阶段的最早期，简单的藻类演化至第二阶段海绵-藻类组合。该阶段中，海绵和 *Calathium* 作为建架生物，而藻类和蓝细菌作为粘结生物。建架生物、障积生物包括海绵、藻类和 *Calathium*。海绵是石海绵类 *Anthaspidellid*，其中最丰富的是厚壁的 *Archaeoscyphia*，次之为碟形到杯形、柱形、管形和被结壳的厚壁海绵，后者常常在生长位置。叠层藻似乎是生物礁早期的稳定生物，它粘结了内碎屑和障积生物，从而形成礁基，并不断地粘结随后到达的海绵和似海绵组合分子。高达 15 cm、直径达 6 cm 的 *Calathium* 常常发现在垂直生长位置出现，并且有类似根状的附生系统。附礁生物具有很大的分异度，一般，从 House 组灰岩早期简单的礁，向上到复杂一些的 Fillmore 组灰岩中某些礁体，分异度向上增加。在 Wahwah 组和 Juab 组灰岩中，生物礁顶峰期和衰亡期存在完全不同的种类组合。

Wyatt（1979）详细描述了犹他州西部 Confusion 山脉南部 Wahwah 组灰岩中的生物礁。这些生物礁基本上是石化了的微晶碳酸盐岩富集体，可能是蓝细菌富集带。其中仅仅少数建架生物出现在可能的生长位置。在生物礁中只有两个群落是具有明显序列：一个是较早期的微晶叠层石丘群落和一个是过渡生长的、最后的或是顶峰期的群落阶段，包括一些海绵和棘皮动物。就像在下伏的 Fillmore 石灰岩中的那样。这些小型生物礁在特定层位中大量出现。Wyatt 描述的礁层位是 Wahwah 组石灰岩顶部之下约 21 m，18 个主要的生物礁透镜体出露在约 150 m 的露头上（图 7），28 个另外的生物礁透镜体出露在邻近的溪谷中，在 Wyatt 详细研究的区域内，同一层位总计出露了 46 个生物礁。

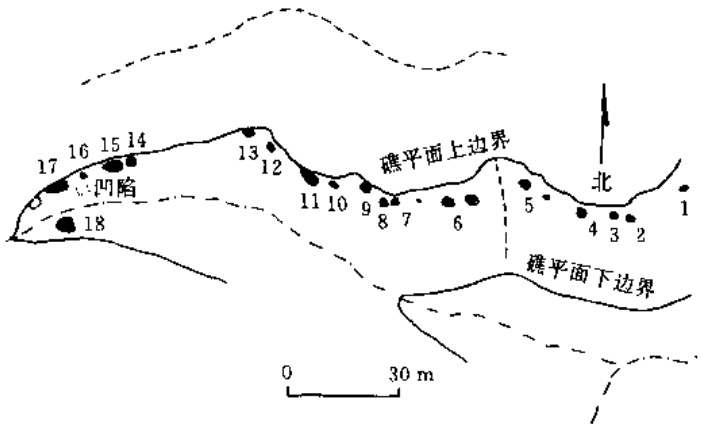


图 7　犹他州西部 Ibex 化石山地区研究地带出露的透镜状生物礁分布图

（据 Wyatt，1979）

Wahwah 灰岩以波状层理、层间扁平砾岩夹易剥离的橄榄绿色页岩为特征。生物礁的直接下伏岩层通常是骨屑内碎屑粒泥岩，而生物礁透镜体之下的薄层橄榄绿色页岩直接覆盖生物屑粒泥岩。那些页岩局部凹陷形成丘下小盆地，推测是作为对生物礁的载荷的局部调

整。礁间岩层由灰质泥屑灰岩和粒屑灰岩-泥粒灰岩交替组成。薄层灰质泥岩-粒泥灰岩覆盖着礁。

一些生物礁透镜体的外部和上部富含化石，在这些部位主要是大的 *Anthaspidellid*。海绵生长在翼部和顶部。这些生物礁长可达 5 m，高 4 m。以长线状、不规则椭球构造出露，延伸更多的生物礁块体在下伏的 Fillmore 组灰岩中。

Wyatt (1979) 推断生物礁最好生长于静水中，与礁形成有关的藻为丘体围岩提供了泥屑灰岩。这些藻或者叠层石、蓝细菌壳和丘都经历过水下石化作用，*Anthaspidellid* 海绵沿礁翼和礁顶过渡生长。这类海绵可能对障积作用和后期礁的扩大起了作用。周期性的风暴作用影响了这区域，产生了该层位的化石碎屑层和扁平砾岩等特征。这些扁平砾岩和中国礁中所伴生的砾岩很相似。

总之，在全球范围内，下奥陶统生物礁从生物学角度上讲是相当简单的，晚期的礁变得复杂。世界范围内几乎所有下奥陶统生物礁中最重要的成分是叠层石藻或者蓝细菌。其次是 *Calathium* 和各种石海绵类，然后是丰度与重要性有疑问的各种生物。只有当生物礁奠基之后，各种附礁生物如有柄棘皮动物、正形贝类、腕足类、腹足类、头足类和三叶虫，才能成为礁群落的成员。垂直分带似乎受到生物生态的控制。与海平面变化相适应。一些生物礁伴有水道，指示浅水和中、高能量环境。所有生物礁都是小型构造，具有原地生物的块体。一般包括潜穴、内碎屑粒泥灰岩。藻或者隐藻纹层蓝细菌似乎是常见的粘结者，包覆和胶结了伴生的后生动物。局部地区，生物礁内能够识别出连续群落，中间攀苔藓虫生物礁中发育了可能最好的生物群落序列，犹他州奥陶系剖面下部的早期叠层石中的群落比较简单。来自生物礁碎屑组成的礁缘厚盖层少见，突变沉积岩几乎普遍存在。

参 考 文 献

[1] Zhu Zhongde, Guo Chengxian, Liu Bingli et al., 1993. Lower Ordovician reefs at Huanghuachang, Yichang, east of the Yangtze Gorge. Scientia Geologica Sinica, V. 2, No. 1, P. 79～90.

[2] Church S. B., 1974. Lower Ordovician patch reefs in western Utah. Brigham Young University Geology Studies, V. 21, No. 2, P. 41～62.

[3] Toomey D. F., and Nitecki, M. H., 1979., Organic buildups in the Lower Ordovician (Canadian) of Texas and Oklahoma. Fieldiana: Geology. New Series, V. 2, P. 1～181.

[4] Wyatt D. J., 1979, Carbonate mud mounds form the lower Ordovician Wahwah limestone of the Ibex area, western Millard County, Utah. Brighan Young University Geology Studies, V. 26, No. 2, P. 101～114.

广西凌云孤立台地边缘的马蹄形环礁

吴 智 勇

（江汉石油学院，湖北荆州，434102）

摘 要：凌云马蹄形环礁是在孤立台地边缘上形成的二叠纪海绵礁，礁体全长 65 km，出露宽度 0.5～1 km。主要造礁生物包括钙质海绵、水螅、苔藓虫及蓝绿藻等，附礁生物有腕足类、双壳类、有孔虫、棘皮类以及苔藓虫、藻类等。这些造礁生物以堆积和粘结为主要的造礁形式，由于海绵体抗风浪能力较弱，由海绵和水螅构成的骨架岩在该区较为少见。礁体发育过程分为两个主要阶段：由台地边缘生物滩组成的前造礁期和 5 个造礁旋回组成的造礁期。通过与该区海平面升降曲线的对比可以发现，造礁旋回主要发生在海平面上升或下降过程中，而在海平面最高期和最低期则以生物滩和颗粒灰岩的沉积为主。

关键词：马蹄形环礁；海绵礁；海平面变化；二叠纪；广西凌云

作者简介：吴智勇，男，34 岁，副教授（硕士），沉积学及地层古生物。

一、地质背景

南盘江地区位于滇、黔、桂三省（区）交界地带，构造上称为南盘江坳陷。它处于扬子板块与华南板块的过渡地带。由于受到东南侧的太平洋板块和西南侧古特提斯板块的俯冲，南盘江坳陷经历了冒地槽- 地台—冒地槽的发展过程。在加里东构造运动期，太平洋板块沿丽江-海丰深断裂俯冲，形成了华夏- 武夷—云开岛弧，在岛弧之后为滇、黔、桂、湘边缘海[1]。

在广西运动（泥盆纪前）之后，南盘江坳陷由过渡型地壳转化为陆壳，这时岩浆活动微弱，加里东基底固化程度较低，因此，晚古生代地台型沉积盖层具有较明显的活动性，主要表现为活动强烈的裂陷，形成北东向和北西向的断槽与断隆交替出现（即槽台相间）的构造格局[2]。这一格局控制着泥盆纪至二叠纪构造与岩相的分布，在断槽中形成较深水碳酸盐岩夹硅质岩建造，常见海底基性岩的喷发；而断隆上则发育浅水碳酸盐台地沉积，这种四周为深水沉积所包围的浅水台地被称之为孤立台地，沿台地边缘普遍发育有生物礁或生物滩。凌云马蹄形环礁即是在这种构

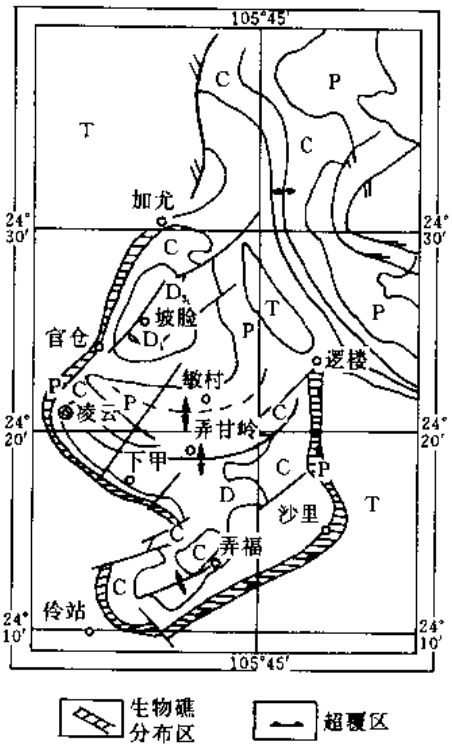


图 1 广西凌云二叠纪生物礁的分布

造与沉积条件下形成的。

凌云马蹄形环礁形成于早二叠世茅口期，并延伸至晚二叠世，礁体整体位于广西壮族自治区西部的凌云县境内，西北自加尤经官仓、凌云向南转至下甲，南面由伶站向东至沙里，由沙里再转向北至逻楼一带，组成东、南、西三面环绕向东开口的一个马蹄形环礁。礁体延伸长 65 km，露头宽约 0.5～1.0 km（图 1）[3]。

二、造礁生物及造礁方式

1. 造礁生物

（1）钙质海绵

钙质海绵是凌云生物礁中最主要的造架生物，它在礁体形成中的作用有 3 个方面，即建造原生支撑骨架、障积灰泥和联结结壳等。钙质海绵包括串管海绵、纤维海绵和硬海绵等，其中以串管海绵最为常见。根据其形态，串管海绵可分为三种类型：①柱状串管海绵，常见者有钝管海绵，其特征是个体较大，直径在 2～5 cm 之间，长达 2～15 cm，最长可达 30 cm，呈柱状丛生群体产出，中间腔发育，枝体分节明显，常见于礁体骨架岩中，代表较强抗浪能力的生态类型；②串珠状串管海绵，常见者有 *Waagenella* 等，呈不规则的串珠状、链环状，由球形和似球房室组成，常见于障积岩为主的礁体中，有时呈破碎状产出于礁后或礁核中充当附礁生物，代表低能环境下的生态类型；③囊状串管海绵，常见者有 *Cystothalama*，*Uanella* 等属，特点是个体小，中央腔常由囊状、泡沫状房室组成。

（2）水螅类

水螅是凌云生物礁中另一类重要的造礁生物，常见者有绵体水螅、古板水螅、异星水螅等，外形多为板状、柱状和块状。硬体具发达的脑纹状水沟，隔壁发育网状结构。水螅常见于障积岩中，起障积作用，很少单独构成骨架，但块状和柱状水螅常与海绵一起构成原生格架。

（3）苔藓虫

苔藓虫是重要的粘结生物，少数可起造架作用，在晚二叠世礁体中较为常见。起粘结作用的主要是泡口目苔藓虫，常见的有 *Dybowskiella*，*Fustuliopora* 等属；起造架作用的主要是窗格苔藓虫目及杆苔藓虫目的分子，常见的有 *Fenestella*，*Polypora* 和 *Eridopora* 等属。

（4）藻类

主要有蓝绿藻和古石孔藻等，它们主要起粘连作用，大多呈皮壳状和层状缠绕和包覆造架生物，从而增加其抗浪能力。在礁岩露头上，藻类的包层可达数毫米，风化后呈白色或浅灰色圈层，易于识别。

2. 附礁生物

凌云生物礁中的附礁生物有多种，包括有孔虫、腕足类、腹足类、棘皮类、双壳类以及窗格苔藓虫、管孔藻、粗枝藻等，它们或为完整壳体，或为破碎的碎片。如此繁多的附礁生物，在非礁环境中是没有的。

3. 成礁方式

凌云生物礁的造礁生物主要是海绵、水螅、苔藓虫和藻类等，缺乏建造三维格架的大型珊瑚群体和板状层孔虫，所以在大多数情况下，需要有粘结结壳生物的连接才能形成坚

固的抗浪格架。另外，由于作为主要造礁生物的钙质海绵没有专门的固着器官，难以抵抗风浪的冲击，故多以被动方式成礁，即在适宜的条件下海绵大量繁殖，死亡后其尸体被各种缠绕生物如藻类、硬海绵类、苔藓虫及水螅等包围缠绕，同时又不断吸附灰泥形成新的底质；第二代海绵在此基础上重新生长、发育、死亡，并再次被缠绕；如此反复最终巨厚的抗浪构造。成礁过程中，受缠绕的并不仅仅是海绵、水螅、苔藓虫等，其他门类的生物也同样受到包覆和粘结，并在成礁过程中起着重要的作用。

在凌云生物礁中，除了生物成因的成礁方式外，还有一种非生物成礁方式。在海绵等造礁生物被风浪破碎并沉积于海底之后，迅速被方解石胶结形成的栉壳状和纤维状方解石包壳，这种方解石包壳将松散破碎的生物固结在一起，客观上起到了类似于藻类的粘结作用，这一现象在滇、黔、桂二叠纪生物礁中极为常见[4]。这种非生物成因构成的抗浪格架与生物成因的抗浪格架共同成礁是该区特有的现象。

三、凌云生物礁的礁岩类型

生物礁的岩性有其独特的特征，它与围岩的结构截然不同，主要体现在其所包含的丰富的生物体和生物碎屑上。凌云生物礁的礁岩类型包括骨架岩、粘结岩和障积岩，另外，生物碎屑灰岩及角砾灰岩与生物礁紧密伴生，且成因上联系密切，因而也置于同一节讨论。

（1）骨架岩

多产出于礁核部位，由海绵、水螅、苔藓虫等原地生长构成骨架，含量为30%～50%，最多可达70%；藻类等缠绕造架生物并粘结生物屑和灰泥加固骨架。骨架之间的孔隙被栉壳状方解石胶结物或灰泥充填。在凌云生物礁中，可见有两种类型的骨架岩，一类为支撑骨架，由枝状及柱状海绵等被藻类缠绕而形成；另一类为块状骨架，主要由块状海绵或水螅互相紧挨着生长而形成。

（2）粘结岩

主要发育在造礁间歇期及礁体的顶部或底部，由蓝绿藻及其他粘结生物粘结生物碎片、礁岩角砾及灰泥等而成。粘结岩没有钙质骨骼，也无固定形态，但富含有机质，颜色较骨架岩略深。

（3）障积岩

主要由单体或枝状海绵、海百合茎、苔藓虫等捕集灰泥或生物碎屑而形成。岩石中泥晶方解石含量高达50%左右，缺乏骨架结构，生物含量很少。

（4）生物碎屑灰岩

以富含各种造礁生物和附礁生物的碎屑为特征，包括枝状海绵、水螅、苔藓虫等，大多呈破碎状产出。生物碎屑灰岩主要产出于礁体生长的初期和间歇期的生物滩环境中，由于当时藻类等粘结生物较少，这些破碎生物没能被粘结加固构成抗浪构造。

（5）角砾灰岩

这一岩类主要产出于礁前斜坡和礁坪环境，由造礁生物的碎块和礁岩角砾组成，角砾含量和砾径随距同期礁体的距离的增加而降低。在凌云生物礁中，由于礁体为断层所围限，礁前部分大多没有暴露，只在官仓和下甲等部分剖面上见有这种角砾灰岩。

尽管在凌云生物礁中可以见到多种礁岩类型及其组合形式，但总体而言，凌云生物礁

的礁岩类型以粘结岩和障积岩为主，骨架岩相对而言较为缺乏，且分布局限。这与主要的造礁生物——海绵自身抗风浪能力较弱有着直接联系，没有藻类等的粘结加固，单靠海绵是无法形成如此巨大的生物礁的。

四、礁体发育阶段及其与海平面变化的关系

二叠纪时，凌云地区是滇、黔、桂盆地中的一个孤立碳酸盐台地，四周均为较深水的断槽沉积，在这种孤立台地上，由于水体较浅、光照充足、养料丰富，有利于生物滩和生物礁的形成与生长。就凌云生物礁而言，其形成发育经历了两个主要的阶段，即前造礁期和造礁期。

1. 前造礁期

前造礁期形成生物礁底部的生物滩。在凌云生物礁的底部（如栖霞阶中），发育有多层生物滩沉积，生物种类包括有孔虫、藻、腕足类、棘皮类以及藻类和各种生物碎屑等，此外还包括大量的砾屑、砂屑和团块等非生物颗粒。这些生物的和非生物的颗粒分选良好，颗粒及生物碎屑之间大多为亮晶方解石胶结物所充填，泥晶和泥晶球粒仅在局部见到。这一时期藻类的含量较少，仅见有少量叶状藻以碎片或藻团粒的形式出现。

在整个滇、黔、桂地区，生物滩作为二叠纪生物礁的基底是一种普遍现象。这种生物滩是礁体的孕育和准备阶段，它的存在为后期造礁生物提供了丰富的养料和适宜的生长环境。因此，应该将其归入生物礁的演化过程中。

2. 造礁期

凌云生物礁的造礁期分为 5 个造礁旋回，第一、二旋回处于下二叠统茅口组，第三、四、五旋回位于上二叠统长兴组（图 2）。每个旋回的厚度为 40～70 m 不等，旋回之间为厚约 20～40 m 的颗粒灰岩或生物碎屑灰岩所分隔。这五个造礁旋回加上礁间沉积的总厚度达到了 480 m。

第一旋回开始时，造礁生物突然大量繁盛发育，并稳定巩固了下伏生物滩，从而开始了原地造礁时期。这一旋回的造礁生物主要有纤维海绵和串管海绵，它们大多呈直立状生长状态，其含量大约为 20%～25%；藻类相对较少，主要包绕被风浪击碎的海绵枝体。在造架生物之间充填了生物碎屑、粒屑以及团粒等，局部可见有棉壳方解石胶结物充填。礁岩类型主要以障积岩为主，粘结岩及粘结骨架岩次之，单纯的骨架岩只在局部可见。

第二旋回以块状海绵和水螅以及藻类的大量出现为特征，因此这一旋回的礁岩类型以海绵-水螅骨架岩以及粘结岩为主，几乎没有障积岩；与骨架岩伴生的有大量的角砾岩。这一特征反映出水体能量较第一旋回有所增强。

第三旋回由纤维海绵、板海绵、苔藓虫、藻类以及其他生物组成，其中板海绵和苔藓虫既可作为粘结生物缠绕纤维海绵，又可见其与海绵一起起到格架作用。这一旋回的礁岩类型自下而上由障积岩至粘结岩至粘结骨架岩逐渐过渡，反映出水体能量由弱变强的过程。

第四旋回中，海绵骨架岩的比例明显加大，在下甲、官仓、加尤等地形成明显的陡崖等正地形。这一旋回中海绵等造架生物十分发育，保存完好，以块状和短柱状等抗浪能力较强的形态产出；藻类的粘结、包裹现象仍很常见。

第五旋回中主要的造架生物是串管海绵、纤维海绵、苔藓虫以及藻类等。海绵多为藻

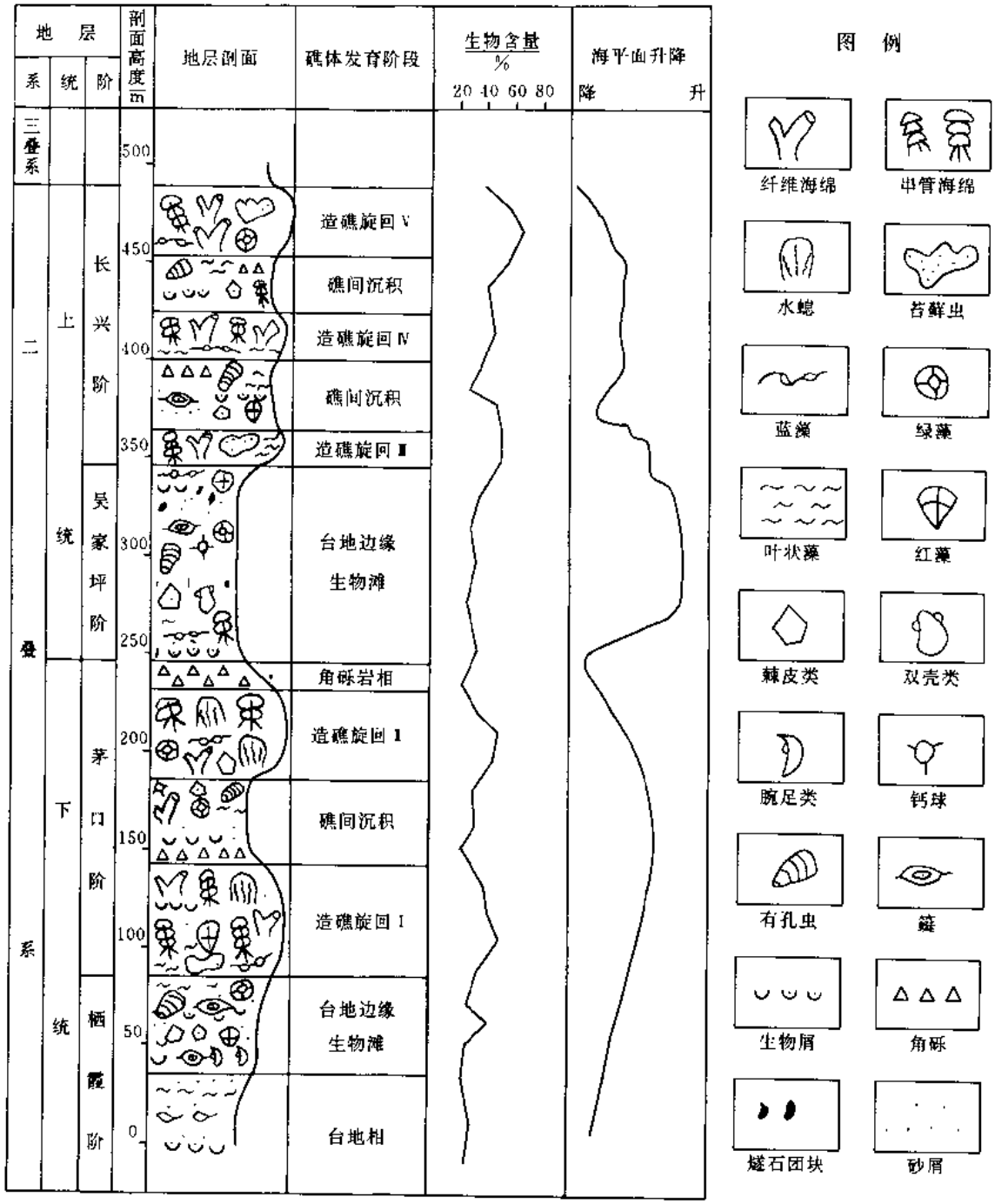


图 2　凌云马蹄形环礁发育阶段

（海平面变化曲线引自范嘉松，1990，略有修改）

类包覆，构成本旋回特有的藻类-海绵骨架岩。苔藓虫也开始成为主要的造礁生物，它既可以作为粘结生物，也可作为造架生物。骨架生物间的间隙通常被栉壳方解石胶结物充填。

从整个礁体的发育状况来看，各个旋回间的造礁生物、造礁方式以及礁岩类型都没有太大的变化，只是各类生物的相对含量和礁岩类型的比例略有不同。这表明当时的构造与

沉积环境基本稳定。区域地质资料的分析也表明，该区孤立碳酸盐台地的沉积格局在整个二叠纪是稳定的。因此，笔者认为，凌云生物礁造礁旋回与旋回间非礁沉积的成因是由海平面的升降变化引起的。

从生物礁、造礁旋回的分布与海平面升降曲线的对比（图 2）可以看出，五个造礁旋回均出现在海平面上升或下降的部位，而在海平面最高或最低时沉积礁间沉积。根据各方面资料的分析、推测，整个滇、黔、桂地区的二叠纪生物礁的水深不超过 20 m[5]，因此可以认为，礁体发育的旋回性是由于造礁生物对水深变化的敏感性造成的。在栖霞期开始的海平面上升过程中，首先在台地边缘形成边缘浅滩或生物滩，为随后的造礁提供了有利条件；当海平面在茅口早期达到一定高度时，即形成了第一造礁旋回；随着海水继续上升，在茅口中期超过了生物的造礁速度，导致第一造礁旋回的停止，在这一时期沉积了颗粒灰岩和生物碎屑灰岩；茅口晚期海平面的下降使水体再次达到适宜深度，从而形成了第二造礁旋回。另外三次造礁旋回（吴家坪晚期—长兴早期以及长兴早期和长兴晚期）亦显示出与海平面变化的对应关系。吴家坪期的海平面上升速率过快以及水位过高，可能是导致这一时期没有发育生物礁的直接原因。

除了海平面变化外，古风向和古水流方向也能控制礁体的生长与发育。在迎风和迎水流侧，由于水体流动带来大量的氧和养料，有利于礁体发育；而在背风和背水侧，礁体发育较差甚至不发育[5,6]。这一原理可以用来解释凌云生物礁北北东方向不发育生物礁的原因。

参 考 文 献

[1] 罗志立，1979，扬子古板块的形成及其对中国南方地壳发展的影响，地质科学，(2)：127～138。

[2] 范嘉松、齐敬文、周铁明等，1990，广西隆林二叠纪生物礁，1～128 页，地质出版社。

[3] 曾鼎乾、刘炳温、黄蕴明，1988，中国各地质历史时期生物礁，1～91 页，石油工业出版社。

[4] 贺自爱、杨宏、罗孝质，1981，贵州上二叠统“生物礁”的性质及其踪迹，石油与天然气地质，(1)：1～10。

[5] 王立亭、陆彦邦、赵时久等，1994，中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用，1～147 页，地质出版社。

[6] 库兹涅佐夫 B.И.，1983，礁地质学及礁的含油气性，石油工业出版社。

湖南石门中寒武统碳酸盐岩潮坪风暴沉积

胡明毅　肖传桃　龚文平

（江汉石油学院，荆州市，434102）

摘　要：湖南石门县杨家坪中寒武主要为一套碳酸盐岩潮坪相沉积，它由潮上蒸发坪、潮间藻坪、潮沟、潮下沙坪、潮汐风暴沉积等五种沉积类型组成。其中潮汐风暴沉积由砾屑白云岩堆积体组成，堆积体底部具袋模、渠模构造，顶为上凸形或云朵状。砾屑以放射状排列为主，宏观上呈小字型、倒八字型等多种形态；砾屑无磨圆，其成分与周围围岩一致。上述砾屑堆积体是由风暴浪对弱固结的潮坪沉积物进行改造后快速堆积而形成的。

关键词：潮坪；风暴沉积；中寒武统；石门县

风暴流及其作用产物——风暴沉积是20世纪70年代后期才提出的一个重要概念。近20余年来，国内外地质工作者对现代风暴沉积和古代风暴岩进行了大量的研究，并总结了一系列古代风暴岩的识别标志[3,4,5]。但是以往的研究多集中在对浅海陆棚区（正常浪基面到风暴浪基面之间）风暴沉积的研究上面，而对海岸边风暴岩沉积的报道则比较少见，这主要是因为岸边潮汐和波浪作用较强，风暴停息以后，潮汐和波浪作用对风暴沉积产物将再次进行改造，使它遭受破坏，以致完全消失，而浅海陆棚区的风暴岩沉积则容易保存下来，而且层序比较完整。本文将对湖南石门县杨家坪中寒武统碳酸盐潮坪风暴沉积特征加以研究和讨论。

一、地质背景

湖南石门县杨家坪位于鄂中台地西缘，与鄂西海盆相邻。该区寒武系地层发育齐全，并且为连续沉积。寒武系下统包括木昌组、杷榔组和清虚洞组，中统包括高台组和孔王溪组，上统仅包括江平组。

经研究表明，早寒武世时期，该区为一套由深变浅的海退沉积序列[1]。早寒武世早期，该区为一套盆地相的黑色碳质页岩和硅质页岩沉积，岩石中水平纹层发育，富含浸染状黄铁矿。早寒武世中期，该区为一套斜坡相的粉砂质页岩、泥质粉砂岩和粉晶灰岩沉积，见滑动变形构造和滑塌角砾岩沉积。早寒武世晚期，该区海水继续变浅，为一套台地边缘滩相和局限台地潮坪相沉积，其岩性为亮晶鲕粒状灰岩、亮晶砂屑灰岩与泥晶白云岩、叠层石白云岩交互沉积。

中寒武世时期，该区以粉晶白云岩、藻叠层石白云岩沉积为主，夹有砂屑白云岩、砾屑白云岩和鲕粒白云岩，总体上为一套碳酸盐岩潮坪相沉积，具体可分为潮上蒸发坪、潮间藻坪、潮沟、潮下沙坪、潮坪风暴沉积等五种亚相，各亚相沉积特征如下。

潮上蒸发坪亚相：主要由灰白色薄层泥晶、粉晶白云岩组成，岩石中水平层理发育，见鸟眼构造和石膏、石盐假晶。其中石膏假晶呈针状、成层或成带顺层展布，含量可达5%～8%，石盐假晶则以自形晶或印痕的方式散布在岩石中。上述特征反映出海水盐度较高，海水较局限的潮上带沉积特征。

潮间藻坪亚相：主要由叠层石白云岩组成，叠层石形态呈波状、微波状，少数呈半球状等，属水动力条件中等--弱的潮间藻坪沉积。

潮沟亚相：由亮晶砾屑白云岩和亮晶含砾砂屑白云岩组成。这类白云岩横向分布不稳定，顺走向数米内即从厚数十厘米变至尖灭，其底界常具冲刷-充填构造，冲刷沟起伏幅度小的仅数毫米，大者可达0.5 m。砾屑呈板条状，大小在（2～4）mm×（10～15）mm之间，少数砾屑长轴可达3～5 cm，中等磨圆，砾屑含量30%～50%，粗砂屑约为20%～40%，砾石具叠瓦状构造，最大扁平面呈单向和双向倾斜，并显示出羽状交错层理或板状交错层理。这类沉积物在潮间坪中较为发育，为潮汐流往复运动所形成，属潮沟或潮汐通道沉积。

潮下沙坪亚相：由浅灰色中层亮晶砂屑灰（云）岩、鲕粒白云岩、核形石白云岩沉积组成，颗粒白云岩中见大型板状或槽状交错层理，属潮下高能浅滩亚相沉积。

潮坪风暴沉积：分布于中寒武统孔王溪组中，它由板片状砾屑白云岩堆积体组成，详细沉积特征见后。

二、风暴沉积特征

1. 风暴沉积宏观分布特征

风暴成因砾屑白云岩堆积体主要分布于孔王溪组第二段和第三段，前者累积厚2.6 m，后者累积厚1.1 m。砾屑白云岩堆积体在剖面上的分布是随机的，不受断裂等构造因素控制。

砾屑白云岩堆积体产于泥粉晶白云岩、粉屑白云岩或含砾砂屑白云岩中。砾屑白云岩堆积体宏观上呈似透镜状、扁豆状、带状等多种不规则外形，但砾屑沉积体长轴基本平行岩层走向，砾屑体长一般在几米到十几米之间，厚多在10～40 cm之间。

砾屑白云岩顶底都呈突变接触，底界面见袋模、渠模构造（图1），顶界形态依板片状砾屑最高分布点连接，可呈波状、不平坦不规则起伏状、上凸状或云朵状。

2. 风暴沉积内部结构特征

风暴成因的砾屑白云岩主要由板片状砾屑和填隙物组成，砾屑长宽可达数毫米到20 mm，厚仅0.5～2 mm，砾屑内部均由泥晶白云岩组成。板片状砾屑基本无磨圆，砾屑含量可大于60%，形成了一些大达数毫米的砾屑遮蔽孔隙，这些孔隙多由亮晶白云岩充填，反映了高能水动力条件。

砾屑白云岩堆积体砾屑的排列方式非常独特，以放射状排列为主，宏观上可呈多种形式：如“小”字型、倒“八”字形、扇形、放射型、收敛撒开旋转型、弧型、双向叠直型、直立型等。

3. 风暴岩沉积序列特征

风暴成因砾屑白云岩横向上与泥晶白云岩、粉屑白云岩、含砾砂屑白云岩等之间有突变也有渐变。纵向上砾屑白云岩堆积体的沉积序列有两种类型。

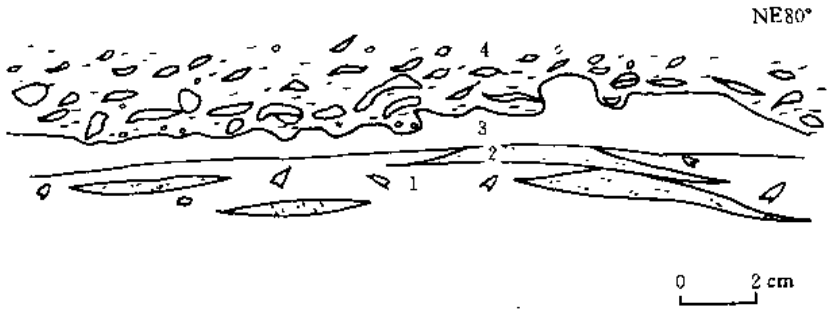
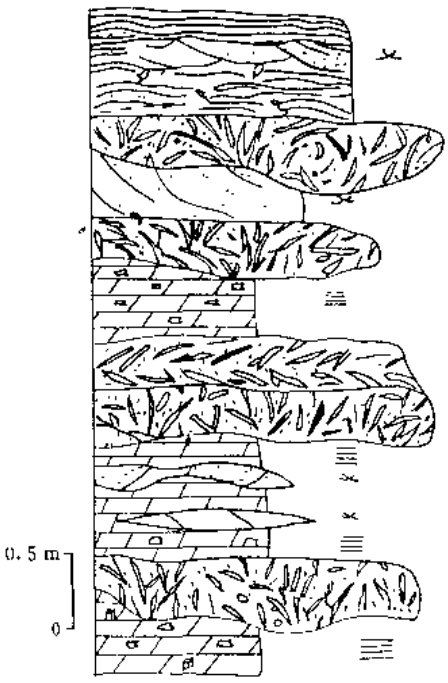


图 1　风暴岩沉积的底界面形态素描

1—含针状石膏假晶的泥晶白云岩；2—透镜状粉屑粉晶白云岩；3—薄层含硅泥晶白云岩；4—风暴砾砂屑白云岩，底界具袋模构造



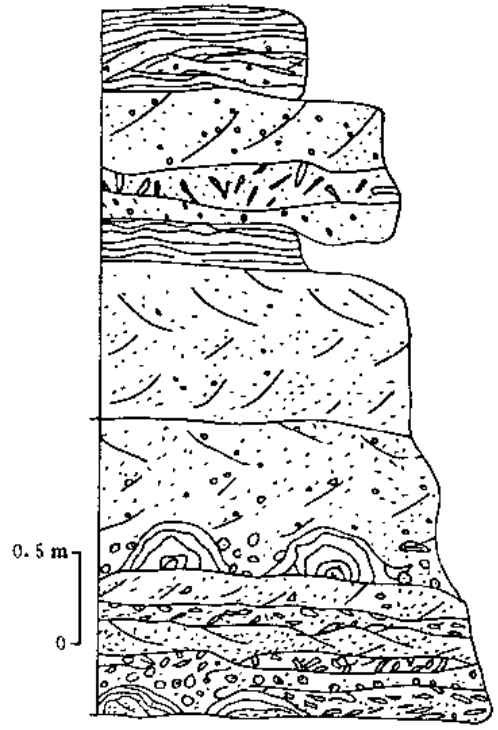
沉积序列	岩相类型	环境解释	风暴段解释
	具波状叠层石白云岩 局部含石膏假晶	藻 坪	N
	风暴砾屑白云岩	风暴沉积	S
	粉屑白云岩	潮间沉积	N
	砾屑白云岩	风暴沉积	S
	含石膏假晶泥晶白云岩	潮上蒸发坪	N
	反向叠瓦状砾屑白云岩	潮沟沉积	
	砾屑白云岩	风暴沉积	S
	泥晶白云岩夹透 镜状粉屑白云岩	潮上蒸发坪	N
	砾屑白云岩	风暴沉积	S
	含石盐、石膏假晶泥晶白云岩	潮上蒸发坪	N

图 2　湖南石门中寒武统孔王溪组第二段风暴岩沉积序列

类型 I：这类风暴成因的砾屑白云岩分布于孔王溪组第二段，其产出环境为潮间—潮上沉积环境，它自下而上由四部分组成（图 2）。A. 泥粉晶白云岩（潮间—潮上亚相）→B. 风暴砾屑白云岩→C. 具反向叠瓦状排列的板条状砾屑白云岩（潮沟亚相）→D. 泥粉晶白云

岩或波状叠层石白云岩。

类型Ⅰ：这类风暴成因的砾屑白云岩分布于孔王溪组第三段，它产于潮间—潮下沉积环境。它自下而上由四部分组成：A. 亮晶鲕粒白云岩或含砾砂屑白云岩（潮下沙坪亚相）→B. 风暴砾屑白云岩堆积体→C. 具大、中型槽状交错层理砂屑白云岩（潮下沙坪亚相）→D. 具波状或穹状叠层石白云岩（潮间藻坪）（图 3）。



岩相类型	环境解释	风暴段解释
具波状叠层石的白云岩	潮间藻坪	N
含砾砂屑白云岩	潮下沙坪	
砾屑白云岩	潮汐风暴	S
含砾砂屑白云岩	潮下沙坪	N
波状叠层石白云岩	潮间藻坪	
具槽状交错层理的砂屑白云岩	潮下沙坪	
具槽状交错层理的含砾砂屑白云岩，夹穹状叠层石白云岩	潮下沙坪	
砂屑白云岩、砾屑白云岩	潮下沙坪、潮沟	
砾屑白云岩	风暴沉积	S
鲕粒白云岩、砾屑白云岩	潮下沙坪、潮沟	N

图 3　湖南石门中寒武统孔王溪组第三段风暴岩沉积序列

三、成因解释

上述砾屑白云岩堆积体主要分布于潮坪沉积环境中，从其规模相对较大、延伸较远，以及砾屑独特的排列方式来看，它不可能是潮沟或潮汐通道产物（潮沟沉积具反向叠瓦状排列）。由于这种砾屑白云岩堆积体内部排列有规律，而它们在空间上分布都是随机的，所以这种砾屑堆积体不是由断裂等构造因素控制的。同时这类砾屑堆积体也不可能是滑塌成因，因为滑塌砾岩中砾石的排列不可能有规律性。

砾屑白云岩堆积体中板片状砾屑成分与周围围岩一致，无磨圆作用，反映出是原地破坏后原地再沉积的产物。砾屑堆积体内填隙物多，由亮晶充填，杂基含量很少或无杂基，反映其形成时水动力条件较强。砾屑白云岩堆积体底界呈突变接触，具袋模、渠模构造，反映出局部冲刷作用所形成。顶界面以上物质沿砾屑沉积体顶面形态沉积，说明砾屑白云岩

堆积体以上的沉积物形成于砾屑堆积体之后，即砾屑堆积体的形成是快速的，同生的，潮汐水流的作用不可能产生如此大规模、不连续的透镜状砾屑白云岩堆积体，而正常能量的波浪也不会局部地破坏泥粉晶白云岩、粉屑白云岩沉积，因此它应该是突发的，能量较大的波浪——即风暴浪作用造成的。

图 2 和图 3 为研究区风暴岩沉积层序。A. 为正常沉积层。B. 为风暴沉积主体，属风暴高潮产物。风暴高潮初期、正常沉积受强烈的冲蚀、刨蚀，形成袋模、渠模构造，尔后底部弱固结的正常沉积层被冲蚀、掀起，经风暴浪改造形成板条状砾屑。由于风暴浪运动的特征决定了砾屑独特的排列方式，一个砾屑堆积体可能是单一风暴浪前缘对海底沉积物的撞击所形成的，所以砾屑白云岩堆积体在横向上是孤立的和随机的，砾屑白云岩堆积体的上凸形态或云朵状形态，代表风暴浪衰减后保留的各种砾屑原始堆积顶面的形态。C. 为风暴衰减期产物，此时风暴作用已不能掀起板条状砾屑，但是受正常波浪作用或潮汐作用影响，形成具大型槽状交错层理的亮晶砂屑白云岩或具反向叠瓦状构造的砾屑白云岩。D. 为正常沉积层。

上述研究表明，研究区内砾屑白云岩堆积体属浅水潮坪环境中的风暴沉积，与孟祥化等（1986）所描述的华北古浅海原地型风暴粗颗粒灰岩类似[2]。这类风暴沉积与正常浅海陆棚区的风暴岩沉积层序不同，它可划分为二段式层序：即砾屑白云岩风暴段（S 段）和正常沉积段（N 段）。风暴段中砾屑白云岩以放射状排列为主，底界面具袋模、渠模等冲刷构造，顶界呈上凸状或云朵状。正常沉积段是风暴过后正常气候条件下的泥晶白云岩、叠层石白云岩或具反向叠瓦状排列的砾屑白云岩沉积，它们顺应风暴段砾屑白云岩的上凸型顶面沉积，并逐渐地变平。

参 考 文 献

[1] 郭成贤、朱忠德、胡明毅等，石门杨家坪早寒武世的沉积环境，石油天然气地质，1993，第 4 期，326～330。

[2] 孟祥化、乔季夫、葛铭，华北古海碳酸盐风暴沉积和丁家滩相序模式，沉积学报，1986，第 2 期，1～18。

[3] Aigner T., 1982, Calcareous tempestites: stormdominated stratificat in upper Muschelkalk limestones. In: Einsele G. and Seilacher A. eds. Cyclic and Event Stratification. Springer, Berlin-Heiddberg-New York. 180～198.

[4] Kreisa R. D. and Bamback R. K., 1982, The role of strom process in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. In: Einsele G. and Seilacher A. eds, Cyclic and Event Stratification, Springer, Berlin Heidelberg-New York, 200～207.

[5] Marsaglia K. M. and Klein G. D., 1983, The Paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems, Journal of Geology, Vol. 91, No. 2, 117～142.

湖北南漳下三叠统嘉陵江组岩石学特征及沉积相

胡明毅　王宝清　肖传桃　龚文平

（江汉石油学院，湖北荆州，434102）

摘　要：湖北南漳地区下三叠统嘉陵江组主要为一套清水碳酸盐岩沉积，主要岩石类型可分为石灰岩、白云岩、溶塌角砾岩三大类。根据该区岩石学特征、沉积构造等相标志将该区分为台地边缘浅滩相、局限台地相、开阔台地相和蒸发台地相等四种相类型，纵向上该区表现为一套向上变浅的碳酸盐岩沉积序列。

关键词：碳酸盐岩；沉积相；嘉陵江组

湖北南漳县木瓜园下三叠统嘉陵江组剖面位于中扬子台地中部当阳复向斜北翼，该剖面出露完整、层序连续，主要为一套海相碳酸盐岩沉积。本文将在分析岩石学特征和相标志的基础上，探讨该剖面沉积环境的演化规律。

一、岩石学特征

研究区下三叠统嘉陵江组为一套清水型碳酸盐岩沉积，主要岩石类型可分为石灰岩、白云岩、溶塌角砾岩三大类[1]，其间还发育少量过渡类型的岩石，各类岩石沉积特征如下：

（一）石灰岩

嘉陵江组的石灰岩类按成分可分为灰岩，含白云石灰岩，白云质灰岩。

1. 灰岩

（1）晶粒灰岩

晶粒灰岩分布于第一段、第三段、第四段和第五段，以第三段和第一段较多。厚度119.45 m，占嘉陵江组总厚度的25.12%（表1）。

晶粒灰岩为浅灰、紫灰、浅紫灰白色。泥晶灰岩中方解石含量达90%以上，可以发生白云化或硅化而含少量的白云石和自生石英。方解石晶粒小于0.02 mm，为半自形。泥晶灰岩中含有孔虫、棘皮等生屑。岩石中水平纹层发育，见鸟眼构造和石膏假晶，为一种低能环境下的沉积。

（2）含颗粒晶粒灰岩

含颗粒晶粒灰岩分布于第一段和第三段，共厚25.94 m，占嘉陵江组总厚度的5.45%（表1）。

含颗粒晶粒灰岩为灰、浅灰色。第一段中的为含生屑泥晶灰岩，第三段中的为含砂屑

表 1　南漳地区嘉陵江组各类岩石厚度及百分含量

岩类			厚度/m 厚度百分比/%	一段	二段	三段	四段	五段	总计
角砾岩			厚　度		27.61	14.06	16.25	49.70	107.62
			厚度百分比		22	18.5	54	93.42	22.63
灰岩类	灰岩	晶粒灰岩	厚　度	46.43		63.52	6	3.5	119.45
			厚度百分比	35.67		46	20	6.58	25.12
		含颗粒晶粒灰岩	厚　度	13.16		12.78			25.94
			厚度百分比	10.11		9.5			5.45
		颗粒灰岩	厚　度	42.95					42.95
			厚度百分比	33.00					9.03
	含白云石灰岩	颗粒晶粒含白云石灰岩	厚　度	2.74					2.74
			厚度百分比	2.10					0.58
		颗　粒含白云灰岩	厚　度	20.56					20.56
			厚度百分比	15.80					4.32
	白云质灰岩	晶　粒白云质灰岩	厚　度		2.9	28.47			31.37
			厚度百分比		2	21			6.6
		颗粒质晶粒白云质灰岩	厚　度		3.05				3.05
			厚度百分比		2.0				0.64
	合　计		厚　度	125.84	6	104.77	6	3.5	246.11
			厚度百分比	96.68	4	87	75	6.58	51.76
白云岩类	灰质白云岩	晶　粒灰质白云岩	厚　度	4.32	18.19		7.74		20.25
			厚度百分比	3.32	14.6		26		4.26
		颗粒晶粒灰质白云岩	厚　度			7.49			7.49
			厚度百分比			5			1.57
	含灰白云岩	晶　粒含灰白云岩	厚　度		55.58				55.58
			厚度百分比		45				11.69
	白云岩	晶粒白云岩	厚　度		17.12				17.12
			厚度百分比		13.8				3.6
	合　计		厚　度	4.32	90.89	18.87	7.74		117.50
			厚度百分比	3.32	73	13	26		24.71
总厚度/m				130.16	124.5	137.7	30	53.2	475.56

泥-粉晶灰岩。含生屑泥晶灰岩中的生屑为较为完整的有孔虫和棘皮。生屑粒径为 0.12～0.6 mm，生屑含量为 10%。除生屑外，还有粒径为 0.12～0.45 mm 的砂屑，其含量为 2%。偶见砾屑，砾屑为长轴状，长 5～15 mm，宽 2～5 mm。

含砂屑泥-粉晶灰岩中，砂屑粒径为 0.4～1 mm，含量约 15%，由细晶方解石组成。基质和砂屑均有硅化，石英呈自形或半自形，石英晶体中见方解石残余，也能见到石英被方

解石溶蚀。含砂屑泥-粉晶灰岩中水平层理和溶蚀孔洞发育。

(3) 颗粒灰岩

颗粒灰岩仅分布于第一段，共厚 42.95 m，占嘉陵江组总厚度的 9.03%（表 1）。

颗粒灰岩为浅紫灰、灰、浅灰、白灰色。有鲕粒灰岩、鲕粒砂屑灰岩、砂屑灰岩。

鲕粒灰岩中鲕粒粒径为 0.1～1.5 mm，多数小于 1 mm。以真鲕为主，部分鲕粒因压实作用而成为变形鲕。有少数为复鲕、鲕的核心为球粒，砂屑或棘屑。鲕粒具有同心纹。由于重结晶，同心纹较为模糊。鲕粒最多可占岩石体积的 75%。

砂屑灰岩中砂屑粒径 0.1～1.5 mm，多数小于 1 mm，形状不规则，具有塑性变形特征。砂屑一般分选差，由泥晶方解石组成，部分泥晶方解石重结晶为粉晶。

颗粒灰岩具颗粒支撑结构，填隙物绝大部分为亮晶，个别样品中有泥晶。亮晶呈纤状等厚环边或粒状。颗粒灰岩中发育平行层理和交错层理，系高能水动力条件下的产物。

2. 含白云石灰岩

(1) 颗粒泥晶含白云石灰岩

颗粒泥晶含白云石灰岩即砂屑泥晶含白云石灰岩。仅分布于第一段 56 层，厚 2.74 m，占嘉陵江组总厚度的 0.58%（表 1）。

砂屑泥晶含白云石灰岩为浅紫色。含方解石 79%，白云石 20%，自生石英 1%。砂屑占岩石体积的 30%，粒径 0.05～0.08 mm。砾屑占 2%，粒径 2～2.5 mm，棘屑占 1%，粒径 0.06～0.08 mm。有孔虫碎屑偶见，粒径约 0.1 mm。绝大部分砂屑因白云化，而由白云石组成。白云石晶粒粒径 0.03～0.1 mm，半自形－自形。自生石英呈星点状，大小 0.03～0.05 mm。

(2) 颗粒含白云石灰岩

颗粒含白云石灰岩即砂屑含白云石灰岩，鲕粒砂屑含白云石灰岩。分布于第一段，共厚 20.56 m，占嘉陵江组总厚度的 4.32%（表 1）。

颗粒含白云石灰岩为浅紫灰，浅灰色。白云石含量 15%～23%，系由颗粒灰岩中的方解石白云岩化形成。颗粒含白云石灰岩中的颗粒组分，填隙物等结构特点与颗粒灰岩相似。与颗粒灰岩一样，其中常发育平行层理，交错层理，形成于能量较高的浅滩环境。

3. 白云质灰岩

(1) 晶粒白云质灰岩

晶粒白云质灰岩为泥晶白云质灰岩、粉--泥晶白云质灰岩、粉晶白云质灰岩、不等晶白云质灰岩。见于第二段及第三段。共厚 31.37 m，占嘉陵江组总厚度的 6.61%（表 1）。

晶粒白云质灰岩为灰、深灰色。白云石含量为 25%～40%，为泥晶灰岩中的方解石白云岩化而形成。白云石自形程度较方解石高，一般为自形或半自形，其晶粒较方解石晶粒粗。有极少量的有孔虫和棘皮碎屑（<10%），有些生物碎屑因白云岩化，仅见交代残余结构。少数样品中见硅化，自生石英可以呈它形，半自形或自形，粒径 0.01～0.2 mm，自生石英含量一般小于 2%。晶粒白云质灰岩中时夹角砾。

晶粒白云质灰岩中水平纹层和溶蚀孔洞发育，系低能水动力条件下的沉积。

(2) 颗粒晶粒白云质灰岩

颗粒晶粒白云质灰岩为砂屑不等晶白云质灰岩，仅出现于第二段 25 层，厚 3.05 m，占嘉陵江组总厚度的 0.64%（表 1）。

砂屑不等晶白云质灰岩含方解石 62%，白云石 35%，自生石英 3%。砂屑含量为 45%，大小 0.3～1 mm，大部分砂屑已白云岩化，砂屑边缘被溶蚀。基质为粉晶、细晶、中晶方解石。岩石中水平层发育，为较低能水动力条件下的沉积。

（二）白云岩类

白云岩类按方解石和白云石的相对含量可以分为灰质白云岩，含灰白云岩和白云岩。

1. 灰质白云岩

（1）晶粒灰质白云岩

晶粒灰质云岩为泥晶灰质云岩，粉晶灰质白云岩及其二者的过渡类型。晶粒灰质白云岩分布于第一段。第二段、第二段和第四段，共厚 20.25 m，占嘉陵江组总厚度的 4.3%（表 1）。

晶粒灰质白云岩为浅灰、灰色。白云石含量为 60%～75%，方解石 25%～40%。少数样品中有自生石英，自生石英含量不大于 5%。白云石和方解石大部分为泥晶或粉晶，少数为细--粗晶。少数样品中见棘屑，其粒径为 0.05～0.3 mm，含量低于 3%。自生石英粒径 0.05～0.4 mm，它形。

晶粒灰岩中水平层理发育，系低能水动力条件下的沉积。

（2）颗粒晶粒灰质云岩

颗粒晶粒灰质白云岩为砂屑粉--泥晶灰质白云岩。仅分布于第三段 19 层。厚 7.49 m，占嘉陵江组总厚度的 1.57%（表 1）。

砂屑粉--泥晶灰质白云岩为灰色。白云石占 70%，方解石占 30%。砂屑占 40%，呈长轴状，长 0.3～1 mm，宽 0.2～0.05 mm；泥晶占 30%，粉晶占 30%。石膏假晶发育，砂屑和泥晶均已白云岩化。组成石膏假晶的粉晶方解石未白云石化。

砂屑粉--泥晶灰质白云岩中水平层理和溶蚀孔洞，孔隙发育。系低能、高盐度环境的产物。

2. 含灰白云岩

嘉陵江组的含灰白云岩均为晶粒含灰白云岩，有泥晶含灰白云岩、粉晶含灰白云岩，细--粉晶含灰白云岩、不等晶含灰白云岩。见于第二段，共厚 55.58 m，占嘉陵江组总厚度的 11.69%（表 1）。

晶粒含灰白云岩为浅灰、灰、深灰色。方解石含量一般小于 15%，个别可达 25%。白云石一般为它形-半自形。颗粒含量极少，仅个别样品中见鲕粒残余。个别样品有硅化，自生石英含量小于 1%。

晶粒含灰白云岩中，水平层理，水平纹层，溶蚀孔洞和孔隙，鸟眼构造，石膏假晶发育，系低能的潮上--潮间环境的产物。

3. 白云岩

白云岩均属晶粒白云岩，为泥晶白云岩、粉晶白云岩。分布于第二段，共厚 17.12 m，占嘉陵江组总厚度的 3.60%（表 1）。

白云岩为浅灰、灰、深灰色。岩石可含方解石或不含方解石。方解石含量小于 5%。时见硅化，自生石英含量小于 5%，粒径 0.02～0.1 mm，为它形，半自形或自形。一般不含颗粒，个别样品中可含棘皮，有孔虫生粒，其含量不大于 6%。

白云岩中水平层理，水平纹层和溶蚀孔洞和孔隙发育，沉积于低能的水动力条件下。

（三）溶塌角砾岩

溶塌角砾岩分布于第二段、第三段、第四段和第五段，共厚 107.23 m，占嘉陵江组总厚度的 22.55%（表 1）。

溶塌角砾岩为浅灰、灰、深灰色。其成分为泥晶、泥—细晶、粉晶灰岩，含生屑泥晶灰岩、砂屑灰岩、含球粒粉—中晶含白云石灰岩、球粒灰质白云岩。粉晶灰质白云岩、粉晶含灰白云岩。溶塌角砾含量为 30%～90%。第二段、第三段和第四段的溶塌角砾直径一般为 1～20 m；个别达 30～50 cm，或小于 0.5 cm。第五段中的溶塌角砾直径一般为 1～10 cm；个别达 30 cm，或小于 0.5 cm。有时可以见到一些角砾有纹层构造。填隙物多为细晶方解石，有时可为粉砂，砂级的碳酸盐岩屑。溶塌角砾为棱角状，分选差，排列杂乱，角砾和填隙物均有白云岩化，角砾有溶蚀和轻微的硅化。

根据有关井下资料，地下与溶塌角砾岩相当的层位为石膏与碳酸盐岩。在地表环境中，由于石膏层溶解，导致上覆岩层垮塌，而形成溶塌角砾岩。膏溶塌砾岩与高盐度环境有关。

二、相　标　志

（一）层理

1. 板状交错层理

板状交错层理见于剖面的 55 层，层系厚 0.3～0.5 m，其细层倾向 279°，倾角 30°，产于亮晶砂屑含白云石灰岩中，系高能浅滩环境的产物。

2. 双向交错层理

双向交错层理见于 60 层亮晶鲕粒灰岩中，层系厚 5 cm，上层系之细层倾向为 55°，倾角 45°，下层系细层倾向 272°，倾角 16°。人字形交错层理的出现，说明沉积环境受潮汐作用的影响。

3. 平行层理

平行层理见于第一段的砂屑、鲕粒、鲕粒砂屑碳酸盐岩中，这类岩石的填隙物一般为亮晶胶结物，系高能浅滩环境中的产物。

4. 水平层理和水平纹层

水平层理和水平纹层广泛见于泥晶、由泥晶重结晶的晶粒、或含颗粒碳酸盐岩中。水平纹层与水平层理的差别在于前者的细层厚度为毫米级。水平纹层和水平层理均为低能水动力条件下的产物，可与鸟眼构造、石膏假晶共生。

（二）其它沉积构造

1. 叠层石构造

叠层石构造发育于第一段和第二段。第一段的叠层石构造为相互联结的半球状或孤立的半球状，半球直径为 1～8 cm。嘉四段的叠层石构造为孤立的半球状，半球直径为 5～8 cm。除半球状叠层石外，第一段和第四段中还发育平坦状叠层石构造。上述叠层石构造常出现在波浪作用较弱，被保护的潮间灰泥坪上。

2. 鸟眼构造

鸟眼构造出现于第一段和第二段的泥晶或粉晶碳酸盐岩中，“鸟眼”直径为 0.5～1.2 mm，为半自形粉—粗晶方解石全部或部分充填，为潮间带或潮上带产物。

3. 石膏假晶

石膏假晶见于第二段38层粉晶含灰云岩，第三段19层砂屑粉—泥晶灰质白云岩中。石膏假晶在偏光显微镜下呈长条状，宽0.01～0.2 mm，长0.05～0.2 mm，石膏已为它形-半自形的和少量的细晶方解石交代，但仍保持石膏晶形。石膏假晶系高盐度环境下沉积的石膏晶体溶解后，方解石沉淀于石膏溶解后留下的空间而形成。

三、剖面相类型及其特征

根据该区岩石学特征，沉积构造以及生物化石发育情况，将该区嘉陵江组划分四种相类型[2]，各种相类型沉积特征如下。

1. 台地边缘滩相

分布于嘉陵江组一段下部，厚45 m。由灰色厚层—块状含生屑、砂屑鲕粒灰岩和鲕粒灰岩组成。岩石中填隙物以亮晶为主，颗粒支撑。生物屑主要为海百合等棘屑类。岩石中见大型板状交错层理和平行层理，显示出水动力条件较强的高能浅滩相沉积特点。由于它下伏大冶组地层为一套深水斜坡相泥晶灰岩沉积，因此它属于台地边缘滩相沉积。

2. 开阔台地相

分布于嘉陵江组一段中上部、嘉陵江组三段中部，厚149 m。由浅灰色中-厚层状泥晶灰岩、含生屑、砂屑泥晶灰岩与砂屑含白云石灰岩、砂屑灰岩不等厚互层，有时发育半球状和柱状叠层石灰岩。泥晶灰岩中发育水平纹层、微波状纹层、鸟眼构造，介形虫化石等，见半球状叠层石构造，显示出水动力条件较弱的滩间海沉积特点。灰色、浅灰色厚层、块状砂屑灰岩、含砾生屑灰岩均为亮晶胶结。颗粒含量60%～75%，发育板状交错层理、平行层理，属水动力条件较强的开阔台地浅滩亚相沉积。

3. 局限台地相

分布于嘉陵江组二段，厚96 m。由灰色、深灰色中-薄层状不等晶灰岩、粉晶灰质云岩、含砂屑泥粉晶灰岩及砂屑粉—泥晶云岩组成，岩石中水平纹层发育，见石膏假晶及鸟眼构造，为环境较为闭塞的局限台地相沉积。

4. 蒸发台地相

分布于嘉陵江组四段和五段。厚185 m。由浅灰色、灰色块状泥—粉晶灰岩、含生物屑泥晶灰岩、粉晶含白云石灰岩、粉晶含灰（质）白云岩等砾石组成的溶塌角岩组成，局部夹正常沉积的泥晶灰岩，角砾中见水平纹层，含棘皮、有孔虫、介形虫等生物屑。通过与井下剖面对比研究的发现，灰岩角砾岩的形成是由于灰岩中膏岩夹层的暴露地表后溶解而形成的，因此属蒸发台地相沉积。

总之南潭地区下三叠统嘉陵江组沉积初期为台地边缘浅滩相，之后转变为开阔台地相、局限台地相和蒸发台地相交互沉积。在台地中特别是开阔台地中，沿古形高地发育一些岛状浅滩。整个嘉陵江组在纵向表现为一套向上变浅的碳酸盐岩沉积序列。

参 考 文 献

[1] 冯增昭主编，沉积岩石学，石油工业出版社，1991。

[2] 范嘉松等，论古代海洋碳酸盐沉积环境基本模式，地质科学，1979，第10期，288～301。

华南地区早寒武世三叶虫生物相及其分区

肖传桃　胡明毅　　吴健辉

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）　（湖北地质学校，荆沙市，434000）

摘　要：在研究华南地区早寒武世三叶虫生态特征基础上，根据三叶虫的生态类型及其保存条件等特征，识别出12个三叶虫生物相，即内陆棚 *Parabadiella* 生物相、近滨-内陆棚 *Eoredlichia* 生物相、滞留陆棚 *Tsunyidiscus-Hupeidiscus* 生物相、滞留陆棚（盆地）*Hupeidiscus-Hunanocephalus* 生物相、滞留盆地 *Hunanocephalus-Shabaella* 生物相、滨岸潮坪 *Drepanuroides* 生物相、开阔台地 *Yinites* 生物相、开阔台地 *Ichangia-Redlichia* 生物相、台前斜坡 *Changaspis-Arthricocephalus-Redlichia* 生物相、深水陆棚-盆地 *Changaspis-Arthricocephalus* 生物相、滨岸潮坪-开阔台地 *Palaeolenus-Megapalaeolenus* 生物相和局限台地 *Hoffetella-Redlichia murakami* 生物相，并阐述各生物相的组成、生态特征及其生态环境。根据三叶虫生物相在时间和空间上的组合规律，本文划分出3个三叶虫生物相区，即上扬子生物相区、黔东-湘西生物相区和湘中-浙西生物相区，并讨论了各生物相区在不同时期内三叶虫生态类型和生物相分异特征、海平面升降、环境演变特征以及其与油气的关系。

关键词：三叶虫生物相；三叶虫生物相分区；海平面变化；含油气性；早寒武世；华南地区

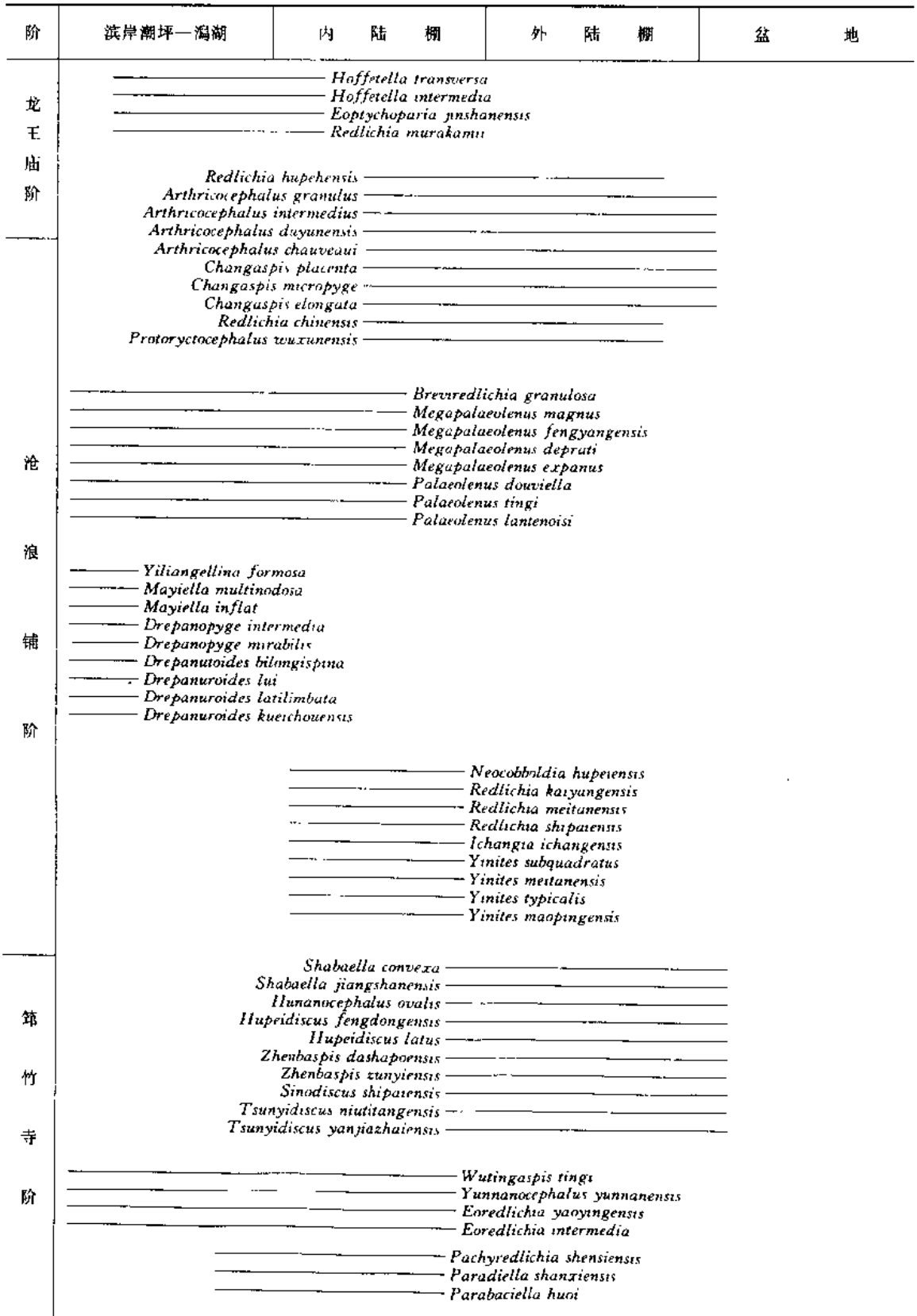
生物相是指能反映特定古环境的生物生态和沉积特征的组合。生物相及其分区的研究不仅在提高地层的划分与对比精度、重建古环境、恢复盆地古地理特征以及在指导油气的勘探中具有较重要作用，而且对洲际性的生物区系、古生物地理特征以及海平面变化的研究具有重要意义。笔者在研究华南部分地区早寒武世三叶虫生态特征基础上[1~3]，系统收集和分析云南、贵州、四川、湖北、湖南、浙江、江西和江苏等省三叶虫资料，深入研究了华南地区早寒武世三叶虫生态特征以及其与沉积相的关系，识出12个三叶虫生物相，并划分了三个生物相区。

一、三叶虫生物相

三叶虫生物相是指反映特定生态环境的三叶虫生态和沉积特征的组合。笔者通过对众多三叶虫资料分析，发现三叶虫及其组合在地层中的纵向和横向分布是严格受其生活方式和沉积条件（如水深、水温、盐度、水动力条件、氧的含量，基底性质以及营养物质丰度和种类等）控制的，而且这种控制主要体现于不同生态环境中和不同地区表现为不同的三叶虫生物相。据此，本文识别出12个三叶虫生物相，并将早寒武世各时期重要三叶虫环境分布特征列于表1。

1. 内陆棚 *Parabadiella* 生物相

表 1　华南地区早寒武世重要三叶虫的环境分布



该相主要分布于川北和陕南地区筇竹寺阶下部（表1），属华南地区早寒武世最底部的生物相，以 *Parabadiella* 为本相的优势分子，组成分子有 *Parabadiella huoi*，*P. shanxiensis* 以及 *Pachyredlichia shensiensis* 等，其中 *Parabadiella* 个体小到中等，具细长的颊刺和短小的肋刺，多半产于黄绿色粉砂质页岩中，页岩中水平层理较发育。上述特点表明 *Paradiella* 适宜于在能量较低、松软的基底上作底栖爬行生活，代表低能的内陆棚环境，该相为可能的生油相。

2. 近滨—内陆棚 *Eoredlichia* 生物相

本相主要分布于滇东、川中及川北和陕南等地筇竹寺阶上部，其组成分子主要有 *Eoredlichia intermedia*，*E. yaoyingensis*，*Yunanocephalus yunnanensis*，*Wutingaspis tingi* 等，其中，*Eoredlichia* 为本相的优势分子，该生物为典型底栖移动生态型[4]，经常与底栖型介形虫 *Kumingella* 共生，多半保存于黄绿色细砂岩、粉砂岩和粉砂质页岩互层中，砂岩中常发育小型交错层理，页岩中见水平层理[5]，代表了中—低能的近滨—内陆棚生态环境，本相中页岩具有潜在的生油能力，砂岩为可能的储集层。

3. 滞流陆棚 *Tsunyidiscus-Hupeidiscus* 生物相

这是一广布性生物相，分布于滇东镇雄、黔中、黔北以及川东和鄂西等地筇竹寺阶上部，主要组成分子有 *Tsunyidiscus yanjiazhaiensis*、*T. niutitangensis*，*T.* sp.，*Zhenbaspis zunyiensis*，*Z. dashapoensis*，*Hupeidiscus orientalis*，*H. latus*，*H. fengdongensis*，*Sinodiscus shipaiensis* 等，其中以 *Tsunyidiscus* 和 *Hupeidiscus* 占优势，它们均为个体小，胸节少的三叶虫，多半产于底栖生物贫乏的黑色、灰黑色炭质页岩中，且化石保存完好，上述特征表明 *Tsunyidiscus* 和 *Hupeidiscus* 是一种营漂游方式生活的生物，其生态环境为滞流贫氧的静水陆棚。该环境有利于油气的生成，据研究[5]，在本相分布的区域内，有机碳含量平均为9.2%，是好的生油相区。本相中有机碳含量之高被认为是与该相区内大量繁盛的浮游低等藻类有关[5]，正因为如此，才使得漂游型三叶虫能在贫氧环境中大量繁盛。

4. 滞流陆棚（盆地）*Hupeidiscus-Hunanocephalus* 生物相

该相分布于黔东及湘西一带，虽北东向条带状分布。其组成分子有 *Hupeidiscus orientalis*，*H.* sp.，*Hunanocephalus ovalis* 等。其中，*Hupeidiscus* 和 *Hunanocephalus* 均为个体微小、保存完好的三叶虫，由它们基本产于黑色炭质、硅质页岩特征可知，它们均属漂游生态型。该生物相可分为两个亚相，即 *Hupeidiscus* 生物亚相和 *Hunanocephalus* 生物亚相，前者中亦也少量 *Hunanocephalus*，且主要分布于黔东区，后者主要分布于湘西区，以属种单调的 *Hunanocephalus* 为特征。本生物相代表滞流盆地环境，其中的有机碳含量亦较高，为有利的生油相。

5. 滞流盆地 *Hunanocephalus-Shabaella* 生物相

本相分布于湘中和浙西地区筇竹寺阶上部和沧浪铺阶下部，其组成分子有 *Hunanocephalus ovalis*，*Shabaella jiangshanensis*，*S. convexa*，*S.* sp.，*Sinolenus brevis*，*S. hotangensis* 等，其中，以 *Hunanocephalus* 和 *Shabaella* 的含量最丰富，它们均产于黑色、灰黑色炭质、硅质页岩中，岩石中富含浸染状黄铁矿，底栖生物贫乏，代表滞流贫氧的滞流盆地环境，从 *Hunanocephalus* 和 *Shabaella* 的体小、保存完好的状态以及其生态环境可知，它们应是漂游和半游泳的生物。本生物相中黑色页岩中有机碳含量较高[6]，平均为2.82%，最高达6.5%，是有利的生油相。

6. 滨岸潮坪 *Drepanuroides* 生物相

该相分布于滇东、川中以及川北等地沧浪铺阶下部，由 *Drepanuroides latilimbata*、*D. lui*、*D. bilongispina*、*Drepanopyge mirabilis*、*D. intermedia*、*Mayiella inflat*、*M. multinodosa*、*Yiliangellina formosa* 等，其中，以 *Drepanuroides* 出现的频率最高，且为本相的优势分子，本相中的三叶虫大多数以个体较大，胸节多，具较发达的颊刺、肋刺和尾刺为特征，这些特点便于它们在较浅的水体和较硬的砂质基底上作底栖爬行生活。本相三叶虫基本产于细砂岩、粉砂岩及粉砂质泥岩互层中，岩石中交错层理、波痕较发育[5]，代表了滨岸碎屑潮坪环境，该环境有利于油气的储集。

7. 开阔台地 *Yinites* 生物相

该相主要分布于黔北和黔中一带沧浪铺阶下部，以 *Yinites* 大量繁盛为特征，其次为少量的 *Redlichia* 和 *Drepanuroides kuichouensis*，其中，*Yinites* 的种类有 *Y. maopingensis*、*Y. typicalis*、*Y. meitanensis*、*Y. subquadratus* 等。该相中大多数生物均以个体较大、胸节多，具发达的颊刺和尾刺为特征，这些特征适合于在较浅的水体和较硬的砂质基底上生活。本相三叶虫多数产于交错层理较发育的细、粉砂岩和鲕状灰岩中，少数产于粉砂质页岩和泥晶灰岩中，代表了碎屑岩和碳酸盐混合台地环境。本相中颗粒岩较丰富，孔隙发育较好，是有利的油气储集场所。

8. 开阔台地 *Ichangia-Redlichia* 生物相

本相主要分布于川东和鄂西一带沧浪铺阶下部，以 *Redlichia* 和 *Ichangia* 繁盛为特征，其组成有 *Ichangia ichangensis*、*Redlichia shipaiensis*、*R. meitanensis*、*R. kaiyangensis*、*Neocobboldia hupeiensis* 以及 *Palaeolenus lantenoisi* 等。本相中的三叶虫大多数均以个体较大、具较发达的颊刺、肋刺和尾刺为特征，以适应于在水体不深的基底上作底栖爬行生活，它们多半产于粉砂岩、粉砂质页岩和鲕状灰岩、泥晶灰岩互层中，代表了碎屑岩和碳酸盐岩混合台地环境中，本相可形成油气的储盖组合。

9. 台前（陆棚）斜坡 *Changaspis-Arthricocephalus-Redilchia* 生物相

该相主要分布于黔东的凯里、铜仁、丹寨、都匀和湘西的大庸、石门、凤凰等地沧浪铺阶至龙王庙阶，以 *Changaspis*、*Arthricocephalus* 和 *Redlichia* 大量繁盛为特征，其组成有 *Changaspis micropyge*、*C. elongata*、*Arthricocephalus chauveaui*、*A. duyunensis*、*A. intermedius*、*Redlichia chinensis*、*R. hupehensis* 以及 *Balangia* sp. 和 *Protoryctocephalus wuxunensis* 等。该相中的三叶虫特别是 *Changaspis* 和 *Arthricocephalus* 均为个体微小、呈椭圆形的三叶虫，它们是江南区和过渡区的典型分子[7]，多半呈完整状态保存于灰绿色页岩、粉砂质页岩、粉砂岩及泥质条带状灰岩中，岩石中发育粒序层理和沙纹层理等构造，属低密度浊流沉积[8~9]，代表台前斜坡环境。*Changaspis* 不仅个体小，而且具有许多宽而平的肋刺以及颊刺和尾刺，这些特征适应于漂游方式生活。关于 *Arthricocephalus* 的生活方式，有过不同的认识，有的学者认为是底栖移动型[4]，有的学者则认为是属漂游或游泳生态型[10]。*Arthricocephalus* 是江南生物区系中典型分子，在扬于台地中未见分布，它多半分布于湘西、黔东及湘中和浙西深水陆棚至深水斜坡环境中，除本相区外它很少与底栖生物 *Redlichia* 共生，多半与漂游或半漂游型 *Balangia* 和 *Changaspis* 共生，此外，它个很小，缺乏底栖生物常具有的发达颊刺、肋刺及尾刺，也无漂游生物常具有的细长刺等构造，鉴于上述原因，本文认为 *Arthricocephalus* 可能是营游泳方式生活。本相区即卢衍豪教授所称的过渡区[7]，也

是扬子板块向东南延伸的深水陆棚区或斜坡区，故有扬子型 *Redlichia* 的混入。

10. 深水陆棚—盆地 *Changaspis-Arthricocephalus* 生物相

本相主要分布于湘中、浙西、赣北修水以及江苏昆山等地区沧浪铺阶至龙王庙阶，以漂游型 *Changaspis* 和游泳型 *Arthricocephalus* 为特征，属种单调，分异度低，优势度高，反映水体较深。其组成有 *Changaspis placenta* 和 *Arthricocephalus granulus* 等。在浙西、赣北和江苏一带它们产于深灰色白云质灰岩、泥晶灰岩夹泥岩中，代表深水陆棚环境，在湘中一带产于灰黑色硅质、炭质页岩中，可能代表陆棚边缘盆地环境，该环境亦为有利的生油环境。

11. 滨岸潮坪—开阔台地 *Palaeolenus-Megapalaeolenus* 生物相

这是一个广布性生物相，分布于中上扬子区的滇东、黔中、黔北、川东和湖北等地沧浪铺阶上部，以 *Palaeolenus* 和 *Megapalaeolenus* 大量繁盛为特征，常见分子有 *Palaeolenus lantenoisi*，*P. tingi*，*P. douviella*，*Megapalaeolenus deprati*，*M. fengyangeniss*，*M. magnus*，*M. expanus*，*Redlichia hupehensis*，*R. murakami* 以及 *Breviredlichia granulosa* 等。本相中的三叶虫大多数具有坚硬的头部，粗壮的颊刺和较大的个体，这些特征适宜于在较浅的水和较硬的砂质基底中作底栖爬行生活，并能适应于较高能量的水体。在滇东以及川北和川中区，上述三叶虫多半产于细砂岩和粉砂岩中，少数产于粉砂质页岩中，岩石中交错层理发育，可能代表滨岸潮坪环境。在川东、黔中一带以及湖北地区，上述三叶虫多半产于由鲕状灰岩、砂屑灰岩、泥质条带灰岩与粉砂岩，粉砂质页岩互层中，代表开阔台地浅滩与潮下低能交互环境。本相中岩石内孔隙较为发育，可形成有利的储集层。

12. 局限台地 *Hoffetella-Redlichia murakamii* 生物相

该相亦分布较广，见于上扬子区龙王庙阶，以 *Hoffetella* 和 *Redlichia murakamii* 为特征，其组成分子有 *Hoffetella transversa*、*H. intermedia*、*Redlichia murakamii*、*Eoptychoparia jinshanensis* 等，其中，*Hoffetella* 和 *Eoptychoparia* 虽然个体较小，但均具有较发达的眼部构造，这是适应底栖生活的结果，*Redlichia murakamii* 除眼部构造发育外，还具有粗长的颊刺、尾刺，亦是适应浅水底栖爬行生活的结果。本相三叶虫基本产于白云岩、白云质灰岩、灰质白云岩、鲕状灰岩和白云岩及砂页岩中，总体上代表潮坪—潟湖环境。

二、三叶虫生物相分区

生物相分区不仅能反映生物生态和生物古地理特征，而且能体现沉积古地理和构造古地理特征。根据华南地区早寒武世各时期三叶虫的生态和其地理分布特征以及三叶虫生物相在空间上的组合规律，本文划分了三个三叶虫生物相区（表 2），各相区在不同时期表现为不同的生物相组合。

1. 上扬子生物相区（扬子型生物相区）

本相区包括康滇古陆以东的滇东、黔中、黔北、川中、川北以及川东和鄂西等地区。本区中的三叶虫 85%属于底栖生态型，以个体较大、具较发达的头部、眼部构造、颊刺、尾刺和肋刺等构造，适应于浅水中底栖爬行生活，15%的三叶虫系漂游生态型，以个体小，体重轻，胸节少等为特征，大多保存于底栖生物贫乏的黑色炭质页岩中。

表 2　华南地区早寒武世生物相及其分区

阶	上扬子生物相区			黔东-湘西生物相区	湘中-浙西生物相区
	滇东、川中、川北米仓山	黔中-黔北	川东、鄂西	黔东、湘西	湘中、浙西、赣北
龙王庙阶	局限台地 *Hoffetella-Redlichia murakamii* 生物相			台前斜坡 *Changaspis* *Arthricocephalus-Redlichia* 生物相	深水陆棚 盆地 *Changaspis* *Arthricocephalus* 生物相
沧浪铺阶	滨岸潮坪-开阔台地 *Palaeolenus-Megapalaeonus* 生物相				
	滨岸潮坪 *Drepanuroides* 生物相	开阔台地 *Yinites* 生物相	开阔台地 *Ichangia* *Redlichia* 生物相		滞留盆地 *Hunanocephalus* *Shabaella* 生物相
筇竹寺阶	近滨-内陆棚 *Eoredlichia* 生物相 内陆棚 *Parabadiella* 生物相	滞留陆棚 *Tsunyidiscus-Hupeidiscus* 生物相		滞留陆棚(盆地) *Hupeidiscus-Hunanocephalus* 生物相	

(1) 梅树村期--筇竹寺期

梅树村期，本相区开始接受海侵，西部为开阔台地环境，东部为潮下低能环境，此时期尚未出现三叶虫，仅发育有底栖型小壳类 *Paragloborilus-Siphogonuchites* 生物相。至筇竹寺期，海侵加大，本相区自西而东为滨岸潮坪—内陆棚- 滞流陆棚（盆地）环境格局。早期川北一带发育 *Parabadiella* 生物相。晚筇竹寺期，本相区生物相分异明显，西部（滇东至川北）发育底栖型 *Eoredlichia* 生物相，代表近滨－内陆棚环境；东部（黔中—黔北，川东—鄂西）则发育了漂游型生物组成的 *Tsunyidiscus-Hupeidiscus* 生物相，代表贫氧的滞流陆棚环境，这种生态类型的分异与生态环境的分异密切相关。筇竹寺期本相区又可称为近滨—内陆棚－滞流陆棚 *Parabadiella* & *Eoredlichia* & *Tsunyidiscus-Hupeidiscus* 生物相区，进一步分为西部的近滨 -内陆棚 *Parabadiella* & *Eoredlichia* 生物相亚区和东部的滞流陆棚 *Tsunyidiscus-Hupeidiscus* 生物相亚区，前者是有利的储集相区，后者是有利的生油相区。

(2) 沧浪铺期

沧浪铺期早期，本相区海平面开始下降，并向碳酸盐岩台地转化、过渡，此时期生物相的分异不是体现在生态类型的不同，而是体现于三叶虫属种的差别，这种现象主要是受生态环境演变所致。该时期在本相区均发育底栖型生物群，滇东—川北一带以 *Drepanuroides* 生物相为特征，代表滨岸潮坪环境。黔北和川东 -鄂西地区分别发育了 *Yinites* 生物相和 *Ichangia-Redlichia* 生物相，代表开阔台地或开阔内陆棚环境。该时期本相区可称为滨岸潮坪—开阔台地 *Drepanuroides* & *Yinites* & *Ichangia-Redlichia* 生物相区，本相区中的

三叶虫均属浅水底栖型，多半代表中低能环境，表现在沉积特征上是颗粒岩较为发育，因此，该相区是有利于油气的储集的潜在场所。

沧浪铺期晚期，本相区海平面继续缓慢下降，开始发展成碳酸盐台地的雏形，由于基底性质和生态环境近于一体化，该时期本相区三叶虫生物相无明显分异，均发育了大型底栖型三叶虫动物群，它们具发达的头部，粗壮的颊刺，称 *Palaeolenus-Megapalaeolenus* 生物相。该时期本相区又可称为滨岸潮坪 -开阔台地 *Palaeolenus-Megapalaeolenus* 生物相区，其中的细、粉砂岩及鲕粒、砂屑灰岩夹层频繁出现，因此，本相区亦为潜在的储集相区。

（3）龙王庙期

该时期由于海平面继续下降，本相区发展为局限或半局限海环境，且已形成了统一的碳酸盐台地。因基底性质和生态环境相似，生物相亦无明显分异，均以底栖型三叶虫为特征，称 *Hoffetella-Redlichia murakamii* 生物相，此时期本相区又称为局限台地 *Hoffetella-Redlichia murakamii* 生物相区。

2. 黔东-湘西生物相区（混合型生物相区）

该相区主要包括黔东瓮安 余庆—川东南秀山一线以东，湘西沪溪—黔东三都一线以西的地区。该区早寒武世时期为一向东倾斜的深水陆棚和斜坡，属华南古大陆边缘的主体，这种构造古地理格局也决定了本相区的生物相具有扬子型和江南型混生的特色，表现在生物的态类型上亦是如此。

（1）梅树村期—筇竹寺期

该时期由于华南板块的拉张裂陷作用[5]，导致本区海平面大幅度上升，并发展为滞流盆地环境，梅树村期至筇竹寺早期，尚未发现三叶虫，筇竹寺期晚期，发育了由漂游型三叶虫组成的 *Hupeidiscus-Hunanocephalus* 生物相，本区西部以 *Hupeidiscus* 生物亚相为特征，东南部以 *Hunanocephalus* 生物亚相为特征，体现了扬子型 *Hupeidiscus* 和江南型 *Hunanocephalus* 混合和过渡特征。本相区该时期可称为滞流盆地 *Hupeidiscus-Hunanocephalus* 生物相区，其中的炭质、硅质页岩发育，有机碳含量高，是有利的生油相区。

（2）沧浪铺期—龙王庙期

由于海平面的下降和扬子板块东南缘的增生，本区脱离了贫氧状况，由滞流盆地环境发展为台前斜坡环境，发育了由扬子型底栖生物 *Redlichia* 和江南型漂游型和游泳型生物 *Changaspis* 及 *Arthricocephalus* 组成的 *Changaspis-Arthricocephalus-Redlichia* 生物相。因此，该时期本区可称之为台前斜坡 *Changaspis-Arthricocephalus-Redlichia* 生物相区，其重要特征是扬子型和江南型生物混生、组成混合型生物相区。

3. 湘中-浙西生物相区（江南型生物相区）

本相区包括湘中沅陵、安化、桃源、赣北修水、安徽滁县、浙江江山、江苏昆山等地区。由于该区水体较深，三叶虫多半是个体小、体重轻，有些三叶虫发育有长的颊刺和尾刺、宽而平的肋刺等构造，生态类型多为漂游型和游泳或半游泳型，均为江南型分子，很少有扬子型分子混入。

（1）梅树村期—沧浪铺期早期

由于海平面大幅度上升，本相区发展为滞流盆地环境，均发育了黑色、灰黑色硅质、炭质页岩。梅树村期至筇竹寺期早期，尚未发现三叶虫化石，筇竹寺期晚期至沧浪铺期早期，本相区发育了由漂游型和游泳型生物组成的 *Hunanocephalus-Shabaella* 生物相，代表贫氧

的滞流盆地环境，该时期本相区可称为滞流盆地 *Hunanocephalus-Shabaella* 生物相区，其中的炭质、硅质页岩丰富，有机碳含量高，是有利的生油相区。

（2）沧浪铺期晚期—龙王庙期

该时期海平面逐渐下降，本相区由滞流盆地发展为浅海陆棚环境，但湘中一带可能仍为盆地环境。此时期本区以江南型分子组成漂游型—游泳型 *Changaspis-Arthricocephalus* 生物相为特征，代表深水陆棚至盆地生态环境，此时期本相区可称为深水陆棚-盆地 *Changaspis-Arthricoephalus* 生物相区。

参 考 文 献

[1] 肖传桃、朱忠德，湖南石门杨家坪早寒武世三叶虫动物群，石油与天然气地质，1993，14（4），297～303。

[2] 肖传桃、姜衍文、朱忠德，江汉盆地早寒武世生态地层及生物古地理特征，地质论评，1995，41（1），82～91。

[3] 肖传桃、郭成贤，湖南石门杨家坪早寒武世生态地层学，科技通报，1994，10（3），161～165。

[4] 殷鸿福等，中国古生物地理学，中国地质大学出版社，1988，65～89。

[5] 蒲心纯、叶红专，中国南方寒武纪岩相古地理格局，岩相古地理文集（6），地质出版社，1991，1～16。

[6] 周浩达、王文耀等，华东地区寒武纪岩相古地理及有关矿产研究，岩相古地理文集（6），地质出版社，1991，17～38。

[7] 古生物学基础理论丛书编委会，中国古生物地理区系，科学出版社，1983，1～15。

[8] 郭成贤、朱忠德等，石门杨家坪早寒武世沉积环境，石油与天然气地质，1993，14（4），326～330。

[9] 高振中等，湘西黔东寒武纪碳酸盐重力流沉积，沉积学报，1985，3（3），1～22。

[10] 卢衍豪、林焕令，浙江西部寒武纪三叶虫动物群，科学出版社，1989，58～67。

西秦岭若尔盖地区三叠纪生物地层及古生物地理特征

肖传桃　胡明毅　　吴健辉

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）　（湖北地质学校，荆沙市，434000）

摘　要：通过对西秦岭若尔盖地区三叠纪双壳类动物群研究，首次在该区建立了6个双壳类化石带（层），即 *Claraia hubeiensis* 层、*Claraia stachei-C. aurita* 带、*Eumorphotis multiformis-E. inaequicostata* 带、*Chlamys* (*Praechlamys*) *weiyuanensis* 带、*Plagiostoma pararegulare-P. beyrichii* 带及 *Leptochondria seebachi-Entolioides subdemissus* 带，并阐述了各化石带的特征和时代。研究区早—中三叠世生物古地理特征的分析及双壳类已知种与各生物地理区的相似率统计表明早三叠世南秦岭南带与扬子区生物面貌很相似，而与秦岭海槽北部地区的生物相似率较低；中三叠世时期南秦岭南带生物面貌则体现出亲秦岭海槽北部地区，而疏扬子地区的特点。上述特征亦反映了秦岭海盆早中三叠世经历了不断缩小的过程，从而使其两侧的生物阻隔程度变小。

关键词：双壳类；化石带；生物古地理；三叠纪；西秦岭

一、前　　言

研究区地处高原，交通不便，气候十分恶劣，笔者在该区进行专题研究过程中，获取了较丰富的双壳类化石，通过对双壳类的较详细的分析，对该区三叠纪双壳类生物地层和其古生物地理特征进行了研究。

二、双壳类化石组合的建立

根据本区双壳类化石的分布特点，将双壳类动物群自下而上分为6个组合带（层）。

1. *Claraia hubeiensis* 层

该化石层仅包括 *Claraia hubeiensis* 一种，但数量很多，产于扎里山组底部。它位于 *C. stachei-C. aurita* 组合带之下。见于南秦岭北带迭部益哇沟（殷鸿福，1972）[1]，东秦岭镇安地区（凌秋贤，1988）[2]。该化石为晚格里斯巴赫期 *Pseudoclaraia wangi* 带中的重要分子（陈楚震，1979）[3]，在华南多处都有分布。故该化石层的时限与 *Pseudoclaraia wangi* 带相当，为晚格里斯巴赫期。

2. *Claraia stachei-Claraia aurita* 组合带

该带除产有 *Claraia stachei* 和 *C. aurita* 外，还产有 *Unionites fassensis*，*Claraia* cf. *auri-*

ta 及 *Eumorphotis* sp. 等，在剖面中，*Claraia stachei* 和 *C. aurita* 虽存在上下关系，但有混生现象。有合成 *C. stachei-C. aurita* 带（殷鸿福，1983）[4]与分为上、下两带（陈楚震，1979）[3]两种意见。根据本区情况，采取合成一个带的方案。该带与华南地区及西南地区的 *Claraia stachei* 带及 *Claraia aurita* 带相当。其时代属亭纳尔期。

3. *Eumorphotis multiformis-E. inaequicostata* 组合带

本带产于研究区扎里山组顶部，除产有较多的 *Eumorphotis multiformis* 和 *E. inaequicostata* 外，还产有 *E. hinnitidea*，*E. teilhardi* 及 *E. venetiana* 等，*Claraia* 在该带已绝迹，该带分布较广，见于东秦岭镇安地区石板盘组中上部（凌秋贤，1988）[2]。在迭部益哇沟扎里山组上部产 *Parachirognathus* 牙形刺层位中亦产有 *Eumorphotis* sp. 和 *Entolum* sp.（殷鸿福，1992）[1]。在研究区，本带位于 *Claraia stachei-C. aurita* 组合带之上，其时代相当于斯密斯期。

4. *Chlamys* (*Praechlamys*) *weiyuanensis* 带

该化石带产于研究区马热松多组顶部，仅包括 *Chlamys* (*Praechlamys*) *weiyuanensis* 一种，但数量很多。该化石在川、鄂一带繁盛于嘉陵江组第五段下部，见诸于威远、武隆、万县、利川，是下三叠统顶部重要化石。在秦岭地区还见于迭部益洼沟马热松多组顶部。鉴于该化石层在上述地区层位稳定，为下三叠统上部重要分子。故本文将该化石层作为下三叠统上部化石带，它位于 *Eumorphotis multiformis-E. inaequicostata* 带之上，其时代大致相当于晚斯派斯期。

5. *Plagiostoma pararegulare-Plagiostoma beyrichii* 组合带

本组合带产于研究区郭家山组中，其中，除产有 *Plagiostoma pararegulare* 和 *P. beyrichii* 外，还产有较多的 *Chlamys* (*Praechlamys*) cf. *kaixianensis*、*Chlamys ruoergaiensis*，*C. vetulus*，*C. subalternicostata tianzhunensis*，*C.* sp.，*Scythentolium inornatum*，*S. magneauritum*，*Pleuronectites balatonicus*，*P. difformis*，*P. laevigatus P. schmiederi*，*Bakevellia acutaurita Entolium discites Mytilus eduliformis* 以及 *Leptochondria albertii* 和 *Neomorphotis* cf. *magneaurita* 等。该组合带地方性特色较明显，主要体现于 *Chlamys* 的多样化。但本组合带中已知种有 19 种在安尼期有分布，占该带所有分子的 82.6%。此外，与该带共生的还有腕足类 *Pseudospiriferina tsinghaiensis-Sulcatinella minima* 组合及腹类 *Hologyra eyerichi-Euomphalus sichuanensis-Hologyra sichuanensis* 组合，它们代表的时代均为安尼期。上述分析可知，本组合带代表的时代应属安尼期，可与南祁连的 *Leptochondria albertii plana-Neomor photis spinosa* 带（下）及 *Neomorphotis gigantea* 带（上）对比（杨遵仪等，1983）[5]，亦相当于华南雷口坡组—关岭组的双壳类 *Leptochondria illyrica-Costatoria goldfussi mansuyi* 带（殷鸿福，1983）[4]及藏南的 *Plagiostoma berichii-Posidonia ussrica* 带（饶荣标，1987）[6]。

6. *Leptochondria seebachi-Entolioides subdemissus* 组合带

该带产于光盖山组下部，其中除产 *Leptochondria seebachi* 和 *Entolioides subdemissus* 外，还产有 *Limea* cf. *protei* 及 *Entolium discites* cf. *latum* 和 *Pleuronectites compressus* 等，该带中除 *Limea* cf. *protei* 可下延至下三叠统外，其余化石均见于拉丁阶。此外，本带中共生有腹足类 *Neritaria comensis* 组合（童金南，1992）[7]，其中，*Neritaria comensis* 在南、北阿尔卑斯广泛出现，且均产于拉丁阶，它亦是我国西南地区拉丁期地层中的重要分子（潘

华璋，1982)[8]。上述分析可知，本组合带时代应属拉丁期，可与西南地区的 *Eumorphotis* (*Asoella*) *illyrica* 带（陈楚震，1979）对比。

三、生物古地理特征及其意义

对于三叠纪海洋生物地理区，通常盆地为特提斯生物地理区和北方-环太平洋生物地理区。殷鸿福等（1986)[9]将我国境内的早、中三叠世的生物地理区系分为三个大区即冈瓦纳特提斯大区、劳亚（热带）特提斯大区和劳亚大陆中部大区。从本区早中三叠世双壳类动物群面貌来看，当时生活环境为热带、亚热带温暖海洋，其组成分子与同期华南、阿尔卑斯、南祁连及中欧表现出较高的相似性，而与特提斯南岸及北方-环太平洋区的相似率较低（表 1、表 2），表明它们分属于不同的地理区。值得指出的是下三叠统双壳类与海参威相似率较高，这是由于北方-环太平洋区分子混入的结果。

表 1　若尔盖地区早三叠世双壳类已知种与世界各区相似率统计

地区 / 化石名称	特提斯北岸				特提斯南岸	北方-环太平洋区	
	中欧	南祁连	华南	阿尔卑斯	喜马拉雅、盐岭	海参威	日本、西伯利亚
Claraia aurita	*	*	*	*		*	
C. hubeiensis			*				
C. songpanensis			*				
C. stachei			*	*		*	
Unionites fassensis	*	*	*	*		*	*
Eumorphotis multiformis		*	*	*	*	*	*
E. hinnitidea	*	*	*	*			
E. venetiana			*	*			
E. teithardi			*				
E. cf. multiformis		*	*	*	*	*	
E. cf. maritima						*	
E. inaequicostata	*	*	*	*			
Entolium discites microtis	*	*	*	*	*	*	*
Chlamys (*P.*) *weiyuanensis*			*				
与各区的相似率	35.7%（5）	50%（7）	92.8%（13）	64.2%（9）	21.4%（3）	50%（7）	21.4%（3）

* 表示有分布。

早、中三叠世秦岭裂陷槽的中心位于中秦岭及南秦岭北部地区，早三叠世（时期）裂陷槽南、北的生物地理区系均具不同的特征，裂陷槽北部的中秦岭青海尖扎、甘肃合作一带早三叠世动物群与华北—西北省的南缘混生区生物面貌接近，偏向于温带区系（赖旭龙等，1992)[9]。而裂陷槽南部的南秦岭无论是从岩性岩相上，还是从生物面貌特征上都与华

南地区十分接近。以研究区早三叠世双壳类为例（表1），经统计，双壳类已知种与华南的相似率高达92.8%，与南祁连的相似率为50%，南秦岭东部的镇安地区早三叠世双壳类已知种与华南相似率为87%，与华北南缘南祁连地区相似率为42.1%（凌秋贤，1988）[2]。从生物相似率统计来看，早三叠世包括研究区在内的南秦岭地区生物面貌亲华南扬子区，它们应属同一生物地理省，而与裂陷槽北部中秦岭区亲华北区有所不同，这体现了裂陷槽对生物的隔离作用。

表2　若尔盖地区中三叠世双壳类已知种与世界各区相似率统计

地区 / 化石名称	特提斯北岸				特提斯南岸	北方-环太平洋区	
	中欧	南祁连	华南	阿尔卑斯	喜马拉雅、盐岭	海参威	日本、西伯利亚
Bakevellia acutaurita		*					
Chlamys volaris	*						
C.（P.）vetulus	*						
C. cf. alternicostata		*					
C.（P.）subalternicostatus tianzhunensis		*					
Entolium discites	*	*	*	*	*	*	
E. discites latum		*					
Leptochondria alberta	*	*	*			*	
Limea cf. protei	*						
Mytilus eduliformis	*	*	*	*		*	
M. eduliformis praecursor	*	*	*	*		*	
Neomorphotis cf. magneaurita		*					
Plagiostoma beyrichii	*		*				
P. parараregularum		*					
Pleuronectites laevigatus	*	*	*			*	*
P. difformis		*	*				
P. balatonicus	*		*				
P. schmiederi	*	*					
Scythentolium inornatum				*			
S. magneaurita	*	*					
Leptochondria seebachi				*			
Entolioides subdemissus	*		*	*		*	
与各区的相似率	56.5(13)	60.9%(14)	39%1%(9)	30.4%(7)	4.3%(7)	26.1%(6)	4.3%(1)

*表示有分布。

中三叠世生物古地理特征发生了一定的变化，秦岭裂陷槽南部的南秦岭地区与裂陷槽北部华北南缘的南祁连生物面貌相近，而与华南扬子区的相似率低于与南祁连之间的相似率。以研究区中三叠世双壳类为例（表 2），双壳类已知属种与南祁连相应属种相似率为 56.5%，而与华南地区相似率为 39.1%。此外，南秦岭宕昌地区生物古地理亦体现了相似的特征。上述现象可能与安尼期华南、扬子区处于相对封闭状态有关。该时期研究区双壳类与特提斯南岸、北方-环太平洋区相似率较低，这表明了它们仍属子不同的地理区，也反映了此时期特提斯南、北岸仍未拼合，从而导致了两岸生物面貌的差异，这个时期研究区双壳类生物地理区系无疑属于劳亚特提斯大区，且与南祁连、南秦岭其它地区构成独立的生物地理省，该现象同时亦表明了华南与华北板块之间距离减少，古秦岭海变窄，从而使裂陷槽对其两侧的生物阻隔程度大大减小，生物面貌趋于一致。

参 考 文 献

[1] 殷鸿福、杨逢清、黄其胜等著，秦岭及邻区三叠系，59～62，中国地质大学出版社，1992。

[2] 凌秋贤，东秦岭镇安地区三叠纪双壳类，古生物学报，1988，27 (5)，615～628。

[3] 陈楚震、黎文本、马其鸿，西南地区三叠系，《西地地区碳酸盐岩生物地层》，289～336，科学出版社，1979。

[4] 殷鸿福，古生代、中生代之交华南双壳类——分带、对比与危机，地质论评，1983，29 (4)，303～320。

[5] 杨遵仪、殷鸿福等著，南祁连山三叠系，128～175，地质出版社，1983。

[6] 饶荣标、徐济凡等，青藏高原的三叠系，中华人民共和国地质矿产部地质专报，二，地层古生物，地质出版社，1987，第 7 号，66～107。

[7] 童金南，秦岭海相三叠系腹足类动物群，见殷鸿福等著，秦岭及邻区三叠系，1992，57～58，中国地质大学出版社。

[8] 潘华璋，中国西南海相三叠纪腹足类化石，见中国科学院南京地质古生物研究所丛刊，第 4 号，1982，153～188。

[9] 殷鸿福，凌秋贤，中国三叠纪古生物地理分区，见中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文选集，安徽科学技术出版社，1986，189～203。

[10] 赖旭龙、殷鸿福、杨逢清，秦岭三叠纪古海盆生态地层、生物古地理特征及其演化，地球科学，1992，17 (3)，345～352。

中扬子台地北缘上震旦统斜坡带的发现及找油意义

胡 明 毅

（江汉石油学院，湖北荆州，434102）

摘 要：中扬子台地北缘位于襄樊-广济断裂以南，呈北西西-南东东方向延伸。该区发育一套碳酸盐岩沉积，以深水原地薄层状泥粉晶灰（云）岩沉积为主，夹有孤立滑动岩块、碎屑流沉积和浊流沉积等三种不同类型的重力流沉积，上述特征表明晚震旦世时期中扬子台地北缘发育一个巨大的斜坡相带沉积。

关键词：上震旦统；中扬子台地北缘；斜坡相带

自 70 年代中期以来，国内外对深水碳酸盐岩沉积的研究已取得了长足的进步[1,2,3]，但与浅水碳酸盐岩沉积相比，深水碳酸盐岩沉积的研究仍显得比较薄弱。勘探实践证明，在深水碳酸盐岩沉积特别是斜坡相带碳酸盐岩沉积中，常常有重力流储集体的分布，因此近一时期内对斜坡带碳酸盐岩沉积的研究倍受人们的重视。

研究区中扬子台地北缘位于襄樊-广济断裂以南，呈北西西-南东东方向延伸。该区北侧为秦岭海槽，南侧为广阔的中扬子台地。自 1991 年底开始到 1995 年，笔者等通过对该区进行详细的野外地质调查，发现该区晚震旦世时期存在一个沿北西西-南东东方向延伸的斜坡带。

一、斜坡带存在的证据

研究区中扬子台地北缘上震旦统主要为一套深水碳酸盐岩沉积，其岩性以深灰色薄层泥粉晶灰（云）岩最为发育，其间夹一些页岩沉积。岩石颜色深，毫米级水平纹层极为发育，偶见滑动变形构造。在上述深水原地沉积之间夹有三种不同类型的碳酸盐岩重力流沉积，各类重力流沉积特征如下：

（一）孤立滑动岩块

这类沉积在研究区内较少见。它呈透镜状、长条状分布于深水原地沉积之间，与原地沉积为突变接触，常切割纹层。岩性为泥粉晶白云岩、含石膏假晶白云岩和颗粒白云岩。岩块大小在几厘米到几十厘米之间，显然这类孤立的岩块是从浅水台地相区搬运到斜坡相带后再次沉积而形成的。

（二）碎屑流沉积

碎屑流沉积在研究区内非常发育，以研究区内随州薛家剖面为例，这类沉积总厚 80 m，

占该剖面总厚的6.7%。它一般呈薄-中层状夹于纹层状泥晶白云岩（或灰岩）之间，碎屑流沉积内部不显层理，亦无粒度递变现象。根据基质和颗粒的含量，将碎屑流沉积分为三种岩相类型。

1. 含砾泥晶灰岩相（相1）

该岩相在研究区内最为发育。砾石大小不一，一般在3～10 cm，含量在10%～25%之间，砾石呈孤立状漂浮于基质之中，砾石以次棱角状为主，基质由泥晶方解石组成。

2. 基质支撑砾岩相（相2）

该岩相在研究区内较为发育。为深灰色块状砾岩，以杂基支撑为特征，基质含量约为40%～55%，基质由泥粉晶方解石组成。砾石主要由粉晶白岩组成，大小1～3 cm，含量30%～50%，砾岩呈次圆—次棱角状，分选差。

3. 颗粒支撑砾岩相（相3）

该岩相在研究区内较少见。砾岩中基质含量为20%～25%，砾石含量达70%～75%，呈颗粒支撑，无层理和递变现象，同时具滑动变形特征，切割下伏岩层。

上述三种岩相类型均为碎屑流沉积形成。相1和相2属典型的基质支撑的碎屑流沉积，砾石大小混杂，基质支撑，无层理，无递变现象及其它沉积构造。相3与相2相比，基质含量减少，但与相2呈连续过渡，同时具滑动变形特征，因此它很可能是由滑动滑塌作用而引起的碎屑流沉积。

（三）浊流沉积

浊流沉积在研究区内也较为发育。通过对湖北随州薛家店上震旦统实测剖面统计，浊流沉积总厚度为41.5 m，占地层剖面厚度的3.4%。其岩性为含砾砂屑泥晶灰（云）岩，单层厚0.1～0.4 m，颗粒以砂屑为主，含少量砾屑，颗粒之间为泥晶基质。具明显的粗尾递变层理，一般底部为含砾的粗砂屑，向上颗粒明显变细，最后为细砂屑和粉屑，底界不平整。区内浊积岩沉积中完整的鲍玛序列少见，而多以A—B段组合为主，C、D、E较少见。

上述三种重力流沉积的发现，可清楚地表明在中扬子台地北缘存在斜坡相带，斜坡相带位于襄樊-广济断裂以南，呈北西西-南东东方向延伸（图1）。

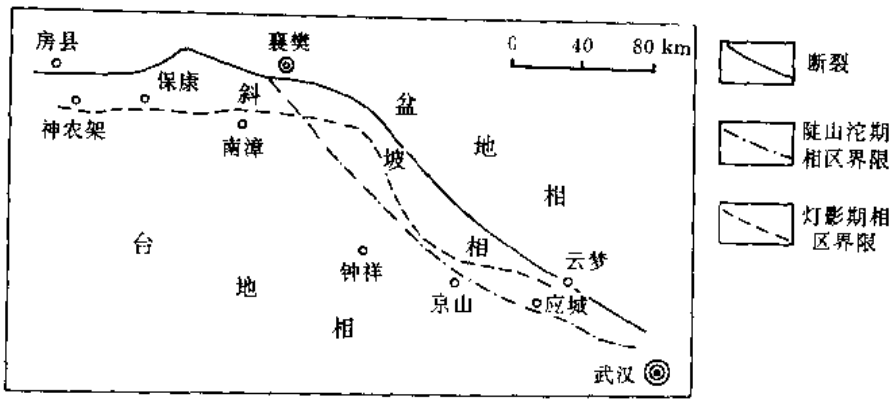


图1 中扬子台地北缘晚震旦世斜坡相带展布图

二、斜坡带演化特点

中扬子台地北缘斜坡相主要发育在晚震旦世时期，它可以分陡山沱期和灯影期两个演化阶段（图1）。

（一）陡山沱期斜坡相带演化特点

研究区东部陡山沱期斜坡相发育，其北界为襄樊-广济断裂，南界大致沿襄樊、钟祥、京山、云梦以北一线分布。斜坡带以黑色页岩沉积为主，夹少量重力流沉积，总体呈水循环较差、环境较闭塞的斜坡相沉积。

（二）灯影期斜坡相带演化特点

灯影期该区斜坡相沉积更为发育，它向西延伸到神农架－保康一南漳以北地区。斜坡带以深灰色薄板状泥粉晶白云岩、粉晶灰岩为主，夹多种不同类型的重力流沉积，反映出水体更深、环境更开放的斜坡相沉积。到灯影组末，该区海水变浅，发育了一套以潮坪沉积为主的浅水沉积，这说明中扬子台地北缘斜坡带已向北推移，远离现今襄广断裂，隐伏在推覆体之下。

（三）找油意义

迄今为止，中扬子台地北缘尚无重力流沉积发现的报道。本次研究表明，在中扬子台地北缘发育着多种不同类型的重力流沉积，这些重力流沉积分布于沿北西西-南东东方向延伸的斜坡相中。这一发现无疑为中扬子地区海相地层找油开辟了新的领域。

经研究表明，区内重力流沉积发育的层段，其破裂作用较强，裂缝孔隙较为发育，同时溶孔、溶洞发育，面孔隙率可达5%～8%。因此斜坡带上的重力流沉积可成为良好的储集体。

参 考 文 献

[1] 高振中，华南海相深水重力流沉积模式。沉积学报，1990，8（2），9～19。

[2] 库克C. H.，伊诺斯P.，冯增昭译，深水碳酸盐环境，1987，地质出版社。

[3] Mullins H. T.，Buren H. M.，Modern modified carbonate grain flow deposits，Journal of Sedimentary Petrology，1979. Vol. 49，747～752。

中扬子台地北缘灯影组去白云岩化作用

胡明毅　肖传桃

（江汉石油学院，湖北荆州，434102）

摘　要：中扬子台地北缘湖北随州薛家店至老屋湾一带，该区上震旦统灯影组以碳酸盐岩沉积为主，去白云岩作用强烈，去白云岩化作用在野外主要表现为在层状白云岩中可见团块状、不规则状，似层状白云质灰岩；在镜下可见白云石晶体被方解石交代呈蚕蚀状或残余白云石晶体被方解石环绕等。碳、氧同位素分析表明去白云岩化云质灰岩中碳、氧同位素值明显向低负值偏移。地质和地球化学两方面资料分析表明去白云岩化作用发生在晚成岩期表生成岩阶段，受大气淡水的淋滤作用所形成。

关键词：中扬子台地北缘；灯影组；去白云岩化作用

白云岩化作用是沉积学领域里一个非常重要的研究课题，众多的学者对该课题进行过较为深入的研究，并且提出了许多成因解释模式。但是去白云岩作用，即白云石矿物被方解石交代转变成方解石，却很少被人们所研究；同白云岩化作用一样，去白云岩化作用也是碳酸盐岩非常重要的一种成岩后生变化。它对碳酸盐岩储层和油气勘探具有一定的研究意义。

一、地质背景

研究区位于中扬子台地北缘湖北随州薛家店至老屋湾一带，该区上震旦统灯影组主要为一套碳酸盐岩沉积，自下而上从岩性上明显分为六个岩性段，其中灯一段、灯二段和灯五段以灰岩沉积为主，厚 349 m，灯二段、灯四段和灯六段以白云岩沉积为主，厚度 853.5 m。详细的沉积特征研究表明该区灯影组为一套向上变浅的碳酸盐岩沉积序列，自下而上由盆地相、盆地边缘相、斜坡相、台地边缘滩相、局限台地相和开阔台地相等六个相带组成。

二、去白云岩化作用岩石学特征

1. 野外露头发育特征

去白云岩化作用主要分布于灯二段和灯六段底部，去白云岩化作用较强烈的地方一般微裂缝较发育，同时见大量的表生期溶蚀孔洞。去白云岩化作用在野外主要有两种方式①在层状白云岩中可见团块状，不规则状，甚至角砾状白云质灰岩；②在层状白云岩中可见条带状或似层状白云质灰岩，条带长 5～40 cm，宽 1～5 cm，其颜色较周围白云岩明显暗，加酸后起泡较强烈。

2. 岩石学特征

通过偏光显微镜观察发现，方解石交代白云石矿物首先从白云石矿物边缘开始，然后逐渐向白云石矿物中心发展，或沿解理缝进行。镜下可见去白云石化作用主要有下列三种形式：①局部交待；白云石晶体的边缘或一部分被方解石交代，白云石边界凹凸不平，呈蚕蚀状或残余白云石晶体被方解石所环绕；②强烈交代：随着交代作用进一步加强，白云石晶体几乎完全被交代，仅在大的单晶方解石中见有少量白云石残余或包体；③大的方解石晶体呈白云石菱面体假像。

在阴极发光显微镜下，白云石矿物呈桔红色，去白云岩化后形成的方解石不发光，这明显不同于后期淡水充填的方解石。

三、碳、氧同位素及地球化学特征

1. 碳、氧同位素特征

碳、氧同位素值能半定量至定量地反映成岩溶液中的某些特征[1,2]。白云岩中 $\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 一般受水-白云石间平衡交换反应的控制，故温度和白云石形成溶液中 ^{18}O、^{13}C 的含量是直接决定白云岩中氧、碳同位素分布的因素。而同一时期的沉积物在埋藏过程中所受温度影响是一致的（埋藏相似的情况下），因此 ^{18}O、^{13}C 的含量就仅取决于成岩溶液。对现代碳酸盐岩的研究也证实了这一点，在海水中沉淀的文石矿物其 ^{18}O 与海水一致，^{18}O 接近 0‰（SMOW），分布范围 −0.45‰～+0.12‰（SMOW），淡水的 $\delta^{18}O$ 值则较小为 −4‰。现代海水中碳同位素值为 +1.39‰～−2.24‰（PDB），淡水则为 −5‰～−11‰（PDB）。

对研究区内去白云岩化形成的方解石做碳、氧同位素测试，结果表明：$\delta^{13}C$ 为 −1.03‰～+2.60‰，平均为 1.37‰；$\delta^{18}O$ 为 −13.09‰～−12.17‰，平均为 −12.58‰。与被交代的白云岩相比较，其碳、氧同位素值的明显向负值方向偏移（表 1），表明去白云岩化作用与淡水淋滤作用有关。

表 1　研究区去白云岩化云质灰岩与相邻层白云岩碳、氧同位素及地球化学特征

样品号	样品名称	$\frac{\delta^{13}C_{PDB}}{‰}$	$\frac{\delta^{18}O_{PDB}}{‰}$	B	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Sr^{2+}	Ba^{2+}	Pb^{2+}	Zn^{2+}	Na^{+}
Z_{2d}-47-B_9	云质灰岩	−1.03	−13.09	2.0	171	163	86	525	63	11	96.5
Z_{2d}-93-B_3	云质灰岩	+2.60	−12.17	2.0	1190	139	150	150	6	20	104
Z_{2d}-94-B_1	云质灰岩	+2.55	−12.47	2.8	630	108.5	140	140	11	3.0	89
平均值		1.37	−12.58	2.3	663.6	136.8	125.3	271.6	26.7	11.3	96.5
Z_{2d}-93-B_2	白云岩	+6.00	−6.08	4.8	1423	139	74	100	7.0	3.0	267
Z_{2d}-94-B_2	白云岩			5.2	1237	147	64	88	3.5	3.5	312
平均	白云岩	6.00	−6.08	5	1330	143	69	94	5.3	3.3	289.5

2. 地球化学特征

通过对研究区去白云岩化作用形成的云质灰岩进行地球化学分析可以看出（表 1）。

（1）去白云岩化云质灰岩中微量元素硼（B）的含量介于 2×10^{-6}～2.8×10^{-6}，平均为

2.3×10^{-6}，而白云岩中硼的含量介于 $4.8\times10^{-6}\sim5.2\times10^{-6}$，平均为 5×10^{-6}，表明去白云岩化作用形成过程中与淡水的加入有关[3]。

(2) 与被交代白云岩相比较，云质灰岩中小半径的阳离子 Fe^{2+}、Mn^{2+} 含量明显降低，而大半径阳离子 Ba^{2+}、Sr^{2+}、Pb^{2+}、Zn^{2+} 则有所增加。究其原因，可能是因为方解石晶体和白云石晶体结构不同所致。Fe^{2+}、Mn^{2+} 趋向于替代较小半径的 Mg^{2+}，而 Ca^{2+} 则易于被大半径的 Sr^{2+}、Ba^{2+}、Pb^{2+}、Zn^{2+} 取代，这样 Ca^{2+}、Mg^{2+} 含量相对多少，也决定了与之共生的阳离子的多少。

(3) 去白云岩化云质灰岩中 Na^{+} 一般为 $89\times10^{-6}\sim104\times10^{-6}$，平均为 96.5×10^{-6}，与周围白云岩（平均为 289.5×10^{-6}）相比明显偏低，同时也低于海相原生方解石 Na^{+} 含量（平均为 297×10^{-6}），说明去白云岩化灰岩中方解石为淡水成因的方解石。

四、去白云岩化成因分析

通过上述地质，地球化学两方面资料研究表明，该区去白云岩作用应发生在晚成岩期表生成岩阶段，即该套地层从深埋藏阶段暴露到地表之后，由于破裂作用强烈，微裂缝比较发育，地表酸性水沿裂缝对白云岩进行淋滤、溶蚀和交代作用，一方面发生去白云岩化作用形成白云质灰岩，同时由于表生溶蚀作用可形成大量的表生溶蚀孔洞。

参 考 文 献

[1] Mozley P. S. , Geochemistry of carbonate cements of the sag viver and shubk formation, North slope, Alaska: implication for the geochemical evolution of formation water. Sedimentology, 1990, 37 (5): 817～822.

[2] Friedman G. M. , Deep-burial diagenesis: Its implications for vertical movements of the crust, uplift of the lithosphere and isostatic unroofing——a review. Sedimentary Geology, 1987, 50: 67～94.

[3] 贾振远等，碳酸盐岩沉积相和沉积环境，中国地质大学出版社，1989。

塔中地区石炭纪生物地层

肖传桃[①]　吴健辉[②]　胡明毅[①]

(①江汉石油学院地质系，②湖北地质学校，荆沙市，434000)

摘　要：对塔中地区石炭纪牙形刺、孢粉和藻类的分布及组合特征分析的结果，共建立了8个组合（带），其中，牙形刺包括：*Polygnathus inornatus-Clydagnathus gilwernensis* 组合带、*Idiognathodies corrugata-Idiognathodus delicatus-Neognathodus bassleri* 组合带和 *Streptognathodus suberectus-S. parvus* 组合带；孢粉有：*Auroraspora-Hymenozotriletes-Calamospora-Retusotriletes* 组合、*Lycospora-Punctatisporites-Murospora* 组合、*Florinites-Reinschospora speciosa* 组合和 *Pityosporites-Alisporites-Protohaploxypinus* 组合；藻类为 *Fusulinella* 组合。并阐述各组合（带）的组成、分布和时代以及与其它地区的对比关系。

关键词：生物地层、塔中地区、石炭纪

塔中地区石炭纪生物化石门类主要限于微古，主要有牙形石、孢粉和藻类等。作者通过对塔中地区微古化石在地层中的纵、横向分布规律的分析与研究，建立了各门类生物化石带（组合），并讨论了其与邻区生物地层的关系。

一、牙形石生物地层

通过对塔中地区石炭纪牙形石的分布和组合特征的分析，本文建立了以下三个化石带（表1）。

1. *Polygnathus inornatus-Clydagnathus gilwernensis* 组合带

该带见于塔中4井（3527～3557 m）、401井（3613.6～3636.5 m）、402井（3508.5～3536 m）以及10井（4157～4165.9 m）和8井（3581～3585.4 m）的巴楚组上段（生屑灰岩段）至克里雅组[1]底部（下泥岩段底部），其底界以 *Polygnathus inornatus inornatus* 和 *P. inornatus* 的出现为标志，以 *Clydagnathus gilwernensis* 或 *Polygnathus communis* 的消失为其顶界。本组合带除以上组成分子外，还共生有：*Polygnathus communis communis*，*P. purus purus*，*Clydagnathus cavusformis*，*Siphonodella isosticha*，*S. obsoleta*，*Bispathodus aculeatus*，*B. bispathodus*，*Pseudopolygnathus fusiformis*，*P. dentilineatus* 等。该动物群是一典型的浅水相动物群，见于世界各地下石炭统底部，其中，*Polygnathus inornatus P. inornatus inornatus* 等最早出现于 *Siphonodella sulcata* 带上部，一般可上延至 *Gnathodus typicus* 带。*Clydagnathus gilwernensis* 最早见于英国阿翁统 *K* 带下部，可上延至 *Siphonodella sulcata* 带顶部。但由于本带中产有 *Siphonodella obsoleta*，该种一般不低于上 *duplicata* 带，因此，

表 1　塔中地区石炭纪生物地层层序

地层系统				牙形石	孢粉		藻类
统	阶	组	段				
上石炭统	马平阶			缺失			
	达拉阶	喀拉拜勒组	灰岩段	*Streptognathodus suberectus-S. parvus* 组合带	*Pityosporites-Alisporites-Protohaploxypinus* 组合		*Fusulinella* 组合
	滑石板阶	克里雅组	砂泥岩段	*Idiognathoides corrugata-Idiognathodus delicatus-Neognathodus bassleri* 组合带			
下石炭统	德坞阶		上泥岩段		*Florinites-Reinschospora speciosa* 组合		
	大塘阶		双峰灰岩段		*Lycospora-Punctatisporites-Murospora* 组合		
	岩关阶		下泥岩段		*Auroraspora-Hymenozotriletes-Calamospora-Retusotriletes* 组合	*Calamospora-Retusotriletes-Auroraspora* 亚组合	
		巴楚组	生屑灰岩段	*Pohygnathus inornatus-Clydagnathus gilwernensis* 组合带			
			底泥岩段			*Auroraspora-Hymenozotriletes-Retusotriletes* 亚组合	
上泥盆统	锡矿山阶	东河塘组	东河沙岩段		*Calamospora*, *Punctatisporites*, *Cyclogranisporites*		

该组合带比贵州睦化下石炭统 *Siphonodella sulcata* 带上部[2]及粤北地区的 *Clydagnathus cavusformis-C. gilwernensis* 组合带[3]层位高，与塔西南地区克里塔克组的 *Siphonodella* cf. *isosticha-Polygnathus inornatus* 带[4]相当，层位大致相当于 *sulcata* 带至 *duplicata* 带。

2. *Idiognathoides corrugata-Idiognathodus delicatus-Neognathodus bassleri* 组合带

本组合带见于塔中地区 401 井（3529～3317.6 m）克里雅组上部（砂泥岩段上部）。以 *Idiognathoides corrugata* 的出现为底界，以 *Streptognathodus suberectus* 的出现作为顶界标志。该组合带的主要组成有：*Idiognathoides corrugata*，*Idiognathodus delicatus*，*Neognatho-*

dus bassleri, *N. symmetricus*, *N. colombiensis*, *Declinognathodus noduliferus*, *D. lateralis* 等。该组合带位于 *Streptognathodus suberectus-S. parvus* 组合带和筵类 *Fusulinella* 带之下，代表的时代为晚石炭世滑石板期（巴什基尔期晚期，且与塔西南地区上石炭统下部卡拉乌依组中的 *Idiognathoides corrugata-Neognathodus bassleri symmetricus-Idiognathodus delicatus* 组合带[5]相当。

3. *Streptognathodus suberectus-S. parvus* 组合带

该组合带见于塔中地区 401 井克里雅组顶部（砂泥岩段顶部）至喀拉拜勒组[1]中（3224～3258.2 m）。以 *Streptognathodus suberectus* 的出现作为底界，以 *S. parvus* 的消失作为顶界。除带化石外，本组合带的组成分子有：*Anchignathodus minutus*，*Idiognathodus delicatus*，*Neognathodus bassleri*，*N. symmetricus*，*Gnathodus commutatus*，*Gondolella bella* 等。此外，*Streptognathodus parvus* 还见于塔中 1 井（3144～3145 m）和塔中 18 井（3964～3991.26 m）的喀拉拜勒组（灰岩段）中，在塔中 1 井中，*Streptognathodus parvus* 之下出现筵类 *Fusulinella*。本组合带还见于塔西南地区上石炭统阿孜干组中[4]，且与筵类 *Fusulina-Fusulinella* 带共生，代表晚石炭世莫斯科期，故它们可以对比。

二、孢粉生物地层

塔中地区的孢粉较为丰富，经研究，可划分为以下四个组合。

1. *Auroraspora-Hymenozotriletes-Calamospora-Retusotriletes* 组合

该组合见于塔中 18 井，401 井和 4 井的巴楚组和克里雅组底部（下泥岩段）中，以出现 *Hymenozotriletes* 和 *Retusotriletes* 以及 *Auroraspora* 为特征，以 *Calamospora*，*Punctatisporites* 和 *Retusotriletes* 含量最丰富，本组合以 *Auroraspora* 和 *Retusotriletes* 共存而区别于上下地层的孢粉组合，其中，前者是早石炭世杜内期重要分子，其层位与甘肃靖远下石炭统的 *Auroraspora macra* 组合带[5]相当，根据该组合化石产出和共生特征可分为两个亚组合。

（1）*Auroraspora-Hymenzotriletes-Retusotriletes* 亚组合

本组合见于塔中地区 401 井（3654 m）和 18 井（3854.7 m）巴楚组下段（底泥岩段）。以出现 *Hymenozotriletes*，*Auroraspora* 和 *Retusotriletes* 及其共存为特征，本组合中的重要分子还有：*Calamospora*，*Crassispora*，*Punctatisporites glaber*，*P. camaratus*，*Cyclogranisporites*，*Acanthotriletes*，*Cymbosporites*，*Grandispora senticosa*，*G. gracilis* 及 *Convolutispora* 等。其中，*Hymenozotriletes* 的出现尤为重要，该化石为国内外泥盆系-石炭系界线过渡层中的重要带化石，见于比利时、英国、西德、俄罗斯以及我国的华南和喜马拉雅等地区的泥盆系顶部和下石炭统底部[5]。从本组合中出现较多的 *Auroraspora* 来看，其时代属早石炭世早期，又因本组合位于牙形石 *Polygnathus inornatus-Clydagnathus gilwernensis* 带之下，故其时代可能属杜内期最早期，在层位上相当于牙形石 *Siphonodella sulcata* 带下部。本组合大致与西欧的 *Dictyotriletes trivialis-Hymenozonotriletes explantus* (*TE*) 组合带下部相当，可与甘肃靖远的 *Auroraspora macra* 组合带下部及湖南的 *Verrucosis-porites nitidus Vallatisporites vallatus* 组合带下部[6]对比。

（2）*Calamospora-Retusotriletes-Auroraspora* 亚组合

该组合分布于塔中地区 4 井（3440～3557 m）巴楚组上段（生屑灰岩段）和克里雅组下部（下泥岩段），*Retusotriletes* 和 *Auroraspora* 共同产出为特征，以 *Calamospora*，*Auroraspora*，*Retusotriletes*，*Convolutispora*，*Apiculatisporis* 以及 *Punctatisporites* 等含量较丰富。值得指出的，前一亚组合中的特征分子 *Hymenozotriletes* 在本组合中未见有分布，取而代之的是本组合上部出现了少量裸子植物花粉 *Potonieisporites* 和 *Florinites* 以及少量杜内期晚期至维宪期的孢子 *Lycospora* 等。此外，孢子还有 *Granulatisporites*，*Leiotriletes*，*Crassispora* 等，本组合体现了杜内期的面貌，与甘肃靖远下石炭统前黑山组中的 *Auroraspora macra* 组合带中上部相当，代表的时代为杜内期中晚期。

2. *Lycospora-Punctatisporites-Murospora* 组合

该组合见于塔中 4 井（3396～3416 m）克里雅组中部（上泥岩段和双峰灰岩段），以 *Lycospora* 和 *Murospora* 共同产出为特征，*Punctatisporites*，*Calamospora* 最为丰富，而 *Auroraspora* 在本组合中未出现，此外，*Retusotrietes* 含量突然减少，代之而起的是出现了较多维宪期较特征的 *Murospora* 和 *Lycospora* 以及少量 *Triquitrites*，*Raistrickia*，更为特别的是本组合中出现了维宪期（至晚石炭世）的特征分子 *Reinschospora speciosa* 和 *R. magnififca* 等，它们见于华北上石炭统下部本溪组及甘肃靖远上石炭统下部靖远组下段[1]。从本组合面貌来看，虽然出现了少量的裸子植物花粉 *Florinites* 和 *Protohaploxypinus*，但总体上体现了早石炭世晚期的孢粉特征。

3. *Florinites-Reinschospora speciosa* 组合

本组合见于塔中地区 4 井（3330～3378 m），401 井（3334.7～3434.6 m），和 1 井（3284.3～3286.3 m）的克里雅组上部（砂泥岩段下部）。其组成分子为：*Florinites eremus*，*F. visendus*，*F.* spp.，*Reinschospora speciosa*，*R. magnifica*，*R. bellitas*，*Protohaploxypinus*，*Lycospora*，*Leiotriletes*，*Punctatisporites*，*Calamospora*，*Convolutispora* 等。本组合特征是裸子植物花粉含量明显增加（14%～26%），如晚石炭世较特征的 *Florinites*（7%～15%）和 *Protohaploxypinus*（7%）发育。而且 *Reinschospora* 的含量和种类亦有增加。总体上该组合体现了晚石炭世早期的面貌，因该组合位于牙形刺 *Idiognathoides corrugata-Idiognathodus delicatus-Neognathodus bassleri* 带之下，因此，其层位大致相当于牙形石 *Declinognathodus noduliferus-D. lateralis-Idiognathoides sinuata* 带（巴什基尔期早期或滑石板期早期）或籁类 *Profusulinella-Pseudostaffella* 带[52]。

4. *Pityosporites-Alisporites-Protohaploxypinus* 组合

该组合见于塔中地区 401 井（3234.1 m）喀拉拜勒组，其主要组成分子有：*Pityosporites*，*Alisporites*，*Protohaploxypinus*，*Potonieisporites*，*Anapiculatisporites*，*Colatisporites*，*Cyclogranisporites*，*Punctatisporites*，*Calamospora*，*Florinites*，*Convolutispora* 等。该组合最大特征是裸子植物花粉含量显著增加（44%），并出现许多新的分子，如 *Pityosporites*、*Alisporites* 等，且含量较丰富，代表性分子有 *Protohaploxypinus*、*Florinites* 等，仍体现了晚石炭世的组合面貌。目前与其它地区难以对比。从本组合与牙形石 *Streptognathodus suberectus-S. parvus* 带共生情况来看，其时代应属莫斯科期。

三、蜓类生物地层

塔中地区石炭纪的蜓类化石较少，这可能与该时期沉积物性质有关。目前仅在塔中1井(3154 m)喀拉拜勒组中发现蜓类：*Fusulinella* sp. 和 *Pseudostaffella* sp.，并构成 *Fusulinella* 组合，其层位应相当于牙形石 *Streptognathodus suberectus-S. parvus* 带，时代应属莫斯科期。

参 考 文 献

[1] 肖传桃、郭建华等，塔中地区石炭纪地层问题讨论，石油勘探与开发，1996，23 (4)：35～38。

[2] 侯鸿飞等，贵州睦化泥盆—石炭系界线，1985，地质出版社。

[3] 秦国荣等，粤北晚泥盆世和早石炭世牙形刺的发现及其意义，微体古生物学报，1988；5 (1)。

[4] 李罗照著，塔里木盆地震旦纪至二叠纪地层古生物（Ⅱ），铁克里克地区分册，32～56，石油工业出版社，1994。

[5] 王增吉等著，中国地层 (8)，中国的石炭系，310～376，地质出版社，1990。

[6] 湖南地矿局区调队著，湖南晚泥盆世和早石炭世地层及古生物群，地质出版社，1987。

西秦岭若尔盖地区三叠纪双壳类

肖传桃　　崔江利

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）（华北水电学院，郑州，450000）

摘　要：本文系统地描述了研究区三叠系双壳类共3属11种，其中，包括6个新种。在详细描述各化石的各种特征基础上，讨论了其与已知相似化石的区别。

关键词：双壳类；西秦岭；三叠纪

一、前　　言

西秦岭若尔盖地区三叠系除上统之外，中下统发育较好。由于该区地处川西高原，气候恶劣，交通不便，前人的工作仅限于区域地质调查，我们在该区进行攻关项目研究过程中获得了较丰富的双壳类化石，计14属44种，本文描述了其中的3属11种，包括6个新种。与双壳类化石共生的还有腹足类、腕足类化石，此外，还有较多的遗迹化石。

二、属种描述

套海扇属 Genus *Chlamys* Roeding，1798

法拉里斯套海扇 *Chlamys volaris* Bittner

（图版Ⅰ，图8）

1972，*Chlamys volaris*，Allasinaz，p339，Tab. 44. Fig. 9.

描述　右壳一块，壳中等大小，近圆形，膨凸不强，壳顶及两耳保存不完整，壳面饰有宽而平的放射脊15根，且近腹部宽约1 mm。未发育次级放射脊。放射脊与脊间距等宽。脊间为狭而较深的沟槽，壳面无同心纹饰。

比较　当前标本与 *Chlamys subaequicostata*（Bittner，1985，p. 156，Tab. 18，Fig. 27、28）的区别在于后者放射脊数目多，且具有次级放射脊。

产地层位　若尔盖赛尔郎山郭家山组。

若尔盖套海扇（新种）*Chlamys ruoergaiensis* sp. nov.

（图版Ⅰ，图10、11）

描述　左壳和右壳各一块。壳体较小，呈长卵形，中等膨凸，壳高大于壳长。壳顶尖，但不突出于铰缘，铰缘长近壳长的1/2。壳体两侧近于对称，但两耳不相等。右壳前耳呈长方形，向前伸出，略为上翘，其下足丝凹口较为显著，目前耳上无纹饰。左壳前耳小，呈

三角形，两壳后耳呈钝角状，后耳凹不显著。两壳的壳面饰有宽而平的放射脊一级，约 10 根。放射脊较宽，至腹部宽为 1 mm，且略宽于脊间距。宽而平的放射脊之间为狭面深的沟槽。壳面饰有细密的同心线。

标 本 号	长/mm	高/mm	喙距/mm
B370	8.3	9	0.59
B305	8	9	0.61

比较 当前的新种与 *Chlamys tiemenkanensis* Chen (1976，中国的瓣鳃类化石，162 页，图版 30，图 3、4) 颇相似，重要区别在于后者的右前耳上具有 3～4 根放射脊，而前者右前耳则光滑无饰。

产地层位 若尔盖赛尔郎山郭家山组。

拟间纹套海扇（新种）*Chlamys parainterstriata* sp. nov.

（图版 I，图 3）

描述 左壳两块，壳小至中等，呈圆三角形，膨凸较强，高略大于长，壳顶较尖、壳喙略后转，壳顶区显著拱曲，且其上光滑，壳顶角约 90°。前耳呈长方形，向前伸出，其下具较明显的足丝凹曲，后耳保存不全。壳面饰有 15 根圆顶放射脊一级，且自壳顶发出，至腹部宽约 1 mm。放射脊近等粗且其脊间距等宽。放射脊之间为宽度与其近等的沟槽。每条放射脊上具有 3～14 根很细的放射纹，与不明显的同心纹相交成很细的网格，耳部亦具细生长线。

标 本 号	长/mm	高/mm	高/长	壳 顶 角
B308	6	7	0.86	88°
B304	10	12	0.83	90°

比较 当前的新种以其放射脊上具有很细的放射纹而易与 *Chlamys* 的其它种相区别。

产地层位 若尔盖赛尔郎山郭家山组。

威远前套海扇 *Chlamys* (*Praechlamys*) *weiyuanensis* (Hsu)

（图版 I，图 6、7）

1936，*Pecten weiyuanensis* Hsu，许德佑，300 页。

1976，*Chlamys weiyuanensis* (Hsu)，《中国的瓣鳃类化石》，161 页，图版 29，图 28。

描述 左壳两块，右壳一块，壳小至中等，膨凸中等，壳顶尖，且略突出于铰缘，铰缘长约为壳长的 1/2，两耳近于相等，前耳及后耳都呈三角形。壳面饰有 12 根放射脊，且中部 3～5 根放射脊间距最宽。壳的前后侧有时具有 1～2 根次级放射脊插入首级放射脊之间。壳面还饰有规则且呈细波浪状同心线，在壳面中部有时与放射脊相交成瘤粒状。

比较 当前标本与原种型标本的区别在于壳的前后侧有 1～2 根次级放射脊的插入。

产地层位 若尔盖赛尔郎山马热松多组。

拟开县前套海扇（新种）*Chlamys*（*Praechlamys*）
***parakaixianensis* sp. nov.**

（图版 I，图 5）

描述 右壳一块，壳中等大小至较大，近卵圆形，膨凸中等。壳顶尖，不突出于铰缘。壳喙前转。铰缘略弯曲，其长约为壳长的 2/3。壳顶角 80°。两耳大小不等。右前耳呈长方形，向前伸出，且稍往腹部倾斜，其下具有明显的足丝凹口。后耳近三角形，两耳上部具有生长纹饰。壳面具有宽而圆的放射褶 12 根，放射褶顶窄而较尖，褶间槽与褶近等宽。腹部保存不完整。

标 本 号	长/mm	高/mm	壳 顶 角
B368	14	15	80°

比较 当前的新种与 *Chlamys janirulaeformis*（1901，Bitter，p. 45，Taf. 6，Fig. 10）外形较相似，但后者较小，且放射褶为两级，与 *C. kaixianensis* Xu（1978，西南地区古生物图册，346 页，图版 110，图 28～29）的区别在于后者强烈不等侧，且放射脊宽平，其宽度大于脊间槽。

产地层位 若尔盖赛尔郎山郭家山组。

分叉前套海扇（新种）*Chlamys*（*Praechlamys*）*bifurcata* sp. nov.

（图版 I，图 9）

描述 右壳一块。壳较小，近圆形，中等膨凸。壳顶尖，略突出于铰缘，铰缘较直，其长约为壳长的 1/2。右前耳呈尖三角形，向前伸出，且大于后耳，其下具有足丝凹口；后耳亦呈三角形。壳面饰有 13 根放射脊，且有些放射脊具分叉现象，即放射脊中部至腹部有一条狭而浅的沟状构造，将放射脊分为两部分，该沟状构造与脊间槽不同，后者近于从壳顶发出，直至腹边缘。壳的前后侧放射脊不明显。该种放射脊宽于脊间槽，至腹边缘宽约 1 mm，壳面还饰有规则的同心线。

标 本 号	长/mm	高/mm	高/长	壳顶角
B378	9	10	1.1	95°

比较 该新种以其分叉的放射脊易与 *Chlamys* 的其它种相区别。

产地层位 同上。

赛尔郎前套海扇（新种）*Chlamys*（*Praechlamys*）*saierlangensis* sp. nov.

（图版 I，图 1）

描述 右壳一块，壳较小，近圆形，长和高近等，中等膨凸。壳顶尖圆，不突出于铰缘。铰缘较直，其长度约为壳长的 2/3。右前耳呈尖三角形，向前伸出，其下足丝凹口不显著。后耳呈钝角状。壳的最大凸度位于壳的中上部，壳面饰有宽而圆的放射脊 12 根左右，

至腹部宽约 1 mm。放射脊间为狭而浅的槽。此外，壳面还饰有细而密的同心纹。

标 本 号	长/mm	高/mm	壳缘距/mm
B305	9	9	0.61

比较 当前的新种与本文所建的新种 *Chlamys ruoergaiensis* sp. nov. 较相似，区别在于前者长和高近等，近圆形，右前耳呈尖三角形，而后者长度小于高度，右前耳呈长方形。该新种以其壳缘正转且放射脊宽平而区别于 *Pleuronectites balatonicus* (1972, Allasinaz, p. 323, Tab. 43, Fig. 5、6)。

产地层位 若尔盖赛尔郎山郭家山组。

前套海扇（未定种 1）*Chlamys* (*Praechlamys*) sp. 1

(图版 I，图 4)

描述 标本三块，两耳均保存不完整，壳小至中等，近圆三角形，膨凸较强。壳顶较尖，壳顶区拱曲较强，顶角 90°。壳高略大于壳长，两侧近对称。壳面饰有放射脊两级，且次级放射脊较弱，首次放射脊 13 根。两级放射脊都具有明显的弯曲现象。脊间槽宽而平，且明显宽于放射脊。壳面还饰有规则而细密的同心线。

标 本 号	长/mm	高/mm	高/长	壳 顶 角
B319	9	10	11	95°
B321	10	12	12	90°
B325	9	10	11	92°

比较 当前的未定种以其具弯曲的两级放射脊易与 *Chlamys* (*Praechlamys*) *weiyuanensis* (Hsu) 相区别。与 *C. subalternicostata tianzhunensis* Yin et Yin (1983. 南祁连山的三叠系，142 页，图版 14，图 18、20) 区别在于前者放射脊具弯曲现象，且以这一特征易于与本属的其它种相区别。当前的未定种可能是一新种，由于其两耳保存不全，故本文暂以未定种 1 称之。

产地层位 同上。

肋海扇属 Genus *Pleuronectites* Schlotheim, 1820

若尔盖肋海扇？（新种）*Pleuronectites*? *ruoergaiensis* sp. nov.

(图版 I，图 12)

描述 右壳一块。壳小，近卵圆形，轻微膨凸，壳顶较尖，不突出于铰缘。铰缘直长，其长度约为壳长的 2/3。右前耳呈长方形向前伸出，且略上翘，其下具足丝凹口，后耳呈钝角状。壳面饰有稀疏而不显著的放射线，且其间具有不明显的次级放射线。同心线较规则，但不很清晰，两耳上亦具生长线。

标 本 号	长/mm	高/mm	高/长	壳 顶 角
B296	6	5.5	1.1	80°

比较 当前的标本以其表面具放射线和同心线而区别于仅具同心饰的 *Pleuronectites difformis* Chen 右壳（1976，中国的瓣鳃类化石，165 页，图版 29，图 35、37）及表面光滑的 *P. laevigatus* Schlotheim 和 *P. balatonicus* (Bittner).

产地层位 同上。

西斯提光海扇属 Genus *Scythentolium* Allasinaz，1972

无饰西斯提光海扇 *Scythentolium inornatum* (Salomon)

(图版 I，图 24)

1895，*Pecten inonatum*，Salomon，p. 147，Taf. 4，Fig. 19.

1972，*Entolium inornatum*，Allasinaz，p. 289，Tab. 36，Fig. 5.

描述 左壳一块。壳中等大小，近圆形，膨凸不强。壳顶尖圆，不突出于铰缘，顶角 100°。铰缘直，其长约为壳长的 2/5。壳高略大于壳长。两耳凹较明显，耳呈三角形，后耳钝角稍大些，且略后斜。自壳顶至后腹部饰有一浅而宽的凹槽。壳面具有不明显的同心生长线，两耳上亦具生长线。

比较 当前的标本与 *S. tridentini* (Bittner，1901，p. 101，Tab. 8，Fig. 26) 较相似，区别在于后者壳顶角较小些，且具规则的同心线。本标本以较小的两耳而区别于两耳较大的 *S. magneauritum* (Kittl)

产地层位 同上。

大耳西斯提光海扇 *Scythentolium magneauritum* (Kittl)

(图版 I，图 18)

1972，*Entolium magneauritum*，Allasinaz，p. 290. Tab. 36，Fig. 7.

1983，*Pecten* (s. l.) *magneauritum*.《南祁连山三叠系》，144 页，图版 15，图 5。

描述 右壳一块，壳小至中等，近圆形。壳长和壳高近等。两耳较大，前耳呈近长方形，略向前下方倾斜，其下足丝凹口不深，后耳呈钝角状，两耳凹清楚。壳顶尖圆，不突出于铰缘，壳顶角约 100°。铰缘不很直，其长度约为壳长的 2/3。壳面饰有不很规则的同心层状纹饰，两耳上亦有生长线。

比较 当前的标本以其较大的两耳及具足丝凹口易与本属其它种相区别。

参 考 文 献

[1] 中国科学院南京地质古生物研究所，中国的瓣鳃类化石，科学出版社，1976。

[2] Allasinaz A.，1972，Revisione der Pectinidi Triassic. Riv. Italiana Pal. Strati. 78 (2)：1～100.

[3] Assmann R.，1915，Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der Oberschlesichen Trias. Jahrb. Preu. Geol. Landesanst.，36/1，3.

[4] Bittner A.，1899；Trias Brachiopoda and Lamellibranchiata. Palaeont. Indica，Ser. 15. Himalayan Fossils Vol. Ⅱ (2)：76～100.

[5] Bittner A.，1901；Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyer Waldes. Result. Wiss. Erforsch. Balatonsees.

Bd. 1, Tl. 1, Anhang Palaeont. Bd. 18, (1).

[6] Chen C. C., 1980: Marine Triassic lamellibran chiaten assemblages from Southwest China. Riv. Ital. 85 (5), 1189~1196.

沉积过程的不稳定性与地层剖面的不完整性

吴 智 勇

（江汉石油学院，湖北荆州，434102）

摘 要：沉积物堆积过程在时间序列上的变化称为不稳定性。这种沉积过程的不稳定性和地层剖面的不完整性密切相关，它们都是由沉积过程的脉冲性所造成的。由于沉积过程的不稳定性，导致地层剖面中赋存有不同时空规模的无沉积时段和剥蚀时段，致使地层剖面不完整。地层剖面的不完整性表现在地层剖面的长期沉积速率与短期沉积速率之间的差异，亦即沉积速率与时间跨度的负相关关系之上。研究表明，只有当地层剖面不完整或沉积过程不稳定性时，沉积速率才与时间跨度有关。因此，长期与短期沉积速率的这种差异可以用来估测地层剖面的完整性。

关键词：沉积速率；不稳定性；地层完整性；完整性估测

一、引 言

尽管沉积岩层看起来是由稳定的沉积过程或长期的“沉积物雨”所形成的，但实际上，沉积物堆积过程在时间和空间上都是不稳定的。沉积过程在时间序列上的变化称为不稳定性；而在空间上的变化称为不均一性[2,6]。实际上，沉积过程在时间和空间上的变化很早就已为地质学者所注意（如 Barrell，1917[3]；Wheeler，1956[4]），只是由于当时测龄精度较低，难以揭示出这种变化，而且这种认为沉积物堆积过程是缓慢、连续而又稳定的认识也更符合传统地质学思维方式---均变论的观点。因此长期以来，人们将沉积过程特别是海洋沉积过程看成是稳定而连续的。

始于 60 年代的海洋钻探计划（DSDP/ODP）揭示了变化多姿的洋底世界，为地质学研究注入了新的内容。它所开发使用的液压活塞取心技术（HPC）获得了前所未有的未受扰动的大洋沉积物，为生物地层学、磁性地层学、同位素年代校正和大洋沉积学研究提供了物质基础，并孕育了包括古海洋学和高分辨率地层学在内的众多新兴学科[1,5]，同时也促使人们以更高的精度研究地层及其沉积过程。

尽管 DSDP/ODP 计划为传统思维方式的变革提供了丰富的地质资料，但引发这场深刻的地学革命的导火索是 Alvarez 等[7]的小行星撞击假说。小行星撞击假说最初是为解释白垩纪末生物集群绝灭而提出的，但其对地学领域的冲击却是其提出者始料不及的：它从根本上动摇了莱伊尔和达尔文均变论的根基，导致了新灾变论和天文地质学的提出和复活，引发了地学思维方式的变革。80 年代以来，地质学研究空前活跃，新学科和新观点相继提出，新事实的不断发现和新资料的迅速积累，从根本上更新着地质学的基本概念和传统认识。“点断平衡”思想已逐渐由生物演化的解释扩展到无机世界。人们开始认识到沉积物堆

积过程同样可以看成在是缓慢的沉积作用时常为短期或瞬时的快速沉积事件、无沉积事件和剥蚀事件所点断的过程。

历经半个世纪的DSDP/ODP计划和其他海洋学研究告诉我们，通常认为是稳定、连续沉积的大洋盆地，其沉积过程受到周期性物源供给（如火山灰、微生物残骸、风暴尘和宇宙尘等）的影响，同时还经常受到底流侵蚀作用的中断，因而这种深海沉积物的堆积过程是不稳定和不均一的。较之深海沉积而言，浅海和陆地沉积的影响因素更多且更复杂，其沉积过程的变动幅度也更大。

由此可见，不稳定性是各类沉积物堆积过程的普遍特性，它导致了沉积物堆积速率随时间的变化。

二、沉积过程的不稳定性

1. 沉积过程的不稳定性与地层完整性的关系

沉积过程的不稳定性反映为沉积物堆积速率随时间的变化。对地层剖面而言，沉积速率可以取正值（沉积作用）、负值（剥蚀作用）和零（无沉积作用）。当沉积速率随时间的变化而取不同的值（即沉积过程不稳定）时，其所堆积形成的地层剖面将包含不同尺度的无沉积时段和剥蚀时段，因而是不完整的。

Sadler 和 Strauss[8]认为，如果沉积作用是稳定的，那么其沉积速率也是恒定的并且与时间跨度无关；如果沉积作用不稳定但却连续，亦即其是变化的但始终大于0，则平均沉积速率仍然与时间跨度无关，只是沉积速率的变差随时间跨度的减小而增大。根据 Anders 等[9]和 Sadler 和 Strauss[8]对地层完整性的定义，这两种情况都将产生完整的地层剖面；但由于沉积作用具有脉冲的特性，任何沉积过程中都将会伴有无沉积时段和剥蚀时段，因此，不稳定性是沉积过程的固有特性，它所形成的地层剖面严格说都是不完整的。McShea 和 Raup[10]认为，由于地层剖面目前的厚度是固定的，如果人们能监测该剖面的沉积过程，消除无沉积作用和剥蚀作用的影响，则平均沉积速率仍与时间跨度无关。由此可见，沉积速率与时间跨度的负相关关系是由于地层剖面中夹有无沉积时段和剥蚀时段所致，亦即是沉积过程的不稳定性所致。

2. 沉积速率与时间跨度的关系

要评价实测沉积速率与时间跨度的关系，必须要考虑一定的沉积厚度所代表的时间。众所周知，我们不可能通过简单地测定现代沉积速率来估测古代地层剖面沉积时所花费的时间[11]。由沉积厚度和沉积时间估测得出的是不稳定的沉积过程的平均值，是沉积过程、剥蚀过程以及无沉积过程综合作用的结果，而现代沉积速率则没有包括剥蚀和无沉积时段。因此，实测的现代沉积速率必然大于由地层剖面测定的沉积速率[12,13]。随着测量时段的增大，其包含剥蚀时段和无沉积时段的机率也增大，从而造成沉积物堆积速率通常随测量时段的增大而降低，Sadler[6]，Anders 等[9]和 Sadler 和 Strauss[8]的研究均证明了这一点。

3. 沉积过程不稳定性的估测

由于沉积过程的不稳定性，因而地层剖面的长期沉积速率是一系列短期沉积速率的复杂函数[11]。Newell[12]和 Sadler [5]的研究表明，实测的短期沉积速率远高于由同位素测龄数据测定的长期沉积速率。这种速率值之间的偏差是因为用于沉积速率测量的时间跨度的不

同而造成的：长期沉积速率（S_c）是在较长的时间段（大于 10^5 a）内根据现代测龄技术测定的地层年龄以及地层厚度而获得的，这种长期沉积速率一般较低，约为 $10^{-1}\sim10^2$ m/ka；而短期沉积速率（S_d）是在较短的时间段（10^{-3} a，即 1 天或更短）内实测得出的，一般为 10^5 m/ka[2]。尽管这两种速率值的测定有一定的误差，但其数值上的明显差异可以用于分析短期沉积事件与长期的构造和环境因素之间的关系[2]。

对于某一地层剖面，其长期沉积速率 S_c 可由剖面内各层的沉积速率（短期沉积速率 S_d）求得

$$S_c = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} S_d \tag{1}$$

式中，n 为短期沉积速率值的个数。据此可类推出不稳定性估算公式[2]

$$U = \frac{1}{nz}\sum_{i=1}^{n} |L_{d,i} - L_{c,i}| \times 100\% \tag{2}$$

式中，U 为不稳定性，用实际沉积作用面（$L_{d,i}$）与参考的长期沉积作用面（$L_{c,i}$）的相对偏差来代表，其中 $L_{c,i}$ 可用总的净沉积速率确定；z 为地层剖面的厚度。在式（2）中，不稳定性值用剖面厚度进行归一化，以便不同沉积厚度的地层剖面的对比。

三、用长期/短期沉积速率比估测地层剖面的完整性

1. 地层完整性的定义

地层剖面的完整性是指剖面上保存的沉积物所代表的总时间与该剖面所代表的总时间之比。由于所有剖面上都赋存有不同时空规模的沉积间断，因此，地层完整性的取值具有概率特性，即任何剖面的完整性都在 0 和 1 之间。这一定义理论上是严格而准确的，但由于沉积物所代表的时间难以确定，因而很难测定地层的完整性。基于这一原因，Sadler[6]，Anders 等[9]以及 Sadler 和 Strauss[8]在该定义中加入了时间步长的限定，对其进行简化。他们定义时间步长为 t 时的地层完整性是保存有沉积物的长度为 t 的时间段的数目与剖面时间段总数之比。这样，对于同一条地层剖面，其地层完整性随时间步长的变化而不同[8,9]：时间步长越短，剖面所能分出的时间段就越多，没有沉积记录的时间段相对增多，该剖面的地层完整性就越小；反之，时间步长越长，剖面所能分出的时间段就越少，没有沉积记录的时间段相对减少，地层完整性就越大。由此可见，根据 Anders 等[9]以及 Sadler 和 Strauss[8]的定义，完整的地层剖面并不是没有沉积间断，而只是没有长于所设定的时间步长的间断而已。

2. 地层完整性的影响因素

地层剖面的完整性受剖面沉积时的海平面位置、构造活动和古地理、古气候、古生态环境以及沉积后生变化等诸多因素的控制，其中最主要的控制因素是长期净沉积速率、剖面的年代和沉积速率的不稳定性[8]。

长期净沉积速率是指经历后期剥蚀而保存下来的沉积物厚度与其所代表的总时间之比，由于它考虑了沉积间断的影响，因而长期净沉积速率基本反映了地层剖面的完整性。

剖面顶底面的年代差与剖面的预期完整性成反比。这是因为剖面上不同部位的沉积物保存概率是距顶面距离（即年代）的降函数；尽管剖面顶部的剥蚀概率最大（因为各种程

度的剥蚀都先作用于顶部），但因为某一深度的沉积物的保存要经历埋藏过程中的各种剥蚀作用，因此，剖面上较深或较老的部分更可能遭受剥蚀。

在长期净沉积速率不变时，不稳定性增大，将导致地层剖面的完整性降低。不稳定性对地层完整性的影响要比长期净沉积速率和剖面年代更为复杂，它的测定要依据沉积速率的变化模式而定：如果是随机变化，则采用沉积速率的标准偏差；如果是周期性波动，则常采用周期的波长和振幅来描述。

3. 用长期/短期沉积速率比值估测地层完整性

这一方法最早是由 Reineck（1960）和 Newell（1972）提出的，他们发现，沉积层序的实际观测厚度要比根据现代沉积速率推测的结果小得多[6]。在假定产生这一现象的原因是由于剖面中存在有沉积间断的前提下，他们认为可以用整个剖面的总沉积速率（即长期沉积速率）与剖面中某一时段的沉积速率（即短期沉积速率）之比来作为该剖面的地层完整性。其中长期沉积速率可由剖面厚度除以剖面延续时间来获得，但由于同位素测龄技术误差较大，对于延续时间较短的剖面其误差的影响更为明显，所以，准确测定短期沉积速率是这一方法的关键。

1981 年，Sadler 收集了 25000 多个不同沉积环境的沉积速率值，并将其标绘在沉积速率-时间跨度图上，由此发现这些沉积速率值的变化幅度相当大，至少跨越了 11 个数量级；另外，这些数据点的分布呈现出一个总的趋势，即沉积速率随着时间跨度的增大而降低[5]。在此基础上，Sadler[6]用整个剖面的长期堆积速率（S）除以给定时段的平均堆积速率（S^*）作为该剖面的地层完整性。对于实际剖面，S 可用剖面厚度与同位素测龄值之比来确定，但 S^* 几乎无法用测年方法获得。因此，Sadler[6]采用从沉积速率-时间跨度图上读出的相同沉积环境下该时段的平均沉积速率（$\bar{S}^*$）代替 S^* 进而求出平均的或预期的地层完整性。

Sadler 和 Strauss[8]采用经验数据与理论模型对地层完整性进行了探讨。他们认为：地层完整性是时间尺度 t、长期净沉积速率以及周期性波动的波长的增函数，但随标准偏差与振幅的增大而降低。

四、讨论与结论

尽管本世纪初就已有人注意到沉积过程的不稳定性，但作为一个课题开始系统研究则是近 20 年的事。沉积过程的不稳定性和地层完整性的研究，对于生物演化序列的分析、事件性及幕式沉积过程的研究以及年代地层对比精度的提高均有着重要意义。另外，对于沉积过程的不稳定性和地层完整性，经历了一个较长的认识过程，时至今日，仍有一些学者不能接受。究其原因，主要是囿于传统均变论思想的约束。这也说明，对于沉积过程不稳定性和地层完整性的正确认识，其关键在于地学思维方式的转变。

通过本文的研究，得出如下几点结论：

(1)沉积过程的不稳定性和地层剖面的不完整性是沉积物堆积过程的脉冲性造成的，是每一地层剖面所固有的；

(2) 沉积过程的不稳定性导致地层剖面的不完整性，地层剖面不完整的根本原因在于沉积过程中的无沉积时段和剥蚀时段的存在；

(3) 地层不完整性表现在地层剖面的长期沉积速率与短期沉积速率的差异上，因此，长期速率与短期速率之比可以大致反映地层剖面的不完整程度。

参 考 文 献

[1] 姜衍文、吴智勇著，全球地质学导论，西北大学出版社，1～128。

[2] McRae L. E., 1990, Paleomagnetic isochrons, unsteadiness, and non-uniformity of sedimentation in Miocene fluvial strata of the Siwalik group, northern Pakistan. Jour. of Geology, 98: 433～456.

[3] Barrell J., 1917. Rhythms and the measurement of geologic time. Geol. Soc. America Bull., 28: 745～904.

[4] Wheeler H. E., 1956, Time in stratigraphy. AAPG, 42: 1047～1063 Geological Society of America Bulletin, 75: 599～609.

[5] Hailwood E. A., Kidd R. B., 1993, High resolution stratigraphy. Geological Society Special Publication No. 70.

[6] Sadler P. M., 1981, Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. Jour. of Geology, 89: 569～584.

[7] Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro F., et al., 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Teritary extinction. Science, 208: 1095～1108.

[8] Sadler P. M., Strauss D J, 1990, Estimation of completeness of stratigraphical sections using empirical data and theoretical models. Jour. of the Geological Society, London, 147: 471～485.

[9] Anders M. H., Krueger S. W., Sadler P. M., 1987, A new look at sedimentation rates and the completeness of the stratigraphic record. Jour. of Geology, 95: 1～14.

[10] McShea D. W., Raup D. M., 1986, Completeness of the geological record. Jour. of Geology, 94: 569～574.

[11] Tipper J. C., 1987, Estimating stratigraphic completeness. Jour. of Geology, 95: 710～715.

[12] Newell N. D., 1972, Stratigraphic gaps and chronostratigraphy. Proceedings of the 24th International Geological Congress, 7: 198～204.

[13] McKee B. A., Nittrouer C. A., DeMaster D. J., 1983, Concepts of sediment deposition and accumulation applied to continental shelf near the mouth of the Yangtze River. Geology, 11: 631～633.

中扬子台地北缘上震旦统碳酸盐岩中锶的分布特点及环境意义

吴一慧　胡明毅

（江汉石油学院石油工程系，湖北荆州，434102）

摘　要：中扬子台地北缘上震旦统碳酸盐岩沉积发育，可分为浅水台地和深水斜坡-盆地两个相区和七种相带。地球化学分析表明，该区碳酸盐岩中 Sr 和 (Sr/Ca) ×1000 的比值与沉积环境密切相关，即由浅滩相向深水斜坡-盆地相明显增加。究其原因，一方面与不同沉积环境中碳酸盐矿物组分不同，影响了锶的分布；另一方面与粘土矿物含量有关。因此利用微量元素锶的含量可以判别沉积相。

关键词：上震旦统；碳酸盐岩；锶；沉积相

第一作者简介：吴一慧，女，1966 年生，1988 年毕业于中国地质大学岩矿分析专业，现从事油田化学和分析化学方面的研究工作。

沉积岩是母岩经过风化、搬运、沉积这几个重要的过程形成的。在每一阶段中，都不同程度地存在着物理作用、化学作用和生物作用，因此每一个阶段都存在一个化学平衡，这是研究地球化学标志的依据。换句话说，各种沉积物的地球化学特点，都能反映其形成环境的化学特征，因此我们可以根据不同环境自身的地球化学特点，来研究和判别其沉积环境。

近几十年来，沉积地球化学的研究发展非常迅速，对现代海洋、湖泊等沉积地球化学的调查研究尤为突出，现已获得了许多规律性的认识，但对古代沉积盆地和沉积岩的地球化学特征研究则显得相对薄弱。笔者在研究中扬子台地北缘上震旦统沉积特征的同时，系统采集了不同层位、不同柜带的岩石样品，并进行了沉积地球化学分析，结果表明该区微量元素锶与沉积环境有着密切的关系，可以作为判别沉积环境的标志之一。

一、地质背景

研究区位于湖北省北部随州薛家店至老屋湾一带，该区在大地构造位置上属中扬子北部陆缘区。晚震旦世时期该区以碳酸盐岩沉积为主，按岩石类型、沉积构造和生物化石组合等标志，将该区分为浅水台地和深水斜坡-盆地两个相区以及局限海湾相、局限台地相、开阔台地相、台地边缘滩相、斜坡相、盆地边缘相和盆地相等七种不同的相带。

二、样品处理及分析结果

对研究区不同相带进行系统采样，全部样品都经破碎，然后选用新鲜的样品，采用等离子光谱仪进行测定。对分析结果分别计算了 Sr/Ca 比值，并按照层位、岩性和沉积相带进行了统计（表 1）和作图（图 1）。

表 1　中扬子台地北缘上震旦统碳酸盐岩 Sr 的含量

沉积相	岩　性	样品个数	$Sr/10^{-6}$		$1000\times(Sr/Ca)$		$Al_2O_3/10^{-3}$	
			变化范围	平均值	变化范围	平均值	变化范围	平均值
局限海湾相	粉晶白云岩	3	185～295	243.3	0.65～1.07	0.86	0.19～1.01	0.663
局限台地相浅滩亚相	粉晶白云岩	3	34～61	48	0.16～0.22	0.19	0.029	0.029
开阔台地相	(含)砾砂屑白云岩	3	21～50	37.3	0.13～0.18	0.15	0.038	0.038
台缘滩相	亮晶核形白云岩	1	39	39.0	0.18	0.18	0.022	0.022
斜坡相	粉晶白云岩 重力流颗粒 白云质灰岩	5	74～180	136	0.20～0.63	0.35	0.04～0.75	0.4
盆地边缘相	粉晶白云岩(灰岩)	2	65～205	140	0.19～0.33	0.28	0.097	0.097
盆地相	粉晶含灰白云岩	4	67～740	284	0.22～3.36	0.53	0.048	0.04

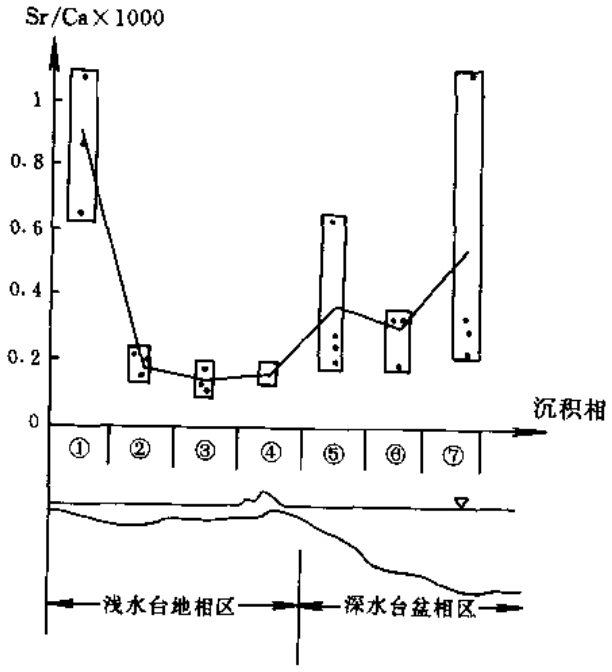


图 1　不同相带中微量元素 Sr/Ca 含量比值变化图

①局限海湾相；②局限台地相；③开阔台地相；④台缘滩相；⑤斜坡相；⑥盆地边缘相；⑦盆地相

三、讨　论

锶是碳酸盐岩中重要的微量元素之一，许多学者研究了它的地球化学特点，并把它作为碳酸盐沉积和成岩过程中的重要元素之一[1,2]。这主要是因为：①Sr 与 Ca、Mg、B 等元素同属 $\mathrm{I_A}$ 族，离子半径与 Ca^{2+} 相近，因此常在碳酸盐矿物中置换 Ca 的位置；②不同碳酸盐组分的碳酸盐矿物成分是各不相同的，锶的含量也有所不同，通常文石中锶的含量最高，高镁方解石次之，低镁方解石最低；③海水和淡水中的 Ca、Sr 的平均含量差别很大，海水中 Ca 为 4×10^{-6}、Sr 为 8×10^{-6}，淡水中 Ca 为 14.6×10^{-6}、Sr 为 0.06×10^{-6}，因此当碳酸盐岩在沉积或成岩过程中有淡水加入时，就会影响 Sr 的含量。上述这些特点，都在不同程度上直接或间接影响了 Sr 在碳酸盐岩中的分布。

从表 1 中可以看出，本区碳酸盐岩中锶的含量变化很大，即从 21×10^{-6} 到 740×10^{-6}。不同相带碳酸盐岩中锶的含量明显不同，从局限海湾相到局限台地相、开阔台地相、台缘滩相、斜坡相、盆地边缘相、盆地相，锶的平均含量分别为 243.3×10^{-6}、48×10^{-6}、37.3×10^{-6}、39×10^{-6}、136×10^{-6}、140×10^{-6}、284×10^{-6}。

从表 1 中可以看出，不同相带中 (Sr/Ca) ×1000 比值的变化，也是非常明显的。局限海湾中 (Sr/Ca) ×1000 比值变化范围为 0.65～1.07，平均为 0.86；局限台地相中 (Sr/Ca) ×1000 比值变化范围为 0.16～0.22，平均为 0.19；开阔台地相中 (Sr/Ca) ×1000 比值变化范围为 0.13～0.18，平均为 0.15；台缘浅滩 (Sr/Ca) ×1000 值为 0.18；斜坡相中 (Sr/Ca) ×1000 变化范围为 0.20～0.63；平均值为 0.35；盆地边缘相中 (Sr/Ca) ×1000 变化范围为 0.19～0.33，平均值为 0.28；盆地相中 (Sr/Ca) ×1000 变化范围为 0.22～1.36，平均值为 0.53。从图 1 中可以清楚地看出，锶对沉积环境是十分敏感的，即以浅滩相为中心（包括台缘滩；台地浅滩）；向局限海湾方向和深水斜坡-盆地方向，(Sr/Ca) ×1000 比值呈双峰分布。

Veizer 等在研究西喀尔巴阡山中部的中生代碳酸盐沉积时，就曾指出过锶的分布在不同沉积相中具有双峰的分布特点[3,4]，即由浅滩相白云岩到深海灰岩，以及由浅滩到超咸水潟湖，锶的含量都增加。

锶的这一分布特征，不同的学者有不同的解释，但大部分学者都认为主要受两个方面因素的控制：①与沉积环境所决定的原始沉积特征有关；②与成岩作用有关。Veizer 等[4]根据现代海洋中钙质生物骨骼的矿物成分，以及碳酸盐沉积物矿物成分的不同，计算了不同沉积环境中锶的含量特征。在现代海洋中，浅海的鲕粒、球粒、底栖生物、藻类等主要由文石或高镁方解石组成，深海中常见的颗石藻、有孔虫等则以低镁方解石为主。现代浅海和生物礁环境中的沉积物以高镁方解石和文石为主，而深海沉积物则以低镁方解石为主。这三种碳酸盐矿物中锶的含量差别很大（文石＞高镁方解石＞低镁方解石），但是不稳定的文石和高镁方解石在成岩过程中向低镁方解石转化时，锶的含量相应降低，而稳定的低镁方解石中锶的含量在成岩作用过程中并不发生变化，结果反而造成低镁方解石中锶的含量大于由文石或高镁方解石转化而成的低镁方解石。这样由原始沉积环境所控制的矿物组成的不同，经成岩转化后，造成了锶的含量由浅水向深水逐渐增加的分布特点。

本次研究工作中，我们还发现 Sr 的这种分布规律与粘土矿物含量存在与否有关。从表

1 中不同环境样品中 Sr 的含量变化与 $Al_2O_3\times10^{-3}$变化呈正相关关系，这说明它们与样品中的粘土矿物含量有关。

上述分析结果表明，研究区内碳酸盐岩中微量元素锶和（Sr/Ca）×1000 比值与沉积环境密切相关，即以浅滩相为中心，向局限海湾和深水斜坡-盆地方向呈双峰分布，其原因一方面是不同环境中矿物组分不同影响了锶的分布，另一方面与粘土矿物的含量存在与否有关，因此利用微量元素锶的含量和（Sr/Ca）×1000 比值可以用来判别沉积相。

参 考 文 献

[1] 贾振远，碳酸盐沉积相和沉积环境，中国地质大学出版社，1989，40～43。

[2] 刘鹏峰，沉积岩实验室研究方法，地质出版社，1991，206～207。

[3] Veizer J.，Demovic R.，Environmental and climatic controlled fractionation of elements in mesozoic carbonate sequences of the western Carpathims. Jour. Sed. Petrology，1973，43 (1)：258～271.

[4] Veizer J.，Demovic R.，Strontium as a tool in facies analysis. Jour. Sed. Petrology，1974，44 (1)：93～115.

中扬子台地下奥陶统层序地层及海平面的变化对生物礁的影响❶

杨　威　朱忠德　肖传桃

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）

摘　要：运用露头层序地层学的观点和方法[1,2]，分析中扬子台地下奥陶统的三个典型实测剖面，根据其岩性、岩相和古生物组合特征把这套地层划分为四个层序、九个体系域。根据地层层序确定本区下奥陶统海平面变化特征。结合研究区下奥陶统生物礁特征分析，本文认为海平面的变化对生物礁有很大的影响；生物礁主要产于海平面上升到比较高的时期；海平面频繁变化（四级、五级旋回）是下奥陶统生物礁成熟度较低的重要原因。海平面的变化对生物礁的分布、生长和发育有很大的影响。

关键词：中扬子台地；下奥陶统；层序地层；生物礁

第一作者简介：杨威，男，1971年出生，1995年大学毕业，在读硕士，沉积学。

中扬子台地下奥陶统地层出露广泛、完整，研究程度较高；生物礁的研究也有一定的深度。但是运用露头层序地层学的观点和方法分析本区下奥陶统的沉积层序，研究地层层序、海平面的变化与生物礁的关系尚属首次。本文在分析本区下奥陶统地层层序的基础上，结合作者对下奥陶统生物礁特征的大量的野外观察和研究，尝试性地分析海平面的变化对生物礁分布、发育的影响。

一、地层层序

本文以湖北松滋刘家场剖面为基准剖面，对比湖北宜昌黄花场、湖南大庸两个实测剖面，运用露头层序地层学的观点和方法，将下奥陶统地层分为四个层序，九个体系域（图1）。

1. 层序Ⅰ

层序界面：奥陶系与下伏寒武系的界面。湖北松滋刘家场剖面海平面下降的标志不明显，但湖北宜昌西陵峡组底下伏寒武系以古喀斯特渣状沉积接触[9]。在上扬子区边缘带的广西武鸣和西大明山一带下奥陶统底砾岩不整合于寒武系之上[3]。这都说明晚寒武世末有一暴露时期。因此界面为Ⅰ型层序界面。

层序组成：本层序对应层位为两河口期下部，相当于牙形石 *Hirsutodontus simplex*[5]带

❶ 国家自然科学基金资助项目成果。

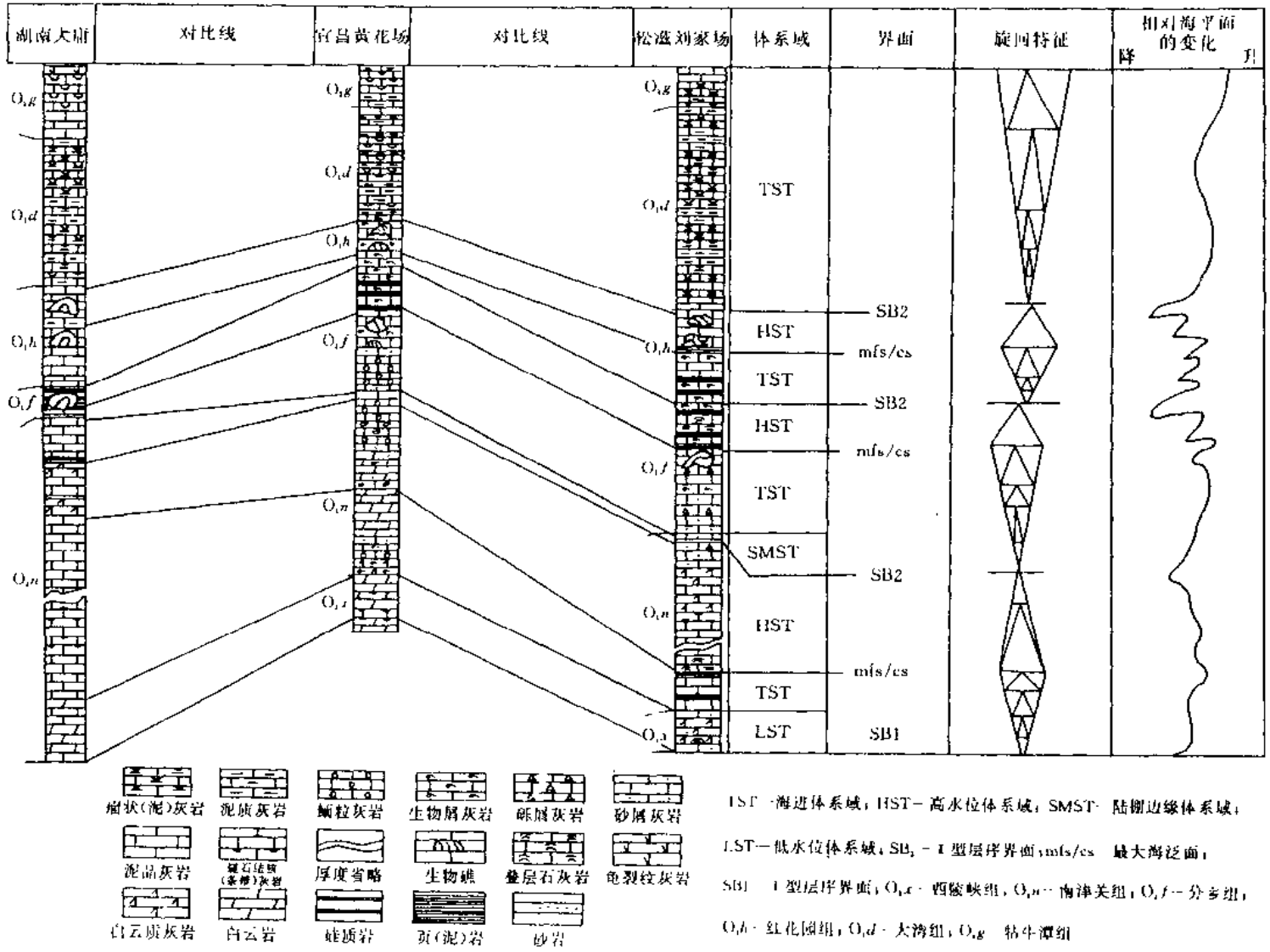


图1　中扬子台地早奥陶世层序地层格架和海平面的变化

至 *Scolopodus* sp.、*Drepanodus* sp.[5]带之底，即到南津关组的上部结束（图 1）。本层序包括 LST（低水位体系域）、TST（海进体系域）、HST（高水位体系域）。

LST 由湖北宜昌、湖北松滋的西陵峡组和湖南大庸南津关组底部的砾粗砂屑灰岩、粉晶白云岩组成。包括西陵峡组浅滩和潮坪亚相的砾粗砂屑灰岩、粉晶白云岩组成加积型准层序组。包括三个加积型准层序。上部产牙形石：*Monolonstodus* cf. *sevierensis* (Miller)[8]等。

TST 为南津关组下部的滩间海亚相的亮晶砂屑、砾屑、生屑灰岩和黄褐色页岩互层组成的退积型准层序组。TST 上部，湖北松滋的黄褐色页岩、宜昌的灰质微晶至细晶白云岩为潮下低能环境的产物[4]，和湖南大庸的致密块状灰岩代表此次旋回的最大海泛面的沉积，故属于 CS 段（密集层段）。主要产三叶虫：*Dactylocephalas minonpalu*[8]，腕足类：*Nanorths* sp.[8]，牙形石：*Chosonodina Herfurthi Muller*，*Cordylodus intermedius Furnish*[8]，

HST 为南津关组的上部。为浅滩亚相的燧石结核灰岩、亮晶砂砾屑白云岩、砂屑砾灰岩、鲕粒灰岩和生物屑灰岩组成的加积至进积型准层序组。其中产头足类：*Pronajicoras-Mamagouceras*[6]组合，牙形石：*Scolopodus* sp.，*Drepanodus* sp.[5]等。根据其准层序的叠置方式、岩性组合可知其可容空间增长慢，沉积物的供应赶得上海平面的上升，故为保持型（keep-up）碳酸盐岩体系域。

2. 层序Ⅱ

层序界面：湖北宜昌、松滋和湖南大庸南津关组的顶部。湖北松滋南津关组的顶部发育 2 m 多厚的含砾屑、砂屑的石英砂岩，具大型板状、槽状交错层理，为陆棚边缘沉积，故此界面为Ⅰ型层序界面。

层序组成：本层序对应层位为两河口期上部，即南津关组的顶部到分乡组的顶部。相当于牙形石 *Glyptoconus quadraplicatus* (Branson et Mehl)[5]到 *Drepanodus* (?) cf. *antilectus An. D.* sp.[5]。主要包括陆棚边缘体系域（SMST）、TST 和 HST。

SMST：由于在台地区，SMST 不发育。但湖北松滋南津关组的顶部发育 2 m 多厚的含砾屑、砂屑的石英砂岩，具大型板状、槽状交错层理，为陆棚边缘的产物。产牙形石：*Glyptoconus quadraplicatus* (Branson et Mehl)，*Depanodus* sp.[5]。

TST 为分乡组下部的亮晶砂屑灰岩、砾屑灰岩和核形石灰岩组成的退积型准层序组。此准层序组包括三个退积型准层序。产广泛性的笔石：*Dendrogratus* sp.，三叶虫：*Dictyonema* sp.[8]，牙形石：*Asaphopsis* sp. *Drepanodus arcuatus pander*[8]等。上部产生物礁，造礁生物如 *Calathium* 和 *Archaeoscyphia* 等[6]。TST 上部主要为泥晶灰岩，顶部为本区可以广泛对比的厚约 11 m 的黄绿色页岩代表本次旋回的最大海泛面（虽其上部还有薄的页岩层但不能广泛对比，厚度较小，不能作为密集层段）。这层页岩段即是 CS 段（密集层段）。

HST 为分乡组的上部。块状叠层石灰岩、生屑灰岩与页岩互层形成的进积型准层序组。其中产笔石：*Dictyonema* (?) sp.，*Acanthograptus* sp.[8]，三叶虫：*Psiloaphalina Lubrica Hsu*，*Tungtzeclla* cf.[8]，牙形石：*Drepanodus arcuatus pender*，*Drepanoistodus forceps lind stron*[8]。准层序的叠置方式和岩性组合特征说明可容纳空间增长较为缓慢，沉积物的供应赶得上可容纳空间的增长，属于保持型（keep-up）碳酸盐岩体系域。

3. 层序Ⅲ

层序界面：红花园组与分乡组的分界面。分乡组顶部厚约 6.8 m 的页岩覆盖在砾屑、生

屑灰岩之上，这页岩是海平面加深的象征。此界面没有暴露标志，故为Ⅰ型层序界面。

层序组成：本层序对应于牙形石带 *Tripodus* aff. *bicostus* (Ni)[8]至 *Bergstroemognathus extensus* (Graves et Ellison)[8]，即红花园组。包括 TST 和 HST。

TST 为红花园组的下半段。湖北松滋为结晶灰岩与页岩组成的互层段。包括三个加积型准层序组。湖北宜昌为生屑灰岩，湖南大庸为核形石灰岩。主要产笔石：*Dendrograptus* sp.[8]，牙形石：*Acolopadus* sp.、*Drepanodus* sp.[8]等。TST 顶部的一层页岩为本次旋回的最大海泛面，即 CS。

HST 为红花园组的上半段。主要由生物礁岩和砾屑、生屑、砂屑灰岩组成，主要造礁生物有 *Calathium*，海绵：*Archaeoscyphia* sp.，苔藓虫：*Batostoma* sp. 和藻类[6]。它们共同组成两个加积型准层序组。生物礁的生长较快，能赶上可容纳空间的增长，为保持型（Keep-up）碳酸盐岩体系域。

4. 层序Ⅳ

层序界面：红花园组与大湾组的分界面。大湾组底部有含量很多的代表海侵的海绿石，说明该处存在一个海水加深的界面。而且据周名魁等研究[3]发现大湾期扬子区海平面急速上升。说明这是又一次海侵的开始。没有发现暴露现象，故此界面为Ⅰ型层序界面。

层序组成：此层序相当于牙形石 *Bergstroemognathas extensus*[5]亚带上部。本层序在下奥陶统没有结束，下奥陶统的大湾组和牯牛潭组是本层序的 TST 的一部分，由于在台地相向浅海陆棚相过渡区，故陆棚边缘体系域（SMT）不发育。

TST 为浅海陆棚边缘相的瘤状生屑灰岩、泥晶生屑灰岩、泥灰岩组成的退积型准层序组。产笔石 *Didymograptus of deflexux-Azygograptus*[8]漂游生态组合和三叶虫 *Megalaspides*、*Ampyx*[8]等浮游生态组合。此体系域至上奥陶统五峰组时结束。

二、海平面变化特征

下奥陶统的海平面是一个持续上升的海平面（P. T. Vail 的二级旋回）。海平面总体上升的过程中，海平面又经历了多次三级海平面的升降（图 1）。

1. 据周名魁等[3]研究，扬子区早奥陶世地壳下降缓慢，平均速率小于 20 m/Ma，扬子区主要沉积碳酸盐岩，陆源碎屑和火山物质很不充分，说明扬子区早奥陶世构造活动十分稳定，而且海平面变化不大，大湾期之前不足 20 m。

2. 在三级海平面变化过程中，又发现了有多次次级、更次级的海平面的变化（图 1）。

三、海平面的变化对生物礁的影响

1. 海平面对生物礁分布的地层层位的影响

长期、稳定的海侵是生物礁形成的第一个先决条件[7]，早奥陶世生物礁形成于海平面上升过程中平稳或缓慢下降的时期。早奥陶世海水不深[3]，只有当海平面上升到一定高度，海水循环变得畅通且稳定，阳光可以大量的射入海底，且海水中氧气丰富。这些因素是大量造礁生物生长繁殖不可缺少的，这样大量的造礁生物如托盘藻 *Calathium*，海绵类 *Archaeoscyphia* 和攀苔藓虫 *Batostoma*[6]大量繁殖形成抗浪骨架，进面形成了生物礁。造礁生

物生长所需的物质、气候条件决定了生物礁生长的层位。

2. 海平面对生物礁的特征的影响

下奥陶统生物礁成熟度比较低，礁体规模比较小。许多学者认为下奥陶统生物礁成熟度主要是由于主要的造礁生物局限性所决定的。笔者认为海平面的变化对生物礁的性质有很大的影响。因为产礁层位的海平面还有多次更次级的升降。分乡组的礁岩之上大多覆盖有一层薄的页岩层，这是海平面上升的标志。说明海平面升高是每一层礁灭亡的原因，而红花园组生物礁上大多覆盖一层生屑、砂屑灰岩，可能是海平面变低，使生物礁暴露出水面而停止生长。每一次礁体灭亡之后海平面没有迅速恢复到有利的成礁条件，而是被正常沉积物所覆盖，下一次成礁只能在新的礁基上重新开始。这几个条件综合作用，产生了早奥陶世成熟度低的生物礁。

参 考 文 献

[1] 梅志超等主编，层序地层学，西北大学出版社，1993。

[2] C. K. 威尔格斯等编，徐怀大等译，层序地层序原理，石油工业出版社，1991。

[3] 周名魁等著，中国南方奥陶—志留纪岩相古地理与成矿作用，地质出版社，1993 年 9 月。

[4] 肖传桃等，湖北宜昌地区奥陶纪层序地层及扬子地区五峰组沉积环境的讨论，高校地质学报，1996，2 (3)，339～347。

[5] 汪啸风、项礼文等著，长江三峡生物地层学 (2)《早古生代分册》，地质出版社，1987，43～143。

[6] 朱忠德等编，鄂西南湘西北地区上震旦统到奥陶系石油地质研究，地质出版社，1995 年 10 月。

[7] 曾鼎乾著，曾鼎乾地质文选，石油工业出版社，1993 年 3 月，230～248。

[8] 宜昌地质矿产研究所著，长江三峡地区地层参观指南，地质出版社，1987 年 5 月。

新疆三塘湖盆地基底结构和变形特征

龚文平　杨绍芳

（江汉石油学院，湖北荆州，434102）

摘　要：三塘湖盆地是一个有含油气远景的盆地，但对盆地的基底的研究始终没有一个统一的认识。本文通过对盆地周缘地层、构造变化研究结合重磁资料及钻井资料，认为该盆地的基底是早古生代西伯利亚南缘活动陆缘沟-弧-盆沉积体系经变质褶皱作用而形成的，主要经历了两个阶段，即中泥盆世—晚泥盆世早期洋壳俯冲阶段和晚泥盆世—早石炭世残留海盆阶段。研究表明，三塘湖盆地的重力基底和电性基底有明显的不一致性，其重力基底为侏罗系的底界，而电性基底才反映了真正的盆地构造基底。基底变形以叠瓦式逆冲构造为主要特征。主要经历了海西末期的冲断褶皱阶段和燕山期的逆冲推覆阶段。

关键词：新疆；三塘湖盆地；基底结构；变形特征

第一作者简介：龚文平，35岁，讲师，构造地质。

三塘湖盆地位于新疆维吾尔自治区东北部，盆地呈北西-南东向延伸，长约500 km，宽约40～50 km。面积23000 km^{2}左右。早在50～60年代就进行了识别优选含油气盆地的地面石油地质详查工作，进入90年代不同单位先后进行了较大比例尺的野外石油地质调查和航磁重力普查，以及二维地震详查及局部三维地震工作❶❷❸，并先后进行了参数井、预探井和地质井的钻探工作。

通过以上对盆地周缘露头区和盆地重磁、地震工作，对盆内地层的分布，局部构造的形态、规模、组合有了进一步的认识。然而由于深部地震资料反射较差，重磁资料的处理技术等问题，对盆地基底研究始终没有一个统一的认识。不少学者认为三塘湖盆地为发育在早二叠世变质褶皱基底上的山间盆地。张恺（1993）则认为盆地基底属西伯利亚古陆的主动型大陆边缘的沟-弧-盆沉积系统，经褶皱运动和岩浆侵入活动形成了盆地的变质基底（$O_{2-3}-D_2$）[1]。本文试图通过对盆地周缘地层的岩性特征、变形特征的研究结合对研究区重磁资料的重新处理结果对盆地的基底结构、变形特征进行讨论。

一、基底结构

1. 区域地质资料

通过地面调查并结合前人资料，笔者认为三塘湖盆地基底是在早古生代准噶尔洋向北

---

❶ 石油地球物理勘探局第五地质调查处，1993，三塘湖、巴里坤盆地重力、电磁综合研究报告。

❷ 物探局地调四处，1995，三塘湖盆地西部坳陷二维地震资料解释成果报告。

❸ 河南石油勘探局地质调查处，1995，新疆三塘湖东部构造研究及油气远景评价报告。

俯冲于西伯利亚南缘形成活动陆缘沟-弧-盆沉积体系的基础上，经变质、褶皱作用而形成的。主要经历了两个阶段。即中泥盆世- 晚泥盆世早期洋壳俯冲阶段和晚泥盆世—早石炭世残留海盆阶段（图 1）。

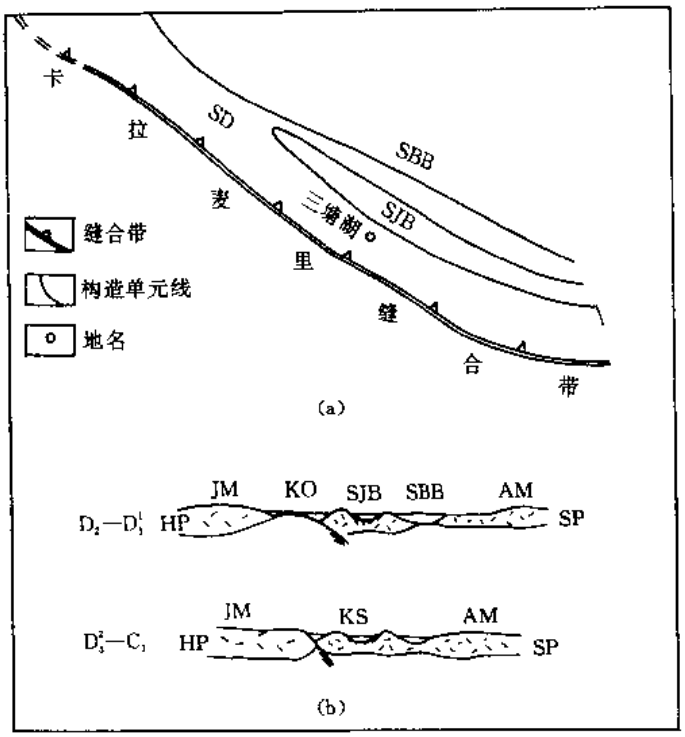


图 1　三塘湖地区晚古生代早期构造位置图

SP -西伯利亚板块；SBB—苏海图晚古生代早期边缘海盆地（即布尔津-阿尔曼泰晚古生代早期弧后盆地）；SD—三塘湖晚古生代早期岛弧；SJB— 三塘湖晚古生代早期弧间盆地；AM—阿尔泰地块（属阿尔泰陆壳板段）；HP—哈萨克斯坦板块；JM--准噶尔地块（属北天山古生代活动大陆边缘板段）；KO—卡拉麦里小洋盆；KS—卡拉麦里残留海盆

（1）中泥盆统—上泥盆世下段沟弧盆建造

此期由于准噶尔洋的卡拉麦里洋壳的向北俯冲，在三塘湖地区形成了活动陆缘的沟弧盆体系[2]。出露于白衣山西段，北塔山南坡、卡拉塞尔盖及北缘大哈甫提克山、呼洪得雷山一带的一套浅海-滨海相中基性火山喷发岩、火山碎屑岩夹正常碎屑岩及岛弧性钙碱性火山岩组合表明三塘湖地区主体处于一种岛弧环境，而北侧苏海图地区中泥盆统的一套海相火山碎屑岩建造和中基性火山喷发岩，以及上泥盆统下的典型海相枕状玄武岩则表明为弧后盆地环境。

（2）上泥盆统上段-下石炭统残留海盆建造

此期随着卡拉麦里洋壳俯冲消亡，使准噶尔地块与西伯利亚南缘沿卡拉麦里碰撞，洋壳消亡归位。在三塘湖地形成了残留海盆，沉积了一套海陆交互相的火山喷发岩、火山碎屑岩及正常碎屑岩建造。随后，由于碰撞后造山作用，海水逐渐退出三塘湖地区，早期的沉积-火山岩建造褶皱变质，结束了盆地基底的演化历史。并在三塘湖地区形成了区域性不

整合[1]。

2. 重、磁反演资料

对三塘湖盆地的重力和电磁异常数据的重新处理和反演分析并结合钻井资料表明，研究区重力基底和电磁基底有明显的不一致性。

(1) 重力基底

由表1的密度参数统计值可以看出本区有三个主要的密度界面，即新生界与中生界界面（$\Delta\sigma_1=0.35$ g/cm^3），侏罗系与三叠系界面（$\Delta\sigma_2=0.15$ g/cm^3）上二叠统与下二叠统界面（$\Delta\sigma=0.14$ g/cm^3）。由于新生界较薄（<500 m），从已有的几个井的钻井分层数据看，海拔0以上的地层主要为白垩系和侏罗系，故近地表密度应取 $\rho=(\rho_K+\rho_J)/2.5$ g/cm^3，即中间层密度应取 $\rho=2.5$ g/cm^3，而地壳平均密度为 $\rho_0=2.67$ g/cm^3，因此作了各项校正后的布格重力异常应主要是由于侏罗系密度相对于平均地壳密度存在 $\Delta\rho_J=-0.17$ g/cm^3 的密度差而引起的质量亏损所形成的。

表1 三塘湖盆地地层岩石密度和电阻率统计

地　层	Q	N	E	K	J	T	P_2	P_1	C_{2+3}	C_1	D	O—S
密度/g·cm^{-3}		2.20	2.14	2.49	2.50	2.65	2.60	2.74	2.71	2.71	2.76	2.73
电阻率（Ω·m）	20.9	9.3	13.4	11.5	16.0	25.7	22.5	274.0	110.0	250.0	252.0	

对三塘湖盆地布格重力异常，经采用单一密度分界面的迭代法（ParRcr）反演所获得的基底等深资料与已有的钻井资料对比（表2）显示其吻合误差均小于10%，由此可见重力基底应为侏罗系的底界，而不是盆地的构造基底。

表2 重力反演的侏罗系底埋深与钻井数据对比

井　号	塘参2井	塘参1井	条1井	条3	塘浅1井	条2井	塘参3井
重力反演值/m	−1000	−1750	−1700	−400	−1000	−1180	−200
钻井数值/m	−1088.52	−1796	−1630	−457.8	286.9	−1069	−1027.3

(2) 电性基底

对三塘湖盆地MT资料进行二维数据的中值滤波、内插和外推后，采用Bostick反演法、广义逆法和方向搜索法进行一维反演解释。并在此基础上建立二维地电初始模型，进行有限元拟二维反演，同时进行二维正演检验，绘制电阻率-深度剖面图，最终获得电性基底等深图。

从电阻率统计表上看（表1），三塘湖盆地下二叠统和下石炭统为高阻层，其中间的中、上石炭统为相对低阻层，结合盆地周缘及盆内露头资料可以确定电性基底反映的是中、上石炭统的底界面。在电阻率值变化上看中、上石炭统以及上覆地层电阻率变化平稳，相对电阻率较低，一般为100 Ω·m，最大不超过200 Ω·m，且各层之间不存在明显的梯度界面，而下石炭统及以下更老地层电阻率可达300 Ω·m以上。深部高达5000 Ω·m，与中上石炭统之间形成了明显的电性变化梯度界面，这套高阻层与盆地周缘地区出露的下石炭统、泥盆系地层对应良好。另外，电性基底等深资料与钻井数据（下二叠统顶及完井深度）并

结合三塘湖地区中、上石炭统区域厚度资料[1]对比情况亦表明电性基底与盆内中上石炭统底界埋深具有很好的对应关系。由此可见电性异常反映了盆地的构造基底。

二、基底变形特征

1. 变形特征

在西伯利亚南缘沟、弧、盆体系上发育形成的三塘湖盆地基底，自海西期以来经历了多期挤压变形，最终形成了由盆地南北两侧向腹地对冲的叠瓦逆冲构造系。

在盆地周缘的东北冲断褶皱系和西南逆冲褶皱系，均发育较大规模的叠瓦逆冲构造。它们多由低角度的逆冲断层和泥盆系、石炭系地层组成的冲断夹块组成。分别由北和由南向盆内逆冲于中新生代沉积盖层之上。

在盆内，通过 MT 剖面我们亦能识别出很多基底逆冲断层，它们多向深部收敛，向上撒开，且多切穿基底地层并延伸至盖层内。在盆地西部的 52 测线和中部的 119 测线 MT 剖面上可见下石炭统的基底地层由南、北两侧向盆内发生了大规模的逆冲。在盆地东部的 161 测线上除见有较大规模的南北对冲外，在北段还见有反冲断层，使基底地层形成冲断隆起(图 2)。

2. 变形阶段

三塘湖盆地基底变形主要经历了海西期的挤压冲断、燕山期挤压逆冲两个阶段。

海西早期由于三塘湖地区南侧的北天山洋盆的消亡造成的侧向挤压力，使三塘湖残留海盆最终封闭并发生造山作用，形成了中、上石炭统和下二叠统的陆相火山岩和火山碎屑岩建造，此期盆地基底的变形主要表现为区域性的隆升，由于壳熔作用造成的火山活动，局部发育引张断陷，在图 2 的三条 MT 剖面上可见深部断裂明显地控制着上覆中上石炭统及二叠系的地层分布，它们可能为早期的引张断裂，至海西晚期，由于南部羌塘地体与塔里木陆块间的古特提斯洋的消亡和整体向北推移造成了三塘湖地区大规模的冲断褶皱变形。盆地南北两侧的冲断褶皱带此期开始发育，但主要表现为冲断作用和断弯褶皱作用，并未发生大规模的逆冲推覆。卡拉麦里残余洋块，此期侵位于泥盆、石炭系之中。在图 2 给出的三个盆内 MT 剖面上，可以看到此期基底大规模逆冲活动，虽然盆地南北两侧的逆冲断裂被后期构造作用继承和加强了，但在剖面中段深部断裂则很好的记录了此期基底的冲断变形，它们多继承早期高角度引张断面发育，并使上覆中、上石炭统和二叠系地层被卷入。

燕山期是三塘湖盆地基底变形的定型期，受南部班公湖—怒江洋盆的北向消减作用的影响，羌塘地体和塔里木地块整体大规模向北推移，造成了三塘湖地区大规模的逆冲推覆作用，盆地南北西侧的冲断、逆冲褶皱系于此期发育形成。使基底地层对冲于侏罗、白垩系盖层之上，推覆距离在 2 km 以上。在 52、119 测线 MT 剖面上南北两侧发育的叠瓦冲断组合即为此期的产物，它们均造成了盆内侏罗系、白垩系地层的强烈变形。

[1] 江汉石油学院地质系，1995，三塘湖盆地区域构造特征（内部资料）。

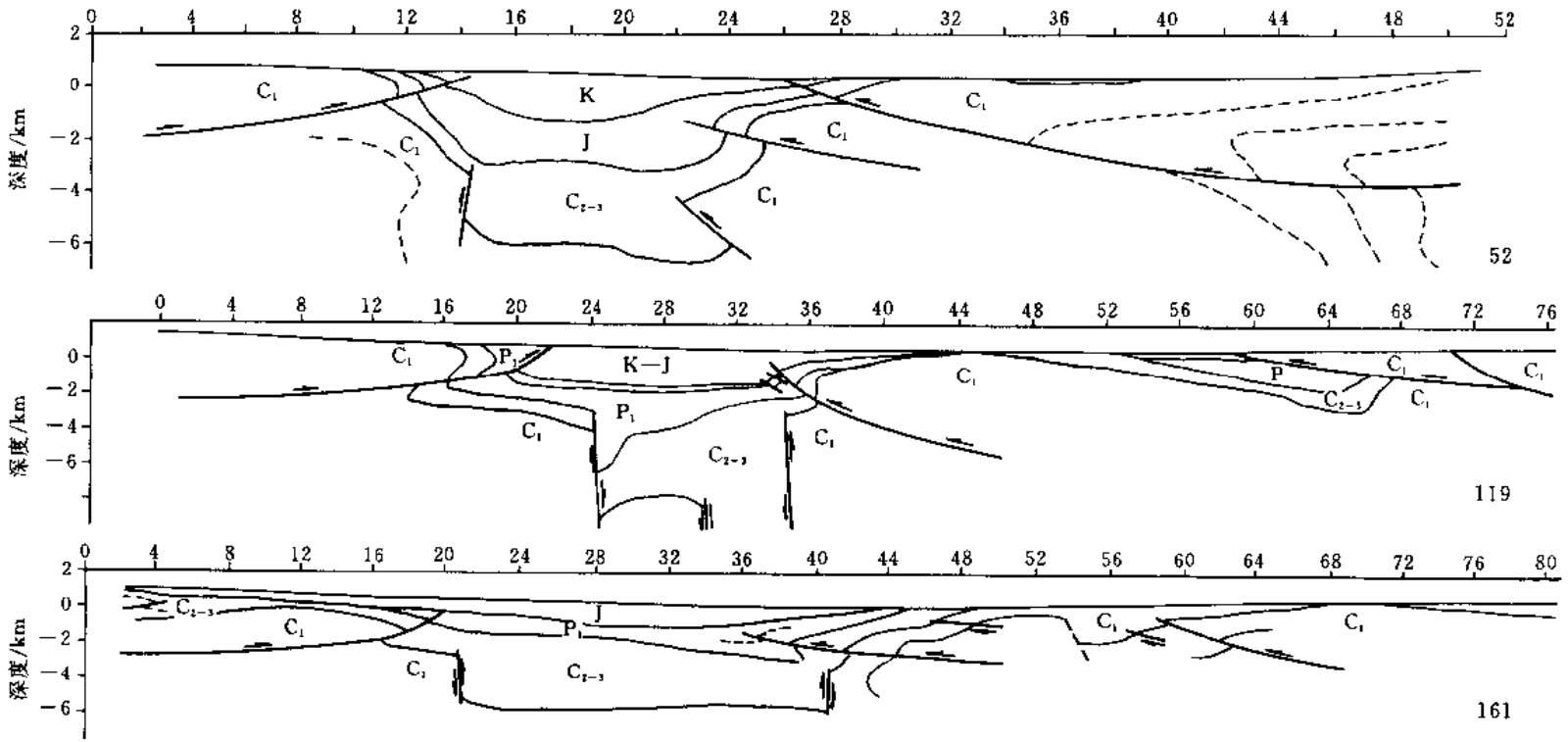


图 2　三塘湖盆地 52、119、161 测线电法-地质综合解释剖面图

三、结　　论

（1）结合地面、重磁、地震和钻井资料综合分析认为三塘湖盆地基底前下石炭统地层。

（2）认为三塘湖盆地基底以叠瓦式逆冲构造为主要变形特征，主要变形阶段为海西末期的冲断褶皱阶段和燕山期的逆冲推覆阶段。

参 考 文 献

[1] 石油地球物理勘探局第五地质调查处，1993，三塘湖、巴里坤盆地重力、电磁综合研究报告。

[2] 张恺，新疆三塘湖盆地板块构造演化特征及其含油气远景评价，新疆石油地质，1993，第14卷，第一期。

[3] 肖序常等，新疆北部及其邻区大地构造，104～124，地质出版社，1992。

新疆三塘湖盆地的构造演化

龚文平　张或丹

（江汉石油学院，湖北荆州，434102）

摘　要：位于西伯利亚板块活动边缘的三塘湖地区。沉积了愈万米古生代和近 3000 m 的中、新生代地层，本文根据其岩性、变形特征将其划分为中、上奥陶统至下石炭统（O_{2-3}—C_1）基底构造层系和中、上石炭统至第四系（C_{2-3}—Q）盖层构造层系。综合地面地质资料结合重磁、电法和钻井资料，将三塘湖盆地及周缘划分为东北冲断褶皱系、西南冲断褶皱系和中央坳陷三个一级构造单元，并进一步划分为 20 个次级构造单元。将三塘湖盆地晚古生代以来的构造演化划分为中泥盆世—晚泥盆世早期洋壳俯冲、晚泥盆世晚期—早石炭世残留海盆阶段和中、晚石炭世以来的板内构造演化三个阶段，其中板内演化阶段可分为中、晚石炭世—早二叠世碰撞造山、晚二叠世—三叠纪前陆盆地、侏罗纪坳陷和第三纪以来的再生前陆盆地四个亚段。

关键词：新疆；三塘湖盆地；构造层；构造单元；构造演化

一、大地构造位置

三塘湖地区位于西伯利亚板块南缘，属活动边缘增生体系。它北邻西伯利亚板块的阿尔泰陆壳板段，南邻哈萨克斯坦板块的北天山古生代活动大陆边缘板段[1]（图 1）。三塘湖盆地，是在早、中泥盆世的晚古生代早期沟-弧-盆系统和晚泥盆世至早石炭世残留海盆地的基础上，经历了多期发展的复合型含油气盆地[2]。

盆地北缘的小哈甫提克山、苏海图山是晚古生代早期西伯利亚活动边缘的弧后洋盆残片（I_{B2}），西延可接阿尔曼泰，东延入蒙古。盆地西南卡拉麦里、巴里坤塔格至喀尔力克山一带是残留的北准噶尔洋片，主缝合带是卡拉麦里莫钦乌拉四道白扬沟（I_C）。而三塘湖盆地为当时的岛弧系列（I_{B3}）。晚古生代晚期受南北天山初始洋盆的拉开与消亡影响，三塘湖北部的晚古生代早期弧后体系与南缘的残留洋片形成了向三塘湖岛弧的对冲局面并共同造就了三塘湖多复合盆地的原始基底。同时结束了三塘湖主体残留海盆阶段，海水由南及东南经吐哈退出，进入陆-陆演化阶段。

二、区域构造层及构造单元划分

1. 区域构造层

根据三塘湖盆地及周缘地层的岩性、变形特征和盆地演化历史，可将三塘湖盆地及周缘发育的愈万米的古生代和近 3000 m 的中新生代地层分为两大构造层系五个构造层，中

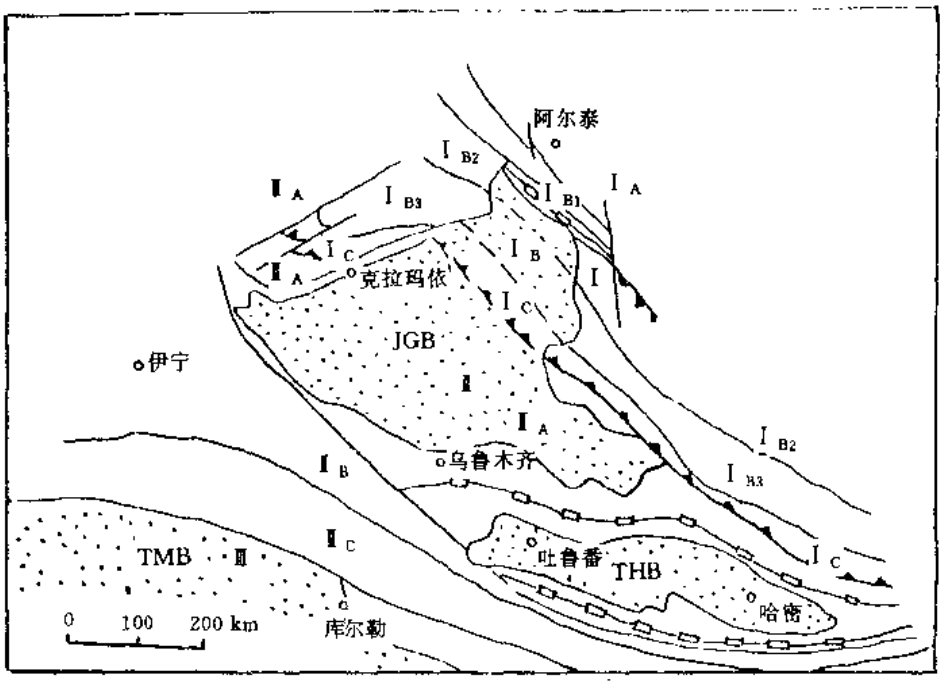


图 1 三塘湖盆地大地构造位置图

（据肖序常等，1992，改编）

Ⅰ西伯利亚板块

I_A- 阿尔泰陆壳板段；

I_B—准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段；

I_{B1}—喀拉通克晚古生代中期裂陷槽；

I_{B2}—布尔津 阿尔曼泰晚古生代早期弧后盆地；

I_{B3}—和布克-三塘湖晚古生代早期岛弧；

I_C—北准噶尔晚古生代早期洋壳板段。

Ⅰ哈萨克斯坦板块

I_A—北天山古生代活动大陆边缘板段；

I_B—伊犁 中天山陆壳板段；

I_C—南天山早—中古生代活动大陆边缘板段。

Ⅱ塔里木板块

注：图中带锯齿的线为板块缝合线，带空白方块的为裂陷槽边界线，罗马数字为构造单元符号（不带下角字为一级单元，带一个下角字符为二级，带二个为三级）

上奥陶统至下石炭统（O_{2-3}- C_1）为基底构造层系；中、上石炭统至第四系（C_{2-3} -Q）为盖层构造层系。进一步可分为：中、上奥陶统至中泥盆统（O_{2-3}—D_2）构造层；上泥盆统至下石炭统（D_3—C_1）构造层；中、上石炭统至下二叠统（C_{2-3}—P_1）构造层；上二叠统至三叠系（P_2 -T）构造层；侏罗系至第四系（J—Q）构造层。

（1）基底构造层系

1）中、上奥陶统至中泥盆统（O_{2-3}— D_2）构造层

中、上奥陶统至志留系（O_{2-3}—S）是三塘湖盆地及周缘出露的最老地层，主要分布在盆地南缘哈尔里克山莫钦乌拉断裂南侧和北塔山南麓。为一套类复理石的硅质页岩建造及

火山碎屑岩建造[3]。变形表现为近东西线状紧闭及倒转褶皱。后期断裂及侵入岩体破坏严重、呈断块产出。

中、下泥盆统（D_{1-2}）分布于盆地周缘，为一套海底火山喷发岩及海相火山碎屑岩建造。喷发岩枕状构造发育。向东渐变为海陆交替喷发及火山碎屑岩建造。变形表现为区域性北西-南东向紧闭线状褶皱，海西、印支期断裂控制其总体变形格局，燕山至喜马拉雅期断裂破坏强烈，往往呈断块出露。盆内钻井还未钻遇，从电法剖面看为一套高阻值（>200 Ω·m）体，早期冲断破坏作用明显。

2）上泥盆统至下石炭统（D_2—C_1）构造层

上泥盆统露头分布局限，仅苏海图和三塘湖地区有出露，电法显示盆地分布广泛。下石炭统分布较广。此构造层在盆地北部是一套滨、浅海相火山喷发及碎屑岩建造。向南部及东部变为海陆交替喷发及火山碎屑岩建造，局部夹含煤建造。地表和电法剖面均显示变形强烈并伴有冲断作用，往往以断块或断褶带形式产出。

（2）盖层构造层系

1）中、上石炭统至下二叠统（C_{2-3}—P_1）构造层

中、上石炭统分布范围较广，下二叠统结合地震、钻井、电法等资料看分布有一定局限性。从岩性特征看，总体为一套陆相火山喷发岩及火山碎屑岩建造，东南布鲁尔下二叠统为海相类磨拉石建造，变形明显受海西、印支期构造幕影响，主要表现为相对开阔平缓的褶皱和早期断裂复活的继承性破坏。

2）上二叠统至三叠系（P_2—T）构造层

分布局限，露头仅在额仁山、乌通苏，三塘湖西等地零星出露。为一套河流湖泊相碎屑岩建造。变形表现为开阔平缓的短轴褶皱，后期受南北向大规模对冲改造破坏。晚二叠世晚期伴有基性陆相喷发。

3）侏罗系至第四系（J--Q）构造层

侏罗系覆盖范围较广，为一套完整的从湖盆发育到萎缩的河流湖沼相含煤建造。白垩系至第四系为一套陆相类磨拉石建造。变形受燕山、喜马拉雅构造运动影响，西向、东北对冲断褶皱经历了再生、发展的递进旋回。与此同时盆地中新生代的构造格局亦经历了奠定、改造、破坏的演化历史。

2. 构造单元划分

综合地面地质资料，重磁、电法资料及物探、钻井资料，考虑到三塘湖盆地主体与周缘的构造属性，进行盆地一级构造单元划分，并进一步考虑周缘构造组合形式、演化历史和盆内盖层的分隔性进行二级构造单元的划分，现将三塘湖盆地及周缘划为三个一级构造单元和 20 个二级构造单元（图 2）。

三、盆地构造演化阶段

通过地面调查及前人成果综合分析，将三塘湖盆地晚古生代以来的构造演化分为三个阶段，即中泥盆世—晚泥盆世早期洋壳俯冲阶段、晚泥盆世晚期—早石炭世残留海盆阶段和中、晚石炭世以来的板内构造演化阶段。板内构造演化阶段又分为四个亚段，即中、晚石炭世—早二叠世碰撞造山亚段、晚二叠世—三叠纪前陆盆地亚段、侏罗纪坳陷亚段和第

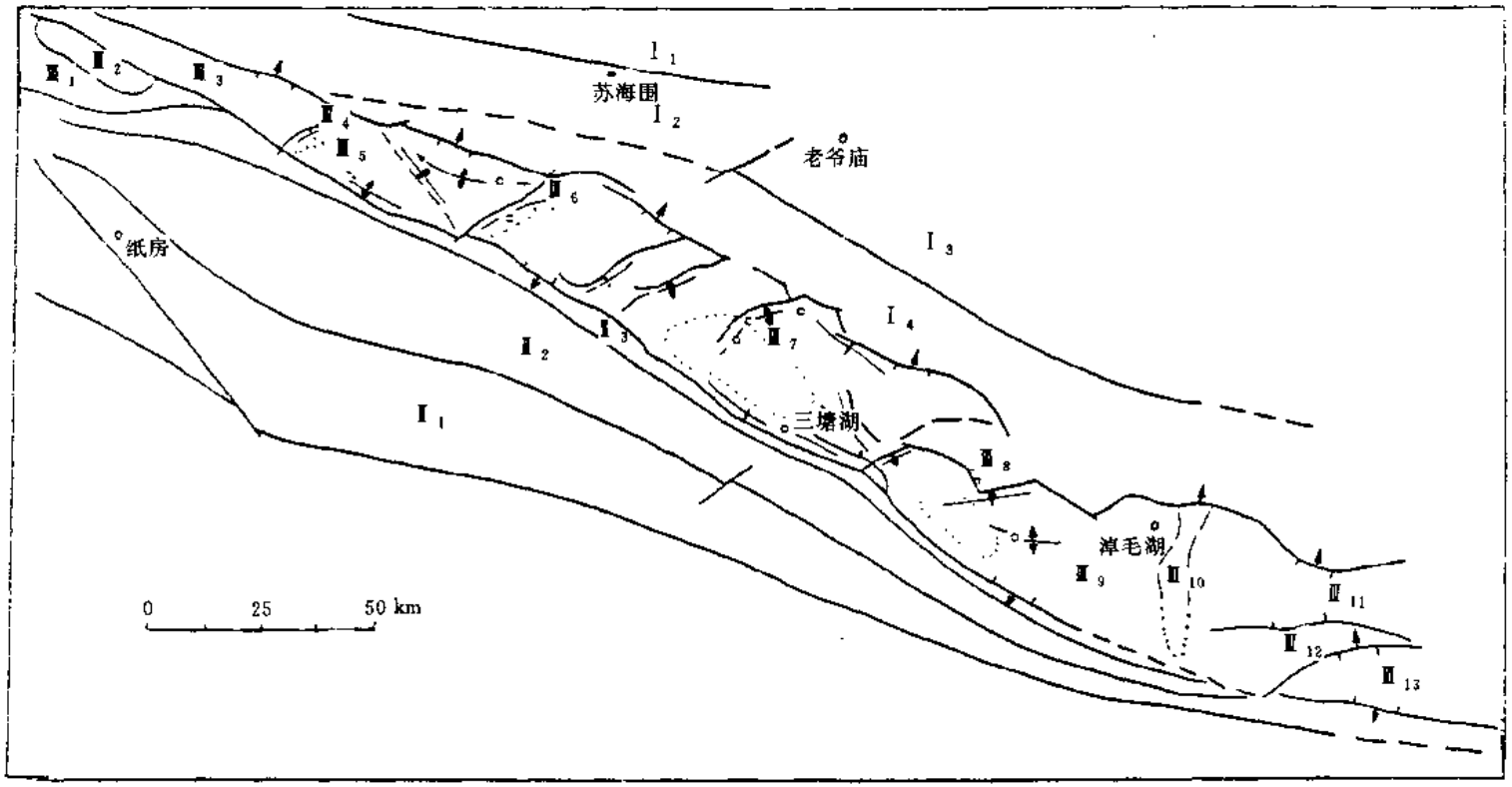


图 2　三塘湖盆地构造区划图

Ⅰ—东北冲断褶皱系；I_1—柳树沟泉后缘冲断带；I_2—苏海图凹陷；I_3—老爷庙中部断褶带；I_4—三塘湖中央前缘冲断带；

Ⅱ—西南冲断褶皱系：II_1—卡拉麦里-莫钦乌拉后缘冲断带；II_2—大加山中部断褶带；II_3—苦水泉—白衣山前缘冲断带

Ⅲ—三塘湖中央坳陷区；III_1—乌通凹陷；III_2—小青山凸起；III_3—库木苏凹陷；III_4—咸水泉凸起；III_5—汉水泉凹陷；III_6—沙河坝凸起；III_7—条湖凹陷；III_8—岔哈泉凸起；

III_{7}^{1}—条西凹陷；III_9　马朗凹陷；III_{7}^{2}　条中凸起；III_{10}—方方梁凸起；III_{7}^{3}—条东凹陷；III_{11}　淖毛湖凹陷；III_{12}—苇北凸起；III_{13}—苏鲁克凹陷

三纪以来的再生前陆盆地亚段。

1. 中泥盆世—晚泥盆世早期洋壳俯冲阶段

卡麦拉里蛇绿岩所代表的洋盆，经肖序常、汤耀庆等研究初步确定形成于早泥盆世[1]。中泥盆世，准噶尔洋的卡拉里洋壳向北俯冲，由于俯冲作用，三塘湖地区形成了活动陆缘板段的沟-弧-盆体系，老爷庙断裂与伊吾断裂控制的中间地带为三塘湖晚古生代早期的弧间盆地，MT 剖面资料显示，它是一个扩张断陷盆地，南侧分布着岛弧型钙碱性火山岩[3]，标志着岛弧的存在。东泉及红柳峡幅的中泥盆统乌鲁苏巴斯套组为一套滨-浅海相的以火山碎屑岩为主，正常碎屑岩次之夹少量碳酸盐岩沉积，推测应属弧前沉积。苏海图地区中泥盆统为一套海相火山碎屑岩建造和中基性火山喷发岩建造，上泥盆统下部为典型的海相枕状玄武岩，它说明苏海图所在的弧后地区是一个扩张型的边缘海盆地。

2. 晚泥盆世晚期--早石炭世残留海盆阶段

此期，卡拉麦里洋壳冲消亡，使准噶尔地块与阿尔泰地块沿卡拉麦里碰撞，洋壳消亡，但并未很快导致强烈造山作用，而是在三塘湖地区形成了残留海盆。晚泥盆晚期东泉、红柳峡以西已上升为陆地，沉积了一套陆相火山碎屑岩和陆源碎屑岩，早石炭世海盆范围扩大，东泉以西再次被海水淹没，沉积了一套滨、浅海正常碎屑岩-火山碎屑岩。

3. 板内构造演化阶段

（1）中、晚石炭世—早二叠世碰撞造山亚段

中、上石炭统和下二叠统全区分布一套巨厚的陆相中性火山岩及火山碎屑岩，它是碰撞造山的产物，即准噶尔地块继续向北俯冲，造成西伯利亚板块活动大陆边缘地壳增厚，使消减带压入到更热的上地幔中，部分熔融产生的火山喷发。

造成准噶尔地块继续向北俯冲的力源，来自北天山晚古生代洋盆的消亡。早石炭世-晚石炭世早期，北天山强烈拉张形成的晚古生代洋盆，在晚石炭世晚期俯冲消亡，碰撞产生的侧向挤压力使三塘湖残留海盆封闭并发生造山作用，使两侧的陆块，即哈萨克斯坦板块与西伯利亚板块焊接在一起。

（2）晚二叠世－三叠纪前陆盆地亚段

由于碰撞造山，使卡拉麦里-莫钦乌拉山褶皱隆起，三塘湖盆地向西南发生“A”型俯冲，形成前陆盆地，并沉积了一套内陆湖泊相的正常碎屑岩，晚二叠世晚期并有中－基性陆相火山岩喷发。三叠纪末期，羌塘地体与塔里木陆块发生碰撞，并伴随盆地的“A”型俯冲，使造山带继续隆起剥蚀，三塘湖地区形成了阿尔泰造山带由北东向南西逆冲推覆，卡拉麦里造山带由南西向北东逆冲的对冲格局。

（3）侏罗—白垩纪坳陷亚段

三叠纪末期乃至侏罗纪早期，造山过程停止，卡拉麦里造山带逐渐被夷平，古地貌呈准平原化，可能因地幔隆起引起地壳大面积下沉，形成三塘湖侏罗纪开阔湖盆，沉积了一套湖泊-沼泽相的煤系地层。早白垩世末期，由于东北方向楚克奇-乌厄连地块与科罗马克陆块碰撞，以及西藏板块拉萨陆块与羌塘陆块碰撞的影响，使三塘湖地区抬升，缺失上白垩统。

（4）第三纪以来再生前陆盆地亚段

始新世末期，由于印度板块与欧亚大陆发生碰撞和持续的挤压推移作用，引起卡拉麦里-莫钦乌拉山及阿尔泰山再次活动并褶皱隆起，盆地向西南造山带之下发生“A”型俯冲，

形成再生前陆盆地。与此同时，三塘湖盆地加速沉降，发育了一套厚 800 m 左右的第三系和第四系典型的山麓近缘粗碎屑堆积，即类磨拉石建造。

参 考 文 献

[1] 肖序常，新疆北部及其邻区大地构造，地质出版社，1992。

[2] 张恺，新疆三塘湖盆地相块构造演化特征及含油气远景评价 新疆石油地质，1997，第 14 卷，1 期。

[3] 林克湘，新疆三塘湖盆地地质古生代火山岩地球化学特征及构造环境，高校地质学报，1997，第三卷，第 2 期。

含油气系统——从源岩到圈闭

文 志 刚

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）

摘 要：含油气系统是指油气生成和聚集的物理-化学动态系统，包括成熟的烃源岩以及所有已生成的油气藏，并包括油气藏形成时必不可少的一切地质要素和作用。本文就含油气系统概念、描述、分类以及含油气系统研究的应用方向进行了深入探讨，明确指出含油气系统可以更有效地研究和发现新的油气区带和油气田。

关键词：含油气系统；烃源岩；圈闭

作者简介：文志刚，男，33岁，博士，石油地质。

1. 含油气系统概念

含油气系统正在成为一个被普遍接受和广泛使用的概念，用以更有效地研究和发现新的油气区带和油气田。近十年来，它已成为一种能更好地了解烃类在地壳中的分布和降低油气勘探风险的重要手段。自从1972年在丹佛举行的AAPG年会上DOW提出“含油系统”以来，Perrodcn（1982、1983、1992），Massc（1984），Ulmiskcik（1986），Magoon（1988、1992、1994）都对含油气系统进行了定义。目前被大家广泛接受的定义为：含油气系统是指油气生成和聚集的物理-化学动态系统（Magoon，1988、1992），它在地质空间和时间范围内起作用，它包括成熟的烃源岩以及所有已生成的油气藏，并包括油气藏形成时必不可少的一切地质要素和作用。系统是指相互依存的各种地质要素和作用，这些要素与作用组成了能形成油气藏的功能单元。要素包括油气源岩、储集层、盖层的静态过程，而地质作用则包括圈闭的形成，烃类的生成、运移、聚集的动态过程。

含油气系统概念作为一种新的方法，它与油气地质学家们使用的其他三种方法（即勘探对象、成藏组合、沉积盆地）有所不同。它要问的第一个问题是“有油气吗?”，如果有，那么是油还是气？有多少？

只要有沉积岩分布就有沉积盆地，同时可证明只要有烃类就有含油气系统存在。由于微生物或地热都可将有机质转化为油气，因而含油气系统可出现在生物背景中，也可出现在地质背景中，正确地说，含油气系统的形成与沉积盆地无关，但那仅仅是因为含油气系统可出现于生物和地质背景中。若把含油气系统和沉积盆地与成藏组合和勘探对象进行比较，则有两点不同．第一人们总是对目前的成藏组合及勘探对象进行评价，而不是对其过去；而含油气系统中烃类运移时间和聚集时间，沉积盆地的充填时代，不管什么时候对研究都很重要。第二成藏组合和勘探对象只要有利的经济条件（工业价值油气藏）就有意义；而含油气系统与沉积盆地的存在则与经济无关，沉积盆地的存在与沉积岩的数量和类型无关，同样含油气系统的存在与烃类的数量和类型也无关。

2. 含油气系统的描述

含油气系统的地层、地理分布及时间范围是十分特殊的，它涉及到研究与油气聚集有关的所有因素：

（1）地层方面一个系统包括①烃源岩；②运移通道及所经过的岩石；③用于封盖储层的岩石；④石油成熟所需的上覆岩层。

（2）一个油气系统的地理分布范围由成熟烃源岩以及在油气聚集期间源于烃源岩的常规和非常规的油气藏确定。

（3）形成该系统的过程，包括圈闭的形成、烃类的生成、运移、聚集、持续时间和保存时间。持续时间指形成一个含油气系统所需的时间；保存时间指烃类在该系统内被保存、改造成被破坏的时间段，它是在油气生成、运移和聚集作用完成之后开始的。

由此看来，含油气系统研究实际上不应是一种具体的研究方法，而是一种独特的、对现有资料及数据进行整理、组织和解释的新思路。也就是说它是按照从源岩到圈闭这一思路，利用时间这一主线将上述内容联系起来，进行油气资源预测与评价。

含油气系统研究需要：①表示烃类运移时含油气系统及呈扁豆状的有效源岩的区域展布图；②表示同一时期含油气系统地层展布和呈扁豆状的有效源岩的剖面图；③表明该含油气系统基本要素的埋藏史图；④展示基本要素和作用及生烃时间的事件图；⑤含油气系统烃类聚集的一览表。Magoon 用下面四个图来描述含油气系统埋藏史曲线图（图 1），它展示了关键时刻（critical moment）（关键时刻通常指大部分烃类运移和聚集在其最初的圈闭中的持续时间即将结束的时刻）及这些基本要素；根据关键时刻绘制的平面图及剖面图（图 2、3），它们展示了这些要素的空间关系；含油气系统事件图（图 4），它展示了这些基本要素和作用的时间关系，并且展示了该系统的持续时间及保存时间。

含油气系统的关键时刻以地层剖面的埋藏史曲线图（图 1）为依据，它表明源岩处于最大埋深的时刻。关键时刻的含油气系统，其区域展布范围由成熟烃源岩及在二次运移发生时来自该源岩的常规和非常规油气藏的界限所圈闭（图 2、3）。

在对含油气系统进行划分时，首先要作出研究区的油气苗及油气田分布图，并从地球化学角度对它们进行油（气）源对比。并将同源的烃类线圈起来，之后利用 *TOC* 值、*HI*、T_{max}、R_O 值确定出有效烃源岩扁豆体（pool of active source rock），这样就发现每个烃类都对应一个有效源岩扁豆体，它们二者共同形成一个含油气系统。

可以用三个等级来确定含油气系统的可靠程度，它们是已知的（Known），假想的（hypothetical）及推测的（Speulative）。在一个已知的含油气系统中，对石油来说，源岩与油藏之间存在良好的地球化学匹配关系；在假想含油所系统中，地球化学资料可确定源岩，但在源岩与油气藏之间不存在地球化学匹配关系；在推测的含油气系统中，源岩与油气藏是根据地质、地球物理资料推测出来的。在含油气系统名称末尾用符号（!）表示已知的、（*）表示假想的、（?）表示推测的。

含油气系统名称包括源岩名称，然后是主要储集层名称，最后是表示其可靠性等级的符号，例如 Deer-Boar（*）表示一个由 Deer 页岩为源岩和 Boar 砂岩为主要储集层组成的假想含油气系统。

3. 含油气系统分类

随着人们对含油气系统研究的不断深入，含油气系统的分类的重要性就日趋明显。目

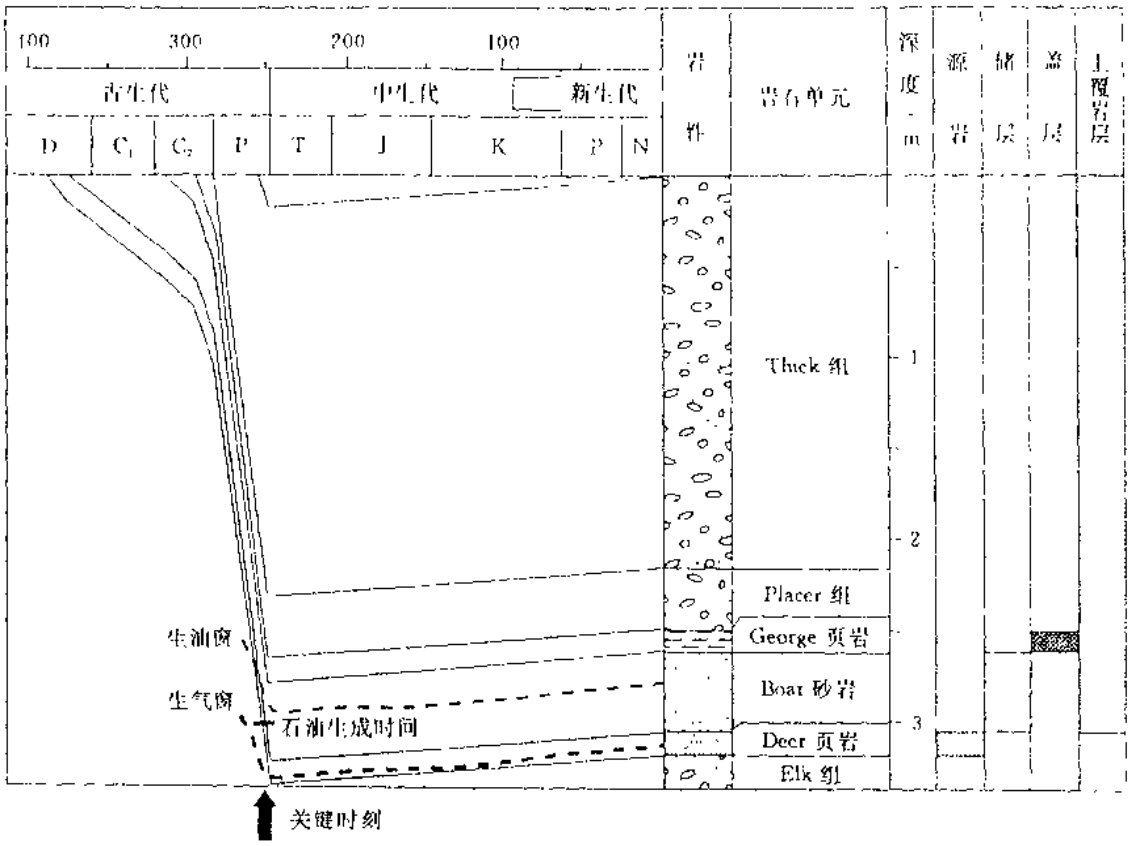


图 1　埋藏史曲线图

展示了含油气系统 Deer-Boar(＊)的关键时刻，地层单位名为虚构的，所表示的岩性：砾岩为 Thick 组、Placer 组及 Elk 组；页岩为 George 页岩；砂岩为 Boar 砂岩

前国内外不同学者对含油气系统进行了不同分类，但最早还是 Magoon（1988）的分类，他根据烃源岩的性质（Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ）及储集岩成分（碎屑岩、碳酸盐岩）再加上含油气系统的性质（单一、复合）。将含油气系统分为 12 类。单一含油气系统指该系统形成的地质时期内，构造格架没有发生重大变革；而复合含油气系统则是指在其形成过程中，曾经发生过构造变动，而且没有这种变动就不能形成含油气系统。

G. Demaison 和 B. J. Huizinga（1991）依据充填因素（超充填、正常充填、欠充填）、运移排烃方式（垂间排烃、侧间排烃）及圈闭风格（高阻抗、低阻抗）对含油气系统进行成因分类（图 5）。他们认为油气系统由生烃子系统和运移圈闭子系统组成，并指出含油气系统成因分类目的在描述和预测：①含油气系统及石油盆地各部分的相对充填能力；②盆地内油气聚集带和成藏组合位置。作为成因分类的一部分，他们引入源岩潜力指数（*SPI*）来作为近似估算区域充填潜力的有用参数，并对 *SPI* 进行了初步分类。

A. Perrodon（1992、1995）依据沉积盆地的动力学演化机制将含油气系统划分成两大类：①大陆裂谷型含油气系统（图 6）；②大陆地台型含油气系统（图 7）；③造山型含油气系统（图 8）。每种含油气系统之间都存在一定差异，大陆裂谷型的构造特征及高热流值对石油生成、垂向排烃和不同层次的油气聚集提供了良好的条件，而且 *SPI* 在此系统中最高；

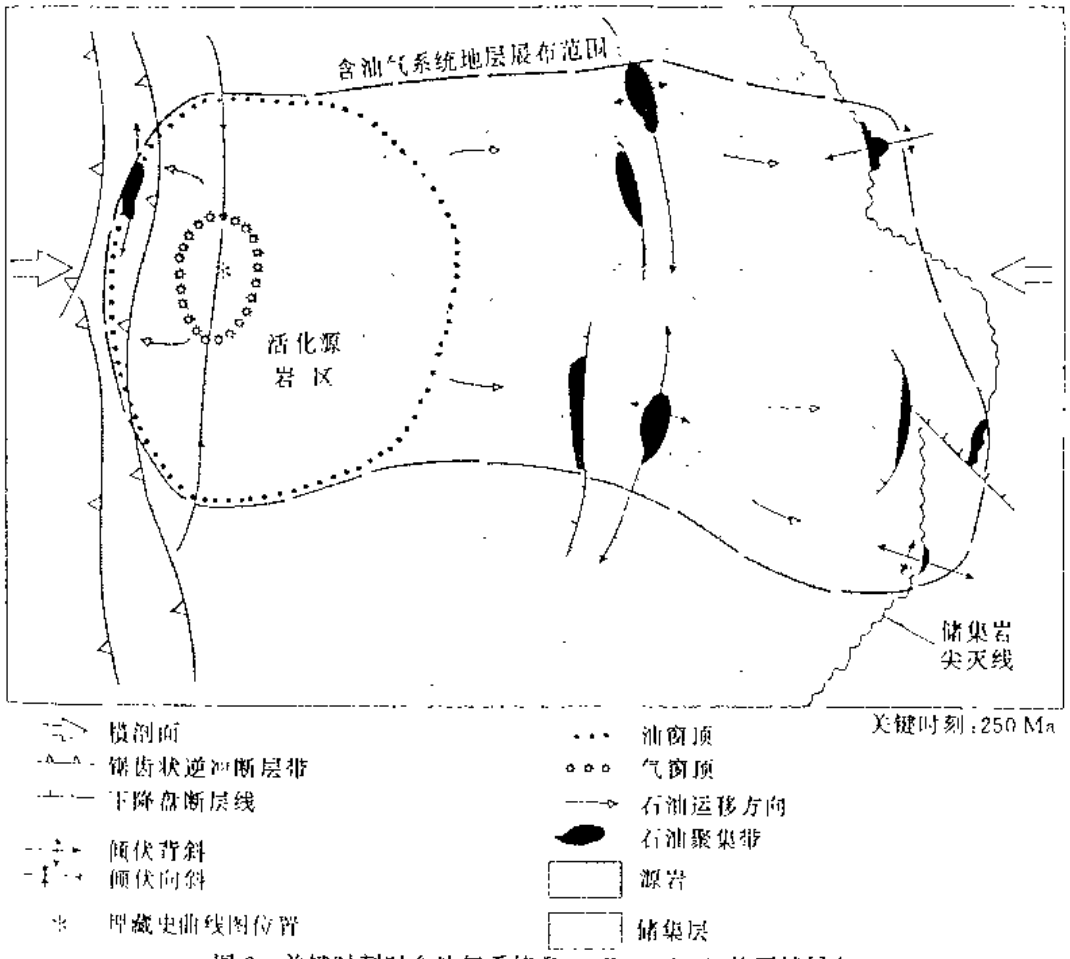


图 2　关键时刻时含油气系统 Deer-Boar（＊）的区域展布

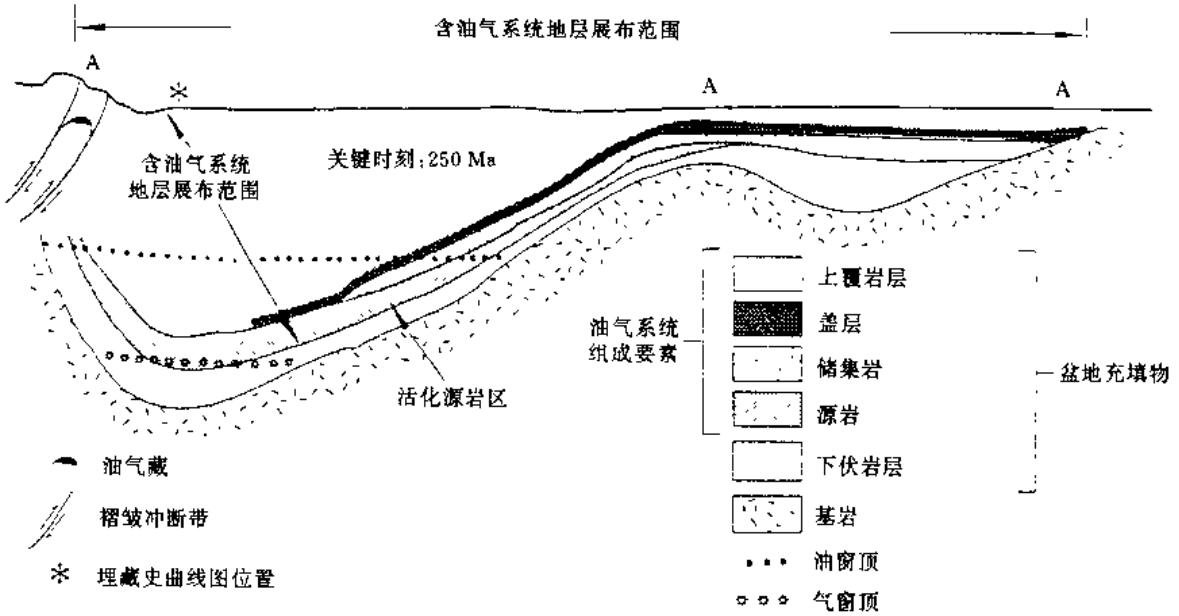


图 3　展示关键时刻时含油气系统 Deer-Boar（＊）地层展布范围的地质剖面图

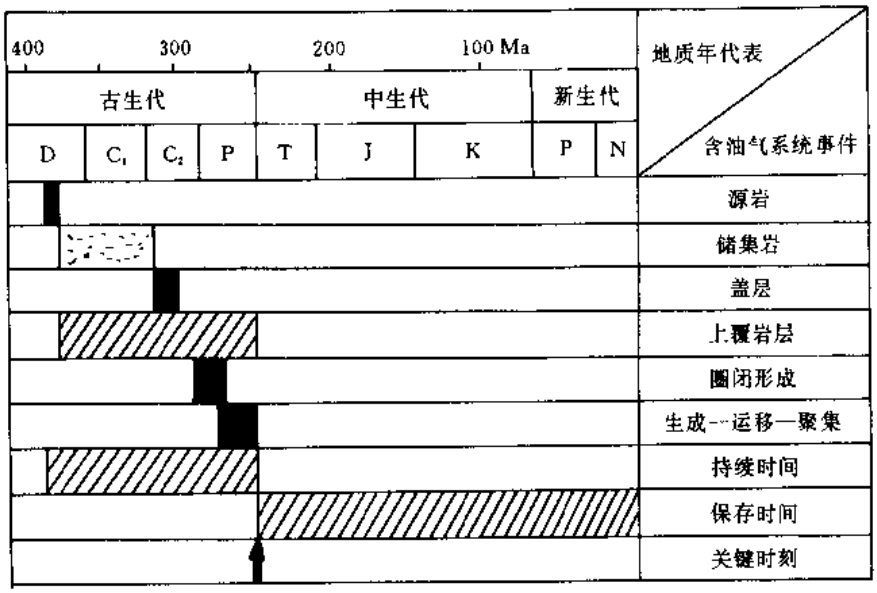


图 4　含油气系统 Deer-Boar（＊）事件图

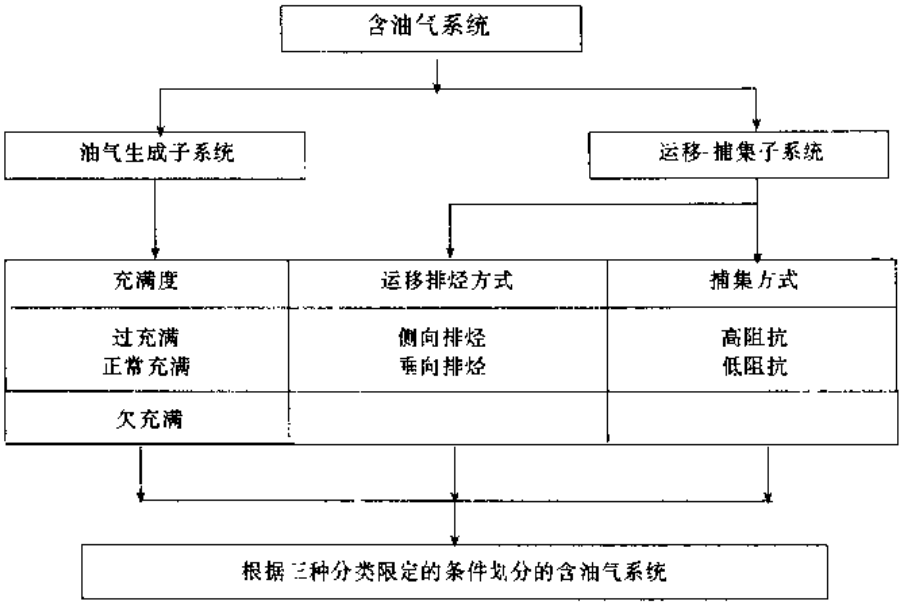


图 5　含油气系统成因分类流程图

大陆地台型有利于储层形成而不利于烃类充填的发生，在此因侧向运移为主，烃类发生长距离的运移，造成明显油气损耗，因此含油气系统的效率较低；造山型含油气系统中，源岩有机质为Ⅱ型干酪根，以生气为主，油气运移既有水平又有垂向方向，而且构造圈闭丰富，并伴有油苗出现。

窦立荣等（1996）以中国陆相盆地为例，依据古气候提出了含油气超系统的概念与分区。并根据陆相沉积盆地油气相态及资源潜力受构造风格、古气候、埋藏深度等因素的影

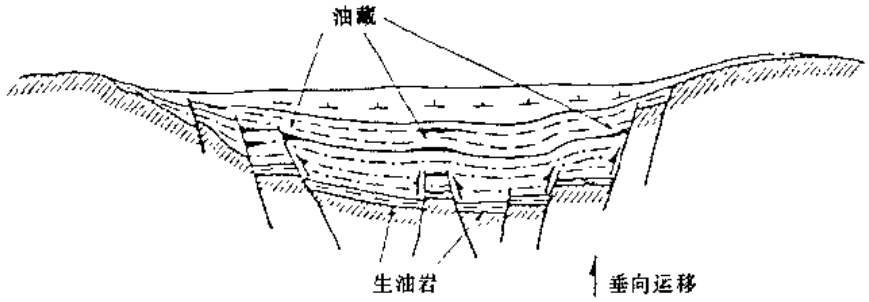


图 6　陆内裂谷型含油气系统具垂向运移和不同层次油藏

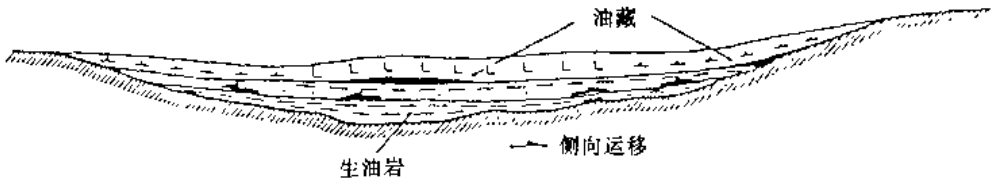


图 7　克拉通坳陷型含油气系统具侧向运移和单油藏

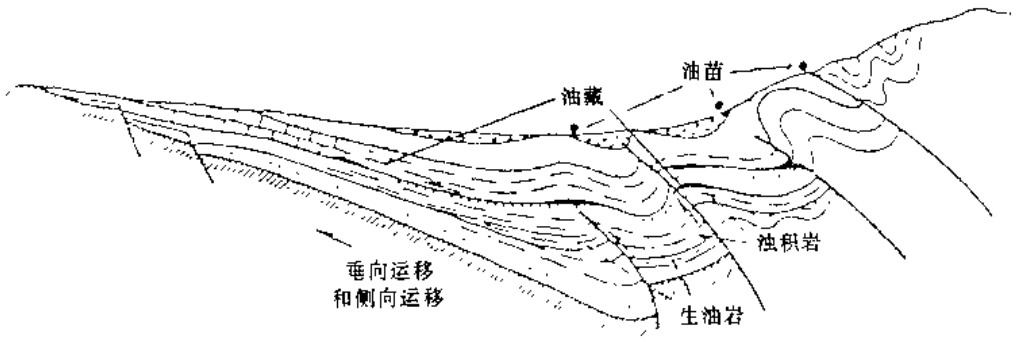


图 8　“造山型”含油气系统（前陆盆地）具垂向和侧向运移通道

响，提出了两种含油气系统分类方案。①以油气相态为基础的分类，共分 4 类：a. 含生物气系统，b. 含油系统，c. 含凝析油系统，d. 含干气系统。②以盆地或凹陷的构造风格为基础进行分类，其分为裂陷型、坳陷型、挤压型三大类。

总的来看，Magoon 的分类对于划分和命名含油气系统非常方便，它的特点是简单；而 Demabon 和 Hizinga 的成因分类则为盆地分析及成藏组合（play）评价人员提供了一种比静态地质格架更优越的方法（杨瑞召等，1992）；特别适合于盆地分析和成藏组合评价；Perrodon 的分类特点是结合的构造研究的最新进展（板块构造理论等），它也为油气勘探指出大的方向；窦立荣等则结合我国实际情况，其研究对老区新带的新区油气勘探有着重要价值。

4. 含油气系统研究的应用方向

含油气系统研究的重点是源岩与油气藏之间的成因关系，即它研究有机质及其转化为烃类的方法，因此源岩研究是含油气系统研究的重要内容之一，但含油气系统远超出有机地球化学的研究领域，它还包括了石油流体系统的演化，通过对含油气系统的研究，人们逐渐认识到：①含油气系统使石油地质勘探从以地质、地球物理为中心转移到油气上来，最重要的是含油气系统，其内容包括一是地质、二是石油、三是时间；②像层序地层学能提供预告地层的框架一样，含油气系统通过对已发现石油聚集油气运移通道比较为预告石油运移到探区提供一个框架；③含油气系统概念是一个关于油气聚集带研究的新提法；④含油气系统的实例研究可以决定一个相关的或油气聚集带勘探风险提供一个更加客观的基础，它将使勘探目标更加集中，且投资风险大大减少；⑤含油气系统概念使人们将一些孤立的地质要素和作用联系起来，并运用动力学观点研究石油生成、运移、聚集、成藏；⑥含油气系统的大小适合于地区石油勘探，因为比一个石油盆地小，又比一个远景区带大；⑦鉴于含油气系统是决定石油生成、运移、聚集的成因单元，所以在对系统油气丰度的比较分析与评价时要选择合适的对象，那么只有含油气系统才是最合适的世界范围内的分析单元；⑧含油气系统研究的目的不是要在钻井之前对圈闭于单一个勘探对象（prospect）中油气数量和类型进行预测，而是要对含油气系统进行快速的、半定量的区域油气资源预测，并指出成藏组合（play）在盆地中的位置。

在未来，含油气系统研究将集中在以下几个方面：①新区（或老区新带）的勘探将是非常困难的，但勘探家将通过对比已知的含油气系统研究推测这些区带的评价，例如对墨西哥湾 Swsalt 的研究。②勘探家经常依据一个地区得出的统计资料须重新在一个含油气系统内进行计算统计。如现在的可采储量要是以含油气系统为单元，而不应以盆地域地区。③二次运移和三次运移的通道的确定对石油分布的认识会产生至关重要的作用；因为运移通道是架起源岩与圈闭的纽带。④含油气系统的模拟，而且是四维的（包括时间）。沉积、埋藏成岩作用、油气生成、油裂的成气，超高压（异常高压）、质量平衡计算、排烃、运移、圈闭形成、油气聚集和保存条件模拟等众多的单作用模拟，会对含油气系统模拟更加有利。⑤目前可以将各种各样研究成果综合在含油气系统的框架内，使人们更加了解对于勘探尚需补充些什么研究，以及勘探应该在什么位置。⑥研究系统之间及系统内部不同成熟度的源岩的生烃量，并将这些结果与烃类可采储量和类型比较，得到含油气系统的效率。

参 考 文 献

[1] 窦立荣、李伟、方向，中国陆相含油气系统的成因类型及分布特征，石油勘探与开发，1996，Vol. 23，No. 1，1～5。

[2] Magoon L. B. 主编，杨瑞召、周庆凡、汪时成等译，含油气系统研究现状和方法，地质出版社，1992.

[3] Magoon L. B. and Dow W. G. (eds.), The petroleum system——from source to trap AAPG. Mem. 60, 1994.

[4] Magoon L. B. and Sanchez R. M. O., Beyond the peyroleum system, AAPG Vol. 79, No. 12, 1995, 1731～1736.

[5] Klemme H. D., World petroleum systems with Jurassic source rock, Oil and Gas Journal, No. 8, 96～99.

[6] Demaison G. and Huizinga B. J., Genetic classification of petroleum system, AAPG Vol. 75, No. 10, 1991, 1626～1643.

[7] Perrodon A., Petroleum systems and global tectonics, Journal of Petroleum Geology, Vol. 18, No. 4, 1995, 171～476.

[8] Perrodon A.，Petroleum systems：Modals and Application，Journal of Petroleum Geology Vol. 13，No. 3，1992，319～326.

[9] Kathy S.，Systems can provide the big picture，AAPG Explorer，1991.

塔中隆起区构造演化与塔中区含油气系统

张 尚 锋

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）

摘 要：塔中（塔里木盆地中部，下同）隆起区的构造演化决定了塔中区含油气系统的形成演化。从塔中隆起区的构造演化研究入手，探讨塔中区含油气系统的形成、分类及含油气系统的破坏作用。根据盆地构造演化和含油气系统地质要素特征将塔中区含油气系统划分为寒武-奥陶系（已知）含油气系统，石炭系（推测）含油气系统两个主要含油气系统。进而探讨了含油气系统的破坏，对塔中区油气形成及油气分布规律的研究大有益处，可以指导塔里木盆地油气勘探。

关键词：含油气系统；构造演化；塔中隆起

作者简介：张尚锋，男，35岁，讲师，石油地质。

塔里木盆地是由不同时期，不同性质盆地叠置的多旋回性复合盆地，拉张和挤压两种不同性质的地质作用应力控制着盆地的形成演化。塔中隆起是盆地中央隆起带上的次级构造单元。勘探实践表明，塔中区为塔里木盆地内最有利的含油气远景地区，但几年来在油气勘探方面未能获得重大突破。通过本区构造演化与含油气系统的研究，以期在这方面有所突破，为今后油气勘探方案制定提供依据。

一、塔中隆起区构造演化特征

塔中隆起在其形成发展演化过程中经历了从雏形—形成—发展演化分异三个地质历史时期。

1. 震旦纪—奥陶纪雏形期

由于塔里木运动的影响，隆起带震旦系沉积明显较周边薄，形成了塔中隆起的构造背景。早奥陶世没有明显的构造变形迹象。露头区中下奥陶统之间岩性多连续过渡，为整合接触，但在塔中隆起区，二者之间具沉积间断，中奥陶统超覆于下奥陶统地层之上。故早加里东运动使塔中隆起初具雏形。

2. 志留纪—泥盆纪形成期

志留纪早期，由于受古地貌的影响，东区不均匀接受沉积。志留纪末期的晚加里东运动，应力场表现为强烈的南北挤压作用，使塔中隆起抬升，地层发生褶皱并遭受剥蚀。伴随多条叠复逆冲断裂活动，形成由多个构造组成的复杂塔中台背斜。隆起北部构造呈北西向展布，塔中1号逆冲断层的形成与发展控制着该区构造的形成与发展。与塔中1号断裂呈雁行排列的吐木休克断裂活动控制着下古生界的沉积特征及展布。泥盆纪末期的早海西

运动造成的进一步挤压应力作用使断裂再次活动，塔中隆起区再次抬升，塔中隆起基本定型。

3. 石炭纪—新生代隆起发展演化分异期

石炭系早期，构造活动较弱，地壳稳定沉降，石炭系沉积披覆在前期构造运动造成的剥蚀古地貌背景之上，形成一系列披覆背斜构造。到石炭纪末期发生地壳的不稳定升降，塔中隆区西部抬升，东部沉降。晚海西运动造成塔中隆起区构造面貌发生变化，表现为东部抬升，西部沉降。石炭、二叠纪西部断裂运动强烈，东部断裂活动较差，构造运动表现为"挠板式"，形成塔中地区大型鼻隆。

中生代，印支-燕山运动具继承性。但与前期构造运动相比，塔中隆起区域构造演化及塔中地区含油气系统由东分异变为南北分异，活动强度明显减弱，区域上表现为南部抬升，北部沉降。塔中形成更加宽缓的鼻隆。

新生代，受喜马拉雅中晚期构造运动影响，吐木休克断裂活动强烈，在塔中地区表现为西部沉降，东部抬升，并大大影响了石炭系圈闭幅度。对东西向构造具有一定的改造作用。

总之，塔中隆起的形式、发展及演化经历了相当复杂的过程，形成了一系列圈闭构造，为塔中地区含油气系统的形成演化起到一定的作用。

二、含油气系统的基本要素及配置关系

含油气系统的地质要素包括烃源岩、储集岩、盖层及圈闭[1,2]它们对含油气系统的形成演化起关键作用。

1. 储集层

塔中区油气藏储集层以碳酸盐岩和砂岩为主，见多套优良的储集层。储集层类型有寒武系白云岩，奥陶系溶蚀性碳酸盐岩，石炭系台地浅滩相生屑灰岩、石炭系三角洲平原，三角洲前缘相砂岩和"东河砂岩"。此外还发育三叠系两套较稳定的砂岩储集层。

2. 圈闭

本区发育的圈闭类型较多，发育分布与断裂关系密切。类型为受逆冲断裂系统控制的背冲式背斜、背冲式潜山披覆背斜、断裂潜山披覆背斜、潜山披覆背斜、挤压式背斜等构造圈闭及地层圈闭。圈闭的形成发育为油气聚集提供有利场所。

3. 烃源岩及盖层

塔中区烃源岩主要为碳酸盐岩和泥岩。寒武-奥陶系台地碳酸盐岩和石炭系碳酸盐岩及暗色泥岩为主要烃源岩，寒武系-奥陶系碳酸盐岩有机质丰度较高，具一定生油能力，生烃强度较大，石炭系碳酸盐岩达到一般烃源岩标准。有效烃源岩主要为寒武系-奥陶系，与之相比，石炭系碳酸盐岩为次要有效烃源岩。

上下泥岩段在全区广泛稳定分布，厚度 200 m 左右，对油气具良好的封堵性，是"东河砂岩"，生屑灰岩及奥陶系潜山等储集层良好区域性盖层，此外还有寒武系灰岩，奥陶系灰岩和泥岩可作为局部盖层。

4. 生、储、盖配置关系

本区生、储、盖层配合关系较好，并与各种类型圈闭配合，形成各种类型油气藏。按

生、储、盖配置关系可分为以下几种类型：①以寒武-奥陶系为烃源岩，寒武系白云岩，奥陶系台地相碳酸盐岩为储集层，下泥岩段或寒武、奥陶系碳酸盐岩、泥岩为盖层的“下生上储上盖-自生自储自盖”组合；②以寒武-奥陶系为烃源岩，石炭系为储集层，上下泥岩段为盖层的“下生上储上盖”型组合；③以寒武-奥陶系、石炭系为烃源岩的“混生上储上盖-自生自储自盖”型组合；④以石炭系为烃源岩，石炭系为储层及盖层的“自生自储自盖”型组合。

总之，该区含油气系统圈闭形成时间与油气生成时间具良好的配合关系。寒武系—奥陶系圈闭形成于加里东晚期—海西晚期，寒武系—奥陶系主要烃源岩及石炭系次要烃源岩的生烃、运移、聚集成藏分别为加里东晚期和燕山或喜马拉雅早期。从而使圈闭能很好的捕集油气形成油气藏。

三、塔中区含油气系统

根据塔中区含油气系统各种地质要素的组合关系及其作用，可划分为两个主要油气系统。即寒武系—奥陶系（已知）含油气系统和石炭系（推测）含油气系统。

1. 寒武系—奥陶系（已知）含油气系统

该含油气系统的烃源岩主要为寒武—奥陶系海相碳酸盐岩和泥质岩，储层为寒武系白云岩或奥陶系溶蚀性碳酸盐岩。烃源岩厚度大，有机质丰度较高，Ⅰ型干酪根，具很大的生烃强度。其烃源岩在加里东晚期进入生烃期，海西期进入生烃高峰，R_o 值在 1.02%～2.10%之间，处于高成熟阶段。烃源岩主要分布于满加尔地区满参 1 井—满西 1 井周围范围内，奥陶系溶蚀性碳酸盐岩主要分布于塔中隆起，生油中心在满参 1 井周围及以西。烃源岩生成的油气沿断裂和不整合面等油气运移通道向南运移，进入塔中碳酸盐岩储集层，并在寒武-奥陶系碳酸盐岩和泥岩或石炭系上、下泥岩段的盖层封堵作用下。在各种圈闭位置聚集起来形成油气藏（图 1、2）。

2. 石炭系（推测）含油气系统

该含油气系统烃源岩为石炭系碳酸盐岩，储集层为石炭系碎屑岩和碳酸盐岩。暗色碳

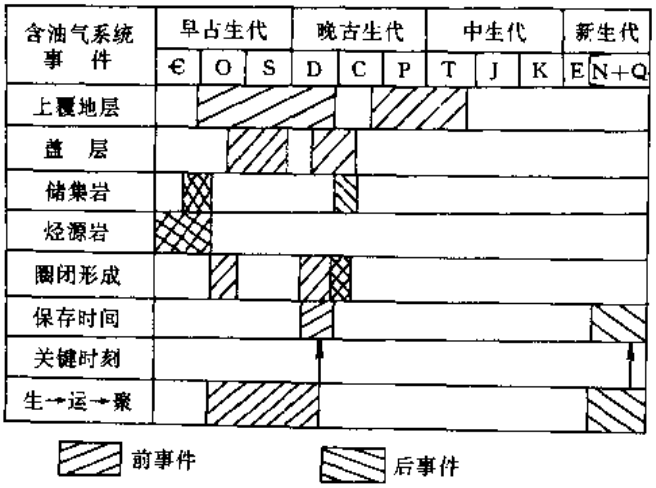


图 1 塔中区€—O（已知）含油气系统事件

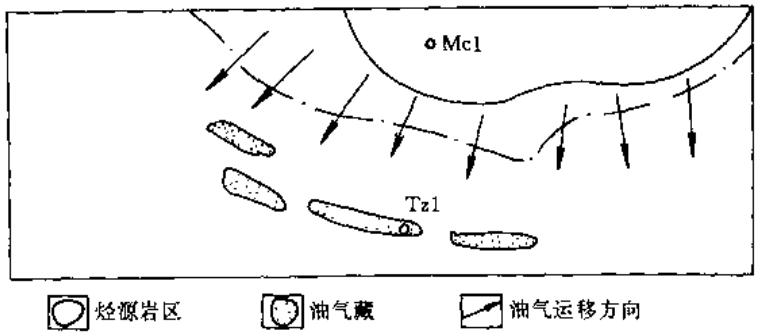


图 2　塔中区 ϵ—O（已知）含油系统分布图

酸盐岩烃源岩厚度 300～500 m。有机质类型以Ⅱ型为主，有机碳含量 0.32%，氯仿沥青 0.11 左右，为一般烃源岩，具一定的生烃强度。不同层位分别在白垩系至第三纪进入生油窗，现今正处于生烃高峰。R_o 值一般在 0.92～0.95 之间，处于中等成熟阶段。烃源岩主要分布于满加尔凹陷，具两个次级生油中心（图 3、4），石炭系碳酸盐岩和碎屑岩储集层在塔中区广泛分布，烃源岩生成油气容易沿周期活动断裂运移至先期形成的圈闭，加之有作为盖层的上下泥岩具良好的封堵性，因此，可在有利圈闭中聚集起来形成各种类型油气藏。

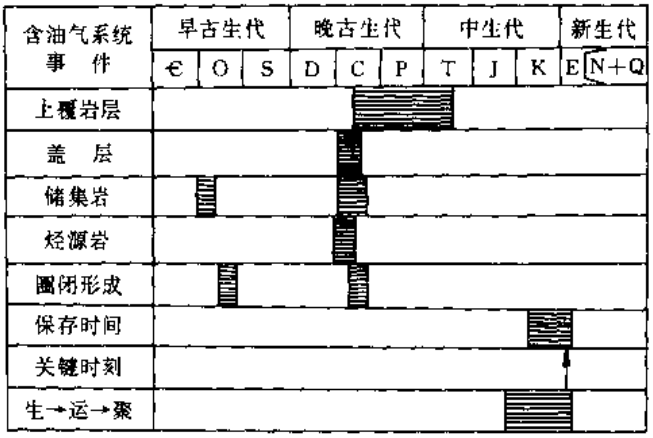


图 3　塔中区 C（推测）含油系统事件

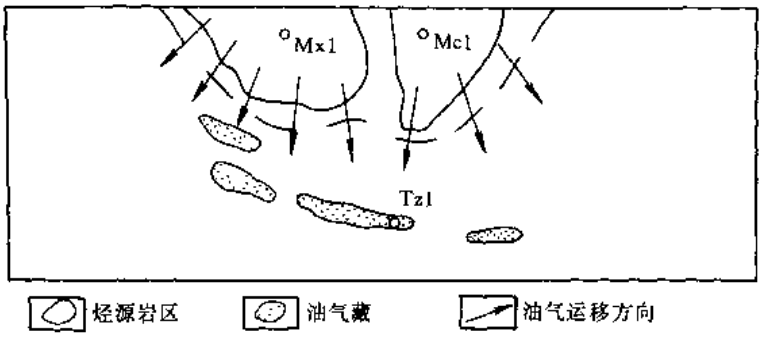


图 4　塔中区 C（推测）含油系统分布图

四、含油气系统的演化

塔中区含油气系统的基本地质要素（烃源岩、储集层，盖层，圈闭）经历了相当复杂的动态演化过程，含油气系统的形成与后期破坏，导致该区油气藏具多期油气混合特征。加里东晚期是塔中构造圈闭的形成期[3]，亦是第一次油气运移、聚集、成藏期，即寒武-奥陶系最初含油气系统的形成期。但油气系统在其形成后，早海西期发生构造运动，地层抬升、倾斜、断裂发育，大部分油气藏及基本地质要素在保存时间内遭到破坏，油气沿同期活动断裂运移，进入上覆储集层中形成各种类型油气藏。但在该地区特别是构造低部位，可能还有部分油气藏保存下未遭破坏，或者说受破坏程度较小。第二次圈闭形成时期为海西晚期，本区现今二级构造带及大型可能的非构造圈闭主要形成于海西晚期，后期构造运动对其基本上没有破坏作用。油源主要来自下伏寒武-奥陶系烃源岩的二次生油。基本上还是寒武-奥陶系含油气系统，属最终形成的寒武-奥陶系含油气系统。据推测破坏后形成了寒武-奥陶系-上古生界含油气系统，烃源岩为寒武-奥陶系，储集层为上古生界地层，油气大规模运移期为燕山晚期或喜马拉雅早期（如图1）。

五、结　　论

1. 塔中隆起区的现今构造面貌（格局）的形成经历了3个演化阶段，对塔中区含油气系统的形成起到一定的作用，形成塔中区2个含油气系统。即寒武-奥陶系含油气系统和石炭系含油气系统。

2. 塔中含油气系统经历了形成演化的复杂地质历史演化阶段，导致油气再分配，形成了该区复杂的含油气系统。

3. 塔中地区，特别是塔中隆起区是塔里木盆地最有利的油气聚集区带。在塔里木盆地油气勘探中应该尽量采用新的勘探方法及理论，如含油气系统理论，使塔里木油气勘探取得重大进展。

参 考 文 献

[1] Magoon L. B. (ed): The petroleum System of the United States, U. S. Goological Survey Bulletin, 1988, 68.

[2] Magoon L. B. (主编)，杨瑞召等（译）：含油气系统研究现状和方法，地质出版社，1992。

[3] 单泽辉等，塔中隆起含油气系统事件，石油勘探与开发，1997（4）。

阿南凹陷构造演化与含油气系统

张 尚 锋

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）

摘 要：阿南凹陷构造演化决定了含油气系统地质要素发育及地质作用的特殊性。凹陷断陷充填及坳陷沉降过程中形成的暗色泥岩为含油气系统提供丰富的物质基础，地质要素和地质作用良好的配置关系决定了阿南凹陷为二连盆地内最有利的油气聚集区块。阿尔善组-腾一段（已知）含油气系统为凹陷内主要含油气系统，腾二段（推测）含油气系统为次要含油气系统。两个含油气系统的研究有利于二连盆地勘探开发中油气并举，增加油气的后备储量。

关键词：构造演化；含油气系统；阿南凹陷

一、前 言

二连盆地是在海西柔性地槽褶皱基底上发育的断陷盆地，为由许多分散孤立小断陷组成的断陷群 …复合含油气盆地。阿南凹陷为盆地内的次级构造单元，多年来油气勘探实践表明，阿南凹陷具较好的油气勘探前景，为二连盆地最为有利的含油气区块之一。从阿南凹陷的构造演化史出发，讨论凹陷的含油气系统类型及特征，对其油气分布规律的研究及勘探评价极为有利，可以指导该区油气勘探，加速二连盆地的油气勘探进程。

二、凹陷构造演化特点

本区地壳演化总体特征表现为地槽回返和盆地发育两个阶段[1]。早白垩世前主要受南北向挤压，形成近东西向构造，至早白垩世，构造应力场转变为北西西向挤压应力作用，形成阿南凹陷为一洼凸相间的构造面貌（如图 1）。早白垩世以来，凹陷主要经历断陷充填，坳陷沉降，坳陷回返等演化时期。各演化时期的特点如下：

1. 断陷充填期

在前白垩断陷基底上，早白垩阿尔善组时期，阿尔善断裂发育形成，凹陷高部洪积、冲积物分布广，高地及两侧洼槽接受一套红色砂砾岩沉积，而在低部位如阿南洼槽中沉积暗色砂岩夹泥岩沉积。在此之后地壳略具波动差异升降，沉积面貌有所变化，但沉积类型及分布格局变化不大。凹陷中暗色泥岩有机质类型为混合型，有机质丰度较高，具一定生烃潜力，为凹陷第一套生油岩。

2. 坳陷沉降期

早白垩世腾格尔组沉积时期，断裂活动有所减弱，差异升降幅度减缓，凹陷整体缓慢

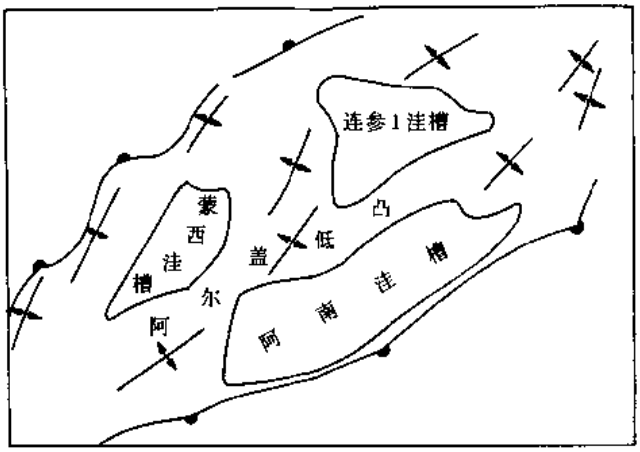


图 1　阿南凹陷构造单元图

下沉，湖水水域面积扩大，当时整个凹陷被水淹没，早先的地形高部位水深不大，以席状沙体沉积为主，局部发育水下扇沉积。腾格尔组沉积晚期为凹陷沉降的顶盛时期，凹陷整体大幅度下沉，水体深度加大，形成了一套分布广泛的深湖暗色泥岩沉积，泥岩有机质丰度高，以腐泥型有机质为主，凹陷又一套生油岩形成。此时由于阿南洼槽 K_1ba　K_1bt^1 生油岩埋深较大，生烃岩开始进入生烃门限，而 K_1bt^2 暗色泥岩埋深小，未进入生烃门限。

3. 坳陷回返期

早白垩世赛汉塔拉组沉积时期，凹陷整体抬升，水体范围缩小，局部地区出露水面，接受了一套河流相砂砾岩沉积。随着地壳进一步抬升，大面积出露水面，接受洪积-河流冲积砂砾岩沉积。

三、凹陷含油气系统地质要素分析

阿南凹陷为二连盆地内相对独立的沉积单元。组成凹陷含油气系统的地质要素（烃源岩、储集岩、盖层及圈闭等[2]）较为发育，配置关系良好（如图 2）。

1. 储集层

阿南凹陷储集岩体发育，储集类型多样。储集岩有阿尔善组河流相砂砾岩，腾格尔组滨浅湖相砂砾岩及赛汉塔拉组河流冲积砂砾岩，此外还有少量火山岩储集岩。砂砾岩成分中以火山岩岩屑为主，分选、圆度较差，孔隙主要为次生孔隙，孔隙度 10%～20%，渗透率（1～10）$\times10^{-3}\mu m^2$。火山岩面孔率不发育，储集空间以裂缝为主。根据储集岩渗透率可以看出，本凹陷储层为中—低渗储集层。

2. 烃源岩及盖层

由于阿南凹陷独特的构造演化史，决定了本凹陷油源岩的发育分布特点。烃源岩为阿尔善和腾格尔组一段半深湖相暗色泥岩，烃源岩有机质类型以混合型为主，有机质丰度较高。烃源岩有机碳质量分数一般为 1.2%～1.8%，总烃含量 5.5×10^{-6}～1165×10^{-6}，为成熟烃源岩，腾二段烃源岩未成熟。

凹陷油气藏盖层为阿尔善组，腾格尔组及赛汉塔拉组泥岩。其中以腾格尔组泥岩厚度

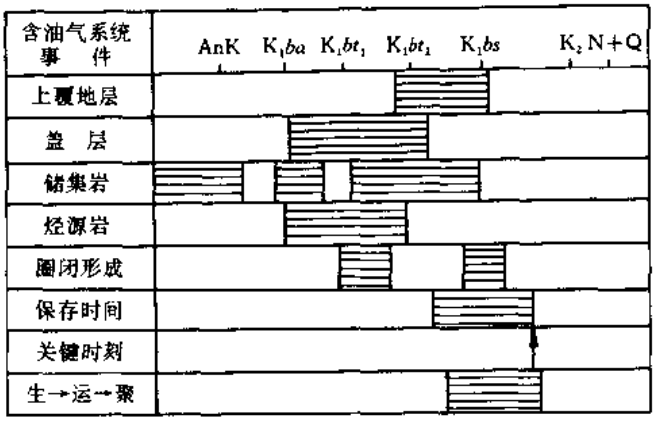


图 2 阿南凹陷（已知）含油气系统事件

大，分布面积广，封堵性能好，可作为区域性盖层，阿尔善组盖层封堵性较好，但分布面积较小，能作为局部盖层，赛汉塔拉组泥岩封堵性差。

3. 圈闭

本区圈闭类型多，圈闭的发育分布受凹陷周边及其内部大断裂控制，圈闭类型有潜山圈闭，断鼻（或半背斜）圈闭、短轴背斜圈闭、披覆背斜圈闭及披覆-牵引背斜圈闭。圈闭的纵向分布规律为：潜山圈闭→披覆背斜圈闭→披覆-牵引背斜圈闭→半背斜圈闭。

总之，阿南凹陷含油气系统的地质要素（生、储、盖及圈闭保存）配置关系良好，为凹陷含油气系统的形成奠定了坚实的基础。凹陷内少数圈闭形成时间为腾格尔组时期，在赛汉塔拉组时期，大多数圈闭形成定型，为油气聚集提供场所。而生储盖良好配置为其前提条件。凹陷内生储盖配置关系主要有：①阿尔善组底部不整合面以下的基岩为储集岩，烃源岩和盖层为阿尔善组暗色泥岩石的“新生古储上盖”组合；②阿尔善组、腾格尔组内部暗色泥岩为烃源岩和盖层，储层分别为组内砂砾岩的“自生自储自盖”组合；③赛汉塔拉组砂砾岩为储层，泥岩为盖层的“下生上储上盖”组合等等。这些生储盖组合与圈闭相互配合，形成了不同类型的油气藏。

四、阿南凹陷含油气系统

阿南凹陷含油气系统以圈闭形成与油气生成、排驱配合关系良好为其显著特征（如图 2）。凹陷内大多数圈闭形成于赛汉塔拉组时期及以前时期，并且在赛汉塔拉组时期基本定型。生烃史及热演化史研究❶表明，凹陷内的烃源岩在腾格尔晚期开始进入成熟门限，赛汉塔拉组时期烃源岩达到热演化高峰，烃类大量生成并排驱，接着沿各种运移通道（断层面和不整合面）运移，在有利的圈闭中聚集起来形成各种类型的油气藏。阿南凹陷中烃源岩主要分布于阿南洼槽。阿南洼槽（如图 1）基本上属凹陷内长期稳定下沉区洼槽中心深湖区，暗色泥岩厚度达 2100 多米，成熟烃源岩面积 530 km^2，成熟烃源岩厚度 1724 m，烃源

❶ 二连盆地石油地质特征及油气聚集规律，华北石油管理局，1988 年。

岩成熟门限 1250～1500 m，总生油量 14.5 t 左右。为凹陷油气系统形成提供雄厚的物质保障，纵向上不同的生油层系统中油气的生成、运移和聚集及油气藏具有一定的成生联系，属于同一含油气系统。

根据凹陷内含油气系统各种地质要素的组合关系及作用，将凹陷区含油气系统划分为两个主要类型：即阿尔善组-腾一段（已知）含油气系统和腾二段（推测）含油气系统。

1. 阿尔善组-腾一段（已知）含油气系统

该含油气系统的烃源岩主要为阿尔善组-腾一段深湖相暗色泥岩，储集层为阿尔善组河流相砂砾岩及阿尔善组底部前白垩系经风化淋滤的潜山砂砾岩和腾格尔组滨海浅海相砂砾岩。烃源岩厚度大，有机质类型为混合型，有机质丰度较高。烃源岩在腾格尔晚期进入生烃期，赛汉塔拉组时期进入生烃高峰，烃源岩分布于阿南洼槽（如图 3）。烃源岩生成的油气沿断裂及不整合面侧向及向上运移，在盖层的封堵条件下，在有利的潜山和披覆背斜圈闭中形成油气藏。

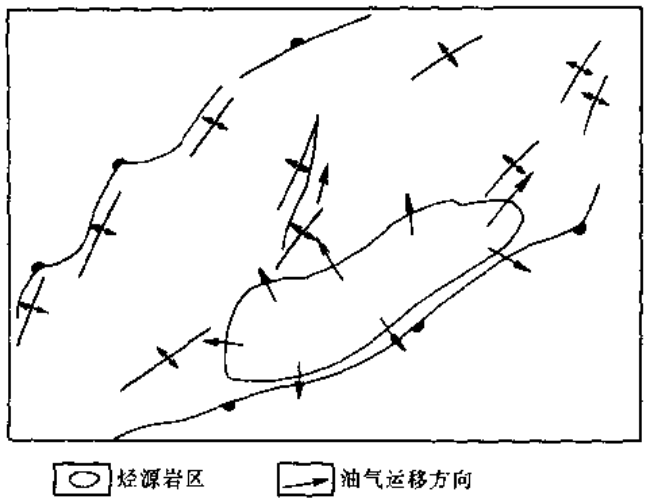


图 3　阿南凹陷 K_1ba—K_1bt_1（已知）含油气系统分布图

2. 腾二段（推测）含油气系统

该含油气系统烃源岩为腾二段湖相暗色泥岩。有机质类型为腐泥型。烃源岩分布于凹陷内各洼槽中，面积较广（如图 4）。有机质丰度高，储集岩为赛塔拉组及上第三系河流相砂砾岩。腾二段烃源岩在 N—Q 时期进入有机质生物降解阶段，生成的生物降解气进入上覆的储集岩中，形成凹陷内浅层气藏。

五、结　　论

1. 阿南凹陷特殊的构造演化史决定凹陷内沉积相的发育展布规律及含油气系统的特点，凹陷内形成两个含油气系统，即阿尔善组-腾一段（已知）含油气系统和腾二段（推测）含油气系统。

2. 阿尔善组-腾一段（已知）含油气系统单元为石油；腾二段（推测）含油气系统单元

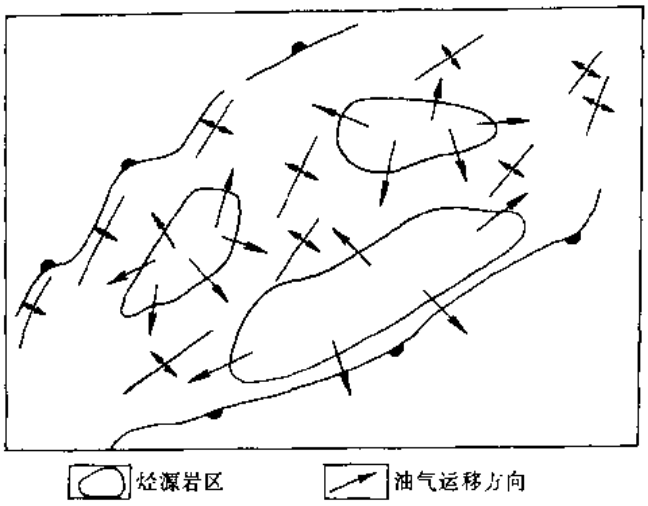


图 4　阿南凹陷 K_1bt_2（推测）含油气系统分布图

为天然气。

3. 阿南凹陷内阿尔善构造带由于其特殊的构造位置——近临烃源区，圈闭形成时间与烃类形成、排驱时间配置关系良好，成为凹陷内最有利的油气聚集带。

参 考 文 献

[1] 华北油田石油地质志编写组，中国石油地质志（卷 5），石油工业出版社，1988。

[2] Magoon L. B.（主编），杨瑞召等（译），含油气系统研究现状和方法，地质出版社，1992。

塔西南铁克里克逆冲推覆构造的变形特征

龚 文 平

（江汉石油学院，湖北荆州，434102）

摘 要：塔西南铁克里克地区是发育于昆仑山前的一逆冲推覆构造，该构造在组成结构、构造变形特征和变形强度方面均有明显的分带性，可分为锋带、中带、根带及后缘、前缘带。锋带以一系列逆冲断层束组成叠瓦扇为主要变形特征，局部发育双冲构造和飞来峰。中带以发育透入性板劈理和斜歪、倒转褶皱为其主要特征，局部见滑劈理和无根褶皱及石香肠构造；根带发育宽达 1 km 的韧性剪切带，其内发育糜棱面理和伴生的 A 褶皱，鞘褶皱。研究表明，铁克里克逆冲推覆构造是由于志留-泥盆纪古中昆仑岛弧与塔里木地体南缘的碰撞拼接作用，造成塔西南的南向 A 型俯冲，于泥盆-石炭纪发育形成的。

关键词：塔西南；铁克里克；逆冲推覆构造

塔里木盆地西南缘的面积 5 万余平方公里的铁克里克地区，前人对其构造属性进行了一系列的讨论[1,2,3]，在构造属性上是发育于昆仑山前的逆冲推覆构造，本文试图通过作者先后于 1986、1987 和 1991 年对该地区的十几条路线观察，并结合前人的资料，对该逆冲推覆构造进行构造变形分析。

一、区域构造位置

铁克里克逆冲推覆构造所在的塔西南地区存在着多条构造缝合线，它们将这一地区分隔成若干地体，相互近平行排列[4,5]从南到北依次为：喀喇昆仑地体、康西瓦缝合带、西昆仑地体、库地缝合线、塔里木地体。铁克里克逆冲推覆构造是介于西昆仑地体和塔里木地体间的构造块体（图 1）。

二、构造变形特征

铁克里克逆冲推覆构造在组成结构、构造变形特征和变形强度等方面有明显的分带性，可分为锋带、中带、根带、后缘带以及前缘带（图 2）。

1. 锋带

锋带主体由杜瓦-阿卡孜逆冲韧性剪切断裂带组成，断裂带主体位于皮山县杜瓦煤矿，向东延至洛浦县阿其克，然后为新生界所掩盖。向西经桑株抵达阿卡孜达坂北坡，总体呈 EW 向展布，全长近 400 km。断层面倾向 S，倾角较陡（尤其地表），具有自南向北逆冲性质的推覆剪切带，构成了塔西南新生代山前坳陷的南界，即为铁克里克推覆隆起带与塔里

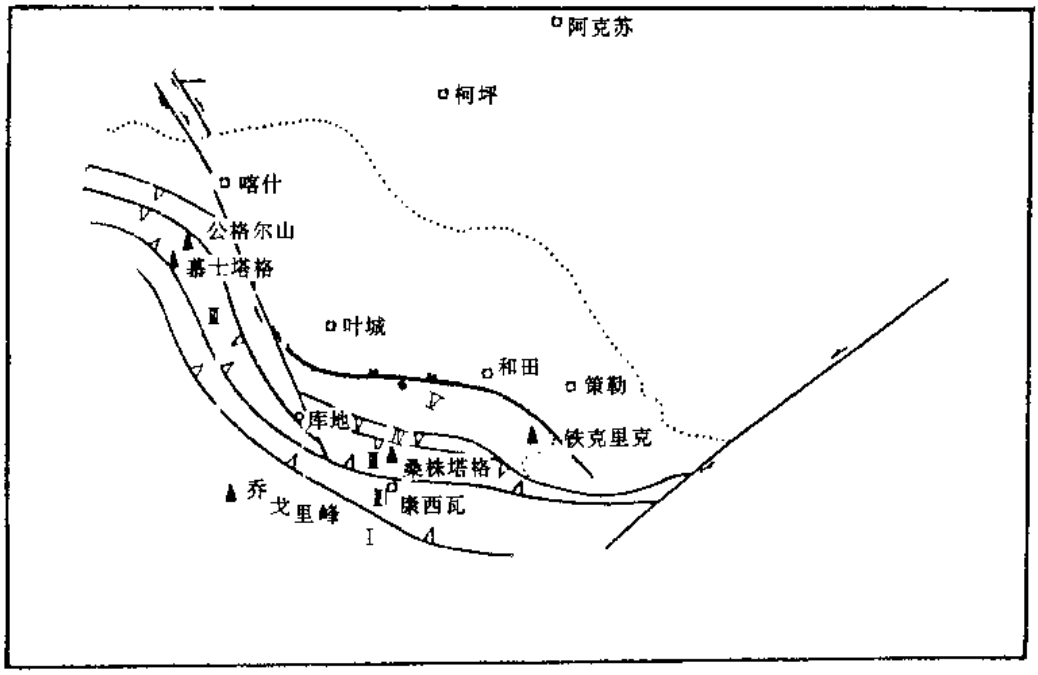


图 1　新疆西部构造分区略图

Ⅰ—喀喇昆仑地体；Ⅱ—康西瓦缝合带；Ⅲ—西昆仑地体；Ⅳ—库地缝合带；Ⅴ—塔里木地体

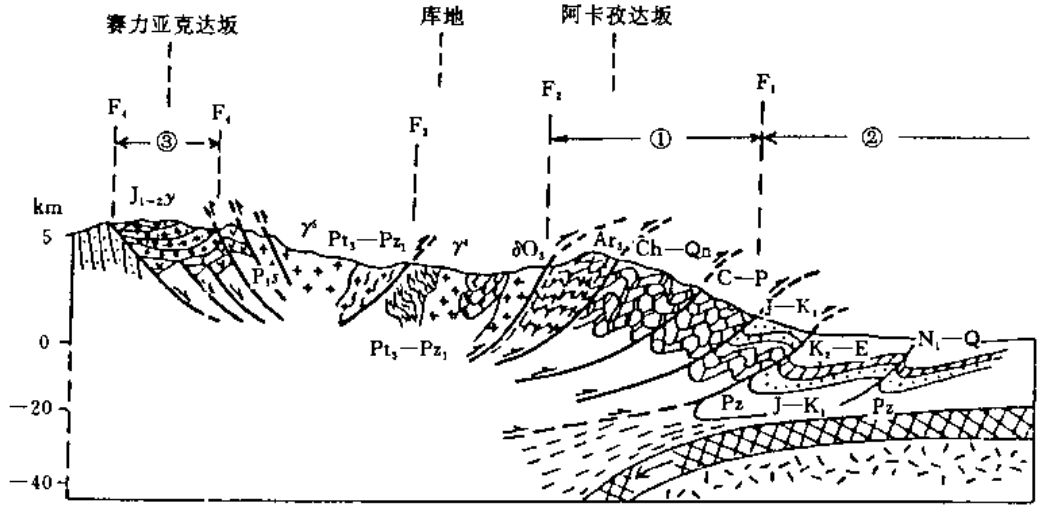


图 2　铁克里克逆冲推覆构造剖面图

（转引丁道桂等）

①铁克里克推覆体；②外缘前陆盆地；③推覆体后缘拉张带（山间断陷盆地）；F_1—杜瓦-阿卡孜断裂带（推覆体锋带）；F_2—喀拉斯坦河-他龙-库尔浪韧性推覆剪切带（推覆体根带）；F_3—库地南-盖孜西韧性推覆剪切带及混合岩化带（库地-奥依塔格蛇绿混杂岩带）；F_4—峡南桥-赛力亚克达坂断层带（推覆体后缘拉张带、后期转化为逆冲断层带）

木盆地界线。其构造样式平面上一系列逆冲断层呈平行或发辫状展布，剖面上由一系列逆冲断层束组成叠瓦扇，其断面上陡下缓呈铲状或勺状，有时呈双冲构造或形成飞来峰景观。在考库亚地区可见石炭系碳酸盐岩近水平逆冲于白垩系红层之上（图 3），在桑株可见古元古界变质岩和古生界泥盆系、石炭系、二叠系地层依次前展式逆冲于第三系之上，局部发育双冲构造和构造飞来峰（图 4）。夹在逆冲叠瓦扇之间的岩片常形成轴面倒向前陆的不对称褶皱或倒转褶皱，且近前陆一翼产状陡，近腹陆一翼产状平缓，陡翼常被逆冲断层剪断。

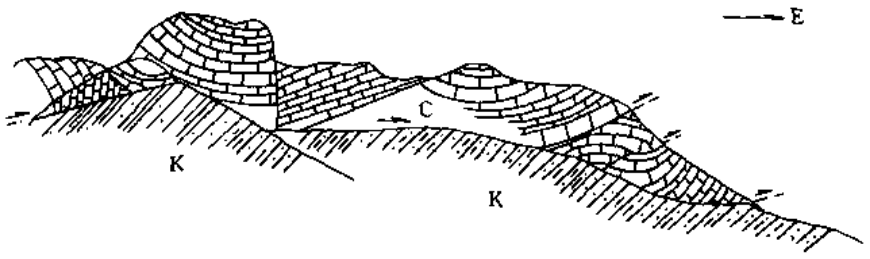
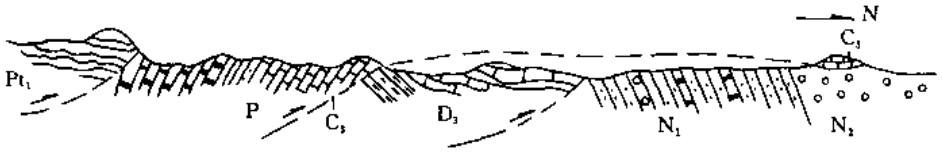


图 3　考库亚伊里亚斯-干加特逆冲断层构造剖面图



1：200000

图 4　桑株推覆构造剖面图

丁道桂等对杜瓦-阿卡孜逆冲韧性剪切带中的新元古界塞拉加兹塔格群石英斑岩、霏细石英斑岩、钠长斑岩所构成的糜棱岩所进行的 C 组构测量，表明剪切带运动方向是由南向北的[3]。

2. 中带

指锋带与根带之间的铁克里克推覆席状体，主要由古元古界基底岩系埃连卡特群和中、新元古界盖层浅变质岩系、不变质或基本不变质的古生界及不同时期的侵入岩岩体组成。中带变形相对较弱。其变形样式在垂直走向的剖面上均有变化。在邻近根带的地段，广泛发育透入性的板劈理，其构造置换很强烈，另见滑劈理和剪切褶皱，局部见无根褶皱和石香肠。有时演变为小型逆冲断层。中带中的褶皱构造，由中元古界至上古生界台地相岩系组成，为斜歪、倒转等厚褶皱。成因机制上属纵向挤压引起顺层滑动而产生的弯滑褶皱。这里层面滑动起决定性作用，这是浅层次变形特征。

中带由南向北（即由根带至锋带）的横向变形特征，大体可归纳为，近根带为向南倾斜的高角度透入性板劈理带及伴生的中小型高角度逆冲断层。然后，板劈理向北逐渐变平缓甚至水平而逐渐减弱消失，出现逆冲叠瓦扇，斜歪倒转乃至平卧褶皱及节理等小型脆性破裂。

3. 根带

由赫拉斯坦河-柯岗韧推覆切带、他龙-库尔浪断层组成。赫拉斯坦河-柯岗一带韧性推

覆剪切带叠加在新太古代-元古宙变质岩之上，由钙质糜棱岩及眼球状花岗质糜棱岩组成，后期叠加了脆性断裂及碎裂岩。剪切带中的糜棱岩面理南倾，高角度（60°以上）甚至直立产出，带宽大于 1 km。其变形样式为早期变质变形的片岩、片麻岩和大理岩之上叠加糜棱面理及其伴生的 A 褶皱、鞘褶皱，为高强度韧性变形带。

4. 后缘带和前缘带

赛力克达坂一带可能为铁克里克推覆构造和西昆仑北带逆冲岩席的后缘拉张带。侏罗纪是一个断陷盆地，沉积了下、中侏罗统叶尔羌群和上侏罗统库孜贡苏组一套复成分砂砾岩、泥页岩含煤建造，顶、底均为断层接触。其下部砾岩不仅成分复杂，分选性极差，而且大小混杂（几厘米至数十厘米），无层理，总厚度大于 1350 m，代表一种快速堆积环境，可能为拉张强烈期断陷盆地边界断裂层崖下扇相沉积。杜瓦-阿卡孜断裂带和喀拉斯坦河-柯南断裂带以北为该逆冲推覆构造的前缘带。该带绝大部分地区被第四系覆盖。但地质、地震资料仍显示强烈的构造变形，发育 3～4 个近东西向延伸的褶皱构造带，它们多为南缓北陡的斜歪褶皱，局部见冲断超覆（图 5），在和田以东的于田河地震地质解释剖面图上，可见基底拆离断裂使元古宇地层向北逆掩于古生界之上（图 6）。

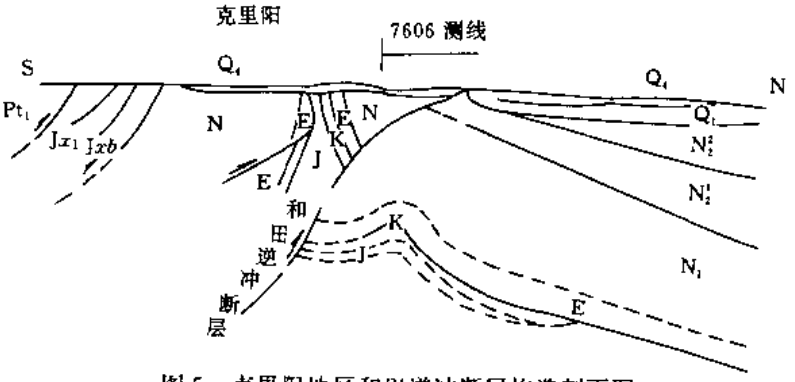


图 5　克里阳地区和田逆冲断层构造剖面图

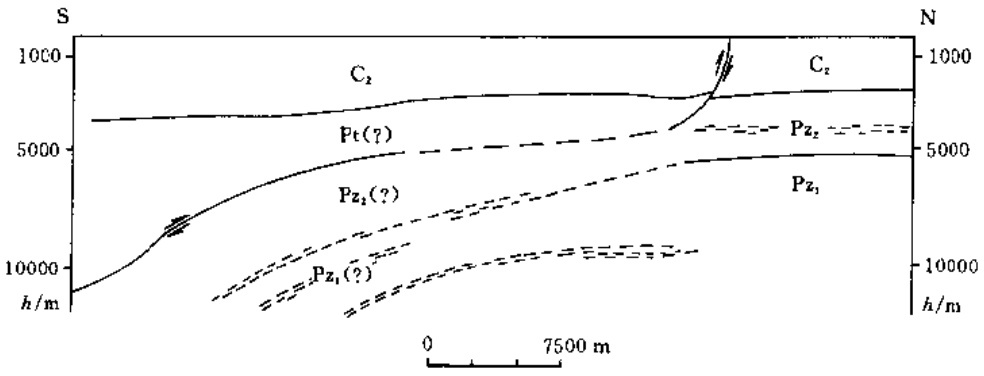


图 6　于田河地震地质解释剖面

三、形成时代探讨

研究表明，志留-泥盆纪是塔里木盆地南缘活动大陆边界发展期，主要表现为古中昆仑

岛弧与塔里木地体南缘的碰撞拼接，形成南向A型俯冲，贾承造等在塔里木南部覆盖区发现了志留-泥盆纪古逆冲构造带[4]，陈毓遂等1992年在皮山县桑株原古元古界埃连卡特群或中元古界长城系浅变质砂岩地层中组成的双冲构造夹块中发现泥盆纪斜方薄皮木标准化石[7]（图4），表现铁克里克逆冲推覆构造可能与塔南逆冲构造[3]为同一构造背景下的产物，其形成时间稍晚，于泥盆纪—石炭纪发育形成。丁道桂等对逆冲推覆构造内的韧性剪切带的同位素资料和刘学锋等对塔班南坳陷新生代沉降史分析，表明晚二叠世和新生代为逆冲推覆的高潮期，导致推覆构造前缘下盘发育前陆挤压盆地，后缘则出现拉张断陷盆地。

参 考 文 献

[1] 新疆地质局第二地质大队，新疆南疆西部地质图，矿产图说明书，新疆喀什日报社，1985。

[2] 张或丹，铁克里克山前逆冲带及其找油前景，江汉石油学院学报（1～10），1988。

[3] 丁道桂等，西昆仑造山带与盆地，(208～223)，地质出版社，1996。

[4] 潘裕生主编，喀喇昆仑山-昆仑山综合科学考察导论，气象出版社，1992。

[5] 潘裕生，西昆仑构造特征与演化，地质科学，1990 (3)。

[6]贾承造等，塔南志留-泥盆纪古逆冲构造带地质构造特征，塔里木石油地质新进展(21～224)，石油工业出版社，1990。

新疆三塘湖盆地遥感地质解译及含油气区块评价

龚文平　　龚铭　黎兵

（江汉石油学院，湖北荆州，434102）　（江陵石油勘探分院，湖北荆州，434100）

摘　要：三塘湖盆地位于新疆维吾尔自治区东北部，盆地呈北西-南东向延伸，长约500 km，宽40～50 km，面积23000 km²，本文通过对美国陆地卫星MT图像进行全方向卷积（ONVO）、比例拉伸（SCALE）和KL变换等计算机图像处理，共解译区域线性异常25条，主要为北西西、北西向展布；解译环形影像异常25个，轴向以北东东、北东向为主，其次为北西向，对10991条线性体采取的线性体密度、优益度和失真指数重叠分析，共解译出23个综合异常，它们与地震解释局部构造具有较好的相关性。综合区域线性异常、环形影像和线性体密度、优益度和失真指数分析，并结合区域地质资料，将盆地划分为12个含油气评价区块。对含油气区块采用模糊集合综合评价，共选区一级远景区三个，二级远景区两个和三级远景区两个。

关键词：新疆；三塘湖盆地；遥感解译；含油气区块

三塘湖盆地位于新疆维吾尔自治区东北部，盆地呈北西-南东向延伸，长约500 km，宽约40～50 km，面积23000 km²左右。本文旨在通过对美国陆地卫星MT图像（139-29、138-29、138-30、140-29）进行全方向卷积（ONVO），比例拉伸（SCALE）和KL变换等计算机图像处理的基础上[1]，对研究区的区域构造和局部构造带进行解译，并结合重、磁、地震资料、区域地质资料讨论其构造分区和进行含油气评价。

一、区域构造解译及地质分析

在研究区共解译区域性线性异常25条，主要分布于三塘湖盆地的北缘和南缘地区，这些线性异常延伸距离50～200 km居多，延伸方向以北西西向为主，占44%，其次为北西向，占38%，少量北东向，占18%；其中北东向线性异常多分布于盆内，且延伸距离较小。它们在影像上主要表现为色调、影纹分界线，或水系控制线。其中北东向线性影像明显地错断了早期的北西西、北西向线性影像。在盆缘露头区，早期北西西-北西向线性异常多发育于泥盆，石炭系地层之中，均为走向逆冲断层，在盆内覆盖区（北部）均表现为深部区域重磁异常带❶。它们应为海西期发育的基底断裂，或为后期继承性活动的基底断裂，而主要

❶ 石油地球物理勘探局第五地质调查处，1993，三塘湖、巴里坤盆地重力、电磁综合研究报告。

分布于盆内的后期北东向线性异常多被地震解释所证实，主要发育于中生界地层之中❶。在重、磁资料上均表现为浅层异常带。它们为燕山期盖层构造。

二、局部构造带解译与地质分析

1. 环形影像异常解译与地质分析

研究区共解译环形影像异常 25 个，其影像特征主要为水系改变、土壤成分和土壤含水性、色调异常，面积 10～40 km^2，延伸方向以北东东-北东向为主，占 66%；其余为北西西-北西向，占 44%。其中与地震解译的局部构造和线性体密度，优益度，失真指数异常相吻合的有 14 个，占 56%。

从环形影像异常的延伸方向与地震和线性体数理分析的吻合度看，研究区的环形影像异常主要受控于区域性的北西西-北西向基底断裂和北东向盖层断裂的控制，多为其伴生构造。

2. 线性体解译与地质分析

遥感图像显示出来的大量图像线性体，直接反映地表的线性要素，同时能够间接地传递深部构造信息。因此，图像线性体的处理与解释是寻找隐伏局部构造的一种有效手段。

经过图像处理与信息增强，在研究区共提取线性体 10991 条。统计结果表明，线性体长度以 0.8～2.4 km 居多（图 1）。延伸方向以北东向为主，其次为北西向（图 2）。与区域性的线性异常延伸方向不吻合，可能主要反映了盆地盖层的变形信息。

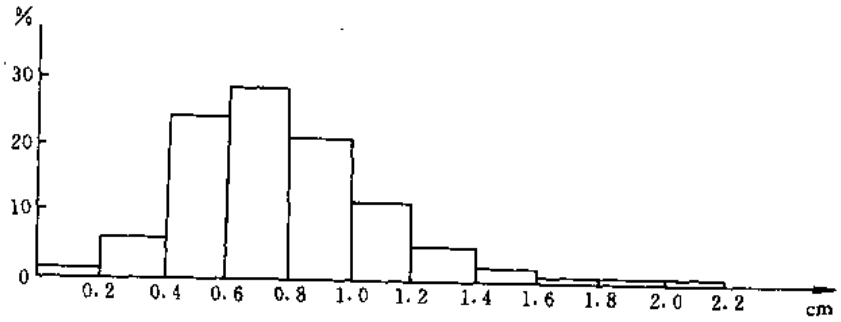


图 1　三塘湖盆地线性体长度频率直方图

（1）线性体数理统计方法

对提取的线性体在数理统计分析中所用的基本数据是线性体长度、方位和数量。然后，对基本数据进行等密度、失真指数和优益度分析。

线性体密度能反映线性体空间密度分布的数字特征和结构特征，从数理统计的角度分析这些数字特征和结构特征能反映局部构造信息。具体方法是通过计算机进行单元网络统计，并按下式计算线性体总长度：

$$S = \sum_{i=1}^{n} l_i$$

❶ 物探局地调四处，1995，三塘湖盆地西部坳陷二维地震资料解释成果。

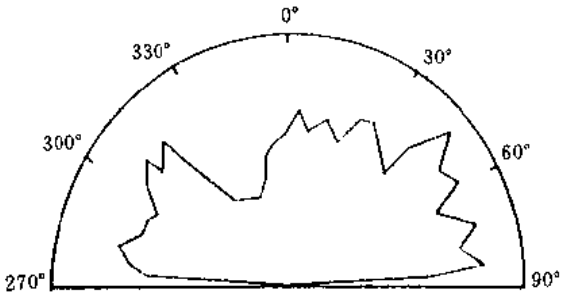


图 2　三塘湖盆地线性体方位密度玫瑰图

式中：S——任一单元网格内线性体密度值；

l_i——任一单元网格内第 i 条线性体的长度；

n——任一单元网格内线性体的总数。

将计算所得的密度数据置于各网格中心，绘出等值线图。

优益度分析是利用线性体的夹角作为加权值来求取线性体的密度，其构造特征函数表达式为：

$$\epsilon = l_1[1 + (\sin\theta)/2] + \sum_{i=1}^{n} l_i\{1 + [|\sin(\alpha_i - \alpha_{i-1})|]/2\}$$

式中：ϵ——优益度值；

α_i——第 i 条线性体的方位角；

θ——第一条线性体与最后一条线性体的夹角；

l_i——第 i 条线性体在该采样网格内的长度；

n——该采样网格内线性体总条数。

将 ϵ 分别按 $\alpha_1<\alpha_2<\cdots\alpha_n$ 及 $\alpha_1>\alpha_2>\cdots>\alpha_n$ 分别求出 ϵ_1 和 ϵ_n 值，取其算术平均值 $(\epsilon_1+\epsilon_n)/2$ 即为单元网格内的统计优益度值。

失真指数又称偏差指数，主要是指实际裂隙强度特征与理论特征的偏差量，裂隙强度用线性体长度表征。基本原理是计算与最大主压应力方向成 45°角的二组共轭剪节理和与最大主压应力平衡及垂直的二组节理之间的差值。将其差值绝对值相加作为实际与理论的失真（偏差）指数，表达式为：

$$d = |i_1 - i_2| + |i_3 - i_4|$$

式中：d——失真指数；

i_1、i_2——与最大主应力方向平行和垂直两个方向上的裂隙强度；

i_3、i_4——与最大主应力方向成 45°交角的两个方位上的裂隙强度。

对各线性体解译网格单元按 45°间隔划分八个区间分别统计计算 i 值，再求出 d 值并作图。一般隐伏环形构造的边缘或单向发育的断裂附近常以较高的失真指数为特征。

(2) 隐伏构造线性体分析

1) 线性体密度异常分析

根据线性体的统计分析，三塘湖盆地线性体密度异常大致可分为四个密度异常带，即梧桐沟北西向密度异常带，包括 6 个异常。三塘湖北西向异常带，包括 8 个异常，汉水泉

北西向密度异常带，包括5个异常，汉水泉北西西向密度异常带，包括9个异常。这四个密度异常带分别位于各个凹陷的中心地带，并且与地震解释的局部构造相吻合，说明利用线性体密度异常判断隐伏局部构造是有效的。

2）失真指数异常分析

失真指数异常大致分为6个异常带，即牛圈湖—淖毛湖北西向异常带、包括8个异常；苇子峡异常带，包括4个异常；汉水泉北西向异常带，共有4个异常；梧桐沟北西向异常带，共有5个异常；三塘湖北北西向异常带，共有5个异常；三塘湖北西向异常带，共有9个异常。上述异常带的展布均在各个凹陷的中心部位，而且一般与区域线性影像相伴出现。

3）线性体优益度分析

三塘湖盆地线性体优益度高值异常成带出现，形成发育方向相同的异常区带。它们由西向东组合成的异常区带依次为梧桐沟异常带：由5个异常组成北西向异常带；汉水泉异常带：由4个异常组成，走向北西向；汉水泉西异常带：由7个异常组成，它们的展布方位和特征受盆地边界北西向断层控制；三塘湖至牛圈湖异常带：由12个异常组成北西向展布的高密度异常分布区；牛圈湖至淖毛湖异常带：由7个异常组成的北西向展布的高密度异常分布区，受北西向区域构造控制，后期经历了北东向构造运动的改造，使局部异常北东方向分隔后呈北西向排列；苇子峡异常带：由4个优益度异常在苇子峡北组成的北西向密度异常带。

由线性体密度、失真指数、优益度三种异常重叠部分组成的综合异常，它基本上反映了利用线性体的统计分析来判断覆盖区局部构造带的可靠性。通过对比发现，共有综合异常23个，这些综合异常大部分与地震解释的局部构造相关性较好，而且是顺着线性影像异常分布。由此可看出线性体综合异常可靠程度较高，对反映覆盖区局部构造是有效的。

三、评价区块划分及评价方法

1. 评价区块划分

在盆地构造分区的基础上，结合盆腹断裂发育特征，以及地表构造、地震构造、环形影像异常分布、线性体密度异常分布、失真指数异常分布、优益度异常分布特征，将盆地划分为以下12个评价区块。

苏海图凹陷：主要分布在苏海图、老爷庙一带。

老爷庙中部断隆：考虑到该隆起东部为盆地边界地区且冲断断裂发育。

库木苏凹陷

汉水泉凹陷：考虑到该区北部为斜坡区，南部为凹陷区，地表、地震构造及线性体异常主要分布在北部。故将该凹陷划分为汉水泉北部斜坡、汉水泉南部凹陷两个参评区块。

条湖凹陷：结合地震资料、依据过该凹陷两条主要北东向断裂将该区划分为条湖凹陷东断块、条湖凹陷中断块、条湖凹陷西断块三个评价区块。

马朗凹陷

淖毛湖凹陷

苏鲁克凹陷

下马崖凹陷

2. 评价方法

评价的目的在于对不同特征的区块的含油气性进行综合评定，指出较为有利的油气聚集区块，为制定进一步勘探方案提供依据。限于目前资料及勘探手段的技术水平，我们所能得到的区块含油气性的映像都是一个模糊体系，因此，为尽可能减少人为因素的影响，特采用模糊集合综合评价方法评价上述 12 个区块含油气性的等级。

首先，选取与区块含油气性有关的几项地质因素，则可构成因素集合 U

$U=\{U_1, U_2, U_3, \cdots\cdots, U_n\}$

且评价时，每项地质因素分成 m 个级别，则可设评价集合 V，有

$V=\{V_1, V_2, V_3, \cdots\cdots, V_m\}$

同时，考虑到所引用的各项地质因素在评价中所起的作用不同，那么，设 A 为因素集合 U 的权重分配，即：

$A=\{A_1, A_2, A_3, \cdots\cdots A_n\}$

这里要求：$\sum_{i=1}^{n} A_n=1$

从 U 到 V 的一个模糊映射 $R(U_i)$，即为单项地质因素评价，$U_i\in U$ 时，有

$R(U_i)=(r_{i1}, r_{i2}, \cdots\cdots r_{im})$

$i=1, 2, \cdots n$

那么把地质因素的权重分配 A 与综合评价变换矩阵 Rh 的合成 Bh 称为第 h 个区块的结合评价，即：

$Bh=A\odot Ri$（$h=1, 2, 3, \cdots\cdots, n$）（$\odot$表示乘积求和）

最后则得每个区块含油气性的综合评价值 Dh，亦即：

$Dh=BhC^T$（$h=1, 2, 3, \cdots\cdots n$）

式中的 C^T 为等级矩阵的转置矩阵。当评价集合分别为 3、5、7 三个级别时，C^T 分别为：

$C^3=(-1, 0, 1)$ $C^5=(-2, -1, 0, 1, 2)$

$C^7=(-3, -2, -1, 0, 1, 2, 3)$

本次评价采用 $T=3$，即 $C^3=(-1, 0, 1)$ 方法。

依据现有资料成果，评价选择了 12 项地质因素。其赋值之和等于 1，具体权重系数见表 1。

表 1　三塘湖盆地油气区块评价细则表

序号	1			2			3			4			5			6		
及赋值	0.12			0.08			0.05			0.10			0.10			0.10		
评价项数	油源条件			断裂通道条件			不整合通道条件			构造位置			储层条件			盖层条件		
打分项数	无油层	一套油层	多套油层	通天	只断切生油层	断切生油层储层	无	一期不整合	多期不整合	凹陷	斜坡	隆起	无	一套储层	多套储层	无	中生代或新生代	中新生代
打分值	0	0.5	1	0	0.5	1	0	0.5	1	0	0.5	1	0	0.5	1	0	0.5	1

续表

序号及赋值	7			8			9			10			11			12		
	0.08			0.10			0.08			0.06			0.05			0.08		
评价项数	地表构造			地震构造			线性体二者吻合			线性体二者吻合			线性体二者吻合			环形影像		
	数置			数置			异常 i 数置			异常 iiA 数置			异常 iiB 数置			数置		
打分项数	二个以下	二—四	四个以上	二个以下	三—五	六个以上	二个以下	二—三	四个以上	等	一		二个以下	三—四	四个以上	二个以下	三—五	六个以上
打分值	0	0.5	1	0	0.5	1	0	0.5	1	0	0.5	1	0	0.5	1	0	0.5	1
备注	①指线性体密度异常，失真指数、优益度三者吻合异常； ②指线性体密度异常，失真指数二者吻合异常； ③指线性体密度异常，优益度二者吻合异常																	

3. 评价结果

计算结果见表 2。对参评区块评价排队的原则是：得分越多，区块的聚油气性越好，级别越高；得分越低，聚油气性差，级别越低。依此，我们确定综合评价值达 0.2 以上为一级区块，介于 0.1～0.2 之间的为二级区块，0.1～0.2 为三级区块，小于－0.01 的为四级区块，并在一至四个等级中，又依得分多少进一步划分，以示同一级别之间的差别。

根据以上原则，将三塘湖盆地各区块做如下分级和评价：

一级远景区块：

ⅠA 条湖凹陷东断块

ⅠB 汉水泉北部斜坡

ⅠC 淖毛湖凹陷

二级远景区块

ⅡA 条湖凹陷西断块

ⅡB 条湖凹陷中断块

三级远景区块

ⅢA 马朗凹陷

ⅢB 汉水泉南部凹陷

四级远景区块

ⅣA 苏海图凹陷

ⅣB 库木苏凹陷

ⅣC 老爷庙中部断隆

ⅣD 苏鲁克凹陷

ⅣE 下马崖凹陷

表 2　参评区块排队表

区块名称	综合评价值	排名
条湖凹陷东断块	0.552	1
汉水泉北部斜坡	0.304	2
淖毛湖凹陷	0.224	3
条湖凹陷西断块	0.16	4
条湖凹陷中断块	0.104	5
马朗凹陷	0.032	6
汉水泉南部凹陷	−0.08	7
北部坳陷	−0.112	8
库木苏凹陷	−0.144	9
东北西部隆起	−0.32	10
苏鲁克凹陷	−0.576	11
下马崖凹陷	−0.6	12

参 考 文 献

[1] 许毅元等．遥感图像信息处理（68～118），宇航出版社，1990。

鄂尔多斯中西部地区奥陶系碳酸盐岩有机质丰度研究及烃源岩评价

文志刚　　张爱云

（江汉石油学院地质系，434102）　（中国地质大学，北京，100083）

摘　要：通过对鄂尔多斯中西部地区奥陶系碳酸盐岩有机质丰度的研究，作者系统地探讨了影响有机质丰度的五个主要因素：矿物基质，沉积环境，热演化，成岩作用和风化、氧化作用。研究发现粘土矿物含量与有机碳含量之间存在明显的正相关关系，依据这个关系可以建立以粘土矿物含量作为评价碳酸盐岩有机质丰度的新指标。

关键词：鄂尔多斯；碳酸盐岩；粘土矿物；有机质丰度；有机碳含量

一、前　　言

目前关于碳酸盐岩生烃机理的认识已取得了巨大进展[1,2,3,4,5,6]，但仍存在不少问题需要做深入细致的研究。我国鄂尔多斯地区奥陶系以碳酸盐岩沉积为主，而且沉积厚度较大，本区大型天然气田的勘探使得对碳酸盐岩的深入研究变成可能。本文立足于鄂尔多斯中西部地区，研究碳酸盐岩有机质丰度及其影响因素，并提出一套适合本区源岩特点的有机质丰度评价新指标。

二、影响有机质丰度的因素

与国外碳酸盐岩相比，研究区内碳酸盐岩有机质丰度普遍偏低。对25个样品的统计分析表明：有机碳含量平均值0.27%，氯仿沥青A平均值为28.23×10^{-6}，生烃潜量（S1+S2）平均值为0.04 mg/g。总的看来，造成碳酸盐岩有机质丰度偏低的原因主要有以下几个。

1. 矿物基质作用

沉积岩中矿物岩石对有机质丰度起着一定的控制作用[5,6,7]。粘土矿物对有机质的吸附性能较强，而碳酸盐岩吸附有机质的能力则相对较弱。

由表1可以看出，有机质丰度与岩性之间有一定的内在关系。矿物岩石组成不同会引起不同类型岩石的有机质丰度出现差异，灰相灰岩中有机碳含量最低，平均值0.09%；局限台地相白云岩中有机碳含量次低；而泥云（灰）岩中有机碳含量最高，平均值为0.44%。沥青A在白云岩中含量最高，这与有机碳的变化规律不同，出现异常的原因是在沉积-成岩过程中及成岩后，白云岩受到各种各样的地质作用，出现大量的次生孔隙，为沥青A的存

表 1　有机质丰度与岩性的关系

	灰　岩	白 云 岩	泥云（灰）岩
有机碳/%	0.04～0.20 0.09 (7)	0.11～0.24 0.15 (6)	0.21～1.20 0.44 (12)
沥青 A/10^{-6}	11.7～29.3 21.3 (7)	24.1～65.2 39.5 (6)	17.1～43.5 28.1 (12)

储提供了有利的场所，因而白云岩中的沥青包括了原地产生的和异地运移来的两种沥青。

粘土矿物对有机质具有较强的吸附作用，表现为随粘土矿物含量增加，有机碳含量有规律地增加（图 1）。由图 1 可以看出，有机碳含量随 Al_2O_3 含量增加而增加，两者之间有明显的正相关关系，相关系数达 0.99。由此可见，碳酸盐岩有机碳含量明显的受粘土矿物含量控制，粘土矿物含量多少决定了有机质丰度的高低，因此，评价碳酸盐岩有机质丰度必须考虑粘土矿物含量。

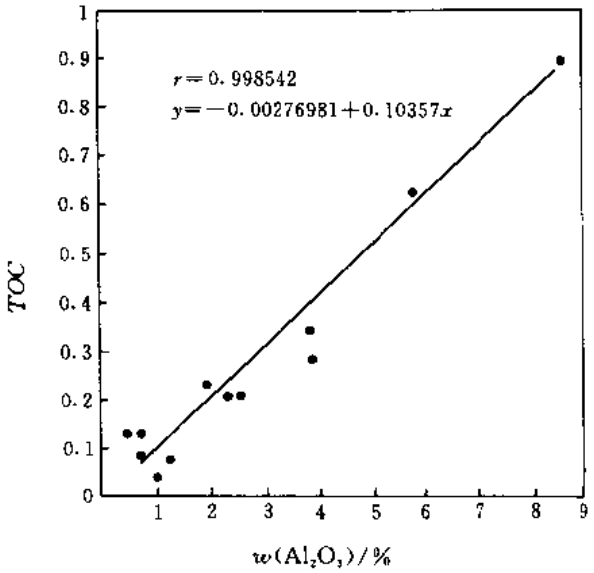


图 1　有机碳含量与 Al_2O_3 含量的关系

有机质丰度不仅与有机质产率有关，同时也受聚集、保存条件的影响。粘土矿物多出现在低能环境中，能大量吸附有机质，加速有机质沉积、埋藏、保存。

2. 沉积环境的影响

根据五口井 25 块样品的沉积环境分析，可以将研究区碳酸盐岩分成五个沉积相带，即潟湖相、蒸发台地相、局限台地相、开阔台地相和滩相。由表 2 可以看出，潟湖相源岩的有机碳含量最高，平均值达 1.01%；接下依次为蒸发台地相为 0.52%；局限台地相为 0.24%；开阔台地相为 0.17%；滩相有机碳含量最低，平均值仅有 0.08%。沥青 A 在局限台地相源岩中含量最高，达 31.51×10^{-6}；而在蒸发台地相中含量最低，为 21.24×10^{-6}。局限台地相源岩中沥青 A 含量出现异常的原因与前相同，它是本身形成的沥青与异地运移来

的沥青的总和。陕参1井SC3样品的针孔状白云岩明显证实了这个推断，其中沥青A含量高达65.19×10^{-6}。

表2 有机质丰度与沉积环境的关系

	滩 相	开阔台地相	局限台地相	蒸发台地相	潟湖相
有机碳/%	0.04～0.11 0.08 (6)	0.09～0.21 0.17 (3)	0.12～0.35 0.24 (11)	0.41～0.62 0.52 (2)	0.81～1.20 1.01 (2)
沥青A/10^{-6}	14.40～29.77 22.94 (6)	11.68～30.90 22.86 (3)	17.14～65.19 31.51 (11)	18.19～24.28 21.24 (2)	25.67～28.60 27.14 (2)

3. 热演化作用的影响

随热演化作用不断加深，有机质逐渐地发生热降解，生成油气。在随热演化作用不断加深的过程中，由于烃类物质的生成和排出，造成源岩中残余有机质丰度不断下降。

鄂尔多斯地区奥陶系碳酸盐岩的有机质热演化较高，普遍处于高成熟—过成熟阶段[11]，因此有机碳含量较低。据前人研究结果[9]，若将鄂尔多斯地区奥陶系碳酸盐岩的有机质丰度恢复至沉积成岩状态时，其有机碳恢复系数为2.7。由此可见，热演化作用对有机质丰度的影响很大，因此在评价鄂尔多斯地区奥陶系碳酸盐岩时，应适当地降低有机质丰度评价的下限标准。

4. 成岩作用的影响

碳酸盐岩的成岩和成岩后生作用对有机质丰度的高低起着一定的作用。傅家谟[3,4]、Gehamn[1]都认为成岩作用可以导致有机质的大量丢失。据Gehamn（1962）统计，在成岩过程中，碳酸盐岩的有机质的丢失可达80%以上，而泥岩仅损失5%～10%。碳酸盐岩不仅在早期固结成岩过程中易发生重结晶，而且在成岩和成岩后生过程中，岩石还可以进一步发生节理、裂隙、缝合线或表生作用，造成有机质受氧化细菌降解，降低有机质丰度和生烃潜力。

研究区中部以准同生白云化、压实成岩作用为主，兼有大气淡水淋滤作用；西部以正常海水成岩环境和持续埋藏成岩环境下的压实、压溶、胶结、重结晶作用为主和局部大气淡水淋滤作用。加里东后期，鄂尔多斯地区主体抬升暴露地表，经受了近亿年的风化剥蚀、淡水淋滤，加之地壳振动频繁以及又经受了印支、燕山、喜马拉雅期运动的影响，使得有机质丰度逐渐下降。

5. 风化、氧化作用的影响

碳酸盐岩烃源岩的沉积环境与泥岩不同，它可以形成于不同的沉积相带（如台地相，盆地相等）。与盆地相不同，台地相中有机质处于弱氧化—弱还原状态，在这种环境下沉积的有机质因遭受到氧化作用影响，而导致其有机质丰度和生烃潜量降低，有机质类型变差。

鄂尔多斯地区奥陶系碳酸盐岩主要为一套台地相沉积，而且在沉积后，地壳又发生了频繁的升降运动，以上这一切都会使有机质发生风化、氧化作用，直接影响有机质丰度的评价。

三、烃源岩的有机质丰度评价

常用的有机质丰度评价指标有有机碳含量，氯仿沥青 A，总烃含量和生烃潜量。从上面研究可以看出氯仿沥青 A 含量反映了碳酸盐岩生烃、储烃特征，同样总烃含量和生烃潜量也有类似的变化规律；而有机碳含量只反映了源岩生烃的有机质丰度，可以客观、准确地应用于评价碳酸盐岩的有机质丰度。

1. 烃源岩评价的标准确定

影响烃源岩有机质丰度下限的主要因素为矿物岩石成分，有机质演化程度和有机质类型，一般随源岩中粘土矿物含量增加，有机质的下限值也随之增高；而热演化程度的增高和有机质类型的变好又会降低对有机质丰度的下限要求。

鄂尔多斯地区奥陶系碳酸盐岩的有机质热演化普遍处于高成熟—过成熟阶段，有机质已大量成烃。参考国内外有关碳酸盐岩的有机质丰度资料和指标界限，结合研究区源岩特点，将有机碳含量的下限定为 0.1%，评价标准见表 3。

表 3　碳酸盐岩的有机质丰度评价标准

	非	一般	中等	好	很好
有机碳/%	<0.1	0.1～0.3	0.3～0.5	0.5～1.5	>1.5
Al_2O_3/%	<1.0	1.0～3.0	3.0～5.0	5.0～15	>15

2. 粘土矿物含量作为评价碳酸盐岩的有机质丰度的可行性

研究区别碳酸盐岩中的粘土矿物主要是伊利石，相对以有机质丰度而言，伊利石晶体非常稳定，当温度达 860～950 C时，它的晶体结构才被破坏，而有机质在生烃过程中，受热温度一般不超过 250 C。在小于 250 C的范围内，伊利石矿物仅只失去部分吸附水，正因为伊利石结构的热稳定性，才使得它可以成为碳酸盐岩良好的有机质丰度评价标准。

基于粘土矿物与有机碳含量之间的关系，可以将粘土矿物含量作为碳酸盐岩有机质丰度的替代性评价指标。为了能更好地定量评价碳酸盐岩，这里用 Al_2O_3 含量来代替粘土矿物含量。依据图 1 中有机碳与 Al_2O_3 之间的关系，可以求出对应的 Al_2O_3 含量，得到以 Al_2O_3 含量来划分源岩有机质丰度的标准（表 3）。在鄂尔多斯地区奥陶系地层中，当碳酸盐岩中 Al_2O_3 含量小于 1.0%时，碳酸盐岩中有机质丰度较低，为非烃源岩；当 Al_2O_3 含量为 1.0%～3.0%时，为一般烃源岩；而 Al_2O_3 含量为 3.0%～5.0%时，为中等烃源岩，依此类推。

3. 鄂尔多斯中西部地区奥陶系碳酸盐岩评价

由表 4 可以看出，在所分析的五口井中，李 1 井有机碳含量最低，平均值为 0.13%；有机碳含量最高的是陕 17 井，平均值为 0.44%；其它各井依次是天 2 井，0.29%；陕参 1 井，0.27%；李华 1 井，0.14%。进一步分析可以看出，中部地区的陕 17 井、陕参 1 井达标率高；而中西部地区的李 1 井、李华 1 井达标率较低，这与沉积环境密切相关。研究表明李华 1 井、李 1 井的碳酸盐岩系高能环境下沉积形成，分别为开阔台地和滩相；而陕参 1 井、陕 17 井则属于局限台地相和潟湖相。研究区碳酸盐岩有机碳含量多分布在 0.1%～0.5%

之间，反映了鄂尔多斯中西部地区奥陶系碳酸盐岩为一般—中等烃源岩，但分布广泛，沉积厚度较大的奥陶系碳酸盐岩仍能为形成巨大油气田提供足够的物质来源。

表 4　单井有机质丰度评价

		李 1 井	李华 1 井	天 2 井	陕 17 井	陕参 1 井
有机碳/%	变化范围	0.04～0.23	0.07～0.21	0.11～0.89	0.12～1.20	0.13～0.35
	平均值	0.13 (5)	0.14 (4)	0.29 (6)	0.44 (7)	0.27 (3)
	达标率	20%	50%	100%	100%	100%

四、结　　论

(1)影响鄂尔多斯中西部地区奥陶系碳酸盐岩有机质丰度的五个主要因素为矿物基质，沉积环境，热演化，成岩作用和风化、氧化作用。随粘土矿物含量的增加，有机碳含量也随之增加；热演化作用、成岩作用和风化、氧化作用导致有机质丰度的降低；静水低能环境有利于有机质的聚集、保存、成烃。

(2) 基于粘土矿物与有机碳含量之间的正相关关系和粘土矿物本身结构的稳定性，使得利用 Al_2O_3 含量作为碳酸盐岩有机质丰度的评价标准成为可能。当 Al_2O_3 含量大于 1.0% 时，碳酸盐岩为烃源岩。

(3) 评价碳酸盐岩有机质丰度最可靠的指标是有机碳含量。本区大多数样品的有机碳含量超过生油下限 0.1%，总的看来，为一般至中等烃源岩。

参 考 文 献

[1] 郝石生、贾振远，碳酸盐岩油气形成与分布，石油工业出版社，1989。

[2] 郝石生、张有成、刚文哲等，碳酸盐岩油气形成，石油工业出版社，1993。

[3] 傅家谟、贾蓉芬、刘德汉等，碳酸盐有机地球化学，科学出版社，1989。

[4] 傅家谟、刘德汉，碳酸盐岩有机质演化特征与油气评价，石油学报，1 (1) 1～13，1982。

[5] 曹慧缇、叶军、关效如等，海相碳酸盐岩油气形成与演化的初步研究，中国南方油气勘探新领域探索论文集，地质出版社，1988，112～125。

[6] 曹慧缇、张义刚、徐翔等，碳酸盐岩生烃机制的新认识，石油实验地质，13 (2) 222～237，1988。

[7] 宁正伟，华北地区寒武、奥陶系碳酸盐岩有机质丰度及生油岩研究，石油实验地质，14 (4)，344～351，1992。

[8] 文志刚，鄂尔多斯中西部地区奥陶系碳酸盐岩有机地球化学特征研究，江汉石油学院学报，Vol. 19，No. 1，1997。

[9] 邬立言、顾信章、盛志伟等，生油岩热解快速定量评价，科学出版社，1986。

鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩有机质类型剖析

文志刚　　张爱云

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）　（中国地质大学，北京，100083）

摘要：鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩有机质类型表现为Ⅱ型干酪根的特征，经热模拟实验恢复后，其有机质类型仍表现为Ⅱ型占主导地位。通过分析可以看出，研究区有机质类型的控制因素是热演化作用和氧化作用。众多的氧化作用标志反映，在沉积-成岩阶段，氧化作用是促使干酪根类型转变的一个主要因素，而热演化程度的增高又使各类有机质类型的差别减小，趋于均一化。

关键词：鄂尔多斯盆地；碳酸盐岩；有机质类型；氧化作用

一、地质背景

鄂尔多斯盆地横跨陕、甘、宁、蒙、晋五省（区）。在早古生代，该区表现为稳定的升降运动，在陆块内部形成了典型的克拉通坳陷。从寒武纪到早奥陶世，盆地中部以稳定的地台型碳酸盐岩沉积为主，盆地西部因毗邻秦祁地槽，发育台地边缘相、斜坡相及盆地相沉积。

二、有机质的生源类型

碳酸盐岩生油岩生成于海相环境，远离陆源物或腐殖类物质的主要供给区，因而其主要有机输入物是由富含氢的脂类和蛋白质的藻、菌类及海洋动物，包括浮游生物和底栖生物。研究区碳酸盐岩的生物和有机显微组分以及生物标志物的研究表明，有机质的组成主要是菌藻类，动物有机碎屑，还有被细菌降解的腐泥基质。此外，在碳酸盐岩的晶间孔或晶间溶孔中还有碳沥青。根据碳酸盐岩中的生物化石组合、有机显微组分以及生物标志物特征，可以说明奥陶系碳酸盐岩中有机质的生源组成为腐泥类，其干酪根原始类型应为腐泥型。

三、有机质类型的确定

1. 元素分析

在有机质热演化过程中，干酪根中 C、H、O 元素大量丢失形成石油与天然气，同时干酪根本身富集碳。从 H/C-O/C 关系图（图 1）上可以看出，鄂尔多斯地区奥陶系碳酸盐岩样品处于Ⅱ型干酪根的演化途径中，表明有机质类型为Ⅱ型。

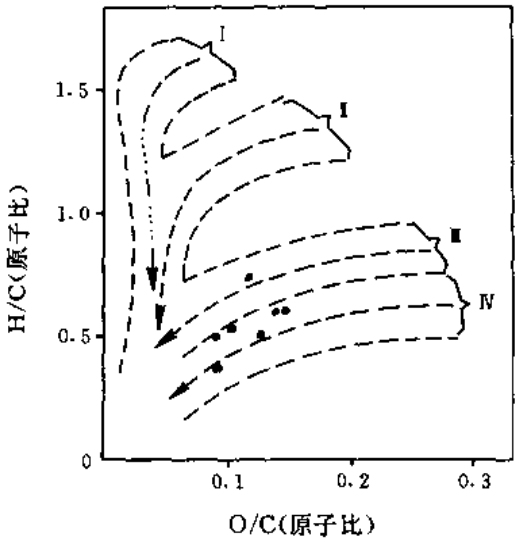


图 1　研究区干酪根 H/C-O/C 原子比关系图

2. 红外光谱特征

干酪根红外吸收光谱可以反映其结构组成，不同波段吸收峰强弱反映了干酪根各种基团的组成特征。常用的吸收峰有：①代表脂族侧链或烷基侧链上的—CH_3 和—CH_2 基团吸收峰主要分布在 1460～1380 cm^{-1}，2920～2860 cm^{-1}和 720 cm^{-1}频带区；②反映含氧基团振动吸收的 1700 cm^{-1}；③反映芳香族芳核—C=C—共轭双链伸缩振动吸收峰 1600 cm^{-1}及芳环面外 C—H 的弯曲振动吸收峰 750～880 cm^{-1}、3030 cm^{-1}。

从图 2 可以看出鄂尔多斯碳酸盐岩有机质具有如下特征：

（1）干酪根样品是常见的吸收峰有 2920 cm^{-1}、2860 cm^{-1}、1700 cm^{-1}、1637 cm^{-1}、1600 cm^{-1}、3030 cm^{-1}，其它吸收峰少见；

（2）含氧基团（1700 cm^{-1}）吸收峰较高；

（3）脂族侧链或烷基侧链基团吸收峰较弱。

鄂尔多斯碳酸盐岩有机质类型处于Ⅱ型干酪根分布区间（图 3）。次生氧化作用则是其中部分样品含氧基团丰度高的直接原因。同时还显示出本区生油岩均已成熟，故随演化程度增加，烷基基团吸收强度减弱，而芳族基团吸收强度增强。

3. 热解分析（Rock-Eval）

运用氢指数（*HI*），类型指数（S_2/S_3），降解潜率（*D*）指标可以很好地评价有机质类

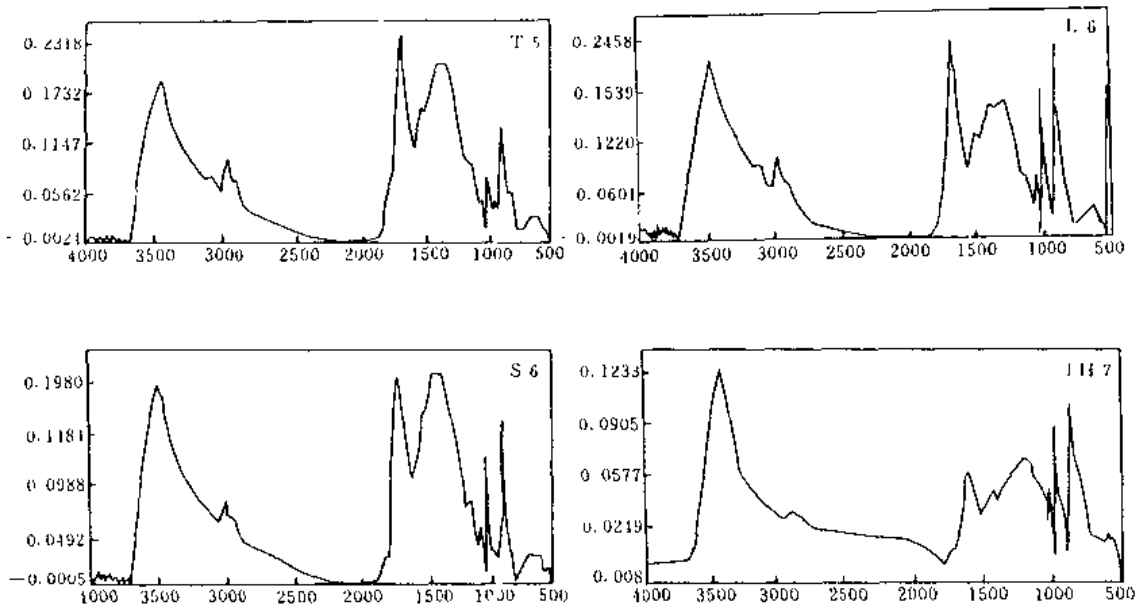


图 2　千酪根红外吸收光谱图

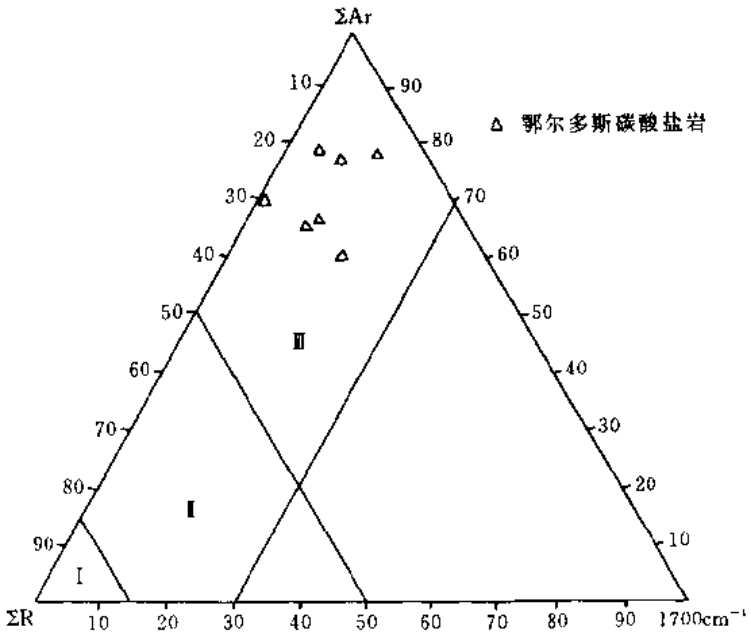


图 3　官能团的组成与类型划分

型[11]。本区碳酸盐岩样品（表 1）的有机质类型均为Ⅱ型。这种似乎是与菌藻类生源不相吻合的有机质类型，都是客观实际的反映。一般认为这是高演化程度造成的，但是，研究区 Rock-Eval 资料显示，有机质进入高成熟阶段 -过成熟阶段，有机质演化程度还没有高到有

机质类型不能划分的程度[2]。

表 1　碳酸盐岩有机质热解分类

序　号	S_2/S_3	D/%	$\frac{IH}{mg\ 烃/gTOC}$	类　别
17	1.00	5.19	38	
19	0.40	6.23	50	
21	0.07	0.73	6	
25	0.18	0.55	4	
27	0.10	2.08	17	
30	0.04	0.81	7	Ⅱ
33	0.06	0.78	6	
10	0.27	0.84	7	
15	0.83	1.61	16	
5	0.08	2.77	22	
8	1.00	1.66	15	

四、有机质类型恢复

干酪根随热演化作用增强而不断地脱C、H、O，富集碳，同样烃源岩也随成熟度增加而出现 S_2 急剧变小，都导致了有机质类型的“降级”“变坏”现象。和有机质丰度评价方法一样，有机质类型也要排除成熟度对它的影响，那就要恢复有机质类型有本来面貌，将其恢复到未成熟或低成熟的状态。

以已知海相碳酸盐岩热模拟资料[1]为基础，结合研究区碳酸盐岩的热解分析结果来恢复有机质类型。恢复前后烃源岩热解指标的计算公式见表 2。

岩石各项热解指标的“失真”，主要是由于高演化和运移作用的影响，因此，在对各项指标恢复之前，必须首先对岩石的原始烃量 S_1 进行恢复，即利用热解模拟实验结果，计算出已生油量 S_1，然后利用一套公式修正其它各参数。

恢复前鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩中有机质几乎全为Ⅱ型；而在利用热解资料对其恢复后，有机质类型有了较大的改善，但仍表现为Ⅱ型占多数（Ⅱ型占 70.85%），由此可以看出，经过恢复后的数据仍不能反映了烃源岩原始状态。实际工作中，利用 I_H、S_2/S_3 来恢复有机质类型，尚存在一些问题需进一步研究，一是 S_3 测定精度比 S_2 低，而且影响 S_3 影响颇多，使得 S_2/S_3 的误差较大，二是生烃潜量对 I_H 影响很大，而碳酸盐岩特有的低生烃潜量，无疑是造成 I_H 偏低的主要指标。

表 2　恢复前后生油岩热解指标计算公式

热解指标	恢复前	恢复后
已生成烃量	S_1	$S_1^0=\frac{S_2Q}{100-Q}$
生烃潜量	$S_1+S_2=S$	$S^0=S_1^0+S_2$
氢指数	$I_H=\frac{S_2\times100}{COT}$	$I_H^0=\frac{S^0\times100}{COT^0}$
氧指数	$I_O=\frac{S_3\times100}{COT}$	$I_H^0=\frac{S^3\times100}{COT^0}$
类型指数	$I_t=S_2/S_3$	$P_t=S^0/S_3$
有效碳	$Cp=S\times0.083$	$Cp^0=S^0\times0.083$
降解潜率/%	$D=Cp/COT$	$D^0=Cp^0/COT^0$
类型系数	$Tyc=I_t\cdot D$	$Ty_c^0=P_t\cdot D^0$

Q 表累积热解烃率（从热模拟实验图上查得）。

五、讨　论

导致碳酸盐岩有机质类型与其生源不一的原因可以有两种解释。一是高度氧化而使有机质类型转化，二是高度演化使有机质类型转化。氧化作用造成有机质类型在沉积-成岩阶段发生转变、“降级”，而热演化作用是在有机质逐渐成烃过程中促使有机质类型“降级”。无论是热演化还是氧化，其基本点是有机质的官能团脱落，芳香核增大，不同类型的有机质最终都变为Ⅱ型干酪根。例如，镜质组向惰质组转化是在氧化条件下进行的，表现为增碳和芳构化过程；同样，海相藻类体也是可以在氧化条件下向“惰质组”转化，形成Ⅱ型干酪根。

研究区沉积相分析表明，早奥陶世全区总体为浅水碳酸盐岩台地，水体很浅。早奥陶世马家沟沉积后，全区抬升暴露于地表，长期遭受风化剥蚀，大气淡水淋滤和向下渗流，埋藏在地下的岩石也遭氧化。特别是在隆起区两侧碳酸盐岩中出现很多氧化标志：如，①黄铁矿被氧化成褐铁矿、岩石中普遍有褐铁矿浸染的黄铁矿假晶。②大气淡水淋滤和向下渗流出现了许多去白云岩化和去石膏化的现象。③岩石中出现了许多溶蚀现象。总的看来，研究区早奥陶世碳酸盐岩在沉积-成岩阶段的强氧化作用，促使其干酪根类型转化，此后在热演化程度达到高成熟阶段，又使有机质类型降级，成为目前实测的Ⅱ型干酪根。沉积-成岩阶段的氧化作用是促使干酪根类型转化的主要因素之一，而有机质的高演化程度则使各类有机质之间的差别减小，趋于均一化。

六、结　论

（1）鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩的有机质类型主要表现为Ⅱ型干酪根的特征，与其生源类型差异较大。

(2) 造成有机质类型“降级”的原因，除了热演化作用外，氧化作用也是不可忽视。研究区台地相碳酸盐岩沉积-成岩时的氧化作用是造成有机质类型变差的一个主要原因。

参 考 文 献

[1] 邹立言、顾信章、盛志伟等，生油岩热解快速定量评价，科学出版社，1986。

[2] 文志刚，鄂尔多斯中西部地区奥陶系碳酸盐岩有机地球化学特征研究，江汉石油学院学报，Vol. 19，No. 1，1997。

晶包有机质的有机地球化学特征

——以鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩为例

文 志 刚

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）

摘 要：与吸附有机质相比，晶包有机质是被矿物晶体包裹或束缚的有机质，因而它所处的环境具有较高的封闭性和较强的还原性，受外界影响较小。以上这些地质特征被生物标志物很好地表现出来：如晶包有机质的正烷烃碳数分布范围，轻重组分比，正、异构烷烃比，类异戊二烯烷烃特征，以及反映成熟度的甾、萜烷异构化参数等都与吸附有机质之间存在明显的差异。相对于吸附有机质而言，晶包有机质演化的迟缓（滞后）效应，为其高温成烃奠定了理论基础。

关键词：晶包有机质；吸附有机质；生物标志物；（高温）成烃

与吸附有机质不同，晶包有机质主要密封于隐晶质或细晶质碳酸盐矿物内，当用盐酸除去碳酸盐岩矿物时，这些有机质得以释放，然后再用有机溶剂进行抽提，通常这些被束缚的有机质也叫沥青碳。研究晶包有机质的组成和特征，能进一步研究碳酸盐岩的有机质分布、演化及其与成烃的关系，对碳酸盐岩烃源岩的评价有着现实意义[1,2,3,4]。

一、晶包有机质的岩石热解特征

碳酸盐岩与泥岩不同，其P2峰常表现为多峰型，一般由三个峰组成（图1），它们可以分成低、中、高温三个峰，不同峰温所测得的t_{max}值相差较大。低温峰出现在350～450℃左右，它代表了碳酸盐岩或碳酸盐胶结物中非束缚状态的可溶重质组分和部分干酪根热解成烃产物，它们被封闭于碳酸盐岩的孔洞和裂缝中；中温峰在500℃左右出峰，是由包裹有机质产生的，据Espitalie（1977）研究，白云石和方解石在500℃时开始分解[5]。高温峰是干酪根分解产生的，其t_{max}值反映了有机质的演化程度。

对25块碳酸盐岩样品的分析表明，鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩的t_{max}值全部大于460℃，其中52%的样品的t_{max}值大于530℃，表明研究区有机质普遍处于高成熟—过成熟阶段。

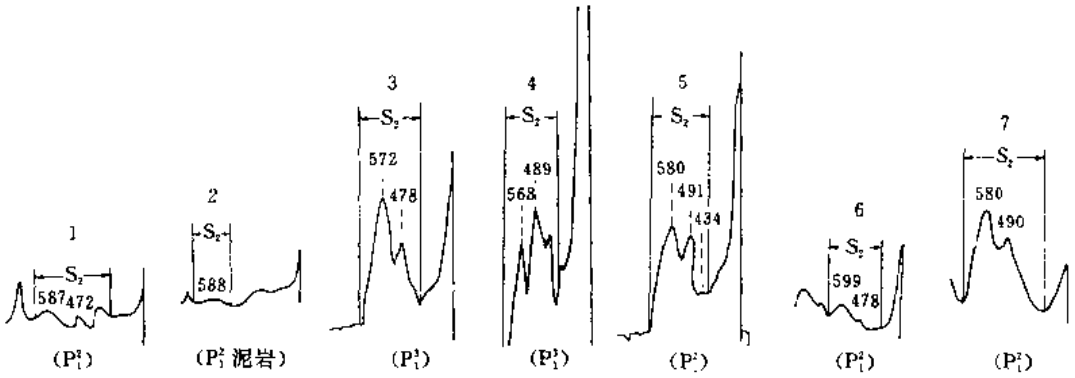


图 1　碳酸盐岩岩石热解烃（S_2）多温峰谱图

（据童崴言，1993）

1～2—浙江冷坞剖面；3～5—湖北当阳当 2 井；6—湖北黄石剖面；7—南京孔山剖面

二、晶包有机质的生物标志物特征

1. 晶包有机质的正构烷烃特征

鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩晶包有机质与吸附有机质之间差异主要表现在以下几个方面（表 1）：

（1）碳数分布略有不同，吸附有机质多为 nC_{13}—nC_{36}，而晶包有机质则为 nC_{14}—nC_{37}。

（2）轻重组分差别大，$\Sigma nC_{21}^-/\Sigma nC_{22}^+$在吸附有机质中平均值为 2.04，在晶包有机质中为 1.11；$nC_{21}+nC_{22}/nC_{28}+nC_{29}$在吸附有机质中为 1.74，在晶包有机质中为 0.54。明显地，吸附有机质的轻组分产率高于晶包有机质。

（3）正构烷烃与异构烷烃组成差别大，从表 1 可以看出晶包有机质的异构组分产率高于吸附有机质。

表 1　晶包有机质与吸附有机质之间差异

	吸附有机质	晶包有机质
碳数分布	nC_{13} - nC_{36}	nC_{14} - nC_{37}
$\Sigma nC_{21}^-/\Sigma nC_{22}^+$（平均值）	2.03	1.11
$nC_{21}+nC_{22}/nC_{28}+nC_{29}$	1.74	0.54
ΣnC/%	70.07	68.47
ΣiC/%	29.93	31.53

晶包有机质与吸附有机质出现差异的原因在于它们之间成熟度的不同。晶包有机质处于被包裹状态，受外界影响较小，有机质演化程度较低。

2. 晶包有机质的类异戊二烯烷烃

Pr/nC_{17}和 Ph/nC_{18}也能很好地表征沉积环境的差异[5]。图 2 是吸附有机质高、晶包有机

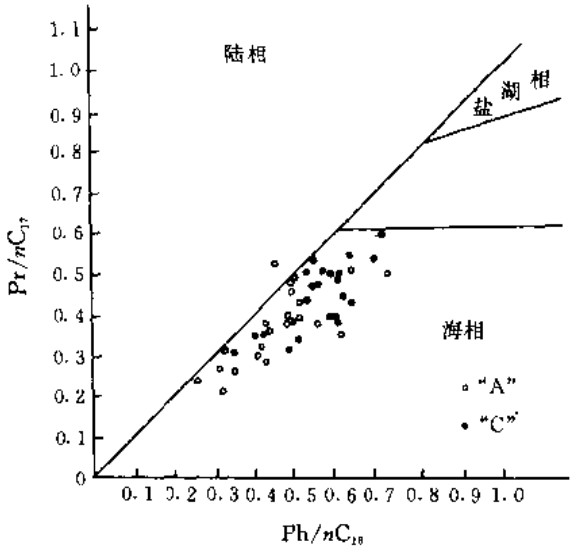
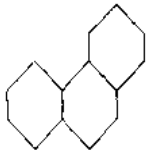


图 2　不同环境中 Pr/nC_{17}-Pn/nC_{18}的关系

（图版引自张水昌，1993）

质的 Pr/nC_{17}和 Ph/nC_{18}关系图。从图 1 可以看出：①鄂尔多斯奥陶系碳酸盐岩中 Pr/nC_{17}大 0.2，小于 0.6；Ph/nC_{18}大于 0.2，小于 1.2，为典型的海相沉积。②在图 2 上也可看出吸附有机质与晶包有机质的差别，晶包有机质的 Pr/nC_{17}，Ph/nC_{18}值比吸附有机质高，这反映晶包有机质所处的微环境的还原程度比吸附有机质高。

3. 晶包有机质的甾、萜类化合物

晶包有机质中的萜类化合物有倍半萜类、三环萜烷及五环三萜烷类。三环萜烷类主要是具有  —R 骨架的长侧链化合物，其碳数分布为 $C_{19}-C_{31}$。五环三萜类化合物的碳数分布为 $C_{27}-C_{35}$，其中 $C_{31}-C_{35}$为升藿烷，另外还有一定量的伽马蜡烷。倍半萜类化合物为补身烷，含量较低。

甾烷类主要由正常甾烷、重排甾烷组成，另外还有少量孕甾烷、升孕甾烷。在正常甾烷中，C_{27}/C_{29}甾烷的分布范围为 0.35～0.7，相比较而言，晶包有机质的 C_{27}/C_{29}甾烷大于吸附有机质（表 2）。孕甾烷和升孕甾烷含量占规则甾烷的 3%～25%（表 2）。一般来说，孕甾烷、升孕甾烷是膏盐环境的特征化合物之一[5]。晶包有机质与吸附有机质相比，晶包有机质中孕甾烷和升孕甾烷含量高于吸附有机质，这反映了晶包有机质比吸附有机质所处环境的还原性以及封闭性强。

反映有机质演化程度的甾、萜烷异构化参数也有一定的变化规律。由表 2 可以看出，晶包有机质的 C_{29}甾烷 $20S/20(R+S)$ 值为 0.44～0.48，平均值 0.47；C_{29}甾烷 $\beta\beta/(\beta\beta+\alpha\alpha)$ 值为 0.36～0.43，平均值 0.38；C_{31}藿烷 $22S/22R$ 为 1.20～1.38，平均值 1.30。而吸附有机质对应的参数分别为 0.39～0.52，平均值 0.46；0.35～0.48，平均值 0.42；1.28～1.40 平均值 1.36（图 3）。

表 2　生物标志物参数

样　品		C_{29}甾烷		C_{31}藿烷	甾烷	孕甾烷
		$\alpha\alpha\alpha\frac{S}{S+R}$	$(S+R)\frac{\beta\beta}{\beta\beta+\alpha\alpha}$	S/R	C_{27}/C_{29}	规则甾烷
L-2	A	0.46	0.39	1.40	0.58	0.11
	C	0.47	0.36	1.33	0.63	0.11
LH-7	A	0.39	0.35	1.28	0.51	0.03
	C	0.47	0.37	1.29	0.59	0.09
T-5	A	0.52	0.48	1.39	0.60	0.19
	C	0.46	0.39	1.26	0.65	0.08
S-6	A	0.52	0.48	2.26	0.70	0.14
	C	0.46	0.39	1.31	0.56	0.25
S-7	A	0.49	0.47	1.38	0.35	0.06
	C	0.48	0.43	1.20	0.55	0.11
SC-3	A	0.46	0.43	1.39	0.45	0.08
	C	0.47	0.39	1.38	0.56	0.11

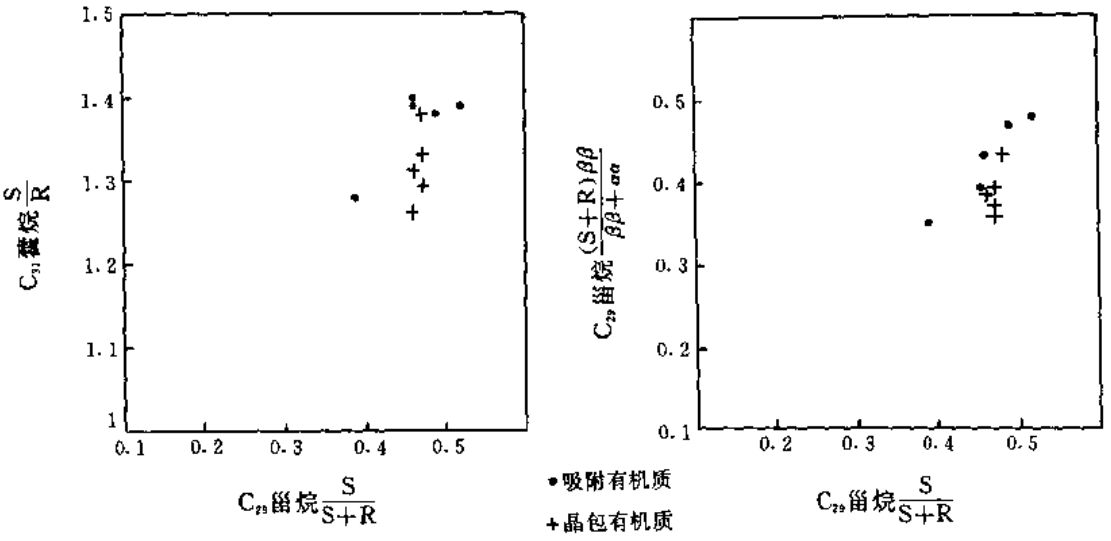


图 3　研究区源岩的甾、藿烷异构化参数

明显地，晶包有机质的演化程度低于吸附有机质，这种演化程度的差异是因晶包有机质缺乏粘土矿物催化[7]与碳酸盐岩特有的保存作用[1]所造成。然而，无论是晶包有机质还是吸附有机质，其甾、藿烷异构化参数都未达到其平衡终点，与其真实的演化程度差异较大。可以认为，碳酸盐岩特有的岩性是造成这种现象的主要原因。

三、晶包有机质的高温成烃特征

晶包有机质与吸附有机质具有相同的母质来源，只不过是一部分有机质处于较封闭的状态，被矿物晶体包裹起来。在随后的热演化过程中，吸附有机质首先向烃类转化，并被排出；而此时，晶包有机质则处于相对稳定状态，直到热演化至一定阶段时，晶包有机质才发生解析，出现碳酸盐岩高温成烃。研究表明，晶包有机质的演化程度明显滞后于吸附有机质，当碳酸盐岩埋藏到一定深度时，晶包有机质必然会发生解析，此时这些被包裹的有机质遭到释放，成为油气生成的另一类有机质或母源。据童箴言[5]研究，晶包有机质在 t_{max} 为 480℃，R_O 为 2.0%左右时，开始大量释放。总的看来，晶包有机质的解析发生在凝析油、湿气之后，干其阶段初期。

四、结　　论

(1) 碳酸盐岩的 P2 峰常由三个峰组成，低温峰出现在 350～450℃左右，它代表了碳酸盐岩或碳酸盐胶结物中非束缚状态的可溶重质组分和部分干酪根热解成烃产物，中温峰在 500℃左右出峰，是由包裹有机质产生的，高温峰是干酪根分解产生的，其 t_{max} 值反映了有机质的演化程度。

(2) 吸附有机质与晶包有机质中生物标志物的组成、分布特征有相同点也有不同点。反映在生源上它们相同，而表现在氧化还原环境和演化程度上不同。一般地，晶包有机质所处的还原环境较吸附有机质高，晶包有机质的演化程度低于吸附有机质。

(3) 鉴于晶包有机质的演化程度明显滞后于吸附有机质，所以当碳酸盐岩有机质演化到 t_{max} 为 480℃，R_O 为 2.0%左右时，晶包有机质高温成烃。

参 考 文 献

[1] 傅家谟、贾蓉芬、刘德汉等，碳酸盐岩有机地球化学，科学出版社，1989。

[2] 周中毅、范善发、谢觉新等，晶包有机质——认识碳酸盐岩生油机制的另一方面，沉积学报，1991 增刊，9：112～119。

[3] 文志刚、张爱云，鄂尔多斯盆地奥陶系碳酸盐岩沥青 A 和沥青 C 的生物标志物特征，现代地质，1997，11 (2)：197～202。

[4] 朱扬明、周中毅，矿物质对有机质演化影响的研究，地球化学，1991，20 (3)：306～312。

[5] 邹立言、顾信章、盛志伟等，生油岩热解快速定量评价，科学出版社，1986。

[6] 石宝珩，扬子海相地质与油气，石油工业出版社，1993。

[7] Spiro B.，Effects of the mineral matrix on the distribution of geochemical markers in thermally affected sedimentary sequences. Organic Geochemistry，1984，6 (6)：543～559.

塔里木盆地塔中隆起区石炭系东河砂岩油气藏盖层封堵性探讨

张 尚 锋

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）

摘 要：塔里木盆地塔中隆起区石炭系东河砂岩油气藏是一个具有地层控制因素的构造圈闭油气藏。东河砂岩段是塔中隆起区的主要油气勘探目的层。本文作者通过对塔中隆起区东河砂岩及盖层毛管压力曲线的分析，讨论东河砂岩油气藏盖层的封堵类型、油气藏模式，及塔中隆起区东河砂岩油气藏的成藏规律，达到指导塔里木盆地油气勘探的目的。

关键词：塔中隆起；东河砂岩；盖层；油气藏；模式

一、引 言

塔里木盆地是一个由不同时期，不同属性盆地叠置的多旋回性复合盆地，不同地质时期构造应力场的变化控制着盆地构造的形成演化发展。塔中隆起是盆地中央隆起带上的次级构造单元，是塔里木盆地最有利的含油气远景区（图1），它的形成和发展严格受区域构造发展历史的制约。

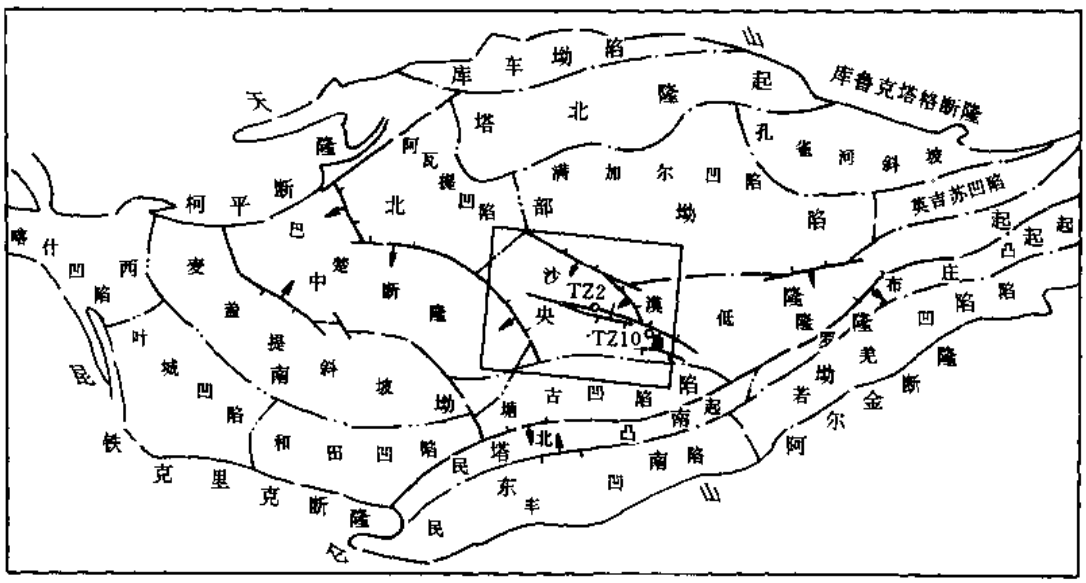


图1 塔里木盆地区域构造单元划分图

80年代初，石油工作者对塔中隆起区进行了石油勘探，落实了一些含油气构造，并于80年代末期在塔中隆区油气勘探方面取得突破性进展。在石炭系及下奥陶统风化壳中见到良好的油气显示。至今为止已在塔中隆起区几个主要构造带上相继钻井，并获得工业油气流。

塔中隆起区的主力油层为石炭系“东河砂岩”段，其岩性为一套中—细，粉—细砂岩，砂岩中石英含量较高，矿物成熟度及结构成熟度均较好。近年来对塔中隆起区东河砂岩段的含油气情况不少人作过研究，尤其是对东河砂岩的沉积环境、成岩作用及储集特征。及其东河砂岩油气藏的油源问题研究较多。本文主要从东河砂岩油气藏的盖层封堵性研究入手，探讨塔中隆起区石炭系东河砂岩油气藏的差异性，尽而探讨油气藏的成藏规律。

二、研究区地质背景

塔中隆起区的油源主要是由北部的满加尔凹陷、阿瓦提凹陷及南部的唐古孜巴斯凹陷生成的。各生油凹陷生成的油气沿着石炭系及以前地层之间的角度不整合面向上倾方向及各断裂系统运移至塔中隆起区，并圈闭于封堵层之下的储集层中形成油气藏。

塔中隆起区的石油主要来产自“东河砂岩”。而其上的底部泥岩段及含砾砂岩段可作为封堵层。

塔中隆起区“东河砂岩”段上部为一套滨海相含砾岩段，岩性主要为含砾砂岩、粉砂岩及泥质粉砂岩。胶结物主要为泥质、灰泥质。电性特征：电阻率低（7～35 Ω·m），自然伽马较低（40～90 API），自然电位－35～－45 mV，声波时差60～70微秒/呎。为东河砂岩段与上部泥岩的过渡带，其物性变化较大。

底部泥岩段在塔中地区厚度比较稳定，厚度30 m左右，岩性为泥岩夹薄层粉砂岩、泥质粉砂岩及不等粒砂岩，由上而下砂质含量增大，砂岩层数增多。沉积环境及沉积特征有一定变化，在塔中10井区为三角洲平原相沉积，而在塔中4井区为滨海相沉积。电性特征：自然伽马90～120 API，视电阻率5～25 Ω·m。本泥岩段为东河砂岩油气藏的主要盖层。

三、封堵类型及油气藏模式

1. 封堵类型

前人经过研究将油气藏盖层封堵分为水力型封堵和隔膜型封堵两类（N. L. Watts，1987）[2]，①水力型封堵：它是指一些非常致密的岩石，如页岩、膏盐岩、盐岩等，其毛细管突破压力很高（通常达数千Psia）❶，以致因裂隙全面贯穿封堵层而导致封堵失效，封堵层厚度较大时，裂隙破坏封堵层的可能性就会减小，因此，在一定的岩石强度下，封堵的完整性是盖层厚度的函数。②隔膜封堵：其封堵能力主要受盖层的孔隙喉道大小和下伏储层孔隙空间大小的差，以及圈闭烃类与地层水的密度差控制。毛细管突破压力较小（通常小于1000 Psia）[1]，由于它比水力型封堵的毛细管突破压力小得多，因而封堵的完整性与盖层厚度关系较大。

❶ 与SI单位换算：1bf/in²（即Psia）＝6894.76 Pa，下同。编辑注。

塔中隆起区塔中 10 井 C_{I} 油组的盖层为石炭系底部泥岩段，其下的含砾砂岩段可以看作是泥岩段（盖层）与东河砂岩段（储层）之间的过渡带，其物性亦介于二者之间，它的作用既非储层，又非盖层。为假盖层[1]，由于它的存在使油气藏中的油气柱高度比正常值减小。通过压汞曲线（图 2）看出，塔中 10 井东河砂岩油气藏之上的假盖层平均毛细管突破压力多小于 6.9 MPa，为 1.38～3.45 MPa，由此看来，塔中 10 井东河砂岩油气藏的假盖层封堵类型具隔膜型封堵特征。而塔中 4 井含砾砂岩物性较好，毛细管突破压力小，岩石渗透性好，它与东河砂岩一起构成储油层，底部泥岩盖层，岩性致密，具水力型封堵特征。

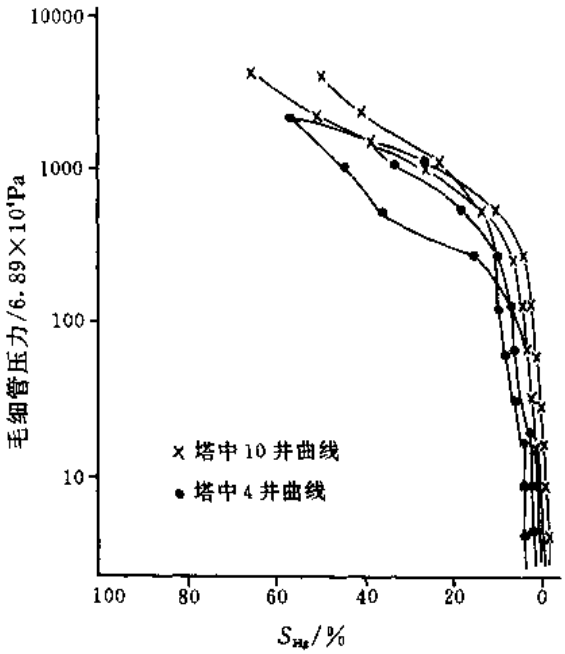


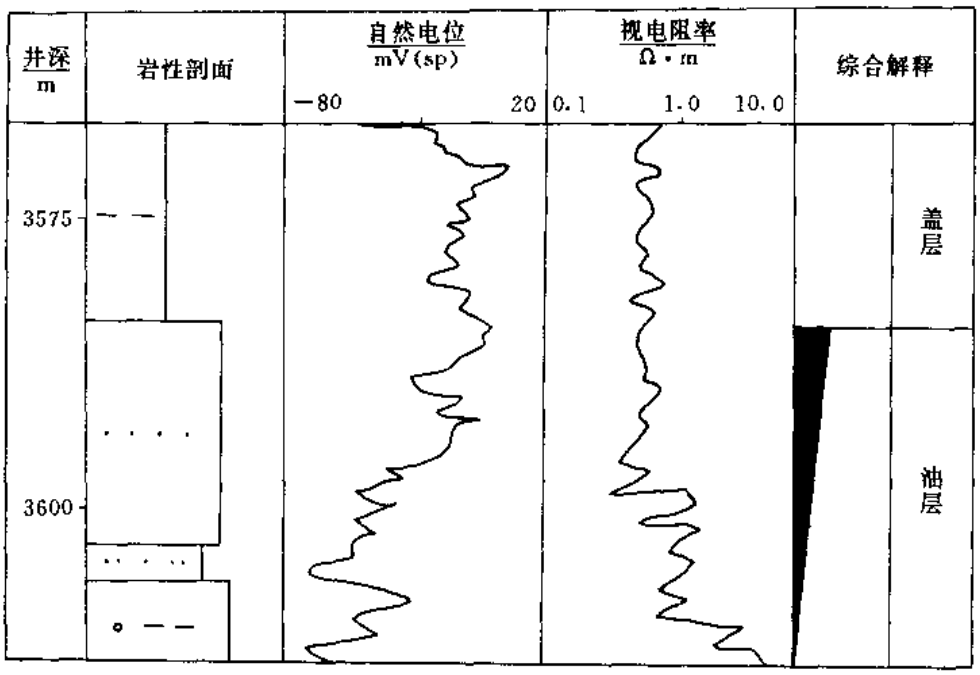
图 2　塔中 4、10 井综合累计毛细管压力曲线

2. 盖层的厚度

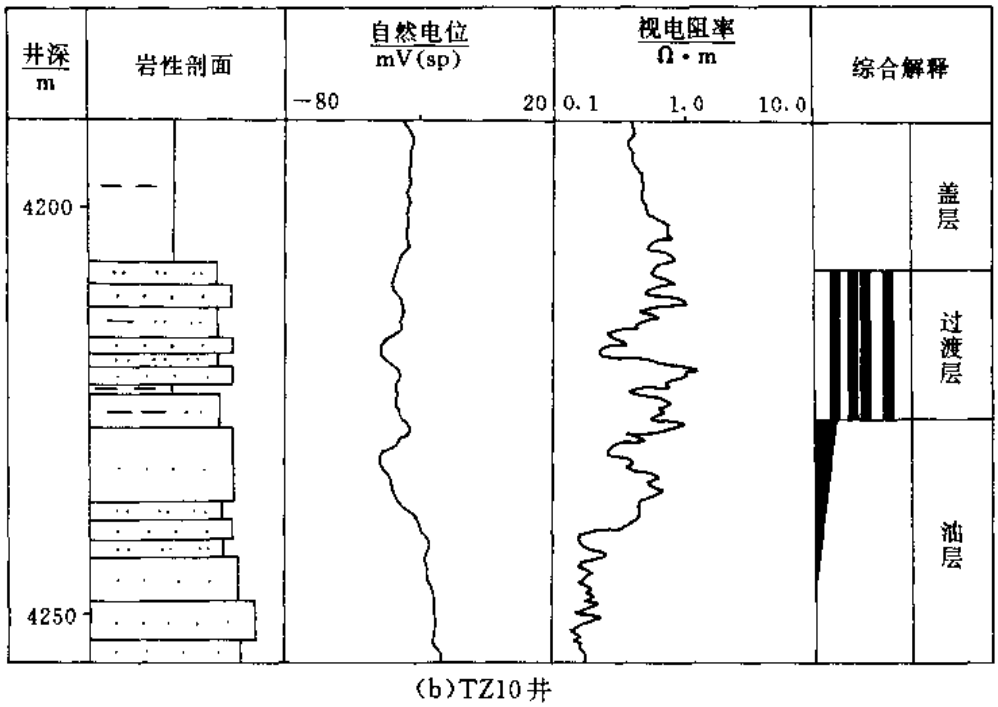
关于油气藏盖层的厚度在封堵方面所起的作用，Hubbert（1953 年）的研究表明，只要盖层的毛细管突破压力大于所封盖油气藏的逸散动力（如浮力、水动力、剩余压力等），其厚度是无关紧要的，因为与岩石封堵能力有关的主要控制因素是毛细管突破力。但我们对塔中隆起区的盖层研究表明，尤其在断层裂隙发育，断层断矩较大的地区，盖层的厚度是封堵有效性的必要控制条件。如塔中 18 井，断裂构造十分发育，断矩较大，这可能是该井没有获得工业油气的关键因素。那么盖层的厚度究竟多大才对油气形式有效的封堵，要根据不同地区，不同地质条件而定。而塔中隆起区东河砂岩油气藏的盖层厚度一般在 30～40 m，在断层断矩小于这一厚度的地区作为油气藏有效封堵是可能的。

3. 油气藏模式

长期以来，人们一直认为储层与盖层之间是直接接触的，表现在沉积相上，是渗透性好的储层突变为渗透性差的盖层，即所谓传统的油气藏双层结构模式，这时油气全部进入储集层。而在许多情况下，沉积相是渐变的，尤其对碎屑岩沉积层系来讲，是由渗透性好的砂岩（储层）渐变为渗透性差的粉砂岩（过渡层），再变为物性极差的泥岩（盖层）。原苏联 Г. В. 莱利普波夫的三层结构气藏模式就是研究了原苏联许多盆地资料的基础上提出



(a)TZ4 井



(b)TZ10井

图 3　塔中 4、10 井油藏模式图

的。H. R. Grunau 将夹于储层与盖层之间的过渡层称为“废弃的层带”[3]。而 M. W. Doney 称它为“既非盖层，也非储层的无用带”[4]。

本文通过对塔中隆起区东河砂岩油气藏的研究发现，本区的油气藏既存在双结结构模

式，又存在三层结构模式。塔中4井区主要为双层结构（图3a），东河砂岩和含砾岩都作为储集层，而上部的泥岩段为盖层；塔中10井区为三层结构模式（图3b），东河砂岩与泥岩之间的含砾岩段为过渡层。

四、结　　论

以前人们往往偏重于天然气藏盖层的封堵性研究，总结出气藏结构模式。而本文通过对塔中隆起区油气藏（特别是油藏）的研究发现，油气藏的盖层封堵性亦是油气藏形成的重要控制因素，如果不具备有效的封堵层，就不可能形成油气藏。通过研究塔中隆起区油气藏的盖层封堵性，尽而归纳该区东河砂岩油气藏的结构模式。结论如下：

1. 油气藏盖层的有效性封堵是油气藏形成的关键因素；

2. 塔中隆起塔中10井区东河砂岩油气藏盖层封堵性具隔膜封堵的特征。该区盖层的厚度对封堵油气是有效的；

3. 塔中地区东河砂岩油气藏的结构模式既有双层结构，又有三层结构。在三层结构模式中，含砾砂岩段是盖层与储层之间的过渡层，由于过渡层的存在，使得油气藏的油气柱高度降低。

参 考 文 献

[1] 张尚锋等，塔里木盆地塔中隆起区石炭系东河砂岩油气藏的封盖层，石油实验地质，1996（4）。

[2] N. L. Watts：Theoretical aspects of cap-rock and fault seals for single and two-phase hydrocarbon colums. Marine and Petroleum Geology，4（4）1987：247～307.

[3] H. R. Grunan：A worldwide look on the cap-rock Petroleum. Journal of Petroleum Geology，10（3）1987：245～266.

[4] M. W. Doney：Evaluating seals for hydrocarbon accumulations，AAPG Bulletin，Vol. 68 P1752～1763，1984.

脂肪酸在油气化学勘探中的作用

文志刚　张尚锋　许晓宏　林九皓

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）

摘　要：脂肪酸广泛地存在于原油、生油岩和油田水中，在各种动力作用下，溶解于水的脂肪酸垂直运移至地表土壤中，并在其中富集，形成土壤脂肪酸丰度异常。通过对中原油田黄河南探区的实例研究可以看出，脂肪酸是一个有效的油气化学勘探新指标。

关键词：脂肪酸；化学勘探；异常；有利区

一、前　　言

油气地球化学勘探的主要目的在于预测地下油气藏的位置和类型（油、气、凝析气），它是通过调查油气聚集区上方不同介质中地球化学场的结构，进而圈闭和评价异常。国内外许多勘探实例证实，应用油气地球化学勘探技术确实能使探井成功率大大增高，另外还能发现地震勘探不易发现的地层圈闭，尤其是在世界油气价格下跌，勘探成本不断增高的情况下，油气地球化学勘探正日益显示出快速、经济、简便等特点。

二、脂肪酸化学勘探的理论基础

1. 脂肪酸化学勘探的基本理论

因为油气藏上方盖层的封闭不严，导致油气、水及其它化学成分通过渗滤和扩散作用向上运移，并在运移途径的不同层位形成地球化学异常。油气运移至地表后，大部分轻油气逸散到空气中被氧化而消失，但仍有一部分被粘土吸附，形成土壤的地球化学异常。研究表明，在已发现的油气田中，脂肪酸广泛地存在于原油、生油岩和油田水中[1,2,3,4,5]，这些脂肪酸包括短链、长链一元脂肪酸和二元脂肪酸。作为地下油气藏中化学成分之一的脂肪酸，会以酸和盐的形式溶解于水中，这种溶解于水的脂肪酸，也像其它烃类一样，沿着输导层（断层、裂缝、不整合等）垂直向上运移至地表土壤中，造成土壤脂肪酸丰度出现高质，产生异常。反过来，据此异常，可以推测地下深处油气藏的分布。

2. 脂肪酸的有机地球化学分析

为了排除地表土壤中有机质的污染与干扰，证明所取的土壤样品的脂肪酸主要来源于地下深处的石油，在研究中，特别地对研究区的原油、油田水及土壤进行了气相色谱、色谱-质谱和碳同位数分析（图1、表1）。由图1可以看出，原油、油田水及土壤中脂肪酸的碳

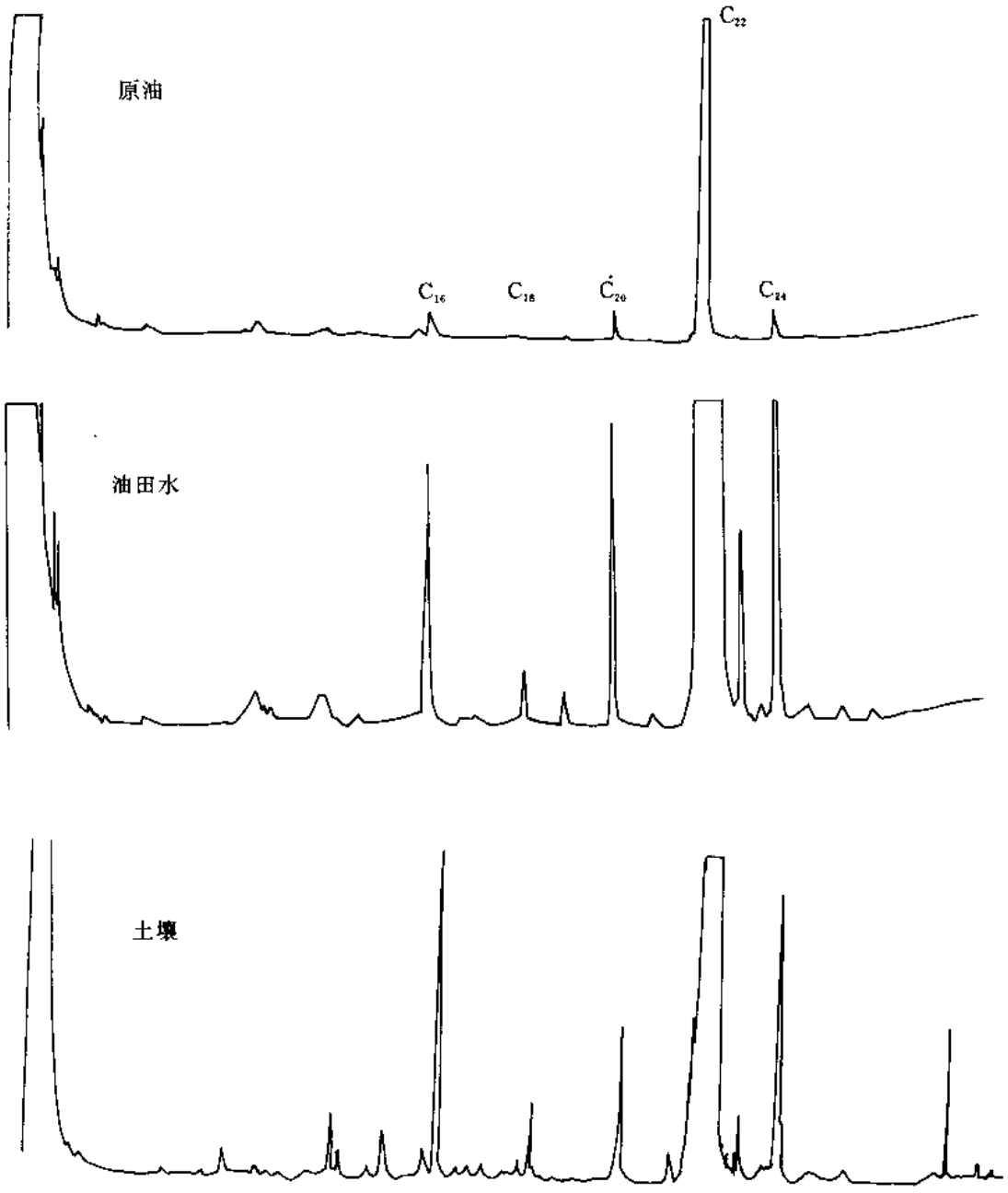


图 1　原油、油田水和土壤脂肪酸气相色谱图

数分布范围，主峰碳数基本相似，这表明土壤脂肪酸与原油和油田水中的脂肪酸有着密切关系。对比还发现，研究区内原油、油田水及土壤三者脂肪酸的 $\delta^{13}C$ 值基本一致，而土壤脂肪酸的碳同位数值与油田水脂肪酸的碳同位数值更为接近（表 1）。从原油、油田水及土壤三者脂肪酸的特征可以推测，土壤中脂肪酸主要是来源于地下深处油田水。研究区内原油和油田水中脂肪酸的含量分别达到了 1920×10^{-6}和 150×10^{-6}，它们足以成为土壤中脂肪酸的来源。

表 1　原油、油田水及土壤中脂肪酸的碳同位数值比较

样　品	33.5—68 土样	40.5—50 土样	马 11-36 井油田水	春 9 井原油
$\delta^{13}C/‰$	−26.007	−26.430	−26.170	−23.600

三、数据处理方法

为了能客观、准确地确定出脂肪酸的异常值，对所得的脂肪酸定量数据进行处理，在此我们选择了概率统计分析和趋势面分析。根据油气化探理论，原始化碳数据的概率分布类型不是标准正态分布，而应是多模态分布，如果原始数据的概率分布已经是正态分布，则应首先采取一定的方法将原始数据予以转换，既将数据的分布由单模态转化为多模态分布，然后进行处理，分离出区域背景值和表征油气信息的异常值。采取趋势面分析能更好地分离背景值和异常值，它能对数据中所包含的三部分信息进行处理，排除随机干扰部分，找出区域性的变化趋势，突出局部异常。

四、实 例 简 介

1. 工区概况

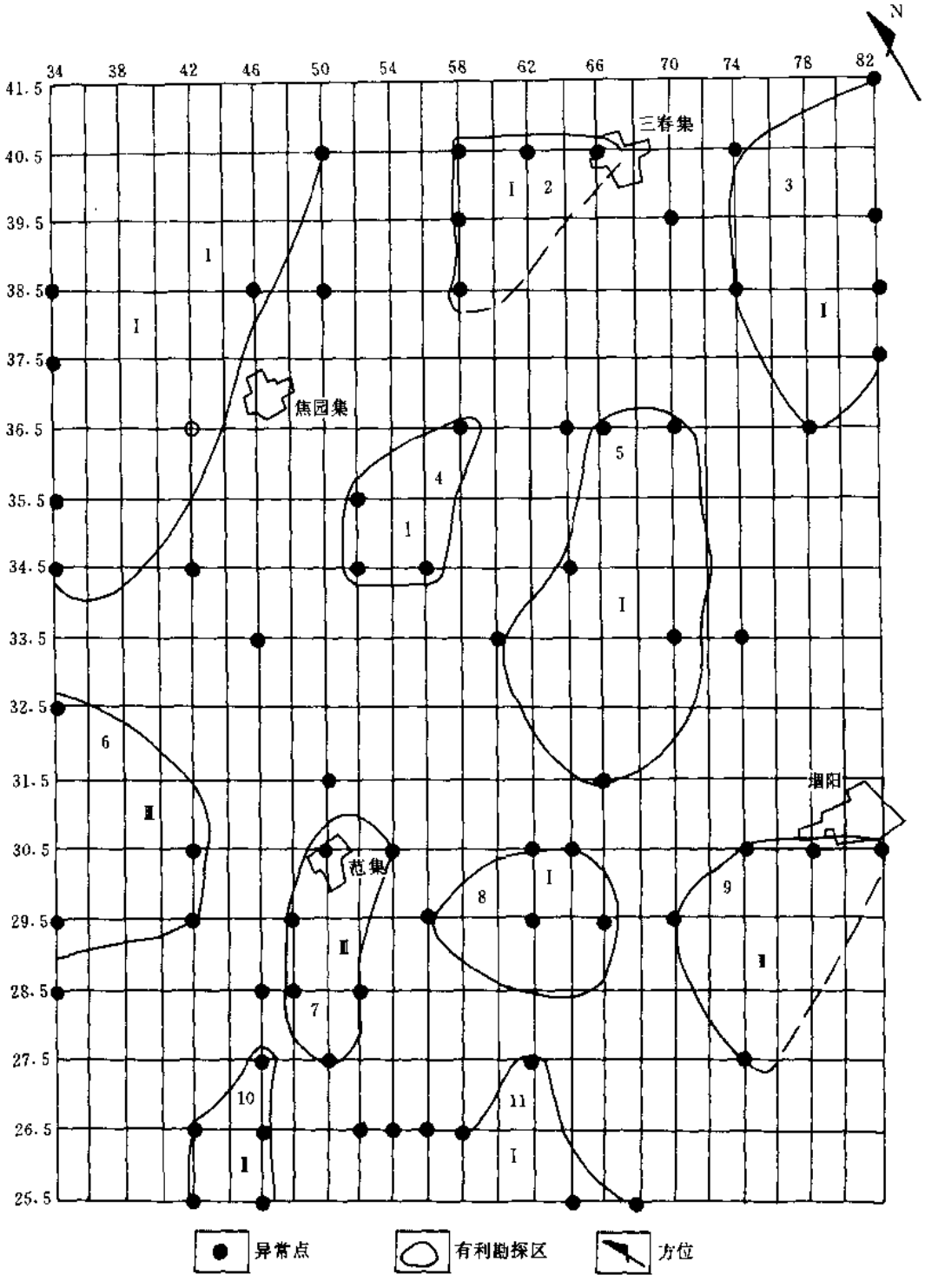
工区位于华北盆地开封坳陷东濮凹陷的南部（中原油田黄河南），在马厂以东，爪营以北，横跨山东、河南两省，面积约 200 km^2（17×12 km^2）。按 1 km×1 km 采样 200 个，0.5 km×1 km 采加密样 60 个（200×30%），共采样 260 个。

地震与地质资料已经证实，工区东南角与整体走向北北东的兰聊断裂相交，西侧为走向北北东的黄河大断裂，南部为兰考凸起。工区内断层发育，所形成的圈闭主要为断层圈闭，如位于或主体位于工区之内的三春集油田和马厂油田都是断块油田。工区内大量发育的断层无疑为脂肪酸的垂直运移提供了良好的通道。

2. 分析结果讨论

通过对工区土壤脂肪酸含量的统计分析，再结合工区的地质构造与已知油气田的分布情况，可以将工区内有利地区划分成Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ三个级别，其中Ⅰ级是最有利地区，Ⅱ级是较有利地区，Ⅲ级为可能的含油气区。由图 2 可见，工区内共划分出 11 个有利地区，其中Ⅰ级 6 个，Ⅱ级 3 个，Ⅲ级 2 个。

目前的油气勘探已经证实土壤脂肪酸油气勘探是比较有效的。如在Ⅰ级有利区内，分布着已经证实的油气田，马厂油田位于脂肪酸异常的 1 号有利区内；在 5 号有利区内，已经出现产油的春 9 井、春 24 井、春 16 井和春 8 井等；8 号有利区内则有春古 1 井、春古 4 井和春 17 井等；11 号有利区内有兰古 1 井和兰 4 井等；而 2 号有利区位于三春集西 1 km，北接葛岗集凹陷，油源丰富；4 号有利区位于断层上盘，距下盘的 5 号有利区不远，可以推测它也是有利的油气聚集带，是下一步进行油气勘探的重点地区。相对于Ⅰ级有利区而言，Ⅱ级有利区具有距油源较远和原始数据等值线图上的趋势不明显特征，因而只能将 6 号和 7 号有利区划入可能的含油气区。Ⅱ级有利区介于Ⅰ、Ⅱ级有利区之间，包括 3、8、10 号有利区。



比例尺 1∶100 000

图 2　脂肪酸化探确定的油气勘探有利地区

五、结　　论

（1）从理论上讲，脂肪酸像其它有机质一样，可以成为油气化学勘探的一个新指标。

（2）中原油田黄河南的勘探事实表明，土壤中的脂肪酸的确是一个油气化学勘探的一个新指标。

参 考 文 献

[1] 梅博文主译，储层地球化学，西北大学出版社，1992。

[2] 林九皓、文志刚、罗柳忻，樊参1井白垩、第三系脂肪酸初步研究，石油与天然气地质，1987，Vol. 8，No. 3，307～314。

[3] 姜善春、傅家谟、林茂福，东海沉积物中脂肪酸分布特征，地球化学，1983，No. 3，285～293。

[4] 林九皓、文志刚，潜江凹陷油田水有机组分特征，石油实验地质，1988，No. 3。

[5] 文志刚、林九皓、邹华耀，江汉盆地樊参1井二元脂肪酸的色谱质谱特征及地球化学意义初探，江汉石油学院学报，1996，Vol. 18，No. 3，25～28。

遥感影像解译在二连油气盆地勘探中的应用

张 尚 锋

（江汉石油学院地质系，湖北荆州，434102）

摘 要：遥感影像解译是随含油气盆地勘探而发展起来的一种盆地遥感解译方法。通过盆地遥感影像解译分析，可建立盆地内建造型影像体的解译标志及模式，进而对盆地内地质建造及其在漫长的地质年代中所遭受改造作用进行分析研究，为盆地地质构造格架及盆地内油气的生、储条件研究，直接或间接地提供遥感地质信息，预测、评价盆地重点区块的含油气性。

关键词：遥感；影像；盆地；油气勘探

一、引 言

陆地卫星影像在油气勘探方面的应用已为国内外油气勘探实践所证实、并且取得了良好效果，尤其对勘探程度较低的地区，效果更明显。目前在美俄等发达国家广泛应用[1]，我国在应用卫星影像进行油气勘探方面取得了一定成绩。在含油气盆地勘探中应用遥感影像解译，首先由于陆地卫星影像具宏观特点，卫星像片的解译，有利于确定含油气盆地范围，研究盆地类型、盆地地质构造格架及盆地形成演化历史。其次对盆地各种建造型影像的研究提供遥感地质信。

地层岩性特征的差异（如碳酸盐岩、碎屑岩、变质程度较浅的变质岩、火山岩或火山碎屑岩）导致岩石特性的差别及对电磁波反射吸收能力的差异，从而形成不同地质体对不同波段电磁波的选择性吸收和选择性反射，从而形成遥感图像特征的差异（如图 1）。

此外，由于岩性差异引起地貌景观及水系的变化也必然在遥感图像上反映出来，由于岩性和地理景观的差异，使卫片上影像体特征差别更加清楚。

建造型影像解译将为盆地内各种地质建造及其在漫长的地质年代中所遭受的改造作用的分析及盆地构造格架，盆地区油气的生、储条件研究，直接或间接地提供遥感地质信息。

为消除影像标志的多变性及地表土壤、植被覆盖和地质体表面受风化剥蚀程度等诸因素的干扰，采用影像分区对比研究的新技术，对同一影像区内的影像标志进行影像域的划分，按不同影像域分别建立主要解译标志，使同一影像域内的影像标志具有宏观一致的可比性；并通过不同影像域内同类地质体典型样区的对比分析，查明不同影像域内同类地质体的主要与辅助解译特点，排除改造型影像体对建造型影像体解译工作的干扰，以促进对盆地地质结构及发展特征认识更加深刻和全面。

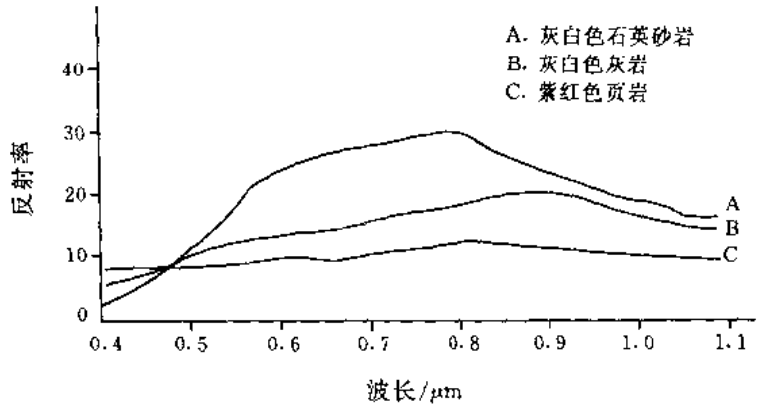


图 1　不同岩性特征反射光谱特征曲线

第三，通过遥感影像解译，研究盆地油气赋存与构造拟合关系，有利于缩小油气勘探靶区，减小油气勘探的盲目性。

二、遥感影像解译原则及解译标志的建立

1. 标志分区

由于盆地在其形成发展演化过程中可能受到多期构造运动的影响，造成强烈分割的构造面貌，沉积特征各区差异明显，反映在图像上，其色调、影像花纹结构、山体形态及水系特征都有明显的差异，使对适合于整个盆地的解译标志的建立带来难以克服的困难。如果盆地内第四纪广泛分布，只能根据隆起区（露头区）的影像标志来研究影像体的特征，划分出盆地不同的影像区（如图 2）。

2. 主要标志的确定

一般卫星图像地质解译所用的解译标志主要有色调（色彩）、山体形态及大小、纹形图案、影纹结构、水系以及植被标志、地貌标志、水文标志、人工标志等[2]。在盆地影像解译工作中，考虑到油气聚集评价有关的解译目标特性和盆地影像特点，选择色调、山体形态、水系及纹理结构为主要解译标志。在不同影像区其主要解译标志可以不同。

3. 组合标志分析

在一幅卫星图像上进行遥感地质解译，可能有些实际差异很大的地质体存在。因此，仅依据某一种主要标志进行判译是不够的，必须对几种主要标志组合特征进行分析，即利用标志的组合特征进行解译。在不同影像区，对不同影像单元的解译，其标志组合也是不同的。

4. 遥感资料与地质、地球物理资料综合分析

不同类型的影像特征区带，只能反映出它们之间的地物特征方面的差异，其确切的地质内涵必须通过与现有地质、地球物理资料的对应分析，找出其空间相关关系。

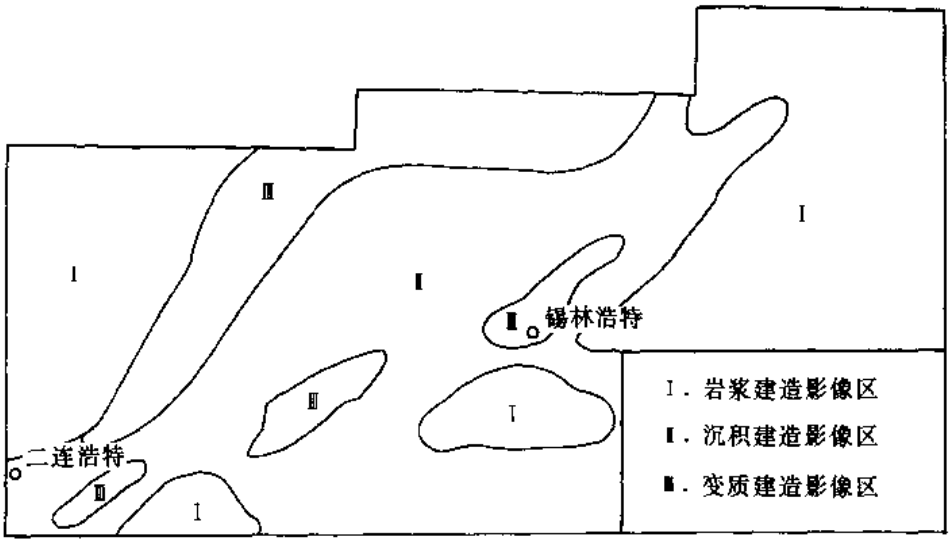


图 2　二连盆地 二连浩特-锡林浩特地区建造型影像体分布图

三、盆地建造型影像体的解译

建造型影像体主要有三类，即沉积建造影像体、变质建造影像体及岩浆岩建造影像体。因为遥感图像应用于建造型影像体解译时缺少地质体时代及成因信息，所以，以该区 1∶100 万地质图为依据，通过空间复合分析方法来确定不同影像单元的时代及成因。

（一）沉积建造影像体的解译

沉积建造指在一定的大地构造、地形、气候条件下，成因上密切联系的、彼此共生在一起的一组沉积岩。它在遥感图像上显示出的特征影像区称沉积建造影像体。

盆地内出露的沉积建造时代为侏罗系、白垩系、第三系等。侏罗系沉积建造影像体多位于盆地周边及盆地内隆起上，在二连浩特以北侏罗系沉积建造影像体，影像组合标志明显。浅红色调明显与周围区别，水系发育程度较差。白垩系、第三系沉积建造影像体，主要分布于坳陷中，色调较浅，水系不发育，影纹图案较为单调。

侏罗系、白垩系的沉积建造是该盆地的油气勘探目的层，因而对其分布特点及规律的解译研究是遥感解译工作的重点。

（二）岩浆建造和变质建造影像体的解译

1. 岩浆建造影像体

岩浆建造是在一定的地质构造环境和一定地质发展阶段内成因上有密切联系的几个特征相似的杂岩体的总称。由它所构成的特征影像区称岩浆建造影像体。研究解译该盆地的岩浆建造影像体，对研究盆地内油气的形成及分布，油气藏的破坏及再分配规律有帮助。

二连盆地内火山岩岩体广泛分布，其影像标志组合特征有两种。一种为深蓝色，色调差异明显，影纹图案单调，水系不发育。该火山岩影像体见于二连浩特以北等地区。另一种是浅灰--深蓝色，影纹图案较复杂，水系较发育的火山岩影像体，如大兴安岭等地区。

2. 变质建造影像体

变质建造指在一定的构造环境下，变质岩石的自然组合。它是在变质前的原岩建造基础上，经历了不同程度变质作用的综合产物。其特征影像区称变质建造影像体。变质建造影像体的解译，有助于了解盆地基底发育分布特点。

二连盆地的基底为古生界变质岩。所以盆地变质岩影像体多出露于盆地周边及盆地长期隆起的露头区。遥感图像上影像组合标志明显，为深蓝 -深绿色色调，影纹图案复杂，及水系较为发育的影像区。

总之通过盆地遥感图像影像体的解译，并与线性构造及环形构造解译相结合。对于了解盆地范围及盆地内的隆、坳分布提供大量有用的信息（图 3），尽而对研究盆地内油气的聚集规律有很大作用。

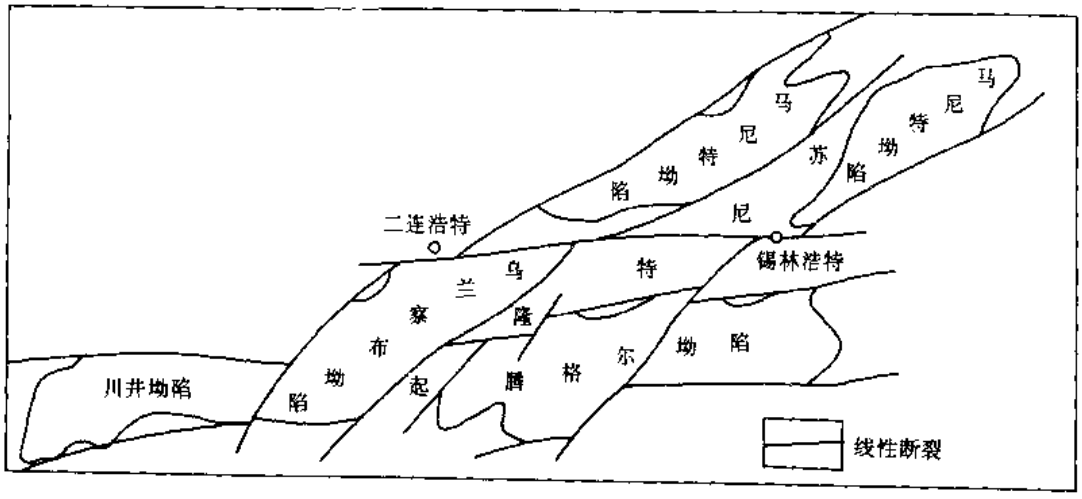


图 3　二连盆地构造分区解译略图

四、盆地内重点地区含油气性解剖

根据遥感影像特征，结合地质、地球物理、地球化学资料对盆地阿南地区的含油气情况综合分析，取得较好效果。

1. 线性构造与环形构造的空间组合关系

遥感地质、地球物理及地球化学综合分析研究结果表明，凹陷内存在大量的线性、环形构造，它们在空间上有规律分布，线性、环形构造的空间组合规律大体上反映了凹陷内不同类型构造单元之间的组合关系，线性、环形构造的组合特征，对揭示凹陷深部构造系统的基本特征有更为重要的作用。

阿南凹陷内线性构造的展布方向主要为北东向，其次为北西向，环形构造的长轴近于平行，呈北东向雁行式排列。整个凹陷在遥感图像上隐约呈现一个大的复合环形构造，大环的南北面以线性构造为边界，环的四周为暗的黄绿色，环内为浅黄绿色。而且复合大环内许多小的环形构造亦多以北东向线性断裂为界，形成线环式空间组合。线性构造与环形构造的这种空间组合基本上反映了阿南凹陷内的二级构造带的特征。另外一种组合关系为线性构造切割环形构造。如北西向线性构造切割了北东向展布环形构造，这种组合特点的

存在使凹陷内构造格局进一步复杂化（如图 4）。

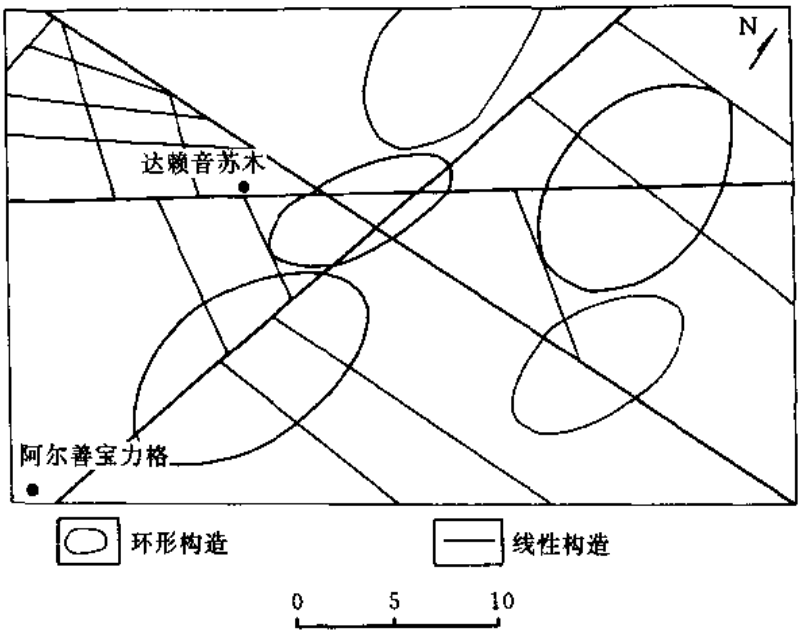


图 4　阿南地区线性环形构造组合关系图

由于阿南凹陷内这种构造格局的存在，对凹陷内沉积特征及沉积相带的展布具有一定的控制作用，因而控制了凹陷内油气的生成及油气的运移，聚集规律。

2. 遥感化探综合分析

阿南凹陷遥感化探综合研究方法，主要是将化探处理结果与遥感图像上解译出的线性、环形构造进行叠加对比分析，得出凹陷内综合异常。进一步探讨综合异常与凹陷内油气分布聚集规律的关系，并结合凹陷内沉积、构造特征综合研究，进而对整个凹陷进行综合评价。

通过本凹陷遥感化探的综合研究可以看出，凹陷内的综合异常多为项部块状异常，即化探异常多位于遥感解译出线性构造的交叉部位。而实际情况为，凹陷内的油气藏基本上为背斜层与断裂构造结合形成的油气藏，由于断裂作为地下油气向上运移漏滤的通道，所以形成这种顶部块状异常完全是可能的。阿南凹陷内构造带与生油洼槽基本上是同期形成的，而且构造带正好位于生油洼槽的边上，这就为构造带内油气富集提供了良好的物质保障。从综合异常与实际油区的拟合情况来看，实际油区与综合异常基本上是吻合的，这充分证明了对本凹陷的遥感化探综合研究方法是有效且可行的（如图 5）。

五、结　　论

1. 盆地覆盖区，遥感资料质量较差，使大面积影像解译有一定困难。但通过盆地周边露头区的解译，与盆地内情况对比，进而指导解译，这一方法可收到良好的效果。

2. 通过沉积盆地遥感影像体的解译，可了解盆地基底结构及盖层发育特点，对盆地内

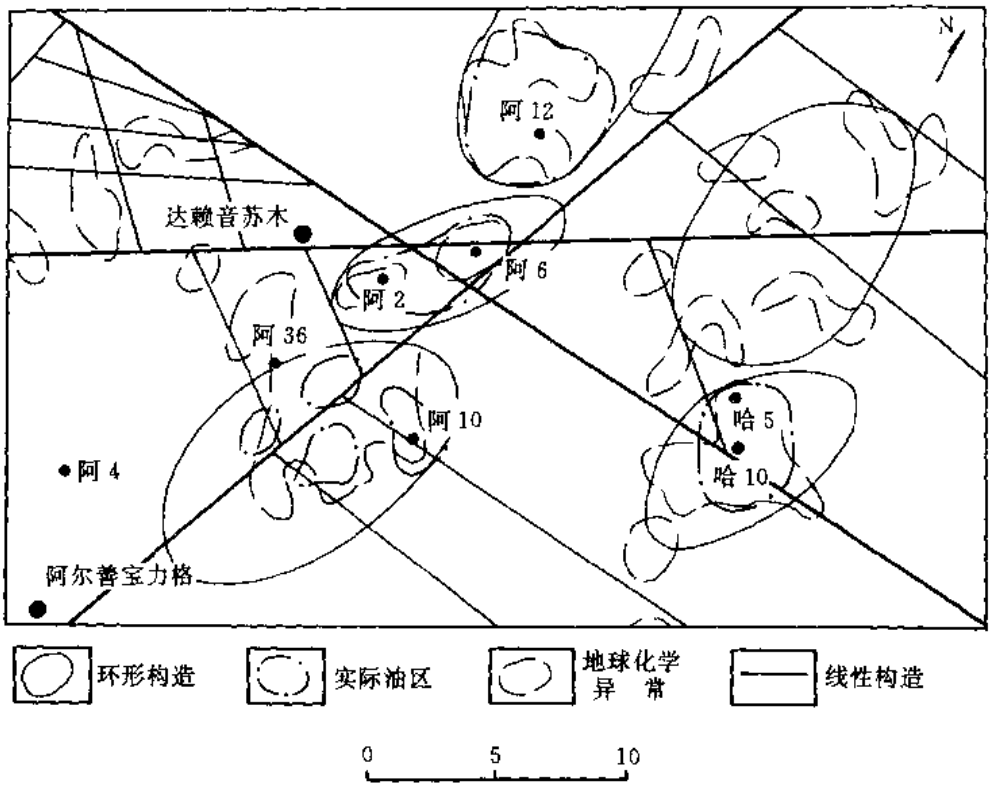


图 5　阿南地区遥感-化探综合异常图

油气聚集规律性的研究提供了有用信息。

3. 阿南地区是二连盆地内有利的油气聚集区，遥感化探具块状异常模式。

参 考 文 献

[1]G. I. Amurskii et al., Remote-sensing methods in studying tectonic fractures, in oil and gas bearing formations, Oxford & IBH Publishing Co., 1991.

[2] 朱亮璞等，遥感图像地质解译教程，地质出版社，1981。

图 版 说 明

标本均保存在中国地质大学（武汉）古生物教研室。

图 版 I

1. *Chlamys* (*Praechlamys*) *saierlangensis* sp. nov.
右壳，×4，登记号 B305。四川若尔盖赛尔郎山；中三叠统郭家山组。
2. *Chlamys* (*Praechlamys*) *vetulus* Bittner
右壳，×4，登记号 B396。产地层位同上。
3. *Chlamys parainterstriata* sp. nov.
左壳，×4，登记号 B304。产地层位同上。
4. *Chlamys* (*Praechlamys*) sp. 1
×4. 登记号 B325。产地层位同上。
5. *Chlamys* (*Praechlamys*) *parakaixianensis* sp. nov.
右壳，×2，登记号 B368。产地层位同上。
6、7. *Chlamys* (*Praechlamys*) *weiyuanensis* (Hsu)
左壳，×4，登记号 B318，V319。四川若尔盖赛尔郎山，下三叠统马热松多组。
8. *Chlamys volaris* Bittner
右壳，×4，登记号 B343。四川若尔盖赛尔郎山，中三叠统郭家山组。
9. *Chlamys* (*Praechlamys*) *bifurcata* sp. nov.
左壳，×4，登记号 B378。产地层位同上。
10、11. *Chlamys ruoergaiensis* sp. nov.
右壳、左壳，×4，登记号 B370，B305。产地层位同上。
12. *Pleuronectites*? *yuoergaiensis* sp. nov.
右壳，×2，登记号 B296。产地层位同上。
13. *Pleuronectites balatonicus* (Bittner)
右壳，×2，登记号 B359。产地层位同上。
14、15. *Pleuronectites laevigatus* Schlotheim
左壳，×2，登记号 B373，B374。产地层位同上。
16、17. *Pleuronectites difformis* Chen
右壳、左壳，×2，登记号 B358，B359。产地层位同上。
18. *Scythentolium magneauritum* (Kittl)
右壳，×2，登记号 B424。产地层位同上。
19. *Pleuronectites compressus* (Stoppani)
左壳，×4，登记号 B463。四川若尔盖拉果柴木，中三叠统光盖山组。
20. *Entolioides subdemissus* (Munster)
左壳，×3，登记号 B405。产地层位同上。
21. *Entolium discites* Schlotheim
右壳，×2，登记号 B340。四川若尔盖赛尔郎山，中三叠统郭家山组。
22. *Plagiostoma beyrichii* Eck
左壳，×2，登记号 B309。产地层位同上。
23. *Leptochondria albertii* (Goldfuss)

右壳，×3，登记号 B376。产地层位同上。

25. *Entolium discites microtis* (Bittner)

右壳，×2，登记号 B273。若尔盖赛尔郎山，下三叠统扎里山组。

26. *Plagiostoma pararegulare* Chen et Lu

右壳，×4，登记号 B322。若尔盖赛尔郎山，中三叠统郭家山组。

图 版 Ⅱ

1. *Eumorphotis inaequicostata* (Benecke)

右壳（?），×2，登记号 B257。若尔盖赛尔郎山，下三叠统扎里山组。

2. *Eumorphotis teilhardi* (Patte)

左壳，×1，登记号 B275。产地层位同上。

3. *Eumorphotis multiformis* Bittner

右壳，×1，登记号 B268。产地层位同上。

4. *Eumorphotis multiformis reticulata* Chen

左壳（?），×2，登记号 B266。产地层位同上。

5. *Eumorphotis hinnitidea* (Bittner)

右壳，×2，登记号 B270。产地层位同上。

6、7. *Eumorphotis venetiana* (Hauer)

左壳、右壳，×1，登记号 B257、B258。产地层位同上。

8. *Claraia aurita* (Hauer)

左壳外模，×1，登记号 B251。产地层位同上。

9. *Claraia songpanensis* Xu

左壳外模，×1，登记号 B275。产地层位同上。

10. *Leptochondria seebachi* (Salomon)

左壳，×4，登记号 B370，若尔盖拉果柴木，中三叠统光盖山组。

11. *Claraia stachei* Bittner

左壳外模，×1，登记号 B236。若尔盖赛尔郎山，下三叠统扎里山组。

12. *Bakevellia acutaurita* Yin et Yin

左壳，×2，登记号 B350。产地层位同上。

13. *Mytilus eduliformis* (Schlotheim)

右壳，×2，登记号 B329。若尔盖赛尔郎山，中三叠统郭家山组。

14、15. *Claraia hubeiensis* Chen

右壳，×2，登记号 B201，B205。若尔盖赛尔郎山，下三叠统扎里山组。