

文章编号: 1009-3850(2005)03-0001-07

# 碳酸盐岩地区古风化壳岩溶储层

许效松, 杜佰伟

(成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082)

**摘要:** 世界整装大油气田均以海相盆地为主, 储集类型首推碳酸盐岩岩溶孔洞+裂缝。岩溶发育的程度除相控外, 层序不整合界面与区域性地层不整合面的复合面, 在表生成岩作用环境下可形成碳酸盐岩古风化壳型岩溶。塔里木盆地和鄂尔多斯盆地奥陶系古喀斯特油气藏的重大突破, 佐证了碳酸盐岩岩溶储层的特殊意义。我国海相盆地碳酸盐岩风化壳岩溶的形成和演化, 均与加里东构造旋回中的幕次古隆起和海平面下降共耦, 埋藏期和热水溶蚀的叠加可改善岩溶的储集性能。在大面积覆盖的油气田区预测古风化壳型的岩溶储层, 可通过地震剖面追踪区域性地层不整合面和层序界面, 圈出古岩溶的时空展布、推测古岩溶地貌以及在不同层位岩性相的关系。孔洞充填方解石与碳酸盐围岩的氧碳同位素有别, 前者的  $Z$  值小于 120, 是反馈淡水岩溶环境的重要标志之一。

**关键词:** 风化壳岩溶储层; 碳酸盐岩; 不整合面; 地震界面; 氧碳同位素

中图分类号: P588.24<sup>+</sup>5

文献标识码: A

## 1 前言

岩溶指未饱和的、含  $\text{CO}_2$  的溶液溶解了碳酸盐岩, 形成溶孔、溶洞和洞穴。这一古地貌区可认为是在近地表环境中形成, 为表生成岩作用。油气勘探成果证明, 世界大型油气盆地均发育有碳酸盐岩古风化壳含油气储层(体)。据统计, 其中有 20%~30% 与区域不整合面有关<sup>[1]</sup>, 暴露的碳酸盐岩形成古岩溶储层为油气藏提供了有效的储集场所。Esteban 和 Klappa(1983)认为“岩溶是成岩作用相, 是陆地上暴露的碳酸盐岩在各种气候和构造条件下的印痕, 在大气环境中因碳酸钙的溶解和迁移作用形成可辨认的岩溶地貌。”贾振远等(1995, 2004)认为, 古风化壳是碳酸盐岩经过长期表生成岩作用形成特有的地质体, 内部特殊的结构决定其含油气性。而岩溶并不能代表它的特殊性和整体概念, 故称为古风化壳储集层(体)<sup>[2, 3]</sup>。

塔里木盆地和鄂尔多斯盆地奥陶系古风化壳岩

溶在表生成岩环境中, 经过加里东构造各幕次运动事件和海西早期形成叠加的古隆起, 暴露、埋藏和再抬升, 造成碳酸盐岩多期、多形式的溶解, 形成叠加的古风化壳型岩溶储层。

## 2 岩溶储集层类型及储集性能

塔里木盆地的塔北和塔中地区奥陶系碳酸盐岩古风化壳岩溶分别被志留系、上泥盆统或下石炭统覆盖, 古岩溶的形成除加里东期幕次隆起造成表生成岩作用外, 还叠加有埋藏期有机质岩溶和热水岩溶。

### 2.1 奥陶系古风化壳岩溶形成过程

加里东构造的 3 期 6 幕次运动是早古生代海相盆地形成古风化壳的关键<sup>[4]</sup>。

塔里木盆地在加里东构造的中、晚期, 分别形成塔北和塔中古隆起, 导致中下奥陶统和上奥陶统碳酸盐岩形成两个构造控制的暴露面, 在表生成岩作用下, 大气降水与地下水和混合水构成循环体系, 形

成地质历史中的溶蚀系统, 溶解碳酸盐岩地层。溶蚀最直接的结果是暴露的碳酸盐岩溶解、溶蚀、孔隙度的增加, 渗透性增大, 组构了面状分布的表生岩溶带(图 1)。

沉积物暴露后, 大气降水接触碳酸盐岩表面, 一部分形成地表径流向低洼处流动, 另一部分则沿岩石裂缝及原生孔隙形成渗流带<sup>[2]</sup>。当大气降水渗流到潜水面以下后, 水头的流动方向发生变化, 由垂向渗流变成横向流动为主, 形成潜流(图 1a)。经过一定时期的大气降水淋滤溶蚀以后, 碳酸盐岩的表面及浅部的原生孔隙扩溶形成早期岩溶带(图 1b)。继之, 早期岩溶带形成连通性较好的孔、洞、缝系统, 促进了岩石的进一步溶蚀成为后期成熟岩溶带, 在纵向上形成地表残积带、渗流带和潜流带(图 1c)。

地质历史中古风化壳岩溶的形成演化有两种类型:

一是受断裂控制的碳酸盐台地。在高的加积速率、构造隆升和在三级海平面下降旋回中, 发生沉积间断, 沉积区裸露但仍与海域相连, 碳酸盐岩转为准同生成岩阶段, 形成溶蚀带。塔里木盆地加里东运动中晚期有 3 个间断面(图 2), 在地震剖面上分别为  $T_7^4$ (为下中奥陶统鹰山组 and 一间房组的残留地层

地层暴露面)、 $T_7^0$ (为志留系底面)。单一的  $T_7^4$  界面代表早中奥陶世地层沉积后发生第 1 次的准同生期和表生期岩溶, 边缘仍与海域相连, 以大气淡水和混合水成岩环境为主, 后被上奥陶统沉积物覆盖, 原裸露的沉积物埋藏进入晚期成岩阶段, 碳酸盐台地隆起但不造山。单一的  $T_7^2$  界面也为同样的沉积过程和成岩环境转变。

二是造山过程中形成的岩溶带。志留纪时加里东晚期塔里木盆地已反转, 隆起区奥陶纪的沉积物已远离海域, 早中奥陶世和晚奥陶世经历了第 1 次准同生期和表生期岩溶的地层再抬升、剥蚀, 转为第 2 次表生岩溶成岩环境, 上被  $T_7^0$  界面或被泥盆系、石炭系覆盖(即  $T_6^0$  界面)。不同的古地理单元区, 可形成 2 个和多个界面叠加的古风化壳(图 2)。图 2 是在塔中北东向地震剖面的基础上建立的岩溶模型, 在台地上有 3 种岩溶地貌: 断垒上为岩溶高地, 向台缘方向则为岩溶斜坡和岩溶洼地, 有叠加的古风化壳; 而台地边缘则为单一的岩溶带。在遮挡和封盖层优良条件下, 岩溶斜坡和台缘区均有工业油气藏。岩溶发育的层段, 在成像测井上显示为分散的点状、串珠状的溶蚀孔洞及高导缝、构造缝, 储集类型为裂缝-溶蚀孔洞型、裂缝-孔洞型、溶蚀孔洞-裂缝型和裂缝型。

鄂尔多斯盆地在中奥陶世后基本上构成古风化壳地貌, 中央隆起为岩溶高地, 斜坡和低地向东延伸。根据钻井统计, 在岩溶高地、岩溶斜坡和岩溶洼地 3 个单元, 工业油气井钻遇率分别为 20%、52.9% 和 3.7%<sup>[3]</sup>。岩溶储层以裂缝-溶蚀孔洞型为主, 孔洞与垂直裂缝、压溶缝、层间缝和构造缝及高角度裂缝形成的储渗体系, 其面孔率达 15%~25%<sup>[6]</sup>。

可见, 在不同岩溶地貌区, 碳酸盐岩的储集性能各异, 成藏组合也不同: 岩溶高地溶蚀空洞发育, 但遮挡不足; 岩溶高地边缘和斜坡区, 是有利的储集成藏带; 岩溶洼地区, 孔洞多被充填、连通性差。

## 2.2 埋藏期古岩溶

暴露的碳酸盐岩区再次接受沉积后, 经准同生期和表生成岩作用的沉积物被埋藏转入相对封闭体系, 在深埋和压实过程中随地温升高, 地层水、生物腐解水和有机质热演化的酸性流体等, 促使碳酸盐岩发生溶解、溶蚀, 改变岩石的微观结构。埋藏型岩溶普遍沿构造缝、缝合线和其它各种类型的裂缝发育, 使之溶蚀扩大, 形成裂缝的扩溶孔及串珠状溶蚀孔。特别是深埋藏阶段, 烃源岩有机质热演化、生

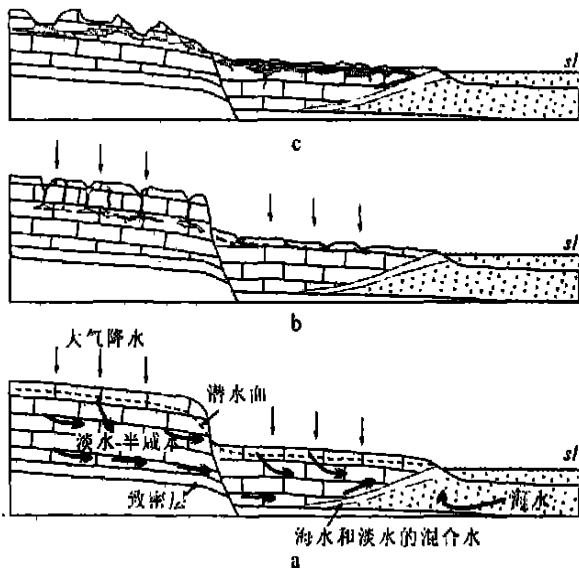


图 1 碳酸盐岩地区风化壳岩溶形成模式

a. 岩溶发育前; b. 岩溶发育早期; c. 岩溶发育后期

Fig. 1 Models showing the formation of palaeoweathering crust-type karsts in carbonate rocks

a. Before the development of karsts; b. Early stage of the development of karsts; c. Late stage of the development of karsts

暴露面)、 $T_7^2$ (为上奥陶统良里塔格组碳酸盐岩残留

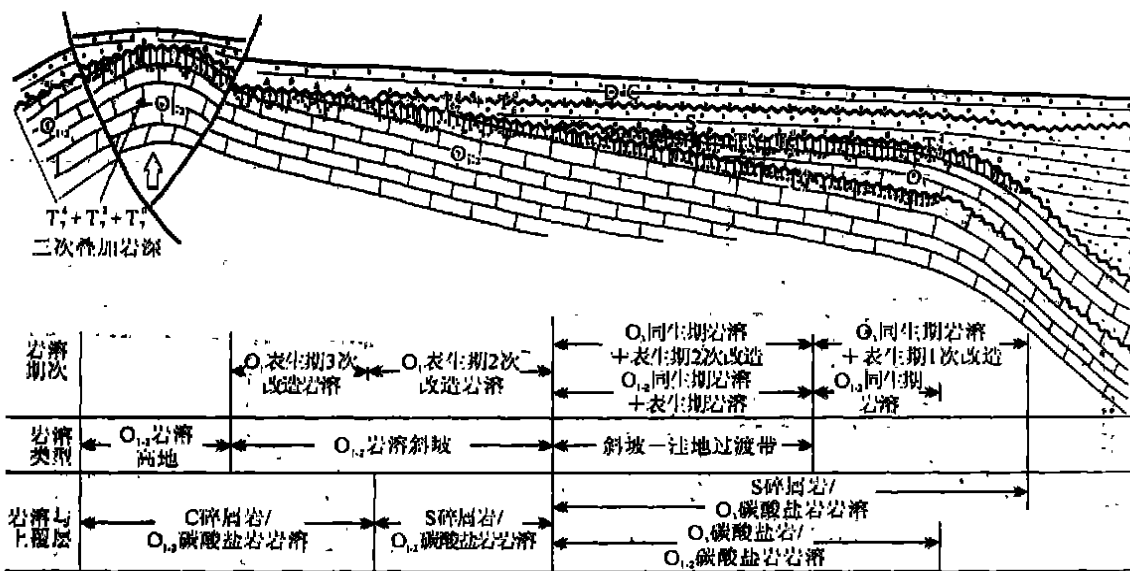


图2 塔中地区奥陶系多期古风化壳岩溶形成及改造模式

Fig. 2 Model showing the formation and reworking of multistage palaeoweathering crust-type karsts in the Ordovician strata in central Tanim Basin

烃、排烃过程中, 有机酸流体沿着不整合面或断裂缝运移, 对前期形成的风化壳岩溶进行溶蚀再改造, 可促进岩溶的发育, 形成大量的溶蚀孔隙。如塔中地区鹰山组岩溶即有埋藏期岩溶改造。

埋藏型岩溶的溶蚀属于非选择性溶蚀, 岩溶类型多样, 即溶蚀岩石的颗粒又溶蚀各个时期的方解石、白云石以及早期白云石、重结晶白云石, 形成晶间溶孔、晶间溶缝的次生孔缝<sup>[9]</sup>; 同时, 早期为方解石所交代的生物也在后期埋藏中再次溶蚀形成生物溶孔。

2.3 热水岩溶

热水岩溶多发生在深埋阶段和后期盆地反转以及造山过程, 在两个构造部位极为发育: 一是受断裂控制的台缘前斜坡, 在盆地反转过程转为逆冲断层并与壳源基底断裂相连, 构成深部热水通道; 二是海西期造山阶段, 壳源火山热活动上涌携带深部热水, 沿着断裂和裂隙溶蚀交代碳酸盐围岩。

塔中地区台缘斜坡逆冲断层附近发育有热水岩溶, 塔中45井溶蚀孔洞中充填有萤石。鄂尔多斯盆地西部的李华1井、定探1井中, 热水充填物有铁白云石、闪锌矿等<sup>[7]</sup>。

3 风化壳岩溶储层发育的控制因素

3.1 构造与古隆起

构造作用在岩溶储层的发育过程中是必不可少的因素, 无论是碳酸盐台地的整体抬升还是局部的

构造断裂, 都对岩溶的发育起到积极的作用。张美良(1998)根据大地构造与岩溶的发育时序关系划分了5个岩溶建造期<sup>[9]</sup>: 元古宙岩溶期、早古生代加里东岩溶期、晚古生代海西岩溶期、中生代印支和燕山岩溶期及新生代喜马拉雅岩溶期, 说明构造作用与岩溶有着密切的关系。碳酸盐台地因构造运动抬升暴露遭受剥蚀, 在大气降水等因素的控制下发育风化壳岩溶。许效松等针对早古生代盆地古隆起演化, 把加里东构造运动分为3期6幕<sup>[4]</sup>。

塔中地区从地震剖面上反馈, 有两期加里东运动不整合面形成古隆起(图2), 导致有两期表生岩溶作用, 发育了古风化壳, 分别为下部岩溶组合和上部岩溶组合(图3)。

下部岩溶组合为鹰山组和良里塔格组沉积后均发生准同生和表生溶蚀作用, 多为未充填或半充填的溶孔、溶洞, 与早中奥陶世和晚奥陶世早期的古隆起叠合, 也是两个分布在不同古地理位置上的层序不整合界面。有利岩相为礁滩相的砂屑灰岩和生物屑灰岩、鲕粒灰岩。上部岩溶带发生在晚奥陶世与早志留世间, 或志留纪后。这一时期沉积物基本上脱离海域环境, 为加里东期末的造山过程, 为大气环境下的溶蚀作用。台地受挤压隆升、古隆起扩大, 原沉积地层抬升、剥蚀, 即下部岩溶带由埋藏再次转为表生阶段, 是形成古风化壳岩溶的主要期, 并对早期下部岩溶带进行了叠加和改造, 通常扩大了溶蚀孔洞, 在表层古喀斯特面下20~50m间, 形成溶洞+裂

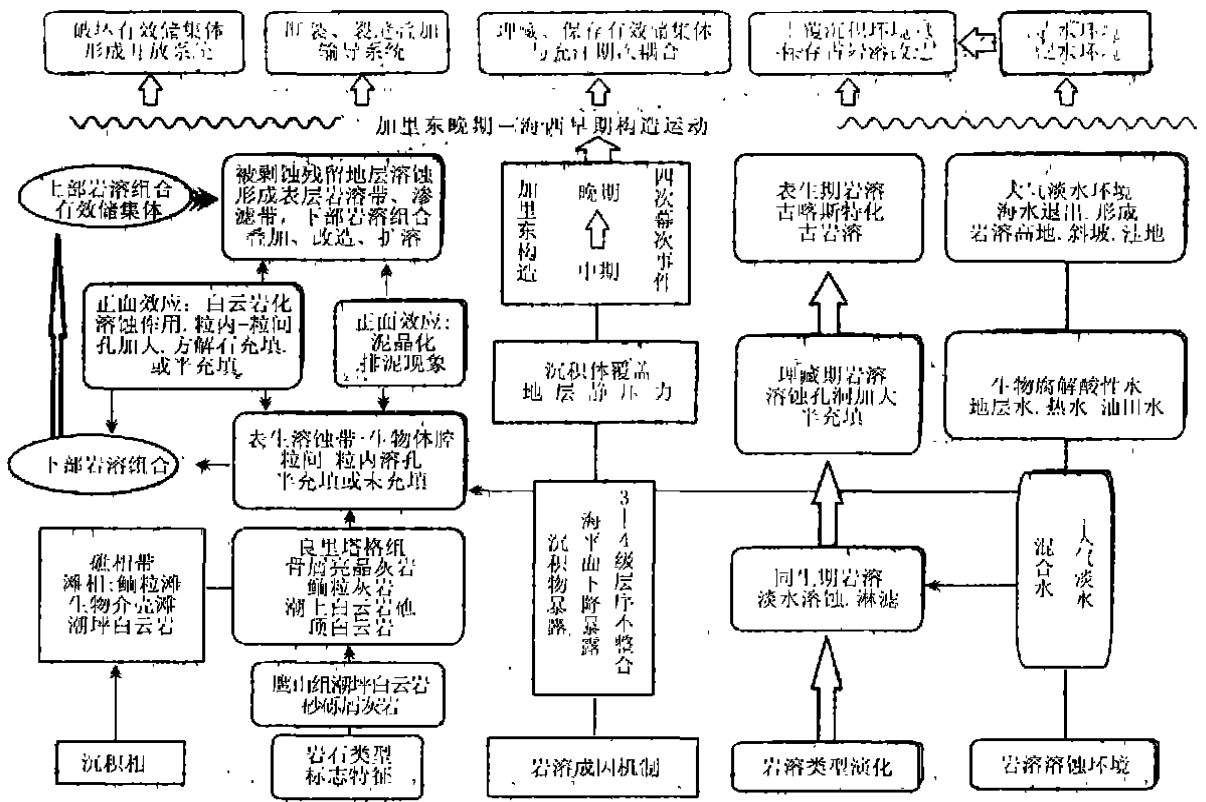


图3 塔中地区碳酸盐岩溶储层演化模式

Fig. 3 Model showing the evolution of the carbonate karst reservoir rocks in central Tarim Basin

缝储集体。这一特征几乎是所有碳酸盐岩风化壳型油气田储层的共性。

### 3.2 古气候

古气候对风化壳岩溶的发育有着非常重要影响,其中大气降水量和温度起到了至关重要的作用,碳酸盐岩的溶解作用和溶蚀作用与大气降水量成正相关关系。在降水量丰富和暖温带,地表径流、渗流和地下潜流对碳酸盐岩的蚀变作用迅速,加速流体的循环,逐步形成一些岩溶地貌和岩溶标志物。如古土壤和钙质红土、地下溶洞系统及大量的岩溶堆积物、岩溶角砾、燧石、硅质结壳和钙结壳。

塔里木盆地和鄂尔多斯盆地在奥陶纪时,均处于近南纬赤道附近<sup>[4,9]</sup>,气候湿热,在长期的淋滤、溶蚀过程中,奥陶系各组段的顶部形成了多层溶洞、溶孔发育带。

### 3.3 岩石性质与结构

碳酸盐岩储集性与岩石性质和结构有关,如碳酸盐岩的非均质性和各向异性,不同碳酸盐岩的类型决定其溶蚀作用的能力。研究表明,在埋深不大的条件下碳酸盐岩的溶解性为:石灰岩>白云质灰岩>灰质白云岩>白云岩<sup>[8]</sup>。在岩石致密程度相同

或相近的情况下,岩石中方解石含量越高,溶解的程度越高,遭受溶蚀的程度越高,反之岩石的溶蚀程度不明显。但是,当埋深较大,埋深环境的温度大于700℃以后,白云岩的溶解度大于灰岩溶解度,同时在白云岩化过程中,白云岩晶间缝、晶间孔发育,增加了岩石表面与流体的接触面积,而有利于溶蚀的发育。如塔中礁滩相沉积的鲕粒灰岩、生物介壳灰岩、骨屑亮晶灰岩、潮上白云岩、砂砾屑灰岩等,在T<sub>1</sub>界面以下都不同程度的遭受溶蚀,发育岩溶。塔河4号油田的岩溶储层为下奥陶统礁滩相生物颗粒灰岩和粉细晶白云岩,成为风化壳岩溶的优质储层<sup>[10]</sup>。

综上所述可见,碳酸盐岩风化壳岩溶储层的发育受到许多因素控制,除自身的岩石性质、内部结构、非均质性和各向异性等内在因素以外,还受到古气候、海平面升降和构造运动等外部因素的制约,其中的构造古隆起应具关键作用。

## 4 氧、碳同位素在岩溶储层研究中的应用

### 4.1 氧、碳同位素与环境相

氧、碳同位素在研究碳酸盐岩成岩环境中具有指相意义,  $\delta^{13}\text{C}$  的高值对应的是海平面的上升期的海侵过程,  $\delta^{13}\text{C}$  的低值对应的是海平面的下降期的海退过程。  $\delta^{18}\text{O}$  组成易受后期构造、热液及大气降水作用的影响, 所以常利用其蚀变作用的灵敏性判断碳酸盐岩是否遭受后期的改造。 一般情况下,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} < -5\text{‰}$  时表示已受到蚀变作用,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} < -10\text{‰}$  时表示岩石已发生强烈的蚀变<sup>[11]</sup>。

4.2 塔中地区氧、碳同位素

笔者研究塔中地区部分钻井岩溶储层段的氧碳同位素, 应用 Keith 和 Weber(1964)推导的公式计算, 求盐度指数 Z 值(表1)。 其中, Z 值在 120 以上的碳酸盐岩为同生期成岩环境, Z 值在接近 120 为埋藏混合水环境, Z 值小于120为淡水成岩环境。 正常海水沉积和同生期成岩环境的氧、碳同位素关系总是

处于第二象限,  $\delta^{13}\text{C}$  为低正值,  $\delta^{18}\text{O}$  为较高负值, Z 值达到126~129, 一般是没有发生溶蚀作用的原生灰岩(图4、图5)。

海水与淡水的混合水区域, 氧、碳同位素值在理论上应该从第二象限过渡到第三象限, 但是在塔中的钻井中,  $\delta^{13}\text{C}$  为低负值,  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-5.38\text{‰} \sim -7.93\text{‰}$ , Z 值在118~122之间, 处于第三象限, 说明成岩环境为淡水与海水的混合水环境, 且埋藏比较深, 遭受了一定程度溶蚀, 为埋藏型岩溶。

明显受淡水淋滤或淡水成岩环境的岩石类型, Z 值则为低区, 均小于118, 氧碳同位素处于第三象限, 表现为中低负值的碳和高负值的氧,  $\delta^{13}\text{C} < -2.198\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} < -6.716\text{‰}$ ; 而岩溶填隙物的  $\delta^{18}\text{O}$  值明显低于围岩, 反映淡水淋滤对成岩环境的影响, 说明环境为暴露或者浅埋藏, 揭示了当时风化壳岩

表1 塔中地区上奥陶统氧、碳同位素特征

Table 1 Oxygen and carbon isotopes in the Upper Ordovician strata in central Tarim Basin

序号	样品位置	岩石名称	样品类型	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	Z 值
1	5 回次 8/24	亮晶颗粒灰岩	围岩	1.18	-5.11	127
2	5 回次 20/24	亮晶颗粒灰岩	围岩	1.28	-4.66	127
3	6 回次 32/54	亮晶颗粒灰岩	围岩	1.14	-4.9	127
4	6 回次 46/54	亮晶颗粒灰岩	围岩	0.96	-5.4	126
5	7 回次 24/54	亮晶颗粒灰岩	围岩	1.33	-4.52	127
6	7 回次 45/54	亮晶颗粒灰岩	围岩	1.25	-4.46	127

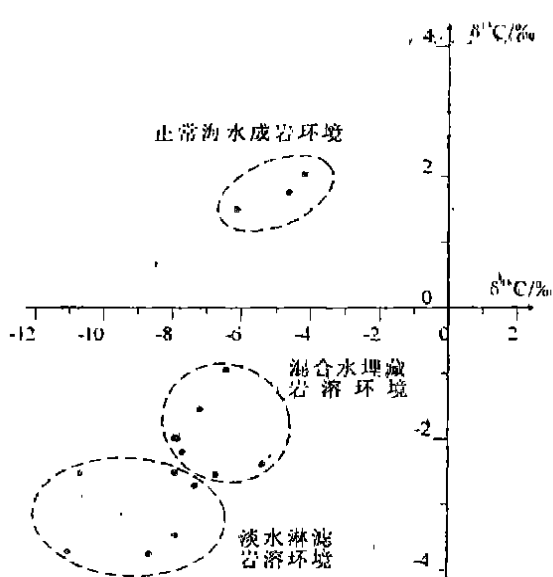


图4 塔中地区奥陶系  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  值与岩溶环境关系

Fig.4 Relationship between  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  values and karst environments of the Ordovician strata in central Tarim Basin

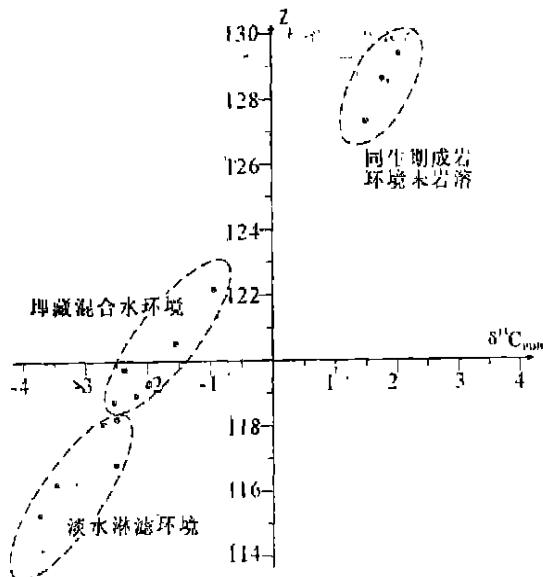


图5 塔中地区奥陶系  $\delta^{13}\text{C}$ -Z 值与岩溶环境关系

Fig.5 Relationship between  $\delta^{13}\text{C}$ -Z values and karst environments of the Ordovician strata in central Tarim Basin

溶的形成过程,发育风化壳岩溶或表生期岩溶。表2中的氧碳同位素分别为围岩与孔洞中充填的方解石,两者的Z值有明显的差别,在图4、图5中均分布在第4象限。

从上述不同岩石类型的氧碳同位素特征来看,岩溶储层形成过程伴随稳定同位素的变化,反映出其形成受到不同环境的影响。大气降水溶蚀强度的加大, $\delta^{13}\text{C}$ 向低、中负值方向偏移, $\delta^{18}\text{O}$ 发生强烈的负偏移,岩溶发育,储集性能变好。

## 5 有效岩溶储层预测

### 5.1 岩溶发育区与成岩和古地貌关系

岩溶的发育改善了碳酸盐岩的储集性能,在地质演化中,岩溶储层的储集性能大多是经历由差变好(岩溶的发生)→由好变差(后期埋藏、充填、胶结作用)。在后期隆起区接受沉积、埋藏过程中,沉积物对早期风化壳岩溶形成的孔隙、洞穴进行充填、胶结、破坏。同时,海水也随沉积物充填到早期的各种缝隙、孔、洞中,形成2次胶结。当沉积物经过埋藏压实后,充填于孔洞缝中的水在新的环境下对碳酸盐岩起到溶解作用,对岩溶储层的最终形成起到建设性的作用,促进埋藏期岩溶的发育。前文在风化壳岩溶中提及3个岩溶地貌的储集性能各异,除了

在形成过程中自身溶蚀的强度以外,埋藏期的充填也对其储集空间的渗透性能有着重要的影响。如塔中地区中下奥陶统岩溶至少经历2—3期的改造,晚奥陶世末的表生期岩溶经历2期改造(图2)。由于岩溶斜坡带的岩溶系统发育的最完善,孔渗性也好,塔中、塔北及四川盆地的很多井都钻遇岩溶斜坡区域,是优质的储层发育区。

### 5.2 地震波阻抗特征

通常,岩溶储层在地震剖面上表现为串珠状、弱振幅或暗点、强振幅或亮点、杂乱反射、平点等。因此,可依据地震剖面揭示不整合面的概貌,并根据反射同相轴厘定地震界面的延续性。如塔中地区的 $T_4^1$ 界面(图2),即为中下奥陶统与上奥陶统良里塔格组间的界面,后者有上超特征,代表有古隆起,其间缺失下奥陶统鹰山组上部和中奥陶统一间房组。该界面反馈为古岩溶面,即岩溶发育的区域,可圈定暴露剥蚀的范围,从而也可以建立岩溶发育的模式。同时,还可以在地震剖面上依据 $T_4^1$ 界面深度,确定对比标志面,标出岩溶高地、岩溶斜坡和岩溶洼地的岩溶地貌。

## 6 结论

碳酸盐岩岩溶储层形成机理可以简单的归结为

表2 塔中地区奥陶统不同岩石类型稳定同位素特征

Table 2 Stable isotopes in individual rock types from the Ordovician strata in central Tarim Basin

序号	样品位置	岩石名称	样品类型	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	Z值
1	9 回次 4/ 69	良里塔格组泥晶灰岩	围岩	2.04	-4.19	129
2	9 回次 55/ 69	良里塔格组泥晶灰岩	围岩	1.77	-4.62	128
3	9 回次 35/ 69	良里塔格组泥晶灰岩	围岩	1.50	-6.13	127
4	10 回次 47/ 61	鹰山组泥晶灰岩	围岩	-2.71	-7.32	118
5	10 回次 21/ 61	鹰山组砂屑灰岩	围岩	-2.38	-5.38	119
6	11 回次 1/ 50	鹰山组泥晶灰岩	围岩	-1.55	-7.20	120
7	11 回次 44/ 50	鹰山组泥晶灰岩	围岩	-0.94	-6.43	122
8	12 回次 16/ 41	鹰山组灰岩	围岩	-1.987	-7.93	119
9	12 回次 16/ 41	鹰山组方解石	溶孔充填物	-2.198	-7.693	118
10	12 回次 18/ 41	鹰山组方解石	溶孔充填物	-2.505	-7.905	118
11	12 回次 11/ 41	鹰山组灰岩	围岩	-1.986	-7.829	119
12	12 回次 11/ 41	鹰山组方解石	溶孔充填物	-2.513	-10.651	116
13	13 回次 59/ 73	鹰山组灰岩	围岩	-3.748	-8.645	115
14	13 回次 60/ 73	鹰山组方解石	溶孔充填物	-3.466	-7.883	116
15	13 回次 63/ 73	鹰山组灰岩	围岩	-2.537	-6.716	118
16	13 回次 63/ 73	鹰山组方解石	溶孔充填物	-3.716	-11.003	114

CaCO<sub>3</sub> 在流体中的溶解, 一般发育在海相盆地海平面下降期的高位体系, 一是碳酸盐岩暴露不整合面, 二是盆地构造反转过程中, 均与古隆起和海平面下降共耦。

古风化壳岩溶的发育程度和储集性能, 还取决于古气候和大气降水量及隆起后的古地貌, 以及岩石性质和结构。岩溶斜坡带的高能礁滩相、生屑滩相和鲕粒滩相, 沉积物中方解石含量高而易于溶蚀。碳酸盐岩台地构造反转和整体抬升后, 前期的岩溶带再次转为表生成岩阶段, 为形成古风化壳岩溶的最佳阶段, 后期的叠加对古岩溶储层起到建设性的作用。

#### 参考文献:

- [1] FRITZ R D, WILSON J L, YUREWICZ D A. Paleokarst-Related Hydrocarbon Reservoirs [M]. New Orleans: SEPM Core Workshop No. 18, 1993.
- [2] 贾振远, 蔡忠贤. 碳酸盐岩古风化壳储集层(体)研究[J]. 地质科技情报, 2004, 23(4): 94-104.
- [3] 贾振远, 蔡忠贤, 肖玉茹. 古风化壳是碳酸盐岩一个重要的储集层(体)[J]. 地球科学, 1995, 20(3): 283-289.
- [4] 许效松, 刘宝, 牟传龙, 等. 中国西部海相盆地分析与油气资源[M]. 北京: 地质出版社, 2004.
- [5] 马振芳, 付锁堂, 陈安宁. 鄂尔多斯盆地奥陶系古风化壳气藏分布规律[J]. 海相油气地质, 2000, 5(1-2): 98-102.
- [6] 陈学时, 易万霖, 卢文忠. 中国油气田古岩溶与油气储层[J]. 沉积学报, 2004, 22(2): 244-253.
- [7] 李振宏, 郑聪斌. 古岩溶演化过程及对油气储集空间的影响——以鄂尔多斯盆地奥陶系为例[J]. 天然气地球科学, 2004, 115(3): 247-252.
- [8] 陈清华, 刘池阳, 王书香, 等. 碳酸盐岩缝洞系统研究现状与展望[J]. 石油与天然气地质, 2002, 23(2): 196-202.
- [9] 李永安, 李强, 张慧. 新疆古地磁研究及几个地质构造问题探讨[J]. 新疆地质, 1991, 9(1): 14-23.
- [10] 张美良, 林玉石, 邓自强. 岩溶沉积堆积建造类型及其特征[J]. 中国岩溶, 1998, 17(2): 168-178.
- [11] 严兆彬, 郭福生, 潘家永, 等. 碳酸盐岩 C, O, Sr 同位素组成在古气候、古海洋环境研究中的应用[J]. 地质找矿论丛, 2005, 20(1): 53-65.

## The palaeoweathering crust-type karst reservoir rocks in carbonate rocks

XU Xiao-song, DU Bai-wei

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, Sichuan, China)

**Abstract:** The giant oil and gas fields are totally hosted in marine basins in the world. The reservoir spaces mainly include pore spaces and fissures of carbonate karsts. The palaeoweathering crust-type karsts tend to be developed on the composite surfaces between sequence unconformity and regional stratigraphic unconformity in the epidiagenetic environments. The breakthrough in the studies of the Ordovician palaeokarst oil and gas accumulations in the Tarim Basin, Xinjiang and Ordos Basin, Nei Mongol is circumstantial evidence in favour of special significance of carbonate karst reservoir rocks. The formation and evolution of the carbonate palaeoweathering crust-type karsts in the marine basins in China are all coupled with episodic paleo-uplifts and sea-level falls in the Caledonian tectonic cycles. The burial stages and hydrothermal corrosion may improve the reservoir capacity of carbonate karsts. The prediction of the palaeoweathering crust-type karst reservoir rocks in large-scale oil and gas fields may be implemented by tracing the regional stratigraphic unconformity and sequence boundary with the aid of seismic profiles, delineating the spatio-temporal distribution of palaeokarsts, and reconstructing the palaeokarst geomorphology and its relations with different lithofacies. The oxygen and carbon isotopes are different for pore space-filled calcite and carbonate rocks as wall rocks; Z values are less than 120 for the former, which may be an important indicator for fresh-water karst environments.

**Key words:** palaeoweathering crust-type karst reservoir rock; carbonate rock; unconformity; seismic boundary; oxygen and carbon isotopes