

## 四川盆地下组合碳酸盐岩多成因岩溶储层发育特征及机制

朱东亚, 张殿伟, 李双建, 冯菊芳,  
孙冬胜, 林娟华, 张荣强

(中国石化石油勘探开发研究院)

**摘要** 四川盆地下组合(震旦系至石炭系)的震旦系至奥陶系碳酸盐岩中发育三种成因类型的岩溶,即构造不整合面岩溶、准同生期沉积间断岩溶和同生期岩溶。受多期区域性构造抬升作用的影响,下组合中形成多个区域性构造不整合面,之下的碳酸盐岩发育不整合面岩溶型储层。在碳酸盐岩沉积后的准同生浅埋藏阶段,受到局部短期构造抬升作用而暴露至地表,发生沉积间断和岩溶改造,从而在相对较为连续的厚层碳酸盐岩中发育多层的沉积间断岩溶型储层。受短期相对海平面下降影响,下寒武统龙王庙组颗粒滩相白云岩暴露至海平面之上,遭受同生期的大气降水岩溶改造,在相对海平面上升—下降频繁变化作用下,发育多层同生期滩相岩溶型储层。由于构造抬升作用以及相对海平面下降而形成的不同级别层序界面,决定了该级别层序界面之下岩溶型储层发育的分布范围和强度,并且多种成因类型的岩溶从早到晚依次叠置和复合改造,构成了下组合岩溶型碳酸盐岩储层在垂向和横向上广泛发育的格局。

**关键词** 四川盆地;震旦系;古生界;岩溶作用;碳酸盐岩储层;储层特征;沉积特征

**中图分类号**: TE122.2\*3

**文献标识码**: A

通常情况下,由于构造抬升作用,碳酸盐岩暴露至地表,大气降水沿断裂、裂缝等从不整合面向下渗流,岩石经历溶蚀、坍塌等阶段,形成网状分布的岩溶缝洞储集体系<sup>[1-2]</sup>。岩溶发育在垂向上可分为地表残积带、垂直渗流带和水平潜流带等<sup>[3-4]</sup>,一般在不整合面之下的一定深度范围内会发育岩溶缝洞型储层<sup>[5-7]</sup>。塔里木盆地塔河奥陶系碳酸盐岩油气田<sup>[8]</sup>以及四川盆地威远和资阳震旦系气田都主要与构造不整合面岩溶型碳酸盐岩储层有关<sup>[9-12]</sup>。

但根据野外剖面和钻井岩心资料,在一些大套碳酸盐岩内部往往可见一些层状分布的岩溶孔洞发育段,它们与构造不整合面并没有直接的关系,而主要是受同生或准同生期的短期暴露影响。目前此类岩溶的特征、发育机理及控制因素研究较为薄弱。

本文基于四川盆地的典型野外剖面、钻井岩心、地震剖面和钻井储层对比(剖面、钻井位置见图1),

运用构造演化和层序地层学分析方法,对盆地下组合中的多成因岩溶型碳酸盐岩储层进行了系统的研究,把岩溶型储层分成构造不整合面岩溶、准同生期沉积间断岩溶和同生期岩溶三种类型,并从构造演化、层序地层和相对海平面升降的角度探讨了不同成因岩溶型储层发育的特征、形成机制、控制因素以及叠合发育过程。据此认为,四川盆地下组合碳酸盐岩岩溶型储层的发育是构造不整合面、准同生期沉积间断及同生期岩溶在垂向上复合叠加的结果。

### 1 基本地质背景

四川盆地下组合是指震旦系至石炭系的前中生代地层,本文重点论及震旦系至奥陶系。震旦系灯影组二段和四段以白云岩为主,一段和三段发育碎屑岩及泥质烃源岩。下寒武统上部的龙王庙组发育颗

收稿日期: 2014-02-11; 改回日期: 2014-07-22

本文受国家自然科学基金项目“含油气盆地深部流体与围岩介质相互作用的物理化学过程和机理”(编号: 41230312)和“深层白云岩中硅质流体活动及其对储层发育的影响”(编号: 41372149)、国家 973 项目“下古生界碳酸盐岩优质储层形成与分布预测”(编号: 2012CB214802)、国家重大专项“海相碳酸盐岩层系优质储层分布与保存条件评价”(编号: 2011ZX05005-002)联合资助

朱东亚: 1975 年生,博士。1998 年获中国地质大学(武汉)石油地质学学士学位,2005 年获南京大学地球科学系博士学位。主要从事流体作用和碳酸盐岩油气成藏方面的研究。通讯地址: 100083 北京市海淀区学院路 31 号中国石化石油勘探开发研究院; E-mail: zhudy.syky@sinopec.com

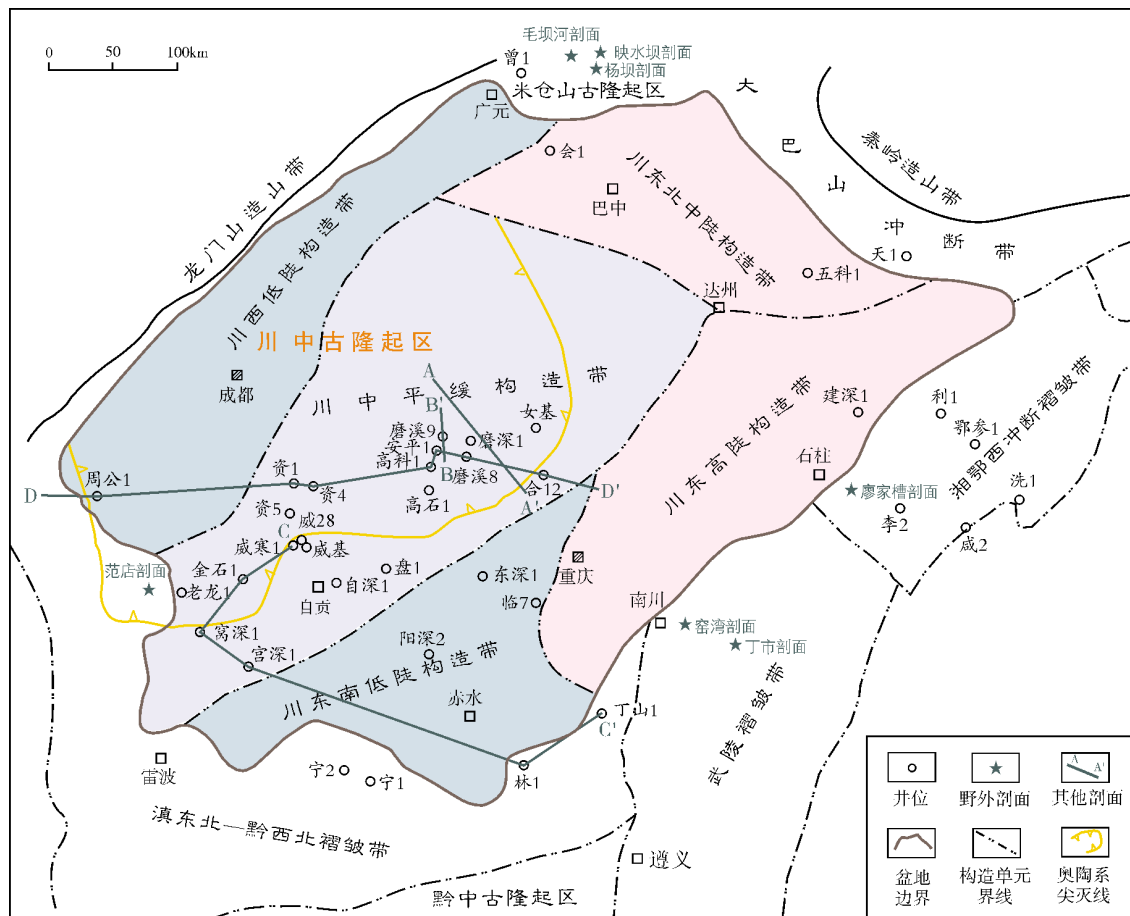


图1 四川盆地及周缘构造区划与钻井、剖面位置图

川中古隆起区以奥陶系尖灭线范围大致圈定,尖灭线以东和以南的邻近区域为川中古隆起的斜坡区域

粒滩相白云岩,下部发育有优质的泥质烃源岩。中上寒武统洗象池群(对应于表1中的娄山关群)亦以碳酸盐岩为主;下奥陶统的桐梓组、红花园组,中奥陶统的宝塔组等发育白云岩、生物碎屑灰岩等,下奥陶统的湄潭组发育泥质烃源岩层。志留系也在一些层位发育石灰岩(表1)。

四川盆地下组合沉积发育过程中,经历了多期构造抬升运动,如桐湾运动、郁南运动、都匀运动、广西运动等<sup>[13]</sup>(表1),相应地形成了多个区域型不整合面,导致发育了不整合面岩溶型碳酸盐岩储层,志留系由于受岩溶作用影响较弱,一直都没发现好的储层。目前已在威远构造、高石梯构造的震旦系灯影组以及磨溪构造的寒武系龙王庙组发现了丰富的天然气储量和产量<sup>[14]</sup>,并有野外剖面、钻井和地震剖面等多种资料揭示了多种类型的岩溶型碳酸盐岩储层。

## 2 岩溶储层类型及特征

从一般意义上来说,岩溶作用是指地表大气降水对碳酸盐岩的溶蚀作用。虽然都是由于地表暴露遭受大气降水影响而发生的溶蚀作用,但根据野外观测及钻井岩心资料发现,四川盆地不同区域和不同层位的碳酸盐岩发生地表暴露的原因、时间及溶蚀型储层的特征有着显著的差异。现根据下组合震旦系至奥陶系碳酸盐岩岩溶的成因机制和特征把岩溶分为三种类型,即构造不整合面岩溶、准同生期沉积间断岩溶和同生期岩溶。

### 2.1 构造不整合面岩溶

构造不整合面岩溶是碳酸盐岩在沉积埋藏之后由于构造抬升而暴露至地表、遭受大气降水影响所形成的岩溶。这类岩溶作用较为常见,目前研究已较为深入,如

表 1 四川盆地及周缘下组合地层、构造、岩溶发育简表

地 层				主要岩性	岩溶发育类型	典型位置	构造运动
界	系	统	组				
上古生界	二叠系	下统	梁山组(P <sub>1</sub> l)	石灰岩、页岩	不整合面岩溶	川中隆起区	广西运动
下古生界	志留系	中统	韩家店组(S <sub>2</sub> h)	页岩			
		下统	石牛栏组(S <sub>1</sub> s)	生物碎屑灰岩			
			龙马溪组(S <sub>1</sub> l)	页岩			
	奥陶系	上统	五峰组(O <sub>3</sub> w)	页岩	不整合面岩溶	毛坝河剖面	都匀运动
			洞草沟组(O <sub>3</sub> j)	瘤状灰岩			
		中统	宝塔组(O <sub>2</sub> b)	生物碎屑灰岩			
			十字铺组(O <sub>2</sub> s)	石灰岩			
			牯牛潭组(O <sub>2</sub> g)	石灰岩			
			湄潭组(O <sub>2</sub> m)	泥岩、砂岩	沉积间断岩溶	窑湾剖面	
		下统	红花园组(O <sub>1</sub> h)	生物碎屑灰岩			
			桐梓组(O <sub>1</sub> t)	白云岩	不整合面岩溶 沉积间断岩溶	安平 1 井 范店剖面	郁南运动
寒武系	寒武系	上统	娄山关群(Є <sub>3</sub> l)	石灰岩、白云岩			
		中统	石冷水组(Є <sub>2</sub> s)	砂岩、白云岩	沉积间断岩溶 同生期岩溶	廖家槽剖面 川中隆起区	
			高台组(Є <sub>2</sub> g)	砂岩、页岩			
		下统	龙王庙组(Є <sub>1</sub> l)	白云岩			
			金顶山组(Є <sub>1</sub> j)	砂岩			
			明心寺组(Є <sub>1</sub> m)	石灰岩、页岩			
			牛蹄塘组(Є <sub>1</sub> n)	砂岩、页岩	不整合面岩溶 沉积间断岩溶 不整合面岩溶	金石 1 井 林 1 井 金石 1 井	桐湾运动二幕 桐湾运动一幕
新元古界	震旦系	上统	灯影组(Z <sub>2</sub> dy)	白云岩			
		下统	陡山沱组(Z <sub>2</sub> ds)	白云岩、泥岩			
	南华系		南沱组(Z <sub>1</sub> n)				

塔里木盆地奥陶系碳酸盐岩已成为主要油气产层<sup>[5]</sup>。

这类岩溶储层发育的一个显著特征是碳酸盐岩地层与上覆地层之间见显著的角度不整合或平行不整合接触。在不整合面之下的一段深度内发育丰富的溶蚀孔洞,形成构造不整合面岩溶型储层。对四川盆地组合碳酸盐岩有重要影响的构造抬升作用主要有桐湾运动、郁南运动、都匀运动和广西运动(表1,图2,图3)。

### 2.1.1 桐湾运动

桐湾运动发生在震旦系灯影组沉积期,对灯影组白云岩储层发育有重要的影响。桐湾运动分为一幕和二幕,分别在灯影组二段和四段沉积期末发生,形成灯影组三段与灯影组二段(Z<sub>2</sub>dy<sup>3</sup>/Z<sub>2</sub>dy<sup>2</sup>)以及下寒武统与灯影组四段(Є<sub>1</sub>/Z<sub>2</sub>dy<sup>4</sup>)之间的不整合

面(图 4a, 4b)。桐湾运动二幕抬升剥蚀作用在川中隆起的高部位(如资 1 井、金石 1 井区域)尤为强烈,形成下寒武统与灯影组三段(Є<sub>1</sub>/Z<sub>2</sub>dy<sup>3</sup>)之间、甚至与灯影组二段(Є<sub>1</sub>/Z<sub>2</sub>dy<sup>2</sup>)之间的不整合面。在两幕构造不整合面之下,灯影组二段、四段(或三段)白云岩暴露至地表遭受长期的大气降水岩溶作用,发育了丰富的溶蚀孔洞。

灯影组构造不整合面岩溶在整个四川盆地都有发育,影响范围广,具有区域上的可对比性,所形成的碳酸盐岩岩溶孔洞型储层是南方不同区域震旦系白云岩中的主要储集层和勘探目的层。川中隆起上的威远气田和近年在高石梯构造上的天然气发现都与该期灯影组白云岩岩溶型储层有关。



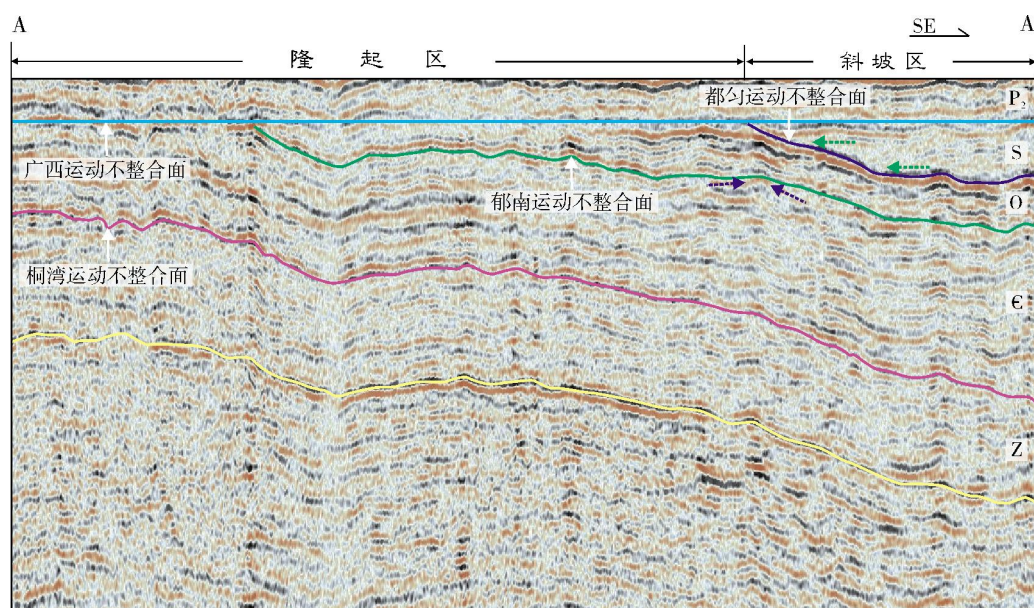


图 2 四川盆地地下组合主要构造不整合面发育特征

A-A' 剖面位置见图 1

安遂 88 北西—南东向地震剖面(二叠系底界面拉平, 蓝色线)。揭示了下组合关键构造运动不整合面的特征, 其中桐湾运动不整合面以平行不整合为主; 寒武系顶部局部地区表现出同相轴缺失的剥蚀削截关系(蓝色虚线箭头), 表明郁南运动不整合面的存在; 中晚奥陶世的都匀运动不整合面表现为下志留统对中上奥陶统的超覆特征(绿色虚线箭头); 广西运动不整合面为二叠系与下伏志留系、奥陶系、寒武系之间的角度不整合面。在这些不整合面之下的碳酸盐岩中发育不同规模的岩溶作用并形成岩溶型储层

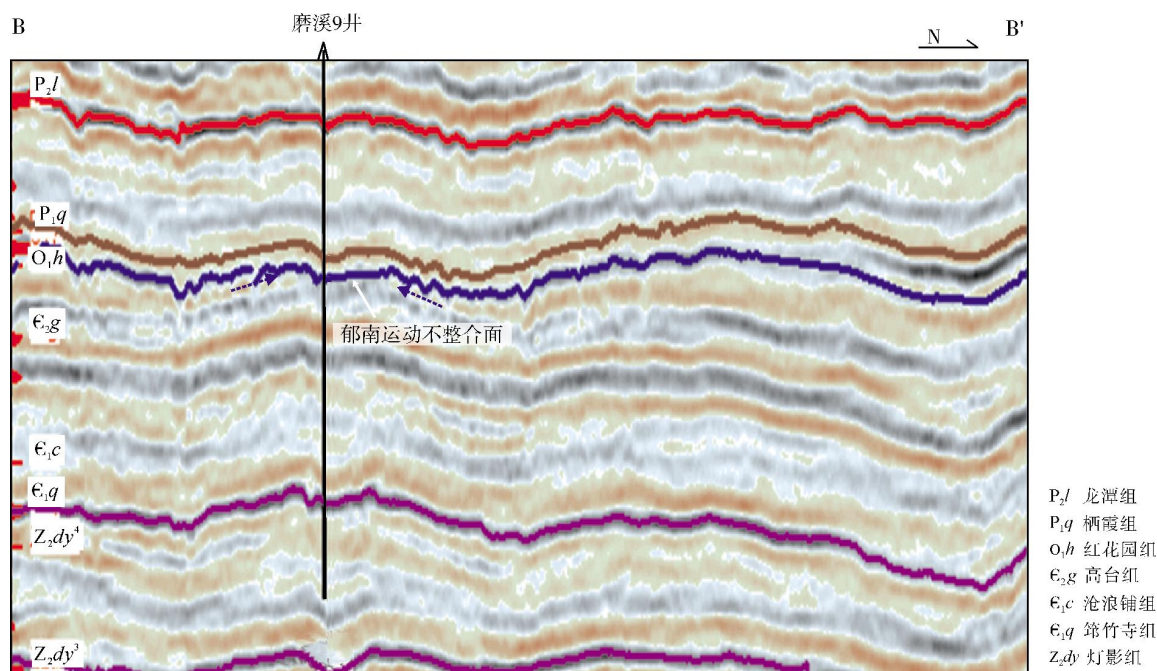


图 3 四川盆地中部郁南运动发育特征

B-B' 剖面位置见图 1

磨溪 9 井附近南北向地震剖面, 寒武系顶部局部出现地震同相轴被削截的现象(蓝色虚线箭头处), 表明了寒武纪末期郁南运动抬升剥蚀的特征





图4 四川盆地下组合岩溶作用发育特征

### 2.1.2 郁南运动

郁南运动发生在寒武纪末期,在川北米仓山地区较为强烈,造成了中上寒武统大多缺失,剥蚀至中

寒武统底部的陡坡寺组(对应表1中的高台组)碎屑岩地层,这次运动对碳酸盐岩岩溶储层发育的意义较小。在川中地区,郁南运动使上寒武统抬升至地表

遭受大气降水岩溶改造,形成 $O_1/C_{2-3}$ 之间的不整合面,且多以平行不整合接触关系为主,只在局部地区见有角度不整合接触关系,表现为局部地震同相轴被削截而缺失(图2,图3)。岩溶作用在角度不整合和平行不整合之下发育,形成的溶蚀孔洞以小的弥散状溶孔为主,少见大的洞穴型孔洞。

川中隆起区安平1井、磨溪9井附近的地震剖面(图3)较好地表现了郁南运动的隆起、剥蚀现象。在磨溪9井附近可见中上寒武统顶部有地震同相轴缺失现象,表明此地遭受了剥蚀岩溶作用。

### 2.1.3 都匀运动

都匀运动发生在中晚奥陶纪,在四川盆地北部、西部及黔中隆起区可见到志留系与中下奥陶统不同层位之间的不整合接触关系。在川北和川西部分野外剖面均可见到奥陶系宝塔组与志留系之间的不整合面(图4c)。受不整合面岩溶作用的影响,宝塔组生物碎屑灰岩中见小型溶蚀孔洞,孔洞中见方解石、石英等矿物和沥青的充填(图4d)。在不整合面之下的桐梓组( $O_{1t}$ )和红花园组( $O_{1h}$ )等层位的白云岩中见丰富的溶蚀孔洞,并见被沥青充填。在川中古隆起区,都匀运动时期一直处于暴露状态,古隆起东部、东南部等斜坡区见下志留统龙马溪组( $S_{1l}$ )泥页岩由斜坡区逐渐向隆起区超覆的特征,呈超覆不整合接触关系(图2)。

### 2.1.4 广西运动

广西运动是加里东末期重要的一次构造抬升运动,它对四川盆地产生了深远的影响,自川西至川中再至川东南,形成了二叠系与震旦系、寒武系、奥陶系、志留系等不同层位之间的角度不整合面接触(图2)。使得川西、川西南、川中等地区的震旦系、寒武系及奥陶系碳酸盐岩暴露至地表,遭受大气降水岩溶作用的影响,在不整合面之下的碳酸盐岩中发育岩溶型储层。在川中古隆起区,由广西运动造成的不整合面之下的岩溶型储层已被不少钻井所揭示。如安平1井在不整合面之下的下奥陶统南津关组(对应于表1中的桐梓组)的4154m岩心段中发现了丰富的岩溶孔洞,大小一般在6~50mm之间,孔洞累计厚度可占取心段的34.21%<sup>[15]</sup>;在女基井南津关组也见有风化岩溶孔洞发育,测试产气 $3.09 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ;磨溪1井在南津关组4375~4395m层段见有气侵,产气 $4220 \text{ m}^3/\text{d}$ ;古隆核部的高科1井南津关组风化壳储层中见有丰富

的沥青。威寒1井在不整合面之下的寒武系洗象池群(对应于表1中的娄山关群)也发现有岩溶孔洞型储层,产气 $12.30 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ,产水 $192 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

## 2.2 准同生期沉积间断岩溶

在两期大型的构造运动之间,盆地内部以相对稳定的沉降沉积为主,形成了厚度较大、较为连续的沉积地层,如桐湾运动一幕和二幕之间的灯影组四段白云岩、郁南运动之前的中上寒武统、郁南运动与都匀运动之间的奥陶系沉积等。

通过对四川盆地周缘多处野外露头的详细观测发现,在一些相对较为连续的厚层碳酸盐岩地层中,仍然存在着一个或多个短期的沉积间断面。沉积间断过程中,碳酸盐岩局部短期暴露至地表遭受一定程度的大气降水淋滤溶蚀,形成了沉积间断型岩溶储层。

在川北映水坝剖面的震旦系灯影组四段白云岩中可见到8个沉积间断面,沉积间断面上常见有小型风化氧化面、岩溶角砾岩、侵蚀面等,表明此间曾短期暴露于地表遭受风化氧化及大气降水岩溶改造。沉积间断面之下可见到几十厘米或几米厚的溶蚀孔洞发育层,这是短期沉积间断、暴露并发生岩溶的结果。岩溶风化层富含溶蚀孔隙,大小多为几个毫米或1~2cm左右。四川盆地东南部的林1井灯影组白云岩岩心中也见到代表短期暴露和大气降水淋滤溶蚀改造的角砾岩、侵蚀面等(图4e);在林1井12~10回次岩心中发现有4个岩溶发育段。

在四川盆地东部的廖家槽剖面见到了下寒武统龙王庙组顶部发育的短期沉积间断型岩溶层。沉积间断面上见褐黄色的薄层风化黏土层,下面为一层厚30~50cm的溶蚀孔洞发育层,孔洞大小一般几个毫米至1~2cm(图4f,4g)。该沉积间断面标志着龙王庙组的结束,其上沉积覆盖的地层为中寒武统高台组。此外,在川西范店剖面可见到下寒武统麦地坪组和中寒武统高台组之间的平行不整合面,该不整合面之下的白云岩发育有小的溶蚀孔洞。

在四川盆地东部的丁市剖面,可见到上寒武统娄山关群顶部的短期沉积间断面及岩溶孔洞发育层。沉积间断面上见到深褐色的铁质结壳层,具有凹凸不平的特征;一些从沉积间断面向下延伸的小裂缝中也见到深褐色或黄褐色的风化黏土的充填(图4h)。这



些特征表明了娄山关群顶部发生了短期的沉积间断、暴露及地表径流的冲刷剥蚀。在沉积间断面之下约1 m厚度范围内的白云岩中见到了丰富的1~2 cm大小的溶蚀孔洞,孔洞中见有方解石及石英的部分充填(图4i)。

在四川盆地东部的窑湾剖面,下奥陶统桐梓组和红花园组中见到多个沉积间断面和间断面之下岩溶孔洞较为发育的滩相石灰岩储层(图4j, 4k)。

### 2.3 同生期岩溶

同生期岩溶是碳酸盐岩在沉积过程中发生的岩溶。对相对较浅水环境中发育形成的生物礁相及高能生物碎屑/颗粒滩相碳酸盐岩来说,沉积过程中往往会由于相对海平面下降而出现短期凸显在海平面之上、类似于海中生物礁的岛屿,此时,遭受大气降水的淋滤岩溶改造就会发育相应的溶蚀孔洞。但由于这个过程的持续时间不长,随着相对海平面上升,这些生物礁滩相的碳酸盐岩重新被淹没于海平面之下,继续其礁滩相的发育。如果浅水环境没有发生改变,在礁滩体沉积生长过程中,暴露和淹没作用可能会反复持续进行,这样便能形成垂向上累计厚度较大的富含岩溶孔洞的礁滩相碳酸盐岩。

川东北地区二叠系至三叠系礁滩相白云岩中发现了丰富的天然气储量和产量,已有研究认为这些礁滩相储层的发育与同生期相对海平面下降暴露有关<sup>[16-17]</sup>。而在更深层的下组合中,川中地区的下寒武统龙王庙组滩相白云岩属较为典型的同生期岩溶型储层。龙王庙组主要发育于潮上—潮间—潮下交替的水体环境中,发育颗粒/生物碎屑滩相白云岩—潮坪相粉细晶白云岩—潟湖相膏盐岩的复合沉积体系(图5)。这个复合沉积体系的一个典型特征就是滩和膏的叠置,即横向上滩相颗粒白云岩常发育在膏盐潟湖的边缘,垂向上颗粒白云岩与膏岩层相互叠置。从图5可以看出,横向上从威寒1井至丁山1井,具有滩—膏—滩变化的特征;窝深1井、林1井和丁山1井

在垂向上具有滩—膏—滩叠置的特征,表明该时期处于浅水沉积环境,随着相对海平面的下降,易发生同生期暴露并遭受大气降水岩溶作用。

此外,在金石1井实钻中揭示了龙王庙组颗粒滩储层发育,岩性为灰色溶孔微晶—细晶白云岩、溶孔残余砂屑鲕粒白云岩、亮晶鲕粒白云岩。岩心观察发现砂质白云岩中含有丰富的溶蚀孔洞,孔洞多为1~5 mm,大的可达2~3 cm(图4l),孔中见有沥青显示。

近年的钻探已在川中地区下寒武统龙王庙组中发现丰富的天然气,如磨溪8井在龙王庙组滩相储层中获得日产 $198.68 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的高产气流。其它许多钻井也都揭示了溶蚀孔隙型的滩相白云岩储层,如丁山1井和林1井龙王庙组的有效储层厚2.5~15.8 m,测井孔隙度3.7%~7.7%;丁山1井测试,微气,产水 $23 \text{ m}^3/\text{d}$ ,压力系数0.87;威寒1井溶孔型砂屑鲕粒白云岩岩屑孔隙度2.64%~8.07%,平均6.02%,产气 $11 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ;威28井2415~2455 m为产气层;女基井4980~4998 m为产气层。

## 3 岩溶储层发育机制

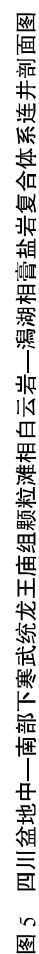
### 3.1 控制因素

碳酸盐岩发生岩溶作用的一个必要条件是暴露至地表遭受大气降水的淋滤溶蚀作用。使碳酸盐岩发生暴露的原因主要包括构造抬升和相对海平面下降,其中构造抬升又包括区域性的长期构造抬升和局部的短期构造抬升(表2)。

在碳酸盐岩或碎屑岩沉积层序发育过程中,由于构造抬升作用以及海平面的升降转换,往往会伴随沉积—剥蚀的转变,从而形成层序界面,而且,由于影响范围和持续时间长短的不同,则会形成不同级别的层序界面。同时,由于暴露和大气降水淋滤,往往会使得层序界面之下的碳酸盐岩发育岩溶型储层<sup>[18]</sup>,而不同级别的层序界面又决定了该级别层序界面之下发育的岩溶型储层的分布范围和强度(表2)。

表2 不同类型岩溶的发育控制因素和特征

岩溶类型	主要影响因素	作用范围	作用范围	发育时间
构造不整合面岩溶	区域性长期构造抬升	区域性	一级、二级或三级	埋藏之后的构造抬升阶段
准同生期沉积间断岩溶	局部短期构造抬升	局部性	三级或四级	准同生至浅埋藏阶段
同生期岩溶	局部短期相对海平面下降	局部性	五级	同生阶段



C—C'剖面位置见图1



(1)区域性长期构造抬升作用是形成不整合面岩溶的主要控制因素。

长期强烈的构造抬升作用(如前文所述的桐湾运动、郁南运动、都匀运动和广西运动)使碳酸盐岩发生区域性的暴露并遭受大气降水的淋滤溶蚀,这通常是在碳酸盐岩沉积埋藏之后发生,可形成区域性的不整合面及不整合面之下的岩溶型储层。这种储层具有区域性发育、分布范围广、垂向厚度大的特征。这些不整合面也具有区域的对比性,从地震剖面和钻井地层对比上很容易识别出来(图2,图3)。

从层序地层学的角度来看,区域性的长期强烈的构造抬升作用可形成区域性的剥蚀不整合面;这些剥蚀不整合面可构成一级、二级或者三级层序界面<sup>[19]</sup>。根据已有的四川盆地层序地层研究成果<sup>①</sup>,广西运动形成的二叠系与下伏震旦系、寒武系、奥陶系及志留系等地层之间的不整合面是盆地的一级层序界面;桐湾运动二幕形成的 $C_1/Z_2dy$ 之间的不整合面、郁南运动形成的 $O_1/O_{2-3}$ 之间的不整合面以及都匀运动形成的 $S_1/O_{1-2}$ 之间的不整合面构成了盆地内的二级层序界面;桐湾运动一幕形成的 $Z_2dy^3/Z_2dy^2$ 之间的不整合面构成了盆地内的三级层序界面。

(2)局部短期构造抬升作用是形成沉积间断岩溶的主要控制因素。

局部短期的构造抬升作用使局部的碳酸盐岩暴露至地表并遭受大气降水的岩溶作用,这种作用通常是发生在沉积之后不久的准同生浅埋藏阶段。沉积岩层被抬升至海平面之上,导致短期沉积间断的发生,形成沉积间断面,界面之下的岩溶就是沉积间断型岩溶(图6)。沉积间断面可构成三级或四级层序界面<sup>[20-21]</sup>。

沉积间断面上见到的小型波状侵蚀面、几毫米厚的薄层黏土/铁质结壳、薄层的溶孔发育段(图4e—4k)以及与上覆地层的平行接触关系表明,短期构造抬升作用并没有使碳酸盐岩地层大规模地抬升至海平面之上,大气降水溶蚀改造作用的强度相对较小,时间也较为短暂。

经过对四川盆地东部窑湾剖面红花园组的详细观测,发现4个与准同生阶段短期抬升相关的沉积间断侵蚀面(图6),沉积间断面之下为十余米厚的生物碎屑灰岩,在间断暴露期间遭受大气降水淋滤改造,

发育丰富的岩溶孔洞,孔洞大小一般1~3cm。沉积间断之后是水体的突然加深,发育了夹泥质条带的灰色泥晶灰岩(图6)。

四川盆地奥陶系总共可分为15个三级层序,其中下奥陶统红花园组是一个完整的三级层序<sup>[22]</sup>。根据窑湾野外剖面观测,红花园组中4个短期暴露剥蚀面把红花园组分为4个四级层序(图6),每个四级层序以相对海平面逐渐升高的水进体系域开始,发育泥页岩、泥质灰岩或泥晶灰岩为主的低能沉积,逐渐过渡为高水位体系域环境,常常发育浅水高能滩相石灰岩沉积,最后由于短期构造抬升作用,相对海平面下降,使滩相石灰岩发生短期的沉积间断并暴露至地表,在潮湿多雨气候条件下受到富含 $CO_2$ 的大气淡水淋滤而发生岩溶作用<sup>[24]</sup>。在暴露侵蚀面之下发育丰富的岩溶孔洞,孔洞大小一般几毫米至1~2cm(图4j)。此后,发生局部性的构造沉降,相对海平面再次升高,开始下一个四级层序的沉积序列。这样就在红花园组中形成了多层短期暴露的岩溶在垂向的相互叠加(图6)。

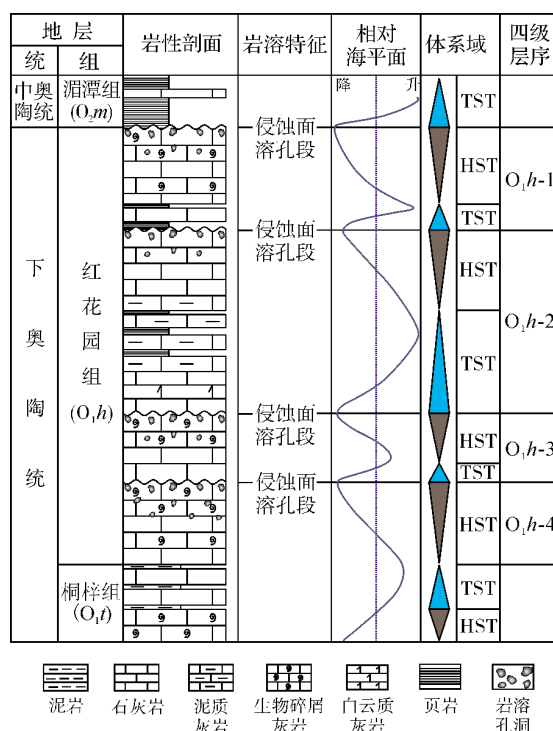


图6 四川盆地东部窑湾剖面奥陶系红花园组短期沉积间断暴露岩溶发育特征

① 何治亮, 沃玉进, 林娟华, 等. 四川盆地及周缘下组合成藏条件与区带评价[R]. 北京: 中国石化石油勘探开发研究院, 2013: 20-37.

(3)局部短期相对海平面下降是形成同生期岩溶的主要控制因素。

在无显著构造抬升作用的情况下,浅水环境中发育的礁滩相碳酸盐岩受短期相对海平面下降影响而暴露出水面,接受大气降水的岩溶改造,进而发育同生期岩溶。相对海平面的变化会受气候等因素的影响而发生快速的升降变化。在相对海平面上升阶段,礁滩相碳酸盐岩垂向上加积生长;在相对海平面下降阶段,碳酸盐岩则发生同生期岩溶作用;这个过程反复发生,就能形成垂向上依次叠加的多个岩溶型礁滩发育段。

以川中地区为例,该区的滩—膏—坪复合沉积特征表明,龙王庙组沉积过程中多处于浅水-潟湖环境。浅水条件可发育潮汐相白云岩,局部形成高能滩相白

云岩,随后的潟湖环境则形成膏盐岩的沉积。由于沉积过程中受气候因素或短期构造抬升作用等的影响,导致短期的相对海平面下降,使得浅水条件下发育的颗粒滩相白云岩短期暴露至地表而遭受大气降水溶蚀作用,对原生孔隙进行进一步的次生改造(图7a),此时由于露出海平面的滩或者白云岩潮坪的阻隔,局部会出现潟湖环境,从而形成膏盐岩层的沉积(图7a);随后,相对海平面快速上升,发育较深水体的细粒泥晶碳酸盐岩沉积(图7b);受再次相对海平面下降的影响,再次发育滩和膏的沉积,并遭受同生期岩溶作用影响(图7c)。这样,垂向上多个同生期改造的滩相白云岩的叠置,形成了龙王庙组滩相颗粒白云岩储层的累计厚度较大,如丁山1井的累计厚度约70m。

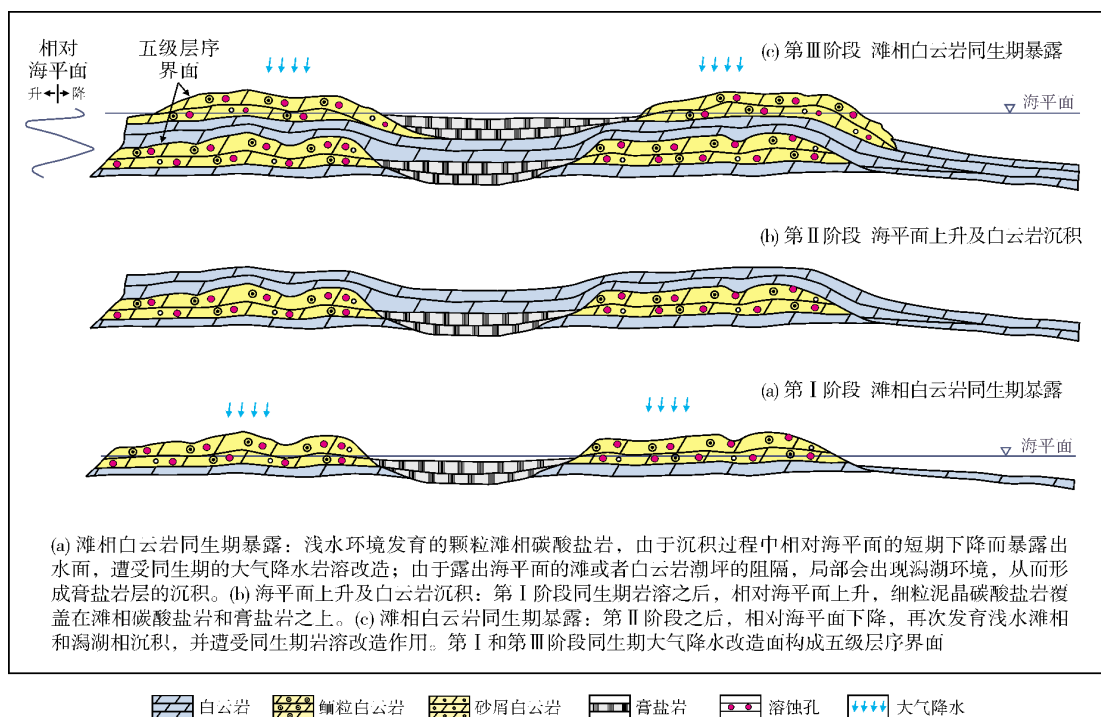


图 7 四川盆地中部颗粒滩相白云岩—潟湖相膏盐岩复合体系同生期岩溶发育模式图

受短期相对海平面下降的影响而发育的同生期暴露岩溶,可构成局部的五级层序界面(表2),如川中地区下寒武统龙王庙组内部的五级层序界面(图7)。这些层序界面也是碳酸盐岩岩溶发育的主要部位<sup>[23]</sup>。五级或更低级别的层序对应于碳酸盐岩中发育的米级旋回,在水体向上变浅的米级旋回的顶部往往因暴露和遭受短时间大气降水的影响而发生岩溶作用<sup>[18]</sup>。

### 3.2 叠合发育过程

受多次构造抬升运动及相关的多种类型岩溶作

用影响,四川盆地组合的震旦系至奥陶系碳酸盐岩中见有多个不同类型、不同厚度和规模的岩溶型储层发育段,这是从同生沉积至后期构造抬升的多次岩溶发育和叠合的结果。根据野外剖面观测以及钻井、测井和地震资料,现对下组合岩溶型储层发育的叠合过程总结如下。

在桐湾运动一幕和二幕构造抬升运动影响下,中国南方地区震旦系灯影组二段和三段普遍发育不整合面岩溶。在川中古隆起构造高点位置,受桐湾二幕抬升作用的影响,灯影组三段和四段都被剥蚀殆尽,曾受桐

湾一幕不整合面岩溶作用影响的灯影组二段中的白云岩则再次遭受了桐湾二幕不整合面岩溶作用的影响。

早寒武世龙王庙期沉积过程中,川中地区发育了颗粒滩相白云岩—潮坪相泥晶白云岩—潟湖相膏盐岩的复合沉积体。期间由于受多次相对海平面升降的影响,垂向上发育了具有一定累计厚度的多层同生期岩溶型颗粒白云岩储层;至早寒武世晚期,由于受短期局部构造运动影响,下寒武统龙王庙组/石龙洞组顶部又局部发育了沉积间断岩溶型白云岩储层,致使早期的同生期岩溶型颗粒白云岩储层受到进一步叠加改造,或者使未发生过同生期岩溶的白云岩也发生了溶蚀改造作用。

晚寒武世至奥陶纪期间,依次发生了晚寒武世娄山关群沉积末期的沉积间断岩溶、晚寒武世末期的郁南运动不整合面岩溶、早奥陶世桐梓组和红花园组沉积期间的沉积间断岩溶以及中晚奥陶世的都匀运动不整合面岩溶。

加里东晚期发生的广西运动使川中古隆起区大规模抬升,形成区域性的二叠系与下伏地层之间的不整合面。自川中隆起的西南缘开始,向西北方向,经周

公1井、资1井、资4井、高科1井、安平1井和合12井,从所示剖面图(图8)可以看出二叠系依次与Z<sub>2</sub>dy、Є、O及S之间的角度不整合接触关系。在不整合面之下的碳酸盐岩地层中发育了不整合面岩溶型储层,并自西南向东北依次与桐湾运动不整合面岩溶、早寒武世龙王庙期同生期岩溶、早寒武世晚期及晚寒武世沉积间断岩溶、郁南运动不整合面岩溶、早奥陶世沉积间断岩溶、中晚奥陶世都匀运动不整合面岩溶等形成了叠合岩溶(图8)。

四川盆地下组合自晚震旦世灯影期至奥陶纪发育的多期多类型岩溶型碳酸盐岩储层及其叠合岩溶型储层,构成了纵横向发育多层立体岩溶型储层的格局,这是四川盆地天然气勘探的主要潜力层段(图8)。目前已经在许多岩溶层段中发现了丰富的天然气资源,如威远气田和高石梯构造的灯影组岩溶型白云岩储层、磨溪构造的寒武系龙王庙组同生期岩溶型颗粒白云岩储层,在川中隆起周缘下奥陶统岩溶型白云岩中也发现了优质储层和一定的沥青和天然气显示。随着勘探的深入,这些岩溶型储层仍将是未来发现的主力储集层段。

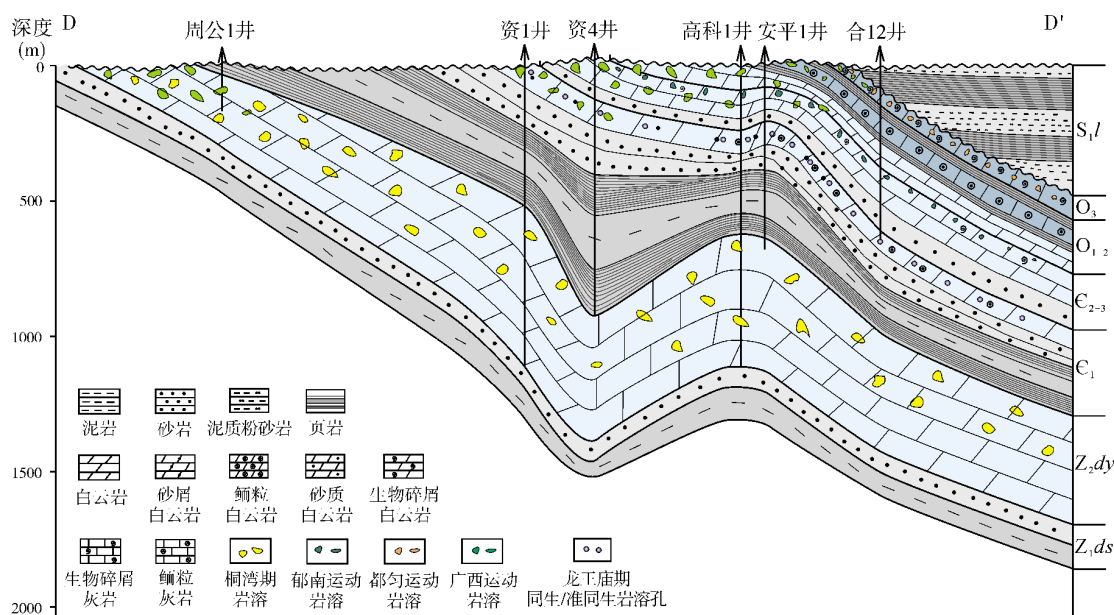


图8 四川盆地下组合多期岩溶叠合发育特征

D—D'剖面位置见图1。Z<sub>2</sub>ds 陡山沱组; Z<sub>2</sub>dy 灯影组; S<sub>1</sub>l 龙马溪组

## 4 结 论

四川盆地下组合碳酸盐岩中发育三种不同类型和特征的岩溶,它们分别为构造不整合面岩溶、准同生期沉积间断岩溶和同生期岩溶。构造不整合面岩

溶包括桐湾运动、郁南运动、都匀运动和广西运动等区域性不整合面之下的岩溶。在震旦系灯影组白云岩、上寒武统娄山关群白云岩及下奥陶统红花园组石灰岩等层位中都发育有多层的沉积间断岩溶型储层。下寒武统龙王庙组颗粒滩相白云岩中发育同生



期岩溶。下组合碳酸盐岩中的多期多类型岩溶作用具有垂向上叠合和叠加改造的特点,并由此形成了下组合岩溶型碳酸盐岩储层广泛发育的格局。

#### 参考文献

- [1] Loucks R G. Paleocave carbonate reservoir: Origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications [J]. AAPG Bulletin, 1999, 83(11): 1795-1834.
- [2] Loucks R G, Mescher P K, Mcmechan G A. Three-dimensional architecture of a coalesced, collapsed-paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburger Group, central Texas [J]. AAPG Bulletin, 2004, 88(5): 545-564.
- [3] 陈学时, 易万霞, 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.
- [4] 许效松, 杜佰伟. 碳酸盐岩地区古风化壳岩溶储层[J]. 沉积与特提斯地质, 2005, 25(3): 1-7.
- [5] 闫相宾. 塔河油田下奥陶统古岩溶作用及储层特征[J]. 江汉石油学院学报, 2002, 24(4): 23-25.
- [6] 云露, 肖志高, 徐明军. 浅谈塔里木盆地台盆区天然气勘探前景[J]. 石油与天然气地质, 2004, 25(4): 428-432.
- [7] 刘春燕, 吴茂炳, 巩固. 塔里木盆地北部塔河油田奥陶系加里东期岩溶作用及其油气地质意义[J]. 地质通报, 2006, 25(9/10): 1128-1134.
- [8] 罗平, 张静, 刘伟, 等. 中国海相碳酸盐岩油气储层基本特征[J]. 地学前缘, 2008, 15(1): 36-50.
- [9] 李启桂, 李克胜, 周卓铸, 等. 四川盆地桐湾不整合面古地貌特征与岩溶分布预测[J]. 石油与天然气地质, 2013, 34(4): 516-521.
- [10] 金之钧. 中国海相碳酸盐岩层系油气勘探特殊性问题[J]. 地学前缘, 2005, 12(3): 15-22.
- [11] 刘树根, 马永生, 孙玮, 等. 四川盆地威远气田和资阳含气区震旦系油气成藏差异性研究[J]. 地质学报, 2008, 82(3): 328-337.
- [12] Wei Guoqi, Cheng Gengsheng, Du Shuangming, et al. Petroleum systems of the oldest gas field in China: Neoproterozoic gas pools in the Weiyuan Gas Field, Sichuan Basin[J]. Marine and Petroleum Geology, 2008, 25(4/5): 371-386.
- [13] 梅冥相, 马永生, 邓军, 等. 加里东运动构造古地理及滇黔桂盆地的形成——兼论滇黔桂盆地深层油气勘探潜力[J]. 地学前缘, 2005, 12(3): 227-236.
- [14] 戴金星. 威远气田成藏期及气源[J]. 石油实验地质, 2003, 25(5): 473-480.
- [15] 黄文明, 刘树根, 马文辛, 等. 四川盆地东南缘震旦系—下古生界储层特征及形成机制[J]. 石油天然气学报, 2011, 33(7): 7-12.
- [16] 何治亮, 魏修成, 钱一雄, 等. 海相碳酸盐岩优质储层形成机理与分布预测[J]. 石油与天然气地质, 2011, 32(4): 489-498.
- [17] Ma, Yongsheng, Guo Tonglou, Zhao Xuefeng, et al. The formation mechanism of high-quality dolomite reservoir in the deep of Puquang Gas Field[J]. Science in China (Series D: Earth Sciences), 2008, 51(S1): 53-64.
- [18] James N P, Choquette P W. Paleokarst [M]. New York: Springer, 1988, 416.
- [19] 王毅, 张一伟, 金之钧, 等. 塔里木盆地构造—层序分析[J]. 地质论评, 1999, 45(5): 504-513.
- [20] Cooper J D, Keller M. Palaeokarst in the Ordovician of the southern Great Basin, USA: Implications for sea-level history [J]. Sedimentology, 2001, 48(4): 855-873.
- [21] Yilmaz i Ö, Altiner D. Cyclic palaeokarst surfaces in Aptian peritidal carbonate successions (Taurides, southwest Turkey): Internal structure and response to mid-Aptian sea-level fall [J]. Cretaceous Research, 2006, 27(6): 814-827.
- [22] 陈洪德, 田景春, 刘文均, 等. 中国南方海相震旦系—中三叠统层序划分与对比[J]. 成都理工学院学报, 2002, 29(4): 355-379.
- [23] 樊太亮, 于炳松, 高志前. 塔里木盆地碳酸盐岩层序地层特征及其控油作用[J]. 现代地质, 2007, 21(1): 57-65.
- [24] 于炳松, 陈建强, 林畅松. 塔里木盆地奥陶系层序地层格架及其对碳酸盐岩储集体发育的控制. 石油与天然气地质, 2005, 26(3): 305-309, 316.

编辑: 黄革萍

## Development Genesis and Characteristics of Karst Reservoirs in Lower Assemblage in Sichuan Basin

Zhu Dongya, Zhang Dianwei, Li Shuangjian, Feng Jufang, Sun Dongsheng, Lin Juanhua, Zhang Rongqiang

**Abstract:** The Lower Assemblage refers to the whole thick pre-Mesozoic formations from Sinian system to Paleozoic Carboniferous system in Sichuan Basin. Three types of karst reservoirs develop in Sinian-Ordovician Carbonate rock in the Low Assemblage, which are tectonic unconformity karst, penecontemporaneous hiatus karst and contemporaneous karst reservoirs. Having been affected by long-term regional tectonic uplifts and frequent sea level eustasies, several regional tectonic unconformities, including  $E_1/Z_2dy$ ,  $O_1/C_{2-3}$ ,  $S_1/O_2b$  and  $P_1/Z$  unconformities, and sequence boundaries formed and several contemporaneous shoal facies karst reservoirs developed under these unconformities. Superimposition and repeated reformation of multi-genetic karstification from early to late is the reason why carbonate karst reservoirs widely develop in horizontal and vertical extents in the Lower Assemblage.

**Key words:** Sinian; Paleozoic; Karstification; Carbonate reservoir; Reservoir characteristics; Sedimentation characteristics; Sichuan Basin

Zhu Dongya; DSc., Add: SINOPEC Petroleum Exploration and Production Research Institute, 31 Xueyuan Rd., Beijing, 100083, China