中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 7 期: 910 ~ 926
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

中国海相碳酸盐岩层系油气形成与富集规律

金之钧

中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院, 北京 100083
E-mail: jinzj.syky@sinopec.com

收稿日期: 2010-08-19; 接受日期: 2011-01-10
国家重点基础研究发展规划项目(编号: 2005CB422108)资助

摘要 近年来, 随着对我国海相碳酸盐岩层系油气形成与富集机理认识的深化, 油气勘探不断取得新发现. 塔河大油田和普光大气田的发现为我国海相碳酸盐岩层系油气形成与富集机理的深入研究提供了地质实例. 由于我国海相碳酸盐岩层系发育时代老、经历构造改造期次多、烃源岩差异性热演化、礁滩相复合体与风化壳岩溶储集体等多样性储层发育、盖层发育不均一(特别是膏盐岩)和后期油气藏多期改造与调整等因素, 使得我国海相碳酸盐岩层系油气形成具有以下几方面特征: 1) 发育于斜坡带的海相优质烃源岩多以硅质或钙质伴生的泥岩或灰泥岩为主, 有机质含量高, 生烃潜力大, 不同区域热演化存在差异性; 2) 优质储层的形成主要受原始沉积环境和后期成岩改造作用(包括成岩、构造和流体)控制, 斜坡带、不整合面、断裂带附近和流体活动区域优质储层发育; 3) 优质盖层, 特别是膏盐岩盖层, 是海相碳酸盐岩层系大中型油气田形成的关键, 大型天然气田盖层多以膏盐岩为主. 基于我国海相碳酸盐岩层系形成时间早和多期构造运动的叠加与改造, 油气富集区域主要集中在斜坡带和构造活动枢纽部位, 因为斜坡带生储盖组合配置良好, 不仅发育优质烃源岩, 而且储层多以礁滩复合体为主, 盖层样式多; 构造活动枢纽部位因长期处于油气运移有利部位和构造活动相对稳定区域, 有利于油气聚集和保存.

关键词
海相碳酸盐岩层系
油气富集
烃源岩
优质储层
盖层
斜坡带
构造枢纽带

随着我国国民经济的快速发展, 对能源需求不断增加, 特别是原油和天然气的需求呈逐年上升趋势. 当我国东部陆相盆地的油气产量和储量难以大幅度增加时, 油气勘探重点随之逐步转移: 地域上, 从东部向西部转移; 层系上, 从陆相向海相层系转移. 两个转移的主要目标都集中到海相碳酸盐岩层系. 自 20 世纪 50 年代以来, 中国地质矿产部和石油工业部先后在四川盆地和塔里木盆地等针对海相碳酸盐岩开展石油勘探, 并时有发现, 如 1964 年发现了威远震旦系气田[1], 探明天然气地质储量 400×10^8 m^3; 1984 年沙参 2 井首次在塔里木盆地奥陶系喜获工业油气流[2], 1988 年陕参 1 井在鄂尔多斯盆地奥陶系获工业气流并发现靖边气田[3], 但探明油气地质储量并没有大的突破. 20 世纪末以来, 国家加大海相碳酸盐岩层系的勘探力度, 特别是 1999 年科技部设立“973”项目专门针对我国叠合盆地海相碳酸盐岩油气形成富集进行了科技攻关[4]; 与此同时, 中国石油和中国石化两大石油公司对中国海相碳酸盐岩层系的油气勘探步伐明显加快, 相继在 1997 年发现国内最大的海相碳酸盐岩油田(塔河油田)和 2003 年发现海相碳

英文引用格式: Jin Z J. Formation and accumulation of oil and gas in marine carbonate strata in Chinese sedimentary basins. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4264-4

酸盐岩天然气整装大型气田(普光气田). 截止 2007 年底, 塔里木盆地海相油气探明地质储量 155849.89× 10^4 t, 发现了一批大中型油气田, 包括雅克拉、轮南、东河塘、桑塔木、解放渠、吉拉克、西达里亚、塔河、哈得 4、塔中 1, 塔中 4, 塔中 6 和塔中 16 以及和田河等; 塔北台盆区海相领域共发现大中型油气田 10 个, 其中油田 7 个(>1000×10^4 t)(东河塘、哈得 4、塔河、西达里亚、解放渠东、桑塔木和轮南); 气田 3 个(>50×10^8 m^3)(雅克拉、吉拉克和轮古). 截至 2007 年底, 四川盆地海相天然气累计探明储量超过 13616.5×10^8 m^3, 成为中国已探明海相天然气地质储量最大的盆地. 这些勘探成果表明, 随着理论认识升华和科学技术进步, 新发现的海相碳酸盐岩层系油气田越来越多, 越来越大, 显示我国海相碳酸盐岩层系具有良好的勘探前景和巨大的潜力, 是我国油气资源战略接替的重要领域. 但是, 由于我国海相碳酸盐岩层系的复杂性和特殊性[5], 从南方滇黔桂地区到西北塔里木盆地, 勘探程度都很低, 制约了对海相碳酸盐岩层系油气资源潜力的认识. 与国外海相烃源岩相比, 我国海相层系主要发育在古生界, 且烃源岩分布层系较多, 构成多套海相烃源岩, 如塔里木的奥陶系和寒武系海相烃源岩, 而中新生界不发育海相烃源岩. 同时, 与国外海相层系相比, 我国海相碳酸盐岩经历的构造运动多, 热演化过程复杂, 形成多期构造作用下的多源生烃特征. 因此, 多期构造活动的叠加导致多期生烃过程、油气输导体系演化与运聚机理和油气多期成藏与保存机理等基础理论问题研究薄弱, 严重制约了中国海相碳酸盐岩层系油气勘探进展. 近年来, 在国家“973”项目《中国海相碳酸盐岩层系油气富集机理与分布预测》的专项攻关支持下, 开展了我国海相碳酸盐岩层系的油气形成与富集规律的研究, 取得了一些新认识和新成果, 有些成果已在油气勘探中逐步实施, 如塔里木盆地巴楚膏盐岩下深层天然气勘探正在部署实施. 本文将围绕我国海相碳酸盐岩层系的特殊性, 阐述近年来我国海相碳酸盐岩层系油气形成与富集规律的研究新进展.

1　中国海相碳酸盐岩层系油气形成

1.1　中国海相优质烃源岩形成与生烃条件

根据对全球 203 个海相碳酸盐岩油气藏的统计分析, 海相烃源岩主要为页岩和灰泥岩, 形成环境为斜坡和台内盆地(图 1(a)); 特别是在斜坡区带, 因碳酸盐岩沉积区能量相对较低, 盆地长期稳定沉降, 气候温暖湿润, 生物繁茂, 水体安静, 沉积物在沉积以后又很少受到扰动, 氧化-还原电位呈负值, 水介质属弱碱性, 故有利于富含有机质的石灰岩、生物灰岩和泥灰岩等烃源岩的形成[6]. 此外, 高能相带区的大量有机质也堆积在此带, 包括许多浮游和自游生物; 如塔里木盆地满加尔凹陷南斜坡台缘斜坡 TZ12 井的中上奥陶统灰泥丘相烃源岩平均厚 80 m, 最厚可达 95 m, 有机碳含量介于 0.5%~5.54%, 氯仿沥青“A”介于 100~1395 μg g^{-1} 之间, 有机质类型以 I 和 II_2 为主. 据对全球海相碳酸盐岩油气田的统计[7], 页岩及含灰泥岩占烃源岩岩石类型的 96%(图 1(b)), 有机碳含量一般大于 0.5%. 全球 8 个大型碳酸盐岩含油气盆地一般发育多套烃源岩, 如东西伯利亚盆地海相烃源岩不仅发育中元古界里菲系(R)海相泥岩, 而且上震旦统(文德系 V)和下-中寒武统($Є_{1-2}$)也发育有富含有机质的海相烃源岩. 与国外海相烃源岩相比, 中国海相碳酸盐岩层系不发育侏罗、白垩和第三纪等中新生

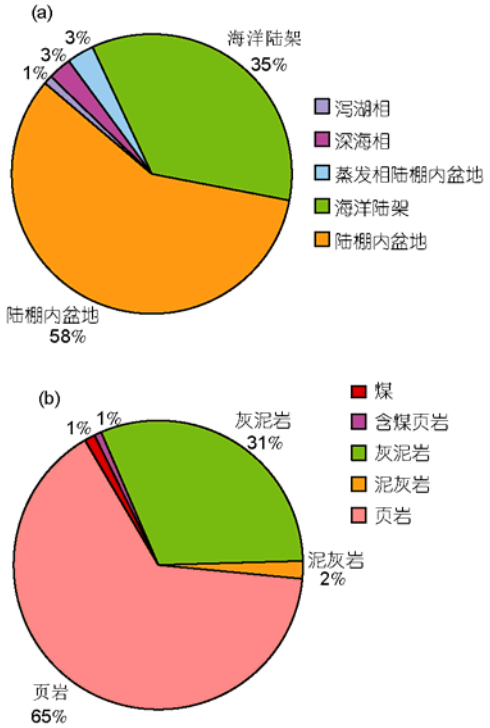

图 1　海相碳酸盐岩烃源岩沉积环境(a)和岩性(b)统计

样品数 230 个

代海相烃源岩, 但古生界海相烃源岩较发育; 如四川盆地和塔里木盆地等发育多套古生界海相烃源岩, 有机碳含量(TOC)一般大于 0.5%(图 2), 但它们经历了多期生排烃, 热演化程度存在一定的差异性. 塔里木盆地台盆区海相层系天然气表现为从北部坳陷的满东向塔北隆起的吉拉克、解放渠、桑塔木、轮南、东河塘和雅克拉, 原油裂解程度有减弱趋势[8](图 3 和表 1), 这与塔里木盆地寒武系-下奥陶统和中、上奥陶统烃源岩的热成熟度变化趋势相吻合[9].

根据对我国南方海相烃源岩寒武系牛蹄塘组(-$\epsilon_1 n$)、志留系龙马溪组($S_1 l$)和二叠系龙潭组($P_2 l$)优质泥页岩中有机质赋存状态分析, 表明高有机质多与硅质或钙质相伴生(表 2). 部分优质泥页岩中有机质(硅质及钙质生屑)被片状粘土颗粒包裹或与粘土相伴生(图 4).

1.2 中国海相碳酸盐岩层系多种储层形成机理与分布模式

碳酸盐岩的储集/输导空间可以形成于原始沉积阶段、浅埋藏-深埋藏阶段和表生作用阶段. 近年来,

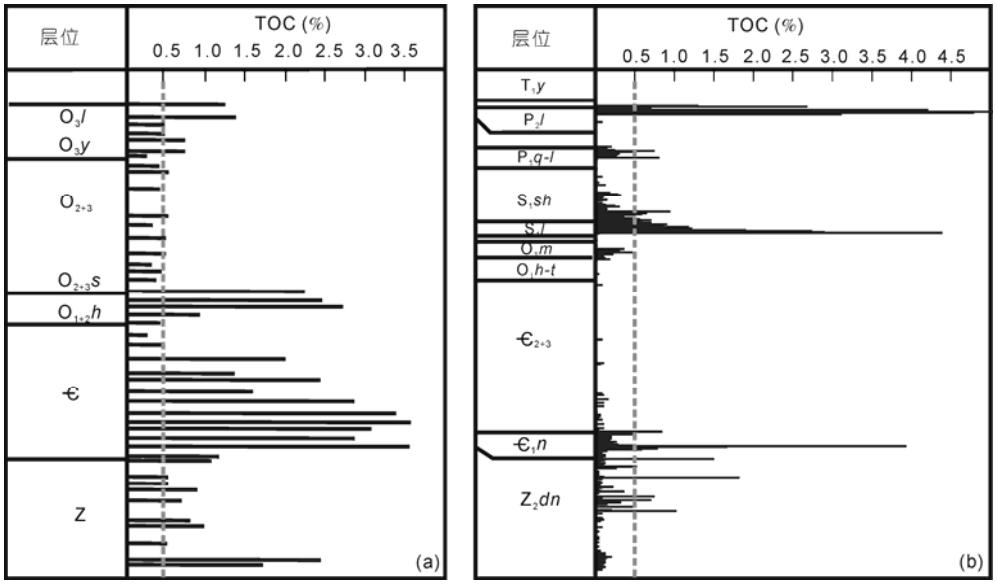

图 2　塔里木盆地(a)和四川盆地(b)海相层系优质烃源岩发育层位

表 1　塔里木盆地干酪根裂解气与原油(气)裂解气数据(138 个样品)

气田(区域)	样品数(钻井数)	原油(气)裂解气样品数(个)			干酪根裂解气样品数(个)	干酪根裂解气占比例(%)	原油(气)裂解气占比例(%)
		C-I	C-II	C-III			
和田河	17(8)		17			0.0	100.0
塔中	38(31)	1	29	3	5	13.2	86.8
满东	5(1)		5			0.0	100.0
巴楚	4(4)		2		2	50.0	50.0
吉拉克	6(6)	1	3		2	33.3	66.7
解放渠	11(8)	1	7		3	27.3	72.7
桑塔木	6(4)	1	2		3	50.0	50.0
草 2	1(1)		1			0.0	100.0
轮南	23(19)	2	17		4	17.4	82.6
雅克拉	14(7)	1	9		4	28.6	71.4
东河塘	5(4)	1	1		3	60.0	40.0
牙哈	4(4)	1	1		2	50.0	50.0
英买力	2(2)		2			0.0	100.0
哈得	2(2)		2			0.0	100.0

表 2　南方海相优质页岩 X-衍射分析数据(%)

剖面位置	样号	样品名称	层位	TOC	粘土	石英	钾长石	斜长石	方解石	白云石	菱铁矿	硬石膏	重晶石	黄铁矿	石膏	无水芒硝
羊鼓洞	Mb-050	生物礁云灰岩	P_2c	0.25	0.1	0.3			46	51.2		0.4		2		
	GY-07-11	黑色钙质泥岩	P_2d	5.95	3	61.5			30	4	0.5			1		
广元上寺	GY-07-16	黑色泥灰岩	P_2d	5.67	0.3	30			67.2	1.5		1				
	SS-17	黑色钙质页岩	P_2d	5.03	0.3	71.5			28			0.2				
河坝 1 井	HB1-7-4	黑色泥页岩	P_2d	4.71	0.1	92.8		0.1	7							
重庆南川	QJ-6	黑色泥页岩	P_2l	5.79	60	18.5	1	0.7	1	0.8			5	12	1	
	NJ-06-22	碳质页岩	P_2w	8.73	2.7	81.5	6.7	7.7	1.2	0.2	0			0	0	
南江	NJ-06-23	泥灰岩	P_2w	4.36	0.1	57.7	0	1.5	39.5	0.2	0.2			0.5	0.1	
	NJ-06-20	碳质页岩	P_1m	5.56	7.6	43.8	8.6	2	32	5.5	0.5			0	1	
	NJ-06-19	黑色页岩	P_1q	1.2	8	53	1		22.5	13	0.5			2		
陆家桥	LJ-25	黑色页岩	P	8.31	0.4	99.6										
云南禄劝	LQ-2	泥灰岩	D_2d	3.44	1.2	10		0.3	87.2			1		0.3		
	LQ-5-2	灰质页岩	D_2d	5.8	1	12		0.5	85.5			1				
	AW-3	黑色页岩	O_3w	8.24	7	86.1	0.5	2.5	1	1.5	0.4			1		
	MXG-4	黑色页岩	O_3w	2.55	12	81		4			1	2				
	HS-1	黑色页岩	O_3w	3.78	4	90.2	2	1.5		0.5	0.5		0.5	0.3	0.5	
中上扬子	QL-2	黑色页岩	O_3w	4.86	2	96		1	1							
	QL-3	黑色页岩	O_3w	4.22	6	89.8	0.5	1		0.5	0.5	1	0.5		0.2	
	AW-4	黑色页岩	S_1l	2.3	9	79		2	4	1		2	1	2		
	MXG-2	黑色含钙页岩	S_1l	3.25	7	67.5		6	14	2	0.5		1	2		
	QL-5	黑色页岩	S_1l	2.06	5	83.5	1	6	1			3			0.5	
旺苍	SH-13	含硅质页岩	S_1l	4.29	18	73	6					2			1	
	Mb-003	碳质页岩	S_1	2.1	6	89.1		4.5				0.4				
城口庙坝	CK-06-02	黑色页岩	S_1	6.42	1	93.7		4	0.3					1		
	CK-02	黑色页岩	S_1l	3.64	15	75		4		2				4		
城口大巴山	Mb-035	黑色页岩	$\in_1$	7.73	10	82.2	0.2	6				0.1		1.5		
	Mb-036	黑色页岩	$\in_1$	5.92	4	91.2	1	3	0.3	0.2		0.3				
南江桥亭	QT-09	黑色粉砂云质泥岩	$\in_1$	3.38	8	58.8	2	4		25	0.5	1.2			0.5	
旺苍	SH-03	黑色泥岩	$\in_1$	2.56	8	81.5	1.5	7				1			1	
洪雅张村	ZC-002	黑色页岩	$\in_1$	2.16	3	91		3	2	0.5	0.5					
	DY-35	深灰色钙质页岩	$\in_1$	1.94	6	43	8	1.5	6	29		0.3	1.2	2		3
大庸剖面	DY-15	灰黑色粉沙质泥岩	$\in_1$	3.12	3	93		3				0.5				0.5
	DY-13	碳质泥页岩	$\in_1$	11.54	4	92.8	1	1	0.5			0.2	0.1			0.4
咸丰	MN3	碳质页岩	$\in_1$	3.45	3	91		3	0.5			1	0.7			0.8

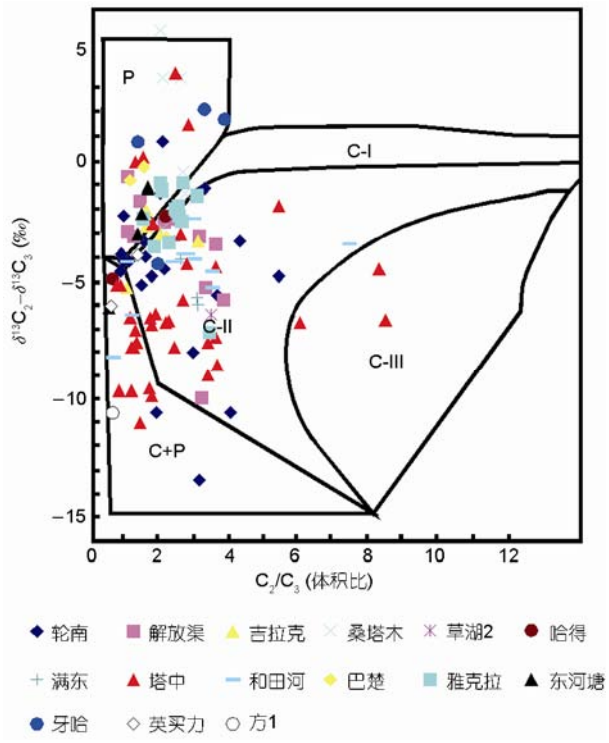

图 3　塔里木盆地油型气裂解划分

P 为干酪根裂解气, C-Ⅰ为油裂解气, C-Ⅱ为油气裂解气, C-Ⅲ为气裂解气, C+P 为干酪根裂解气与原油裂解气混合

各类碳酸盐岩储层发育机理研究取得了新进展，特别是野外与室内相结合、宏观与微观相结合、地质与地球化学和地球物理学相结合的储层综合描述预测方法取得了重要进展.

1.2.1　沉积相、不整合面、断裂和流体作用控制储层发育模型

优质碳酸盐岩储层的形成主要受原始沉积环境和后期成岩改造(包括成岩作用、构造作用和流体作用)两大因素所控制. 沉积环境控制着有利的原始沉积相带分布及早期孔隙发育，是台地边缘高能相带礁、滩储集体在后期成岩改造过程中发育成优质储层的重要基础.

多期建设性成岩作用(白云化等)、构造作用、流体作用和多种类型流体-岩石-构造相互作用的后期成岩改造是储层形成和保存的重要机制，包括层序界面与不整合面岩溶作用、深埋条件下白云石溶解、盆地多期供烃携带的有机酸溶蚀作用、岩浆热液溶蚀作用和硫酸盐自身的溶解并发生热化学还原作用等. 后期构造(褶皱、断裂及其伴生裂缝等)作用及演化控制裂缝与多阶段复合成因，是储层形成的动力. 针对我国多旋回叠合盆地的特点，优质储层的形成是多因素和多阶段各种地质作用的综合结果. 沉积相、成岩作用、岩溶作用和构造裂隙作用等因素的联合、叠合和复合作用，使碳酸盐岩储层的储集空间类型丰富多样，各类型储集空间的匹配关系极为复杂，但总体上以孔、缝和洞为特征，且以连通的裂缝系统以及与之相联系的孔洞网络构成层位不稳定、较强非均质性的和多成因类型的复杂储集体.

(ⅰ) 沉积相控制. 在碳酸盐岩沉积斜坡，生物礁发育，储层好；沉积物颗粒粗大，堆积形成具有较多原生孔隙和较难以被压实作用破坏的原生孔隙. 同时，碳酸盐岩斜坡高能相岩类在沉积水体发生水进和水退时，可以发生同生-准同生白云岩化作用. 所以，碳酸盐岩沉积斜坡是最有利的原生孔隙的发育部位. 以满加尔凹陷南斜坡塔中 44 井为例，中上奥陶统(O_{2+3})暗色泥岩下部与生物礁和颗粒灰岩组成塔中碳酸盐岩最好的储盖组合(图 5)，分布在井段 4581.0~5100.0 m，厚 519.0 m；其中，盖层井段 4581.0~4817.5 m，厚 236.5 m，盖层岩性为巨厚层状泥岩，顶部夹一层薄层灰岩，组成良好的盖层；储层井段 4817.5~5100.0 m，厚 282.5 m，岩性为中下奥陶统的纯灰岩，中部缝洞较发育，缝以垂直或斜交微裂缝为主，孔、洞和缝多为结晶方解石半充填-充填,连通性较差，沿孔缝处可见油迹；测井解释：中上部中子孔隙度 0~1%，孔隙度 1.2%~3.1%，下部中子孔隙度 0~1%，孔隙度 0.5%~4%. 根据川东北地区飞仙关组亚相和微相与孔隙度关系统计结果，沉积相与储层关系极为明显，最好的储集层段位于鲕粒浅滩亚相中，孔隙度介于 3.57%~28.86%，渗透率变化较大，最小仅 0.0115 md，最大可达到 3354.6965 md；在岩性上，飞仙关组残余鲕粒白云岩孔隙度 8.47%，平均渗透率为 252.1267 md；鲕粒白云岩平均值为 8.47%，渗透率平均值为 1.0815 md；糖粒状残余鲕粒白云岩孔隙度平均值为 13.39%，渗透率较高，以大于 100 md 为主，最大值可达 3354.6965 md；含砾屑鲕粒白云岩孔隙度平均值为 10.56%，而渗透率相对较低，以<1.0 md 占绝对优势，主要分布于 0.02~0.25 md. 糖粒状残余鲕粒白云岩储集性最好，次为含砾屑鲕粒白云岩、残余鲕粒白云岩和鲕粒白云岩；而亮晶鲕粒白云岩微相是最好的储集岩，亮晶含砾鲕粒白云岩次之，亮晶砂屑白云岩再次，其他微相储集条件总

体较差. 川东北地区长兴组礁后浅滩平均孔隙度达到了 4.72%, 而生物礁和礁前斜坡分别仅有 1.36%和 1.28%(表 3); 对于孔隙度大于 3%的样品, 生物礁平均孔隙度为 4.60%; 礁前斜坡平均孔隙度为 5.23%. 川东北地区沉积斜坡的礁滩复合体部位是普光大气田的主要储集体.

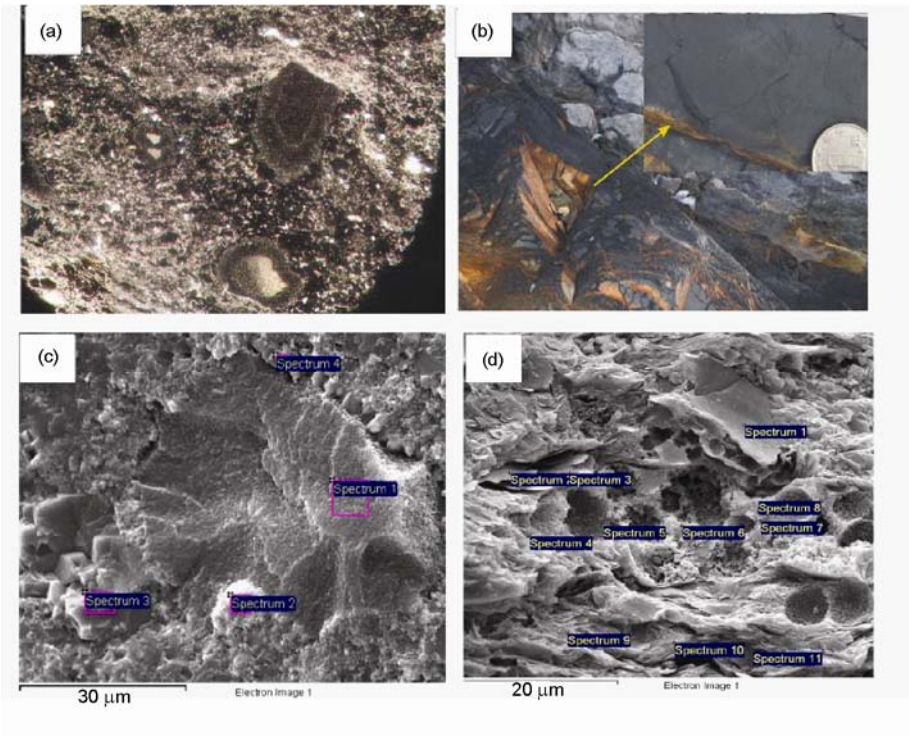

图 4　海相优质页岩微观结构照片

(a) 川东北地区普光 5 井钻井岩屑 P_2l, 5735~5740 m, 黑色泥质粉砂岩, 全岩油浸反射光显微照片, ×512; (b) 加拿大阿尔伯特盆地石炭系底部黑色粉砂质页岩野外照片; (c) 川东北地区 HB1-7-4 岩芯, P_2l, 5643.21 m, 页岩垂直页理自然面微观结构扫描电镜照片; (d) 川东北地区通江剖面, TJ-07-115, S_1l, 页岩垂直页理自然面微观结构扫描电镜照片

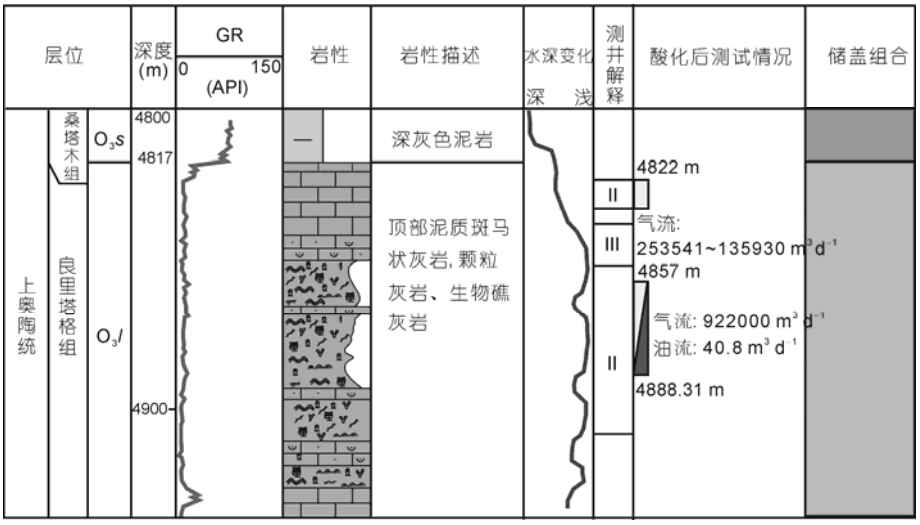

图 5　塔中 44 井奥陶系储盖组合综合柱状图

(ii) 不整合面对储层的控制作用. 叠合盆地普遍存在多个不同时期的不整合面, 有时它们相互叠加而形成复合不整合面, 如塔北隆起高部位为石炭系与下奥陶统相接触, 表现为加里东中期(奥陶纪末期)、晚期(志留纪末期)和海西早期(中泥盆世末期)三期不整合面复合的结果(图 6). 不整合面对储层的控制作用主要表现在以下4个方面: 1) 不整合面是控制岩溶发育的重要因素. 对塔河392段洞穴层距海西早期不整合面距离分布统计结果表明, 64%洞穴层距海西早期不整合面距离在110 m以内, 28%在110~240 m以内, 只有8%超过240 m. 2) 不整合面间断时间及分布是区分岩溶发育强度的标志之一. 3) 不整合面的形态(古地貌)是控制岩溶发育程度的重要条件, 从总体看, 具有明显的北高南低特征, 北侧为岩溶高地, 南侧及东西两侧均为岩溶谷地, 其间为岩溶斜坡. 岩溶斜坡岩溶最为发育, 在115口放空和严重漏失的钻井中, 69口分布于岩溶缓坡与阿克库勒凸起轴部的叠合部位, 占放空和严重漏失钻井的60%以上. 4) 岩溶不整合面具有明显配套的岩溶改造形态特征, 并集中于不整合面附近, 具有区域对比性. 即不同岩溶期形成的岩溶建造在区域上可以进行对比, 是确定岩溶发育阶段和正确认识该区岩溶发育史的重要依据. 基于对塔河奥陶系构造演化和各期不整合特征、形成时间和分布等方面的分析, 塔河地区奥陶系碳酸盐岩经历多期岩溶改造, 其中在塔河主体区是海西早期与加里东中期岩溶叠加改造区, 但以海西早期改造为主, 而在上奥陶统覆盖区以加里东期为主.

(iii) 断裂对岩溶储层的控制作用. 断裂活动对碳酸盐岩储层的改造作用不仅仅体现在形成裂缝和破碎带等方面, 而且还可以导致碳酸盐岩储层发生一系列物理和化学变化. 在海相碳酸盐岩含油气盆地中, 断裂对岩溶洞穴的控制作用主要表现为: 1)

表 3　川东北地区上二叠统长兴组不同沉积相储层的孔隙度

沉积相	全部样品			孔隙度大于3%的样品		
	样品数(个)	最低~最高孔隙度(%)	平均孔隙度(%)	样品数(个)	最低-最高孔隙度(%)	平均孔隙度(%)
礁后浅滩	33	0.24~18.05	4.72	16	3.04~18.05	8.75
生物礁(礁核)	24	0.24~6.46	1.36	8	3.00~6.46	4.60
礁前斜坡	20	0.19~3.58	1.28	2	3.58~6.87	5.23

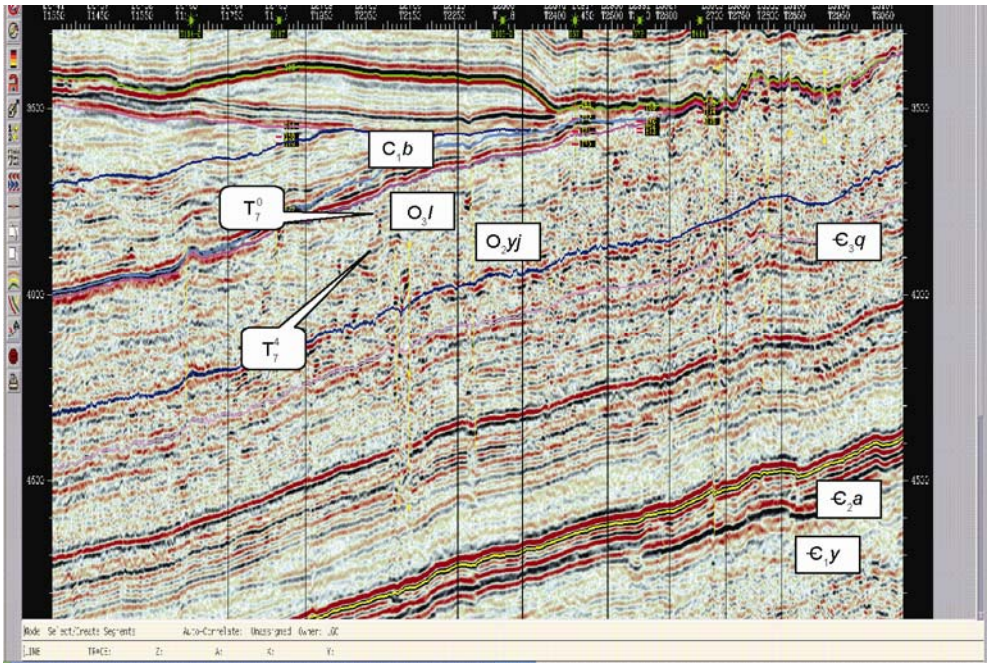

图 6　塔北下古生界发育多层次的不整合面

断裂增加了地表水和地下水与碳酸盐岩的接触面积和溶蚀范围; 2) 断裂带是裂缝与岩溶发育的密集带; 3) 多条断裂控制的背斜残丘高点, 也是裂缝发育区; 4) 大型溶洞一般发育在分支断裂附近, 洞穴的走向常与次级断裂的走向一致, 断裂的交汇处也容易形成大型洞穴; 串珠状反射分布特征大体上与断裂延伸一致. 统计塔河 115 口放空漏失井, 91%在断裂带附近. 虽然对塔河主体断裂期次无法准确识别, 但多期、多成因断裂(主要是构造破裂和岩溶塌陷)使得该区域岩溶洞穴最为发育(图 7). 在上奥陶统覆盖区, 目前发现的加里东中期岩溶多分布于早期断裂带附近, 断裂对于该期岩溶至关重要[10], 在地震剖面上, 串珠状反射特征与断裂延伸具一致性, 断裂走向与洞穴体发育走向具有一致性.

(iv) 流体作用. 同生-准同生成岩早期阶段发生溶蚀作用形成的孔隙为后期溶蚀提供了良好的流体作用通道. 表生作用主要发生于地表或近地表低温氧化大气水条件下(图 8), 表生岩溶作用是塔河地区关键性的流体事件. 深部流体对碳酸盐岩储层改造也具有重要作用. 一般认为深部流体是来自地壳深部或地幔的流体, 富含多种挥发分和阴阳离子[11,12], 并能携带大量的热能[13]. 深部流体可以沿着断裂裂缝和不整合面等通道进入碳酸盐岩地层, 并对通道附近的碳酸盐岩产生显著的溶蚀作用. 热液溶蚀作用, 主要表现为生物碎屑局部萤石交代及周围褪色和绿泥石交代棘屑及共轴增长(图 9)[14]. 总的来说, 不同地质时期, 流体作用对海相碳酸盐岩储层的改造作用能有效改善储层储集空间, 如早期溶蚀、表生岩溶、构造破裂、热液作用和充填等在地质时期对储集空间的叠加改造(图 10).

1.2.2　海相碳酸盐岩储层成因机制

(i) 储集空间的形成. 构造抬升剥蚀阶段是古岩溶作用主要活动期, 尤其是表生岩溶作用具有优势效应, 在一切可溶岩暴露的地方形成优质的岩溶型储层, 如塔河和靖边风化壳碳酸盐岩优质储层. 在塔里木盆地存在多期构造活动, 其中加里东中期一幕($O_3/O_{1\text{-}2}$)、三幕(S/O_3)和海西早期($D_3d/D_{1\text{-}2}$)构造抬升剥蚀阶段是古岩溶作用主要活动期, 尤其是海西早期强烈的表生岩溶作用阶段. 加里东中期一幕岩溶主要与 T_7^4 不整合面有关, 广泛发育, 为该区一间房组储层的发育奠定了基础. 同时, 由于古地貌差不大, 岩溶影响深度有限, 高能滩相与Ⅰ和Ⅱ类储层具有一定的对应关系. 断裂、不整合面、岩溶强度和礁滩相形成

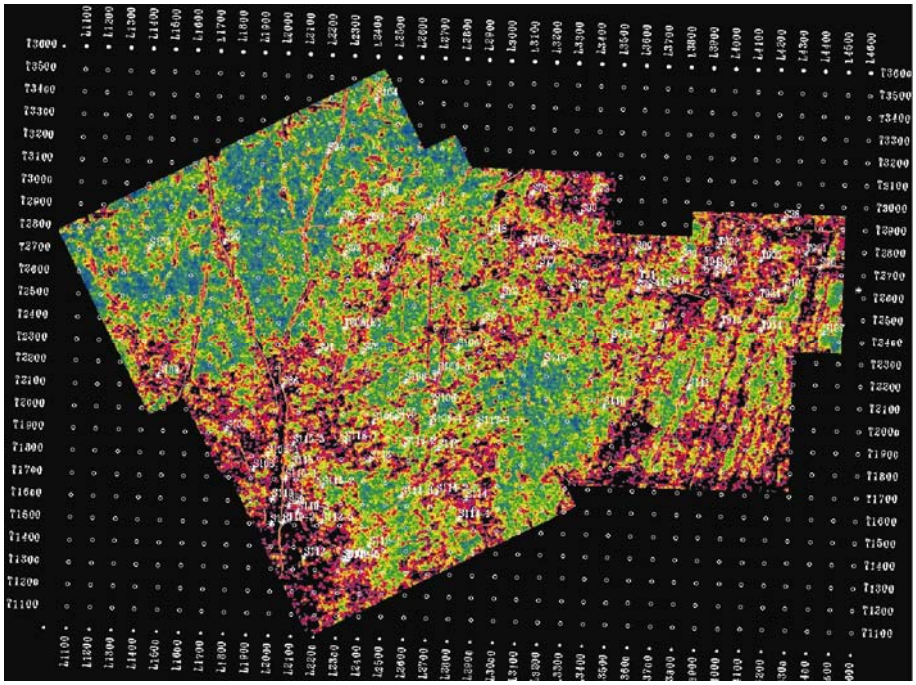

图 7　塔河深层寒武系顶面(T80)相位变化率平面图

断裂控制深部岩溶

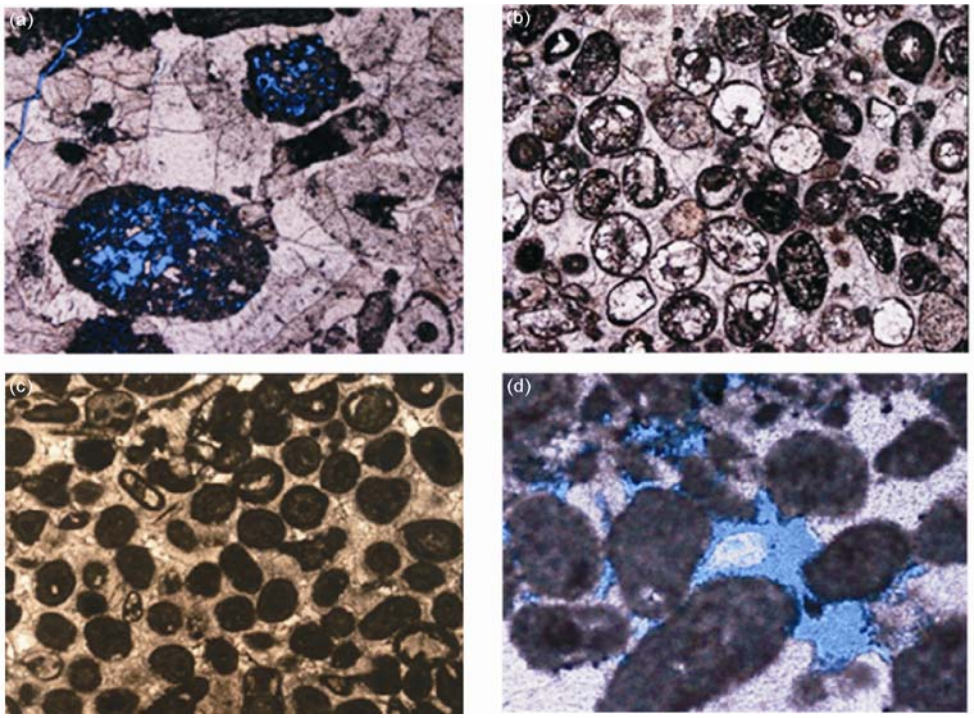

图 8　塔北奥陶系同生-准同生成岩早期阶段成岩作用

(a) T727 井, 一间房组, 溶蚀作用发生在颗粒内部, 以粒内溶孔、铸模孔为主; (b) S108, O_3l, 颗粒内部溶蚀孔隙伴生重结晶单晶或多晶方解石; (c) 早期海底胶结作用强, 孔隙破坏, 鲕粒之间基本上不接触或少量呈点接触, S119 井, O_3yj, 6092.9 m; (d) 粒间溶孔, TP2 井, O_3l, 6879.84 m, 10×10

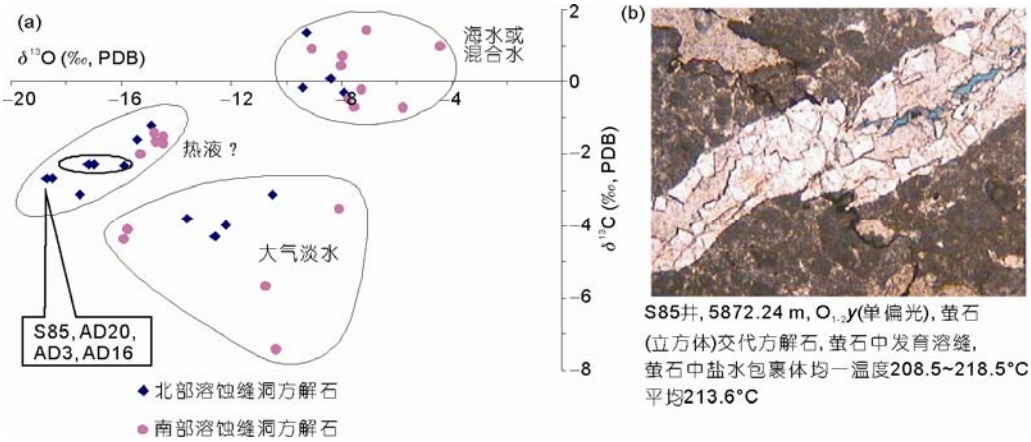

图 9　S85, AD20 井样品和 AD3, AD16 井部分样品同位素分布(a)和样品中发现的热液矿物(b)

同位素分布特征表现为热液成因

联合效应控制加里东期岩溶型储层发育程度及深度分布(图 11). 海西早期岩溶作用至少受到 3 个岩溶旋回的改造, 发育 3 个岩溶旋回, 自上而下形成洞穴层Ⅰ, Ⅱ和Ⅲ, 后期又受构造沉降期岩溶作用的叠加改造.

(ⅱ) 储集空间的充填与保持. 一个完整的洞穴充填体系包括重力坍塌、机械搬运沉积和化学充填三部分. 重力坍塌主要表现为洞穴充填垮塌角砾岩. 机械搬运沉积表现为洞穴充填浅灰色细砂岩、绿灰色泥质团块和绿灰色泥质粉砂岩等; 从供水区到泄水区表现为地下泥石流-辫状河-曲流河-海岸滩坝-海湾充

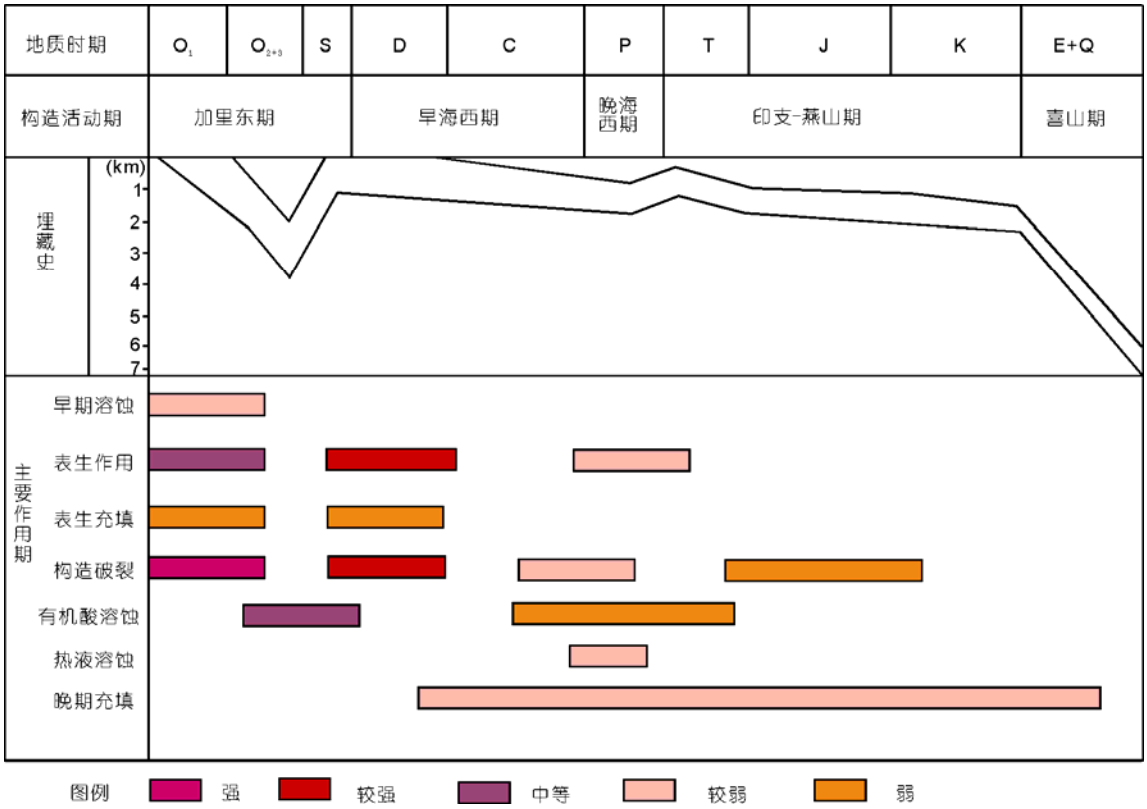

图 10　各种作用在地质时期对塔河储集空间的叠加改造

填特征. 化学沉积体系表现为溶洞巨晶方解石和裂缝方解石充填. 洞穴充填具有一定的序列. 以 YQ3 井为例, 下部为杂乱堆积的垮塌相, 中上部为碎屑和其他沉积物组成的洞穴充填; 所有这些充填特征可以通过测井响应特征来识别(图 12). 塔河地区北部以机械充填为主, 南部以化学充填为主(图 13). 一间房组充填类型以方解石居多(化学充填), 有机质、原油和沥青次之, 偶见陆源粉砂质充填. 岩溶洞穴中砂泥岩的稀土元素特征大多与巴楚组砂泥岩可归为一类, 表明砂泥质充填物同样主要形成于海西早期, 也就是北部机械充填可能主要形成于海西早期. 化学(方解石)充填具有多期性, δ^{13}C 和δ^{18}O 变化范围宽, 反映了流体活动及化学充填的多期性[15]. 宽泛的均一温度分布范围(70~140°C)大致与岩溶作用之后塔河地区奥陶系碳酸盐岩埋藏地温相当, 显示有关孔洞缝充填物是在埋藏过程的不同阶段形成的. 同时, 岩溶高地和岩溶斜坡机械充填严重; 近岩溶盆地泄水区洞穴方解石充填严重. 海西早期洞穴层的充填主要受暗河沉积作用的控制.

1.2.3　岩溶储层成因模式: 以塔河为例

加里东中期第一幕, 即中奥陶统沉积末期, 塔北地区整体抬升, 间断 1~2 Ma, 在本区形成下奥陶统内第一套洞穴层, 之后恰尔巴克组和良里塔格组沉积覆盖其上, 加里东中期第二幕(良里塔格沉积末期)再次抬升, 在良里塔格组内形成古表生溶蚀. 中晚泥盆纪, 海西早期运动使塔河地区强烈抬升, 泥盆系、志留系、上奥陶统和部分中下奥陶统遭受快速剥蚀, 在多个构造运动相对停滞期或缓慢阶段发生较为广泛的岩溶作用, 造成潜水面周期性变动, 形成并保存多旋回岩溶洞穴层, 岩溶发育具有成层性和区域对比性, 在古地貌背景上可以进行岩溶洞穴层的对比. 晚泥盆世末期的第一次大规模海侵, 在塔河外围沉积一套东河砂岩, 之后在石炭纪沉积巴楚组底砾砂岩, 由 D_3d 和 C_1b 地层尖灭线大体平行可以判断, 该沉积为海浸超覆沉积. 在海平面上升过程中, 由于潜水面的变化, 使得原有岩溶垂向结构遭受叠加改造. 最后, 巴楚组泥岩覆盖其上, 古表生岩溶作用基本结束, 进入压释水岩溶及埋藏阶段, 与之同期伴随的有

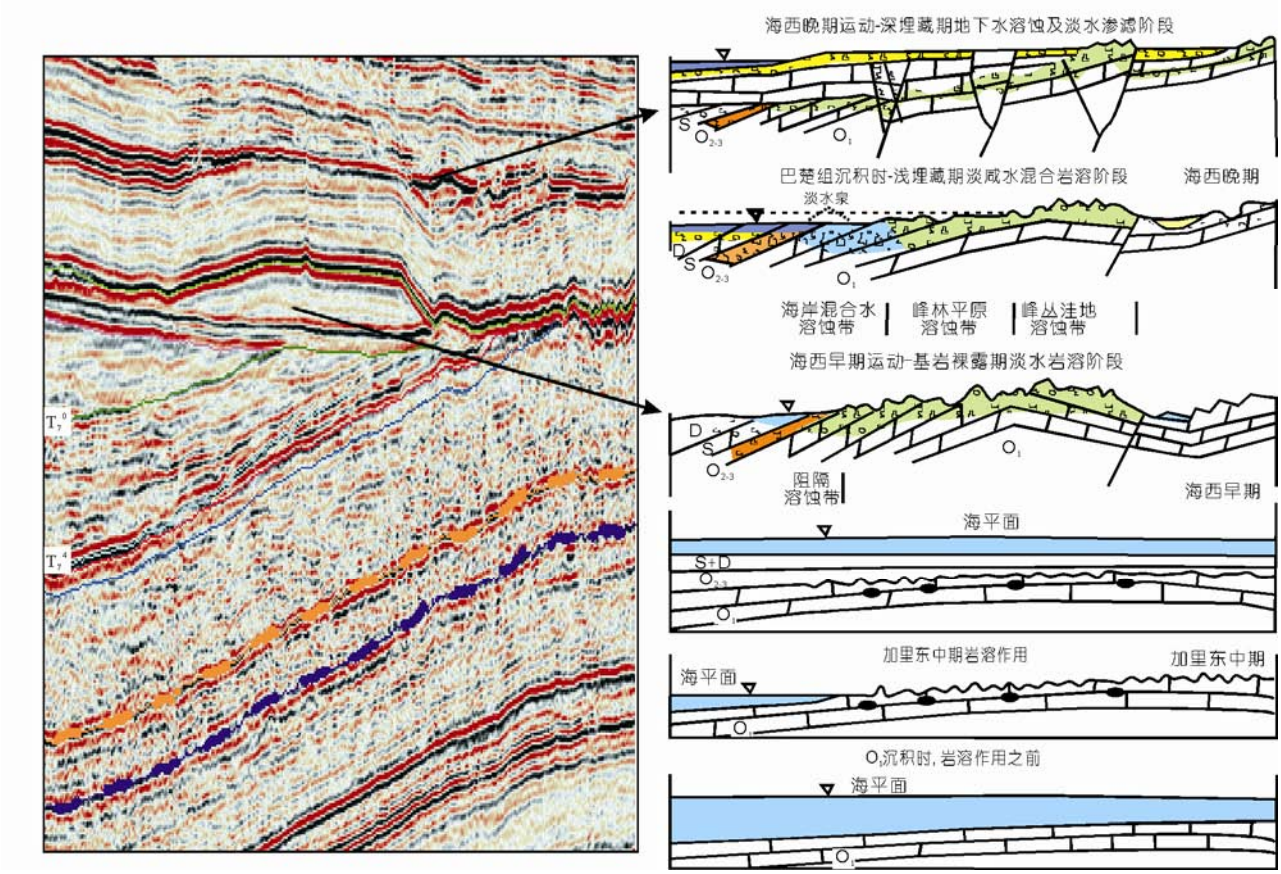

图 11　塔北隆起加里东中期一幕(O_3/O_{1-2})、三幕(S/O_3)和海西早期(D_3d/D_{1-2})构造抬升剥蚀阶段与古岩溶作用发育期模式

埋藏溶蚀和晚期构造破裂作用和充填胶结作用(图 14). 因此, 在多旋回海相沉积盆地中, 碳酸盐岩储层成因特点是多因素的联合控制和多阶段的复合成因.

1.3　盖层与保存条件

通过对全球 27 个主要海相含油气盆地区域性盖层特征及 341 个碳酸盐岩油气田的盖层岩性统计发现, 泥页岩、致密灰岩和蒸发岩是三种主要的盖层类型, 分别占总数的 46%, 28%和 23%(图 15(a)). 对全球大型油气田(藏)盖层岩性的统计表明, 虽然泥页岩盖层分布最广, 比例最大, 占 80%以上, 但泥页岩所封盖的石油储量仅占世界石油储量的 22%; 而仅占 8%的(膏)盐盖层, 却封盖了世界总油气储量的 55%[16]. 在国外 27 个主要海相含油气盆地中, 有 20 个盆地含有膏、盐岩盖层, 主要分布在东西伯利亚地区、滨里海盆地、卡拉库姆、阿拉伯地台及其边缘前陆盆地, 国内主要包括塔里木盆地和四川盆地等古老克拉通(或古老地块)或其边缘. 在以前寒武系及古生界烃源岩为源岩的 71 个大油气田中, 具膏盐岩盖层的油气田有 36 个, 32 个大油气田是以泥页岩作为主要盖层. 由此可见, 若盖层条件优越, 即使烃源岩时代老, 油气也能得以保存. 若含油气盆地相对稳定, 泥页岩和泥灰岩盖层就可以作为“有效盖层”; 若含油气盆地处于构造活动带或经历多次构造运动改造, 一般对盖层岩性条件的要求更高. 根据对全世界 341 个大型碳酸盐岩油气田的统计, 70%的盖层沉积环境为陆棚-深海盆地, 26%的盖层沉积环境是蒸发环境. 大部分深水陆棚-盆地相的盖层发育于海侵时期, 相反膏盐盖层主要发育于海平面相对下降时形成的局限台地和盆地. 在所有盖层中, 陆相河流和湖泊沉积的盖层仅占 2%(图 15(b)).

盖层岩石力学性质表明, 不同岩性盖层具有不同的力学性质, 白云岩、灰岩和泥灰岩抗压强度最大, 硬度最高, 塑性系数和压缩系数最小, 而膏岩抗压强

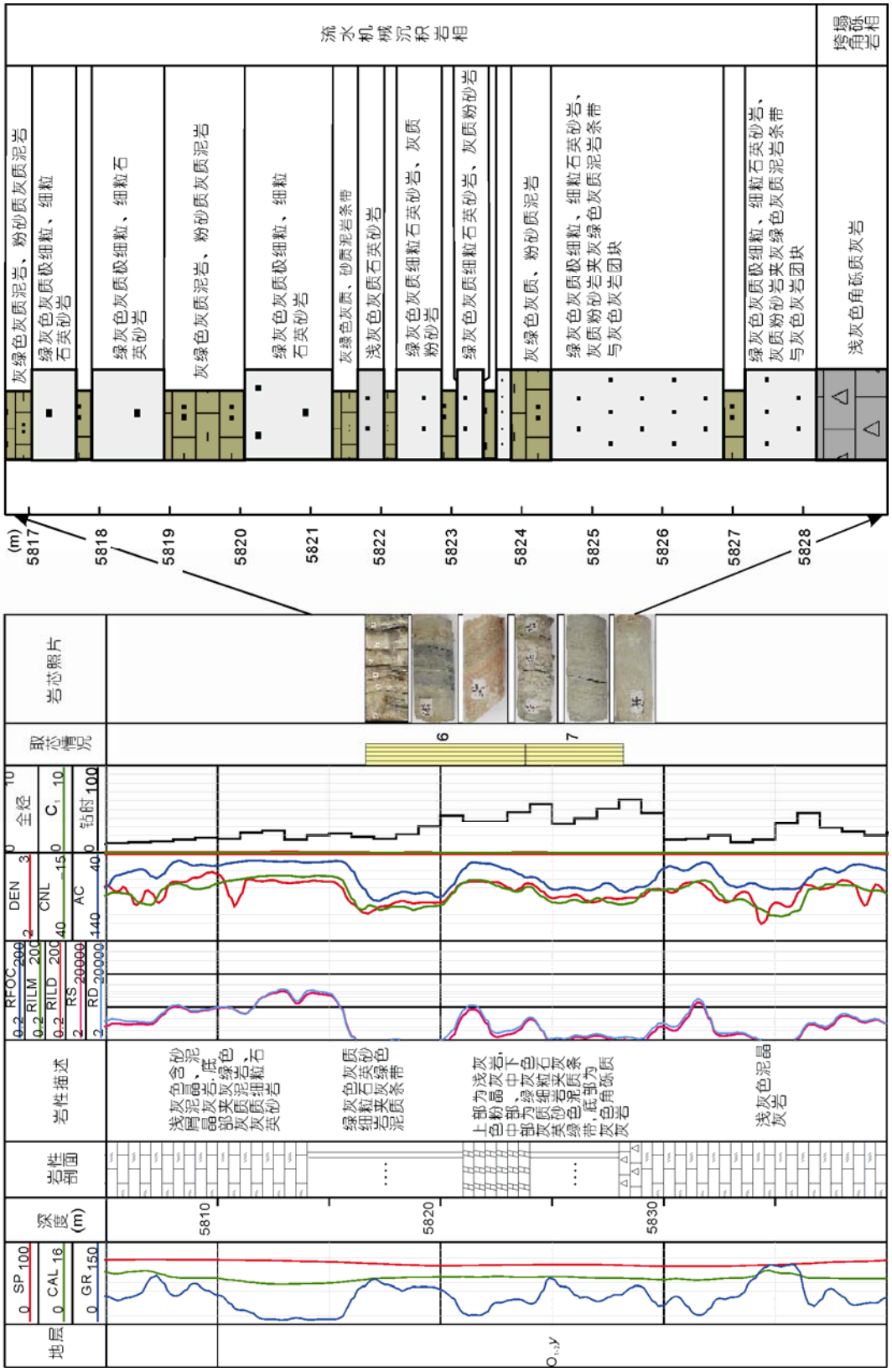

图 12　塔河油田 YQ3 井充填特征的测井响应特征

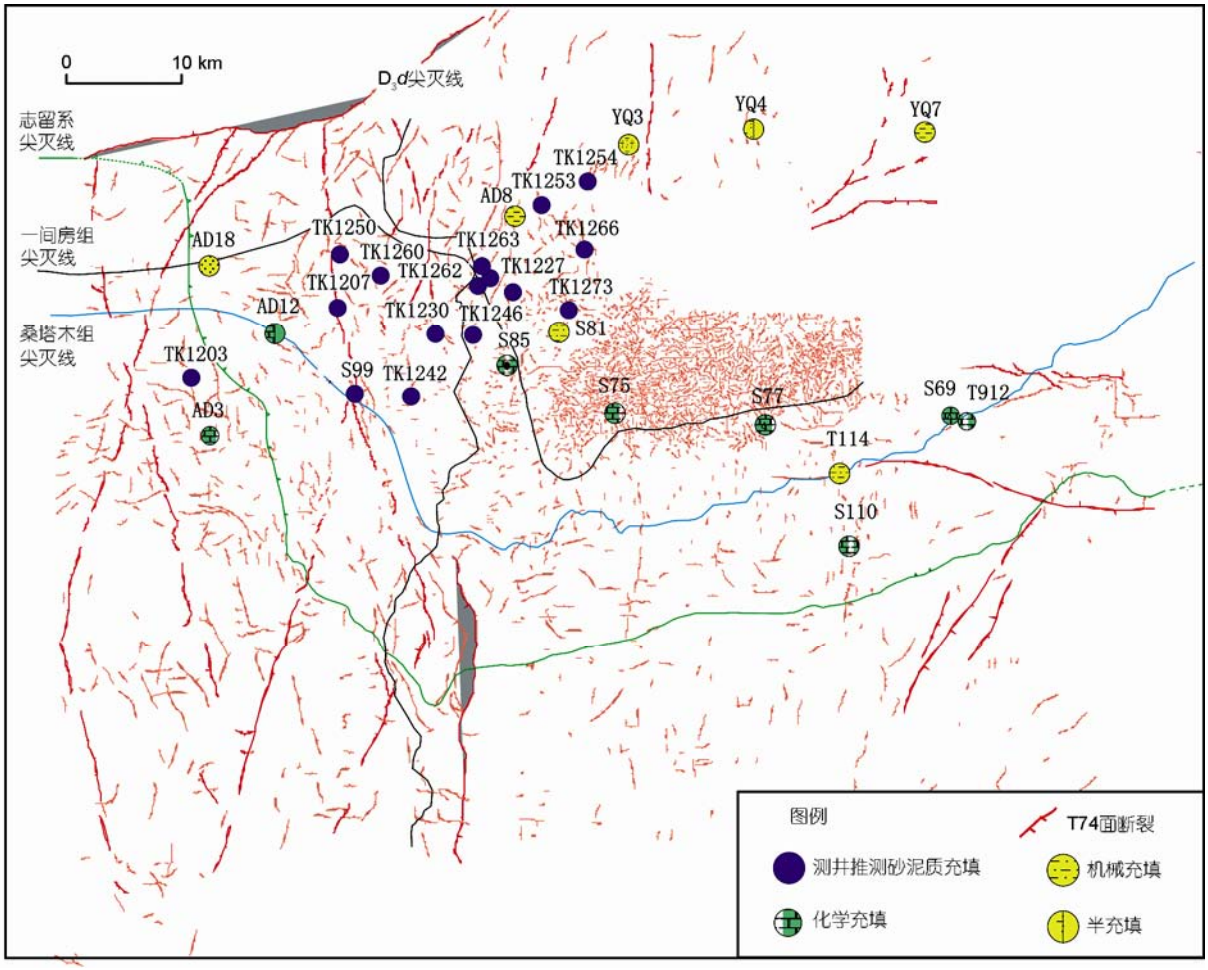

图 13　塔河地区北部奥陶系一间房组孔隙充填特征

北部以机械充填为主, 南部以化学充填为主

度最小, 硬度最小, 塑性系数和压缩系数较大(表 4)[17]. 因此, 碳酸盐岩(白云岩、灰岩和泥灰岩)抗变形能力相对最强, 可压缩性小, 硬度大, 脆性大, 受力后易产生破裂, 形成裂缝, 降低封闭能力; 而膏岩在构造应力作用下, 常产生塑性变形, 不易破裂, 裂缝不发育, 封闭性能强; 泥岩岩石力学属性介于碳酸盐岩和膏岩之间, 具有一定的封闭能力, 可作为油藏的良好盖层. 与国外海相盖层相比, 中国的地台比国外发育大型含油气盆地的地台规模小, 蒸发岩盖层相对不发育, 构造活动频繁, 其对早期油气聚集的破坏强度大, 保存条件苛刻[5,16]. 几个盆地实例分析表明, 大型/超大型油气田的形成一般以膏盐岩盖层为主, 膏盐岩盖层的累计厚度一般在 500 m 以上; 如东西伯利亚盆地的尤鲁布钦、滨里海盆地的田吉兹[18]和波斯湾盆地的基尔库克[19]均以蒸发环境沉积的厚层膏盐岩作为盖层. 四川盆地海相大中型气田盖层与天然气地质储量统计表明, 11 个大中型气田中, 11 个气田与膏盐岩盖层有关, 这里要说明的是威远气田, 前人认为直接盖层为泥岩(表 5). 实际上, 中寒武统膏盐岩对威远气田的保护起了关键作用, 其气水界面与背斜北翼中寒武统膏盐岩尖灭线处在同一高程上就是证据. 因此, 作者认为其关键盖层应该是中寒武统膏盐岩. 塔里木盆地克拉 2 超高压大型气田的盖层也是膏盐岩[20]. 厚层泥岩和页岩也是好盖层, 如塔里木盆地桑塔木组泥岩段离开隆起高部位, 其残余厚度从数百米到 1000 多米, 是一套很好的区域性盖层, 其封盖作用已为塔中 11 和 12 等井所证实.

大型气田的保存条件比大油田更为苛刻, 因为

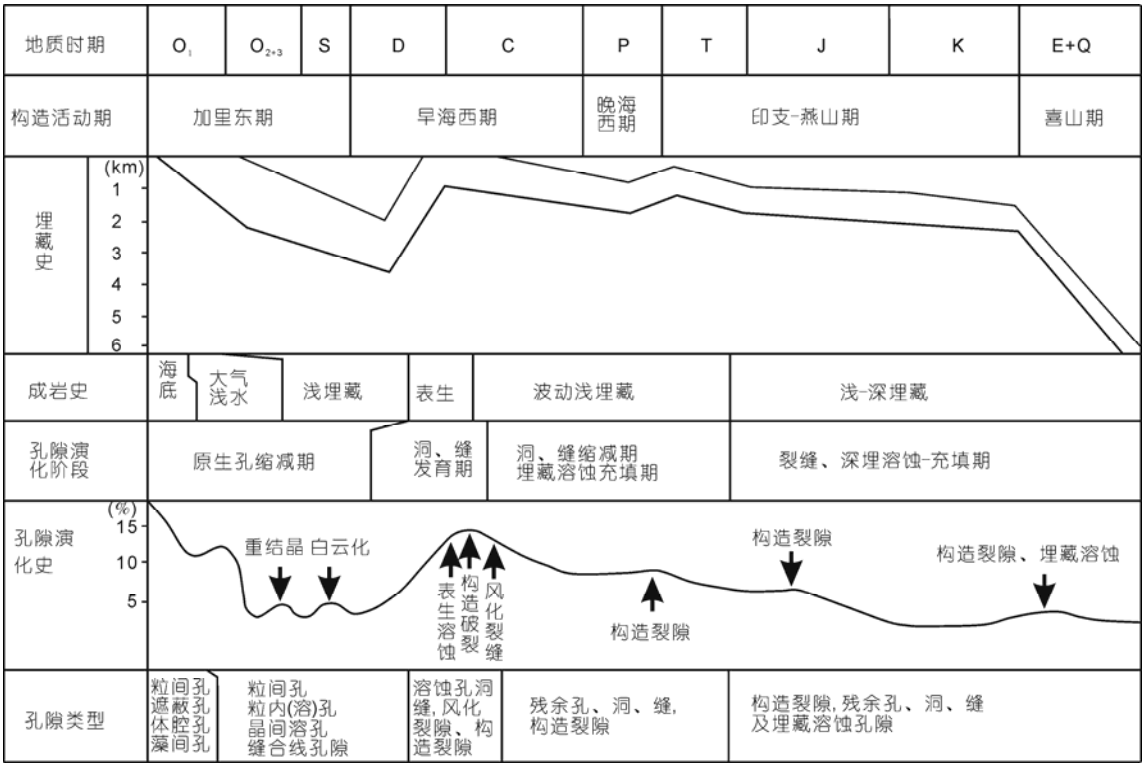

图 14　塔河油田下奥陶统储层孔隙演化模式

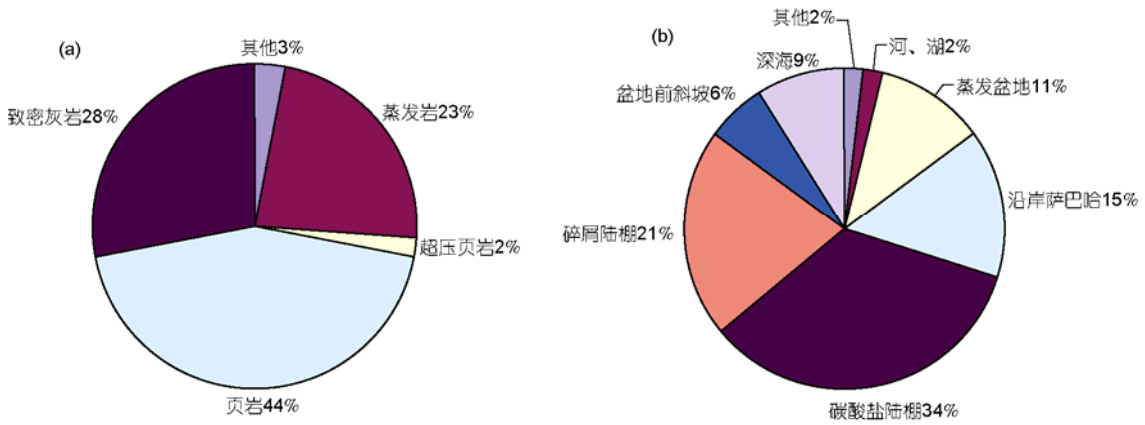

图 15　全球主要海相碳酸盐岩油气田盖层岩性(a)与发育环境(b)统计

数据截至 2006 年

天然气的各组分简单, 分子、密度、粘度和吸附能力都小, 具有运移快、易溶解、易扩散和易挥发的特点. 这样, 气体扩散对大型气田长期保存十分不利. 若无气源继续供给或优质盖层保存, 随时间推移, 大气田将逐渐变为中小气田, 甚至难于保存[21]. 中国盆地海相油气通常经历了多期成藏过程, 而多期成藏对大气田形成和保存常具有负面作用. 因此, 优质盖层(如膏盐岩)对大中型气田的保存至关重要[16].

2　中国海相碳酸盐岩层系油气富集与分布

中国海相碳酸盐岩层系形成时间早、地层时代老, 勘探目的层埋藏深, 尤其是经过多期构造运动的叠加改造, 油气成藏规律复杂, 造就了中国海相碳酸盐岩层系油气勘探的特殊性. 近期勘探成果表明, 中国海相层系具备发育大中型油气田的物质基础, 在适宜的条件下仍可形成大规模的油气聚集.

表 4　不同岩石类型盖层岩石力学参数数据[17]

岩性	岩石力学参数					
	抗压强度	弹性模量(10^4 MPa)	泊松比μ	硬度(MPa)	塑性系数	压缩系数
膏岩	18~30/24.5	0.9~1.3/1.11	0.2~0.3/0.24	400~600/535.85	1.0~3.0/2.14	4.0~60/4.75
泥岩	20~60/36.93	1.0~4.0/2.3	0.1~0.6/0.11	300~600/441.26	1.0~2.0/1.44	2.0~8.0/5.67
粉砂质泥岩	20~50/30.52	2.0~4.0/3.09	0.1~0.3/0.19	300~900/584.01	1.0~1.5/1.4	1.0~4.0/2.62
灰岩	30~50/44.8	1.5~3.0/2.04	0.1~0.2/0.18	800~1200/1124.34	1.0~1.5/1.52	0.8~4.0/3.18
泥质灰岩	30~50/44.23	3.0~5.0/4.15	0.1~0.2/0.17	300~1000/776.0	1.0~2.0/1.66	1.0~2.0/1.37
白云岩	30~60/37.15	2.0~9.0/4.86	0.1~0.3/0.21	800~1300/1218.68	1.0~1.6/1.43	0.7~3.0/1.38

表 5　四川盆地海相大气田储盖层分布统计 a)

气田名称	探明储量(10^8 m^3)	主要产层	储集层岩性	盖层层段	盖层岩性	厚度(m)
普光	3812.57	P_2, T_1f	碳酸盐岩和白云岩	T_1j, T_2l	膏岩	190~650
元坝	667.7	P_2, T_2l	碳酸盐岩和白云岩	T_1j, T_2l	膏岩	319~543
罗家寨	581.08	T_1f	碳酸盐岩和白云岩	T_1j, T_2l	膏岩	350~450
渡口河	359	T_1f	碳酸盐岩和白云岩	T_1j, T_2l	膏岩	350~450
五百梯	409	P_2, C_2	碳酸盐岩和白云岩	P_1l, T_1j	泥岩和膏岩	466.5
沙坪场	397.71	C_2	碳酸盐岩和白云岩	P_1l	泥岩和膏岩	368.5
铁山坡	373.97	T_1f	碳酸盐岩和白云岩	P_1l, T_1j, T_2l	膏岩	?
卧龙河	380.52	T_1j, C_2	碳酸盐岩和白云岩	T_1j, T_2l, P_1l	膏岩和泥岩	850~1200
福成寨	101.74	C_2, T_1	碳酸盐岩和白云岩	T_1j, T_2l, P_1l	膏岩和泥岩	?
建南	100.25	C_2, P, T_1f	碳酸盐岩和白云岩	T_1j, T_2l, P_1l	膏岩和泥岩	116~193.5
威远	408.61	Z_2dn	碳酸盐岩和白云岩	$\in_1j$–$\in_2q$	泥岩和膏岩	230~336

a) 数据截至 2006 年底, 元坝除外

2.1　斜坡是海相碳酸盐岩层系大中型油气田(藏)的有利发育区

海相碳酸盐斜坡沉积具有发育良好的烃源岩、储层和盖层的条件, 在水进或水退过程中高能和低能相带, 或者说盆内相、斜坡相和碳酸盐岩高部位相互叠置可以发育良好的储盖组合; 不仅发育富含有机质的泥岩和灰泥岩, 而且储层类型多以礁滩复合体为主, 储层物性好, 沉积物颗粒粗大, 有利于原生孔隙发育与保存; 同时, 水体的水进和水退易发生同生-准同生白云岩化作用, 有利于白云岩储层形成. 塔里木盆地台盆区海相碳酸盐岩层系油气田主要受塔北、塔中和巴楚古隆起及斜坡的控制[22], 因为在继承性隆起中, 在新一轮海侵开始后, 其斜坡部位对应的是浅水陆棚区, 陆棚底部和盆地陡翼之间的斜坡地带是礁相发育的有利地带, 围绕碳酸盐岩台地往往形成环状分布的“环礁”. 塔河油田所处的阿克库勒地区在古生代为克拉通内形变所产生的一个长期性的继承性隆起, 因而一直是多期次油气运移的指向区; 特别是喜马拉雅期, 斜坡和坳陷区奥陶系烃源岩持续生烃, 油气主要沿不整合面运移至古隆起及斜坡两侧的中、下奥陶统古岩溶储集体中, 成为了大油气田聚集区[22](图 16). 四川盆地油气聚集主要集中在川西、川北和川东南大陆边缘沉积斜坡区及东北部开江-良平海湾的斜坡区以及泸州和开江等古隆起及其斜坡部位. 在加拿大西部西加盆地[23]、中东的扎格罗斯盆地[19]、美国威利斯顿盆地[24,25]和二叠盆地[26]等, 以斜坡带为沉积背景的碳酸盐岩油气田占全部碳酸盐岩油气田的绝大部分. 因此, 油气富集以台地边缘沉积斜坡、台地内坳陷斜坡和区域型古隆起为背景, 油气田成带发育, 圈闭类型多样, 斜坡是海相大中型油气田的有利发育区带.

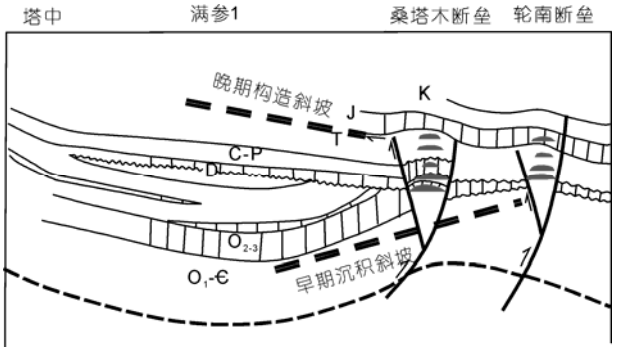

图 16　塔里木盆地沉积-构造斜坡与油气分布

2.2　构造活动枢纽部位是有利油气富集区

对于差异升降活动频繁的克拉通盆地, 在长期的地质历史时期中沉积凹陷发生迁移或出现隆起与凹陷的转化, 出现“跷跷板”运动, 其支点在平面上呈线状分布, 形成构造活动的枢纽部位. 无论是从油气的运移还是保存条件或是碳酸盐岩层系优质储层的形成改造来说, 构造枢纽带都是十分有利的. 塔北隆起牙哈潜山油气藏、巴楚隆起和田河气田和塔中隆起西北倾没部位的塔中 45 油藏都是很好的例证(图 17). 塔里木盆地从塔西南坳陷到阿瓦提凹陷, 从早古生代到中新生代经历了一次从北倾向南倾的转化过程, 和田河气田正是位于这一构造运动的枢纽部位; 从满加尔凹陷到库车坳陷, 从早古生代到中新生代经历了一次从南倾向北倾的转化过程, 塔北隆起上(中新生界)、中(晚古生界)和下(早古生界)构造层形成了哈德逊和英买力-牙哈叠合构造枢纽, 构成有利的油气富集区.

塔里木盆地构造活动枢纽部位油气来源主要包括寒武系和中上奥陶统海相烃源岩和三叠-侏罗系陆相烃源岩. 塔中西北倾没端、塔中 1 构造和巴楚隆起南坡捕获的油气来自海相烃源岩. 塔中 1 构造相对于满加尔凹陷, 玛扎塔格断裂构造带相对于麦盖提斜坡, 它们始终处在构造高部位, 处在油气向上运移的路径上[27], 成为油气聚集的有利场所. 塔中 45 号构造的油气来自中上奥陶统生油岩[9], 因为其处在中上奥陶统生油岩分布范围, 同时又有断层的沟通, 更易捕获油气. 据构造演化史的分析, 塔中隆起在早奥陶世末期曾是西高东低[28], 与现今下古生界东高西低的构造格局完全相反.

3　结论

随着我国海相碳酸盐岩层系油气理论不断深化和勘探力度不断加大, 一批新的大型海相碳酸盐岩油气田被陆续发现. 这些海相大型油气田的发现不仅验证了我国海相碳酸盐岩层系的巨大勘探潜力和勘探前景, 也有利推动了我国海相碳酸盐岩层系油气新理论和新成果的提升. 由于我国海相碳酸盐岩层系发育时代老、生烃过程复杂、经历构造改造期次多、储层样式多和盖层发育不均一等因素, 使得我国海相碳酸盐岩层系油气形成具有以下特点: 1) 优质烃源岩分布不均, 多处于斜坡带, 且多以硅质或钙质伴生的泥岩或泥灰岩为主, 不同区域(甚至同一盆地)热演化史存在差异性, 四川和鄂尔多斯盆地以生气为主, 塔里木盆地油气皆有; 2) 优质储层的形成主要受原始沉积环境和后期成岩改造作用(包括成岩、构造和流体)的影响, 斜坡带、不整合面、断裂带附近和流体活动区域优质储层发育, 而构造抬升剥蚀作用使得表生岩溶作用有效改善了碳酸盐岩储层的储集空间; 3) 优质盖层, 特别是膏盐岩盖层, 是海相碳

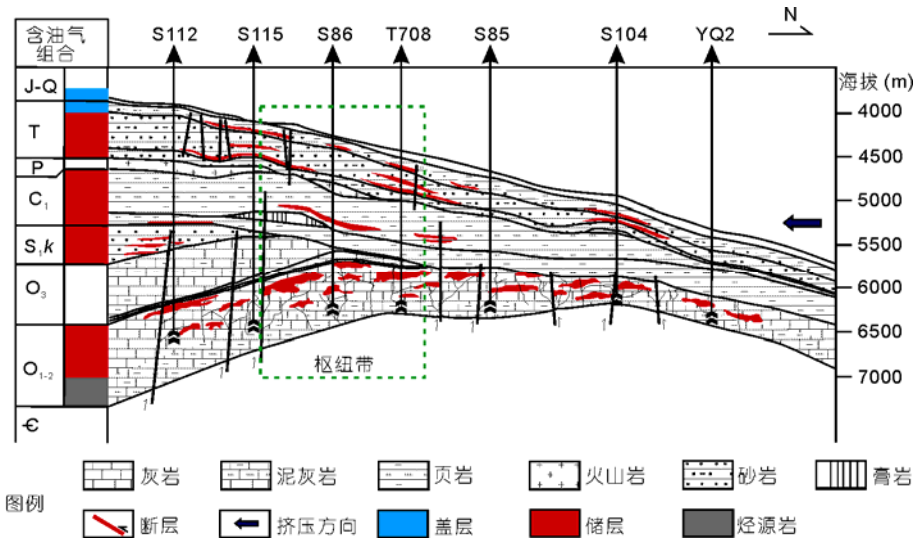

图 17　塔里木盆地构造活动枢纽部位碳酸盐岩油气田(藏)分布

酸盐岩层系大中型油气田形成的关键, 大型天然气气田盖层多以膏盐岩为主. 勘探实践表明, 斜坡和构造活动枢纽部位是我国海相碳酸盐岩层系油气富集的主要有利区域. 在碳酸盐岩层系开展油气勘探遵循“定源、定盖、探斜坡、探枢纽带”的基本原则是行之有效的.

致谢 中国石化油田部及相关油田分公司、中国科学院地质与地球物理研究所、中国石油大学(北京)和中国地质大学(北京)等机构对本项研究给予协助; 蔡立国教授、王清晨研究员、秦建中教授、何治亮教授、郝芳教授、马永生院士、汤良杰教授、吕修祥教授、云金表教授和刘全有博士等提供了帮助, 审稿人提出修改建议, 作者表示诚挚的谢意.

参考文献

1 徐永昌, 沈平, 李玉成. 中国最古老的气藏——四川威远震旦纪气藏. 沉积学报, 1989, 7: 1–11
2 康玉柱. 塔里木盆地油气勘查获巨大成果. 石油与天然气地质, 1989, 10: 276–282
3 杨俊杰. 陕甘宁盆地下古生界天然气的发现. 天然气工业, 1991, 11: 1–6
4 金之钧, 王清晨. 中国典型叠合盆地油气形成富集与分布预测. 北京: 科学出版社, 2007
5 金之钧. 中国海相碳酸盐岩层系油气勘探特殊性问题. 地学前缘, 2005, 12: 15–22
6 陈践发, 张水昌, 孙省利, 等. 海相碳酸盐岩优质烃源岩发育的主要影响因素. 地质学报, 2006, 80: 467–472
7 牟书令, 等. 中国海相油气勘探理论技术与实践. 北京: 地质出版社, 2009
8 刘全有, 金之钧, 李剑, 等. 塔里木盆地天然气成因类型与分布规律研究. 石油学报, 2009, 30: 46–50
9 张水昌, 梁狄刚, 张宝民, 等. 塔里木盆地海相油气的生成. 北京: 石油工业出版社, 2004
10 吕修祥, 李建交, 汪伟光. 海相碳酸盐岩储层对断裂活动的响应. 地质科技情报, 2009, 28: 1–9
11 Navon O, Hutcheon I D, Rossman G R. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions. Nature, 1988, 335: 784–789
12 Bell D R, Rossman G R. Water in Earth’s mantle: The role of nominally anhydrous minerals. Science, 1992, 255: 1391–1397
13 金之钧, 张刘平, 杨雷, 等. 沉积盆地深部流体的地球化学特征及油气成藏效应初探. 地球科学——中国地质大学学报, 2002, 27: 659–665
14 Jin Z J, Zhu D Y, Hu W X, et al. Mesogenetic dissolution of the middle Ordovician limestone in the Tahe oilfield of Tarim Basin, NW China. Mar Petrol Geol, 2009, 26: 753–763
15 朱东亚, 金之钧, 胡文瑄, 等. 塔里木盆地深部流体对碳酸盐岩储层影响. 地质论评, 2008, 54: 348–354
16 金之钧, 龙胜祥, 周雁, 等. 中国南方膏盐岩分布特征. 石油与天然气地质, 2006, 27: 571–583
17 杨传忠, 张先普. 油气盖层力学性与封闭性关系. 西南石油学院学报, 1994, 16: 7–13
18 Nevolin N V, Fedorov D L. Paleozoic pre-salt sediments in the Pre-Caspian Petroliferous Province. J Petrol Geol, 1995, 18: 453–470
19 Alsharhan A S, Nairn A E M. Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East. Amsterdam: Elsevier, 1997
20 贾承造, 周新源, 王招明, 等. 克拉 2 气田石油地质特征. 科学通报, 2002, 47(增刊): 91–96
21 戴金星, 邹才能, 陶士振, 等. 中国大气田形成条件和主控因素. 天然气地球科学, 2007, 18: 473–484
22 金之钧, 云金表, 周波. 塔里木斜坡带类型、特征及其与油气聚集的关系. 石油与天然气地质, 2009, 30: 127–135
23 Karavas F A, Riediger C L, Fowler M G, et al. Oil families in Mannville Group reservoirs of southwestern Alberta, western Canada sedimentary basin. Org Geochem, 1998, 29: 769–784
24 Dow W G. Application of oil correlation and source rock date to exploration in the Willston basin. Am Assoc Petrol Geol Bull, 1974, 58: 1253–1262
25 Sonnenberg S A, Pramudito A. Petroleum geology of the giant Elm Coulee field, Williston Basin. Am Assoc Petrol Geol Bull, 2009, 93: 1127–1153
26 Kerans C. Karst-controlled reservoir heterogeneity in Ellenburger Group carbonates of west Texas. Am Assoc Petrol Geol Bull, 1988, 72: 1160–1183
27 Lu X X, Jin Z J, Liu L F, et al. Oil and gas accumulations in the Ordovician carbonates in the Tazhong Uplift of Tarim Basin, west China. J Petrol Sci Eng, 2004, 41: 109–121
28 吕修祥, 金之钧, 皮学军, 等. 塔里木盆地下古生界碳酸盐岩油气聚集与分布. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29: 358–361