

# 塔里木盆地热液流体活动及其对油气运移的影响\*

金之钧<sup>1</sup> 朱东亚<sup>1</sup> 孟庆强<sup>1</sup> 胡文瑄<sup>2</sup>

JIN ZhiJun<sup>1</sup>, ZHU DongYa<sup>1</sup>, MENG QingQiang<sup>1</sup> and HU WenXuan<sup>2</sup>

1. 中国石化石油勘探开发研究院 构造与沉积储层实验室,北京 100083

2. 南京大学地球科学系,南京 210093

1. Laboratory of Structural and Sedimentological Reservoir Geology, Petroleum Production and Research Institute of SINOPEC, Beijing 100083, China

2. Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2011-04-30 收稿, 2011-09-20 改回.

Jin ZJ, Zhu DY, Meng QQ and Hu WX. 2013. Hydrothermal activities and influences on migration of oil and gas in Tarim Basin. *Acta Petrologica Sinica*, 29(3):1048–1058

**Abstract** A great number of calcites were found filling in pores and fractures of the Ordovician limestone in the Tarim Basin, northwestern China. The calcites can be separated into three categories: calcite cements in pores, CI calcite veins and CII calcite veins in fractures. The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values of the CII calcite veins are relatively high, ranging from 0.709103 to 0.710593, and are 0.709538 in average. Both oxygen and carbon isotopic compositions of the CII are relatively light. The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  values are  $-5.76\text{‰} \sim -1.70\text{‰}$ ,  $-2.95\text{‰}$  in average, and the  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  values are  $-14.28\text{‰} \sim -7.88\text{‰}$ ,  $-10.39\text{‰}$  in average. Homogenization temperatures of fluid inclusions in CII veins are relatively high, ranging from 120.0°C to 180.0°C. The calcite cements and CI calcite veins are similar in isotope composition and homogenization temperature, but both of them are considerably different from the CII veins. Based on the data, the CII veins were thought to be related to hydrothermal fluids, and the calcite cements and CI veins were precipitated from formation waters. There are a certain number of oil and gas-bearing fluid inclusions in the CII veins. And the gas phase of the fluid inclusions contains not only  $\text{CO}_2$  but also some organic fractions, such as  $\text{CH}_4$  and  $\text{C}_2\text{H}_6$ . Such features demonstrate that the hydrothermal fluids had carried as well as impelled oil and gas to migrate upward when they flowed from deep to shallow strata. The relatively light carbon isotopic composition of the CII veins can be attributed to the interfusion of some  $\text{CO}_2$  or  $\text{CO}_3^{2-}$  of organic genesis when the hydrothermal fluids carried oil and gas. The hydrothermal can not only decrease force resisting to hydrocarbon migration by decreasing hydrocarbon viscosity and interfacial tension but also carry some hydrocarbons. In that, the hydrothermal propels hydrocarbons migrating upward along fault-fracture system.

**Key words** Tarim Basin; Hydrothermal fluid; Oil and gas migration; Calcite vein; Isotope

**摘要** 塔里木盆地奥陶系灰岩孔洞和裂缝中都可以见到大量的方解石充填,可以分为三种类型,即孔中方解石胶结物、CI方解石脉和CII方解石脉。CII方解石脉具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,位于0.709103~0.710593之间,平均值为0.709538;较轻的碳氧同位素组成,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值位于 $-5.67\text{‰} \sim -1.70\text{‰}$ 之间,平均值为 $-2.95\text{‰}$ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值位于 $-14.28\text{‰} \sim -7.88\text{‰}$ 之间,平均值为 $-10.39\text{‰}$ 。CII方解石脉中的流体包裹体具有较高的均一温度,各样品平均值位于120.0~180.0°C之间。孔中方解石胶结物和CI方解石脉在同位素组成和流体包裹体均一温度上较为一致,但都与CII方解石脉有着显著的差别。综合比较各项分析测试结果,认为CII方解石脉的形成与深部热液流体作用有关,而孔中方解石和CI方解石脉则是从地层水中沉淀形成的。从热液流体中沉淀形成的CII方解石脉中可见一定数量的油气包裹体,并且包裹体气相成分中除含有 $\text{CO}_2$ 外,还含有一定量的 $\text{CH}_4$ 和 $\text{C}_2\text{H}_6$ 等有机组分。这些特征表明了热液流体在从深部向浅部活动过程中携带并促使了油气向浅部地层的运移。CII方解石脉所具有的较轻的碳同位素组成是有机成因的 $\text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$ 在热液流体溶解携带油气时混入进了热液流体中的结果。热液流体主要通过降低原油粘度、减小油水界面张力来减小油气运移阻力,并能携带部分油气,从而促使油气

\* 本文受国家自然科学基金项目(41230312,41002037)和国家重大专项(2011ZX05005-001)联合资助。

第一作者简介:金之钧,男,1957年生,教授,博导,主要从事油气成藏机理与勘探研究,E-mail: jinzj.syky@sinopec.com

沿断裂裂缝体系向浅部地层运移。

**关键词** 塔里木; 热液流体; 油气运移; 方解石脉; 同位素  
**中图法分类号** P595

热液流体一般是指流体温度比所经围岩地层温度高的流体 (Machel and Lonnee, 2002), 具有深部向浅部活动的特征 (Cai *et al.*, 2008), 部分可能来自地壳深部或地幔 (杜乐天和王驹, 1993; 毛景文和李晓峰, 2004)。

由于热液流体富含 CO<sub>2</sub> 等多种挥发分和阴阳离子 (Navon *et al.*, 1988; Bell and Rossman, 1992; 张铭杰等, 2000), 并能携带大量的热能 (金之钧等, 2002), 能对沉积盆地中油气成藏产生了显著的影响, 已得到许多学者的广泛的关注。如, 可以通过溶蚀改造作用改善碳酸盐岩的储集性能 (Lv *et al.*, 2008; 朱东亚等, 2008; 金之钧等, 2006; Lavoie *et al.*, 2005), 使灰岩发生热液白云岩化形成优质白云岩储层 (Lavoie *et al.*, 2005; Smith, 2006; 刘树根等, 2008; 陈代钊, 2008), 通过对烃源岩的加氢作用提高生烃产率 (金之钧等, 2002), 促使沉积有机质成熟生烃 (Hu *et al.*, 2002; Simoneit *et al.*, 2004), 促使烃源岩热演化 (Raymond and Murchison, 1992; Zhu *et al.*, 2007) 等。

针对塔里木盆地的热液活动也有了较多的研究。这些研究主要集中在两个方面, 一方面通过流体包裹体测温和地球化学方面的证据揭示了塔里木盆地热液流体活动的存在 (钱一雄等, 2005; 金之钧等, 2006; Cai *et al.*, 2007, 2008; 蔡

春芳等, 2009), 另一方面深入探讨了热液流体对下古生界优质碳酸盐岩储层发育所产生的生影响 (金之钧等, 2006; 钱一雄等, 2006; Wu *et al.*, 2007; 陈代钊, 2008; 朱东亚等, 2008; 李开开等, 2010)。但热液流体作用对塔里木盆地油气运移是否产生影响, 目前尚没有这方面的研究。

热液流体活动对油气运移的影响在国内外关注的还都比较少。虽然有学者认为热液活动能促使油气向浅部运移成藏 (孙樯等, 2000; 张铭杰, 2006), 但所取得的认识以理论推测为主, 还没有实际资料的证实。

本文以塔里木盆地为例, 首先通过流体包裹体、碳氧和铋同位素方面的数据论述了塔里木盆地奥陶系灰岩中的部分方解石脉的形成与热液流体作用有关; 然后再进一步探讨论证了热液流体活动对油气运移的影响。

## 1 地质背景

塔里木盆地分别在震旦-寒武纪、早奥陶世、二叠纪和白垩纪的时候经历了四次地质热事件 (Chen *et al.*, 1997), 其中二叠纪岩浆作用最为强烈, 在塔里木盆地分布最为广泛, 影响也最大。早二叠世末, 受北面古天山褶皱带形成及南缘

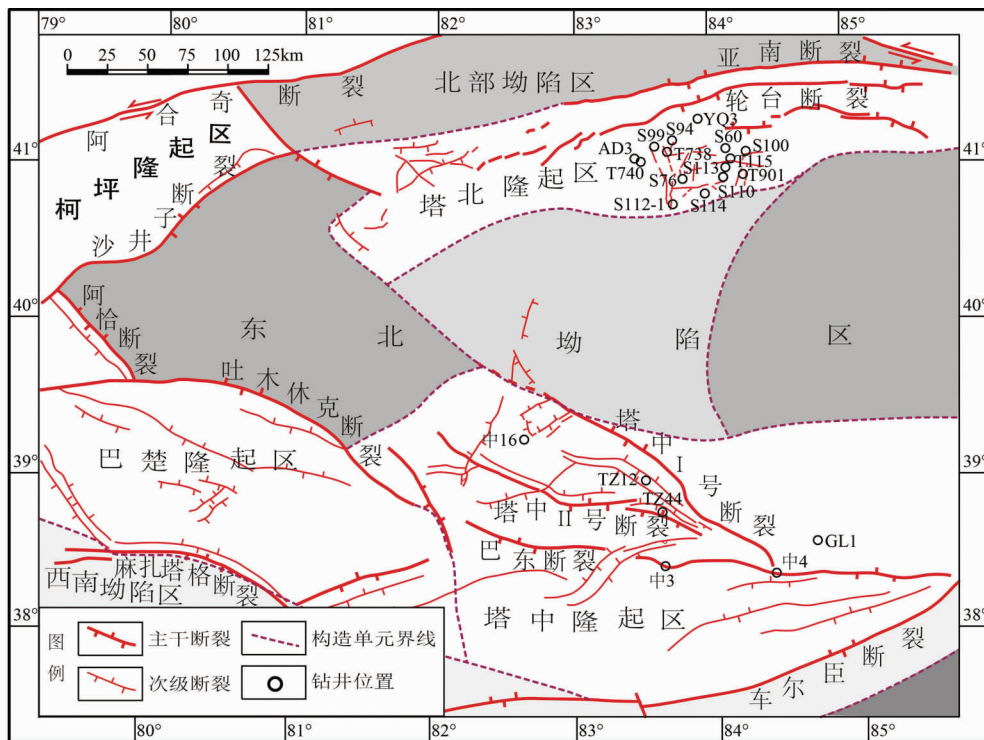


图1 塔里木盆地断裂构造单元划分与井位分布图

Fig. 1 Faults, tectonic units and well location in the Tarim Basin

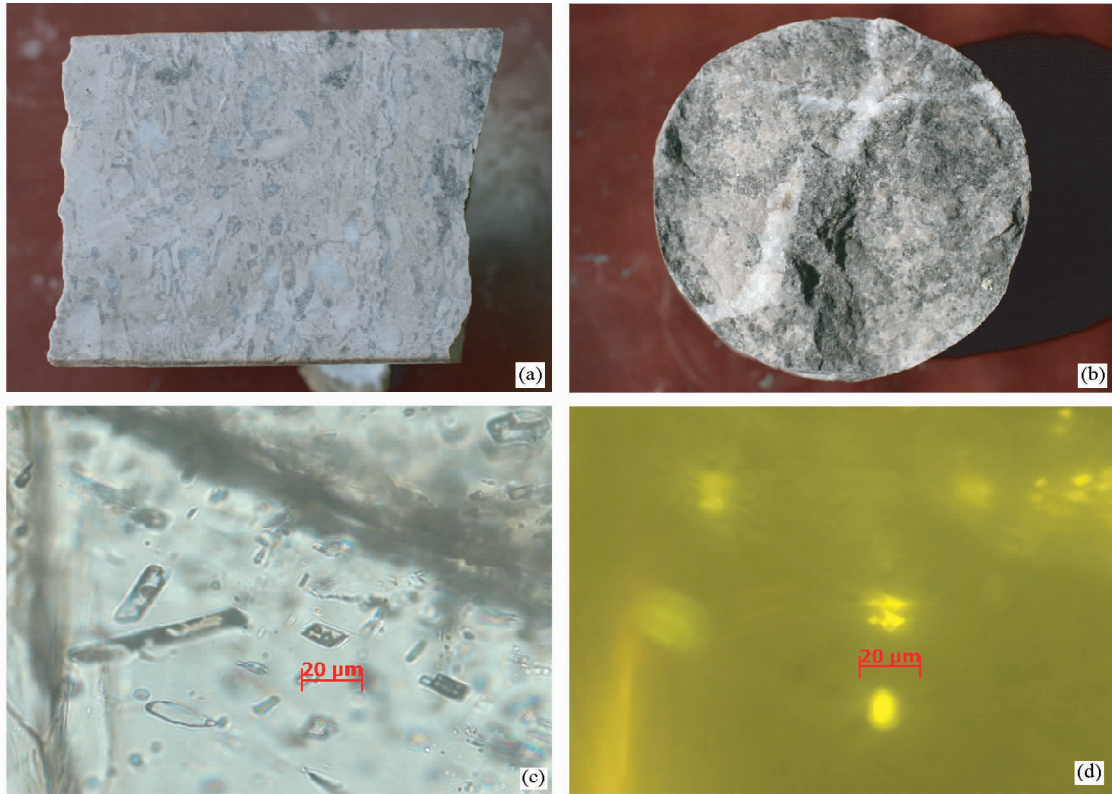


图2 塔里木盆地奥陶系灰岩中的方解石及方解石中的流体包裹体

(a)-灰岩孔隙中充填的方解石胶结物,塔北塔河油田沙110井,奥陶系一间房组(O<sub>2</sub>yj),6304.07m,岩心照片;(b)-灰岩中的方解石脉,塔北塔河油田T737井,奥陶系一间房组(O<sub>2</sub>yj),5806.35m;(c)-灰岩中的方解石脉中发育大量气液两相流体包裹体,塔北塔河油田T737井,奥陶系一间房组(O<sub>2</sub>yj),5806.35m,单偏光照片;(d)-灰岩中的方解石脉中发育大量气液两相流体包裹体,部分包裹体为油气包裹体,液相部分在紫外光下发亮黄色荧光,照片c对应的紫外光下照片

Fig. 2 Calcites filling in the Ordovician limestone of the Tarim Basin and fluid inclusions in the calcites

古特提斯洋俯冲活动的影响,塔里木盆地发生伸展作用,并处于大陆裂谷型的构造环境,导致盆地中部、西部及北部地区出现大范围岩浆侵入及火山喷发活动(贾承造等,1995)。在塔北地区既有基性火山岩活动,也有中酸性火山岩活动(罗静兰等,2006)。

塔里木盆地经过长期的、多期次的强烈的构造演化,盆地内下切至深部地壳的断裂普遍发育,断裂可达50~60km(贾承造,1997)(图1)。这些大型断裂和与之相连的小的断裂构成了深部岩浆和热液流体向上运移的通道体系。

在前寒武系沉积基底之上沉积了寒武系至新近系的巨厚沉积物。其中寒武系主要包括潮坪、台地和台地边缘的泥岩、碳酸盐岩和蒸发岩沉积;奥陶系主要包括台地和台地边缘斜坡相碳酸盐岩和砂泥质碎屑岩沉积。寒武系和中上奥陶统的泥岩和泥灰岩是塔里木盆地的重要烃源岩(梁狄刚等,2000;张水昌等,2000a, b;Liu, 1998;Xiao *et al.*, 2000),早在加里东期和晚海西期就已经开始成熟生烃(张水昌等,2000a, b;邬光辉等,2008)。

## 2 样品和方法

塔里木盆地奥陶系灰岩中间有大量的方解石,或以胶结物的形式充填于生屑灰岩或颗粒灰岩的粒间或粒内孔隙中(图2a),或以脉的形式充填于灰岩的裂缝中(图2b)。本次研究主要选取来自塔里木盆地塔北和塔中地区的25口钻井的36个奥陶系岩心样品。其中,孔中充填的方解石样品4个,方解石脉样品13个,灰岩围岩样品15个。所选取样品的井位分布见图1,一些选取方解石脉样品的钻井位于切穿基底的深大断裂附近。所做的研究包括薄片观察、流体包裹体测温、流体包裹体成分组成以及碳、氧和锶同位素分析等。

用于薄片观察的样品双面剖光至0.03mm厚,用于流体包裹体测温的样品双面剖光至0.2mm厚。流体包裹体测温在Linkam-TH600冷热台上进行。经温度校正后,开始升温速率为15℃/min,在包裹体中气泡明显变小、接近均一时,升温速率降至1℃/min,均一温度测试精度为±1℃。流体包裹体激光拉曼在LABHR-VIS LabRAM HR800显微激光拉曼光

表1 塔里木盆地奥陶系方解石脉及灰岩碳氧锶同位素和流体包裹体测温结果

Table 1 Results of fluid inclusions and carbon, oxygen and strontium isotopes for the Ordovician calcite and limestone in the Tarim Basin

井位	深度 (m)	层位	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	均一温度(°C)		盐度(wt% NaCl <sub>eqv</sub> )	
							范围	平均	范围	平均
孔中充填方解石										
AD3	6526.7	O <sub>2y</sub> j	0.708825	-0.69	-7.53	23.10	38.9~70.2	48.6	8.4~13.4	11.4
S110	6302.09	O <sub>2y</sub> j	0.708328	-0.19	-8.36	22.24	54.2~85.7	66.6	7.3~10.1	8.6
T738	6068.81	O <sub>1-2y</sub>	0.708483	-0.72	-5.75	24.93	50.1~73.1	59.7	5.1~10.1	6.9
S94	5960.5	O <sub>1</sub>	0.70871	-0.15	-9.42	21.15	50.2~90.2	65.3	5.0~8.8	6.6
平均			0.708587	-0.44	-7.77	22.86				
CI 方解石脉										
S91	5693.38	O <sub>1</sub>	0.708921	1.87	-7.93	22.69	59.0~89.7	69.8	7.3~12.5	9.2
S112-1	6289.04	O <sub>2y</sub> j	0.708176	0.9	-8	22.61	63.0~86.0	74.4	5.1~8.7	6.6
S60	5518.01	O <sub>2y</sub> j	0.708723	0.6	-6.2	24.47	51.0~80.0	66.1	8.8~9.2	9.1
GL1	6454.18	O <sub>1p</sub>	0.708647	-1.8	-8.4	22.20				
S91*	5693.72	O <sub>1</sub>	0.708779	1.5	-8.5	22.10				
平均			0.708649	0.6	-7.8	22.82				
CII 方解石脉										
T737	5806.35	O <sub>2y</sub> j	0.709328	-2.6	-10.8	19.73	141.2~179.2	158.1	10.2~10.7	10.5
TZ12	5217	O <sub>1</sub>	0.709137	-1.7	-8.4	22.20	145.1~198.7	172.5	7.2~17.5	13.2
中4	4908.22	O <sub>3l</sub>	0.709891	-3.9	-9	21.58	155.9~199.1	180	10.4~16.2	14
中16	4755.65	O <sub>1</sub>	0.709413	-4.49	-14.28	16.14	125.0~189.6	152.9	13.7~21.6	18.9
中4	4909.12	O <sub>3l</sub>	0.709513	-1.22	-9.26	21.31	125.6~152.3	142.1	13.7~16.7	15
TZ12	5216.51	O <sub>1</sub>	0.709103	-1.7	-12.75	17.72	108.7~173.5	139.2	13.4~19.9	16.9
T740	6162.64	O <sub>2y</sub> j	0.709325	-5.67	-10.77	19.76	129.7~166.9	144.2	13.7~19.2	16.8
中3	3837.87	O <sub>1</sub>	0.710593	-2.34	-7.88	22.74	98.1~138.2	121.7	9.7~15.0	11.9
平均			0.709538	-2.95	-10.39	20.15				
奥陶系灰岩										
Tz44	4850.2	O <sub>3l</sub>	0.708418	0.5	-6.7	23.95				
Tz44	4846.6	O <sub>3l</sub>	0.708397	0.9	-5.1	25.60				
Tz12	4711.8	O <sub>3l</sub>	0.708276	0.7	-7.2	23.44				
Tz12	4742	O <sub>3l</sub>	0.708269	1.2	-4.7	26.01				
S76	5583.57	O <sub>2y</sub> j	0.708765	2	-6.4	24.26				
S100	5617.63	O <sub>2y</sub> j	0.708764	0.9	-6.6	24.06				
S102	6046.22	O <sub>2y</sub> j	0.708741	0.5	-6.7	23.95				
S109	6250.63	O <sub>2y</sub> j	0.708782	0.4	-7	23.64				
T115	5586.4	O <sub>2y</sub> j	0.708802	0.5	-5.8	24.88				
YQ3	5726.52	O <sub>1-2y</sub>	0.708869	-0.82	-7	23.64				
S99*	6173.8	O <sub>2y</sub> j	0.708813	0.3	-6.3	24.37				
S114	6413.39	O <sub>1-2y</sub>	0.708692	-0.3	-6.3	24.37				
S114	6461.31	O <sub>1-2y</sub>	0.708718	-0.8	-5.7	24.98				
T901	5572.2	O <sub>2y</sub> j	0.70815	0.1	-7.6	23.03				
T901	5550.4	O <sub>2y</sub> j	0.708632	0.8	-6.1	24.57				
平均			0.708606	0.5	-6.3	24.37				

注: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} \times 1.03086 + 30.86$ (沈渭洲,1997)

谱仪上进行。流体包裹体热爆法测试时,先挑选一定数量 20~50 目纯净的方解石颗粒,用 Prisma TM QMS200 型四级质谱仪进行气体成分组成的测试。

为了做地球化学分析,把包含方解石样品的灰岩岩心粉碎成几个毫米大小的小碎块,然后精心挑选出纯净的方解石颗粒和灰岩围岩。所选出的样品最后研磨成小于 200 目的粉末用于碳、氧和锶同位素分析。碳氧同位素分析用 100%

磷酸法,在 Mat252 质谱仪上进行。锶同位素测定在 Finnigan MAT Triton TI 质谱仪上进行,测得的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值按照  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$  的质量分馏标准进行校正。测得的 NBS987 标准样品锶同位素平均值为  $0.710273 \pm 0.000012$ 。流体包裹体测温、C、O 同位素分析在南京大学内生金属矿床国家重点实验室完成,锶同位素、包裹体激光拉曼和爆裂法成分组成分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成。

表2 塔里木盆地奥陶系 CII 方解石脉中流体包裹体爆裂法成分组成分析结果

Table 2 Compositions of the fluid inclusions in the Ordovician CII calcite veins in the Tarim Basin analyzed by acoustic decrepitation

井位	深度 (m)	层位	气体成分组成 (%)					
			H <sub>2</sub> O	N <sub>2</sub>	Ar	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>
T737	5806.35	O <sub>2</sub> Y	92.29	0.35	0.06	4.71	1.62	0.76
T740	6162.64	O <sub>2</sub> Y	80.12	0.9	0.15	8.89	8.33	1.61
TZ12	5216.51	O <sub>1</sub>	81.83	2.62	0.81	6.59	5.99	2.15
中3	3837.87	O <sub>1</sub> Y	96.73	0.27	0.04	2.7	0.18	0.08
中16	4755.65	O <sub>1</sub>	77.04	0.92	0.27	20.15	1.46	0.16

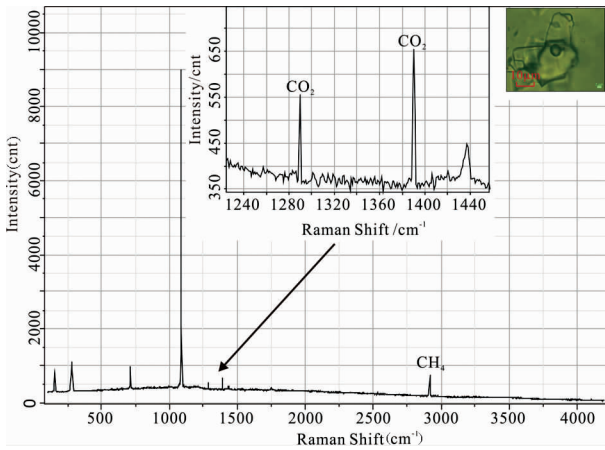


图3 CII 方解石脉中流体包裹体激光拉曼分析  
该样品为所在井位为中16井,深度为4755.65m,层位为O<sub>1</sub>;类似的还有S15、TZ18等井的样品  
Fig. 3 Raman spectroscopic analysis result of the fluid inclusion in the CII calcite vein

### 3 分析测试结果

对塔里木盆地奥陶系灰岩和灰岩中的方解石所进行的流体包裹体测温 and 碳氧以及锶同位素分析结果见表1。流体包裹体激光拉曼分析结果见图3,爆裂法成分组成分析结果见表2。

#### 3.1 灰岩

塔里木盆地塔北和塔中地区奥陶系灰岩的氧同位素  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  值位于  $-7.2\text{‰} \sim -4.7\text{‰}$  之间,平均值为  $-6.3\text{‰}$ ;  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值位于  $-0.8\text{‰} \sim +2.0\text{‰}$  之间,平均值为  $+0.5\text{‰}$ 。灰岩碳和氧同位素组成与世界范围奥陶系碳酸盐岩碳和氧同位素组成相一致 (Veizer *et al.*, 1999)。灰岩锶同位素  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值位于  $0.708150 \sim 0.708869$  之间,平均值为

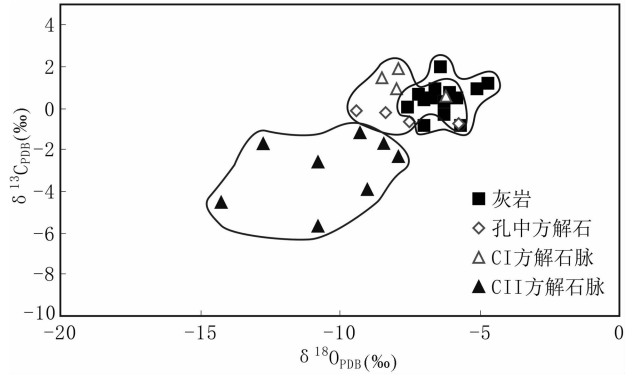


图4 塔里木盆地奥陶系方解石和灰岩碳氧同位素组成  
Fig. 4 Carbon and oxygen isotope compositions of the Ordovician calcite and limestone in the Tarim Basin

0.708606,位于 Denison *et al.* (1998)所确定的奥陶系海相沉积碳酸盐岩的范围之内。碳、氧和锶同位素组成表明这些灰岩为正常的沉积碳酸盐岩,其形成流体为海水。

#### 3.2 方解石

##### 3.2.1 孔中的方解石胶结物

孔中充填方解石胶结物的流体包裹体均一温度较低,各样品均一温度主峰区间多在  $50 \sim 80\text{°C}$  之间(表1),主峰区间平均温度在  $48.6 \sim 66.6\text{°C}$  左右;并且具有相对较低的盐度,各样品盐度平均在  $6.6\% \sim 11.4\%$  (NaCl<sub>eq</sub>) 之间。孔中充填方解石碳同位素的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  值位于  $-0.72\text{‰} \sim -0.19\text{‰}$  之间,平均值为  $-0.44\text{‰}$ ,与灰岩围岩的碳同位素组成基本一致。氧同位素  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  值位于  $-9.42\text{‰} \sim -5.75\text{‰}$  之间,平均值为  $-7.77\text{‰}$ 。锶同位素  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值位于  $0.708710 \sim 0.709328$  之间,平均值为  $0.708587$ 。孔中方解石锶同位素  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值与灰岩围岩基本一致。

##### 3.2.2 裂缝方解石脉

从分析测试结果来看,塔里木盆地不同井位灰岩裂缝中的方解石脉有着较大的差别(表1、图4和图5)。这些方解石脉可分为两类,一类方解石脉(CI)具有较低的均一温度和

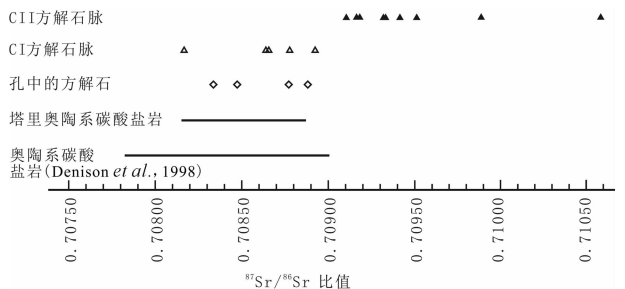


图5 塔里木盆地奥陶系方解石和灰岩锶同位素组成  
Fig. 5 Strontium isotope compositions of the Ordovician calcite and limestone in the Tarim Basin

盐度,以及较低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值(表1和图5),与孔中充填方解石胶结物特征相同;另一类方解石脉(CII)则与之相反,具有较高的均一温度、盐度和较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,并具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值(表1和图4)。

CI方解石脉的均一温度主峰区间位于50~90℃之间(表1),主峰区间平均温度在66.1~74.4℃之间;盐度平均在6.6%~9.2% NaCleqv)之间。碳同位素的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值位于-1.80‰~+1.87‰之间,平均值为0.60‰。氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值位于-8.50‰~-6.20‰之间,平均值为-7.80‰。锶同位素 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值位于0.708176~0.708921之间,平均值为0.708649。

CII方解石脉的均一温度主峰区间位于90~200℃之间(表1),主峰区间平均温度在120.0~180.0℃之间;盐度平均在10.5%~18.9% NaCleqv)之间。碳同位素的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值位于-5.67‰~-1.22‰之间,平均值为-2.95‰。氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值位于-14.75‰~-7.88‰之间,平均值为-10.39‰。锶同位素 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值位于0.709103~0.710593之间,平均值为0.709538。

## 4 讨论

### 4.1 流体作用类型

塔里木盆地地下古生界碳酸盐岩地层中活跃的流体类型主要有三种(Cai *et al.*, 2001, 2008; Li *et al.*, 2011), (1)下渗的大气降水, (2)地层水,和(3)从盆地深部自下而上运移的热液流体。在这几种流体作用下,都能沉淀形成方解石。所选取的孔中充填的方解石、CI和CII方解石脉在流体包裹体温度盐度以及碳氧和锶同位素组成上有着一定的区别,下文将从流体包裹体测温、氧同位素和锶同位素组成方面进一步确定各自对应的流体类型。

#### 4.1.1 流体包裹体测温

塔里木盆地经历了几次大的构造运动事件,下古生界地层经历了多次的构造抬升和沉降(邬光辉等, 2009; 陈瑞银等, 2009),最终在白垩纪之后进入快速沉降,盆地大部分地区现今的埋深最深(陈瑞银等, 2009)。根据叶德胜等(2000)的塔北埋藏史-热史和赵宗举等(2005)的塔中埋藏史-热史,在现今时期这两个地区奥陶系灰岩围岩处于最深埋藏深度并具有最高埋藏温度。所以可以根据现今地温梯度 $2^\circ\text{C}/100\text{m}$ (李慧莉等, 2005)和地表温度 $20^\circ\text{C}$ 来计算采样位置处灰岩围岩地层经历的最高埋藏温度(表3)。

从表3可以看出,孔中充填方解石和CI方解石脉流体包裹体均一温度都要低于根据埋藏深度计算的埋藏温度。根据均一温度和计算地层温度的关系,这两种类型方解石的形成时的埋藏深度要远低于现今埋藏深度。但CII方解石脉流体包裹体均一温度都高于埋藏温度,表明沉淀方解石的流体温度要高于围岩地层的温度,此种类型的流体是典型的深部热液流体(Machel and Lonnee, 2002; Davis and Smith,

表3 塔里木盆地奥陶系方解石实测均一温度和计算得到的灰岩围岩埋藏温度结果表

Table 3 Results of the homogenization temperatures of the fluid inclusion in the Ordovician calcite and the calculated burial temperatures for the limestone in the Tarim Basin

井位	深度(m)	层位	均一温度 平均值(℃)	计算温度 (℃)
孔中充填方解石				
AD3	6526.70	$\text{O}_2\text{Y}$	48.0	150.5
S110	6302.09	$\text{O}_2\text{Y}$	66.6	146.0
T738	6068.81	$\text{O}_{1,2}\text{Y}$	59.7	141.4
S94	5960.50	$\text{O}_1$	65.3	139.2
CI方解石脉				
S91	5693.38	$\text{O}_1$	69.8	133.9
S112-1	6289.04	$\text{O}_2\text{Y}$	74.4	145.8
S60	5518.01	$\text{O}_2\text{Y}$	66.1	130.4
CII方解石脉				
T737	5806.35	$\text{O}_2\text{Y}$	158.1	136.1
TZ12	5217.00	$\text{O}_1$	172.5	124.3
中4	4908.22	$\text{O}_3\text{I}$	180.0	118.2
中16	4755.65	$\text{O}_1$	152.9	115.1
中4	4909.12	$\text{O}_3\text{I}$	142.1	118.2
TZ12	5216.51	$\text{O}_1$	139.2	124.3
中3	3837.87	$\text{O}_1$	121.7	96.8
T740	6162.64	$\text{O}_2\text{Y}$	144.2	143.3

2006)。Cai *et al.* (2008)和Li *et al.* (2011)也从方解石形成温度高于埋藏温度的角度证实了塔里木盆地地下古生界地层中热液流体活动的存在。

#### 4.1.2 氧同位素组成

早古生代寒武-奥陶纪时期海水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值位于-8‰~-3‰之间(图6)(Veizer *et al.*, 1997),低于现今海水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值(0‰左右)。塔里木盆地早古生代时期是一个在大洋中向北漂移的小型板块,晚石炭世至三叠纪时向北拼贴于欧亚大陆板块边缘(贾承造, 1999, 2009),所以塔里木盆地古生代时期一直处于海中或滨海环境。在海域和近海附近的大气降水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 平均值大概比海水低3‰左右(Gat, 1996),所以根据寒武-奥陶纪时期海水 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值可以推测当时大气降水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值大概在-11‰~-6‰左右(图6)。

地表大气降水能够沿断裂下渗到地下数千米深处,已被研究所证实(Matthews *et al.*, 1999; Morrison, 1994)。塔里木盆地切穿基底和沉积盖层的断裂非常发育(贾承造, 1997),经历了多次的构造抬升过程(邬光辉等, 2009; 陈瑞银等, 2009),下古生界碳酸盐岩受大气降水溶蚀改造作用强烈(闫相宾等, 2005; 苗继军等, 2007)。

原始地层水是封存于沉积岩中的海水或大气降水,随着埋藏深度的增加和温度的增加,通过持续的水岩相互作用,赋存于地层孔隙中的地层水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 会逐渐增加(Gat,

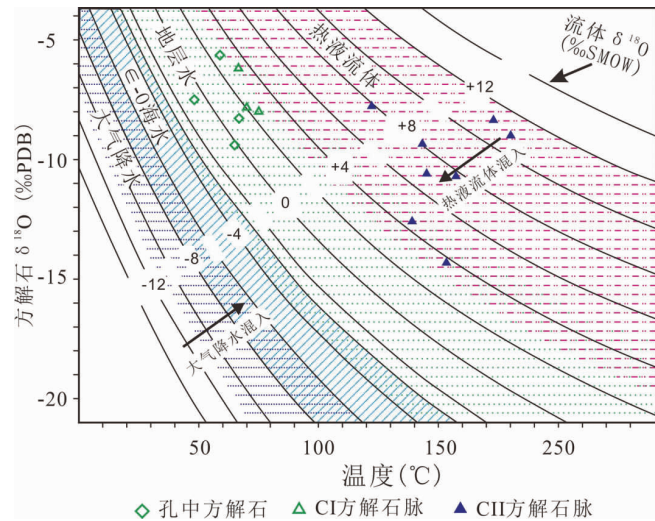


图6 塔里木盆地奥陶系方解石  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  和均一温度关系图  
寒武纪-奥陶纪海水氧同位素组成变化范围根据 Veizer *et al.* (1997) 确定,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值位于  $-8\text{‰} \sim -3\text{‰}$  之间; 大气降水比当时海水氧同位素组成偏轻  $3\text{‰}$  左右 (Gat, 1996),  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值位于  $-11\text{‰} \sim -6\text{‰}$  之间; 地层水范围根据 Cai *et al.* (2001) 和蔡春芳等 (2009) 的研究成果确定,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值位于  $-4\text{‰} \sim +5\text{‰}$  之间; 热液流体的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值最高可达  $+10\text{‰} \sim +12\text{‰}$  (Friedman and O'Neil, 1977; 郑永飞和陈江峰, 2000), 随着与地层流体的混合而逐渐降低, 直至最后完全表现出地层水的特征. 流体  $\delta^{18}\text{O}$  等值线根据 Friedman and O'Neil (1977) 方解石-流体氧同位素分馏系数绘制  
Fig. 6 Relationship between  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  values and homogenization temperatures of the Ordovician calcite in the Tarim Basin

1996)。根据蔡春芳等(2009)和 Cai *et al.* (2001) 的研究成果, 塔里木盆地地层水的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值位于  $-4\text{‰} \sim +5\text{‰}$  之间。

与岩浆作用有关的深部热液流体由于与岩浆发生氧同位素的交换而通常具有较重的氧同位素组成。如与原始幔源岩浆平衡的岩浆热液流体的氧同位素组成与原始幔源岩浆相似, 其  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  在  $+5\text{‰} \sim +7\text{‰}$  之间; 大部分高温下与岩浆平衡的岩浆热液的  $\delta^{18}\text{O}$  位于  $+6\text{‰} \sim +8\text{‰}$  之间 (郑永飞和陈江峰, 2000); 与花岗岩平衡的热液流体的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值在  $+5.5\text{‰} \sim +12\text{‰}$  之间 (郑永飞和陈江峰, 2000)。

热液流体并不一定都与岩浆直接发生作用, 在较高温度下与围岩矿物发生同位素交换也能导致较重的氧同位素组成。如在  $150\text{°C}$  左右, 与碳酸盐岩作用达到平衡的流体  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值为  $+10\text{‰} \pm 3\text{‰}$ , 与石英达到平衡的流体  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值为  $0 \sim +10\text{‰}$ , (Friedman and O'Neil, 1977); 与粘土/云母矿物达到平衡的流体  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值为  $+3\text{‰} \sim +7\text{‰}$  之间 (Sheppard *et al.*, 1969; Savin and Epstein, 1970)。Kesler *et al.* (1997) 研究发现 MVT 铅锌矿床矿物包裹体水氧同位素  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值达  $+7\text{‰}$ , 认为是与围岩发生水岩反应的结果。Spencer (1987) 研究也认为流体氧同位素组成偏重是深部来

源热液流体的一种典型特征。

上述几种类型的流体氧同位素组成范围见图6; 根据氧同位素组成和流体包裹体均一温度值, 所测试的方解石数据点也投在了图6中。从图6中可以看出, 无论是孔中充填的方解石还是裂缝中的方解石脉都不位于大气降水和海水的氧同位素组成范围内。孔中充填方解石和 CI 方解石脉位于相同的流体氧同位素区域内, 属于地层水的氧同位素组成范围。CII 方解石脉与孔中充填方解石和 CI 方解石脉有着明显的区别, 对应的流体具有较重的氧同位素组成 (图6); 从前面的分析可知, 这些较重氧同位素组成的流体为热液流体。TZ12 井和中和 16 井的两个 CII 方解石脉样品对应的流体的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  值相对较低 (图6), 是热液流体与地层水发生一定程度混合的结果。

#### 4.1.3 锶同位素

$^{87}\text{Sr}$  一般来源于放射性元素 Rb 的衰变, 丰度随时间和地点改变而改变;  $^{86}\text{Sr}$  则不属于放射性成因, 丰度较为固定。长英质碎屑岩和泥岩中通常会含有较多的放射性成因  $^{87}\text{Sr}$ , 具有较高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值, 如 Winter *et al.* (1997) 从大西洋中部 Alpha 洋脊晚新生代沉积物中分离出的硅酸盐碎屑物质组分的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值位于  $0.713100 \sim 0.725100$  之间。地幔部分熔融所形成的基性岩浆岩通常具有较低的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值, 大约在  $0.7044$  左右 (张云霄等, 2000); 但中酸性火成岩也由于含有较多的放射性成因  $^{87}\text{Sr}$  而会具有较高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值。

保存在灰岩地层中的地层水长期与灰岩作用, 其锶同位素组成已经与灰岩围岩达到了平衡。从地层水中沉淀形成的方解石的锶同位素组成应与灰岩围岩一致。本次研究中, 孔中充填的方解石与灰岩的锶同位素组成较为一致 (图5), 应是从地层水中沉淀形成。CI 方解石脉除碳氧同位素组成与孔中充填方解石相一致外 (图4), 其锶同位素组成与灰岩和孔中充填的方解石也都较为一致 (图5), 表明 CI 方解石也应是从地层水中沉淀形成。

CII 方解石脉无论在碳氧同位素组成 (图4) 还是在锶同位素组成上 (图5) 都与灰岩围岩、孔中方解石和 CI 方解石脉有着显著的区别。其  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值显著高于上述几种类型样品。地表大气降水对砂泥质碎屑物质的风化淋滤可以使流体中富集  $^{87}\text{Sr}$ , 部分学者也认为塔北奥陶系碳酸盐岩中具有较高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的方解石脉是从大气降水中形成的 (刘存革等, 2007; 张涛和蔡希源, 2007; 刘春燕等, 2006)。但前文依据方解石氧同位素和流体包裹体均一温度 (图6) 所得到的结果不支持这种类型的方解石是从大气降水中沉淀形成的。

塔里木盆地广泛发育的二叠纪火山岩既有基性火山岩 (玄武岩为主) 也有中酸性火山岩 (英安岩为主) (罗静兰等, 2006)。虽然岩浆活动相关的热液流体一开始不一定有较高的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值。但在热液流体沿断裂向上运移过程中, 会与盆地深部的沙泥质碎屑沉积地层发生作用, 从而获得了较

高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。从热液流体中沉淀形成的CII方解石脉也会具有相对较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。

#### 4.2 热液流体对油气运移的影响

流体包裹体测温、碳氧和锶同位素测试分析结果表明了塔里木盆地奥陶系灰岩地层中的部分方解石脉(CII方解石脉)是从热液流体中沉淀形成的。CII方解石脉中的流体包裹体成分组成和CII方解石脉的碳同位素组成表明了热液流体在活动过程中对油气运移产生了一定的影响。

##### 4.2.1 流体包裹体成分组成

在CII方解石脉中,除能见到大量气液两相盐水包裹体外,还能发现一定数量的油气包裹体。油气包裹体大小与盐水包裹体类似,多数为十几至二十几个微米大小。液相部分在透射光下呈褐黄色,在紫外光照射激发下,可见亮黄色的荧光(图2),表明为油气包裹体。

激光拉曼分析结果发现CII方解石脉中流体包裹体的气相成分除含有一定量的 $\text{CO}_2$ 外,还检测到一定量的 $\text{CH}_4$ (图3)。通过热爆法对CII方解石脉中的流体包裹体成分检测也发现了 $\text{CO}_2$ 和 $\text{CH}_4$ 共存的特点,并且还检测到了一定量的 $\text{C}_2\text{H}_6$ (表2)。

热液流体成因的CII方解石脉中油气包裹体的存在以及气相成分中有机的 $\text{CH}_4$ 和 $\text{C}_2\text{H}_6$ 与 $\text{CO}_2$ 共存的特点,表明热液流体在自下而上活动过程中曾携带了一部分油气至浅部地层。方解石脉在从热液流体中沉淀的同时捕获了所携带的部分油气。

##### 4.2.2 CII方解石脉碳同位素组成

从图4可以看出,多数CII方解石脉的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值低于灰岩围岩和地层水中形成的方解石(孔中的方解石和CI方解石脉), $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值最低达 $-5.67\text{‰}$ 。

方解石的碳同位素组成由溶液中的碳酸根或 $\text{CO}_2$ 决定。通常有机成因的碳酸根( $\text{CO}_3^{2-}$ )或 $\text{CO}_2$ 具有较低的碳同位素值,其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值一般低于 $-20\text{‰}$ (Irwin *et al.*, 1977; Cai *et al.*, 2002),受此影响的碳酸盐岩矿物也会具有较轻的碳同位素组成。因此,CII方解石脉碳同位素组成偏轻的原因应是热液流体在自下而上活动过程中有有机成因的 $\text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$ 混入进来,导致热液流体中的 $\text{CO}_2/\text{CO}_3^{2-}$ 的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值降低。

##### 4.2.3 热液流体促使油气运移的作用机制

与岩浆火山活动有关的热液流体之所以能够促使地层中的油气发生运移,是由其温压特征和成分组成决定的。热液流体在地下深处通常具有较高的温度和压力,并富含 $\text{CO}_2$ ,是其能溶解携带油气、促使油气向浅部运移的决定性因素。

$\text{CO}_2$ 的临界温度和压力分别为 $30.98^\circ\text{C}$ 和 $7.38\text{MPa}$ (卢焕章等,2004),按照静水和静岩压力梯度分别为 $10\text{MPa}/\text{km}$ 和 $26\text{MPa}/\text{km}$ 以及 $20^\circ\text{C}/\text{km}$ 的地温梯度来算, $\text{CO}_2$ 在地表几

百米深度之下就一直处于超临界状态。超临界状态下, $\text{CO}_2$ 密度接近于液体、粘土接近于气体、对有机物质的溶解能力非常强(Hyatt, 1984),这一特性已广泛应用于植物油的提取(Stahl *et al.*, 1980)、制药等有机处理领域(Subramaniam *et al.*, 1997)。对油气来说,超临界态的 $\text{CO}_2$ 也是一个非常好的溶剂,能溶解携带油气向浅部地层运移。实验表明,在压力低于 $20\text{MPa}$ 时, $\text{CO}_2$ 中主要萃取溶解 $\text{C}_{20}$ 以下组分;随着压力的增加,剩余重质组分逐渐开始溶解(李孟涛等,2006)。另外,由于 $\text{CO}_2$ 为非极性分子,多数的烃类组分也为非极性分子(如各种烷烃组分等),所以从相同分子极性这一特点上来说油气较易于溶解到其中。

$\text{CO}_2$ 的存在除增加油气在热液流体中的溶解能力之外,还能使油水之间的界面张力降低、降低原油粘度、减小油气运动阻力等(李孟涛等,2006;谷丽冰等,2007);此外,热液流体较高的温度也能显著降低原油的粘度,有利于油气在富水地层中的传输运移。

塔里木盆地奥陶系及之下地层发育有寒武系和中上奥陶统的烃源岩(梁狄刚等,2000;张水昌等,2000a, b; Liu, 1998; Xiao *et al.*, 2000),早在加里东期和晚海西期就已经开始成熟生烃(邬光辉等,2008;张水昌等,2000a, b),并在加里东晚期的志留纪至中晚泥盆世、海西晚期的早二叠世以及燕山至喜山期形成大规模的油气聚集。

海西晚期二叠纪岩浆火山活动伴生大量富含 $\text{CO}_2$ 的深部热液流体的活动。由于富含 $\text{CO}_2$ 等挥发组分和具有较高的温度,热液流体主要沿着断裂裂缝体系自深部向浅部运移。富 $\text{CO}_2$ 的热液流体在自下而上活动过程中,当经过已经成熟生烃的寒武系或中上奥陶统烃源岩地层或含油气的储集层时,不但能溶解油气以均一相的方式向浅部运移;而且还能对油气进行加热,降低其粘度,以混相的方式携带油气向浅部地层运移。随着向奥陶系至石炭系等浅部运移,温度压力的降低,所携带的油气逐渐从热液流体中分离出来,在适当的部位聚集成藏。奥陶系碳酸盐岩经历了加里东中期、海西早期和海西晚期的岩溶作用(闫相宾等,2005;苗继军等,2007),热液流体作用可以促使油气在这些岩溶孔洞中聚集成藏,或者在志留系至石炭系的砂岩中聚集成藏。

## 5 结论

流体包裹体测温和同位素组成特征表明塔里木盆地奥陶系灰岩中的部分方解石脉的形成与深部热液流体活动有关。热液流体具有较高的温度和压力并富含 $\text{CO}_2$ 等组分,不但能通过降低原油粘度和减小油水界面张力来减小油气运移阻力而且还能通过溶解来携带油气,从而促使了油气在地层中的运移。热液成因方解石脉中的包裹体富含有机组分的特点证实了热液流体沿断裂裂缝体系自深部向浅部运移过程中携带并促使了油气向浅部地层运移。



## References

- Bell DR and Rossman GR. 1992. Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals. *Science*, 255(5050): 1391–1397
- Cai CF, Franks SG and Aagaard P. 2001. Origin and migration of brines from Paleozoic strata in Central Tarim, China: Constraints from  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and water chemistry. *Applied Geochemistry*, 16(9–10): 1269–1283
- Cai CF, Worden RH, Wang QH, Xiang TS, Zhu JQ and Chu XL. 2002. Chemical and isotopic evidence for secondary alteration of natural gases in the Hetianhe Field, Bachu uplift of the Tarim Basin. *Organic Geochemistry*, 33(12): 1415–1427
- Cai CF, Li KK and Li HT. 2007. Fluid inclusion and isotopic constraints for fluid evolution in the Ordovician veins in Central Tarim, NW China. In: Bullen TD and Wang YC (eds.). *Water-Rock Interaction*. London: Taylor & Francis Group, 703–707
- Cai CF, Li KK, Li HT and Zhang BS. 2008. Evidence for cross formational hot brine flow from integrated  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , REE and fluid inclusions of the Ordovician veins in Central Tarim, China. *Applied Geochemistry*, 23(8): 2226–2235
- Cai CF, Li KK, Li B, Cai L and Jiang L. 2009. Geochemical characteristics and origins of fracture-and vug-fillings of the Ordovician in Tahe oilfield, Tarim basin. *Acta Petrologica Sinica*, 25(10): 2399–2404 (in Chinese with English abstract)
- Chen DZ. 2008. Structure-controlled hydrothermal dolomitization and hydrothermal dolomite reservoirs. *Oil and Gas Geology*, 29(5): 614–622 (in Chinese with English abstract)
- Chen HL, Yang SF, Dong CW, Zhu GQ, Jia CZ, Wei GQ and Wang ZG. 1997. Geological thermal events in Tarim Basin. *Chinese Science Bulletin*, 42(7): 580–580
- Chen RY, Zhao WZ and Zhang SC. 2009. The geological basis of late hydrocarbon generation and accumulation in the Lower Paleozoic of Tarim basin. *Earth Science Frontiers*, 16(4): 173–181 (in Chinese with English abstract)
- Davis GR and Smith LBJ. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *AAPG Bulletin*, 90(11): 1641–1690
- Denison RE, Koepnick RB, Burke WH and Hetherington EA. 1998. Construction of the Cambrian and Ordovician seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  curve. *Chemical Geology*, 152(3–4): 325–340
- Du LT and Wang J. 1993. Gas geodynamics: A new direction of geoscience study. *Advance in Earth Sciences*, 8(6): 66–73 (in Chinese with English abstract)
- Friedman I and O'Neil JR. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440 KK: 12
- Gat JR. 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24(1): 225–262
- Gu LB, Li ZP and Ou J. 2007. The existing state of enhanced oil recovery by utilizing carbon dioxide. *China Mining Magazine*, 16(10): 66–69 (in Chinese with English abstract)
- Hu WX, Jin ZJ, Yao SP, Lu XC, Chen ZL, Zhang LY, Zhang XJ and Zhou HY. 2002. Discovery of low-mature hydrocarbon in manganese nodules and ooze from the Central Pacific deep sea floor. *Chinese Science Bulletin*, 47(11): 939–944
- Hyatt JA. 1984. Liquid and supercritical carbon dioxide as organic solvents. *Journal of Organic Chemistry*, 49(26): 5097–5101
- Irwin H, Curtis C and Coleman M. 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, 269(5625): 209–213
- Jia CZ, Wei QG and Yao HJ. 1995. Evolution of Basin Structural and Regional Structural Geology. Beijing: Petroleum Industry Press (in Chinese)
- Jia CZ. 1997. Characteristics of Structures and Oil and Gas in the Tarim Basin of China. Beijing: Petroleum Industry Press, 1–37 (in Chinese)
- Jia CZ. 1999. Structural characteristics and oil/gas accumulative regularity in Tarim Basin. *Xinjiang Petroleum Geology*, 20(3): 177–183 (in Chinese with English abstract)
- Jia CZ. 2009. The structures of basin and range system around the Tibetan Plateau and the distribution of oil and gas in the Tarim Basin. *Geotectonica et Metallogenia*, 33(1): 1–9 (in Chinese with English abstract)
- Jin ZJ, Zhang LP, Yang L and Hu WX. 2002. Primary study of geochemical features of deep fluids and their effectiveness on oil/gas reservoir formation in Sedimentary Basins. *Earth Science*, 27(6): 659–665 (in Chinese with English abstract)
- Jin ZJ, Zhu DY, Hu WX, Zhang XF, Wang Y and Yan XB. 2006. Geological and geochemical signatures of hydrothermal activity and their influence on carbonate reservoir beds in the Tarim Basin. *Acta Geologica Sinica*, 80(2): 245–253 (in Chinese with English abstract)
- Kesler SE, Vennemann TW, Frederickson C, Breithaupt A, Vazquez R and Furma FC. 1997. Hydrogen and oxygen isotope evidence for origin of MVT-forming brines, southern Appalachians. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(7): 1513–1523
- Lavoie D, Chi G, Brennan-Alpert P, Desrochers A and Bertrand R. 2005. Hydrothermal dolomitization in the Lower Ordovician Romaine Formation of the Anticosti basin: Significance for hydrocarbon exploration. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 53(4): 454–472
- Li HL, Qiu NS, Jin ZJ and He JL. 2005. Geothermal history of Tarim basin. *Oil and Gas Geology*, 26(5): 613–617 (in Chinese with English abstract)
- Li KK, Cai CF, Cai LL and Jiang L. 2010. Hydrothermal fluid activities and main controlling factors of deep reservoir development in the Lower Paleozoic of the Tahe oilfield-taking wells S88 and TS1 as examples. *Petroleum Geology and Experiment*, 32(1): 46–51 (in Chinese with English abstract)
- Li KK, Cai CF, He H, Jiang L, Cai LL, Xiang L, Huang SJ and Zhang CM. 2011. Origin of paleo-waters in the Ordovician carbonates in Tahe oilfield, Tarim Basin: Constraints from fluid inclusions and Sr, C and O isotopes. *Geofluids*, 11(1): 71–86
- Li MT, Shan WW, Liu XG and Shang GH. 2006. Laboratory study on miscible oil displacement mechanism of supercritical carbon dioxide. *Acta Petrologica Sinica*, 27(3): 80–83 (in Chinese with English abstract)
- Liang DG, Zhang SC, Zhang BM and Wang FY. 2000. To view the marine petroleum generation of China from Tarim basin. *Earth Science Frontiers*, 7(4): 534–547 (in Chinese with English abstract)
- Liu CG, Li GY, Zhang YW, Han YQ, Lu HT, Yang XY and Cui ZH. 2007. Application of strontium isotope to the study of Paleokarst: An case from Ordovician in the Tahe Oilfield, Tarim Basin. *Acta Geologica Sinica*, 81(10): 1398–1406 (in Chinese with English abstract)
- Liu CY, Wu MB and Gong G. 2006. Caledonian karstification of Ordovician carbonates in the Tahe oilfield, northern Tarim Basin, Northwest China, and its petroleum geological significance. *Geological Bulletin of China*, 25(9–10): 1128–1134 (in Chinese with English abstract)
- Liu LF. 1998. Distribution and significance of carbazole compounds in Palaeozoic oils from the Tazhong uplift, Tarim. *Acta Geologica Sinica*, 72(1): 87–93
- Liu SG, Huang WM, Chen CH, Zhang CJ, Li JC, Dai SL and Qin C. 2008. Primary study on hydrothermal fluids activities and their effectiveness on petroleum and mineral accumulation of Simian System-Palaeozoic in Sichuan Basin. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 28(3): 41–50 (in Chinese with English abstract)
- Lu HZ, Fan HR, Ni P, Ou GX, Shen K and Zhang WH. 2004. Fluid Inclusion. Beijing: Science Press, 1–48 (in Chinese)
- Luo JL, Zhai XX, Pu RH, He FQ, Zhao HT, Yu LR and Zhou JJ. 2006. Horizon, petrology and lithofacies of the volcanic rocks in the

- Tahe oilfield, northern Tarim Basin. *Chinese Journal of Geology*, 41 (3): 378–391 (in Chinese with English abstract)
- Lv XX, Yang N, Zhou XY, Yang HJ and Li JJ. 2008. Influence of Ordovician carbonate reservoir beds in Tarim Basin by faulting. *Science in China (Series D)*, 51(SII): 53–60
- Mao JW and Li XF. 2004. Mantle-derived fluids in relation to ore-forming and oil-forming processes. *Mineral Deposits*, 23(4): 520–532 (in Chinese with English abstract)
- Machel HG and Lonnee J. 2002. Hydrothermal dolomite: A product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology*, 152(3–4): 163–171
- Matthews A, Lieberman J, Avigad D and Garfunkel Z. 1999. Fluid-rock interaction and thermal evolution during thrusting of an Alpine metamorphic complex (Tinos island, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2–3): 212–224
- Miao JJ, Jia CZ and Zou CN. 2007. Characteristics and exploration fields of Paleo-karst reservoirs at the top of Early Ordovician in central Tarim uplift. *Natural Gas Geoscience*, 18(4): 497–500, 606 (in Chinese with English abstract)
- Morrison J. 1994. Meteoric water-rock interaction in the lower plate of the Whipple Mountain metamorphic core complex, California. *Journal of Metamorphic Geology*, 12(6): 827–840
- Navon O, Hutcheon ID, Rossman GR and Wasserburg GJ. 1988. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions. *Nature*, 335(6193): 784–789
- Qian YX, Zou YR, Chen QL and Chen Y. 2005. Geological and geochemical implications for multi-period and origin of carbonate Karstification in the northwestern Tazhong: Taking Well Zhong 1 as an example. *Acta Sedimentologica Sinica*, 23(4): 596–603 (in Chinese with English abstract)
- Qian YX, Chen Y and Chen QL. 2006. General characteristics of burial dissolution for Ordovician carbonate reservoirs in the northwest of Tazhong area. *Acta Petroli Sinica*, 27(3): 47–52 (in Chinese with English abstract)
- Raymond AC and Murchison DG. 1992. Effect of igneous activity on molecular-maturation indices in different types of organic matter. *Organic Geochemistry*, 18(5): 725–735
- Savin SM and Epstein S. 1970. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(1): 25–42
- Shen WZ. 1997. *Isotopic Geology Tutorial*. Beijing: Atomic Energy Press (in Chinese)
- Sheppard SMF, Nielsen RL and Taylor HP. 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 64(7): 755–777
- Simoneit BRT, Lein AY, Peresykin VI and Osipov GA. 2004. Composition and origin of hydrothermal petroleum and associated lipids in the sulfide deposits of the Rainbow Field (Mid-Atlantic Ridge at 36°N). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(10): 2275–2294
- Smith LB Jr. 2006. Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton-Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York. *AAPG Bulletin*, 90(11): 1691–1718
- Spencer RJ. 1987. Origin of Ca-Cl brines in Devonian formations, Western Canada sedimentary basin. *Applied Geochemistry*, 2(4): 373–384
- Stahl E, Schuetz E and Mangold HK. 1980. Extraction of seed oils with liquid and supercritical carbon dioxide. *Journal of Agriculture and Food Chemistry*, 28(6): 1153–1157
- Subramaniam B, Rajewski RA and Snaveley K. 1997. Pharmaceutical processing with supercritical carbon dioxide. *Journal of Pharmaceutical Sciences*, 86(8): 885–890
- Sun Q, Xie HS, Guoi J, Su GL and Ding DY. 2000. Fluids in deep earth and origin and migration of oil and gas. *Advances in Earth Sciences*, 15(3): 283–288 (in Chinese with English abstract)
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buhl D, Bruhn F, Carden GAF, Diener A, Ebneth S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha OG and Strauss H. 1999.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161(1–3): 59–88
- Veizer J, Bruckschen P, Pawellek F, Diener A, Podlaha OG, Carden GAF, Jasper T, Korte C, Strauss H, Azmy K and Ala D. 1997. Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132(–4): 159–172
- Winter BL, Johnson CM and Clark DL. 1997. Strontium, neodymium, and lead isotope variations of authigenic and silicate sediment components from the Late Cenozoic Arctic Ocean: Implications for sediment provenance and the source of trace metals in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19): 4181–4200
- Wu GH, Chen LX, Xu ZM, Han JF and Xi Q. 2008. Mechanism of hydrocarbon pooling in the Ordovician carbonate reservoirs in Tazhong area of the Tarim Basin. *Natural Gas Industry*, 28(6): 19–22 (in Chinese with English abstract)
- Wu GH, Li QM, Xiao ZY, Li HH, Zhang LP and Zhang XJ. 2009. The evolution characteristics of Palaeo-uplifts in Tarim Basin and its exploration directions for oil and gas. *Geotectonica et Metallogenia*, 33(1): 124–130 (in Chinese with English abstract)
- Wu MB, Wang Y, Zheng ML, Zhang WB and Liu CY. 2007. The hydrothermal karstification and its effect on Ordovician carbonate reservoir in Tazhong uplift of Tarim Basin, Northwest China. *Science in China (Series D)*, 50(S2): 103–113
- Xiao XM, Song ZG, Liu DH, Liu ZF and Fu JM. 2000. The Tazhong hybrid petroleum system, Tarim Basin, China. *Marine and Petroleum Geology*, 17(1): 1–12
- Yan XB, Li TJ, Zhang T *et al.* 2005. Differences between formation conditions of Ordovician karstic reservoirs in Tazhong and Tahe areas. *Oil and Gas Geology*, 26(2): 202–207 (in Chinese with English abstract)
- Ye DS, Wang GC and Lin ZM. 2000. Characteristics of the Cambrian and Ordovician Carbonates in the North of Tarim Basin and the Hydrocarbon Prospect. Chengdu: Press of Sichuan University, 88–147 (in Chinese)
- Zhang MJ, Wang XB and Li LW. 2000. Composition of mantle fluid. *Earth Science Frontiers*, 7(2): 401–412 (in Chinese with English abstract)
- Zhang MJ, Wang XB, Hu PQ, Zhang L, Ye XR and Li LW. 2006. The chemical compositions of volatiles in upper mantle and their implication for hydrocarbon generation. *Natural Gas Geoscience*, 17(1): 31–35 (in Chinese with English abstract)
- Zhang SC, Wang FY, Zhang BM, Liang DG and He ZH. 2000a. Middle-Upper Ordovician source rock geochemistry of the Tarim Basin. *Acta Petroli Sinica*, 21(6): 23–28 (in Chinese with English abstract)
- Zhang SC, Zhang BM, Wang FY, Liang DG and He ZH. 2000b. Middle-Upper Ordovician stratium: The main hydrocarbon source rocks. *Marine Origin Petroleum Geology*, 5(1–2): 16–22 (in Chinese)
- Zhang T and Cai XY. 2007. Caledonian Paleo-karstification and its characteristics in Tahe area, Tarim Basin. *Acta Geologica Sinica*, 81(8): 1125–1134 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YX, Li XD and Zhang J. 2000. Basic pluton and its tectonic setting in Kaladala of west Tianshan Mountains, China. *Xinjiang Geology*, 18(1): 258–263 (in Chinese with English abstract)
- Zhao ZJ, Zhou XY, Zheng XP, Fan GX and Wu XP. 2005. Evidences of chief source rock in Tarim Basin. *Acta Petroli Sinica*, 26(3): 10–15 (in Chinese with English abstract)
- Zheng YF and Chen JF. 2000. *Stable Isotope Geochemistry*. Beijing: Science Press (in Chinese)
- Zhu DY, Jin ZJ, Hu WX, Song YC and Gao ZK. 2007. Effect of igneous activity on hydrocarbon source rocks in Jiyang sub-basin, eastern China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 59(3–4): 309–320
- Zhu DY, Jin ZJ, Hu WX and Zhang XF. 2008. Effects of deep fluid on carbonates reservoir in Tarim Basin. *Geological Review*, 54(3): 348–354 (in Chinese with English abstract)

## 附中文参考文献

- 蔡春芳, 李开开, 李斌, 蔡缪璐, 姜磊. 2009. 塔河地区奥陶系碳酸盐岩缝洞充填物的地球化学特征及其形成流体分析. 岩石学报, 25(10): 2399-2404
- 陈代钊. 2008. 构造-热液白云岩化作用与白云岩储层. 石油与天然气地质, 29(5): 614-622
- 陈瑞银, 赵文智, 张水昌. 2009. 塔里木盆地古生界油气晚期成烃成藏的地质依据. 地质前缘, 16(4): 173-181
- 杜乐天, 王驹. 1993. 气体地球动力学——一个重要的研究新方向. 地球科学进展, 8(6): 66-73
- 谷丽冰, 李治平, 欧瑾. 2007. 利用二氧化碳提高原油采收率研究进展. 中国矿业, 16(10): 66-69
- 贾承造, 魏齐国, 姚慧君. 1995. 盆地构造演化和区域构造地质. 北京: 石油工业出版社
- 贾承造. 1997. 中国塔里木盆地构造特征与油气. 北京: 石油工业出版社, 1-37
- 贾承造. 1999. 塔里木盆地构造特征与油气聚集规律. 新疆石油地质, 20(3): 177-183
- 贾承造. 2009. 环青藏高原巨型盆山体系构造与塔里木盆地油气分布规律. 大地构造与成矿学, 33(1): 1-9
- 金之钧, 张刘平, 杨雷, 胡文瑄. 2002. 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, 27(6): 659-665
- 金之钧, 朱东亚, 胡文瑄, 张学丰, 王毅, 闫相宾. 2006. 塔里木盆地热液活动地质地球化学特征及其对储层影响. 地质学报, 80(2): 245-253
- 李慧莉, 邱楠生, 金之钧, 何治亮. 2005. 塔里木盆地的热史. 石油与天然气地质, 26(5): 613-617
- 李开开, 蔡春芳, 蔡缪璐, 姜磊. 2010. 塔河地区下古生界热液流体及储层发育主控因素探讨——以S88和TS1井为例. 石油实验地质, 32(1): 46-51
- 李孟涛, 单文文, 刘先贵, 尚根华. 2006. 超临界二氧化碳混相驱油机理实验研究. 石油学报, 27(3): 80-83
- 梁狄刚, 张水昌, 张宝民, 王飞宇. 2000. 从塔里木盆地看中国海相生油问题. 地质前缘, 7(4): 534-547
- 刘存革, 李国蓉, 张一伟, 韩拥强, 吕海涛, 杨新勇, 崔泽宏. 2007. 锶同位素在古岩溶研究中的应用——以塔河油田奥陶系为例. 地质学报, 81(10): 1398-1406
- 刘春燕, 吴茂炳, 巩固. 2006. 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. 地质通报, 25(9-10): 1128-1134
- 刘树根, 黄文明, 陈翠华, 张长俊, 李巨初, 戴苏兰, 秦川. 2008. 四川盆地震旦系-古生界热液作用及其成藏成矿效应初探. 岩石矿物, 28(3): 41-50
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京: 科学出版社, 1-48
- 罗静兰, 翟晓先, 蒲仁海, 何发歧, 赵会涛, 俞任连, 周家驹. 2006. 塔河油田火山岩的层位归属、火山岩岩石学与岩相学特征. 地质科学, 41(3): 378-391
- 毛景文, 李晓峰. 2004. 深部流体及其与成矿成藏关系研究现状. 矿床地质, 23(4): 520-532
- 苗继军, 贾承造, 邹才能. 2007. 塔中地区下奥陶统岩溶风化壳储层特征与勘探领域. 天然气地球科学, 18(4): 497-500, 606
- 钱一雄, 邹远荣, 陈强路, 陈跃. 2005. 塔里木盆地塔中西北部多期、多成因岩溶作用地质-地球化学表征——以中1井为例. 沉积学报, 23(4): 596-603
- 钱一雄, 陈跃, 陈强路. 2006. 塔中西北部奥陶系碳酸盐岩埋藏溶蚀作用. 石油学报, 27(3): 47-52
- 沈渭洲. 1997. 同位素地质学教程. 北京: 原子能出版社
- 孙楠, 谢鸿森, 郭捷, 苏根利, 丁东业. 2000. 地球深部流体与油气生成及运移浅析. 地球科学进展, 15(3): 283-288
- 郭光辉, 陈利新, 徐志明, 韩剑发, 席勤. 2008. 塔中奥陶系碳酸盐岩油气成藏机理. 天然气工业, 28(6): 19-22
- 郭光辉, 李启明, 肖中尧, 李洪辉, 张立平, 张现军. 2009. 塔里木盆地古隆起演化特征及油气勘探. 大地构造与成矿学, 33(1): 124-130
- 闫相宾, 李铁军, 张涛等. 2005. 塔中与塔河地区奥陶系岩溶储层形成条件的差异. 石油与天然气地质, 26(2): 202-207
- 叶德胜, 王根长, 林忠民. 2000. 塔里木盆地北部寒武-奥陶系碳酸盐岩特征及油气远景. 成都: 四川大学出版社, 88-147
- 张铭杰, 王先彬, 李立武. 2000. 地幔流体组成. 地质前缘, 7(2): 401-412
- 张铭杰, 王先彬, 胡沛青, 张昱, 叶先仁, 李立武. 2006. 地幔流体化学组成与成烃. 天然气地球科学, 17(1): 31-35
- 张水昌, 王飞宇, 张保民, 梁狄刚, 赵孟军. 2000a. 塔里木盆地中上奥陶统油源层地球化学研究. 石油学报, 21(6): 23-28
- 张水昌, 张宝民, 王飞宇, 梁狄刚, 何忠华. 2000b. 中-上奥陶统: 塔里木盆地的主要油源层. 海相油气地质, 5(1-2): 16-22
- 张涛, 蔡希源. 2007. 塔河地区加里东中期古岩溶作用及分布模式. 地质学报, 81(8): 1125-1134
- 张云霄, 李向东, 张冀. 2000. 西天山喀拉达拉基性岩体及其构造背景. 新疆地质, 18(1): 258-263
- 赵宗举, 周新源, 郑兴平, 范国章, 吴兴宁. 2005. 塔里木盆地主力烃源岩的诸多证据. 石油学报, 26(3): 10-15
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社
- 朱东亚, 金之钧, 胡文瑄, 张学丰. 2008. 塔里木盆地深部流体对碳酸盐岩储层影响. 地质论评, 54(3): 348-354