论文

川东北地区三叠系飞仙关组白云化流体温度

胡作维^{①*}, 黄思静^①, 李志明^②, Hairuo QING^③, 范明^②, 兰叶芳^①^① 成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 沉积地质研究院, 成都 610059;^② 中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所, 无锡 214151;^③ Department of Geology, University of Regina, Regina SK, S4S 0A2, Canada

* E-mail: huzuowei@yahoo.com.cn

收稿日期: 2011-12-19; 接受日期: 2012-05-17

国家自然科学基金(批准号: 40839908, 40672072)和教育部博士点基金(编号: 20050616005)资助

摘要 根据川东北地区三叠系飞仙关组白云岩的流体包裹体均一温度、氧同位素组成及其温度计算等分析结果, 结合典型钻井的埋藏史与热史重建, 可以认为川东北地区三叠系飞仙关组大多数白云岩是低温白云化流体作用的结果, 只有少数白云岩(白云石)是高温白云化流体作用的结果, 低温白云化流体作用的结束深度大约对应着 1000~2500 m, 结束时间大约对应着中三叠世早中期至晚三叠世早中期, 高温白云化流体作用的主要深度大约对应着 3200~4500 m、主要时间大约对应着中侏罗世早中期。低温白云化流体和高温白云化流体对飞仙关组白云岩储集空间的形成与演化有着不同的意义。

关键词三叠系
飞仙关组
白云岩
流体包裹体
氧同位素
川东北地区

川东北地区三叠系飞仙关组天然气储量规模之大, 深埋藏条件下储层质量之好, 在国内外海相碳酸盐岩地层中十分罕见。原始结构保存白云岩和结晶白云岩(残余鲕粒白云岩和晶粒白云岩)是川东北地区三叠系飞仙关组天然气储层的主要储集岩^[1~3], 95%以上的天然气储量均来自于白云化程度很高的层状-块状白云岩储层^[4], 同时白云岩(或白云石)的成因仍然是一个持续争论的地质学难题, 因而川东北地区三叠系飞仙关组白云岩的成因研究具有重要的现实意义和理论意义。前人在这方面已经作了大量深入细致的工作, 并对更具储层意义的原始结构保存白云岩和结晶白云岩提出了不同的白云化机制, 如混合水白云化模式^[4,5]、渗透回流白云化模式^[6,7]、埋藏白云化模式^[8,9]、渗透回流和埋藏白云化模式^[10,11]、混合水和埋藏白云化模式^[1,2,12~16]等。然而, 目前有关研

究中仍有很多问题没有得到圆满解决, 诸如白云化流体性质、白云化流体来源、白云化作用时间等。

白云化流体的温度, 或者说白云岩形成的温度, 是白云化流体来源的重要环境约束。如果知道了白云化流体的温度, 就可以在很大程度上限定白云岩形成环境的流体物理化学条件, 将为进一步了解和揭示白云岩的形成及其演化提供不可多得的线索。然而, 尽管人们一直致力于更准确、甚至直接地获得白云化流体的温度, 但由于无法获得白云化作用进行过程中即时的白云化流体, 同时这些流体的成分和物理化学性质都会在后期成岩作用过程中或多或少发生了改变, 因而不可能对当时的白云化流体进行直接的温度测定。尽管如此, 人们仍然试图利用一些间接的方法和手段来反演白云化流体的温度, 目前较为常用的方法包括流体包裹体均一温度、氧同位

英文引用格式: Hu Z W, Huang S J, Li Z M, et al. Temperatures of dolomitizing fluids in the Feixianguan Formation from the Northeastern Sichuan Basin. Science China: Earth Sciences, 2012, 55: 1627–1640, doi: 10.1007/s11430-012-4438-8

素温度计等^[17,18]。本文主要通过白云岩的流体包裹体均一温度、氧同位素计算温度深入讨论川东北地区三叠系飞仙关组白云化流体的温度,进而在区域埋藏史与热史总结的基础上推断白云岩形成过程中白云化流体作用的深度和时间。

1 地质背景

川东北地区位于四川省东北部和重庆市北部(图1),构造上属于扬子板块西北部的大巴山弧形构造带与川东高陡构造带交互重叠地区^[22],包括大巴山弧形构造带中南部和川东高陡构造带东北部。川东北地区地表和地下构造均十分复杂,这与其晚古生代以来经历了多期次、多类型的强烈拉张、挤压、推挤等构造演化密切相关^[23]。除区域上泥盆系和北部地区石炭系缺失外,川东北地区震旦系、古生界和中生界沉积层系基本齐全(图1),具有地层厚度大、沉积类型多等特点^[24]。川东北地区在早三叠世印度期(飞仙关组沉积对应时间段)可分为开江-梁平海槽(盆地)、陆棚(斜坡)、台地三个基本的沉积单元,主要发

育蒸发台地、局限台地、开阔台地、台地边缘滩、斜坡和盆地六类沉积相,岩石类型主要包括浅海碳酸盐岩、钙质泥岩和膏盐蒸发岩等^[5,25]。目前,川东北地区飞仙关组白云岩储层主要分布在开江-梁平海槽东西两侧的碳酸盐岩台地相的台缘鲕粒坝亚相、台内鲕粒滩亚相^[3,19]。

川东北地区油气勘探始于20世纪50年代后期开始的石油普查,但其后超过30年以“构造圈闭为主要勘探对象”的油气勘探工作并未取得大的突破,自1995年在渡口河构造发现飞仙关组白云岩气藏以来,中石油和中石化将勘探思路转变为“以长兴组-飞仙关组礁、滩孔隙型白云岩储层为主的构造-岩性复合圈闭为主要勘探对象”^[19]、并实现了油气勘探的重大突破,先后在飞仙关组(部分区域包括长兴组)白云岩储层中发现了铁山坡、罗家寨、普光、滚子坪、龙岗等大型气田以及金珠坪、毛坝场、正坝南、七里北等含气构造^[1,20],尤其是石化普光气田是我国迄今发现的最大规模的整装海相气田,目前普光气田天然气探明储量超过了 $4000\times 10^8\text{ m}^3$ 。川东北地区飞仙关组白云岩气藏具有储量大、丰度高、产量高、埋深大、 H_2S

图1 川东北地区构造位置、含气系统综合柱状图
据文献[16, 19~21]综合绘制

含量高、常压为主等特点, 属于典型的高效气藏^[1].

2 样品与方法

样品采自于川东北地区渡口河气田渡 5 井、罗家寨气田罗家 2 井和罗家 6 井、普光气田普光 5 井和普光 8 井以及毛坝含气构造毛坝 3 井的井下岩心, 详细的采样钻井位置见图 1. 样品主要分布在飞仙关组 1 段、2 段, 少量样品分布在飞仙关组 4 段. 样品的岩石类型主要包括白云岩、含灰白云岩和灰质白云岩. 在岩心观察的基础上, 从普通薄片和铸体薄片观察、扫描电镜分析、包裹体分析、稳定同位素分析等方面着手, 分析所采集样品的岩石成分和组构特征、流体包裹体温度、氧同位素组成.

普通薄片和铸体薄片观察在成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室完成, 观察前均对薄片进行茜素红与铁氰化钾混合溶液染色. 扫描电镜分析、包裹体分析、氧同位素分析均由中石化石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所完成, 扫描电镜分析使用荷兰 Philips XL-30 TMP 扫描电镜(配 Oxford INCA 能谱仪); 流体包裹体均一和冰点温度分析使用英国 Linkam MDS 600 冷热台(配 Carl-Zeiss Axioplan 2 显微镜), 测试温度误差: <0℃时为±0.1℃、0~30℃时为±0.5℃、大于 30℃时为±1℃, 进行温度测试时, 开始升温速率控制在 10℃/min 以内, 接近临界

相变温度附近控制在 1℃/min 以内; 氧同位素分析使用德国 Finigan MAT 253 气体同位素质谱仪, 取约 10 mg 玛瑙钵研碎至 200 目、110℃下烘烤 2 h 的样品和 5 mL 100%纯磷酸, 经抽真空去气和磷酸脱水后放入反应瓶恒温 75℃反应 1 h, 所得 CO₂ 气体经纯化和收集后进行质谱分析, 误差小于±0.2‰.

3 结果

3.1 岩石类型

川东北地区飞仙关组白云岩的结构和成因类型多样^[4,6-10], 黄思静等^[2,14]依据岩石的原始结构类型和保存情况、白云石的晶体大小将飞仙关组白云岩分为三种主要的端元类型: 微晶白云岩(包括泥晶白云岩)、具原始结构保存的粒屑白云岩和结晶白云岩, 前两种类型白云岩以具有很好的原始结构为特征, 后一种类型白云岩以具有较好的晶粒结构为特征. 本文不同类型白云岩的划分仍以黄思静等^[2,14]分类方案为主, 并根据部分样品出现白云石和方解石混合的情况, 将这些样品划分为具有不同矿物成分构成的过渡岩石类型(表 1). 同时, 由于在一些粒屑白云岩和结晶白云岩中可见充填溶孔、溶洞的较大自形白云石晶体且数量较多, 因而本文将这些充填在溶孔、溶洞中的白云石单矿物单独挑出, 作为一种独立的组构类型——孔洞白云石.

表 1 川东北地区飞仙关组白云岩中盐水包裹体显微测温结果

井号	深度(m)	层段	岩石类型	宿主矿物	均一数据					冷冻数据		
					数量	大小(μm)	气液比(%)	温度范围(℃)	平均温度(℃)	数量	温度范围(℃)	平均盐度(‰, NaCl)
渡 5	4804.18	1 段	结晶白云岩	方解石	9	3.6~12.9	5~10	128.6~158.3	140.09	3	-2.2~-1.6	3
渡 5	4807.61	1 段	含灰白云岩	方解石	8	3.9~9.8	5~10	137.6~153.2	144.67			
罗家 2	3223.18	2 段	粒屑白云岩	方解石	11	3.8~12	10	121.3~134.4	128.36	7	-8.6~-5.7	10.8
罗家 2	3225.03	2 段	含灰白云岩	方解石	8	3.4~6.1	10	95.7~107.6	102.23			
罗家 2	3234.67	2 段	结晶白云岩	白云石	1	3.6	10	98.7				
罗家 2	3244.7	2 段	结晶白云岩	白云石	2	3.2~4.7	10	114.3~117.5	115.9			
罗家 2	3250.59	1 段	结晶白云岩	白云石	5	4.1~8.4	5~10	110.3~125.3	117.54			
罗家 2	3254.46	1 段	结晶白云岩	方解石	8	4.1~8.8	10~15	165.3~184.3	173.2			
罗家 2	3256.6	1 段	结晶白云岩	方解石	5	3.6~6.6	5~10	154.7~163.2	159.52			
罗家 2	3258.51	1 段	结晶白云岩	白云石	2	6.2~7.6	10	117.3~126.7	122			
罗家 2	3285.89	1 段	灰质白云岩	方解石	15	4.2~9.8	10~15	114.2~133.7	125.31	4	-30.3~-9.3	21.1
毛坝 3	3876	4 段	云质灰岩	方解石	7	5.1~10.5	10~15	116.5~130.7	122.01	1	-3.4	5.5
毛坝 3	4014.8	3 段	含云灰岩	方解石	2	6.5~8.3	10	134.6~138.5	136.55			
普光 5	4889.4	3 段	云质灰岩	方解石	12	3.2~9.8	10~15	103.2~155.4	121.38			
普光 8	5351.35	2 段	云质灰岩	方解石	18	4~15.2	10~15	94.3~142.3	124.38	2	-3~-2.8	4.7

3.2 包裹体均一温度和盐度

川东北地区飞仙关组白云岩的白云石、方解石晶体中可见数量不等的流体包裹体(图 2), 其类型包括气液两相盐水包裹体、单相盐水包裹体、气液烃包裹体、液态烃包裹体和气态烃包裹体等。值得注意的是, 在 35 个制片样品中, 仅在 15 个薄片获得了包裹体均一温度数据, 其中在 5 个薄片同时获得了少量包裹体冰点温度数据, 这些包裹体主要赋存于较大的自形白云石、充填溶孔或裂缝的亮晶方解石晶体中, 大小在 3.2~15.2 μm 之间, 气-液比在 5%~15% 之间(表 1)。事实上, 本文主要的包裹体测温数据来自于亮晶方解石, 而白云石中包裹体均一温度数据只有 10 个、且没有获得冰点温度数据(表 1), 这主要是受到了流体包裹体较小、形状不规则以及包裹体与宿主矿物边界模糊等因素影响。

3.2.1 白云石包裹体均一温度

由于白云石中可供测温分析的盐水包裹体较少, 本文仅获得了 10 个盐水包裹体的均一温度数据, 最低为 98.7 $^{\circ}\text{C}$, 最高为 126.7 $^{\circ}\text{C}$ (表 1), 其中在 110~130 $^{\circ}\text{C}$ 区间分布的包裹体占了其中的 90%(表 2、图 3), 基本可以代表这些白云石中包裹体的均一温度, 因而这些白云石可能形成于较高的温度条件下, 沉淀时间相对较晚。值得注意的是, 这些获得均一温度的包裹体主要赋存在较大的白云石晶体(主要是细晶-中晶白云石)中(图 2(a)), 但并非较大的白云石晶体中都有适合进行均一温度测定的包裹体, 很多较大的白云石晶体(包括了粉晶、细晶、中晶以及它们混合组成的不等晶白云石)中基本很难发现可供测温分析的盐水包裹体, 或不发育(图 2(b))、或体积小(图 2(c))。

图 2 川东北地区飞仙关组白云岩中流体包裹体显微照片

(a) 细晶-中晶白云石中流体包裹体相对发育, 呈星点状分布为主, 大小不一, 罗家 2 井, 3250.59 m, 飞仙关组 2 段; (b) 细晶-中晶白云石中两相流体包裹体基本不发育, 仅见个别孤立分布的单相流体包裹体, 大小不一, 渡 5 井, 4761.63 m, 飞仙关组 1 段; (c) 粉晶-细晶白云石中包裹体相对发育, 呈星点状分布为主, 但体积小, 难以进行测温分析, 罗家 2 井, 3240.25 m, 飞仙关组 2 段; (d) 粗晶方解石中流体包裹体相对发育, 呈星点状分布为主, 大小不一, 罗家 2 井, 3223.18 m, 飞仙关组 2 段; 照片中标尺为 50 μm

表 2 川东北地区飞仙关组白云岩中盐水包裹体均一温度分布范围

宿主矿物	温度区间 (°C)	≥70 <80	≥80 <90	≥90 <100	≥100 <110	≥110 <120	≥120 <130	≥130 <140	≥140 <150	≥150 <160	≥160 <170	≥170 <180	≥180 <190
白云石	数量			1		7	2						
	频率(%)			10		70	20						
白云石 ^{a)}	数量	2	8	15	25	16	20	7	2				
	频率(%)	2.11	8.42	15.79	26.32	16.84	21.05	7.37	2.11				
方解石	数量			4	12	10	27	23	9	8	5	4	1
	频率(%)			3.88	11.65	9.71	26.21	22.33	8.74	7.77	4.85	3.88	0.97

a) 埋藏白云石, 测温数据来自文献[26]

图 3 川东北地区飞仙关组白云石中盐水包裹体均一温度分布直方图

前人数据来自文献[26]埋藏白云石中包裹体测温结果

在前人报道的川东北地区飞仙关组鲕粒滩坝相粉晶-细晶白云石和台地内泻湖及点滩相微(泥)晶白云石中也同样未发现两相流体包裹体或只在少数白云石中发现少量单相流体包裹体,但在沿裂缝及缝合线分布的中晶-粗晶白云石和选择性交代鲕粒的中晶白云石(被认为是埋藏白云化产物)中有大量气液烃包裹体、气态烃包裹体和沥青包裹体,其中盐水包裹体的均一温度主要分布在 90~130 °C 区间^[4,9,10,12,13,26,27],占其公布包裹体总数的 80% 以上(表 2、图 3)。显然,本文飞仙关组白云石中包裹体的均一温度分布区间与前人公布的中晶-粗晶白云石中包裹体的均一温度分布区间有较好一致性(表 2、图 3),这也说明本文获得的白云石包裹体均一温度具有较高的可靠性。

3.2.2 方解石包裹体均一温度和盐度

由于只在少数较大的白云石晶体(主要是细晶-

中晶白云石)中找到了少量可以进行均一测温的气液两相盐水包裹体(图 2(a)),而在亮晶方解石矿物中则发现了大量有利于均一测温的气液两相盐水包裹体(图 2(d)),因而本文可以通过对这些包裹体进行均一测温,弥补白云石中包裹体测温数据较少这一不足,进一步佐证白云化流体温度演化历史的重建。

本文在亮晶方解石矿物中获得了 103 个盐水包裹体的均一温度数据,这些数据整体上呈正态分布(表 2、图 4),最低为 94.3 °C,最高为 184.3 °C(表 1),这充分说明了亮晶方解石可形成于温度范围较大的成岩流体中,并可以基本连续地记录成岩流体的温度。由于在 100~150 °C 区间分布的包裹体超过了其总数的 85%,那么该温度区间基本上可以代表这些包裹体均一温度的主要分布范围(表 2、图 4);同时,部分上述盐水包裹体的冰点温度数据中绝大多数都在 -2.07 °C 以下,即绝大多数流体盐度都在 3.5% 的正常海水盐度以上,仅渡 5 井的一个样品中 2 个盐水包裹体的盐度在 2.5%~3%(表 1),这说明大多数亮晶

图 4 川东北地区飞仙关组方解石中盐水包裹体均一温度分布直方图

方解石可能形成于较高温度和盐度的成岩流体中; 同时在 90~130℃ 区间分布的包裹体超过了其总数的 50%(表 2、图 4), 该温度区间与前面中晶-粗晶白云石的包裹体均一温度区间类似(表 2、图 3、图 4), 这也说明了多数亮晶方解石的沉淀伴随着中晶-粗晶白云石的沉淀。

综上所述, 根据流体包裹体均一温度分析结果, 可以认为川东北地区飞仙关组在 90~130℃ 及其附近温度区间白云化流体(包括方解石沉淀流体)较为活跃, 沉淀了少量中晶-粗晶白云石; 但碳酸盐矿物中流体包裹体往往因埋藏、隆升、变形或后期热事件而具有异常高的均一温度^[28], 尤其是经历了深埋藏、大幅构造抬升、强烈构造变形的川东北地区飞仙关组, 且对于其他基本很难发现可供测温分析的盐水包裹体(但可以有体积很小的单相流体包裹体(图 2(b)、(c)))的较大白云石晶体(包括粉晶、细晶、中晶以及它们混合组成的不等晶白云石)而言, 它们的白云化流体温度(白云石沉淀温度)仍然很难确定。Dix 等^[29]认为那些出现液相且体积小流体包裹体的白云石的形成温度不超过 60~80℃, 也就是说, 如果可以根据流体包裹体的有无、大小或单相来推断, 那么川东北地区飞仙关组多数白云石的沉淀(白云化流体)可能出现在小于 80℃ 的温度区间内。

3.3 氧同位素温度计

Urey 等^[30]最早提出可以利用碳酸盐岩的 ^{18}O 含量来测定它们形成时的温度, 并首先应用到英格兰、丹麦和美国东南部晚白垩世古海洋温度的重建。根据研究对象的不同, 氧同位素温度计可分为外部计温法、内部计温法和单矿物计温法三种^[31]。氧同位素外部计温法是目前较为常用的氧同位素温度计^[17,18,32,33], 主要根据矿物-水之间氧同位素平衡交换反应原理, 利用前人已经通过大量实验测定和理论计算获得的分馏方程式及其相应的标定曲线来计算矿物的形成温度^[31,32]。前人提出的白云石-水之间的氧同位素温度分馏方程较多, 但目前公开发表的有序白云石-水之间氧同位素温度分馏方程都是建立在 200℃ 以上, 如 300~510℃^[34], 252~295℃^[35]。本文依据 Vasconcelos 等^[36]建议的氧同位素温度分馏方程:

$$1000\ln\alpha_{\text{白云石-水}} = 2.73 \times 10^6 \times T^{-2} + 0.26,$$

其中, $\alpha_{\text{白云石-水}}$ 为白云石-水之间的氧同位素分馏系数; T 为开尔文温度, 该方程是国际上新近提出的第一个

以低温条件下(25~45℃)微生物培养实验为基础的有序白云石-水之间氧同位素温度分馏方程, 也是人们迄今为止获得的温度最低的有序白云石-水之间氧同位素温度分馏方程。

由于使用氧同位素外部计温法需要选取一个相对合理的流体氧同位素组成假定值^[17,37], 但形成川东北地区飞仙关组白云岩的原始白云化流体已经在随后的地质过程中或多或少地发生改变、甚至消耗殆尽, 要获得这些白云化流体的氧同位素组成几乎是不现实的, 同时目前还未见公开发表的飞仙关组地层水氧同位素组成, 因而确定川东北地区飞仙关组白云化流体氧同位素组成非常困难。不过, 由于川东北地区飞仙关组白云化流体更多被认为是与川东北孤立碳酸盐岩蒸发台地的蒸发海水或海源流体有关^[2,4~6,14], 飞仙关组中大量出现和广泛分布的蒸发盐类矿物、膏盐层是这一推断的典型证据, 因而飞仙关组白云化流体的氧同位素组成显然高于三叠纪正常海水的氧同位素组成(0‰(SMOW)^[38])。Spötl 和 Burns^[39]曾提出弱蒸发三叠纪海水的氧同位素组成为 1‰(SMOW), 但对于川东北地区飞仙关组中出现的较强蒸发海水很可能具有更高的氧同位素组成, 故我们选取 Spötl 和 Burns^[39]建议值的两倍—2‰(SMOW)作为川东北地区飞仙关组白云化流体的氧同位素组成, 该取值也与四川盆地(包括川东北地区)飞仙关组邻近的上覆地层三叠系嘉陵江组和雷口坡组、下伏地层二叠系的气田卤水氧同位素组成主要分布范围(2‰~5‰(SMOW)^[40])的初始值一致(图 5)。

川东北地区飞仙关组白云岩(白云石)氧同位素组成相对偏正, 集中分布在 -2.5‰ ~ -6.5‰(PDB)范围内, 有关氧同位素外部计温法计算结果如表 3 所示。从总体上看, 氧同位素计算温度结果分布相对集中, 分布在 50~90℃ 区间内, 最低为 54.7℃、最高为 81.2℃(表 3、图 6(a)), 超过 80% 的样品计算温度分布在 60~80℃ 区间内, 17% 的样品计算温度分布在 50~60℃ 区间内, 只有不到 3% 的样品计算温度分布在 80~90℃ 区间内(图 6(b))。值得注意的是, 前面有关氧同位素温度计算结果更多的是反映了白云石最后形成的温度, 在这个温度之前白云石可能只经历了白云石沉淀作用、也可能叠加了白云石沉淀后的重结晶作用。当然, 白云石重结晶过程中的溶解-再沉淀作用仍然需要白云化流体, 或者说, 白云石重结晶流体仍然是白云化流体。

图 5 四川盆地(包括川东北地区)气田不同地层卤水的 δD 与 $\delta^{18}O$ 关系图

据文献[40], 虚线框为飞仙关组邻近的上覆地层三叠系嘉陵江组和雷口坡组、下伏地层二叠系的气田卤水氧同位素组成主要分布范围(2‰~5‰, SMOW)

在不同类型白云岩(白云石)氧同位素计算温度分布范围中, 结晶白云岩和孔洞白云石样品具有最高的计算温度, 主要集中在 60~80℃ 区间内, 个别样品的计算温度可达 80℃ 以上(图 6(a)、图 7); 原始结构保存的粒屑白云岩(主要是鲕粒白云岩)的计算温度集中分布在 50~60℃ 区间内(图 6(a)、图 7), 是所有白云岩(白云石)类型中计算温度最低的一种岩石类型; 微晶白云岩的计算温度集中分布在 60~70℃ 区间内(图 6(a)、图 7), 但与部分结晶白云岩计算温度类似, 这显然有悖于它们形成环境的温度范围, 一般认为微晶白云岩是原生沉淀或准同生期交代成因^[2,9,12~14,41], 其白云化流体的温度应该等同或接近地表温度, 出现如此高的计算温度可能与微晶白云石在后期重结晶作用过程中氧同位素再平衡有关, 因而这类白云岩的白云化流体温度不再做进一步的讨论; 含灰白云岩的计算温度分布在 50~80℃ 区间内

表 3 川东北地区飞仙关组白云岩(白云石)氧同位素外部计温法计算结果

钻井	层段	深度(m)	岩石类型	样品 $\delta^{18}O$ (‰, PDB)	资料来源	假定流体 $\delta^{18}O$ (‰, SMOW)	计算温度(℃)
渡 5	1 段	4761.63	粒屑白云岩	-3.34	[2]	2	58.7
渡 5	1 段	4779.77	粒屑白云岩	-3.38	[2]	2	58.9
渡 5	1 段	4789.5	含灰白云岩	-3.16	[2]	2	57.5
渡 5	1 段	4796.39	结晶白云岩	-4.63	[2]	2	67.7
渡 5	1 段	4804.18	结晶白云岩	-6.38	[2]	2	81.2
渡 5	1 段	4807.61	含灰白云岩	-4.96	[2]	2	70.1
渡 5	1 段	4810.47	含灰白云岩	-4.56	[2]	2	67.2
罗家 2	2 段	3196.22	微晶白云岩	-4.32	[2]	2	65.5
罗家 2	2 段	3205.81	含灰白云岩	-4.67	[2]	2	68
罗家 2	2 段	3211.16	粒屑白云岩	-2.73	[2]	2	54.7
罗家 2	2 段	3213.52	粒屑白云岩	-2.99	[2]	2	56.4
罗家 2	2 段	3216.63	结晶白云岩	-6.06	[2]	2	78.6
罗家 2	2 段	3220.08	结晶白云岩	-5.02	[2]	2	70.6
罗家 2	2 段	3223.18	粒屑白云岩	-2.91	[2]	2	55.8
罗家 2	2 段	3225.03	含灰白云岩	-3.28	[2]	2	58.3
罗家 2	2 段	3227.89	结晶白云岩	-5.11	[2]	2	71.3
罗家 2	2 段	3230.25	结晶白云岩	-4.69	[2]	2	68.1
罗家 2	2 段	3232.84	结晶白云岩	-4.87	[2]	2	69.5
罗家 2	2 段	3234.67	结晶白云岩	-5	[2]	2	70.4
罗家 2	2 段	3236.04	结晶白云岩	-4.57	[2]	2	67.3
罗家 2	2 段	3237	结晶白云岩	-4.48	[2]	2	66.6
罗家 2	2 段	3240.25	结晶白云岩	-4.44	[2]	2	66.3
罗家 2	2 段	3241.4	结晶白云岩	-4.19	[2]	2	64.5
罗家 2	2 段	3243.6	结晶白云岩	-5.42	[2]	2	73.6
罗家 2	2 段	3244.7	结晶白云岩	-5.62	[2]	2	75.2
罗家 2	2 段	3246.9	结晶白云岩	-4.41	[2]	2	66.1
罗家 2	2 段	3248.71	结晶白云岩	-4.8	[2]	2	68.9
罗家 2	2 段	3249.66	结晶白云岩	-5.35	[2]	2	73.1
罗家 2	2 段	3250.59	结晶白云岩	-6.1	[2]	2	79
罗家 2	2 段	3252	结晶白云岩	-5.53	[2]	2	74.5

表 3(续)

钻井	层段	深度(m)	岩石类型	样品 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰}, \text{PDB})$	资料来源	假定流体 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰}, \text{SMOW})$	计算温度($^{\circ}\text{C}$)
罗家 2	2 段	3254.46	结晶白云岩	-5.8	[2]	2	76.6
罗家 2	2 段	3256.6	结晶白云岩	-5.03	[2]	2	70.7
罗家 2	2 段	3258.51	结晶白云岩	-5.98	[2]	2	78
罗家 2	2 段	3260.6	结晶白云岩	-4.55	[2]	2	67.1
罗家 2	2 段	3266.13	结晶白云岩	-4.48	[2]	2	66.6
罗家 2	2 段	3277.19	结晶白云岩	-4.79	[2]	2	68.9
罗家 2	1 段	3299.11	含灰白云岩	-4.7	[2]	2	68.2
罗家 6	2 段	3935.32	含灰白云岩	-6.13	本文	2	79.2
毛坝 3	4 段	3880.89	含灰白云岩	-5.33	本文	2	72.9
普光 5	2 段	4893.3	结晶白云岩	-5.72	本文	2	75.9
普光 5	2 段	4893.3	孔洞白云石	-5.19	本文	2	71.9
普光 5	1 段	5061	结晶白云岩	-5.5	本文	2	74.2

图 6 川东北地区飞仙关组白云岩(白云石)计算温度分布图
假定流体 $\delta^{18}\text{O}=2\text{‰}, \text{SMOW}$

图 7 川东北地区飞仙关组不同类型白云岩(白云石)
计算温度分布图
假定流体 $\delta^{18}\text{O}=2\text{‰}, \text{SMOW}$

(图 6(a)、图 7), 其中含灰粒屑白云岩的计算温度与粒屑白云岩类似(分布在 $50\sim 60^{\circ}\text{C}$ 区间内), 含灰结晶白云岩的计算温度则与结晶白云岩类似(分布在 $60\sim 80^{\circ}\text{C}$ 区间内), 显然这些含灰白云岩的氧同位素组成分析结果并未受到方解石的显著影响。

4 讨论

相对而言, 川东北地区飞仙关组白云岩氧同位素计算温度显著低于白云石中盐水包裹体的均一温度, 前者主要集中在 $50\sim 80^{\circ}\text{C}$ 区间, 后者则主要分布在 $90\sim 130^{\circ}\text{C}$ 区间, 这两者之间的最大温度差可达 70°C 以上, 那么是什么原因造成了如此大的温度差, 是与氧同位素外部计温法的局限性有关, 还是与我们所选取的白云化流体的氧同位素组成存在偏差有

关? Vasconcelos 等^[36]建议的白云石-水之间氧同位素温度分馏方程以低温实验结果为基础, 显然要比其他通过高温实验结果外推或理论计算获得的分馏方程具有更高的可靠性; 同时, 尽管以 $2\text{‰}(\text{SMOW})$ 作为白云化流体的氧同位素组成仍然具有一定的主观性, 但白云化流体的氧同位素组成每变化 $\pm 1\text{‰}(\text{SMOW})$ 只能造成温度计算结果出现大约 $5\sim 8^\circ\text{C}$ 的变化^[17], 即使假定的 $2\text{‰}(\text{SMOW})$ 存在 $\pm 2\text{‰}(\text{SMOW})$ 的误差, 那么氧同位素计算温度也只会出现大约 $10\sim 16^\circ\text{C}$ 的偏差. 对于最大古埋深接近 8000 m 、最大古温度超过 200°C 的川东北地区飞仙关组而言(图 8), 这个十几度的温度偏差仍然在可以接受的范围, 也就是说, 白云化流体氧同位素组成取值的局部偏差对温度计算结果并没有明显的实质性影响, 因而上述因素都不是造成温度差异的主要原因. 我们认为, 不同期次的白云化流体所具有的不同温度是造成这一差异的主要原因, 或者说, 川东北地区飞仙关组存在两种不同温度区间的白云化流体, 它们并不是同一期次的白云化流体.

目前, 地质环境中低温和高温白云化环境的温度界线仍然存在争议, Lovering^[42]曾建议以 100°C 作为低温和高温白云化环境的界线, Machell^[43]则认为 $50\sim 80^\circ\text{C}$ 温度区间是低温和高温白云化环境的粗略界线. 如果以 80°C 作为低温和高温白云化环境的界线, 并以此作为低温白云化流体和高温白云化流体的温度界线, 那么川东北地区飞仙关组的大多数白云化流体属于低温白云化流体, 只有少数白云化流体属于高温白云化流体(图 6).

4.1 低温白云化流体

根据前面低温和高温白云化流体的温度界线, 集中分布在 $50\sim 60^\circ\text{C}$ 温度区间内的原始结构保存的粒屑白云岩(包括含灰粒屑白云岩)、以及主要集中分布在 $60\sim 80^\circ\text{C}$ 温度区间内的结晶白云岩(包括含灰结晶白云岩)和孔洞白云石显然都是低温白云化流体作用的结果(图 6(a)、图 7). 然而, 由于氧同位素温度计算结果更多的是反映了白云石最后形成的温度, $50\sim 80^\circ\text{C}$ 温度区间是反映原始结构保存的粒屑白云岩、结晶白云岩和孔洞白云石经历的最后一期白云化流体的温度范围, 而不一定是这些白云岩(白云石)开始形成的当时温度, 因而可以认为 $50\sim 60^\circ\text{C}$ 温度区间

对应着原始结构保存的粒屑白云岩沉淀或重结晶作用的结束温度, $60\sim 80^\circ\text{C}$ 温度区间则对应着结晶白云岩和孔洞白云石沉淀或重结晶作用的结束温度. 同时相对而言, 形成原始结构保存的粒屑白云岩的白云化流体最后温度明显低于形成结晶白云岩和孔洞白云石的白云化流体最后温度(图 6(a)、图 7), 这可能与不同温度不同期次低温白云化流体的单独作用或者叠合作用有关, 或者说, 低温白云化流体存在着两种不同的温度区间, 它们代表了两期不同的低温白云化流体: 前者是一期相对冷的低温白云化流体, 后者是另一期相对热的低温白云化流体. 目前, 这些低温白云化流体的来源解释仍然存在着较大争议; 可能是近地表的潮上带、萨布哈、渗透回流、海水、混合水环境下形成的白云化流体及其埋藏演化后的热流体^[2,4,6,7,12~16], 也可能是埋藏环境下其他来源的白云化流体^[2,9,12~16], 这就使得我们仍然很难确定白云化流体开始出现的当时温度, 但有关氧同位素计算温度可为我们提供不同期次低温白云化流体作用的结束温度.

根据川东北地区典型钻井(普光 2 井)的埋藏史与热史的重建, 我们认为川东北地区飞仙关组不同期次的低温白云化流体作用结束温度分别对应着不同的结束深度和结束时间, 其中前一期相对冷的低温白云化流体作用的结束深度大约对应着 $1000\sim 1500\text{ m}$, 结束时间大约对应着中三叠世早中期; 而后一期相对热的低温白云化流体作用的结束深度大约对应着 $1500\sim 2500\text{ m}$, 结束时间大约对应着中三叠世晚期-晚三叠世早中期(图 8). 因而, 这些低温白云化流体作用的结束深度、结束时间与大规模液态烃侵位作用发生之前对应的深度、时间一致, 它们与烃源岩的热演化之间是一个前后协调的匹配过程. 由于当飞仙关组地层埋藏深度大于 2500 m 、温度大于 80°C 以后, 作为川东北地区飞仙关组液态烃来源的主要烃源层(上二叠统烃源岩)的有机质在晚三叠世中晚期进入成熟阶段和越过生油门限^[1,8,16,20,21,44,45], 液态烃开始大量形成、并逐渐运移和聚集进入飞仙关组储层的聚集空间中, 大量液态烃的强烈充注将会导致飞仙关组中水-岩比的快速下降, 从而直接影响白云化作用的大规模进行, 白云石的沉淀和生长也逐渐趋向于停滞, 那么在大规模液态烃侵位作用发生之前, 低温白云化流体需要完成白云岩储层主体的白云化作用、形成接近现今储层白云岩的大多数白云岩. 川东北地区

图 8 川东北地区飞仙关组不同白云化流体作用的深度和时间分布图
埋藏史和热史曲线据文献[16]

飞仙关组白云岩中自形白云石晶体表面或之间可见附着和充填的薄膜状沥青、油滴状沥青, 尤其薄膜状沥青是平铺地附着在自形白云石晶体表面(图 9), 由此可见, 自形白云石的形成(白云化流体作用)显然早于古油藏中液态烃的侵位, 前人的相关研究也认为飞仙关组储层白云岩的形成和重结晶作用均发生在古油藏形成之前^[1,3,8,15,16].

图 9 川东北地区飞仙关组白云岩中白云石与沥青的微观赋存状态
白色箭头指薄膜状沥青, 黑色箭头指油滴状沥青. 普光 5 井, 飞仙关组 1 段, 5061 m. 扫描电镜照片

4.2 高温白云化流体

除了上述低温白云化流体外, 川东北地区飞仙关组中还出现了部分高温白云化流体, 前面有关盐水包裹体均一温度分析结果可以为我们提供这些高温白云化流体作用的当时温度. 这些高温白云化流体的温度均分布在 $>80^{\circ}\text{C}$ 区间内、尤其主要集中分布在 $100\sim 130^{\circ}\text{C}$ 区间内(图 3、图 6(b)), 均显著高于前面低温白云化流体的温度, 它们形成了飞仙关组中少数由较大的白云石晶体(主要是细晶-中晶白云石)组成的结晶白云岩和沿孔隙衬里、裂缝及缝合线分布的中晶-粗晶白云石. 这些高温白云化流体很可能是前期低温白云化流体进一步热演化的结果, 但也有可能是其他来源的埋藏成岩流体^[2,9,12~16], 甚至还可能是这两者混合的产物.

同样根据川东北地区典型钻井(普光 2 井)的埋藏史与热史的重建, 我们认为川东北地区飞仙关组高温白云化流体的作用深度大约对应着 2500~5500 m, 作用时间大约对应着晚三叠世中晚期-中侏罗世晚期, 同时其作用的主要深度大约对应着 3200~4500 m, 主要时间大约对应着中侏罗世早中期(图 8). 尽管这些高温白云化流体持续作用的深度之大、时间之长是低温白云化流体无法比拟的, 但由于飞仙关组液态烃来源

的主要烃源层(上二叠统烃源岩)的有机质在晚三叠世晚期-早侏罗世进入大量成油期^[1,8,16,20,21,44,45],大规模侵位的液态烃已经基本替换了原有空间的多数白云化流体,占据有限空间的残余或新进白云化流体可能更多只在液态烃充注间隙期或减弱期发生作用,因而这些高温白云化流体的作用强度远弱于低温白云化流体,直接造成了它们虽具有更高的温度,但其形成的白云石数量远少于低温白云化流体.

4.3 不同白云化流体的油气储层意义

川东北地区飞仙关组白云岩储层的储集空间类型多样,包括粒间孔、粒间溶孔、粒内溶孔、晶间孔、铸模孔和溶蚀扩大孔等孔隙类型,局部可见裂缝和压溶缝合线等^[1,2,7-10,14,16].这些储集空间的发育和保存显然与白云岩的存在密切相关(图 9),前人较多研究成果也认为白云化作用在储集空间形成与演化的过程中是一个重要的建设性成岩作用^[1,2,7-10,14,16];但实际上,我们认为川东北地区飞仙关组白云岩可能更多的是起到了保持性成岩作用的角色,它们以白云化的方式保存或者转换了先驱岩石-鲕粒灰岩中原有的大多数储集空间,从而使得飞仙关组白云岩储层在深埋藏、超深埋藏条件下仍然具有优质的储集性.

作为川东北地区飞仙关组主要白云化流体的低温白云化流体出现的时间早、深度浅,在白云岩先驱岩石-鲕粒灰岩发生破坏性的胶结作用和压实作用之前,它们已经与鲕粒灰岩发生了明显的水-岩相互作用,并在大量液态烃的强烈充注之前完成了鲕粒灰岩主体的白云化作用,那么低温白云化作用的强烈、快速进行使得鲕粒灰岩中原有的大多数储集空间基本得以保存,并为随后的大量液态烃的强烈充注提供了大量可利用空间(图 9),因而低温白云化流体对飞仙关组白云岩储集空间的形成与演化有着极其重要的意义.相对而言,由于高温白云化流体出现的时间较晚、深度较深,同时是在鲕粒灰岩已经基本完

成白云化、大量液态烃已经进入储集空间之后出现的,那么高温白云化作用更多地只能在那些没有被前期液态烃占据的有限空间中进行,但高温白云石的沉淀和生长显然需要占据原有的储集空间,而储集空间的减少则妨碍了后期液态烃的进入和聚集;反言之,大量液态烃的早期侵位作用可以阻止高温白云化流体对储层的破坏作用,因而高温白云化流体对飞仙关组白云岩储集空间的形成与演化并不一定有利、甚至在很多情况下更多的是起到了破坏作用.

5 结论

(1) 少量较大白云石晶体(主要是细晶-中晶白云石)、大量亮晶方解石中流体包裹体均一温度主要集中在 90~130℃温度区间及其附近,可以认为川东北地区飞仙关组中只有少量白云石是形成于高温条件下,而多数白云石的沉淀(白云化流体)可能出现在小于 80℃的温度区间内.

(2) 不同类型白云岩(白云石)氧同位素组成集中在-2.5‰ ~ -6.5‰(PDB)范围内,大多数氧同位素计算温度集中分布在 50~80℃区间内,可以认为川东北地区飞仙关组大多数白云岩是低温白云化流体作用的结果,只有少数白云岩(白云石)是高温白云化流体作用的结果.

(3) 川东北地区飞仙关组不同温度不同期次的白云化流体分别对应着不同的作用深度和作用时间,低温白云化流体作用的结束深度大约对应着 1000~2500 m、结束时间大约对应着中三叠世早中期-晚三叠世早中期,高温白云化流体作用的主要深度大约对应着 3200~4500 m、主要时间大约对应着中侏罗世早中期.

(4) 低温白云化流体对飞仙关组白云岩储集空间的形成与演化有着极其重要的意义,而高温白云化流体对飞仙关组白云岩储集空间的形成与演化并不一定有利、甚至在很多情况下更多的是起到了破坏作用.

致谢 徐二社、张文涛、张雪花等参加了野外工作,审稿专家和编委提供了宝贵意见,特此感谢.

参考文献

- 1 赵文智,汪泽成,王一刚.四川盆地东北部飞仙关组高效气藏形成机理.地质论评,2006,52: 708-718
- 2 黄思静,佟宏鹏,刘丽红,等.川东北飞仙关组白云岩的主要类型、地球化学特征和白云化机制.岩石学报,2009,25: 2363-2372

- 3 马永生, 蔡勋育, 赵培荣, 等. 深层超深层碳酸盐岩优质储层发育机理和“三元控储”模式. 地质学报, 2010, 84: 1087–1094
- 4 王一刚, 文应初, 洪海涛, 等. 四川盆地三叠系飞仙关组气藏储层成岩作用研究拾零. 沉积学报, 2007, 25: 831–839
- 5 王兴志, 张帆, 蒋志斌, 等. 四川盆地东北部飞仙关组储层研究. 地学前缘, 2008, 15: 117–122
- 6 罗平, 苏立萍, 罗忠, 等. 激光显微取样技术在川东北飞仙关组鲕粒白云岩碳氧同位素特征研究中的应用. 地球化学, 2006, 35: 221–226
- 7 王恕一, 蒋小琼, 管宏林, 等. 川东北普光气田下三叠统飞仙关组储层成岩作用研究. 石油实验地质, 2010, 32: 366–372
- 8 马永生, 蔡勋育, 李国雄. 四川盆地普光大型气藏基本特征及成藏富集规律. 地质学报, 2005, 79: 858–865
- 9 郑荣才, 耿威, 郑超, 等. 川东北地区飞仙关组优质白云岩储层的成因. 石油学报, 2008, 29: 815–821
- 10 苏立萍, 罗平, 胡社荣, 等. 川东北罗家寨气田下三叠统飞仙关组鲕粒滩成岩作用. 古地理学报, 2004, 6: 182–190
- 11 张水昌, 梁狄刚, 朱光有, 等. 中国海相油气田形成的地质基础. 科学通报, 2007, 52(增刊 I): 19–31
- 12 穆曙光, 周茂, 华永川. 川东北地区下三叠统飞仙关组白云岩成因类型. 天然气工业, 1994, 14: 23–27
- 13 Zhao W Z, Luo P, Chen G S, et al. Origin and reservoir rock characteristics of dolostones on the early Triassic Feixiang Formation, NE Sichuan Basin, China: Significance for future gas exploration. J Petrol Geol, 2005, 28: 83–100
- 14 黄思静, Qing H R, 裴昌蓉, 等. 川东三叠系飞仙关组白云岩铍含量、铍同位素组成与白云石化流体. 岩石学报, 2006, 22: 2123–2132
- 15 赵文智, 汪泽成, 张水昌, 等. 中国叠合盆地深层海相油气成藏条件与富集区带. 科学通报, 2007, 52(增刊 I): 9–18
- 16 马永生, 郭彤楼, 赵雪凤, 等. 普光气田深部优质白云岩储层形成机制. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37(增刊 II): 43–52
- 17 Allan J R, Wiggins W D. Dolomite reservoirs: Geochemical techniques for evaluating origin and distribution. Tulsa: AAPG Continuing Education Course Note Series 36, 1993. 19–32
- 18 Kırmacı M Z, Akdağ K. Origin of dolomite in the Late Cretaceous–Paleocene limestone turbidites, Eastern Pontides, Turkey. Sediment Geol, 2005, 181: 39–57
- 19 马永生, 蔡勋育. 四川盆地川东北二叠系-三叠系天然气勘探成果与前景展望. 石油与天然气地质, 2006, 27: 741–750
- 20 汪泽成, 赵文智, 张水昌, 等. 成藏三要素的耦合对高效气藏形成的控制作用——以四川盆地川东北飞仙关组鲕粒滩气藏为例. 科学通报, 2007, 52(增刊 I): 156–166
- 21 秦建中, 孟庆强, 付小东. 川东北地区海相碳酸盐岩三期成烃成藏过程. 石油勘探与开发, 2008, 35: 548–556
- 22 乐光禹. 大巴山造山带及其前陆盆地的构造特征和构造演化. 矿物岩石, 1998, 18(增刊): 8–15
- 23 杜春国, 郝芳, 邹华耀, 等. 川东北地区普光气田油气运聚和调整、改造机理与过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 1721–1731
- 24 Ma Y S, Guo X S, Guo T L, et al. The Puguang gas field: New giant discovery in the mature Sichuan Basin, Southwest China. AAPG Bull, 2007, 91: 627–643
- 25 王一刚, 刘划一, 文应初, 等. 川东北飞仙关组鲕粒滩储层分布规律、勘探方法与远景预测. 天然气工业, 2002, 22(增刊): 14–19
- 26 杨晓萍. 四川盆地川南志留系和川东北三叠系碳酸盐岩沉积储层研究. 博士后研究报告. 北京: 中国矿业大学, 2003. 57–71
- 27 刘德汉, 肖贤明, 熊永强, 等. 四川东部飞仙关组鲕粒滩气藏储层含自然硫不混溶包裹体及硫化氢成因研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 520–532
- 28 Prezbindowski D R, Larese R E. Experimental stretching of fluid inclusions in calcite-implications for diagenetic studies. Geology, 1987, 15: 333–336
- 29 Dix G R, Sharma S, Al-Aasm I S, et al. Hydrothermal dolomite in the Timiskaming outlier, central Canadian Shield: Proxy for Late Ordovician tectonic activity. Am J Sci, 2010, 310: 405–423
- 30 Urey H C, Lowenstam H A, Epstein S, et al. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the upper Cretaceous of England, Denmark, and the Southeastern United States. GSA Bull, 1951, 62: 399–416
- 31 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 2000. 114–142
- 32 Land L S. The origin of massive dolomite. J Geol Educ, 1985, 33: 112–125
- 33 Qing H R. Petrography and geochemistry of early-stage, fine and medium-crystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'île at Pine Point, Canada. Sedimentology, 1998, 45: 433–446
- 34 Northrop D A, Clayton R N. Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite. J Geol, 1966, 74: 174–196
- 35 Matthews A, Katz A. Oxygen isotope fractionation during the dolomitization of calcium carbonate. Geochim Cosmochim Acta, 1977, 41: 1431–1438
- 36 Vasconcelos C, McKenzie J A, Warthmann R, et al. Calibration of the $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments. Geology, 2005, 33: 317–320
- 37 Wacey D, Wright D T, Boyce A J. A stable isotope study of microbial dolomite formation in the Coorong Region, South Australia. Chem Geol, 2007, 244: 155–174

- 38 Carmichael S K, Ferry J M. Formation of replacement dolomite in the Latemar carbonate buildup, Dolomites, northern Italy: Part 2. Origin of the dolomitizing fluid and the amount and duration of fluid flow. *Am J Sci*, 2008, 308: 885–904
- 39 Spötl C, Burns S J. Formation of ^{18}O -depleted dolomite within a marine evaporitic sequence, Triassic Reichenhall Formation, Austria. *Sedimentology*, 1991, 38: 1041–1057
- 40 林耀庭, 潘尊仁. 四川盆地气田卤水浓度及成因分类研究. *盐湖研究*, 2001, 9: 1–7
- 41 刘宝珺. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社, 1980. 212–214
- 42 Lovering T S. The origin of hydrothermal and low temperature dolomite. *Econ Geol*, 1969, 64: 743–754
- 43 Machel H G. Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal. In: Braithwaite C J R, Rizzi G, Darke G, eds. *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. London: Geological Society of London Special Publication, 2004. 7–63
- 44 王兰生, 李宗银, 沈平, 等. 四川盆地东部大中型气藏成烃条件分析. *天然气地球科学*, 2004, 15: 567–571
- 45 王民, 卢双舫, 李吉君, 等. 川东北地区飞仙关组气藏两种气源生气史及相对贡献. *石油勘探与开发*, 2010, 37: 167–173