

# 四川盆地东南地区林1井灯影组鞍形白云石成因及其意义

宋光永<sup>1</sup>, 刘树根<sup>2</sup>, 李森明<sup>1</sup>, 王鹏程<sup>3</sup>

(1 中国石油杭州地质研究院; 2 成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室)

(3 塔里木油田公司塔西南勘探开发公司柯克亚作业区)

**摘要** 对四川盆地东南地区林1井上震旦统灯影组鞍形白云石的岩相学特征和碳、氧、锶同位素特征及流体包裹体成分与温度进行研究,认为它属热液成因。研究区热液活动在岩相学上表现为充填状鞍形白云石,发育鞍形白云石线状充填晶洞。鞍形白云石共生矿物包括石英、沥青等。鞍形白云石  $\delta^{18}\text{O}$  值和  $\delta^{13}\text{C}$  值异常偏低,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值异常偏高,与围岩差异明显。鞍形白云石原生流体包裹体均一温度为  $270\sim 320^\circ\text{C}$ ,明显超过了该井最高埋藏温度;流体包裹体的气相部分以  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  和  $\text{N}_2$  为主,液相部分以  $\text{H}_2\text{O}$  和  $\text{CO}_2$  为主。这些特征表明,形成鞍形白云石的流体来自于基底的热液,灯影组白云岩受热液溶蚀改造而发育热液改造型白云岩储层,并有过油气成藏过程。

**关键词** 四川盆地; 灯影组; 鞍形白云石; 同位素地球化学; 流体包裹体

**中图分类号**: TE111.3 **文献标识码**: A

鞍形白云石是指具有弯曲的晶面和晶棱、具波状消光的白云石,其典型的晶形呈马鞍状<sup>[1-2]</sup>,国内也有学者称之为异形白云石<sup>[3-5]</sup>。鞍形白云石为热液白云岩的关键指示标志<sup>[6]</sup>,但它并非只出现在热液环境中,在压溶作用期间,早期白云石的重新调整也可以形成,它还是封闭或半封闭系统中硫酸盐热化学还原反应的副产品<sup>[7]</sup>。

四川盆地东南地区林1井是中国石化川东南探区的一口探井,目的层为震旦系灯影组( $\text{Z}_{2\text{dy}}$ )。灯影组一直被认为是四川盆地具有勘探潜力的油气储层之一<sup>[8-10]</sup>。林1井中灯影组广泛发育鞍形白云石,且储集性能好<sup>[11]</sup>。因此对鞍形白云石的成因研究有助于我们分析灯影组成岩环境及储层发育规律,为灯影组油气勘探提供思路。

本文试图通过对林1井震旦系灯影组中发现的鞍形白云石的岩石学及碳、氧、锶同位素和流体包裹体研究,揭示鞍形白云石的成因及其地质意义。

## 1 区域地质概况

林1井位于四川盆地东南缘丁山—林滩场构造

带林滩场构造,除普遍缺失泥盆纪和石炭纪沉积,其整体沉积特征可与四川盆地类比。上三叠统一第四系为陆相沉积,岩性以砂岩和泥质岩为主(第四系未成岩);上震旦统一中三叠统为海相沉积,岩性以碳酸盐岩为主。震旦系灯影组为一套以藻白云岩和泥晶—微晶白云岩为主的局限台地潮坪—潟湖相沉积。灯影组白云岩是四川盆地深部天然气勘探的有利目的层之一,但历经40余年的勘探,仅发现威远气田资阳含气区,勘探成效低。

晋宁运动以后,四川盆地东南缘沉积构造演化可分为五个阶段:1)南华大冰期阶段(南华纪);2)被动陆缘→隆拗演化阶段(震旦纪—志留纪);3)古陆→浅海台地阶段(泥盆纪—中三叠世);4)陆相湖盆演化阶段(晚三叠世—早侏罗世);5)褶皱隆升阶段(晚侏罗世—第四纪)。其中在早二叠世发生的峨眉超级地幔柱是四川盆地一次重要的构造—热事件,对四川盆地沉积和成矿具有控制作用<sup>[12-15]</sup>。

## 2 鞍形白云石岩相学特征

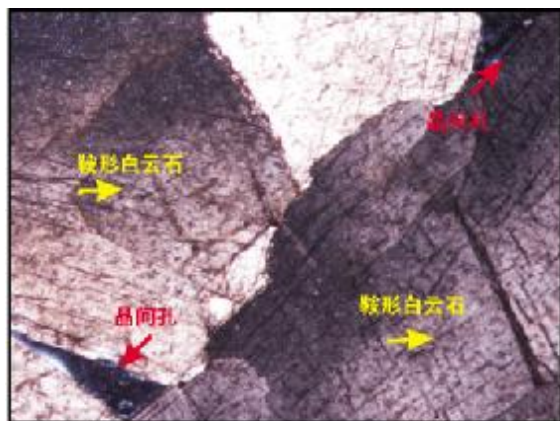
在四川盆地东南地区林1井灯影组发现的鞍形

收稿日期: 2010-12-20

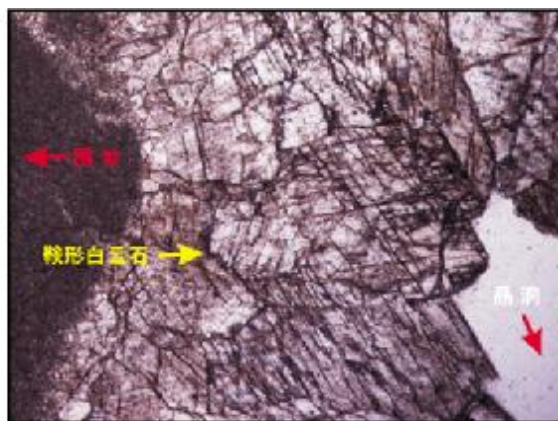
宋光永: 1985年生,硕士,2010年毕业于成都理工大学。现从事石油地质研究工作。通讯地址: 310023 杭州市西溪路920号

白云石,在反光镜下,呈不透明到半透明的乳白色,表明晶体含有大量的包裹体,晶面弯曲,同时经常出现折曲、阶步和缺损;在偏光镜下常显示为波状消

光,且晶面粗糙,裂痕发育(图 1a)。鞍形白云石这种非面状晶体特征表明其形成于高温(至少高于白云石的临界糙化温度)与过饱和状态下<sup>[16]</sup>。



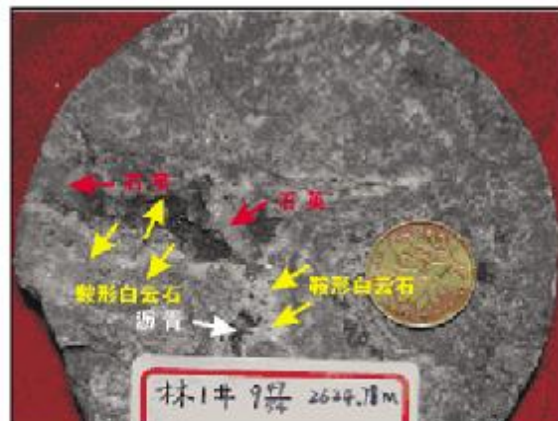
(a) 微晶白云岩。溶蚀孔洞充填鞍形白云石,具波状消光,晶间孔未充填。上震旦统灯影组,林1井,2659.53m。(+)×4



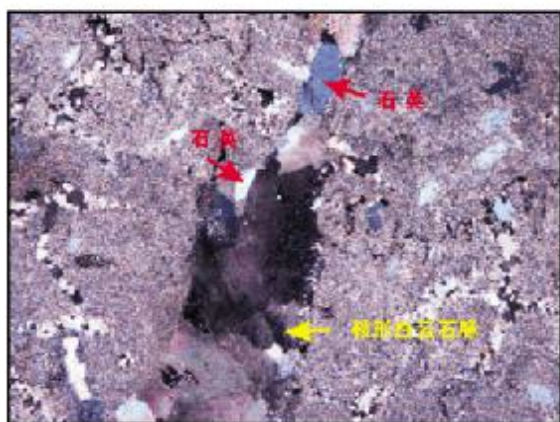
(b) 微晶白云岩。易鞍状白云石晶洞,未见微晶充填。上震旦统灯影组,林1井,2767.45m。(+)×4



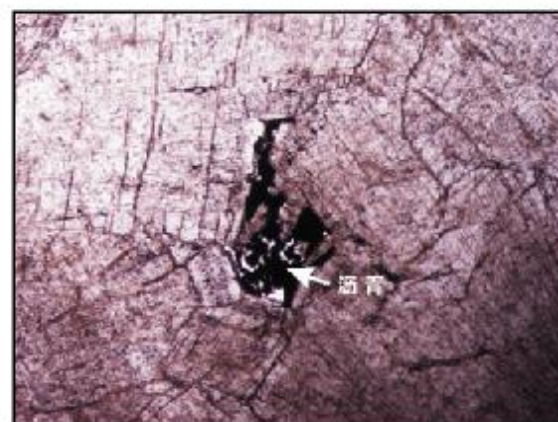
(c) 强碎化构造角砾含白云岩,易鞍状白云石脉切割角砾,上震旦统灯影组,林1井,2647.75m。(+)×4



(d) 白云石晶洞。鞍形白云石线状充填,后期柱状石英晶体,沥青充填溶蚀孔。上震旦统灯影组,林1井,2624.78m。岩心



(e) 微晶花垂状白云岩。鞍形白云石脉,脉内见自生石英。上震旦统灯影组,林1井,2656.37m。(+)×4



(f) 微晶白云岩。溶蚀孔洞充填鞍形白云石,晶间孔沥青充填,有剩余空间。上震旦统灯影组,林1井,2659.53m。(+)×4

图1 四川盆地东南地区林1井鞍形白云石岩相特征



鞍形白云石多充填于孔洞中或以脉体形式出现(图 1b,1c),在岩心上主要以线状充填于晶洞中(图 1d),其共生矿物主要为石英和沥青(图 1d,1e,1f;表 1)。

在丁山—林滩场构造灯影组露头中,可见鞍形白云石与铅锌矿、重晶石、萤石等矿物共生。充填特征、共生矿物组合与 Davie 等<sup>[6]</sup>论述的热液环境特征类似。

表 1 四川盆地东南地区林 1 井岩心镜下鞍形白云石特征

井深 (m)	岩性	鞍形白云石特征
2647.75	强硅化构造角砾含硅白云岩	硅化主要选择角砾硅化,石英质主要由微晶燧石组成。马鞍状白云石脉 2 条(白云石 98%),为硅质细脉切割,成岩作用演化序列为硅化—马鞍状白云石脉—硅质脉充填
2654.50	微晶白云岩	充填序列:马鞍状白云石—沥青
2655.00	微晶白云岩	成岩演化序列:马鞍状白云石脉—硅质斑块—溶蚀—沥青充填—沥青部分被冲洗
2656.37	细晶—微晶花斑状白云岩	充填序列:沥青—马鞍状白云石—沥青—石英
2657.05	微晶白云岩	充填序列:沥青—马鞍状白云石
2658.00	微晶白云岩	构造缝充填马鞍状白云石,岩石见硅化现象。溶蚀孔洞充填马鞍状白云石,晶间孔半充填沥青
2762.50	微晶白云岩	马鞍状白云石脉
2767.75	富含晶间孔微晶白云岩	充填序列:沥青—白云石—天青石;石英—马鞍状白云石
2825.00	条纹状粉晶—粗晶白云岩	条纹状构造由大小不同的晶粒构成,晶粒粗大的为鞍形白云石,鞍形白云石晶间孔未充填
2827.62	中晶—粉晶白云岩	中晶鞍形白云岩和粉晶白云岩呈条纹状构造,见张开缝
2828.00	粉晶—细晶白云岩	溶蚀孔洞充填鞍形白云石,晶间孔未见沥青充填
2829.10	粉晶—细晶白云岩	由面状非自形白云石组成。白云石紧密堆积,晶形较差,接触界线不规则
2829.70	粉晶白云岩	脉内鞍形白云石、天青石呈序列充填
2832.00	粉晶—粗晶白云岩	由面状非自形白云石组成,缝洞充填粗晶鞍形白云石

3 鞍形白云石碳、氧、锶同位素特征

在岩心观察基础上,选择林 1 井灯影组 15 组样品(包含围岩和晶洞充填物或脉体),进行碳、氧、锶同位素分析。锶同位素的测试,在南京大学现代分析中心同位素质谱室进行,测试仪器为英国 VG354 同位素质谱仪(TIMS)。碳和氧同位素在中国科学院南京地质古生物研究所应用古生物中心同位素实验室测定,测试仪器为 MATA-252 同位素质谱仪。测试结果见表 2。

测试结果表明,鞍形白云石(晶洞充填物或脉体)与灯影组基质白云岩(围岩)相比,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 值偏大,<sup>δ18</sup>O 偏小,而深度在 2 619.29~2 654.70 m 间的鞍形白云石 <sup>δ13</sup>C 值大于围岩,深度在 2 654.70 m 以下的鞍形白云石 <sup>δ13</sup>C 则小于围岩(图 2,表 2)。

经调研确知,在灯影组顶部与寒武系的分界时期,全球古环境发生强烈变化。大洋发生缺氧事件,生物大量死亡,海洋中溶解无机碳减少。震旦系顶部

<sup>δ13</sup>C 值短暂的负异常就是当时古环境发生强烈变化的反映<sup>[17-19]</sup>。因此图 2 上部出现围岩 <sup>δ13</sup>C 值小于鞍形白云石,其主因系由围岩的碳同位素值 <sup>δ13</sup>C 在灯影组顶部急剧减小而造成。

4 鞍形白云石包裹体特征

鞍形白云石包裹体测试安排在西安地质矿产研究所实验测试中心。流体包裹体测温仪器为英国 Linkam 公司 TMS94,仪器加热最高温度为 600℃,冷却最低温度为-200℃。拉曼成分分析仪器为英国 Renshaw 公司 inVia 型激光拉曼探针。实验条件为:Ar+激光器波长 514.5 nm;激光功率 40 mW;扫描速度 10s/6 次叠加;光谱仪狭缝 10 μm;温度 230℃;湿度 65%,分析结果见表 3 和表 4。

测试结果表明,林 1 井鞍形白云石的原生包裹体均一温度处于 270~320℃之间,对应于干酪根生烃的热变质—干气、次石墨生成阶段(t>250℃)。

表2 四川盆地东南地区林1井鞍形白云石及围岩同位素地球化学分析结果

样品 编号	岩 性	井 深 (m)	$\delta^{13}\text{C}(\text{‰})_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})_{\text{PDB}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\Delta(\text{充填物-围岩})(\text{‰})$		
						$\Delta\delta^{13}\text{C}$	$\Delta\delta^{18}\text{O}$	$\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1V	白云石脉	2619.29	2.944	-9.150	0.7121	1.037	-2.573	0.0027
1C	泥晶白云岩		1.907	-6.577	0.7094			
2V	白云石(孔洞)	2624.07	2.292	-11.463	0.7119	0.644	-4.188	0.0026
2C	泥晶白云岩		1.648	-7.275	0.7093			
3V	白云石(含石英)	2624.91	2.358	-11.394	0.7120	0.751	-4.253	0.0024
3C	藻微晶白云岩		1.607	-7.141	0.7096			
4V	白云石	2651.14	2.984	-10.092	0.7123	1.146	-7.284	0.0023
4C	泥晶白云岩		1.838	-2.808	0.7100			
5V	白云石	2654.70	2.354	-10.128	0.7111	0.22	-3.533	-0.0001
5C	泥晶白云岩		2.134	-6.595	0.7112			
6V	白云石	2659.02	1.637	-12.266	0.7119	-0.902	-6.054	0.0019
6C	泥晶白云岩		2.539	-6.212	0.7100			
7V	白云石	2762.45	2.433	-11.188	0.7119	-0.827	-4.931	0.0015
7C	泥晶白云岩		3.260	-6.257	0.7104			
8V	白云石	2764.37	1.636	-12.273	0.7118	-1.731	-5.919	0.0020
8C	泥晶白云岩		3.367	-6.354	0.7098			
9V	白云石	2764.89	1.817	-12.566	0.7121	-1.454	-5.564	0.0024
9C	泥晶白云岩		3.271	-7.002	0.7097			
10V	白云石(孔洞)	2825.19	1.916	-11.713	0.7107	-1.101	-4.252	0.0008
10C	白云岩		3.017	-7.461	0.7099			
11V	白云石(孔洞)	2827.72	2.196	-11.274	0.7129	-0.501	-3.029	0.0032
11C	藻纹层状白云岩		2.697	-8.245	0.7097			
12V	粗晶白云石(孔洞)	2828.77	1.890	-11.594	0.7132	-1.226	-4.257	0.0041
12C	藻纹层状白云岩		3.116	-7.337	0.7091			
13V	白云石(孔洞)	2830.64	2.412	-8.857	0.7130	-0.733	-1.974	0.0036
13C	藻纹层状白云岩		3.145	-6.883	0.7094			
14V	白云石	2832.06	2.242	-9.984	0.7121	-1.13	-2.808	0.0023
14C	泥晶白云岩		3.372	-7.176	0.7098			
15V	白云石	2832.17	2.082	-10.638	0.7120	-1.312	-3.507	0.0023
15C	泥晶白云岩		3.394	-7.131	0.7097			

注: 样品编号中 V 代表孔洞充填物或脉体(鞍形白云石), C 代表围岩(灯影组白云岩)。

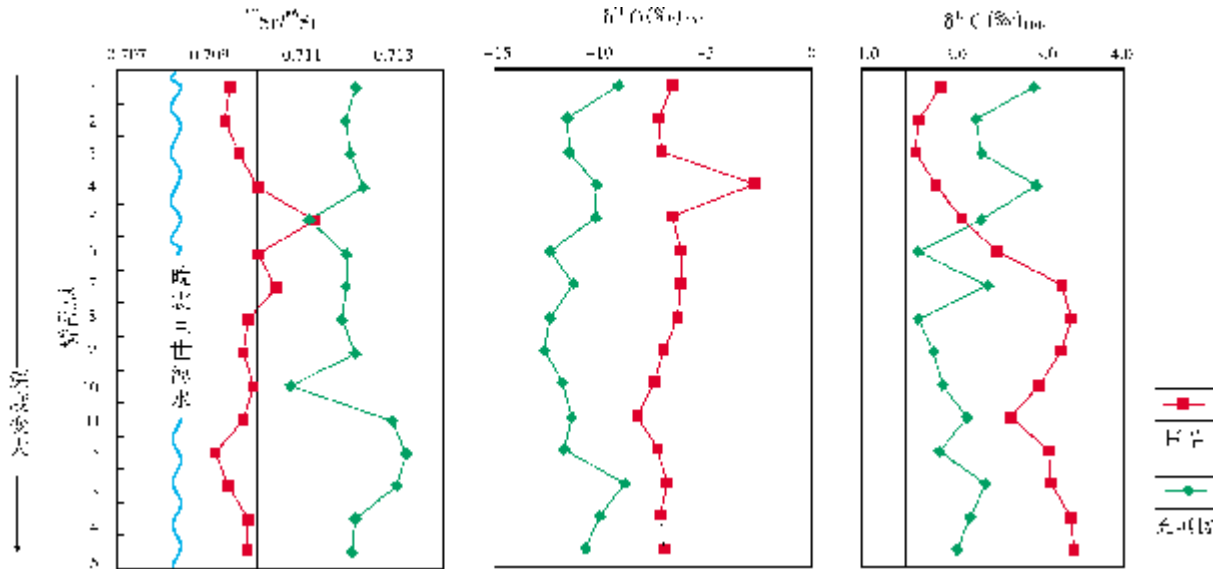


图2 四川盆地东南地区林1井鞍形白云石与灯影组围岩的碳、氧、锶同位素特征比较

表3 四川盆地东南地区林1井鞍形白云石均一温度

样品编号	深度 (m)	测试矿物	均 一 温 度 (℃)					
			第一次	第二次	第三次	第四次	第五次	第六次
1	2619.28	白云石	285.2	283.6	283.5	280.4	284.5	—
2	2657.20	白云石	225.3	220.8	273.1	270.4	269.6	272.5
3	2659.45	白云石	300.5	300.0	300.2	295.5	296.3	295.2
4	2767.45	白云石	305.2	327.1	326.4	323.5	295.6	295.4

表4 四川盆地东南地区林1井鞍形白云石气液两相包裹体激光拉曼光谱测定

样品 编号	深度 (m)	测试 矿物	气 相 (%)							
			CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	总和
1	2619.28	白云石	51.9	3.0	35.9	7.8	*	*	1.4	100.0
2	2657.20	白云石	67.4	4.4	4.0	22.7	*	1.5	*	100.0
3	2659.45	白云石	35.6	*	43.8	16.0	*	4.6	*	100.0
4	2767.45	白云石	26.9	*	61.4	5.7	4.2	*	1.8	100.0

样品 编号	深度 (m)	测试 矿物	液 相 (%)					
			CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	总和
1	2619.28	白云石	28.3	*	*	70.5	1.2	100.0
2	2657.20	白云石	21.0	*	*	79.0	*	100.0
3	2659.45	白云石	13.6	2.8	1.0	82.6	*	100.0
4	2767.45	白云石	19.2	2.3	6.8	71.7	*	100.0

\* 作过测试,但未测到数据。

气—液两相原生包裹体激光拉曼光谱测定结果表明,流体包裹体的气相部分以CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>和N<sub>2</sub>为主;液相部分以H<sub>2</sub>O和CO<sub>2</sub>为主。故形成鞍形白云石的

流体体系属于H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub>—CH<sub>4</sub>—N<sub>2</sub>多元体系。包裹体有机组分以甲烷为主,仅含少量重烃,与均一温度指示的热变质阶段亦相吻合。

## 5 鞍形白云石成因讨论

由于 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值不因物理、化学和生物过程发生变化,而主要受到锶来源的控制<sup>[20]</sup>,所以林1井鞍形白云石与围岩之间强烈的锶同位素差异表明,形成鞍形白云石的流体应为外来流体,而并非来自于灯影组本身。正是由于形成鞍形白云石的流体为外来流体,才导致鞍形白云石与围岩之间不只是锶同位素,同时碳、氧同位素也表现出明显的差异(表2,图2)。

鞍形白云石的原生包裹体均一温度处于270~320℃之间,远大于林1井灯影组处于最大埋藏深度时的古地温(图3),只能表明形成鞍形白云石的外来流体为来自于深部的热液流体。此外,气—液两相原生包裹体组分中 $\text{N}_2$ 占5.7%~22.7%,也是深部热液流体的一个证据。据研究,西昌盆地深部热液形成的白云石包裹体也富含 $\text{N}_2$ ,并被认为是热液作用的一个地球化学标志<sup>[4]</sup>。随着拉曼显微探针、显微测温 and 流体提取分析等流体包裹体的深入研究,地质学家们发现 $\text{N}_2$ 是低级变质沉积岩、某些麻粒岩和榴辉岩中流体包裹体的重要成分之一<sup>[21]</sup>。虽然目前对深部 $\text{N}_2$ 成因和释放机理尚没有满意的结论,但高温包裹体中氮气的深部来源特征已被广泛认识。综上所述,形成鞍形白云石的流体为高温热液流体。

由于 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值主要受锶来源控制,因此可通过

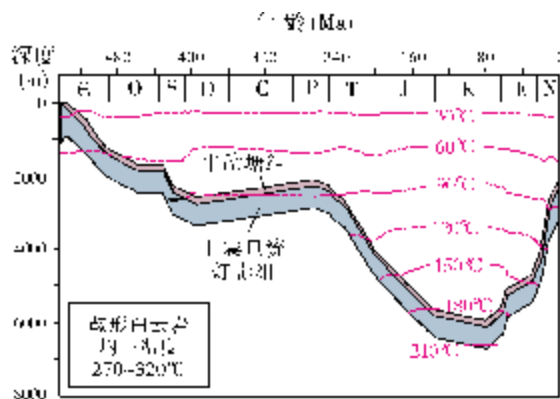


图3 四川盆地东南地区林1井埋藏史曲线

对比鞍形白云石与灯影组下伏地层锶同位素比值特征来追踪热液流体的来源。研究区灯影组下伏地层分别为:震旦系下统陡山沱组泥岩和粉砂质泥岩、南华系上统南沱组冰碛砂砾岩、南华系下统莲沱组紫红色长石石英砂岩,莲沱组不整合覆盖在晋宁运动形成的基底上。考虑到形成灯影组鞍形白云石的热液流体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 在0.7107~0.7132之间,平均值为0.7121,明显大于下伏地层<sup>[22-25]</sup>,且大于壳源的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(平均为0.7119<sup>[26]</sup>),这揭示了热液流体可能来自于晋宁运动形成的古老基底(图4)。Davies等<sup>[6]</sup>统计西加拿大及美国东部不同地区鞍形白云石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值后发现,鞍形白云石普遍具有富集

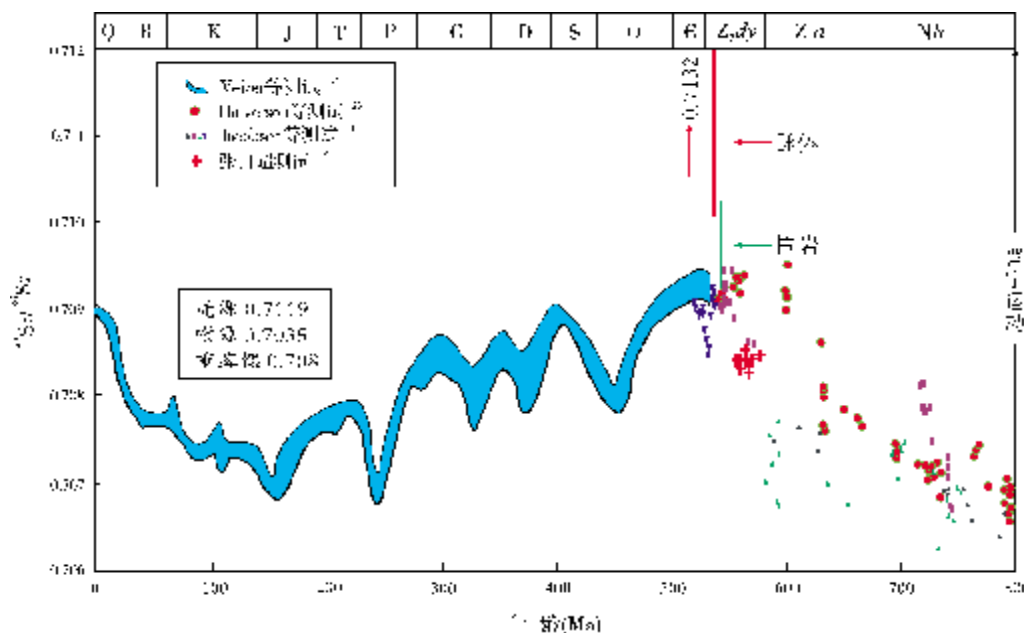


图4 研究区锶同位素来源对比图

Zdy 灯影组; Zld 陡山沱组; Nh 南华组

放射性锶同位素的特征,并认为这种极为富锶的流体很可能来自于基底。本文的结论与其不谋而合,可能暗示着富锶的热液流体来自于基底具有普遍性。

## 6 地质意义

由于锶在海水中的残留时间( $\approx 10^6$  a)大大长于海水的混合时间( $\approx 10^3$  a),因而任一时代全球范围内海相锶元素在同位素组成上是均一的,从而导致地质历史中海水的锶同位素组成是时间的函数。因此,不同时代的海相碳酸盐岩,如果缺少后期外来流体的改造或破坏,它们的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 应与相应时代海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相一致<sup>[20]</sup>。鞍形白云石与围岩的锶同位素比值均明显高于同期海水的锶同位素比值(平均为0.7083<sup>[25]</sup>),表明形成鞍形白云石的流体具有富锶的特征,且围岩受到了这种富锶流体的改造,即外来流体与围岩之间发生了明显的锶同位素交换,从而造成围岩的锶同位素比值升高而明显高于同时代正常海水的锶同位素比值(图2)。

黄志诚等<sup>[27]</sup>对采自江苏省句容县仑山、南京市幕府山、湖北省京山县惠亭山和四川省峨眉山四地的40件灯影组原生白云岩,分析其碳氧同位素(图5),得出了晚震旦世灯影期海水原始 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为4.43‰和0.62‰<sup>[27]</sup>。而本研究区灯影组白云岩碳、氧同位素与其相比则出现明显负偏。特别是 $\delta^{18}\text{O}$ 值已远远小于原始海水组成(图5)。 $\delta^{18}\text{O}$ 值减小是热分馏效应造成的,从而揭示了热液对灯影组白云岩的蚀变影响。

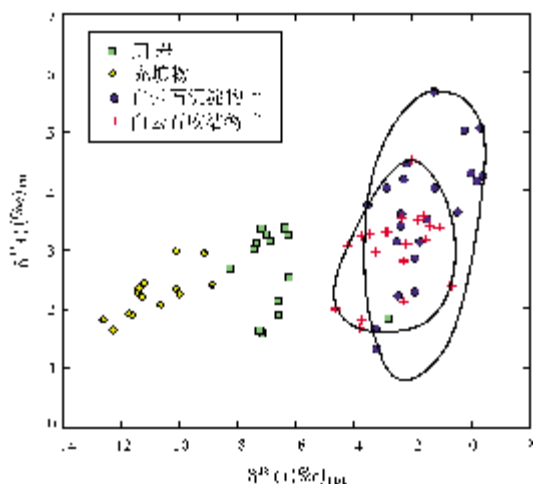


图5 四川盆地东南地区林1井灯影组白云岩与晚震旦世海水碳氧同位素分布特征比较

此外,林1井鞍形白云石包裹体组分中的 $\text{CO}_2$ 在液相部分占13.6%~28.3%,在气相部分占26.9%~67.4%,另含少量 $\text{H}_2\text{S}$ ,显示热液流体为富含 $\text{CO}_2$ 的酸性流体,对灯影组白云岩具有溶蚀作用,这为热液改造白云岩发育鞍形白云石晶洞提供了佐证。

对林1井岩心、岩屑薄片的统计发现,在2761m以上,所见鞍形白云石晶间孔大多见沥青充填,在其以下基本未见或少见沥青充填。此分布特征暗示了鞍形白云石晶间沥青应为古油藏沥青,同时也侧面反映了热液改造白云岩是烃类良好的储集空间,并且这里曾发生过油气充注。

## 7 结论

四川盆地东南地区林1井灯影组发育的鞍形白云石是热液活动的产物。热液活动在岩石学上表现为鞍形白云石线状充填的晶洞及鞍形白云石脉,石英及沥青是常见的共生矿物。在同位素地球化学方面,热液形成的鞍形白云石与灯影组围岩相比具有 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值偏大, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏小的特征。鞍形白云石与围岩之间强烈的同位素差异表明形成鞍形白云石的流体应为外来流体,而非来自于灯影组本身。鞍形白云石的原生包裹体均一温度处于270~320℃之间,明显高于最大埋藏温度。流体包裹体的气相部分以 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 和 $\text{N}_2$ 为主;液相部分以 $\text{H}_2\text{O}$ 和 $\text{CO}_2$ 为主。流体包裹体的这些特征揭示出形成鞍形白云石的外来流体为来自于深部的热液流体。锶同位素来源对比分析揭示,热液流体可能来自于晋宁运动形成的古老基底。

与晚震旦世灯影期海水原始组成相比,灯影组围岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值增大, $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta^{13}\text{C}$ 值变小,表明热液活动对灯影组围岩进行了改造。灯影组白云岩受热液溶蚀改造而发育热液改造型白云岩储层,并有过油气成藏过程。

### 参考文献

- [1] Barber D J, Reeder R J, Smith D J. A TEM microstructural study of dolomite with curved faces (saddle dolomite) [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1985, 91(1): 82-92.
- [2] Kretz R. Carousel model for the crystallization of saddle dolomite [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1992, 62(2): 190-195.
- [3] Qing Hairuo, 邓礼正, 张子枢, 等. 加拿大西部盆地沉积 Presqu'ile 障壁岛粗晶热液白云岩储层的成因[J]. 天然气勘探与开发, 1995, 18(2): 27-45.
- [4] 李国蓉, 刘树根, 宋来明, 等. 西昌盆地东吴期深部热液作用及其对志留系碳酸盐岩储层的改造[J]. 矿物岩石, 2009, 29



- (4):60-65.
- [5] 胡忠贵,郑荣才,胡九珍,等. 川东—渝北地区黄龙组白云岩储层稀土元素地球化学特征[J]. 地质学报,2009,83(6):782-790.
- [6] Davies G R,Smith L B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies:An overview[J]. AAPG Bulletin,2006,90(11):1641-1690.
- [7] Machel H G,Lonnee J. Hydrothermal dolomite—A product of poor definition and imagination[J]. Sedimentary Geology,2002,152(3-4):163-171.
- [8] 徐世琦,李天生. 四川盆地加里东隆起震旦系古岩溶型储层的分布特征[J]. 天然气勘探与开发,1993,22(1):14-19.
- [9] 刘树根,马永生,黄文明,等. 四川盆地上震旦统灯影组储集层致密化过程研究[J]. 天然气地球科学,2007,18(4):485-496.
- [10] 陈洪德,庞林,倪新锋,等. 中上扬子地区海相油气勘探前景[J]. 石油实验地质,2007,29(1):13-18.
- [11] 宋光永,刘树根,黄文明,等. 川东南丁山—林滩场构造灯影组热液白云岩特征[J]. 成都理工大学学报:自然科学版,2009,36(6):706-715.
- [12] 罗志立. 中国西南地区晚古生代以来地裂运动对石油等矿产形成的影响[J]. 四川省地质学报,1981,2(1):1-22.
- [13] 罗志立,刘树根,刘顺,等. 峨眉地幔柱对扬子板块和塔里木板块的离散作用及其找矿意义[J]. 地球学报,2004,25(5):515-522.
- [14] 黄智龙,陈进,刘从强,等. 峨眉山玄武岩与铅锌成矿关系初探——以云南会泽铅锌矿为例[J]. 矿物学报,2001,21(4):681-688.
- [15] 罗志立,赵锡奎,刘树根,等. “中国地裂运动观”的创建和发展[J]. 石油实验地质,2001,23(2):232-241.
- [16] Sibley D F, Gregg J M. Classification of dolomite rock texture[J]. Journal of Sedimentary Petrology,1987,57(6):967-975.
- [17] Kaufman A J,Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater:Stratigraphic and biogeochemical implications[J]. Precambrian Res,1995,73(1):27-49.
- [18] 张同钢,储雪蕾,张启锐,等. 扬子地台灯影组碳酸盐岩中的硫和碳同位素记录[J]. 岩石学报,2004,20(3):717-724.
- [19] 杨杰东,张俊明,陶仙聪,等. 末元古系—寒武系底 Sr、C 同位素对比[J]. 高校地质学报,2000,6(4):532-545.
- [20] 王国芝,刘树根. 海相碳酸盐岩区油气保存条件的古流体地球化学评价[J]. 成都理工大学学报,2009,36(6):631-644.
- [21] 叶霖,李朝阳,刘玉平. 云南东川锡矿山式铜矿床中纯  $N_2$  包裹体的发现及成因探讨[C]//地质流体和流体包裹体研究国际学术会议暨第十五届全国流体包裹体会议论文集. 广州:中国科学院广州地球化学研究所,2007:170-171.
- [22] Veizer J, Ala D,Azmy K, et al.  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,  $\delta^{13}C$  and  $\delta^{18}O$  evolution of Phanerozoic seawater[J]. Chemical Geology,1999,161(1/3):59-88.
- [23] Halverson G P, Francis Ö D, Maloof A C, et al. Evolution of the  $^{87}Sr/^{86}Sr$  composition of Neoproterozoic seawater[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007,256(3/4):103-129.
- [24] Jacobsen S B, Kaufman A J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater[J]. Chemical Geology,1999,161(1/3):37-57.
- [25] 张自超. 我国某些元古宙及早寒武世碳酸盐岩石的锶同位素组成[J]. 地质论评,1995,41(4):349-354.
- [26] 胡作维,黄思静,王春梅,等. 锶同位素方法在油气储层成岩作用研究中的应用[J]. 地质找矿论丛,2009,24(2):160-165.
- [27] 黄志诚,陈智娜,杨守业,等. 中国南方灯影峡期海洋碳酸盐岩原始  $\delta^{13}C$  和  $\delta^{18}O$  组成及海水温度[J]. 古地理学报,1999,1(3):1-7.

编辑:金顺爱

## Origin of Dengying Saddle Dolomite in Well Lin-1 in Southeastern Part of Sichuan Basin

Song Guangyong, Liu Shugen, Li Senming, Wang Pengcheng

**Abstract:** Integrated analysis of petrography, isotopic geochemistry, fluid inclusions has shown that the Upper Sinian Dengying saddle dolomite from Well Lin-1 is relative with hydrothermal activity in origin. The saddle dolomite commonly coexists with quartz and bitumen. The saddle dolomite shows rather low values of  $\delta^{18}O(\text{‰})$  and  $\delta^{13}C(\text{‰})$  and very high values of  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , which is significantly different to those from the surrounding rock around Dengying Formation. Primary fluid inclusions in the saddle dolomite comprise of gaseous  $CO_2$ ,  $CH_4$  and  $N_2$  and liquidus  $H_2O$  and  $CO_2$ . Primary homogenization temperature of the inclusions is at 270-320°C, which is obviously higher than the maximum burial temperature of this area. It is suggested that the Dengying dolostone reservoir was altered by hydrothermal dissolution and hydrocarbon accumulation happened later in it.

**Key words:** Late Sinian; Dengying Formation; Saddle dolomite; Origin of mineral, Fluid inclusion; Sichuan Basin  
Song Guangyong; male, master. Add: PetroChina Hangzhou Research Institute of Geology, 920 Xixi Rd., Hangzhou, 310023 China