中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 2 期: 156 ~ 170
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

塔北地区下奥陶统白云岩热液重结晶作用及其油气储集意义

朱东亚[①*], 金之钧[①], 胡文瑄[②]

① 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 100083;
② 南京大学地球科学系, 南京 210093
* Email: zhudy@pepris.com

收稿日期: 2009-03-27; 接受日期: 2009-08-03
国家基础研究发展计划项目(编号: 2005CB422103)、国家重大专项(编号: 2008ZX05005-001)和中国石化海相前瞻性项目(编号: G8804-07-ZS-0018)资助

摘要 塔里木盆地塔北地区的沙 15 井下奥陶统以褐灰色-深灰色粉-细晶白云岩为主, 局部沿断裂裂缝见有浅灰色-白色中-粗晶白云岩. 中-粗晶白云岩伴有明显的硅化作用, 孔缝中见有自形的石英晶簇. 中-粗晶白云岩中流体包裹体均一温度位于 110~200℃之间, 主峰区间为 140~190℃, 盐度位于 10.7wt%~18.5wt% NaCl Eq.之间, 与共存的石英晶簇流体包裹体特征相一致. 与粉-细晶白云岩相比, 中-粗晶白云岩在成分组成上具有富含 Fe 和 Mn 的特征, FeO 的含量平均为 1.917%, MnO 的含量平均为 0.323%. 在稀土元素组成上, 中-粗晶白云岩具有明显的 Eu 负异常, 配分模式与塔里木盆地中酸性火成岩相一致. 中-粗晶白云岩氧同位素 $\delta^{18}O_{PDB}$ 位于−10.35‰~−7.31‰之间, 与粉-细晶白云岩相比具有明显偏负的特征; 结合流体包裹体均一温度和白云石与水的氧同位素分馏方程, 可以得到沉淀白云石的流体的氧同位素 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值的范围大致在+4‰~+10‰之间, 与岩浆热液流体相一致. 中-粗晶白云岩具有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值, 与中酸性火成岩活动有关. 从流体包裹体测温、元素组成、稀土元素、碳氧同位素和锶同位素组成可知中-粗晶白云岩是粉-细晶白云岩在热液作用下发生重结晶作用的结果. 热液作用下的白云岩重结晶作用在塔里木盆地白云岩成岩演化历史上具有特殊性和广泛性, 该过程使白云岩中产生了丰富的晶间孔隙和热液溶蚀孔隙, 从而成为良好的油气储层, 在塔里木盆地下古生界白云岩油气勘探中应给予足够的重视.

关键词
塔里木
热液
白云岩
重结晶
储层

世界上许多含油气盆地在地质历史上都有广泛的岩浆-火山活动, 也伴随着热液流体的活动. 热液流体改造是优质碳酸盐岩储层发育的一个重要因素, 包括使碳酸盐岩发生溶蚀[1~7], 使灰岩发生热液白云岩化[5~11], 使白云岩发生重结晶作用[5,10,12]等. 在西加拿大盆地、美国密歇根盆地和中东等地区都发现了热液白云岩和热液改造型白云岩储层[7,9,13~15].

塔里木盆地寒武系至下奥陶统地层中白云岩占有很大的比例, 以粉-细晶为主, 局部可见中-粗晶. 越来越多的钻井揭示白云岩是塔里木盆地中一种很重要的油气储层. 塔里木盆地北部的沙 15 井、塔深 1 井、沙 88 井等和塔北巴楚县的三岔口剖面上都可以

引用格式: Zhu D Y, Jin Z J, Hu W X. Hydrothermal recrystallization of the Lower Ordovician dolomite and its significance to reservoir in northern Tarim Basin. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-0028-9

见到下古生界白云岩局部为浅灰色-白色的中-粗晶的白云岩. 中-粗晶白云岩中晶间孔和溶蚀孔都较为发育, 可成为重要的油气储层. 这些中-粗晶白云岩与国外所谓的热液白云岩有着类似之处, 但究竟是不是热液白云岩, 还是有其他成因机制, 需要做进一步的研究证实.

本文从岩石学、矿物学、元素组成、稀土元素、同位素组成和流体包裹体等方面进行了系统的研究, 以探讨中-粗晶白云岩的形成机制. 结果表明这些中-粗晶白云岩是热液作用下粉-细晶白云岩发生重结晶作用形成的. 这方面的研究成果揭示了塔里木盆地白云岩成岩演化过程中的一个特殊的事件, 也在一定程度上证实了白云岩成岩演化的一个基本规律, 具有一定的科学意义. 热液对白云岩的改造作用在塔里木盆地中也具有普遍性, 由此形成的良好油气储层在塔里木盆地下古生界碳酸盐岩油气勘探中应该给予足够的重视, 所以本文的研究成果又具有一定的现实意义.

1　地质背景

塔里木盆地分别在震旦-寒武纪、早奥陶世、二叠纪和白垩纪经历了 4 次地质热事件[16], 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[17]. 在塔北地区既有基性火成岩活动, 也有中酸性火成岩活动[18].

塔里木盆地经过长期、多期次的强烈构造演化, 盆地内下切至深部地壳的断裂普遍发育, 断裂深度可达 50~60 km[19]. 盆地周缘发育的深大断裂主要包括黑英山断裂系统、柯坪-乌恰断裂系统、昆仑山-帕米尔断裂系统、阿尔金断裂系统及库尔勒-辛格尔断裂系统等; 盆地内部的深大断裂主要包括塔北隆起区的轮台断裂、亚南断裂、沙雅断裂等, 中央隆起区的塔中断裂系、巴楚断裂系和塔东断裂系, 以及塔南隆起区的民丰北-且末断裂、于田断裂等.

塔里木盆地下奥陶统碳酸盐岩主要是白云岩[20], 下奥陶统白云岩在地震反射剖面上位于 T_7^8 和 T_8^0 界面之间, 以粉晶-细晶白云岩为主. 本次研究中的沙

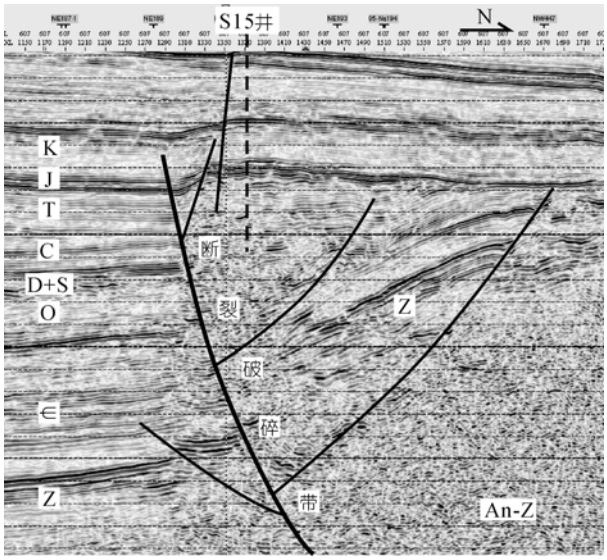

图 1　塔北沙 15 井构造发育图

15 井位于塔北的轮台断裂带上, 所钻遇的下奥陶统白云岩位于轮台断裂的破碎带中(图 1). 沙 15 井揭示的下奥陶统主要是褐灰色-深灰色的粉晶-细晶白云岩, 在裂缝发育的部位, 白云岩变成为浅灰色-白色的中-粗晶白云岩. 邻近的沙 83, 沙 88, 塔深 1 等井以及塔北巴楚县三岔口镇野外剖面的下奥陶统也见有浅灰色-白色的中-粗晶白云岩.

2　样品和方法

本次研究的样品来自沙 15 井下奥陶统的岩心, 选取了深灰色粉-细晶白云岩和浅灰色-白色中-粗晶白云岩, 以进行相互之间的对比. 所做的研究包括薄片观察、流体包裹体测温、元素组成、稀土元素和碳、氧、锶同位素分析等.

用于薄片观察的样品双面剖光至 0.03 mm 厚, 用于流体包裹体测温的样品双面剖光至 0.2 mm 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^{-1}, 在包裹体中气泡明显变小、接近均一时, 升温速率降至 1℃·min^{-1}, 均一温度测试精度为±1℃.

沙 15 井下奥陶统褐灰色-深灰色粉-细晶白云岩和浅灰色-白色中-粗晶白云岩局部呈斑杂状交互在一起(图 2(a)). 本次研究中首先把这样的岩心粉碎成几毫米大小的小碎块, 然后精心挑选褐灰色/深灰色和白色小碎块, 使之相互分离开来. 所选出的样品最

后研磨成小于 200 目的粉末用于稀土元素和同位素分析.

白云岩成分组成通过电子探针分析获得, 所用的仪器为 JEOL JXA-8800M. 分析时的工作电压为 15 kV, 电流强度 10 μA, 光斑大小 10 μm, 检测时间 20 s. 所检测的成分组成包括 Na_2O, K_2O, MnO, MgO, CaO, FeO, SiO_2, SrO 和 BaO. 稀土元素通过 ICP-MS 获得, 所用仪器为 Yokogava PMS-200 离子质谱仪. 溶样时先准确称取 40 mg 样品于 Teflon 溶样罐中, 加入 3 mL(1+1)HNO_3, 置于 120℃电热板上加热保温, 一天后逐渐升温至 150℃, 保温一天, 开盖, 再蒸至近干; 再加入 2 mL(1+1)HNO_3, 于 150℃电热板上保温 2 h, 再蒸至剩余约 1 mL; 待冷却后将溶液转移到 50 mL 的 PE 瓶中, 用亚沸水稀释至 20 g, 摇匀测试. 碳氧同位素分析时, 先取少量样品送入反应瓶, 充入 He 气, 加入 100%H_3PO_4, 恒温 72℃反应 1 h, 所得 CO_2 气体由 He 气载入 Mat253 进行分析. 锶同位素测定在 Finnigan MAT Triton TI 质普仪上进行. 称取大约 100 mg 碳酸岩粉末样品于溶样罐中, 加入 2 mL 6 $mol\cdot L^{-1}$ HCl 酸进行溶样, 溶样温度和时间分别为 100~110℃和 24 h. Sr 的分离采用离子色谱技术, 采用美国 Bia-Rad 公司生产的 AG 50W-X12 型 200-400 目阳离子树脂, 采用盐酸作为洗脱液来实现 Sr 的分离和富集. 测得的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值按照 $^{87}Sr/^{86}Sr$=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±0.000012. 流体包裹体测温、电子探针和 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, 稀土元素和锶同位素在中国科学院地质与地球物理研究所完成.

3 结果和讨论

3.1 岩石学、矿物学特征

通过岩心观察可以发现塔里木盆地塔北的沙 15 井(图 3)、沙 83 井、沙 88 井、沙 5 井、雅 3 井、塔深 1 井等的下奥陶统白云岩局部为中-粗晶白云岩. 中-粗晶白云岩岩心和粉-细晶白云岩岩心区别非常明显. 粉-细晶白云岩晶体颗粒细小, 颜色为深灰色(图 2(a)); 中-粗晶白云岩晶体颗粒粗大, 颜色为浅灰色或白色(图 2(a)). 在裂缝和孔洞中还可以见到粗大的白云石晶体(图 2(b)).

显微镜下观察可见, 粉-细晶白云岩晶体颗粒细小, 大小多数为几至几十微米, 富含包裹体, 透光性较差, 透射光下呈灰褐色, 晶体形态发育不完整(图 2(c)). 中-粗晶白云岩一般晶体颗粒较为粗大, 大小多为 100~500 μm, 最大可达到 1~2 mm, 晶体表面干净明亮, 晶体形态发育完整, 部分粗晶白云石晶体镜下可见弯曲的晶面(图 2(d)), 正交偏光下具有波状消光特征, 通常认为是与热液活动有关[21].

沙 15 井白色中-粗晶白云岩沿着断裂、裂缝或者是在一些孔洞中发生了明显的硅化作用(图 2(e), 3). 在这些硅化部位可以看到粗大的自形石英晶体以及由石英晶体形成的石英晶簇(图 2(f)), 石英晶体大小多是几毫米, 大的能达到 1 cm 大小.

除部分井钻井岩心所揭示的中-粗晶白云岩外, 在野外剖面上也可以见到这种现象. 野外典型的中-粗晶白云岩见于巴楚县三岔口镇附近的三岔口剖面上, 该剖面位于一大的断裂带上.

3.2 流体包裹体

塔北地区下奥陶统的中-粗晶白云石晶体颗粒中可见数量不等的气液两相流体包裹体. 流体包裹体大小多在 6~25 μm 左右, 气/液比在 5%~10%之间. 中-粗晶白云岩中流体包裹体均一温度位于 110~200℃之间, 主峰区间位于 140~190℃之间(图 4(a)). 包裹体冰点温度位于–7.2~–14.8℃之间, 对应盐度位于 10.7~18.5 wt% NaCl Eq.之间.

沙 15 井下奥陶统白云岩孔洞中的石英晶簇中也可见大量的气液两相包裹体, 包裹体呈长方形或呈不规则的形态, 大小一般十几微米, 气/液比在 5%~10%之间. 石英中流体包裹体均一温度位于 120~200℃之间, 主峰温度 150~190℃之间(图 4(b)). 冰点温度位于–6.0~–14.6℃之间, 对应盐度位于 9.2~18.3 wt% NaCl Eq.之间.

塔里木盆地奥陶系碳酸盐岩中经常可以见到隐晶质的硅质条带或者硅质结核, 通常认为是沉积形成的; 但有些井的岩心中可以见到一些自形晶簇状石英, 一般认为是热液流体作用下形成的. 石英中所测得较高的流体包裹体均一温度也表明了形成石英的流体为热液流体. 叶德胜[22]所测定的塔北地区下奥陶统丘里塔克群石英中流体包裹体均一温度为 192~278℃, 也说明了热液流体的活动. 石英的岩浆热液成因在其他地方也得到了证实[23~27].

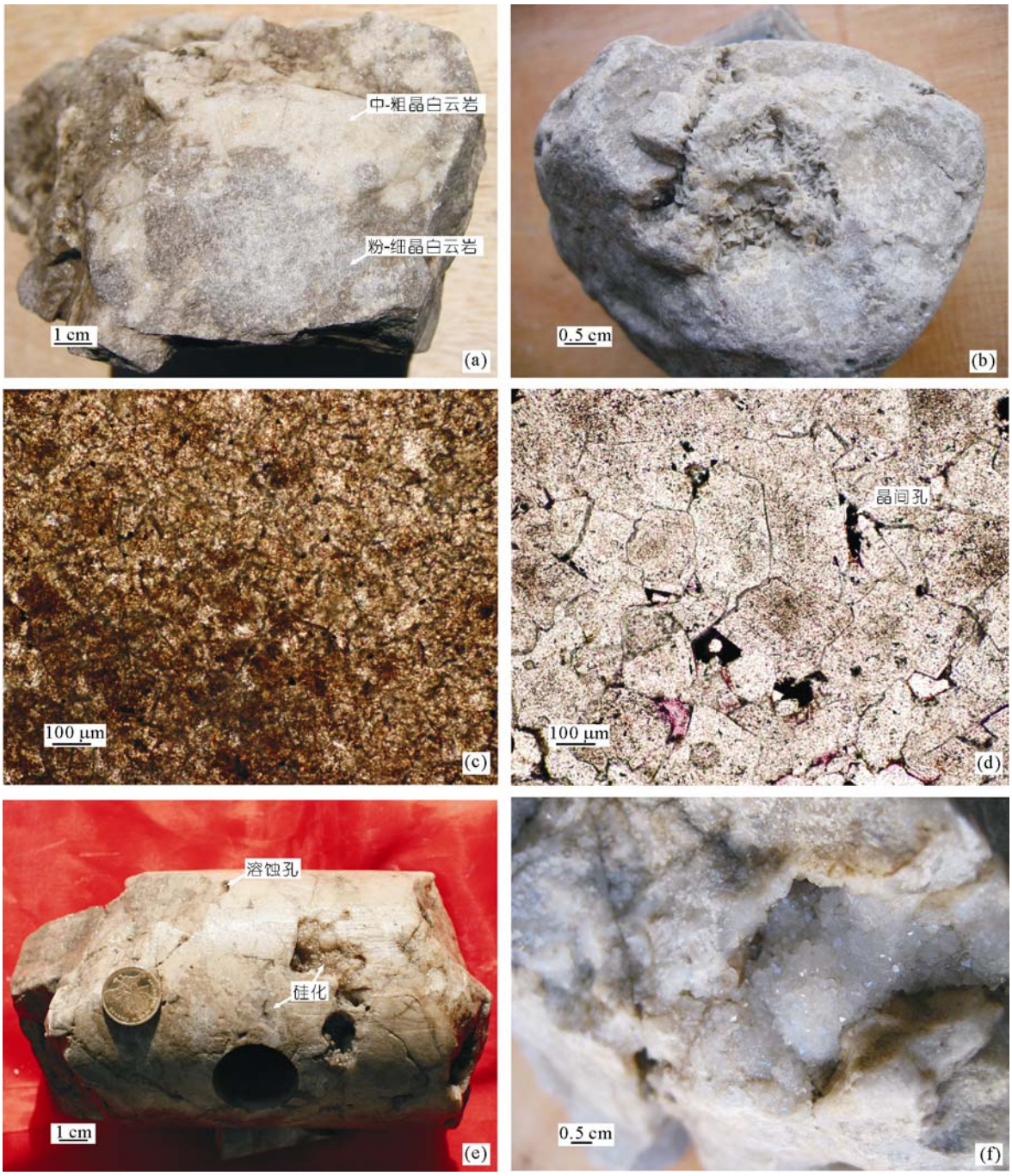

图 2　热液作用下的白云岩和硅化作用

(a) 白云岩中褐灰色粉-细晶部分和白色粗晶部分呈斑状共存, 沙 15 井, 5384.10 m, O_1, 岩芯照片; (b) 溶蚀孔洞中可见粗大白云石晶体, 沙 15 井, 5390.18 m, O_1, 岩芯照片; (c) 粉-细晶白云岩, 白云石晶体颗粒细小, 大小一般几至几十微米, 沙 15 井, 5400.24 m, O_1, 单偏光照片; (d) 中-粗晶白云岩, 具有弯曲的晶面, 可见一定数量的晶间孔隙, 沙 15 井, O_1, 6367.44 m, 单偏光照片; (e) 粗晶白云岩发生硅化作用, 溶孔发育, 沙 15 井, 5393.17 m, O_1, 岩芯照片; (f) 浅灰色中-粗晶白云岩中的溶蚀孔洞, 孔洞中充填自形石英晶簇, 沙 15 井, 5392.87 m, O_1, 岩芯照片

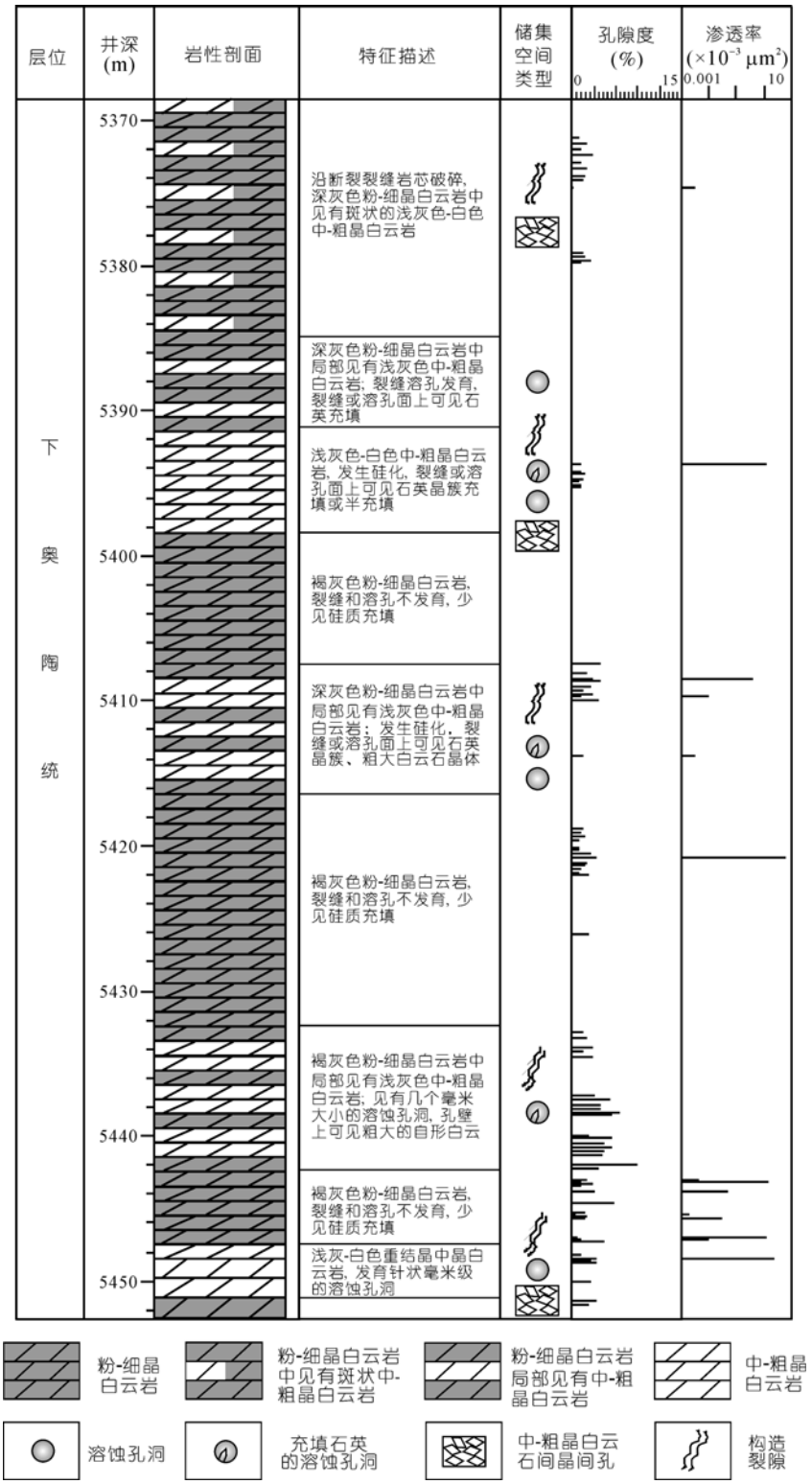

图 3　沙 15 井下奥陶统白云岩发育柱状图

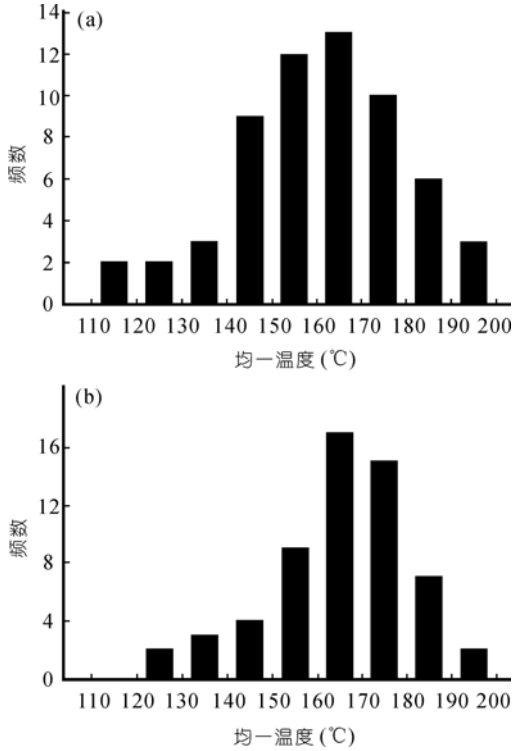

图 4　塔北地区流体包裹体均一温度分布直方图

(a) 中-粗晶白云岩中流体包裹体均一温度直方图; (b) 石英中流体包裹体均一温度直方图

沙 15 井中-粗晶白云岩中流体包裹体无论是均一温度还是盐度都与石英相一致, 表明形成中-粗晶白云岩的流体为热液流体. 同时对硅过饱和、对白云石过饱和并且对方解石不饱和的流体是存在的[28,29], 这种类型的流体与白云岩相遇时, 便会溶解其中的灰质成分, 使白云岩发生重结晶作用, 并同时沉淀出石英.

3.3　元素组成

对褐灰色-深灰色粉-细晶白云岩、浅灰色-白色中-粗晶白云岩所做的电子探针成分组成分析结果见表 1. 粉-细晶白云岩中 CaO 的含量位于 32.345%~34.398%之间, 平均为 33.303%, 高于白云石中 CaO 的理论含量 30.435%. MgO 的含量位于 19.010%~21.113%之间, 平均为 20.097%, 低于白云石中 MgO 的理论含量 21.739%. 富钙低镁的特征表明粉-细晶白云岩不是在成分组成上处于理想状态的白云岩. Na_2O 的含量稍高, 位于 0.016%~0.939%之间, 平均为 0.196%, 表明了原始海水沉积的特征. 粉-细晶白云岩中 FeO 和 MnO 的含量较低.

中-粗晶白云岩中多富含 Fe 和 Mn 等元素, FeO 的含量在 0.671%~3.063%之间, 平均为 1.917%; MnO 的含量在 0.130%~0.901%之间, 平均为 0.323%. CaO 的平均含量为 30.748%, 接近于白云石中的理论含量, MgO 的平均含量为 19.769%, 低于白云石中 MgO 的理论含量.

Fe^{2+}和 Mn^{2+}的离子半径分别为 0.083 和 0.091 nm; Mg^{2+}和 Ca^{2+}的离子半径分别为 0.078 和 0.106 nm[30]. Fe^{2+}和 Mn^{2+}与 Mg^{2+}的离子半径更为接近, 因此通常会取代白云石晶格中的 Mg^{2+}. 由此就可以把 FeO 和 MnO 的平均含量折算成 MgO 的含量(折算方法: MgO%=FeO%×(MgO 分子量/FeO 分子量), MnO 折算方法类似), 与原来 MgO 的平均含量相加, 可以得到折算后的 MgO 平均含量为 21.018%, 接近于 MgO 的理论含量. 虽然中-粗晶白云岩仍没有达到成分组成上的理想状态, 但比粉-细晶白云岩更加接近于理论组成.

白云岩中较高的 Fe 和 Mn 含量表明白云岩形成于地表之下, 与热液活动有较大的关系[9,31]. 热液中水的初始来源复杂多样, 归纳起来大概有 6 种, 分别是: 1) 深循环的大气降水, 2) 深循环的海水, 3) 经过演化的同生水, 4) 变质水, 5) 岩浆水, 6) 初生水. 前两种类型为大气降水和海水向下循环到一定深度与热的岩浆发生广泛的水岩作用, 温度升高而成为热液流体, 其同位素组成和携带的物质成分发生了重大的变化; 后面的 4 种类型是直接在深部形成的热液流体. 各种来源的热液流体通常都富含有 Fe, Mn, Si 和 Al 等物质[30], 这样的热液流体作用下所形成的中-粗晶白云岩会富含 Fe 和 Mn 等元素, 也能沉淀出石英晶体. 粗晶富铁白云岩在颜色上是浅灰色或白色是热液成因白云岩的一种典型特征[21].

3.4　稀土元素

稀土元素是元素周期表中序号 57~71 的镧系的 15 个元素, 由于这些元素的电价基本相等、离子半径相近, 所以具有相似的地球化学性质, 可以用来追踪地球化学过程. 未发生变化白云岩的稀土元素组成主要受形成时海水的影响, 与形成时期海水的稀土元素组成基本一致. 塔北沙 15 井稀土元素测试结果见表 2.

沙 15 等井下奥陶统褐灰色-深灰色粉-细晶白云

表 1　塔北地区下奥陶统白云岩电子探针成分组成分析结果

元素	MgO(%)	CaO(%)	Na_2O(%)	K_2O(%)	MnO(%)	FeO(%)	SiO_2(%)	SrO(%)	BaO(%)	总量(%)
褐灰色-深灰色粉-细晶白云岩	20.232	32.345	0.067	0.021	–	–	–	–	–	52.665
	20.787	33.378	0.121	0.003	0.014	0.053	–	–	–	54.356
	19.855	33.988	0.216	–	0.098	0.079	–	–	0.026	54.262
	20.098	32.674	0.123	–	–	–	–	–	0.064	52.959
	19.341	33.851	0.091	–	–	–	–	0.021	–	53.304
	20.128	32.969	0.939	–	0.060	–	0.338	–	–	54.434
	20.479	34.241	0.086	0.024	0.002	–	0.032	–	–	54.864
	19.010	34.398	0.254	0.004	–	–	–	–	–	53.666
	20.377	33.993	0.016	–	0.025	0.031	–	–	0.031	54.473
	21.113	34.154	0.023	0.001	—	–	–	–	–	55.291
	20.614	33.285	0.101	–	0.017	0.021	–	–	0.035	54.073
	19.133	33.303	0.312	–	–	0.017	–	–	–	52.765
平均	20.097	33.548	0.196	0.004	0.017	0.017	0.031	0.002	0.013	53.926
浅灰色-白色中-粗晶白云岩	21.066	30.350	0.020	–	0.130	0.671	–	–	–	52.237
	20.420	30.343	–	–	0.292	1.117	–	0.005	–	52.177
	18.884	31.003	0.035	0.006	0.185	2.943	–	–	0.030	53.086
	18.752	30.772	–	0.010	0.156	2.362	–	–	0.020	52.072
	21.894	31.098	0.045	0.015	0.029	0.958	–	–	–	54.039
	19.515	31.674	–	0.007	0.148	1.757	–	–	0.041	53.142
	19.031	30.235	–	–	0.848	2.129	–	0.033	–	52.276
	20.388	30.577	0.020	–	0.901	1.983	–	–	0.026	53.895
	20.031	30.421	–	–	0.238	2.104	–	–	0.052	52.846
	19.099	30.409	–	0.008	0.309	2.807	0.031	0.028	–	52.691
	18.143	31.088	0.047	–	0.432	3.063	–	–	0.126	52.899
	20.001	31.002	0.006	0.010	0.213	1.105	–	0.011	0.011	52.359
平均	19.769	30.748	0.014	0.005	0.323	1.917	0.003	0.006	0.026	52.810

岩稀土配分模式见图 5(a), 具有轻稀土富集的特征, 其 LREE/HREE 平均为 7.35, $(La/Yb)_N$(N 代表标准化后的值, 下同)平均为 11.20. 粉-细晶白云岩还具有显著的 Eu 和 Ce 的负异常, δEu 平均为 0.54, δCe 平均为 0.53.

浅灰色-白色中-粗晶白云岩稀土配分模式见图 5(b), 其 LREE/HREE, $(La/Yb)_N$, δEu 和δCe 平均分别为 10.33, 11.54, 0.53 和 0.92. 与粉-细晶白云岩相稀土配分模式有着明显的区别, 主要表现在中-粗晶白云岩不具有明显的 Ce 负异常.

根据贾承造[33]的研究, 塔里木盆地二叠纪中酸性火成岩大部分样品具有明显的 Eu 的负异常, 但不具有明显的 Ce 负异常(图 5(c)). 中酸性火成岩的 LREE/HREE, $(La/Yb)_N$, δEu 和δCe 平均分别为 10.96, 12.09, 0.536 和 0.94. 塔里木盆地二叠纪基性玄武岩的 LREE/HREE, $(La/Yb)_N$, δEu 和δCe 平均分别为 7.35, 9.18, 1.01 和 0.89, 都不具有明显的 Eu 和 Ce 的负异常. 把中-粗晶白云岩与塔里木盆地二叠纪火成岩的稀土元素特征相比较就可以发现, 塔北地区中-粗晶白云岩稀土元素配分模式和几个参数都与中酸性火成岩比较相近, 表明形成中-粗晶白云岩的流体类型与中酸性火成岩活动有一定的关系. 与中酸性火成岩活动相关的岩浆热液流体可以继承火成岩中稀土元素的特征, 沿着断裂裂缝活动, 能使白云岩发生重结晶作用, 也使重结晶后的白云岩具有了与火成岩类似的稀土元素特征.

3.5　C和O同位素

塔北地区下奥陶统褐灰色-深灰色粉-细晶白云岩的碳同位素$\delta^{13}C_{PDB}$ 变化范围为−2.70‰~−1.01‰, 氧同位素$\delta^{18}O_{PDB}$ 变化范围为−7.10‰~−4.10‰(表 3), 碳氧同位素组成与未变化的奥陶系碳酸盐岩碳氧同位素组成相一致[34]. Veizer 等[35]所确定的寒武-奥陶纪海水$\delta^{18}O_{SMOW}$ 值位于−8‰~−3‰之间. 根据寒武-奥陶纪海水氧同位素的值和粉-细晶白云岩的氧同位素值可以计算粉-细晶白云岩的形成温度区间大概在 24~63℃之间(图 6(a)), 由此可以推测这些粉-细晶白云岩形成于水/沉积物界面附近.

表 2　塔北地区下奥陶统白云岩稀土元素组成 [a)]

岩性特征	深度(m)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	LREE/HREE	$(La/Yb)_N$	δEu	δCe
中-粗晶白云岩	5392.87	0.899	1.678	0.209	0.778	0.149	0.026	0.122	0.019	0.104	0.023	0.061	0.009	0.059	0.009	4.144	9.220	9.877	0.595	0.863
	5396.17	1.330	2.569	0.291	1.032	0.209	0.030	0.146	0.021	0.131	0.026	0.072	0.011	0.066	0.011	5.944	11.296	13.044	0.530	0.921
	5416.26	0.965	1.886	0.219	0.823	0.147	0.021	0.106	0.016	0.098	0.019	0.051	0.008	0.051	0.007	4.416	11.404	12.247	0.520	0.915
	5409.51	0.806	1.578	0.185	0.675	0.128	0.018	0.104	0.016	0.093	0.020	0.052	0.007	0.041	0.006	3.728	10.005	12.693	0.482	0.911
	5438.30	0.804	1.561	0.182	0.681	0.147	0.019	0.098	0.015	0.087	0.019	0.052	0.008	0.048	0.007	3.728	10.152	10.812	0.488	0.910
	5440.58	1.077	1.914	0.228	0.787	0.165	0.026	0.119	0.018	0.108	0.023	0.061	0.009	0.051	0.007	4.592	10.611	13.692	0.572	0.861
	5445.64	1.947	4.127	0.465	1.726	0.342	0.044	0.252	0.038	0.238	0.051	0.142	0.020	0.118	0.017	9.527	9.876	10.706	0.462	0.967
	5445.85	2.425	5.008	0.543	1.884	0.373	0.062	0.274	0.040	0.245	0.048	0.137	0.021	0.126	0.017	11.204	11.333	12.410	0.598	0.973
	5450.40	0.865	1.682	0.174	0.671	0.147	0.019	0.107	0.015	0.093	0.018	0.050	0.008	0.050	0.007	3.905	10.230	11.172	0.468	0.967
	5450.74	0.945	1.879	0.212	0.812	0.174	0.026	0.114	0.020	0.120	0.026	0.073	0.011	0.070	0.009	4.491	9.143	8.770	0.570	0.936
															平均	5.568	10.327	11.542	0.528	0.922
粉-细晶白云岩	5375.53	1.080	1.356	0.203	0.853	0.172	0.034	0.220	0.026	0.163	0.032	0.085	0.011	0.074	0.014	4.322	5.935	9.510	0.545	0.645
	5381.03	0.993	0.837	0.186	0.809	0.185	0.044	0.199	0.022	0.130	0.022	0.065	0.009	0.052	0.009	3.562	6.005	12.446	0.700	0.434
	5383.23	0.892	0.820	0.159	0.811	0.135	0.023	0.128	0.020	0.105	0.021	0.059	0.008	0.054	0.008	3.242	7.038	10.684	0.537	0.485
	5384.1	1.070	1.009	0.195	0.907	0.161	0.025	0.127	0.020	0.108	0.022	0.060	0.009	0.056	0.009	3.778	8.179	12.301	0.541	0.492
	5392.87	1.089	1.254	0.221	0.913	0.207	0.027	0.149	0.021	0.126	0.027	0.069	0.011	0.064	0.011	4.188	7.770	11.013	0.467	0.570
	5400.24	1.602	1.953	0.294	1.240	0.245	0.038	0.205	0.034	0.179	0.032	0.083	0.012	0.090	0.014	6.021	8.282	11.582	0.515	0.634
	5417.96	1.088	1.166	0.223	0.943	0.197	0.028	0.146	0.022	0.125	0.025	0.072	0.010	0.066	0.011	4.121	7.662	10.682	0.515	0.528
	5418.36	0.971	0.910	0.185	0.769	0.166	0.022	0.126	0.018	0.094	0.019	0.052	0.008	0.055	0.008	3.402	7.954	11.376	0.464	0.478
															平均	4.080	7.353	11.199	0.536	0.533

a) 稀土元素含量单位为$\mu g \cdot g^{-1}$; ΣREE, 总稀土含量; LREE/HREE, 轻重稀土比值(LREE 为轻 REE, HREE 为重 REE); $(La/Yb)_N$代表球粒陨石标准化后的比值; δEu = $\delta Eu = (Eu/\sqrt{Sm \times Gd})_N$, N 表示球粒陨石标准化后的值; $\delta Ce = (Ce/\sqrt{La \times Pr})_N$, N 表示球粒陨石标准化后的值

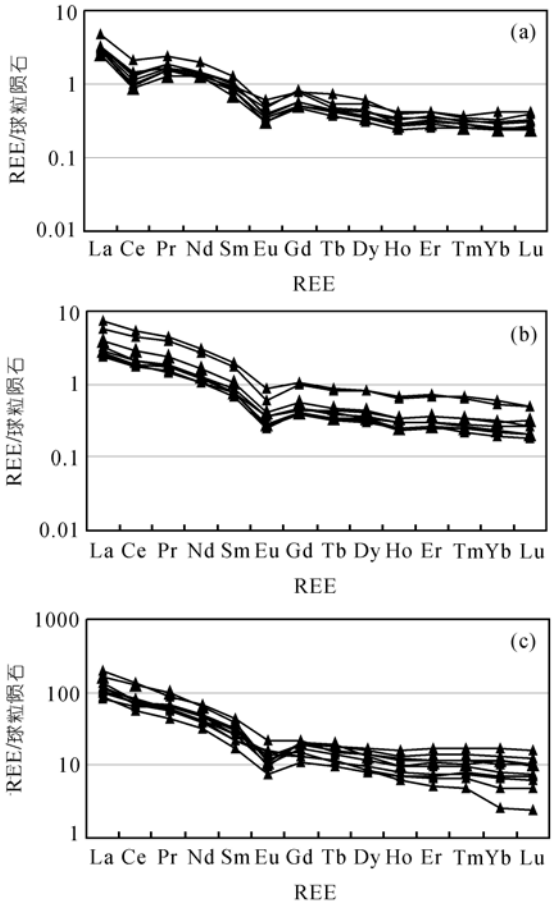

图 5　塔北地区白云岩稀土元素配分模式

球粒陨石稀土数据引自 Wakita 等[32]; (a) 粉-细晶白云岩稀土配分模式; (b) 中-粗晶重结晶白云岩稀土配分模式; (c) 酸性火成岩稀土配分模式[33]

塔北地区中-粗晶白云岩的碳同位素$\delta^{13}C_{PDB}$变化范围为−2.60‰~−1.14‰, 氧同位素$\delta^{18}O_{PDB}$变化范围为−10.35‰~−7.31‰(表 3). 碳同位素组成和正常碳酸盐岩相比没有太大的变化, 而氧同位素明显偏负, 与 Luczaj 等[8]所测试的热液白云岩结果较为一致.

造成中-粗晶白云岩氧同位素值偏负的可能原因主要有: 1) 地表/近地表大气降水的影响(大气降水成因的白云岩或大气降水的改造作用), 2) 埋藏在地下一定深度时受地层水的影响(埋藏成因白云岩或重结晶作用)和 3) 深部热液流体的影响(热液白云岩化或热液重结晶作用). 中-粗晶白云岩中的流体包裹体均一温度范围较高, 为 120~200℃, 可以排除地表/近地表大气降水的影响. 根据中-粗晶白云岩均一温度和$\delta^{18}O_{PDB}$值以及白云石和水之间的氧同位素分馏系数

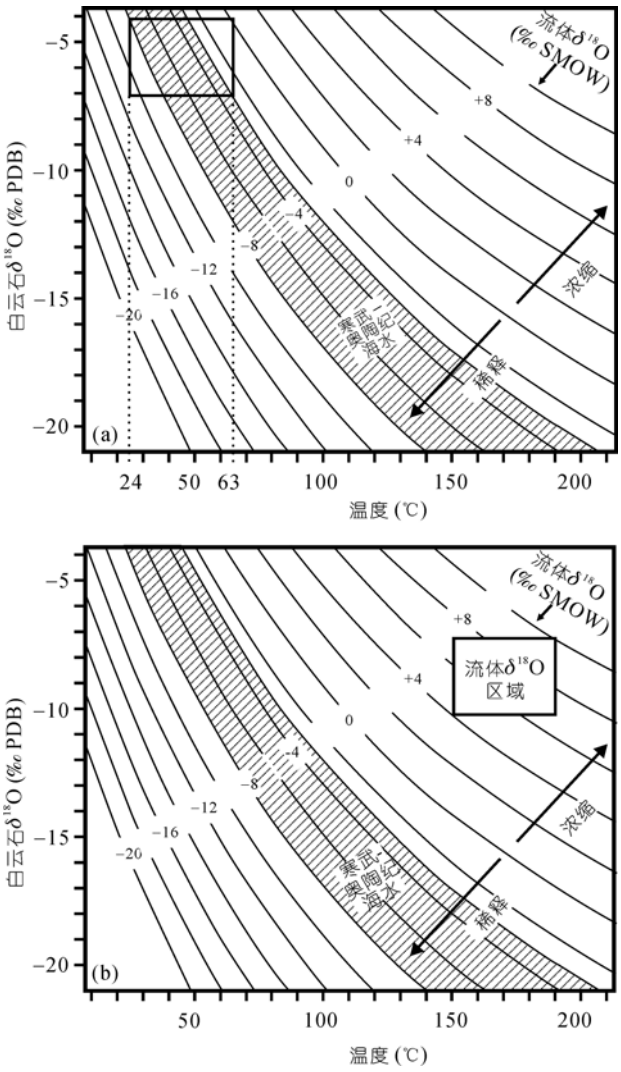

图 6　白云岩氧同位素组成-流体包裹体均一温度-流体氧同位素关系

(a) 根据粉-细晶白云岩氧同位素(−7.1%~−4.1‰)和寒武-奥陶系海水氧同位素推断粉-细晶白云岩形成温度大约在 24~63℃之间; (b) 根据中-粗晶白云岩的$\delta^{18}O_{PDB}$值和流体包裹体均一温度以及白云石和水之间的氧同位素分馏系数可知导致中-粗晶白云岩形成的流体$\delta^{18}O_{SMOW}$值的范围大致在+4‰~+10‰之间. 流体$\delta^{18}O$ 等值线根据 Land[36]白云石-流体氧同位素分馏系数绘制

可知, 导致中-粗晶白云岩形成的流体$\delta^{18}O_{SMOW}$值的范围大致在+4‰~+10‰之间(图 6(b)).

与原始幔源岩浆平衡的岩浆热液的氧同位素组成与原始幔源岩浆相似, 其$\delta^{18}O_{SMOW}$在+5‰~+7‰之间; 大部分高温下与岩浆平衡的岩浆热液的$\delta^{18}O$位于+6‰~+8‰之间[37]; 与花岗岩平衡的热液的$\delta^{18}O_{SMOW}$值在+5.5‰~+12‰之间[37]. 埋藏至深埋藏

表 3　塔北地区下奥陶统白云岩 C, O 和 Sr 同位素组成

岩性特征	深度(m)	$\delta^{13}C_{PDB}$(‰)	$\delta^{18}O_{PDB}$(‰)	$^{87}Sr/^{86}Sr$
中-粗晶白云岩	5392.87	−1.72	−8.82	0.709222
	5396.17	−1.67	−9.64	0.709143
	5416.26	−1.28	−7.31	
	5409.51	−1.27	−9.08	0.709149
	5438.3	−1.14	−10.35	0.709265
	5440.58	−2.60	−9.80	
	5450.4	−1.35	−9.77	0.709089
	平均	−1.58	−9.25	0.709174
粉-细晶白云岩	5381.03	−1.98	−6.64	
	5383.23	−2.70	−4.3	0.708874
	5384.1	−1.47	−6.08	0.708663
	5400.24	−1.92	−5.04	0.708736
	5418.36	−1.26	−5.15	
	5419.36	−2.50	−6.20	0.708853
	5429.33	−2.50	−4.10	0.70899
	5443.68	−2.30	−7.10	0.709062
	5451.5	−1.03	−4.10	
	平均	−1.96	−5.40	0.708863

成岩阶段由于水岩相互作用, 孔隙水的$\delta^{18}O_{SMOW}$会逐渐增加, 但最大不超过(3±1)‰[38]. 由此可知, 导致中-粗晶白云石形成的最可能的流体为深部来源的岩浆热液流体. Spencer[39]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.

3.6　Sr同位素

塔北下奥陶统深灰色粉-细晶白云岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值介于 0.708663~0.709062 之间, 平均为 0.708863(表 3), 基本位于 Denison 等[40]所确定的奥陶系海相沉积碳酸盐岩的范围之内(图 7). 浅灰色-白色中粗晶白云岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值介于 0.709089~0.709265 之间, 平均为 0.709174, 高于粉-细晶白云岩(图 7).

^{87}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}Sr 则不属于放射性成因, 丰度较为稳定. 长英质碎屑岩和泥岩中通常会含有较多的放射性成因 ^{87}Sr, 具有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值, 如 Winter 等[41]从北冰洋中部 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$^{87}Sr/^{86}Sr$值位于 0.713100~0.725100 之间. 地幔部分熔融所形成的基性岩浆岩通常具有较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值, 大约在 0.7044 左右[42]; 但中酸性火成岩也由于含有较多的放射性成因 ^{87}Sr 而会具有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值.

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含 ^{87}Sr, 部分学者认为塔北奥陶系碳酸盐岩中具有较高$^{87}Sr/^{86}Sr$比值的方解石脉是从这种流体中形成的[43~45]. 在这种流体作用下形成的中-粗晶白云岩也可能具有较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值, 但依据中-粗晶白云岩中较高的流体包裹体均一温度和盐度, 就可以排除中-粗晶白云岩的形成与地表大气降水活动有关.

受到岩浆加热作用的地层水, 由于获得了较高的温度, 打破了原来的平衡, 理论上说也能使白云岩发生重结晶作用形成中-粗晶白云岩. 地层水氧同位素一般不会超过(3±1)‰[38], 根据中-粗晶白云岩均一温度和$\delta^{18}O_{PDB}$值以及白云石和水之间的氧同位素分馏系数计算得知, 导致中-粗晶白云岩形成的流体的$\delta^{18}O_{SMOW}$值的范围大致在+4‰~+10‰之间, 明显不同于地层水. 另外, 如果中-粗晶白云岩是在地层水作用下发生重结晶作用形成的, 其锶同位素组成应该与粉-细晶白云岩相一致, 因为地层水与粉-细晶白云岩长期作用已达到了锶同位素组成上的平衡. 中-粗晶白云岩具有较高的锶同位素比值, 所以可以排除地层水的成因.

随着埋藏深度逐渐增加, 成岩环境温度也逐渐增加, 这个过程中白云岩也可以发生重结晶作用形成中-粗晶白云岩, 这种重结晶作用与地层水作用有关. 在这种作用机制下, 中-粗晶白云岩应该在一定

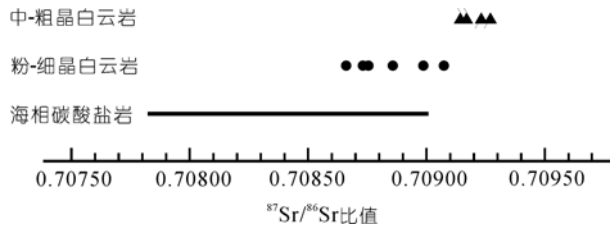

图 7　塔北地区白云岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 分布

大多数粉-细晶白云岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值与 Denison 等[40]所确定的奥陶系海相碳酸盐岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值基本一致, 中-粗晶白云岩 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值要高于粉-细晶白云岩

层位上呈层状广泛发育, 但钻井揭示中-粗晶白云岩只是在断裂裂缝附近局部发育, 并不呈层状产出. 中-粗晶白云岩氧同位素和锶同位素组成也不支持重结晶作用是在地层水作用之下形成的, 所以埋藏过程中的重结晶作用也可以排除.

在塔里木盆地北部发育的二叠纪火成岩既有基性火成岩(玄武岩为主)也有中酸性火成岩(英安岩为主)[18]. 与中酸性火成岩有关的深部来源的岩浆热液会具有较高的温度和较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值, 从这样的岩浆热液流体中形成的中-粗晶白云岩会获得较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值, 并同时伴有石英的沉淀. 由此可以认为形成中-粗晶白云岩的流体类型为与中酸性岩浆活动有关的深部来源的岩浆热液流体.

3.7　热液白云岩化还是重结晶

早期有关金属矿床研究中发现白云岩与热液铅锌矿床形成有着密切的关系[46], 但热液作为白云岩形成的一种可能的流体类型并没有引起足够的重视. 通常并不认为热液有关的白云岩会有较大规模[47,48]. 但是, 随着对地壳中大规模区域性流体运动认识的增加, 如压实区域的流体对流[49], 地形驱动的流体流动[50], 和台地碳酸盐岩中浮力驱动的流体对流[51], 大规模热液白云岩化已被认为是可能的, 热液白云岩的重要性已经越来越明确.

含油气盆地中热液白云岩化作用近年来得到了越来越多学者的重视和关注, 并发现了许多热液白云岩化作用形成的白云岩油气藏. 热液白云岩型油气藏目前是北美、中东等地区古生界油气勘探的重要目标[9,13,14]. 美国和加拿大的一些世界级大油气藏就赋存在奥陶系[7]和泥盆系[13]的热液白云岩储层中. 已发表的大量数据和事实表明中东地区世界最大的油气藏也有构造控制的热液白云岩化和溶蚀改造作用[13,52].

塔北下奥陶统白云岩中的中-粗晶白云岩, 具有较高的形成温度, 富含 Fe 和 Mn 等元素, 较轻的氧同位素组成, 并富含放射性成因 ^{87}Sr, 和国外所报道的热液白云岩具有类似的特征. 但从产状上来看, 塔北的这些中-粗晶白云岩和国外所报道的热液白云岩有着显著的区别. 国外所报道的热液白云岩主要是白云岩沿着断裂和裂缝交代灰岩, 在灰岩围岩中发育, 白云岩中往往可见灰岩原岩的残余[5,8,9,53]. 塔北的中-粗晶白云岩虽然和断裂裂缝有一定的关系, 但却分布在粉-细晶的白云岩围岩中, 和粉-细晶白云岩交替产出. 这些粉-细晶的白云岩在塔里木盆地下奥陶统地层中广泛存在, 很难说都是热液形成的. 从同位素组成和元素组成上可以看出这些粉-细晶的白云岩是在地表或近地表环境下形成的, 与海水有直接的关系.

从元素组成、氧和锶同位素组成以及包裹体均一温度和盐度特征上可以看出, 形成中-粗晶白云岩的流体类型为热液流体, 但结合塔里木盆地下奥陶统的实际情况, 中-粗晶白云岩的形成应该是热液流体对原来已经存在的粉-细晶白云岩的改造, 促使其发生重结晶作用形成的, 而不是热液流体直接使灰岩发生白云岩化的结果. Machel[54], Lonnee 和 Machel[55] 也对热液交代灰岩形成热液白云岩的说法提出了质疑, 认为热液并不是白云岩形成的直接流体类型, 前人所认为的热液白云岩实际上是热液对已有的在地表/近地表环境下所形成白云岩的改造(重结晶)的产物.

从白云岩被广泛关注至今已经有几百年的历史了, 所提出的白云岩成因模式也是多种多样的, 主要有撒布哈模式、蒸发回流模式、混合水模式、埋藏成因、热液成因等多种类型[56], 但考虑到镁的来源, 大规模白云岩还是应该在地表-近地表环境下的同生-准同生期形成的, 镁主要来源于海水.

按照白云石形成的一般规律, 白云石从地表/近地表形成时, 只能形成一种非理想状态的白云石, 这时的白云石处于亚稳定状态, 富含钙、晶体颗粒细小. 随着埋深的增加以及温度的增加, 亚稳定状态的白云石会逐渐向稳定状态的白云石转化, 表现为晶体颗粒逐渐变得粗大、Ca/Mg 逐渐趋近于 1. 白云石从地表-近地表生成到有序度升高的这样一个演化过程是一个溶解-再沉淀, 也就是重结晶的过程; 是一个需要流体参与的“湿”的过程, 这个过程伴随着多余的钙从白云石中被流体带出. 在白云石埋藏过程, 参与到白云石成岩演化中来的流体通常为地层水. 但

在一些特殊区域, 也会有深部来的热液流体参与到白云石的成岩演化中来. 热液流体通常具有较高的温度并富含 CO_2, 无疑可使这个过程加快, 可用下面的式子来表示:

$Ca_{(1+x)}Mg\ (CO_3)_{(2+x)}$→在富含 CO_2 热液流体中溶解再沉淀(重结晶)→$CaMg(CO_3)_2+x(CaCO_3)$

Malone 等[12]所做的实验也证实了在较高的温度下白云石能很快发生重结晶作用.

在二叠纪, 包括塔北在内的塔里木盆地发生了强烈的火山-岩浆活动, 火山活动伴随着强烈的岩浆热液流体活动, 这已被前人的一些研究所证实[4]. 本次研究也通过流体包裹体、元素组成、同位素等方法证明了深部流体的存在和影响. 许多切穿基底的深大断裂以及与之相连的断裂和裂缝为深部流体向上运移提供了必要的通道, 与沙 15 井深部流体活动直接有关的断裂为轮台断裂. 热液流体沿着断裂裂缝系统运移到粉-细晶白云岩中, 便会使白云岩发生重结晶作用成为中-粗晶白云岩.

4　对储层的影响

依据岩芯特征、岩石薄片和铸体薄片观察, 发生了重结晶作用的白云岩中的主要储集空间类型为晶间孔和溶蚀孔. 晶间孔是在结晶较好的白云岩中存在于白云石晶体之间的角孔. 白云岩晶间孔主要有三个方面的来源: 一是原来就存在的白云石晶间微孔在重结晶后连片扩大的孔隙; 二是白云岩重结晶过程中多余的 Ca 以及 Na 等杂质被带走形成的孔隙; 三是白云岩重结晶后成分组成和晶体结构逐渐接近理想状态, 单位晶胞体积变小而形成的孔隙. 之所以会形成第三种孔隙, 是因为 Ca 和 Mg 与 O 之间离子键距离具有一定的差别. 碳酸盐岩类矿物晶格中(如方解石、菱镁矿、白云石等), 金属离子(Ca^{2+}和 Mg^{2+})与氧以离子键结合, Ca-O 键的距离要大于 Mg-O 键的距离, 分别为 2.3598Å 和 2.1018Å[57]. 白云石理想状态下, Ca 和 Mg 离子交替出现在单独的层上. 非理想状态下, 白云石分子中较多的 Ca 就会替代 Mg 层中的 Mg, 会致使 Mg 离子层间距的增加, 从而使非理想白云石晶胞体积增大. 所以, 随着白云石成分组成和分子结构向理想状态转化, 白云石晶胞体积会逐渐减小. 前一种是原来就有的微孔的再现, 后两种是重结晶后孔隙的新增部分. 晶间孔在塔北下奥陶统重结晶白云岩中普遍发育(图 2(d)).

深部流体因其具有较高的温度并且富含 CO_2, 能对碳酸盐岩产生较强的溶蚀作用, 形成大量的溶蚀孔隙. 溶蚀孔在塔北沙 15 井岩心上广泛存在(图 2(b), (e), 3), 可稀疏也可密集, 大小一般 1 至几毫米. 深部热液流体作用形成晶间孔和溶蚀孔对白云岩储集物性改善有着非常重要的意义.

结合沙 15 井下奥陶统白云岩在深部热液流体作用下的白云岩成岩演化特征和储集空间特征, 建立了热液作用下白云岩储层发育模式(图 8). 根据所建立的模式, 白云岩成岩演化程度(重结晶程度)受断裂以及与断裂相沟通的裂缝的控制, 这些断裂和裂缝是深部流体流动的通道. 深部流体同时还能使白云岩发生溶蚀, 形成微小的晶间溶孔和较大的(毫米级的)溶蚀孔洞. 断裂和裂缝的沟通作用决定了白云岩的重结晶作用和白云岩的溶蚀作用只在断裂和裂缝发育, 而不能在整个下奥陶统白云岩中都有.

塔里木盆地在二叠纪经历了强烈而广泛的岩浆-火山活动, 所形成的各种类型的火成岩在塔里木盆地广泛分布[17]. 火山活动期间或火山活动之后较长时间都会有热液流体沿着盆地内部普遍发育的深大断裂和与深大断裂相沟通的断裂裂缝体系活动, 并对深部的碳酸盐岩产生显著的改造作用. 热液作用下的白云岩重结晶作用是塔里木盆地白云岩成岩演化过程的一个特殊事件, 但鉴于火山活动和深大断

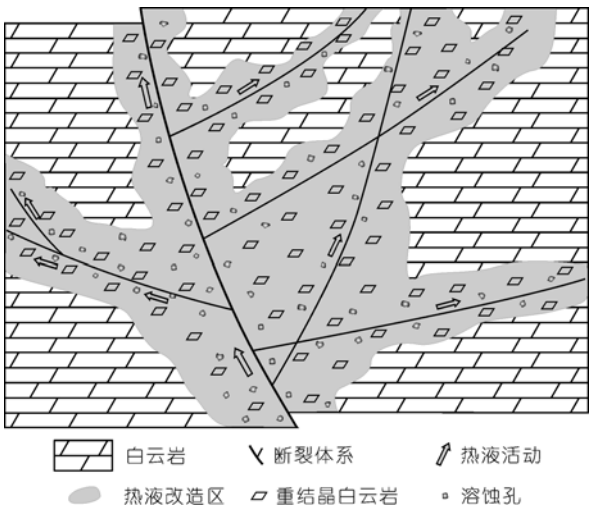

图 8　热液作用下白云岩重结晶发育模式

热液沿深大断裂向上运移到白云岩地层中, 促使白云岩发生重结晶作用, 并使白云岩发生溶蚀, 从而使白云岩成为良好的油气储层

裂在塔里木盆地中的广泛性, 白云岩重结晶作用又是塔里木盆中的一个普遍性事件. 除盆地北部外, 在塔中、巴楚、北缘山前构造带等区域也都有不少钻井岩心揭示类似的事实, 如塔中地区的塔中 18 井、塔中 12 井、中 1 井、中 4 井等, 巴楚地区的同 1 井等. 这个事件对白云岩储层发育有着积极的意义, 由此形成的良好白云岩储层是塔里木盆地深部下奥陶统-寒武系油气勘探的一个重要方向和目标, 在塔里木盆地油气勘探中应该给予足够的重视.

5 结论

塔北地区中-粗晶白云岩是粉-细晶白云岩发生重结晶作用的结果, 使白云岩发生重结晶作用的流体类型为岩浆热液流体, 具有较高的温度和盐度. 重结晶后的白云岩具有相对较高的 Fe 和 Mn 含量, 与火成岩类似的稀土元素配分模式, 较轻的氧同位素组成和较高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值. 重结晶后的中-粗晶白云岩中发育有大量的晶间孔隙和热液溶蚀孔隙, 从而成为良好的油气储层. 塔里木盆地在地质历史上火山活动强烈而广泛, 与火山活动有关的热液流体沿遍布全盆的深大断裂体系活动, 并使白云岩发生重结晶作用. 热液重结晶作用是塔里木盆地白云岩成岩演化过程中的一个特殊而广泛的事件, 对白云岩储层发育有着积极的意义, 在塔里木盆地下古生界白云岩油气勘探中应该给予足够的重视.

致谢 审稿人对本文的修改提出了很好的意见和建议, 表示衷心感谢.

参考文献

1 吕修祥, 杨宁, 周新源, 等. 塔里木盆地断裂作用对奥陶系碳酸盐岩储层的影响. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38(增刊 1): 48—54
2 吕修祥, 杨宁, 解启来, 等. 塔中地区深部流体对碳酸盐岩储层的改造作用. 石油与天然气地质, 2005, 26: 284—289, 296
3 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的影响. 地质论评, 2008, 54: 348—354
4 金之钧, 朱东亚, 胡文瑄, 等. 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, 2006, 80: 245—253
5 Wierzbicki R, Dravis J J, Al-Aasm I, et al. Burial dolomitization and dissolution of Upper Jurassic Abenaki platform carbonates, Deep Panuke reservoir, Nova Scotia, Canada. Am Assoc Petrol Geol Bull, 2006, 90: 1843—1861
6 Lavoie D, Chi G, Brennan-Alpert P, et al. Hydrothermal dolomitization in the lower Ordovician Romaine formation of the Anticosti basin: Significance for hydrocarbon exploration. Bull Can Petrol Geol, 2005, 53: 454—472
7 Hurley N F, Budros R. Albion-scipio and stony point fields-USA Michigan Basin. In: Beaumont E A, Foster N H, eds. Stratigraphic Traps 1, AAPG Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil and Gas Fields. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. 1—38
8 Luczaj J A, Harrison III W B, Williams N S. Fractured hydrothermal dolomite reservoirs in the Devonian Dundee Formation of the central Michigan Basin. Am Assoc Petrol Geol Bull, 2006, 90: 1787—1801
9 Smith L B. Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton-Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York. Am Assoc Petrol Geol Bull, 2006, 90: 1691—1718
10 Lavoie D, Morin C. Hydrothermal dolomitization in the lower Silurian Sayabec formation in northern Gaspé-Matapédia (Québec): Constraint on timing of porosity and regional significance for hydrocarbon reservoirs. Bull Can Petrol Geol, 2004, 52: 256—269
11 Wilkinson J J, Earls G. A high temperature hydrothermal origin for black dolomite matrix breccias in the Irish Zn-Pb orefield. Mineral Mag, 2000, 64: 1017—1036
12 Malone M J, Baker P A, Burns S T. Hydrothermal dolomitization and recrystallization of dolomite breccias from the Miocene Monterey formation, Tepusquet aera, California. J Sediment Res, 1996, 66: 976—990
13 Davies G R, Smith L B. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. Am Assoc Petrol Geol Bull, 2006, 90: 1641—1690
14 Al-Aasm I. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada Sedimentary Basin. J Geochem Explor, 2003, 78-79: 9—15
15 Cooper M, Weissenberger J, Knight I, et al. Basin evolution in western Newfoundland: New insights from hydrocarbon exploration. Am Assoc Petrol Geol Bull, 2001, 85: 393—418
16 陈汉林, 贾成造. 塔里木盆地地质热事件研究. 科学通报, 1997, 42: 1096—1099
17 杨树锋, 陈汉林, 冀登武, 等. 塔里木盆地早-中二叠世岩浆作用过程及地球动力学意义. 高校地质学报, 2005, 11: 504—511

18 罗静兰, 翟晓先, 蒲仁海, 等. 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, 2006, 41: 378—391
19 贾承造. 中国塔里木盆地构造特征与油气. 北京: 石油工业出版社, 1997. 37
20 贾承造, 张师本, 吴绍祖. 塔里木盆地及周边地层(下册). 北京: 科学出版社, 2004. 227—262
21 Radke B M, Mathis R L. On the formation and occurrence of saddle dolomite. J Sediment Petrol, 1980, 50: 1149—1168
22 叶德胜. 塔里木盆地北部丘里塔格群(寒武系至奥陶系)白云岩的成因. 沉积学报, 1992, 10: 77—86
23 Hesse R. Origin of chert: Diagenesis of biogenic siliceous sediments. In: McIlreath I, Morrow D W, eds. Diagenesis: Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 4. Newfoundland: Geological Association of Canada, 1990. 227—252
24 Hesse R. Silica diagenesis: Origin of inorganic and replacement cherts. In: McIlreath I, Morrow D W, eds. Diagenesis: Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 4. Newfoundland: Geological Association of Canada, 1990. 253—276
25 Keller M A, Isaacs C M. An evolution of temperature scales for silica diagenesis in diatomaceous sequences including a new approach based on the Miocene Monterey formation, California. Geo-mar Lett, 1985, 5: 31—35
26 Anderson R N, Hobert M A, Langseth M G. Geothermal convection through oceanic crust and sediments of the Indian Ocean. Science, 1979, 204: 828—832
27 Davis E F. The radiolarian cherts of the Franciscan Group. Univ Calif Depart Geol Publ Bull, 1918, 11: 235—432
28 Packard J J, Al-Aasm I, Samson I, et al. A Devonian hydrothermal chert reservoir: The 225 bcf Parkland field, British Columbia, Canada. Am Assoc Petrol Geol Bull, 2001, 85: 51—84
29 Leach D L, Plumlee G S, Hofstra A H, et al. Origin of late dolomite cement by CO_2-saturated deep basin brines: Evidence from the Ozark region, central United States. Geology, 1991, 19: 348—351
30 韩吟文, 马振东. 地球化学. 北京: 地质出版社, 2003. 62, 133
31 Montanez I P. Late diagenetic dolomitization of Lower Ordovician Upper Knox carbonates: A record of the hydrodynamic evolution of the southern Appalachian Basin. Am Assoc Petrol Geol Bull, 1994, 78: 1210—1239
32 Wakita H, Rey P, Schmitt R A. Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples. Proc Apollo 11 Lunar Science Conference. Pennsylvania: American Association for the Advancement of Science, 1971. 1685—1717
33 贾承造. 塔里木盆地板块构造与大陆动力学. 北京: 石油工业出版社, 2004. 117—134
34 Veizer J, Ala D, Azmy K, et al. $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater. Chem Geol, 1999, 161: 59－88
35 Veizer J, Bruckschen P, Pawellek F, et al. Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1997, 132: 159—172
36 Land L S. The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments. In: Arthur M A, Anderson T F, Kaplan I R, et al, eds. Stable Isotopes in Sedimentary Geology, SEPM Short Course 10. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 1983. 1—22
37 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 2000. 175—176
38 Longstaffe F J. Stable isotope studies of digenetic processes. In: Kyser T K, ed. Stable Isotope Geochemistry at Low Temperature Fluids, MAC Short Course Series 13. Québec: Mineralogical Association of Canada, 1987. 187—257
39 Spencer R J. Origin of Ca-Cl brines in Devonian formations, Western Canada sedimentary basin. Appl Geochem, 1987, 2: 373—384
40 Denison R E, Koepnick R B, Burke W H, et al. Construction of the Cambrian and Ordovician seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ curve. Chem Geol, 1998, 152: 325—340
41 Winter B L, Johnson C M, Clark D L. 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. Geochim Cosmochim Acta, 1997, 61: 4181—4200
42 张云霄. 西天山咔拉达拉基性岩及其构造背景. 新疆地质, 2000, 18: 258—263
43 刘存革, 李国蓉, 张一伟, 等. 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, 2007, 81: 1398—1406
44 张涛, 蔡希源. 塔河地区加里东中期古岩溶作用及分布模式. 地质学报, 2007, 81: 1125—1134
45 刘春燕, 吴茂炳, 巩固. 塔里木盆地北部塔河油田奥陶系加里东期岩溶作用及其油气地质意义. 地质通报, 2006, 25: 1128—1134
46 Anderson G M, Macqueen R W. Ore deposit models-6. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. Geosci Can, 1982, 9: 108—117
47 Machel H G, Mountjoy E W. Chemistry and environments of dolomitization——A reappraisal. Earth-Sci Rev, 1986, 23: 175—222
48 Morrow D W. Diagenesis 2. Dolomite-Part II: Dolomitization model and ancient dolostone. Geosci Can, 1982, 9: 5—13
49 Moore J C, Mascle A. Expulsion of fluid from depth along a subduction zone décollement horizon. Nature, 1987, 326: 785—788
50 Garven G, Freeze R A. Dolomites of the Monterey Formation and other organic rich units. Soc Econ Paleontol Mineral Pacific Section Spec Publ, 1984, 41: 215

51 Kohout F A. Ground-water flow and the geothermal regime of the Floridian Plateau. Golf Coast Assoc Geol Soc Trans, 1967, 17: 339—354
52 Cantrell D L, Swart P K, Hagerty R M. Genesis and characterization of dolomite, Arab-D reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia. GeoArabia, 2004, 9: 1—26
53 Lee M J, Wilkinson J J. Cementation, hydrothermal alteration, and Pn-Zn mineralization of carbonate breccias in the Irish Midland: Texture evidence from the Cooleen zone, near silvermines, county Tipperary. Econ Geol, 2002, 97: 653—662
54 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. Geol Soc (London) Spec Publ, 2004, 235: 7—63
55 Lonnee J, Machel H G. Pervasive dolomitization with subsequent hydrothermal alteration in the Clarke Lake gas field, Middle Devonian Slave Point Formation, British Columbia, Canada. Am Assoc Petrol Geol Bull, 2006, 90: 1739—1761
56 Warren J. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. Earth Sci Rev, 2000, 52: 1—81
57 Effenberger H, Mereiter K, Zemann J. Crystal structure refinements of magnesite, calcite, rhodochrosite, siderite, smithonite, and dolomite, with discussion of some aspects of the stereochemistry of calcite type carbonates. Z Kristallogr, 1981, 156: 233—243