论文

青藏高原北缘酒泉盆地青西凹陷白垩系湖相热水
沉积原生白云岩文华国^{①②*}, 郑荣才^{①②}, HaiRuo QING^③, 范铭涛^④, 李雅楠^②, 宫博识^②

① 油气藏地质及开发工程国家重点实验室(成都理工大学), 成都 610059;

② 成都理工大学沉积地质研究院, 成都 610059;

③ Department of Geology, University of Regina, Regina S4S 0A2, Canada;

④ 中国石油玉门油田分公司, 酒泉 735019

* E-mail: wenhuaguo@qq.com

收稿日期: 2013-07-16; 接受日期: 2013-11-28; 网络版发表日期: 2014-02-28

国家自然科学基金项目(批准号: 41002033)、国家科技重大专项(编号: 2011ZX05030-003-02)和成都理工大学中青年骨干教师培养基金资助

摘要 通过岩相学、组构学和地球化学的综合研究, 详细描述和论证了一种独特而罕见的中生代断陷湖盆条件下, 碱性热卤水结晶沉淀的纹层状泥晶原生含铁白云岩. 主要造岩矿物为泥晶结构的含铁白云石, 此类白云石多呈 0.1~1 mm 厚的纹层, 并与钠长石、方沸石、重晶石和地开石等多种热液矿物呈两元或多元互纹层产出. 岩石地球化学结果显示: 富含 Sb, Ba, Sr, Mn 和 V 等热水沉积标型元素, LREE 相对富集, 具典型的负 Eu 异常稀土配分模式, 氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 介于 -5.89‰~-14.15‰, 平均 -9.69‰, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值介于 0.711648~0.719546, 平均 0.714718, 反映沉积环境为受基底断裂控制的稳定、封闭和缺氧的深湖底低洼热卤水池, 热流体为下渗湖水与幔源岩浆水混合形成的富含 Ca^{2+} , Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 等多种离子的碱性热卤水, 受岩浆热能驱动流、重力驱动流及压实驱动流共同作用, 突破上覆沉积物和湖泊水体的静水负荷压力发生沸腾爆炸, 将喷流口上覆先期的纹层状泥晶含铁白云岩震碎, 形成“水爆角砾岩”; 在距喷流口较远的低洼、安静的热卤水池中, 热液则快速结晶化学沉淀出纹层状泥晶原生含铁白云岩. 该套特殊岩石的研究一定程度上将有助于推动湖相碳酸盐岩和白云岩成因研究, 特别是为我国中、新生代同类盆地湖相白云岩研究提供新的范例和研究思路.

关键词原生含铁白云岩
热水沉积
断陷湖泊
白垩系
酒泉盆地

热液白云岩系指比围岩温度高的热流体形成(交代或沉淀)的白云岩(Machel 和 Lonnee, 2002), 已成为当今地学研究的最前沿热点之一, 国外已有的报道较多, 但均集中在海相研究成果中(Qing 和 Mountjoy, 1992, 1994; Boni 等, 2000; Wright 等, 2000; Tritlla 和 Cardellach, 2001; Al-Aasm 等, 2002; Al-Aasm, 2003;

Al-Aasm 和 Vernon, 2007; Blendinger, 2004; Nader 等, 2004, 2009; Caline 等, 2006; Davies 和 Smith, 2006; Brigaud 等, 2009; López-Horgue 等, 2010), 且属于与构造断裂有关的热液交代成因产物, 具有典型的马鞍状和斑马状结构特征(Boni 等, 2000; Davies 和 Smith, 2006; López-Horgue 等, 2010); 国内近年来针对热水

中文引用格式: 文华国, 郑荣才, Qing H R, 等. 2014. 青藏高原北缘酒泉盆地青西凹陷白垩系湖相热水沉积原生白云岩. 中国科学: 地球科学, 44: 591-604
英文引用格式: Wen H G, Zheng R C, Qing H R, et al. 2013. Primary dolostone related to the Cretaceous lacustrine hydrothermal sedimentation in Qingxi sag, Jiuquan Basin on the northern Tibetan Plateau. Science China: Earth Sciences, 56: 2080-2093, doi: 10.1007/s11430-013-4654-x

沉积白云岩的研究,也主要集中在海相环境中与金属硫化物矿床共生的热液充填白云岩(彭润民等,2004),以及热液交代成因的马鞍状白云石和次生白云岩(Chen等,2004;陈代钊,2008;朱东亚等,2009)。酒泉盆地青西凹陷下白垩统下沟组中所发育的湖相泥晶白云岩以其独特的复杂矿物组分(郑荣才等,2006;文华国,2008)和特殊的断陷湖盆沉积构造背景(苏建平,2002;郑荣才等,2003),完全不同于上述热液交代白云石化或封闭环境下热液充填白云石(岩),是十分罕见的中生代湖泊环境中由热液喷流直接沉淀形成的泥晶原生含铁白云岩。目前,针对原生白云岩尚缺乏过硬的实例(Folk和Land,1975;张晓宝,1993;黄志诚等,1996),而在湖相环境下类似的实例更是鲜有报道(郑荣才等,2003;柳益群等,2011)。在此基础上,本文对此类湖相白云岩展开了系统的岩石学、矿物学和地球化学研究,旨在为这种罕见的湖相白云岩——热水沉积原生白云岩提供更确凿的证据,并进一步探讨其形成机制。

1 地质背景

酒泉盆地位于青藏高原北部的最边缘,位处北祁连与阿尔金两巨型构造带交汇处。该盆地是在古

生界褶皱基底之上,于中、新生代通过北东向基底构造伸展断陷作用而发育起来的陆相断陷盆地,由酒西和酒东两个次级盆地组成。青西凹陷位于酒西次级盆地东南部,为酒西次级盆地的沉降-沉积中心,面积约800 km²,由红南次凹、青西低凸起和青南次凹三个次级构造单元组成,发育一系列分割性很强的不对称箕状或半地堑断陷。早白垩世青西凹陷为一个封闭性很强的陆内断陷深水湖盆(范铭涛等,2003;文华国,2008),主要发育大套暗色泥岩与湖相白云岩不等厚互层组合(图1)。据翟裕生(2004)的研究资料,早白垩世全球性大规模火山活动,造成同时期热液活动速度加快,并有显著的热液系统与水-岩反应。研究区内的早峡剖面中发育的玄武岩,呈夹层分布于早白垩统湖相地层中,经同位素测年证实与青西凹陷湖相白云岩同为早白垩世产物(杨经绥等,2001),稀土元素和微量元素地球化学特征表明其形成于大陆拉张环境,源区为富集地幔(王晓丰等,2004)。

2 样品与实验方法

本次研究的29件配套样品取自研究区下白垩统下沟组钻井岩芯,用于对比研究的2件同层位玄武岩样品采自研究区早峡地表露头,所有样品均以显微

镜下的岩石学鉴定分析为依据, 用微钻取样和经镜下薄片检测及去杂质、去有机质处理, 以保证样品的纯度及其可靠性与代表性. 所进行的分析包括薄片观察、扫描电镜、电子探针、X-衍射、微量元素、稀土元素和碳、氧、锶同位素分析等.

用于薄片鉴定的样品经茜素红和铁氰化钾染色处理; 扫描电镜(SEM)分析在“油气藏地质及开发工程”国家重点实验室完成, 测试仪器为场发射环境扫描电子显微镜, 仪器型号为 Quanta250 FEG.

电子探针分析在中国地质调查局成都地质矿产研究所电子探针实验室完成, 仪器型号为 JCXA-733, 测试条件为: 电压 20 kV, 电流 20 mA, 束斑直径 2 μm .

X-衍射分析在中国石油勘探开发研究院完成, 仪器型号为 D/MAX 2500 型 X 射线衍射仪, 试验条件: 温度 15~25 $^{\circ}\text{C}$, 湿度 $\leq 70\%\text{RH}$.

微量和稀土元素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成, 仪器型号为 Perkin-Elmer Sciex Elan 6000 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS), 分析精度为 1%~3%.

C 和 O 同位素测试分析在 University of Saskatchewan 完成, 仪器型号为 Finnigan 公司 MAT253 气体同位素质谱仪, 测试精度可达 1‰(VPDB). 国际标样 NBS-19 的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 1.95‰(VPDB), $\delta^{18}\text{O}$ 为 -2.2‰(VPDB), 样品 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素比值精度分别为 0.05‰和 0.11‰.

Sr 同位素测试在中国地质调查局同位素地球化学开放研究实验室完成, 仪器型号为 MAT261 固体同位素质谱仪, 实验条件为温度 20~22 $^{\circ}\text{C}$, 湿度 30%~50%, 整个分析过程在超净实验室完成, 用国际标样 NBS987 对仪器和分析流程进行监控, NBS987 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测定值误差(2 σ)小于 0.002%.

3 讨论和分析结果

3.1 样品的可靠性检验

前人在选择高保存程度样品时, 多依靠间接反映成岩破坏程度的 Mn/Sr 比值(周传明等, 1997), 研究区白垩系下沟组样品的 Mn/Sr 比值除一件样品为 3.087 外, 其余均小于 3, 说明测试样品没有或仅受到弱成岩作用的影响, 其中元素和同位素组成可代表沉积时原始地球化学特征值(Dehler 等, 2005; Le Guerroué 等, 2006); Ce 异常值与 Eu 异常值相关系数

为 0.41, Ce 异常值与 ΣREE 相关系数仅为 0.024, 均无明显相关性, 也可证明样品受成岩作用影响很有限, 可反映沉积期的流体地球化学特征.

3.2 岩石学、矿物学特征

青西凹陷主体为沉积暗色泥岩、白云岩的深-半深湖区, 白云岩累计厚度为 300~400 m, 最大可达 500 m 以上, 分布范围有随湖盆扩大和水体加深而扩展加厚的趋势. 垂向剖面上, 湖相白云岩与暗色页岩不等厚互层, 富含结核状、透镜状和条带状菱铁矿, 偶夹湖底浊积扇外扇亚相的薄层状粉-细砂岩, 与盆缘的扇三角洲呈相变关系. 在研究区西部的早峡一带(图 1), 发育有 2 层杏仁状或枕状碱性拉斑玄武岩, 与湖相白云岩和黑色泥页岩呈互层状产出, 厚度变化很大, 为 5~200 m. 下沟组湖相白云岩的岩石组构以具泥晶结构和纹层状构造为主(图 2(a), (b)和(i)), 纹层由 0.1~1 mm 厚度的泥晶白云石与其他矿物相间组成, 常见的纹层组合如下: ① 含铁白云石与富藻有机质的二元变形纹层(图 2(e)); ② 地开石-含铁白云石二元纹层(图 2(h)); ③ 钠长石-含铁白云石二元纹层(图 2(n)); ④ 方沸石-钠长石-含铁白云石三元纹层(图 2(j)); ⑤ 方沸石-重晶石-钠长石-含铁白云石-有机质等三元纹层以上的多元纹层(图 2(c)和(d)). 除此之外, 还发现纹层状泥晶钠长石质铁白云石构成的角砾(图 2(k), (l), (n)和(o)), 呈轻微位移或可拼合的棱角状, 角砾间主要被单一的、或复矿物组合的微-粉晶级钠长石、重晶石(图 2(p))、方沸石、地开石和含铁白云石矿物充填胶结(图 2(l)和(m)), 胶结物中也可见到星散状分布的微粒闪锌矿和黄铁矿等矿物.

湖相白云岩主要造岩矿物为含铁白云石(20%~66%)、钠长石(12%~31%)、重晶石(5%~20%)、方沸石(2%~18%)、石英(3%~14%)、地开石(2%~15%)和黄铁矿(0.3%~6.4%), 个别样品含有微量闪锌矿、黄铜矿、方铅矿和菱铁矿. 其中, 白云石化学组成为 CO_2 , FeO, MgO 和 CaO, 由于 MgO 的平均含量高于 FeO(表 1), 按矿物学定义(高翔等, 2010)被确定为含铁白云石, 由 XRD 分析确定的 d_{104} 和晶胞参数 a 和 c 值均介于标准白云石和标准铁白云石之间(表 2), 也证实其为含铁白云石. 纹层状产出的含铁白云石具小于 10 μm 的泥晶-隐晶质结构, 呈杂乱镶嵌状分布(图 2(d), (m)和(p)), CaCO_3 摩尔含量变化范围 52.04%~54.54%, 平均为 53.11%, 有序度变化范围 0.36~0.63,

图2 湖相白云岩主要造岩矿物显微特征

(a) 纹层状泥晶含铁白云岩; (b) 纹层状泥晶钠长石质含铁白云岩, 含黄铁矿结核; (c) 泥晶含铁白云石、钠长石、重晶石、方沸石和有机质的多元纹层; (d) 长条状钠长石晶体呈细晶结构嵌于泥晶含铁白云石集合体中; (e) 泥晶含铁白云石与有机质的二元纹层; (f) 纹层状泥晶钠长石质含铁白云岩中发育透镜状亮晶含铁白云石和黄铁矿晶体; (g) 为(f)的阴极发光照片, 含铁白云石不发光或发极弱暗红色光; (h) 泥晶含铁白云石与地开石的二元纹层; (i) 纹层状泥晶钠长石质含铁白云岩中发育灰白色透镜状亮晶含铁白云石; (j) 泥晶含铁白云石、钠长石和方沸石的三元纹层; (k) 泥晶钠长石质含铁白云岩角砾; (l) 粉晶含铁白云石胶结纹层状泥晶钠长石质含铁白云石角砾; (m) 斑块状含铁白云石晶体与泥晶钠长石质含铁白云石集合体相间发育; (n) 泥晶含铁白云石与钠长石的二元纹层; (o) 泥晶钠长石质含铁白云石角砾岩; (p) 中-粗晶重晶石晶体与泥晶钠长石质含铁白云石集合体相间产出。(a), (b), (k)和(o)为岩芯照片; (c)和(n)为单偏光显微镜图像; (e), (h), (j)和(l)为正交偏光显微镜图像; (d), (m)和(p)为背散射分析图像; (f)和(g)为阴极发光照片。Ank, 含铁白云石; Ab, 钠长石; Brl, 重晶石; Anl, 方沸石; Dkt, 地开石; Org, 富藻有机质纹层

表 1 湖相白云岩主要造岩矿物的电子探针平均化学组分(wt%)

矿物	样数	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃ (SrO)	SiO ₂ (SO ₃)	K ₂ O	CaO	TiO ₂ (BaO)	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	NiO	CO ₂ (H ₂ O)
含铁白云石	27	0.16	11.11	(0.12)		0.14	30.74	(0.13)		0.36	10.18		47.25
钠长石	6	11.29	0.053	19.52	68.44	0.07	0.16	0.07	0.03	0.03	0.15	0.03	
重晶石	12	0.22	0.01	(1.07)	(34.59)	0.05	0.06	(63.87)		0.03	0.08		
石英	3	0.02	0.02	0.39	98.84	0.05	0.07	0.11	0.03	0.01	0.03	0.01	0.02
方沸石	8	13.67	0.01	23.46	54.33	0.01	0.01	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	
地开石	18	0.09	0.44	37.15	43.45	0.47	0.11	0.02	0.04	0.02	0.11	0.03	(18.05)

表 2 湖相白云岩样品的 XRD 分析结果和标准值的对比^{a)}

样品名称	样品数	晶胞参数		<i>d</i> ₁₀₄ (nm)	CaCO ₃ 摩尔含量(%)	有序度(峰高比 h ₀₁₅ /h ₁₁₀)
		<i>a</i> (nm)	<i>c</i> (nm)			
纹层状泥晶钠长石质含铁白云岩	7	4.811~4.821	16.0360~16.0917	2.8896~2.8970	52.04~54.54	0.36~0.63
泥晶含铁白云石角砾	6	4.811~4.818	16.0205~16.0697	2.8212~2.8915	51.41~52.97	0.35~0.52
标准白云石(PDF#36-0426)		4.8090	16.0200	2.888		\
标准铁白云石(PDF#41-0586)		4.8290	16.1520	2.906		\

a) 标准白云石和标准铁白云石均为国际粉末衍射(ICDD)标准数据, 其 PDF 卡片分别为 PDF#36-0426 和 PDF#41-0586(高翔等, 2010)

平均 0.43, 在阴极射线下发光或发极弱暗红色光(图 2(f)和(g)); 呈胶结物产出的含铁白云石具有自形-半自形嵌晶结构(图 2(m)), 在阴极射线下发极弱暗红色光, 显示了热液结晶沉淀为主的化学沉积特征; 钠长石属于 An 为 2~10 的中-低温热液型斜长石; 方沸石一般被认为是火山凝灰物质经成岩蚀变而来(Liou, 1971; Do Campo 等, 2007), 或是岩浆期后热液中与其他沸石共生晶体(Ghobarkar 和 Schäf, 1990), 近年来, 也偶见湖底热泉喷流沉积成因的报道(李红等, 2012), 但下沟组地层中缺乏凝灰物质及其他沸石矿物, 又据 Si/Al 比值的方沸石成因划分标准(应凤祥, 1993), 8 个方沸石单矿物的 Si/Al 比值变化范围为 2.04~2.14, 平均为 2.08, 属于湖底碱性热液直接结晶或高碱水与沉积物相互作用的产物(郑荣才等, 2006), 少量的闪锌矿、黄铜矿和方铅矿呈浸染状、纹层状及团块状产于含铁白云石及重晶石之间, 具有热水同生沉积的特点(Lavoie 等, 2005).

3.3 微量元素

从微量元素分析数据(表 3)可知, 纹层状泥晶含铁白云岩和含铁白云岩角砾都具有高含量的 Sb 和 Ba 元素, 被认为是热水沉积的典型标志(Marchig 等, 1985; Murray, 1994; 周永章等, 2004), 涂光炽(1988)也认为较高含量的 Sb, Ba 可以作为判别热水沉积成因的标型元素, 且常见于低温热液环境(Bonnemaizon,

1986; 贾三石等, 2011), 另外, 研究区 Sr, Mn 和 V 的富集也被认为是与湖底热水活动有关(张文正等, 2010). 在标准化蛛网图上(图 3), 纹层状泥晶含铁白云岩和含铁白云岩角砾具有十分相似的标准化曲线变化趋势, 亲铜元素 Sb 极其富集, 大离子亲石元素 Sr, Ba 富集, Cs, Rb 亏损, 过渡金属元素 V, Cr, Mn, Ni 和 Co 轻微富集, Ti 弱亏损, 高场强元素 Hf, Ta, Pb, Nb 和 Zr 具有明显负异常, Th, U 具弱的正异常, 在蛛网图上表现为“五峰六谷一平坦型”; 与同层位产出的玄武岩微量元素组成具有很强的相似性, 暗示着含铁白云岩和含铁白云岩角砾与玄武岩在物源上具有亲缘关系.

3.4 稀土元素

稀土元素分析数据(表 3)显示, 纹层状泥晶含铁白云岩 Σ REE 具有较大的变化范围(54.66~453.44 ppm), 平均 171.97 ppm, 泥晶含铁白云岩角砾 Σ REE 也具有较大的变化范围(130.65~476.76 ppm), 平均 270.53 ppm, 两者的 Σ REE 平均值均远大于平均上地壳 Σ REE 值(146.37 ppm)(Taylor 和 Mclenan, 1985)和球粒陨石 Σ REE 值(2.56 ppm)(Sun 和 McDonough, 1989), 具有典型成矿热液的 Σ REE 高含量特征(Klinkhammer 等, 1994); LREE/HREE, (La/Yb)_N, (La/Sm)_N 和 (Gd/Yb)_N 值的变化反映了 REE, LREE 和 HREE 之间的分馏程度(Roy 和 Kloss, 2007), 从表 3 可以看出,

表 3 岩石全岩微量元素(ppm)和同位素地球化学分析结果一览表^{a)}

样品名称	纹层状晶钠长石质含铁白云岩															
样品编号	QXC04	QXC10	QXC11	QXC12	QXC17	QXC18	QXC19	QXC20	QXC21	QXC25	QXC29	QXC34	QXC36	QXC37	QXC38	QXC42
Li	28.95	53.76	31.23	32.89	365.3	69.11	146.1	44.27	27.17	44.03	22.75	385	69.38	41.67	126.7	42.27
Be	3.065	3.777	2.383	1.427	3.439	1.662	2.684	2.58	1.369	1.579	1.059	3.317	1.812	4.791	1.769	1.393
Sc	15.1	22.49	24.86	18.76	16.15	15.58	16.06	15.17	11.26	15.35	27.41	13.02	12.27	26.58	16.71	15.04
Ti	3175.5	3799.2	3401.1	3604	4873.1	2788.8	3631.2	3796.3	3109.9	4737.4	3346.1	3365.9	2463.9	3237.6	2964.5	3223.4
V	110.9	150.1	158.9	118.6	106.6	97.68	117.8	123.1	95.53	125	231.7	97.24	89.56	151.8	102.6	112.5
Cr	101	104.3	127.9	114.3	106	81.4	108.9	144.9	121.2	133.2	193.9	77.96	89.82	142.9	112.6	117.4
Mn	1072.9	1310.7	1240.8	699.7	1069.3	1416.2	1062.5	1025.9	694	1213.5	1708.4	900.9	1836.4	1908.2	1337.3	1124.8
Co	25.11	19.14	17.22	25.98	29.27	18.06	21.5	27.25	20.18	22.48	17.12	22.11	19.46	23.51	19.39	21.87
Ni	79.26	57.88	56.59	71.64	94.04	59.43	56.88	80.38	69.59	67.58	59.1	67.4	84.93	69.8	53.44	51.96
Cu	52	42.7	49.2	46.32	58.79	28.72	41.94	44.92	44.3	41.71	33.88	40.18	30.14	39.62	29.12	40.96
Zn	252.2	39.67	88.99	50.3	73.64	48.12	76.63	62.23	38.31	72.54	55.3	59.83	118.8	71.82	69.05	54.08
Ga	17.46	19.29	19.84	20.27	18.89	14.06	19.28	22.06	19.18	21.29	12.4	19.78	14.23	18.33	14.37	19.01
Ge	0.719	1.244	0.667	0.442	1.141	0.791	1.017	0.495	0.781	0.963	0.622	0.854	0.587	1.191	1.045	0.949
Rb	240.3	136.2	108.2	112.5	156.7	85.42	122.9	156.5	218.7	131.3	132.5	181.3	81.57	120.5	113.1	65.84
Sr	913.1	722.2	436.6	406.7	581.6	1411.2	578	377.6	742.6	393.1	632.8	571.9	1012.5	758.8	1270.8	892.2
Y	35.23	12.3	30.86	24.28	25.16	38.73	16.38	20.77	17.95	19.66	21.47	15.72	16.45	50.21	20.09	31.75
Zr	91.09	131.7	82.52	73.08	149.3	184.4	106.3	108.7	85.46	140.5	112.3	107.2	54.17	105	97.65	104.6
Nb	9.921	11.2	10.2	11.03	15.23	8.734	10.89	11.53	8.626	13.82	10.48	10.81	7.894	10.26	9.012	9.883
Mo	3.392	1.704	1.856	6.104	3.752	7.86	4.187	4.162	4.633	1.515	8.552	1.484	6.624	2.325	1.291	3.861
Cd	0.597	0.114	0.189	0.125	0.18	0.204	0.171	0.126	0.101	0.126	0.144	0.133	0.18	0.152	0.103	0.155
Sn	4.257	4.215	3.938	3.735	5.22	2.981	3.861	4.375	2.507	2.653	12.16	3.856	2.747	3.778	2.649	4.402
Sb	5.369	4.587	3.519	6.356	0.667	8.883	2.906	2.149	1.185	0.752	1.393	0.442	11.61	5.76	1.612	0.539
Cs	6.492	16.42	5.279	2.672	18.31	4.47	9.056	35.09	0.122	2.679	0.445	48.99	4.015	29.29	13.01	8.747
Ba	1837.2	678.9	2266.6	608.5	719.1	1743.1	1002.9	444.1	3264.8	351.5	1942.2	364.6	1282.2	388.1	969.3	2942.5
La	38.93	29.78	29.98	49.32	23.44	48.84	20.02	13.74	38.71	32.98	34.02	10.05	61.18	36.62	28.69	31.88
Ce	75.09	52.46	55.79	99.72	46.22	97.78	38.02	29.8	68.69	61.54	64.27	20.34	117.8	79.02	57.54	61.88
Pr	9.485	5.664	6.046	11.96	5.158	12.27	4.384	3.858	8.278	6.991	7.747	2.351	13.62	10.77	6.947	7.332
Nd	37.81	19.46	21.33	43.12	19.32	47.85	16.24	16.14	29.54	24.67	28.54	9.097	49.76	45.88	25.63	26.95
Sm	7.765	3.184	4.829	7.761	4.215	9.585	3.263	3.67	4.59	4.226	4.867	2.231	7.993	10.21	4.796	5.158
Eu	1.765	0.641	1.233	1.587	0.982	2.093	0.725	0.798	0.795	0.874	1.057	0.538	1.482	2.313	1.078	1.056
Gd	7.773	2.908	6.326	6.535	4.205	9.225	3.303	3.592	3.858	3.934	4.93	2.555	6.032	9.893	4.704	5.123
Tb	1.201	0.379	1.092	0.885	0.712	1.379	0.517	0.591	0.526	0.595	0.749	0.435	0.742	1.616	0.702	0.834
Dy	6.852	2.129	6.37	4.592	4.262	7.703	2.989	3.709	3.16	3.428	4.045	2.689	3.479	9.033	3.743	5.381
Ho	1.361	0.46	1.302	0.898	0.959	1.541	0.62	0.814	0.7	0.746	0.817	0.576	0.624	1.726	0.755	1.203
Er	3.668	1.426	3.432	2.618	2.779	4.109	1.85	2.476	2.141	2.285	2.358	1.653	1.64	4.638	2.146	3.443
Tm	0.492	0.226	0.478	0.415	0.446	0.554	0.283	0.386	0.338	0.361	0.364	0.253	0.223	0.675	0.302	0.486
Yb	3.036	1.554	2.859	2.928	2.98	3.356	1.961	2.681	2.326	2.394	2.359	1.63	1.523	4.572	2.026	3.238
Lu	0.435	0.263	0.414	0.492	0.47	0.491	0.292	0.425	0.368	0.383	0.364	0.263	0.244	0.686	0.322	0.515
Hf	2.812	3.707	3.013	2.668	4.566	4.179	3.471	3.59	2.934	4.206	3.271	3.596	2.066	3.474	2.969	3.33
Ta	0.774	0.853	0.863	0.86	1.19	0.703	0.888	0.905	0.727	1.074	0.764	0.831	0.62	0.815	0.709	0.792
Pb	39.53	26.2	32.86	27.93	37.11	24.57	15.33	15.63	4.975	16.99	29.69	25.16	43.14	18.2	18.15	43.89
Bi	0.333	0.289	0.498	0.277	0.596	0.194	0.244	0.437	0.122	0.226	0.137	0.311	0.16	0.338	0.131	0.219
Th	59.76	6.318	5.697	18.66	10.06	25.28	6.005	10.62	9.206	7.346	8.414	3.556	19.97	98.07	8.883	80.76
U	11.39	2.787	5.92	8.33	5.256	10.54	2.517	4.214	3.435	3.311	3.11	2.672	2.529	22.29	3.114	15.3
Mn/Sr	1.175	1.815	2.842	1.720	1.839	1.004	1.838	2.717	0.935	3.087	2.700	1.575	1.814	2.515	1.052	1.261
Ni/Co	3.157	3.024	3.286	2.758	3.213	3.291	2.646	2.950	3.448	3.006	3.452	3.048	4.364	2.969	2.756	2.376
V/Cr	1.098	1.439	1.242	1.038	1.006	1.200	1.082	0.850	0.788	0.938	1.195	1.247	0.997	1.062	0.911	0.958
V/Sc	7.344	6.674	6.392	6.322	6.601	6.270	7.335	8.115	8.484	8.143	8.453	7.469	7.299	5.711	6.140	7.480
V/(V+Ni)	0.583	0.722	0.737	0.623	0.531	0.622	0.674	0.605	0.579	0.649	0.797	0.591	0.513	0.685	0.658	0.684
ΣREE	195.66	120.53	141.48	232.83	116.15	246.78	94.47	82.68	164.02	145.41	156.49	54.66	266.34	217.65	139.38	154.48
LREE	170.85	111.19	119.21	213.47	99.34	218.42	82.65	68.01	150.60	131.28	140.50	44.61	251.84	184.81	124.68	134.26
HREE	24.82	9.35	22.27	19.36	16.81	28.36	11.82	14.67	13.42	14.13	15.99	10.05	14.51	32.84	14.70	20.22
LREE/ HREE	6.88	11.90	5.35	11.02	5.91	7.70	7.00	4.63	11.22	9.29	8.79	4.44	17.36	5.63	8.48	6.64
(La/Yb) _N	9.20	13.75	7.52	12.08	5.64	10.44	7.32	3.68	11.94	9.88	10.34	4.42	28.81	5.75	10.16	7.06
(La/Sm) _N	3.24	6.04	4.01	4.10	3.59	3.29	3.96	2.42	5.44	5.04	4.51	2.91	4.94	2.32	3.86	3.99
(Gd/Yb) _N	2.12	1.55	1.83	1.85	1.17	2.27	1.39	1.11	1.37	1.36	1.73	1.30	3.28	1.79	1.92	1.31
δEu	0.69	0.64	0.68	0.68	0.71	0.68	0.68	0.67	0.58	0.66	0.66	0.69	0.65	0.70	0.69	0.63
δCe	0.96	0.99	1.02	1.01	1.03	0.98	1.00	1.00	0.94	0.99	0.97	1.03	1.00	0.98	1.00	0.99
δ ¹³ C _{PDB} (‰)	4.18	2.46	5.67	5.63	3.58	4.9	4.89	4.43	4.69	4.21	3.54	4.12	3.81	3.77	5.78	2.95
δ ¹⁸ O _{PDB} (‰)	-11.01	-9.7	-6.68	-6.68	-7.9	-5.89	-7.26	-8.15	-11.38	-11.43	-12.19	-5.92	-7.55	-11.28	-7.33	-10.07
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7147820.7121430.7161600.7138060.7149170.7141570.7130990.7117200.7158390.7167100.7162580.7150600.7164920.7150040.7132340.713660															

续表 3

样品名称	纹层状泥晶钠长石质含铁白云岩									泥晶含铁白云石角砾				玄武岩	
样品编号	QXC43	QXC45	QXC46	QXC53	QXC54	QXC56	QXC57	QXC58	QXC59	QXC16	QXC24	QXC26	QXC55	QXC63	QXC64
Li	238.3	26.65	30.63	33.82	28.44	69.4	108.1	105.1	51.6	471.4	15.47	268.3	12.44	23.03	48.12
Be	2.039	1.855	5.518	0.969	1.757	1.452	1.957	1.965	6.06	4.9	5.15	3.637	0.57	2.034	1.418
Sc	18.09	16.58	20.53	19.62	20.73	11.87	16.49	13.13	21.47	22.78	12.75	15.56	12.02	23.08	23.65
Ti	2847	3565.5	2732.6	4099.7	3960.7	4066.9	3610.1	3513.9	3961.5	3145.1	3712.2	4300.7	706.6	10113.8	9761.5
V	110.5	119	137.9	107.1	160.1	88.95	118.8	97.97	160.7	151.1	96.48	119.3	178.8	185.1	178
Cr	95.44	100.4	61.94	123.7	145.5	193.2	118.4	99.29	169.7	147.4	78.7	119.2	45.33	220.5	227.3
Mn	1264.6	1317.1	1881.5	686.5	817.5	1615.5	1238.5	1759.2	1712.2	1204.6	879.3	1174.3	3693.5	1599.8	886.2
Co	18.9	22.44	17.91	31.72	25.38	21.35	26.82	13.49	23.26	21.47	15.51	20.83	8.408	44.86	42.04
Ni	56.82	39.82	42.88	78.64	71	130.9	83.66	44.92	85.14	68.73	45.58	66.26	34.42	165.4	121.9
Cu	39.17	43.27	48.46	45.49	50.7	47.92	52.94	39.31	42.05	38.54	43.84	36.79	11.45	47.69	34.97
Zn	95.24	67.5	83.08	28.47	28.9	89.36	82.6	36.21	881.5	49.47	71.25	54.06	21.34	84.2	255.2
Ga	19.08	24.42	17.51	19.3	22.28	18.19	18.01	14.91	24.71	19.59	19.16	21.1	5.265	18.23	22.33
Ge	1.35	1.076	0.803	0.817	0.906	1.287	1.259	1.22	1.965	1.177	1.223	0.907	0.3	1.225	0.961
Rb	107.7	88.75	82.73	275.4	220.3	40.23	127.8	115.4	241	223.5	134.4	219.7	17.58	32.98	37.71
Sr	940.2	689.5	1002.5	477	1316.1	10572.5	597.8	601.8	893.1	651.3	736.4	1135.8	2053	1094.6	941
Y	28.49	56.13	30.42	23.8	19.13	34.71	22.54	20.9	29.46	27.85	17.01	25.03	22.39	22.08	26.13
Zr	98.64	115.7	93.72	85.1	99.04	108	121.6	125	129.2	77.42	93.95	109.3	11.29	162.1	197.4
Nb	8.9	10.53	8.756	11.93	11.16	12.6	10.71	10.16	8.128	9.737	11.72	12.54	2.001	24.24	23.13
Mo	11.41	4.384	3.318	4.361	3.532	1.217	10.58	3.01	1.913	6.528	1.356	0.647	0.302	0.858	1.863
Cd	0.151	0.156	0.259	0.083	0.093	0.106	0.198	0.099	2.075	0.124	0.174	0.101	0.033	0.125	0.131
Sn	3.648	3.733	2.388	4.391	5.593	3.352	3.632	3.626	4.858	3.767	1.945	3.567	0.376	2.211	2.605
Sb	4.78	4.998	24.54	1.972	4.19	3.535	1.372	0.949	4.485	2.436	4.127	2.958	0.831	0.184	0.471
Cs	14.67	7.978	10.71	0.216	4.734	0.326	7.633	11.04	14.3	23.98	2.357	18.71	0.444	0.172	0.66
Ba	1275.7	2593.7	689.1	917.3	650.5	2908.1	916.8	779.2	1437.6	10816.9	1078.6	4706.1	6639.6	930	829.8
La	26.38	94.61	32.09	41.1	28.37	42.6	29.46	27.46	43.66	44.16	27.79	58.72	104.5	42.57	50.14
Ce	56.49	188.8	67.26	87.8	55.55	72.89	57.12	53.86	87.84	85.29	55.95	115.2	207.9	87.13	100.2
Pr	7.188	22.93	8.035	10.01	6.484	8.746	6.723	6.457	10.55	10.38	6.604	13.23	26.24	11.16	12.47
Nd	28.64	87.42	31.47	34.45	23.34	36.3	25.36	24.33	40.42	41.53	23.68	46.6	99.09	42.91	46.57
Sm	5.458	15.68	6.336	5.267	4.187	7.692	4.907	4.602	8.071	8.307	4.121	6.863	15.08	7.019	7.663
Eu	1.164	3.281	1.331	0.977	0.855	1.559	1.047	0.996	1.711	1.593	0.8	1.254	2.761	2.023	1.969
Gd	5.27	14.39	5.842	4.465	3.806	7.328	4.768	4.416	7.085	7.538	3.652	5.888	10.12	6.027	6.641
Tb	0.817	2.091	0.97	0.705	0.572	1.155	0.714	0.642	0.999	1.098	0.545	0.776	1.08	0.807	0.928
Dy	4.912	10.99	5.495	4.16	3.295	6.534	3.985	3.645	5.376	5.868	3.056	4.331	4.777	4.164	4.912
Ho	1.069	2.138	0.997	0.86	0.707	1.348	0.829	0.744	1.103	1.177	0.565	0.959	0.861	0.826	0.962
Er	3.104	5.511	2.629	2.454	2.036	3.483	2.4	2.121	3.052	3.274	1.602	2.8	2.209	2.196	2.626
Tm	0.472	0.712	0.397	0.361	0.324	0.417	0.358	0.319	0.457	0.472	0.255	0.443	0.266	0.304	0.357
Yb	3.125	4.288	2.596	2.39	2.085	2.344	2.445	2.096	2.944	3.093	1.747	2.909	1.641	1.943	2.387
Lu	0.504	0.598	0.409	0.364	0.336	0.347	0.378	0.309	0.451	0.466	0.283	0.479	0.23	0.289	0.342
Hf	3.376	3.71	2.777	2.493	2.845	3.227	3.618	3.389	3.728	2.863	2.76	3.587	0.416	3.82	4.925
Ta	0.735	0.891	0.711	0.913	0.807	0.921	0.806	0.725	0.67	0.885	0.898	0.999	0.143	1.383	1.397
Pb	17.92	23.56	16.91	3.424	12.43	16.52	29.17	7.889	38.9	26.17	25.81	13.98	6.46	9.681	14.1
Bi	0.178	0.106	1.461	0.255	0.298	0.13	0.211	0.055	0.213	0.286	0.918	0.109	0.103	0.124	0.119
Th	18.88	29.94	10.92	8.892	9.133	11.51	14.54	8.778	19.46	15.65	10.65	14.69	36.74	4.774	11.82
U	15.5	6.002	5.757	3.709	3.187	2.363	6.735	2.851	6.209	2.601	4.031	3.521	8.938	1.159	2.216
Mn/Sr	1.345	1.910	1.877	1.439	0.621	0.153	2.072	2.923	1.917	1.850	1.194	1.034	1.799	1.462	0.942
Ni/Co	3.006	1.775	2.394	2.479	2.797	6.131	3.119	3.330	3.660	3.201	2.939	3.181	4.094	3.687	2.900
V/Cr	1.158	1.185	2.226	0.866	1.100	0.460	1.003	0.987	0.947	1.025	1.226	1.001	3.944	0.839	0.783
V/Sc	6.108	7.177	6.717	5.459	7.723	7.494	7.204	7.462	7.485	6.633	7.567	7.667	14.875	8.020	7.526
V/(V+Ni)	0.660	0.749	0.763	0.577	0.693	0.405	0.587	0.686	0.654	0.687	0.679	0.643	0.839	0.528	0.594
ΣREE	144.59	453.44	165.86	195.36	131.95	192.74	140.49	132.00	213.72	214.25	130.65	260.45	476.76	209.37	238.17
LREE	125.32	412.72	146.52	179.60	118.79	169.79	124.62	117.71	192.25	191.26	118.95	241.87	455.57	192.81	219.01
HREE	19.27	40.72	19.34	15.76	13.16	22.96	15.88	14.29	21.47	22.99	11.71	18.59	21.18	16.56	19.16
LREE/ HREE	6.50	10.14	7.58	11.40	9.03	7.40	7.85	8.24	8.96	8.32	10.16	13.01	21.51	11.65	11.43
(La/Yb) _N	6.06	15.83	8.87	12.34	9.76	13.04	8.64	9.40	10.64	10.24	11.41	14.48	45.68	15.72	15.07
(La/Sm) _N	3.12	3.90	3.27	5.04	4.37	3.58	3.88	3.85	3.49	3.43	4.35	5.52	4.47	3.92	4.22
(Gd/Yb) _N	1.40	2.78	1.86	1.55	1.51	2.59	1.61	1.74	1.99	2.02	1.73	1.67	5.10	2.57	2.30
δEu	0.66	0.67	0.67	0.62	0.65	0.63	0.66	0.68	0.69	0.62	0.63	0.60	0.68	0.95	0.84
δCe	1.01	0.99	1.03	1.06	1.00	0.93	1.00	0.99	1.00	0.98	1.01	1.01	0.97	0.98	0.98
δ ¹³ C _{PDB} (‰)	3.31	1.79	3.31	2.55	4.17	4.13	5.82	2.19	1.86	4.5	4.02	4.34	4.03		
δ ¹⁸ O _{PDB} (‰)	-10.21	-10.22	-7.39	-13.47	-9.75	-10.56	-11.18	-10.99	-14.15	-10.28	-11.86	-9.7	-11.27		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.714650	0.713829	0.715100	0.715404	0.717670	0.714546	0.715221	0.711648	0.716840	0.712653	0.715880	0.715880	0.715170	0.7069600	0.706780

a) 微量元素平均上部地壳(UCC)数据引自参考文献(Taylor 和 Mclenan, 1985), 稀土元素球粒陨石标准化数据引自参考文献(Sun 和 McDonough, 1989); 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, N 代表球粒陨石标准化后的比值; δEu=(Eu)_N/SQRT(Sm×Gd)_N; δCe=(Ce)_N/SQRT(La×Pr)_N; N 表示球粒陨石标准化后的值

图3 湖相白云岩平均上部地壳标准化微量元素蛛网图

纹层状泥晶含铁白云岩和角砾的、轻重稀土存在强烈的分异现象,但前者轻稀土的分馏程度相比重稀土要高,后者则具有轻稀土分馏程度中等,重稀土分馏变化不大的特点。在稀土元素配分模式图上(图4),不同岩类稀土配分曲线均呈略为右倾型,LREE明显富集,HREE相对亏损,重稀土曲线平缓,总体反映出LREE相对富集的配分模式特征;由于纹层状泥晶含铁白云岩、角砾与玄武岩均具有略微相似的稀土配分模式,表明两者在稀土元素物质组分的供给上具有一定的亲缘性。

从表3和图4也可看出,纹层状泥晶含铁白云岩、角砾均表现出明显的负Eu异常和极弱Ce负异常特征,与典型的海相高温热液沉积岩稀土配分模式(Humphrisi和Bach, 2005; Sugitani等, 2006; 严德天等, 2009)和呈酸性(pH范围通常在2~5)(Miroshnichenko, 2004; Tarasov等, 2005; Frimmel, 2009)的特质截然不同,而与郑荣才等(2006)、柳益群等(2011)所描述的湖相热液喷流岩以及腾冲现代热泉水一致,可能代表了湖泊环境特有的热流体稀土元素组成特征,推测形成于偏碱性的深湖热卤水还原环境(伊海生等, 2008)。

图4 湖相白云岩稀土元素配分模式图

3.5 C和O同位素

纹层状泥晶铁白云石样品被认为易于保存原始同位素组成(刘春莲等, 2004),其 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值不具有明显的相关性(图5),反映其受后期成岩作用影响很弱(Qing和Mountjoy, 1994; Veizer等, 1999)。从研究区湖相白云岩碳、氧同位素分析结果(表3)显示,具有如下特点。

(1) 青西凹陷下沟组纹层状泥晶含铁白云岩碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 变化范围分别为

图 5 湖相白云岩碳、氧同位素组成

1.79‰~5.82‰(平均 3.86‰)和-14.15‰~-5.89‰(平均 -9.69‰); 纹层状泥晶含铁白云岩角砾碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 变化范围分别为 4.02‰~4.50‰(平均 4.22‰)和-11.86‰~-9.70‰(平均 -10.78‰)(表 3); 后者 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围均落在前者变化范围内(图 5), 且平均值均相近(表 3), 反映组成角砾的原始岩性与纹层状泥晶含铁白云岩相同, 为同一环境同一热流体的结晶沉淀产物; 泥晶含铁白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 偏正而 $\delta^{18}\text{O}$ 偏负, 与 Boni 等(2000), Al-Aasm(2003)和 Chen(2004)等的热白云石碳、氧同位素数据非常接近。

(2) 导致纹层状泥晶含铁白云岩与含铁白云岩角砾的碳同位素组成明显偏正的原因包括: ① 可能与来自深部的热卤水富含 ^{13}C 有关; ② 反映沉积时湖盆处于相对封闭且咸化环境, 富含 ^{12}C 的 CO_2 优先从湖水表面逸出(刘传联等, 2001), 造成湖水中的 ^{13}C 含量增加, 从而使与之平衡的铁白云石 $\delta^{13}\text{C}$ 值也相应增加, 湖水的咸化程度越高, 铁白云石 $\delta^{13}\text{C}$ 值也越偏重。

(3) 一般而言, 热液作用与大气水淋滤作用将导致白云岩中的氧同位素偏低(Gasparrinia 等, 2006). Spencer(1987)研究也认为流体氧同位素组成负偏是深部来源热液流体的一种典型特征。研究区纹层状泥晶白云岩除部分样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值落在湖相白云岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值变化范围-8‰~-4‰(王英华等, 1993)内, 大多数样品均超出此变化范围, 呈现出明显负偏, 已

有的研究证实, 下沟组湖相白云岩经历了后期长时间埋藏成岩阶段(郑荣才等, 2003, 2006; 文华国, 2008), 缺乏地层暴露标志, 镜下也未见诸如“渗滤砂”、亮晶方解石胶结物、淡水白云石和铝土矿等大气水作用迹象, 因此, 有理由推测氧同位素负偏的原因更可能与热液作用有关, 利用氧同位素温度计换算出岩石的平衡温度(所得结果仅用于反映温度变化趋势, 并不能代表真实成岩温度)最高 89.4℃, 最低 31.0℃, 另外, 研究区白云岩氧同位素具有与新疆芦草沟组湖相热液白云岩相似的剧烈变化范围值, 也反映出下沟组沉积时期具有深部热液流体与湖水相互作用的特点(柳益群等, 2011)。

3.6 Sr 同位素

纹层状含铁白云岩组构分析业已证实隐晶质矿物组分大都为热流体的直接结晶沉淀物, 由于岩性致密, 所经历的后期成岩蚀变改造很弱, 因此, 其锶同位素比值可代表热水矿物沉淀时热流体的初始锶同位素组成, 青西凹陷下沟组湖相白云岩与同层位玄武岩锶同位素组成(表 3 和图 6)具有如下特点。

(1) 代表幔源锶来源的早峡沟口玄武岩, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.706780~0.706960(平均 0.706870), 远远低于壳源硅铝质岩锶同位素平均值(0.720±0.005)(Faure, 1986), 与全球幔源锶同位素 0.70350 的平均值(Palmer 和 Elderfield, 1985)比较则明显偏高(图 6), 说明岩浆运移过程中有来自基底硅铝质岩高放射性锶的混染。

(2) 纹层状泥晶含铁白云岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化范围为 0.711648~0.719546, 平均为 0.714718, 与含铁白云岩角砾 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值(0.714896)十分接近, 反映组成角砾的原始岩性与纹层状泥晶含铁白云岩具有相同的热流体来源; 各类样品虽分布位置(图 1)不同, 但 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化范围较小, 说明来自各喷流口的热流体在深湖热卤水池的聚集过程中已发生锶同位素的均一化作用而具有很大的相似性, 在沉淀热水矿物的过程中也未发生强烈的 Sr 同位素分馏过程。

(3) 下沟组泥晶含铁白云岩角砾→纹层状泥晶含铁白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值呈现逐渐加大的演化趋势, 且明显高于同期玄武岩锶同位素组成, 但低于基底沉积的壳源硅铝质岩平均值(Faure, 1986), 说明湖相含铁白云岩的锶来源主要受壳源锶影响, 但据研究区白云岩与玄武岩的稀土元素和微量元素对比关系

图6 湖相白云岩锶同位素组成

1, 幔源锶; 2, 玄武岩; 3, 早白垩世海水; 4, 泥晶钠长石质铁白云石角砾; 5, 纹层状泥晶钠长石质铁白云岩; 6, 壳源硅铝质岩

分析, 显示两者具有一定的相似性和亲缘性, 推测热流体的锶同位素组成中存在少部分来自同期玄武岩喷发活动时幔源锶的混入。

3.7 泥晶含铁白云岩沉积环境和形成机理

青西凹陷地表露头、钻井岩芯的古生物、微量元素、碳氧同位素分析以及构造、沉积综合研究成果均已证实白垩系下沟组沉积时期为一个封闭的强还原-还原陆内断陷深水湖盆(范铭涛等, 2003; 彭楠等, 2001)。本次研究, 发现这套湖相泥晶白云岩的沉积环境具有特殊性, 表现在如下几个方面。

(1) 在研究区内红柳峡、早峡野外剖面下沟组地层中不仅发现古火山口(杨经绥等, 2001), 还发现了与湖相白云岩同时期产出(王晓丰等, 2004)的碱性玄武岩, 且呈夹层产出, 具明显的深湖水下喷发特征, 反映出该区早白垩世沉积时期拉张构造背景和火山热液活动的频发性。

(2) 青西凹陷的大地电磁测深表明, 在其深部20~36 km 存在早白垩世即已形成的壳内高导层, 任战利等(2000)的研究成果表明研究区早白垩世古地温梯度可达 3.0~4.20℃/100 m, 远高于现今 2.30~2.40℃/100 m 的地温梯度, 反映研究区当时处于陆内拉张伸展构造环境, 具备高热流背景和显著的高地温梯度异常。

(3) 由于纹层状泥晶含铁白云石晶粒过于细小, 目前的技术条件还不能对其流体包裹体进行观察描述和测定, 针对泥晶铁白云石角砾间充填的重晶石和含铁白云石胶结物流体包裹体测温结果为成矿流体属较高温、中-高盐度的热流体提供了充足的证据(文国华等, 2010)。

(4) 青西凹陷发育的控盆断裂主要为燕山期NE-NNE 走向伸展正断层(文国华等, 2006), 并促使一系列分割性很强的早白垩世不对称箕状断陷或半地堑断陷的发育, 并伴随有火山活动, 被认为是早白垩世地球深部热事件的表部响应(李奋其等, 2006)。而这套特殊的湖相白云岩高值沉积区(大于 100 m)和低值沉积区(小于 50 m)相间隔的北东向带状展布格局(翟裕生, 2004), 与燕山期的基底断裂构造展布方向和活动范围相一致, 结合两套玄武岩在湖相白云岩中呈夹层产出, 可说明基底断裂不仅是断陷湖盆热液喷流的良好通道, 而且很可能控制了热液沉淀泥晶含铁白云岩的线型发育。

(5) 泥晶含铁白云岩特征的稀土元素配分模式和典型的负Eu异常, 以及样品的Ni/Co, V/Cr和V/Sc均具有较高比值(平均值分别为 3.14, 1.08 和 7.08), V/(V+Ni)平均值为 0.641, Cd 平均含量均较地壳沉积碳酸盐岩元素平均含量(0.04 μg g⁻¹)明显富集, 均指示其形成于封闭缺氧的深湖热卤水环境(Rosenthal 等, 1995; Kimura和Watanabe, 2001; Tribouillard等, 2006; 严德天等, 2009)。

(6) 沿次级基底断裂带下渗湖水与来自幔源的高温高盐度碱性岩浆水混合形成富含 CO₃²⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, F⁻和 Ca²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺, Ba²⁺, Si⁴⁺, Al³⁺, Na⁺等常量元素和络阴离子(郑荣才等, 2006)的高碱性, 较高温, 中-高盐度热卤水, 为该区含铁白云石的形成提供了重要的成分来源。

(7) 泥晶含铁白云岩中无论是二元纹层还是多元纹层, 其中的含铁白云石、地开石、钠长石、方沸石和重晶石等单一矿物条带的形成代表了一次热卤水喷流活动——矿物结晶沉淀过程, 条带的形成需要具备良好的热水矿物结晶条件, 比如适合该矿物结晶沉淀的地球化学障和相对稳定的热卤水池, 不同矿物条带的交替发育代表了湖底热液脉动性喷发活动, 因此, 泥晶含铁白云岩不同纹层组合, 被认为与湖底热卤水来源、组分、性质和物化条件具有韵律性变化过程及其所控制的热水矿物结晶分异作用有

关,也可初步证实沉积环境为相对封闭和稳定的深湖底低洼热卤水池。

综合上述岩矿及微量、稀土和同位素地球化学特征,对青西凹陷下白垩统下沟组与湖底热液喷流作用有关的泥晶含铁白云岩及其共生岩石组合的形成机理可初步分析如下。

在较高的地温梯度下,由火山活动引起的岩浆热能驱动流、重力驱动流以及压实驱动流共同作用(文华国, 2008)促使热卤水在基岩岩层中长时间循环,并不断萃取围岩中的 Ca^{2+} , Mg^{2+} 和 Fe^{2+} , 并以易溶氯络合物形式进行搬运,然后沿断层或裂隙带回返上升,并突破上覆沉积物和湖泊水体的静水负荷压力发生沸腾爆炸,将喷流口先期沉积的纹层状泥晶含铁白云岩震碎,形成具有指示热流体运移通道和喷流口的标志性岩类——“水爆角砾岩”(Brown, 1993; 李朝阳等, 1993; 肖荣阁等, 1994; 郑荣才等, 2006),在距喷流口较远的低洼、安静的热卤水池中,热流体逐渐发生稀释、降温、降压及气体(可能为 CH_4 , H_2S 等)分离散失,使得氯络合物迅速解离,并围绕喷流口附近热卤水聚集的低洼部位,热水矿物发生化学沉淀和形成一系列纹层状的、具有不同物质组分和结构类型的水热沉积泥晶含铁白云岩。

目前文献报道的原生白云石的形成时代,基本上是全新世以来(Wright, 1999),最典型的实例为澳大利亚维多利亚西部大陆盐湖(考龙泻湖)中的白色白云石沉淀与美国加州深泉盐湖底部的白云岩(Deckker 和 Last, 1988),在实验室常温常压条件下不易沉淀原生白云石,主要是由于受结晶动力学因素制约。温度是促进白云石形成的关键动力因素之一, Sass(1965)关于直接沉淀白云石的热力学基础的理论计算和证实性实验表明,当温度上升到 22°C 以上就会产生白云石沉淀,上述下沟组湖底热液成因证据支持了高温,富钙、镁、铁离子的热流体促成了泥晶含铁白云石的结晶动力学过程;除此之外,微生物活动也能够克服动力学障碍,为白云石形成营造出有利的微环境(Folk, 1993),下沟组伴生的浮游藻类有机质纹层和 CH_4 气体的释放,大大消耗了流体中的 SO_4^{2-} ,使原来与 SO_4^{2-} 紧密结合的 Mg 离子释放出来,

为白云石的沉淀提供了条件,其可能的反应式如下:

X 衍射分析结果(表 2)显示,下沟组泥晶含铁白云石具有高富钙、低有序度的晶体化学特征,与近现代沉积环境中直接沉淀的原白云石晶体参数特征一致(张学丰等, 2006),属于一种无序的非理想富钙原生白云石,泥晶白云石的紧密堆积和有序性,反映了白云石形成时的快速成核堆积特征。

热液白云岩大多数被认为是交代成因的,且多见于海相沉积环境,湖相白云岩的相关报道还很少见,且多为准同生交代或埋藏热液交代成因的,而真正符合原生沉积成因定义的、由湖底热卤水直接结晶沉淀形成的湖相白云岩却十分罕见(郑荣才等, 2006; 柳益群等, 2011)。由岩矿和微量元素、同位素等证据所证实的青西凹陷下沟组湖相白云岩属于一种特殊而罕见的湖底富 Ca^{2+} , Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 碱性热卤水喷发结晶沉淀的原生含铁白云岩。因此,有理由相信,这一湖相热水沉积泥晶含铁白云岩的研究成果将有助于推动湖相碳酸盐岩和白云岩成因研究,特别是为我国中、新生代的同类盆地湖相白云岩研究提供新的范例和研究思路。

4 结论

(1) 青西凹陷下白垩统下沟组湖相白云岩多呈 $0.1\sim 1\text{ mm}$ 厚的纹层,主要造岩矿物为含铁白云石,并富含多种热液共生矿物,含铁白云石具泥晶结构,晶体形态较差,属于一类十分罕见的热卤水喷发和快速结晶化学沉淀成因的原生含铁白云岩。

(2) 纹层状泥晶含铁白云岩富含 Sb , Ba , Sr , Mn 和 V 等热水沉积标型元素, LREE 相对富集,具典型的负 Eu 异常稀土配分模式,氧同位素值明显负偏,锆同位素组成具有受壳源锆影响为主,少量幔源锆混入的特征,反映纹层状泥晶含铁白云岩的沉积环境为受基底断裂控制的,和具备稳定、封闭和缺氧等条件的深湖底低洼热卤水池。

(3) 成矿热流体为下渗湖水与幔源岩浆水混合形成的富含 Ca^{2+} , Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 等多种离子的碱性热卤水。

致谢 陈浩如、廖一、周刚和戴朝成参加了野外工作,审稿专家和编委提供了建设性意见,特此致谢。

参考文献

- 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: 614–622
- 范铭涛, 杨麟科, 方国玉, 等. 2003. 青西凹陷下白垩统湖相喷流岩成因探讨及其意义. 沉积学报, 21: 560–564
- 高翔, 王平康, 李秋英, 等. 2010. 松科 1 井嫩江组湖相含铁白云石的准确定名和矿物学特征. 岩石矿物学杂志, 29: 213–218
- 黄志诚, 杨守业, 陈智娜. 1996. 原生白云石与交代白云石的矿物学对比研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 26: 544–550
- 贾三石, 王恩德, 付建飞, 等. 2011. 冀东-辽西主要金矿集区地质特征的差异性与成矿作用的统一性探析. 地质学报, 85: 1493–1505
- 李朝阳, 王京彬, 肖荣阁, 等. 1993. 滇西地区陆相热水沉积成矿作用. 铀矿地质, 9: 14–22
- 李奋其, 王成善, 王崇孝. 2006. 酒泉早白垩世盆地群构造特征和成因. 地质学报, 80: 181–191
- 李红, 柳益群, 梁浩, 等. 2012. 三塘湖盆地二叠系陆相热水沉积方沸石岩特征及成因分析. 沉积学报, 30: 205–218
- 刘传联, 赵泉鸿, 汪品先. 2001. 湖相碳酸盐氧碳同位素的相关性与生油古湖泊类型. 地球化学, 30: 363–367
- 刘春莲, Franz T F, 白雁, 等. 2004. 三水盆地古近系湖相沉积岩的氧、碳同位素地球化学记录及其环境意义. 沉积学报, 22: 36–39
- 柳益群, 焦鑫, 李红, 等. 2011. 新疆三塘湖跃进沟二叠系地幔热液喷流型原生白云岩. 中国科学: 地球科学, 41: 1862–1871
- 彭楠, 旷红伟, 柳永清. 2011. 北祁连-酒西地区早白垩世盆地沉积特征与古地理演化. 地学前缘, 18: 77–87
- 彭润民, 翟裕生, 王志刚, 等. 2004. 内蒙古狼山炭窑口热水喷流沉积矿床钾质“双峰式”火山岩层的发现及其示踪意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 34: 1135–1141
- 任战利, 刘池阳, 张小会, 等. 2000. 酒泉盆地群热演化史恢复及其对比研究. 地球物理学报, 43: 635–645
- 苏建平, 吴保祥, 雷怀彦, 等. 2002. 甘肃酒西白垩纪盆地沉积构成及盆地演化动力学分析. 沉积学报, 20: 568–573
- 涂光炽. 1988. 一些金矿床地质问题的讨论. 地质找矿论丛, 3: 1–8
- 王晓丰, 张志诚, 郭召杰, 等. 2004. 酒西盆地南缘早白垩世火山岩地球化学特征及其构造意义. 高校地质学报, 10: 570–577
- 王英华, 周书欣, 张秀莲. 1993. 中国湖相碳酸盐岩. 徐州: 中国矿业大学出版社. 1–147
- 文华国. 2008. 酒泉盆地青西凹陷湖相“白烟型”热水沉积岩地质地球化学特征及成因. 博士学位论文. 成都: 成都理工大学. 1–165
- 文华国, 郑荣才, 范铭涛, 等. 2010. 酒泉盆地青西凹陷下沟组湖相热水沉积岩流体包裹体特征. 地质学报, 84: 106–115
- 肖荣阁, 杨忠芳, 杨卫东, 等. 1994. 热水成矿作用. 地学前缘, 1: 140–147
- 严德天, 陈代钊, 王清晨, 等. 2009. 扬子地区奥陶系-志留系界限附近地球化学研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 285–299
- 杨经绥, 孟繁聪, 张建新, 等. 2001. 重新认识阿尔金断裂东段红柳峡火山岩的时代及构造意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 31(增刊): 83–89
- 伊海生, 林金辉, 赵西西, 等. 2008. 西藏高原沱沱盆地渐新世-中新世湖相碳酸盐岩稀土元素地球化学特征与正锆异常成因初探. 沉积学报, 26: 1–10
- 应凤祥. 1993. 我国相陆碎屑岩中的自生矿物. 中国油气储层研究论文集. 北京: 石油工业出版社. 1–19
- 翟裕生. 2004. 地球系统科学与成矿学研究. 地学前缘, 11: 1–10
- 张文正, 杨华, 解丽琴, 等. 2010. 湖底热水活动及其对优质烃源岩发育的影响——以鄂尔多斯盆地长 7 烃源岩为例. 石油勘探与开发, 37: 424–429
- 张晓宝. 1993. 准噶尔盆地南缘东部中二叠统芦草沟组黑色页岩中白云岩夹层的成因探讨. 沉积学报, 11: 132–138
- 张学丰, 胡文瑄, 张军涛. 2006. 白云岩成因相关问题及主要形成模式. 地质科技情报, 25: 32–40
- 郑荣才, 王成善, 朱利东, 等. 2003. 酒西盆地首例湖相“白烟型”喷流岩——热水沉积白云岩的发现及其意义. 成都理工大学学报: 自然科学版, 30: 1–8
- 郑荣才, 文华国, 范铭涛, 等. 2006. 酒西盆地地下沟组湖相白烟型喷流岩岩石学特征. 岩石学报, 22: 3027–3038
- 周传明, 张俊明, 李国祥, 等. 1997. 云南永善肖滩早寒武世早期碳氧同位素记录. 地质科学, 32: 201–211
- 周永章, 何俊国, 杨志军, 等. 2004. 华南热水沉积硅质岩建造及其成矿效应. 地学前缘, 11: 373–377
- 朱东亚, 金之钧, 胡文瑄. 2009. 塔中地区热液改造型白云岩储层. 石油学报, 30: 698–703
- Al-Aasm I S, Lonnee J S, Clarke J. 2002. Multiple fluid flow events and the formation of saddle dolomite: Case studies from the Middle Devonian of the Western Canada Sedimentary basin. Mar Pet Geol, 19: 209–217
- Al-Aasm I S. 2003. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada Sedimentary basin. J Geochem Explor, 78–79: 9–15
- Al-Aasm I S, Vernon M. 2007. Waulsortian-like mounds of the Mississippian Pekisko formation, Northwestern Alberta: Petrographic and chemical attributes. Mar Petr Geol, 24: 616–631
- Blendinger W. 2004. Sea level changes versus hydrothermal diagenesis: Origin of Triassic carbonate platform cycles in the dolomites, Italy. Sediment Geol, 169: 21–28
- Boni M, Iannace A, Bechstadt T, et al. 2000. Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy) and Cantabria (NW Spain): Evidence for late to

- post-Variscan widespread Fluid-flow Events. *J Geochem Explor*, 69-70: 225–228
- Bonnemaison M. 1986. Les “filons de quartz aurifère”: Un cas particulier de shear zone aurifère. *Chron Rech Minière*, 54: 55–66
- Brigaud B, Durllet C, Deconinck J, et al. 2009. The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones Diagenesis (Paris Basin, France). *Sediment Geol*, 222: 161–180
- Brown A C. 1993. Sediment-host of stratiform copper deposits. *Geosci Can*, 19: 125–141
- Caline B, Sudrie M, López-Horgue M A, et al. 2006. Fault-related hydrothermal dolomites of cretaceous platform carbonates outcropping in the Karrantza area (North Spain): Lessons learned for a better characterisation of subsurface dolomite reservoirs. In: 17th International Sedimentological Congress, Fukuoka, Japan
- Do Campo M, del P C, Jiménez-Millán J, et al. 2007. Clay mineral assemblages and analcime formation in a Palaeogene fluvial-lacustrine sequence (Maíz Gordo Formation Palaeogen) from northwestern Argentina. *Sediment Geol*, 201: 56–74
- Chen D Z, Qing H R, Yang C. 2004. Multistage hydrothermal dolomites in the Middle Devonian (Givetian) carbonates from Guilin area, South China. *Sedimentary*, 561: 1029–1051
- Davies G R, Smith Jr L B. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *AAPG Bull*, 90: 1641–1690
- Deckker P D, Last W M. 1988. Modern dolomite deposition in continental, Saline Lakes, Western Victoria, Australia. *Geology*, 16: 29–32
- Dehler C M, Elrick M, Bloch J D, et al. 2005. High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ Stratigraphy of Chuar Group (ca 770–742Ma) Grand Canyon: Implications for Mid- Neoproterozoic climate change. *Geol Soci Am Bull*, 117: 32–45
- Faure G. 1986. Principles of Isotope Geology. 2nd ed. New York: John Wiley and Sons. 160–230
- Folk R L, Land L S. 1975. Mg/Ca ratio and salinity; two controls over crystallization of dolomite. *AAPG Bull*, 59: 60–68
- Folk R L. 1993. SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks. *J Sediment Petrol*, 63: 990–999
- Frimmel H E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chem Geol*, 258: 338–353
- Gasparrinia M, Bechstadta T, Bonib M. 2006. Massive Hydrothermal Dolomites in the Southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution. *Mar Petrol Geol*, 23: 543–568
- Ghobarkar H, Schäf O. 1990. Effect of temperature on hydrothermal synthesis of analcime and Visite. *Mat Sci Eng*, B60: 163–167
- Humphris S E, Bach W. 2005. On the Sr isotope and REE compositions of anhydrites from the TAG seafloor hydrothermal system. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 1511–1525
- Kimura H, Watanabe Y. 2001. Ocean anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary. *Geology*, 29: 995–998
- Klinkhammer G P, Elderfield H, Edmond J M, et al. 1994. Geochemical implications of rare Earth element patterns in hydrothermal fluids from Mid-ocean ridges. *Geochim Cosmochim Acta*, 58: 5105–5113
- Lavoie D, Chi G, Alpert B P, et al. 2005. Hydrothermal dolomitization in the lower Ordovician romaine formation of the Anticosti Basin: Significance for hydrocarbon exploration. *B Can Petrol Geol*, 53: 454–471
- Le Guerroué E, Allen P A, Crozzi A. 2006. Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth History: The Neoproterozoic Shuram formation (Nafun Group, Oman). *Precambrian Res*, 146: 68–92
- Liou J G. 1971. Analcime equilibria. *Lithos*, 4: 389–402
- López-Horgue M A, Iriarte E, Schröder S, et al. 2010. Structurally controlled hydrothermal dolomites in Albian carbonates of the Ason Valley, Basque cantabrian basin, Northern Spain. *Mar Pet Geol*, 27: 1069–1092
- Machel H G, Lonnee J. 2002. Hydrothermal dolomite-a product of poor definition and imagination. *Sediment Geol*, 152: 163–171
- Marchig V, Gundlach H, Moller P. 1985. Some geological indicators for discrimination between Diagenetic and Hydrothermal Metalliferous Sediments. *Mar Geol*, 50: 241–256
- Miroshnichenko M L. 2004. Thermophilic microbial communities of deep-sea hydrothermal vents. *Microbiology*, 73: 1–13
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and application. *Sediment Geol*, 90: 213–232
- Nader F H, Garcia D, Parra T, et al. 2009. Reactive geochemical transport modeling of hydrothermal dolomite fronts: The case of Marjaba dolomite front (Jurassic, Lebanon). *J Geochem Explor*, 101: 74
- Nader F H, Swennen R, Ellam R. 2004. Reflux stratabound dolostone and hydrothermal volcanism-associated dolostone: A two-stage dolomitization model (Jurassic, Lebanon). *Sedimentology*, 51: 339–360
- Palmer M R, Elderfield H. 1985. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. *Nature*, 314: 526–528
- Qing H, Mountjoy E W. 1994. Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu’ile Barrier, Western Canada sedimentary basin. *AAPG Bull*, 78: 55–77
- Qing H, Mountjoy E W. 1992. Large-scale fluid flow in the middle devonian Presqu’ile barrier, Western Canada sedimentary basin. *Geology*, 20:

903–906

- Rosenthal Y, Lam P, Boyle E A, et al. 1995. Authigenic cadmium enrichments in suboxic sediments: Precipitation and post depositional mobility. *Earth Planet Sci Lett*, 132: 99–111
- Roy P D, Kloss W S. 2007. REE geochemistry of the recent playa sediments from the Thar desert, India: An implication to Playa Sediment Provenance. *Chem Erde-Geochem*, 67: 55–68
- Sass E. 1965. Dolomite-calcite relationships in seawater: Theoretical considerations and preliminary experimental results. *J Sediment Petrol*, 35: 339–347
- Spencer R J. 1987. Origin of Ca-Cl brines in devonian formations, Western Canada sedimentary basin. *Appl Geochem*, 2: 373–384
- Sugitani K, Yamashita F, Nagaoka T, et al. 2006. Geochemistry and sedimentary petrology of Archean clastic sedimentary rocks at Mt. Goldsworthy, Pilbara Craton, Western Australia: Evidence for the early evolution of continental crust and hydrothermal alteration. *Precambrian Res*, 147: 124–147
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Sundares A D, Norry M J. eds. Magma-tism in the Ocean Basin*. London Geol Soc Spec Publ, 42: 313–345
- Tarasov V G, Gebruk A V, Mironov A N, et al. 2005. Deep-sea and shallow-water hydrothermal vent communities: Two different phenomena. *Chem Geol*, 224: 5–39
- Taylor R, Mclenan S M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. London: Blackwell. 57–72
- Tribouillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chem Geol*, 232: 12–32
- Tritlla J, Cardellach E. 2001. Origin of vein hydrothermal carbonates in triassic limestones of the Espadan Ranges Iberian Chain, E Spain. *Chem Geol*, 172: 291–305
- Veizer J, Ala D, Azmy K B, et al. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem Geol*, 161: 59–88
- Wright D T. 1999. The role of sulphate reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia. *Sediment Geol*, 126: 147–157
- Wright W R, Johnson A W, Sheltonb K L, et al. 2000. Fluid migration and rock interactions during dolomitisation of the Dinantian Irish Midlands and Dublin Basin. *J Geochem Explor*, 69–70: 159–164