

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.527>



银额盆地哈日凹陷下白垩统热水沉积岩特征及成因

陈志鹏,任战利*,于春勇,祁凯,任文波,杨燕,马骞

西北大学地质学系,大陆动力学国家重点实验室,陕西西安 710069

摘要:银额盆地哈日凹陷下白垩统具有独特的沉积构造和矿物组成。通过开展岩石矿物和地球化学研究,论证其热水成因,探讨沉积环境和形成模式。研究区下白垩统发育方沸石、菱铁矿和白云石等矿物,富含Fe、Mn和Ba等元素,具有高ΣREE、LREE富集和负Eu异常的稀土元素特征。结合Fe vs. Mn vs. (Cu+Co+Ni)×10和Ni vs. Co vs. Zn三角图解,证实下白垩统普遍含有热液成分。微量元素及碳氧同位素分析指示热水沉积岩形成于缺氧、封闭的咸水湖泊环境;氧同位素计算形成温度为43.94~86.08℃。研究表明,丰富的断裂系统为湖水下渗和热液喷流提供通道,湖水与热液的对流活动为湖盆持续输入热量和成矿离子。此类湖相热水沉积持续时间长、影响范围广,主要受物源供给和热液性质控制,代表一类特殊的沉积模式。

关键词:湖相热水沉积;地球化学特征;形成温度;热液喷流;银额盆地;下白垩统;石油地质。

中图分类号:P581; P632

文章编号:1000-2383(2018)06-1941-16

收稿日期:2018-02-01

Characteristics and Genetic Analysis of Hydrothermal Sediment of Lower Cretaceous in Hari Depression, Yin'e Basin

Chen Zhipeng, Ren Zhanli*, Yu Chunyong, Qi Kai, Ren Wenbo, Yang Yan, Ma Qian

State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

Abstract: The Lower Cretaceous of the Hari sag in the Yin'e basin has a unique sedimentary structure and mineral composition. The cause, sedimentary environment and formation pattern of the hydrothermal sediment of Lower Cretaceous in Hari depression, Yin'e basin are discussed in this study, based on its mineralogy, petrology and geochemistry. The Lower Cretaceous in Hari depression with lots of minerals including ganalcites, siderite and dolomite, is rich in Fe, Mn and Ba, characterized by high content of ΣREE, enrichment of LREE, and the negative Eu anomaly. Combined with Fe vs. Mn vs. (Cu+Co+Ni)×10 and Ni vs. Co vs. Zn ternary diagrams, it is proved that the Lower Cretaceous received long-term hydrothermal input during deposition. Analyses of trace elements, carbon and oxygen isotopes indicate the anoxic, closed, salty and lacustrine depositional environment. The formation temperatures of carbonate calculated by oxygen isotopes range from 43.94 °C to 86.08 °C. It is concluded that complex faulting system provides the access to the lake water infiltrating down and the hydrothermal fluids upwelling. Moreover, convection activities between the hydrothermal fluids and the lake water continually offer heat and mineral elements to the lake. This type of hydrothermal sedimentation is long enduring and wide ranging, controlled by both terrigenous detrital materials supply and hydrothermal fluid property, which represents a special sedimentary model.

Key words: lacustrine hydrothermal sediment; geochemical characteristics; formation temperature; hydrothermal fluid eruption; Yin'e basin; Lower Cretaceous; petroleum geology.

基金项目:国家自然科学基金重点项目(No.41630312);“十三五”国家重大专项(No.2017ZX05005002-008);延长油田科研项目资助的成果(No.KT2016SFW0001)。

作者简介:陈志鹏(1987—),男,博士研究生,主要从事盆地沉积、构造演化及油气勘探研究。ORCID: 0000-0002-3714-9082。

E-mail: chenzhipeng305@163.com

***通讯作者:**任战利,E-mail: renzhanl@nwu.edu.cn

引用格式:陈志鹏,任战利,于春勇,等,2018.银额盆地哈日凹陷下白垩统热水沉积岩特征及成因.地球科学,43(6):1941-1956.

热水沉积,也叫喷流沉积,通常定义为循环流动在海洋或湖泊基底岩石中的热水体系达到并涌出界面上附近时所发生的沉积作用(Rona *et al.*, 1986; 陈先沛等,1992).早期对热水沉积的研究主要集中在海洋或海相,近些年来,关于湖相热水沉积的研究快速发展,如美国黄石公园(Xu *et al.*, 1998)、东非裂谷湖泊(Barrat *et al.*, 2000)、中国云南腾冲热海(郭清海等,2017)、酒西盆地(郑荣才等,2003)、三塘湖盆地(柳益群等,2010)、鄂尔多斯盆地(张文正等,2010)、二连盆地(钟大康等,2015a)和准噶尔盆地(李红等,2017)等陆相湖盆中均有热液活动的报道。这些发现说明湖相热水沉积是一种普遍存在的沉积作用,但目前相关研究多局限在白云岩和硅质岩,对正常碎屑沉积和热水沉积之间过渡岩类研究较少;

研究尺度常局限于某个组或段,缺少热液持续影响湖盆沉积的案例。

银额盆地哈日凹陷下白垩统为一套由陆源碎屑和内源碎屑组成的混合沉积岩类,发育特殊的沉积构造和复杂的矿物组成,且沉积厚度大,可达3 500 m;结合断陷湖盆沉积背景及火山活动历史,笔者认为这是中生代一种长期受热液活动影响的湖盆沉积。本文以哈日凹陷下白垩统为研究对象,基于各类实验数据,分析其成因及沉积环境,并进一步探讨可能的热液来源和形成模式。

1 研究区地质概况

银额盆地处于中国内蒙古西部和甘肃西北部,

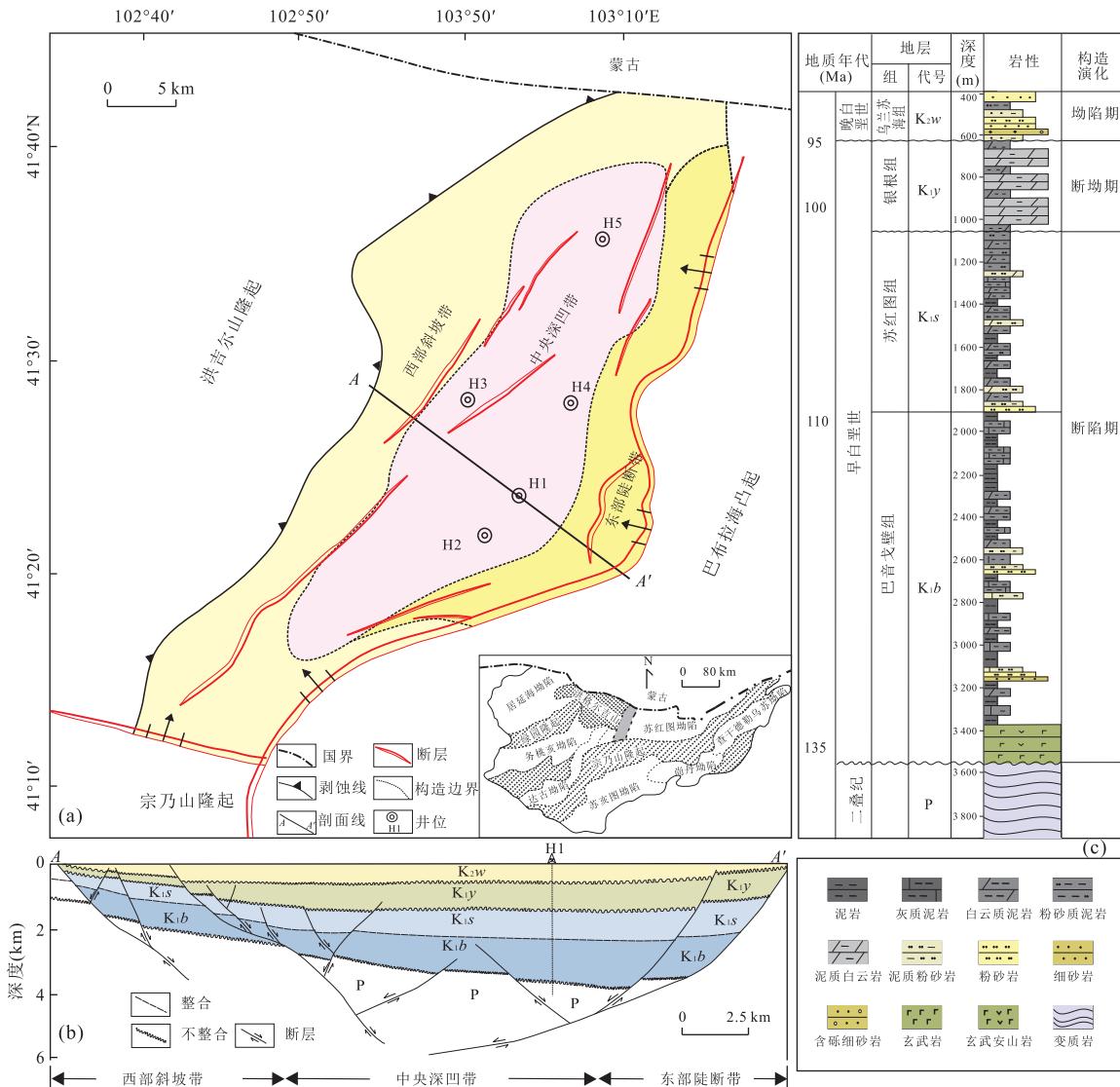


图 1 银额盆地哈日凹陷构造单元划分(a)、构造剖面(b)及地层柱状图(c)

位于塔里木、哈萨克斯坦、西伯利亚和华北 4 大板块结合部位, 是在前寒武纪结晶地块和古生代褶皱基底之上, 通过北东向基底构造伸展断陷作用而发育起来的中、新生代陆相断陷盆地, 也是矿产资源评价的重要区域(Zuo *et al.*, 2015)。哈日凹陷位于银额盆地中北部, 东部与巴布拉海凸起相接, 南部与宗乃山隆起相邻, 西部与洪吉尔凸起相邻, 北部为中蒙边界。在平面上, 哈日凹陷呈北东向近“S”形, 面积约为 1 350 km²; 在剖面结构上, 具有东断西超的特征, 次级构造单元可分为东部陡坡带、中央深凹带和西部斜坡带(图 1)。哈日凹陷中生代在银额盆地整体构造演化的基础上, 经历了 4 期重要的构造运动, 包括三叠纪—侏罗纪(T-J)的热拱隆升、早白垩世早期(K_{1b}-K_{1s})的断陷、早白垩世晚期(K_{1y})的断坳和晚白垩世(K_{2w})坳陷。这些构造运动导致凹陷内张性断裂发育, 其中以凹陷边界的基底断裂和控制凹陷发展的同沉积断裂规模最大, 同时伴随着多期岩浆活动和火山喷发。

早白垩世哈日凹陷为一个封闭性较强的陆内断陷湖盆, 自下而上沉积了巴音戈壁组(K_{1b})、苏红图组(K_{1s})、银根组(K_{1y})。巴音戈壁组底部为一套厚层玄武岩, 其上覆为滨浅湖和半深湖灰色—暗灰色含灰泥岩沉积, 凹陷周缘发育扇三角洲沉积。苏红图组主要为滨浅湖、半深湖和深湖沉积系, 凹陷边部发育扇三角洲和水下扇沉积, 湖盆范围较巴音戈壁组有所扩大, 岩性为深灰色、灰色、褐色含灰质或含白云质泥岩不等厚互层, 夹薄层粉砂岩。银根组处于断—坳转换时期, 湖盆范围自垩纪达鼎盛, 以深湖一半深湖灰色、深灰色白云质泥岩和泥质白云岩为主。

2 样品和分析方法

本次研究的 20 件配套样品均取自研究区下白垩统的钻井岩心, 所有样品经岩心观察后, 采用微钻取样, 进行去杂质、去有机质处理, 以保证样品的纯度及其可靠性与代表性。分析内容包括薄片观察、X 衍射全岩分析、主量及微量元素和碳酸盐碳氧同位素分析等。

X 衍射全岩分析用于鉴别沉积岩中粘土矿物和常规非粘土矿物, 实验仪器型号为 D/MAX 2500 型 X 射线衍射仪, 实验条件为电压 40 kV、电流 40 mA, 实验步骤和方法按照 SY/T 5163-2010 行业标准执行。

主量和微量元素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。主量元素采用玻璃熔饼法, 在

RIX 2100 型 X 荧光光谱仪上完成, 经 BCR-2 和 GBW07105 标样监控, 分析误差小于 5%。微量元素和稀土元素在美国 Perkin Elmer 公司 Elan 6100DRC ICP-MC 上完成, 实验用 AGV-2、BCR-2、GSP-2 和 BHV0-2 四个标样和空白样进行质量控制, Co、Ni、Zn、Ga、Rb、Y、Zr、Nb、Hf、Ta 和 REE 的分析误差小于 5%, 其余元素分析误差小于 15%。

碳氧元素分析是在中国石油大学(北京)油气资源与探测国家重点实验室完成。将碳酸盐样品在真空中及 25 ℃ 条件下与 100% 的磷酸恒温反应 24 h(灰质样品)或 72 h(白云质样品), 从样品中分离出来的 CO₂ 送入 MAT253C033 热费希尔质谱仪, 测定碳、氧同位素组成, 实验数据采用 VPDB 标准, 以 δ‰ 为单位, 实验精度高于 ±0.05‰。

3 分析结果

3.1 矿物岩石学特征

镜下鉴定表明, 苏红图组和巴音戈壁组泥岩的沉积特征较为相似, 多发育类似火山岩的斑状结构, 组成可分为“斑晶”和“基质”两部分。“斑晶”主要包括 2 种类型矿物: 一种是单矿物的集合体如斑状硅质矿物充填(图 2a), 或是斑状方沸石条带, 方沸石呈无定形胶体(图 2d); 另一种为多种矿物的组合, 如铁质矿物、硅质矿物和方解石等矿物共同交代形成的斑状碎屑(图 2b、2c), 其中方解石为交代后的产物, 显微镜下已很难发现原有矿物的痕迹。“基质”多为细粒矿物的集合体, 粒径介于 0.003~0.050 mm, 包括泥质组分和泥粉晶白云石或细粉晶方解石, 亦可见较多的柱状电气石、斑点状菱铁矿、黄铁矿(图 2e)以及富含高价铁的泥片(图 2f)。银根组泥质白云岩和白云质泥岩多发育纹层状构造(图 2g), 纹层由泥、粉晶白云石和有机质纹层及其他矿物交互而成(图 2h), 纹层厚 0.1~0.5 mm。粉晶白云石呈半自形和他形, 粒径介于 0.02~0.05 mm; 方解石多为自形和半自形, 以粒径介于 0.03~0.15 mm 的细粉晶为主(图 2i)。

X 衍射矿物分析(X-ray diffraction, XRD)成果见图 3 和表 1, 巴音戈壁组矿物组成以石英(10.0%~49.0%, 平均为 27.9%)和粘土矿物(21.1%~44.0%, 平均为 30.2%)为主, 其次为斜长石(10.7%~22.7%, 平均为 16.8%)和方解石(1.0%~28.0%, 平均为 10.9%), 含少量白云石、菱铁矿和黄铁矿, 零星见重晶石和方沸石。苏红图组的

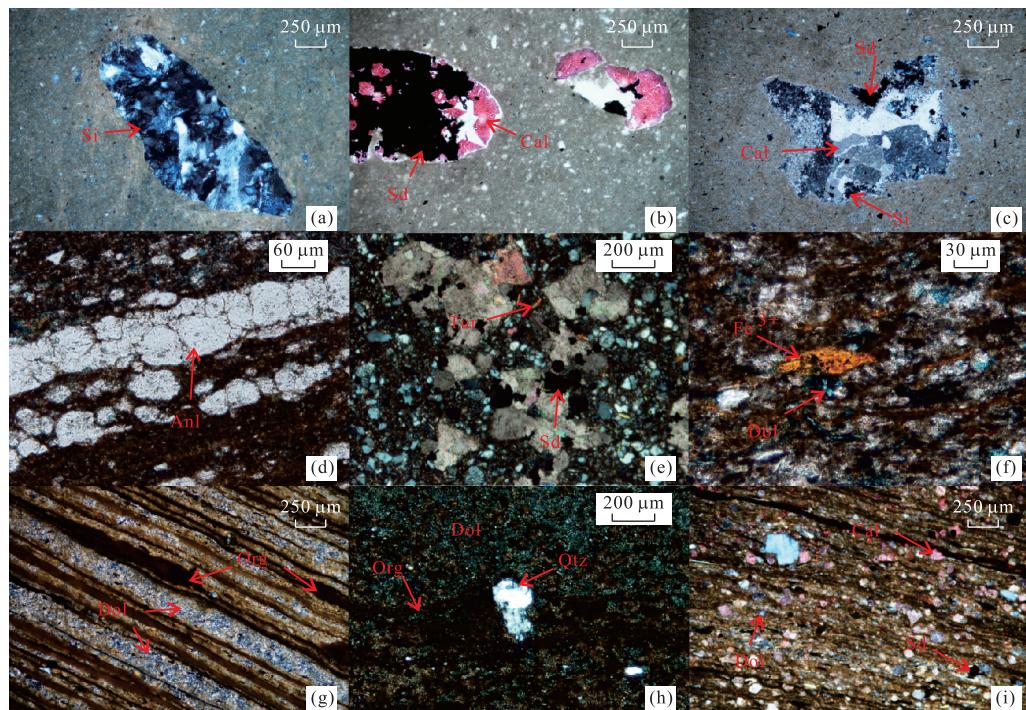


图 2 哈日凹陷下白垩统主要造岩矿物显微特征

Fig.2 Microscopic characteristics of main rock-forming minerals of Lower Cretaceous in Hari depression

a. 苏红图组, 粉砂质泥岩, 硅质斑状碎屑; b. 苏红图组, 白云质泥岩, 方解石及铁质斑状碎屑; c. 苏红图组, 白云质泥岩, 方解石、硅质及铁质斑状碎屑; d. 巴音戈壁组, 灰质泥岩, 方沸石条带; e. 巴音戈壁组, 粉砂质泥岩, 柱状电气石和斑点状菱铁矿; f. 巴音戈壁组, 粉砂质泥岩, 富高价铁泥片; g. 银根组, 白云质泥岩, 泥晶白云岩与其他矿物交互的纹层; h. 银根组, 泥质白云岩, 石英碎屑; i. 银根组, 白云质泥岩, 粉晶白云石及细晶方解石; Si. 硅质矿物; Sd. 菱铁矿; Cal. 方解石; Anl. 方沸石; Tur. 电气石; Fe³⁺. 高价铁矿物; Dol. 白云石; Org. 有机质纹层; Qtz. 石英

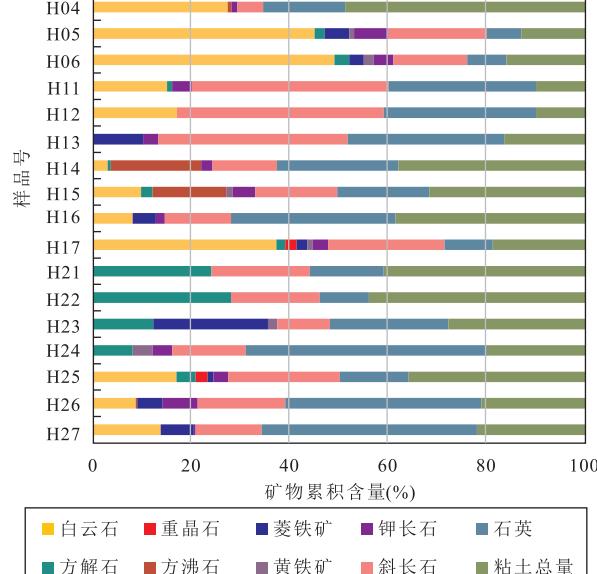


图 3 哈日凹陷下白垩统 XRD 矿物组成

Fig.3 XRD mineral compositions of Lower Cretaceous in Hari depression

矿物组成与巴音戈壁组基本类似, 斜长石(13.1%~42.0%, 平均为 26.8%)和白云石(1.0%~37.2%, 平均为 12.8%)含量略有增加, 方解石(0.0%~2.3%, 平均为 0.8%)含量略有降低, 部分样品富含方沸石(最大为 18.4%)。银根组与巴音戈壁组和苏红图组相比, 矿物组合有较大区别, 白云石(27.3%~90.4%, 平均为 45.5%)成为主要造岩矿物, 石英(1.4%~16.7%, 平均为 8.47%)含量明显降低。总体上表现出陆源碎屑矿物自下而上逐渐降低, 内源碎屑矿物逐渐增加, 方沸石、重晶石和菱铁矿等热液矿物局部富集的特点。

分析不同的矿物组成特征(矿物相)有助于深入分析和认识细粒沉积物, 根据 Gamero-Diaz *et al.* (2013)提出的基于 XRD 的细粒沉积岩矿物相三角图(图 4), 研究区下白垩统矿物相主要以混合泥岩相、混合碳酸盐质泥岩相、混合硅质泥岩相、粘土质/硅质泥岩相、碳酸盐质/硅质泥岩相为主, 以及少量富粘土硅质泥岩相、硅质泥岩相、碳酸盐质泥岩相, 反应出复杂的三端元矿物组成, 指示下白垩统形成于特殊的沉积环境中。

表 1 哈日凹陷下白垩统 XRD 矿物分析数据 (%)
Table 1 XRD mineralogical data of Lower Cretaceous in Hari depression

样号	层位	白云石	方解石	重晶石	方沸石	菱铁矿	黄铁矿	钾长石	钠长石	石英	粘土总量
H01	银根组	30.00	3.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.80	14.00	15.20	32.00
H02	银根组	34.90	5.60	0.70	2.60	0.00	0.10	3.40	29.70	1.40	21.60
H03	银根组	90.40	0.00	0.00	2.20	0.00	0.00	0.50	2.00	2.50	2.40
H04	银根组	27.30	0.00	0.00	0.80	0.00	0.00	1.20	5.20	16.70	48.80
H05	银根组	45.00	2.00	0.00	0.00	5.00	1.00	7.00	20.00	7.00	13.00
H06	银根组	49.00	3.00	0.00	0.00	3.00	2.00	4.00	15.00	8.00	16.00
H11	苏红图组	15.00	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	40.00	30.00	10.00
H12	苏红图组	17.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	42.00	31.00	10.00
H13	苏红图组	0.00	0.00	0.00	0.00	10.10	0.00	3.10	38.50	31.80	16.50
H14	苏红图组	2.90	0.60	0.00	18.40	0.00	0.00	2.30	13.10	24.70	38.00
H15	苏红图组	9.70	2.30	0.00	15.00	0.00	1.30	4.60	16.70	18.70	31.70
H16	苏红图组	8.00	0.00	0.00	0.00	4.70	0.00	1.80	13.50	33.40	38.60
H17	苏红图组	37.20	1.80	2.30	0.00	2.20	1.10	3.10	23.70	9.80	18.80
H21	巴音戈壁组	0.00	24.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.00	15.00	41.00
H22	巴音戈壁组	0.00	28.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.00	10.00	44.00
H23	巴音戈壁组	0.00	12.20	0.00	0.00	23.30	1.90	0.00	10.70	24.10	27.80
H24	巴音戈壁组	0.00	8.00	0.00	0.00	0.00	4.00	4.00	15.00	49.00	20.00
H25	巴音戈壁组	16.90	3.90	2.40	0.00	1.20	0.00	3.00	22.70	14.00	35.90
H26	巴音戈壁组	8.60	0.00	0.00	0.30	5.10	0.00	7.20	17.80	39.90	21.10
H27	巴音戈壁组	13.70	0.00	0.00	0.00	6.70	0.00	0.40	13.40	43.80	22.00

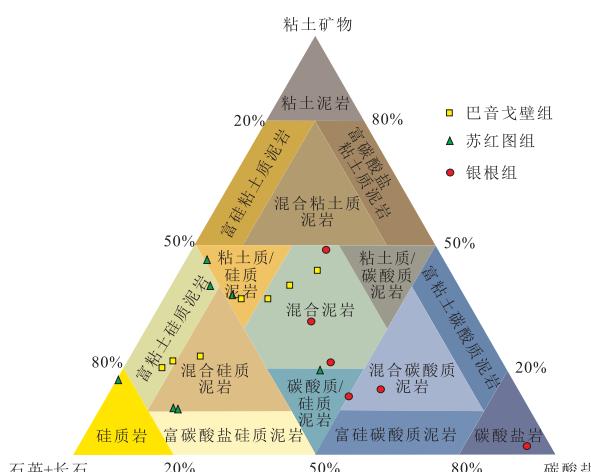


图 4 哈日凹陷下白垩统 XRD 矿物相三角图

Fig.4 XRD ternary diagram of the identified mineral facies of Lower Cretaceous in Hari depression
据 Gamero-Diaz et al. (2013)

3.2 地球化学特征

3.2.1 主量及微量元素 表 2 列出了样品的 10 种主量元素氧化物含量和 26 种微量元素含量。所有样品的主量元素中 SiO_2 、 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 含量最高, 平均为 49.47%、15.34% 和 6.18%, 与大陆上地壳成分相比 (Taylor and McLennan, 1985), 表现为低硅高铁锰的特点。苏红图组与巴音戈壁组主量元素组成相差不大, 银根组与前两者相比, MgO 和 CaO 更高, SiO_2 和

TiO_2 更低, 这与 X 衍射矿物分析结果吻合。所有样品的微量元素大多数集中在 $(0 \sim 500) \times 10^{-6}$, 平均为 58×10^{-6} , 且银根组、苏红图组和巴音戈壁组的微量元素组分特征基本相同。在平均上地壳标准化元素蛛网图上 (图 5), 元素比值整体表现为略微左倾的特征, 且不相容元素明显富集, 例如 Li 、 Rb 、 Sr 、 Cs 和 Nb 的平均值分别为上地壳中含量的 8.97、1.05、1.10、5.70 和 1.19 倍。这些不相容元素受其离子半径、电荷和化合键所限, 很难进入造岩矿物晶体结构中, 而往往在残余岩浆或热液中相对富集。

根据地球化学元素也可以较好进行岩石分类, 例如 Herron(1988)提出的 $\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 图版能对砂岩和泥岩进行较好区分。研究区下白垩统样品主要落在 Herron(1988)图版的泥页岩区, 少量为杂砂岩 (图 6a)。Ross and Bustin(2009)认为泥岩可以看成是 SiO_2 、 Al_2O_3 和 $\text{CaO} + \text{MgO}$ 三种氧化物的混合物, 代表石英碎屑/生物硅、粘土矿物和碳酸盐 3 个端元。研究样品的三端元分析表明 (图 6b), SiO_2 在三者中占比最大, 而 Al_2O_3 、 $\text{CaO} + \text{MgO}$ 也占有较大份量, 反映出混合沉积的特征, 与矿物相分析较为吻合。

3.2.2 稀土元素 样品的稀土总量较高, ΣREE 变化范围为 $(131.37 \sim 260.78) \times 10^{-6}$, 平均 162.81×10^{-6} , 远大于平均上地壳 ΣREE 值 146.37×10^{-6} (Taylor and McLennan, 1985) 和球粒陨石 ΣREE

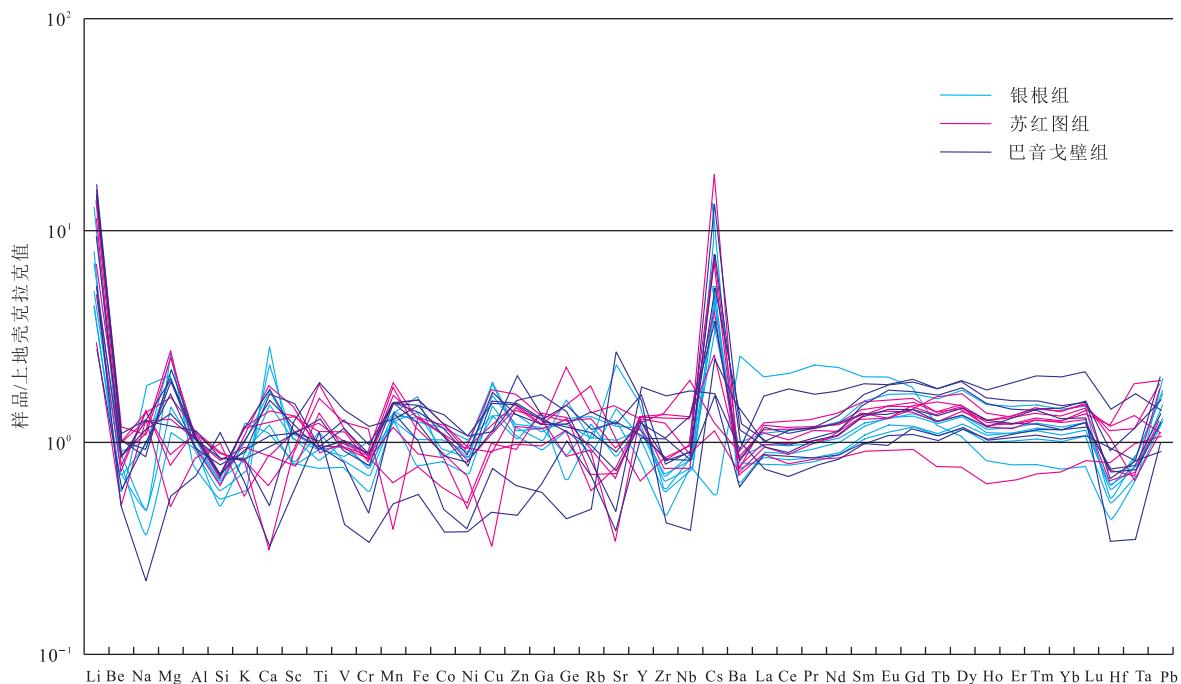
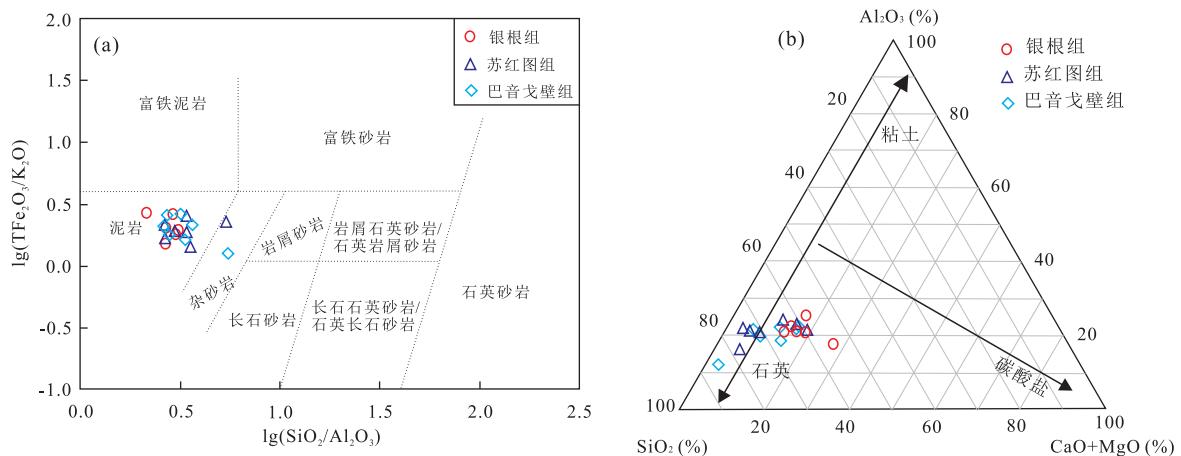


图 5 哈日凹陷下白垩统平均上地壳标准化元素蛛网图

Fig.5 Element curves standardized by upper crust of Lower Cretaceous in Hari depression

图 6 地球化学岩石分类 (a) 和泥页岩 SiO_2 vs. Al_2O_3 vs. $\text{CaO} + \text{MgO}$ 三角图 (b)Fig.6 Geochemical classification for core samples (a) and ternary diagram showing relative proportions of major shale/mudrock elements SiO_2 , Al_2O_3 and $\text{CaO} + \text{MgO}$ (b)

值 2.56×10^{-6} (Sun and McDonough, 1989); 具有明显的 Eu 负异常 ($\delta\text{Eu} = 0.59 \sim 0.71$) 和极弱的 Ce 负异常 ($\delta\text{Ce} = 0.93 \sim 1.07$) 特征。样品的 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 分布在 $6.16 \sim 17.65$; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 分布在 $5.88 \sim 24.51$, $(\text{Gb}/\text{Yb})_N$ 分布在 $1.30 \sim 3.37$, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 分布在 $2.44 \sim 4.05$, 反映出 LREE 富集、HREE 亏损、LREE 分馏程度比 HREE 高的特征。样品的球粒陨石标准化稀土元素配分模式图呈明显的右倾型(图 7), 轻稀土陡峭、重稀土曲线平缓, 同

样反映出 LREE、HREE 存在强烈分异, 轻稀土分馏程度高, 而重稀土分馏变化不大的特点。

3.2.3 碳氧同位素

样品能否保持其碳氧同位素的原始组成是讨论其地质意义的前提, Mn/Sr 比值能间接反映样品成岩破坏程度, 通常以 $\text{Mn}/\text{Sr} < 10$ 作为样品能保持其碳氧同位素原始组成的判断标准 (Kaufman and Knoll, 1995), 研究区除 H22 样品的 Mn/Sr 比值为 3.59 外, 其余均小于 3.0, 说明测试样品没有或仅受到弱成岩作用的影响, 其同位素组成可

表2 哈日凹陷下白垩统岩石全岩主量(%)、微量元素(10^{-6})和碳氧同位素(‰)地球化学分析结果

Table 2 Results of major elements, trace elements, carbon and oxygen isotopes of Lower Cretaceous in Hari depression

样品	银根组										苏红图组							巴音戈壁组				
	H01	H02	H03	H04	H05	H06	H11	H12	H13	H14	H15	H16	H17	H21	H22	H23	H24	H25	H26	H27		
SiO ₂	45.50	36.60	40.20	43.70	44.60	34.00	43.50	58.20	54.10	65.30	58.90	46.50	42.10	55.80	55.80	45.50	51.80	47.10	45.50	74.80		
TiO ₂	0.70	0.50	0.60	0.70	0.80	0.70	0.70	1.30	0.80	0.90	1.10	0.80	0.60	1.30	0.90	0.70	0.70	0.70	0.60	0.80		
Al ₂ O ₃	15.30	12.10	15.40	16.60	15.80	16.10	16.60	15.60	12.90	16.90	17.00	15.00	17.40	15.80	16.10	14.50	16.20	16.50	16.20	10.60		
TFe ₂ O ₃	5.30	4.00	6.40	7.10	6.70	8.40	6.50	3.80	5.70	4.40	6.60	7.90	6.70	7.50	6.20	7.00	5.10	8.00	7.60	2.90		
MnO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.00	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.00		
MgO	3.30	5.90	2.50	4.50	5.70	4.70	5.50	1.90	2.80	1.10	1.80	3.60	6.00	2.70	3.10	4.30	3.80	4.40	5.00	1.20		
CaO	6.40	12.00	9.90	7.50	4.80	5.20	5.90	2.70	3.60	3.70	1.30	5.30	7.70	2.10	4.00	7.60	7.20	4.50	6.70	1.40		
Na ₂ O	1.90	1.90	1.50	4.10	4.00	7.40	4.20	5.40	4.90	4.90	5.40	4.30	5.00	4.50	3.60	3.90	5.00	3.30	0.90			
K ₂ O	2.90	2.10	2.50	3.60	4.20	3.20	4.00	2.80	3.20	1.90	2.70	3.90	3.80	2.80	2.90	4.90	3.10	3.60	2.20			
P ₂ O ₅	0.10	0.20	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.20	0.20	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10		
LOI	18.50	24.20	21.20	12.00	12.90	14.90	13.40	6.90	8.60	4.60	4.60	9.80	13.80	5.10	6.30	10.70	10.00	9.20	10.90	4.70		
TOTAL	100.0	99.5	99.6	98.7	100.5	94.4	100.0	99.8	99.8	99.9	99.5	100.4	100.1	100.0	99.6	99.5	100.3	98.5	99.9	99.5		
Li	141.0	88.1	104.0	259.0	89.1	160.0	305.0	223.0	135.0	58.1	97.8	281.7	276.0	107.0	188.0	288.0	55.6	328.0	296.0	109.0		
Be	2.85	2.25	2.61	2.8	2.17	1.81	3.55	2.32	2.97	1.51	2.22	2.99	2.53	2.58	2.57	3.04	1.81	3.31	3.07	1.51		
Sc	14.50	11.10	14.60	15.30	11.30	10.90	18.40	12.60	15.20	10.54	12.40	17.86	19.80	17.40	14.90	15.10	20.80	15.10	16.50	16.50	8.44	
V	105.0	83.7	110.0	112.0	90.4	94.6	101.0	127.0	107.0	100.4	133.0	120.8	104.0	153.0	98.0	126.0	86.0	138.0	110.0	44.2		
Cr	66.4	50.2	64.6	75.3	59.4	86.3	72.1	70.9	68.6	69.7	96.2	66.9	75.6	98.8	65.0	73.6	38.7	81.7	73.9	28.1		
Co	17.90	14.20	20.60	16.20	19.00	14.90	18.50	10.40	15.30	14.50	18.50	21.25	20.10	23.20	14.80	19.90	8.34	21.10	18.20	6.45		
Ni	40.80	32.20	46.50	38.50	38.80	46.00	36.20	22.70	30.30	21.87	40.90	41.96	41.20	47.20	35.50	38.60	17.00	47.40	34.20	16.70		
Cu	42.20	37.70	47.80	34.10	48.80	34.20	26.70	25.00	8.04	22.75	22.30	44.38	29.30	28.20	28.40	42.80	18.90	38.30	39.50	11.80		
Zn	88.70	78.20	98.70	85.60	75.90	104.00	65.70	84.70	69.17	102.00	119.69	108.00	113.00	147.00	96.00	44.30	108.00	110.00	32.10			
Ga	20.50	16.10	20.30	19.60	17.90	23.60	20.40	23.50	19.70	16.36	21.90	22.94	21.10	28.70	22.40	20.70	9.91	21.60	22.00	10.80		
Ge	1.44	1.86	2.00	2.13	2.58	1.10	2.41	2.13	2.05	1.84	1.37	2.03	3.64	2.25	1.80	1.96	0.70	1.88	2.39	1.65		
Rb	139.0	103.0	121.0	152.0	121.0	128.0	208.0	78.5	101.0	65.7	103.0	144.2	152.0	90.6	109.0	156.0	54.1	125.0	130.0	78.1		
Sr	310.0	513.0	824.0	429.0	368.0	454.0	365.0	250.0	235.0	265.2	122.0	330.5	524.0	166.0	258.0	430.0	949.0	316.0	437.0	134.0		
Cs	25.10	24.50	17.90	62.00	28.60	2.67	84.20	5.66	11.90	5.19	19.10	35.45	33.20	28.40	40.60	27.40	36.90	34.90	28.20	23.90	23.10	
Zr	136.0	115.0	118.0	133.0	129.0	88.9	162.0	264.0	255.0	234.8	249.0	154.6	143.0	318.0	200.0	150.0	81.0	157.0	162.0	199.0		
Nb	11.00	9.16	10.50	10.20	9.34	9.37	11.40	23.00	15.80	10.65	15.40	11.58	9.22	21.10	16.10	10.90	4.57	10.80	9.89	10.00		
La	30.00	24.30	34.00	27.60	26.20	62.80	26.20	37.20	34.20	28.50	36.20	32.98	28.90	50.30	35.60	30.40	30.40	28.90	22.70	26.50		
Ce	63.40	51.40	74.90	58.20	54.50	139.00	50.50	80.50	74.30	56.19	75.30	65.92	64.50	115.00	71.20	73.40	62.30	57.80	44.60	55.30		
Pr	7.21	5.93	8.52	6.80	6.18	16.90	5.89	9.14	8.19	6.98	8.42	8.05	7.19	12.10	8.37	8.43	7.46	7.25	5.51	6.05		
Nd	28.00	23.40	33.40	26.80	23.90	60.10	21.90	35.70	32.00	27.66	31.40	29.45	28.50	45.70	32.10	34.90	29.50	28.50	21.70	22.70		
Sm	5.70	4.79	7.24	5.50	5.00	9.42	4.03	7.00	6.38	5.79	6.10	6.17	8.54	6.17	7.59	6.82	6.00	4.40	4.50			

续表 2

样品	银根组										苏红图组							巴音戈壁组		
	H01	H02	H03	H04	H05	H06	H11	H12	H13	H14	H15	H16	H17	H21	H22	H23	H24	H25	H26	H27
Eu	1.17	1.01	1.52	1.19	1.09	1.84	0.81	1.40	1.31	1.14	1.23	1.15	1.33	1.67	1.20	1.65	1.56	1.26	0.96	0.85
Gd	5.33	4.62	6.61	5.20	4.65	7.10	3.51	6.18	5.88	5.43	5.23	5.66	5.70	7.61	5.48	7.35	6.65	5.44	4.14	4.43
Tb	0.83	0.71	1.06	0.81	0.73	0.79	0.49	0.89	0.90	1.05	0.80	0.99	0.88	1.16	0.81	1.16	1.08	0.86	0.66	0.69
Dy	4.82	4.17	6.33	4.74	4.39	3.82	2.68	4.99	5.25	5.93	4.90	5.20	5.20	7.01	4.73	6.78	6.37	5.12	4.01	4.12
Ho	0.95	0.82	1.24	0.91	0.89	0.67	0.51	0.96	1.02	1.10	1.02	0.96	1.01	1.43	0.96	1.30	1.23	1.02	0.83	0.82
Er	2.77	2.40	3.49	2.60	2.62	1.85	1.52	2.84	2.99	3.05	3.07	2.70	2.82	4.40	2.99	3.63	3.31	2.84	2.52	2.42
Tm	0.42	0.35	0.51	0.38	0.40	0.27	0.23	0.43	0.45	0.48	0.47	0.42	0.42	0.69	0.48	0.52	0.47	0.41	0.38	0.36
Yb	2.67	2.28	3.25	2.45	2.59	1.69	1.59	2.80	2.95	3.07	3.12	2.76	2.72	4.54	3.23	3.29	2.86	2.54	2.55	2.30
Lu	0.41	0.35	0.48	0.37	0.40	0.25	0.26	0.43	0.46	0.49	0.48	0.45	0.41	0.69	0.50	0.50	0.42	0.38	0.40	0.34
Hf	3.74	3.09	3.25	3.78	3.58	2.59	4.63	6.96	6.92	6.14	6.59	4.27	3.83	8.46	5.32	3.95	1.99	4.38	4.20	5.48
Ta	0.91	0.72	0.91	0.80	0.80	0.71	0.98	1.89	1.34	0.66	1.16	0.69	0.73	1.71	1.18	0.82	0.35	0.78	0.75	0.83
Pb	29.30	21.80	30.30	22.40	25.90	34.30	18.10	33.20	19.00	18.59	31.60	29.90	21.60	24.40	27.00	34.30	16.90	22.90	20.90	15.40
Mn/Sr	2.50	1.51	1.03	1.80	2.22	1.88	2.76	1.55	4.62	2.69	1.91	2.76	2.21	4.66	3.59	2.16	0.88	2.94	2.13	2.32
V/Cr	1.59	1.67	1.70	1.48	1.52	1.10	1.40	1.78	1.57	1.44	1.38	1.81	1.37	1.55	1.51	1.71	2.22	1.69	1.49	1.57
V/(V+Ni)	0.72	0.72	0.70	0.74	0.70	0.67	0.74	0.85	0.78	0.82	0.77	0.74	0.72	0.76	0.73	0.77	0.83	0.74	0.76	0.73
Sr/Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rb/K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Σ REE	153.7	126.5	182.6	143.5	133.5	306.7	120.1	190.6	167.3	146.9	177.8	162.9	155.6	260.8	173.9	180.8	160.4	148.2	115.4	131.4
Σ LREE	135.5	110.8	159.7	126.1	116.8	290.3	109.3	171.0	156.4	126.3	158.7	143.7	136.5	233.3	154.7	156.3	138.0	129.6	99.9	115.9
Σ HREE	18.20	15.70	22.97	17.47	16.66	16.44	10.80	19.52	19.90	20.59	19.09	19.13	19.16	27.52	19.17	24.53	22.38	18.61	15.49	15.49
Σ LRREE/	7.45	7.06	6.95	7.22	7.01	17.65	10.12	8.76	7.86	6.13	8.31	7.51	7.12	8.47	8.07	6.37	6.17	6.97	6.45	7.48
Σ HREE																				
La/Yb	7.42	7.04	6.92	7.44	6.68	24.51	10.88	8.77	7.66	6.12	7.67	7.88	7.01	7.32	7.30	6.10	7.00	7.49	5.89	7.61
La/Sn	3.21	3.09	2.87	3.06	3.19	4.06	3.96	3.24	3.27	3.00	3.62	3.26	2.87	3.59	3.52	2.44	2.71	2.93	3.15	3.59
Gb/Yb	1.60	1.63	1.64	1.70	1.45	3.37	1.77	1.60	1.42	1.35	1.64	1.68	1.35	1.36	1.80	1.86	1.72	1.30	1.55	
δ Eu	0.66	0.66	0.68	0.69	0.70	0.67	0.66	0.63	0.67	0.60	0.69	0.64	0.64	0.95	1.09	0.96	0.72	0.68	0.69	0.59
δ Ce	1.01	1.00	1.03	0.99	1.00	0.95	1.02	1.04	0.93	1.01	0.95	1.05	1.09	0.96	1.07	0.97	0.94	0.93	1.02	
$\delta^{18}\text{O}$	-5.39	-4.09	-3.67	-8.72	-7.66	-3.09	-3.16	-9.99	-5.9	-4.36	-5.76	-11.2	-10.41							
$\delta^{13}\text{C}$	6.75	8.57	8.14	3.64	6.56	10.91	7.89	2.89	3.89	6.33	7.60	2.31	1.22	1.47						

注： TE_{Ce} 代表全铁， ΣREE 代表总稀土含量；LREE/HREE 代表轻重稀土比值 (LREE 为轻 REE, HREE 为重 REE)； $\delta\text{Eu} = (\text{Eu})_N / \text{SQRT}(\text{Sm} \times \text{Pr})_N$ ； $\delta\text{Ce} = (\text{Ce})_N / \text{SQRT}(\text{Sm} \times \text{Pr})_N$ ，N 代表球粒陨石标准化后的比值，稀土元素球粒陨石标准化数据引自参考文献 (Sun and McDonough, 1989)。

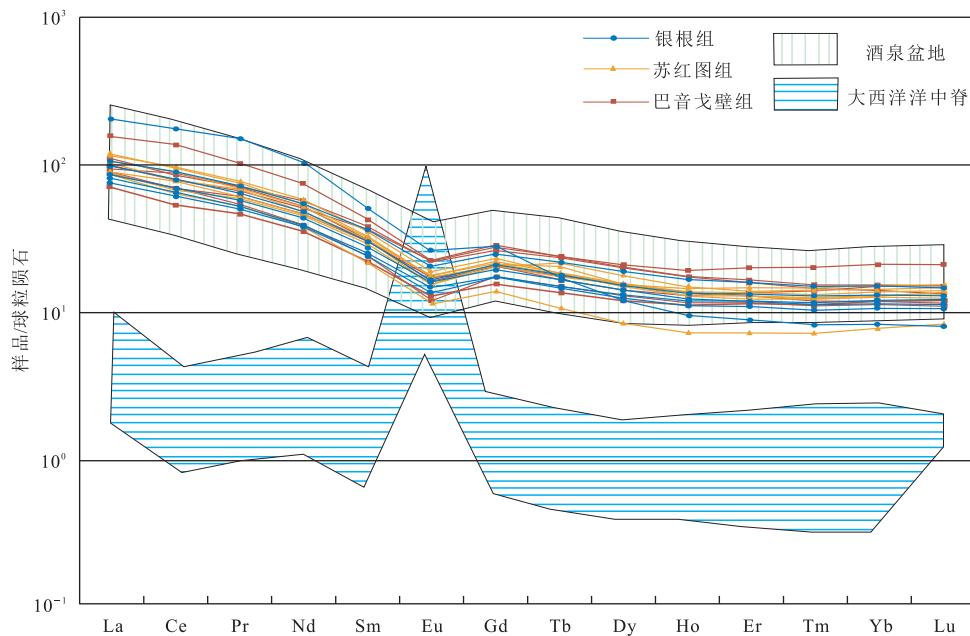


图7 哈日凹陷下白垩统及典型地区热水沉积岩球粒陨石标准化稀土配分模式

Fig.7 REE distribution pattern standardized by chondrite of hydrothermal sediments of Lower Cretaceous in Hari depression and typical hydrothermal area

代表沉积时原始地球化学特征值。研究区碳酸盐岩碳氧同位素分析结果如表4所示, $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 介于 $1.22\text{\textperthousand}$ ~ $10.91\text{\textperthousand}$,平均为 $5.58\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 介于 $-3.16\text{\textperthousand}$ ~ $-11.20\text{\textperthousand}$,平均为 $-6.72\text{\textperthousand}$ 。典型湖盆碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ 变化范围为 $-2\text{\textperthousand}$ ~ 6\textperthousand , $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ 的变化范围为 $-4\text{\textperthousand}$ ~ $-8\text{\textperthousand}$ (潘立银等,2009),相对而言,研究区具有碳同位素偏正、氧同位素偏负的特点。

4 讨论

4.1 沉积物类型

通过大量的研究,人们总结了许多识别热液成因沉积物的岩石结构和矿物组合特征以及地球化学指标。马鞍状和斑马状结构被证实是海相热液白云岩中与构造断裂有关的热液交代成因产物(Boni *et al.*, 2000; Davies and Smith, 2006),而湖相热水沉积物中纹层状和斑状结构则被认为是湖相热液的重要特征,反映热液脉动性喷发活动和分带沉积(文华国等,2014;钟大康等,2015a)。根据形成矿物的温度和颜色等特征,人们将热水沉积作用分为“白烟囱”型和“黑烟囱”型,前者是在较低温度下形成碳酸盐、硅酸盐、硫酸盐等浅色矿物,后者主要在较高温度下形成硫化物、氧化物等暗色矿物。目前发现的湖相热水沉积多属于“白烟囱”型,形成的主要矿物类型有

铝硅酸盐类,如钠长石、沸石类和电气石;硫酸盐类,如重晶石;碳酸盐类,如白云石和菱铁矿(钟大康等,2015b)。哈日凹陷下白垩统富含方沸石、电气石、重晶石、白云石和菱铁矿等典型低温热液矿物,其中银根组以泥晶状和纹层状结构白云石为主要特征,而苏红图组和巴音戈壁组则多见单矿物或多种矿物集合体的斑状碎屑。这表明研究区早白垩世可能长期存在“白烟囱”型热液活动,且不同时期喷流热液的性质存在差异,不同性质热液与冷湖水混合后形成不同类型的矿物。

元素地球化学储存了大量古环境和古生态的信息,可以有效区分沉积物类型,因此广泛应用于沉积学研究。铁锰氧化物常作为热水沉积重要的产物(Stoffers, 1990; Rona *et al.*, 1993),而“高锰铁”的白云岩则被认为热液成因白云岩典型特征(朱东亚等,2010)。研究区样品主量元素表现出明显的铁锰富集的特征,TFe₂O₃和MnO平均含量为6.18%和0.10%,高于平均上地壳的TFe₂O₃(4.93%)和MnO(0.07%)含量(Taylor and McLennan, 1985);其中银根组白云岩的TFe₂O₃和MnO平均含量分别为6.30%和0.11%,也高于咸化湖盆准同生白云岩的TFe₂O₃(1.04%)和MnO(0.05%)含量(袁剑英等,2015)。高含量的Ba也被认为是热水沉积的典型标志(Marchig *et al.*, 1982; Murray, 1994),研究区Ba含量为($339\sim1429\text{ }\times 10^{-6}$),较多样品的Ba

含量远高于上地壳中的平均 Ba 含量(550×10^{-6})。

综合对比某些主量和微量元素含量特征也可以区分正常沉积和热水沉积。 Fe vs. Mn vs. $(\text{Cu} + \text{Co} + \text{Ni}) \times 10$ 三角图版(Rona, 1978; Crerar *et al.*, 1982)和 Ni vs. Co vs. Zn 三角图版(Choi and Hariya, 1992)被广泛用于热水沉积物的判别, 区分热水成因和非热水成因。通过三角图版投点可知, 研究区所有的样品都位于热水沉积区(图 8), 指示哈日凹陷在早白垩世沉积过程中长期存在热液输入。

稀土元素是表征各种地质作用的良好地球化学参数, 对其组成和配分模式的研究是探讨岩石成因和反演地质作用的重要途径之一。前人对红海、大西洋洋洋中脊、太平洋海隆和地中海等热液活动区的研究表明, 海底高温热流体普遍具有轻稀土富集、重稀土亏损和显著的 Eu 正异常特征(Cocherie *et al.*, 1994; Savelli *et al.*, 1999)。海水的稀土元素特征为 LREE 亏损、HREE 富集和显著的 Ce 负异常为标志。而海底热水沉积物作为热液流体和海水混合的产物, 通常会兼有二者的特征。总体上讲, 海相热水沉积岩通常具有重稀土元素 HREE 含量大于轻稀土元素 LREE 和 Eu 正异常含量(Klinkhammer *et al.*, 1994)的特征。研究区样品具有 ΣREE 含量高、 $\text{LREE}/\text{HREE} > 1$ 、Eu 的负异常和弱 Ce 负异常等特征(图 7), 与典型的海相高温热水沉积岩稀土配分模式不同, 但与湖盆热液喷流岩(文华国等, 2014)以及云南腾冲和东非裂谷湖泊的现代热泉水(Barrat *et al.*, 2000)一致, 这可能与沉积环境的不同有关, 代表了湖相热水沉积物特有的稀土元素组成特征。

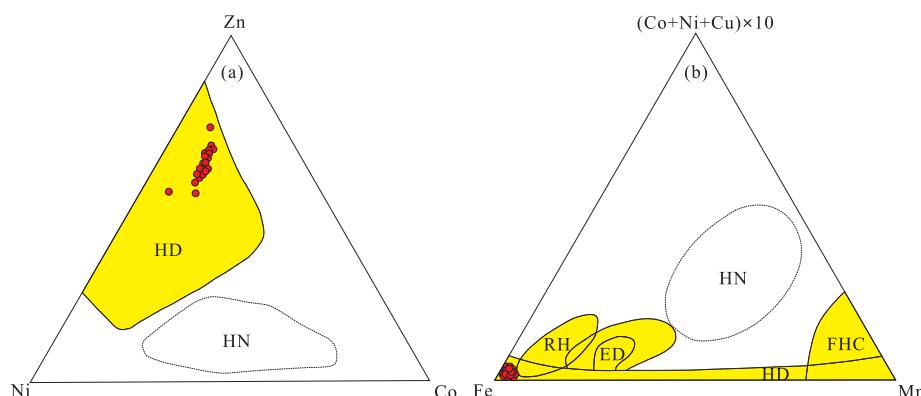


图 8 Ni vs. Co vs. Zn (a) 和 Fe vs. Mn vs. $(\text{Cu} + \text{Co} + \text{Ni}) \times 10$ (b) 热水沉积三角图

Fig.8 Ni vs. Co vs. Zn ternary diagram (a) and Fe vs. Mn vs. $(\text{Cu} + \text{Co} + \text{Ni}) \times 10$ (b) ternary diagram of hydrothermal sediments

HD.热水沉积物, HN.水成沉积物, RH.红海热水沉积, ED.东太平洋热水沉积金属矿物, FHC.Franciscan 热水沉积硅质岩;a 据 Choi and Hariya(1992), b 据 Crerar *et al.*(1982)

4.2 沉积环境

使用沉积物的微量元素及稳定同位素来讨论沉积环境已经成为了一种常用而有效的方法。本文利用微量元素和碳氧同位素分别探讨了研究区早白垩世湖盆的氧化还原条件、水体开发程度、古盐度以及古温度等。

4.2.1 氧化还原条件 V/Cr 、 Ni/Co 和 $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ 常作为识别沉积水体氧化还原环境的判别指标(Jones and Manning, 1994), V/Cr 和 Ni/Co 在缺氧环境下分别大于 4.25 和 7.00, 在富氧环境下分别小于 2 和 5, 而在贫氧环境下分别介于 $2.00 \sim 4.25$ 和 $0.45 \sim 0.60$; $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ 在贫氧环境下介于 $0.46 \sim 0.60$, 在缺氧环境下介于 $0.54 \sim 0.82$, 在闭塞海环境下大于 0.84。研究区的 V/Cr 、 Ni/Co 和 $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ 变化范围分别介于 $1.38 \sim 2.22$ 、 $1.51 \sim 3.09$ 和 $0.67 \sim 0.85$, 平均值分别为 1.58、2.17 和 0.73。 $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ 反应为贫氧—缺氧环境, V/Cr 和 Ni/Co 反应为氧化环境(图 9), 三者的结果存在较大矛盾, 而研究区下白垩统中泥岩颜色以深灰色和灰黑色为主, 且黄铁矿和菱铁矿广泛分布, 反映为水体较深的贫氧环境。相同的情况也出现在酒泉盆地的热水沉积物中(文华国等, 2014), 综合分析认为, 这些氧化还原敏感指标在地质过程中易受到多种因素影响, 在使用这些指标进行某些特殊古环境的恢复中, 需要充分结合岩石学和矿物学方面的研究, 而热水沉积中热液携带的热能和各种离子就可能对这些指标产生影响而提供错误的信息。

4.2.2 开放程度 原生湖相沉积物稳定同位素也是解释古环境的一种有效工具(Cojan *et al.*, 2000);

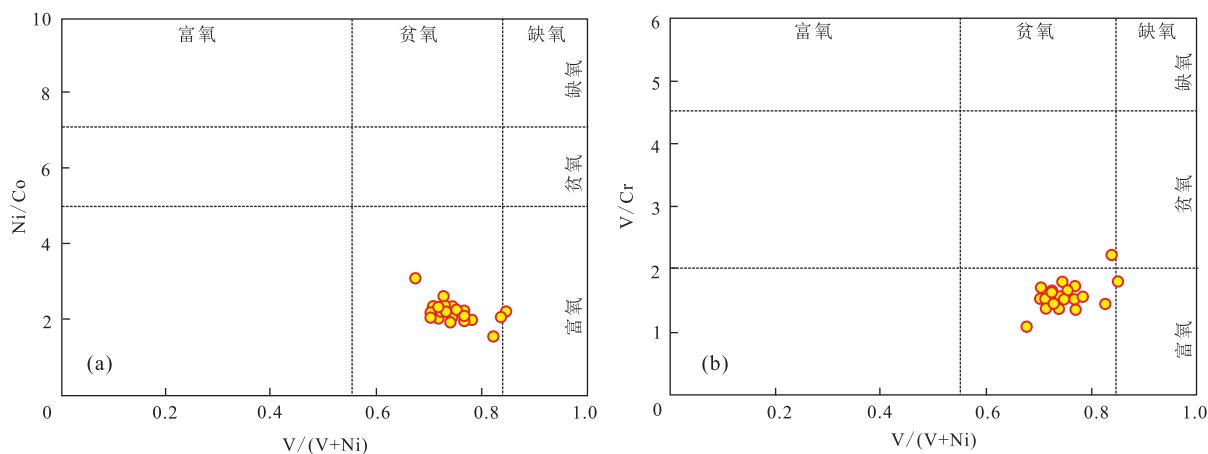


图9 哈日凹陷下白垩统氧化还原指标交汇

Fig.9 Crossplots of paleoredox proxies of Lower Cretaceous in Hari depression
a.Ni/Co vs. V/(V+Ni); b.V/Cr vs. V/(V+Ni)

而碳氧同位素则常用来探讨湖泊的封闭性和开放性。通常认为在开放性淡水湖泊中,湖水停留时间短,碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均为负值,且无明显相关性;而在封闭性的咸水湖环境中,湖盆水体性质稳定,碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间呈明显同步相关性,且封闭性越强,相关系数越大(Talbot, 1990;王春连等,2013),一般封闭性湖泊的相关系数大于0.70(刘传联等,2001)。在 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 坐标系中(图10),研究区的碳氧稳定同位素大多数位于第二象限的Great Salt Lake的周边,与Great Salt Lake相比,碳同位素偏正,氧同位素偏负,且碳氧同位素的相关系数为0.801,相关性较强,表明早白垩世哈日凹陷为封闭型湖泊。

4.2.3 古盐度

Sr和Na含量能反映介质盐度,较高的Sr和Na含量往往反映较高盐度的成岩环境(Land and Hoops, 1973),研究区银根组白云岩的Sr和Na含量即比正常白云岩偏高。Na含量介于 $(10\,900\sim 54\,900)\times 10^{-6}$,平均为 $25\,680\times 10^{-6}$,而佛罗里达、巴哈马群岛、阿拉伯湾及巴芬湾的现代白云石中Na含量为 $(1\,000\sim 3\,000)\times 10^{-6}$ 。Sr含量主体介于 $(310\sim 824)\times 10^{-6}$,平均为 483×10^{-6} ,与蒸发岩有关的超盐水白云石相近(Sr含量 $>550\times 10^{-6}$),而远高于混合白云石(Sr含量介于 $66\times 10^{-6}\sim 170\times 10^{-6}$)和埋藏白云石(Sr含量介于 $70\times 10^{-6}\sim 250\times 10^{-6}$)(刘宝珺和张锦泉,1992),说明白云岩的先驱矿物可能是文石,因为 Sr^{2+} 比较容易替代文石中的 Ca^{2+} 的位置(马锋等,2009),白云化作用事件较早,使得Sr没有大量流失,也指示其可能为原生或准同生白云岩。

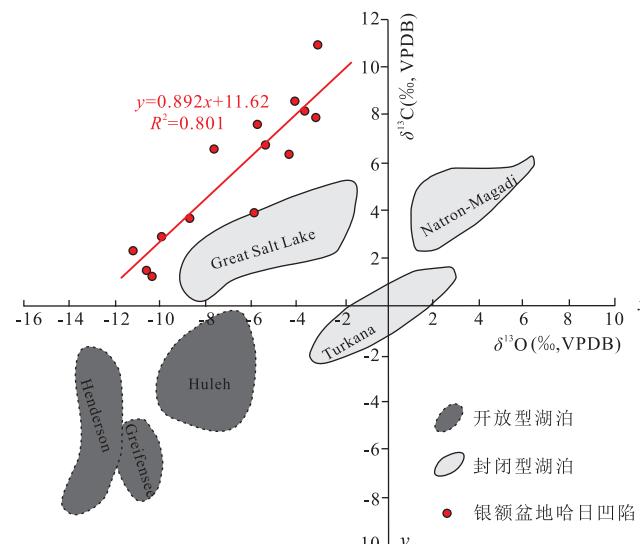


图10 哈日凹陷下白垩统湖相沉积碳酸盐碳氧同位素组成与沉积环境分析

Fig.10 Diagram showing carbon and oxygen isotope compositions and analytical results of sedimentary environment of Lower Cretaceous lacustrine sediment in Hari depression

据 Talbot(1990)和刘传联等(2001)

Sr/Ba 和 Rb/K 比值也是介质盐度良好的标志之一,可作为判定环境古盐度的重要指标(Campbell and Williams, 1965)。通常正常海相页岩 $\text{Sr}/\text{Ba}>1$ 、 $\text{Rb}/\text{K}>0.006$,微咸水一半咸水环境中 Sr/Ba 介于 $1.0\sim 0.6$ 、 $\text{Rb}/\text{K}>0.004$,淡水沉积物的 $\text{Sr}/\text{Ba}<1$ 、 Rb/K 为 $0.002\sim 0.006$ 。研究区 Sr/Ba 和 Rb/K 比值分别为 $0.39\sim 1.45$ 和 $0.0021\sim 0.0063$,平均分别为 0.74 和 0.0046 ,表现为半咸水—咸水的沉积环境。

碳酸盐岩的碳氧同位素值也能够反映湖水盐度的特征.Keith and Weber(1964)通过分析大量的海相和陆相灰岩及化石碳氧同位素数据,建立了区分侏罗纪及更新时代海相碳酸盐岩和淡水碳酸盐岩的盐度公式: $Z = 2.048 (\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} + 50) + 0.498 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 50)$, 通过 Z 值来划分海陆相环境.通常认为当 Z 值大于 120 时为海相碳酸盐, 盐度高; Z 值小于 120 时为淡水碳酸盐, 盐度低. 研究区普遍含有碳酸盐矿物, 且 Z 值介于 124~148, 反映出早白垩世哈日凹陷为碱性咸水湖相沉积.

4.2.4 古温度 自从 Urey *et al.*(1951) 提出湖泊沉积物碳酸盐氧同位素古温度计理论以来, 湖泊沉积物碳酸盐氧同位素已经广泛应用于古环境研究. 基于矿物—水之间氧同位素平衡交换反应原理, 众多学者通过大量的实验和计算建立了碳酸盐—水之间的氧同位素温度分馏方程(Bemis *et al.*, 1998). 研究区构造演化特征表明, 研究区下白垩统在沉积后经历了长期的埋藏成岩作用, 缺乏地层暴露标志, 且未见明显的大气水作用现象, 因此利用氧同位素温度计换算出的岩石形成温度一定程度上能反映古环境温度.

中国北方大多数盆地中生代末期具有相对较高的热背景(任战利和赵重远, 2001), 银额盆地查干凹陷中生代晚期古地温梯度为 $42\sim58\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Zuo *et al.*, 2015), 且研究区下白垩统为热液成因, 因此

推测其形成温度较高. 结合以上分析, 本文采用 O'Neil *et al.*(1969) 提出的适用于 $0\sim500\text{ }^{\circ}\text{C}$ 无机成因碳酸盐—水之间的氧同位素温度分馏方程: $T(\text{ }^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.38 (\delta\text{Ce} - \delta\text{W}) + 0.10 (\delta\text{Ce} + \delta\text{W})^2$, δCe 为样品测试的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(‰), δW 值为古水体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(‰). 使用该分馏方程需要选取一个相对合理的同期湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 由于直接获取该数据难度较大, 常用的方法是借鉴或类比. 青海湖是我国内陆最大的封闭湖泊(曾方明, 2016); 前人测试获得湖水的 pH 值为 9.2, 盐度为 16‰, 反映为碱性咸水; 其所处的青藏高原亦具有较高的地热背景(任战利, 2000). 通过对比分析认为, 青海湖与早白垩世哈日凹陷具有相似的湖泊环境, 因此本文借鉴青海湖实测的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(3.078‰)作为同期湖水氧同位素值(卢凤艳和安芷生, 2010). 计算得出早白垩世哈日凹陷湖水温度为 $43.94\sim86.08\text{ }^{\circ}\text{C}$, 平均为 $61.97\text{ }^{\circ}\text{C}$, 自上而下温度表现为逐渐降低的特征. 利用同一公式和参数计算得到, 酒泉盆地湖相热水沉积物的形成温度为 $57.00\sim104.64\text{ }^{\circ}\text{C}$, 平均为 $78.79\text{ }^{\circ}\text{C}$; 三塘湖盆地湖相热水沉积物的形成温度为 $51.03\sim173.33\text{ }^{\circ}\text{C}$, 平均为 $104.45\text{ }^{\circ}\text{C}$. 相比之下, 研究区的热水沉积温度略小于酒泉盆地和三塘湖盆地, 均属于低温热水沉积.

4.3 热水沉积模式

综合分析认为, 研究区下白垩统为一种特殊的

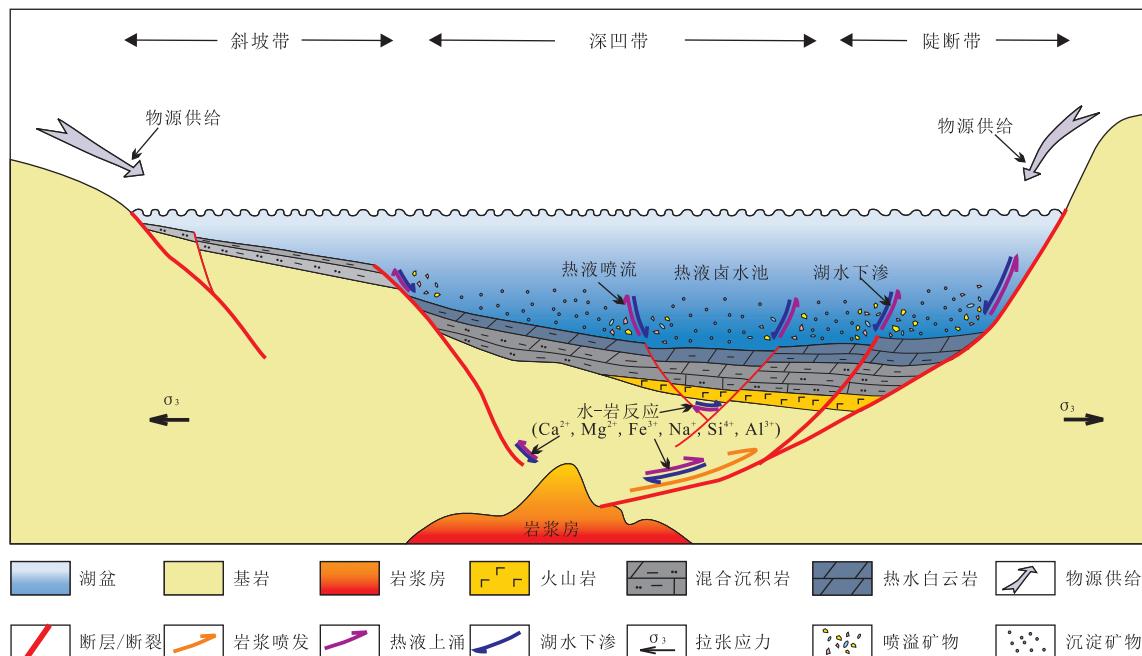


图 11 哈日凹陷下白垩统热水沉积模式

Fig.11 Hydrothermal sedimentation modes of Lower Cretaceous in Hari depression

湖相热水沉积岩,它是区域伸展背景下的封闭断陷湖盆中热液与湖水混合作用的产物。研究区早白垩世沉积时期断裂系统发育,持续活动的同沉积断层和基底断裂为湖盆内流体活动提供了良好的通道,在重力和上覆压力作用下冰冷的湖水沿着这些断裂下渗到深部火山岩甚至岩浆房内,被加热的湖水在基岩岩层中经过长时间水—岩反应,萃取围岩中的 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 、 Al^{3+} 、 Si^{4+} 、 Fe^{3+} 、 Ba^{2+} 等离子形成热卤水,在热能和流体势能的驱动下,沿着断层或裂隙幕式排泄至湖盆,这种湖水与热液的对流活动循环往复,不断为湖盆提供热源和成矿离子。当热卤水的各种离子达到过饱和时就会析出热液矿物碎屑(如方沸石、电气石等),并随着热液喷流分散于湖相沉积中;而在热液与湖水充分混合后,低温热水矿物逐渐发生化学沉淀,与其他陆源碎屑混合沉积(图11)。

通过对比早白垩世银根组、苏红图组及巴音戈壁组的沉积特征、矿物组合及碳氧同位素特征,可以看出研究区热水沉积物类型受物源供给和热液性质双重影响。当物源供给较多时,将稀释湖水的温度和盐度,湖盆沉积物类型以碎屑岩为主,热液矿物多以胶结物或杂基的形式存在;反之,当物源供给较少时,湖盆沉积物则以热液矿物组成的碳酸岩和硅质岩为主。就热液供给而言,断陷发育的不同阶段,断裂活动强度和切割深度不尽相同,下渗的湖水将与不同围岩接触且循环时间各异,造成上涌的热液流体性质有较大区别。通常断陷发育初期,断裂活动强度更大,特别是基底断裂的形成,能使湖水与深部岩石进行充分的水—岩反应,形成高温高盐的热液流体,并析出不同的斑状碎屑矿物组合,在排泄至湖底形成较强的喷溢作用;而在断陷发育的中后期,深部断裂活动较弱时,湖水则通过中小型断裂与巴音戈壁组底部基性火山岩及浅部基岩接触,形成的成矿热液则多以脉动式喷出,进而形成具有韵律性的纹层状矿物组合。

综上所述,早白垩世哈日凹陷热水沉积作用代表一种特殊的沉积模式,相对目前已发现的湖相热水沉积而言,其持续时期更长,影响范围更广。已有研究表明湖相热液活动与盆地优质烃源岩关系密切(陈建平等,2001;张文正等,2010),一方面,深部热液中富含P、Fe、Na、Cu、V、Zn和Ni等营养物质能促进浮游藻类的生长,增加烃源岩的有机质丰度;另一方面,热液带来的热量能提高湖盆内有机质的热演化程度,促进有机质向油气转化,目前哈日凹陷在下白垩统的油气发现也印证了这一观点。因此,对该

种类型的湖相热水沉积进行深入研究不仅具有重要的理论意义,也有巨大的经济价值。

5 结论

(1) 哈日凹陷下白垩统富含方沸石、重晶石、菱铁矿、电气石和白云石等热液矿物,发育湖相热水沉积中典型的纹层状和斑状结构,同时具有 Fe 、 Mn 、 Ba 热水沉积标型元素富集的特点和 ΣREE 含量高、LREE富集、Eu负异常的稀土分配模式,与典型的湖相热水沉积特征一致。结合 Fe vs. Mn vs. $(Cu + Co + Ni) \times 10$ 和 Ni vs. Co vs. Zn 元素地球化学判别图(图8)分析,证实其为热水成因沉积岩,并指示研究区长期受到热液活动影响。

(2) V/Cr 、 $V/(V + Ni)$ 、 Sr/Ba 和 Rb/K 等微量元素化学指标及碳氧同位素分析表明哈日凹陷下白垩统热水沉积物形成于水体较深的贫氧、封闭的咸水湖泊环境。氧同位素温度计算出哈日凹陷的热水沉积平均形成温度为 $43.94 \sim 86.08^{\circ}C$,平均为 $61.97^{\circ}C$,属于“白烟囱”型低温热水沉积。

(3) 哈日凹陷下白垩统热水沉积岩形成于区域伸展背景下的封闭断陷湖盆。经断裂沟通的深部热液与湖水长期保持对流活动,不断为湖盆提供热能和成矿离子,代表一种新型的湖相沉积模式,对此类热水沉积岩进行深入研究将有助于推进该地区的油气资源勘探。

References

- Barrat, J.A., Boulègue, J., Tiercelin, J.J., et al., 2000. Strontium Isotopes and Rare-Earth Element Geochemistry of Hydrothermal Carbonate Deposits from Lake Tanganyika, East Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (2): 287—298. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(99\)00294-x](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(99)00294-x)
- Bemis, B.E., Spero, H.J., Bijma, J., et al., 1998. Reevaluation of the Oxygen Isotopic Composition of Planktonic Foraminifera: Experimental Results and Revised Paleotemperature Equations. *Paleoceanography*, 13 (2): 150—160. <https://doi.org/10.1029/98pa00070>
- Boni, M., Parente, G., Bechstädter, T., et al., 2000. Hydrothermal Dolomites in SW Sardinia (Italy): Evidence for a Widespread Late-Variscan Fluid Flow Event. *Sedimentary Geology*, 131 (3—4): 181—200. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(99\)00131-1](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(99)00131-1)
- Campbell, F.A., Williams, G.D., 1965. Chemical Composition of

- Shales of Mannville Group (Lower Cretaceous) of Central Alberta, Canada. *AAPG Bulletin*, 49(1): 81—87. <https://doi.org/10.1306/a66334ea-16c0-11d7-8645000102c1865d>
- Chen, J.P., Zhang, L.P., Chen, J.J., et al., 2001. New Opinions on Oil and Gas Generation and Exploration in Jiuxi Basin (III)—Oil and Gas Migration, Pool Formation and Exploration Target. *Petroleum Exploration and Development*, 28(3): 12—16 (in Chinese with English abstract).
- Chen, X.P., Gao, J.Y., Chen, D.F., et al., 1992. The Concept of Hydrothermal Sedimentation and Its Petrological Criteria. *Acta Sedimentologica Sinica*, 10(3): 124—132 (in Chinese with English abstract).
- Choi, J.H., Hariya, Y., 1992. Geochemistry and Depositional Environment of Mn Oxide Deposits in the Tokoro Belt, North-eastern Hokkaido, Japan. *Economic Geology*, 87(5): 1265—1274. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.5.1265>
- Cocherie, A., Calvez, J.Y., Oudin-Dunlop, E., 1994. Hydrothermal Activity as Recorded by Red Sea Sediments: Sr-Nd Isotopes and REE Signatures. *Marine Geology*, 118(3—4): 291—302. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90089-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90089-2)
- Cojan, I., Moreau, M.G., Stott, L.E., 2000. Stable Carbon Isotope Stratigraphy of the Paleogene Pedogenic Series of Southern France as a Basis for Continental-Marine Correlation. *Geology*, 28(3): 259—262. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<259:scisot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<259:scisot>2.0.co;2)
- Crerar, D.A., Namson, J., Chyi, M.S., et al., 1982. Manganese Cherts of the Franciscan Assemblage; I, General Geology, Ancient and Modern Analogues, and Implications for Hydrothermal Convection at Oceanic Spreading Centers. *Economic Geology*, 77(3): 519—540. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.519>
- Davies, G. R., Smith, Jr. L. B., 2006. Structurally Controlled Hydrothermal Dolomite Reservoir Facies: An Overview. *AAPG Bulletin*, 90: 1641—1690. <https://doi.org/10.1306/05220605164>
- Gemero-Diaz, H., Miller, C. K., Lewis, R., 2013. sCore: A Mineralogy Based Classification Scheme for Organic Mudstones. In: SPE Annual Technical Conference and Exhibition, New Orleans, Louisiana, USA, Paper SPE-166284. <https://doi.org/10.2118/166284-MS>
- Guo, Q.H., Liu, M.L., Li, J.X., 2017. Thioarsenic Species in the High-Temperature Hot Springs from the Rehai Geothermal Field (Tengchong) and Their Geochemical Geneses. *Earth Science*, 42(2): 286—297 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2017.021>
- Herron, M. M., 1988. Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 58: 820—829. <https://doi.org/10.1306/212f8e77-2b24-11d7-8648000102c1865d>
- Jones, B., Manning, D. A. C., 1994. Comparison of Geochemical Indices Used for the Interpretation of Palaeoredox Conditions in Ancient Mudstones. *Chemical Geology*, 111(1—4): 111—129. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90085-x](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90085-x)
- Kaufman, A.J., Knoll, A. H., 1995. Neoproterozoic Variations in the C-Isotopic Composition of Seawater: Stratigraphic and Biogeochemical Implications. *Precambrian Research*, 73(1—4): 27—49. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00070-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00070-8)
- Keith, M.L., Weber, J.N., 1964. Carbon and Oxygen Isotopic Composition of Selected Limestones and Fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(10—11): 1787—1816. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90022-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90022-5)
- 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(23): 5105—5113. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90297-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90297-6)
- Land, L. S., Hoops, G. K., 1973. Sodium in Carbonate Sediments and Rocks: A Possible Index to the Salinity of Diagenetic Solutions. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 43(3): 614—617. <https://doi.org/10.1306/74d7281a-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Li, H., Liu, Y.Q., Zhang, L.X., et al., 2017. Origin and Geological Significance of Sedimentary Exhalative Rocks with “Porphyritic” Structures in the Middle Permian Pingdiquan Formation, Eastern Junggar Basin. *Journal of Palaeogeography*, 19(2): 211—226 (in Chinese with English abstract).
- Liu, B.J., Zhang, J.Q., 1992. *Sedimentary Diagenesis*. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Liu, C. L., Zhao, Q. H., Wang, P. X., 2001. Correlation between Carbon and Oxygen Isotopic Ratios of Lacustrine Carbonates and Types of Oil-Producing Paleolakes. *Geochimica*, 30(4): 363—367 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y.Q., Li, H., Zhu, Y.S., et al., 2010. Permian Lacustrine Eruptive Hydrothermal Dolomites, Santanghu Basin, Xinjiang Province. *Acta Sedimentologica Sinica*, 28(5): 861—867 (in Chinese with English abstract).
- Lu, F.Y., An, Z.S., 2010. Climatic and Environmental Significance of Ostracod Abundance and Their Shell Oxygen Isotope from Lake Qinghai Surface Sediments. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 30(5): 119—128 (in Chinese with English abstract).
- Ma, F., Xu, H.X., Gu, J.Y., et al., 2009. Cambrian Dolomite Origin and Reservoir Evolution in East Tarim Basin.

- Petroleum Exploration and Development, 36 (2): 144—155 (in Chinese with English abstract).
- Marchig, V., Gundlach, H., Möller, P., et al., 1982. Some Geochemical Indicators for Discrimination between Diagenetic and Hydrothermal Metalliferous Sediments. *Marine Geology*, 50 (3): 241—256. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90141-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90141-4)
- Murray, R.W., 1994. Chemical Criteria to Identify the Depositional Environment of Chert: General Principles and Applications. *Sedimentary Geology*, 90 (3—4): 213—232. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90039-6)
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., 1969. Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates. *The Journal of Chemical Physics*, 51 (12): 5547—5558. <https://doi.org/10.1063/1.1671982>
- Pan, L.Y., Huang, G.P., Shou, J.F., et al., 2009. A Preliminary Study of Formation Environment of the Neogene Lacustrine Carbonates in Nanyinshan Area of Qaidam Basin: Constraints from Carbon-Oxygen Isotope and Fluid Inclusion Analysis. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 28 (1): 71—74 (in Chinese with English abstract).
- Ren, Z.L., 2000. Comparison of Thermal Evolution History in Sedimentary Basins, North China. *Oil & Gas Geology*, 21(1): 33—37 (in Chinese with English abstract).
- Ren, Z. L., Zhao, C. Y., 2001. Recovery and Comparison of Geo-Thermal Gradient for the Late Mesozoic Sedimentary Basins in the Northern Part of China. *Petroleum Exploration and Development*, 28(6): 1—4 (in Chinese with English abstract).
- Rona, P.A., 1978. Criteria for Recognition of Hydrothermal Mineral Deposits in Oceanic Crust. *Economic Geology*, 73 (2): 135—160. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.2.135>
- Rona, P.A., Hannington, M.D., Raman, C.V., et al., 1993. Active and Relict Sea-Floor Hydrothermal Mineralization at the TAG Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge. *Economic Geology*, 88 (8): 1989—2017. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.8.1989>
- Rona, P. A., Klinkhammer, G., Nelsen, T. A., et al., 1986. Black Smokers, Massive Sulphides and Vent Biota at the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 321 (6065): 33—37. <https://doi.org/10.1038/321033a0>
- Ross, D.J.K., Bustin, R. M., 2009. Investigating the Use of Sedimentary Geochemical Proxies for Paleoenvironment Interpretation of Thermally Mature Organic-Rich Shales: Examples from the Devonian-Mississippian Shales, Western Canadian Sedimentary Basin. *Chemical Geology*, 260 (1—2): 1—19. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.027>
- Savelli, C., Marani, M., Gamberi, F., 1999. Geochemistry of Metalliferous, Hydrothermal Deposits in the Aeolian Arc (Tyrrhenian Sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88 (4): 305—323. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(99\)00007-4](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(99)00007-4)
- Stoffers, P., 1990. Active Pitcairn Hotspot Found. *Marine Geology*, 95 (1): 51—55. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90020-k](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90020-k)
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42 (1): 313—345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Talbot, M. R., 1990. A Review of the Palaeohydrological Interpretation of Carbon and Oxygen Isotopic Ratios in Primary Lacustrine Carbonates. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 80 (4): 261—279. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution, an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific Public, Oxford, London.
- Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S., et al., 1951. Measurement of Paleotemperatures and Temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the Southeastern United States. *Geological Society of America Bulletin*, 62 (4): 399—416. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1951\)62\[399:mopato\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1951)62[399:mopato]2.0.co;2)
- Wang, C.L., Liu, C.L., Xu, H.M., et al., 2013. Carbon and Oxygen Isotopes Characteristics of Palaeocene Saline Lake Facies Carbonates in Jiangling Depression and Their Environmental Significance. *Acta Geoscientica Sinica*, 34 (5): 567—576 (in Chinese with English abstract).
- Wen, H.G., Zheng, R.C., Qing, H.R., et al., 2014. Primary Dolostone Related to the Cretaceous Lacustrine Hydrothermal Sedimentation in Qingxi Sag, Jiuquan Basin on the Northern Tibetan Plateau. *Science China: Earth Sciences*, 44 (4): 591—604 (in Chinese).
- Xu, Y., Schoonen, M. A. A., Nordstrom, D. K., et al., 1998. Sulfur Geochemistry of Hydrothermal Waters in Yellowstone National Park: I. The Origin of Thiosulfate in Hot Spring Waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (23—24): 3729—3743. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(98\)00269-5](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(98)00269-5)
- Yuan, J.Y., Huang, C.G., Cao, Z.L., et al., 2015. Carbon and Oxygen Isotopic Composition of Saline Lacustrine Dolomite and Its Palaeoenvironment Significance: A Case

- Study of Lower Eocene Ganchaigou Formation in Western Qaidam Basin. *Geochimica*, 44(3): 254—266 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, F.M., 2016. Provenance of the Late Quaternary Loess Deposit in the Qinghai Lake Region. *Earth Science*, 41(1): 131—138 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.010>
- Zhang, W.Z., Yang, H., Xie, L.Q., et al., 2010. Lake-Bottom Hydrothermal Activities and Their Influences on the High-Quality Source Rock Development: A Case from Chang 7 Source Rocks in Ordos Basin. *Petroleum Exploration and Development*, 37(4): 424—429 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, R.C., Wang, C.S., Zhu, L.D., et al., 2003. Discovery of the First Example of “White Smoke Type” of Exhalative Rock (Hydrothermal Sedimentary Dolostone) in Jiuxi Basin and Its Significance. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 30(1): 1—8 (in Chinese with English abstract).
- Zhong, D.K., Jiang, Z.C., Guo, Q., et al., 2015a. Discovery of Hydrothermal Dolostones in Baiyinchagan Sag of Erlian Basin, Inner Mongolia, and Its Geologic and Mineral Significance. *Oil & Gas Geology*, 36(4): 587—595 (in Chinese with English abstract).
- Zhong, D.K., Jiang, Z.C., Guo, Q., et al., 2015b. A Review about Research History, Situation and Prospects of Hydrothermal Sedimentation. *Journal of Palaeogeography*, 17(3): 285—296 (in Chinese with English abstract).
- Zhu, D.Y., Jin, Z.J., Hu, W.X., 2010. Hydrothermal Recrystallization of the Lower Ordovician Dolomite and Its Significance to Reservoir in Northern Tarim Basin. *Science China: Earth Sciences*, 40(2): 156—170 (in Chinese).
- Zuo, Y.H., Qiu, N.S., Hao, Q.Q., et al., 2015. Geothermal Regime and Source Rock Thermal Evolution in the Chagan Sag, Inner Mongolia, Northern China. *Marine and Petroleum Geology*, 59: 245—267. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.09.001>
- 地泉组具“斑状”结构热水喷流沉积岩的成因及地质意义. *古地理学报*, 19(2): 211—226.
- 刘宝珺, 张锦泉, 1992. 沉积成岩作用. 北京: 科学出版社.
- 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(4): 363—367.
- 柳益群, 李红, 朱玉双, 等, 2010. 白云岩成因探讨: 新疆三塘湖盆地发现二叠系湖相喷流型热水白云岩. *沉积学报*, 28(5): 861—867.
- 卢凤艳, 安芷生, 2010. 青海湖表层沉积物介形虫丰度及其壳体氧同位素的气候环境意义. *海洋地质与第四纪地质*, 30(5): 119—128.
- 马锋, 许怀先, 顾家裕, 等, 2009. 塔东寒武系白云岩成因及储集层演化特征. *石油勘探与开发*, 36(2): 144—155.
- 潘立银, 黄革萍, 寿建峰, 等, 2009. 柴达木盆地南翼山地区新近系湖相碳酸盐岩成岩环境初探——碳、氧同位素和流体包裹体证据. *矿物岩石地球化学通报*, 28(1): 71—74.
- 任战利, 2000. 中国北方沉积盆地热演化史的对比. *石油与天然气地质*, 21(1): 33—37.
- 任战利, 赵重远, 2001. 中生代晚期中国北方沉积盆地地热梯度恢复及对比. *石油勘探与开发*, 28(6): 1—4.
- 王春连, 刘成林, 徐海明, 等, 2013. 江陵凹陷古新世盐湖沉积碳酸盐碳氧同位素组成及其环境意义. *地球学报*, 34(5): 567—576.
- 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(4): 591—604.
- 袁剑英, 黄成刚, 曹正林, 等, 2015. 咸化湖盆白云岩碳氧同位素特征及古环境意义: 以柴西地区始新统下干柴沟组为例. *地球化学*, 44(3): 254—266.
- 曾方明, 2016. 青海湖地区晚第四纪黄土的物质来源. *地球科学*, 41(1): 131—138. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2016.010>
- 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(4): 424—429.
- 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): 1—8.
- 钟大康, 姜振昌, 郭强, 等, 2015a. 内蒙古二连盆地白音查干凹陷热水沉积白云岩的发现及其地质与矿产意义. *石油与天然气地质*, 36(4): 587—595.
- 钟大康, 姜振昌, 郭强, 等, 2015b. 热水沉积作用的研究历史、现状及展望. *古地理学报*, 17(3): 285—296.
- 朱东亚, 金之钧, 胡文瑄, 2010. 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. *中国科学: 地球科学*, 40(2): 156—170.

附中文参考文献

- 陈建平, 张立平, 陈建军, 等, 2001. 酒西盆地油气形成与勘探方向新认识三——油气运移、成藏规律与勘探方向. *石油勘探与开发*, 28(3): 12—16.
- 陈先沛, 高计元, 陈多福, 等, 1992. 热水沉积作用的概念和几个岩石学标志. *沉积学报*, 10(3): 124—132.
- 郭清海, 刘明亮, 李洁祥, 2017. 腾冲热海地热田高温热泉中的硫代砷化物及其地球化学成因. *地球科学*, 42(2): 286—297. <https://doi.org/10.3799/dqkx.2017.021>
- 李红, 柳益群, 张丽霞, 等, 2017. 准噶尔盆地东部中二叠统平