文章编号:1009-3850(2019)02-0084-10

新疆准噶尔盆地吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组云质岩地球化学特征

杨焱钧[1,2],柳益群[2],蒋宜勤[3],杨 召[3],周鼎武[4],
焦 鑫[2],周 鹏[2,5],李 旭[2],靳梦琪[2,6]

(1. 中煤科工集团西安研究院有限公司,陕西 西安 710077;2. 西北大学大陆动力学国家重点实验室 西北大学地质学系,陕西 西安 710069;3. 中国石油新疆油田分公司实验检测研究院,新疆 克拉玛依 834000;4. 山东科技大学地质科学与工程学院,山东 青岛 266510;5. 中国石油塔里木油田分公司勘探开发研究院,新疆 库尔勒 841000;6. 中国地质调查局西安地质调查中心,陕西 西安 710054)

摘要:研究区芦草沟组云质岩主要包含泥晶白云岩、凝灰质白云岩和白云质凝灰岩等类型,对准噶尔盆地吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组广泛发育的云质岩进行详细的地球化学研究,分析了芦草沟组云质岩的物质来源和沉积环境。云质岩的c(Mg)/c(Ca)比值0.03~1.44,磷含量$262\times10^{-6}\sim17283\times10^{-6}$,Th/U比值0.58~2.00,V/(V+Ni)比值0.60~0.89,V/Cr比值1.25~6.38,Sr/Ba比值0.55~8.25,反映了云质岩形成于生物繁盛的还原性咸水湖泊环境,Mg离子主要来源于深部岩浆热液。碳、氧同位素研究反映芦草沟组主要形成于温度较高的咸水环境中,且由早至晚芦草沟组沉积期具有温度升高而盐度降低的趋势。温度的升高引起的蒸发量增大并没有带来湖水盐度的增加,这种碳酸盐碳、氧同位素反向变化关系可能由于芦草沟组沉积后期不断有外源淡水的输入造成。

关 键 词:吉木萨尔凹陷;芦草沟组;白云岩;地球化学
中图分类号:P588.24 **文献标识码**:A

引言

吉木萨尔凹陷为准噶尔盆地东部隆起的二级构造带,盆地内芦草沟组(P_2l)是最好的烃源岩,也是致密油勘探的有利层位[1-5]。构成该层位的主要岩性是一套白云石及硅酸盐矿物以不同比例混合而成的极细粒沉积岩[1-2,4],本文将其统称为云质岩,也有学者称其为混积岩[4]。开展精细的矿物学、地球化学展示其形成原因以及形成环境对于区内油气勘探开发具有重要意义[6]。然而受限于其粒

收稿日期:2017-12-31;**改回日期**:2018-03-20
作者简介:杨焱钧(1988-),男,助理研究员,现从事地质与地球物理勘探方面工作。E-mail:yangyanjun@cctegxian.com
通讯作者:柳益群(1951-),女,博士,教授,沉积学、油气储层地质学专业。E-mail:liu-yiqun@263.net
资助项目:国家自然科学基金(批准号:41272116)、教育部科技发展中心高等学校博导基金(批准号:20126101110020)、大陆动力学国家重点实验室(西北大学)重点基金(批准号:BJ08133-3)联合资助

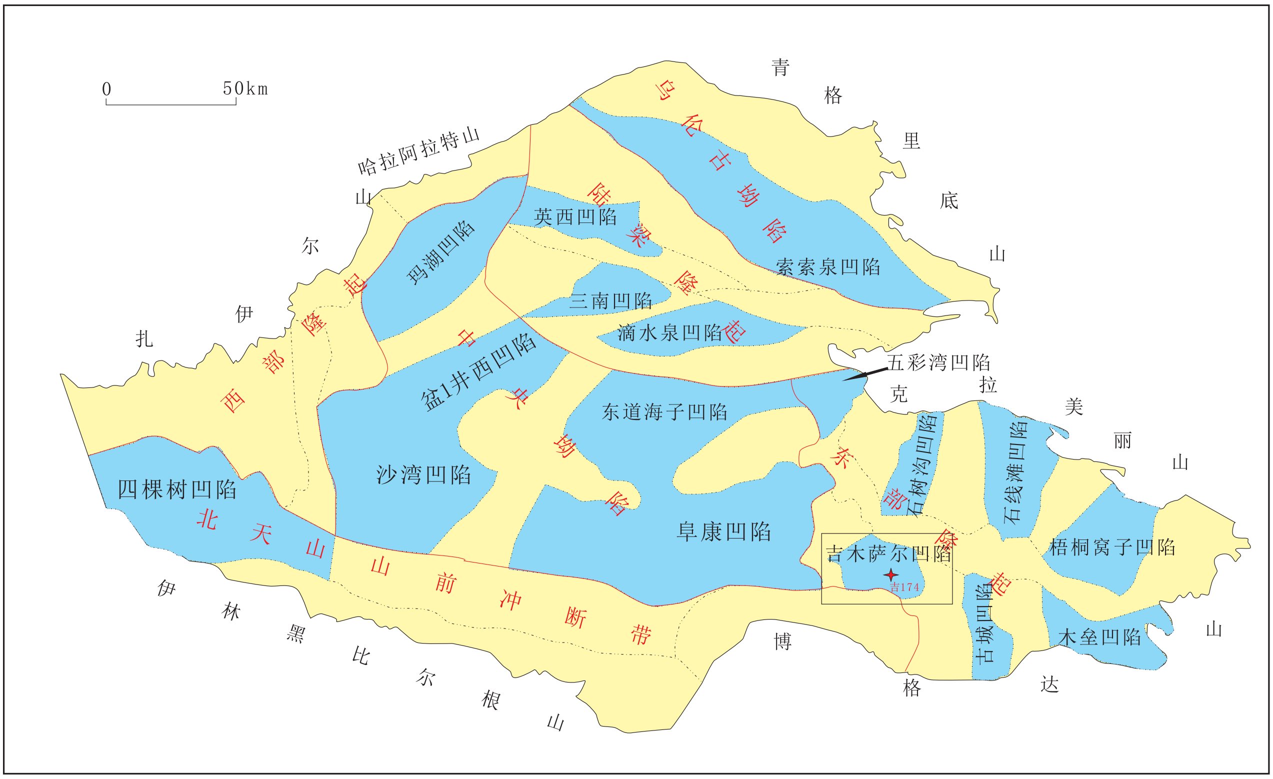

图 1　吉木萨尔凹陷位置分布图

Fig. 1　Location of the Jimusar depression in the Junggar Basin, Xinjiang

度较细且成分十分混杂，目前主要以研究其储层物性方面为主[3,5,7-8]，关于其岩矿学及地球化学研究较少。本文从地球化学角度分析了研究区云质岩储层的物质来源和沉积环境，对致密油储层的勘探和研究具有一定探索意义。

1　区域地质概况

吉木萨尔凹陷位于准噶尔盆地东部隆起的西南缘，是一个相对独立的箕状凹陷，其北以吉木萨尔断裂为界，南以三台断裂为界，西以老庄湾断裂和西地断裂为界，向东逐步过渡为奇台凸起，构造单元面积 1278km^2(图 1)。

吉木萨尔凹陷地层由上至下出露有第四系、新近系、古近系、白垩系、侏罗系齐古组、头屯河组、西山窑组、三工河组、八道湾组，三叠系克拉玛依组、烧房沟组、韭菜园组，二叠系梧桐沟组、芦草沟组、将军庙组和石炭系。经历了多期构造运动改造后，形成了 4 个区域性不整合，即古近系与下伏地层之间不整合、侏罗系八道湾组与下伏地层之间不整合、二叠系梧桐沟组与下伏地层之间不整合、石炭系与上覆地层之间不整合，缺失的地层为三叠系郝家沟组和黄山街组。

2　云质岩岩石学特征

准噶尔盆地吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组岩石主要为机械沉积和化学沉积的过渡性岩类，岩性以云质岩类和凝灰质岩类为主；其中白云岩类为化学沉积的产物，而凝灰质岩为火山物质湖底喷发或邻区火山物质飘落并机械扩散沉积而成。研究区的云质岩类储层非常特殊，与目前国内外常见的白云岩类储层具有较大的差异，形成于内碎屑为主的欠补偿湖盆中，缺乏大量陆源碎屑的输入。本次研究将泥(粉)晶白云岩(图 2A、2B)、含凝灰质白云岩(图 2C)、凝灰质白云岩、以及白云质凝灰岩(图 2D)等岩石组分中含有 25% 以上白云石的岩性统称为云质岩类。通过全岩矿物 X 射线衍射与电子探针分析发现，云质岩的主要造岩矿物为白云石、方解石、石英、钠长石和正长石。

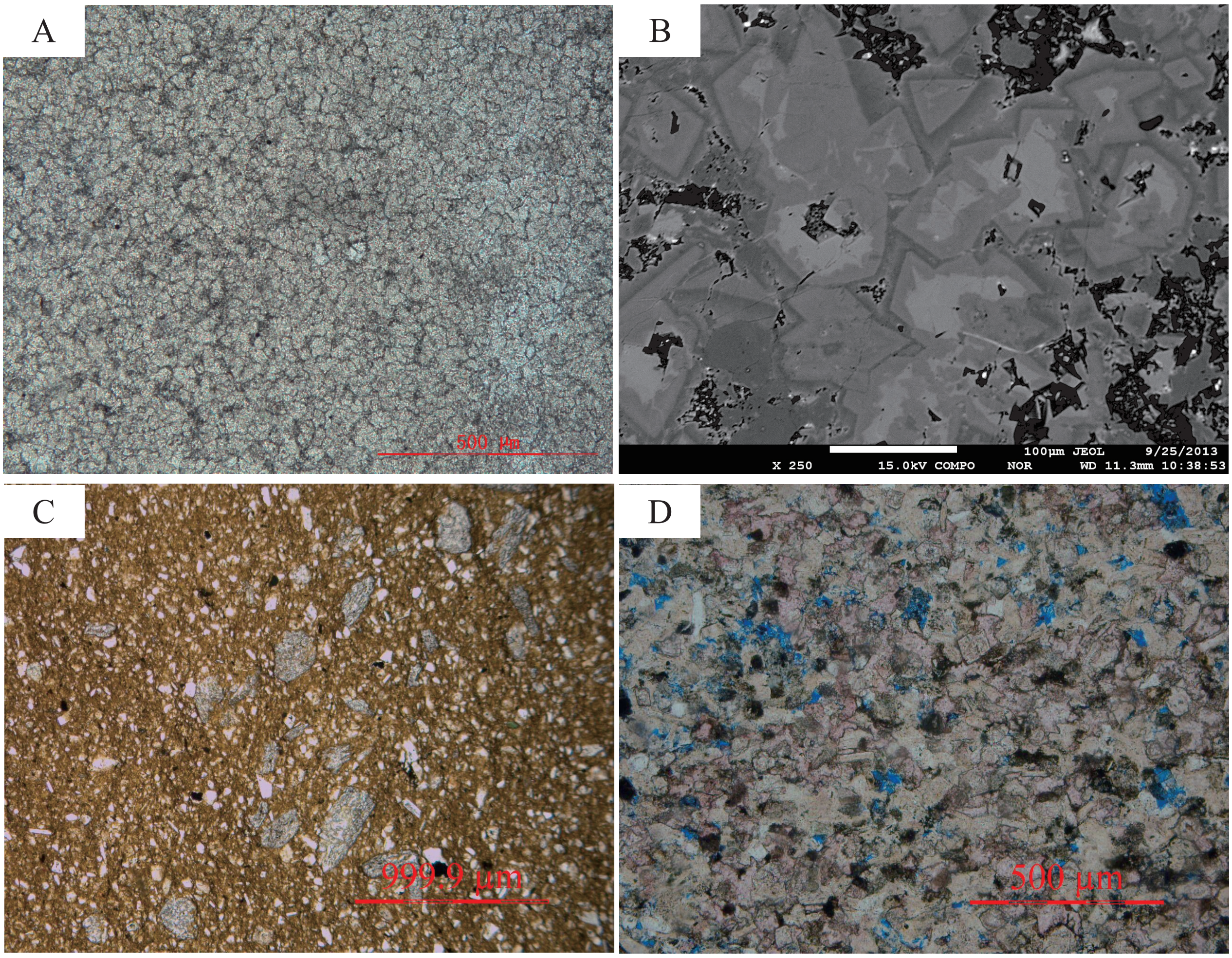

图2　吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组云质岩类型

A. 粉晶白云岩,晶体之间为点－线接触,单偏光图像,吉23井,2319.74m; B. 粉晶白云岩,白云石细晶颗粒具环带结构,由内至外Fe含量逐步降低,背散射图像,吉174井,3260.00m; C. 凝灰质泥云岩,凝灰质矿物松散状充填在泥云矿物之间,单偏光,吉31井,2858.48m; D. 云质沉凝灰岩,它形白云石以胶结物形式分布在晶屑矿物之间,单偏光,吉174井,3264.65m

Fig.2　Types of the dolomitic rocks from the Lucaogou Formation in the Junggar Basin, Xinjiang

3　样品分析与测试

本研究在吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组全取心的吉174井中由老至新连续选取11件云质岩样品。将选择的样品磨碎至200目,送西北大学大陆动力学国家重点实验室测试常量元素(仪器名称:X荧光光谱仪;仪器型号:RIX2100)和微量元素(仪器名称:等离子质谱仪;仪器型号ELAN6100DRC;分析精度分析精度高于10%)。

本研究在吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组全取心的吉174井中由老至新连续选取21件云质岩样品,粉碎至80目,送往中国科学院兰州地质研究所化学测试部分析无机碳和氧同位素(测试仪器:MAT252质谱仪,采用PDB标定,分析精度优于±0.01%)。

4　云质岩地球化学特征

研究区芦草沟组云质岩的岩石类型多样、非均质性较强且粒度较细,无法利用微区取样方法获取高纯度的单矿物进行精确的地球化学分析,为实验数据的分析带来一定困难。本论文通过常量元素、微量元素、无机碳－氧同位素等现代分析测试手段对准噶尔盆地吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组云质岩进行地球化学分析,初步探讨了云质岩的形成环境及其物质来源,为研究本区云质岩成因提供依据。

4.1　常量元素特征

通常海相白云岩的 c(Mg)/c(Ca) 比值为 0.93 ~1.02,而陆相白云岩的 c(Mg)/c(Ca) 比值变化较大[9]。由 c(Mg) 与 c(Ca) 散点图(图 3) 可见,研究区芦草沟组云质岩 c(Mg) 与 c(Ca) 非常离散,不存在线性相关。由 c(Mg)/c(Ca) 频率含量百分比图(图 4) 可见,c(Mg)/c(Ca) 比值主要分布于 0 ~0.5 之间,约占 64%。由 c(Mg)/c(Ca) 垂向变化曲线图(图 5) 可见,研究区芦草沟组云质岩的 c(Mg)/c(Ca) 比值在垂向上的变化范围较大,且不具有明显的递变规律,c(Mg)/c(Ca) 比值为 0.03 ~1.44,平均值 0.51。综上所述,研究区芦草沟组云质岩形成于陆相环境,且不同沉积期 Mg^{2+} 的供应差异较大。

Mg^{2+} 浓度是白云岩形成的重要因素,研究区芦草沟组白云岩的形成需要供给大量的 Mg^{2+}。该区芦草沟组白云石形成过程中 Mg^{2+} 的来源可能有:(1) 黏土矿物成岩转化释放的 Mg^{2+};(2) 火山玻璃脱玻化分离的 Mg^{2+};(3) 深部岩浆热液携带的 Mg^{2+}。全岩矿物 X 射线衍射和岩石薄片观察可见,芦草沟组黏土矿物和火山玻璃含量相对较少,故作者更倾向于 Mg 离子主要来源于深部岩浆热液。来自地幔的流体在上升过程中使地壳中的超基性岩发生蛇纹石化,从而释放出大量的 Mg^{2+} 和 Fe^{2+}[10]。地幔热液间歇性上涌,这可能是造成研究区芦草沟组不同沉积期 Mg^{2+} 的供应变化较大的主要因素。

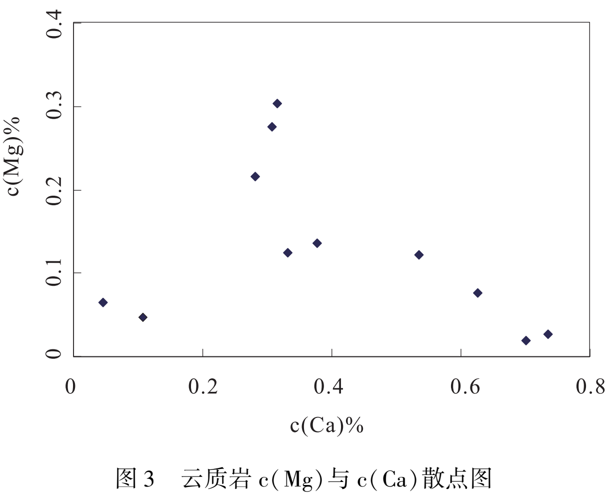

图 3　云质岩 c(Mg) 与 c(Ca) 散点图

Fig. 3　Scatter diagram showing the distribution of c(Mg) and c(Ca) values for the dolomitic rocks

磷(P) 元素对古环境的变化反应较为灵敏,通常情况下,沉积过程中水介质温度和盐度的剧烈变化会引发生物的集体死亡并沉淀到水体底部,从而使上述沉积层位的磷(P) 元素相对富集。研究区芦草沟组沉积期火山活动强烈,可提供丰富的氮、磷和金属元素等营养[11-13],因此,芦草沟组云质岩中生物繁盛,与火山活动密切相关。吉 174 井 3151.8m 处样品的磷(P) 元素含量异常高,反映了该层段沉积期湖水物化条件存在剧烈变化,生物集体死亡并沉淀到水体底部,这与样品岩性为"生物碎屑灰岩"相吻合。如图 6 所示,研究区芦草沟组 11 件样品中除 1 件磷(P) 含量为 17282.58×10^{-6} 外,其余 10 件均小于 700×10^{-6}。剔除最高值后磷(P) 元素的平均值为 427.70×10^{-6},与北美页岩(480.07×10^{-6}) 非常接近[14],反映出研究区芦草沟组沉积期生物活动十分繁盛的特征。

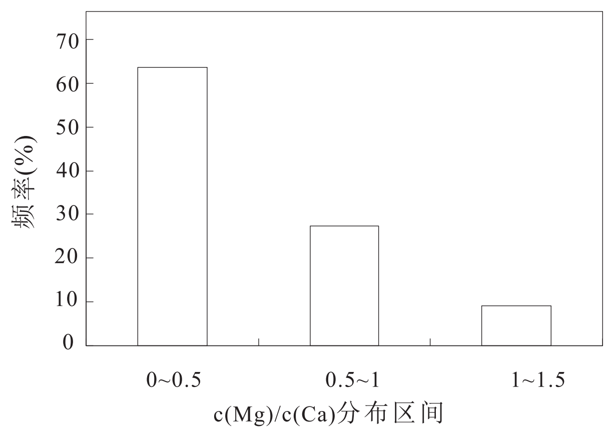

图 4　云质岩 c(Mg)/c(Ca) 频率含量百分比图

Fig. 4　Histogram showing frequency distribution of c(Mg)/c(Ca) ratios for the dolomitic rocks

4.2　微量元素特征

V、Ni、Cr、U 等氧化还原敏感金属元素的溶解度明显受沉积环境氧化还原状态控制,其含量及比值提供了古氧化还原环境的有益信息(表 1)。Th/U 比值常被用来指示海洋沉积物的氧化还原环境,Th/U 比值 <2 表征缺氧环境[14-16]。芦草沟组沉积岩样品显示为较低的 Th/U 比值(0.58 ~1.99),反映了缺氧的沉积环境。V/Cr 比值也常被用来判断海洋沉积物的氧化还原环境,在缺氧的条件下,V 被优先富集[17],高的 V/(V + Ni)(>0.6) 和 V/Cr(>2) 比值指示缺氧条件。研究区样品 V/(V + Ni) 比率 0.60 ~0.89,V/Cr 比率 1.25 ~6.38,反映了较为缺氧的形成环境。V 的富集可用 Sc 的丰度来校正,V/Sc 在缺氧环境中高,而在氧化环境中低[18]。

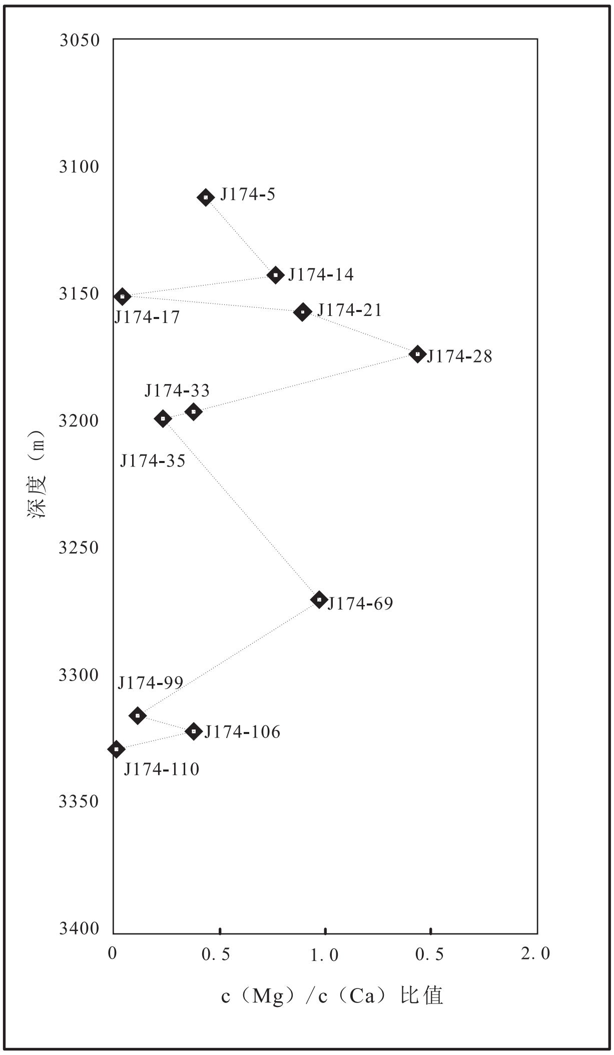

图5 c(Mg)/c(Ca)与垂向变化曲线图

Fig. 5 Curve diagram showing vertical changes in c(Mg)/c(Ca) ratios for the dolomitic rocks

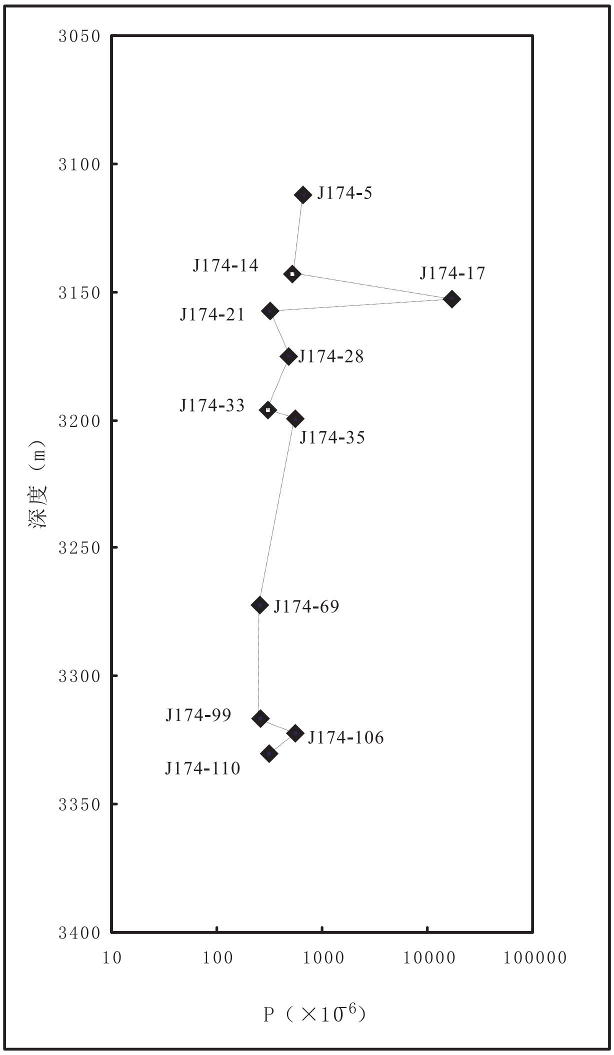

图6 磷(P)含量垂向变化曲线图

Fig. 6 Curve diagram showing vertical changes in phosphorus contents in the dolomitic rocks

研究区云质岩样品 V/Sc 比值变化范围 3.65 ~ 16.19,也证明了研究区当时处于缺氧环境。综上所述,微量元素地球化学特征显示吉木萨尔凹陷芦草沟组形成于相对还原的沉积环境中。在矿化度低、硫酸根离子含量低的水体环境中,锶(Sr)、钡(Ba)离子以重碳酸盐的形式保存。随着矿化度的增大及硫酸根离子含量的增高,钡(Ba)元素首先以硫酸钡的形式沉淀,而锶只有当水体(湖水或海水)浓缩到一定程度才能够产生硫酸锶沉淀[19]。咸化湖泊中高含量的硫酸根离子易于与锶形成化合物,致使沉积物具有较高的 Sr/Ba 比值。Sr/Ba > 1 为咸水介质,Sr/Ba < 1 则指示淡水沉积环境,异常高值可标识高度碱化条件下的碱湖沉积[20]。由表 1 可见,吉木萨尔凹陷芦草沟组 Sr/Ba 比值除 1 个样品值为 0.55,其余样品的 Sr/Ba 比值均大于 1,最高可达 8.25,平均值为 3.93,反映古盐度较高。同时,Sr/Ba 比值变化频繁,差值高达 15 倍之多,显示研究区芦草沟组沉积期湖泊盐度具频繁变化的特征。

4.3 碳、氧同位素地球化学特征

碳酸盐矿物的无机碳、氧同位素是古环境研究中常用的手段,在恢复水体的古温度、古盐度和研究沉积物成岩作用等方面已愈来愈受到沉积学家的重视。准噶尔盆地吉木萨尔凹陷芦草沟组中含有大量碳酸盐矿物,对其碳、氧稳定同位素组成特征进行研究,将有助于了解二叠系芦草沟组的形成环境及沉积成岩历史。

表 1　云质岩的常量元素(wt%)、微量元素和稀土元素($\times 10^{-6}$)含量

Table 1　Contents of major elements (wt%), trace elements and rare earth elements ($\times 10^{-6}$) in the dolomitic rocks

样品号	J174-5	J174-14	J174-17	J174-21	J174-28	J174-33	J174-35	J174-69	J174-99	J174-106	J174-110
MgO	1.88	8.68	1.07	11.09	2.60	5.48	4.90	12.23	3.09	5.02	0.77
CaO	5.99	15.74	41.25	17.24	2.52	21.19	29.99	17.67	35.13	18.56	39.28
P_2O_5	0.16	0.11	3.96	0.07	0.11	0.08	0.13	0.06	0.06	0.13	0.07
Sc	6.09	14.9	9.50	6.83	6.00	7.56	7.97	14.4	8.98	7.61	3.81
V	89.2	54.3	13.8	58.1	77.2	70.4	111	83.1	61.1	123	56.9
Cr	36.4	29.5	7.67	22.6	56.6	21.6	88.8	22.9	9.57	24.0	14.4
Ni	44.2	18.5	8.27	11.2	51.2	29.4	66.4	10.3	33.6	32.6	19.9
Th	5.09	3.27	1.64	0.97	4.34	7.01	2.94	2.34	2.13	6.88	2.10
U	2.55	2.42	2.82	0.50	2.47	3.94	2.35	1.88	2.14	4.88	1.85
Sr	334	799	1744	756	180	857	973	1362	1742	968	2121
Ba	258	294	280	177	327	322	327	285	385	208	257
Th/U	2.00	1.35	0.58	1.93	1.76	1.78	1.26	1.24	1.00	1.41	1.14
V/Cr	2.45	1.84	1.79	2.57	1.36	3.26	1.25	3.63	6.38	5.13	3.96
V/(V+Ni)	0.67	0.75	0.62	0.84	0.60	0.71	0.63	0.89	0.64	0.79	0.74
V/Sc	14.65	3.65	1.45	8.51	12.86	9.32	13.91	5.79	6.80	16.19	14.93
Sr/Ba	1.29	2.72	6.23	4.28	0.55	2.66	2.97	4.77	4.53	4.66	8.25

表 2　吉木萨尔凹陷芦草沟组喷流沉积岩中碳酸盐矿物无机碳、氧同位素分析结果

Table 2　Carbon and oxygen isotopic data for the carbonate minerals in the exhalative sedimentary rocks in the Lucaogou Formation

样品编号	深度(m)	岩性	$\delta^{13}C$(‰)	$\delta^{18}O$(‰)	Z 值	T(℃)
J174-4	3111.90	云质沉凝灰岩	2.78	-12.74	126.6	98.3
J174-5	3112.05	含灰沉凝灰岩	2.57	-8.46	128.4	65.2
J174-9	3126.45	凝灰质泥晶白云岩	3.1	-10.81	128.3	82.7
J174-14	3143.66	凝灰质泥晶白云岩	5.58	-7.55	135.0	58.9
J174-17	3151.78	凝灰质生屑灰岩	5.82	-9.38	134.5	71.8
J174-21	3158.08	凝灰质球粒云岩	6.29	-6.77	136.8	53.8
J174-24	3165.00	凝灰质泥晶白云岩	5.93	-7.41	135.8	58.0
J174-28	3174.80	含云晶屑沉凝灰岩	3.00	-12.83	127.1	99.1
J174-33	3197.00	含凝灰灰质白云岩	6.56	-11.82	134.8	90.7
J174-40	3207.18	含灰沉凝灰岩	5.22	-5.54	135.2	46.0
J174-45	3216.20	含灰沉凝灰岩	5.99	-9.35	134.9	71.6
J174-52	3230.81	云质沉凝灰岩	5.64	-5.47	136.1	45.6
J174-58	3241.00	含云沉凝灰岩	6.61	-4.53	138.6	40.0
J174-63	3257.90	含云沉凝灰岩	6.92	-3.42	139.8	33.8
J174-69	3272.21	凝灰质泥晶白云岩	7.34	-6.6	139.0	52.7
J174-72	3278.25	凝灰质泥晶白云岩	7.29	-5.44	139.5	45.4
J174-80	3287.98	云质沉凝灰岩	-0.39	-14.52	119.3	113.8
J174-84	3292.30	云质沉凝灰岩	7.61	-6.01	139.9	48.9
J174-90	3302.24	云质沉凝灰岩	6.00	-4.48	137.4	39.7
J174-100	3316.25	云质沉凝灰岩	6.84	-3.67	139.5	35.1
J174-110	3330.06	凝灰质灰岩	0.35	-11.83	122.1	90.8

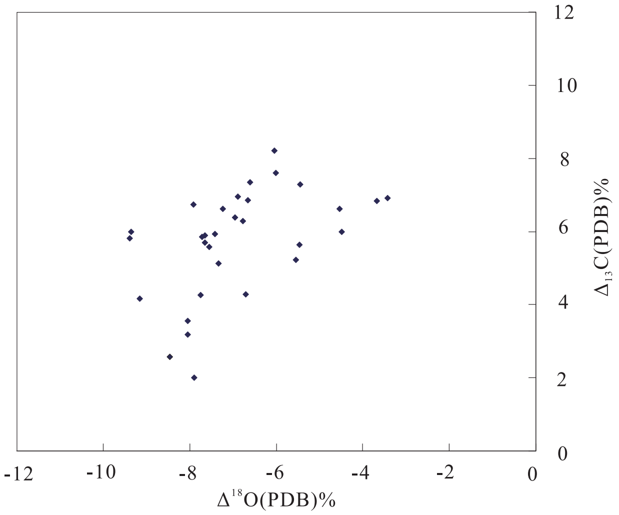

图7 研究区芦草沟组云质岩样品碳、氧同位素散点图

Fig.7 Scatter diagram of carbon and oxygen isotopic data for the dolomitic rocks in the Lucaogou Formation

4.3.1 数据可靠性评估

本研究选取未经蚀变的新鲜岩样,并尽可能避开方解石脉和黄铁矿发育部位,以降低成岩蚀变对无机碳、氧同位素组成的影响。前人研究认为,当$\delta^{18}O$(PDB)小于-5‰时,表明样品已遭受蚀变,当$\delta^{18}O$(PDB)小于-10‰(或-11‰)时,测试数据不宜使用[21-22]。碳、氧同位素的相关性也可作为判断碳酸盐岩样品是否遭受成岩蚀变的依据,若存在线性相关,表明其受到成岩蚀变的影响[21]。由表2可见,21个样品中有6个样品的$\delta^{18}O$(PDB)小于-10‰,在图8中以$\delta^{18}O$(PDB)=0为界线将这些样品划归不可靠数据,剔除。大部分样品的$\delta^{18}O$(PDB)大于-10‰,部分样品大于-5‰,而且在碳、氧同位素散点图(图7)上各个样品点十分离散,不存在线性相关,表明该部分可靠,可用于成岩环境的分析。

4.3.2 分析结果

(1)$\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$的古盐度意义

通常情况下,$\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$值均具有随介质盐度升高而升高的特征,其中$\delta^{13}C$与古盐度的关系更为密切,且受温度的影响较小。Keith与Weber(1964)提出了利用$\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$定量指示古盐度Z值的公式:

$$Z=2.048\times(\delta^{13}C+50)+0.498\times(\delta^{18}O+50)$$

式中$\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$值均采用PDB标准。当Z值大于120时为海水或咸水碳酸盐岩;Z值小于120时则为淡水碳酸盐岩。由于碳酸盐形成后其碳同位素难以交换,因而$\delta^{13}C$值较为稳定,且$\delta^{13}C$值对Z值的影响远远大于$\delta^{18}O$值,本研究采用Z值表示二叠系芦草沟组(P_2l)样品形成时的古盐度是较为准确的。

研究区芦草沟组21个样品中除1个样品的Z值为119,其它样品的Z值均大于120,最高可达140,显示研究区芦草沟组喷流沉积岩形成于咸水环境。剔除$\delta^{13}O$(PDB)小于-10‰的6个可能受到成岩蚀变样品,剩余样品的Z值随深度的加深而增大(图8),表明研究区芦草沟组沉积期由早至晚古盐度有逐渐降低的趋势。

(2)$\delta^{18}O$的古温度意义

氧同位素地质温度计已被广泛应用于研究地球上的各种岩石与矿物,甚至陨石及月岩物质的形成温度。本研究对二叠系芦草沟组全岩样品只测定一种固相的同位素组成,假定矿物沉淀时介质水的同位素$\delta^{18}O$为0(通常认为显生宙以来的古海水与现代海水的氧同位素相同,即$\delta^{18}O=0$),则可通过矿物与水之间的同位素分馏系数计算矿物的形成温度。

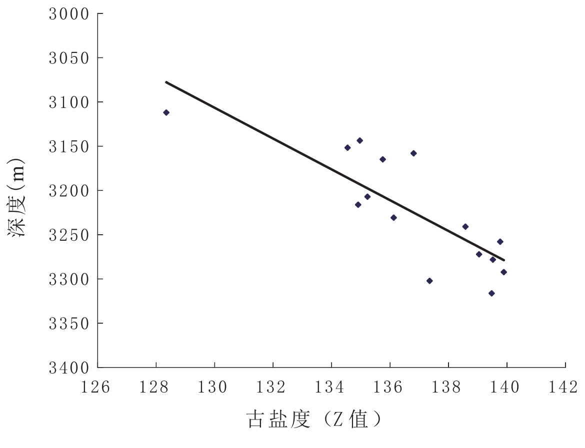

图8 古盐度(Z值)垂向变化规律图

Fig.8 Diagram showing vertical changes in the palaeosalinities (Z values) of the dolomitic rocks in the Lucaogou Formation

本研究采用Horbe和Oba(1972)提出的古温度t值计方程:

$$t=17.04-4.34\times(\delta Cc-\delta W)+0.16\times(\delta Cc-\delta W)^2$$

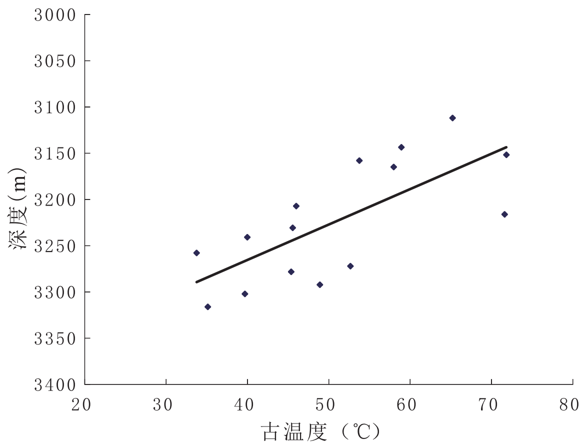

图 9　古温度(℃)垂向变化规律图

Fig.9　Diagram showing vertical changes in the palaeotemperatures (℃) of the dolomitic rocks in the Lucaogou Formation

式中 δCc 为矿物氧同位素组成,δW 为矿物沉淀时介质水氧同位素,均为 PDB 标准。

利用氧同位素地质温度计换算出芦草沟组喷流沉积岩的平衡温度(计算结果仅用于反映温度的变化趋势,并不代表真实成岩温度),最低 34℃,最高 114℃,平均 64℃,氧同位素地质温度计的剧烈变化恰巧反映了芦草沟组(P_2l)沉积期热液流体与湖水相互作用的特征。剔除 $\delta^{13}O$(PDB)小于-10‰的 6 个可能受到成岩蚀变样品,剩余样品的古温度(t 值)随深度的增加而降低(图 9),表明研究区芦草沟组沉积期由早至晚古温度有逐渐增加的趋势。

由表 2 可见,所有研究样品中只有 1 个样品的 $\delta^{13}C$(PDB)值为-0.39‰,其余样品的 $\delta^{13}C$(PDB)值均大于 0‰,平均值为 5.10‰,该平均值高于二叠系海水碳同位素平均值(约 2‰)。造成这种结果的原因可能是研究区芦草沟组有机碳含量较高,形成于咸化湖水中。高盐度造成湖水中 CO_2 溶解度的降低和碳酸盐溶解度的升高,而快速的有机碳埋藏速率需要大量的 CO_2 来源补充。在 CO_2"供不应求"的条件下必然导致生物分馏过程中更加富集 ^{12}C,湖水中与之平衡的 ^{13}C 相对富集并最终体现在碳酸盐的同位素组成中,从而造成碳同位素的正漂移。

综上所述,研究区芦草沟组主要形成于温度较高的咸水环境中,由早至晚芦草沟组沉积期具有温度升高而盐度降低的趋势,温度的升高引起的蒸发量增大并没有带来湖水盐度的增加,这种碳酸盐碳、氧同位素反向变化关系可能由于芦草沟组沉积后期不断有外源淡水的输入造成。

5 结论

通过对准噶尔盆地吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组云质岩的元素地球化学和同位素地球化学研究初步获得以下结论:

(1)云质岩样品 Th/U 比值为 0.58~2.00,V/(V+Ni)比值为 0.60~0.89,V/Cr 比值为 1.25~6.38,V/Sc 比值为 3.65~16.19,Sr/Ba 比值平均可达 3.93,古盐度 Z 值平均可达 134,反映研究区芦草沟组云质岩形成于咸水还原沉积环境。

(2)云质岩样品的 c(Mg)/c(Ca)比值在垂向上的变化范围较大,且不具有明显的递变规律,c(Mg)/c(Ca)比值为 0.03~1.44,平均值为 0.51;研究区芦草沟组黏土矿物和火山玻璃含量相对较少,反映了研究区芦草沟组云质岩形成于陆相环境,推断 Mg 离子主要来源于深部岩浆热液,且不同沉积期 Mg^{2+} 的供应差异较大。

(3)云质岩样品碳氧同位素反映了芦草沟组沉积期从早至晚具有温度升高而盐度降低的趋势,温度的升高引起的蒸发量增大并没有带来湖水盐度的增加,这种碳酸盐碳、氧同位素反向变化关系可能由于芦草沟组沉积后期不断有外源淡水的输入造成。

参考文献:

[1]　蒋宜勤,柳益群,杨召,等. 准噶尔盆地吉木萨尔凹陷凝灰岩型致密油特征与成因[J]. 石油勘探与开发,2015,42(6):741-749.

[2]　葸克来,操应长,朱如凯,等. 吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组致密油储层岩石类型及特征[J]. 石油学报,2015,36(12):1495-1507.

[3]　匡立春,胡文瑄,王旭龙,等. 吉木萨尔凹陷芦草沟组致密油储层初步研究:岩性与孔隙特征分析[J]. 地质学报,2013,19(3):529-535.

[4]　宋永,周路,郭旭光,等. 准噶尔盆地吉木萨尔凹陷芦草沟组湖相云质致密油储层特征与分布规律[J]. 岩石学报,2017,33(4):1159-1170.

[5]　邱振,吴晓智,唐勇,等. 准噶尔盆地吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组致密油资源评价[J]. 天然气地球科学,2016,27(9):1688-1698.

[6]　曲长胜,邱隆伟,杨勇强,等. 吉木萨尔凹陷芦草沟组碳酸盐岩碳氧同位素特征及其古湖泊学意义[J]. 地质学报,2017,91(3):605-616.

[7]　李红南,毛新军,胡广文,等. 准噶尔盆地吉木萨尔凹陷芦草沟

组致密油储层特征及产能预测研究[J]. 石油天然气学报, 2014,36(10):40 -44.

[8] 王成云,匡立春,高岗,等. 吉木萨尔凹陷芦草沟组泥质岩类生烃潜力差异性分析[J]. 沉积学报,2014,32(2): 385 -390.

[9] 鲁新川,张顺存,史基安. 准噶尔盆地西北缘乌尔禾—风城地区二叠系风城组白云岩地球化学特征及成因分析[J]. 兰州大学学报(自然科学版),2012,48(6):8 -20.

[10] Kelley D S,Karson J A, Blackman D K. An off-axis hydrothermal vent field near the mid-Atlantic Ridge at 30°N [J]. Nature, 2001, 412: 145 -149.

[11] 高福红,高红梅,赵磊. 火山喷发活动对烃源岩的影响:以拉布达林盆地上库力组为例[J]. 岩石学报,2009,25(10): 2671 -2678.

[12] 郝英,王定一,冯有良,等. 胜利油田火山岩中的流体包裹体成分及其意义[J]. 地球化学,1996,25(5):468 -474.

[13] 郝英,王定一,廖永胜,等. 胜利油田火山岩类、盆地演化及其 CO_2 - Au 成藏成矿效应[J]. 地质科学,2001,36(4):454 -464.

[14] Haskin M A, Haskin L A. Rare earths in European shales: A redetermination [J]. Science, 1996, 154: 507 -509.

[15] Wignall P B, Twitchett R J. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction [J]. Science, 1996, 272: 1155 -1158.

[16] Kimura H, Watanabe Y. Ocean anoxia at the Precambrian - Cambrian boundary [J]. Geology, 2001, 29: 995 -998.

[17] Calvert S E, Pedersen T F. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geologic record [J]. Marine Geology,1993, 113: 67 -88.

[18] Emerson S R, Huested S S. Ocean anoxia and the concentrations of molybdenum and vanadium in seawater [J]. Marine Chemistry, 1991, 177 -196.

[19] 孙镇城,杨藩,张枝焕,等. 中国新生代咸化湖泊沉积环境与油气生成[M]. 北京:石油工业出版社,1997. 133 -254.

[20] 宋明水. 东营凹陷南斜坡沙四段沉积环境的地球化学特征[J]. 矿物岩石,2005,25(1):67 -73.

[21] Derry L A, Brasier M D, Corfield R M, et al. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: A paleoenvironmental record during the 'Cambrian explosion' [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994,128(3 -4): 671 -681.

[22] Kaufman A J, Jacobsen S B, Knoll A H. The Vendian record of Sr and C isoyopic variations in seawater: Implications for tectonic and paleoclimate [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1993, 120(3 -4):409 -430.

[23] Qing H, Veizer J. Oxygen and Carbon isotopic composition of Ordovician brachiopods: Implication for coeval seawater [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58 (20): 4429 -4442.

Geochemistry of the dolomitic rocks from the Permian Lucaogou Formation in the Jimusar depression, Junggar Basin, Xinjiang

YANG Yanjun[1,2], LIU Yiqun[2], JIANG Yiqin[3], YANG Zhao[3], ZHOU Dingwu[4], JIAO Xin[2], ZHOU Peng[2,5], LI Xu[2], JIN Mengqi[2,6]

(1. *Xi'an Research Institute, China Coal Technological and Engineering Group Company, Xi'an* 710077, *Shaanxi, China*; 2. *State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an* 710069, *Shaanxi, China*; 3. *Xinjiang Oil Field Company, CNPC, Karamay* 834000, *Xinjiang, China*; 4. *College of Earth Sciences and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao* 266510, *Shandong, China*; 5. *Tarim Field Company, CNPC, Korla* 841000, *Xinjiang, China*; 6. *Xi'an Center, China Geological Survey, Xi'an* 710054, *Shaanxi, China*)

Abstract: The dolomitic rocks from the Permian Lucaogou Formation in the Jimusar depression, Junggar Basin, Xinjiang mainly consist of micritic dolostone, tuffaceous dolostone and dolomitic tuff. In the present paper, the highlights are concentrated in the geochemical signatures, provenance and sedimentary environment of the dolomitic rocks widespread in the study area. These dolomitic rocks have P contents ranging from 262×10^{-6} to 17283×10^{-6} (with an average of 427.70×10^{-6}, very close to that of North America Shale Composite), c(Mg)/c(Ca) ratios of 0.03-1.44, Th/U ratios of 0.58-2.00, V/(V + Ni) ratios of 0.60-0.89, V/Cr ratios of 1.25-6.38, V/Sc ratios of 3.65-16.19, and Sr/Ba ratios of 0.55-8.25. The analytical results outlined above suggest that the dolomitic rocks in the Lucaogou Formation were formed in the salt-water reducing lake environments with abundant organisms, and magnesium ions are inferred mainly to be originated from deep-seated magmatic hydrothermal solutions. The carbon and oxygen isotopic data also demonstrate that the Lucaogou Formation was laid down in the continental salt-water lake environments with higher temperatures. There is a tendency of gradual increase of temperatures and gradual decrease of salinities from the early to later stages of the deposition of the Lucaogou Formation. However, there is no evidence in favour of salinity increase in the highly-evaporated lake water due to temperature increase. The abnormal changes of the above-mentioned palaeotemperatures and palaeosalinities based on carbon and oxygen isotopic data of the carbonate minerals may be caused by the input processes of allochthonous fresh water in the later stages of the deposition of the Lucaogou Formation.

Key words: Jimusar depression; Lucaogou Formation; dolostone; geochemistry