

doi: 10.12097/gbc.2023.05.023

青藏高原东北缘红寺堡盆地晚更新世沉积物元素地球化学特征及其环境指示意义

刘博华^{1,2}, 吴芳^{2,3,4*}, 张绪教¹, 崔加伟^{2,3,4}, 董晓朋^{2,3,4}

LIU Bohua^{1,2}, WU Fang^{2,3,4*}, ZHANG Xujiao¹, CUI Jiawei^{2,3,4}, DONG Xiaopeng^{2,3,4}

1. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083;

2. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

3. 自然资源部古地磁与古构造重建重点实验室, 北京 100081;

4. 自然资源部活动构造与地质安全重点实验室, 北京 100081

1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;

2. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;

3. Key Laboratory of Paleomagnetism and Tectonic Reconstruction, Ministry of Natural Resources, Beijing 100081, China;

4. Key Laboratory of Active Tectonics and Geological Safety, Ministry of Natural Resources, Beijing 100081, China

摘要: 红寺堡盆地位于青藏高原东北缘弧形构造带最前缘与鄂尔多斯高原西部的交界位置, 区域生态环境脆弱, 但由于地表覆盖严重, 缺乏完整的露头剖面, 一直制约着生态环境演变过程的研究。本文基于红寺堡盆地窑山凹陷 ST1 钻井序列, 采用光释光测年的方法, 建立了晚更新世地层年代格架, 同时系统分析了 70 个样品的主量、微量元素组成, 依据地球化学指标重建晚更新世以来的气候环境演变过程。研究认为: 马兰黄土与萨拉乌苏组的界限年龄约为 67.57 ± 7.88 ka, 预示着由古湖向风成环境的过渡, 区域生态环境逐步恶化。元素地球化学特征也记录了该时期的气候环境变迁过程, CIA 值、 Al_2O_3/Na_2O 、 K_2O/Na_2O 值及粘土矿物含量指示了红寺堡盆地晚更新世经历了干旱-温暖-干旱的古气候演化过程; Rb/Zr、Sr/Ba 值反映红寺堡盆地萨拉乌苏组沉积时期为封闭的湖盆环境, 沉积水体深度自萨拉乌苏组一段开始加深, 在萨拉乌苏组二段达到最大深度, 萨拉乌苏组三段水体逐步变浅直至马兰黄土沉积时期古湖彻底消亡。该研究成果从元素地球化学的角度为青藏高原东北缘晚更新世地层的沉积环境演化提供了新依据。

关键词: 晚更新世; 沉积环境; 马兰组; 萨拉乌苏组; 元素地球化学; 红寺堡盆地; 青藏高原

中图分类号: P595; P534.63⁺¹ **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2024)01-0033-13

Liu B H, Wu F, Zhang X J, Cui J W, Dong X P. Elemental geochemical characteristics and environmental significance of Late Pleistocene sediments in the Hongsibu Basin, northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(1): 33-45

Abstract: The Hongsibu Basin is located at the junction of the forefront of the arc-shaped structural belt on the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau and the western part of the Ordos Plateau. The regional ecological environment is fragile, yet the lack of complete outcrop profiles due to extensive surface coverage has long hindered research into the evolution of the ecological environment. This study, based on the drilling sequence of Well ST1 in the Yaoshan Sag of the Hongsibu Basin, employs optically

收稿日期: 2023-05-19; 修订日期: 2023-08-03

资助项目: 中国地质调查局项目《黄河流域中游重要发展区区域地质调查》(编号: DD20221644)和《武威-固原地貌边界带基础地质调查》(编号: DD20190018)

作者简介: 刘博华(2000-), 女, 在读硕士生, 地理学专业, 从事古气候、古环境演变等方面的研究工作。E-mail: lbhcl0307@163.com

* 通信作者: 吴芳(1980-), 女, 高级工程师, 第四纪地质学专业, 从事地质环境变化、生态环境及旅游地学等研究。E-mail: wufang6500@163.com

stimulated luminescence dating to establish a Late Pleistocene stratigraphic chronology. Additionally, it systematically analyzes the major and trace element compositions of 70 samples and reconstructs the climatic and environmental evolution processes since the Late Pleistocene based on geochemical indicators. The study suggests that the boundary age between the Malan loess and the Salawusu Formation is approximately 67.57 ± 7.88 ka, indicating a transition from an ancient lake to an aeolian environment, accompanied by a gradual deterioration of the regional ecological environment. The geochemical characteristics of elements also recorded the climatic and environmental changes during this period. Geochemical indicators such as the *CIA* value, Al_2O_3/Na_2O , K_2O/Na_2O ratios, and clay mineral content indicate a paleoclimatic evolution process of arid-warm-arid in the Hongsibu Basin since the Late Pleistocene. Rb/Zr and Sr/Ba values reflect a closed lake basin environment during the deposition of the Salawusu Formation in the Hongsibu Basin. The depth of the sedimentary water body increased from the first section of the Salawusu Formation, reaching its maximum depth in the second section, and gradually became shallower in the third section until the complete disappearance of the ancient lake during the deposition of the Malan loess. The research results provide a new basis for the sedimentary environment evolution of the Late Pleistocene in the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau from the perspective of elemental geochemistry.

Key words: Late Pleistocene; sedimentary environment; Malan Formation; Salawusu Formation; elemental geochemistry; Hongsibu Basin; Qinghai-Tibet Plateau

近年来极端天气的频发使人们愈发关注气候问题(Zhang et al., 2011; Li et al., 2020; 裴军令等, 2021; Megha et al., 2022; 张存杰等, 2023)。晚更新世作为气候变迁中的一个特殊时段, 全球变化极不稳定, 发生了一系列各种尺度的气候转型, 研究该时期的气候变化趋势对理解现代及未来环境变化具有重大意义。元素地球化学是研究古沉积环境、古气候的重要手段(熊小辉等, 2011), 不同的气候背景下, 沉积物中的地球化学元素特征也会存在差异, 因此地球化学元素分析方法已被众多学者应用于古环境、古气候的研究中(Nechaev, 1993; 张国涛等, 2016; 王琳霖等, 2018; 谭聪等, 2019; Gabdullin et al., 2021; 史冀忠等, 2021; 余继峰等, 2021)。

青藏高原东北缘位于东部季风区、西北干旱区和青藏高原区三大自然区的交汇部位, 是气候变化的敏感区, 同时也是晚更新世以来气候变化最显著的地区(徐叔鹰, 1994; 侯光良等, 2015; 吴芳等, 2023)。红寺堡盆地位于宁夏回族自治区中南部、毛乌素沙漠西缘, 夹持于鄂尔多斯地块、阿拉善地块、青藏高原地块 3 个构造单元交汇部位, 是青藏高原向北东扩张的最前缘。由于缺乏完整的第四系剖面, 目前已有研究主要集中在地层年代的厘定(崔加伟等, 2018)、黄土沉积特征及古气候背景(李振宏等, 2020)、地质因素与地表沙漠化的关系(黄婷等, 2018; 董晓朋等, 2020)等方面, 对区域生态环境演化过程的研究较薄弱。

本文基于红寺堡盆地窑山凹陷 ST1 钻井序列, 以光释光(OSL)测年为基础, 建立地层年代格架, 同

时结合 70 件样品的元素地球化学测试分析资料, 对马兰组、萨拉乌苏组沉积时期的古气候、古水深、古盐度及红寺堡盆地区域环境变迁时限进行探讨, 以期为青藏高原东北缘晚更新世地层的沉积环境演变提供新证据。

1 区域地质概况

青藏高原东北缘作为青藏高原向北东方向隆升扩展的最前缘, 发育 4 条弧形断裂带, 由南西向北东依次为海原断裂带、香山-天景山断裂带、烟筒山断裂带与大罗山-牛首山断裂带(李新男等, 2016; 寇琳琳等, 2021)。宁夏红寺堡盆地位于烟筒山构造带和大罗山-牛首山构造带之间, 盆地发育与相邻构造带的活动有密切的联系(图 1)(施炜等, 2013; Chen et al., 2015; 公王斌等, 2016; 马兆颖等, 2020)。烟筒山断裂带总体表现为向北东凸出的弧形, 活动断裂主体分布在烟筒山东麓, 西侧是上古生界、新近系和少量第四系组成的余丁-烟筒山隆起, 东侧是晚更新世中宁-红寺堡沉降盆地。该带变形较弱, 靠近断层可见较宽缓的褶皱, 同时有正断层发育。大罗山-牛首山断裂带是青藏高原东北缘最外侧的一条边界断裂, 也是青藏高原与华北地块和阿拉善地块的边界断裂(陈虹等, 2013; 王伟涛等, 2013)。

红寺堡盆地为一晚更新世发育的山间盆地, 叠加于上新世末期多期侵蚀形成的古地貌背景之上, 盆地长约 50 km, 宽 3~25 km。上更新统萨拉乌苏组与下伏的中新统彰恩堡组之间呈明显的角度不整合接触。中新统彰恩堡组为一套紫红色的河湖相粘

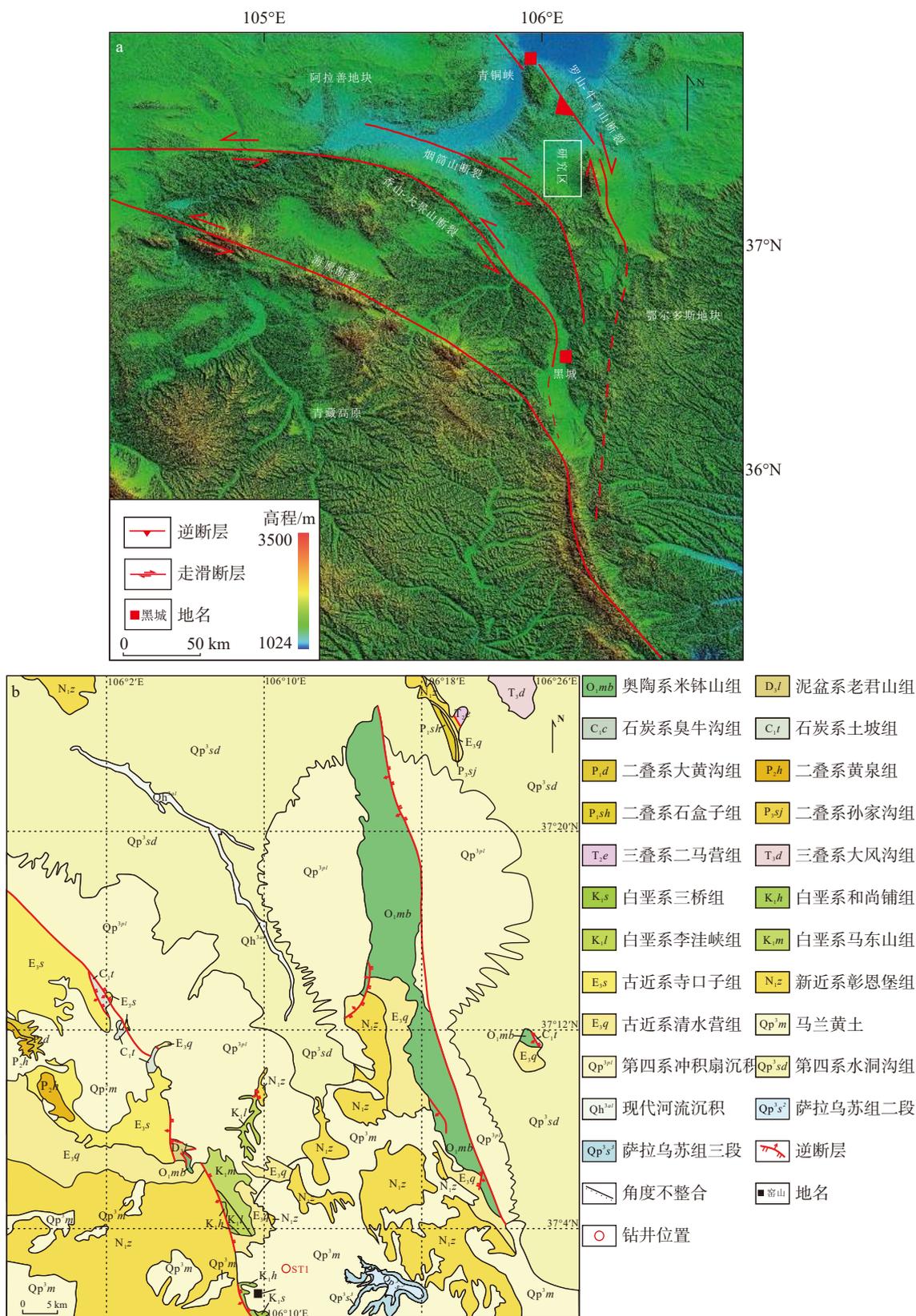


图 1 区域构造位置图 (a) 和红寺堡盆地地质图 (b) (据 Kou et al., 2022 修改)

Fig. 1 Regional structural location map (a) and geological map of the Hongsibu Basin (b)

土质粉砂沉积。根据宁夏区域地质志地层划分方案,上更新统主要包括萨拉乌苏组湖相层和乌兰黄土2套地层,萨拉乌苏组自下而上可分为3段,总体表现为一套河湖相沉积特征,一段至三段在沉积序列上表现为明显的湖进至湖退的过程(宁夏回族自治区区域地质调查院,2013;李振宏等,2020)。萨拉乌苏组一段为一套紫红色厚层粉砂夹薄层粘土质粉砂,底部含砾石层,代表了湖盆发育的初期;萨拉乌苏组二段为一套紫色中厚层粘土夹薄层粉砂质粘土,水平层理发育,代表了湖盆发育的全盛期;萨拉乌苏组三段为一套浅灰白色中厚层粉砂,砂质疏松,易风化,向上粘土含量逐渐增加,代表了水体整体变浅、湖水逐渐退出红寺堡盆地(崔加伟等,2018;黄婷等,2018)。乌兰黄土在红寺堡盆地主要发育于大罗山构造带西缘及烟筒山构造带东缘,柱状节理发育,无古土壤层,乌兰黄土在区域上与萨拉乌苏组上部地层为上下叠置关系。

2 样品采集和测试分析

2.1 样品采集

ST1 钻孔(东经 106°11'43.6"、北纬 37°2'46.1")位于吴忠市红寺堡区张家沟村以北 500 m 处,孔口海拔高 1715 m,钻孔深 203 m。钻孔的层位主要包括新近系和第四系,新近系彰恩堡组为一套紫红色的厚层泥质粉砂岩、粉砂质泥岩,第四系下部为一套河湖相沉积的萨拉乌苏组,上部为一套风成的乌兰黄土沉积,二者之间为平行不整合接触。为了解风成乌兰黄土与湖相萨拉乌苏组之间的地层年代格架及其控制下的古环境变迁过程,此次研究在纵向上采集了 5 件 OSL 样品和 70 件地球化学样品(图 2)。

2.2 实验分析

OSL 测年样品的测试工作在中国地震局地壳应力研究所地壳动力学重点实验室完成。实验过程包括样品前处理、环境剂量率测定及等效剂量测定,用于测量环境剂量率的 U、Th、K 含量在核工业北京地质研究所测定。样品的细颗粒石英未进行 α 系数测量,在计算年龄时,采用 α 系数为 0.045 ± 0.005 ,具体操作步骤参考崔加伟等(2018)。

地球化学样品全分析在北京燕都中实测试技术有限公司完成。主量元素使用 XRF(Zetium, PANalytical)进行测试,测试结果误差在 1% 以内。微量元素测试使用 ICP-MS(M90,analytikjena)完成,

所测数据根据监控标样 GSR-2 显示误差小于 5%,部分挥发性元素及极低含量元素的分析误差小于 10%。

3 测试结果与分析

3.1 地层年代格架

5 件样品的 OSL 测年结果及相关计算参数见表 1。测试结果显示,萨拉乌苏组一段测年结果为 119.04 ± 15.05 ka B.P.,萨拉乌苏组二段测年结果为 112.64 ± 16.07 ka B.P.,萨拉乌苏组三段底部、中部测年结果分别为 89.43 ± 12.44 ka B.P.、 81.43 ± 9.79 ka B.P.,马兰组底部测年结果为 67.57 ± 7.88 ka B.P.。由此可见,红寺堡盆地晚更新世萨拉乌苏组的形成时代为 119~67 ka,萨拉乌苏组与马兰组的接触时限在 67 ka B.P.左右,说明红寺堡盆地晚更新世发育风成黄土的最早时限在萨拉乌苏组三段末期。5 件 OSL 样品中 OSL-4 与 OSL-5 样品超出了光释光样品 100 ka 年龄的下限,仅供参考,其余 3 个样品的年龄在误差范围内均呈现下老上新的特点,未发生地层倒转,基本符合地层层序。

3.2 主量元素特征

红寺堡盆地各地层主量元素含量见表 2,主量元素变化趋势如图 3 所示。从整体看,主量元素含量在萨拉乌苏组波动较大,尤其在萨拉乌苏组二段沉积时期元素含量变化最明显,地球化学元素在淋溶、迁移和积聚的过程中 Al 元素所表现出的活动性比 Si 更弱(苏志珠等,2018),在萨拉乌苏组二段 Al_2O_3 值明显升高, SiO_2 含量大幅降低,而 CaO、 Na_2O 、 K_2O 的化学性质活泼,容易被淋溶迁移(蔡琳等,2021),指示萨拉乌苏组二段沉积时期淋溶迁移作用强。湖相地层中石膏的发育反映该沉积时期为封闭较好的湖泊环境(刘传联,1998;刘春莲等,2004),尤其在中国西北的干旱地区,这种情况更普遍(刘艳蕊等,2014;吕凤琳等,2018;杨晓璇等,2022),萨拉乌苏组二段底部含石膏晶体,表明该时期为封闭的湖盆环境,气候相对温暖湿润。相比于萨拉乌苏组二段,萨拉乌苏组一段与三段 Al_2O_3 含量相对较低, SiO_2 含量相对较高,指示相应时期的气候较干旱,湖盆相对萎缩,河流相沉积相对发育。不同于主量元素含量波动大的萨拉乌苏组,马兰组的元素含量变化都较小,表明马兰组沉积时期有相对稳定的气候背景,马兰组沉积时期广泛发育风成黄土,物源相对稳定。同时 Al_2O_3 含量降低而 SiO_2 含

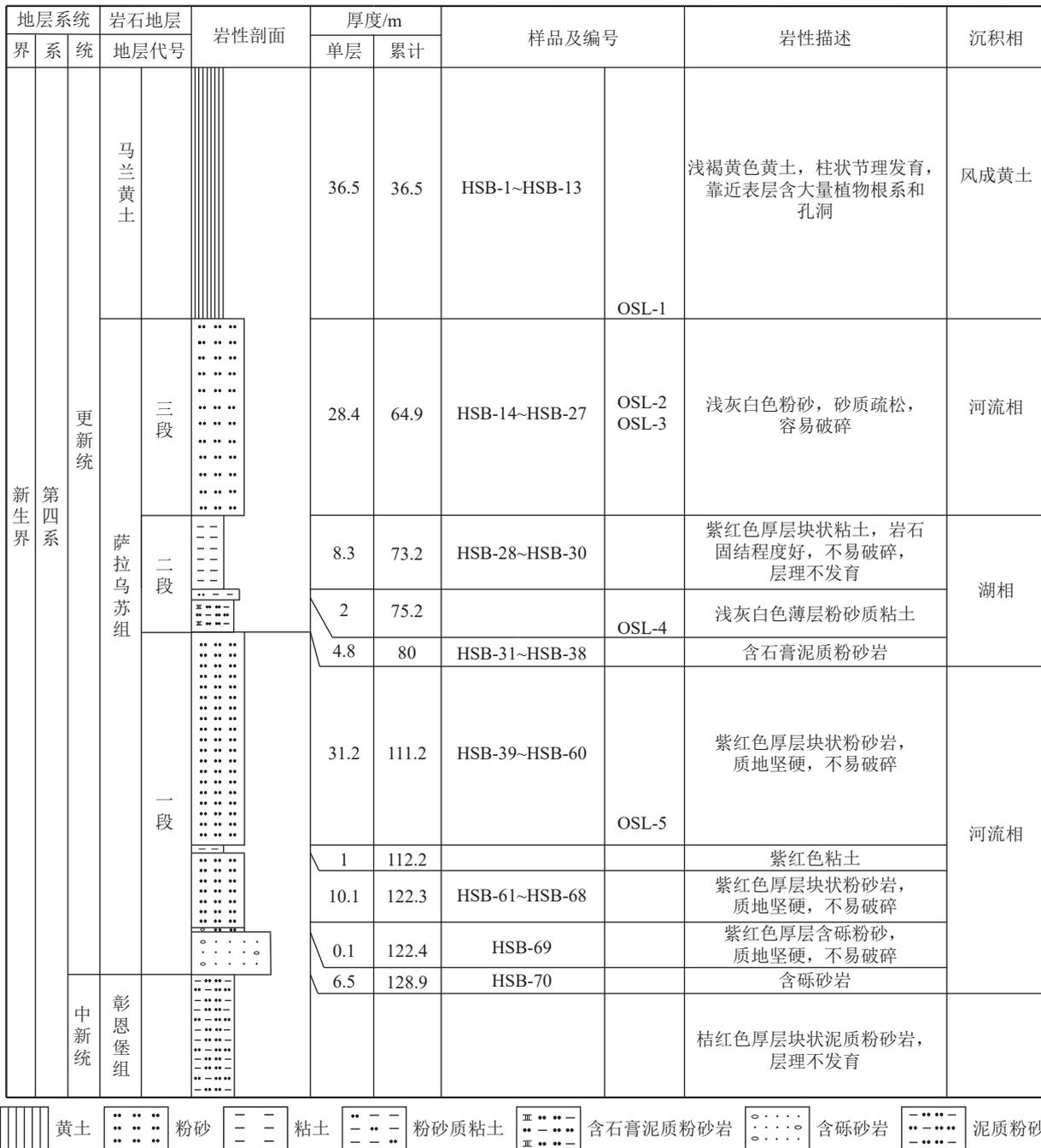


图 2 ST1 钻孔柱状图

Fig. 2 ST1 drilling column diagram

量升高, 反映马兰组沉积时期气候相比于萨拉乌苏组一段与三段的沉积时期更干旱。但萨拉乌苏组一段的 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 与萨拉乌苏组三段 Al_2O_3 、 CaO 元素含量平均值低于马兰组含量平均值, 这可能是因为萨拉乌苏组一段与三段分别为湖盆发育期与衰退期, 且由图 3 可知元素含量在这 2 个时期存在明显波动, 不稳定的气候背景可能导致水位变化,

导致元素大量迁移。

3.3 微量元素特征

相比于主量元素, 微量元素在地层中的含量相对较低, 但是在地壳各种地质运动中, 微量元素对环境的变化更加敏感(陈聪等, 2022)。Ni、Cu、Mn 是典型的喜湿型元素(靳建辉等, 2011; 胡俊杰等, 2017), 由表 3 与图 4 可知, 萨拉乌苏组 Ni、Cu、

表 1 红寺堡盆地 ST1 钻孔光释光年龄及其参数统计表

Table 1 Statistical table of luminescence age and parameters of ST1 borehole in the Hongsibu Basin

编号	埋深/m	U/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	K/%	环境剂量率/(Gy·ka ⁻¹)	测试粒径/ μm	测试方法	等效剂量/Gy	年龄/ka
OSL-1	36.5	11.00	12.40	1.86	7.53	4~11	SMAR	508.89 ± 0.58	67.57 ± 7.88
OSL-2	50	3.44	11.90	2.28	4.79	4~11	SMAR	390.35 ± 26.05	81.43 ± 9.79
OSL-3	55	3.33	12.30	2.30	4.67	4~11	SMAR	417.53 ± 40.39	89.43 ± 12.44
OSL-4	75.2	2.78	7.31	1.82	3.85	4~11	SMAR	458.08 ± 35.46	112.64 ± 16.07
OSL-5	110	3.49	10.80	2.27	4.71	4~11	SMAR	531.08 ± 54.01	119.04 ± 15.05

表 2 红寺堡盆地 ST1 钻井主量元素含量均值与最值

Table 2 Mean and maximum contents of major elements in Hole ST1 of the Hongsibu Basin

%

采样位置		Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
0~36.5 m 马兰组 (n = 13)	均值	11.10	61.32	7.44	1.80	2.33
	最大值	11.65	64.01	9.10	1.90	2.46
	最小值	10.55	56.27	6.55	1.70	2.19
36.5~64.9 m 萨拉乌苏组三段 (n = 14)	均值	11.07	62.80	6.84	1.81	2.37
	最大值	12.62	68.92	10.55	1.93	2.63
	最小值	10.00	53.11	5.04	1.51	2.20
64.9~80 m 萨拉乌苏组二段 (n = 11)	均值	11.79	50.20	11.00	1.43	2.51
	最大值	13.63	65.13	14.63	1.92	2.97
	最小值	10.46	40.95	6.07	1.04	2.24
80~128.9 m 萨拉乌苏组一段 (n = 35)	均值	11.00	61.24	6.86	1.71	2.35
	最大值	12.49	73.23	14.40	1.98	2.63
	最小值	7.13	43.93	4.48	0.94	1.80
全钻井 (n = 70)	均值	11.26	59.83	7.61	1.70	2.38
	最大值	13.63	73.23	14.63	1.98	2.97
	最小值	7.13	40.95	4.48	0.94	1.80

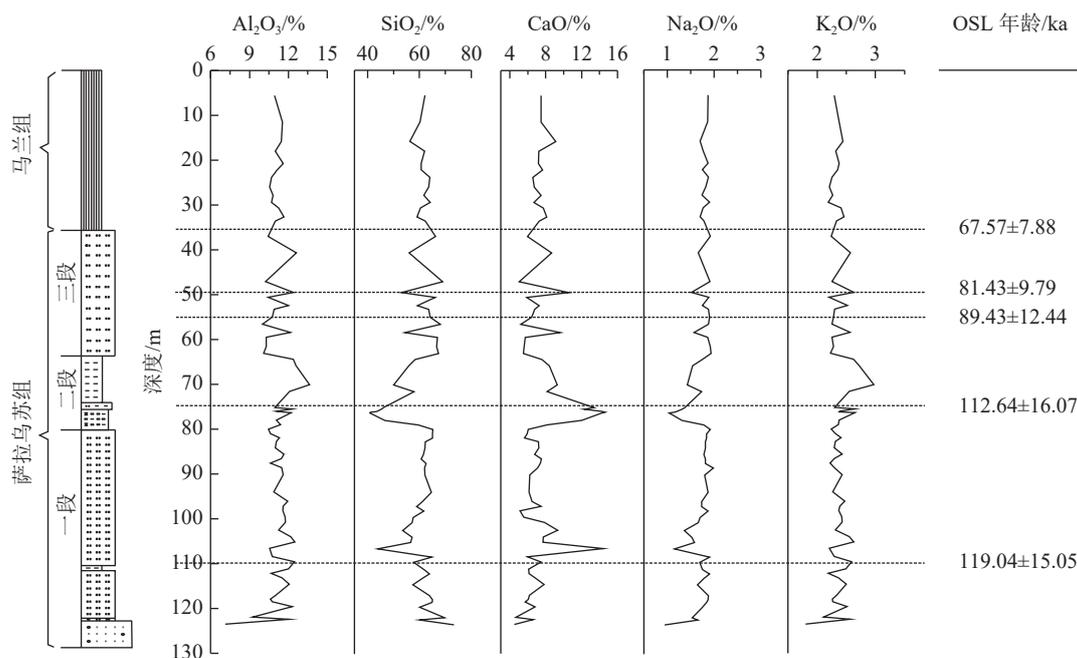


图 3 ST1 钻井主量元素变化

Fig. 3 Changes of major element in ST1 borehole

Mn 含量偏高,且组内波动较明显,Ni、Cu、Mn 均在萨拉乌苏组二段达到最大平均含量,预示萨拉乌苏组二段沉积时期气候相对湿润。而相比于萨拉乌苏组二段,萨拉乌苏组一段与三段 Ni、Cu、Mn 含量较低,指示相对干旱的气候背景。进入马兰组沉积时期,Ni、Cu、Mn 含量降低且波动较小,表明马兰组沉积时期气候整体偏干,区域气候环境没有发生大的波动。Rb 与 Zr 的含量可以反映水体深度,Rb 的化学性质活泼,容易迁移,常沉积于水体较深的低能环境中,而 Zr 与其相反,常沉积于水体较浅的区域(常海亮等, 2022),Rb 元素含量自萨拉乌苏组一段起呈波动性上升的趋势,在萨拉乌苏组二段达到最大平均值,进入萨拉乌苏组三段后开始下降,Zr 元素含量自萨拉乌苏组一段起呈波动性下降的趋势,在萨拉乌苏组二段达到最低平均值,在萨拉乌苏组三段及马兰组呈波动性上升的趋势,反映红寺堡盆地晚更新世沉积时期水体由浅变深再变浅的过程。同样,从沉积相的角度看,相比于萨拉乌苏组三段,马兰组沉积的风成黄土指示更干旱的气候背景,但萨拉乌苏组三段 Ni、Cu、Rb 元素含量低于马兰组,推测是因为不稳定气候背景下的水位波动使元素大量迁移。

4 讨论

4.1 古气候变化

根据 ST1 钻井的岩心记录,结合光释光测年结

果,此次研究的主要层系为第四纪晚更新世河湖相地层和风成相马兰黄土。主要岩性组合包括泥质粉砂、粉砂、粘土,这些岩性在地质历史时期沉积时间段,并未成岩,基本上未受到后期蚀变作用的影响。因此,碎屑物质的化学成分分析可以反映沉积时期的气候环境变化。

(1) 化学蚀变指数

古气候条件是影响母岩风化强度的关键因素之一,自 Nesbitt et al. (1982) 提出化学蚀变指数(CIA)后得到了广泛的应用,CIA 计算方法为: $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$,其中,CaO*为硅酸盐中的 CaO 含量,计算中主量元素含量均需换算成摩尔分数,对于 CaO*的校正采用 McLennan (1993)提出的方法,即 $CaO_{\text{剩余}} = CaO - (10/3 \times P_2O_5)$,若 $CaO_{\text{剩余}} < Na_2O$,令 $CaO^* = CaO_{\text{剩余}}$,反之若 $CaO_{\text{剩余}} > Na_2O$,则令 $CaO^* = Na_2O$ (蔡雄飞等, 2018; 牛东风等, 2019; 程先钰等, 2022; 潘进礼等, 2022; 冯志强等, 2023)。通常情况下沉积物 CIA 值反映的气候条件大致如下: CIA 值大于 80,反映炎热潮湿的气候条件; CIA 值介于 60~80 之间,反映温暖湿润的气候条件; CIA 值小于 60,反映寒冷干旱的气候条件(Nesbitt et al., 1989; 魏志福等, 2015)。结合表 4 与图 5 分析可知, CIA 值在萨拉乌苏组的波动较大,萨拉乌苏组 CIA 平均值为 58.33,其中二段 CIA 值较高,平均值为 61.49,而萨拉乌苏组一段与三段 CIA 值略低,平

表 3 红寺堡盆地 ST1 钻井微量元素含量

Table 3 The contents of trace elements in ST1 borehole of the Hongsibu Basin

10⁻⁶

采样位置	含量	Ni	Cu	Mn	Rb	Zr
0~36.5 m, 马兰组 (n=13)	均值	34.48	25.78	642.97	94.91	232.01
	最大值	36.30	28.80	667.58	100.85	320.19
	最小值	31.59	23.65	605.88	85.44	173.57
36.5~64.9 m, 萨拉乌苏组三段 (n=14)	均值	33.69	25.23	663.34	93.94	178.22
	最大值	40.88	31.81	1166.63	109.23	280.61
	最小值	28.33	20.80	468.27	83.10	123.26
64.9~80 m, 萨拉乌苏组二段 (n=11)	均值	40.38	34.68	798.60	108.87	14137
	最大值	46.23	50.73	989.99	127.32	242.39
	最小值	32.90	25.99	614.74	95.24	112.09
80~128.9 m, 萨拉乌苏组一段 (n=32)	均值	37.44	29.31	712.63	105.37	213.00
	最大值	44.21	34.45	879.22	117.62	301.66
	最小值	24.03	20.19	568.70	80.82	117.98
全钻井 (n=70)	均值	36.60	28.68	703.34	101.69	198.32
	最大值	46.23	50.73	1166.63	127.32	320.19
	最小值	24.03	20.19	468.27	80.82	112.09

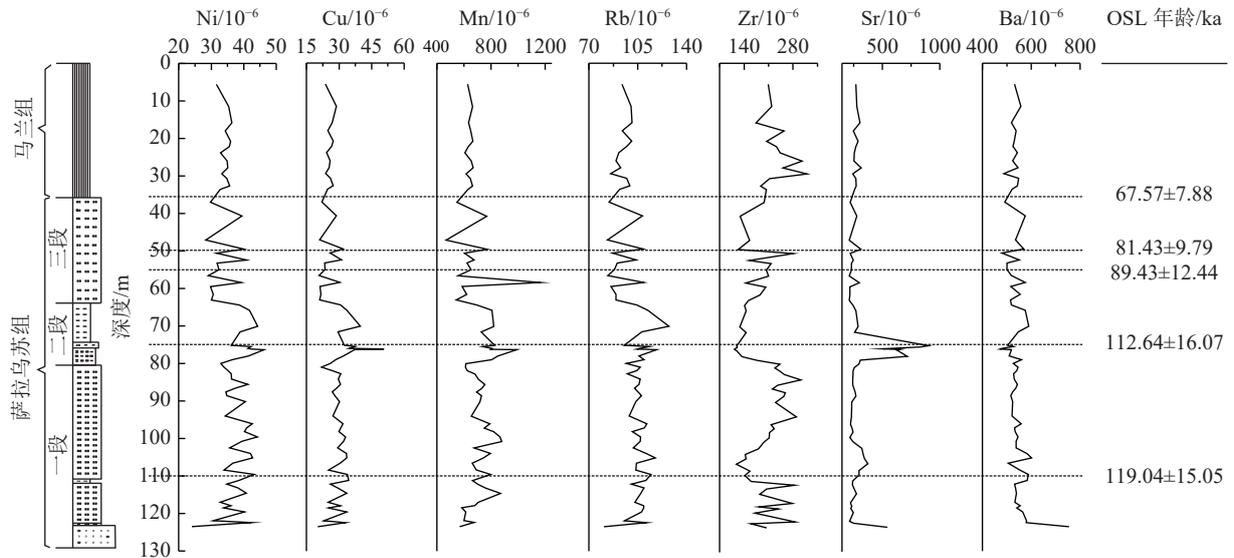


图4 ST1 钻井微量元素变化

Fig. 4 Changes of trace elements in ST1 borehole

表4 红寺堡盆地 ST1 钻井地球化学参数计算结果

Table 4 Calculation results of geochemical parameters of borehole ST1 in Hongsibu Basin

采样位置		<i>CIA</i>	Al_2O_3/Na_2O	K_2O/Na_2O	Rb/Zr	Sr/Ba
0~36.5 m, 马兰组 (<i>n</i> =13)	均值	56.92	6.18	1.30	0.42	0.51
	最大值	58.62	6.83	1.44	0.58	0.59
	最小值	55.45	5.65	1.16	0.27	0.46
36.5~64.9 m, 萨拉乌苏组三段 (<i>n</i> =14)	均值	56.56	6.20	1.32	0.56	0.45
	最大值	61.45	8.18	1.73	0.88	0.55
	最小值	53.69	5.24	1.16	0.31	0.39
64.9~80 m, 萨拉乌苏组二段 (<i>n</i> =11)	均值	61.49	8.50	1.82	0.81	1.00
	最大值	66.23	11.79	2.56	1.01	1.79
	最小值	54.63	5.45	1.17	0.40	0.47
80~128.9 m, 萨拉乌苏组一段 (<i>n</i> =32)	均值	58.02	6.65	1.40	0.53	0.48
	最大值	63.34	9.22	1.93	0.88	0.74
	最小值	55.34	5.61	1.15	0.33	0.37

均值分别为 58.02 和 56.56, 马兰组平均值为 56.92。表明萨拉乌苏组沉积期间气候存在明显的波动, 萨拉乌苏组二段沉积期为温暖湿润的气候条件, 萨拉乌苏组一段、萨拉乌苏组三段与马兰组沉积期为寒冷干旱的气候条件。

(2) Al_2O_3/Na_2O 和 K_2O/Na_2O 值

虽然 *CIA* 值指示萨拉乌苏组二段沉积期为温暖湿润的气候条件, 萨拉乌苏组一段、萨拉乌苏组三段与马兰组沉积期为寒冷干旱的气候条件, 但计算

CIA 值中用到的 CaO 应为硅酸岩中的 CaO (Liu et al., 2017; 梁子若等, 2020), 萨拉乌苏组二段底部发育的石膏晶体很可能是使萨拉乌苏组二段 *CIA* 值偏高的原因。 Al_2O_3/Na_2O 和 K_2O/Na_2O 值可以很好地反映古气候变化, 故为了准确反映晚更新世红寺堡盆地的气候变化, 选择对 Al_2O_3/Na_2O 和 K_2O/Na_2O 值进行分析, Al_2O_3/Na_2O 和 K_2O/Na_2O 值较高代表较温暖的气候 (Nesbitt et al., 1980, 1989; Tao et al., 2006; 瓦西拉里, 2016), 结合表 4 与图 5 可知, 萨拉

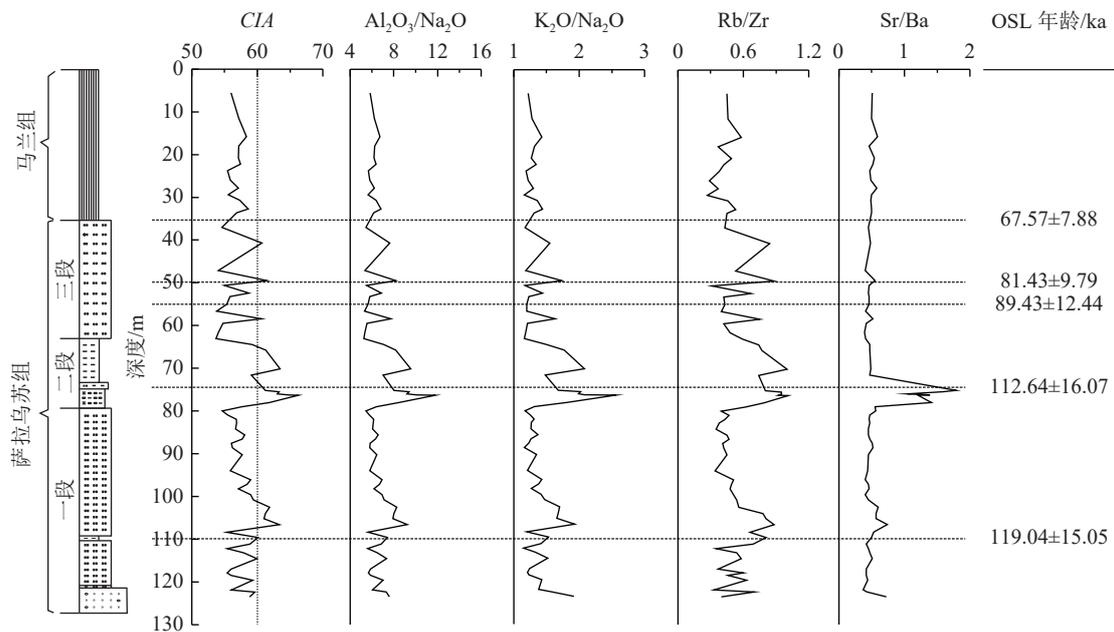


图 5 ST1 钻井地球化学指标垂向变化特征

Fig. 5 Vertical variation characteristics of geochemical indexes of ST1 borehole

乌苏组一段、二段、三段与马兰组 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ 的平均值分别为 6.65、8.50、6.20 与 6.18, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 的平均值分别为 1.30、1.32、1.82 与 1.40。整体看, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ 和 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值在萨拉乌苏组的特征可概括为一峰两谷, 自萨拉乌苏组一段开始波动性上升, 在萨拉乌苏组二段达到最大平均含量, 表明气候向温暖湿润的方向发展, 在萨拉乌苏组二段沉积时期气候最温暖湿润, 萨拉乌苏组三段及马兰组则呈波动性降低的趋势, 气候再次转干, 反映红寺堡盆地晚更新世经历了寒冷干旱—温暖湿润—寒冷干旱的古气候演化历程。

(3) 粘土矿物含量

气候是影响粘土矿物形成和转化的主要因素, 除地球化学元素指标外, 粘土矿物也是反映气候变化的重要参数(Singer, 1980; 王明振等, 2014; 赵璐璐等, 2015; 吕恒志等, 2021; 颜钰等, 2022), 粘土矿物通常包括伊利石、蒙脱石、高岭石、绿泥石, 不同的气候条件下, 形成的矿物也会有所不同, 在干冷条件下一般形成伊利石, 在温暖湿润的气候条件下一般形成蒙脱石和高岭石, 而绿泥石一般为温凉偏干气候条件下的产物(Windom, 1976; Winker et al., 2002; 孙庆峰等, 2014)。已有研究表明, 红寺堡盆地伊利石和绿泥石在萨拉乌苏组一段和三段含量较高, 在萨拉乌苏组二段含量较低, 蒙脱石和高岭石的含量

在萨拉乌苏组二段表现出高值(李振宏等, 2020), 表明红寺堡盆地在萨拉乌苏组一段及三段沉积时期为寒冷干旱的气候条件, 在萨拉乌苏组二段沉积时期表现为温暖湿润的气候条件, 与地球化学元素指标所反映的萨拉乌苏组沉积时期的气候变化一致。

4.2 古水深变化

Zr 元素主要赋存于化学性质稳定的锆石中, 常沉积于水体较浅区域, 而 Rb 元素的化学性质活泼, 易于迁移, 主要赋存在如粘土矿物等细粒沉积物中, 常沉积于水体较深的环境, 因此 Rb/Zr 值常被作为沉积水体相对深的指标, 其值越大, 指示沉积水体越深(Dypvik et al., 2001; Cohen, 2003; Jin et al., 2006; 赵帮胜等, 2016; 陈平等, 2020; 常海亮等, 2022)。由表 4 和图 5 可知, Rb/Zr 值自萨拉乌苏组一段开始波动性上升, 在萨拉乌苏组二段达到最大平均含量, 与粘土矿物含量分析结果中指示温暖湿润气候条件的蒙脱石和高岭石的含量增加一致(李振宏等, 2020)。萨拉乌苏组三段及马兰组沉积时期, Rb/Zr 值呈波动性降低的趋势, 反映了红寺堡盆地自萨拉乌苏组一段开始湖盆发育, 水体逐渐加深, 萨拉乌苏组二段作为湖盆发育的全盛期, 沉积水体的深度达到最大, 萨拉乌苏组三段起, 湖盆衰退, 水体逐渐变浅, 马兰组 Rb/Zr 平均值进一步降低, 反映水体持续变浅的过

程,符合盆地内晚更新世地层沉积序列。

4.3 古盐度变化

古盐度指保存于古沉积物中的所有可溶盐的质量分数,古盐度分析对认识古环境的形成与演变、划分海陆沉积环境、判断湖泊的水体类型、勘查矿产资源等方面均有重要意义(王敏芳等,2006;赵明等,2015;Sun et al.,2022;林景昱等,2023)。Sr、Ba元素对沉积水体古盐度具有较强的敏感性,Sr/Ba值可作为判断沉积环境古盐度的重要指标。当Sr/Ba值大于1时,为咸水沉积;介于0.6~1之间时,为半咸水沉积;小于0.6时,为淡水沉积(Miliman,1978;王益友等,1979)。结合图5和表4分析,萨拉乌苏组一段Sr/Ba值介于0.37~0.74之间,平均值为0.48,反映沉积时期为淡水沉积环境;萨拉乌苏组二段Sr/Ba值介于0.47~1.79之间,平均值为1.00,反映咸水沉积环境;萨拉乌苏组三段Sr/Ba值介于0.39~0.55之间,平均值为0.45,反映淡水沉积环境;马兰组Sr/Ba值介于0.46~0.59之间,平均值为0.51,反映淡水沉积环境。从Sr/Ba值的结果看,红寺堡盆地萨拉乌苏组二段沉积时期,为封闭的湖盆环境,湖水的含盐度比较高,这与宏观沉积特征描述中萨拉乌苏组二段含有大量的石膏晶体比较一致。

4.4 区域环境变迁过程

晚更新世青海湖、陇西盆地和临夏盆地的黄土粒度和磁化率、柴达木盆地盐湖碳酸盐氧同位素及植被变化、临夏盆地粘土矿物、西宁盆地黄土粒度及孢粉组合等研究结果(徐叔鹰,1994;Lu et al.,2004;侯献华等,2010;殷科等,2012;杨庆华等,2017;雒聪文等,2019)显示,青藏高原东北缘晚更新世(130~70 ka)整体处于较温暖的环境,但存在明显的气候波动。同时,在青藏高原东北缘乃至鄂尔多斯高原西部的大部分地区,晚更新世普遍发育2期古湖——萨拉乌苏湖与水洞沟湖,萨拉乌苏湖即为早期古湖代表,时限介于140~75 ka之间(崔加伟等,2018;黄婷等,2018;董晓朋等,2020;李振宏等,2020)。萨拉乌苏古湖的发育在区域上代表了末次冰期相对温暖湿润的沉积环境,CIA、 Al_2O_3/Na_2O 、 K_2O/Na_2O 、Rb/Zr、Sr/Ba值及粘土矿物含量的变化很好地反映了萨拉乌苏古湖的发育特征。自萨拉乌苏组一段沉积时期开始,CIA、 Al_2O_3/Na_2O 、 K_2O/Na_2O 、Rb/Zr、

Sr/Ba值升高,在萨拉乌苏组二段沉积时期达到最大平均含量,蒙脱石和高岭石的含量也在萨拉乌苏组二段增加,表明萨拉乌苏组二段气候温暖湿润,沉积水体深度达到最大,是古湖发育的全盛时期,而从萨拉乌苏组三段至马兰组沉积时期CIA、 Al_2O_3/Na_2O 、 K_2O/Na_2O 、Rb/Zr、Sr/Ba值降低,粘土矿物中伊利石和绿泥石的含量增加,反映气候逐渐变干,沉积水体不断变浅的过程。

现今的红寺堡盆地地处毛乌素沙漠西缘,区域沙漠化严重(郭慧秀等,2015),传统的萨拉乌苏组地层时代为140~70 ka(李保生等,1987;苏志珠等,1997;董光荣等,1998),崔加伟等(2018)采用OSL及 ^{14}C 测年技术将萨拉乌苏组地层时代重新厘定为140~54 ka。最新的OSL测年结果(表1)显示,红寺堡盆地马兰组底部与萨拉乌苏组的接触部位年龄为 67.57 ± 7.88 ka,结合萨拉乌苏湖发育时限,认为萨拉乌苏湖在67.57 ka左右退出红寺堡盆地,开始沉积风成黄土,区域环境逐渐恶化。

5 结论

(1)红寺堡盆地晚更新世发育萨拉乌苏古湖,在67.57 ka左右萨拉乌苏古湖消亡,开始沉积风成黄土,区域环境逐步恶化。

(2)CIA值、 Al_2O_3/Na_2O 与 K_2O/Na_2O 值及粘土矿物含量指示,红寺堡盆地晚更新世经历了寒冷干旱—温暖湿润—寒冷干旱的古气候演化历程。萨拉乌苏组二段沉积时期,气候相对温暖湿润,萨拉乌苏组三段沉积时期,气候逐渐变得寒冷干冷,直至区域上开始沉积风成马兰黄土。

(3)Rb/Zr、Sr/Ba值反映红寺堡盆地萨拉乌苏组沉积时期为封闭的湖盆环境,湖水的含盐度较高。沉积水体深度自萨拉乌苏组一段开始加深,在萨拉乌苏组二段达到最大深度,萨拉乌苏组三段至马兰组水体持续变浅。湖盆消亡的过程主要受控于区域气候环境的变迁。

参考文献

- Cohen A S. 2003. Paleolimnology: the history and evolution of lake systems[M]. Oxford University Press.
- Chen H, Hu J M, Gong W B, et al. 2015. Characteristics and transition mechanism of late Cenozoic structural deformation within the

- Niushoushan-Luoshan fault zone at the northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 114: 73–88.
- Dypvik H, Harris N B. 2001. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios[J]. *Chemical Geology*, 181(1): 131–146.
- Li G H, Xia D S, Lu H, et al. 2020. Magnetic, granulometric and geochemical characterizations of loess sections in the eastern Arid Central Asia: Implication for paleoenvironmental interpretations[J]. *Quaternary International*, 552: 135–147.
- Gabdullin R R, Puzik A Yu, Merenkova S I, et al. 2021. The lithological and geochemical characteristics and paleoclimatic conditions of formation of the Turonian–Santonian sediments of the epicontinental basin of the Russian plate in the Voronezh Antecline region[J]. *Moscow University Geology Bulletin*, 76(4): 374–382.
- Jin Z D, Li F C, Cao J J, et al. 2006. Geochemistry of Daihai lake sediments, Inner Mongolia, North China: Implications for provenance, sedimentary sorting, and catchment weathering[J]. *Geomorphology*, 80(3): 147–163.
- Kou L L, Dong X P, Li Z H, et al. 2022. Initiation and development of the late Cenozoic uplift of Daluo Mts, northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 96(6): 1917–1931.
- Lu H Y, Wang X Y, Ma H Z, et al. 2004. The plateau monsoon variation during the past 130 kyr revealed by loess deposit at northeast Qinghai Tibet (China)[J]. *Globaand Planetary Change*, 41: 207–214.
- Liu Z, Ageo T Y, Cuo X, et al. 2017. Paleoenvironmental cyclicity in the early Silurian Yangze Sea (South China): Tectonic or glacio-eustatic control?[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 466: 59–76.
- Miliman J D. 1978. Marine carbonate[M]. Beijing: Science Press: 115–128.
- McLennan S M. 1993. Weathering and global denudation[J]. *Journal of Geology*, 101(2): 295–303.
- Nechaev V P. 1993. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments[J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(6): 1110–1117.
- Nesbitt H W, Markovics G, Pric R C. 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1659–1666.
- Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. *Nature*, 299(5885): 715–717.
- Nebitt H W, Young G M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles[J]. *The Journal of Geology*, 97(2): 129–147.
- Megha R, Murali D, Amblikuttan S, et al. 2022. Palaeoclimatic studies of the Late Quaternary sediments from Chirakkara, Kollam District, Kerala, India[J]. *Nature Environment and Pollution Technology*, 21(3): 1159–1165.
- Singer A. 1980. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles[J]. *Earth-Sci Rev*, 15: 303–326.
- Sun L, Zhang J L, Yang L, et al. 2022. Paleosalinity and lake level fluctuations of the 3rd Member of Paleogene Shahejie Formation, Chezheng Sag, Bohai Bay Basin[J]. *Frontiers of Earth Science*, 16(4): 949–962.
- Tao J, Chen M, Xu S. 2006. A Holocene environmental record from the southern Yangtze River delta, eastern China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230(3/4): 204–229.
- Windom H L. 1976. Lithogenous material in marine sediments[C]//Riley J P, Chester R. *Chemical oceanography* (2nd ed). London: Academic Press: 103–135.
- Winker A, Wolfwelling T C W, Statterger K, et al. 2002. Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the Middle Miocene[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 91(1): 133–148.
- Zhang Z J, Qian W H. 2011. Identifying regional prolonged low temperature events in China[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 28(2): 338–351.
- 陈虹, 胡健民, 公王斌, 等. 2013. 青藏高原东北缘牛首山–罗山断裂带新生代构造变形与演化[J]. *地学前缘*, 20(4): 18–35.
- 崔加伟, 李振宏, 刘锋, 等. 2018. 宁夏红寺堡盆地萨拉乌苏组地层时代重新厘定及意义[J]. *地质力学学报*, 24(2): 283–292.
- 蔡雄飞, 叶琴, 肖明远. 2018. 对南华系下统莲沱组 CIA 值寒气候认识的几点商榷——以鄂西神农架、湘西北南华系莲沱组为例[J]. *岩石矿物学杂志*, 37(4): 621–636.
- 程先钰, 张天福, 程银行, 等. 2022. 准噶尔盆地东缘中—晚侏罗世细碎屑岩地球化学特征: 物源与古沉积环境恢复[J]. *地质通报*, 41(11): 1950–1966.
- 陈平, 林卫兵, 龚大建, 等. 2020. 贵州岑巩区块下寒武统变马冲组黑色页岩沉积地球化学特征及其沉积环境意义[J]. *地质科学*, 55(4): 1025–1043.
- 陈聪, 林良彪, 余瑜, 等. 2022. 四川盆地南部 CLD1 井龙潭组地球化学特征及古环境意义[J]. *成都理工大学学报 (自然科学版)*, 49(2): 225–238.
- 常海亮, 张宏伟, 杜春彦, 等. 2022. 鹿邑凹陷太原组–山西组泥岩元素地球化学特征及对沉积环境的指示[J]. *科学技术与工程*, 22(25): 10845–10856.
- 董光荣, 苏志珠, 靳鹤龄. 1998. 晚更新世萨拉乌苏组时代的新认识[J]. *科学通报*, (17): 1869–1872.
- 董晓朋, 李振宏, 黄婷, 等. 2020. 宁夏红寺堡盆地隐伏古隆起成因机制及其对区域沙漠化的影响[J]. *地球科学与环境学报*, 42(5): 688–700.
- 冯志强, 沈梦娟, 刘永江, 等. 2023. 太原盆地晚新生代沉积物元素地球化学特征及古环境意义——以清徐 ZK01 钻孔为例[J]. *第四纪研究*, 43(1): 1–19.
- 郭慧秀, 贾科利. 2015. GIS 的生态脆弱移民区土地资源承载力评价:

- 以红寺堡区为例[J]. 宁夏工程技术, 14(4): 375-379.
- 公王斌, 施炜, 陈虹, 等. 2016. 牛首山-罗山断裂带北段柳木高断裂第四纪活动特征[J]. 地质力学学报, 22(4): 1004-1014.
- 侯献华, 郑绵平, 张成君, 等. 2010. 柴达木盆地西部大浪滩 140 ka 以来沉积特征与古环境[J]. 地质学报, 84(11): 1623-1630.
- 侯光良, 张雪莲, 王倩倩. 2015. 晚更新世以来青藏高原人类活动与环境变化[J]. 青海师范大学学报(自然科学版), 31(2): 54-63.
- 胡俊杰, 马寅生, 王宗秀, 等. 2017. 地球化学记录揭示的柴达木盆地北缘地区中一晚侏罗世古环境与古气候[J]. 古地理学报, 19(3): 480-490.
- 黄婷, 李振宏, 刘锋, 等. 2018. 宁夏红寺堡盆地地表沙漠化现状及地质主控因素[J]. 地质力学学报, 24(4): 505-514.
- 靳建辉, 李志忠, 陈秀玲, 等. 2011. 新疆伊犁塔克尔莫尔沙漠全新世晚期沉积微量元素反映的古气候变化[J]. 沉积学报, 29(2): 336-345.
- 寇琳琳, 李振宏, 董晓朋, 等. 2021. 青藏高原东北缘隆德观音店剖面碎屑锆石年龄序列及地质意义[J]. 地质力学学报, 27(6): 1051-1064.
- 李保生, 董光荣, 高尚玉, 等. 1987. 鄂尔多斯萨拉乌苏河地区马兰黄土与萨拉乌苏组的关系及其地质时代问题[J]. 地质学报, (3): 218-230.
- 刘传联. 1998. 东营凹陷沙河街组湖相碳酸盐岩碳氧同位素组分及其古湖泊学意义[J]. 沉积学报, (3): 109-114.
- 刘春莲, Fürsich F T, 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[J]. 沉积学报, (1): 36-40.
- 刘艳蕊, 杨一博, 方小敏, 等. 2014. 沉积相变迁对内陆湖泊沉积易溶盐作为古环境指标的影响——以西宁盆地为例[J]. 沉积学报, 32(1): 101-109.
- 李新男, 李传友, 张培震, 等. 2016. 香山-天景山断裂带西段的运动性质变化及其成因机制[J]. 地震地质, 38(3): 732-746.
- 吕凤琳, 刘成林, 焦鹏程, 等. 2018. 罗布泊中更新世以来盐湖碳酸盐碳氧同位素组成及其古环境意义[J]. 地质学报, 92(8): 1589-1604.
- 雒聪文, 马玉贞, 王凯, 等. 2019. 东亚地区 MIS5 时期孢粉记录的植被与气候研究进展[J]. 地球科学进展, 34(5): 540-551.
- 梁子若, 侯明才, 曹海洋, 等. 2020. 内蒙古大青山石拐盆地侏罗系元素地球化学特征及沉积环境指示意义[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 47(3): 307-317.
- 李振宏, 崔加伟, 李朝柱, 等. 2020. 红寺堡盆地晚更新世沉积特征及古气候背景[J]. 煤田地质与勘探, 48(6): 233-242.
- 吕恒志, 鹿化煜, 王逸超, 等. 2021. 中始新世晚期以来东亚气候变化的渭河盆地黏土矿物记录[J]. 中国科学:地球科学, 51(10): 1722-1741.
- 林景昱, 褚庆忠, 邵先杰, 等. 2023. 柳江盆地中寒武统固山组微量元素地球化学特征及古环境指示意义[J]. 科学技术与工程, 23(7): 2749-2758.
- 马兆颖, 董晓朋, 张庆, 等. 2020. 六盘山晚更新世以来抬升过程沉积响应及环境效应[J]. 煤田地质与勘探, 48(5): 152-164.
- 宁夏回族自治区区域地质调查院. 2013. 宁夏回族自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 牛东风, 罗财宝, 陈敏. 2019. 基于化学蚀变指数的雷州半岛表土风化强度分析[J]. 热带地貌, 40(2): 8-15.
- 潘进礼, 马学东, 马玉学, 等. 2022. 宁夏银川盆地灵武地区古近纪—新近纪沉积岩地球化学特征及对古环境演化的启示[J]. 地质通报, 41(2/3): 296-305.
- 裴军令, 赵越, 周在征, 等. 2021. 南极新生代海陆格局变迁对全球气候变化的影响[J]. 地质力学学报, 27(5): 867-879.
- 綦琳, 乔彦松, 刘宗秀, 等. 2021. 陇东新近纪红粘土与第四纪黄土地球化学特征及其物源和风化指示意义[J]. 地质力学学报, 27(3): 475-490.
- 施炜, 刘源, 刘洋, 等. 2013. 青藏高原东北缘海原断裂带新生代构造演化[J]. 地学前缘, 20(4): 1-17.
- 孙庆峰, 程波, 赵黎. 2014. 共和盆地黏土矿物与孢粉记录的末次冰消期以来的气候环境相位差[J]. 中国沙漠, 34(5): 1237-1247.
- 苏志珠, 董光荣, 靳鹤龄. 1997. 萨拉乌苏组地层年代学研究[J]. 地质力学学报, (4): 92-98.
- 苏志珠, 吴宇婧, 孔梦园, 等. 2018. 常量元素记录的毛乌素沙地东南缘全新世气候变化[J]. 中国沙漠, 38(3): 516-523.
- 史冀忠, 牛亚卓, 许伟等. 2021. 银额盆地石板泉西石炭系白山组碳酸盐岩地球化学特征及其环境意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 51(3): 680-693.
- 谭聪, 袁选俊, 于炳松, 等. 2019. 鄂尔多斯盆地南缘上二叠统一中下三叠统地球化学特征及其古气候、古环境指示意义[J]. 现代地质, 33(3): 615-628.
- 王益友, 郭文莹, 张国栋. 1979. 几种地球化学标志在金湖凹陷阜宁群沉积环境中的应用[J]. 同济大学学报, (2): 51-60.
- 王敏芳, 黄传炎, 徐志诚, 等. 2006. 综述沉积环境中古盐度的恢复[J]. 新疆石油天然气, 2(1): 9-12.
- 王伟涛, 张培震, 雷启云. 2013. 牛首山-罗山断裂带的变形特征及其构造意义[J]. 地震地质, 35(2): 195-207.
- 王明振, 吴朝东, 王陆新, 等. 2014. 准噶尔盆地南缘侏罗系泥岩黏土矿物组合及地球化学特征[J]. 矿物岩石地球化学通报, 33(4): 421-430.
- 魏志福, 王永莉, 吴陈君, 等. 2015. 四川盆地上二叠统龙潭组经源岩的地球化学特征及对有机质来源和沉积环境的指示意义[J]. 天然气地球科学, 26(8): 1613-1618.
- 瓦西拉里, 王建华, 陈慧娟, 等. 2016. 伶仃洋 ZK19 孔晚第四纪沉积地球化学特征及其古环境意义[J]. 热带地理, 36(3): 343-354.
- 王琳霖, 浮响, 方诗杰. 2018. 鄂尔多斯盆地东缘马家沟组元素地球化学特征及古沉积环境[J]. 石油实验地质, 40(4): 519-525.
- 吴芳, 马杰, 刘博华等. 2023. 六盘山西缘前庄地区水资源特征及开发利用建议[J]. 水利水电技术(中英文), 54(10): 49-58.
- 徐叔鹰. 1994. 青藏高原东北部的古土壤及其对环境变迁的反映[J]. 地理科学, 3: 225-232, 295.
- 熊小辉, 肖加飞. 2011. 沉积环境的地球化学示踪[J]. 地球与环境, 39(3): 405-414.
- 殷科, 洪汉烈, 高文鹏, 等. 2012. 末次间冰期以来临夏地区气候变化的

- 黏土矿物学及地球化学记录[J]. 土壤学报, 49(2): 246-259.
- 杨庆华, 侯献华, 杨振京, 等. 2017. 柴达木盆地西部末次间冰期以来植被特征及其环境变化[J]. 山地学报, 35(5): 742-752.
- 余继峰, 曹慧涛, 付文钊, 等. 2021. 胶莱盆地止风庄组、红土崖组微量元素地球化学特征及古环境分析[J]. 山东科技大学学报(自然科学版), 40(2): 1-11.
- 颜钰, 蒋富清, 曾志刚, 等. 2022. 近 2.1 Ma 以来帕里西维拉海盆黏土矿物输入变化及其对中更新世气候转型的响应[J]. 海洋地质与第四纪地质, 42(6): 150-161.
- 杨晓璇, 李雪峰, 郭进京, 等. 2022. 西秦岭北缘漳县渐新统一中新统湖相碳酸盐岩碳、氧同位素特征及意义[J]. 西北地质, 55(2): 106-115.
- 赵璐璐, 洪汉烈, 殷科, 等. 2015. 成都盆地红土沉积物中黏土矿物的特征及其古气候指示意义[J]. 地质科技情报, 34(3): 80-86.
- 赵明, 季峻峰, 陈小明, 等. 2015. 古盐度对塔北隆起泥岩中粘土矿物组合和绿泥石成分的影响[J]. 高校地质学报, 21(3): 365-375.
- 张国涛, 彭中勤, 王传尚, 等. 2016. 贵州独山下二叠统梁山组地球化学特征及其沉积环境意义[J]. 中国地质, 43(4): 1291-1303.
- 赵帮胜, 李荣西, 王香增, 等. 2016. 鄂尔多斯盆地延长探区山西组泥页岩沉积地球化学特征及有机质保存条件分析[J]. 地质科技情报, 35(6): 103-111.
- 张存杰, 肖潺, 李帅, 等. 2023. 极端气候事件综合危险性等级指标构建及近 60 年来长江流域极端气候综合分析[J]. 地球物理学报, 66(3): 920-938.