

doi:10.3799/dqkx.2017.559

# 准噶尔盆地玛湖凹陷晚二叠世至中三叠世 古气候、物源及构造背景

黄云飞<sup>1</sup>, 张昌民<sup>1</sup>, 朱锐<sup>1</sup>, 易雪斐<sup>2</sup>, 瞿建华<sup>3</sup>, 唐勇<sup>3</sup>

1. 长江大学地球科学学院, 湖北武汉 430100

2. 非常规油气湖北省协同创新中心, 湖北武汉 430100

3. 中国石油新疆油田分公司勘探开发研究院, 新疆克拉玛依 834000

**摘要:** 二叠纪—三叠纪之交重大地质转折期, 海相地质记录指示全球发生了一系列显著的生物和环境事件, 但是, 该时期陆相古气候、古风化作用等方面的研究还很薄弱, 争议较大。为了恢复新疆准噶尔盆地玛湖凹陷上二叠统乌尔禾组至中三叠统克拉玛依组的古气候、物源特征等, 本研究对玛湖凹陷钻井岩心中的泥岩样品开展了全岩主量和微量元素测试, 采用多种化学风化指数判定源区风化程度及古气候条件, 通过多种地球化学比值及图解来恢复源岩岩性及其构造背景。化学蚀变指数 (Chemical Index of Alteration, CIA)、化学风化指数 (Chemical Index of Weathering, CIW)、Parker 风化指数 (Weathering Index of Parker, WIP) 和斜长石蚀变指数 (Plagioclase Index of Alteration, PIA) 等多种化学风化作用指标均指示, 玛湖凹陷自晚二叠世至早三叠世发生显著的风化作用变化, 由低等程度的化学风化作用转变为中等程度的化学风化作用, 某些季节可能会较为温暖湿润, 且在整个早三叠世保持大致稳定, 在早三叠世晚期稍减弱, 这与铍同位素反映的全球风化作用变化趋势一致。中三叠世时的化学风化作用与早三叠世相比, 并未降低, 反而稍有增加, 这可能代表了地区性事件。早三叠世化学风化作用显著增强的原因可能在于全球变暖、植被破坏及季节性降雨增加等。此外, 上二叠统乌尔禾组至中三叠统克拉玛依组的物源岩性主要为长英质火成岩, 源岩形成时的构造背景可能为大洋岛弧环境。

**关键词:** 准噶尔盆地; 早三叠世; 百口泉组; 化学风化作用; 古气候; 古生物。

**中图分类号:** P595

**文章编号:** 1000-2383(2017)10-1736-14

**收稿日期:** 2016-12-25

## Palaeoclimatology, Provenance and Tectonic Setting during Late Permian to Middle Triassic in Mahu Sag, Junggar Basin, China

Huang Yunfei<sup>1</sup>, Zhang Changmin<sup>1</sup>, Zhu Rui<sup>1</sup>, Yi Xuefei<sup>2</sup>, Qu Jianhua<sup>3</sup>, Tang Yong<sup>3</sup>

1. School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan 430100, China

2. Hubei Cooperative Innovation Center of Unconventional Oil and Gas, Yangtze University, Wuhan 430100, China

3. Research Institute of Exploration and Development, Xinjiang Oilfield Company, PetroChina, Karamay 834000, China

**Abstract:** A series of distinct biological and environmental events have occurred during the Permian-Triassic transitional period, which are mainly indicated by marine geological record. However, little study has been done on palaeoclimate and palaeoweathering on land in Early Triassic. In order to reconstruct the palaeoclimatological information, provenance and tectonic setting from Late Permian to Middle Triassic in Mahu sag, Junggar basin, bulk-rock major and trace elemental analyses were carried out on the core mudstone samples. Palaeoweathering condition and palaeoclimatology were reconstructed through various chemical weathering indices, while the provenance and tectonic setting were inferred from various discrimination diagrams. The chemical weathering switched from lower level to middle level from Late Permian to Early Triassic, and remained steady during the Early Triassic with minor weakened trend in the late Early Triassic, indicated by the CIA (Chemical Index of Alteration),

**基金项目:** 国家自然科学基金项目 (No.41502012); 长江青年基金项目 (No.2015cqjn27)。

**作者简介:** 黄云飞 (1986-), 男, 讲师, 博士, 主要从事二叠纪—三叠纪之交生物灭绝与复苏方面的研究。ORCID: 0000-0002-9205-6516。

E-mail: didahyf@163.com

**引用格式:** 黄云飞, 张昌民, 朱锐, 等, 2017. 准噶尔盆地玛湖凹陷晚二叠世至中三叠世古气候、物源及构造背景. 地球科学, 42(10): 1736-1749.

CIW (Chemical Index of Weathering), WIP (Weathering Index of Parker) and PIA (Plagioclase Index of Alteration), which agrees with the global weathering evolutionary trend shown by Sr isotopes. The palaeoclimatology from Early to Middle Triassic was warm and wet seasonally, in comparison with the cool and dry environments during the Late Permian. However, the chemical weathering of Middle Triassic in Mahu sag did not weaken simultaneously with the global trend, but increased slightly, which might be a local event. In addition, the provenance of the Upper Permian Wuerhe Formation, Early Triassic Baikouquan Formation and Middle Triassic Kelamayi Formation should be felsic igneous rocks, and the tectonic setting during the formation of source rocks probably was the oceanic island arc setting.

**Key words:** Junggar basin; Early Triassic; Baikouquan Formation; chemical weathering; palaeoclimate; paleontology.

二叠纪—三叠纪之交的生物灭绝是一个持续多年的研究热点,其以显生宙历史上规模最大的生物灭绝、延时最长的生物迟缓复苏、最大的生态系结构变革(由古生代型生态系向中生代型生态系转变)为特点(Sepkoski, 1981; Hallam and Wignall, 1997; Chen and Benton, 2012; Song *et al.*, 2013; 宋海军和童金南, 2016).海相二叠系—三叠系得到了重点关注,构建了高分辨率的综合地层格架(如牙形石、菊石、碳同位素等),建立了多门类生物灭绝—残存—复苏模式(Nützel, 2005; Orchard, 2007; Brayard *et al.*, 2009; Shen *et al.*, 2011; Song *et al.*, 2011, 2013; Huang *et al.*, 2014; Chen *et al.*, 2015; 黄云飞等, 2015),同时在环境事件研究上取得了重大进展,如表层海水高温、海洋缺氧等(Payne *et al.*, 2004; Joachimski *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2012, 2014; Sun *et al.*, 2012; Yin *et al.*, 2012; Grasby *et al.*, 2013),对生物灭绝与迟缓复苏的原因取得了较成熟的看法。

陆相二叠系—三叠系则由于地质记录不完备、地区差异性大等原因,相关研究较为薄弱.陆相植物和脊椎动物在这次大灭绝中也遭受了比较大的打击(Retallack, 1995; Looy *et al.*, 1999; Benton *et al.*, 2004; Yu *et al.*, 2015),大灭绝后的陆地生态系十分萧条.植物以单调的石松类肋木繁盛为特征(Retallack, 1995),且其复苏可能推迟到了中三叠世晚期(Grauvogel-Stamm and Ash, 2005),介形虫也发生了明显的小型化事件(Chu *et al.*, 2015),“错时相”沉积和微生物诱发的沉积构造(MISS 构造)指示后生生物扰动降低、微生物大量繁盛等(Chu *et al.*, 2016).

对二叠纪—三叠纪之交陆地古气候和风化作用的恢复主要来自这些方面:(1)“煤缺失”指示形成煤的炎热潮湿的沼泽环境的消失(Retallack *et al.*, 1996);(2)古土壤作为陆相良好的地层记录,指示陆地强烈的风化作用(Sheldon, 2006)和强烈的温室效应(Retallack *et al.*, 2011);(3)红色沉积通常被

用来指示干旱气候,但是该观点正受到越来越多的质疑(Sheldon, 2006; Benton and Newell, 2014);(4)河流体系转变,如南非 Karoo 盆地的河流体系由曲流河向辫状河转变,反映陆地风化和剥蚀作用加强(Ward *et al.*, 2000);(5)海相锶同位素曲线指示陆地发生强烈的风化作用(Korte *et al.*, 2003; Huang *et al.*, 2008; Sedlacek *et al.*, 2014; Song *et al.*, 2015);(6)地球气候模拟显示陆地极端气候频繁出现(Kiehl and Shields, 2005; Roscher *et al.*, 2011).这些均显示了陆相古气候研究的复杂性。

化学蚀变指数(Chemical Index of Alteration, CIA)等一系列的风化指数可以用来指示碎屑岩源区的风化作用强度和古气候条件,在元古宙地层中应用较为广泛(Nesbitt and Young, 1982; Young and Nesbitt, 1999; Cullers and Podkovyrov, 2000, 2002; Young, 2002; 冯连君等, 2003; 王自强等, 2006; 刘兵等, 2007),近些年来逐步应用到了显生宙地层中(Cullers, 2000; 叶荷等, 2010; Yang *et al.*, 2012, 2014, 2016; Lupker *et al.*, 2013).但是,地表样品通常遭受了长期的风化作用,元素会发生迁移,因此,运用风化指数时需要谨慎对待,钻井岩心样品则由于保存良好而成为理想的研究载体.2012 年以来,新疆油田公司在准噶尔盆地西北缘玛湖凹陷的下三叠统百口泉组中钻获工业油流,成为当前石油勘探开发的重点层位,大规模的钻探工作为本研究提供了新鲜的岩心样品.本研究选择岩心中的泥岩样品为研究对象,通过化学风化指数恢复当时的古风化作用强度及古气候条件,并探讨源岩的特征及构造背景。

## 1 地质背景

准噶尔盆地西北缘从奥陶纪至早石炭世为多岛洋环境(龚一鸣和纵瑞文, 2015),发育达尔布特蛇绿岩带等,晚石炭世开始至早二叠世则受到哈萨克板块、西伯利亚板块与塔里木板块碰撞的影响,火山活

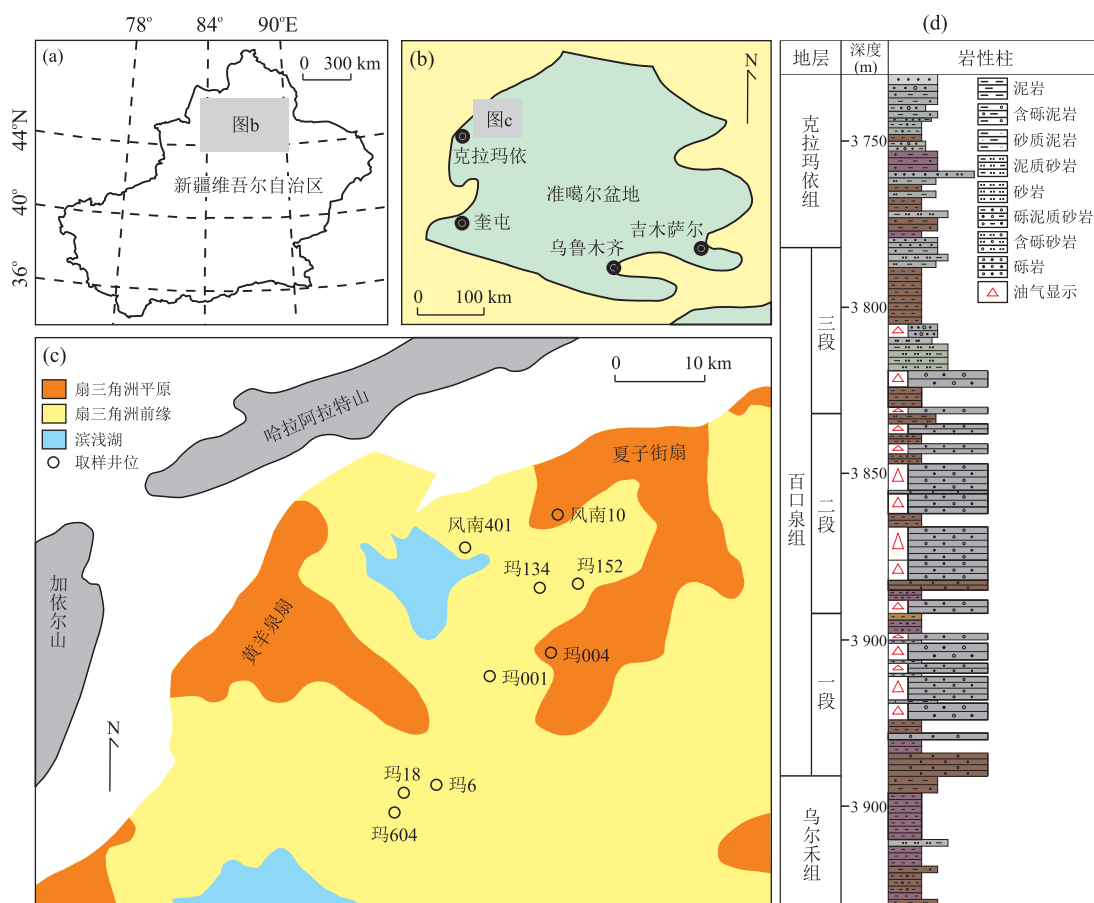


图 1 新疆准噶尔盆地玛湖凹陷地理位置(a)、早三叠世准噶尔盆地古地理图(b)、下三叠统百口泉组一段沉积相划分及取样井位分布(c)与玛 18 井地层柱状图(d)

Fig.1 Locality of Mahu sag, Junggar basin, Xinjiang (a), Early Triassic palaeogeography of Junggar basin (b), palaeogeography of the first member of Lower Triassic Baikouquan Formation (c), and Lithostratigraphy of MA 18 well (d)

动活跃,广泛分布花岗岩和少量的中基性侵入岩,时限为 276~327 Ma (Chen and Jahn, 2004; 韩宝福等, 2006). 玛湖凹陷是准噶尔盆地西北缘最重要的生烃凹陷(图 1), 二叠纪—三叠纪之交依次沉积上二叠统乌尔禾组( $P_3w$ )、下三叠统百口泉组( $T_1b$ )和中三叠统克拉玛依组( $T_2k$ ), 其中百口泉组可分为 3 段. 乌尔禾组主要岩性为灰黑色泥岩、灰绿色砾岩等, 反映扇三角洲沉积; 克拉玛依组主体岩性为灰白色粉砂岩、泥岩、砂砾岩等, 同样指示扇三角洲沉积. 百口泉组以近源粗粒碎屑岩沉积为主, 最初被认为是干旱至半干旱环境下的山口冲积扇沉积(宫清顺等, 2010), 近年来随着研究的不断深入, 人们逐渐认识到百口泉组为平缓斜坡背景下的浅水扇三角洲沉积体系(唐勇等, 2014; 于兴河等, 2014; 张顺存等, 2015; 邹姐姐等, 2015; 邹志文等, 2015), 包含夏子街扇、黄羊泉扇、克拉玛依扇、中拐扇、盐北扇和夏盐扇六大扇体, 形态多样, 规模不等, 在空间上相互叠覆交汇(唐勇等, 2014). 高分辨率层序地层研究表明,

百口泉组包括 1 个三级层序、3 个四级层序以及多个五级层序(马永平等, 2015).

## 2 研究材料与方法

玛湖凹陷下三叠统百口泉组为一套粗碎屑岩沉积体系, 粗碎屑岩中夹少量的泥岩、粉砂岩等, 碎屑岩的形成经历了沉积物的搬运、堆积和成岩作用, 其物质成分会发生变化, 而泥岩、粉砂岩等能够较好的保存沉积时的古环境信息, 因此本研究选择钻井岩心的泥岩样品为研究对象. 笔者从玛湖凹陷多口钻井岩心中选取了 27 个样品, 分别是上二叠统乌尔禾组 5 个样品、下三叠统百口泉组 16 个样品、中三叠统克拉玛依组 6 个样品(表 1), 钻井位置分布见图 1, 这些样品多数来自扇三角洲前缘, 少数来自扇三角洲平原, 它们在成岩作用过程中的区别可能在于埋藏前阶段和准同生沉积阶段: (1) 埋藏前阶段, 泥岩

表 1 玛湖凹陷上二叠统至中三叠统泥岩样品全岩主元素含量(%)及常用化学风化指标数值

序号	井位	层位	岩性	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	灼减量	总量	CIA	CIW	WIP	PIA
1	玛 18	T <sub>2</sub> k	灰白色泥岩	51.89	20.45	0.96	1.82	8.85	0.49	1.36	2.18	0.50	0.31	0.12	10.94	99.88	85	93	26	93
2	玛 18	T <sub>1</sub> b <sup>3</sup>	紫红色泥岩	63.86	17.13	0.82	4.88	1.85	0.54	1.47	3.22	2.10	0.10	0.09	3.81	99.87	70	80	49	76
3	玛 18	T <sub>1</sub> b <sup>2</sup>	灰绿色泥岩	61.13	18.32	0.91	5.15	2.55	0.46	1.52	4.10	1.39	0.10	0.03	4.21	99.86	73	86	48	82
4	玛 18	T <sub>1</sub> b <sup>1</sup>	灰绿色泥岩	61.47	19.85	1.00	2.38	2.31	0.63	1.71	4.43	1.23	0.09	0.03	4.68	99.83	73	86	50	83
5	玛 18	T <sub>1</sub> b <sup>1</sup>	灰白色泥岩	64.53	18.64	0.91	1.87	1.78	1.04	1.25	3.70	1.63	0.09	0.14	4.29	99.87	71	81	48	78
6	风南 401	T <sub>1</sub> b <sup>3</sup>	紫红色泥岩	55.12	19.99	0.98	9.15	1.78	0.81	2.27	1.33	1.99	0.18	0.03	6.22	99.86	77	81	37	80
7	风南 401	T <sub>1</sub> b <sup>3</sup>	紫红色泥岩	60.03	18.87	0.99	6.80	1.02	0.90	1.53	2.48	1.92	0.09	0.17	5.05	99.85	73	81	43	79
8	风南 401	T <sub>1</sub> b <sup>2</sup>	紫红色泥岩	57.07	19.43	1.02	8.48	1.44	0.67	1.57	2.51	1.49	0.08	0.10	5.99	99.84	77	85	39	83
9	风南 10	T <sub>2</sub> k	灰色泥岩	59.05	20.12	0.87	3.91	3.39	0.41	1.41	3.19	1.05	0.06	0.05	6.32	99.84	79	89	38	88
10	风南 10	T <sub>2</sub> k	紫红色泥岩	57.59	22.10	0.93	4.46	1.93	0.46	1.26	3.08	1.29	0.06	0.07	6.60	99.84	79	89	40	87
11	风南 10	T <sub>1</sub> b <sup>3</sup>	紫红色泥岩	62.22	17.37	1.03	7.13	1.20	0.53	1.01	2.65	2.12	0.07	0.10	4.41	99.85	72	80	44	77
12	风南 10	T <sub>1</sub> b <sup>3</sup>	紫红色泥岩	56.20	19.67	1.07	9.72	1.19	0.61	1.19	2.55	1.83	0.08	0.08	5.65	99.83	75	83	41	81
13	玛 001	P <sub>3</sub> w	灰黑色泥岩	64.08	15.29	0.71	1.84	3.74	1.22	2.69	2.50	2.04	0.11	0.14	5.41	99.76	66	74	48	71
14	玛 001	P <sub>3</sub> w	灰黑色泥岩	58.04	14.76	0.75	2.66	3.57	4.36	2.98	2.80	1.29	0.12	0.17	8.35	99.85	54	60	53	55
15	玛 6	T <sub>2</sub> k	灰色泥岩	63.93	15.89	0.76	3.76	2.22	1.14	2.10	3.25	1.95	0.11	0.05	4.67	99.83	66	75	51	71
16	玛 604	T <sub>1</sub> b <sup>2</sup>	紫红色泥岩	60.39	21.10	0.96	3.57	1.66	0.46	1.07	4.13	0.91	0.05	0.02	5.49	99.81	78	90	42	88
17	玛 604	T <sub>1</sub> b <sup>2</sup>	紫红色泥岩	58.60	20.72	0.98	5.28	1.50	0.55	1.50	5.26	0.47	0.09	0.02	4.82	99.81	76	92	46	90
18	玛 604	T <sub>1</sub> b <sup>1</sup>	紫红色泥岩	60.83	18.64	0.89	6.12	1.95	0.71	1.06	4.21	0.80	0.08	0.06	4.46	99.82	75	88	42	85
19	玛 604	T <sub>1</sub> b <sup>1</sup>	紫红色泥岩	63.98	16.94	0.84	5.92	0.86	0.82	1.67	3.64	0.75	0.07	0.09	4.21	99.80	74	87	40	84
20	玛 6	P <sub>3</sub> w	灰黑色泥岩	63.20	17.16	0.78	2.66	1.75	1.47	2.11	3.49	1.91	0.12	0.14	5.00	99.80	66	76	53	71
21	玛 6	P <sub>3</sub> w	灰黑色泥岩	63.76	15.81	0.71	3.34	2.68	1.30	2.24	3.07	1.90	0.14	0.12	4.74	99.81	66	75	50	70
22	玛 152	T <sub>2</sub> k	灰色泥岩	63.89	18.25	0.96	2.90	2.75	0.38	1.09	2.75	1.44	0.05	0.07	5.31	99.85	77	86	38	84
23	玛 152	T <sub>2</sub> k	灰色泥岩	57.79	20.00	0.89	2.17	3.22	0.38	1.11	2.91	1.14	0.07	0.04	10.14	99.84	79	89	36	87
24	玛 134	T <sub>1</sub> b <sup>2</sup>	紫红色泥岩	57.25	19.52	0.99	8.05	1.22	0.95	1.22	3.61	1.73	0.09	0.25	4.99	99.85	72	83	48	80
25	玛 134	T <sub>1</sub> b <sup>2</sup>	紫红色泥岩	60.36	19.06	0.97	7.63	0.82	0.64	0.93	3.10	1.63	0.06	0.03	4.63	99.86	74	83	43	81
26	玛 004	T <sub>1</sub> b <sup>1</sup>	紫红色泥岩	63.50	15.41	0.75	6.97	1.02	1.03	2.02	3.97	0.64	0.08	0.14	4.33	99.85	73	88	41	84
27	玛 004	P <sub>3</sub> w	灰黑色泥岩	52.75	13.23	0.64	2.63	2.79	9.26	2.48	2.32	1.18	0.12	0.24	12.28	99.92	68	77	38	73



表 2 常用化学风化指标及其计算公式

Table 2 Various chemical weathering indices and their computational formulas

风化指标及简称	计算公式	资料来源
Parker 风化指数 WIP	$WIP=100 \times [(2Na_2O/0.35) + (MgO/0.9) + (2K_2O/0.25) + (CaO^*/0.7)]$	Parker, 1970
化学蚀变指数 CIA	$CIA=100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)]$	Nesbitt and Young, 1982
化学风化指数 CIW	$CIW=100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O)]$	Harnois, 1988
斜长石蚀变指数 PIA	$PIA=100 \times [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)]$	Fedo <i>et al.</i> , 1995

注:各元素含量均指摩尔分数,  $CaO^*$  指硅酸盐中的  $CaO$ , 即全岩中的  $CaO$  扣除化学沉积的  $CaO$  的摩尔分数, 采用公式  $(CaO^* = CaO - 10/3 \times P_2O_5)$  计算, 比较校正后的  $CaO$  与  $Na_2O$  的摩尔分数大小, 摩尔分数值小的作为  $CaO^*$  的摩尔分数 (McLennan, 1993)。

的氧化还原状态稍有差异, 反映在地球化学成分上可能只是变价元素 (如 Fe 元素) 的含量有所差异, 但是上述这些元素并未用于计算本文的化学风化指标, 因此, 对本文的结果并无影响; (2) 准同生阶段, 泥岩可能与水体有物质交换, 但是本地区沉积速率非常快, 砾岩等沉积厚度巨大, 迅速覆盖泥岩, 因而对泥岩成分的影响并不大。所有样品的分析测试均在河北省任丘市杰创石油科技有限公司完成, 全岩主量元素采用 X-Series2 等离子体质谱仪、ICAP6300 型等离子体光谱仪等测量完成。

化学风化指标是根据全岩主量元素计算, 可以用来反映化学风化作用的强度, 根据选用的主量元素的差异, 可以建立多种类型的化学风化指标, 如 CIA, CIW (Chemical Index of Weathering), WIP (Weathering Index of Parker) 和 PIA (Plagioclase Index of Alteration) 等 (表 1, 表 2)。在这些指标中, 以化学蚀变指数 (CIA) 的应用最为广泛 (Nesbitt and Young, 1982), 其可以用于判断源区的化学风化强度, 也被用于对当时古气候环境的判别 (Nesbitt and Young, 1982; Young and Nesbitt, 1999)。细碎屑岩在成岩过程中可能会受到钾交代作用的影响, 包括高岭石的伊利石化、斜长石向高岭石的转化等, 源岩的化学成分会发生改变。CIW 指标考虑到这一点, 在 CIA 的基础上扣除了钾含量变化的影响 (Harnois, 1988)。但是该指标在处理富钾长石的岩石时, 数值会偏高 (Fedo *et al.*, 1995), 这样就产生了 CIW 的替代指标 PIA, 其与 CIA 的一致性较好 (Fedo *et al.*, 1995)。此外, WIP 仅包括碱性和碱土金属元素, 适用范围较窄 (Parker, 1970)。在这些指标中, CIA, CIW 和 PIA 的数值为 50~100, 随着化学风化作用的进行, 数值趋向于 100, 而新鲜岩石的 WIP 值大于 100, 风化后趋向于 0, 数值变化趋势正好相反。这 4 个指标数值的高低可以反映不同的古气候条件, 当气候炎热潮湿时, 化学风化作用强烈, 碱性元素 (Na, K) 和碱土金属元素 (Ca, Mg) 非常容易迁移, 不容易沉淀进入沉积物中, 而 Al 元素则

不易迁移, 使得 CIA、CIW 和 PIA 的数值趋近于 100, WIP 值趋近于 0; 当气候寒冷干燥时, 化学风化作用非常弱, 各元素的迁移能力下降, 大量沉淀进入沉积物中, 使得 CIA、CIW 和 PIA 的数值趋近于 50, 而 WIP 值趋近于 100。为了克服单一指标可能存在的偏差, 本文同时采用了上述 4 个指标, 以清晰地反映化学风化作用强度的变化。

碎屑岩在成岩过程中如果受到钾交代作用的影响, 计算出的化学风化指标会出现误差, 不能反映真实的化学风化程度。A-CN-K 三角图解与 CIA 指数具有良好的一致性, 样品的落点可以反映 CIA 指数的高低。化学风化作用的最终结果是产生高岭石、三水铝矿、绿泥石等粘土矿物, 也即化学组分趋向于 A-CN-K 三角图解中的 A 角, 据此可以预测出样品点的风化趋势线。当没有明显的钾交代作用时, 预测的风化趋势线与 A-CN 这条边平行; 反之, 如果有显著的钾交代作用时, 样品点的风化趋势线会向右偏离, 不再平行于 A-CN 边。预测的风化趋势线与斜长石 (Pl) - 钾长石 (Ksp) 线相交的点, 即代表了源岩的斜长石与钾长石的比例, 借此可以推测源岩的岩性 (Nesbitt and Young, 1984; Fedo *et al.*, 1995; Yang *et al.*, 2016)。

根据图 2 左图的样品点分布可以预测风化趋势线近似平行于 A-CN 边, 但是下三叠统百口泉组的样品点较为分散, 可能存在一定程度的钾交代作用 (图 2)。Panahi *et al.* (2000) 提出一个公式, 可以对样品的  $K_2O$  含量进行校正, 通过扣除成岩过程中加入的  $K_2O$  含量, 恢复原始的  $K_2O$  含量, 再来计算 CIA 指数, 其原始公式如下:

$$x(K_2O^*) = \{m \times [x(Al_2O_3)] + m \times [x(CaO^*) + x(Na_2O)]\} / (1 - m),$$

其中  $m = x(K_2O) / [x(Al_2O_3) + x(CaO^*) + x(Na_2O) + x(K_2O)]$ 。但是经过检验后, 发现该公式存在书写错误, 在检测了表 5 (Panahi *et al.*, 2000) 的数据后, 本文对该公式进行了如下修正:

$$x(K_2O^*) = m \times [x(Al_2O_3)] + m / (1 - m) \times$$

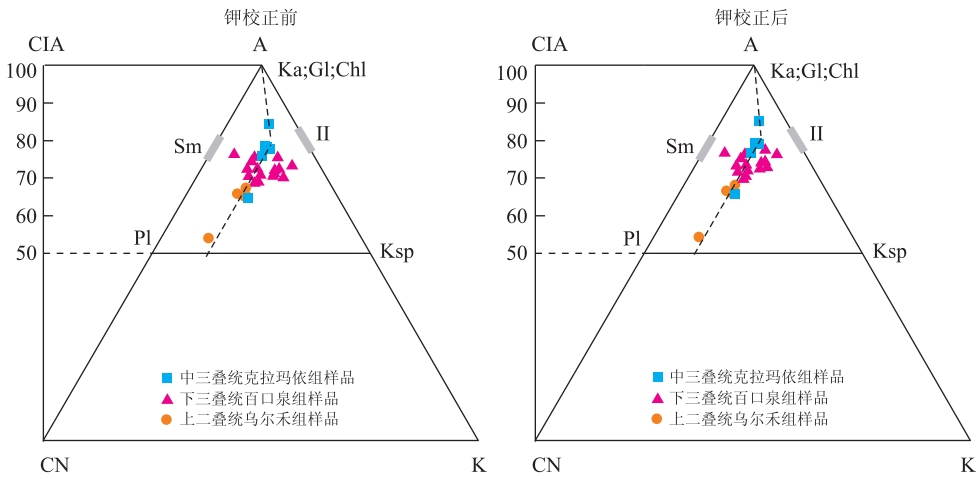


图 2 准噶尔盆地玛湖凹陷泥岩样品经钾校正前后 A-CN-K 图解

Fig.2 The A-CN-K ternary diagram for the Upper Permian to the Middle Triassic samples from Mahu sag, Junggar basin  
A. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; CN. CaO+Na<sub>2</sub>O; K. K<sub>2</sub>O; Pl. 斜长石; Ksp. 钾长石; Sm. 蒙脱石; Il. 伊利石; Ka. 高岭石; Gi. 三水铝矿; Chl. 绿泥石; 虚线代表预测的风化趋势线

$$[x(\text{CaO}^*) + x(\text{Na}_2\text{O})],$$

其中  $m = x(\text{K}_2\text{O}) / [x(\text{Al}_2\text{O}_3) + x(\text{CaO}^*) + x(\text{Na}_2\text{O}) + x(\text{K}_2\text{O})]$ . 采用该公式对所有样品进行 K<sub>2</sub>O 含量校正后, 可发现多数样品在 A-CN-K 图解中的落点并无较大变化, 仅下三叠统百口泉组样品点变得更为紧密, 可以判断这些样品基本未受到钾交代等成岩作用的影响(图 2). 本文采用校正后的 K<sub>2</sub>O 含量计算 CIA 指数、WIP 指数等化学风化指标(表 1, 表 2).

### 3 结果

#### 3.1 地球化学特征

岩石地球化学测试结果(表 1)显示, 准噶尔盆地玛湖凹陷上二叠统乌尔禾组至中三叠统克拉玛依组泥岩样品的 SiO<sub>2</sub> 含量为 51.89%~64.53%, 平均值为 60.09%, 各组之间含量差别不大; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 13.23%~22.10%, 其中乌尔禾组样品的平均值较低(15.25%), 而百口泉组和克拉玛依组样品的平均值较高, 分别为 18.79%和 19.47%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 1.82%~9.72%, 百口泉组样品的平均值(6.19%)显著高于乌尔禾组(平均值为 2.63%)和克拉玛依组(平均值为 3.17%), 与之对应的是, 百口泉组样品 FeO 含量(1.51%)显著低于乌尔禾组和克拉玛依组的平均值(分别为 2.91%和 3.73%); 乌尔禾组样品的 CaO 含量最高, 平均值可达 3.52%, 而百口泉组和克拉玛依组对应值为 0.71%和 0.54%, MgO 和 Na<sub>2</sub>O 含量表现出与 CaO 含量一样的变化趋势; 乌

尔禾组样品的 K<sub>2</sub>O 含量(2.84%)与克拉玛依组(2.90%)相当, 明显低于百口泉组的平均值(3.43%); 乌尔禾组样品的 TiO<sub>2</sub> 含量平均值为 0.72%, 低于百口泉组的 0.95%和克拉玛依组的 0.90%; 百口泉组样品的 MnO 含量(0.09%)稍低于乌尔禾组(0.12%)和克拉玛依组(0.11%).

#### 3.2 化学风化指标

从现代不同气候下沉积物和常见矿物的 CIA 值分布范围来看, 可总结出如下规律: 当 CIA 指数在 50 与 65 之间时, 反映寒冷、干燥气候条件下的低等化学风化作用; 当 CIA 指数在 65 与 85 之间时, 反映温暖、湿润气候条件下的中等化学风化作用; 当 CIA 指数在 85 以上时反映炎热、潮湿气候条件下的强烈化学风化作用(Nesbitt and Young, 1982; 冯连君等, 2003). 上二叠统乌尔禾组样品的 CIA 值最小值为 54, 最大值为 68, 平均值为 64, 指示较强的低等化学风化作用. 下三叠统百口泉组一段的 CIA 值明显升高, 最小值为 71, 最大值为 75, 平均值为 73, 这指示温暖、湿润气候条件下的中等化学风化作用; 下三叠统百口泉组二段和三段的 CIA 值则保持稳定, 平均值分别为 75 和 73. 中三叠统克拉玛依组的 CIA 值介于 66 与 85 之间, 平均值为 77, 仍然指示温暖、湿润的气候条件和中等程度的化学风化作用(图 3). CIA 指数的中间值表现出与平均值一致的变化趋势(图 3).

WIP 表现出与 CIA 一致的变化趋势, 乌尔禾组的 WIP 平均值为 49, 百口泉组一段、二段和三段的 WIP 值有所减小, 分别为 44、44 和 43, 而克拉玛依组的 WIP 值则迅速降到了 38, 同样反映化学风化

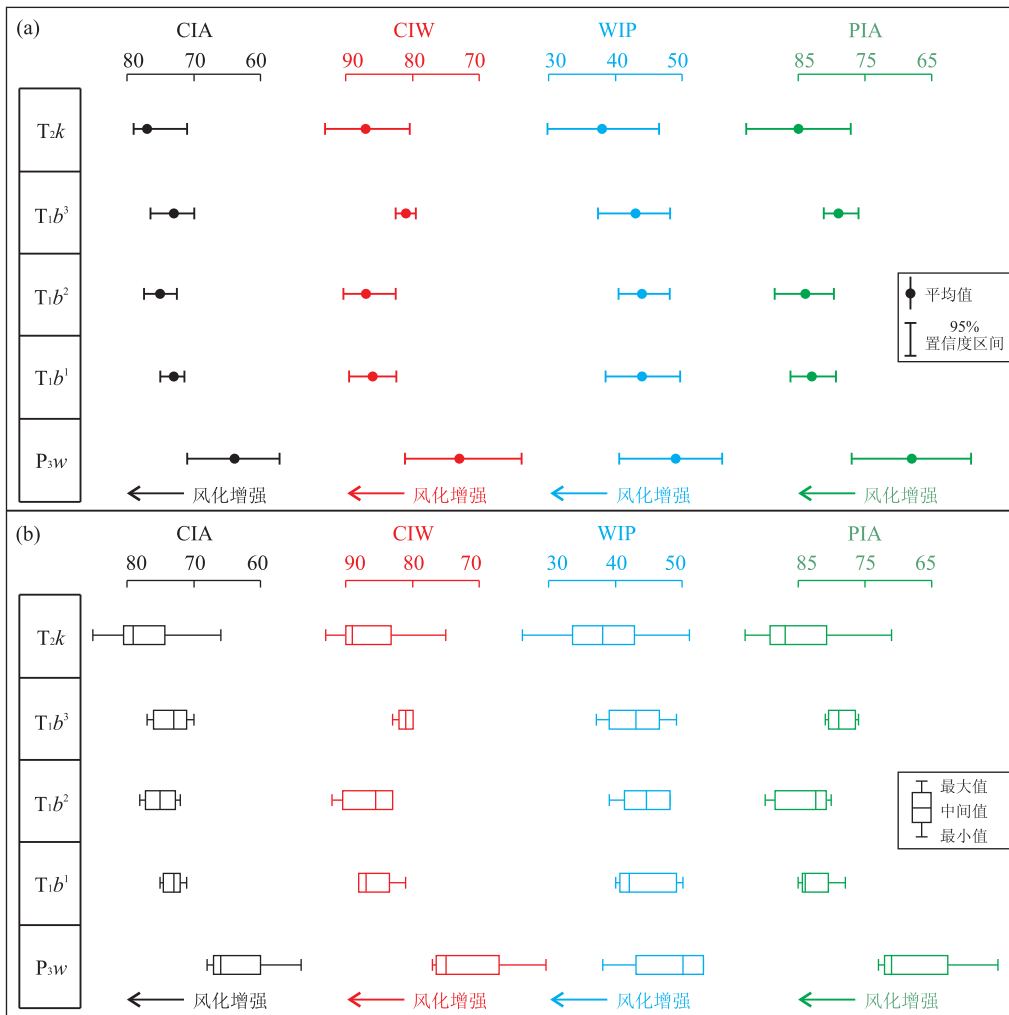


图 3 玛湖凹陷上二叠统至中三叠统样品化学风化指标

Fig.3 Various chemical weathering indices of samples from the Upper Permian to the Middle Triassic in Mahu sag

a.平均值的变化;b.最大值、最小值和中间值的变化

作用自晚二叠世以来不断增强,CIW 和 PIA 同样指示化学风化作用增强,但是在百口泉组三段稍降低,至克拉玛依组又迅速升高,这指示化学风化作用在百口泉组三段有一个降低的过程(图 3).这些指标的中间值表现出与平均值一致的变化趋势(图 3).

### 3.3 物源岩性

由 A-CN-K 图解可以预测化学风化趋势线,该风化趋势线与斜长石-钾长石线相交,相交的点即代表源岩的斜长石与钾长石的比例,可以预测源岩中斜长石比钾长石含量高,可达 3 倍左右(图 2).  $Al_2O_3/TiO_2$  值也可用于物源岩性的判别,当  $Al_2O_3/TiO_2$  值小于 14 时指示物源为镁铁质火山岩,当比值为 18~26 时指示物源为长英质火山岩(Girty *et al.*, 1996).玛湖凹陷所有样品的  $Al_2O_3/TiO_2$  比值多数大于 18,而小于 26,仅 1 个样品的比值小于 18,这指示这些样品的物源岩性为长英质火

山岩(图 4).Zr-TiO<sub>2</sub> 图解在判断物源岩性方面也运用较为广泛(Hayashi *et al.*, 1997),同样指示玛湖凹陷泥岩样品的物源主体为长英质火山岩,少数属于中性火山岩(图 4).

### 3.4 源岩构造背景

Bhatia(1983)提出可以用砂岩的地球化学组成判断构造背景(图 5),并总结了一系列的图解来识别大洋岛弧、大陆岛弧、活动大陆边缘和被动大陆边缘等不同的构造环境.虽然对其方法仍有质疑(Armstrong-Altrin and Verma, 2005),仍旧得到了广泛的运用(高丹等,2016;宋立军等,2016).同样,碎屑岩的微量元素组成也可用于判断不同的构造环境(Bhatia and Crook, 1986).本文采用  $TiO_2-(Fe_2O_3^T+MgO)$ 、 $K_2O/Na_2O-(Fe_2O_3^T+MgO)$  等主量元素图解和 Th-Co-Zr/10 三角图解、Th-Sc-Zr/10 三角图解以综合判断构造环境.各图解均显示玛

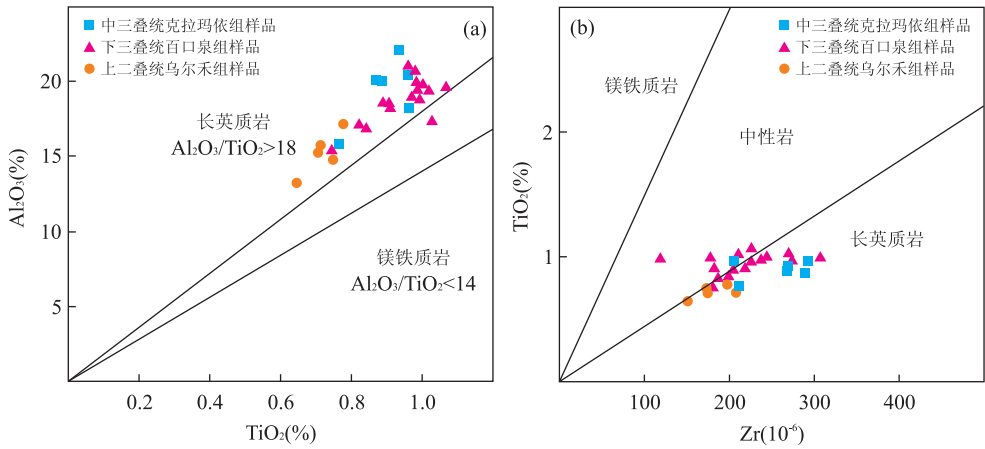


图 4 物源判断图解

Fig.4 The discrimination diagram of provenance

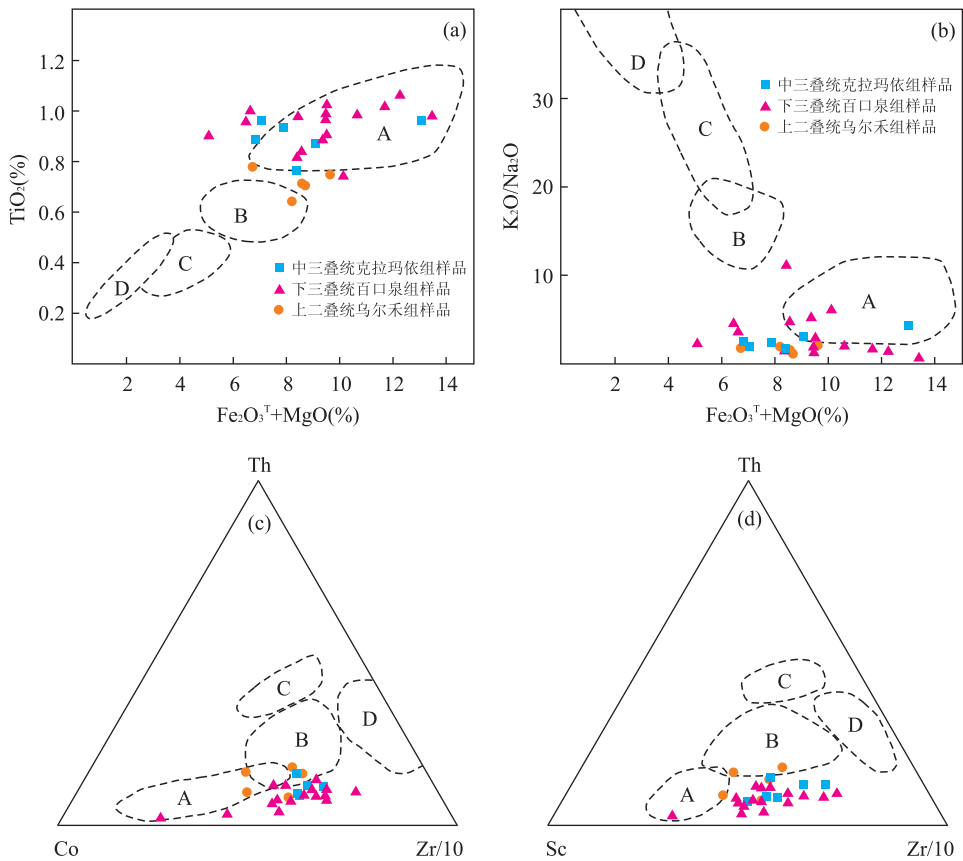


图 5 源岩构造背景判断图解

Fig.5 The discrimination diagrams of tectonic setting

A. 大洋岛弧; B. 大陆岛弧; C. 活动大陆边缘; D. 被动大陆边缘

湖凹陷泥岩样品源岩形成时的构造背景可能为大洋岛弧环境,这与准噶尔盆地西北缘存在一系列的石炭纪至早二叠世时期的大洋岛弧带的现象是一致的。

## 4 讨论

### 4.1 陆相二叠纪—三叠纪化学风化作用及古气候变化

目前,对二叠纪—三叠纪之交陆相风化作用的较为可靠证据来自于海相锶同位素的研究(Korte



*et al.*, 2003; Huang *et al.*, 2008; Sedlacek *et al.*, 2014; Song *et al.*, 2015). 海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值主要受到陆源河流注入和洋中脊处海底热液循环控制, 其中陆源河流注入更富集 $^{87}\text{Sr}$ , 而热液循环则更富集 $^{86}\text{Sr}$  (Palmer and Edmond, 1989). 相关研究表明, 早三叠世海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值明显高于晚二叠世, 且在二叠纪—三叠纪界线处迅速增加 (Sedlacek *et al.*, 2014; Song *et al.*, 2015). 磷酸盐壳质的牙形石更能够反映真实的海水化学组成, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值变化曲线可以代表海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值变化, 因而更能较准确地揭示陆相风化作用的变化. 早三叠世牙形石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值明显高于晚二叠世水平, 其可能是陆源输入增加或者地幔注入降低的结果 (Song *et al.*, 2015).  $F_R/F_M$  值代表陆源河流输入的锶与地幔注入的锶的比值, 充分反映了陆相风化作用的强度, 二叠纪—三叠纪界线处的值可达到晚二叠世时的 2.8 倍以上, 早三叠世时的平均值也是晚二叠世时的 1.9 倍, 这指示陆地风化作用在大灭绝后迅速增加, 早三叠世仍维持较高的水平, 直到早三叠世晚期才开始下降 (Song *et al.*, 2015).

本研究中, 玛湖凹陷的 CIA、CIW、WIP 和 PIA 等多项化学风化指标在二叠纪—三叠纪之交发生了显著的变化, 晚二叠世时为低等程度的化学风化作用, 而早三叠世时则转变为中等程度的化学风化作用. 整个早三叠世的化学风化作用基本保持稳定, 在早三叠世晚期稍有下降, 至中三叠世时又稍增加, 可能稍强于早三叠世的水平. 总体来说, 玛湖凹陷的化

学风化作用表现出与海相锶同位素曲线指示的陆相风化作用较为一致的趋势, 但是中三叠世时期可能发生更多的代表地区性的事件.

二叠纪—三叠纪之交陆相古气候发生了显著的改变 (图 6), 地球上温室气体含量急剧增加, 大气温度也急剧上升, 表层海水温度、古土壤等多方面的证据表明当时陆地上遭受强烈的温室效应 (Retallack *et al.*, 2011; Benton and Newell, 2014), 气候长期干旱, 温暖潮湿的气候则间歇性短期爆发 (Benton and Newell, 2014). 但总体来看, 早三叠世陆相古气候研究还很薄弱, 温室效应对不同纬度地区、不同海拔地区的气候的影响可能是不同的, 如地处高纬地区的悉尼盆地, 其古土壤研究指示年均降雨量仍然很高, 气候并不干旱 (Retallack *et al.*, 2011). 这也指示联合大陆上可能存在气候分带现象, 靠海地区并不总是干旱的, 可能存在强烈的季风气候 (Kutzbach and Gallimore, 1989; Kiehl and Shields, 2005). 从化学风化指标的角度来看, CIA 值与温度、纬度、降雨量等有关, 根据对现代不同类型的岩石、矿物的 CIA 值进行总结, 可以发现当 CIA 值为 65~85 时, 反映温暖、湿润条件下中等的化学风化程度. 本研究中, 百口泉组和克拉玛依组的化学风化作用较强, CIA 值均为 70~80, 反映了温暖、湿润的气候条件. 这与对早三叠世干热气候的普遍认识有所不同, 可能是受到了季风性气候盛行的影响, 在某些季节气候温凉, 降雨量增加.

#### 4.2 陆相早三叠世化学风化作用增强的原因

新疆玛湖凹陷早三叠世的化学风化作用显著增

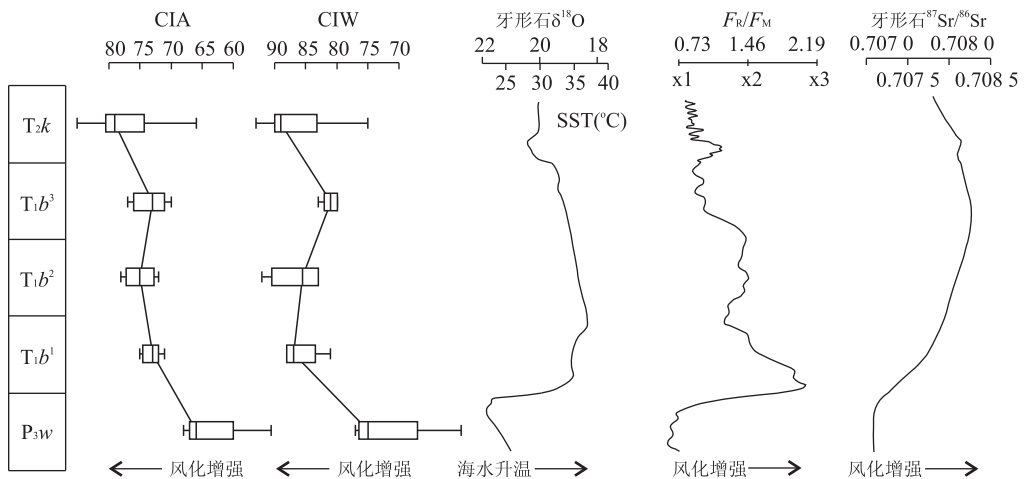


图 6 玛湖凹陷晚二叠世至中三叠世化学风化作用与全球表层海水温度、锶同位素曲线对比

Fig.6 Comparison of the chemical weathering of Mahu sag with global sea surface temperatures and Strontium isotope curves from the Late Permian to the Middle Triassic

SST. 表层海水温度; 牙形石  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $F_R/F_M$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  曲线引自 Song *et al.* (2015)

加,原因可能在于全球变暖、陆地植被破坏、季节性降雨的增加等综合因素。根据牙形石氧同位素恢复的表层海水温度变化(Joachimski *et al.*, 2012; Sun *et al.*, 2012)可以给我们判断陆地温度变化提供参考。晚二叠世时,表层海水平均温度大约为 20~25 °C,直到晚二叠世末生物大灭绝时期,海水温度突然升高 8 °C,达到 30 °C 以上,整个早三叠世的表层海水温度虽然发生多次波动,但总体上均处于 32 °C 以上,甚至可达到 40 °C 以上(Joachimski *et al.*, 2012; Sun *et al.*, 2012)。该时期陆地上的温度变化可能更为复杂,但毋庸置疑,当时地球的确遭受了严重的温室效应(Retallack *et al.*, 2011)。室内实验和野外研究均表明,化学风化作用与温度变化联系紧密,温度升高可以增加矿物溶蚀速率,进而增加化学风化作用(Kump *et al.*, 2000)。此外,化学风化作用需要水分的参与,因而早三叠世化学风化作用的增强,可能与当时季节性的降雨量增加有关。陆地植被在晚二叠世末期遭受了大规模灭绝,早三叠世以矮小的蕨类和石松类植物为主,属种较为单调(Retallack, 1995; Yu *et al.*, 2015)。陆相植被的破坏使得准噶尔盆地的物源输入增加,碎屑物粒度变粗,沉积物厚度巨大,最终导致了大规模扇三角洲沉积体系的形成。

## 5 结论

(1)晚二叠世的 CIA 指数平均值为 64,指示较低等程度的化学风化作用,早三叠世的 CIA 指数平均值为 74,指示中等程度的化学风化作用和季节性的温暖湿润的古气候条件。

(2)多种化学风化指标均指示自晚二叠世至早三叠世化学风化作用强度显著增强,至早三叠世晚期稍下降,中三叠世时又有所增加。

(3)玛湖凹陷早三叠世化学风化作用增强的原因可能在于全球变暖、植被破坏以及季节性降雨的增加等。

(4)玛湖凹陷自上二叠统乌尔禾组至中三叠统克拉玛依组泥岩样品的物源岩性多为长英质火成岩,源岩形成时的构造背景可能为大洋岛弧环境。

## References

Armstrong-Altrin, J. S., Verma, S. P., 2005. Critical Evaluation of Six Tectonic Setting Discrimination Diagrams Using Geochemical Data of Neogene Sediments from

- Known Tectonic Settings. *Sedimentary Geology*, 177 (1-2): 115-129. doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.02.004
- Benton, M. J., Newell, A. J., 2014. Impacts of Global Warming on Permo-Triassic Terrestrial Ecosystems. *Gondwana Research*, 25(4): 1308-1337. doi: 10.1016/j.gr.2012.12.010
- Benton, M. J., Tverdokhlebov, V. P., Surkov, M. V., 2004. Ecosystem Remodelling among Vertebrates at the Permian-Triassic Boundary in Russia. *Nature*, 432: 97-100. doi: 10.1038/nature02950
- Bhatia, M. R., 1983. Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. *Journal of Geology*, 91(6): 611-627. doi: 10.1086/628922
- Bhatia, M. R., Crook, K. A. W., 1986. Trace Element Characteristics of Graywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2): 181-193. doi: 10.1007/BF00375292
- Brayard, A., Escarguel, G., Bucher, H., et al., 2009. Good Genes and Good Luck: Ammonoid Diversity and the End-Permian Mass Extinction. *Science*, 325(5944): 1118-1121. doi: 10.1126/science.1174638
- Chen, B., Jahn, B. M., 2004. Genesis of Post-Collisional Granitoids and Basement Nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr Isotope and Trace Element Evidence. *Journal of Asian Earth Science*, 23(5): 691-703. doi: 10.1016/S1367-9120(03)00118-4
- Chen, J., Tong, J. N., Song, H. J., et al., 2015. Recovery Pattern of Brachiopods after the Permian-Triassic Crisis in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 433: 91-105. doi: 10.1016/j.palaeo.2015.05.020
- Chen, Z. Q., Benton, M. J., 2012. The Timing and Pattern of Biotic Recovery Following the End-Permian Mass Extinction. *Nature Geoscience*, 5: 375-383. doi: 10.1038/ngeo1475
- Chu, D. L., Tong, J. N., Song, H. J., et al., 2015. Lilliput Effect in Freshwater Ostracods during the Permian-Triassic Extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 435: 38-52. doi: 10.1016/j.palaeo.2015.06.003
- Chu, D. L., Yu, J. X., Tong, J. N., et al., 2016. Biostratigraphic Correlation and Mass Extinction during the Permian-Triassic Transition in Terrestrial-Marine Siliciclastic Settings of South China. *Global and Planetary Change*, 146: 67-88. doi: 10.1016/j.gloplacha.2016.09.009
- Cullers, R. L., 2000. The Geochemistry of Shales, Siltstones and Sandstones of Pennsylvanian-Permian Age, Colorado, USA: Implications for Provenance and Metamor-

- phic Studies, *Lithos*, 51 (3): 181 – 203. doi: 10.1016/S0024-4937(99)00063-8
- Cullers, R. L., Podkovyrov, V. M., 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda Shales in Southeastern Yakutia, Russia: Implications for Mineralogical and Provenance Control, and Recycling. *Precambrian Research*, 104(1–2): 77–93. doi: 10.1016/S0301-9268(00)00090-5
- Cullers, R. L., Podkovyrov, V. M., 2002. The Source and Origin of Terrigenous Sedimentary Rocks in the Mesoproterozoic Ui Group, Southeastern Russia. *Precambrian Research*, 117(3–4): 157–183. doi: 10.1016/S0301-9268(02)00079-7
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1995. Unraveling the Effects of Potassium Metasomatism in Sedimentary Rocks and Paleosols, with Implications for Paleoweathering Conditions and Provenance. *Geology*, 23 (10): 921–924. doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2
- Feng, L. J., Chu, X. L., Zhang, Q. R., et al., 2003. CIA (Chemical Index of Alteration) and Its Applications in the Neoproterozoic Clastic Rocks. *Earth Science Frontiers*, 10(4): 539–544 (in Chinese with English abstract).
- Gao, D., Cheng, R. H., Shen, Y. J., et al., 2016. Southwestern Provenance-Sedimentary System and Provenance Tectonic Setting of Eastern Sag in the North Yellow Sea Basin. *Earth Science*, 41 (7): 1171–1187 (in Chinese with English abstract).
- Girty, G. H., Ridge, D. L., Knaack, C., et al., 1996. Provenance and Depositional Setting of Paleozoic Chert and Argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 107–118. doi: 10.1306/D42682CA-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Gong, Q. S., Huang, G. P., Ni, G. H., et al., 2010. Characteristics of Alluvial Fan in Baikouquan Formation of Wuerhe Oil Field in Junggar Basin and Petroleum Prospecting Significance. *Acta Sedimentologica Sinica*, 28 (6): 1135–1144 (in Chinese with English abstract).
- Gong, Y. M., Zong, R. W., 2015. Paleozoic Stratigraphy Regionalization and Paleogeographic Evolution in Western Junggar, Northwestern China. *Earth Science*, 40 (3): 461–484 (in Chinese with English abstract).
- Grasby, S. E., Beauchamp, B., Embry, A., et al., 2013. Recurrent Early Triassic Ocean Anoxia. *Geology*, 41 (2): 175–178. doi: 10.1130/G33599.1
- Grauvogel-Stamm, L., Ash, S. R., 2005. Recovery of the Triassic Land Flora from the End-Permian Life Crisis. *Comptes Rendus Palevol*, 4 (6–7): 593–608. doi: 10.1016/j.crpv.2005.07.002
- Hallam, A., Wignall, P. B., 1997. Mass Extinctions and Their Aftermath. Oxford University Press, New York, 320.
- Han, B. F., Ji, J. Q., Song, B., et al., 2006. Late Paleozoic Vertical Growth of Continental Crust around the Junggar Basin, Xinjiang, China (Part I): Timing of Post-Collisional Plutonism. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1077–1086 (in Chinese with English abstract).
- Harnois, L., 1988. The CIW Index: A New Chemical Index of Weathering. *Sedimentary Geology*, 55 (3–4): 319–322. doi: 10.1016/0037-0738(88)90137-6
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H. D., et al., 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga Sedimentary Rocks from Northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (19): 4115–5137. doi: 10.1016/S0016-7037(97)00214-7
- Huang, S., Qing, H. R., Huang, P., et al., 2008. Evolution of Strontium Isotope Composition of Seawater from Late Permian to Early Triassic Based on Study of Marine Carbonates, Zhongliangshan Mountain, Chongqing. *Science China, Series D*, 51: 528–539. doi: 10.1007/s11430-008-0034-3
- Huang, Y. F., Tong, J. N., Fraiser, M. L., et al., 2014. Extinction Patterns among Bivalves in South China during the Permian-Triassic Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 399: 78–88. doi: 10.1016/j.palaeo.2014.01.030
- Huang, Y. F., Tong, J. N., Xiang, Y., et al., 2015. The Extinction and Delayed Recovery of Bivalves during the Permian-Triassic Crisis. *Earth Science*, 40(2): 334–345 (in Chinese with English abstract).
- Joachimski, M. M., Lai, X., Shen, S., et al., 2012. Climate Warming in the Latest Permian and the Permian-Triassic Mass Extinction. *Geology*, 40 (3): 195–198. doi: 10.1130/G32707.1
- Kiehl, J. T., Shields, C. A., 2005. Climate Simulation of the Latest Permian: Implications for Mass Extinction. *Geology*, 33(9): 757–760. doi: 10.1130/G21654.1
- Korte, C., Kozur, H. W., Brukschen, P., et al., 2003. Strontium Isotope Evolution of Late Permian and Triassic Seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(1): 47–62. doi: 10.1016/S0016-7037(02)01035-9
- Kump, L. R., Brantley, S. L., Arthur, M. A., 2000. Chemical Weathering, Atmospheric CO<sub>2</sub>, and Climate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 611–667. doi: 10.1146/annurev.earth.28.1.611
- Kutzbach, J. E., Gallimore, R. G., 1989. Pangaeon Climates: Megamonsoons of the Megacontinent. *Journal of Geo-*

- physical Research*, 94 (D3): 3341 — 3357. doi: 10.1029/JD094iD03p03341
- Liu, B., Xu, B., Meng, X. Y., et al., 2007. Study on the Chemical Index of Alteration of Neoproterozoic Strata in the Tarim Plate and Its Implications. *Acta Petrologica Sinica*, 23(7): 1664—1670 (in Chinese with English abstract).
- Looy, C. V., Brugman, W. A., Dilcher, D. L., et al., 1999. The Delayed Resurgence of Equatorial Forests after the Permian-Triassic Ecologic Crisis. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 96 (24): 13857—13862. doi: 10.1073/pnas.96.24.13857
- Lupker, M., France-Lanord, C., Galy, V., et al., 2013. Increasing Chemical Weathering in the Himalayan System since the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 365: 243 — 252. doi: 10.1016/j.epsl.2013.01.038
- Ma, Y. P., Huang, L. J., Teng, T. Y., et al., 2015. Study on the High-Resolution Sequence Stratigraphy of Triassic Baikouquan Formation in the Slope Zone of Mahu Depression in the Junggar Basin. *Natural Gas Geoscience*, 26 (Suppl. 1): 33—40 (in Chinese with English abstract).
- McLennan, S. M., 1993. Weathering and Global Denudation. *The Journal of Geology*, 101 (2): 295 — 303. doi: 10.1086/648222
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1982. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature*, 299: 715 — 717. doi: 10.1038/299715a0
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1984. Prediction of Some Weathering Trends of Plutonic and Volcanic Rocks Based on Thermodynamic and Kinetic Considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7): 1523—1534. doi: 10.1016/0016—7037(84)90408—3
- Nützel, A., 2005. Recovery of Gastropods in the Early Triassic. *Comptes Rendus Palevol*, 4(6—7): 501—515. doi: 10.1016/j.crpv.2005.02.007
- Orchard, M. J., 2007. Conodont Diversity and Evolution through the Latest Permian and Early Triassic Upheavals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252 (1—2): 93—117. doi: 10.1016/j.palaeo.2006.11.037
- Palmer, M. R., Edmond, J. M., 1989. The Strontium Isotope Budget of the Modern Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1): 11 — 26. doi: 10.1016/0012—821X(89)90017—4
- Panahi, A., Young, G. M., Rainbird, R. H., 2000. Behavior of Major and Trace Elements (Including REE) during Paleoproterozoic Pedogenesis and Diagenetic Alteration of an Archean Granite near Ville Marie, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64 (13): 2199 — 2220. doi: 10.1016/S0016—7037(99)00420—2
- Parker, A., 1970. An Index of Weathering for Silicate Rocks. *Geological Magazine*, 107(6): 501 — 504. doi: 10.1017/S0016756800058581
- Payne, J. L., Lehrmann, D. J., Wei, J. Y., et al., 2004. Large Perturbations of the Carbon Cycle during Recovery from the End-Permian Extinction. *Science*, 305(5683): 506—509. doi: 10.1126/science.1097023
- Retallack, G. J., 1995. Permian-Triassic Life Crisis on Land. *Science*, 267: 77—80. doi: 10.1126/science.267.5194.77
- Retallack, G. J., Sheldon, N. D., Carr, P. F., et al., 2011. Multiple Early Triassic Greenhouse Crises Impeded Recovery from Late Permian Mass Extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308 (1—2): 233 — 251. doi: 10.1016/j.palaeo.2010.09.022
- Retallack, G. J., Veevers, J. J., Morante, R., 1996. Global Coal Gap between Permian-Triassic Extinction and Middle Triassic Recovery of Peat-Forming Plants. *Geological Society of America Bulletin*, 108(2): 195—207. doi: 10.1130/0016—7606(1996)108<0195:GCGBPT>2.3.CO;2
- Roscher, M., Stordal, F., Svensen, H., 2011. The Effect of Global Warming and Global Cooling on the Distribution of the Latest Permian Climate Zones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309 (3—4): 186—200. doi: 10.1016/j.palaeo.2011.05.042
- Sedlacek, A. R., Saltzman, M. R., Algeo, T. J., et al., 2014. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr Stratigraphy from the Early Triassic of Zal, Iran; Linking Temperature to Weathering Rates and the Tempo of Ecosystem Recovery. *Geology*, 42(9): 779—782. doi: 10.1130/G35545.1
- Sepkoski, J. J., 1981. A Factor Analytic Description of the Phanerozoic Marine Fossil Record. *Paleobiology*, 7(1): 36—53.
- Sheldon, N. D., 2006. Abrupt Chemical Weathering Increase across the Permian-Triassic Boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231 (3—4): 315—321. doi: 10.1016/j.palaeo.2005.09.001
- Shen, S. Z., Crowley, J. L., Wang, Y., et al., 2011. Calibrating the End-Permian Mass Extinction. *Science*, 334: 1367—1372. doi: 10.1126/science.1213454
- Song, H. J., Tong, J. N., 2016. Mass Extinction and Survival during the Permian-Triassic Crisis. *Earth Science*, 41 (6): 901—918 (in Chinese with English abstract).
- Song, H. J., Wignall, P. B., Chen, Z. Q., et al., 2011. Recovery Tempo and Pattern of Marine Ecosystems after the End-Permian Mass Extinction. *Geology*, 39 (8): 739 — 742. doi: 10.1130/G32191.1

- Song, H. J., Wignall, P. B., Chu, D. L., et al., 2014. Anoxia/High Temperature Double Whammy during the Permian-Triassic Marine Crisis and Its Aftermath. *Scientific Reports*, 4: 1–7. doi:10.1038/srep04132
- Song, H. J., Wignall, P. B., Tong, J. N., et al., 2012. Geochemical Evidence from Bio-apatite for Multiple Oceanic Anoxic Events during Permian-Triassic Transition and the Link with End-Permian Extinction and Recovery. *Earth and Planetary Science Letters*, 353–354: 12–21. doi:10.1016/j.epsl.2012.07.005
- Song, H. J., Wignall, P. B., Tong, J. N., et al., 2013. Two Pulses of Extinction during the Permian-Triassic Crisis. *Nature Geoscience*, 6: 52–56. doi:10.1038/ngeo1649
- Song, H. J., Wignall, P. B., Tong, J. N., et al., 2015. Integrated Sr Isotope Variations and Global Environmental Changes through the Late Permian to Early Late Triassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 424: 140–147. doi:10.1016/j.epsl.2015.05.035
- Song, L. J., Liu, C. Y., Zhao, H. G., et al., 2016. Geochemical Characteristics, Sedimentary Environment and Tectonic Setting of Huangqikou Formation, Ordos Basin. *Earth Science*, 41 (8): 1295–1308, 1321 (in Chinese with English abstract).
- Sun, Y., Joachimski, M. M., Wignall, P. B., et al., 2012. Lethally Hot Temperatures during the Early Triassic Greenhouse. *Science*, 338 (6105): 366–370. doi:10.1126/science.1224126
- Tang, Y., Xu, Y., Qu, J. H., et al., 2014. Fan-Delta Group Characteristics and Its Distribution of the Triassic Baikouquan Reservoirs in Mahu Sag of Junggar Basin. *Xinjiang Petroleum Geology*, 35 (6): 628–635 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Z. Q., Yin, C. Y., Gao, L. Z., et al., 2006. The Character of the Chemical Index of Alteration and Discussion of Subdivision and Correlation of the Nanhua System in Yichang Area. *Geological Review*, 52 (5): 577–585 (in Chinese with English abstract).
- Ward, P. D., Montgomery, D. R., Smith, R., 2000. Altered River Morphology in South Africa Related to the Permian-Triassic Extinction. *Science*, 289 (5485): 1740–1743. doi:10.1126/science.289.5485.1740
- Yang, J. H., Cawood, P. A., Du, Y. S., et al., 2014. Global Continental Weathering Trends across the Early Permian Glacial to Postglacial Transition: Correlating High- and Low-Paleolatitude Sedimentary Records. *Geology*, 42 (10): 835–838. doi:10.1130/G35892.1
- Yang, J. H., Cawood, P. A., Du, Y. S., et al., 2016. Reconstructing Early Permian Tropical Climates from Chemical Weathering Indices. *Geological Society of America Bulletin*, 128 (5–6): 739–751. doi:10.1130/B31371.1
- Yang, J. H., Du, Y. S., Cawood, P. A., et al., 2012. Modal and Geochemical Compositions of the Lower Silurian Clastic Rocks in North Qilian, NW China: Implications for Provenance, Chemical Weathering, and Tectonic Setting. *Journal of Sedimentary Research*, 82 (2): 92–103. doi:10.2110/jsr.2012.6
- Ye, H., Zhang, K. X., Ji, J. L., et al., 2010. Major and Trace Element Characters of the Sediments and Paleoclimatic Evolution during about 23.1–5.0 Ma in Xunhua Basin, Qinghai. *Earth Science*, 35 (5): 811–820 (in Chinese with English abstract).
- Young, G. M., 2002. Geochemical Investigation of a Neoproterozoic Glacial Unit: The Mineral Fork Formation in the Wasatch Range, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 114 (4): 387–399. doi:10.1130/0016-7606(2002)114<0387:GIOANG>2.0.CO;2
- Young, G. M., Nesbitt, H. W., 1999. Paleoclimatology and Provenance of the Glaciogenic Gowganda Formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada: A Chemostratigraphic Approach. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (2): 264–274. doi:10.1130/0016-7606(1999)111<0264:PAPOTG>2.3.CO;2
- Yin, H. F., Xie, S. C., Luo, G. M., et al., 2012. Two Episodes of Environmental Change at the Permian-Triassic Boundary of the GSSP Section Meishan. *Earth-Science Reviews*, 115 (3): 163–172. doi:10.1016/j.earscirev.2012.08.006
- Yu, J. X., Broutin, J., Chen, Z. Q., et al., 2015. Vegetation Change over across the Permian-Triassic Boundary in Southwest China. Extinction, Survival, Recovery and Palaeoclimate: A Critical Review. *Earth-Science Reviews*, 149: 203–224. Doi:10.1016/j.earscirev.2015.04.005
- Yu, X. H., Qu, J. H., Tan, C. P., et al., 2014. Conglomerate Lithofacies and Origin Models of Fan Deltas of Baikouquan Formation in Mahu Sag, Junggar Basin. *Xinjiang Petroleum Geology*, 35 (6): 619–627 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, S. C., Zou, N. N., Shi, J. A., et al., 2015. Depositional Model of the Triassic Baikouquan Formation in Mabei Area of Junggar Basin. *Oil & Gas Geology*, 36 (4): 640–650 (in Chinese with English abstract).
- Zou, N. N., Shi, J. A., Zhang, D. Q., et al., 2015. Fan Delta Depositional Model of Triassic Baikouquan Formation in Mabei Area, NW Junggar Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 33 (3): 607–615 (in Chinese with English abstract).
- Zou, Z. W., Li, H., Xu, Y., et al., 2015. Sedimentary Characteristics of the Baikouquan Formation, Lower Triassic



in the Mahu Depression, Junggar Basin. *Geological Science and Technology Information*, 34(2): 20–26 (in Chinese with English abstract).

### 附中文参考文献

- 冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等, 2003. 化学蚀变指数(CIA)及其在新元古代碎屑岩中的应用. *地学前缘*, 10(4): 539–544.
- 高丹, 程日辉, 沈艳杰, 等, 2016. 北黄海盆地东部坳陷侏罗纪西南物源—沉积体系与源区构造背景. *地球科学*, 41(7): 1171–1187.
- 宫清顺, 黄革萍, 倪国辉, 等, 2010. 准噶尔盆地乌尔禾油田百口泉组冲积扇沉积特征及油气勘探意义. *沉积学报*, 28(6): 1135–1144.
- 龚一鸣, 纵瑞文, 2015. 西准噶尔古生代地层区划及古地理演化. *地球科学*, 40(3): 461–484.
- 韩宝福, 季建清, 宋彪, 等, 2006. 新疆准噶尔晚古生代陆壳垂向生长(I)——后碰撞深成岩浆活动的时限. *岩石学报*, 22(5): 1077–1086.
- 黄云飞, 童金南, 向焯, 等, 2015. 二叠纪—三叠纪之交双壳类的灭绝与复苏过程. *地球科学*, 40(2): 334–345.
- 刘兵, 徐备, 孟祥英, 等, 2007. 塔里木板块新元古代地层化学蚀变指数研究及其意义. *岩石学报*, 23(7): 1664–1670.
- 马永平, 黄林军, 滕团余, 等, 2015. 准噶尔盆地玛湖凹陷斜坡区三叠系百口泉组高精度层序地层研究. *天然气地球科学*, 26(增刊 1): 33–40.
- 宋海军, 童金南, 2016. 二叠纪—三叠纪之交生物大灭绝与残存. *地球科学*, 41(6): 901–918.
- 宋立军, 刘池阳, 赵红格, 等, 2016. 鄂尔多斯地区黄旗口组地球化学特征及其沉积环境与构造背景. *地球科学*, 41(8): 1295–1308, 1321.
- 唐勇, 徐洋, 瞿建华, 等, 2014. 玛湖凹陷百口泉组扇三角洲群特征及分布. *新疆石油地质*, 35(6): 628–635.
- 王自强, 尹崇玉, 高林志, 等, 2006. 宜昌三斗坪地区南华系化学蚀变指数特征及南华系划分、对比的讨论. *地质论评*, 52(5): 577–585.
- 叶荷, 张克信, 季军良, 等, 2010. 青海循化盆地 23.1~5.0 Ma 沉积地层中常量元素、微量元素组成特征及其古气候演变. *地球科学*, 35(5): 811–820.
- 于兴河, 瞿建华, 谭程鹏, 等, 2014. 玛湖凹陷百口泉组扇三角洲砾岩岩相及成因模式. *新疆石油地质*, 35(6): 619–627.
- 张顺存, 邹姐姐, 史基安, 等, 2015. 准噶尔盆地玛北地区三叠系百口泉组沉积模式. *石油与天然气地质*, 36(4): 640–650.
- 邹姐姐, 史基安, 张大权, 等, 2015. 准噶尔盆地西北缘玛北地区百口泉组扇三角洲沉积模式. *沉积学报*, 33(3): 607–615.
- 邹志文, 李辉, 徐洋, 等, 2015. 准噶尔盆地玛湖凹陷下三叠统百口泉组扇三角洲沉积特征. *地质科技情报*, 34(2): 20–26.