

云南思茅盆地勐野井组碎屑岩矿物学、地球化学特征及古盐湖沉积环境演化

苗卫良^{1,2)}, 马海州¹⁾, 张西营¹⁾, 石海岩^{1,2)}, 李永寿^{1,2)}, 容志明³⁾

1) 中国科学院青海盐湖研究所盐湖地质与环境重点实验室, 西宁, 810008;

2) 中国科学院研究生院, 北京, 100049;

3) 青海省西海煤电有限责任公司, 青海海北藏族自治州西海镇, 810200

内容提要:通过对云南思茅盆地勐野井钾盐矿区钻孔岩心的碎屑沉积物进行粘土矿物分析和元素地球化学分析探讨了研究区晚白垩世碎屑岩的物源属性及古盐湖沉积环境演化特征。粘土矿物组合特征及 La/Th-Hf、La/Sc-Th/Co、La-Th-Sc 图解, Cr/Th、Al₂O₃/TiO₂ 比值等表明该孔碎屑岩的物源主要为长英质花岗岩长岩。主量元素活动性分析表明化学风化过程中随着粘土矿物的形成首先发生 Ca 和 Na 的淋失, K、Mg 则在这一过程中呈富集态势, 而 Fe、Mn 主要受物源限制而总体上表现为亏损。结合粘土矿物形成条件, 认为研究区古盐湖经历了暖湿—暖干(成盐成钾期)—暖湿(淡化)的古气候转化过程。而粘土矿物组合受高盐极端环境与埋藏成岩作用影响显著, 表现为成盐成钾期显著的伊利石化和绿泥石化作用。因此伊利石+绿泥石粘土矿物组合, 结合富 Mg 绿泥石的相对含量, 以及相应沉积阶段碎屑岩的 MgO 异常高值, 可有效指示古盐湖成盐成钾的演化阶段。

关键词: 晚白垩世; 碎屑岩; 粘土矿物; 地球化学; 物源; 成盐成钾; 云南思茅盆地

陆壳经化学风化作用形成的碎屑沉积物记录了物源区岩石的物质组成特征, 事实上, 化学风化作用是一个将大气 CO₂ 和硅酸盐转变为碱性离子及二价阳离子的过程(Berner et al., 1983; Kump et al., 2000), 它对调节地球气候的稳定性具有重要的作用(Molnar, 2004)。目前针对化学风化作用的研究大多集中在海相沉积物(Zhao et al., 2015)及现代大型河流沉积物中(Liu et al., 2009), 而对陆源碎屑沉积物, 尤其是新生代以前的相关研究相对较少。针对目前大气 CO₂ 增加导致的全球气温上升问题, 学者们力图从地质历史时期中找到一个理想的对比阶段来预测温室气体渐增的现代全球气候变化趋势及可能带来的后果, 而其中长期保持温暖气候条件的白垩纪被认为是研究温室气候的典型范例, 尤其是中晚白垩世时期(Bice et al., 2006), 通过古气候指标的分析认为中白垩纪时期(~100Ma)极地海洋与陆地范围的年平均气温分别达到 20℃ 和 13℃ 以上(Spicer et al., 2008)。如此的高温气候直接导致了全球沙漠环境的大范围分布, 同时也使得这一

时期特提斯域范围内从西班牙至东南亚蒸发盐矿床的广泛发育(Warren, 2010; Boucot et al., 2013), 其中与兰坪—思茅成盐成钾盆地处于同一构造带的老挝泰国地区呵叻盆地即赋存有巨量的钾盐资源(Hite et al., 1979)。

我国云南地区的白垩系沉积主要集中分布于兰坪—思茅及滇中两大盆地, 同时在潞西、彝良地区亦有小块出露(云南地质矿产局, 1990)。其中兰坪—思茅盆地为我国重要的内陆成盐成钾盆地, 伴随着晚白垩世含盐系地层的展布, 从北到南分布有大量的盐泉点及盐类矿床, 而位于思茅盆地南部的江城勐野井钾盐矿床则是我国唯一的古代固体钾盐矿床, 它对认识我国古代固体钾盐资源的形成条件及分布规律具有重要意义(云南省地质矿产局等, 1986; 南京地质矿产研究所等, 1995)。基于此, 长期以来针对勐野井钾盐矿床的成矿时代(袁秦等, 2013; Wang et al., 2015), 矿物学特征(曲懿华, 1997; Zhang et al., 2012; 高翔等, 2013; 苗卫良等, 2013), 物源演化(肖章程等, 2009; Wang et

注: 本文为国家“973”计划项目第四课题“兰坪—思茅新生代残留盆地成钾条件、机理和后期演化”(编号: 2011CB403004)和国家自然科学基金青年基金项目(编号: 41303029)资助的成果。

收稿日期: 2015-07-06; 改回日期: 2015-08-18; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 苗卫良, 男, 1980 年生, 在职博士, 助理研究员。长期从事沉积学及沉积地球化学方面的研究, 近年来主要探讨盐湖碎屑沉积及其演化方面的问题。通讯地址: 810008, 青海省西宁市新宁路 18 号。Email: weiliangmiao@gmail.com。

al., 2014)及成矿机制与成矿模式(吴天柱, 1981; 夏文杰等, 1983; 周仁安等, 2011)等方面进行了多项研究工作,并获取了诸多见解不同但有着重要意义的认识。然而其中有关勐野井组碎屑岩地层的物源属性及其化学风化作用特征的相关研究却并不多(Wang et al., 2014),而这对深入认识思茅盆地勐野井矿区的成盐成钾特征和该时期的区域气候演化特征有着重要的意义。

本文通过对思茅盆地勐野井矿区的一口深约 320 米的钻孔进行取样分析,结合其粘土矿物特征和元素地球化学特征来共同探讨勐野井矿区的古盐

湖演化特征,尝试挖掘研究区的成盐成钾特性及其相应时期的区域古气候演化信息,这将有助于系统认识晚白垩世研究区的成盐成钾条件和区域古气候特征的对比。

1 区域地质背景

思茅盆地位于澜沧江-哀牢山褶皱带的南段,属于三江褶皱系,其东以哀牢山深断裂为界,其西以澜沧江深断裂为界,北至景东稍北,南抵国界。因其两侧深断裂在北端收敛,南部撒开,呈一北窄南宽的扫帚形态(图 1)。思茅盆地的形成经历了印支期的裂

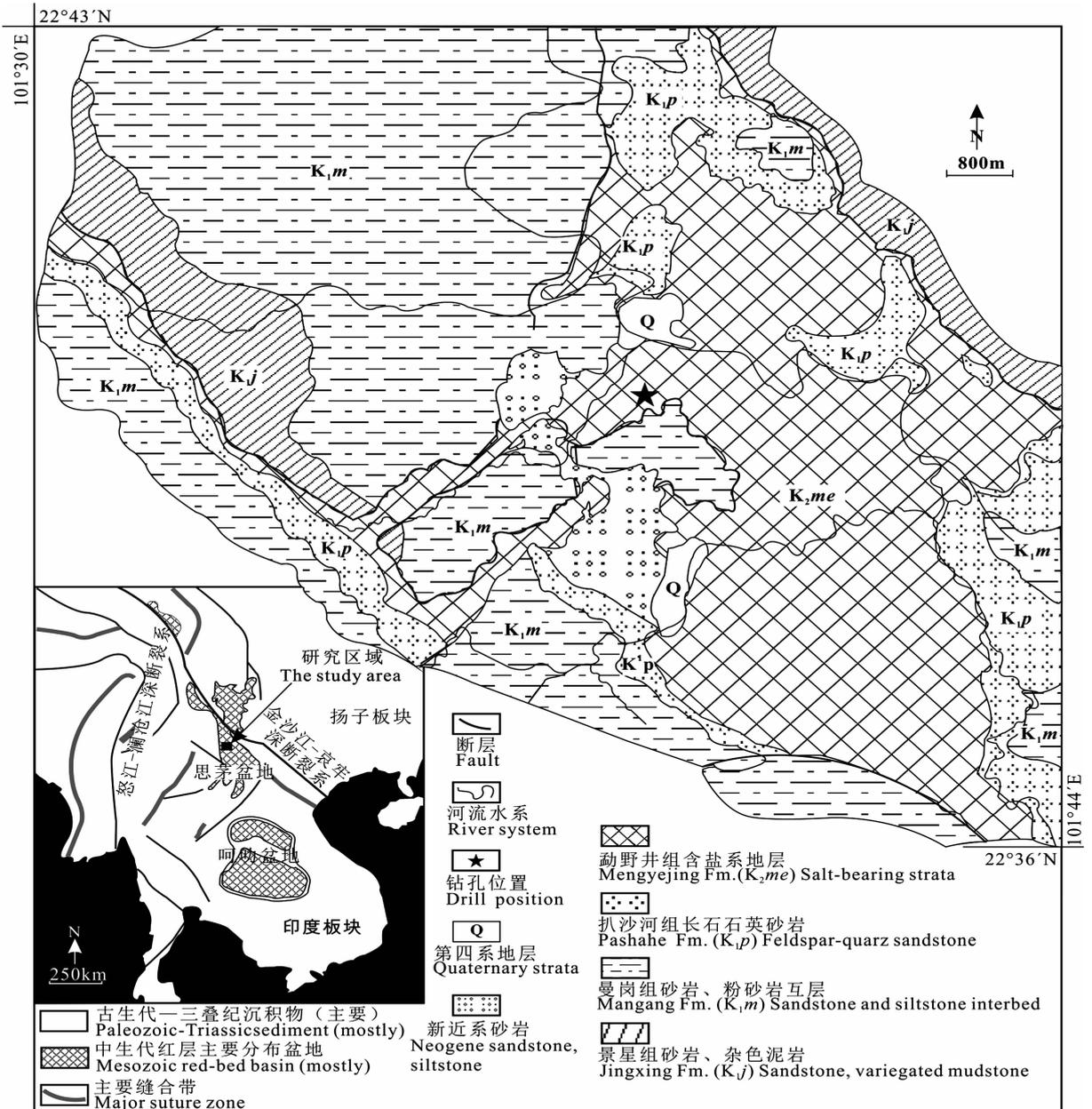


图 1 研究区地理位置及地质简图(修改自 Cao et al., 2011; 郑智杰, 2012)

Fig. 1 Location of the study area and its geological map (modified from Cao et al., 2011; Zheng Zhijie, 2012)

谷(断陷)作用、燕山期的拗陷过程和喜马拉雅期的走滑拉分三个不同的演化过程(薛春纪等, 2002; 廖宗廷等, 2005), 发育了巨厚的中—新生界沉积岩系, 主要由中晚三叠纪海相沉积, 侏罗系一下第三系海陆交互相以及其后的陆相沉积组成(云南省地质矿产局等, 1986)。

勐野井钾盐矿床位于思茅盆地东南部, 处于一北西—南东向的山间盆地中, 四周为陡峻的山岭所环绕。矿区主要出露地层为白垩系景星组(K_1j)地层单元, 代表岩性以砂岩、粉砂岩及杂色泥岩互层为主; 曼岗组(K_1m)地层单元, 代表岩性以砂岩、粉砂岩互层为主, 扒沙河组(K_1p)地层单元, 以长石石英砂岩为主; 勐野井组(K_2me)地层单元, 泥砾岩、膏盐岩及泥岩互层为主(云南省地质矿产局等, 1986; 曲懿华等, 1998)。矿区范围内断层较为发育, 南部发育有飞来峰, 应为大范围的推覆构造运动所致(曲懿华等, 1998; 苗卫良等, 2013)。

研究钻孔(SHK4)位于勐野井钾盐矿区中部受构造运动影响较弱的部位, 主要揭露了勐野井组下段的一个完整成盐旋回及其下部与之不整合接触的扒沙河组顶部地层。钻孔岩相上具明显的旋回性特征, 自下而上总体上为碎屑岩相—盐岩相—钾石盐/盐岩交互相—盐岩相/膏盐相—碎屑岩相。其中碎屑岩相多以棕红色不等粒泥砾岩为主, 泥砾成分以棕红色/灰绿色泥质、粉砂质为主, 部分层段可见粒状镜铁矿分布。具体的钻孔岩心描述见苗卫良等(2013)所述。为方便讨论, 在此将研究钻孔按成盐旋回分为三个单元, 由上而下分别为 U1(14.42m~46.85m, 碎屑岩沉积阶段), 主要发育中厚层棕红色泥砾岩及泥岩, 为盐沼相淡化沉积期, 相较成盐期其气候的干旱程度已经相对缓解; U2(46.85m~262.20m, 成盐成钾阶段), 主要以石盐、膏盐及呈填隙状分布的钾盐等盐类矿物及棕红色泥砾岩沉积为主, 泥砾岩多与盐类矿物混杂共生, 属于盐沼相沉积环境, 气候条件应极为干旱炎热; U3(262.20~302.89m, 碎屑岩沉积阶段), 主要为厚层状棕红色泥岩、泥砾岩, 属于间歇性河流相沉积, 气候条件较为干旱炎热, 但仍为淡水沉积环境。所有单元的分析样品均以棕红色泥砾岩及泥岩等碎屑岩样品为主。

2 材料与方 法

按钻孔岩性分布特征从 SHK4 孔中共取得未固结碎屑岩样品 52 个进行粘土矿物的分析, 其中

23 个样品取自碎屑岩沉积阶段(U1 与 U3 单元), 而剩下的则取自成盐成钾阶段(U2 单元)。同时在粘土矿物分析结果的基础上, 自该孔又选择了 40 个样品进行元素地球化学的分析。为保证测试数据的代表性, 所有晚白垩世勐野井组的碎屑岩样品都避免取到样品中的砾石成分。

粘土矿物分析实验在中国科学院青海盐湖研究所完成, 利用 PANalytical X'Pert PRO 型 X 射线衍射仪(XRD)对制成定向薄片的非碳酸盐型粘土粒级颗粒($<2\mu\text{m}$)进行扫描, 获得其特征谱图用于后期粘土矿物种类与相对含量的详细鉴定(Holtzapffel, 1985), 其中定向薄片的制作方法可见 Liu 等(2004)的描述。实验中主要进行了三种类型的 XRD 扫描, 对象分别为自然干燥薄片, 经乙二醇 24 小时饱和薄片以及高温加热至 490°C 持续两小时的定向薄片。粘土矿物种类的鉴定主要是依据三种 XRD 衍射图谱中的 001 晶面基底反射峰位置来确定, 而其半定量分析则依据主要粘土矿物种类的 001 晶面基底反射峰的面积来进行。如蒙脱石(包括混层矿物)($15\sim 17\text{\AA}$), 伊利石(10\AA)和高岭石/绿泥石(7\AA)的相对含量用 Macdoff 软件(Petschick, 2000)依据其乙二醇饱和图谱计算得出(Holtzapffel, 1985), 而其中高岭石和绿泥石的相对含量则依据 $3.57/3.54\text{\AA}$ 拟合峰峰面积的比率来确定。按实验惯例, 在得出每种粘土矿物的相对重量百分比时没有引用 Biscaye (1965) 或 Holtzapffel (1985) 所提出的权重因子, 因为系统经验认为这种常规的加权因子实际上并不存在(Gensac, 2008)。选择少量样品进行重复分析得出其精确度为 $\pm 2\%$ (2σ), 而基于 XRD 方法进行粘土矿物半定量分析的准确度约为 5% , 表明数据可用。此外还通过乙二醇曲线计算了伊利石的矿物学参数, 其中伊利石化学指数为 5\AA 与 10\AA 峰的峰面积比, 其值大于 0.50 表明为富铝伊利石(白云母), 代表了较强的水解作用过程, 而当 Mg 和 Fe 取代伊利石晶格中的 Al 时, 比值相应降低; 当值小于 0.15 时表明为富铁镁伊利石(黑云母), 代表了较强的物理侵蚀特征(Petchick et al., 1996)。

地球化学分析采用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)与电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)分别进行了主量元素与微量元素的测定, 该实验在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。对去除碳酸盐成分的样品首先过湿筛($63\mu\text{m}$)以去除较粗的颗粒, 避免样品化学组成的粒度效应(Yang et

al., 2004), 实验表明泥岩样品中仅有少量颗粒大于 $63\mu\text{m}$ 。首先用 0.5% 的稀盐酸去除样品中的碳酸盐成分, 再将样品用去离子水过湿筛 ($63\mu\text{m}$) 后, 在烘箱中以 60°C 的温度烘干。每个分析用样品取约 $30\sim 40\text{ mg}$ 置入马弗炉中以 600°C 加热 2 个小时, 以获取烧失量数据 (LOI), 之后用 HNO_3 与 HF 的混合溶液在加热板上对样品进行溶解。完全溶解后的样品溶液用 2% 的 HNO_3 进行不同比例的稀释后再分别进行主量元素和微量元素的测定。因为此测试流程无法以 ICP-OES 直接测定 Si 的含量, 因此 SiO_2 的含量通过 100% 减去其它所有主量元素含量和烧失量的和来确定。重复性测试选用地质标准样品 GSR-5, GSR-6 和 GSD-9 来进行监测, 结果显示测量值与标准值之间的相对误差小于 5%, 表明所得数据有效。

3 结果

分析结果显示, 勐野井矿床 SHK4 孔的粘土矿物以伊利石为主 (18%~89%), 平均含量 55%; 绿泥石 (0~70%) 和高岭石 (0~59%) 含量相对较少, 平均含量分别为 37% 和 8% (苗卫良等, 2013)。此外, 粘土成分中还含有少量的石英 (表 1, 图 2)。从 XRD 图谱与粘土矿物组合中可见钻孔中伊利石与绿泥石含量占绝对优势, 二者平均含量之和达 92% (图 2)。而从粘土矿物组合的分布上来看, 高岭石仅在 U1 与 U3 单元出现, 而在成盐成钾阶段缺失, 尤其是在 U3 单元高岭石含量显著, 平均含量达到了 29%; 而绿泥石在三个沉积单元均有分布, 但以 U1 和 U2 单元为主, 尤其是在 U2 单元其相对含量最高 (平均 46%), 而在 U3 单元则近乎缺失, 平均含量仅为 1%; 伊利石按孔深的增加其相对含量也逐步增大, 从 U1 至 U3 平均含量分别为 45%, 54% 和 70%。伊利石化学指数范围分布为 0.45~1.25 (表 1), 从 U1 至 U3 单元其平均值分别为 0.74, 0.58 和 0.54, 同时大多数样品的伊利石化学指数均大于 0.50, 表明以富铝伊利石为主。

勐野井组泥岩的主量元素特征表现为 SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O 的含量相对较高, 而 CaO , Na_2O , MnO , P_2O_5 , TiO_2 则相对含量较低 (表 2) (石海岩等, 2014)。为了直观的对钻孔不同单元的主量元素含量进行对比, 将 40 个样品的主量元素含量与 PAAS 标准 (Taylor et al., 1985) 进行了对比 (图 3)。可见 U1 和 U2 单元样品的 MgO 均值含量相对 PAAS 值显著较高, 且各样品间含量的

表 1 勐野井矿区钻孔碎屑岩粘土矿物组合及特征参数
Table 1 Clay mineral assembles and its characteristic indexes of detrital sediments in the core

序号	样号	深度 (m)	伊利石 (%)	高岭石 (%)	绿泥石 (%)	伊利石化学指数
U1, 未成盐阶段						
2	A1	17.0	63	0	37	0.57
3	A2	22.0	69	0	31	0.45
4	C2	27.0	61	0	39	0.58
5	C3	32.0	18	17	65	1.25
6	A3	37.0	36	23	41	0.76
7	A4	38.0	19	26	55	0.99
8	C4	40.0	57	0	43	0.64
9	A5	41.0	67	0	33	0.50
10	A6	42.0	35	20	45	0.76
11	A7	43.0	25	8	67	1.01
12	A8	45.0	54	14	32	0.54
13	A9	47.0	29	19	52	0.81
U2, 成盐成钾阶段						
14	A10	48.0	68	0	32	0.57
15	A11	51.0	67	0	33	0.53
16	A12	51.6	70	0	30	0.54
17	A13	54.0	30	0	70	0.79
18	A14	57.0	51	0	49	0.58
19	A15	58.0	30	0	70	0.6
20	A16	63.0	44	0	56	0.64
21	A17	65.0	65	0	35	0.55
22	A18	70.0	65	0	35	0.47
23	C5	117.0	61	0	39	0.49
24	A19	118.0	72	0	28	0.46
25	C6	120.0	45	0	55	0.63
26	A20	128.0	45	0	55	0.61
27	A21	131.0	43	0	57	0.64
28	C7	137.0	65	0	35	0.53
29	C8	142.0	52	0	48	0.58
30	C9	157.0	49	0	51	0.6
31	A22	159.0	39	0	61	0.61
32	A23	163.0	42	0	58	0.65
33	A24	172.0	47	0	53	0.59
34	A25	216.0	58	0	42	0.57
35	A26	218.0	62	0	38	0.49
36	C10	222.0	63	0	37	0.53
37	A27	226.0	52	0	48	0.57
38	A28	238.0	54	0	46	0.64
39	A29	241.0	58	0	42	0.57
40	C11	244.0	48	0	52	0.59
41	A30	247.0	54	0	46	0.67
42	A31	252	56	0	44	0.58
U3, 未成盐阶段						
43	A32	257.0	76	3	21	0.55
44	A33	262.0	67	33	0	0.55
45	A34	267.0	89	6	6	0.53
46	A35	272.0	73	27	0	0.56
47	C12	277.0	41	59	0	0.51
48	A36	282.0	86	14	0	0.63
49	A37	288.0	63	37	0	0.52
50	A38	292.0	72	28	0	0.48
51	A39	297.0	68	32	0	0.53
52	A40	302.0	73	27	0	0.54

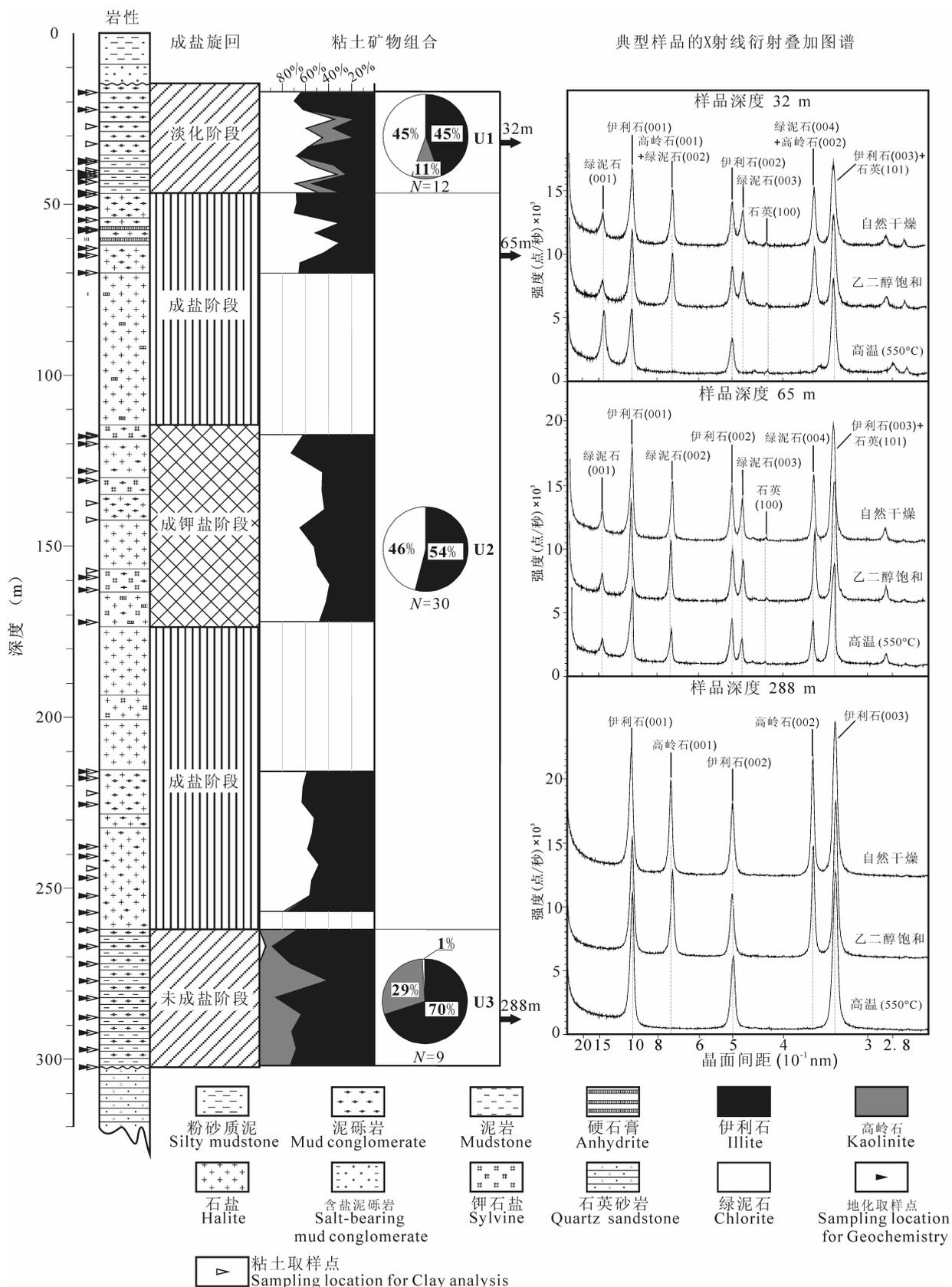


图 2 粘土矿物组合分布及其特征图谱(饼图中 N 为样品数)

Fig. 2 The clay mineral assemblage distribution and its typical patterns, the N in pie chart means the number of samples

表 2 勐野井矿区钻孔碎屑岩地球化学组成

Table 2 Geochemical composition of the detrital sediments in the core

序号	样号	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	SiO ₂	LOI	Al ₂ O ₃ / TiO ₂	La	Th	Hf	Sc	Cr	Co	Cr/ Th
1	A1	14.68	1.64	5.16	4.82	5.49	0.03	0.13	0.21	0.71	64.92	2.20	20.71	31.80	11.15	5.11	10.32	69.73	11.03	6.25
2	A2	15.83	0.06	5.57	5.92	4.34	0.03	0.14	0.02	0.77	65.51	1.80	20.60	31.29	13.67	5.90	10.47	68.98	12.12	5.04
3	A3	18.56	0.05	4.25	2.83	9.99	0.01	0.18	0.14	0.71	60.07	3.20	26.29	28.55	20.66	5.84	11.20	55.73	3.06	2.70
4	A4	17.76	0.05	4.31	1.94	15.44	0.02	0.12	0.28	0.80	54.62	4.66	22.11	35.08	14.21	5.52	13.61	74.05	6.86	5.21
5	A5	16.22	0.05	4.81	4.73	4.64	0.02	0.13	0.03	0.83	66.47	2.06	19.54	35.54	13.22	5.28	10.77	79.85	8.25	6.04
6	A6	15.34	0.05	4.69	2.95	9.96	0.02	0.13	0.09	0.70	63.54	2.53	21.77	37.54	12.89	5.23	9.09	73.78	5.28	5.72
7	A7	16.85	0.06	3.73	2.37	11.78	0.02	0.14	0.15	0.78	62.43	1.69	21.49	33.94	13.09	5.36	12.37	78.46	6.89	6.00
8	A8	15.87	0.07	5.49	3.87	6.13	0.02	0.14	0.08	0.80	57.56	9.97	19.79	34.74	13.17	6.19	11.21	79.79	8.68	6.06
9	A9	16.84	0.05	3.79	2.42	11.70	0.02	0.14	0.12	0.78	61.91	2.22	21.58	33.13	13.39	5.24	12.40	78.97	6.54	5.90
10	A10	15.83	0.37	5.33	4.47	4.93	0.03	0.13	0.10	0.79	67.36	0.64	20.00	34.86	13.49	6.18	11.52	76.30	9.88	5.65
11	A11	15.95	0.06	5.45	5.11	4.57	0.03	0.15	0.02	0.80	67.01	0.85	19.86	26.78	13.92	5.69	10.39	76.03	10.23	5.46
12	A12	15.75	0.15	5.59	4.65	4.77	0.03	0.15	0.05	0.79	67.75	0.31	19.87	33.38	13.72	6.22	10.98	74.08	11.13	5.40
13	A13	16.66	0.13	4.85	3.07	11.63	0.03	0.15	0.11	0.77	58.20	4.41	21.66	35.43	15.27	5.75	11.65	77.89	11.24	5.10
14	A14	16.33	0.06	5.06	4.18	6.47	0.02	0.14	0.05	0.82	63.92	2.94	20.00	35.94	14.09	5.67	10.49	77.74	9.13	5.52
15	A15	16.87	0.18	5.47	2.69	12.00	0.02	0.13	0.17	0.74	57.28	4.43	22.90	36.32	14.80	5.64	12.08	75.94	5.97	5.13
16	A16	15.91	0.11	4.85	4.57	7.15	0.02	0.13	0.09	0.78	63.46	2.93	20.50	33.56	14.51	6.33	10.03	72.60	9.83	5.00
17	A17	16.08	0.07	6.03	5.39	4.33	0.02	0.15	0.02	0.84	64.87	2.20	19.25	31.35	13.82	6.44	10.53	76.31	12.41	5.52
18	A18	16.22	0.11	5.82	5.26	4.84	0.03	0.16	0.05	0.85	64.18	2.49	19.18	31.70	14.41	6.20	11.07	74.79	16.51	5.19
19	A19	15.21	0.09	4.59	5.13	4.40	0.02	0.15	0.02	0.86	67.15	2.39	17.68	32.76	13.50	6.86	9.95	74.71	11.72	5.54
20	A20	16.12	0.06	5.12	4.27	7.62	0.02	0.13	0.06	0.85	62.50	3.25	18.93	36.08	15.38	6.86	9.91	75.85	7.60	4.93
21	A21	16.40	0.07	4.93	3.64	8.41	0.02	0.15	0.05	0.87	61.99	3.47	18.91	37.23	16.16	6.38	10.25	75.95	6.65	4.70
22	A22	17.31	0.05	6.09	3.27	9.92	0.02	0.14	0.11	0.73	58.49	3.86	23.66	40.47	16.58	6.15	10.57	70.84	5.12	4.27
23	A23	15.25	0.07	5.25	3.29	8.88	0.02	0.13	0.06	0.87	61.81	4.38	17.54	33.96	14.26	6.32	10.21	73.20	5.62	5.13
24	A24	14.84	0.06	5.58	3.44	6.80	0.02	0.14	0.05	0.85	65.23	3.00	17.44	37.12	14.59	6.26	9.41	72.80	7.03	4.99
25	A25	16.56	0.07	6.16	4.06	5.60	0.02	0.14	0.11	0.90	63.19	3.18	18.30	41.21	16.96	7.82	11.16	81.96	5.73	4.83
26	A26	15.36	0.06	5.39	3.91	6.40	0.02	0.13	0.07	0.82	63.90	3.94	18.84	38.39	15.18	6.07	9.50	72.96	5.58	4.81
27	A27	16.87	0.06	5.28	4.19	6.66	0.02	0.13	0.06	0.85	62.56	3.31	19.79	42.44	21.98	7.20	9.95	71.72	6.45	3.26
28	A28	15.50	0.06	5.37	3.93	6.31	0.02	0.14	0.04	0.92	64.27	3.43	16.81	35.63	14.85	6.75	9.85	75.05	7.37	5.05
29	A29	16.84	0.07	5.13	4.10	5.72	0.02	0.14	0.07	0.86	63.88	3.18	19.66	39.22	16.35	6.28	10.33	79.88	6.04	4.89
30	A30	15.82	0.06	5.12	3.85	5.96	0.02	0.13	0.07	0.85	64.86	3.27	18.56	37.27	15.58	7.11	10.10	74.77	6.57	4.80
31	A31	15.49	0.06	5.25	3.76	5.94	0.02	0.13	0.10	0.80	65.12	3.31	19.28	36.49	15.45	7.04	9.20	71.30	5.43	4.62
32	A32	15.91	1.78	4.46	5.08	4.41	0.03	0.14	0.11	0.78	63.45	3.84	20.34	38.02	16.45	6.12	9.24	67.04	6.08	4.08
33	A33	16.89	0.09	5.22	4.35	4.63	0.02	0.13	0.14	0.84	64.60	3.07	19.99	37.84	15.51	5.95	10.34	76.66	5.50	4.94
34	A34	16.82	0.06	5.09	4.89	2.14	0.02	0.15	0.10	0.89	66.17	3.67	18.81	47.75	18.28	7.09	10.00	80.45	1.95	4.40
35	A35	18.24	0.08	4.74	4.52	1.88	0.01	0.16	0.17	0.93	65.78	3.49	19.71	42.24	19.39	6.99	10.72	80.87	0.53	4.17
36	A36	15.71	0.07	4.54	4.01	1.54	0.01	0.14	0.10	0.90	70.13	2.84	17.39	40.81	16.10	7.62	9.21	72.08	0.55	4.48
37	A37	18.32	0.42	3.39	4.30	1.63	0.01	0.14	0.13	0.91	66.51	4.24	20.24	40.22	16.24	6.33	9.97	70.21	1.21	4.32
38	A38	17.21	0.13	4.45	5.23	1.74	0.01	0.14	0.16	0.84	66.94	3.16	20.53	33.59	14.56	6.38	10.12	71.28	1.80	4.90
39	A39	18.20	0.11	4.86	4.07	1.61	0.02	0.16	0.14	0.87	65.84	4.13	20.84	41.84	17.39	6.19	11.39	86.01	3.65	4.95
40	A40	16.74	1.10	4.45	4.00	2.21	0.02	0.17	0.15	0.86	65.67	4.62	19.47	37.16	15.63	6.32	10.58	75.39	3.99	4.82

注: LOI为烧失量; 样品在进行化学分析前进行了去碳酸盐处理; $SiO_2\% = 100\% - (\text{其余主量元素含量}\% + LOD)$, 具体参考文中对该计算方法的详细描述; 表中主量元素单位为%, 微量元素为 $\times 10^{-6}$ 。

标准偏差相对较大; 而 U3 单元样品的 MgO 均值含量与 PAAS 值近乎相同。这可能表明 U1 与 U2 单元泥岩样品较 U3 单元受高盐环境影响更显著。另外可见三个单元中易淋失元素 Ca 与 Na 相对比值的显著亏损, 表明随着化学风化作用的持续进行, 原岩矿物中的 Ca 和 Na 元素首先发生了严重淋失。而易淋失元素 K 的相对富集可能与泥岩样品中伊利石含量的绝对优势以及粘土矿物对 K⁺ 的吸附作用有关。同时在较强的化学风化作用下, 弱活动性

元素 Fe、Mn、Ti 等元素也发生了一定程度的淋失。而 P 的相对亏损则可能是晚白垩世时期生物活动极弱导致的, 尤其是受高盐环境影响较强的 U1 和 U2 单元更为显著。

4 讨论

4.1 物源特征与粘土矿物的形成

泥质岩由于其均质性和沉积后的低渗透性而被认为是最适合进行地球化学物源研究的碎屑岩

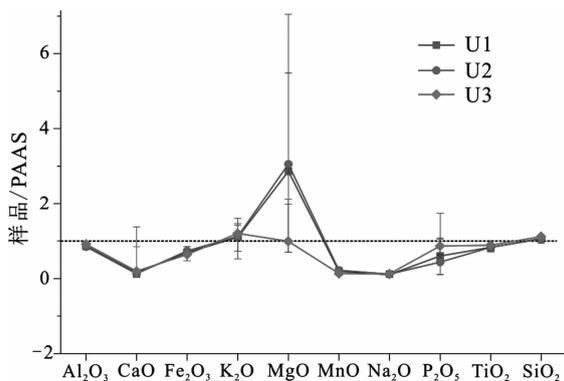


图3 主要元素含量 PAAS 标准化中值蛛网图(垂直细线代表误差范围)(PAAS 值据 Taylor et al., 1985), U1, U2 和 U3 为按不同成盐阶段划分的地层单元, 见图 2 所示

Fig. 3 Spiderplots of median values (with error ranges) of major element concentrations of the samples normalized against PAAS (the value of PAAS after Taylor et al., 1985). U1, U2 and U3 are strata units as shown in Fig. 2, which divided by the different salt-forming stages

(Wronkiewicz et al., 1989)。在风化、侵蚀和搬运的过程中, 许多活动性很弱的微量元素(如 Th、Zr、Hf、Sc 等)及化学性质极为稳定的稀土元素常常保留有物源区母岩的化学组成特征, 因而被用作判断源区原岩类型的有利工具(Bhatia et al., 1981; 1986)。通过做 La/Th-Hf 物源判别图解(Floyd, 1987)可见(图 4a), 勐野井组三个单元的投点较为密集, 并围绕上地壳(UCC)多分布于长英质物源范

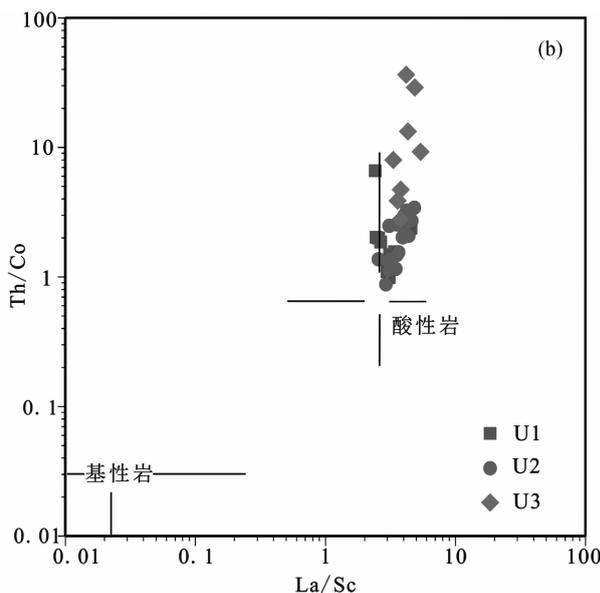
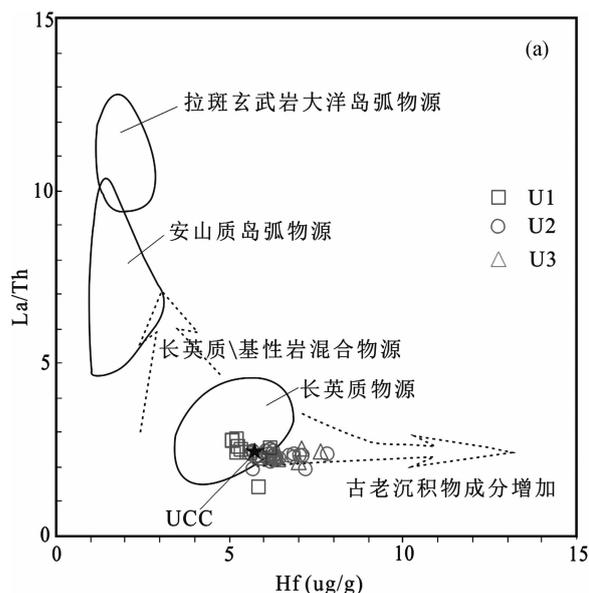


图4 勐野井矿区钻孔碎屑岩地球化学物源判别图解(a) La/Th-Hf 物源判别图, 据 Floyd et al., 1987; (b) La/Sc-Th/Co 物源判别图, 据 Cullers, 2002)

Fig. 4 Source rock discrimination diagrams for detrital rocks of the core in the Mengyejing Potash Salt mining, (a) La/Th-Hf diagram after Floyd et al. (1987); (b) La/Sc-Th/Co diagram after Cullers (2002)

围内。其中 U1 单元多为长英质物源输入, 而 U2 和 U3 单元则增加了古老沉积物成分的物源输入。Cullers(2000)指出当 Cr/Th 比值处于 2.5~17.5 的范围内时指示其母岩为典型的长英质岩石。而勐野井矿区钻孔所有样品的 Cr/Th 值分布范围为 3.26~6.25, 完全处于其所述的范围内, 表明了源区母岩的长英质特征, 这与 La/Th-Hf 图解得出的结果较为吻合。

此外, 根据 Le Maitre(1976)对各类火成岩的统计结果, 来源于镁铁质火山岩的沉积物 Al_2O_3/TiO_2 小于 14, 而来源于长英质火山岩的沉积物 Al_2O_3/TiO_2 比值介于 18~26 之间(Girty et al., 1996)。勐野井矿区钻孔中泥岩样品的 Al_2O_3/TiO_2 比值范围为 16.81~26.29, 除了少数几个样品外, 绝大多数均落于此范围内(表 2), 再次表明了长英质火山岩的物源特征。而通过 La/Sc-Th/Co 图解(Cullers, 2002)也可以看出勐野井矿区钻孔中的泥岩样品均落在酸性岩附近(图 4b)。因此, La/Th-Hf、Cr/Th、 Al_2O_3/TiO_2 及 La/Sc-Th/Co 都表明钻孔勐野井组泥岩来源于长英质火山岩源区, 如花岗闪长岩、花岗岩等。而通过 La-Th-Sc 物源判别图解(Cullers et al., 2000)可见所有的样品点集中分布于花岗闪长岩周边(图 5), 故此表明勐野井矿区岩心泥岩样品的物源主要是花岗闪长岩而非花岗岩。

一般而言, 在湿热的气候条件下火成岩的风化进程相较其它岩类而言要更快(Dessert et al.,

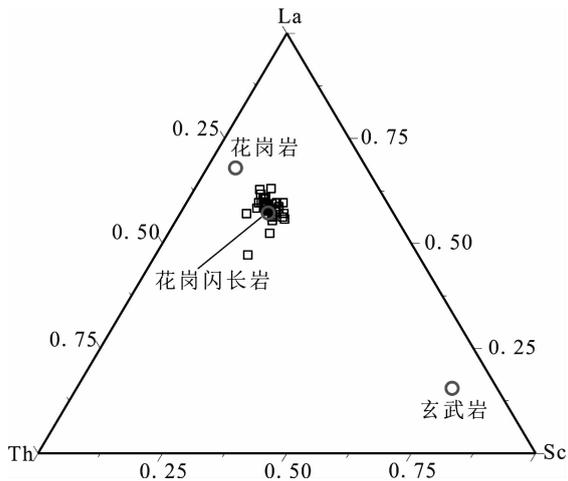


图 5 勐野井矿区碎屑岩 La-Th-Sc 物源判别图,
据 Cullers et al., 2000

Fig. 5 Source rock discrimination diagrams for detrital rocks of the core in the Mengyejing Potash Salt mining, after Cullers et al., 2000

2001), 因为其非晶质组分的丰富可促进水解作用的进行, 而岩石本身的多孔性也有利于淋滤和排水 (Chamley, 1989)。火成岩环境下粘土矿物的形成被认为主要依赖于区域的气候条件, 排水条件, 局部岩性特征以及风化侵蚀条件 (Chamley, 1989)。通常伊利石 (白云母) 是火山岩物理风化的普遍产物, 它通常形成于干冷的环境中, 而绿泥石则是一种普遍的绿片岩等级的变质岩矿物, 它也存在与沉积岩中并且可能存在重复的侵蚀循环, 因此它类似于伊利石, 物理风化趋向于富集绿泥石而化学风化趋向于破坏绿泥石。高岭石则一般是酸性火山岩 (花岗岩、花岗闪长岩) 和变质岩以及它们的风化产物在暖湿条件下的产物 (曹珂等, 2008)。

如前所述, 富含斜长石的花岗闪长岩类型的物源在暖湿的气候条件下可形成丰富的高岭石和伊利石, 而当降水强度较高且地形高差较大时, 物理剥蚀形成的初级风化产物伊利石便会无法在原地经受进一步化学风化作用而直接被搬运沉积下来 (Liu et al., 2008), 从而形成类似 U3 单元类型的粘土矿物组合; 而在气候逐渐炎热干旱至成盐成钾阶段时, 一方面, 降水条件不佳的物源区因水解作用较弱而主要以物理风化作用为主, 形成以伊利石和绿泥石等为主的粘土矿物组合类型, 而风化产物也应以突发性水流搬运为主, 造成碎屑岩沉积物的分选性较差; 另一方面, 高盐极端环境下粘土矿物往往会与流体介质发生离子的替代与置换作用, 从而完成粘土矿物间的转化, 如粘土矿物中的 Al 被 Mg 所置换而形

成富 Mg 型粘土矿物 (Suwanich et al., 1993), 以及高盐环境中的过剩的 K 与蒙脱石和高岭石等粘土矿物发生反应而转变为伊利石, 同时释放 SiO_2 和 H_2O (Peltonen et al., 2009) 等。而埋藏成岩过程中的地热效应也无疑加剧了这种绿泥石化作用和伊利石化作用的进行。SHK4 孔的粘土矿物在 U2 阶段表现为伊利石和绿泥石组合, 同时可观察到富 Mg 绿泥石矿物随成盐阶段深化而显著上升的趋势 (苗卫良等, 2013), 而碎屑岩元素分析中亦可见 MgO 在 U1 和 U2 阶段的显著富集 (图 3), 表明高盐环境下粘土矿物中的 Al、K 等被 Fe、Mg 置换而形成次生绿泥石的作用普遍存在, 而这显然也对盆地中成盐成钾的发育状况具有重要的指示意义。此外, 据曲懿华 (1998) 等的研究, 在勐野井矿床地泥砾岩剖面中 I/S 混层矿物普遍出现, 应是伊利石与蒙脱石相互转化过程的中间产物; 而勐野井组岩层中自生石英的普遍存在也可能是高盐环境下蒙脱石向伊利石转化现象的直接证据。此外, 在 U1 和 U3 单元中普遍发育的高岭石在 U2 阶段完全消失, 而伊利石和绿泥石则相对增加, 可能也表明了伊利石化作用与绿泥石化作用的进行。

而至成盐成钾的极端环境相对缓解时, 较为暖湿条件下的物源区经较强的水解作用过程即可形成高岭石、绿泥石及伊利石共存的粘土矿物类型。此外, U1 沉积期是古盐湖从成盐成钾阶段逐渐转入淡化阶段的过程, 相对而言古湖水的盐度值应依旧较高且较为富 Mg, 因此这一阶段粘土矿物中的 Al、K 等离子被 Mg、Fe 置换形成次生绿泥石的作用依旧存在。同时这种弱盐弱碱环境也更适于富 Mg 矿物 (如白云石、菱镁矿等) 的形成, 因此在碎屑岩沉积物元素分析结果中表现出 MgO 的异常富集 (图 3)。

因此, 本孔中 U1 和 U3 单元的高岭石的形成应主要受区域岩性分布及气候条件影响, 具有一定的古气候研究意义, 伊利石和绿泥石则或多或少受到了高盐环境的次生效应影响而对成盐成钾具有一定的指示意义。

4.2 元素化学活动性及成盐成钾意义

沉积盆地风化产物的化学组成可用来说明化学风化过程中各个元素的活动性特征 (Nesbitt et al., 1980; Singh et al., 2005), 并可借此来探讨物理风化作用和化学风化作用的状态 (Singh et al., 2005)。一般情况下岩石在化学风化作用过程中总是将矿物组分中比较活泼的碱金属和碱土金属 (如 Na、K、Ca、Mg) 优先淋滤出来, 而稳定性元素 (如

Al、Ti、Sc、Zr、Hf、Th、Y 及 REE 等)则有效保留在风化残积物中,并随化学风化作用的持续作用而相对富集。因理想的化学风化的最终产物为水铝矿和高岭石等富铝硅酸盐矿物,这里用主量元素与 Al 的比率来评价它们在化学风化过程中的活动性特征。采用 Singh 等(2005)提出的方法,对样品中某元素与 Al 的比率和 UCC 中相应元素与 Al 的比率进行相比计算来评价相应元素的相对富集或亏损特征(图 6)。如比值大于 1 代表指定元素相对富集;比值小于 1 则代表其相对亏损,而比值等于 1 则表示元素的相对丰度没有变化。

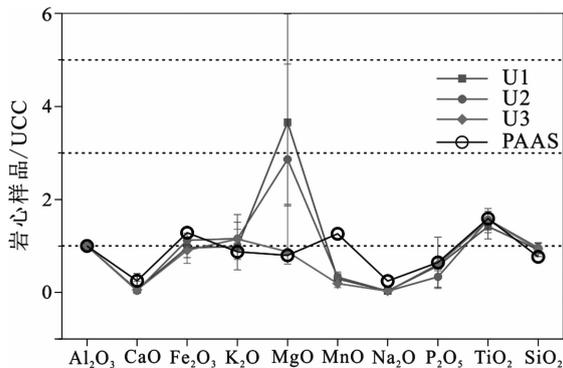


图 6 勐野井钾盐矿区碎屑岩元素比率蛛网图,采用主量元素平均含量的 UCC(Taylor et al., 1985)标准化值对比 Al_2O_3 得出,图中每个样品的误差条指所有样品该元素的数值范围

Fig. 6 Elemental ratios of detrital rocks in the core of Mengyejing Potash Salt Mining, calculated from average major-element concentrations normalized to UCC (Taylor et al., 1985) with respect to Al_2O_3 . The error bar for each element refers to the number range of all samples

由图 6 可见,除 Fe、K、Mg 及 Mn 等元素外,其它主量元素与 PAAS 相比有着类似的化学活动性,PAAS 的 Fe 和 Mn 元素在风化过程中表现为显著的富集,与化学风化作用中元素的活动迁移性规律相符。钻孔样品中的 Fe 元素除在 U2 期表现为富集外,U1 和 U3 均表现为无变化或弱亏损,而 Mn 在所有样品中均表现为亏损,这可能表明高盐环境的物理化学条件对铁的富集具有一定的促进作用,同时如前所述,本孔物源属性为长英质花岗闪长岩,其铁锰质矿物相对缺乏。尤其对于 Mn 元素而言,据史长义等(2005)对中国花岗岩类化学元素丰度的调查结果表明其 MnO 丰度范围多为 0.04%~0.06%,而包括滇西地区、兰坪—思茅地区、滇中地区及滇东南地区在内的各类中酸性侵入岩体的 MnO 平均丰度范围也多为 0.05%~0.09%,平均

约 0.06% (云南省地质矿产局,1990),均要显著等于或低于 UCC(0.07%)和 PAAS(0.11%)的丰度值(Taylor et al., 1985)。这也与本孔物源属性的判断相符。

对于在化学风化过程中最易淋失的 Na、K、Ca 及 Mg 元素,可见所有样品中 Ca 和 Na 均表现为显著亏损(图 6),这与正常化学风化过程中元素的活动性规律相符。据研究,Ca 和 Na 一般被牢固的结合在长石矿物(如钙长石和钠长石)中,随着主要为花岗闪长岩型火山岩物源的化学风化作用的深入进行,从粗到细粒级沉积物中的钙长石和钠长石含量都会急剧降低(Liu et al., 2009)。而本孔碎屑沉积物中的 Mg 元素在化学风化过程中的活动性特征与 PAAS 相比差异颇大,表现为 Mg 元素在 U1 和 U2 单元呈表现为显著富集,而在 U3 单元则表现为与 PAAS 相同的弱亏损状,此外所有样品的 K 元素也均呈弱富集态势(图 6)。结合如前所述的粘土矿物形成条件分析,U3 单元沉积期研究区古湖水盐度应较低,气候温暖湿润导致降水较多且水解作用较强,而随着气候逐渐干旱古湖水盐度逐渐升高,在此过程中由物源区淋滤进入古湖水中的 Mg 含量还不足以形成富 Mg 粘土矿物(绿泥石),仅在末期接近成盐阶段时才有绿泥石形成(表 1)。而 U2 单元沉积期则进入了本孔的成盐成钾阶段,湖水盐度极高且富集 K、Mg、Fe 元素。该阶段进入湖水的碎屑沉积物在极端高盐环境下与富 K、Mg、Fe 的流体介质发生伊利石化与绿泥石化作用而形成次生伊利石与生绿泥石,并在成钾期达到了高峰,之后随着湖水盐度降低粘土矿物转化作用开始变弱。这与 Suwanich(1993)对泰国呵叻盆地 Maha Sarakham 组成盐成钾地层进行的粘土矿物的相关分析结果相同,表明富 Mg 卤水有效促进了富 Mg 粘土矿物(次生绿泥石)的形成,且越靠近钾盐段的泥岩也越富 Mg。进入 U1 单元沉积期,古气候转为湿热条件,水解作用加强,古湖水盐度逐渐降低,在较浅的水深和白垩纪富 CO_2 的大气环境下,易形成丰富的富 Mg 矿物如白云石和菱镁矿(曲懿华等,1998)。同时,持续存在的绿泥石化作用也有效促进了该沉积期碎屑岩中 MgO 含量的富集。而碎屑沉积物元素分析中较易淋失元素 K 在风化过程中的相对富集(图 6)应主要与伊利石的普遍存在及细粒级沉积物的吸附作用有关。

由此可见,碎屑岩沉积物粘土矿物分布以伊利石+绿泥石组合为主,且该组合中绿泥石含量的逐

渐上升的同时其对应的碎屑岩沉积物中 MgO 含量也表现出异常高值,这种情况可作为成盐成钾预测的重要标志。

5 结论

通过对云南思茅盆地勐野井钾盐矿区钻孔岩心中的碎屑岩层段进行粘土矿物与元素地球化学分析,从物源分析、元素活性与粘土矿物的形成等方面探讨了该孔晚白垩世物源区特征及古盐湖沉积环境演化特征。主要结论如下:

(1) 本孔碎屑岩沉积物的物源主要为长英质花岗岩闪长岩,在暖湿条件下经风化作用过程主要形成伊利石和高岭石为主的粘土矿物类型。

(2) 高盐极端环境对本孔碎屑岩沉积物中的粘土矿物组合有着重要的影响,受富 K、Mg、Fe 的流体介质影响主要发生了伊利石化和绿泥石化作用。因此,受次生矿物的叠加影响,本孔样品中伊利石和绿泥石的古气候意义并不显著,反而更能体现成盐成钾的特征。而高岭石则具有显著的岩相特征和古气候意义,经分析后认为 U3 单元沉积期古气候相对暖湿,古湖盐度较低,至 U2 单元沉积期时开始转为暖干环境,古盐湖持续浓缩而成为主要的成盐成钾期,而至 U1 单元沉积期极端干旱的环境开始转缓,气候条件转为湿热,古盐湖开始发生淡化。

(3) K 和 Mg 元素的活动性特征分析表明随着粘土矿物的形成,受高盐环境和埋藏成岩作用影响,碎屑岩沉积物中伊利石+绿泥石的粘土矿物组合、绿泥石含量的高值及对应时期 MgO 的异常高值可有效指示成盐成钾作用的演化程度。

参 考 文 献

曹珂,李祥辉,王成善. 2008. 四川盆地白垩系粘土矿物特征及古气候探讨. 地质学报, 82(1): 1~9.

高翔,方秦方,姚薇,彭强,董娟,秦红,邸迎伟. 2013. 云南兰坪一思茅盆地勐野井钾盐矿床物质组分对成因的指示. 地球学报, 34(5): 529~536.

廖宗廷,陈跃昆. 2005. 兰坪一思茅盆地原型的性质及演化. 同济大学学报(自然科学版), 33(11): 1527~1531.

苗卫良,马海州,张西营,张玉淑,李永寿. 2013. 云南兰坪一思茅盆地江城勐野井钾盐矿床 SHK4 孔含盐系粘土矿物特征及其成钾环境指示意义. 地球学报, 34(5): 537~546.

南京地质矿产研究所,云南省地矿局八一四队. 1995. 云南兰坪一思茅盆地地下第三系沉积相古地理及成钾条件研究. “八五”国家科技攻关计划子专题成果报告, 26~71.

曲懿华. 1997. 兰坪一思茅盆地与泰国呵叻盆地含钾卤水同源性研究一兼论该区找钾有利层位和地区. 化工矿产地质, 19(2): 81

~98.

曲懿华,袁品泉,帅开业,张瑛,蔡克勤,贾疏源,陈朝德. 1998. 兰坪一思茅盆地钾盐成矿规律及预测. 北京:地质出版社.

史长义,鄢明才,刘崇民,迟清华,胡树起,顾铁新,卜维,鄢卫东. 2005. 中国花岗岩类化学元素丰度及特征. 地球化学, 34(5): 470~482.

石海岩,马海州,苗卫良,李永寿,张西营. 2014. 云南思茅盆地江城上白垩统勐野井组稀土微量元素特征及地质意义. 地球化学, 43(4): 415~427.

吴天柱. 1981. 云南勐野井钾盐矿床的成因. 化工地质, (1): 1~8.

夏文杰,李秀华. 1983. 蒸发岩成因理论研究中的几个问题——以云南勐野井钾盐石盐矿床为例. 矿物岩石, (3): 1~11.

肖章程,黄和旺. 2009. 云南省思茅盆地固体钾盐成矿物质来源. 中国西部科技, 8(23): 9~11.

薛春纪,陈毓川,杨健民,王登红,杨伟光,杨清标. 2002. 滇西兰坪盆地构造体制和成矿背景分析. 矿床地质, 21(1): 36~44.

袁秦,秦占杰,魏海成,盛淑蓉,山发寿. 2013. 云南江城勐野井组钾盐成矿时代及其古环境研究. 地球学报, 34(5): 631~637.

云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 地质出版社,北京: 350~427.

云南省地质矿产局,成都地质矿产研究所,成都地质学院. 1986. 云南思茅岩矿地质. 地质出版社,北京: 42~55.

郑智杰. 2012. 勐野井矿区盐物质来源及成盐时代研究. 南京:南京大学博士论文.

周仁安,周丹. 2011. 云南省江城勐野井钾盐矿区高精度电磁频谱探测成果报告. 北京:北京达创高科科技有限公司.

Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide and climate. American Journal of Science. 283: 641~683.

Bhatia M R, Crook K A W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basin. Contrib Mineral Petrol, 92(2): 181~193.

Bhatia M R, Taylor S R. 1981. Trace element geochemistry and sedimentary provinces: A study from the Tasman Geosyncline, Australia. Chemical Geology, 33: 115~125.

Bice K L, Birgel D, Meyers P A, Dahl K A, Hinrichs K-U, Norris R D. 2006. A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO₂ concentrations. Paleoclimatology 21: PA2002-PA.

Biscaye P E. 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geological society of America Bulletin, 76: 803~832.

Boucot A J, Chen X, Scotese C. 2013. Phanerozoic paleoclimate: an atlas of lithologic indicators of climate. SEPM Concepts In sedimentology and paleontology 11, Tulsa.

Cao S, Liu J, Leiss B, Neubauer F, Genser J, Zhao C. 2011. Oligo-Miocene shearing along the Ailao Shan-Red River shear zone: Constraints from structural analysis and zircon U/Pb geochronology of magmatic rocks in the Diancang Shan massif, SE Tibet, China. Gondwana Research, 19:975~993.

Chamley H. 1989. Clay Sedimentology. New York:Springer.

- Cullers R L, Podkovyrov V N. 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*, 104:77~93.
- Cullers R L. 2002. Implication of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191:305~327.
- Dessert C, Dupré B, Francois L M, Schott J, Gaillardet J, Chakrapani G J, Bajpai S. 2001. Erosion of Deccan Traps determined by river geochemistry: impact on the global climate and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 459~474.
- Floyd P A, Leveridge B E. 1987. Tectonic environment of Devonian Gramscatho basin, South Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, 144(4): 531~542.
- Gensac E. 2008. Mise à jour des facteurs de corrections de Biscaye utilisés lors la détermination semi-quantitative de la composition de la fraction argileuse par diffraction des rayons X. Master Thesis at Université de Lille I.
- Girty G H, Ridge D L, Knaack C, Johnson D, Al-Riyami R K. 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, CA. *Journal of Sedimentary Research*, 66:107~118.
- Hite R J, Japakesetr T. 1979. Potash deposits of Khorat Plateau, Thailand and Laos. *Economy Geology*, 74: 448~458.
- Holtzapffel T. 1985. Les minéraux argileux; préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord Publ.* 12.
- Kump L R, Brantley S L, Arthur M A. 2000. Chemical weathering, atmospheric CO_2 , and climate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 611~667.
- Le Maitre R W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17: 589~637.
- Liu Z, Colin C, Trentesaux A, Blamart D, Bassinot F, Siani G, Sicre M.-S. 2004. Erosional history of the eastern Tibetan Plateau over the past 190 kyr; clay mineralogical and geochemical investigations from the southwestern South China Sea. *Marine Geology*, 209: 1~18.
- Liu Z, Tuo S, Colin C, Liu J T, Huang C Y, Selvaraj K, Chen C-T A, Zhao Y, Siringan F P, Boulay S, Chen C. 2008. Detrital fine-grained sediment contribution from Taiwan to the northern South China Sea and its relation to regional ocean circulation. *Marine Geology*, 255: 149~155.
- Liu Z, Zhao Y, Colin C, Siringan F P, Wu Q. 2009. Chemical weathering in Luzon, Philippines from clay mineralogy and major-element geochemistry of river sediments. *Applied Geochemistry*, 24: 2195~2205.
- Molnar P. 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment; how might climate change have affected erosion rates? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32: 67~89.
- Nesbitt H W, Markovics G, Price R C. 1980. Chemical processes affecting alkalies and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1659~1666.
- Petschick R, Kuhn G, Gingele F. 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Marine Geology*, 130: 203~229.
- Petschick R. 2000. MacDiff 4. 2. 2 [Online]. <<http://servermac.geologie.unfrankfurt.de/Rainer.html>> (cited 01.06.2013).
- Peltonen C, Marcussen Ø, Bjørlykke K, Jahren J. 2009. Clay mineral diagenesis and quartz cementation in mudstones: The effects of smectite to illite reaction on rock properties. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 887~898.
- Singh M, Sharma M, Tobschall H L. 2005. Weathering of the Ganga alluvial plain, northern india: implications from fluvial geochemistry of the Gomati River. *Applied Geochemistry*, 20: 1~21.
- Spicer R A, Ahlberg A, Herman A B, Hofmann C, Raikevich M, Valdes P J, Markwich P J. 2008. The Late Cretaceous continental interior of Siberia: a challenge for climate models. *Earth and Planetary Science Letters*, 267: 228~235.
- Suwanich P. 1993. Clay-mineral assemblages from some levels of K-118 drill core of Maha Sarakham evaporites, northeastern Thailand. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 8: 369~381.
- Taylor S, McLennan S. 1985. *The continental Crust: Its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications.
- Wang L C, Liu C L, Gao X, Zhang H. 2014. Provenance and paleogeography of the Late Cretaceous Mengyejing Formation, Simao Basin, Southeastern Tibetan Plateau: Whole-rock geochemistry, U-Pb geochronology, and Hf isotopic constraints. *Sedimentary Geology*, 304: 44~58.
- Wang L, Liu C, Fei M, Shen L, Zhang H, Zhao Y. 2015. First SHRIMP U-Pb zircon ages of the potash-bearing Mengyejing Formation, Simao Basin, Southwestern Yunnan, China. *Cretaceous Research*, 52: 238~250.
- Warren J K. 2010. Evaporites through time; tectonics, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth Science Reviews*, 98: 217~268.
- Wronkiewicz D J, Condie K C. 1989. Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: Evidence for a 3.0 Ga continental craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 1537~1549.
- Yang S, Jung H, Li C. 2004. Two unique weathering regimes in the Changjiang and Huanghe drainage basins; geochemical evidence from river sediments. *Sedimentary Geology*, 164: 19~34.
- Zhao M, Zheng Y. 2015. The intensity of chemical weathering: Geochemical constraints from marine detrital sediments of Triassic age in South China. *Chemical Geology*, 391: 111~122.
- Zhang X, Ma H, Ma Y, Tang Q, Yuan X. 2012. Origin of the late Cretaceous potash-bearing evaporites in the Vientiane Basin of

Mineralogical and Geochemical Characteristics of Detrital Rocks in the Mengyejing Formation and Evolution of the Sedimentary Environment of Paleolake in Simao Basin, Yunnan Province

MIAO Weiliang^{1,2)}, MA Haizhou¹⁾, ZHANG Xiyang¹⁾, SHI Haiyan^{1,2)},
LI Yongshou^{1,2)}, RONG Zhiming³⁾

1) *Qinghai Province key laboratory of salt lake geology and environment, Qinghai Institute of Salt lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining, Qinghai 810008;*

2) *Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049;*

3) *Qinghai Xihai Coal Limited Liability Company, Xihai Town, Haibei Tibetan Autonomous Prefecture, Qinghai 810200*

Abstract

Clay mineralogy and geochemistry of detrital sediment samples collected in a core of the Mengyejing Potash salt mining of Simao basin, Yunnan were used to evaluate the provenance and sedimentary environment evolution of paleolake. The clay mineral assemblages, La/Th-Hf, La/Sc-Th/Co, La-Th-Sc diagrams and values of Cr/Th, Al_2O_3/TiO_2 indicate that the provenance of the detrital sediment is mainly granodiorites. And the major element results indicate that the formation of clay minerals is accompanied by leaching of Ca and Na first and enrichment of K and Mg. Fe and Mn, is deplete because of the limitations provenance. Combined with the formation conditions of clay minerals, we suggest that the paleolake experienced a variable paleoclimate evolution process which characterized by warm and wet to warm and dry (the stage of salt-forming and sylvite-forming) to warm and wet (the desalination stage). The hypersaline environment and burial diagenesis affected the clay mineral assemblages significantly, documented by the widespread occurrence of illitization and chloritization in core samples. Thus, the clay mineral assemblages of illite + chlorite, combined with the abundance of Mg-rich chlorite and the abnormally high value of MgO of detrital sediments at the corresponding stage are indicative of the evolution of salt-forming and sylvite-forming stage.

Key words: the Late Cretaceous; detrital rocks; clay minerals; geochemical; provenance; salt-forming and sylvite-forming; the Simao basin of Yunnan