新疆喀拉通克镁铁质岩体群的岩石成因研究*

姜常义[1,2] 夏明哲[1] 钱壮志[1,2] 余旭[1] 卢荣辉[1] 郭芳放[1]

JIANG ChangYi[1,2], XIA MingZhe[1], QIAN ZhuangZhi[1,2], YU Xu[1], LU RongHui[1] and GUO FangFang[1]

1. 长安大学地球科学与国土资源学院,西安 710054

2. 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室,西安 710054

1. *College of Earth Science and Land Recourses, Chang'an University, Xi'an* 710054, *China*

2. *Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an* 710054, *China*

2008-09-09 收稿, 2008-12-23 改回.

Jiang CY, Xia MZ, Qian ZZ, Yu X, Lu RH and Guo FF. 2009. Petrogenesis of Kalatongke mafic rock intrusions, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 25(4):749 – 764

Abstract Kalatongke mafic rock intrusions, which are consisted of 13 small rocks, located at the northern margin of Junggar block. They are mainly comprised of harzburgites, olivine norites, gabbronorites, gabbros, leucogabbros and gabbro-diorites. Chrysolite, augite, hypersthenes, plagioclase and lots of brown common hornblende and biotite are the main petrogenic minerals. The main elements belong to calc-alkaline series, island-arc tholeitiitic series and tholeitiitic series affine with MORB. Most samples have high LREE/HREE ratios, enrich in LILES, relatively deplete in HFSE (Nb, Ta, Ti). The $\varepsilon_{Nd}(t)$ value varies from 6.2 to 8.2, $\varepsilon_{Sr}(t)$ value varies from −0.6 to −36.3 except one is +36.5, Pb isotopic are characterized by $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i = 17.784 \sim 18.008$, $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i = 15.400 \sim 15.555$, $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i = 36.973 \sim 37.560$. Element geochemistry and Nb, Sr, Pb, Os, O, S isotope characters indicate that the magma only experienced contamination to some extent. The MgO of primary magma constrained is 11.6%. The main dark-colored minerals are clinopyxene in the processes of the fractional crystallization and the condense of plagioclase, which lead to the dominant of leucogabbros and serious lack of ultramafic rocks. The magma source is composed of wedge matasomasised by subducting slab and aesethenosphere components, as a result, it is enriched in incompatible elements and water. The interval between the matasomatism and magma generation is short, so the depletion of radiogenic isotope is well kept. Kalatongke rock bodies are the result of the lithospheric delamination at the root and the upwelling of asthenosphere components.

Key words Mafic intrusive rocks; Lithogeochemistry; Magma evolution; Mantle dynamics; Northern margin of Junggar block

摘 要 喀拉通克镁铁质岩体群位于准噶尔板块北缘,由13个小岩体组成。主要岩石类型为方辉橄榄岩、橄榄苏长岩、辉长苏长岩、辉长岩、淡色辉长岩、辉长闪长岩等。主要造岩矿物为贵橄榄石、普通辉石、紫苏辉石、斜长石和数量较多的褐色普通角闪石、黑云母等。主量元素分属钙碱性系列、岛弧拉斑玄武岩系列和具有MORB属性的拉斑玄武岩系列。大多数样品具有高LREE/HREE比值、富集大离子亲石元素,相对亏损高场强元素(Nb、Ta、Ti)。$\varepsilon_{Nd}(t) = +6.2 \sim +8.2$,4件样品的$\varepsilon_{Sr}(t) = -0.6 \sim -36.3$,另有1件样品为+36.5;$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i = 17.784 \sim 18.008$,$(^{207}Pb/^{204}Pb)_i = 15.400 \sim 15.555$,$(^{208}Pb/^{204}Pb)_i = 36.973 \sim 37.560$。元素地球化学和Nd、Sr、Pb、Os、O、S同位素体系证明,岩浆仅在局部遭受了同化混染作用。原生岩浆为高镁的拉斑玄武岩浆(MgO=11.6%)。岩浆在上侵和运移过程中经历了以单斜辉石为主的暗色矿物的广泛分离结晶作用和斜长石的凝聚,导致了淡色辉长岩的广泛分布和超镁铁岩的严重缺失。岩浆源区由被消减板片交代的地幔楔物质和软流圈地幔物质组成,因而富集不相容元素和水,并因交代作用与岩浆生成的时差短,而保持放射成因同位素的亏损状态。在岩石圈根部拆沉和软流圈地幔上涌过程中生成了喀拉通克镁铁质岩体群。

关键词 镁铁质侵入岩;岩石地球化学;岩浆演化;地幔动力学;准噶尔板块北缘

中图法分类号 P588.124;P588.125

---

* 本项研究由国家自然科学基金重点项目(40534020)资助.

第一作者简介:姜常义,男,1951年生,教授,主要从事岩石学研究,E-mail:jiangchangyi001@163.com

新疆喀拉通克镁铁质岩体群因含有重要的镍铜硫化物岩浆矿床而倍受地学界瞩目,已有多位学者阐述了该岩体群产出的构造背景、成岩成矿时代、岩体和矿体形态、岩石组合、岩石地球化学特征、矿石类型与矿床成因等(王润民和赵昌龙,1991;王福同等,1992;冉红彦和肖森宏,1994;杨炳宾,1994;潘长云等,1994;李华芹等,1998;韩宝福等,2004)。在取得许多共识的基础上,对一些关键科学问题的认识尚存歧义,有待探索。例如,韩春明等(2006)认为该岩体群形成于岛弧环境,张招崇等(2003)、张作衡等(2005)认为该岩体群形成于后碰撞伸展环境。此外,为什么喀拉通克部分镁铁质岩石属钙碱性系列?而且,不相容元素富集与 Nd、Sr 同位素亏损并存。在全球含有重要矿床的杂岩体或岩体群中,喀拉通克与加拿大 Voisey's Bay(Peter and Anthony,1999)是其中两处超镁铁质岩石比例最低的岩体,这是原生岩浆使然还是岩浆演化过程所致?由于前人的研究主要限于 Y1 岩体,仅有少数研究工作涉及到 Y2 岩体(张招崇等,2003,2006),而对其它有内在成因联系的岩体基本没有涉及,这就限制了对岩浆演化过程的充分论证。本文旨在于进一步探索上述科学问题。

1 区域地质背景、岩体群地质与岩相学特征

喀拉通克镁铁质岩体群位于准噶尔板块北缘卡依尔特—二台大断裂与玛因鄂博—额尔齐斯断裂带交汇点南西侧,北距额尔齐斯断裂带约 15km,南距乌伦古断裂带约 50km,岩体群的直接围岩为石炭系南明水组(王润民和赵昌龙,1991)。喀拉通克镁铁质岩体群由 13 个小岩体组成。在矿区范围内有 11 个岩体,编号为 Y1-Y11;在矿区南东方向有两个隐伏的岩体,编号为 G21、G22(图 1)。由于篇幅所限,有关各岩体的规模、形态、岩相分布、岩相学特征及含矿性等方面的详细描述请参阅王润民和赵昌龙(1991)、王福同等(1992)的专著。韩宝福等(2004)采用 SHRIMP 法测定 Y1 岩体的锆石 U-Pb 谐和年龄为 287 ±5Ma,属二叠纪。

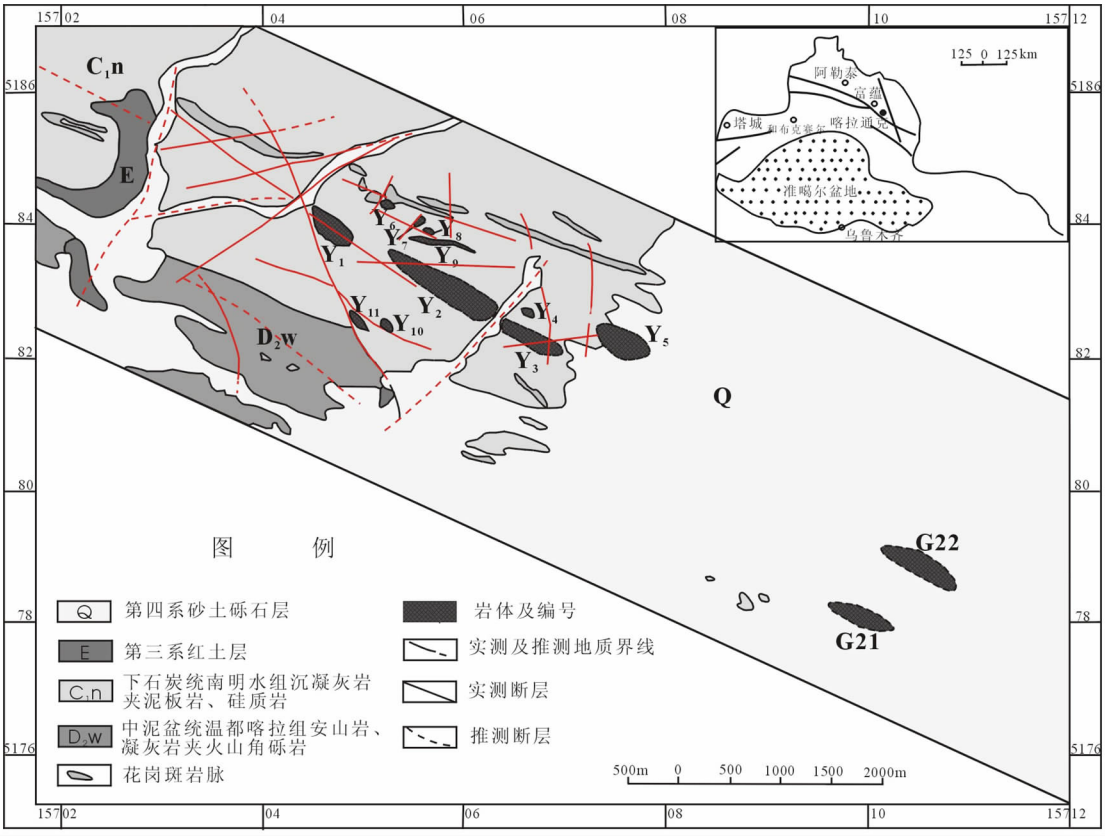


图 1 喀拉通克镁铁质岩体群分布图(据新疆第四地质大队勘查报告修编①)

Fig. 1 The map showing distribution of Kalatongke mafic rock intrusions

① 新疆第四地质大队. 2006. 新疆富蕴县喀拉通克铜镍矿区勘查设计报告

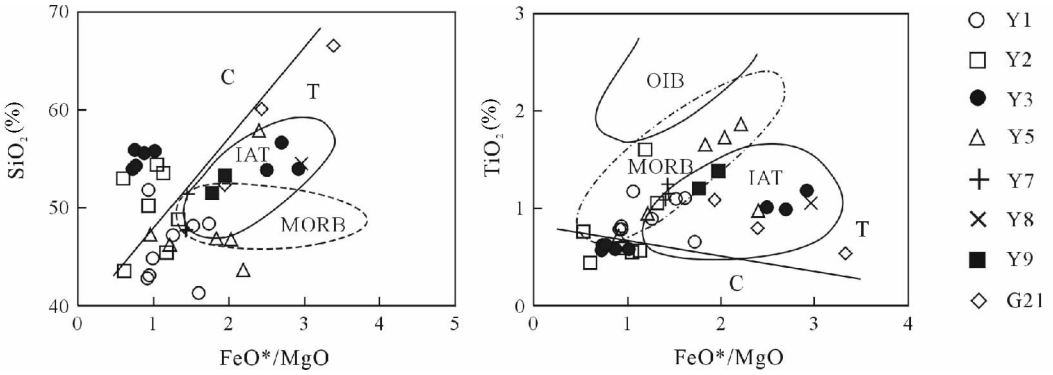


图 2 SiO_2-FeO^*/MgO、TiO_2-FeO^*/MgO 图解(据 Miyashiro,1974)

MORB-大洋中脊玄武岩;OIB-洋岛玄武岩;IAT-岛弧拉斑玄武岩

Fig. 2 SiO_2 vs. FeO^*/MgO, TiO_2 vs. FeO^*/MgO diagram (after Miyashiro, 1974)

构成喀拉通克镁铁质岩体群的岩石类型有含长方辉橄榄岩、橄榄苏长岩、黑云角闪苏长岩、辉长苏长岩、辉长岩、淡色辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩和石英闪长岩。需要说明的是,前人依据暗色矿物含量和种属,在 Y1-Y11 岩体中都确定有闪长岩相,而且,这种岩相学命名往往与硅酸盐全分析存在明显的矛盾。这类岩石中未蚀变的斜长石主要是拉长石,部分为中长石。按照岩石分类命名的原则,在这种情况下,确定岩石名称的首要依据是斜长石牌号(查瓦里茨基,1958)。所以,我们将前人命名的闪长岩更名为淡色辉长岩或辉长闪长岩。

本文所说的闪长岩和石英闪长岩仅限于 G21、G22 岩体,这两个岩体的基性程度在本岩体群中最低。在 Y6-Y11 岩体中,淡色辉长岩和辉长闪长岩所占的比例高于 Y3、Y4 和 Y5 岩体。后三个岩体中淡色辉长岩和辉长闪长岩所占的比例又高于 Y1 和 Y2 岩体。方辉橄榄岩仅见于 Y1 岩体下部。Y1、Y2、Y3 岩体有比较明显的岩相分带,总体趋势是:由下向上,暗色矿物含量递减,下部主要为苏长岩相,向上依次渐变为辉长岩、淡色辉长岩和辉长闪长岩。岩石结构类型计有辉长结构、正堆晶结构(辉石为堆晶矿物、斜长石填隙)、包橄结构和斜长石包裹辉石的包含结构,局部还见有含长结构,表明岩浆结晶过程中暗色矿物与斜长石的共结关系和以暗色矿物为主的分离结晶并存。斜长石普遍钠黝帘石化,导致部分斜长石牌号降低为中长石、更长石和钠长石(表 1)。单斜辉石主要为普通辉石,少部分为透辉石(表 1),普遍阳起石化、透闪石化和绿泥石化。斜方辉石均属紫苏辉石,蚀变比单斜辉石更强。橄榄石的 Fo = 68 ~ 80(王润民和赵昌龙,1991),属贵橄榄石和透铁橄榄石,普遍蛇纹石化、滑石化。在镁铁质岩浆结晶的晚期阶段,随着岩浆中水活度的增加,都会结晶出少量的褐色普通角闪石和黑云母。而在本岩体群中,在岩浆早期结晶相聚集的方辉橄榄岩和橄榄苏长岩中,褐色普通角闪石和黑云母的最高含量分别达到 20% 和 15%,在淡色辉长岩和辉长闪长岩中,这两种含水矿物的含量超过辉石,说明形成该岩体群的岩浆富水。

2 岩石化学

2.1 主量元素地球化学

由于岩石类型多变,所以,各种氧化物含量都有较大的变化范围(表 2)。m/f 比值介于 0.5 ~ 2.0 之间,属于铁质基性岩(吴利仁,1963)。在图 2 中有 10 件样品位于钙碱性系列区,28 件位于拉斑玄武岩系列区。其中,后一类样品分别具有岛弧拉斑玄武岩属性(IAT)和洋中脊玄武岩属性(MORB)。

2.2 稀土元素与微量元素地球化学

各种岩石的稀土元素总量变化较大,$\sum REE = 61.0 \times 10^{-6} \sim 206.7 \times 10^{-6}$。大部分样品有弱正铕异常,少部分样品有弱负铕异常,$\delta Eu = 0.82 \sim 1.37$。大多数样品的轻、重稀土元素分馏强,$(La/Yb)_N = 6.91 \sim 10.79$;少部分样品相对较弱,$(La/Yb)_N = 3.32 \sim 5.74$。总体上,轻稀土元素之间的分馏程度略强于重稀土元素之间的分馏,$(La/Sm)_N = 1.99 \sim 3.50$,$(Gd/Yb)_N = 1.28 \sim 3.15$(图 3)。

各岩体的微量元素配分曲线相似(图 3),大离子亲石元素(Rb、Ba、Th、U、Sr)富集,高场强元素(Zr、Hf)和稀土元素以及 Y 的原始地幔标准化值大多在 10 ± 。大部分样品都有 Nb、Ta 的明显亏损和较弱的 Ti 亏损。此外,大多数岩体中大离子亲石元素的配分曲线有小幅度波动。

在热液蚀变过程中,一些大离子亲石元素如 Cs、K、Rb、Ba、Sr 等是容易活动的;而稀土元素和一些高场强元素(如 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti、Th 等)活动性弱;其中,以 Zr、Th 的活动性最弱(Staudigel and Hart,1983)。所以,我们可以通过研究其它元素与 Zr、Th 的关系来判断这些元素的活动性(Gibsan *et al.*,1982;Pearce *et al.*,1992)。La-Th、Nb-Zr 呈现明显的正相关(图 4),表明稀土元素和 Nb、Ta 等高场强元素在热液

表 1 喀拉通克岩体斜长石、辉石的电子探针分析数据(wt%)

Table 1 Electron microprobe data of plagioclase and pyroxene(wt%)

岩体	岩性	样号	矿物	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Cr_2O_3	Total	组成
Y2	辉长苏长岩	Zk0701-7-p11	更长石	67.02	0	21.95	0.06	0	0	2.39	8.46	0.07	0	0.04	99.99	$An_{15}Ab_{80}Or_5$
		Zk0701-7-p12	更长石	61.81	0.07	23.27	0.45	0	0.07	5.1	8.48	0.37	0	0.03	99.65	$An_{25}Ab_{73}Or_2$
		Zk0701-7-p13	拉长石	55.32	0.08	29.15	0.27	0	0	9.43	4.70	0.19	0	0.23	99.37	$An_{51}Ab_{47}Or_2$
		Zk0701-7-p14	拉长石	54.32	0.06	28.71	0.29	0.02	0.04	10.25	4.98	0.42	0	0.12	99.21	$An_{52}Ab_{46}Or_2$
		Zk0701-7-p15	钠长石	69.8	0	20.77	0.11	0.03	0.01	1.10	10.89	0.11	0.04	0.01	102.87	An_8Ab_{92}
		Zk0701-7-p16	钠长石	67.31	0.05	19.5	0.19	0.03	0	0.69	10.78	0.09	0.01	2.15	100.8	An_4Ab_{96}
Y3	辉长岩	Zk9102-4-p11	更长石	67.49	0	21.97	0	0.05	0	2.64	8.84	0.05	0	0.22	101.26	$An_{15}Ab_{82}Or_3$
		Zk9102-4-p12	拉长石	56.43	0.09	27.4	0.33	0.04	0.05	10.14	4.53	0.15	0.04	0.18	99.38	$An_{56}Ab_{42}Or_2$
		Zk9102-4-p13	拉长石	52.43	0.09	29.47	0.50	0	0.1	12.06	4.73	0.34	0	0.10	99.82	$An_{59}Ab_{41}$
Y5	苏长岩	Zk904-28-p11	更长石	63.94	0	21.95	0.08	0	0	3.47	9.92	0.26	0	0	99.62	$An_{14}Ab_{83}Or_3$
		Zk904-28-p12	拉长石	54.12	0.1	28.35	0.55	0	0.05	11.19	4.94	0.31	0	0.05	99.66	$An_{56}Ab_{44}$
		Zk904-28-p13	钠长石	66.27	0	20.54	0.13	0	0.01	1.33	11.34	0.08	0	0.04	99.76	An_5Ab_{95}
Y3	苏长岩	Zk9102-8-p11	更长石	67.65	0	21.82	0.11	0.02	0.01	2.45	9.86	0.14	0.02	0.01	102.09	$An_{17}Ab_{83}$
		Zk9102-8-p12	更长石	65.71	0	21.25	0.04	0.017	0	2.29	9.72	0.23	0.02	0.05	99.32	$An_{15}Ab_{85}$
		Zk9102-8-p13	拉长石	55.54	0.06	28.41	0.63	0	0	10	4.77	0.24	0.05	0.02	99.72	$An_{54}Ab_{45}Or_1$
		Zk9102-8-p14	钠长石	66.27	0.03	20.07	0.10	0.02	0	1.02	11.37	0.08	0	0.01	98.97	An_5Ab_{95}
		Zk9102-8-p15	钠长石	67.56	0	20.03	0.37	0.04	0.03	0.53	11.81	0.13	0	0.12	100.61	An_2Ab_{98}
		Zk9102-8-p16	拉长石	53.4	0.04	29.43	0.54	0	0	10.97	4.47	0.34	0	0.11	99.3	$An_{56}Ab_{42}Or_2$
		Zk9102-8-p17	更长石	60.92	0	23.61	0.37	0	0.018	5.67	8.35	0.67	0	0	99.62	$An_{27}Ab_{73}$
	闪长岩	Zk8302-10-p11	更长石	68.58	0.01	21.56	0.04	0	0.02	1.99	9.87	0.06	0	0	102.13	$An_{12}Ab_{88}$
		Zk8302-10-p12	钠长石	68.74	0	20.12	0.08	0	0.02	1.30	11.15	0.08	0	0	101.49	An_6Ab_{94}
		Zk8302-10-p13	拉长石	53.71	0.09	29.07	0.60	0	0.10	11	5.01	0.27	0	0.10	99.95	$An_{54}Ab_{44}Or_2$
		Zk8302-19-p11	更长石	65.63	0	22.67	0.06	0	0	4.20	9.19	0.09	0.02	0	101.86	$An_{20}Ab_{80}$
		Zk8302-19-p12	更长石	64.68	0	22.18	0.11	0	0.01	3.52	8.78	0.11	0.07	0.04	99.5	$An_{19}Ab_{81}$
Y2	辉长苏长岩	ZK0701-7-px1	普通辉石	41.99	4.92	12.06	12.89	0.24	12.45	11.88	2.57	0.68	0	0.03	99.71	$En_{45}Fs_{25}Di_{30}$
		ZK0701-7-px2	普通辉石	42.19	4.91	12	13.37	0.32	11.8	11.96	2.92	0.77	0.04	0	100.28	$En_{43}Fs_{26}Di_{31}$
		ZK0701-7-px3	普通辉石	54.41	0.20	3.47	15.8	0.65	12.44	13.12	0.46	0.10	0	0.01	100.66	$En_{40}Fs_{29}Di_{31}$
		ZK0701-7-px4	普通辉石	51.7	0.54	2.08	10.1	0.26	14.6	20.28	0.30	0	0.04	0	99.9	$En_{42}Fs_{16}Di_{42}$
Y3	辉长岩	Zk9102-4-px1	透辉石	50.35	1.23	6.14	4.93	0.03	14.23	22.71	0.19	0	0	0.04	99.85	$En_{43}Fs_8Di_{49}$
		Zk9102-4-px2	透辉石	53.08	0.57	2.57	4.49	0.05	15.29	23.45	0.18	0	0	0.13	99.81	$En_{44}Fs_7Di_{49}$
		Zk9102-4-px3	普通辉石	45.46	3.45	9.96	12	0.17	13.67	12.2	2.23	0.91	0	0.04	100.1	$En_{47}Fs_{23}Di_{30}$
		Zk9102-4-px4	普通辉石	44.91	3.86	10.37	11.5	0.25	13.84	11.91	2.50	0.93	0	0.07	100.14	$En_{48}Fs_{22}Di_{30}$
	苏长岩	Zk9102-8-px1	紫苏辉石	52.36	1.11	1.16	19.17	0.36	24.14	1.59	0.06	0	0	0.05	100	$En_{67}Fs_{30}Di_3$
		Zk9102-8-px2	普通辉石	52.12	0.67	2.51	7.11	0.18	15.06	21.71	0.39	0	0.08	0.10	99.93	$En_{43}Fs_{12}Di_{45}$
		Zk9102-8-px3	普通辉石	45.48	3.06	9.51	12.07	0.19	14.46	11.77	2.11	0.80	0.06	0.10	99.61	$En_{49}Fs_{22}Di_{29}$
		Zk9102-8-px4	普通辉石	45.16	3.60	10.27	11.9	0.22	14.24	11.76	2.42	0.87	0.08	0.03	100.55	$En_{44}Fs_{21}Di_{35}$
Y5	苏长岩	Zk904-28-px1	普通辉石	51.84	0.7	2.62	7.44	0.22	14.51	21.26	0.42	0	0.04	0.07	99.12	$En_{43}Fs_{12}Di_{45}$
		Zk904-28-px2	透辉石	51.18	0.98	3.36	3.37	0.06	16.21	22.71	0.37	0	0.02	0.66	98.93	$En_{47}Fs_5Di_{48}$
		Zk904-28-px3	透辉石	51.48	0.92	3.41	2.96	0.12	16.24	23.44	0.39	0.01	0	0.72	99.69	$En_{48}Fs_5Di_{47}$
		Zk904-28-px4	紫苏辉石	53.65	0.21	0.94	17.95	0.38	25.7	0.68	0	0	0.02	0.06	99.59	$En_{70}Fs_{29}Di_1$
		Zk904-28-px5	普通辉石	43.34	4.17	11.6	11.07	0.16	13.82	11.91	2.94	0.66	0.07	0	99.74	$En_{48}Fs_{22}Di_{30}$
		Zk904-28-px6	普通辉石	43.15	4.37	11.64	11.15	0.15	13.91	12.1	2.73	0.65	0.01	0	99.86	$En_{48}Fs_{22}Di_{30}$
		Zk904-28-px7	普通辉石	43.2	4.37	11.73	10.35	0.14	13.52	11.97	2.82	0.69	0.11	0	98.9	$En_{48}Fs_{21}Di_{31}$
		Zk904-28-px8	普通辉石	49.14	1.4	4.89	9.21	0.26	13.84	20.85	0.41	0	0	0.05	100.05	$En_{41}Fs_{15}Di_{44}$
Y2	辉长闪长岩	Zk3903-13-px1	普通辉石	51.63	0.67	5.84	11.72	0.36	15.82	12.03	1.29	0.45	0.06	0.03	99.9	$En_{51}Fs_{22}Di_{27}$
		Zk3903-13-px2	普通辉石	50	1.90	7.17	12.5	0.32	14.42	12.73	1.35	0.63	0	0.01	101.03	$En_{47}Fs_{23}Di_{30}$
		Zk3903-19-px3	顽透辉石	53.74	0.43	2.38	5.95	0.15	16.6	20.11	0.30	0	0.06	0.16	99.88	$En_{48}Fs_{10}Di_{42}$
		Zk3903-19-px4	顽透辉石	52.48	0.46	2.43	6.12	0.12	17.34	20.36	0.32	0	0.06	0.30	99.99	$En_{49}Fs_{10}Di_{41}$

注:本数据由长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用 JXI-8100 型电子探针分析,电压 15kv,电流 1.0×10^{-8}A

表 2 岩体主量元素(wt%),微量元素和稀土元素($\times 10^{-6}$)丰度数据

Table 2 Abundance of major elements (wt%), trace elements and rare earth elements($\times 10^{-6}$)

岩体	Y1 岩体								Y2 岩体				
样品号	157-01	157-02	157-03	157-06	157-09	157-12	157-13	157-18	ZK0701-4	ZK0701-7	ZK3903-1	ZK3903-6	ZK3903-9
岩石名称	辉绿辉长岩	橄榄苏长岩		混染辉长岩	辉绿辉长岩	辉长岩	角闪苏长岩	混染辉长岩	辉长苏长岩		苏长岩		
SiO_2	44.63	42.96	42.85	48.2	41.01	47.23	51.84	48.43	43.54	45.35	48.79	50.18	52.97
TiO_2	1.14	0.81	0.79	1.10	1.09	0.89	0.79	0.66	0.74	1.53	1.06	0.59	0.44
Al_2O_3	12.99	9.50	7.94	11.34	11.57	11.29	9.74	17.51	7.84	16.59	17.44	10.56	7.45
Fe_2O_3	1.65	4.66	3.71	5.79	6.57	6.31	2.27	1.25	3.73	2.13	1.74	3.27	2.69
FeO	11.64	11.28	13.86	8.64	11.89	2.82	9.65	9.5	10.83	8.14	7.67	7.92	8.07
MgO	12.69	16.75	18.70	9.12	11.5	6.75	12.45	6.16	23.13	8.89	7.0	11.65	17.4
CaO	5.76	3.79	3.30	5.12	5.07	8.90	4.03	7.81	3.43	7.61	8.02	6.38	3.64
Na_2O	1.94	1.54	1.37	2.28	2.13	1.92	2.09	3.63	1.34	2.49	3.0	1.86	1.67
K_2O	1.38	1.67	1.22	1.42	1.03	0.78	1.59	0.83	1.0	1.60	1.44	1.19	1.02
P_2O_5	0.35	0.39	0.42	0.47	0.37	0.45	0.37	0.26	0.39	0.4	0.34	0.22	0.18
MnO	0.17	0.2	0.22	0.21	0.16	0.11	0.19	0.15	0.22	0.24	0.21	0.22	0.25
H_2O^+	4.18	4.58	3.94	3.47	4.3	7.0	2.82	2.58	2.78	4.1	2.7	3.02	2.92
LOI	—	—	—	—	—	—	—	—	1.98	3.62	2.13	3.72	2.70
Total	98.52	98.13	98.32	97.16	96.69	94.45	97.83	98.77	100.95	102.69	101.54	100.78	101.4
$Mg^{\#}$	0.63	0.66	0.66	0.54	0.54	0.59	0.65	0.51	0.75	0.61	0.58	0.66	0.75
Mg/Fe	1.71	1.92	1.92	1.17	1.17	1.4	1.88	1.03	2.89	1.55	1.33	1.89	2.91
Sc	16.1	12.9	11.9	19.6	15.3	20	19	25.1	13.61	35.43	22.89	23.38	28.51
V	119	110	141	123	111	128	122	192	112.1	288.2	206.1	116.4	103.1
Cr	566	1096	2663	1142	464	739	1228	93.2	2579	255.4	148.7	1583	1428
Mn									1907	2059	1829	1863	2201
Co	87.3	125	123	145	170	46.8	81.6	71.4	121	48.09	41.68	111.2	74.79
Ni	941	1745	1087	2162	3602	503	997	778	1132	95.71	106.8	1480	386
Cu	1735	1786	592	4144	1966	756	1616	1872	654.3	87.91	262.9	2488	172.5
Zn	81.5	111	141	154	94.2	95.9	131	64	171.8	162	93.46	121.4	122.4
Ga									26.88	38.98	46.14	32.3	27.3
Rb	33.3	33.2	22.2	32	17.3	23.1	37.4	13.8	14.59	29.25	19.78	29.31	20.01
Sr	463	478	313	399	505	411	405	851	357	773	1046	394	266
Y	17.8	13.4	14.1	20.6	18	15.9	15	13.9	10.36	21.03	15.67	10.89	8.06
Zr	141	119	110	152	141	130	131	82.3	87.55	103	98.98	79.81	70.17
Nb	7.37	7.91	8.82	12.8	6.87	9.51	8.58	5.84	5.18	13.26	9.5	4.52	3.67
Cs									0.43	0.62	0.31	1.17	0.65
Ba	275	413	350	417	299	271	444	331	291	357	485	343	298
Hf	3.08	2.60	2.60	3.76	3.19	3.06	2.98	2.0	2.16	3.11	2.83	2.13	1.82
Ta	0.53	0.47	0.70	1.71	0.44	0.64	0.49	0.37	0.03	0.50	0.28	0.05	0.05
Pb	11.4	12.6	11.8	54	19	5.0	13.3	19.9	5.79	10.73	21.88	6.12	3.27
Th	0.89	0.99	1.16	2.34	0.86	1.89	1.75	1.03	1.32	4.19	5.02	2.4	2.35
U	0.26	0.31	0.39	0.8	0.25	1.44	0.45	0.33	0.28	0.65	0.75	0.48	0.43
La	12.4	14.8	15.4	22	12.1	19.5	17.9	12.9	17.38	22.01	20.74	14.02	11.84
Ce	29.9	32.9	35.2	49.2	29.1	42.9	38.4	29	31.77	47.3	43.05	28.99	24.01
Pr	4.02	4.22	4.59	6.39	3.99	5.37	4.71	3.74	3.73	5.60	4.99	3.31	2.59
Nd	16.2	16.3	18	24.9	16.5	20.4	17.8	14.9	17.46	27.93	23.83	15.6	11.74
Sm	3.93	3.47	3.90	5.53	4.07	4.32	3.85	3.61	3.44	5.98	4.70	3.12	2.27
Eu	1.32	1.10	1.14	1.40	1.33	1.28	1.08	1.40	1.21	2.24	1.92	1.26	0.86
Gd	3.58	2.98	3.24	4.55	3.70	3.71	3.28	3.24	3.85	6.64	5.59	3.71	2.66
Tb	0.61	0.48	0.53	0.76	0.64	0.57	0.53	0.53	0.46	0.87	0.69	0.45	0.32
Dy	3.60	2.74	2.95	4.28	3.81	3.30	3.05	2.85	2.43	5.0	3.72	2.47	1.81
Ho	0.68	0.47	0.51	0.79	0.69	0.61	0.55	0.52	0.43	0.91	0.66	0.46	0.33
Er	1.90	1.33	1.44	2.15	1.86	1.63	1.53	1.43	1.40	2.85	2.08	1.46	1.12
Tm	0.26	0.18	0.20	0.30	0.27	0.24	0.22	0.20	0.18	0.34	0.26	0.19	0.15
Yb	1.72	1.22	1.27	1.93	1.75	1.51	1.47	1.25	1.19	2.59	1.86	1.37	1.14
Lu	0.27	0.18	0.20	0.31	0.25	0.23	0.23	0.19	0.18	0.35	0.26	0.20	0.17
∑REE	80.39	82.37	88.57	124.49	80.06	105.57	94.6	75.76	85.11	130.61	114.35	76.61	61.01
δEu	1.08	1.05	0.98	0.85	1.05	0.98	0.93	1.25	1.01	1.08	1.14	1.13	1.07
$(La/Yb)_N$	4.87	8.19	8.18	7.69	4.67	8.72	8.22	6.97	9.86	5.74	7.53	6.91	7.01
$(Gd/Yb)_N$	1.68	1.97	2.06	1.91	1.71	1.99	1.80	2.09	2.61	2.07	2.43	2.19	1.89
$(La/Sm)_N$	1.99	2.69	2.49	2.50	1.87	2.84	2.93	2.25	3.18	2.32	2.78	2.83	3.28

续表 2

Continued Table 2

岩体	Y2		Y3								Y5		
样品号	ZK3903-13	ZK3903-14	ZK9102-3	ZK9102-4	ZK9102-7	ZK9102-9	ZK8302-10	ZK8302-14	ZK8302-19	ZK8302-27	ZK904-21	ZK904-25	ZK904-26
岩石名称	淡色辉长岩			辉长岩	苏长岩		辉长闪长岩					辉长岩	
SiO_2	54.39	53.54	53.95	55.58	53.96	54.26	56.7	53.91	55.78	55.89	57.9	46.54	46.85
TiO_2	0.55	0.58	1.18	0.58	0.57	0.62	0.99	1.01	0.58	0.61	0.94	1.68	1.66
Al_2O_3	16.56	17.02	16.83	14.36	9.61	9.83	16.36	16.89	15.44	11.32	17.07	16.84	16.71
Fe_2O_3	1.38	1.25	1.72	1.45	2.82	2.34	1.61	1.63	1.22	2.29	1.01	2.03	2.39
FeO	4.54	4.34	7.42	5.51	6.86	6.59	5.32	6.41	5.23	6.04	4.65	7.56	7.74
MgO	5.52	4.83	3.07	7.81	12.96	11.35	2.51	3.16	6.22	10.87	2.35	4.76	5.41
CaO	6.7	6.61	5.83	6.76	5.14	6.7	5.97	6.94	6.73	4.11	3.86	9.23	9.37
Na_2O	3.24	3.22	3.63	3.03	2.20	2.15	3.78	3.65	3.15	2.56	5.69	3.85	3.27
K_2O	1.76	2.04	1.78	1.81	1.66	1.72	2.5	2.04	1.99	2.17	3.0	0.7	0.81
P_2O_5	0.24	0.2	0.75	0.22	0.20	0.25	0.53	0.64	0.24	0.28	0.52	0.83	0.68
MnO	0.12	0.11	0.12	0.15	0.19	0.18	0.12	0.12	0.13	0.18	0.09	0.12	0.13
H_2O^+	3.08	3.52	3.0	2.06	2.96	2.48	2.86	2.06	1.94	2.5	2.54	4.24	4.02
LOI	4.39	5.83	2.72	2.23	2.89	3.03	2.87	2.29	2.01	2.63	2.76	5.05	3.56
Total	102.47	103.09	102	101.55	102.02	101.5	102.12	100.75	100.66	101.45	102.38	103.43	102.6
$Mg^{\#}$	0.63	0.61	0.38	0.67	0.71	0.70	0.40	0.42	0.64	0.71	0.43	0.48	0.50
Mg/Fe	1.68	1.56	0.61	2.02	2.43	2.3	0.66	0.71	1.73	2.36	0.75	0.9	0.97
Sc	18.36	17.28	15.74	23.34	26.8	30.45	12.76	12.74	18.65	16.83	3.64	25.85	30.32
V	101.9	103.2	191.2	115.6	119.4	133.3	164.4	221.5	113.4	111.3	104.7	289.5	317.2
Cr	85.51	46.45	5.52	275.6	920	723.8	3.81	4.99	143.9	619.9	0.53	14.59	35.88
Mn	1084	898.3	1018	1274	1647	1580	972.3	980.8	1140	1494	728.4	1089	1132
Co	39.85	35.38	48.67	55.68	83.15	72.14	45.38	55.85	60.66	85.64	36.93	37.96	42.23
Ni	33.35	20.28	1.36	81.62	496	383.2	0.39	0.11	42.77	173.2	0.83	3.03	11.45
Cu	60.54	54.59	36.62	100.8	426.3	350.9	49.02	41.25	66.44	126.1	56.11	75.21	60.83
Zn	89.98	82.11	136.8	99.8	117.5	106.7	120.7	116.9	93.89	117.4	114.4	162	162.8
Ga	44.61	42.4	45.5	46.72	38.71	38.28	59.13	52.03	49.57	48.68	97.36	36.52	35.42
Rb	28.64	26.74	13.25	31.91	39.57	38.74	27.56	21.84	34.5	56.98	7.21	6.38	7.54
Sr	870	771	821	687	349	338	653	828	789	479	548	808	730
Y	10.98	10.98	15.18	12.28	11.27	13.17	18.48	15.4	12.17	11.33	15.94	18.78	16.93
Zr	89.46	86.91	107.5	95.1	86.01	86.62	142.6	113.9	91.39	108.4	185.5	119.2	93.13
Nb	4.92	4.82	5.25	5.23	5.04	4.98	7.6	5.75	5.31	6.19	10.35	8.08	7.08
Cs	0.41	0.54	0.58	0.43	2.37	2.03	0.39	0.45	1.32	2.81	0.57	0.33	0.2
Ba	470	428	431	511	449	462	648	534	551	579	1249	273	262
Hf	2.47	2.36	3.04	2.65	2.37	2.42	4.07	3.15	2.54	2.77	4.87	3.5	2.83
Ta	0.01	0.01	0.13	0.04	0.04	0.01	0.24	0.12	0.08	0.17	0.39	0.17	0.1
Pb	6.40	6.21	4.86	5.80	5.04	5.55	6.34	5.17	6.32	6.22	4.05	2.62	2.55
Th	3.44	3.84	4.43	4.19	3.09	3.35	5.72	4.72	4.0	4.22	5.52	3.38	2.76
U	0.64	0.66	0.81	0.74	0.57	0.61	1.07	0.75	0.71	0.69	1.24	0.66	0.52
La	16.69	16.04	20.86	18.66	16	17.49	25.3	21.74	18.91	19.98	27.35	24.6	21.73
Ce	33.83	31.64	44.42	37.26	32.65	36.11	53.41	46.37	38.52	39.97	59.53	56.38	49.81
Pr	3.72	3.56	5.15	4.09	3.66	4.02	6.05	5.30	4.21	4.31	6.84	7.06	6.21
Nd	17.1	16.33	24.93	18.47	16.79	18.77	28.33	25.03	19.05	19.09	31.91	35.48	31.32
Sm	3.28	3.23	4.93	3.57	3.22	3.76	5.57	4.86	3.6	3.48	6.04	7.18	6.53
Eu	1.44	1.26	1.76	1.48	1.25	1.34	2.01	1.80	1.48	1.39	2.70	2.25	2.09
Gd	3.94	3.78	5.53	4.22	3.86	4.52	6.40	5.66	4.39	4.24	6.67	7.61	6.98
Tb	0.46	0.46	0.68	0.50	0.46	0.56	0.77	0.68	0.52	0.48	0.76	0.94	0.85
Dy	2.6	2.46	3.65	2.74	2.59	3.01	4.23	3.71	2.81	2.58	3.83	4.79	4.33
Ho	0.46	0.46	0.63	0.50	0.46	0.54	0.76	0.64	0.52	0.47	0.69	0.82	0.75
Er	1.48	1.50	2.02	1.67	1.55	1.79	2.44	2.11	1.65	1.53	2.18	2.50	2.24
Tm	0.18	0.18	0.25	0.21	0.19	0.22	0.31	0.26	0.20	0.19	0.26	0.29	0.26
Yb	1.4	1.35	1.74	1.55	1.47	1.62	2.21	1.84	1.50	1.43	1.94	1.95	1.82
Lu	0.19	0.20	0.25	0.22	0.20	0.24	0.31	0.27	0.22	0.20	0.29	0.27	0.25
∑REE	86.77	82.45	116.8	95.14	84.35	93.99	138.1	120.27	97.58	99.34	150.99	152.12	135.17
δEu	1.22	1.10	1.03	1.16	1.08	0.99	1.03	1.05	1.14	1.11	1.30	0.92	0.94
$(La/Yb)_N$	8.05	8.02	8.09	8.13	7.35	7.29	7.73	7.98	8.51	9.43	9.52	8.52	8.06
$(Gd/Yb)_N$	2.27	2.26	2.57	2.20	2.12	2.25	2.34	2.49	2.37	2.40	2.78	3.15	3.10
$(La/Sm)_{Nn}$	3.20	3.13	2.66	3.29	3.13	2.93	2.86	2.82	3.31	3.61	2.85	2.16	2.10

续表 2

Continued Table 2

岩体	Y5			Y7			Y8	Y9		G21 重力异常		
样品号	ZK904-28	ZK904-30	ZK904-34	KLⅦ-1	KLⅦ-2	Y7-2	KLⅧ-1	ZK883-1	ZK883-3	ZK07-3	ZK07-5	ZK2101-6
岩石名称	苏长岩			辉长岩		苏长岩		辉长岩		石英闪长岩闪长岩	辉长岩	闪长岩
SiO_2	43.52	46.3	47.68	51.51	47.6	47.71	54.56	51.55	52.96	66.6	52.4	60.43
TiO_2	1.81	0.95	0.71	1.09	1.25	1.15	1.05	1.21	1.38	0.54	1.09	0.8
Al_2O_3	17.02	16.19	15.6	16.36	15.12	16.63	18.69	16.87	16.12	14.82	18.38	18.58
Fe_2O_3	2.34	2.32	1.74	2.54	2.46	1.37	3.92	4.37	4.42	0.4	0.95	1.09
FeO	8.96	7.63	7.13	6.20	7.92	8.89	4.06	4.9	4.19	2.14	7.87	3.72
MgO	5.12	8.01	9.47	6.02	7.09	7.01	2.56	5.0	4.38	0.75	4.50	1.97
CaO	10.68	11.14	9.30	8.06	4.93	7.49	4.53	7.20	5.93	2.48	6.83	3.20
Na_2O	2.89	2.41	2.76	3.65	3.95	3.02	5.32	3.68	4.37	4.78	3.92	5.47
K_2O	1.07	0.95	1.04	1.31	0.45	1.28	1.41	1.76	2.61	3.85	1.50	1.79
P_2O_5	0.75	0.17	0.25	0.35	0.8	0.53	0.38	0.75	0.91	0.14	0.29	0.20
MnO	0.12	0.12	0.14	0.15	0.16	0.19	0.09	0.14	0.16	0.06	0.16	0.20
H_2O^+	3.42	3.40	3.22	2.42	5.12	2.88	2.92	1.94	1.92	1.40	1.0	2.16
LOI	4.39	2.54	2.78	1.69	6.76	3.25	2.36	1.47	1.50	2.62	0.62	1.59
Total	102.09	102.13	101.82	101.35	103.61	101.4	101.85	100.84	100.85	100.58	99.51	101.2
$Mg^{\#}$	0.45	0.60	0.66	0.56	0.56	0.55	0.38	0.50	0.49	0.35	0.48	0.43
Mg/Fe	0.82	1.47	1.93	1.25	1.25	1.22	0.60	1.0	0.95	0.53	0.91	0.72
Sc	32.84	31.37	26.22	28.35	17.21	18.78	7.3	18.02	16.43	0.45	22.01	6.47
V	386.2	281	159.2	220.8	156.6	162.6	164.4	167	164.7	28.65	251.9	126.6
Cr	15.89	129	191.8	123.4	196.7	127.6	40.4	111.9	82.77	1.40	27.02	25.84
Mn	1013	1096	1191	1278	1361	1666	706.4	1233	1323	355.2	1407	1471
Co	41.9	55.19	61.1	32.81	51.83	49.05	29.37	70.37	47.51	53.98	38.3	23.16
Ni	4.50	45.19	84.47	37.76	303.8	239.9	245.8	276.3	89.79	0.92	8.49	1.08
Cu	78.45	70.28	79.94	88.23	540.7	266.5	1714	594.6	152.2	8.8	74.7	18.18
Zn	151.9	117.6	112.4	111.3	160.1	146.3	103.4	144.2	160.8	49.39	130.4	78.95
Ga	38.63	36.33	35.76	29.27	29.67	46.9	49.96	53.34	56.87	71.63	70.38	45.14
Rb	14.64	13.51	14.99	15.92	4.68	15.78	4.78	25.76	19.63	16.45	11.16	4.46
Sr	1557	1385	1254	599	453	998	847	972	1025	253	826	829
Y	13.78	7.91	8.83	15.58	17.92	15.34	13.31	18.65	22.13	15.87	18.99	18.53
Zr	76.66	56.01	65.46	125.7	171.5	101.2	177.2	163.3	220.7	244	97.43	178.2
Nb	5.10	3.01	3.86	7.81	11.92	7.84	9.96	10.82	14.46	9.59	6.41	6.86
Cs	0.46	0.63	0.72	0.26	0.15	1.10	0.39	0.90	0.26	0.46	0.70	0.35
Ba	318	326	344	214	203	497	488	563	622	858	827	442
Hf	2.22	1.55	1.72	3.05	4.08	2.54	4.25	3.87	5.13	6.27	2.77	5.36
Ta	0.05	0.08	0.08	0.21	0.36	0.13	0.30	0.30	0.48	0.49	0.11	0.22
Pb	2.50	2.52	3.27	3.31	12.79	10.57	21.07	9.96	9.03	16.92	4.84	7.47
Th	2.05	1.67	2.03	4.49	2.26	2.12	2.99	2.43	2.92	8.96	3.73	8.04
U	0.38	0.28	0.38	1.13	1.76	0.38	1.56	0.54	1.04	1.31	0.61	1.52
La	16.44	11.2	13.98	23.63	32.14	22.01	18.18	29.43	38.16	25.39	13.68	13.77
Ce	37.71	23.92	29.48	47.96	68.62	47.37	36.13	64.71	82.02	52.23	29.57	30.34
Pr	4.78	2.87	3.44	5.28	7.97	5.49	4.4	7.41	9.34	5.67	3.61	3.67
Nd	24.91	13.85	16.33	24.1	36.74	26.48	21.27	34.76	43.67	24.72	18.42	17.82
Sm	5.26	2.90	3.14	4.48	6.84	5.11	4.21	6.67	8.08	4.57	4.31	4.04
Eu	1.88	1.24	1.33	1.57	1.95	2.08	2.01	2.38	2.78	1.82	2.07	1.47
Gd	5.53	3.22	3.59	5.38	7.66	5.8	4.71	7.44	9.16	5.53	5.05	4.44
Tb	0.70	0.38	0.41	0.63	0.86	0.70	0.60	0.86	1.06	0.64	0.69	0.66
Dy	3.53	1.91	2.01	3.56	4.32	3.55	3.09	4.40	5.33	3.60	4.15	3.96
Ho	0.59	0.34	0.36	0.63	0.77	0.64	0.57	0.76	0.95	0.65	0.78	0.76
Er	1.82	1.03	1.15	2.12	2.47	2.07	1.87	2.54	2.98	2.22	2.55	2.64
Tm	0.20	0.11	0.13	0.25	0.29	0.24	0.23	0.29	0.35	0.30	0.32	0.35
Yb	1.42	0.83	0.99	1.84	2.01	1.77	1.67	2.19	2.5	2.18	2.43	2.8
Lu	0.19	0.11	0.13	0.26	0.3	0.25	0.25	0.3	0.35	0.33	0.33	0.39
∑REE	104.96	63.91	76.47	121.69	172.94	123.56	99.19	164.14	206.73	129.85	87.96	87.11
δEu	1.06	1.24	1.21	0.98	0.82	1.16	1.37	1.03	0.98	1.11	1.35	1.06
$(La/Yb)_N$	7.81	9.11	9.53	8.67	10.79	8.39	7.35	9.07	10.3	7.86	3.80	3.32
$(Gd/Yb)_N$	3.15	3.14	2.93	2.36	3.08	2.65	2.28	2.75	2.96	2.05	1.68	1.28
$(La/Sm)_N$	1.97	2.43	2.80	3.32	2.96	2.71	2.72	2.78	2.97	3.50	2.0	2.15

注:本表中 Y1 岩体数据引自张招崇等(2003),其余主量元素由国家地质实验测试中心采用 X 荧光光谱仪(3080E)分析;微量及稀土元素由长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室采用 ICP-MS 分析

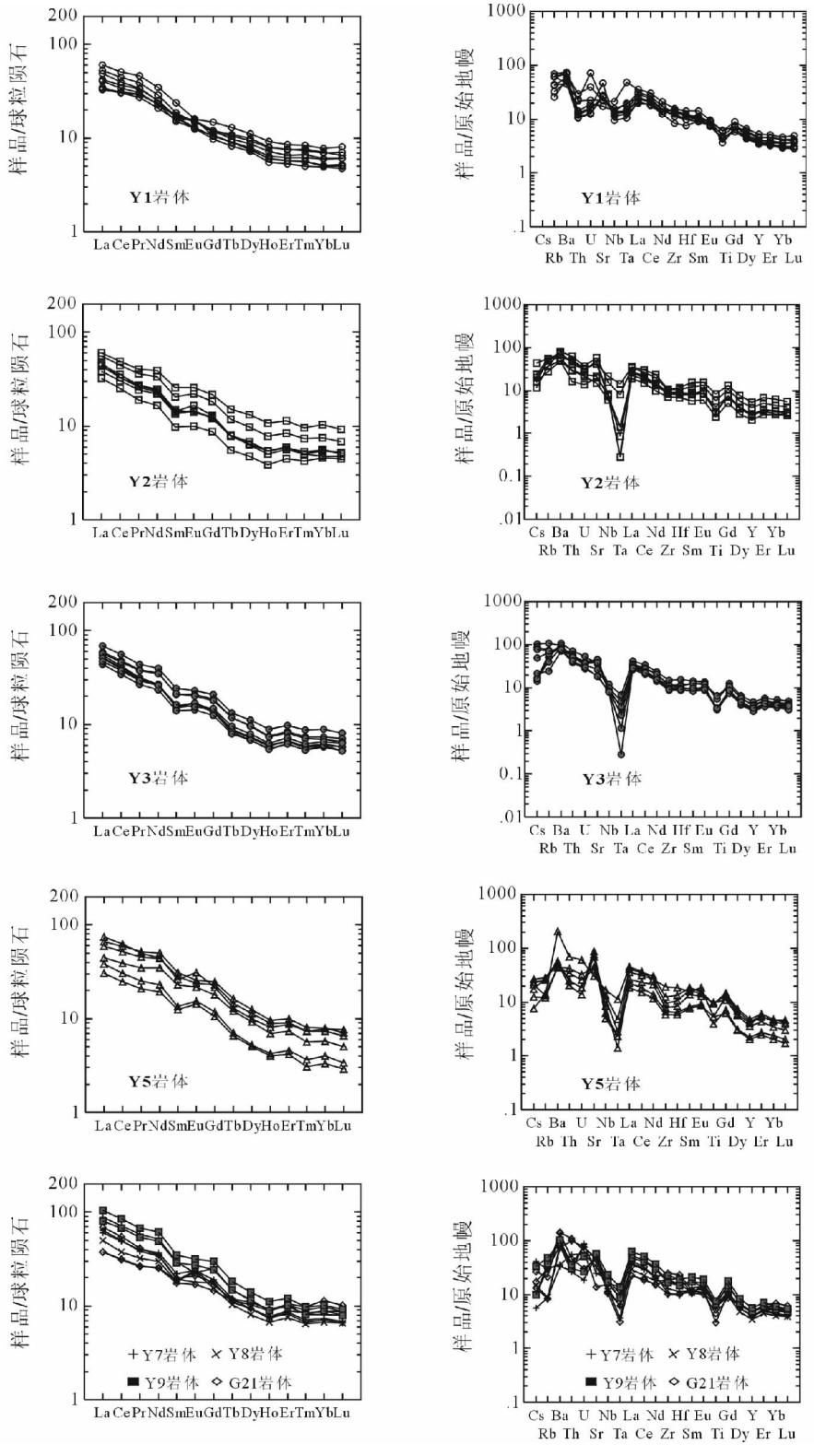


图3 喀拉通克岩体球粒陨石标准化稀土元素配分图及微量元素原始地幔标准化蛛网图(标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns and Primitive-mantle normalized spidergram of Kalatongke rock intrusions(after Sun and McDonough, 1989)

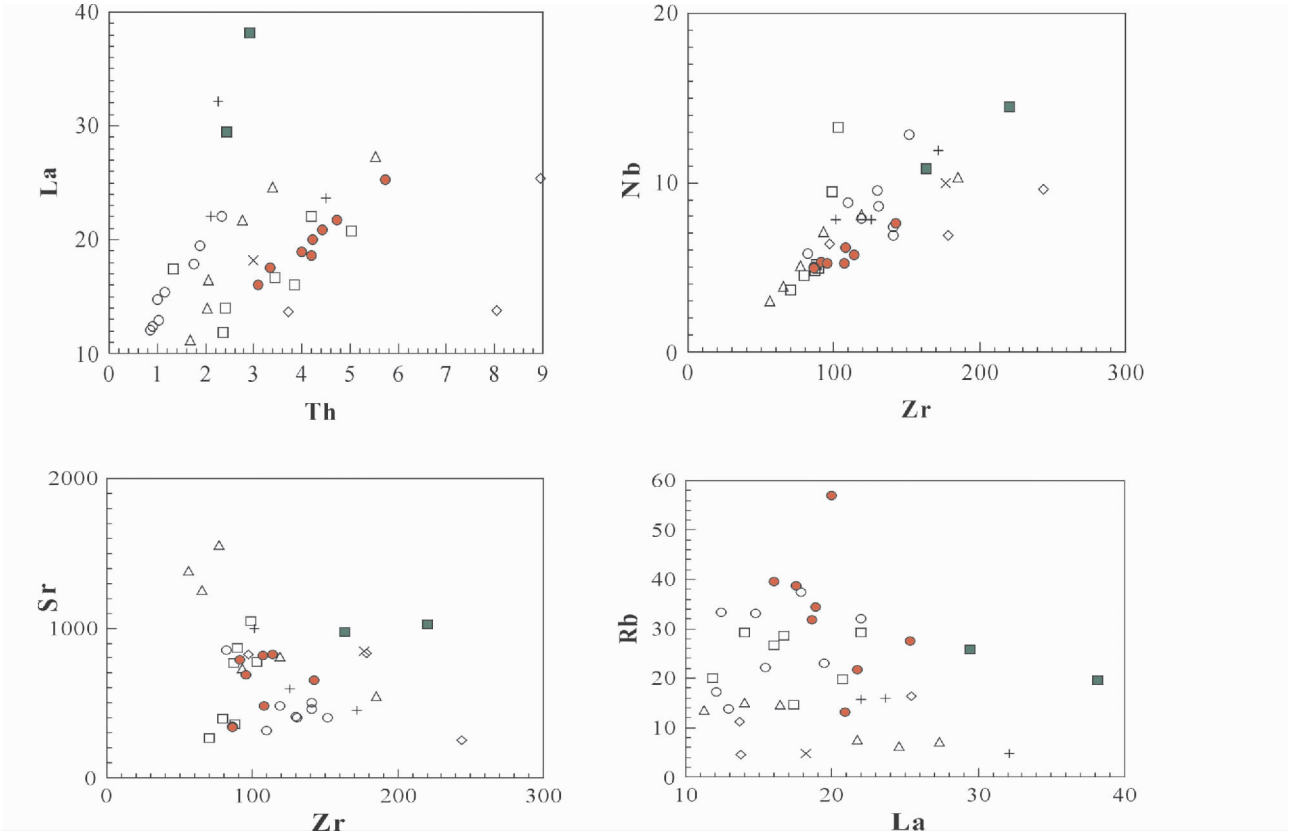


图 4 喀拉通克岩体微量元素相关图解

图例同图 2

Fig. 4 Trace elements diagram of Kalatongke rock intrusions

蚀变过程中是基本不活动的。而 Sr-Zr、Rb-La 之间没有相关性,表明 Sr、Rb 等大离子亲石元素在热液蚀变过程中是活动的。有鉴于此,大离子亲石元素配分曲线的波动应该与热液蚀变有关。

2.3 Nd、Sr、Pb 同位素

本文样品 Nd、Sr 和 Pb 同位素比值测试在中国科学院广州地球化学研究所完成。其中 Nd、Sr 同位素所用仪器为 Micromass Isoprobe 型多接收器等离子体质谱仪。Sr、Nd 的全流程空白分别为 20、10pg,对样品的贡献可以忽略。测试时$^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值标准到$^{146}Nd/^{144}Nd = 0.721906$ 和$^{145}Nd/^{144}Nd = 0.348440$,$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值标准化到$^{86}Sr/^{88}Sr = 0.11940$。该仪器测量 La Jolla 标准的$^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值为 0.511861 ± 10,测量 SRM-987 标准的$^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710263 \pm 10$。Pb 同位素所用仪器为 VG354 热电离质谱仪。Pb 的全流程空白为 100pg,对样品的贡献可以忽略。该仪器测量标准物质 SRM-981 的 Pb 同位素组成分别为:$^{206}Pb/^{204}Pb = 16.934 \pm 0.007$,$^{207}Pb/^{204}Pb = 15.486 \pm 0.017$,$^{208}Pb/^{204}Pb = 36.673 \pm 0.033$(n = 20),该结果与用双稀释剂测定的推荐值(分别为 16.9322,15.4855 和 36.6856)(Todt *et al.*,1993)非常一致。

喀拉通克镁铁质岩石的 $\varepsilon_{Nd}(t) = +6.2 \sim +8.2$,平均值为 7.0(表 3,$t = 287Ma$);4 件样品的 $\varepsilon_{Sr}(t) = -0.6 \sim -36.3$,另有一件样品的 $\varepsilon_{Sr}(t) = +36.5$;相应的 Sr 同位素初始值分别是 0.702312 ~ 0.704831 和 0.707448。张招崇等(2006)在 Y1 和 Y2 岩体测定的 8 件同位素样品中,$\varepsilon_{Nd}(t) = 6.3 \sim 8.2$,与我们的数值完全一致;$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.703752 \sim 0.705039$,与我们的前 4 件样品基本一致。另外,王润民和赵昌龙(1991)测定的 18 件样品中,有 17 件样品的$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.703251 \sim 0.704571$,另有一件样品为 0.705664。这 41 件 Sr 同位素样品中,$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$大于 0.7045 的样品仅有 4 件。这些 Nd、Sr 同位素数据证明,喀拉通克岩体群的岩浆源区应属于亏损型地幔(图 5)。

我们测试的 5 件样品$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i = 17.784 \sim 18.008$,$(^{207}Pb/^{204}Pb)_i = 15.400 \sim 15.555$,$(^{208}Pb/^{204}Pb)_i = 36.973 \sim 37.560$。这些 Pb 同位素组成均位于地球演化线的右侧(图 6),属于富放射成因铅的异常铅。这些数据点位于 MORB 范围内和其附近,证明岩浆源区具有与 MORB 相似的 Pb 同位素组成。

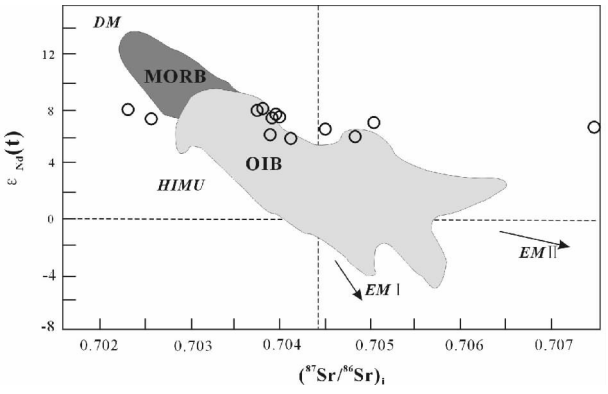


图 5 喀拉通克岩体 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解(据 Zindler and Hart, 1986)

DM-亏损地幔;MORB-洋中脊玄武岩;OIB-洋岛玄武岩;EMI and EMII-富集地幔; HIMU-高 U/Pb 比值地幔

Fig. 5 $\varepsilon_{Nd}(t)$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram of Kalatongke rock intrusions(after Zindler and Hart, 1986)

3 讨论

3.1 同化混染

对于喀拉通克镁铁质岩体群而言,准确地评价其同化混染的程度不但是岩石学问题,而且与矿床成因密切相关。从元素地球化学角度来看,总分配系数相同或很相近的元素比值在岩浆结晶过程中不会改变。因此,根据总分配系数相同或很相近、对同化混染作用又敏感的元素比值(例如 Ce/Pb、Th/Yb、Nb/Ta、Ta/Yb、K_2O/P_2O_5、Ti/Yb、Zr/Nb 等)之间的协变关系,可以检验是否存在同化混染作用,并判断混染程度(Mecdonald *et al.*, 2001; Barker *et al.*, 1997; Cambell and Griffiths, 1993)。Nb/Ce-Nb/U 具有一定程度的相关性(图 7),而 Nb/Ta-TiO_2/Yb、Nb/Th-Ce/Pb、Th/Yb-Ta/Yb 未显示相关性。如前所述,由于这些高场强元素与稀土元素在热液蚀变过程中是不活动的,所以,这些元素比值之间缺乏相关性应该与热液蚀变无关。图 7 证明,喀拉通克岩体群在岩浆演化过程中仅有很弱的同化混染作用。

Nd 同位素没有显示同化混染的迹象($\varepsilon_{Nd}(t)$ = 6.2 ~ 8.2),对同化混染作用很敏感的 Sr 同位素,在 41 件样品中,也仅有 4 件初始值较高的样品,可能反映了同化混染作用的存在。Pb 同位素没有显示 EM Ⅰ、EM Ⅱ 趋势,对同化混染作用敏感的 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值也没有明显升高,所以,Pb 同位素也没有显示同化混染的迹象。在张招崇等(2006)测定的 8 件样品中,有 5 件样品的 $\delta^{18}O$ = 5.4‰ ~ 6.3‰,完全在幔源岩浆的氧同位素组成范围内。另有两件样品的 $\delta^{18}O$ 为 6.6‰和 6.8‰。这种略微升高的氧同位素组成,可能与轻微的同化混染作用有关,也可能与热液蚀变作用有关,因为岩浆热液蚀变的结果会使蚀变岩石的 $\delta^{18}O$ 高于新鲜岩石值(沈渭洲,1997)。另有 1 件样品的 $\delta^{18}O$ = 10.6‰,明显高于其它样品。推测应该与局部的同化混染作用有关。Y1 岩体中铜镍硫化物的 $\delta^{34}S$ 介于 -3.49‰ ~ +3.06‰之间,平均值为 +0.4‰,说明硫来源于地幔(王润民和赵昌龙,1991)。在 Nd、Sr、Pb、O、S 五种同位素体系中,仅有锶和氧同位素体系的个别样品反映出同化混染的存在,同位素地球化学同样证明同化混染程度很弱,而且仅在局部存在。张作衡等(2005)和韩春明等(2006)依据 Re-Os 同位素研究,得出了相似的结论。所以,当我们探讨岩浆中硫化物饱和度的增大及岩浆与硫化物熔体的熔离过程时,应该更加关注于岩浆自身的特点及岩浆演化过程。

3.2 原生岩浆

张招崇等(2003)用 MgO 含量最高的橄榄石(78)和相关岩石的 FeO 含量,计算出与这种橄榄石平衡的岩浆的 MgO 含量为 9.8%。由于橄榄石的 Fo 含量过低,不可能是镁铁质

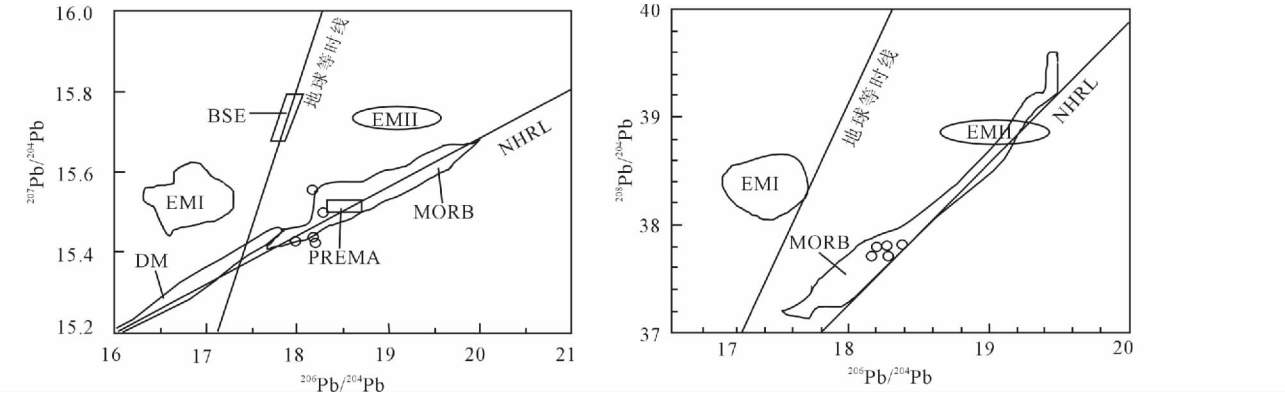


图 6 喀拉通克岩体 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解

DM-亏损地幔; MORB-大洋中脊玄武岩; BSE-原始未分异地幔; PREMA-最常见地幔端员; EM Ⅰ 和 EM Ⅱ-富集地幔端员(据 Zindler and Hart, 1986)

Fig. 6 $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ of Kalatongke rock intrusions(after Zindler and Hart, 1986)

表 3 喀拉通克岩体 Nd、Sr、Pb 同位素数据表

Table 3 Nd、Sr、Pb Isotope data of the Kalatongke rock intrusions

岩体	样品号	岩石名称	Sm($\times10^{-6}$)	Nd($\times10^{-6}$)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ	$\varepsilon_{Nd}(t)$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$
Y3	Zk8302-19	辉长闪长岩	3.6	19.05	0.116138	0.51281	0.000001	6.2	0.512601
Y3	Zk9102-9	苏长岩	3.76	18.77	0.123157	0.51289	0.000004	7.5	0.512668
Y2	Zk3903-1	苏长岩	4.7	223.83	0.01291	0.51266	0.000002	6.9	0.512637
Y2	Zk3903-9	苏长岩	2.27	11.74	0.118875	0.512917	0.000004	8.2	0.512703
Y2	Zk0701-4	辉长苏长岩	3.44	17.46	0.121129	0.51282	0.000001	6.2	0.512602
岩体	样品编号	岩石名称	Rb($\times10^{-6}$)	Sr($\times10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ	$\varepsilon_{Sr}(t)$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$
Y3	Zk8302-19	辉长闪长岩	34.5	788.6	0.126564	0.704595	0.000012	-11.1	0.704089
Y3	Zk9102-9	苏长岩	38.74	338	0.331582	0.703898	0.000003	-32.7	0.702572
Y2	Zk3903-1	苏长岩	19.78	1046	0.054707	0.707667	0.000011	36.5	0.707448
Y2	Zk3903-9	苏长岩	20.01	265.9	0.217709	0.703183	0.000011	-36.3	0.702312
Y2	Zk0701-4	辉长苏长岩	14.59	357.3	0.118133	0.705304	0.000009	-0.6	0.704831
岩体	样品编号	岩石名称	U($\times10^{-6}$)	Th($\times10^{-6}$)	Pb($\times10^{-6}$)	$^{238}U/^{204}Pb$	$^{235}U/^{204}Pb$	$^{232}Th/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$	$(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$	$(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$
Y3	ZK8302-19	辉长闪长岩	0.71	4.0	6.32	7.9662	0.0578	45.2080	18.191	15.436	37.805	17.829	15.417	37.156
Y3	ZK9102-9	苏长岩	0.61	3.35	5.55	7.7938	0.0565	43.1145	18.311	15.508	37.822	17.957	15.490	37.206
Y2	ZK3903-1	苏长岩	0.75	5.02	21.88	2.4307	0.0176	16.3881	18.118	15.561	37.794	18.008	15.555	37.560
Y2	ZK3903-9	苏长岩	0.43	2.35	3.27	9.3247	0.0676	51.3325	18.208	15.421	37.707	17.784	15.400	36.973
Y2	ZK0701-4	辉长苏长岩	0.28	1.32	5.79	3.4292	0.0249	16.2842	17.984	15.429	37.591	17.828	15.421	37.358

注:本表样品由中国科学院广州地球化学研究所采用 Micromass Isoprobe 型多接收器等离子体质谱仪分析。计算时采用 $t=287$ Ma

岩浆的液相线相,而且相关岩石的平均 $Mg^{\#}$ 仅为 0.62,所以,MgO = 9.8% 的岩浆不能代表原生岩浆,只能约束原生岩浆 MgO 含量的下限。

Green(1975)认为,与地幔橄榄岩平衡的原生岩浆的 $Mg^{\#}$ = 0.63 ~ 0.73;Freg *et al.* (1978)认为,$Mg^{\#}$ = 0.68 ~ 0.73;Hess(1992)认为 $Mg^{\#}$ > 0.68。如果以 $Mg^{\#}$ = 0.65 ~ 0.73 代表了原生岩浆或近于原生岩浆的 $Mg^{\#}$ 范围,本文中有 7 件样品的 $Mg^{\#}$ = 0.66 ~ 0.71,处于原生镁铁质幔源岩浆的 $Mg^{\#}$ 范围。这 7 件样品的 MgO 含量平均值为 11.6%($Mg^{\#}$ 平均值为 0.68)比用橄榄石 Fo 分子约束的原生岩浆 MgO 含量的下限高 1.8%,二者具有合理的关系。由于不能排除这些岩石固结时含有堆晶相,而且其液相也应该是具有一定演化程度的岩浆,所以只能将 11.6% 视为近似于原生岩浆的 MgO 含量。据此证明,形成喀拉通克岩体群的原生岩浆是 MgO 含量很高的玄武岩浆。原生岩浆的 MgO 含量高,应该与源区富水有关(详见后面的讨论)。水含量高导致地幔橄榄岩的固相线温度显著降低,从而增大了其部分熔融程度。有鉴于此,喀拉通克镁铁质岩体群中超镁铁质岩石比例很低,应该不是原生岩浆中铁镁组分低所致。钱壮志等(2009)根据岩石 Ni/Cu-Pd/Ir 关系以及岩石地球化学资料,也确认形成喀拉通克岩体的原生岩浆为 MgO 含量较高的玄武质岩浆,且属于 PGE 不亏损的岩浆。

3.3 岩浆演化

在 Harker 变异图和 MgO-U、Nb、Zr、Hf 等图解中(图略),都显示了同源岩浆分异演化趋势。Stanley and Russell (1989)建立了一套确定 PER(Pearce element ratio)图轴系数的方法,据此可以确定镁铁质岩浆演化过程中的分离结晶相。图 8a 证明,单斜辉石是主要的分离结晶相,并伴有一定数量的斜方辉石分离结晶。CaO/Al_2O_3 与 $Mg^{\#}$ 之间呈现出正相关(图 8b),进一步证明了单斜辉石的分离结晶作用(Späth *et al.*,2001)。在 Ni 丰度与 $Mg^{\#}$ 之间没有呈现出明确的相关性(图 8c),加之图 8a 也未显示橄榄石的分离结晶作用,所以,在岩浆演化过程中橄榄石可能不是重要的分离结晶/堆晶相。这与正堆晶结构(辉石为堆晶矿物、斜长石填隙)、包橄结构和斜长石包裹辉石的包含结构是一致的。δEu 与 CaO 丰度之间没有明显的相关性(图 8f),但 δEu 与 Al_2O_3、Sr 丰度之间显示了比较明确的正相关(图 8d、e),表明在岩浆演化过程中斜长石主要表现为凝聚相。这与大部分样品具有正铕异常,仅有少数样品为负铕异常是一致的。以单斜辉石为主的暗色矿物的大量分离结晶和斜长石的聚集,导致了淡色辉长岩的广泛分布和超镁铁岩的广泛缺失。这是在目前勘查深度内超镁铁岩比例甚低的主要原因。

依据 $Mg^{\#}$,可将喀拉通克岩体群分为三组。第一组为 Y1、Y2 岩体,$Mg^{\#}$ = 0.51 ~ 0.75,平均值为 0.63,主要由低演化程度岩浆组成,但也会有少量演化程度较高的岩浆(图 9)。第二组为 Y3、Y5 岩体,$Mg^{\#}$ = 0.38 ~ 0.71,平均值为

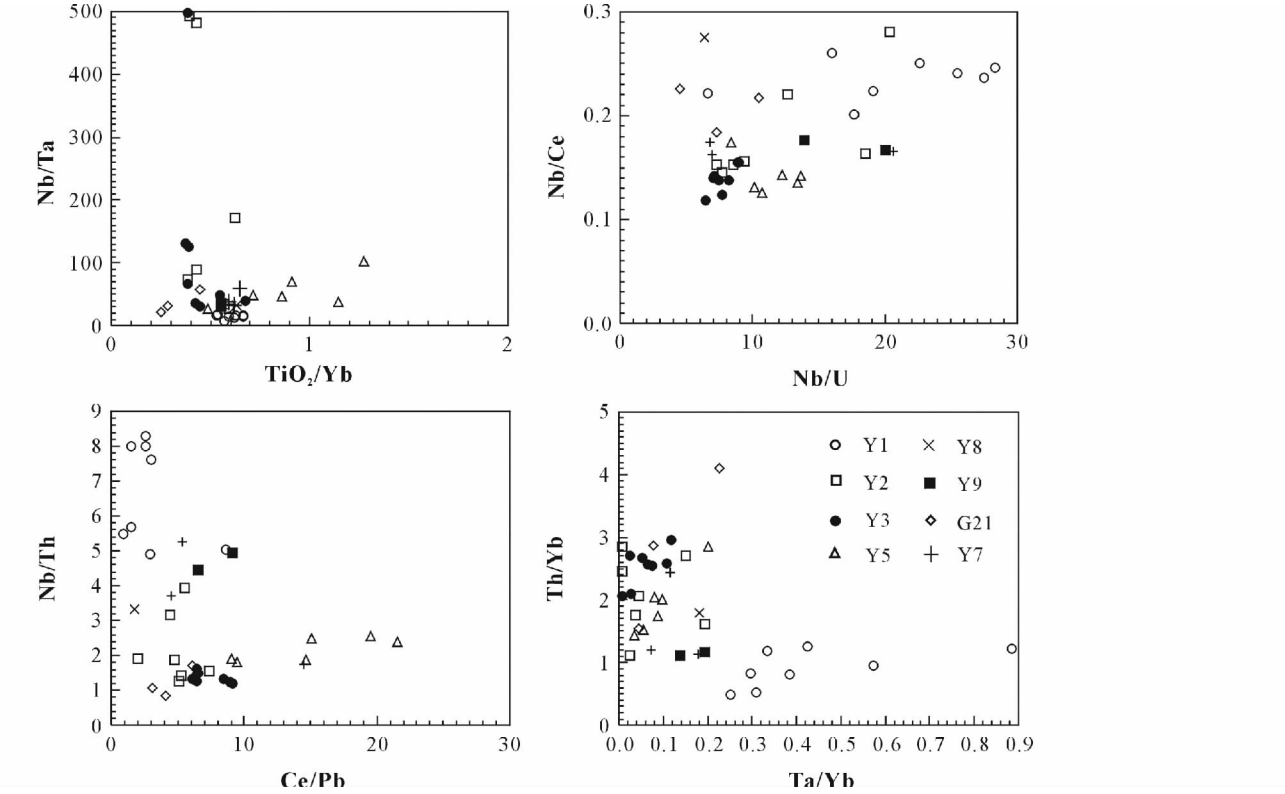


图 7 喀拉通克岩体 Nb/Ta-TiO_2/Yb、Nb/Ce-Nb/U、Nb/Th-Ce/Pb、Th/Yb-Ta/Yb 相关图解

Fig. 7 Nb/Ta vs. TiO_2/Yb, Nb/Ce vs. Nb/U, Nb/Th vs. Ce/Pb and Th/Yb vs. Ta/Yb diagrams of Kalatongke rock intrusions

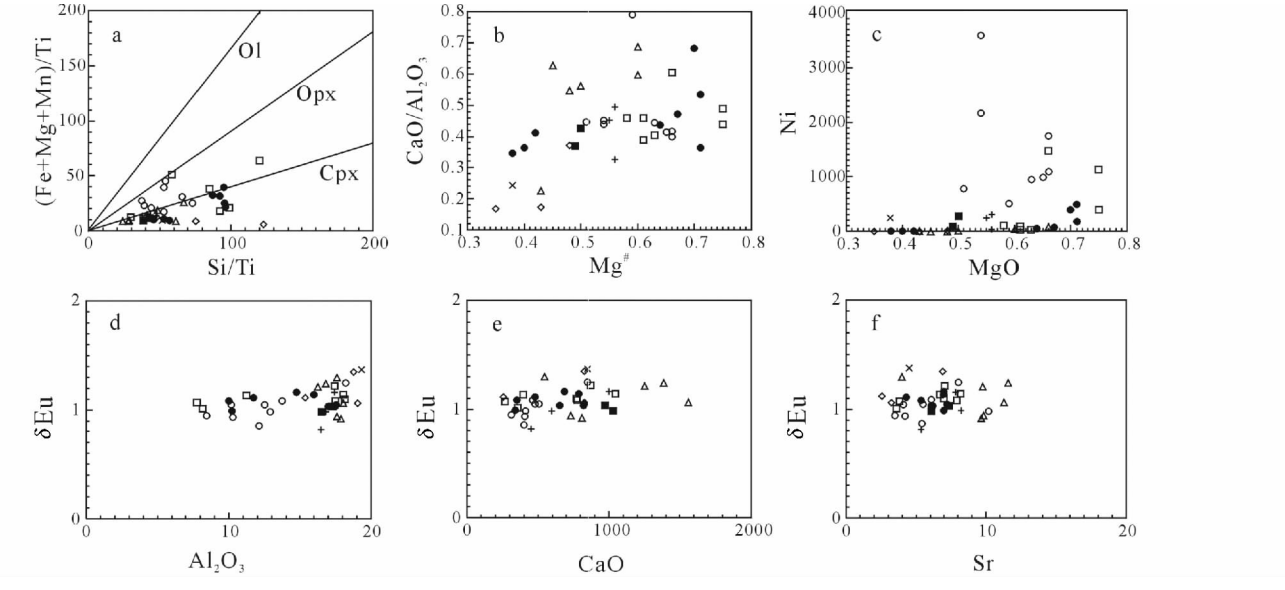


图 8 喀拉通克岩体(Fe + Mg + Mn)/Ti-Si/Ti、CaO/Al_2O_3-$Mg^{\#}$、Ni-MgO、δEu-Al_2O_3、δEu-CaO、δEu-Sr 相关图解

Fig. 8 (Fe + Mg + Mn)/Ti vs. Si/Ti, CaO/Al_2O_3 vs. $Mg^{\#}$, Ni vs. MgO, δEu vs. Al_2O_3, δEu vs. CaO, δEu vs. Sr diagrams of Kalatongke rock intrusions

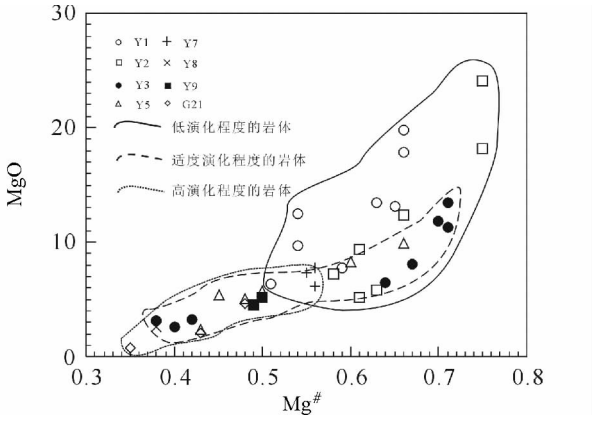


图 9 喀拉通克岩体 MgO-$Mg^{\#}$图解

Fig. 9 MgO vs. $Mg^{\#}$ diagram of Kalatongke rock intrusions

0.55,主要由适度演化的岩浆构成,但也含有少量演化程度高的岩浆。第三组为 Y7、Y8、Y9、G21 岩体,$Mg^{\#}$ = 0.35 ~ 0.6,平均值为 0.48,由高演化程度的岩浆组成。根据上述结果,再考虑到 Y1 岩体向北西端翘起,Y2、Y3 岩体呈近水平的节藕状,以及 Y4-Y9 岩体的海拔高度普遍高于 Y2、Y3 岩体,喀拉通克岩体群的岩浆通道位于 Y1 和 Y2 岩体之间的结合部。岩浆上侵后,少部分向北西方向运移,形成了 Y1 岩体。大部分岩浆向东近水平运移,形成了 Y2、Y3 岩体;然后再进一步向北部侧上方运移,形成了 Y4-Y9 岩体;向南运移,形成 Y10、Y11 岩体;向南东方向运移,形成了 G21、G22 岩体。这种推测的岩浆运移过程,与前述各岩体的基性程度、岩相分布等岩体地质特征基本一致。由此可见,岩浆是在一个相对开放的系统中演化的,分离结晶与岩浆运移相伴,这是有分离结晶作用而未见单矿物堆晶层理的主要原因。前面所述的岩浆上侵和运移过程,以及所涉及的空间位置,应该能够为今后的矿产勘查提供一些参考和借鉴。

3.4 岩浆源区性质

前述的 Nd、Sr、Pb 等同位素组成,证明了喀拉通克镁铁质岩浆源自于亏损型地幔源区。这种同位素地球化学意义上的亏损型地幔是属于软流圈地幔还是岩石圈地幔?亦或是与地幔柱活动有关?如前所述,喀拉通克岩体群大部分样品具有岛弧玄武岩的岩石地球化学特征,例如,富集大离子亲石元素而相对亏损高场强元素,具有高的 LREE/HREE 比值,亏损 Nb、Ta、Ti,大部分岩石属钙碱性系列和岛弧拉斑玄武岩系列。由于这些岩石均属亚碱性和过渡性玄武岩系列,所以,不宜借助于地幔源区的低度熔融(<5%)来解释不相容元素的富集。又由于各种岩石的 $Mg^{\#}$($Mg^{\#}$ = [Mg/(Mg + Fe)])变化比较大且与不相容元素丰度之间没有相关性,所以,也不宜将不相容元素丰度高理解为其在高度演化的岩浆中富集的结果。由此推测,岩浆中不相容元素丰度高是其源区固有的特征。所以,对喀拉通克岩浆源区建立的模型必须满足四方面条件:(a)具有亏损型同位素地球化学特征;(b)源区中至少有部分物质富集不相容元素而相对亏损高场强元素;(c)钙碱性系列、岛弧拉斑玄武岩系列与具有 MORB 属性的拉斑玄武岩系列并存;(d)岩浆富水(见岩相学部分)。

钙碱性和岛弧拉斑玄武岩系列的镁铁质岩浆有两种成因:a. 生成于被削减板片交代的地幔楔或者是源区中含有这种地幔楔组分;b. 原属碱性或拉斑玄武岩系列的镁铁质岩浆被陆壳物质严重混染后转化为钙碱性系列(Hunter,1998; Arculus and Johnson,1981; Fujinawa,1988),新疆库鲁克塔格地区二叠纪辉绿岩墙群就属于这种情况(姜常义等,2005)。显然,喀拉通克钙碱性系列岩石成因不能用同化混染机制来解释,因为其同化混染作用很弱。我们所能选择的唯一解释是其地幔源区中含有相当数量被消减板片脱水和/或部分熔融而交代的地幔楔物质。这种机制不仅可以解释钙碱性和岛弧拉斑玄武岩系列特征,而且可以解释岩石中富集不相容元素并且岩浆富水。为什么被交代的地幔楔物质富集不相容元素,而同时保持了亏损型同位素组成特征?有两种可能性:一是消减板片基本不含沉积层,交代剂主要来自玄武岩层;二是交代作用与部分熔融作用之间的时间间隔短,生成的放射成因子体同位素少,同位素组成改变不明显。后一种机制还可以解释轻稀土元素富集与 Nd 同位素亏损之间的矛盾。一些学者论证了额尔齐斯古洋盆闭合于早石炭世(Sengör *et al.*,1993;何国琦,1994;牛贺才等,1999;王强等,2003). 如果我们推测 B 型俯冲作用结束于杜内阶与维宪阶的分界时限(345Ma),那么,B 型俯冲的结束时限与喀拉通克岩体群的岩浆结晶时间(287Ma)时差为 58Ma。相对于^{87}Rb和^{147}Sm的半衰期(分别是 4.9×10^{10} a 和 1.1×10^{10} a)而言,58Ma 太短,不足以积累可明显感知的放射成因子体。所以,地幔交代作用与岩浆生成时差短,应该是这些镁铁质岩浆具有亏损型同位素组成的重要因素。具有 MORB 属性的拉斑玄武岩系列样品应该源自于软流圈地幔。我们和张招崇等(2006)都有 $\varepsilon_{Nd}(t) > 8$ 的分析数据,处于 N 型-MORB 的范围内,铅同位素组成也处于 MORB 范围,可以佐证,源区中应该含有软流圈地幔物质。

综上所述,该岩浆源区应该主要由被消减板片交代过的地幔物质和软流圈物质组成。

3.5 地幔动力学

许多学者论证了准噶尔板块北部在二叠纪期间处于后碰撞伸展时限内(韩宝福等,1999,2006;秦克章等,1999;Qin *et al.*, 2003; 周涛发等,2006;赵泽辉等,2006)。在喀拉通克岩浆源区中,被消减板片交代改造过的地幔楔物质在主碰撞期应该位于岩石圈根部,当其转变为榴辉岩相后因重力失稳而拆沉(Bird,1979)。并在其拆沉后被软流圈物质加热而部分熔融。在岛弧环境中,地幔楔部分熔融一般都发生在尖晶石稳定域(Henderson,1984)。鉴于喀拉通克岩体群的同化

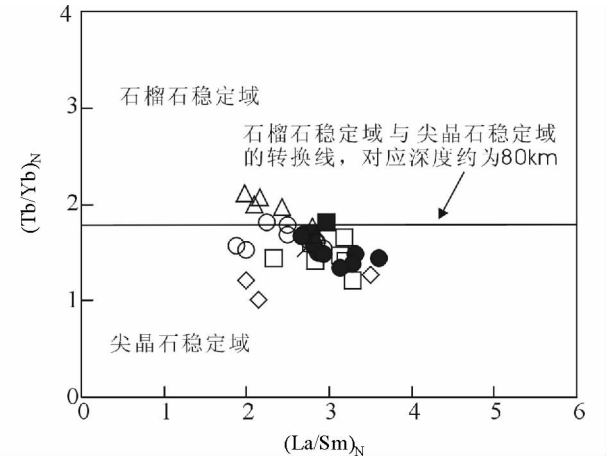


图 10 喀拉通克岩体 $(Tb/Yb)_N$-$(La/Sm)_N$ 图解(据 Wang *et al.*, 2002)

Fig. 10 $(Tb/Yb)_N$ vs. $(La/Sm)_N$ diagram of Kalatongke rock intrusions (after Wang *et al.*, 2002)

混染程度很低,而且橄榄石与镁铁质岩浆的稀土元素分配系数在 0.01 ±,辉石与镁铁质岩浆的稀土元素配分系数在 0.1 ±,加之橄榄石和辉石的稀土元素配分曲线都呈近似水平状(Henderson,1984),所以,这些暗色矿物的分离结晶不会明显的改变岩浆的$(Tb/Yb)_N$。从图 10 可以看出,部分熔融起始于石榴石稳定域,可以视为这种拆沉-加热-熔融过程的佐证。软流圈地幔物质因填补岩石圈根部拆沉所形成的虚脱空间而向上运移,并发生减压熔融,主要的熔融作用发生于尖晶石稳定域(Wang *et al.*,2002)。目前,我们还无法判断这两种物质是先混和后熔融,还是先熔融后混合。

无论是哪种过程,大多数岩浆的微量元素地球化学都被地幔楔物质所主导,而 Pb 同位素被软流圈物质主导。与本区邻近的乌恰沟镁铁质岩体(同属二叠纪)的岩浆源区中,同样发现了地幔楔物质与软流圈物质并存(陈立辉和韩宝福,2006)。喀拉通克和乌恰沟镁铁质岩石所具有的岛弧型地球化学特征,都应视为岛弧型地幔源区的滞后效应。由于所涉及的是以岩石圈运动为主导的、限于地幔浅部的构造-岩浆活动,尚未发现涉及下地幔的岩浆活动,所以,依据现有资料,还难以证明这些岩浆活动与地幔柱有关。

4 结论

(1)喀拉通克镁铁质岩体群由 13 个小岩体组成。主要岩石类型为方辉橄榄岩、橄榄苏长岩、辉长苏长岩、辉长岩、淡色辉长岩、辉长闪长岩等。岩石化学分属钙碱性系列、岛弧拉斑玄武岩系列和具有 MORB 属性的拉斑玄武岩系列。各种岩石均富集不相容元素,相对亏损高场强元素,明显亏损相容元素和 Nb、Ta、Ti。

(2)除个别样品的 $\varepsilon_{Sr}(t)$ 为正值外,Nd、Sr 同位素组成属亏损型地幔范畴,Pb 同位素组成与 MORB 一致。元素地球化学和 Nd、Sr、Pb、Os、O、S 同位素体系证明:镁铁质岩浆仅在局部受到轻微的同化混染。

(3)原生岩浆属高镁玄武岩,其 MgO 含量近似于 11.6%。岩浆经历了以单斜辉石为主的暗色矿物的广泛分离结晶和斜长石的相对聚集,因而形成了大量的淡色辉长岩,并导致超镁铁岩的严重缺失。

(4)岩浆源区主要由先期存在的地幔楔物质和上涌的软流圈物质组成。岩浆生成于后碰撞伸展环境。

致谢 本项研究是在汤中立院士指导下完成的;在工作过程中得到了喀拉通克铜镍矿党新生、王勇和新疆地矿局第四地质大队周刚、何永胜等诸位同仁的大力帮助;张招崇教授和匿名审稿人对本文进行了认真的审阅,提出了宝贵的修改意见,使我们获益良多。在此,对他们的辛勤劳动致以诚挚的谢忱。

References

Arculus RJ and Johnson RW. 1981. Island-arc magma source: A geochemical assessment of the role of slab-derived components and crustal contamination. Geochemical Journal, 15:109 – 133

Baker JA, Menzies MA, Thirlwall MF and Macpherson CG. 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana´a Yenmen: Implication and polybaric melt hybridization. Journal of Petrology, 38: 1359 – 2390

Bird P. 1979. Continental delamination and the Colorado plateau. J. Geophys. Res., 84(B13):7561 – 7571

Campbell IH and Griffiths RW. 1993. The evolution of mantle's chemical structure. Lithos, 30:389 – 399

Chawaliciji. 1958. Ingeous Rock. Beijing: Geological Publishing House, 173 – 199(in Chinese)

Chen LH and Han BF. 2006. Geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic composition of mafic intrusive rocks in Wuqiagou area, north Xinjiang: Constraints for mantle sources and deep processes. Acta Petrologica Sinica, 22(5):1201 – 1214(in Chinese with English abstract)

Frey FA, Green DH and Roy SD. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quarti tholeiites to olivine melilities from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Journal of Petrology, 19: 463 – 513

Fujinawa A. 1988. Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adatara volcano, northeast Japan: 1. Geochemical constraints on their origin. Lithos, 22: 135 – 158

Gibson SA, Kirkpatrick RJ, Emmemann R, Schmincke RH, Pritchard G, Okay PJ, Thorpe RS and Marriner GF. 1982. The trace element composite of lavas and dykes from a 3km vertical section through a lava pile in Eastern Iceland. J. Geophys. Res., 87: 6532 – 6546

Green DH. 1975. Genesis of archean periodtic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. Geology, 3: 15 – 18

Han BF, He GQ and Wang SG. 1999. Mantle-derived magmatism, underplating and the nature of basement for Junggar Basin. Science in China (Series D), 29:16 – 21(in Chinese)

Han BF, Ji JQ, Song B, Chen LH and Li ZH. 2004. SHRIMP zircon U-Pb ages of Kalatongke No. 1 and Huangshandong Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complexes, North Xinjiang, and geological implications. Chinese Sciences Bulletin, 49: 2324 – 2328 (in Chinese)

Han BF, Ji JQ, 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)

Han CM, Xiao WJ, Zhao GC *et al*. 2006. Re-Os isotopic analysis of the Kalatongke Cu-Ni sulfide deposit, northern Xinjiang, NW China, and its geological implication. Acta Petrologica Sinica, 22(1):163 – 170(in Chinese with English abstract)

Henderson P. 1984. Rare Earth Element Geochemistry. Netherlands: Elsevier Science Publishers B V, 23 – 28

Hess PC. 1992. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts. In: Morgan JP, Blackman DK and Sinton JM (eds.). Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, 71:67 – 102

He GQ, Li MS, Liu DQ *et al*. 1994. Paleozoic crustal evlution and mineralization in Xinjiang of China. Urumqi: Xinjiang Pepole´s Publishing House; Hongkong: Cultrual & Educational Press L. T. D, 347(in Chinese)

Hunter AG. 1998. Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso Volcano, SW Japan. Journal of Petrology, 39(7):1255 – 1284

Jiang CY, Jiang HB, Ye SF *et al*. 2005. Petrochemical characteristics, Nd, Sr, Pb isotopic compositions and petrogenesis of Permian dike swarm, Kuruktag region, Xinjiang. Acta Geologica Sinica, 79(6): 823 – 834(in Chinese with English abstract)

Li HQ, Xie CF, Chang HL *et al*. 1998. Study on Metallogenetic Chronology on Nonferrous and Precious Metallic Ore Deposits in North Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 264 (in Chinese with English abstract)

Miyashiro A. 1974. Classification, characteristics and origin of ophiolites. J. Geol., 83:249 – 281

Mecdonald R, Rogers NW, Fitton JG *et al*. 2001. Plume-Lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa. Journal of Petrology, 42: 877 – 900

Niu HC, Xu JF, Yu XY *et al*. 1999. The found of Mg-rich volcanic rocks and the geological significance. Chinese Science Bulletin, 44: 1002 – 1004(in Chinese)

Pan CY, Wang RM and Zhao CL. 1994. Geochemistry characteristics and their relationship to the metallogeny of ore-bearing rock body No. Y1, at Kalatongke, Xingjiang. Acta Petrologica Sinica, 10(3):261 – 274 (in Chinese with English abstract)

Pearce JA, Thirlwall MF, Ingram G, Murton BJ, Arculus RJ and Van derlan SR. 1992. Isotopic evidence for the origin of Boninites and related rocks drilled in the Izu-Bomin (Ogasa Wara) forearc, Leg 125. In: Fryer P, Pearce JA and Stokking L (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 125: 237 – 261

Peter CL and Anthony JN. 1999. Geological and geochemical relationships in the Voisey´s Bay Intrusion, Nain Plutonic Suite, Labrador, Canada. In: Reid RK, Michael LC, Peter CL and Farrow CEG (eds.). Sudbury, Ontario: Mineral Deposits Division, 1 – 30

Qian ZZ, Wang JZ, Jiang CY, Jiao JG, Yan HQ, He K and Sun T. 2009. Geochemistry characters of platinum-group elements and its significances on the process of mineralization in the Kalatongke Cu-Ni sulfide deposit, Xinjiang, China. Acta Petrologica Sinica, 25 (4): 832 – 844 (in Chinese with English abstract)

Qin KZ, Sun S, Chen HH and Hao J. 1999. Temporal-spatial distribution framework of metal deposits in northern Xinjiang: Guides of Paleozoic archipelago-style collision orogenic belts. In: Chen HH, Hou QL and Xiao WJ (eds.). Collision Orogenic Belts of China. Beijing: China Ocean Press, 183 – 196 (in Chinese with English abstract)

Qin KZ, Zhang LC and Xiao WJ. 2003. Overview of major Au, Cu, Ni and Fe deposits and metallogenic evolution of the eastern Tianshan Mountains, Northwestern China. In: Mao, Goldfarb and Seltrnan (eds.). Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan. London, 227 – 249

Ran HY and Xiao SH. 1994. Trace element abuandances and tectonic environment of the host intrusion of Kalatongke Cu-Ni deposit. Geochimica, 23:392 – 401(in Chinese with English abstract)

Sengör AMC, Natalin BA and Burtman VS. 1993. Evolution of the earth. Chemical Geology, 120:223 – 253

Shen WZ. 1997. Isotope Geology Course . Beijing: Atom Energy Publishing House, 237 – 241

Späth A, Roex AP, Dunca RA *et al*. 2001. Plume-lithosphere interaction and the origin of continental rift-related alkaline volcanism-the Chyulu Hills Volcanic Province, Southern Kenya. Journal of Petrology, 42: 765 – 778

Stanley CR and Russell JK. 1989. Petrologic hypothesis testing with pearce element ration diagrams derivation of diagram axes. Contrib. Mineral. Petro., 101: 78 – 89

Staudigel H and Hart SR. 1983. Alteration of basaltic glass: Mechanicsms and significance for the oceanic crust-seawater budget. Geochim. Cosmochim. Acta, 47: 337 – 350

Sun SS and Mcdonough WF. 1989. Chemical and isotopic study of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). Magmatism in Oceanic Basins. Geological Society of London, Special Publication, 42: 313 – 345

Todt W, Cliff RA, Hanser A and Hofmann AW. 1993. Re-calibration of NBS lead standards using a $^{202}Pb/^{205}Pb$ double spike (abstract). Terra Nova (Suppl.), 5: 396

Wang FT, Ma TL and Liu GH. 1992. Minerallizing Process and Prospecting Mode of Kalatongke Cu-Ni-Au Ore Deposit Belt. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)

Wang K, Plant T, Walker JD *et al*. 2002. A mantle melting profile across the basin and range, SW USA. Journal of Geophysical Research , 107. 10.1029/2001JB000209

Wang Q, Zhao ZH, Bai ZH *et al*. 2003. Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basaltic rocks association in the Alataw Mountains, north Xinjiang: Interactions between slab melt and mantle peridotite and implications for crustal growth. Chinese Science Bulletin, 228: 525 – 546

Wang RM and Zhao CL. 1991. Kalatongke Cu-Ni Sulfide No. 1 Ore Deposit in North Xinjiang. China. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 298(in Chinese)

Wu LR. 1963. Minerogenetic specialization of mafic-ultramafic rocks in China. Scientia Geologica Sinica, (1): 29 – 41(in Chinese)

Yang BB. 1994. Ore-controlling factors of magma Cu-Ni sulfide ore deposit. Mineral Resources and Geology, 8: 330 – 333 (in Chinese)

Zhang ZC, Yan SH, Chen BL *et al*. 2003. Geochemistry of the Kalatongke basic complex in Xinjiang and its constraints on genesis of the deposit. Acta Petrologica Et Mineralogica, 22(3):217 – 224 (in Chinese with English abstract)

Zhang ZC, Yan SH, Chen BL *et al*. 2006. Sr, Nd and O Isotope geochemistry of the mafic-ultramafic complexes in the south margin of Altay orogenic belt and discussion on their sources. Geological Review, 51(1): 38 – 42(in Chinese with English abstract)

Zhang ZH, Chai FM, Du AD *et al*. 2005. Re-Os dating and ore-forming material tracing of the Karatungk Cu-Ni sulfide deposit in northern Xinjiang. Acta Petrologica Et Mineralogica, 24(4):285 – 224(in Chinese with English abstract)

Zhao ZH, Guo ZJ, Han BF *et al*. 2006. Comparative study on Permian basalts from eastern Xinjiang-Beishan area of Gansu Province and its tectonic implications. Acta Petrologica Sinica, 22(5):1279 – 1293 (in Chinese with English abstract)

Zhou TF, Yuan F, Tan LG *et al*. 2006. Time limit, geochemical characteristics and tectonics setting of Late Palezoic magmatism in Sawuer region, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1225 – 1237(in Chinese with English abstract)

Zindler A and Hart SR. 1986. Chemical geodynamics. Ann. Rev. Earth Plant. Sci., 14:493 – 571

附中文参考文献

查瓦里茨基 AH. 1958. 火成岩. 北京:地质出版社, 173 – 199

陈立辉, 韩宝福. 2006. 新疆北部乌恰沟地区镁铁质侵入岩的年代学、地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素组成: 对地幔源区特征和深部过程的约束. 岩石学报, 22(5):1201 – 14

韩宝福, 宋彪, 陈立辉等. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报, 49: 2324 – 2328

韩宝福, 何国琦,王式洸. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质. 中国科学(D 辑), 29: 16 – 21

韩宝福, 季建清, 宋彪等. 2006. 新疆准噶尔板块陆壳垂向生长(Ⅰ)-后碰撞深成岩浆活动的时限. 岩石学报, 22(5): 1077 – 1086

韩春明, 肖文交, 赵国春等. 2006. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素研究及其地质意义. 岩石学报, 22(1): 163 – 170

何国琦, 李茂宋, 刘德权等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社; 香港: 香港文化教育出版社, 437

姜常义, 姜寒冰, 叶书锋等. 2005. 新疆库鲁克塔格地区二叠纪脉岩群岩石地球化学特征, Nd、Sr、Pb 同位素组成与岩石成因. 地质学报, 79(6): 823 – 834

李华芹, 谢才富, 常海亮等. 1998. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学. 北京:地质出版社, 1 – 264

牛贺才, 许继峰, 于学元等. 1999. 新疆阿尔泰富镁火山岩系的发现及其地质意义. 科学通报, 44: 1002 – 1004

潘长云, 王润民, 赵昌龙. 1994. 新疆喀拉通克 Y1 含矿岩体的岩石化学特征及其与成矿的关系. 岩石学报, 10(3): 261 – 274

钱壮志,王建中,姜常义,焦建刚,闫海卿,何克,孙涛. 2009. 喀拉通克铜镍矿床铂族元素地球化学特征及其成矿作用意义. 岩石学报,25(4):832 – 844

秦克章,孙枢,陈海泓,郝杰. 1999. 新疆北部金属矿床时空分布格局-古生代多岛海型碰撞造山带的标志. 见:陈海泓、侯泉林、肖文交编. 中国碰撞造山带研究. 北京:海洋出版社,183 – 196

冉红彦, 肖森宏. 1994. 喀拉通克含矿岩体的微量元素与成岩构造环境. 地球化学, 23(4): 392 – 401

沈渭洲. 1997. 同位素地质学教程. 北京:原子能出版社, 237 – 241

吴利仁. 1963. 论中国基性、超基性岩成矿专属性. 地质科学, (1): 29 – 41

王福同, 马天林, 刘光海等. 1992. 新疆喀拉通克 Cu-Ni-Au 成矿带成矿作用与找矿模式. 北京: 地质出版社

王强, 赵振华, 白正华等. 2003. 新疆阿拉套山石炭纪埃达克岩、富 Nb 岛弧玄武岩:板片熔体与地幔橄榄岩相互作用及地壳增生. 科学通报, 42: 1342 – 1349

王润民, 赵昌龙. 1991. 新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床. 北京: 地质出版社, 1 – 298

杨炳滨. 1994. 新疆北部岩浆型铜镍硫化物矿床控矿因素的研究. 矿产与地质, 8: 330 – 333

张招崇, 闫升好, 陈柏林等. 2003. 新疆喀拉通克基性杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因的约束. 岩石矿物学杂志, 22(3): 217 – 224

张招崇, 阎升好, 陈柏林等. 2006. 阿尔泰造山带南缘镁铁质-超镁铁质杂岩体的 Sr、Nd、O 同位素地球化学及其源区特征探讨. 地质论评, 51(1): 38 – 42

张作衡, 柴凤梅, 杜安道等. 2005. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测年及成矿物质来源示踪. 岩石矿物学杂志, 24(4): 285 – 294

赵泽辉, 郭召杰, 韩宝福等. 2006. 新疆东部-甘肃北山地区二叠纪玄武岩对比研究及其构造意义. 岩石学报, 22(5): 1279 – 1293

周涛发, 袁峰, 谭绿贵等. 2006. 新疆萨吾尔地区晚古生代岩浆作用的时限、地球化学特征及地球动力学背景. 岩石学报, 22(5): 1225-1237