

文章编号: 1000-6524(2003)03-0217-08

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

张招崇¹, 闫升好², 陈柏林³, 何立新⁴, 何永胜⁴, 周刚⁴

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 3. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081; 4. 新疆地质矿产局第四地质大队, 新疆阿尔泰 836500)

摘要: 对与喀拉通克铜镍硫化物矿床密切相关的基性杂岩体的地球化学研究表明, 该岩体以低 Ti、亏损 Nb 和 Ta、富集轻稀土元素和大离子亲石元素为特征。结合其同位素特征, 提出该岩体的形成与西伯利亚板块和准噶尔板块碰撞后的拉张作用有关, 岩浆起源于亏损的软流圈地幔, 并在高位岩浆房中遭受了地壳的混染作用, 从而导致岩浆中 Si 的增加, 并引起富硫化物岩浆与富硅酸盐岩浆的不混熔作用。

关键词: 基性杂岩体; 地球化学; 地壳混染; 矿床成因; 喀拉通克; 新疆

中图分类号: P588.12⁺4

文献标识码: A

Geochemistry of the Kalatongke basic complex in Xinjiang and its constraints on genesis of the deposit

ZHANG Zhao_chong¹, YAN Sheng_hao², CHEN Bai_lin³, HE Li_xin⁴, HE Yong_sheng⁴ and ZHOU Gang⁴

(1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China; 4. No. 4 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources, Altay 836500, China)

Abstract: The Kalatongke Ni-Cu sulfide deposit is an important Cu-Ni-rich deposit in western China. Geochemical studies of the basic complex closely associated with the deposit show that it is characterized by low Ti, depletion of Nb or Ta and enrichment of LREE and large lithophile elements. These features, combined with their isotope geochemistry, have led the authors to believe that the magma occurred under an extensional condition following the collision between the Siberian plate and the Junggar plate, and was derived from the depleted asthenospheric mantle, contaminated however by crustal materials within high-level magma chamber. Thus, the addition of crustal silicate material was sufficient to trigger the immiscibility between the sulfides-rich liquid and the silicate-rich liquid.

Key words: basic complex; geochemistry; crustal contamination; genesis of deposit; Kalatongke; Xinjiang

新疆阿尔泰地区喀拉通克铜镍矿床是 20 世纪 80 年代发现的一个赋存于基性杂岩体中的大型富铜镍矿床, 对我国西北地区的经济发展起到了重要作用。在该地区, 西起锡伯渡, 东到青河, 长约 200

收稿日期: 2003-02-21; 修订日期: 2003-04-28

基金项目: 国家 305 资助项目(2001BA609A_07_02); 973 资助项目(2001CB409807)

作者简介: 张招崇(1965-), 男, 研究员, 主要从事火成岩岩石学及相关矿床的研究工作。

km、宽约 10~20 km 的范围内分布着数十个基性岩体,这些岩体的含矿性目前尚不清楚。要解决这个问题,关键要查清这些岩体的成因以及与喀拉通克岩体的关系,那么首先要解决喀拉通克岩体的成因。前人对该矿床已进行了大量研究(矿石的结构构造、矿石地球化学以及稳定同位素等),尽管对其具体的形成过程还存在不同的看法(王有标,1990;王润民和赵昌民,1991;杨炳滨,1994),但归结起来主要认为铜镍硫化物的形成与岩浆的熔离作用以及结晶分异作用有关,很少从岩体的岩石地球化学角度探讨该岩体的成因进而研究其矿床成因。另外,高质量的地球化学数据也少见报道。本文试图通过对 1 号和 2 号岩体地球化学特征的研究探讨岩浆形成和演化的过程,并为矿床成因研究提供线索。

1 杂岩体地球化学特征

有关喀拉通克杂岩体的地质学、岩石学和矿物学特征前人已做过详细的报道(王润民和赵昌龙,1991;王福同等,1991),在此只做简单的叙述。喀拉通克矿区位于额尔齐斯深断裂的南侧,距该断裂约 10 km,由 11 个岩体组成,分南北两个带,均侵位于

晚石炭世南明水组地层中。其中 1 和 2 号岩体位于南带,是赋存铜镍矿体的主要岩体,1 号岩体已探明赋存有大型铜镍矿床。

杂岩体岩相分带明显,自下至上依次为:黑云角闪辉绿辉长岩相、黑云角闪橄榄苏长岩相、黑云角闪苏长岩相、黑云闪长岩相,各岩相呈过渡关系。在两个岩相之间,分别形成过渡的岩石类型,如黑云角闪橄榄辉绿辉长岩相当于橄榄苏长岩与辉绿辉长岩的过渡类型。其中黑云角闪辉绿辉长岩属于边缘相岩石,构成包围岩体的外壳。岩石一般呈块状构造,但在有围岩包体的地方矿物往往分布不均匀,显示出被围岩混染的特点。

本次用于研究的样品采自 1 号和 2 号岩体的岩芯。由于喀拉通克岩体普遍矿化,尽量选择矿化程度较弱的样品。其主要元素、稀土元素和微量元素分析结果见表 1、2。由表 1 可以看出, SiO₂ 的含量总体较低, TiO₂ 的含量也较低,绝大多数小于 1%。 Al₂O₃ 的含量变化较大, 8.50%~17.51%,这主要与岩石中斜长石含量的高低有关。 MgO 含量变化亦较大,但 Mg[#] 普遍较低,一般 < 0.65,显示出演化岩浆的特点。 K₂O 和 Na₂O 的含量总体较低。在 AFM 图(图 1)上,大多数落在拉斑玄武岩系列范围内,只

表 1 喀拉通克基性杂岩体主要元素分析结果

w_B/%

Table 1 Major element analyses of the Kalatongke basic complex bodies

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
样品号	Z2_2	Z2_4	Z2_6	Z2_8	Z2_10	Z2_14	Z2_20	Z2_31	Z2_34	157_12	157_13	157_18	157_06	157_03	157_02	157_09	157_01
深度(m)	144.5	275.5	286.2	326.4	362	444	562.4	643	683	15	44	84	95	115	165	346	356
SiO ₂	44.87	52.82	51.74	54.79	52.31	51.55	53.61	51.98	44.07	47.23	51.84	48.43	48.20	42.85	42.96	41.01	44.63
TiO ₂	0.72	0.67	0.63	0.60	0.50	0.58	0.53	0.61	0.73	0.89	0.79	0.66	1.10	0.79	0.81	1.09	1.14
Al ₂ O ₃	12.14	13.50	10.06	12.12	14.60	8.94	8.50	9.84	10.40	11.29	9.74	17.51	11.34	7.94	9.50	11.57	12.99
Fe ₂ O ₃	1.32	1.24	1.35	1.78	1.91	1.17	1.51	2.32	6.61	6.31	2.27	1.25	5.79	3.71	4.66	6.57	1.65
FeO	10.85	6.68	9.65	7.29	6.25	11.23	9.14	9.21	11.08	2.82	9.65	9.50	8.64	13.86	11.28	11.89	11.64
MnO	0.19	0.16	0.19	0.17	0.15	0.21	0.22	0.22	0.21	0.11	0.19	0.15	0.21	0.22	0.20	0.16	0.17
MgO	11.48	5.41	11.07	8.20	9.48	14.48	16.52	12.89	10.1	6.75	12.45	6.16	9.12	18.70	16.75	11.50	12.69
CaO	8.82	6.63	4.75	6.04	4.64	3.18	3.53	3.76	3.45	8.90	4.03	7.81	5.12	3.30	3.79	5.07	5.76
Na ₂ O	1.26	3.31	2.06	2.67	3.30	1.80	1.92	2.40	1.99	1.92	2.09	3.63	2.28	1.37	1.54	2.13	1.94
K ₂ O	1.44	1.33	1.51	2.22	2.31	1.40	1.46	1.86	1.04	0.78	1.59	0.83	1.42	1.22	1.67	1.03	1.38
P ₂ O ₅	0.16	0.27	0.31	0.29	0.18	0.25	0.22	0.24	0.38	0.42	0.37	0.26	0.47	0.42	0.39	0.37	0.35
CO ₂	1.92	3.98	1.42	1.38	0.66	0.30	0.75	0.93	0.22	5.36	0.66	0.57	0.48	0.75	0.84	0.57	1.20
H ₂ O	4.36	4.02	3.66	2.76	3.04	3.14	1.82	3.12	3.76	7.00	2.82	2.58	3.47	3.94	4.58	4.30	4.18
S	0.90		1.09			1.24			4.68		1.03	1.02	2.67	0.61	1.55	4.42	0.86
Total	100.43	100.02	99.49	100.31	99.33	99.47	99.73	99.38	98.72	99.78	99.52	100.36	100.31	99.68	100.52	101.68	100.58
Mg [#]	0.55	0.47	0.57	0.54	0.6	0.6	0.67	0.59	0.43	0.50	0.58	0.43	0.46	0.58	0.58	0.45	0.55

样品号带 Z 者为 2 号岩体, 157 开头者为 1 号岩体, 其原始样号为 28/ZK157, 表中的号码为省略的形式(下同)。1~2—闪长岩; 3—辉长闪长岩; 4—辉长岩; 5~6—辉长苏长岩; 7~9—苏长辉长岩; 10—辉石闪长岩; 11—黑云角闪苏长岩; 12~13—混染辉长岩; 14~15—黑云角闪橄榄苏长岩; 16~17—黑云角闪橄榄辉绿辉长岩; 分析方法: XRF; 由国家实验测试中心分析; Mg[#] = Mg/(Mg+Fe)。

表 2 喀拉通克基性杂岩体稀土元素和微量元素分析结果

$w_B/10^{-6}$

Table 2 REE and trace element analyses of the Kalatongke basic complex bodies

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
La	8.52	17.1	18.6	18.3	14	16.5	13.2	16.2	21.6	19.5	17.9	12.9	22	15.4	14.8	12.1	12.4
Ce	19.2	35.8	39.1	38.4	28.6	34.3	27.9	33.3	44.1	42.9	38.4	29.0	49.2	35.2	32.9	29.1	29.9
Pr	2.54	4.38	4.75	4.70	3.43	4.12	3.42	3.96	5.20	5.37	4.71	3.74	6.39	4.59	4.22	3.99	4.02
Nd	11.0	16.5	17.6	17.5	12.5	15.2	12.7	14.2	18.3	20.4	17.8	14.9	24.9	18.0	16.3	16.5	16.2
Sm	2.84	3.56	3.71	3.83	2.62	3.22	2.77	3.00	3.59	4.32	3.85	3.61	5.53	3.90	3.47	4.07	3.93
Eu	0.99	1.02	1.09	1.15	0.90	0.92	0.79	0.86	1.11	1.28	1.08	1.40	1.40	1.14	1.10	1.33	1.32
Gd	2.82	3.14	3.23	3.28	2.38	2.73	2.32	2.51	2.93	3.71	3.28	3.24	4.55	3.24	2.98	3.70	3.58
Tb	0.46	0.54	0.49	0.54	0.37	0.44	0.38	0.40	0.45	0.57	0.53	0.53	0.76	0.53	0.48	0.64	0.61
Dy	2.68	3.20	2.92	3.02	2.06	2.48	2.21	2.48	2.39	3.30	3.05	2.85	4.28	2.95	2.74	3.81	3.60
Ho	0.48	0.61	0.55	0.57	0.38	0.45	0.40	0.43	0.43	0.61	0.55	0.52	0.79	0.51	0.47	0.69	0.68
Er	1.34	1.75	1.52	1.55	1.09	1.27	1.16	1.25	1.22	1.63	1.53	1.43	2.15	1.44	1.33	1.86	1.90
Tm	0.19	0.25	0.20	0.23	0.16	0.18	0.17	0.18	0.17	0.24	0.22	0.20	0.30	0.20	0.18	0.27	0.26
Yb	1.21	1.68	1.34	1.45	1.01	1.25	1.20	1.29	1.12	1.51	1.47	1.25	1.93	1.27	1.22	1.75	1.72
Lu	0.18	0.28	0.21	0.23	0.15	0.20	0.19	0.20	0.17	0.23	0.23	0.19	0.31	0.20	0.18	0.25	0.27
V	201	156	123	134	119	112	104	107	100	128	122	192	123	141	110	111	119
Cr	604	200	822	428	533	1181	1314	1257	1168	739	1228	93.2	1142	2663	1096	464	566
Co	81.9	30.3	83.6	48.0	46.5	172.0	55.7	59.2	268.0	46.8	81.6	71.4	145.0	123.0	125.0	170.0	87.3
Ni	826	73	729	146	209	971	371	665	3026	503	997	778	2162	1087	1745	3602	941
Cu	2420	65	4589	178	191	6394	322	851	17480	756	1616	1872	4144	592	1786	1966	1735
Zn	81.2	72.9	96.3	70.1	76.1	117.0	94.6	95.5	140	95.9	131.0	64.0	154.0	141.0	111.0	94.2	81.5
Rb	38.1	26.9	38.8	38.4	42.1	34.9	29.6	44.2	24.2	23.1	37.4	13.8	32.0	22.2	33.2	17.3	33.3
Sr	293	336	381	442	665	336	329	409	301	411	405	851	399	313	478	505	463
Zr	58.2	121	108	124	93.5	108	92	117	98.1	130	131	82.3	152	110	119	141	141
Nb	3.88	7.11	7.79	7.46	5.86	7.41	6.00	8.28	8.82	9.51	8.58	5.84	12.80	8.82	7.91	6.87	7.37
Ba	367	339	442	553	744	428	379	506	494	271	444	331	417	350	413	299	275
Hf	1.65	2.91	2.69	2.96	2.17	2.55	2.12	2.73	2.76	3.06	2.98	2.00	3.76	2.60	2.60	3.19	3.08
Ta	0.32	0.49	0.52	0.52	0.48	0.49	0.35	0.50	0.61	0.64	0.49	0.37	1.71	0.7	0.47	0.44	0.53
Pb	17.10	4.22	23.4	6.51	6.07	26.5	7.65	9.69	76.80	15.00	13.30	19.90	54.00	11.80	12.60	19.00	11.40
Th	1.34	2.47	2.34	2.40	1.79	2.30	1.43	2.79	2.56	1.89	1.75	1.03	2.34	1.16	0.99	0.86	0.89
U	0.48	0.70	0.51	0.56	0.44	0.53	0.37	0.54	0.56	1.44	0.45	0.33	0.80	0.39	0.31	0.25	0.26
Y	12.7	16.4	14.2	15.1	10.4	12.6	11.0	12.1	11.4	15.9	15	13.9	20.6	14.1	13.4	18.0	17.8
Sc	40.2	22.4	21.9	24.2	18.8	21.1	16.1	18.7	9.99	20.0	19.0	25.1	19.6	11.9	12.9	15.3	16.1
(La/Yb) _N	4.64	6.70	9.14	8.31	0.13	8.70	7.25	8.27	12.70	8.51	8.02	6.80	7.51	7.99	7.99	4.55	4.75
δEu	1.07	0.92	0.94	0.98	1.09	0.93	0.94	0.94	1.02	0.96	0.91	1.24	0.84	0.96	1.03	1.04	1.07
La/Sm	3.0	4.8	5.0	4.8	5.3	5.1	4.8	5.4	6.0	4.5	4.6	3.6	4.0	3.9	4.3	3.0	3.2
(La/Nb) _{PM}	2.3	2.5	2.5	2.5	2.5	2.3	2.3	2.0	2.5	2.1	2.2	2.3	1.8	1.8	1.9	1.8	1.5
(Th/Ta) _{PM}	2.0	2.4	2.2	2.2	1.8	2.3	2.0	2.7	2.0	1.4	1.7	1.3	0.7	0.8	1.0	0.9	1.7

样品号同表 1 相应的序号; 分析方法: ICP_MS; 由国家地质实验中心分析。

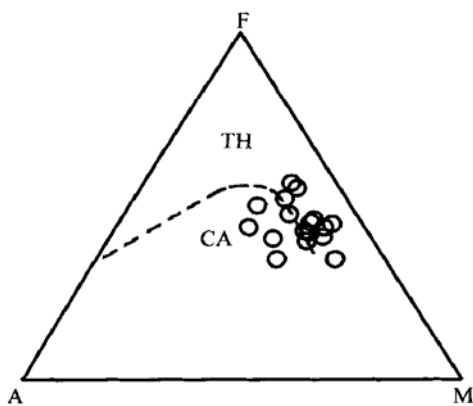


图 1 AFM 图解

Fig. 1 AFM diagram

TH—拉斑玄武岩系列; CA—钙碱性玄武岩系列

TH—tholeiite basaltic series; CA—calc_alkaline basaltic series

有少数 SiO_2 较高的样品落在钙碱性系列范围内。

样品轻稀土元素富集, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化在 4.5~12.7(表 2), Eu 负异常不明显 ($\delta\text{Eu}=0.84\sim 1.24$), 除 1 个样品低于 0.9(157_03) 和 1 个样品高于 1.2(157_18) 外, 其他样品均在 0.9~1.1 之间, 表明斜长石的分离结晶作用不明显。高的 δEu 值与斜长石的堆积有关, 而低的 δEu 值则与斜长石的亏损有关。另外, 1 号岩体和 2 号岩体的稀土元素曲线基本相似

(图 2), 说明它们来自同一源区, 是同一原始岩浆分异演化的产物。

样品的原始地幔标准化微量元素配分曲线图(图 3) 基本相似, 总体上富集大离子亲石元素(LILE), 相对亏损高场强元素(HFSE), 尤其明显亏损 Nb、Ta。另外, Th、U 和 Ti 也有明显的负异常。Sr 的异常不明显, 反映了斜长石的分离结晶作用不明显。

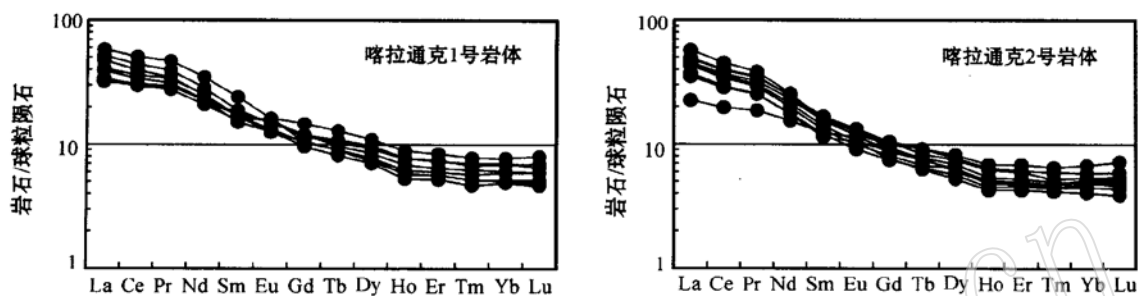


图 2 喀拉通克基性杂岩体稀土元素配分曲线(球粒陨石数据据 Sun & McDonough, 1989)

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns of the Kalatongke basic complex (after Sun & McDonough, 1989)

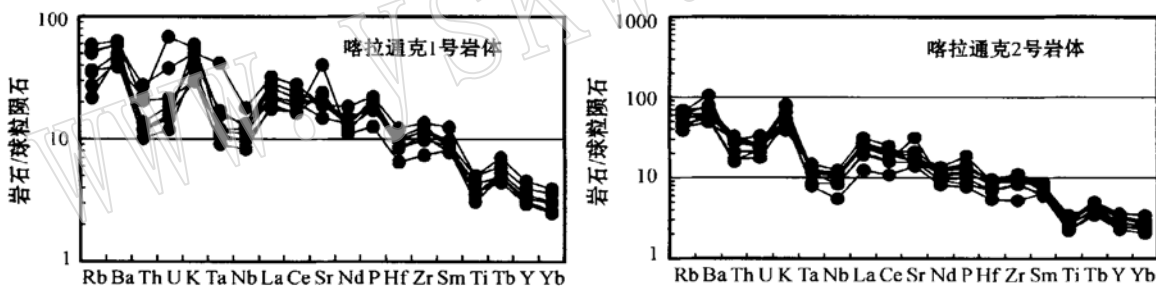


图 3 喀拉通克基性杂岩体微量元素原始地幔标准化图解(原始地幔数据据 Sun & McDonough, 1989)

Fig. 3 Primitive mantle-normalized trace element patterns of the Kalatongke basic complex (after Sun & McDonough, 1989)

2 讨论

2.1 原始岩浆

一般认为, 层状岩体代表了岩浆房中分离结晶作用的产物。喀拉通克岩体在形成之前是否经过深部岩浆房的分离结晶过程, 尚有争论, 但多数学者倾向于存在两次岩浆房的演化过程, 即深部岩浆房和中间岩浆房(王润民等, 1991; 杨炳滨, 1994; 王有标, 1990)。

利用橄榄石-熔体平衡原理可以估算进入岩浆房中母岩浆的 MgO 含量。据报道, 喀拉通克岩体中橄榄石 Fo 的最高含量为 78%, 假定橄榄石-熔体之

间的 Fe/Mg 分配系数为 0.33(Roeder *et al.*, 1970), 利用黑云角闪橄榄苏长岩平均 FeO 含量(15%) 就可以估算出原始岩浆中 MgO 的含量: $W_{\text{MgO}} = 0.56095 K_d \text{Fo} / (1 - \text{Fo}) W_{\text{FeO}}$ (张招崇和王福生, 2003), 结果为 9.8%, 这个值与喀拉通克几个主要岩体的平均值接近(王福同等, 1990; 王润民等, 1991), 说明其平均值基本上可以代表进入该岩浆房中母岩浆的平均成分。但是根据前人的岩体地球化学数据(王福同等, 1990; 王润民等, 1991) 计算的平均 $\text{Mg}^\#$ 值较低(0.62)这一特点, 推测进入岩浆房中的母岩浆不是地幔直接熔融形成的, 而可能是经历了深部岩浆房分离结晶作用的产物。

2.2 岩浆源区

王润民和赵昌龙(1991)以及李华芹等(1998)测定了喀拉通克岩体的 Rb_Sr 同位素和 Sm_Nd 同位素组成,得出其(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 为 0.703 26~ 0.704 42, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i 为 0.512 561,由此计算出 ε_{Nd}(*t*) = + 7.1,说明源区为亏损的软流圈地幔。但从图 2 和图 3 可知,岩浆是富集轻稀土元素和 LILE 的,显示出同位素地球化学和微量元素地球化学的不一致性。在此假定源区为亏损的地幔进行模拟,计算所用的亏损地幔组成为:Ol 0.598; Opx 0.211; Cpx 0.076; Gr 0.115,分配系数和亏损地幔的稀土元素含量根据 Mckenzie and O' Nions (1991)。如图 4 所示,对于亏损的地幔,只有在部分熔融程度 < 1% 时,才能产生富集型的稀土元素配分模式,但是根据地幔动力学熔融模式,在熔融程度小于 1 时,熔体是不可能从地幔中分凝出来的(Mckenzie and Bickle, 1988)。既使其熔融程度小于 1%,其稀土元素配分模式也和喀拉通克岩体有极大的不同,所以无论如何不可能通过亏损地幔直接熔融形成的。那么一个合理的解释是,亏损的软流圈地幔混染了富集 LILE 的岩石圈地幔(Lightfoot *et al.*, 1993)或者有地壳物质的混染(Wooden *et al.*, 1993)。

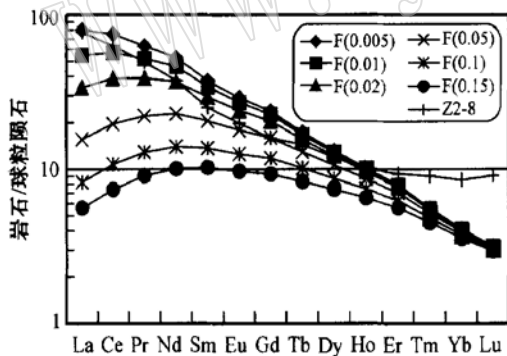


图 4 不同熔融程度亏损地幔的稀土元素配分曲线
 Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of melts in the depleted mantle of various melting degrees
 括号内的数字为部分熔融程度
 The number in brackets represents the melting degree

但是要鉴定是岩石圈地幔还是地壳物质通常较为困难,国际上通常利用氧同位素(Peng & Mahoney, 1995; Lassiter & Depaolo, 1997)来鉴定。王润民和赵昌龙(1991)曾对其进行了氧同位素研究,结果为 5.47‰~ 9.62‰,没有地壳物质混染的岩浆氧同位素值一般在 6‰以下,由此可知,喀拉通克岩

体遭受了地壳物质的混染作用。当然一些微量元素比值同样可以判断是否存在地壳物质的混染作用,这些比值受岩浆分离结晶作用影响甚小。通常认为高 La/Sm (> 4.5) 值指示了地壳物质的混染(Lassiter & Depaolo, 1997),由表 2 可知,大约有半数以上样品的 La/Sm 大于 4.5,说明有地壳物质的混染。Neal 等(2002)提出进一步用 (La/Nb)_{PM} 和 (Th/Ta)_{PM} 值(下角标 PM 表示原始地幔标准化)来区分上地壳和下地壳物质的混染(图 5),由图 5 可知,大部分样品遭受了上地壳物质的混染。

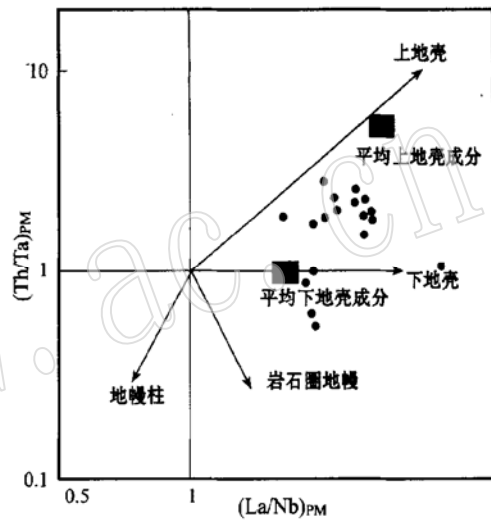


图 5 (Th/Ta)_{PM} - (La/Nb)_{PM} 图解
 (据 Neal *et al.*, 2002)

Fig. 5 Diagram of (Th/Ta)_{PM} versus (La/Nb)_{PM}
 (after Neal *et al.*, 2002)

一般而言,经过地壳物质混染的岩浆其 Sr 和 Nd 同位素也会发生相应的变化,即 Sr 同位素比值升高而 Nd 同位素比值降低。但根据王润民和赵昌龙(1991)对其围岩——南明水组凝灰岩的 Sr 同位素的研究结果,其中凝灰岩的 Sr 同位素比值与喀拉通克岩体十分接近,其初始值为 0.704 07。由于凝灰岩的形成时代(300 Ma)与岩体的侵位时代(290 Ma)比较接近,所以岩浆遭受该物质的混染以后, Sr 同位素成分并没有发生明显的改变,但微量元素比值则会发生明显的改变。

由前述可知,喀拉通克基性杂岩体的 TiO₂ 含量较低,一般在 1% 以下,具有岛弧岩浆的特点;另外,微量元素原始地幔标准化图解具有明显的 Nb、Ta 和 Ti 的亏损,同样也指示了岛弧岩浆的特点。然而,其高的 ε_{Nd}(*t*) 值和洋中脊玄武岩相似,显示出源

区为亏损的软流圈地幔。区域地质研究表明,本区在中石炭世时已经完成俯冲碰撞过程,进入板内演化过程(李锦轶, 1991),所以喀拉通克岩体形成时不可能为岛弧环境,应是碰撞后的拉张环境(冉红彦和肖森宏, 1994),其地球化学特征之所以具有岛弧岩浆的某些特征可能是源区保留有早期俯冲的洋壳。

喀拉通克岩体中含有大量的角闪石和黑云母等含水矿物,由此推测母岩浆是富含水的。而软流圈地幔则通常是干的体系(McKenzie & Bickle, 1988),并且在一般条件下也难以熔融。可能正是由于早期俯冲的洋壳物质(早泥盆世?)在热的作用下释放出的水降低了液相线温度而使软流圈地幔发生部分熔融,因此其部分熔融形成的岩浆保留了岛弧岩浆的某些特点:富水及亏损 Nb 和 Ta、Ti 等。

2.3 岩浆的分异和演化过程

从目前的资料分析,岩浆从源区上升到就位至少经历了两次岩浆房的分离结晶过程。如前所述,现在所见的喀拉通克岩体代表了高位岩浆房,而进入高位岩浆房中的母岩浆不是上地幔直接熔融形成的,而是在深部发生过一定程度的分离结晶的产物。根据母岩浆镁含量较低的特点,推测其深部岩浆房的分离结晶相主要为橄榄石。

由于喀拉通克岩体各岩相呈渐变过渡关系,所以应是就地分离结晶的产物。前已述及,有些岩石中具有不均一的矿物分布,地球化学特征具有高的 La/Sm 和 Th/Ta 值,这些均指示了地壳的混染作用。另外,黑云角闪辉绿辉长岩构成了喀拉通克岩体的外壳,根据岩浆动力学原理,显然是岩浆房边部快速冷凝的结果(Huppert & Sparks, 1980)。所以现在所见的喀拉通克岩体应是母岩浆在高位岩浆房中分离结晶和同化混染联合作用的产物,即经历了 AFC 过程(DePaolo, 1981)。

2.4 矿床成因讨论

传统观点认为,岩浆铜镍硫化物矿床是岩浆在岩浆管道(column)或深部岩浆房中由于物理化学条件(包括温度、压力、氧逸度和硫逸度)变化最终导致富硫化物的液相和岩浆失去平衡而产生不混熔作用,并以重力下沉的方式富集成矿(Rad'ko, 1991; Naldrett *et al.*, 1992; Brugmann *et al.*, 1993)。众所周知,引起液态不混熔作用的原因是硫在岩浆中的溶解度,如果处于过饱和状态,则硫化物就会下沉。然而研究表明,如果在岩浆演化的早期硫就处于过饱和状态而发生下沉,则会由于 Cu、Ni 含量太

低,而不可能形成有经济价值的矿床(Keays, 1995; Lightfoot & Hawakesworth, 1997)。一般认为,硫在岩浆中的溶解度是温度、压力、氧逸度和硫逸度的函数(MacLean, 1969; Wendlandt, 1982),这些参数的改变可能会引起硫达到饱和状态。后来一些学者发现赋矿基性岩体普遍存在地壳的混染作用,所以提出地壳硫的加入是引起岩浆硫达到过饱和的重要原因(Ripley, 1981; Grinenko, 1985; Naldrett, 1995; Lightfoot & Hawakesworth, 1997)。如前所述,喀拉通克岩体也发生过地壳的混染作用,但是大量的硫同位素研究表明, $\delta^{34}\text{S}$ 变化很小,基本上接近于 0,并呈塔式分布,显示出岩浆硫的特点,没有迹象表明有地壳硫的加入(王润民和赵昌龙, 1991; 邹海洋等, 2001),由此看来,地壳硫的加入不是引起喀拉通克矿床产生硫过饱和而引起液态分异的原因。

Irvine(1975)的实验研究显示,硫在镁质岩浆中的溶解度还取决于 Si 的含量,当富 Si 的地壳物质加入到镁质岩浆中时,就会改变成分点的位置,从而引起硫的溶解度的变化。当富 SiO_2 的地壳物质加入到均一的富硫化物的液相时,则成分点由 A 变为 B,这就意味着,岩浆分裂为两部分,一为富硅酸盐的相(Y),另一为富硫化物的相(X)(图 6)。有关实验表明,基性岩浆通常是硫不饱和的(Keays, 1995),并且原始岩浆中 Fe 含量越低,硫的溶解度越高(Wendlandt, 1982)。因为喀拉通克岩体 Fe 的含量较低(表 1),所以推测原始岩浆中可能溶解了大量的硫。由于喀拉通克岩体的围岩(凝灰岩) SiO_2 含量较高,约 60%,远高于喀拉通克岩体,所以喀拉通克矿床可

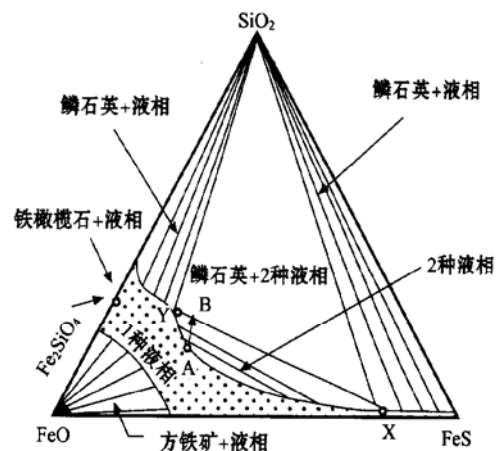


图 6 1200 °C 时 Fe-S-O 体系相图(Irvine, 1975)

Fig. 6 1200 °C isotherm of the Fe-S-O system (after Irvine, 1975)

能由于本身具有高含量的硫, 并且由于地壳物质的混染而提高了岩浆中 Si 的含量, 从而引发不混熔作用, 形成富硫化物的矿浆。

3 结 论

(1) 喀拉通克岩体以低 Ti、亏损 Nb、Ta 和强烈富集轻稀土元素和大离子亲石元素为特征, 大多数岩石属于拉斑玄武岩系列, 只有少部分岩石属于钙碱性玄武岩系列。

(2) 原始岩浆来自于亏损的软流圈地幔, 但是在高位岩浆房中混染了地壳物质; 岩浆可能经历了两次岩浆房的演化过程, 喀拉通克岩体的平均成分可能代表了进入高位岩浆房的原始岩浆, 角闪辉绿辉长岩代表了岩浆房边部冷凝的产物; 岩浆在上升到高位岩浆房之前, 在深部曾经历了橄榄石的分离结晶作用。

(3) 造成硫化物矿浆不混熔作用的原因主要为地壳物质混染作用导致 Si 的加入, 在混染作用前, 岩浆本身可能溶解了大量的硫, 但没有明显的外来硫的加入。

致谢 野外工作得到新疆地矿局第四地质大队和喀拉通克矿的大力支持, 在此一并表示感谢!

References

Brugmann G E, Naldrett A J, Asif M *et al.* 1993. Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian Traps in the Noril'sk Region, Russia[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 2001~2018.

DePaolo D J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallisation[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 189~202.

Grinenko L N. 1985. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform[J]. *Int. Geol. Rev.*, 695~708.

Huppert H E & Sparks R S J. 1980. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75: 279~289.

Irvine T N. 1975. Crystallisation sequence of the Muskox Intrusion and other layered intrusions: II Origin of the chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 991~1020.

Keays R R. 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S₂ saturation in the formation of ore deposits[J]. *Lithos*, 34: 1~18.

Lassiter J C & Depaolo D J. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotope constraints[A]. Mahoney J. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism[C]. *Geophysical Monography 100*, American Geophysical Union, 335~355.

Li Huaqin, Xie Caifu, Chang Hailiang, *et al.* 1998. Study on Metallogenic Chronology on Nonferrous and Precious Metallic Ore Deposits in North Xinjiang, China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 264(in Chinese).

Li Jinyi. 1991. On evolution of Paleozoic plate tectonics of East Junggar, Xinjiang, China[A]. Xiao Xuchang and Tang Yaoqing. Tectonic Evolution of the Southern Margin of the Paleo-Asian Composite Megasuture[C]. Beijing: Beijing Scientific and Technical Publishing House, 91~109(in Chinese).

Lightfoot P C, Hawkesworth J, Hergt J, *et al.* 1993. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major, trace element and Sr, Nd, and Pb isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 171~188.

Lightfoot P C & Hawkesworth J. 1997. Flood basalts and magmatic Ni, Cu, and PGE sulphide mineralization: comparative geochemistry of the Noril'sk (Siberian Traps) and West Greenland sequences[A]. Mahoney J. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism[C]. *Geophysical Monography 100*, American Geophysical Union, 357~380.

MacLean W H. 1969. Liquidus phase relations in the FeS-FeO(Fe₃O₄)-SiO₂ system and their application in geology[J]. *Econ. Geol.*, 64: 865~884.

Mckenzie D and Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere[J]. *J. Petrol.*, 29: 53~72.

Mckenzie D and O'Nions R K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations[J]. *J. Petrol.*, 32: 1021~1091.

Naldrett A J. 1989. Magmatic Sulfide Deposits[M]. Oxford University Press, 196.

Naldrett A J, Lightfoot P C, Fedorenko V A, *et al.* 1993. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk Region, USSR, with implications for origin of the Ni-Cu ores[J]. *Econ. Geol.*, 87: 975~1004.

Neal C R, Mahoney J J and Chazey W J. 2002. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: results from ODP Leg 183[J]. *J. Petrol.*, 43: 1177~1205.

Rad'ko V V. 1991. Model of dynamic differentiation of intrusive traps in the northwestern Siberian platform, Soviet[J]. *Geol. and Geophys.*, 32(7): 70~77.

Ran Hongyan, Xiao Senhong. 1994. Trace element abundances and tectonic environment of the host intrusion of Kalatongke Cu-Ni deposit [J]. *Geochimica*, 23(4): 392~401(in Chinese with English abstract).

- Ripley E M. 1981. Sulphur isotopic abundances of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota[J]. *Econ. Geol.*, 76: 619~ 620.
- Sun S S & McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D & Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [C]. Geological Society. London, Special Publication, 42: 313~ 345.
- Wang Futong, Ma Tianlin, Liu Guanghai, *et al.* 1992. Metallogeny and Prospecting Model of the Kalatongke Cu-Ni-Au Ore Belt in Xinjiang[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Wang Runmin, Zhao Changlong. 1991. Kalatongke Cu-Ni Sulfide No. 1 Ore Deposit in Xinjiang[M]. Beijing: Geological Publishing House, 298(in Chinese).
- Wang Youbiao. 1990. Basic characteristics of copper-nickel sulfide deposits in Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 8(4): 305~ 320(in Chinese).
- Wendlandt R F. 1982. Sulphide saturation of basalts and andesite melts at high pressures and temperatures[J]. *Am. Mineral.*, 67: 877~ 885.
- Wooden J L, czamanske G K, Fedorenko V A, *et al.* 1993. Isotopic and trace element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk Area, Siberia [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 3677~3704.
- Yang Bingbin. 1994. Ore-controlling factors of magmatic copper-nickel sulfide deposits in northern Xinjiang[J]. *Mineral Resources and Geology*, 8(5): 330~ 333(in Chinese).
- Zhang Zhaochong and Wang Fusheng. 2003. A method for identifying primary magma—examples from picrite and alkali basalts[J]. *Journal of Jilin University*, 32(2): 130~ 134(in Chinese with English abstract).
- Zou Haiyang, Dai Tagen, Hu Xiangzhao. 2001. Geological characteristics and prognosis of the Kalatongke Cu-Ni deposit, Xinjiang[J]. *Geology-Geochemistry*, 29: 70~ 75(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 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[M]. 北京: 地质出版社, 264.
- 李锦轶. 1991. 试论中国新疆准噶尔山系古生代板块构造演化[A]. 肖序常, 汤耀庆. 古中亚复合巨型缝合带南源构造演化[C]. 北京: 北京科学技术出版社, 92~ 108.
- 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[J]. *地球化学*, 23: 392~ 401.
- 王润民, 赵昌龙. 1991. 新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床[M]. 北京: 地质出版社, 298.
- 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[M]. 北京: 地质出版社.
- 王有标. 1990. 新疆铜镍硫化物矿床的基本地质特点[J]. *新疆地质*, 8: 305~ 320.
- 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[J]. *矿产与地质*, 8: 330~ 333.
- 张招崇, 王福生. 2003. 一种判别原始岩浆的方法——以苦橄岩和碱性玄武岩为例[J]. *吉林大学学报*, 32(2): 130~ 134.
- 邹海洋, 戴塔根, 胡祥昭. 2001. 喀拉通克铜镍硫化物矿地质特征及找矿预测[J]. *地质地球化学*, 29: 70~ 75.