

西藏冈底斯造山带几乎同时形成的两套埃达克岩 为什么一套含矿一套不含矿？

曲晓明, 江军华, 辛洪波, 陈 华

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 野外地质调查结合锆石 U-Pb 年龄测定和岩石化学成分分析, 发现西藏冈底斯碰撞造山带晚中新世发育两套埃达克岩。一套呈 NS 向岩墙产出, 锆石 U-Pb-LA-ICP-MS 年龄为 15.6~16.8 Ma, 地球化学上以富 Na₂O、贫 K₂O、Sr/Y 比值高为特点, 不含矿; 另一套呈岩株产出, 锆石 U-Pb SHRIMP 年龄为 14.0~15.3 Ma, 地球化学上以富 K₂O、贫 Na₂O、Sr/Y 比值低为特点, 伴随着大规模的斑岩型铜钼矿化。两套埃达克岩都高度富集大离子不相容元素 (LILE) Rb、Ba、Th、U、K、Sr、Pb, 强烈亏损高场强元素 (HFSE) Nb、Ta、Ti, 反映出俯冲组分对岩浆源区的明显影响, 具备岛弧岩浆作用的基本特征。比较而言, 含矿埃达克岩更富集 Rb、Th、U、K、Pb, 而不含矿埃达克岩更富集 Sr; 不含矿埃达克岩的高场强元素 Nb、Ta、Ti 亏损更加强烈, Zr、Hf 相对富集。两套埃达克岩都是形成于碰撞后地壳伸展的同一地球动力学背景下, 其岩石地球化学差异主要与岩浆源区有关。研究表明, 含矿埃达克岩的岩浆源区较浅, 位于下地壳底部, 参与岩浆作用的俯冲组分以沉积物熔体为主, 岩浆的氧化性较强, 并且经历了更多的分异过程。不含矿埃达克岩的岩浆源区较深, 位于岩石圈地幔上部, 参与源区岩浆作用的俯冲组分主要是板片流体, 岩浆氧化性较低, 岩浆分异过程较少。两套埃达克岩含矿与不含矿的原因包含了源区物质组成和岩浆生成条件两方面的差异。

关键词 地球化学, 岩浆源区, 含矿埃达克岩, 不含矿埃达克岩, 冈底斯碰撞造山带, 西藏高原

中图分类号: P618.41; P618.65; P597

文献标志码: A

A study of two groups of adakite almost simultaneously formed in Gangdese collisional orogen, Tibet: Why does one group contain copper mineralization and the other not?

QU XiaoMing, JIANG JunHua, XIN HongBo and CHEN Hua

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

Field investigations combined with zircon U-Pb dating and petro-geochemical analysis demonstrate that two groups of adakite were formed in the Gangdese collisional orogen of the Tibet plateau in late Miocene. One group occurs as NS-striking dykes with zircon U-Pb LA-ICP-MS ages ranging from 15.6 Ma to 16.8 Ma and is geochemically characterized by high Na₂O, Sr/Y and low K₂O without copper mineralization. The other group occurs as small stocks with zircon U-Pb SHRIMP ages from 14.0 Ma~15.3 Ma and is geochemically characterized by high K₂O, low Na₂O, Sr/Y, and the association with large-scale porphyry copper mineralization. The two groups are both notably enriched with large ion lithophile elements (LILE) Rb, Ba, Th, U, Sr, Pb and strongly depleted in high field strength elements (HFSE) Nb, Ta, Ti, suggesting the evident influence of subduction components on their magma sources. By comparison, the ore-bearing adakite has higher enrichment of

* 本文是国家自然科学基金面上项目(编号:40773022)资助的阶段性成果

第一作者简介:曲晓明,男,1960年生,博士,研究员,地球化学专业。Email: xiaominqu@163.com

收稿日期:2009-09-22;改回日期:2010-01-28。张绮玲编辑。

Rb, Th, U, K, Pb, whereas the barren adakite is richer in Sr, Zr, Hf and more strongly depleted in Nb, Ta, Ti. As these two groups were formed under the same geodynamic environment of post-collisional crustal extension, their geochemical differences might be mainly attributed to magma sources. The present study reveals that the ore-bearing adakite had a shallower magma source at the bottom of the lower crust, the subduction components involved in the magmatic generation was dominated by subducted sedimentary melt, and its magma was more oxidative and experienced higher differentiation. In contrast, the barren adakite had a deeper magma source in the upper part of the lithospheric mantle, the subduction components involved in its magmatic source contained more slab fluids, and its magma was less oxidative and experienced lower differentiation.

Key words: geochemistry, magma source, ore-bearing adakite, barren adakite, Gangdese collisional orogen, Tibet plateau

过去十几年来,埃达克岩由于其独特的地球动力学意义(Defant et al., 1990)以及与斑岩铜矿的密切关系(Oyarzun et al., 2001)受到了人们较多的关注。西藏冈底斯碰撞造山带近年来连续取得斑岩铜矿重大找矿突破,其含矿斑岩就是晚中新世形成的埃达克岩(曲晓明等, 2001; Qu et al., 2004; Hou et al., 2004)。然而,笔者进一步工作发现,在冈底斯碰撞造山带晚中新世,几乎与含矿的埃达克岩同时,还发育了一套不含矿的埃达克岩。它们呈近NS向的岩墙产出,其产状与呈岩株产出、主要沿EW向伸展的含矿埃达克岩截然不同。在同一条造山带中,几乎同时形成的两套埃达克岩为什么一套含矿一套不

含矿,这不仅关系到埃达克岩本身的成因,同时对地质找矿也具有指导意义。本文报道了这些不含矿埃达克岩的锆石 U-Pb LA-ICP-MS 激光磨蚀等离子质谱)定年结果,并通过岩石地球化学成分分析,探讨了它们与含矿埃达克岩在岩浆源区以及分异演化过程上的差异,以期揭开这两套埃达克岩为何一套含矿一套不含矿的原因。

1 区域地质背景

冈底斯碰撞造山带位于雅鲁藏布江缝合带北侧、拉萨地体南缘(图1)。地体东南缘分布的上三叠

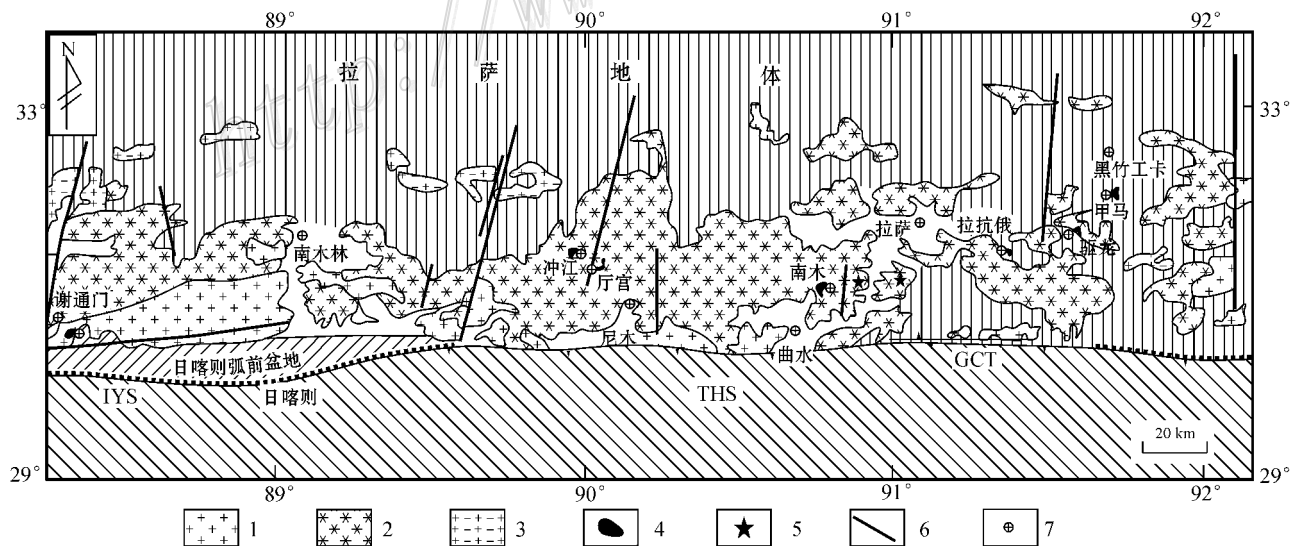


图1 冈底斯碰撞造山带岩浆岩与斑岩铜矿床分布图(据中国地质调查局1:50万数字化地质图修改)

GCT—大反向逆冲断裂; THS—被动大陆边缘沉积; IYS—印度河-雅鲁藏布江缝合带; 1—中-晚燕山期花岗岩; 2—早喜马拉雅期花岗岩; 3—中新世小体积花岗岩; 4—含矿埃达克岩; 5—不含矿埃达克岩; 6—断层; 7—铜矿床

Fig. 1 Distribution of magmatic rocks and porphyry Cu deposits in the Gangdise collision-orogenic belt (modified after 1:500 000 Digitalized Geological Map by Geological Survey of China)

GCT—Great reverse overthrust; THS—Passive continental margin sediments; IYS—Indian River-Yarlung Zangbo suture; 1—Middle-Late Yanshanian granite; 2—Early Himalayan granite; 3—Miocene small granite; 4—Ore-bearing adakite; 5—Barren adakite; 6—Fault; 7—Copper deposit

统火山-沉积序列被认为是地体与印度板块裂离和雅鲁藏布江洋盆开启的产物(Pierce et al., 1988; Gaetani et al., 1991)。王希斌等(1987)根据雅鲁藏布江蛇绿岩中钠长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄(139 Ma)确定蛇绿岩的形成时代为早白垩世。自中晚白垩世开始,雅鲁藏布江洋壳板片向北俯冲,导致了冈底斯岩浆弧的发育和日喀则弧前盆地的形成(Allegre et al., 1984; Harrison et al., 1992; Durr, 1996)。

一般认为雅鲁藏布江缝合带大规模陆-陆碰撞发生于55~45 Ma之间(Beck et al., 1995; Le Fort, 1996)。冈底斯铜矿带的含矿斑岩形成于造山带演化晚期的碰撞后陆壳伸展阶段,含矿斑岩的侵位时间发生在18~14 Ma之间(曲晓明等, 2003; 芮宗瑶等, 2003),大规模的铜多金属成矿作用则集中发生在14 Ma前后(侯增谦等, 2003; 曲晓明等, 2001; 孟祥金等, 2003)。重要的是这一时期也正是青藏高原南部快速隆升的阶段(21~8 Ma, Williams et al., 2001; Harrison et al., 1992)。

2 两套埃达克岩的产状、分布与岩相学

形成冈底斯斑岩铜矿的埃达克岩呈岩株分布于冈底斯岩浆弧中(图1),岩体剥蚀很轻,出露范围较小,一般为几百米,有的为几十米甚至十几米。在一些矿区只是在沟底见到露头。围岩以燕山期花岗岩为主,在东段墨竹工卡一带,斑岩体侵位于上侏罗统多底沟组和下白垩统林布宗组钙泥质砂板岩夹灰岩地层中。岩性上含矿斑岩以花岗闪长斑岩和二长花岗斑岩为主,少数为石英二长斑岩。岩石具斑状结构,块状构造。斑晶含量约占岩石体积的15%~40%,由斜长石、钾长石、石英、黑云母组成。基质的矿物组成与斑晶基本相同,主要呈显微半自形粒状结构,有时可见镶嵌结构。基质中副矿物含量较高,有磷灰石、榍石、锆石、褐帘石及金属矿物磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿。特别是磷灰石常形成宽大自形的板状晶体,在基质中呈斑晶产出。另外,在斜长石、石英斑晶中可见自形的黄铁矿呈包体产出。

不含矿的埃达克岩见于南木斑岩型铜钼矿区东面,呈近NS向岩墙产出,宽5~20 m,近于直立,共见到4条,各条之间相距从几百米到几千米不等。岩墙明显侵位于燕山晚期的花岗闪长岩岩基中,地

貌上往往形成正地形。岩墙具斑状结构,块状构造。斑晶以斜长石为主,其次为角闪石、黑云母、石英,体积上约占岩石的20%~30%。基质主要由细条状斜长石微晶组成,有时定向排列为近似交织结构。角闪石呈自形的菱形或柱状晶体均匀分布于斜长石微晶中;黑云母呈小片状,具绿泥石化;石英呈他形粒状零星分布于基质中。基质中副矿物有磷灰石、锆石、榍石及磁铁矿。磷灰石也常形成粗大的晶体,磁铁矿呈麻点状均匀分布于基质中。岩性上不含矿埃达克岩更偏基性,为闪长玢岩或石英闪长玢岩。

无论是含矿埃达克岩还是不含矿埃达克岩,它们往往都有绢英岩化和粘土化蚀变。相比较而言,含矿埃达克岩比不含矿埃达克岩蚀变更强些,但从化学分析结果看,这些蚀变并没有改变岩石的本质特征。

3 岩石地球化学

3.1 分析方法

冈底斯造山带两套埃达克岩的岩石地球化学分析是在北京核工业地质分析研究中心完成的。常量元素用PHILLIPS PW-2404型X-荧光光谱仪分析,精度好于1%;微量元素和稀土元素是用ICP-MS测定的,仪器型号是ELEMENT-2质谱仪,分析精度好于2%,分析结果见表1。

3.2 常量元素

冈底斯含矿埃达克岩岩石化学上以富钾低钠为特点(图2), $w(K_2O)$ 为3.18%~7.43%,平均为4.36%; $w(Na_2O)$ 为2.83%~4.61%,平均为3.80%; K_2O/Na_2O 比值为0.76~2.29,平均为1.19。岩石偏酸性, $w(SiO_2)$ 为62.93%~72.42%,在 K_2O-SiO_2 图上(图2a)多数样品落在高钾钙碱性岩系列,部分属钾玄岩系列。相比之下,不含矿埃达克岩则以低钾高钠为特点, $w(K_2O)$ 为0.46%~3.18%,平均为2.47%; $w(Na_2O)$ 为4.69%~6.65%,平均为5.31%; K_2O/Na_2O 比值为0.07~0.65,平均为0.48。 $w(SiO_2)$ 为62.93%~72.42%,在 K_2O-SiO_2 图上多数样品落在高钾钙碱性岩区。另外,不含矿埃达克岩 Al_2O_3 含量比含矿埃达克岩相对高些。

3.3 微量元素

冈底斯造山带含矿和不含矿两套埃达克岩的微量元素N-MORB标准化蛛网图见图3a。从图中可

表1 冈底斯碰撞造山带含矿与不含矿埃达克岩的常量元素、微量元素及稀土元素分析结果

Table 1 Major, trace and rare earth element analyses of ore-bearing and barren adakites in the Gangdise collisional orogen

	含矿埃达克岩								
	JM-16	JMY-01	JMY-04	DZL-01	DZL-05	DZL-06	DZL-07	NMY-01	NMY-07
	$w_B/\%$								
SiO ₂	68.29	68.59	67.09	72.42	71.26	70.09	71.51	69.71	70.07
TiO ₂	0.37	0.39	0.47	0.30	0.29	0.29	0.29	0.37	0.36
Al ₂ O ₃	14.71	14.62	14.62	15.23	15.58	15.78	15.24	15.33	15.18
Fe ₂ O ₃	0.44	1.02	0.29	0.44	0.40	0.98	0.31	0.73	0.61
FeO	1.28	0.97	0.77	0.59	1.02	0.94	0.63	1.33	0.93
MnO	0.05	0.03	0.06	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02
MgO	1.29	1.36	1.43	0.55	0.66	0.66	0.56	1.15	1.09
CaO	1.30	1.88	3.65	0.82	2.17	1.93	1.77	1.91	1.08
Na ₂ O	3.25	3.32	3.46	4.30	4.42	3.62	4.07	4.50	3.95
K ₂ O	7.43	6.21	6.68	4.06	3.59	3.61	4.14	3.43	4.93
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.20	0.14	0.09	0.10	0.09	0.14	0.13
H ₂ O ⁺	0.40	0.93	0.36	0.33	0.10	0.43	0.45	1.03	0.97
CO ₂	0.58	0.14	0.64	—	—	—	—	0.05	0.29
LOI	—	—	—	0.53	0.61	1.29	0.91	—	—
总和	99.56	99.63	99.72	99.74	100.23	99.74	100.00	99.70	99.61
	$w_B/10^{-6}$								
Ba	666	709	648	582	829	691	673	989	738
Be	2.74	2.71	2.73	2.36	1.83	1.83	1.82	2.1	2.68
Sc	3.78	3.82	4.53	2.79	3.07	1.94	3.22	4.8	2.98
Ti	2418	2407	2955	1954	1903	1773	2005	2206	2543
V	61.6	63.0	74.3	60.7	53.7	48.9	52.5	70.0	66.9
Cr	20.3	19.8	23.4	9.14	8.18	21.3	10.95	12.4	26.1
Mn	393	241	469	212	288	146	217	155	315
Co	19.7	8.82	4.47	1.65	2.94	8.45	1.57	9.0	6.69
Ni	20.8	16.9	20.9	6.89	7.76	18.2	6.22	23.6	22.9
Cu	278	82.1	40.7	333	607	515	233	94.9	16.1
Pb	102	48.3	23.5	13.7	28.1	22.0	36.6	34.0	25.1
Zn	1620	38.6	51.0	13.4	15.9	68.0	18.0	53.2	27.1
Ga	17.1	17.2	18.1	17.3	17.8	16.9	16.4	17.7	15.8
Rb	439	391	400	117	125	90.6	132	97.1	257
Sr	235	415	213	348	656	490	570	564	248
Y	9.07	6.31	6.83	5.83	6.04	5.18	6.79	5.00	5.04
Zr	77.9	66.3	101	51.1	60.7	32.5	40.0	150	67.0
Hf	2.85	2.49	3.54	2.03	2.13	1.36	1.70	4.4	2.60
Nb	10.0	10.2	11.5	6.14	5.33	4.86	6.49	5.0	10.2
Ta	0.59	0.60	0.63	0.39	0.30	0.26	0.29	0.5	0.57
U	8.81	8.42	8.05	2.17	2.72	1.87	2.06	0.80	5.85
Th	30.0	32.2	29.2	8.51	8.59	6.84	7.49	9.40	21.1
Mo	2.92	1.06	0.95	3.75	25.0	75.4	49.3	26.0	1.28
Bi	0.35	0.94	0.09	3.62	1.37	1.74	1.52	1.34	0.15
Sn	0.83	0.93	0.90	1.15	0.35	0.55	0.16	1.10	0.84
Sb	3.07	3.92	6.07	17.0	11.9	22.5	4.42	0.60	2.78
La	37.4	34.1	32.3	18.6	19.4	17.8	26.4	17.39	24.2
Ce	64.3	61.7	65.8	37.7	40.9	37.8	55.6	34.40	55.8
Pr	7.39	5.84	6.79	3.97	4.50	3.88	5.78	3.93	5.23
Nd	26.3	24.2	25.8	15.6	16.6	14.3	21.8	14.27	19.7
Sm	3.95	3.84	4.08	2.51	2.63	2.29	3.53	2.45	3.30
Eu	0.95	0.90	0.92	0.69	0.81	0.65	0.71	0.69	0.79
Gd	3.15	2.75	3.02	1.89	2.01	1.75	2.59	1.64	2.32
Tb	0.34	0.28	0.30	0.21	0.20	0.17	0.27	0.21	0.22
Dy	1.90	1.39	1.59	1.08	1.14	0.99	1.45	1.04	1.22
Ho	0.30	0.19	0.22	0.17	0.16	0.13	0.20	0.18	0.16
Er	0.93	0.66	0.69	0.51	0.53	0.47	0.63	0.48	0.52
Tm	0.11	0.06	0.08	0.07	0.05	0.04	0.06	0.08	0.05
Yb	0.85	0.62	0.69	0.47	0.50	0.40	0.55	0.47	0.55
Lu	0.11	0.07	0.08	0.06	0.05	0.04	0.05	0.08	0.06
δEu*	0.80	0.81	0.77	0.93	1.04	0.96	0.69	0.99	0.83
(La/Yb) _n *	29.73	37.17	31.63	26.74	26.22	30.01	32.44	25.00	29.73
K ₂ O/Na ₂ O*	2.29	1.87	1.93	0.94	0.81	1.00	1.02	0.76	1.25
Nb/Ta*	16.95	17.00	18.25	15.74	17.77	18.69	22.38	10.00	17.89

续表 1-1
Cont. Table 1-1

含矿埃达克岩								
	PI -28	NT-03	NT-08	NT-10	CJ-02	CJ-09	CJ-20	CJ-22
	$w_B/\%$							
SiO ₂	66.49	67.90	66.83	64.26	66.41	62.93	64.90	67.87
TiO ₂	0.57	0.49	0.39	0.58	0.32	0.35	0.41	0.35
Al ₂ O ₃	16.28	16.09	15.12	15.19	14.59	14.53	15.38	15.75
Fe ₂ O ₃	3.35	0.84	0.60	1.17	1.08	0.61	1.16	0.63
FeO	0.47	1.47	1.87	2.17	0.91	1.86	1.36	1.50
MnO	0.01	0.01	0.06	0.06	0.31	0.19	0.07	0.09
MgO	0.85	1.49	1.11	1.93	0.90	1.42	0.76	0.82
CaO	1.07	1.53	2.86	3.38	2.03	3.85	3.24	2.40
Na ₂ O	3.05	4.61	4.33	3.94	4.09	2.83	3.22	3.71
K ₂ O	3.33	3.51	3.36	3.63	4.35	4.55	4.08	3.18
P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.17	0.23	0.12	0.13	0.15	0.13
H ₂ O ⁺	1.75	1.14	1.37	1.61	1.24	1.23	1.05	1.13
CO ₂	—	0.23	1.63	1.52	—	—	—	—
LOI	3.64	—	—	—	4.05	6.32	4.86	3.11
总和	101.08	99.50	99.70	99.67	100.40	100.80	100.64	100.67
	$w_B/10^{-6}$							
Ba	621	858	739	842	522	827	711	710
Be	2.01	2.44	2.59	2.88	1.78	1.69	1.85	2.05
Sc	4.70	4.60	3.94	5.60	3.45	3.30	3.53	3.22
Ti	3254	2671	2443	3434	2069	2206	2574	2251
V	94.2	76.8	59.7	93.0	56.3	60.1	59.7	49.4
Cr	15.9	4.70	10.4	42.7	4.33	15.2	7.43	17.10
Mn	86	129	473	443	2480	1398	547	697
Co	8.91	2.39	5.59	9.18	5.90	6.37	5.91	4.74
Ni	10.9	8.49	7.37	26.89	6.92	10.9	7.42	8.40
Cu	1499	1633	50.8	58.9	417	29.3	16.7	74.3
Pb	61.9	54.9	44.7	108	88.2	39.8	26.7	57.6
Zn	19.4	40.5	105	67.7	139	94.7	65.7	109
Ga	18.3	19.4	17.9	17.9	18.9	16.5	17.4	17.6
Rb	120	134	142	128	280	252	195	134
Sr	500	622	623	637	118	184	309	290
Y	6.89	9.12	6.84	7.67	5.08	5.44	5.08	4.95
Zr	102	79.4	48.9	91.2	68.5	75.8	91.6	72.2
Hf	3.31	2.74	2.00	2.95	2.32	2.44	2.95	2.46
Nb	8.01	9.81	10.1	12.7	6.90	6.64	6.94	7.64
Ta	0.35	0.40	0.52	0.65	0.37	0.36	0.32	0.40
U	3.06	3.85	4.99	5.19	5.94	3.57	2.90	2.94
Th	13.7	15.9	24.8	25.7	14.3	14.0	11.4	10.7
Mo	3.86	15.1	2.27	2.40	13.5	4.46	6.22	1.56
Bi	4.58	0.30	0.20	0.33	2.93	2.11	0.32	0.33
Sn	0.80	2.27	0.75	1.01	0.74	0.39	0.60	0.54
Sb	1.17	1.00	1.99	1.74	36.9	6.79	6.46	20.3
La	33.1	28.2	29.9	36.4	20.9	21.0	20.8	18.3
Ce	64.5	66.5	58.5	73.1	42.0	43.0	40.2	45.9
Pr	7.74	8.44	6.21	8.72	4.68	4.77	4.74	4.11
Nd	29.4	33.1	23.7	32.4	18.1	17.7	18.8	16.0
Sm	4.82	5.88	3.84	5.32	2.97	3.02	3.00	2.73
Eu	1.13	1.28	0.95	1.25	0.77	0.83	0.86	0.71
Gd	3.39	4.12	2.84	3.65	2.08	2.21	2.28	1.99
Tb	0.32	0.47	0.28	0.37	0.21	0.23	0.23	0.20
Dy	1.64	2.39	1.47	1.87	1.12	1.25	1.25	1.09
Ho	0.22	0.35	0.19	0.27	.14	0.16	0.15	0.14
Er	0.68	1.02	0.62	0.78	0.50	0.53	0.51	0.47
Tm	0.07	0.12	0.06	0.08	0.5	0.05	0.04	0.04
Yb	0.56	0.92	0.51	0.64	0.44	0.45	0.44	0.43
Lu	0.06	0.10	0.05	0.07	0.05	0.04	0.04	0.04
δEu^*	0.81	0.76	0.84	0.82	0.91	0.94	0.97	0.89
$(La/Yb)_n^*$	39.94	20.71	39.62	38.43	32.10	31.54	1.95	28.76
K_2O/Na_2O^*	1.09	0.76	0.78	0.92	1.06	1.61	1.27	0.86
Nb/Ta^*	22.89	24.53	19.42	19.54	18.65	18.44	21.69	19.10

续表 1-2
Cont. Table 1-2

不含矿埃达克岩								
	GDS-10	GDS-11	GDS-12	GDS-13	GDS-20	GDS-21	GDS-22	GDS-23
	$w_B/\%$							
SiO ₂	69.50	70.19	68.18	68.36	65.80	65.45	65.07	64.90
TiO ₂	0.37	0.29	0.34	0.38	0.44	0.42	0.43	0.52
Al ₂ O ₃	15.58	15.35	15.79	16.00	16.38	16.19	16.05	16.25
Fe ₂ O ₃	0.94	1.01	1.04	1.04	1.04	1.92	1.96	1.42
FeO	1.15	0.95	1.20	1.11	1.25	1.32	1.30	1.35
MnO	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04
MgO	0.73	0.68	0.91	0.85	1.70	1.79	1.69	1.46
CaO	1.96	1.44	2.34	2.76	1.45	2.33	2.50	3.29
Na ₂ O	5.11	5.12	5.40	5.21	4.84	5.19	5.22	4.81
K ₂ O	3.12	3.18	3.13	2.86	3.17	2.87	2.87	2.91
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.17	0.18	1.25	0.18	0.18	0.25
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
LOI	1.19	1.44	1.26	1.07	2.56	2.13	2.52	2.59
总和	99.87	99.83	99.81	99.86	100.93	99.85	99.85	99.79
	$w_B/10^{-6}$							
Ba	826	714	792	772	813	835	858	988
Be	2.58	2.11	2.32	2.41	1.76	1.82	2.09	1.83
Sc	3.43	2.98	3.46	3.63	5.64	5.71	5.99	4.40
Ti	1616	1266	1485	1659	1921	1834	1877	2271
V	54.2	46.5	55.2	54.7	80.8	78.3	87.4	74.5
Cr	3.61	3.49	3.73	3.82	7.53	7.33	8.95	3.93
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	5.46	4.40	5.71	6.04	10.0	9.46	9.62	7.79
Ni	6.76	3.99	5.16	6.02	12.3	11.1	12.3	6.58
Cu	52.4	24.4	26.3	20.1	32.5	30.8	34.1	47.0
Pb	44.8	50.3	45.2	39.1	22.8	25.4	27.1	41.3
Zn	87.5	139	78.4	66.3	60.2	52.2	55.0	69.2
Ga	22.0	19.7	21.1	21.0	20.9	20.4	21.5	21.2
Rb	102	85.6	83.9	79.7	93.8	86.9	88.2	63.7
Sr	823	691	919	976	823	908	953	915
Y	5.41	4.45	5.28	5.92	7.81	8.02	8.30	5.75
Zr	109	60.9	89.0	111	128	125	133	219
Hf	3.96	2.55	3.49	3.89	4.55	4.29	4.61	6.16
Nb	4.15	3.45	3.68	3.92	4.43	4.35	4.48	3.99
Ta	0.235	0.196	0.214	0.228	0.319	0.301	0.308	0.210
U	3.69	2.65	3.94	4.47	2.50	2.51	2.57	3.21
Th	18.3	17.5	17.0	17.5	9.46	9.05	9.52	16.3
Mo	0.143	0.104	0.109	0.069	0.202	0.214	0.236	0.069
Bi	0.509	0.129	0.626	0.134	0.156	0.426	0.454	0.068
Sn	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	0.312	0.340	0.457	0.356	0.593	1.08	1.15	0.728
La	28.2	22.4	22.9	26.9	21.8	21.9	22.8	32.7
Ce	56.8	42.5	47.4	52.6	45.9	45.8	48.3	62.7
Pr	6.69	4.92	5.63	6.39	5.59	5.52	5.93	7.16
Nd	27.9	19.8	24.0	26.7	23.9	23.4	25.2	28.8
Sm	4.21	3.11	3.83	4.22	4.25	4.18	4.40	4.46
Eu	1.06	0.751	0.917	1.01	1.01	1.06	1.10	1.12
Gd	2.33	1.74	2.13	2.18	2.47	2.58	2.71	2.43
Tb	0.264	0.216	0.242	0.266	0.336	0.347	0.355	0.288
Dy	1.19	0.887	1.08	1.13	1.58	1.60	1.68	1.23
Ho	0.194	0.166	0.190	0.204	0.281	0.300	0.302	0.201
	0.500	0.445	0.497	0.537	0.775	0.759	0.795	0.530
Tm	0.068	0.061	0.064	0.073	0.096	0.107	0.116	0.067
Yb	0.457	0.437	0.500	0.462	0.681	0.704	0.710	0.440
Lu	0.066	0.054	0.069	0.063	0.100	0.096	0.103	0.062
δEu*	0.94	0.90	0.90	0.91	0.88	0.92	0.91	0.95
(La/Yb) _h *	41.70	34.64	30.95	39.35	21.63	21.02	21.70	50.22
K ₂ O/Na ₂ O*	0.61	0.62	0.56	0.55	0.65	0.55	0.55	0.60
Nb/Ta*	17.66	17.60	17.20	17.19	13.89	14.45	14.55	19.00

续表 1-3
Cont. Table 1-3

不含矿埃达克岩					
	GDS-24	GDS-25	GDS-29	GDS-30	GDS-31
	$w_B/\%$				
SiO ₂	63.40	64.86	60.64	61.02	59.35
TiO ₂	0.59	0.51	0.77	0.67	0.70
Al ₂ O ₃	16.44	16.44	16.47	17.30	16.91
Fe ₂ O ₃	1.65	1.38	2.60	2.27	2.02
FeO	1.30	1.34	3.10	2.85	2.67
MnO	0.05	0.05	0.07	0.06	0.09
MgO	1.80	1.41	3.92	3.32	2.99
CaO	3.44	3.49	2.66	2.37	4.00
Na ₂ O	4.79	4.69	5.63	6.39	6.65
K ₂ O	2.91	2.92	0.91	0.75	0.46
P ₂ O ₅	0.28	0.25	0.26	0.30	0.31
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—
LOI	3.05	2.44	2.57	2.36	3.52
总和	99.70	99.78	99.60	99.66	99.67
	$w_B/10^{-6}$				
Ba	969	960	581	528	396
Be	1.73	1.71	1.03	1.17	1.10
Sc	4.58	4.77	13.1	9.85	12.1
Ti	2577	2227	3363	2926	3057
V	72.5	70.6	134	123	117
Cr	3.74	3.99	86.7	61.9	79.4
Mn	—	—	—	—	—
Co	8.00	7.87	22.9	19.3	18.5
Ni	7.18	6.77	66.2	45.0	56.5
Cu	22.3	44.1	85.8	77.0	75.3
Pb	76.7	37.9	19.6	17.1	17.8
Zn	91.2	64.6	90.0	76.8	86.7
Ga	21.8	20.7	21.3	21.0	20.3
Rb	68.5	69.7	67.1	34.9	19.1
Sr	921	884	1019	896	1056
Y	5.76	6.00	8.31	8.10	7.49
Zr	220	188	139	90.3	54.7
Hf	6.22	5.48	4.42	2.85	2.58
Nb	4.01	4.32	3.81	3.68	3.93
Ta	0.217	0.238	0.193	0.182	0.172
U	3.26	2.89	1.01	0.707	0.768
Th	16.8	15.1	4.43	4.21	3.79
Mo	0.077	0.064	0.255	0.102	0.038
Bi	0.116	0.055	0.073	0.063	0.042
Sn	—	—	—	—	—
Sb	0.889	0.651	1.91	1.77	1.57
La	32.8	30.2	22.0	23.7	21.4
Ce	64.8	57.9	45.9	47.7	45.5
Pr	7.46	6.68	5.71	5.82	5.73
Nd	29.4	27.2	25.0	25.0	24.4
Sm	4.64	4.12	4.45	4.25	4.07
Eu	1.16	1.07	1.15	1.09	1.04
Gd	2.56	2.44	2.70	2.47	2.43
Tb	0.280	0.290	0.386	0.334	0.323
Dy	1.31	1.23	1.88	1.71	1.61
Ho	0.196	0.215	0.320	0.311	0.303
Er	0.529	0.572	0.924	0.756	0.800
Tm	0.072	0.087	0.115	0.111	0.114
Yb	0.435	0.543	0.734	0.603	0.614
Lu	0.058	0.075	0.099	0.098	0.100
δEu*	0.94	0.95	0.94	0.95	0.94
(La/Yb) _n *	50.95	37.58	20.25	26.56	23.55
K ₂ O/Na ₂ O*	0.61	0.62	0.16	0.12	0.07
Nb/Ta*	18.48	18.15	19.74	20.22	22.85

注: “—”表示未测,* 单位为 1。

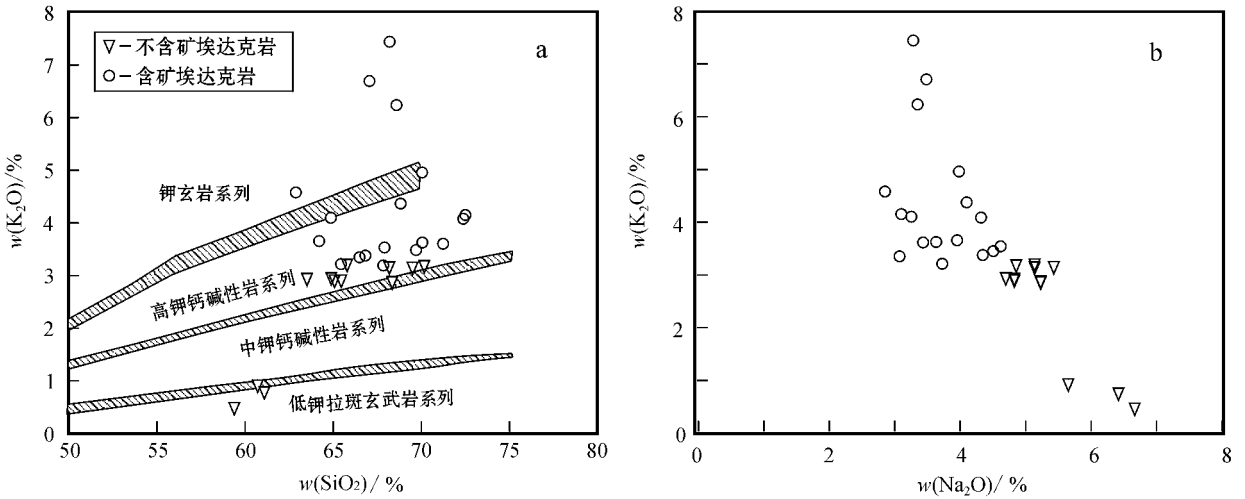


图2 冈底斯造山带含矿和不含矿两套埃达克岩 $w(K_2O)-w(SiO_2)$ 图(a)和 $w(K_2O)-w(Na_2O)$ 图(b)

Fig. 2 K_2O-SiO_2 diagram (a) and K_2O-Na_2O diagram (b) of ore-bearing and barren adakites from the Gangdise collisional orogen

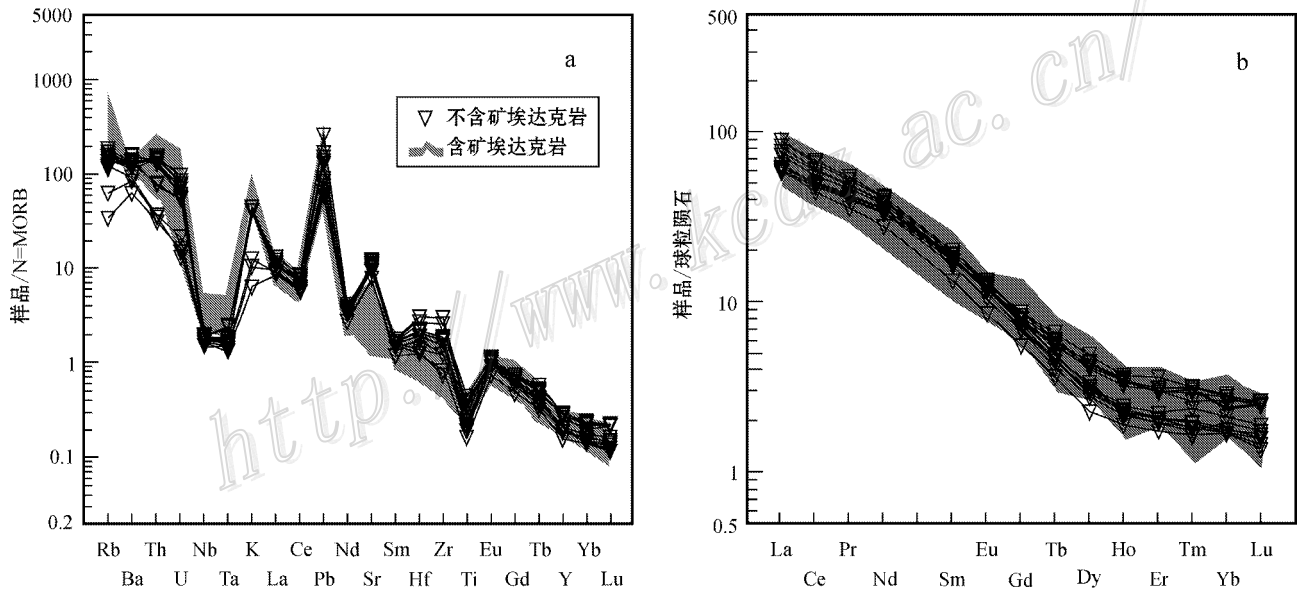


图3 冈底斯造山带含矿和不含矿两套埃达克岩的微量元素 N-MORB 标准化蛛网图(a)和稀土元素球粒陨石标准化分布曲线(b)

Fig. 3 Trace element spidergram (a) and rare earth element chondrite-normalized patterns (b) of ore-bearing and barren adakites from the Gangdise collisional orogen

可以看出,两套埃达克岩微量元素的总体分布型式是一致的,都是以明显富集大离子不相容元素(LILE) Rb、Ba、Th、U、K、Sr、Pb,强烈亏损高场强元素(HFSE) Nb、Ta、Ti 为特征,反映了俯冲组分(溶体或流体)对岩浆源区的明显影响,具备岛弧岩浆作用的基本特征(Wilson, 1989)。相比较而言,含矿埃达克岩大离子不相容元素 Rb、Th、U、K、Pb 富集更强烈,

而不含矿埃达克岩 Sr 富集更强烈,由此造成在 Sr/Y-Y 图中不含矿埃达克岩均位于上方,含矿埃达克岩则靠近埃达克岩区的下段分布(图4)。高场强元素两者也有明显的差异,不含矿埃达克岩 Nb、Ta、Ti 亏损更加强烈,Zr、Hf 则相反,相对富集。一般认为 Nb、Ta 亏损与来自俯冲板片的流体对地幔源区的交代有关(Bedard, 1999; Seghedi et al., 2001) 不含矿

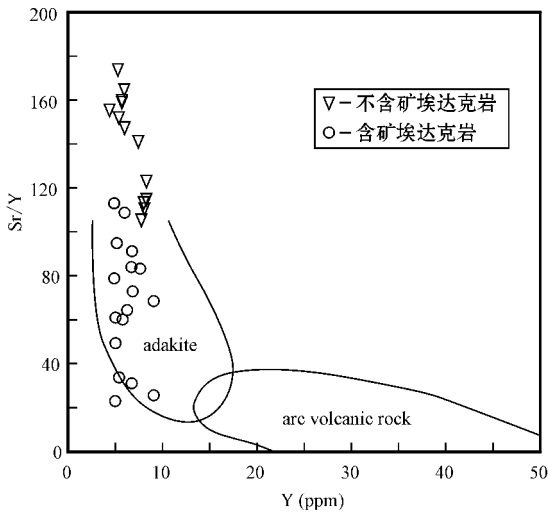


图 4 冈底斯造山带含矿和不含矿两套埃达克岩的 Sr/Y-Y 图

Fig. 4 Sr/Y-Y diagram of ore-bearing and barren adakites from the Gangdise collisional orogen

埃达克岩的 Nb、Ta 亏损更强烈,说明它们的岩浆源区有更多的板片流体参与交代。

3.4 稀土元素

同微量元素一样,冈底斯造山带两套埃达克岩的稀土元素球粒陨石标准化分布曲线(图 3b)基本一致,都呈向右陡倾的分布型式($(La/Yb)_n = 20.25 \sim 50.95$),但两者平滑程度不同。含矿埃达克岩多具有弱的负 Eu 异常, δEu 从 0.69~1.04,平均为 0.87,并且重稀土元素表现出原子序数偶富奇亏的折线型式。不含矿埃达克岩全部为很平滑的右倾曲线,缺少 Eu 异常。由于埃达克岩岩浆源区深度大,一般不存在斜长石残留相,因此,含矿埃达克岩的这种负 Eu 异常反映了岩浆源区氧化条件更强。

4 锆石 U-Pb 年龄

有关冈底斯斑岩铜矿带的成岩成矿时代已有很多报道。曲晓明等(2003)用 Ar-Ar 法测得冲江和拉抗俄两个矿区含矿斑岩黑云母斑晶的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄分别为 $(13.5 \pm 1.0) Ma$ 和 $(13.42 \pm 0.10) Ma$ 。用 SHRIMP 法测得冲江和南木矿区含矿斑岩锆石 U-Pb 年龄分别为 $(14.0 \pm 0.6) Ma$ 和 $(15.36 \pm 0.56) Ma$ (Qu et al., 2005)。芮宗瑶等(2003)也给出了冲江矿区的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(15.60 \pm 0.52) Ma$ 。总之,冈底斯铜矿带斑岩的年龄非常

集中,大多数矿区的锆石 U-Pb 年龄都集中 $(15 \pm 1) Ma$ 左右。用辉钼矿测得的 Re-Os 成矿年龄与斑岩的形成年龄十分接近,往往相差不超过 1 Ma(侯增谦等 2003,孟祥金等 2003)。本文只介绍不含矿埃达克岩的锆石 U-Pb 年龄测定结果(表 2)。

4.1 分析方法

锆石的阴极发光(CL)研究在国土资源部同位素地质重点实验室完成。LA-ICP-MS(激光剥蚀等离子体质谱)法单颗粒锆石微区 U-Pb 年龄测定在西北大学大陆动力学重点实验室完成,采用 Agilent 7500 型 ICP-MS 和 ComPex102 ArF 准分子激光器,工作物质 ArF 波长 193 nm,与 GeoLas 200 M 光学系统联机进行。锆石年龄采用国际标准锆石 91500 作为外标标准物质,元素含量采用 NIST SRM 610 作为外标, ^{29}Si 作为内标。数据用 Ludwig SQUID 1.0 和 ISOPLOT 程序处理。

4.2 锆石 U-Pb LA-ICP-MS 年龄

冈底斯造山带不含矿埃达克岩的锆石测年样品取自两条岩墙,编号分别为 GDS08-10 和 GDS08-21,东西相距约 6 km(图 1)。从阴极发光影像看(图 5a、5c),锆石的大小比较均匀,多数在 50~100 μm 之间,少数大于 100 μm 但很少超过 150 μm 。外形上多呈半自形柱状,部分呈浑圆状。颗粒内部常见不同色调的核,可能代表残留锆石。外部发育振荡环带,代表岩浆结晶的产物,因此,测点都布置在边部振荡环带清楚的地方,以获得可靠的成岩年龄。两个样品都给出了较好的一致线年龄(图 5b、5d),其中 GDS08-10 号样品 10 个测点得出 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 $(16.80 \pm 0.35) Ma$,MSWD=5.7;GDS08-21 号样品 14 个测点得出 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 $(15.76 \pm 1.60) Ma$,MSWD=5.1。

由此可见,冈底斯造山带晚中新世形成的这两套含矿和不含矿的埃达克岩基本上是同时形成的。严格地讲,不含矿埃达克岩比含矿埃达克岩可能稍早一点(1 Ma 左右)形成。

5 讨论

5.1 两套埃达克岩的源区差异

冈底斯造山带晚中新世形成的两套埃达克岩虽然在空间上重合,时间上接近,都具备埃达克岩的亲合性,但它们在地球化学上存在着系统差异,结果一套带来了大规模的斑岩铜矿,另一套则没有。作为

表 2 冈底斯造山带不含矿埃达克岩的锆石 U-Pb LA-ICP-MS 年龄分析结果
Table 2 Zircon U-Pb LA-ICP-MS dating results of barren adakite in the Gangdise collisional orogen

样品号及分析号	$^{206}\text{Pb}_c\%$	$\text{U}/10^{-6}$	$\text{Th}/10^{-6}$	Th/U	$\text{Pb}^*/10^{-6}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
GDS08-10											
06	5.54	2794.74	9604.52	3.436642	18.15433	16.1	0.2	0.01697	0.00158	0.0025	0.00004
07	-	767.67	343.65	0.447653	2.557925	16.4	0.2	0.01313	0.00067	0.00254	0.00003
08	-	557.27	256.78	0.460782	1.995944	16.6	0.2	0.02018	0.00092	0.00258	0.00003
09	-	441.04	169.74	0.384863	1.524414	16.8	0.3	0.01533	0.00159	0.00261	0.00005
14	0.76	573.82	242.28	0.422223	2.028678	16.9	0.2	0.01664	0.00046	0.00262	0.00003
15	2.96	980.1	618.63	0.631191	3.87303	16.6	0.2	0.01633	0.00019	0.00257	0.00002
16	2.61	389.76	134.71	0.345623	1.504454	17.3	0.2	0.01707	0.00017	0.00269	0.00002
17	-	621.59	298.42	0.480091	2.2384	17.3	0.2	0.01767	0.00071	0.00268	0.00003
18	1.13	656.04	141.66	0.215932	2.174393	16.4	0.2	0.0162	0.0006	0.00255	0.00003
19	.	570.29	226.2	0.39664	2.041624	17.6	0.2	0.01801	0.00071	0.00273	0.00003
GDS08-21											
02	-	195.42	195.89	1.002405	0.710054	15.5	0.3	0.01518	0.00171	0.0024	0.00005
03	-	223.93	194.19	0.867191	0.825654	16.1	0.3	0.0162	0.0013	0.0025	0.00004
04	1.89	243.26	224.48	0.922799	0.886843	15.2	0.3	0.01495	0.00107	0.00235	0.00004
06	1.51	242.47	245.7	1.013321	0.959695	16.4	0.2	0.0162	0.00136	0.00255	0.00004
07	3.33	243.41	187.89	0.771907	1.011242	15.6	0.2	0.0154	0.00022	0.00243	0.00003
08	-	201.22	189.18	0.940165	0.755284	15.8	0.3	0.01832	0.00151	0.00245	0.00004
09	-	149.78	106.22	0.709173	0.487089	15.1	0.4	0.01492	0.00255	0.00235	0.00006
10	-	192.61	173.85	0.902601	0.670884	15.8	0.3	0.01631	0.00151	0.00246	0.00004
12	6.37	338.07	399.04	1.180347	1.462539	15.0	0.2	0.01474	0.00032	0.00232	0.00003
14	0.71	278.92	299.29	1.073032	0.991667	15.0	0.3	0.01525	0.00134	0.00232	0.00004
16	-	195.13	140.61	0.720597	0.710431	16.5	0.3	0.01789	0.00174	0.00257	0.00005
17	9.45	183.56	175.82	0.957834	0.838219	15.5	0.4	0.01704	0.00342	0.00241	0.00007
18	-	244.19	186.48	0.763668	0.904856	16.8	0.3	0.01871	0.00142	0.00261	0.00004
20	-	154.72	93.15	0.602055	0.555736	17.1	0.5	0.01525	0.0024	0.00266	0.00007

侵入岩,岩石地球化学上的差异无疑反映了它们在源区或分异演化过程中存在的差异。在两套埃达克岩具有同空间、同时间的前提下,它们形成的地球动力学背景应该是一致或相似的。因此,笔者认为它们之间的地球化学差异主要与源区有关。

关于冈底斯铜矿带含矿斑岩的成因人们已做了大量的工作。曲晓明等(2006)根据含矿斑岩中残留锆石 U-Pb SHRIMP 年龄集中在(55±10)Ma 范围内的事实,提出了含矿斑岩是印度与亚洲大陆碰撞期间(55 Ma 左右),底侵入下地壳底部的基性岩在晚中新世部分熔融的产物。莫宣学等(2003)通过对林子宗组火山岩的研究,也证实了冈底斯造山带在陆-陆碰撞期间发生过大规模的玄武岩浆底侵。在 Rb/Sr-Ba/Sr 图(图 6a)上,冈底斯含矿与不含矿的两套埃达克岩清楚的分离开。含矿的埃达克岩 Rb/Sr 和 Ba/Sr 比值都较高,与 Miller 等(1999)研究过的藏西南地区的钾质-超钾质脉岩相似。他认为这些

脉岩是俯冲的沉积物熔体对岩石圈地幔交代的结果。从目前积累的资料看,冈底斯铜矿带含矿斑岩的形成轨迹可能是洋壳俯冲期间,俯冲到深部的沉积物熔体交代岩石圈地幔;陆-陆碰撞期间,受过交代的岩石圈地幔发生大规模熔融形成玄武岩浆底侵,之后,在中-晚中新世地壳快速隆升期间,底侵的玄武岩熔融形成含矿岩浆上侵成矿。在图 6a 中,不含矿的埃达克岩靠近 OIB 并与藏北的钾质火山岩接近。Turnner 等(1996)认为这些钾质火山岩是地幔岩石圈对流减薄的结果。由此推断,冈底斯造山带的这些不含矿埃达克岩可能是直接由富集地幔熔融产生的。在 Zr/Nb-La/Nb 图(图 6b)中,含矿埃达克岩靠近 HIMU 源区,反映出俯冲洋壳的影响,而不含矿埃达克岩则显示出岛弧火山岩特征,说明不含矿埃达克岩的形成过程可能更接近岛弧火山岩。

5.2 源区中的俯冲组分

冈底斯造山带的含矿和不含矿埃达克岩在微量

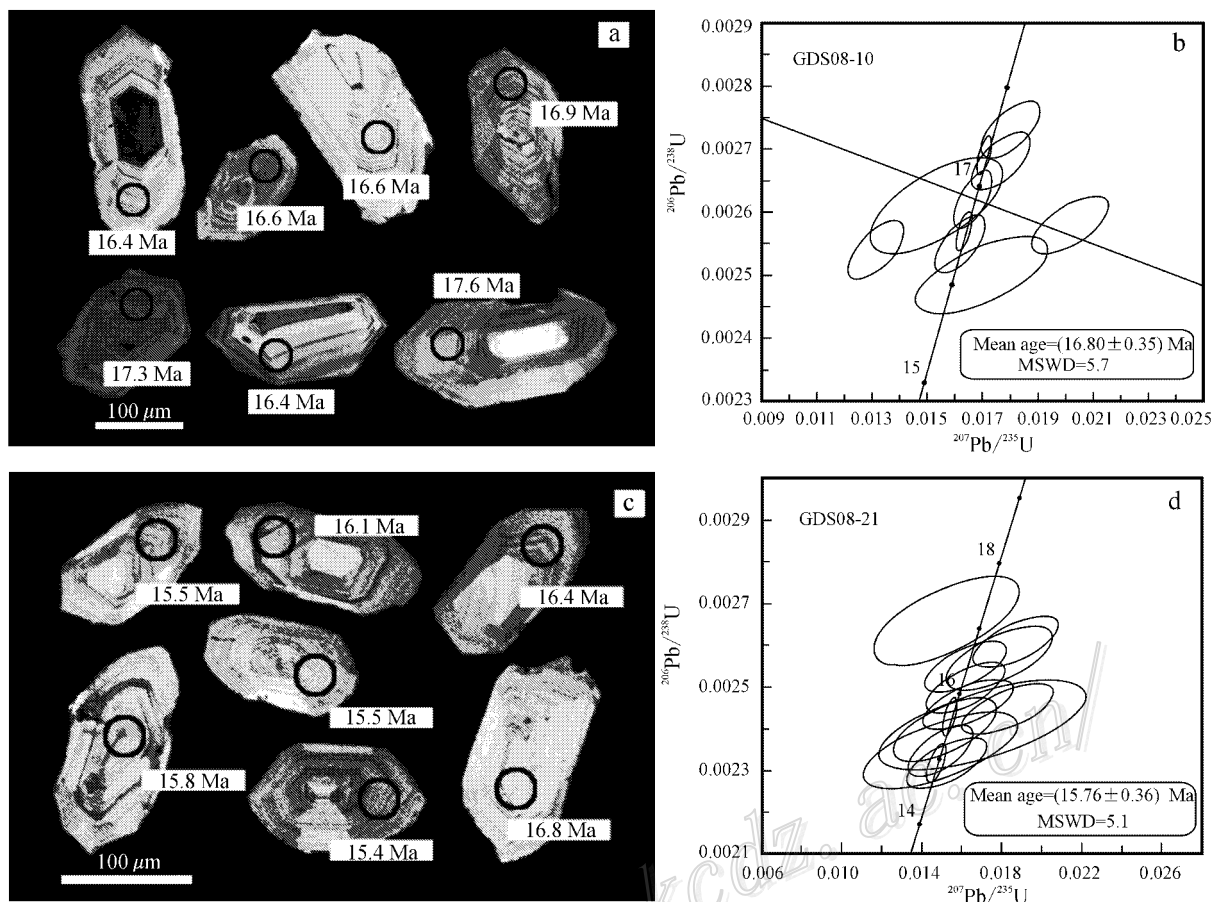


图 5 冈底斯造山带不含矿埃达克岩锆石阴极发光图 (a, c) 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \sim ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 一致线图 (b, d)

Fig. 5 Zircon CL images (a, c) and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \sim ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordant diagram (b, d) of ore-bearing and barren adakites from the Gangdise collisional orogen

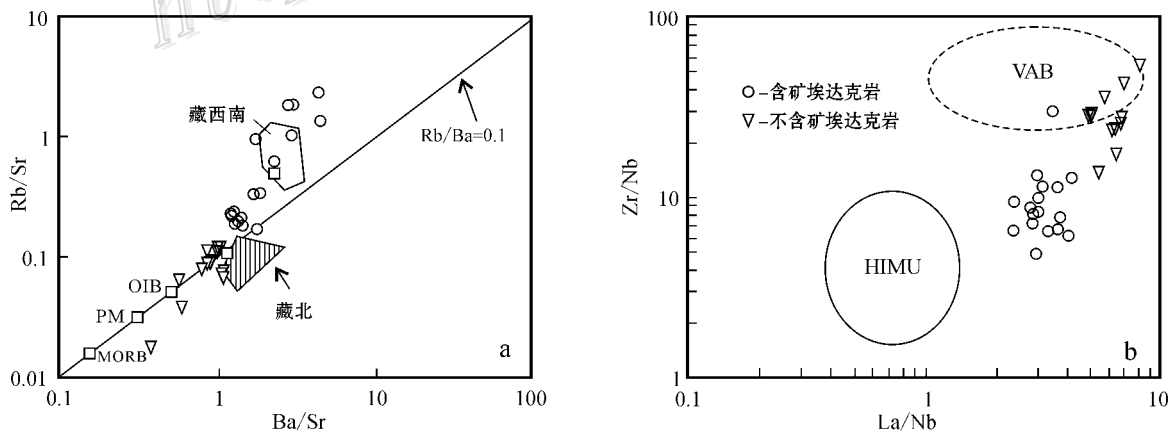


图 6 冈底斯造山带含矿和不含矿两套埃达克岩的 Rb/Sr-Ba/Sr 图 (a) 和 Zr/Nb-La/Nb 图 (b)

a: MORB—洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩; PM—原始地幔; b: VAB—岛弧型玄武岩; HIMU—地幔-富集端元

Fig. 6 Rb/Sr-Ba/Sr diagram (a) and Zr/Nb-La/Nb diagram (b) of ore-bearing and barren adakites from the Gangdise collisional orogen

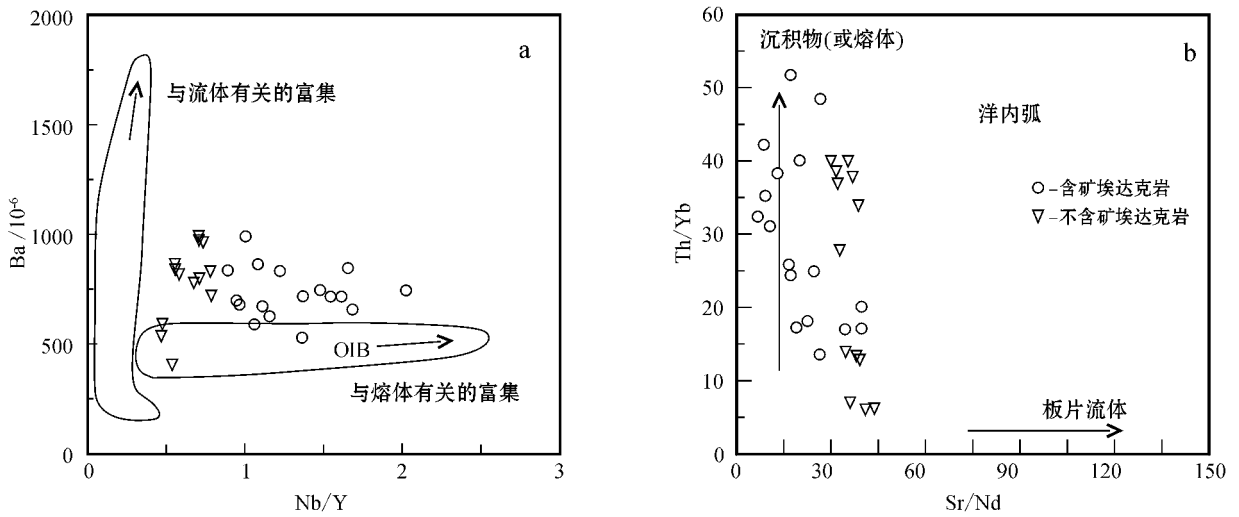


图7 冈底斯造山带含矿和不含矿两套埃达克岩的 Ba-Nb/Y 图(a)和 Th/Yb-Sr/Nd 图(b)

Fig. 7 Ba-Nb/Y diagram (a) and Th/Yb-Sr/Nd diagram (b) of ore-bearing and barren adakite from the Gangdise collisional orogen

元素蛛网图(图 3a)中都具有富集大离子亲石元素 Rb、Ba、Th、U、K、Pb, 亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti 的岛弧岩浆特点(Wilson, 1989)。Miller 等(1999)研究指出, 火成岩中 Nb、Ta、Ti 的强烈亏损不外乎两个原因, 一个是在俯冲带中来自洋壳板片(洋壳和沉积物)的流体和熔体交代地幔; 另一个是地幔源区在部分熔融过程中有大量的金红石等含钛矿物残留。从冈底斯的情况来看, 由于两者都是埃达克岩, 其最显著的特点就是岩浆的生成深度大, 一般为榴辉岩相或石榴石角闪岩相, 不是金红石的稳定区域, 因此可以排除金红石在源区大量残留的可能性。在 Ba-Nb/Y 图(图 7a)中两套埃达克岩都显示出了俯冲组分在岩浆中的明显作用, 但俯冲组分的性质有差异。

含矿斑岩中的俯冲组分主要显示为沉积物熔体, 而不含矿斑岩中俯冲组分更靠近板片流体。在 Th/Yb-Sr/Nd 图(图 7b)上也一样, 虽然两套埃达克岩都受沉积物趋势控制, 但不含矿埃达克岩更靠近右侧, 说明岩浆中来自俯冲板片的流体组分较多。现在看来, 含矿埃达克岩富 K_2O 而不含矿埃达克岩富 Na_2O 的原因, 可能在于沉积物熔体向源区提供了更多的 K 而板片流体则提供了更多的 Na。

5.3 两套埃达克岩含矿与不含矿的可能原因

前已述及, 冈底斯造山带含矿和不含矿两套埃达克岩都是在晚中新世碰撞伸展环境中形成的, 因此, 它们所表现出的地球化学差异应该与源区过程有关, 因为在伸展环境中岩浆上升较快, 与沿途的壳源物质不会发生重要的物质交换(同化混染)。从微

量元素蛛网图(图 3a)及表 1 得知, 两套埃达克岩都具有 Nb、Ta、Ti 的强烈亏损, 且 Nb、Ta 之间没有分馏, 是同等亏损, 说明在它们的岩浆源区残留相中角闪石和金红石是相当的, 因为角闪石的残留会造成部分熔体中 Nb/Ta 比值降低(Tiepolo et al., 2000), 并同时造成 Ti 亏损, 金红石残留则产生相反的效果(Green, 1995)。同时, 图 3a 中不含矿埃达克岩 Sr 含量比含矿埃达克岩显著增高(表 1), 意味着前者源区比后者源区残留的斜长石更少, 换言之, 石榴子石更多, 因为在角闪石残留相等量的情况下, 斜长石与石榴子石之间应当是互补的。由此得到的进一步推论是, 不含矿埃达克岩的岩浆源区深度更大, 前面提出的含矿埃达克岩生成于下地壳底部, 因而不含矿埃达克岩生成于岩石圈地幔上部是合理的。

从稀土元素看(图 3b), 与不含矿埃达克岩相比, 含矿埃达克岩一是出现了弱的负 Eu 异常, 二是重稀土元素发生了奇偶分馏。这说明含矿埃达克岩一方面氧化性更强, 另一方面经历了更多的分异过程(原因不明)。杨志明等(2009)对含矿斑岩流体包裹体的研究和辛洪波等(2008)对锆石 $Ce(IV)/Ce(III)$ 比值的研究也得出了同样的结论。

6 结论

(1) 冈底斯碰撞造山带晚中新世发育两套埃达克岩, 稍早的一套锆石 U-Pb LA-ICP-MS 年龄为 15.6~16.8 Ma, 呈 NS 向岩墙产出, 不含矿, 地球化

学上以富 Na_2O 、贫 K_2O 、 Sr/Y 比值高为特点;稍晚的一套锆石 U-Pb SHRIMP 年龄为 14.0~15.3 Ma, 呈岩株产出,伴随着大规模的斑岩型铜钼矿化,地球化学上以富 K_2O 、贫 Na_2O 、 Sr/Y 比值低为特点。

(2) 两套埃达克岩的地球化学差异是由岩浆源区的差异造成的。不含矿埃达克岩是形成于岩石圈地幔上部,源区遭受过俯冲组分的交代富集;含矿埃达克岩形成于下地壳下部陆-陆碰撞期间底侵的镁铁质岩。

(3) 两套埃达克岩都具有明显的岛弧岩浆特征,其岩浆源区都有俯冲组分参与,但参与源区岩浆作用的俯冲组分的性质和含量不同。含矿埃达克岩的源区主要为沉积物熔体对岩石圈地幔交代而成,岩石圈地幔部分熔融后又发生底侵。不含矿埃达克岩的源区则有更多的来自俯冲板片的流体参与了对岩石圈地幔的交代,是由岩石圈地幔直接熔融而成。

(4) 两套埃达克岩含矿与不含矿的原因可能在于:含矿埃达克岩的岩浆源区较浅(下地壳底部),参与岩浆作用的俯冲组分以沉积物熔体为主,岩浆的氧化性较强,并且经历了更多的分异过程;不含矿埃达克岩的岩浆源区较深(岩石圈地幔上部),参与源区岩浆作用的俯冲组分主要是板片流体,岩浆氧化性较低,岩浆分异过程较少。

References

- Allegre C J and 34 others. 1984. Structure and evolution of the Himalayan-Tibet orogenic belt [J]. *Nature*, 307: 17-22.
- Beck R A, Burbank D W, Sercombe W J, Riley G W, Barndt J K, Berry J R, Afzal J, Khan A M, Jurgen H, Metje J, Cheema A, Shafique N A, Lawrence R D and Khan M A. 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia [J]. *Nature*, 373: 55-58.
- Bedard J H. 1999. Petrogenesis of boninites from the Betts Cove ophiolite, New Foundland, Canada: identification of subducted source components [J]. *Journal of Petrology*, 40: 1853-1889.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of the subducted lithosphere [J]. *Nature*, 347: 662-665.
- Durr S B. 1996. Provenance of Xigaze fore-arc basin clastic rocks (Cretaceous, south Tibet) [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 669-684.
- Foley S, Tiepolo M and Vannucci R. 2002. Growth of the early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones [J]. *Nature*, 417: 837-840.
- Gaetani M and Garzanti E. 1991. Multicyclic history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya) [J]. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 75: 14271-446.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system [J]. *Chemical Geology*, 54: 185-201.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F and Yin A. 1992. Raising Tibet [J]. *Science*, 255: 1663-1670.
- Hou Z Q, Qu X M, Wang S X and Gao Y F. 2003. Re-Os ages of molybdenite in the Gangdese porphyry copper belt in south Tibet: Duration of mineralization and application of the dynamic setting [J]. *Science in China (Series D)*, 33(7): 609~618 (in Chinese).
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004. origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 139-155.
- Le Fort P. 1996. Evolution of the Himalaya [A]. In: Yin A, Harrison T M, ed. *The tectonics of Asia* [C]. New York: Cambridge University Press. 95-106.
- Meng X J, Hou Z Q, Gao Y F, Huang W, Qu X M and Qu W J. 2003. Re-Os age and its metallogenetic significances of Qulong porphyry copper deposit of Gangdese copper belt, Xizang [J]. *Geological Review*, 49(6): 660-666 (in Chinese with English abstract).
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis [J]. *Journal of Petrology*, 40(9): 1399-1424.
- Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, Dong G C, Zhou S, Guo T Y, Zhang S Q and Wang L L. 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision [J]. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 135-148 (in Chinese with English abstract).
- Oyarzun R, Marquez A and Lillo J. 2001. Giant Versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism [J]. *Mineralium Deposita*, 36: 794-798.
- Pierce J A and Mei H. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotransverse Lhasa to Golmud [J]. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A327: 203-213.
- Qu X M, Hou Z Q and Huang W. 2001. Gangdese porphyry copper belt: the second "Yulong" porphyry Cu belt in Tibet [J]? *Mineral Deposits*, 20(3): 355~366 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q and Li Q Z. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the ore bearing porphyries of the Gangdese porphyry copper belt and their geological significances [J]. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 245-252 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q and Li Y G. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau [J]. *Lithos*, 74: 131-148.
- Qu X M, Hou Z Q, Mo X X, Dong G C, Xu W Y and Xin H B. 2006. Relationship between Gangdese porphyry copper deposits and uplifting of southern Tibet plateau: Evidence from multistage zircon of ore-

- bearing porphyries[J]. *Mineral Deposits*, 25(4): 388-400(in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q, Mo X X, Dong G C, Xu W Y and Xin H B. 2006. The relationship of the Gangdese porphyry copper deposits and the southern Tibet plateau uplifting[J]. *Mineral Deposits*, 25(4): 388-400(in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Hou Z Q, Qu X M, Zhang L S, Wang L S and Liu Y L. 2003. Metallogenic epoch of the Gangdese porphyry copperbelt and uplift of the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Mineral Deposits*, 22(4): 224-232(in Chinese with English abstract).
- Seghedi I, Downes H, Peskay Z, Thirlwall M F, Siakas A, Prychodko M and Martty D. 2001. Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: The Ukraiman Carpathians[J]. *Lithos*, 57: 237-262.
- Tiepolo M, Vannucci R, Oberti R, Foley S, Bottazzip and Zanetti A. 2000. Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: Crystal-chemical constraints and implications for natural systems[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 176: 185-201.
- Turnner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N, Kelley S, Van Calsteren P and Deng W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts[J]. *Journal of Petrology*, 37: 45-71.
- Wang X B, Bao P S, Deng W M, et al. 1987. Ophiolites of Xizang region[M]. Beijing: Geol. Pub. House(in Chinese).
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis*[M]. London: Uniwin Hyman.
- Williams H, Turner S, Kelley S and Harris N. 2001. Age and composition of dikes in southern Tibet: new constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism[J]. *Geology*, 29: 339-342.
- Xin H B and Qu X M. 2008. Relative oxidation states of ore-bearing porphyries inferred from $Ce(III)/Ce(IV)$ ratio in zircon: Application to the porphyry copper belt at Gangdese, Tibet[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 28(2): 152-160(in Chinese with English abstract).
- Yang Z M and Hou Z Q. 2009. Porphyry Cu deposits in collisional orogen settings: A preliminary genetic mode[J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 515-538(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤, 高永峰. 2003. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄 成矿作用时限与动小学背景应用[J]. *中国科学(D辑)*: 33(7): 609-618.
- 孟祥金, 侯增谦, 高永丰, 黄卫, 曲晓明, 屈文俊. 2003. 西藏冈底斯成矿带驱龙铜矿 Re-Os 年龄及成矿学意义[J]. *地质论评*, 49(6): 660-666.
- 莫宣学, 赵志丹, 阳晋福, 董国臣, 周肃, 郭铁鹰, 张双全, 王亮亮. 2003. 印度—亚洲大陆碰撞过程的火山作用响应[J]. *地学前缘*, 10(3): 135-148.
- 曲晓明, 侯增谦, 黄卫. 2001. 冈底斯斑岩铜矿(化)带: 西藏的第二条“玉龙”铜矿带[J]. *矿床地质*, 20(4): 355-366.
- 曲晓明, 侯增谦, 李振清. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄及其地质意义[J]. *地质学报*, 77(2): 245-252.
- 曲晓明, 侯增谦, 莫宣学, 董国臣, 徐文艺, 辛洪波. 2006. 冈底斯斑岩铜矿与南部青藏高原隆升之关系——来自含矿斑岩中多阶段锆石的证据[J]. *矿床地质*, 25(4): 388-400.
- 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明, 张立生, 王龙生, 刘玉琳. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升[J]. *矿床地质*, 22(3): 217-225.
- 王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 等. 1987. 西藏蛇绿岩[M]. 北京: 地质出版社.
- 辛洪波, 曲晓明. 2008. 西藏冈底斯斑岩铜矿带含矿岩体的相对氧化状态 来自锆石 $Ce(IV)/Ce(III)$ 比值的约束[J]. *矿物学报*, 28(2): 152-160.
- 杨志明, 侯增谦. 2009. 初论碰撞造山环境斑岩铜矿成矿模型[J]. *矿床地质*, 28(5): 515-538.