

中天山地块科马提质超镁铁岩体的发现: 新疆峡东岩体^{*}

孙赫^{1,2} 秦克章^{1**} 苏本勋^{1,2} 范新^{1,2} 唐冬梅^{1,2} 李军³

SUN He^{1,2}, QIN KeZhang^{1**}, Su BenXun^{1,2}, FAN Xin^{1,2}, TANG DongMei^{1,2} and LI Jun³

1. 中国科学院地质与地球物理研究所,中国科学院矿产资源研究重点实验室,北京 100029

2. 中国科学院研究生院,北京 100049

3. 新疆地质矿产勘查开发局第六地质大队,哈密 839000

1. Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. No. 6 Geological Party, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources, Hami 839000, China

2008-12-25 收稿, 2009-03-10 改回.

Sun H, Qin KZ, Su BX, Fan X, Tang DM and Li J. 2009. Discovery of komatiitic ultramafic intrusion in Mid-Tianshan terrain: Xiadong intrusion, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 25(4): 738–748

Abstract Xiadong intrusion in Xinjiang is an ultramafic complex mainly containing dunites. Whole rock major element and electronic microprobe analysis show a very high MgO content (36% ~ 39%), and Fo of olivine ranging from 90 to 96. According to the data, a modeled composition of primitive magma is MgO = 28%, FeO = 9%, which shows the komatiitic composition. By modeling of the magma evolution, dunites and gabbros are products of crystal fractionation of komatiitic magma. Through MELTS calculation, the initial temperature of liquid magma is 1703°C, and spinel, olivine and clinopyroxene yield 1649°C, 1555°C and 1093°C, respectively, which are in accordance with mineral assemblage. It is supposed that the primitive magma was derived from 24% bulk partial melting of primitive mantle. Such a high degree of partial melting need further studies about the possibility relating to mantle plume. For absence of evidence of interaction between olivine and sulfide, the ore-forming potential is somewhat gloomy, and other factors controlling the sulfide segregation is needed to discuss further. However the sufficient crystal fractionation of spinel is favorable for Cr mineralization.

Key words Komatiitic intrusion; Magma evolution; Quantitative model; Xiadong intrusion; Eastern Xinjiang

摘 要 新疆和甘肃交界处的峡东岩体是以纯橄岩为主的超镁铁质杂岩体,经过全岩主量元素分析和橄榄石的探针分析,发现纯橄岩具有很高的 MgO 含量(36% ~ 39%),橄榄石的镁值(Fo 值)在 90 ~ 96 之间。通过反演原始岩浆成分的方法得到原始岩浆中 MgO = 28%、FeO = 9%,属于科马提质岩浆。通过模拟初始岩浆的结晶分异过程,峡东岩体是科马提质岩浆发生高程度结晶分异的产物。利用 MELTS 软件计算原始岩浆的演化过程,得到初始岩浆的液态温度为 1703°C,在 1649°C 和 1555°C 时分别开始结晶铬尖晶石和橄榄石,在 1093°C 开始结晶单斜辉石,这一结晶顺序与峡东岩体的矿物组合是一致的,也说明峡东岩体是科马提质岩浆高度结晶分异的产物。通过计算得到初始岩浆为原始地幔发生 24% 的高度部分熔融形成,如此高程度的部分熔融是否与地幔柱有关还有待进一步研究。鉴于橄榄石中的 Ni 含量未发现与硫化物发生交换反应的证据,因此对于其铜镍硫化物成矿条件是不利因素,其他控制硫化物熔离的因素还需要进一步探讨,但铬尖晶石充分结晶分异为发育铬铁矿矿化提供了有利的条件。

关键词 科马提质侵入岩; 岩浆演化; 定量模拟; 峡东岩体; 东疆

中图法分类号 P588.125

* 本文受中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-107)和国家“十一五”科技支撑计划新疆 305 项目东天山铜镍矿专题(2006BAB07B03-01)资助。

第一作者简介:孙赫,男,1981 年生,博士研究生,矿床学专业, E-mail: sunhe@mail.iggcas.ac.cn

** 通讯作者:秦克章,研究员,从事造山带与成矿作用研究, E-mail: kzk@mail.iggcas.ac.cn

1 引言

科马提岩是一种超镁铁质岩石,根据国际地科联(IUGS)对高镁火山岩的最新分类方案,如果 $MgO = 12\% \sim 18\%$,则为苦橄岩;若 $MgO > 18\%$, SiO_2 在 $30\% \sim 52\%$ 之间,且 $Na_2O + K_2O < 2\%$,则为科马提岩或麦美奇岩。Kerr and Arndt (2001) 认为科马提岩是一种无水、 MgO 含量大于 18% 、具有鬣刺结构的超镁铁质火山岩,大多出现在太古宙绿岩带中,是太古宙绿岩带的重要标志。这里所说的科马提岩只是一个化学成分上的分类,而没有考虑到其是否存在鬣刺结构。事实上大火成岩省中的科马提岩绝大多数不存在这种具有特殊意义的结构(Nesbitt, 1971; 张招崇等, 2003)。我国对科马提岩的研究可追溯到 1978 年,迄今在我国已报道的科马提岩产地有数十处,从地质时代上看有太古代、元古代甚至古生代(刘继顺和肖禧砥, 1991)。贾炳文等(1991)报道了在山东泰安东南华北地台东部的边缘,太古界泰山群地层内部发现具有鬣刺结构的科马提岩。龙首山西段、河南南阳独山、广西北部元古代地层、东北吉峰地区、山东蒙阴也发现具有典型鬣刺结构的科马提岩(邓燕华等, 1989; 董显杨等, 1990; 杨丽贞, 1990; 唐红松等, 1992; 李仰春等, 2002; 程素华等, 2006)。科马提质侵入岩系科马提质岩浆侵入到上地壳形成的侵入体,这种侵入岩具有高镁特征,出现在世界上的许多地区(Naldrett, 1964),此类侵入岩在一些地区还具有硫化物矿化(Duke, 1986; Brugman *et al.*, 1990),但是不如科马提熔岩研究的深入。

在我国东天山地区分布着众多的镁铁质-超镁铁质岩

体,有些岩体产有铜镍硫化物矿床,如黄山、香山、黄山东、葫芦、白石泉、天宇、图拉尔根等。这些岩体成群成带状分布,从岩相来看主要为橄榄岩、橄辉岩、辉长岩等, MgO 最高的橄榄岩相中 MgO 的含量为 $27\% \sim 36\%$, SiO_2 在 $39\% \sim 43\%$ 之间,橄榄石中 Fo 值一般为 $80 \sim 88$,属于高镁玄武质岩浆演化的产物(孙赫等, 2007; 李金祥等, 2007; 唐冬梅等, 2008, 2009)。最近我们在新疆哈密地区发现一个以纯橄岩为主的超镁铁质杂岩体——峡东岩体,其纯橄岩和橄榄石具有高镁特征。本文通过对岩石全岩、矿物学化学分析以及计算模拟反演,发现该岩体原始岩浆具有极高镁的特征,可能是科马提质的侵入岩体。峡东岩体的发现对于中天山地块岩浆侵入活动和大地构造演化的研究将提出新的证据。

2 峡东岩体地质概况

峡东岩体所在的星星峡地区位于中天山地块,即中天山结晶轴中(秦克章等, 2002; Qin *et al.*, 2003)。中天山地块(库姆塔格沙垄以东)位于塔里木板块东北缘,为一古陆地块,北以沙泉子深大断裂为界与觉罗塔格岛弧带相接;南以红柳河深大断裂为界与北山裂谷带相邻,呈近东西带状。峡东岩体属于新疆地矿局地质六队的勘探区,位于星星峡东约 70km ,区域上此岩体具有高磁特征,在 $1:20$ 万水系沉积物测量圈定的异常中,组合元素有 Cu 、 Ni 、 Co 、 Cr 、 Fe 、 Ti 、 Mn 、 V ,且套合良好,因此本区被作为铜镍硫化物矿床的勘探靶区进行验证。杂岩体呈不规则带状,整体长轴方向近东西向,长约 7km ,宽约 $100 \sim 500\text{m}$ 不等,出露面积约 2.5km^2 (图 1)。

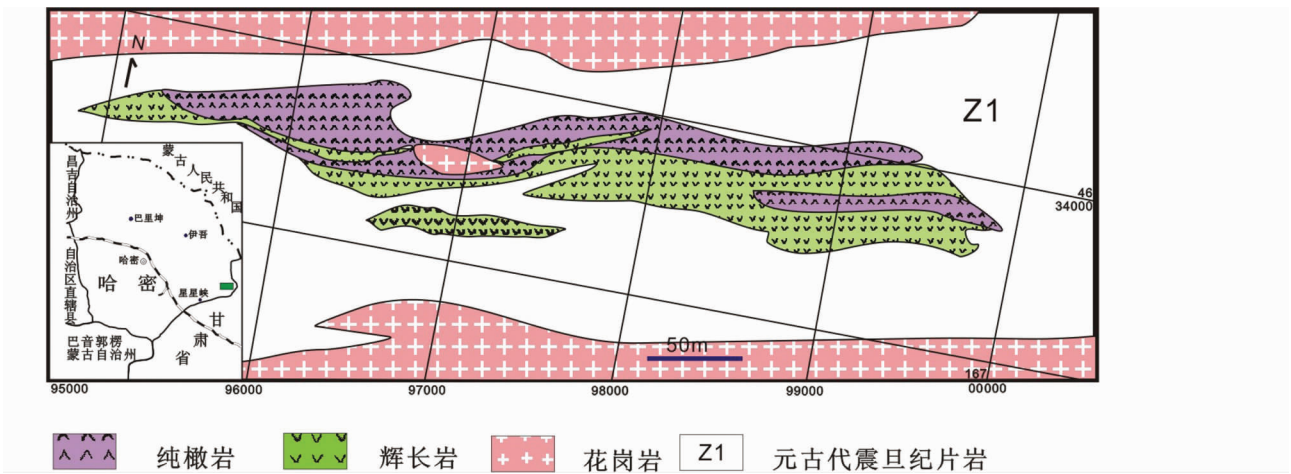


图 1 峡东岩体地理位置与地质简图(据新疆地矿局六大队地质报告, 2008①, 修改)

Fig. 1 Sketch geological map of Xiadong and its location

① 新疆地矿局第六地质大队. 2008. 新疆哈密市沙垄以东中天山铁铜多金属矿预普查报告

峡东地区主要出露地层为上元古界长城系星星峡群(Chx),为一套绿片岩相至角闪岩相的变质火山熔岩、火山碎屑岩夹碳酸盐岩。地层走向近东西向,岩性主要有黑云母斜长片麻岩、石英片岩、混合岩、硅质岩及大理岩。地层呈单斜构造,整体倾向南及东南,倾角 $50^{\circ} \sim 81^{\circ}$ 。该区由于经受多期构造活动,岩层及至岩体的裂隙极为发育。杂岩体中见少量以残留体形式产于其中的加里东期片麻状花岗岩,反映岩浆在侵入过程中与围岩发生了同化混染作用。

杂岩体出露的岩相主要为纯橄岩相、辉橄岩相、辉长岩相,杂岩体基性程度由西向东呈减弱的趋势,各岩相之间呈现渐变过渡。纯橄岩相、辉橄岩相普遍蛇纹石化、滑石化。岩石比重较大,呈现黄绿色或墨绿色。由于受到后期风化淋虑的影响,在纯橄岩表面发育孔雀石化(图2B),但在整个岩体中并不普遍。纯橄岩中含有较多的铬尖晶石(图2C),最多可达10%。纯橄岩中橄榄石呈致密堆晶相(图2A, B),局部发育定向构造(图2D),这也许预示着岩浆的流动特征,或者说明岩浆冷却速度相对于一般玄武岩岩浆来说快,这种快速结晶过程容易造成橄榄石的堆晶,这种现象在泰山科马提岩也存在(Polat *et al.*, 2006)。图2E, F显示显微镜下纯橄岩中橄榄石的紧密堆晶结构。

3 样品分析结果

3.1 峡东岩体主量元素分析及其原始岩浆反演

取地表相对新鲜的橄榄岩和辉长岩样品进行化学分析,样品在中国科学院地质与地球物理研究所使用XRF分析完成,分析结果见表1。纯橄岩样品的烧失量稍高,这与地表观察的岩石蚀变特征相一致。纯橄岩中MgO的含量在36.20%~38.97%之间,具有相当高的MgO含量,辉长岩的MgO则低的多(7.9%~8.5%),在进行原始岩浆反演时,我们扣除烧失量后,换算成百分百对MgO和FeO的含量进行校正。电子探针分析在中国科学院地质与地球物理研究所电子探针室的CAMECA SX51上完成,电压为15kV,束斑大小为 $8\mu\text{m}$ 。橄榄石具有相当高的Fo值($\text{Fo值} = \text{Mg}/(\text{MgO} + \text{FeO}) \times 100$),在90~96之间,橄榄石中Ni的含量也很高,最高达 3485×10^{-6} 。

橄榄岩和橄榄石的高镁特征预示着原始岩浆的高镁、高温特征和地幔高程度的部分熔融特征,因此原始岩浆的成分对于理解峡东岩体的成因十分重要。许多研究人员利用实验岩石学及岩石地球化学方面研究,得出岩浆熔体与橄榄石平衡的 Fe^{2+} 、Mg比值关系(Roder and Emslie, 1970; Hanson and Langmuir, 1978; Ulmer, 1989)。原始岩浆在结晶的过程中,橄榄石与熔浆之间的铁镁交换遵循一定的分配系数,实验研究表明,橄榄石和熔浆之间的Fe-Mg分配系数比较固定,在0.3~0.34之间(Thompson and Gibson, 2000)。由此根据分配系数(K_D)定义有:

$$K_D = X(\text{FeO/MgO})_{\text{ol}} / X(\text{FeO/MgO})_{\text{melt}}$$

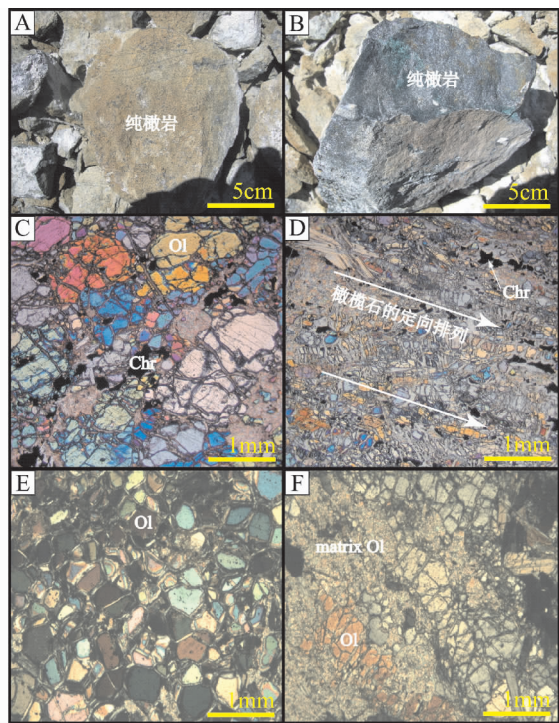


图2 峡东岩体各岩相图片和正交偏光显微照片

A-黄绿色纯橄岩中含有大量铬尖晶石;B-墨绿色橄榄石表面发育孔雀石化;C-橄榄石的紧密堆晶结构,并与铬尖晶石共生;D-橄榄石定向排列;E-纯橄岩的紧密堆积结构;F-橄榄石颗粒堆晶,间隙中的成分发生弱蚀变

Fig. 2 Photographs of rocks and under cross polarized light of dunite in Xiadong intrusion

A- Cr-spinel riched green dunite; B- malachite on the surface of green dunite; C- crystal accumulation structure and coexist with Cr-spinel; D- orientation of Ol; E- Ol accumulation structure; F- Ol accumulation and alteration of interstitial minerals

根据上述关系,如果给定与熔浆平衡结晶的橄榄石的成分(Fo 值),就可以得到原始岩浆中MgO和FeO含量的比值。反之,如果给定原始岩浆的成分,也可以得到结晶橄榄石的镁值(Fo 值)。张招崇和王福生(2003)与Zhang *et al.* (2006)利用这一原理推出了一种判别原始岩浆成分的方法。利用这种换算关系,将峡东岩体橄榄岩、辉长岩和橄榄石的成分投图。对于纯橄岩而言几乎所有的 Fe_2O_3 都是由FeO氧化而来,因此图中所投数据均将 Fe_2O_3 换算成FeO。此外为避免烧失量过大的影响,所有FeO和MgO数据均为扣除烧失量后换算为百分百的含量。

如图3所示,C线为Fo值从90~96变化时橄榄石的镁铁成分变化曲线。可见峡东岩体橄榄石的成分与C线的区域高度一致,说明峡东岩体的橄榄石是原始岩浆逐渐结晶分异的产物。因为在岩浆最初期结晶的橄榄石具有最高的Fo值,随着橄榄石的结晶,岩浆中镁的含量逐渐降低,越晚结晶的橄榄石,其Fo值越低,我们选择橄榄石最高Fo值作出具

表 1 峡东岩体岩石化学成分 (wt%)

Table 1 Major element compositions of Xiadong intrusion (wt%)

样品号	XD-5	XD-10	XD-6	XD-9	XD-4	XD-14	XD-16	XD-17
岩性	辉长岩	含橄辉长岩	辉长岩	纯橄岩	纯橄岩	纯橄岩	纯橄岩	纯橄岩
SiO ₂	44.40	45.86	44.71	38.05	41.67	39.41	39.83	39.86
TiO ₂	1.45	1.28	1.36	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	13.23	14.36	14.40	2.10	1.72	0.74	0.26	0.28
Fe ₂ O ₃	5.31	4.05	4.18	3.87	3.32	3.31	4.71	4.58
FeO	8.54	8.65	8.54	2.61	2.22	2.47	2.01	2.11
MnO	0.22	0.09	0.20	0.07	0.06	0.05	0.08	0.08
MgO	8.46	8.36	7.95	36.20	36.85	38.97	38.24	38.24
CaO	12.36	12.00	11.09	2.60	0.44	0.26	0.46	0.46
Na ₂ O	2.40	2.70	3.18	0.14	0.07	0.03	0.03	0.01
K ₂ O	0.57	0.47	0.66	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.13	0.22	0.13	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	0.76	0.30	0.78	12.97	11.19	12.78	12.67	12.71
Total	97.83	98.35	97.18	98.67	97.58	98.06	98.32	98.37

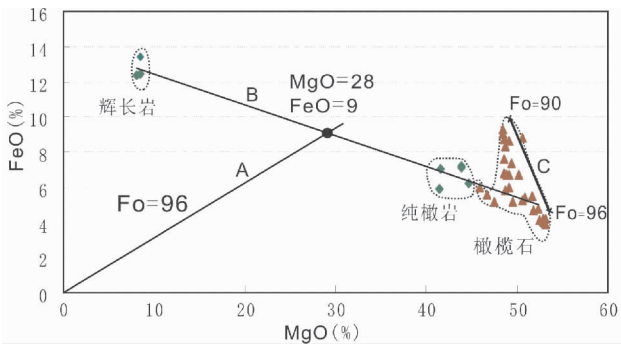


图 3 原始岩浆 MgO-FeO 成分计算
Fig. 3 MgO-FeO calculation of primitive magma

有一定镁铁比值的曲线 A (图 3), 其意义在于任何 MgO/FeO 比值与 A 线斜率一致的岩浆所结晶出来的橄榄石, 其 Fo 值为 96。据此我们将纯橄岩看做早期结晶的橄榄石和晚期残余岩浆的混合产物, 橄榄石和辉长岩看做原始岩浆演化的早期和晚期的端元, 二者的拟合曲线 B 线与 A 线的交点即为原始岩浆中的 MgO-FeO 成分。据此得到原始岩浆中 MgO = 28%, FeO = 9%。这种模拟方法曾被用于金川岩体的原始岩浆成分反演 (Chai and Naldrett, 1992)。具有这种镁铁成分的岩浆属于科马提质岩浆, 因此峡东岩体很可能是由科马提质岩浆侵入形成的杂岩体。由于科马提质岩浆温度很高, 在上升过程中不可避免会混染地壳物质, 因此经过模拟得到的成分可能仅仅代表遭受混染之后的岩浆成分, 混染之前原始岩浆中的 MgO、FeO 可能具有更高的含量。本文计算得出的含量只是与橄榄石结晶过程中发生物质交换平衡的液态熔浆成分, 即封闭岩浆房中的原始岩浆成分。

3.2 全岩微量元素特征

峡东岩体样品的全岩微量元素含量测试在核工业北京地质研究所测试中心完成, 测试仪器为 Finnigan MAT 电感耦合等离子质谱仪, 测试结果见表 2。

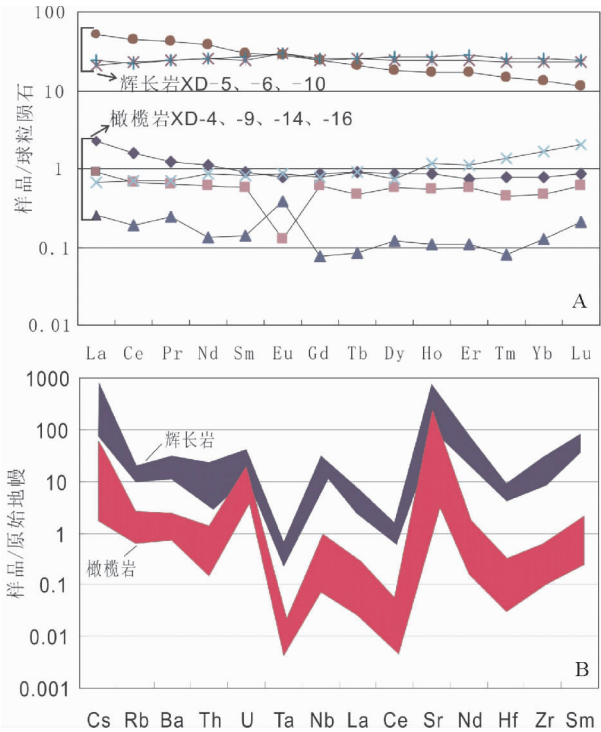


图 4 峡东岩体稀土元素球粒陨石标准化配分模式 (A) 和微量元素原始地幔标准化配分模式 (B)
球粒陨石和原始地幔标准化值据引自 Sun and McDonough, 1989
Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (A) and primitive mantle normalized trace elements spider patterns (B) of the Xiadong intrusion
The data for normalization are cited from Sun and McDonough, 1989

橄榄岩中 Σ REE 在 $0.4 \times 10^{-6} \sim 3.04 \times 10^{-6}$ 之间, 辉长岩中的 Σ REE 在 $59.56 \times 10^{-6} \sim 84.22 \times 10^{-6}$ 之间, 辉长岩稀土元素总含量比橄榄岩稍高, 两者的稀土元素球粒陨石标准化配分形式基本一致 (图 4A), 显示出属于同源岩浆演化的特征。橄榄岩中有的样品呈现出 Eu 的富集和亏损, 这表明在岩浆演化过程中存在长石的结晶分异过程。稀土呈平坦

表 2 峡东岩体中橄榄岩和辉长岩中微量元素组成 ($\times 10^{-6}$)
Table 2 The composition of trace elements of dunite and gabbro of Xiadong intrusion ($\times 10^{-6}$)

样品号	XD-4	XD-14	XD-16	XD-9	XD-6	XD-10	XD-5
岩性	纯橄岩				辉长岩		
Sc	3. 45	7. 80	6. 39	5. 83	48. 7	29. 4	57
V	39. 7	31. 4	40. 3	45. 3	370	223	407
Cr	1784	1734	2558	4553	346	148	369
Co	90. 3	83. 7	111	95. 4	54. 5	65. 2	54. 4
Ni	1973	1643	2371	1876	92. 5	59. 8	101
Cu	6. 94	34. 8	12. 3	6. 56	38. 3	1109	23
Zn	47. 1	68. 1	53. 9	56	109	79. 4	133
Ga	2. 49	0. 83	1. 44	2. 41	13	13. 8	13. 3
As	12. 3	11. 5	10. 7	12	8. 38	15. 1	9. 87
Se	0. 68	0. 58	0. 64	0. 91	0. 54	0. 41	0. 34
Rb	1. 31	0. 39	0. 44	0. 85	8. 94	7. 35	9. 33
Sr	9. 5	14	9. 03	142	253	990	234
Y	1. 09	0. 59	0. 15	1. 38	30. 8	22. 20	34. 6
Zr	1. 22	1. 81	0. 56	2. 12	48	103	51. 5
Nb	0. 16	0. 09	0. 09	0. 15	3. 64	7. 02	3. 85
Mo	0. 11	0. 15	0. 68	0. 09	0. 24	0. 28	0. 28
Sn	0. 80	0. 93	1. 45	0. 81	1. 62	2. 21	1. 80
Sb	0. 20	0. 58	0. 09	0. 42	0. 21	0. 15	0. 21
Cs	1. 35	0. 04	0. 05	0. 81	7. 60	14. 70	2. 62
Ba	9. 07	9. 15	6. 12	16. 2	98. 8	180	110
Hf	0. 05	0. 07	0. 02	0. 11	2. 15	3. 14	2. 55
Ta	0. 01	0. 01	—	0. 01	0. 20	0. 38	0. 20
Pb	1. 62	4. 0	4. 28	1. 75	5. 49	20. 8	6. 83
Th	0. 09	0. 03	0. 02	0. 04	0. 31	1. 60	0. 53
U	0. 27	0. 13	0. 69	0. 62	0. 25	0. 48	0. 35
La	0. 53	0. 22	0. 06	0. 16	4. 98	12. 20	5. 66
Ce	0. 98	0. 41	0. 12	0. 43	13. 8	27. 6	13. 7
Pr	0. 12	0. 06	0. 02	0. 07	2. 24	4. 00	2. 20
Nd	0. 50	0. 27	0. 06	0. 38	11. 6	17. 9	11. 8
Sm	0. 13	0. 09	0. 02	0. 12	3. 66	4. 40	4. 0
Eu	0. 04	0. 01	0. 02	0. 05	1. 67	1. 62	1. 67
Gd	0. 17	0. 12	0. 02	0. 16	4. 77	4. 78	4. 97
Tb	0. 03	0. 02	—	0. 03	0. 90	0. 75	0. 94
Dy	0. 22	0. 14	0. 03	0. 19	5. 95	4. 51	6. 50
Ho	0. 05	0. 03	0. 01	0. 06	1. 30	0. 95	1. 45
Er	0. 12	0. 09	0. 02	0. 17	3. 90	2. 69	4. 44
Tm	0. 02	0. 01	—	0. 03	0. 57	0. 36	0. 62
Yb	0. 13	0. 08	0. 02	0. 27	3. 67	2. 18	4. 10
Lu	0. 02	0. 02	0. 01	0. 05	0. 56	0. 28	0. 61
ΣREE	3. 04	1. 55	0. 40	2. 17	59. 56	84. 22	62. 65
LREE/HREE	3. 04	2. 09	3. 13	1. 25	1. 76	4. 10	1. 65
(Ce/Yb) _N	2. 02	1. 41	1. 55	0. 42	0. 99	3. 33	0. 88

“—”表明低于检测限

式配分形式,轻重稀土分异不明显, LREE/HREE 在 1. 25 ~ 4. 1 之间,Smith and Erlank (1982)研究了巴伯顿科马提岩地球化学特征和岩石成因,指出巴伯顿科马提岩可分出两类,一类稀土配分形式为平坦型,预示着地幔部分熔融程度高于 15%;另一种稀土配分形式为轻稀土富集型,表明地幔部分熔融程度较低。峡东岩体稀土元素呈现平坦的配分形式预示着其原始岩浆部分熔融程度较高。此外 (Ce/Yb)_N 可用来指示部分熔融程度,这是因为 Ce 的相容性小于 Yb 的相容性,随着部分熔融程度的升高,HREE 也进入熔体,(Ce/Yb)_N

会随部分熔融程度的升高而降低,峡东岩体样品中 (Ce/Yb)_N 在 0. 88 ~ 3. 33 之间,也表明具有较高分度的部分熔融。峡东岩体的微量元素配分形式见图 4B,与稀土元素配分形式相似,辉长岩与橄欖岩表现出相同的配分形式,但辉长岩中微量元素含量高于橄欖岩中的微量元素含量,微量元素为不相容元素,在岩浆演化过程中进入熔体相,因此这预示着辉长岩可能是原始岩浆演化晚期的产物。根据峡东岩体过渡族元素图解(图 5),辉长岩类和橄欖岩类的过渡族元素含量呈现出互补趋势,Cr 和 Ni 同为相容

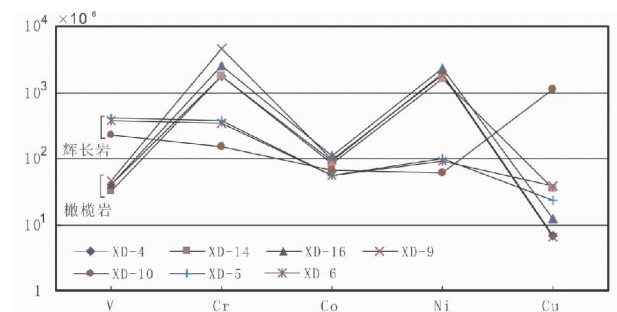


图5 峡东岩体过渡族元素图解
Fig. 5 The composition of transition elements of Xiadong intrusion

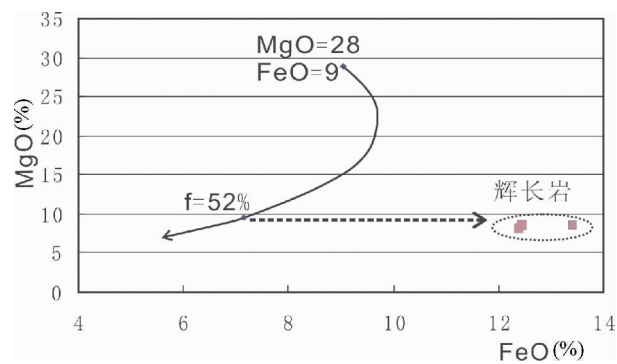


图6 原始岩浆演化曲线
Fig. 6 Evolution trend of primitive magma

元素,在橄榄岩中明显富集,而在辉长岩中较为亏损,而 Cu 的不相容性较强,因此在辉长岩中较橄榄岩中富集。这种组合也说明辉长岩可能为原始岩浆发生橄榄石结晶分异之后的产物。

4 原始岩浆演化过程模拟

科马提质岩浆的成分会随着橄榄石的结晶分异发生改变。如果将橄榄石少量结晶分异看做无限小范围内的平衡结晶作用,就可以定量估算岩浆演化过程中成分的变化。图 6 显示了随着橄榄石的结晶分异,残余岩浆成分的变化趋势。在岩浆结晶分异过程中,橄榄石的结晶对原始岩浆中 MgO 的成分改变最大、最迅速,因此岩浆中 MgO 含量一直呈现下降趋势。但原始岩浆中 FeO 的含量先升高后降低,这是因为 MgO 的迅速降低导致岩浆中 FeO 的相对含量上升,随着橄榄石结晶程度的加大,岩浆中 FeO 的含量又开始下降。作为岩浆演化晚期的产物,辉长岩中 MgO 的含量为 8% ~ 8.5%,为科马提质岩浆发生橄榄石 52% 结晶分异程度下的产物。但是辉长岩中 FeO 的含量为 12.4% ~ 13.4%,远远高于 MELTS 计算经过 52% 的橄榄石结晶分异之后残余岩浆中 FeO 的含量(约 6.6%),这是由于在橄榄石结晶的同时,铬尖

晶石也同时结晶,导致残余岩浆中 FeO 持续升高。此外利用 MELTS (Ghiorso and Sack, 1995) 计算当岩浆发生 52% 的铬尖晶石和橄榄石的分异之后残余岩浆中的 FeO 和 MgO 含量分别为 15% 和 9%,这也说明科马提质岩浆自身发生结晶分异过程可以演化出辉长岩成分的岩浆。一般的玄武岩浆不会有如此高程度的结晶分异,但科马提质岩浆的温度很高,这样为橄榄石和铬尖晶石的结晶提供了充分的时间。在地表橄榄岩样品中含有大量铬铬尖晶石,这种矿物组合与利用 MELTS 计算得到的结果相一致,说明我们反演得到的原始岩浆成分比较可靠。

岩浆铜镍矿的形成伴随着母岩浆的结晶分异,Ni 在岩浆演化过程中属于相容元素,其在橄榄石和熔体之间的配分系数($D_{Ni}^{Ol-melt}$)大于 1。Ni 作为岩浆中的微量元素随着橄榄石的结晶主要进入橄榄石中,因此橄榄石中 Ni 的含量会随着结晶分异程度的变化而发生变化。Ni 在橄榄石和熔体之间的分配遵循瑞利分馏方程:

$$C_{Ol} = C_{melt} \times D_i (1 - F)^{D_i - 1}$$

上式中 C_{Ol} 为结晶橄榄石中 Ni 的含量, C_{melt} 为原始熔体中 Ni 的浓度, D_i 为总配分系数, F 为结晶分数

假定给定原始岩浆成分和初始 Ni 的浓度,则可以定量模拟橄榄石中 Ni 的含量随结晶分异变化的情况。图 7A 为橄榄石中 Ni 的含量(表 3)与 Fo 值的变化曲线。我们给定初始岩浆的成分为: MgO = 28%, FeO = 9%, Ni = 480×10^{-6} (根据橄榄石中最高 Ni 含量确定初始岩浆中 Ni 的含量, $Ni_{melt} = Ni_{Ol \max} / D_{Ni}^{Ol-melt}$, $D_{Ni}^{Ol-melt} = 6$ (Li et al., 2003))。MELTS 软件是经过反复验证用于模拟岩浆演化的软件 (Ghiorso and Sack, 1995),我们将已知的 MgO-FeO 成分进行原始岩浆的演化模拟。图 7B 为利用 MELTS 模拟计算得到的矿物结晶分异情况。初始岩浆的液相温度为 1703℃,下降至 1649℃ 开始结晶铬尖晶石,下降至 1555℃ 时铬尖晶石发生 3% 的结晶分异,橄榄石和铬尖晶石开始共结。由于岩浆温度较高,橄榄石和铬尖晶石一直持续共结。当温度下降至 1093℃ 时,单斜辉石开始结晶,此时橄榄石和铬尖晶石已经结晶了 58%,之后单斜辉石和长石开始结晶形成辉长岩。这一计算结果与地表观察到的矿物组合十分一致。图 7A 中曲线为橄榄石在不同结晶分异程度下 Ni 的含量变化曲线,可以看出随着结晶分异程度的增加,橄榄石中 Fo 值逐渐降低,其中 Ni 的含量也逐渐降低。由于橄榄石和铬尖晶石共结,因此在计算过程中, Ni 在橄榄石和熔体之间总的配分系数 $\Sigma D^{Ni} = 3$ ($Ol : Sp = 1 : 1$, D^{Ni} 在橄榄石/熔体和铬尖晶石/熔体中分别为 6 和 0)。从图 7A 可以看出橄榄石的数据与模拟曲线中 Ni 的含量具有一致性,说明峡东岩体是科马提质岩浆高度结晶分异的产物。

5 峡东岩体形成机制探讨

科马提熔岩的一个识别特征是在熔岩流顶部发育鬃刺结

表3 峡东侵入体纯橄岩中Ol的成分(wt%)

Table 3 Compositions of Ol from dunite of the Xiadong intrusion (wt%)

SiO ₂	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	NiO	Total	Fo 值	Ni(%)
41.27	0.03	53.01	—	0.07	3.94	0.39	98.71	96.03	0.3047
40.88	0.06	53.15	0.01	0.02	3.88	0.37	98.36	96.10	0.2937
42.52	0.04	52.82	0.01	—	4.07	0.43	99.88	95.89	0.3359
42.04	0.05	52.91	—	—	4.17	0.41	99.58	95.80	0.3201
42.29	0.04	53.16	0.01	0.02	4.17	0.44	100.14	95.82	0.3485
42.34	0.07	50.96	0.02	0.01	5.00	0.33	98.72	94.80	0.2618
42.32	0.08	50.74	0.02	0.01	5.15	0.29	98.59	94.64	0.2262
41.81	0.08	51.25	0.03	0.01	4.90	0.30	98.36	94.93	0.2377
43.57	0.04	49.38	0.02	—	5.04	0.34	98.37	94.62	0.2707
44.44	0.02	48.05	0.01	—	5.32	0.32	98.14	94.19	0.2512
41.90	0.03	52.48	0.02	—	4.14	0.36	98.93	95.80	0.2807
41.96	0.16	51.69	0.05	—	5.49	0.18	99.53	94.42	0.1411
42.44	0.01	52.88	0.01	—	4.01	0.33	99.67	95.96	0.2572
42.20	0.09	52.29	0.03	—	4.75	0.26	99.61	95.19	0.2021
40.32	0.04	53.01	0.03	—	4.01	0.39	97.80	95.96	0.3040
42.58	0.05	50.56	0.02	—	5.74	0.22	99.15	94.04	0.1774
42.04	0.05	51.26	0.03	—	4.60	0.33	98.28	95.22	0.2630
42.97	0.04	49.86	0.02	0.01	5.85	0.29	98.94	93.87	0.2302
41.96	0.03	50.22	0.02	0.02	6.61	0.30	99.12	93.18	0.2365
42.86	0.04	50.35	0.01	0.01	5.63	0.30	99.12	94.14	0.2407
42.39	0.10	48.75	0.02	—	5.83	0.22	97.30	93.77	0.1730
42.30	0.10	50.52	0.03	—	5.29	0.24	98.46	94.48	0.1886
41.31	0.07	51.76	0.03	—	4.65	0.31	98.13	95.22	0.2473
45.32	—	47.51	—	—	5.17	0.38	98.38	94.30	0.3018
45.31	—	46.72	—	—	5.59	0.29	97.91	93.76	0.2296
45.29	—	45.93	—	—	6.02	0.20	97.43	93.22	0.1535
42.96	—	48.82	—	—	6.73	0.19	98.70	92.89	0.1467
44.02	0.02	48.38	0.01	—	5.71	0.26	98.36	93.81	0.2019
41.95	—	48.63	—	—	8.03	0.12	98.77	91.62	0.0966
42.67	0.01	48.89	0.01	0.01	6.55	0.28	98.39	93.07	0.2173
41.81	0.03	48.61	0.01	0.05	7.80	0.13	98.42	91.84	0.1047
43.76	0.05	49.50	0.02	—	5.17	0.27	98.76	94.48	0.2161
43.36	0.02	49.16	0.01	—	5.95	0.35	98.73	93.68	0.2770
41.88	—	49.17	—	0.03	8.61	0.26	99.94	91.14	0.2039
42.74	0.03	50.83	0.01	—	5.40	0.31	99.29	94.40	0.2453
40.94	—	48.43	—	0.09	9.32	0.05	98.84	90.34	0.0415
41.32	—	49.41	—	—	7.39	0.29	98.41	92.33	0.2277
41.66	0.05	48.59	0.01	0.05	7.58	0.14	98.07	92.06	0.1079
41.54	—	48.60	—	—	8.72	0.34	99.20	90.94	0.2679
41.42	0.04	50.18	0.02	—	6.69	0.33	98.66	93.08	0.2581
41.12	—	48.45	—	0.01	9.06	0.21	98.84	90.59	0.1655
41.51	—	48.74	—	—	8.30	0.27	98.83	91.35	0.2086
42.64	0.03	49.13	0.01	0.01	6.74	0.27	98.80	92.92	0.2163
41.01	0.08	48.61	—	0.03	6.82	0.20	98.45	92.77	0.1554
41.04	0.05	48.01	—	0.03	8.82	0.19	99.88	90.74	0.1492

“—”表明低于检测限

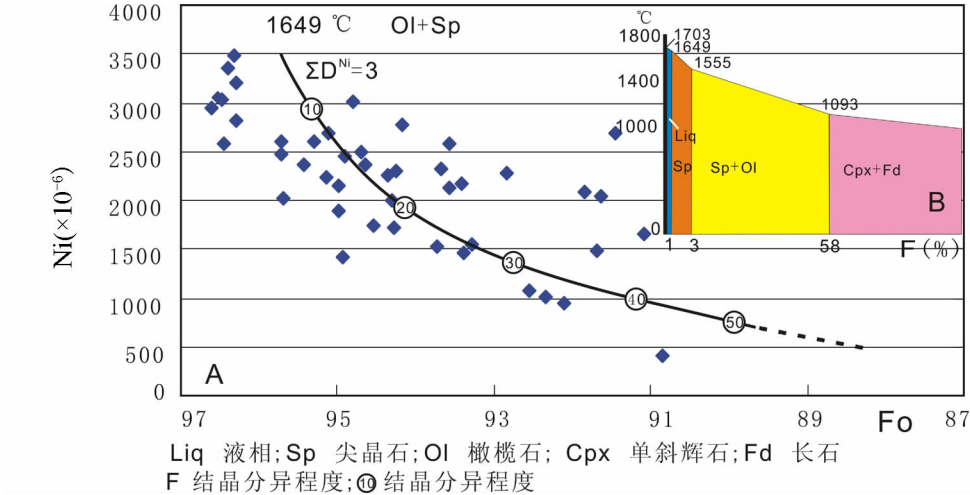


图 7 橄榄石 Fo 值-Ni 模拟曲线及相关变化图 (A) 和结晶顺序演化图 (B)

Fig. 7 Model curve of Fo-Ni and plot of olivine Ni content vs. Fo (A) and plot of crystallization sequence(B)

表 4 峡东侵入体橄榄中 Cpx-Sp 成分

Table 4 Compositions of Cpx-Sp of Xiadong intrusion

	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Cr [#]
Sp	0.36	3.79	41.64	47.85	0.69	2.10	—	0.02	0.15	96.64	88.1
	0.31	7.84	38.93	47.70	0.66	2.76	0.01	0.04	0.20	98.50	76.9
	0.34	8.86	36.39	47.51	0.58	3.97	0.01	0.02	0.31	98.05	73.4
	0.23	4.02	41.72	48.28	0.73	2.19	—	0.05	0.17	97.52	87.4
	0.47	4.94	43.22	45.89	0.80	2.44	—	—	0.11	97.91	85.4
	0.46	9.29	38.31	45.27	0.68	3.43	0.03	—	0.23	97.73	73.5
	0.50	6.23	39.28	48.69	0.71	2.31	—	0.03	0.16	97.90	80.9
	0.24	7.47	42.37	44.10	0.65	2.80	—	0.04	0.12	97.84	79.2
Cpx	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	K ₂ O	Total
	0.11	4.36	0.44	2.50	0.04	21.95	12.91	0.92	0.10	0.06	97.42
	0.10	1.80	0.53	1.97	0.09	22.73	13.17	0.48	0.10	0.03	97.08
	0.04	2.05	0.39	2.11	0.06	22.86	13.23	0.47	0.09	0.05	97.55
	0.11	3.61	0.50	2.37	0.07	21.97	13.01	0.87	0.10	0.08	97.43
	0.05	3.17	0.34	2.37	0.03	22.24	12.82	0.75	0.10	0.05	97.11
	0.19	3.66	0.25	2.44	0.04	22.48	12.87	0.75	0.06	0.04	97.53

Cr[#] = Cr/(Cr + Al) 100; “—”表明低于检测限

构,在鬲刺带下部发育橄榄石堆晶相,这种典型结构在世界范围内和我国发现的科马提岩中十分常见。峡东岩体发育大量的纯橄岩,这些纯橄岩有可能为科马提岩遭受剥蚀之后残留的底部橄榄石堆晶相。野外的踏勘中发现纯橄岩相与含少量橄榄石的辉长岩相呈过渡关系,体现出结晶分异成因的岩浆演化过程,在典型科马提岩地区一般不出现辉长岩,因此峡东岩体可能是科马提质岩浆在岩浆房内发生结晶分异的产物。

Herzberg and Ohtani (1988) 和 Ohtani (1986) 都认为科马提岩中的 MgO 含量可作为熔融作用发生的地质压力计。如晚太古代的科马提岩有 20% ~ 28% 的 MgO,说明熔体形成于 4GPa ~ 8GPa 压力条件下,对应的深度大约为 130 ~ 200km。

这一深度对应上部的橄榄岩相。如果将原始岩浆看做原始地幔的批式部分熔融产物,根据微量元素在固相和熔融液相之间的分配就可以定量估算部分熔融程度。如下式:

$$Cl/Cs = \frac{1}{D_0^i + F(1 - D_0^i)}$$

Cl 为熔融岩浆中元素的含量;Cs 为固相中元素的含量;D⁰ 为总配分系数

假设原始地幔含 Ni 2000 × 10⁻⁶ (Taylor and McLeannan, 1985),已知科马提岩浆中含 Ni 480 × 10⁻⁶,由上式可以得到原始地幔的部分熔融程度为 24%,与东天山地区镁铁质-超镁铁质侵入体的较低部分熔融程度明显不同 (孙赫等, 2008)。此外利用 MELTS 软件得到的原始岩浆的熔融温度为 1703℃,高于全球软流圈地幔温度 (1280 ~ 1350℃)

(Mckenzie and Bickle, 1988), 并与现代热点的温度相当, 如玄武岩和冰岛热点的温度为 1450 ~ 1600°C (Ribe and Christensen, 1999; Shen *et al.*, 1998; Mckenzie and Bickle, 1988)。峡东岩体中铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 在 73 ~ 88 之间(表 4), 如此高的 Cr 含量也说明原始岩浆具有较高的形成温度 (Krishnamurthy *et al.*, 2000)。如此高的部分熔融程度和熔融温度是否与地幔柱有关还有待进一步研究。

6 讨论

峡东岩体与东天山广泛分布的镁铁质-超镁铁质岩体明显不同, 可能暗示其成因的差异。世界范围内分布的具有这种高 Mg 地球化学特征的岩石主要包括地幔橄榄岩捕虏体、折返的地幔熔融残余橄榄岩和科马提岩。鉴于峡东岩体的产出明显不同于地幔捕虏体, 而化学成分也与苦橄岩不同, 所以可以排除地幔捕虏体的可能性。

直接来自岩石圈地幔的样品除了幔源捕虏体外, 更为重要的就是折返的地幔块体。这些折返的橄榄岩具有与地幔捕虏体相似或相近的岩石学和地球化学成分特征, 如橄榄石的 Fo 值在 88 ~ 94 之间, 一般认为是地幔的熔融残余 (Liu *et al.*, 2004)。在大洋俯冲消减和陆-陆碰撞过程中或之后, 俯冲到地幔深部的岩石圈地幔板片可能会折返到地表, 至于折返机制至今尚无定论。因此, 折返的地幔橄榄岩块体多产出在高压-超高压造山带中, 变质特征明显, 研究较为成熟的包括欧洲 Western Alps、挪威的 Western Gneiss、瑞典的 Scandian、俄罗斯的 Sharyzhalgai 以及我国的苏鲁-大别和北柴达木盆地 (Zhang *et al.*, 2004)。与折返的残余地幔橄榄岩相比, 峡东岩体更加富镁, 也没有发现典型变质矿物, 如石榴石。从构造属性上来看, 峡东岩体侵位于中天山地块的古老基底中。尽管在地质时期东天山地区发生过大洋俯冲和后期的造山运动, 但峡东岩体在构造位置上远离碰撞带, 因此峡东岩体属于折返的残余地幔块体的可能性较小。峡东岩体也不符合蛇绿岩块体的特征, 在岩体周围未发现洋壳沉积物, 并且在橄榄岩中发现了地层的捕虏体, 说明峡东岩体为热侵位, 不同与蛇绿岩的冷侵位机制。

经过分析模拟得到峡东岩体初始岩浆的成分为 $MgO = 28\%$, $FeO = 9\%$, 这种化学成分属于科马提质岩浆。目前科马提质岩浆的成因分为干地幔熔融模式、湿地幔熔融模式、湿超镁铁质板块俯冲模式和热地幔柱熔融模式 (肖禧砥和刘继顺, 1993)。目前地幔柱熔融模式被大多数学者所接受 (肖禧砥和刘继顺, 1993; 张招崇和董书云, 2007)。经过 MELTS 计算得到岩浆的液相线温度为 1703°C, 远远高于一般玄武岩的液相温度, 指示其较高程度、较大深度的部分熔融成因, 经批式部分熔融估算得到科马提质岩浆系原始地幔发生 24% 部分熔融作用, 由于温度较高, 岩浆有充分的时间发生大量橄榄石和铬尖晶石的结晶分异作用, 形成纯橄岩到辉长岩的演化序列。这种高温岩浆和高程度部分熔融的机制很可能

与地幔柱有关, 中天山地块在地壳伸展背景下, 上升地幔柱的减压熔融形成科马提质岩浆, 但这需要更进一步的研究来证实, 如果峡东岩体的形成与地幔柱有关, 则对于中天山乃至东天山地区大地构造演化和成矿将提供新的证据。

根据估算, 初始岩浆中 $Ni (480 \times 10^{-6})$ 的含量远远高于玄武岩中 Ni 的含量 (135×10^{-6} , Taylor and McLennan, 1985), 如果科马提质岩浆发生大量硫化物的熔离, 那么其成矿潜力要远远大于一般玄武岩岩浆的成矿潜力。但是从图 7A 来看, 橄榄石一直沿着正常的结晶演化顺序, 没有发生 Ni 的亏损和扰动, 预示着峡东岩体可能未发生过大规模硫化物的熔离作用。此外硫化物的熔离作用还涉及到壳源硫的加入和壳源混染的问题以及 PGE 元素富集, 这都需要进一步研究。但铬尖晶石发生结晶分异时间较长, 如果这些铬尖晶石在某一局限空间堆积则有可能成为铬铁矿的评价靶区。

在东天山古老地块内部首次发现的科马提质超镁铁岩体有助于更进一步认识中天山的构造演化、岩浆过程与成矿作用。峡东岩体的成因和放射性同位素、PGE 元素的特征和成岩时代还有待于进一步研究。

7 结论

(1) 峡东岩体地表岩相主要为纯橄岩、辉橄岩、辉长岩, 纯橄岩中橄榄石呈紧密堆积结构, 其中含大量铬尖晶石。橄榄岩中 MgO 的含量为 36.20% ~ 38.97%, 橄榄石 Fo 值可达 96, 尖晶石的 $Cr^{\#}$ 在 73 ~ 88 之间, 这些特征都表明峡东岩体具有高镁特征, 并且其形成温度较高。根据岩浆演化两个端元的定量模拟, 推算出原始岩浆中 $MgO = 28\%$, $Fe = 9\%$, 属于科马提质岩浆的范围。

(2) 根据全岩微量元素特征, 辉长岩与橄榄岩具有相似的配分模式, 稀土元素配分形式比较平坦, 说明部分熔融程度较高。微量元素特征显示辉长岩与橄榄岩具有同源特征, 过渡族元素特征表明辉长岩是科马提质岩浆演化晚期的产物。

(3) 根据原始岩浆的模拟演化过程, 辉长岩由科马提质岩浆发生约 52% 左右的橄榄石和尖晶石结晶分异之后的残余岩浆形成。经计算得到岩浆的初始温度为 1703°C, 高温的岩浆为橄榄石和尖晶石的结晶提供了充分的时间, 岩浆充分演化形成了从纯橄岩到辉长岩的结晶演化序列。

(4) 经计算, 岩浆中矿物的结晶顺序为: 尖晶石-橄榄石-单斜辉石-长石, 这与岩石中的矿物组合十分一致, 橄榄石中 Ni 含量的变化说明峡东岩体是科马提质岩浆发生高度结晶分异作用的产物, 没有发生过硫化物熔离的证据, 这不利于铜镍矿的形成。铬尖晶石的结晶分异为铬矿化提供了有利的条件。

(5) 经估算, 峡东岩体的初始岩浆由原始地幔发生 24% 的部分熔融形成, 这种高程度的部分熔融可能与地幔柱上涌有关, 但还需要进一步的研究确定其成因。

致谢 中国科学院地质与地球物理研究所李禾老师、毛骞和马玉光老师分别在主量元素测试和电子探针分析中给予了大力协助,核工业北京地质研究院测试中心刘汉彬老师在微量元素分析过程中给予帮助,张招崇教授和另一位匿名审稿人对本文初稿提出宝贵修改意见,在此一并致谢。

References

- Brugmann GE, Naldrett AJ and Duke JM. 1990. The platinum-group element distribution in the Dumont Sill Quebec: Implications for the formation of Ni-sulfide mineralization. *Mineralogy and Petrology* 40: 97 – 119
- Chai G and Naldrett AJ. 1992. Petrology and geochemistry of the Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg basaltic magnin. *Journal of Petrology*, 33: 1 – 27
- Cheng SH, Li JH, Cheng Z and Niu XL. 2006. Geochemical characteristics of the komatiites in Mengyin, Shandong Province, and their implications. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25(2): 119 – 126 (in Chinese with English abstract)
- Deng YH, Miao BK and Zhang M. 1989. The discovery of olivine komatiite in Dushan, Nanyang, Henan. *Journal of Guilin College of Geology*, 9(4): 349 – 358 (in Chinese with English abstract)
- Dong XY, Zeng HQ and Wang LS. 1990. The komatiite is found in Western Longshoushan. *China Bulletin of Xi'an Institute of Geology Mineralogy Resource*, Chinese Academy of Geology Science, 30: 136 – 139 (in Chinese)
- Duke JM. 1986. The Dumont nickel deposit: A genetic model for disseminated magmatic sulphide deposits of komatiitic affinity. In: Gallagher Mj, RA Ixer, Neary CR and Prichard HM (eds.). *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*. Spec Pub. Inst Min Met London, 151 – 160
- Ghiorsso MS and Sack RO. 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV: A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquidus-solidus equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 197 – 212
- Hanson G and Langmuir C. 1978. Modeling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 725 – 742
- Herzberg CT and Ohtani. 1988. Origin of komatiite at high pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 88: 321 – 320
- Jia BW, Zhou AC and Sun ZC. 1991. A study of petrology of meta-komatiite in Archaean Group from the West of Shandong Province. *Shanxi Mining Institute Learned Journal*, 9(1): 66 – 77 (in Chinese with English abstract)
- Kerr AC and Arndt NT. 2001. A note on the IUGS reclassification of the high – Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2169 – 2171
- Krishnamurthy P, Gopalan K and MacDougall JD. 2000. Olivine compositions in picrite basalts and the Deccan volcanic cycle. *Journal of Petrology*, 41: 1057 – 1069
- Li CS, Ripley EM and Mathez EA. 2003. The effect of S on the partitioning of Ni between olivine and silicate melt in MORB. *Chemical Geology*, 201: 295 – 306
- Li JX, Qin KZ, Xu XW, Sun H, Cheng SL, Wu H and Mo XH. 2007. Geochemistry of Baishiquan Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic complex in East Tianshan, Xinjiang: Constraints on ore genesis and tectonic setting. *Mineral Deposits*, 26(1): 43 – 57 (in Chinese with English abstract)
- Li YC, Zhao HB, Yang XP and Han WM. 2002. The Mesoproterozoic komatiites and their genetic type in the Jifeng area of Daxinganling. *Geology and Resources*, 11(2): 76 – 82 (in Chinese with English abstract)
- Liu JS and Xiao XD. 1991. New development studies on komatiites. *Geological Science and Technology Information*, 10(2): 1 – 6 (in Chinese with English abstract)
- Liu JG, Tsujimori T, Zhang RY, Katayama I and Maruyama S. 2004. Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan model. *International Geology Review*, 46: 1 – 27
- Mckenzie D and Bickle MJ. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625 – 679
- Naldrett AJ. 1964. Ultrabasic rocks of the Porcupine and related nickel deposits. Unpublished Ph. D. thesis. Queen's University Canada, 264
- Nesbitt RW. 1971. Skeletal crystal Forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: Evidence for an Archaean ultramafic liquid. *Geol. Soc. Australia*, 3: 331 – 347
- Ohtani E, Kato T and Sawamond H. 1986. Melting of a model chondritic mantle to 20GPa. *Nature*, 322: 352 – 353
- Polat A, Li J, Fryer B, Kusky T, Gagnon J and Zhang S. 2006. Geochemical characteristics of the Neoproterozoic (2800 ~ 2700Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: Evidence For plume-craton interaction. *Chemical Geology*, 230: 60 – 87
- Qin KZ, Fang TH, Wang SL, Zhu BQ, Feng YM and Yu HF. 2002. Plate tectonics division, evolution and metallogenic settings in eastern Tianshan mountains, NW-China. *Xinjiang Geology*, 20(4): 302 – 308 (in Chinese with English abstract)
- Qin KZ, Zhang LC, Xiao WJ, Xu XW, Yan Z and Mao JW. 2003. Overview of major Au, Cu, Ni and Fe deposits and metallogenic evolution of the eastern Tianshan Mountains, Northwestern China. In: Mao, Goldfarb and Seltmann (eds.). *Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan* (London): 227 – 249
- Ribe NM and Christensen UR. 1999. The dynamical origin of Hawaiian volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 517 – 531
- Roeder PL and Emslie RF. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 29: 275 – 289
- Shen Y, Solomon SC, Bjarnason and Wolfe CJ. 1998. Seismic evidence for a lower mantle origin of the Icelandic plume. *Nature*, 395: 62 – 65
- Smith HS and Erlank AJ. 1982. Geochemistry and petrogenesis of komatiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. In: Arndt NT and Nisbet EG (ed.). *Komatiite*. George Allen & Unwin, London, 347 – 398
- Sun H, Qin KZ, Xu XW, Li JX, Ding KS, Xu YX and San JZ. 2007. Petrological characteristics and copper nickel ore forming processes of Early Permian mafic-ultramafic intrusion belts in East Tianshan. *Mineral Deposits*, 26(1): 98 – 108 (in Chinese with English abstract)
- Sun H, Qin KZ, Li JX, Tang DM, Fan X and Xiao QH. 2008. Constraint of mantle partial melting on PGE mineralization of mafic-ultramafic intrusions in Eastern Tianshan: Case study on Tulargen and Xiangshan Cu-Ni deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 24(5): 1079 – 1086 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42: 313 – 345
- Tang DM, Qin KZ, Liu BG, Li JX and Sun H. 2008. The major types, enrichment regularity, latest progress of platinum-group element deposits and some prospects. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 569 – 588 (in Chinese with English abstract)
- Tang DM, Qin KZ, Sun H, Su BX, Xiao QH, Cheng SL and Li J. 2009. Lithological, chronological and geochemical characteristics of Tianyu Cu-Ni deposit, East Tianshan: Constraints on source and genesis of mafic-ultramafic intrusions in East Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 25(4): 817 – 831 (in Chinese with English abstract)
- Tang HS, Xiao XD and Liu JS. 1992. The komatiitic series and its

- genetic type of Sibao Group in northern Guangxi. Mineral Resources and Geology, 6(28): 126–138 (in Chinese with English abstract)
- Thompson RN and Gibson SA. 2000. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. Nature, 407: 502–506
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell
- Ulmer and Gregory L. 1989. Teletheory: Grammatology in the Age of Video. Routledge, New York, London
- Xiao XD and Liu JS. 1993. Reviews for studies on origin of komatiites. Mineral Resources and Geology, 7(34): 94–101 (in Chinese with English abstract)
- Yang LZ. 1990. Middle Proterozoic komatiite in northern Guangxi. Regional Geology of China, 1: 14–23 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC and Wang FS. 2003. A method for identifying primary magma-examples from picrite and alkali basalts. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 33(2): 130–134 (in Chinese)
- Zhang ZC and Dong SY. 2007. Were large igneous provinces caused by mantle plumes? Geosciences, 21(2): 247–254 (in Chinese)
- Zhang ZC, Hao YL and Wang FS. 2003. Picrites in large igneous province and their implications. Earth Science Frontiers, 10(3): 105–114 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Jonhn J. M., Mao JW and Wang FS. 2006. Geochemistry of picritic and associated basaltflows of the western Emeishan flood basalt province, China. Journal of Petrology, 47: 1997–2019
- Zhang RY, Liou JG, Yang JS, Li L and Jahn BM. 2004. Garnet peridotites in UHP Mountain Belts of China. International Geology Review, 46: 981–1004

附中文参考文献

- 程素华, 李江海, 陈征, 牛向龙. 2006. 山东蒙阴科马提岩地球化学特征及其意义. 岩石矿物学杂志, 25(2): 119–126
- 邓燕华, 缪秉魁, 张曼. 1989. 河南南阳独山发现橄榄质科马提岩. 桂林冶金地质学院学报, 9(4): 349–358
- 董显杨, 曾河清, 王来生. 1990. 龙首山西段发现科马提岩. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 30: 136–139
- 贾炳文, 周安朝, 孙中诚. 1991. 鲁西太古界变科马提岩岩石学研究. 山西矿业学院学报, 9(1): 66–77
- 李金祥, 秦克章, 徐兴旺, 孙赫, 程松林, 吴华, 莫新华. 2007. 新疆东

- 天山白石泉 Cu-Ni 硫化物矿床杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因和构造背景的制约. 矿床地质, 26(1): 43–57
- 刘继顺, 肖禧砥. 1991. 科马提岩研究的新进展. 地质科技情报, 10(2): 1–6
- 肖禧砥, 刘继顺. 1993. 科马提岩成因研究述评. 矿产与地质, 7(34): 94–101
- 李仰春, 赵海滨, 杨晓平, 韩伟民. 2002. 大兴安岭吉峰地区中元古代科马提岩及成因类型. 地质与资源, 11(2): 76–82
- 秦克章, 方同辉, 王书来, 朱宝清, 冯益民, 于海峰, 修群业. 2002. 东天山板块构造分区、演化与成矿地质背景研究. 新疆地质, 20(4): 302–308
- 孙赫, 秦克章, 徐兴旺, 李金祥, 丁奎首, 三金柱. 2007. 东天山镁铁质-超镁铁质岩带岩石特征及其成矿作用. 矿床地质, 26(1): 98–108
- 孙赫, 秦克章, 李金祥, 唐冬梅, 范新, 肖庆华. 2008. 地幔部分熔融程度对东天山镁铁质-超镁铁质岩铂族元素矿化的约束——以图拉尔根和香山铜镍矿为例. 岩石学报, 24(5): 1079–1086
- 唐冬梅, 秦克章, 刘秉光, 李金祥, 孙赫. 2008. 铂族元素矿床的主要类型、富集规律、研究进展与展望. 岩石学报, 24(3): 569–588
- 唐冬梅, 秦克章, 孙赫, 苏本勋, 肖庆华, 程松林, 李军. 2009. 天宇铜镍矿床的岩相学、年代学、地球化学特征: 对东疆镁铁-超镁铁质岩体源区和成因的制约. 岩石学报, 25(4): 817–831
- 唐红松, 肖禧砥, 刘继顺. 1992. 桂北四堡群中科马提岩系及其成因类型. 矿产与地质, 6(28): 126–138
- 杨丽贞. 1990. 桂北中元古代的科马提岩. 中国区域地质, 1: 14–23
- 张招崇, 董书云. 2007. 大火成岩省是地幔柱作用引起的吗? 现代地质, 21(2): 247–254
- 张招崇, 郝艳丽, 王福生. 2003. 大火成岩省中苦橄岩的研究意义. 地质前缘, 10(3): 105–114
- 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. 吉林大学学报(地球科学版), 33(2): 130–134