

# 新疆牛毛泉磁铁矿含矿岩体岩浆演化过程 及源区特征

王 硕<sup>1</sup>, 钱壮志<sup>2</sup>, 孙 涛<sup>2</sup>, 高 萍<sup>3</sup>

(1. 吉林大学 地球科学学院, 吉林 长春 130061; 2. 长安大学 地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054;  
3. 西北有色地质勘查局 物化探总队, 陕西 西安 710068)

**摘 要:**牛毛泉基性杂岩体位于准噶尔古板块博格达-哈尔里克晚古生代岛弧东段, 赋存磁铁矿。研究表明, 该岩体具有明显成层性和韵律构造特征, 主要岩石类型为橄榄辉长岩、含橄榄辉长岩、辉长岩和角闪辉长岩。岩石地球化学特征表明, 该套岩石属拉斑玄武岩系列,  $m/f$  值介于 0.65~1.44 之间, 属铁质基性-超基性岩。岩石稀土元素总量相对较低, 稀土元素配分曲线为轻稀土元素略富集的右倾型, 岩石富集大离子亲石元素 (Rb, Ba, Sr, U), 相对亏损高场强元素 (Zr, Hf), 具有明显的 Nb, Ta 负异常和弱的 Ti 正异常。岩石  $\epsilon_{Nd}(t) = -3.4 \sim -0.50$ ,  $\epsilon_{Sr}(t) = -3.4 \sim -8.5$ , 具有向 EM I 方向演化的趋势, 表明岩浆源区可能为受俯冲流体交代改造的富集岩石圈地幔, 是新疆北部早二叠世时期后碰撞伸展阶段的产物, 由拆沉的富集岩石圈地幔被软流圈加热后发生部分熔融并上侵形成。

**关键词:** 岩石学, 地球化学, 岩浆演化, 岩浆源区, 牛毛泉, 新疆

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>5; P595

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2012)04-0497-16

## Magmatic evolution and source characteristics of the ore-bearing intrusive body in the Niunaoquan magnetite deposit, Xinjiang

WANG Shuo<sup>1</sup>, QIAN Zhuang-zhi<sup>2</sup>, SUN Tao<sup>2</sup> and GAO Ping<sup>3</sup>

(1. College of Earth Science, Jilin University, Changchun 130061, China; 2. College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China; 3. Geophysical and Geochemical Exploration Corporation, Northwest Bureau of Geology for Non-ferrous Metals, Xi'an 710068, China)

**Abstract:** Niunaoquan complex located in the east of late Paleozoic Harlik arc in Junggar plate contains magnetite. The complex has obviously stratified property and rhythmical tectonic characteristics, and the main rock types include olivine gabbro, olivine-bearing gabbro, gabbro and hornblende gabbro. Geochemical characteristics ( $m/f$  values of most rocks range from 0.65 to 1.44) indicate that Niunaoquan complex belongs to tholeiite series characterized by ferruginous basic-ultrabasic rocks. The concentrations of rare earth elements are relatively low, and the primitive mantle normalized REE patterns show rightly-oblique curve with slight enrichment of LREE. The rocks are enriched in large ion lithophile elements (Rb, Ba, Sr, U) and depletion of Nb, Ta and high field strength elements (Zr, Hf) with weak enrichment of Ti. Nd-Sr isotopic characteristics [ $\epsilon_{Nd}(t) = -3.4 \sim -0.50$ ,  $\epsilon_{Sr}(t) = -3.4 \sim -8.5$ ] with the evolutionary trend towards EM I indicate that the magmatic source was the enriched lithospheric mantle transformed by the subduction fluid. The complex was formed by Early Permian post-collision extension which occurred in northern Xinjiang. Delamination of lithospheric mantle

收稿日期: 2012-02-08; 修订日期: 2012-05-17

基金项目: 国家自然科学基金重点资助项目(40534020); 中国地质调查局地质大调查项目[资(2010)矿评 01-03-17]

作者简介: 王 硕(1984-), 男, 在读博士, 从事岩石学和矿床学方向研究, E-mail: iamasure1984@163.com; 通讯作者: 钱壮志(1959-), 男, 教授, 从事矿床学及教学管理工作, E-mail: zyxyqzz8@chd.edu.cn.

resulted from partial melting caused by heating action of the asthenospheric material. At the same time, the material of enriched lithospheric mantle moved upward through the space formed by delamination of the lithosphere.

**Key words:** petrology; geochemistry; magma evolution; magmatic source; Niurmaoquan; Xinjiang

新疆北部发育多个空间相邻、时代相近、跨构造单元分布并且彼此之间在演化程度上出现过渡类型的基性-超基性岩体。此类岩体因含有铜镍硫化物(Cu-Ni-PGE)矿床(如黄山、黄山东等)和钛铁氧化物(V-Ti-Fe)矿床(如尾亚、香山西、牛毛泉等)而受到地质工作者的重视。牛毛泉基性杂岩体位于准噶尔古板块博格达-哈尔里克晚古生代岛弧东段,由于岩体中金属氧化物和金属硫化物共存(王玉往等, 2010)且赋存磁铁矿,吸引到越来越多地质学家的关注。以往地质工作者对哈尔里克山地区的研究主要集中在与中酸性火成岩有关的热液矿床上,然而在博格达-哈尔里克弧带上同样发育有泥盆纪-石炭纪钙碱性火山岩及二叠纪基性侵入岩,此类岩系为磁铁矿的赋存提供了良好的条件(汤中立, 2004)。前人对该地区此类岩体研究程度较低。本文对牛毛泉岩体岩石地球化学特征进行了分析,初步探讨了其岩浆演化、源区等问题,以丰富哈尔里克山地区基性杂

岩体研究资料,同时为进一步找矿提供帮助。

### 1 区域地质背景

哈尔里克山地区在大地构造位置上位于天山造山系(图1),其北为西伯利亚陆块南缘显生宙陆源增生造山带,南侧为塔里木陆块。区内出露的主要断层为北西-南东走向向南凸出的弧形断裂,弧形断裂以北为北西走向的断裂组合,以南为北西走向的断裂组合,还有遍布全区呈北东的左行脆性走滑断裂、北西-南东走向的口子韧性剪切带、沁城与小铺之间的北西-南东走向并向北西方向下滑的伸展变形带、近东西走向的小铺岩体北侧边缘和小铺南韧性剪切带(孙桂华, 2007)。前人研究资料认为,哈尔里克山在构造属性上属于俯冲型造山带或是在活动大陆边缘之上发育起来的造山带(李锦轶等, 2006)。

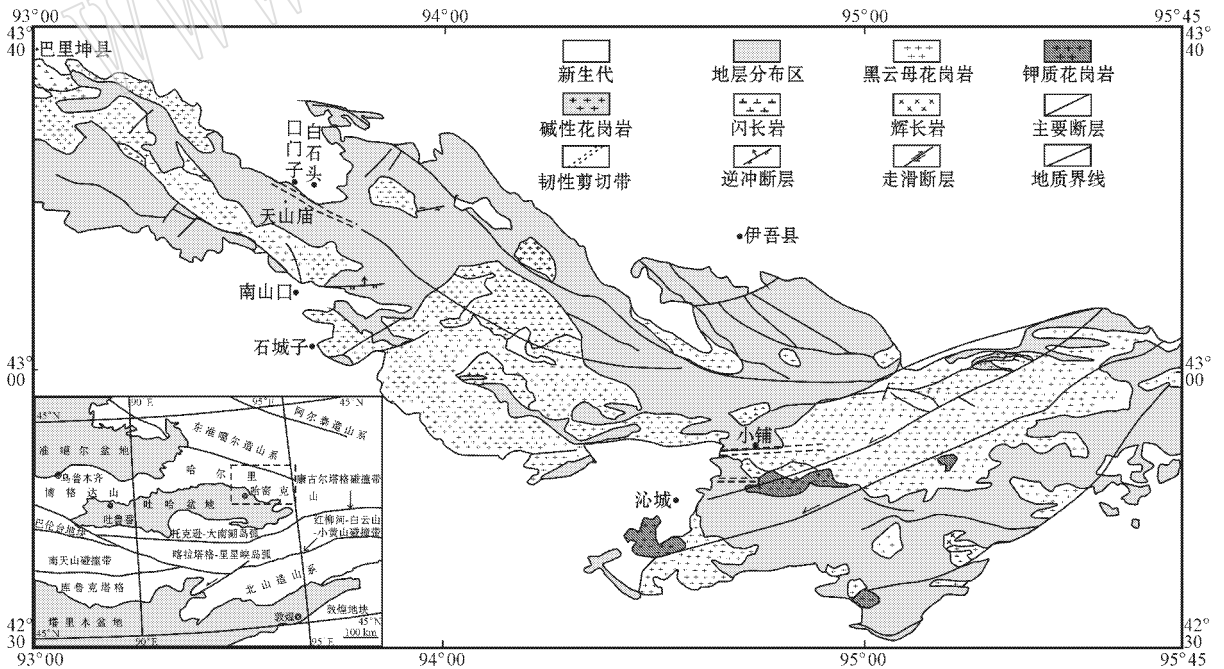


图 1 哈尔里克山地区构造地质图(据孙桂华, 2007 修改)

Fig. 1 Tectonic map of Harlik Mountain area (modified after Sun Guihua, 2007)

## 2 岩体地质特征

牛毛泉基性杂岩体位于新疆哈尔里克晚古生代岛弧东段,区域上属于七角井-小石头泉金、铜多金属成矿带东段,成矿地质条件极为有利(秦克章,

2002;李锦轶等,2004)。岩体与围岩(华力西中期钾质花岗岩)呈侵入接触关系。第四纪冲洪积物将地表岩体分成东、中、西3段(图2)。岩体具有明显的成层性和韵律层状构造特征。根据岩体的岩石类型组合,将岩体分为下、中、上3个岩性组(滕瑞,2010)<sup>①</sup>：

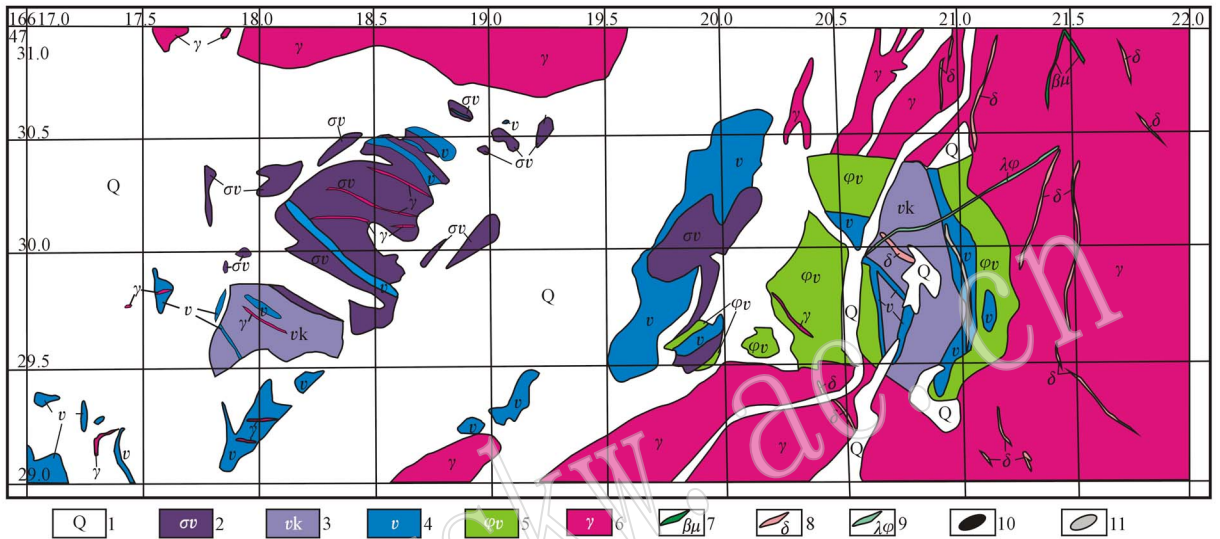


图2 牛毛泉岩体地质简图(据滕瑞,2010<sup>①</sup>修改)

Fig. 2 Simplified geological map of Niemaquan intrusion (modified after Teng Rui<sup>①</sup>, 2010)

- 1—第四系; 2—橄榄辉长岩; 3—含橄榄辉长岩; 4—辉长岩; 5—角闪辉长岩; 6—花岗岩; 7—辉绿岩脉; 8—闪长岩脉;  
9—石英钠长斑岩脉; 10—磁铁矿体; 11—磁铁矿化体

- 1—Quaternary; 2—olivine gabbro; 3— olivine-bearing gabbro; 4—gabbro; 5—amphibole gabbro; 6—granite; 7—diabase vein; 8—diorite vein;  
9—quartz albite porphyry vein; 10—magnetite ore body; 11—magnetitized body

### 2.1 下岩性组

下岩性组由浅色粗粒辉长岩和黑色中粗粒橄榄辉长岩等岩石组成,主要分布在研究区西段北部,未见层理,具有明显的球形风化,颗粒相对较粗,含金属矿物磁铁矿和非金属矿物橄榄石等。

### 2.2 中岩性组

根据岩石中矿物粒度粗细、暗色矿物含量和种类、层的薄厚、结构、构造、矿物成分等,又进一步将中岩性组划分为下部、中部和上部,现分述如下:

(1) 中岩性组下部: 主要分布在研究区西段中部,由浅色粗粒辉长岩和黑色中细粒橄榄辉长岩等岩石组成,其特征为浅色粗粒辉长岩和暗色中细粒橄榄辉长岩彼此交替出现,具有明显的韵律特征,成层性显著,在暗色中细粒橄榄辉长岩中含少量星点状硫化物。倾向南西,倾角45°~58°。本层中多见

北西向花岗岩脉,产状基本与基性岩层走向一致,局部可见斜切层状辉长岩。

(2) 中岩性组中部: 主要分布在研究区西段的中部,主要由暗色中粗粒橄榄辉长岩组成。该层位为全区基性杂岩体粒度最明显的地段,中厚层状,产状倾向南西,倾角大于50°,在岩石中普遍见有少量星点状硫化物。

(3) 中岩性组上部: 广泛分布于研究区东、西两侧,主要由浅色粗粒辉长岩、暗色中细粒橄榄辉长岩和中细粒辉长岩等岩石组成。已圈出的低品位磁铁矿矿体及矿化体就位于中岩性组上部的岩体东部黄褐色中粗粒辉长岩中。

### 2.3 上岩性组

上岩性组主要分布在岩体西段的南部,由浅色粗粒辉长岩、暗色中细粒含橄榄辉长岩等岩石组成。

① 滕 瑞. 2010. 新疆哈密市牛毛泉中段低品位磁铁矿普查报告. 1~25.

若以浅色粗粒辉长岩作为基准,根据岩性和粒度变化,本组岩石多次重复出现韵律旋回,这种韵律旋回沿走向不稳定。局部见中细粒橄榄辉长岩球形风化,含稀疏浸染状硫化物。

### 3 岩相学及造岩矿物特征

岩体中主要岩石类型有橄榄辉长岩、含橄榄辉长岩、辉长岩和角闪辉长岩。它们在空间上表现出颜色及粒度上的韵律状分布,各岩相间往往呈渐变过渡关系。岩石多为块状构造,矿物之间则表现为辉长结构、辉长-辉绿结构及半自形不等粒结构等基

性杂岩体中常见结构类型。各岩相中斜长石含量为 55%~65%,辉石含量为 25%~30%,橄榄辉长岩及含橄榄辉长岩中橄榄石含量分别为 12% 和 5%。蚀变现象可见,主要为绿泥石化、绢云母化和阳起石化。副矿物主要为磁铁矿、钛铁矿和磷灰石(图 3)。根据电子探针分析结果表明(表 1),橄榄石的  $F_o$  值为 70~76,均为贵橄榄石;辉石主要为透辉石,斜方辉石较少;长石成分变化较大,橄榄辉长岩中为钙长石和倍长石,含橄榄辉长岩中为倍长石和拉长石,辉长岩中为钙长石和倍长石,角闪辉长岩中为拉长石和中长石。

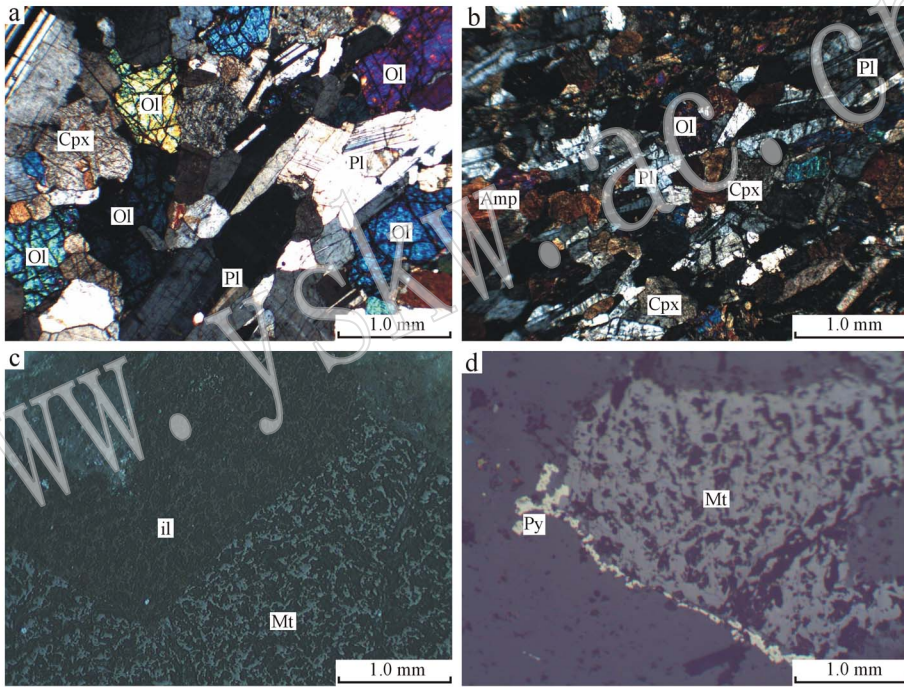


图 3 牛毛泉岩体岩石显微结构特征

Fig. 3 Texture characteristics of Niunaoquan intrusion

a—橄榄辉长岩中的橄榄石自形程度较好,正交偏光;b—辉长岩中的矿物呈定向排列,正交偏光;c—辉长岩中钛铁矿与磁铁矿构成不混溶连晶,反射光;d—辉长岩中沿磁铁矿边缘发育的黄铁矿,反射光;Ol—橄榄石;Cpx—单斜辉石;Pl—斜长石;

Amp—角闪石;il—钛铁矿;Mt—磁铁矿;Py—黄铁矿

a—olivine of relatively good euhedral crystal in olivine gabbro, crossed nicols; b—orientation of the minerals in gabbro, crossed nicols; c—immiscible intergrowth between ilmenite and magnetite in gabbro, reflected polarized light; d—pyrite in the margin of magnetite in gabbro, reflected polarized light; Ol—olivine; Cpx—clinopyroxene; Pl—plagioclase; Amp—amphibole; il—ilmenite; Mt—magnetite; Py—pyrite

## 3 岩石地球化学

### 3.1 主量元素

牛毛泉基性杂岩体主量元素分析数据见表 2。

岩石的  $SiO_2$  含量介于 39.77%~53.45% 之间, m/f 值介于 0.65~1.44, 属铁质基性-超基性岩。与岩相学特征相对应,  $MgO$ 、 $FeO^T$ 、 $Al_2O_3$ 、 $CaO$  含量变化范围较大。 $TiO_2$  含量较低, 介于 0.31%~2.50% 之间。碱金属含量  $Na_2O + K_2O$  介于 0.88%~4.40% 之

表 1 牛毛泉岩体橄榄石、辉石、斜长石电子探针分析数据

$w_B/\%$

Table 1 Chemical analytical data of olivines, pyroxenes and plagioclases

样品名称	样品编号	矿物	Na <sub>2</sub> O	FeO	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MnO	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Total	组成
橄榄辉长岩	nm33-1	贵橄榄石	0.01	26.60	38.10	0.06	0.00	0.00	0.01	0.42	35.21	0.00	0.01	100.42	Fe <sub>70</sub> Fe <sub>30</sub>
橄榄辉长岩	Nm33-2	贵橄榄石	0.02	15.38	0.01	0.74	0.37	1.10	0.00	0.43	27.44	0.04	0.00	100.12	Fe <sub>76</sub> Fe <sub>24</sub>
橄榄辉长岩	nm34-1	贵橄榄石	0.08	25.70	37.99	0.06	0.01	0.01	0.00	0.39	35.31	0.20	0.05	99.78	Fe <sub>71</sub> Fe <sub>29</sub>
含橄榄辉长岩	nm19-1	贵橄榄石	0.01	25.75	37.79	0.06	0.00	0.01	0.00	0.33	36.22	0.01	0.00	100.19	Fe <sub>72</sub> Fe <sub>28</sub>
含橄榄辉长岩	nm12-3	贵橄榄石	0.02	25.94	37.83	0.04	0.00	0.01	0.00	0.46	35.79	0.05	0.03	100.16	Fe <sub>71</sub> Fe <sub>29</sub>
辉长岩	zk3-4	贵橄榄石	0.00	24.01	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.50	38.04	0.02	0.03	100.35	Fe <sub>74</sub> Fe <sub>26</sub>
含橄榄辉长岩	nm12-2	古铜辉石	0.04	17.69	52.61	0.58	0.11	0.80	0.00	0.44	24.96	0.03	0.00	97.24	En <sub>72</sub> Fs <sub>28</sub>
含橄榄辉长岩	nm12-1	透辉石	0.18	7.75	51.75	23.26	0.30	1.34	0.00	0.35	14.17	0.02	0.00	99.10	En <sub>41</sub> Fs <sub>12</sub> Wo <sub>47</sub>
含橄榄辉长岩	nm19-5	透辉石	0.28	7.527	50.76	22.99	0.37	2.161	0.01	0.165	14.11	0.009	0.00	98.399	En <sub>41</sub> Fs <sub>12</sub> Wo <sub>47</sub>
辉长岩	zk5-2	透辉石	0.21	8.06	51.26	23.24	0.64	2.58	0.00	0.24	14.12	0.00	0.05	100.40	En <sub>40</sub> Fs <sub>13</sub> Wo <sub>47</sub>
辉长岩	zk1-2	透辉石	0.24	8.57	49.79	22.51	0.80	3.80	0.01	0.19	13.21	0.04	0.05	99.19	En <sub>39</sub> Fs <sub>14</sub> Wo <sub>47</sub>
辉长岩	nm20-2	透辉石	0.44	6.80	48.98	21.77	0.63	4.10	0.01	0.20	13.39	0.29	0.00	96.60	En <sub>41</sub> Fs <sub>11</sub> Wo <sub>48</sub>
辉长岩	nm32-4	透辉石	0.13	7.16	51.06	23.43	0.35	1.95	0.02	0.28	14.31	0.05	0.04	98.78	En <sub>41</sub> Fs <sub>11</sub> Wo <sub>48</sub>
辉长岩	zk2-3	普通辉石	0.33	9.93	50.75	19.45	0.75	3.20	0.00	0.39	15.13	0.02	0.03	99.96	En <sub>44</sub> Fs <sub>16</sub> Wo <sub>40</sub>
辉长岩	nm-18	古铜辉石	0.06	16.86	53.39	1.18	0.29	1.66	0.02	0.20	25.59	0.00	0.00	99.28	En <sub>71</sub> Fs <sub>26</sub> Wo <sub>2</sub>
角闪辉长岩	nm-26	紫苏辉石	0.13	21.86	54.31	1.19	0.13	1.13	0.00	1.08	17.97	0.04	0.03	97.86	En <sub>58</sub> Fs <sub>39</sub> Wo <sub>3</sub>
橄榄辉长岩	nm34-4	钙长石	1.18	0.47	45.64	18.76	0.00	33.28	0.04	0.06	0.02	0.04	0.08	99.57	An <sub>92</sub> Ab <sub>8</sub>
橄榄辉长岩	nm33-3	倍长石	1.70	0.50	46.38	18.24	0.00	32.72	0.01	0.00	0.02	0.02	0.06	99.64	An <sub>88</sub> Ab <sub>12</sub>
含橄榄辉长岩	nm12-5	倍长石	1.85	0.34	46.72	17.70	0.01	32.53	0.04	0.05	0.00	0.03	0.00	99.27	An <sub>87</sub> Ab <sub>13</sub>
含橄榄辉长岩	nm12-4	拉长石	4.63	0.28	53.63	12.04	0.01	28.58	0.12	0.00	0.00	0.03	0.01	99.33	An <sub>64</sub> Ab <sub>36</sub>
辉长岩	nm31-4	钙长石	1.07	0.23	45.64	19.15	0.00	34.12	0.01	0.01	0.00	0.00	0.12	100.35	An <sub>93</sub> Ab <sub>7</sub>
辉长岩	zk1-3	钙长石	1.33	0.38	46.27	18.39	0.03	33.21	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	99.64	An <sub>91</sub> Ab <sub>9</sub>
辉长岩	zk5-1	倍长石	1.97	0.29	46.98	17.72	0.01	32.67	0.03	0.11	0.00	0.03	0.04	99.86	An <sub>86</sub> Ab <sub>14</sub>
辉长岩	nm18-3	倍长石	1.69	0.43	46.09	18.45	0.00	33.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	99.71	An <sub>88</sub> Ab <sub>12</sub>
辉长岩	zk1-4	倍长石	1.78	0.26	46.43	17.84	0.00	32.88	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	99.22	An <sub>88</sub> Ab <sub>12</sub>
角闪辉长岩	nm26-1	拉长石	5.27	0.18	56.85	10.13	0.00	26.86	0.25	0.03	0.01	0.05	0.02	99.64	An <sub>57</sub> Ab <sub>43</sub>
角闪辉长岩	nm15-1	中长石	8.93	0.08	61.89	5.66	0.01	23.44	0.09	0.00	0.00	0.03	0.00	100.12	An <sub>31</sub> Ab <sub>69</sub>

注：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 JX1-8100 型电子探针分析，电压 15 kV，电流 10 nA。

间。在 Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> 图解中绝大部分样品都投影在了亚碱性区(图 4)，只有 2 件样品处于碱性区域，亚碱性样品中除 1 件样品外，其余样品均落在拉斑系列区域内。

### 3.2 稀土元素

牛毛泉基性杂岩体的稀土元素总含量相对较低， $\sum REE = 5.89 \times 10^{-6} \sim 83.34 \times 10^{-6}$ ，样品的 (La/Sm)<sub>N</sub> 值平均为 1.00；(Gd/Yb)<sub>N</sub> 值平均为 1.60；(La/Yb)<sub>N</sub> 值平均为 1.60，表明轻重稀土元素之间分馏程度弱，轻稀土元素之间的分馏程度较重，稀土弱。除 1 件角闪辉长岩样品(δEu = 0.88)显示弱的负铕异常外，其余样品均显示不同程度的正铕异常，可能与斜长石的堆晶作用有关。在稀土元素球粒陨石标准化配分曲线上(图 5a)，绝大多数样品

的配分曲线型式为轻稀土元素略富集的右倾型。

### 3.3 微量元素

牛毛泉基性杂岩体中不同类型岩石的微量元素蛛网图总体型式相似(图 5b)，强不相容元素富集程度明显高于弱不相容元素。样品普遍富集大离子亲石元素(Rb、Sr、Ba、U)，而相对亏损高场强元素(Zr、Hf 等)，大部分样品都有明显的 Nb、Ta 负异常和较弱的 Ti 正异常。多数样品的 Sr 表现出明显的正异常(大多为含基性斜长石的辉长岩类)，这一特征应与斜长石的堆晶作用有关，与上述稀土元素中 Eu 的异常特征相吻合。

所测样品中有两个样品(辉长岩、角闪辉长岩)表现与其他样品略有不同，可能是由于受到后期热液作用的叠加改造，造成了稀土、微量元素的波动。

表 2 新疆牛毛泉岩体主量元素 ( $w_B/\%$ )、微量元素和稀土元素 ( $w_B/10^{-6}$ ) 分析数据  
 Table 2 Analyses of major elements ( $w_B/\%$ ), trace elements and rare earth elements ( $w_B/10^{-6}$ ) in Niuniaoquan intrusion, Xinjiang

	橄榄辉长岩		含橄榄辉长岩		辉长岩				角闪辉长岩				
	09NM-33	09NM-34	09NM-12	09NM-19	09NM-16	09NM-18	09NM-25	09NM-31	ZK1-2	09NM-2	09NM-7	09NM-11	09NM-26
SiO <sub>2</sub>	41.62	43.22	39.97	43.79	42.05	40.07	45.71	43.41	39.77	53.45	47.46	45.28	47.22
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.31	1.72	0.62	1.96	1.92	1.50	0.40	1.62	0.80	0.67	1.06	2.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.17	28.84	18.24	19.92	16.92	18.61	20.62	26.15	19.28	15.16	26.55	24.18	18.09
TFE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.63	6.23	17.17	9.92	16.90	16.45	11.85	6.99	16.57	8.56	5.88	9.19	11.82
MnO	0.16	0.08	0.17	0.14	0.24	0.16	0.18	0.08	0.14	0.23	0.12	0.15	0.27
MgO	9.45	3.24	5.98	7.27	6.67	5.67	3.91	4.11	5.42	6.25	2.00	3.13	4.56
CaO	14.73	15.22	14.52	15.98	12.38	14.85	12.05	16.57	14.99	8.26	13.83	13.04	9.20
Na <sub>2</sub> O	0.82	1.21	1.17	1.01	1.45	1.21	2.81	1.01	1.12	3.40	2.30	2.24	3.33
K <sub>2</sub> O	0.06	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.18	0.05	0.07	1.00	0.15	0.18	0.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03	0.10	0.17	0.09	1.00
LOI	1.06	1.05	0.50	0.82	0.82	0.52	0.69	0.79	0.50	2.33	0.39	0.99	1.06
Total	99.50	99.51	99.56	99.57	99.53	99.57	99.53	99.58	99.51	99.54	99.52	99.53	99.55
Mg <sup>#</sup>	0.58	0.51	0.41	0.59	0.44	0.41	0.40	0.54	0.40	0.59	0.40	0.41	0.44
m/f	1.37	1.03	0.69	1.44	0.78	0.68	0.65	1.16	0.65	1.42	0.67	0.67	0.75
Li	2.49	0.67	2.49	3.65	3.75	2.11	6.04	2.87	3.33	26.69	1.02	2.18	10.79
Be	0.09	0.12	0.18	0.13	0.24	0.10	0.22	0.08	0.11	1.29	0.38	0.27	0.55
Sc	50.48	12.30	42.31	53.03	41.99	51.69	32.49	25.10	37.26	34.17	20.30	26.23	28.65
V	533.00	170.10	570.30	346.90	376.60	427.80	276.40	268.70	792.30	256.90	85.44	186.70	110.30
Cr	178.60	38.09	5.38	267.00	4.65	3.76	4.91	70.61	8.12	193.20	5.91	8.94	4.18
Co	62.66	29.82	48.61	44.14	42.65	41.69	32.59	37.88	60.49	37.31	22.28	28.35	28.69
Ni	37.37	30.52	17.68	27.04	19.83	20.13	20.37	28.71	26.29	46.61	21.51	29.35	20.64
Cu	70.29	25.65	28.49	43.59	20.43	28.91	29.64	38.65	94.64	27.46	15.14	17.57	20.27
Zn	60.94	36.52	89.47	41.55	122.70	93.19	100.30	31.77	77.64	114.30	47.74	70.03	123.90
Ga	16.09	16.63	20.01	16.54	20.99	20.27	21.96	15.03	19.26	24.83	20.26	21.45	22.45
Rb	4.60	2.08	11.15	7.13	5.39	3.84	10.10	1.71	2.67	71.41	10.83	8.72	28.93
Sr	236.80	371.90	315.70	297.70	424.00	367.30	500.20	284.10	305.60	324.10	500.60	521.10	499.50
Y	5.73	1.99	6.57	5.50	8.79	6.56	6.07	3.15	4.94	17.29	9.44	8.72	23.93
Zr	6.10	8.52	11.03	6.39	11.33	9.23	7.48	4.54	7.24	68.51	21.27	14.49	26.06
Nb	0.14	0.26	0.42	0.20	0.52	0.21	0.22	0.14	0.19	3.02	0.93	0.69	4.49
Cd	0.10	0.08	0.09	0.08	0.16	0.09	0.09	0.06	0.07	0.20	0.13	0.06	0.14
In	0.05	0.02	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.02	0.05	0.17	0.05	0.05	0.07
Cs	0.39	0.22	0.29	0.27	0.40	0.18	0.44	0.21	0.29	4.07	0.16	0.23	0.92
Ba	19.35	45.61	30.72	41.53	48.70	28.64	43.19	17.36	18.14	195.60	67.81	55.58	97.94
La	0.59	0.80	1.45	0.68	1.47	0.76	1.09	0.46	0.56	10.14	2.58	2.00	10.03
Ce	1.64	1.98	3.35	1.83	3.76	2.06	2.51	1.26	1.61	21.64	6.82	5.03	26.54
Pr	0.29	0.25	0.49	0.31	0.58	0.35	0.39	0.20	0.27	2.70	0.95	0.72	3.71
Nd	1.73	1.21	2.47	1.89	3.29	2.12	2.13	1.08	1.55	11.82	5.06	3.92	18.63
Sm	0.73	0.31	0.89	0.72	1.18	0.81	0.75	0.37	0.59	2.89	1.52	1.25	4.70
Eu	0.33	0.29	0.49	0.43	0.69	0.48	0.67	0.24	0.35	0.92	0.87	0.76	1.73
Gd	1.05	0.44	1.28	1.16	1.62	1.25	1.17	0.59	0.94	3.55	1.99	1.70	5.80
Tb	0.20	0.06	0.25	0.21	0.28	0.21	0.20	0.09	0.16	0.55	0.30	0.28	0.88
Dy	1.27	0.40	1.40	1.21	1.92	1.43	1.31	0.67	1.07	3.49	1.98	1.83	5.10
Ho	0.27	0.08	0.31	0.27	0.41	0.30	0.28	0.14	0.22	0.73	0.39	0.38	0.99
Er	0.74	0.23	0.85	0.67	1.15	0.85	0.80	0.37	0.61	2.12	1.13	1.07	2.71
Tm	0.11	0.04	0.14	0.10	0.18	0.13	0.13	0.06	0.10	0.30	0.15	0.15	0.35
Yb	0.62	0.22	0.69	0.60	0.98	0.68	0.70	0.32	0.52	1.79	0.81	0.90	1.87
Lu	0.09	0.04	0.13	0.09	0.17	0.11	0.12	0.05	0.09	0.29	0.15	0.15	0.31
Hf	0.28	0.22	0.39	0.25	0.40	0.33	0.28	0.18	0.28	2.03	0.54	0.48	0.78
Ta	0.08	0.03	0.18	0.11	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04	0.28	0.08	0.06	0.35
Pb	0.85	6.12	2.49	1.14	1.50	1.16	1.84	1.65	0.92	7.44	7.75	3.03	3.78
Bi	0.06	0.05	0.08	0.04	0.13	0.05	0.04	0.02	0.02	0.41	0.03	0.04	0.06
Th	0.36	0.10	0.62	0.18	1.03	0.37	0.21	0.10	0.10	4.98	0.34	0.30	0.79
U	0.51	0.08	0.36	0.31	1.62	0.49	0.27	0.08	0.08	2.31	0.16	0.31	0.37
∑REE	9.64	6.33	14.18	10.16	17.66	11.52	12.25	5.89	8.63	62.91	24.69	20.11	83.34
δEu	1.16	2.38	1.40	1.41	1.51	1.44	2.17	1.57	1.43	0.88	1.53	1.59	1.01
(La/Sm) <sub>N</sub>	0.50	1.62	1.02	0.59	0.78	0.59	0.91	0.79	0.60	2.20	1.06	1.00	1.34
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.64	2.43	1.42	0.77	1.01	0.75	1.04	0.97	0.73	3.82	2.14	1.49	3.60
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.38	1.61	1.51	1.56	1.34	1.48	1.35	1.49	1.47	1.60	1.99	1.52	2.50

注: 主量元素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成; 稀土元素和微量元素分析在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室测定。

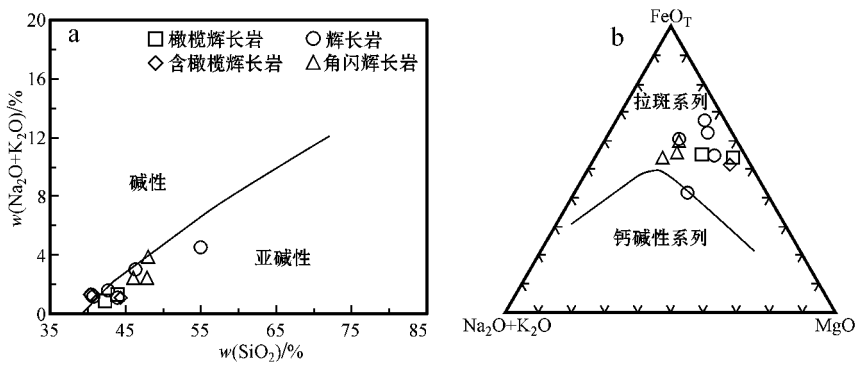


图 4 牛毛泉岩体岩石化学系列分类图(a 引自 Irvine, 1977; b 引自 Miyashiro, 1978)

Fig. 4 Petrochemical series classification diagrams of Niunaoquan intrusion (a after Irvine, 1977; b after Miyashiro, 1978)

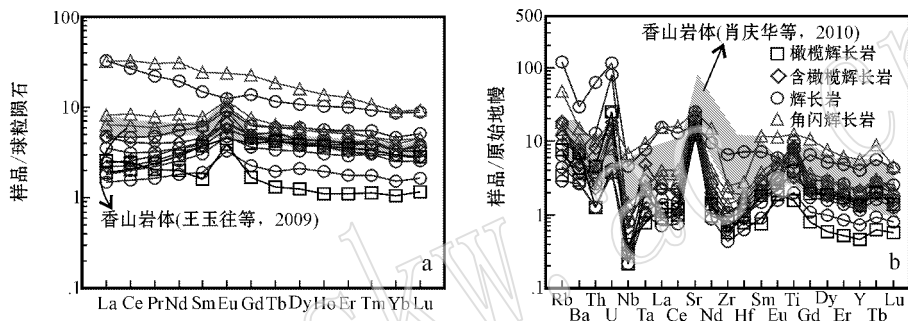


图 5 牛毛泉岩体稀土元素球粒陨石标准化分配图解 a, 球粒陨石数据引自 Boynton, 1984 )和微量元素原始地幔标准化图解 b, 原始地幔数据来自 McDonough and Sun, 1995 )

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a, normalizing values after Boynton, 1984 ) and PM-normalized trace elements spider diagram ( b, normalizing values after McDonough and Sun, 1995 )

### 3.4 同位素

牛毛泉基性杂岩体的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 和<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 比值变化范围分别为 0.704 019 ~ 0.705 127 和 0.512 895 ~ 0.513 002 ,而<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr 和<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd

的比值变化范围分别为 0.017 4 ~ 0.088 7 和 0.203 9 ~ 0.256 8 (表 3)。根据王玉往等测得牛毛泉岩体的 Ar-Ar 等时线年龄 285.6 Ma(个人通讯,未发表数据)计算得出岩体的 εNd(t) = -3.42 ~ -0.50 ,

表 3 牛毛泉基性杂岩体 Nd, Sr 同位素分析数据  
Table 3 Isotopic compositions of Nd, Sr in Niunaoquan intrusion

Sample	岩性	$w_B/10^{-6}$		<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	± 2σ	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr )	εSr( t )
		Rb	Sr					
NM-33	橄榄辉长岩	4.60	236.80	0.056 2	0.704 227	0.000 014	0.704 0	-2.41
NM-19	含橄榄辉长岩	7.13	297.70	0.069 4	0.704 208	0.000 011	0.703 9	-3.44
NM-31	辉长岩	1.71	284.10	0.017 4	0.704 019	0.000 016	0.703 9	-3.13
NM-15	角闪辉长岩	12.41	405.30	0.088 7	0.705 127	0.000 013	0.704 8	8.50
Sample	岩性	$w_B/10^{-6}$		<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	± 2σ	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd )	εNd( t )
		Sm	Nd					
NM-33	橄榄辉长岩	0.73	1.73	0.256 8	0.512 943	0.000 024	0.512 463	-3.42
NM-19	含橄榄辉长岩	0.72	1.89	0.231 9	0.512 980	0.000 021	0.512 547	-1.78
NM-31	辉长岩	0.37	1.08	0.208 5	0.513 002	0.000 036	0.512 612	-0.50
NM-15	角闪辉长岩	1.34	4.00	0.203 9	0.512 895	0.000 009	0.512 514	-2.42

注：同位素测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成；计算参数： $\lambda(Sr) = 1.42 \times 10^{-11}/a$ ,  $\lambda(Nd) = 0.654 \times 10^{-11}/a$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{HUR} = 0.704 5$ ,  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{HUR} = 0.512 638$ ,  $t = 285.6 \text{ Ma}$ (据王玉往未发表数据)。

$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -3.44 \sim 8.50$ 。在  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  相关图(图 6)上投影点靠近洋岛玄武岩区,各样品的初始值变化范围小,与已知的尾亚(王玉柱等, 2008)葫芦岩体(夏明哲等, 2008)的分布范围明显不同。

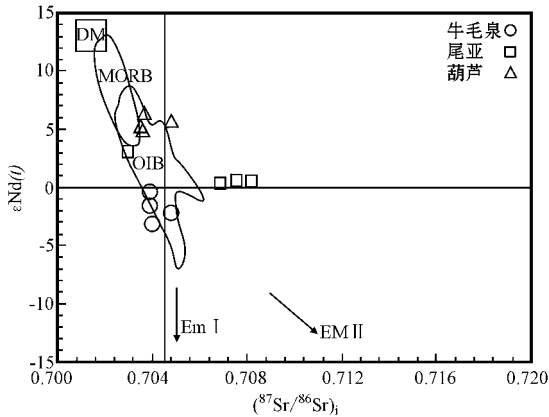


图 6 牛毛泉基性杂岩体及尾亚、葫芦岩体  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  相关图解(据 Carlson, 1995)

Fig. 6  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  versus initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of Niumaoquan, Weiya and Hulu intrusive bodies (after Carlson, 1995)

## 4 讨论

### 4.1 原生岩浆

实验岩石学及理论模型研究表明,原生岩浆的性质主要取决于地幔的温度和压力。Green(1975)认为与地幔橄榄岩平衡的原生岩浆的  $\text{Mg}^{\#} = 0.63 \sim 0.73$ ; Frey 等(1978)认为原生岩浆  $\text{Mg}^{\#} = 0.68 \sim 0.73$ ; Hess(1992)认为原生岩浆  $\text{Mg}^{\#} > 0.68$ 。因此  $\text{Mg}^{\#} [\text{Mg}^{\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})]$  可以作为判别原生岩浆的重要标志。若以  $\text{Mg}^{\#} = 0.65 \sim 0.73$  来代表原生岩浆或近于原生岩浆的  $\text{Mg}^{\#}$  范围,牛毛泉岩体中岩石的  $\text{Mg}^{\#} = 0.40 \sim 0.59$ , 应该属于演化程度较高的岩浆。

张招崇等(2003)利用橄榄石-熔体平衡原理建立了一种反演原始岩浆成分的方法,可以估算进入岩浆房中原生岩浆的  $\text{MgO}$  含量。但由于本文所采样品中  $\text{Fo}$  分子最高值为 76 的橄榄石不能确定可代表与原生岩浆平衡的最初的液相线相,所以,得出的  $\text{MgO} = 7.3\%$  的岩浆不能代表原生岩浆,只能约束原生岩浆  $\text{MgO}$  含量的下限。

### 4.2 分离结晶作用

分离结晶作用通常在岩浆演化过程中起着非常重要的作用。在牛毛泉岩体的 Harker 图解(图 7)

中,  $\text{MgO}$  和  $\text{FeO}^{\text{T}}$  与  $\text{SiO}_2$  总体上呈现负相关,表明存在橄榄石和斜方辉石的分离结晶作用;  $\text{CaO}$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的含量随着  $\text{SiO}_2$  含量的增加而降低,表明发生了单斜辉石和斜长石的分离结晶/堆晶作用;  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  的含量与  $\text{SiO}_2$  含量呈正相关性,与它们在结晶相中的不相容性一致;  $\text{TiO}_2$  与  $\text{SiO}_2$  的相关性不明显。此外,  $\delta\text{Eu}$  与  $\text{CaO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  之间具有较好的正相关,表明岩浆演化过程中发生了斜长石的分离结晶/堆晶作用(夏昭德, 2010)。岩体  $\text{MgO}$  与相容元素的协变图解中(图 8),除了  $\text{Ni}$  与  $\text{MgO}$  相关性较差外,  $\text{Co}$ 、 $\text{Sc}$ 、 $\text{V}$  都与  $\text{MgO}$  呈较好的正相关性,表明橄榄石和辉石的结晶分异对  $\text{Co}$ 、 $\text{Sc}$ 、 $\text{V}$  等相容元素起到了控制作用;  $\text{TiO}_2$  和  $\text{V}$  与  $\text{FeO}^{\text{T}}$  具有正相关关系,表明它们受控于岩体中赋存的磁铁矿或钛铁矿。这些规律变化表明成岩过程中主要存在橄榄石、斜方辉石和斜长石的分离结晶、堆晶作用。

### 4.3 同化混染

在野外踏勘过程中未发现牛毛泉基性杂岩体有明显的混染标志(如捕虏体等)。研究认为,岩浆演化过程中,总分配系数相同或很相近的元素比值不会因结晶作用而改变,而根据它们(如  $\text{Ce}/\text{Pb}$ 、 $\text{Th}/\text{Yb}$ 、 $\text{Nb}/\text{Ta}$ 、 $\text{Ta}/\text{Yb}$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{Ti}/\text{Yb}$ 、 $\text{Zr}/\text{Nb}$  等)间的协变关系,可以示踪是否存在同化混染作用(Campbell and Griffiths, 1993; Barker *et al.*, 1997; Mcdonald *et al.*, 2001)。Nb 与 U、Ce 与 Pb 具有相似的总分配系数,它们在地幔部分熔融过程中不发生明显分异,从而熔体中  $\text{Nb}/\text{U}$ 、 $\text{Ce}/\text{Pb}$  比值与源岩相近,也可以反映岩浆源区的地球化学特征。牛毛泉基性杂岩体中,  $\text{Ta}/\text{Yb} - \text{Th}/\text{Yb}$ 、 $\text{Nb}/\text{U} - \text{Nb}/\text{Ce}$ 、 $\text{Ce}/\text{Pb} - \text{Th}/\text{Zr}$  在局部具有一定的相关性,而  $\text{La}/\text{Yb} - \text{Th}/\text{Ta}$ 、 $\text{Ce}/\text{Pb} - \text{Zr}/\text{Nb}$ 、 $\text{Nb}/\text{Ta} - \text{Th}/\text{Yb}$  几乎无相关性(图 9); 所采样品中 3 件样品的  $\text{Nb}/\text{U}$  值为 4.81~5.27, 6 件样品的  $\text{Nb}/\text{U}$  值为 12.14~75.71, 平均 28.06,  $\text{Ce}/\text{Pb}$  比值(1.05~7.02), 平均 2.64, 与前人测得的不同环境中元素标准比值存在一定差异(Hofmann *et al.*, 1988; Furman *et al.*, 1999; Campbell, 2002); 上地壳中 Th 富集,而下地壳则相反,在牛毛泉基性杂岩体中大部分样品显示一定程度的 Th 亏损和 Nb、Ta 负异常; Neal 等(2002)提出用  $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}}$  和  $(\text{Th}/\text{Ta})_{\text{PM}}$  值来区分上下地壳物质的混染作用(图 10)。以上 4 点表明在岩浆演化的过程中岩体遭受过外来物质的同化混染,混染物来源于中下地壳,程度较弱。



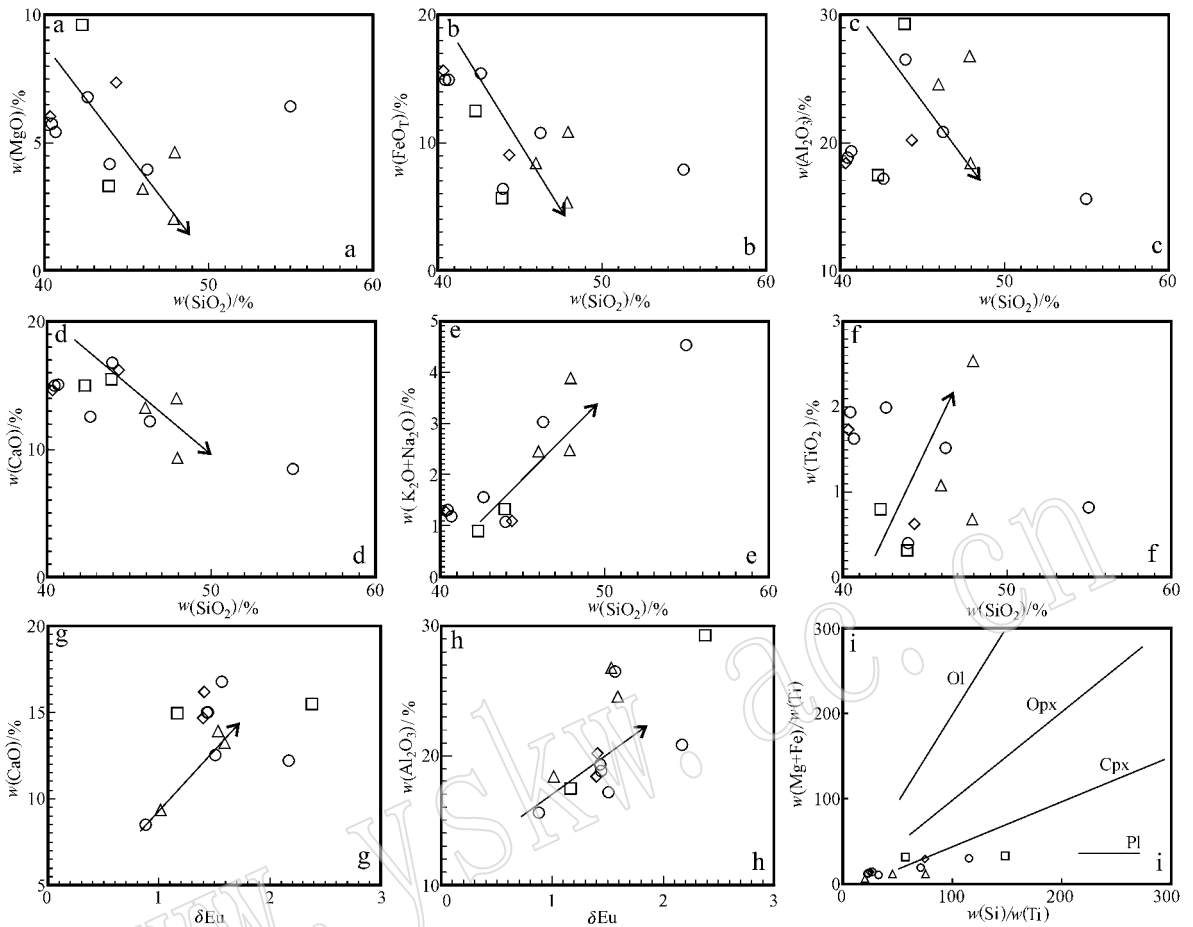


图 7 牛毛泉岩体分离结晶作用判别图解(据 Stanley and Russell, 1989)

Fig. 7 Discrimination diagram of fractional crystallization( after Stanley and Russell, 1989)

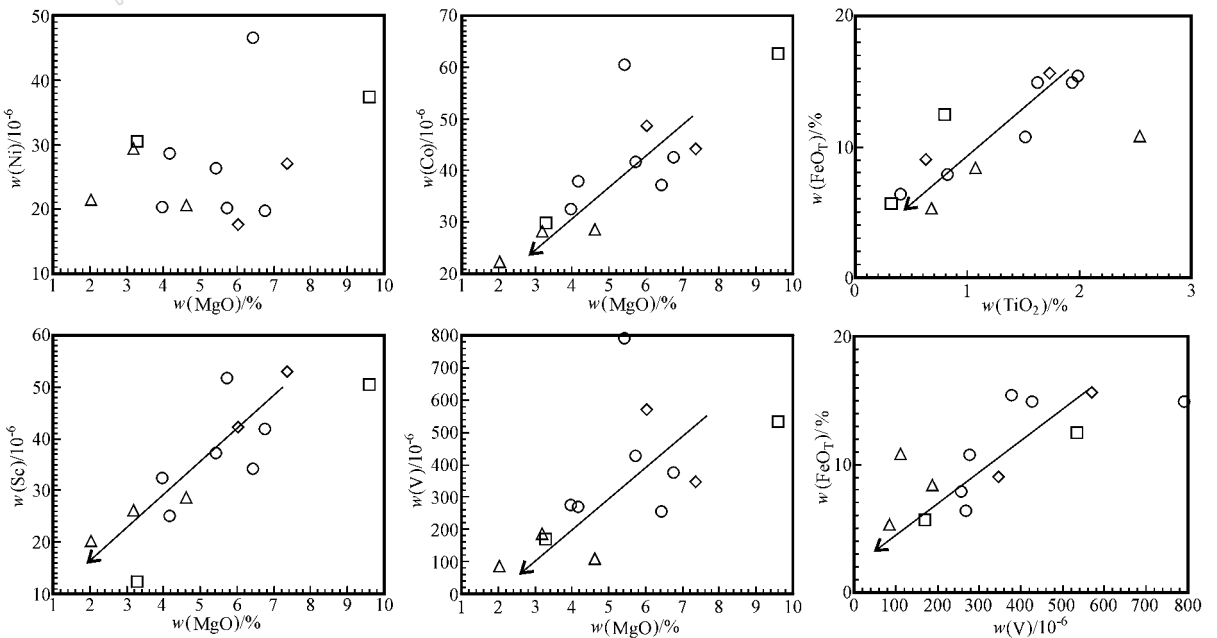


图 8 牛毛泉岩体 MgO 与相容元素和 FeO<sup>T</sup> 与 TiO<sub>2</sub>、V 关系图解

Fig. 8 Plots of MgO versus compatible elements and FeO<sup>T</sup> versus TiO<sub>2</sub>, V in Niumaoquan intrusion

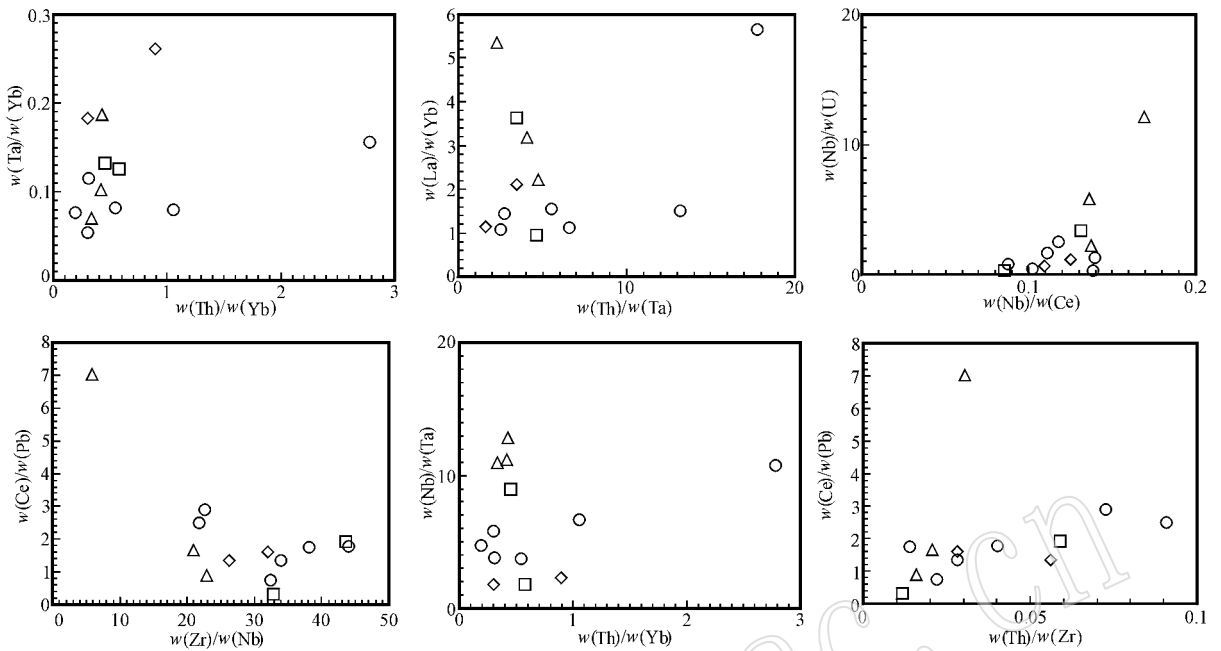


图 9 牛毛泉岩体同化作用判别图解

Fig. 9 Plots of selected trace elements for discriminating assimilation of Niemaquan intrusion

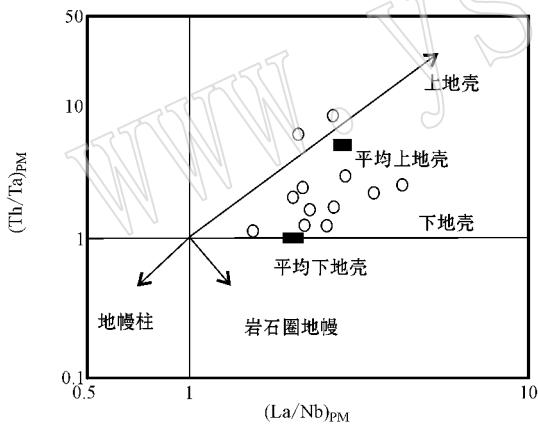


图 10  $(Th/Ta)_{PM} - (La/Nb)_{PM}$  相关图 (Neal 等 2002)

Fig. 10  $(Th/Ta)_{PM} - (La/Nb)_{PM}$  diagram of Niemaquan intrusion

4.4 源区性质

岩体中各岩石主要元素与  $SiO_2$  之间显示出较好的线性关系 (图 7); 除两个样品 (可能受到后期热液作用的扰动使稀土、微量元素发生漂移) 外, 稀土元素与微量元素蛛网图上曲线分布型式几乎一致 (图 5) ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) 值相近,  $\epsilon Nd(t)$  值均为负; 岩体中  $SiO_2$  与不相容元素 La、Nd、Zr 和 Yb 表现出一定的线性关系 (图 11), 这些均表明岩体中各岩相为同一岩浆源区演化而来。

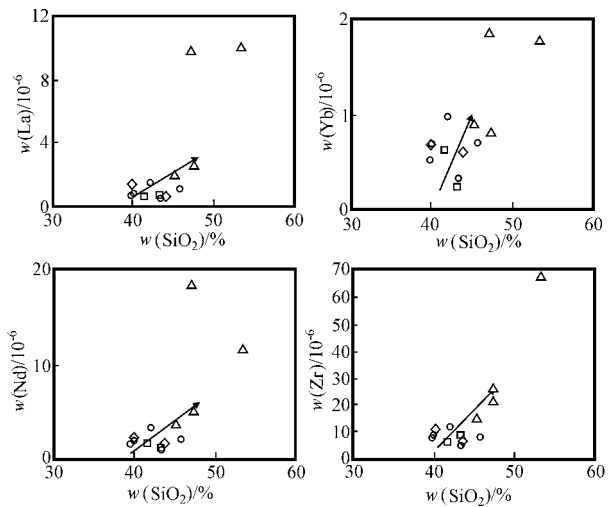


图 11  $SiO_2$  与不相容元素 La、Nd、Zr 和 Yb 相关图

Fig. 11 Plots of  $SiO_2$  versus incompatible elements in Niemaquan intrusion

牛毛泉基性杂岩体中岩石多为拉斑玄武岩系列。Sr 同位素变化特征显示其来自 Sr 同位素组成较为均匀的地幔源区,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值接近标准富集地幔之一 (EM I) 比值的下限 (0.7045 ~ 0.7060),  $\epsilon Nd(t) - (^{87}Sr/^{86}Sr)$  相关图上的 4 个投影点具有向 EM I 方向演化的趋势 (图 6), 与东天山地区其他岩体比较分布特征明显不同。又由前可知, 岩体在

岩浆演化过程中受同化混染作用影响很小,因此认为其同位素特征所表现出来的差异是由不同岩浆源区演化而来所致(图 6);所采样品中岩石富集大离子亲石元素(Rb、U),并明显亏损高场强元素(Nb、Ta)( $Nb/La$ )<sub>N</sub> 比值范围介于 0.19~0.42 之间,远小于 1, Th/Ta(1.64~17.79) Th/Nb(0.18~2.57) 比值较高,反映了地幔源区含有被消减板片脱水或部分熔融交代的地幔楔物质(Wilson, 1989; Elliott

*et al.*, 1997)。由于 La、Ba、Nb、Zr 和 Th 的分配系数相似,分离结晶作用并不能影响岩浆中 La/Ba、La/Nb、Ba/Nb 比值,并且岩浆演化过程中同化混染作用较弱,因此这些元素比值的显著不同可指示岩浆源区的特征(Saunders *et al.*, 1992; Woodhead, 2001)(图 12)。综上所述,本文认为牛毛泉杂岩体的岩浆源区为受到俯冲流体交代改造的富集岩石圈地幔。

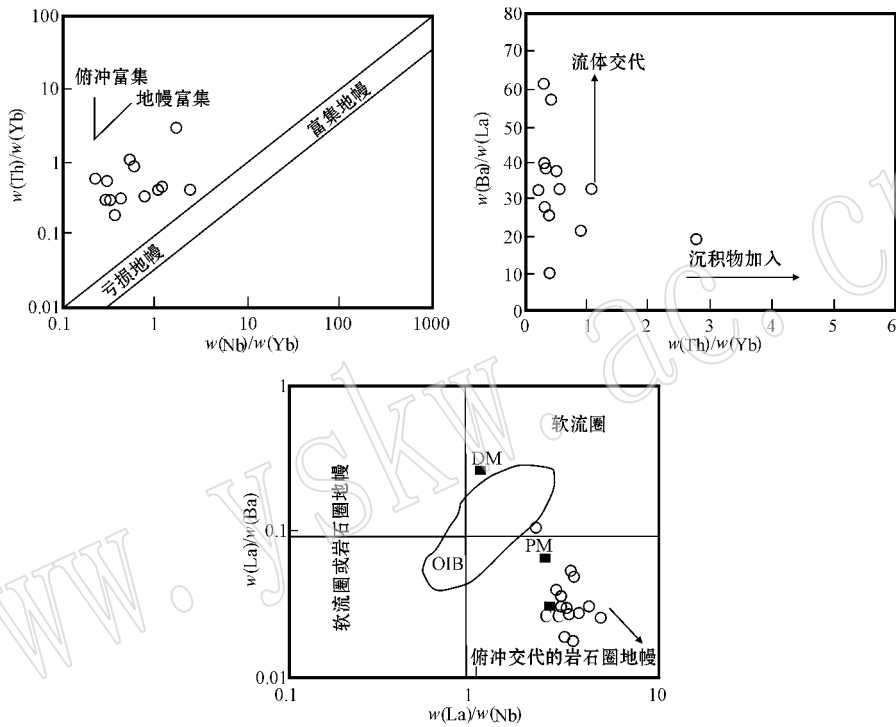


图 12 Th/Yb - Nb/Yb、Ba/La - Th/Yb 以及 La/Ba - La/Nb 图解(Saunders *et al.*, 1992; Woodhead, 2001)

Fig. 12 Plots of Th/Yb versus Nb/Yb, Ba/La versus Th/Yb and La/Ba versus La/Nb in Niurmaoquan intrusion (after Saunders *et al.*, 1992; Woodhead, 2001)

#### 4.5 地幔动力学

前人研究表明,哈尔里克山邻区发育大量的基性-超基性幔源岩浆活动,该期岩浆活动的时限集中在 290~270 Ma(新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993;林克湘等, 1997;李华芹等, 1999, 2004;毛景文等, 2002;韩宝福等, 2004; Zhou *et al.*, 2004;邢秀娟等, 2004;陈世平等, 2005;王龙生等, 2005;吴华等, 2005;舒良树等, 2005;毛启贵等, 2006;张晓梅等, 2006;李少贞等, 2006;任燕等, 2006;李月臣等, 2006;李锦轶等, 2006)。由于研究过程中采用的方法以及侧重点有所差异,不同学者对于时限集中在 290~270 Ma 出现的这期岩浆活

动的成因看法不同,肖文交等(2006)和毛启贵等(2006)认为其成因源于俯冲作用,韩宝福等(2004)则认为认为是后碰撞阶段幔源岩浆地垫作用所导致的地壳伸展作用的结果;夏林圻等(2006)提出天山及邻区的石炭纪-二叠纪火山岩系为大陆裂谷火山岩系,它们构成了一个大火成岩省,起源于地幔柱。

牛毛泉基性杂岩体年龄为 285.6 Ma(王玉往未发表数据),它和整个北疆地区发育的大量基性-超基性岩浆活动时间相一致(王京彬等, 2008;孙赫等, 2008)。本文通过岩石学、岩相学及地球化学等方面的对比,发现牛毛泉基性杂岩与香山西岩体产出的岩石类型(肖庆华等, 2010)基本一致,二者矿体

与围岩之间均无明显界限,以含矿物质多少划分,除 1 件样品外  $\text{SiO}_2$  含量范围相近。稀土与微量元素的比较表明牛毛泉岩体与香山西岩体稀土元素配分模式十分相似,总体表现十分平缓,  $\text{Eu}$  大多都表现为正异常,微量元素方面,二者微量元素含量的变化范围均较大,大多数高于 Thompson 等(1984)得出的原始地幔值,整体表现为同一杂岩体不同岩石微量元素蛛网图总体相似,强不相容元素明显高于弱不相容元素 ( $\text{Rb}/\text{Yb}$ )<sub>N</sub> 值多大于 1,  $\text{Th}$ 、 $\text{Nb}$ 、 $\text{Zr}$ 、 $\text{Hf}$  等整体表现为亏损,  $\text{Sr}$ 、 $\text{Ba}$  呈富集趋势,多数样品具明显的正  $\text{Sr}$  异常。牛毛泉岩体表现出的  $\text{Nb}$ 、 $\text{Ta}$  亏损很可能是由于早期俯冲板片之上地幔楔源区残留金红石所致,  $\text{Ti}$  的正异常则是其受控于岩体中磁铁矿或钛铁矿的缘故(图 8)。

经上述对比后认为,二者可能为同一地幔动力源下的产物,即为新疆北部后碰撞阶段的产物(王玉往等,2006,2009)。在此过程中,地幔楔经过消减板片的交代改造后因重力失稳而拆沉,并在拆沉后被软流圈物质加热发生部分熔融,熔融后的岩石圈地

幔物质沿拆沉形成的空间上侵。

#### 4.6 与我国其他含磁铁矿岩体对比

牛毛泉与我国其他含磁铁矿岩体对比见表 4。由表 4 可见,新疆北部地区赋存磁铁矿的 3 个岩体规模小,基性程度较低,岩体中岩石类型以及造岩矿物大多一致,岩石地球化学特征相似,岩浆源区均未表现出富镁或富铁特征,除尾亚岩体成岩、成矿机制较为复杂(岩浆分异、后期贯入、热液叠加)外,其余二者均属岩浆演化过程中高度分异成矿(与尾亚成矿机制中岩浆分异部分一致)。与这三者相比,攀枝花岩体规模大,仅出露橄榄辉长岩与辉长岩两相(周美夫,2005),矿体由氧化物不混熔熔浆形成,与围岩之间界限清楚。实验表明,玄武质岩浆演化过程中氧逸度是控制钛铁氧化物晶出行为的主要因素,在岩浆演化过程中如果始终保持较低的氧逸度,则不利于钛铁氧化物达到液相线晶出(Snyder *et al.*, 1993; Toplis, 1995),因此攀枝花岩体不混熔熔浆的形成是由岩浆氧化过程中氧逸度不断升高造成的(艾羽等,2006)。

表 4 牛毛泉、香山西、尾亚及攀枝花岩体比较

Table 4 Comparison of Niurmaoquan intrusion with other three complex intrusions

	牛毛泉	香山西	尾亚	攀枝花
岩体规模	4.56 km <sup>2</sup>	1.6 km <sup>2</sup>	<1 km <sup>2</sup> (碱性辉长岩单元)	约 38 km <sup>2</sup>
岩相学	橄榄辉长岩、含橄榄辉长岩、辉长岩和角闪辉长岩。含矿岩相为辉长岩	辉长岩、角闪辉长岩和角闪辉长岩。含矿岩相为辉长岩	角闪辉长岩、橄榄辉石岩、黑云母辉长斜长岩	橄榄辉长岩、辉长岩
造岩矿物	橄榄石、辉石、斜长石、角闪石,橄榄石全部为贵橄榄石,辉石绝大多数为单斜辉石	橄榄石、辉石、斜长石、角闪石,辉石主要为单斜辉石	橄榄石、辉石、斜长石、角闪石、黑云母,橄榄石主要为贵橄榄石,造岩矿物普遍富铁和钛	橄榄石、辉石、斜长石,辉石主要为单斜辉石
主量元素	具有拉斑玄武岩系列演化趋势, $m/f$ 值介于 0.65~1.44 之间,属铁质基性-超基性岩, $\text{TiO}_2$ 含量较低	具有拉斑玄武岩系列演化趋势, $m/f$ 值介于 0.62~1.00 之间,属铁质基性岩, $\text{TiO}_2$ 含量较高	辉长岩类属碱性系列镁铁-超镁铁岩, $m/f$ 值均小于 1,属富铁质超镁铁岩类,富碱,特别是富钠	具有拉斑玄武岩系列演化趋势, $\text{TiO}_2$ 总体含量较高
稀土微量元素	稀土元素总含量相对较低,配分曲线平坦,总体表现为轻稀土元素略富集,普遍显示不同程度的正 $\text{Eu}$ 异常。微量元素中强不相容元素富集程度较弱不相容元素高, $\text{Sr}$ 正异常和 $\text{Ti}$ 弱富集,富集大离子亲石元素	稀土元素总量较低,配分曲线较平坦,轻稀土富集,普遍表现为正 $\text{Eu}$ 异常;辉长岩类中多表现 $\text{Sr}$ 正异常,微量元素中高场强元素亏损,大离子亲石元素富集	稀土元素总量较高,配分曲线向右倾斜,均表现为 $\text{Eu}$ 的正异常	稀土元素配分曲线显示轻稀土元素略富集,普遍表现为 $\text{Eu}$ 的正异常,除 $\text{Sr}$ 以外的不相容元素含量较低,总体表现为大离子亲石元素略富集
同化混染	较弱的中下地壳物质混染	受中下地壳物质混染,矿床形成受混染作用影响较大	上升过程中有陆壳物质加入	可能受到岩石圈地幔物质的混染
岩浆源区	被俯冲流体交代的富集岩石圈地幔	主体为软流圈地幔,也可能存在被交代的富集岩石圈地幔	岩浆源于上地幔	受岩石圈地幔混染的地幔柱
矿体	矿体与围岩由于岩浆分异表现为渐变过渡关系	矿体与围岩由于岩浆分异表现为渐变过渡关系	存在岩浆分异、贯入及后期热液叠加 3 种类型	由不混溶作用形成

前人研究显示,香山西及尾亚矿床的形成均与岩浆中氧逸度的变化有关。牛毛泉基性杂岩体受地壳物质混染影响很小,由地壳物质加入引起岩浆演化过程中氧逸度升高的可能性被排除。岩体中磁铁矿品位较低,推测其在岩浆演化过程中氧逸度始终保持相对较低的状态。

同时,牛毛泉岩体中两种含橄榄石岩相中均未见有钛铁氧化物包体,其后结晶的辉石矿物中也未见有钛铁矿的出溶叶片。岩体中的钛铁含量表现为随着岩浆的演化在辉长岩相中达到高值。在 MgO 与各氧化物关系图上(图 8),当 MgO = 7.3% 时, TiO<sub>2</sub> 约为 1.2%。由于岩体中各岩相中钛含量都来自于母岩浆,因此原生岩浆中 TiO<sub>2</sub> 含量应加上各岩相中 TiO<sub>2</sub> 含量的平均值,但由于此值较小可忽略不计,估算得出牛毛泉基性杂岩体原生岩浆中 TiO<sub>2</sub> 含量约 1.2% [算法引自肖庆华等(2010)对香山岩体原始岩浆成分的估算],远远低于攀西地区含矿岩体的高钛玄武质岩浆(TiO<sub>2</sub> > 3%),由此导致岩浆分异演化后矿体中钛铁矿物少见。

综上所述,本文初步认为牛毛泉基性杂岩体的成矿机制为原始岩浆形成后在深部岩浆房停留时间较长,岩浆经历了充分的结晶分异作用,在适宜构造动力条件下上侵到一定深度固结成岩成矿。

## 5 结论

对牛毛泉杂岩体岩石学及岩石地球化学等方面的研究表明:牛毛泉基性杂岩体属拉斑玄武岩系列,为铁质基性-超基性岩;岩浆在上升过程中经历了橄榄石、辉石和斜长石的分离结晶作用,源区为受到俯冲流体交代改造的富集岩石圈地幔,是新疆北部早二叠世时期后碰撞阶段的产物;成矿机制为岩浆在深部岩浆房长时间停留阶段进行较为充分的分异演化,在适宜构造动力学条件下上侵到一定深度固结成岩成矿。

致谢 感谢北京矿产地质研究院王玉往研究员的无私帮助!

## References

Ai Yu, Zhang Zhaochong, Wang Fusheng, *et al.* 2006. Trace element and Sr-Nd-Pb-O isotopic systems of the Panzhihua layered gabbro

intrusion constraints on the mantle source regions and origin of V-Ti-Fe oxide deposit [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(7): 995~1004 (in Chinese).

Baker J A, Menzies M A, Thirlwall M F, *et al.* 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism Sana'a Yemen: Implication and polybaric melt hybridization [J]. *Journal of Petrology*, 38: 1359~1390.

Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies [A]. Henderson P. *Rare Earth Element Geochemistry* [C]. Amsterdam: Elsevier, 63~114.

Campbell I H. 2002. Implication of Nb/U, Th/U and Sm/Nd in plume magmas for the relationship between continental and oceanic crust formation and development of the depleted mantle [J]. *Chim. Cosmochim. Acta*, 66: 1651~1661.

Campbell I H and Griffiths R W. 1993. The evolution of mantle's chemical structure [J]. *Lithos*, 30: 389~399.

Carlson R W. 1995. Isotopic inferences on the chemical structure of the Mantle [J]. *Journal of Geodynamics*, 20: 365~386.

Chen Shiping, Wang Denghong, Qu Wenjun, *et al.* 2005. Geological features and ore formation of the Hulu Cu-Ni sulfide deposit, Eastern Tianshan, Xinjiang [J]. *Xinjiang Geology*, 23(3): 230~233 (in Chinese).

Elliott T, Plank T, Zindler A, *et al.* 1997. Elements transport from slab to volcanic front the Mariana arc [J]. *Journal of Geophysical Research*, 102: 14991~15019.

Furman T and Graham D. 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province [J]. *Lithos*, 48: 237~262.

Frey F A, Green D H, *et al.* 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data [J]. *Journal of Petrology*, 19: 463~513.

Green D H. 1975. Genesis of Archean peridotite magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics [J]. *Geology*, 3: 15~18.

Han Baofu, He Guoqi, Wu Tairan, *et al.* 2004. Zircon U-Pb dating and geochemical features of early Paleozoic granites from Tianshan, Xinjiang: implications for tectonic evolution [J]. *Xinjiang Geology*, 22(1): 4~11 (in Chinese).

Hess P C. 1992. Phase equilibria constraints on origin of ocean floor basalts [A]. Morgan J P, Blackman D K & Sinton J M. *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges* [C]. *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, 71: 67~102.

Hofmann W. 1988. Chemical differentiation of the earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 227~237.

Irvine R D. 1977. A simple dislocation theory of melting [J]. *Australian Journal of Physics*, 30: 641~646.

Li Huaqin, Chen Fuwen, Cai Hong, *et al.* 1999. Study on isotopic chronology of the Mazhuangshan gold mineralization, Eastern Xinjiang [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 34(2): 251~256 (in Chi-

- nese).
- Li Huaqin, Chen Fuwen, Lu Yuanfa, *et al.* 2003. Zircon Shrimp U-Pb age and strontium isotopes of mineralized granitoids in the Sanchakou copper polymetallic deposit, East Tianshan Mountains [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 25(2): 191~195 (in Chinese).
- Li Jinyi, Wang Kezhao, Sun Guihua, *et al.* 2006. Paleozoic active margin slices in the southern Turfan-Hami basin: geological records of subduction of the Paleo-Asian Ocean palte in central Asian regions [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1087~1102 (in Chinese).
- Li Jinyi and Xu Xin. 2004. Major Problems on geologic structures and metallogenesis of northern Xinjiang, Northwest China [J]. *Xinjiang Geology*, 22(2): 119~124 (in Chinese).
- Li Shaozhen, Ren Yan, Feng Xinchang, *et al.* 2006. Zircon SHRIMP U-Pb dating of granodiorite in the Kizil Tag composite intrusion, south margin of the Tulufan-Hami basin, East Tianshan, Xinjiang, China: With a discussion of the age of emplacement of the intrusion [J]. *Geological Bulletin of China*, 25(8): 937~940 (in Chinese).
- Li Yuechen, Zhao Guochun, Qu Wenjun, *et al.* 2006. Re-Os isotopic dataing of the Xiangshan deposit, East Tianshan, NW China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 245~251 (in Chinese).
- Lin Kexiang, Yan Chunde and Gong Wenping. 1997. The geochemical characteristics and analysis of tectonic settings of Early Permian volcanic rocks in Santanghu basin, Xinjiang [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 16(1): 39~42 (in Chinese).
- Mao Jingwen, Yang Jianmin, Qu Wenjun, *et al.* 2002. Re-Os dating of Cu-Ni sulfide ores from Huangshandong deposit in Xinjiang and its geodynamic significance [J]. *Mineral Deposits*, 21(4): 323~333 (in Chinese).
- Mao Qigui, Xiao Wenjiao, Han Chunming, *et al.* 2006. Zircon U-Pb age and the geochemistry of the Baishiquan mafic-ultramafic complex in the Eastern Tianshan, Xinjiang province: constraints on the closure of the Paleo-Asian Ocean [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 153~162 (in Chinese).
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the earth [J]. *Chem. Geol.*, 120: 233~253.
- Mecconald R, Rogers N W, Fitton J G, *et al.* 2001. Plume-Lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa [J]. *Journal of Petrology*, 42: 877~900.
- Miyashiro A. 1978. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins [J]. *Am. J. Sci.*, 274: 198~253.
- 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]. *Journal of Petrology*, 43: 1177~1205.
- Qin Kezhong, Fang Tonghui, Wang Shulai, *et al.* 2002. Plate Tectonics Division, Evolution and Metallogenic Settings in Eastern Tianshan Mountains, NW-China [J]. *Xinjiang Geology*, 20(4): 302~308 (in Chinese).
- Saunders A D, Storey M, Kent R W, *et al.* 1992. Consequences of Plume-lithosphere interactions [A]. Storey B C, Alabaster T and Pankhurst R J. *Magnetism and the Cause of Continental Break up* [C]. Geological Society of London Special Publication, 68: 41~60.
- Shu Liangshu, Zhu Wenbin, Wang Bo, *et al.* 2005. The post-collision intracontinental rifting and olistostrome on the southern slope of Bogda Mountains, Xinjiang [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 25~36 (in Chinese).
- Snyder D, Ian Carmichael S E and Wiebe R A. 1993. Experimental study of liquid evolution in an Fe-Rich, layered mafic intrusion: Constraints of Fe-Ti oxide precipitation on the T-fO<sub>2</sub> and T-P paths of tholeiitic magma [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 113: 73~86.
- Stanley C R and Russell J K. 1989. Petrologic hypothesis testing with pearce element ration diagrams derivation of diagram axes [J]. *Contrib. Mineral. Prtro.*, 101: 78~89.
- Sun Guihua. 2007. Structural Deformation and Tectonic Evolution of Harlik Mountain, in Xinjiang since the Paleozoic [D]. Dissertation submitted to Chinese Academy of Geological Science for Doctoral degree, 1~20 (in Chinese).
- Sun He, Qin Kezhong, Li Jinxiang, *et al.* 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 [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(5): 1079~1086 (in Chinese).
- Thompson R N, Morrison M A, Hendry G L, *et al.* 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach and discussion [J]. *Mathematical, Physical & Engineering Sciences*, A310: 549~590.
- Ren Yan, Guo Hong, Tu Qijun, *et al.* 2006. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the east Caixiashan quartz diorite stock, south margin of the Tulufan-Hami basin, East Tianshan, Xinjiang, China [J]. *Geological Bulletin of China*, 25(8): 941~944 (in Chinese).
- Tang Zhongli. 2004. The accumulation and evolution of metallogenic series of the mafic-ultramafic magmatic deposits in China [J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 113~119 (in Chinese).
- Toplis M J and Carroll M R. 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems [J]. *J. Petrol.* 36: 1137~1170.
- Wang Jingbin, Wang Yuwang and Zhou Taofa. 2008. Metallogenic spectrum related to post-collisional mantle-derived magma in north Xinjiang [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(4): 743~752 (in Chinese).
- Wang Longsheng, Li Huaqin, Liu Dequan, *et al.* 2005. Geological characteristics and mineralization epoch of Weiquan silver (copper) deposit, Hami, Xinjiang, China [J]. *Mineral Deposit*, 24(3): 280~284 (in Chinese).
- Wang Yuwang, Wang Jingbin, Wang Lijuan, *et al.* 2006. A intermediate type of Cu-Ni sulfide and V-Ti magnetite deposit: Xiangshanxi deposit, Hami, Xinjiang, China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(1): 61~73 (in Chinese).
- Wang Yuwang, Wang Jingbin, Wang Lijuan, *et al.* 2008. Zircon U-Pb age, Sr-Nd isotope geochemistry and geological significances of the Weiya mafic-ultramafic complex, Xinjiang [J]. *Acta Petrologica*

- Sinica, 24(4):781~792 in Chinese).
- Wang Yuwang, Wang Jingbin, Wang Lijuan, *et al.* 2009. Characteristics of two mafic-ultramafic rock series in the Xiangshan Cu-Ni(V) Ti-Fe ore district, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 25(4): 888~900(in Chinese).
- Wang Yuwang, Wang Jingbin, Wang Lijuan, *et al.* 2010. Petrographical and lithochemical characteristics of the mafic-ultramafic complex related to CuNi-VTiFe composite mineralization: taking the North Xinjiang as an example[J]. Acta Petrologica Sinica, 26(2): 401~412(in Chinese).
- Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1~466.
- Woodhead J D, Hergt J M, Davidson J P, *et al.* 2001. Hafnium isotope evidence for 'conservative' element mobility during subduction zone processes[J]. Earth and Planet Science Letters, 192: 331~346.
- Wu Hua, Li Huaqin, Mo Xinhua, *et al.* 2005. Age of the Baishiquan mafic-ultramafic complex, Hami, Xinjiang and its geological significance[J]. Acta Geologica Sinica, 79(4): 498~502(in Chinese).
- Xia Linqi, Li Xiangmin, Xia Zuchun, *et al.* 2006. Carboniferous-Permian rift-related volcanism and mantle plume in the Tianshan, Northwestern China[J]. Northwestern Geology, 39(1): 1~49(in Chinese).
- Xia Mingzhe, Jiang Changyi, Qian Zhuangzhi, *et al.* 2008. Geochemistry and petrogenesis for Hulu intrusion in East Tianshan, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 24(12): 2749~2760(in Chinese).
- Xia Zhaode. 2010. Geochemical Character and Petrogenesis of Xuanwoling Mafic-Ultramafic Layered Intrusion in Beishan Area, Xinjiang, P.R. China[D]. A dissertation submitted for the degree of master in Chang'an University, 25~30(in Chinese).
- Xiao Qinghua, Qin Kezhang and Tang Dongmei. 2010. Xiangshanxi composite Cu-Ni-Ti-Fe deposit belongs to comagmatic evolution product: Evidences from ore microscopy, zircon U-Pb chronology and petrological geochemistry, Hami, Xinjiang, NW China[J]. Acta Petrologica Sinica, 26(2): 503~522(in Chinese).
- Xiao Wenjiao, Han Chunming, Yuan Chao, *et al.* 2006. Unique Carboniferous-Permian tectonic-metallogenic framework of Northern Xinjiang(NW China): Constraints for the tectonics of the southern Paleosian Domain[J]. Acta Petrologica Sinica, 22(5): 1062~1076(in Chinese).
- Xing Xiujuan, Zhou Dingwu, Liu Yiqun, *et al.* 2004. Geochemistry of early Permian volcanic rocks and their tectonic settings from the Turpan-Hami Basin, Xinjiang[J]. Xinjiang Geology, 22(1): 50~55(in Chinese).
- Zhang Xiaomei, Wang Degui and Li Gang. 2006. SHRIMP U-Pb dating of zircons from the east Shalong monzogranite in Kumtag, East Tianshan, Xinjiang, China[J]. Geological Bulletin of China, 25(8): 957~959(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(Earth of Science Edition), 33(2): 130~134(in Chinese).
- Zhou Meifu. 2005. Origin of layered gabbroic intrusions and their giant Fe-Ti-V oxide deposits in the Pan-Xi district, Sichuan Province, SW China[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 24(5): 381~384(in Chinese with English abstract).
- Zhou Meifu, Michael L C, Yang Zhengxi, *et al.* 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu(PGE) sulfide-bearing mafic intrusions in the Huangshan district, Eastern Xinjiang, Northwest China: implications for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt[J]. Chemical Geology, 209: 233~257.

## 附中文参考文献

- 艾 羽, 张招崇, 王福生, 等. 2006. 攀枝花层状辉长质岩体的微量元素和铈钕铅氧同位素系统: 地幔源区和矿床成因的证据[J]. 地质学报, 80(7): 995~1004.
- 陈世平, 王登红, 屈文俊, 等. 2005. 新疆葫芦铜镍硫化物矿床的地质特征与成矿时代[J]. 新疆地质, 23(3): 230~233.
- 韩宝福, 何国琦, 吴泰然, 等. 2004. 天山早古生代花岗岩锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学特征及其大地构造意义[J]. 新疆地质, 22(1): 4~11.
- 李华芹, 陈富文, 蔡 红, 等. 1999. 新疆东部马庄山金矿成矿作用同位素年代学研究[J]. 地质科学, 34(2): 251~256.
- 李华芹, 陈富文, 路远发, 等. 2004. 东天山三岔口铜矿区矿化岩体 SHRIMP U-Pb 年代学及铈同位素地球化学特征研究[J]. 地球学报, 25(2): 191~195.
- 李少贞, 任 燕, 冯新昌, 等. 2006. 吐哈盆地南缘克孜尔塔格复式岩体中花岗闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 测年及岩体侵位时代讨论[J]. 地质通报, 25(8): 937~940.
- 李锦轶, 王克卓, 孙桂华, 等. 2006. 东天山吐哈盆地南缘古生代活动路线残片: 中亚地区古亚洲洋板块俯冲的地质记录[J]. 岩石学报, 22(5): 1087~1102.
- 李锦轶, 徐 新. 2004. 新疆北部地质构造和成矿作用的主要问题[J]. 新疆地质, 22(2): 119~124.
- 李月臣, 赵国春, 屈文俊, 等. 2006. 新疆香山铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定[J]. 岩石学报, 22(1): 245~251.
- 林克湘, 阎春德, 龚文平. 1997. 新疆三塘湖盆地早二叠世火山岩地球化学特征与构造环境分析[J]. 矿物岩石地球化学通报, 16(1): 39~42.
- 毛景文, 杨建民, 屈文俊, 等. 2002. 新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义[J]. 矿床地质, 21(4): 323~333.
- 毛启贵, 肖文交, 韩春明, 等. 2006. 新疆东天山白石泉铜镍矿床基性-超基性岩体锆石 U-Pb 同位素年龄、地球化学特征及其对古亚洲洋闭合时限的制约[J]. 岩石学报, 22(1): 153~162.
- 秦克章, 方同辉, 王书来, 等. 2002. 东天山板块构造分区、演化与成矿地质背景研究[J]. 新疆地质, 20(4): 302~308.
- 任 燕, 郭 宏, 涂其军, 等. 2006. 吐哈盆地南缘彩霞山东石英闪长岩岩株锆石 SHRIMP U-Pb 测年[J]. 地质通报, 25(8): 941~944.
- 孙桂华. 2007. 新疆哈尔里克古生代以来构造变形及构造演化[D]. 中国地质科学院博士学位论文, 1~20.

- 孙 赫,秦克章,李金祥,等. 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[J]. 岩石学报, 24(5): 1079~1 086.
- 舒良树,朱文斌,王 博,等. 2005. 新疆博格达南缘后碰撞期陆内裂谷和下水下塌构造[J]. 岩石学报, 21(1): 25~36.
- 汤中立. 2004. 中国镁铁、超镁铁岩岩浆矿床成矿系列的聚集与演化[J]. 地学前缘, 11(1): 113~119.
- 王京彬,王玉往,周涛发. 2008. 新疆北部后碰撞与幔源岩浆有关的成矿谱系[J]. 岩石学报, 24(4): 743~752.
- 王龙生,李华芹,刘德权,等. 2005. 新疆哈密维权(铜)矿床地质特征和成矿时代[J]. 矿床地质, 24(3): 280~284.
- 王玉往,王京彬,王莉娟,等. 2006. 岩浆铜镍矿与钒钛磁铁矿的过渡类型——新疆哈密香山西矿床[J]. 地质学报, 80(1): 61~73.
- 王玉往,王京彬,王莉娟,等. 2008. 新疆尾亚含矿岩体锆石 U-Pb 年龄、Sr-Nd 同位素组成及其地质意义[J]. 岩石学报, 24(4): 781~792.
- 王玉往,王京彬,王莉娟,等. 2009. 新疆香山铜镍钛铁矿两个镁铁-超镁铁岩系列及特征[J]. 岩石学报, 25(4): 888~900.
- 王玉往,王京彬,王莉娟,等. 2010. CuNi-VTiFe 复合型矿化镁铁-超镁铁杂岩体岩相学及岩石地球化学特征: 以新疆北部为例[J]. 岩石学报, 26(2): 401~412.
- 吴 华,李华芹,莫新华,等. 2005. 新疆哈密白石泉铜镍矿区基性-超基性岩的形成时代及其地质意义[J]. 地质学报, 79(4): 498~502.
- 夏林圻,李向民,夏祖春,等. 2006. 天山石炭-二叠纪大火成岩省裂谷火山作用与地幔柱[J]. 西北地质, 39(1): 1~49.
- 夏明哲,姜常义,钱壮志,等. 2008. 新疆东天山葫芦岩体岩石学与地球化学研究[J]. 岩石学报, 24(12): 2 749~2 706.
- 夏昭德. 2010. 新疆北山地区漩涡岭镁铁质-超镁铁质层状岩体的地球化学特征与岩石成因[D]. 长安大学硕士学位论文, 25~30.
- 肖庆华,秦克章,唐冬梅,等. 2010. 新疆哈密香山西铜镍-钛铁矿床系同源岩浆分异演化产物——矿相学、锆石 U-Pb 年代学及岩石地球化学证据[J]. 岩石学报, 26(2): 503~522.
- 肖文交,韩春明,袁 超,等. 2006. 新疆北部石炭纪-二叠纪独特的构造-成矿作用: 对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约[J]. 岩石学报, 22(5): 1 062~1 076.
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区地质矿产局区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1~841.
- 邢秀娟,周鼎武,柳益群,等. 2004. 吐哈盆地及周缘早二叠世火山岩地球化学特征及大地构造环境探讨[J]. 新疆地质, 22(1): 50~55.
- 张晓梅,王德贵,李 刚. 2006. 东天山库姆塔格沙垄东二长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 测年[J]. 地质通报, 25(8): 957~959.
- 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, 33(2): 130~134.
- 周美夫. 2005. 攀西地区层状辉长岩体及钒钛磁铁矿床的成因[J]. 岩石矿物学杂志, 24(5): 381~384.