阿尔金山南缘长沙沟镁铁-超镁铁质层状杂岩体的发现与地质意义——岩石学和地球化学初步研究*

马中平 李向民 孙吉明 徐学义 雷永孝 王立社 段星星
MA ZhongPing, LI XiangMin, SUN JiMing, XU XueYi, LEI YongXiao, WANG LiShe and DUAN XingXing

中国地质调查局西安地质矿产研究所,西安 710054
Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, C. G. S., Xi'an 710054, *China*
2008-08-07 收稿,2009-01-22 改回.

Ma ZP, Li XM, Sun JM, Xu XY, Lei YX, Wang LS and Duan XX. 2009. Discovery of layered mafic-ultramafic intrusion in Changshagou, Altyn Tagh, and its geological implication: A pilot study on its petrological and geochemical characteristics. *Acta Petrologica Sinica*, 25(4):793 – 804

Abstract The Changshagou layered intrusion are comprised of some mafic-ultramafic blocks with ages of 462 ~ 470 Ma, the Northern Qingshuiquan (NQ), Southern Qingshuiquan (SQ) and Middle section of Changshagou (MC), comparted by faults. They intruded in the Neoarchean and Neoproterozoic metamorphic strata on the southern margin of Altyn Tagh. The geochemical characteristics of the mafic-ultramafic rocks from these blocks are not uniform, but they all formed in continental rift tectonic setting according to the enrichments in LREEs and strong incompatible elements and higher Zr/Y ratios(>4.1). The NQ mafic-ulmafic block consists of three to four magmatic cycles and exhibits the feature of layered mafic-ultramafic intrusion; higher $(Th/Nb)_N$ ratios (>1.0), lower Nb/La ratios (<1.0) and reverse mineral enwrapping of these rocks indicate the crust contamination and mingling of magma; lower $Mg^{\#}$(53.7 ~ 55.9) of their parental magma suggest they are from evolved magma undergone by significant fractional crystallization. Whereas the lower $(Th/Nb)_N$ ratios (<1.0) and higher Nb/La ratios(>1.0) of macfic-ultrmafic rocks from SQ and MC indicate they were not contaminated by crust. The increasing FeO^T and TiO_2, and decreasing SiO_2 with decreasing $Mg^{\#}$ of these macfic-ultrmafic rocks from SQ and MC present the distinct Fenner trend for magma evolution. Accordingly, we inferred that the mafic-ultramafic rocks with higher $Mg^{\#}$(90.6 ~ 84.5) from SQ were the magnesium-enriched cumulus phase from the parental (primary) magma with $Mg^{\#}$ = 78.2, while the mafic-ultramafic rocks with lower $Mg^{\#}$(75.8 ~ 49.2) from MC intrusion containing Ti-magnetite orebodies, were the residual magma phase by Fenner-trend of fractional crystallization from this parental magma. Occurrences of the Changshagou continental rift-type layered mafic-ultramafic intrusion indicate the south margin of Altyn Tagh were in the continental extending setting in middle Ordovician. As a new idea for geologic exploration in this area, the distribution and potential magmatic PGE-Cu-Ni sulfide and V-Ti-Fe oxide metallization of the same type intrusions in this area are worthy of further study.
Key words Layered mafic-ultramafic intrusion; Geochemistry; Geological implication; Changshagou; Altyn Tagh

摘 要 阿尔金山南缘地区,侵入于新太古界—新元古界变质地层中的长沙沟镁铁-超镁铁质岩由四个呈断层接触的镁铁-超镁铁质岩块组成,形成年龄为 462 ~470Ma。不同岩块内岩石的地球化学特征虽有差异,但均以 LREE 及强不相容元素的富集和高的 Zr/Y 比值(>4.1)为特征,形成于大陆裂谷环境。其中,清水泉北段可以划分出 3 ~4 个主体由辉橄岩-角闪辉长岩构成的岩浆旋回,具有层状岩体的特征,其母岩浆的 $Mg^{\#}$ = 53.7 ~ 55.9,为演化型母岩浆,暗示其经历了富镁矿物的分离结晶,且 $(Th/Nb)_N$ > 1.0、Nb/La 比值 < 1.0、以及发育的矿物逆序包裹现象等表明经历了明显的地壳混染和岩浆混合作用;而清水泉南和长沙沟中段镁铁-超镁铁质岩的 $(Th/Nb)_N$ < 1.0、Nb/La 比值 > 1.0,基本未遭受地壳混染,并且此 $Mg^{\#}$ 与 FeO^T、TiO_2 负相关、与 SiO_2 正相关,呈现良好的 Fenner 演化趋势特征;清水泉南纯橄岩-辉橄岩具有极高的 $Mg^{\#}$(90.6 ~ 84.5),而赋存有钛-磁铁矿工业矿体的长沙沟中段镁铁-超镁铁岩的 $Mg^{\#}$ 值较低(75.8 ~ 49.2),推测它们是同一母岩浆($Mg^{\#}$ = 78.2)经 Fenner 演

* 国家十一五科技支撑计划新疆 305 项目(2006BAB07B03-02)、中国地质调查局项目(1212010611804、1212010818090)资助.
第一作者简介: 马中平,男,1970 年生,博士,副研究员,从事岩浆岩及其相关矿产研究,E-mail: mzhongping70@163.com

化趋势后分别形成的早期富 Mg 矿物堆晶相和稍晚期的富 Fe-Ti 残余岩浆相。长沙沟中奥陶世裂谷型层状镁铁-超镁铁质杂岩体的发现,意味着这一时期阿尔金山南缘地区处于伸展背景下,具有形成岩浆型 PGE-Cu-Ni 硫化物矿床和 V-Ti-Fe 氧化物矿床的地质背景和重要的成矿物质载体。作为该地区一种新的找矿思路,该地区同一构造带内其它镁铁-超镁超镁铁质岩体的性质及可能的金属矿化作用等也是值得进一步研究探索的。

关键词 层状镁铁-超镁铁质岩;地球化学;地质意义;长沙沟;阿尔金山南缘

中图法分类号 P588.125

1 引言

镁铁-超镁铁质层状岩体是世界上 PGE、Cu-Ni 硫化物、V-Ti-Fe 氧化物等矿床以及铬铁矿矿床的重要来源(Lee, 1996;Naldrett, 2004;唐冬梅等,2008)。在塔里木板块东南缘的阿尔金山南坡,沿阿尔金南缘主断裂西起新疆于田县南,东至新疆-青海交界的茫崖一带(图 1a)长约 700 km 的范

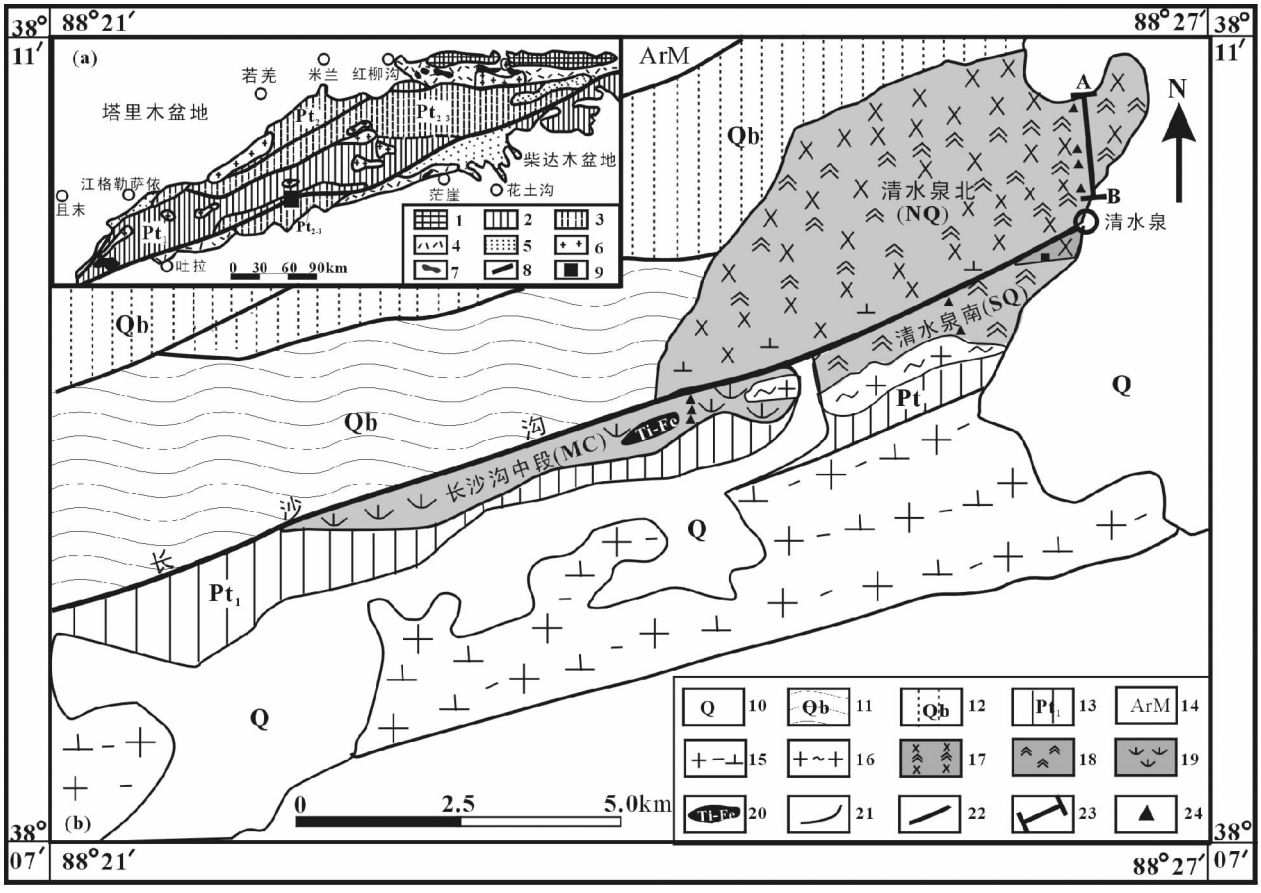


图 1 阿尔金山南缘长沙沟地区(中-东段)地质简图(a 据张建新等,1999;b 据 1∶25 万区调①和作者等实测资料)

1-塔里木南缘太古代-元古代地层;2-古元古界;3-中新元古界;4-早古生界;5-中新生界;6-花岗岩;7-超基性岩;8-断层;9-图 1b 位置;10-全新统;11-青白口系钙质片岩;12-青白口系大理岩;13-古元古界条带状斜长角闪岩;14-新太古界米兰岩群;15-黑云母花岗闪长岩;16-片麻状斜长花岗岩;17-清水泉北、18-清水泉南、19-长沙沟中段镁铁-超镁铁质岩(分别详见正文);20-钛-磁铁矿矿体;21-地质界线;22-断层;23-图 2 剖面位置;24-相应块段上的采样位置(对应于表 2 的分析测试样品)

Fig. 1 Geological map of Changshagou area on the south margin of Altyn Tagh (a from Zhang *et al.*, 1999)

1-Archean to Paleoproterozoic metamorphic rocks; 2-Paleoproterozoic metamorphic rocks; 3-Mesoproterozoic and Neoproterozoic strata; 4-Early Paleozoic strata; 5-Mesozoic and Cenozoic covers; 6-Granites; 7-Ultrabasic rocks; 8-Fault; 9-Site of Fig. 1b; 10-Quaternary; 11-Qingbaikou calc-schist; 12-Qingbaikou marble; 13-Paleoproterozoic amphibolite; 14-Neoarchean Minlan Group; 15-Granodiorite; 16-Genissic plagiogranite; 17-19-Mafic-ultramafic rocks of Northern Qingshuiquan, Southern Qingshuiquan and Middle section of Changshagou, respectively (see text); 20-Ti-magnetite orebody; 21-Geological borderline; 22-Fault; 23-Fig. 2 profile location; 24-Sampling location in different section (see the sample codes in table 2)

① 广西地质调查院. 2003. 1∶25 万瓦石峡幅(J45C002003)地质图及区域地质调查报告

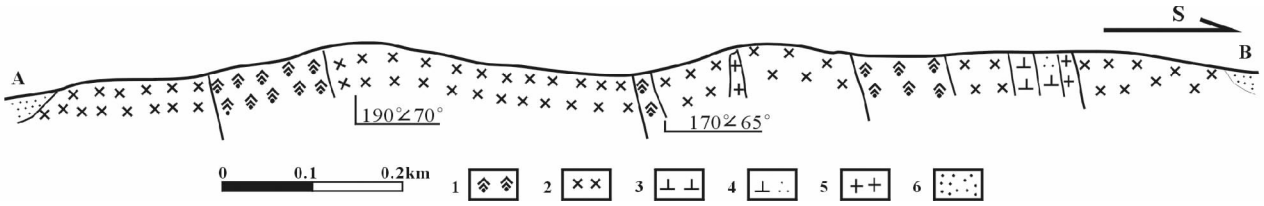


图 2 清水泉北 A_1-A_2 地质剖面图(剖面位置见图 1b)

1-辉石橄榄岩;2-(含石英)角闪辉长岩;3-闪长岩;4-石英闪长岩;5-花岗岩;6-残坡积物、亚砂土或冲积物

Fig. 2 Geological profile A_1-A_2 in the Changshagou area (location shown in Fig. 1b)

1-peridotite; 2- grabbro; 3-diorite; 4-quartz diorite; 5-granite; 6-Quaternary covers

围内,已知断线分布着 70 余个规模不等的镁铁质-超镁铁质岩体,多数学者认为这条构造-岩浆岩带具有蛇绿岩带的性质(如:董显扬等,1995;刘良等,1998;张旗和周国庆,2001;李向民等,2009),称之为"阿帕-茫崖蛇绿岩(混杂)岩带",但是对于该带内的相当一部分镁铁-超镁铁质岩体的研究程度还很低。近年来,笔者等在承担国家 305 项目阿尔金铜镍铂含矿岩体专题研究及中国地质调查局相关综合研究工作中,对位于该带中部的新疆若羌县长沙沟镁铁-超镁铁质岩体(图 1b)进行了较为系统的野外地质调查和室内综合分析,发现该岩体与围岩间的接触关系、岩石组合、金属矿化特征、以及地球化学特征等明显不同于蛇绿岩组成单元的镁铁-超镁铁岩,并且部分地段呈现出良好的层状岩体的宏观特征。本文首次对长沙沟镁铁-超镁铁质岩体的地质特征和岩石学、地球化学、形成时代特征等进行较为系统的报导,并讨论其形成环境与地质意义。

2 区域地质特征和形成时代

新疆若羌县长沙沟镁铁-超镁铁岩位于阿尔金山南缘主断裂带中(图 1a, b)。区内地层在断裂以北为新太古界米兰岩群和青白口系索尔库里群变质沉积岩系,断裂以南主要为古元古界条带状斜长角闪岩,并发育有大量的早古生代酸性侵入体(图 1b)。由于断裂破坏,该地区镁铁-超镁铁质岩体由四个镁铁-超镁铁岩块组成,依其产出位置,暂将其划分为清水泉北、清水泉南、长沙沟中段(图 1b)和黄土泉(本文暂不涉及)等四个块段,各块段间均以断层或韧性剪切带相接。其中,清水泉北段镁铁-超镁铁质岩与其北部的青白口系大理岩(图 1b)呈侵入接触,岩体内含有大量规模不等、强变形的大理岩捕虏体。在岩体西侧与青白口系灰色(含碳)钙质片岩间的接触界线附近岩体具冷凝边现象:接触界线处的镁铁质岩石(含石英角闪辉长岩-石英闪长岩)结构为细粒-隐晶质结构,而稍远离接触界线则呈中-粗粒全晶质结构;接触界线附近的含碳钙质片岩由深灰色变为灰白色-白色,大理岩化明显。作者等对分布于长沙沟不同区段(清水泉北、清水泉南、长沙沟中段,图 1b)的镁铁质岩石分别进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年,获得了在误差范围内基本一致的年龄结果:462 ~ 470 Ma,平均 465Ma 左右(另文报导)。因此,长沙沟镁铁-超镁铁岩的形成时代应为中奥陶世。

3 岩体地质与岩相学

长沙沟镁铁-超镁铁质岩不同块段(本文暂不涉及黄土泉块段)的地质与岩相特征分别介绍如下:

清水泉北镁铁-超镁铁质岩露头良好,位于清水泉断裂(即阿尔金南缘主断裂)以北(图 1)。该地段从北向南可至少分出 3 ~ 4 个由深绿色辉石橄榄岩—浅绿色(含石英)角闪辉长岩组成的岩浆旋回构成(图 2、图 3a),产状南倾,局部地段可见有辉橄岩-角闪辉长岩-石英闪长岩-黑云母花岗岩组成的连续的岩浆堆晶-分异演化韵律层。各旋回之间以及旋回内部不同岩性层之间界线清晰且并非断层接触,"成层性"良好,具有层状岩体的地质特征(图 3a)。其中,辉石橄榄岩(样品 07b-148、-161)主要由橄榄石、单斜辉石和少量斜方辉石等组成,具包橄结构,可见半自形辉石包裹较自形或浑圆状的蛇纹石化橄榄石(图 4b),橄榄石蛇纹石化较强;斜方辉石多被黑云母-金云母(褐红-淡褐色,属含镁较高的黑云母)或角闪石取代,也含有绿色-淡褐色鳞片状含铁较高的黑云母;经光片观察和电子探针确定,岩石中含有 2% 左右的磁铁矿、钛铁矿、铬尖晶石等金属氧化物矿物,并含有 1% 左右的金属硫化物(黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿等)呈稀疏浸染状分布于橄榄石和辉石晶体间。(含石英)角闪辉长岩(样品 07b-124、-147)的主要矿物为单斜辉石、斜长石、角闪石,部分地段岩石中含有少量的他形石英和云母类矿物,具半自形-自形粒状结构,可见有半自形的单斜辉石包含自形长条状斜长石构成的含长结构(图 4c)。

清水泉南镁铁超镁铁质岩块位于清水泉断裂南侧东段(图 1b)。该地段残坡积物覆盖严重。经地表槽探揭露,自北向南依次为灰绿色镁铁质岩(辉石岩-角闪辉长岩)—黑绿色超镁铁质岩(纯橄岩-辉橄岩),其间多以韧性剪切带相接,南部被片麻状斜长花岗岩所侵入。其中,辉石岩-角闪辉长岩已发生强烈的帘石化、绿泥石化和透闪石化;纯橄岩-辉橄岩多发生强烈的蛇纹石化,其中纯橄岩几乎全蛇纹石化,具网纹结构,主要矿物由叶蛇纹石、纤蛇纹石和少量碳酸盐矿

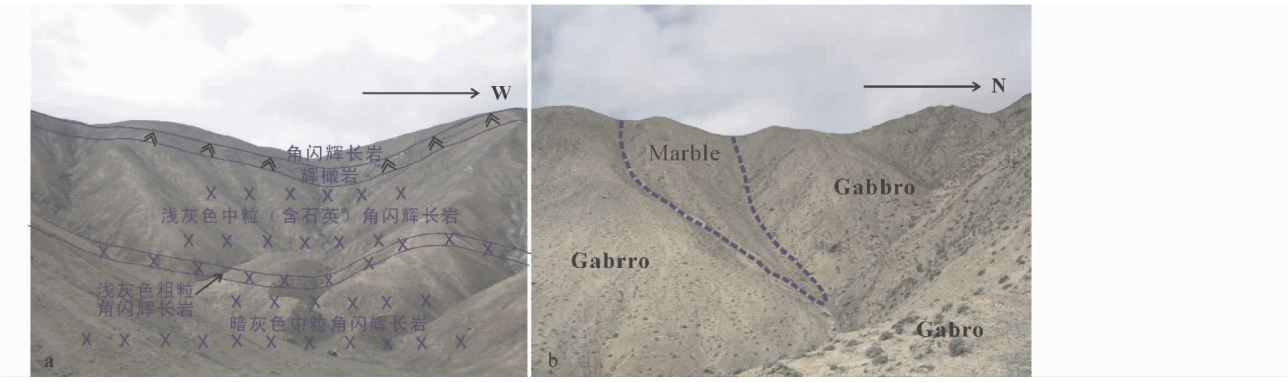


图 3 长沙沟清水泉北层状岩体野外露头相片

a-清水泉北层状岩体上部岩浆旋回(沿走向稳定延伸可达 2.5km 以上)的局部露头相片;b-辉长岩中的大理岩捕虏体

Fig. 3 Photo of the upper cyclic unit of the Northern Qingshuiquan layered intrusion (a) and photo of marble xenolith in gabbro (b)

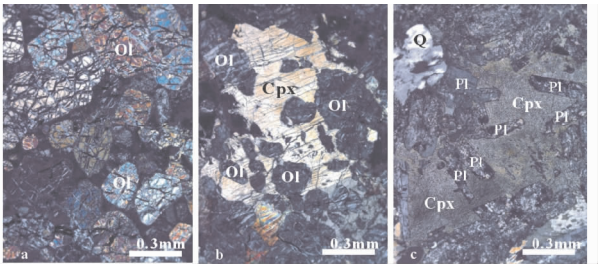


图 4 长沙沟地区镁铁-超镁铁岩显微照片

(a)-清水泉北辉橄岩(07b-125)中橄榄石堆晶结构;(b)-辉橄岩(07b-125)中的包橄结构(橄榄石已蛇纹石化);(c)-清水泉北含石英角闪辉长岩(07b-124)含长结构。Ol-橄榄石;Cpx-单斜辉石;Pl-斜长石;Q-石英

Fig. 4 Micro-photographs of the mafic-ultramafic rocks in the Changshagou area

(a)-accumulating olives in peridotite (07b-125); (b)-poikilitic texture of peridotite (07b-125); (c)-ophitic texture of gabbro (07b-124). Ol-olive; Cpx-clinopyroxene; Pl-plagioclase; Q-quartz

物组成,部分可见有较新鲜的橄榄石残留。辉橄岩(样品 07b-4、-14)主要矿物为辉石、橄榄石、蛇纹石等组成,蛇纹石化相对于纯橄岩较弱,部分可见有辉石包裹橄榄石所构成的包橄结构。经光片观察和电子探针确认,两类橄榄岩中,都含有数量不等的磁铁矿、铬铁矿以及具有明显环边结构的铬尖晶石和少量(1% 左右)的金属硫化物,以黄铁矿、镍黄铁矿、镍磁黄铁矿为主,未见黄铜矿。

长沙沟中段镁铁-超镁铁岩块分布于清水泉南镁铁-超镁铁质岩的西侧(图 1b),两者以次级断层相隔。岩石组合主要为蛇纹石化超镁铁质岩(纯橄岩、橄榄岩、辉橄岩)、角闪石岩。蛇纹岩和角闪石岩的界线清楚。蛇纹石化超镁铁质岩中赋存有目前可供小规模开采的透镜状含钛磁铁矿矿体,其矿石主要为具稠密浸染状结构和海绵陨铁结构。矿石 Fe^T 平均 32% 左右,最高可达 45.6%,TiO_2 含量最高 3.1%(均为刻槽样分析结果,据内部资料),目前该含钛磁铁矿矿体的规模正在进一步勘探中。矿体周边矿化较弱的蛇纹石化超镁铁岩(样品 TcBH1、TcBH2、TcBH19)具网纹结构,主要矿物除蛇纹石、橄榄石、磁铁矿、钛铁矿和少量深绿色镁铁尖晶石外,细粒透闪石化较发育;角闪石岩由粗粒自形角闪石组成。

4 矿物学特征

本文主要对不同地段的辉橄岩中的橄榄石进行了电子探针分析(表 1),分析单位为长安大学成矿作用及其动力学实验室,仪器型号为 JXA8100 型。结果表明,清水泉南辉石橄榄岩中的橄榄石 MgO、NiO 含量高,FeO 含量低,Fo = 92.3,为镁橄榄石;而清水泉北辉石橄榄岩中橄榄石中的 MgO、NiO 含量相对较低、FeO 含量相对较高,Fo = 79.6 ~ 81.0,为贵橄榄石。

5 岩石地球化学

主元素采用 Panalytical 公司产 PW4400 型 X 萤光光谱仪(XRF)测定,分析误差低于 5%;微量元素和稀土元素采用 Thermo Fisher 公司产 X- Series^{II} 型电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)测定,检测限优于 5×10^{-9},相对标准偏差优于 5%。测试结果列于表 2。测试单位为西安地质矿产研究所实验测试中心。需要说明的是,由于所测试的部分岩石样品蚀变较强(尤其是超镁铁质岩发生了强烈蛇纹石化,但辉长岩类蚀变较弱)导致主元素测试中 LOI 值较高,下文凡涉及主元素的讨论均是以扣除烧失量后重新计算的干体系下的含量特征进行讨论。

5.1 主元素

清水泉北辉石橄榄岩(样品 07b-148、-161)的 SiO_2(干体

表 1 长沙沟辉橄岩中橄榄石的主要氧化物电子探针分析结果(wt%)

Table 1 Major oxide compositions (wt%) of olivines of Changshagou ultramafic rocks

位置	清水泉南	清水泉北						
样品号	07b-4	07b-125	07b-148	07b-148	07b-148	07b-148	07b-161	07b-161
SiO_2	41.60	39.43	39.72	39.73	39.75	38.89	39.60	39.64
FeO	7.67	18.46	19.10	19.41	18.58	17.62	19.09	18.35
NiO	0.25	0.00	0.12	0.02	0.02	0.02	0.04	0.11
Na_2O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00
TiO_2	0.00	0.09	0.05	0.04	0.03	0.00	0.02	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.08	0.05	0.05	0.03	0.00
MgO	51.51	42.82	42.00	42.18	42.46	41.76	42.44	42.35
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00
MnO	0.09	0.12	0.08	0.09	0.13	0.09	0.12	0.03
Al_2O_3	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01
CaO	0.01	0.06	0.04	0.05	0.03	0.09	0.06	0.05
P_2O_5	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	101.17	100.99	101.14	101.60	101.10	98.64	101.43	100.55
Fo	92.3	80.7	79.8	79.6	80.4	81.0	80.0	80.6

表 2 长沙沟镁铁-超镁铁质岩主元素(wt%)、稀土及微量元素($\times10^{-6}$)分析结果

Table 2 Major element (wt%) and trace element ($\times10^{-6}$) compositions of changshagou mafic-ultramafic rocks

位置	清水泉北(NQ)			清水泉南(SQ)				长沙沟中段(MC)	
样品号	07b-124	07b-147	07b-148	07b-161	07b-4	07b-14	TcBH1	TcBH2	TcBH19
SiO_2	54.99	47.28	39.42	41.69	39.35	42.41	36.97	36.69	33.22
TiO_2	1.57	0.83	0.55	0.57	0.06	0.02	0.30	0.17	1.22
Al_2O_3	14.69	18.32	6.15	5.41	0.74	0.83	12.58	15.59	11.36
Fe_2O_3	3.76	0.93	4.35	2.94	5.53	9.48	7.59	5.94	14.28
FeO	8.34	5.91	8.40	11.00	1.89	1.40	7.54	6.14	11.75
FeO^T	11.72	6.75	12.32	13.65	6.86	9.93	14.37	11.49	24.60
MnO	0.18	0.14	0.21	0.22	0.14	0.12	0.16	0.16	0.21
MgO	2.04	9.16	26.28	29.10	37.09	30.32	21.71	20.24	13.37
CaO	4.73	9.51	4.25	3.11	0.76	0.63	6.07	7.83	8.47
Na_2O	3.43	2.06	0.28	0.75	0.01	0.35	0.46	0.56	0.95
K_2O	2.05	1.43	0.38	0.42	0.06	0.12	0.10	0.18	0.20
P_2O_5	0.72	0.13	0.08	0.10	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02
LOI	3.57	3.94	9.63	4.57	14.14	13.24	6.66	6.49	5.16
Total	100.07	99.62	100.00	99.89	99.82	98.93	100.17	100.00	100.21
$Mg^{\#}$	23.7	70.7	79.2	79.2	90.6	84.5	72.9	75.8	49.2
Ba	764	470	103	109	35.6	8.47	29.7	33.3	32.3
Rb	84.3	62.5	17.0	15.6	1.80	1.54	1.50	2.95	1.45
Sr	283	396	48.1	102	9.86	39.2	111	187	176
Y	52.7	13.1	9.51	13.5	1.00	0.43	2.30	1.72	4.11
Zr	286	62.5	87.8	122	48.0	58.8	17.9	19.1	17.0
Nb	37.9	10.9	4.77	5.07	36.3	3.77	2.69	1.08	0.83
Th	11.3	1.26	1.74	1.10	0.50	0.22	0.09	0.08	0.09
Pb	16.3	36.2	128	11.8	5.45	0.83	12.7	1.90	4.34
Cu	17.8	48.3	26.6	50.4	10.9	5.75	26.3	11.7	112
Ni	6.52	110	836	923	2127	3028	461	450.	123
V	50.9	124	87.3	78.9	27.7	42.5	252	144	1136
Cr	12.5	398	268	290	1161	2577	929	1027	254
Cs	2.03	2.47	8.46	3.30	0.14	0.18	0.07	0.08	0.05
Sc	23.1	23.5	15.3	14.9	8.14	5.20	23.4	14.4	68.6
Ta	3.53	2.96	0.47	0.60	5.14	1.75	0.84	0.57	0.39
Co	18.9	38.4	106	122	86.2	156	98.6	85.6	84.7

续表 2

Continoued Table 2

位置	清水泉北(NQ)			清水泉南(SQ)				长沙沟中段(MC)	
样品号	07b-124	07b-147	07b-148	07b-161	07b-4	07b-14	TcBH1	TcBH2	TcBH19
U	2.13	0.42	0.45	0.40	0.33	0.08	0.07	0.06	0.17
La	48.32	7.52	7.65	7.04	1.66	0.27	0.48	0.45	0.67
Ce	97.28	14.84	13.69	13.71	2.92	0.60	1.07	0.92	1.30
Pr	13.01	2.05	1.79	1.96	0.33	0.05	0.15	0.11	0.19
Nd	54.03	9.26	7.31	8.67	1.14	0.16	0.79	0.56	1.06
Sm	12.86	2.52	1.78	2.42	0.24	0.04	0.28	0.21	0.52
Eu	2.72	1.01	0.82	0.72	0.05	0.01	0.13	0.12	0.23
Gd	12.29	2.47	1.85	2.55	0.19	0.05	0.36	0.22	0.59
Tb	1.81	0.42	0.30	0.42	0.03	0.01	0.07	0.04	0.12
Dy	10.62	2.43	1.79	2.60	0.16	0.06	0.43	0.31	0.80
Ho	1.99	0.50	0.36	0.54	0.03	0.01	0.09	0.07	0.16
Er	5.53	1.45	1.09	1.61	0.09	0.05	0.28	0.20	0.52
Tm	0.75	0.21	0.16	0.22	0.02	0.01	0.04	0.03	0.07
Yb	4.58	1.23	1.00	1.43	0.09	0.05	0.25	0.17	0.38
Lu	0.66	0.19	0.16	0.23	0.01	0.01	0.03	0.03	0.06
$(La/Yb)_N$	7.57	4.37	5.47	3.53	13.51	4.18	1.37	1.91	1.28
δEu_N	0.66	1.24	1.39	0.89	0.69	0.69	1.24	1.66	1.27

系,下同)含量介于 43.62% ~43.74%。FeO^T(13.63% ~14.32%)、CaO(3.26% ~4.70%)、Al_2O_3(5.68% ~6.80%)和 TiO_2(0.60% ~0.61%)的含量相对较高;MgO 含量(29.08% ~30.53%)、m/f 值(3.74)较低,属铁质-超镁铁岩;较高的 K_2O 含量(0.42% ~0.44%)与岩石中含有一定量的云母类矿物相关。该地段(含石英)角闪辉长岩(样品 07b-124、147)与辉橄岩相比,其 SiO_2(49.41% ~56.98%)、Al_2O_3(15.22% ~19.15%)、CaO(4.90% ~9.94%)、TiO_2 含量(0.86% ~1.62%)含量明显增高,而 MgO(2.11% ~9.57%),FeO^T(7.05% ~12.15%)含量明显降低,表明该角闪辉长岩在固结前曾经历了富镁铁矿物(如橄榄石、辉石)的分离结晶作用,这与该地段每层角闪辉长岩下部都发育有厚度不等的超镁铁质堆晶岩系(辉石橄榄岩)的地质事实相一致。角闪辉长岩的 $Na_2O > K_2O$,($Na_2O + K_2O$)含量较高(3.64% ~5.68%),但在 SiO_2-Alk 图解和 AFM(图略)上,仍落入亚碱性玄武岩中的拉斑玄武岩系列范围内。

清水泉南辉石橄榄岩(样品 07b-4、-14)的 SiO_2 含量(45.93% ~49.48%)高于清水泉北的辉橄岩,但 FeO^T 含量(8.01% ~11.59%)较低,MgO 的含量高且变化较大(35.38% ~43.29%);与典型大洋中脊二辉橄榄岩的主元素含量(69 件样品平均值:SiO_2 = 45.99%、TiO_2 = 0.16%、Al_2O_3 = 3.47%、CaO = 2.26%、MgO = 38.63%, Dmitriev, 1975(转引自董云鹏等,2005))相比,该套辉石橄榄岩的 CaO(0.74% ~0.89%)、Al_2O_3(0.86% ~0.97%)、TiO_2(0.02% ~0.08%)的含量明显偏低,也显著低于清水泉北的辉橄岩。高的 $Mg^{\#}$(90.6 ~84.5)和高的 m/f 值(9.44 ~5.38)与岩石中的主要矿物相——橄榄石主要为镁橄榄石(Fo = 92.3,表1)相吻合。

长沙沟中段钛-磁铁矿化蛇纹岩(样品 TcBH1、TcBH2、TcBH19):由于该套蛇纹岩中因含有较多的磁铁矿和钛铁矿,从而导致蛇纹岩中的 SiO_2 和 MgO 的含量偏低,分别仅为 34.95% ~39.54% 和 14.06% ~23.22%;FeO^T、TiO_2 含量偏高且变化大,分别为 11.49% ~24.60%、0.17% ~1.22%;另外,CaO 和 Al_2O_3 的也含量也偏高,分别为 6.07% ~8.47%、11.36% ~15.59%,可能与蛇纹岩中含有较多的透闪石(富钙)和镁铁尖晶石(富铝)相关。与清水泉南和清水泉北超镁铁岩相比,长沙沟中段钛-磁铁矿化蛇纹岩的 $Mg^{\#}$ 和 m/f 值最低,分别为 75.8 ~49.2 和 3.10 ~0.96。

5.2 稀土元素、微量元素

清水泉北辉石橄榄岩(07b-148、-161)和(含石英)角闪辉长岩(07b-124、-147)的稀土总量(39.75×10^{-6} ~266.40×10^{-6})远高于球粒陨石稀土总量,各稀土元素约为球粒陨石的 4 ~100 倍左右;LREE 相对于 HREE 明显富集[$(La/Yb)_N$ = 3.53 ~7.57],在球粒陨石 REE 标准化分布图上呈轻稀土强烈富集的右倾分布模式(图 5a, c);具有高的不相容元素含量,其中 LILE(如 Cs、Rb、Ba、K、U、Th)均为原始地幔的 10 倍以上,并且出现较明显的 Nb、Ti 负异常(图 5b, d);相容元素如 Cr(12.5×10^{-6} ~398×10^{-6})、Ni(6.52×10^{-6} ~923×10^{-6})含量远低于原始地幔(Sun and McDonough, 1989)的相应含量。

清水泉南辉石橄榄岩(样品 07b-4、-14)的稀土总量(1.38×10^{-6} ~6.95×10^{-6})较低,总体接近但稍低于球粒陨石稀土总量;LREE 明显分馏[$(La/Sm)_N$ = 4.03 ~4.41],而

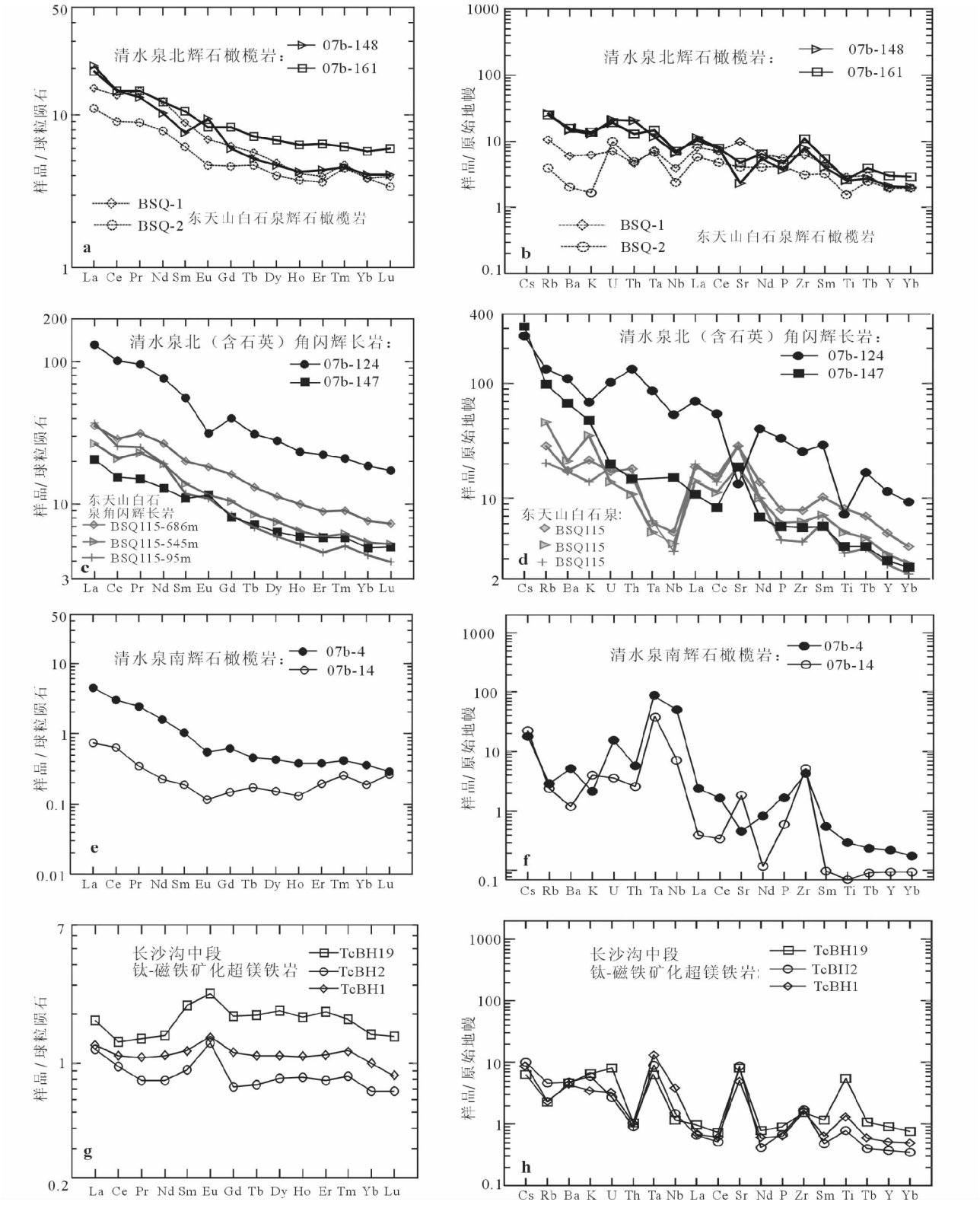


图5 长沙沟不同块段的镁铁-超镁铁质岩的稀土元素球粒陨石标准化(a, c, e, g)和微量元素原始地幔标准化(b, d, f, h)图解

球粒陨石值据 Taylor and McLennan (1985)；原始地幔值据 Sun and McDonough(1989)；东天山白石泉样品据李金祥等(2007)

Fig. 5 Chondrite-normalizied REE patterns(a, c, e, g) and primitive mantle normalized incompatible element spidergrams (b, d, f, h) for mafic-ultrmafic rocks from Changshagou

The chondrite normalization values are from Taylor and McLennan (1985); The primitive mantle normalization values are from Sun and McDonough (1989); data of Baishiquan from Li *et al.* (2007)

HREE 分馏不明显[$(Gd/Yb)_N = 0.79 \sim 1.77$];LREE 相对于 HREE 强烈富集[$(La/Yb)_N = 4.18 \sim 13.51$];$\delta Eu = 0.69$,显示一定的 Eu 负异常。在球粒陨石 REE 标准化图中(图 5e),整体呈轻稀土元素富集的右倾模式,但中稀土元素略显示一定的亏损,从而呈现出 U 型或 M 型曲线特征。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图中(图 5f),强不相容元素(如 LILE)多位于原始地幔标准化值 1 之上,整体呈右倾曲线,且具明显的 Nb、Zr 正异常等;相容元素如 Cr($1161 \times 10^{-6} \sim 2577 \times 10^{-6}$)、Ni($2127 \times 10^{-6} \sim 3028 \times 10^{-6}$)含量相对较高,接近或略高于原始地幔的相应含量。

长沙沟中段钛-磁铁矿化蛇纹岩(TcBH1、TcBH2、TcBH19)的稀土总量($3.43 \times 10^{-6} \sim 6.52 \times 10^{-6}$)总体接近或略高于球粒陨石及上述清水泉南的超镁铁岩的稀土总量;轻、重稀土略显分馏,$(La/Yb)_N = 1.28 \sim 1.91$,在球粒陨石 REE 标准化分布图中(图 5g)呈 LEE 略富集的分布形式,并出现一定的 Eu 正异常($\delta Eu_N = 1.24 \sim 1.65$)。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图中(图 5h),强不相容元素(如 LILE)多位于原始地幔标准化值 1 之上,整体呈右倾曲线,具有明显 Ti、Zr 正异常,Nb 异常不明显至略显正异常。

6 形成环境讨论

本区清水泉北段镁铁-超镁铁岩岩石则较为新鲜,其各类元素特征可以反映其结晶成岩时的地球化学特征。但清水泉南段和长沙沟中段超镁铁质岩发生了较强的蛇纹石化,可能导致岩石的大离子亲石元素(LILE,如 Cs、Rb、Ba、Sr)发生迁移;但稀土元素(REE)和 Th、以及高场强元素(HFSE)等为流体不活动元素,蛇纹石化蚀变对其不会造成大的影响(Day *et al.*, 2008),故下文在讨论岩体形成环境时多以 REE 和 HFSE 的特征为基础进行讨论。

6.1 清水泉北镁铁-超镁铁岩

根据野外地质特征,清水泉北镁铁-超镁铁岩由 3 ~ 4 个由黑绿色辉石橄榄岩—灰绿色角闪辉长岩组成的岩浆旋回构成(图 2,图 3),各旋回之间以及各旋回内部不同岩性之间界线清晰且并非断层接触,"成层性"良好,具有层状岩体的地质特征;根据岩相学观察,辉橄岩与角闪辉长岩分别具有包橄结构和含长结构,应属堆晶岩系;辉橄岩具有低的 m/f 值(3.74),为铁质-超镁铁岩;高的稀土总量、LREE 强烈富集的右倾分布模式(图 5a, c)、高的不相容元素含量(辉橄岩 LILE 含量为原始地幔的 10 倍以上,角闪辉长岩则更高)(图 5b, d)等特征与大陆裂谷环境下源自于陆下富集地幔部分熔融作用形成的火成岩(如 Wilson, 1989;夏林圻等,2007a, b)相类似,而与大洋环境下的蛇绿岩型镁铁-超镁铁岩堆晶岩(如 Colman, 1977)明显不同,也不同于大洋岛弧环境下的镁铁-超镁铁岩。虽然也出现类似于岛弧型火成岩类的明显的 Nb、Ti 负异常(图 5 b,d),其应归因于岩浆可能受到了一定程度的地壳混染作用(见后文)。此外,辉橄岩和角闪辉长岩高的 Zr/Y 值(5.42 ~ 9.23),以及在 Zr/Y-Zr 图解中落入板内环境,也支持清水泉北镁铁-超镁铁岩形成于大陆裂谷环境的结论;另外,清水泉北镁铁-超镁铁岩的主元素以及稀土元素和微量元素(图 5a, b, c, d)的地球化学特征与东天山白石泉含 Cu-Ni 硫化物矿床的镁铁-超镁铁岩(李金祥等,2007)具有很大的相似性,后者被认为形成于后碰撞伸展背景下(李金祥等,2007)的裂谷或地幔柱(毛景文等,2006)岩浆作用的产物。综合上述并结合本地段岩体与围岩间的侵入接触关系,清水泉北镁铁-超镁铁岩并非形成于洋脊环境的蛇绿岩,其形成环境应为大陆裂谷环境。

6.2 清水泉南超镁铁岩

清水泉南超镁铁岩的地球化学特征不同于上述清水泉北镁铁-超镁铁岩。岩相学特征表明,该套超镁铁质岩石也具有较好的橄榄石堆晶结构,部分地段辉石橄榄岩中有发育很好的包橄结构,其内所有橄榄石均未见到地幔岩中橄榄石所特有的变形纹结构或肯克带,因此它们也是从镁铁质岩浆中结晶而成的堆晶岩(并非地幔橄榄岩)。结合所分析样品具有较高 $Mg^{\#}$ 和 m/f 值、高的 Cr、Ni 含量、以及主要矿物相橄榄石的 Fo 值高(92.3,见表 1)等,推测它们应是从地幔较高程度部分融熔作用形成的原生岩浆(primary magma)中早期由橄榄石和辉石结晶-下沉、堆积于岩浆房底部的超镁铁质堆晶岩系,与蛇绿岩组合中紧靠地幔橄榄岩上部的超镁铁质堆晶岩的特征有类似之处。但超镁铁质堆晶岩的高 $Mg^{\#}$ 和 m/f 值、以及橄榄石高 Fo 值等是其地幔源区部分熔融条件(如温度、压力及部分熔融程度等,见:Putirka *et al.*, 2007; Herzberg *et al.*, 2007)和母岩浆演化程度的反映,并不是与蛇绿岩相关的超镁铁岩的专有特征。如:地幔柱岩浆成因的南非布什维尔德、津巴布维大岩墙等大型层状岩体中,也包含有岩浆堆晶成因的强烈富镁的橄榄岩和高 Fo 值(可达 92)的橄榄石(Naldrett, 2004)存在;此外,陆壳下的地幔及其部分熔融的产物——"义敦型"超镁铁质岩(张旗等,1990)也具有高的 m/f 值和高 Fo 值的橄榄石(分别可达 10 和 91.1,据张旗等,1990 资料计算)。结合清水泉南超镁铁岩的 REE 配分模式具有 U 型或 M 型曲线特征(图 5e), LREE 富集且强烈分异,HREE 相对亏损且分异不明显,这些特征与典型蛇绿岩中的超镁铁质堆晶岩(如 Colman,1977)不同,而与过渡壳环境下的"类暗色岩建造超镁铁岩"(董显杨等,1995)和陆壳下的地幔及其部分熔融的产物——"义敦型"超镁铁质岩(张旗等,1990)等具有类似之处,另外,清水泉南超镁铁岩的 CaO/Al_2O_3 比值(0.76 ~ 1.03)与过渡壳环境下的"类暗色岩建造超镁铁岩"的(0.58 ~ 1.55)相接近,而与典型蛇绿岩型超镁铁岩的相应比值(1.36 ~ 2.12)(董显杨等,1995)相差较大。综合上述并结合前文岩体地质和围岩特征,我们认为清水泉南超镁铁岩也应为形成于大陆板内裂谷环境,并非是形成于大洋环境的蛇绿岩。

6.3 长沙沟中段钛-磁铁矿化超镁铁岩

长沙沟中段镁铁-超镁铁岩中赋存有目前可供小规模开采的含钛磁铁矿矿体。磁铁矿化蛇纹岩具有极低的 m/f 值(3.10～0.96)，LREE 与 HREE 分异不明显，具有略富集 LREE 的稀土分配型式和显著的 Eu 正异常(图 5g)，这种 REE 分配模式及稀土总量与形成于裂谷环境的攀枝花 V-Ti-磁铁矿石(Zhou *et al.*，2005)的稀土元素特征及稀土总量相一致，也与东天山地区裂谷或地幔柱成因(毛景文等，2006)的含 V-Ti-磁铁矿床及 Cu-Ni 矿床的东天山香山西岩体(王玉往等，2006a，b)的 REE 分布模式相类似(但稀土总量略低)；不相容元素原始地幔标准化分配模式(图 5h)与后者也有类似之处，但出现弱的 Nb、Ti 正异常，类似于攀枝花 V-Ti-磁铁矿石(Zhou *et al.*，2005)的特征。据上述我们推断长沙沟中段钛-磁铁矿化超镁铁岩也形成于裂谷环境。

7 岩石成因讨论

7.1 母岩浆特征和结晶分异作用

玄武岩浆结晶时 Fe-Mg 在橄榄石-岩浆中的分配系数受温度、压力及岩浆成分的影响较小，因此橄榄石的 $(FeO/MgO)_{Ol}$ 值可以反映其结晶时母岩浆(parental magma)的 FeO/MgO 值，二者之比约为 0.3±0.03(Roeder and Emslie，1970；Naldrett，2004)。清水泉北辉石橄榄岩中的橄榄石 $(FeO/MgO)_{Ol}$ 比值介于 0.42～0.46(据表 1 计算)，则其结晶时母岩浆的 FeO/MgO 值应为 1.41～1.53，母岩浆的 $Mg^{\#}$ 为 53.7～55.9，明显小于与地幔橄榄岩平衡的原生岩浆(primary magma)的 $Mg^{\#}$ 值(大于 68，Hess，1992)，表明清水泉北镁铁-超镁铁岩的母岩浆是演化型岩浆，其在就位之前于深部可能经历了富镁矿物相(如橄榄石、斜方辉石等)的分离结晶作用。但该地段辉橄岩和一件角闪辉长岩的全岩 $Mg^{\#}$(70.7～79.2，表 2)明显高于所计算的母岩浆的 $Mg^{\#}$ 值，说明其中含有相当数量的早期结晶矿物或属于侵位后的岩浆房内的堆积相。而另一件 $Mg^{\#}$ 值(23.7)明显低于母岩浆的角闪辉长岩、以及该地段上部旋回与角闪辉长岩过渡的闪长岩-石英闪长岩等应是母岩浆结晶分异晚期的产物(残余熔浆)。

清水泉南辉橄岩样品的橄榄石 $(FeO/MgO)_{Ol}$ 为 0.15(据表 1 计算)，则其结晶时母岩浆的 FeO/MgO 值应为 0.50，母岩浆 $Mg^{\#}$ 值为 78.2，说明岩浆在就位之前未经历过明显的分离结晶作用，具有原生岩浆特征。但该地段辉橄岩的 $Mg^{\#}$(90.6～84.5，表 2)明显高于所计算的母岩浆的 $Mg^{\#}$ 值，说明这些辉石橄榄岩(包括纯橄岩)是岩浆房底部较早结晶的富镁矿物(如镁橄榄石等)组成的镁质超镁铁堆晶岩系。

岩浆在低氧逸度(和水含量)条件下会推迟演化过程中磁铁矿的晶出，致使残余岩浆朝富 Fe-Ti、贫 Si 的方向演化，即 Fenner 演化趋势(Sinton *et al.*，1983；Brooks *et al.*，1991)。Fenner 演化趋势是一种比较罕见的岩浆演化趋势，但许多研究表明，这种富铁贫硅的岩浆演化趋势与正常的岩浆演化趋势(Bowen 趋势)一样，存在于地球演化的各个时期和各种构造环境中(Brooks *et al.*，1991；彭头平等，2005)，如形成于地幔柱或大陆裂谷环境的东格陵兰 Skaergaard(Brooks *et al.*，1991)、攀枝花(Zhou *et al.*，2005)等岩体中 Fe-Ti 的富集；甚至大洋钻探结果在印度洋洋脊中也发现了富 Fe-Ti 的辉长岩，其成因也是母岩浆经早期富镁矿物的堆晶-分异(Fenner 趋势)演化而成(Robinson *et al.*，2000；Hertogen *et al.*，2002；Zhou *et al.*，2005)。结合本研究区，赋存有含钛磁铁矿矿体的长沙沟中段(图 1b)镁铁-超镁铁岩的形成可能与上述清水泉南强烈富 MgO 的超镁铁质堆晶岩的发育及岩浆的 Fenner 演化趋势有关：一方面，清水泉南超镁铁岩中出现有少量的硫化物(见前文)，意味着岩浆的氧逸度相对较低，不利于磁铁矿的早期晶出(Sinton *et al.*，1983；Brooks *et al.*，1991)；另一方面，根据质量平衡原则，清水泉南原生岩浆中出现强烈富 Mg 矿物(如镁橄榄石)在岩浆房底部的堆积，也将会导致残余岩浆向相对贫 Mg 富 Fe 的方向演化，并且，将清水泉南和赋有含钛磁铁矿矿体的长沙沟中段超镁铁质岩样品的主元素联合考察，则 $Mg^{\#}$ 与 FeO^{T}、TiO_2 负相关(图 6)，呈现出 Fenner 演化趋势特征。鉴于上述，我们推测本区长沙沟中段赋存有含钛磁铁矿矿体的镁铁-超镁铁岩与清水泉南辉橄岩-纯橄岩可能为同一母岩浆经 Fenner 趋势演化后分别形成的富 Mg 的超镁铁质堆晶相和富 Fe-Ti 的残余岩浆相，即：清水泉南辉橄岩($Mg^{\#}$=90.6～84.5，表 2)是母岩浆($Mg^{\#}$=78.2，见上文)中早期结晶矿物的堆积相，而赋有钛-磁铁

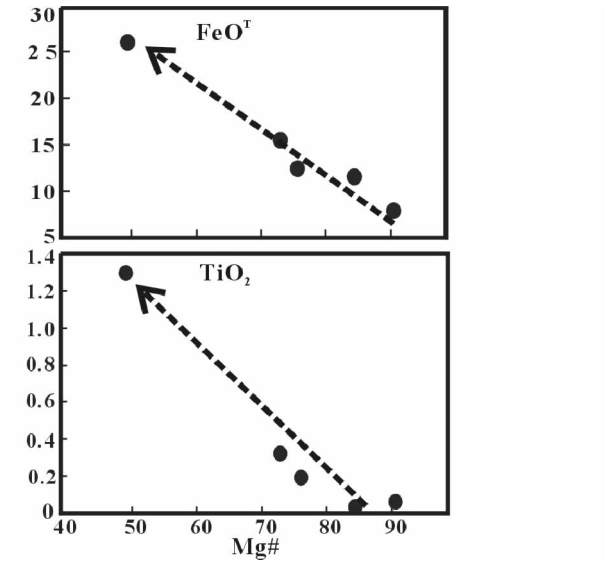


图 6 清水泉南及长沙沟中段镁铁-超镁铁岩 $Mg^{\#}$ 与 FeO^{T}、TiO_2 间的相关关系图

Fig. 6 Variation diagrams for FeO^{T}, TiO_2 and $Mg^{\#}$ of mafic-ultramafic rocks from middle section of Changshagou and southern Qingshuiquan

矿矿体的长沙沟中段钛-磁铁矿化蛇纹岩($Mg^{\#}$ = 75.8 ~ 49.2,表2)是该母岩浆经 Fenner 演化趋势稍晚阶段的残余岩浆相。

7.2 同化混染与岩浆混合

非常高的原始地幔标准化的$(Th/Nb)_N$比值(>>1)和低 Nb/La 比值(<1)是地壳混染作用的二个可靠的微量元素指标(Saunders *et al.*, 1992;夏林圻等,2007a, b)。研究区内清水泉北镁铁-超镁铁岩除一个样品(07b-147)的$(Th/Nb)_N$值(0.96)略小于1.0、Nb/La 比值(1.46)略大于1.0外,其余样品的$(Th/Nb)_N$值(1.82 ~ 3.06)均远大于1.0、Nb/La 比值(0.62 ~ 0.78)均小于1.0,表明岩浆受到了明显的地壳混染;而清水泉南和长沙沟中段岩石样品的$(Th/Nb)_N$值(0.12 ~ 0.91)均匀小于1.0、Nb/La 比值(1.24 ~ 21.85)均大于1.0,表明岩浆基本未受到地壳混染作用。此外,本区清水泉北至少可分出3 ~ 4 个主体由辉橄岩-角闪辉长岩组成的岩浆旋回(图2),而层状岩体中岩浆旋回的形成多与岩浆房内周期性的岩浆加入有关(钟宏等,2007;Day *et al.*, 2008),并且,角闪辉长岩中发育大量的半自形辉石包含自形斜长石的"逆序包裹"现象(图4c),也说明岩浆房中不断有更基性的岩浆加入(徐兴旺等,2006)。

8 地质意义

镁铁-超镁铁质层状岩体是世界上 PGE-Cu-Ni 硫化物、V-Ti-Fe 氧化物等矿床以及铬铁矿矿床的重要来源(Lee, 1996;Naldrett, 2004;唐冬梅等,2008)。长沙沟地区中奥陶世裂谷型层状镁铁-超镁铁质杂岩体的发现,以及岩体内新发现的含 Ti 磁铁矿工业矿体和镍硫化物矿化线索等,意味着在这一地质时期阿尔金山南缘地区具有形成岩浆 PGE-Ni-Cu 硫化物矿床、V-Ti-Fe 氧化物矿床的地质背景和重要的成矿物质载体,这就为在该地区进一步找矿工作提供了新的思路。在阿尔金山南缘长约700km 的"阿帕-茫崖蛇绿(混杂)岩带"内,除本文研究的长沙沟岩体外,尚存在有70 余个规模不等的镁铁-超镁铁质岩体,这些岩体的性质(是蛇绿岩,还是镁铁-超镁铁质侵入岩?)以及它们可能的矿化情况等都是值得进一步研究探索的。另外值得注意的是,长沙沟岩体以北不足20km 处,即为南阿尔金山地区(江尕勒萨依—英格利萨依)代表大陆深俯冲作用的超高压变质岩出露点,超高压变质作用的年龄为509 ~ 487Ma(张安达等,2004;Zhang *et al.*, 2005;刘良等,2007)。据 Liu *et al.*(2007)研究,江尕勒萨依与榴辉岩共生的石榴石蓝晶石(泥质)片麻岩的俯冲深度曾大于350km,这一深度接近于大陆深俯冲物质的"不可返回点"(Point of no return),那么它们是如何折返至地球表层就成为一个问题。长沙沟465Ma 左右的裂谷型层状镁铁-超镁铁质杂岩体的发现,意味着该地区大陆深俯冲之后很快转入伸展背景,而这一伸展作用的深部地幔动力学过程或许是促使该地区大陆深俯冲物质从大于350km 的深处折返至浅层的原因之一。

9 结论

(1)长沙沟地区形成于中奥陶世的镁铁-超镁铁质岩由四个呈断层接触的岩块组成,综合依据岩体具有的特征矿物(如云母类矿物)、特征矿化(钛-磁铁矿工业矿体、镍-硫化物矿化),以及与围岩间呈侵入接触关系等,排除了它们为蛇绿岩组成单元的可能。

(2)长沙沟地区不同地段的镁铁-超镁铁岩的地球化学特征虽有差异,但均以 LREE 和强不相容元素(尤其 LITE)的富集和高的 Zr/Y 比值为特征,形成于大陆裂谷环境。其中清水泉北段可以划分出3 ~ 4 个主体由辉橄岩-角闪辉长岩构成的岩浆旋回,具有层状岩体的特征。

(3)清水泉北段镁铁-超镁铁质岩的母岩浆的$Mg^{\#}$值为53.7 ~ 55.9,为演化型母岩浆,可能经历了富镁矿物的分离结晶作用、明显的地壳混染和岩浆混合作用;清水泉南和长沙沟中段镁铁-超镁铁质岩基本未遭受地壳混染,其中清水泉南强烈富镁的纯橄岩-辉橄岩可能是从具有原生岩浆特征的母岩浆($Mg^{\#}$ = 78.2)中早期结晶矿物的堆积相,而赋存有含钛磁铁矿工业矿体的长沙沟中段镁铁-超镁铁岩可能是该母岩浆经 Fenner 演化趋势稍晚阶段的残余岩浆相。

(4)长沙沟465Ma 左右裂谷型镁铁-超镁铁质层状杂岩体的发现,意味着南阿尔金山地区大陆深俯冲之后很快转入到后碰撞伸展体制,也意味着这一地区具有形成岩浆 PGE-Ni-Cu 硫化物矿床、V-Ti-Fe 氧化物矿床的地质背景和重要的成矿物质载体,这为该地区进一步找矿工作提供了新的思路。

致谢 本项研究得到夏林圻、夏祖春、李行、洛长义等研究员的指导、帮助及有益讨论;工作过程中得到305 项目办公室王宝林、潘成泽、刘拓、颜启明等领导和中国科学院地质与地球物理研究所刘秉光、秦克章研究员的有益讨论与建议;李文渊研究员、赵东宏研究员百忙中始终关注着本项目的研究工作;苏尚国、张作衡两位审稿人认真审阅了全文,并提出了许多宝贵的修改意见,在此一并表示衷心的感谢!

References

Brooks CK, Larsen LM and Nielsen TFD. 1991. Importance if iron-rich tholeiitic magma at divergent plate margins: A Reappraisal. Geology, 19: 269 - 272

Colman RG. 1977. Ophiolites, Ancient ocean lithosphere? Minerals and Rocks. Berlin: Springer-Verlag, V12: 229

Day JMD, Pearson DG and Hulbert LJ. 2008. Rhenium-osmium isotope and platinum-group element constrains on the origin and evolution of the 1.27 Ga Muskox layered intrusion. Journal of Petrology, 49(7): 1255 - 1295

Dong XY, Li H, Ye LH, Li JM, Zheng JT, Wang YS, Yang XZ and Zhao DH. 1995. Ultramafic Rocks in China. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 329 (in Chinese with English abstract)

Dong YP, Zhou DW, Zhang CL, Xia LQ, Xu XY and Li XM. 2005. Tectonic setting of the Wuwamen ophiolite at the southern margin of Middle Tianshan Belt. Acta Petrologica Sinica, 21(1):37 – 44 (in Chinese with English abstract)

Herzberg C, Asimow PD, Arndt N, Niu Y, Lesher CM, Fitton JG, Cheadle MJ and Saunders AD. 2007. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites. Geochem. Geophys. Geosyst, 8, Q02006, doi: 10.1029/2006GC001390

Hertogen J, Emmermann R, Robinson PT and Erzinger J. 2002. Lithology, mineralogy, and geochemistry of the lower ocean crust, ODP Hole 735B, Southwest Indian Ridge. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 176 (CD-ROM). College station, TX: Ocean Drilling Program

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

Lee CA. 1996. A review of mineralization in the Bushveld Complex and some other layered intrusions. In: Cawthorn RG (ed.). Layered Intrusions. Amsterdam: Elsevier Science: 103 – 145

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 XM, Ma ZP, Sun JM , Xu XY , Lei YX, Wang LS and Duan XX. 2009. Characteristics and age study about the Yuemakeqi mafic-ultramagfic rock in the southern Altyn Fault. Acta Petrologica Sinica, 25(4):862 – 872(in Chinese with English abstract)

Liu L, Che ZC, Wang Y, Luo JH, Wang JQ and Gao JZ. 1998. The evidence of Sm-Nd isochron age for the Early Paleozoic ophiolite in Mang'ai area, Altun Mountains. Chinese Science Bulletin,43 (8): 880 – 883 (in Chinese)

Liu L, Zhang AD, Chen DL, Yang JX, Luo JH and Wang C. 2007. Implications based on LA-ICP-MS Zircon U-Pb ages of eclogite and its country rock from Jianggalesayi area, Altyn Tagh. Earth Science Frontiers, 14(1): 98 – 107(in Chinese with English abstract)

Liu L, Zhang JF, Green II HW, Jin ZM and Bozhilov KN. 2007. Evidence of former stishovite in metamorphosed sediments, implying subduction to > 350 km. Earth. Planet. Sci. Lett. doi:10.1016/j.epsl.2007.08.010

Mao JW, Pirajno F, Zhang ZH, Chai FM, Yang JM, Wu H, Chen SP, Cheng SL and Zhang CQ. 2006. Late variscan post-collisional Cu-Ni sulfide deposits in East Tianshan and Altay in China: Principal characteristics and possible relationship with mantle plume. Acta Geologica Sinica, 80 (7): 925 – 942 (in Chinese with English abstract)

Naldrett AJ. 2004. Magmatic Sulfide Deposits, Geology, Geochemistry and Exploration. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1 – 724

Peng TP, Wang YJ and Peng BX. 2005. The summary on a kind of fare rock: Ferrobasalts/ferropicrites. Advances in Earth Science, 20 (5):525 – 532 (in Chinese with English abstract)

Putirka KD, Perfit M, Ryerson FJ and Jackson MG. 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, andactive vs. passive upwelling. Chemical Geology, 241:177 – 206

Robinson PT, Dick HJB, Natland JH and ODP Leg 176 Shipboard Party. 2000. Lower oceanic crust formed at ultraslow-spreading ridge: Ocean ODP Hole 735B, Southwest Indian Ridge. In: Dilek Y *et al.* (eds.). Ophiolites and Ocean Crust: New Insights from Field Studies and the ODP. Geol. S. A, special papers 349:75 – 86

Roeder PL and Emslie RF. 1970. Olivine-liquid equilibrium. Contibutions to Mineralogy and Petrology,29:275 – 289

Saunders, AD, Storey M, Kent RW and Norry MJ. 1992. Consequences of plume-lithosphere interaction. In: Storey BC, Alabaster T and Pankhurst RJ (eds.). Magmatism and the Causes of Continental Break-Up. Geol. Soc. Spec. Pub., London, 68: 41 – 60

Sinton JM, Wilson DS, Christie DM, Hey RN and Delaney JR. 1983. Petrologic consequences of rift propagation on oceanic spreading ridges. Earth and Planetary Science Letters, 62:193 – 207

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. Geol. Soc. Spec. Pub., London, 42:313 – 345

Tang DM, Qin KZ, Liu BG, Li JX and Sun H. 2008. The major types, enirchment regularity, lastest progress of platinum-group element deposits and some prospects. Acta Petrologica Sinica, 24(3):569 – 588(in Chinese with English abstract)

Taylor SR and Mclennan SM. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford

Wang YW, Wang JB, Wang LJ, Peng XM, Hui WD and Qin QX. 2006a. A intermediate type of Cu-Ni sulfide and V-Ti magnetite deposit: Xiangshangxi deposit, Hami, Xinjiang, China. Acta Geologica Sinica, 80(1):10(1): 61 – 73 (in Chinese with English abstract)

Wang YW, Wang JB and Wang LJ. 2006b. Comparsion of host rocks between two vanadic titianomagnetite deposit types from the eastern Tianshan mountains. Acta Petrologica sinica, 22(5): 1425 – 1436 (in Chinese with English abstract)

Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. London: Unwin Hyman, 1 – 466

Xia LQ, Xia ZC, Xu XY, Li XM, Ma ZP and Wang LS. 2007a. The magmatism in Tianshan. Beijing: China-Land Press, 1 – 350 (in Chinese)

Xia LQ, Xia ZC, Xu XY, Li XM and Ma ZP. 2007b. The discrimination between continental basalt and island arc basalt based on geochemical method. Acta Petrologica et Mineralogica, 26(1):77 – 89 (in Chinese with English abstract)

Xu XW, Qin KZ, San JZ, Wang Y, Hui WD, Kang F, Mao J, Li JX, Sun H and Ma YG. 2006. Discovery of layered mafic-ultramafic intrusives formed in 545Ma in the Sidingheihan area, eastern Tianshan, China and its significances for tectonics and Cu-Ni mineralization. Acta Petrologica sinica, 22(11):2665 – 2676 (in Chinese with English abstract)

Zhang AD, Liu L, Sun Y, Chen DL, Wang Y and Luo JH. 2004. SHRIMP U-Pb dating of zircons and its geological significance from UHP granitoid gneiss in Altyn Tagh. Chinese Science Bulletin, 49 (23): 2527 – 2532 (in Chinese)

Zhang JX, Mattinson CG, Meng FC and Wang YS. 2005. An Early Paleozoic HP/HT granulite garnet peridotite association in the South Altyn Tagh, NW China: *P-T* history and U-Pb geochronology. Journal of Metamorphic Geology, 23, 491 – 510

Zhang JX, Zhang ZM, Xu ZQ, Cui JW and Yang JS. 1999. Discovery of khondalite series and its pilot study on Petrology and isotopic chronology. Science in China (Series D), 29(4):298 – 305 (in Chinese)

Zhang Q and Zhou GQ. 2001. Ophiolites of China. Beijing: Science Press, 1 – 182 (in Chinese with English abstract)

Zhang Q, Li DZ, Zhang KW and Zhao DS. 1990. The characteristics of Yidun-type mafic-ultramafic rocks and their comparison with ophiolites. Acta Petrologica sinica, 3: 33 – 42 (in Chinese with English abstract)

Zhong H, Hu RZ, Zhu WG and Liu BG. 2007. Genesis and mineralization of layered intrusions. Earth Science Frontiers, 14 (2):159 – 172 (in Chinese with English abstract)

Zhou MF, Robinson PT, Lesher CF, Keays RR, Zhang CJ and Malpas J. 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered introusion and associationed Fe-Ti-V oxide Deposits, Sichuan Province, SW China. Journal of Petrology, 46(11):2253 – 2280

附中文参考文献

董显扬,李行,叶良和,李金铭,郑金田,王懿圣,扬轩柱,赵东宏.

1995. 中国超镁铁质岩. 北京:地质出版社, 1-329

董云鹏,周鼎武,张国伟,张成立,夏林圻,徐学义,李向民. 2005. 中天山南缘乌瓦门蛇绿岩形成构造环境. 岩石学报,21(1):37-44

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

李向民,马中平,孙吉明,徐学义,雷永孝,王立社,段星星. 2009. 阿尔金断裂南缘约马克其镁铁—超镁铁岩的性质和年代学研究. 岩石学报,25(4):862-872

刘良,车自成,王焰,罗金海,王建其,高章鉴. 1998. 阿尔金茫崖地区早古生代蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄证据. 科学通报, 43(8):880-883

刘良,张安达,陈丹玲,杨家喜,罗金海,王超. 2007. 阿尔金江尕勒萨依榴辉岩和围岩锆石 LA-ICP-MS 微区原位定年及其地质意义. 地学前缘, 14(1): 98-107

毛景文,Franco PIRAJNO,张作衡,柴凤梅,杨建民,吴华,陈世平,程松林,张长青. 2006. 天山—阿尔泰东部地区海西晚期后碰撞铜镍硫化物矿床:主要特点及可能与地幔柱的关系. 地质学报, 80(7): 925-942

彭头平,王岳军,彭冰霞. 2005. 一种罕见的岩石—富铁玄武岩\富铁苦橄岩研究进展. 地球科学进展, 20(5):525-532

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

王玉往,王京彬,王莉娟,彭晓明,惠卫东,秦全新. 2006a. 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. 地质学报, 10(1): 61-73

王玉往,王京彬,王莉娟. 2006b. 东天山地区两类钒钛磁铁矿型矿床含矿岩石对比. 岩石学报,22(5):1425-1436

夏林圻,夏祖春,徐学义,李向民,马中平,王立社. 2007a. 天山岩浆作用. 北京:中国大地出版社,1-350

夏林圻,夏祖春,徐学义,李向民,马中平. 2007b. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩. 岩石矿物学杂志, 26(1): 77-89

徐兴旺,秦克章,三金柱,王喻,惠卫东,康峰,毛骞,李金祥,孙赫,马玉光. 2006. 东天山四顶黑山地区 545Ma 层状镁铁质-超镁铁质岩体的发现及其大地构造学和成矿学意义. 岩石学报,22(11): 2665-2676

张安达,刘良,孙勇,陈丹玲,王焰,罗金海. 2004. 阿尔金超高压花岗质片麻岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 科学通报, 49(22): 2335-2341

张建新,张泽明,徐志琴,崔军文,杨经绥. 1999. 阿尔金西段孔兹岩系的发现及岩石学和同位素年代学初步研究. 中国科学(D辑),29(4):298-305

张旗,李达周,张魁武,赵大升. 1990. 义敦型镁铁-超镁铁岩的主要特征及其与蛇绿岩的对比. 岩石学报, 3: 33-42

张旗,周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京:科学出版社,1-182

钟宏,胡瑞忠,朱维光,刘秉光. 2007. 层状岩体的成因及成矿作用. 地学前缘, 14(2):159-172