

内蒙古苏尼特左旗乌兰敖包基性-超基性 岩的成因及其对含矿性的指示

阿卜力米提·艾白, 程志国, 金子梁, 张招崇

(中国地质大学 地质科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 乌兰敖包基性-超基性岩位于阿拉善北缘兴蒙造山带, 由方辉橄榄岩、辉绿岩、辉长岩组成。地球化学分析表明: 蛇纹石化橄榄岩为地幔橄榄岩, 辉绿岩和辉长岩为拉斑玄武岩系列岩石, 均具有与 N-MORB 相似的微量元素特征, 但区别于 N-MORB, 3 种岩石共同组成了蛇绿混杂岩。矿物学分析表明蛇纹石化橄榄岩中橄榄石为地幔橄榄岩中镁橄榄石 ($Fo = 91.10 \sim 91.81$), 铬铁矿为铬尖晶石, 具有高的 $Cr^\#$ 和 $Mg^\#$ 值分别为 $61.04 \sim 64.44$ 、 $50.40 \sim 56.37$)。单斜辉石出现在方辉橄榄岩、辉长岩及辉绿岩中, 而斜方辉石只出现在方辉橄榄岩中, 其中方辉橄榄岩中单斜辉石为顽透辉石, 辉长岩中为普通辉石, 而辉长岩中为次透辉石、贫钙普通辉石、普通辉石, 斜方辉石均为斜顽辉石。辉长岩 U-Pb 年龄为 344.5 ± 1.5 Ma, 表明该蛇绿混杂岩形成于早石炭世。地球化学及矿物学特征表明乌兰敖包蛇绿岩形成于俯冲早期的弧前环境中, 属于 SSZ 型蛇绿岩。蛇绿混杂岩成因提供铬铁矿形成的有利条件, 因此应围绕铬铁矿进行找矿工作。

关键词: 苏尼特左旗; 蛇绿岩; 地球化学; U-Pb 年龄; 找矿方向

中图分类号: P588.12; P595

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2016)04-0579-18

Genesis of mafic-ultramafic rocks in Ulan Obo of Sonid Left Banner, Inner Mongolia: Indication for metallogenic potentiality

Ablimit EBEY, CHENG Zhi-guo, JIN Zi-liang and ZHANG Zhao-chong

(China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Ulan Obo mafic-ultramafic rocks, located along the Inner Mongolia-Da Hinggan Mountains orogenic belt, consist of harzburgite, gabbros and diabase. Geochemical data indicate that serpentinized peridotites are mantle-derived peridotite. Gabbro and diabase are tholeiitic rocks and similar to N-MORB in LILE components. They together consist of ophiolitic complex. Mineralogical analyses reveal that the olivine in peridotite is forsterite ($Fo = 91.10 \sim 91.81$), and chromite has high $Cr^\#$ and $Mg^\#$ ($61.04 \sim 64.44$, $50.40 \sim 56.37$) and belongs to peridotites. Clinopyroxene occurs in both mafic and ultramafic rocks, it is endiopside in peridotite and augite in diabase and is different in scale from sahlite to augite in gabbros. Orthopyroxene only occurs in harzburgite and belongs to clinopyroxene. Zircon U-Pb weighted average age of gabbro is 344.5 ± 1.5 Ma, suggesting that the ophiolite formed in early Carboniferous period. Geochemical and mineralogical researches suggest that Ulan Obo ophiolitic complex formed at the fore-arc setting of the Paleo-Asian Ocean in late Paleozoic period. Petrogenesis of Ulan Obo ophiolitic complex shows favorable conditions for chromite deposit formation, and therefore emphasis must be paid to the chromites in further exploration and prospecting.

收稿日期: 2016-03-21; 接受日期: 2016-06-15

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41390442)

作者简介: 阿卜力米提·艾白(1991-), 男, 维吾尔族, 矿物学、岩石学和矿床学专业, E-mail: 513582670@qq.com; 通讯作者: 程志国(1987-), 男, E-mail: cugbczg@163.com。

Key words: Sonid Left Banner; ophiolite; geochemistry; U-Pb age; prospecting direction

Fund support: National Natural Science Foundation of China (41390442)

蛇绿混杂岩是在板块汇聚过程中卷入造山带的古洋壳残片,其对重建古洋盆、研究大陆岩石圈构造和演化过程具有重要意义(Coleman, 1977)。内蒙古-大兴安岭造山带位于中亚造山带东部(图 1a),是研究中亚造山带的关键区域之一。前人在该造山带内识别出多处蛇绿混杂岩(图 1b),为厘定华北板块和西伯利亚板块碰撞时间及缝合位置提供了重要依据(Li, 1987; Sengor and Natal'in, 1996)。然而,由于造山带的复杂性,前人对华北和西伯利亚板块的碰撞时间仍有较大争议,包括晚志留世-泥盆世(Yue *et al.*, 2001)、中晚泥盆世(Tang, 1990; 徐备等, 2001)、晚泥盆世-早石炭世(Charvet *et al.*, 2007; Hong *et al.*, 2009)、晚二叠世(Hsü *et al.*, 1991; Sengor and Natal'in, 1996; Xiao *et al.*, 2003)和晚二叠世-早三叠世(Miao *et al.*, 2008)等。

内蒙古苏尼特左旗乌兰敖包位于内蒙古-大兴安岭造山带北部,该区发现了大量的蛇纹岩及蛇纹

石化橄榄岩,其中以硅酸盐形式存在的镍元素已经达到工业要求,当地矿业公司首次通过酸浸技术提炼出非氧化物形式的镍金属,从而增加了超基性岩的经济效益。值得指出的是,该区除了存在大量的蛇纹石化橄榄岩以外,还存在着规模较大的基性岩,如辉绿岩和辉长岩。而由辉绿岩-辉长岩-橄榄岩组成的岩石组合,即类似于蛇绿岩套的岩石系列,也有是层状岩体的可能性,由于当地第四系覆盖严重,野外工作受到了极大的限制,只能通过钻探工程和槽探获取有限的信息,而判别其是否为典型的蛇绿岩套对该区寻找金属矿床的找矿方向具有极其重要的意义,如蛇绿岩套多和铬铁矿矿床有关,而层状岩体多伴生铜镍硫化物矿床和钒钛磁铁矿矿床。本次研究拟通过对乌兰敖包基性-超基性岩的年代学、矿物学和地球化学特征的研究,对它们的岩石成因以及构造背景进行约束,为该区的成矿潜力以及今后的找矿方向提供重要指示。

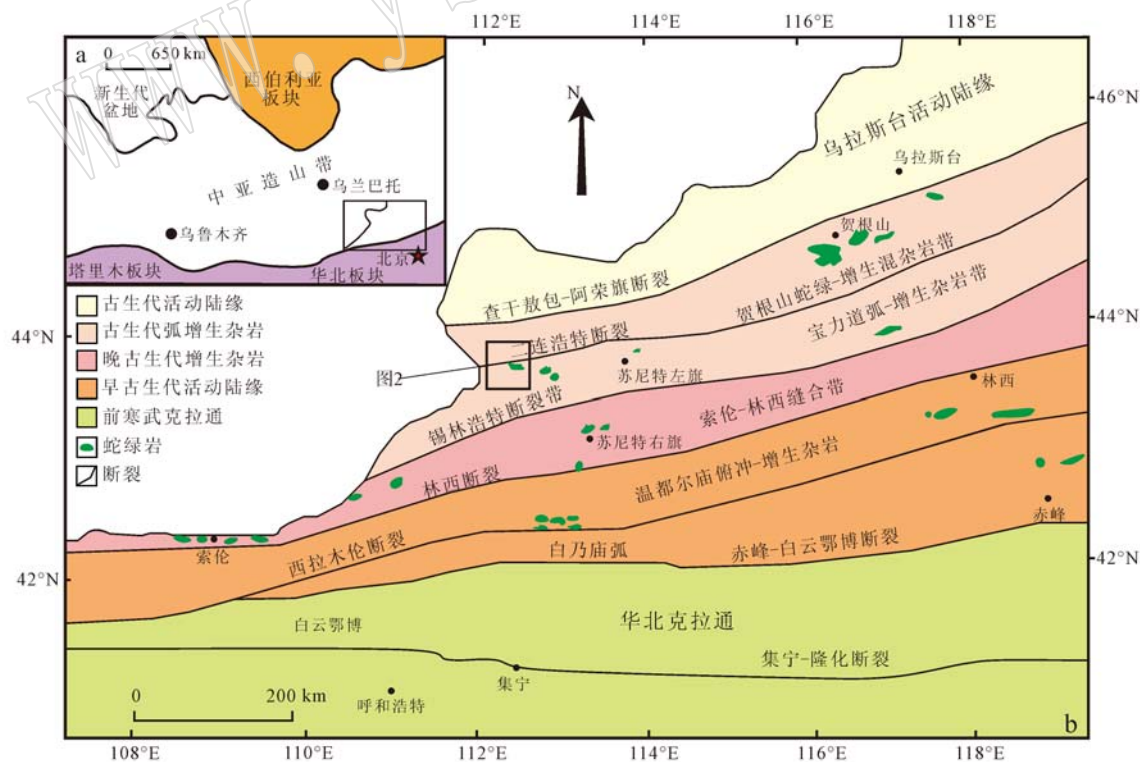


图 1 研究区大地构造背景图(据 Xiao *et al.*, 2003)

Fig. 1 Structural sketch map of the study area (after Xiao *et al.*, 2003)

1 区域地质概况及岩相学特征

研究区位于内蒙古自治区苏尼特左旗满都拉图镇西 80 km 处, 隶属赛汗高毕镇(苏木)所辖, 距离二连浩特市 55 km。

区内出露的地层主要包括古生界的中石炭统本巴图组(C_2b)、上石炭统阿木山组(C_2a)及新生界始新统伊尔曼丁哈组(E_2y)(图 2)。其中, 本巴图组岩石组合主要为长石硬砂岩、安山岩、凝灰岩、板岩、粉

砂岩夹灰岩透镜体, 出现腕足类化石; 阿木山组岩石组合为粉砂岩、细砂岩、长石砂岩, 夹凝灰岩砾岩、安山岩, 并发生一定程度的高岭土化、碳酸盐化、局部绿泥石化, 出现腕足类化石。区内火山岩出露范围很小, 岩石种类也较单一, 仅在中石炭统本巴图组顶部和上石炭统阿木山组底部见有少量凝灰岩和安山质凝灰岩。研究区内构造主要为褶皱及断裂, 褶皱主要发育在石炭纪地层中, 表现为连续的背斜构造, 断裂以近东西向为主, 次为北西向, 北西向断裂切穿近东西向断裂。

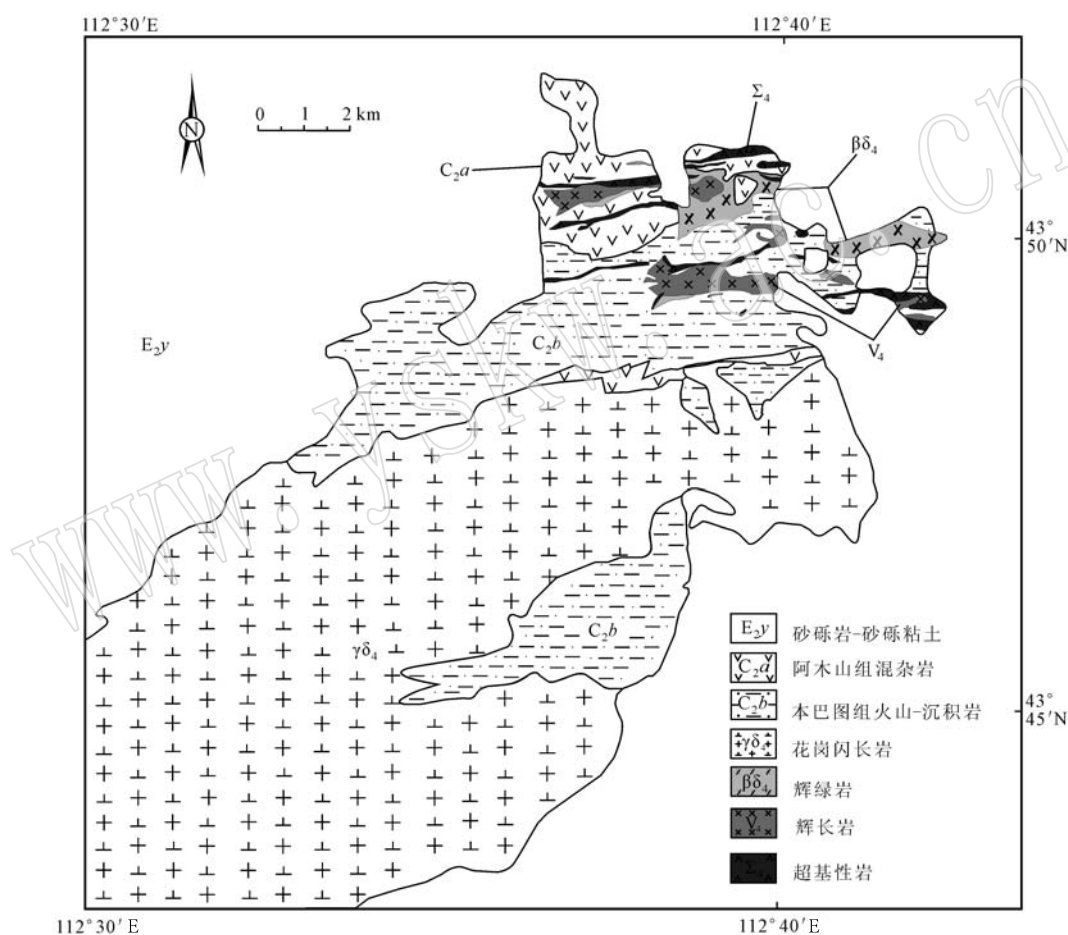


图 2 乌兰敖包地区地质图

Fig. 2 Sketch geological map of Ulan Obo area

区内侵入岩岩浆活动强烈, 主要为黑云母花岗闪长岩($\gamma\delta_4$)、辉绿岩($\beta\delta_4$)、辉长岩(V_4)及超基性岩(Σ_4)。其中, 黑云母花岗闪长岩($\gamma\delta_4$)岩体出露于本图南部地区, 呈北东-南西向延长, 面积达 90 余平方公里, 侵入到上石炭统阿木山组(C_2a)地层中, 侵入时间应属华力西中期, 岩石在手标本上为灰白色, 中粗粒花岗结构, 块状构造, 主要组成矿物为石英、斜

长石、黑云母、钾长石等。岩体内接触带有混染现象, 斜长石表现为强烈的绢云母化和黝帘石化, 黑云母有明显的绿泥石化; 外接触带表现出明显的硅化, 砂岩中石英重结晶现象多见, 斜长石绢云母化, 泥质矿物变为绿泥石。

辉长岩(V_4)主要出露于本区以北约 10 km 的阿拉坦布尔庙一带, 与石炭系阿木山组(C_2a)地层呈断

层接触。在哈拉图庙西南见有辉长岩侵入黑云母花岗岩闪长岩中的现象,呈近东西向展布,一般长度为几百米,最长达3 000 m,宽度一般为几米至几十米不等,个别达数百米。岩石呈灰黄-灰绿色,辉长结构(图 3a)、块状构造,主要组成矿物为辉石(40%)、基性斜长石(60%)左右,大部分辉石已发生次闪石化,斜长石已绿帘石化,岩石蚀变程度略高。

辉绿岩($\beta\delta_4$)主要出露于本区以北约阿拉坦布尔庙一带,与石炭系阿木山组(C_2a)及本巴图组(C_2b)

地层呈断层接触,呈近东西向展布,一般长度为几百米,宽度一般为几米至几十米不等。岩石呈灰黄-灰绿色,辉绿结构(图 3b),显微晶质结构(变余灰绿结构),少量为斑状结构,块状构造,杏仁构造,主要矿物为斜长石(65%~75%)、辉石(20%~30%)。

超基性岩(Σ_4)均与上石炭统阿木山组(C_2a)地层呈断层接触,长一般为几百米,宽几十米。野外呈黄-灰绿色,岩性主要为方辉橄榄岩、纯橄榄岩,它们没有明显的界线,呈渐变过渡关系。其中方辉橄榄

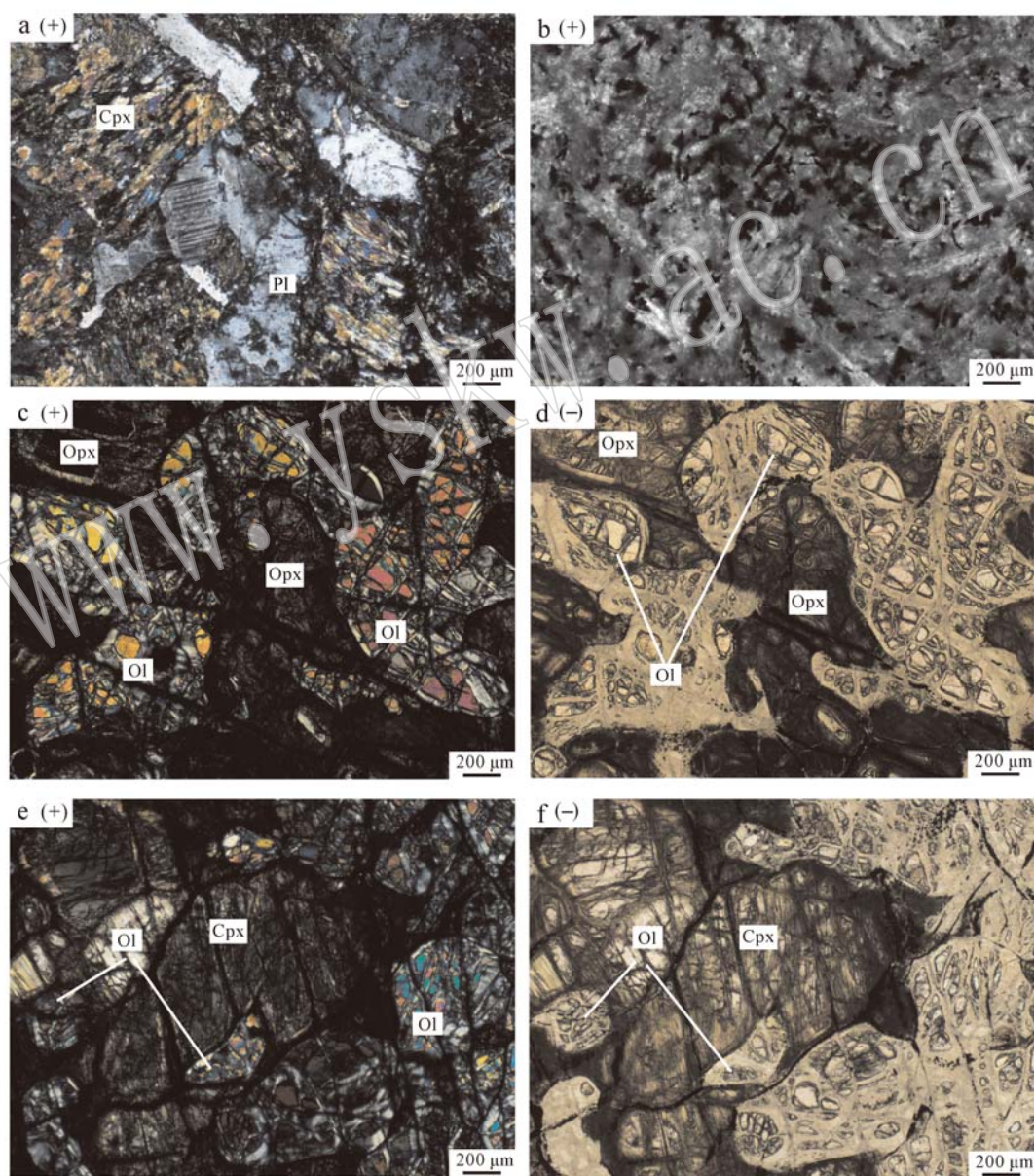


图 3 乌兰敖包基性-超基性岩显微镜照片

Fig. 3 Microphotographs of Ulan Obo mafic-ultramafic rocks

a—辉长岩的辉长结构; b—辉绿岩; c、d—方辉橄榄的斜方辉石港湾状结构; e、f—方辉橄榄岩中包橄结构
a—gabbroic texture; b—diabase; c, d—orthopyroxene in ilherzolite; e, f—clinopyroxene trapping olivine

岩具粗粒结构,主要组成矿物为橄榄石(87%~90%)、斜方辉石(约7%),含有少量单斜辉石。橄榄石呈粒状、板状出现,颗粒粒径介于0.3~1.5 mm之间,几乎完全蛇纹石化,但仍有残余斑晶存在,呈网格状分布。辉石都发生一定程度的蚀变,其中单斜辉石呈板状,包裹橄榄石形成包橄结构(图3e、3f)。斜方辉石呈板状,粒度大小为0.35~0.5 mm,具不规则熔蚀的港湾状结构(图3c、3d)。出露地表的超基性岩多呈风化壳产出,且已经发生强烈的蛇纹石化、碳酸盐化、滑石化和绿泥石化。

2 样品处理方法

本次研究首先对所采集的样品进行详细的薄片观察,并选择其中最新鲜的样品用于地球化学分析。样品全岩地球化学分析在中国地质科学院国家地质实验测试中心进行测试,主量元素通过MXF-2100型X射线荧光光谱仪测定,分析误差一般小于1.5%,烧失量(LOI)的测定采用马弗炉加热烧失法;微量元素测试仪器为等离子体质谱仪(PE300D),执行标准为DZ/T0223-2001,分析误差一般小于0.5%。

电子探针分析在中国地质大学(北京)地质实验中心电子探针实验室完成,测试仪器为EPMA1600,

实验条件是加速电压15 kV、电流 1×10^{-8} A、束斑1 μm 、ZAF修正法。

锆石 U-Pb 定年测试在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室完成。锆石定年分析所采用的仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP213 激光剥蚀系统。激光剥蚀所用的斑束直径为 25 μm , 频率为 10 Hz, 能量密度约为 2.5 J/cm², 以 He 为载气。锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ-1 为外标, U、Th 含量以锆石 M127(U = 923×10^{-6} , Th = 439×10^{-6} , Th/U = 0.475, Nasdala *et al.*, 2008) 为外标, 进行校正。

3 测试结果

3.1 矿物地球化学

乌兰敖包基性-超基性侵入岩主要由方辉橄榄岩、辉长岩及辉绿岩组成。本文研究采取乌兰敖包基性-超基性侵入岩中不同的岩石单元样品, 对其主要造岩矿物进行了详细的镜下观察及电子探针成分分析, 分析结果见表1、表2、表3。

3.1.1 橄榄石

橄榄石主要见于橄榄岩中, 在辉长岩及辉绿岩中也有少量出现。对蛇纹石化的方辉橄榄岩中残余

表1 乌兰敖包方辉橄榄岩中橄榄石电子探针成分测试结果

$w_B/\%$

Table 1 Electron microprobe analyses of olivines in Ulan Obo harzburgite

测点号	b108-1	b108-2	b108-3	b108-4	b108-5	b108-6	b108-7
SiO ₂	41.20	40.70	41.57	40.10	41.23	40.60	41.53
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.08
Al ₂ O ₃	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.06	0.08	0.00	0.06
FeO	8.32	8.47	8.74	8.29	8.45	8.47	8.11
MnO	0.08	0.10	0.13	0.14	0.11	0.16	0.12
MgO	50.56	51.26	50.17	51.00	50.76	51.34	51.06
NiO	0.37	0.37	0.36	0.37	0.43	0.37	0.40
CaO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03
Total	100.59	100.93	101.00	100.05	101.09	101.00	101.39
以4个氧原子数为基础的阳离子数							
Si	1.00	0.98	1.00	0.98	0.99	0.98	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.17	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.16
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.83	1.85	1.81	1.86	1.83	1.85	1.83
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.02	3.00	3.02	3.00	3.02	3.00
Fo	91.55	91.52	91.10	91.64	91.45	91.53	91.81

注: Fo = 100 Mg/(Mg + Fe)。

表 2 乌兰敖包基性-超基性岩辉石电子探针测试成分结果
Table 2 Part of electron microprobe analyses of pyrites from the Jilongshan skarn Au-Cu deposit

岩性 矿物	方辉橄榄岩					辉绿岩					辉长岩				
	斜方辉石		单斜辉石												
	b108-1	b108-2	b108-3	b108-4	XD-2-1	DD-2-2	DD-2-3	DD-2-4	WLG-20-1	WLG-20-2		WLG-20-3			
测点号															
SiO ₂	56.96	52.78	53.62	55.75	51.71	51.66	49.71	50.64	48.52	50.38	50.97				
TiO ₂	0.09	0.00	0.00	0.06	0.06	0.48	0.58	0.51	0.38	0.37	0.29				
Al ₂ O ₃	1.21	1.21	1.15	0.82	0.49	3.08	3.62	3.34	1.84	2.40	1.56				
Cr ₂ O ₃	0.71	0.80	0.68	0.74	0.12	0.31	0.00	0.04	0.00	0.21	0.04				
FeO	5.17	0.82	0.66	0.94	11.98	8.66	14.18	11.22	14.63	7.94	10.20				
MnO	0.12	0.13	0.09	0.10	0.48	0.24	0.32	0.31	0.33	0.19	0.38				
MgO	34.18	21.54	23.90	23.53	11.30	16.66	14.07	17.29	12.04	16.56	15.69				
CaO	1.32	20.18	12.47	16.30	23.83	18.66	16.90	15.48	15.94	18.06	17.63				
Na ₂ O	0.06	0.17	0.15	0.11	0.31	0.25	0.24	0.26	0.22	0.19	0.40				
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02				
Total	99.84	97.62	92.73	98.38	100.28	100.02	99.62	99.10	93.89	96.31	97.16				
以 6 个氧原子为基础的阳离子数															
Si	1.97	1.94	2.01	2.00	1.97	1.91	1.89	1.9	1.96	1.93	1.95				
Al ^(IV)	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.11	0.10	0.04	0.07	0.05				
Al ^(VI)	0.01	0.00	0.05	0.03	0.00	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.02				
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01				
Cr	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00				
Fe ³⁺	0.00	0.09	0.00	0.00	0.09	0.05	0.08	0.08	0.00	0.04	0.06				
Fe ²⁺	0.15	0.00	0.02	0.03	0.29	0.22	0.37	0.27	0.49	0.22	0.27				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01				
Mg	1.76	1.18	1.34	1.26	0.64	0.92	0.80	0.96	0.72	0.94	0.90				
Ca	0.05	0.79	0.50	0.63	0.97	0.74	0.69	0.62	0.69	0.74	0.72				
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03				
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Wo	2.48	39.42	26.77	32.56	47.87	37.92	35.08	31.61	35.60	37.80	36.42				
En	89.54	58.54	71.39	65.40	31.58	47.09	40.65	49.13	37.40	48.23	45.11				
Fs	7.78	1.44	1.27	1.63	19.41	14.07	23.35	18.28	26.13	13.26	16.98				
Mg [#]	92.18	93.05	98.46	97.80	62.86	77.49	64.04	73.43	59.42	78.85	73.37				

注: En = 100 Mg/(Mg + Fe + Ca), Fs = 100 Fe/(Mg + Fe + Ca), Wo = 100 Ca/(Mg + Fe + Ca)。

表 3 乌兰敖包基性岩中磁铁矿、钛铁矿电子探针成分分析结果
Table 3 Electron microprobe analyses of magnetite, ilmenite in Ulan Obo mafic rocks

矿物 测点号	辉绿岩中的磁铁矿										辉长岩中的钛铁矿						$w_B/\%$
	WLR-6	XD-2-1	XD-2-2	XD-2-3	XD-2-4	XD-2-5	WLR-2	WLR-3-1	WLR-3-2	WLR-3-3	WLR-3-4	WLG-8-1	WLG-8-2	WLG-8-3	WLG-8-4	WLG-8-5	WLG-9
SiO ₂	2.07	1.19	1.2	1.29	1.08	1.49	3.47	3.68	3.09	10.63	5.38	0.05	0.06	0.02	0.00	0.01	0.11
TiO ₂	0.31	0.41	0.22	0.15	0.15	3.16	1.42	1.78	2.10	0.29	2.59	52.12	52.36	52.05	51.98	51.68	50.44
Al ₂ O ₃	0.56	0.14	0.22	0.36	0.18	0.26	0.76	0.46	0.27	1.11	0.58	0.00	0.04	0.01	0.04	0.00	0.01
FeO	87.46	86.24	87.61	87.27	88.03	83.86	84.93	83.06	81.95	80.34	78.96	45.08	43.55	43.31	44.75	43.3	42.83
MnO	0.02	0.00	0.03	0.01	0.05	0.07	0.06	0.05	0.00	0.00	0.04	3.78	4.20	4.38	4.05	4.35	4.22
MgO	0.26	0.03	0.05	0.14	0.02	0.06	0.22	0.02	0.01	0.02	0.06	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.04
CaO	0.47	0.24	0.16	0.21	0.16	0.21	1.41	1.86	2.23	0.36	2.43	0.33	0.24	0.03	0.00	0.05	0.10
Na ₂ O	0.05	0.13	0.07	0.06	0.06	0.06	0.16	0.36	0.50	1.19	0.39	0.00	0.01	0.07	0.06	0.03	0.00
K ₂ O	0.05	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.04	0.06	0.07	0.05	0.08	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.05	0.08	0.02	0.02	0.00	0.05	0.00	0.02	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	91.29	88.48	89.59	89.53	89.73	89.25	92.48	91.35	90.27	94.00	90.51	101.37	100.49	99.92	100.91	99.44	97.75
Si	0.08	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.13	0.14	0.12	0.40	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.10	0.04	0.05	0.06	0.01	0.08	0.97	0.99	0.99	0.98	0.99	0.98
Al	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	1.79	1.87	1.88	1.87	1.90	1.67	1.62	1.58	1.61	1.12	1.39	0.05	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04
Fe ²⁺	1.05	1.05	1.04	1.04	1.04	1.14	1.10	1.11	1.08	1.38	1.17	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.88
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
Mg	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.08	0.09	0.01	0.10	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.09	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.02	3.03	3.05	3.02	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

的橄榄石颗粒的电子探针分析结果表明,橄榄石成分较均一(表1),且不存在成分环带,含量变化范围分别为 SiO_2 (40.10% ~ 41.57%)、 MgO (50.17% ~ 51.34%)、 FeO (8.11% ~ 8.74%),其他 TiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 、 MnO 等含量极低,都小于 0.5%。其 Fo 值变化范围为 91.10 ~ 91.81,表明橄榄石均为镁橄榄石,其 CaO 含量为 0.02% ~ 0.05%,与地幔橄榄石的变化范围一致(Thompson and Gibson, 2000)。

3.1.2 辉石

辉石主要出现在蛇纹石化橄榄岩、辉长岩及辉绿岩中,测试结果表明(表2),方辉橄榄岩中同时存在单斜辉石和斜方辉石,其中,单斜辉石主要由 SiO_2 、 MgO 和 CaO 组成,含量变化范围为 SiO_2 (52.78% ~ 55.75%)、 MgO (21.54% ~ 23.90%)、 CaO (12.47% ~ 20.18%)、 FeO (0.66% ~ 0.94%) 且具有高 $\text{Mg}^\#$ 值的特征,变化范围为 93.05 ~ 98.46,辉石分类图解上落在顽火透辉石范围之内(图4)。斜方辉石中 SiO_2 为 56.96%, MgO 为 34.18%, FeO 为 5.17%, $\text{Mg}^\#$ 为 92.18,辉石分类图解上落在斜顽辉石范围之内(图4)。这与地幔橄榄岩的辉石成分特征一致。

辉长岩中的辉石为单斜辉石,但大部分都发生不同程度的绿帘石化,其成分变化范围为 SiO_2

(48.52% ~ 50.97%)、 MgO (12.04% ~ 16.56%)、 FeO (7.94% ~ 14.63%)、 CaO (15.94% ~ 18.06%)、 TiO_2 (0.29% ~ 0.38%) 和 $\text{Mg}^\#$ (59.42 ~ 78.85)。与橄榄岩中单斜辉石相比具有相对富铁和钛、贫镁、低 $\text{Mg}^\#$ 的特征。辉石分类图解上成分落在普通辉石范围之内(图4)。

辉绿岩中的辉石均为单斜辉石,大部分发生不同程度的绿帘石化,其成分变化范围较大: SiO_2 (49.71% ~ 51.71%)、 MgO (11.3% ~ 17.29%)、 FeO (8.66% ~ 14.18%)、 CaO (15.48% ~ 23.83%)、 TiO_2 (0.06% ~ 0.58%) 和 $\text{Mg}^\#$ (62.86 ~ 77.49)。与橄榄岩中单斜辉石相比具有明显高的 FeO 、 TiO_2 , 低的 MgO 和 $\text{Mg}^\#$ 的特点,而与辉长岩中的辉石成分接近。辉石分类图解上主要落在次透辉石、贫钙普通辉石和普通辉石范围之内(图4)。同时本文基性-超基性岩中斜方辉石和单斜辉石均显示与收集到的典型蛇绿岩套相似的辉石成分(图4)。在 Wo-En-Fs 辉石端员组分与温度关系图上,单斜辉石在橄榄岩中温度高于 1200℃,在辉绿岩中温度变化范围比较高(600 ~ 1200℃),在辉长岩中温度比较均匀且主要分布在 1100℃ 附近(图5)。

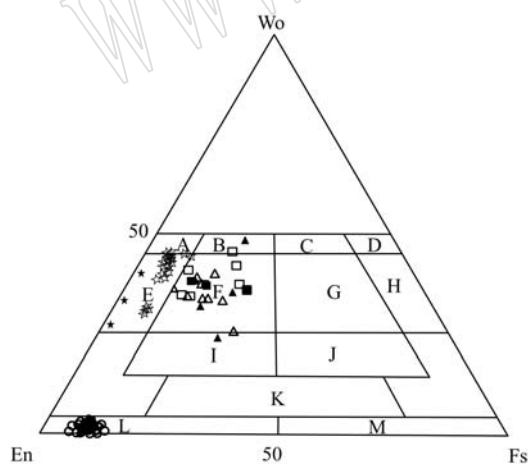


图4 辉石分类图解(据 Morimoto *et al.*, 1988)

蛇绿岩套: ○—超基性岩中的斜方辉石 ☆—超基性岩中的单斜辉石
□—辉长岩中的单斜辉石 △—辉绿岩中的单斜辉石
本文: ●—橄榄岩中的斜方辉石 *—橄榄岩中的单斜辉石
■—辉长岩中的单斜辉石 ▲—辉绿岩中的单斜辉石

Fig. 4 Clinopyroxene classification diagram (after Morimoto *et al.*, 1988)

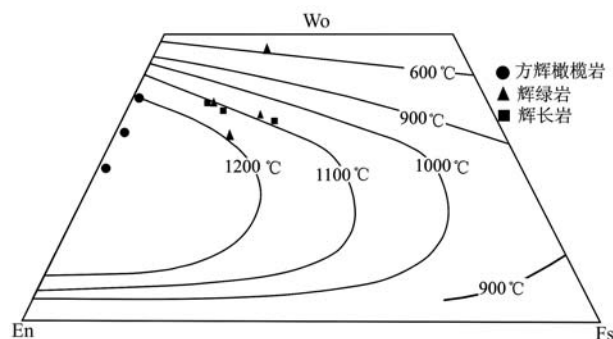


图5 辉石端员组分与温度关系图(据 Ross and Huebner, 1975)

Fig. 5 Diagram of relationship between end members and temperature (after Rose *et al.*, 1975)

3.1.3 钛铁氧化物

磁铁矿出现在辉绿岩中,其主要成分变化范围(表3)为: FeO (78.96% ~ 88.03%)、 TiO_2 (0.15% ~ 3.16%)、 MgO (0.01% ~ 0.26%)、 Al_2O_3 (0.14% ~ 1.11%) 和 Cr_2O_3 (0.00% ~ 0.08%)。

钛铁矿主要出现在辉长岩中,其电子探针分析结果为: TiO_2 (50.44% ~ 52.36%)、 FeO (42.83% ~ 45.08%)、 MnO (3.78% ~ 4.38%)、 CaO (0.00% ~ 0.33%),其他成分含量很低。与我国攀西红格钒钛

磁铁矿中钛铁矿相比具有相似的 FeO (44.97%) 和稍高的 TiO_2 (50.92%) 含量。

3.1.4 铬铁矿

在蛇纹石化的方辉橄榄岩中存在铬铁矿颗粒, 测试结果列于表 4 中, 成分变化范围为 Cr_2O_3 (48.90% ~ 50.83%), FeO (16.42% ~ 19.22%), MgO (10.93% ~ 12.22%), Al_2O_3 (18.82% ~ 20.95%)。Cr[#] 变化范围为 61.04 到 64.44, Mg[#] 变化范围为 50.40 到 56.37, 具有高 Cr 及 Fe 的特征。

表 4 乌兰敖包方辉橄榄岩中铬铁矿电子探针成分分析结果 $w_B/\%$

Table 4 Electron microprobe analyses of chromites in Ulan Obo ultramafic rocks

样品	WLP-9	WLP-9	WLP-9	WLP-9	WLP-9	WLP-9
Na ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.03	10.93	12.00	12.22	11.87	11.84
Al ₂ O ₃	19.46	18.82	19.93	19.97	19.96	20.95
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
SiO ₂	0.01	0.03	0.00	0.00	0.08	0.01
FeO	17.66	19.22	17.39	17.88	16.42	17.27
Cr ₂ O ₃	50.51	50.83	48.90	49.64	49.55	48.90
TiO ₂	0.08	0.13	0.06	0.06	0.07	0.07
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.35	0.40	0.27	0.24	0.26	0.25
NiO	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.07
Total	100.17	100.40	98.61	100.06	98.25	99.35
Cr [#]	63.53	64.44	62.21	62.51	62.49	61.04
Mg [#]	54.90	50.40	55.21	54.97	56.37	55.05

注: $\text{Cr}^\# = 100 (\text{Cr}_2\text{O}_3/76) / (\text{Cr}_2\text{O}_3/76 + \text{Al}_2\text{O}_3/51)$, $\text{Mg}^\# = 100 (\text{MgO}/40.3) / (\text{MgO}/40.3 + \text{FeO}/76)$ 。

3.2 锆石特征和 U-Pb 年龄

为了获得乌兰敖包基性-超基性侵入岩的形成时代, 本文选取蛇绿岩带中的辉长岩进行锆石 LA-ICP-MS 定年(表 5)。锆石的 18 个测点的 Pb 含量变化范围较大, 其值为 $2.07 \times 10^{-6} \sim 342.49 \times 10^{-6}$ 。除了样品 wl-1-8(0.33)、wl-1-6(0.30)以外, 其他样品 Th/U 值(0.42~1.54)都大于 0.4、平均为 0.65, Th 和 U 丰度之间具有明显的正相关关系, 符合岩浆成因锆石的特征(Hoskin and Black, 2000)。由于样品年龄小于 1 Ga, 故本文采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。测试结果显示, 18 个分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄比较集中, 除了测点 wl-1-9 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(334.47 Ma)较小以外, 其他的都集中在 340.9~349.7 Ma 之间, 全部位于 U-Pb 和谐线上或及其附近, 和谐度

较高, 加权平均年龄为 344.5 ± 1.5 Ma(图 6), 可以代表辉长岩结晶年龄。

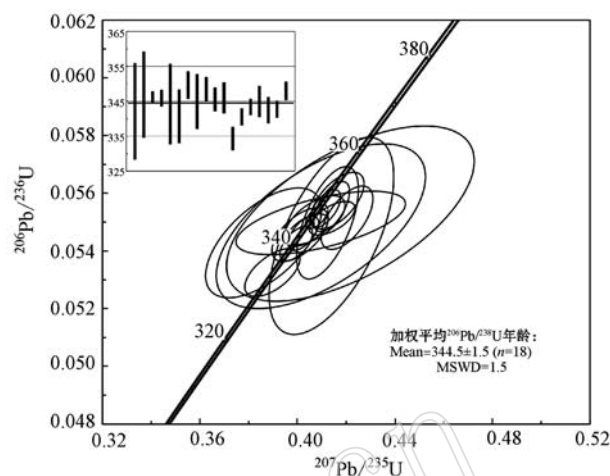


图 6 辉长岩中锆石 LA-ICP-MS 的 U-Pb 谐和图

Fig. 6 Concordia curves of zircon LA-ICP-MS U-Pb data for the gabbro of Ulan Obo complex

3.3 岩石地球化学特征

本次研究采取 5 件蛇纹石化橄榄岩、5 件辉绿岩和 6 件辉长岩样品进行主微量元素分析, 岩石化学成分测试结果列于表 6。

3.3.1 超基性岩

由于强烈的蛇纹石化, 橄榄岩的烧失量在 13.87%~21.60% 之间。另外, 方辉橄榄岩的 SiO_2 含量变化范围为 34.52%~37.45%, MgO 含量变化范围为 35.29%~42.06%, Fe_2O_3 含量变化范围为 6.03%~8.09%, Al_2O_3 变化范围为 0.24%~0.69%, CaO 、 Na_2O 和 K_2O 的含量极低。与原始地幔组分相比, 乌兰敖包地区的橄榄岩具有高 MgO 、低 CaO 、 Al_2O_3 、 TiO_2 、 P_2O_5 的特征(Plame and O'Neill, 2007)。与中国超基性岩平均值相比, 总体上具有低的 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Na_2O 、 K_2O 、 CaO 、 TiO_2 、 P_2O_5 及高的 MgO 含量的特征, Fe_2O_3 含量接近平均值(黎彤, 1963)。岩石 $\text{Mg}^\#$ 值在 91.1~92.3 之间, 属镁质超基性岩。

方辉橄榄岩的稀土元素总量很低, $\Sigma\text{REE} = 0.21 \times 10^{-6} \sim 0.33 \times 10^{-6}$, 稀土元素分配模式见图 7a, 表现为“U 型”模式, 即轻稀土元素和重稀土元素相对于中稀土元素更为富集。这种特征表明岩石发生交代变质作用的改造(Mahe' o et al., 2004), 但总体仍呈现出低的稀土元素含量。方辉橄榄岩微量元素含量

表 5 乌兰敖包辉长岩锆石 U-Pb 测年结果
Table 5 Results of U-Pb dating of zircons from the gabbro of Ulan Obo

测点号	$\epsilon_{\text{Pb}}/10^{-6}$		^{232}Th		^{238}U		Th/U		同位素比值				同位素年龄/Ma			
									$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
	Pb(Total)	^{232}Th	^{238}U						1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ	1 σ
wl-1-28	7.850 4	19.693 1	42.392 6	0.464 542 7	0.055 3	0.003 6	0.413 9	0.016 9	0.054 5	0.002 3	0.054 5	0.002 3	13.783 9	351.705 1	12.127 6	12.127 6
wl-1-23	2.939 0	5.309 1	6.713 1	0.790 856 6	0.054 6	0.003 6	0.421 7	0.033 6	0.055 3	0.002 0	0.055 3	0.002 0	12.241 9	357.264 9	23.970 8	23.970 8
wl-1-19	49.858 0	64.527 2	138.479 4	0.465 969 9	0.053 6	0.000 3	0.407 9	0.003 0	0.055 2	0.000 3	0.055 2	0.000 3	1.664 2	347.330 5	2.182 3	2.182 3
wl-1-18	6.010 0	30.425 5	45.125 5	0.674 240 9	0.054 5	0.000 8	0.414 2	0.006 2	0.055 1	0.000 4	0.055 1	0.000 4	2.341 9	351.860 1	4.476 3	4.476 3
wl-1-17	2.066 5	3.346 4	7.902 2	0.423 474 3	0.053 8	0.003 3	0.409 6	0.028 3	0.054 9	0.001 9	0.054 9	0.001 9	11.505 7	348.584 0	20.410 3	20.410 3
wl-1-16	8.390 2	30.287 2	39.139 8	0.773 822 1	0.051 5	0.001 6	0.386 1	0.015 7	0.054 3	0.001 3	0.054 3	0.001 3	7.673 4	331.495 6	11.504 5	11.504 5
wl-1-15	342.497 1	642.681 0	417.797 7	1.538 258 6	0.054 2	0.000 5	0.416 4	0.007 2	0.055 7	0.000 6	0.055 7	0.000 6	3.948 9	353.491 3	5.138 2	5.138 2
wl-1-14	55.825 7	94.909 7	182.216 5	0.520 862 1	0.054 5	0.001 2	0.412 3	0.008 4	0.055 0	0.001 3	0.055 0	0.001 3	7.850 8	350.515 7	6.020 8	6.020 8
wl-1-13	101.598 8	164.783 2	212.793 9	0.774 379 4	0.054 1	0.000 4	0.414 0	0.004 8	0.055 5	0.000 6	0.055 5	0.000 6	3.513 6	351.743 9	3.481 6	3.481 6
wl-1-11	12.977 3	28.464 7	39.329 2	0.723 754 8	0.053 6	0.000 9	0.407 2	0.008 1	0.055 1	0.000 6	0.055 1	0.000 6	3.413 4	346.871 5	5.864 8	5.864 8
wl-1-10	82.600 6	152.710 7	179.946 0	0.848 647 5	0.055 3	0.000 6	0.420 3	0.007 0	0.055 2	0.000 7	0.055 2	0.000 7	4.428 2	356.261 5	5.024 9	5.024 9
wl-1-9	27.473 0	26.071 4	40.656 3	0.641 263 7	0.053 2	0.001 0	0.389 7	0.007 5	0.053 3	0.000 5	0.053 3	0.000 5	3.341 0	334.156 2	5.467 7	5.467 7
wl-1-8	11.106 2	22.956 0	70.125 7	0.327 355 0	0.053 4	0.000 5	0.399 5	0.004 4	0.054 3	0.000 4	0.054 3	0.000 4	2.412 2	341.271 3	3.205 6	3.205 6
wl-1-6	34.190 1	31.890 2	106.433 2	0.299 626 2	0.053 5	0.000 7	0.403 9	0.005 7	0.054 7	0.000 4	0.054 7	0.000 4	2.277 6	344.439 0	4.130 4	4.130 4
wl-1-5	2.585 0	21.234 4	27.671 7	0.767 367 9	0.054 1	0.003 2	0.409 5	0.023 0	0.055 0	0.000 7	0.055 0	0.000 7	4.427 3	348.547 5	16.535 7	16.535 7
wl-1-4	4.816 6	17.264 7	39.670 3	0.435 204 3	0.053 4	0.000 9	0.401 0	0.007 6	0.054 6	0.000 6	0.054 6	0.000 6	3.754 5	342.408 6	5.514 4	5.514 4
wl-1-2	44.229 2	71.311 7	119.187 4	0.598 315 5	0.053 4	0.000 4	0.402 4	0.004 1	0.054 6	0.000 4	0.054 6	0.000 4	2.392 1	343.386 9	2.991 0	2.991 0
wl-1-1	34.826 5	70.085 0	120.995 4	0.579 237 2	0.053 8	0.000 5	0.411 3	0.004 2	0.055 5	0.000 4	0.055 5	0.000 4	2.634 4	349.845 8	3.011 6	3.011 6

表 6 乌兰敖包基性-超基性岩岩石主量($w_B/\%$)和微量元素($w_B/10^{-6}$)成分分析Table 6 Major ($w_B/\%$) and trace ($w_B/10^{-6}$) element compositions of mafic-ultramafic rocks in Ulan Obo

岩性	方辉橄榄岩				辉绿岩			
样品号	WLP-5	WLP-7	b107	ZK117-1-238	WLR-2	WLR-3	WLR-5	WLR-6
SiO ₂	35.72	34.67	34.52	37.45	48.12	48.70	46.44	51.28
Al ₂ O ₃	0.57	0.24	0.40	0.69	10.24	11.19	10.89	11.92
TFe ₂ O ₃	6.03	8.09	6.93	7.45	15.48	15.66	16.67	11.88
CaO	0.04	0.03	0.03	0.05	6.99	5.01	6.77	6.70
MgO	35.29	41.60	42.06	39.29	12.27	10.48	11.09	9.88
K ₂ O	0.00	—	—	—	0.41	1.30	0.71	0.52
Na ₂ O	0.00	—	—	—	2.70	2.74	2.23	3.27
MnO	0.070	0.101	0.112	0.094	0.182	0.203	0.206	0.145
TiO ₂	—	0.003	0.002	0.003	1.210	1.307	1.282	1.255
P ₂ O ₅	0.001	0.002	0.001	0.003	0.084	0.084	0.065	0.077
LOI	21.60	14.52	15.00	13.87	2.16	3.17	3.44	2.92
Total	99.69	99.82	99.69	99.68	99.84	99.84	99.79	99.84
Mg [#]	92.1	91.1	92.3	91.3	61.3	57.2	57.1	62.4
Li	0.31	0.14	0.13	0.54	8.53	9.43	10.19	11.83
P	5.71	11.18	8.55	9.08	559.39	522.54	421.94	469.07
Sc	6.26	4.06	6.09	6.38	52.09	56.97	52.23	57.86
Ti	16.59	33.10	11.40	21.86	7 885.66	8 561.02	7 758.35	8 030.78
V	18.05	10.66	14.44	22.66	430.18	461.92	473.97	438.89
Mn	582.10	723.30	811.89	728.45	1 420.81	1 572.04	1 517.88	1 075.49
Co	93.57	109.41	113.84	107.18	49.69	50.64	59.21	54.20
Cu	6.70	9.28	2.15	3.00	75.52	153.69	179.77	178.98
Ga	1.12	0.20	0.21	0.32	13.97	15.59	16.47	14.83
Rb	0.07	0.05	0.02	0.14	10.38	28.51	16.34	16.07
Sr	1.63	20.75	3.76	33.05	69.43	83.91	60.05	103.04
Y	0.05	0.06	0.05	0.03	34.36	36.40	35.79	27.25
Zr	1.01	0.49	0.42	0.21	64.46	70.90	64.46	66.08
Nb	0.12	0.15	0.08	0.02	2.24	2.51	2.11	2.58
Cs	0.06	0.01	0.01	0.21	0.71	1.09	0.57	0.79
Ba	0.53	2.01	0.96	3.86	12.04	39.34	20.41	29.09
La	0.04	0.04	0.04	0.03	2.46	2.89	2.35	2.33
Ce	0.13	0.09	0.09	0.07	7.17	8.41	6.88	7.01
Pr	0.02	0.01	0.01	0.01	1.25	1.41	1.19	1.20
Nd	0.08	0.05	0.05	0.06	7.21	8.10	6.65	6.70
Sm	0.01	0.01	0.01	0.01	2.64	2.96	2.59	2.47
Eu	0.00	0.00	0.00	0.01	0.82	1.17	1.30	0.78
Gd	0.01	0.01	0.01	0.01	4.06	4.44	3.96	3.58
Tb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.80	0.87	0.80	0.71
Dy	0.01	0.01	0.01	0.01	5.56	5.93	5.61	4.85
Ho	0.00	0.00	0.00	0.00	1.29	1.37	1.32	1.10
Er	0.01	0.01	0.01	0.01	3.85	4.03	4.01	3.22
Tm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.62	0.63	0.61	0.51
Yb	0.01	0.01	0.01	0.01	4.04	4.08	3.97	3.33
Lu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64	0.64	0.62	0.52
Hf	0.04	0.02	0.01	0.01	2.04	2.20	2.08	2.08
Ta	—	0.00	0.01	0.01	0.20	0.27	0.19	0.35
Pb	1.65	2.63	11.11	2.59	1.16	2.95	1.17	2.01
Th	0.00	—	—	—	0.17	0.17	0.14	0.18
U	—	0.01	—	0.06	0.14	0.10	0.10	0.30

续表 6

Continued Table 6

岩性	辉绿岩	辉长岩					
样品号	WLR-10	WLG-8	WLG-9	WLG-18	WLG-20	WLG-22	WLG-24
SiO ₂	47.30	48.34	49.24	46.66	45.35	46.98	43.74
Al ₂ O ₃	10.94	13.43	13.00	12.62	12.38	12.41	11.32
TFe ₂ O ₃	15.68	13.22	12.35	15.46	16.35	15.67	17.37
CaO	8.55	6.78	7.77	8.86	10.06	8.19	8.62
MgO	8.56	9.18	7.78	9.02	9.25	8.32	10.55
K ₂ O	1.65	0.44	0.29	0.03	0.07	0.03	0.03
Na ₂ O	1.50	3.80	4.37	2.81	2.24	3.31	2.46
MnO	0.368	0.195	0.184	0.206	0.231	0.211	0.229
TiO ₂	1.266	1.568	1.524	1.127	1.065	1.092	1.356
P ₂ O ₅	0.083	0.158	0.142	0.075	0.079	0.069	0.080
LOI	3.85	2.54	2.72	2.81	2.79	3.34	2.93
Total	99.74	99.65	99.38	99.68	99.85	99.62	98.69
Mg [#]	52.2	58.2	55.7	53.8	53.1	51.5	54.8
Li	15.26	2.74	2.44	6.18	6.28	4.05	6.21
P	479.64	540.42	522.52	345.35	321.82	340.01	395.54
Sc	53.06	42.25	39.93	58.38	56.73	56.05	60.41
Ti	7 977.73	1 0625.10	9 801.26	6 842.76	6 695.90	6 874.61	7 529.96
V	465.62	329.31	343.72	428.96	422.13	432.66	428.39
Mn	2 719.49	1 481.30	1 425.29	1 652.02	1 800.78	1 704.20	1 713.19
Co	59.19	38.54	36.10	55.34	53.31	56.32	59.23
Cu	153.30	38.89	51.51	119.59	115.19	128.48	168.28
Ga	16.24	18.12	19.36	16.44	15.48	14.74	14.11
Rb	42.39	10.84	8.32	0.46	1.31	0.39	0.25
Sr	90.91	244.67	147.65	56.46	129.55	93.27	49.34
Y	35.56	30.95	29.79	32.30	32.21	32.21	34.36
Zr	68.49	59.55	86.45	52.41	51.30	53.30	60.36
Nb	1.99	1.96	1.81	1.10	1.27	1.09	1.84
Cs	0.85	1.84	1.30	1.09	0.80	0.72	0.45
Ba	411.42	41.90	15.89	3.58	16.83	5.87	4.01
La	2.51	3.50	3.15	1.36	1.35	1.40	1.92
Ce	7.65	10.82	9.94	4.80	4.57	4.82	6.02
Pr	1.32	1.82	1.69	0.89	0.87	0.91	1.09
Nd	7.41	9.76	9.00	5.42	5.31	5.48	6.46
Sm	2.78	3.29	3.10	2.31	2.25	2.36	2.59
Eu	1.09	1.34	1.22	0.76	0.84	0.86	0.83
Gd	4.22	4.50	4.23	3.64	3.58	3.70	4.02
Tb	0.83	0.82	0.78	0.74	0.73	0.75	0.81
Dy	5.81	5.37	5.10	5.15	5.11	5.25	5.63
Ho	1.36	1.17	1.13	1.20	1.19	1.22	1.31
Er	4.02	3.30	3.21	3.59	3.54	3.62	3.87
Tm	0.63	0.48	0.48	0.55	0.56	0.56	0.61
Yb	4.16	2.99	3.00	3.65	3.64	3.65	3.98
Lu	0.66	0.43	0.46	0.58	0.57	0.57	0.62
Hf	2.17	1.98	2.57	1.76	1.73	1.81	2.01
Ta	0.16	0.25	0.19	0.34	0.16	0.11	0.18
Pb	11.54	1.65	0.93	—	2.31	6.89	1.61
Th	0.14	0.16	0.18	0.05	0.05	0.05	0.12
U	0.13	0.10	0.05	0.06	0.03	0.08	0.03

注: Mg[#] = 100 Mg/(Mg + Fe)。

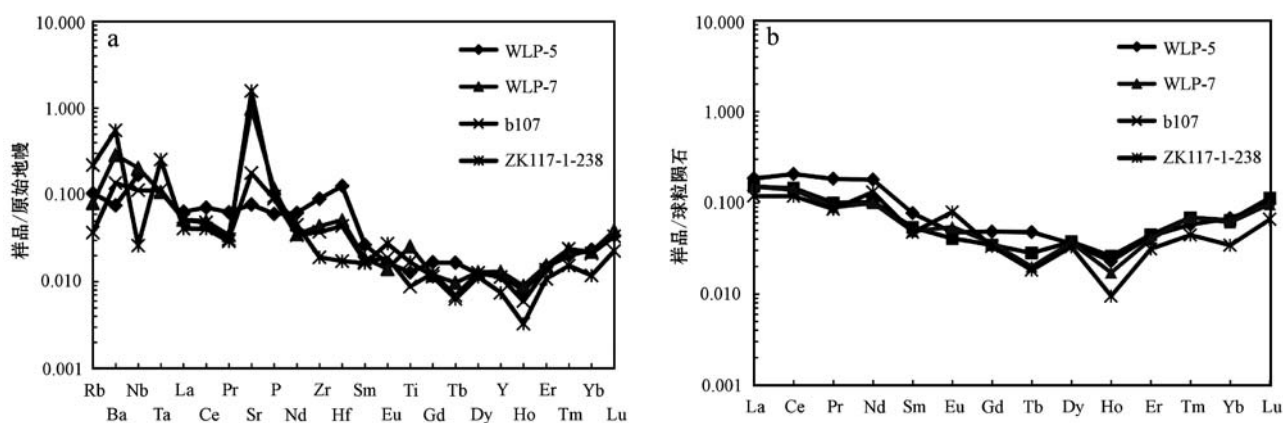


图7 方辉橄榄岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)及球粒陨石标准化稀土元素模式图(b)(据 Sun and McDonload, 1989)

Fig. 7 Primitive mantle-normalized spider diagram (a) and chondrite-normalized REE patterns of hurzburgite (b) (after Sun and McDonload, 1989)

见表6,微量元素地幔标准化蛛网图(图7b)显示岩体中微量元素总体上亏损,呈现地幔橄榄岩的微量元素特征,其中Ba、Sr、Ta、Hf等元素出现正异常。

3.3.2 基性岩

基性岩包括辉绿岩和辉长岩,其中辉绿岩化学成分变化范围为 SiO_2 (46.44% ~ 51.28%)、 Fe_2O_3 (11.88% ~ 16.67%)、 CaO (5.01% ~ 8.55%)、 Al_2O_3 (10.24% ~ 11.92%)、 K_2O (0.41% ~ 1.65%)、 Na_2O (1.50% ~ 3.27%)和 TiO_2 (1.21% ~ 1.31%), MgO 变化范围为8.56% ~ 12.27%,高于大西洋玄武岩(9.04%)及Troodos枕状熔岩(7.79%)的平均 MgO 含量,全岩 $\text{Mg}^\#$ 值变化范围为52 ~ 62,岩石总体上显示富铁、镁,贫钙的特征。

辉长岩中 SiO_2 = 43.74% ~ 49.24%,平均值为46.72%, MgO = 7.78% ~ 10.55%,平均为9.02%, CaO = 6.78% ~ 10.06%,平均值为8.38%, Al_2O_3 = 11.32% ~ 13.43%,平均值为12.53%, Fe_2O_3 = 12.35% ~ 17.37%,平均值为15.07%,另外, TiO_2 的变化范围为1.06% ~ 1.57%, K_2O 的变化范围为0.03% ~ 0.44%, Na_2O 的变化范围为2.24% ~ 4.37%。与本区辉绿岩相比具有较高的钙、铝,低镁及相似的铁、钛特征,与中国平均辉长岩(黎彤, 1963)相比具有高铁、镁,低铝、钛的特征。

Winchester等(1977)发现 Nb/Y 几乎只受碱度的影响而与蚀变和分异作用无关。因此将基性组分投在不活泼高场强元素 Nb/Y - SiO_2 分类图解中,其中可以看出蛇绿混杂岩中的玄武岩属于亚碱性系列(图8a)。在单斜辉石 Ti - $\text{Ca} + \text{Na}$ 成分图解中落入

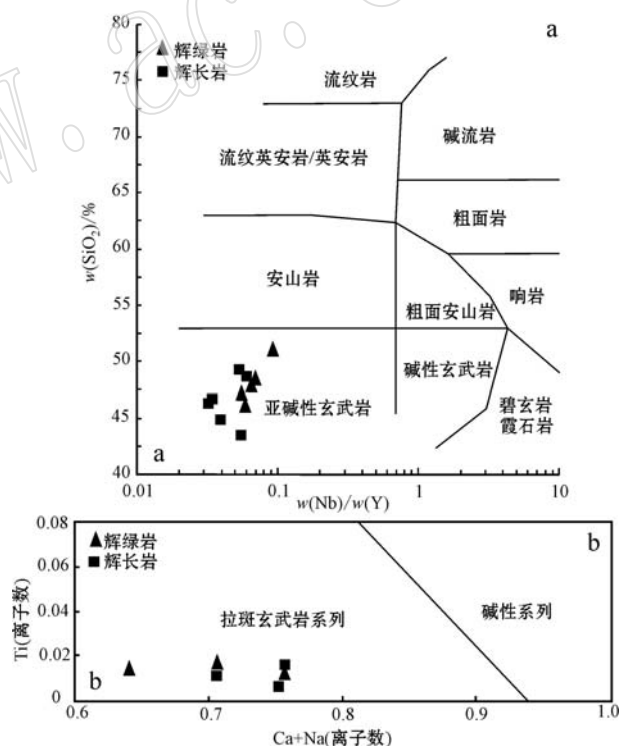


图8 乌兰敖包基性岩 Nb/Y - SiO_2 (a,据 Winchester and Floyd, 1977)和单斜辉石 Ti - $\text{Ca} + \text{Na}$ 图解(b,据 Leterrier *et al.*, 1982)

Fig. 8 Nb/Y versus SiO_2 diagram (a, after Winchester and Floyd, 1977) and Ti - $\text{Ca} + \text{Na}$ diagram of Ulan Obo mafic rocks (b, after Leterrier *et al.*, 1982)

拉斑玄武岩系列区域(图8b)。以上地球化学特点表明乌兰敖包中基性岩岩属于亚碱性拉斑玄武岩系列。两种基性岩稀土元素总量变化不大,且特征相

似。其中辉绿岩 Σ REE 在 $38.30 \times 10^{-6} \sim 46.93 \times 10^{-6}$ 之间, 平均值为 42.79×10^{-6} , 与 Sun 等(1989)提出的 N-MORB(39.11×10^{-6})和 E-MORB(49.09×10^{-6})参考值对比, 其更接近 N-MORB 类型, 且与 OIB(198.96×10^{-6})差别明显。Sr($60.05 \times 10^{-6} \sim 103.04 \times 10^{-6}$)、Nb($1.99 \times 10^{-6} \sim 2.58 \times 10^{-6}$)和 Ta($0.16 \times 10^{-6} \sim 0.35 \times 10^{-6}$)、Th($0.14 \times 10^{-6} \sim 0.18 \times 10^{-6}$)元素含量相当于 N-MORB(90×10^{-6} 、 2.33×10^{-6} 、 0.132×10^{-6} 、 0.12×10^{-6})而明显区别于洋岛玄武岩(660×10^{-6} 、 48×10^{-6} 、 2.7×10^{-6} 、 4.0×10^{-6} ; Sun and McDonough, 1989)。(La/Sm)_N 值在 0.90~0.97 之间, LREE/HREE 值在 0.96~1.13 之间, (La/Yb)_N 值在 0.59~0.70 之间, 表明轻重稀土元素分馏不明显, 有低程度的重稀土元素富集出现。样品几乎不出现 Eu 异常, 表明岩浆斜长石分异结晶作用较弱。

辉长岩中稀土元素特征与辉绿岩十分相似, 其中 Σ REE 在 $34.10 \times 10^{-6} \sim 49.60 \times 10^{-6}$ 之间, 平均

为 39.96×10^{-6} , 同样接近 N-MORB。辉长岩中 Sr 含量变化范围较大, 即 Sr($49.34 \times 10^{-6} \sim 244.67 \times 10^{-6}$), 并且 Nb($1.09 \times 10^{-6} \sim 1.96 \times 10^{-6}$)、Ta($0.11 \times 10^{-6} \sim 0.34 \times 10^{-6}$)、Th($0.05 \times 10^{-6} \sim 0.18 \times 10^{-6}$)相当于 N-MORB(90×10^{-6} 、 2.33×10^{-6} 、 0.12×10^{-6} 、 0.12×10^{-6}), 而明显区别于洋岛玄武岩(660×10^{-6} 、 48×10^{-6} 、 2.7×10^{-6} 、 4.0×10^{-6}) (Sun and McDonough, 1989)。(La/Sm)_N 值在 0.58~1.06 之间, (La/Yb)_N 值在 0.38~1.17 之间, 说明轻重稀土元素分馏不明显, 同时未出现明显的 Eu 异常。

在稀土元素球粒陨石标准化图解上, 辉绿岩及辉长岩都显示出弱的重稀土元素富集的一条左倾近似平直的曲线(图 9a), 与 Sun 等(1989)中的 E-MORB 及 OIB 的稀土元素特征明显不同, 而具有与 N-MORB 类似的稀土元素特征。微量元素原始地幔标准化蛛网图中辉绿岩及辉长岩都显示 U 和 Ta 富集、Nb 和 Th 亏损的特征, 除此之外蛛网图同时显示辉绿岩富集 Rb、亏损 Sr 元素(图 9b)。

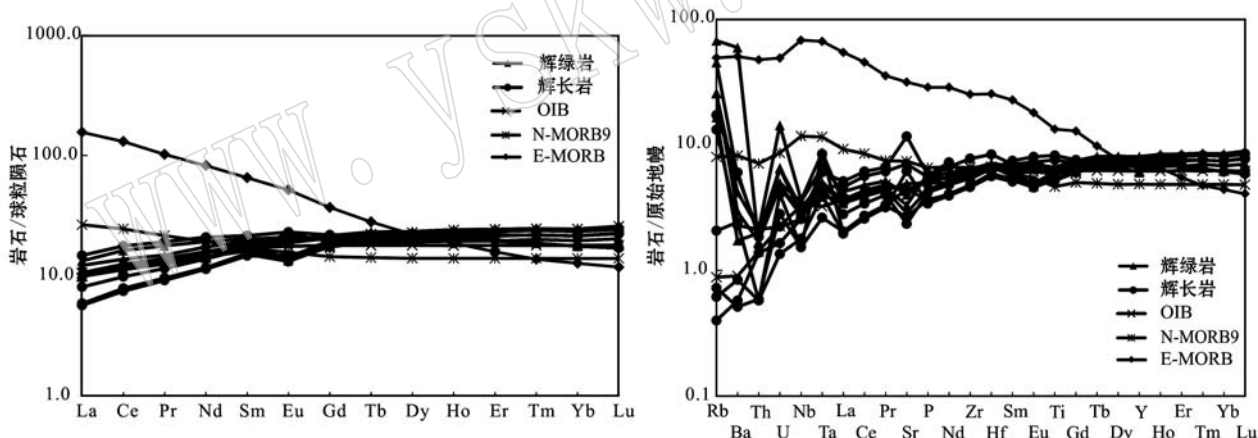


图9 乌兰敖包基性岩稀土元素分配曲线(a)及微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(据 Sun and McDonough, 1989)
Fig. 9 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized spider diagram (b) of the mafic rocks in Ulan Obo (after Sun and McDonough, 1989)

4 讨论

4.1 岩石成因及其对构造背景的指示

乌兰敖包基性-超基性岩由方辉橄榄岩、辉绿岩和辉长岩岩组成, 这种岩石序列的成因主要有两种可能: 蛇绿岩套和层状岩体。通过钻探工程圈出的基性-超基性岩体的展布方向为近东西向, 且3种岩性并没有呈明显的层状分布, 岩石结构也并没有显

示出层状岩体的堆晶结构。从钻探取得的岩芯来看, 3种岩性单元的接触关系多呈截然或断层接触, 没有层状岩体所具有的渐变关系, 因此从野外特征上更加符合蛇绿岩套的野外分布特征, 辉绿岩和辉长岩相当于蛇绿岩中的堆晶岩单元。在岩相学上, 方辉橄榄岩中斜方辉石具不规则的熔蚀, 说明其是熔融的残留。在矿物学特征上, 方辉橄榄岩中橄榄石具有较高的 F_o 值($91.10 \sim 91.81$), 显示出了地幔橄榄岩中橄榄石的特征。在地球化学特征上, Nb 的

负异常在一定程度上可以反映地幔源区含有岛弧火山岩的组分,而与典型的大洋中脊 N-MORB 有明显区别(张旗等, 2001; 赖绍聪等, 2001)。与典型的 N-MORB 相比, 乌兰敖包基性岩出现 Nb 负异常, 说明其形成于弧环境。而本文没有出现明显的大离子亲石元素富集及高场强元素的亏损, 暗示其形成于俯冲早期阶段。

乌兰敖包基性-超基性岩中辉长岩及辉绿岩仅显示较低程度的结晶分异, 因此应用玄武岩类的构造环境判别图来确定辉长岩的构造环境是可行的。在 $Ti_2O-MnO-P_2O_5$ 和 $Zr-Zr/Y$ 构造环境判别图中, 大多数样品落在岛弧玄武岩区, 少数样品落在洋中脊玄武岩范围之内(图 10)。

另外, 地幔橄榄岩矿物含量、矿物化学组成

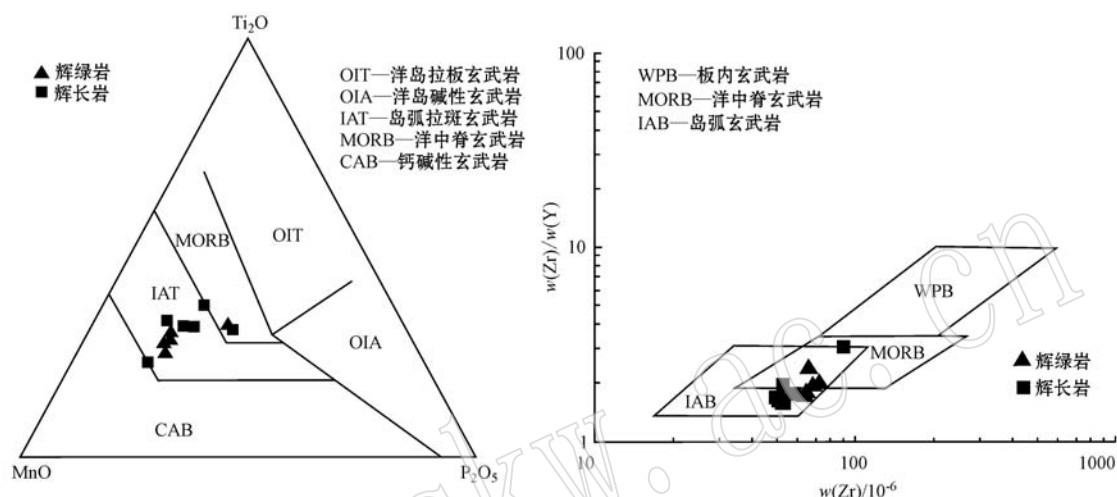


图 10 乌兰敖包基性岩 $Ti_2O-MnO-P_2O_5$ (据 Mullen, 1983) 和 $Zr/Y-Zr$ (据 Pearce and Michael, 1979) 构造环境判别图

Fig. 10 $Ti_2O-MnO-P_2O_5$ (after Mullen, 1983) and $Zr/Y-Zr$ (after Pearce and Michael, 1979) tectonic setting discrimination diagrams for basic rocks in Ulan Obo complex

是示踪构造环境、部分熔融历史非常有用的指示剂 (Dick and Fisher, 1984; Uysal *et al.*, 2007)。在地幔橄榄岩尖晶石 $Cr^\#$ 、 $Mg^\#$ 相关图解中, 样品点均落入弧前橄榄岩区域, 部分熔融程度高达 35% (图 11)。

综上所述, 乌兰敖包基性-超基性岩岩石组合应属于蛇绿混杂岩, 形成于早期俯冲带之上的弧前环境中。这也符合区域地质背景, 在内蒙古-大兴安岭造山带北部分部有二连浩特-贺根山蛇绿混杂岩带, 是晚古生代古亚洲洋闭合的残留物, 从区域上看乌兰敖包基性-超基性岩很有可能是该蛇绿岩套的一部分。

前人对这套规模宏大的蛇绿岩套也做了较详细的研究工作, 如其南部交其尔蛇绿岩中斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 平均年龄为 343 ± 7 Ma, 显示其形成于早石炭世 (Miao *et al.*, 2007), 贺根山蛇绿岩中辉长岩 SHRIMP U-Pb 年龄为 354 ± 7 Ma, 斜长花岗岩年龄为 333 ± 4 Ma, 形成于早石炭世 (Jian *et al.*, 2012), 恩格尔乌苏蛇绿岩同位素测年结果为

354 ± 6.5 Ma (辉长岩, K-Ar 法)、380 Ma (辉长岩, 锆石 U-Pb 年龄), 说明其主要岩石单元形成于早石炭世 (王金荣等, 1995)。本文研究的乌兰敖包蛇绿套也位于这一大型蛇绿混杂岩带中, 其辉长岩 U-Pb 年龄为 344.5 ± 1.5 Ma, 这和前人的研究成果一致, 指示古亚洲洋在早石炭世存在着一个大洋环境, 表明华北和西伯利亚板块的碰撞应该发生在早石炭世之后, 而不是此前认为的晚志留世-泥盆世、中晚泥盆世或晚泥盆世-早石炭世。

4.2 对找矿方向的指示意义

通常来讲, 蛇绿岩套具有明显的成矿专属性, 其典型矿床为岩浆成因铬铁矿和上部与基性火山岩有关的矿床。本次研究在铬铁矿以及钒钛磁铁矿等找矿方向上获得如下信息。

地幔橄榄岩的部分熔融伴随着铬元素的富集、再造和成矿 (杨芳林, 1989), 熔融程度越高, 成矿机率也越大 (Dick and Bullen, 1984)。世界上大型豆荚状铬铁矿基本产于蛇绿岩体内 (黄圭成等, 2007), 部分熔融程度高的 SZZ 型蛇绿岩更有利于铬铁矿形成

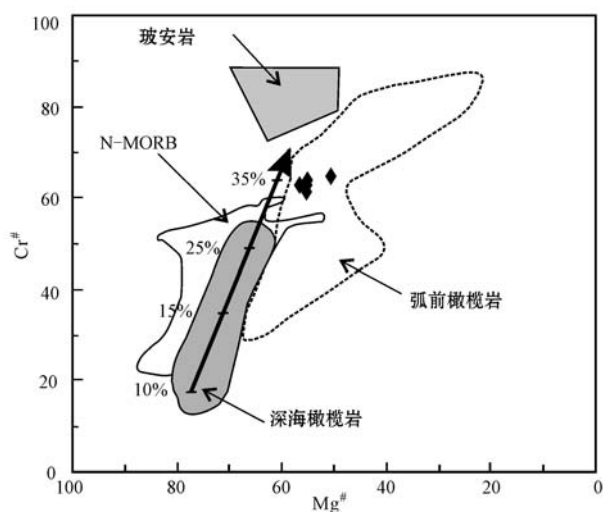


图 11 乌兰敖包地幔橄榄岩判别图

Fig. 11 Tectonic discrimination diagrams of Ulan Obo mantle peridotites

深海地幔橄榄岩、E-MORB、N-MORB 和玻安岩来自 Dick and Bullen (1984); 弧前地幔橄榄岩来自 Ishii *et al.* (1992); 带十字的箭头代表主体地幔橄榄岩部分熔融百分比(Hirose and Kawamoto, 1995)

Fields of abyssal peridotites, N-MORB, E-MORB and boninites are after Dick and Bullen (1984); The field for forearc peridotite is from Ishii *et al.* (1992); the arrow with ticks represents the percentage of melting of the host peridotite (after Hirose and Kawamoto, 1995)

(Dick and Fisher, 1984)。

尖晶石的 $Cr^{\#}$ [$Cr^{\#} = 100(Cr_2O_3)_m / (Cr_2O_3 + Al_2O_3)_m$]也可用以确定地幔橄榄岩的部分熔融程度。部分熔融及结晶分离过程中 Cr 和 Mg 更容易被分配到固体相而 Al 更容易加入到熔体相。具有较高 $Cr^{\#}$ 值(>60)的尖晶石被认为是俯冲带中部分熔融程度较高的岩浆通过结晶而形成的,而 $Cr^{\#}$ 值(<60)的尖晶石则是在洋中脊环境中熔融程度较低的岩浆结晶而形成的(Dick and Bullen, 1984)。本次研究的方辉橄榄岩中尖晶石 $Cr^{\#}$ (61.04~64.44)值都大于 60,并且 Cr 含量高,Al 含量低,指示部分熔融程度较高。此外,岩浆中 MgO 含量不仅是地幔物质部分熔融程度的标志,也是地幔部分熔融温度的重要标志(利哈契夫等,1983)。地幔部分熔融过程中,MgO 为相容组分,趋于固相集中;FeO 为不相容组分,趋于液相富集,因此通过 MgO 含量和镁铁比值可以判断地幔部分熔融程度及成矿专属性。作为本区蛇绿混杂岩的组成单元,方辉橄榄岩中铬尖晶石 $Cr^{\#}$ 显示地幔部分熔融程度高,表明乌兰敖包蛇绿混杂岩具有良好的铬铁矿成矿潜力。而橄榄岩

MgO 含量在 35.29%~42.06%之间,方辉橄榄岩中辉石显示其温度大于 1200℃,属于利哈契夫(1983)提出的高温无硫化物超镁铁质岩($MgO > 30\%$),应与铬铁矿有关,再者,M/F 值在 9~11 之间,也位于吴利仁(1963)提出的铬铁矿有关岩浆范畴之内。

钒钛磁铁矿通常产生在层状岩体中,如南非的 Bushveld 层状岩体、中国攀枝花层状岩体等,其岩性单元变化受分离结晶作用控制,可从橄榄岩向正长岩演化,而钒钛磁铁矿多产在基性单元如橄榄岩、辉石岩和辉长岩中。一般认为钒钛磁铁矿中铁、钛等元素的富集是通过富铁、钛玄武质岩浆在岩浆房中熔离、分离结晶作用所导致(Zhang *et al.*, 2009)。本文乌兰敖包基性-超基性岩由方辉橄榄岩、辉绿岩、辉长岩组成,虽然存在一定量钛铁氧化物,但是大部分钛铁矿及磁铁矿主要存在于辉长岩和辉绿岩中,而超基性岩中缺乏这两种矿石矿物,另外,与我国典型的攀枝花钒钛磁铁矿相比,乌兰敖包中的辉长岩粒度变化明显并不强烈,岩石结构比较均匀,指示其并未发生明显的分离结晶作用,而这对该地区寻找钒钛磁铁矿金属矿床是一个不利因素。

综上所述,乌兰敖包蛇绿混杂岩成因研究表明该区具有形成铬铁矿成矿的有利条件,值得今后找矿勘探工作时注意,而目前的资料显示缺乏钒钛磁铁矿的找矿线索。

5 结论

乌兰敖包地区分布的方辉橄榄岩、辉长岩及辉绿岩组合应该属于蛇绿岩套,辉长岩-辉绿岩具有与 N-MORB 相似的地球化学特征,指示这一个弧前洋盆的环境。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示乌兰敖包蛇绿岩中辉长岩的结晶年龄为 344.5 ± 1.5 Ma,表明蛇绿混杂岩中的主要岩性单元形成于早石炭世,代表古亚洲洋晚期的演化阶段。从橄榄岩的矿物学和地球化学来看,其形成环境有利于铬铁矿形成,因此应该根据研究区域岩体围绕铬铁矿进行进一步野外勘探工作。

References

- Charvet J, Shu L and Laurent-Charvet S. 2007. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates[J]. Episodes, 30(3): 162~186.

- Coleman R G. 1977. Ophiolites[M]. New York: Springer Berlin Heidelberg, 229.
- Dick H J B and Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86(1): 54~76.
- Dick H J B and Fisher R L. 1984. Mineralogic studies of the residues of mantle melting: Abyssal and Alpine-type peridotites[J]. *Developments in Petrology*, 11(2): 295~308.
- Hirose K and Kawamoto T. 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3~4): 463~473.
- Hong D, Chang W, Huang H, *et al.* 2009. The Permian alkaline granites in Central Inner Mongolia and their geodynamic significance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 8(1): 27~39.
- Hoskin P W O and Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon[J]. *J. Metamorph. Geol.*, 18(4): 423~439.
- Hsü K J, Wang Q, Li J, *et al.* 1991. Geologic evolution of the Neimontides: a working hypothesis[J]. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 84: 1~31.
- Huang Guicheng, Xu Deming, Lei Yijun, *et al.* 2007. Chromite prospects in the Daba-Xiuguga Ophiolitic zone Southeast Tibet[J]. *Geology in China*, 34(4): 668~674(in Chinese with English abstract).
- Ikhacher A P I and Su Huaibi. 1983. Formation conditions of Cu-Ni deposits[J]. *Geochemistry*, 2(11): 54~63(in Chinese with English abstract).
- Ishii T, Robinson P T, Maekawa H, *et al.* 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg 125[J]. *Scientific Results*, 125: 445~486.
- Jian P, Kröner A, Windley B F, *et al.* 2012. Carboniferous and Cretaceous mafic-ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): a SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral "Hegenshan ophiolite"[J]. *Lithos*, 142~143: 48~66.
- Lai Shaocong and Liu Chiyang. 2001. Geochemistry and genesis of the island-arc ophiolite in Anduo area, Tibetan plateau[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(4): 675~682(in Chinese with English abstract).
- Leterrier J, Maury R C, Thonon P, *et al.* 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 139~154.
- Li J Y. 1987. A preliminary study on the Paleo-suture between Siberian and Sino-Korean plates in Eastern Nei Mongolia[J]. *Science Bulletin*, 32(23): 1 637~1 641.
- Li Tong. 1963. The average chemical composition of igneous rocks in China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 43(3): 271~280(in Chinese with English abstract).
- Mahe'o G, Bertrand H, Guillot S, *et al.* 2004. The South Ladakh ophiolites (NW Himalaya, India): an intraoceanic tholeiitic arc origin with implication for the closure of the NeoTethys[J]. *Chemical Geology*, 203(3): 273~303.
- Miao L H, Fan W M and Liu D Y. 2008. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: Implication for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(4): 404~415.
- Miao L C, Zhang F Q, Fan W M, *et al.* 2007. Phanerozoic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling orogenic belt in North China: constraints from geochronology of ophiolites and associated formations[J]. *National Municipal Review*, 280(1): 223~237.
- Morimoto N, Fabries J, Ferguson K, *et al.* 1988. Nomenclature of pyroxenes[J]. *Mineralogy and Petrology*, 39(1): 55~76.
- Mullen D E. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 62(1): 53~62.
- Nasdala L, Wolfgang H and Nicholas N. 2008. Zircon M257-a Homogeneous Natural Reference Material for the Ion Microprobe U-Pb Analysis of Zircon[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(3): 247~265.
- Pearce A J and Michael J N. 1979. Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33~47.
- Plame H and O'Neill. 2007. Cosmochemical estimates of mantle composition[J]. *Treatise on Geochemistry*, 2: 1~38.
- Ross M and Huebner J S. 1975. A pyroxene geothermometer based on composition-temperature relationships of naturally occurring orthopyroxene, pigeonite and augite. International Conference on Geothermal Geobarom, Extended Abstracts[J]. *Pennsylvania State University*, 11: 5~10.
- Sengor A M C and Natal'in B A. 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis[A]. Yin A and Harrison M. *The Tectonic Evolution of Asia*[C]. Cambridge: Cambridge University Press, 486~641.

- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in Ocean Basins* [C]. London: Geological Society, 313~345.
- Tang K. 1990. Tectonic development of Paleozoic fold belts at the north margin of the Sino-Korean craton[J]. *Plant Growth Regulation*, 9 (2): 249~260.
- Thompson R N and Gibson S A. 2000. Transient high temperatures in mantle plume headed inferred from magnesian olivines in phanerozoic picrites[J]. *Nature*, 407(6 803): 502~506.
- Uysal I, Kaliwoda M, *et al.* 2007. Compositional variations as a result of partial melting and melt-peridotite interaction in an upper mantle section from the Ortaca area, southwestern Turkey[J]. *The Canadian Mineralogist*, 45(6): 1 471~1 493.
- Wang Jinrong, Song Chunhui, Gao Junping, *et al.* 1995. The oridional mechanism of Enner Us Ophiolitic Melange, North Alaxa[J]. *Journal of Lanzhou University*, 31(2): 140~147(in Chinese with English abstract).
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 20(77): 325~343.
- Wu Liren. 1963. Minerogenic specialization of mafic and ultramafic rocks in China[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 4(1): 29~41(in Chinese with English abstract).
- Xiao W J, Windley B F, Hao J, *et al.* 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Tectonics*, 6(22): 1 069.
- Xu Bei, J Charvet and Zhang Fule. 2001. Primary study on petrology and geochronology of blueschists in Sunitezuoqi, northern Inner Mongolia[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 36(4): 424~434(in Chinese with English abstract).
- Yang Fanglin. 1989. The genesis of chromite deposits in Hegenshan district of Inner Mongolia, China[J]. *Bull. Shenyang Inst. Geol. Min. Res. Chinese Acad. Geol. Sci.*, 18: 103~112(in Chinese with English abstract).
- Yue Y, Liou J G and Graham S A. 2001. Tectonic correlation of Beishan and Inner Mongolia orogens and its implications for the palinspastic reconstruction of north China[J]. *Geological Society of America Memoirs*, (194): 101~116.
- Zhang Z, Hao Y, Yu A I, *et al.* 2009. Phase equilibria constraints on relations of ore-bearing intrusions with flood basalts in the panxi region, southwestern china[J]. *Acta Geologica Sinica*, 83(2): 295~309.
- Zhang Qi and Zhou Guoqing. 2001. *Ophiolites in China*[M]. Beijing: Science Press(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 哈利契夫, 宿怀璧. 1983. 铜镍矿床的形成条件[J]. *地质地球化学*, 2(11): 54~63.
- 黄圭成, 徐德明, 雷义均, 等. 2007. 西藏西南部达巴-休古嘎布绿岩带铬铁矿的找矿前景[J]. *中国地质*, 34(4): 668~674.
- 赖绍聪, 刘池阳. 2001. 青藏高原安多岛弧型蛇绿岩地球化学及成因[J]. *岩石学报*, 19(4): 675~682.
- 黎彤. 1963. 中国岩浆岩的平均化学成分[J]. *地质学报*, 43(3): 271~280.
- 王金荣, 宋春晖, 高军平, 等. 1995. 阿拉善北部恩格尔乌苏蛇绿混杂岩的形成机制[J]. *兰州大学学报*, 31(2): 140~147.
- 吴利仁. 1963. 论中国基性岩、超基性岩的成矿专属性[J]. *地质科学*, 4(1): 29~41.
- 徐备, Charvet J, 张福勤. 2001. 内蒙古北部苏尼特左旗蓝片岩岩石学和年代学研究[J]. *地质科学*, 36(4): 424~434.
- 杨芳林. 1989. 内蒙古贺根山铬铁矿床的成因[J]. *中国地质科学院沈阳地质矿产资源研究所所刊*, 18: 103~112.
- 张旗, 周国庆. 2001. *中国蛇绿岩*[M]. 北京: 科学出版社.