

四川阿布郎当超镁铁质侵入体成岩机制的地球化学约束*

马言胜^{1,2} 陶琰^{1**} 钟宏¹ 朱飞霖^{1,2} 王兴阵³

MA YanSheng^{1,2}, TAO Yan^{1**}, ZHONG Hong¹, ZHU FeiLin^{1,2} and WANG XingZhen³

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 安徽理工大学, 资源与环境工程系, 淮南 232001

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

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

3. Department of Resource and Environment Engineering, Anhui Institute of Technology, Huainan 232001, China

2008-07-22 收稿, 2008-12-17 改回.

Ma YS, Tao Y, Zhong H, Zhu FL and Wang XZ. 2009. Geochemical constraints on the petrogenesis of the Abulangdang ultramafic intrusion, Sichuan Province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 25(5):1146–1158

Abstract The Abulangdang ultramafic intrusion lies in the west margin of the Yangtze Block, the middle of Kang-Dian axis of earth and the west side of the An-Ning River deep fault. The zoned-like rocks of Abulangdang are, from the core to the outside, composed of plagioclase-bearing peridotite, pyroxene peridotite, plagioclase pyroxene peridotite, and plagioclase olivine pyroxenite. The significant Cu-Ni-PGE mineralization occurs along the marginal facies. Recently, as the increasing strength of geological survey of the nation and the increasing prices of metal, especially the noble metals, the Abulangdang intrusion attracted attention once again. However, it is still poor on the aspect of geochemistry though abundant data of geological survey for the intrusion has been accumulated. This paper provided a basic study on major elements, trace elements and platinum-group elements for the Abulangdang ultramafic rocks as well as the compositions of the rock-forming minerals. We discussed the primary magma of the intrusion, the degree of partial melting of the mantle, and the process of rock-forming. The results show that Abulangdang ultramafic rocks are products of tectonic-magmatic activity in the Emeishan Large Igneous Province (ELIP) and belong to tholeiitic evolution trend. The Abulangdang ultramafic rocks were formed from picritic-like magmas generated by relatively high degrees (18%) of partial melting of an OIB-type mantle source. During ascent of the magma, the mafic minerals which crystallized in the early stage concentrated in the middle of the magma conduit and formed the zoned-like pattern of the rocks. The accumulation of mafic minerals which represented as olivine occurred after the magma intruded Abulangdang magma chamber. At the same time, the crystallization differentiation of magma would continue in the magma chamber and assimilation between magma and country rocks probably caused the liquation of sulfide which occurred near the marginal facies of the intrusion. In the course of late crustal movement, the Abulangdang magma chamber showed up in the earth's surface and thus the Abulangdang ultramafic rocks which we see at present.

Key words ELIP; Ultramafic rocks; Partial melting; Abulangdang; Sichuan Province; SW China

摘要 阿布郎当超镁铁质侵入体位于扬子地台西缘, 康滇地轴中段, 安宁河深大断裂之西侧。该岩体呈似同心环状相带分布, 基性程度很高, 岩体的中心为含长橄榄岩, 向外依次过渡为含长辉橄岩、辉橄岩及斜长辉橄岩, 边缘带斜长橄辉岩。在岩体的边缘带附近存在明显的 Cu-Ni-PGE 矿化。随着近年来矿产价格的走高和国家对地质普查工作的力度加大, 阿布郎当岩体又重新引起人们的关注。该岩体在地质勘探方面已经积累了丰富的资料, 但在地球化学方面的研究还很薄弱。本文对阿布郎当超镁铁岩体进行了系统的主要造岩矿物成分、主量元素、微量元素及铂族元素含量的分析, 讨论了该岩体的原始岩浆和地幔部分熔融程度, 并对成岩过程进行了探讨。研究认为, 阿布郎当超镁铁岩质属拉斑玄武岩系列, 是峨眉山大火成岩省

* 中国科学院重要方向项目 (KZCX2-YW-Q04-06) 和国家自然科学基金项目 (40773033, 40873028, 40730420) 资助。

第一作者简介: 马言胜, 男, 1979 年生, 博士研究生, 地球化学专业, E-mail: mayansheng0904@163.com

** 通讯作者: 陶琰, 男, 1963 年生, 博士, 副研究员, 岩石学和矿床地球化学专业, E-mail: taoyan@vip.gyig.ac.cn

构造-岩浆活动产物,成岩原始岩浆为苦橄质岩浆,由类似于洋岛玄武岩岩浆源区成分的地幔经18%左右的部分熔融形成。在岩浆上升过程中,最先结晶的镁铁矿物由于岩浆的流动而集中于岩浆管道的中央,于是形成各种岩石的环带分布。当岩浆上升侵入阿布朗当岩浆房以后,发生了以橄榄石为代表的镁铁矿物的堆积,与此同时,岩浆在岩浆房内继续进行着结晶分异并且还可能与围岩发生了混染,导致岩体边缘相附近出现了硫化物的熔离。在后期的地壳运动中,阿布朗当岩浆房露出地表,即今天所见到的阿不朗当超镁铁质岩体。

关键词 峨眉山大火成岩省;超镁铁岩;部分熔融;阿布朗当;四川

中图法分类号 P588.125

在扬子地台西缘元谋—西昌地区,沿着几条南北走向的断裂出露着数量众多的镁铁-超镁铁质侵入体(图1),这些镁铁-超镁铁侵入体使得该地区成了岩浆矿产勘探的重要靶区。在这些侵入体中已经发现两类重要的矿床,Fe-Ti-V超大型矿床和Ni-Cu-(PGE)硫化物矿床。前者通常赋存在攀

西(攀枝花—西昌)地区的层状辉长质侵入体中(Zhong *et al.*,2002,2004);后者赋存在镁铁-超镁铁质侵入体中,如杨柳坪、力马河、朱布、金山山等矿床(Glotov *et al.*,2001; Zhou *et al.*,2002; Song *et al.*,2003; Wang *et al.*,2005; Tao *et al.*,2007,2008)。位于攀西地区的阿布朗当超镁铁质侵入

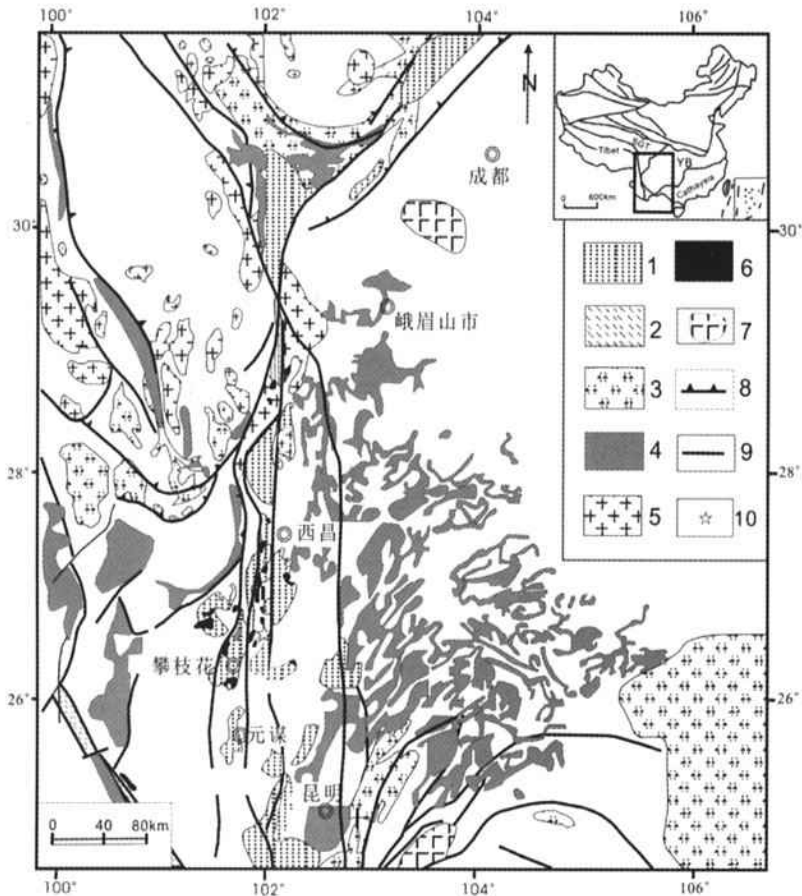


图1 中国西南地区峨眉山大火成岩省及相关镁铁-超镁铁质侵入体区域分布图(据 Wang *et al.*,2005)

1-前寒武纪基底;2-哀牢山伸展变形岩;3-震旦纪及古生代岩体;4-二叠纪峨眉山溢流玄武岩;5-花岗岩;6-镁铁质-超镁铁质侵入体;7-在钻孔中发现的峨眉山玄武岩;8-逆掩断层;9-断层;10-研究区域(阿布朗当岩体)

Fig.1 Regional geological map showing the distributions of the Emeishan Large Igneous and associated mafic-ultramafic intrusions in SW China (modified from Wang *et al.*,2005)

1- Precambrian Basement; 2- Ailaoshan ductilely deformed rock; 3- Sinian and Palaeozoic rocks; 4- Permian Emeishan flood basalts; 5- Granite; 6- Mafic-ultramafic intrusion; 7- Emeishan basalt found in drill holes; 8- Overthrust fault; 9- Fault; 10- Abulangdang intrusion

体存在明显的 Cu-Ni-(PGE) 矿化。1961 年第一轮铜镍矿普查评价时,在阿布郎当发现 12 个矿体(多为表外矿),一般长 40~80m,最长 300~500m,厚 3~70m,延伸 36~165m。表内矿品位 Ni 0.43%, Cu 0.11%, 全矿段平均 Ni 0.32%, Cu 0.06%, 铂族元素矿化明显,但未找到工业矿体。新一轮国土资源大调查中在阿布郎当岩体与石英闪长岩和震旦系下统安山-英安岩接触带附近的震旦系一侧发现 Pt 和 Pd 的最大异常值分别为 13.2×10^{-9} 和 20.9×10^{-9} , 被定为可能由矿体或成矿作用(矿化体)引起的 II 类异常(王登红等, 2007)。阿布郎当超镁铁质岩体在地质勘探方面已经积累了丰富的资料(如葛茂先, 2001), 但在地球化学方面的研究还很薄弱。相比较扬子地台西缘的其他镁铁-超镁铁质侵入体而言, 阿布郎当超镁铁质侵入体呈似同心环状分布, 而且规模较大, 基性程度很高。对于该岩体的研究不但有助于 Ni-Cu-PGE 找矿的突破, 而且对于深化认识幔源岩浆演化的模式具有重要的意义。本文对阿布郎当岩体样品的主要造岩矿物、主量元素、微量元素和铂族元素进行了系统的分析, 界定了岩体原始岩浆性质及成因, 对岩体的成岩机制进行了探讨, 以期进一步丰富对峨眉山大火成岩省岩浆活动规律的认识。

1 岩体地质概况

阿布郎当超镁铁质侵入体位于康滇地轴中段, 安宁河深大断裂之西侧, 受安宁河深大断裂次级构造控制, 是攀西地区盐边岩体群中的一员, 附近还有冷水箐镁铁质岩体(沈渭洲等, 2003), 高家村镁铁-超镁铁杂岩体(朱维光等, 2004), 大槽镁铁-超镁铁质岩体(姚家栋, 1986; 葛茂先, 2001)。前人曾对阿布郎当的橄辉岩进行了全岩 K-Ar 测年(姚家栋, 1986), 得出同位素年龄为 558.9Ma。近年来, 香港大学周美夫教授通过锆石 U-Pb 定年得出阿布郎当超镁铁质岩体的地质年龄为 260Ma 左右(私人通讯), 与峨眉山大火成岩省主要岩浆活动时限 256~260Ma (Zhou *et al.*, 2006; Zhong and Zhu, 2006; 侯增谦等, 2006) 基本一致。

阿布郎当超镁铁质岩体在平面上状如鞋底(图 2), 呈北西-南东向分布, 南北长约 6km, 东西宽 800~2150m, 出露面积约 7.5km², 岩体规模较大。该岩体主要由含长橄辉岩(约占整个岩体体积的 30%), 辉橄岩、含长辉橄岩(40%), 斜长辉橄岩(10%) 及斜长橄辉岩(20%) 组成。岩体的中心为含长橄辉岩, 向外依次过渡为含长辉橄岩、辉橄岩及斜长辉橄岩, 边缘带斜长橄辉岩。阿布郎当岩体存在明显的 Cu-Ni-PGE 矿化, 其中镍以硅酸镍为主, 硫化物含量低, 主要由镍黄铁矿、磁黄铁矿和黄铜矿组成, 呈浸染状分布(姚家栋, 1986)。岩体及外围出露的最古老结晶基底地层为太古宙一早元古代康定群片麻岩(片麻状石英闪长岩、片麻状花岗岩)。盖层主要有震旦系观音崖砂岩、页岩、灰岩、白云岩, 列古六组砂岩、砾岩; 震旦系中酸性熔岩(英安岩、英安斑岩、流纹岩)不整合地覆于康定群之上。

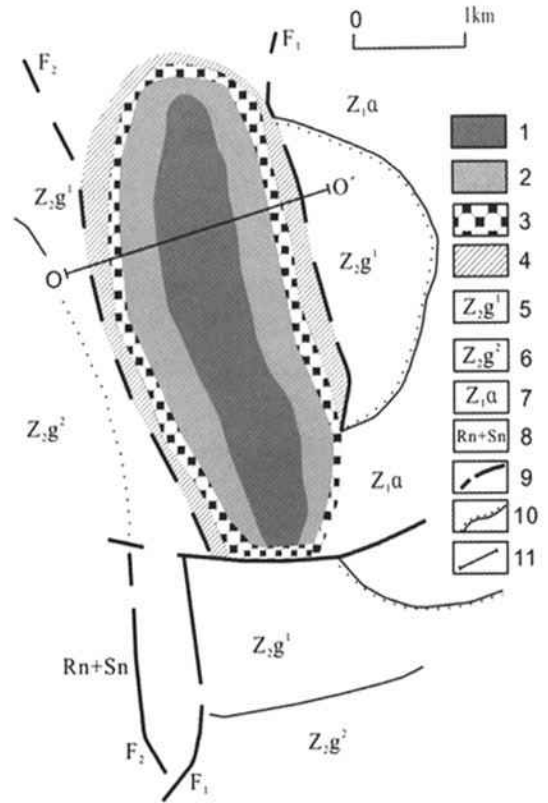


图 2 阿布郎当超镁铁质岩体地质简图(据姚家栋, 1986)

1-含长橄辉岩; 2-(含长)辉橄岩; 3-斜长辉橄岩; 4-斜长橄辉岩; 5-观音崖组砂岩、页岩、白云岩和石灰岩(上段); 6-震旦纪上统观音崖组砂岩、页岩、白云岩和灰岩(下段); 7-震旦纪下统英安斑岩和流纹岩; 8-片麻状花岗岩和石英闪长岩; 9-断层; 10-不整合地质界限; 11-剖面线及编号

Fig. 2 The geological map of the Abulangdang ultramafic intrusion (modified from Yao, 1986)

1- Plagioclase-bearing peridotite; 2- (Plagioclase-bearing) Pyroxene peridotite; 3- Plagioclase pyroxene peridotite; 4- Plagioclase olivine pyroxenite; 5- Sandstone, shale, dolomite and limestone in Guanyinya Group strata (upper part); 6- Sinian sandstone, shale, dolomite and limestone in Guanyinya Group strata (lower part); 7- Sinian dacite porphyry and rhyolite; 8- Gneissoid granites and quartz-diorite; 9- Fault; 10- Unconformable strata boundary limit; 11- Section line and its number

2 岩相学特征

含长橄辉岩具有典型的堆晶结构, 主要由橄榄石和单斜辉石组成, 斜方辉石含量较少(<5%)。橄榄石颗粒较小但很新鲜, 含量约为 85%; 单斜辉石占 10%~12%, 在其粗大的晶体中(粒度 3~4mm) 包含较多的浑圆状橄榄石颗粒(粒

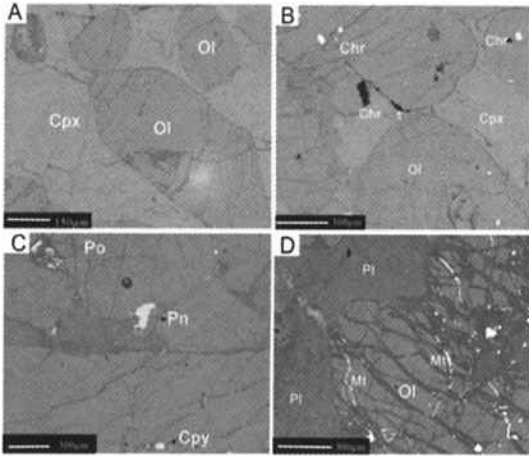


图3 阿布郎当超镁铁质岩体中部分样品的背反射图像 (A)-含长橄辉岩中的橄榄石(Ol)被单斜辉石(Cpx)包裹,形成典型的包嵌结构;(B)-在橄榄石、单斜辉石中或在矿物边界以包体形式出现的铬铁矿(Chr);(C)-少数硫化物以浸染状出现,主要有镍黄铁矿(Pn),磁黄铁矿(Po),及一些黄铜矿(Cpy);(D)-斜长橄辉岩中斜长石斑晶(Pl)和蚀变较严重的橄榄石(Ol),沿橄榄石裂隙有磁铁矿(Mt)析出

Fig.3 BSE images of some samples in Abulangdang ultramafic rocks

(A)- Olivine (Ol) enclosed within clinopyroxene (Cpx) and formed the typical embedded structure in the plagioclase-bearing peridotites; (B)- The chromite (Chr) commonly occurs as inclusions in olivine and clinopyroxene, or at grain boundaries between the cumulus phases; (C)- A few sulfides, mainly pentlandite (Pn), pyrrhotite (Po) and chalcopyrite (Cpy), occur as disseminated minerals in the cumulus phases; (D)- The plagioclase (Pl) porphyries and the altered olivine (Ol) in Plagioclase olivine pyroxenite. Magnetite (Mt) occurs as micro-scale veinlets along the crack of olivine

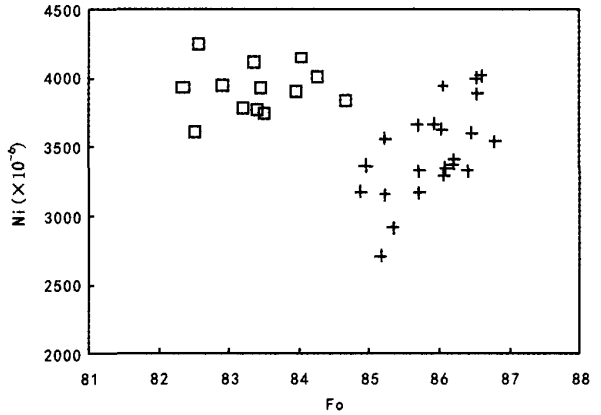


图4 阿布郎当橄辉石中Ni含量与Fo的关系

+ - 新鲜的橄辉石; □ - 蚀变较严重的橄辉石

Fig.4 Plot of Fo versus Ni contents for olivine in the ultramafic rocks of the Abulangdang intrusion

+ - the fresh olivines; □ - the altered olivines

量30%~50%),单斜辉石(含量约25%~50%),斜长石(含量约20%),其中橄辉石蛇纹石化明显,沿裂隙有磁铁矿析出,而斜长石均匀地分布在岩石中,粒度约4~5mm,斑状结构明显(图3D)。副矿物为铬铁矿及少量的角闪石,沿着橄辉石的边部或裂隙产出。

3 样品分析及结果

3.1 主要造岩矿物成分

橄辉石,辉石及斜长石成分分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成,利用EPMA-1600型电子探针仪波谱进行了定量分析,电子束斑直径小于10~15μm,加速电压25kV,电流5nA,部分代表性的分析结果列于表1。阿布郎当超镁铁岩中存在两种类型的橄辉石:一类颗粒较小但很新鲜,另一类晶型较大但蚀变明显;前者常见于岩体中部的含长橄辉岩中,而后者在边部的斜长橄辉岩中普遍存在。在橄辉石中Ni含量与Fo(镁橄辉石)组分图上(图4),新鲜的橄辉石表现出较明显的正相关关系,而蚀变橄辉石则变化不明显。通常情况下,同一岩浆房中早期结晶的橄辉石具有较高的Fo组分和较高的Ni含量,较低的Fo对应较低的Ni含量,但阿布郎当岩体中蚀变橄辉石同样具有高的Ni含量。已有的研究表明(Fleet and MacRae, 1983; Li and Naldrett, 1999),结晶橄辉石如与熔离硫化物接触将发生Fe-Ni平衡交换作用,橄辉石的Fo组分越低,Fe含量就越高,与硫化物熔体平衡后的Ni含量也越高。阿布郎当蚀变橄辉石中高Ni含量可能是由于跟熔体中熔离出的硫化物接触发生Fe-Ni平衡交换作用所造成的。阿布郎当超镁铁岩中辉石主要为透辉石,也有少量古铜辉石。对斜长石的分析表明其An组分为54~69,为基性拉长石。

度0.6~0.8mm)组成包嵌结构(图3A),反映橄辉石是岩浆的早期结晶相;另有少量的斜长石,含量约为3%~5%,为拉长石,呈半自型或他型,聚片双晶发育。不透明矿物含量较低,主要为铬铁矿。在含长橄辉岩中还存在一些硫化物,由镍黄铁矿(Pn)、磁黄铁矿(Po)和黄铜矿(Cpy)组成,呈浸染状分布于造岩矿物间(图3C)。

含长辉橄岩呈黑色中-细粒结构,块状构造。主要造岩矿物有橄辉石(含量约75%),单斜辉石(含量约17%),斜长石(含量约2%~3%),其中橄辉石颗粒较大,蚀变较明显;次要矿物有棕色角闪石(约4%)和黑云母(约2%),副矿物主要是铬铁矿,钛铁矿和磷灰石等。其中铬铁矿的含量约为2%~3%,在橄辉石、单斜辉石中或在边界处以包体出现(图3B)。辉橄岩中橄辉石含量约80%,辉石约15%~18%,橄辉石的蛇纹石化明显,沿裂隙有磁铁矿析出。

斜长辉橄岩和斜长橄辉岩的主要造岩矿物有橄辉石(含

表1 阿布郎当超镁铁岩主要造岩矿物成分电子探针分析代表性结果 (wt%; Ni: × 10⁻⁶)

Table 1 Representative analyses of rock-forming minerals in the ultramafic rocks from the Abulangdang intrusion (oxides: wt% and Ni: × 10⁻⁶)

	样品号	测点号	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	NiO	Total	Ni	Fo
橄榄石	A5-4	3	—	45.51	0.03	40.11	0.01	0.04	0.01	0.03	13.51	0.42	99.61	3317	85.8
	A5-4	2	—	45.52	0.00	39.53	0.00	0.03	0.02	0.02	14.02	0.45	99.52	3544	85.4
	A5-4	4	—	45.10	0.03	39.24	0.00	0.02	0.02	0.00	13.80	0.37	98.58	2903	85.5
	A5-4	6	—	44.91	0.00	39.72	0.00	0.05	0.02	0.01	14.21	0.40	99.33	3161	85.0
	A1-1	1	—	45.43	0.03	39.73	0.00	0.04	0.04	0.05	13.52	0.47	99.17	3646	85.8
	A1-1	3	—	45.50	0.00	40.52	0.01	0.04	0.01	0.08	13.11	0.42	99.72	3286	86.2
	A1-1	7	—	45.82	0.00	39.83	0.01	0.03	0.04	0.01	13.23	0.50	99.34	3927	86.2
	A2-1	1	—	46.61	0.01	40.24	0.00	0.04	0.01	0.02	12.60	0.45	99.95	3528	86.9
	A2-1	6	—	46.64	0.02	40.82	0.00	0.05	0.02	0.03	13.01	0.46	100.95	3583	86.6
	A2-1	8	—	45.42	0.23	39.32	0.00	0.06	0.04	0.19	12.72	0.42	98.34	3317	86.5
	A2-1	11	—	46.25	0.01	40.13	0.00	0.04	0.04	0.02	12.81	0.50	99.72	3873	86.7
	A6-2	5	—	43.63	0.00	40.34	0.02	0.04	0.01	0.03	15.52	0.48	99.93	3755	83.5
	A6-2	9	—	42.41	0.03	39.01	0.01	0.48	0.04	0.09	16.54	0.40	98.96	3161	82.2
	A6-2	10	—	43.90	0.01	38.72	0.00	0.04	0.00	0.03	15.02	0.50	98.18	3888	84.1
	A5-2	5	—	44.22	0.03	38.93	0.00	0.05	0.02	0.07	14.34	0.49	98.02	3826	84.8
单斜辉石	A5-4	5	0.34	16.91	3.00	52.84	0.00	20.41	1.25	0.39	4.84	0.08	100.04	—	—
	A5-4	6	0.31	16.23	3.24	52.21	0.00	19.72	1.22	0.60	4.59	0.08	98.17	—	—
	A5-4	9	0.24	17.20	3.52	53.81	0.00	19.91	0.89	0.53	4.81	0.07	100.95	—	—
	A1-1	8	0.27	19.31	1.87	53.62	0.01	18.30	0.47	0.61	4.77	0.09	99.32	—	—
	A2-1	10	0.23	17.51	3.25	52.01	0.00	20.01	0.91	0.62	4.70	0.08	99.25	—	—
	A6-2	1	0.30	17.62	2.20	54.40	0.00	18.92	0.63	0.60	4.48	0.05	99.22	—	—
	A6-2	15	0.29	16.50	3.14	52.21	0.00	19.81	1.12	0.51	5.23	0.08	98.88	—	—
斜方辉石	A2-2	4	0.01	31.7	0.99	55.9	0.00	2.00	0.30	0.24	7.63	0.17	99.16	—	—
	A2-2	8	0.01	31.3	1.87	55.4	0.00	1.54	0.45	0.32	8.18	0.13	99.32	—	—
斜长石	A5-4	1	3.22	0.04	31.1	50.4	0.07	13.3	0.09	0.11	0.34	0.00	98.55	—	—
	A5-4	5	3.34	0.02	31.3	50.9	0.05	13.0	0.13	0.03	0.28	0.03	98.96	—	—
	A5-4	11	3.89	0.05	30.7	50.7	0.10	12.4	0.10	0.05	0.31	0.00	98.34	—	—
	A1-1	15	3.60	0.04	31.2	50.4	0.09	13.1	0.11	0.04	0.38	0.05	99.07	—	—
	A2-1	2	4.06	0.03	30.4	51.9	0.05	11.8	0.10	0.03	0.29	0.00	98.70	—	—
	A6-2	12	3.36	0.07	31.0	50.7	0.18	13.0	0.06	0.01	0.40	0.00	98.77	—	—
	A5-2	7	4.32	0.08	30.3	52.7	0.20	11.8	0.12	0.01	0.39	0.03	99.91	—	—

3.2 岩石主化学组成

岩石主化学组成分析在中科院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成,采用PW4400型X荧光仪测定。S含量用湿化学方法分析。结果均列于表2中。MgO在超镁铁岩中的含量为30.33%~36.76%;SiO₂在超镁铁岩中的含量为38.21%~42.55%。Mg[#]较高,为0.822~0.867,反映岩石的形成过程中存在着橄榄石的堆晶作用,AFM图解指示岩体的分异演化趋势与夏威夷拉斑玄武岩演化趋势基本相同(图5),说明岩石地球化学演化属于拉斑玄武岩系列。MgO/FeO比值介于2.57~3.61之间,属于铁质超基性岩。运用Pearce元素比值(Mg+Fe)/Si-Si/Ti图解,可以看出所有的样品很好地接近橄榄石控制线(图6),这清楚地说明阿布郎当超镁铁岩基本上受橄榄石堆积控制,这与镜下观察到的矿物组合一致。

在MgO对主要氧化物图解上(图7)上,SiO₂含量随MgO含量增加而减小;TiO₂、Al₂O₃、CaO总体上是随着MgO含量

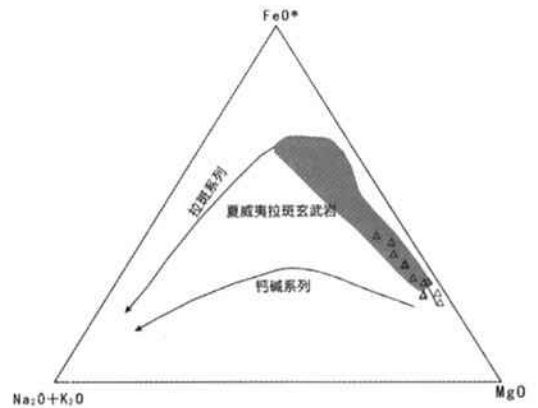


图5 阿布郎当超镁铁岩 AFM 图解

灰色阴影区为夏威夷拉斑玄武岩成分演化(据 Kuno,1968)

Fig.5 AFM diagram for the ultramafic rocks of the Abulangdang intrusion (after Kuno, 1968)

The gray shadow areas are the evolution trends of Hawaii tholeiitic basalts

表2 阿布郎当超镁铁岩主化学和S组成(wt%)及微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果

Table 2 Major oxide and sulfur contents (wt%) and trace element concentrations ($\times 10^{-6}$) of the Abulangdang ultramafic rocks

岩石类型	含长橄辉岩						辉橄岩		含长辉橄岩		斜长	斜长
	A2-1	A2-2	A3-5	A4-1	A4-6	A5-4	A1-3	A3-1	A1-1	A5-2	橄辉岩	辉橄岩
样品编号	A2-1	A2-2	A3-5	A4-1	A4-6	A5-4	A1-3	A3-1	A1-1	A5-2	A6-2	A6-3
SiO ₂	41.12	41.85	40.36	41.58	38.21	41.52	41.16	41.92	42.55	41.49	41.65	41.14
Al ₂ O ₃	3.74	3.28	3.76	4.18	3.12	2.58	3.44	4.61	3.95	3.57	5.41	5.44
Fe ₂ O ₃	12.98	12.13	13.61	13.14	11.32	13.88	13.10	13.53	13.28	13.37	13.13	12.86
MgO	36.21	35.08	35.86	33.32	36.76	36.57	36.66	32.02	34.40	34.64	30.33	31.57
CaO	2.48	3.34	1.92	2.61	2.07	2.35	1.76	4.18	3.33	2.38	3.31	3.42
Na ₂ O	0.78	0.84	0.78	0.99	0.46	0.72	1.03	0.76	0.76	0.74	0.90	0.90
K ₂ O	0.25	0.14	0.21	0.36	0.15	0.10	0.24	0.21	0.24	0.23	0.36	0.24
MnO	0.11	0.11	0.11	0.10	0.09	0.11	0.11	0.13	0.11	0.12	0.12	0.11
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.08	0.06	0.04	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05
TiO ₂	0.50	0.43	0.42	0.72	0.32	0.24	0.50	0.58	0.55	0.38	0.68	0.52
LOI	0.62	1.73	2.02	2.13	5.99	0.95	0.57	0.97	0.00	1.89	2.68	2.49
Total	98.85	99.01	99.12	99.23	98.55	99.05	98.65	98.97	99.23	98.86	98.65	98.73
Mg [#]	0.848	0.850	0.841	0.835	0.867	0.841	0.848	0.826	0.838	0.838	0.822	0.831
S	0.38	0.22	0.27	0.34	0.25	0.67	0.26	0.27	0.25	0.25	0.22	0.24
Cr	9567	5603	5427	4603	5483	1172	7435	2743	5051	1978	2927	2102
Rb	12.7	10.1	11.3	14.3	9.5	7.6	11.7	10.7	11.6	12.1	14.4	9.9
Ba	68.1	44.2	50.4	108.2	35.7	29.2	79.1	51.3	65.2	57.9	105.7	58.4
Th	0.66	0.35	0.48	0.94	0.53	0.27	0.68	0.69	0.64	0.56	1.23	0.48
U	0.14	0.13	0.10	0.23	0.11	0.07	0.14	0.17	0.11	0.13	0.47	0.13
Nb	2.03	2.05	1.95	4.35	3.34	1.08	3.57	3.50	2.95	2.62	4.12	2.52
Ta	0.13	0.15	0.11	0.31	0.21	0.08	0.28	0.26	0.23	0.16	0.29	0.17
La	3.94	3.11	3.15	6.40	3.89	2.18	4.97	5.46	4.62	4.45	8.03	4.23
Ce	8.60	7.12	6.85	14.5	7.77	4.65	10.7	11.4	10.3	8.68	17.2	8.61
Pr	0.95	0.90	0.80	1.85	0.94	0.49	1.30	1.32	1.20	1.01	1.85	0.99
Sr	85.1	85.3	75.7	103.0	44.3	47.5	78.4	113.1	88.7	80.7	130.2	133.3
Nd	4.48	3.94	3.60	8.06	3.98	2.53	5.70	6.02	5.51	4.29	8.09	4.30
Zr	27.5	30.7	28.1	75.0	23.2	17.0	49.9	36.6	38.9	31.5	69.7	37.6
Hf	0.66	0.57	0.63	1.50	0.43	0.40	0.90	0.62	0.75	0.62	1.59	0.80
Sm	0.87	1.04	0.62	1.74	0.83	0.47	1.21	1.25	1.25	0.87	1.69	0.90
Ti	2985	2602	2523	4292	1918	1406	3001	3484	3289	2276	4073	3085
Dy	0.83	0.83	0.72	1.38	0.77	0.53	0.99	1.12	1.18	0.68	1.68	0.85
Y	4.57	4.65	3.90	7.12	4.04	3.18	4.96	6.01	5.22	4.64	8.27	4.87
Ho	0.18	0.17	0.13	0.26	0.13	0.11	0.18	0.22	0.20	0.15	0.29	0.18
Yb	0.43	0.39	0.32	0.56	0.34	0.30	0.46	0.45	0.46	0.40	0.66	0.38
Lu	0.05	0.04	0.05	0.08	0.04	0.04	0.07	0.09	0.07	0.05	0.11	0.07

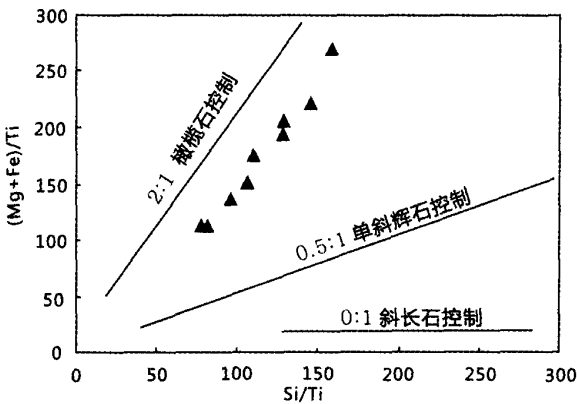


图6 Pearce 元素比值 Si/Ti-(Mg + Fe)/Ti (据 Wang et al., 2006)

Fig. 6 Pearce element ratios diagram for Si/Ti-(Mg + Fe)/Ti (after Wang et al., 2006)

的增高呈降低趋势;Fe₂O₃(总铁)含量基本上不随MgO含量的变化而变化。

3.3 岩石稀土和微量元素组成

微量元素测定在中科院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成,采用ICP-MS质谱分析,分析流程见文献(Qi and Graor, 2000),根据对标准样品GBPG-1的分析结果,分析误差小于5%,分析结果列于表2中。

3.3.1 稀土元素

阿布郎当超镁铁岩LREE分馏明显,(La/Sm)_N为1.93~3.29,轻重稀土元素分异明显,(La/Yb)_N为5.29~8.70,(Ce/Yb)_N为4.36~7.21,(Gd/Lu)_N为1.54~2.86,球粒陨石标准化REE分布模式总体表现出LREE分馏明显,HREE分馏相对较弱的特征。REE分布与峨眉山大火成岩省西部苦橄岩(张招崇等, 2006)及洋岛玄武岩(Sun and

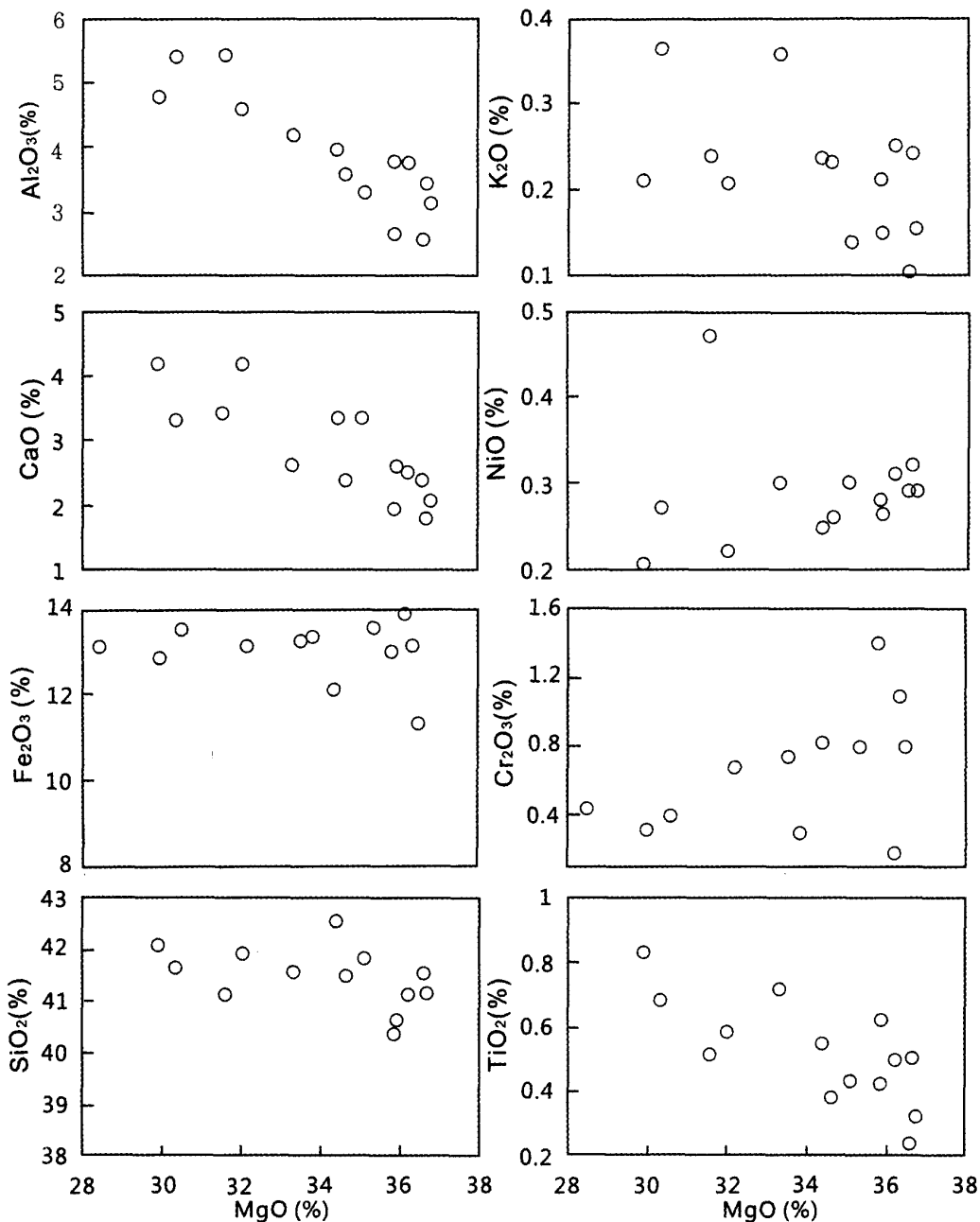


图7 MgO 对主要氧化物图解

Fig. 7 Diagram of MgO versus major oxides

McDonough, 1989)分布模式类似(图8),具有 LREE 富集的特征,但 REE 含量明显低于后者;不同于科马提岩和地幔橄辉岩的 LREE 亏损的特征。同时,12 个样品中有 10 个表现为 Eu 正异常,是由于含一些斜长石造成的;Ce 没有明显异常。

3.3.2 微量元素

阿布郎当超镁铁岩微量元素组成的原始地幔标准化曲线型式类似于洋岛玄武岩(图9),除 Nb、Ta 有亏损外,曲线

形态与洋岛玄武岩非常一致。Nb、Ta 亏损是大陆拉斑玄武岩普遍的特征,被认为可能是大陆岩石圈混染作用的结果(Armdt and Christensen, 1992);阿布郎当各类岩石微量元素组成曲线基本平行,表现出非常好的一致性。

3.4 铜、镍、铂族元素(PGE)组成

铂族元素分析在国家地质实验中心测定,分析方法及流

表3 阿布郎当超镁铁岩铜镍($\times 10^{-6}$)和铂族元素($\times 10^{-9}$)组成

Table 3 Ni, Cu ($\times 10^{-6}$) and PGE ($\times 10^{-9}$) concentrations for the Abulangdang ultramafic rocks

岩石类型	含长橄辉岩						辉橄岩		含长辉橄岩		斜长橄辉岩	斜长辉橄岩
	A2-1	A2-2	A3-5	A4-1	A4-6	A5-4	A1-3	A3-1	A1-1	A5-2	A6-2	A6-3
Ni	2449.4	2325.5	2274.8	2023.3	2381.1	3711.3	2533.6	1698.1	1944.0	2279.8	2119.4	2174.8
Os	312	25.3	47.3	32.2	24.3	32.7	25.6	2.13	13.9	92.4	44.2	14.7
Ir	79.8	6.48	6.35	8.02	9.27	9.50	5.22	0.67	3.70	13.3	6.82	2.36
Ru	106	21.3	17.9	17.9	19.5	21.1	13.7	3.25	11.6	37.0	27.0	7.93
Rh	9.77	0.44	0.72	0.96	2.70	2.81	0.98	0.06	0.38	0.34	0.62	0.25
Pt	39.2	16.6	5.41	9.11	23.5	26.6	3.50	0.46	3.59	0.49	4.18	1.13
Pd	12.8	13.8	4.95	6.91	36.1	47.8	2.44	1.76	1.57	0.87	1.48	0.79
Cu	46.5	42.4	39.7	52.5	33.4	278.9	52.1	72.0	42.7	47.9	36.6	25.5
Ni/Cu	52.7	54.9	57.3	38.5	71.3	13.3	48.6	23.6	45.5	47.6	57.9	85.5
Pd/Ir	0.16	2.13	0.78	0.86	3.89	5.03	0.47	2.63	0.42	0.07	0.22	0.33
Pt/Pd	3.06	1.20	1.09	1.32	0.65	0.56	1.43	0.26	2.29	0.56	2.82	1.43
Cu/Pd	3629	3070	8027	7602	925	5834	21360	40886	27218	55095	24720	32218

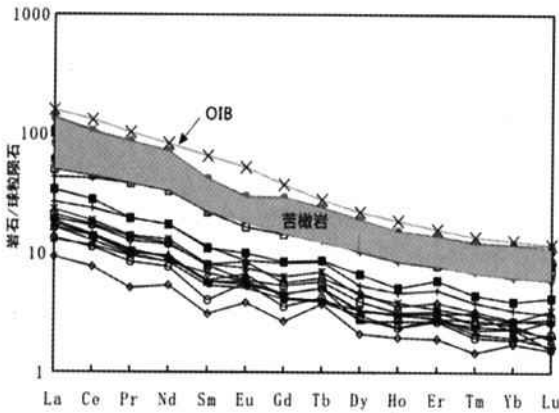


图8 阿布郎当超镁铁岩的稀土元素分布模式图

球粒陨石标准化数据和 OIB 数据引自 Sun and MacDonough(1989); 苦橄岩数据引自张招崇等(2006)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE pattern of ultramafic rocks from Abulangdang intrusion

CI and OIB values after Sun and MacDonough (1989); picrites data from Zhang *et al.* (2006)

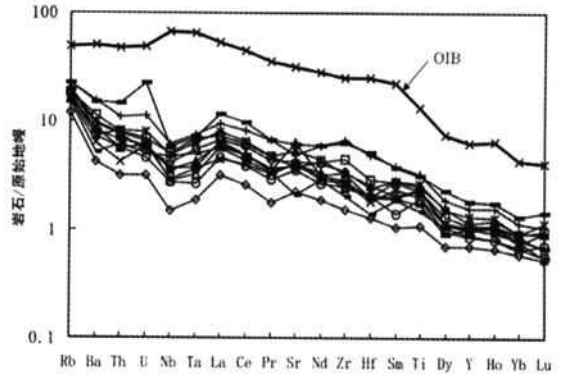


图9 阿布郎当超镁铁岩微量元素原始地幔标准化蛛网图

黑色细线为超镁铁岩,黑色粗线为 OIB(洋岛玄武岩),OIB 及原始地幔据 Sun and McDonough (1989)

Fig. 9 Primitive mantle normalized trace element pattern for the Abulangdang ultramafic rocks

OIB and primitive mantle values after Sun and MacDonough(1989)

程见张招崇等(2005),平均检出限:Os 为 0.007×10^{-9} 、Ir 为 0.013×10^{-9} 、Ru 为 0.02×10^{-9} 、Rh 为 0.001×10^{-9} 、Pt 为 0.026×10^{-9} 、Pd 为 0.06×10^{-9} ,实验所测定的国家标样 GBW07290(橄辉岩)、GBW07291(辉石橄辉岩)和国际标样 WGB-1(辉长岩)、WPR-1(蚀变橄辉岩)的分析结果与推荐值吻合较好;与铂族元素配套的 Cu、Ni 的分析在中科院地球化学研究所运用 ICP-MS 质谱分析,分析结果均列于表 3。

阿布郎当超镁铁岩的 Ni 含量变化于 0.17% ~ 0.25% 之间,含铜量低($< 0.1\%$),Ni/Cu 比值大于 20,大部分 Pt、Pd 含量小于 10×10^{-9} ,少数样品的 Pt、Pd 含量在 10×10^{-9} 以上。PGE 总量范围变化很大,在 $8.33 \times 10^{-9} \sim 559.57 \times 10^{-9}$ 之间,平均为 117.29×10^{-9} (表 3)。阿布郎当超镁铁岩的

PGE 原始地幔标准化曲线总体上表现为负斜率形式(图 10),从 Ru 到 Rh 为较陡的负斜率,而 Ir 与 Ru 之间,Pt 与 Pd 之间较为平坦。样品表现出 IPGE(Os、Ir、Ru)相对原始地幔明显富集,Rh 明显亏损,Pt、Pd 从亏损到弱富集的特征。在早期结晶阶段,IPGE 禁锢在难熔相(如橄辉岩、铬铁矿和尖晶石)中,微粒的 Os-Ir 合金可以悬浮于地幔部分熔融形成的新生岩浆中,在岩浆结晶分异过程中它可被硅酸盐和氧化物捕获而随之结晶(Keays,1995),Ir、Ru 可能以包体的形式存在于橄辉岩中(Barnes *et al.*,1985),Ru 在尖晶石和铬铁矿中是相容的,其分配系数为 20 ~ 4000,Pd 却不相容(分配系数为 0.02 ~ 0.7)(Capobianco *et al.*,1994);而 PPGE(Pt、Pd)往往以硫化物的形式进入熔体相(Naldrett *et al.*,1979;Crocket,1979)。绝大多数阿布郎当超镁铁质样品中 Pt > Pd,Pt/Pd 比

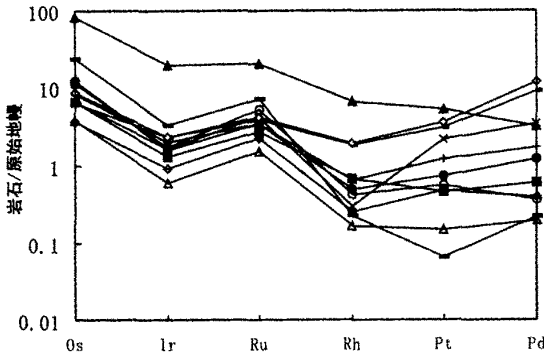


图 10 阿布郎当超镁铁岩 Ni、Cu、PGE 组成的原始地幔标准化配分曲线

原始地幔 Ni、Cu 和 PGE 含量据 Barnes and Maier (1999)

Fig. 10 Mantle-normalized patterns of Ni-Cu-PGE for the ultramafic rocks of Abulangdang intrusion

Contents of Ni, Cu and PGE of primitive mantle are from Barnes and Maier, 1999

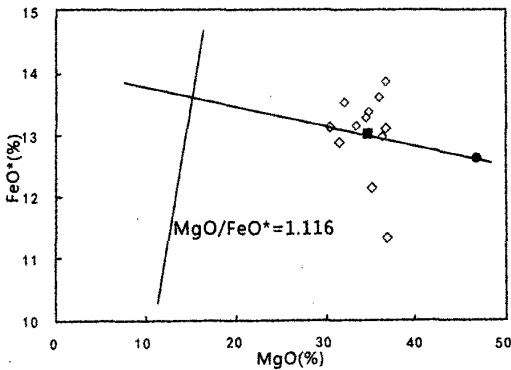


图 11 阿布郎当超镁铁岩侵入岩浆成分(统计平均)及其构成与残余熔体的组成

含量为重量百分数。◇-样品成分; ●-橄榄石代表成分; ■-岩石平均成分; ▲-残余熔体成分

Fig. 11 Composition of Abulangdang intrusive magma (whole rock average) and its component parts; Olivines as well as remaining melt

All oxides are in weight percent. ◇-Compositions of the samples; ●-the representative compositions of olivines; ■-Average compositions of rocks; ▲-the compositions of the remaining melt

值一般为 1.09 ~ 3.06, 平均为 1.83, 接近原始地幔比值 (1.76); 少数样品 Pt < Pd, Pt/Pd 比值为 0.26 ~ 0.65。Pd/Ir 比值 0.07 ~ 2.63, 大多数比值都小于 1, 远远低于一般大陆拉斑玄武岩 (Pd/Ir 比值 10 ~ 100), 较低的 Pd/Ir 比值表明原始岩浆形成于较高的地幔部分熔融程度 (Barnes and Lightfoot, 2005; 陶琰等, 2007)。

4 讨论

4.1 原始岩浆的性质

通常,对镁铁-超镁铁质岩体原始岩浆成分的估计以 Fe、Mg 在橄榄石与平衡岩浆中的分配关系为基础,根据橄榄石成分及岩体成分演化趋势进行估算,以与最富镁质的橄榄石镁铁比值推算平衡液相成分直接作为原始岩浆的组成 (Chai and Naldrett, 1992)。把形成岩石的母体 (侵位岩浆) 考虑成由橄榄石与残余熔体两部分组成,在成岩过程中橄榄石与残余熔体不同比例造成岩石组成上的个体差异。以大量测试样品为基础的平均成分代表岩体总成分,根据成分平衡原则,残余熔体成分应位于橄榄石与岩体成分的延长线上。

根据张招崇和王福生 (2003) 计算与橄榄石平衡的熔体中 MgO/FeO* 比值,得出阿布郎当熔体组成 MgO/FeO* = 1.116,进一步得到熔体的 MgO、FeO* (表示总铁) 重量百分含量分别为 MgO = 15.24%; FeO* = 13.66% (图 11)。但是这种计算需要满足两个条件:① 整个岩石样品必须是缺硫的;② 岩石中所有的铁都以氧化亚铁的形式存在 (Naldrett, 2004)。阿布郎当样品中硫的含量很低 (<1%) (表 2); 岩体中占主导地位的橄榄石中几乎不含三氧化二铁,即便是铬铁矿中和裂隙间液体中含有少量的三氧化二铁,本质上不会影响计算结果。所以,上面的计算结果是基本可信的。再以 MgO 的已知含量与各氧化物-MgO 质量平衡线联立求解,可以求出熔体其它主要氧化物的重量百分比含量。估算结果表明,阿布郎当岩体原始岩浆 MgO 的含量约 15.24%, SiO₂ 约 42.77%, Na₂O 约 2.08%, K₂O 约 0.59%, 据 Le Bas (2000) 高镁质火成岩分类,属苦橄质岩浆。根据岩石微量元素与 MgO 含量的相关关系,利用对原始岩浆 MgO 含量的估计值还可以得到原始岩浆微量元素的含量,具体见陶琰等 (2002)。在图 12 中也可以看到 La/Sm、Gd/Yb、Ti/Y 协变关系图上,阿布郎当超镁铁岩与峨眉山大火成岩省的苦橄岩基本相当,较好地反映了阿布郎当岩体原始岩浆为苦橄质岩浆的属性。

4.2 部分熔融程度

由于 Pd 与 Ir、Ni 与 Cu 在硫化物熔离过程中的相对分异较小,其比值 Pd/Ir、Ni/Cu 能较好的反映原始岩浆性质 (储雪蕾等, 2001), Pd/Ir 较低、Ni/Cu 较高的比值对应于地幔较高程度的部分熔融作用,在 Barnes and Lightfoot (2005) Pd/Ir-Ni/Cu 图解中 (图 13), 阿布郎当超镁铁岩主要位于科马提岩范畴, Pd/Ir 比值低于一般的峨眉山玄武岩, 但与峨眉山大火成岩省的苦橄岩类似, Ni/Cu 比值较高, 其原因在于阿布郎当样品中含较多的堆晶橄榄石, 橄榄石不含铜但含很高的镍。因此认为阿布郎当岩体原始岩浆成因上大体与苦橄岩相当, 是峨眉山大火成岩省岩浆活动中源区地幔较高程度部分熔融形成的。

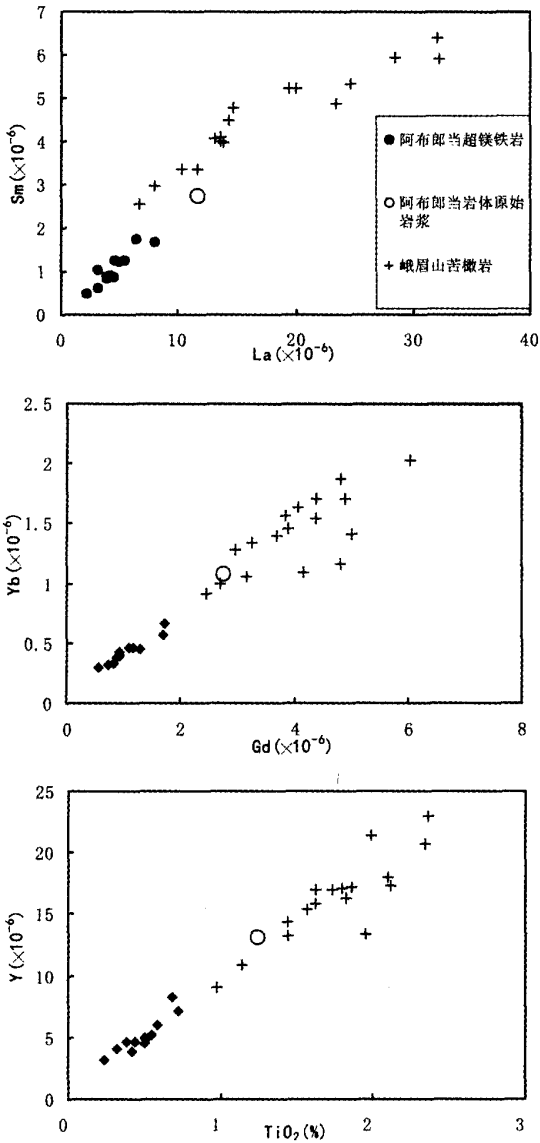


图 12 微量元素 La-Sm、Gd-Yb 及 TiO₂-Y 协变关系图
苦橄岩据张招崇等(2006)
Fig. 12 Plots of trace elements on La-Sm, Gd-Yb and TiO₂-Y (Picrites after Zhang *et al.*, 2006)

以强不相容元素按批式熔融简化概算,原始岩浆的部分熔融程度是源区强不相容元素含量与岩浆中该元素含量的比值。根据岩相学特征及岩石化学成分特点,可以把形成阿布郎岩体的母体考虑成由橄榄石和熔体两部分组成,在成岩过程中橄榄石与熔体不同比例造成岩石组成上的个体差异。岩石稀土元素配分形式基本上呈平行分布也反映是一种熔体与低分配系数固相的混合而成(陶琰等,2002)。根据质量平衡,从岩石及橄榄石稀土元素组成可求出分异熔体的稀土元素组成,但在缺乏橄榄石单矿物稀土元素组成的情况

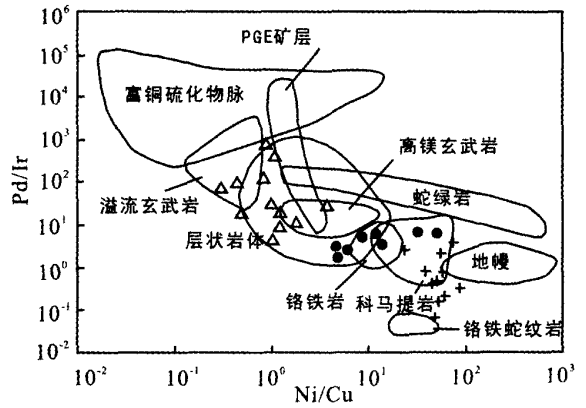


图 13 阿布郎超镁铁岩 Ni/Cu-Pd/Ir 图解
分区据 Barnes and Lightfoot (2005);峨眉山玄武岩及苦橄岩分别据 Zhong and Zhu(2006) 和张招崇等(2006). +-阿布郎超镁铁岩;△-峨眉山玄武岩;●-峨眉山苦橄岩
Fig. 13 Ni/Cu against Pd/Ir ratios diagram for the ultramafic rocks of the Abulandang intrusion
Fields from Barnes and Lightfoot (2005). Emeishan basalts and picrites are from Zhong and Zhu, (2006) and Zhang *et al.* (2006)
+-Abulandang ultramafic rocks; △-Emeishan basalts; ●-Emeishan picrites

下,可根据液-固平衡体系的公式来计算(李昌年等,1986)①:

$$REE_i^{melt} = REE_i^{rock} / (1 - f + k_i^{ol-melt} / f)$$

- 式中: REE_i^{melt} ——熔体中稀土元素 i 的含量;
- REE_i^{rock} ——岩石中稀土元素 i 的含量;
- $k_i^{ol-melt}$ ——稀土元素 i 在橄榄石和熔体间的分配系数,数据引自 Bedard(1999);
- f ——橄榄石在混合体系中的重量百分比

借鉴陶琰等(2002)对原始岩浆橄榄石结晶分异估算的方法,得出阿布郎当橄榄石结晶分异分数在 14% 左右。运用李昌年等(1986)计算原始岩浆稀土元素组成的批处理模型:

$$C_i^{pm} = C_i^{melt} / (1 - f_{ol} + k_i^{ol-melt} * f_{ol})$$

- 式中: C_i^{pm} ——原始岩浆中稀土元素 i 的含量
- C_i^{melt} ——熔体中稀土元素 i 的含量
- f_{ol} ——原始岩浆中橄榄石结晶分异分数
- $k_i^{ol-melt}$ ——稀土元素 i 在橄榄石和熔体间的分配系数,数据引自 Bedard(1999)

得出阿布郎当原始岩浆中的稀土元素含量,计算结果列于表 4 中。

根据上面对阿布郎当岩体原始岩浆形成的源区特征分析,结合近年来有关峨眉山大火成岩省岩浆源区特征的大量研究(如 Xu *et al.*, 2001, 2004; Zhang *et al.*, 2005; Zhou *et al.*, 2006; Xu *et al.*, 2007),可以认为阿布郎当岩浆源区类

① 李昌年. 1986. 微量元素及其在岩石学中的应用. 武汉地质学院教材科(内部交流), 1 - 133

表4 原始岩浆稀土组成的反演结果 ($\times 10^{-6}$)Table 4 REE compositions of primary magma calculated by inversion of olivine differentiation from melt ($\times 10^{-6}$)

样品序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	17.60	39.07	4.57	21.00	4.74	1.85	4.44	0.88	4.47	0.77	2.40	0.31	1.71	0.24
2	31.54	68.14	8.22	36.16	7.71	2.17	6.95	1.38	6.27	1.14	3.35	0.40	2.80	0.42
3	22.11	48.29	5.35	25.18	4.91	1.88	5.20	1.08	4.62	0.98	2.58	0.38	2.32	0.26
4	13.55	30.99	3.92	17.16	4.54	1.44	4.04	0.83	3.62	0.74	2.06	0.24	1.66	0.17
5	18.72	39.00	4.52	20.63	4.27	1.49	4.44	0.90	3.83	0.73	1.93	0.26	1.52	0.28
6	18.63	40.50	4.73	21.30	3.67	1.91	4.38	0.93	4.22	0.78	2.60	0.29	1.81	0.30
7	25.40	57.49	7.36	32.01	6.90	2.01	6.75	1.26	5.45	1.04	3.18	0.38	2.18	0.30
8	30.88	61.61	7.43	31.57	6.58	2.34	6.64	1.16	6.09	1.05	3.59	0.41	2.54	0.31
9	18.56	36.21	4.23	17.91	3.64	1.34	3.86	0.80	2.83	0.64	1.83	0.25	1.62	0.20
10	11.38	24.22	2.53	13.20	2.46	1.17	2.88	0.72	2.75	0.58	1.65	0.19	1.50	0.19
11	24.35	52.11	5.61	24.55	5.13	1.76	5.25	0.99	5.09	0.88	2.96	0.33	1.96	0.31
12	15.32	31.20	3.59	15.61	3.27	1.41	3.16	0.54	3.06	0.63	1.82	0.29	1.33	0.24
平均	20.67	44.07	5.17	23.02	4.82	1.73	4.83	0.96	4.36	0.83	2.50	0.31	1.91	0.27

表5 地幔部分熔融程度估算(稀土元素: $\times 10^{-6}$)Table 5 Estimating the degree of partial melting for the primary magma of the Abulangdang ultramafic intrusion (REE: $\times 10^{-6}$)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
原始岩浆	20.67	44.07	5.17	23.02	4.82	1.73	4.83	0.96	4.36	0.83	2.50	0.31	1.91	0.27
源区地幔	3.70	8.00	0.97	3.85	1.00	0.30	0.76	0.11	0.56	0.11	0.26	0.04	0.22	0.03
熔融程度(%)	17.9	18.2	18.8	16.7	20.8	17.3	15.8	11.0	12.8	10.5	11.3	11.3	11.1	14.7

同于洋岛玄武岩岩浆源区,采用其源区地幔组成的稀土元素含量(Arndt and Christensen, 1992),由于阿布郎当样品的LREE分馏明显,而HREE分馏较弱,故采用了LREE计算结果的平均值,粗略估计阿布郎当超镁铁岩体原始岩浆的部分熔融程度在18%左右(表5)。

4.3 成岩过程

阿布郎当超镁铁质侵入体无论从岩体形态,还是产出的地质构造背景都与“阿拉斯加型”岩体非常类似,因此有人将其归为“阿拉斯加型”岩体(姚家栋, 1986)。但将具有环带构造的岩体不能都认为是“阿拉斯加型”,因为岩石具环带状分布的成因机制比较复杂,如多次侵位、对称分异以及层状侵入体形成后受到类似“构造窗”的地质作用等(张魁武等, 1990)。另外,典型的“阿拉斯加型”岩体如乌拉尔和阿拉斯加东南部同心式岩体皆分布于规模巨大的辉长岩带中(中国科学院地球化学研究所, 1981),而在阿布郎当还没见到属于此建造的较为发育的辉长岩带。根据前文对主要造岩矿物、全岩主量元素、微量元素以及铂族元素的分析,借鉴Murray (1972)等对环带状超镁铁质杂岩体的解释,本文认为阿布郎当超镁铁质岩体的成岩过程如下:由类似于洋岛玄武岩岩浆源区成分的地幔经过较高程度(约18%)的部分熔融,形成了苦橄质岩浆,在岩浆上升的过程中,最先结晶而成的镁铁

矿物由于岩浆的流动而集中于岩浆管道的中央位置,于是形成各种岩石的环带分布。当岩浆侵入阿布郎当岩浆房以后由于温度、压力、空间等条件的变化,发生了以橄榄石为代表的镁铁质矿物的堆积,与此同时,岩浆在岩浆房内继续进行着结晶分异。另外,岩浆进入岩浆房后还可能与围岩发生了混染,造成了硫化物的熔离,而与熔离硫化物相平衡的橄榄石也因此具有较高的Ni含量(Li and Naldrett, 1999)。这就解释了阿布郎当岩体边缘相斜长橄辉岩中橄榄石的镁橄榄石(Fo)牌号尽管不是很高,但却具有较高的Ni含量(图4),这与铂镍矿化带产于岩体的边缘相也是相对应的(姚家栋, 1986)。在后期的地壳运动中,阿布郎当岩浆房得以出露地表,即今天所见到的阿不朗当超镁铁质岩体。而从阿布郎当岩浆房中分异出的一些岩浆有可能喷出地表,形成了火山熔岩。距离阿布郎当超镁铁质侵入体几千米外的二滩玄武岩很可能是由阿不朗当岩浆房中分异岩浆喷出地表后形成的,但还有待进一步的工作来验证。

5 结论

阿布郎当超镁铁质岩属拉斑玄武岩系列,是峨眉山大火成岩省构造-岩浆活动产物,成岩原始岩浆为苦橄质岩浆,由类似于洋岛玄武岩岩浆源区成分的地幔经18%左右的部分

熔融形成。在岩浆上升过程中,最先结晶而成的镁铁矿物由于岩浆的流动而集中于岩浆管道的中央,于是形成各种岩石的环带分布。岩浆侵入阿布郎当岩浆房以后,发生了以橄榄石为代表的镁铁质矿物的堆积,与此同时,岩浆在岩浆房内继续进行着结晶分异并且还可能与围岩发生了混染,导致岩体边缘相附近出现了熔离硫化物。在后期的地壳运动中,阿布朗当岩浆房露出地表,即今天所见到的阿不朗当超镁铁质岩体。

致谢 国家地质实验测试中心质管办邓月金主任在铂族元素分析上给予了支持,中科院地球化学研究所的冯彩霞副研究员、冯家毅博士、周国富副研究员、郑文勤高工和刘世荣博士分别在 X 荧光分析、ICP-MS 测试、电子探针分析方面给予了帮助。张招崇教授对本文提出了建设性的修改意见,在此一并表示感谢。

References

- Arndt NT and Christensen U. 1992. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.*, 97: 10967 - 10981
- Barnes SJ and Lightfoot PC. 2005. Formation of magmatic nickel sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum group element contents. *Economic Geology*, 100: 179 - 213
- Barnes SJ and Maier WD. 1999. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquids. In: Keays RR, Leshar CM, Lightfoot PC and Farrow CE (eds.). *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application to Mineral Exploration*. Geological Association of Canada Short Course Notes, 13: 69 - 106
- Barnes SJ, Naldrett AJ and Gorton MP. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, 53: 303 - 323
- Bedard JH. 1999. Petrogenesis of boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of subducted source components. *Journal of Petrology*, 40 (12): 1853 - 1889
- Capobianco CJ, Hervig RL and Drake MJ. 1994. Experiments on crystal/liquid partitioning of Ru, Rh and Pd for magnetite and hematite solid solutions crystallized from silicate melts. *Chemical Geology*, 113: 23 - 43
- Chai C and Naldrett AJ. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg basaltic magma. *Journal of Petrology*, 33 (2): 277 - 303
- Chu XL, Sun M and Zhou MF. 2001. The platinum-group element geochemistry in chemical geodynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 17 (1): 112 - 122 (in Chinese with English abstract)
- Crockett JH. 1979. Platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks: Survey. *Canadian Mineral*, 17: 391 - 402
- Fleet ME and MacRae ND. 1983. Partition of Ni between olivine and sulfide and its application to Ni-Cu sulfide deposits. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 75 - 81
- Ge MX. 2001. Geological features and prospecting perspective for the Dacao Cu-Ni-Pt in Miyi. *Acta Geologica Sichuan*, 21 (4): 223 - 225 (in Chinese with English abstract)
- Glotov AI, Polyakov GV, Hoa TT, Balykin PA, Akimtsev VA, Krivenko AP, Tolstykh ND, Phuong NT, Thanh HH and Hung TQ. 2001. The Ban Phuc Ni-Cu-PGE deposit related to the Phanerozoic komatiite - basalt association in the Song Da Rift, northwestern Vietnam. *Canadian Mineral*, 39: 573 - 589
- Hou ZQ, Chen W and Lu JR. 2006. Eruption of the continental flood basalts at ~259Ma in the Emeishan Large Igneous Province, SW China: Evidence from laser microprobe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Acta Geologica Sinica*, 80 (4): 514 - 521 (in Chinese with English abstract)
- Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. 1981. *The Platinum-group Element Geochemistry and Platinum Group Minerals of Platinum-bearing Geological Bodies in China*. Beijing: Science Press, 3 - 5 (in Chinese)
- Keays RR. 1995. The role of komatiitic and picritic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits. *Lithos*, 34: 1 - 18
- Kuno H. 1968. Differentiation of basalt magma. In: Hess HH and Poldervaart A (eds). *Basalts (2)*. New York: John Wiley and Sons, 623 - 688
- LeBas MJ. 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 41 (10): 1467 - 1470
- Li C and Naldrett AJ. 1999. The geology and petrology of the Voisey's Bay intrusion: Reaction of olivine with trapped sulfide and silicate liquids. *Lithos*, 47: 1 - 31
- Murray CG. 1972. Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: Feeder pipes of andesitic volcanoes. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 132: 313 - 335
- Naldrett AJ. 2004. *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration*. New York: Springer Publishing Company, 388 - 389
- Naldrett AJ, Hoffman EL and Green AH. 1979. The composition of Ni-sulfide ores, with particular reference to their content of PGE and Au. *Canadian Mineral*, 17: 403 - 415
- Qi L and Grogire DC. 2000. Determination of trace elements in twenty six Chinese geochemistry reference materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 24: 51 - 63
- Shen WZ, Gao JF, Xu SJ, Tan CQ, Yang ZS and Yang QW. 2003. Format on age and geochemical characteristics of the Lengshuiqing body, Yanbian, Sichuan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 19 (1): 27 - 37 (in Chinese with English abstract)
- Song XY, Zhou MF, Cao ZM, Sun M and Wang YL. 2003. Ni-Cu-(PGE) magmatic sulfide deposits in the Yangliuping area, Permian Emeishan igneous province, SW China. *Mineralium Deposita*, 38: 831 - 843
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics in oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publications, 42: 313 - 345
- Tao Y, Gao ZM, Luo TY, Qi JD, He YJ and Yang TX. 2002. Inversion of primary magma composition for Jinbaoshan ultramafic intrusion, Yunnan. *Acta Petrologica Sinica*, 18 (1): 70 - 82 (in Chinese with English abstract)
- Tao Y, Hu RZ, Qi L and Luo TY. 2007. Geochemical characteristics and metallogenesis of the Limahe mafic-ultramafic intrusion, Sichuan. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (11): 2785 - 2800 (in Chinese with English abstract)
- Tao Y, Li C, Hu RZ, Ripley EM, Du AD and Zhong H. 2007. Petrogenesis of the Pt-Pd mineralized Jinbaoshan ultramafic intrusion in the Permian Emeishan Large Igneous Province, SW China. *Contrib. Miner. Petrol.*, 153: 321 - 337
- Tao Y, Li C, Song XY and Ripley EM. 2008. Mineralogical, petrological and geochemical studies of the Limahe mafic-ultramafic intrusion and associated Ni-Cu sulfide ores, SW China. *Mineralium Deposita*, 43 (8): 849 - 872
- Wang CY, Zhou MF and Keays RR. 2006. Geochemical constraints on the origin of the Permian Baimazhai mafic-ultramafic intrusion, SW China. *Contrib. Miner. Petrol.*, 152: 309 - 321
- Wang CY, Zhou MF and Zhao D. 2005. Mineral chemistry of chromite from the Permian Jinbaoshan Pt-Pd-sulphide-bearing ultramafic intrusion in SW China with petrogenetic implications. *Lithos*, 83: 47 - 66
- Wang DH, Luo YN and Qu WJ. 2007. *Geology, Geochemistry and*

- Prospecting of PGE Deposits in SW China. Beijing: Geological Publishing House, 253–254 (in Chinese with English abstract)
- Xu JF, Suzuki K, Xu YG, Mei HJ and Li J. 2007. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: 2104–2119
- Xu YG, Chung SL, John BM and Wu GY. 2001. Petrological and geochemical constraints on the petrogenesis of the Permo-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58: 145–168
- Xu YG, He B, Chung SL, Menzies MA and Frey FA. 2004. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. *Geology*, 32: 917–920
- Yao JD. 1986. On the Genesis of Cu-(Pt)-Ni Sulfide Deposits in Xichang Region. Chongqing: Chongqing Publishing House, 143 (in Chinese with English abstract)
- Zhang KW, Zhang Q and Li DZ. 1990. The research history and present situation of Alaska-type mafic-ultramafic rocks. *Advances in Earth Sciences*, 6: 48–52 (in Chinese)
- Zhang ZC, Mao JW, Wang FS, Hao YL and Mahoney J. 2005. Mantle plume activity and melting conditions: Evidence from olivines in picritic-komatitic rocks from the Emeishan large Igneous Province, southwestern China. *Episodes*, 28(3): 171–176
- Zhang ZC, Mahoney JJ, Wang FS, Zhao L, Ai Y and Yang TZ. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalts flows of the western Emeishan flood basalt province, China: Evidence for a plume-head origin. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1538–1552 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC and Wang FS. 2003. A method for identifying primary magma-Examples from picrite and alkali basalts. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 33(2): 130–134 (in Chinese with English abstract)
- Zhang ZC, Wang FS, Qu WJ, Hao YL and Mahoney JJ. 2005. Discovery of high-Os picrites in the large Emeishan Igneous Province and its geological significance. *Acta Geologica Sinica*, 79(4): 515–521 (in Chinese with English abstract)
- Zhong H, Zhou XH, Zhou MF, Sun M and Liu BG. 2002. Platinum-group element geochemistry of the Hongge layered intrusion in the Pan-Xi area, southwestern China. *Mineralium Deposita*, 37: 226–239
- Zhong H, Yao Y, Prevec SA, Wilson AH, Viljoen MJ, Viljoen RP, Liu BG and Luo YN. 2004. Trace-element and Sr-Nd isotopic geochemistry of the PGE-bearing Xinjie layered intrusion in SW China. *Chemical Geology*, 203: 237–252
- Zhong H and Zhu WC. 2006. Geochronology of layered mafic intrusions from the Panxi area in the Emeishan large igneous province, SW China. *Mineralium Deposita*, 41: 599–606
- Zhou MF, Yang ZX, Song XY, Leshner CM and Keays RR. 2002. Magmatic Ni-Cu-(PGE) sulphide deposits in China. In: Cabri LJ (ed.). *The Geology, Geochemistry, Mineralogy, Mineral Beneficiation of the Platinum-Group Elements*. Can. Inst. Min. Metall. *Petroleum*, 54: 619–636
- Zhou MF, Zhao JH, Qi L, Su WC and Hu RZ. 2006. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China. *Contrib. Miner. Petrol.*, 151: 1–19
- Zhu WG, Deng HL and Liu BG. 2004. The age of the Gaojiacun mafic-ultramafic intrusive complex in the Yanbian area, Sichuan Province: Geochronological constraints by U-Pb dating of single zircon grains and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of hornblende. *Chinese Science Bulletin*, 49(10): 1077–1085

附中文参考文献

- 储雪蕾, 孙敏, 周美夫. 2001. 化学地球动力学中的铂族元素地球化学. *岩石学报*, 17(1): 112–122
- 葛茂先. 2001. 米易大槽铜镍铂矿地质特征及找矿前景. *四川地质学报*, 21(4): 223–225
- 侯增谦, 陈文, 卢记仁. 2006. 四川峨嵋大火成岩省 259Ma 大陆溢流玄武岩喷发事件: 来自激光 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年证据. *地质学报*, 80(8): 1130–1138
- 沈渭洲, 高剑峰, 徐士进, 谭国全, 杨铸生, 杨七文. 2003. 四川盐边冷水箐岩体的形成时代和地球化学特征. *岩石学报*, 19(1): 27–37
- 陶琰, 高振敏, 罗泰义, 祁敬, 禾英军, 杨廷祥. 2002. 云南金山超镁铁岩原始岩浆成分反演. *岩石学报*, 18(1): 70–82
- 陶琰, 胡瑞忠, 漆亮, 罗泰义. 2007. 四川力马河镁铁-超镁铁质岩体的地球化学特征及成岩成矿分析. *岩石学报*, 23(11): 2785–2800
- 王登红, 骆耀南, 屈文俊. 2007. 中国西南铂族元素矿床地质、地球化学与找矿. 北京: 地质出版社, 253–254
- 姚家栋. 1986. 西昌地区硫化铜(铂)镍矿床成因. 重庆: 重庆出版社, 1–143
- 张魁武, 张旗, 李达周. 1990. 阿拉斯加型镁铁-超镁铁杂岩的研究历史和现状. *地球科学进展*, 6: 48–52
- 张招崇, Mahoney JJ, 王福生, 赵莉, 艾羽, 杨铁铮. 2006. 峨眉山大火成岩省西部苦橄岩及其共生玄武岩的地球化学: 地幔柱头部熔融的证据. *岩石学报*, 22(6): 1538–1552
- 张招崇, 王福生. 2003. 一种判别原始岩浆的方法—以苦橄岩和碱性玄武岩为例. *吉林大学学报(地球科学版)*, 33(2): 130–134
- 张招崇, 王福生, 曲文俊, 郝艳丽, Mahoney JJ. 2005. 峨眉山大火成岩省中高 Os 苦橄岩的发现及地质意义. *地质学报*, 79(4): 515–521
- 中国科学院地球化学研究所. 1981. 中国含铂地质体铂族元素地球化学及铂族矿物. 北京: 科学出版社, 3–5
- 朱维光, 邓海琳, 刘秉光, 李朝阳, 覃喻, 骆耀南, 李志德, 皮道会. 2004. 四川盐边高家村镁铁-超镁铁质杂岩体的形成时代: 单颗粒锆石 U-Pb 和角闪石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学制约. *科学通报*, 49(10): 985–992