

# 红柳沟北镁铁-超镁铁质岩体矿物学特征 及矿石成因分析

周伟<sup>1,2</sup>, 姜常义<sup>1,2</sup>, 杜玮<sup>1,2</sup>, 宋艳芳<sup>1,2</sup>, 凌锦兰<sup>1,2</sup>, 夏明哲<sup>1,2</sup>,  
王梦玺<sup>1,2</sup>, 赵彦锋<sup>3</sup>

(1. 长安大学 地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2. 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 陕西 西安 710054; 3. 西北有色地质勘查局, 陕西 西安 710054)

**摘要:** 红柳沟北镁铁-超镁铁质岩体位于柴达木陆块北部的欧龙布鲁克微陆块东北缘, 呈岩墙状, 出露面积约 0.1 km<sup>2</sup>, 由方辉橄榄岩、橄榄二辉岩、含单辉橄榄岩、橄榄辉长苏长岩、暗色橄榄辉长岩、苏长岩、辉长岩等组成, 各岩相带在空间上呈渐变过渡关系。电子探针分析结果显示, 岩体的主要造岩矿物为贵橄榄石、古铜辉石、普通辉石和斜长石, 并且各矿物的结晶温度为 1 307~1 122℃。岩体钛铁矿化明显, 主要金属矿物为钛铁矿、钛磁铁矿和磁铁矿。利用橄榄石 F<sub>o</sub> 最高值反演出原生岩浆 MgO 含量为 8.49%, FeO 含量为 10.03%, TiO<sub>2</sub> 含量为 1.63%, 为普通玄武质岩浆。通过综合研究各矿物形成的温度和氧逸度条件, 认为岩浆从橄榄石结晶到普通辉石结晶, 其氧逸度是缓慢升高的, 并且氧逸度是控制红柳沟北岩体 Ti-Fe 氧化物结晶的主要因素。

**关键词:** Ti-Fe 氧化物, 镁铁-超镁铁质岩体, 红柳沟北, 柴达木盆地北缘

中图分类号: P578.4<sup>+</sup>4; P588.12<sup>+</sup>5; P618.31 文献标识码: A 文章编号: 1000-6524(2014)04-0671-10

## Mineralogical characteristics and ore genesis of the Hongliugoubei mafic-ultramafic intrusion

ZHOU Wei<sup>1,2</sup>, JIANG Chang-yi<sup>1,2</sup>, DU Wei<sup>1,2</sup>, SONG Yan-fang<sup>1,2</sup>, LING Jin-lan<sup>1,2</sup>, XIA Ming-zhe<sup>1,2</sup>,  
WANG Meng-xi<sup>1,2</sup> and ZHAO Yan-feng<sup>3</sup>

(1. College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China; 2. Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an 710054, China; 3. Bureau of Geological Exploration for Non-ferrous Metals in Northwest China, Xi'an 710054, China)

**Abstract:** Located in the northeast of Olongbuluck block on the northern margin of Qaidam Basin, the Hongliugoubei mafic-ultramafic intrusion is composed of harzburgite, olivine websterite, plagioclase-bearing clinopyroxene peridotite, olivine gabbro-norite, melalioivine-gabbro, norite and gabbro and belongs to a dike-shaped intrusion, with an exposed area of about 0.1 km<sup>2</sup>. Various lithofacie belts show gradual transition relationship. Electron microprobe analyses show that the rock-forming minerals are composed of chrysolite, augite and plagioclase and their crystallization temperatures vary between 1 307 and 1 122℃. The intrusion is characterized by obvious mineralization of ilmenite, with main ore minerals being ilmenite, titanomagnetite and magnetite. The inversion of primary magma composition based on the compositions of most Fo-rich olivines indicates that the parental magma of Hongliugoubei intrusion belonged to common basalt magma containing about 8.49% MgO, 10.03%

收稿日期: 2013-09-22; 修订日期: 2014-04-15

基金项目: 国家自然科学基金项目(41302070, 41102045); 地质大调查项目(1212011121089); 中央高校基本科研业务费(2013G1271100); 青海省地质勘查基金项目(2012209)

作者简介: 周伟(1990-), 男, 汉族, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: geovas@163.com

FeO and 1.63% TiO<sub>2</sub>. Studies of temperature and oxygen fugacity conditions of rock-forming minerals reveal that oxygen fugacity of magma gradually increased from olivine crystallization to augite crystallization and this seems to be the main factor that controlled the crystallization of Ti-Fe oxide.

**Key words:** Ti-Fe oxide; mafic-ultramafic intrusion; Hongliugoubei; northern Qaidam Basin

柴达木盆地北缘(以下简称柴北缘)隶属于青藏高原东北缘构造带,处于祁连陆块和柴达木陆块的结合部位。柴北缘构造带是早古生代形成的大陆高压-超高压变质带(杨经绥等,2000),经历了大洋俯冲-闭合-大陆俯冲-造山的过程(宋述光等,2009)。郝国杰等(2004)通过对柴北缘 1:5 万、1:25 万区域地质调查和综合研究工作后认为,在柴达木陆块北部还存在一个更早的微陆块,即欧龙布鲁克微陆块。虽然在柴北缘高压变质带内和柴-欧微陆块内部及边缘广泛分布有镁铁-超镁铁质岩体,但它们大多是祁连陆块和柴达木-东昆仑陆块俯冲-折返的产物(宋述光等,2009;张贵宾等,2012)。因而,此前本区鲜见岩浆型 Ti-Fe 氧化物矿床的报道。然而,经笔者团队实地踏勘后发现,红柳沟北镁铁-超镁铁质岩体具有典型岩浆型 Ti-Fe 氧化物矿化的特征,并且所采集的部分样品已达钛铁矿石的标准。目前认为,岩浆型 Ti-Fe 氧化物矿床与镁铁质-超镁铁质岩体有关,这类矿床的 Ti-Fe 氧化物主要为钛铁矿、钛磁铁矿和磁铁矿,它们通常赋存于层状镁铁质-超镁铁质

岩体顶部辉长岩中(Lister, 1966; Von Gruenewaldt *et al.*, 1985; 张招崇等, 2007)。那么形成此类矿床的原生岩浆有何特点? 制约 Ti-Fe 氧化物形成的因素又如何? 为解决上述问题,笔者对红柳沟北岩体岩石学、岩相学及矿物晶体化学等方面进行研究,以厘定岩体原生岩浆性质,对岩浆结晶的温度及氧逸度条件进行分析,并探讨 Ti-Fe 氧化物的形成机制,为在柴北缘镁铁-超镁铁质岩带内寻找同类矿床或矿化体提供依据和线索。

## 1 区域地质概况

红柳沟地区属于柴达木盆地北缘构造单元,即区域上欧龙布鲁克微陆块的组成部分(图 1)。欧龙布鲁克微陆块呈 NWW 向分布于大柴旦-锡铁山-德令哈-沙柳河东一带,长度超过 500 km,它与柴达木陆块之间即为柴北缘沙柳河-鱼卡高压-超高压变质带。欧龙布鲁克微陆块的基底部分主要由古元古代德令哈片麻岩、金水口岩群(Pt<sub>1</sub>J)部分资料称之为

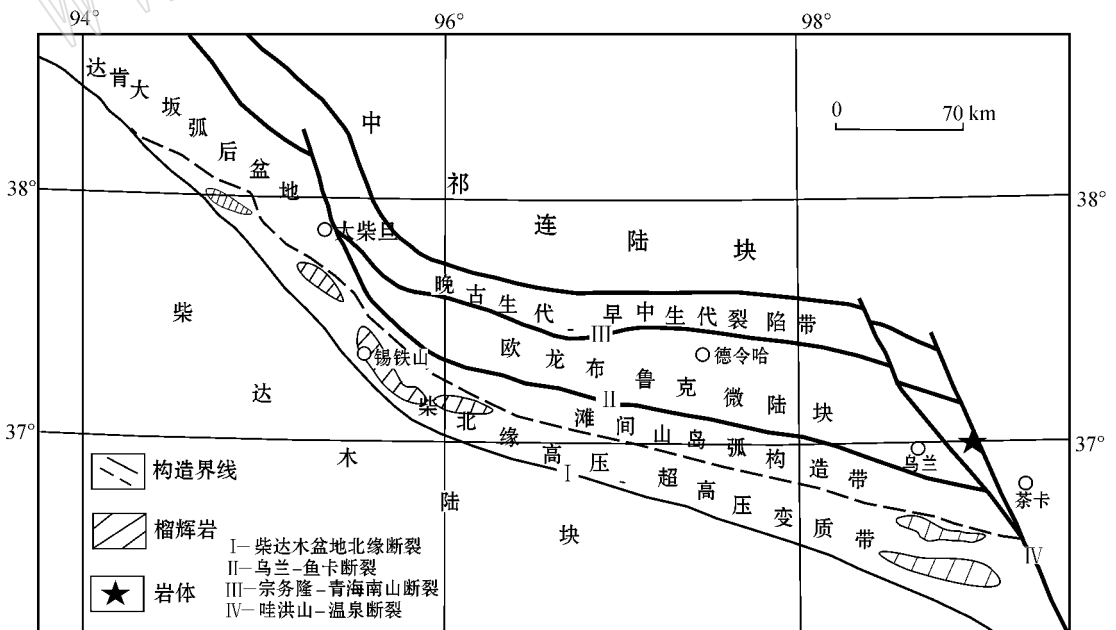


图 1 柴北缘地质构造简图(底图据杨经绥等,2004;王惠初等,2005)

Fig. 1 Geological sketch map of the northern margin of Qaidam Basin (base map after Yang Jingsui *et al.*, 2004; Wang Huichu *et al.*, 2005)

达肯大坂岩群)等组成。金水口岩群呈NW向大小不等、形态各异的不连续块体出露,主要由黑云斜长片麻岩、黑云母片岩、石英片岩及变粒岩组成。基底之上为震旦系全集群及其以后的火山-沉积盖层,呈高角度不整合关系覆盖于基底之上。根据沉积作用、岩浆活动、变质作用和构造运动等特征,郝国杰等(2004)将欧龙布鲁克微陆块的演化分为7个阶段,即古元古代陆块形成阶段、中元古代陆内沉降阶段、中新元古代 Rodinia 超大陆汇聚阶段、南华纪-震旦纪超大陆裂解阶段、早古生代陆块俯冲与折返阶段、晚古生代-中生代陆内造山阶段和新生代高原隆升阶段。

## 2 岩体地质及岩石学、矿相学特征

红柳沟北镁铁-超镁铁质岩体位于欧龙布鲁克微陆块东北缘(图1),岩体地表出露呈岩墙状,走向 $300^{\circ}$ ,长约500 m,宽变化于20~100 m之间,出露面积约 $0.1 \text{ km}^2$ 。其直接围岩为金水口岩群( $Pt_1J$ )的黑云母片岩,岩体与围岩接触部位蚀变较强,后期有辉绿岩脉侵入。岩体的主要岩石类型有方辉橄榄岩、橄榄二辉岩、含长单辉橄榄岩、橄榄辉长苏长岩、暗色橄榄辉长岩、苏长岩、辉长岩(图2)。其主体为暗色橄榄辉长岩和辉长岩,其中方辉橄榄岩、橄榄二辉岩、含长单辉橄榄岩位于岩体中部,呈不规则形态分布于岩体内,各岩相在空间上呈渐变过渡关系。红柳沟北岩体岩石以发育堆晶结构、包橄结构(图3a)、含长结构(图3b)为特点,主要造岩矿物有橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石。各类岩石均发生了不同程度的蚀变作用,橄榄石蚀变为伊丁石和蛇纹石,辉石以次闪石化为主,黑云母化次之。斜长石以钠黝帘石化为主,也见有绿泥石化。

红柳沟北岩体岩(矿)石的主要金属矿物为钛铁矿和磁铁矿,另有少量的金红石、黄铁矿、尖晶石等。钛铁矿和磁铁矿主要赋存于暗色橄榄辉长岩和辉长岩中,钛铁矿含量多变化于3%~5%,粒径变化大,大多在 $0.1 \text{ mm}$ 以上,有的可达 $1 \text{ mm}$ ,呈板状、板条状或不规则粒状(图3c),星点-稀疏浸染状分布,局部可见海绵陨铁结构(图3d、3f),属晚期岩浆矿化。受蚀变影响,沿钛铁矿裂隙生成金红石、钛铁尖晶石。热液硫化物以黄铁矿为主,偶见黄铜矿,黄铁矿可假象交代钛铁矿,晚期赤铁矿局部交代黄铁矿。

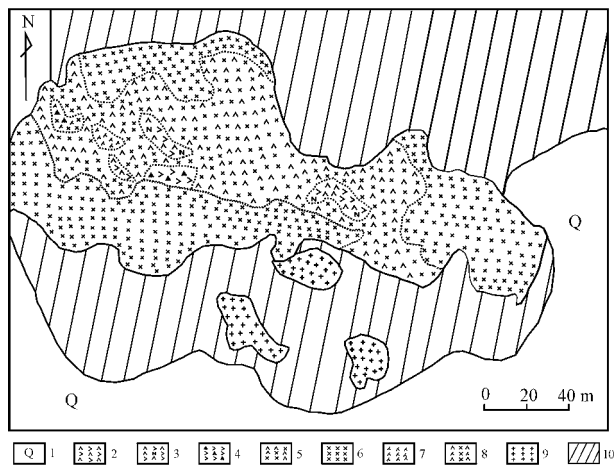


图2 红柳沟北岩体地质草图

Fig. 2 Geological sketch map of the Hongliugoubei intrusion  
1—第四系;2—方辉橄榄岩;3—含长单辉橄榄岩;4—橄榄二辉岩;5—暗色橄榄辉长岩;6—辉长岩;7—苏长岩;8—橄榄辉长苏长岩;9—花岗岩;10—金水口岩群( $Pt_1J$ )黑云母片岩  
1—Quaternary; 2—harzburgite; 3—plagioclase-bearing clinopyroxene peridotite; 4—olivine websterite; 5—melaolivine-gabbro; 6—gabbro; 7—norite; 8—olivine gabbro; 9—granite; 10—Jinshuikou Group ( $Pt_1J$ ) biotite schist

## 3 矿物晶体化学

本次研究,对橄榄石、辉石、斜长石、钛铁矿、磁铁矿进行电子探针测定。对采集的岩石样品,首先将岩石的氧化表面切除,选择新鲜面做岩石切片,并挑选新鲜的、无蚀变的矿物进行电子探针分析,其原理是将高度聚焦的电子束聚焦在矿物上,激发组成矿物元素的特征X射线。用分光器或检波器测定荧光X射线的波长,并将其强度与标准样品对比,根据不同强度校正直接计数出组分含量。电子探针分析在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室完成。分析仪器为日本JXI-8100型电子探针,加速电压 $15 \text{ kV}$ ,束电流 $2.0 \times 10^{-8} \text{ A}$ ,束斑直径 $0.5 \mu\text{m}$ ,分辨率 $6 \text{ nm}$ 。所选标样除Ni用单质外,其余均用矿物标样,具体为Si:石英,Fe:磁铁矿,Mn:红锰矿,Al:刚玉,Ca:硅灰石,Ti:钛铁矿,Mg:镁橄榄石,Cr:铬铁矿,Na:钠长石,K:钾长石,P:磷灰石。分析精度为 $10^{-4}$ 。

### 3.1 造岩矿物

主要造岩矿物组成表(表1)显示,红柳沟北岩体橄榄石 $Fo$ 值变化范围较小( $79 \sim 82$ ),平均值 $80.2$ ,

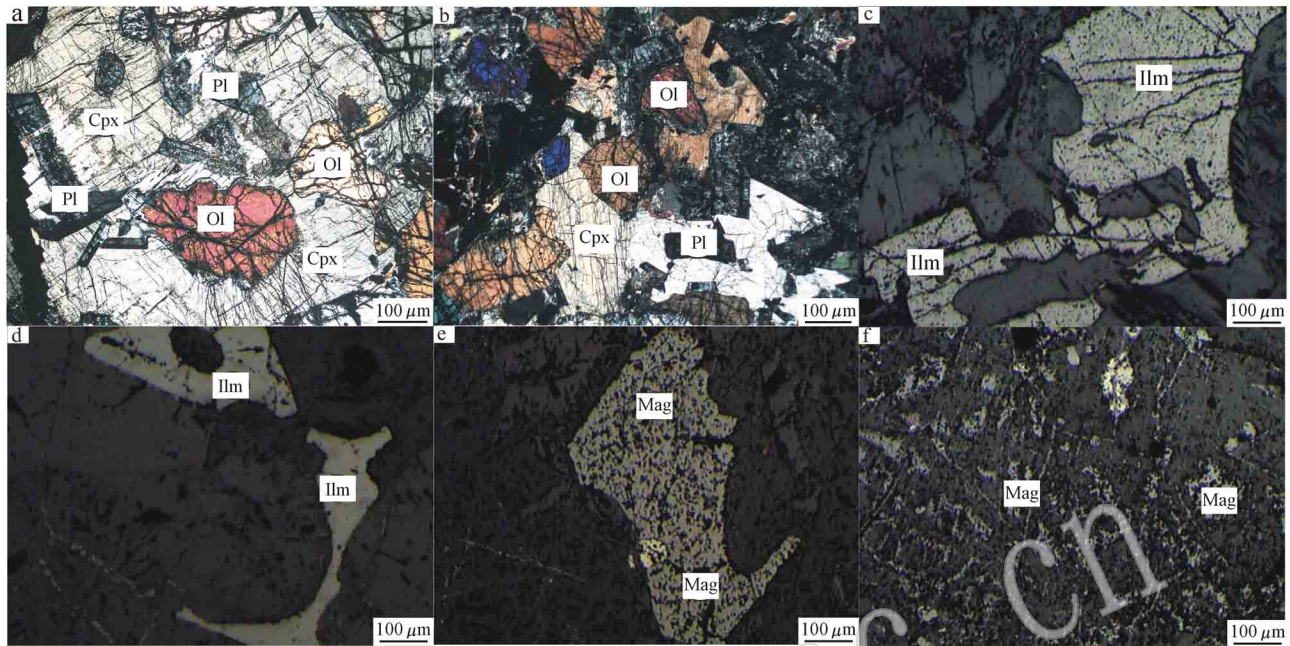


图 3 红柳沟北岩体岩石显微照片

Fig. 3 Photomicrographs of rocks in the Hongliugoubei intrusion

a—含长单辉橄榄岩中包橄结构, 正交偏光; b—暗色橄榄辉长岩中含长结构, 正交偏光; c—含磁铁矿的钛铁矿矿石中粗粒钛铁矿, 反射光; d—含磁铁矿的钛铁矿矿石中海绵陨铁状钛铁矿, 反射光; e—磁铁钛铁矿化岩石中海绵陨铁状磁铁矿, 反射光; f—磁铁钛铁矿化岩石中蚀变磁铁矿, 反射光; Ol—橄榄石, Cpx—单斜辉石, Pl—斜长石, Ilm—钛铁矿, Mag—磁铁矿

a—olivine-poikilitic texture in plagioclase-bearing clinopyroxene peridotite, crossed nicols; b—plagioclase-poikilitic texture in melaoilvine-gabbro, crossed nicols; c—coarse ilmenite in magnetite-bearing ilmenite ore, reflected light; d—sideronitic ilmenite in magnetite-bearing ilmenite ore, reflected light; e—sideronitic magnetite in magnetite-ilmenite-bearing ore, reflected light; f—altered magnetite in magnetite-ilmenite-bearing ore, reflected light; Ol—olivine, Cpx—clinopyroxene, Pl—plagioclase, Ilm—ilmenite, Mag—magnetite

均为贵橄榄石, 并且  $F_o$  值越高的橄榄石其  $NiO$  含量也越高, 这是岩浆正常结晶的结果。因为在通常情况下, 同一岩浆房中早期结晶的橄榄石有较高的  $F_o$  值和较高的  $Ni$  含量, 晚结晶的橄榄石  $F_o$  值低,  $Ni$  含量低(陶琰等, 2007)。

斜方辉石的  $En$  为 78~79, 平均值为 78.5,  $Fs$  平均值为 19, 均为古铜辉石,  $SiO_2$  平均值为 55.05%。 $MgO(29\% \pm)$  明显高于  $FeO(13\% \pm)$ , 表明斜方辉石贫铁而富镁, 其  $Al_2O_3$  含量变化小(1.21%~1.30%), 而地幔橄榄岩中斜方辉石  $Al_2O_3$  含量介于 2.1%~5.0%(Dick and Natland, 1996), 表明本岩体斜方辉石  $Al_2O_3$  含量比地幔橄榄岩低。单斜辉石  $Wo$  为 42~50, 平均值 42.65;  $En$  为 40~48, 平均值为 45;  $Fs$  变化于 4~11, 平均为 8.75, 均属普通辉石(次透辉石和铁次透辉石)。  $SiO_2$  为 50.53%~53.84%, 平均值 51.81%。所有单斜辉石  $MgO$  含量均比  $FeO$  高, 同样具有贫铁富镁的特征。

斜长石主要出现在暗色橄榄辉长岩、苏长岩和

辉长岩中, 它们呈自形板条状, 常被辉石所包裹。斜长石的  $An = 74 \sim 78$ ,  $Ab = 21 \sim 26$ ,  $Or = 1 \sim 2$ , 主要为培长石。

### 3.2 钛铁矿和磁铁矿

钛铁矿和磁铁矿的电子探针数据见表 2。钛铁矿  $TiO_2$  含量 42.69%~52.60%, 平均 48.94%,  $FeO$  含量变化于 38.41%~51.81%, 平均值 45.55%,  $TiO_2/FeO$  值为 0.82~1.32, 这些特征表明钛铁矿样品中既有纯钛铁矿, 也有钛磁铁矿。钛铁矿  $V_2O_3$  含量 0.22%~0.66%, 并且辉长岩钛铁矿中  $V_2O_3$  含量总体水平高于暗色橄榄辉长岩。 $MnO$  含量 1.62%~6.30%, 绝大多数钛铁矿  $MgO$  含量都低于 0.1%, 只有 4 件样品超过 1.0%, 显示出贫  $Mg$  富  $Mn$  的特点, 这与攀西地区岩浆型钒钛磁铁矿床中的钛铁矿( $MgO$  含量 1.15%~8.35%) 贫  $Mn$  富  $Mg$  恰好相反, 可能是它们不同的构造环境所致。红柳沟北岩体位于欧龙布鲁克微陆块边缘, 而攀西地区的镁铁质-超镁铁质岩体形成于峨眉山大火成岩省。

$w_B/\%$

表 1 红柳沟北岩体主要造岩矿物组成表

Table 1 The composition of main rock-forming minerals in the Hongliugoubei intrusion

样品	岩性	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	Fo	种属		
P68-11-1	方辉橄榄岩	39.47	19.63	0.27	0.05	0.08	-	42.04	-	0.09	0.02	-	0.05	101.69	79	贵橄榄石		
P68-11-2		39.24	19.73	0.32	0.02	0.14	-	41.91	0.01	0.08	0.03	-	0.09	101.56	79	贵橄榄石		
68-6-1	暗色橄榄辉长岩	39.65	16.45	0.19	0.01	-	-	42.80	-	0.16	0.01	-	-	99.27	82	贵橄榄石		
68-6-2		39.88	16.82	0.20	-	-	-	43.07	0.20	0.11	0.02	0.02	-	100.32	82	贵橄榄石		
68-6-3		38.80	20.01	0.30	0.01	-	0.03	43.14	-	0.06	-	-	-	102.36	79	贵橄榄石		
样品	岩性	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO <td>Na<sub>2</sub>O</td> <td>K<sub>2</sub>O</td> <td>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></td> <td>Total</td> <td>Wo</td> <td>En</td> <td>Fs</td>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	Wo	En	Fs	
P68-11-3	方辉橄榄岩	55.00	12.81	0.30	1.30	1.23	0.03	29.23	0.14	0.05	0.05	4.00	0.01	100.14	3	78	19	古铜辉石
P68-11-4		55.10	12.70	0.29	1.21	1.18	0.03	29.38	0.06	0.04	0.01	-	100.06	2	79	19	古铜辉石	
P68-11-5		51.66	6.35	0.14	2.99	20.61	0.07	16.50	0.68	-	0.39	-	0.08	99.48	42	48	10	铁次透辉石
68-6-4	暗色橄榄辉长岩	51.22	6.83	0.18	2.74	20.05	0.12	15.91	0.65	0.02	0.39	0.01	0.04	98.16	50	40	10	次透辉石
68-6-5		50.53	6.74	0.24	3.63	19.93	0.09	15.58	0.72	-	0.38	0.01	0.05	97.91	43	46	11	铁次透辉石
68-3-1	辉长岩	53.84	2.79	0.07	0.83	24.55	0.02	16.51	0.25	0.06	0.12	-	7.00	99.04	50	46	4	次透辉石
样品	岩性	SiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO <td>Na<sub>2</sub>O</td> <td>K<sub>2</sub>O</td> <td>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></td> <td>Total</td> <td>An</td> <td>Ab</td> <td>Or</td>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total	An	Ab	Or	
P68-11-7	方辉橄榄岩	50.73	1.78	0.03	28.55	12.53	-	1.29	-	0.04	3.87	0.51	0.01	99.34	77	21	2	培长石
68-6-2-2		53.15	0.50	0.03	29.00	12.08	-	0.01	-	-	4.71	0.03	0.02	99.52	74	26	0	培长石
68-6-4'	暗色橄榄辉长岩	51.67	0.69	-	29.48	13.20	-	0.09	-	3.96	0.27	0.01	99.36	78	21	1	培长石	

橄榄石

辉石

斜长石

表 2 红柳沟北岩体钛铁矿和磁铁矿组成表

 $w_B/\%$ 

Table 2 The composition of ilmenite and magnetite in the Hongliugoubei intrusion

样品	岩性	FeO	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	MgO	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Total
68-9-2		43.34	50.77	0.05	0.10	4.75	-	-	0.12	0.02	0.02	0.01	-	0.11	99.30
68-9-3		40.52	51.73	0.01	0.10	6.18	0.09	0.02	0.12	-	-	-	-	0.21	98.97
68-9-4		41.18	51.44	0.02	0.15	5.92	0.03	-	0.16	-	-	-	-	0.18	99.07
68-9-6	暗色橄榄辉长岩	48.22	45.37	0.04	0.10	5.67	0.14	-	0.75	0.02	-	0.02	-	0.29	100.62
P68-3-1		50.83	45.88	-	0.03	3.52	0.05	0.02	0.31	-	-	0.01	-	0.12	100.77
P68-3-2		42.89	52.6	-	0.07	4.22	0.02	0.04	0.08	-	-	0.02	-	0.26	100.18
P68-3-3		46.14	49.48	-	0.08	3.7	0.1	-	0.21	0.05	-	0.01	-	0.27	100.03
P68-3-4		45.95	48.62	0.05	0.09	3.56	0.06	0.07	0.36	0.04	0.01	-	-	0.14	98.94
P68-16-1		46.91	50.38	-	0.06	1.81	-	-	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.11	99.32
P68-16-2		47.44	50.6	-	0.07	1.62	-	-	0.05	0.05	0.02	-	0.04	0.08	99.97
P68-16-3		47.12	51.01	0.03	0.07	1.79	0.03	-	0.01	-	0.01	-	-	-	100.08
P68-16-4		51.44	46.24	0.04	0.08	1.68	0.03	-	0.2	0.06	0.02	-	-	0.11	99.9
68-2-1		40.86	52.07	0.06	0.03	6.3	0.03	0.01	0.08	-	0.02	-	0.21	0.16	99.84
68-2-2		40.56	51.8	0.03	0.02	5.47	0.03	-	0.14	0.03	-	-	0.22	0.4	98.68
68-2-3		38.41	50.88	2.3	0.03	2.38	0.08	-	0.74	0.03	-	-	3.33	0.49	98.69
68-2-4		43.39	50.81	0.01	0.03	4.71	0.02	0.03	0.11	-	-	-	0.13	0.02	99.26
68-2-5		42.29	51.66	-	0.07	5.03	-	0.04	0.12	0.02	0.03	0.01	0.06	0.31	99.65
68-11-1	辉长岩	48.05	45.54	0.02	1.26	2.4	0.01	0.05	1.02	-	0.01	-	-	0.43	98.77
68-11-2		47.44	47.1	0.05	1.07	4.58	0.04	-	0.61	0.16	-	-	-	0.34	101.37
68-11-3		45.77	45.07	0.03	1.2	4.93	0.01	0.06	0.84	0.03	-	0.01	-	0.38	98.32
68-11-4		47.69	47.31	-	1.86	1.9	-	0.01	0.92	0.06	-	-	-	0.42	100.16
68-11-7		44.43	51.63	0.09	0.72	3.88	0.03	0.01	0.16	0.02	0.02	-	-	0.44	101.41
68-3-1		46.03	46.94	0.02	0.07	5.47	0.09	-	0.31	0.02	-	-	-	0.53	99.49
68-3-2		51.81	42.69	-	0.04	3.31	-	0.01	0.6	-	-	0.01	-	0.55	99.01
68-3-3		51.62	42.95	0.02	0.04	3.38	-	-	0.46	-	0.02	-	-	0.66	99.14
68-3-5		44.04	51.79	-	0.04	3.62	0.007	0	0.14	-	-	-	-	0.53	100.17
68-9-5		91.09	1.04	0.11	0.02	0.07	-	-	0.05	0.03	0.07	0.04	-	0.06	92.57
68-9-7	暗色橄榄辉长岩	92.22	-	0.24	0.08	-	-	0.02	0.09	-	0.01	-	-	0.02	92.72
68-9-8		91.81	0.04	0.28	0.04	0.01	0.03	0.02	0.04	0.03	-	-	-	-	92.27
68-11-5	辉长岩	91.30	0.03	0.03	0.05	0.03	-	-	0.02	-	-	-	-	-	91.46
68-11-8		83.19	1.43	0.44	0.55	0.45	0.15	0.06	6	0.18	0.02	0.02	-	0.27	92.37

钛  
铁  
矿磁  
铁  
矿

磁铁矿中  $\text{FeO}$  含量变化范围较小(83.19% ~ 92.22%),平均 89.92%,其  $\text{MgO}$  和  $\text{MnO}$  含量均低于钛铁矿,不仅如此,磁铁矿中  $\text{V}_2\text{O}_5$  含量较钛铁矿低很多。有两件磁铁矿样品的  $100 \times \text{TiO}_2/\text{FeO}$  值为 1.14 和 1.72,属含钛的磁铁矿。所有磁铁矿样品含量  $100 \times \text{V}_2\text{O}_5/\text{FeO}$  平均值为 0.08,表明磁铁矿无或含微量钒。

## 4 讨论

### 4.1 原生岩浆性质

在大多数情况下,对镁铁质岩浆成分的估计是利用  $\text{Mg-Fe}$  在结晶相橄榄石和熔体之间的分配系数  $K_D$  来进行的(Roeder and Emslie, 1970; Chai and Naldrett, 1992),其定义如下:

$$K_D = X(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{橄榄石}} / X(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{熔体}} = 0.3 \pm 0.03$$

我们选择暗色橄榄辉长岩中  $F_o$  最高的值( $F_o = 82$ )利用上述关系,计算与之平衡的熔体内( $\text{FeO}/\text{MgO}$ )<sub>熔体</sub> = 1.18,以该斜率做一条经过原点的直线。而由全岩  $\text{MgO}$  与  $\text{FeO}$  的关系(来自笔者未发表数据)拟合得到的直线为  $y = 0.403x + 6.596$ (图 4),两条直线交点对应的坐标可代表原生岩浆的  $\text{MgO}$  和  $\text{FeO}$  含量,计算得到原生岩浆  $\text{MgO}$  含量为 8.49%, $\text{FeO}$  含量为 10.03%, $\text{Mg}^\# = 0.60$ ,表明岩浆演化程度较高。利用全岩  $\text{MgO}$  与  $\text{TiO}_2$  的协变关系,按照上述方法估算出原生岩浆  $\text{TiO}_2$  含量为 1.63%,这一值低于攀西地区( $\text{TiO}_2 > 3\%$ ),可能代表了它们

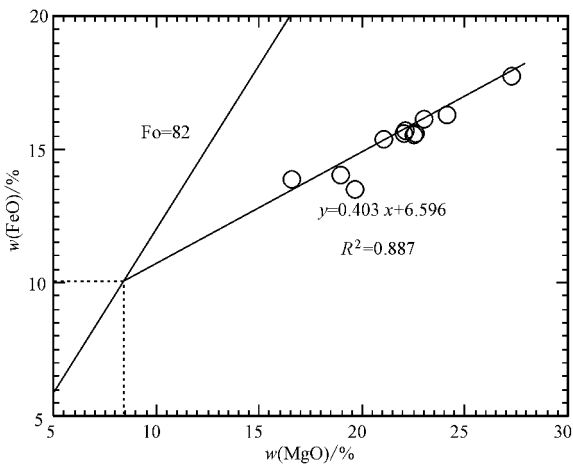


图 4 红柳沟北岩体原生岩浆成分估算图

Fig. 4 Estimated composition diagram of primary magma in the Hongliugoubei intrusion

不同源区和构造环境的特点。一般认为,形成岩浆型钛铁矿-磷灰石矿床的矿体及其赋存的镁铁质-超镁铁质岩体都是由富  $\text{Fe-Ti}$  和  $\text{P}$  的镁铁质岩浆演化而来的(Charlier *et al.*, 2006)。Kärkkäinen 和 Appelqvist(1999)曾报道了芬兰西部 Kauhajärvi 辉长岩体内低品位磷灰石-钛铁矿-磁体矿床,认为形成此类矿床的原生岩浆为富铁质岩浆。但是,根据目前所掌握的基本地质资料和上述原生岩浆成分计算结果来看,我们认为红柳沟北岩体原生岩浆为普通玄武质岩浆。

### 4.2 结晶温度及相对氧逸度特征

岩浆岩的温度、压力、氧逸度等物理化学参数的计算,对岩浆的来源、演化、分离结晶、固结成岩等物理化学环境及岩浆动力学机理的分析,都有极为重要的意义。橄榄石一般是岩浆体系中最先结晶的矿物,利用电子探针的数据,根据 Roeder 和 Emslie(1970)提出的橄榄石地质温度计  $t(^{\circ}\text{C}) = 1066 + 12.067 \text{Mg}^\# + 312.3(\text{Mg}^\#)^2$ ,笔者分别计算出暗色橄榄辉长岩和方辉橄榄岩中橄榄石的结晶温度为  $1307^{\circ}\text{C}$  和  $1270^{\circ}\text{C}$ 。

斜方辉石中  $\text{Ca}$  离子数可以作为温度指示剂,基于这一点,Brey 和 Kohler(1990)研究斜方辉石后,根据可逆的相平衡资料,获得斜方辉石的结晶范围在  $1058 \sim 1163^{\circ}\text{C}$ (柴凤梅等,2006)。根据马鸿文(1985)改进后单斜辉石温度计:  $t(^{\circ}\text{C}) = 1097.135 + 33.133 \text{Wo} + 0.764(\text{Wo})^2 + 11 \text{Al}_2\text{O}_3$ ,分别计算得到辉长岩与色橄榄辉长岩中单斜辉石的结晶温度为  $1122^{\circ}\text{C}$  和  $1147^{\circ}\text{C}$ 。

上述计算结果和岩体普遍发育包橄结构和含长结构等特征表明,橄榄石是岩浆中最先结晶的矿物,其次为斜长石,单斜辉石和斜方辉石虽然结晶温度有较大的变化范围,但基本是同时结晶的。

Snyder 等(1993)通过实验证明富铁质玄武岩浆在结晶过程中氧逸度介于 QFM 和 IW 氧逸度缓冲剂之间(图 5)。在初期氧逸度较低的条件( $\log f_{\text{O}_2}$  约为 -11.5)结晶出橄榄石、辉石、斜长石等硅酸盐矿物。氧逸度在很大程度上取决于岩浆的成分,特别是某些变价离子的比值(如  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}/\text{Fe}^{2+}$  值等)。暗色矿物中  $\text{Mg}/\text{Fe}$  值可以反映其结晶时岩浆中  $f_{\text{O}_2}$  条件,因为  $f_{\text{O}_2}$  低会促使大量铁进入暗色矿物,降低矿物的  $\text{Mg}/\text{Fe}$  值(姜常义等,2011)。据此,可以用橄榄石和单斜辉石中  $\text{Mg}/\text{Fe}$  值来研究其结

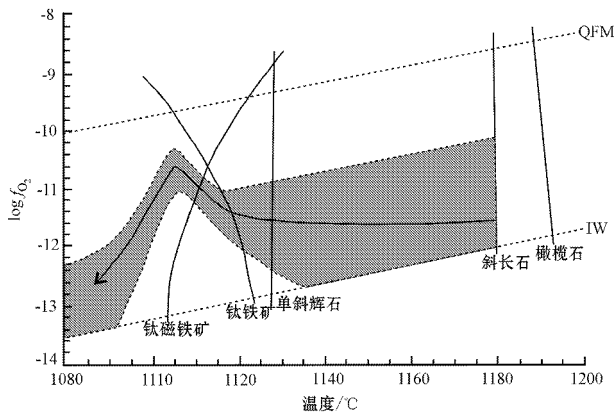


图 5 富铁质岩浆中矿物结晶过程的  $f_{O_2}-t$  变化轨迹 (据 Snyder *et al.*, 1993; 张晓琪等, 2011)

Fig. 5 The plot of oxygen fugacity versus temperature in iron-rich magma (after Snyder *et al.*, 1993; Zhang Xiaoyi *et al.*, 2011)

阴影部分为所有可能的  $f_{O_2}-t$  演化路径; QFM: 石英-铁橄榄石-磁铁矿氧逸度缓冲剂; IW: 自然铁-方铁矿氧逸度缓冲剂  
The approximate field encompassing all possible  $f_{O_2}-t$  paths is marked by the shaded region; QFM: quartz-fayalite-magnetite oxygen buffer; IW: iron-wuestite oxygen buffer

晶时  $f_{O_2}$  的相对变化。利用电子探针数据计算得到橄榄石和单斜辉石的 Mg/Fe 平均值为 4.13 和 4.14, 表明从橄榄石结晶到普通辉石结晶岩浆体系的氧逸度是逐渐缓慢升高的, 虽然期间斜长石结晶时岩浆体系氧逸度变化不大。另外, 从理论角度来讲, 在一个封闭的岩浆房中, 伴随着岩浆正常的结晶作用, 因大量的 FeO 进入暗色矿物, 在演化的岩浆中  $Fe_2O_3/FeO$  值会逐渐升高, 尤其是岩浆房分异出独立的流体相后, 伴随着  $H_2$  优先逸失, 会明显地增加岩浆房的氧逸度。姜常义等 (2011) 也指出, 在一个封闭的岩浆房中, 从演化的岩浆中分异出独立的流体相的过程必然会伴随着氧逸度的快速跃升, 而在此前, 当岩浆房中只有一种液相 (即岩浆相) 时, 氧逸度的升高是渐进的和缓慢的。这些理论分析结果也支持上述结论, 即从岩浆中结晶出橄榄石到单斜辉石, 其氧逸度是缓慢升高的。

#### 4.3 Ti-Fe 氧化物形成机制

岩浆型 Ti-Fe 氧化物矿床的形成机制主要由以下观点: ① 高钛玄武质岩浆中钛铁氧化物早期结晶 (Wang *et al.*, 2008); ② 硅酸盐-氧化物不相混溶原理 (Kolker, 1982); ③ 岩浆混合和地壳混染作用 (Kinnaird *et al.*, 2002); ④ 岩浆体系氧逸度改变 (Higgins, 2005); ⑤ 基性岩浆在封闭体系条件下结晶分异 (Reynolds, 1985)。

氧逸度作为一个重要的指标, 不仅直接控制岩浆结晶序列、晶体成分和岩石成因, 而且与成矿作用也有着密切的关系 (熊小林等, 2005)。基于上述对岩浆氧逸度的研究, 在红柳沟北岩体岩浆系统中, 伴随着橄榄石、斜长石和辉石的结晶, 岩浆系统的氧逸度是缓慢升高的, 并且, 残余岩浆中 Fe、Ti 逐渐富集,  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  值逐渐升高, 达到 Ti-Fe 氧化物结晶条件时, Ti-Fe 氧化物便大量形成, 岩 (矿) 石中的海绵陨铁状钛铁矿和磁铁矿也正好体现这一点。

毫无疑问, Ti-Fe 氧化物是岩浆结晶过程中氧逸度的理想指示剂, 因此, 可以通过研究钛铁矿和磁铁矿中某些对氧化还原条件比较敏感的离子来探讨它们结晶时相对氧逸度变化。Toplis 和 Corgnè (2002) 的实验研究表明, Ti-Fe 氧化物中钒元素的含量是判断岩浆中氧逸度条件的一个重要参数, 因为相容于 Ti-Fe 氧化物中的 V 仅有 +3 价, 氧逸度越高, +4 价和 +5 价的 V 越多, 相容于 Ti-Fe 氧化物中的 V 就越少。如前所述, 钛铁矿中  $V_2O_3$  的平均含量 (0.28%) 比磁铁矿 (0.07%) 高很多, 表明钛铁矿形成时氧逸度较磁铁矿低。岩浆中较高的氧逸度会扩大磁铁矿的稳定范围, 使磁铁矿提早晶出, 并且导致残余熔体中铁的急剧亏损, 这对钛铁矿的形成是极为不利的。相反, 较低的氧逸度会推迟岩浆中磁铁矿的晶出, 使 Fe 逐渐在残余岩浆中富集 (Toplis and Carroll, 1995; Jang *et al.*, 2001)。结合本岩体中钛铁矿明显多于磁铁矿并且磁铁矿经常产于钛铁矿边部的特点, 我们认为钛铁矿可能早于磁铁矿结晶, 但不排除二者有重叠的结晶温度区域, 随着钛铁矿的不断晶出, 岩浆氧逸度又缓慢升高, 为磁铁矿的结晶创造了条件。但是, 依靠岩浆自身的演化来升高氧逸度毕竟有限。地壳混染是促使玄武质岩浆中金属氧化物沉淀的主要机制 (Irvine, 1977; Kinnaird *et al.*, 2002), 它可以改变岩浆体系的氧逸度, 促进 Ti-Fe 氧化物结晶。但这种机制对岩浆氧逸度改变的机理究竟如何, 还有待深入研究。

## 5 结论

(1) 红柳沟北岩体位于欧龙布鲁克微陆块东北缘, 主要岩石类型为暗色橄榄辉长岩和辉长岩, 方辉橄榄岩、橄榄二辉岩、含单辉橄榄岩、橄榄辉长苏长岩、苏长岩分布相对较少。

(2) 组成红柳沟北岩体的橄榄石为贵橄榄石,



斜方辉石为古铜辉石,单斜辉石为普通辉石,斜长石为培长石。所有矿物的结晶温度介于 1 307 ~ 1 122℃ 之间。

(3) 红柳沟北岩体原生岩浆为 MgO 含量 8.5%、FeO 含量 10.03%、TiO<sub>2</sub> 含量 1.63% 的普通玄武质岩浆。

(4) 岩浆中从橄榄石结晶到普通辉石结晶,其氧逸度是缓慢升高的。并且,氧逸度是控制红柳沟北岩体 Ti-Fe 氧化物结晶的主要因素。

致谢 在野外和室内工作中得到了康珍、范亚洲硕士的悉心帮助,夏昭德博士提出宝贵意见。谨向上述人士表示衷心的感谢!

## References

- Brey J D and Kohler T P. 1990. Geothermobarometry in four phase ilmenite-zircon: new thermobarometer [J]. *Petrol.*, 31: 1 335~1 378.
- Chai Fengmei, Zhang Zhaocong, Mao Jingwen, *et al.* 2006. Petrography and mineralogy of Baishiquan Cu-Ni-bearing mafic-ultramafic intrusions in Xinjiang [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25(1): 1~12 (in Chinese with English abstract).
- Chai G and Naldrett A J. 1992. Petrology and geochemistry of the Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulus of a high-Mg basaltic magma [J]. *Journal of Petrology*, 33: 1~27.
- Charlier B, Duchesne J C and Sakoma E. 2006. Magma chamber processes in the Tellnes ilmenite deposit (Rogaland Anorthosite Province, SW Norway) and the formation of Fe-Ti ores in massif-type anorthosit [J]. *Chemical Geology*, 234(3~4): 264~290.
- Dick H J B and Natland J H. 1996. Late stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise: Deep Sea Drilling Project [J]. *Initial Reports*, 147: 103~134.
- Hao Guojie, Lu Songnian, Wang Huichu, *et al.* 2004. Tectonic framework of before the Devonian in Qaidam Basin and geological evolution of Oulongbuluke block [J]. *Earth Science Frontiers* (China University of Geoscience, Beijing), 11(3): 116~121 (in Chinese).
- Higgins M D. 2005. A new interpretation of the structure of the Septiles intrusive suite, Canada [J]. *Lithos*, 83: 199~213.
- Irvine T N. 1977. Origin of chromitite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation [J]. *Geology*, 5: 273~277.
- Jiang Y D, Naslund H R and McBirney A R. 2001. The differentiation trend of the Skaergaard intrusion and the timing of magnetite crystallization: Iron enrichment revisited [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 189: 189~196.
- Jiang Changyi, Xia Zhaode, Ling Jinlan, *et al.* 2011. Comparison of host magmatic sulphide and oxide deposits of mafic-ultramafic intrusions and review the mineralizing process [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(10): 3 005~3 020 (in Chinese with English abstract).
- Kinnaird J A, Kruger F K, Nex P A M, *et al.* 2002. Understanding chromitite formation: a key to understanding processes of platinum enrichment [J]. *Trans. Inst. Min. Metall. Sect. B, Appl. Earth. Sci.*, 111B: 23~35.
- Kolker A. 1982. Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evolution of the liquid immiscibility hypothesis [J]. *Economic Geology*, 77: 1 146~1 158.
- Lister G F. 1966. The composition and origin of selected iron-titanium deposits [J]. *Econ. Geol.*, 61: 275~310.
- Ma Hongwen. 1985. A formula about modified geothermograph of clinopyroxene [J]. *Geological Science and Technology Information*, 4(2): 82~84 (in Chinese).
- Kerkkainen N and Appelqvist H. 1999. Genesis of low-grade apatite-ilmenite-magnetite deposit in the Kauhajervi gabbro, western Finland [J]. *Mineralium Deposita*, 34: 754~769.
- Reynolds I M. 1985. The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the upper zone of Bushveld Complex: A review and synthesis [J]. *Economic Geology*, 80: 1 089~1 108.
- Roeder P L and Emslie R F. 1970. Olivine-liquid equilibrium [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29: 275~289.
- Snyder D, Carmichael I S E and Wiebe R A. 1993. Experimental study of liquid evolution in a Fe-rich layered mafic intrusion: Constraints of Fe-Ti oxide precipitation on the T-fO<sub>2</sub> and T-Rho paths of tholeiitic magma [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113(1): 73~86.
- Song Shuguang, Niu Yaoling, Zhang Lifei, *et al.* 2009. Time constraints on orogenesis from oceanic subduction to continental subduction, collision, and exhumation: An example from North Qilian and North Qaidam HP-UHP belts [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(9): 2 067~2 077 (in Chinese with English abstract).
- Tao Yan, Hu Ruizhong, Qi Liang, *et al.* 2007. Geochemical characteristics and metallogenesis of the Limahe mafic-ultramafic intrusion, Sichuan [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(11): 2 785~2 800 (in Chinese with English abstract).
- Toplis M J and Carroll M R. 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems [J]. *Petrol.*, 36: 1 137~1 170.
- Toplis M J and Corgne A. 2002. An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate

- liquids with particular emphasis on vanadium[ J ]. Contributions to Mineralogy and Petrology , 144( 1 ): 22~37.
- Von Gruenewaldt, Klemm D D, Henckel J, *et al.* 1985. Exsolution features of titanomagnetites from massive magnetite layers and their host rocks of the upper zone , eastern Bushveld Complex[ J ]. Economic Geology , 80 : 1 049~1 062.
- Wang C Y, Zhou M F and Zhao D G. 2008. Fe-Ti-Cr oxides from the Permian Xinjie mafic-ultramafic layered intrusion in the Emeishan large igneous province , SW China : Crystallization from Fe- and Ti-rich basaltic magmas[ J ]. Lithos , 102 : 198~217.
- Wang Huichu, Lu Songnian, Mo Xuanxue, *et al.* 2005. An Early Paleozoic collisional orogen on the northern margin of the Qaidam basin , northwestern China[ J ]. Geological Bulletin of China , 24( 7 ): 603~612.
- Xiong Xiaolin, Cai Zhiyong, Niu Hecai, *et al.* 2005. The late Paleozoic adakites in eastern Tianshan area and their metallogenetic significance[ J ]. Acta Petrologica Sinica , 21( 3 ): 967~976 ( in Chinese with English abstract ).
- Yang Jingsui, Shi Rendeng, Wu Cailai, *et al.* 2004. Recognition of Neoproterozoic ophiolite on the northern margin of the Qaidam basin : evidence of the breakup of Rodinia ?[ J ]. Geological Bulletin of China , 23( 9~10 ): 892~898( in Chinese with English abstract ).
- Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Song Shuguang, *et al.* 2000. Discovery of eclogite in Dulan, Qinhai Province and its significance for studying the HP-UHP metamorphic belt along the central orogenic belt of China[ J ]. Acta Geologica Sinica , 74( 2 ): 156~168 ( in Chinese with English abstract ).
- Zhang Guibin, Zhang Lifei, Song Shuguang, *et al.* 2012. An overview of the tectonic evolution of North Qaidam UHPM belt : from oceanic subduction to continental collision[ J ]. Geological Journal of China Universities , 18( 1 ): 28~40( in Chinese with English abstract ).
- Zhang Xiaoqi, Zhang Jiafei, Song Xieyan, *et al.* 2011. Implications of compositions of plagioclase and olivine on the formation of the Panzhihua V-Ti magnetite deposit , Sichuan Province[ J ]. Acta Petrologica Sinica , 27( 12 ): 3 675~3 688( in Chinese with English abstract ).
- Zhang Zhaochong, Li Ying, Zhao Li, *et al.* 2007. Geochemistry of three layered mafic-ultramafic intrusions in the Panxi area and constraints on sources[ J ]. Acta Petrologica Sinica , 23( 10 ): 2 339~2 352( in Chinese with English abstract ).
- ## 附中文参考文献
- 柴凤梅, 张招崇, 毛景文, 等. 2006. 中天山白石泉镁铁-超镁铁质岩体岩石学与矿物学研究[ J ]. 岩石矿物学杂志, 25( 1 ): 1~12.
- 郝国杰, 陆松年, 王慧初, 等. 2004. 柴达木盆地北缘前泥盆纪构造格架及欧龙布鲁克陆块地质演化[ J ]. 地学前缘, 11( 3 ): 116~121.
- 姜常义, 夏昭凌, 凌锦兰, 等. 2011. 寄主岩浆硫化物矿床和氧化物矿床的镁铁质-超镁铁质岩体对比分析与成矿过程评述[ J ]. 岩石学报, 27( 10 ): 3 005~3 020.
- 马鸿文. 1985. 介绍改进的单斜辉石地质温度计公式[ J ]. 地质科技情报, 4( 2 ): 82~84.
- 宋述光, 牛耀龄, 张立飞, 等. 2009. 大陆造山运动: 从大洋俯冲到大陆俯冲、碰撞、折返的时限——以北祁连山、柴北缘为例[ J ]. 岩石学报, 25( 9 ): 2 067~2 077.
- 陶 琰, 胡瑞忠, 漆 亮, 等. 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[ J ]. 岩石学报, 23( 11 ): 2 785~2 800.
- 王惠初, 陆松年, 莫宣学, 等. 2005. 柴达木盆地北缘早古生代碰撞造山系统[ J ]. 地质通报, 24( 7 ): 603~612.
- 熊小林, 蔡志勇, 牛贺才, 等. 2005. 东天山晚古生代埃达克岩成因及铜金成矿意义[ J ]. 岩石学报, 21( 3 ): 967~976.
- 杨经绥, 史仁灯, 吴才来, 等. 2004. 柴达木盆地北缘新元古代蛇绿岩的厘定——罗迪尼亚大陆裂解的证据 ?[ J ]. 地质通报, 23( 9~10 ): 892~898.
- 杨经绥, 许志琴, 宋述光, 等. 2000. 青海都兰榴辉岩的发现及对中国中央造山带内高压-超高压变质带研究的意义[ J ]. 地质学报, 74( 2 ): 156~168.
- 张贵宾, 张立飞, 宋述光. 2012. 柴北缘超高压变质带: 从大洋到大陆的深俯冲过程[ J ]. 高校地质学报, 18( 1 ): 28~40.
- 张晓琪, 张加飞, 宋谢炎, 等. 2011. 斜长石和橄榄石成分对攀枝花钒钛磁铁矿床成因的指示意义[ J ]. 岩石学报, 27( 12 ): 3 675~3 688.
- 张招崇, 李 莹, 赵 莉, 等. 2007. 攀西三个镁铁-超镁铁质岩体的地球化学及其对源区的约束[ J ]. 岩石学报, 23( 10 ): 2 339~2 352.