

文章编号: 1000-6524(2004)02-0117-10

阿拉善地块南缘镁铁-超镁铁岩形成时代 及地球化学特征

李文渊^{1,2}, 汤中立³, 郭周平³, 王伟¹

(1. 西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054; 2. 西北大学 地质学系, 陕西 西安 710069;
3. 长安大学 地球科学与国土资源学院, 陕西 西安 710054)

摘要: 阿拉善地块南缘是镁铁-超镁铁岩体的重要分布区, 自北而南可分为北大山岩带、龙首山岩带和北海子岩带。北大山岩带以野苳里含长辉石橄榄岩侵入体为代表, Sm-Nd 岩石-矿物等时线年龄为 773.1 ± 10.8 Ma, $\epsilon Nd(t) = +0.8 \sim +10.8$, ΣREE 为 $7.59 \times 10^{-6} \sim 20.34 \times 10^{-6}$; 龙首山岩带以金川二辉橄榄岩体和藏布台单辉橄榄岩为典型代表, Sm-Nd 岩石-矿物等时线年龄分别为 1508 ± 31 Ma 和 1511 ± 168 Ma, 基本为同期幔源产物, 金川岩体平均 ΣREE 为 $3.33 \times 10^{-6} \sim 115.52 \times 10^{-6}$, $\epsilon Nd(t) = -1.9 \sim -4.3$, 藏布台 $\epsilon Nd(t) = +2.6 \sim +2.9$, 差异显著; 北海子岩带岩体分布有限, 其中辉长岩体 Sm-Nd 岩石-矿物等时线年龄为 1440 ± 220 Ma, $\epsilon Nd(t) > 0$, ΣREE 为 $179.64 \times 10^{-6} \sim 207.76 \times 10^{-6}$ 。龙首山岩带和北海子岩带可能同为中元古代早期超地幔柱作用下地幔派生岩浆的产物, $\epsilon Nd(t)$ 值的差异反映了各自岩体成岩过程的不同; 野苳里岩体形成于新元古代, 是亏损地幔的产物, 与金川等岩体的形成环境和物质来源有显著不同。

关键词: 镁铁-超镁铁岩; 成岩时代; 地球化学; 物质来源; 形成环境; 阿拉善地块南缘

中图分类号: P588.12⁺5:P584

文献标识码: A

Petrogenetic epoch and geochemical characteristics of mafic-ultramafic rocks on the southern margin of Alxa massif in northern China

LI Wen_yuan^{1,2}, TANG Zhong_li³, GUO Zhou_ping³ and WANG Wei¹

(1. Xi'an Institute of Geology and mineral Resources, Xi'an 710054, China; 2. Northwest University, Xi'an 710069, China;
3. School of Earth Science and Resources Management, Chang'an University, Xi'an 710054, China)

Abstract: The southwestern margin of Alxa massif in northern China, one of the major provinces of mafic-ultramafic rocks, can be divided into Beidashan, Longshoushan and Beihazi rock belts. Generally speaking, the Beidashan rock belt is represented by Yejili feldspar-bearing pyroxene peridotite, whose Sm-Nd rock-mineral isochron age is 773.1 ± 10.8 Ma, $\epsilon Nd(t)$ values are $+0.8 \sim +10.8$, and ΣREE are $7.59 \times 10^{-6} \sim 20.34 \times 10^{-6}$. The Longshoushan rock belt is represented by Jinchuan lherzolite and Zangbutai pyroxene peridotite, whose Sm-Nd rock-mineral isochron ages are 1508 ± 31 Ma and 1511 ± 168 Ma respectively, implying mantle products formed almost at the same time. Jinchuan intrusion has ΣREE of $3.33 \times 10^{-6} \sim 115.52 \times 10^{-6}$ and $\epsilon Nd(t)$ of $-1.9 \sim -4.3$, but Zangbutai has $\epsilon Nd(t)$ of $+2.6 \sim +2.9$, showing obvious differences. The Beihazi rock belt is spread limitedly, whose gabbro Sm-Nd rock-mineral isochron age is 1440 ± 220 Ma, $\epsilon Nd(t) > 0$, and ΣREE are $179.64 \times 10^{-6} \sim 207.76 \times 10^{-6}$. The Longshoushan and Beihazi rock belts were both

收稿日期: 2003-11-14; 修订日期: 2004-03-23

基金项目: 国土资源部矿产资源补偿费矿产勘查资助项目(2002.03)

作者简介: 李文渊(1962-), 男, 研究员, 主要从事矿床学及相关火成岩岩石地球化学研究工作。

probably formed by the early Middle Proterozoic magma derived from the lower mantle due to the action of superplume. Their $\epsilon Nd(t)$ difference indicates that every rock body has its unique petrogenetic process. Yeliji rock body is the product of Later Proterozoic depleted mantle, whose formation environment and origin are remarkably different from those of Jinchuan rock body.

Key words: mafic-ultramafic rocks; petrogenic epoch; geochemical characteristics; origin; formation environment; southern margin of Alxa massif

镁铁-超镁铁岩体作为地幔物质的派生物是追溯壳幔演化的最重要指示剂之一,对大陆地壳形成的研究具有重要意义。同时由于其蕴藏铜、镍、铬和铂族金属等重要的金属矿床,它的成岩时代和形成环境亦是区域找矿对比中的重要研究课题。阿拉善地块南缘是中国重要的镁铁-超镁铁岩体分布区,其中龙首山岩带中的金川超镁铁岩赋存有世界级的超大型铜镍硫化物矿床,以往的研究围绕矿床的形成主要集中于对赋矿超镁铁岩的岩石学和矿物学方面(甘肃省地矿局第六地质队,1984;汤中立等,1995,1998;李文渊,1996;Chai *et al.*,1992;Barnes *et al.*,1999),对单个岩体的成岩时代也进行了较深入探索(汤中立等,1995),但对区域上广泛出露的镁铁-超镁铁岩体的成岩时代及其演化以及以金川岩体为代表的龙首山镁铁-超镁铁岩带的物质来源、演化和所代表的重要地质事件的认识^①,仍是值得关注的重要研究课题。

本文选取阿拉善地块南缘龙首山岩带中的金川、藏布台和北大山岩带的野苳里、北海子岩带的北海子等典型镁铁-超镁铁岩体,在已有研究基础上,重点对4个岩体的成岩时代和主要微量元素特征进行研究,旨在揭示该地区的壳幔物质演化历程,对金川巨型矿床的成矿地质环境研究提供重要依据。

1 地质概况

研究区位于阿拉善地块的西南部,是北祁连加里东造山带的北邻,古元古代-太古宙古老基底的裸露区。自北而南构造上可划分为北大山隆起、潮水凹陷、龙首山隆起和走廊凹陷(汤中立等,1995),其中龙首山隆起是最重要的镁铁-超镁铁岩体分布区(图1)。通常将龙首山隆起作为华北陆块(地台)的边缘,而将出露北海子镁铁岩体的走廊凹陷北缘划归北祁连造山带中(任纪舜等,1980)。

镁铁-超镁铁岩自北而南划分为3个岩带,分别为北大山岩带、龙首山岩带和北海子岩带(图1)。北大山岩带中的野苳里镁铁-超镁铁岩产于北大山隆起的北大山群古元古代变质基底中,出露镁铁-超镁铁岩体178个,最大岩体长870 m,最宽220 m。岩体主要由斜长辉石橄榄岩、含长辉石橄榄岩组成,其次为辉石橄榄岩、含长橄榄岩。岩体分异差,未发现工业铜镍和铂族金属矿体。北海子岩带出露于变质砂岩、板岩和千枚岩等变质沉积岩系中,前人将该变质沉积岩系定为早古生代,但侵入于其中的北海子岩体同位素定年(1440 ± 220 Ma)结果(见后文)表明其应为元古宙的沉积地层。北海子岩体主要由辉长岩组成,长200 m左右,宽40~60 m,有铜镍硫化物矿化。

龙首山岩带以产出金川镍矿而著名,东西长约300 km,镁铁-超镁铁岩体(群)分布约20余处,按岩石类型划分为两类:一类是以金川岩体为代表的二辉橄榄岩体(群),还有V号异常隐伏岩体、塔马子沟岩群和毛草泉岩群等,主要分布于龙首山隆起的中东段,其中金川岩体位于龙首山隆起北西向转东西向构造的转折处(图1);另一类是以藏布台岩体为代表的单辉橄榄岩体(群),还有青井子、青石窑、小口子等岩体(群),它们主要分布于龙首山隆起的西段和东端。

金川岩体出露面积1.34 km²,长约6500 m,宽20~527 m,最大延深超过1100 m,侵位于龙首山隆起的基底龙首山群的下岩组白家咀子组中。白家咀子组主要由混合岩、片麻岩和蛇纹石化大理岩等组成,也是金川岩体的主要围岩。对金川II矿区混合岩、片麻岩中的红色花岗岩进行Sm-Nd同位素测年获得模式年龄为1734~1768 Ma(汤中立等,1995),可见龙首山群白家咀子组至少是古元古代甚至新太古代的产物。岩体主体为二辉橄榄岩,下部为纯橄岩,岩体上部边部见橄榄辉石岩、辉石岩等岩相

① 李文渊. 祁连山主要矿床组合及其成矿动力学分析. 地球学报,待刊.

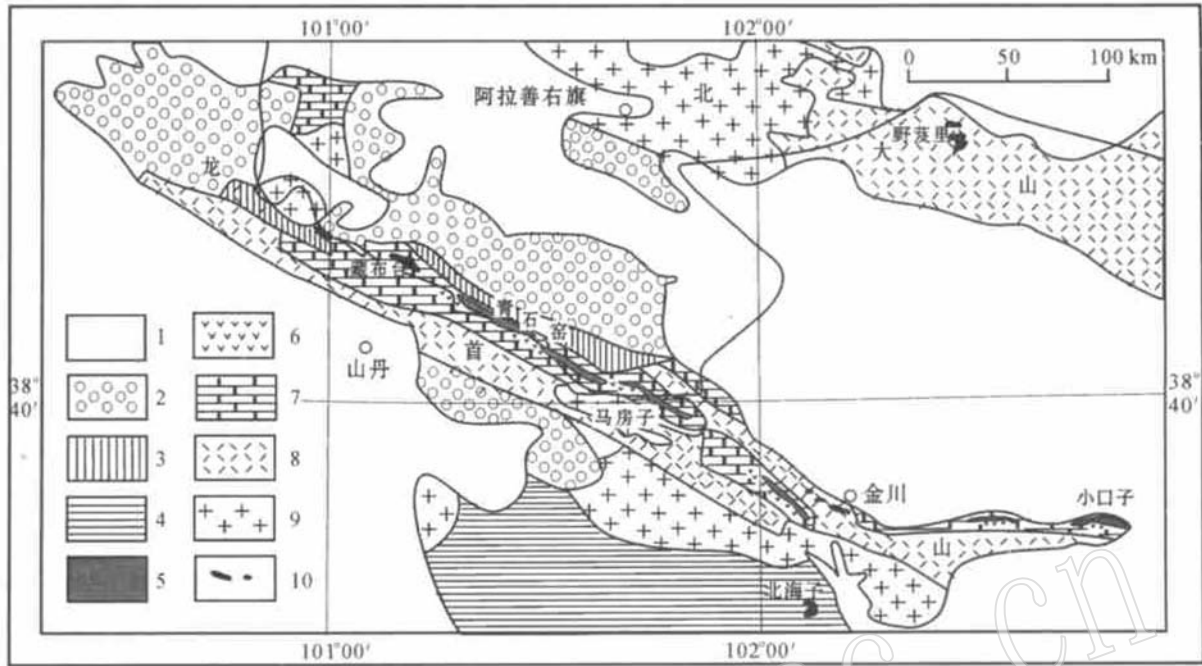


图 1 龙首山地区的砾状白云岩分布略图

Fig. 1 Geological map showing distribution of Simian rudaceous dolomites in the Longshou Mountains

- 1—新生代沉积物; 2—中生代陆相碎屑岩; 3—晚古生代陆相碎屑岩; 4—早古生代复理石建造; 5—新元古代末砾状白云岩; 6—新元古代末基性火山岩; 7—中新元古代碳酸盐岩、碎屑岩; 8—古元古代变质岩系; 9—花岗岩类; 10—镁铁-超镁铁岩
- 1—Cenozoic sediments; 2—Mesozoic continental fragmental rocks; 3—Late Palaeozoic continental fragmental rocks; 4—Early Palaeozoic flysch; rudaceous dolomite; 5—Simian rudaceous dolomites; 6—Simian basic volcanic rocks; 7—Middle-Late Proterozoic carbonate and fragmental rocks; 8—Early Proterozoic metamorphic rocks; 9—granites; 10—mafic-ultramafic rocks

(甘肃省地质矿产局第六地质队, 1984)。

藏布台岩体与围岩关系不清, 岩石蚀变强烈。岩体断续长 2 348 m, 宽 120~ 370 m, 一般认为主要由单辉橄榄岩和单辉辉石岩组成, 也有人认为是喷出的科马提岩, 并发现有鬃刺结构, 岩石化学投图也主要落入科马提岩范围内(董显扬等, 1990)。

2 岩体 Sm_{Nd} 同位素测年

2.1 金川超镁铁岩体的同位素测年数据

金川超镁铁岩体前人曾利用多种同位素方法测定其年龄(汤中立等, 1995), 其中利用斜长二辉橄榄岩-二辉橄榄岩中黑云母 K_{Ar} 法测得 1 509 Ma、1 525 Ma、820 Ma、713 Ma 和 403. 69 ± 6. 63 Ma 等年龄数据, 利用二辉橄榄岩中锆石 U_{Pb} 法测得 308 Ma 的年龄, 全岩 Rb_{Sr} 法测得 712 Ma 的年龄数据(甘肃省地质矿产局第六地质队, 1984)。前人普遍认为 1. 5 Ga 是金川岩体的成岩年龄, 全岩-单矿物 Sm_{Nd} 等时线测年结果(汤中立等, 1995) 亦证实了

这种判断。820~ 712 Ma、403. 69 ± 6. 63 Ma 和 308 Ma 3 组年龄数据应是成岩后地质改造事件的反映。

本次工作利用全岩-单矿物 Sm_{Nd} 同位素定年方法对金川岩体进行了重新定年, 测定结果见表 1。其中 JI₂ 7、9 号样品采自金川岩体东段 I 矿区 19 线露天矿坑中剖面, JII₁ 36、37、50、66、69 和 73 号样品采自金川岩体西段 II 矿区 36 线地表及深部 1 232 m 和 1 400 m 中段的新鲜岩石。选取其中 JI₉、JII₅₀、JII₆₆ 和 JII₆₉ 样品的全岩和单矿物测试结果进行 Sm_{Nd} 内部等时线计算, 分别获得 1 510 ± 45 Ma、1 534 ± 62 Ma、1 488 ± 77 Ma 和 1 515 ± 97 Ma 年龄值(汤中立等, 1995), 其误差范围一致, 并与由 JII₅₀、JII₆₆ 和 JII₆₉ 共 7 个点构成的等时线年龄值 1 508 ± 31 Ma(图 2) 相吻合, 故综合认为 1 508 ± 31 Ma 可代表金川超镁铁岩体的成岩年龄。同时算得金川岩体模式年龄(*t_{DM}*) 主要集中于 2. 4 Ga 左右, 稍晚于整个华北地台古元古代重要地壳增生期(2. 8~ 2. 6 Ga)(张本仁等, 2002)。

表 1 金川超镁铁岩全岩-单矿物 Sm-Nd 同位素测定数据

Table 1 Sm-Nd isotopic data of Jinchuan ultramafic rock body

样号	采样位置	岩性	样点类型	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵNd	t_{DM}/Ma	$t_{\text{CHUR}}/\text{Ma}$
J1_2	I 矿区露天矿 19 线	纯橄岩	全岩	0.1609	0.512064 ± 12	-4.3	3121	2432
J1_7	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄榄岩	全岩	0.1302	0.511810 ± 42	-3.3	2438	1892
J1_9a	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄榄岩	全岩	0.1270	0.511800 ± 10	-2.9	2366	1827
J1_9a	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄榄岩	辉石	0.1562	0.512095 ± 9	-2.8		
J1_9a	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄榄岩	橄辉石	0.1217	0.511761 ± 15	-2.6		
J1_9b	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄榄岩	全岩	0.1266	0.511800 ± 10	-3.2	2398	1860
J1_9c	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄榄岩	全岩	0.1282	0.511800 ± 10	-3.1	2279	1857
J1_9d	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄榄岩	全岩	0.1270	0.511850 ± 14	-1.9	2390	1718
J11_1	II 矿区 36 线 1400 米水平	二辉橄榄岩	全岩	0.1258	0.511790 ± 77	-2.8	2351	1817
J11_36	II 矿区 36 线 1232 米水平	橄辉石岩	全岩	0.1288	0.511826 ± 22	-2.7	2370	1818
J11_37	II 矿区 36 线 1232 米水平	辉石岩	全岩	0.1318	0.511830 ± 36	-3.2	2449	1891
J11_50	II 矿区 36 线 1400 米水平	二辉橄榄岩	全岩	0.1366	0.511854 ± 10	-3.7	2553	1981
J11_50	II 矿区 36 线 1400 米水平	二辉橄榄岩	辉石	0.1550	0.511948 ± 9	-3.6		
J11_50	II 矿区 36 线 1400 米水平	二辉橄榄岩	辉石	0.1466	0.511955 ± 12	-3.8		
J11_66	II 矿区 36 线地表	辉橄岩	全岩	0.1366	0.511859 ± 7	-3.6	2544	1969
J11_66	II 矿区 36 线地表	辉橄岩	辉石	0.1540	0.512032 ± 7	-3.6		
J11_66	II 矿区 36 线地表	辉橄岩	辉石	0.1511	0.511993 ± 9	-3.8		
J11_69	II 矿区 36 线地表	含辉橄岩	全岩	0.1366	0.511860 ± 10	-3.6	2542	1966
J11_69	II 矿区 36 线地表	含辉橄岩	辉石	0.1598	0.512091 ± 11	-3.5		
J11_73	II 矿区 36 线地表	含辉橄岩	全岩	0.1306	0.511827 ± 11	-3.0	2419	1864

样品测定单位: 南京大学现代分析中心; 测定者: 杨杰东、陶仙聪等; 测试仪器: VG354 质谱仪。

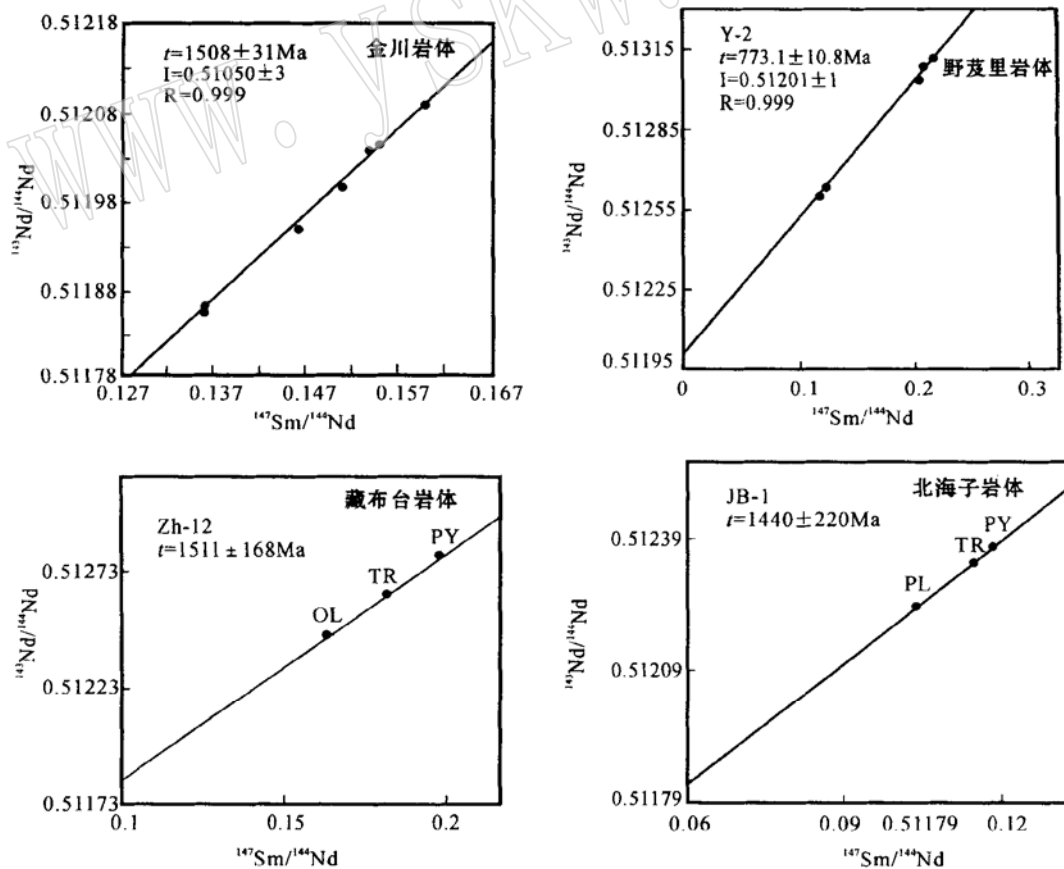


图 2 金川、藏布台、野苳里和北海子镁铁-超镁铁岩 Sm-Nd 等时线年龄

Fig. 2 Sm-Nd isotopic diagram of Jinchuan, Yejili, Zangbutai and Beihazi mafic-ultramafic rock bodies

2.2 藏布台、野苳里和北海子镁铁-超镁铁岩同位素测年数据

已往依据围岩地层时代藏布台岩体被定为加里东期(甘肃省地质矿产局第六地质队, 1984), 但 Sm-Nd 同位素测年结果表明其与金川岩体一样同为中元古代早期的产物。对该岩体地表采取的蛇纹石化单辉橄榄岩(Zh_12)进行全岩-单矿物 Sm-Nd 同位素测定(表 2、图 2), 获得等时线年龄 1511 ± 168 Ma, 与金川超镁铁岩体的成岩年龄一致, 但 Sm-Nd 同位素组成特点有较大差别, $\epsilon Nd(t)$ 值大于零, 为 $+2.6 \sim +2.9$, 而金川岩体均小于零, 为 $-1.9 \sim -4.3$ 。这反映了龙首山镁铁-超镁铁岩带中近乎同时形成的金川和藏布台两典型岩体在成岩物质来源或演化

历程上存在很大差别, 这也可能是金川岩体成巨型镍矿床, 而藏布台岩体不成矿的原因所在。

从野苳里岩体采取 6 个辉长岩和辉橄岩样品进行全岩-单矿物 Sm-Nd 同位素测定(表 2、图 2), 获得良好的等时线年龄 773.1 ± 10.8 Ma, 表明野苳里岩带完全不同于以金川岩体等为代表的龙首山岩带, 是新元古代时期的产物, 其形成构造环境和演化路径亦不同于龙首山岩带。对北海子岩体中 B_1 辉长岩样品(表 2)进行全岩-单矿物 Sm-Nd 同位素测定, 获得等时线年龄 1440 ± 220 Ma(图 2)。由于样品蚀变明显, 测年误差较大, 但仍表明北海子岩体与金川、藏布台岩体是同一地质事件的产物。

表 2 藏布台、野苳里和北海子镁铁-超镁铁岩 Sm-Nd 同位素测定数据
Table 2 Sm-Nd isotopic data of Yejili, Zangbutai and Beihazi mafic-ultramafic rock bodies

岩体	样号	采样位置	岩性	样点类型	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon Nd(t)$
藏布台	Zh_12	藏布台岩体操 4 线地表	蚀变橄辉岩	全岩	0.1814	0.512621 ± 11	+ 2.6
	Zh_12	藏布台岩体操 4 线地表	蚀变橄辉岩	橄榄石	0.1633	0.512455 ± 10	+ 2.9
	Zh_12	藏布台岩体操 4 线地表	蚀变橄辉岩	辉石	0.1978	0.512798 ± 11	+ 2.9
野苳里	Y_1	野苳里北岩体东端	辉橄岩	全岩	0.2001	0.512836 ± 27	+ 3.5
	Y_2	野苳里北岩体东端	辉长岩	全岩	0.2032	0.513027 ± 21	+ 7.0
	Y_2	野苳里北岩体东端	辉长岩	斜长石	0.1180	0.512602 ± 20	+ 7.1
	Y_2	野苳里北岩体东端	辉长岩	辉石	0.2086	0.513071 ± 12	+ 7.2
	Y_2	野苳里北岩体东端	辉长岩	斜长石	0.1231	0.512631 ± 21	+ 7.2
	Y_2	野苳里北岩体东端	辉长岩	辉石	0.2181	0.513110 ± 18	+ 7.1
	Y_4	野苳里北岩体东端	二辉橄岩	全岩	0.2177	0.513175 ± 16	+ 8.4
	Y_6	野苳里南岩体 2 勘查线	辉长岩	全岩	0.1407	0.512906 ± 33	+ 10.8
	Y_14	野苳里南岩体 2 勘查线	辉长岩	全岩	0.2080	0.512814 ± 30	+ 2.3
	Y_19	野苳里南岩体 2 勘查线	辉橄岩	全岩	0.1950	0.512674 ± 32	+ 0.8
北海子	B_1	岩体北部 2 线 ZK5 孔	辉长岩	全岩	0.1180	0.512378 ± 18	+ 9.5
	B_1	岩体北部 2 线 ZK5 孔	辉长岩	斜长石	0.1036	0.512274 ± 11	+ 10.1
	B_1	岩体北部 2 线 ZK5 孔	辉长岩	辉石	0.1144	0.512341 ± 13	+ 9.4
	B_2	岩体北部 2 线 ZK5 孔	辉长岩	全岩	0.1161	0.512396 ± 66	+ 10.2
	B_9	岩体 8 线地表	辉长岩	全岩	0.1186	0.512116 ± 18	+ 4.3
	B17	岩体 TC_12 探槽	辉长岩	全岩	0.1373	0.512178 ± 20	+ 2.0

样品测定单位: 南京大学现代分析中心; 测定者: 杨杰东、陶仙聪等; 测试仪器: VG354 质谱仪; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ 。

3 岩体稀土元素地球化学特征

3.1 金川超镁铁岩稀土元素特征

金川超镁铁岩稀土元素总量在 $3.39 \times 10^{-6} \sim 55.87 \times 10^{-6}$ 之间, 平均 21.90×10^{-6} 。岩体整体富集轻稀土元素(表 3、图 3), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 $5.39 \sim 79.15$, 平均值 15.04 。岩体东、西段有明显差异, 东段 ΣREE 显著高于西段, 西段为 $3.39 \times 10^{-6} \sim$

23.57×10^{-6} , 平均值 14.12×10^{-6} , 东段变化于 $15.25 \times 10^{-6} \sim 55.87 \times 10^{-6}$ 之间, 平均达 30.64×10^{-6} 。且岩体东段 LREE 富集强度要高于西段, 西段 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 $5.39 \sim 14.01$, 平均值 7.50 , 而东段 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ $7.02 \sim 79.15$, 平均值 23.52 。岩体东、西段 LREE 富集程度上的差异似乎与矿化关系不大, 例如海绵陨铁状矿石(纯橄岩)的 JI_2、JI_2a 样的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值分别为 5.39 和 8.76 , 但无矿化的二辉橄岩 JII_36、JII_69 样的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值分别为 7.02

$w_B/10^{-6}$

表 3 金川、野苾里和北海子镁铁-超镁铁岩稀土元素测定数据
Table 3 REE analyses of Jinchuan, Yejiili and Beihazi mafic-ultramafic rock bodies

岩体	样号	位置	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ REE	δEu (La/Yb) _N	
金川 岩体 西段	J1-2	I 矿区露天矿 19 线	纯橄岩	0.80	2.46	0.40	1.90	0.40	0.12	0.52	0.05	0.35	0.06	0.14	0.02	0.10	0.01	1.33	8.77	0.70	5.39
	J1-2a	I 矿区露天矿 19 线	纯橄岩	2.34	11.46	0.67	2.30	0.50	0.13	0.46	0.07	0.34	0.07	0.16	0.03	0.18	0.01	1.39	20.11	0.81	8.76
	J1-3	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄岩	2.95	7.25	0.98	4.19	0.90	0.29	1.01	0.11	0.79	0.15	0.36	0.06	0.27	0.03	3.29	22.63	0.92	7.37
	J1-7	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄岩	2.78	8.03	1.18	5.14	1.16	0.36	1.15	0.05	0.65	0.12	0.26	0.04	0.20	0.03	2.42	23.57	0.94	9.37
	J1-7a	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄岩	0.16	0.92	0.19	0.84	0.18	0.03	0.32	0.05	0.21	0.04	0.11	0.02	0.08	0.01	0.84	4.10	0.30	1.35
	J1-9	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄岩	2.89	5.89	0.73	2.95	0.62	0.19	0.67	0.06	0.47	0.08	0.19	0.03	0.15	0.02	1.77	16.71	0.89	12.99
	J1-9b	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄岩	0.15	1.41	0.16	0.60	0.13	0.04	0.25	0.01	0.10	0.02	0.04	0.01	0.13	0.01	0.27	3.39	0.56	0.78
	J1-9c	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄岩	0.78	1.78	0.23	1.00	0.21	0.14	0.23	0.00	0.15	0.03	0.06	0.01	0.07	0.01	0.66	5.39	1.93	7.51
	J1-9d	I 矿区露天矿 19 线	二辉橄岩	3.74	7.99	1.00	4.12	0.86	0.26	0.98	0.11	0.64	0.11	0.23	0.03	0.18	0.03	2.16	22.44	0.86	14.01
金川 岩体 东段	J11-1	II 矿区 36 线 1400 米段	二辉橄岩	2.27	5.18	0.64	2.85	0.59	0.17	0.67	0.06	0.53	0.09	0.19	0.02	0.13	0.02	1.84	15.25	0.82	11.77
	J11-15	II 矿区 36 线 1400 米段	橄辉石岩	7.47	23.57	1.69	5.99	1.22	0.31	1.01	0.12	0.42	0.07	0.12	0.02	0.10	0.01	0.95	43.07	0.82	50.36
	J11-36	II 矿区 36 线 1232 米段	橄辉石岩	6.04	14.65	1.79	7.97	1.71	0.53	2.05	0.19	1.75	0.33	0.80	0.11	0.58	0.08	7.83	46.41	0.86	7.02
	J11-37	II 矿区 36 线 1232 米段	辉石岩	5.33	24.39	2.10	9.35	2.04	0.58	2.36	0.25	1.93	0.32	0.64	0.08	0.37	0.05	6.08	55.87	0.80	9.71
	J11-50	II 矿区 36 线 1400 米段	二辉橄岩	5.38	12.16	1.60	6.98	1.58	0.50	1.74	0.22	1.24	0.22	0.48	0.06	0.36	0.04	4.48	18.34	0.93	10.08
	J11-66	II 矿区 36 线地表	辉橄岩	6.40	15.58	2.12	8.32	1.89	0.60	2.08	0.30	1.36	0.26	0.58	0.08	0.44	0.06	5.18	22.79	0.90	9.81
	J11-69	II 矿区 36 线地表	含辉橄岩	11.74	26.38	2.50	6.78	1.54	0.46	1.16	0.10	0.52	0.08	0.12	0.02	0.10	0.00	1.18	27.41	0.97	79.15
	J11-73	II 矿区 36 线地表	含辉橄岩	4.58	14.86	1.36	5.10	1.10	0.34	1.22	0.16	0.56	0.10	0.24	0.04	0.30	0.02	1.86	15.98	0.84	10.29
	北海 子岩 体	B-1	岩体北部 2 线 ZK5 孔	辉长岩	36.69	80.40	9.52	37.58	7.20	1.73	6.17	0.75	4.85	0.83	1.70	0.22	1.09	0.15	17.00	205.88	0.77
B-2		岩体北部 2 线 ZK5 孔	辉长岩	31.27	72.20	9.11	37.52	7.22	1.94	6.40	0.77	5.29	1.01	2.45	0.33	1.87	0.27	23.78	201.43	0.85	11.27
B-9		岩体 8 线地表	辉长岩	33.42	77.40	9.65	40.04	7.87	2.08	6.91	0.83	5.56	0.98	2.00	0.24	1.10	0.14	19.54	207.76	0.84	20.48
B17		岩体 TC-12 探槽	辉长岩	25.28	59.32	7.87	32.54	7.41	2.15	7.88	1.12	4.94	1.09	2.53	0.33	1.79	0.25	25.14	179.64	0.85	9.52
野苾 里岩 体	Y-1	野苾里北岩体东端	辉橄岩	1.24	3.89	0.57	2.45	0.81	0.19	0.70	0.06	0.30	0.05	0.10	0.01	0.07	0.01	0.90	11.20	0.84	11.94
	Y-2	野苾里北岩体东端	辉长岩	0.89	5.88	0.55	2.31	0.77	0.37	1.21	0.11	0.52	0.09	0.18	0.02	0.10	0.01	1.49	14.50	1.16	6.00
	Y-4	野苾里北岩体东端	二辉橄岩	0.55	2.11	0.35	1.58	0.57	0.22	0.98	0.11	0.53	0.09	0.17	0.02	0.08	0.01	1.44	8.81	0.89	4.64
	Y-6	野苾里南岩体 2 勘查线	辉长岩	1.89	4.79	0.61	2.81	0.65	0.38	0.56	0.00	0.20	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.35	12.15	2.13	63.71
	Y-14	野苾里南岩体 2 勘查线	辉长岩	1.27	4.89	0.78	2.97	1.02	0.44	0.18	0.23	1.17	0.25	0.67	0.09	0.55	0.08	5.75	20.34	2.01	1.56
	Y-19	野苾里南岩体 2 勘查线	辉橄岩	1.21	3.06	0.35	1.52	0.49	0.11	0.32	0.01	0.12	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.30	7.45	0.98	27.19
球粒陨石(Sun & McDonough, 1989)				0.237	0.612	0.095	0.467	0.153	0.088	0.2055	0.0374	0.254	0.0566	0.1655	0.0254	0.17	0.0254				

样品测定单位:南京现代分析中心;测定者:杨杰东、陶仙聪等;测试仪器:X射线荧光光谱(XRF)。

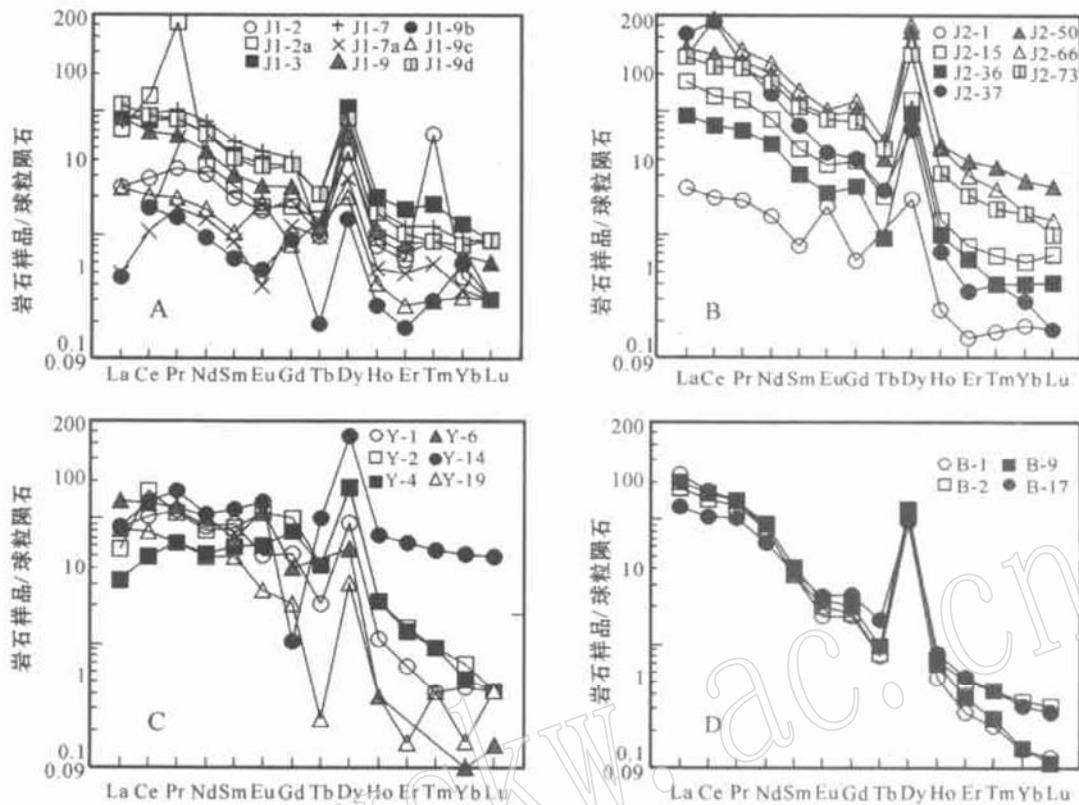


图 3 金川、野苕里和北海子镁铁-超镁铁岩稀土元素配分图解(球粒陨石数据据 Sun & McDonough, 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of Jinchuan, Yejieli and Beihazi mafic-ultramafic rock bodies (after Sun & McDonough, 1989)

A—金川岩体西段; B—金川岩体东段; C—野苕里岩体; D—北海子岩体

A—western part of Jinchuan rock body; B—eastern part of Jinchuan rock body; C—Yejieli rock body; D—Beihazi rock body

和 79.15, 表明金川岩体东、西段物质组成上存在差异, 这种差异曾被认为是不同端员岩浆所致(Chai *et al.*, 1992; 李文渊, 1996)。

3.2 野苕里-北海子镁铁-超镁铁岩稀土元素特征

野苕里岩体 ΣREE 为 $7.45 \times 10^{-6} \sim 20.34 \times 10^{-6}$, 平均 12.41×10^{-6} 。LREE 富集(表 3、图 3), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 4.64~63.71, 平均值 19.17。 δEu 值 0.84~2.13, 平均 1.34。北海子岩体 ΣREE 为 $179.64 \times 10^{-6} \sim 207.76 \times 10^{-6}$, 平均 198.68×10^{-6} 。LREE 富集(表 3、图 3), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 9.52~22.69, 平均值 15.99。 δEu 值 0.77~0.85, 平均 0.83。

3.3 镁铁-超镁铁岩稀土元素地球化学特征对比

平均 ΣREE 北海子岩体最高, 达 198.68×10^{-6} , 其次为金川超镁铁岩, 平均 21.90×10^{-6} , 野

苕里岩体最低, 平均仅 12.41×10^{-6} 。轻稀土元素富集程度以野苕里岩体最高, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 平均值为 19.17, 金川岩体与北海子岩体近乎相同, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 平均值分别为 15.04 和 15.99。但金川岩体的离差显著大于北海子岩体, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 5.39~79.15, 北海子岩体 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 9.52~22.69。

4 讨论与结论

4.1 龙首山镁铁-超镁铁岩带形成时代及其物质来源

位于华北陆块西南缘的龙首山镁铁-超镁铁岩带, 其形成时代的研究早在上个世纪 60 年代即已开始。在以往的 1/20 万区域地质调查中^①, 将龙首山岩带总体上确定为加里东期的产物, 但一直存在争议(汤中立等, 1995)。前人曾利用 K-Ar 法、锆石 U-

① 甘肃省地质局第一区测队, 1966. 河西堡幅 1/20 万区域地质调查报告(内部, 地质部分)。

Pb 法和全岩 Rb₂Sr 法等多种同位素测年方法对金川岩体进行定年, 得到 1 525~ 1 509 Ma、820~ 712 Ma、403.69 ± 6.63 Ma 和 308 Ma 等 4 组年龄数据, 其中后 3 组年龄数据应是成岩后地质改造事件的反映。

金川、藏布台两个代表性岩体的全岩-单矿物 Sm-Nd 等时线测年结果表明, 1.5 Ga 左右的中元古代早期应是龙首山镁铁-超镁铁岩带的形成时代。与 Rogers 和 Santosh (2002) 提出的古-中元古代 Columbia 超大陆在 1.5 Ga 开始裂解作用的认识相吻合, 稍晚于华北古大陆总体趋向 1.8~ 1.6 Ga 大规模裂解的时间 (Lu *et al.*, 2002)。这说明华北古陆西南缘在 1.5 Ga 时期的确存在重要的裂解事件 (汤中立等, 1995; 李文渊, 1996), 同时也反映了龙首山镁铁-超镁铁岩带的形成环境。

金川镁铁-超镁铁岩侵入体的模式年龄 t_{DM} 主要集中于 2.4 Ga 左右, 而 t_{CHUR} 则趋于 1.8 Ga 以上 (表 1)。将 2.4 Ga 的模式年龄解释为龙首山镁铁-超镁铁岩源岩岩浆脱离地幔时期似乎过于长久, 利用球粒陨石均一储库模型计算的 1.8 Ga 模式年龄, 可能更能反映幔源岩浆脱离地幔底侵作用 (underplating) 进入地壳的时期 (Windley, 1995)。金川岩体 $\epsilon Nd(t)$ 为 -1.9~ -4.3 (表 1) 的特点示踪了其可能来源于富集地幔的特征, 但也可能是 Sm-Nd 同位素体系有地壳物质混染的信息。金川岩体的 Rb₂Sr 同位素成分测定结果 (表 4), ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i 在 0.702 547~ 0.711 761 之间, 且 $\epsilon Sr(t)$ 多大于零, 甚至高达 +128.8 的数值特点, 似乎更多的提供了金川岩体遭受地壳混染的证据。

根据岩石化学判别图, 金川岩体系苦橄质拉斑玄武岩系列 (Chai *et al.*, 1992; 汤中立等, 1995), 藏

布台岩体则落入科马提质玄武岩的范围 (董显扬等, 1990), 二者造岩矿物亦明显差异, 金川岩体以斜方辉石和单斜辉石均存为特点, 藏布台岩体仅见单斜辉石。尤其值得注意的是, 藏布台岩体的 $\epsilon Nd(t)$ 值与金川岩体相异, 为 +2.6~ +2.9 (表 2), 这至少表明藏布台岩体没有遭受地壳混染。金川岩体和藏布台岩体的差异特征反映了龙首山岩带在中元古代早期 1.5 Ga 时期的岩浆作用事件中存在不同演化或不同源区的幔源岩浆作用。世界上与大陆裂谷有关的重要岩浆铜镍硫化物矿床研究表明, 大规模的镍硫化物成矿作用, 肯定是多次岩浆作用不断补给吸收壳源硫, 发生硫化物液相不混溶并萃取岩浆中镍而大规模成矿的 (Naldrett, 1989; 张招崇等, 2003b)。金川岩体的部分样品有落入科马提质玄武岩范围的特点, 与金川岩体可能存在两种以上岩浆系列的岩浆混合的推测 (汤中立等, 1995; 李文渊, 1996) 相吻合。金川岩体稀土元素的配分特点前已述及, 岩体东、西段有明显差异, 东段 ΣREE 要显著高于西段, 西段平均值 14.12×10^{-6} , 东段达 30.64×10^{-6} , 且东段 LREE 富集强度要高于西段, 西段 (La/Yb)_N 平均 7.50, 东段为 23.52。这可能是不同端员岩浆混合的痕迹, 东段可能更多反映了较高部分熔融程度的苦橄质端员岩浆或科马提质端员岩浆的特点, 而西段则主要保留了拉斑玄武质端员岩浆的信息, 是相对较低程度地幔部分熔融的产物 (李文渊, 1996)。

金川岩体整体稀土元素 La/Sm - La 图解表明其来源于地幔部分熔融, 并认为是地幔柱作用的结果 (李文渊, 1996)。Coffin 等 (1994) 认为科马提岩和苦橄岩是地幔柱最热部位的熔融产物, 暗示其超地幔柱源区较高部分熔融程度的来源。金川岩体岩石

表 4 金川超镁铁岩 Rb₂Sr 同位素测定数据

Table 4 Rb₂Sr isotopic data of Jinchuan ultramafic rock body

样号	采样位置	岩性	类型	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	($^{87}Sr/^{86}Sr$) ₀	ϵSr
J I_2	I 矿区 19 线	纯橄岩	全岩	0.395	0.720 311 ± 47	0.711 761	+ 128.8
J I_9a	I 矿区 19 线	二辉橄岩	全岩	0.600	0.716 893 ± 45	0.703 906	+ 17.0
J II_36	II 矿区 36 线	橄辉岩	全岩	0.563	0.714 723 ± 28	0.702 547	- 2.3
J II_50	II 矿区 36 线	二辉橄岩	全岩	0.166	0.710 443 ± 27	0.706 850	+ 58.9
J II_66	II 矿区 36 线	辉橄岩	全岩	0.496	0.713 299 ± 66	0.702 563	- 2.1
J II_69	II 矿区 36 线	含辉石橄岩	全岩	0.179	0.712 201 ± 67	0.708 326	+ 80.8
J II_73	II 矿区 36 线	含辉石橄岩	全岩	0.410	0.713 217 ± 24	0.704 334	+ 23.1

样品测定单位: 南京大学现代分析中心; 测定者: 杨杰东、陶仙聪等; 测试仪器: VG 质谱仪; ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_{CHUR} = 0.7047, ($^{87}Rb/^{86}Sr$)_{CHUR} = 0.0847。

化学特征倾向科马提质岩浆和橄榄质岩浆, 并有金川大规模镍的聚集成矿事件。Keays 等(1997)认为大规模的岩浆铜镍硫化物矿床必然要伴随大规模的岩浆作用事件发生才有可能形成, 陆壳上这种大规模岩浆事件主要应表现为大火成岩省(LIPs), 并且往往是地质历史上超地幔柱作用的结果(赵海玲等, 2001; 张招崇, 2003a)。龙首山中元古代早期镁铁-超镁铁岩侵入体群是否为大火成岩省作用的结果值得探讨。一般说来, 经过强烈分异亏损的上地幔不可能有大规模镍的聚集成矿, 这也是 MORB 不见大规模镍矿的原因(Craig, 1979)。但仍被质疑的是, 如果华北陆块西南缘 1.5 Ga 时期超地幔柱作用存在的话, 应有大规模大陆溢流玄武岩的存在来佐证(Coffin, 1994; Richards *et al.*, 1991; Keays *et al.*, 1997)。夏林圪等(1999)等对龙首山相邻北祁连山西段中元古代朱龙关群中变质基性岩的大陆溢流玄武岩的判定, 或许提供了初步证据, 但仍需进一步深入研究。

4.2 阿拉善地块南缘镁铁-超镁铁岩形成与演化

通过阿拉善地块南缘金川、藏布台、野苳里和北海子等 4 个典型镁铁-超镁铁岩 Sm-Nd 同位素定年和 REE 配分特征研究表明, 中元古代早期(1.5 Ga)和新元古代早期(773 Ma)是华北陆块西南缘两期最为重要的幔源镁铁-超镁铁岩浆作用的时期, 即两期重要的幔源基性岩浆底侵作用增生地壳的时期。1.5 Ga 的中元古代早期岩浆作用主要表现在华北陆块西南缘边缘龙首山隆起中, 但成岩岩浆源区和演化过程可能存在显著差异。

董显扬等(1990)认为龙首山西段的藏布台等岩体与上下地层呈整合接触产出, 为一套镁铁-超镁铁质喷出岩, 是具有硅酸盐玻璃基质和鬃刺结构的科马提岩。这一认识还需进一步证实, 但其岩石地球化学特征与龙首山东段的金川等岩体的差异是显著的。应用 AFM 图解, 金川等岩体化学成分投落在拉斑玄武岩区, 且靠近 M-F 一边, 具富铁镁的特点, 镁质-铁质超镁铁岩图解落入铁镁质亚区(汤中立等, 1995), 藏布台等岩体部分样品则落入钙碱性区, 且镁铁质-铁镁质-铁质亚区均有样点分布(李文渊, 1996)。它们的 $\epsilon Nd(t)$ 值也明显不同, 反映了它们是不同的岩浆来源和不同岩浆演化的产物。北海子岩体, 主要为闪长岩-辉长岩组成的中-基性岩体, 其中辉长岩中有 Cu-Ni 硫化物矿化体, 其 LREE 富集和 ΣREE 平均高达 198.68×10^{-6} 的特点, 可能表明

北海子岩体从地幔侵入地壳中有壳源物质的污染, 使其 Sm-Nd 同位素体系已呈现出明显的地壳物质的特征, Sm/Nd 量超出一般镁铁-超镁铁岩的范围, 其岩浆演化可能为幔源岩浆与壳源岩浆相混的结果, 与金川、藏布台、野苳里岩体均不同。

新元古代早期(773 Ma)岩浆作用则主要发生在华北陆块西南缘的北大山隆起中, 以形成野苳里岩体为代表, 主要由辉长辉绿岩、橄榄辉石岩和二辉橄榄岩等组成的镁铁-超镁铁层状杂岩, 其成岩时代、岩石化学成分与龙首山岩带不同。其 m/f 值为 0.85~6.41, 且多落入铁质系列的镁质亚区和镁铁质亚区。但野苳里 ΣREE 平均值较低, 仅为 12.41×10^{-6} , 低于金川和北海子岩体, $\epsilon Nd(t)$ 值均大于零, 与金川岩体不同。

中元古代早期(1.5Ga)和新元古代早期(773Ma)两期幔源岩浆作用事件分别代表了华北陆块早期的两期构造裂解事件: 前者为 Columbia 超大陆裂解作用在华北陆块西南部的响应(Rogers & Santosh, 2002), 构造作用强烈, 岩浆作用规模大而来源多样, 推测龙首山地区曾是古超地幔柱作用的地区, 伴随有大规模的岩浆铜镍硫化物矿床形成; 后者为 Rodinia 超大陆裂解的响应(Hoffman, 1991), 但岩浆作用相对单一, 无岩浆铜镍硫化物矿床形成。

感谢审稿人辛勤而严谨的工作和对论文初稿的详尽审稿意见。

References

- Barnes S J and Tang Zhongli. 1999. Chrome spinels from the Jinchuan Ni-Cu sulphide deposit, Gansu Province, Peoples' Republic of China [J]. *Economic Geology*, 94(3): 343~356.
- Chai G and Naldrett A J. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg Basalic magma [J]. *Journal of Petrology*, 44(2): 277~303.
- Craig J R. 1979. Geochemical aspects of the origins of ore deposits, Review of research on modern problems in geochemistry [J]. *Earth sciences*, 16: 225~272.
- Coffin M and Eldholm O. 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences [J]. *Rev Geophys*, 32: 1~36.
- Dong Xianyang, Zeng Heqing and Wang Laisheng. 1990. The komatiite is found in western Lonshoushan, China [J]. *Bulletin of the Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS*, 30: 136~139 (in Chinese).
- Hoffman P F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland

- inside_out[J]. *Science*, 252: 409~ 412.
- Keays R R. 1997. Requirements for the formation of giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits: The role of magma generation[J]. *Transactions of the American Geophysical Union (EOS)*, 78: F799.
- Li Wenyuan. 1996. Metallogenic Series and Geochemistry of Nickel_copper Sulfide Deposits in China[M]. Xi'an: Xi'an Cartographic Publishing House, 1~ 228 (in Chinese with English abstract).
- Lu S N, Yang C L, Li H K, *et al.* 2002. A group of rifting events in the terminal Paleoproterozoic in the North China Craton[J]. *Gondwana Research*, 5(1): 123~ 131.
- Naldrett A J. 1989. *Magmatic Sulfide Deposits*[M]. New York, Oxford University Press, 186.
- No. 6 Unit of Gansu Bureau of Geology and Mineral Resources. 1984. *Geology of Baijiazui Sulfide Nickel Deposit*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 11~ 17(in Chinese).
- Ren Jishun, Jiang Chunfa, Zhang Zhengkun, *et al.* 1980. *The Geotectonic Evolution of China*[M]. Beijing: Science Press, 1~ 124(in Chinese).
- Richards M A, Jones D L, Duncan R A, *et al.* 1991. A mantle plume initiation model for the Wrangellia flood basalt and other oceanic plateaus[J]. *Science*, 254: 263~ 267.
- Rogers J J W and Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent[J]. *Gondwana Research*, 5(1): 5~ 22.
- Sun S S & McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [A]. Saunders A D & Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins* [C]. Geological Society, London, Special Publication, 42: 313~ 345.
- Tang Zhongli and Barnes S J. 1998. Mineralization Mechanism of Magmatic Sulfide Deposits[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~ 60(in Chinese with English abstract).
- Tang Zhongli and Li Wenyuan. 1995. Nickel_copper Sulfide (platinum_bearing) Mineral Deposit and Geologic Contrast[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~ 209(in Chinese).
- Xia Linqi, Xia Zuchun and Xu Xueyi. 1999. Proterozoic continental flood basalts from Qilian Mountains[J]. *Geologica Review*, 45 (Sup.): 1 028~ 1 037 (in Chinese with English abstract).
- Windley B F. 1995. *The evolving continents*[M]. New York: John Wiley, 1~ 526.
- Zhang Benren, Gao Shan, Zhang Hongfei, *et al.* 2002. *Geochemistry of Qinling Orogen*[M]. Beijing: Science Publishing House, 155~ 161(in Chinese).
- Zhang Zhao_chong, Hao Yan_li and Wang Fu_sheng. 2003a. Picrites in large igneous provinces and their implications[J]. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 105 ~ 114(in Chinese with English abstract).
- Zhang Zhao_chong, Yan Sheng_hao, Chen Bai_lin, *et al.* 2003b. Geochemistry of the Kalatongke basic complex in Xinjiang and its constraints on genesis of the deposit[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 22(3): 217~ 224(in Chinese with English abstract).
- Zhao Hailing, Di Yongjun, Li Kaiming, *et al.* 2001. Large igneous provinces and mantle dynamics[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 20(3): 307~ 312(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 董显扬, 曾河清, 王来生. 1990. 龙首山西段发现科马提岩[J]. *中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊*, 30: 136~ 139.
- 甘肃省地质矿产局第六地质队. 1984. 自家咀子硫化铜镍矿床地质[M]. 北京: 地质出版社, 11~ 17.
- 李文渊. 1996. 中国铜镍硫化物矿床成矿系列与地球化学[M]. 西安: 地图出版社, 1~ 228.
- 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 等. 1980. *中国大地构造及其演化*[M]. 北京: 科学出版社, 1~ 124.
- 汤中立, 李文渊. 1995. 金川硫化铜镍(含铂)矿床成矿模式及地质对比. 北京: 地质出版社, 1~ 209.
- 汤中立, Barnes S J. 1998. 岩浆硫化物矿床成矿机制[M]. 北京: 地质出版社, 1~ 60.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 1999. 祁连山元古宙大陆溢流玄武岩[J]. *地质论评*, 45(增刊): 1028~ 1037.
- 张本仁, 高山, 张宏飞, 等. 2002. 秦岭造山带地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 155~ 1161.
- 张招崇, 郝艳丽, 王福生. 2003a. 大火成岩省中苦橄岩的研究意义[J]. *地学前缘*, 10(3): 105 ~ 114.
- 张招崇, 闫升好, 陈柏林, 等. 2003b. 新疆喀拉通克基性杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因的约束[J]. *岩石矿物学杂志*, 22(3): 217~ 224.
- 赵海玲, 狄永军, 李凯明, 等. 2001. 大火成岩省和地幔动力学[J]. *岩石矿物学杂志*, 20(3): 307~ 312.