

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

# 秦岭勉略带中鞍子山蛇绿杂岩的地球化学

——古洋壳碎片的证据及意义

许继锋<sup>1)</sup> 于学元<sup>1)</sup> 李献华<sup>1)</sup> 张本仁<sup>2)</sup> 韩吟文<sup>2)</sup>

1) 中国科学院广州地球化学研究所, 510640

2) 中国地质大学地球化学研究所, 武汉, 430074

**内容提要** 鞍子山蛇绿杂岩位于秦岭勉略带东段, 它由蛇纹石化变质橄榄岩和 MORB 型变质镁铁质岩组成。蛇纹石化变质橄榄岩主要是方辉橄榄岩和少量二辉橄榄岩, 代表了古洋幔的上部岩石; 变质镁铁质岩为斜长角闪岩, 其原岩是基性火成岩类, 它多以亏损 LREE 元素和具有很高的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值为特征, 类似于现代洋壳中的洋中脊玄武岩 (MORB), 代表了古洋壳的残余部分。这表明鞍子山蛇绿杂岩是勉略混杂岩带中又一个典型的蛇绿岩块, 其可能形成在一个弧后盆地或小洋盆的扩张洋脊环境。然而, 鞍子山蛇绿杂岩的 Pb、Nd 同位素体系明显不同于勉略带西段的三岔子蛇绿岩, 它们来源于两个不同的同位素地幔储源库, 鞍子山蛇绿杂岩的形成时代可能比西段古洋壳更老, 这意味着勉略带应有更复杂的构造演化历史。

**关键词** 蛇绿岩 铅、钕同位素 斜长角闪岩 勉略带 秦岭

秦岭地区的勉略蛇绿构造混杂岩带 (简称勉略带) 位于南秦岭勉县—略阳县地区, 它从甘肃省的康县向东延伸至陕西汉中市北部, 呈近东西向展布, 约 160km (图 1), 是近年来发现在秦岭造山带内的又一重要的地质界线 (冯益民, 1980; 许志琴等, 1986; 杨志华, 1997; 袁学诚, 1997)。勉略混杂带南侧是扬子陆块的元古宙碧口群, 北侧是秦岭板块 (张国伟等, 1995) 上的志留纪白水江群, 它是含有蛇绿岩块、岛弧火山岩块及其它不同成因岩块的古缝合带, 代表了勉略古洋消失后两侧大陆碰撞的遗迹 (张国伟等, 1995; Xu et al., 1994; 许继锋等, 1996a, 1996b; Xu et al., 1997; 张国伟等, 1996; 李曙光等, 1996)。在勉略带内, 根据变质程度的明显差异可分为东西两段, 西段达绿片岩相; 东段达到角闪岩相。然而, 有关勉略带的研究多集中在略阳以西地区 (李亚林等, 1999; 赖绍聪等, 1999), 对东段还缺少了解。鞍子山蛇绿杂岩就分布在东段中, 它是该段的代表性蛇绿岩块之一。该岩块虽然经历过角闪岩相的变质作用, 但仍保留了一般蛇绿岩典型的地球化学特征。目前对该蛇绿杂岩还没有详细的地球化学研究, 它的成因及其代表的构造意义仍不清楚。因此, 研究鞍子山蛇绿杂岩, 对于了解勉略地区乃至秦岭造山带的造山历史和壳幔演化, 查明造山性质, 重塑造山过程, 具有重要意义。

## 1 鞍子山蛇绿杂岩的地质背景

鞍子山蛇绿杂岩岩块分布在勉略带的东段 (图 1a、b、c), 距该带西段三岔子地区蛇绿岩块东约 60 km; 位于陕西省勉县县城北部的两岔河乡鞍子山村一带 (图 1d)。与勉略岩带西段明显

注: 本文为国家自然科学基金资助项目 (编号 49603045)。

本文 1999 年 4 月收到, 5 月改回, 郝梓国编辑。

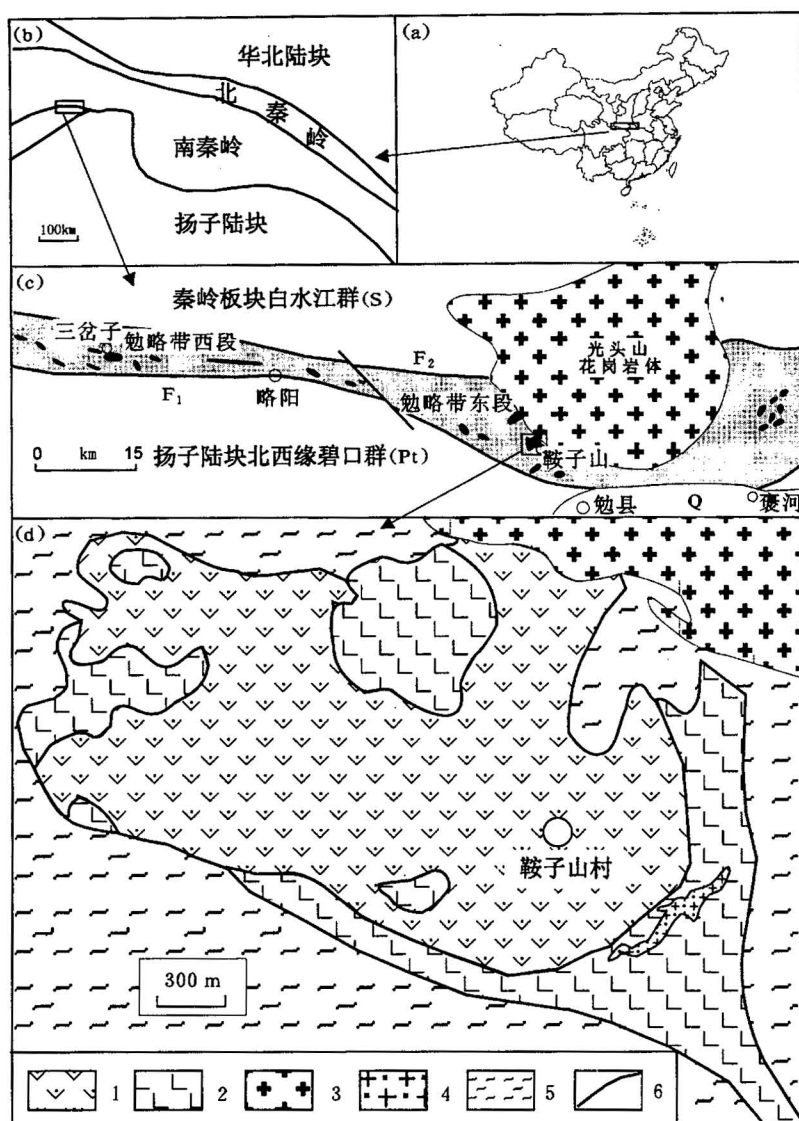


图 1 勉略带(c 图)及其东段鞍子山地区(d 图)地质略图

Fig. 1 Geological sketch maps of the Mian-Lue ophiolitic and tectonic melange belt (c) and the Anzishan area (d)

F<sub>1</sub>—勉略深断裂; F<sub>2</sub>—状元碑断裂; Q—第四系; 图 c 中阴影部分为勉略带; 黑色部分为超镁铁质岩块; 1—蛇纹石化变质橄榄岩; 2—斜长角闪岩(变质镁铁质火成岩); 3—燕山期光头山二长花岗岩; 4—蛇绿杂岩中的斜长花岗岩岩脉(或岩枝); 5—云母石英片岩、石榴子石云母片岩、角闪片岩夹大理岩透镜体; 6—断层

F<sub>1</sub>—Mian-Lue deep fault; F<sub>2</sub>—Zhuangyuanbei fault; Q—Quaternary; the field between F<sub>1</sub> and F<sub>2</sub> on the fig. 1c is the Mian-Lue ophiolitic and tectonic melange belt; black part on the diagram are meta-untramafic bodies; 1—surpentinized meta-peridotites; 2—amphibolite (meta-mafic igneous rocks); 3—Guantoushan monzonitic granite in the Yanshanian period; 4—plagioclase granite dike in the Anzishan ophiolitic complex; 5—mica quartz-schist, garnet mica schist and hornblende schist with marble veins; 6—fault

不同的是,鞍子山一带具有较高的区域变质作用,主要出露一套角闪岩相的变质岩系(图 1d)。鞍子山蛇绿杂岩岩块呈构造岩片侵位于一套云母石英片岩、石榴子石云母片岩、角闪片岩夹大理岩透镜体的变质沉积岩系中,这套岩石以前划为三河口群,但现在被认为是勉略带的东延部分。在这个地区,不同成因和时代的岩块由于区域变质作用和强烈的韧性变形被均一化。鞍子山蛇绿杂岩岩块的东北部遭受燕山期一印支期光头山花岗岩岩体侵入,曾有人认为鞍子山一带的高变质程度是该岩体侵入所致,但这套变质岩明显是区域变质作用的产物,如出现十字石、蓝晶石等区域变质矿物(Xu et al., 1994);从区域上来看,鞍子山所在地区分布在秦岭佛坪热穹隆(张国伟等,1995)中深变质区的西南部,可能是该热穹隆的区域变质产物;另外在光头山岩体边部的围岩中窄的接触带也未出现高的变质程度,因而,晚期花岗岩的侵入不是导致该地区高变质程度的原因。

鞍子山蛇绿杂岩由中部的超镁铁质岩和分布在边部的斜长角闪岩带组成,它们与围岩——变质沉积岩系均为断层接触(图 1)。鞍子山超镁铁质岩块是勉略带中最大的岩块,出露面积约 3.7 km<sup>2</sup>,大致呈不规则的椭圆状,长 3500 m,最宽处 2150 m,最窄处 1050 m。该岩块实际上也是一个混杂体,由不同类型的超镁铁岩和斜长角闪岩组成。超镁铁岩遭受较强的蛇纹石化,根据蚀变强弱和类型可分为弱蚀变的块状橄榄岩、斑块状橄榄岩、滑石菱镁岩等。斑块状橄榄岩是鞍子山蛇绿杂岩岩块独有的构造特征,它由滑石、绿泥石、菱镁矿集合体构成基质,橄榄石和蛇纹石矿物集合体呈斑块,组成所谓的斑块状构造,它们可能是由于橄榄岩遭受不均一蚀变而成。弱蚀变的块状橄榄岩构成岩块的主体,斑块状橄榄岩呈近东西向的带状分布,滑石菱镁岩位于岩块中部。少量弱蚀变的岩石保留有原生的橄榄石和斜方辉石,指示它们的原岩应是方辉橄榄岩和纯橄榄岩。另外,部分橄榄岩中分布有豆荚状的铬铁矿。

斜长角闪岩主要环绕超镁铁质岩块分布或呈团块状出露在超镁铁质岩块之中。这些斜长角闪岩多呈块状外貌,与变质的沉积岩系为断层接触,未见与后者呈互层出现,它们应为一套正变质的镁铁质岩石(见下述)。在蛇绿杂岩块的东南部,斜长角闪岩的出露规模较大,并可见两种类型,靠近蛇纹石化变质橄榄岩块的是中粗粒的斜长角闪岩,分布较广泛;接近围岩的是细粒的斜长角闪岩。这些岩石的变质矿物组合相似,由普通角闪石+斜长石+黑云母+绿泥石+绿帘石等组成,目前未发现原岩的变质残余矿物。此外,也可见少量的榴闪岩和石榴斜长角闪岩等岩类。在东南部斜长角闪岩中,还分布有一个斜长花岗岩的岩脉或岩枝,斜长花岗岩仅产在鞍子山

表 1 鞍子山蛇绿杂岩中蛇纹石化变质橄榄岩的化学成分(%)

Table 1 Chemical compositions(%) of serpentized meta-peridotites from the Anzishan ophiolitic complex

| 样品                             | 1     | 2      | 3      | 4      | 5     | 6      | 7      | 8     | 9      |
|--------------------------------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 38.64 | 40.29  | 38.26  | 38.99  | 38.68 | 39.19  | 39.23  | 38.88 | 38.85  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.01  | 0.11   | 0.07   | 0.04   | 0.04  | 0.04   | 0.06   | 0.04  | 0.06   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.88  | 3.51   | 1.17   | 1.90   | 1.17  | 1.09   | 1.38   | 1.03  | 2.26   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.34  | 0.43   | 0.40   | 0.34   | 0.36  | 0.58   | 0.37   | 0.43  |        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6.35  | 3.8    | 5.56   | 5.51   | 5.09  | 3.19   | 4.24   | 3.92  | 5.61   |
| FeO                            | 2.04  | 2.48   | 2.96   | 2.38   | 2.44  | 3.97   | 4.10   | 3.72  | 3.18   |
| MnO                            | 0.08  | 0.11   | 0.12   | 0.08   | 0.12  | 0.09   | 0.08   | 0.08  | 0.09   |
| NiO                            | 0.22  | 0.23   | 0.25   | 0.25   | 0.25  | 0.23   | 0.24   | 0.25  |        |
| CoO                            |       | 0.01   | 0.01   | 0.02   | 0.02  | 0.01   | 0.01   | 0.03  | 0.02   |
| MgO                            | 37.16 | 36.93  | 36.55  | 37.59  | 37.92 | 38.19  | 37.84  | 37.62 | 36.55  |
| CaO                            | 0.73  | 1.57   | 1.20   | 0.10   | 0.32  | 0.75   | 0.52   | 0.10  | 0.45   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.04  | 0.04   | 0.03   | 0.03   | 0.02  | 0.05   | 0.03   | 0.03  | 0.03   |
| K <sub>2</sub> O               | 0.02  | 0.09   | 0.10   | 0.11   | 0.10  | 0.11   | 0.11   | 0.09  | 0.08   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | <0.01 | 0.02   | 0.02   | 0.01   | 0.01  | 0.01   | 0.00   | 0.02  | 0.02   |
| S                              | 0.03  | 0.01   | 0.02   | 0.03   | 0.08  | 0.04   | 0.02   | 0.01  |        |
| CO <sub>2</sub>                | 1.35  | 0.29   | 1.34   | 0.21   | 1.19  | 1.68   | 0.92   | 1.51  | 0.25   |
| H <sub>2</sub> O               | 11.89 | 11.89  | 14.81  | 15.00  | 14.39 | 11.66  | 11.32  | 13.31 | 13.95  |
| Σ                              | 99.19 | 100.94 | 100.32 | 100.41 | 99.96 | 100.18 | 100.19 | 99.55 | 100.48 |

注:样品 2,3 为二辉橄榄岩,其余为方辉橄榄岩;样品 2~9 据西北地质科学研究所研究报告(1974)。

蛇绿杂岩块之内,并表现出与斜长角闪岩相同的同期变形特征,明显不同于鞍子山蛇绿杂岩块东侧的燕山期—印支期光头山二长花岗岩。它可能是蛇绿杂岩的组成岩石单元之一。

总之,鞍子山超镁铁岩的原岩是方辉橄榄岩和纯橄橄榄岩,它们相当于蛇绿岩中的变质橄榄岩;与其密切共生的斜长角闪岩是变质基性火成岩类,它们具有 MORB 型的地球化学特征(见下述),类似于蛇绿岩上部层序中的镁铁质岩类,这些岩石组成了一个蛇绿岩块。由于它们曾经经历了强烈的构造变动和变质变形,实际上是由不同岩类的岩块构成的混杂体,原来的蛇绿岩层序已解体,所以本文称之为鞍子山蛇绿杂岩。

## 2 鞍子山蛇绿杂岩的地球化学

### 2.1 变质橄榄岩类

鞍子山蛇绿杂岩中的蛇纹石化变质橄榄岩多为强亏损的方辉橄榄岩,少量二辉橄榄岩;它们有较高的  $Mg'$  值 [ $Mg/(Mg+Fe)$ ], 其范围在 0.89~0.92 之间; $Al_2O_3$  的含量为 0.88%~3.51%, 相对同类的蛇纹石化变质橄榄岩也偏高; $CaO$  为 0.10%~1.57%, 变化较大。鞍子山蛇纹石化变质橄榄岩的岩石化学特征总体与勉略带西段三岔子地区蛇绿岩(许继锋等,1996a)相似,但亏损程度较低,这从出现二辉橄榄岩类也得到证明。这些岩石的主元素成分与典型蛇绿岩,如 Troodos、Samail 和日喀则等蛇绿岩(Beccaluva et al., 1980; 王希斌等,1987)中的变质橄榄岩相似,而不同于岩浆成因的超镁铁质岩石(表 1)。

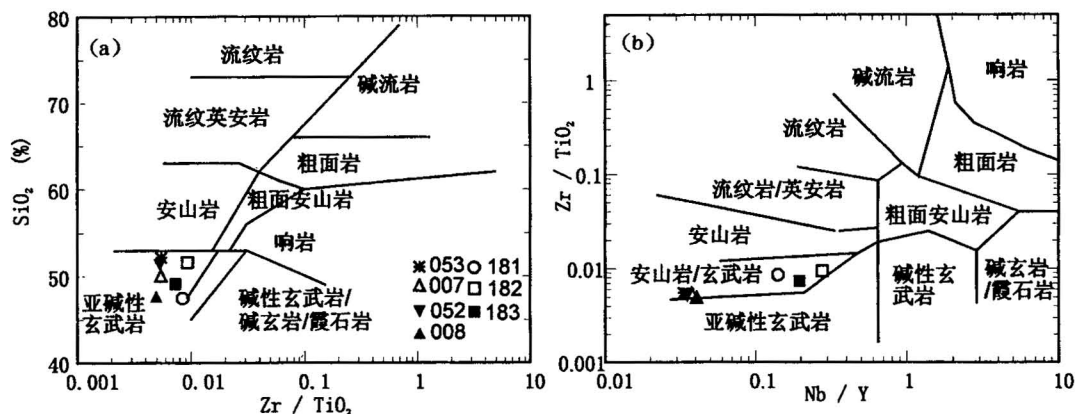


图 2 鞍子山蛇绿杂岩变质镁铁质岩石的  $SiO_2$ - $Zr/TiO_2$  和  $Zr/TiO_2$ - $Nb/Y$  图(据 Winchester, 1977)

Fig. 2  $SiO_2$ - $Zr/TiO_2$  and  $Zr/TiO_2$ - $Nb/Y$  diagram of meta-mafic igneous rocks from the Anzishan ophiolitic complex (after Winchester, 1977)

图中样品号同表 2。007、008、052、053 为东南侧的斜长角闪岩; 181、182、183 为西北侧的斜长角闪岩

The sample numbers same as table 2. Sample 007, 008, 052 and 053 are amphibolites in southeast part of Anzishan ophiolitic complex; sample 181, 182 and 183 are amphibolites in northwest of Anzishan ophiolitic complex

取自鞍子山岩块的方辉橄榄岩的稀土元素成分表现为强烈亏损稀土元素,具有低的稀土总量,几乎所有稀土元素低于球粒陨石元素丰度的 1/2 倍,其稀土元素分配型式为近平坦曲线但略呈 U 型(表 2 样品 176 号),也与典型蛇绿岩中变质橄榄岩下凹型 REE 模式相似(Henderson, 1984)。

## 2.2 斜长角闪岩

对斜长角闪岩作原岩恢复后认为,它是正变质的镁铁质火成岩,主要证据是:

① 本文所涉及的斜长角闪岩均分布在鞍子山超镁铁质岩块的西南部和东北部,空间上紧密共生,它们与副变质成因的片岩均呈明显的构造接触关系;② 不论是中粗粒还是细粒的斜长角闪岩,均呈块状外貌,未见夹有大理岩透镜体,明显区别于外围的成层状的副变质片岩类;③ 用变质岩的原岩恢复图解如:  $\text{TiO}_2 - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$  (邱家骧等, 1991);  $(\text{Ca} + \text{Mg}) - (\text{Al} + \text{Fe} + \text{Ti})$  (邱家骧等, 1991), 都证明这些斜长角闪岩是正变质岩(图略);④ 更有力的证据是,多数斜长角闪岩具火山岩特有的轻稀土亏损型分配模式,并且有非常高的钕同位素比值( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  多大于 0.513, 见下述),这些地球化学特征不可能出现在沉积成因的副变质斜长角闪岩中,因为来自地壳源区的沉积物都是富集轻稀土并具有低的钕同位素比值。

鞍子山蛇绿杂岩中的斜长角闪岩均为基性镁铁质岩石(表 2), 岩石的主元素显示出相似的组成特征,  $\text{TiO}_2$  在 1.09%~1.57% 之间, 与 MORB 相当;  $\text{MgO}$  含量为 4.34%~8.18%, 低于

表 2 鞍子山蛇绿杂岩中斜长角闪岩及蛇纹石化变质橄榄岩的化学成分(%)

Table 2 Chemical compositions(%) of amphibolite and serpentinized meta-peridotite from the Anzishan ophiolitic complex

| 序号                      | 1      | 2     | 3      | 4     | 5      | 6      | 7     | 8     |
|-------------------------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|
| 样品                      | 007    | 008   | 052    | 053   | 181    | 182    | 183   | 176   |
| $\text{SiO}_2$          | 50.08  | 47.74 | 51.40  | 52.19 | 47.50  | 51.63  | 49.18 | 38.64 |
| $\text{TiO}_2$          | 1.10   | 1.57  | 1.54   | 1.26  | 1.16   | 1.09   | 1.30  | 0.01  |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 313.94 | 13.46 | 13.04  | 12.75 | 12.77  | 10.54  | 14.44 | 0.88  |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 5.43   | 4.19  | 4.05   | 3.32  | 1.04   | 6.35   |       |       |
| $\text{FeO}$            | 6.94   | 9.58  | 8.94   | 9.07  | 13.73  | 11.75  | 13.12 | 2.04  |
| $\text{MnO}$            | 0.21   | 0.23  | 0.20   | 0.27  | 0.17   | 0.21   | 0.58  | 0.08  |
| $\text{MgO}$            | 6.28   | 8.18  | 6.66   | 7.73  | 5.90   | 4.34   | 9.79  | 37.16 |
| $\text{CaO}$            | 12.35  | 9.16  | 9.63   | 9.57  | 9.20   | 12.00  | 4.01  | 0.73  |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 0.80   | 2.62  | 1.95   | 1.60  | 4.02   | 1.55   | 0.48  | 0.04  |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 0.36   | 0.30  | 0.18   | 0.09  | 0.56   | 0.35   | 1.22  | 0.02  |
| $\text{P}_2\text{O}_5$  | 0.05   | 0.08  | 0.12   | 0.10  | 0.40   | 0.37   | 0.10  | <0.01 |
| $\text{CO}_2$           | 0.82   | 0.43  | 0.00   | 0.00  | 0.39   | 1.35   |       |       |
| $\text{H}_2\text{O}^+$  | 1.42   | 2.25  | 1.97   | 1.88  |        |        | 3.98  | 11.89 |
| La                      | 2.293  | 1.734 | 1.891  | 2.639 | 4.83   | 7.58   | 2.14  | 0.19  |
| Ce                      | 6.074  | 5.438 | 5.898  | 7.090 | 17.20  | 21.70  | 6.25  | 0.35  |
| Pr                      | 1.160  | 1.205 | 1.191  | 1.437 |        |        | 1.18  | 0.06  |
| Nd                      | 6.369  | 7.175 | 7.053  | 7.969 | 10.768 | 12.103 | 6.20  | 0.19  |
| Sm                      | 2.490  | 3.072 | 3.061  | 3.011 | 2.775  | 3.580  | 2.35  | 0.06  |
| Eu                      | 1.062  | 1.257 | 1.143  | 1.063 | 1.10   | 1.10   | 0.69  | 0.02  |
| Gd                      | 3.998  | 4.872 | 5.076  | 4.421 |        |        | 2.94  | 0.05  |
| Tb                      | 0.709  | 0.865 | 0.901  | 0.766 | 0.590  | 0.53   | 0.01  |       |
| Dy                      | 5.508  | 5.906 | 6.126  | 5.517 |        | 3.94   | 0.05  |       |
| Ho                      | 1.118  | 1.259 | 1.321  | 1.106 |        | 0.85   | 0.01  |       |
| Er                      | 3.361  | 3.701 | 3.901  | 3.292 |        |        | 2.83  | 0.04  |
| Tm                      | 0.498  | 0.550 | 0.585  | 0.504 |        |        | 0.44  | 0.01  |
| Yb                      | 3.302  | 3.664 | 3.900  | 3.424 | 2.91   | 2.90   | 3.04  | 0.04  |
| Lu                      | 0.484  | 0.532 | 0.567  | 0.499 | 0.436  | 0.446  | 0.46  | 0.01  |
| Cr                      | 160    | 145   | 81     | 161   | 175    | 116    | 138   | 3220  |
| Ni                      | 61     | 81    | 49     | 89    | 48.3   | 35.9   | 145   | 107   |
| Co                      | 45     | 63    | 50     | 54    | 38.0   | 18.92  | 51.2  | 1850  |
| Sc                      | 45     | 58    | 54     | 58    | 48.9   | 45.10  | 51.2  | 7.45  |
| V                       | 402    | 497   | 492    | 462   |        |        |       |       |
| Cu                      | 27.4   | 34.6  | 83.4   | 276   |        |        |       |       |
| Pb                      | 14.708 | 6.860 | 14.682 | 2.165 |        |        |       |       |
| Zn                      | 114    | 152   | 147    | 116   |        |        |       |       |
| Rb                      | 4.5    | 3.4   | 2.537  | 1.503 | 9.0    | 2.5    | 39.7  | <2    |
| Ba                      | 121    | 92    | 344    | 39    | 212    | 106    | 524   | 17.2  |
| Sr                      | 575    | 255   | 176    | 190   | 142    | 328    | 41.2  | 15.1  |
| Ta                      | 0.091  | 0.081 | 0.095  | 0.079 |        |        |       |       |
| Nb                      | 1.259  | 1.487 | 1.354  | 1.043 | 3.4    | 5.4    | 4.8   | <2    |
| Zr                      | 65.5   | 86.7  | 91.9   | 77.8  | 98.7   | 102    | 95    | 19.3  |
| Hf                      | 2.089  | 2.467 | 2.362  | 1.774 | 2.20   | 2.04   | 2.31  | 0.34  |
| Y                       | 33.2   | 36.2  | 38.0   | 31.2  | 24.00  | 19.40  | 24.47 | 0.30  |
| Th                      | 0.089  | 0.068 | 0.070  | 0.074 |        | 1.05   |       |       |
| U                       | 0.203  | 0.345 | 0.100  | 0.053 | 0.40   | 0.64   | 0.46  | 0.40  |

注:1~4—鞍子山蛇绿杂岩东南部斜长角闪岩;5~7—西北部斜长角闪岩;8—方辉橄榄岩。样品 1~4 稀土和微量元素为 ICP-MS 测定结果(广州地球化学研究所);6 和 7 常量和微量元素用 XRF 法测定,REE 用中子活化法(中国原子能研究院);5 和 8 微量元素用 XRF 法测定,REE 用等离子光谱法(湖北地质实验研究所);其它样品的常量元素用湿法测定。

MORB 的平均值,但与西藏日喀则蛇绿岩中的玄武岩的  $\text{MgO}$  (4.57%~8.67%) (王希斌等, 1981, 1987) 相近;  $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$ , 仅一个样品可能由于蚀变而出现  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ 。用相对不活动元素的  $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$  和  $\text{Zr/TiO}_2\text{-Nb/Y}$  图 (图 2) 鉴别, 表明它们也是拉斑玄武岩, 在  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 、AFM 图上这些斜长角闪岩也都落在拉斑玄武岩系列区域 (图 3)。

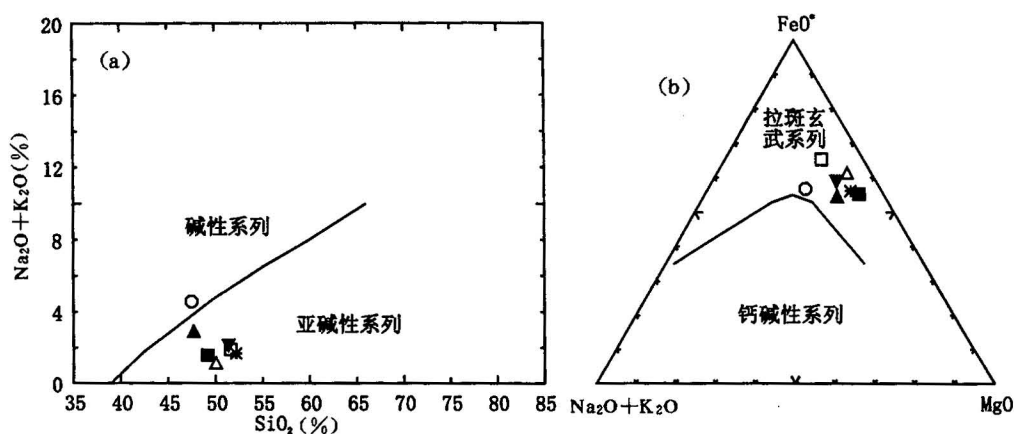


图 3 鞍子山蛇绿杂岩中变质镁铁质岩石的  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}\text{-SiO}_2$  (a, 据 Irvin, 1971) 和 AFM (b) 图  
Fig. 3  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}\text{-SiO}_2$  (a, after Irvin, 1971) and AFM (b) diagrams of the mafic igneous rocks  
from Anzishan ophiolitic complex  
图中符号同图 2; Symbols same as Fig. 2

斜长角闪岩的稀土元素组成可分为两类, LREE 亏损型和 REE 平坦型 (图 4)。位于蛇绿杂岩东南部的 4 个样品都为 LREE 亏损型,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.22 \sim 0.44$ , 表现出 N-MORB 的典型特征; 而西北部的 3 个斜长角闪岩样品一个是 LREE 亏损型, 另两个则为 REE 平坦型, 这些岩石的稀土元素特征说明角闪岩相变质没有改变稀土元素的分布型式。总的来看, 鞍子山斜长角闪岩的稀土模式与典型蛇绿岩的镁铁质岩石完全相同, 应源于一个类似于亏损洋幔的源区, 这非常有力地证明了它们是蛇绿杂岩的组成部分。

4 个 LREE 亏损型斜长角闪岩的微量元素也具有与现代 N-MORB 岩石相似的组成 (图

表 3 鞍子山蛇绿杂岩中斜长角闪岩的铅、钕同位素组成

Table 3 Nd, Pb isotopic compositions of amphibolite  
from the Anzishan ophiolitic complex

| 样品                                | 007     | 008     | 052     | 053     | 181     | 182     | 183     |
|-----------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 17.389  | 17.474  | 17.044  | 17.341  | 18.101  | 18.006  | 17.993  |
| $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 15.487  | 15.468  | 15.472  | 15.484  | 15.542  | 15.536  | 15.601  |
| $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 36.997  | 36.899  | 36.953  | 37.069  | 37.753  | 37.658  | 37.932  |
| Sm                                | 2.490   | 3.072   | 3.016   | 3.011   | 2.775   | 3.580   | 2.260   |
| Nd                                | 6.369   | 7.175   | 7.053   | 7.969   | 10.768  | 12.103  | 6.093   |
| $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | 0.2364  | 0.2589  | 0.2586  | 0.2285  | 0.1586  | 0.1789  | 0.2244  |
| $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 0.51336 | 0.51344 | 0.51334 | 0.51321 | 0.51297 | 0.51278 | 0.51318 |

注: 007~053 在中国科学院广州地球化学研究所同位素实验室测定, Sm、Nd 为 ICP-MS 测定结果; 181~183 在中国地质科学院地质所同位素室测定。

4), 除一些活动元素外 (如 Ra、Sr、Ba 在图上未表现), 斜长角闪岩表现出右高左低的亏损不相容元素的平滑曲线, 但高场强元素铌、钽有微弱的负异常, 这种微量元素分布模式与三江地区双沟蛇绿岩的 LREE 亏损型岩石 (张旗等, 1996, 1999) 相似。在构造环境判别图上也落入 N-MORB 区 (图 5)。因此, 微量元素分布特征再次表明斜长角闪岩源于与 N-

MORB 相似的亏损地幔源区。

鞍子山蛇绿杂岩中的斜长角闪岩的钕、铅同位素数据列于表3中。5个LREE亏损型斜长角闪岩均具有很高的钕同位素比值,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0.513$ , 这部分样品的钕同位素组成与三岔子地区浑水灌—庄科剖面的N-MORB型岩石相同, 也类似于现代的洋中脊玄武岩或更高, 这进一步证实了它们源于亏损的MORB型地幔源区。另两个REE平坦型的样品虽然有相对低的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值, 分别是0.512970和0.512775, 但也趋近现代的洋中脊玄武岩, 反映出它们也应该是蛇绿岩的组成部分。

鞍子山斜长角闪岩类的铅同位素比值也有一定的差异, 采于蛇绿杂岩东南部的4个斜长角闪岩具有相对低的铅同位素比值, 它们的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比值与三岔子地区浑水灌—庄科剖面的N-MORB型岩石相当, 都属于低铅同位素比值类型的岩石, 但  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值明显低于后者, 反映出勉略带中的东西两个蛇绿岩的古洋幔铅同位素体系存在差异。另外, 采于鞍子山蛇绿杂岩西北部的3个斜长角闪岩有相对较高的铅同位素比值, 它们的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值趋近18, 接近于三岔子岛弧火山岩的铅同位素特征。现在还不清楚它们是由于地壳物质加入还是地幔源区不均一造成的。

### 3 问题讨论

#### 3.1 古洋壳碎片的证据

鞍子山地区的变质超镁铁、镁铁质杂岩虽然经历了角闪岩相的高度变质和强烈的构造变形, 但该杂岩保留的许多证据仍显示出它具有蛇绿岩的特征: ① 尽管变质作用的均一化使得蛇绿岩的某些原始构造如堆晶岩、岩墙群难以识别, 但蛇纹石化的变质橄榄岩和变质的镁铁质火山岩空间上紧密共生指示出了一个类似于蛇绿岩的岩石组合; ② 变质的镁铁质岩中出

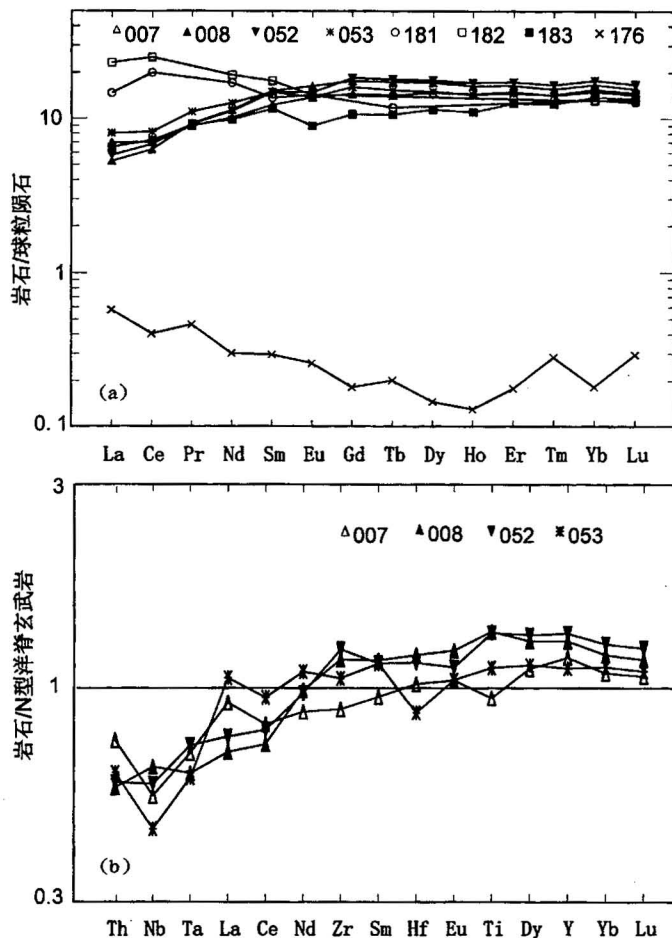


图4 鞍子山蛇绿杂岩的稀土和微量元素标准化图

Fig. 4 REE and trace element normalized patterns for the Anzishan ophiolitic complex

(a)—球粒陨石标准化的稀土元素模式; (b)—N-MORB标准化的微量元素图; 样品176是蛇纹石化方辉橄榄岩; 其余为斜长角闪岩; 样品号同表2  
(a)—Chronite-normalized rare earth element pattern; (b)—N-MORB-normalized trace element patterns. sample 176 is a serpentinized harzburgite, other samples are amphibolites. The samples numbers same as table 2

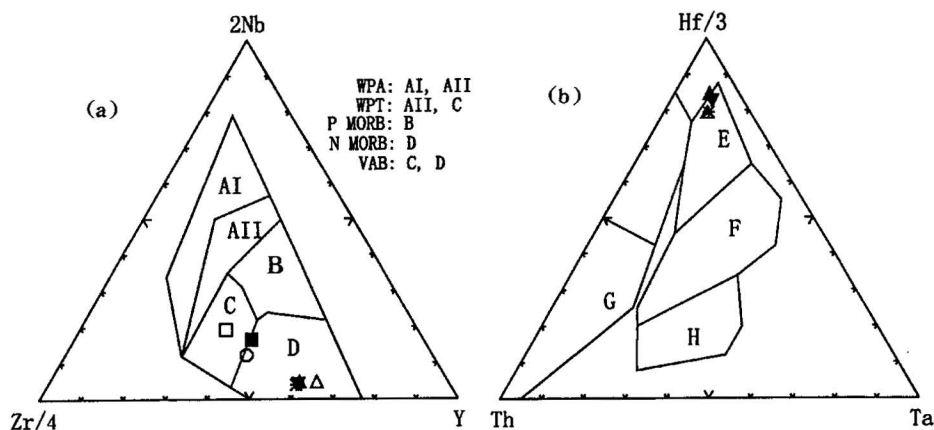


图 5 鞍子山蛇绿杂岩中的变质镁铁质岩石的构造环境鉴别

Fig. 5 Identification diagrams of tectonic environment of meta-mafic rocks

from Anzishan ophiolitic complex

(a)—2Nb-Zr/4-Y 图(据 Meschede, 1986): WPA—板内碱性玄武岩; WPT—板内拉斑玄武岩; N-MORB—N 型洋脊玄武岩; P-MORB—P 型洋脊玄武岩; VAB—岛弧玄武岩; (b)—Hf/3-Th-Ta 图(据 Wood, 1979): E—N 型洋脊玄武岩; F—P 型洋脊玄武岩; G—板内碱性玄武岩; H—岛弧玄武岩。图中符号同图 4

(a)—2Nb-Zr/4-Y diagram (after Meschede, 1986): WPA—alkalic basalt within plate; WPT—tholeiite within plate; N-MORB—N-type mid-ocean ridge basalt; P-MORB, P-type mid-ocean ridge basalt; VAB—arc volcanic basalt; (b)—Hf/3-Th-Ta diagram (after Wood, 1979): E—N-type mid-ocean ridge basalt; F—P-type mid-ocean ridge basalt; G—alkalic basalt within plate; H—arc volcanic basalt. The symbols are as same as in Fig. 4

现 N-MORB 型岩石,它们形成在洋脊的扩张环境,因而是厘定该蛇绿岩存在的重要依据;③鞍子山蛇绿杂岩中的超镁铁质岩石为亏损的方辉橄榄岩等,与典型蛇绿岩的蛇纹石化变质橄榄岩完全相同,代表了古洋幔上部岩石的残余;④该岩块出现在勉略带中,该带代表了一个古缝合线的遗迹,属于古洋消失后两侧大陆碰撞的产物(张国伟等,1995),因而它是古洋壳残片——蛇绿岩块可能的产出部位。据此可以认为,鞍子山地区的超镁铁、镁铁质杂岩是保留在勉略带中的又一个古洋壳的碎片。

### 3.2 与勉略带西段蛇绿岩的关系

鞍子山蛇绿杂岩与三岔子地区浑水灌一庄科蛇绿岩(Xu et al., 1998)是勉略带东、西段代表性的蛇绿岩块。它们代表的古洋是否属于同一个古洋的呢?一种可能它们是同一个古洋壳的两块碎片;另一种可能是它们分别代表了不同时期古洋的碎片或一个古洋不同部位的残留岩片。虽然这两个蛇绿岩块具有一般蛇绿岩共同的特点,但也存在有一些明显的差异。

首先,勉略带东西两段的蛇绿岩和其它岩块存在着变质程度的显著不同。虽然两者变质程度不同的原因可以用勉略带东段位于佛坪热穹隆区中高温变质区,而西段分布在其外围来解释,但是我们的调查表明东部角闪岩相与西部绿片岩相岩石之间不存在有过渡带而呈截然变化,它们大致以两河口西至黑河坝的一条南东走向的断裂为界。因此东、西两段更象两个有不同的地质演化历史变质地体。第二,从蛇绿岩本身记录的变质信息来考虑,东西两段蛇绿岩块的明显变质差异也指示它们更可能属于两个不同的蛇绿岩,因为很难想象同一洋壳在相同的

俯冲—碰撞构造体系中出现如此大的变质差异。第三,最为重要的是,两地蛇绿岩存在着一些明显的地球化学差别,比如鞍子山的 N-MORB 型岩石具有弱的铈、钽的负异常,而三岔子地区的 N-MORB 型岩石则不明显,这暗示了两者可能是不同的蛇绿岩块。并且,同位素组成表明,这两个蛇绿岩的镁铁岩起源于两个不同的同位素储源库,在图 6 中,它们的铅、钕同位素比值分别沿不同的同位素成分趋势分布,鞍子山蛇绿杂岩的趋势线约平行于北半球参考线(NHRL),而三岔子地区蛇绿岩与 NHRL 明显斜交,表明两者源于不同铅、钕同位素初始比值的地幔源区,并且其趋势曲线的斜率不同,暗示它们具有不同的同位素年龄,这些很难用地幔的不均一性来解释,因而,两个蛇绿岩可能分别属于两个不同的古洋壳。

### 3.3 鞍子山蛇绿杂岩的年龄讨论

已有研究表明,勉略带西段与三岔子地区蛇绿岩共生的远洋沉积的硅质岩中发现的放射虫化石指示勉略带西段古洋形成在早石炭世(殷鸿福等,1996;Feng et al., 1996),因此,勉略带西段的蛇绿岩是一个晚古生代古洋消失后残留的洋壳遗迹。如上所述,鞍子山蛇绿杂岩是不同于西段三岔子地区蛇绿岩的古洋壳的碎片,并且从图 6 中我们还可以看出,虽然鞍子山蛇绿杂岩样品的铅、钕同位素比值的相关性不如三岔子地区蛇绿岩好,据此难以得到可靠的同位素等时线年龄,但三岔子地区蛇绿岩的镁铁质岩石的同位素比值分布趋势线明显比鞍子山蛇绿杂岩陡倾,指示出鞍子山蛇绿杂岩有比三岔子地区蛇绿岩更老的年龄。所以,尽管目前的资料不能证实鞍子山蛇绿杂岩形成的确切时代,但该蛇绿杂岩所代表古洋壳的年龄要比勉略带西段古洋壳更古老,有可能是一个早于晚古生代的古洋。这意味着勉略带中可能分布有两个不同时期古洋的碎片。

### 3.4 鞍子山蛇绿杂岩的形成环境

鞍子山蛇绿杂岩中的变质镁铁质岩石具有的 LREE 亏损模式和高的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  值表

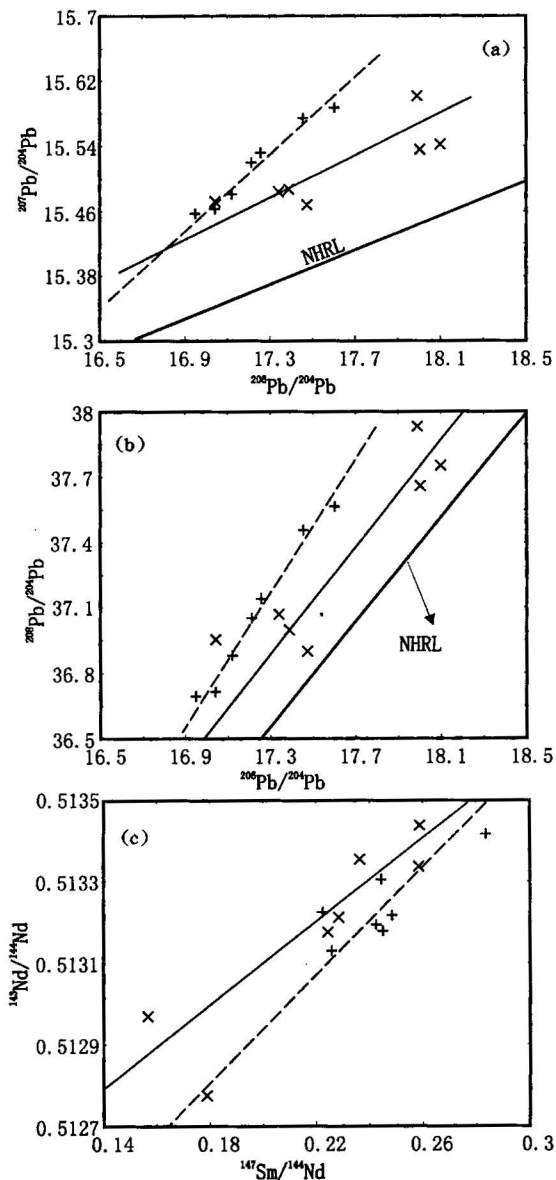


图 6 鞍子山蛇绿杂岩与勉略带西段蛇绿岩同位素组成的比较

Fig. 6 Comparison of Nd, Sr, Pb isotopic composition between the Anzishan ophiolitic complex and the Mian-Lue ophiolite

+—勉略带西段蛇绿岩; ×—鞍子山蛇绿杂岩  
+—Ophiolites in the western section of the Mian-Lue ophiolitic complex; ×—Anzishan ophiolitic complex

明其肯定源于强烈亏损的地幔源区,但这些岩石是形成在洋脊还是弧后盆地或其它环境还是一个需要探讨的问题。在  $\text{Hf}/3\text{-Th-Ta}$ 、 $\text{Nb}/2\text{-Zr}/4\text{-Y}$  判别图上,它们多落入洋脊玄武岩区,显示形成在一个扩张洋脊环境,但 LREE 亏损的岩石在 N-MORB 标准化的微量元素图上显示出弱的铈等高场强元素的负异常,也表现出弧火山岩石组成特征的迹象;另外,鞍子山蛇绿杂岩中还分布有稀土元素呈平坦或 LREE 稍微富集的变镁铁岩类,也暗示它们可能不是在一个大洋洋中脊环境形成的。因此,我们认为鞍子山蛇绿杂岩最有可能产出在一个弧后盆地的扩张洋脊环境,但目前的资料还不能排除这些高亏损的岩石形成在一个小洋盆环境。

### 3.5 鞍子山蛇绿杂岩的成因探讨

鞍子山蛇绿杂岩的成因有两种可能,一种可能是鞍子山蛇绿杂岩还是勉略带西段的勉略古洋演化体系的产物,它形成于勉略古洋的弧后盆地,或者是先期裂开的一个小洋盆,因而,它具有不同于西段三岔子地区蛇绿岩的地球化学组成,在该古洋消失后,鞍子山蛇绿杂岩在碰撞造山时下沉到更深的地壳部位,导致发生了角闪岩相变质,然后再折返到地壳浅部并露出到勉略带东部地段。问题是目前还不清楚为什么勉略带东段会比西段俯冲得更深,因为在一个弧后盆地或小洋盆的蛇绿岩应该比像三岔子洋中脊型的洋壳更难下沉到地壳深处。

另一种可能是,鞍子山蛇绿杂岩代表的是比晚古生代的勉略古洋更古老的洋壳,它是早古生代的或更老的秦岭古洋的一部分。已有研究表明,在秦岭地区还分布有早古生代的丹凤、二郎坪蛇绿岩和岛弧火山岩(孙勇等,1996;张旗等,1995;李曙光等,1993)及元古宙的松树沟蛇绿岩(周鼎武等,1996;李曙光等,1991),表明存在着元古宙一早古生代的秦岭古洋。鞍子山蛇绿杂岩的变质程度与这些蛇绿岩相似,暗示它们可能有相似的构造演化历史。因此,鞍子山蛇绿杂岩也有可能是更早的秦岭古洋的一部分,它是在勉略带的碰撞过程中被卷入到其中的古老岩块。若是如此,勉略带就有更复杂的地质发展过程,它可能是一个复合型的造山带,至少是两期洋陆相互作用的结果;晚古生代的勉略古洋也有可能是秦岭古洋的继承性洋盆。这对认识秦岭造山带的构造演化和扬子与华北陆块的拼贴历史将有新的启示。

由于鞍子山蛇绿杂岩的高度变质,给测定蛇绿杂岩的年龄带来困难,本次工作未能获取到它的形成年龄。在得到鞍子山蛇绿杂岩可靠的形成年龄之前,这两种成因都是可能的,还需进一步的研究来证实或否定。另外,本文的研究仅限于鞍子山附近的超镁铁质和变质镁铁质岩石,它们构成了一个蛇绿杂岩,然而勉略带东段与西段一样也是一个蛇绿构造混杂岩带,除了鞍子山蛇绿杂岩岩块外,还分布有其它的超镁铁质和镁铁质岩块,如关帝坪岩块、雷公山岩块等,目前还不清楚是否所有东段的蛇绿岩块与鞍子山蛇绿杂岩相似,现在不能排除鞍子山蛇绿杂岩也可能是一个特例。因而对勉略带东段其它变质镁铁质和超镁铁质岩块及其构造演化的研究有助于查明两种成因可能性。目前,本文倾向于第二种可能性,鞍子山蛇绿杂岩可能是比勉略带西段蛇绿岩更古老的古洋壳的一部分。

## 4 结论

(1) 鞍子山地区的变质超镁铁、镁铁质岩石表现出蛇绿岩的岩石组合和蛇绿岩的地球化学特征,它是勉略带的另一个蛇绿岩块。

(2) 鞍子山蛇绿杂岩的地球化学组成特征显示其可能形成在一个弧后盆地或一个小洋盆的洋脊扩张环境。

(3) 鞍子山蛇绿杂岩的铅、钨同位素组成体系与勉略带西段蛇绿岩有明显差异,表明其起

源于不同的地幔同位素储源库,它很有可能是不同于勉略带西段古洋的洋壳残片。

### 参 考 文 献

- 冯益民,朱宝清.1980.西秦岭“混杂堆积”及构造发展史.地质学报,54(1):34~43.
- 赖绍聪,张国伟.1999.秦岭—大别勉略结合带蛇绿岩及其大地构造意义.地质论评,45(增刊):1062~1071.
- 李曙光,陈移之,张国伟.1991.一个距今 10 亿年侵位的阿尔卑斯型橄榄岩体:北秦岭晚元古代板块构造体制的证据.地质论评,37(3):235~241.
- 李曙光,陈移之,张宗清等.1993.北秦岭垃圾庙苏长辉长岩的痕量元素和 Sr,Nd 同位素地球化学.地质学报,67(4):310~322.
- 李曙光,孙卫东,张国伟.1996.南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学.中国科学(D 辑),26(3):223~230.
- 李亚林,张国伟,王根宝等.1999.陕西勉略地区两类混杂岩的发现及其地质意义.地质论评,45(2):192.
- 邱家骧,林景仟主编.1991.岩石化学.北京:地质出版社,262~264.
- 孙勇,卢欣祥,韩松等.1996.北秦岭古生代二郎坪蛇绿岩片的组成和成因:来自地质和地球化学的证据.中国科学(D),26(增刊):50~59.
- 王希斌,曹佑功,郑海翔等.1981.西藏发现蛇绿岩套堆积岩和席状岩床群.地质论评,27(5):457~458.
- 王希斌,鲍佩声,邓万明等.1987.西藏蛇绿岩.北京:地质出版社,15~105.
- 许继锋,盛吉虎,韩吟文等.1996a.勉略北部地区蛇绿岩的初步研究.张旗主编:蛇绿岩及地球动力学论文集.北京:地质出版社,163~167.
- 许继锋,韩吟文.1996b.秦岭古 MORB 型岩石的高放射性铅同位素组成:特提斯型古洋幔存在的证据.中国科学(D),26(增刊):34~41.
- 许志琴,卢一伦,汤耀庆等.1986.东秦岭造山带的变形特征及构造演化.地质学报,60(3):237~247.
- 殷鸿福,杜远生,许继锋等.1996.南秦岭勉略古缝合带中放射虫动物群的出现及古海洋意义.地球科学,21(2):184.
- 袁学诚.1997.秦岭造山带地壳构造与侵入成山.地质学报,71(3):227~235.
- 杨志华.1997.秦岭造山带南北向构造及有关问题的讨论.地质论评,43(1):10~16.
- 周鼎武,张泽军,董云鹏.1996.东秦岭商南松树沟元古宙蛇绿岩片的地质地球化学特征.岩石学报,11(增刊):154~164.
- 张国伟,孟庆任,赖绍聪.1995.秦岭造山带的结构构造.中国科学(B),25(9):994~1003.
- 张国伟,孟庆任,于在平.1996.秦岭造山带的造山过程及其动力学.中国科学(D),26(3):193~200.
- 张旗,张宗清,孙勇等.1995.陕西商县—丹凤地区丹凤群变质玄武岩的微量元素和同位素地球化学.岩石学报,11:43~54.
- 张旗,周得进,李秀云.1996.云南双沟蛇绿岩的特征和成因.岩石学报,11(增刊):190~202.
- 张旗,钱青,王焰,贾秀琴等.1999.蛇绿岩的地球化学研究.地质论评,45(增刊):101~107.
- Beccaluva L; Piccardo G B, Serri G. 1980. Petrology of northern Apennine ophiolites and comparison with other Tethyan ophiolites. in: ophiolites, Proc. Inter. Ophi. Symp. Cyprus, 314~331.
- Feng Q-L, Du Y-S, Yin H-F et al. 1996. Carboniferous radiolarian fauna firstly discovered in Mian-Lue ophiolitic melange belt of South Qinling Mountains. Science in China (Series D), 39(Supp.): 87~92.
- Henderson P. 1984. Rare earth element geochemistry. Elsevier Science Publish B. V. 1984, 51~210.
- Xu J-F, Zhang B-R, Han Y-W. 1994. Recognition of ophiolite belt and granulite in Northern Area of Mian-Lue, Southern Qinling, China and their implication. Journal of China University of Geoscience, 5: 25~27.
- Xu Jifeng, Yu Xueyuan, Li Xianhua et al. 1998. Discovery of the highly depleted N-MORB-type volcanic rocks: new evidence for the Mianlue paleo-ocean. Chinese Science Bulletin, 43(6): 510~514.

### 作 者 简 介

许继锋,男,1963年生.1995年获中国地质大学地球化学博士学位,现为中国科学院广州地球化学研究所副研究员.长期从事火成岩的岩石学和地球化学的研究.通讯地址,510640,广州五山,中国科学院广州地球化学研究所;E-mail:Jifengxu@gig.ac.cn.

## Geochemistry of the Anzishan Ophiolitic Complex in the Mian-Lüe Belt of Qinling Orogen

### — Evidence and Implication of the Palaeo-ocean Crust

Xu Jifeng<sup>1)</sup> Yu Xueyuan<sup>1)</sup> Li Xianhua<sup>1)</sup> Zhang Benren<sup>2)</sup> Han Yinwen<sup>2)</sup>

1) *Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, 510640*

2) *Geochemical Institute, China University of Geosciences, Wuhan, 430074*

#### Abstract

The Anzishan ophiolitic complex is located in the eastern section of the Mian-Lüe ophiolitic and tectonic melange belt, Qinling orogen, center China. It consists of serpentized peridotites and metamorphosed MORB-type mafic igneous rocks. The serpentized peridotites (harzburgites and a few dunites) represent the upmost part of the palaeo-ocean mantle. Whereas the metamorphosed mafic igneous rocks, which are characterized by depleted LREE and very high Nd isotopic ratios similar to MORB, are remainders of the palaeo-ocean crust. These facts suggest that this complex is another typical ophiolite within the Mian-Lüe ophiolitic and tectonic melange belt. The geochemical characters of the meta-mafic rocks reveal that this ophiolitic complex was most probably formed in a small ocean basin or back-arc basin. However, the Pb, Nd isotopic systems of the Anzishan ophiolitic complex from the eastern section are distinct from those of the ophiolites from the western section. The palaeo-ocean crust in Anzishan is probably older than the ophiolites in the western section of the Mian-Lüe belt. Thus, the meta-mafic rocks of the Anzishan ophiolitic complex were derived from an isotopic mantle reservoir different from the those in the western section. This infers that the Mian-Lüe ophiolitic and tectonic melange belt has a more complex evolution history than hitherto considered.

**Key words:** ophiolite; lead and neodymium isotopes; amphibolite; Mian-Lüe belt; Qinling

---