

小秦岭-熊耳山地区中基性岩墙的 Sr、Nd、Pb 同位素组成及其大地构造意义

王团华¹⁾, 毛景文¹⁾, 谢桂青¹⁾, 叶安旺²⁾, 李宗彦³⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京, 100037;
2) 灵宝市地质矿产局, 河南灵宝, 472500; 3) 灵宝市金源矿业有限公司, 河南灵宝, 472500

内容提要: 对出露于华北南缘小秦岭-熊耳山地区的中基性岩墙的 Sr、Nd、Pb 同位素研究显示: 岩墙的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 变化于 0.712310~0.735100, 平均值 0.722117, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i 变化于 0.511160~0.512066, 平均值 0.511436。用 $t=130\text{Ma}$ 计算的岩墙的 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 变化于 113.06~436.61, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 变化于 -7.9~-25.57, 岩墙的 Sr、Nd 同位素组成显示出极端富集特征。岩墙的 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 变化于 16.1921~19.8149, 平均 17.7067, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 变化于 15.3245~15.7540, 平均 15.6638, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 变化于 36.8607~41.6251, 平均 38.9494, 其铅同位素比值显示出明显的富放射性成因铅的特征。通过对岩墙与区域太华群、熊耳群地层和中生代花岗岩的对比示踪研究表明, 岩墙岩浆源区显示出与洋壳和深海沉积物质混染有关的特征, 形成岩墙的岩浆物质与扬子陆块具有更大的亲缘性, 由此证明秦岭造山带是由扬子陆块俯冲于华北陆块南缘之下造山的大陆动力学演化过程。结合现今的秦岭造山带深部地球物理资料, 认为中生代时期太平洋构造域的兴起是导致秦岭造山带地区由陆陆碰撞向岩石圈拉张伸展构造体制转化的根本原因, 从而造成小秦岭-熊耳山地区燕山期大规模花岗岩体和中基性岩墙的浅成侵位活动。

关键词: 岩墙; Sr、Nd、Pb 同位素示踪; 小秦岭-熊耳山地区; 秦岭造山带

秦岭造山带是扬子陆块和华北陆块之间的会聚和拼合带, 一直是大陆动力学研究的热点地区。自中三叠纪扬子陆块及其所携带的秦岭微陆块与华北陆块南缘实现全面碰撞后, 秦岭地区在中生代早期开始进入陆内造山构造演化阶段(张国伟等, 1995)。燕山期是秦岭造山带乃至中国东部非常重要的构造活动期, 在秦岭地区以岩石圈拉张伸展的构造背景和大规模花岗岩浆、中基性岩墙的浅成侵位活动为特征, 并形成了众多的金矿。本文主要对小秦岭-熊耳山金矿区的中基性岩墙开展 Sr、Nd、Pb 同位素的示踪研究, 探讨中生代(特别是燕山期)以来秦岭造山带的深部构造-岩浆起源和大陆动力学演化机制。

1 区域地质概况

小秦岭-熊耳山地区位于豫、陕交界的秦岭造山带东段北缘, 在大地构造上属于华北地块南缘。其区域地层由结晶基底和盖层岩系组成。结晶基底由晚太古宙太华群变质岩系构成, 为一套以片麻岩为

主的中深变质岩系, 变质程度普遍达角闪岩相, 局部达麻粒岩相。太华群变质岩系主要分布在小秦岭、崤山、熊耳山等山岭的核部, 构成变质核杂岩的主体(图1)。

区内盖层岩系主要由元古宙浅变质岩系和少量古生代沉积岩构成, 中元古宙熊耳群变质火山岩系是区内最主要的盖层岩系, 为一套中基性-中酸性火山熔岩组成的浅变质火山岩, 局部可见火山碎屑岩和沉积岩夹层, 在小秦岭、崤山、熊耳山均广泛出露, 以断层或角度不整合与下伏太华群接触。区内局部出露少量古生代沉积岩建造, 主要由寒武纪含磷、铀炭质砂页岩、白云岩及灰岩等沉积岩建造构成。

区内中生代中晚期(140Ma±)以来主要以拉张伸展背景下的岩浆浅成侵位活动为主要特征, 形成了燕山期大规模酸性岩浆侵入活动和区内的黑云母二长花岗岩岩体, 如华山岩体、文峪岩体、娘娘山岩体、花山岩体等。燕山期中酸性花岗岩体侵位集中发生在 110~145Ma(张本仁等, 1996; 金昕等, 1996; 卢欣祥等, 2003; Mao et al., 2008)。同期区内

注: 本文为国家自然科学基金重点项目(编号 40434011)、国土资源地质调查项目(编号 1212010634001)和中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金资助项目(编号 K0734)资助的成果。

收稿日期: 2008-07-12; 改回日期: 2008-09-03; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 王团华, 男, 1973年生。博士后研究人员, 目前主要从事矿床学、地球化学的研究工作。Email: wangtuanhua@hotmail.com。

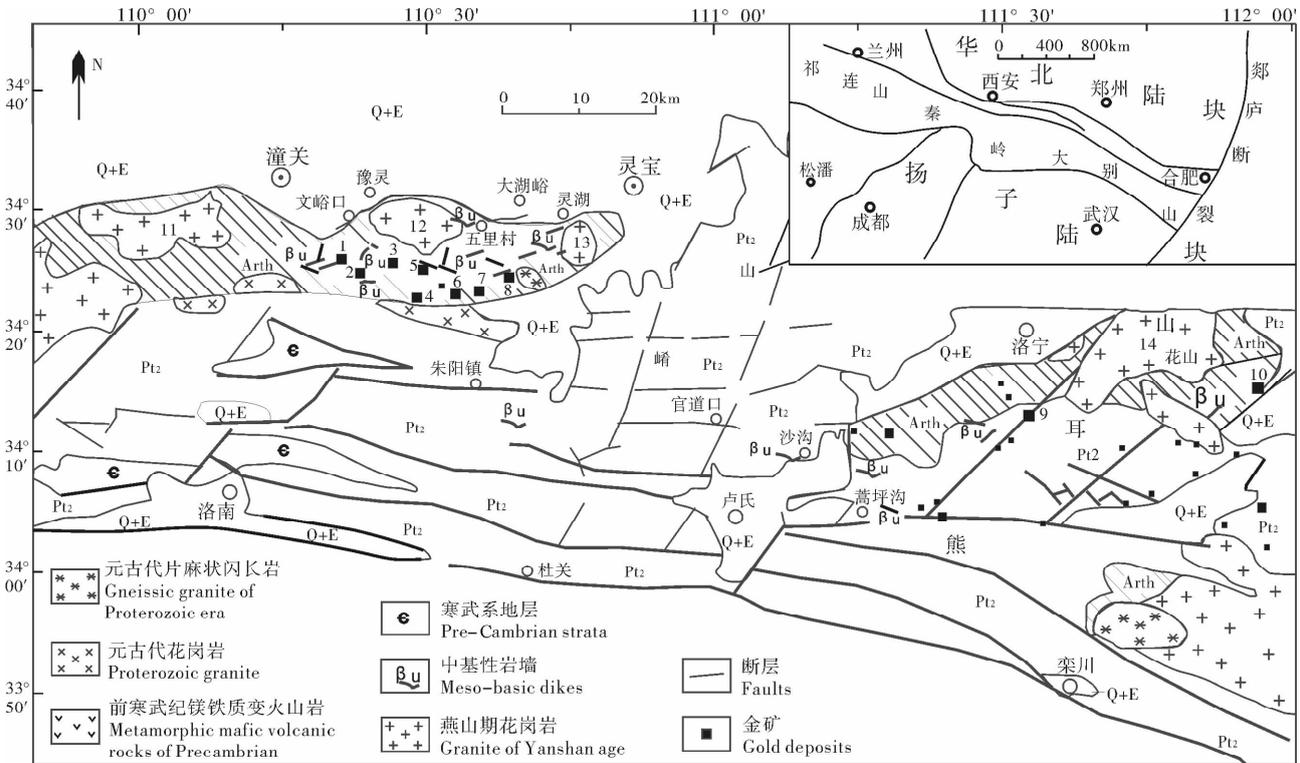


图 1 小秦岭-熊耳山地区地质概略图(据张国伟等,1995;卢欣祥等,2004 修改)

Fig.1 Geological sketch map for Xiaoqinling-Xiong'ershan area (modified from Zhang et al.,1995;Lu et al.,2004)

Arth—新太古代太华群结晶基底;Pt₂—元古代变火山岩地层;Q+E—新生代沉积物;1—文峪金矿;2—东闯金矿;3—大西峪金矿;4—金洞盆金矿;5—枪马峪金矿;6—白桦峪金矿;7—崑鑫金矿;8—樊岔金矿;9—上宫金矿;10—祁雨沟金矿;11—华山花岗岩;12—文峪花岗岩;13—娘娘山花岗岩,14—花山花岗岩

Arth—Neo-Archean metamorphic crystalline basement of Taihua group; Pt₂—Proterozoic metamorphic volcanic cover rocks; Q + E—Cenozoic sediments; 1—Wenyu gold deposits; 2—Dongchuang gold deposits; 3—Daxiyu gold deposits; 4—Jindongcha gold deposits; 5—Qiangmayu gold deposits; 6—Baihuayu gold deposits; 7—Yinxin gold deposits; 8—Fanchayu gold deposits; 9—Shanggong gold deposits; 10—Qiyugou gold deposits; 11—Huashan granite; 12—Wenyu granite; 13—Niangniangshan granite; 14—Huashan granite

还有众多的中基性岩墙侵位活动。根据岩墙形成于岩石圈拉张伸展的构造环境的认识(Halls et al., 1987;邵济安等,2002),以及部分岩墙侵位于中生代花岗岩体(文峪和娘娘山)的现象,认为区内部分中基性岩墙可能的侵位年代在燕山期。Mao et al (2008)对东秦岭地区诸多花岗岩体获得的锆石 U-Pb 法 SHRIMP II 高精度年代学研究结果显示,区内文峪花岗岩体形成年代为 138.4Ma,娘娘山花岗岩体形成年代为 141.7Ma,以及笔者所获得的侵位于文峪花岗岩体中岩墙(WY770)的锆石 U-Pb 法 SHRIMP 年龄(126.9~128.6Ma),笔者以 130Ma 作为计算岩墙 Sr、Nd、Pb 同位素初始值的年代依据。

区内部分地区还出露侏罗纪火山沉积岩和白垩纪沉积红层。新生代盖层分布于盆地低洼处,出露广泛,形成松散沉积物。

2 样品及测试结果

中基性岩墙样品主要采于河南省境内小秦岭地区的豫灵县、故县的文峪、东闯、大西峪、金洞盆、崑鑫、枪马峪、白桦峪、樊岔等金矿的掘金巷道及其附近地表,熊耳山地区的秦岭金矿、沙沟、蒿坪沟等地,以及文峪、娘娘山花岗岩体中。多数岩墙侵位于新太古宙太华群变质岩系和中元古宙熊耳群变火山岩系中,部分岩墙侵位于燕山期花岗岩体中。岩墙边界平直,与围岩之间的界限清楚,二者之间不具有成分渐变、接触交代、变质晕等构造。岩石呈灰黑色,块状构造。手标本下观察,脉岩呈斑状结构或无斑隐晶结构,多数岩石中充填有微细石英脉。镜下观察,岩石主要具半自形粒状结构,斑状结构和煌斑结构。岩石中辉石、基性斜长石、普通角闪石和黑云母通常形成斑晶,石英、碳酸盐矿物和其他副矿物形成基质,基质呈细-微粒结构。岩石中矿物普遍具交代蚀变特征,绿泥石

化常见。岩石的采样位置和岩石特征见表 1。对岩石的岩石化学研究(王团华等,2008)显示,形成岩墙的岩浆很可能来自于受到富钾熔体交代的土地幔源区岩石的部分熔融,岩浆演化过程中明显受到壳源物质混染和强烈的结晶分异作用,岩墙微量元素的最显著特征是具 Nb、Ti 亏损的岛弧岩浆岩的特征。根据胡受奚等(2001)对胶东地体中煌斑岩类等岩墙状侵位的脉岩的研究,认为煌斑岩具有强烈的自变质特征。作者对小秦岭-熊耳山地区出露的岩墙的产状和矿物特征的观察,同样认为小秦岭-熊耳山地区岩墙的矿物为自变质作用形成,其同位素组成主要反映岩浆源区物质成分的特征。

全岩样品无污染处理在中国地质科学院地质研究所完成,过程如下:首先将采集的岩石样品切去表面明显氧化的部分,取岩块中心部分在洁净钢钵中粉碎,取过 200 目筛粉末送交相关实验室分析。全岩样品 Sr、Nd 同位素体系的含量和比值测试在中国地质科学院地质研究所同位素室完成。Sr 同位素分析方法:仪器为 MAT262 固体同位素质谱计,标样采用 NBS987SrCO₃ Sr/⁸⁶Sr=0.710247±12(2δ),Sr 同位素质量分馏采用⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=8.37521 校正,全实验室流程 Sr 的空白本底为 1~2 ng。Nd 同位素分析方法:仪器为 Nu Plasam HR MC-ICP-MS (Nu Instruments),DSN-100 膜去溶,标样采用 JMC Nd₂O₃ ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.511126±10(2δ)。Nd 同位素质量分馏采用¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 校正,全实验室流程的 Nd 空白本底<1ng。Rb-Sr、Sm-Nd 含量分析方法为同位素稀释法,仪器为 MAT262 固体同位素质谱计。Pb 同位素比值测试方法采用多接收器等离子体质谱法(MC-ICPMS),所用仪器为英国 Nu Instrument HR。以²⁰⁵Tl/²⁰³Tl=2.3875 为标准进行仪器的质量校正(何学贤等,2007)。Sr、Nd 同位素测试结果见表 2,Pb 同位素测试结果见表 3。

3 讨论

为了比较小秦岭-熊耳山地区和胶东地区这两大金矿区内岩墙(辉绿岩类、煌斑岩类)的源区特征,同时也为验证本文数据的可信度,表 2 中收集了部分胶东金矿区煌斑岩(徐红等,2000)和鲁西火山岩盆地的煌斑岩(邱检生等,1997)的 Sr、Nd 同位素数据。由表 2 可见,本文所研究的岩墙与胶东金矿区和鲁西地区的煌斑岩具有相似的 Sr、Nd 同位素特征,小秦岭-熊耳山地区岩墙的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 变化于 0.712310~0.735100,平均值 0.722117,胶东地区煌斑岩的

(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 变化于 0.70904~0.73727,平均值 0.71991,鲁西地区煌斑岩的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 变化于 0.70935~0.71097,平均值 0.71006,三者的 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 值远高于平均的陆壳 Sr 同位素比值 0.707。区内岩墙的 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i 变化于 0.511160~0.512066,平均值 0.511436,胶东地区煌斑岩的 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i 变化于 0.511576~0.512444,平均值 0.511923,鲁西地区煌斑岩的 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i 变化于 0.511573~0.511700,平均值 0.511653,三者的 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i 值明显低于原始地幔的 Nd 同位素比值 0.512638。小秦岭-熊耳山地区岩墙的 Sr、Nd 同位素初始值比胶东、鲁西地区煌斑岩对应同位素值变化范围更大,可能暗示前者比后者经历了更为强烈的壳幔相互作用,同时也表明小秦岭-熊耳山地区岩墙岩石具有如此的高 Sr、低 Nd 值,其数据是可信的。

为了查明小秦岭-熊耳山地区岩墙的岩浆物质来源与区内古老变质结晶基底和邻区(北秦岭)中生代花岗岩体的关系,本文同时收集了部分华北南缘的新太古代太华群、中元古代熊耳群、中生代火山花岗岩体和北秦岭中生代花岗岩体的 Pb 同位素数据(表 3)。从表 3 可见,小秦岭-熊耳山地区岩墙的 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 变化于 16.1921~19.8149,平均 17.7067,²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 变化于 15.3245~15.7540,平均 15.6638,²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 变化于 36.8607~41.6251,平均 38.9494,其铅同位素比值明显高于原始地幔的铅同位素相应比值(分别为 17.51,15.33,37.63,Zindler and Hart1986),显示出明显的富放射性成因铅的特征。

用 t=130Ma 计算的小秦岭-熊耳山地区岩墙的 ε_{Sr}(t) 变化于 113.06~436.61,ε_{Nd}(t) 变化于 -7.9~-25.57,多数在 -15~-25 之间(表 2)。Sr、Nd 同位素组成的相关性特征显示为 Sr 同位素比值很高且变化范围很大,Nd 同位素比值很低但变化范围远不如 Sr 同位素大的近水平相关关系。这一方面可能与 Rb-Sr 同位素体系活动性较大,其演化受到的影响因素较多,而 Sm-Nd 同位素体系较为稳定的地球化学性质有关,而另一方面也可能暗示小秦岭-熊耳山地区岩墙的岩浆源区受到与海水蚀变作用有关的物质影响,受到海水蚀变影响的物质形成的岩浆,其锶同位素组成将发生明显改变而钕同位素则基本保持不变(朱炳泉,1998)。Gertisser 等(2003)指出,如果在源区就发生沉积物混入而形成的岩浆,主要改变的是岩浆的 Pb、Sr 同位素组成。小秦岭-熊耳山地区岩墙的 Sr、Nd、Pb

表 1 小秦岭-熊耳山地区岩墙的采样位置、产状、岩石矿物特征和岩石定名表

Table 1 Classification, collected site and characteristic of occurrence and minerals of meso-basic dykerocks in Xiaoqinling and Xiong'ershan area

序号	样号	岩石名称	采样地点	产状	岩石和矿物特征
1	WY924	云斜煌岩	小秦岭文峪金矿 2 [#] 坑 924 中段	NW345°~355°倾向 NE, ∠85°, 宽约 1.0m	岩石呈黑灰色, 无斑隐晶结构, 块状构造, 节理面发育。手标本下岩石内可见斜交石英脉。矿物普遍发生强烈绿泥石化蚀变。依稀可以辨认出存在黑云母和斜长石矿物。
2	WY770		小秦岭文峪金矿 2 [#] 坑斜井下 770 中段, 围岩为文峪花岗岩	NE55°~60°倾向 NW, ∠50°, 宽约 6.0m	岩石呈黑灰色, 无斑隐晶结构, 块状构造, 节理发育。矿物蚀变强烈, 难以辨认, 可见黄铁矿被交代溶蚀后的残留骸晶。因矿物受交代蚀变作用而无法辨认矿物组成和岩石结构, 故未定名。
3	WYLSC	斜闪煌岩	小秦岭文峪金矿区乱石岔地表露头	近 EW265°~270°倾向 N, ∠约 35°~75°, 宽约 6.0m	岩墙具分枝复合现象, 中间夹有厚约 0.5m 石英岩, 岩墙下盘倾角缓, 上盘倾角陡。岩石呈灰黑色, 灰绿色, 斑状结构, 块状构造, 节理发育。矿物主要为原生普通角闪石、斜长石、云母矿物, 角闪石常因溶蚀作用晶形变得不完整。
4	DC1355	辉绿岩	小秦岭东闯金矿 103 [#] 脉西侧 1355 中段	近 SN340°~360°倾向 E, ∠45°~85°, 宽约 0.4m	岩墙贯入花岗岩岩石中, 倾角相差较大, 脉岩厚度 0.2~0.4m, 部分细脉为盲枝。岩石呈灰黑色, 无斑隐晶结构, 致密块状构造。矿物蚀变强烈, 难以辨认。岩石中未见明显的云母、角闪石等暗色矿物, 根据岩石依稀可辨的残存结构推测为辉绿岩。
5	CZY1230		小秦岭仓朱峪金矿 18 [#] 坑 903 [#] 脉 1230 中段	近 SN350°~360°倾向 E, ∠85°~90°, 宽约 5.0m	岩墙东侧上盘发育石英脉, 石英脉中有轻微矿化, 西侧下盘发育斜长角闪岩等变质岩。岩石呈灰黑色, 无斑隐晶结构, 块状构造, 节理发育。矿物蚀变强烈, 难以辨认, 可见黄铁矿被交代溶蚀后的残留骸晶。矿物受交代蚀变而无法辨认矿物组成和岩石结构, 未定名。
6	QM1485E	辉绿岩	小秦岭枪马金矿 112 [#] 脉坑道 1485 中段	NE45°倾向 NW, ∠80°, 宽约 15.0m	岩石呈灰黑色, 无斑隐晶结构, 块状构造。北侧岩墙与花岗岩界限明显, 南侧发育石英脉, 靠近石英脉侧的岩墙硅化明显。辉石发生明显绿泥石化、纤闪石化, 斜长石发生钠黝帘石化, 岩石依稀可以辨认出具有辉绿结构。
7	BHY1380S	辉绿岩	小秦岭枪马金矿白桦峪矿区 16 [#] 坑 618 [#] 脉主巷东延 9 [#] 脉南侧辉绿岩 1380 中段	NE30°倾向 NW, ∠70°~85°, 宽约 6.0m	岩石呈灰黑色, 无斑隐晶结构, 块状构造。矿物绿泥石化蚀变强烈, 岩石结构难以辨认, 因矿物中未见明显的云母、角闪石类暗色矿物, 根据蚀变矿物特征与 QM1328S 的相似性, 推测岩石为辉绿岩。
8	FC1600	辉绿岩	小秦岭樊岔金矿 1600 中段坑口处	NE70°倾向 NW, ∠80°, 宽约 1.0 m	岩墙侵位于花岗岩中。岩石呈黑灰色, 无斑隐晶结构, 块状构造, 节理发育。岩石中有石英脉贯入。岩石结构难以辨认, 矿物因发生蚀变而模糊不清, 依稀可辨斜长石和辉石, 因未见明显的云母、角闪石等暗色矿物, 故推测为辉绿岩。
9	QL1	辉绿岩	小秦岭地区灵宝市故县秦岭金矿附近地表 GPS 坐标: 110°31.205'E; 34°24.401'N	NW310°倾向 NE, ∠68°, 宽约 2.0m	岩石呈灰色。表层因风化而呈灰黄色, 无斑隐晶结构, 块状构造, 节理发育。矿物普遍发生绿泥石化, 岩石结构因矿物蚀变而难于辨认。蚀变残留矿物依稀可以辨认出斜长石和辉石矿物, 未见明显云母、角闪石等矿物。由此推断岩石可能为辉绿岩。薄片下可见岩石中有石英脉贯入。
10	ZNG1	辉绿岩	小秦岭地区灵宝市故县秦岭金矿洞岔地表。GPS 坐标: 110°32.430'E; 34°26.238'N	近 EW 倾向 N, ∠80°, 宽约 4.0m	岩石呈灰黑色, 表层因风化而呈灰黄色, 无斑隐晶结构, 块状构造, 节理发育。矿物因蚀变模糊不清, 岩石结构大致可以辨认。根据岩石中未出现明显的云母、角闪石等矿物, 结合岩石结构推测可能为辉绿岩。薄片中可见岩石中有很细小石英脉。
11	DH-1	云斜煌岩	小秦岭地区大湖金矿坑道中	近 EW265°~270°倾向 S, ∠60°~80°	岩石呈灰黑色, 无斑隐晶结构, 致密块状。矿物因发生蚀变而模糊不清, 可以辨认出原生云母和斜长石矿物, 矿物晶形不完整。
12	NNS	云斜煌岩	小秦岭地区灵宝市娘娘山地质公园地表。GPS 坐标: 110°26.163'E; 34°30.570'N	NW330°倾向 NE, ∠85°~90°, 宽约 6.0m	岩石呈灰黑色, 斑状结构, 致密块状构造, 节理发育。表层岩石因风化蚀变呈灰黄色。可以辨认斜长石、辉石的晶形, 但原生矿物普遍发生绿泥石化、纤闪石化、钠黝帘石化蚀变, 可见云母矿物, 云母自形程度较高, 晶形较好。薄片中可见石英脉贯入岩石中。
13	SGM103	辉绿岩	熊耳山地区沙沟 M103 坑道口	NE30°倾向 SE, ∠80°, 宽约 2.5~4.0m	岩石呈灰黑色, 无斑隐晶结构, 块状构造, 节理发育。矿物发生强烈蚀变难于辨认。根据蚀变残存矿物观察, 岩石的原生矿物为斜长石、辉石, 以此推断岩石为辉绿岩。
14	HPG540	辉绿岩	熊耳山地区蒿坪沟 540 中段	NW330°倾向 NE, ∠85°, 宽约 4.0m	岩石呈黑色, 无斑隐晶结构, 块状构造, 节理发育。手标本下岩石中可见石英细脉, 呈淡灰绿色。矿物发生强烈蚀变难于辨认, 岩石结构也难于辨认。根据蚀变残存矿物判断, 岩石的原生矿物可能主要为斜长石、辉石, 以此推断岩石为辉绿岩。

表 2 小秦岭-熊耳山地区中基性岩墙和胶东及鲁西地区煌斑岩 Sr、Nd 同位素组成

Table 2 Sr, Nd isotope composition for meso-basic dikes in Xiaoqinling-Xiong'ershan area and lamprophyres in Jiaodong area and western Shandong province

样号	采样位置	$\mu\text{g/g}$				$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2δ	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2δ	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$
		Rb	Sr	Sm	Nd										
WY924	小秦岭地区	93.1	262.8	2.93	11.91	1.03	0.736999	0.000014	436.61	0.735100	0.15	0.512192	0.000010	-7.90	0.512066
WY770		92.1	339.0	12.92	79.29	0.79	0.714885	0.000016	128.98	0.713432	0.10	0.511342	0.000010	-23.66	0.511258
WYLSC		19.5	160.8	8.18	35.97	0.35	0.712970	0.000012	113.23	0.712322	0.14	0.511948	0.000005	-12.48	0.511831
DC1355		103.7	628.8	4.83	25.30	0.48	0.720221	0.000012	212.84	0.719338	0.12	0.511768	0.000012	-15.63	0.511670
CZY1230		38.5	193.4	7.62	49.15	0.58	0.733740	0.000012	402.15	0.732672	0.09	0.511373	0.000008	-22.98	0.511293
QM1485E		92.4	312.5	9.30	49.96	0.86	0.725830	0.000012	282.52	0.724247	0.11	0.511309	0.000009	-24.54	0.511213
BHY1380S		53.7	263.4	10.43	67.90	0.59	0.729514	0.000012	341.80	0.728422	0.09	0.511691	0.000010	-16.76	0.511612
FC1600		21.7	237.4	9.24	53.72	2.65	0.730591	0.000012	303.16	0.725700	0.10	0.511266	0.000005	-25.24	0.511177
QL1		16.3	220.3	1.25	6.01	0.21	0.717912	0.000011	186.98	0.717517	0.13	0.511612	0.000010	-18.84	0.511505
ZNG1		52.0	389.4	10.72	66.15	0.39	0.713024	0.000010	113.06	0.712310	0.10	0.511416	0.000010	-22.21	0.511333
DH-1		87.5	306.8	13.50	81.78	0.83	0.725068	0.000014	272.50	0.723541	0.10	0.511245	0.000007	-25.57	0.511160
NNS		41.4	453.3	6.48	35.26	0.27	0.716971	0.000020	172.28	0.716482	0.11	0.511316	0.000010	-24.38	0.511222
SGM103	熊耳山地区	5.21	191.0	6.07	31.29	0.08	0.716366	0.000007	168.56	0.716220	0.12	0.511685	0.000010	-17.28	0.511585
HPG540		52.8	234.2	9.26	48.09	0.65	0.733544	0.000013	397.38	0.732337	0.12	0.51128	0.000005	-25.17	0.511181
J ₁ ^①	胶东	19.78	991.2			0.06	0.737373	0.000030	467.4	0.73727	0.11	0.512465	0.000015	-1.87	0.512375
J ₆ ^①		25.08	805.5			0.09	0.709207	0.000020	66.6	0.70904	0.11	0.512536	0.000019	-0.51	0.512444
L ₄ ^①		113.6	1097			0.30	0.713182	0.000030	117.6	0.71263	0.07	0.511781	0.000009	-14.69	0.511718
R ₁ ^①		45.18	1178			0.11	0.710805	0.000047	88.8	0.71060	0.08	0.511676	0.000010	-16.83	0.511608
R ₉ ^①		111.6	1058			0.31	0.729545	0.000030	349.7	0.72898	0.09	0.511650	0.000014	-17.45	0.511576
X ₃ ^①		84.2	1615			0.15	0.721221	0.000050	235.6	0.72094	0.09	0.511892	0.000016	-12.78	0.511816
Xz-1 ^②	鲁西					0.11	0.70953	0.000002	70.7	0.70935	0.08	0.511747	0.000007	-15.74	0.511686
Xz-4 ^②						0.07	0.71109	0.000008	93.8	0.71097	0.09	0.511768	0.000007	-15.46	0.511700
Xz-5 ^②						0.09	0.71000	0.000006	77.9	0.70985	0.09	0.511636	0.000006	-17.94	0.511573

注: ①引自徐红等(2000), ②引自邱检生等(1997), 其余数据来自本文, 本文数据分析者: 王进辉, 唐索寒。 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 值计算采用原始地幔 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0.7045, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) = 0.512638。 ①和本文数据的 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 、 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 值用 $t=130\text{Ma}$ 计算获得。 ②对应值用 $t=113\text{Ma}$ 计算而得。

同位素组成特征可能与沉积物混入岩浆源区有关。小秦岭-熊耳山地区岩墙的 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图(图 2)显示岩浆的 Sr、Nd 同位素分散度很大,表明岩浆物质成分复杂,岩石的 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)、\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 投点多数落在地壳与沉积物范围内,而且投点呈 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 变化很大的近水平分布,暗示岩墙的岩浆源区可能与海水蚀变作用影响的物质有关。

岩墙的铅同位素组成(表 3)显示其范围变化很大且明显富放射性成因铅,绝大多数岩石的 Th/U 值较为接近于原始地幔的 Th/U 值(4.04, Sun and McDonough, 1989),与华北南缘的太古代太华群结晶基底、元古代熊耳群变火山岩和中生代花岗岩体显示出显著的不同,绝大多数岩墙的 μ 值也较为接近于原始地幔的 μ 值(9.30, Hart, 1988),与华北南

表 3 小秦岭-熊耳山地区中基性岩墙和华北南缘结晶基底及扬子北缘燕山期花岗岩 Pb 同位素组成

Table 3 Pb isotope compositions for meso-basic dikes in Xiaoqinling-Xiong'ershan area and metamorphic rocks of crystalline basement in southern edge of North China landmass and granite of Yanshan epoch in Northern edge of Yangzi landmass

样号	采样位置	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	μ	Th/U	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
WY924	小秦岭地区	17.101	15.426	37.623	1.109	9.30	4.08	-5.54	6.50	9.55
WY770		17.753	15.480	38.715	1.147	9.30	4.20	32.37	10.03	38.84
WYLS		17.963	15.524	38.826	1.157	9.36	4.13	44.61	12.90	41.83
DC1355		18.327	15.602	39.865	1.175	9.48	4.38	65.75	17.99	69.69
CZY1230		17.844	15.844	39.539	1.000	15.05	4.79	37.65	164.27	60.96
QM1485E		18.289	15.554	38.292	1.176	9.39	3.73	63.54	14.86	27.49
BHY1380S		17.219	15.434	38.448	1.116	9.30	4.41	1.34	7.02	31.68
FC1600		17.191	15.445	38.382	1.113	9.33	4.40	-0.32	7.78	29.90
QL1		17.061	15.425	38.705	1.106	9.31	4.64	-7.85	6.49	38.58
ZNG1		16.192	15.325	36.861	1.057	9.33	4.26	-58.39	-0.09	-10.91
DH-1		17.667	15.468	41.292	1.142	9.29	5.44	27.39	9.29	108.00
NNS		17.477	15.460	38.346	1.131	9.31	4.19	16.36	8.75	28.95
SGM103		熊耳山地区	19.815	15.754	41.625	1.258	9.66	4.24	152.29	27.93
HPG540	熊耳山地区	17.995	15.555	38.773	1.157	9.42	4.10	46.47	14.93	40.39
太华群 1 ^①	熊耳山地区太华群地层	15.406	15.188	37.526	1.014	9.35	5.31	127.84	31.32	126.17
太华群 2 ^②		17.353	14.492	42.558	1.197	7.43	5.97	270.37	-15.94	277.19
太华群 3 ^③		16.511	15.512	36.266	1.064	9.65	3.74	208.73	53.33	88.36
太华群 4 ^④		16.968	15.359	37.775	1.105	9.19	4.23	242.19	42.94	133.65
太华群 5 ^⑤		17.609	15.547	37.654	1.133	9.46	3.81	289.12	55.7	130.01
太华群 6 ^⑥		17.530	15.345	38.569	1.142	9.06	4.25	283.33	41.99	157.47
太华群 7 ^⑦		17.400	15.469	38.174	1.125	9.34	4.16	273.82	50.41	145.62
熊耳群 1 ^①	熊耳山地区熊耳群地层	16.907	15.421	36.346	1.096	9.34	3.54	115.41	20.13	42.19
熊耳群 2 ^②	熊耳山地区熊耳群地层	16.647	15.300	36.876	1.088	9.14	3.95	98.26	12.12	57.38
熊耳群 3 ^③	熊耳山地区熊耳群地层	16.439	15.271	36.489	1.077	9.13	3.87	84.54	10.2	46.29
熊耳群 4 ^④	熊耳山地区熊耳群地层	17.116	15.405	37.345	1.111	9.26	3.92	129.2	19.07	70.83
花山岩基 1 ^①	花山花岗岩体	17.476	15.418	37.832	1.134	9.22	3.95	15.62	5.97	14.77
花山岩基 2 ^②		17.329	15.396	37.488	1.126	9.2	3.86	7.08	4.53	5.54
花山岩基 3 ^③		17.440	15.520	37.975	1.124	9.44	4.05	13.53	12.62	18.6
花山岩基 4 ^④		17.199	15.391	37.447	1.118	9.21	3.92	-0.48	4.21	4.44
花山岩基 5 ^⑤		17.473	15.455	37.886	1.131	9.3	3.98	15.44	8.38	16.22
MH-1 ^②	北秦岭牧护关岩体	17.768	15.553	38.028	1.142	9.45	3.89	68.39	17.15	40.00
MH-2 ^②	北秦岭牧护关岩体	17.860	15.544	38.160	1.149	9.42	3.90	67.52	16.08	40.16
ELP-1 ^②	北秦岭二郎坪岩体	17.840	15.502	37.991	1.151	9.34	3.83	63.43	13.13	33.98
ELP-2 ^②		17.865	15.520	38.006	1.151	9.37	3.82	65.19	14.32	34.53
ELP-3 ^②		17.581	15.345	37.506	1.146	9.06	3.72	48.10	2.88	20.84
LJ-1 ^②	北秦岭老君山岩体	17.833	15.430	37.731	1.156	9.19	3.70	56.38	7.97	23.28

注:①引自范宏瑞等(1994),其中的样号数字为笔者所加,②引自张宏飞等(1997),样品采自北秦岭中生代牧护关、二郎坪、老君山花岗岩体。其余数据来自本文。本文 Pb 同位素数据分析师:李世珍。表中 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 、 μ 、Th/U、 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 、 $\Delta\gamma$ 等参数用 GeoKit 地球化学处理软件(路远发, 2005)计算得出。参数计算时选用的近似参照年龄:本文数据为 130Ma,太华群 2500Ma,熊耳群 1600Ma,花山花岗岩体 121Ma,北秦岭中生代花岗岩体 120Ma。

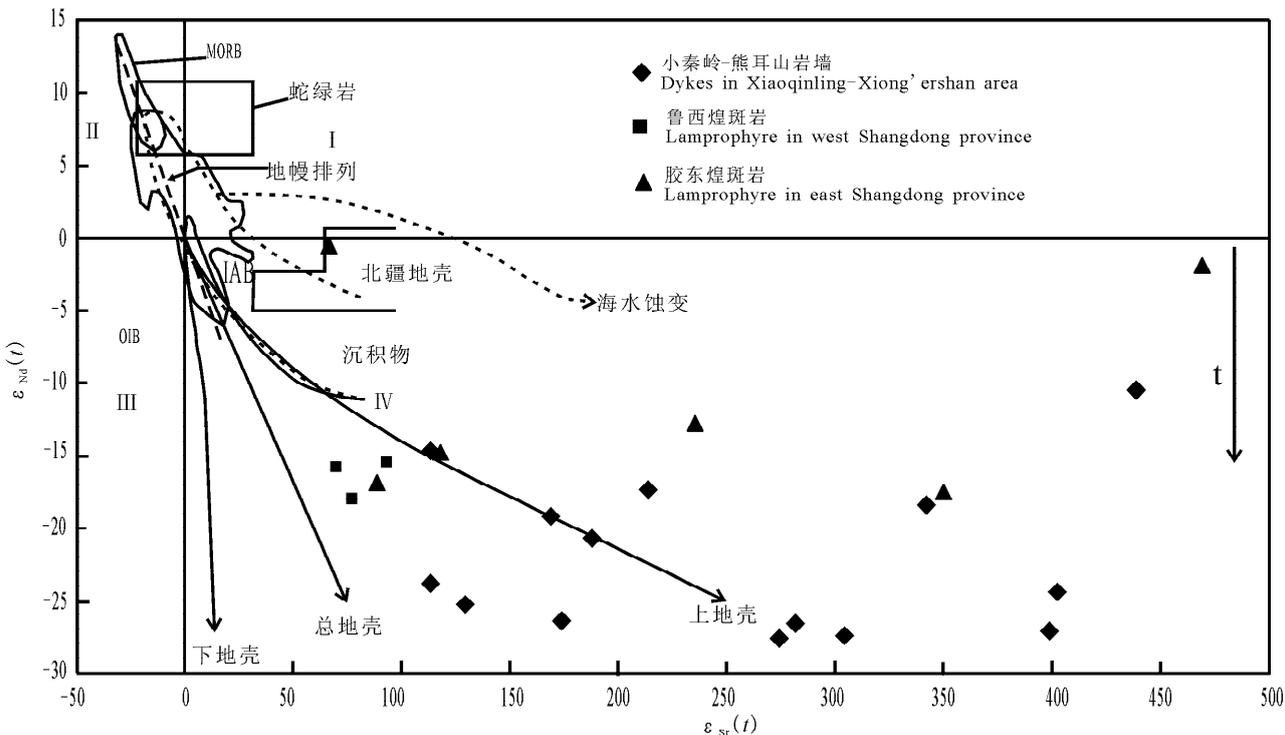


图 2 小秦岭-熊耳山地区中基性岩墙和胶东及鲁西地区煌斑岩类 $\epsilon_{Sr}(t)-\epsilon_{Nd}(t)$ 图(据朱炳泉等,1998)

Fig. 2 The diagram of $\epsilon_{Sr}(t)-\epsilon_{Nd}(t)$ for meso-basic dike in Xiaolinling-Xiong'ershan area and lamprophyres in Jiaodong area and western Shandong province (after Zhu et al. ,1998)

缘的地质体显著不同。这表明岩石的同位素组成可能主要继承了地幔岩浆源区的同位素特征。岩石的铅同位素 $\Delta\beta-\Delta\gamma$ 图显示投点多数落于造山带铅范围(图 3),与岩墙产出的大地构造环境吻合,投点的较大范围也暗示岩浆物质来源的或岩浆演化过程的复杂性。

通过对小秦岭-熊耳山地区岩墙与太华群、熊耳群、花山岩体和北秦岭花岗岩体的各铅同位素组成的示踪研究(图 4),查明小秦岭-熊耳山地区岩墙的铅同位素组成明显不同于华北南缘的太华群、熊耳群,也不同于华北南缘燕山期的花山花岗岩体,而是显示出与张本仁等(1996)研究得出的扬子陆块东缘和南秦岭东缘的铅同位素组成更为接近。图 4a 中显示,岩墙岩石的投点主要落于地幔和造山带演化线之间,图 4a、b 显示多数岩石的投点落于张本仁(1996)画出的扬子陆块北缘东段和南秦岭东段的铅同位素范围或其附近,表明形成岩墙的岩浆源区与扬子陆块北缘东段及其所携带的南秦岭东段具有显著的亲缘性。

进一步的示踪研究显示(图 5),小秦岭-熊耳山地区岩墙的铅同位素在 $\Delta\gamma-\Delta\beta$ 图中的投点多数落于深海沉积物和 EM II 源区之内或附近,暗示岩浆

源区与壳幔物质再循环作用有关,与深海沉积物具有密切的联系。这种特征与前述的 Sr 同位素受到海水蚀变作用可以互相印证,表明岩墙的岩浆成因很可能与洋壳俯冲及其所携带的洋壳沉积物混入有关。根据岩墙的 Sr、Nd、Pb 同位素组成的综合特征,结合前人(张本仁等,1996,1997;张国伟等,1995,1996,1997,2004,周鼎武等,1998)对秦岭造山带构造块体属性和造山带演化过程的研究,本文研究结果进一步证实了扬子陆块向华北南缘活动大陆边缘的俯冲作用。

张国伟等(1996)详细论述了秦岭造山带的形成和演化历史,提出了华北陆块南缘、扬子陆块北缘及其二者之间所夹的秦岭微陆块向华北南缘俯冲、拼合、碰撞造山的构造演化过程,指出秦岭造山带在中三叠纪完成全面陆陆碰撞,带内存在两条残存洋壳缝合带,北边的商丹缝合带和南侧的勉略缝合带。北秦岭作为由岛弧带和洋岛物质组成的拼合体,在中元古代-早古生代时期基本上已经同华北南缘陆块拼贴在一起,向南隔商丹有限洋盆与扬子陆块(南秦岭)相望。中奥陶世-中三叠世,扬子陆块携同南秦岭洋壳逐步向华北陆块南缘之下俯冲,在中三叠纪完成全面陆陆碰撞造山。

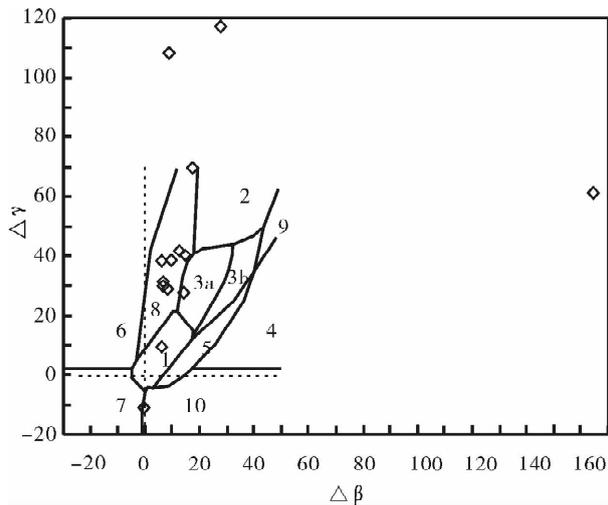


图 3 小秦岭-熊耳山地区中基性岩墙铅同位素 $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ 图 (据 Zhu et al., 2001)

Fig. 3 Diagram of $\Delta\beta$ - $\Delta\gamma$ of Lead isotope for meso-basic dikes in Xiaozhenling-Xionger'shan mountains area (after Zhu et al., 2001)

1—地幔源铅; 2—上地壳铅; 3—上地壳与地幔混合的俯冲带铅 (3a—岩浆作用; 3b—沉积作用); 4—化学沉积型铅; 5—海底热水作用铅; 6—中深变质作用铅; 7—深变质下地壳铅; 8—造山带铅; 9—古老页岩上地壳铅; 10—退变质铅

1—Mantle source lead; 2—upper crust source lead; 3—subduction belt source lead by mixing mantle with upper crust (3a—magmatism lead isotope; 3b—sedimentation lead isotope); 4—chemical sedimentary lead isotope; 5—hydrothermal lead isotope in sea floor; 6—moderate-strong metamorphic lead isotope; 7—hypometamorphic lead isotope in lower crust; 8—lead isotope in orogenic belt; 9—upper crust lead isotope from paleoshale; 10—retrograde metamorphism lead isotope

本文对小秦岭-熊耳山地区岩墙的同位素示踪研究表明:岩墙的 Pb 同位素特征(图 4)显示出岩墙的岩浆物质与扬子北缘东段和南秦岭东段基底岩石或花岗岩具有较大的亲缘性,并且岩墙的铅同位素示踪(图 5)显示岩墙的岩浆源区与深海沉积物具有密切的关系,从而证明了扬子陆块东段和南秦岭东段洋壳向华北南缘俯冲的过程。可能由于南秦岭洋壳的俯冲作用触发了板块拼合带的强烈壳-幔相互作用,导致华北陆块南缘之下的上地幔中混入了来自扬子陆块的洋壳沉积物。

刘建华等(1995)对秦岭-大别造山带南北缘地震层析成像的研究结果显示,秦岭-大别造山带及其毗邻地区地壳和上地幔存在显著的横向不均匀性,区域中地壳层位地震波速度图像揭示出一些地区出现低速带的倒置,该区域上地幔顶部 40+0km 深度处的地震波速度图像(图 6)反映出地壳厚度西厚东

薄、高、低速分布出现多次倒置转换的特征,由此可推断 40+0km 深度处异常上地幔的存在。

秦岭-大别造山带地震波速度图像揭示出上地幔顶部层位的复杂结构(图 6),这种结构所表现出的高、低速带非均匀成层性分布,甚至穿插、倒置的特征,笔者认为这是地幔热物质上涌侵蚀,造山带地壳基底发生拆沉作用造成。

笔者对侵位于小秦岭-熊耳山地区燕山期花岗岩和太华群变质结晶基底岩墙开展的锆石 SHRIMP U-Pb 法年代学研究显示(王团华,2008),锆石年龄从晚太古代到燕山期都有分布,且主要以华北南缘熊耳群火山喷发时期的年龄(峰值 1850Ma)为多,锆石多表现为继承性锆石特征。由此也证明秦岭造山带自中生代以来一直进行着以地幔物质上涌和岩石圈拆沉为基本特征的强烈壳-幔相互作用和大陆动力学演化过程。

中-新生代以来,秦岭造山带的区域构造应力场和岩石圈结构发生了重大转变。对现今的东秦岭和商丹缝合带深部的重力、地震波研究资料解译(周国藩,1992;袁学诚,1994;刘建华,1995)表明,东秦岭造山带的岩石圈结构浅部以东西向构造为主,深部以近南北向构造为主,在 60~80km 以下的上地幔部分,显示为近南北向的深部结构异常状态。商丹断裂带深部的莫霍面附近的地震波组表现出其深部的莫霍面具有南北两侧较为协调地联系在一起,这种深部莫霍面状态表明商丹带南北两侧已不存在俯冲板片或山根,而是具有较统一的莫霍面,且莫霍面为东薄西厚。这些地球深部信息表明,秦岭地区岩石圈现今的深部结构显示出受东西向构造应力场的影响明显,而南北向构造应力场的作用痕迹不明显或已被改造(宋传中,2000)。

毛景文等(2003,2005)对华北克拉通及其邻区中-新生代大规模成矿作用的地球动力学背景的总结研究认为华北克拉通及邻区经历了碰撞造山(200~160Ma)、构造体制大转变(140Ma±)和岩石圈拉伸减薄(130~110Ma,峰期 120Ma)三个阶段的演化过程。秦岭造山带在古生代-中生代时期经历了南北向的俯冲-碰撞造山过程,中-新生代时期出现区域构造应力场由南北向弱化而东西向应力场加强的转变,可能与太平洋板块向西的深俯冲作用有关。由于太平洋板块的深俯冲作用,包括东秦岭地区在内的整个中国中东部(E108°以东)进入新的太平洋构造域为主的演化期。秦岭造山带在燕山期可能通过俯冲板片的断离、熔离和岩石圈拆沉作用(Fan et

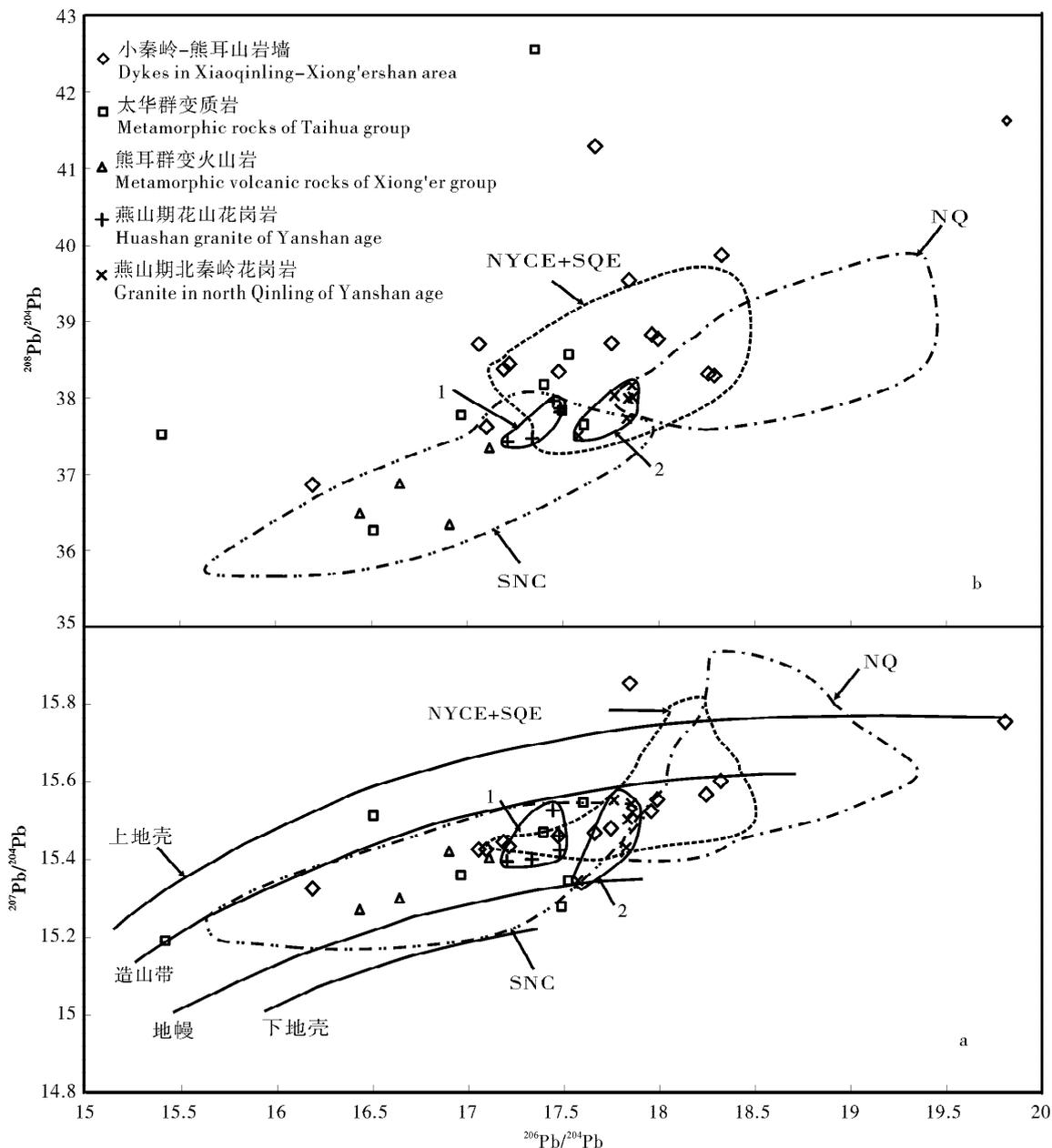


图 4 小秦岭-熊耳山地区中基性岩墙和邻区中生代花岗岩类 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图
 Fig. 4 Correlation diagram of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for meso-basic dikes to Mesozoic granite in Xiaoqinling and Xiong'er Mountain area with nearby terrain

1—华北陆块南缘燕山期花山花岗岩, 2—北秦岭燕山期花岗岩(图中 1、2 的圈闭线自本文); SNC—华北陆块南缘, NYCE+SQE—扬子北缘东段和南秦岭东段, NQ—北秦岭, SNC, NYCE+SQE, NQ 的圈闭线范围自张本仁等, 1996。上地壳、造山带、地幔、下地壳线自 Zartman and Doe, 1981

1—Huashan granite of Yanshan epoch in southern edge of North China landmass, 2—granite of Yanshan epoch in North Qinling area (enclosed line of 1 and 2 added by the paper's author); SNC—Southern edge of North China landmass, NYCE+SQE—Eastern part of Northern edge of Yangzi landmass and Eastern part of South Qinling, NQ—North Qinling, the enclosed line of SNC, NYCE+SQE, NQ were from Zhang et al., 1996; The lines of upper crust, orogenic belt, mantle and lower crust were after Zartman and Doe, 1981

al., 2004; Guo et al., 2004; Zhang et al., 2002; 郭锋等, 2005; 高山等, 1999) 不断调整造山带深部结构, 使造山带的莫霍面厚度差异逐渐减小并拉平。深部强烈的岩石圈去根、壳幔相互作用引发造山期后的

岩石圈伸展, 导致燕山中、晚期大规模的玄武岩岩浆底侵和中、下地壳岩石的部分熔融(王晓霞等, 2005), 形成了大规模的花岗岩体和中基性岩墙的侵位活动。出露于华北南缘的小秦岭-熊耳山地区中

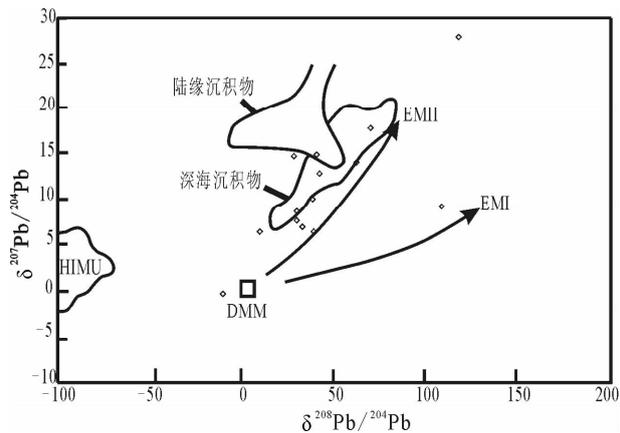


图 5 小秦岭-熊耳山地区中基性岩墙的 $\delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $\delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图(据 Hart, 1988)

Fig. 5 Diagram of $\delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $\delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for meso-basic dikes in Xiaolinling and Xionger'shan area (after Hart, 1988)

$\delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = [({}^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m / c_0 - 1] \times 1000$, (${}^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_m 为测试值, $c_0 = 37.63$; $\delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = [({}^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m / b_0 - 1] \times 1000$, (${}^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_m 为测试值, $b_0 = 15.33$; b_0 和 c_0 的取值据 Zindler and Hart 1986

$\delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = [({}^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m / c_0 - 1] \times 1000$, (${}^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_m is the value for the samples test, $c_0 = 37.63$; $\delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = [({}^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m / b_0 - 1] \times 1000$, (${}^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_m is the value for the samples test, $b_0 = 15.33$; the value of b_0 and c_0 is according to Zindler and Hart, 1986

基性岩墙和该地区的燕山期花岗岩岩浆物质来源不同,岩墙岩浆主要来源于俯冲洋壳及其携带的沉积物和部分华北南缘和扬子中一下陆壳的物质,花岗岩岩浆的物质主要来源于华北南缘的中一下地壳。岩墙岩浆在上升侵位过程中遭受了由区域热效应形成的花岗质岩浆的混合(混染)作用和强烈的结晶分异作用,岩浆在晚期又受到由其自身分异演化而成的流体(石英脉)的蚀变作用,形成了化学组成变化很大的岩墙(王团华等, 2008)。

扬子陆块北缘东段和南秦岭东段洋壳自古生代早期就开始向华北陆块南缘之下俯冲,直到燕山中期(140Ma)之后,才有大量岩墙或花岗岩体侵位。这可能是由于造山带环境的演化致使岩浆被长期圈闭在造山带岩石圈之下,直到太平洋构造域活化和兴起,触发中国东部构造体制大转折,导致秦岭造山带岩石圈在深部壳幔作用形成的岩浆影响下,逐步开始拉张伸展,岩墙的岩浆直到燕山中晚期才大量侵位并浅成。板块的碰撞是一个深部会聚、上部陆-陆收敛相互作用的地球物质复杂变化的物理化学过程,往往需要持续 50~70Ma,甚至可以到 100Ma 左

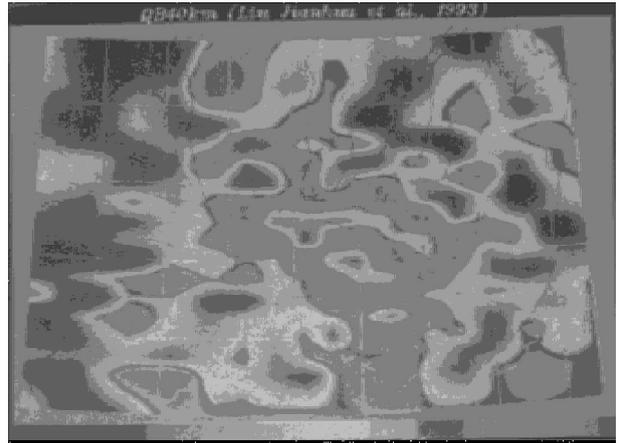


图 6 秦岭-大别造山带 40km 深部层地地震层析成像揭示的上地幔顶部结构(据刘建华等, 1995. 此图片在原文为图版 II -a)

Fig. 6 Structure on the top of the upper mantle reveals by seismic tomography under 40km deep in Qinling-Dabie orogenic belts(after Liu et al., 1995. the picture is from the plate II -a in the Original paper)

右(Royden, 1993; 张国伟等, 1996)。

4 结论

(1) 秦岭造山带的形成是扬子陆块俯冲于华北陆块之下的洋壳(南秦岭)、陆壳俯冲和陆陆碰撞造山的大陆动力学演化过程。小秦岭-熊耳山地区中基性岩墙的岩浆物质来自岩石圈地幔。岩墙与扬子陆块北缘东段和南秦岭东段的岩石具有亲缘性,表明华北南缘岩石圈地幔在古生代-中生代早期曾经受到由扬子板片俯冲及其携带的深海沉积物质熔融形成的流体的交代作用。

(2) 地震波速度变化反映的地震层析成像所揭示的秦岭造山带上地幔顶部结构高、低速带非均匀成层性分布和穿插、倒置的特征,可能是地幔热物质上涌侵蚀,造山带地壳基底发生拆沉作用造成的。结合岩墙锆石 SHRIMP 年代学研究结果,地壳基底的岩石圈拆沉作用可能是秦岭造山带中生代以来壳幔相互作用的最根本方式。

(3) 中生代时期,由于太平洋板块的深俯冲作用,触发秦岭造山带由陆内造山向造山期后的岩石圈伸展构造体制转变,秦岭造山带在中-新生代的演化过程可能与太平洋构造域的兴起有密切的成因联系。

致谢:笔者在野外工作期间,得到小秦岭金矿区工作在第一线的地勘工作人员郝蛟龙、张勇、祖宗虎、宋战波等人的鼎力帮助,在此深表感谢!

参 考 文 献

- 范宏瑞, 谢奔汉, 赵瑞, 王英兰. 1994. 豫西熊耳山地区岩石和金矿床稳定同位素地球化学研究. 地质找矿论丛, 9(1): 54~64.
- 高山, 张本仁, 金振民, Kern H. 1999. 秦岭-大别造山带下地壳拆沉作用. 中国科学(D辑), 26(9): 532~541.
- 郭锋, 范蔚茗, 王岳军, 李超文, 李晓勇, 张宏福. 2005. 大别-苏鲁地区晚中生代镁铁质岩地球化学对造山带岩石圈地幔性质的约束. 岩石学报, 21(4): 1265~1270.
- 何学贤, 唐索寒, 朱祥坤, 王进辉. 2007. 多接收器等离子体质谱(MC-ICPMS)高精度测定 Nd 同位素方法. 地球学报, 28(4): 405~410.
- 胡受奚, 孙景贵, 凌洪飞, 叶瑛, 翟建平, 方长泉. 2001. 中生代苏鲁活动大陆边缘榴辉岩、煌斑岩、金矿及富集地幔间的成因联系. 岩石学报, 17(3): 425~435.
- 金昕, 任光辉, 曾建华. 1996. 东秦岭造山带岩石圈热结构及断面模型. 中国科学(D辑)26(增刊): 13~22.
- 刘建华, 刘福田, 孙若昧, 吴华, 吴丹. 1995. 秦岭一大别造山带及其南北缘地震层析成像. 地球物理学报, 38(1): 46~54.
- 卢欣祥, 尉向东, 董有, 于在平, 常秋玲, 张冠山, 刘树林, 叶安旺, 索天元, 晋建平. 2004. 小秦岭-熊耳山地区金矿特征与地幔流体. 北京, 地质出版社, 1~128.
- 路远发. 2004. GeoKit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包. 地球化学, 33(5): 459~464.
- 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 李晓峰, 王义天, 张长青, 李永峰. 2005. 中国北方大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景. 岩石学报, 21(1): 169~188.
- 邱检生, 王德滋, 曾家湖, Brent I A McInnes. 1997. 鲁西中生代富钾火山岩及煌斑岩微量元素和 Nd-Sr 同位素地球化学. 高校地质学报, 3(4): 384~395.
- 邵吉安, 张履桥. 2002. 华北北部中生代岩墙群. 岩石学报, 18(3): 312~318.
- 宋传中. 2000. 东秦岭地学断面的结构及动力学. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1~120.
- 王团华, 毛景文, 谢桂青, 叶安旺, 李宗彦. 2008. 小秦岭-熊耳山金矿区中基性岩墙的岩石化学研究. 地学前缘, 15(1): 250~266.
- 王晓霞, 王涛, Ilmari Hapala, 卢欣祥. 2005. 秦岭环斑结构花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因及岩石学意义—元素和 Nd、Sr 同位素地球化学证据. 岩石学报, 21(3): 935~946.
- 袁学诚, 徐明才, 唐文榜, 王庆海. 1994. 东秦岭陆壳反射地震剖面. 地球物理学报, 37(6): 749~758.
- 徐红, 徐光平. 2000. 胶东煌斑岩的地球化学特征及成因探讨. 岩石矿物学杂志, 19(1): 36~44.
- 张本仁, 张宏飞, 赵志丹, 凌文黎. 1996. 东秦岭及邻区壳、幔地球化学分区和演化及其大地构造意义. 中国科学(D辑), 26(3): 201~208.
- 张本仁, 欧阳建平, 韩吟文, 匡少平. 1997. 北秦岭古聚合带壳幔再循环. 地球科学, 21(5): 469~475.
- 张宏飞, 赵志丹, 路庭川. 1995. 从岩石 Sm-Nd 同位素模式年龄论北秦岭地壳增生和地壳深部性质. 岩石学报, 11(2): 160~170.
- 张国伟, 张宗清, 董云鹏. 1995. 秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义. 岩石学报, 11(2): 101~114.
- 张国伟, 郭安林, 刘福田, 肖庆辉, 孟庆任. 1996. 秦岭造山带三维结构及其动力学分析. 中国科学(D辑), 26(增刊): 1~6.
- 张国伟, 孟庆任, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学(D辑), 26(3): 193~200.
- 张国伟, 孟庆任, 刘少峰, 姚安平. 1997. 华北地块南部巨型陆内俯冲带与秦岭造山带岩石圈现今三维结构. 高校地质学报, 3(2): 129~143.
- 张国伟, 程顺有, 郭安林, 董云鹏, 赖绍聪, 姚安平. 2004. 秦岭大别中央造山系南缘勉略古缝合带的再认识—兼论中国大陆主体的拼合. 地质通报, 23(9~10): 846~853.
- 周鼎武, 董云鹏, 刘良, 张旗, 张宗清. 1998. 松树沟元古宙蛇绿岩 Nd、Sr、Pb 同位素地球化学特征. 地质科学, 33(1): 31~38.
- 周国藩, 杨森楠. 1992. 秦岭造山带的壳幔结构及其形成、演化特征. 地质科技情报, 11(3): 19~24.
- 朱炳泉. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用—兼论中国大陆壳幔演化. 北京: 科学出版社, 125~235.
- Fan W M, Guo F, Wang Y J, Lin G, Zhang M. 2004. Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu orogenic belt in eastern China. Physics and Chemistry of the Earth (A), 26: 733~746.
- Gertisser R, Keller J. 2003. Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from merapi volcano, central Java, Indonesia: evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda arc magma genesis. Petrology, 44: 457~489.
- Guo F, Fan W M, Wang Y J, Lin G. 2003. Geochemistry of late Mesozoic mafic magmatism in west Shandong Province, eastern China: Characterizing the lost lithosphere mantle beneath the North China Block. Geochemical Journal, 37: 66~71.
- Halls H C, Fahrig W F. 1987. Mafic dyke swarms. Geology Assoc. Can. Spec. Paper, 34: 331~348.
- Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. Earth Planet Sci. Lett. 90: 273~296.
- Mao J W, Wang Y T, Zhang Z H, Yu J J, Niu B G. 2003. Geodynamic settings of Mesozoic large-scale mineralization in North China and adjacent areas—Implication from the highly precise and accurate ages of metal deposits. Science in China (Series D), 46 (8): 838~851.
- Mao J W, Xie G Q, Pirajno F, Ye H S, Wang Y B, Wang Y T, Li Y F, Guo B J. 2008. Late Jurassic-Cretaceous granitoids in the Eastern Qinling, Central-eastern China: SHRIMP zircon U-Pb ages and tectonic implications. Lithos(accepted).
- Royden, L H. 1993. The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 12: 303~325.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Spec. Pub., 42: 313~345.

Zartman R E, Doe B R. 1981. Plumbotectonics—the model. *Tectonophysics*, 75: 135~162.

Zhang H F, Sun M, Zhou X H. 2002. Mesozoic lithosphere destrtuction beneath the North China Craton: evidence from major-, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 241~253.

Zindler A, Hart S. 1986. Chemical Geodynamics. *Ann. Rev. Earth*

Planet Sci., 14: 493~571.

Zhu B Q, Zhang J L, Tu X L, Chang X Y, Fan C Y, Liu Y, Liu J Y. 2001. Pb, Sr, and Nd isotopic features in organic matter from China and their implications for petroleum generation and migration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(15): 2555~2570.

Sr, Nd, Pb Isotopic Composition of the Meso-Basic Dykes in the Xiaoqinling-Xiongershan Area, Henan Province, Central China and Its Tectonic Significance

WANG Tuanhua¹⁾, MAO Jingwen¹⁾, XIE Guiqing¹⁾, YE Anwang²⁾, LI Zongyan³⁾

1) *MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;* 2) *Geological and Mining Bureau of Lingbao city, Henan province, 472500;* 3) *Jinyuan Mining Company of Lingbao city, Henan province, 472500*

Abstract

Research of Sr, Nd, Pb isotope compositions of the meso-basic dykes in the Xiaoqinling and Xiong'er shan area in the southern edge of North China Craton, shows that ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i and ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i of the dykes is 0.712310~0.735100 and 0.511160~0.512066, respectively, with an average value of 0.722117 and 0.511436 separately. The dykes have $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ value in 113.06~436.61 and -7.9~-25.57 in the time scale of 130Ma calculated. Sr, Nd isotope composition show the characteristics of extremely enriched magma sources. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of the dykes vary between 16.1921~19.8149, 15.3245~15.7540, and 36.8607~41.6251, respectively, with averaging 17.7067, 15.6638 and 38.9494, indicating a distinct radiogenic lead feature. Comparision of dykes with regional Taihua Formation and Xiong'er strata as well as Mesozoic granite shows that the source of dyke magma is of mixing features of crustal and deep sea sediments, and magatic material for dykes is of affinity to the Yangtze Plate. So it is proved that the Qinling orogenic belt stands for a geodynamic evolution process in which the Yangtze Plate subducted towards the southern margin of North China Craton. Combined with deep geophysical information in the Qinling orogen, the authors think that activation of the Pacific tectonic domain is a fundamental factor for tectonic regime transition from intraplate collision to lithospheric extension in the Qinling orogenic belt in late Mesozoic, thus resulting in the emplacement of large scale granite and meso-basic dikes in the Xiaoqinling and Xiongershan mountains area.

Key words: dykerocks; tracing of Sr, Nd, Pb isotope; Xiaoqinling and Xiong'er shan mountains area; Qinling orogenic belt

