

# 秦岭花岗岩及其对秦岭造山带 构造演化的揭示与反演

(秦岭花岗岩大地构造图说明书)

卢欣祥

P623.7  
L13

一九九九年十二月



## 序

《1:100万秦岭花岗岩大地构造图》是卢欣祥研究员等研究秦岭花岗岩几十年的总结,也是我国迄今为止以板块构造观点编制的第一份完整的造山带花岗岩大地构造图,在1996年第30届国际地质大会上展示后获得国内外同行专家的关注和高度评价。该图在类型上根据板块构造体制将花岗岩划分成俯冲型、碰撞型、陆内花岗岩、A型花岗岩、碱性岩、环斑花岗岩等;在时代上根据形成和演化规律将花岗岩厘定为七期,并进一步分为前造山期,主造山期和后造山期;在空间上揭示秦岭造山带有两个俯冲带存在的规律。从图面结构上说艺术性很强。从实用价值看对区域找矿起着重要作用。该图已达到国际先进水平,该图的出版在国内外地学界学术交流有重要意义。

郭令智

一九九七年四月十二日

## 序

花岗岩类是组成大陆地壳的主要岩石。研究大陆岩石圈的结构、组成和演化，必然要涉及花岗岩类的形成和演化。按照这个观点来衡量花岗岩问题早已越出岩石学的范畴。而首先是一个重要的综合性的基础地质问题。《秦岭花岗岩大地构造图》(1:100万)正是在这样的思想指导下,由河南省地质科学研究所卢欣祥研究员主编而成。该图以板块理论为指导,将构造作用与岩浆作用紧密结合,以构造浆组合为主要思路将秦岭花岗岩类分为:俯冲型、碰撞型、陆内型和A型。在时代上,将本区花岗岩厘定为七期,从两大板块的碰撞拼贴历史将花岗岩类划分为前造山、主造山和后造山三大阶段。前造山花岗岩主要为TTG岩套,主造山花岗岩属俯冲型和碰撞型,后造山花岗岩则以奥长环斑花岗岩为代表,它是造山运动趋于结束的标志,所有这些均在图面上有清晰反映,一目了然。该图是国内迄今为止以板块观点为指导编制的第一份完整的花岗岩大地构造图,此图在1996年召开的第三十届国际地质大会上展示后,受到了国内外学者的广泛关注和一致好评,达到了国际先进水平。相信该图的正式出版,必将对科研、教学、生产部门的广大地质人员有所裨益。

王德滋

一九九七年三月二十五日

# 目 录

1	秦岭花岗岩的分期 .....	(1)
1.1	太古化(阜平期)花岗岩(25—29 亿年) .....	(1)
1.2	早—中元古代(吕梁期)花岗岩(15—20 亿年) .....	(1)
1.3	晚元古代(晋宁期)花岗岩(7—11 亿年) .....	(1)
1.4	下古生代(加里东期)花岗岩(4—6 亿年) .....	(2)
1.5	上古生代(海西期)花岗岩(2.4—3.8 亿年) .....	(2)
1.6	三迭纪(印支期)花岗岩(1.9—2.3 亿年) .....	(2)
1.7	中生代侏罗—白垩纪(燕山期)花岗岩(0.2—1.8 亿年) .....	(2)
2	秦岭花岗岩的分布规律 .....	(3)
3	秦岭花岗岩的成分及岩石化学 .....	(3)
3.1	秦岭花岗岩的矿物成分 .....	(3)
3.2	秦岭花岗岩的岩石化学成分 .....	(4)
4	秦岭花岗岩的类型及主要特征 .....	(5)
4.1	英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗岩组合 .....	(6)
4.2	俯冲(岛弧)型花岗岩 .....	(6)
4.3	碰撞型花岗岩 .....	(7)
4.4	A 型花岗岩 .....	(8)
4.5	奥长环斑花岗岩 .....	(11)
4.6	后造山(陆内)花岗岩 .....	(15)
5	秦岭花岗岩形成的途径及机制 .....	(17)
5.1	秦岭岩石圈不同圈层的重熔是形成秦岭花岗岩的主要途径 .....	(17)
5.2	地壳重熔的主要机制 .....	(18)
5.2.1	热柱及岩浆的底侵作用 .....	(18)
5.2.2	板块俯冲作用 .....	(18)
5.2.3	大陆板块的碰撞作用 .....	(19)
5.2.4	拆沉作用 .....	(19)
5.3	岩浆的混合作用 .....	(19)
6	秦岭花岗岩揭示的秦岭造山带构造演化 .....	(20)
	参考文献 .....	(23)
	英文摘要 .....	(27)

# 秦岭花岗岩及其对秦岭造山带构造演化的 揭示与反演 (秦岭花岗岩大地构造图说明书)

花岗岩类作为最主要的造壳岩石,在大陆地壳的形成与发展中占有很重要的地位。花岗岩的形成和侵位过程是大陆演化中的极为重要的组成部分。大陆地壳尤其是造山带的一个重要特征,就是广泛分布有花岗岩类岩石,所以花岗岩又被称之为地球发展历史中地壳演化的标准建造。

秦岭造山带作为一个典型的复合型大陆造山带(张国伟,1989,1995),其中不同时期,不同成因,不同类型的花岗岩类十分发育,分布面积4万多平方公里,其产生和秦岭造山带的形成、演化息息相关,是秦岭造山带构造演化的物质记录。每次花岗岩浆活动及其特定的岩石类型,都表征了秦岭造山带板块构造运动的一个特定阶段和型式,很好的揭示和反演了秦岭造山带构造演化和动力学过程。花岗岩是阐明秦岭造山带形成、发展、演化和动力学的关键之一。

## 1 秦岭花岗岩的分期

通过对秦岭数百个花岗岩体的地质和年代学研究,可以将秦岭花岗岩划分出7个大的构造岩浆旋回,每一个构造岩浆旋回则表征了秦岭造山带板块构造的一个特定演化阶段。

### 1.1 太古代(阜平期)花岗岩(25—29 亿年):

花岗岩活动较弱,集中分布在东秦岭地区和华北陆块南沿的太古代太华群,登封群古老变质地层中,已确定的有木柴关闪长岩,石碑河石英闪长岩(2843Ma, Rb—Sr),风穴寺花岗岩(2620Ma, Ar—Ar)及登封群中,小秦岭和鲁山地区的太华群中的片麻状花岗岩。它们以往一直被视为老地层,只是近几年的区调和研究工作,才把它们分划出来,属于太古代TTG岩套的一部分。登封群中有大塔寺英云闪长片麻岩(2557Ma, Pb—Pb),刘庄奥长花岗岩片麻岩(2528Ma, Pb—Pb),牛屋栏奥长花岗岩,北沟花岗片麻岩(2563Ma, Pb—Pb),青杨沟变辉闪长岩(2520Ma, Pb—Pb),吴家闲片麻状二长花岗岩等。小秦岭有杨砦片麻状二长花岗岩,四范沟灰色片麻岩(2549Ma±169ma, Rb—Sr)。鲁山地区有瓦屋英云闪长岩(28.41 亿年, U—Pb)等。

### 1.2 早—中元古代(吕梁期)花岗岩(15—20 亿年)

这是一次重要的花岗岩活动期,主要出露在太华群、登封群、嵩山群及桐柏群、大别群中。这一时期的花岗岩主要为A型花岗岩,著名的有:石称岩体(1800Ma,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ),白家寨岩体,路家沟岩体(2176Ma, Pb—Pb),龙王礁岩体(2018Ma, U—Pb,  $1115\pm 41\text{Ma}$ , Sm—Nd),桂家峪岩体(1780Ma, U—Pb),张家坪岩体(1626Ma, U—Pb),朱阳岔岩体(1750±65Ma, U—Pb)。

### 1.3 晚元古代(晋宁期)花岗岩(7—11 亿年)

花岗岩浆活动强烈,出露于北秦岭、陡岭、小磨岭及汉南—勉略地区,这一时期既有俯冲型花岗岩,也有碰撞型花岗岩和A型花岗岩,它们侵入于早、中元古代地层中。北秦岭有德河岩

体(1105Ma, Sm-Nd, 794Ma, Rb-Sr), 大峪峪岩体(1172Ma, Pb-Pb, 812Ma, U-Pb), 白丈山岩体, 商南岩体(889Ma, Pb-Pb), 牛角山岩(959Ma, Pb-Pb), 三坪沟岩体(979.3, Sm-Nd), 封子山岩体(707Ma, U-Pb, 938Ma, Sm-Na), 肖山沟(734, U-Pb), 芹菜沟岩体(888Ma, U-Pb), 甘沟岩体(861Ma, Rb-Sr, 842Ma, Pb-Pb)等。勉略地区有汉南岩体(868-904Ma, U-Pb), 五堵门岩体(1060±54Ma, U-Pb, 849Ma, Rb-Sr), 关口岷岩体(842Ma, U-Pb), 坪头岩体(703Ma, S-Rn), 刘家坪岩体(829Ma, U-Pb), 铜厂岩体(1335Ma, Ar-Ar), 阳坝岩体(1235Ma, Ar-Ar)。A型花岗岩有: 铁船山岩体(702Ma, Rb-Sr), 吐雾山岩体(723Ma, U-Pb)等。

#### 1.4 下古生代(加里东期)花岗岩(4-6 亿年)

这一时期是秦岭主要的花岗岩浆活动期, 形成的岩体多, 且规模大, 主要为岛弧型及碰撞型花岗岩体及少量A型花岗岩, 碱性岩。分布于桐柏北部, 豫西南、商丹、户太地区长达数百公里范围内。围岩地层为秦岭群, 二郎坪群, 宽坪群。主要的有挑园(451Ma, U-Pb), 五朵山(448Ma, Ar-Ar), 板山坪闪长岩(475-547Ma, Rb-Sr), 漂池(436Ma, Rr-Sr), 灰池子(433Ma, U-Pb, 512Ma, Sm-Nd), 枣园(469Ma, Sm-Nd, 444Ma, Rb-Sr), 许庄(502Ma, K-Ar), 铁峪铺(403Ma, U-Pb), 蔡川闪长岩(440Ma, U-Pb), 黄龙庙(457Ma, Rb-Sr), 骡子坪(411Ma, Rb-Sr), 翠华山(422Ma, U-Pb), 太白(454Ma, Rb-Sr), 板板山A型花岗岩(421.5Ma, Rb-Sr), 宝山沟碱性岩(455Ma, Rb-Sr, 437Ma, Sm-Nd)等数十个岩体。

#### 1.5 上古生代(海西期)花岗岩(2.4-3.8 亿年)

本期花岗岩, 在秦岭分布较少, 仅在西秦岭东部有其出露, 目前能暂定的有西坝岩体的南部(285Ma, Rb-Sr, 198Ma, K-Ar)及五龙岩体等少数岩体。

这一时期虽然岩浆活动微弱, 特别是东秦岭, 桐柏一大别山地区, 尚未能确定有信度较高的花岗岩体, 但构造热事件却很普遍和强烈, 这里出现了大量的2.7-3.8亿年的K-Ar同位素数据就是其具体反映。这一时期整个秦岭的岩浆活动均较微弱, 和秦岭在泥盆纪及石炭纪主要为广泛的沉积地层分布的事实相一致。

#### 1.6 三迭纪(印支期)花岗岩(1.9-2.3 亿年)

是秦岭造山带花岗岩的强烈岩浆活动期, 出露面积很大, 集中分布在商州以西的西秦岭地区。东秦岭及大别山地区, 迄今尚未发现可以确定的印支期花岗岩。岩体多呈近等轴状或略有拉长形, 岩性主要有二长花岗岩及花岗闪长岩和奥长环斑花岗岩。它们多数侵入于泥盆系, 也有侵入在前寒武系和石炭系的。主要有: 沙河湾环斑花岗岩(213Ma, U-Pb), 老君山环斑-球斑花岗岩(214Ma, U-Pb)秦岭梁环斑花岗岩(217Ma, U-Pb), 曹坪岩体(214Ma, Ar-Ar), 宁陕花岗岩(202Ma, U-Pb), 胭脂坝岩体(214Ma, U-Pb), 宝鸡岩体(199-213Ma, U-Pb), 厚珍子岩体(216Ma, U-Pb), 中川岩体(204-218Ma, Rb-Sr), 温泉岩体(223-226Ma, K-Ar), 光头山岩体(216Ma, U-Pb)等。A型花岗岩有大南沟岩体(207Ma, K-Ar), 庙王山岩体(206Ma, U-Pb), 磨沟碱性岩(204Ma, U-Pb), 华阳川碳酸岩(206Ma, K-Ar)

#### 1.7 中生代侏罗-白垩纪(燕山期)花岗岩(0.8-1.8 亿年)

燕山期也是秦岭花岗岩的一次主要活动期, 并且集中分布在东秦岭及桐柏一大别山地区, 尤其桐柏一大别山地区是最主要的分布区, 这里其它时期的花岗岩类很少。其产出为巨大岩基和部分岩株, 岩性主要为黑云母花岗岩及黑云母二长花岗岩, 还有大量的浅成-超浅成成相的小型(0.01-1km<sup>2</sup>)的花岗斑岩, 花岗闪长斑岩及爆发角砾岩体, 它们与Mo, W, Au等矿产密切相关, 形成众多的世界级的大型-超大型Mo, Au多金属矿床, 使秦岭成为世界著名的Mo,

Au 贵金属和有色金属成矿带和我国主要的斑岩型 Mo, W, 多金属大规模矿集区。较大有: 七尖峰岩体(168Ma, K-Ar), 鸡公山岩体(124Ma, K-Ar), 灵山岩体(121-130Ma, K-Ar), 新县岩体(113Ma, K-Ar), 商城岩体(110-120Ma, Ar-Ar), 天堂岩岩体(124Ma, U-Pb), 伏牛山岩体(98-145Ma, Ar-Ar), 花山岩体(155Ma, Rb-Sr), 五丈山(万村)岩体(163Ma, Rb-Sr), 文峪岩体(165-170Ma, Rb-Sr), 华山岩体(100Ma, Ar-Ar), 老牛山岩体(143Ma, Ar-Ar), 金堆城花岗斑岩(124Ma, Ar-Ar), 南泥湖花岗斑岩(141Ma, Rb-Sr), 上房花岗斑岩(134Ma, Rb-Sr)等。

需要指出的是, 随着工作的深入, 新的测试方法及测试结果, 秦岭花岗岩总体有变老的趋势, 这已是一个不争的事实(卢欣祥, 1986, 1993)。如东秦岭的五朵山巨大花岗岩基等, 60年代以前, 一直认为是燕山期, 70年代又改为海西期(K-Ar数据), 80年代通过多种方法测定其为加里东期(卢欣祥, 1980, 1986)。丹凤北部高山寺, 铁峪铺, 灰池子和桐柏的桃园岩体等岩体一直认为是海西期的岩体, 现均为加里东期(4-5亿年), 而现有认为属海西期的花岗岩体, 随研究程度的深入而变老的可能性。当然, 西坝等岩体也可能是印支期, 而不是海西期。

## 2 秦岭花岗岩的分布规律

秦岭地区花岗岩出露非常广泛, 面积达4万多平方公里, 是我国著名的花岗岩密集区, 其分布却很有规律。前寒武纪古老花岗岩分布在华北与扬子两大古陆块的边缘, 但太古代, 早、中元古代的花岗岩只出现在华北古陆块之南缘, 表明华北陆块比扬子陆块有更长, 更复杂的演化历史。晚元古代花岗岩分布在勉略与商丹两大构造带上。古生代的花岗岩沿秦岭与华北板块的主缝合带——商丹构造带, 尤其沿北缘分布。在商丹构造带的南北两侧是中生代花岗岩分布区, 两边老中间新的分布规律非常清楚。

沿造山带的东西方向上, 则表现出东老西新的分布规律。东秦岭为早古生代, 中秦岭出现晚古生代, 西秦岭则主要为中生代印支期花岗岩。清楚地反映出华北与扬子两大板块对接拼合是由东向西逐渐发展演化的过程。印支期花岗岩自东向西呈扇形分布, 可能有古特提斯的踪迹。

晋宁期的花岗岩在造山带中集中分布内乡于西峡与商南地区, 反映出秦岭(扬子)与华北, 最早的一次呈点式碰撞对接的历史, 是秦岭 Rodinia 超大陆会聚裂解的记录。

需要提出的是, 中生代燕山期的花岗岩主要分布于东秦岭及以东的桐柏—大别山地区, 其它地区分布较少, 显然反映出库拉板块向西俯冲的影响, 尤其使许多小斑岩, 爆发角砾岩体形成了NE向成串珠状的分布格局。

## 3 秦岭花岗岩的成分及岩石化学

### 3.1 秦岭花岗岩的矿物成分

秦岭花岗岩主要矿物组合为斜长石+钾长石+石英+黑云母+角闪石, 其次有白云母, 石榴子石等, 但从没有发现堇青石。

斜长石主要为中—更长石, 以An为20-40的斜长石为主, 个别偏中性的岩体中斜长石牌号较高, 为中—拉长石。除小斑岩体外, 斜长石多为低温斜长石。

钾长石主要为微斜长石和正长石, 在岩基中为钾长石, 正长石只出现在浅成—超浅成的斑岩—爆发角砾岩中, 并且钾长的三斜度(St), 有序度(Sp)均较正长石高, 故其St、Sp值均较大。

石英和钾长石一样, 也有两种类型, 因其结晶受结晶温度及冷凝速度控制, 所以在那些规模小, 冷凝快, 结晶温度高的小斑岩—爆发角砾岩中, 石英均呈高温自形柱面发育的双锥状的 $\beta$ 石英, 且多熔蚀痕。而在其它大的深成岩体中, 石英则呈它形粒状或不规则状即属低温的 $\alpha$

石英。

角闪石是秦岭花岗岩中较常见的暗色矿物,尤其闪长岩,石英闪长岩,花岗闪长岩,环斑花岗岩中更为常见,其常与黑云母、钾长石等共生,有时又被黑云母、钾长石等交代。据对 15 个不同岩体的角闪石化学成分的统计,其化学成分变化不大,  $Ca+Na$  多数大于 1.34,属 Ca 质角闪石,但一些碱性花岗岩中之角闪石则为碱性的钠铁闪石。

黑云母,这是秦岭花岗岩中最主要的暗色矿物。通过对几十个岩体的近百件黑云母的化学分析,秦岭花岗岩中的黑云母几乎都是富 Mg 的 Mg 质黑云母,尤其小斑岩更富 Mg,而铁质黑云母和铁叶云母很少(图 1)。这也是秦岭花岗岩的特征所在。与华南花岗岩不同,那里花岗岩为铁质黑云母,铁叶云母—铁云母都相当发育。黑云母的化学成分反映了花岗岩源区与原岩特点,一般起源于地幔衍生物或地壳深部物质部分熔蚀的黑云母相对富 Mg,属 Mg 质黑云母。正如作者多次强调的一样,秦岭花岗岩总体基性程度较高,地壳的成熟度较低,分异演化不强,花岗岩的成熟度也较低,这些特征和这里的物质垂向增生明显,壳幔交换发育有关,这也正是秦岭构造演化的一个特点(卢欣祥,1986,1989)。

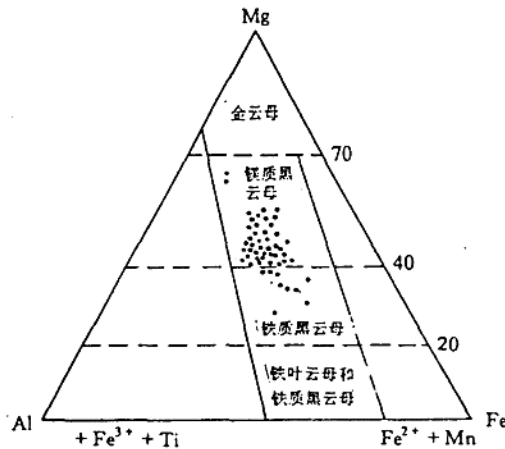


图 1 秦岭花岗岩的黑云母成分

Fig. 1 Biotite composition of granitoid rocks in Qinling belt

### 3.2 秦岭花岗岩的岩石化学特征

长期以来,在区调、普查、科研中秦岭积累了数千件花岗岩的岩石化学分析资料,虽然不同单位,不同时间的分析质量、精度有所不同,但总体仍然是偏基性,表现为  $SiO_2$ 、 $K_2O$  较低而  $CaO$ 、 $MgO$ 、 $Al_2O_3$ 、 $Na_2O$  较高,其  $A/CNK < 1$ ,平均为 0.99,  $K/Na$  平均为 0.66,这些特征与华南花岗岩有明显的差异。华南花岗岩  $A/CNK > 1.05$ ,  $K/Na$  为 0.93,所以秦岭花岗岩常常具有 I 型花岗岩的地球化学特征。在岩体的实际矿物成分的 Q—A—P 三角图解中,与华南花岗岩的分布特征也不相同。秦岭花岗岩主要分布于石英二长闪长岩—英云闪长岩—花岗闪长岩—二长花岗岩区,具有很明显的钙碱性(CA)演化趋势(图 2),而华南花岗岩则主要分布于二长化岗—多钾花岗岩区(图 3)。明显反映出秦岭与华南花岗岩的形成深度,源区和原岩特征的不同,也反映出二者地壳有不同的演化历史。

岩石学及岩石化学特征表明,秦岭自显生宙以来,晋宁—印支期花岗岩从石英闪长岩—花岗闪长岩—奥长花岗岩—二长花岗岩—黑云母花岗岩—钾长花岗岩的规律演化,具有明显的造山带钙碱性岩浆的演化趋势,这也是板块构造俯冲碰撞的标志之一。



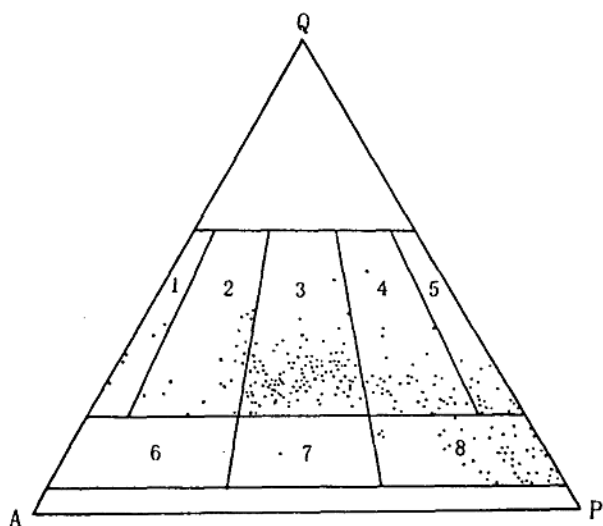


图2 秦岭花岗岩的Q-A-P投影图

1. 碱长花岗岩; 2. 多钾花岗岩; 3. 二长花岗岩; 4. 花岗闪长岩; 5. 英云闪长岩;  
6. 石英正长岩; 7. 石英二长岩; 8. 石英闪长岩

Q—石英 A—碱性长石(钾长石, 钠长石) P—斜长石( $An < 5$ )

Fig. 2 Q-A-P plot for granitoid rocks in Qinling belt (from 298 granitoid bodies)

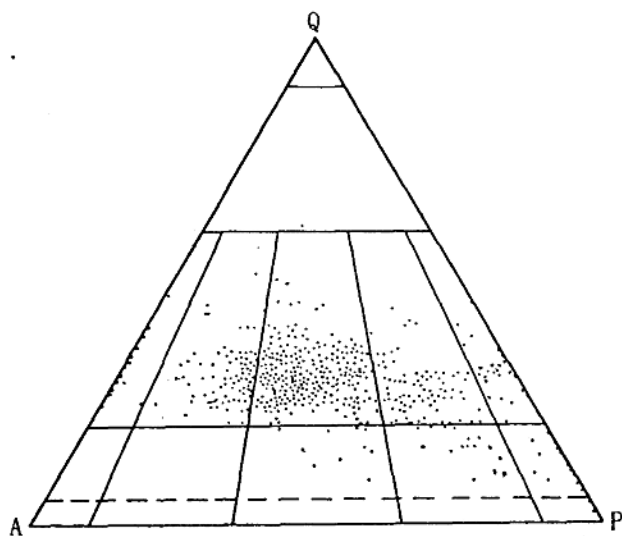


图3 华南花岗岩的Q-A-P投影图

(据中国科学院贵阳地球化学研究所, 1979年)

1. 碱长花岗岩; 2. 多钾花岗岩; 3. 二长花岗岩; 4. 花岗闪长岩; 5. 英云闪长岩;  
6. 石英正长岩; 7. 石英二长岩; 8. 石英闪长岩

Q—石英 A—碱性长石(钾长石, 钠长石) P—斜长石( $An < 5$ )

Fig. 3 Q-A-P plot for granitoid rocks in South China (from 762 granitoid bodies)

#### 4 秦岭花岗岩的类型及主要特征

根据秦岭花岗岩的地质地球化学特征及它的所处构造背景和所反演的秦岭造山带的构造演化, 可以把七个大的岩浆旋回分成三个大的构造演化阶段, 即前造山阶段, 主造山阶段和后造山阶段三个阶段。晚太古代—早、中元古代为前造山阶段, 晚元古代(晋宁)—三迭纪(印支)

为主造山阶段,中生代侏罗—白垩(燕山期)为后造山阶段,各造山阶段的花岗岩类型各不相同。可以确定的岩石类型有:俯冲(岛弧)型花岗岩,同碰撞型花岗岩,A型(碱性)花岗岩、碱性岩,奥长环斑花岗岩,TTG岩套花岗岩和造山后的陆内深源浅成型与浅源深成型花岗岩。它们的主要特征如下:

#### 4.1 英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗岩组合

这是晚太古代花岗岩的主要岩石类型,以富Na,高Al为特点。它们是早期地壳较薄热流值很高的情况下形成的一套岩石组合,是太古代绿岩带的一部分,并且长期作为太古代的片麻岩,混合岩类,近几年通过科研和区调工作,被重新认识和识别出来。在太华群和登封群中已划分出许多这类岩体(见岩体时代)。通过对登封地区该类岩体的研究,认为是登封嵩山地区存在一条近南北向,由登封群,五台群,缙县群构成的晚太古代裂谷,嵩山区是它的南端,这些花岗岩是花岗—绿岩地体发展演化后期的产物(劳子强等,1986)。

#### 4.2 俯冲(岛弧)型花岗岩

该类花岗岩主要在晋宁期至加里东和印支期发育,岩石类型较复杂,主要有闪长岩,石英闪长岩,奥长花岗岩等。如晋宁期的汉南、五堵门、二里坝、封子山、甘沟、三坪沟等岩体,加里东期的白虎岭、板山坪、蔡凹、黄柏岔、灰池子等岩体。岩石的 $\text{SiO}_2$ 含量为 $(60-70)\times 10^{-2}$ ,一般为 $(60-65)\times 10^{-2}$ ;碱值 $\text{ALK}(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 较低,一般小于 $6\times 10^{-2}$ , $\text{Na}_2\text{O}$ 大于 $\text{K}_2\text{O}$ 。稀土元素总量一般较低,多数岩体小于 $200\times 10^{-8}$ ;富轻稀土, $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 为5—10, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 一般大于10;Eu基本未亏损, $\delta\text{Eu}$ 在0.8—0.9之间;稀土模式为中等倾斜的右倾型(图4)。Isr较低,

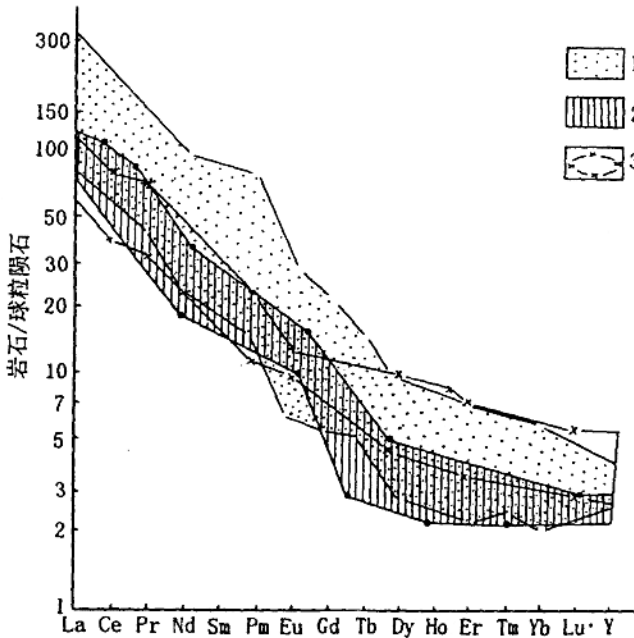


图4 秦岭俯冲型花岗岩稀土模式图

1. 晋宁期花岗岩, 2. 加里东期花岗岩, 3. 印支期花岗岩

Fig. 4 REE patterns for subduction granitoid rock in Qialing

在 0.704—0.708 间,  $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$  小于 10;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  在 (-0.69)—2.97 之间。

该类岩体的岩石化学及稳定同位素特征都一致表明, 成岩物质为幔源或以幔源为主的洋壳物质。根据 Rb—(Y+Nb) 与 Rb—(Yb+Ta) 图解(J. A 皮尔斯, 1984) 落入火山弧花岗岩区(图 5),  $R_1$ — $R_2$  判别图解(R. A. Batchelor, 1985) 落入造山阶段(Ⅰ—Ⅲ) 花岗岩区(图 6)。表明该类花岗岩是俯冲机制下的产物。

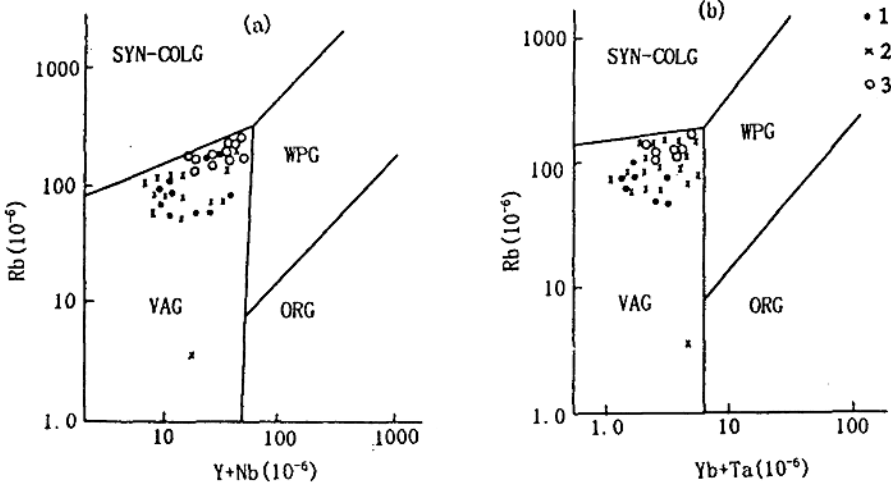


图 5 秦岭俯冲型花岗岩 Rb—(Y+Nb)(a) 与 Rb—(Yb+Ta)(b) 图解(J. A. Pearce, 1984)  
 SYN—COLG—同碰撞花岗岩, VAG—火山弧花岗岩, WPG—板内花岗岩, ORG—正常和异常的洋脊花岗岩  
 1. 晋宁期花岗岩, 2. 加里东期花岗岩, 3. 印支期花岗岩

Fig. 5 Rb—(Y+Nb)(a) and Rb—(Yb+Ta)(b) plots for subduction granitoid rocks in Qinling belt (J. A. Pearce, 1984)

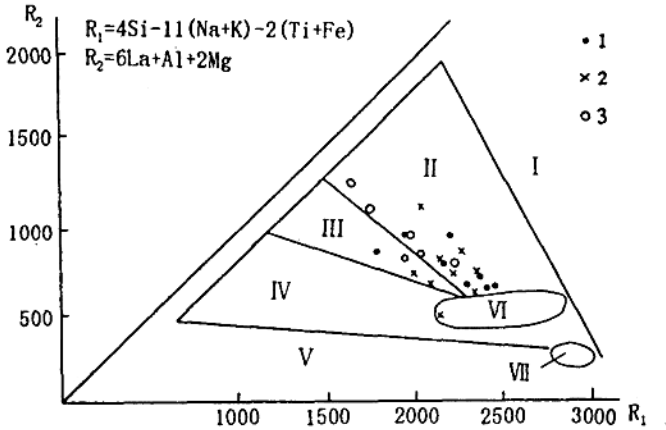


图 6 秦岭俯冲型花岗岩  $R_1$ — $R_2$  图解(R. A. Batchelor, 1985)  
 I—幔源花岗岩, Ⅰ—活动板块边缘(碰撞前)花岗岩, Ⅱ—板块碰撞后隆起花岗岩,  
 Ⅳ—造山晚期花岗岩, V—非造山花岗岩, Ⅵ—同碰撞花岗岩, Ⅶ—造山后花岗岩  
 1. 晋宁期花岗岩, 2. 加里东期花岗岩, 3. 印支期花岗岩

Fig. 6  $R_1$ — $R_2$  plots for subduction granitoid rocks in Qinling belt (R. A. Batchelor, 1985)

#### 4.3 碰撞型花岗岩

碰撞型花岗岩形成于晋宁、加里东、海西和印支期, 以加里东、印支期最发育, 晋宁期次之。

该类花岗岩石类型较简单,主要为黑云母二长花岗岩、黑云母花岗岩和少量的二母花岗岩及含石榴石花岗岩。晋宁期及部分加里东花岗岩具片麻状构造,长石呈眼球状,并有拖尾、拔丝、旋转等现象,片麻理产状与区域构造产状一致。虽然受后期多期构造迭加,但仍可以追索出岩体与围岩边界。岩石化学主要特征是 $\text{SiO}_2$ 含量高,一般大于 $70 \times 10^{-2}$ ,而且变化范围窄,多在 $(70-74) \times 10^{-2}$ 之间。碱度值高,ALK值在 $(7.5-8.5) \times 10^{-2}$ 之间, $\text{K}_2\text{O}$ 一般大于 $\text{Na}_2\text{O}$ ,铝指数(A/CNK)在0.90-1.2之间,属准铝和铝过饱和岩石。稀土元素总量低于A型花岗岩,高于俯冲型花岗岩,一般在 $(150-250) \times 10^{-2}$ 之间。晋宁期花岗岩 $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 为2-6, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为6-20,轻重稀土分馏程度较低。加里东期花岗岩 $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 为6-10, $(\text{La}/\text{yb})_N$ 为10-40,轻重稀土分馏明显。 $\delta\text{Eu}$ 一般小于0.5,钇亏损较强,稀土模式如图7。 $\text{Isr} > 0.708$ , $\delta^{18}\text{O}(\%)$ 大于10,成岩物质来源于地壳改造与重熔,幔源物质参与很少。据 $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ 与 $\text{Rb}-(\text{Yb}+\text{Ta})$ 图解(J. A. Pearce, 1984)和 $\text{R}_1-\text{R}_2$ 判别图解(R. A. Batchelor, 1985)样品都落入同碰撞花岗岩区(图8,9)。

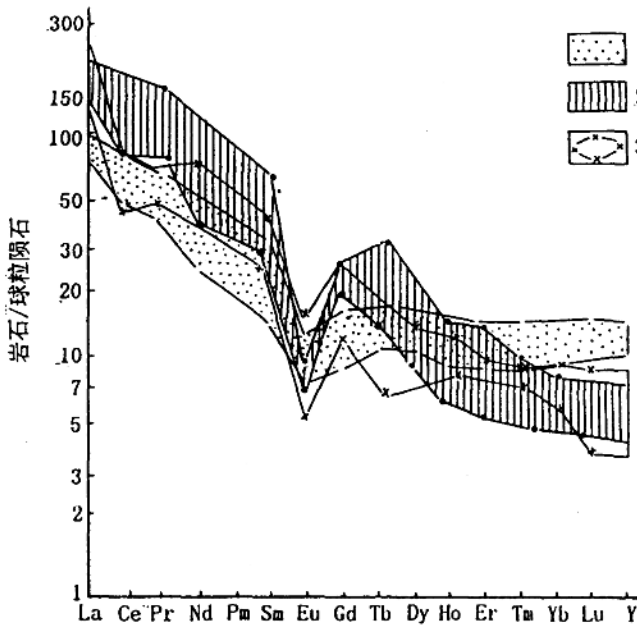


图7 秦岭碰撞型花岗岩稀土模式图

1. 晋宁期花岗岩, 2. 加里东期花岗岩, 3. 印支期花岗岩

Fig. 6  $\text{R}_1-\text{R}_2$  plots for subduction granitoid rocks in Qinling belt (R. A. Batchelor, 1985)

#### 4.4 A型花岗岩

秦岭造山带两侧,即扬子板块北缘和华北板块南缘,发育了两条A型花岗岩及碱性岩带(卢欣祥, 1986, 1993, 1996),北带发育较早(早一中元古代,晚元古-早古生代,中生代),而南带主要为晚元古代,中生代),表明扬子与华北板块有着不同的构造演化历史。与A型花岗岩相伴的多有同时代的双峰式火山岩。

A型花岗岩的岩石类型主要为钠铁闪石花岗岩、霓辉石花岗岩和钾长花岗岩,正长岩以及碱性碳酸岩、碱性火山岩等。岩石化学主要特征是高碱( $\text{ALK} > 8$ )、富钾( $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} > 1.2$ )。

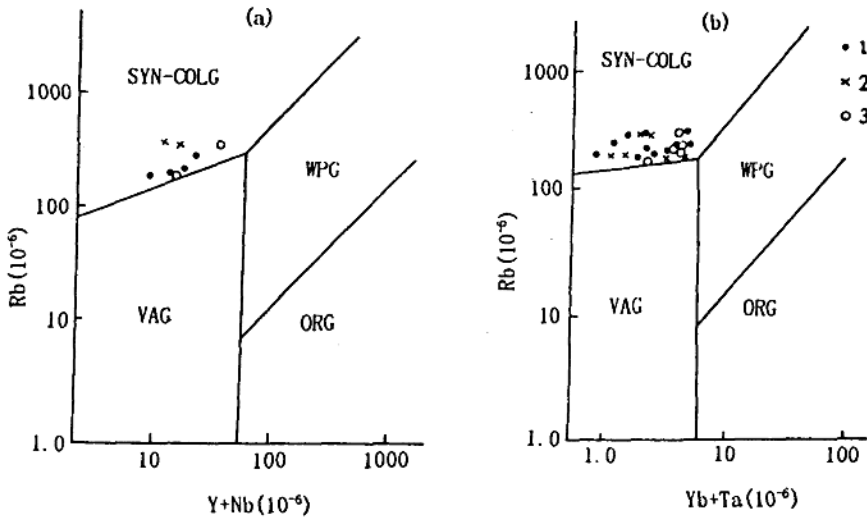


图 8 秦岭碰撞型花岗岩 Rb-(Y+Nb)(a)与 Rb-(Yb+Ta)(b)图解(J. A. Pearce, 1984)

1. 晋宁期花岗岩, 2. 加里东期花岗岩, 3. 印支期花岗岩

Fig. 8 Rb-(Y+Nb)(a) and Rb-(Yb+Ta)(b) plots for collision granitoid rocks in Qinling belt (J. A. Pearce, 1984)

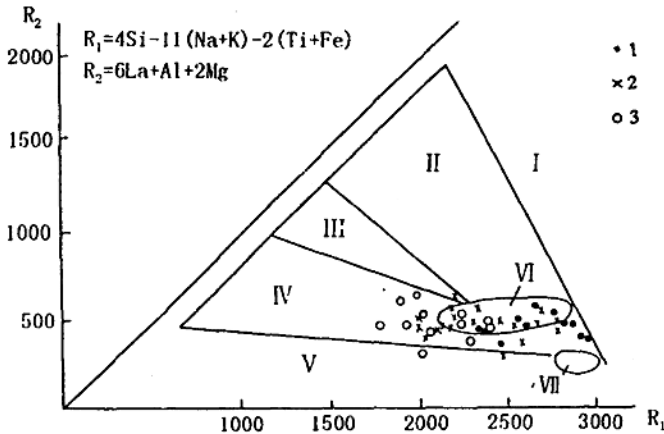


图 9 秦岭碰撞型花岗岩的  $R_1-R_2$  图解(R. A. Batchelor, 1985)

I—幔源花岗岩, II—活动板块边缘(碰撞前)花岗岩, III—板块碰撞后隆起花岗岩, IV—造山晚期花岗岩, V—非造山花岗岩, VI—同碰撞花岗岩, VII—造山后花岗岩

1. 晋宁期花岗岩, 2. 加里东期花岗岩, 3. 印支期花岗岩

Fig. 9  $R_1-R_2$  plots for collision granitoid rocks in Qinling belt (R. A. Batchelor, 1985)

稀土元素较秦岭其它类型花岗岩都高,  $\Sigma REE > 500 \times 10^{-6}$ , 最高  $> 1000 \times 10^{-6}$ , 轻重稀土分馏不明显,  $\Sigma Ce / \Sigma y$  多在 3-5 之间,  $(La/Yb)_N$  在 7-12 之间, Eu 严重亏损,  $\delta Eu < 0.30$ , 稀土模式十分特征, 呈 Eu 谷十分明显的燕形(图 10)。岩石富 Zr、Nb、Ta 等高场强元素, 而 Ba、Cr、Co、Ni、和 Eu 含量较低。Isr 大于 0.710,  $\delta^{18}O$  大于 10。研究表明秦岭 A 型花岗岩的成岩物质来源于下地壳, 是由下地壳缺水、少水的麻粒岩部分熔融而成(卢欣祥, 1986)。这一认识也为其它研究者所证实(周珣若, 1997, Whalen, 1987)。由元古代至中生代, A 型花岗岩的岩石类型由复杂到简单, 稀土元素含量降低,  $SiO_2$  含量升高(由  $70 \times 10^{-2} \rightarrow 75 \times 10^{-2}$ )。元古代 A 型花岗岩形成于大陆裂谷带, 中生代 A 型花岗岩形成板内, 属造山后的晚期(图 11-12)。A 型花岗岩的

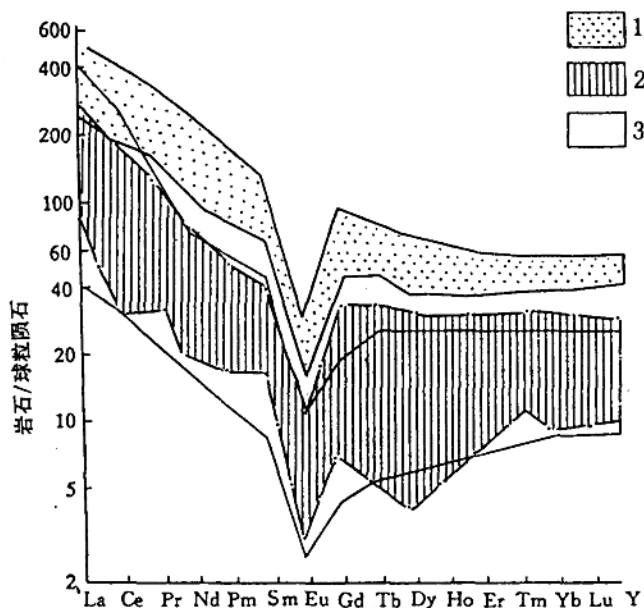


图 10 秦岭 A 型花岗岩稀土模式图

1. 元古代 A 型花岗岩, 2. 印支期 A 型花岗岩, 3. 燕山期 A 型花岗岩  
Fig. 10 REE patterns for A-type granitoid rock in Qinling

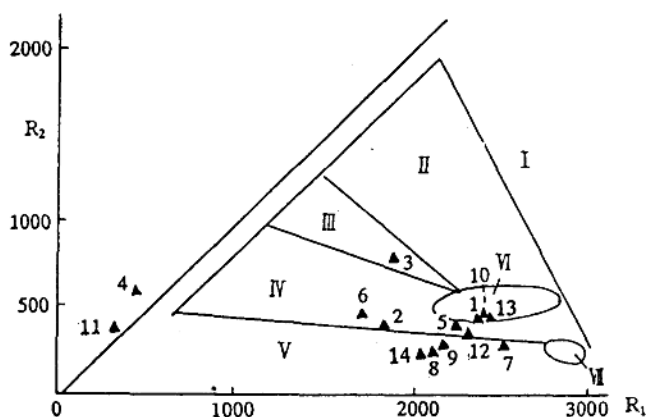


图 11 秦岭 A 型花岗岩  $R_1-R_2$  图解 (R. A. Batchelor, 1985)

I—幔源花岗岩, I—活动板块边缘(碰撞前)花岗岩, II—板块碰撞后隆起花岗岩, N—造山晚期花岗岩,  
V—非造山花岗岩, VI—同碰撞花岗岩, VI—造山后花岗岩  
元古代: 1—张家坪, 2—4 龙王碛, 5—石称, 6—桂家峪, 7—摩天寨, 8—铁船山, 9—吐雾山  
印支期: 10—庙王山, 11—东岔, 燕山期: 12—太山庙, 13—哑树山, 14—天目山

Fig. 11  $R_1-R_2$  plots for A-type granitoid rocks in Qinling belt (R. A. Batchelor, 1985)

多旋回性, 是秦岭的一个重要特征, 也是秦岭造山带几个主要造山演化阶段结束的重要标志之一。A 型花岗岩形成于开放的拉张环境, 是一个构造岩浆旋回演化后期的最终产物, 是挤压造山运动结束, 由造山转变为拉张并导致造山带崩塌为标志的最容易辨认的岩石学记录(邓晋福等, 1995)<sup>①</sup>。秦岭 A 型花岗岩多数是在地壳基础上由于板块构造体制在前沿挤压, 后沿滞后拉张的情况生成的。它们的地球化学特征多数属于  $A_2$  型或 PA 型, 而不是地幔来源的  $A_1$  及 AA

① 邓晋福, 赵海岭, 罗熙华. 印支期中国东部大陆的拼合, 1995

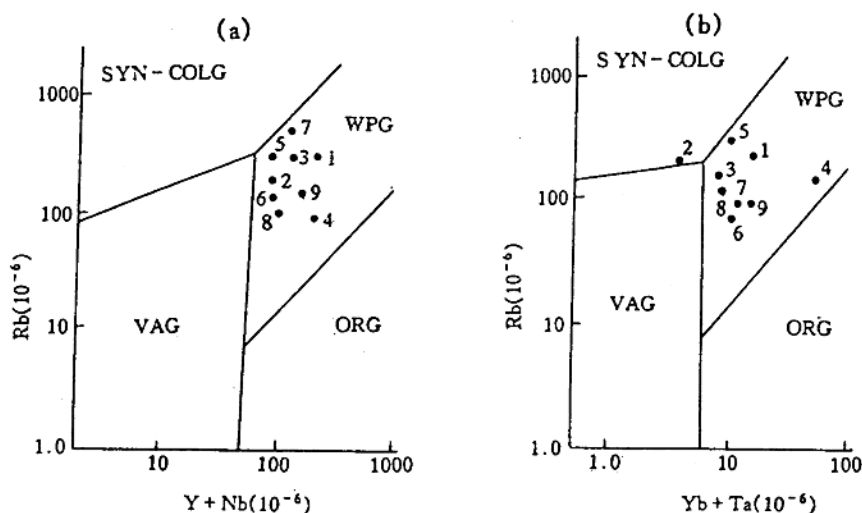


图 12 秦岭 A 型花岗岩 Rb-(Y+Nb)(a) 和 Rb-(Yb+Ta)(b) 图解(J. A. Pearce, 1984)

元古代: 1-张家坪, 2-4 龙王碛, 5-石称, 6-桂家峪,

7-摩天寨, 8-吐雾山, 燕山期: 9-太山庙

Fig. 12 Rb-(Y+Nb)(a) and Rb-(Yb+Ta)(b) plots for A-type granitoid rocks in Qinling belt (J. A. Pearce, 1984)

型, 就证明了这一论断。依据 G. N. 伊比(1992)和洪大卫(1995)的定义, A<sub>1</sub> 型或 AA 型花岗岩和非造山环境的热点, 地幔柱或大陆裂谷有关, 属地幔成因, 而 A<sub>2</sub> 型和 PA 型则是经历过一个俯冲带或陆-陆碰撞岩浆旋回的地壳中产生的, 属地壳成因。

#### 4.5 奥长环斑花岗岩

奥长斑花岗岩(Rapakivi Granite) 是地球上一种特殊的岩石类型, 以其独特的结构——具有斜长石幔的环斑钾长石和卵球状钾长石斑晶, 及表征的地质构造环境历来受到地质学家的关注。世界上奥长环斑花岗岩主要出现在前寒武纪稳定克拉通地块及其边缘, 并且主要分布在北半球的波罗的、芬兰、乌克兰、卡累里阿、科拉半岛, 经西伯利亚到北美加拿大等稳定地块(地盾)内, 构成了一条有名的北半球环斑花岗岩带(B. V. Лиякович 1991, B. B. Коваль 1989, E. B. Павловский 1989), 其它在亚马孙地块及非洲亦有出露(G. E. Henri, 1993), 时代主要为中元古代。其它时代的奥长环斑花岗岩近几年才偶见报导(L. I. Solomovich, 1911, 林上元英, 今冈照喜, 1985)。奥长环斑花岗岩在中国比较少见, 也只在华北板块北缘的密云(赵崇贺, 1964, 郁建华, 1990, 黄少雄, 1990)和宽甸(葛文春, 林强, 1991)有所出露且规模很小, 亦属元古代产物(1704-1783M, 锆石 U-Pb, 宋彪, 1992)。秦岭中的奥长环斑花岗岩的时代很新(印支期末)。并且产在造山带中, 这在我国及世界均尚属首次发现, 因其地球动力学和岩相学极为特殊, 所以就格外引人注目(图 13、14)。目前我们已发现了沙河弯、老君山、秦岭梁、朱厂沟脑等环斑花岗岩石体, 构成了一条长达 260km 的环斑花岗岩带。

**岩石类型** 环斑花岗岩的岩石类型主要有两种, 即中粗粒斑状-巨斑状黑云角闪石英二长岩(主要)和中粒-中细粒斑状含角闪石黑云母二长花岗岩(次要)。

**环斑** 奥长环斑花岗岩最引人入胜的是其有奥长环斑钾长石发育。环斑大小为 0.5×1-5×10cm, 呈卵圆状, 不规则状及板柱状, 内核为肉红色条纹长石, 外壳为白色奥长石(An=26

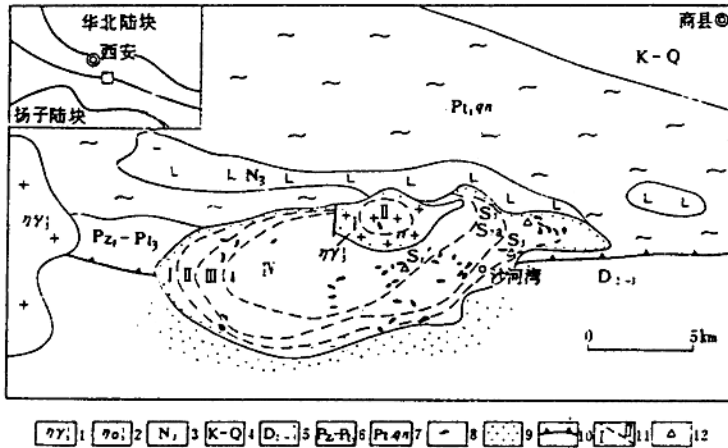


图 13 沙河湾奥长环斑花岗岩地质图

1. 二长花岗岩, 2. 环斑花岗岩, 3. 垃圾庙辉长岩, 4. 白垩—第四系, 5. 中上沉盆统, 6. 丹凤群, 7. 秦岭群, 8. 暗色包体, 9. 接触蚀变带, 10. 商丹缝合带, 11. 岩相分带, 12. 样品位置

Fig. 13 Sketch geological map of Shahewan rapakivi granite body

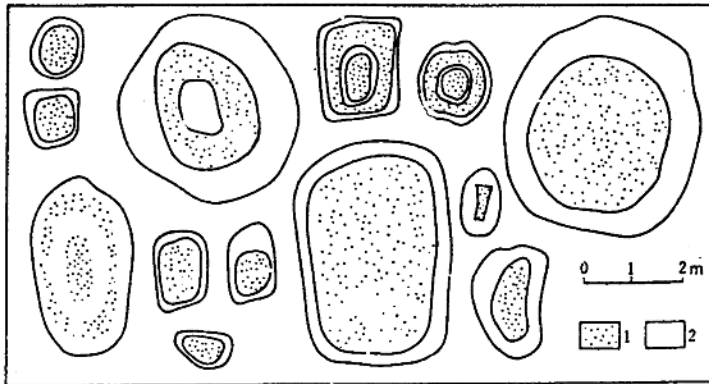


图 14 环斑花岗岩钾长石环斑形态素描图

1. 钾长石, 2. 奥长石

Fig. 14 Descriptive diagram for feldspars from rapakivi granite body of Shahewan

—27), 宽 1—2mm。奥长石外壳一般为二环, 也有不少为二环或多环, 十分美丽。这种多环现象记录了这些斑晶生长和熔融的多期性。

**球斑** 是钾长石斑晶的另一个类型, 钾长石呈园球状或者卵球状, 边部没有斜长石镶边(幔), 斑晶粒径 1—4cm, 一般 2—3cm, 分布均匀, 含量甚多, 有时达 60% 以上, 在球斑中可见少量的环斑状钾长石, 但较球斑状钾长石个体要小。

需要指出的是, 秦岭环斑花岗岩中部分岩体的环斑钾长石并非都是卵球体, 且在数量上有些岩体也较前寒武纪克拉通中的同类岩石为少。可能与秦岭由动态(造山)向静态(稳定)转折, 但尚未完全达到稳定有关。

**包体** 环斑花岗岩富含包体, 特别是环斑二长岩中包体最多。包体形态多为圆球或长轴不大的浑圆形(L/S=1—2, 少数可到 2.5), 其它形态者少见。包体为深色, 且粒度很细(0.1—



1mm),属微粒包体,岩性主要为角闪闪长岩。角闪石中可见辉石残留,结合岩体化学分析资料,其源岩应为基性岩。

**岩体时代** 奥长环斑花岗岩的围岩为元古宙秦岭群混合片麻岩及上古生代中上泥盆系的砂板岩,印支期花岗岩,部分岩体(沙河湾)还有规模不等的接触变质带。测定锆石U—Pb年龄210—217Ma(卢欣祥,1999);222Ma,秦巴花岗岩,1989,<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar年龄为213±2.9(2σ)Ma(张宗清,1999)。因此,秦岭奥长环斑花岗岩的岩体形成时代应为印支期末(三迭纪末)—燕山早期。

**岩石化学** 环斑花岗岩的岩石化学显示出较基性和富碱的特征。K<sub>2</sub>O,Na<sub>2</sub>O,MgO高于中国石英二长岩(黎彤,1963),且Na<sub>2</sub>O≥K<sub>2</sub>O,CaO,TiO<sub>2</sub>,TFe低于中国石英二长岩。与秦岭(尚瑞钧,严阵,1989),中国(黎彤,1963)的花岗岩相比,显然酸度及Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>较低,TiO<sub>2</sub>,FeO,MgO,CaO等均高于后者,这与岩体的矿物组成一致,也反映了该岩体的岩浆的深源性。暗色包体属中基性岩的成分,与辉长岩的平均含量接近。显示出岩体源岩的基性特征。岩石化学分析明显地反映出从包体—石英二长岩—二长花岗岩,岩石化学成分从基性向酸性变化,这一变化显然是岩浆脱离源区后分异演化的结果,说明环斑花岗岩是导源于深部基性物质的深熔作用,并由其衍生、演化而成。

**微量元素** 环斑花岗岩含有比正常花岗岩较高的Cr、Co、Ni、V、Ti基性元素,并且与暗色包体一致,说明包体应为其源岩。此外环斑花岗岩的F含量较高,沙河湾岩体为490—800(×10<sup>-6</sup>)。包体和环斑花岗岩的孙氏图解揭示出二者的同源关系(图15)

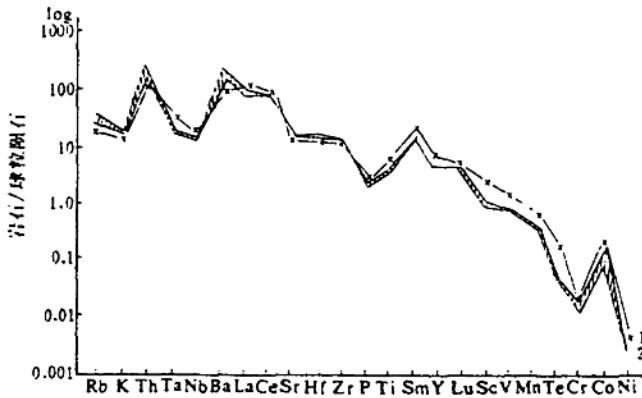


图15 环斑花岗岩的孙氏图解

1. 包体, 2. 环斑花岗岩

Fig. 15 Spider diagrams (from Sun S. S.) for rapakivi granite body of Shahewan

**稀土元素** 环斑花岗岩的 $\Sigma\text{REE}(<200 \times 10^{-6})$ 低于世界花岗岩的平均值 $290 \times 10^{-6}$ (J. L. Anderson, 1982),高于秦岭花岗岩的平均值( $182.36 \times 10^{-6}$ ), $\delta\text{Eu}=0.80-0.94$ ,属基本为未亏损型,但轻重稀土分馏却很明显, $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{y}=6.52-7.98$ , $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=22.34-25.30$ ,属轻稀土富集型,模式曲线亦表现出左高右低的形态。岩石中暗色包体稀土总量比主岩为高,达208—344.87( $\times 10^{-6}$ ),平均 $289 \times 10^{-6}$ ,模式曲线在寄主岩石的上方(图16)。

从基性包体到环斑花岗岩,稀土元素总量由高到低, $\delta\text{Eu}$ 由小到大,L/H由大到小,其与