

从闪长质岩石包体角度探讨太行山 —燕山造山带壳幔成矿作用

刘凤山 石准立

(中国地质大学,北京)

提 要:文中首次从闪长质岩石包体的角度讨论了上地幔、中、下地壳成分及岩浆演化过程对成矿作用的影响,指出太行山—燕山造山带中成矿作用及其区域成矿规律明显受到壳幔成矿体系的制约。

主题词:闪长质岩石包体 壳幔成矿作用 造山带 太行山—燕山

关于大陆岩石圈的组成、结构、形成和演化规律等问题已成为当今地质科学研究的最前沿领域。80年代初开始的国际岩石圈对比计划和耗资巨大的大陆超深钻计划的实施等已取得丰硕成果,大大改变了对大陆岩石圈的认识。现有成果已充分证明大陆岩石圈的物理、化学和构造性质无论在垂向上还是横向上都呈现出极不均匀性,岩石圈作为一个相对独立的体系,各结构层之间存在着继承、发展与相互转化的内在联系。在大陆岩石圈研究中,造山带是最关键的环节。深部地质研究除了超深钻探和地球物理方法外,最经济易行的就是“岩石探针”方法^①。

太行山—燕山造山带是中生代以来发展的,它对研究中国东部乃至亚洲东部地壳的形成、发展及演化具有一定意义。本区是华北金属矿产重要产地之一。中生代金属成矿具如下特点:①区域中的优势矿产主要是Mo、Au、Ag、Zn、Fe、Pb、Cu成型矿床则较少;②区域成矿在空间上具明显的分带性,在涞源—八达岭—寿王坟一带多分布钼矿、铁锌银矿、铁铜矿、铁铜钼矿、锰银矿等,在冀北地区则主要分布有金矿、铅锌银矿、银矿等,在冀东地区主要分布金矿;③区域矿产主成矿期为燕山中晚期,在时间上有明显的多期性,如中生代本区至少有三个主要成Mo期,印支期(215.6×10^6 a)、燕山中期($139 \times 10^6 \sim 146.6 \times 10^6$ a)、燕山晚期($125.7 \times 10^6 \sim 129.9 \times 10^6$ a);④本区除了麻地稀有金属矿床外,很少见到华南地区那种与S型花岗岩有生成关系的钨、锡、稀有金属矿床等;⑤中生代花岗岩,特别是燕山期花岗岩很发育,如印支期撒岱沟门岩体等,燕山期如涞源岩体、八达岭杂岩体、寿王坟岩体等,这些花岗岩主要是I型花岗岩及少量与之有关的造山期后A型花岗岩。I型花岗岩最显著的特征之一就是赋存有大量的闪长质岩石包体。在研究本区中生代内生金属成矿规律时,我们注意研究了中生代花岗岩中闪长质岩石包体,认为闪长质岩石包体能够作为造山带壳幔演化的“岩石探针”,并首次从闪长质岩

刘凤山,男,1964年生,92级博士生,主要从事岩石学与矿床学研究。邮政编码:100083

1994-12-7收稿,1995-3-27修改回。陶景连、刘浩龙编辑

- ① “岩石探针”一词目前多用于深部地质研究。岩石,特别是岩浆岩是在地球深部壳幔演化过程中形成的产物,因此可以利用岩石来探讨深部地质,正象矿物的探针分析可以反映矿物成分一样

石包体角度探讨了上地幔、中、下地壳岩石成分及岩浆演化过程对成矿作用的影响,指出造山带中成矿作用及其区域成矿规律明显受到壳幔成矿体系的制约。

1 闪长质岩石包体成因

闪长质岩石包体成因假说很多,归纳起来有两个:①由原始固体岩石形成,其来源于沉积岩、变质岩或火成岩,这类闪长质岩石包体一般是捕虏体或残余体。作为“捕虏体”的闪长质岩石包体被假设为来自角闪岩的完全转变、围岩碎片的“基性岩化”、镁铁质岩体或岩墙的破裂。而作为“残余体”的闪长质岩石包体被假设为地壳岩石深熔作用未完全熔融的固体残余体。但事实上存在两类相反的“残余体”:其一主要包在S型花岗岩中,含富铝矿物并且有清楚的变质结构;其二主要包在I型花岗岩中,具火成结构并且矿物成分相似于一般的闪长质岩石包体。结构、矿物、化学等特征都指示前者实际上来自地壳的熔融,而后者是典型的闪长质岩石包体,并非“残余体”,Chappell等(1991)也承认这一点^[9]。②由岩浆结晶作用形成。有一种观点认为闪长质岩石包体和寄主花岗岩是同源、同期形成的,并且用多种作用来解释闪长质岩浆如何从花岗质岩浆中分异出来形成闪长质岩石包体。但现代研究似乎指示闪长质岩石包体不能从花岗质岩浆中结晶,即使闪长质岩石包体和寄主岩石在矿物和化学上显示某些相关性。闪长质岩石包体可能由来源于上地幔的镁铁质岩浆形成,镁铁质岩浆贯入下地壳引起其熔融产生花岗质岩浆,并由于热不平衡而引起两种岩浆强烈对流、混合(Barbarin等,1991)^[10]。

本区中生代花岗岩中包体大致可分为两类:①围岩或先成岩浆岩捕虏体;②闪长质岩石包体。我们在野外详细观察了后者,室内进行了大量研究,认为这类包体和寄主岩石是同期的,岩浆来源于上地幔,并发生过岩浆混合作用。

1.1 地质特征

本区闪长质岩石包体的外形浑圆,多为椭圆形或纺锤形,长径一般都小于30cm,且以大于10cm者居多。闪长质岩石包体的数量和岩性特点与围岩岩性无关,其主要分布于各期次岩体的内接触带。在密集带中闪长质岩石包体塑性形变强烈,常呈长透镜状、条带状及蠕虫状,说明其来源于深部,伴随岩浆上升而产生塑性变形,当岩浆运动受阻强烈时,其塑性变形亦强烈。

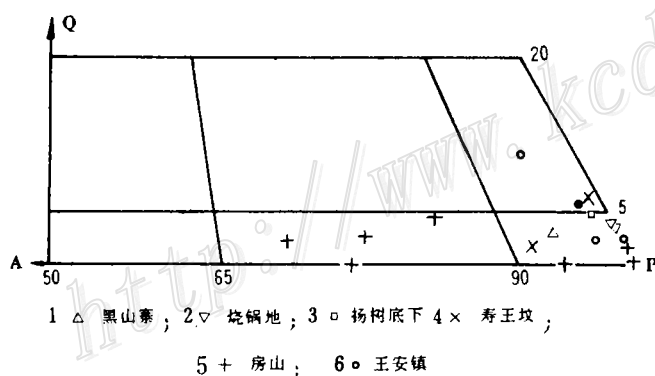


图1 闪长质岩石包体实际矿物分类
(据 IUGS, 1989)

Fig. 1. Classification of modal compositions of dioritoid.

1—Heishanzhai; 2—Shaoguodi; 3—Under the willow;
4—Shouwangfen; 5—Fangshan; 6—Wangan Town.

闪长质岩石包体的数量和岩性特点与围岩岩性无关,其主要分布于各期次岩体的内接触带。在密集带中闪长质岩石包体塑性形变强烈,常呈长透镜状、条带状及蠕虫状,说明其来源于深部,伴随岩浆上升而产生塑性变形,当岩浆运动受阻强烈时,其塑性变形亦强烈。

闪长质岩石包体在 QAPF 图解中相当于闪长岩、石英闪长岩或二长闪长岩(图 1)。具微粒结构或斑状结构,斑晶以斜长石为主,但有的则以钾长

石为斑晶。角闪石、斜长石为短柱状,而磷灰石则为长柱状或针状,宽:长比可达 1:30。闪长质岩石包体与寄主岩石接触界线比较明显,且可见冷凝边现象,镶嵌结构也十分明显。

闪长质岩石包体中主要矿物为斜长石、黑云母、角闪石、钾长石、石英等;暗色矿物含量高,钙质角闪石和镁黑云母一般在 20% 以上;副矿物有磁铁矿、锆石、磷灰石、榍石等。闪长质岩石包体受岩浆改造程度小,具有火成岩的结构特点。

1.2 岩浆来源

黑云母的 Fe^{2+} - Fe^{3+} - Mg^{2+} 三端员图解可以定性地判别岩浆的来源及性质。由图 2 可以看出,区内闪长质岩石包体黑云母投点绝大多数落在 MC 区,具有壳幔混源的特点。但各地区的闪长质岩石包体壳幔混合程度则明显不同,如寿王坟、王安镇的闪长质岩石包体更接近于 M 区,即更多地保留了幔源特征,而牛圈闪长质岩石包体更接近于 C 区,更多地反映了地壳成分特点。

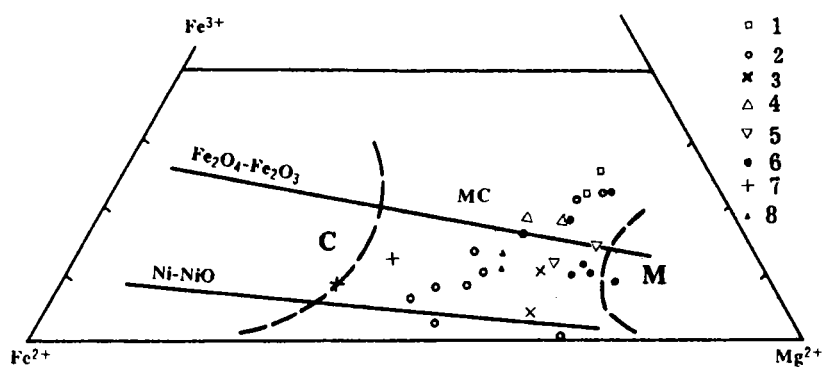


图 2 闪长质岩石包体黑云母八面体层 Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} 图解

(黑云母成分部分据张德全等(1988)^[1]、王式洗等(1985)^[2],其它均据本文,由中国地质大学电子探针室测定)

1—小寺沟;2—房山;3—杨树底下;4—烧锅地;5—王安镇;6—寿王坟;7—牛圈;8—撒岱沟门

Fig. 2. Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+} diagram of the octahedral layer of biotite from dioritoid enclaves.

1—Xiaosigou; 2—Fangshan; 3—Under the willow; 4—Shaogudi; 5—Wangan Town; 6—Shouwangfen; 7—Niujuan; 8—Sadaigoumen

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值也是反映岩浆来源及其性质的重要参数,但本区闪长质岩石包体这方面资料甚少。寿王坟岩体的闪长质岩石包体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值为 0.7050(张德全等,1988)^[1],和本区同期岩体大体相当,均是壳幔混合源特点。

1.3 常量元素、微量元素行为的成因证据

常量元素、微量元素,特别是微量元素可以用来探讨岩石成因。Tindle(1991)曾认为秘鲁 Puscao 侵入岩套中的闪长质岩石包体成因就是以分离-岩浆混合为主的^[11]。

在批式熔融过程中,任意两个微量浓度比值与其中一个元素的浓度均呈直线关系(沙连堃等,1989)^[3]。本区闪长质岩石包体和寄主岩的 Ce-Ce/Yb 图解(图 3)并不呈直线关系,而是曲线,这是岩浆分离结晶或同化混染的特征(沙鹏,1989)^[4]。

岩浆组成的物理混合将导致变量图上呈直线趋势,但在元素比值-元素图解、比值-比值或共分子比值-比值图解上呈双曲线(沙连堃等,1989;沙鹏,1989;李增田等,1993)^[3~5]。本区闪

长质岩石包体和寄主岩常量元素 $\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ 图解(图 4a、b)、稀土元素 La-Ce 图解(图 5a)和 Gd-Sm 图解(图 5b)主要为直线趋势,说明闪长质岩石包体和寄主岩主要是岩浆混合成因。但在 Gd-Sm 图解(图 5b)上,牛圈闪长质岩石包体和寄主岩并不成一直线,而是曲线,证实有分离结晶作用存在。

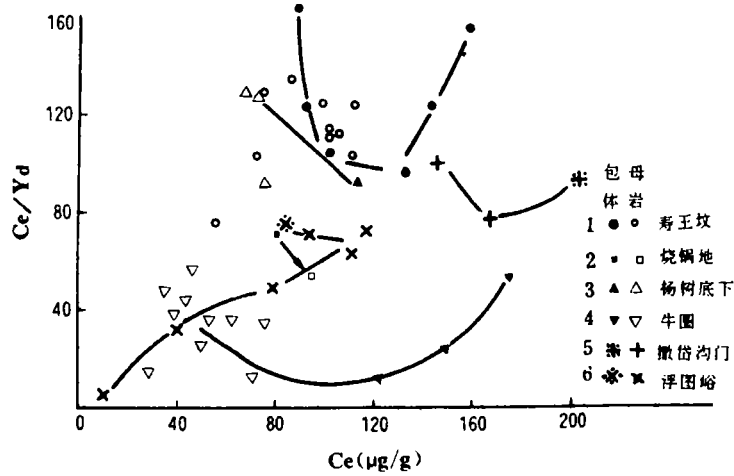


图 3 闪长质岩石包体和寄主岩 Ce-Ce/Yb 图解

(数据来源于张德全等,1988^[1];向纲,1984[●];本文;地矿部岩矿测试技术研究所测试)

Fig. 3. Ce versus Ce/Yb diagram of dioritoid enclaves and host rocks.

1—Shouwangfen; 2—Shaoguodi; 3—Under the willow; 4—Niujuan; 5—Sadaigoumen; 6—Futuyu.

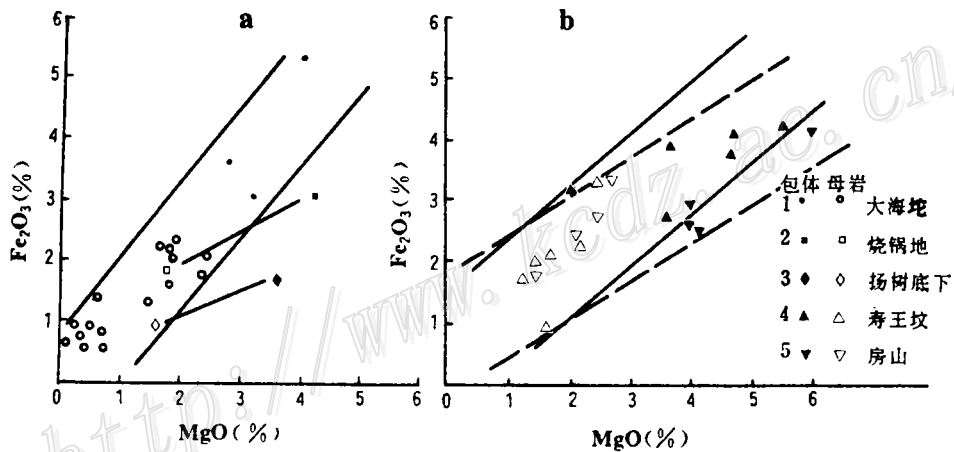


图 4 闪长质岩石包体与寄主岩 $\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ 图解

(数据来源于张德全等,1988^[1];河北省第三地质大队,1990[●])

Fig. 4. MgO versus Fe_2O_3 diagram of dioritoid enclaves and host rocks.

1—Dahaituo; 2—Shaoguodi; 3—Under the willow; 4—Shouwangfen; 5—Fangshan.

● 向纲,1984,河北省丰宁县撤岱沟门铅矿与普查评价有关的某些地质问题的研究

● 河北省第三地质大队,1990,张家口地区铅锌银多金属矿床成矿控制因素及找矿靶区的选择

由图 5 可见,本区燕山期闪长质岩石包体和寄主岩大致都分布在一条直线上,说明它们有相似的物质来源和构造环境,而印支期撒岱沟门闪长质岩石包体不仅稀土元素含量高,其所分布的直线斜率也明显不同于燕山期,因此其物质来源和构造环境不同于燕山期。

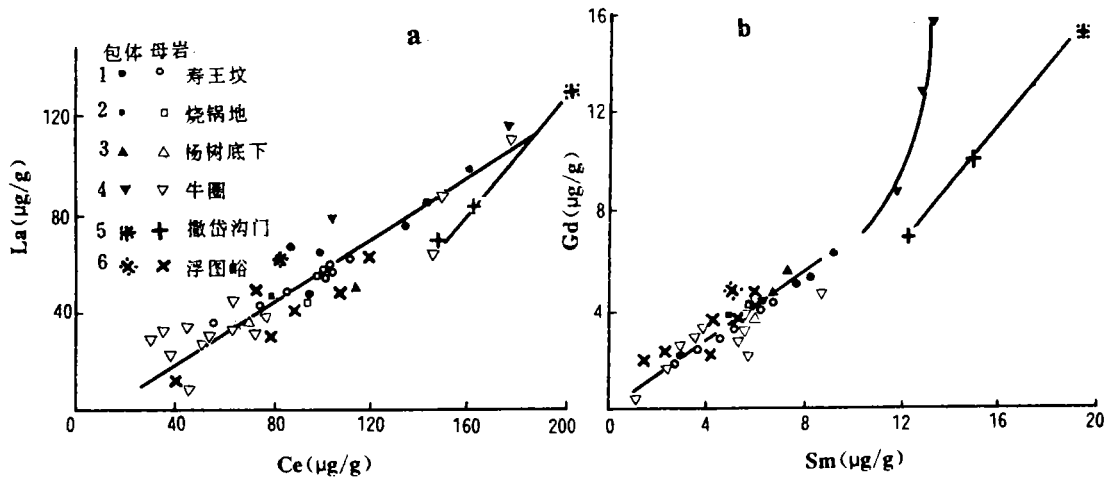


图 5 闪长质岩石包体与寄主岩 La-Ce 图解、Gd-Sm 图解

(数据来源、图例同图 3)

Fig. 5. La versus Ce diagram (left) and Gd versus Sm diagram (right) of dioritoid enclaves and host rocks.

Data sources as for Fig. 3.

典型的火成结构、较细粒的闪长质岩石包体边缘、横穿接触带的镶嵌斑晶、闪长质岩石塑性变形特征、矿物缺乏变形或重结晶作用、长柱状或长针状磷灰石存在等地质特征均说明本区闪长质包体为岩浆结晶作用形成,形成闪长质包体的岩浆来源于深部,以液态保存在形成寄主岩石的长英质岩浆中,并在长英质岩浆上侵过程中发生淬火作用。黑云母成分、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值、常量元素和微量元素行为都进一步证明形成闪长质包体的岩浆可能来源于上地幔,并由于其贯入下地壳所引起的热不平衡作用使其与由下地壳熔融产生的长英质岩浆发生混合作用,但也存在一定的结晶分异作用。

2 上地幔的成矿贡献

上地幔是岩石圈的组成部分之一,也是构造岩石圈的重要组成部分。它的动力学极大地影响着上部地壳的构造运动,上地幔与地壳间不断进行物质交换又控制着区域地壳及各类岩石和矿产的地球化学特征(Добренов, 1981)^[15]。区域成矿的实质是区域岩石圈内成矿物质通过各种地质-地球化学作用,由分散状态逐步地在某些地段浓集的过程。上地幔中成矿元素的初始浓度是控制这一过程的主要因素之一(张本仁等, 1990)^[6]。

区域性成矿差异一方面与上地幔在化学成分与热动力状态方面的不均一性有关。华北地台上地幔同世界地幔岩石元素平均含量相比,明显富 Mo、Pb、Zn、W、Ba、Fe 等,而少 Cu;和扬子地台上地幔相比,明显富 Fe、Ba、Mo、W、Au 等,而少 Cu,因此决定了区域上的成矿专属性(张本仁等, 1990)^[6];另一方面也与上地幔本身的成矿贡献有关。

从造山作用过程来看,在俯冲作用阶段存在着强烈地壳幔交换作用。去根作用(de-rooting)使岩石圈根拆沉进入上地幔中,同时上地幔岩浆进入下地壳,并发生岩浆混合,导致造山带组成元素分异、运移及再循环。闪长质岩石包体作为这种地幔岩浆和壳源岩浆的产物,能够反映上地幔的成矿贡献。从表 1 中可以看出 Pb、Ag、W、Au 为明显富集成矿元素,平均富集系数分别为 158.18、90.00、83.73、135.85, Zn、Mo、Sn 为富集元素,其平均富集系数分别为 3.38、9.03、14.56,这和上地幔本身富集这些元素有直接关系,并且在壳幔演化过程中,上地幔将这些元素又供给了地壳。在上地幔中亏损元素 Cu,在壳幔演化过程中,更加亏损,平均富集系数仅为 0.66,因此导致本区没有成型的 Cu 矿产出。相似的 Fe 虽在上地幔中为富集元素,但在壳幔演化过程中反而变成亏损元素(平均富集系数为 0.69),进而导致本区中生代仅有中小型 Fe 矿。与本区邻近的邯邢地区则由于地幔的长期贡献,形成了在燕山期贯穿的单一铁矿。

表 1 闪长质岩石包体成矿元素丰度(10^{-6})及上地幔成矿富集系数
Table 1. Abundances of ore-forming elements in dioritoid enclaves and metallogenic enrichment coefficients of the upper mantle

	样品号	Cu	Pb	Zn	Mn	Ag	Mo	W	Sn	Fe	Au
丰度	SD-I-1	20.0	67.6	331.8	0.076	1.19	3.98	37.7	12.4	4.82	0.018
	SD-I-2	14.2	64.7	157.6	0.015	0.512	1.44	25.0	11.1	2.21	0.182
	NJ93015	16.5	46.2	226.1	0.064	1.26	7.96	104.3	10.8	4.74	0.032
	LOK-2	12.1	33.6	278.4	0.100	0.627	7.04	34.6	9.86	4.07	0.089
	NJ93111	34.8	41.0	198.6	0.079	0.603	12.1	78.6	8.76	4.16	0.009
	FT93010	25.7	60.0	84.9	0.077	1.23	0	96.7	16.2	5.58	0.031
	平均	20.6	52.2	212.9	0.069	0.90	5.42	62.8	11.5	4.26	0.079
富集系数	SD-I-1	0.65	204.85	5.27	0.74	119.00	6.63	50.27	15.70	0.78	33.97
	SD-I-2	0.46	196.06	2.50	0.15	51.20	2.40	33.33	14.05	0.36	343.40
	NJ93015	0.53	140.00	3.59	0.62	126.00	13.27	139.07	13.67	0.77	60.38
	LOK-2	0.39	101.82	4.42	0.97	62.70	11.73	46.13	12.48	0.66	167.92
	NJ93111	1.12	124.24	3.15	0.77	60.30	20.17	104.67	11.09	0.67	16.98
	FT93010	0.83	181.82	1.35	0.75	123.00	0	128.93	20.51	0.90	58.49
	平均	0.66	158.18	3.38	0.67	90.00	9.03	83.73	14.56	0.69	135.85

说明:样品由中国地质大学(北京)化分室化学分析法分析,Mn、Fe 单位为%;上地幔成矿富集系数=闪长质岩石包体成矿元素/上地幔成矿元素丰度;上地幔成矿元素丰度:Mo、W 以涂里千和费德波(1961)提出的基性和超基性岩平均含量为基础,按 Ringwood 地幔岩模式计算的世界上地幔元素丰度;其他据 A L Anderson(1982)

3 中、下地壳的成矿贡献

现代地球物理测试资料揭示出的地壳模型表现为:上地壳主要由沉积岩和侵入其中的花岗岩组成,中地壳由相当于混合岩的物质组成,下地壳主要由麻粒岩相组成(高山等,1990)^[7]。

河北省早前寒武变质岩大致可分为三个亚区:①崇礼-赤城-大庙深断裂以北为阴山变质亚区,北纬 40°左右以南太行山区域为太行山变质亚区,介于两者之间的为燕山变质亚区(张

春华等,1990)^[8]。阴山变质亚区主要分布有早元古代红旗营子群、化德群,根据变质程度、 $p-t$ 条件等分别可作为中地壳、上地壳的代表(表2);②燕山变质亚区主要由早中元古代迁西群、晚太古代遵化群、单塔子群、早元古代双山子群、朱杖子群等组成,根据他们的变质程度、 $p-t$ 条件等,迁西群可作为下地壳的代表,遵化群及单塔子群可作为中地壳的代表,而双山子群和朱杖子群则可作为上地壳的代表(表2);③太行山变质亚区主要有早中太古代阜平超群、晚太古代龙泉关群、石咀群、早元古代滹沱超群等,根据他们的变质程度、 $p-t$ 条件等,阜平超群、龙泉关群与石咀群、滹沱超群分别代表下、中、上地壳(表2)。

表2 区域地壳岩石组成模型简表

Table 2. Generalized model for rock associations of regional crust

变质亚区	群(超群)	变质程度	$p(10^8\text{Pa})$	$t(^{\circ}\text{C})$	相当的地壳深度(km)	地壳组成模型
阴山	化德群	绿片岩相	>4	400~600	>14.5	上地壳
	红旗营子群	角闪岩相	4~10	540~730	14.5~36.4	中地壳
燕山	双山子群、朱杖子群	绿片岩相,局部达角闪岩相	2~7	400~550	7.3~25.5	上地壳
	遵化群、单塔子群	角闪岩相,局部达麻粒岩相	4~12	500~850	14.5~43.6	中地壳
	迁西群	麻粒岩相	8~12	800~920	29.1~43.6	下地壳
太行山	滹沱超群	绿片岩相	2~7	350~520	7.3~25.5	上地壳
	龙泉关群、石咀群	角闪岩相	5.8	620	21.1	中地壳
	阜平超群	角闪岩相—麻粒岩相	7.5~8.5	560~800	18.2~21.1	下地壳

$p-t$ 条件据张春华等(1990)^[8]

表3 红旗营子群(中地壳)成矿元素丰度及中、下地壳成矿富集系数

Table 3. Abundances of ore-forming elements in Hongqiyingsi Group (middle crust) and metallogenic enrichment coefficients of middle-lower crust

	样品号	Cu	Pb	Zn	Mn	Ag	Mo	W	Sn	Fe	Au
丰度	SD93004	39.1	16.4	42.3	0.056	0.626	5.30	75.1	15.1	2.30	0.031
	CJ93003	19.5	53.6	383.8	0.076	0.626	12.0	77.4	8.15	3.48	0.032
	DP93002	36.6	51.7	79.0	0.083	0	11.7	73.7	8.44	2.80	0.009
	DP93008	10.8	46.8	306.1	0.091	0.590	0	50.2	9.05	9.04	0.019
	XY93002	35.1	33.9	73.0	0.058	0.613	0	25.7	7.42	3.47	0.028
	平均	28.2	40.5	156.8	0.073	0.491	5.80	60.4	9.63	4.22	0.024
富集系数	SD-I-1	0.71	1.67	2.12	1.04	2.42	0.69	0.62	1.29	1.14	0.75
	SD-I-2	0.50	1.60	1.01	0.21	1.04	0.25	0.41	1.15	0.52	7.58
	NJ93015	0.59	1.14	1.44	0.88	2.57	1.37	1.73	1.12	1.12	1.33
	LOK-2	0.43	0.83	1.78	1.37	1.28	1.21	0.57	1.02	0.96	3.71
	NJ93111	1.23	1.01	1.27	1.08	1.23	2.09	1.30	0.91	0.99	0.38
	FT93010	0.91	1.48	0.54	1.05	2.51	0	1.60	1.68	1.32	1.29
	平均	0.73	1.29	1.36	0.95	1.83	0.94	1.04	1.19	1.01	3.00

①样品由中国地质大学(北京)化分室化学分析法分析;Mn、Fe 单位为%,其它为 10^{-6} ;②中、下地壳成矿富集系数=闪长质岩石包体成矿元素丰度/中、下地壳成矿元素平均丰度

实验岩石学与地球化学研究已确认,大量花岗岩只可能形成于壳内环境,而不可能直接来

源于地幔(Taylor 等,1985)^[12],因此闪长质岩石包体作为花岗质岩浆和幔源岩浆混合的结果,其同样包含着地壳的信息,特别是中、下地壳的信息。

从表 3 中可以看出,本区中、下地壳对成矿的贡献各成矿元素明显不同于上地幔,如 Mn、Mo、W、Sn、Fe 基本上没有贡献(平均富集系数为 0.94~1.19),Pb、Zn 也仅有轻微的贡献(平均富集系数分别为 1.29、1.36),Ag、Au 则有较明显的贡献(平均富集系数分别为 1.83、3.00),而 Cu 则明显亏损(平均富集系数为 0.73),说明本区 Mo、Fe 的形成主要来自上地幔,Pb、Zn 稍次之,而 Ag、Au 即有上地幔的贡献,也有地壳的贡献,这也就是为什么冀北、冀东 Ag、Au 矿多与基底地层有关的原因。Cu 在本区地幔中即已亏损,在中、下地壳中又亏损,这双重亏损作用是本区明显缺乏成型 Cu 矿的直接原因。

4 岩浆演化对成矿的贡献

花岗质岩浆的形成与向上地壳上部的迁移是造成大陆地壳内物质分异调整的主要机制(Taylor 等,1985)^[12]。花岗质岩浆是多阶段的、连续演化的,大致可分为早期岩浆阶段、主岩浆阶段、伟晶岩阶段、气成阶段、热液阶段、风化阶段(Clanke,1992)^[13]。而且许多作用对亲花岗岩元素(包括成矿元素)富集有影响,如晶体—液体之间平衡作用、对流驱动热重分异作用、熔体和饱和水之间、固体和饱和流体的反应等(Engster 等,1985)^[14]。虽然这些作用在岩浆演化各个阶段所起的作用不同,但也很难表示出每个阶段岩浆对亲花岗岩元素的富集作用。侵位于各种水平上的花岗岩类岩石是花岗质岩浆演化的最终产物,其成分并不能代表原始花岗质岩浆的成分,而闪长质岩石包体因为包含着原始花岗质岩浆的信息,因此花岗岩和闪长质岩石包体成矿元素比值大致能够反映花岗质岩浆多阶段、多作用的综合富集结果。

从表 4 中可以看出,Cu、W、Sn 在花岗岩浆演化过程中略有亏损(平均富集系数分别为 0.90、0.96、0.97),也就是说它们没有多少进入到热液流体中,特别是 W、Sn,而绝大多数保留

表 4 花岗岩类成矿元素丰度及花岗岩成矿富集系数
Table 4. Abundances of ore-forming elements in granitoids and metallogenic enrichment coefficients of granites

	样品号	岩石名称	Cu	Pb	Zn	Mn	Ag	Mo	W	Sn	Fe	Au
丰度	SD93001	二长花岗岩	25.3	46.2	29.8	0.023	0	49.2	84.0	13.1	1.14	0.020
	FT93008	花岗岩	24.3	31.3	48.5	0.061	0.609	0.484	69.5	15.3	2.86	0.020
	DW93018	流纹斑岩	16.3	40.9	37.6	0.024	0.623	0	71.3	11.3	0.451	0.020
	DW93004	黑云母花岗岩	18.8	32.1	45.1	0.067	0	3.81	37.8	7.92	2.02	0.050
	CJ93002	石英斑岩	15.3	62.2	91.3	0.024	0	3.25	38.2	4.52	0.539	0.038
	平均		20.0	42.5	50.5	0.040	0.246	1.61	60.1	10.4	1.40	0.030
富集系数	SD93001		1.23	0.89	0.14	0.33	0	9.08	1.34	1.14	0.27	0.28
	FT93008		1.18	0.60	0.23	0.88	0.68	0.09	1.11	1.33	0.67	0.28
	DW93018		0.79	0.78	0.18	0.35	0.69	0	1.14	0.98	0.11	0.28
	DW93004		0.91	0.61	0.21	0.97	0	0.70	0.60	0.69	0.47	0.69
	CJ93002		0.74	1.19	0.43	0.35	0	0.42	0.61	0.39	0.13	0.53
	平均		0.97	0.81	0.24	0.58	0.27	0.28	0.96	0.90	0.33	0.42

注: 样品由中国地质大学(北京)化分室化学分析法分析;Mn、Fe 单位为%,其它为 10^{-6} ;花岗岩成矿富集系数=花岗岩成矿元素丰度/闪长质岩石包体成矿元素平均丰度

并分散于花岗岩中,因此虽然 W、Sn 无论是在上地幔中,还是在中、下地壳中都是富集的,还是没有形成型矿床。Pb、Mn 则有较大亏损(平均富集系数分别为 0.81、0.58),而 Zn、Ag、Mo、Fe、Au 则明显亏损(平均富集系数为 0.24~0.43),即在花岗质岩浆演化过程中大多进入到热液流体中,加之本区上地幔、地壳的贡献等因素,因此成为本区特色矿产。

参 考 文 献

- 1 张德全,孙桂英. 中国东部花岗岩. 武汉:中国地质大学出版社,1988,5~91
- 2 王式洗,姜常义,王廷印等. 太行山北段某些燕山期花岗岩类岩石中黑云母和角闪石的化学特征. 见:参加国际花岗岩地质和成矿关系讨论会文集. 北京:北京大学出版社,1982,21~27
- 3 沙连望,袁奎荣. 不同岩浆作用过程的定量模式及鉴别. 桂林冶金地质学院学报,1989,(3):241~258
- 4 沙鹏. 用微量元素研究火成岩成因的基本原理及其图解法. 南京大学学报,1989,(1~2):213~221
- 5 李增田,马昌前,唐仲华. 应用二组分变异曲线判别岩浆作用的一套有效方法. 地球化学,1993,(2):115~126
- 6 张本仁,骆庭川,高山等. 秦巴地区岩石圈地球化学特征和演化及其地质意义. 见:张本仁等著. 秦巴区域地球化学文集. 武汉:中国地质大学出版社,1990,1~32
- 7 高山,张本仁,骆庭川等. 秦岭造山带及其邻区大陆地壳的结构与成分研究. 见:张本仁等著. 秦巴区域地球化学文集. 武汉:中国地质大学出版社,1990,33~49
- 8 张春华,王启超,高明文等. 河北早前寒武纪变质作用. 北京:地质出版社,1990,1~84
- 9 Chappell B W, White A J R. Restite enclaves and the restite model. In: J. Didier ed. Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam-Oxford-Newyork-Tokyo, 1991, 375~381
- 10 Barbain B, Didier J. Review of the main hypotheses proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves. In: J. Dider ed. Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam-Oxford-Newyork-Tokyo, 1991, 367~373
- 11 Tindle A G. Trace element behaviour in microgranular enclaves from granitic rocks. In: J. Didier ed. Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam-Oxford-Newyork-Tokyo, 1991, 313~331
- 12 Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford, Blackwell Scientific, 1985, 312
- 13 Clarke D B. Granitoid rocks. Chapman & Hall, 1992, 153~178
- 14 Engster H P, Wilson G A. Transport and deposition of ore-forming elements in hydrothermal systems associated with granites. In: Institution of Mining and Metallurgy ed. HHP granites, hydrothermal circulation and ore genesis, 1985, 87~98
- 15 Добрецов Н П. Глобальные Петрологические процессы. Москва «Недра», 1981

A PRELIMINARY DISCUSSION ON THE CRUST—MANTLE MINERALIZATION IN THE TAIHANG MOUNTAINS—YANSHAN OROGENIC BELT FROM THE ANGLE OF DIORITOID ENCLAVES

Liu Fangshan and Shi Zhunli

(China University of Geosciences, Beijing 100083)

Key words: dioritoid enclave, crust-mantle mineralization, orogenic belt, Taihang Mountains, Yanshan Mountain

Abstract

Since 1980s, such factors of continental lithosphere as its composition, texture, formation and

evolution have become the forefront research field in geosciences. Orogenic belts seem to be the key link in the study of continental lithosphere. Being an orogenic belt developed since Mesozoic, the Taihang Mountains-Yanshan orogenic belt is of great significance in studying the formation, development and evolution of the crust in eastern China or even east Asia. As the lithomicroprobe method is one of the simple and convenient methods in the study of deep geology, the authors have discussed for the first time the influence of the composition of the upper mantle and the middle-lower crust as well as the magmatic evolution upon the ore-forming process from the angle of dioritoid enclaves. Preliminary studies have demonstrated that the tentative idea that dioritoid enclaves can serve as the lithomicroprobe of lithosphere to reflect the crust-mantle mineralization in orogenic belts is fairly reasonable. Hence, the idea provides a method for the study of orogenic belts through the investigation into the crust-mantle evolution and mineralization. It is also pointed out that mineralization and metallogeny of orogenic belts are controlled not only by regional nonhomogeneity of the mantle, but obviously by the crust-mantle ore-forming system. The ratios of metallogenic elements in dioritoid enclaves to those in the upper mantle and to those in the middle-lower crust can reflect the metallogenic contribution of the upper mantle and that of the middle-lower crust respectively. In addition, the ratios of metallogenic elements in granite to those in dioritoid enclaves reflect the composite evolutionary results of granitic magma.

欢迎订阅《地球学报》

《地球学报》(中国地质科学院院报)(ISSN 1006—3021, CN11—34741/P), 为中国地质科学院主办的综合型学术刊物, 面向国内外公开发刊, 季刊, 16 开, 每期 112 页, 全年定价 24.00 元。该报 1995 年将刊登中国科学院院士、地学界知名专家、各学科带头人及青年科学家在地学基础研究、科学基金项目、国家攻关项目、中外合作项目、科技开发项目及地科院特色研究领域内的重要成果。所载论文覆盖面大、领域广、资料观点新、信息量多、是地学工作者不可缺少的参考书。

需要本刊者请与矿床地质研究所发行组联系。

地址: 北京百万庄路 26 号, 邮政编码: 100037