

皖南浅变质岩区的构造演化及矿产分布规律

张国斌 ,吕绍远

(华东冶金地勘局屯溪地质调查所 ,安徽 黄山 245000)

摘 要 皖南浅变质岩地区由四个不同构造单元拼合而成。中元古早期皖南为一古岛弧 ,约 1000Ma 前 ,华南板块沿江山 - 绍兴一带俯冲 ,是岛弧向扬子板块增生 ,约 900Ma 前左右 ,皖南沿祁门 - 三阳坑一带产生弧后扩张盆地 ;而 850Ma 前 ,华夏古陆沿江山 - 绍兴一带与扬子板块对接拼合 ,弧后盆地被动俯冲结束 ,标志增生的完成 ,同时深部发生重熔 ,形成初生陆壳改造型(S 型)花岗岩类侵入体 ,如休宁、许村、歙县等岩体 ,约 780Ma ,华南洋壳的俯冲使洋盆逐渐缩小 ,华南板块和扬子板块发生碰撞 ,以至祁门 - 三阳海盆关闭 ,形成祁门 - 三阳坑陆壳碰撞地缝合线。这时期的碰撞挤压 ,使初生陆壳重熔形成板内改造型灵山、莲花山和白际山侵入岩体 ,最终形成白际岭火山岩推覆席 ,标志皖南构造格局形成。这些构造演化既奠定了本区的构造格局 ,又控制着该区的矿产分布。本区主要矿种的成矿期为晋宁期和燕山期 ,中生代的成矿作用是在晋宁期变质基底上局部演化的结果 ,即中生代的矿产分布仍反映了基底格局对区域成矿的控制。

关键词 皖南 浅变质岩区 ;白际岭岛弧 ;弧后扩张盆地 ;弧后俯冲 ;矿产分布规律

中图分类号 :P542 **文献标识码** :A **文章编号** :1001-1552(2008)04-0501-08

0 引 言

皖南浅变质岩区系指安徽南部东至 - 石台 - 黄山 - 绩溪以南地区 ,近东西向展布 ,出露面积约 8500km²。主要包括 20 万区调报告中中元古界上溪群(樟前组、板桥组、木坑/环沙组和牛屋组)和晚元古界历口群(邓家组、井潭/铺岭组)以及震旦系地层。传统观点认为元古界浅变质岩系是扬子板块(江南古陆)的基底 ,其上依次沉积了寒武 - 三叠纪盖层。20 世纪 80 年代以来 ,其研究的重点是造山模式及造山时代 ,并陆续发表了元古代碰撞造山带(李继亮和许靖华 ,1989 ;邢凤鸣等 ,1989 ,1992 ;马长信等 ,1992 ;Li *et al.* , 2003a ,2003b ;Wu *et al.* , 2006 ;吴荣新等 ,2005b ,2007) ,元古代及早古生代多期碰撞造山带(徐备等 ,1992)以及中生代碰撞造山带(许靖华 ,1980 ,1987 ;徐树桐等 ,1993)等研究成果。

作者通过近几年对皖南浅变质岩系的研究 ,并结合前人对扬子地块东南缘晚元古代的年代学和地球化学研究成果 ,认为皖南晚元古代造山运动经历了早期俯冲、中期陆内扩张裂陷和晚期碰撞拼合三个主要阶段 ,其中后二者形成的裂谷带和碰撞带造山既奠定了该区的大地构造轮廓 ,又控制着该区的矿产分布。且我们认为祁门 - 歙县大断裂是陆壳碰撞的准地缝合线。

1 变质岩区构造单元及原始大地环境

1.1 扬子大陆板块的俯冲基底

它位于研究区最北部 ,基底南部以下箬坑 - 西园断裂带为界与羊栈岭前陆褶皱冲断带相接。它的岩石单位主要为灰、灰绿、灰黄的中厚层含砾砂岩、粗砂岩、细砂岩、粉砂岩和少量泥岩互层组成 ,相当

于晚元古代的环砂组、邓家 - 铺岭组地层(见图 1),是晚元古代早期局部拉张海槽相 - 滨浅海相的环境下沉积的。其构造环境为晚元古代早期的俯冲造山带的弧后盆地。

1.2 羊栈岭前陆褶皱冲断带

分布在扬子大陆板块的俯冲基底以南和祁门 - 歙县以北地区组成岩石的原始构造环境为晚元古代早期的俯冲造山带中的弧后海槽。它由中元古界牛屋组斜坡相复理石浊积岩和侵入其中的歙县、许村、休宁等十余个晚元古代花岗岩带组成。

根据变形变质和岩石建造等方面差异,羊栈岭

前陆褶皱冲断带可分为 3 个二级单位,剪切花岗闪长岩带,复理石褶皱冲带和前陆火山 - 磨拉石盆地(图 2)。

1.2.1 剪切花岗闪长岩带(Ⅱa)

指分布在羊栈岭前陆褶皱冲断带南部,侵入牛屋组中的歙县、许村、休宁等十余个岩体,形成时代为 821Ma(吴荣新等,2005b)。它们呈不连续带状出露,走向 NEE,西延至江西九岭。单个岩体大小悬殊,大者数百 - 数千平方公里,小者数十平方公里,岩性为花岗闪长岩。对这些岩体进行的同位素年代学和地球化学的研究认为,它们为富 Al_2O_3 和

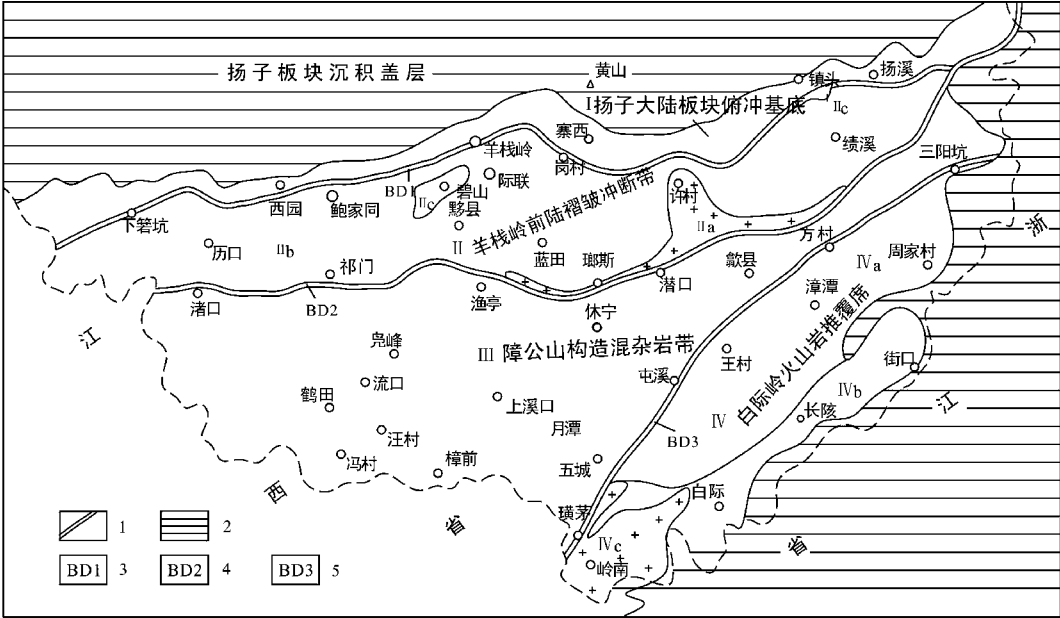


图 1 皖南晚元古代碰撞造山带构造分区图

1 - 主要构造单元边界断裂 2 - 震旦系至下古生届盖层 3 - 下箬坑 - 西园断裂带 4 - 渚口 - 祁门 - 歙县断裂带 5 - 三阳 - 岭南断裂带

Fig.1 The map of regional tectonic map by the collision and Orogeny after Proterozoic in South Anhui

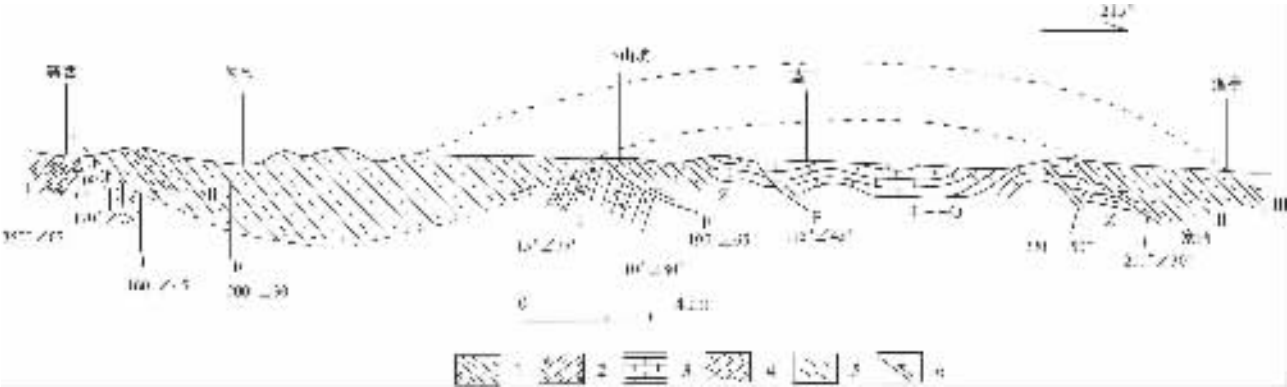


图 2 寨西 - 渔亭综合构造剖面图

I - III - 构造 - 岩石单元符号(见正文); 1 - 复理石沉积 2 - 砂、砾岩组合 3 - 灰岩 4 - 震旦纪砂岩 5 - 剪切带基质 6 - 冲断层

Fig.2 Integrated structural profiles from zhaixi - Yueting in South Anhui

富 ^{18}O 的S型花岗岩,同时具有较高 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比的新生地壳特点,其物源为富含火山物质的副变质岩,形成初始陆壳改造型(邢凤鸣等,1989;吴荣新等,2005b)或不成熟陆壳重熔型。

在晚元古代晚期碰撞造山作用中,上述岩体主要表现为强烈的塑性变形,形成长英质糜棱岩。其中歙县岩体及以东的10个小岩体表现得更为强烈而普遍,广泛发育了片麻状构造并出现新生的白云母、黑云母、钠长石、石英等变质矿物。

1.2.2 复理石褶皱冲带(IIb)

这是羊栈岭前陆褶皱冲断带的主体单元,由中元古代的牛屋组组成。地层岩性为一套轻微变质的呈深灰色、灰白色,有时见灰绿色,以中-厚层泥状粉砂岩(部分已变质为泥质板岩、粉砂质板岩)、细砂岩组成韵律为主的岩石。碎屑以岩屑为主,矿物成分以长石、石英、黑云母以及粘土矿物为主,含少量碳酸盐矿物和黄铁矿。底部较粗的粒级层中有时有火山岩岩屑。这个单元的整个层序都具有典型的复理石韵律及典型的浊流沉积特征,因此认为它是深海浊流沉积,其原始构造环境为弧后海槽。

渚口-历口-邓家剖面研究表明:该剖面发育多条韧性逆冲断裂带。其中南部发育在牛屋组内的大北埠、历口的两条断裂带塑性变形明显,形成紧闭的同斜褶皱、钩状褶皱和剪切劈理,新生绢(白)云母、石英大量出现,并定向成层生长;北部发育在环砂的断裂,脆性变形明显,主要表现为断片与劈理密集分布、砾屑等压扁拉长和少量绢云母定向成层分布和石英颗粒的波状消光等现象。

褶皱主要发育在南部的牛屋组和部分环砂组中,牛屋组内厚层砂岩表现为斜歪褶皱,转折端强烈劈理化;环砂组中厚层砂岩表现为断片,而无明显褶皱;两组中的板岩均为斜歪-同斜褶皱。总之,牛屋组的褶皱作用有别于环砂组。

1.2.3 前陆火山-磨拉石盆地(IIc)

在羊栈岭前陆褶皱冲带中,目前已经发现的碧山、老虎坑、镇头等砾岩。这套磨拉石建造呈孤立盆地状不整合于牛屋组、环砂组和扬子大陆板块的俯冲基底之上,并被休宁组不整合覆盖。其不整合面常被断层改造。其中碧山砾岩出露较全,下部为紫红色砂砾岩与岩屑砂岩互层夹黑色板岩,中部为紫红色流纹质晶屑凝灰岩,上部为玄武安山岩,三者呈不规则环状分布,推测为前震旦纪尚未剥蚀殆尽的陆相火山-磨拉石盆地。

1.3 障公山构造混杂岩带

分布在羊栈岭褶皱冲带以南,三阳-岭南断裂带以西地区,这个单元的特征既有代表弧后俯冲过程中产生的蛇绿混杂岩,也有陆壳碎块的构造(碰撞)混杂岩,既有韧性剪切的基质,也有韧-脆性过渡的剪切基底,是弧后俯冲和弧-陆碰撞造山的产物,其由二部分组成。

其一,复理石构造混杂单元,主要由砂质、泥质千枚岩为主,对砂质千枚岩的岩石化学研究表明,上述复理石混杂岩的形成环境主要为活动大陆边缘(图3),推定为海底扇沉积(徐备等,1992)。

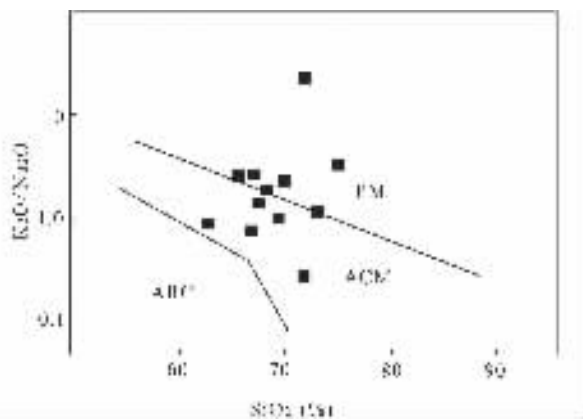


图3 杂砂岩 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解(据Roser *et al.*, 1986)

PM-被动陆缘;ACM-活动陆缘;ARC-岩架弧

Fig. 3 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diagram of miscellaneous sandstone (After Roser *et al.*, 1986)

其二,为基性-超基性构造混杂岩(蛇绿混杂岩),呈带状分布,目前发现有二条(马荣生和王爱国,1994):一是沿渔亭、东亭、屯溪、伏川、水竹坑线展布,长90km,由地幔方辉橄榄岩和由此分异的堆积辉长岩以及侵入-喷发相的辉长辉绿岩,拉斑玄武岩、枕状玄武岩和粗、细复理石和英安玢岩、流纹质凝灰岩组成。二是沿用功、障源村一线展布,由块状、枕状拉斑玄武岩,少量细粒辉长岩、硅质板岩、玄武质板岩、玄武质碎屑岩、硅质岩及少量沉积岩组成。上述两个岩带的玄武岩的岩石化学均具岛弧-洋脊特征(图4),并根据中酸性火山岩较发育特点推定为大洋化产物。这套岩石形成于891Ma,在826~764Ma受到前裂谷期岩浆活动的改造且发生压固相热液蚀变(吴荣新等,2005c)。

障公山构造混杂岩带的主要构造形式是强烈的劈理化,形成基性岩块或保留有原生组构的复理石岩片与强烈的劈理化带、韧性剪切带、褶皱层相间分布的构造格局。

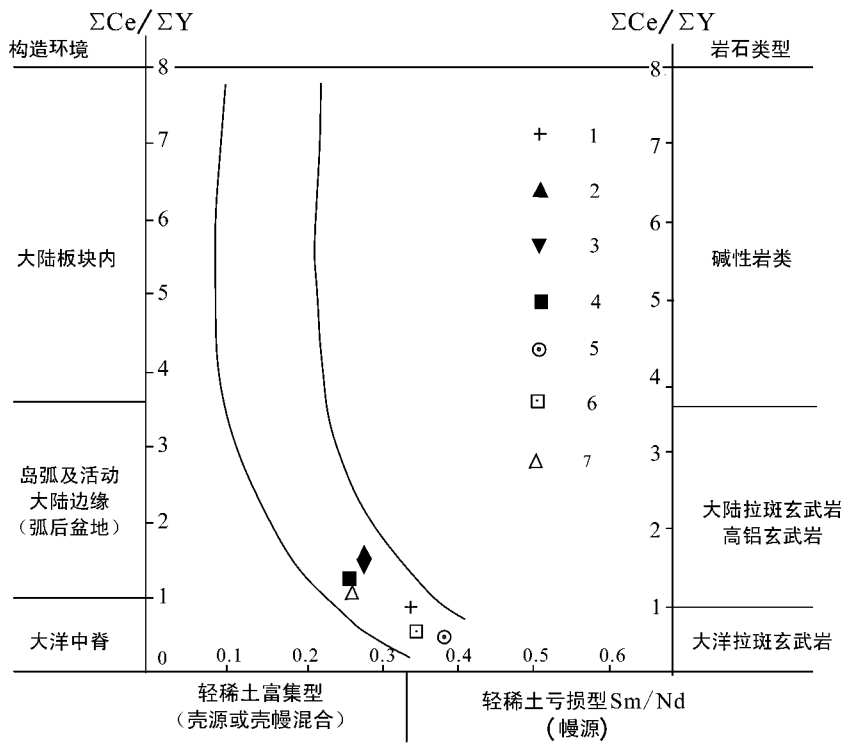


图 4 $\Sigma Ce/\Sigma Y$ -Sm/Nd 图解(据赫尔曼 , 1974)

1 - 黄土岭 2 - 伏川 3 - 车轮湾 4 - 障源 5 - 水竹坑 6 - 大背岭 7 - 羊栈岭

Fig. 4 $\Sigma Ce/\Sigma Y$ -Sm/Nd diagram (After Hermann , 1974)

1.4 白际岭火山岩推覆体

分布在三阳 - 岭南断裂带以东地区。组成岩石有武阳组火山碎屑岩和井潭组英安岩、流纹岩、流纹质熔岩及其火山碎屑岩和由碰撞下形成的片麻状花岗岩等。根据变形变质和岩石构造等方面的差异，该构造单元可分为三个 2 级单元。

1.4.1 武阳组褶皱推覆席(IVa)

主要由武阳组组成，东西两侧以韧性推覆剪切带为界。它是由一套浅变质的长英质 - 英安质火山岩为主体及有关的火山碎屑岩和沉积岩夹层组成。岩石以黑色、深灰绿色、灰绿色、灰白色的熔结凝灰岩、泥砂质板岩、凝灰质板岩组成。上部火山碎屑含量较高。局部见有紫色钙质、钙硅质条带。在岩石化学及稀土、微量元素等方面具有岛弧特征(孙书勤等 2007 ;赵振华 2007)，推断为岛弧后的潮下带，潮间带沉积环境。在新安江以北地区变形较弱，原生组构清晰可见，以南劈理化强烈。岩石样品的化学分析数据在 SiO_2 - K_2O + Na_2O 图解上大多数投在钙碱性火山岩区，在 FAM 图解上也为钙碱性火山岩的演化趋势，反映生成于岛弧环境(徐树桐等，1993)。

1.4.2 井潭组剪切推覆席(IVb)

由青灰绿色英安质晶屑凝灰岩、晶玻屑凝灰岩、熔结凝灰岩、石英斑岩和流纹岩组成，局部由少量的粉砂质板岩夹层。在岩石化学及稀土、微量元素特征上具成熟岛弧特征(孙书勤等，2007 ;赵振华，2007)。以串珠状展布的中生代花岗岩岩带为界，分为东西两个冲断片。西部冲断片由长英质构造片岩、千糜岩化流纹斑岩组成。在九亩丘 - 田里一带出露宽约数公里的黑绿泥石带；东部冲断片，由糜棱岩化流纹斑岩和少量构造片岩组成，其塑性变形程度以及基质的定向生长和变质分异作用等方面的发育程度明显弱于西部断片(马荣生和王爱国，1994)。

上述的武阳组褶皱推覆席(IV A)井潭组剪切推覆席(IV B)共同组成了白际岭岛弧。

1.4.3 碰撞花岗岩带(IVc)

指分布于井潭剪切推覆席南部的灵山、莲花、白际、五里亭等晚元古代晚期的高硅、高钾和低基性组分等高度演化的片麻状花岗岩，形成时代约 825 ~ 770Ma(吴荣新等，2005a)，出露面积 300km² 以上，单个岩体呈北东向展布。岩石由碎斑和碎基两部分

组成。在莲花山岩体中尚见有少量铁铝榴石。岩体化学成分相似,在 ACF 图解上样点落入 S 型区,在 Na-K-Ca 三角图解中多分布在交代花岗岩区,且靠近富 K、Na 一侧,反映为原地-半原地交代花岗岩特点,在稀土元素特征上,具明显的壳源改造型花岗岩特点,在 Pb、O 同位素特征上,该岩体与井潭组相近,在 Pb 构造模式图上,落入造山带演化线附近,反映花岗岩与井潭组有亲缘关系(同源岩浆),并且经历了至少 2 个阶段部分熔融成岩过程(马荣生和王爱国,1994;吴荣新等,2005a,2007)。因而我们认为该岩体属于与碰撞造山带作用有关的变质交代型花岗岩。

2 皖南构造格局的演化历史

中元古代是地球发展演化的主要时期,很多地质学家都认为中元古代晚期(1200~900Ma)是全球性裂谷时期。根据年代学、地层学资料,以及对皖南浅变质岩系的研究,认为皖南在中晚元古代是一个完整的古陆,由于华南洋壳的俯冲,引起大陆裂解,产生晚元古代海洋(祁门-三阳海盆)及其所分割的岛弧隆起,类似于现在的日本列岛,古岛弧的北西侧,即羊栈岭前陆褶皱冲断带,是由沿祁门-三阳坑岛内裂谷扩张形成的弧后盆地,类似日本海。推测其演化历史可能有以下 4 个阶段。

2.1 岛弧和弧后盆地生成阶段

约 1300~900Ma,华南板块沿江山-绍兴一带俯冲,是岛弧向扬子板块增生的开始(吴荣新等,2007)。

约 930~880Ma,华南洋壳沿江山-绍兴断裂带向北俯冲过程中,在俯冲带的前缘产生大规模的岛弧岩浆活动(吴荣新等,2005b),形成一套钙碱性火山岩组合为代表的初生白际岭岛弧。同时俯冲引起岛弧后面的地幔产生对流运动(Li *et al.*, 2003a),热流的上升导致皖南古板块沿祁门-歙县一带裂开,底部熔岩溢流,形成了新的“洋壳”,分布于皖南祁门-歙县断裂带上约 90km 的蛇绿岩套是当时形成的产物,同时在“洋壳”内沉积了一组牛屋组沉积岩系。

2.2 弧后俯冲及褶皱冲断带生成阶段

约 860~830Ma,随着扬子大陆板块被动俯冲的加强,弧后盆地收缩,并产生弧后俯冲,岛弧岩浆岩遭受快速风化沉积作用,在弧后俯冲形成的海沟中生成复理石沉积岩;同时由于弧后俯冲,在祁门-歙

县一带,形成羊栈岭褶皱冲断带雏形。因地层褶皱变质陆壳加厚,以及可能的地幔热流的影响和断裂减压,在深部发生重熔,形成初生陆壳改造型(S型)花岗岩类侵入体,如休宁、许村、歙县等岩体。随后,弧后盆地收缩到北部,变成浅海盆地,形成环沙组、邓家-铺岭组滨浅海相碎屑岩、火山岩。同时,由于华南洋盆地在向北俯冲过程中受阻,造成强烈、规模更大的火山活动,形成了长 450km 以上,宽近 64km 以上的火山岩带即晚元古代赣东北-皖南-浙西北火山带,持续时间 100Ma,其构成双溪坞群、上墅群和井潭组等近千米厚的火山岩(邢凤鸣等,1992;吴荣新等,2007)。

2.3 弧后碰撞阶段

约 825(750Ma,华南洋壳的俯冲使洋盆逐渐缩小,以至祁门-三阳海盆关闭,华南板块和扬子板块发生碰撞,最终导致由东向西发展的碰撞和拼贴,形成障公山构造混杂岩带、仰冲岛弧及其边界的中高压变质带(黑绿泥石变质带、铁铝榴石变质带和江西的蓝闪石变质带),同时,形成祁门-三阳坑陆壳碰撞缝合线,这时期的碰撞挤压,使初生陆壳重熔形成板内改造型灵山、莲花山和白际山侵入岩体,最终形成白际岭火山岩推覆席。

羊栈岭褶皱冲断带雏形在该阶段受到叠加改造,最终形成剪切岩浆弧及复理石褶冲带,在造山带的前陆地区,形成碧山、镇头等火山-磨拉石盆地。

2.4 碰撞后的构造运动

它主要表现为逆冲在扬子大陆板块上的障公山-白际混杂岩体因强烈挤压而形成的紧密褶皱和大型韧性剪切带,及伴生切割形成糜棱岩带的轴面劈理,经剥蚀后形成现今地貌。

3 矿产分布规律

从皖南浅变质岩系的构造演化历史分析,在前寒武纪,皖南地区以形成火山-沉积矿床为主的地区,晋宁运动奠定了本区的构造格局,也控制着该区的矿产分布,从现有资料看,本区主要矿种的成矿期为晋宁期和燕山期,中生代的成矿作用是在晋宁期变质基底上局部演化的结果,即中生代的矿产分布仍反映了基底格局对区域成矿的控制。

3.1 晋宁期矿产

造山前的扩张阶段形成的矿种是块状硫化物型铜矿,其成因与大洋化作用下产生的基性超基性岩有关,分布混杂岩地体的蛇绿岩块中,造山后期的收

缩阶段形成的矿种有金、铜、铁等。前者与碰撞造山中的韧性剪切、花岗岩化作用有关,分布在岛弧火山沉积岩-火山岩推覆体和羊栈岭褶皱冲断带中;后者与收缩阶段派生的局部扩张环境下形成的基性岩有关,主要分布在陆缘地体的扩张盆地中。

3.2 燕山期矿产

受邻区构造运动波及影响,中生代构成了本区主要成矿期。虽然这个阶段形成的矿产大多与构造-岩浆岩活动有关,但研究表明本区中生代的岩浆岩均是由不成熟的变质基底改造而成,故中生代的成矿作用是晋宁期变质基底上局部演化的结果,即中生代的矿产分布,仍反映基底格局对区域成矿作用的控制。障公山构造混杂岩地质岩体上主要有 Mo、Au、Sb、W,主要分布在韧性剪切带上;白际推覆地质体上主要有 Pb、Zn、Cu、Mo、Au,主要分布在火山沉积岩-火山岩推覆体中;羊栈岭前陆褶皱冲断层地质体上主要有 Pb、Zn、Ag,主要分布在陆缘碎屑岩单元和深熔花岗闪长岩带上;在扬子俯冲基底上,主要有 Au、Cu,分布在陆缘碎屑岩中。

综上所述,根据不同构造单元上晋宁期和燕山期综合成矿能力,得出成矿作用较好的单元是:

(1) 白际推覆体的火山沉积岩-火山岩中,矿种有 Pb、Zn、W、Cu、Mo、Au;典型矿床有九亩丘层间破碎蚀变岩型铅锌矿和长陔岭斑岩型铜钼矿等。

(2) 障公山混杂岩地体上的大型韧性剪切带,矿种有 Mo、Cu、W、Sb、Au、Bi、Sn;典型矿床有休宁里东坑斑岩型铜钼矿(伴生金)、韩家(天井山)破碎蚀变岩型金矿和里广山锑矿等。

(3) 羊栈岭前陆褶皱冲断层地体中及其断裂盆地,矿种有 Pb、Zn、W、V、Cr、Au、Cu、Ag、Mo、Bi、Sn;典型矿床有祁门三宝隐爆角砾岩筒型多金属矿和绩溪际下层控似矽卡岩型白钨矿等。目前在地质体内的东园岩株内钻探发现了厚约 130 余米的斑岩型白钨矿(原东园钨矿点)据安徽地矿局 332 地质队内部资料)。

(4) 俯冲基底上断裂裂隙中有 Cu、Au。典型矿化点有层控型的箬坑金矿化点。

另外,在上述地质体中大量分布皖南的优势矿种:膨润土、瓷土矿、蛇纹石及萤石等非金属矿产。

致谢:论文初稿承蒙张寿稳高工和另一位审稿专家审阅并提出了宝贵意见!

参考文献(References):

- 李继亮,许靖华. 1989. 南华夏造山带构造演化的新证据. 地质科学(3): 217-225.
- 马长信,刘荣贵,吕贵德. 1992. 赣东北震旦纪地质. 北京:地质出版社.
- 马荣生,王爱国. 1994. 皖南晚元古代碰撞造山带构造轮廓. 安徽地质, 4(1-2): 14-22.
- 孙书勤,张成江,赵松江. 2007. 大陆板内构造环境的微量元素判别. 大地构造与成矿学, 31(1): 104-109.
- 吴荣新,郑永飞,吴元保. 2005b. 皖南新元古代花岗闪长岩体锆石 U-Pb 定年以及元素和氧同位素地球化学研究. 岩石学报, 21(3): 587-606.
- 吴荣新,郑永飞,吴元保. 2005a. 皖南石耳山新元古代花岗岩锆石 U-Pb 定年以及元素和氧同位素地球化学研究. 高校地质学报, 11(3): 364-382.
- 吴荣新,郑永飞,吴元保. 2005c. 皖南蛇绿岩套辉长岩锆石 U-Pb 定年以及元素和氧同位素研究. 地球学报, 第 21 期.
- 吴荣新,郑永飞,吴元保. 2007. 皖南新元古代井潭组火山岩锆石 U-Pb 定年和同位素地球化学研究. 高校地质学报, 13(2): 282-296.
- 邢凤鸣,徐祥,陈江峰,周泰峰. 1992. 江南古陆东南缘晚元古代大陆增生史. 地质学报, 66(1): 59-72.
- 邢凤鸣,徐祥,李应用,任思明. 1989. 皖南晋宁早期花岗闪长岩带的确定及岩石学特征. 岩石学报(4): 34-44.
- 徐备,郭令智,施央申著. 1992. 皖浙地区元古代地体和多期碰撞造山带. 北京:地质出版社.
- 徐树桐,孙枢,李继亮,江来利,陈冠室,石永红. 1993. 蓝田构造窗. 地质科学, 28(2).
- 许靖华. 1980. 薄壳板块构造模式与冲撞型造山运动. 中国科学(11): 1081-1089.
- 许靖华. 1987. 中国大地构造几个问题. 地质科技情报, 6(2): 13-27.
- 赵振华. 2007. 关于岩石微量元素构造环境判别图解使用的有关问题. 大地构造与成矿学, 31(1): 92-103.
- Li X H, Li Z X, Ge W C et al. 2003a. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. Precambrian Research, 122: 45-83.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D et al. 2003b. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambrian Research, 122: 85-109.
- Wu R X, Zheng Y F, Wu Y B et al. 2006. Reworking of juvenile crust: Element and isotope evidence from Neoproterozoic granodiorite in South China. Precambrian Research, 146: 179-212.

THE TECTONIC EVOLUTION OF LOWER-METAMORPHIC
ROCKS AND THE DISTRIBUTION DISTRICT
OF MINERAL IN SOUTH ANHUI

ZHANG Guobin and LU Shaoyuan

(Tunxi Geological Survey ,East-China Metallurgical & Geological exploration Bureau , Huangshan 245000 , Anhui , China)

Abstract : The Lower-metamorphic rocks in South Anhui were formed by four tectonic units around the region. By the earlier proterozoic , around the region in south Anhui there was ancient island arc ;1000Ma ago approximately , South China plate was the subduction along the Jiangshan-Shaoxing area which were creased by the island arc to the Yangtze plate hyperplasia ; Approximately 900 Ma ago , the back-arc spreading basin along Qimen-Sanyangkeng within the area was established in South Anhui ; Moreover , around 850Ma ago approximately , the Chinese ancient land was established and pieced together with the Yangtze plate along the Jiangshan-Shaoxing areas , meanwhile , the arc basin was diving to the end passively , which remarked one completion of proliferation. At the same time , the rocks demonstrated the deep-remelting , the continental crust represented primary form of (S-type) granites intrusion , for example , the bodies of rocks in Xiuning , Xucun , Shexian ; About 780Ma years , Nanyang shell-diving gradually narrowed to the ocean basin , the South China plate and the Yangtze plate demonstrated collision leading to the closure of Qimen-Sanyang’s basin and formed the collision suture of continental crust which were named Qimen-Sanyangkeng. This collision during the squeeze had creased the primary continental crust remelting , therefore , its formed the reformed invasion rock in the Internal plate such as Lingshan , Lianhua and Baiji invasion rock. Eventually its formed the nappe seats of volcanic rock called Baiji Ridge , The mentioned above remarked the formation of tectonic framework in the South Anhui. This tectonic evolution not only laid out the structural pattern of the district , also demonstrated the control for the regional mineral distribution. The main period of mineralization in South Anhui had happened within Jinning Period and Yanshan Period , the mineralization in Mesozoic had happened approximately in the Jinning Period , the metamorphic basement was resulted by partial evolution ; The mineral distribution in Mesozoic still reflected the pattern of regional basement by mineralization Control.

Keywords : south Anhui ; lower metamorphic zone ; Baiji ridge inter-island arc ; back-arc spreading basin ; back-arc subduction ; mineral distribution