

江西北部晚前寒武纪的矿源层及其层控矿床

马长信

(江西省地质矿产局916大队)

江西北部晚前寒武纪属地槽发展阶段,其中有七个不同层位的矿源层,在此基础上经过中生代的构造岩浆活化作用,形成了一系列层控矿床。正确认识此类矿床与矿源层的特征,对成矿预测是有益的。

晚前寒武系的划分与对比

我们将江西北部的晚前寒武纪地层重新划分如下:¹

中元古代早期的障公山群划分为四个组。第一、二组的古袍粉组合与粉子山群相当,以灰绿色凝灰粉砂质千枚状板岩与绢云绿泥板岩、钙质硅质板岩、炭质板岩互层为主,夹变余凝灰质细砂岩及细碧角斑岩,具薄复理石韵律,属大洋优

地槽远源末梢浊积岩相²,厚约4500米。第三组以灰绿色变余凝灰质细砂岩与板岩互层为主,具复理石韵律,属深海浊流中扇典型浊积岩相,底部有百余米厚的内聚碎屑流相泥砾混杂岩¹,厚约950~1300米。第四组的古袍粉组合与长城至蓟县系相当,以灰绿色中粗粒变余凝灰质砂岩与板岩互层为主,具粗复理石韵律,属深海近源滑塌浊积岩相,厚约3800米。

障公山群分布范围广(图1),可与皖南的溪口群、浙中的双溪坞群、赣西北的九岭群对比(表1)。

中元古代晚期的计林群底部,有一套滨海相杂色底砾岩,与下伏地层呈不整合接触,自下而上可分为三个组。第一组以灰色变质中细粒杂砂

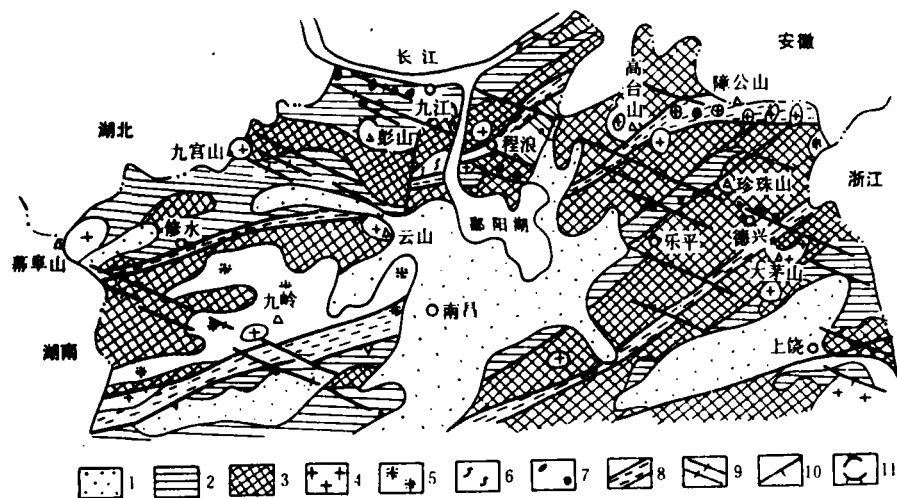


图1 江西省北部地质构造图

- 1—中生代地层; 2—古生代地层; 3—晚前寒武纪地层; 4—中生代陆壳重熔型花岗岩; 5—晚前寒武纪花岗闪长岩;
6—早元古代地体; 7—中生代同熔型花岗闪长斑岩; 8—韧性推覆剪切带; 9—横向线性构造带; 10—大断层; 11—高挥发份花岗岩底辟穹窿构造

¹马长信:江西省北部前震旦纪地层的划分与对比,1985年

²马长信:江西北部前震旦纪浊积岩研究,1985年。

岩与板岩互层为主,具复理石韵律,属边缘海近源浊积岩相,厚850~1600米。第二组为紫红色粉砂质板岩与板岩互层夹变质细粒杂砂岩条带及翠绿色板岩,具薄复理石韵律,属边缘海末梢浊积岩相,厚587~1200米。第三组为灰色粉砂质板岩与板岩互层夹变质中细粒杂砂岩,下部夹多层席状细碧石英角斑岩,具复理石韵律,属典型浊积岩相,厚度大于960米。计林群可与皖南的沥口群、浙中的骆家门群、赣西北的修水群、湘西北的冷家溪群对比。

晚元古代的落可嵎群^[2]为一套陆相紫红色中酸性火山碎屑沉积岩夹熔岩,属磨拉石建造。厚度、岩性变化大,与下伏地层呈不整合接触。可与皖南的井潭组、浙西的松木坞群、湘西北板溪群马底驿组对比。

震旦系下统莲沱组下部为砂砾岩层,上部为页岩夹泥灰岩,属三角洲至潮坪相,厚60~1200米,与下伏地层呈不整合接触。南沱组为浅海浮冰沉积,厚约5~56米。上统属浅海相,底部有一古风化壳层,与下伏地层呈假整合接触。

表1

赣北 (本文) 1985		皖南 1962	浙中 1979	赣西北 1981	湘西北 1979	黔东南 1978
晚元古代	震旦系	灯影组	皮园村组	西峰寺组	灯影组	灯影组
		陡山沱组	兰田组	陡山沱组	陡山沱组	陡山沱组
		南沱组	雷公坞组	南沱组	南沱组	南沱组
		莲沱组	休宁组	志棠组	铜门组	五强溪组
中元古代		落可嵎群	井潭组	松木坞群	落可嵎群	清水江组
		计林群	沥口群	骆家门群	修水群	番禺招叶组
		障公山群	溪口群	双溪坞群	九岭群	梵净山群

晚前寒武纪的矿源层

江西北部晚前寒武纪地层中,共发现了七个不同层位、不同岩相建造类型、不同成矿元素组合的矿源层(表2)。

(一) 第一矿源层(Cu-Mo) 位于障公山群第一组中部末梢浊积岩相中。矿源层厚76.33米,Cu平均114.28ppm,Mo30~60ppm。肉眼可见大量星点状黄铁矿,经电镜扫描,发现矿源层中有大量酸性火山碎屑。

(二) 第二矿源层(Cu-W) 位于障公山群第二组下部灰绿色凝灰粉砂质板岩与钙硅板岩互层地段之末梢浊积岩相中。矿源层厚75.29~180米,Cu70~120ppm,W11.75~30ppm,Zn120~250ppm,Pb30~500ppm,Sr750~1500ppm,Ag2g/t,Ba600~1000ppm,矿源层与围岩呈同步褶曲。

(三) 第三矿源层(Cu-Au-W) 位于障

公山群第二组上部灰绿色凝灰粉砂质千枚岩与板岩的互层中,夹超镁铁质熔岩,属末梢浊积岩相。矿源层厚大于500米,Cu120~400ppm,Zn100~200ppm,Au39~54ppb,其中细碧岩经人工重砂鉴定含自然金0.62g/t,黄铜矿为2g/t,白钨矿为5g/t。

第四矿源层(W-Au) 位于障公山群第四组中段之近源滑塌浊积岩相中。矿源层厚大于947米,W12.36ppm,其中的变余沉凝灰岩中W15.32~35.2ppm,Au0.01~0.1g/t,在都昌飞鹅山矿区发现10层变余沉凝灰岩,WO₃平均为0.37%。

第五矿源层(Cu-Ag) 位于计林群第二组紫色变质岩系所夹的翠绿色板岩中,属边缘海末梢浊积岩相。在波阳计林Cu0.02~0.11%,Ag0.5g/t;在彭泽大浩山矿源层厚约20米,Cu0.03~0.36%;在都昌大港Cu0.67~3.40%,Ag2g/t,顶底板紫色岩系Cu0.1%左右。铜以密集的硅孔雀石薄膜(0.1毫米)沿层理产出

(图2),含铜高低与硅孔雀石薄膜的密集程度有关。经电镜扫描,发现铜矿物常与蒙脱石共生。

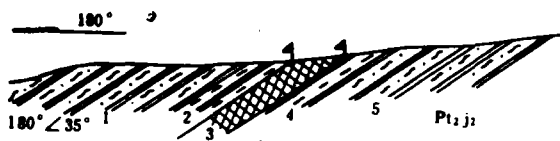


图2 都昌大港计林群第二组矿源层剖面图

Pt_{1j2}—中元古代晚期计林群第二组: 1—暗紫红色粉砂质板岩与板岩互层; 2、4—翠绿色板岩; 3—翠绿色板岩中央的铜矿层(由微细的顺层硅孔雀石条带组成) Cu>0.67%; 5—暗紫红色粉砂质板岩

第六矿源层 (Cu-Zn-Au-Sn) 位于震旦系下统莲沱组砂砾岩段上部潮坪相之钙质含砾砂岩中。矿源层厚约2~60米。在彭泽郭桥矿区, Cu平均0.048%, 厚25~55米, Ag 5~10g/t。以星点状的黄铜矿、辉铜矿、含铜黄铁矿及脆银矿为主。在湖口花尖山、都昌大矾山、庐山松树岭、德安彭山、修水大椿等地, 矿源层厚约18~30米, Cu一般为0.01~0.18%, Zn 0.01~0.02%, Ag 2~32.34g/t, 彭山张十八地区含古砂矿型的金及锡石(图3)。

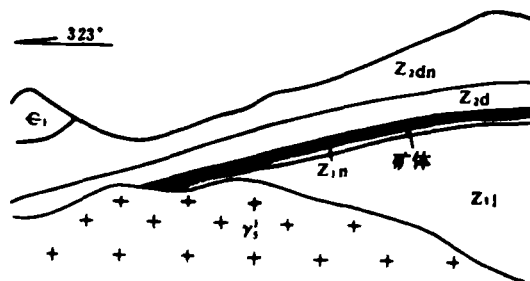


图3 德安尖峰坡矿区33线地质剖面图

Q—第四系残坡积; E₁—寒武系下统; Z_{1dn}—震旦系上统灯影组; Z_{1d}—震旦系上统陡山沱组; Z_{1n}—震旦系下统南沱冰碛岩组; Z_{1l}—震旦系下统莲沱组上段; Z_{1l}—震旦系下统莲沱组下段; Pt_{1j2}—中元古界计林群第三组; SK—夕卡岩

第七矿源层 (Cu-Zn-Ag) 位于震旦系上统陡山沱组底部的古风化壳残积层中, 厚0.2~2米, 主要由多孔状石英及锰土组成, 在海侵过程中形成了吸附型多金属硫化物矿源层。Cu 0.1~0.16%, Zn 0.02~1.15%, Ag 2~13.99g/t, Pb 0.01~0.1%, S 5~12.55%, 有时含Co及Sn较高(表2)。

表2

地 层 单 位	岩 相 与 建 造	矿源层编号及元素组合
晚元古界	灯影组	浅海相硅质岩建造
	陡山沱组	浅海相碳酸盐及泥质岩建造
	南沱组	浅海至滨海火山冰碛岩建造
	莲沱组	三角洲至潮坪相类磨拉石建造
中元古界	落可峰群	陆相火山碎屑岩磨拉石建造
	第三组	边缘海典型浊积岩相复理石建造及细碧岩建造
	第二组	边缘海末梢浊积岩相复理石建造
	第一组	边缘海近源浊积岩相复理石建造
	第四组	深海近源滑塌浊积岩复理石建造
	第三组	深海浊流中扇典型浊积岩相复理石建造
	第二组	深海末梢浊积岩相复理石建造及细碧角斑岩建造
	第一组	同上

构造—岩浆活化阶段
形成的层控矿床

江西北部中生代构造—岩浆活化作用特别强烈,是本区晚前寒武纪的矿源层被改造、再造、

叠加成层控矿床的重要阶段。与层控矿床有关的构造—岩浆活化作用主要有三种形式^③。

③ 马长信: 试论赣北钨钼锡矿床的大地构造背景及找矿方向, 1984年。

(一) 韧性推覆剪切带与陆壳重熔型花岗岩的成矿作用 在江西北部发现了三条规模巨大的韧性推覆剪切带(图1)。最北边的一条称为“江南韧性推覆剪切带”,其规模和范围与杨志坚所称的“江南深断裂”大致相同^[3],位于皖南石台、赣北都昌程浪、庐山温泉、永修云山、武宁白岩山至修水大龙山一线,呈北东东向延伸长达千余公里,宽数公里至十数公里。韧性推覆剪切带两侧中生代前地质构造差异较大,北侧属扬子地体,其褶皱基底地层时代为早前寒武纪,古生代以陆缘海碳酸盐潮坪相为主,缺失晚三叠纪沉积。南侧称江南地体,基底为晚前寒武纪地层,早古生代以笔石页岩建造为主,晚古生代以海陆交互相为主,缺失泥盆纪地层,晚三叠纪地层中产太平洋型海相珊瑚类化石。韧性推覆剪切带中糜棱片理发育,有一系列大小不等的冲撞混杂岩块^[4],于庐山温泉一带发现有榴闪岩及榴辉岩块。在韧性推覆剪切带内及其近侧尚有一系列中生代陆壳重熔型花岗岩体侵入。

障公山—九岭韧性推覆剪切带位于皖赣交界处,呈近东西向延展,自景德镇北向南西弯曲至波阳郎埠入鄱阳湖;再自南昌西山呈北东东向延伸至湘东浏阳,长达千余公里,宽数至十数公里,由数个次级带分支复合组成主体。韧性剪切作用形成的糜棱岩及糜棱片理 S_m 甚发育。经薄片及电镜扫描观察,在韧性剪切带之糜棱岩中石英常呈流变脉体,出现核幔构造,长石出现丝边构造及晶格位错,云母形成特有的微型膝褶,层面 S_0 及轴面劈理 S_1 已被 S_m 置换,且见 S_m 又错断了已褶皱了的石英脉。剪切带内特有的判断标志——剑鞘状构造及杆棒状构造屡见不鲜,尚发现一些大小不等的冲撞混杂岩块。中生代陆壳重熔花岗岩体沿韧性推覆剪切带分布,产状形态密切相关,化学成分相似。初步认为此类花岗岩是在韧性推覆剪切过程中,于地表下15~20公里地带陆壳发生重熔,加之俯冲壳楔一侧含结晶水沉积岩盖层的加入,便形成了陆壳重熔花岗岩浆^[5],沿韧性推覆剪切带上升侵位,构成了一个特殊组成部分。

大茅山—武功山韧性推覆剪切带位于皖南歙县,德兴大茅山、张村,弋阳樟树墩,东乡大王

桥,新余神山,至武功山,呈北东东向,长达千余公里。剪切带内糜棱片理发育,由超基性岩类构成的冲撞混杂岩块特别多,朱训、胡魁等人曾注意到超基性岩块与中生代地层接触,称为“赣东北深大断裂”^[6],刘鸿允等人认为超基性岩块系震旦纪大洋沉积,呈“无根”构造侵位^[7]。笔者认为相当许靖华所建立的薄壳板块造山模式之冲撞混杂岩^[4],所出露的位置正是韧性推覆剪切带的位置。在新余良山铁矿等地,许温复发现了一系列剑鞘状构造。沿韧性推覆剪切带有一系列陆壳重熔型花岗岩分布,其岩石化学成分、同位素组成、稀土配分模式与围岩相似。

江西北部三条主要的陆壳重熔型花岗岩带恰位于三条巨大的韧性推覆剪切带中,许靖华、朱夏都认为华南的基本构造模式可以与南阿帕拉契亚类比^[8]。韧性推覆剪切带倾向南东,中扬子地体是其俯冲壳楔,江南地体是超迭壳楔,三条剪切带可能有着统一的滑动机制,层层向北西推覆。韧性推覆剪切带形成的时代,据其两侧地体地史的差异、剪切晋宁期花岗岩的事实(西山)、中生代陆壳重熔型花岗岩的产状,推测应形成于中生代,至少在中生代有强烈的活化。与陆壳重熔型花岗岩有关的石英脉型锡、钨、钼矿床,瓷土矿床,矿源层中受此种花岗岩浆热液再造、改造、叠生的层控型矿床,均位于韧性推覆剪切带中,例如白茶坞、青术下、杨枚尖、大湖塘、扬北坑等钨矿区。剪切带中的矿源层在韧性剪切过程中所产生的变质热液作用下,成矿元素产生迁移富集形成似层状层控矿床,例如德兴金山的金矿床即是第三矿源层中的金沿剪切带之糜棱片理产生变质重就位^[9],形成的层控型金矿床。又如都昌大港的铜矿层就是第五矿源层中的铜在韧性剪切的作用下形成的。

(二) 横向线性构造带与壳幔同熔型花岗岩所形成的层控矿床 笔者在1982年曾提出,“九江—德兴北西向横断裂”是一条中生代斑岩型矿床成矿带^①。张用夏据大地航磁资料于1984年提出“武汉—德兴断裂成矿带”。该断裂带是一条断

①马长信:九江—德兴断裂带,1983年。

陷较深的长期活动的构造脆弱带,是一条与韧性推覆剪切带伴生的横向线性构造带。可能是由于韧性推覆剪切带各段的基底滑移速率不同而产生的一组横向断裂带,由于各段滑移速率的多次变更,使其错动方向多变,规模逐步加大。其东南端可能与中生代的岛弧—海沟消减带相沟通,使其有关的壳幔同熔型花岗岩浆沿横向线性构造断裂带向大陆内侧渗漏,在与北东向断陷带的交汇处形成了一系列中酸性斑岩侵入体,并伴有地幔排气作用形成的爆破岩筒及与其有关的斑岩型铜、钼、金矿床,例如富家坞、铜厂、朱砂红、银山、月形、塔前、徐湾、锦里、新庄、上仙岩、大港、阳储岭、城门山、洋鸡山、武山、邓家山、封山洞等斑岩型矿区的花岗闪长斑岩、石英斑岩、二长花岗斑岩、流纹斑岩岩株。副矿物组成副磁铁矿—磷灰石型,微量元素中Cu、Mo、Au明显偏高,矿物中熔体包裹体发育,钾长石三斜度较小,成岩温度较高,稀土元素配分模式曲线属右倾型,铕异常不明显, Sr^{87}/Sr^{86} 值变化区间大(0.704~0.712), $S^{32}/S^{34}=22.09\sim22.26$, δS^{34} 绝对值小。成岩年龄以燕山早期为主,但也有印支期及燕山晚期。

值得指出的是,此类斑岩型成矿带不是沿岛弧或活动陆缘分布,而是沿横向线性构造断裂带向大陆内侧呈有限长度的带状展布。此类斑岩型矿床不是单纯的斑岩型,而是常位于一定的矿源层内,主矿体不是在斑岩中而是在围岩中,成因类型常是斑岩型加上层控型及夕卡岩型,成矿物质不仅来自斑岩也来自围岩。如德兴斑岩铜矿,1/3的矿体在斑岩中,2/3的矿体在障公山群第二组的铜矿源层中;季克俭认为其铜质主要来源于围岩^[10]。又如阳储岭斑岩型钨钼矿床恰位于障公山群第四组钨矿源层中,矿体呈北西向展布。张大椿等人^[11]据氢氧同位素研究结果认为,钨来源于围岩,钼来源于上地幔。再如城门山、武山、塔前诸矿区,成因类型是斑岩型、夕卡岩型、层控型多位一体^⑤。

(三) 高挥发份花岗岩底辟穹窿构造区的层控矿床 江西北部发现了一系列穹窿构造矿床,例如德安彭山、景德镇高台山、婺源珍珠山、修

水香炉山、永修云山。在穹窿的核部常有半隐伏至隐伏的高挥发份花岗岩侵入体。穹窿区的地层产状、构造形态与花岗岩产状密切相关。笔者认为此类穹窿构造是由于高挥发份花岗岩的底辟作用产生的^[12],故称其为高挥发份花岗岩底辟穹窿构造。

高挥发份花岗岩中的硅、铝、碱含量较高,微量元素F、Cl、B、Li、As、Sn的含量特别高,副矿物黄玉、电气石、萤石的含量也偏高,有时可达30%。该类花岗岩与锡、萤石、白钨矿、毒砂矿成矿关系密切。核部隆起高,层间破碎带发育,由核部到翼部层层向下滑落,成矿分带现象较明显。如德安彭山穹窿构造区,核部有一隐伏的高挥发份花岗岩侵入体,岩体顶部有一似伟晶岩壳,上部为中细粒二云母花岗岩,下部为中粗粒黑云母花岗岩。经12个样分析,平均(%) SiO_2 74.98, TiO_2 0.096, Al_2O_3 13.18, Fe_2O_3 0.392, FeO 1.282, MnO 0.06, MgO 0.172, CaO 0.53, Na_2O 3.27, K_2O 4.72, P_2O_5 0.22, H_2O 0.62。全岩 $Sr^{87}/Sr^{86}=0.7324$, 氧同位素 $O^{18}=14.10\%$, 全岩稀土总量低, $\delta Eu<0.1$, 稀土配分模式曲线具强烈铕负异常特征。贵阳地化所用Rb—Sr法测得的等时线年龄为141百万年, K—Ar法年龄为105.3~106.9百万年(3个样)。围岩为晚前寒武纪地层, 盖层为早古生代地层。地层倾角在核部平缓, 翼部变陡, 层间断层破碎带发育。在第六、七矿源层的基础上, 经过高挥发份花岗岩的改造、再造、叠加成矿作用, 形成了一系列锡、锌铜(含金银)、毒砂、萤石矿层控型矿床。

距岩体较近的曾家垅矿区, 在震旦纪的第六、七矿源层内形成了似层状夕卡岩锡矿床, 矿体不是沿接触带分布, 而是沿矿源层延伸, 呈典型的层控矿床(图4)。矿源层中的部分成矿元素被迁移到顶盖早古生代的层间破碎带中形成再造的层控矿床。成矿分带现象也较清楚, 由内向外依次为Sn→As→F。

离岩体较远的尖峰坡矿区及红花尖矿区, 矿体主要位于第六矿源层中, 其次在第七矿源层。

⑤ 黄恩邦等: 城门山“三位一体”铜矿床, 1980年

矿层与地层产状一致,呈似层状(图4)。蚀变仅限于矿源层中的矿体内。因第六矿源层的岩性是钙质砂岩,蚀变以云英岩化为主,次为似夕卡岩化。锡石及闪锌矿呈细脉浸染状。在矿源层顶部的碳酸盐岩中,尽管产生了夕卡岩化,却无矿层。当有横切矿源层的断层、裂隙大量存在时,在矿源层顶部的层间破碎带中可形成新的似层状矿床。

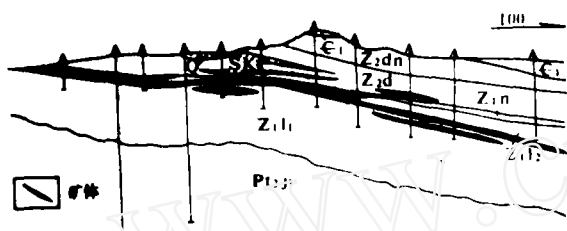


图4 德安曾家垅地质剖面图

Z₁l—莲沱组; γ₁—燕山晚期花岗岩;

(其他图例同图3)

远离岩体的张十八矿区,矿体仅局限于第六矿源层中,蚀变较弱,以锌、铜、铅、银、锡多金属硫化物矿石组合为主,含金也较高。矿层产状与矿源层一致,且呈层状。离岩体愈远矿层产状愈规则、蚀变愈弱、矿化范围愈小。

经研究认为,高挥发份花岗岩底辟穹窿构造,是由韧性推覆剪切带中的陆壳重熔岩浆受到了来自横向线性构造带中的安山岩浆及地幔排气作用的混染,使其挥发份剧增,以强有力的底辟作用向上侵位形成穹窿构造。所以此种穹窿构造多位于韧性推覆剪切带的近侧。

结 论

1.江西北部晚前寒武纪的七个矿源层是中生代构造—岩浆活化作用形成层控矿床的物质基

础。层控矿床是在矿源层内经构造—岩浆的改造、再造、叠加成矿作用形成的,二者的交汇处是成矿预测的方向。

2.中生代的构造岩浆活化作用,在江西北部主要有三种形式,一是韧性推覆剪切带与陆壳重熔花岗岩带的产生,二是与韧性推覆剪切带有成生联系的横向线性构造带及壳幔同熔型花岗岩带的形成,三是高挥发份花岗岩底辟穹窿构造的出现。

3.在韧性推覆剪切带内寻找层控型金矿潜在远景较大。在横向线性构造带内寻找斑岩型+层控型铜、金矿床较有希望。在高挥发份花岗岩底辟穹窿构造区寻找层控型锡、锌、钨及萤石矿前景可观。

本文在研究过程中,曾得到马新华、刘瑛、索书田、王志强、吕凤翔等同志的帮助。文中插图由彭桂英、陈秋萍清绘,顺致谢意。

主 要 参 考 文 献

- [1] 刘宝瑞:《沉积岩石学》,北京,地质出版社,1980年,第42~45页
- [2] 江西省队:《江西省区域地质志》,北京,地质出版社,1984年
- [3] 杨志坚:地质论评,1981,第2期
- [4] 许靖华:中国科学,1980,第11期
- [5] M·马托埃:《地壳变形》,北京,地质出版社,1984年
- [6] 朱训等:《德兴斑岩铜矿》,北京,地质出版社,1984年
- [7] 刘鸿允:地质科学,1980,第4期
- [8] 朱夏等:地质学报,1983,第3期
- [9] 张秋生等:《中国早前寒武纪地质及成矿作用》,长春,吉林人民出版社,1984年,第1~32页
- [10] 季克俭等:矿床地质,1984,第2期
- [11] 张大椿等:矿床地质,1984,第2期
- [12] 马长信:大地构造与成矿学,1983,第2期