

长江中下游金属矿找矿前景与找矿方法

赵文津

(中国地质科学院, 北京 100037)

摘要: 本文论述了长江中下游地区金属矿床的地质、地球物理和地球化学特点, 提出今后深部找矿的主要对象是: 找隐伏含矿岩体及有关的各类矿体, 找岩体中的大型斑岩型矿床, 找受岩体和五通砂岩联合控制的层状矿; 讨论了地球物理和地球化学方法应用中要注意解决的几个主要问题, 强调应发挥包括重力、磁法、激发极化法、电磁法、岩性探测仪及多种天然地震法和化探方法等综合方法的作用, 并与地质矿床成矿规律研究密切结合; 讨论了方法应用试验中要注意的几个问题。文章最后一部分是从本区大地构造的演化探讨了区域构造岩浆活动与成矿前景, 认为这一地区是扬子板块与华北板块陆-陆碰撞挤压造山带及其前陆区, 在岩石圈强烈挤压下形成地壳增厚和深部物质的挤出折返, 使深部的高压和超高压变质岩层推到地壳浅部; 深部生成的柯石英等高压超高压矿物及地幔熔融岩浆同时上侵; 生成大量钙碱性岩浆并存储在中地壳部位, 通过长期与中下地壳金属物质进行交换, 形成矿液的集中优势, 通过后期出现的张性断裂构造而进入地壳表层, 再经过与围岩发生物理化学成矿作用后沉淀成矿。归纳出扬子板块与华北板块陆-陆碰撞造山带一种新的构造模式。

关键词: 长江中下游; 铁铜矿; 找矿方法; 大别造山带; 碰撞挤压上侵模式

中图分类号: P631; P632; P612 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2008)05-0771-32

长江中下游金属矿带是指长江中下游沿江地区的金属矿产集中产出地带。它西起武汉, 沿长江东下直到南京和上海, 全长约 1100 km, 宽 20~100 km, 呈向南突出的“拐把”形状, 总面积 6 万多 km², 其中矿区范围近 4 万 km²。沿江分布的矿集区主要有南京—镇江(铜、铅、锌、铁), 南京—芜湖(铁、硫), 铜陵—贵池(铜、铁、金), 九江—瑞昌(铜、铁、金), 大冶—阳新(铜、铁、金), 以及江北的庐江—枞阳(铁、硫), 安庆地区(铁、铜、金)等 7 个矿集区, 其中铜铁资源储量大的有 5 个地区(图 1)^[1]。

从大地构造上讲, 长江中下游金属矿带位于扬子地台北缘的拗陷区, 从震旦纪开始到中—上三叠系基本上是连续的海相沉积, 中间出现若干个间断面, 海相沉积总厚度可达 12 km; 中—上三叠系、侏罗系和白垩系等均变为陆相沉积, 在局部断陷盆地(如南京—芜湖, 庐江—枞阳)内充填有几千米厚的陆相火山岩沉积。沿江为一条 J₃—K₁ 时生成的钙碱

性系列岩浆岩带。

区域大地构造纲要图见图 2^[2]。在武穴以西, 扬子板块的北缘与大别造山带相接, 以东则通过郟庐断裂(北东走向)与华北地块相邻。对郟庐断裂, 不同的研究人员均认为是拉张性左行走滑断裂, 右侧向北北东向滑移了几百千米的距离。关于扬子板块、大别造山带及华北板块间的构造关系存在不同的认识, 对这一两大板块碰撞的构造运动与本区内岩浆活动的关系看法更是不同。它们与本区的成矿远景评价关系则是人们所关注的。本文分 3 个部分对其讨论。

1 长江中下游金属矿床基本地质特征、找矿前景及今后找矿的主要对象

本区内与成矿有关的岩浆岩体均为 J₃—K₁ 时代的侵入岩与喷出岩, 按照现在的认识它可以分为两

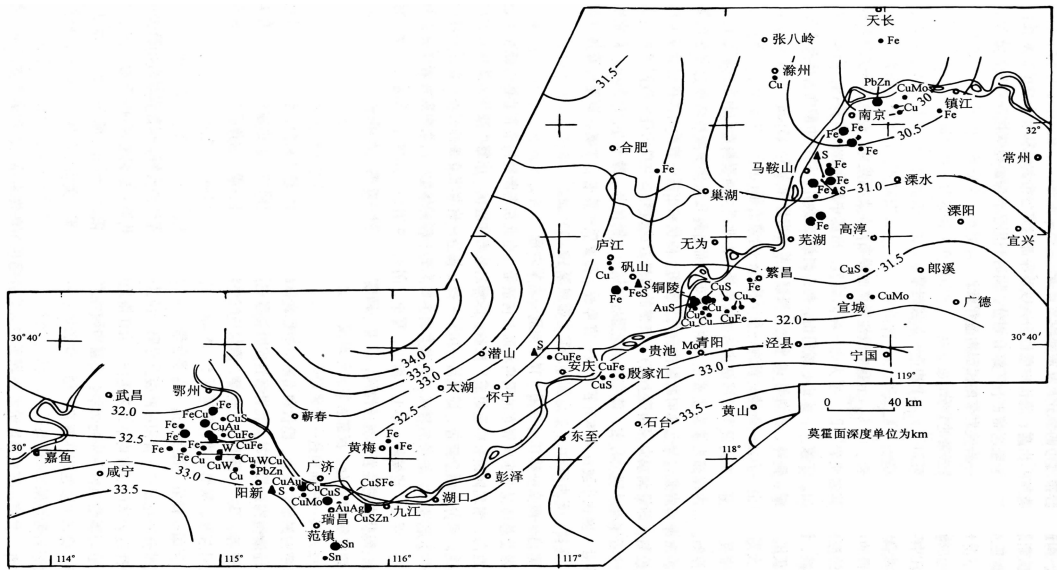


图1 长江中下游矿点分布与现今莫霍面深度图^[1]
 Fig.1 Distribution of ore occurrences in the middle and lower Yangtze River valley and present Moho depth

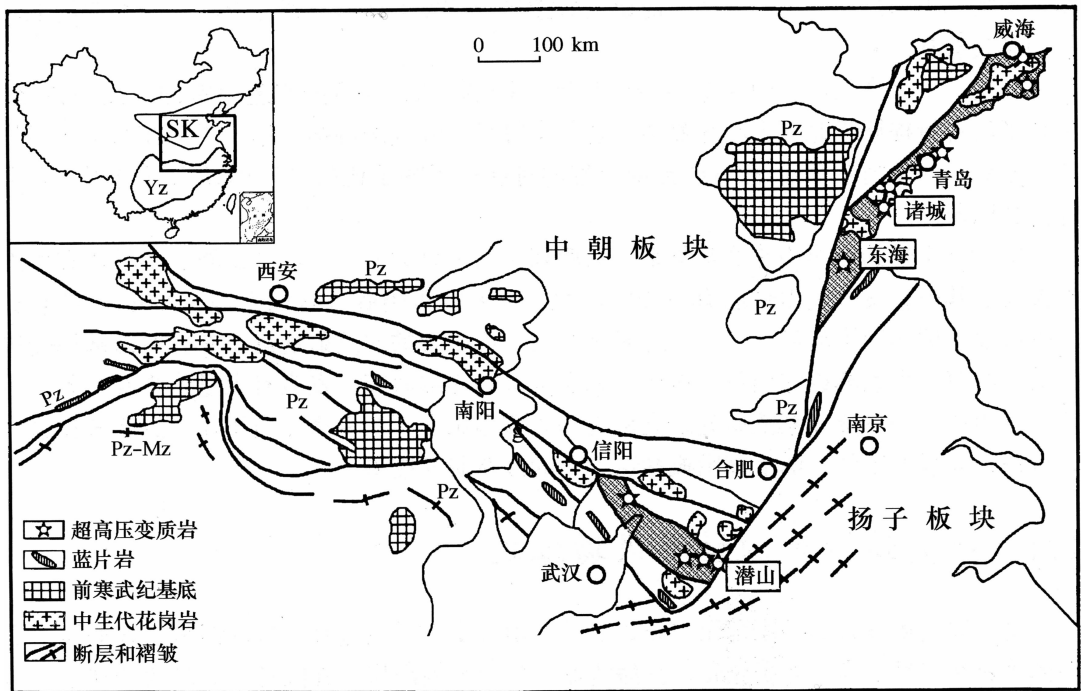


图2 大别苏鲁超高压变质带的构造简图(阴影区为超高压变质带)^[2]
 Fig.2 Tectonic sketch map of the Dabie-Sulu UHP metamorphic belt (the shaded area is the UHP metamorphic belt)

类：一类是与铜铁矿床生成有关的高钾钙碱性岩浆系列,如辉石闪长岩、石英闪长斑岩、花岗斑岩、正长斑岩等；一类是与玢岩铁矿生成关系密切的偏基性的辉长闪长玢岩、粗安岩、辉石闪长岩和安山岩等。

这类岩石都来源于深部,是壳/幔相互作用的产物^[3]。

1.1 以铜、铁矿为主的矿床的基本地质特征

这类矿床是以岩浆热液接触交代型为主(包括斑岩型铜矿),其次为层控型(或复控型);岩体时代

为晚侏罗—早白垩世(J_3-K_1),岩体的围岩主要为三叠系(T)、二叠系(P)及石炭系/泥盆系(C/D)。沿长江南岸分布的有铜陵地区、九江—瑞昌地区及鄂东南的铜绿山等矿区。新近在一些矿区内又发现志留系和奥陶系中也有矿。鄂东南的大冶—阳新铁铜矿带,也是接触交代型矿床,岩体为 J_3 的石英正长闪长岩,斑状石英正长闪长岩,特别是石英正长闪长玢岩与成矿关系密切,围岩主要为三叠纪大冶灰岩(含石膏层)。岩体均属高钾钙碱性岩浆系列。

矿体产出是以浅成侵入岩体为中心,分布在岩体与围岩的不同接触部位,岩体内和远离岩体的围岩中。矿体产出的形态可以多种多样,其成分和分布深度变化也可以很大。按照矿石类型和矿石成因可以分成含铜磁铁矿、含铜矽卡岩、含铜斑岩、层控矽

卡岩及含铜黄铁矿等类型。特别是在泥盆系五通石英砂岩上部(D_{3w})和石炭系下部的船山/黄龙组白云岩层间滑脱带内的层控型和复控型层状含铜黄铁矿和层控矽卡岩型铜矿规模大,总的资源量也大,最受人们的关注。顾连兴等^[4]提出 D_{3w} 上部黄铁矿层为独立的海底喷流沉积黄铁矿层,但是富集的矿层附近又都有岩体存在,因此提出这种沉积黄铁矿层必须经后期岩浆热液的改造才能提高其含矿品位和规模。但是王之田^[5]则认为并非如此。有无原生的喷流沉积黄铁矿层含有足够的铜金属或金元素而形成大的铜或金矿床?这是人们非常关心的问题,今后应注意加以研究。这类铜铁矿床的典型实例可以铜官山、狮子山和城门山矿区作代表(图 3~6)。狮子山矿区矿体除接触带矿体外,层间滑脱带内的矿体也占

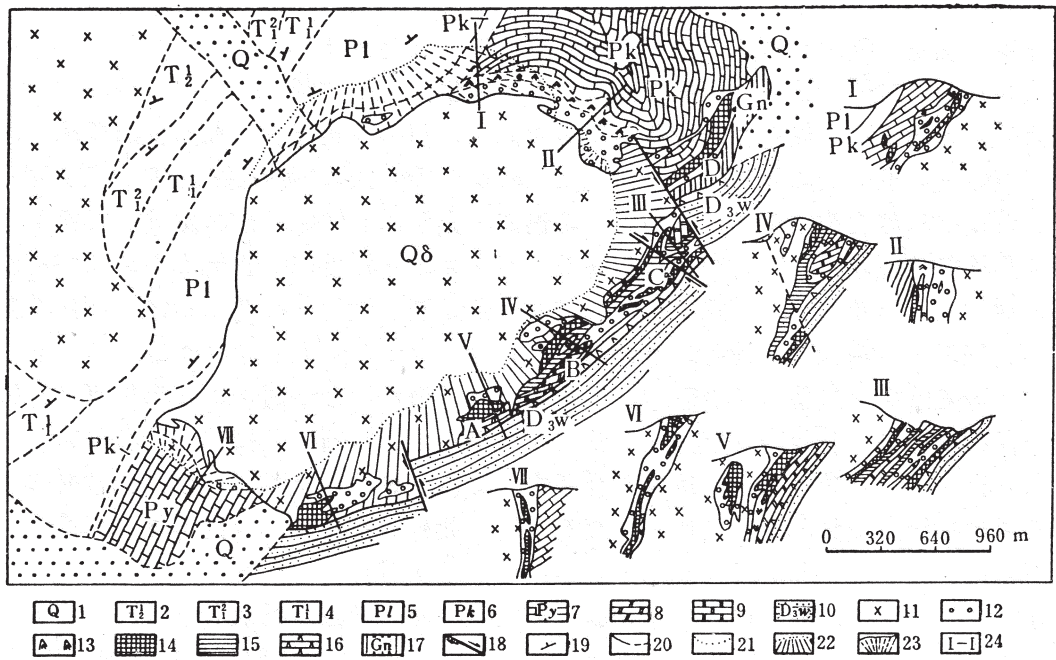


图 3 铜官山铜铁矿床地质图^[6]

I—笔山西; II—笔山东; III—老庙基山; IV—小铜官山; V—老山; VI—宝山; VII—白家山;
 1—第四系堆积; 2, 3, 4—青龙组灰岩; 5—龙潭组煤系; 6—孤峰组; 7—阳新灰岩; 8—白云岩; 9—大理岩; 10—五通组石英岩及粉砂岩; 11—石英闪长岩; 12—石榴石矽卡岩; 13—透辉石矽卡岩; 14—磁铁矿矿石; 15—磁黄铁矿矿石;
 16—蛇纹岩或蛇纹石化透辉石矽卡岩; 17—铁帽; 18—主断层; 19—岩层产状; 20—地质界线; 21—岩体(-135 m)界线;
 22—岩体内倾接触带; 23—岩体外倾接触带; 24—剖面线; A—钙铁榴石段; B—磁铁矿段; C—磁铁矿—磁黄铁矿段;
 D—磁黄铁矿—黄铜矿—黄铁矿段; F—黄铁矿段(据翟裕生等, 1981; 郭文魁, 1963; 修改)

Fig.3 Geological map of the Tongguanshan copper-iron deposit

I—Bishan Mountain West; II—Bishan Mountain East; III—Laomiaoji Mountain; IV—Xiaotongguan Mountain; V—Laoshan Mountain;
 VI—Baoshan Mountain; VII—Baijia Mountain; 1—Quaternary deposits; 2, 3, 4—Limestone of the Qinglong Formation; 5—Coal measures of the Longtan Formation; 6—Gufeng Formation; 7—Yangxin limestone; 8—Dolostone; 9—Marble; 10—Quartzite and siltstone of the Wutong Formation; 11—Quartz diorite; 12—Garnet skarn; 13—Diopside skarn; 14—Magnetite ore; 15—Pyrrhotite ore; 16—Serpentinite or serpentinized diopside skarn; 17—Iron gossan; 18—Principal fault; 19—Attitude of strata; 20—Geological boundary;
 21—Boundary (-135 m contour) of intrusion; 22—Inward-dipping contact zone of intrusion; 23—Outward-dipping contact zone of intrusion; 24—Section; A—Grossular interval; B—Magnetite interval; C—Magnetite-pyrrhotite interval;
 D—Pyrrhotite-chalcopyrite-pyrite interval; F—Pyrite interval (modified from Zhai et al., 1981; Guo, 1963)

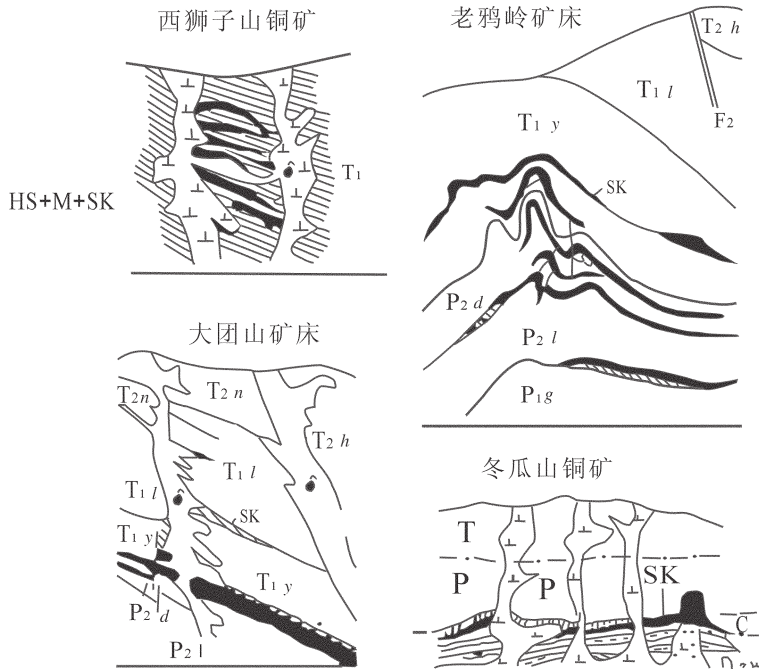


图4 狮子山铜铁矿床典型剖面图^④

T₁—三叠系下统灰岩; P₂l—龙潭组; T₂h—黄马青组砂页岩; SK—矽卡岩; T₁y—三叠系下统殷坑组; HS+M+SK—角岩+大理岩+矽卡岩; T₁l—塔山组; T₂n—南陵湖组; P—二叠系; P₁g—孤峰组; P₂d—二叠系上统大隆组

Fig.4 Typical section of the Shizishan copper-iron deposit

T₁—Lower Triassic limestone; P₂l—Longtan Formation; T₂h—Huangmaqing Formation sandy shale; SK—Skarn; T₁y—Lower Triassic Yinkeng Formation; HS+M+SK—Hornfels+marble+skarn; T₁l—Tashan Formation; T₂n—Nanlinghu Formation; P—Permian; P₁g—Gufeng Formation; P₂d—Upper Permian Dalong Formation

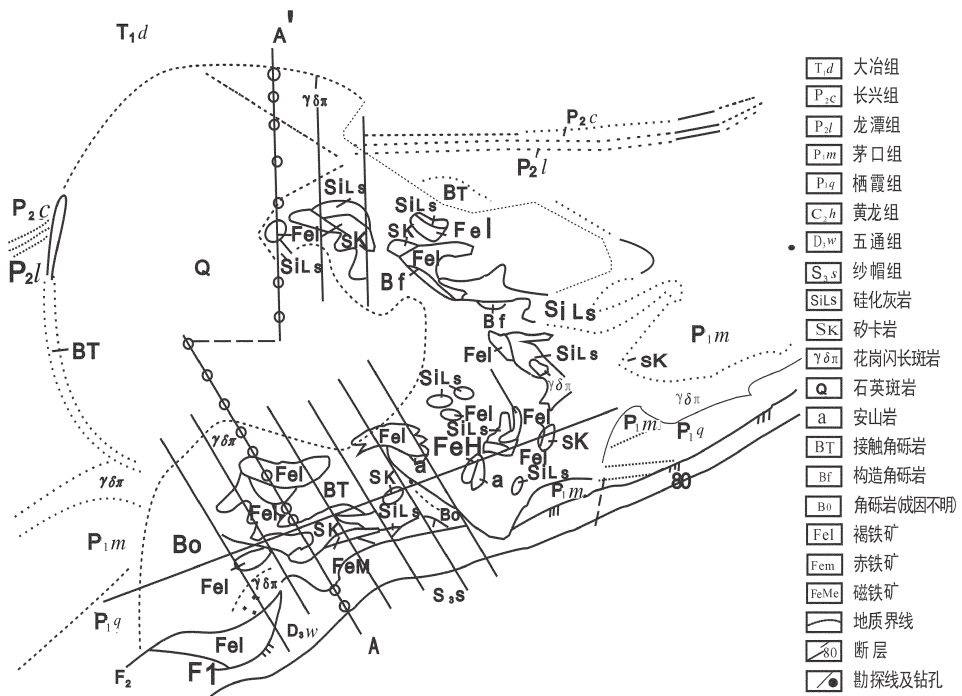


图5 城门山矿区地质图^④

Fig.5 Geological map of the Chengmenshan ore district

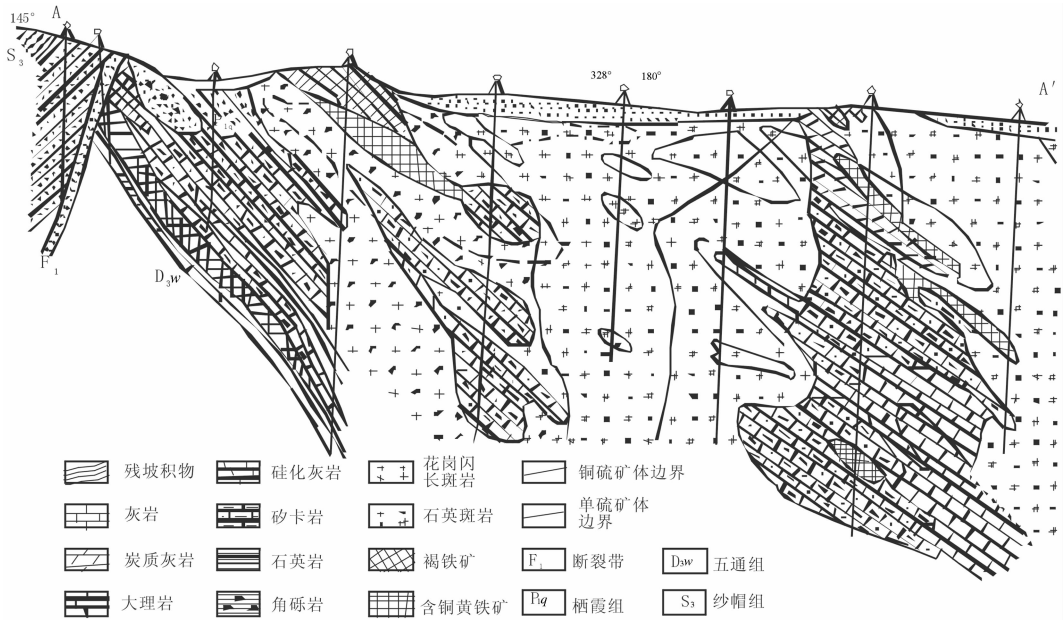


图 6 城门山矿区勘探线剖面图

Fig.6 Exploratory profile of the Chengmenshan ore district

有优势。城门山矿区除沿接触带成矿外,石英斑岩体内的矿化也很普遍。

1.2 以铁为主的矿床

以长江中下游金属矿带东端的宁芜地区陆相火山岩盆地内的玢岩铁矿和长江北的庐江—枞阳地区的陆相火山岩盆地玢岩铁矿为例,两者都是产于 J_3-K_1 岩浆岩与火山岩系的围岩接触交代形成的矿床。其中宁芜地区,按照吴淦国^[9]等研究的结果,火山岩是在早白垩世时喷发的,岩性以橄榄粗玄岩系为主,更偏基性,晚期则向高钾钙碱岩浆系列演化。其岩浆活动要比铜陵地区的岩浆活动时期要晚。典型的成矿模式见图 7: 在岩体顶部铁矿体上部发育有黄铁矿层,岩体内发育陶村式铁矿,在岩体与黄马青砂页岩(T_3)及青龙群灰岩(T_{1-2})的接触带可形成凤凰山式铁矿床,在围岩中可形成龙旗山式和向山式铁矿。但是,就一个玢岩体来讲,是否就可以同时形成上述各式铁矿呢? 则有待进一步调查确定。

这样,人们就想到,在玢岩岩浆活动的后期是否会再次出现与高钾钙碱岩浆系列有关的铜铁矿床的前景?值得重视。后期生成的铜铁矿层可能产出在哪些部位呢? 图中玢岩体画成了岩基状,应当改一下,一般,岩体向下延伸都是有限的,而且岩体底部还可能存在矿体。

1.3 本区找矿前景及主要找矿对象

从本区的成矿条件看,与成矿关系密切的高钾钙碱性岩浆岩分布广泛,但过去工作主要是在矿区内部及其附近,面上的深入的调查研究工作并不多。另外,由于过去勘探深度限制使深部勘查工作也很有限。寻找隐伏岩体和进行岩体含矿性的评价与找矿工作,特别是对岩体内部的矿化现象,是否存在斑岩型铜矿也研究得很不够。对三叠系和二叠系之外的其他层位的含矿性评价和找矿工作也注意较少。此外,本地区从 J_3-K_1 以来长期处于剥蚀状态,铜金属经地表风化淋滤后可能会沉淀在某些地段形成次生富集铜矿,人们还没有去更多地关注它。故笔者认为本区深部找矿的远景应当还是很大的。最近在冬瓜山外围和贵池铜山铜矿深部泥盆系五通组顶部,庐江泥河地区深部等地老层位以及新层位(如志留系和奥陶系等地层内)已发现了新的矿体,进一步揭示了本区深部找矿前景是很好的。

今后的主要找矿对象可能有以下几个:

- 1) 在已知矿区的周围及其深部找矿。围绕岩株与四周围岩的接触带,带内、带外、岩体内和远离接触带都可能赋存有矿体;在火山岩盆地下面三叠系以下地层与岩体接触带部位也是找矿的空间。
- 2) 找隐伏的中酸性和中基性岩株,然后再围绕

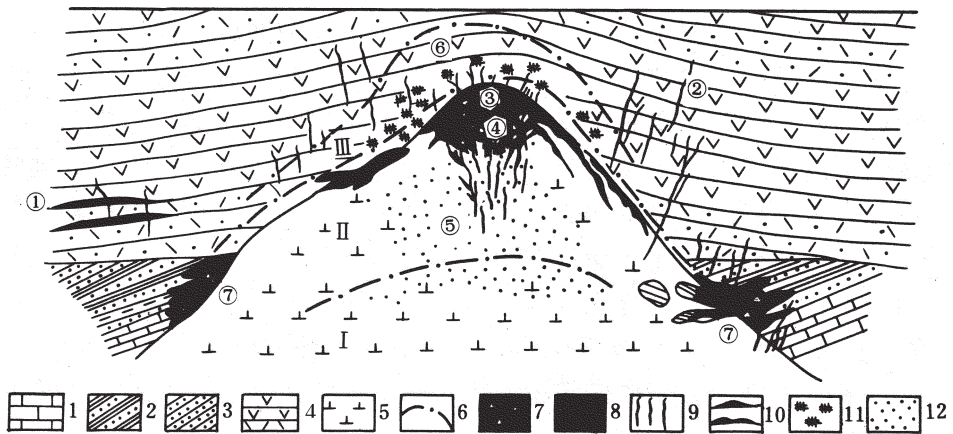


图7 陆相火山盆地中与玢岩有关的(宁芜式)铁矿床模式图^④

- 1—青龙群灰岩(T_{1-2}); 2—黄马青砂页岩(T_3); 3—象山群砂岩(J_{1-2}); 4—龙王山、大王山两旋回火山岩(J_3-K_1); 5—辉长闪长岩—辉长闪长玢岩; 6—蚀变分带界线; 7—角砾岩化及角砾状矿石; 8—块状矿石; 9—镜铁矿或磁铁矿脉; 10—层状铁矿; 11—黄铁矿化; 12—浸染状磁铁矿
①—龙旗山式; ②—龙虎山式; ③—梅山式; ④—凹山式; ⑤—陶村式; ⑥—向山式; ⑦—凤凰山式;
I—下部浅色蚀变带; II—中部深色蚀变带; III—上部浅色蚀变带

Fig.7 (Ningwu style) iron deposit model related to porphyrite in the continental volcanic basin

- 1—Limestone of the Qinglong Group (T_{1-2}); 2—Huangmaqing sandstone-shale (T_3); 3—Sandstone of the Xiangshan Group (J_{1-2}); 4—Volcanic rocks of the Longwangshan and Dawangshan cycles (J_3-K_1); 5—Gabbro diorite and gabbro-diorite-porphyrity; 6—Boundary of alteration zone; 7—Brecciated and brecciform ore; 8—Massive ore; 9—Specularite or magnetite vein; 10—Stratified iron deposit; 11—Pyritization; 12—Disseminated magnetite; ①—Longqishan style; ②—Longhushan style; ③—Meishan style; ④—Aoshan style; ⑤—Taocun style; ⑥—Xiangshan style; ⑦—Fenghuangshan style— I—Lower light-colored alteration zone; II—Middle dark-colored alteration zone; III—Upper light-colored alteration zone

岩株找出矿体。这一点可能是今后主要的找矿突破对象之一。建议要特别注意找寻和评价岩体(包括已知矿区内的岩体)内的斑岩型铜矿。因为本区内与成矿有关的岩体都属于高钾钙碱性岩浆岩系列,岩体矿体内含挥发分很高,出现爆破角砾岩等有利于形成细脉浸染结构,以铜、铁、金元素为主的成矿作用分布广泛,已在一些矿区内发现了较厚的斑岩型矿化蚀变(冬瓜山和城门山等矿区)等等。

3)要注意 D_{3w} 顶部石炭系的船山/黄龙灰岩层间的层状矿层,先找这一界面然后再进一步沿层位找冬瓜山式、新桥式含铜黄铁矿层及层控矽卡岩型和含铜磁铁矿层等。要注意在宁芜等火山岩盆地下面有无这个层位,当深度又不太大时,有无黄铁矿层及含铜金的情况。这种类型矿床勘探的主要难处在于矿层埋藏深度较大。

4)注意寻找新的赋矿层位。如志留系/奥陶系界面,志留系、寒武系以及中三叠统上部的黄马青层内的成层矿化。

5)寻找次生富集带铜矿。深部找矿时要特别注意“牛尾巴”,通过它进而找深部的“牛身子”,千万

要防止将“牛尾巴”当成无意义的矿化否定掉。

2 矿床的地质、地球物理、地球化学特征及找矿方法

找矿就是要研究矿床成矿过程形成的地质、地球物理及地球化学特征与规律,并利用这些特征和规律来达到找矿的目的。长江中下游接触交代型矿床的矿体特征决定了地球物理和地球化学方法的使用应是综合性的。

2.1 关于矿区内的找矿方法

1)这些矿体多为不同类型矿石建造构成的。这些矿石的物理性质很不同,所以必须用多种物探方法找矿,取得多种找矿信息。含铜磁铁矿体和含铜黄铁矿都有磁性,可以产生磁异常和重力异常,但是后者在有利的条件下还可以产生较强的自然电场异常。含铜矽卡岩矿体则既无磁性又无导电性,但是可能具有高的电激发极化特性,因而有可能为激发极化法(或称复电阻率法)所探测到;当其含石榴子石多时密度增高而与围岩有所区别时,重力法也可以发挥作用。在找矿的同时还要研究岩体本身,了解

其边部和底部接触带的形状起伏和岩体本身成分结构的变化,以起到间接找矿作用。铜陵矿集区,多个矿区内过去找矿多以磁法为主,对其他方法(如激发极化法和重力法)不够重视,使用不多而且对其数据的解释也不够深入。要了解岩体内和深部的矿化则非它们莫属。自然电场法在狮子山矿区效果很好,在几个主要矿体上(如西狮子山、冬瓜山等多个矿区)都有很好的异常显示,后来由于强调找深部的矿就认为其探测深度浅而没有再重视它,因而使用得也不多了。以后才认识到,它在长江中下游有色金属矿产浅部矿化上均有较好显示,在注意找“牛尾巴”时就可能发挥好的作用。电磁法近些年来有了大发展,花样很多,探测能力和分辨率也有了很大的提高,找深部层状导电性矿体应当是有效的,也可以用来研究地下构造问题,但是其反演解释技术难度较大,从现有成果看,还应大力加强处理软件的研究开发和推广工作。

2)要注意这类矿床的地球物理和地球化学异常场多数是多个异常体产生的异常的叠加,所以要努力改进对复杂异常的分解。由于矿体是多部位多层位产出,又是多种多样的矿体产状形成的组合,其产生的地球物理和地球化学异常场多数是多个异常叠加形成的复杂异常。以磁法、重力和化探异常为例,要从总异常场中划分出单个矿体的异常很困难,必须重视异常反演解释。发现物探异常是第一步,地质解释好才能出效果。有的人喜欢用导数方法处理异常场,这将使异常更加复杂化了,增加解释的复杂性。分解异常,除去通过延拓、子波分析等方法将不同深度异常分开外,还要注意将水平分列的几个异常分开。大冶象鼻山磁异常是一例(图 8),狮子山矿区重力异常是另一例(图 9)。狮子山矿田内含铜铁矿体、矽卡岩矿体与闪长岩体形成统一的重力场,要想区分它们各自的重力场是很困难的。安庆月山岩体的东马鞍山铁铜矿是一个很有名的事例。即在岩体边缘带上有一个大磁异常,在磁异常中心布置一个钻孔打了 400 多米未见矿,以后作了井中探测,再加上细致的反演,证明矿是围绕钻井四周分布,在异常正中下面就是没有矿。后来又沿着岩体与围岩的接触带追索才找到了主矿体。这表明接触交代矿床找矿的复杂性,不能简单化处理。图 10 是城门山矿区的一条化探剖面,图上可见岩体两侧铜含量高而岩体内钼含量高,显示岩体内可能存在斑岩钼矿。

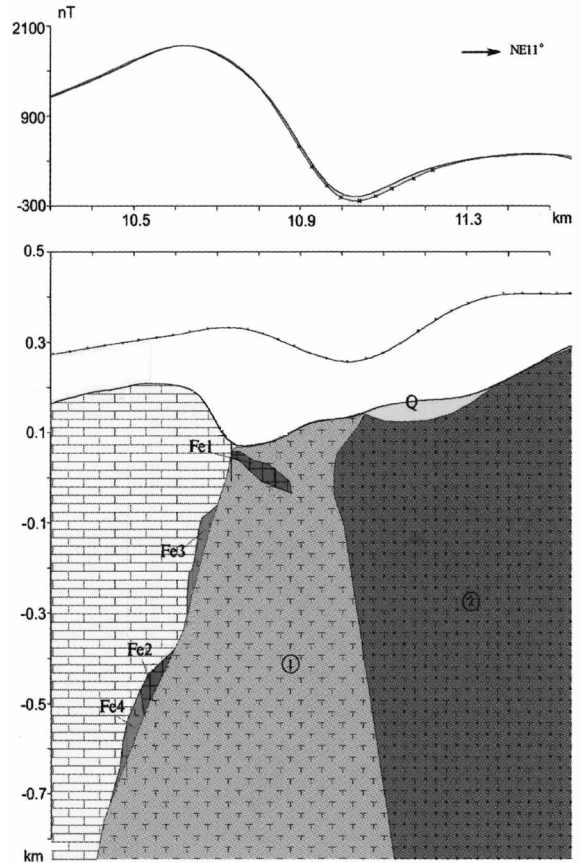


图 8 大冶象鼻山 I 号航磁异常剖面^[10]

Fig.8 No. I aeromagnetic anomaly section of Xiangbishan, Daye

而大冶铜绿山矿区则异常成片,显示不了单个矿体异常(图 11)。化探原生晕图案显示则是异常成片分布,单独的异常较少。

3)要重视将钻井、井中物探、原生晕化探、岩石矿物蚀变分带与地面物探化探方法的应用结合。接触交代型矿床的矿体分布深度大,许多单个矿体的尺度与其埋藏深度相比较又过小,所以地面方法使用便有很大局限性,必须将地面与井中方法相结合才能提高找矿效果。

4)要注意研究一个矿田的地球物理和地球化学场反映。安徽物探队总结狮子山大矿田的物探结果,发现包括西狮子山、东狮子山和冬瓜山在内作为一个大矿田,磁场和重力场都有很好反映,统一的大异常场把这 3 个矿区全包括在内;自然电场在这一大矿田上也有很明显的显示,而且自然电场在几个主要矿体上均有局部异常出现,如西狮子山矿头上有 -250 mV,东狮子山矿头上有 -70~60 mV,冬瓜山

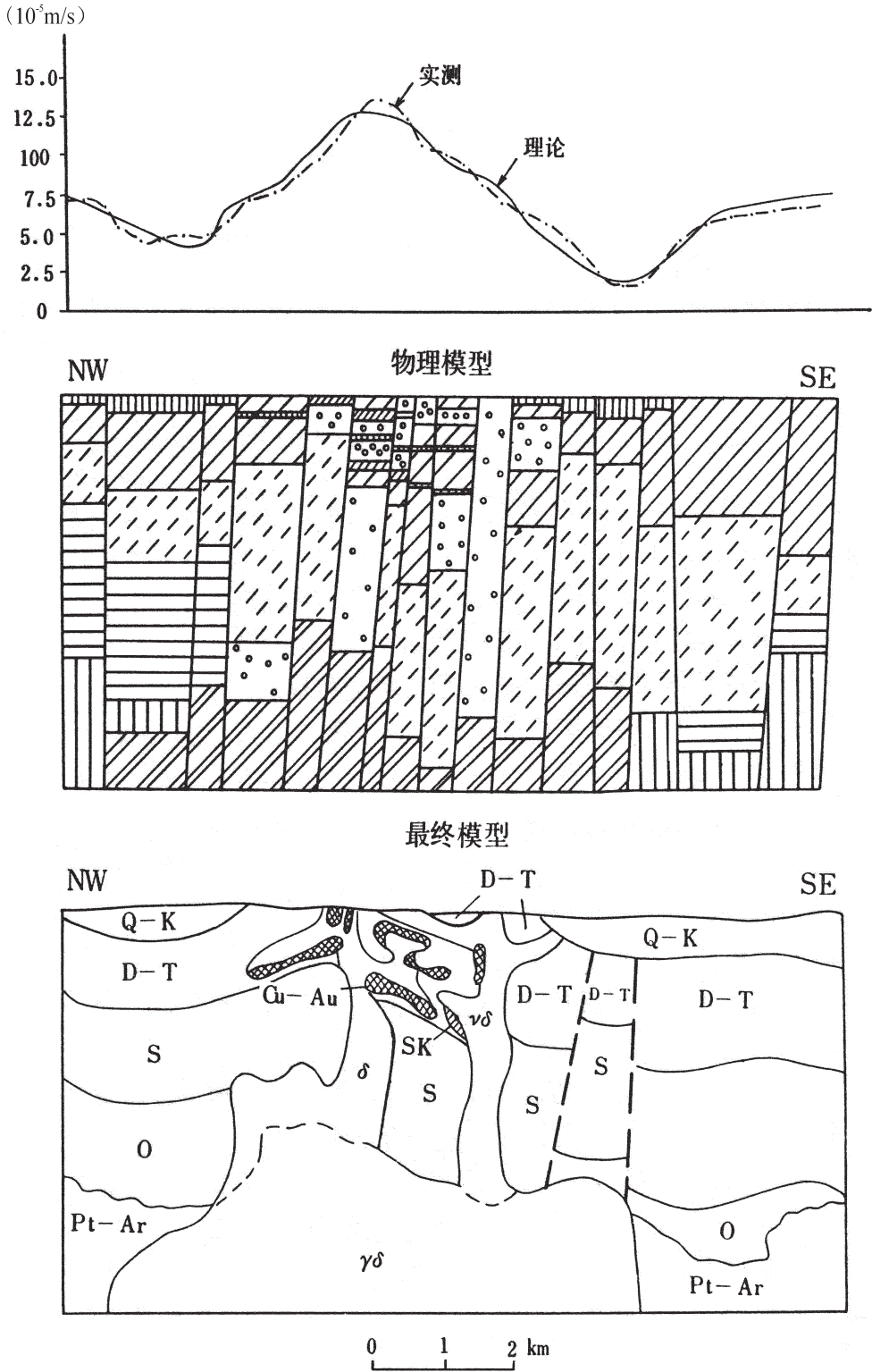


图9 狮子山矿田重力模拟断面图^[4]

(图中矿田结构物理模型及理论曲线,系根据初始模型及布格重力异常实测值,由中国地质科学院地质研究所姜枚等用重力曲线自动拟合方法计算获得,最终模拟系根据物理模型转换而成)

Fig.9 Gravity simulated cross-section of the Shizishan ore field

Technical explanation: The physical model and theoretical curve of the ore field structure were constructed by Jiang Mei, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, by using the gravity curve automatic fitting method according to the initial model and measured Bouguer gravity anomaly values, and final modeling was performed by conversion of the physical model

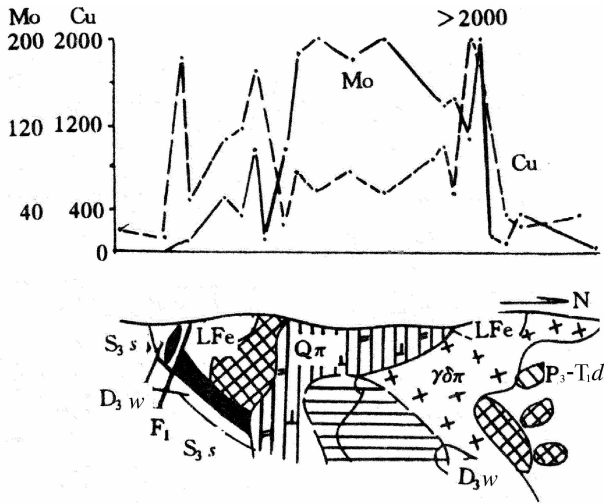


图 10 城门山矿区 105 线地表岩石地球化学剖面^[12]
 S_{3s}—志留系纱帽组;D_{3w}—泥盆系五组;γ δ π—花岗闪长斑岩;
 LFe—褐铁矿;P₃-T_{1d}—二叠—三叠大冶组;Qπ—石英斑岩

Fig.10 Surface rock geochemical section along line 105 of the Chengmenshan ore district

S_{3s}-Silurian Shamao Formation;D_{3w}-Devonian Fifth Formation;
 γ δ π-Granodiorite porphyry;LFe-Limonite;P₃-T_{1d}-Permian-Triassic Daye Formation;Qπ-Quartz porphyry

有-120 mV 的局部异常出现(图 12);在大冶铜绿山大矿田上 600~700 nT 等值线包括了 I、II、III、IV、V、VII、VIII、和 XI 几个主要矿体(图 13);这提示了我们一些大的磁力或重力异常,可能为深部矿体的综合反映,可用来圈定一个大矿田的范围。

2.2 关于找隐伏岩体及其含矿性评价的方法

1)本区内覆盖层分布普遍,有火山岩及第四纪覆盖区,还有白垩纪红层沉积区。在中生代地层分布区内已勘查的侵入岩体也不是都出露在地面上,所以应当说本区内找隐伏岩体的前景还是不错的。第二物探大队丁鹏飞利用磁法、重力和遥感资料推测沿江有 67 个大小不同深浅不一的岩体分布图(图 14)^[15]。熊光楚^[16]在文中提到另一个结果,即推断从南京到铜陵一带有 82 个大小不同埋深不大的岩体。据吕庆田^[17]介绍,仅东西向的铜陵—戴家汇岩浆岩带就出露有 76 个岩体。这些岩体中还有许多尚待做出评价。区分不同深度的岩体,研究其含矿性及其在成矿中的作用也是有重要理论意义和实际意义的。

2)已有的经验表明磁法和重力法在研究岩体方面能起到很好的作用,应当是主要方法。安徽物探队总结的规律^[18]是:在铜陵和九瑞地区与铜铁矿(矿)有关的中酸性岩体上一般出现“磁高重低”的特点,

在与铁硫矿(如宁芜和庐枞盆地的铁矿)的岩体上出现“磁高重高”的特点。凤凰山岩体密度是 2.5g/cm³,围岩为三叠系和二叠系的沉积岩,密度较大,为 2.61~2.68 g/cm³,按照密度差估算,岩体应引起重力低,在实测重力剖面图上铜陵隆起是相对重力高,以两侧围岩的重力值-10×10⁻⁵ m/s² 为背景,岩体上异常为-10×10⁻⁵ m/s²,重力值高约 5×10⁻⁵ m/s²(图 15)。这里出现另一种情况,即一个重力高北端是磁力低,南端是磁力高,与上述的“磁高重低”、“磁高重高”的特点不同,应注意研究是什么因素所造成的。

除去用重磁法圈定岩体外,还要考虑遥感等其他方法。遥感的环形影像也可以给出一些岩体存在的指示,但是必须配合物探方法才可能进一步确定下来。地震法、电法和深穿透地球化学方法也是有潜力的,应有条件地综合使用。

3)吕庆田等^[17]在铜陵地区进行了地震法试验,结果很有意义。图 15 为反射地震法的结果。

这条剖面是从铜陵繁昌之间的江边起向东南延伸,穿过铜陵矿集区、宣南盆地到达青阳东南,全长 60 km。图上显示沿剖面有两个重力高,一个位于铜陵隆起之上,一个位于宣南盆地以南;在铜陵矿集区有较高的磁异常和重力异常,但是两者的变化不完全一致;在北部岩体上的重力值为(-5~-15)×10⁻⁵m/s²,相对围岩(设为-10×10⁻⁵m/s²)上的正常场,岩体引起的重力值为正异常,北部略高于南部。在磁力剖面图上,此高密度体的北部的磁场又比南部的要低得多,可能表明重力高南、北部的岩体物性上有大变化。从地震剖面看,在重磁异常重合的范围内反射地震显示为几个没有反射同相轴出现的透明区,作者推断存在南、北、中 3 个岩体。南部透明体顶部深度较浅,下延可达 16 km 深,北部透明体顶部深度为 4~5 km,下延为 11 km,3 个岩体的底部为一条大滑脱带或拆离带;北部岩体重力异常场和南部的相差不多,但北部的磁场强度比南部低的多,表明两者的岩性可能不同,但是其密度都比围岩的大一些,推测南部的岩体将比北部更偏基性一些,北部岩体重力高会不会预示着有找无磁性矿体的有利前景?这值得进一步的研究。如果有激发极化法和地球化学测量结果,综合评价可能会有更清楚的结论。关于地震剖面南端的重力局部异常,是近北东东走向带状重力高的一部分,没有伴生的磁力异常,地震也有透明区的显示,是岩体还是中生代基底的抬升地段引起

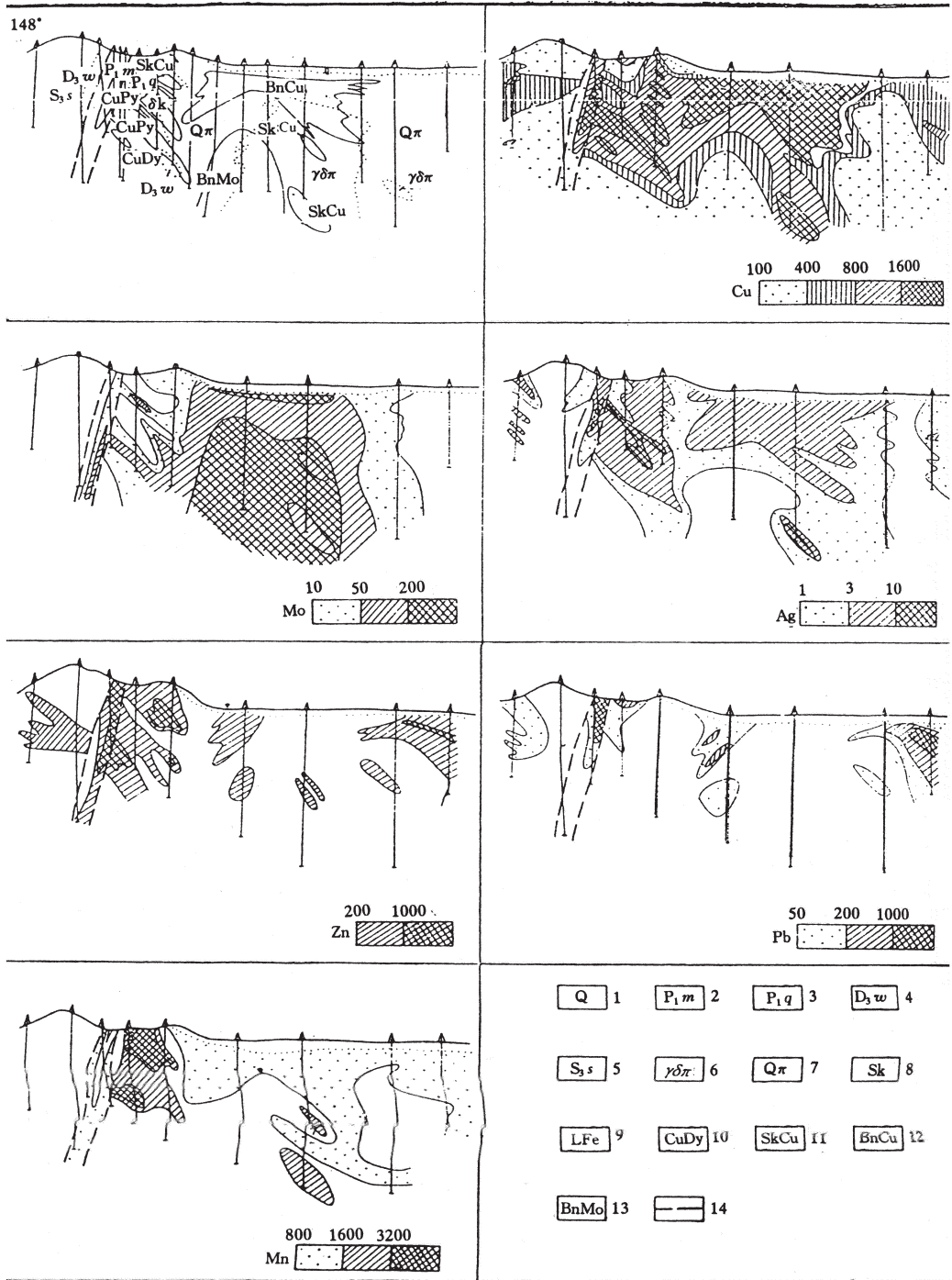


图 11 城门山矿区 99 线地球化学异常值图^[2]

- 1—第四系; 2—下二叠统茅口组; 3—下二叠统栖霞组; 4—上泥盆统五通组; 5—上志留统纱帽组;
- 6—花岗闪长斑岩; 7—石英斑岩; 8—矽卡岩; 9—褐铁矿; 10—块状硫化物;
- 11—矽卡岩铜矿; 12—斑岩型铜矿; 13—斑岩型钼矿; 14—推测断层

Fig.11 Geochemical anomaly section along line 99 of the Chengmenshan ore district

- 1—Quaternary; 2—Lower Permian Maokou Formation; 3—Lower Permian Qixia Formation
- 4—Upper Devonian Wutong Formation; 5—Upper Silurian Shamao Formation;
- 6—Granodiorite porphyry; 7—Quartz porphyry; 8—Skarn; 9—Limonite; 10—Massive sulfide;
- 11—Skarn copper deposit; 12—Porphyry copper deposit; 13—Porphyry molybdenum deposit; 14—Inferred fault

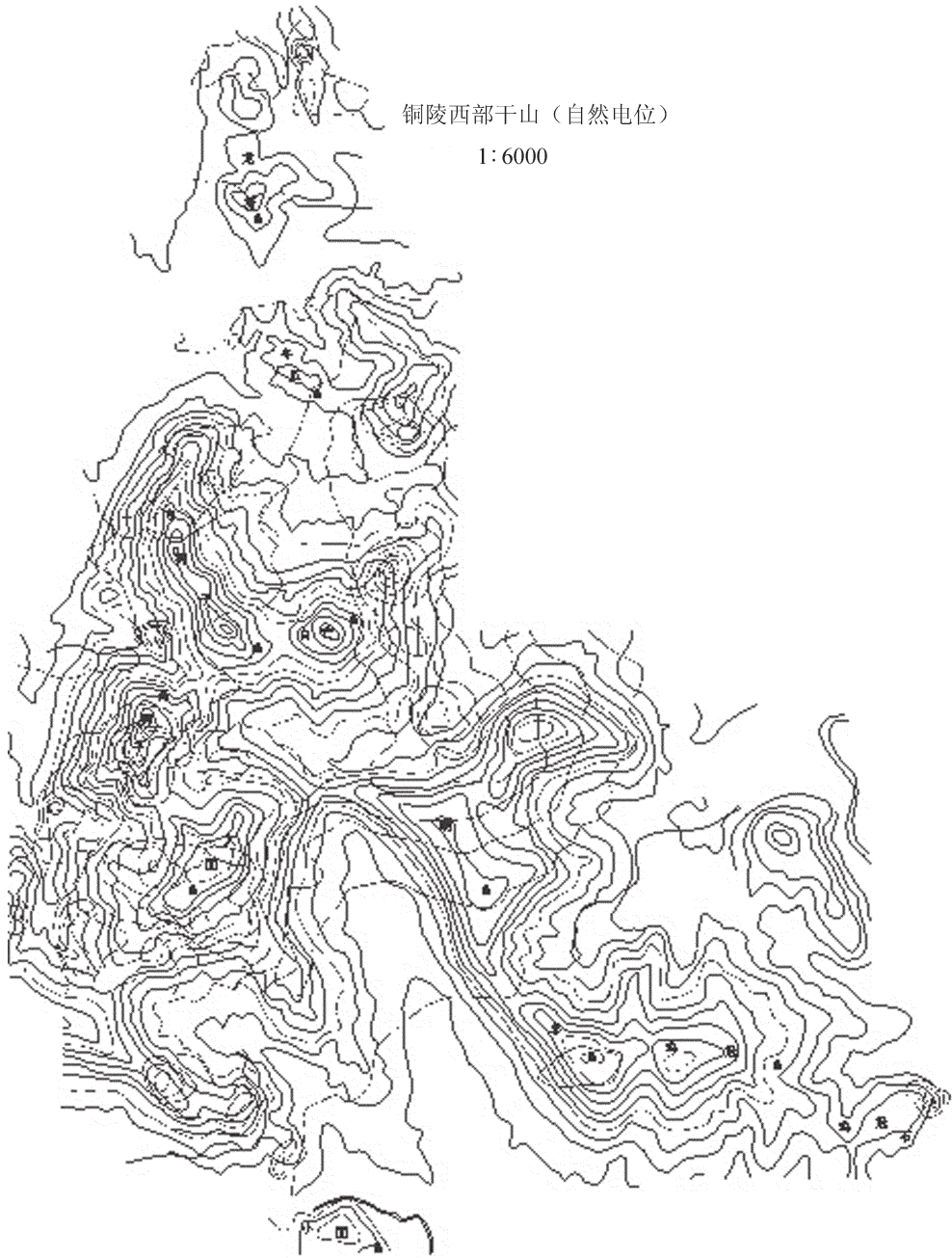


图 12 狮子山矿田自然电场法平面图(江昌洲提供)^[13]

Fig.12 Map of the spontaneous potential method in the Shizishan ore field (provided by Jiang)

的?也需要做进一步的解释;关于在地震剖面的中部,从上到下,以及莫霍层层位上都有同相轴的中断,是否可能存在有上地幔物质与地壳物质进行交换的“透明通道”?岩浆可能通过这些多条拆离层或滑脱层进入岩浆定位区。如果地震反射剖面有速度剖面(用反射地震数据求的,或用广角地震求得)结合将可能对区域性五通石英砂岩顶部的起伏和含矿

性做出定性推测。

4)对小型岩体的地震层析成像探测试验。图 16 是吕庆田等在铜陵狮子山矿田内完成的 8 km 长的地震反射剖面 and 地震层析成像剖面^[19]。在剖面上 500 m 以浅的深度内发现了 4 个高速体, H₁、H₂、H₃、H₄,地震波纵波速度达到 6.8 km/s。本区内背景值一般为 5.6~6.0 km/s,作者给出的石炭系灰岩的速度

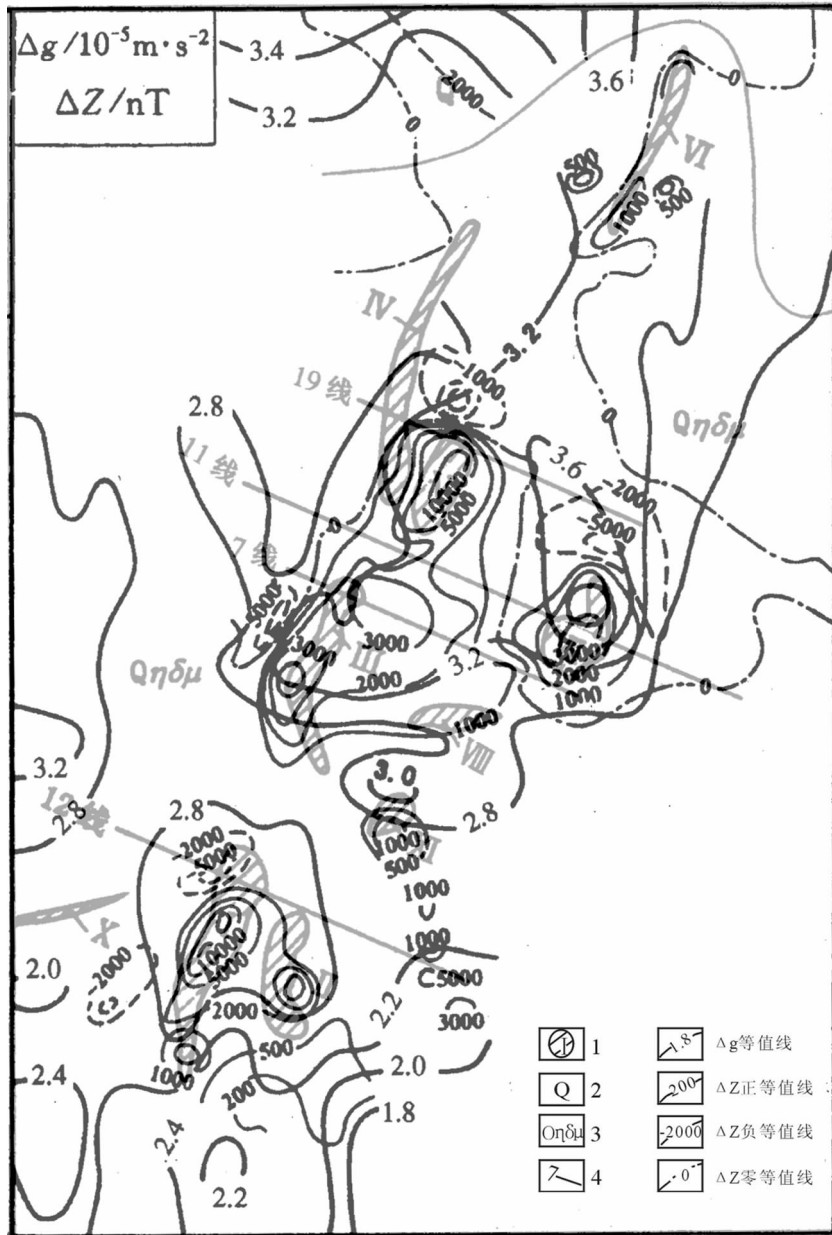


图 13 大冶铜绿山矿区重力、磁力异常平面图^[4]

1—矿体及编号;2—第四系;3—石英二长闪长斑岩;4—勘探线及编号

Fig.13 Gravity and magnetic anomaly plan of the Tongliushan ore district, Daye

1—Orebody and its number;2—Quaternary;3—Quartz monzodiorite porphyry;

4—Exploratory line and its number

值约为 5.5 km/s, 认为背景速度值反映了剖面内是以灰岩岩性为主。中酸性岩浆岩体速度一般为 5.9~6.1 km/s。浅处出现的高速体代表了什么地质体? 6.8 km/s 的高速度值相当于下地壳基性玄武质的岩性, 如果说高速体反映了下地壳基性超基性物质的存在, 这可能吗? 为什么在这样浅处出现这样高的

速度体? 会不会有基性岩体出现? 也可能是地震资料处理中有问题所致。可惜作者未同时考虑重力和磁法等其他方法的结果, 进行综合对比解释。

5) 对小岩体如何评价其含矿前景? 安徽物探队总结^[8]提出, 长江中下游存在这样的规律: 小岩体的深部存在有大岩体时, 则小岩体找矿的前景要好; 反

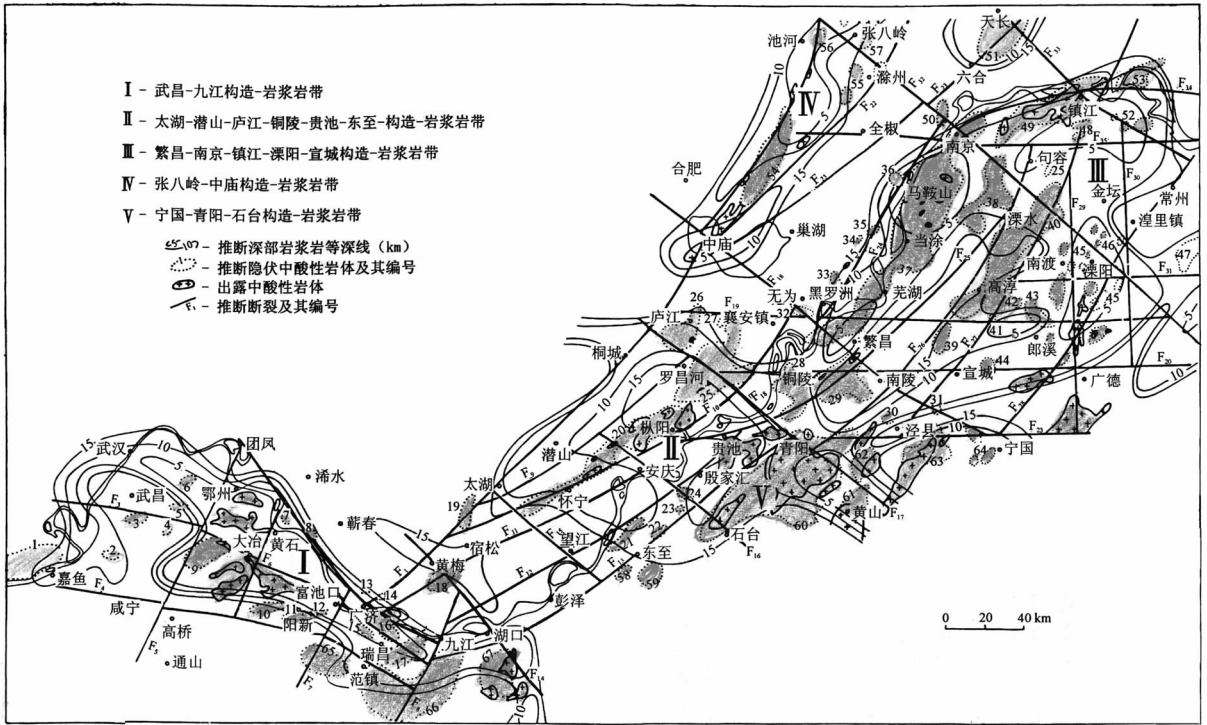


图 14 长江中下游地区岩体分布图^[15]

Fig.14 Distribution of intrusions in the middle and lower Yangtze River valley

之,深部无大岩体存在时小岩体群的找矿前景要差得多,认为有了大岩体存在才可能向小岩体提供充分的热液和矿质,以便形成一定规模的矿体。物探队还就铜陵地区做了分析,推断在深部有一大岩体,东西长约 60 km,南北宽 20~25 km,面积约为 1200 km²,认为正是这一个大岩体控制了铜陵地区的成矿前景。这一岩体可能就是上面反射地震法推断的 3 个岩体。铜陵地区狮子山矿田,整体处于一个重力高和磁力高异常中,而且还有区域性的自然电场与之相配套,可能是由于矿体矿层规模都很大,增加了总体宏观的密度所致,区域性重力场和磁场可能反映了深部岩体。贵池铜山铜矿区闪长岩密度为 2.58~2.61g/cm³,大理岩围岩密度为 2.7g/cm³,因此岩体引起的重力异常比区域性重力场低,而岩体的磁性则是高的,与这一矿区对应的有关深部岩体又是哪一个?有待进一步研究。

对宁—芜、庐—枞等陆相火山岩盆地,大铁矿上异常特征是重力高磁力高,两者位置上不一定完全一致。这类异常在深部也有一个大异常体——范围可达 1000 km² (按航磁异常估算),这一磁异常反映了深部 1 km 以下有一中基性岩体,其密度比围岩

高 0.11~0.25 g/cm³,规模较大而呈现重力高,磁场也高;这种大异常经过向上延拓一定高度后异常仍然存在。庐—枞盆地也是这种情况。

物探队的提法有一些道理。但是,就铜陵地区讲,中国矿床学家们先后提出“三层楼”、“四层楼”模式。国外就安第斯斑岩铜矿成矿也提出有“三层楼”模式,即推测在壳/幔处存在一个‘熔融与同化带’,向上形成‘巨型岩浆房’,位于一个可能是中性浮力区(约几千米深处),在岩浆热液上升到浅部的过程中不断淬取玄武质下地壳中的成矿物质,当岩浆向上进入地壳浅部,以岩株形态存在,岩株携带着矿液在围岩中交代沉淀形成矿床。其中心思想是,内生热液金属矿产的形成要有一个热能、流体和矿质的供应来源(“三源”)。此外,还应有一个矿液沉淀形成大矿的容矿空间和持续稳定的成矿时间。铜陵地区铜铁矿床成矿模式与斑岩型铜矿的是类似的。安徽物探队提出的深部大岩体,起到成矿的“三源”作用,思路是有道理的。但是大岩体是否太接近地表层,易于冷却,不能起到长时间提供“三源”的作用。为此,是否也可以设想大岩浆房形成于几千米深,后来地表被剥蚀掉了几千米,或者是矿体与大岩体同时形成,

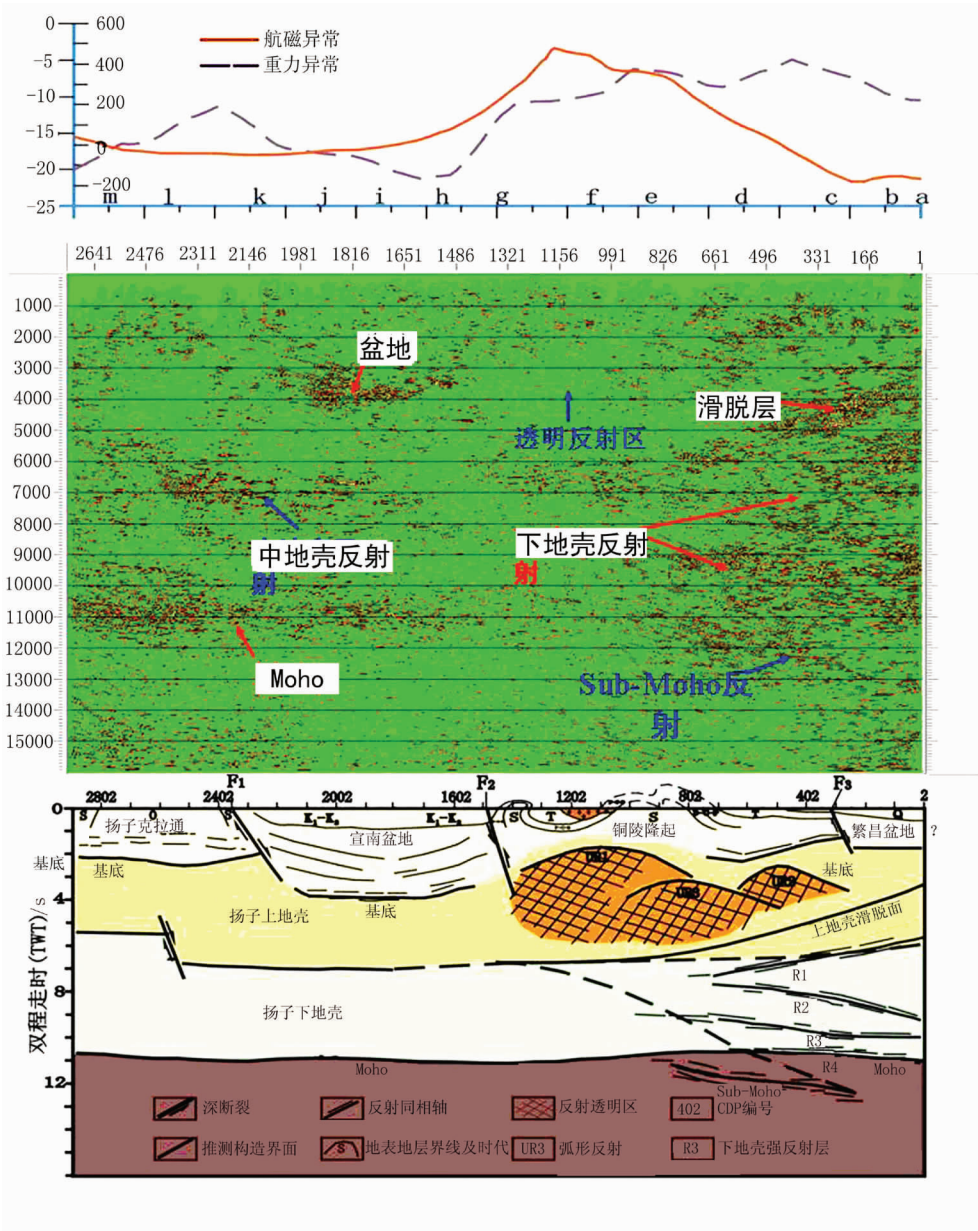


图 15 铜陵矿集区重力、航磁剖面(上)、地质解释剖面(中)和对应的深反射地震叠加剖面(下)^[17]

Fig.15 Gravity and aeromagnetic section (upper), geological interpretation section (middle) and corresponding deep seismic reflection stack section in the Tongling ore deposit concentration area(lower)

“三源”主要是来自深部。此外,本地区的岩体和围岩的密度相比有的大,有的则小,要考虑岩浆的上升机制,仅强调浮力上升是不够的。应当说地层深部压力(重力与构造力)更可能使岩浆沿地壳上部的裂隙、断裂上升,并在一定深度处停顿下来。

在规律还不清楚的情况下,还是应当着重总结

本区的成矿规律和评价准则。要重视确定岩体深度的方法,以查明不同深度处的岩体。应注意激发极化法与地球化学方法对深部岩体含矿性评价作用的研究。同时,要关注地表的剥蚀程度并估计形成次生沉积铜矿床的前景。

本地区推测的岩体很多,这些岩体规模有很大

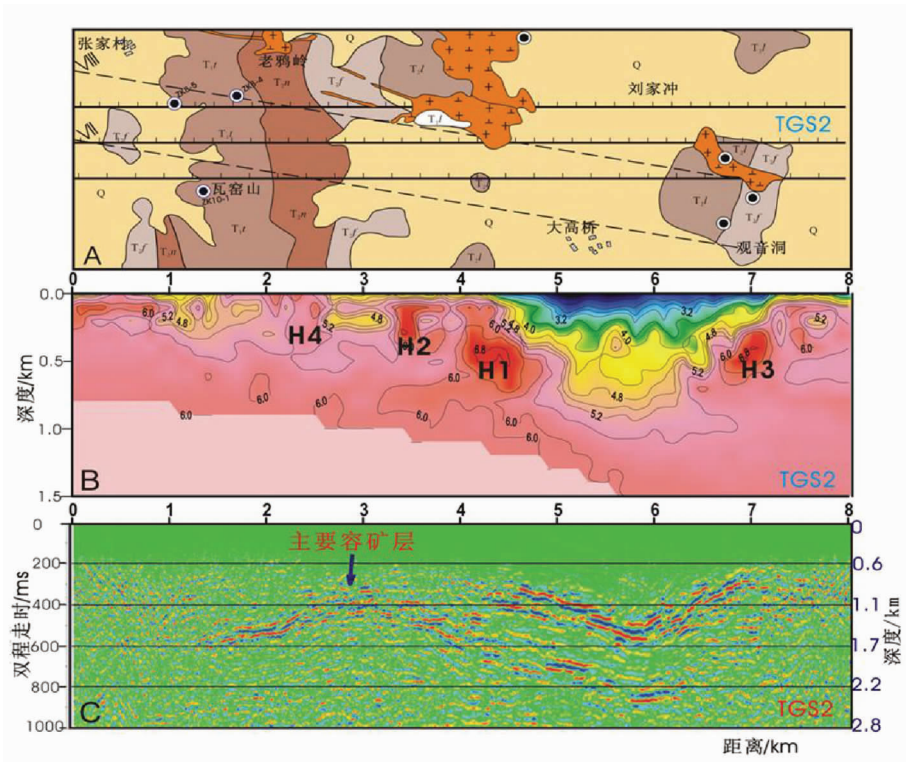


图 16 反射地震剖面与地震层析探测效果对比^[19]

A—剖面位置地质简图;B—层析中心剖面(TGS2);C—反射叠加剖面(TGS2)

Fig.16 Comparison between the seismic reflection section and seismic tomographic survey results^[19]
A—Geological sketch map showing the location of the section;B—Section of the tomographic center (TGS2);C—Stack seismic reflection section (TGS2)

的,也有中酸性小岩体,深度也不同,需要对其做出进一步地解释和含矿远景评价,找出有找矿前景的岩体。

2.3 关于找 C₁h—ch/D₃w 界面的层状含铜黄铁矿问题

现在物探对找这类赋存深度较大而规模相对要小一些的层状矿体——泥盆系顶部层状含铜黄铁矿体,即找冬瓜山式、新桥式含铜黄铁矿,已有了一些方法。即先要了解深部 D₃w 顶界面的起伏;再在有远景地段找矿。既要注意在小岩体附近的 D₃w 界面,可能最有利于成矿,也要考虑未见小岩体的地段是否也会有层状矿体存在。

1)关于 D₃w 界面,通过地质填图可以查明其地表及热液蚀变带分布(图 17)^[20]。

图 18 是根据岩相所圈定的古铜陵岛范围^[21],即覆盖区下面的五通组顶部/石炭系底部的分布范围。

对覆盖区内五通组顶部的分布还需要通过一些技术方法对其进行验证,并进而沿层找矿,判断在哪个

地段可能存在矿体。对此问题,先后已做了反射地震法和可控源电磁法(CSAMT)方法试验。

2)图 16 也显示了反射地震法确定五通组顶部起伏是有效的。

图上 0.5 s 处的反射同相轴是一组同相轴,作者解释为五通组的顶部。作者给出的物性参数是,石炭系黄龙灰岩地震纵波速度为 5.5 km/s,密度约为 2.66 g/cm³(物探队资料);泥盆系五通组砂岩为 4.5 km/s,密度约为 2.58 g/cm³(物探队资料)。两者速度差和密度差均较大,可以形成很好的波阻抗界面。中间的黄铁矿层的密度和速度一般是 (3.2~4.8)g/cm³和 5.5 km/s,比灰岩的要高,更有利于与砂岩形成波阻抗界面,产生地震反射波,其反射相位应与正常的差 180°。由于物性差明显,当矿层有几十米厚而又有一定延伸时,会在反射同相轴上有显示。这样,可以设想,强反相同相轴出现地段可能存在着大的黄铁矿层,相反,弱的反射同相轴则可能是界面的显示。现在的地震图比例尺太小需要用放大图件作解释。

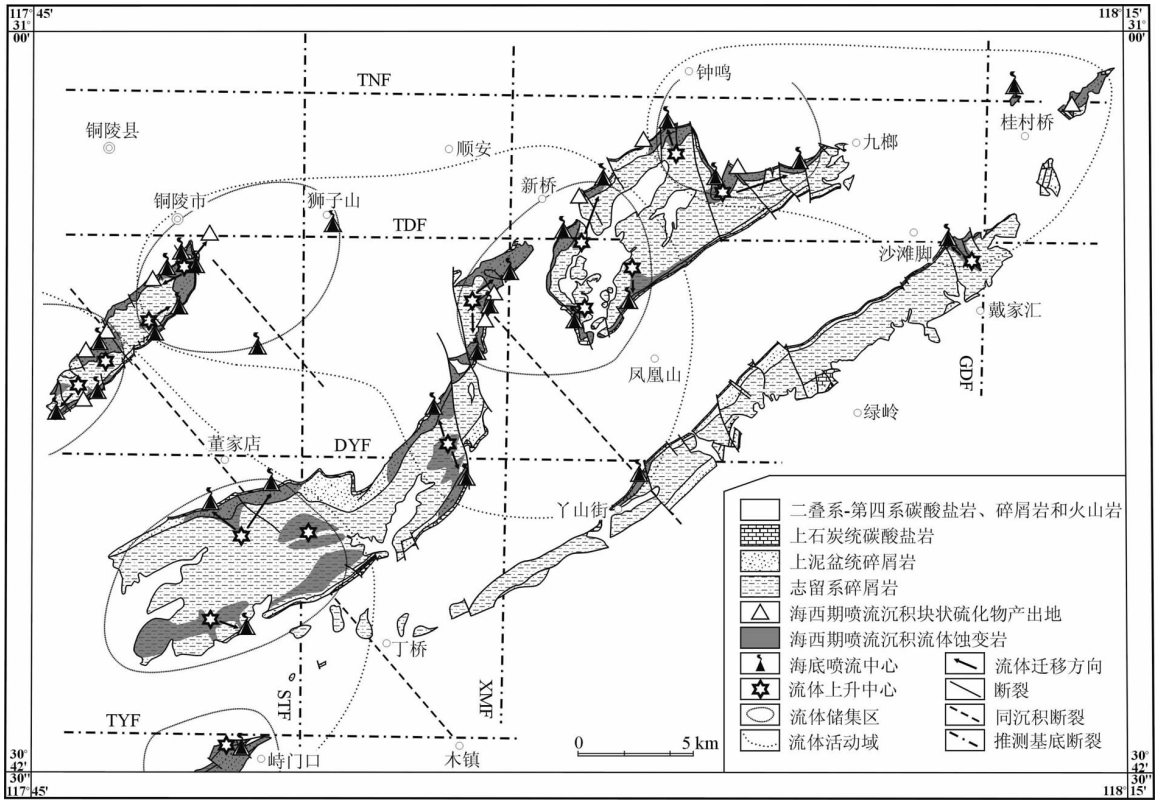


图 17 上泥盆系碎屑岩(即 D_{3w})及海西期块状硫化物分布图^[20]

Fig.17 Distribution of Upper Devonian clastic rocks (i.e. D_{3w}) and Hercynian massive sulfide

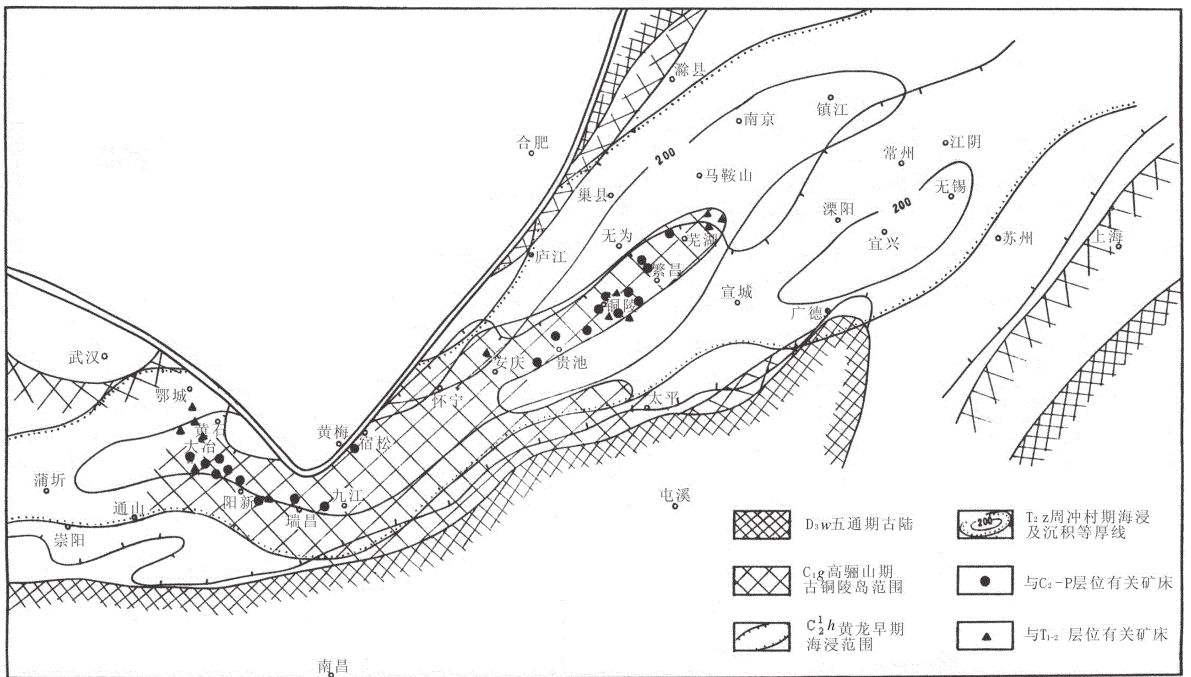


图 18 “古铜陵岛”分布范围与成矿关系示意图(附图冲村期沉积范围)^[20]

Fig.18 Areal extent of ancient Tongling Island delineated according to the lithofacies, i.e. the extent of distribution of the top of the Wutong Formation/bottom of the Carboniferous underlying the cover area

321 地质队钻探检查这一结果,在 1000 m 上下深度处仅见到了不厚的黄铁矿层,未见到厚的含铜矿层,证实了地震法推断的五通组顶界面是成功的,推断有矿层存在并不成功。此外,在刘家冲—大高桥一带的盆地区,其下部有多个反射层位,作者推测上部的强反射同相轴带是三叠系灰岩的界面,其下不连续的同相轴则是五通石英砂岩的顶界面,这对找矿评价是很重要的。这一实例也说明地震法还是有潜力可挖掘的,应在综合方法的应用中进一步发挥地震

法的找矿指导作用。

3) 鉴于五通组顶部与黄龙—船山组之间波阻抗差异明显,也可以考虑用天然地震或人工震源进行转换波或接收函数法观测(要求时间精度高一些),有可能更精确地对地下这一界面进行追索,了解其区域性分布,进而通过转换波强度圈定黄铁矿层主要分布地段,指导找矿。建议立即开展这一试验,如试验有效,应当推开到面上试用。以冬瓜山矿层为例,矿层厚度和长宽都很大十分有利于方法的应用。

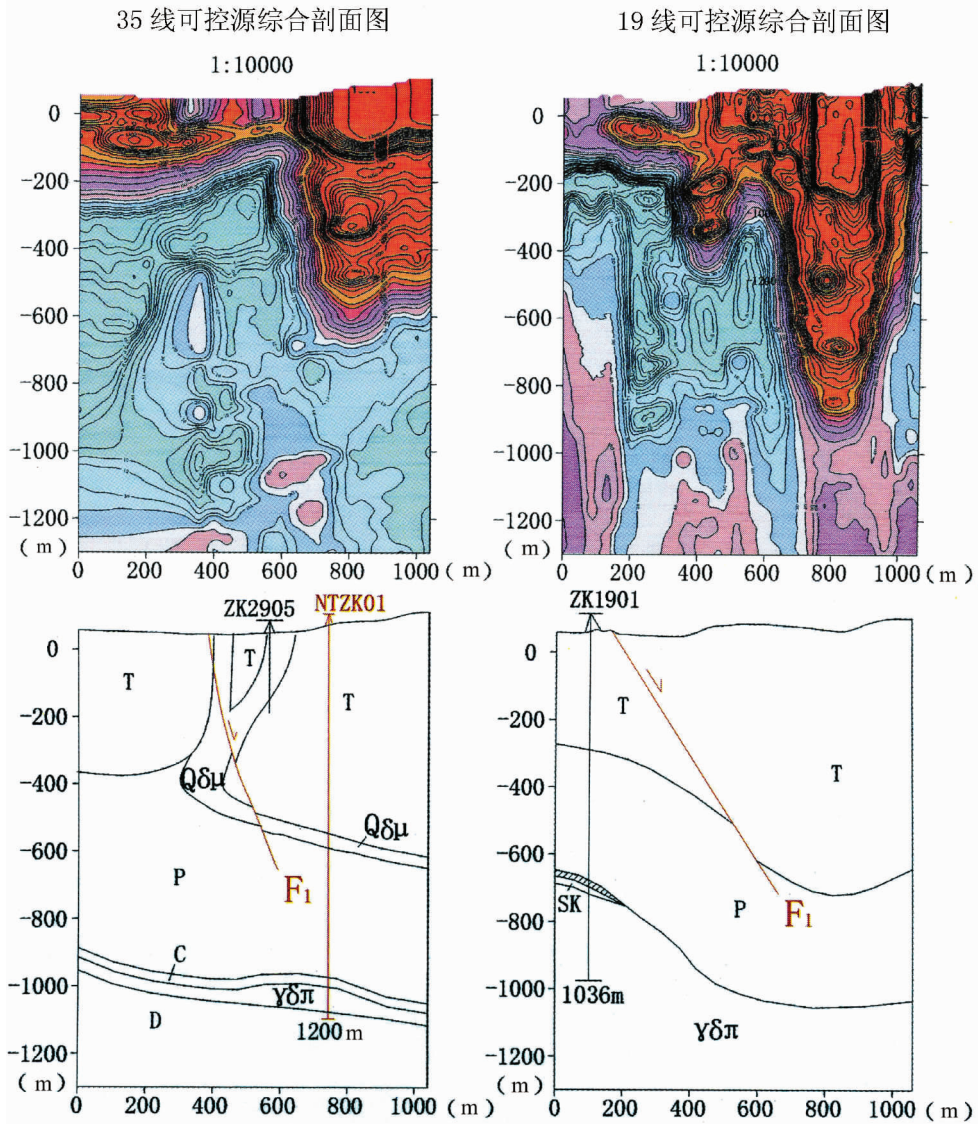


图 19 19 线与 35 线 CSAMT 资料及推断结果对比图^[20]

图中上部为 CSAMT 剖面,下部为推断的地质剖面,ZKT1901 为完工钻孔,35 线为设计验证孔

Fig. 19 Comparison of CSAMT data and inferred results at lines 19 and 35

The middle and upper parts of the map are the CSAMT section and the lower part is the inferred geological section, ZK T1901 is a complete borehole; borehole at line 35 is designed for check

4)可控源音频电磁法试验。这是安徽物探队所作的结果^[2]。文章提供了 19 线和 35 线两条剖面的结果(图 19):

从电性结构图可以看出 T、P 和 D 3 套地层及花岗闪长斑岩有很明显的电性差异;在岩体附近电性扰动现象也是突出的;在打到矽卡岩带的深度(ZK1901)处电性也有明显反映。这些都是令人鼓舞的。但是,图上电性分布,出现有多条垂直的电性梯度带,这与剖面内地层近水平向展布的宏观结构特征相差甚大,如果说有断层存在,这种垂向特征也是难以想象的。因此,有必要再改进电磁资料的反演方法,改进后将有可能得到更好的结果。建议也可试作一些岩性探测仪试验,找 1000~2000 m 内的断裂和 D_{3w} 顶界面,可能是快速而经济的。

2.4 找其他类型和其他矿种

安徽物探队提出“省内已发现航磁异常有数百个,其中有 200 多个已用钻探验证了。”认为与岩浆岩有关的异常有 3 种:1)矿区内外的岩体、火山岩;2)“重低磁高”区的火山岩;3)沿区域重力梯度带(即断裂带)侵入的或喷出的孤立小侵入体或喷出岩。认为后者在深部往往缺乏大岩浆体,所以尽管围岩条件好,打了几十个钻孔也未见矿。因而认为没有进一步找矿希望了。这里,“打了几十个钻孔也未见矿”是否就能做出否定的结论?如上所说,会不会将“牛尾巴”也一下子全否定掉了,仅仅靠一个钻孔就得出结论是不充分的。所以,不能说有找矿前景的异常都已检查完。通过深部采样(结合钻井工作)分析了解深部的矿化情况的地球化学找矿方法可以派上大的用场,深穿透采样方法要着重探讨可能的矿化深度。区域化探结果应结合深部地质构造岩浆活动研究,以利于找出成矿远景地段。

2.5 关于找矿战略问题

有了找矿评价的方法技术,还要有个找矿战略,即优选和确定主要找矿方向和哪个地区可能先突破?为此,要加强综合研究,从大处着眼来研究,提出建议。初步设想还是先抓矿化岩体,第二步抓五通组起伏,然后再进行找矿评价工作。同时,要研究区域深部构造岩浆活动规律,进行区域性矿产分布规律研究。这方面虽已有很多研究成果,但是,将长江南北构造岩浆活动看成是扬子板块与华北板块碰撞挤压统一构造活动的结果来进行研究的尚少,笔者试图对此作一些尝试。

3 关于本区构造岩浆活动与成矿作用

本区沿江分布的众多的与成矿关系密切的钙碱性岩浆岩体是怎样产生的?与本区大地构造活动的具体关系是什么?深化认识这类问题对本区找矿前景评价十分重要。

如上所述,本区岩体都是属于高钾钙碱岩浆系列,成岩时间是 J₃-K₁,时间为 139.8~135.8 Ma^[3]。在江北的大别造山带内也有多个中生代的花岗岩体,年龄以 140~100 Ma 为主,另有一些幔源的超基性岩体。此外,还有一些元古宙遭受过超高压变质的超基性岩体。

吴淦国等^[3]根据铜陵地区多组岩石包体确定这些岩体是“(本区)的碱性橄榄玄武岩浆起源于上地幔(深度至少达到 42~48 km),大约在 140 Ma 之前底侵到 28~33 km 深处,构成深位岩浆房。(这些)底侵的碱性橄榄玄武岩浆与下地壳硅镁层发生同化混染作用,形成中基性岩浆。这种中基性岩浆又可以因构造脉动而上升,在 19~21 km 深处积聚,并与中地壳的浅变质岩系发生同化混染作用,形成浅位中性岩浆房。当浅位中性岩浆房中的中性岩浆因构造脉动上升侵位到 6 km 深处时,可以结晶形成辉石闪长玢岩。……而由中性岩浆结晶分异形成的花岗闪长质岩浆上升侵位到 4 km 深处时可以结晶形成花岗闪长岩。”区内许多矿床和岩体内挥发分都很高,还出现有爆破角砾岩、破碎带等,有的出现了可能是矿浆的物质,这表明原始岩浆热液中挥发分很高。

3.1 关于本区构造岩浆活动产生的几种说法

1)李曙光^[2]认为:岩浆活动是三叠纪时扬子和华北陆块间的陆-陆碰撞及后期的大陆伸展,使区域构造体制从早期(T₂-T₃)挤压经中期松弛(J₁-J₂)转变为后期(J₃-K₁)拉张和断陷,铜陵地区燕山早期主应力方向为 NWW-SEE,晚期变为 NNE-SWW 向,这一构造体制转换是形成岩浆-矿床的主要原因,提出这一活动引发了区域性碱性橄榄玄武岩浆活动。这里作者强调了岩浆的形成和上升是与大地构造发展的拉张阶段相联系的。可是,为什么在 J₃-K₁ 时本区却形成了拉张和断陷呢?拉张又怎样引发了玄武质岩浆的活动,作者并没有做具体分析。

2)毛景文等^[2]认为是扬子板块与华北板块东部先碰撞,然后再相对旋转对接,并诱发了下地壳活动。他给出的构造运动模式见图 20。但是作者并未

说明两板块间旋转挤压带如何会诱发下地壳发生拆沉,拆沉和本区内深部岩浆活动的关系。作者提出这一构造模式中又完全没有谈及大别山高压变质带的形成及其内部中晚中生代的岩浆活动。

这里,提出西部挤压与东部郟庐带的拉张是同步实现的。但是西部挤压缩短与东部拉张的程度并不一致,中间可能出现拉张断裂;郟庐断裂带开始是扬子板块向西俯冲后又变为拉张,是否有证据?

3)邓晋福等^[29]认为“岩石圈减薄,诱发大量新生对流地幔,在其上升过程使其熔融并分出大量玄武质岩浆,形成底侵作用,将陆壳加热和放出大量流体,在其运移中萃取金属成矿元素,并在浅处成矿”。

4)李东旭^[26]认为“受压扭性构造应力场控制的断裂深切地幔隆起,促使地幔物质与热流上涌,岩浆形成运移上升和侵位”。

6)杨文采等^[2]认为在 220 Ma 时扬子板块与华北板块东部碰撞后形成陆内消减带,200 Ma 时扬子板块发生向北顺时针旋转,使两板块间喇叭口状大洋(松藩洋)逐步闭合,170 Ma(中侏罗纪)时超高压变质带从 150~200 km 深处折返上来,随后扬子板块继续向大别造山带下面俯冲(图 21)。有关超高压变质带的折返见图 22^[3]。

笔者认为,在两板块闭合后,扬子板块顺时针继续向北旋转之际,在深部大洋岩石圈与大陆岩石圈之间产生一个剪切力(图上画的运动和力的方向可能颠倒了?)而使大洋岩石圈与扬子板块的大陆岩石圈分开,扬子板块的地壳因海洋岩石圈向下拖曳力减小而发生回返,……。许志琴^[27]提出“扬子地壳分 4 个岩片于 250~220 Ma 俯冲下去,于 240~220 Ma 和 220~200 Ma 分阶段从 30~100 km 深处向上折返。”这里,为了顺利折返上来就需要有一个拉张环境,于是杨文采等^[2]提出这一“局部拉张是由于碰撞后的反弹和中朝与扬子克拉通之间相向旋转引起的”然后再借助浮力而使大体积的比重大的高压变质带回返上来。这里,杨、许二位讨论了区域大地构造活动,但是仅限于大别造山带的岩浆岩而未涉及长江以南晚中生代的岩浆岩带,应当说它们都是华北板块与扬子板块之间的大洋与两大板块相互作用过程中的产物,而我们所要讨论的正是区域构造运动与沿江岩浆生成的关系。

3.2 大江南北的构造岩浆活动的统一考虑

如何将大江南北的构造岩浆活动做统一考虑,找出一个可能的解释?笔者做出以下尝试,敬请大家给以赐教:

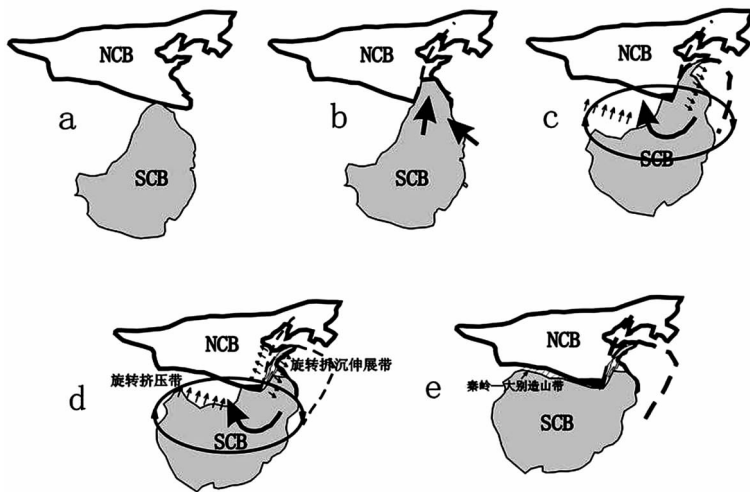


图 20 长江中下游地区构造演化过程示意图^[24]

a—华南板块(SCB)与华北板块(NCB)从华北板块的东部开始碰撞;b—SCB 向 NCB 俯冲形成郟庐断裂,并受到古太平洋板块的北西侧挤压,地壳变形;c—SCB 与 NCB 开始相对旋转;d—旋转诱发下地壳拆沉等深部过程;e—SCB 与 NCB 的现在状态和构造格局

Fig.20 Process of tectonic evolution in the middle and lower Yangtze River valley^[24]
a—The South China block (SCB) and North China block (NCB) began to collide in the eastern part of the NCB;b—SCB was subducted beneath NCB and subjected to compression of the northwestern part of the Paleo-Pacific plate causing crustal deformation;c—SCB and NCB began to rotate relative to each other;d—Rotation induced deep processes such as delamination of the lower crust;e—Present states and tectonic frameworks of SCB and NCB

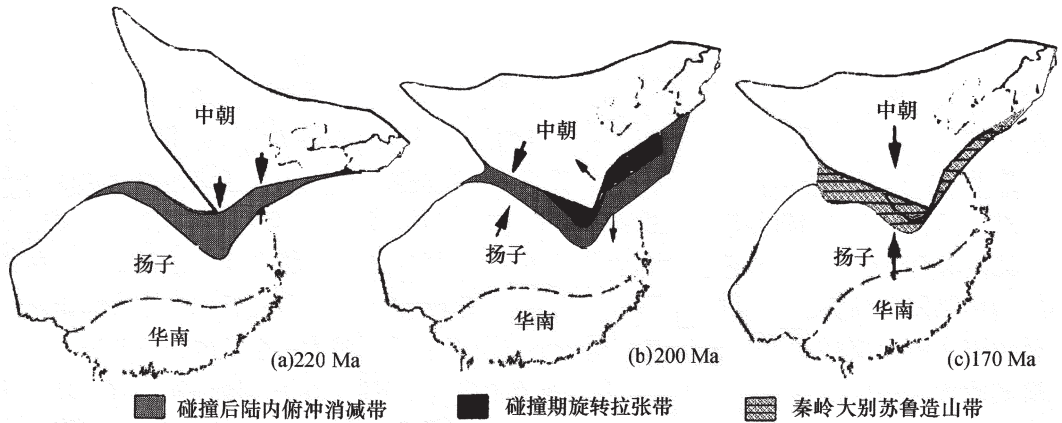


图 21 大别苏鲁短期的局部拉张示意图
 造成原因主要为扬子相对华北的旋转。(a)第一阶段:沿大别苏鲁碰撞;(b)第二阶段:大别苏鲁拉张与秦岭碰撞;(c)超高压变质带折返后扬子继续俯冲。SC 为华南块体,它在古生代已与扬子联成一体。
 图只表示相对位置而不表示方向

Fig.21 Schematic map showing the short-term local extension of the Dabie-Sulu belt
 The main cause for local extension was due to rotation of the Yangtze block (YB) relative to NCB (North China block). a-First stage: YB and NCB collided along the Dabie-Sulu belt; b-Second stage: the Dabie-Sulu belt underwent extension and collided with the Qinling;
 c-Third stage: the ultrahigh-pressure metamorphic belt continued subduction after its exhumation;
 The South China block had been connected with YB during the Paleozoic;
 The figure only shows its relative location and does not show the direction

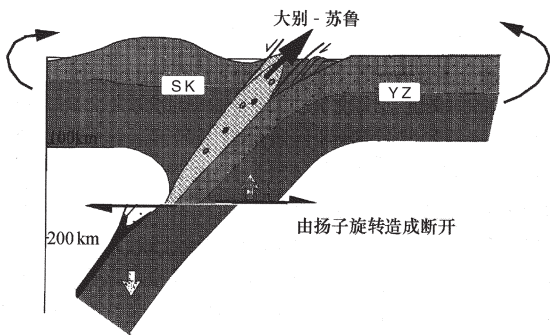


图 22 由扬子旋转造成一对剪切力使下方块体断开的示意图
 Fig.22 The rotation of YB formed a pair of shear forces which broke the block below

1)本区长期处于挤压状态。从 5 亿年前后冈瓦纳大陆裂解以来,华北板块和扬子板块一直向北移动。杨文采等^[2]引述了古地磁数据,表述了在二叠纪时扬子板块与华北板块之间存在一个 200~300 km 宽的洋,三叠纪初大洋岩石圈向北边的华北板块俯冲,扬子板块东部于 240 Ma(即 T₁-T₂)追上了华北板块并使两大板块拼接在一起,这时东部发生俯冲,后来 216 Ma 时东部发生折返,扬子板块西部也与

华北板块碰撞,扬子板块也发生俯冲。实际是,由于印度—澳大利亚板块持续向北迁移,到白垩纪末与古近纪初印度大陆与欧亚大陆相碰撞,南北向挤压力一直延续到现在。万天丰^[28]引述 Moore(1988)的资料强调:侏罗纪晚期(相当于燕山运动早期)伊佐奈歧板块是向北西方向运移,而在白垩纪晚期则为太平洋向北北西方向对中国大陆施压,现在则因印度板块的挤压而发生向东的作用力。翟裕生^[29]提出铜陵地区“燕山早期主应力方向为 NWW-SEE,晚期变为 NNE-SWW 向”。这一时期扬子与华北板块应当是一直受伊佐奈歧板块和太平洋板块的西北向或北北西向的作用。

在这样一个持续挤压状态下如何会产生 240~216 Ma(东部)和 220~200 Ma(西部)两次拉张的环境呢?延续时间有 40 Ma。如果认定在 170 Ma 扬子板块才发生向北俯冲,则有近 60 Ma 的拉张时间等待来自深部的 HP、VHP 和 UHP 变质岩片因浮力作用而向上自由折返^[2]。这种条件是很难想象的。相反,在这种挤压环境下如果我们设定这些岩片从深部被挤上来的,则可能是更为可行。

2) 高压-超高压变质带和郯庐断裂生成时间孰先孰后? 大别和苏鲁高压超高压变质带是东、西段先后分段形成的, 还是东、西段本来是统一的一个带, 形成后被郯庐断裂错开成了大别和苏鲁两个部分? 合理的看法应是, 它是统一形成的一条高压变质带后被郯庐断裂错开。不管东、西段是“东部(郯庐大断裂以东)是在 240 Ma, 西部是在 200 Ma 闭合的”^[9], 或是“东段是在 250 Ma^[9], 西段是在 203 Ma 闭合的^[10]”, 都是可以的。而高压超高压变质带的发生是要在碰撞后一段时间之后才能完成, 再经过一段时间才能折返上来。从王小凤^[11]给出的构造模式看, 郯庐大断裂是在 T_3 末活动的, 主平移时间是 J_{1-2} (205~152 Ma), 在 J_3 时完成的, 右侧向北平移约 300 km, 以后还持续活动了一段时间。考虑到郯庐大断裂并不是一个局部性的, 它向北和向南还要延伸出去, 故推测它的形成应与印度—澳大利亚板块持续向北推挤作用, 伊佐奈歧板块这一时期向北西方向作用以及华北板块东部地壳的不均匀性有关。

3) 关于高压超高压变质带的形成和出露地表问题。许志琴^[7]与杨文采^[8]认为形成这种矿物的压力条件只取决于静岩压力, 深度越大下面的压力就越大, 柯石英的形成要求在 120 km 深部的环境下。为此, 设计了“深俯冲与快速折返”模式, 高压超高压变质带的形成过程是: 从 >250~220 Ma 扬子地壳俯冲到深部 100~200 km (柯石英和金刚石形成的压力条件), 形成了高压 (HP)、甚高压 (VHP)、超高压 (UHP), 这些变质岩片又于 220~200 Ma 时段内先后分片快速地折返上来。最近由于发现了碧溪岭含钛铬磁铁矿出溶体, 按其形成的压力条件推测俯冲深度则要达到 300 km, 这样随着新的更高压矿物的出现, 还会不断增加扬子板块地壳的俯冲深度。而俯冲折返时段已固定了, 俯冲深度越大, 折返回来的速度也就要求越快。这种条件是很难设想的。为此, 我们设想换一个思路考虑这一问题: 一是从构造条件看, 二是从碰撞带压力条件看, 可否在岩石圈的浅层找到高压矿物形成的条件。

4) 新设想

(1) 关于大洋板块的消减问题。如果说两大板块是在 240 Ma 时 (即 T_1 — T_2) 时拼接的, 在此之前 200~300 km 宽的大洋板块将消减下去。它是如何消减的? 现在流行的说法是“三叠纪初大洋向北边的华北板块俯冲, 并于 240 Ma 时 (即 T_1 — T_2) 两大板块

拼接”^[9], 主要依据是变质岩带物质是扬子板块的地壳, 只有大洋板块向华北板块俯冲才能把扬子板块地壳拖曳到深部去。但是, 为什么不能向南边的扬子板块下面俯冲下去, 或是向两边的大陆下消减呢? 两大板块的拼合带或缝合带的位置在哪里, 还没有一个准确说法。刘少峰等^[12]认为商丹古缝合带 SF_1 (在三叠纪碰撞时最后闭合的) 与北部的秦岭北界断裂 (宝鸡—义马—周口—淮南, F_1) 之间为华北地块的南缘地带; 但是, 又有人说是在商丹古缝合带 (SF_1) 与其南部的晓天—磨石潭断裂 (XMF) 之间地带 (北淮阳复理石带) 是三叠纪时华北地块的南缘地带, 在两大板块碰撞造山时发生了大规模火山活动。但是, 大洋板块怎样消减的? 如是向北部华北板块之下俯冲, 有没有保留什么痕迹, 如温压大小显示? 有无蓝片岩出现? 需要进一步找证据。依据地震层析成像结果看, 更可能是向扬子板块下面俯冲下去。下面将重点讨论这一问题。

大别造山带分为 3 个部分, 即北大别变质杂岩带、南大别变质杂岩带和宿松高压变质带, 分别由五河—水吼断裂、浍水—太湖断裂所分隔; 北大别杂岩主要是由混合片麻岩与混合花岗片麻岩组成的复合岩石, 并含有众多的基性和超基性岩石, 中间为南大别超高压变质杂岩带, 其南侧则为宿松高压变质带。在扬子板块的北缘出现有蓝片岩带。游振东等^[13]给出蓝片岩年龄, 除一批为元古宙年龄反映了蓝片岩原岩生成的年龄外, 另一批为 227~205 Ma 年龄值 (蓝片岩的全岩 Sm—Nd 等时线、全岩单矿物 Sm—Nd 等时线和流体包裹体 Rb—Sr 等时线年龄), 其代表了蓝片岩的变质年龄。大别造山带以南的高压变质蓝片岩带是在什么条件下生成的? 一种看法是它是地壳向下俯冲到深部时变质而成的, 但是, 可否看成是在特提斯洋向大陆下俯冲初始阶段在被动陆缘形成的双变质带的一部分? 如果是后者, 则可以设定大洋壳是向扬子板块的大陆岩石圈下俯冲所产生的蓝片岩带, 而把宿松高压变质带看成是深部上来的物质。

(2) 关于扬子陆壳俯冲问题。国内许多人认为是由于在扬子板块地壳物质内发现了柯石英、细粒金刚石等高压矿物而认为这是扬子板块地壳进入岩石圈深部的证明。扬子板块地壳是由于大洋岩石圈俯冲拖曳下去的。实际上, 考察现有的俯冲模式令人很难设想“扬子板块地壳并不能被大洋岩石圈拖曳到

几百千米的深部”。

以南美安第斯洋-陆俯冲带和雅鲁藏布江陆-陆碰撞带为例,对这一问题加以讨论。从安第斯洋-陆俯冲带精细的地球物理剖面可以看出在洋-陆俯冲带的构造情况下,在海沟处大量的洋壳将被刮下来形成增生楔体,能进入深部的主要是大洋岩石圈地幔部分,而且它随着向深部俯冲而不断发生开裂引发地震活动;雅鲁藏布江陆-陆碰撞带深部地球物理探测结果也表明陆-陆碰撞时陆壳并没有像过去人们提到的将会发生 A 型俯冲,即陆壳向岩石圈下俯冲的情况,在碰撞挤压过程中喜马拉雅地块地壳的缩短基本上转化为高原地壳的增厚和喜马拉雅山的崛起(结晶基底向南推覆);在缝合带的南侧出现了残余洋壳或下地壳基性岩浆的上涌;根本找不到大量地壳物质俯冲到岩石圈下面的证据,当然也可以设想会有一些地壳物质被带到深处去,但是 20 多千米厚的密度小的陆壳是很难整体被带到地壳深处去的。此外,应特别注意的是沿这一缝合带部分地段出现了大规模的地幔深部超基性岩及大量铬铁矿物的上侵,显然这是不可能把它看成是深俯冲再折返的产物,相反,却表明了壳幔相互强烈作用地段深部地幔物质可以向上侵入到地表浅处,但是这并非折返的结果。

再进一步的思考,一个大洋岩石圈厚约 45 km(取一般洋壳厚为 5 km,岩石圈地幔平均厚约 40 km),而扬子板块的岩石圈厚 80~90 km(取陆壳厚度为 30~40 km,岩石圈地幔厚约 50 km 计算),大洋岩石圈向华北板块下俯冲时如何能在陆块间处于挤压状况下将比它厚近一倍,即 80~90 km 厚的大陆岩石圈快速地拖曳到另一个大陆岩石圈的 100~200 km 的深部,又快速地折返到地壳上部?所以笔者考虑应抛弃这种深俯冲模式,设想更可能的是两个大陆碰撞强烈对挤中造成了深部物质的向上挤出这种构造模式。下面结合有关资料对此进行讨论。

(3)岩石圈内可否形成高压变质矿物问题。人们知道,在构造活动地带应力积累导致地壳破裂的瞬间,地应力可以十分巨大;这种状况下能否同样会生成高压和超高压矿物?在大岩块整体遭受变质的情况下,在岩石矿物结晶过程中会不会形成局部高压和超高压环境?许多人对此进行了探讨。游振东等^[83]、吕古贤等^[84]提出地下矿物形成时受多种力的作用——重力、构造力及相变作用力等,通过野外实际观测与室

内构造模拟提出含柯石英的榴辉岩可能形成于 32 km 左右,或 35 km 左右,最深在 45 km。丁悌平^[85]通过对同位素研究还确定了超高压变质岩形成时未受到地幔物质的影响。马昌前等^[86]、汤加富等^[87]通过区域地质填图、沉积与岩浆岩石学研究提出大别山超高压变质作用发育在壳内 20~30 km 深处。对这些研究成果,当然还应当进一步推敲使之更有说服力,但是已取得的一些研究成果还是很有启发意义的。下面再对地球物理探测结果进行一些讨论。

5) 对地球物理探测结果的再研究

(1)图 23 是广角地震的结果^[88]。图 24 是图 23 浅层的有限差分计算得到的层析成像结果^[89]。

杨文采等^[9]对这一广角地震速度结构剖面提出以下三点解释:①莫霍面显示北高南低,在大别山有一残存的山根,厚 3~5 km,其他地段的山根已为后期作用所剥蚀掉;②下地壳速度总体是向下增加,可能与造山后期后底侵作用有关;③扬子板块北缘中上地壳的波速较低,而造山带中地壳波速相对较高。反映了扬子板块的北缘向北向陆内俯冲。

但是笔者认为这两张图显示的内容可以作另外的解释:

①在上地壳深度区间(相当于 6.3~6.45 km/s 速度界面以上),可以分成 3 段:中段速度普遍是高的,最高为 6.3 km/s;两侧速度是低的,其中南部速度更低,北部速度偏高一些;在长江之下 6.0 km/s 左右速度等值线(6.0 km/s 左右一般可代表结晶基底与花岗质岩石)可达到 12 km 以深,反映了扬子板块北缘沉积厚度达 10 km 以上的事实,与本区总的沉积厚度和基底深度基本一致。北段的结晶基底深度仅为 3 km 左右(6.0 km/s 左右等值线),其上的沉积地层厚度较一致。

②作为中地壳标志的 6.3 km/s 等值线北部深为 4~5 km,向南逐渐加深,到长江之下达到了 16~17 km 深。

③在中下地壳深度上。中部地段,下地壳与壳/幔处出现一个 6.55~6.8 km/s 的层和一个 6.8~6.9 km/s 层。其中 6.8~6.9 km/s 层主要集中分布在南北大别造山带之下的壳幔凹陷带上部;在中部撞钟(ZhZ)地段之下浅部见 6.3 km/s 的高速体,向下与下地壳的高速隆起相连接,可能构成一条壳/幔间通道。相反,南北两段 6.55~6.8 km/s 的层与中段相比加深了近 10 km;整条剖面全部缺乏 6.9~7.9 km/s

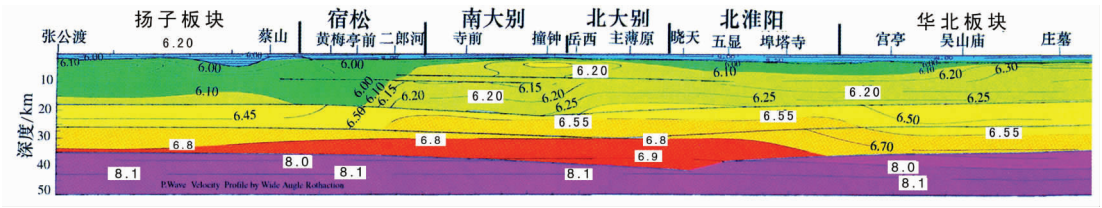


图 23 大别造山带二维 P 波速度结构图

Fig.23 2D P-wave velocity structure of the Dabie orogenic belt

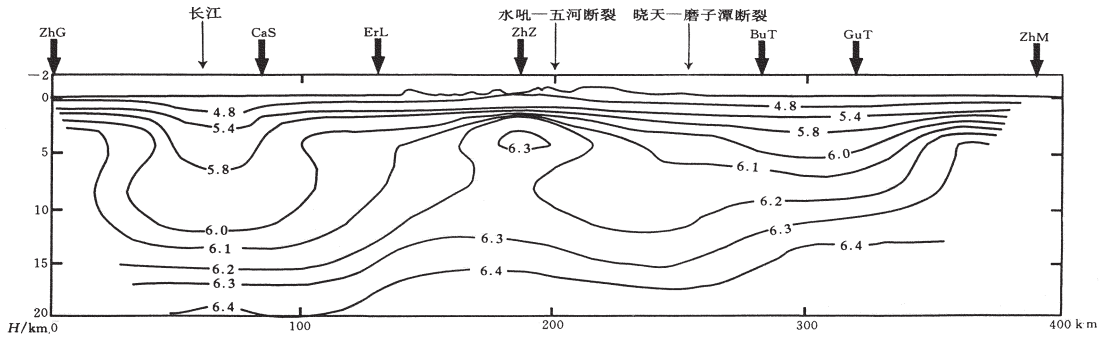


图 24 大别造山带中上部有限差分反演二维 P 波速度结构图^[39]

CaS—蔡山; ErL—二郎河; ZhZ—撞钟; BuT—阜塔寺; GuT—官亭; ZhM—庄墓

Fig.24 2D P-wave velocity structure deduced inversely by the finite difference method in the middle and upper parts of the Dabie orogenic belt^[39]

CaS—Caishan; ErL—Erlanghe; ZhZ—Zhuangzhong; BuT—Futasi; GuT—Guanting; ZhM—Zhuangmu

层,而这一层通常在地壳剖面中都存在,并被认为是下地壳内的偏向基性超基性物质或地幔物质大量参与的显示,这里恰恰在两大板块的深层缺失。

④以 7.9~8.0 km/s 为标志的岩石圈地幔的顶部的深度,南北段变化不大,可能北部的略低于南部的;中部位于北大别及晓天—磨子口断裂之下有一低凹,几千米的幅度,与上部高密度的大别山完全不对应,不像重力均衡所产生的“山根”。

本区的岩石物性条件。在大别地区地表出露为高压与超高压变质带的地段,金振民等测得碧溪岭榴辉岩标本的 V_{p0} 为 7.68 km/s, V_{s0} 为 4.55 km/s,密度为 3.765 kg/m³。地震剖面上宏观得到的浅层地震波速度仅为 4.8~5.8 km/s,两者相差很大。

实测岩石标本和测井实测的速度值见表 1^[2]和表 2^[2]。

表 1 列出了榴辉岩标本测得为 7.3±0.9 km/s (榴辉岩, 257 块) 及 7.5 km/s (金红石榴辉岩, 4 块), 密度分别为 (3.50±0.21) g/cm³ 及 (4.27±0.36) g/cm³; 片麻岩的速度与密度为 (5.58±0.72) km/s 和

(2.63±0.2) g/cm³。

表 2 列出苏北大陆科学钻井资料测量的结果,其中 Ec 为榴辉岩、Per 为橄榄岩、Rt 为金红石、Gn 为片麻岩、PGn 为副片麻岩和 OGn 为正片麻岩。由于榴辉岩多是与其他岩石结合在一起的,所以测出含榴辉岩的层段宏观的 P 波速度值都要比小标本实测值低很多;其中近地表层 0~750 m 的 Rt-Ec+Gn+Per 组合为 6.6 km/s, 400 m 厚的以榴辉岩为主的 Ec+Gn 组合层段为 6.3 km/s, 以副片麻岩为主加榴辉岩的岩石组合 (PGn+Ec) 则为 6.1 km/s, 和 5.85 km/s, 两段正片麻岩段则为 6.0~5.65 km/s, 都是很低的, 与花岗质岩石的速度值相近, 这可能与主要岩性、岩石结构及其含水性有关。速度值是我们进行地质解释的主要依据。与标本测定的物性数值相差很大, 比较而言测井所得物性数据可用性更强。参考这些 P 波速度值进行速度剖面的地质解释, 可以看出: 地震速度结构剖面, 除地表浅层榴辉岩未能圈定外, ZhZ 下面 3~5 km 处的 6.3 km/s 及下地壳的 6.55~6.9 km/s 速度层和速度体都可能是含榴辉岩

表 1 大别苏鲁地区常温压下主要地幔岩石的物性统计
Table 1 Statistics of physical properties of main mantle rocks at room temperatures and pressures in the Dabie-Sulu area

岩石类型	样品数	密度/(g·cm ⁻³)		波速/(m·s ⁻¹)	
		平均值	标准差	平均值	标准差
片麻岩	50	2.63	0.2	5586	725
榴辉岩	257	3.50	0.21	7298	931
金红石榴辉岩	4	4.27	0.34	7500	
橄榄岩	5	3.35	0.10	7830	
蛇纹岩	111	2.70	0.06	5695	636
角闪岩	88	2.79	0.05	5723	

的高压变质带的显示;因为这一速度层仅在中部深处存在,而两侧的扬子板块和华北板块下面均不存在,这可能就是因为中部是强烈的碰撞挤压带的位置;和一般的地壳速度剖面相比,南北两个板块的下地壳速度都是低的,缺少 6.8~7.8 km/s 这一层,可能这一层在挤压过程中由于塑性强而被挤向中部地段。广角地震不能反映更深部上地幔及壳/幔间的速度结构和物质流动,所以必须应用天然地震层析成像的结果,下面将与天然地震层析成像的结果联系起来对比研究这一问题。

(2)对地震层析成像结果的再研究。徐佩芬等^[40]所做地震层析成像结果很重要(图 25)。笔者在此将对其再做讨论。这条剖面北从合肥盆地以北向南穿过大别山,过长江直到江西武宁(29.3°N,115°E?)附近。

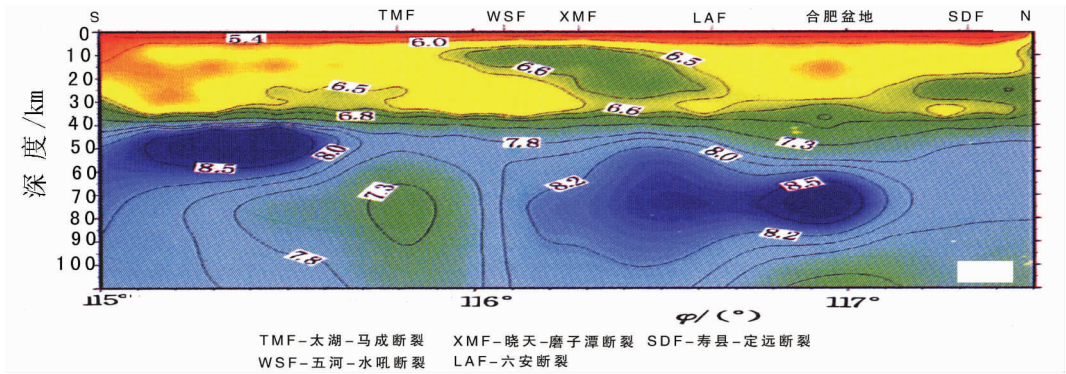
应说明,由于沿剖面台站太少,成像用的射线数不够多,成像的可靠性有待进一步改进,可能加密台站后会有变化,现只能暂且利用。由图可见:

①关于岩石圈地幔。从图 25 可以看出北部的岩石圈地幔顶部深度要比南部的低,岩石圈地幔的厚度也要大很多;层析成像求得的岩石圈地幔的速度为 8.0~8.5 km/s(以>8.0 km/s 为主),比金振民测定的 40 km 深的榴辉岩和二辉橄榄岩的地震波速度都高得多,后两者的 V_p 分别为 7.92 km/s 与 6.98 km/s;比基性麻粒岩的 7.0 km/s 也高得多;最高速度区圈定了高速体的集中地带,这样高的地幔速度应是反映了二辉橄榄岩——这是岩石圈地幔的主要岩石成分的存在,也应包括在两大陆高压挤压之下产生的榴辉岩成分;

②关于壳内两条相对倾斜的高速体。在地壳内 TMF 和 XMF 之间深部出现一个向北倾斜的高速体,速度达 6.5~6.6 km/s,位于 5 km 到 35 km 的深度,与广角地震所得到的 ZhZ-WSF 间 6.3km/s 高速体一致;它向下与华北岩石圈地幔相连接;表明这一高速体不可能是从地壳上部掉下来的而是应与北部的华北板块的上地幔物质向南向上挤出有关;根据测井和广角地震得到的含榴辉岩的超高压变质岩综合体的速度为 6.6 km/s 来推测,这一高速体应是含榴辉岩的超高压变质岩,它是从下地壳和岩石圈地幔的深度上推到地壳上部的。与其对应的,在这一高速体的南部地壳内还有一个向南倾斜的高速体(也是 6.5 km/s 以上)位于 TMF 之下,向上仅显示有 10 km 的高度,位于 20 km 到 40 km 深处,推测它也是与从下向上挤出的壳/幔物质有关,不过可能是因对挤带部分中上地壳物质向下挤出而将其一部分带入到深部地幔中去了。依据上述分析笔者认为这两个高速体就是超高压变质岩体的显示,也是对挤带内对挤造成一些深部物质向上运移侵入的显

表 2 根据岩石物性测量和声测井资料建立的主孔波速模型
Table 2 CCSD main-hole velocity model constructed based on core measurements and acoustic well-logging data

层位	岩性	深度(m)	累积双程走时(ms)	P 波速度(km/s)	S 波速度(km/s)
I	Rt-Ec+Cn+Per	0~750	227.3	6.60	3.7
II	Pt-Ec+Gn+Per	750~1120	345.7	6.10	3.36
III	OGn	1120~1600	517.1	5.65	2.94
IV	Ec+Gn	1600~2030	654.7	6.30	3.37
V	OGn+PGn	2030~2630	867.8	5.70	
VI	PGn+Ec	2630~3080	1021.6	5.85	
VII ₁	Gn	3080~3470	1157.3	5.75	
VII ₂	OGn	3470~4160	1387.3	6.00	
VII ₃	Gn	4160~500	1662.8	6.10	

图 25 南北向穿过大别山的天然地震层析成像剖面图^[40]Fig.25 N-S-trending section of seismic tomographic imaging across the Dabie Mountains^[40]

示。鉴于大别地区地表变质岩原岩为扬子地壳,可以设想,南侧的向北推出层位高,造成逆冲上来的 HP 岩片出露地表浅层,在后期又遭受到强烈的风化剥蚀(有人估计可达 10 多千米)。加上地壳增厚的 20 km 深度压力和构造应力应当可以产生高压与超高压的矿物并折返到地表。

剖面北部华北板块南缘地壳中的肘状高阻带,是处在华北板块岩石圈向南逆推的高速体范围内,故推测它也是应与上冲的超高压变质岩片存在有关,是它的一个部分。

③关于造山带深部的低速区。在地壳内两个高速体之间存在一个低速带,向下可进入到上地幔内,与上地幔内的速度 <7.3 km/s 的低速体相连通,成为壳/幔物质的交流通道(注意在图 23 广角地震剖面上莫霍面也有一个加深地段,杨文采称为大别山山根带,其位置与图 27 中岩石圈地幔错开处相近);可能是古特提斯大洋岩石圈向扬子板块俯冲的处所,岩石圈地幔内的低速带可能反映了拖曳到地幔中的残存地壳物质或高温地幔软流圈的显示;大洋岩石圈向南部扬子板块下俯冲,一方面抬高了扬子板块的岩石圈地幔,另一方面应形成俯冲增生楔,堆积有大量的洋壳物质从而构成了造山带下面的低速区。 <7.3 km/s 的低速体看来还可能向下延伸下去,进入地幔的更深部位。

④关于剖面南部的低速低阻区。见图 23 和图 25。在三叠纪时大洋板块向扬子板块下俯冲过程中,必然会在扬子板块北缘产生一系列深源的钙碱性岩浆活动,由于俯冲深度较大,从而增加了钾质,形成高钾钙碱性岩浆强度;在两大陆持续挤压过程中,后

期扬子地壳的上部进而向大别造山带下俯冲并堆积在沿江两侧和宿松高压带之下,这一地带显示为低速区,低电阻率区可能与其有关。由于长江中下游成矿的岩浆活动主要是在 140 Ma 前后,而大洋闭合的时间要早一些,为协调这一矛盾,可否设想,俯冲引发的早期的碱性岩浆上升后储集在 10~25 km 深度区间的中下地壳内(即相当于图 25 中的最南段低速带部分),并在后期构造作用的诱发下进入了地壳上层,形成现在分布的岩体群。由于这些岩浆在中下地壳内长期相互作用并溶出成矿金属元素,就更有利于地壳流体将成矿物质带出并在以后与围岩交代成矿。

⑤关于沿江地带或称前陆区的结构与构造。从地震层析成像图上看,出现的低速区可以分两个带,一条是近水平产出,一条是向北倾斜产出。沿江深部发育大面积的低电性区($<50 \Omega \cdot m$)。本区内有一条精细的地球物理剖面,即 DBSFS 深地震反射剖面(大致从龙港—阳新—长江—蕲春—株林)^[41]。图 26 为剖面的北段。可见地壳内有两组反射同相轴,一组向北抬升,倾角较陡;第二组位置偏南,倾角较缓。同相轴延续都有一定长度。分布在 2.5~8 s(双程走时)之间,很清晰。如果做了偏移归位处理,则反射同相轴将变得更陡一些,位置也将向北移一段距离。剖面内存在的 4~5 组同相轴表明地质剖面可以划分为 4~5 个分层,但是各个界面和地层剖面的对比,还需要进一步研究。

这两组同相轴的南侧就是襄樊—广济断裂带与长江断裂。两组同相轴位于大别山变质杂岩系之下,显示了典型的前陆冲断带结构。这一结构特征与地

震层析成像结果是一致的,是对挤带的南翼特征。

⑥关于襄樊—广济断裂与长江断裂向下延伸问题。有人认为这些断裂向下切穿了莫霍界面。但是,从图 26 可以看出,它们向下伸展最多能到达 4 s(双程)的深度,也可能向北较平缓地伸展到 7 s 左右,但是并没有穿过莫霍面。莫霍层在蕲春的深部出现错动,北部向上抬升,南部则向北向下插入,上下错开约 2 s。按照图 23 剖面南段莫霍层的深度在 35~40 km。董树文等^[4]给出莫霍界面时深为 10~12 s,南部向下。计算求出地壳最厚处的平均速度为 6.6~6.7 km/s。表明蕲春以北一段地壳平均速度较高,与榴辉岩带的速度值相当,可能显示其深部高速物质增加。蕲春—株林段与广角地震剖面的宿松—太湖段相对应,都是莫霍面抬高地段,层析成像结果也相近,表明大别造山带的南部前陆区冲断结构可以深达岩石圈地幔的深度,这也表明大别山对挤造山规模 and 强度极大。

大别山地区地壳最厚处,一是在晓天之下^[8],一是在其南部的五河—水吼与太湖—马成两断裂之间^[9]。DBSFS 深地震反射剖面则没有达到相应的位置。两者可能是一个带,反映了两大地块深部的对接带,碰

撞挤压带深部主体位置。看来现有的地球物理的剖面工作程度很不够,还需要进一步工作。

从图 25 及图 27 可以看出位于太湖—马庙断裂(TMF)之下的莫霍层深断裂,即图 27 西南角的低速带,可能代表了这一深断裂在 40 km 以上的深度上一一直向北西方向伸展出去,直到图边。

相反,在西南部 15 km 以浅的高速体(图 27 的右图)则可能代表了深部榴辉岩带的分布。此外,在 40 km 深度上,除九江—望江之间为一低速区外,沿江和沿郟庐断裂向北东方向伸展着一条高速带,为正常莫霍层的速度值;九江—望江的低速区向上在 25 km 以上深度就扩大到铜陵地区,可能是该区岩浆的主要运移通道之一。而用重力数据求出的沿江的地幔隆起可能并不存在。

⑦关于高压超高压条件是不是仅在地幔深处才具备这种条件。从上述分析表明,在两大板块的碰撞挤压带内出现大规模岩石圈及深部物质的向上挤出,深度可达到 70~80 km,支持了上面吕古贤等^[34]的推测模式,即认为在岩石圈深度范围就可以具备高压超高压条件。地表高压和超高压矿物,一是在下部地壳底部和上地幔的上部具有形成高压超高压矿

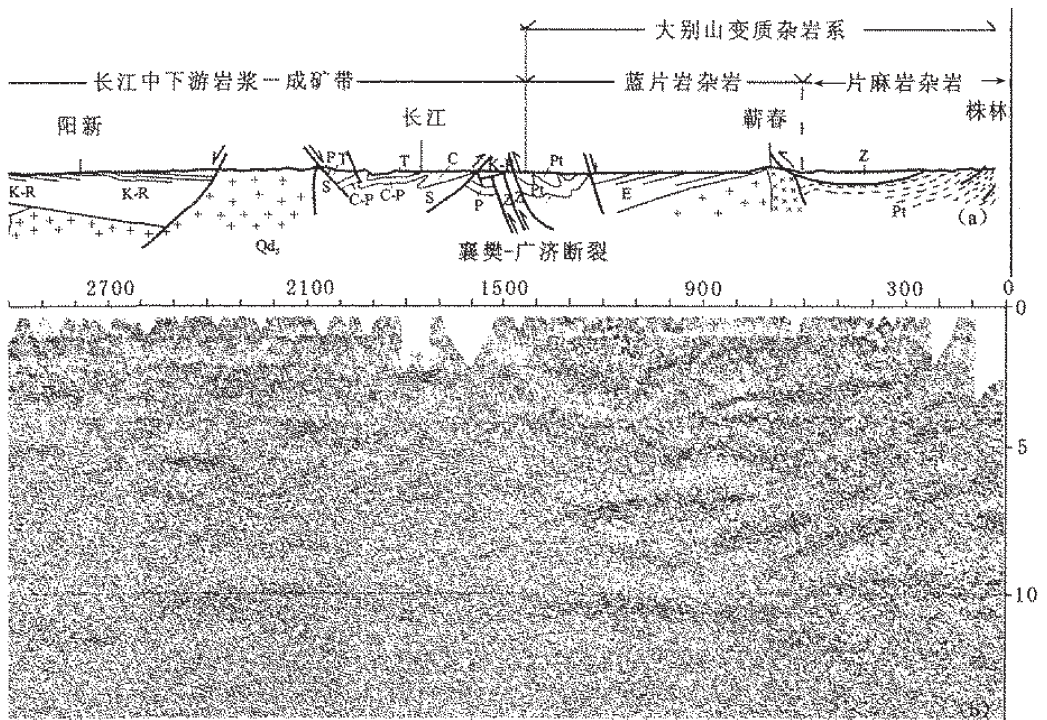


图 26 大别山造山带前陆深地震反射剖面北段^[4]

Fig.26 North segment of the deep seismic reflection section in the foreland of the Dabie orogenic belt ^[4]

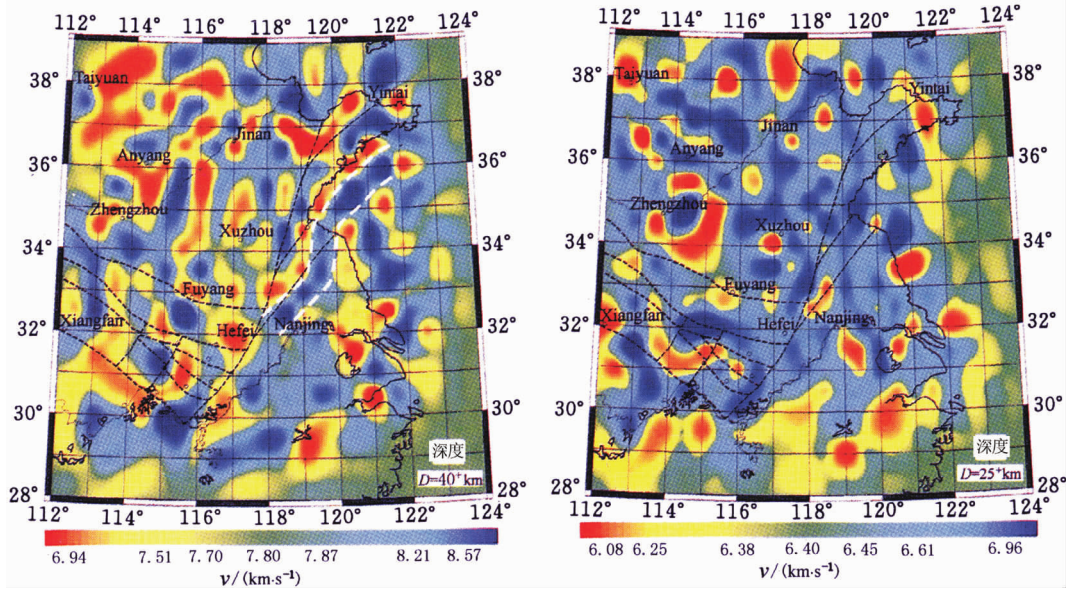


图 27 大别山区 45 km 及 15 km 深度天然地震层析成像平面图^[40]

Fig.27 Plan of seismic tomographic imaging at 45 and 15 km depths in the Dabie Mountains^[40]

物的充分条件,力可有多种来源,包括地震构造活动带内发生的瞬间超过正常岩层垂向压力的水平应力以及矿物相变结晶过程中产生的局部强大压力;二是在两大板块强烈对挤过程中也可以引发地幔深层物质包括深部细粒金刚石等向上进入上地壳内。在大别地区与榴辉岩一起的还有大量的基性超基性岩,显然后者不可能是地壳深俯冲下去又折返上来的物质;在雅鲁藏布江缝合带处的地幔来源的罗布莎基性超基性岩体及大型铬铁矿床还带有更深部的高压矿物。关于地壳上地幔中异常压力的问题,吕古贤发表了一本专著,内容很丰富,需要进一步研究和宣传推广。2003 年陈立德^[42]发表了他总结中国西部地区的资料,提出深部水平应力大大超过垂直压力。提出最大水平应力。 $\sigma_{\text{HMAX}}=55.91+0.28H$ (及注明适用的深度范围)。其中 H 代表深度,以米为单位。提出 20 km 深度上最大水平应力为 565.6 MPa。在活动构造带上其值还可以大大增加。

⑧地表岩浆的分布应受地壳构造及断裂系统的控制。这方面有很多论述。丁鹏飞提出的断裂及岩体(图 14)是一例,岩体受北西和北东向构造交叉部位控制,并沿北东向褶皱轴向出露。沿江中三叠世到早白垩世盆地的位置,也可以反映出当时地壳表层开裂拉张的情况。要注意,这些断裂和沉陷应当是与晚期北西西向挤压增强有关,这一力来自伊佐奈歧板块的

西北向运动。刘文灿强调了南北、北东东和北西 3 组断裂控制岩体和矿体分布。应当说明,在白垩纪末期,因印度洋—澳大利亚板块向北推挤增强,扬子板块运动便逐步转以向东为主。这使板块间挤压力减弱,扬子板块向北挤压缩短程度大大减少了。

(3)大地电磁法结果。图 28 的下图显示,造山带范围内 3~4 km 深度以上地震波横向的速度变化并不大,总体上看,依据速度结构是无法圈定地表 HP、UHP 带范围的。相反地,大地电磁法给出的剖面电性结构图(图 28)可以看出浅层电性结构有变化,与地表 HP 和 UHP 分布相对应的是 $5000\Omega\cdot\text{m}$ 的等值线圈定的范围,在 HP 带上可高达 $10000\Omega\cdot\text{m}$,在 UHP 带上可高达 $20000\Omega\cdot\text{m}$ 以上;按 $1000\Omega\cdot\text{m}$ 的等值线圈定的范围南大别 UHP 岩块比北大别岩块要厚一些;其下 15~30 km 深度区间出现一块高阻区,以 $400\sim 1000\Omega\cdot\text{m}$ 等值线圈定,呈上下垂向分布,它可能是从深部上来的 Ec+Gn 组合,处于中间过渡位置的;与 ZhZ 下方的 6.3 km/s 高速带分布大体相一致(位置略有南移),综合考虑推测它可能就是 Ec+Gn 组合(速度为 6.3 km/s)的显示。在中下地壳更深层区间,电性结构较为稳定,变化在 $100\sim 50\Omega\cdot\text{m}$ 的低阻区间,从电性上无法分出岩性与构造。

中下地壳的 $50\Omega\cdot\text{m}$ 低阻区在造山带的两侧,即前陆地带广泛分布,近水平产出,分布深度很大,

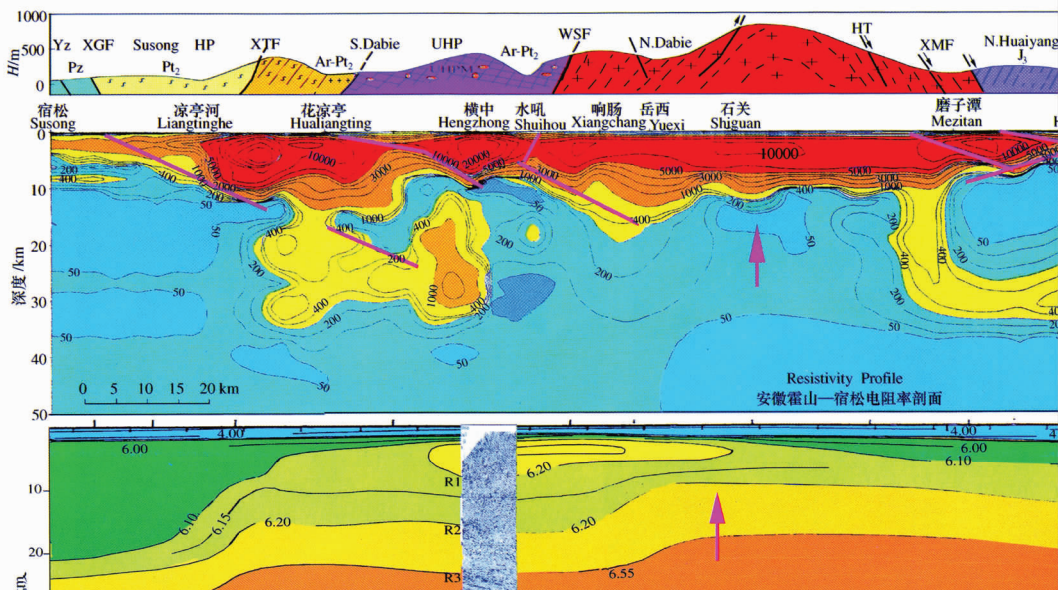


图 28 过东大别的综合地球物理剖面^[2]
 (上)地形及地质剖面;(中)电阻率断面图;(下)地震波速剖面加反射剖面
 Fig.28 Composite geophysical section across the East Dabie^[2](upper)
 Topographic and geological section;(middle) Resistivity section;(lower) Seismic wave
 velocity section plus seismic reflection section

可能反映了与地壳岩性无直接关系的属性,即可能与沿江地下水及流体较富集状况有关;在造山带下方和深部高阻体之间主要是 $300\sim 50\Omega\cdot m$ 的分布区;这种电性结构剖面反演起来很困难,形成一条可靠的电性结构剖面不容易,应做多项试验,如磨子潭下面的 $400\Omega\cdot m$ 的高阻带就要再检查,形状可能会有大的变化。

(4)重力法提供的约束。根据文献^[2],可以看出:

①从大别山区 1:20 万布格重力图上可以看出大别山区整体上是一个重力低,最低处位于太湖—罗田(花凉亭)一线,地表为大块花岗岩或变质核杂岩分布区,作者解释它是由密度较小的老花岗岩体引起的,汤家富圈定地表为变质杂岩。

②北大别高压变质带和南大别超高压变质带则位于这一区域性负布格重力场上的斜坡带上,在一阶小波重力图(可以反映上地壳浅层几千米密度的分布)也是位于从 $+5\times 10^{-5}/s^2$ 向 $-5\times 10^{-5}/s^2$ 的过渡带上,不能显示出局部榴辉岩带的局部高质量带,这可能是与测量点距稀有关。

③在反映莫霍层深度高低的区域重力场,显示了在晓天—磨子潭处重力最低,作者解释为大别山的山根,即莫霍面最深处,与广角地震的结果是一致

的,但是比地震层析的结果要偏北很多。

④在挤压带内高速体集中地段整体上没有显示质量的集中增大,可能说明榴辉岩的增加并没有影响碰撞带上总的质量平衡。

⑤在晓天—磨子潭断裂以北地段出现有一条重力高条带,作者推测其为老的缝合带引起的,表明其下部质量增加了,是否表明下面存在超基性岩体?应当进一步查明引起这一磁异常的地质原因,这一工作既有理论意义又有找矿意义。

4 结论

本区大地构造的模式——对撞挤压上侵构造模式,表述如下:两大板块在强烈碰撞挤压带内促使地下物质进行运移情况,见图 29 所示。

①华北板块与扬子板块在冈瓦纳大陆裂解过程中先后开始了北移,两大板块间的距离,在 P_1 时相距纬度为 10° , P_2 时为 11.8° , T_1 时为 7.6° , T_2 时为 6.4° 。可以说从 P_2 时起,两大板块的间距越来越小,古大洋不断地向扬子大陆下俯冲消减,直到大洋消失两大陆碰撞。大陆间碰撞挤压一直持续到新近纪时期。 TMF 与 WSF 之间的深部是大洋壳向下俯冲的主增生楔所在。

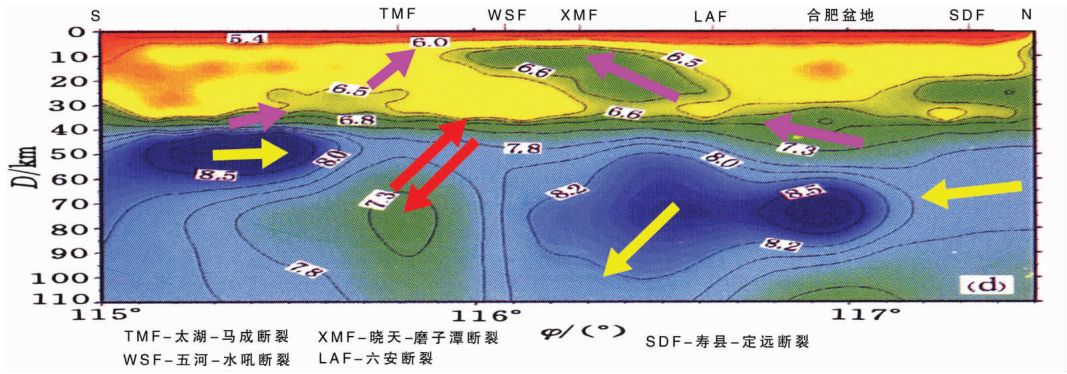


图 29 大别山造山的对撞挤压上侵构造模式(上图为碰撞前,下图为现在的)
 Fig.29 Collisional compressional upward intrusion tectonic model of the Dabie orogenic belt (The upper figure shows pre-collision, the lower figure shows present)

②碰撞挤压主要发生在岩石圈层次上,使两大陆块的中下地壳物质向上挤出,形成了大别造山带,一部分地壳可能随着大洋向下俯冲,主要部分用于增厚地壳,同时在强烈碰撞挤压下,一些上地幔物质将会从深部挤到地壳上部。

③在下地壳底部和上地幔内的强烈挤压作用下,在地壳深部将会生成一些高压超高压矿物,这些也会随着物质上侵而进入地壳上层。随后地壳表层又遭到大量剥蚀削平了约 20 km 厚度。

④在大洋板块向扬子板块俯冲过程中,从深部上来的基性岩浆储集在扬子板块北缘的中下地壳内,与地壳物质作用形成高钾钙碱性岩浆和含矿溶液,并在后期发生的多期造山活动构造的控制下进入地壳上层,与围岩发生作用而成矿。

致谢:在本文成文过程中曾先后多次在找矿学术会议上作过交流,听取意见。一些研究人员给予笔者很大鼓励和帮助,徐立同志帮助清绘了全部图件。在此一并表示衷心感谢。

参考文献(References):

[1] 马丽芳主编. 长江中下游地质图. 中国地质图集[M]. 北京:地质出版社, 2002.
 Ma Lifang, et al. Geological Atlas of China [M] Beijing:Geological Publishing House, 2002.

[2] 杨文采, 徐纪人, 程振炎, 等. 苏鲁-大别造山带地球物理与壳幔作用[M]. 北京:地质出版社, 2005.
 Yang Wencai, Xu Jiren, Cheng Zhenyuan, et al. Regional Geophysics and Crust-Mantle Interaction in Sulu-Dabie Orogenic

Belt. Beijing: Geological Publishing House, 2005(in Chinese).

[3] 毛景文, 胡瑞忠, 陈毓川, 等. 大规模成矿作用与大型矿集区预测研究[M]. 北京:地质出版社, 2006:275-358.
 Mao Jingwen, Hu Ruizhong, Chen Yuchuan, et al. Studies on the Large-scale Mineralization and Prediction for the Large Mineralized Clusters [M]. Beijing:Geological Publishing House, 2006, 275-358 (in Chinese).

[4] 顾连兴, 徐克勤. 论长江中下游中石炭世海底块状硫化物矿床[J]. 地质学报, 1986, 66(2):176-188.
 Gu Lianxin, Xu Keqin. On the carboniferous submarine massive sulphide deposits in the middle-lower reaches of the Changjiang (Yangzi) River[J]. Acta Geological Sinica, 1986, 66(2):176-188 (in Chinese with English abstract).

[5] 王之田. 长江中下游铜矿床主要类型、成矿特征及其成矿复合模式[C]//国际交流地质学术论文集, 北京:地质出版社, 1985.
 Wang Zhitian. Metallogenic character of major types of copper deposits in middle-lower Yangtze valley and its complex metallogenic model [C]// Scientific Papers on Geology For International Exchange -Prepared for the 27th International Geological Congress GPH, Beijing: Geological Publishing House, 1985.

[6] 中国地质科学院成矿远景区划室. 安徽铜陵铜官山矽卡岩铜铁矿床[G]// 矿床成矿模式选编(一). 1990.
 Section of Minerogenic Prospect Division, Chinese Academy of Geological Sciences, Tongguanshan skarn copper-iron deposit, Tongling, Anhui [G]//Selected Papers of Mineral Deposit Models I, 1990 (in Chinese).

[7] 安徽、湖北、江西、江苏地质矿产局,上海经济区地质中心编.长江中下游铜铁硫金(多金属)成矿带远景区划——长江中下游铜铁硫金(多金属)成矿带地质矿产特征、成矿规律及成矿预测(二)(狮子山矽卡岩铜铁矿床). 1985.
 Anhui, Hubei, Jiangxi and Jiangsu Bureaus of Geology and Mineral

- Exploration and Development and Geological Center of the Shanghai Economic Region (eds.). Prospect Regionalization of the Middle and Lower Yangtze River Valley Copper-Iron-Sulfur-Gold (Polymetallic) Metallogenic Belt-Geological and Mineral Resource Characteristics, Metallogenic rule and Metallogenic Prediction of the Middle and Lower Yangtze River Valley Copper-Iron-Sulfur-Gold (Polymetallic) Metallogenic Belt, II (Shizishan skarn copper-iron deposit), 1985(in Chinese).
- [8] 中国地质科学院成矿远景区划室. 江西九江地区铜矿床区域成矿模式[G]//成矿模式选编(二), 1991.
Section of Minerogenic Prospect Division, Chinese Academy of Geological Sciences, Regional mineral model of copper deposits in the Jiujiang area, Jiangxi [G]//Selected Papers of Mineral Deposit Models, II. 1991. (in Chinese).
- [9] 裴荣富. 陆相火山盆地中与玢岩有关的(宁芜式)铁矿床模式[M]//中国矿床模式. 北京:地质出版社, 1995.
Pei Rongfu. 陆相火山盆地中与玢岩有关的(宁芜式)铁矿床模式[M]//Mineral Deposit models of China. Beijing:Geological Publishing House, 1995.
- [10] 中国国土资源航空物探遥感中心. 航遥五十年图片集. 2007.
Airborne Geophysical Remote Sensing Center, Ministry of Land and Resources of China. A Collection of Photographs of the Airborne Geophysical Remote Sensing Center, Ministry of Land and Resources over the Past 50 Years. 2007. (in Chinese).
- [11] 江昌洲. 铜陵狮子山物探报告[R]. 1958.
Jiangchangzhou. Geophysical Report of Shizishan, Tongling [R]. 1958 (in Chinese).
- [12] 刘崇民, 吴承烈, 徐外生, 等. 中国主要类型铜矿勘查地球化学模型[M]. 北京:地质出版社, 1998:161-165.
Liu Chongmin, Wu Chenglie, Xu Waisheng, et al. The Exploration Geochemical Model for Major Types of Copper Deposits in China.Beijing:Geological Publishing House, 1998: 161-165(in Chinese).
- [13] 芮宗遥, 叶锦华, 张立生, 等. 扬子克拉通周边及其隆起边缘的铅锌矿床[J]. 中国地质, 31(4):337-346.
Rui Zongyao, Ye Jinhua, Zhang Lisheng, et al. Pb-Zn deposits on the perimeter of the Yangtze craton and on the margins of its uplifts[J]. Geology in China,2004, 31(4):337-346(in Chinese with English abstract).
- [14] 中国地质科学院成矿远景区划室. 湖北铜绿山矽卡岩铜铁矿床[G]//成矿模式选编(-). 1990:102.
Section of Minerogenic Prospect Division, Chinese Academy of Geological Sciences, Tonglùshan skarn copper-iron deposit, Hubei [G]// Selected Papers of Mineral Deposit Models, I. 1990:102 (in Chinese).
- [15] 丁鹏飞. 迎用综合信息划分长江中下游地区的构造岩浆岩带[C]//重点成矿区带的区域构造的成矿构造文集.北京:地质出版社, 2001:103-117.
Ding Pengfei, 2001. Dividing the tectono-magmatic belt in the middle and lower Yangtze valley region by using integrated information [C]//Contributions to Metallogenic Structure of Regional Structure in Major Metallogenic Provinces (Belts). Beijing:Geological Publishing House, 103-117(in Chinese).
- [16] 熊光楚. 地球物理调查预测金属矿产 [M]. 北京:地质出版社, 1986:33-35.
Chen Guangchu, 1986. Predicting Metallic Mineral Resources by Geophysical Survey [M]. Beijing:Geological Publishing House, 33-35 (in Chinese).
- [17] 吕庆田, 侯增谦, 赵金花, 等. 深地震反射剖面揭示的铜陵矿集区复杂地壳结构形态[J]. 中国科学(D 辑), 2003, 33(5):442-449.
Lü Qingtian, Hou Zengqian, Zhao Jinghua, et al. Complicated crustal structures of the Tongling metallogenic province revealed on deep seismic reflection profiling [J]. Science in China (Series D), 2003, 33(5):442-449(in Chinese).
- [18] 物探队、综合研究队. 区域重、磁场的综合分析对安徽内生铁(铜)成矿预测的意义及方法[J]. 安徽铁矿地质, 1977 年 12 月, 第一辑.
Geophysical Party and Comprehensive Research Party. Significance of the integrated analysis of the magnetic field for endogenic iron (copper) deposit prediction in Anhui and method [J]. Iron Deposit Geology of Anhui, First Issue, December, 1977(in Chinese).
- [19] 吕庆田, 史大年, 赵金花, 等. 深部矿产勘察的震学方法:问题与前景-铜陵矿集区的应用实例[J]. 地质通报, 2005, 24(3):211-217.
Lü Qingtian, Shi Danian, Zhao Jinhua, et al. Seismic method for deep mineral exploration: Problems and prospects-A case study of the Tongling ore district[J]. Geological Bulletin of China, 2005, 24 (3):211-217 (in Chinese with English abstract).
- [20] 吕庆田, 杨竹森, 严加永, 等. 长江中下游成矿带深部成矿潜力、找矿思路与初步尝试[J]. 地质学报, 2007, 81(7):865-881.
Lü Qingtian, Yang Zhusen, Yan Jiayong, et al. The metallogenic potential, prospecting idea and primary attempt in depth of the ore belt of the middle and lower reach of the Yangtze River——A case study of Tongling ore district [J]. Acta Geologica Sinica, 2007, 81(7):865-881(in Chinese with English abstract).
- [21] 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 长江中下游铜铁成矿带 [M]. 北京:地质出版社, 1991.
Chang Yinbo, Liu Xiangpei, Wu Yanchang. The copper-iron belt of the lower and middle reaches of the Changjiang River [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1991(in Chinese).
- [22] 安徽省国土资源厅. 野外地质考察点矿床地质特征简介(铜山 CSAMT)[R]. 全国深部找矿工作研讨会会议资料, 2007.
Bureau of Land and Resources of Anhui Province. Introduction to the geological characteristics of mineral deposits recognized at field geological investigation points (Tongshan CSAMT) [R]. Data of the Symposium of Nationwide Deep Mineral Prospecting, 2007 (in Chinese).
- [23] 李曙光. 论华北与扬子陆块的碰撞时代——同位素年代学方法的原理及应用[J]. 安徽地质, 1992, 2(4):13-23.
Li Shuguang. On the time of collision between North China and Yangtze landmasses -Principal and application of isotope chronological methods[J]. Geology of Anhui, 1992, 2(4):13-23 (in

- Chinese with English abstract).
- [24] 毛景文, 华仁民, 李晓波. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区[J]. 矿床地质, 1999, 18(4):291-299.
Mao Jingwen, Hua Renmin, Li Xiaobo. A preliminary study of large-scale metallogenesis and large clusters of mineral deposits[J]. Mineral Deposits, 1999, 18 (4):291-299 (in Chinese with English abstract).
- [25] 邓晋福, 吴宗黎. 下扬子克拉通岩石圈减薄事件与长江中下游 Cu、Fe 成矿带[J]. 安徽地质, 2001, 11(2):86-91.
Deng Jinfu, Wu Zongxu. Lithospheric thinning event in the lower Yangtze craton and Cu-Fe metallogenic belt in the middle and lower Yangtze River reaches [J]. Geology of Anhui, 2001, 11(2): 86-91(in Chinese with English abstract).
- [26] 李东旭. 旋扭构造动力学—理论、方法及应用[M]. 北京:地质出版社, 1992.
Li Dongxu. Dynamics of Rotation-sheave Structures—Theory, Method & Application [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1992(in Chinese).
- [27] Xu Zhiqin, Zeng Lingsen, Liu Fulai, et al. Polyphase subduction and exhumation of the Suluhigh-pressure-ultrahigh-pressure metamorphic terrane. Geological Society of America, Special Paper 403, 2006.
- [28] 万天丰. 中国大地构造纲要[M]. 北京:地质出版社, 2004:144-146.
Wan Tianfeng. Tectonic Outline of China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2004, 144-146(in Chinese).
- [29] 翟裕生, 姚书振, 林新多. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律[J]. 北京:地质出版社, 1992.
Zhai Yusheng, Yao Shuzhen, Lin Xinduo. Iron-Copper (Gold) Metallogenic Characteristics in the Middle and Lower Yangtze River Valley [J]. Beijing: Geological Publishing House, 1992 (in Chinese).
- [30] 尹安. 喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化 [J]. 地球学报, 2001, 22(3):193-230.
Yin An. Geological evolution of the Himalaya-Qinghai-Tibet orogenic belt [J]. Acta Geoscientia Sinica, 2001, 22 (3):193-230 (in Chinese with English abstract).
- [31] 王小凤, 李中坚, 陈柏林, 等. 郟庐断裂带 [M]. 北京:地质出版社, 2000.
Wang Xiaofeng, Li Zhongjian, Chen Bolin, et al. On Tan-Lu fault Zone [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2000 (in Chinese).
- [32] 刘少峰, 张国伟, 程顺有, 等. 东秦岭—大别山及邻区盆地演化与深部构造作用过程 [C]//李思田, 王华, 路凤香主编. 盆地动力学—基本思路与若干研究方法. 武汉:中国地质大学出版社, 1999:130-145.
Liu Shaofeng, Zhang Guowei, Cheng Shunyou, et al. Basin evolution and deep tectonic processes in the East Qinling-Dabie mountains and adjacent areas [C]//Wang Hua, Lu Fengxiang (eds), Basin Dynamics—Basic Concept and Several Research Methods. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1999, 130-145(in Chinese).
- [33] 游振东, 韩郁箭, 杨巍然, 等. 东秦岭大别高压超高压变质带[M]. 北京:地质出版社, 1998.
You Zhengdong, Han Yujing, Yang weiran, et al. The High-pressure and Ultra-high-pressure Metamorphic Belt in the East Qinling and Da bie Mountains [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1998(in Chinese).
- [34] 吕古贤, 王方正, 刘瑞珣. 超高压变质的构造附加压力与形成深度[M]. 北京:科学出版社, 2004.
Lü Guxian, Wang Fangzheng, Liu Ruixun. Additional Tectono-Induced Pressure and Formation Depth of Ultra-Pressure Metamorphism[M]. Beijing: Science Press, 2004(in Chinese).
- [35] 丁梯平. 大别山超高压变质岩形成深度的同位素限制[J]. 地质力学学报, 2000, 6(3):39-44.
Ding Tiping. Isotopic constraints on the formation depth of ultrahigh pressure metamorphic rocks in the dabie region[J]. Journal of Geomechanics, 2000, 6 (3):39-44 (in Chinese with English abstract).
- [36] 马昌前, 杨坤光, 许长海, 等. 大别山中生代钾质岩浆作用与超高压变质地体的剥露机理[J]. 岩石学报, 1999, 15(3):375-395.
Ma Changqian, Yang Kunguang, Xu Changhai, et al. Mesozoic potassic magmatism in the Dabie Mountains: Implication for exhumation mechanism of ultrahigh pressure metamorphic terranes [J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15(3):375-395(in Chinese with English abstract).
- [37] 汤加富, 周存亭, 侯明金, 等. 大别山及临区地质构造特征与形成演化——地幔差逆流与陆内多期造山 [M]. 北京:地质出版社, 2003.
Tang Jiafu, Zhon Cunting, Hou Mingjin, et al. The Geological Characteristics, Formation and Evolution of Dabie Mountains and Its Adjacent Regions—the Mantle Differential Circulation And Intracontinental Multi-Stage Orogeny [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2003(in Chinese).
- [38] 王椿镛, 丁志峰, 宋建立, 等. 大别造山带地壳 S 波速度结构[J]. 地球物理学报, 1997, 40(3), 337-346.
Wang Chunyong, Ding Zhifeng, Song JianLi, et al. Shear wave velocity structure in Dabieshan orogenic belt [J]. Chinese Journal of Geophysics, 1997, 40 (3):337-346 (in Chinese with English abstract).
- [39] 王椿镛, 张先康, 丁志峰, 等. 大别造山带上部地壳结构的有限差分层析成像[J]. 地球物理学报, 1997, 40(4), 495-501.
Wang Chunyong, Zhang Xiankang, Ding Zhifeng, et al. Finite-difference tomography of upper crustal structure in Dabieshan orogenic belt[J]. Chinese Journal of Geophysics, 1997, 40(4), 495-501.
- [40] 徐佩芬, 刘福田, 王清晨, 等. 大别—苏鲁碰撞造山带的地震层析成像研究——岩石圈三维速度结构 [J]. 地球物理学报, 2000, 43(3):377-401.
Xu Peifen, Liu futian, Wang Qingchen, et al. Seismic tomography beneath the Dabie-Sulu collision orogen—3-D velocity structures

of lithosphere[J]. Chinese Journal of Geophysics. 2000, 43(3):377-401(in Chinese with English abstract).

- [41] 董树文, 高锐, 李秋生, 等. 大别山造山带前陆深地震反射剖面[J]. 地质学报, 2005, 79(5):595-600.
Dong Shuwen, Gao Rui, Li Qiu sheng, et al. A deep seismic reflection profile across a foreland of the Dabie Orogen[J]. Acta Geologica Sinica,

2005, 79(5):595-600(in Chinese with English abstract).

- [42] 陈立德, 付虹. 地震预报基础与实践 [M]. 北京: 地震出版社, 2003:57-58.
Chen Lide, Fuhong. Fundament and Practice of Earthquake Prediction [M]. Beijing: Seismological Press, 2003, 57-58 (in Chinese).

Ore prospects and ore exploration methods for metal deposits in the middle and lower Yangtze River valley

ZHAO Wen-jin

(Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract: This paper deals with the geological, geophysical and geochemical characteristics of ore deposits in the middle and lower Yangtze River valley and proposes the main targets of ore search at depth in the future, i.e.: hidden mineralized intrusions and related various types of orebody, large porphyry ore deposits in intrusions and stratiform deposits controlled by intrusions and the Wutong sandstone. It also discusses several main problems that should be solved in applications of geophysical and geochemical methods and emphasizes that we should bring into play the roles of integrated methods including the gravity method, magnetic method, induced polarization method, electromagnetic method and petrosonde, as well as several seismic methods and geochemical methods, which are closely combined with studies of geology and metallogenic characteristics of ore deposits. Some problems that should be paid attention to in applied tests of the methods are also discussed. Finally, the paper discusses the regional tectono-magmatic activity and metallogenic prospects from the tectonic evolution in the study region. The author thinks that: this region is the continent-continent collision-compression orogenic belt between the Yangtze plate and North China plate and its foreland area and strong lithospheric compression resulted in crustal thickening and extrusion and exhumation of deep materials, thus pushing the deep high-pressure (HP) and ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic rocks to the shallow crustal level; HP and UHP minerals such as coesite formed at depth and molten mantle magma intruded upward simultaneously; large amount of calc-alkaline magma was generated and stored in the middle crustal level, and a long period of material exchange between the calc-alkaline magma and metallic materials in the middle and lower crust formed concentrated ore fluids, which entered the superficial layer of the crust through tensile faults that occurred in the late stage; finally after physical and chemical Processes occurred between the ore fluids and country rocks, metallic minerals were deposited to form ore deposits. A new tectonic model in the continent-continent collisional orogenic belt of the Yangtze plate and North China plate has been summed up.

Key words: middle and lower Yangtze River valley; iron-copper deposit; ore search method; Dabie orogenic belt; collisional compression upward intrusion model

About the author: ZHAO Wen-jin, male, born in 1931, senior researcher and academician of the Chinese Academy of Engineering, engages in the study of exploration geophysics and deep survey; E-mail: zhaowj@ace.com.