

桂北地区 火成岩系列和 锡多金属矿床 成矿系列

毛景文 宋叔和 陈毓川 著

北京科学技术出版社

前 言

桂北九万大山—元宝山地区是我国 60 年代初新开发的锡、铜、铅、锌、镍、钴、钼、铂多金属成矿区。二十多年来地质工作者在该区进行了大量的矿产勘探和基础地质研究工作。“六五”期间，广西地质矿产局、中国地质科学院和广西冶金地质勘探公司在此对锡多金属矿床及有关的花岗质岩石进行了研究，在区域地质、构造地质、岩石学、矿床学和地球化学等方面均获得了许多珍贵的地质资料和有意义的成果。

关于成矿区内锡多金属矿床的成因问题，80 年代以前地质工作者毫无疑问地一致认为与锡多金属矿床相伴产出的黑云母花岗岩是成矿之母体。但自 80 年代以来一些地质工作者先后对此提出质疑，而将矿床成因与矿体主岩紧密地联系在一起。诸如，以镁铁质岩、超镁铁质为主岩的锡矿体由镁铁质岩—超镁铁质岩浆分异成矿（马宏，1984；莫少剑，1987）或受区域变质作用、热变质作用制约的锡从镁铁质岩—超镁铁质岩中析出成矿（李在基，1984；彭大良，1985；程先耀和卢建春等，1985），以地层为主岩的锡矿床为层控矿床（马宏，1984；冯群耀，1985；程先耀和卢建春等，1985），这些新认识尽管有其局限性的一面，但却有益于研究工作者从多方位、更高层次来考虑和厘定矿床成因及成矿物质来源。陈毓川认为从成矿系列角度去研究锡多金属矿产分布必将得到认识成矿规律的钥匙。宋叔和一再强调，在地质历史演化中成岩成矿的统一性和相关性，从岩石演化和岩石系列角度深刻剖析有关元素的性状和演绎，将有助于认识主导矿产成因之真谛和矿床产布的规律性。

我们的研究基于前人工作之上，从区域地球化学场、火成岩系列演化入手，运用成矿系列的学术思想，尝试探讨构造—成岩—成矿多旋回性及各个矿床在三维空间上的分布特点和相互关系。文中主要突出了：①与雪峰期黑云母花岗岩有关的锡多金属矿床成矿系列的时空演变及在同一成矿系列中内生成矿作用与外生成矿作用的辩证统一。②进一步确定了雪峰期黑云母花岗岩是矿床：成矿的核心，该岩浆系列的分异演化导致硅质、碱质、挥发组分、酸性不相容元素和成矿元素高度富集于其岩隆部位，遂即成矿。③研究了与成矿作用相伴生的交代体系、交代系列及交代建造，并建立了区域蚀变找矿模型。此外，在研究过程中还发现：①与四堡期镁铁质火山活动（2412Ma 左右）有关的海底喷气型层纹状电英岩锡矿化，此举将我国锡矿成矿时代向前推移了 1600Ma 左右；②原命名的顺层侵入的基性—超基性岩体是海底火山喷出的镁铁质—超镁铁质岩，部分属科马提岩，原所谓的正岩浆熔离型铜镍矿床是一种比较典型的火山岩型铜镍硫化物矿床，属我国一个新的铜镍矿床类型；③证明了原由王德滋、周新民（1982、1984）称为幔源分异型的本洞等花岗岩闪长岩是一种地壳重熔的混源型花岗岩岩石，它们虽生成于四堡晚期，但在物质组分、成岩和环境诸方面都与雪峰期黑云母花岗岩系列有很多相似性，它们之所以未构成成矿母体，关键在于其本身分异性很弱；④从岩石化学、微量元素、特殊参数及比值、同位素等方面提出了一整套中国含锡花岗岩的系列判别准则；⑤用 Sm—Nd 同位素等时线方法测得四堡群成

岩时代为 $2412 \pm 97\text{Ma}$ ，从而证明了华南地区出露的最老地层形成于早元古代。

在工作期间，曾与裴荣富研究员、赵一鸣研究员、盛继福副研究员、林文蔚助理研究员讨论过有关问题，经允许引用了胡云中副研究员部分地层地球化学原始资料。在野外工作中，广西地质矿产局和广西冶金勘探公司的马富君高级工程师、邵兆典高级工程师、黎国初高级工程师、蒋承欢高级工程师、杨开泰工程师、林进姜工程师、陈嗜勋工程师、朱征工程师、唐耀相工程师给予了大力支持和帮助。李廷栋研究员、石准立教授、裴荣富研究员、赵一鸣研究员、孙延绵高级工程师对本书初稿进行了详细审阅并提出了诸多宝贵意见。王骁虹同志在业余时间清绘所有图件。值此，著者一并致以衷心的感谢。

著 者

一九八八年八月

目 录

前 言

第一章 区域地质地球化学概述	(1)
一、地层层序和地层地球化学	(1)
(一) 地层层序	(1)
(二) 地层地球化学	(3)
二、构造层及控岩控矿意义	(6)
(一) 四堡期构造层	(6)
(二) 雪峰期构造层	(6)
(三) 加里东期构造层	(8)
三、火成岩系列及其时空分布规律性	(8)
(一) 镁铁质-超镁铁质火山杂岩系列	(8)
(二) 花岗闪长岩系列和黑云母花岗岩系列	(16)
四、矿产及成矿系列划分	(17)
五、小结	(18)
第二章 两个系列花岗岩的生成演化及与锡多金属矿床成矿关系	(19)
一、岩体地质	(19)
(一) 花岗闪长岩岩体的地质特征	(19)
(二) 黑云母花岗岩岩体的地质特征	(20)
二、矿物基本特征及成因意义	(22)
(一) 斜长石	(22)
(二) 钾长石	(24)
(三) 黑云母	(25)
三、岩石化学和地球化学	(28)
(一) 主元素	(28)
(二) 微量元素	(34)
(三) 稀土元素	(39)
四、岩石生成的物理化学条件	(46)
(一) 挥发组分在成岩过程中的意义	(46)
(二) 成岩温度估计	(47)
(三) 成岩压力和氧逸度 (f_{O_2})	(49)
五、小结	(51)
第三章 与雪峰期黑云母花岗岩有关的锡多金属矿床成矿系列	(52)
一、成矿期和成矿阶段	(52)
(一) 锡石硅酸盐成矿期	(54)

(二) 锡石硫化物成矿期	(55)
(三) 贱金属硫化物成矿期	(56)
二、矿床分带性	(56)
(一) 矿床分带特点	(56)
(二) 对矿床分带的新认识	(58)
三、主要矿床的成矿特征	(59)
(一) 一洞一五地锡多金属矿床的成矿地质特征	(60)
(二) 红岗一沙坪锡多金属矿床的成矿地质特征	(64)
(三) 九毛一六秀锡多金属矿床的成矿地质特征	(69)
四、重要金属矿物特征及成因指示意义	(72)
(一) 锡石	(72)
(二) 硫化物矿物	(76)
五、矿石地球化学	(78)
(一) 云英岩型和锡石石英型锡矿石地球化学	(78)
(二) 电英岩型锡矿石地球化学	(78)
(三) 锡石硫化物型矿石地球化学	(87)
(四) 贱金属硫化物型矿石地球化学	(89)
六、小结	(90)
第四章 交代作用和交代体系	(91)
一、交代类型	(91)
二、交代矿物剖析	(92)
(一) 电气石	(92)
(二) 钾长石	(96)
(三) 斜长石	(96)
(四) 黑云母	(97)
(五) 白云母	(99)
(六) 石榴石	(100)
(七) 绿泥石	(102)
(八) 绿帘石-斜黧帘石	(102)
三、交代体系和交代系列	(103)
(一) 与岩浆热液有关的交代体系	(103)
(二) 与非岩浆热液有关的交代体系	(108)
四、交代分带	(109)
(一) 区域交代分带	(110)
(二) 花岗岩岩隆周围的交代分带	(110)
(三) 矿体边侧的交代分带	(114)
(四) 叠加交代现象	(115)
(五) 淋滤交代分带	(116)
五、交代过程的地球化学变化	(116)

(一) 花岗岩隆起部位蚀变岩的化学成分变化	(117)
(二) 在镁铁质岩中近矿围岩蚀变的化学成分变化	(119)
(三) 在超镁铁质岩内近矿围岩蚀变的化学成分变化	(120)
(四) 在粉砂岩内近矿围岩蚀变的化学成分变化	(122)
(五) 在钽铁质岩中贱金属硫化物矿脉 边侧蚀变分带的化学成分变化	(123)
(六) 在酸性岩中贱金属硫化物矿脉 边侧蚀变分带的化学成分变化	(124)
六、小结	(125)
第五章 控矿构造型式和控矿构造体系	(126)
一、控矿构造体系	(126)
二、主要控矿构造型式	(129)
第六章 成矿物理化学条件探讨	(135)
一、成矿温度	(135)
(一) 包裹体分类	(135)
(二) 各成矿期的生成温度	(135)
(三) 成矿温度在空间上的分布状态	(136)
二、成矿压力估算	(138)
(一) 锡石压力计	(138)
(二) 包裹体压力计	(138)
三、成矿的 f_{O_2} 和 f_{S_2} 估计	(139)
(一) 利用矿物组合估计 f_{O_2} 和 f_{S_2}	(139)
(二) 利用化学平衡式估算 f_{S_2}	(140)
(三) 利用包裹体气相成分估算 f_{O_2}	(141)
四、成矿的 pH 和 Eh 估算	(142)
(一) 锡石硅酸盐期的 pH 值	(142)
(二) 锡石硫化物成矿期的 pH 值和 Eh 值	(142)
第七章 成矿物质来源讨论	(144)
一、氧同位素地球化学	(144)
(一) 火成岩的氧同位素	(144)
(二) 矿物的氧同位素	(148)
二、碳、氧同位素地球化学	(150)
(一) 碳、氧同位素组成	(150)
(二) 全碳值 (δC_{γ_c}) 的确定	(152)
(三) 与方解石呈平衡状态的热流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$	(152)
三、氢氧同位素地球化学	(152)
四、硫同位素地球化学	(154)
(一) 铜镍硫化物矿床及有关岩石的硫同位素	(154)
(二) 锡多金属硫化物矿床的硫同位素	(155)

(三) 贱金属硫化物矿床的硫同位素	(156)
五、铅同位素地球化学	(156)
六、钐钕和铷锶同位素地球化学	(158)
第八章 区域矿产成矿演化-成矿模型	
及理论找矿和靶区优选	(161)
一、对地幔成锡问题的探讨	(161)
二、成矿演化规律和成矿模式	(163)
(一) 成矿元素地球化学异常区是成矿的物质基础	(163)
(二) 构造作用是成岩成矿的主导因素	(164)
(三) 黑云母花岗岩是成矿之主因	(164)
三、找矿预测战略分析和靶区优选	(165)
(一) 锡多金属矿床的找矿方向和靶区优选	(165)
(二) 绿岩中金矿远景预测	(169)
结束语	(170)
主要参考文献	(172)
照片及说明	(182)
英文目录	(190)
英文摘要	(194)

第一章 区域地质地球化学概述

九万大山—元宝山地区位于广西壮族自治区北部的罗城县—融水县—环江县境内（图1）。其长93km，宽85km，约7900km²。研究区的大地构造位置属于黄汲清先生所划分的扬子古陆南部边缘。

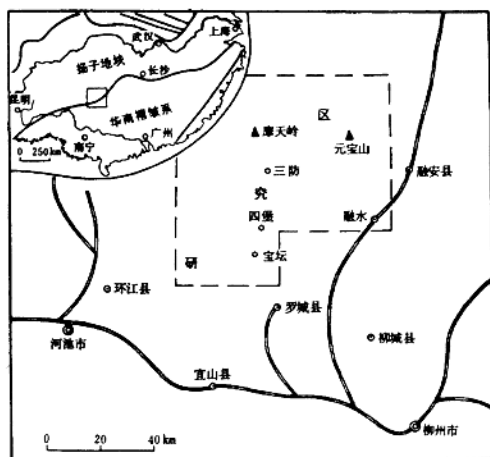


图1 九万大山—元宝山地区地理和大地构造位置图

Fig.1. Map showing geographic and geotectonic location of Jiuwandashan-Yuandaoshan region

一、地层层序和地层地球化学

（一）地层层序

本文基本上采用了广西壮族自治区区域地质志（1985）中的地层划分方案，并结合九万大山—元宝山地区的地层分布及变化的具体实际资料加以修正。其地层层序大致如下：

1. 四堡群

四堡群仅分布于黑云母花岗岩体周围。主要由变泥砂质岩石、千枚岩、片岩夹火山碎屑岩、枕状熔岩和镁铁质—超镁铁质熔岩所组成。四堡群自下而上可进一步分为九小组、文通组和鱼西组。

（1）九小组：底部为灰黑色变粒岩及灰绿色绢云石英板岩夹2—3层数米厚的变质硬砂岩；下部为浅紫灰色厚层状黑云变粒岩；中部是灰、灰绿色变质硬砂岩夹千枚岩和绢云

板岩；上部为浅灰绿色板岩、绢云石英板岩和变质粉砂岩。局部夹 70—80m 厚不稳定的镁铁质熔岩。本组最大厚度大于 3000m。

(2) 文通组：下部是灰—深灰色变硬砂岩、粉砂岩及砂质板岩和千枚岩；中部为砂质板岩、粉砂岩、硬砂岩与角砾熔岩、枕状熔岩、火山角砾熔岩、硅质岩的互层；上部有超镁铁质岩—镁铁质岩（部分属科马提岩）、细碧岩、枕状熔岩与细砂岩、粉砂岩和砂质板岩的互层。该组厚度约 1850—3700m。

(3) 鱼西组：主要岩性有绢云板岩、砂质板岩、硬砂岩及千枚岩、二云母片岩等。在该组底部有一层比较稳定的玄武质科马提岩，它被视为文通组与鱼西组的分界线。在部分地段，鱼西组的中下部也夹有数层镁铁质—超镁铁质熔岩（属科马提岩类）。鱼西组厚度约 1500m 左右。在鱼西组之上有一明显的不整合界面，板溪群以角度不整合形式覆盖于其上。

2. 板溪群

板溪群在九万大山—元宝山地区为一套比较稳定的浅海—半深海相沉积。在空间上分布于四堡群的外部，多发育于元宝山南部、北部和东部及九万大山之西部。板溪群亦可划分为三个组，即白竹组、合桐组和拱桐组。该群出露厚度 1065—2400m。

(1) 白竹组：底部为灰、灰绿色变质砾岩、含砾千枚岩；下部为灰白色粗粒石英砂岩、砂质板岩、泥质砂岩夹数层绿色石英千枚岩；中部为浅灰绿色石英绿泥石千枚岩；上部为灰绿色钙质片岩、钙质千枚岩夹条带状大理岩、绢云石英千枚岩。这些大理岩在整个桂北地区比较稳定，而且被作为白竹组与合桐组的分界线。本组厚 264—628m。

(2) 合桐组：下部为灰绿色、灰色石英板岩及绢云千枚岩和少量绢云石英板岩。上部岩石是灰黑、黑色绢云板岩和千枚岩。合桐组厚 390—758m。

(3) 拱桐组：下部为灰绿色千枚岩、绢云板岩、石英绢云板岩及硬砂岩、粉砂岩和硅质岩。上部有灰绿色条带状绢云板岩、绢云千枚岩及石英绢云千枚岩夹变质砂岩。最顶部普遍有紫灰、紫红色绢云千枚岩。拱桐组厚 400—1200m。

在拱桐组之上为震旦系，二者之间部分为平行不整合关系，局部表现为整合接触。

3. 震旦系

震旦系在九万大山—元宝山地区边部出露。根据岩性特征，可将震旦系分为下统长安组、中统富禄组和南沱组，上统陡山沱组 and 老堡组。长安组和南沱组以含砾泥质砂岩（属冰水相堆积）为主，富禄组则为滨浅海相砂岩、泥质钙质砂岩、长石砂岩等。陡山沱组 and 老堡组均为浅海相砂质页岩、页岩及硅质岩。震旦系厚 0—1900m。

区内震旦系的长安组与富禄组，南沱组与陡山沱组之间均为平行不整合接触。震旦系地层由于加里东运动的强烈影响而隆起和遭受风化剥蚀。区内缺失寒武系、奥陶系和志留系。泥盆系以角度不整合形式直接覆于震旦系和板溪群乃至四堡群之上。

4. 泥盆系

研究区内的泥盆系残缺不全，仅有中泥盆统存在，而且全部分布在区内的南缘地带。据岩性及化石特征，泥盆中统可划分为郁江阶和东岗岭阶，两阶为整合接触。共厚 1200m 左右。

(1) 郁江阶：主要由灰、灰白、深灰色砾岩，含砾砂岩，砂岩及深灰、灰黑色页岩组成。自下而上岩屑粒度由粗到细组成一至二个沉积旋回。在宝坛一带，本阶底部夹有 1—

2层几十厘米厚的鲕状赤铁矿。郁江阶厚0—130m。

(2) 东岗岭阶：本阶为一套碳酸盐岩，与下伏郁江阶碎屑岩分界明显。以深灰、灰黑、灰色灰岩为主，夹中细粒结晶白云岩及薄层泥灰岩。本阶厚近0—1100m。

(二) 地层地球化学

对于成矿作用的认识业已发生了较大的飞跃。过去地质工作者将成矿物质来源往往与地幔及其有关作用联系在一起，而今却更倾向于在地壳本身找答案。地层地球化学研究正是评价地壳上某些地段是否有利于生成有关矿产的一条途径。

胡云中等(1985)完成的罗城沙坪—四堡—黄金地球化学剖面(长25km)，I—I'和II—II'地球化学剖面横穿四堡群、板溪群、震旦系和部分泥盆系。测试样品共一百件，分析的元素有Al、Fe、Ca、Mg、K、Na、Ti、Mn、P、Ba、Be、Co、Cr、Cu、Ga、Li、Ni、Pb、Sr、Th、V、Zn、Gd、Nb、Ta、W、Sn、Mo、Bi、S、Sb、Au、Ag、Hg、As、F、Cl、B、Rb、Zr、Sc、Y及镧系14项元素。

为了更好地了解研究区内地层中化学元素的富集程度，兹将各时代地层及各种岩类的全岩元素丰度与地壳相同岩类的元素丰度(S. R. Taylor, 1964)进行对比，获得各元素浓度系数(K值)。根据浓度系数的大小将元素分为四个类型：(1) $K < 0.5$ ，贫化元素组；(2) $0.5 < K < 1.5$ ，相对稳定元素组，(3) $1.5 < K < 5$ ，富集元素组；(4) $K > 5$ ，特别富集元素组。

1. 各时代地层的元素丰度及地球化学特征

正如前文所述，在九万大山—元宝山地区出露的地层有四堡群、板溪群、震旦系和部分泥盆系。各时代地层的元素丰度及富集系数一并列入表1中。其中四堡群中特别富集元素仅有As，富集元素有Sn、W、Zn、Li、Dy、Sb、Rb和B，贫化元素有Ca、P、Co、Sr、Na、Au、Ni、Mo和S。富集系数大于1的元素除了As、Sn、W、Zn、Li、Dy、Sb、Rb和B外，还有K、Ba、Be、Ga、Th、La、Na、Sm、Zr、F和Cl。板溪群中特别富集元素仅B，富集元素有Ba、Li、As、Sb和Rb，贫化元素有Ca、Mg、Co、Cr、Cu、Ni、Sr、U、Y、Mo、Au和Cl。富集系数大于1的元素除了特别富集元素组和富集元素组以外，还有K、Ga、Th、Zn、La、Nd、Dy、Sn、Zr和F。震旦系的特别富集元素也是B，富集元素有Ba、Li、As、Sb和S，贫化元素有Ca、Mg、Na、Mn、P、Cr、Co、Cu、Ni、Sr、Y、Mo、Au。富集系数大于1的元素有K、Ga、Zn、La、Nd、Dy、Sn、Rb、Zr和S。泥盆系特别富集元素有As、Sb和B元素，富集元素为Ga、Li、Sn、Mo、Rb和F，贫化元素是Fe、Mg、Na、M±n、P、Co、Cu、Ni、Y、Yb、Sc和Au。富集系数大于1的元素除了特别富集和富集元素外，还有K、Ba、Ga、Th、U、La、Nd、Sm、Dy、Zr和S。通过上述的元素分组和横向对比，可以得出两个结论：(1) 从早元古的四堡群到上古生界的泥盆系，地层中元素的富集分散组合具有明显的继承性。(2) 各时代地层均比较富有挥发组分B、F，酸性不相容元素Sn、(W、Sb、Zn、Rb、Be、Ba、Ga、Zr，放射性元素Th，轻稀土元素La、Ce、Nd、Sm及碱金属K。由此可以证明研究区为一个富锡多金属元素的地球化学场。在该区，无论是同生成矿作用还是后生成矿作用，只要其一旦发生，B、F、Li、K等元素将会有助于

锡多金属元素富集成矿。

表1 各地层中元素丰度及富集系数表 (PPm)

Table 1. Abundance (ppm) of chemical elements in various strata and their enriched coefficients (K)

元素	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Ti	Mn	P	Ba	Be	Co	Cr	Cu	
四堡群	E_w	80860	44840	2000	11560	28060	5740	4397	716	449	448	3.0	11	71	38.4
	K	0.98	0.80	0.05	0.50	1.34	0.24	0.77	0.75	0.43	1.05	1.07	0.44	0.71	0.70
板溪群	E_w	71700	33400	2570	9100	27190	11900	3840	587	549	725	2.6	9.8	48.7	19.9
	K	0.87	0.59	0.06	0.39	1.30	0.50	0.67	0.62	0.52	1.71	0.93	0.37	0.49	0.36
震旦系	E_w	80200	29500	2000	8900	27700	10200	4122	454	395	850	2.2	6.8	42.7	18.0
	K	0.97	0.52	0.05	0.38	1.33	0.43	0.72	0.48	0.38	2.0	0.79	0.27	0.43	0.33
泥盆系	E_w	61800	20900	22200	4200	23500	1000	3185	217	184	520	1.8	5.5	66.6	20.3
	K	0.75	0.37	0.53	0.18	1.12	0.04	0.56	0.23	0.18	1.22	0.64	0.22	0.67	0.38

元素		Ga	Li	Ni	Sr	Th	U	Zn	La	Ce	Nd	Sm	Dy	Y
四堡群	E_w	21.8	36.9	25.9	23.6	14.3	98.7	105.4	33.6	51.3	30.1	6.0	4.5	18.6
	K	1.45	1.85	0.35	0.06	1.49	0.73	1.51	1.12	0.86	1.08	1.0	1.5	0.56
板溪群	E_w	21.6	30.7	20.9	67.4	10.8	65.3	92.1	34.5	55.7	79.3	5.5	3.2	14.9
	K	1.44	1.54	0.28	0.18	1.13	0.48	1.32	1.15	0.93	1.05	0.92	1.07	0.45
震旦系	E_w	21.3	30	14	68.2	9.4	68.8	74.2	34.2	58.6	32.8	5.9	3.7	15.3
	K	1.42	1.50	0.19	0.18	0.98	0.51	1.06	1.14	0.98	1.17	0.98	1.23	0.46
泥盆系	E_w	20.0	31.0	20.3	51.9	14.2	146.4	60.2	31.5	57.7	30.6	6.5	3.0	12.3
	K	1.33	1.55	0.27	0.14	1.48	1.08	0.86	1.05	0.96	1.09	1.08	1.0	0.37

元素		Yb	Sc	Sn	W	Mo	As	Sb	Au	Rb	Zr	S	B	F	Cl
四堡群	E_w	2.28	13.7	3.4	4.3	0.26	15.7	0.45	0.77	181	215	72	44	692	141.6
	K	0.76	0.62	1.70	2.87	0.17	8.73	2.25	0.19	2.01	1.3	0.28	4.4	1.11	1.09
板溪群	E_w	2.3	11.9	2.2	1.4	0.3	7.58	0.52	0.46	138	208.6	150	54.7	710	63
	K	0.77	0.54	1.1	0.93	0.20	4.21	2.60	0.12	1.53	1.26	0.58	5.47	1.14	0.48
震旦系	E_w	2.50	11.9	2.5	1.1	0.5	5.8	0.65	0.40	126	245	380	67.7	570.7	6.9
	K	0.86	0.54	1.25	0.73	0.33	3.22	3.25	0.10	1.40	1.48	1.46	6.77	0.91	0.53
泥盆系	E_w	1.47	10.2	3.0	1.3	3.5	11.5	1.04	0.86	161	200	283	99	940	76
	K	0.49	0.46	1.5	0.87	2.33	6.39	5.2	0.22	1.79	1.21	1.09	9.9	1.50	0.58

据胡云中原始资料整理; E_w —地层元素丰度; K—元素富集系数;

在计算各时代地层中元素富集系数时,利用了 S. R. Taylor (1964) 相应时代地层的克拉克值。该克拉克值出自一系列不同碎屑岩、泥页岩和碳酸盐岩的加权平均值。因此,对于以碎屑岩为主的九万大山—元宝山地区而言,该值均偏高,导致部分富集元素未能得到合理反映。

2. 各岩类的元素丰度及地球化学特点

兹将九万大山—元宝山地区前寒武纪地层中的岩石进行了分类,大致可归为砂岩、粉砂岩、页岩和变质岩,其中变质岩又包括板岩、千枚岩和片岩。通过对各岩类的等离子光

谱分析及整理胡云中等 (1985) 的原始数据, 其元素丰度和相应的高集系数列入表 2。由表 2 可知, 与世界页岩相比较, 区内页岩中元素丰度均偏低, 富集系数大于 1 的元素有 Al、K、Ti、Ba、Ga、U、Nd、Nb、Zr、Rb、W 和 B 共 12 种。引起元素丰度偏低的原因可能与区内页岩的硅质含量高有关。

表 2 各岩类元素丰度及富集系数表 (PPm)
Table 2. Abundance (ppm) of chemical elements in various rock types and their enrichment coefficients (K)

元素	Al	Fe	Ca	Mg	K	Na	Ti	Mn	P	Ba	Be	Co
砂 岩 ⁽³⁾	75473	39030	5660	11343	23918	5824	4078	633	399	778	2.43	19.15
富集系数	3.02	3.98	0.14	1.60	2.24	1.76	2.70	12.66	2.33	15.56	0.87	63.83
粉 砂 岩 ⁽¹³⁾	81516	43978	2102	10404	27818	5061	4674	659	419	566	3.00	11.29
富集系数	3.26	4.48	0.05	1.47	2.60	1.53	3.10	13.18	2.45	11.32	1.07	37.63
页 岩 ⁽⁴⁾	118600	38916	629	6970	31520	3600	4800	452	330	685	2.63	9.60
富集系数	1.48	0.82	0.03	0.46	1.18	0.37	1.04	0.53	0.46	1.18	0.88	0.51
变质岩 ⁽²³⁾	77637	41288	1476	9469	26628	5693	4109	745	332	519	2.62	11.90
富集系数	3.11	4.21	0.04	1.33	2.49	1.72	2.72	15.12	1.94	10.38	0.94	39.67

元 素	Cr	Cu	Ga	Li	Ni	Pb	Sr	Th	U	Zn	La	Ce
砂 岩 ⁽³⁾	91.38	46.15	18.08	39.68	27.42	9.90	44.27	13.71	90.61	96.40	37.37	50.89
富集系数	2.61	23.08	1.51	2.64	13.71	1.41	2.21	8.06	201.36	6.03	1.21	0.55
粉 砂 岩 ⁽¹³⁾	77.87	40.19	22.11	43.66	39.33	26.51	32.65	14.60	96.32	115.53	40.46	54.55
富集系数	2.22	20.10	1.84	2.91	18.17	3.79	1.63	8.59	214.04	7.22	1.31	0.59
页 岩 ⁽⁴⁾	52.75	13.66	25.57	36.60	16.79	19.39	56.09	10.47	84.17	82.18	31.48	56.53
富集系数	0.58	0.20	1.31	0.55	0.25	0.92	0.18	0.87	22.75	0.87	0.34	0.96
变质岩 ⁽²³⁾	66.05	25.97	22.82	48.20	27.69	24.84	41.03	9.86	88.03	127.56	30.66	41.59
富集系数	1.89	12.98	1.90	3.21	13.85	3.55	2.05	5.80	195.62	7.97	0.99	0.45

元 素	Nd	Sm	Gd	Dy	Y	Yb	Sc	Cd	Nb	Zr	Rb	As
砂 岩	31.93	6.68	5.75	4.76	19.06	2.27	14.93	3.40	19.28	139.30	120	66.56
富集系数	0.86	0.67	0.58	0.66	0.46	0.55	14.93	37.76	21.42	0.63	2.00	66.56
粉 砂 岩 ⁽¹³⁾	35.26	6.84	6.89	4.90	21.46	2.64	14.61	<1	19.26	165.54	157	9.54
富集系数	0.95	0.68	0.69	0.68	0.52	0.64	14.61	—	21.40	0.75	2.62	9.54
页 岩 ⁽⁴⁾	31.62	5.93	4.44	3.82	11.50	2.45	12.73	<1	17.61	203.80	203	3.79
富集系数	1.32	0.92	0.69	0.83	0.44	0.94	0.98	—	1.60	1.27	1.44	0.29
变质岩 ⁽²³⁾	27.78	5.46	5.24	4.08	16.96	2.28	12.80	<1	15.50	155.32	171	7.34
富集系数	0.75	0.55	0.52	0.57	0.41	0.56	12.80	—	17.20	0.70	2.85	7.34

元 素	Sn	W	Mo	Hg	Sb	Au	Ag	F	B	S	Cl
砂 岩 ⁽³⁾	14.80	3.70	0.24	0.08	1.48	0.44	142	623	84.24	234	123
富集系数	29.60	2.31	1.20	2.67	29.60	0.088	2.03	2.31	2.41	0.97	11.18
粉 砂 岩 ⁽¹³⁾	12.31	3.98	0.21	0.04	0.39	0.40	36.92	668	62.92	135	124
富集系数	24.62	2.49	1.05	1.33	7.80	0.0870	0.53	2.47	1.80	0.56	11.27
页 岩 ⁽⁴⁾	2.89	1.93	0.45	0.03	0.72	0.13	35.00	593	112	333	165
富集系数	0.48	1.07	0.17	0.08	0.51	0.026	0.50	0.80	1.02	0.14	0.91
变质岩 ⁽²³⁾	2.07	2.06	0.37	0.02	0.49	0.62	35.65	583	61.52	68.70	157
富集系数	4.14	1.29	1.80	0.67	9.80	0.124	0.51	2.16	1.76	0.29	14.27

据胡云中资料整理,并补充测试了部分样品; (53) 一分析样品数

区内板岩中的各元素丰度与砂岩、粉砂岩很相似,这也可能是一种前因后果的具体反映。在这三种岩石中,特别富集元素有 Mn、Ba、Co、Cu、Ni、Th、U、Zn、Sc、Nb、As、Sn、Sb、Cl,富集元素是 Al、Fe、K、Na、Ti、P、Cr、Ga、Ci、Pb、Sr、Rb、W、Hg、F 和 B,贫化元素为 Au、Y 和 Ca。该资料不仅表明研究区地层富有 Sn、W、Cu、Pb、Zn、Sb、Hg、Li、As、F、B、Ga、K、Na、Al、U、Th、Nb 和 Rb 酸性成矿元素组合,同时也存在一个富基性成矿元素组合,即 Co、Ni、Cu、Zn、Sn、Cr、Sr、Ti、Fe、P、Sc、Mn 组合。这种结果恰好与构造-岩浆-成矿旋回相吻合,即四堡期超镁铁质-镁铁质火山活动不仅生成了一系列有关的 Cu-Ni 矿床,而且导致周围地层中富有基性元素,也正是由于区域地层具有较高的锡多金属元素丰度,其本身的重熔再造及花岗岩体的高度分异演化和热水溶液的汲取作用,致使诸多锡多金属矿床沿岩体内外接触带的分布。

二、构造层及控岩控矿意义

九万大山-元宝山地区在漫长的地质过程中经历了数次构造运动,影响较大的有四堡运动、雪峰运动和加里东运动,印支运动和燕山运动虽然在该区也留有一些痕迹,但不太显著。

(一) 四堡期构造层

四堡期构造发生于早元古代中末期,由四堡群的褶皱变形及断裂所体现,兹因受雪峰期运动的干扰和破坏,四堡期构造仅在九万大山南部的宝坛一带表现的比较明显(图2)。四堡期褶皱为一系列近 SEE 走向且平行排列的复式倒转褶皱,轴面倾向 SSW,倾角 30—60 度。规模较大的褶皱包括西部的旧洞向斜和田蓬背斜;中部的池洞、红岗山、五地背斜,文通、高岭、鱼勇向斜;东部的台龙山、考榜山、白头山背斜,蟠龙、马潮山和龙有向斜。这些褶皱长几公里至 10 多公里,宽 1—3km,与其相伴的有一些平行且规模较大的逆冲断层,该组断层在以后的雪峰运动期间断续活动,其性质转变为正断层(张扭性断层)。另外,还存在一组 NNE 走向的剪切小断裂,在四堡运动末期逐渐增大,切割亦较深;并在雪峰运动时期又被活化和继承,因此成为研究区内重要的控岩控矿构造。

(二) 雪峰期构造层

雪峰期构造在全区最发育,而且分布范围广,保存的相当好,在所有的四堡群和板溪群中均有所反映,雪峰运动形成 NNE-NS 向的不对称褶皱,轴面倾向 SEE-EW,倾角 30°—50°,区内有两个规模巨大的复式褶皱,即东部的元宝山复式褶皱和西部的三防复式褶皱。在这两个复式褶皱的核心部位分别被元宝山和三防黑云母花岗岩所占据(图2)。在三防岩体以南可见三个次一级的不完整复式背斜,它们是旧洞-田蓬、池洞-五地、龙台山-龙有。这些次一级复式背斜一般长 25—60km,宽 6km,与雪峰期褶皱相伴

生的有一系列深大断裂，其中最大的有 F1、F101 和元宝山断裂。它们走向为 NNE—NS，倾向 270° — 290° ，倾角 40° — 70° ，该组断裂延长 80—100km 向北入贵州境内，其破碎带一般宽几米至上百米。NNE—NS 向断裂自四堡期生成以来，反复活动，对四堡晚期花岗闪长岩、雪峰期黑云母花岗岩的生成和定位曾起到了重要作用。由其所派生的次一级 NE 向断裂（宝坛地区和三防地区）和与其 NS 向平行的小断裂（元宝山地区）往往是锡多金属矿床成矿的最佳空间。

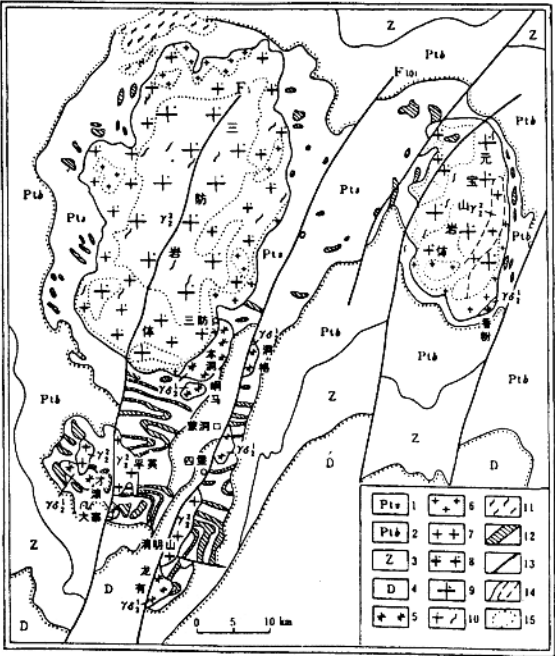


图2 桂北九万大山—元宝山地区地质略图

Fig.2. Schematic geological map of Jiuwandashan-Yuanbaoshan region

(据莫柱孙等修编, 1980)

1-四堡群; 2-板溪群; 3-震旦系; 4-泥盆系; 5-花岗闪长岩; 6-细粒黑云母花岗岩; 7-中粒黑云母花岗岩; 8-中粒斑状黑云母花岗岩; 9-中粗粒斑状黑云母花岗岩; 10-片麻状花岗岩; 11-混合岩; 12-镁铁质-超镁铁质岩; 13-断层; 14-实测、推测地质界线; 15-岩体相带界线

(三) 加里东期构造层

加里东运动与雪峰运动的主应力场基本一致。原雪峰期的 NS—NNE 向构造在加里东运动中被利用和改造。因此,在断层的横切面中可见有不同性质和产状的断裂结构面复合叠加在一起。另外,在泥盆系中也可见到平缓开阔的 NNE—NS 向褶皱及古断裂复活也切割了古生界地层。在加里东期,九万大山—元宝山地区地壳振荡频繁,地层不仅受到了强烈的风化剥蚀,其基底也经历了明显的变质作用,局部至片岩相(元宝山地区)。目前用 K—Ar 放射性同位素方法测定火成岩(包括镁铁质岩和花岗岩类)及有关矿产所获得年龄数据均在 337—460Ma 之间。

三、火成岩系列及其时空分布规律性

火成岩系列或称岩浆系列一词最早由 E. B. Bailey (1924) 提出,自此以后,该概念在岩石学中广泛应用,其含义也随学者、地区、历史和岩石组合类型而有所变化。著者通过对火成岩系列的研究,结合研究区的实际地质情况,兹将火成岩系列定义为:在一定地质时期的某一构造环境中,形成了一套火成岩组合,该组合由一种或一种以上岩石类型所组成。这些岩石类型出自同一母源,并且呈阶段性先后侵入和(或)喷出,其岩石性质和成分具有一定的演化方向。如果不同火成岩系列出现于同一地区,而且它们之间也存在着一定的物质继承性,那么可笼统称之为泛火成岩系列。在桂北九万大山—元宝山地区,从早元古代到晚元古代形成了一个比较典型的泛火成岩系列,其中包括四堡早期的镁铁质—超镁铁质火山杂岩系列,四堡晚期的花岗闪长岩系列和雪峰期黑云母花岗岩系列。

(一) 镁铁质—超镁铁质火山杂岩系列

1. 镁铁质—超镁铁质火山杂岩和分布特点

在地层层序一节中业已提及文通组和鱼西组下部广泛发育有镁铁质—超镁铁质熔岩、角砾熔岩、火山角砾岩、熔凝灰岩及结晶较好的辉长辉绿岩、橄辉岩、辉石岩和闪长岩。该火山杂岩分布于元宝山和九万大山黑云母花岗岩体周围,多集中于宝坛地区和九毛地区,出露面积达 120km²。其产出状态基本上为层状和透镜状,绝大部分与周围地层整合接触,部分呈切层态。广西区域地质调查队以往将这套杂岩大都定为层状侵入体,仅个别层被划为细碧—角斑岩。通过近几年的野外和室内的初步研究,笔者认为区内的镁铁质—超镁铁质岩均属于早元古代古陆边缘凹陷槽(或岛弧区)内火山活动或次火山活动的产物。火山活动具多旋回性,从早到晚可分出三至十多个旋回。火山喷发的完整系列为:超镁铁质岩→镁铁质岩→枕状熔岩→安山岩类→火山角砾岩和凝灰岩及硅质岩。部分岩石序列由于富镁质和具鬃刺结构可定为科马提岩或玄武质科马提岩。

2. 科马提岩的特点和证据

(1) 各分区的岩石剖面及区域对比:在九万大山—元宝山地区的区域上有一层连续性较好的玄武质科马提岩(图 3),厚度 10—200m,平均 50m 左右。根据岩石的结构状

态,可分出两个种类:其一是浅绿色致密状岩石;其二是角砾熔岩。该层玄武质科马提岩具有清楚的流动构造、枕状构造、杏仁构造。杏仁体多为细粒石英集合体。在宝坛羊角山一带,该层岩石中具有断续分布的硅质条带。角砾熔岩中的角砾内有浑圆状蛇纹石化橄榄石,其长轴方向与熔岩流动方向一致。这一层玄武质科马提岩的造岩矿物以透闪石化普通辉石为主。辉石呈针状和长柱状,一般长1.5—15mm,宽0.08—0.2mm,其周围为脱玻化物质,组成矿物有辉石、绿帘石、斜黧帘石、黧帘石等。在该层岩石中,矿物和结构分层现象不太明显,但板状、放射状鬣刺结构、淬火结构比较发育,在岩层的顶底部均有明显的冷凝结构。

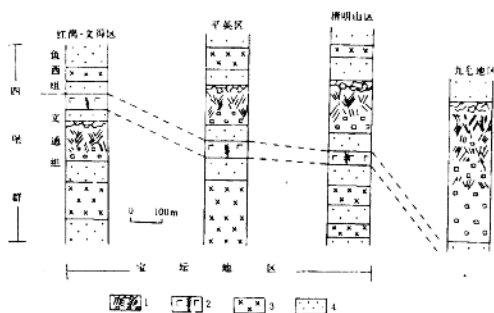


图3 九万大山—元宝山地区科马提岩柱状对比图

Fig.3. Columnar diagrams for comparison in Jiwandashan-yuanbaoshan region

1-科马提岩; 2-玄武质科马提岩; 3-拉斑玄武岩; 4-四堡群

(注: 地层厚度未按比例尺绘制)

在宝坛地区,上述“标志层”玄武质科马提岩之上和之下各有一层科马提岩。上部科马提岩出露在北段的文通、文得、红岗、池洞和沙坪等地,下部科马提岩则发育于平英、清明山和田蓬一带。这两层科马提岩厚度相似,一般厚10—150m,且在成分和结构层次等方面都比较接近。其柱状剖面自上而下有:

⑤顶部冷凝层:厚几十公分,偶见有网状构造。岩石已经脱玻化,隐晶质玻璃团块时可见。

④中细粒辉长辉绿岩层:其组成矿物同③层,但斜长石含量增高,岩石颜色相应为灰色。该层也有不少斑状鬣刺结构及斜长石石英的交生现象,原岩流动构造比较清楚。

③粗粒辉长岩层:造岩矿物为普通辉石、斜长石及少量石英。变质后为透闪石、绿帘石、斜黧帘石、绿泥石、黑云母等矿物组合。该层最大特点是斑状鬣刺结构比较发育,辉石斑晶长达0.8—2cm,宽0.1—0.6mm。此外,还普遍见有斜长石和石英的交生结构,形似花朵状。

③至⑤层钙质含量较高,属玄武质科马提岩类。

②堆积粗粒辉石岩层：主要组成矿物是单斜辉石和斜方辉石，偶见呈斑状鬣刺的橄榄石。部分辉石已蚀变为透闪石和镁绿泥石。该层内常见有单斜辉石杏仁体，气孔最大可至1cm，其形态一般是梨形或次圆形。另外，在①层和②层之间是铜镍硫化物矿化部位。

①底部细粒含斜长辉石岩层：该层厚几十厘米，内部流动构造清楚，常含有大量的包体，这些暗色包体可能来自深部。

①和②层富有镁质，属于堆积的辉石质科马提岩。

岩流下伏地层有明显的烘烤现象，原碎屑岩变成红色砂质泥岩，厚0—2m。

在整个宝坛地区，该层科马提岩流风化时常形成球状风化面及椭球体，这些椭球体有坚硬的外壳，部分可以逐层剥离直至核心。

在九毛地区仅出露有鱼西组地层，因此也只出露了最上层的科马提岩。本层科马提岩全部为橄榄质科马提岩，其厚度几十米到几百米，最厚可达600m。岩石本身富含橄榄石、普通辉石和紫苏辉石，变质后矿物组合是蛇纹石、镁绿泥石、透闪石等。该层岩流结构分层明显，正如74号岩体（野外露头编号）的横切剖面如图4所示，从上到下（即从西向南）：

⑤顶部冷凝层：厚近10m，岩石呈铁黑色，致密坚硬，组成矿物以辉石为主，也见有微晶的橄榄石鬣刺。在冷凝收缩的网状破裂中充填有玻璃质及粘土矿物。此外，也可见显微流动构造。

④橄辉岩层：岩石中紫苏辉石和普通辉石含量之和占总量的70%。在辉石中，橄榄石绝大多数表现为放射状、板状、束状鬣刺，鬣刺一般长0.75—2.3mm，宽0.05mm左右。橄辉岩层中有较多的气孔，其内充填有单斜辉石和铁质矿物杏仁体。

③堆积橄榄岩层：颜色为浅灰至灰黄色，主要组成矿物是橄榄石，其占全岩体积的50—90%，余者为紫苏辉石及少量普通辉石。纯橄岩常呈团块状（直径几十厘米至几米）出现于橄榄岩中，橄榄石以浑圆状、次圆状为主，作无序排列。该层中有一定量的气孔构造，杏仁体为单斜辉石及镁绿泥石。在上部放射状橄榄石鬣刺渐增多。

②细粒橄辉岩层：厚度小于10m，组成矿物以紫苏辉石为主（大于80%），其余为圆状和浑圆状橄榄石。在橄榄石内部是鳞片状蛇纹石集合体。本层中含有较高的Pt、Pd、Cr、Co和Ni元素，局部构成矿化点。

①底部流动构造层：厚几米，流动构造清楚。岩石的组成矿物为紫苏辉石和普通辉石，在该岩层中夹有石英、石英绢云母条带或块体，它们可能是岩流从下伏地层（原为沉积物）捕获而得。

在岩流下部，原始泥质沉积物受烘烤变为红色，因此见有几米厚的红色粘土岩或变质的红色片岩。向下逐渐变成灰色片岩或砂质千枚岩。

（2）科马提岩的一些典型结构和构造：鉴别一套超镁铁质—镁铁质岩是否是科马提岩，其特征的结构——鬣刺结构曾起过决定性作用。近几年来不少学者倾向将缺少鬣刺结构的超镁铁质喷出岩也划入科马提岩。但不可否认，结构和构造对科马提岩的确定仍然作为必要条件。研究区内科马提岩已见有多种鬣刺结构和典型的火山岩结构和构造，大体可归结为以下七种：

①板状鬣刺结构：该结构被岩石学家们视为“标准鬣刺结构”，形如鬣刺草。在宝坛地区透闪石化单斜辉石呈晶体束，其间隙中有隐晶质熔体（照片1）；而九毛地区则见有蛇