

吉林省铜镍硫化物矿床成矿规律^①

冯守忠

(吉林矿产地质研究所)

摘 要

从多旋回大地构造演化观点出发,分析了吉林省区域多旋回构造运动、控制多旋回的基性超基性岩浆活动及其相应的成矿作用,认为与含镍有关的基性超基性岩体,主要受“台槽边界”赤峰—开源深断裂控制,沿深断裂一侧或其两侧成带分布、成群集中。提出成岩成矿是“多旋回、多期、多次、多阶段的产物”。按成矿作用和成矿阶段可分为深熔贯入型、分层熔离型、残余熔浆型。确认含铜镍岩体类型有超基性岩型、基性超基性岩型和基性岩型。讨论了铜镍硫化物矿床的基本特征、成矿作用,为铜镍矿床区域勘查工作,提供了一定的地质依据。

关键词: 多旋回构造运动 成矿作用 铜镍矿床 含矿专属性

1 基性超基性岩分布及岩体类型

通过对吉林地区基性—超基性岩的大量研究,发现的岩体达1 097个。其中,除2个超基性岩体为3~5 km², 3~4个基性岩体有10~15 km²外,其余均小于0.1 km²;地理分布如表1所示。

基性超基性岩具有呈带分布,成群集中的特点。岩体在同一时期内形成,常集中在一定空间部位;同一空间,又有不同时代的岩体多期次叠加,形成错综复杂而又有规律可循的岩

体地质发展史,即多旋回的构造运动,形成多旋回的岩浆作用及其相应的成矿作用。

全省基性超基性岩体,可归纳为4大类20个岩相组合类型。截至1989年底止,具有铜镍矿体的仅有24个岩体,占总岩体数的2%,其中有红旗岭矿区1、7、3、9、2及32号岩体;山阿矿区8号岩体;茶尖岭矿区1、6、新6、9及10号岩体;三道岗1号岩体;柳水坪(獐项)矿区6号岩体;长仁矿区11、13及4号岩体;石人沟岩体;赤柏松矿区1号岩体和新安岩体;漂河川矿区4、5、115号岩体及二道沟坑岩体。

表1 基性—超基性岩地理分布统计表

地区	超基性岩类		基性—超基性杂岩		基性岩类		中基性岩类		金伯利岩		合计	
	个数	百分比	个数	百分比	个数	百分比	个数	百分比	个数	百分比	个数	占总岩体百分比
长春地区	27	55.1	8	16.3	13	26.5	1	2.0			49	4.5
吉林地区	146	34.4	35	8.5	227	53.5	16	8.6			424	38.6
四平地区	8	50.0	2	12.5	3	18.75	3	18.75			16	1.5
延边地区	84	40.0	25	11.9	87	42.2	14	6.9			210	19.1
通化地区	65	16.7	11	2.7	251	65.6	14	3.8	57		398	36.3
总计	330	30.1	81	7.3	581	52.9	48	4.3	57	5.1	1097	100.0

^①于1992年10月20日收到修改稿

不同岩相组合,在含矿性上具有明显的专属性。超基性岩类是以铬矿化为主,但在其基性程度较低的岩类有较好的镍矿化;基性超基性岩类以镍矿化为主,但基性程度较高的岩类镍矿化最好;基性岩类铜钴矿化较弱;偏碱性的中-基性岩类有铁、磷、钒、钛矿化。

2 铜镍硫化物矿床的基本特征

红旗岭1号、7号岩体,赤柏松1号岩体是我省三个大中型铜镍硫化物矿床,尽管分别产于大地构造性质截然不同的地槽区和地台区,成岩成矿的时间也不相同,但均受深大断裂控制,并具有相同的物质来源—上地幔或地壳深部岩浆库。因此三者的物质组份很相似,成岩成矿作用的过程几乎是相同的。硫化岩浆的深部熔离→侵位分异→后期富集是它们的共同演化规律,由此形成成矿作用阶段不同的矿床(表2)。

3 成矿作用

我省铜镍硫化物矿床的多期多阶段的成矿活动,主要是来自上地幔熔浆在岩浆库的深部熔离多次贯入造成的。

3.1 深部熔离作用

我省地台区有橄榄质科马提岩、玄武质科马提岩及基性侵入岩岩区;地槽区有超基性、基性-超基性及基性岩岩区。这些岩区物质组份上的差异,不仅反映了地区性原始熔浆的差异,而且与各自深部熔离作用有关。

每个岩区由许多岩群组成。岩群之间、各个岩体之间不仅有物质组份差异,而且也有含矿性差别。有的岩群含矿、有的岩群不含矿;在含矿岩群内,有的岩体不含矿,有的岩体含小矿,有的岩体含大矿,有的岩体全部是矿体。这些差别主要也是深部熔离多次贯入作用造成的(表3)。

3.2 分层熔离-熔离贯入作用

熔浆侵位之后由于受外界温度、压力条件

的影响及内部物理化学条件的变化,熔浆往往具液态分层熔离特征。根据分层熔离的强弱可分为:弱分熔的上悬矿体,中等分熔的多层矿体,强分熔的底部矿体或熔离贯入式矿体。如茶尖岭6号单斜岩体,可划分出上部辉石角闪岩相和下部角闪辉石岩相。矿体从上到下有四层,镍品位顶部矿体0.49%,中上部矿体0.47%,中下部矿体0.37%,底部矿体0.47%。这四层镍矿体品位变化不大,由中等分熔作用形成。

红旗岭1号岩体底部橄榄辉岩相镍矿体,与上部橄榄岩相的界线较清。该含矿岩相与其上部各岩相主要造岩矿物种属是相同的,尤其是斜方辉石种属均为古铜辉石。该含矿岩相的矿石矿物组合、铜镍比值与上悬矿体没有多大差别,如红旗岭1号岩体底部矿体与上悬矿体矿石组份对比,上悬矿体是:磁黄铁矿60,镍黄铁矿35,黄铜矿5, Ni/Cu 5, 少量磁铁矿;底部似层状矿体是:磁黄铁矿60,镍黄铁矿30,黄铜矿5, Ni/Cu 4.6。

根据上述特征,将该岩体归为分层熔离及熔离贯入矿床。又如漂河川4号漏槽状岩体,矿体主要集中在漏槽底部,并有一部分底部富矿浆压入围岩,这也属分层熔离及溶离贯入矿床。

3.3 残余岩浆作用

晚期岩脉状矿体(化),如红旗岭1号岩体中蚀变辉岩岩脉,7号岩体中辉橄岩脉,3号岩体中橄榄二辉岩脉,苏长岩脉,9号岩体中橄榄二辉岩脉,往往在主成矿期之后侵位的,多发育在岩体边部。

富硫化物脉在我省几个大中型铜镍硫化物矿床中均可见到,其厚度在几厘米至几十厘米之间,主要发育在矿体内部,围岩中也常见。

残余岩浆作用或接触交代作用引起岩体边部蛇纹石化或次闪石化等蚀变作用,改变了原来硅酸盐矿物结构,造成了镍离子的释放,硫化作用使残余岩浆中的硫或围岩中的硫夺取了这部分镍离子,形成了含镍硫化物,并沿硅酸盐裂隙交代,形成浸染状或密集硫化物脉。如

表 2 吉林省岩浆硫化物铜镍矿床一览表

矿床名称	大地构造位置	控岩构造	含矿岩相	矿体形态产状	成矿时代	矿床成因
红旗岭 7 号岩体	天山~兴安地槽褶皱区吉林褶皱带南缘	北西向断裂	斜方辉岩	矿体形态产状与岩体基本吻合	海西早期	岩浆深部熔离贯入
赤柏松 1 号岩体	中朝准地台辽东台隆东北缘	近南北向断裂	含长二辉橄辉岩—辉长玢岩	似层状、透镜状位于岩体底部及边部	元古代 吕梁期	岩浆深部熔离贯入为主, 晚期岩浆熔离次之
红旗岭 1 号岩体	天山~兴安地槽褶皱区吉林褶皱带南缘	北西向断裂	橄辉岩	似层状、透镜状位于岩体底边部	海西早期	岩浆深部熔离贯入为主, 晚期岩浆熔离次之
长仁 11 号岩体	同 上	北北东向断裂	辉 石 橄辉岩	似层状, 位于岩体底部	同 上	晚期岩浆熔离为主, 晚期岩浆熔离贯入次之
漂河川 4 号岩体	同 上	北西向断裂	斜长角闪 橄辉岩	扁豆状, 位于岩体底部	同 上	深部岩浆深部熔离贯入为主, 晚期岩浆熔离次之
长仁 13 号岩体	同 上	北东向断裂	辉 石 橄辉岩	透镜状, 似透镜状	同 上	晚期岩浆熔离为主, 晚期岩浆熔离贯入次之
长仁 4 号岩体	同 上	北北西向断裂	辉石岩	透镜状, 位于岩体底边部	同 上	晚期岩浆熔离贯入
獐项 6 号岩体	同 上	北西向断裂	次闪石岩 混染岩	似层状、透镜状位于岩体底部或边部	同 上	晚期岩浆熔离
山门 8 号岩体	同 上	近东西向褶皱	辉石橄辉岩	似层状, 位于岩体中下部	同 上	晚期岩浆熔离 残浆热液
茶尖岭新 6 号岩体	同 上	北西向断裂	角闪石岩 角闪辉石岩	脉状, 位于岩体上下盘	海西晚期	晚期岩浆熔离
赤柏松新安岩体	中朝准地台辽东台隆东北缘	北北东向断裂	含长二辉橄辉岩、二辉橄辉岩	透镜状, 位于含矿岩相底部或岩体的尖灭端	元古代 吕梁期	同 上
漂河川 5 号岩体	天山~兴安地槽褶皱区吉林褶皱带南缘	北西向断裂	斜长角闪 辉石岩	似板状, 位于岩体底部	海西早期	同 上
三道岗 1 号岩体	同 上	北北西向断裂	含长角闪 辉石岩	似脉状, 位于岩体与围岩接触带	海西晚期	晚期岩浆熔离贯入, 残浆热液
茶尖岭 6 号岩体	同 上	北西向断裂	辉石角闪岩、角闪 辉石岩	透镜状, 主要位于岩体上盘及中上部	海西晚期	晚期岩浆熔离

茶尖岭 6 号岩体边部角闪片岩中含镍硫化物矿化; 獐项 6 号岩体薄片见到数量较多硫化物质点交代硅酸盐(次闪石)。硫化作用可形成矿化, 也可形成镍品位较低的小型工业矿床。

3.4 含镍熔浆的熔离模式

根据铜镍硫化物矿床有关熔离作用的实际资料, 初步建立起一个矿田(岩区)含镍熔浆的熔离模式(图 1)。

(1) 原生“贫硫”熔浆(X)在 1300℃ 发生第一次深部熔离, 其结果熔离出“Y”、“Z”二组份, 其中“Y”熔浆可能相当于一些无矿岩群的

熔浆组份(主要为中基性岩), “Z”熔浆可能相当于一些含矿岩群的熔浆组份(主要相当于一些基性-超基性岩和超基性岩)。

(2) “Z”熔浆在 1100℃ 发生第二次深部熔离, 其结果熔离出“O”和“P”二组分。“O”相当于无矿岩体, “P”相当于含矿岩体。

(3) “Z”熔浆继续在深部熔离, 其结果形成富矿浆 Q³ 组分, 可能和红旗岭 7 号、赤柏松斑状苏长岩相当。

(4) “P”熔浆侵位之后发生分层熔离, 形成上悬矿体 Q¹ 组分, 底部矿体及熔离贯入式

矿体 Q^2 组分。

(5) Q^2 和 Q^3 组分侵位之后的残余熔浆，先是含矿基性-超基性脉岩 M 组分贯入，而后是纯硫化脉 n 组分贯入。

(6) 当残浆演化到近结点 R 时，温度在 $400 \sim 800^\circ\text{C}$ 范围，硫化作用可能发生，硫化物交代硅酸盐，并产生后期含铜热液叠加，硅酸矿物出现。

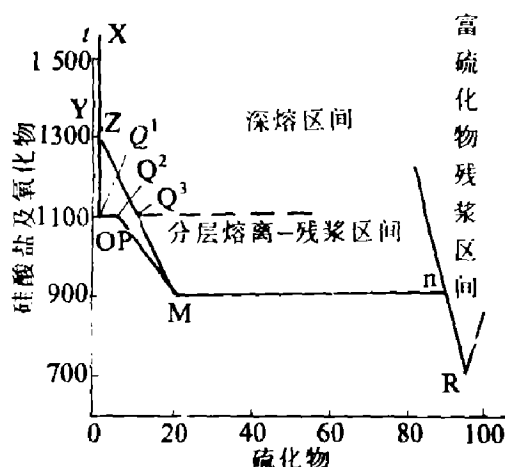


图1 含镍熔浆熔离图

第一次深熔：Y—不含矿岩体群；Z—含矿岩体群；第二次深熔：O—含矿岩群中不含矿岩体；P—含矿岩体；P— Q^2 含矿岩体分层熔离； Q^1 —熔离矿体； Q^2 —熔离贯入矿体； Q^3 —深熔贯入矿体；M—残余熔浆含矿岩脉或脉状矿体；n—富硫化脉；R—近结点或硫化作用

4 矿床(点)空间分布规律

吉林省铜镍硫化物矿床(点)分布于地台与地槽交接带，以地槽一侧为主，其次是陆核边缘和内部。上述特点主要受大地构造环境及其多旋回演化历史的影响。太古代成矿作用受陆核演化与发展的影响，元古代以后的成矿作用则受不同大地构造单元之间的活动带控制。由于深断裂的间歇性活动特点及其穿切地壳的深度不一，来自地壳下部不同深度的熔浆组份不同，含矿专属性也有明显区别。按构造单元分述如下：

(1) 吉林褶皱系边缘活动带分布有加里东

末期，海西早期，海西晚期许多矿床(点)。因受东西向开原-和龙深大断裂的多期活动影响，岩带呈东西向展布，岩群分段集中在北西向次一级大断裂的一侧或两侧。岩体则多赋存在相应时代的层间构造中。加里东期、海西早期岩体赋存在呼兰群层间构造中，而海西晚期岩体赋存在晚古代层间构造中。有的岩群为东西向，有的岩群呈北西向，而含矿岩体主要受北西向断裂控制。由于东西向深大断裂在时间上表现出弱-强-弱的演化特征，相应时代的成矿活动也有类似演化特点。加里东期成矿活动较弱，海西早期成矿活动较强，海西晚期成矿活动较弱，呈现出边缘活动带成矿活动产生-发展-减弱的全过程。在边缘活动带地台一侧，亦发现有海西晚期的基性岩体和矿点，如和龙沙松项子辉长岩体、桦甸二道沟含矿苏长岩矿点(2.58 亿年)，说明地槽与地台交接带的成岩成矿活动波及地台边缘。

(2) 龙岗陆核核部地区主要分布太古巨旋回早期矿化点、可能为早太古缘岩带底部橄榄质科马提岩控矿。

(3) 龙岗陆核边缘地区主要分布太古巨旋回晚期矿化点及元古巨旋回早期的矿床(点)。太古巨旋回晚期矿化点，主要控矿岩体可能为晚太古代绿岩带底部玄武质科马提岩。

元古巨旋回早期矿床(点)的控矿岩体主要为陆核南缘深断裂导矿，矿体多产于陆核内部穹窿构造的放射状断裂中，自穹窿中心向外普遍有侧伏现象。燕山成矿期，仅在通化四棚甸子5号辉长岩发现一处小型矿床，可能受滨太平洋北东向大断裂所控制，其含镍性较差。

5 时间规律

我省铜镍硫化物矿床成矿时代较多，分属太古、元古、新地三个成矿巨旋回，与地壳发展多旋回特征密切相关，又与地壳发展的多期成岩活动相依存。根据岩体侵入关系和同位素年龄将镍矿成矿期划分如下：

(1) 太古成矿巨旋回早期成矿活动 蚀变

表3 吉林省多旋回基性超基性岩浆活动演化及成矿作用表

构造演化历史阶段的划分			基性超基性岩浆活动及有关成矿作用			
			岩体活动类型	矿化发展过程	典型实例	
新地巨旋回	地台发展阶段	Ⅱ Q Ⅲ N Ⅳ E	岩流喷溢型	铁质超基性岩建造系列	幔源物质时期 分凝铬矿化	靖宇龙泉镇
				铁质超基性岩建造系列(80 Ma)	侵位分异硫化镍矿(矿点)	通化四棚甸子
				铁质超基性岩建造系列	深部熔离后期贯入铬铁矿(矿点)	永吉头道沟
				偏碱基性铁质基性岩建造系列(224 Ma)		
	褶皱造山阶段	Ⅴ K Ⅵ J ₁ Ⅶ J ₂ Ⅷ J ₃ Ⅸ T ₁₋₂	台内断裂型			
地台巨旋回	褶皱造山阶段	Ⅴ P ₂ Ⅵ P ₁ Ⅶ C Ⅷ S ₁ -D Ⅸ O-S ₂	边缘活动带型	铁质超基性岩建造系列(258 Ma)	深部熔离→侵位分异硫化镍矿床(小型)	磐石茶尖岭
				铁质超基性岩建造系列	深部熔离→后期贯入铬铁矿床(小型)	延吉开山屯
				铁质超基性岩建造系列(350 Ma)	深部熔离→侵位分异→后期贯入硫化镍矿	磐石红旗岭
				铁质超基性岩建造系列	深部熔离→侵位分异硫化镍矿床(小型)	四平山门
元古巨旋回	陆核早期分异阶段	吉南古地台时期发育阶段 吉南古地槽活动阶段	陆核边缘断裂型	铁质超基性岩建造系列(1940 Ma)	深部熔离→侵位分异→后期贯入硫化镍矿床	通化永柏松
太古巨旋回	陆核发展阶段	龙岗陆核扩展阶段 龙岗陆核发生阶段	绿片岩型	晚期铁质超基性岩建造系列(2238 Ma) 时期铁质超基性岩建造系列	“绿岩型”的镍矿化伴生铂钼矿化 “科马提岩”型镍矿化	和龙汪田 海龙范家堡 通化大荒沟

超基性岩鞍山群中下部地层侵位。在平地、大肚川等地有这个时代的镍矿化。

(2) 太古成矿巨旋回晚期成矿活动 主要有鞍山群中上部地层中基性或基性超基性岩。在老金厂有这个时代的镍矿化。

(3) 元古巨旋回早期成矿活动 主要是鞍山群赤柏松矿田中的1号岩体侵位，同位素年龄为19.6~22.4亿年。

(4) 新地巨旋回加里东成矿活动 主要有山门含镍蚀变超基性岩及红旗岭矿区外围中基性岩群侵位于呼兰群地层中。岩体多与地层产状一致，多具片理化特征。

(5) 新地巨旋回海西早期成矿活动 主要有红旗岭、獐项、漂河川一组北西向含镍基性、基性-超基性、超基性岩体等侵位于呼兰群中，多与地层产状交切，其同位素年龄为

3.31-3.50 亿年(红旗岭1号岩体)。

(6) 新地巨旋回海西晚期成矿活动 主要有红旗岭矿田的茶尖岭岩群，双风山及漂河川等地的基性超基性岩，含镍基性-超基性岩体侵位于石炭系和二叠系地层中。

(7) 新地巨旋回燕山期成矿活动 主要有中生代侏罗系地层中的基性岩体侵位，目前仅在通化四棚甸子5号岩体中找到了小型镍矿床。

参考文献

1 余传善. 地质与勘探. 1985. 21(1): 1-14.

2 陈子诚等. 矿产地质动态. 1988. 11: 1-6.

3 陈子诚. 地质与勘探. 1989. 25(4): 8-12.

4 冯守忠等. 矿产与地质. 1992. 6(3): 183-187.