

中国小岩体镍铜(铂族)矿床的区域成矿规律

汤中立¹, 闫海卿², 焦建刚¹, 潘振兴¹

1. 长安大学 地球科学与国土资源学院, 陕西 西安 710054

2. 兰州大学 资源环境学院, 甘肃 兰州 730000

Tang Zhongli¹, Yan Haiqing², Jiao Jiangan¹, Pan Zhenxing¹

1. College of Earth Science and Land Resource, Chang'an University, Xi'an 710054, China

2. College of Resource and Environmental Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

Tang Zhongli, Yan Haiqing, Jiao Jiangan, et al. Regional metallogenic controls of small-intrusion-hosted Ni-Cu(PGE) ore deposits in China. Earth Science Frontiers, 2007, 14(5): 92-103

Abstract: Results of research indicate that Ni-Cu(PGE) ore deposits hosted in small intrusions in China mainly occur in three geologic settings: (1) within paleo-continent, (2) in orogenic belt, and (3) continental rift system such as the Panxi Rift system where a large number of flood basalts and associated mafic-ultramafic intrusive are present. Typical examples of these ore deposits are Jinchuan, Karatungk, Baimazhai, respectively. Based on three controlling factors: (1) sulfide saturation in magma, (2) enough mass ratio between sulfide and magma, (3) sulfide concentration in limited areas, and case studies, we develop a genetic model that emphasizes geological process indicating sulfide segregation at depth before final emplacement. We discuss controls at different scales. These are (1) three geologic settings, (2) close to deep-seated fault, (3) distribution of ore bodies in three different types of intrusions in different tectonic settings, (4) multiple intrusions or injections, (5) distal areas of final chamber, and (6) presence of flow differentiation and gravitational concentration.

Key words: small intrusions; Ni-Cu(PGE) ore deposits; metallogenic process; regional metallogenic controls

摘要: 文章进一步提出中国小岩体镍铜(铂族)矿床产出于三种地质背景,即古大陆内的小侵入体、造山带内小侵入体和与大陆溢流玄武岩有关的小侵入体,分别介绍了金川、喀拉通克和白马寨三个典型矿床的地质情况。从成矿的三个必要条件(岩浆应达到硫化物饱和;硫化物与岩浆之间应有足够的质量比;硫化物聚集到有限的空间成矿)出发,结合矿床实例,阐述了成矿的深部过程和深部熔离-贯入成矿模式。论述了不同尺度的区域成矿规律:三种地质背景;邻近深大断裂;三种岩体-矿床的分布结构形式;矿集区往往是由一个同源多期次上侵的岩体群组成;矿床由含矿岩浆上侵的终端岩浆房组成;含矿岩浆贯入成矿往往伴随一定的流动分异作用或重力分异作用。

关键词: 小岩体;镍铜(铂族)矿床;成矿过程;区域成矿规律

中图分类号:P612 文献标识码:A 文章编号:1005-2321(2007)05-0092-12

收稿日期:2007-04-27;修回日期:2007-05-28

基金项目:国家自然科学基金重点项目(40534020)

作者简介:汤中立(1934—),男,教授,中国工程院院士,主要从事岩浆矿床、区域成矿、地质矿产调查及矿山环境研究。E-mail:zltang@sohu.com

0 引言

世界最大的三个岩浆侵入体镍铜(铂族)矿床分别是加拿大 Sudbury 矿床、俄罗斯 Noril'sk-Talnank 矿床和中国金川矿床^[1]。

著名的加拿大 Sudbury 大型层状 Ni-Cu 矿床(岩盆状, 岩体面积 > 1 300 km²), 发现并勘查于 19 世纪 80 年代, 由于这是世界第一例超大型岩浆侵入体镍铜(铂族)矿床, 因此产生了深远的影响, 在整个 20 世纪期间内, 人们都比照这个矿床, 深信只有大岩体、产状平缓的岩体, 才有利于形成这类矿床^[2]。经过长期的实践之后人们发现: Sudbury 矿床起源于陨石碰撞^[3], 全世界仅此一例, 按照 Sudbury 模式进行勘查以寻找大而富的 Ni-Cu 硫化物矿床会是一种误导人的模式^[4]。

金川矿床发现于 1958 年, 它的主要特征是岩体小(面积 1.34 km²), 呈不规则岩墙体, 储量大(已勘探金属量 > 550 万吨, 铜金属量 > 350 万吨), 品位富(镍 > 1%, 铜 > 0.7%), 矿化率高(47.8% 的岩体体积由矿体组成)。如此巨大的储量, 竟然产生于这样一个小岩体中! 金川的现实极大地启示了我国后来的勘查工作。在 20 世纪后半叶, 发现并勘查了吉林红旗岭、新疆喀拉通克、黄山, 云南白马寨、金宝山、杨柳坪等数十个大中小型的镍铜(铂族)矿床, 这类矿床无一例外都产生于镁铁质—超镁铁质小岩体中, 直至近期, 我国仍以这类小岩体大矿床的发现^[5]为主。

Noril'sk-Talnank 矿床是原苏联解体之后才为人们所熟知的与西伯利亚大火成岩省有关的席状侵入体矿床, 被认为在动力学岩浆管道中有赖于围岩硫的同化而成矿^[6]。世界上已确定的大火成岩省有多处, 中国西南峨眉山玄武岩是世界公认的大火成岩省之一, 与其有关的大、中、小型 Ni-Cu (PGE) 矿床皆有产出, 并且也都是“小岩体”镍铜(铂族)矿床。

由上可见, 小岩体成大矿, 不仅有悖于传统的大岩体成矿论, 而且已成为这类矿床科研与勘查的主要方向。因此本文论述的小岩体的成矿过程和小岩体的区域成矿规律等, 应当是引起关注和讨论的重要问题。

1 区域地质背景

中国的小岩体镍铜(铂族)矿床产生于三种区域地质背景, 它们分别为:

1.1 古大陆内的小侵入体矿床

这类矿床一般发育在古大陆边缘, 形成于古大陆裂解时期, 我国的这类矿床主要分布于华北陆块西南缘龙首山区(如金川), 北缘西段区(如小南山), 北缘东段区(如赤柏松)和东部区(如铜碛子、高寺台), 形成时代为元古宙或华力西期。岩浆成矿过程是来自深源地幔的镁铁—超镁铁质岩浆, 沿构造带一次或多次侵入现存空间成岩、成矿。一般先侵入的硅酸盐岩浆比较分散, 形成几个至几十个岩体(甚至更多)组成的岩体群或岩体带, 范围比较大; 而后侵入的成矿岩体通常只有一个或几个, 它们常常聚集成一个或几个矿集区, 这是中国主要的区域成矿模式。

1.2 造山带内小侵入体矿床

这类矿床发育在造山带内, 一般形成于造山作用后的弛张时期, 我国的这类矿床主要分布于北准噶尔造山带(如喀拉通克), 北天山造山带东段(如黄山, 图拉尔根), 张广才岭造山带(如红旗岭), 形成时代为华力西期。其成矿机制和古大陆内小岩体矿床基本相似, 但岩体群往往由多条岩带组成。

1.3 与大陆溢流玄武岩有关的小侵入体矿床

是指地史时期与大规模大陆溢流玄武岩喷出相关的岩浆侵入成岩、成矿。这种方式的特点之一, 就是它们通常侵入到溢流玄武岩内或溢流玄武岩附近的围岩中。因此, 岩(矿)体的分布与溢流玄武岩有密切的空间关系, 这也是与“岩浆侵入体矿床”的主要区别。我国的这类矿床主要分布于扬子地块西缘丹巴—会理—元谋一带, 一般可聚集成多个矿集区。这类矿床按照主成矿元素可分 Ni、Cu、Co、Pt 和 Pt、Pd、Ni、Cu 两个亚类, 前者以 Ni、Cu 为主, 如白马寨、大坡岭等, 后者以 Pt、Pd 为主, 如金宝山、杨柳坪等。

2 矿床实例

2.1 甘肃金川矿床

金川镍、铜、铂族岩浆硫化物矿床, 位于华北板块西南边缘, 阿拉善地块龙首山隆起。龙首山隆起

北以龙首山北缘断裂与潮水凹陷相邻, 南以南缘断裂与祁连褶皱带分开(图 1a、b)。沿龙首山隆起带南缘断裂分布着大小 20 余个镁铁—超镁铁岩体(群)和若干个中酸性岩体, 组成龙首山构造岩浆带, 东西延伸 200 km 左右, 金川含矿镁铁—超镁铁岩体位于该岩浆带中部。龙首山地区结晶基底为前长城系龙首山群, 盖层为长城—蓟县系和震旦系, 金川含矿镁铁—超镁铁质岩体侵位于龙首山群下部白家嘴子组中, 成岩成矿时代为(1 508 ± 31) Ma^[7]。

金川含矿镁铁—超镁铁岩体走向 310°, 产状

220° 50' ~ 80', 长 6 500 m, 宽 20 ~ 527 m, 最大延深大于 1 100 m, 出露面积约 1.34 km²。大致以 10° 交角不整合侵位于前长城系龙首山岩群白家嘴子组中, 直接与片麻岩、大理岩、条带状混合岩、斜长角闪岩、变粒岩等接触, 呈不规则的岩墙状产出(图 1c)。接触边缘缺失冷凝边, 多见接触交代蚀变和剪切变形。后期 NE 向断裂将金川岩体切割成几段, 由西向东依次划分为 I、II、III、IV 四个矿区(图 1c)。矿区主要由 ②号露天矿体组成, ①号矿区由 ①号和 ②号矿体组成, 其中 ②号矿体呈同心分带的“火苗状”

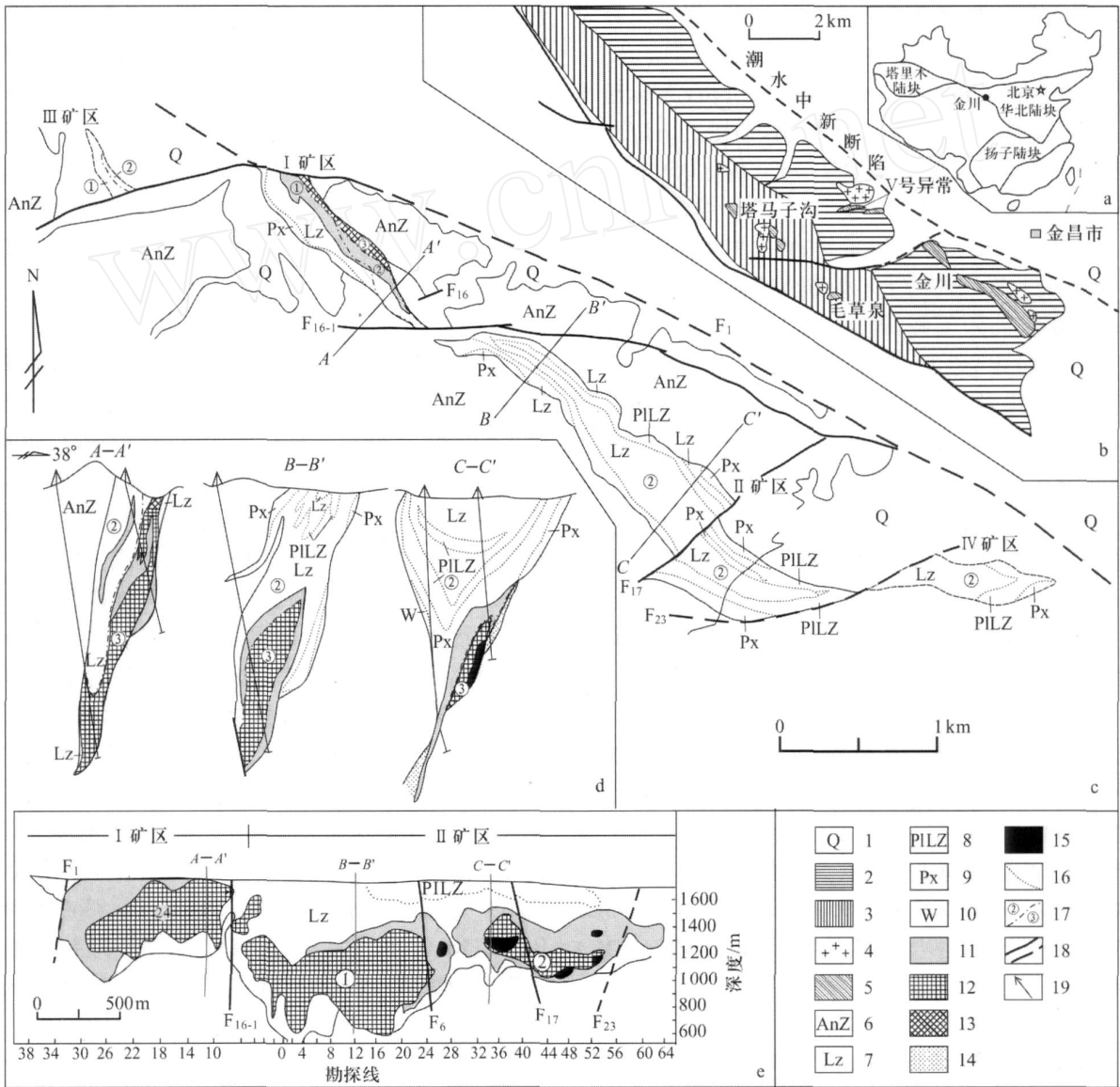


图 1 金川镍铜(铂族)矿床位置(a、b)、矿区地质图(c)勘探线剖面图(d)及矿区纵投影图(e)

Fig. 1 Maps of the location (a, b), geological plane (c), sections (d) and vertical projection (e) of Jinchuan ore deposit
 1—第四系; 2—龙首山群白家嘴子组; 3—龙首山群塔马子沟组; 4—花岗岩; 5—镁铁—超镁铁质岩体; 6—前寒武系; 7—二辉橄榄岩; 8—含斜长二辉橄榄岩; 9—橄榄二辉岩; 10—二辉岩; 11—浸染状矿; 12—海绵陨铁状矿; 13—氧化矿; 14—接触交代型矿; 15—块状矿; 16—岩相界线; 17—不同阶段岩相界线; 18—实测/推测断层; 19—钻孔

产于岩体的中下部(图 1d、e);矿区的块状硫化物矿体呈透镜状、脉状沿构造裂隙展布,与其他类型矿石呈现突变的接触关系,界线明显,地表没有发现对应的喷出岩。

金川含矿岩体为至少 4 期先后侵入的复式岩体^[7]。

第一期侵入体,长约 1 400 m,中细粒结构,由北西向南东连续分布,岩相自中心向两侧依次为含二辉橄榄岩-二辉橄榄岩-橄榄二辉岩,局部边缘为斜长二辉橄榄岩,含稀疏浸染状硫化物。

第二期侵入体,长约 6 000 m,中粗粒结构,几乎纵贯整个岩体。主要由二辉橄榄岩-斜长二辉橄榄岩-橄榄二辉岩-二辉岩组成,岩相分布类似于第一期侵入体,由中心向两侧基性程度降低,形成浸染状局部海绵状贫矿体。

第三期侵入体,以富含硫化物和橄榄石为特征,硫化物含量为 15%~30%,橄榄石占整个硅酸盐矿物的 90%以上,其次有少量辉石,偶见斜长石,构成纯橄岩相。此岩相全部由硫化物胶结粒状橄榄石构成网状富矿石(即海绵陨铁状矿石)。侵入相构成三个膨大体依次分布于岩体的中西部、中部和中东部,分别对应于④号、③号和②号矿体。

第四期侵入体为硫化物矿浆贯入,形成块状矿体,它们沿构造裂隙穿插第二、第三期侵入体及围岩地层中,块状矿石含硫化物达 95%以上。在矿体底部往往过渡为角砾状矿石。

金川矿床矿石类型主要有深熔-贯入型,形成海绵陨铁状矿石,占矿体 85%~86%;其次是就地熔离型,形成浸染状矿石,占矿体 11%~12%;还有晚期贯入型块状矿石,占 1%;接触交代型矿石占 1%

~2%;以及少量的热液叠加型矿石。

金川含矿岩体岩石化学特征表现为高 MgO,低 CaO 和 Al₂O₃,轻稀土富集、重稀土亏损的右倾斜稀土分配曲线,微量元素 Nb-Ta 呈负异常特点^[8]。

金川矿床的特殊性在于几个含矿岩体经历了不同程度的地壳混染和不同的岩浆演化分异过程。

矿区与 矿区西部岩体岩相呈中心向两侧基性程度降低的对称分带,显示了流动分异特征。岩体自西向东,橄榄石堆晶特征在 矿区多见,并且橄榄石粗大; 矿区东段岩性为二辉橄榄岩-二辉岩,堆晶橄榄石少见。金川岩体的上盘,斜长二辉橄榄岩呈单独岩相,具有重力分异与多期侵入特征。岩浆基性程度自西向东、自下盘向上盘有逐渐减弱的趋势。深部熔离多期贯入,在不同矿区有不同侵位期次组合,这也是原始岩浆经过硫化物的深部熔离和岩浆分异,不含矿岩浆和含矿岩浆以及富矿岩浆沿多个岩浆通道贯入定位到不同空间的成矿特征。

岩浆质量平衡问题:常量、微量、稀土元素分析显示,金川、毛草泉、塔马子沟岩体对应的岩石、岩相特征相似,岩体产于相同的构造环境,具有相同的岩石系列,金川岩体与毛草泉、塔马子沟岩体具有相似的稀土总量。稀土、微量元素分布特征,均为轻稀土富集的右倾曲线,都有 Nb、Ta 负异常(图 2),唯一差别是毛草泉、塔马子沟岩体不含硫化物,基性程度较低,具有金川岩体在中间岩浆房发生硫化物不混溶及结晶分异后的上部不含矿岩浆特征。

前人研究表明,金川矿床硫化物发生不混溶作用的中间岩浆房大约发生在地下 4~9 km 左右^[9]。若熔离后的岩浆、矿浆组分按 55°~90° 角度上升侵

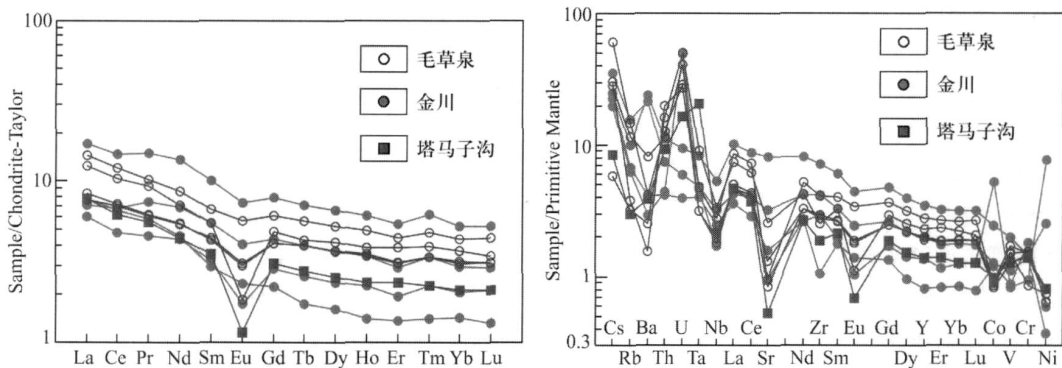


图 2 金川附近超镁铁质岩体岩石稀土元素、微量元素标准化图(原始数据源自[11])

Fig. 2 REE and trace element distribution patterns of mafic-ultramafic intrusions near Jinchuan ore deposit (Data from [11])

位^[10], 其岩浆侵入分布范围应小于 10 km, 而金川、毛草泉、塔马子沟岩体平面距离在此范围内。因此, 具备响应金川深部岩浆房产物的特征。

金川小岩体成矿的岩浆质量平衡计算, 金川岩体只占母岩浆房的 3%^[12], 其余岩浆可能被剥蚀^[13], 或侵位形成金川外围镁铁—超镁铁质岩体群^[7]。前一种推论没有获得地质证据; 后一种推论有一定地质依据, 在金川岩体外围有一系列岩体, 如毛草泉有 50 多个小岩体组成, 塔马子沟有 60 多个小岩体组成, 还有 V 号异常岩体等。根据岩石化学特征对比研究, 金川、毛草泉、塔马子沟、V 号异常岩体属于同一个中间岩浆房中的演化产物, 它们经历了相同的岩浆分馏过程。这种矿体与岩体群的空间组合关系, 既论证了金川小岩体成矿的岩浆质量平衡问题, 又进一步证实了金川矿床深部熔离多期贯入的成岩、成矿机理和成岩、成矿过程。

关于地壳混染问题: 原始地幔标准化微量元素配分图显示 Nb、Ta 负异常明显, 说明金川镍铜(铂族)岩浆硫化物矿床成矿过程中岩浆演化混染了大陆壳的成分^[8]; $Nd(t)$ 值在 -2.60 ~ -3.78, $Sr(t)$ 值介于 17.0 ~ 128.8, 表明其岩浆来源于富集的岩石圈地幔。温压条件证明中间岩浆房在 4 ~ 9 km^[9], 不相容元素比值关系 ($Th/Nb = 0.2 \sim 0.7$, $Ta/Nb = 0.05 \sim 0.08$, $TiO_2/Zr = 0.005 \sim 0.011$, $TiO_2/V = 0.004 \sim 0.009$), 具有明显地幔与中上地壳混染的数值范围特征; 区域地球物理资料表明, 龙首山地区上地壳厚度约 9 ~ 10 km, 在深 8 km 左右出现多处高阻异常(大于 $10^4 \Omega \cdot m$), 相应磁异常显示, 推测这些高阻异常为地幔物质上涌所引起的^[14], 从而证明地壳物质混染主要来源于中上地壳。地壳物质混染导致硫化物饱和, 通常需要地壳 S 的加入或地壳中 Si 的加入。金川矿床硫同位素研究结果表明, ^{34}S 值在零附近, 具有典型幔源硫的特征。由此可见, 导致硫化物达到饱和发生不混溶作用的主要原因可能是岩浆在发生同化混染作用中 Si 的加入, 而不是地壳中 S 的加入。

2.2 新疆喀拉通克矿床

喀拉通克镁铁质岩体, 位于新疆阿尔泰山地区富蕴县城境内, 距县城东南 28 km 处。岩体产于准噶尔造山带北缘的卡依尔特—二台大断裂与额尔齐斯深断裂交汇点南西侧, 距额尔齐斯深断裂的南侧约 15 km, 乌伦古河大断裂以北 50 km 处(图 3a、b)。大地构造位置处于西伯利亚板块与哈萨克斯坦—准

噶尔板块碰撞对接的构造部位, 以额尔齐斯大断裂为界, 北部为阿尔泰山褶皱系, 南部为准噶尔褶皱系。岩体侵位时的地球动力学背景为碰撞后伸展环境^[15]。

喀拉通克岩体侵位于下石炭统南明水组中上段的沉凝灰岩、含炭沉凝灰岩地层中。接触界线有明显的热接触变质带 (< 20 m)。矿区有 11 个基性岩体, 其中 1、2、3 号岩体是赋存铜镍矿体的主要岩体, 4 号岩体已探明赋存有大型铜镍矿床, 5 和 6 号岩体赋存有中型铜镍矿床。7 ~ 11 号岩体具有少量的露天氧化矿, 其余岩体没有矿化或具有少量的贫矿化。

号岩体形态受断裂构造控制, 膨缩变化明显。岩体地表形态为中部膨大, 两端变窄的不规则透镜体状。长 695 m, 宽 39 ~ 289 m, 出露面积 0.075 km²。岩体走向 150° ~ 330°, 倾向北东, 倾角 60° ~ 85°。横剖面上, 岩体呈偏斜漏斗状向下延伸, 岩体的长度变化不大, 宽度明显变小, 逐渐变为蛇行脉体尖灭。

可划分为黑云角闪辉绿辉长岩、黑云角闪橄榄苏长岩、黑云角闪苏长岩和黑云角闪闪长岩四个岩相。各岩相带之间呈渐变过渡的关系。黑云角闪辉绿辉长岩是岩体的边缘相岩石, 它分布于岩体的底部和边部, 是岩浆快速冷却的结果, 基本代表了原始岩浆的成分。黑云角闪橄榄苏长岩相位于岩体的中下部, 黑云角闪辉绿辉长岩相之上, 黑云角闪苏长岩之下, 该岩相中, 铁镁矿物含量多, 尤其是橄榄石几乎集中分布于该岩相中。黑云角闪橄榄苏长岩相的形成, 是岩浆早期分离结晶作用的产物, 其金属硫化物含量较高, 是主要的含矿岩相。黑云角闪苏长岩相, 分布于岩体的中上部, 其上为黑云角闪闪长岩相, 其下为黑云角闪橄榄苏长岩相, 该岩相的金属硫化物含量低, 是次要的含矿岩相。黑云角闪闪长岩相, 分布于岩体上部, 金属硫化物含量少, 属不含矿岩相。

号岩体总长 1 675 m, 宽 30 ~ 200 m。岩体走向约 315°, 倾向北东, 倾角陡, 70° ~ 80°。可划分为闪长岩相、辉长苏长岩相和橄榄苏长岩相。三者均呈渐变过渡关系, 岩相界线不明显。闪长岩相, 多出现在岩体上部, 约占整个岩体的三分之一。以闪长岩和石英闪长岩为主体, 为非含矿岩相。辉长苏长岩相分布广泛, 约占整个岩体的二分之一。该岩相以角闪辉长岩和角闪苏长岩为主体, 为主要的含矿岩相。熔离成因的浸染状工业矿体多赋存在此相的

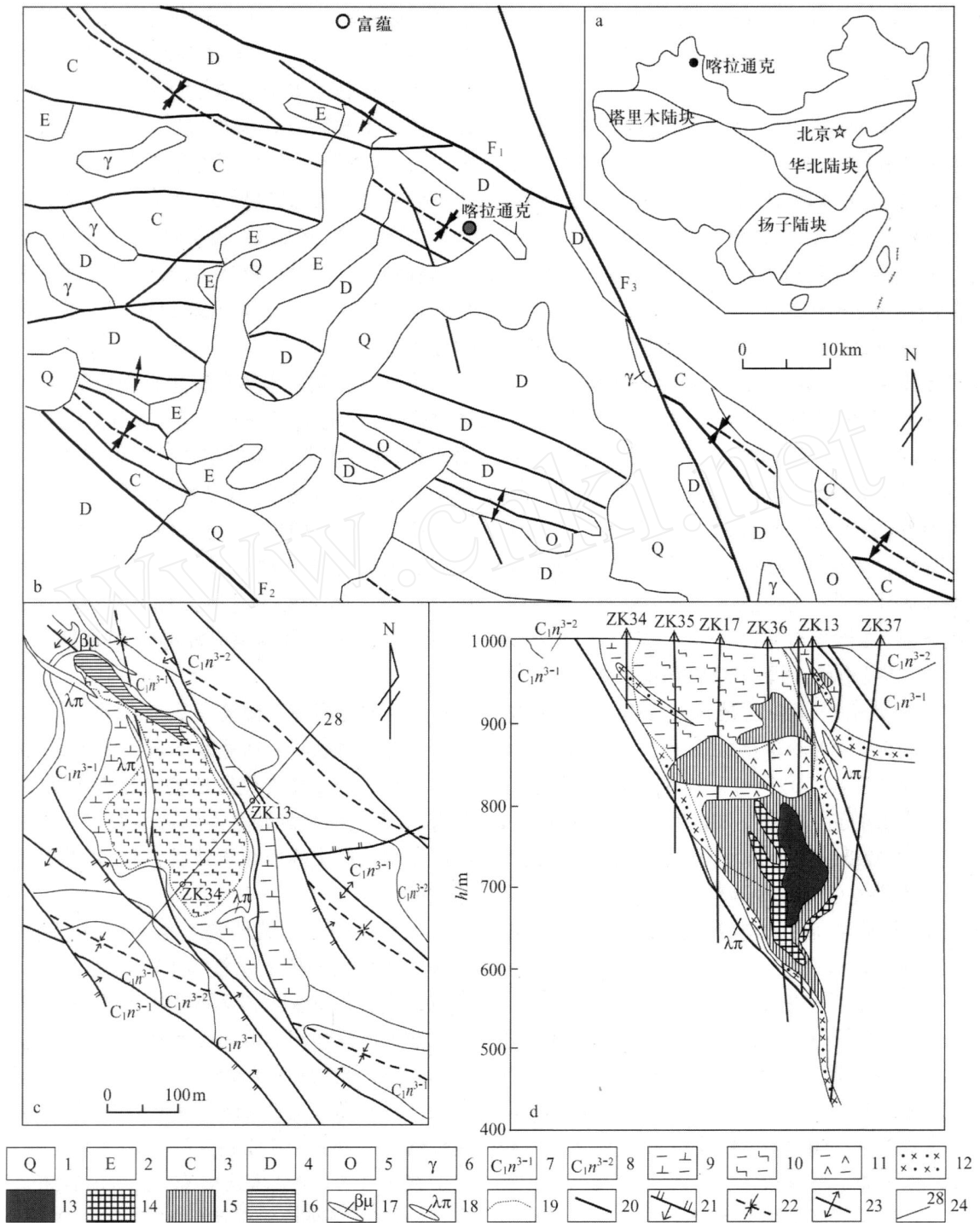


图3 新疆喀拉通克铜镍矿床大地构造位置图(a)、区域地质图(b)、矿区岩体地质图(c)及勘探线剖面图(d)

Fig. 3 Tectonic location map (a), regional geologic map (b), No. 1 Intrusion geologic map (c) and prospecting line section map (d) of Karatungk Cu-Ni deposit in Xinjiang

1—第四系:冲洪积砂、砾石层; 2—第三系:红色砂、砾岩、泥岩; 3—石炭系:凝灰质砂岩、泥板岩底部夹大理岩透镜体; 4—泥盆系:安山质火山熔岩、碎屑岩及凝灰质砂岩、硅质岩; 5—奥陶系:凝灰质砂岩、中基性火山熔岩夹大理岩; 6—花岗岩类; 7—下石炭统南明水组上段灰白色泥板岩、含砾中粗屑-粉屑沉凝灰岩; 8—下石炭统南明水组上段含砾中粗屑-粉屑沉凝灰岩、含炭质泥板岩; 9—黑云闪长岩相; 10—黑云角闪苏长岩相; 11—黑云角闪橄榄苏长岩相; 12—黑云角闪辉绿/长岩相; 13—致密块状矿体; 14—稠密浸染状矿体; 15—浸染状矿体; 16—氧化矿体; 17—辉绿岩脉; 18—石英斑岩; 19—岩相界线; 20—断裂(F₁额尔齐斯深断裂; F₂乌伦吉河深断裂; F₃卡依尔特—二台大断裂); 21—逆断层; 22—向斜轴; 23—背斜轴部; 24—勘探线位置及编号

下部。橄榄苏长岩相, 分布岩体西段的下部, 以黑云角闪橄榄苏长岩为主体。普遍具铜镍矿化, 部分工业矿体产于其中。

号岩体为埋深约 160 m 的隐伏岩体。岩体长轴方向为南东 126° 左右, 长轴方向延伸约 1 320 m 左右, 两端边界未圈定, 宽度一般为 200 m 左右, 最大宽度可达 420 m; 岩体倾向北东, 倾角陡, 约 80° 左右。该岩体南东部厚度较小, 北西部厚度较大, 最大厚度达到 390 m 左右。

号岩体是以闪长岩相、角闪辉长岩相和角闪苏长岩相为主的中基性岩体。基性程度比、号岩体总体偏低, 但分异较好。闪长岩相分布于岩体的中上部, 以闪长岩和石英闪长岩为主, 约占整个岩体的 60% 以上, 基本不含矿。角闪辉长岩相, 位于岩体的中下部, 约占整个岩体的 20% ~ 30%, 以角闪辉长岩为主。该相与铜镍矿化关系密切, 底部有似层状铜镍矿体分布。角闪苏长岩相, 主要分布于岩体西段下部, 占整个岩体的 15% ~ 20%, 以角闪苏长岩为主, 具浸染状、团斑浸染状铜镍矿化。

喀拉通克杂岩体岩石地球化学特征表现为: SiO_2 总体较低, TiO_2 的含量也较低 ($< 1\%$)。 Al_2O_3 的含量变化较大 (8.50% ~ 17.51%), 这主要与岩石中斜长石含量的高低有关。 MgO 含量变化亦较大, 但 $\text{Mg}^\#$ 普遍较低, 一般 < 0.5 , 显示出演化岩浆的特点。 K_2O 和 Na_2O 含量总体较低。在 AFM 图上大多为拉斑玄武岩系列。轻稀土元素富集, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 变化在 4.5 ~ 12.7, Eu 负异常不明显 ($\text{Eu} = 0.84 \sim 1.24$), 表明斜长石的分离结晶作用不明显。高的 Eu 值与斜长石的堆积有关, 而低的 Eu 值则与斜长石的亏损有关。另外, 号岩体和号岩体的稀土元素曲线基本相似, 说明它们来自同一源区, 是同一原始岩浆分异演化的产物。微量元素配分曲线图基本相似, 总体上富集大离子亲石元素 (LILE), 相对亏损高场强元素 (HFSE), 尤其明显亏损 Nb、Ta。另外, Th、U 和 Ti 也有明显的负异常。Sr 的异常不明显, 反映了斜长石的分离结晶作用不明显^[15]。

喀拉通克矿床规模 Cu 为中型, Ni 为大型; 平均品位 Cu 为 1.5%, Ni 为 0.9%; 号岩体锆石 SHRIMP 年龄为 287 Ma^[16], 矿石 Re-Os 等时线年龄 (282 ± 20) Ma^[17]。

含矿岩体具有良好的重力分异, 垂直分相特征明显, 各岩相间呈渐变过渡关系。岩石基性程度由

上至下逐步增加, 由闪长岩相-苏长岩相-橄榄苏长岩相组成,、号岩体基性程度依次降低。

号岩体中矿体主要赋存在岩体中下部, 号岩体中矿体主要赋存在岩体底部。赋矿岩石以苏长岩、辉长苏长岩为主; 矿石类型主要有稀疏浸染状、中-稠密浸染状、细网脉状、致密块状; 主要矿物组合为磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿、黄铁矿、紫硫镍矿、磁铁矿。从岩相与矿化关系看, 下部基性程度高的岩相含矿性好, 分异演化晚期的偏中酸性的岩相含矿性差。

喀拉通克赋矿岩体具有明显的质量不平衡, 岩体规模小, 号岩体面积 0.075 km², 号矿床全岩矿化, 达到工业品位的矿体占岩体的 40%^[18]; 岩体与矿体显示透镜状、分支脉状。块状矿主要赋存在岩体中下部和围岩中, 与其他矿石类型及围岩具有明显的侵入接触关系; 中-稠密浸染状与稀疏浸染状矿石之间主要为过渡接触关系 (图 3c、d); 因此, 喀拉通克赋矿岩体具有深部熔离-多期贯入形成的特征。

喀拉通克岩体中橄榄石 Fo 的含量为 74.9% ~ 79.4%, 变化幅度小, 估算原始岩浆中 MgO 的含量为 9.8%^[18]; Fo 最大值比地幔橄榄岩中橄榄石 Fo 值低, 表明其原始岩浆是在深部岩浆房中经过分离结晶作用后形成的演化岩浆的产物, 不是就地分异形成的。

$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +7.1$, 说明源区为亏损的软流圈地幔; 但是岩浆富集轻稀土元素和 LILE 的, 显示出同位素地球化学和微量元素地球化学的不一致; 微量元素原始地幔标准化图解具有明显的 Nb、Ta 和 Ti 的亏损; 大部分样品的 La/Sm 值大于 4.5, 而且具有高的 Th/Ta 值, 说明有地壳物质的混染。大量的硫同位素研究表明, 喀拉通克矿石 ³⁴S 变化很小, 基本上接近于 0, 并呈塔式分布, 显示出岩浆硫的特点, 没有迹象表明有地壳硫的加入^[19-20]。由此看来, 地壳硫的加入不是引起喀拉通克矿床硫过饱和的原因。富 Si 的地壳物质混染导致硫化物在岩浆中的溶解度降低, 致使硫化物与硅酸盐岩浆发生不混溶作用, 才是喀拉通克矿床硫化物熔离成矿的主要控制因素。

2.3 云南白马寨矿床

白马寨岩体属于峨眉山大火成岩省最南部的一部分 (图 4a、b), 南邻哀崂山-红河深断裂。矿床位于哀牢山褶皱带的东缘, 含矿岩体侵位于下奥陶统

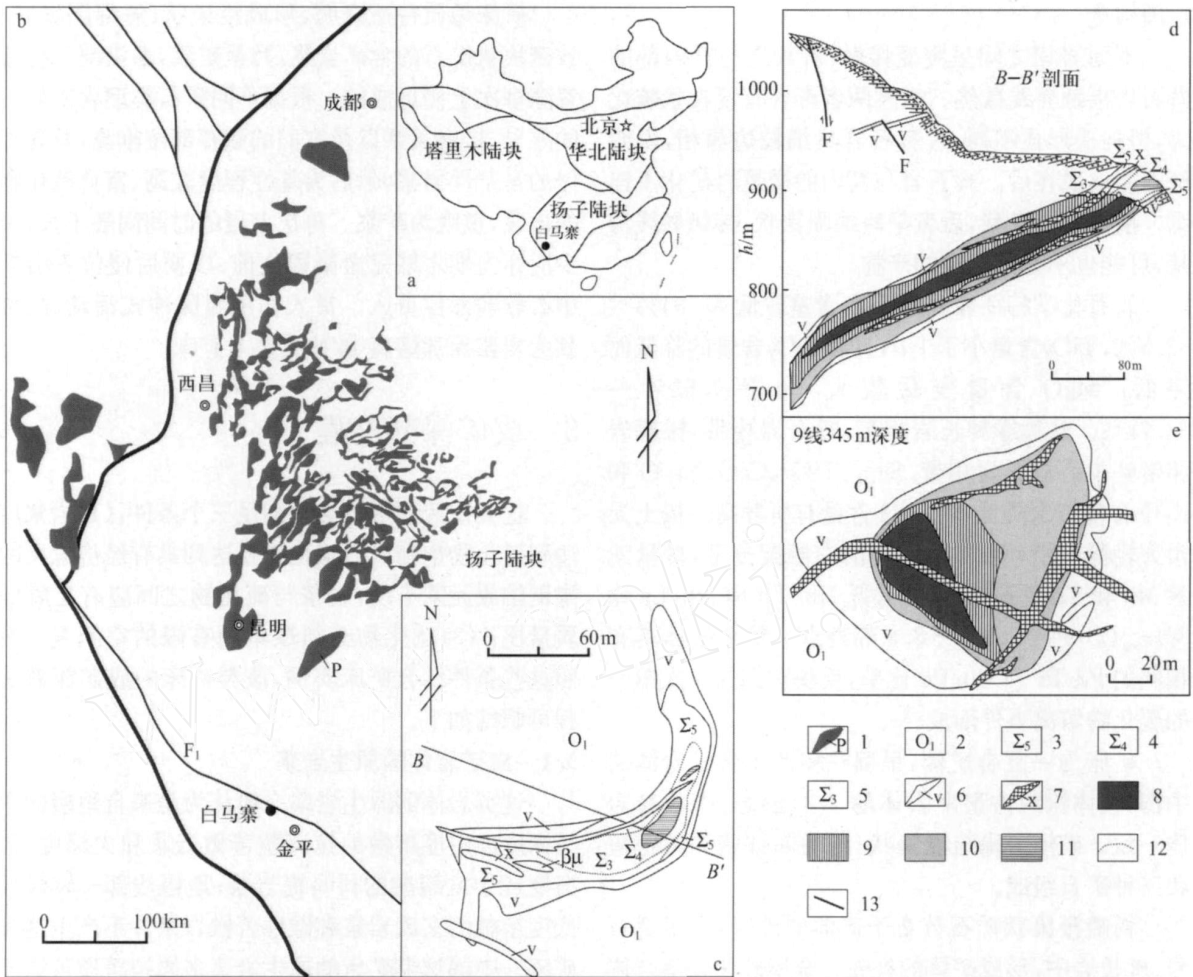


图4 白马寨矿床大地构造位置图(a)、区域地质图(b)、矿区地质图(c)、岩体剖面图(d)、中段平面图(e)

Fig. 4 Tectonic location map (a), regional geologic map (b), mining area geologic map (c), section map of intrusion (d), and level plane map (e) of Baimazhai nickel ore deposit

1—峨眉山玄武岩; 2—下奥陶统砂砾岩; 3—辉石岩; 4—橄辉岩; 5—橄岩; 6—辉长岩; 7—煌斑岩脉; 8—块状矿; 9—海绵陨铁—稠密浸染状矿; 10—浸染状矿; 11—氧化矿; 12—岩相界线; 13—断裂与断层(F₁为哀崂山—红河断裂)

砂、板岩及其互层中。断裂发育并呈向北西收敛往南东张开的帚状分布,使地层发生扭曲和局部倒转。含矿岩浆沿扭曲产生的层间裂隙侵位,与镍矿床有关的镁铁质—超镁铁质岩形成于约 260 Ma^[21]。由南东向北西分布有三个岩群(带):以辉长岩或辉绿岩为主的牛栏冲岩带、何世冲岩带和由辉长岩、辉石岩、橄辉岩组成的白马寨—营盘岩体群。前两者矿化微弱;后者中发现三个含矿岩体,其中白马寨岩体含矿最好。

以 号含矿岩体为代表,岩体呈向北西倾伏的扁柱体,倾伏角 23°,深部变陡至 45°,倾伏延伸大于 600 m,宽 190 m,厚 47 m(图 4c、d)。岩体自边缘向中心由环带状或半环带状的橄辉岩、橄岩、辉石岩和辉长岩相带组成,中心部位是致密块状硫化矿体

(图 4e)。岩体中有后期煌斑岩、辉绿岩及少量苦橄玢岩、细粒辉石岩等脉岩穿插。

辉长岩相带构成岩体外壳,两端厚,中间薄,在岩体底部常缺失。岩石发生强烈次闪石化、绿泥石化蚀变。辉长岩相带向内与辉石岩或橄辉岩相带接触,局部与橄辉岩相带接触,接触界线清楚。

辉石岩相带分布于岩体中上部,介于辉长岩和橄辉岩带之间,岩石强烈蚀变,主要为次闪石化、绿泥石化、滑石化等。辉石岩与辉长岩接触边缘,常出现细粒边缘相;与橄辉岩接触随橄辉石含量增多而呈渐变关系;与橄辉岩接触,界线清楚。

橄辉岩相带呈环状或半环状包围橄辉岩相带。在浅部两者接触界线明显,向深部则渐变为模糊。橄辉石由边缘向中心逐渐增多。矿物定向排列,具

片理构造。

不同岩相之间呈突变接触,辉长岩与其内部的辉石岩接触界线截然。虽然两者都含有浸染状硫化物,但构造形式不同,且辉石岩具细粒边缘相,说明辉石岩形成在后。辉石岩与其内的橄榄岩矿化不连续。前者呈浸染状,后者呈海绵陨铁状,接触界线清楚,可能也不是同期次的产物。

岩石化学特征表现为 SiO_2 含量较低 37.34% ~ 52.3%, TiO_2 含量小于 1%, 且随 SiO_2 含量的降低而降低。 MgO 含量变化较大,介于 7.62% ~ 24.78%。从边缘辉长岩相带,辉石岩相带,橄辉岩相带到中心橄榄岩相带, SiO_2 、 TiO_2 、 CaO 、 Na_2O 和 K_2O 含量依次降低,而 FeO 含量有所升高。稀土元素为轻稀土相对重稀土富集的右倾配分型,微量元素 Nb 和 Ta 呈正异常,并有低 Nb/Th 和 Nb/La 比率, $\text{Nd}(t) = -3.3 \sim -8.4$ 等特点。整个岩体具有相同的 Pd/Pt 和 Cu/Pd 比率,反映它们为一次单一的硫化物熔离事件形成^[22]。

矿床为一复合矿体,呈扁柱体产于含矿岩体的中部,其体积约占整个岩体的 1/3,形态、产状与岩体一致。矿体由稀疏浸染状、海绵陨铁状和致密块状三种矿石组成。

稀疏浸染状矿石分布于矿体的外缘,产于辉石岩、辉长岩中,形成矿体的外壳。金属硫化物集合体直径约为 0.5 ~ 3.5 mm,不均匀浸染于造岩矿物颗粒之间,含量一般为 6% ~ 12%。金属矿物有磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、紫硫镍铁矿和微量磁铁矿、钛铁矿、铬尖晶石等。

海绵陨铁状矿石赋存于橄榄岩中,呈扁筒状产于致密块状矿体之外,稀疏浸染状矿石之内,形态、产状与橄榄岩一致。金属硫化物含量占 15% ~ 30%,其集合体粒径为 0.2 ~ 1.5 mm,呈他形晶粒状结构,金属矿物有磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿、铬尖晶石、钛铁矿及微量方铅矿、镍辉砷钴矿、硫铋镍矿等。

块状矿石呈扁柱状体位于岩体中心,与其外的海绵晶铁状橄榄岩接触界线清楚,局部有交代橄榄岩的现象。矿石金属矿物含量占 90% ~ 99.6%,主要呈半自形至他形晶粒状结构和由固溶体分离作用形成的结状、焰状结构及交代溶蚀结构等,由磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、磁铁矿和微量方铅矿、硫铋镍矿、银镍黄铁矿、镍辉砷钴矿、马基诺矿、碲铅矿、银金矿等组成。

矿床地质特征表明,形成浸染状、海绵陨铁状、致密块状矿石的含矿岩浆,乃至矿浆,系沿同一构造裂隙多次上侵形成的。根据不同矿石类型含矿岩石的差异、接触关系以及它们的赋存部位推测,首先上侵的是基性岩浆,然后为基性程度较高、富含硫化物的岩浆,最晚为矿浆。每次上侵的时间间隔不长,至少应在先期岩浆完全凝固之前,以便后侵位者沿其中心软弱部位贯入。贯入作用属脉冲式活动,故称其为岩浆深部熔离-脉冲式贯入矿床。

3 成矿深部过程

这类矿床的形成必须满足三个条件:(1)岩浆应达到硫化物饱和;(2)硫化物要达到具有经济意义的镍铜铂族元素丰度,岩浆与硫化物之间应有足够的质量比;(3)硫化物必须聚集到有限的空间^[1]。按照这些条件结合矿床实例,该类矿床的成矿深部过程可归结如下。

3.1 成矿岩体的原生岩浆

这类岩体的原生岩浆一般认为是来自地幔的中等深度经中度熔融的拉斑质苦橄岩浆和大深度、经高度或中度熔融的科马提岩浆;地幔浅部—较浅部低度熔融的玄武岩浆和碱性苦橄岩浆并不产生这类矿床。中国这类矿床的原生岩浆多属拉斑质苦橄岩浆,这是一种中等深度经中度熔融的岩浆(图5)。原生岩浆上侵、结晶,演化为富橄榄石岩浆^[6],富斜方辉石岩浆有利于成矿。

3.2 地壳减薄或深大断裂

深大断裂引发地幔岩浆上升,到达地壳深部岩浆房或地幔柱上涌发生热隆作用和热减薄作用,地壳减薄形成幔柱-裂谷系,导致幔源岩浆上升^[23]。据区域地球物理资料,金川矿床处于地壳重力梯度陡变带上,湟源—金昌—北大山综合地球物理剖面显示龙首山隆起带南缘断裂为切穿下地壳的深大断裂,并且在河西堡—金昌一带地下 20 km 深度左右存在基性岩岩浆房^[14];区域地球化学资料显示铜、镍、钴元素地球化学块体分布在华北古陆西南缘有较好的浓集带。它们的展布与基性、超基性岩带及构造带的分布有关^[24]。阿尔泰—阿尔金地学断面资料显示,北部阿尔泰褶皱系地壳的增厚同时伴随着莫霍面向北突然加深及上部地壳的隆起,反映了西伯利亚地块与准噶尔地块之间的接触关系,地震测深资料在富蕴县一带地下 20 km 深度附近存在

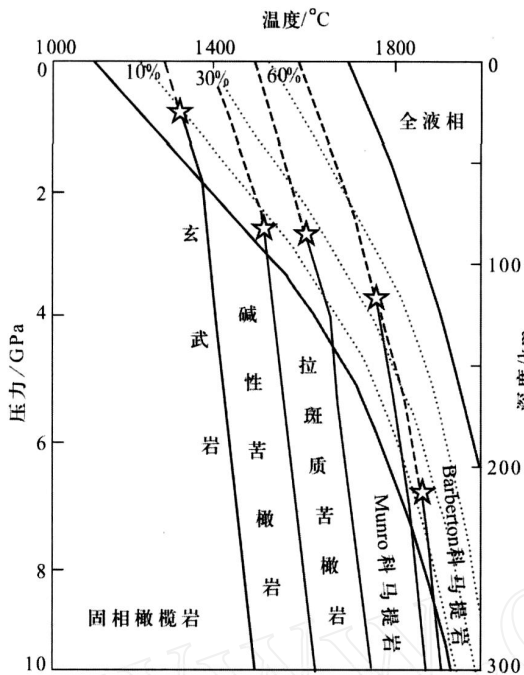


图5 岩浆熔融条件
(据 Arndt, 2006)

Fig. 5 Conditions of mantle melting (after Arndt, 2006)

中基性岩浆房^[25]。与攀西裂谷有关的峨眉地幔热柱造就了许多重要的矿床,攀西地区的超大型钒钛磁铁矿床,金宝山铂族元素矿床,力马河、白马寨铜镍硫化物矿床和杨柳坪铜镍铂族元素硫化物矿床等。

3.3 结晶分异-同化混染促使硫化物饱和

矿床的 ³⁴S 变化很小,基本上接近于 0,并呈塔式分布,显示以岩浆硫为主,没有迹象表明有较多地壳硫的加入,如金川、红旗岭、喀拉通克、白马寨等矿床。这些矿床的岩浆,是由于结晶分异-同化混染围岩中的 SiO₂ 或 CaO 降低了硫的溶解度,促使硫化物达到饱和从而发生不混溶作用。

3.4 结晶分异-外来硫加入促使硫化物饱和

另外一些矿床 ³⁴S 变化较大,显示出它们成矿多以壳源硫为主,如力马河、Noril'sk-Talnakh 等矿床。这些矿床的岩浆主要是由于围岩中硫的加入,促使硫化物达到饱和从而发生不混溶作用。

3.5 R 因子估算

R 因子是成矿的硅酸盐岩浆与硫化物熔体的质量比值,金川铜镍矿床岩浆 R 因子值通过经验公式 $Y = DC_0(R + 1) / (R + D)$ 可以估算出来。其中 Y 为硫化物中最后聚集的 Ni 金属含量; C₀ 表示原始岩浆中 Ni 金属含量,其值可根据经验公式 $\lg [w(\text{Ni}) /$

$10^{-6}] = 0.016 w(\text{MgO}) / 10^{-2} + 2.475$ 计算^[9]; D 表示 Ni 在硫化物与硅酸盐中的分配系数; R 表示硅酸盐岩浆与硫化物的质量比。

由于金川铜镍矿床岩体原始岩浆 MgO 含量为 11.5%^[13],由此计算原始岩浆中 Ni 含量为 456; 取 D 值为 250^[21]; Y 值与 R 值一般具有正消长关系,取金川样品中 Ni 丰度最高值 8.5%^[14],由此计算的 R 值为 575 (由于硫化物中聚集的 Ni 金属丰度具有较大变化,经验公式存在误差等原因, R 计算值仅作参考)。

喀拉通克铜镍矿床岩浆 R 因子值的计算,由于喀拉通克铜镍矿床岩体原始岩浆 MgO 含量为 9.05%^[18],由此计算原始岩浆中 Ni 含量为 416.87; 取 D 值为 250^[21], Y 值与 R 值一般具有正消长关系,取本次采样中 Ni 丰度最高值 4.5%,由此计算的 R 值为 188,也就是说喀拉通克铜镍矿的 R 值一般小于 188。

白马寨铜镍矿床通过公式计算岩浆 R 因子值为 70^[21]。

以上 R 值说明,现存的金川、喀拉通克和白马寨矿床的矿体不可能从现有的小岩体自身产生出来,绝大部分的硅酸盐岩浆,已经剥蚀了或侵入到了其他空间。

3.6 深部熔离-贯入成矿

由于岩体小,矿体相对大而富,这种矿体不可能从小岩体自身产生出来。因此,岩体在就位于现存空间之前的深部或就位过程中,由于物理化学条件的变化以及与围岩发生同化混染或因外来硫的加入,致使岩浆在深部达到硫化物饱和,发生熔离作用和部分结晶作用,分异为不含矿岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆几部分,然后对现存空间(地表或浅部)一次或多次上侵贯入成矿,一次或多次喷发-贯入成矿。一般来说,经过深部熔离、结晶、分异后的不含矿岩浆的体积,比含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆的体积要大得多,在上侵过程中,不含矿岩浆大部分都侵入到不同的空间或喷溢出地表,形成岩体群或岩流。剩余的岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆可以多次贯入同一空间成岩、成矿(金川、喀拉通克、白马寨等),也可以分别贯入不同的空间成岩、成矿(红旗岭 1、7 号)。比照就地熔离的矿床而言,这种深部熔离-贯入矿床的岩体体积小得多,含矿率和矿石品位

也高得多, 所以这种成矿作用导致形成小岩体、大矿床, 即所谓的“小岩体成大矿”。

4 区域成矿规律

4.1 三种地质背景

中国小岩体镍铜(铂族)矿床的区域成矿背景^[26]可归结为:(1)古大陆边缘局部裂陷构造背景下,与大陆裂解有关的小侵入体矿床;(2)碰撞造山后弛张裂陷构造背景下,与碰撞后张裂有关的小侵入体矿床;(3)古大陆边缘裂谷构造背景下,与大陆溢流玄武岩有关的小侵入体矿床。

4.2 邻近深大断裂

这种断裂有时显现为重要的地壳缝合带,如金川南侧华北地块与祁连山之间的缝合带,红旗岭南缘辉发河深断裂带,喀拉通克北缘额尔齐斯NW向深断裂带,白马寨北西之哀牢山—红河深断裂带等,它们及其次级羽状裂隙为地幔岩浆上升成岩、成矿,提供了通道和储矿空间。

4.3 三种岩体-矿床的分布结构形式

(1)岩体群与小岩体矿床形式,如金川、红旗岭、喀拉通克、黄山。(2)大面积的溢流玄武岩与侵入小岩体或岩席矿床的形式,如峨眉玄武岩与力马河、白马寨、金宝山、杨柳坪等的结构形式;国外有西伯利亚暗色岩与Noril'sk的结构形式。(3)一个或几个大岩体与附近的小岩体矿床形式,如加拿大Nain岩套中的Kiglapait大岩体(面积500 km²,厚9 km)附近的Voisey's Bay小岩体(30~100 m厚,长约6 km)矿床^[4]。

4.4 矿集区往往是由一个同源多期次上侵的岩体群组成

岩体群中的岩体多呈带状或分支群聚状分布,一个岩体群一般包含几个、几十个甚至上百个岩体,早期次的岩体分布范围较大,无矿化或矿化很差;晚期次的岩体分布范围一般较小,矿化亦较好,一个岩体群通常含一个或含几个矿床。

4.5 矿床往往是由含矿岩浆上侵的终端岩浆房组成

上述金川、喀拉通克和白马寨实例已经说明这些小岩体矿床都是岩浆成矿的终端岩浆房,并非是开放式动力学岩浆通道。这种终端岩浆房由深部分离的岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆多期次贯入成矿(如金川),脉冲式贯入成矿(如喀拉通克、白马寨)或主要由富矿岩浆单式贯入成矿(如红旗岭7)。这

是我国小岩体成大矿的主要模式。

4.6 熔离贯入伴随流动分异和重力分异

多期次含矿岩浆贯入成矿往往伴随一定的流动分异作用或重力分异作用。但多期次贯入作用是主导性的,流动分异作用或重力分异作用常常只限定在某一期次岩浆就位活动时发生。

5 讨论

本文依据上述矿床实例和中国这类矿床的实际情况,提出终端岩浆房成矿,并非是所谓的开放式通道成矿。终端岩浆房是岩浆在中间岩浆房发生深部熔离分异形成含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆的基础上再次侵位的储矿场所;开放式通道成矿强调地壳硫的加入和在矿体现存空间附近的熔离成矿,熔离后的硫化物熔融体在岩浆流动动力减缓处,即岩浆通道变宽处或低洼处就位,后涌进的岩浆与先沉淀的硫化物作用,提高其金属元素的丰度^[4,6],矿体现存空间大体代表熔离成矿发生和与后来岩浆发生作用的部位。这两个概念在成矿过程和控矿因素方面有明显的差异。

References :

- [1] Naldrett A J. Magma sulfide deposits geology, geochemistry and exploration[M]. Berlin: Springer, 2004: 1-17.
- [2] Goldschmidt V M. Geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 1959: 406-407.
- [3] Lightfoot P C, Keays R R, Doherty W. Chemical evolution and origin of nickel sulfide mineralization in the Sudbury Igneous Complex, Ontario Canada [J]. Economic Geology, 2001, 96: 1855-1875.
- [4] Maier W D, Li C, Sybrand, et al. Why are there no major Ni-Cu sulphide deposits in large layered mafic-ultramafic intrusions[J]? The Canadian Mineralogist, 2001, 39: 547-556.
- [5] Qin K Z, Ding K S, Xu Y X. Ore potential of protoliths and modes of Co-Ni occurrence in Tulargen and Baishiquan Cu-Ni-Co deposits, East Tianshan, Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 2007, 26(1): 1-14 (in Chinese).
- [6] Naldrett A J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis[J]. Mineralium Deposita, 1999, 34: 227-240.
- [7] Tang Z L, Li W Y. The minerogenetic model and geologic contrast of the Cu-Ni sulfide deposit PEG-bearing in Jinchuan, Gansu Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1995: 78-150 (in Chinese).
- [8] Song X Y, Zhou M F, Wang Y, et al. Role of crustal contami-

- nation in the formation of the Jinchuan Ni-Cu-PGE deposit, NW China [J]. International Geological Review, 2006, 38: 1113-1132.
- [9] De Waal S A, Xu Z H, Li C, et al. Emplacement of vicious mushes in the Jinchuan ultramafic intrusion, Western China [J]. Canadian Mineralogist, 2004, 42: 371-392.
- [10] Li J L. Geochemistry [M]. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1989 (in Chinese).
- [11] Jiao J G, Yan H Q, Qian Z Z, et al. Geochemical characteristics of typical mafic-ultramafic intrusions in Longshoushan, Gansu Province [J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2006, 26(1): 49-56 (in Chinese).
- [12] Li C, Xu Z H, De Waal S A, et al. Mineral chemistry of olivine from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Western China: implications for ore genesis [J]. Mineralium Deposita, 2004, 39: 159-172.
- [13] Chai G, Naldrett A J. Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, Northwest China [J]. Economic Geology, 1992, 87(6): 1475-1495.
- [14] Tang Z L, Bai Y L, Xu Z H, et al. Metallogenic systems and metalotectonic dynamics in the southwest margin (the Longshoushan Mountains and the Qilian Mountains) of North China paleo-continent [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002 (in Chinese).
- [15] Zhang Z C, Yan S H, Chen B L, et al. Geochemistry of the Kalatongke basic complex in Xinjiang and its constraints on genesis of the deposit [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2003, 22(3): 217-224 (in Chinese).
- [16] Han B F, Ji J Q, Song B, et al. SHRIMP U-Pb zircon age of the mafic-ultramafic rocks and geological significance in Karatungk and Huangshan, Xinjiang [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(22): 2324-2328 (in Chinese).
- [17] Zhang Z H, Chai F M, Du A D, et al. Re-Os dating and ore-forming material tracing of the Karatungk Cu-Ni sulfide deposit in northern Xinjiang [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2005, 24(4): 285-294 (in Chinese).
- [18] Chai F M. Comparison on petrologic geochemistry of three mafic-ultramafic intrusions associated with Ni-Cu sulfide deposits in northern Xinjiang [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2006 (in Chinese).
- [19] Wang R M, Zhao C L. No. 1 Cu-Ni sulfide deposit in Karatungk, Xinjiang [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991: 298 (in Chinese).
- [20] Zou H Y, Dai T G, Hu X Z. Geological characteristics and prognosis of the Karatungk Cu-Ni deposit, Xinjiang [J]. Geology-Geochemistry, 2001, 29(3): 70-75 (in Chinese).
- [21] Wang Y, Zhou M F. Genesis of the Permian Baimazhai magmatic Ni-Cu (PGE) sulfide deposit, Yunnan, SW China [J]. Mineralium Deposita, 2006, 41: 771-783.
- [22] Wang Y, Zhou M F, Keays R R. Geochemical constraints on the origin of the Permian Baimazhai mafic-ultramafic intrusion, SW China [J]. Contrib Mineral Petrol, 2006, 152: 309-321.
- [23] Li H Y, Niu S Y, Wang L F, et al. Plume tectonics [M]. Beijing: Seismological Press, 2002 (in Chinese).
- [24] Zhai Y S, Deng J, Li X B, et al. Regional metallogeny [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1999 (in Chinese).
- [25] Wang Y X, Han G H, Jiang M, et al. Crustal structure along the geosciences transect from Altay to Altun Tagh [J]. Chinese J Geophys, 2004, 47(2): 240-249 (in Chinese).
- [26] Tang Z L, Yan H Q, Jiao J G, et al. New classification of magmatic sulfide deposits in China and ore-forming processes of small intrusive bodies [J]. Mineral Deposits, 2006, 25(1): 1-9 (in Chinese).

参考文献:

- [5] 秦克章, 丁奎首, 许芙蓉, 等. 东天山图拉尔根—白石泉铜镍钴矿床钴—镍赋存状态及原岩含矿性研究 [J]. 矿床地质, 2007, 26(1): 1-14.
- [7] 汤中立, 李文渊. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成矿模式及地质对比 [M]. 北京: 地质出版社, 1995: 78-150.
- [10] 李嘉林. 地球化学导论 [M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1989.
- [11] 焦建刚, 闫海卿, 钱壮志, 等. 龙首山岩带典型镁铁—超镁铁质岩体岩石地球化学特征 [J]. 矿物岩石, 2006, 26(1): 49-56.
- [14] 汤中立, 白云来, 徐章华, 等. 华北古陆西南缘成矿系统及成矿构造动力学 [M]. 北京: 地质出版社, 2002.
- [15] 张招崇, 闫升好, 陈柏林, 等. 新疆喀拉通克基性杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因的约束 [J]. 岩石矿物学杂志, 2003, 22(3): 220-221.
- [16] 韩宝福, 李建清, 宋彪, 等. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁—超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. 科学通报, 2004, 49(22): 2324-2328.
- [17] 张作衡, 柴凤梅, 杜安道, 等. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测年及成矿物质来源示踪 [J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(4): 285-294.
- [18] 柴凤梅. 新疆北部三个与岩浆型 Ni-Cu 硫化物矿床有关的镁铁—超镁铁质岩的地球化学特征对比 [D]. 北京: 中国地质大学, 2006.
- [19] 王润民, 赵昌龙. 新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 1991: 298.
- [20] 邹海洋, 戴塔根, 胡祥昭. 喀拉通克铜镍硫化物矿地质特征及找矿预测 [J]. 地质地球化学, 2001, 29: 70-75.
- [23] 李红阳, 牛树银, 王立峰, 等. 幔柱构造 [M]. 北京: 地震出版社, 2002.
- [24] 翟裕生, 邓军, 李晓波. 区域成矿学 [M]. 北京: 地质出版社, 1999.
- [25] 王有学, 韩果花, 姜枚, 等. 阿尔泰—阿尔金地学断面地壳结构 [J]. 地球物理学报, 2004, 27(2): 240-249.
- [26] 汤中立, 闫海卿, 焦建刚, 等. 中国岩浆硫化物矿床新分类与小岩体成矿作用 [J]. 矿床地质, 2006, 25(1): 1-9.