两类岩浆的小岩体成大矿*

Small intrusions forming large deposits in two types of magma

汤中立[1]，李小虎[2]

（1 长安大学，陕西 西安 710054；2 兰州大学，甘肃 兰州 737100）

TANG ZhongLi[1] and LI XiaoHu[2]

(1 Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2 Lanzhou University, Lanzhou 737100, Gansu, China)

摘 要 小岩体岩浆矿床作为中国岩浆硫化物矿床的主要类型，越来越受到人们的关注。小岩体成大矿不仅在镁铁-超镁铁岩中如此，在中酸性岩中亦是如此。作者进一步定义了 2 类岩浆成大矿的小岩体规模即岩体的最大变化截面积可以大到 n(n<10)km^2，小到 0.00n km^2，一般在 1 km^2 左右或更小。提出了 2 类小岩体成大矿的主要机制和九种成矿类型，镁铁-超镁铁岩是深部熔离-贯入成矿机制（3 种类型：深熔-复式贯入，深熔-脉冲式贯入，深熔-单式贯入），中酸性岩是头部气、液、矿质聚集成矿机制（6 种类型：前锋式小岩体，斑岩小岩体，夕卡岩-斑岩小岩体，复式斑岩小岩体，单式小岩体，复式小岩体）。强调"小岩体成大矿"对新一轮岩浆矿床勘查具有重要意义，同时指出未涉及或未深入涉及的小岩体成大矿的空间还相当广阔，如铀矿、铁矿、金矿等等，还需要进一步研究和探索。

关键词 两类岩浆；小岩体；成大矿；成矿机制；成矿类型

1 小岩体成大矿的概念与主要实例

以往曾经作过表述（汤中立，2002），这里进一步归纳于下：①规模较小的热侵入岩浆岩体的内部和/或附近的围岩中形成了与岩浆岩体有关的大型、超大型矿床；基性岩浆矿床多由富而大的矿体组成，中酸性岩浆矿床往往由富或贫而大的矿体组成；②岩体的最大变化截面积可以大到 n（n<10）km^2，小到 0.00n km^2，一般在 1km^2 左右或更小；③岩体的矿化率（矿体体积/岩体体积×100%）高或较高，如金川 47%；喀拉通克 1 号岩体 60%；红旗岭 7 号岩体 96%（秦宽，1995）等，中酸性小岩体不仅矿化率高而且往往达到全岩矿化，甚至大于全岩范围的蚀变矿化。主要实例（见表 1）

2 镁铁质、超镁铁质小岩体成大矿的机制与类型

2.1 深部熔离-贯入成矿机制

2.1.1 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 1❶）。

原生岩浆上侵-结晶，演化为富橄榄石岩浆(Naldrett, 1999)，富斜方辉石岩浆有利于成矿。

2.1.2 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 向深断裂带等，它们为地幔岩浆上升成岩成矿，提供了软弱带。

2.1.3 两种硫源

矿床的硫源有两类。一类 $\delta^{34}S$ 变化很小，基本上接近于 0，并呈塔式分布，显示岩浆硫为主的特点，没有迹象表明有较多地壳硫的加入，主要矿床如金川、红旗岭、喀拉通克。另一类 $\delta^{34}S$ 变化较大，显示出它们成矿多以壳源硫为主，如力马河、Noril'sk、Voisey'Bay 等。

2.1.4 深部熔离（预富集）-贯入成矿机制

*本文得到国家自然科学重点基金项目(40534020)的资助

第一作者简介 汤中立，男，1934 年生，教授，中国工程院院士，主要从事岩浆矿床、区域成矿、地质矿产勘查及矿山环境研究。

❶金川矿床地质国际研讨会. 2006.

http://www.kcdz.ac.cn/

表 1 中国小岩体成大矿主要矿床实例*

编号	省自治区	矿床名称	成矿小岩体				矿床规模	成矿类型	成矿元素	围岩
			岩体规模/km^2	岩体产状	岩石类型	岩体时代/Ma				
1	甘肃	金川	1.34	岩墙状	二辉橄榄岩-纯橄岩	1508±31 827±8	超大型	深熔-复式贯入	NiCuCoPt	大理岩, 混合岩
2	新疆	喀拉通克	0.075	透镜状	黑云角闪苏长岩, 黑云角闪橄榄苏长岩	282.5±4.8 ~290.2±6.9	大型	深熔-脉冲式贯入	NiCuCoPt	砾岩, 粉砂岩, 板岩, 硅质岩
3	吉林	红旗岭	0.02	脉状	顽火辉石岩	331~350	大型	深熔-单式贯入	NiCu	黑云片麻岩, 花岗片麻岩, 角闪岩, 大理岩
4	安徽	狮子山	0.1~0.25	岩枝, 岩瘤 小岩床	高钾闪长岩类, 碱性辉长(闪长)岩类	139.8±0.8 ~135.8±1.1	大型	前锋式小岩体	CuAuMo	白云岩, 灰岩, 泥灰岩, 钙质页岩
5	甘肃	小柳沟	≈1.5	岩株状	二长花岗岩, 花岗闪长岩	462±13	大型	前锋式小岩体	MoW	灰岩, 矽卡岩, 二长花岗岩
6	陕西	金堆城	0.067	不规则岩枝	碱长花岗斑岩	146	超大型	斑岩小岩体	Mo	细碧岩, 石英岩, 碱长花岗斑岩
7	江西	德兴铜厂	0.7	三角形岩株状	花岗闪长斑岩	172	超大型	斑岩小岩体	CuMo	千枚岩, 凝灰质千枚岩
8	西藏	玉龙	0.64	岩株状	花岗斑岩-二长花岗斑岩	40.9±0.1	超大型	斑岩小岩体	CuMoWBi	砂页岩, 灰岩
9	新疆	土屋	≈0.1	岩墙状	斜长花岗斑岩	333±2	大型	斑岩小岩体	CuMo	玄武岩, 凝灰岩
10	河南	上房沟	0.05	不规则岩筒	碱长花岗斑岩	145~134	超大型	夕卡岩-斑岩小岩体	MoFe	白云石大理岩, 夕卡岩
11	河南	南泥湖-三道庄	0.12	岩株状	斑状钾长花岗岩	136~131	超大型	夕卡岩-斑岩小岩体	MoW	大理岩, 长英角岩, 黑云母长英角岩, 斑状钾长花岗岩
12	西藏	驱龙	0.15 0.75	岩枝状 岩株状	二长花岗斑岩	17	超大型	复式斑岩小岩体	Cu-Mo	黑云母二长花岗岩
13	甘肃	大水	1.2	岩株状	辉石闪长岩-花岗闪长斑岩	190.00 ~190.5	大型	单式小岩体	Au	白云岩, 粉晶灰岩, 泥晶细晶灰岩
14	湖南	柿竹园	5.9 4.1 —	岩株状	似斑状黑云母花岗岩 等粒黑云母花岗岩 花岗斑岩脉	172~139	超大型	复式小岩体	WMoSnBi	石灰岩

*表内相关内容的参考文献见正文。

http://www.kcdz.ac.cn

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，岩体在就位现存空间之前的深部或在就位过程中，由于物理化学条件的变化或与围岩发生反应，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，并分异为不含矿岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆几部分，然后对现存空间一次或多次上侵贯入成矿或对地表与浅部，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)，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，这种深部熔离-贯入矿床的岩体体积就小得多，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”。

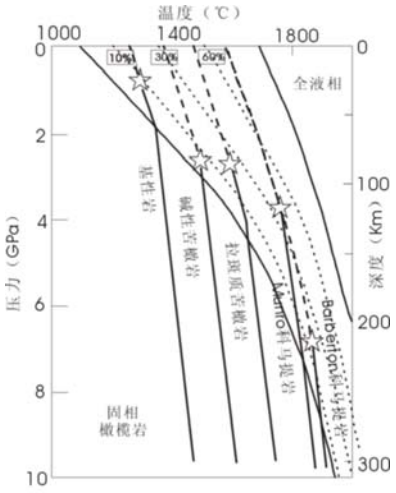


图1 岩浆熔融条件（据N. Arndt, 2006）

2.2 成矿类型

深熔-复式贯入成矿：上文所述的“剩余的岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆”如果依次贯入同一空间成岩成矿，先贯入的岩浆、含矿岩浆分布于岩体的中上部，后贯入的富矿岩浆或矿浆分布于岩体的中下部，总体组成含矿率很高(47%)、Ni>1%的大型、超大型矿床。如金川（汤中立，1992，1995；李献华等，2004）。

深熔-脉冲式贯入成矿：上文所述的“剩余的岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆”如果依次贯入同一较小的空间成岩成矿，先贯入的岩浆、含矿岩浆分布于通道的外侧，后贯入的富矿岩浆或矿浆分布于通道的中下部，截面上呈中心式结构，总体组成含矿率很高(60%)、Ni>1%的大型矿床。如喀拉通克（王润明等，1991）。

深熔-单式贯入成矿：上文所述的“剩余的岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆”如果分别贯入不同的空间成岩成矿，其中的富矿岩浆单独贯入一脉型空间成矿，总体组成含矿率很高（96%）、Ni>1%的大型矿床。如红旗 7（秦宽，1995）。

3 中酸性小岩体成大矿的机制与类型

3.1 头部气、液、矿质聚集成矿机制

3.1.1 成矿小岩体的原生岩浆

表1所列产Cu矿为主的小岩体其原生岩浆主要来自上地幔或壳幔混合源区部分熔融的产物（芮宗瑶等，2004）；以产Mo-W-Sn-Bi-Au为主的小岩体其原生岩浆主要来自下地壳，多属古板块碰撞造山导致的陆壳重熔型花岗质岩浆（陈衍景等，2000）。

3.1.2 岩浆侵位

从源区产生的岩浆，由于浮力作用而上侵，这种上侵可以沿垂向或斜向的构造带底辟上升，达到某一高位，由于浮力消失而停止，形成浅成侵入岩体。

这种侵入体常常是岩体的头部，体积很小，截面积也很小，但是，随着深度增加，截面积也逐渐变大。如安徽狮子山燕山早期中浅成的中酸性侵入岩是矿田内岩浆岩的主体，出露或隐伏于浅部者，多呈岩枝、岩脉、岩墙、岩瘤和小岩床产出，规模很小（0 .1～0.25 km^2) ，中深部（-1 500～-2 500 m）呈近EW向，以及SN向和 NE 向小岩株，深部（＞-2 500 m）则构成一个大岩体（岩基）（唐永成等，1998）。

岩浆从深部到浅部，不可避免发生分离结晶作用，由于深部和浅部显著的温压差，致使深部先结晶的较粗的矿物被保存下来与浅部凝结的基质一起形成斑岩小岩体。

自然界中酸性岩浆的侵位，往往是多期的、脉动的，先侵位的岩体一般规模相对较大，后侵位的岩体往往规模较小，组成复式的斑岩或非斑岩小岩体。

3.1.3 成矿部位与成矿机制

现存成矿小岩体处于整个岩体的头部（或浅部），这一部位正是岩浆“气（挥发份）”、“液（流体）”和“矿质”聚集的最有利场所，也是成矿的中心部位。

岩浆侵位后，随岩浆结晶，温度下降，会依次达到高温气液期（600~420℃），高温热液期（420~280℃）和中低温热液期（280~120℃）（陈毓川等，1993），对于以Cu为主或以Mo-W为主以及W-Sn-Mo-Bi为主的矿床，主要以前两个成矿期为主，同时向围岩散发挥发组分和矿质热流体，如果围岩是碳酸盐岩，即可发生夕卡岩矿化。如果围岩属花岗质岩、细碧岩、凝灰岩、千枚岩等，则相应发生钾化、硅化、绢云母化、粘土化、角岩化、青盘岩化等，同时伴以浸染状、细脉浸染状或网脉状、脉状矿化；对于以Au为主的矿床如大水金矿床，主要以后一成矿期为主，属中低温深源热液细粒浸染矿床。

3.2 成矿类型

http://www.ckcdz.ac.cn/

这里的成矿类型是以小岩体作为主导成矿因素的划分意见而有别于通常划分的矿床类型。共分6类：

前锋式小岩体矿床 实例：安徽狮子山（Cu-Au）（唐永成等，1998）、甘肃小柳沟（W-Mo）（安涛等，2002；白仲吾等，2005）。主要在小岩体侵入的前锋围岩中和小岩体顶部或前部成矿。围岩中往往形成规模很大的层状、似层状、网脉状矿体，岩体顶部或前部往往形成接触带夕卡岩矿体和岩体内浸染状、细脉状矿体，组成以小岩体为中心的三度空间多层分布的矿床。

斑岩小岩体矿床 实例：陕西金堆城（Mo）（黄典豪等，1987；李永峰等，2005）、江西德兴铜厂（Cu-Mo）（朱训等，1983）、西藏玉龙（Cu-Mo-W-Bi）（陈毓川等，1993）、新疆土屋（Cu-Mo）（芮宗瑶等，2002a；刘德权等，2003）。与通常所说的斑岩矿床并无差别，这里强调的是一次侵入的斑岩小岩体矿床。

夕卡岩-斑岩小岩体矿床 实例：河南上房沟（Mo-Fe）（罗铭玖等，1991）、河南南泥湖—三道庄（Mo-W）（罗铭玖等，1991）。是指斑岩小岩体的接触带和围岩碳酸盐岩中形成了一个或多个夕卡岩矿体，这些矿体的规模和金属量相当于或大于斑岩矿体。

复式斑岩小岩体矿床 实例：西藏驱龙（Cu-Mo）（郑有业等，2004）。两次或两次以上侵入形成的复式岩体中，某一期或最晚期侵入的斑岩小岩体与成矿密切相关的矿床。

单式小岩体矿床 实例：甘肃大水(Au)（殷先明等，2000）。单体侵位的非斑岩小岩体的内外成矿和虽具斑状结构，但本身并无矿化的小岩体向围岩散发挥发份和热流体，致使围岩中成矿的矿床。

复式小岩体矿床 实例：湖南柿竹园（W-Sn-Mo-Bi）（裴荣富等，1998）。两次或两次以上形成的复式岩体中，每次侵位形成的岩体都与成矿相关并相互叠加或其中一次岩体成矿，但主要的成矿期次是非斑状结构的岩体。

4 结论与讨论

（1）进一步定义了 2 类岩浆成大矿的小岩体规模即岩体的最大变化截面积可以大到 n(n<10) km^2，小到 0.00n km^2，一般在 1 km^2 左右或更小。

（2）提出了 2 类小岩体成大矿的主要机制和 9 种成矿类型，基性岩是深部熔离-贯入成矿机制（3 种类型：深熔-复式贯入、深熔-脉冲式贯入和深熔-单式贯入），中酸性岩是头部气、液、矿质聚集成矿机制（6 种类型：前锋式小岩体、斑岩小岩体、夕卡岩-斑岩小岩体、复式斑岩小岩体、单式小岩体和复式小岩体）。

（3）由于成大矿的岩体“小”，在勘查中容易遗漏或在由众多岩体组成的侵入岩套中容易被忽略，所以本文强调的“小岩体成大矿”和其他地物化遥信息结合起来就能发挥重要的勘查作用。

（4）未涉及或未深入涉及的小岩体成大矿的空间还相当广阔，如铀矿、铁矿、金矿等等，还需要进一步研究和探索。

参 考 文 献

安 涛, 周继强. 2002. 甘肃小柳沟钨多金属矿地质特征及成矿模式. 甘肃地质学报, 11(2): 54~66.

白仲吾, 杨 彦, 慕政芳. 2005. 甘肃小柳沟矿区钨钼矿控矿因素及成因关系探讨. 甘肃地质学报, 14(2): 64~69.

陈衍景, 李 超, 张 静, 等. 2000. 秦岭钼矿带斑岩体锶氧同位素特征与岩石成因机制和类型. 中国科学(D辑), 30(增刊): 64~72.

陈毓川, 朱裕生, 等. 1993. 中国矿床成矿模式. 北京: 地质出版社. 111~116.

黄典豪, 吴澄宇, 聂凤军. 1987. 陕西金堆城斑岩钼矿床地质特征及成因探讨. 矿床地质, 6(3): 22~34.

李献华, 苏 犁, 宋 彪. 2004. 金川超镁铁侵入岩SHRIMP锆石U-Pb年龄及地质意义. 科学通报, 49(4): 401~402.

李永峰, 毛景文, 胡华斌, 等. 2005. 东秦岭钼矿类型、特征、成矿时代及其地球动力学背景. 矿床地质, 24(3): 292~304.

刘德权, 陈毓川, 王登红, 等. 2003. 土屋—延东铜钼矿田与成矿有关问题的讨论. 矿床地质, 22(4): 334~344.

罗铭玖, 张辅民, 董群英, 等. 1991. 中国钼矿床. 河南: 河南科学技术出版社. 452.

裴荣富, 等. 1998. 中国特大型矿床成矿偏在性与异常成矿构造聚敛场. 北京: 地质出版社. 191~202.

秦 宽. 1995. 红旗岭岩浆硫化铜镍矿床地质特征. 吉林地质, 14(3): 18~30.

芮宗瑶, 王龙生, 王义天, 刘玉琳. 2002a. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论. 矿床地质, 21(1): 16~22.

芮宗瑶, 张立生, 陈振宇, 等. 2004. 斑岩铜矿的源岩或源区探讨. 岩石学报, 20(2): 229~238.

汤中立, 李文渊. 1995. 金川铜镍硫化物(含铂) 矿床成矿模式及地质对比. 北京: 地质出版社. 38~58.

汤中立, 杨杰东. 1992. 金川含矿超镁铁岩的Sm-Nb法定年. 科学通报, 37(10): 918~920.

汤中立. 2002. 中国的小岩体岩浆矿床. 中国工程科学, 4(6): 9~12.

唐永成, 吴言昌, 储国正, 等. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质. 北京: 地质出版社. 351.

王润民, 赵昌龙. 1991. 新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床. 北京: 地质出版社. 298.

殷先明等. 2000. 甘肃岩金矿床地质. 甘肃: 甘肃科学技术出版社. 414页.

郑有业, 薛迎喜, 程力军. 2004. 西藏驱龙超大型斑岩铜(钼)矿床: 发现、特征及意义. 地球科学—中国地质大学学报, 29(1): 103~108.

朱 训, 黄崇轲, 芮宗瑶, 等. 1983. 德兴斑岩铜矿. 北京: 地质出版社. 336页.

Naldrett A.J. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis. Mineralium Deposita, 34: 227~240.

http://www.kcdz.ac.cn/