

# 金矿源岩研究与判定

王安建

(长春地质学院)

近二十年来,金矿源岩研究引起了国内外地质学家们的极大关注,这不仅是因为在理论上任何一个矿床的研究都不可能不涉及矿源问题,更重要的在于它在找矿中的重要意义越来越被人们所认识,尤其是进入七十年代以来,伴随着全球性早前寒武纪地壳演化模式的建立,人们注意到占世界累积产量50%以上的金来自于太古宙绿岩带或包含绿岩带的地质单元之中这样一个地质事实,从而促使地质学家们开始提出了一些新的成因观点,并相应建立了由岩浆侵入体或变质作用提供热源,导致热流体对流循环,淋滤围岩中的金,在有利空间沉积成矿的金矿成因模式。这个模式的建立曾风靡全球,进而使金矿源岩研究,特别是太古宙古老地质区的金矿源岩研究一跃而成为金矿找矿和予测方面的重要课题之一。

在我国,有关金矿源岩问题已经开展了相当多的研究工作,积累了大量的资料并收到了一些成效,但是,不能不指出围绕着金矿源岩研究还存在一些问题,它们主要表现为:

(1) 把金矿源岩研究简单地理解为单纯的岩石含金性调查,认为金的矿源问题就是各类岩石中金的地球化学丰度对比问题,因此研究中往往把岩石微量金的含量作为唯一的参数,从而过分地夸大了数据本身的作用。

(2) 简单地根据金的地球化学丰度或其算术平均值来确定矿源层的存在与否,对于金矿源岩研究过程中诸如样品采集的代表性,测试分析手段的可信度,数据处理方法的可靠性等重要环节对金的地球化学丰度或其平均值会造成失真的影响没有给予足够的重视。

(3) 认为金地球化学丰度值高的岩石一定是矿源层,低者肯定不是,源岩中的绝大部分金都可以用于成矿,从而对于已经获得的现有岩石金的地球化学丰度代表什么,即它的地质涵意还不很清楚或缺乏理解。

上述问题的出现直接影响着我们对矿床的成因探讨和找矿予测,严重地妨碍了金矿源岩研究的进一步深入,特别是后者,最近有资料表明,传统的把金地球化学丰度值高的岩石作为金矿源岩的观点正在受到挑战,通常以为源岩中的金绝大部分都可以用于成矿的基本思想发生了动摇,“矿源层”的传统概念正面临着冲击和更新。那么,在这种情况下如何比较准确地判定金矿的源岩?在此,笔者就已经掌握的国外有关资料结合我国金矿源岩研究存在的几个问题作以简单论述。本文在选写过程中自始至终得到了张秋生教授的指导。在此表示感谢。

## 一、关于金矿源岩研究的几个问题

### 1、地质采样和数据处理

如果假定金的分析精度是可信的，那么金矿源岩研究首先遇到的问题就是地质采样和足够数量样品微量金分析数据的处理问题。所谓地质采样问题主要是指样品是否具有代表性，即是否避开了矿化和蚀变，并且具有一定的重量而能够反映所测岩石本身的含金特征。尽管这是个老生常谈的问题，但是，在矿区及外围真正有效地避开矿化和蚀变往往也不是一件很容易的事，因此需要把它连同数据处理一起考虑。

关于数据处理，以往人们习惯于用数据的变化区间和算术平均值来标定某类岩石的含金性，特别是后一种方法，把相差几个数量级的分析数据不加考虑地加权平均，往往得出不反映实际情况的高金含量值，有时即使高金含量的样品是极其个别的，这种“抬高”效应也非常显著，因而导致在作地质结论时产生较大的差别。我国胶东地区矿源岩研究就是一个很好的例子。据吉林省冶金地质勘探公司地质研究所的资料，其微量金测试情况如表 1。研究者在其论文的矿源层探讨一节中指出：“胶东群变质岩中，近 90% 的样品显示出高于金的地壳平均丰度（按 3.5 ppb），仅 10% 的样品等于或略低，占总数的 1/3 的样品分别高出 1·2·3 个数量级，平均值为 0.163 g/t，说明胶东群岩层具有很高的金丰度”。结合三个样品的重

招掖金矿带主要类型岩石微量金测定统计 单位: ppb 表 1

	Au 含量 样品数 百分比	地层 及岩性	< 2	2 ~ 10	10 ~ 100	100 ~ 1000	> 1000	样品合计
								平均值
1	2	胶东群 变质岩 粉子山群	9.5 %	66.7 %	9.5 %	9.5 %	1 (1650)	21
2	14						4.8 %	163
4	47	玲珑 花岗岩 强蚀变— 蚀变岩	75.8 %	21 %	3.2 %			62
5	13		7	4	3	5	5	24
			29.1 %	16.7 %	12.5 %	20.8 %	20.8 %	530.3
6	9	郭家岭 花岗岩 强蚀变— 蚀变岩	64.3 %	14.3 %	14.3 %	0.7 %		14
7	2					1		4.4
						100 %		

根据吉林省冶金勘探公司地质所资料整理 (1980)

砂资料, 作者得出结论: 胶东群是该区的“矿源层”, 同时提出了混合岩化热液成矿观点, 并建立了成矿模式。任洪茂等 (1982), 通过对同一地区地层及花岗岩的含金性 (表 2) 研究得出了与上述完全不同的结论。作者指出: “胶东群地层的 34 个样品中, 82.4% 分布在 2—10 ppb 数量级中, 其平均含量为 6 ppb, 与世界同类变质岩中金的背景值 (平均 2—12 ppb) 是一致的, 因此认为胶东群的变质岩系中并不存在金的矿源层”。根据花岗岩的含金特征, 结合区域地质背景, 作者提出了岩浆热液成矿观点, 并建立了双峰式岩浆热液成矿模

胶东地区西北部岩石含金性统计 单位: ppb 表 2

地层	Au 含量 样品数 岩性 百分比	< 2	2~10	10~100	100~1000	> 1000	样品合计
							平均值
胶东群地层	斜长角闪岩类		8 89%	1 11%			9 4
	黑云变粒岩		4 80%	1 20%			5 5.2
	黑云斜长片麻岩		4 100%				4 3.3
	石英岩		2 100%				2 4.0
	变超—基性岩墙		6 75%	2 25%			8 10.3
	混合岩类		4 67%	2 33%			6 7.3
	玲珑岩体 (无蚀变)	13 93%	1 7%				14 1.4
	郭家岭岩体 (无蚀变)	3 50%	3 50%				6 16.5
	深家河岩体 (无蚀变)	2 28.6%	5 71.4%				7 15.0

据任洪茂 1982

式。显然, 同一地区由金矿源岩研究得出两种完全不同的结论。如果寻找原因, 首先二者的采样位置不同, 其次是对数据处理或整理所采取的立场不同。认真地分析一下表 1, 就会发现胶东群地层的 21 个样品中的 16 个 (占样品总数的 76.2%) 含金小于 10 ppb, 大于 10 ppb 的样品仅 5 个: 其中最大者为 1650 ppb, 如果把最高含量的样品作为“异常”来考虑而从平均数中消去, 则得到新的平均值为 88.5 ppb, 若将大于 100 ppb, 而小于 1000 ppb 的两个值再消去则平均值再次减半至 40 ppb 左右。当然, 如果将 5 个样品 (占样品总数的 23.8%) 全部视为“异常”, 那么两者之间的差别就寥寥无几了。由此可见数据处理在金矿源岩研究中是一个至关重要的问题, 应该引起高度的重视。

应该指出, 金矿源岩研究中个别高金含量值的出现也不是很少见的, 它的出现主要是有两种可能: 其一, 样品受矿化或蚀变影响, 特别是那些金含量大于几十 ppb 的样品; 其二, 地层或岩石中金分布的不均匀。工作中无论遇到那一种情况都应该在增加样品密度的同时,

加强地质背景的研究。对于那些含金量高,出现频率低的样品在进行数据处理时应慎重行事。

## 2、金的可成矿率—金矿源层的基本概念问题

如果某类岩石含金确实很高,能否确定其为矿源层?倘若业已被“确定”为矿源层,在矿床形成过程中源岩中的金是否全部都可以用于成矿?这两个问题涉及了岩石中金的赋存状态和有关矿源层的基本概念问题。

岩石中的金一般可以分为两类,易释放金和不易释放金。易释放金主要是指赋存于硫化物矿物之中或造岩矿物颗粒之间的,在不很强的地质作用过程中就可以从岩石中易于释放出来的可用于成矿的金;不易释放金则是指固定在硅酸盐类或氧化物类矿物中不易或很难从岩石中释放出来的金。Keays 等人(1976)通过大洋玄武岩的研究证明了这一结论。研究表明枕状玄武岩的玻璃质边缘较其结晶的内部含有更多的金,而且发现结晶内部较低含量的金(0.21—0.76ppb)与  $MgO \cdot Ni$ 、Cr 具有正相关关系,而玻璃质边缘的相对高含量金与 Cr、 $MgO$  等无相关特征,进而认为玻璃质边缘代表了原始母体岩浆的金含量,而其结晶内部低含量金则是由于枕状体冷凝时其内部结晶矿物和外部玻璃质不同的热收缩率,导致玻璃质外壳发生破裂,海水进入,在高温条件下发生交换反应淋失部分金之后,剩余在硅酸盐类或氧化物类矿物中的不易释放金。

显然,对于枕状玄武岩来说被海水淋失的那部分即为易释放金。以关系式表示:

易释放金含量 = 原始岩石金含量 - 不易释放金含量。

这类易释放金,可以被海水或变质热液从岩石中淋滤出来用于成矿。

很清楚,尽管易释放金和不易释放金是相对条件而确立的,但是从理论上讲对于可以提供金并使其富集成金矿床的矿源层来说,主要是指那些易释放金而言,倘若岩石中皆为不易释放的金:那么其含量再高也构不成矿源层,就这个意义上来说岩石中金的赋存状态或易释放金的含量更具有实际意义,矿源层的必要条件是其中要含有较多的易释放金。

## 3、变质前源岩中金含量判定的问题

金矿的源岩研究,特别是太古宙地质区的金矿源岩研究,主要是围绕着已经遭受了不同程度变质作用改造了的各种变质岩开展的,由此提出了现已获得的各类变质岩金的地球化学丰度是否代表该岩石原始金含量的问题。以往人们在这方面或者考虑的很少,或者宠统地将其视为原始成岩时的金含量,而主要把注意力放在岩石中的金含量超过多少才能作为矿源层这个问题上。尽管不同学者建立了相应不同的矿源岩金含量下限标准〔如地壳平均丰度,区域背景值,10ppb (Anhaeuser 等)],但是由于数据本身的地质涵意不清楚,所以尚缺少讨论问题的基础。

有资料表明,要直接确定一种岩石变质前的金含量实际上是不可能的,其原因在于与金初步聚集有关的古火山堆积物在遭受区域变质和变形作用之初到金发生富集矿化之前很长的一段时间内已经发生了不同程度的流失。前述枕状熔岩结晶内部与玻璃质边缘金含量的差异就是成岩期金发生流失的一个例证。

Keays 通过维多利亚劈理发育的浅变质沉积岩的研究提供了变质作用初期金发生流失的另一个实例,研究发现,在穿透劈理发育的初始阶段就可以有10.5%的金以及硫和其他元素从岩石中释放出来, Ewers (1977) 指出黄铁矿与纯水加热到250℃,很快产生反应并释放

出金和大量的  $H_2S$ 、 $HS^-$  等,这对于金的络合和搬运是理想的条件。显然,金在低于沸石相的变质作用的初期就已经开始发生流失。也就是说在变质岩地区,现有岩石含金性分析的结果主要代表若干次地质作用改造后不易释放金的含量,而不反映岩石的原始金含量,就这个意义上来说,它不满足前已叙及的确定矿源层的必要条件,因此,需要找出一种可以判定岩石原始含金量的方法,通过前述关系式计算出易释放金的含量,进而判断某种岩石在成矿过程中可以作出贡献的大小。

## 二、利用贵金属元素钯来判定镁铁质,超镁铁质岩石的原始含金量

贵金属元素钯 (pd) 具有如下双重特征:在超镁铁质岩浆结晶过程中性状与金相近,表现出强烈亲硫的特点,新鲜的没有发生过任何金流失的岩石,二者比值近似为一常数 ( $Au / pd \approx K$ ):在成岩乃至变质作用过程中呈惰性,保持其原始含量不变而又与金性状完全不同。这种双重性特征使得我们有可能借助于常数  $K = Au(\text{原}) / pd(\text{原})$ ,通过公式  $Au(\text{原}) = pd(\text{原}) \times K$  推算出没有发生金流失时的岩石原始含金量  $Au(\text{原})$ ,这里  $Au(\text{原}) = Au(\text{易}) + Au^*(\text{样})$ ,由于 pd 含量自始至终不发生变化,所以现有样品钯的分析值  $pd(\text{样}) = pd(\text{原})$ ,因此上述公式可以写成:

$$Au(\text{原}) = Au(\text{易}) + Au(\text{样}) = pd(\text{样}) \times K$$

### 1、钯、金在超镁铁质岩浆演化及变质过程中的性状

Keays (1981) 通过西澳卡姆巴尔达纯橄榄科马提岩单矿物分离研究发现岩石中残留的橄榄石含有大量的铱 (Ir), 不含钯, 并且, 铱的含量与  $MgO$  呈正相关, 推断铱是作为 Ir-Os 合金同初始硅酸盐 (通常是橄榄石) 或氧化物相从岩浆中共同沉淀的。

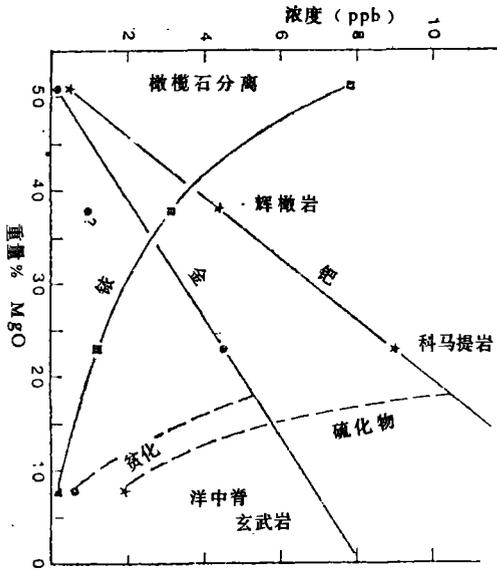
钯和金与铱完全不同, 伴随着岩浆演化其与  $MgO$  含量呈现出负相关的特点 (图 1), 即随着岩浆结晶主要富集在残余熔浆之中, 直至硫达到饱和才进行堆积, 在硫化物与熔浆之间钯的分配系数  $[D_{pd}(\text{硫化物}/\text{熔浆})]$  大约为 1500, 比金更亲硫, 因此很快地被从岩浆中分离出来的任何不混熔硫化物萃取。

钯和金随着硅酸盐熔浆的分异作用而在残余熔浆中不断增加, 当熔浆中硫达到饱和时, 其中的多数贵金属元素将被分离出来的任何不混熔的硫化物液滴所净化。致使熔浆中很快地贫化这些元素, 如果在这种情况下, 这些富含贵金属 (pd, Au 等) 的不混熔硫化物从岩浆中逃逸出去, 则将导致最终结晶的岩石贫钯, 岩石冷凝部分\* 的钯含量也将高于堆积结晶部分的钯含量; 倘若这些富含贵金属的不混熔硫化物没有脱离母岩浆, 而是随之结晶, 则最终结晶产物具有高含量的钯和金, 而且岩体冷凝部分的钯 (金) 含量将低于堆积结晶部分的钯含量, 此时在堆积结晶部分可见到硫化物的滴状结晶物。根据这个机制, 可利用岩石中钯含量的高低以及岩体冷凝和堆积结晶部分钯含量的相对多少来判定该岩浆在深部是否曾发生过贵金属的逸失。

在变质作用和蚀变过程中, 钯与金表现出完全不同的性状, 西澳卡姆巴尔达科马提岩的

\*  $Au(\text{样})$  现有样品分析值。

\* 冷凝边或翼刺结构部分



岩浆演化过程中钯·金·银与MgO的关系图

Au / pd = 0.37, 并将0.37作为标准, 用于对科马提岩原始含金量进行判定。

### 3、举例

有人曾提出绿岩带中超镁铁质的科马提岩是其地质单元中所有金矿的源岩, 但立即遭到了许多学者的反对。Anhauser (1975) 指出南非巴伯顿科马提岩含金量很低 (0.27-0.54 ppb, 最高为1.8.8 ppb) 表3, 其他几个绿岩带区的科马提岩也具有相当低的含金量 (表4·表5), 若把这些岩石认定为金矿源岩难以令人置信。Keays 等人解释这些岩石起初富含金, 而现在低含量金是已经发生了金流失之后的不易释放金的结果。

表3、4、5分别给出了西澳大利亚卡姆巴尔达, 克利佛得山和南非巴伯顿地区科马提岩现有岩石钯、金的分析数据以及根据公式:  $Au(原) = pd(样) \times K^*$  所求得得岩石原始含金量  $[Au(原)]$  和易释放金含量  $[Au(易)]$ 。

从表中可以看出:

(1) 西澳卡姆巴尔达超镁铁质岩石中具有较高的 pd 含量。尽管堆积部分 pb 的平均含量低于冷凝部分 pd 的平均含量, 但许多堆积部分的 pd 含量大大高于冷凝部分, 说明在岩浆结晶过程中基本上没有发生富含贵金属 (pd、Au 等) 的不混熔硫化物的逸失, 堆积部分可能含有硫化物液滴结晶物, 从易释放金的含量上看, 其成岩之后金流失量很少, 并且在矿体附近出现负值, 说明发生了金的聚集。

(2) 西澳克利佛得山 (Mt clifford) pd 的含量与同类岩石比较低, 堆积部分的 pd 含量明显小于冷凝部分 (鬃刺部分), 说明克利佛得山岩流在它们上升到现有位置之前达到硫饱和, 很可能已经逸失了一部分富含贵金属的不混熔硫化物。易释放金的含量暗示其成岩作用开始至今平均每立方米岩石已经损失了约 7 ppb 的金。

\* K = 0.37

微量元素资料表明, 金与铜、硫彼此之间具有紧密的正相关性, 而钯则始终保持其含量不变, 反映出极度惰性的特征, 这使得钯具备了判定源岩中金原始含量的得天独厚的条件。

### 2、K 值的确定

为了计算岩石的原始含金量, 必须确立一个K值。因此, 新鲜的, 没有遭受改造的科马提岩的原始金与钯含量的查定便成为这一问题的关键所在。众所周知, 现有科马提岩都遭受了不同程度的蚀变和变质作用的改造, 要获得一个能够提供K值的科马提岩是十分困难的。为此, Keays (1984) 曾提议将哥伦比亚 Gorgona 岛上与科马提岩成分相近的白垩纪苦橄岩作为标准岩石, 其钯的平均值为11.1ppb, 金4.17ppb, K =

西澳卡姆巴尔达地层金含量计算表 ppb 单位, 表 3

地层单位	样品分析数据		原始金含量 $Au(原) = Pd(样) \times K$	易释放金含量 $Au(易) = Au(原) - Au(样)$	备注
	Pd	Au			
上部上盘玄武岩 (含硅高 Mg 玄武岩)	15.6 (6)	5.0 (6)	5.77	0.77	金流失
底部上盘玄武岩 (含硅高 Mg 玄武岩)	13.7 (13)	3.1 (13)	5.07	1.97	金流失
薄层科马提岩 (鬣刺部分)	8.81 (11)	6.0 (11)	3.26	-2.74	金富集
薄层科马提岩 (堆积部分)	7.74 (10)	5.5 (9)	2.9	-2.6	金富集
底部底盘玄武岩 (高 Mg 系列玄武岩)	12.0 (5)	12.6 (5)	4.44	-8.16	金富集

括号中数字为样品数

西澳克利弗得山薄层科马提岩金含量计算表 单位: ppb 表 4

岩石名称	样品分析数据		原始金含量 $Au(原) = Pd(样) \times K$	易释放金含量 $Au(易) = Au(原) - Au(样)$	备注
	Pd	Au			
科马提岩 (鬣刺结构部分)	8.19	2.96	3.03	0.07	冷凝带
	9.48	0.54	3.5	2.96	
	8.3	0.69	3.07	2.38	
	8.9	0.82	3.29	2.47	
中细粒橄榄岩 (堆积部分)	8.45	0.24	3.12	2.88	
	6.19	0.35	2.29	1.94	
	5.91	0.35	2.18	1.83	
	7.1	0.31	2.62	2.31	

南非巴伯顿绿岩带中科马提岩金含量计算表 单位: ppb 表 5

岩石名称	样品号	样品分析数据		原始金含量 $Au(原) = Pd(样) \times K$	易释放金含量 $Au(易) = Au(原) - Au(样)$	备注
		Pd	Au			
鬣刺结构 科马提岩	K 18	5.9	0.53	2.18	1.65	Pd 7个 样品平均 值为4.8
	K 17	6.0	0.16	2.22	2.06	
	K 37	6.0	0.20	2.22	2.02	
块状科 马提岩	K 35	3.3	0.11	1.22	1.11	Pd 10个 样品平均 值为4.2
	Vu 57	4.2	0.32	1.55	1.23	
	K 47	4.1	0.66	1.51	0.85	

(3) 南非巴伯顿地区科马提岩与其他地区同类岩石比较具有很低的  $pd$  和  $Au$ , 加之岩石堆积部分的  $pd$  含量明显低于冷凝部分, 说明该岩流在到达现有位置之前已经达到硫饱和, 大量富含贵金属的不混熔硫化物可能在较深部脱离了现有岩石的结晶系统, 尽管如此计算结果表明其原始含金量高于现有分析值, 平均为 2 ppb。部分易释放金可能在成岩或成岩之后已经逸失掉(也许用于成矿了)。

#### 4、金矿源岩的中介物—层流沉积物和浅成透镜状纯橄榄岩体

许多太古宙绿岩带中的金矿是由晚期变质流体形成的。根据上述讨论可以推知, 远在成矿之前源岩中势必已经发生了金的大量流失, 既然如此, 晚期金矿又何以形成? 显然, 需要有一个能够储存科马提岩所流失的金, 并可提供用于成矿的中间媒介物。据认为层流化学沉积物和浅成纯橄榄岩透镜体可以作为这种载金的中介物。

层流化学沉积物是指火山喷发间歇阶段形成的一种富含碳质和硫化物的化学沉积物, 在科马提岩的成岩阶段, 这种沉积物能够吸附从熔岩中由于与海水发生交换反应而释放出来的金, 并将其一直保持到具备了成矿环境时为止。当其金高度富集时, 也可直接成矿, 津巴布韦武巴奇奎 BIF 型铁建造中的金矿即为一例。

浅成透镜状纯橄榄岩体经常位于绿岩带最下部超镁铁岩石之中, 被认为是喷出科马提岩流的给源器, 为较浅部次火山岩浆房火成堆积的产物。如前所述, 当科马提岩浆在喷出之前达到硫饱和时, 脱离快速结晶系统的富含镍及贵金属的不混熔硫化物熔体将侵染于岩体中橄榄石堆积晶之间形成镍矿或富含金和钯的矿源岩。西澳大利亚 Keith 矿床是一个实例, (平均含金 26.4ppb)。在变质作用过程中这些金可被释放出来成矿。事实上, 如果将一立方公里岩石中所含 2 ppb 的金全部淋滤出来并沉积在某一空间, 可形成 7 吨的金矿床!

利用硫饱和时钯的数据可以解释为什么巴伯顿及其他太古宙绿岩带中没有重要的硫化镍矿床和超铁镁质岩石具有如此低的金含量, 理论上在深部可以有 Keith 型浸染状镍矿和富含金的矿源岩。

#### 5、科马提岩作为金矿源岩的具体解释

考虑科马提岩作为金矿源岩之一的关键是它具有高含量的易释放金。有资料表明科马提岩中易释放金的含量与科马提岩浆所产生的高温和晚期不混溶硫化物溶液的饱和密切相关。

根据实验资料, 温度每升高 100 °C, 硅酸盐熔浆中硫的容积可增加 5—7%。由于科马提岩喷出温度高达 1200°C—1600°C, 所以硫的容积很大, 因此, 只有当岩浆上升到地壳高处时硫才可能到达饱和, 并固结在岩石之中, 形成高水平层次的金矿源岩。其他岩石由于形成温度较低, 硫的容积小, 且较早地在深部源区达到硫饱和(净化岩浆中的  $Au$ 、 $Pb$  等元素)而缺少形成矿源岩的条件。

#### 6、存在的问题

(1) 利用钯来判定镁铁质, 超镁铁质岩石的原始含金量,  $K$  值是一个关键性的常数。毫无疑问, 它的准确性将直接影响着最终结果的判定。首先应该指出金与钯之间的线性关系是基于地质观测的基础之上的, 目前还缺少实验室的验证。其次, 选择哥伦比亚 Gorgona 岛的苦橄岩作为通用的  $K$  值还值得考虑, 因为没有资料证明其形成之后没有任何  $Au$  的流

失,可以推测根据这个K值所算出的金含量可能要偏低一些。

(2) 把绿岩带中金矿的源岩全部归咎于科马提岩(超基性岩)是值得怀疑的,就目前所知全球十个著名的太古宙绿岩带分布区,仅有三个区较好地发育有超镁铁质科马提岩,其余七个区都没有或很少含超镁铁质岩石,但仍然分布有许多金矿床。

### 三、对金矿源岩研究和找矿的几点建议

金矿源岩问题是个相当复杂的问题,深入细致地研究金在不同岩石、矿物中的分布,赋存状态,丰度以及把它们与大地构造环境联系到一块考虑是当前金矿源岩研究的一个新趋势。利用岩石中钯的含量来判定镁铁质,超镁铁质岩石原始含金性是金矿源岩研究和判定的新动向之一。它不仅提供了金矿源岩研究的一种新方法,而且也开阔了人们的思路。

基于上述讨论笔者认为今后的金矿源岩研究和找矿工作应该注意。

(1) 金矿源岩问题不是纯粹的金的地球化学丰度问题,而应该是个地质问题。因此对于金矿源岩研究中的诸如采样,数据处理等细节问题应从地质角度给予高度的重视。

(2) 岩石现有金的分析数据,高值不一定代表是源岩,低值不一定不代表源岩。不能单纯依靠现有岩石金的地球化学丰度判别某岩石是否是金的矿源岩。

(3) 在进行金矿源岩的研究过程中,除测定含金量之外,还应该进行Pd、Ir、S、Cu、As、Sb、Hg、Se、Te、Bi等多种相关和不相关元素分析,确定源岩类型,选择K值,估算金的富集量(原始含量)和可成矿率(易释放金含量)。

(4) 伴随高精度测试手段的出现,应该加强对不同岩石中和不同矿物中金的赋存状态的研究,逐步搞清不同赋存状态金的释放条件(P·T·PH·EH等)。

(5) 不能排除科马提岩以及基性火山岩之外的其他岩石具有成为金矿源岩的可能性。

(6) 在确定区域金背景值的基础上要特别注意那些金含量异常低,但钯含量很高的负异常岩石的分布。

(7) 在绿岩带地区找矿过程中除应该注意变质期和岩浆侵入期整合和不整合金矿床的寻找外,还应特别注意成岩期层流沉积物和浅成透镜状纯橄岩体中金矿床或金矿化的发现。

### 参考文献

- [1] 朱奉三, 1980 “混合岩化热液金矿床成矿作用初步研究”《地质与勘探》1980 No 7
- [2] 任洪茂, 1984 “胶东地区金矿成因及其演化”《全国矿床会议论文集》1984
- [3] Bole, 1980, Gold Geochemistry and its ore deposit O
- [4] R. R. Keays, 1982, “Archean gold Ore deposit and its source rock; Contact between the upmantle and Crust” the Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposit. GOLD '82. P. 17-48.

# STUDY AND DETERMINATION ON THE SOURCE ROCK OF GOLD ORE DEPOSIT

Wang Anjian

## Abstract

The study and determination on the gold source rock is an important part in genetic research for gold ore deposit. The original gold in rocks can be divided into two groups: the easy-released gold and the uneasy-released one. The former joins the formation of gold ores, whereas the latter is what we get from the analysis of trace gold, which can only represent the quantity of the uneasy-released gold in the rocks after the easy-released gold had been lost. Thus the author thinks that it is unreasonable to determine the gold source rocks only by the quantity of trace gold in the rocks.

Since this study is a complex geological problem, it is necessary for us to investigate the existing state of gold in different rocks and minerals after making sure of its geological setting. Many elements, both relative and unrelative elements to gold, can be helpful for the determination of the gold source rock. Pd, for example, is very useful to determine the original quantity of trace gold in ultramafic and mafic rocks.