

上 篇

金矿床成因、勘探

1 地壳中金的分布

1.1 引言

岩石圈中金的分布¹⁾对金矿床的模式有重要影响。一部分研究人员认为金来源于深部地壳大量岩石与流体的反应；而另一部分研究人员则强调，金源于较富集、成因特殊，被称之为矿源层的几种岩石的作用。因此了解岩石圈不同岩石中金的平均含量和什么样的金富集可以指示成矿作用具有重要意义。蒂林 (Tilling) (1973年)认为未蚀变的火成岩一般含有小于 5×10^{-9} 的金，很少超过 10^{-8} 。近期的数据证实了这一观点。因为金矿床可以富集的金是岩石背景值的 10^4 倍，所以只有大于 1×10^{-8} 的金含量才是成矿作用的标志。

本章论述了火成岩、沉积岩和变质岩及造岩矿物中的金。主要根据 1972 年以后的资料，同时有选择性地综合了较早期发表的重要资料。见 1.7 节。

火成岩的资料是按区域构造背景分类的。前寒武纪的岩石例外，理由见下文。以前的论述资料都是强调丰度值。

1.7 中的数据是原始文献数据的平均值。一些大类分析平均值直接摘自原始文献，但附录中的数据选自几篇文章，省略部分是删掉的矿化和蚀变样品。

1.2 造岩矿物中的金

1.7.2 中的矿物中金含量的资料代表了前苏联文献的原始资料及观点。涉及的平均值是一些地方或地质体 (岩石类型: 深成岩、侵入岩) 的平均值。例如, 第一项绘出的 $0.23 \times 10^{-7} \%$ 是美国西部五个花岗岩深成岩体中石英的平均含金量。首先从原始文

献资料中计算出每个深成岩体的平均值，然后计算出深成花岗岩类的平均值，各个深成岩的权值相等。全部深成花岗岩样品由来自五个深成花岗岩的 13 个样品组成，矽卡岩除外，矿物数据见图 1.1。图中符号代表地质产状或位置平均值（见正文）。

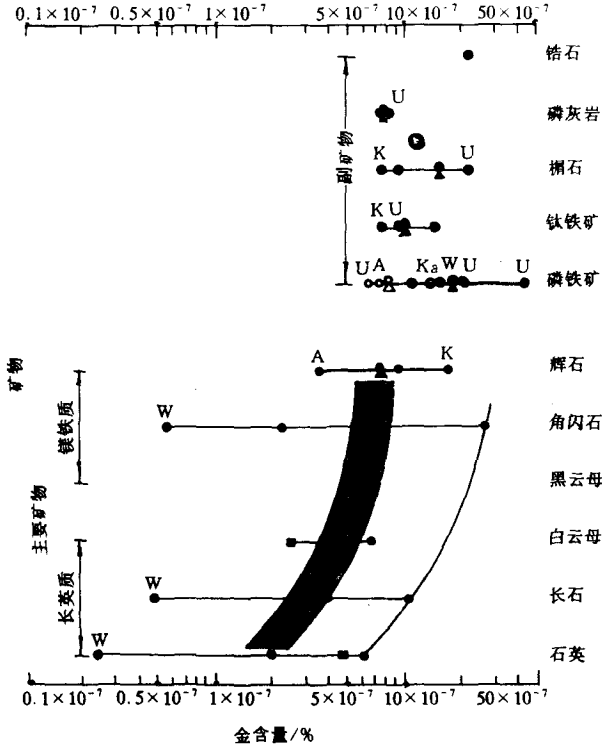


图 1.1 造岩矿物的金含量及其平均值

●—花岗岩类（前苏联花岗岩类总体平均值，代表了数据库大部分数据，用连接▲—●表示）；○—镁铁质岩；■—沉积岩；阴影和实线—花岗岩类和铁镁质岩类趋势；A—阿尔泰—萨彦；K—哈萨克斯坦；Ka—勘察加半岛；W—美国西部

造岩矿物中金分布的主要趋势和特征如下：

(1) 同一种矿物，特别是副矿物铁镁质矿物的金含量可以相差 2~10 倍，并能反映全岩金含量水平。一般情况下，如果全岩金含量高于同类岩石的平均值，所有主要造岩矿物也显示这种趋势。

(2) 在某些地质体中，副矿物（磁铁矿、榍石、锆石）、铁镁质矿物（黑云母、普通角闪石）、长英质矿物（石英、长石）的金含量大体呈下降趋势（见花岗岩类的趋势，图 1.1）。

(3) 含金量高于全岩的富金矿物是副矿物和铁镁质矿物，主要有磁铁矿和黑云母。含金量接近或低于全岩的含金矿物有石英和长石。在酸性和中酸性岩石中，含金矿物的比例都较高，占全岩金的 50%~80%。

(4) 副矿物含金量往往是主要矿物的 1.5~10 倍，而在花岗岩中，副矿物金含量变化大是产金深成岩体的特征。

在火成岩中公认的趋势是从铁镁质硅酸盐和铁的氧化物这些早期结晶的矿物到晚期结晶石英和长石，金含量下降。文献报道较少的是特殊矿物，如长石和黑云母在铁镁质岩中比在长英质岩中的金含量少。这种趋势使蒂林等（1973 年）认为金在分异结晶期间的残余溶液中不富集。

副矿物如榍石、磷灰石、锆石和磁铁矿含金量往往都比它们的赋存岩石高。因为晶体结构和化学成分的多样化，还因为含金量变化大，又大体上都与全岩金丰度相关，所以副矿物成为富金矿物的原因就是其结晶早。

1.3 火成岩中的金

1.3.1 概述

火成岩分成造山的、非造山的和前寒武纪绿岩三大类。造山环境就是那些与板块汇聚和挤压应力状况有关的环境，包括岛弧和活动大陆边缘和蛇绿岩逆冲侵位。非造山环境包括稳定克拉通背景和以张应力状态为主的离散板块边缘。裂谷作用、大陆裂解和早期阶段也包括在非造山带的运动环境中。前寒武纪绿岩环境

没有构造的含义，因为太古宙和显生宙应力机制不太好对比。

1.3.2 岩石圈中金分布的基本特征

火成岩的数据库见表 1.1 和图 1.2。金含量的狭窄范围是新鲜火成岩的特征。戈特弗里德 (Gottfried) 等 (1972年) 发现火成岩金的平均值变化大致在 10 倍的范围内即 $(0.5 \sim 5) \times 10^{-9}$ 。图 1.2 的数据基本与此符合。所有显生宙火山岩的平均值范围是从 1.2×10^{-9} (大洋拉斑玄武岩) 到 3.5×10^{-9} (溢流玄武岩), 当其为深成侵入岩则降到 0.5×10^{-9} (尖晶石二辉橄榄岩) 各类火山岩含金值范围较大, $(0.1 \sim 10) \times 10^{-9}$, 大洋中脊玄武岩的变化范围更大, $(0.04 \sim 15) \times 10^{-9}$ 。前寒武纪火山岩的平均值, 比显生宙火山岩高, 按照采样位置计算更高, 达 $(0.5 \sim 37) \times 10^{-9}$ 。

表 1.1 火成岩类平均金含量 ($4.2 \times 10^{-9} \sim 12.4 \times 10^{-9}$)

岩类	位置及产状	\bar{X}	R	N	Ir/Au
非造山环境岩石					
大洋中脊玄武岩	大西洋中脊, 98; 东太平洋中脊, 112	1.2×10^{-9}	$(0.04 \sim 15) \times 10^{-9}$	210	0.03
板内玄武岩	主要是夏威夷三个省	2.0×10^{-9}	$(0.2 \sim 6.6) \times 10^{-9}$	69	0.38
溢流玄武岩		3.5×10^{-9}	$(0.5 \sim 11) \times 10^{-9}$	49	0.02
初始岩浆, 层状辉长杂岩	南非	4.6×10^{-9}	$(2.8 \sim 8.0) \times 10^{-9}$	4	0.08
金伯利岩和地幔捕获体					
金伯利岩	西伯利亚, 50 个岩筒	3.1×10^{-9}	$(0.8 \sim 9.1) \times 10^{-9}$	55	
石榴石橄榄岩	西伯利亚	2.7×10^{-9}	$(0.6 \sim 8.1) \times 10^{-9}$	17	
石榴石橄榄岩	莱索托 (Lesotho)	0.85×10^{-9}	$(0.08 \sim 2.7) \times 10^{-9}$	10	7.3
榴辉岩	西伯利亚	3.4×10^{-9}	$(0.8 \sim 9.1) \times 10^{-9}$	25	

续表 1.1

岩类	位置及产状	\bar{X}	R	N	Ir/Au
尖晶石二辉橄榄岩	赋存在碱性玄武岩中	0.5 × 10 ⁻⁹	(0.1~1.1) × 10 ⁻⁹	27	7.0
碱性深成岩		2.8 × 10 ⁻⁹	(0.64~1.5) × 10 ⁻⁹	29/21	
造山环境岩石					
蛇绿岩套方辉橄榄岩		2.8 × 10 ⁻⁹	(0.3~6.4) × 10 ⁻⁹	138/14	3.2
镁铁质火山岩(会聚板块边缘)		2.2 × 10 ⁻⁹	(0.5~5.6) × 10 ⁻⁹	3.5/10	
长英质火山岩(会聚板块边缘)		1.55 × 10 ⁻⁹	(0.56~4.2) × 10 ⁻⁹	305/7	
花岗岩深成侵入岩		2.6 × 10 ⁻⁹	(0.5~6.9) × 10 ⁻⁹	969/66	
前寒武纪绿岩带火成岩					
橄榄科马提岩		4.2 × 10 ⁻⁹	(0.49~13.5) × 10 ⁻⁹	156/10	1.5
科马提玄武岩		12.4 × 10 ⁻⁹	(1.0~36) × 10 ⁻⁹	44/6	
拉斑玄武岩		5.7 × 10 ⁻⁹	(1.34~37) × 10 ⁻⁹	323/13	
花岗岩深成侵入岩		1.5 × 10 ⁻⁹	(1.1~23) × 10 ⁻⁹	232/45	

注: \bar{X} —算术平均值; R—变化范围; N—样品数

从镁铁质—长英质岩石含金量有一个微弱减少的趋势。这与早期结晶的镁铁质硅酸盐和 Fe-Ti 氧化物含金量相对较高晚期结晶的石英和长石含金量相对较低的特征一致。科罗基尼科夫 (Korokynikov, 1981 年) 发现基性侵入岩长石比酸性侵入岩的含金量高也可以证明这种趋势。但是, 一些研究表明, 金分异与岩石成分关系不大。另外, 层状的镁铁质-超镁铁质杂岩, 如布什维尔德

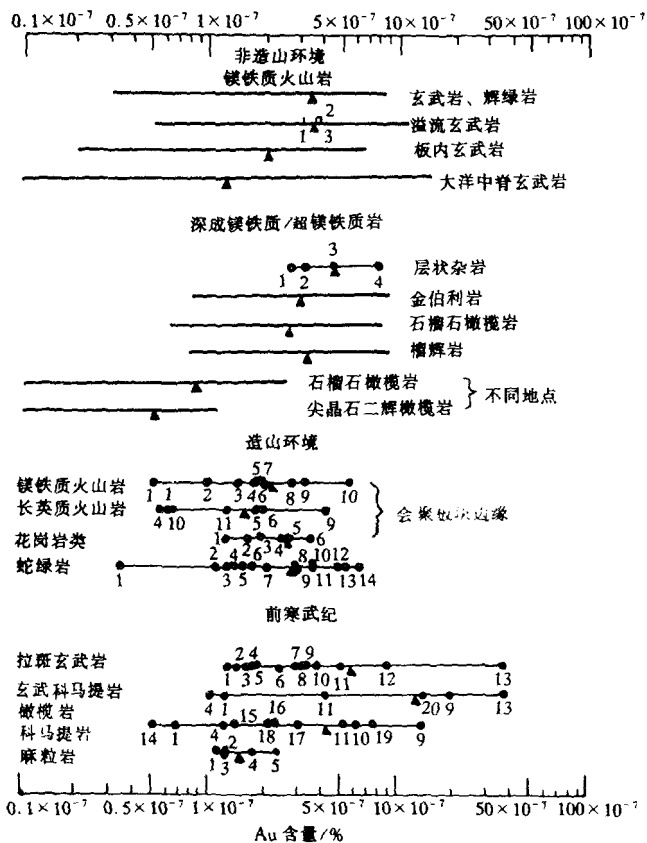


图 1.2 火成岩的含金范围及平均值

岩体金含量随层位有系统地变化。

两个因素说明从镁铁质到长英质岩在金含量的微减趋势不是结晶分异作用的直接结果。一个是磁铁矿和黑云母之类的富金矿物通常不占全岩金太大的份额。另一个是没有用分异结晶的岩石，也显示有含金量的差别。因此，明特斯 (Mints, 1975 年) 认为前苏联鄂克茨克—楚克奇带的白垩纪火山岩中金含量的变化与源区和岩浆成因的关系比与岩浆-矿物分异的关系更大。

表 1.1 中的 Ir/Au 比值是与地幔成分有关的岩浆分异作用的一个指数。一般情况下，无论是结晶分异作用还是部分熔融作用都不能强烈地分离出金，而硅酸岩浆分异结晶时铱随早期结晶矿物分离出去，如：德特福特矿蛇绿岩中的拉克晶堆岩。在地幔橄榄岩部分熔融期间，铱作为一种相容元素，在高度熔融产生的科马提之类岩浆中比在低度熔融产生的拉斑玄武岩含量高。碳质球粒陨石的 $\text{Ir}/\text{Au}=480/140=3.4$ 被看作是未分异物质的比值。

注意：图 1.2 中粗线是各种岩石的含金范围，细线表示不同地质产状岩石（岩株，杂岩）的含金范围（见正文）。大三角表示每种岩石平均值。带数字的黑点代表不同地质产状岩石的平均值，小三角指示各种溢流玄武岩地区的平均值。由范围或产地 / 位置平均值表示的样品数量见 1.7.3 节。

产地 / 位置平均值编号注解：

非造山带 层状杂岩：(1) 布什维尔德；(2) 金贝兰那 (Jimberlana)；(3) 斯卡尔卡德 (Skaergaard)；(4) 阿纳基塔 (Anakita)

造山带 镁铁质和长英质火山岩：(1) 爱达荷州的斯内克 (Snake) 河群；(2) 澳大利亚维多利亚绿岩；(3) 巴布亚新几内亚福格尔角 (Cape Vogel)；(4) 美国西部；(5) 千岛 / 勘察加；(6) 鄂霍茨克楚克奇；(7) 马利亚纳-博宁 (Bonin) 弧；(8) 塔斯马尼亚的国王岛；(9) 鄂霍茨克；(10) 美国的卡斯卡兹；(11) 鄂霍茨克 / 楚克奇 (Tottinsk)。

花岗岩类：(1) 美国西部；(2) 南哈萨克斯坦；(3) 东哈萨克斯坦；(4) 乌拉尔；(5) 美国的 Marysville；(6) 前苏联南维克霍杨 (Verkhoyon)。

蛇绿岩套：(1) 龙达 (Ronda)；(2) 阿尔伯特山；(3) 约瑟芬 (Josephine)；(4) Troólos；(5) 塞特福德 (Thertford)；(6) 前苏联维克霍杨；(7) 西萨彦 Idzhim；(8) 阿拉伯地盾；(9) 乌拉尔；(10) 前苏联福基斯克 (Fomkinsk)；(11) 马里提梅特林 (Timetrine)；(12) 新加里东尼亚；(13) 摩洛哥布阿泽尔 (Bou Azzer)；(14) 西萨彦博鲁斯 (Borus)。

前寒武纪 火山岩：(1) 巴伯顿；(2) Burkina Faso；(3) 阿比提比的 Theo's Flow；(4) 波德斯堡 (Pietersburg)；(5) 瓦比贡 (Wabigoon) (Kakagi)；(6) 阿比提比的提敏斯；(7) CAR 的 Bouf oyo；(8) 阿尔及利亚的 Tassendjanet；(9) 贝林圭 (Belingwe)；(10) 坎贝尔塔的卢诺 (Lunnon)；(11) Uchi 的红湖；(12) Shoal 湖/Lake-of-the-Woods；(13) CAR 的 Borgoin；(14) 耶尔岗的克利福德 (Clifford) 山；(15) 贝林圭；(16) 阿尔提比的 Alexo；(17) 阿比提比 Pyke 山；(18) 阿比拉比 Fred's Flow；(19) 塔贝尔塔卢诺 / Long Shoots；(20) 坎贝尔塔。

花岗岩类：(1) 卡卡吉 (Kakagi) 的瓦比贡；(2) 卡普瓦瓦克拉通；(3) 东阿尔丹地盾，太古宙；(4) 东阿尔丹地盾，元古宙；(5) 阿比提比 Matachewan。

1.3.3 镁铁质和超镁铁质岩的金丰度

地幔金含量是根据地幔岩及其镁铁质熔融物质的分析估计出来的。分析金的岩石包括金伯利岩和碱性玄武岩的超镁铁质结核及蛇绿岩的非堆积超镁铁质和镁铁质岩石。

蛇绿岩：蛇绿岩是可用于研究的最多的地幔岩石。两个非堆积的橄榄岩、方辉橄榄岩和二辉橄榄岩都可能产在蛇绿岩里，但二辉橄榄岩不太常见。几乎各种岩石学都认为方辉橄榄岩是较原始橄榄岩（可能是二辉橄榄岩）熔出玄武岩之后的残余物。

14 个蛇绿岩套方辉橄榄岩平均含金 2.8×10^{-9} 。约瑟芬 阿尔伯特山和塞特福德矿山 Ir/Au 值为 3.2，或基本与球粒陨石相当，但蛇绿岩套方辉橄榄岩不太可能是未分异的地幔岩，其中省略了塞特福德的 Ir/Au = 14 值，原因是其金太低，而不是铱太高。阿尔伯特山、塞特福德矿、约瑟芬和龙达的铱平均值分别为 2.4×10^{-9} 、 3.2×10^{-9} 、 4.6×10^{-9} 和 7.3×10^{-9} ，龙达并不特别。但是龙达平均含金量 0.33×10^{-9} ，是 14 个地区中量低的一个。如果蛇绿岩方辉橄榄岩和二辉橄榄岩是残留岩和源岩，那么部分熔融的玄武岩在某些情况下 Ir/Au 值差别比源岩大，因为是金优先分离这种熔体的。

橄榄岩结核：金伯利岩和碱性玄武岩中的石榴石和尖晶石橄榄岩结核都是另一种来源的地幔岩。已报道的两种结核平均值见表 1.2，西伯利亚金伯利岩为 2.7×10^{-9} 。莱索托 (Lesotho) 岩筒为 0.85×10^{-9} 。这些区别说明石榴石橄榄岩地幔岩的金含量在区域上是变化的。

表 1.2 地幔金丰度值的估算

来源	估算值	样品
林伍德(Ringwood)和凯尔(1977年)	4.2×10^{-9}	地幔岩
米切尔和凯尔(1981年)	0.9×10^{-9}	尖晶石二辉橄榄岩/地幔岩
苏(Sun)(1982年)	$(0.5 \sim 1.5) \times 10^{-9}$	橄榄石科提岩
乔(Chou)等(1983年)	1.3×10^{-9}	地幔岩

米切尔 (Mitchell) 和凯斯 (Kdays, 1981 年) 认为地幔中的贵金属源是不均匀的，他们发现，全岩贵金属 (Pd、Ir 和 Au) 含量 20%~40% 硫化物和铂族元素矿物含在结核中。他们发现在石榴石二辉岩中贵金属相当稀少，断定主要含在硫化物或铂族元素矿物中。伊万诺夫等 (1977 年) 赞成这一观点，并根据西伯利亚的结核，认为金、银和铜在地幔中呈垂直和水平分带。

尖晶石二辉橄榄岩结核中的金分布比石榴石二辉橄榄岩的均匀。美国西部、澳大利亚和欧洲的 27 个全岩分析样品平均含金 $(0.49 \pm 0.26) \times 10^{-9}$ 。天山的样品明显较高，平均为 $(1.2 \pm 0.3) \times 10^{-9}$ 。岩石学方面的一致观点是：产于碱性玄武岩中的尖晶石二辉橄榄岩的地幔深度浅于产于金伯利岩中的石榴石二辉橄榄岩。尖晶石和石榴石橄榄岩的 Ir/Au 都接近于 7 大约为球粒陨石值的 2 倍，说明金从未分异橄榄岩源中有选择地迁移出来。

1.3.4 前寒武纪岩石中的金

火山岩：前寒武纪绿岩带拉斑玄武岩和科马提火山岩的金含量见表 1.1。观察结果与推断如下：

(1) 橄榄岩质科马提岩和拉斑玄武岩的含金平均值是相似

的，分别为 4.2×10^{-9} 和 5.7×10^{-9} 。地幔部分熔融百分比的明显差别并不导致熔体金含量的明显差别。

(2) 虽然数据资料不多，但科马提玄武岩含金量仍较其他岩石高。在 6 个地方的平均值中有三个即坎贝尔塔 (Kambalda) 高镁系列下盘玄武岩，贝林圭 (Belgwe) 绿岩带和玻各依恩 (Borgoin) 带科马提玄武岩超过 10×10^{-9} 。其他科马提玄武岩平均值小于 4.2×10^{-9} 。

(3) 贝林圭和玻各依恩两个绿岩带却很异常。后者的拉斑玄武岩和科马提玄武岩金含量平均值都是 37×10^{-9} 。前者平均值为 13.5×10^{-9} ，但凯斯 (1984 年) 获得的平均值只有 1.4×10^{-9} 。

绿岩的含金量是否可以代表母岩浆还有疑问。卡普瓦尔 (Kaapraal) 绿岩带含金量低 ($0.67 \times 10^{-9} \sim 1.7 \times 10^{-9}$)，但赋存有工业金矿床，而贝林圭绿岩的背景值高，但没有金矿床。一种解释是，发生在强蚀变和变质作用体卡普瓦尔绿岩的金进入流体，在构造圈闭中通过分散和聚集作用形成金矿床。

Ir/Au 值可能反映了这种再分配的情况，金经历了比铀更严重的亏损。巴伯顿和科利福德 (Clifford) 山两地的金的平均值最低，Ir/Au 值 (4.85 和 4.8) 比其他橄榄科马提岩都高。

贝林圭和玻各依恩的金背景值高，与岩性无关，前者的橄榄科马提和科马提玄武岩含金值都高，后者的科马提玄武岩和拉斑玄武岩的含金平均值为 36×10^{-9} 和 37×10^{-9} 。因为这些高金值可能与地点有关，与岩性无关。因此其与地幔源岩背景值的关系比与部分熔融程度之类的岩浆生成参数的关系更密切。

花岗岩类：大部分前寒武纪花岗岩体含金平均值为 $(1 \sim 2) \times 10^{-9}$ 。塞杰尔 (Saager) 和迈耶 (Meyer, 1982 年) 对约翰内斯堡 (Johannesburg) 穹窿和东德兰士瓦花岗岩进行的广泛研究，获得的金的算术平均值为 1.2×10^{-9} 几何平均值为 1.0×10^{-9} 。累积频率分布显示出 6% 的过高值，由含金 4.1×10^{-9} 的样品组成。德兰士瓦花岗岩中金和主要元素不存在相关性分异趋势。

1.3.5 地幔金丰度的估算

上地幔的金丰度是根据地幔结核和超镁铁质岩流估算的。尖晶石和石榴石二辉橄榄岩金含量变化大，富贵金属矿物的出现及需要对地幔橄榄岩部分熔融百分比的精确计算导致很大的不确定性。然而，近期的估算大都为 1×10^{-9} (表 1.1、表 1.2)。

1.3.6 非造山环境中的镁铁质火山岩

大洋中脊玄武岩 (MORB)：平均含金量为 1.2×10^{-9} ，在镁铁质岩中最低。拉斑玄武岩与碱性玄武岩的平均值相似，分别为 0.8×10^{-9} 和 0.6×10^{-9} ，说明其中的金与岩浆的部分熔融或岩浆分异结晶史的关系不大。

1.2×10^{-9} 的岩石平均值可能是大洋中脊玄武岩岩浆含金量的下限。基斯 (Keays) 和斯科特 (Scott) (1976 年) 指出大洋中脊枕状玄武岩边部玻质物金的平均值是内部结晶物质的 3 倍。他们认为玻质物 (5 个样品含金平均 1.35×10^{-9}) 代表了原生岩浆的金含量。内部结晶物质失金。

认为这种玄武岩在喷发时硫处于饱和状态。硫的饱和状态对大洋中脊玄武岩中的金起到主要控制作用，其玻璃质中的硫化物小球含 13×10^{-9} 的金是全岩平均含金量的 10^4 倍。

板内玄武岩：板块内部玄武岩，主要是夏威夷拉斑玄武岩，平均含金 $2.0 \times 10^{-9}\%$ ，大约是大洋中脊玄武岩的 2 倍。板块内部碱性玄武岩分析结果显示其金含量大约是板块内部玄武岩的 $1/2$ 。碱性岩浆熔融生成的部位比拉斑玄武岩深。

板块内部玄武岩含金量比洋脊玄武岩高，可能由于各自源区的金含量不同，部分熔融或热液形成机制不同所致。如果大洋中脊玄武岩源区一直保持前的部分熔融幕，地幔源岩的金含量变化可能很大 (玄武质火山岩)。更原始的板块内部地幔与大洋中脊玄武岩根本不同，不相容元素含量高，Ir/Au 值高，为 0.38，比大洋中脊玄武岩 0.03 高得多。两者的另一个区别是大洋中脊处的热液活动强烈，从大洋中脊玄武岩中淋滤出大量金。但是，大洋玄武岩的金含量范围只有 $(1 \sim 2) \times 10^{-9}$ 。岩浆生成、分异结晶和蚀

变所引起的海底玄武岩金含量平均值变化不大。

三处（美国哥伦比亚河、印度德干、巴西巴拉纳盆地）大陆溢流玄武岩平均含金 3.5×10^{-9} ，彼此相差较小，分别为 3.7×10^{-9} 、 3.8×10^{-9} 和 3.1×10^{-9} 。与大洋玄武岩相比 溢流玄武岩含金比较高。蒂坎暗色岩的 Ir/Au 值为 0.023 与大洋中脊玄武岩相似，铱的平均值为 0.092×10^{-9} ，（1981 年）介于大洋中脊玄武岩和板内玄武岩之间。Nd/Sm 和 Rb/Sr 研究使卡尔森等人（1981 年）建立了哥伦比亚河玄武岩为原生玄武岩熔融体与前寒武纪硅铝质壳混合的成因模式。

溢流玄武岩和大洋中脊玄武岩都是在拉伸构造环境下形成的，但是溢流玄武岩是通过硅铝壳喷发出来的，其 Ir/Au 值与大洋中脊玄武岩和其中的岩浆硫化物相似，分别为 0.033 和 0.034，说明溢流玄武岩中的金可能主要存在于和大洋中脊玄武岩相似的不混溶的硫化物中。然而不像大洋中脊玄武岩环境，缺少大量的热液活动，所以硫化物更容易保留下来。这样大洋中脊玄武岩 Ir/Au 比值较大，但是两种金属的丰度都比较高。

1.3.7 非造山环境中的镁铁质深成岩

已经研究了稳定克拉通镁铁质深成岩初始岩浆中的金及分异结晶作用和不混熔硫化物的作用对金的影响。估计初始岩浆成分是很难的，边缘岩石可能经历过不寻常的热液和动力作用，因此可能出现多种岩浆成分。含金大约 3×10^{-9} 的镁质系列玄武岩和含金 2.5×10^{-9} 的拉斑玄武岩是布什维尔德初始岩浆的最好代表。因此，在布什维尔德杂岩的结晶过程中，岩浆的混合不大可能形成整个岩浆中大的金含量变化。

布什维尔德和其他层状辉长岩中金的分异作用似乎极少。李和特列多克斯（1986 年）发现，在布什维尔德的下带和主带中金含量与地层或硅酸盐矿物几乎没有相关性，并认为金的分布受分异结晶过程中沉淀的少量不混溶硫化物的控制。

1.3.8 造山环境

火山岩：板块聚合的特征火山岩包括以钙碱性为主的玄武岩

—安山岩—流纹岩组合及岛弧玻质古铜安山岩和陆相双峰玄武岩—流纹岩系列。镁铁质和长英质火山岩含金平均值分别为 2.2×10^{-9} 和 1.55×10^{-9} 。现在尚不明白长英质岩石含金量低的原因。前苏联远东地区两个研究发现镁铁质和长英质岩石金含量差别不大。美国西部长英质火山岩的含金量最低，含金平均值小于 10^{-9} 。而前苏联远东地区不存在小于 10^{-9} 平均值这种区别可能反映了区域上的变化或在金含量非常低时分析误差。

深成岩：板块聚合机制下形成的花岗深成岩的金含量范围很窄。平均值为 2.6×10^{-9} ，各个深成岩范围是 $0.5 \times 10^{-9} \sim 6.9 \times 10^{-9}$ 。数据最多的是乌拉尔海西运动期花岗岩类，那里的 28 个深成岩平均含金 2.5×10^{-9} （范围为 $1.4 \times 10^{-9} \sim 4.4 \times 10^{-9}$ ）。

美国西部海岸岩基含金量明显较低，平均值为 1.2×10^{-9} 。大陆边缘聚合环境中花岗岩基是由不同方式俯冲作用引起的下地壳部分熔融形成的。深成岩含金量普遍低表明地壳深部形成岩浆不一定能把大量金迁移到地壳的较浅部位。

1.4 沉积岩和沉积物中的金

1.4.1 概述

世界上相当数量的金产自前寒武纪碎屑沉积岩中，主要的实例是南非的维特瓦特斯兰德盆地的金矿，平均品位为 8g/t 。此外还有巴西的雅科比纳和加纳的塔库瓦金矿床，平均品位分别为 $8 \sim 15\text{g/t}$ 和 $1.5 \sim 9\text{g/t}$ 。沉积区的金数据资料见 1.7 节，其平均含金量见表 1.3，概括如下：

(1) 在主要沉积岩（砾岩、砂岩、页岩和石灰岩）中，金平均含量最高的是粗—中粒碎屑岩

(2) 页岩的含金平均值类似于中性火成岩，反映了上地壳源岩的含金量比其他沉积岩类高。但是，沉积环境的性质强烈影响了页岩的含金量，正如所见到的碳质页岩的含金量就比较高。

(3) 尽管与页岩金含量差异仅为 17%，但碳酸盐是含金量最低的沉积岩。

(4) 前寒武纪铁建造和含铁沉积岩的含量变化大。有些富硫化物型铁建造的金含量超过 100×10^{-9} 。富氧化物的岩石含金量很低，可能反映了不同的沉积环境。

表 1.3 沉积物和沉积岩中金的平均含量

类 别	\bar{X}_1	N_1	\bar{X}_2	N_2
沉积物				
含粘土深海沉积物	3.0×10^{-9}	50	3.6×10^{-9}	7
抱球虫和硅质软泥	1.5×10^{-9}	33	1.4×10^{-9}	3
陆源沉积物，水深小于 500m	3.2×10^{-9}	75	3.5×10^{-9}	6
砾积岩				
粒岩、砂岩、粉砂岩	8.1×10^{-9}	1212	6.5×10^{-9}	13
页岩	2.3×10^{-9}	288	2.4×10^{-9}	9
碳酸盐质页岩	6.7×10^{-9}	533	7.4×10^{-9}	9
碳酸盐岩	1.9×10^{-9}	251		
共生的蒸发岩				
太古代，加拿大地盾			38×10^{-9}	21
元古代，加拿大地盾			19×10^{-9}	7

注: \bar{X}_1 —算术平均值; N_1 —样品数; \bar{X}_2 —按地区算术平均值; N_2 —采样地区数

1.4.2 沉积物中的金

深海陆源成因的细粒富粘土沉积物的平均含金约为 3×10^{-9} ，深海生物化学沉积的含金量为 1.5×10^{-9} (表 1.3)。地壳风化形成的富粘土沉积物通常比生物化学沉积物的金含量高 2 倍左右。

1.4.3 碎屑岩中的金

粗-中粒碎屑岩的数据库见 1.7.4.2 节。研究所分析的 2000 个中生代陆相沉积岩主要取自对前苏联东部特兰斯科里亚的安帝诺—戴恩斯克盆地，砾岩-砂岩-粉砂岩粒度范围内的其他碎屑岩含金平均值都不超过 4.66×10^{-9} 。砾岩含金量最低，而细砂岩和粉砂岩含金量最高。细粒岩石中高金含量与有机质和铁氧化物有关，如果粗粒砾岩含金量最高，红色胶结氧化物就会出现，其

含金量可能超过全岩的 3 倍。有些学者认为外部源区机械搬运来的岩石碎屑和颗粒金是粗粒岩石中金的主要来源。

富粘土的细粒沉积岩具有几乎相同的位置和总体平均值分别为 2.4×10^{-9} 和 2.3×10^{-9} (表 1.3) 这些平均值与活动大陆边缘含金量为 2.2×10^{-9} 的镁铁质火山岩 (主要是安山岩) 相似。页岩的平均值与从加拿大地盾前寒武纪获得的地壳平均值 1.8×10^{-9} 相似。

克罗盖特等 (1973 年) 粗略估算发现各种土壤和其源岩的金含量几乎没有差别, 目前页岩似乎具有类似于其它上部大陆壳所估算的含金量平均值的特点。但是, 沉积环境的影响是很重要的。碳质页岩的金含量是具一般有机碳含量页岩的 3 倍, 说明有机物质或伴随的还原条件导致海洋环境中的金富集增强。

1.4.4 化学沉积岩中的金

石灰岩: 碳酸盐及与其共生的蒸发岩含金量都比其他沉积岩略微低一些。纯碳酸盐岩可能要比数据库中的平均值低, 因为粘土是提供金的主要矿物。

在共生有生物礁和大陆架碳酸盐蒸发岩中, 金比碳酸盐中略微富集一点。含光卤石的蒸发岩平均含金 3.1×10^{-9} , 但是纯石盐和混有钾石盐岩石的平均含金都不超过 1.7×10^{-9} 。

前寒武纪铁建造: 富铁沉积岩金量变化大, 见 1.7.4.2 节, 坎贝尔塔火山岩序列中含硫化物的层间流沉积物含金量超过 100×10^{-9} 。氧化物为主的铁建造有时含有与不整合石英或长英质斑岩侵入体共生的交代金矿床。在未矿化的氧化物相中, 如阿比提比的舍曼 (Sherman) 和艾达姆斯 (Adams) 矿铁建造中铁氧化物相中等条带的平均含金小于 10×10^{-9} , 与层状黄铁矿含金 18×10^{-9} 形成鲜明对比。沉积环境对金含量有明显的控制作用, 因为阿尔果马或火山岩中氧化相铁建造含金量大约是苏必利尔型或大陆架型沉积岩铁建造的 2 倍。富金属化学沉积物和火山成因的硫化物含金量在第 8 章由汉宁顿 (Hannington) 等做了详细讨论, 这里不再考虑。