

金矿参考资料汇编

第五集

吉林省冶金地质勘探公司研究所

一九八〇年

前言

随着我国工农业、国防工业和科学技术的发展以及国际贸易上的需要，国家对黄金的需求量日益增长。为了加速黄金事业的发展，我们继续编译了一部份国外金矿地质，成矿理论、岩矿鉴定、化学分析等方面有关的文献以及我所近年来在金矿地质研究方面未曾公开发表过的部分成果，编辑了《金矿参考资料汇编》第五集。作为情报交流希能促进金矿地质事业和科研工作的进展，为实现社会主义四个现代化作些工作。

组稿选编校核工作由我所杜希明工程师负责,限于编者的水平
错漏之处在所难免,希读者提出宝贵意见,以便日后补遗修正。

一九八〇年八月

目 录

金的地球化学	1
美国内达华州约翰尼金矿区区域地层控制的应用	23
金——硫化物——石英建造矿床中脉石英成分与性质的变化	
——矿化分带和矿床形成条件的反映	30
不同成分岩墙中金的分布特征	41
花岗岩类中黑云母和磁铁矿的含金量——金矿成矿的一种标志	49
苏联东北部金矿床的垂直分带	53
苏联远东南部金矿的形成条件	60
美国砂金矿地质资料选译	74
西伯利亚中部与风化壳建造有关的古老砂金矿	82
埋藏不深砂金矿的勘探改进法	86
关于某些矿床萤石的含金性	88
爆裂法在金矿找矿中的应用	90
某类型金矿床形成的基本特征	92
我国主要类型金矿床同位素地质学研究	96
胶东西部地区金矿床硫同位素组成及与金矿化有关的	
花岗岩类岩同位素年令研究	109
硫同位素研究在金矿床中的应用	119
用放射性同位素 ^{195}Au 为示踪剂实验研究天然层状	
硅酸盐和氢氧化铁对金的吸附作用	126
吉林省夹皮沟地区金矿地球化学找矿和评价指标的研究	132
自然金晶体的生长及其后期变化	167
乌克兰一些地区自然金结晶形态	175
原子吸收火焰法测定岩石与矿物中痕量金	179
测定微量金的动力学点滴法	187
用电热原子化器原子吸收光谱法作硅酸盐岩石中	
Pb 量级的金、银和镉的同时测定	192
用石油硫化物预先萃取分离以火焰和无火焰石墨	
原子化器作金的原子吸收测定	195
用 4, 4'-二(二甲胺)——二苯甲硫酮作铜、银、铅、泡铜、铜精矿	
和阳极泥中痕量金的萃取分光光度测定	200
利用脉冲原子化器作地球化学试样中微量金的原子吸收测定	207

金的地球化学

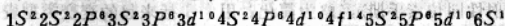
朱奉三 编译

说明：研究金的地球化学特性及其在各种地质条件下的地球化学行为，是剖析认识金矿床成矿规律的重要基础。为此，我们从国外近十几年来发表的有关文献中，选择编译了金的地球化学参考资料，本期刊载的是其中一部分。着重介绍金的物理和化学性质；金在天体和地壳各层圈中的丰度以及在常见矿物与岩石中的丰度数据。在各项数据表之后，简要说明金丰度值变化的规律与机理。文中数据，主要选译自1974年出版之美国地球化学手册，同时参考了苏、加、澳等国的部分文献。在编译中，限于编译者的水平、错误与不当之处难免，欢迎读者指正。

一、金的物理和化学性质

(一) 概述：

金 (*Aurum*) 的原子序数为79，在元素长周期表上位于第六周期第一副族 (IB)，和铜、银一起，通常称为铜族元素，其原子量为197 (196.967) g/mol 。已知金的同位素其质量数为183~201，但只有同位素197最稳定，可存在于自然界。有关金的同位素简况，可见表1。金的电子层结构复杂*，次外层为18个电子，由于金原子中有较多的电子处于离原子核较远的外层，故对原子核的屏蔽效应较小，即原子的有效核电荷较多。因而金原子对外层S电子的束缚力较强，其第一电离势为212，在铜族元素中最高，如铜为178、银为174 ($K\text{ Cal}/mole$)，比碱金属 (如钾为100) 要高得多。这是金的化学性质不活泼的主要原因之一。其电子层结构为：

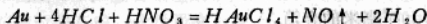


即它的原子电子层构型为 $5d^{10}6S^1$

(二) 金的物理性质：金 (如自然金) 在常温下为晶体，等轴晶系；

* 由于Au的次外电子层是刚刚排满的18电子构型，不太稳定，有失去1—2个d电子的可能，出现了变价现象，金在化合物中呈+1价和+3价，而以+3价化合物比较稳定。

金的金属活泼性很小，在电位序中，它在氢以下，因此它不能置换出酸中的氢来，它需要很强氧化性的王水才能使它溶解，而且王水能提供大量氯离子与三价金离子 (Au^{3+}) 生成稳定的氯络合物 ($AuCl_4^-$ 或 $H[AuCl_4]$)



金同位素表*

表1

同位素符号	衰变类型	半衰期
^{183}Au	α	50秒
^{184}Au	β^+ , EC	52秒
^{185}Au	(EC), IT	7分
^{186}Au		12分
^{187}Au	EC, α	8分
^{188}Au	(β^+), EC	8分
^{189}Au	EC	4.7分
^{190}Au	(β^+), EC	42分
^{191}Au	EC	3.2小时
^{192}Au	β^+ , EC	4.1小时
^{193}Au	EC	15.8小时
^{194}Au	β^+ , EC	39.5小时
^{195}Au	EC	183天
$^{195\text{m}}\text{Au}$	IT	30.6秒
^{196}Au	β^- , β^+ , EC	6.18天
$^{196\text{m}}\text{Au}$	IT	9.7小时(一)
^{197}Au		
$^{197\text{m}}\text{Au}$	IT	7.2秒
^{198}Au	β^-	2.6963天
$^{198\text{m}}\text{Au}$	IT	2.27天
^{199}Au	β^-	3.13天
$^{200\text{m}}\text{Au}$	β^-	48.4分
^{201}Au	β^- , IT	18.7小时

* 摘自《放射性同位素手册》，略为简化。用()括起来的衰变类型表示是推测的。

α — α 粒子； β^- —负 β 粒子(负电子) β^+ —正粒子(正电子) EC—轨道电子捕获 IT—同质异能跃迁

$\text{O}_h^2\text{—Fm}3m$; $a_0 = 4.708 \text{ \AA}$, $Z = 4$ 。立方心铜型结构。六八面体晶类; $\text{O}_h\text{—}m3m$ ($3L^4 4L^3 6L^2 9PC$)。完好晶形少见。常见单形: 立方体{100}, 菱形十二面体{110}, 八面体{111}, 四六面体{210}及四角三八面体{311}。常依{111}成双晶。一般多呈不规则粒状、团块状、片状、网状、树枝状、纤维状及海绵状集合体。

金的颜色: 纯金为金黄色, 当含有杂质时, 其颜色可相应变化; 如含银或铂时, 颜色变淡, 含铜则使颜色变深。

金的延展性很好, 1克纯金可拉成近3.5公里长, 直径为0.00434毫米的细丝; 或可压成厚度为 0.23×10^{-6} 毫米的金箔。

金的挥发性极差，在高于熔点至1300℃时，几乎无挥发性。

金的主要物理常数如下：

比重：	18℃时	19.31g/Cm ³
	1063℃熔化时	17.3g/Cm ³
	1063℃凝固时	18.2g/Cm ³
熔点：	(国际实用温标1968)	1064.43℃
沸点：		2707℃
强度极限：		12.2kg/mm ²
延伸率		40~50%
布氏硬度		18.5kg/mm ²
矿物学硬度(摩氏)		3.7
比热		0.316Cal/g℃
电阻温度系数(25~100℃)		0.0035
导电性(Hg=1)		40
线性膨胀系数(0~100℃)		14.6×10 ⁻⁶

(三) 金的化学性质：

金是主要的贵金属之一，其化学性质十分稳定，自室温至高温，一般均不氧化，在常温下金和稀酸或浓酸(HCl, HNO₃, H₂SO₄)等均不起作用。但金可溶于混酸——王水(三份盐酸和一份硝酸)中，也溶于有铵盐存在的混酸；溶于有碱金属氯化物和溴化物存在下的铬酸；在300℃时可溶于H₂SeO₄，而在低于150℃时则不溶；金还能溶于氰化物溶液、硫氰化物溶液、硫尿溶液、硫代硫酸盐溶液以及硒酸、碲酸和硫酸的混酸溶液中。这些性质对金的地球化学性状态关系甚大。

二、金在天体中的分布：

地球是宇宙天体中的一员，在本节中是指除地球之外的天体，并且主要是现代技术能研究掌握的陨石和月岩。一般认为，陨石属于类地行星堕落于地球的碎块。近年来，有不少学者提出，陨石成分相当于地球平均成分的一些假说，因此，研究不同陨石的成分可以推测地球内部的物质组成。同时，研究金在陨石和月岩中的分布特点，可以了解金在地球形成和地壳演化发展中的地球化学行为，因而有助于人们探索金在成矿过程中迁移富集的机理。

(一) 陨石：

表2中可见，自无球粒陨石、球粒陨石至铁陨石，金含量从0.01增到1PPm级。在不同的无球粒陨石中，如贫钙和富钙的两类样品，虽则金含量的变化范围甚广，但各类样品中金含量的平均值却相差无几，前者为0.0145，后者为0.012PPm。尚需指出，在无球粒陨石的分析中，无论用何种方法，其重现性均较差，可能由于金在无球粒陨石中的分布相当不均匀的缘故。金在这两类陨石里，主要集中于少量镍—铁矿物相中。

在不同类型的球粒陨石中，金含量差别不大，各类平均值自0.17~0.34PPm。金在富金属的顽火辉石球粒陨石中，含量最高；在H、L组球粒陨石中次之；在贫金属的

陨石中金的平均含量* 表2

陨石类别		样品数	金(PPm)		原子丰度**
			范 围	平 均	
炭质球粒陨石	C ₁	3	0.10~0.16	0.14	
	C ₂	6	0.14~0.23	0.18	
	C ₃	6	0.13~0.23	0.19	
	C ₄	1		0.15	
全部炭质球粒陨石平均		16	0.10~0.23	0.17	0.18 (15)
顽火辉石	E ₁	2	0.39~0.39	0.39	
	E ₂	2	0.33~0.38	0.355	
	E ₃	5	0.25~0.41	0.31	
全部顽火辉石球粒陨石平均		9	0.25~0.41	0.34	0.27 (9)
LL 组		6	0.13~0.23	0.16	0.12 (5)
普通球粒陨石组	L ₁	4	0.13~0.24	0.17	
	L ₂	18	0.10~0.26	0.16	
	L ₃	7	0.13~0.21	0.16	
	L ₄	21	0.11~0.33	0.19	
全部L组球粒陨石平均		40	0.11~0.33	0.18	0.13 (24)
H 组	H ₁	2	0.23~0.23	0.23	
	H ₂	5	0.19~0.24	0.22	
	H ₃	13	0.17~0.30	0.23	
	H ₄	4	0.15~0.22	0.20	
全部H组球粒陨石平均		24	0.15~0.30	0.22	0.19 (14)
贫钙无球粒陨石		4	0.004~0.03	0.012	
富钙无球粒陨石		26	0.00033~0.089	0.0145	
铁质陨石	方陨铁	H	23	0.22~1.65	0.74
		Og 和 Ogg	28	0.28~2.28	1.27
	八面石	Om	51	0.31~3.19	1.14
		Of 和 Off	26	0.61~2.35	1.32

* 分析方法: d-c 弧发射光谱, 灵敏度 0.2—1PPb; 原子吸收灵敏度 20PPb; 中子活化灵敏度 0.05PPb

** 原子 Au/10⁸S_i 原子; () 中数字为计算样品数

续表 2

陨石类别	样品数	金 (PPm)		原子丰度**
		范 围	平 均	
富镍角砾斑杂岩陨石	12	0.067~3.71	1.33	
全部铁质陨石平均	140	0.067~3.17	1.15	
石质铁陨石	7	0.27~3.19	1.63	

在陨石各矿物相中金的内容和分馏

表 3

陨石类别	矿 物 相	样品数	金 (PPm)		分馏系数
			范 围	平均	
铁陨石类	硫化物结核	10	< 0.02~0.08	< 0.06	正个陨石 硫化物结核 > 28
铁陨石	陨硫铁	6	0.002~0.008	0.0046	金属相 陨硫铁 = 335
铁陨石类	石墨	3	0.0015~0.003	0.0023	金属相 石 墨 = 753
铁陨石类	磷化物	2	0.15~0.179	0.165	金属相 磷化物 = 9
球粒陨石	磁性 (金属)	26	0.69~2.90	1.78	磁性物 非磁性物 = 77
球粒陨石	非磁性 (硅酸盐)	26	0.0048~0.091	0.023	

* 表 2—3, 译自美地球化学手册; 又, 本文中凡未注明出处的表, 均译自同一手册, 仅在局部内容和表格形式上略有修改或简化。(编译者)

炭质球粒陨石中最低。在这些陨石中, 金经常和 $Ni-Fe$ 相关, 反映了金在陨石中具有强烈的亲铁性。另一亲铁性的证据是金在球粒陨石中, 显示出金进入金属相的强烈倾向。从表 3 中可以看到, 在 26 个球粒陨石样品中, 平均金属—硅酸盐分离度 (partition) 为 77。在球粒陨石金属相中金分布, 要比金在铁陨石中均匀得多。

表 2 中的原子丰度数据表明: 在球粒陨石中出现的金—硅分馏 (fractionation), 其 Au/Si 比值, 按下列顺序递减: $E > H \approx C > L \approx LL$ 组球粒陨石。拉里默 (Larimer) 和安特尔斯 (Anders) 认为: 在原始太阳星云逐步聚集的过程中, 亲铁元素出现化学分馏, 使金属相与硅酸盐相分离, 这是金属具有铁磁性的缘故。

铁陨石的平均含金量为 1.2PPm, 要比其他陨石高出 1~2 个数量级。在铁陨石的主要 (结构) 类型中, 金含量变化甚小 (表 2)。而从表 3 中可以看出, 金在不同矿物相中的含量变化极大, 金在金属相中的富集程度, 远比在硅酸盐、硫化物、石墨和磷化

物中高得多，这是金具有强亲铁性的又一佐证。克罗凯特 (Crocket 1972) 曾在 47 个铁陨石样中测得了 17 种元素：Ga、Ge、As、Sb、Cu、Cr、Mo、In、Zn、Re 与贵金属 Au、Ag 及铂族元素等。其中金仅与 As 及 Pd 强烈相关 ($r = +0.83$ 及 $+0.74$, 1% 水平)。

(二) 玻陨石：贝特克尔 (Baedecker)、爱曼 (Ehmann) 等发表了 46 个玻陨石 (1964~1971) 含金量的数据：范围自 0.1~18.3PPb，平均为 4.1PPb。在这 46 个样品中，有 36 个是澳大利亚玻陨石类，其平均值 3.4PPb。一般认为，玻陨石和月岩或地表物质密切相关，故二者金含量均相似。(具体数据略)

(三) 月球物质：表 4 系美国阿波罗 11、12 和隆那 16 号自动宇宙飞船采回的月球岩石、火山碎屑及表土中的金含量、其中月球玄武岩的金要比地球玄武岩中低很多，前者大约相当于后者的 1%。这在阿波罗 12 采回的样品中更为明显。为什么在月岩中贫金？有一种解释* 认为：当原始月球物质的金属与硅酸盐在分凝 (Segregation) 过程中，其氧逸度很低，在这种较强的还原环境下，亲铁元素在金属相的富集程度要更高一些。在月球火山碎屑 (角砾岩) 与火山灰 (细屑) 中，金的含量要比月岩中高得多，在月球土壤中，金也有所富集。此外，万克 (Wanke) 等曾在一个月球火山细屑样品 (10084-18) 中分离出铁质颗粒，其中含 Au830PPb。而总的情况是在月球物质中，金的含量要比地球上相应物质要低，比陨石中更要低得多。

月球样品中金含量

表 4

样 品	LRL* 标志* 类型*	样品数及样号	Au (PPb)
阿波罗 11 玄武岩	A, A/B 及 B 型玄武岩	10017, 10020, 10047, 10050, 10057, 10058, 10072, 共 8 个	0.015~0.72 平均 0.23
阿波罗 12 玄武岩	A, A/B 及 B 型玄武岩	12002, 12009, 12017, 12020, 12040, 12051, 12052, 12063, 2065 共 9 个	0.0075~0.08 平均 0.042
阿波罗 11、12 火山碎屑	C 型	10018, 10021, 10046, 10048, 10056, 10060, 10061, 12010, 12013, 12073 共 10 个	0.35~5.0 平均 1.7
月球表土, 阿波罗 11、12 及隆那 16	D 型	10084, 12001, 12025, 12028, 12032, 12033, 12037, 12044, 12057, 12070, Luna 16 共 11 个	1.4~5.7 平均 2.5

* LRL: Lunar Receiving Laboratory 月球实验室标志类型: A = 细粒结晶岩 B = 中粒结晶岩石, C = 火山角砾岩, D = 火山细屑或月球土壤。

* Anders 等 (1971) 译注。

三、金在造岩矿物中的分布：

金在不同造岩矿物中的含量，总的讲来都很低，其中虽有一定变化，但变化的幅度不太大，一般都在同一个数量级— PPb 级范围内，如表 5。在表 5 的数据中可以看出两个特点：

1、长英质矿物（石英、钾长石、斜长石。）中的平均金含量比铁镁矿物（黑云母、普通角闪石、辉石）要低；

2、付矿物中的含金量变化范围很大，如榍石和磁铁矿等，一般要比围岩岩石中的平均含金量高。

而不同的研究者，在研究了不同岩体中金含量的特点，提出了不同的见解：

1、文生（Vincent）等研究了东格陵兰的斯盖尔加德辉长岩体，发现在该岩体各部的斜长石、辉石、磁铁矿和钛铁矿中，其含金量的变化均甚小，他们认为：金在岩浆中系呈不带电荷的金属状态，在不同的造岩矿物里，可能主要赋存于晶体缺陷中。

金在造岩矿物中的含量

表 5

矿 物	围 岩 及 产 地	样 品 数	金(PPb)		测定 方法
			范 围	平均	
石 英	花岗岩，高勒凡地块，苏联	6	0.2~1.1	0.8	N
	花岗质岩石，天山	36	0.95 ± 0.12	1.7	N
	辉长岩，哈萨克斯坦	8	1.5~5.4	4.0	S, N
	花岗岩、花岗闪长岩、英云闪长岩，片岩、苏联	7	1.1~8	2.6	N, S
石英和斜长石	花岗闪长岩、石英、二长岩、石英闪长岩、蒙他那美国	12	0.1~3.4	0.3	N
长 石	花岗岩，高勒凡地块，苏联	7	0.2~0.5	0.3	N
	花岗质岩石，天山，苏联	32	0.95 ± 0.14	1.7	N
	花岗岩（主要），阿尔太，萨彦，苏联	20	0.2~7.9	3.3	N
	石英二长岩，花岗闪长岩，美国蒙他那	8	0.02~1.4	0.5	N
	辉长岩，花岗闪长岩，英云闪长岩，苏联	5	0.5~3.0	1.5	S, N
黑云母	花岗质侵入岩，苏联天山，查特卡	120	0.95 ± 0.04	7.1	N
	辉长岩，闪长岩，苏，哈萨克斯坦	7	8.5~17.9	12.5	S, N
	石英二长岩、花岗闪长岩、石英闪长岩 美国蒙他那	11	0.1~15.8	2.6	N
	花岗石，花岗闪长岩苏联祖阔特卡	4	2.7~9	4.8	S
普通角闪石	花岗质岩，苏联、乌拉尔	14	0.7~4.0	1.6	N
	辉长岩，苏联、哈萨克斯坦	4	5.0~23.8	11.3	S, N

续表 5

矿 物	围 岩 及 产 地	样 品 数	金(PPb)		测 定 方法
			范 围	平 均	
普通角闪石	石英二长岩, 花岗闪长岩、石英闪长岩 美国, 蒙他那	10	0.2-1.3	0.6	N
角闪石类	辉长岩、闪长岩、霞石正长岩, 苏联阿尔太	6	1.4~2.4	5.9	N
辉 石 类	辉长岩, 东格陵兰	2	2.0~3.0	2.5	N
	辉长岩 苏联, 哈萨克斯坦	9	6.1~23.0	13.5	S, N
	橄橄岩、辉长岩、苏联阿尔太	4	3.5~40	16	N
榴 石	侵入花岗岩类 苏联天山	15	0.95±0.72	9.3	N
	英云闪长岩, 石英二长岩 美国蒙他那	2	0.5~34.6	17.5	N
	花岗岩类, 苏联乌拉尔	5	1.3-7.5	2.7	N
磁 铁 矿	侵入花岗岩类 苏联天山	40	0.95±0.1	3.3	N
	辉长岩 苏联哈萨克斯坦	8	4.0-27.2	12.0	S, N
	辉长岩和角闪岩 苏联	2	19.6-34.0	26.7	S, N
	石英二长岩花岗闪长岩	7	0.4-49.3	11.2	N
白 云 母	云英岩, 片岩 苏联	2	3.8-10	6.9	S
	花岗岩类 "	3	4.2-15.5	10.9	N
	伟晶岩 苏联, 阿尔太	4	2.3-5.5	3.8	N
铬 铁 矿	橄橄岩 加拿大魁北克	4	2.6-5.4	3.4	N
电 气 石	伟晶岩 苏联, 阿尔太	2	6.7-18	12.5	N
绿 泥 石	花岗岩类 苏联维克赛特斯克	3	1.1~5.0	2.5	N
绿 帘 石	" " "	15	0.3-7.0	2.5	N
磷 灰 石	" " "	4	1.2-3.4	2.4	N

S, 光谱法; N, 中子活化法

2、谢尔巴科夫等对阿尔太—萨彦地区岩石进行了研究, 平均金含量自磁铁矿、镁铁硅酸盐到长石是逐步降低的, 他们认为: 金在橄橄石和辉石类矿物中, 与 Mg、Fe、Cu 和 V 等金属相关, 其离散度相对较小, 说明金在这些硅酸盐中, 具有晶体化学的联系, 在磁铁矿和石英中, 金具有较高的平均值和较大的离散度, 故可认为金在其中系以自然金属状态产出的。

3、达夫列托夫 (Davletov) 等研究了天山一带的花岗岩类岩体中的金, 认为: 长石系主要的运载矿物, 黑云母在主要造岩矿物中具有最高的金含量, 它是富集金的矿

物。付矿物，包括榍石、锆石、磷灰石等，虽常含金甚高，但由于付矿物数量很少，故对整个岩石的含金量，无显著影响。

4、斯沃里娃 (Zvereva) 等测定了北哈萨克斯坦一个巨大的花岗闪长岩杂岩体和一个辉长岩—闪长岩侵入体中的金。其中在辉石、普通角闪石和黑云母中的含金量虽普遍高于石英和长石，但在全部铁镁矿物中的含金量是相似的，故认为铁、镁和金并不相关；矿物中的含金量主要取决于整个岩石。他们还认为：在造岩矿物中的金，系呈中性原子产出，其富集系受构造控制。

5、哥特弗莱德 (Gottfried) 等在美国西部沿海一带研究了南加里福尼亚岩基、西拉—内华达岩基等岩体，发现金含量在铁镁矿物中要高于硅铝矿物，并且金含量和铁镁矿物丰度呈正相关，于是认为：钙碱性系列的岩石，在岩浆分异过程中，金在残余熔体中的含量是逐步下降的。

综上所述，可以认为：金在造岩矿物中的含量是有变化的，但变化幅度不大，一般说来铁镁矿物中金的含量要比长英矿物中多一些，是金在硅酸盐中和铁镁呈正相关关系，而主要是和岩体的总成分有关，因为大多数人认为，金在造岩矿物中还是呈自然元素或中性原子状态，金实际上并未进入硅酸盐晶格。

四、金在火成岩中的分布

金在一般火成岩中的平均含量

表 6

岩石类型		岩石名称	样品数	重量平均值 PPb
深成岩	硅铝质	花岗岩 花岗闪长岩 长英岩（包括花岗岩、云英岩脉）	310 380 23	1.7 3.0 4.2
	过渡型	闪长岩石英闪长岩、二长岩、英云闪长岩	261	3.2
	镁铁质	辉长岩（包括辉长—闪长岩）	580	4.8
	超镁铁质	纯辉岩及橄辉岩为主	149	6.6
	火山岩及浅成岩	硅铝质	流纹岩为主（包括流纹英安岩、英安岩、 糜细岩和黑曜岩等）	188
	过渡至 镁铁质	玄武岩，安山玄武岩、安山岩、粗面安山 岩和粗面岩为主	696	3.6

(一) 总的趋向：从表 6、表 7 及其原始数据中* 可以看出二点：其一，在火成岩中金含量平均值的范围可从 0.1~21.3PPb*，但是在绝大多数火成岩中的平均金含量只

* 见美国，地球化学手册 Vol II / 4.79-E-1~79-E-10

不同作者报导的在火成岩中金含量平均值比较表

表7

岩石类型	Phan	shcher	Voskre-	Jones	Moiseen	Gott-	美国地球
	(1965)	-bakov	senskaya	(1969)	-ko等	fated等	化学手册
	(1965)	(1967)	等 (1968)	(1969)	(1972)	(1972)	(1974)
深 成 岩	花岗岩	2.5	2.0		2.8	1.6	1.7
	石英二长岩~花岗岩					0.75	
	花岗闪长岩			1.5		1.2	3.0
	二长闪长岩及闪长岩				12.7		
	正长岩	1.7			2.5	0.3	1.8
	闪长岩	4	3.4	3.5	3.5	2.7	3.2
	辉长岩	5	8.2		5.4	3.4	4.8
	辉长岩, 钙碱性					3.9	
	辉长岩~二长闪长岩, 碱性					0.4	
	超镁铁岩	6	11	4.4	8.2	3.3	6.6
火 山 岩	纯杆岩~方辉橄橄岩				21.3		
	流纹岩		5		12.0	0.7	1.5
	英安岩~流纹英安岩					0.8	
	粗面安山岩~粗面岩					0.6	
	粗面岩	5			6.5		
	安山岩, 钙碱性					4.6	
	安山岩, 碱性					1.5	
	安山岩	6	4.9	2.2	5.2		
	玄武岩				3.2	5.4	3.6
	大洋拉斑玄武岩	3				0.6	
岩	大陆拉斑玄武岩					3.3	
	碱性玄武岩					0.6	

单位: PPb

在1~6PPb范围内,而主要是少数超基性岩如纯橄岩和方辉橄橄岩中,其平均含量要高一些;其二,不论是深成岩或火山岩,从硅铝质岩到镁铁质岩以至超镁铁岩,金含量是逐渐增高的,这一事实使许多学者认为这是金的一种地球化学行为。然而也有不少人不同意这种见解,例如苏联的伏斯克伦生斯卡娅(Voskresenskaya)和斯沃里娃研究了北哈萨克斯坦花岗岩类岩浆岩杂岩体后认为:在该杂岩体的不同岩石类型中,并不因铁镁指数的高低不同而金含量有甚么相应的差别。此外,安诺奥和凯本奥斯片斯研究了苏联

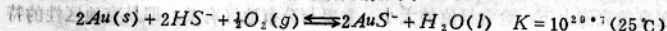
属矿床，特别是斑岩铜矿中，常可回收金，这表明了岩浆作用可以富集金。此外，从表 8 中可以看出，在不少金属矿床中，硫化物常作为重要的含金矿物，携带了矿床总量中的大多数金。在硫化物中金分布具有几个重要特征：

1、在不同的硫化物矿物中，金的含量通常在 $10^4 PPb$ 级范围内；要比造岩矿物高出 2—3 个数量级。

2、在硫化物中金含量多少主要取决于周围环境，而不是硫化物的种类。例如在金矿床中最常见的黄铁矿，在含金石英脉中的黄铁矿要比不是金矿床中的黄铁矿，其含金量要高得多。在其生的不同硫化物中，金的离散（或富集）差别要比不同矿床产出的同种硫化物要大。在表 8 中还有许多实例表明，矿床类型的不同，围岩条件的不同是硫化物含金量变化的主要因素，而硫化物矿物种类的区别，对含金量却没有多大区别。这些说明了不同硫化物的晶体构造对金的含量并没有多少影响。所以，可以认为在硫化物中，金并不参加晶格构造。而高温的岩浆铜镍硫化物矿床，可能作为例外，即金有可能少量地参加该类矿床的硫化物晶格中，但迄今为止，尚未见有正式实测报导。

（二）热液：只要是热水溶液，不论它与火成活动是否有成因联系，均能转移沉淀金。要了介金在热液中的迁移，可从下列几方面去研究：

1、热力学研究：海吉森等提出了一种酸性热液运移金的模式：热液的 Ph 值为 $2.7 \sim 3.0$ ，富氯化物（含 $NaCl$ 3molar），这种热液可按溶解度溶解 $AuCl_2^-$ ，沉淀作用将在 $175^\circ C$ 以上发生。这个模式适用于具有水铝石脉石矿物的含金黄铁矿石英脉。这种溶液携带平均不超 $20 PPb$ 的金而形成工业矿体。巴尔奈斯等认为金主要是呈硫化物的络合物迁移的，如以 AuS^- 形式，其作用如下：



这种反应和运矿溶液的 PH 值关系很大，当热液近于中性时， HS^- 可达到显著浓集。

*S—solid(固体)；*g—gas(气体)；*l—liquid(液体)

2、实验研究：安徒生等（1964）进行了在升温条件下测定热液对金的溶解度，报导了在具有碱金属氯化物和碱性重硫化物系统中，金具有很高的溶解度：如在 $S+O_2$ 饱和的碱质氯化物热液中（从 $3.6molar$ ， $600^\circ C$ ， $3Kb$ 到 $700^\circ C$ $4Kb$ ），金的溶解度从 1000 上升到 $2000 PPm$ 。亨利（1972）在 $2MKCl$ 溶液中（从 $300^\circ C$ ， $2Kb$ 到 $500^\circ C$ ，在赤铁矿—磁铁矿缓冲剂的氧逸度）测定，金的溶解度从 $20 PPm$ 上升到 $900 PPm$ 。增加溶液中 HCl 的克分子浓度和溶液的温度，有利于提高金的溶解度。而 fO_2 ，却并不作为具有重要影响的变量。实验是在超临界条件下进行的，溶液中具有高浓度的 HCl 和 KCl ，溶解的金系以 $Au_2Cl_6 \cdot n(HCl)$ 出现的。

魏斯丽格（1970）制备了一种溶液，含 $NaHS$ 的浓度为每公斤 $0.2 \sim 0.3mole$ ，温度为 $150^\circ \sim 250^\circ C$ ，压力为 $1Kb$ ，在这样的条件下，金的溶解度为 $100 \sim 200 PPm$ 。金的溶解度，随溶液温度的升高和溶液中 $NaHS$ 浓度的增加而提高。以上实验中的溶液，均含有 $NaCl$ ，且近于中性。魏斯伯格还论证了金的溶解度，主要取决于 AuS^- 的浓度和氯化物的络合物无显著关系。由此可见，金在不同的热液条件下，不论溶液中含氯化物或是含二硫化物络合物，均可具有相当高的溶解度。

3、流体（气液相）包体研究：流体包体常可以作为热水溶液的样品，因而对矿床

在硫化物和硫盐类矿物中的含量

表 8

矿物	产地和围岩	样品数	金 (PPm)	
			范 围	平均
黄 铁 矿	苏, 卡拉马扎尔, 在碳酸盐岩中的磁铁矿砂卡岩	7		0.5
	苏, " , 钼和铜—铜矿	69		3.2
	苏, " , 火成岩中含金石英脉	131		211
	" , 乌兹别克斯坦, 在矿、页岩中石英—金矿石	18		113
	中亚细亚, 铅锌矿床	14	0.19—11	1.1
	苏, 远东, 土耳其矿, 含金石英脉	9		79
	苏, 西天山, 库克苏河盆地	13	0.02—15	4
	菲律宾	21	0.003~140	14
	苏, 阿尔太—萨彦, 含磁铁矿砂卡岩	96	0.003~9.4	0.54
	苏, 库兹涅茨克阿拉套, 含金石英脉	37	3.4~398	36
	苏, 阿尔太—萨彦, 含金砂卡岩矿床	16	5.5~113	13.9
	加拿大, 新布伦斯威克, 多金属矿	14	0.6—6	1.5
磁黄 铁矿	" , 肖德贝利铜镍硫化物岩浆矿床	25	1.1—54	12.6
	苏, 诺尔斯克	9	0.007~0.42	0.08
黄 铜 矿	菲律宾	11	0.007—22	4.5
	苏, 卡拉马扎尔, 在碳酸盐岩中含铜砂卡岩	7	—	1
	" , " , 钼及铜钼矿床	53	—	17
	苏, 卡拉马扎尔, 在火成岩中含金石英脉	6	—	8
	苏, 乌兹别克斯坦, 在碳酸盐岩中白钨砂卡岩	2	—	8
	苏, 阿尔马利克, 浸染型铜—钼矿床	—	—	22
	加, 肖德贝利, 铜镍硫化物岩浆矿床	16	0.009~5.8	5.3
	中亚细亚, 铅锌矿床	18	0.04—32	0.07
	苏, 阿尔太—萨彦, 含金砂卡岩	5	0.9—21	13
	苏, 库兹涅佐克, 含金石英脉	2	9.5—21	15
	苏, 阿尔太—萨彦, 含磁铁矿砂卡岩	2	0.3—0.6	0.45
	苏, 诺利克地区	9	0.05—13	2.8
方 铅 矿	苏, 卡拉马扎尔, 钼和铜钼矿床	7	—	12
	" , " , 在火成岩中的含金石英脉	11	—	11
	" , 天山, 库克苏河盆地, 金属矿床	4	0.15—1.0	0.6
闪 锌 矿	苏, 卡拉马扎尔, 火成岩中的含金石英脉	5	—	23
	苏, 乌兹别克, 碳酸盐岩中的白钨砂卡岩	3	—	1.3
镍黄 铁矿	苏, 诺尔斯克	5	0.015~9.4	2.0

研究有很大意义，可惜在金矿床中有关流体包体的测定数据报导很少。根据莫森柯等（1972）在远东及东乌拉尔一带含金石英脉型金矿床的包体（从脉石英包体中萃取的液体）研究，得出如下几点认识：

- (1) 运移金矿的溶液中含有碱金属—重碳酸盐， Na 与 K 的克分子比例大致为 3。
- (2) 这些流体包体的成分中， HCO_3^- 比 Cl^- 要高得多，但在有的包体中却相反。
- (3) 用均化法测定包体（根据 13 个矿床）表明，热液型金矿床的温度可从 $30^\circ C \sim 430^\circ C$ ，金矿主要成矿期的温度范围较窄，自 $130^\circ \sim 200^\circ C$ 。

罗德（Roedder 1967）指出，浅成热液型汞矿的流体包体和热液型金矿床的包体类型很相似，在有的热液脉状矿床中，可发现金矿和汞矿伴生。

马加拉斯（1970）认为：某些具有高品位金的石英脉，其金含量与出现液体包体的高频率有关，可见在流体包体中具微粒金；在含金高的石英中（ $30 \sim 40 PPM$ ），其流体包体内常伴随高含量的 CO_2 。

六、金在岩石风化作用过程中的地球化学行为：

(一) 概述：

克劳斯卡帕夫（Krauskopf 1967）提出：金可溶于 $25^\circ C$ 的酸（如含氯化物水溶液）中，同时在溶液里需含有某种强氧化剂如 MnO_2 ， Fe^{3+} ，和 Cu^{2+} 等。提高溶液的酸度，和这些化学组份的浓度，可使金的溶解度也提高。在碱性或中性溶液中如具有 HS^- ，则也可溶解适量的金。这些认识，主要是从前人和本人的大量实验数据中推断的。

拉金（Lakin 1970）等认为：在风化过程中，金和一些阴离子组成的稳定络阴离子，常具有重要的意义。这些阴离子除了 Cl^- 等卤素外，还有 CN^- ， CNS^- ，和 $S_2O_3^{2-}$ 等。祖克赫罗夫（Chukhrov 1947）认为：在氧化带，由碘化合物和溴化合物携带的金，系呈络阴离子形式，拉金还指出：金络合物组成的性质，取决于所需的氧化电位，这和标准（电极）电位有关。

例如： $Au + 4Cl^- = AuCl_4^- + 3e^-$ $\epsilon^\circ = -1.00V$

$Au + 4Br^- = AuBr_4^- + 3e^-$ $\epsilon^\circ = -0.87V$

$Au + 4CNS^- = Au(CNS)_4^- + 3e^-$ $\epsilon^\circ = -0.66V$

$Au + 2I^- = AuI_2^- + e^-$ $\epsilon^\circ = -0.50V$

$Au + 2CN^- = Au(CO)_2^- + e^-$ $\epsilon^\circ = +0.60V$

从上述实验数据，可知金的易氧化程度，从 Cl^- 至 I^- 是逐步递增的，因而金的碘化合物要比氯化物的溶解度高。然而由于在地壳上卤族元素中的 Cl^- 远多于 I^- ，（如 $Cl^-/I^- \approx 1650$ ），所以实际上，金还是大多以氯化物出现而运移。

拉金等还强调了在土壤中，可由植物产生氰化物，这样的植物包括真菌类在内可能超过 1000 种。在植物生长过程中可产生氯化物的氰化物，水解后，可以使金成为 $Au(CN)_2^-$ 而运移。

关于天然有机酸在运移、沉淀和富集金的作用，可归纳为如下几个方面：1、有机酸并不能溶解金，也不能与金组成络合物或氧化物；而有机酸的存在却可以使金的氯化