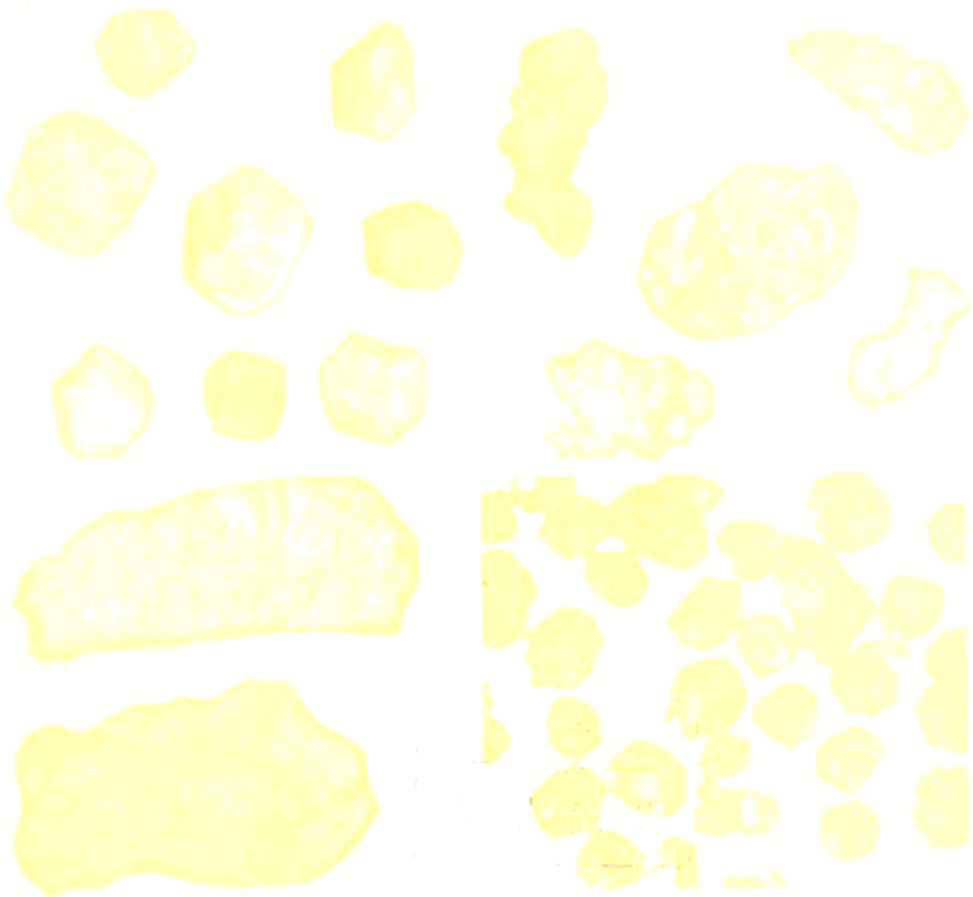


503034

金矿地质译文专辑

第二辑



浙江省金华地质大队

一九八二年

前 言

本辑是继我队1980年编译的、由浙江省地质局以内部资料出版的《金矿地质译文专辑》的续编，共选译25篇文章，内容主要讨论金的地球化学。涉及岩浆活动、变质作用、热液蚀变及其与金矿成矿的关系，找矿标志等。可供从事金矿普查、勘探工作的同志及科研人员参考。

编译者均系业余翻译人员，多为边学边译。如有错误，敬请读者批评、指正。

浙江省金华地质大队

1982年7月

目 录

金的地球化学.....	(1)
岩浆分异时金的地球化学性状.....	(8)
基性岩浆分异过程中金的性状.....	(10)
关于金在岩浆岩中的分布特性.....	(16)
某些地幔成因岩石中的金.....	(19)
天河石变质花岗岩中的金.....	(23)
碱性岩中金和银的克拉克含量与异常含量.....	(26)
科尔莫泽罗—沃罗尼(科拉半岛)变质杂岩中金的地球化学.....	(32)
科克切塔夫隆起变质岩中的金.....	(38)
波罗的海地盾东部前寒武系变陆源碎屑岩中金的某些形态类型和分配规律.....	(44)
变质—热液型金矿化.....	(47)
变质热液型金矿化的找矿标志.....	(54)
在沉积岩中金的平均含量.....	(63)
摄氏 25° 及 250° 时金与碱性水溶液的相互作用.....	(66)
巴列依地区金矿床的水文地球化学.....	(72)
一个含金的辉长—正长岩系杂岩.....	(80)
作为金的一种可能矿源的阿尔卑斯型超基性岩类.....	(84)
金成矿作用的地球化学原理.....	(90)
某些金矿建造碳质物的性质.....	(97)
金和银的比值——评价金矿化时的重要标志.....	(101)
乌克兰某些矿区中自然金的晶体形态.....	(106)
苏联东北金—银矿床垂直分带的特征.....	(111)
查明与火山建造有关的近地表金矿床的远景.....	(114)
爆裂法在金矿勘探中的应用.....	(122)
金在岩浆分异物中的分布.....	(124)

金的地球化学

(苏) B.Г. 莫伊先科和И.И. 法太诺夫

摘 要

地壳中金来源于基性和超基性岩浆岩建造。在基性和超基性岩的花岗岩化、变质作用或剥蚀作用时,金被释出,转移到熔体、溶液或风化的岩石中,它运移并在局部地方沉淀下来。热液金矿床形成于30℃到430℃的温度范围。此外,象晶出方铅矿、闪锌矿、自然金等矿物集合体的沉淀作用,发生在从130℃到200℃的狭窄的温度区间内。不同矿床中自然金的成色主要是沉淀出金及其所含金属的热液中金含量的函数。

金的地球化学

金具有高电离势和高的氧化—还原电位,这就决定着金主要呈自然元素产出。虽然金是一个低挥发性的金属,而它同时又可与氯形成较高挥发性的化合物。金亦有形成络合物的明显倾向。这些特性导致金在地质作用中有着不同的表现。

文森特(Vincent)和克洛喀特(Crocket)(1960),维诺格拉多夫(1962)和斯寇培科夫(Scherbakov)(1967)曾研究过岩石中金含量。运用光谱化学分析和中子活化分析,作者和他的同事获得相近似的成果(莫伊先科等,1971),但稍有点差别(表1)。在纯橄榄岩—方辉橄榄岩族(Clan)的超基性岩中,发现金含量最高(平均21.3*),类似于陨石中金的含量。在亚碱性和辉长岩系列(Series)的基性岩中,金含量要低得多(平均3.1~4.4)。属于一群(group)独立的小侵入体的火成岩中,高的金含量是碱性二长闪长岩和闪长岩的特征(平均12.7),而在玢岩和在花岗闪长斑岩系列中则低得多(3.9)。

在花岗质侵入岩中,金的浓度还要更低:在花岗岩中1.6,在花岗闪长岩和斜长花岗岩中为3.1。钠质花岗岩的特征是金含量要稍高一点。金含量随岩石基性度和碱性度(特别是钠质变种)的增加而增高的现象可在火山建造中见到。在深水陆源沉积物中,金含量为1.0,在水下火山形成物中达到5.0〔莫伊先科和梅凯洛夫(Mikhailov),1970〕。在滨外沉积物中,从粘板岩类—砂岩类—砾岩类金含量依次增加,从2~3到>10.0。

在深熔作用带金含量减少。在高温钾交代作用时发生金的急剧减少(直达存在总量的80%)。相反,在钠交代作用占优势的地方,金含量增加。因此,在钾长石化岩石中金含量通常为1.0,而钠长石化岩石中,一般大于10.0。在成矿元素重新分配时碱的重要作用,曾被费尔斯曼(1939)和谢尔宾纳(1963)所强调。

在花岗岩化和深熔作用过程中,金被转移到熔体(溶液)里,并运移到低温低压带中。

• 这里和下文中金含量以 $n \times 10^{-7}$ 重量%表示。

表1 侵入岩的金含量

岩石类型	分析数	金含量 ($n \times 10^{-7}$ 重量%)
超基性和基性岩建造		
纯橄岩—方辉橄岩族的超基性岩类	42	21.3
辉长岩系列(橄岩—辉岩和辉长—角闪橄岩族)的超基性岩类	86	3.1
斯坦诺伏山区纯橄岩—橄长岩的层状侵入岩类	12	3.8
亚基性系列的超基性岩类	10	4.4
辉长岩系列的辉长岩	17	3.4
独立小侵入体的杂岩: 活动带演化晚期阶段形成的闪长岩—花岗闪长岩—斑岩建造		
二长闪长岩和闪长岩类	66	12.7
玢岩—花岗闪长岩—斑岩类	88	3.9
似花岗岩系列的岩类		
花岗闪长岩类和斜长花岗岩类	36	3.1
花岗岩类	210	1.6

在有利的构造、岩石和物理—化学条件下形成金矿床,而金通常与硫化物矿石伴生。硫化物的矿化作用一般用二个矿物共生组合来描述:(1)黄铁矿和毒砂,在矿体沉淀的早期阶段形成,以及(2)含有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿和复杂成分硫酸盐类的多金属集合体,全都在矿体沉淀的较晚阶段形成。第一个共生组合的硫化物主要含有低成色的金;而较晚的硫化物同绝大部分游离的自然金密切共生。

套寇(Tokur)金矿床(Priamurye)不同成矿阶段的一些硫化物的化学成分列在表2。黄铁矿和毒砂中Ni和Co的含量从早期到较晚期减少。Pb、Zn、Cu、Au和Ag的浓度从早期稍微含金阶段到晶出阶段增加,而在最后的石英—碳酸盐阶段的黄铁矿中它们的浓度急剧减少。含金石英脉阶段游离自然金和晚期硫化物的占优势沉淀就反映出这个规律性。

在我们实验室借助于均化方法进行了金矿床形成的热条件的专门研究,以及通过文献[柯尔透姆(Koltum), 1957, 1958; 里欧考夫(Lyakhov), 1968; 斯米尔诺夫等, 1970]批判性学习,确定热液金矿床形成在30℃到430℃的温度范围内。在这个温度区间内早期贫金或微弱含金阶段出现在高温(230~430℃),晶出阶段处于中温(130~320℃),而最后阶段,通常同碳酸盐伴生,则在较低的温度下(30~165℃)发生。而且,晶出的矿物共生组合(方铅矿、闪锌矿、黝铜矿、自然金等)的沉淀作用发生在一个狭窄的温度区间,从130℃到200℃。含有分散金的黄铁矿—毒砂共生组合的硫化物主要在240℃与320℃之间形成。

从不同金矿床晶出阶段石英中水溶液的萃取显示出热液的碱—碳酸氢盐成分(表3)。在这些溶液里,氯是经常存在的,并且钠超过钾。

通常认为,不同矿床中自然金的成色主要依赖于成矿温度。然而,自然金从热液中的沉淀作用是固定在一狭窄的温度区间内(图1)。自然金的成色对热液的钠质成分、碱总量和氯的含量的依赖关系已被作者所证实(图2)。金成色与 $\frac{Na^+}{Na^+ + K^+} \cdot 100$ 和 $\frac{Cl^-}{Cl^- + HCO_3^-} \cdot 100$ 之间的相关系数,按Spearman公式计算,分别等于0.95和0.75。

表2 套冠金矿床中硫化物的平均成分

元 素	黄 铁 矿			毒 砂	
	交代石英岩 2*	含金石英脉 7*	石英—碳酸盐脉 1*	交代石英岩 1*	含金石英脉 8*
Fe	45.7150**	45.6143	45.8700	34.2800	34.1325
S	51.7050	51.7543	52.9700	21.2000	20.8750
As	1.0100	0.9457	0.2100	43.4000	43.4750
Sb	0.0065	0.0073	0.0562	0.0490	0.0502
Co	0.0110	0.0077	0.0023	0.0105	0.0086
Ni	0.0212	0.0059	0.0033	0.0232	0.0100
Zn	0.0036	0.0057	0.0040	0.0036	0.0050
Pb	0.0088	0.0180	0.0078	0.0004	0.0086
Cu	0.0009	0.0013	0.0010	0.0011	0.0011
Au	0.0048	0.0088	—	0.0022	0.0056
Ag	0.0022	0.0042	0.0001	0.0007	0.0014
SiO ₂	0.8900	0.7386	0.5800	0.3500	0.5112
不溶残渣	0.3200	0.2629	0.2800	0.3600	0.4162
Σ	99.6990	99.3747	99.9847	99.6807	99.5004
$\frac{\text{Au}}{\text{Au} + \text{Ag}} \times 1000$	686	677		759	800

*分析数, **所有数值都是重量百分数。

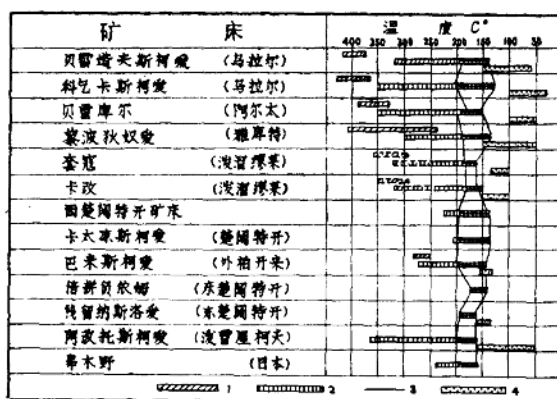


图1 金矿床形成的温度条件

1.早期阶段; 2.晶出阶段; 3.晶出的矿物共生组合(方铅矿、闪锌矿、黝铜矿、金和其它矿物); 4.最后阶段

表3 一些热液金矿床的晶出相石英中水溶液萃取的平均成分

成 分	卡 改 (浅溜脉系), 3*			柳 哥 浮 歇 诺 受 (Mnoovershinoye) (浅溜脉系), 1*			贝 雷 诺 夫 斯 柯 受 (Berezovskoye) (乌拉尔) 2*		
	g/l	克当量/l	克当量/l×%	g/l	克当量/l	克当量/l×%	g/l	克当量/l	克当量/l×%
K ⁺	3.025	0.077	11.4	0.730	0.019	12.9	2.140	0.055	19.5
Na ⁺	10.001	0.435	63.6	2.303	0.100	68.1	5.622	0.244	46.5
Mg ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca ²⁺	2.785	0.139	20.7	0.506	0.025	17.0	4.448	0.222	42.4
NH ₄ ⁺	0.396	0.022	3.3	0.056	0.003	2.0	0.046	0.003	0.6
Σ 阳离子	15.207	0.673	100.0	3.595	0.147	100.0	12.256	0.524	100.0
Cl ⁻	5.862	0.165	25.3	1.596	0.045	30.8	6.634	0.187	33.9
HCO ₃ ⁻	29.470	0.483	73.9	6.182	0.101	69.2	19.594	0.321	58.3
SO ₄ ²⁻	0.169	0.004	0.6	—	—	—	2.060	0.043	7.8
H ₂ BO ₃ ⁻	0.058	0.001	0.2	0.006	—	—	0.015	—	—
Σ 阴离子	35.559	0.653	100.0	7.784	0.146	100.0	28.303	0.551	100.0
合 计	51.766			11.379			40.559		
Mp	4.9			1.1			3.9		
n	85.0			84.0			81.6		
C	25.5			30.8			36.8		
Pr	900			850			820		

*分析数

续表 3

成 分	套 寇 (Tokur) (波溜缪莱) 5 *			哥 尔 佐 夫 开 (Golzovka) (堪察加半岛), 1 *			他 纳 克 (Tarnakh) (波溜缪莱), 1 *		
	g/l	克当量/l	克当量/l×%	g/l	克当量/l	克当量/l×%	g/l	克当量/l	克当量/l×%
K ⁺	3.759	0.096	16.4	3.764	0.096	21.4	9.533	0.244	18.0
Na ⁺	8.868	0.386	66.0	7.212	0.314	69.9	20.768	0.903	66.9
Mg ²⁺	0.276	0.023	3.9	—	—	—	—	—	—
Ca ²⁺	1.603	0.080	13.7	0.721	0.036	8.0	4.085	0.204	15.1
NH ₄ ⁺				0.052	0.003	0.7			
Σ 阳离子	14.506	0.585	100.0	11.749	0.449	100.0	34.386	1.351	100.0
Cl ⁻	3.957	0.111	18.6	4.756	0.134	25.9	12.256	0.346	25.6
H ₂ CO ₃ ⁻	24.322	0.399	66.8	20.786	0.341	65.8	49.834	0.817	60.6
SO ₄ ²⁻	4.189	0.087	14.6	2.060	0.043	8.3	8.554	0.178	13.2
H ₂ BO ₃ ⁻				0.010	—	—			
Σ 阴离子	32.468	0.597	100.0	27.612	0.518	100.0	71.410	1.341	100.0
合 计	46.974			39.361			105.796		
Mp	4.5			3.8			9.6		
n	80.1			76.6			78.7		
c	21.8			28.2			29.8		
Pr	760			758			740		

续表 3

成 分	厄 姆 库 (Oemku) (波瀾穆萊), 1 *			布 克 坦 开 (Bukhtyanka) (波瀾穆萊), 3 *			别 来 亚 哥 雷 (Belaya Gora) (波瀾穆萊), 1 *		
	g/l	克当量/l	克当量/l×%	g/l	克当量/l	克当量/l×%	g/l	克当量/l	克当量/l×%
K ⁺	5.104	0.130	17.7	3.767	0.096	29.8	12.000	0.307	31.0
Na ⁺	9.461	0.411	56.0	5.200	0.226	70.2	12.700	0.552	56.0
Mg ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca ²⁺	3.867	0.193	26.3	—	—	—	2.500	0.125	13.0
NH ₄ ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ 阳离子	18.432	0.734	100.0	8.967	0.322	100.0	27.200	0.984	100.0
Cl ⁻	3.560	0.100	14.1	0.937	0.026	9.1	2.480	0.070	7.8
HCO ₃ ⁻	37.154	0.609	85.8	15.933	0.261	90.9	50.700	0.831	92.2
SO ₄ ²⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ BO ₃ ⁻	0.075	0.001	0.1	—	—	—	—	—	—
Σ 阴离子	40.789	0.710	100.0	16.780	0.287	100.0	53.180	0.901	100.0
合 计	59.221			25.857			80.380		
Mp	5.6			2.5			7.4		
n	76.0			70.2			64.3		
C	14.1			9.1			7.8		
Pr	680			660			600		

注: (1) 萃取时未发现氟。 (2) Mp—总的矿化度(重量%); (3) $n = \frac{Na^+}{Na^+ + K^+} \times 100$;

(4) $C = \frac{Cl^-}{Cl^- + HCO_3^-} \times 100$; (5) Pr 代表晶出相自然金平均成色。

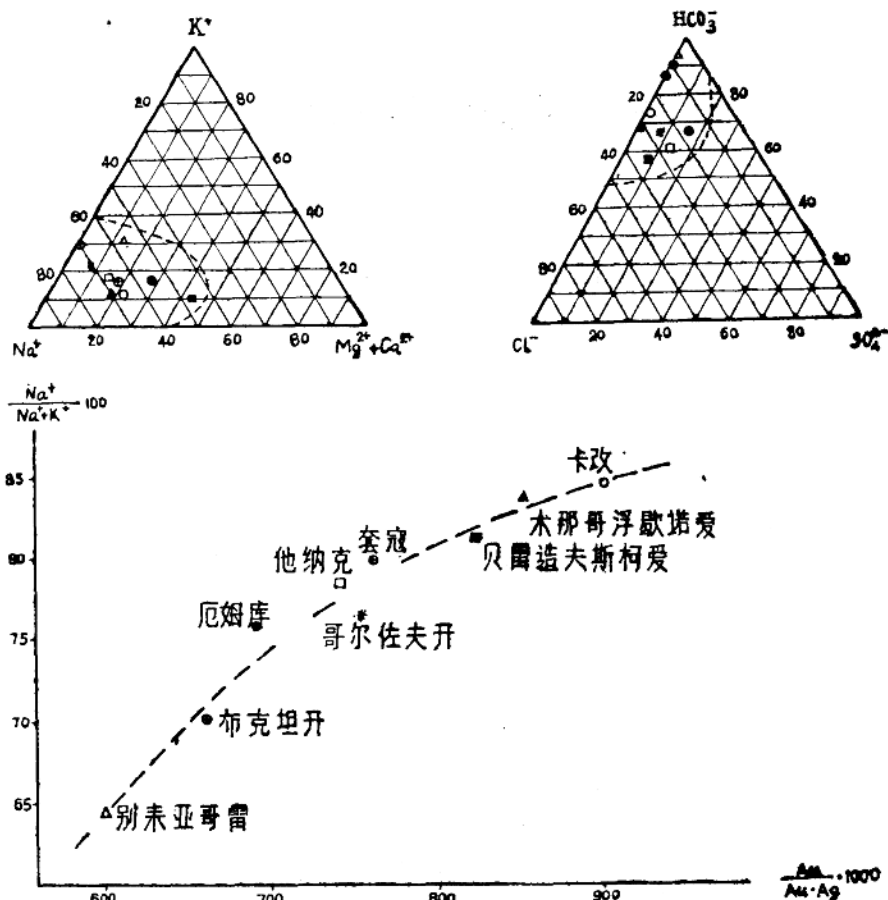


图 2 热液组分图和金成色对碱总量中钠成分的依赖关系图

还可以指出，由于金—银体系内银具有较高的挥发性，在变质作用期间中等温度的条件下，当所有其它条件相同时，金的成色增加。这一点实验上可以验证。

结 论

金的地球化学循环可以阐述如下：地壳中金来源于基性和超基性岩建造，它在其中呈分散状态存在。在基性和超基性岩的花岗岩化、变质作用或剥蚀（风化）作用中，金被释出，转移到熔体、溶液或陆源（沉积）的岩石，它迁移并在局部地方沉淀下来。热液中金搬运作用主要以氯化钠并且也以硫化硫酸盐络合物的形式进行的，而这些化合物的稳定性是不同的。

叶有钟译自 “24th Rept. I. G. C. Section

10. Geochemistry, 1972, P159—165.”

徐步台校

岩浆分异时金的地球化学性状

哥德弗来特, 戴佛特; J. J. 洛威;

以及 R. I. 蒂林和 F. C. W. 道杰

金在火成岩及矿物中分布的定量资料, 对我们深入了解岩浆活动和金矿化的通常伴生关系是必不可少的。所选取的代表不同岩浆区和构造环境的几组岩石共 341 个样品, 用现代中子活化法测定金 (精度 $\pm 10\%$) 的结果概括如下, 见表 1:

金的丰度资料, 同所分析样品有关的岩石学和化学资料一起研究, 结果表明金并不富集于岩浆分异的残余液体里。每个岩基的取样, 其中长英质样品的金含量通常要低于有关的铁镁质样品金含量。而且, 有限的资料表明, 相对较高的金浓度是与较早的结晶相 (例如磁铁矿、铁镁硅酸盐) 有关; 这是与钙-碱性岩石系列从铁镁质岩石到硅铝质岩石金的逐渐减少的趋向一致的。不管流纹岩的产状和化学成分有多大差异, 它们的金含量非常一致, 而且都是低的。相反, 玄武岩的金含量是变化不定的, 而且局部的差异可以在玄武岩区内部和玄武岩区之间存在。

现有的资料表明, 金含量与某些“残余的”微量元素 (例如 Th、U 和 Nb) 的丰度之间有负的相关关系, 但与亲铜元素 (例如 Cu) 的丰度却有密切的正相关关系。同金含量低 (< 2 ppb) 的花岗岩类岩石伴生的金矿化作用说明, 这种矿化作用并非以任何简单的方式与岩浆最终结晶阶段发生联系。地球化学 (丰度) 的资料独自既不能作为鉴别地壳上对金矿化有利的主要部分的唯一标准, 也不能详细说明金形成具有经济价值的富集过程。因此, 在任何勘探计划里, 纯地球化学因素必须同地质因素, 诸如岩石的, 结构构造的, 以及构造背景的因素结合在一起考虑。

叶有钟译自 “Annual Meetings At Atlantic City,
New Jersey. Abstracts with programs
for 1969, Part 7, P. 277~278”

徐步台校

表 1

组 或 位 置		岩石类型和样品数	变动范围 (PPb)	平 均 (PPb)	
深	南加利福尼亚岩基	辉长岩 (6)	0.7~11.6	4.7	
		英云闪长岩 (3)	1.7~11.3	5.0	
		花岗闪长岩 (11)	0.2~0.6	0.4	
		花岗岩 (2)	0.5~1.9	1.2	
成	内华达山脉岩基	花岗闪长岩到白岗岩 (16)	0.3~5.5	1.2	
		爱达荷岩基	英云闪长岩 (3)	2.1~6.0	3.5
		花岗闪长岩 (9)	0.8~5.2	2.5	
		石英二长岩 (7)	0.4~2.7	1.0	
区	蒙大拿深源岩基	花岗闪长岩到石英二长岩 (25)	0.1~3.4	0.8	
		夏威夷: 冒纳罗亚活火山	玄武岩 (9)	1.8~6.6	2.6
		基拉韦厄	山顶熔岩 (5)	1.8~2.7	2.2
		1955侧熔岩 (6)	0.4~5.2	1.7	
玄	哈莱亚卡拉	碱性玄武岩到安山岩 (6)	0.5~6.7	1.7	
		洋脊	低 K_2O 玄武岩 (7)	0.5~2.0	1.2
		碱性玄武岩 (10)	0.2~1.8	0.8	
		俄勒冈、华盛顿哥伦比亚河玄武岩	玄武岩 (11)	0.5~11	3.7
武	密执安州绿岩流	玄武岩—花斑岩 (11)	1.4~14.4	6.0*	
		密苏里州东南部	辉绿岩 (18)	1.1~7.0	2.8
		美国东部: 宾夕法尼亚州狄尔斯布格 (Dillsburg)	辉绿岩—花斑岩 (6)	8.5~22.6	14.0*
		弗吉尼亚州菲法克斯县 (Fairfax)	辉绿岩 (12)	0.3~6.5	2.6
岩	美国东部: 北卡罗来纳州	辉绿岩 (10)	0.6~8.0	4.2	
		康涅狄格州	辉绿岩 (14)	1.1~4.2	2.7
		爱达荷州斯内克河	玄武岩 (19)	0.1~1.3	0.5
		流纹岩 (6)	0.2~1.2	0.6	
区	塔斯玛尼亚岛大湖岩席	辉绿岩—花斑岩 (19)	1.0~12.0	4.8*	
		新墨西哥州捷密池 (Jemez) 山	玄武岩 (11)	1.3~10.4	2.9
		流纹岩 (33)	0.2~1.6	0.4	
		俄勒冈州西瀑布 (Cascades)	玄武岩 (4)	3.3~5.3	4.6
钙	安山岩 (9)	0.5~10.7	3.4		
		英安岩 (6)	0.6~1.4	1.1	
		加利福尼亚州高地密迭息纳湖 (Medicine Lake)	流纹质浮岩和黑曜岩 (4)	0.2~0.6	0.5
		得克萨斯州大弯 (Big Bend)	碱性玄武岩 (4)	0.5~0.9	0.6
碱	粗面安山岩—正长闪长岩 (5)	0.4~0.9	0.5		
		流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5	
		碱性玄武岩 (4)	0.5~0.9	0.6	
		粗面安山岩—正长闪长岩 (5)	0.4~0.9	0.5	
性	流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5		
		碱性玄武岩 (4)	0.5~0.9	0.6	
		粗面安山岩—正长闪长岩 (5)	0.4~0.9	0.5	
		流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5	
火	流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5		
		碱性玄武岩 (4)	0.5~0.9	0.6	
		粗面安山岩—正长闪长岩 (5)	0.4~0.9	0.5	
		流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5	
山	流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5		
		碱性玄武岩 (4)	0.5~0.9	0.6	
		粗面安山岩—正长闪长岩 (5)	0.4~0.9	0.5	
		流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5	
岩	流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5		
		碱性玄武岩 (4)	0.5~0.9	0.6	
		粗面安山岩—正长闪长岩 (5)	0.4~0.9	0.5	
		流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5	
区	流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5		
		碱性玄武岩 (4)	0.5~0.9	0.6	
		粗面安山岩—正长闪长岩 (5)	0.4~0.9	0.5	
		流纹岩—花岗岩 (7)	0.3~1.2	0.5	

* 花斑岩 (每组中二个样) 的单个数值毫无规律地高于或低于玄武岩的数值, 因此, 对这两类岩石是并在一起求出平均含量的。

基性岩浆分异过程中金的性状

Н.Т. 瓦斯科列先斯卡娅, Н.Ф. 兹维列娃,

О.М. 康基娜

В.И. 费利德曼

(国立莫斯科大学, 地球化学教研室)

借助光谱化学法对片理化兹拉托戈尔斯克超基性、基性岩侵入体的分异岩中金的分布研究表明基性岩浆分异时金的性状呈惰性及其在超基性、基性、酸性岩石里的含量均匀性。在这些岩石里金的平均品位是 $1.2 \times 10^{-7}\%$ 。仅有淡色苏长岩是例外, Au 含量高达 $4.9 \times 10^{-7}\%$ 。和文献中描述的斯卡叶尔加尔德侵入体及阿纳基特侵入体比较起来, 兹拉托戈尔斯克侵入体的特点是具有很低的含金量。因而得出一个推测, 同一种岩石里金的区域平均含量上的差别, 可作为金的基本地球化学特征之一。

在这个问题上文献中存在着两种互相对立的观点。说法之一是 Е.А. 文增特和 Иж.Х. 克罗克特1960年首次提出的, 在对片理化斯卡叶加尔德侵入岩系中金的分布进行研究的基础上, 得出金在分异中一直保持自己的惰性, 不具选择性, 在析离体里金含量比原始岩浆中的含量(0.0046克/吨)变化幅度高达2倍。

Ю.Т. 谢尔巴科夫研究了金在(西伯利亚地台)分异的暗色侵入岩中分布后, 持另外一种观点。当作者本人证实(表1)的结果与文增特和克罗克特的资料相似时, 但他却得出了相反的结论, 即金从未分异的微晶粗玄岩和边缘淬火辉长岩到橄榄辉长岩、辉长—粗玄岩、铁辉长岩大量富集, 后来并且观察到金在花斑岩和其它晚期酸性分异岩中含量下降。

表1 基性岩浆分异岩中金的分布

岩 石	斯卡叶尔加尔德侵入体		阿纳基特侵入体 *	
	样品数量, n	Au平均含量, 克/吨	样品数量, n	Au平均含量, 克/吨
第 一 组				
未分异的微粒粗玄岩, 淬火带的边缘岩石	1	0.0046	1	0.0080
辉长岩—辉石橄榄岩	1	0.0035	—	—
橄榄辉长岩和橄榄辉长粗玄岩	5	0.0112	6	0.0130
铁辉长岩	5	0.0095	3	0.0080
第 二 组				
基性的镁铁辉石花斑岩	1	0.0085	—	—
花斑岩和晚期酸性分异岩	4	0.0049	2	0.0044

* 该侵入体的分析样品的总数目是12个, 和谢尔巴科夫的区别是, 他引用了22个分析样其中包括平行分析。

我们发现北哈萨克斯坦巨大的花岗岩状岩基和似辉长岩成分的小侵入体可作为金惰性性状的例子，其表现在金在所有分异的花岗岩状岩浆岩里都均匀地分布。Г.Н.阿诺申和B.B.波塔皮耶夫也得到了相类似的结果和结论。

从上述可以看出，不论是在基性或是酸性岩浆分异岩里，特别是在成因上和共生方面与金矿的呈矿现象没有什么联系的岩石里研究金的分布都是必要的。因为不能排除，在含金建造岩石中含金量不同是岩浆期后“浸染”作用引起的。

在这方面对我们很有说服力的是文献中记录了世界各地超基性、基性岩里含金量明显不同的资料：阿巴拉奇纯橄榄岩0.0022克/吨，鲁姆岛橄榄岩中的橄榄石团块含0.0110克/吨，各国的橄榄玄武岩里含0.0009~0.0097克/吨，乌拉尔的纯橄榄岩含0.053~0.022克/吨，其它地区的纯橄榄岩含0.0037~0.0300克/吨，北哈萨克斯坦的辉绿岩和玄武玢岩里含0.0022~0.0045克/吨，北哈萨克小型侵入的辉长岩和辉长苏长岩含0.0035克/吨，苏格兰、北爱尔兰、夏威夷的第四系玄武岩含0.0023克/吨，中央阿尔泰和库兹涅茨阿尔泰的辉绿岩含0.0005~0.0085克/吨。

在同一类型的基性和超基性岩石中，金含量的差别可达5~10倍，这使我们产生一种思想：对于不同地区金的平均含量是不同的，因而在计算某种类型岩石的金平均含量时一定要以最简单的分析材料为基础。

我们开始对（科克切塔夫岩块）兹拉托戈尔斯克分异的基性、超基性岩侵入体中金分布的研究，同时对岩石详细的岩石学研究和分析75个岩石样品中金和其它混入元素的含量，从而可以提供关于金的平均含量和它在分异过程中的性状方面的补充资料。

根据有关研究材料，兹拉托戈尔斯克岩体呈杯状，属于原生片理化的深成火成体一类。一般认为，它的形成是一种基性成分的岩浆一次侵入到太古界的变质岩层里，从边缘到中心缓慢冷却的情况下，在岩浆房里发生了复杂的重力分异作用的结果，导致在中带形成了很厚的纯橄榄岩体，并使超基性和基性岩石互层。

侵入体形成三个阶段：

- 1) 主要侵入阶段——辉长——苏长岩、橄榄苏长岩、辉岩、橄榄岩、纯橄榄岩；
- 2) 附加侵入阶段——辉长岩、微晶辉长岩、辉晶辉长——苏长岩小岩体；
- 3) 脉侵入阶段——辉长伟晶岩、闪长伟晶岩、酸性伟晶岩和辉绿岩、斜长煌斑岩、角闪岩岩脉。

主要侵入阶段岩石垂直方向划分为三个构造复杂的分异带。上带由中粒辉长苏长岩和深色橄榄辉长苏长岩组成。它的大部分已被剥蚀。中（临界）带具有复杂的构造。有关研究人员把它分为6层（从上到下）：①粗粒淡色苏长岩；②粗粒淡色橄榄苏长岩；③上层是由橄榄苏长岩、淡色中粒苏长岩、斜长辉岩和蛇纹石化橄榄岩交替组成的互层；④纯橄榄岩透视镜体，大小为2.5×1.5公里，中心厚度近700米；⑤下层是斜长辉岩、斜方辉橄岩、辉岩、橄长岩、斜长岩、苏长岩、橄榄苏长岩互层。⑥埋藏在下层互层或直接在纯橄榄岩下面是橄岩层和淡色苏长岩层。带的总厚度为1400米。

第一层的淡色苏长岩由斜长石（培长石， $N_{80\sim 85}$ ）（65~70%）、古铜辉石（ $Fs_{13\sim 15}$ ）、斜方辉石（25~30%）、单斜辉石（2~3%）、副矿物—硫化物和磁铁矿组成。这些岩石的特点是斜长石强烈碎粒化，以区别于类似的片理化岩系的岩石。沿斜方辉石常发育有

次生矿物—滑石和阳起石。

组成深色苏长岩的造岩矿物和浅色苏长岩是相同的，仅是矿物成分比有些变化：斜长石（40~45%）、斜方辉石（50~55%）、出现橄榄石（3~5%）。斜长石遭受碎粒化程度较低，辉石局部整个被滑石和阳起石替代。

纯橄榄岩实际上全部是由橄榄石组成，其含铁量从边缘（Fe 7—10）到中心（Fe 10—15）不断增加。很少见到金云母和单斜辉石。纯橄榄岩强烈蛇纹岩化，常带有铜镍硫化物和铬铁矿浸染，很不均匀，而且在蛇纹岩化程度最轻的纯橄榄岩里这些矿物的浸染最盛。

橄榄岩和辉岩的特点是矿物种类完全相同，但是其相对含量起变化。两者都含有相当数量的斜长石（达20%）。斜长橄榄岩是由橄榄石（60~70%）、培长石（10~15%）组成。副矿物有硫化物、铬铁矿、普通角闪石。在有色矿物方面发育有蛇纹石、黝帘石、绿泥石。

岩系上部的苏长岩和中带的苏长岩不一样，含较少的基性斜长石（拉长石 No 70~80）和较多的铁质古铜辉石（Fs 20—25）。其成分：斜长石（55~65%）、斜方辉石（40%）、透辉石（达5%）；副矿物有黑云母、硫化物，磁铁矿少见。次生矿物很少发育。这个带的片理化岩系很像中带那个互层层位，不同的是这里超基性岩强烈角闪石化。

剖面的底部是局部强烈片理化的辉长岩和辉长苏长岩渗入带。成分：斜长石（拉长石 No 60~65，50~60%）、单斜辉石（次透辉石 25~40%）、斜方辉石（含铁古铜辉石 0~20%）、普通角闪石（5~10%）；副矿物是黑云母、硫化物。次生矿物是滑石、阳起石。在接触处辉长岩遭受片理化，且过渡为含石英、方解石和细粒硫化物浸染的绿泥石化糜棱岩。

主要侵入阶段的岩石被辉长闪长岩、微晶辉长岩和微晶苏长石等小岩体切割。辉长闪长岩的成分：斜长石（拉长石 No 45—48）、单斜辉石（普通辉石）、普通角闪石；副矿物是黑云母、磁铁矿、硫化物。沿普通辉石发育有阳起石。

所研究的脉岩侵入阶段为酸性伟晶岩，它们可划分二类：1）上层苏长岩互层中含有褐帘石的伟晶岩。和 2）纯橄榄岩透视镜体里含有石榴石的伟晶岩。

含褐帘石的伟晶岩——颗粒巨大，岩石具文象结构。成分：正长石（50~70%）、石英（20~30%）、中长石（5~10%）、透辉石（5%）；副矿物是黑云母、褐帘石、钛铁矿和少量磷灰石。

含石榴石的伟晶岩的特征是具伟晶相的巨粒结构，由正长石（60~65%）、中长石（20~25%）、石英（10~15%）、黑云母（5~10%）组成，副生矿物有石榴石、矽线石、硫化物。

兹拉托戈尔斯克侵入体分异类型属于布什维利德型。

因此，具有从超基性到酸性伟晶岩差别的兹拉托戈尔斯克侵入体的分异岩对于基性岩浆分异过程中金的地球化学研究是个极好的对象。在平行称样的样品中金的测定用光谱化学法，并按分析的结果计算其方差（ S^2 lg分析）、金的几何平均含量（ $\bar{x}$ ）、金的含量方差（ S^2 lg总的）（表2）。

根据皮尔松 X^2 标准，金的分布服从于对数正态规律。总的和分析的方差的比较借助于非舍尔 F 标准，对于个别类型的岩石允许规定缺乏地球化学方差，在金分布的所有岩石里，除含铬铁矿的纯橄榄岩及含石榴石的伟晶岩以外其中都表现出金分布的不均匀性。

第二，在查表2的结果时一望而知，在兹拉托戈尔斯克侵入体的所有分异岩里，从夹有硫化物的超基性岩石开始到酸性的脉岩结束，金的含量地球化学上呈均匀性。金的平均含量

表2 在兹拉托戈尔斯克侵入体的分异岩中金分布的参数

带	层	岩 石	Au, $10 \times 10^{-7}\%$				
			n	$\bar{x}$	R	S ² lg (总)	S ² lg (分析)
I 主要侵入阶段							
中(临界)带	上层互层	暗色苏长岩	8	1.2	<1.0~4.2	0.135	0.0166
	同上	淡色苏长岩	3	4.9	2.3~9.8	0.073	0.0126
	纯橄榄岩透镜体	纯橄榄岩	3	1.0	—	—	—
	同上	含铬铁矿纯橄榄岩	8	1.0	<1.0~4.0	0.129	0.0010
	同上	含硫化物纯橄榄岩	4	1.4	<1.0~5.0	0.600	0.0368
	下层互层	暗色苏长岩	4	1.2	<1.0~1.7	0.061	0.0725
	下 带	苏长岩系	辉长苏长岩	4	2.8	<1.0~21.0	0.746
同上		辉岩	2	1.1	<1.0~2.6	0.250	0.0200
片理化岩系		橄榄岩	5	1.0	<1.0~3.0	0.108	0.0354
同上		辉长苏长岩	5	1.1	<1.0~2.4	0.677	0.0013
同上		辉岩	2	1.4	<1.0~4.1	0.417	0.0094
底部带	—	辉长岩	3	1.1	<1.0~5.1	0.677	0.0013
II 附加侵入阶段							
		辉长闪长岩	3	2.0	<1.0~13.0	0.758	0.0329
III 脉侵入阶段							
		闪长苏长岩	4	1.1	<1.0~2.4	0.152	0.0021
		纯橄榄岩透镜体中含石榴石伟晶岩	6	2.1	1.1~5.5	0.044	0.0040
		上层中含褐帘石伟晶岩	6	1.0	<1.0~5.6	0.056	0.0219
IV 围岩							
		石英岩	3	1.2	<1.0~2.6	0.059	0.0443

表3 斯卡叶尔加尔德和阿纳基特侵入体分异岩中金平均含量的统计比较

侵入体	岩石组	$\bar{x}$	S^2	S	F	t	Σ	F	t	P (U<Up)	Up
阿纳基特	I (n=9)	11.3	28.13	5.30	F 观察=563 F ₃ 9(8.1)=239	t 观察=2.26 t ₃ 9(9)=2.26	9.9 0.065	F 观察=162 F ₃ 9(9)=238	t 观察=2.45 t ₃ 9(9)=2.26 t ₃ 9(9)=2.82	>0.05	2
	II (n=2)	4.4	0.05	0.22							
斯卡叶尔加尔德	I (n=10)	10.4	114.59	10.7	F 观察=19.1 F ₃ 9(9.3)=8.81	t 观察=0.99 t ₁₀ 9(12)=1.78	7.0 0.154	F 观察=4.25 F ₃ 9(9.3)=8.81	t 观察=0.92 t ₁₀ 9(12)=1.78 t ₃ 9(12)=2.18	>0.05	14
	II (n=4)	4.9	6.00	2.45							

说明: n—样品数; $\bar{x}$ —Au含量的算术平均值, $n \times 10^{-7}$ %; S^2 —Au含量的方差; S—Au含量的标准偏差, $n \times 10^{-7}$ %;
 $\bar{x}$ —Au含量的几何平均值, $n \times 10^{-7}$ %; S^2 —Au含量的对数方差; F—菲舍尔标准; t—斯季尤坚持标准;
P—维尔科克松标准有意义的水平; Up—维尔科克松的统计。