

# 微量元素 地球化学及其应用

戴塔根 刘汉元 编著

中南工业大学出版社



# 前 言

微量元素地球化学是地球化学的一个重要分支，它在地球科学的各个领域都有重要的作用。然而，国内外目前尚无系统的微量元素地球化学教科书。我们在广泛收集了国内外有关资料的基础上，结合多年的教学、科研成果撰写了此书，以满足我系地质专业高年级学生及研究生教学之需要。全书除绪论外共分六章，第一章简要论述了微量元素地球化学的基础理论；第二章论述了稀土元素地球化学特征，并着重讨论了有关参数的计算及意义；第三章讨论了岩浆作用过程中微量元素地球化学模型；第四章微量元素在解决地质问题上的应用；第五章微量元素常见赋存状态及研究方法；第六章微量元素与人类环境的关系。绪论、第3、4、5章由戴塔根执笔；第1、2、6章由刘汉元执笔。

由于编著者的学识水平有限，书中不妥或错误之处难免，敬请批评指正。

编 者

1991年12月

# 目 录

## 前 言

绪 论	( 1 )
-----	-------

## 第 1 章 微量元素地球化学的基础理论

1.1 稀溶液	( 4 )
1.2 微量元素分配的热力学	( 5 )
1.2.1 亨利定律	( 5 )
1.2.2 分配系数	( 5 )
1.2.3 分配系数的测定与影响因素	( 9 )
1.2.4 分配系数的表示方法及其特征	( 33 )

## 第 2 章 稀土元素地球化学及其应用

2.1 稀土元素地球化学性质	( 39 )
2.1.1 稀土元素的地球化学性质概述	( 39 )
2.1.2 稀土元素赋存状态	( 46 )
2.1.3 稀土元素的丰度及其意义	( 49 )
2.1.4 稀土元素在岩浆结晶过程中的演化	( 52 )
2.2 稀土元素地球化学参数的计算及稀土元素的分配模式	( 53 )
2.2.1 稀土元素地球化学参数的计算	( 53 )
2.2.2 稀土元素分配模式类型及其意义	( 64 )
2.3 岩石中的稀土元素	( 67 )
2.3.1 上地幔岩石——超镁铁质岩中的稀土元素	( 67 )

2.3.2	镁铁质岩中的稀土元素	( 76 )
2.3.3	中酸性岩类中的稀土元素	( 83 )
2.3.4	沉积岩中的稀土元素	( 95 )
2.3.5	地壳演化中的稀土元素	( 96 )
2.4	稀土元素在矿床研究中的应用	( 99 )
2.4.1	斑岩矿床中的应用	( 99 )
2.4.2	火山岩中块状硫化矿床稀土元素研究	( 102 )
2.5	稀土元素放射性同位素及地质应用	( 103 )
2.5.1	概述	( 103 )
2.5.2	自然界的钷和钷	( 105 )
2.5.3	计时原理和计算公式	( 106 )

### 第3章 岩浆作用过程中微量元素地球化学模型

3.1	概述	( 112 )
3.2	分离结晶作用定量模型	( 113 )
3.2.1	简单分离结晶作用定量模型	( 113 )
3.3	同化混染作用和岩浆混合作用模型	( 123 )
3.3.1	简单混合作用模型	( 123 )
3.3.2	混染—分离结晶作用综合模型	( 124 )
3.3.3	分离结晶—混染作用综合模型	( 124 )
3.4	部分熔融作用定量模型	( 124 )
3.4.1	实比熔融定量模型	( 124 )
3.4.2	非实比熔融定量模型	( 130 )

### 第4章 微量元素地球化学的应用

4.1	概述	( 132 )
4.2	微量元素地球化学指示剂	( 132 )
4.2.1	微量元素对岩浆演化过程的指示意义	( 132 )
4.2.2	微量元素对大地构造环境的指示意义	( 135 )

4.2.3	放射性生热元素的指示作用·····	(147)
4.2.4	过渡元素的指示意义·····	(149)
4.2.5	微量元素对岩相古地理环境的指示·····	(154)
4.2.6	微量元素在恢复变质岩原岩中的应用·····	(159)
4.3	微量元素温度计、压力计和氧逸度计·····	(175)
4.3.1	微量元素温度计·····	(175)
4.3.2	微量元素压力计·····	(200)
4.3.3	地质氧逸度计·····	(204)

## 第5章 微量元素的赋存状态及研究方法

5.1	地壳中元素的主要赋存状态·····	(210)
5.1.1	独立矿物·····	(211)
5.1.2	类质同象·····	(211)
5.1.3	吸附状态·····	(212)
5.1.4	显微和超显微包体·····	(214)
5.1.5	与有机质结合的形式·····	(214)
5.2	微量元素赋存状态研究方法·····	(215)
5.2.1	单矿物分离方法·····	(215)
5.2.2	微量元素在矿物中的分配计算·····	(218)
5.2.3	研究赋存状态的仪器、化学分析方法简介·····	(220)
5.3	微量元素赋存状态研究实例·····	(225)

## 第6章 微量元素与人类的关系

6.1	人类环境中的微量元素·····	(244)
6.1.1	人体组织中的元素丰度·····	(244)
6.1.2	区域地球化学环境与地方病·····	(249)
6.1.3	人类的活动与环境污染·····	(253)

6.1.4	人为地球化学异常的特点	( 257 )
6.2	微量元素与健康	( 261 )
6.2.1	地球化学食物链	( 261 )
6.2.2	元素的拮抗作用	( 261 )
6.2.3	微量元素的生理功能	( 262 )
6.3	微量元素与农业	( 266 )
6.3.1	农作物生长与化学元素	( 267 )
6.3.2	土壤与农作物	( 268 )
	附录	( 270 )
	参考文献	( 272 )

## 绪 论

人类活动所能涉及的地壳主要是由92种化学元素组成的。其中元素O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg和Ti等9种元素组成了地壳（和地幔）质量的99%，其余83种元素只占地壳重量的1%。然而，正是这83种元素中的部分元素给人类发展提供了丰富的物质基础——矿产资源。这些元素在自然界的演化行为也就构成了地质学，特别是地球化学研究的主要内容。随着地球科学的不断发展，新的学科分支不断涌现，微量元素地球化学就是近20年来发展起来的一门新的地球化学分支。

微量元素依不同学者给出的定义不同。盖斯特（Gast, 1968）定义微量元素为“不作体系内任何相主要组分存在的非化学计量的分散元素”。按此定义，微量元素的概念是相对的，在一个体系中为微量元素的化学元素，在另一个体系则可能为常量元素。比如K、Na在超基性岩中由于其含量甚低可称之为微量元素，而在长石类岩石由于其含量高，而不能做为微量元素。又如，Zr在锆英石中不是微量元素，但在长石中却是微量元素。Fe一般情况下不是微量元素，但闪锌矿中的Fe却是微量元素。也有人从热力学角度来定义微量元素：“在研究的客体中，元素的含量低到可近似地用稀溶液定律来描述其行为，则该元素可称为微量元素”。此定义中的稀溶液，与我们常说的稀溶液概念不同，这将在后面章节予以说明。我们认为从热力学角度来定义微量元素是比较合理的，因为在微量元素地球化

学的应用中，其理论基础是来自热力学。

微量元素与痕量元素的概念是有差别的，但为了方便起见，这里不再将它们区别开来，统称为微量元素。

微量元素地球化学的发展可粗略地划分为两个阶段。本世纪60年代中期以前为第一阶段。这一阶段的微量元素地球化学研究工作十分有限。基本上没有进行过微量元素的应用研究，更多的是设法获得微量元素在各种地质体中的丰度、分布特征等。从理论上，根据晶体化学原理（原子和离子半径、电负性、电离势和化合键的类型等）对微量元素在岩浆演化过程中形成的矿物中的分配做过一些探讨，如元素的类质同象规律等。60年代中期以来为第二阶段，该阶段内微量元素地球化学的发展取得巨大的进步，这主要与以下两点因素有关：

1. 分析技术的进步。由于分析技术的提高，可以获得大量的高精度的各种微量元素分析数据，这就为微量元素地球化学研究提供了最重要的基础。例如，中子活化法，同位素稀释质谱法，X荧光光谱法、电子探针和离子探针等分析方法误差小，准确度高（如前两种方法分析精度可达 $0.00\text{nppm}$ ），且分析成本低、速度快。

2. 在理论上，成功地将热力学中的伯塞洛-能斯特（Berthelot-Nernst）分配定律引入了微量元素在共存相间分配的研究，从而为微量元素的应用提供理论基础。

正是这两个方面的成就，才真正促进了微量元素地球化学体系的建立与成长。现在，微量元素地球化学在地球科学和各个领域得到了广泛的应用。它涉及的领域包括陨石学、岩石学、矿物学、矿床学、大地构造、地壳-地幔演化及环境科学等。

对陨石中微量元素的含量及分配特征进行研究，主要是为研究天体起源提供依据，同时也为地球上各地质体（包括地球



本身) 提供可用来对比的标准。一般认为, 陨石的组成与地球内部物质的组成是相近的, 因此可将地质体的微量元素含量和分配特征与陨石进行对比, 以确定或推测地质体的可能成因及变化过程。

在岩石学中, 微量元素的应用十分广泛。一方面, 可用来研究岩石的成因, 如用微量元素定量模型来研究岩浆岩的演化过程。另一方面, 也可用微量元素的含量分配特征划分岩石类型或确定岩体产出的大地构造部位。

在矿床学中, 微量元素可用来研究矿床的形成条件——温度与压力。常用的地质温度计是微量元素类质同象温度计和分配系数温度计。常用的压力计是微量元素分配系数压力计。

放射性微量元素, 既可用来确定地质体的年龄, 又可用来探索其演化历史和机制。

在环境科学中, 由于微量元素是引起某些地方性疾病的主要原因, 因此探索怎样防止和治疗这些疾病是微量元素地球化学的一个重要任务。

近年来, 微量元素地球化学的应用已扩大到找矿实践。例如研究表明, 一些斑岩铜矿的形成与岩体中微量元素的含量和种类有关, 微量元素研究是评价岩体含矿性的重要手段。利用砂金中微量元素的含量和类型找原生金矿也有成功的实例。

可以预见, 微量元素地球化学的应用将日益扩大。

我国在这一领域的起步较晚, 主要是测试技术落后, 分析精度不够的缘故。但是随着我国科学技术的发展, 微量元素地球化学一定会赶上世界先进水平。

# 第 1 章 微量元素地球化学的 基础理论

微量组分在平衡共生相之间的分配规律是1872年伯塞洛特 (Bechthelpt) 发现的, 1891年能斯特 (Nernst) 用热力学理论予以了证明, 所以, 人们称伯塞洛特-能斯特分配定律, 又称能斯特定律或分配定律。本世纪60年代后, 分配系数理论才较多地应用于岩石学、矿物学、地球化学和矿床学的研究之中, 由于分配系数的引入, 为通过热力学方法研究地球物质成分的运移和分配打下了基础。

## 1.1 稀溶液

从地质热力学的观点来看, 溶液可定义为“两种或两种以上物质均匀混合, 而且彼此呈分子状态分布者”。从此定义可知, 溶液不单纯为液体, 它也包括气态、液态和固态。在地质体系中, 溶液多为固态。如铅锌矿 (方铅矿和闪锌矿) 均匀混合物, 可看作溶液; 含Fe闪锌矿也可看作溶液, 因为 $\text{Fe}^{2+}$ 替代 $\text{Zn}^{2+}$ , 以FeS形式与ZnS共存, 等等。

溶液由两部分构成, 其中含量较少的部分称为溶质, 含量较多的部分称为溶剂。若溶液含溶质极少, 则该溶液称之为稀溶液。凡含有微量元素的矿物、岩石、乃至地质体, 均可看做

稀溶液。

## 1.2 微量元素分配的热力学

### 1.2.1 亨利定律

在讨论自然界任何体系中微量元素变化时，总是先有一个十分重要的前提——微量元素的行为服从亨利定律。设  $i$  为某

微量元素，其活度为  $a_i$ ， $x_i$  为其摩尔分数，当  $x_i \rightarrow 0$  时，就有  $a_i$  正比于  $x_i$ ，这就是亨利定律。即在一定条件下，稀溶液中溶质的活度与溶质的摩尔分数成正比

$$a_i = \nu_i x_i \quad (1.1)$$

式中  $a_i$  ——溶质  $i$  的活度（有效浓度）

$x_i$  ——溶质  $i$  在稀溶液中的摩尔分数

$\nu_i$  ——溶质  $i$  的活

度系数，又称亨利常数，它与  $x_i$  无关，但与压力和温度有关。

微量元素的行为服从亨利定律这一前提，在地质体系中是否正确？Drake 和 Weill (1975) 做了实验，其结果见图 1.2。从图中可知 Ba 在实验范围内符合亨利定律，而 Sr 在很大范围内也符合亨利定律。

### 1.2.2 分配系数

1. 简单分配系数  $K_D$ 。又称能斯特分配系数。它是能斯

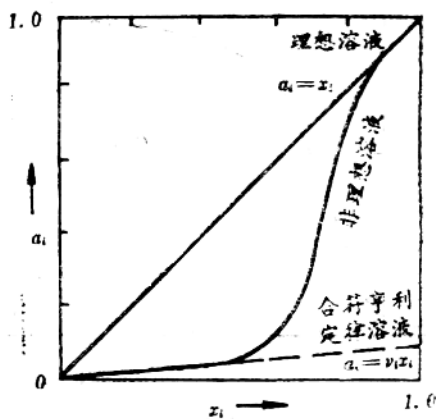


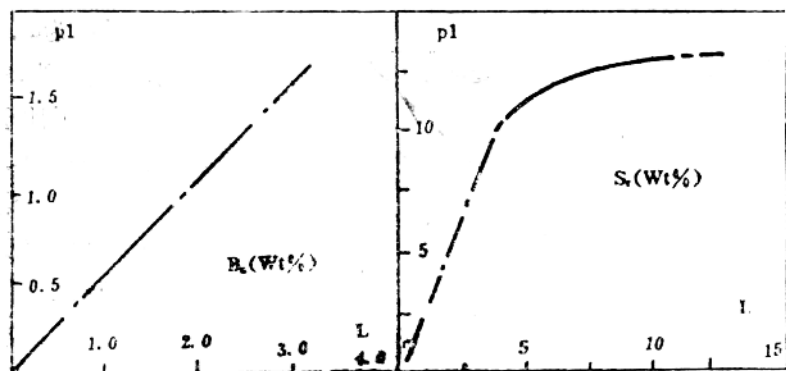
图1.1 稀溶液的  $a_i-x_i$  关系

(据 Woodl 1987, 修改)

特分配定律表征形式。即“在一定温度 ( $T$ )、压力 ( $P$ ) 条件下，溶质在两平衡相间的浓度比为一常数”。表达式如下：

$$K_{D(i)}^{A/B} = C_A^A / C_B^B \quad (1.2)$$

$K_{D(i)}^{A/B}$  为微量元素  $i$  (溶质) 在平衡两相 ( $A$  和  $B$ ) 间的分配系数，又称简单分配系数。



## 1.2 斜长石和液体间 Sr、Ba 的分配

Drake 和 Weill (1975)

Pl——斜长石 L——液体

能斯特分配定律的论证前提是亨利定律，其热力学推导如下：

令  $\mu_i^A$ 、 $\mu_i^B$  分别代表两溶液 ( $A$ 、 $B$ ) 中溶质  $i$  (微量元素) 的化学位，当  $A$ 、 $B$  两相平衡时，则有

$$\mu_i^A = \mu_i^B \quad (1.3)$$

其中  $\mu_i^A = \mu_i^{0,A} + RT \ln a_i^A$  (1.4)

$$\mu_i^B = \mu_i^{0,B} + RT \ln a_i^B \quad (1.5)$$

则有  $\mu_i^{0,A} + RT \ln a_i^A = \mu_i^{0,B} + RT \ln a_i^B$  (1.6)

$$a_i^A/a_i^B = e^{-\frac{\mu_i^{0,B} + \mu_i^{0,A}}{RT}} = K_{D(i)}^{A/B}, (T, p) \quad (1.7)$$

因为  $a_i = v_i x_i$

$$\text{则有 } K_{D(i)}^{A/B} = a_i^A/a_i^B = v_i^A \cdot x_i^A/v_i^B \cdot x_i^B \quad (1.8)$$

在给定的溶质、溶剂及温度压力情况下,  $v_i^A, v_i^B$  为常数 (即  $v_i^A/v_i^B$  为常数) 故

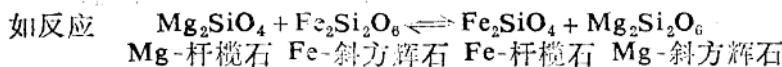
$$K_{D(i)}^{A/B} = x_i^A/x_i^B \quad (1.9)$$

$x_i^A$  为微量元素  $i$  在  $A$  相中的摩尔分数, 若令  $N$  为体系内不同组分总的摩尔数,  $C_i^A$  为微量元素  $i$  在  $A$  相中的浓度, (原子量), 为微量元素  $i$  的原子量, 则有  $C_i^A = x_i^A \cdot N \cdot (\text{原子量})$ ; 同理  $C_i^B = x_i^B \cdot N \cdot (\text{原子量})$ , 故

$$K_{D(i)}^{A/B} = x_i^A/x_i^B = C_i^A/C_i^B \quad (1.10)$$

2. 复合分配系数  $K_{D(i)}^{A/B}$  及与平衡常数关系 实际上各地质相(矿物、溶体)的化学成分并非完全均一, 因此简单分配系数往往随体系基本成分的变化而改变。但我们总是希望分配系数在物化条件确定的体系中保持不变, 在复杂的条件下接近一个常数, 尽可能减少体系组成变化对分配系数的影响, 这时我们用复合分配系数来代替简单分配系数达到上述目的。

复合分配系数又称交换反应的分配系数。交换反应是指在平衡的两相 ( $A, B$ ) 之间共存组分 ( $i, j$ ) 发生相互交换的一种化学反应。其通式表达为:



$$\text{平衡常数} = a_i^A \cdot a_j^B / a_j^A \cdot a_i^B = K \quad (1.11)$$

据亨利定律  $\frac{a_i^A \cdot a_j^B}{a_j^A \cdot a_i^B} = \frac{x_i^A x_j^B}{x_j^A x_i^B} \cdot \frac{v_i^A v_j^B}{v_j^A v_i^B}$

$$\text{令 } K_{D(i)}^{A/B} = \frac{x_i^A \cdot x_j^B}{x_j^A \cdot x_i^B} = \frac{x_i^A}{x_j^A} / \frac{x_j^B}{x_i^B} = \frac{K_{D(i)}^{A/B}}{K_{D(i)}^{A/B}} \quad (1.12)$$

很明显  $K_{A/B}^i$  为  $K_{A'}^i/B$  和  $K_{B'}^i/A$  之比; 所以  $K_{A/B}^i$  为复合分配系数

从1.11式和1.12式中可知平衡常数不等于复合分配系数, 只有当  $A$ 、 $B$  两相为理想溶液时  $\nu = 1$ , 平衡常数才等于复合分配系数。

从上还可知, 复合分配系数是化学反应达平衡状态时(动态平衡), 它外部特征表现为体系内各物质的浓度在一定条件下都不会改变; 而简单分配系数是同一组分在两平衡相间的分配时所得到的一个固定值, 它是通过该组分在两平衡相中的浓度比表征出来的。

3. 对数分配系数和总分配系数 这是由简单分配系数和复合分配系数派生而来的。

(1) 对数分配系数  $\lambda$  主要用于讨论晶体从熔体结晶时, 熔体与结晶相间交换反应中微量元素的分配关系, 可以说是非平衡条件下元素分配规律, 其表达式为

$$\lambda = \ln \frac{C_{0,i}^L}{C_i^L} / \ln \frac{C_{0,j}^L}{C_j^L} \quad (1.13)$$

式中:  $C_{0,i}^L$  和  $C_{0,j}^L$  分别为结晶前初始熔体中微量元素  $i$ 、 $j$  的浓度;  $C_i^L$ 、 $C_j^L$  为结晶时熔体中  $i$ 、 $j$  的浓度。若结晶过程是无限缓慢的熔体和结晶相始终保持平衡, 则对数分配系数等于复合分配系数。所以, 元素的对数分配系数更接近地质实际, 而复合分配系数和简单分配系数是理想极端的情况。

2) 总分配系数 ( $D$ ) 又称岩石的分配系数, 是元素在矿物集合体与熔体间分配系数, 用来讨论微量元素在岩石和与它平衡的熔体之间的分配关系。

元素在矿物集合体与熔体间总分配系数是简单分配系数与岩石中各矿物含量乘积之和。

$$D_i = \sum K_{D,x} = K_{D_1}^i \cdot x^a + K_{D_2}^i \cdot x^b + \dots + \dots \quad (1.14)$$

式中:  $D_i$  为  $i$  元素的总分配系数;  $K_{D,x}$  为  $i$  元素的简单分配系数

(某矿物中分配系数)； $x$ 为 $i$ 元素在岩石中 $\alpha$ 、 $\beta$ 相(每种矿物)中各自占重量百分数。例如：某石榴石—杆榄石由60%杆榄石，25%斜方辉石，10%单斜辉石，5%石榴石组成，微量元素铈在各矿物/熔体相中简单分配系数 $K_D$ 分别为：杆榄石/熔体( $K_{D_{Ce}^{O.L./L}} = 0.001$ )；斜方辉石/熔体( $K_{D_{Ce}^{O.P./L}} = 0.003$ )；单斜辉石/熔体( $K_{D_{Ce}^{C.L./L}} = 0.1$ )；石榴石/熔体( $K_{D_{Ce}^{G./L}} = 0.02$ )。则铈的总分配系数 $D_{Ce} = 0.6 \times 0.001 + 0.25 \times 0.003 + 0.1 \times 0.1 + 0.05 \times 0.02 = 0.012$

### 1.2.3 分配系数的测定与影响因素

#### 1. 分配系数的测定

1) 直接用天然样品进行测定。如测定熔浆中斑晶和熔体的微量元素浓度，或测定岩石中斑晶和基质的微量元素浓度，其浓度比皆为该微量元素在该矿物和熔体之间分配系数。如峨嵋山玄武岩斜长石斑晶铈的浓度 $C_{Ce}^{Pl}$ 为1.8ppm，基质铈的浓度 $C_{Ce}^{M}$ 为2.8ppm，铈在斜长石斑晶和基质间的分配系数 $K_{D_{Ce}^{Pl/M}} = C_{Ce}^{Pl}/C_{Ce}^{M} = 0.643$ 。由于斑晶中常有杂质，所以测得的分配系数与实验测得的该分配系数值不相符合。

2) 实验中测定 使矿物和熔体或两种矿物达到平衡，并使要测定的某微量元素在两平衡相中均匀分布。为了使两相尽快达到平衡，常加入适量的水，然后再加入一种与测量元素有关的放射性示踪物，再利用同位素交换作用来获得 $K_D$ 值。表1.1~1.9列举了各种岩类矿物中元素与熔体间的分配系数实验值。

#### 2. 影响分配系数的因素

1) 化学组成的影响 主要是指总组成发生变化时对分配系数的影响。总组成的改变致使微量元素浓度发生变化，从而使分配系数改变。从表10和表11中可知，不同样号代表了不同

表1.1 玄武岩、安山岩中元素在矿物与基质间的分配系数

(据Henderson, 1982)

元素	橄 榄 岩		斜方辉石		单斜辉石	
	范围	平均	范 围	平均	范围	平均
8 Li					0.26	①
11 Na	0.012—0.024	0.02	0.075	①	0.27	①
12 Mg	4.5—8.0	6.1	4.7	①	2—5	①
13 Al	0.012	①	0.3	①	0.21—0.6	0.3
19 K	0.0002—0.004	0.007	0.01, 0.02	①	0.002—0.27	0.03
20 Ca	0.01—0.04	0.03	0.2, 0.4	①		
21 Sc	0.14—0.22	0.17	1.2	①	1.7—3.2	2.7
22 Ti					0.8	①
23 V	0.03	①	0.6	①	0.8—1.9	1.3
24 Cr	1.1—3.1	2.1	10	①	4.7—20	8.4
25 Mn	0.8—1.8	1.2	1.4	①	0.6—1.3	0.9
26 Fe <sup>2+</sup>	1.2—3.0	1.9	1.8	①	0.6—1.0	0.8
26 Fe <sup>3+</sup>			0.75	①	0.37—0.86	0.53
27 Co	2.8—5.2	3.8	2.4	①	0.7—2.8	1.2
28 Ni	8—10	14	5	①	1.4—4.4	2.6
30 Zn	0.7	①			0.41	①
31 Ga	0.04	①	0.7	①	0.30—0.58	0.40
37 Rb	0.0002—0.0011	0.006	0.02, 0.03	①	0.001—0.28	0.04
38 Sr	0.0091—0.02	0.01	0.01, 0.02	①	0.07—0.43	0.14
49 In	0.06	①	0.45	①	1.7	②
57 La					0.08	
58 Ce	0.009	①	0.003—0.04	0.02	0.17—0.65	
60 Nd	0.007, 0.010	①	0.03, 0.06	①	0.32—1.3	0.6
62 Sm	0.003—0.015	0.009	0.01—0.10	0.05	0.43—1.8	0.9
63 Eu	0.006, 0.010	①	0.02, 0.08	②	0.48—2.0	0.9
64 Gd	0.012	①			0.82, 0.88	①
65 Tb		①	0.05	①	1.0	①
66 Dy	0.009, 0.014		0.12, 0.29	②	0.56—1.46	1.1
67 Ho						
68 Er	0.009, 0.017	①	0.16, 0.46	①	0.53—1.3	1.0
69 Tm					1.1	①
70 Yb			0.11—0.67	0.34	0.48—1.3	1.0
71 Lu			0.11	①	0.67, 1.0	①
72 Hf						
82 pb						
90 Th					0.003—0.05	0.02
92 U	0.0024, 0.0027	①			0.004—0.08	0.04

● (只有一个或两个有效数据时, 表中不给出平均值)



角 闪 石		斜 长 石		金 云 母	石 榴 石	
范 围	平 均	范 围	平 均	(一个样品)	范 围	平 均
0.12, 0.19	①	0.20	①			
0.72, 0.80	②					
2.8, 4.8	①					
		1.6—2.1	1.9			
0.36—0.86	0.60	0.02—0.36	0.17	2.7		
1.1, 3.0	①					
2.2, 4.2	①				2.6, 5.4	4
0.10, 1.6	①				0.06, 0.29	①
		0.65	①			
1.4, 1.8	①				0.7—1.8	1.1
0.42, 0.69	①					
		0.85—1.3	1.0			
0.04—0.4	0.25	0.03—0.50	0.10	3.1		
0.19—1.02	0.57	1.3—2.9	1.8	0.03		
2.2—3.1	①					
0.17—0.44	0.27	0.14	①		0.03—0.08	①
0.09—0.54	0.34	0.06—0.30	0.14	0.03	0.05	①
0.19	②	0.02—0.20	0.08	0.03		
0.34—1.46	0.91	0.02—0.20	0.08	0.03	0.07—1.25	0.6
0.36—1.49	1.01	0.06—0.73	0.32	0.03	0.3—1.5	0.9
0.51—1.7	1.1	0.03—0.21	0.10		2.1, 5.2	①
1.02—2.0	1.4	0.03	①		4.1, 7.1	①
0.64	①	0.01—0.20	0.09	0.03		①
					13, 24	
0.48	①	0.02—0.24	0.08			
				0.03		
0.46—1.42	0.97	0.006—0.3	0.07		4—53	30
0.44—1.31	0.89	0.03—0.24	0.08	0.04	5—57	35
		0.10—0.67	0.26		0.3, 0.6	①
		0.009	①			