

区域地质调查方法 野外工作方法

第四分册

区域化探

谢学锦

地质出版社

区域地质调查野外工作方法

(第四分册)

区域化探

谢学锦

地质出版社

区域地质调查野外工作方法

(第四分册)

区域化探

谢学锦

*

地质部书刊编辑室编辑

地质出版社出版

(北京西四)

地质印刷厂印刷

(北京安德路47号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

1979年12月北京第一版·1979年12月北京第一次印刷

印数1-13,390册·定价1.30元

统一书号: 15036·新426

目 录

第十四章 区域化探

一、概述	1
(一) 地球化学环境	1
(二) 地球化学活动性	2
(三) 元素组合	10
(四) 地球化学分散模式	15
(五) 原生异常	18
(六) 次生异常	25
(七) 化探方法	32
(八) 区域化探	34
二、野外工作方法	35
(一) 采样原则	35
(二) 水系沉积物测量	37
(三) 土壤测量	53
(四) 岩石测量	56
(五) 水化学测量	57
(六) 特殊工作方法	58
(七) 我国边缘地区区域化探工作方法	61
三、分析与质量监控	64
(一) 分析方法	65
(二) 区域化探数据中的误差	73
(三) 分析误差的监控	80
(四) 区域化探分析方案	86
四、地球化学制图	91
(一) 基本地球化学图与解释推断图	91
(二) 制图标准化	96
(三) 局部地区的地球化学图	102
(四) 过去1:20万金属量测量资料的整理	105
五、解释推断,方法与程序	109
(一) 区域化探异常评价的现状	110
(二) 异常评价的程序	112
(三) 区域化探异常评价方法	112
(四) 异常检查	124
(五) 成矿远景区的普查	127

(六) 详查.....	127
六、电子计算机化的数据系统	138
(一) 野外及分析数据的收录.....	140
(二) 野外及分析数据的汇并、存贮和检索.....	145
(三) 基本数据的汇集.....	148
(四) 模式辨认.....	148
(五) 评序与分类.....	167
(六) 自动制图.....	170
七、结论	172
附录	179
参考文献	187

第十四章 区域化探^①

一、概 述

地球化学的任务是研究地球中元素的分布与丰度，并查明元素在地球化学旋回中分布与迁移的规律。

应用地球化学则着重探讨地壳中元素分布在人类活动各个领域中的实用意义。

作为应用地球化学最重要分支的地球化学探矿，它一开始就针对着地壳中一些局部目标（矿床），研究这些局部目标四周元素分布的特殊征兆（地球化学异常）。

地球化学探矿是系统地测量各种天然物质（如岩石、疏松覆盖物、水系沉积物、水、空气或生物）中的地球化学性质（如成矿元素及伴生元素的含量等）。测量的目的是发现与矿化有关的地球化学异常。通过异常的线索来找寻有经济价值的矿床。

近年来由于区域地球化学探矿（区域化探）的发展使得地球化学探矿这门科学的内容发生扩展和变化。区域化探研究广大面积内元素含量的地理分布，最后导致研究全国、全洲或全球性元素含量的地理分布。这种全面研究不仅大大增加了地球化学探矿的找矿效率与效果，而且将为岩石学、地层学、构造地质学、矿床学、理论地球化学以及为农业、畜牧业、地方病、环境污染等各个领域提供重要的基础资料。

这种发展趋势已使地球化学探矿这一术语超出了探矿的范畴，因此有建立一个新名词的必要。文献中常见地球化学勘查或勘查地球化学一词，似可比较确切地反映目前这一科学分支的全部内容。地球化学勘查是为了各种不同目的，系统地在不同尺度与规模上查考地壳中元素的变化。而地球化学探矿则仍是指探矿的目的，仍为勘查地球化学中最为重要的组成部分。在区域地质调查中的区域化探工作，实际上已经逐步地超出了找矿的单一目的了。

在我国已沿用了百余年的地球化学探矿的简称：“化探”一词现在似乎就应赋与它新的涵义。狭义上它仍是地球化学探矿的简称，广义上它可以作为地球化学勘查的简称。这样的规定可以使这个术语继续适应这一科学领域今后不断发展的趋势。

在讨论区域化探之前先将简略介绍一些化探的基本概念。

（一）地球化学环境

地球化学环境主要由压力、温度及最丰化学元素的含量水平来决定。可以把地球化学环境分为两大类。深成环境：这是一个高温高压的环境，流体的循环受到限制，游离氧缺乏。表生环境：这是在地球表面风化、侵蚀与沉积过程流行的环境。它的特点是温度低，

^① 本书第六节中“野外及分析数据的汇并，存贮和检索”全段及“自动制图”的部分内容系由林存山同志编写。附录中的方差分析方法系由王立华同志编写。图件的编纂，文字及图件的审校都由王立华担任。周树强同志审阅了全部手稿，并提出不少宝贵意见。

压力低，液体可以自由流动，游离氧、水及二氧化碳很丰富。

地球物质不断在不同环境之间移动。移动的营养力是风化、侵蚀、搬运、沉积、同化、变质、交代与融蚀、岩浆活动等。这种移动可用一个大致封闭的旋回表示出来（图14-1）。地壳中的元素当地球化学环境改变时所发生的迁移、选分、改组与重分布的现象或过程称为地球化学分散。

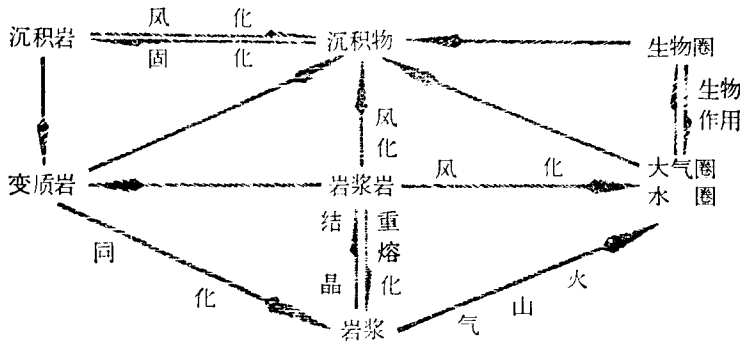


图 14-1 地球化学旋回
根据佩林 (M. B. Perrin) (1982), 1975

(二) 地球化学活动性

元素在分散过程中的行为，由各该元素的活动性，亦即元素在任何给定环境下移动难易的程度所控制。在一定程度上，活动性取决于一些物理的或机械的因素，但是活动性与化学分异之间的关系更为密切。实际上经常谈到的地球化学活动性大多是狭义地指化学活动性（还有物理化学与生物化学作用）而言。

1. 深成环境下的活动性（深成活动性） 元素的深成活动性取决于它们所赋存的矿物的稳定度。而这又受到温度、压力与最丰元素浓度的影响。在给定条件下，能够进入稳定矿物晶格中的元素是不活动的，而不能进入的元素则处于活动状态。待到环境改变，处于活动相的元素能够进入一种稳定矿物的晶格，它们就由活动转化为不活动。这种原则对于变质作用、交代作用或岩浆作用都是适用的。

大多数矿物仅在其组成元素浓度较高的体系内是稳定的。在深成环境下，通常只有10个主元素（O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、Ti及H）可达于此种要求。这些元素构成地壳98%的质量。它们结晶形成造岩矿物的顺序是按照鲍文（Bowen）的反应序列（图14-2）。图14-3示岩浆岩的大致矿物组份。

其它元素不能在这些普通造岩矿物中呈主组份，而只能占据某种主组份在晶格中的位置。这种情况只有当它们的离子半径、离子价及化学键的性质与某种主组份类似到一定程度时才会发生。其它因素如极化性质、电负性、离子化电势等亦有一定影响。例如铅的离子半径与离子化电势与钾非常接近，因而铅可以代替钾长石中的钾，同样锌、铜及钴可以代替闪石及黑云母中的铁及镁，而氟可以代替云母中的氢氧根。

尽管同形代替的规律已研究得比较清楚，但是仍有许多难以解释的例外。另外，不能在晶格中取代造岩元素的元素也还可以机械地被陷留于晶格中，或者在晶格界面上呈薄膜存在。这些在很大程度上取决于元素的浓度，以及矿物形成时的压力、温度等。

这些复杂因素导致了化学元素的分异。从化学元素在主要岩浆岩中的含量变化也可大致看出这种分异的图景（表14-1）。

岩石结晶时，在稳定的造岩矿物晶格中不能被容纳的组份就富集于残余的流体中。稀有元素在残余流体中的逐步富集，导致在伟晶岩中形成了一些以它们为主要成分的矿物。

岩浆中所含1—5%的水大多在结晶过程中呈热液形式分离，其中富含许多金属，当与围岩作用或其本身物理化学条件改变时就沉淀形成矿床及其四周的高含量带（原生异常）。当然其它成因的热水，包括深循环的地下水，从岩石中驱出的同生水或化合水，在形成热液矿床以及矿床原生异常的过程中也起重要作用。

在热液阶段，元素的活动性可以从矿带、矿床、矿体及原生异常的大量明显的矿物分带或元素分带中看出。在分带序列中位于前列的是最活动的元素，它们经常迁移最远，最接近于地表。尽管有着许多各式各样的假说，但是影响热液中元素活动性的主要因素还未查明。由于近年来的大量实验研究都趋于证明金属在热液中主要呈Cl、F、S的络合物存在，故络合物的稳定度也许是影响热液中元素活动性的最主要因素。

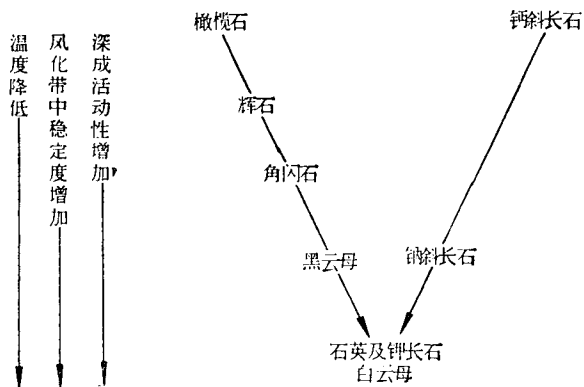


图 14-2 鲍文反应序列

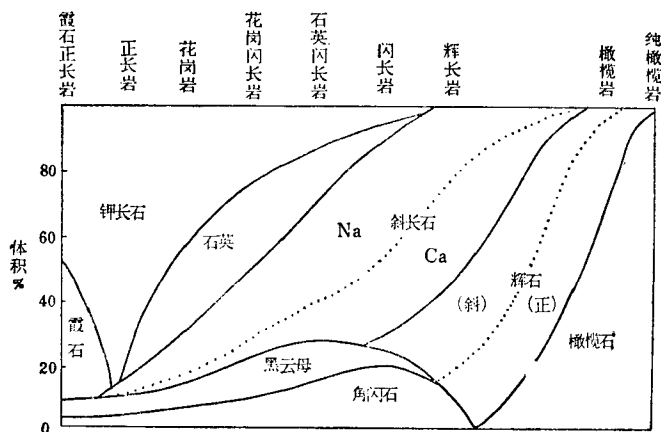


图 14-3 岩浆岩中大致矿物组份

引自罗斯勒 (H. J. Rösler) 与兰格 (H. Lange) (1972), 1972

2. 表生环境下的活动性 (表生活动性) 地球表面的环境与深部非常不同。在深成条件下稳定的矿物，到了表生环境就会遭到分解，并形成一系列新的矿物。因而元素的活动性受到它们所赋存矿物在表生环境下稳定度的影响。

在表生环境下最活跃的因素是水。许多化学反应都要在水溶液中进行。没有水，氧与二氧化碳的效应甚微，而生物作用也难以发生。故而元素在表生环境中的活动性经常可

以从矿物在水中的溶解度及稳定度来衡量，而这些主要取决于下列因素：

(1) 水的pH值 天然水的pH值在4.5—8.5之间，最常见的是在6.0—8.5。在黄铁矿化分布普遍的地区，水可能非常酸性(pH<4.5)。在某些钙质环境，或者在干旱地区，水的pH值就会增到8.5以上。土壤中pH值变动范围与水大致相似。

大多数金属在pH增高时趋向于沉淀成氢氧化物。这时的pH称为水解pH (表14-2)。

表上的数据只能作为一种近似的估计，因为未考虑到各种有机及无机络合物的形成。例如U一般形成 $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ 或 $UO_2(SO_4)_3^{4-}$ ，使其沉淀pH值由4.2延至碱性范围。另一些元素由于其它元素或根的存在，在尚未达于水解pH时已先沉淀。

pH影响粘土吸附能力。例如在酸性环境下，蒙脱石的吸附能力比碱性环境小得多。

pH还影响植物吸收金属的能力。

(2) 氧化还原倾向 (Eh值) 一个体系的氧化能力可以用一个称为氧化还原电位的因素定量地表示。它的符号是Eh，单位为伏特。

表 14-1 化学元素在主要岩浆岩中的丰度 (ppm)

	元 素	超 基 性 岩	基 性 岩	中 性 岩	酸 性 岩
在 丰 超 基 性 岩 中 高	Mg	259000	45000	21800	5600
	Fe	98500	85600	58500	27000
	Cr	2000	200	50	25
	Ni	2000	160	55	8
	Co	200	45	10	5
	Pd	0.12	0.019	—	0.01
在 基 性 岩 中 丰 度 最 高	Ca	7000	67200	46500	15800
	Ti	300	9000	8000	2300
	V	40	200	100	40
	Zn	30	130	72	60
	Cu	20	100	35	20
	Sc	5	24	2.5	3
	Nb	1.0	20	20	20
	Mo	0.2	1.4	0.9	1.0
	Sb	0.1	1.0	0.2	0.26
	I	0.01	0.5	0.3	0.4
Hg	0.01	0.09	—	0.08	
在 中 性 岩 中 丰 度 最 高	Al	4500	87600	88500	77000
	Na	5700	19400	30000	27700
	P	170	1400	1600	700
	Sr	10	440	800	300
	Zr	30	100	260	200
	La	—	27	70	60
	Ga	1.5	18	20	20
	B	1	5	15	15
	Br	0.5	3	4.5	1.7
	Bi	0.001	0.007	0.01	0.01

续表

	元 素	超 基 性 岩	基 性 岩	中 性 岩	酸 性 岩
在 酸 性 岩 中 丰 度 最 高	Si	190000	240000	260000	323000
	K	300	8300	23000	33400
	Ba	1	300	650	830
	F	100	370	500	800
	Rb	2	45	100	200
	Li	0.5	15	20	40
	Pb	0.1	8	15	20
	Th	0.005	3	7	18
	Be	0.2	0.4	1.8	5.5
	Cs	0.1	1.0	0.6	5
	U	0.003	0.5	1.8	3.5
Sn	0.5	1.5	—	3	
W	0.1	1.0	1.0	1.5	
含在 量一 变个 化数 不量 大级 '内	Mn	1500	2000	1200	600
	S	100	300	200	400
	Cl	50	50	100	240
	As	0.5	2	2.4	1.5
	Ge	1	1.5	1.5	1.4
	Cd	0.05	0.19	0.13	0.1
	Ag	0.05	0.1	0.07	0.05
	Se	0.05	0.05	0.05	0.05
	Au	0.005	0.004	—	0.0045

根据图尔金 (K.K.Twrekian) 与韦德波尔 (K.H.Wederpohl) (104), 1961

表 14-2 水 解 pH 值

元 素	pH	元 素	pH	元 素	pH	元 素	pH
Fe ³⁺	2.0	Al ³⁺	4.1	Cd ²⁺	6.7	Pr ³⁺	7.1
Zr ⁴⁺	2.0	U ⁶⁺	4.2	Ni ²⁺	6.7	Hg ³⁺	7.3
Sn ²⁺	2.0	Cr ³⁺	5.3	Co ²⁺	6.8	Ce ³⁺	7.4
Ce ⁴⁺	2.7	Cu ²⁺	5.3	Y ³⁺	6.8	La ³⁺	8.4
Hg ¹⁺	3.0	Fe ²⁺	5.5	Sm ³⁺	6.8	Ag ¹⁺	7.5—8.0
In ³⁺	3.4	Be ²⁺	5.7	Zn ²⁺	7.0	Mn ²⁺	8.5—8.8
Th ⁴⁺	3.5	Pb ²⁺	6.0	Nd ³⁺	7.0	Mg ²⁺	10.5

根据布里顿 (H.T.S.Britton) (27), 1955

在风化环境内, 在pH为4—9之间, 氧化还原电位一般为0.15—0.65V。

游离氧及通畅的排水有利于氧化。游离氧减少, 排水条件恶化, 就会逐渐变为较还原的环境。最强烈的还原环境见于游离氧被大量消耗以及有机质大量堆积之处。

氧化还原反应造成的价变化完全改变了一个元素的化学行为。在给定条件下, 一种离子处于某一氧化态可以是易溶的, 处于另一氧化态时却可以形成极难溶的化合物。例如 Fe²⁺离子在还原环境中很活动, 但在氧化环境中就形成 Fe³⁺, 它在天然水中沉淀成氢氧化物。U⁶⁺是很活动的, 但在还原环境中 (-0.5V) 形成 U⁴⁺, 它较不活动, 很易沉淀。

氧化还原反应强烈受到pH影响。提高pH可以降低发生氧化还原反应的 Eh 值。在碱性条件下, 许多离子更易氧化。事实上许多元素的活动性是受到 Eh 与 pH 的综合影响所支

表 14-3 元素在氧化、还原、酸、碱环境下的活动性

相对活动性	环 境 条 件			
	氧 化	酸 性	中性到碱性	还 原
极 高	Cl, I, Br S, B	Cl, I, Br S, B	Cl, I, Br S, B Mo, V, U, Sc, Re	Cl, I, Br
高	Mo, V, U, Se, Re Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra Zn	Mo, V, U, Se, Re Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra Zn Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au	Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra	Ca, Na, Mg, F, Sr, Ra
中 等	Cu, Co, Ni, Hg, Ag, Au As, Cd	As, Cd	As, Cd	
低	Si, P, K Pb, Li, Rb, Ba, Be Bi, Sb, Ge, Cs, Tl	Si, P, K Pb, Li, Rb, Ba, Be Bi, Sb, Ge, Cs, Tl Fe, Mn	Si, P, K Pb, Li, Rb, Ba, Be Bi, Sb, Ge, Cs, Tl Fe, Mn	Si, P, K Fe, Mn
极 低 到 不 活 动	Fe, Mn Al, Ti, Sn, Te, W Nb, Ta, Pt, Cr, Zr 稀 土	Al, Ti, Sn, Te, W Nb, Ta, Pt, Cr, Zr 稀 土	Al, Ti, Sn, Te, W Nb, Ta, Pt, Cr, Zr 稀 土	Al, Ti, Sn, Te, W Nb, Ta, Pt, Cr, Zr 稀 土 S, B Mo, V, U, Se, Re Zn Co, Cu, Ni, Hg, Ag, Au As, Cd Pb, Li, Rb, Ba, Be Bi, Sb, Ge, Cs, Tl

根据安德鲁斯-琼斯 (D.A. Andrews-Jones) (13), 1968

配 (表14-3)。

尽管表14-3在预测元素活动性方面很有用。但元素活动性还受一系列其它因素错综复杂地影响。特别是一些“天然清除剂”(Fe、Mn氧化物、粘土矿物、有机物等)的吸附或共沉淀作用的影响。

(3) Fe、Mn氧化物的影响 Fe^{2+} 及 Mn^{2+} 只在强酸及强还原条件下才能存在于溶液之中。在地表氧化条件下，它们将沉淀成为含水Fe、Mn氧化物。这种情况往往发生于环境激烈改变之处，例如地下水出露之处；由排水停滞的沼泽流出处；受到大量稀释，水中pH发生很大变化之处等等。

Fe、Mn氧化物沉淀时将从水中共沉淀多种金属。Fe、Mn氧化物沉淀后，与流水接触时，还将继续从水中吸留金属。

尽管已发表的资料中还有不少互相矛盾之处，但已可大致看出一些一般性规律，表14-4列出最强烈被Fe或Mn清除的金属，以及清除作用较弱、或完全不被清除的金属。这虽是从某几个地区得到的结果，但可供在各种不同自然地理条件下研究Fe及Mn清除作用时参考。

这些氧化物，特别是Mn的含水氧化物在土壤及水系沉积物中不易被辨认。因而在化

表 14-4 Fe、Mn氧化物的清除作用

强烈被Fe氧化物清除的元素	强烈被Mn氧化物清除的元素	微弱被清除的元素	可能不被清除的元素	不被清除的元素
As	Ba	Ag	Be	B
In	Cd	Cu	Ca	Cr
Mo	Co	Pb	Ga	K
	Ni	Sr	La	Mg
	Tl		Sb	Rb
	Zn		Y	Sc
				Ti
				V
				Zr

根据卡彭特(R.H.Carpeuter)等⁽²⁸⁾⁽⁸⁷⁾的资料综合编制

探工作中分析样品中的Fe及Mn并研究它们与其它金属的比值有助于分辨Fe、Mn清除作用形成的假异常。但由于许多类型的矿石中亦含有大量Fe及Mn，Fe及Mn本身也是矿化的指示元素，这就使问题复杂化。近来报道^[87]采集水系中的铁锰氧化物凝块，或者溶取沙砾表层铁锰氧化物复膜可以强化异常并扩大异常范围。看来Fe及Mn的清除作用在化探工作中如何对待与如何利用仍是一个待解决的问题。

(4) 有机物的影响 金属可以与天然有机物化合成为有机络合物。有的有机络合物易溶于水，从而使原来不活动的金属活动化，或者可以起掩蔽作用，使已溶解组份不能与其它组份起反应，从而增加金属在水液中的稳定度。但另一方面有些有机络合物不溶于水，可以使金属固定在土壤中，这方面的研究工作还处于开始阶段。腐殖质的吸附金属能力很强，有实验数据认为腐殖质交换能力可达150—500毫克当量/100克，而粘土的交换能力最高仅有150毫克当量/100克^[80]。

(5) 粘土 粘土物质可以吸附金属。在水系沉积物测量及土壤测量中经常筛选细颗粒物进行分析，以提高异常清晰度或发现地下水及地表水带来并吸附于粘土颗粒上的水成异常。当其它条件相同时，粘土质土壤中的异常总比砂质土壤中强。

不同的粘土矿物吸附金属的能力是不相同的。这可以从它们的交换能力看出来(表14-5)。

表 14-5 某些粘土矿物的交换能力

矿 物	交换能力 (毫克当量/100克)
高岭石	3—15
埃洛石	5—50
蒙脱石	80—150
伊利石	10—40
绿泥石	10—40
蛭石	100—150

根据霍克斯(H.E.Hawkes)与韦布(J.S.Webb)⁽⁶⁰⁾,1962

除此之外，还有一系列其它因素影响元素的活动性，包括：胶体分散作用：二氧化硅、氧化铝、含水氧化锰及氧化铁在一定条件下可以在水中呈胶体存在，极细粒的粘土亦

可在水中呈胶体悬浮物。这些胶体可以吸附水中的金属离子，增加了它们的活动性。植物的影响：植物根系往往在其四周造成一个富侵蚀性的环境，促使一些难溶矿物溶解。微生物的影响：微生物在促使腐殖质的形成及促进某些氧化或还原作用的进行都有很大影响。另外一些浮游生物可以强烈富集金属，例如淡水中的藻类可以强有力富集金属，阻滞金属的搬运。

在化探的实践中观察到的一些重要成矿元素及伴生元素在各种因素影响下的活动性综合列于下表（表14-6）：

表 14-6 在各种因素影响下一些元素的相对活动性

（原生矿物项中，括弧内是重要的载体矿物）

元素	原生矿物	次生矿物	元素活动性
Ag	自然银(稳定) 辉银矿(比较不稳定) 复杂的磷基盐(不稳定) 碲化物(不稳定) 〔方铅矿〕(稳定)	角银矿 含Ag黄砷铁矾	可能比Cu、Zn低，受到AgCl溶解度低的限制但比Au活动性高 在Fe ₂ (SO ₄) ₃ 存在下活动 在硅质环境内活动
As	毒砂(不稳定) 其它砷硫化物(不稳定) 〔黄铁矿〕(不稳定)	褐铁矿 磷酸铁	在富Fe环境下，活动性一般较低，因As可呈AsO ₃ ³⁻ 与褐铁矿共沉淀，或呈FeAsO ₄ 沉淀 在贫Fe环境下较活动 在Na、K盐存在下活动 一般说来，比Sb活动
Au	自然金(稳定) 碲化金(不稳定)	溶解后重新沉积的自然金	以氯化物形式存在时微具活动性 在还原条件下迅速沉淀
B	电气石(稳定) 〔许多岩浆岩硅酸盐矿物〕 (各种程度的稳定)	粘土矿物 可溶性硼酸盐	极高 在呈电气石存在时例外
Ba	重晶石(比较不稳定) 〔钾长石〕(中等稳定)		可能很高，但受硫酸钡溶解度的限制
Be	绿柱石(稳定) 〔云母〕(稳定) 〔长石〕(中等稳定)	未知	低，绿柱石耐风化，难溶
Bi	辉铋矿(稳定) 自然铋(稳定)		低，难溶 与褐铁矿共沉淀
Cd	闪锌矿(不稳定) 〔铁镁矿物〕(中等稳定)	硫镉矿	在风化过程中跟随Zn 在硫化锌氧化过程中是例外。Zn溶解而次生硫化镉被保留
Co	复杂的砷磷硫化物(不稳定) 硫铜钴矿(不稳定) 硫钴矿(不稳定) 〔铁镁矿物〕(中等稳定)	钴华 水钴矿 褐铁矿	中高，受褐铁矿及MnO ₂ 沉淀的限制 在硫酸盐溶液中活动

续表

元素	原生矿物	次生矿物	元素活动性
Cr	铬铁矿		活动性低, 因铬铁矿极稳定 但在高pH及Eh下形成游离的 CrO_4^{2-} 离子
Cu	许多硫化物(不稳定) 〔铁镁矿物〕(中等稳定)	硫化物 氧化物 碱性碳酸盐 硫酸盐 硅酸盐	pH低于5.5时活动性高 中性及碱性时活动性低 在较小程度上受到褐铁矿共沉淀及有机物与粘土吸附的限制
F	萤石(中等稳定) 磷灰石(稳定) 云母(稳定)	次生磷酸盐	不高, 受磷酸盐存在的限制
Fe	黄铁矿(不稳定) 磁铁矿(稳定) 〔铁镁矿物〕(中等稳定)	褐铁矿 黄钾铁矾	低 黄铁矿大量存在时, 呈 $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, 活动性高 在强烈还原条件下极活动
Hg	辰砂(不稳定) 天然汞(稳定)	Hg_2Cl_2 天然汞	低 在蒸汽相中高
La	褐帘石(不稳定) 磷灰石(稳定) 独居石(稳定)	粘土矿物	可能很低
Li	钾辉石(稳定) 磷铝石(稳定) 锂云母(中等稳定) 〔铁镁矿物〕(中等稳定)	未知	可能很高
Mn	碳酸盐(不稳定) 〔铁镁矿物〕(中等稳定)	含水氧化物	低, 一般pH下 Mn^{2+} 氧化物溶解度低 酸性pH下, 可呈 Mn^{2+} 离子活动 在强烈还原条件下极活动
Mo	辉钼矿(比较不稳定)	褐铁矿 铁钼华 黄钾铁矾 石膏 钼钨钙矿	极高到中等 活动性受下列因素限制(1)原生 MoS_2 溶解较难; (2)吸附于褐铁矿上形成铁钼华(pH2.5—7.0), 在较小程度上吸附于粘土(pH2—4);(3)在碳酸盐环境中沉淀 除此之外, 活动性不受pH影响
Nb	烧绿石(稳定) 钶铁矿(稳定)		可能低
Ni	硫化物(不稳定) 砷酸盐(不稳定) 〔铁镁矿物〕(中等稳定)	含水硅酸镍 砷酸盐 褐铁矿	中高 活动性受到褐铁矿共沉淀的限制及pH=6.5时水解的限制 在硫酸盐溶液中活动
Sb	辉锑矿(稳定)	黄锑矿	比砷不活动得多
Sn	锡石(稳定) 〔云母〕(稳定)	未知	低, 因锡石高度稳定

续表

元素	原生矿物	次生矿物	元素活动性
Ti	金红石(稳定) 钛铁矿(稳定) 〔榍石〕(中等稳定) 〔钛铁石〕(中等稳定)	白钛石	低, 因原生及次生矿物皆稳定
V	绿硫钒矿(不稳定) 〔磁铁矿〕(稳定) 〔钛铁矿〕(稳定) 〔铁镁矿物〕(中等稳定) 在有机岩中富集(稳定)		呈络合含氧盐, 在地下水中很活动 有机物沉淀作用使活动性受限制
Zn	闪锌矿(不稳定) 〔铁镁矿物〕中等稳定	硫酸盐 碳酸盐 含水硅酸盐	中高 硫酸盐及氯化物极溶 在碳酸盐环境活动性受限制 受有机物与褐铁矿共沉淀的限制

根据霍克斯等(60)(20)(99)综合编制

从表上也可以看出, 尽管元素的表生活动性在化探中极为重要, 但是已取得的资料是极为不够和零散的。有必要提出一些衡量活动性的参数以便更好地搜集在不同环境中可以互相对比的资料。可以对天然水中的元素含量(活动相)与汇水盆地中的岩石的元素含量作比较得出对活动性的近似估计。别列尔曼(Лерельман, А.И.)^[113]提出的计算公式为

$$K_x = \frac{M_x \times 100}{aN_x}$$

其中 M_x 为元素在水中浓度

N_x 为元素在岩石中含量

a 为水中干涸残渣所占百分数

也可以利用土壤中元素含量与未风化岩石中元素含量的比值来估计元素的活动性。这个比值具有更大实用意义。索柯洛夫大规模研究了苏联各地金属元素在土壤与岩石中的比值^[28]。在纯粹的碎屑异常中(异常金属赋存在原生和次生矿物颗粒中)此比值为1, 在淋滤作用强烈地区为0.1—1。某些元素的比值为1—10时, 一方面说明这些元素在风化条件下是不活动的, 另一方面说明在此环境下发生了强烈的化学分异。

在区域化探中也许更具实用意义的是研究水系沉积物中元素含量及其上游汇水盆地岩石中元素平均含量的比值。可惜这方面尚无系统的资料。

(三) 元素组合

自然界很少见单一元素富集。

元素在自然界的组合是它们具有相似活动性的一种表现。由于在不同环境内元素的活动性有变化, 因而组合亦随环境而变化。在普通岩石中的一般组合可见表14-7。

某些元素在一系列极不相同的环境下始终维持其组合特征(例如K-Rb、Ca-Sr、Si-

表 14-7 一般的元素组合

岩石类型	元素组合
1. 深成岩	
超基性岩	Cr, Co, Ni, Cu
基性岩	Ti, V, Sc
碱性岩	Ti, Nb, Ta, Zr, RE, F, P
碳酸盐岩	RE, Ti, Nb, Ta, P, F
花岗岩	Ba, Li, W, Mo, Sn, Zr, Hf, U, Th, Ti
伟晶岩	Li, Rb, Cs, Be, RE, Nb, Ta, U, Th, Zr, Hf, Sc
2. 热液硫化物矿石	Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, As, Hg, Sb, Se, Te, Co, Ni, U, V, Bi, Cd, Ba
3. 接触变质岩石	W, Sn, Mo(B, Li, Be)
4. 沉积岩	
黑色页岩	U, Cu, Pb, Zn, Cd, Ag, Au, V, Mo, Ni, As, Bi, Sb
磷块岩	U, V, Mo, Ni, Ag, Pb, F, RE
蒸发岩	Li, Rb, Cs, Sr, Br, I, B
砖红土	Ni, Cr, V
锰矿石	Co, Ni, Mo, Zn, W, As, Ba, V
砂矿	Au, Pt, Sn, Nb, Ta, Zr, Hf, Th, RF
红层(大陆)	U, V, Se, As, Mo, Pb, Cu
红层(火山成因)	Cu, Pb, Zn, Ag, V, Se
铝土矿	Nb, Ti, Ga, Be

根据莱文森(A.A. Levinson) (79), 1974

Ge、Zr-Hf、Nb-Ta、稀土、铂族元素等)，另一些元素也许在变质与岩浆作用过程中同进退，而在风化与沉积过程中分道而行。还有一些元素专门聚集于某些特殊的深成岩或沉积岩中（例如Rb、Cs、Nb、Ta在岩浆环境中行为一致，最后富集于伟晶岩中，但在表生环境下的行为则完全不同）。

由于影响元素活动性的各种深成及表生因素错综复杂，因而使得根据理论预测十分困难。实际上往往有化学性质极不相同的元素在一起富集，其原因并未完全搞清楚。因此目前还只能纯经验式地来研究元素组合问题。即使这类纯经验式的研究目前也还是处于初期阶段。现所汇集的材料（表14-8）主要是收集了不同类型矿石中微迹元素的分析数据，并结合化探实践中的一些经验而获得的。对于根据异常中元素组合来推测矿床类型，是有用的参考资料，但也是很不够和不确切的。从表上可以看到许多矿床的元素组合非常类似，缺乏诊断性的元素。另外可以预料异常中的元素组合经常要比矿石更简单一些，这是因为在矿石中检出的元素，其中总会有一部分在异常中由于含量水平的降低而淹没于背景起伏之中。因此今后需要的是大规模汇集各种类型矿床四周地球化学异常（而不是矿石）中的元素组合，查明不同地球化学省内各种矿异常的组合特征，在组合中不同元素的含量水平及其比值。但这只有当区域化探以一种标准化形式全面展开，大规模系统地收集详查与异常验证资料，并在分析技术作了很大改进后才有可能。

表 14-8 不同类型矿床及其地球化学异常中的元素组合

矿种	矿床类型	元素组合	重要指示元素
铜	1. 页岩铜矿及其变质类型	Cu, Ag, Zn, Cd, Pb, Mo, Re, Co, Ni, V, Mn, Se, As, Sb, Ba	Cu, Ag, Zn, Pb, Mo, Co
	2. 砂岩、砂质页岩及砾岩中的铜矿	Cu, Ag, Pb, Zn, Cd, Hg, V, U, Ni, Co, P, Cr, Mo, Re, Se, As, Sb, Mn, Ba	Cu, Ag, Pb, Ba为通用指示元素, 在某些地区Ni, Mo, As, Sb, Co为有用指示元素
	3. 斑岩铜矿	Cu, Mo, Re, Fe, Ag, Au, As, Pb, Zn, B, Sb, W	Cu, Mo, Re, Ag, Au, As, Pb, Zn,
	4. 砂卡岩型铜矿	Cu, Fe, Mn, Zn, Pb, Ag, Cd, Mo, W, Au, Sn, Bi, Te, As, Ni, Co, (很少)B, F(某些矿床)	Cu, Ag, Mo, W, Bi, Pb, Zn, As
	5. 与基性岩有关的致密块状含铜硫化物	Cu, Ni, Co, Fe, As, Pt族, Au, Ag, Bi, Se, Te	Cu, Ni, Co
	6. 火山沉积岩中致密块状含铜硫化物	Cu, Zn, Pb, Cd, Ag, Fe, Hg, As, Sb, Au, Mo, W, Re, Co, Ni, B, Ga, In, Tl, Ge, Sn, Bi, Se, Te	Cu, Zn, Pb, Cd, Ag, Fe, As, Hg
	7. 在各种地质环境中的脉状铜矿床	同上	同上
银	1. 含银的各种铜、铅、锌、金、镍矿床	见各类矿床	Ag, Pb, Zn, Cd, Hg, Tl, Cu, Au, Ba, Mn, Bi, Se, Te, As, Sb
	2. 自然银矿床(特别是含Ni, Co硫化物者)	Ag, Ni, Co, Fe, S, As, Sb, Bi, U, 亦含一些Ba, Cu, Zn, Cd, Pb, Hg	Ag, Ni, Co, As, Sb, Bi 见砂岩铜矿、铀矿及钼矿
	3. 富含银的砂岩铜矿、铀矿或钼矿	Ag, U, V, Sr, Ba, Cr, Mo, Re, Fe, Co, Ni, Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Pb, P, As, Sb, S, Se	
金	1. 含金的镍、铜、铅、锌及银矿床	见各类矿床	见各类矿床
	2. 砂卡岩型金矿床	一般与铜、铅、锌或钨的砂卡岩型矿床类似, As(Sb, Bi)可能特别高	Au, As, Sb, Bi其它见各类矿床
	3. 在火山岩、沉积岩及花岗岩中的石英脉型金银矿床	Au, Si, O ₂ , Ag, As, Sb, S, Fe 另外Cu, Ba, Zn, Cd, Hg, B, Tl, U, Sn, Pb, Bi, Se, Te, Mo, W, F, Co, Ni及(Pt)则根据不同地球化学省而定	Au, Ag, As, Sb, S, Fe, SiO ₂ 有些火山沉积岩中: B; 有些(各类岩石): W, Mo, Te, Bi; 某些第三纪金矿: Se, Sb, Pb, Zn, Cu特高, Au/Ag < 1; 寒武纪金矿 Au/Ag > 1; 基性及中性火成岩与火山岩中: Cr; 金-银-砷化物型: Te, F, Mo, W, Au/Ag >> 1金-银-硒化物型: Se, Ag, Au/Ag < 1
	4. 砾岩金矿床	Au, Fe, S, Ag, U, Th及RE Au/Ag >> 1 As, Cu, Pb, Zn, Co, Ni	Au, Ag, As, U
对金矿床最有效指示元素可能为Ag, As, Sb, Bi, Te, 其它视地区特点而定			