

放射性勘探方法

上册

原子能出版社



目 录

第一部分 放射性普查方法

第一章 放射性普查概论

- § 1.1 放射性核素在自然界的分布
- § 1.2 铀矿的分散晕及分散流
- § 1.3 放射性普查概述

第二章 航空伽玛测量

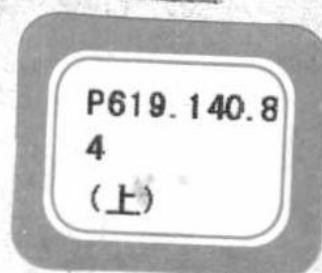
- § 2.1 航空伽玛测量基本原理
- § 2.2 航空伽玛测量工作方法
- § 2.3 航空伽玛能谱及磁数据处理
- § 2.4 航空伽玛测量结果解释以及应用实例

第三章 地面伽玛测量

- § 3.1 地面伽玛测量基本原理
- § 3.2 地面伽玛测量的工作方法
- § 3.3 地面伽玛能谱测量
- § 3.4 仪器的“三性”检查
- § 3.5 放射性普查的数据处理

第四章 射气测量

- § 4.1 射气测量的性质、射气晕的形成
- § 4.2 射气分布的理论计算
- § 4.3 射气测量的工作进行
- § 4.4 射气测量资料的整理
- § 4.5 影响射气异常的一些因素
- § 4.6 射气异常的处理与评价



第五章 α 径迹测量及针量测量

- § 5.1 径迹的形成及固体径迹探测器的性质
- § 5.2 射气浓度与 α 径迹密度的关系
- § 5.3 α 径迹测量工作方法
- § 5.4 α 径迹测量资料的整理与解释
- § 5.5 针量测量基本原理
- § 5.6 针量测量工作方法
- § 5.7 针量测量的资料整理与解释

第二部分 放射性勘探方法

第六章 伽玛测井

- § 6.1 沿钻孔轴线的伽玛照射率
- § 6.2 伽玛测井野外工作方法
- § 6.3 伽玛测井异常曲线解释方法
- § 6.4 伽玛测井换算系数及其测定方法
- § 6.5 几项系数的修正
- § 6.6 伽玛测井影响因素及质量评价
- § 6.7 伽玛能谱测井

第七章 辐射取样及编录

- § 7.1 辐射编录
- § 7.2 伽玛取样的基本原理
- § 7.3 伽玛取样的工作方法
- § 7.4 伽玛取样异常曲线解释方法
- § 7.5 伽玛取样异常曲线解释方法
- § 7.6 伽玛取样的影响因素
- § 7.7 炮眼伽玛取样

§ 7.8 β - γ 取样

§ 7.9 伽玛能谱取样

第八章 铀矿石有效平衡系数及应用

§ 8.1 铀矿石放射性平衡的研究

§ 8.2 射气扩散修正系数的野外测定方法

§ 8.3 有效平衡系数的应用

第九章 放射性分析

§ 9.1 放射性分析的基本原则

§ 9.2 根据 β - γ 射线照射率确定样品中的铀、镭含量

§ 9.3 测定镭含量及射气系数

§ 9.4 铀钍矿样品中铀、镭、钍含量的分析

§ 9.5 放射性分析中的统计误差及分析精度的估计

§ 9.6 放射性分析的质量检查

§ 9.7 其他分析方法简介

第十章 放射性勘探方法在其它矿床和地质上的应用

§ 10.1 辐射法测定岩石(矿石)的密度

§ 10.2 应用放射性勘探方法寻找非放射性固体矿产

§ 10.3 应用放射性勘探方法寻找地下水

§ 10.4 应用放射性勘探方法解决某些地质问题

§ 10.5 应用放射性勘探方法寻找石油及天然气

附录一、几种物质的 γ 射线质量衰减系数 ($\frac{\mu}{\rho}$) 表

附录二、几种物质的密度

附录三、 α 、 β 、 γ 射线标准源

附录四、粉末和液体标准源

附录五、 e^{-x} ， $\Phi(x)$ 和 $F(x)$ 函数表

附录六、 $G(x, y, u)$ 函数表

主要参考文献

第一部分 放射性普查方法

第一章 放射性普查概论

§ 1.1 放射性核素在自然界的分布

放射性普查所研究的对象是含有天然放射性核素的地质体。因此，在讨论各种找矿方法之前，了解铀、镭、钍、钾等放射性元素或放射性核素在岩石、土壤、水和大气中的分布特点是必要的。

自然界中广泛存在的放射性核素有数十种，其中有：

第一，铀、钍及其衰变产物，原子序数高于84的重元素的全部同位素，和一部分原子序数为81-83的核素。

第二，门捷列夫周期表中某些元素的同位素，如钾 ($_{19}^{40}\text{K}$)、铷 ($_{37}^{87}\text{Rb}$)、钐 ($_{62}^{147}\text{Sm}$) 等，它们的半衰期长、放射性弱。

第三，由于宇宙射线轰击大气，发生核反应而形成的放射性同位素，如碳 ($_{6}^{14}\text{C}$)、氚 ($_{1}^3\text{H}$) 等。

第四，由于重元素核的自发分裂或人工分裂（核爆炸）结果而产生的放射性同位素，如锆 ($_{40}^{95}\text{Zr}$)、铯 ($_{55}^{137}\text{Cs}$)、钷 ($_{61}^{107}\text{Pm}$) 等。

这些核素广泛分布于岩石、水、土壤和大气之中。其中铀、镭、钍等天然放射性元素存在状态比较复杂，或呈单矿物及各种盐类存在，或呈类质同象存在于矿物的结晶格架中，或被有机质吸附，或存在于溶液里。由于它们分布极广，又很分散，含量也不均匀，故不能以某一个含量值来代替一般的情况，只能概略地了解其分布的规律。

(一) 放射性核素在岩石中的平均含量

表1.1列出了天然放射性核素在几种主要岩石中的平均含量。

分析表1.1明显看出,岩浆岩中放射性核素含量比沉积岩高,钍、铀比也是岩浆岩中的大。各种岩浆岩中放射性核素含量也各不相同,酸性岩中含量最高,且含量随岩石酸性减弱而有规律地降低;中性岩中放射性核素的含量为酸性岩的二分之一;基性岩中的含量则为酸性岩的四分之一到五分之一;超基性岩中含量最低。

表中所列钍铀比的平均值是代表地球化学特征的一个重要参数。研究其分布规律可以帮助解决某些地质问题,如划分岩体,区分侵入期和侵入相,证明同源侵入岩和同源喷出岩,指导找矿方向等。

表的最后一栏,列出了岩石的绝对放射性(100克岩石1秒钟的衰变数)。可见,地壳中主要的放射性核素是铀、钍和它们的衰变产物,以及钾和铷。其它核素的放射性比这几种主要核素的放射性低 $10^3 - 10^7$ 倍。

成分相同的岩石中,放射性核素的平均含量还与岩石的地质年代有关。表1.2和1.3中分别列出了芬兰不同时期的花岗岩中镭、钍、钾的含量和我国华东地区不同时代花岗岩中的镭含量。资料说明,对于同一类型的岩石,年代越轻,放射性核素含量越高。但对比不同地区,同一类型而年代不同的岩石,并不总是保持上述规律的。

沉积岩中放射性元素含量很不一致。以泥质页岩中铀含量最高可达 $3.2 - 4.1 \times 10^{-4} \%$,黑色海相页岩甚至可达 $100 \times 10^{-4} \%$ 。页岩中钍含量平均为 $11 \times 10^{-4} \%$ 。这种沉积岩中的钍铀比值变化范围不大($Th/U = 2.0 - 4.1$)。碳酸盐类岩石中铀和钍的含量均很低,一般铀含量为 $1.1 - 2.2 \times 10^{-4} \%$,钍含量为 $0.7 - 2.4 \times 10^{-4} \%$,钍铀比也不高($Th/U = 0.3 - 2.8$)。砂岩中铀含量变化很大($0.3 \times 10^{-4} \% - 6.3 \times 10^{-4} \%$),与砂岩的成分有关。岩盐、石膏中放射性元素含量最低,铀不超过

岩石中放射性核素的含量

表 1.1

核 素			硅酸岩 和隕石	超基性岩 (纯橄榄岩、 橄榄岩、辉 石)	基性岩 (玄武岩、苏 长岩、辉绿 岩)	中性岩 (闪长岩、 安山岩)	酸性岩 (花岗岩、 流纹岩)	沉积岩 (泥岩、 页岩)	二份酸性岩 和一份基性 岩(花岗闪 长岩)	100克岩 石每秒钟 衰变次数
名	符	丰 度 (%)								
钾	⁴⁰ K	0.012	8.5×10^{-2}	3×10^{-2}	8.3×10^{-1}	2.30	3.34	2.28	2.50	81
铷	⁸⁷ Rb	27.85	3.5×10^{-4}	2×10^{-4}	4.5×10^{-3}	10^{-2}	2×10^{-2}	2×10^{-2}	1.5×10^{-2}	22
铟	¹¹⁵ In	95.77	2×10^{-5}	1.3×10^{-6}	2.2×10^{-5}	—	2.6×10^{-5}	5×10^{-5}	2.5×10^{-5}	1.9×10^{-8}
锡	¹²⁴ Sn	6.11	4.5×10^{-4}	5×10^{-5}	1.5×10^{-4}	—	3×10^{-4}	10^{-3}	2.5×10^{-4}	1.7×10^{-7}
镧	¹³⁸ La	0.089	2×10^{-4}	—	2.7×10^{-3}	4×10^{-3}	6×10^{-3}	4×10^{-3}	2.9×10^{-13}	2.2×10^{-3}
钐	¹⁴⁷ Sm	14.97	10^{-4}	—	5×10^{-4}	—	9×10^{-4}	6.5×10^{-4}	8×10^{-5}	1.5×10^{-2}
镨	¹⁶⁶ Lu	2.60	—	—	6×10^{-5}	—	10^{-4}	7×10^{-5}	8×10^{-5}	8.2×10^{-3}
铽	¹⁸⁷ Re	62.93	8×10^{-8}	—	7.1×10^{-8}	—	6.7×10^{-8}	—	7×10^{-8}	1.2×10^{-6}
钋	²¹⁰ Po		7.4×10^{-16}	2.2×10^{-16}	5.9×10^{-15}	1.3×10^{-14}	2.6×10^{-14}	2.4×10^{-14}	2×10^{-14}	3.7
氡	²²² Rn		2.2×10^{-17}	6.5×10^{-18}	1.7×10^{-16}	3.9×10^{-16}	7.6×10^{-16}	6.5×10^{-16}	6×10^{-16}	3.7
镭	²²⁶ Ra		3.4×10^{-12}	10^{-11}	2.7×10^{-11}	6×10^{-11}	1.2×10^{-10}	10^{-10}	9×10^{-11}	3.7
锕	²²⁷ Ac		2.1×10^{-15}	6.4×10^{-16}	1.7×10^{-14}	3.8×10^{-14}	7.4×10^{-14}	6.8×10^{-14}	5.5×10^{-14}	—
钍	²³² Th		10^{-4}	5×10^{-7}	3×10^{-4}	7×10^{-4}	1.8×10^{-3}	1.1×10^{-3}	1.3×10^{-3}	3.2
镤	²³¹ Pa		3.5×10^{-12}	10^{-12}	2.7×10^{-11}	6.2×10^{-11}	1.2×10^{-10}	1.1×10^{-10}	9×10^{-11}	—
铀	²³⁸ U		10^{-5}	3×10^{-7}	8×10^{-5}	1.8×10^{-4}	3.5×10^{-4}	3.2×10^{-4}	2.5×10^{-4}	52(平衡U)
	$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$		10	1.67	3.75	3.9	5.14	3.44	5.2	

(表中含量以%为单位)

不同时期花岗岩中 Ra、Th、K 含量 表 1.2

岩石 (芬兰花岗岩)	Ra ($10^{-10}\%$)	Th ($10^{-4}\%$)	K (%)
最古老的	2.36	8.7	2.51
中等的	4.60	26.7	3.61
最新的	6.21	58.5	5.06

华东不同时代花岗岩平均 U、
S₁₀₂、K₂O 含量 表 1.3

岩体时代	U ($10^{-4}\%$)	S ₁₀₂ (%)	K ₂ O (%)	注
加里东早期	1.9 - 3.2	70.00	3.04	铀含量
加里东晚期	0.85 - 0.93	71.25	4.42	×—×表示
印支期	4.19 - 5.24	73.03	4.18	两个不同
燕山早期 花岗岩	5.93 - 7.87	74.25	4.64	岩体的值
燕山晚期	8.34 - 12.68	74.45	4.44	

$10^{-5}\%$, 钍不超过 $10^{-4}\%$, $\text{Th}/\text{U} \approx 1-5$.

已有的资料表明, 变质岩中放射性元素的含量与变质前原来岩石中的含量 以及以后的变质过程有关, 而且随具体地质特点不同, 铀含量可以增高或降低。如某地前寒武纪结晶片岩和片麻岩中, 铀含量随区域变质程度的增高而降低。石英和硅质板岩中最低 (铀含量低于 $10^{-4}\%$, 钍含量低于 $3 \times 10^{-4}\%$), 而石墨云母片岩中含量最高 ($4-15 \times 10^{-4}\% \text{U}$, $7 \times 10^{-4}\% \text{Th}$)。

变质岩中 Th/U 比较低 (1.0 - 2.5)。

(二) 天然水中放射性核素的含量

水中通常含有铀、镭和氡，个别情况下也含钍、新钍和钾。其含量变化很大，如镭可由 $n \times 10^{-9}$ 到 $n \times 10^{-14}$ 克/升，铀从 $n \times 10^{-2}$ 到 $n \times 10^{-8}$ 克/升，氡从几到几万爱曼。

天然水中放射性核素含量各地不同，文献中所引用的数据差别也很大。表1.4只给出有关水中氡、镭和铀含量的一般情况。由于钍及其化合物不易溶解，故水中钍含量比岩石中低几千倍，据估计海水中含钍量约 0.5×10^{-3} 克/米， Th/U 也比岩石中低得多，在0.02以下。海洋中钾含量约为 3×10^{-4} 克/升。

由于岩石射气作用放出的氡易溶解于水，在岩石遭破碎后，射气作用强，流经岩石破碎带的水可溶解大量氡气，因而形成了水中的镭含量正常值，而氡浓度大量富集，可达10爱曼甚至更多。

各种水中 Rn 、 Ra 、 U 的含量 表1.4

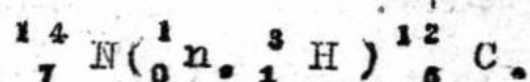
放射性核素 含量 水	Rn (爱曼)	Ra (克/升)	U (克/升)
地表水			
洋、海、河	0	$(1-2) \times 10^{-12}$	$(6-20) \times 10^{-7}$
湖		10^{-12}	8×10^{-6}
地下水			
沉积岩	6-15	$(2-300) \times 10^{-12}$	$(2-50) \times 10^{-7}$
酸性岩浆岩	100	$(2-4) \times 10^{-12}$	$(4-7) \times 10^{-6}$

因为天然水（海洋、河、湖）中放射性核素含量比岩石小很多，如镭含量的差别可达1000倍以上。因此用辐射仪在水面上测得的伽玛照射率实际上可以认为是宇宙射线和仪器本底产生的。

一般说来，水中所含放射性物质非常少。但在自然界中有铀、镭、钍含量较高的水，这主要与铀的矿化有关，如铀水、镭水等，可作为铀矿的找矿标志之一。

（三）土壤及大气中放射性核素的分布

从岩石和水中放出的Rn、Tn、和An及其衰变产物等广泛分布于土壤和大气里。此外，空气中还存在由于宇宙中子与氮作用而生成的放射性碳（ $^{14}_6\text{C}$ ）和氚（ ^3_1H ），其反应式为 $^{14}_7\text{N}(\text{n}, \text{p})^{14}_6\text{C}$



空气中放射性核素的含量变化也很大。在海面上空和陆地上空是不相同的。即使同为陆地上空，而在不同地区、不同季节也不相同，这与岩石中放射性核素含量、岩石的射气能力、气候条件（气压、温度、风力）等因素有关。土壤和大气中Rn及Tn的浓度列于表1.5。

土壤及大气中Rn和Tn的浓度

表1.5

样 品	Rn (居里/升)	Tn (居里/升)
地下土壤空气	$(1-2) \times 10^{-10}$	$(2-10) \times 10^{-10}$
陆地大气(近地表)	1.2×10^{-13}	7×10^{-14}
近岸海洋上的大气	10^{-14}	—
远岸海洋上的大气	10^{-15}	—

大气中碳 ($^{14}_6\text{C}$) 的含量约为 $2 \times 10^{-10} \%$ (形成 $^{14}_6\text{C}$ 的速度为 10^4 克/年); 氚 (^3_1H) 的含量很少, 约占大气中氢总含量的 $10^{-12} \%$ (形成 ^3_1H 的速度为 100 克/年)。

表 1.5 的数据说明, 近地表大气中放射性气体的浓度比土壤空气中的浓度小 1000 倍。

大气中放射性核素 Rn、Tn 及其衰变子体 ($^{210}_{82}\text{Pb}$ 、 $^{212}_{82}\text{Pb}$ 、 $^{214}_{82}\text{Pb}$) 在空气中随高度的相对分布是不同的 (见表 1.6、1.7)。由于 Rn 的半衰期比较长, 可以传播到很高的地方, 而 Tn 的半衰期短, 随高度衰减很快。

大气中 Rn 浓度随高度的变化

表 1.6

高度 (米)	Rn 浓度 (相对单位)	
	$A = 50 \text{ 厘米}^2 / \text{秒}$	$A = 100 \text{ 厘米}^2 / \text{秒}$
0	100	100
1	96	97
10	90	92
100	73	80
1000	49	61
2000	25	38
3000	0.9	3.8

注: A → 紊流扰动系数

大气中 Tn 、 ^{212}Pb 、 ^{211}Pb 、 ^{210}Pb

随高度的变化

表 1.7

高度 (米)	浓度 (相对单位)			
	Tn	^{212}Pb	^{211}Pb	^{210}Pb
0	100	100	100	100
5	70	—	—	—
10	50	—	—	—
50	5	58	11.4	—
100	0.5	54	8.3	—
500	—	29.4	1.0	—
2000	—	3.0	—	97.4

注: $A = 50$ 厘米² / 秒

§ 1.2 铀矿的分散晕及分散流

由于各种地质作用使得岩石中的铀富集到满足工业上开采的数量和质量, 这样的地质体称铀矿床。按成因分, 目前的工业铀矿床大致包括内生铀矿床、外生铀矿床、沉积变质铀矿床。

在成矿作用过程中或矿床形成以后, 由于内因和外因的各种各样的作用, 把与成矿有关的元素分散到周围的基岩、土壤、冲积层、残积层、地下水、地表水、地下气体和近地表的气体中去, 使得这些元素的含量相对增加, 也就是在矿床周围形成某些元素的异常含量地段, 称为分散晕。组成矿体和分散晕的元素, 在从剥蚀区向沉积区作表生迁移的过程中, 于冲积层和洪积层中形成局部富集, 这种元素的局部富集称为分散流。

一、分散晕

分散晕与矿体有密切的关系，而分布范围比矿体大得多，是普查找矿的重要线索。

根据分散晕与矿体在形成时间上和空间上的相互关系，它可以分为原生分散晕和次生分散晕。

(一) 原生分散晕

原生分散晕（以下简称原生晕）是在成矿过程中与矿床同时生成的一种地球化学异常（如图 1.1）。沉积矿床、岩浆矿床和热液矿床原则上都能形成原生晕。目前生产上较有意义并获得一定成效的是热液矿床的原生晕。

原生晕的形成，以及形状和大小取决于很多因素，如元素的扩散作用，溶液作用的时间，溶液中成矿元素和伴生元素的浓度，溶液的温度和压力，周围岩石的性质（如有效孔隙度和构造裂隙发育的程度，裂隙的形状）和化学性质等。

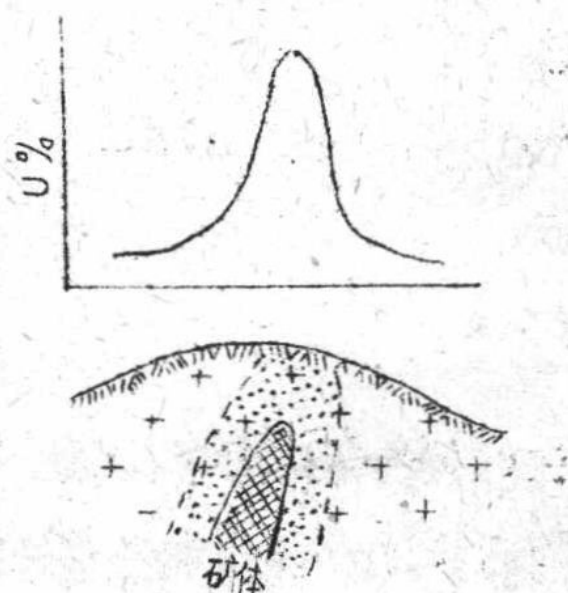


图 1.1 铀矿的原生晕

原生晕的成分是复杂的，除了形成矿床的成矿元素外，往往还混有伴生元素。其中有一部分活动性大的伴生元素可以形成比成矿元素范围更大的分散晕，它成为成矿元素的指示元素，有利于找矿。一些研究资料指出，在热液铀矿床的围岩中除铀外，在原生晕范围内还有铅、钼、锌、铜、银、钡、砷、锑等一些元素。其中以铅、铜在铀矿体周围形成范围较大的明显的分散晕。

(二) 次生分散晕

次生分散晕（以下简称次生晕）是矿体或原生晕暴露到地表以

后，由于风化作用和侵蚀作用的结果，成矿元素（或伴生元素）在矿体周围的疏松层中重新迁移分布而形成的分散晕。次生晕在空间上可能与原生晕相邻，而其延伸范围比原生晕广泛得多。

根据成矿元素在分散晕中的存在形态，可以将次生晕分为机械分散晕和盐类分散晕。

1. 机械分散晕（简称机械晕）

机械晕是物质呈固态被破坏及搬运的结果。简单地说，机械晕是由矿体或原生晕的矿石碎屑、原生的矿物颗粒与其它疏松物所构成的（如图1·2）所示。在个别情况下也包括一些次生矿物。

显然，形成机械晕的那些矿床的原生及次生矿物在表生作用带应是非常稳定的。例如，与伟晶岩有关的铀钍矿床，其主要成分是难溶的含铀钍钽酸盐。至于其它类型的铀矿床一般难形成机械晕，因为其中主要铀矿物是沥青铀矿和晶质铀矿，它们在风化条件下都很不稳定，只有在极寒冷地区、高山区和冰川区例外。

机械晕的形成受下列主要因素控制：

(1) 气候条件。在降水量多、温度变化剧烈的条件下，往往疏松沉积物的厚度大，地表的分散晕范围就宽，势必造成表层中铀元素（或伴生元素）含量的降低。当疏松沉积物的厚度达到某一数值时，以致地表附近沉积物中铀元素的含量低于所能确定的最小异常值，这一厚度就是铀量测量可能达到的找矿深度，一般情况下找矿深度为3—4米。设法增加取样深度时，找矿深度会有所增加。

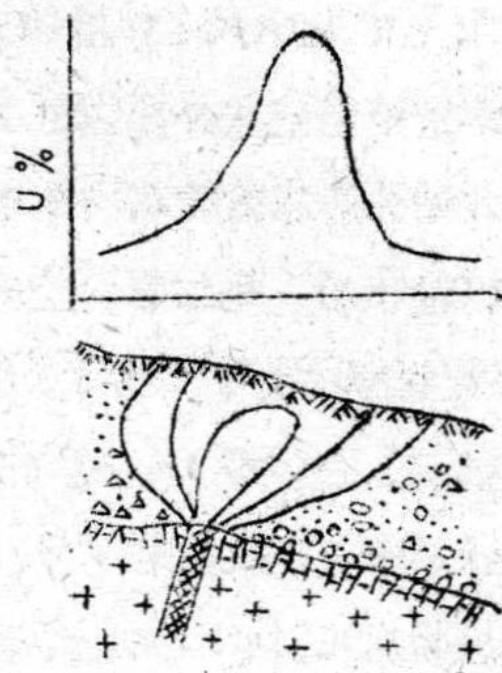


图1.2 铀矿的机械晕

(2) 地貌条件。它在很大程度上决定了残积、坡积层的发育。在侵蚀基准面低、坡度角大时，以发育坡积层为主；在缓坡或准平原条件下，残积层发育较好。经验表明，坡度角为 $10^{\circ} - 20^{\circ}$ 时，最有利于形成机械晕。

2. 盐类分散晕（简称盐晕）

盐晕是在化学风化作用的影响下产生的，因而它具有易溶矿物（在水溶液中呈液态分散搬运）矿床的特征。在氧化带中，这些易溶矿物开始分解成盐类溶在水中。它们靠地下水或地表水的运动、渗透、扩散作用、毛细管的上升作用等进行迁移（如图 1.3 所示）。

在水溶液迁移过程中，由于化学反应、过饱和作用、天然吸附剂（如有机质、胶体等）的吸附作用等原因，使它们成固体的盐类存在于疏松层中（以及基岩的裂隙中）。必须指出，在盐晕形成的同时，金属物质以固体形式搬运也是很重要的，它发生在矿物遭受氧化以前以及变成固体盐类以后的整个过程中。各种成因类型的铀矿床广泛地发育着盐晕，铀的盐晕是铀矿的主要找矿标志。

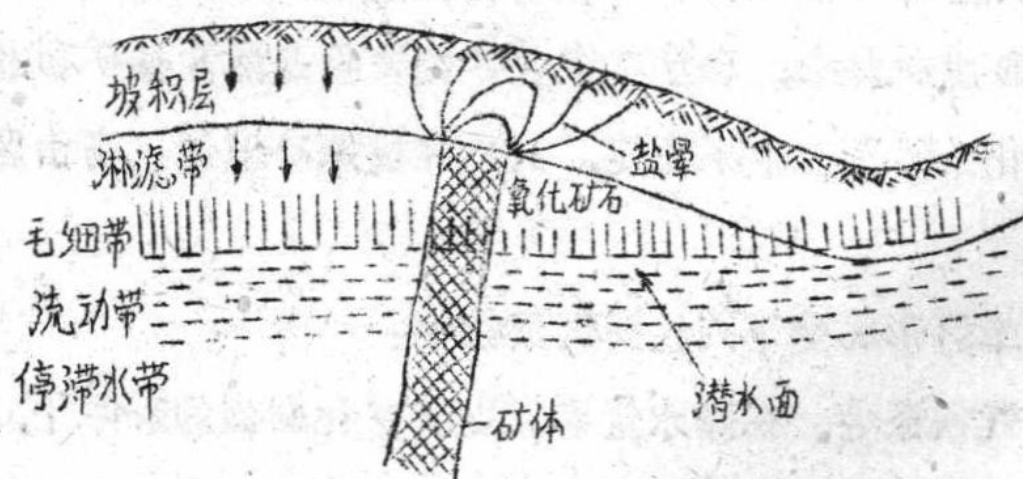


图 1.3 盐晕形成图示

有的盐晕是在沉积物形成过程中同时形成的，也有的是在沉积物形成之后形成的。而且盐晕的特征与气候条件等有密切关系。例如，有水渗出的地段，由于淋滤和蒸发作用，有时造成铀在地表的

富集，含量可达 $n \times 10^{-3}$ 。这种次生晕在地表的面积大，而且在深部消失，其垂直延伸可达二米，晕中通常缺乏本区铀矿床的典型伴生元素。而在某些潮湿多雨的地区，由于强烈的淋蚀作用，铀、镭等活泼元素甚至可以从残积、坡积层中被淋蚀，造成这些元素缺失。在这种情况下，出露地表的铀的伴生元素（如铅及其它不活泼元素）的分散晕对找矿有重要的意义。

应当指出，在实际工作中机械晕和盐晕并不是在任何地质条件下都能明显区分，而两者特征兼而有之的复合晕亦不少见。

二、分散流

分散流主要发育在水流汇集处的河床中。

根据元素在分散过程中进入水溶液与否，可把分散流分成机械分散流和盐分散流两大类。实际上单一的分散流是不存在的，根据矿和自然条件的不同，只能说以某一种为主，另一种为辅。通常放射性元素呈机械混合物、悬浮物和溶液状态被水搬运。主要是呈悬浮物和溶液，仅在山区河流中呈机械混合物形式被搬运的几率大些。

被水携带的铀（或伴生元素），如呈固相（悬浮体）存在，则在流速变缓处，如河湾内侧、河流坡度变缓、河流交汇点、以及大石背后等处，便会沉积下来，形成含量增高地段；如以溶液状态存在时，则在 pH、Eh 值发生变化时起沉淀反应，或被胶体、有机质吸附，在沉积物中形成复杂的分散流。对铀矿来说，也有形成独居石砂矿的。

在溶液中溶解的铀、镭化合物，常被河流底部沉积物的泥质、有机物和氢氧化物所吸附。由于铀、镭的化学性质各异，在不同条件下铀、镭的沉淀比例是不同的。所以，底沉积物中铀、镭往往不平衡。