

目 录

矿床地质及评价

- P/770 阿拉斯加州罗斯-亚当斯铀钍矿的地质学..... E. M. 麦克威特 (1)
- P/1508 格陵兰西南尤利阿訥霍普地区伊利莫塞克一带的含铀霞石正长岩及与其有关的岩石..... J. 邦达姆, H. 索林逊 (10)
- P/178 瑞典中部铁矿中铀的矿化作用..... 马尔庭松, 韦林 (18)
- P/1722 在巴拉頓湖沿岸山前丘陵区铀迁移的一个特殊的情形.....
..... B. 楊斯基, J. 基斯, S. 伦吉尔, D. 斯济, K. 威拉 (23)
- P/1240 法兰西联邦铀矿和钍矿勘探的现状..... A. 里諾貝尔, A. 根洛夫 (29)
- P/1241 法国脉状铀矿床地质..... J. A. 沙尔錫, H. 卡拉, A. 波貢, H. 杜塞尔 (43)
- P/2421 阿尔卑斯上古生代岩石中的含铀建造..... F. 依波利托 (66)
- P/1904 美国铀资源的地質评价..... A. P. 巴特勒 (77)
- P/221 加拿大放射性矿物的矿床类型及矿石儲量.....
..... J. W. 格里菲特, A. H. 兰戈, S. C. 魯宾逊, S. M. 罗斯柯叶, H. R. 斯捷希 (86)
- P/1663 印度沿海地带海岸砂矿的勘探和评价.....
..... V. 馬哈捷瓦恩, G. R. 納拉雅恩达斯, N. 納加拉德查拉奧 (93)
- P/1359 日本有希望的铀矿床的勘探結果 武藤佐藤 (98)

矿物学和矿床的成因

- P/2019 描述铀矿物学的现代成就..... C. 弗朗德尔, A. D. 威克斯 (108)
- P/2060 苏联关于铀矿物的新資料..... Ц. Л. 阿姆巴楚米揚, B. A. 波利卡尔波娃 (121)
- P/1932 铀矿地质学中尚未解决的问题及新方向的概述..... D. L. 艾維尔哈特 (157)
- P/2492 热液铀矿床矿化分布的一般規律及其基本的构造类型
..... И. П. 庫什納列夫,
Л. И. 魯金, Б. Л. 雷巴罗夫, Е. П. 索紐什金, Л. В. 赫罗什洛夫 (164)
- P/1933 区域普查铀矿化的标志 杰克·克拉奇曼 (175)
- P/2346 結晶岩中铀的迁移以及这种现象与某些矿床成因的可能联系
..... M. 魯保, R. 科潘 (182)
- P/1934 铀矿床与导矿构造、围岩蚀变及矿化带的关系.....
..... J. W. 格比尔曼, W. H. 波义耳 (186)
- P/1912 在某些铀矿工业区内砂岩型铀矿床和地下水之間的相互联系
..... W. C. 烏德曼 (201)
- P/774 铀矿床与天然气、石油构造的关系..... R. T. 罗素尔 (210)
- P/1931 与美国西部重要铀矿床有关的陆相沉积岩岩相..... W. S. 盖茨, P. H. 多德 (222)

- P/1721 麦克薩克山鈾矿石富集的成因及其沉积岩的性質... A. 巴雷巴斯, J. 克斯 (234)
- P/2082 关于鈾在煤中存在的形式問題..... 3. A. 聶科拉索娃 (243)
- P/2059 沉积岩中鈾聚集的吸收作用
-E. B. 罗日科娃, E. Г. 拉祖姆納婭, M. Б. 謝列勃里亚科娃, O. B. 謝尔巴克 (255)
- P/2067 鈾的热液迁移和沉淀条件的实验研究..... P. П. 拉法里斯基 (271)

地球化学勘探

- P/1935 踏勘鈾的几种地球化学方法
-C. T. 伊尔斯賴, C. W. 比尔斯, J. W. 波罗克 (288)
- P/1357 日本鈾矿床的地球化学普查.....木村, 藤原, 佐渡, 大桥 (294)
- P/1244 地球物理与地球化学方法在寻找鈾矿方面的应用
-A. M. 甘格諾夫, C. R. 可林, A. 格林姆貝尔特, H. 桑塞罗謨 (307)
- P/298 天然水中鈾的野外測定法..... G. H. 斯米思, T. R. D. 強德勒 (318)
- P/2499 地下水中鈾分布的某些規律性
-A. И. 盖尔曼諾夫, C. Г. 巴杜林, Г. A. 沃尔科夫, A. K. 利西秦, B. C. 謝列勃連尼科夫 (325)
- P/1731 腐植質在鈾的地球化学富集中的意义.....A. 薩萊 (345)
- P/779 腐植酸在鈾的地球化学中的作用.....D. 万, V. E. 斯温逊, K. G. 柏尔 (352)
- P/780 含油岩石中有机物內鈾的地球化学.....
-A. P. 皮尔士, J. W. 米頓, P. R. 巴列提 (358)
- P/2066 金属矿床氧化带中鈾的地球化学的实验研究..... B. B. 謝尔宾娜 (366)

同位素的組分和年歲的測定

- P/773 非放射性矿物中的放射成因鉛是寻找鈾矿和鈷矿的标志.....
-R. S. 坎隆, L. R. 施蒂夫, T. W. 史德恩 (371)
- P/776 同位素分析在鈾矿地質方面的应用..... H. H. 阿德勒 (383)
- P/772 放射性不平衡的研究有助于了解鈾及其衰变产物的自然迁移.....
-約翰 N. 罗学梯 (390)
- P/250 矿物中鈷与鈾的极度比率的測定关于測定鈷的一种放射化学方法.....
-H. R. 方耕田, W. 布舍尔, F. G. 豪特曼斯 (398)
- P/412 鈹的地球化学及用 Be^{10} 法确定矿物年歲.....
-J. R. 米里耳, M. 洪达, J. R. 阿尔諾伊德 (403)

放射性勘探方法及仪器

- P/2505 放射性普查和勘探的几个理論和方法問題
-A. Г. 格拉馬科夫, H. B. 克瓦什涅夫斯卡婭, A. И. 尼科諾夫, M. M. 索科洛夫, H. H. 索切瓦諾夫, C. A. 苏普彼, C. П. 塔費耶夫 (409)
- P/2245 放射性异常分类中的 γ -射气方法
-Ю. П. 布拉謝維奇 (423)
- P/1909 地質上用放射性探測設備的发展
-W. W. 瓦恩, V. C. 罗頓, E. E. 威尔逊, R. H. 巴乃特 (431)

- P/1920 鈾矿勘探中的 γ 测井技术..... R. F. 特罗尔拉德, P. H. 多德 (438)
- P/1936 勘探鈾和评价鈾矿床时的综合测井设备
R. D. 凯西, J. H. 斯各特, E. M. 维斯柯特 (451)
- P/299 放射性原料普查、分析和开采仪器的最新成就.....
 H. 毕斯伯, D. 威廉姆斯, F. H. 海尔 (459)
- P/1667 几种利用无线电分析岩样和探测放射性矿物的仪器的试制
 A. S. 巴特那茄 (472)

其 他

- P/42 金属矿物的鉴定法..... S. H. U. 波韦, K. 泰勒 (479)
- P/1701 利用放射性方法定量分析钍产品和钍矿中的钍
R. 高莱, J. 过迈尔, L. 味南 (500)
- P/2357 用放射性示踪剂测定沿岸砂粒移动情况的试验
D. L. 茵明, T. K. 彻别伦 (509)

阿拉斯加州罗斯-亚当斯铀钍矿的地质学*

E. M. 麥克威特**

一、引言

罗斯-亚当斯(Ross-Adams)矿床是一个特殊类型的铀钍矿床,这个矿床大致成一微倾斜的紡錘体状,其中的主要矿石矿物为含铀硅酸钍矿(uranothorite)和含铀方钍石(uranoanthorianite)。它是阿拉斯加州唯一的够工业品位的铀矿源地。

矿区位于阿拉斯加州威尔斯亲王島(Prince of Wales Island)的南部,距克吉康市(Ketchikan)西南約 35 哩(图 1)。在博克山(Bokan Mountain) 950 呎高处。当地气候特点是全年比較温和,間有大雨,降雨量达 170 吋。

二、发现的經過及儲量

罗斯-亚当斯矿床是克吉康探矿組的两位成員 D. 罗斯先生和他的夫人发现的,他們在 1955 年 5 月 18 日的那一天,当使用盖格計数仪进行航空放射性測量找矿时,发现矿区里存在着放射性异常,这个发现随即为地面观察和研究工作所証实。1955 年夏,克莱梅钼矿公司取得了該事业的管理权并立即开始金刚石钻探;1956 年夏秋扩大了钻探規模。1957 年 7 月开始采矿,共开采了約 15,000 吨铀矿石,矿石平均含 U_3O_8 达 0.80%。矿区內开辟了一个露天采掘場,此采掘場大約有 370 呎长,25—75 呎寬,25 呎深(图 1)。

三、地 質

1. 地 質 构 造

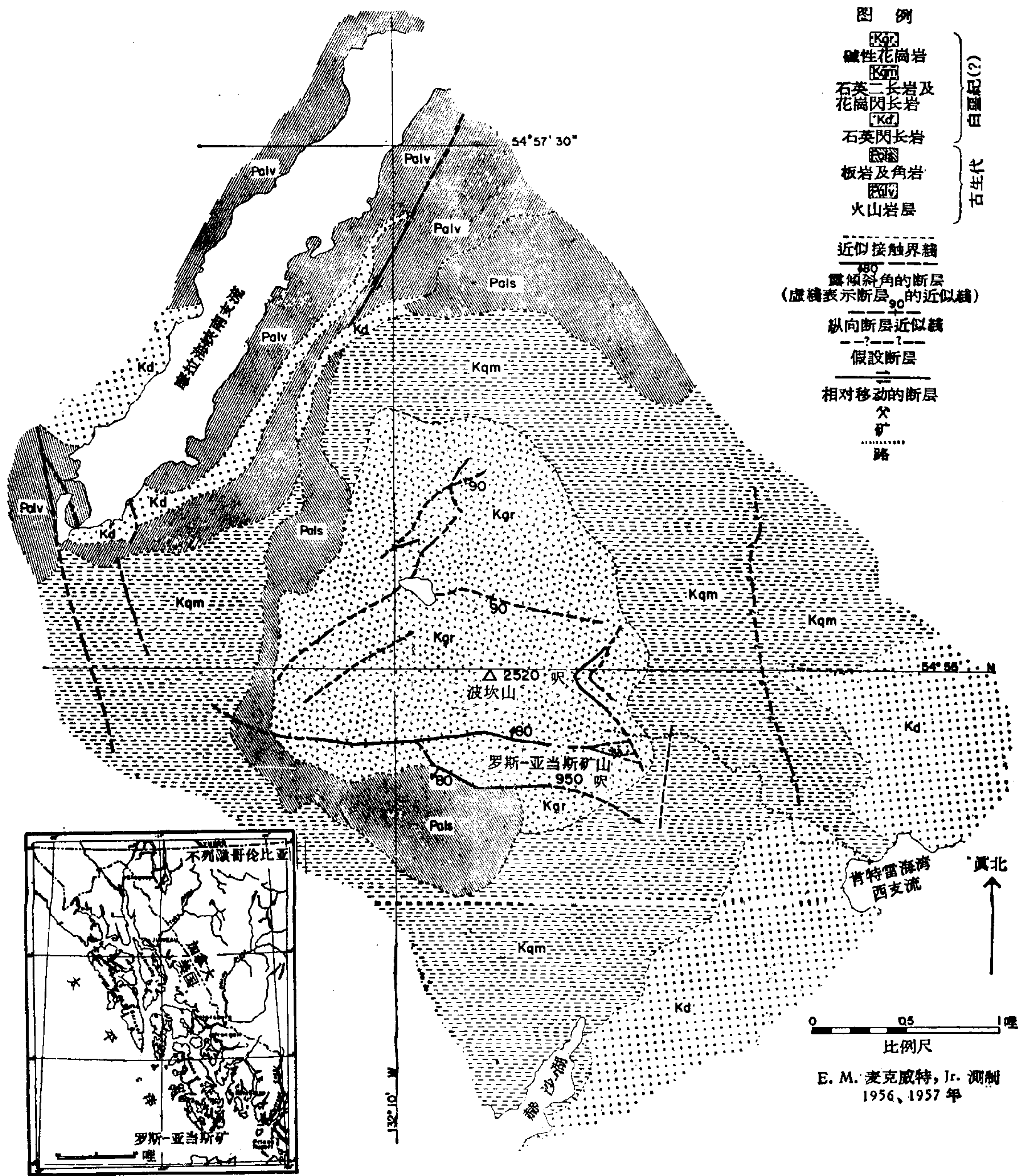
罗斯-亚当斯铀钍矿位于一小型硷性花崗岩干或岩瘤內,此矿床距离花崗岩的东南边缘 1000 呎(图 2)。岩干周围主要由中性深成岩及变质沉积岩和火山岩所組成,深成岩被認為是与海岸山脉的岩基有关。

2. 岩 石

区内最古老的岩石是变质火山岩(palv),它完好地出露于摩拉海峡(Moira Sound)的南支流的附近。布丁頓(Buddington)和查平(Chapin)^[1]曾确定这些岩石的时代为泥盆紀。其顏色由浅灰至深灰,主要代表一种业已片理化了的火山堆积物。它們一般呈斑状,含有长 1—4 毫米的斜长石斑晶,其基質由长约 0.1 毫米的矿物顆粒所組成。基質中的矿物通常蚀变为綠泥石、綠帘石和泥質矿物。这些岩石主要为中性成分,介于石英二长安山岩与

* Geology of the Ross-Adams Uranium-Thorium Deposit, Alaska (第 2 卷,第 770 号报告,美国)。

** E. M. Mackevett, Jr. (美国加利福尼亚,帕尔克,地质調查局)。



示有罗斯-亚当斯矿区位置
东南阿拉斯加索引图

图1 罗斯-亚当斯矿区附近地质简图

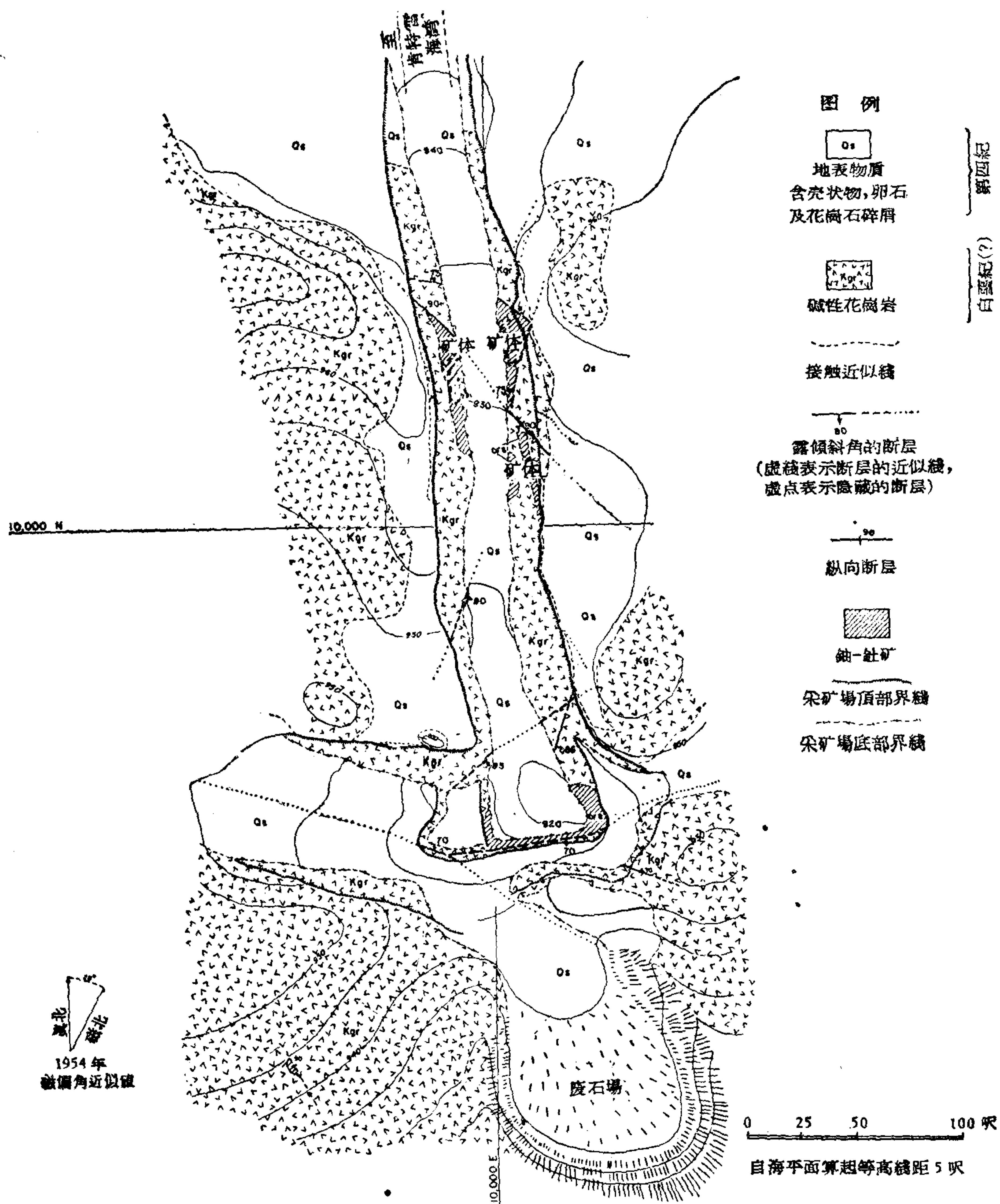


图2 罗斯-亚当斯露天采矿場地質图

安山岩之間。

大部分由黑色頁岩和角岩所組成的另一古生代岩系(pals)在地表上大致呈弧形分布; 有些地方, 岩石中含有空晶石或者石墨。

一組成分不均的閃长岩系(kd)可能是这一地区的最老的白堊紀(?) 基底岩石。这种岩石广泛出露于肯特雷克海湾(Kendrick Bay)的西支流附近, 在其他各处則較少見。这些岩石主要是由顆粒粗細不等的角閃石英閃长岩、角閃閃长岩和閃岩所組成, 一般已蚀变为

綠泥石、綠帘石、斜黝帘石、方解石和粘土矿物等。

本区另一較新的岩石 (kqm) 是占有主要位置的、由已蝕变的中粒石英二长岩和花崗閃长岩所組成的基底岩石,它們一般含有低于 5% 的暗色矿物,主要是黑云母。这些岩石的突出部分常切割閃长岩系。

有些地方,有长达 500 呎的細晶岩和白崗岩岩体,穿插于石英二长岩和硷性花崗岩之間。

除岩牆外,最新的侵入岩为硷性花崗岩 (kgr),其时代大致属白堊紀晚期或者是第三紀。几乎所有这个地区的鈾鈷矿床都产在硷性花崗岩之內或其附近,因而可认为鈾鈷矿床和它有成因上的联系。硷性花崗岩形成一小型岩干或岩瘤,面积约 3 平方哩,而以布克恩山(Bokan Mountain)附近为其中心。岩石从細粒至粗粒,具有各种不同的結構特征,包括半自形粒状結構、斑状結構、不等粒結構和破碎結構等。硷性花崗岩的主要矿物为石英和鉀长石。鈉长石(一般是 An_4) 仅占 5—15%; 錐輝石和鈉閃石各約占硷性花崗岩的 1—12%。副矿物以鋳英石为主,含有少量的鈾矽酸鈷矿、黄铁矿、螢石和磁铁矿等。这些副矿物在花崗岩內总共占花崗岩的含量不到 1%。从岩石結構方面的多样性及其組成物——石英和鉀长石的两期形成的事实来看,这种花崗岩显然具有复杂的形成历史。較晚形成的石英,有时橫切或者嵌入早期的石英中;鈉冰长石有时則嵌入和交代带有格子双晶的鉀长石中。硷性花崗岩中含有大量的稀有元素,如鈾、鈷、釷、鐳、錒、錒、錒以及其他稀

表 1 布克恩山附近的 7 个硷性花崗岩样品的半定量光譜分析及含鈾分析的结果¹⁾

(表中元素的次序——10, 3, 1, 0.3, 0.1, 0.03, 0.01, 0.003, 0.001——按样品中含量的近似百分比排列)

样品 No.	百分比		>10	10	3	1	0.3	0.1	0.03	0.01	0.003	0.001
	eU	U										
1	0.004	0.0024	Si	Al	Fe, Na, K		Zr	Ti, Ce	Ca, Mn, La	Ga, Nb, Nd, Sn	Mg, Ba, Cr, Cu, Ni, Y, Yb, U, Th	Pb, Sc
159	0.005	0.0038	Si	Al	Fe, Na, K		Zr	Ti	Ca, Mn, Ba, Ce	Mg, La, Nb, Y	Cr, Ga, Ni, Sn, Yb, U, Th	Be, Cu, Pb, Sc, Sr
168	0.005	0.0017	Si	Al	Fe, Na, K			Ti	Ca, Mn, Ce, Zr	Mg, Ga, La, Nb, Y, Zn	Ba, Cr, Sn, Th	Cu, Ni, Pb, Yb, U
219	0.005	0.003	Si	Al	Fe, Na, K		Ce	Ca, Ti, Zr	Mn, La, Nb, Nd, Y	Mg, Ba, Cu, Dy, Er, Pb, Zn	Be, Ga, Ni, Sn, Sr, Yb, U	Cr, Th
225	0.002	0.002	Si		Al, Fe, Na	K		Zr	Ca, Ti, Mn		Nb, Ni, Y, U	Ba, Cr, Cu, Ga, Yb
233	0.020	0.005	Si	Al	Fe, Na, K		Ca	Ti, Ce, Th, Y	Mn, La, Nb, Nd, Zr, U	Mg, Ba, Dy, Er, Sr, Yb	Pb, Sn, Zn	Be, Cr, Cu, Ga, Ni
234	0.009	0.008	Si	Al	Fe, Na, K			Ti, Ce, Zr	Mn, Y	Ca, Ba, La, Nb, Nd, U	Mg, Cu, Ni, Yb	Cr, Ga, Pb, Sr, Th

1) 光譜分析由美国地質調查局的約瑟夫·哈夫蒂所作。放射性和化学分析由美国地質勘探局的 B. A. 麦考尔, 罗斯福·莫尔, 艾尔瑪·堪貝尔与約瑟夫·布金斯基所作。

土元素。

表 1 为布克恩山附近的 7 个硷性花崗岩样品的半定量光谱分析和铀的放射性测定以及化学测定的结果。

区内,特别是在本区閃长岩内,有很多岩脉;它们主要为細粒状的中性至基性火山岩。这些岩脉显然是在几个不同的时期侵入的,但其精确的年代关系尚不清楚。多数伟晶岩脉和細晶岩脉都是硷性花崗岩的晚期派生物;它们主要产于硷性花崗岩内或其相邻的岩石中,成为小的不規則透鏡体,通常不到 200 呎长和 2 呎寬,并通常含有許多可作为硷性花崗岩所具有的特征的稀有元素。

3. 构造

区内岩石为很多裂隙和断层所切割,图 2 仅表示了最大的断层,它的傾角很陡,主要有两组,一组走向近于东西,一组走向近于南北。少数断层以具有厚約 100 呎的角砾岩带为其特征;但是多数断裂是 2—3 呎的铁染狭窄带。

4. 矿床

罗斯-亚当斯矿床无论在矿物成分上、或者在形态上以及与硷性花崗岩的成因关系上都代表着一种罕有的铀矿床。主要矿石矿物为铀鈾矿石和含铀方鈾石。由于矿体的組成矿物中含有赤铁矿,故呈紅褐色,与周围几乎全是白色的硷性花崗岩有显著的区别。矿体形状象紡錘状,向北延伸,地面露头长达 180 呎。它的平均寬度为 40 呎,最大深度約 50 呎(图 3)。另一矿体的长度,經金刚石钻探結果証明,达 350 呎;而矿体向深部延伸的深

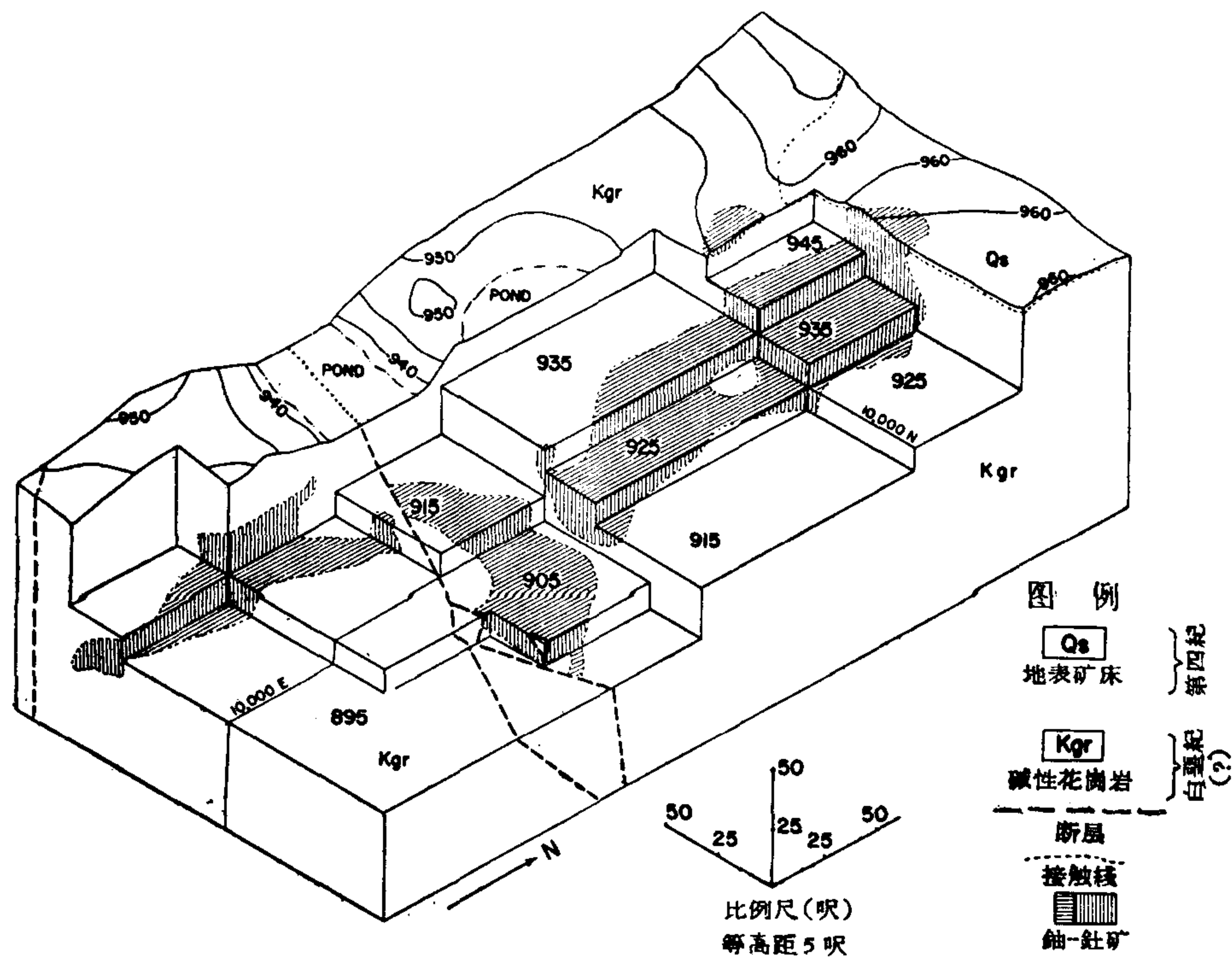


图 3 罗斯-亚当斯矿床等轴状立体图

度是从钻孔的资料和后来的采掘工作推测出来的。

在露天采矿场的南部,出露一个陡倾斜的断层,其走向为北 70° 西,它切割另一个走向为北 80° 东的陡倾斜断层(图2)。两个断层都切割了矿体,致使矿体南部向下错动,其断距未能确定。但是有些地方破碎的和蚀变了安山岩(?)沿断层出露。在这些断层以南,矿体仅有一个小的露头,此外,在露天采矿场中还另有若干个断层(图1);它们切割了矿体的其他部分。

多数矿体都稍向南倾斜,在切割矿床南部的断层附近倾角高达 35° ,这一局部较陡的倾斜可能是由于断层发生时受到拖曳影响所致。矿体的大小和形状,根据地面露头的开采以及金刚石钻探工程来看已大致弄清楚,但在两个交切断层以南,因钻孔稀疏以及对断层揭露不詳,故还不能很好地搞清矿体的轮廓。在已知矿体的下面,可能还有其他矿体存在,但尚未用深钻来加以证实。

5. 矿物组成及化学成分

一般說,罗斯-亚当斯矿体是由一个矿石品位很高的核心和一个围绕核心的厚2—20呎的含铀矿带所组成,核心部分的 U_3O_8 含量大于0.5%,外围的含铀量则小于0.5%。在矿石品位很高的矿体中也可以看到一些矿石品位较低的小扁豆体和不含矿的岩石。在矿体的结构方面,它和围岩——硷性花岗岩很相似,并且是由许多厚0.1至0.8毫米的含有矿石的细脉以及浸染于硷性花岗岩之中的铀钍矿物所组成。几乎所有原生铀钍矿物都呈

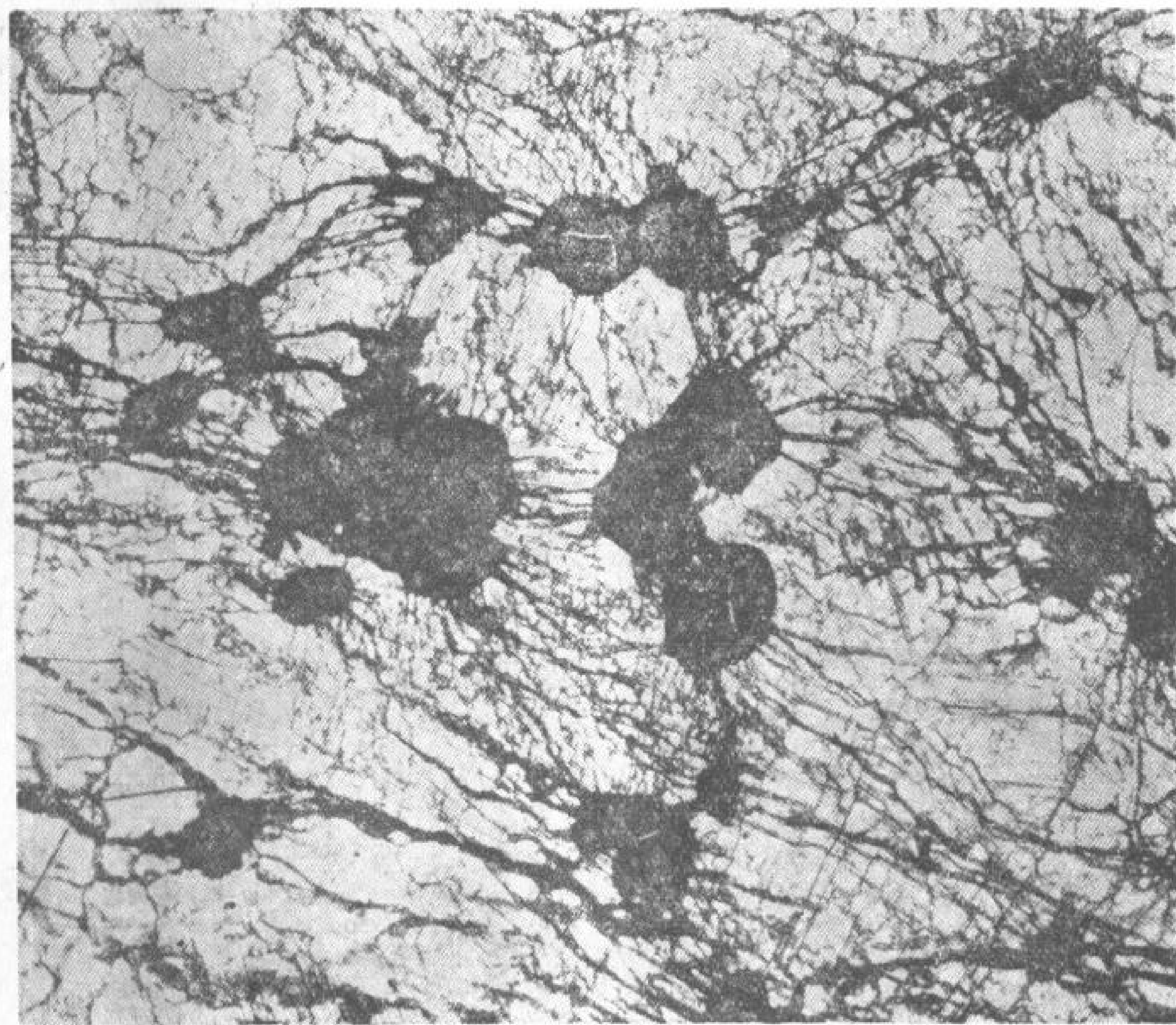


图4 围岩——硷性花岗岩中的铀钍矿物
(图中可看到许多在放射性矿物影响下为铁所色染的细脉)

变质状态。裂隙壁一般均遭到铁染,这种现象是由于有放射性矿物存在所引起的;在有些地方沿长石的解理面形成网状的铁染细脉(图4)。

图4是一显微照相,表示硷性花岗岩中的铀钍矿物以及铁染的细脉。

主要矿石矿物(含铀钍石和含铀方钍石),既产于这些细脉中,也散布在硷性花岗岩的岩体中。许多样品都经加热后进行了X-光照相分析,证明其中含有含铀钍石和含铀方钍石。此外,也含有微量的柯芬尼特矿。

除铀钍矿物外,细脉中还含有多量赤铁矿,以及少量的方解石、萤石、黄铁矿、方铅矿、石英及绿泥石等。黄铁矿和方铅矿局部富集在靠近交叉断层附近的岩脉中。萤石呈深紫色。图5是一典型的含有含铀方钍石(?)的显微照相。

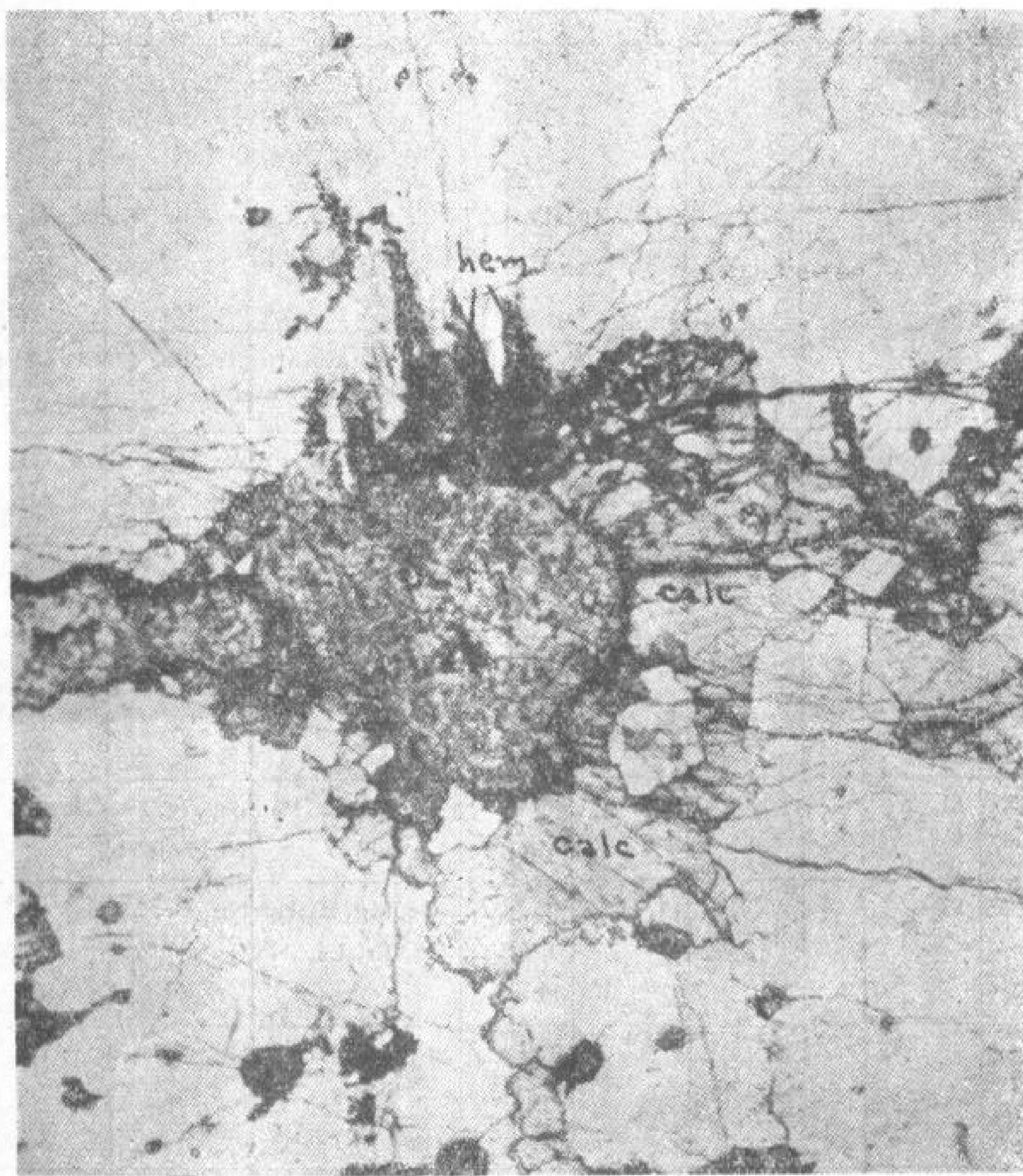


图5 罗斯-亚当斯矿床中的一个含铀、钍的细脉

U-Th——含铀方钍石(?); Calc——方解石; hem.——赤铁矿; fl.——萤石
(图示在含铀方钍石的影响下为铁所色染的裂隙切穿其他脉石矿物和围岩)

次生含铀矿物仅有少量产在靠近地表的地方,它们包括脂铅铀矿、矽镁铀矿、 β -矽钙铀矿、铁铀云母和水钾镁铀矿等,它们都曾经过X-光照相分析加以确定。

矿石成分如表2所示。表中是69个元素的半定量光谱分析和铀钍元素的化学分析结果。

矿石的成分和硷性花岗岩的成分虽有一般的相似之点,但在表1和表2中,亦可看到

几点显著的区别,其中最重要的是矿石中铀和钍的含量有所增加,而钾的含量则减少了;再者矿石比硷性花岗岩含有较多的铁、铅、铝及较多的锆、钛、镁、钙、锰、砷和少量的铈。

多数矿床都不具有放射性平衡,如使钍的放射性和铀的放射性互相结合,即能造成一

表2 罗斯-亚当斯矿床12种矿石样品的半定量光谱分析及铀钍分析的结果¹⁾

(表中元素次序10,3,1,0.3,0.1,0.03,0.01,0.003,0.001——按样品中含量的近似百分比排列)

样品 No.	百分比		Th	>10	10	3	1	0.3	0.1	0.03	0.01	0.003	0.001
	eU	U											
36-2	0.61	0.64	0.74	Si, Al, Fe		Na	Th, U, Zr	Ti	Mg, Ca, Mn, Y	Ba, Dy, Er, Pb, Yb	As, La, Nb, Nd, Sr	Co, Cr, Ga, Sn	Be, Cu
40-1	0.38	0.38	²⁾	Si, Al, Fe		Na	Th, Zr	Ti, U	Y	Mg, Ca, Mn, Dy, Er, La, Nd, Yb	As, Ce, Nb, Pb	Ba, Cr, Ga, Sn	Be, Co, Cu, Sr
40-3	0.53	0.56	²⁾	Si, Al, Fe		Na	Th, Zr	Ti, U	Y	Mg, Ca, Mn, Dy, Er, Pb, Yb	As, Ba, Nb	Cr, Ga, Sn	Be, Co, Cu, Sr
41-1	0.20	0.18	²⁾	Si, Al, Fe		Na		Ti, Th	U, Zr	Mg, Ca, Mn, Nb, Y	As, Ba, Pb	Cr, Ga, Sn, Yb	Co, Cu, Sr
42-2	0.40	0.36	²⁾	Si, Al	Fe	Na	Th	U, Zr	Mg, Ti, Mn, Y	Ca, Dy, Er, Pb	As, Ba, La, Nb, Nd	Co, Ga, Sn	Be, Cr, Cu, Sr
42-4	0.69	0.60	²⁾	Si, Al	Fe	Na	Th, U		Mg, Ca, Ti, Mn	Pb, Y, Zr	As, Ba, Dy, Nb, Nd	Co, Ga, Mo, Sn, Yb	Be, Cr, Cu, Sr
43-1	1.6	1.8	2.20	Si, Al	Fe	Na, Th, U		Zr	Ca, Ti, Pb, Y	Mg, Mn, Ba, Dy, Er, Nd, Yb	As, Cu, La	Co, Ga, Mo, Sn, Sr	Be, Cr
43-3	0.63	0.55	²⁾	Si, Al	Fe	Na	Th	U, Zr	Ti	Mg, Ca, Mn, Pb, Y	Ba, Dy, La, Nb, Nd, Yb	Ga, Sn	Be, Co, Cr, Sr
44	4.4	3.2	5.66	Si		Al, Fe, Th, U, Na		Ca, Ti, Pb	Mn, Ce, Y, Zr	Mg, Ba, Dy, Er, La, Nd	Nb, Sr, Yb	Ga, V	Cr, Cu
45	2.3	2.8	2.32	Si		Al, Fe, Na, Th, U		Ti, Pb, Zr	Ca, Mn, Y	Mg, Ba, Dy, Er, Sr	Nb, Yb	Cu, Ga	Cr, V
46	1.6	1.3	1.62	Si	Al, Fe	Na, Th	Mg, U	Ca, Mn, Zr	Ti, Ba, Pb, Y	Dy, Er, Sr	As, Yb	Co, Ga, Mo, Sn	Be, Cr, Cu, V
50	3.1	0.6	3.34	Si		Al, Fe, Na, Th	U	Pb, Zr	Mg, Ca, Ti, Mn, Y	Ba, Dy, Er	Nb, Sr, Yb	Ga	Be, Cr, Cu, V

1) 光谱分析由美国地质调查局的约瑟夫·哈夫蒂所作,放射性分析由美国地质调查局的 B. A. 麦考尔所作。铀、钍化学分析由美国地质调查局的罗斯福·莫尔所作,铀、钍化学分析由美国地质调查局的艾尔玛·堪贝尔所作,钍的X-射线荧光分析由美国地质调查局的伊沙德尔·阿德勒所作。

2) 钍未经化学方法或 X-射线荧光方法的分析。

种类似的平衡,同时对鈾进行多次化学分析,其結果都和同一样品的鈾的定量測定大致相符(表 2),尽管有大量鈷的存在。在許多矿床中,鈷常略多于鈾,从已知矿体最南部的鈷孔岩心的分析得知,鈷与鈾的比例可达 7:1。

四、成因推論

罗斯-亚当斯矿床的形成可能有两个过程,即晚期伴生的鈾鈷石和含鈾方鈷石在硷性花崗岩內的局部富集,然后繼之而来的是在矿体附近所发生的含鈾、鈷細脉的形成。

至于含鈾、鈷副矿物所以会局部富集的原因,目前还不清楚。在含有矿石的硷性花崗岩与未經矿化部分的硷性花崗岩之間,除鈾鈷矿物的含量以及含有的許多細脉和缺少鉀元素之外,两者的性質是相同的。矿床中未見到有利于鈾鈷矿物富集的构造条件。

上面所談到的彼此交叉的断层可能起着通道作用;許多含矿細脉中的物質就是借助这些通道运移的。可以設想这些断层至少经历了两个活动期,并且是形成含矿細脉的热液的通道。后来的平移断层使矿体发生錯动。关于这些断层可能是矿液通道的推断得到下列事实的支持:(1)在接近断层的地方,矿体的寬度最大(图 3);(2)沿断层有最薄的被压碎的矿石和脉石矿物分布;(3)沿着附近类似的断层形成了含有鈾鈷矿物、螢石、赤鉄矿和稀土矿物的小矿体。

五、結 論

这一小型矿床無論在形状上,或者在矿物組成上都代表一种特殊类型的鈾-鈷矿床。它的形成大概与硷性花崗岩中鈾、鈷及其他稀有元素和鈉的后期分异作用有关,先是含鈾-鈷的副矿物局部富集,后来形成許多含矿的細脉。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Buddington, A. F. and Chapin, Theodore, Geology and mineral deposits of Southeastern Alaska: U. S. Geological Survey Bulletin 800, (1929).

格陵兰西南尤利阿訥霍普地区伊利莫塞克一带的 含鈾霞石正长岩及与其有关的岩石*

J. 邦达姆 H. 索林逊**

早在一百多年以前,人們就已經知道格陵兰西南尤利阿訥霍普(Julianehaab)地区伊利莫塞克(Ilimaussaq)一带的霞石正长岩中含有大量的稀有矿物。在本世紀的初叶,N. V. 犹辛(Ussing)曾对此区作过調查研究^[13]。最近,根据格陵兰地質勘探局的建議,又对全区进行了复查。

一、地質概况

伊利莫塞克岩体是格陵兰西南很多碱性侵入岩体之一。它位于一个以前寒武紀花崗岩为基底的地塹中。复盖在花崗岩上面的砂岩和火成岩,可能也属于前寒武紀,是所謂哥达建造(Gardar formation)的殘余体^[14]。

伊利莫塞克岩体伸入整个岩层中,局部为火成岩所复盖。岩体与围岩的接触关系是逐漸过渡的。侵入体出露的面积約为 70 平方公里(图 1)。犹辛^[13]曾把岩体中的岩石分为“較老的”非层状岩系和“較新的”层状岩系。前者是由碱性輝长岩、碱性正长岩及碱性花崗岩組成的,后者則由鈉質火成岩类的超碱性霞石正长岩所組成^[13,p311]。

从岩体中的放射性成矿現象的角度来看,值得注意的是岩体中的两种鈉質火成岩,即方鈉霞石正长岩和异性霞石正长岩。顆粒很粗的方鈉霞石正长岩产于岩体上部的中央,是一种富含异性石的方鈉流霞正长岩。层状岩系中最年青的岩石是异性霞石正长岩,这是一种中粒至細粒并具有明显的暗色矿物条带的霞石正长岩。它通常具有原始的层理,并位于岩体的最下部,但有时也呈岩牆、岩床和岩脉出現于方鈉霞石正长岩中。其中常常含有大量的异性石。犹辛认为該岩体是一个岩基,而魏格曼(Wegmann)則认为超碱性岩具有交代成因^[14]。本文作者之一的索林逊曾对这些假說进行过研究^[11]。

二、含鈾和含鈷的岩石

伊利莫塞克岩体中的超碱性岩通常比它的围岩含有稍高的放射性。薄片的自动放射摄影表明,大部分的放射性是由微具放射性的异性石引起的。放射性最強的异性石发现于异性正长岩中。表 1 表示侵入体中超碱性岩內的某些矿物的 α 放射性。

放射性岩石的产状可以分为三种主要类型:

* Uraniferous Nepheline Syenites and Related Rocks in the Ilimaussaq Area, Julianehaab District, South West Greenland. (第 2 卷,第 1508 号报告,丹麦)。

** J. Bondam (格陵兰地質勘探局)。H. Sørensen (哥本哈根大学)。

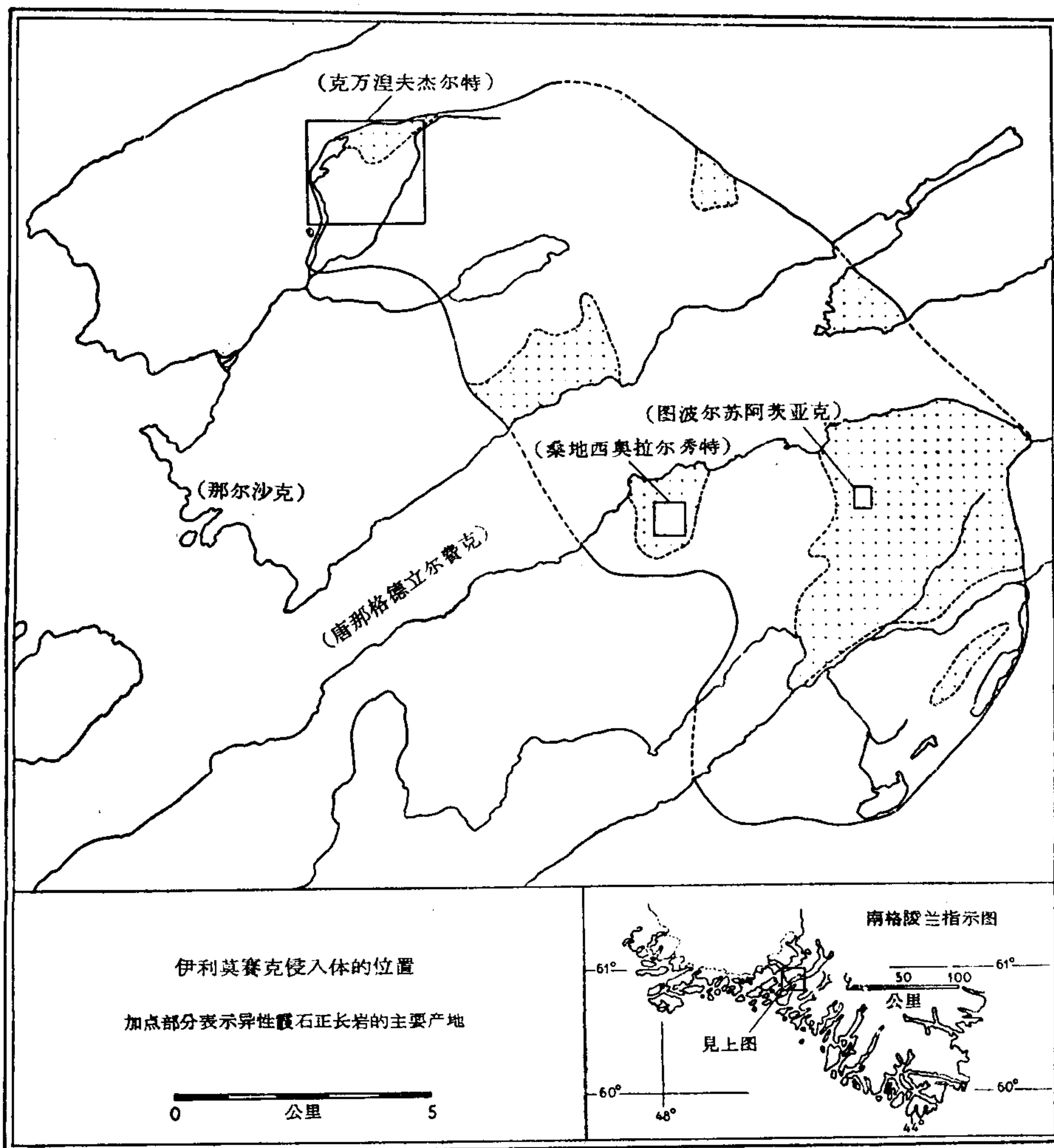


图1 伊利莫塞克侵入体的位置图
(图中加点部分示异性霞石正长岩的主要产地)

1. 含菱形绿柱石 (Steenstrupine)¹⁾ 独居石和某些弱放射性矿物的异性霞石正长岩, 这种岩石在岩体的许多部分都有分布。
2. 异性霞石正长岩中的重结晶方钠霞石正长岩包裹体含有大量的菱形绿柱石。
3. 重结晶的变形方钠霞石正长岩带内, 有的地方富集有发育良好的菱形绿柱石晶体。

1. 异性霞石正长岩

犹辛曾经描述了两种主要类型的异性霞石正长岩: 即绿色富含霓石的异性霞石正长岩和黑色富含钠钙闪石的异性霞石正长岩。异性霞石正长岩的主体就属于第二类型。另外也存在大量黑色异性霞石正长岩的变种。

1) 菱形绿柱石是一种呈扁平的三方晶系晶体的矿物。它是一种硅酸盐, 其中含有 Th 2—7%, U 0.1—0.3%, (Nb, Ta)₂O₅ 1—4%, 稀土元素氧化物约 30%, P₂O₅ 4—8%, Na₂O 10%, SiO₂ 25%^[1]。

矿物几乎都发生了变质 (metamict), 只在少数地区发现未变质的具有弱放射性的结晶。加热后, 变质的菱形绿柱石即过渡为含有独居石状矿物和 (Ce, Th)O₂ 的结晶质混合物^[8, 10]。

表1 超碱性侵入岩内某些矿物的放射性

矿 物	α质点数/(平方厘米/每小时曝射)	
	未 經 变 化 的	已 經 变 化 的
菱形綠柱石 1	600—6000	2000—20000
菱形綠柱石 2	1000—7600	2000—35000
异性石	60—600	300—4000
独居石	0—19000	

菱形綠柱石 1 指异性正长岩中常見的矿物。
 菱形綠柱石 2 指矿脉中常見的微具放射性的矿物。
 菱形綠柱石常常处于已經遭受蝕变的状态。

未发生变化的异性霞石正长岩的主要造岩矿物为霞石、微斜长石、鈉长石、鈣鈉閃石、霓石及异性石。

异性霞石正长岩常常发生热液变化,在这种情况下,浅色矿物已經为方沸石和鈉沸石所交代,鈣鈉閃石則为錐輝石所交代,异性石則是經過各种途径而发生变化的。

在变化的第一阶段,异性石为鈉鈳石所交代^[12]。异性石的假晶可以由以下这些次生矿物中的一种矿物或者全部矿物所組成,这些次生矿物是方沸石、霓石、錐輝石、无色云母、独居石、鈉鈳磷灰石、柱星叶石及色素物质。

菱形綠柱石为不規則的粒状,与所謂的假晶相伴生^[2]。在克万涅夫杰尔特 (Kvanefjeld) 地区(見图 2),假晶中含有很細的、等粒状的、黄綠色的各向同性的、強放射性的矿物顆粒。它可能是方鈳石。在某些地区,菱形綠柱石是异性霞石正长岩的重要組成,它們呈小的自形晶体或呈大的嵌晶。

异性霞石正长岩通常是杂岩中放射性最強的岩石。这种岩石平均含有 0.01—0.02% 的 U, 含 Th 量則比含 U 量大 3—4 倍。异性霞石正长岩分布的面积将近 12 平方公里。霞石正长岩的岩系的总厚度,根据犹辛的估計,至少有 600 米^[13]。岩系的下限未出露,因此异性霞石正长岩在伊利莫塞克岩体中必占有相当大的体积。

在某些地方的霞石正长岩中,會見到放射性元素的局部富集現象

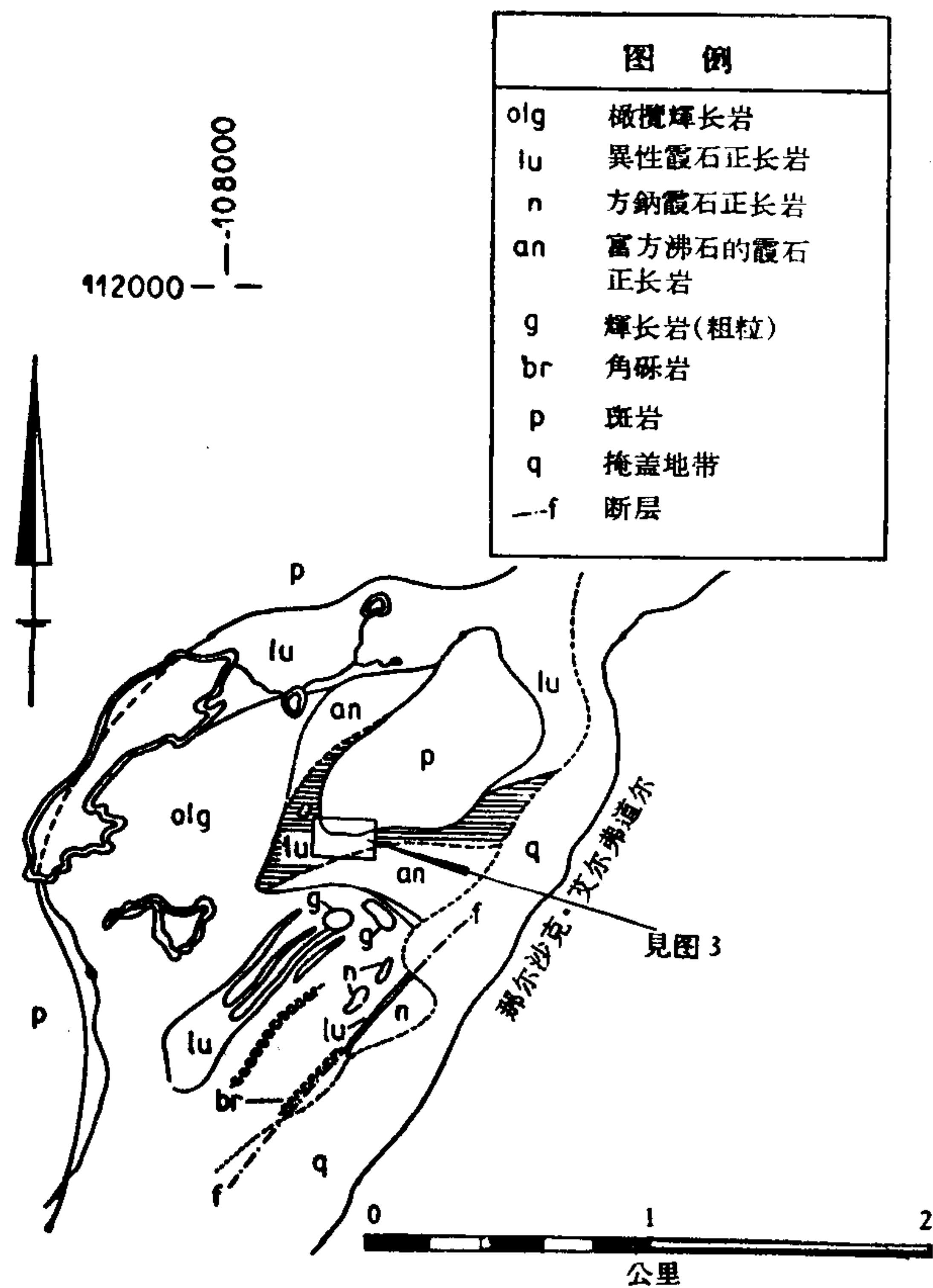


图 2 克万涅夫杰尔特地区示意图

象,其中三处将作为放射性最強的霞石正长岩的实例描述如下:

图波尔苏阿茨亚克 (Tuperssuatsiaq) 区 这个矿化地点发现于海拔约 400 米的高处, 位于所谓“角砾岩带”^[13, p322], 这个“角砾岩带”把上部方钠霞石正长岩和下部异性霞石正长岩隔开。角砾岩带由含有许多方钠霞石正长岩包裹体的黑色异性霞石正长岩所组成。方钠霞石正长岩多已再结晶, 而且一部分已为霞石正长岩所吸收。异性霞石正长岩的细脉切穿了方钠霞石正长岩。

放射性最强的异性霞石正长岩常常是非常新鲜的, 系由霞石、钠长石、微斜长石、钠钙闪石、方钠石、璵云母及闪锌矿所组成。虽未见到异性石, 但是却见有一种褐色的假晶, 它很可能是由异性石发生蚀变以后形成的。次生矿物十分稀少, 分布范围有限。最普通的次生矿物是方沸石、钠沸石、锥辉石及紫脆云母。

菱形绿柱石呈小的嵌晶, 它在这个地区的异性霞石正长岩中是常见的。在薄片, 矿物呈清晰的黄褐色, 而且表现为各向同性体。在富含方沸石的变种中, 菱形绿柱石的嵌晶都变成了染色质。

这些岩石中的铀和钍的平均含量分别为 0.036% 和 0.054%。铀的最高含量可达 0.05%, 而钍的最高含量可达 0.06%。

桑地·西奥拉尔秀特 (Sondre Siorarsuit) 区 在这个位于海拔 250—450 米高的地方的方钠霞石正长岩中发现一个倾斜的黑色异性霞石正长岩岩层。

异性霞石正长岩一般都发生蚀变。岩石的基质由方沸石构成, 方沸石中有以下这些矿物: 霞石的残体、微斜长石、钠长石、钠钙闪石及锥辉石。尚未见到异性石, 但是也象在吐波休特斯阿克 (Tuperssuatssiaq) 一样, 发现有一种次生矿物的小斑点, 一般认为这就是已经发生蚀变的异性石。虽然也可以看到菱形绿柱石的新鲜晶体, 但是更普遍的则是由褐色云母片状矿物和染色质所组成的强放射性假晶。此外在岩石中还有黑云母、斜锰针钠钙石、独居石、星叶石、钙钛矿和包裹有闪锌矿的矿石矿物。

铀和钍的最大富集, 发现于倾斜岩层的最上部, 这里热液变化 (在有方沸石化的场合下) 最为剧烈。

铀及钍的平均含量分别为 0.036% 和 0.068%, 铀的最高含量可达 0.086%, 钍的最高含量可达 0.179%。

克万涅夫杰尔特 (昆奈特夸夸) Kvanefjeld (Kuánit Qáqâ) 区 这个地区位于伊利莫塞克岩体北部边缘地带 (图 2 及图 3), 位于海拔约 600 米的高处。

岩石的主要类型是一种业已发生蚀变的橄辉长岩, 它复盖在异性霞石正长岩之上, 后者在那尔沙克·艾尔夫道尔 (Narssaq Elvdal) 出露于地表。

辉长岩内部的小块方钠霞石正长岩, 既可能是一种包裹体, 也可能是下复方钠霞石正长岩岩体的岩枝。辉长岩系中岩石略具层状, 岩系中夹有一层相互间呈整合接触的异性霞石正长岩夹层。

在克万涅夫杰尔特地区的东部有一个富含方沸石的孤立岩体。在岩体的边缘发育着一种粗粒的岩石, 这种岩石多少有些象那尔撒克的碱性辉石辉长岩^[13p198], 以及某些辉石正长岩的变种。它由一层片状的与前述钠质火成岩^[13]类型相同的钾长石和纤维状钠角闪石的集合体所组成。其中可以看到从这种岩石向细粒富含方沸石的异性霞石正长岩过渡的许多阶段。

富含方沸石的岩石, 有的地方被斑岩所复盖。与斑岩相接触的地方 (图 3) 放射性元

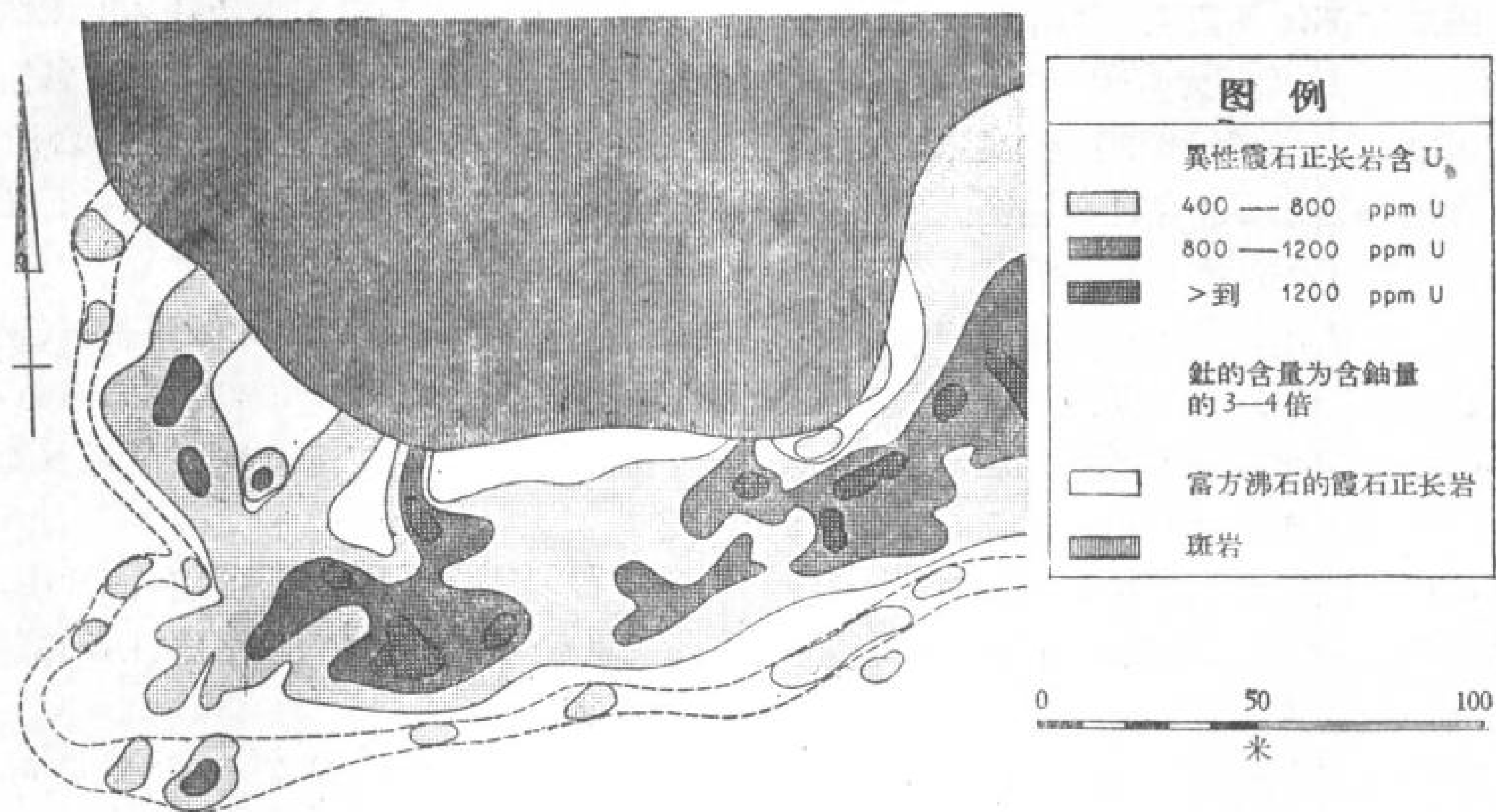


图3 图2中的细节详图

素的富集度最高。

本区各种岩石的时代关系尚未确定。

在正长岩及富含方沸石的异性霞石正长岩中,除含上述的微斜长石、钠角闪石和方沸石外,尚含有霞石的残体、大量的柱星叶石、斜锰针钠钙石、钠沸石、独居石、锥辉石、砂铈矿及闪锌矿。也如同在图波尔苏阿茨亚克和桑地·西奥拉尔秀特的异性霞石正长岩中一样,在这里也有一些小的假晶,据推测,它们可能是异性石蚀变后的假晶,因为它们很象伊利莫塞克岩体其他各部分所发现的异性石蚀变产物。上述的独居石和黄绿色方钍石状的矿物常常是假晶的重要组分,这种假晶经常具有强放射性。在假晶中同样也发现有菱形绿柱石,但是除了这种现象以外,菱形绿柱石有时也成为岩石基质中的巨大嵌晶。在有钠长石局部富集的地方也可以见到大量菱形绿柱石的晶体。这与图波尔苏阿茨亚克的情况有些相似。

如前所述,克万涅夫杰尔特的含铀异性霞石正长岩复盖在一个富含方沸石的正长岩体之上。由异性霞石正长岩组成的盖层略呈拱门状,它沿着一条北东向的轴面达到最高点,并与层状橄辉长岩的主要走向一致。

异性霞石正长岩呈带状,而且已经发生褶皱。褶皱沿这条升高的轴发育得特别好。

铀的分布如图3所示。已经确定,铀及钍一般都富集在由富含方沸石并且向异性霞石正长岩过渡的、由细粒正长岩组成的岩层中。

铀的含量沿盖层边缘部分逐渐减少的现象,主要是由于淋滤的结果所造成的。淋滤的产物很快又沉淀下来,形成了次生富集带,这个次生富集带正出露于地表的盖层边缘的下部。这个带在图中以虚线表示。

克万涅夫杰尔特的异性霞石正长岩中,铀的平均含量为0.0575%。个别样品中铀的含量可达0.23%,钍的平均含量为0.192%,最高含量可达0.6%。1958年的野外工作季节,将在克万涅夫杰尔特地区进行钻探。

2. 异性霞石正长岩中重结晶的方钠霞石正长岩包裹体

就颗粒大小、化学组成及矿物特点来看,这种方钠霞石正长岩,可能属于伟晶岩(pegmatoid rock)。

除异性石外,其中还含有大量的方钠石。经确定,方钠霞石正长岩中氯的含量可达3.6%。在角砾岩带的异性霞石正长岩中,方钠霞石正长岩包裹体已经发生重结晶,至少在边缘部分是如此。在某些地方,重结晶的岩石集中在很细的岩脉里,这些岩脉分支以后,从包裹体中伸出,并穿入周围的异性霞石正长岩中。已经重结晶的岩石,其主要矿物是方沸石、钠沸石及黄绿色的方钠石。原始的异性石已经发生了强烈的蚀变。而且常常为方沸石和钠钙石的假晶所交代。在这种假晶中还可能含有微晶石、柱星叶石、锥辉石和富含铈的钙钛矿^[2]。与假晶相伴生的有发育良好的菱形绿柱石晶体,特别是沿岩脉的边缘,这种现象就更为常见。这些晶体常常包裹有方钠石的小颗粒。在岩脉近旁的异性霞石正长岩中,有时可以见到含有已经发生蚀变的异性石包裹体的菱形绿柱石嵌晶。

3. 方钠霞石正长岩中含有菱形绿柱石的岩脉

在穿过方钠霞石正长岩的异性霞石正长岩脉中,常含有菱形绿柱石的晶体。这些岩脉是在方钠霞石正长岩的变形带的重结晶作用下形成的。在这些带中有三种不同类型的岩石:针状霓辉岩、钠长石与方沸石。

1) 霓辉岩是由交织成毡状的针状霓辉石组成的。其中还含有方沸石、钠沸石、斜锰针钠钙石及菱形绿柱石。同时还见到已经剧烈蚀变的异性石残体。

在科拉(Kola)半岛曾经看到过类似的霓辉石脉^[9]。在蒙塔那^[4,5]和科罗拉多^[6]也曾经见到过热液成因的霓辉石脉。伊利莫塞克和科拉半岛的岩脉也属于热液成因。

2) 钠长石伟晶岩,是由钠长石、锥辉石、菱形绿柱石、紫脆云母、斜锰针钠钙石、砂铈

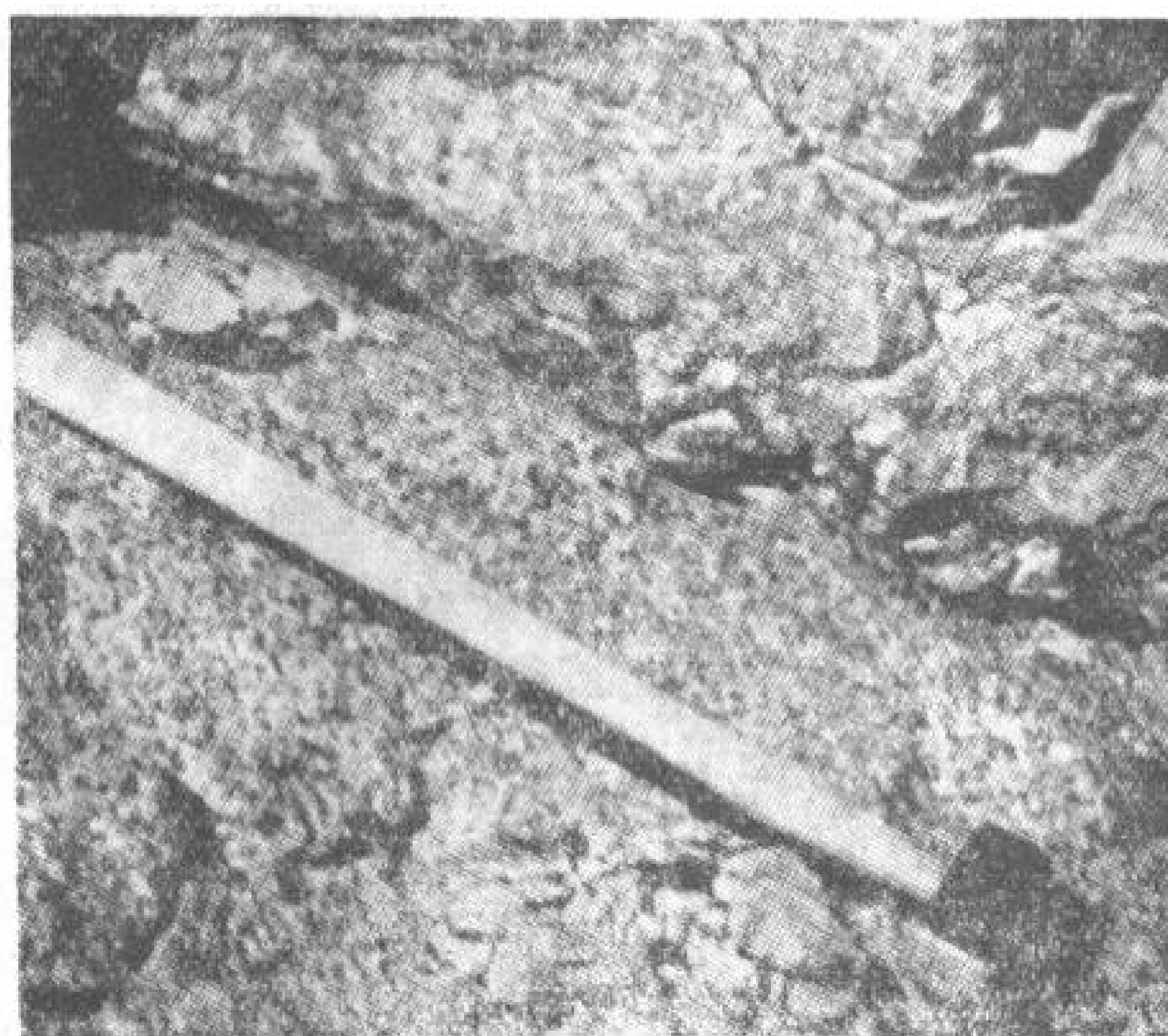


图4 富含菱形绿柱石的异性霞石正长岩
(图中黑色斑迹是菱形绿柱石晶体。产地:唐奴哥特里尔非克北岸)

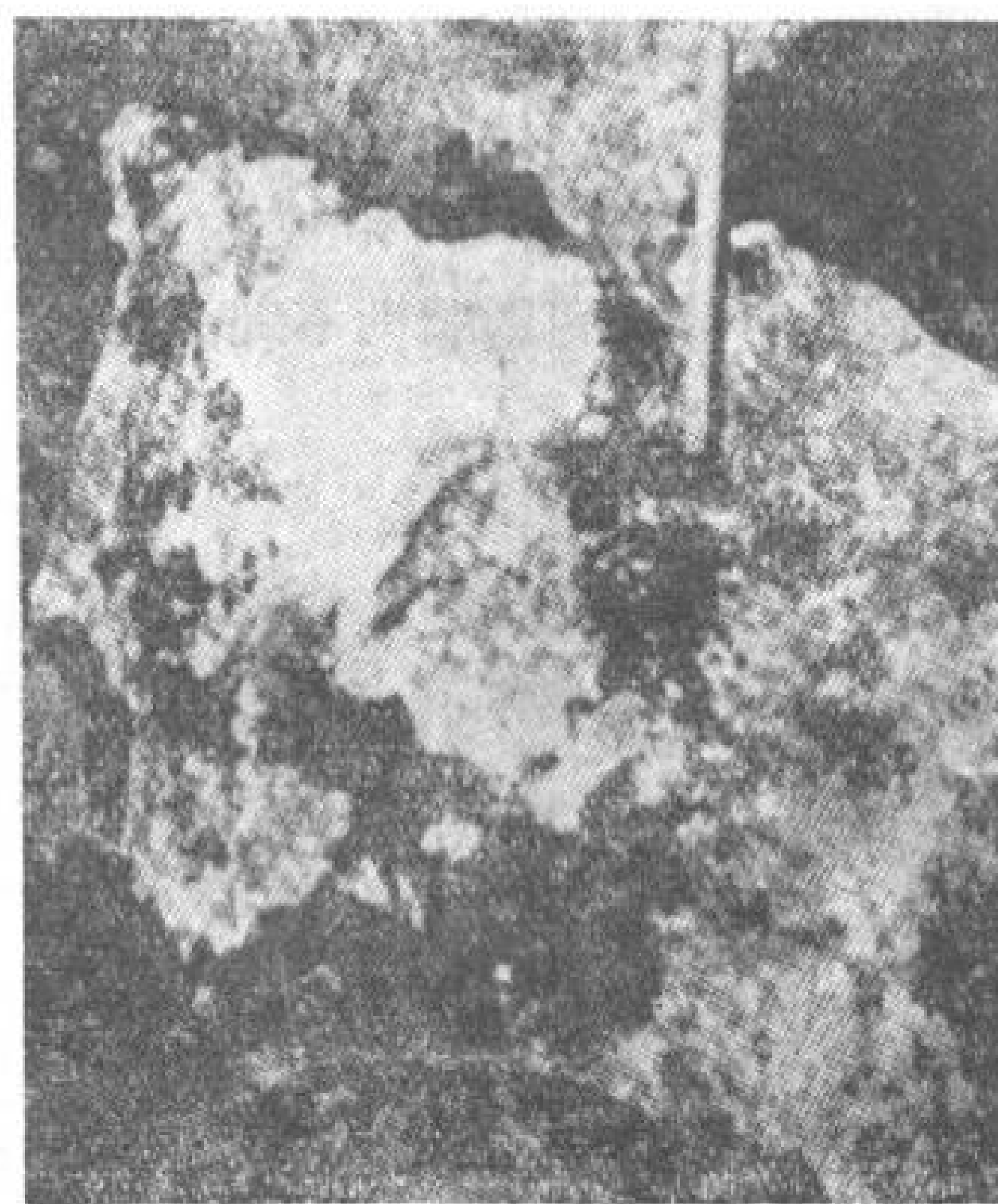


图5 异性霞石正长岩的钠长石脉
(图中两条黑色的边缘带是菱形绿柱石富集带。产地:唐奴哥特里尔非克北岸)

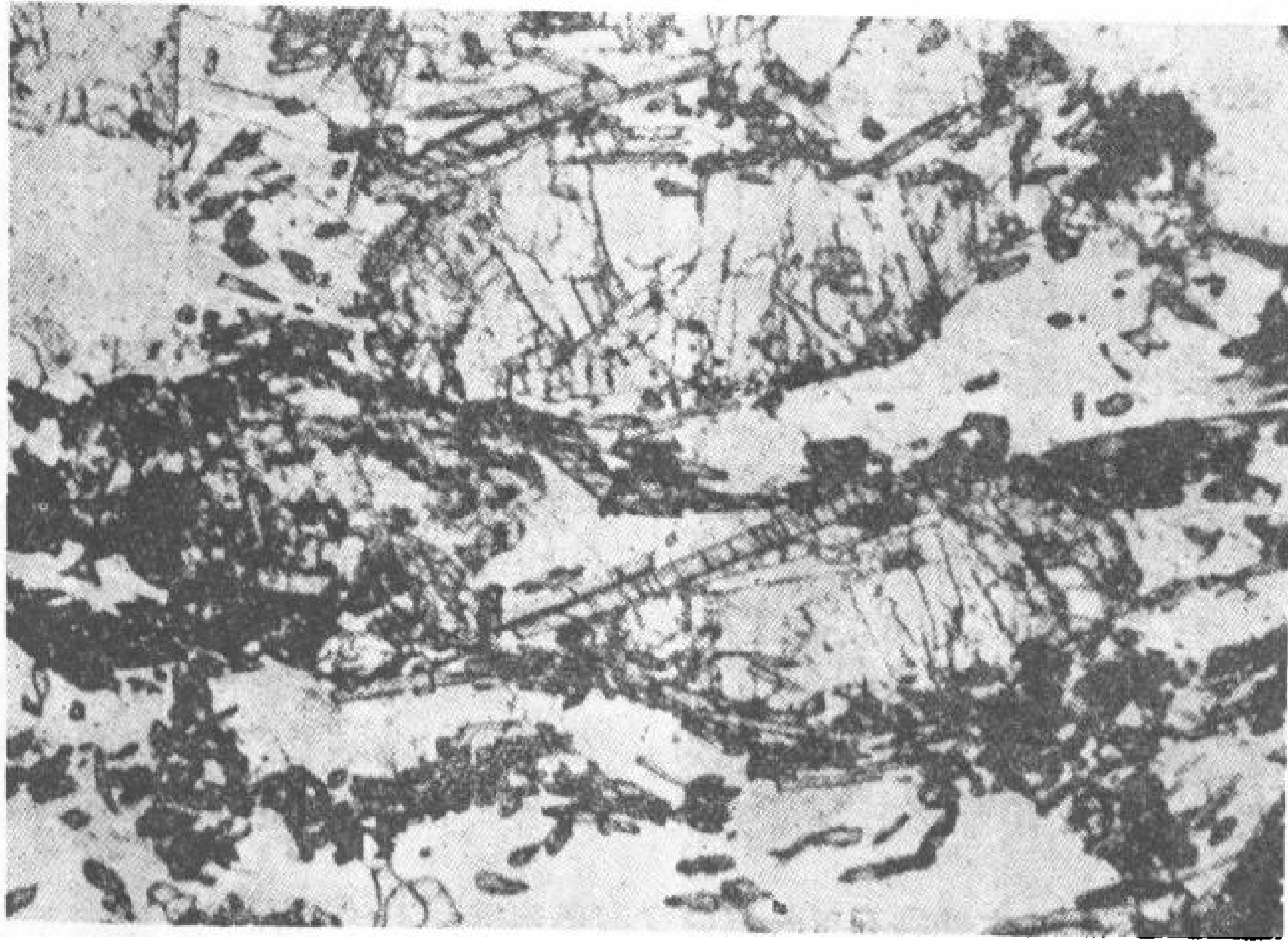


图6 方钠霞石正长岩中含菱形绿柱石矿脉的显微照片,在方沸石的基质中含有菱形绿柱石的晶体和霓石的针状晶体
(图左:异性石变化后的假象。产地:唐奴哥特里尔非克北岸)

钛矿、闪锌矿及基性异性石组成的。其中可以见到黄色方钠石和方沸石的晶簇。和钠长石伟晶岩相接触的方钠霞石正长岩已经退色,同时含有大量方沸石。异性石已经发生蚀变,部分已为基性异性石所交代。在方钠霞石正长岩和钠长岩的交界处,生有富含锥辉石和菱形绿柱石的黑色条带(科拉半岛的霞石正长岩的钠长石脉中含有负异性石)。

3) 富含方沸石的岩脉,与第2段中所述的重结晶的方钠霞石正长岩相似,由方沸石、方钠石、锥辉石-霓辉石集合体及菱形绿柱石所组成。有时也出现微晶石。

上述这一薄层变形带中的放射性取决于围岩的情况。野外用盖格计数器测出的读数及薄片的自动放射性摄影试验证明了薄层方钠霞石正长岩的变形带与富含异性石的岩石或者与异性石的岩石中相交的地方具有强放射性。在较厚的变形带中,放射性出现得更均匀,而围岩的影响则不那么显著。

结 论

上述三种放射性元素的富集类型,皆形成于伊利莫塞克岩体生成的较后阶段。如前所述,岩体中的霞石正长岩是微具放射性的。这主要是由于异性石中放射性元素含量较低的缘故。在岩石重结晶的地方和异性石被交代的地方,常有菱形绿柱石的富集。因此深信上述岩石中放射性最强的岩石集中了原来呈分散状态遍布于富钠火成岩类岩体中的放射性元素。

在原来的岩石中含有大量的锆。在最初蚀变阶段,锆在钠锆石及负异性石中富集。在较后的蚀变阶段,大部分锆可能发生迁移,因为在较年轻的含菱形绿柱石的岩石中,现在已经没有锆的矿物了。锆被迁移后可能沉淀在较高的层位而现在已经剥蚀掉了^[7,3]。

(译自英文预印本)

参 考 文 献

- [1] Bøggild, O. B., The mineralogy of Greenland. *Meddelelser om Grønland*, 149, 3, 442 p. (1953).
- [2] Danø, M. and H. Sørensen., An examination of some rare minerals from the nepheline syenites of South West Greenland. *Meddelelser om Grønland*, 162, 4 (in press).
- [3] Franco, R. R. and W. Loewenstein., Zirconium from the region of Pocos de Caldas. *American Mineralogist*, 33, 142—51, (1948).
- [4] Goranson, R. W., Aegirite from Libby, Montana. *American Mineralogist*, 12, 37—9, (1927).
- [5] Larsen, E. S. and J. T. Pardee., The stock of alkaline rocks near Libby, Montana. *Journal of Geology*, 37, 97—112, (1929).
- [6] Larsen, E. S., Alkaline rocks of Iron Hill Gunnison County, Colorado. U. S. Geol. Survey. Prof. paper 197 A. 64 p. (1941).
- [7] Luchitski, V. J., Alkali metasomatism in the region of the Ukrainian crystalline massif (in Russian). *Ac. Nauk. S.S.S.R. Doklady, Nov. Ser.* 55, 49—52, (1947).
- [8] Neumann, H., T. Sverdrup and P. C. Sabø., X-ray powder patterns for mineral identification. III. silicates. *Avhandlingar utgitt av det Norske Videnskap-Akademi i Oslo I. Mat. Naturv. Klasse.* 1957, no. 6, (1957).
- [9] Ramsay, W. and V. Hackmann., Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola I. *Fennia*, 11, 2, 1—225, (1894).
- [10] Sørensen, H. and V. Buchwald., Redegørelse for undersøgelser af radioaktive grønlandske mineraler og bjergarter. *Meddelelser Dansk Geologisk Forening*, 13, 545—50, (1958).
- [11] Sørensen, H., The Ilimaussaq massif—a review and discussion. *Meddelelser om Grønland*, 162, 3 (in press).
- [12] Ussing, N. V., Mineralogisk-Petrografiske Undersøgelser af grønlandske Nefelinsyeniter og beslægtede bjergarter. *Meddelelser om Grønland*. 14, 1—220, (1898).
- [13] Ussing, N. V., Geology of the Country around Julianehaab, Grønland. *Meddelelser om Grønland*, p. 38, 376 (1911).
- [14] Megmann, C. E., Geological investigations in Southern Greenland I. On the structural divisions of Southern Greenland. *Meddelelser om Grønland*, 113, 2, 148 p. (1938).

瑞典中部鉄矿中鈾的矿化作用*

馬尔庭松 韦 林**

提 要

瑞典中部的太古代基底是由强烈变质的白粒岩、綠色頁岩及被花崗岩和伟晶岩穿插的沉积岩組成的。这一区域富有各种各样的矿产,其中以鉄矿石的意义为最大。矽卡岩类型的矿石分布广泛,其中有些含有鈾矿物。

对鈾的矿化作用的研究工作仍在繼續。至今业已确定:鈾是呈原生或次生矿物的状态富集在矽卡岩的构造带中。鉄矿石和交错伟晶岩不携带鈾矿化。

瑞典中部的地質状况

由于不久前发表了第一篇英文版的瑞典中部的地質描述,所以对該区域的地質构造作者在这里仅作簡單介紹。組成这一区域的基底的岩石为斯堪的納維亞造山作用时期产生的太古代山脉的殘余。

斯維欧沉积岩和火山岩是最古老的岩石。火山岩产在剖面的下部,主要为流紋熔岩,石英角斑岩的熔岩及由沉积頁岩、硬砂岩、石英岩和有次要意义的石灰岩隔层交错而成的凝灰岩。

瑞典中部鉄矿床的大部分在成因上与火山岩有关。鉄矿床正蘊藏于其中。推断:形成这些鉄矿石的物質的成因与海洋中的火山噴发有关。然后这种物質与硅、石灰岩和凝灰岩相間地同时沉积。还有含磷量很高的磷灰石鉄矿。一般认为,它們的成因是岩浆侵入的。

在上述岩石的形成过程中,造山运动是引起砂岩和頁岩沉积交错成互层的直接原因。此外,花崗岩的侵入也与这一褶皱作用的最終阶段密切相关。这导致火山岩和沉积物的蚀变,最后引起这些岩石的再結晶和形成构造断裂。低温矿物为高温矿物所交代。这一时期同样伴随有交代变质,其結果长石类岩石变为变质石英岩和矽酸盐类片岩。这一阶段的接触变质作用形成了矽卡岩鉄矿床,早期存在的鉄矿也受到了蚀变。目前,鉄矿石可分为三种类型:条带状鉄矿石,石灰岩型鉄矿石和矽卡岩型鉄矿石。在矽卡岩型鉄矿石中发现有鈾,因此在下面要进行詳細的描述。

在以形成裂隙和輝綠岩岩墙侵入为特征的比較平靜的构造时期之后,紧随着的是瑞典中部岩层局部拗陷和升温时期。在温度升高得很大的某些地区中,由于硅鋁質物質脫掉和与花崗岩侵入有关的溶液及气体的作用的结果,形成了侵入片麻岩。鎂、鋁、鉄的富集很明显。再生作用时期于侵入片麻岩的边界地带形成的花崗岩和伟晶岩切断了与較古

* Uranium Mineralisation in Iron Ores of Central Sweden (第2卷,第178号报告,瑞典)。

** Carl Martensson 和 Eric Welin (瑞典,斯德哥尔摩,原子能委员会化学部)。

老的岩层的接触带。再生作用同样为侵入片麻岩外部地带交代变质奠定了开端。变质的斯维欧火山岩(白粒岩)局部变质到云母頁岩,而在穿插铁矿石中的伟晶岩内生成有电气石,綠柱石,磷灰石,褐帘石。在某几处侵入片麻岩的前沿边界上曾經有硫化物的富集和成矿作用。在这个地带以及和形成分枝的伟晶花岗岩范围以外,見有接触急剧和不具有伟晶岩的花岗岩体。瑞典中部的地质图^[1](图1)明显地标出斯堪的纳维亚类型岩石和侵入片麻岩的分布情况。

斯堪的纳维亚造山运动的衰竭是再生作用时期的标志。稍晚,上述各种岩石由南、西为晚斯维欧造山期的花岗岩所围绕。这些花岗岩所引起的蚀变和与斯维欧造山运动有关的蚀变比较,不甚强烈。蚀变见于花岗岩和岩层的接触带上,并分布在生成片麻岩和长石类岩石附近的岩层中。

在上述区域仅能确定的唯一的断裂期是属于晚格契叶造山期。在某些情况下,裂隙生成在輝綠岩岩墙侵入处。在悠长的构造缓静的时期发生了寒武纪山脉的出露和削平。目前,复盖有第四纪沉积薄层的前寒武纪地表为早期山脉的深部。

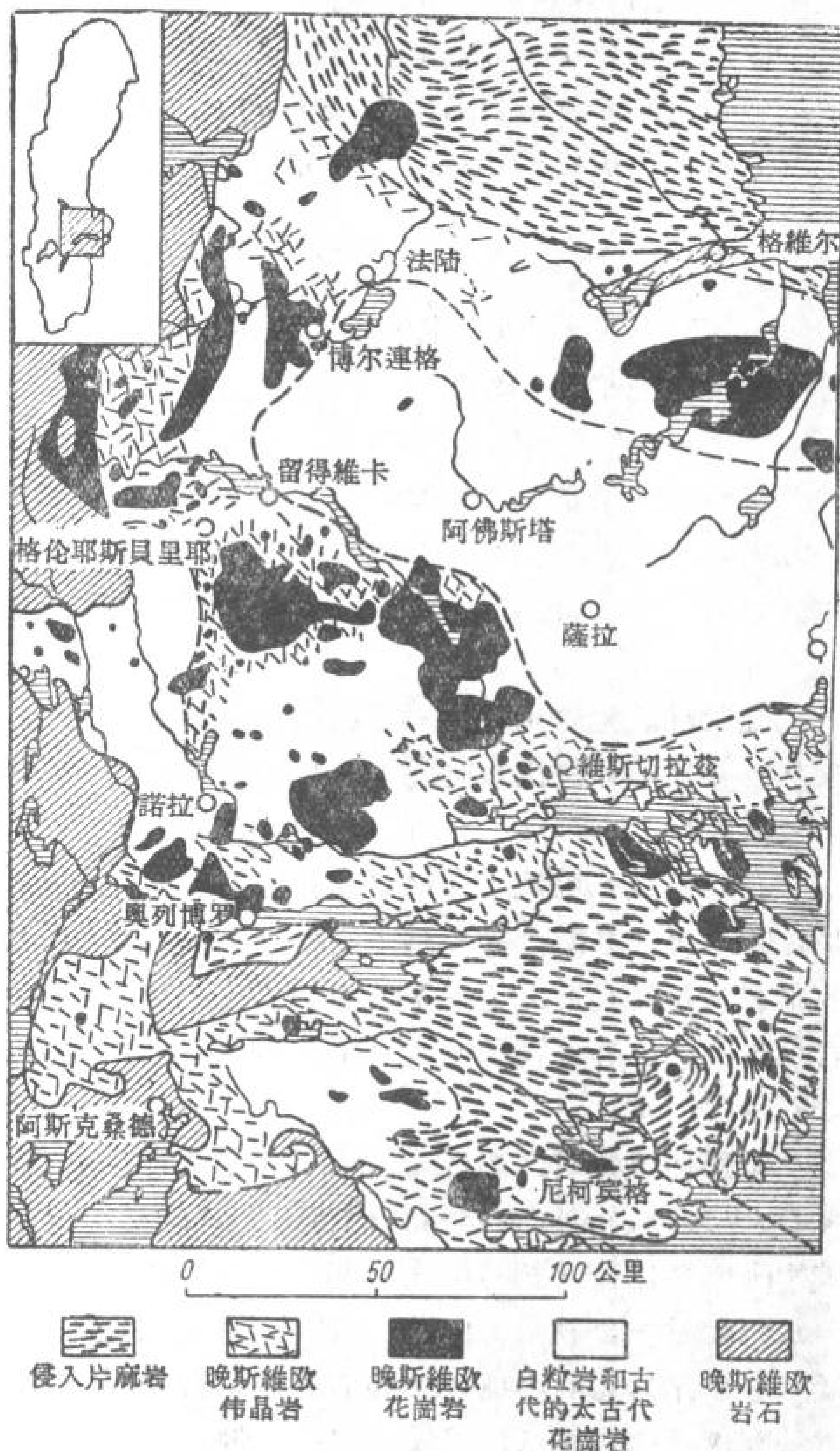


图1 瑞典中部斯堪的纳维亚岩石分布图

矽卡岩岩石的生成

对于铁矿石的形成方式来说,应指出:条带状铁矿石的概念,犹如化学沉积物、磷灰石铁矿石和侵入作用的产物的概念一样是确定不变的。矽卡岩铁矿石和常常与之有关而意义不大的石灰岩类型铁矿石,总是引起有关它们成因的争论^[2]。大量的矿石是在熔岩和凝灰岩形成的阶段生成的:局部呈沉积物状态(如条带状铁矿石,沉积与石灰岩和白云石有关),局部为碳酸盐类岩石中的低温交代产物。上述各种矿石随着矽卡岩型矽酸盐类(放射状矽卡岩)的发育而形成的再结晶,与同生动力变质花岗岩(Синкинематические граниты)的形成相联系,并与热力变质作用有关。此类岩石有过很大的变动和物质混杂。

估計以上各种作用小規模地引起了原生砂卡岩矿石的形成,即接触交代成因的矿石,其特征是有矽鎂石和硼砂矿物的发育。

矽鈾石和化学成分与其相近的矿物表明:在一些原生砂卡岩金属矿床中,例如巴斯特涅斯和諾尔别尔格有显著的富集。如不包括鈾和鈾元素,这些共生矿物在地球化学上与迈利克特林和申科罗布維的矿石非常相近。

哈肯托尔普的鈾矿化作用

为了研究法隆-阿斯克爾祖德-尼柯宾格区域某些砂卡岩矿床中鈾矿物的成因(图1),对位于哈肯托尔普(离阿斯克爾祖德以东約 13 公里处)的一些小型矿床进行了詳細的研究工作。这一鉄矿床早已被查明,一些不大的矿床基本上在十九世紀就已开采过。由磁鉄矿富集物的条带組成的呈狭长砂卡岩条带状的鉄矿位于強烈褶皱和破碎的白粒岩中。后者夹有伟晶岩。在鉄矿床各个不同部分里砂卡岩的成分由富含鎂的类型变化到富含鋁和鉄的类型。白粒岩由紅色含鉀的变种和于砂卡岩条带附近的富含鈉的灰色变种所組成。

証明鈾矿化作用存在的最初的迹象是在 1951 年研究废石堆中的岩石时发现的。結果从废石堆中分选出数吨放射性矿石并进行了化学和矿物方面的試驗,以研究鈾的浸出及其他特性。

放射性废石堆位于一系列呈正西、北西走向分布的小型矿井附近。最深的可見矿点是在这矿带的东南端維里格里姆矿区,該处有本区最大的磁性异常。用金鋼钻探确定了砂卡岩条带的长度。与維里格里姆矿区一样砂卡岩条带局部地含有磁鉄矿。分布在砂卡岩地带的勘探竖井周围的废石堆具有放射性。钻孔的剖面証实了关于鈾矿仅在砂卡岩化岩石带內的說法。

維里格里姆矿区的砂卡岩岩石几乎全都是由单斜閃石組成,有时亦带有少量的单斜輝石、黑云母、石英、方解石和褐帘石。鉄矿化作用为:有时为假象赤鉄矿化磁鉄矿。閃石矿物研究得比較仔細并按光学和化学分析属于透閃石-阳起石系列。光学特性証明閃石中鉄的变量。含鉄量低的閃石(透閃石)是无色的,与富含鉄的綠色阳起石比較,折射率較低。在砂卡岩岩石中遇到的輝石为无色含鉄量低的透輝石。褐帘石不是变質的,用光学方法和伦琴射綫方法均可鉴定,这一矿物含有某些数量的鈾和鈾。

砂卡岩岩石的化学成分是由分析上述从維里格里姆矿区废石堆中采取的样品的結果來說明(見表 1)。

砂卡岩岩石带在其某些接触带上具有尖晶-黑云母岩石,在共生围岩为伟晶岩的情况下这些岩石尤其显著。

哈肯托尔普矿床的白粒岩主要是富集紅色微斜长石和含有石英、黑云母和斜长石类型。除富含鉀的变种外,尚有富集灰色斜长石的变种。后者含有少量的微斜长石,其主要矿物为石英和黑云母。这些白粒岩有时有石灰岩夹层,因为,在数处均見有閃石(綠色普通角閃石)和黑云母夹层。此种岩石常常出現在砂卡岩漸变为白粒岩之后。所有的白粒岩均受強烈的片麻岩化,有时并具有侵入片麻岩的性質。有时,它們全部再結晶,因而形成了长英岩类型的岩石。伟晶岩岩层(厚达 1 米)似乎与岩层的走向平行,由处于各种不同关系的石英和微斜长石所組成,且有时含有黑云母。某些露出的閃石带受到強烈的

表 1 矽卡岩岩石的化学成分

氧 化 物	岩石中的含量(%)	氧 化 物	岩石中的含量(%)
SiO ₂	51.10	ThO ₂	0.05
TiO ₂	0.21	U ₃ O ₈	0.27
Al ₂ O ₃	3.46	Ce ₂ O ₃ 等等	0.81
Fe ₂ O ₃	5.41	P ₂ O ₅	0.38
FeO	4.25	S	0.04
CaO	12.16	U	0.01
MgO	18.33	F	0.22
MnO	0.13	H ₂ O ⁺	2.63
K ₂ O	0.27	H ₂ O ⁻	0.30
Na ₂ O	0.53		
总 計			100.56

变质作用,由于矽鋁物質的加入变成富含云母的暗色片麻岩。

鈾呈晶質鈾礦的浸染狀存在于矽卡岩中。其他原生鈾礦物,在用顯微鏡和倫琴射綫研究這些礦石的过程中,均未發現。晶質鈾礦具有極低的鈾品位,但由于其中缺少膠狀物質,稱它為瀝青鈾礦是不對的。顆度在 0.01—5 毫米之間。平均為 0.05 毫米。蝕變晶質鈾礦很罕見,且總是為反應帶所包圍。次生礦物碳酸鈾鈣石 $Ca_2(UO_2)(CO_3) \cdot 10H_2O$, 呈黃綠斑點狀見于廢石堆的某些大塊岩石中。晶質鈾礦經常與透閃石-陽起石、透輝石或磁鐵礦共生。與閃石的相互關係(閃石為矽卡岩主要礦物)正如上面所說研究得較為詳細。已確定:鈾的品位隨着鐵的含量在閃石中的增長而增長。而當晶質鈾礦位于與磁鐵礦的星散斑狀變晶顆粒的接觸帶時,后者往往在與晶質鈾礦的接觸帶上為假象赤鐵礦化(圖 2)。

根據這些事實可得出結論:晶質鈾礦具有後成成因,鈾是呈 U^{+4} 狀態,由于閃石和磁鐵礦的二價鐵氧化成三價而由含有 U^{+6} 離子的溶液沉淀下來的。顯然,在這種情況下,提出了鈾的來源問題。很明顯,鈾的生成與侵入片麻岩邊緣地帶的交代蝕變有某些關係。侵入片麻岩內局部富集有綠柱石、硼砂、稀土元素和其他元素以及硫化物。直到目前,尚未確定鈾礦化與替代矽卡岩并與晚斯維歐交代作用有關的黑雲母岩石之間的相互關係的性質。但是,廢石堆中富含鈾的大塊岩石的構造均受到強烈的破壞。這點表示鈾的生成和脆弱的下復岩層的變動有關。由于地表上復蓋有一層不厚的第四紀植土層,今后的研究工作僅能隨着地下工作和試驗性開采工作的進展而進行。鑑定岩石絕對年齡是依據當地地質情況確定這些礦石成因的另一種方法。此種鑑定工作正在進行,尚未結束。因此,有關帶鈾的溶液的來源的結論目前尚不能確定。

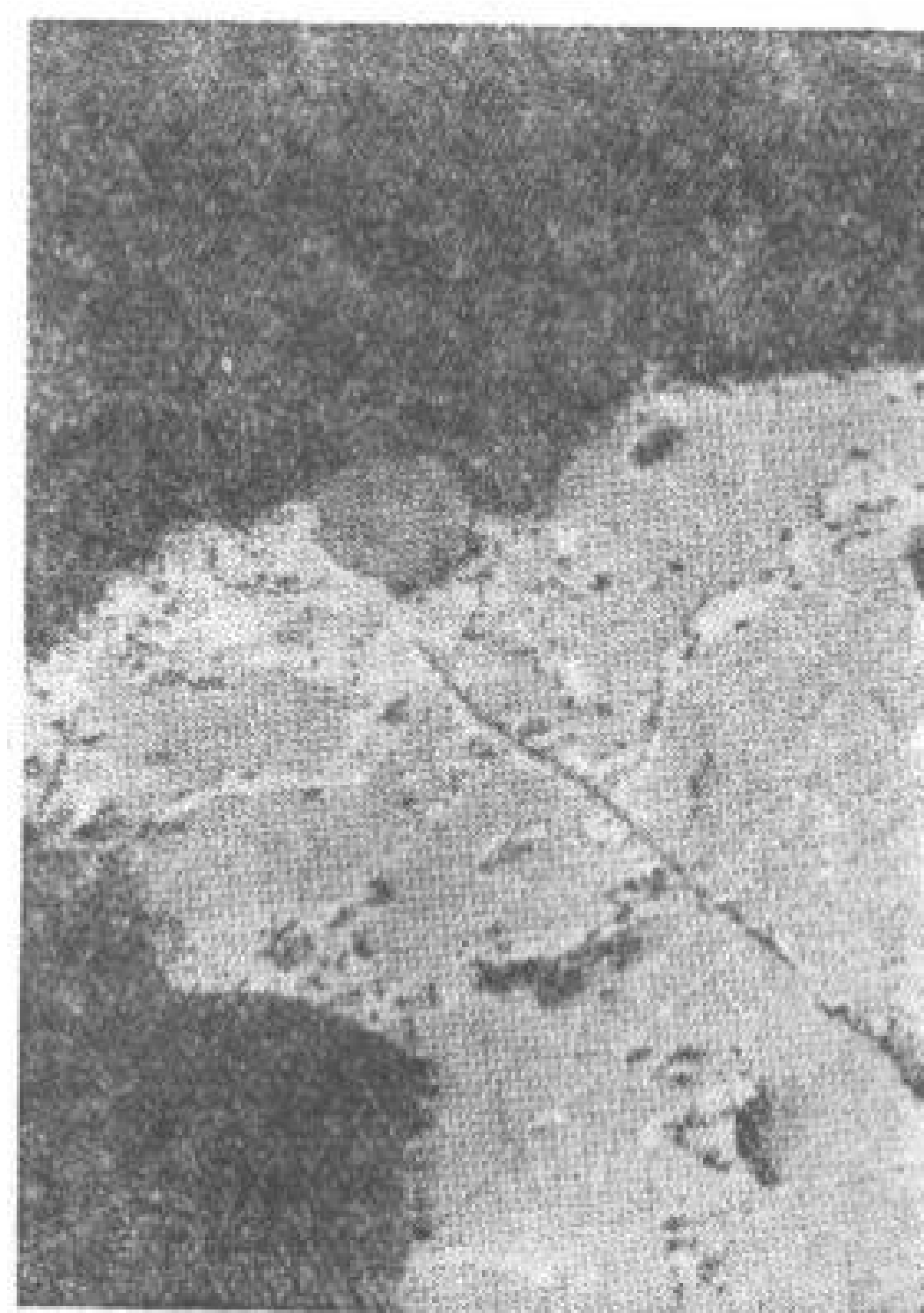


圖 2 矽酸鹽類(黑色)和假象赤鐵礦化磁鐵礦(赤鐵礦——白色;磁鐵礦——灰色)接觸帶上的晶質鈾礦(暗灰色)。磨片;油浸入;
× 380。

(譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] P. Geijer, N. H. Magnusson, De mellansvenska järnmalmenas geologi, Sveriges Geologiska Undersökning, Ser Ca, No. 35 (1944).
- [2] N. H. Magnusson, Malmgeologi, Jernkontoret, Stockholm (1953).

在巴拉頓湖沿岸山前丘陵区鈾迁移 的一个特殊的情形*

B. 楊斯基 J. 基 斯 S. 倫吉爾
D. 斯 濟 K. 威 拉**

在巴拉頓湖(Lake Balaton)西北沿岸,航空測量和以后的汽車放射性測量发现了強放射性帶。用射气測量和其他的实验我們确定了,該放射性是由鈾所引起的。

因此,我們采用探槽、浅井、深井及其他的山地工程揭露出了白云岩、石灰岩和含瀝青的泥灰岩,在这些岩石的一些斑点状区段中富集有大量的鈾和螢石。所有这些矿化現象都与裂隙构造及岩石破碎帶有关,它們形成几条平行的帶,穿过全区。J. 基斯后来曾經指出,在含瀝青質的泥灰岩中有大量的氟碳酸磷灰石。

瀝青、氟磷灰石、鈾和螢石的同时存在是一个很有趣的过程的反映,这在一定程度上使包括鈾迁移的复杂过程明朗起来。

区域地質构造

区域内最老的岩层是寒武-志留紀的千枚岩杂岩,产于巴拉頓湖右岸。由石英斑岩及其火山碎屑岩变来的殘斑岩产于含絹云母、綠泥石和燧石板岩的千枚岩杂岩体中。此杂岩相当于斯卑斯-基麦山(Spis-Gemer Mountain)和东阿尔卑斯山的类似的石英斑岩杂岩和輝綠斑岩杂岩。

未受区域变质作用影响的富含碳酸盐的泥質板岩产于千枚岩統中。这些板岩产在二迭紀維魯卡諾統之下,被洛瓦斯(Lovas)附近的鈷孔所揭露,这三个岩层成不整合的层状产出。

在另一方面,上二迭紀的紅色砂岩层逐渐地过渡到整合的三迭紀岩层。在巴拉頓湖沿岸的山前丘陵区三迭紀岩层形成了一个盆地,該盆地直到很深处都被平行于岩层走向的斜断层穿过。在地层上这里有完整的三迭紀的剖面。

在二迭紀岩层(部分地段鈾含量高)之上,我們可以看到味夫耐层的塞逊和坎披层位。根据洛斯哲(L. Loczy)的意見,在坎披层的最上分层中有厚达250公尺的薄层状石灰岩,局部地方瀝青質的含量很高。

在此建造之上是中三迭紀岩层,其底部为白云岩,往上是萊科罗(Recoaro)石灰岩、特里諾道苏斯(Trinodosus)石灰岩、布兴斯坦(Buchenstein)层和温根(Wengenian)层,这两个层位就是安尼西(Anisian)阶和列金(Ledinian)阶,它們在地方性的术语中被称为:麦及赫

* A Characteristic Case of Uranium Migration Observed in the Foothills Along the Shore of Lake Balaton (第2卷,第1722号报告,匈牙利)。

** B. Jantsky, J. Kiss, S. Lengyel, D. Szy, K. Virágh.

基(Megyehagy)白云岩、介壳灰岩、硅质灰岩、红色硅土灰岩和豹皮灰岩。在后面几个层中,麦及赫基白云岩的上分层和介壳灰岩或硅质灰岩(如果介壳灰岩缺失)含有含瀝青质的泥灰岩和石灰岩的夹层,其厚度从几公分到几十公尺。在列金阶以上的其他三迭纪的分层中局部地方也含有瀝青质的夹层。含有瀝青质的岩层为褐灰色,具有薄层状构造,用鎚头打碎时,它们发出恶臭。

从麦及赫基白云岩的上分层到豹皮灰岩之间的岩层被近地表的山地工程所揭露。在这些层位中我们确定了三个不同的含瀝青质的分带。

含瀝青质的杂岩的层位

含瀝青的泥灰岩和瀝青质,大部分是作为构造角砾岩带的胶结物而产出的。以褐色和褐灰色瀝青质为胶结的碎屑角砾岩,则是由麦及赫基白云岩、介壳灰岩和硅质灰岩构成。

这些角砾岩由瀝青质的薄膜或锯齿状薄层包围,或者到处都被瀝青质的蛛网状细脉所穿过。在穿过麦及赫基白色白云岩的一个浅井中我们发现一个沿垂直方向破碎了的地段,深约80公分,其中白色白云岩的碎块被类似的瀝青质块体所胶结(图1)。

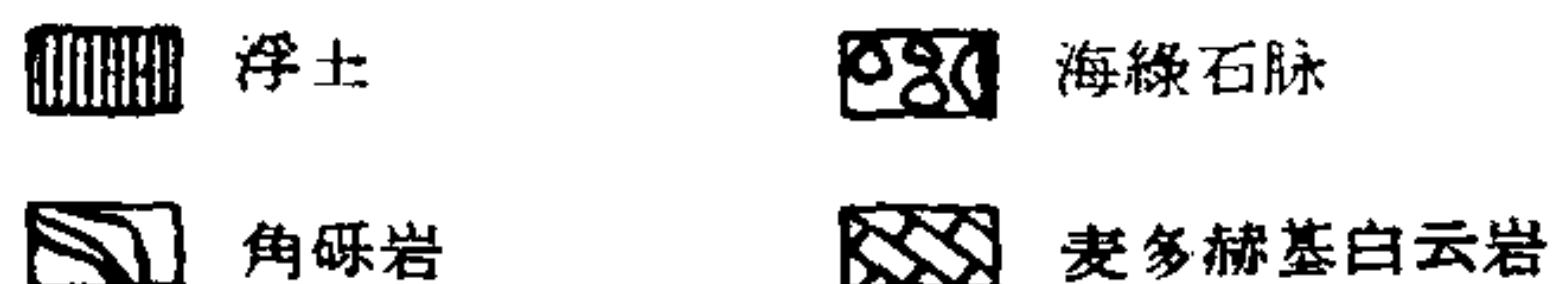
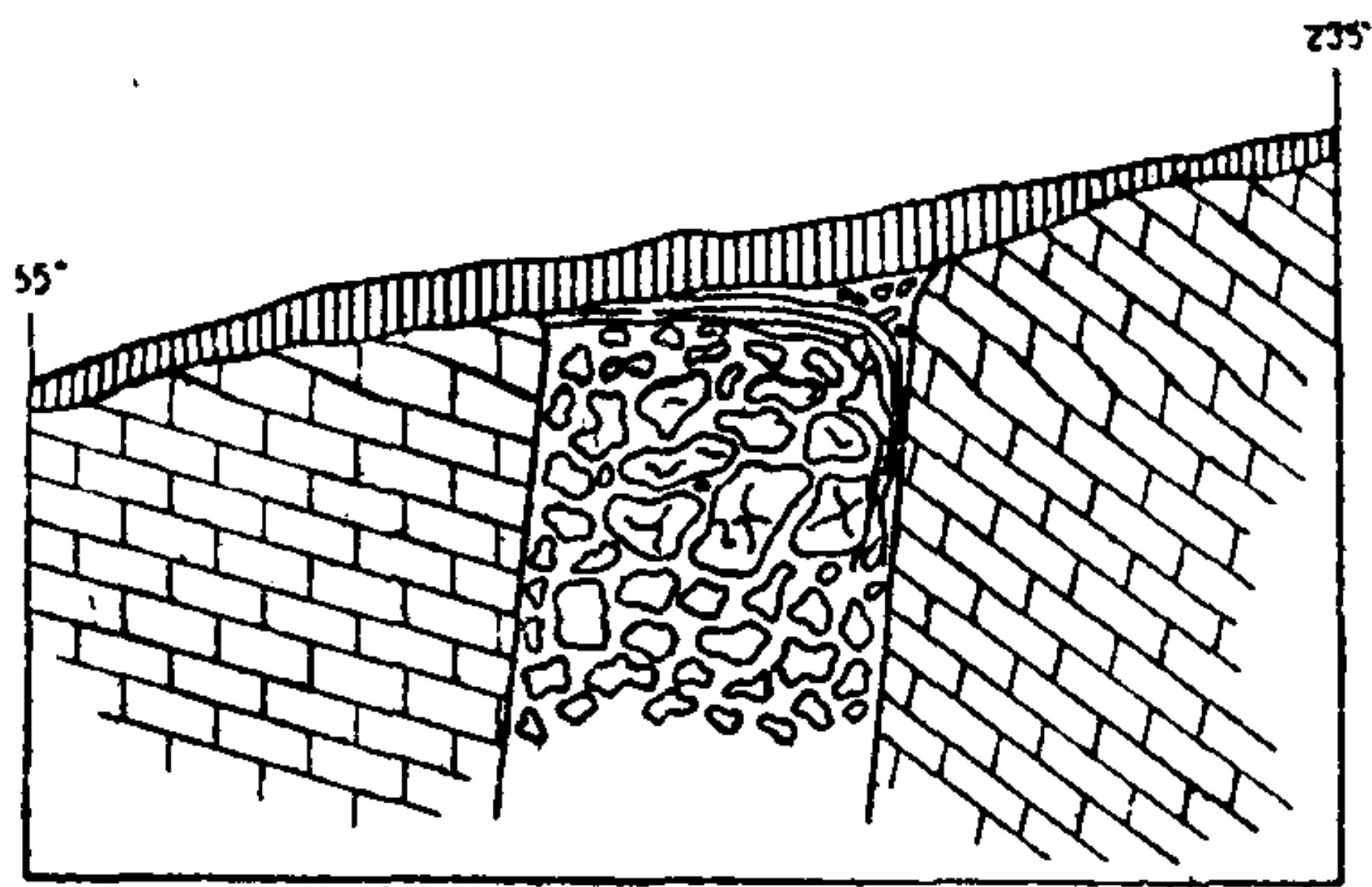


图1 32号探槽剖面图

在一个探槽中,我们发现白色介壳灰岩的碎块被薄壳用同种方式所胶结(图2)。在这里,瀝青质与结晶灰岩碎屑的混合不是机械作用,而是化学作用,这已为白色介壳灰岩碎块沿着边缘被瀝青质薄壳包围的事实所证实。这种瀝青化是逐渐消失的,向角砾岩碎块内部1或2公分处,就已经不存在了。

在这同一个瀝青化过程中,瀝青质由白云岩和石灰岩层之间的角砾岩破碎区向两个方向传布。这些夹层的厚度总共才几公分,它们变宽成结核状,然后又变薄,并且转入石灰岩层的裂隙中。

在一个人工露头中,我们看到麦及赫基白云岩和硅质灰岩岩层,其中前者复在后者之上。在这两种杂岩的岩层中都有瀝青化作用。最初我们获得的印象是,这些含瀝青质的夹层属于沉积作用而形成的。然而,下列事实证明它们是后生成因的,产在两个断层带之间,而充填于层间间隙中的瀝青是通过岩层中的裂隙而搬运到下一层的。

假定瀝青质的第三种形态是均匀的层状,并与石灰岩与白云岩成互层。然而,除了在很远的地区以外,在没有受到破坏的矿床中,我们不能找到类似的层位条件。

J. 基斯和 K. 威拉对胶结物和含瀝青层的矿物成分作了研究,其结果已公布在地质学报上。这些研究提供了一个意外的结果,即瀝青质与富含 P_2O_5 的氟碳酸磷灰石有关。

关于对该产地的评价,值得指出的是,在巴拉顿湖沿岸山前丘陵地带的其他地方我们也发现了含瀝青质的岩石,但是,据我们所知,它们不含与上述有关的磷矿。

而且,当含磷的瀝青质产在破碎的岩石中时,我们可以测到高的铀克拉克值。然而,在含瀝青质的石灰岩层没有受到破坏的地段,我们测到的值皆未超过当地自然放射性的

最高底数。在氟磷灰石含量极高的地段内,瀝青質胶結物中鈾含量也达到最高值。

在我們調查的地区内可以观察到白云岩和石灰岩有一定程度的变质作用,与此同时在岩石的裂隙和破碎带中产生了螢石。我們可以观察到在变质过程中所形成的紅色斑点、已經变紅并与火絨相似的条紋、垂直的裂隙、含方解石晶体和晶簇的矿脉及由方解石晶体充填的孔隙。

螢石发育于好几个阶段的矿脉及晶簇中。一些方解石脉与螢石細脉互相更替,方解石充填物轉变成螢石,也有相反的情形。而且,螢石变化的最后产物常产在方解石晶体上,而在其他地段晶簇的壁由有凝聚力的螢石晶体构成,在它之上析出了一层有凝聚力的方解石。

在同样的斑点中常見以粉末状褐鉄矿所充填的孔隙。在孔隙壁上有碳酸盐晶体形成。这可能是被地表水淋滤掉的菱鉄矿或鉄白云石和它們的以褐鉄矿形式殘留下来的剩余鉄(图3)。有时含褐鉄矿区域的厚度相当大。网格状的褐鉄矿脉有时被螢石层包围。此外,螢石还浸染块状的瀝青質,因此使后者呈灰紫色。

螢石处处都呈暗紫色的晶体。在一些碎屑中瀝青質被脉状螢石所切穿。此外,充填細脉状螢石的地方能变为充填瀝青質的地方,最后,毛細管状的螢石細脉被瀝青質切穿。换言之,螢石和含磷瀝青質的相对年龄是无关紧要的,因此它們都能作为同一个作用过程的产物。

在上述現象的基础上可以认为,未出露岩石中的裂隙带与低温热液活动有关,后者引起了石灰岩和白云岩发生类似紅火絨的淋滤作用和蝕变作用,也引起了它們再結晶和局部鉄白云石化或菱鉄矿化和螢石化。所有这些热液活动产物都与鈾无关。因此,白云岩、石灰岩、网格状褐鉄矿、方解石和螢石都不含鈾。鈾只存在于含磷的瀝青質中,而且,尽我們所知,該元素只在裂隙带中才达到可測定的数量。

除上述的蝕变以外,在本区内热液活动不形成其他矿化。在工作地区以外,在类似的裂隙带中的白云岩的表面上,我們找到了少量的孔雀石。孔雀石形成于含孔隙的岩石中,其形成方式与褐鉄矿化相似,因此,原生矿物一定是黄銅矿。

热液活动使含磷的瀝青質迁移到裂隙带中,并在岩层之間成水平状产出。

热液作用被下列事实所証实,在某个人工露头中,有一个扩大了的被粒状方解石的結核充填的水平的裂隙,其兩側被蝕变了了的紅色石灰岩包围,而紅色石灰岩被含瀝青質的边緣包围,再向外便是未发生变化的白色介壳灰岩层。此种現象可作如下解释:瀝青質从溶



图2 被瀝青和含鈾磷質物胶結了的构造角砾岩。
巴拉頓湖沿岸的山前丘陵地区
浅色—介壳灰岩碎块;暗色—瀝青質胶結物;縮小 1/3。

液中迁移得最远,在中央有淋滤作用,由于再结晶而形成了方解石(图4)。

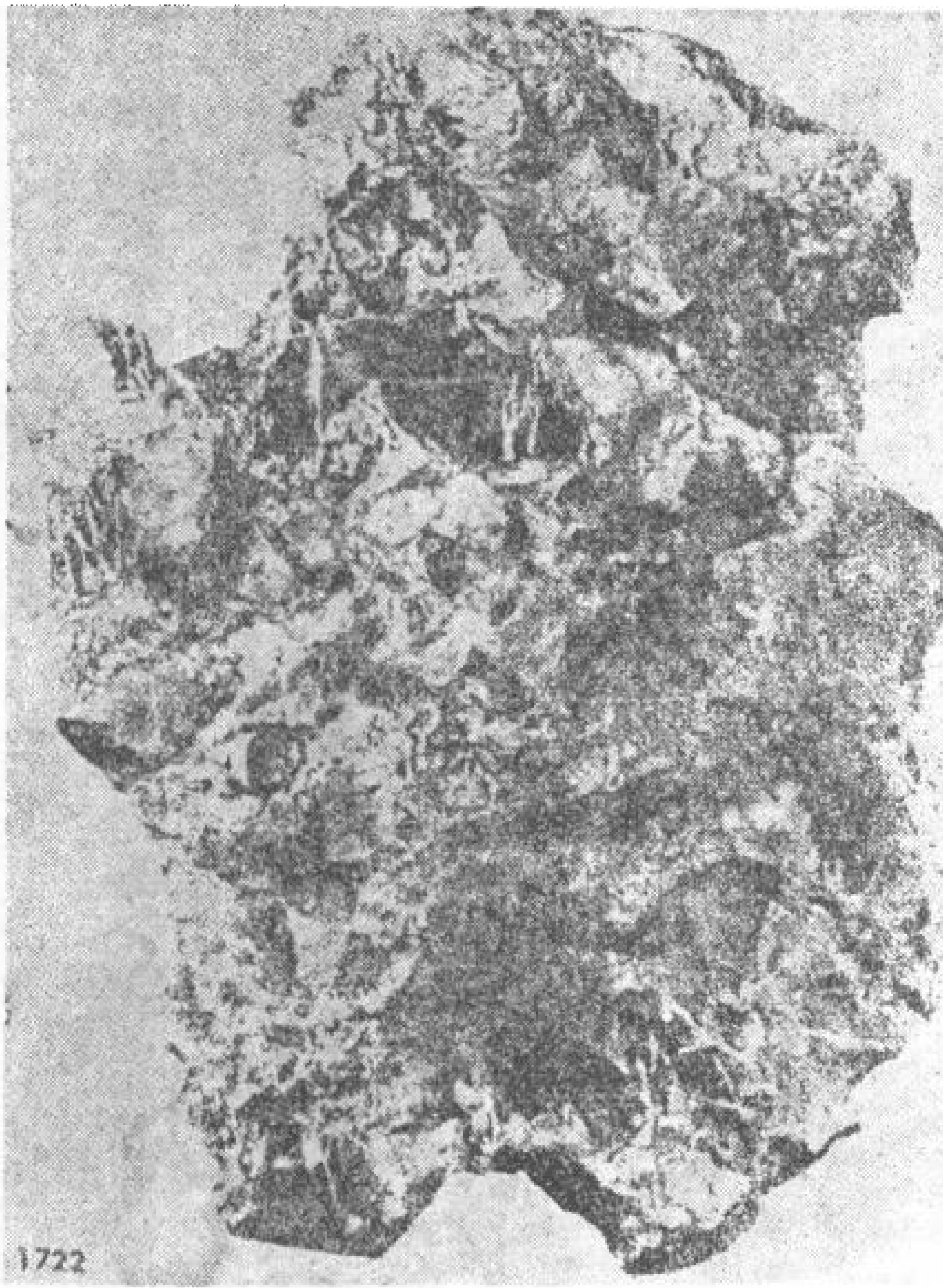


图3 中空的多孔状白云岩。在被淋滤的孔隙中,褐铁矿由早已存在的含铁碳酸盐中析出。缩小 1/2

因此,所有这些现象都表明,含磷的沥青质是从原生的或周围的介质中迁移到现在的产地的,而铀与萤石则是被热液从深部带入此地的。为了证明这个理论,在一个穿过富含沥青质的萤石的岩石的探槽下方 40 公尺处,我们开掘了一个坑道,以便搞清铀的富集和萤石化之间在深部的关系。在麦及赫基白云岩中坑道穿过了许多裂隙带,但是这些裂隙带都不含萤石和沥青质的磷块岩,或者是铀矿化。

换句话说,萤石、沥青、磷块岩和铀只产在通过上复于麦及赫基白云岩以上的杂岩的裂隙带和破碎带中(图5)。而且,其结果是,铀、磷、萤石和沥青与沉积岩的层位发生联系(麦及赫基白云岩的上分层和以后的岩层),因此温度低于浅成热液的温泉就形成了对所有这些物质有利的堆积条件。萤石可能来源于氟磷灰石,而铀则从原生的沥青质沉积物中迁入。

与此相反,穿过麦及赫基白云岩的角砾岩也被沥青胶结。至于麦及赫基白云岩,则只在其顶部含沥青。因此沥青和铀只能从下方,即从白云岩迁入角砾岩。然而,非常可能的

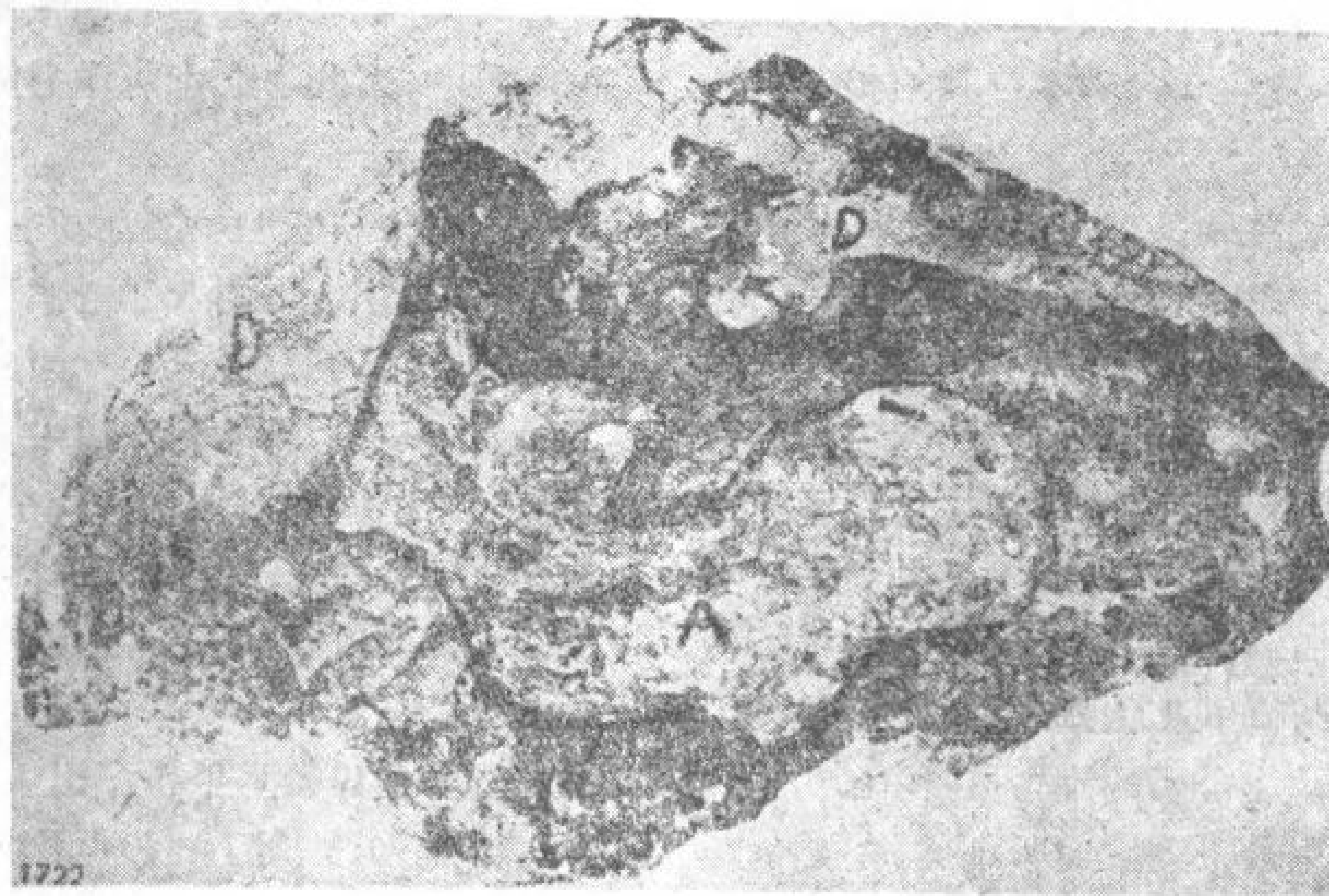


图4 受沥青浸染的白色介壳灰岩(方解石晶簇间热液作用的结果)
A. 再结晶部分; B. 沥青质的边缘; D. 未受蚀变的白云岩。

是有一个逆掩区段, 硅质灰岩复盖在白云岩以上, 不然就是发生了水平错动或平移断层,

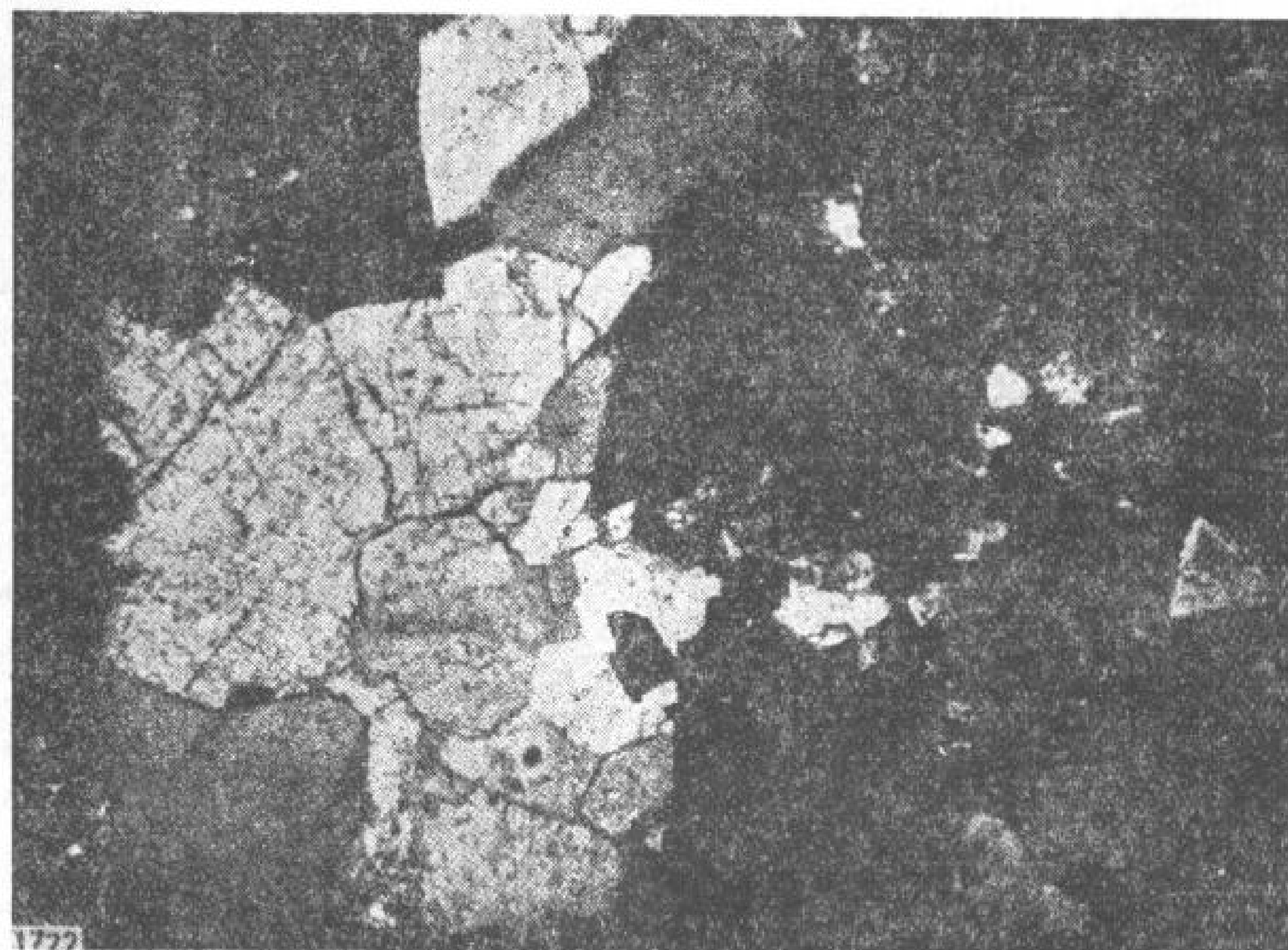


图5 萤石化白云岩的显微照相。此处萤石交代白云石的现象清楚可见
暗色: 萤石; 浅色: 白云石; J. 基斯照相。正交偏光, 放大1:45。

通过这类通道组成瀝青质与白云岩混合体。

从20公尺深处的坑道向两个方向开掘的工作面上没有遇见含铀的瀝青质, 这证明, 在深部层位中没有发生过铀、瀝青或萤石的沉淀。因此, 含瀝青、磷块岩和铀的层位一定是在固定的层位中, 而它的未被破坏的部分现在我们还无法指出。

还有另一种可能性, 即铀来自深部的二迭纪砂岩, 只是上述的瀝青质将铀从低温溶液中吸附, 在这以前它与铀没有联系。

最后, 这两种可能性同时作用也是存在的。换句话说, 就是可以这样假设, 铀部分地来自复在白云岩以上的萤石, 部分地从深部地层迁移到它现在的产地。

根据我们以前提出的事实, 在热液和铀、瀝青和磷块岩的富集之间有一定的关系, 这一点是没有任何怀疑的。

构造上的联系和热液活动持续了一个较长时间, 可能一直到现在, 其证据是在角砾岩碎屑的石灰华质胶结物中含有瀝青质, 同样, 钟乳石的形成也证明这点。

使上述组分发生变化的热液作用可能是上新世玄武岩火山作用晚期活动的结果, 火山活动发生在本区附近, 它们甚至在其他地区也引起了类似的低温蚀变。

(译自 Proceedings of the Second United Nations International Conference
on the Peaceful Uses of Atomic Energy. vol. 2)

参 考 文 献

- [1] McConell, Radioactivity of Phosphatic Sediments, Econ. Geol. No. 48 (1953).
- [2] Davidson, C. and Askin, F., On the Occurrence of Uranium in Phosphate Rock, Congr. Geol. Intern. Compt. Rend. XIX, 5, Algiers (1952).
- [3] Einecke, G., Die Flusspatlagerstätten der Welt, Düsseldorf (1956).

- [4] Mckelvey, V. E. and Carswell, L. D., Uranium in the Phosphoria Formation. Contribution to the Geol. of Uranium and Thorium, etc., Geol. Survey, Profess. Papers, pp. 483—487 (1956).
- [5] Kiss, J., Jeleniés a balatonfelvidéki urántartalmu foszfátos kőzet részletes vizsgálóról, kézirat.
- [6] Lóczy, L., A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei, Budapest (1913).
- [7] Papp, F. and Mandy, T., Rézércnyomok Balatonfüreden. Földtani közlöny, 75, K. 4 f. (1955).
- [8] Szádeczky, K. E., Geokémia, Budapest (1956).
- [9] Vadász, E., Magyarország földtana, Budapest (1956).

法兰西联邦铀矿和钍矿勘探的现状*

A. 里诺贝尔 A. 根洛夫**

引言

在联合国和平利用原子能第一届国际会议(日内瓦, 1955年)上, 法国原子能委员会采矿理事会主席 M. 罗巴尔特概述了法国大多数铀矿床的主要地质特征和矿物特征^[1]。会议以来已经三年, 在这短短的时期里, 法国建立自己的采铀工业的根据——地质储量——改变不大, 至少, 从总的情况来看是这样。

在提出本文的时候, 报告人并没有想着手确定出一种新颖而充实的评论, 主要目的只是使上次会议上提出的材料切合于最新的情况, 而侧重的是以下有关的主要事实: 1) 现在或今后五年至十年内能开采铀的矿床; 2) 经详细研究后而确定的某些地区或矿床中的开采远景; 3) 在勘探过程中所进行的新的观察, 这些观察对于科学以及最后对于工业水平可能具有重大的实际意义。

我们现在将遵循这种方式就法国和它的海外领土目前铀矿勘探的一般情况加以说明。

报告中绝大多数的矿床和地区以及勘探中所应用的各种方法, 曾参考了有关资料, 这些资料在各篇分散的论文中已有论述, 参考资料一览表附于文末。

法国

一、法国的主要矿床和铀储量

在当前的经济条件下, 现在生产计划的执行, 实际上是通过经营位于里摩日(Limousin)、福雷士(Forez)和旺代(Vendée)这三个主要地区的七个矿床加以保证的(见法国附图)。

从地质上来说, 三个地区具有共同的特点, 它们都是属于被划为主要是花岗岩和变质的海西期地层。这些矿床都是热液成因的矿床, 它们受构造因素的密切控制而局部形成矿脉和透镜体。

另外有一个矿床, 即第八个矿床特别引起注意, 显然它是属于不同的类型: 我们称之为佛日支山脉(Vosges Mts)的含铀頁岩。

(一) 里摩日区

自从1948年以来, 当在里摩日发现了第一个有潜在开采价值的沥青铀矿床时起[亨

* The Present State of Knowledge of Thorium and Uranium Deposits in France and the French Union (第2卷, 第1240号报告, 法国)。

** A. Lenoble, A. Gangloff (法国原子能委员会)。

莱特矿山 (Henriette mine), 从此以后改成为采矿场], 这个地区的身价与日俱增。现在它是三个矿区中最重要的一个。

这里所有已知的矿床都位于豪特-维也内县 (Haute-Vienne Department) 的海西期地层中, 或者更确切地说, 是位于安姆巴柴克丘陵区 (Ambazac Hills) 的海西期地层中 [在李莫吉司城 (Limoges) 北北东约 20—30 公里处]。这些地层与受一些矿脉群侵入的、含两种云母的碱性花岗岩相当, 在这个花岗岩体内, 煌斑岩和微花岗岩岩脉沿南东—北西方向产出, 其长度为几百米到几千米。

含铀的岩石与一系列走向北西—北西西的一组裂隙系统有关并发现, 大多数裂隙横过煌斑岩和微花岗岩的矿脉网。它还与包在粒变岩中的、岩体经过分异的正长岩伴生产出, 此外还与古老的构造粘土质外来体 (ancient tectonic clayeous accidents) 结合一起, 这表明矿脉是局限于物理(构造的)或化学(岩相的)上出现不连续性的地方。

矿脉中的矿化^[2,3] 主要由含各种硫化物(黄铁矿、白铁矿、黄铜矿、方铅矿)的沥青铀矿以及象沉积变质沥青铀矿 (para-pitchblende) 或新沥青铀矿 (neo-pitchblende) 之类的“黑色产物”组成。该区的脉石矿物(石英、石髓、萤石)一般说来其意义是微不足道的。

在我国采矿勘探的现阶段, 三个主要的矿床就是玛格内克 (Marnac)、布鲁格德司 (Brugauds) 和法内沙内司 (Fanay les Sagnes)。

玛格内克组 至少由四个孤立的矿床组成, 由于它们所处的位置, 注定了它们必须作为独立的开采单位来经营。它们沿西北方向呈平行分布, 间隔距离最大介于 3—400 米, 矿体一般是局限在粒变岩里和正长岩质分异物邻近的裂隙里。

到目前为止, 玛格内克 I 号矿脉只在 -30¹⁾ 米水平层上追索了 120 米, 而这仅仅被认为是推断的长度; 在今后钻探和追索以后, 不论往北西还是南东, 矿体都有延长一些的可能。在深处, 矿化向下延深到 180 米。

对玛格内克 II 号矿床曾进行过最彻底的勘探; 经营了一段时间, 它偶而产出品位极高的矿石 (2.9%)。开掘一个竖井以便连结 -50、-80、-115 和 -145 米水平层。现在看到矿床的长度近乎 200 米以上, 而现在正进行开采的地段表明, 它应该更长些, 很可能沿东南方向延长。

玛格内克 III—IV 号矿体距前者约 100 米, 它的体积比较大。到目前为止, 这个矿床只在三个水平层 (-30、-80 和 -145 米水平层) 上进行追索了约 300 米。然而, 在钻探中深度 50—80 米处见到这层矿向西北延伸 700 米以上。无论如何, 我们可以期望它会以平均达 1.4 米的厚度延伸达 1,000 米。深处的延伸尚待确定, 但是有一个钻孔已经表明矿化深达 160 米。

最后, 属于玛格内克组的第四个矿脉, 分布在距前者 400 米的地方。到目前为止, 只是通过地表追索和钻探知道了它的存在, 钻孔表明它似乎在深达 50 米处。我们估计矿床的长度约达 200 米左右。

整个玛格内克矿床不久就将开拓一个主要的开采竖井, 以便从事 -350 米的开采水平层的开拓工作。

法内沙内司的矿点拥有沙格内司和法内这两个矿床, 不久它们就将进行建设成为一

1) “-30”米指海拔 0 米以下 30 米, 以后同——译者注。

个单独的经营单位。这两个矿床处在一直线上,它们属于同一个建造,沿南东—北西伸展约2公里以上,但在它们两者之间中断了约500米。

目前为止,沙格内矿床在已知的矿床中是比较好的一个。它目前的设施包括有一个深240米的开采竖井,连结四个水平层(-40、-80、-160和-200米)。这个矿床从-80米水平层到地表之间投入开采的工作,几乎已全部准备就绪。在更低的水平层上进行的追索工作还在继续中。现在知道的矿床延伸大约是150米;-200米水平层以下的向下倾斜尚待查明。

法内矿床通过追索已经沿-30米水平层勘探了长度达250米以上,通过钻探向下勘探达140米。已知其延长要大得多;在沙格内司矿床的方向,通过钻探已经肯定矿化深度达80米,长度500米以上。

所有这些矿床都是里摩日区的典型;粒变岩中西北向的裂隙穿过沿东北向的煌斑岩和微花岗岩岩脉。这种裂隙里的矿化是一种受石髓化和萤石化了的含沥青铀矿、黑色氧化物和黄铁矿的角砾岩。平均厚度是1.5米左右,品位是0.16—0.19%。一般说来,在煌斑岩的邻近品位增高。

“布鲁格德司”这个名称泛指同一组的三个矿床:布鲁格德司东矿床、布鲁格德司西矿床以及向北约200米的布鲁格德司北矿床。目前对其中最末一个矿床的位置了解很少;这里所以提到它,仅仅是因为它最后终究会包括其它两个矿床而组成一个中心采矿单位。

布鲁格德司西矿床以及距前者约500米的上述整个布鲁格德司东矿床,与前述的矿床显然不同,这些矿床中被沥青铀矿充填的裂隙在所有情况下都组成了矿床的主要“骨干”,而在这里则弥散到围岩的裂隙和显微裂隙中,呈形状较不规则的大的矿化体,在各个勘探水平层上其大小由几百到几千平方米左右。

在布鲁格德东矿床,透镜体和矿化体断续延伸沿南北向长约1公里以上。已经证实,有必要采用一种稠密的勘探网在四个不同的水平层(-30、-65、-95和-125米)处布置水平钻孔以便详细的勘探这些矿床。这些透镜体和矿脉是这样排列的:地表与-95和-125米水平层之间的矿脉的主要部分,应该允许能进行露天开采。

钻探已经证明,在200米深度的地方还存在矿化现象。但在这以下,到目前为止矿床的延伸还没有肯定。当然,布鲁格德东矿床和布鲁格德西矿床的全部矿床在-125米水平层以下的末梢一定会开采的,对它们需要作进一步的勘探,从主要竖井开始,这个井目前连结着布鲁格德东矿床从地表到-205米水平层之间以及布鲁格德西矿床从地表到-125米水平层之间的六个水平层。

(二) 福雷士区

福雷士的自然区划是由主要为花岗岩的海西期“地垒”组成,在克勒蒙特-佛朗德(Clermont-Ferrand)以东,劳尔(Loire)和艾丽谷(Allier valleys)之间。地垒本身被断层所截割,有一些断层沿北北西-南南东延长,另一些则为北西-南东^[4]。在波艾司·诺尔司(Bois Noirs)剖面上,这些构造系统同时都是矿化的枢纽;已知的成矿标志和矿床都位于这些裂隙系统的这一组或另外一组内;在波艾司·诺尔司这个统称下,已知的主要矿床是在沿北西—南东方向的一个断层中发现的,并含有花岗岩和微花岗岩。曾利用地球物理测量和矿化标志对矿床进行追索了8公里。

这不是一种普通的裂隙,至少并不是所有的裂隙都这样。它倒象是一个压碎带 (crushed caisson),在那里表现出由于存在若干断层面而造成的膨大和变厚。矿化存在这些构造要素中间,并且继承了它们的几何形态。矿床由硅质含铀充填体组成,在那里出现厚1—3米的矿脉,在其它角砾充填的地段,出现压碎现象。一些断层面的汇合产生了,矿化体,在这些矿化体中含有高品位的矿脉。在这些地方矿化体的厚度为25米。

矿化^[2]主要由硅氧中的沥青铀矿的显微斑晶体 (micropherolites) 构成,其中含有铁的硫化物和一些方铅矿和黄铜矿。该矿床中矿石的平均品位大约是0.28%。

在当时,波艾司·诺尔司含铀矿床是法国最重要的铀矿之一。该矿建有一个240米的竖井,连结五个水平层,在地表与-200米之间,每隔40米有一个水平层;第二个竖井深400米,现在它正继续掘进,以便为进一步向下开拓到-400米的水平层提供进路。

目前为止在五个水平层上并一直到地表业已确定的主要矿化区,或者也可以说是唯一的矿床,是一个250米宽的矿柱(column),矿柱倒向它所处的构造而成 18° 角斜交。结果,在各个水平层上追索而发现的矿化的长度或多或少是等长的,长约为700—800米左右。品位大体相同。在同一个构造里,还可以看到有另外的矿化区,它们同时向北西和南东延伸。其中有一个在-200米水平层上被追索过的矿体,曾对它追索了近乎400米。

至于到目前为止勘探过的最低水平层(-200公尺)往下向深处的延展,还没有进行过可靠的勘探来确定它的范围,但是可以满怀信心的期望,在已经发现的矿床上面和前面,会出现更重要的矿源。进行矿床顶部露天开采的准备工作刚刚开始,并且在地表与-40米水平层之间的主要透镜状矿体的上部已经开拓了一个采矿场以便从事经营。

最后,已经作出了对在-40米水平层上属于北北西—南南东裂隙系统的另一个矿脉进行勘探的计划;这就是波艾司·诺尔司3-波艾司·诺尔司3亚组,其中有一部分已经肯定,这些矿体将通过一个长700米的穿脉巷道 (cross bank) 而与波艾司·诺尔司矿相连贯。

(三) 旺 代 区

尽管本区的矿床是比较晚近才发现的——首次成矿标志的报导是在1951年——它们的勘探比其它两个区来说则处在一个更加先进的阶段。现在这里已经知道的有三个矿床;却丕勒拉格(la Chapelle Largeau)、康梅恩德雷(la Commanderie)和艾司卡庇尔(l'Escarpierre)。这三个矿床都位于摩太纳(Mortagne)花岗岩和粒变岩岩基中,这两类岩石沿大体南东—北西方向分布在沉积的泊托谷坎(Poiton threshold)和南梯司(Nantes)邻近。发现却丕勒拉格和艾司卡庇雷矿床是沿这个岩基的北缘分布,而康梅恩德雷矿床则分布在很靠近中央的部位。

这个岩基受了前海西期、海西期和甚至很晚的裂隙的影响,裂隙形成了一些系统,在这些裂隙系统中,最使人感到兴趣的是一方面沿南东—北西,另一方面沿南北的两组;这些裂隙是含铀系统。

艾司卡庇雷^[5]位于岩基的西北端,在两个大断层所夹的空间里,其中一个在北,走向北西西—南东东,另一个在南,走向近于东西。前者向南西倾,后者是直立的。这个空间正好被南北向的断层和大体平行裂隙的断层所截割。

后一类裂隙含有硅质和萤石化的充填物,或多或少受角砾化,它包围了呈显微斑晶形

态的瀝青鈾矿的含鈾矿化。

一开始就已经知道,沿着同一个单独的构造方向北西—南东有三个孤立的成矿标志:艾司卡庇雷、勃兰迪尔(Brandiere)和豪特根特(Haute-gente);现在,这三个矿床组成了一个长1,800米左右的独立采矿单位。开拓了三个竖井,分别深120米、240米和160米。

在长800米和宽200米的区域里,发现了1)大致平行的矿脉,不论垂直和水平方向均依次相連,最大的一个矿脉长600米,其中约120米看来是可以开采的,余者延长和可开采的约10—20公尺;2)在这同一个区里以及矿脉也许延长的部分,在几个破碎层汇合的地方形成了矿化的透鏡体。

矿化分散成为受剧烈破碎的地块,因此透鏡体的体积由形成矿体断层的几何体积决定。尽管本区的水平方向发展约达250米,但目前它的可采性看来只有10—20米。

艾司卡庇雷矿床曾在—25米、—70米和—115米这三个水平层上进行了追索。在—160米和—200米水平层处,沿下坡(lower slope)的勘探将刚要开始。

现在正向西北去并通过一个坑道跟—115米水平层连接起来,对勃兰迪尔-豪特根特剖面正在进行勘探;在—35米和—115米水平层上的工作几乎已完成,而已经开始在—160米水平层上进行工作;矿体在深处向下到—200米水平层的可能延伸是通过钻探来确定的。

一般说来,在艾司卡庇雷矿床三个剖面上矿化的分布是极不均匀的,因此这里是采取了高选择性萃取的采矿方法(highly selective extraction methods)。所有从这个矿床采出的矿石的平均品位变动于0.6—0.9%之間。

却不勒拉格矿床^[6],距前者南东约30公里,位于摩太納岩基内与艾司卡庇雷矿床相似的位置上,就是说靠近花崗岩体的北緣。該矿床由两个共軛矿脉形成,一个矿脉定位是南北向,另一个是沿北西西延长,含有呈显微斑晶体形态的、含有瀝青鈾矿的硅氧,有少量黄铁矿共生。

从矿床的交错处开拓的一口200米深的竖井里,在—40、—80、—125和—170米四个水平层中,对两个矿脉都已勘探完毕。

在北西西的矿脉中,追索的结果表明,在—170米水平层上矿床的延伸最大达700米;钻探表明所开拓的下坡是没有多少价值的。对南北向矿脉在—80米水平层上追索了500米以上;在—170米处已经没有矿了。没有矿化的两个构造极为匀称,保证可以越过它们的整个延伸顺利地开采矿床。这里开采时必须有所选择。这个矿床现在已准备着手开采,矿石的品位要求达0.10—0.12%。

康梅恩德雷矿床,由前者南去2公里,它显然是属于不同的一种情况。这里的矿化也是由于被一些北西西—南东东方向的裂隙切割的、大体上是南北向延长的一个主要断层而产生的。然而,我们发现这里不是象却不勒拉格矿床中的情况那样,而是由一羣矿脉组成的,矿床的主要部分是呈沿南北向断层分布的透鏡体。路旁的露头表明,这些透鏡体中有一些是次生的矿化并出现大量的鈣鈾云母和脂鉛鈾矿。在深部,鈾在小的矿脉中呈瀝青鈾矿产出,而大多数是在含矿围岩的裂隙和显微裂隙中呈黑色氧化物产出。

到目前为止,这个矿床已在两个水平层上进行了勘探,一个是—50米水平层,通过一个长350米的坑道,已在其中发现了面积统计约3,000米²的形状复杂的三个透鏡体;另一个是—95米水平层,通过一个200米长的沿脉坑道,在其中发现了至少一个也许有两个

与 -50 米水平层所見相似的透鏡体。

深部的延深犹待鑽探确定。除所述的透鏡体以外,另外那些北西向的构造也受矿化。对其中的一个矿体进行了追索,发现在一条矿脉中存在一个可采剖面被硅氧基質所包围。

除目前为止所說过的七个采矿单元以外,在里摩日、福雷士和旺代区中各自有一些不論矿量和矿化类型方面都不太重要的矿床,这些矿床对照其所处地位,已不再达到边际品位和厚度(Marginal volve)。在我們所提到的矿床当中,有旺代的艾德里勒尔(l'Edrillere)、盖布雷里(la Gabrielle)、戈林德勒(la Goviandere)和陶吉賽勒(la Dorgissiere);福雷士南部的法叶(Bois des Fayes)、珈德(Bois des Gardes)和里摩日的阿格勒司(Argeres)。这些矿床的勘探虽然还未完成,但正处在进行中;这些地方的开采工作,在今后优先的經濟条件的基础上,将分別納入每个采矿工区的計划中。

我們再提一下位于摩望区的一些現在已大体确定勘探和开采的小型矿床:法叶矿向下开拓已达80米的深度,布洛矿向下已达 -150 公尺,胡艾司約谷司(l'Huis Jacques)矿已向下达 -60 米。巴蜀特(Bauzot)矿床已完全采尽^[7]。

(四) 佛日支山脉的鈾矿床

1951年在海西型的佛日支山脉东坡进行了勘探。对威斯法利亚期黑色頁岩的碎片中鈾的含量,认为已具有充分的經濟意义。这些矿床是夏恩泽尔(Schaentzel)和相距100—200米的吐番尔斯洛克(Teufelsloch)以及又相距1—2公里的坦嫩寇克(Tannenkirch)。构造断裂使这些含煤地层被围在花崗片麻岩的基底里,后者部分地保护了鈾矿,使它免遭侵蝕。含煤岩石从0—45米一段由长石砂岩为代表,上部盖有夹富含有机質的砂岩間层的黑色頁岩,厚50米。本区一部分或零星地复盖有二迭紀和三迭紀紅色砂岩。

鈾矿化局限于黑色頁岩中,在其中即使用显微鏡也仍然看不見。这里,鈾似乎是与呈“碳鈾鉛矿”形态的有机質共生产出。

矿化分布不均匀;突然的变化很显著,或者与頁岩的层理有关,或者与一定的小构造有关。在較大的范围内,它随着复盖的砂岩缺失、存在和它的大小不同而变化。关于矿化的成因犹待确定。

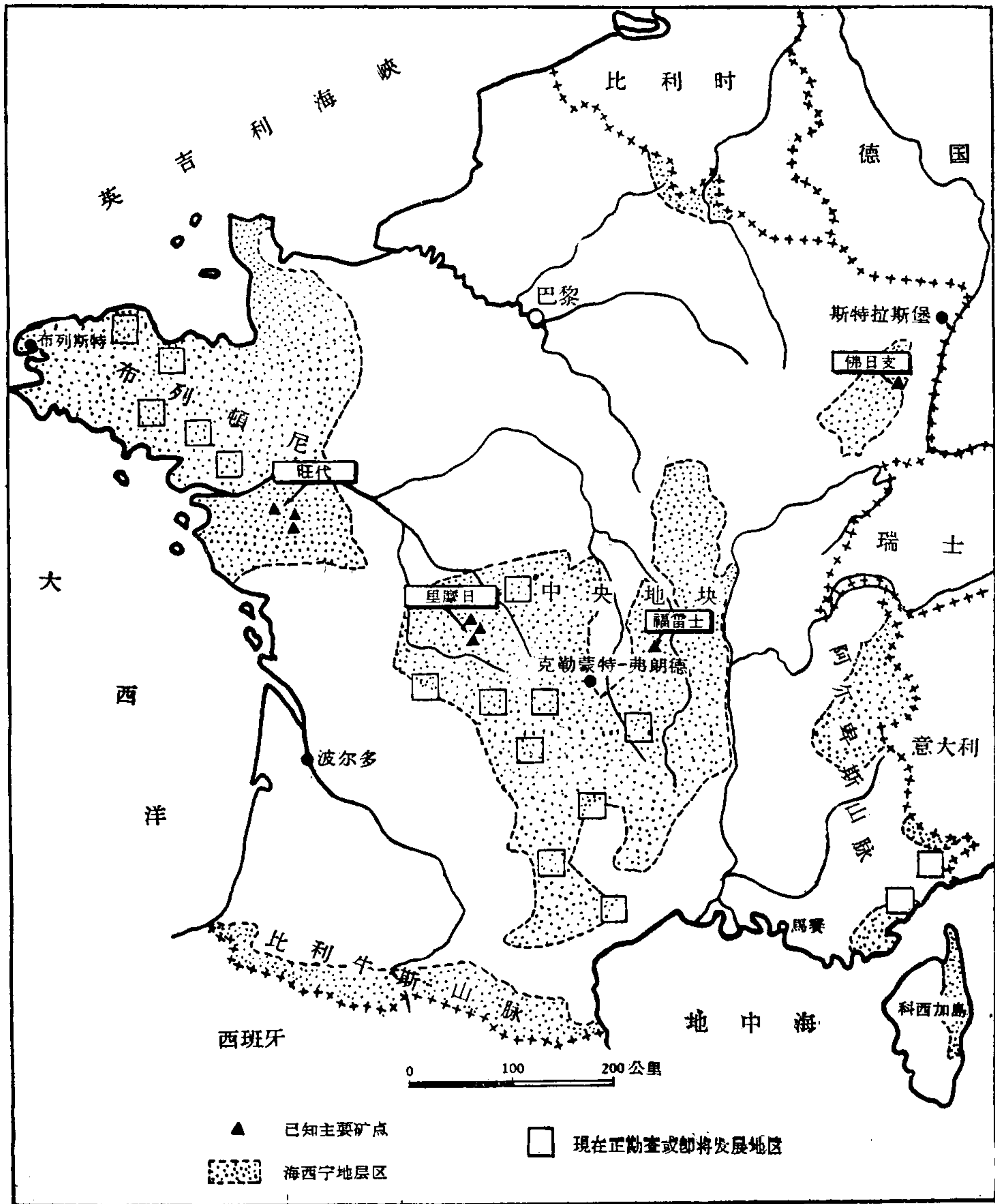
在品位較高的矿层中,鈾和某些硫化物如毒砂、方鉛矿、閃鋅矿伴生,在品位較低的矿层中,則有菱鉄矿(Siderose)和黄銅矿。整个地层中均散布有黄鉄矿,它們象是构成了最后的裂縫。

主要在間距为25—50米的正方形勘探网中施工的鑽孔作为基础进行了儲量計算。整个矿化区約有200,000—250,000米²;矿化的厚度变动于1—40米之間,品位是0.02—0.1%这一級,平均品位約0.16%。

如果与世界上其他部分已知存在的其他含鈾黑色頁岩矿床比較,佛日支矿床显然有这些特点:地理分布有限,但品位比較高,这类矿床已被列为专利开采。

繼位于里摩日、福雷士和旺代的其他七个矿床之后,又說明了佛日支矿床,这样,我們現在已經完成了描摹法国原子能委员会所轄的八个矿点的輪廓,这些矿床已进行了适当的勘探,并深信它們具有充分的价值而成为鈾的主要来源来满足今后的需要,在合理的經營管理之下,它們当然一定能适应于将来的經濟法則的。在这些矿产資源以外,同样这些地区和法国的其他地区,可能会提供更多的矿床,这些矿床将能够接替那些到現在为止已

經发现的矿床。



法国主要铀矿矿点分布图

二、其他潜在的铀矿供应来源

在上述各个铀矿区里，特别是里摩日矿区，存在有许多其他的标志吸引人们通过地表追索、钻探以及可能时在今后几年里通过采矿进行研究。在这方面，看来里摩日矿区具有特别的意义，因为，通过一个规模愈来愈扩大的勘探方案，已经在那里发现了200个以上的标志，在这种特殊情况下，估计到地表标志的一般特征和借鉴以前的经验，想仅仅依靠这些标志来估量这些发现的矿点的经济潜力，如果说不是不可能的话，也是极端困难的。尚待进行一个在十年内展开的庞大的工作计划，对这些标志的要领作详细研究。整个说来，关于勘探额外的资源，看来是十分有希望的。

某些地方如福雷士和旺代,新的矿化标志为数少得多,这样说是正确的。尽管如此,一般說,看来仍然有充分的根据对这些地区作进一步的勘探,以及对已經圈定有地质和經濟意义的矿床的这些地区內新近上报的矿点位置进行研究。

我們在 1946 年已开始采用放射性測量勘探法,这究竟能保証不会漏掉富矿到何种程度呢? 这里存在一种明显的可能性;在任何一次工作安排当中,后来需要而且可以說很有必要求助于每一种已經用过的方法,有可能的話,最好結合起来使用。对放射性測量已經用地球物理^[10]和地球化学^[11,12]方法作为补充。

从更广一些的角度上看,可以設想,在法国整个海西期地区,尤其在布列頓尼和中央地块的某些部分,許多勘探計劃犹待于实施,在这方面,法国原子能委员会决定召集一部分私营企业对此进行投資。这样,自从 1954 年以来,已經通过私人投資或采矿公司来发展勘探和研究工作,并且批准他們今后掌握重要的鈾矿供应来源。那时,这种活动还没有脫离筹备阶段,还没有越过地表追索工作的阶段,而只是在深仅 20—40 公尺的浅处水平层进行边探边采的工作。

象預料的一样,私人企业首先是致力于海西期結晶地块区,特别是致力于布列頓尼和中央地块区(見附法国地图)。在布列頓尼,在洛林特(Lorient)以北和更北西的拉尼翁(Lannion)与蒙特康特尔(Montcontour)丘陵附近已发现一組矿化标志,此外还在布雷斯特(Brest)附近和半島的西端发现了其他孤立的矿化标志。

我們可以提一下在中央地块的克罗士(Creuse)县(蒙特康特尔以西)、和在地質上相当于密来瓦克(Millevaches)的粒变岩台坪(tableland)的柯雷士(Correze)县;再往南的阿凡隆(Aveyron)县,在此在艾司派立翁(Espalion)和恩特拉格司(Entraygues)附近发现了許多矿化标志。最后,在中央地块的南部,現在正在对瑪格丽特(Margeride)的花崗岩建造和凡莱(Valey)山北端的矿床进行研究。

所有这些矿点的一般特征,与本文所說过的都是一样的:所有矿床都与花崗岩类或相接触的变质岩內的构造变动、断层或压碎区有关。矿化在性質上跟前面已談过的完全一样。其中有些发现的矿点其延展很可观,徘徊于几百公尺和 1 公里以上之間。它們的工业价值将在今后通过打深钻和开采工作来确定。到现在为止,已經发放了約 60 份勘探和开采的批准书給公司和私人。

除这里所列举的矿点以外,还有另外一些矿床,它們的可能意义有必要一提,关于它們的具体說明可以參看下一章,因为它們有特殊的地質特点,是第三紀形成的。

三、法国产出的新鈾矿类型概述

除目前正在海西期地区进行勘探工作以外,近年来对不同的建造(特别是沉积的地形)或者其他地区,如阿尔卑斯和比利牛斯山脉,已引起注意。

在这两条山脉的軸部地区,都是結晶質海西期的花崗岩和片麻岩体,同时还有原生的沉积地层。塑造这些山脉成为它們現有骨干的最晚近的造山期,是发生于第三紀。在这里发现有許多各种不同类型的热液矿化現象,在比利牛斯,仅海西期地层受影响,而在阿尔卑斯,影响波及白堊紀。在这兩組山系中均发现了鈾矿化的标志。

除已經提过的佛日支山脉的矿点外,在法国的其他某些地区已知也存在具有含鈾特征的其他含煤地层,但在目前的环境下,这些矿床还没有什么經濟价值。

还有其他更晚近的发现特别值得提出的是，在二迭纪和三迭纪砂岩与第三纪地层中找到了铀。

1. 向阿尔卑斯的极南端，距曼肯托 (Mercantour) 结晶岩山系西南边缘不太远处，在与三迭纪基底的含砾砂岩排作交互层的小型含煤薄层中看到铀的含量达 0.2—2%。在同一地区内阿登宁世的基底中的砾岩里也发现有类似的矿化标志，它与富含碳化植物碎屑的一层有关。

首先给人们一种印象是：罗奎必里勒 (Roque billiere) 和吐里尼 (Turini) (殖民区) 附近向曼肯托东南端发现的矿化现象看来具有相当重大的意义。这里的矿床是在上二迭纪长石砂岩地层里的含沥青铀矿或黑色产物和次生铀矿物 (斜硅钙铀矿、铜硅镁铀矿) 的透视镜体。

这些标志将作为详细调查的对象。可以推想，其中有些标志会变成可采的矿床。

2. 在阿尔卑斯区上部，在古艾司特雷尔山 (Esterel range) (圣拉斐尔附近) 的沉积盖层的二迭纪地层中，发现了铀矿化，这里有火山活动 (流纹岩外溢)，二迭纪地层本身是火山-沉积型的产物。含铀区与盖在片麻岩基底上面的几十米厚的流纹岩盖层相衔接；矿床由形形色色的次生矿物 (钙铀云母、多水磷铅铀矿和斜硅钙铀矿) 组成，与萤石伴生，看来似乎与裂隙有关。

3. 最后，在中央地块的南端，在洛特瓦 (Lodeve) 区，由頁岩、砂岩和白云岩 (阿登宁世) 和紅色砂岩与泥质岩 (薩克森世) 组成的基底上的二迭纪地层中，近来的勘探已查明有铀矿化存在。铀明显地与所谓沥青石的沥青质有机物质紧密共生。

“分析结果表明，主要的铀矿化是以碳化的含铀产物的形态存在 (碳铀铅矿)，但也到处存在致密的沥青铀矿；地表氧化产物发育良好，经鉴定有：斜硅钙铀矿、翠砷铜铀矿、水砷镁铀矿、黄钼铀矿、水铀铅矿、绿铀矿、红铀矿、水斑铀矿。发现铀与铜 (黄铜矿、辉铜矿、铜兰、孔雀石、石青、硅孔雀石)、锌、铅、钒、钼和几乎所有的砷在一起”。(F·开尔凡拉 (Kervella) 的尚未发表的法国原子能委员会报告和法国原子能委员会矿物实验室中完成的工作)。在刚开始的开采工作的现阶段，矿化区似乎形成数百米长、1—2 米厚的明显地呈夹层的透视镜体。品位变化极不均匀，但是有时很高 (超过 10% U)。

有一个勘探铀矿的私营公司最近在第三纪中发现了令人感到兴趣的铀矿。这个矿在时代上确定为始新世的砂、砾和泥灰岩中形成的浸染薄层的次生含铀矿化 (钙铀云母、钒钙铀矿、钒铅钼铀矿)。

这些薄层厚度不超过 30 公尺，直接盖在波特奥尔格司 (Bort-les-Orgues) (中央县省) 邻近的中央地块的结晶质基底 (海西期) 上面。大体上，这些浸染区与第三纪沉积物里的水平透视镜体相类似。这些矿体比较大，其铀的平均含量 (化验为 1.5%) 是相当高的，可以指出，即使在今天，这种矿床已有利可图的了。矿石加工处理的试验和一般经营以及开采条件的研究，取得了令人满意的结果，这些矿床甚至可以进入国家最重要的矿床之列。

这个矿床是第三纪沉积地层中发现的可采铀矿的第一个实例。从前在恩姆伯 (Amber) 盆地 (中央地块的东部中心) 渐新世的泥灰质-钙质地层中发现过其他的矿化标志，但迄今为止它们的工业价值还未肯定。

这些发现，不论是二迭纪或第三纪中也好，显然在实际上它们为法国的铀矿勘探开辟了新的道路。

第三紀矿化或許是古老地层中的早期矿床在最近的复苏。而在二迭紀中的鈾矿看来則是“原地”的。这只有在已經作了絕對年齡測定后才能肯定,也就是說,使法国鈾矿形成付諸實現的金属生成相(metalogenic phases),其时代的限制远不止一般所指定的海西期。

海 外 領 土

法国原子能委员会从創立的时候起就已經对法兰西联邦海外領土的矿床投入了勘探,主要是在非洲大陆和馬达加斯加。按照法国当前情况下所采用的方案,我們想首先提一下現在已进行开采和勘探比較充分的以及現在已經或立即就将納入我国鈾和鈷的資源供应中去的矿床。有三处这样的矿床:馬达加斯加的瀝青鈾鈷矿矿床、同一个島上的海滨独居石砂矿和加崩(Gabon)的毛那那(Mounana)矿床,所有这些矿床,私人企业都占有較重要的股份。

A. 矿 床

馬达加斯加的瀝青鈾鈷矿矿床

瀝青鈾鈷矿矿床分布在馬达加斯加島的东南端一带福特道芬(Fort Dauphin)的北面長約 60 公里寬 15 公里的区域里。在地質方面,本区复盖有变質甚深的岩层,其主要特征是副輝岩与长石粒变岩互层的条层极为发育(Tranomaro 組,属于前寒武紀)。瀝青鈾鈷矿仅仅只产于这些輝岩和其中所含的云母大理岩的堆积里。它們形成透鏡体,或者更确切地說,形成堆积或形状极为捉摸不定、輪廓模糊、其大小变动于几十米或更小,到 150—200 米之間的“云雾”。瀝青鈾鈷矿普遍分布在整個岩石里,呈不到一毫米到几个厘米(例外的情况)的各种大小的矿包。仅仅对已知可以开采的矿床作了矿量估計,各种大小和品級的矿石儲量从几百吨到 150,000 吨的矿床已知約有一百个左右,其瀝青鈾鈷矿的含量变动于 0.1—0.6% 之間。这里矿石需要进行磨碎处理,繼之进行重力分級精选。

根据目前开采、精选以及后来为了生产鈾和鈷而对精矿进行的化学处理条件,露天开采可能是唯一經濟的。今后并不会出現关于每一个矿床本身在采矿場底部以下某一深度如何延續的問題。重要的是,在目前的經濟条件下,矿石的价值主要是决定于鈾的品位而不是鈷的品位;可采的下限是瀝青鈾鈷矿精矿中含 10% 鈾。

这些地方形成了殘积复盖层(eluvial fields)和冲积矿床;考慮到目前的經濟条件,这些堆积中瀝青鈾鈷矿的鈾含量虽低到 0.1—0.15%,仍可以开采。

独居石海滨砂矿

独居石是鈷的一种来源,这里提出的是这样的矿床:1953 年,在馬达加斯加島的南岸和东南岸海滨发现了独居石砂矿;其中最富的砂矿形成兩組,一組在福特道芬邻近,另一組在瑪南梯尼那(Manan tenina)和凡盖恩特拉諾(Vangaindrano)之間的东岸。独居石的来源是由富含独居石的变質岩和花崗岩形成的阿諾塞(Anosy)区自海岸深入腹地之处,在其中独居石呈包裹体的形态;有时甚至呈含有独居石块的伟晶岩透鏡体的形态。

在海滨,可采矿层的厚度变动于 3—18 米之間,矿层一般很靠近地表,甚至有些地方出露地表。与平均品位达 0.8% 的独居石一起,发现还有平均品位达 1% 的鈳石和达 25%

的鈦鐵礦。

有一些海濱砂礦現已進行開采。砂礦成年累月地因潮汐作用、風和海濱剖面的發育而再沉積，這些作用使礦源得以一年一度地更新。

毛那那的含鈾礦床

在赤道非洲，十年來在一些地方（古老的花崗岩基底中、在前寒武紀濱海相地層中以及最後在前寒武紀末了的陸相地層中）進行了勘探，最近在加崩揭露了毛那那(Mounana)礦床。

這個礦點位於法蘭西維爾(France ville)西北約 90 公里處；地質上它屬於上部未變質的前寒武紀的“法蘭西維爾系”的基礎。由下往上由這些地層組成：

礫質砂岩和粗砂岩

（下法蘭西維爾世）和

泥質岩、碧石和黑色頁岩

（中法蘭西維爾世）。

它們不整合地復蓋在却艾羅(Chaillu)的大花崗片麻岩體的東北緣之上，或甚至呈斷層接觸。

礦床最先是在 1956 年發現的。在地表，礦床僅通過範圍極小的異常反映出來，大小僅 10—20 米那麼一點點。一般說來，該區露頭非常稀少；這裡地表被厚層的紅土質粘土所復蓋。在這個很小的異常點中，復蓋層或許比其他地方薄些，正是因為這樣，就使得它被我們發現了。

現在已知的延伸，或者正確的說，現在還正對它進行研究的地段，其範圍遠超過地表的放射性異常。

借助計數器和通過一個 20 米深的小豎井，靠系統的放射性勘探，1957 年在這裡開始了勘探工作。後來不久又布置了一些垂直鑽孔，鑽孔的布置是 10 米間距的方格網。到目前為止，總共已鑽探了 2,200 米。

現在已經確定，礦化區沿橫向達 150 米以上，而在深處至少也有這樣長，深鑽很可能會使這個數字增加。

這裡有些地方礦化呈透鏡體的形態沿北北西—南南東延長，厚 25 米；它在同樣傾斜的斷層的頂板上向北東東急劇傾斜，這個斷層使得法蘭西維爾砂岩與古老花崗片麻岩基底的一個小“地壘”之間成不正常接觸。直到目前，因為斷層本身不含礦，故關於這個斷層是否在決定礦化的定位方面起作用，還沒有得到証實。想確定詳細的地層分層，從而確定礦化區內或其附近的構造細節，不是一件容易的工作；到目前為止，還沒有找出可靠的參考標準，這樣就使得難於根據這一個鑽孔對下一個鑽孔想象出兩者間的任何關係。要確定它是否系一個受砂岩層選約束的礦脈，也是不可能的。構造的响導標志假定確是存在的話，現在還沒有看到。目前為止積極的觀察表明：這並不是一個與砂岩同時形成的礦床，而倒是由比較晚的熱液現象形成的，在這個區里是與砂岩的再次硅化一塊出現的。砂岩呈粗粒結構，已受淋濾，具脆性和呈淡色，靠近地表呈雜色，相反，在 30 或 40 米以下和有時更淺些的地方，保持灰色、黑色或綠色。沒有發現過任何含碳的或碳化的有機質的痕跡，也沒有任何硅化的植物殘體。

这种类型的矿化非常之特殊，以至有必要比較詳細的說明一下：在地表帶，向下到40—50米深处，例如在已蝕变的砂岩中，矿化主要由一种新的矿物族——鈳鉛鈳鈳矿^[13]組成，它是一种鈳和鈳的鈳酸盐(鈳一部分可以被鉛代替)。其化学式是： $(Ba, Pb)(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 5H_2O$ 。

这种鈳鉛鈳鈳矿有时与鈳鉛矿密切伴生。它浸染在砂岩中并集中成几毫米-几厘米寬的小矿脉。

向下，即在深色砂岩中，这种表生矿化被黑色而且无疑地受氧化影响少的矿物所代替。

鈳呈結核和有粉粒的黑色皮壳状，其詳細性質迄今尚未确定，与銅、鉄、鈳和鉛共生；还发现有呈瀝青鈳矿和黑色氧化物产出的。

与含鈳矿化一起，还存在水化的鈳氧化物：水鈳鈳矿($V_2O_4, 6V_2O_5 \cdot nH_2O$) 黑鈳鈳矿($2CaO, 2V_2O_4, 3V_2O_5 \cdot nH_2O$) 和一种鈳的氧化物，象前两种氧化物一样，其特征与威克斯和湯普生(Weeks, Thompson)在美国科罗拉多高原矿床中发现的“新的鈳氧化物”很相似。这些鈳氧化物，特别是水鈳鈳矿，可以呈极純粹的小細脉状，寬0.2—1毫米，但它們主要是薄薄地散布在矿床中，它們賦予矿床一种黑的顏色。在其它矿物方面，有硫化物(方鉛矿、黃銅矿)和鈳鉛矿。还存在微量的輝鈳矿。

現在正通过鈳探对该矿进行勘探，不久它就将提交开采。开掘了一口80米深的井，以便准备在-70米水平层进行首次研究。看来，矿床的一部分可以露天开采。

B. 勘 探

除在上述私人企业起較大或較小作用的矿床地区內从事經營以外，法国原子能委员会对中非其它各个地区(喀麦隆、加邦、烏斑吉、中刚果)、在薩哈拉区(胡加、泰西里司)、与非洲工业总局合作在西非洲(苏丹、塞納格尔、毛里塔尼亚)、最后有圭亚那矿业局参与下在圭亚那正繼續努力从事勘探工作。这套勘探方案将一年年的扩充涉及到在地質特点上根据我們現有的地質和鈳矿床知識看来是有希望的整个地区。

这些努力关系到首先是所謂“阿非利加地盾”的前寒武紀基底、与上部前寒武紀連接的中間系列、超复的原生系列和前寒武紀。

这些勘探活动的概念、主导思想以及所采用的方法，受到地理和經濟条件的制約。就主要部分來說，工作是在遙远的地区进行的，这些地区常常很难到达和生活下去。象这些条件，提醒我們必須采用能获得重要成果的一些方法：系統的航空測量、用直升飞机勘探和在可能的地方則利用摩托化的地面勘探。

考虑到計劃中安排的时间表，已經或将要采用这些方法来发现从地理位置的观点上看証明具有經濟价值的矿床或地区。这意味着在鈳矿床具有經濟价值的地区，尽管所提供的矿石沒有超过一般的供应指标，但其中那些只具有高品位和大产量矿床的地区，仍然是我們所感到兴趣的。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Roubault, M., Gisements d'uranium de la France métropolitaine et des territoires français d'Outre-Mer (Uranium Deposits in Metropolitan France and in the French Overseas Territories). Documents of the 1955 Geneva Conference, Co. No. P/328.
- [2] Geffroy, J. and Sarcia, J., Contribution à l'Etude des Pechblendes françaises. (A contribution to the Studies of French Pitchblendes) Science de la Terre, Vol. II, Nos. 1—2, Nancy 1954 (new issue now in preparation).
- [3] Sarcia, J. A. and Sarcia, J., Les gites uranifères du Limousin: la Mine Henriette (Uraniferous Deposits of the Limousin: The Henriette Mine). Sciences de la Terre (soon to be published).
- [4] Poughon, A. and Moreau, M., Etude géologique du Nord du Forez (Geological Survey of the North of the Forez Area) Publications de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand. Vol. 6, 1956.
- [5] Sanselme, H. and Zegers, J. C., Découverte et mise en valeur du gisement d'uranium de l'Escarpierre (Loire Maritime) (Discovery and Exploitation of the Uranium Deposit of l'Escarpierre, Loire Maritime Dept.) Annales des Mines, October 1957, Paris.
- [6] Sanselme, H. and Gerstner, A., Découverte et mise en valeur des gisements de la Chapelle-Largeau (Deux-Sèvres) (Discovery and Exploitation of the la Chapelle-Largeau Deposits. Annales des Mines (soon to be published).
- [7] Carrat, G. H., Le gisement d'uranium de Bauzot (Saône-et-Loire) (The Uranium Deposit of Bauzot (Saône-et-Loire Dept.) Sciences de la Terre, Vol. III, Nos. 3—4, Nancy 1955.
- [8] Grimbert, A. and Carlier, A., Les schistes uranifères du versant alsacien des Vosges hercyniennes (The uraniferous Shales on the Alsation slopes of the Hercynian Vosges Mountains). Bulletin des Services de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine. Vol. 9, Section 2, Strasbourg 1957.
- [9] Lenoble, A., Gangloff, A., Ziegler, V., Prospection et recherche de l'uranium (Uranium Prospection and Research) Revue de l'Industrie Minérale, Special Issue. RC 1. St. Etienne, January 1956.
- [10] Collin, C. R., La prospection géophysique au Commissariat à l'Energie Atomique (Geophysical Prospection of the C.E.A.) Revue de l'Industrie Minérale, Special Issue. RC 1. St. Etienne, January 1956.
- [11] Coulomb, R. and Goldstein, M., Prospection et Recherche de l'uranium. Techniques annexes: La prospection géochimique (Uranium Prospection and Research. Connected Techniques: Geochemical Prospection) Revue de l'Industrie Minérale, Special Issue. RC 1, St. Etienne, January 1956.
- [12] Grimbert, A., Application des techniques géochimiques de prospection à la recherche et à l'étude des gites uranifères en France métropolitaine (Application of Geochemical Techniques of Prospection in the Search and the Study of uranium-bearing Deposits in Metropolitan France). C.E.A. Note No. 188, Nuclear Studies Centre of Sarclay, 1957.
- [13] Branche, G., Ropert, M., Chantret, F., Morignat, B., and Pouget, R., Francevillite, nouveau métal uranifère. (Francevillite, a new uranium-bearing metal). Bulletin d'Information Scientifique et Technique du C.E.A. New Series, No. 7, Nuclear Studies Centre of Sarclay, 1957.

Documents presented at the 1958 Conference.

(This list is limited to the communications relating to the geology of deposits, to their exploitation and to prospecting methods)

- Mabile, J., Développement de l'Industrie Minière de l'Uranium en France et dans l'Union Française (Development of the Uranium Mining Industry in France and in the French Union).
- Sarcia, J. A., Carrat, H., Poughon, A., Sanselme, H., Géologie des Gites Uranifères filoniens Français (Geology of French uraniferous lode Deposits).
- Sarcia, J. A., La prospection uranifère du Nord Limousin—Ses trois principaux Gisements (Uranium prospection in the North Limousin Region—Its main three deposits).
- Carlier, A., Le gisement des schistes uranifères de St. Hippolyte (Ht. Rhin): Exemples d'études par calcul statistique (The uranium-bearing Shale Deposit of St. Hippolyte (Ht. Rhin Department): An example of a study by statistical Methods).
- Gangloff, A., Collin, C. R., Grimbert, A., Sanselme, H., Application à la Recherche de l'Uranium des Méthodes géophysiques et géochimiques (Geophysical and geochemical Methods in Uranium Prospection).
- Berbezier, J., Blangy, B., Lallemand, G., Méthodes de prospection autoportée et aéroportée - la Technique de la Détection des Rayonnements-les Perspectives offertes par la Discrimination des Energies (Methods of motorized and aerial Prospection-Radiation Detection Techniques-Possibilities offered by Discrimination of Energies).

Lecoq, J. J., Bigotte, G., Hinault, J., Leconte, J., Méthodes adoptées pour la prospection des minerais uranifères et thorifères

a) dans les pays désertiques,

b) dans les régions de forêts équatoriales de l'Union Française.

(Methods applied in the prospection for uraniferous and thoriferous ores

a) in desert regions,

b) in the equatorial forests of the French Union).

Formey, F., Ziegler, V., Application des méthodes mathématiques à l'étude des gisements d'uranium (Application of Mathematical Methods in the study of Uranium Deposits).

法国脉状铀矿床地质*

J. A. 沙尔锡 H. 卡拉 A. 波贡 H. 杜塞尔**

自从1946年原子能委员会成立以来,该组织的勘探和开采部门根据欧洲(波希米亚林山和葡萄牙)已经开采的几个矿床资料,以及根据在莫尔旺(Morvan)特别是奥顿城(Autun)——鈣铀云母(奥顿石)由此而得名——附近鈣铀云母和铜铀云母等次生矿物的存在,把他们的力量放在法国海西期地块的调查上。勘探工作颇有成效,结果发现,海西期地块中的含铀矿脉是法国铀矿储量的主要部分。

四个采矿区——佛赖(在1946年建立);在莫尔旺(Morvan)的格鲁里(1946年);在北里摩日(Limousin)的拉·克勒兹尔(1949年);以及旺代(1952年)——都位于法国海西中央地块的不同地区(图1),前两个矿区位于地块的东部,后两个矿区则在西部。

所有矿床和矿化都发现于海西花岗岩体内或岩体附近,较确切地说,就是在白粒岩体中。且让我们来解释一下这个词的含意。

根据法国岩石学家的意见,白粒岩是二云母花岗岩,其中白云母含量大大地超过黑云母;反之,我们还保留白粒岩化花岗岩这个名称;我们不考虑石英的相对数量,因为它不是主要特征。我们将所有岩石都叫做“白粒岩化”的。其中的云母(包含有各种絹云母),无论是肉眼所见(北里摩日)或在显微镜下所见的(佛赖),都由长石和黑云母形成。在这个意义上,我们所称的白粒岩和白粒岩化花岗岩实际上是不同程度白粒岩化的花岗岩,他们是在分类上严格地符合于“白粒岩类”的唯一岩石,这时石英的存在是在晚期“侵入体”中呈岩墙和透鏡状体产出的岩石的特点,“侵入体”构成矿床的围岩,而自己却相当不平常地没有任何原生铀矿化的痕迹。

佛 赖 矿 区

原子能委员会佛赖分局于1946年建立,首先建在拉绍(Lachaux),后来(1955年后)在圣·普列士·拉·普鲁涅(Saint-Priest-la-Prugne),它勘探了位于卢瓦尔河和阿利埃河(Allier)之间的维赖(Velay)火山岩高原上的佛赖山脉,以及它们以北的布尔博内兹山脉(Bourbonnaise)等广大区域。

在拉绍村附近的布尔博内兹山脉西坡上的铀矿化现象已发现好些时候了。它们在1927年已被当作一个镭矿床。对该区域没有进行开采,直到原子能委员会成立,才对拉绍矿床进行了系统的勘探工作(该工作在1947—1954年完成)。调查工作不限于老矿区的周围。原子能委员会勘探队把它们的活动扩大到整个佛赖山脉,目前勘探工作即将完成。工作结果是确定了两个新的铀成矿区:1951年发现的目前正在开采的博瓦·诺瓦尔(Bois Noirs)矿区和从1955年起已开始勘探的安贝尔矿区(Ambert)。

* Geology of Uranium Vein Deposits of France (第2卷第1241号报告,法国)。

** J. A. Sarcia, H. Carrat, A. Poughon, H. Sanselme (法国原子能委员会)。

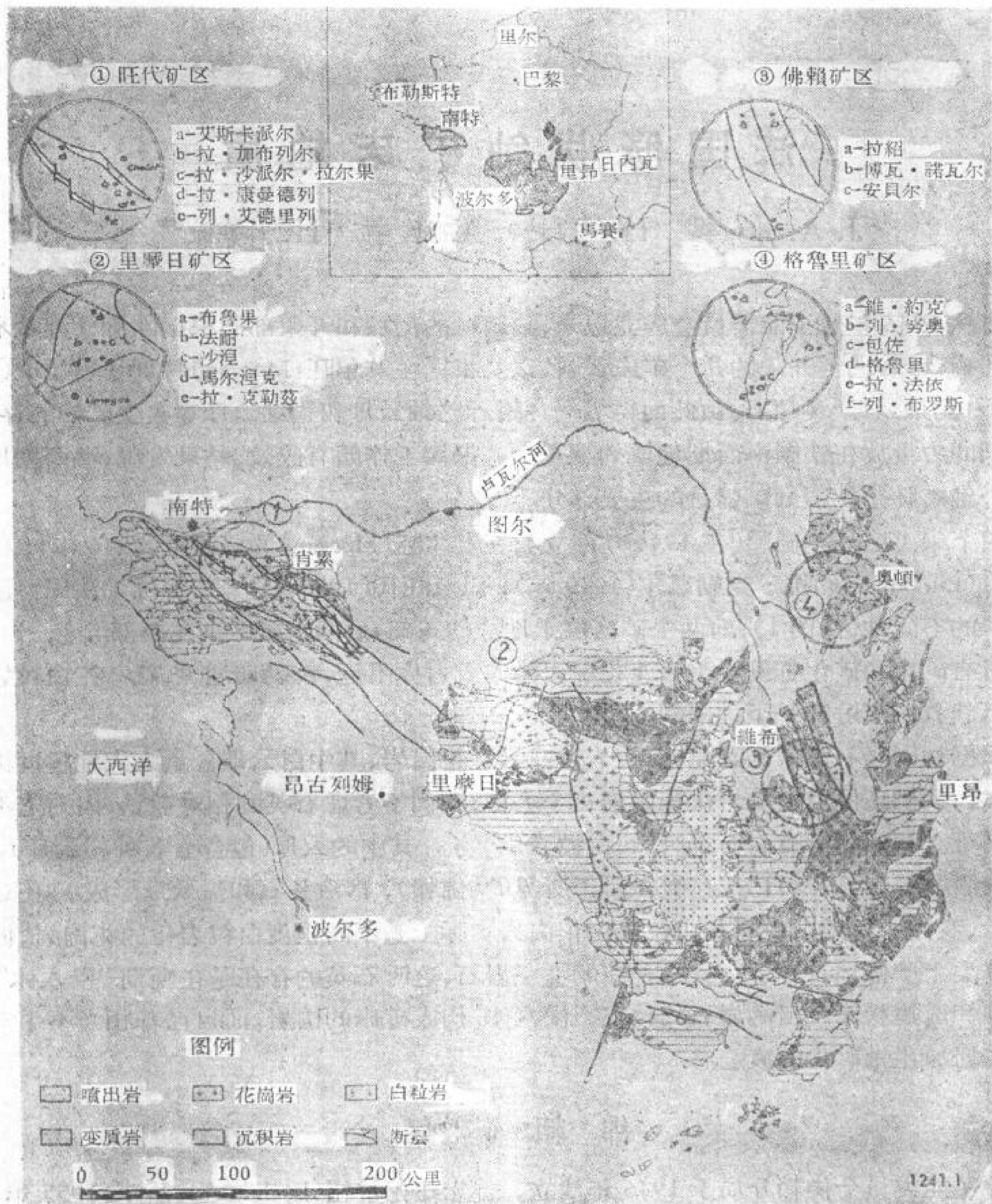


图1 法国原子能委员会矿区分布图

地 质 环 境

佛赖山脉包括两种在岩性上不同的地区^[1]。北部延长到博瓦·诺瓦尔矿区的南端，是由海西花岗岩侵入体所组成。南部则位于中央地块的变质核心部分。这实际上是超变质岩和超变质花岗岩的混合岩区(图2)。该区域受了两期构造运动：海西期和阿尔卑斯期。前者形成硅化断裂，主要走向有三组：北西至南东、南北和东西，成华力西走向则很少见。后面的断裂使中央地块的东南端升起，这就使变质核心沿南北向发生向东和倾斜很陡的断层，同样地使东断块沿这些断层逆掩在西断块上，它们一般重迭在海西断裂带之上。

在本文中，叙述100个以上已调查的铀矿点是不可能的。但是，我们能将它们分为在

矿物成份上和形态上不相同的三种类型，每个类型在上面所提的三个矿区中各占主要的地位。

拉紹矿区中包括有斜磷鉛鈾矿和其他磷酸盐矿床。

博瓦·諾瓦尔矿区主要有含瀝青鈾矿的硅质脉。

就安貝尔矿区而論，它有許多透鏡状矿体，其中球粒状瀝青鈾矿充填在超变质花崗岩的裂隙带中。

我們將叙述这些类型具有代表性的矿床。

矿化地区

拉紹区——艾湯·德·雷列矿床

原子能委员会在拉紹老矿区（图3）范围内所进行的勘探工作表明，在村庄西部的所有矿床中鈾主要呈斜磷鉛鈾矿产出，有时与銅鈾云母和鈣鈾云母伴生。作为罕見矿物的斜磷鉛鈾矿較大量地发现于許多烟灰色石英脉的裂隙和空洞中；它是矿床主要的，而且常常是唯一的組份，矿床含几十吨金属鈾^[2]。

围岩为二云母白粒岩化花崗岩，其中，除了含鈾矿脉附近反常外，黑云母大大地超过白云母。

这些斜磷鉛鈾矿矿床中最有代表性的是我們将其当作例子的艾湯·德·雷列矿脉。它是北东东向的烟灰色石英脉，其长800米，开采深度有120米。向北傾斜，傾角 80° ，厚度0.5—2米。石英受到強烈的破碎。石英脉有許多空洞，同时，被一系列向东傾斜的南北向断层所切断。最长的断层不超过70米。矿脉中含有各种矿物。我們已发现有下列矿物：

(1) 閃鋅矿、黄铁矿、方鉛矿及黄銅矿等硫化物，其中方鉛矿占絕大多数，但是，有时与之伴生的有黄銅矿、黄色閃鋅矿及极少量的紫色螢石；在破碎带中这些硫化物变为磷氮

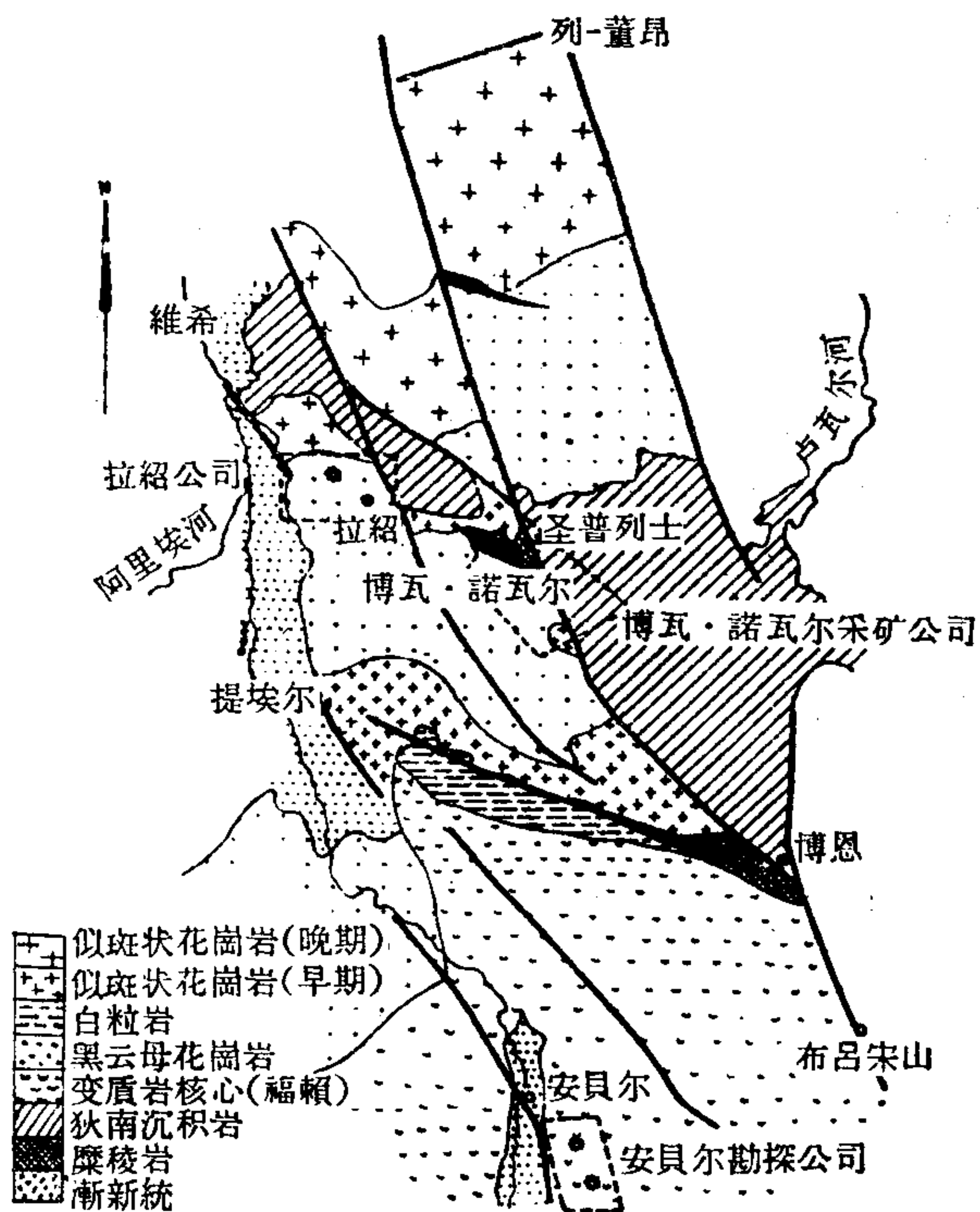


图2 佛賴矿区的地质图

列艾湯·德·雷列竖井

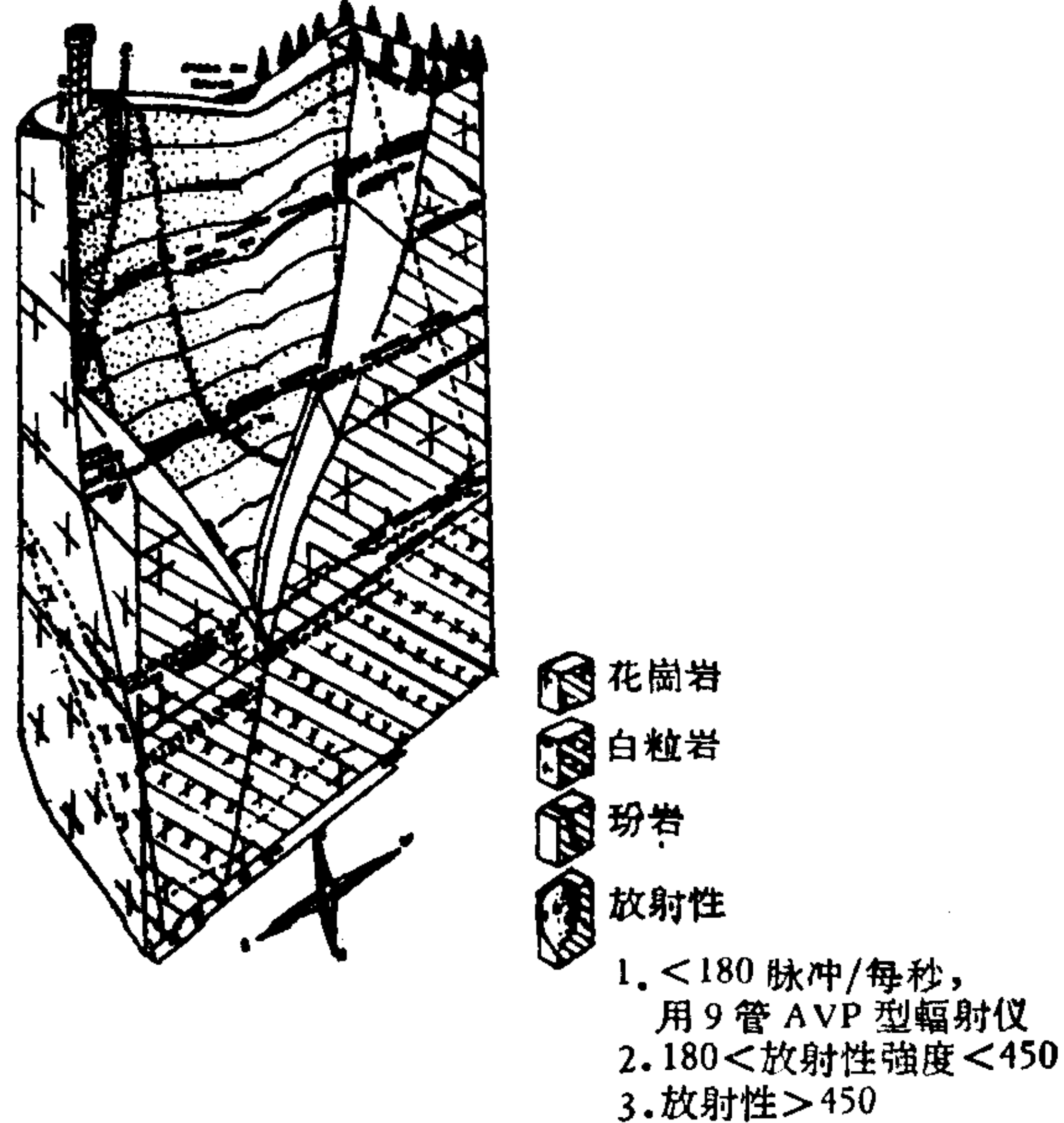


图3 艾湯·德·雷列矿床

鉛矿、方錳鉛矿、白鉛矿和褐鉄矿；箱状結構的方鉛矿是很常見的。

(2) 完全由鈾磷酸盐所組成的鈾矿化,甚至在深部都沒有瀝青鈾矿;并且磷酸盐性質取决于現有硫化物的类型,例如斜磷鉛鈾矿和方鉛矿伴生;銅鈾云母和黄銅矿伴生;在无硫化物的地段,断裂中有鈣鈾云母。同位素分析表明,斜磷鉛鈾矿不含有放射成因鉛;我們認為这斜磷鉛鈾矿的矿床是在近地表由重碳酸鈾的热水溶液在含方鉛矿硅質脉的裂隙中循环而沉淀的。

博瓦·洛瓦尔矿区

博瓦·洛瓦尔矿区是在 1950 年大規模普查时发现的,位于西尚 (Sichon) 和布賴斯帕 (Bresbe) 断裂之間,拉紹东南端。这是一个难以进入的森林区,从蒙特斯尔 (Montoncel) 至林区末端有 1292 米。围岩为明显流綫状的糜稜化花崗岩,局部稍有些白粒岩化,并有許多細晶岩岩墙。

这里有許多鈾矿化現象。这些矿化沿着三个构造軸分布,其中有两个为南北向,一个为北西向。它們一般出現在不十分重要的矿床中。但是,在中部构造軸的北东端有一个唯一类似里摩日矿床(图 4)的鈾矿床。它已經追索到 200 米深处,并用鉆探勘探到 400 米

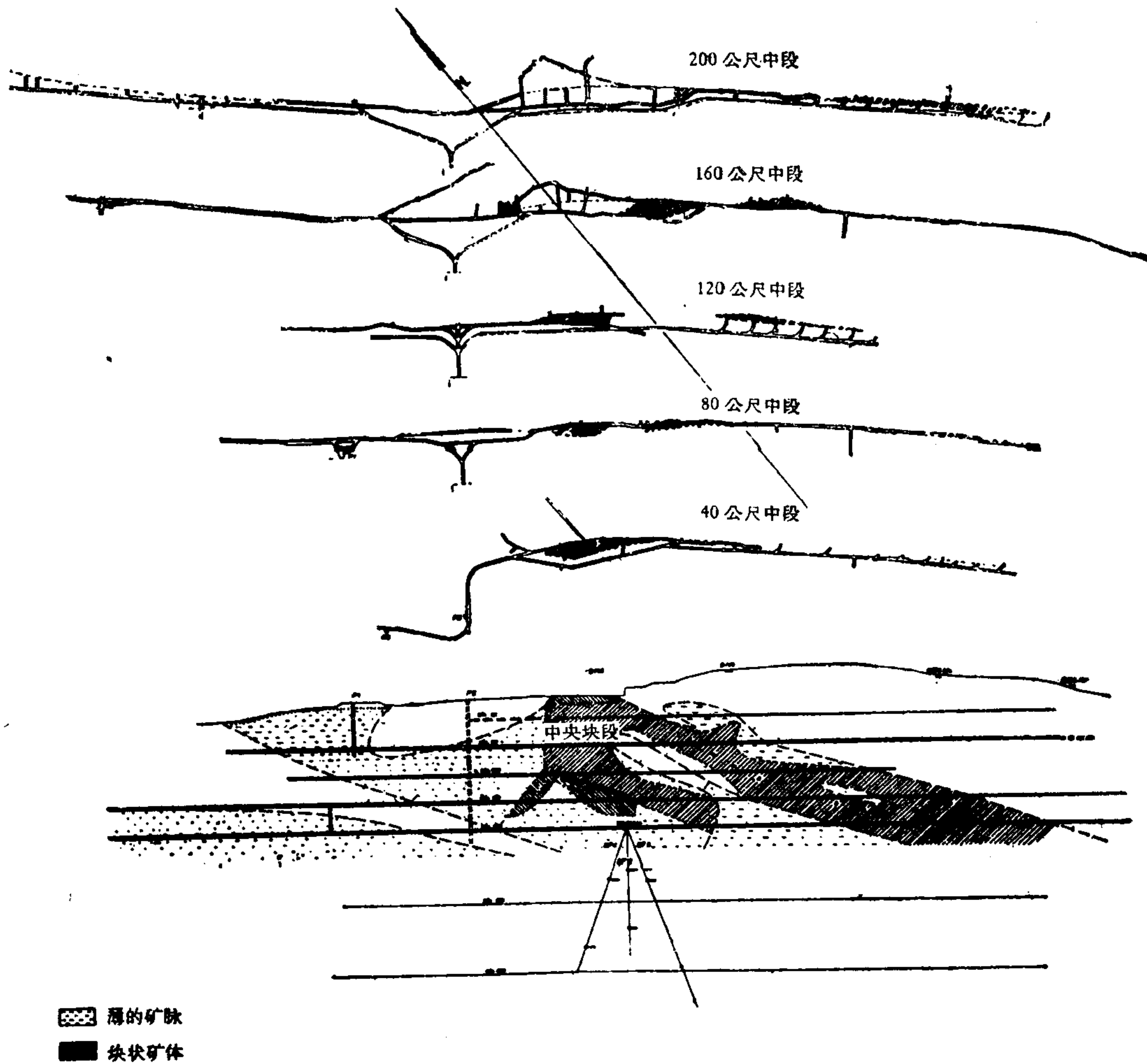


图 4 里摩日矿床

深部。

从构造角度来看,有必要将地表和深部的构造加以区别。

地表构造

现在已完成的调查工作已能表达出矿床的构造,这就有可能研究出露于地表的三个断块构造之间的关系。矿床最重要的部分是中央断块 BN5。它是厚的角砾岩的透视镜体,长 150 米,在中部厚为 25 米。并为已知的上盘和下盘两个断层所限制。

前者的走向为 $N45^{\circ}W$,倾向 NE,倾角 72° ,这是一个宽的断层泥带,它沿着透视镜体的顶板连续延伸,穿过三个勘探中段。

后者的走向为 $N35^{\circ}W$,倾向 NE,倾角 65° ,它在断块北西端与上盘断层相连接。

北西—南东向的透视镜体,在其北西半部以这两个断层为明显的边界。但在其东南半部,其脉壁被硅化带所限制。

中部断块由硅化细晶岩所组成,特别是在构造上部有强烈的角砾化带。角砾岩带和裂隙带中富集有含沥青铀矿的石英细脉。最富的矿化产在上盘断层附近的角砾岩带中和在由下盘至上盘穿过硅化透视镜体的东西向裂隙中。这些矿床的矿石品位为 2—6%,具体数字取决于层位。

矿化带在角砾岩化之后被破碎,这就为形成不含铀的硫化物石英脉创造了条件。

BN 6 断块位于中央断块的东南部。它在 40 米的层位中形成了一个长 100 米,平均宽度为 1.5 米,与上盘断层相连的泥质岩带,带中含有黑色氧化物和铜铀云母。其平均品位为 0.5%。显然,这个黑色氧化物带是一个大断块的上部的薄层产物。这断块被追索到 80 米深处,在那里它组成了一个中部厚为 12 米的透视镜体,它向东南变窄,成为厚 2 米的矿脉;它沿上盘断层延长,象矿床的其他部分一样,由含沥青铀矿的硅化角砾岩所组成,但是,矿石品位比中央断块低得多(0.2%)。

老矿山位于中央断块的西北部,其上盘(在此成为垂直的)与中央断块居与同一位置上。老矿山在平均厚度为 2.5 米的石英上,延长达 100 米。在这里发现了与中央断块相同的构造,不过在这里沥青铀矿与较多的石英细脉共生。沥青铀矿较细地分散在硅质脉中。经常与方铅矿相伴生。这种矿物组合,如方铅矿—沥青铀矿,在中央断块中没有发现过。但出现在附近的维杜·德·普矿床中。在 80 米深处矿脉中的矿石平均品位是 0.5%。

深部构造

在较深处,脉状充填式的总的构造是保持着,但具有许多重要的变形,这些变形影响着矿床的三个部分。上面所述的上盘断层在 120 米深处,无论在走向和倾向上都有变化。走向由 $N50^{\circ}W$ 变为 $N30^{\circ}W$,倾斜突然转向北东。此构造变化使得三个矿床发生了很多变化:

(1) 中央断块的形态与地表上的相反——两个断层在东部切断了它;上盘断层作为下盘断层的分枝,随着深度增大而变宽,同时与这两个断层相接触的东西向裂隙相应地减少,因而,矿体内部矿化作用有所减弱;

(2) 老矿区的直立矿脉越出下盘断层,并且沿着整个矿床从老矿区延续到 BN6 直到中央断块西南 10 米处;在 BN6 断块内,这两条矿脉合并起来,因而充填式矿脉被由上盘和下盘断层所形成的厚破碎带所继承。

钻到 400 米深处,证实了在底下矿床减少到三个矿脉,它们沿北东和北西向分布,据

目前所知,其延长达一公里以上。虽然在中央断块下面三个矿脉同时存在,但是它們彼此隔得太远,以致于不能形成一个統一的矿脉。这些矿脉的平均品位为 0.2%。它們时常被与上部相似的东西向矿脉所連結。并且可能是上部构造在深部的延伸,但硅化作用減弱了許多。在东南部这些矿脉厚度增加到 10 米,品位为 0.3%。

主要的鈾矿物为瀝青鈾矿。它是胶状类型。瀝青鈾矿成球粒状,有时分散地产出,有些在硅質脉石中集成条带。值得注意的是,瀝青鈾矿总是与大量硅質,即所謂“生鏽的石英”相伴生。在地表或沿断裂带产有許多次生鈾矿物:脂鉛鈾矿、深黃鈾矿、銅鈾云母、鈣鈾云母、水斑鈾矿以及黑色氧化物。还有許多伴生矿物如方鉛矿、黃鉄矿、白鉄矿、黃銅矿、胶黃鉄矿、輝銅矿及銅蓝^[3]。

根据野外和实验室內观察結果,从共生矿物組合观点来看,博瓦·諾瓦尔矿床的形成可以分成四个阶段:

(1) 花崗岩或細晶岩带破碎,同时所有碎屑进一步硅化和长石絹云母化;

(2) 鈾矿化作用,一开始在角砾岩碎屑周围,有时在方解石脉中形成明显的石英晶簇;瀝青鈾矿紧接着石英析出,經常形成直径大于 1 毫米的球粒,瀝青鈾矿沉淀以后,形成含浸染状赤鉄矿的細晶状硅質脉石(生鏽的石英由此而来);这石英无疑地改变了首先沉淀的瀝青鈾矿,但它似乎与极細小球状的瀝青鈾矿(直径为 1/100 毫米)共生(在含鈾地壳內常有黃鉄矿,它們在瀝青鈾矿沉淀以前及以后形成);

(3) 烟灰色石英的沉淀:烟灰色石英經常切穿含瀝青鈾矿的石英,并且不属于同一脉状充填阶段;它从来不含瀝青鈾矿,但却含有黃銅矿、黃鉄矿及极少量的方鉛矿;还含有銅兰、輝銅矿及斑銅矿,这些矿物都是在表生富集作用中由黃銅矿形成的;

(4) 表生变化:此变化在矿床最上部的 40 米处和在深部的断层附近很显著;在氧化环境下表生溶液产生含六价鈾的五光十色矿物,主要有銅鈾云母,而在还原环境下,則形成已变为“黑色产物”的水斑鈾矿。显然,这黑色产物能在远离瀝青鈾矿的地方沉淀,因为它們不一定是由瀝青鈾矿在原地变化而形成的。

我們可以看到,博瓦·諾瓦尔矿床与拉紹矿床有明显的区别。它們是典型的热液矿床,但其中現代热液活动所起的作用不十分明显。此处沒有斜磷鉛鈾矿,但是瀝青鈾矿极为丰富,其次生矿物都是表生作用的产物。此外,在这地区中硅質脉石是大量而发育良好的。我們必須注意到,在含瀝青鈾矿的紅色石英和烟灰色石英之間总有明显地相切的破碎带。

安貝尔矿区

該矿床在佛賴矿区中(图 5)是最后发现的。安貝尔矿区与上述矿床不同,它們形成在变质杂岩体的深变质花崗岩体中,而不生成在海西期白粒岩体中。这些杂岩体是由成分极不均匀的黑云母花崗岩和許多混合岩带所組成的。在含鈾矿区內,这些花崗岩与拉紹矿区^[4]一样,含有大量白云母。

該矿区极显著的特点是瀝青鈾矿矿化在地表上极为丰富。在 24 平方公里內我們发现有 30 个鈾矿化点。遺憾的是,在大多数情况下它們所形成的透鏡体都不往橫侧面或深部延伸。其中只有两个矿化点有希望供小規模开采:博瓦·德·法依和博瓦·德·加尔德。

第一个矿区是北西向的裂隙充填式矿脉,其平均厚度为 1 米。这个构造在 40 米深处

被追索到 80 米, 然后被钻探到 120 米深。含瀝青鈾矿的透鏡体从 20 米中段延伸到 100 米中段。

矿化作用和矿物共生組合, 在本質上與博瓦·諾瓦尔矿区相同。目前我們已能概述下列矿物的分布特点:

(1) 瀝青鈾矿呈較大的块状物产出; 其球状物的直径为 2—3 毫米, 并且經常呈富含黃鉄矿的环状物产出。

(2) 硅質脉石, 与博瓦·諾瓦尔矿区一样, 含有瀝青鈾矿, 但在这里它发育較弱;

(3) 烟灰色石英也有存在, 但不丰富, 在这里沒有与博瓦·諾瓦尔矿区相似的、在含鈾矿細脉和烟灰色石英之間的破碎带, 烟灰色石英經常与球状瀝青鈾矿共生, 并胶結了含鈾孔道。

在第二个矿区——博瓦·德·加尔德矿区中, 我們发现了在矿物成分上和成因上与博瓦·德·法依相同的特点。但是, 在构造上有一重要的区别。在第一个矿床中沒有表示任何构造变动的痕迹, 而在第二个矿床里, 脉状裂隙尖灭在西阿尔卑斯运动所产生的一个断裂带中。构造变动将原生硅脉錯断, 代之而形成了一个由粘土充填的裂隙組成的大的网状脉。在勘探中段(大約 40 米处), 我們发现了为浸染着黑色氧化物的粘土所胶結的、含瀝青鈾矿的硅化角砾岩。钻探結果表明, 在蚀变带下面(大約 100 米)矿化很不稳定。粘土不含黑色氧化物, 而只有角砾碎屑物才含瀝青鈾矿。

构造变动将原生硅脉錯断, 代之而形成了一个由粘土充填的裂隙組成的大的网状脉。在勘探中段(大約 40 米处), 我們发现了为浸染着黑色氧化物的粘土所胶結的、含瀝青鈾矿的硅化角砾岩。钻探結果表明, 在蚀变带下面(大約 100 米)矿化很不稳定。粘土不含黑色氧化物, 而只有角砾碎屑物才含瀝青鈾矿。

格魯里矿区(莫尔旺)

該矿区的行政管理和技术中心在格魯里 (Grury) [索恩 (Saône) 和卢瓦尔河], 在木兰 (Moulins) 和列·克罗佐 (Le Gresot) 之間。該区域中的第一个放射性矿化点发现于格魯里附近。

找矿工作从此扩大的北东部奥頓区域, 在那里鈣鈾云母发现了已有一个半世紀。并进行了小規模的开采, 找矿工作也在其北部朝着薩托—西諾 (Château-Chinon) 的方向进行, 实际上包括整个莫尔旺結晶岩带。

地 質 环 境

該区主要特点是为古生代岩石所組成的地垒, 其西部和东部都以南北向断层为界, 它們将其西部与卢瓦尔河谷地隔开, 东部則与索恩河谷地隔开^[5]。虽然該地垒为南北走向, 但它实际是由走向几乎都是北东东的火山岩和沉积岩的夹层所組成的(图 6)。

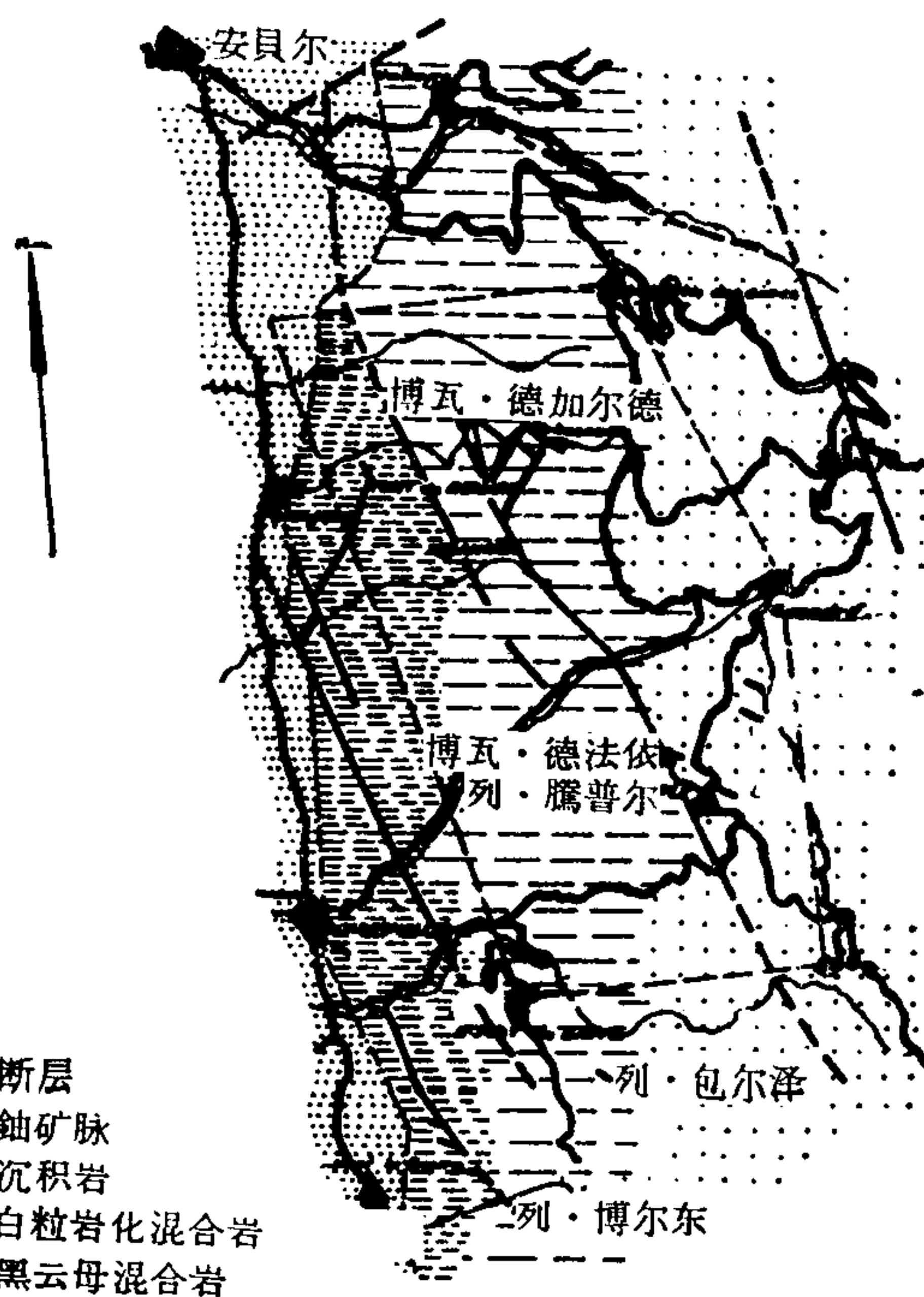


图 5 德·安貝尔地区

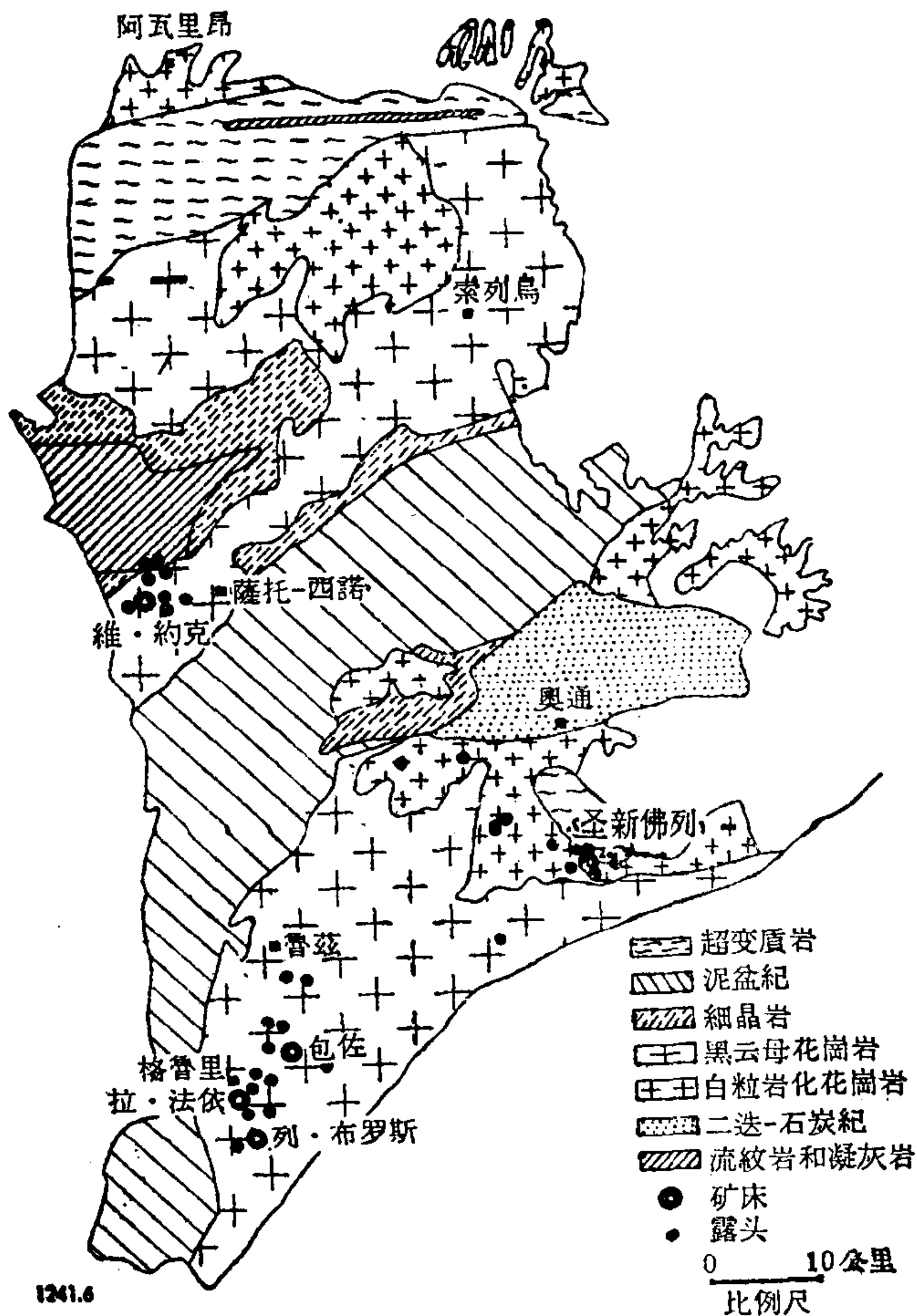


图6 格魯里矿区地質图

因而文中只討論莫尔旺花崗岩体中的硅化現象。

一般特点

莫尔旺区内鈾矿化在热液矿脉中的分布或在硅脉組合中的分布可能比任何其他地区都要复杂。瀝青鈾矿显然不規則地分布在断裂带中,其矿化范围通常不大。

构造

我們研究矿床的結果是确定了三种构造类型。

(1) 块状类型或张力裂隙中的矿化,瀝青鈾矿充填在大断层壁的或它們附近的許多小型裂隙中;断层带中沒有断层泥,并且常常无矿。我們將这种具有工业价值的矿带都叫做“块状”矿体,这些矿体都产在富而多的矿化裂隙中。这些裂隙經常形成极細网状脉,因此使花崗岩体中产生块状浸染。这种类型的矿床产于馬尔芒德的聖新佛列附近的努奥矿区中。

(2) 簡單矿脉类型。矿化完全局限在非常厚的裂隙中(1—4米),并且是在构造应力松弛时形成的。瀝青鈾矿在矿脉平面中成透鏡状分布,并且經常与硅質脉石和螢石伴生在一起。瀝青鈾矿的分布取决于其裂隙的厚度和傾斜的变化。

对該类型矿床(格魯里附近的布羅斯)的研究表明,矿脉具有带脊状隆起和鞍状洼陷

不同的夹层由未确定年代的片岩、与狄南系泥盆地沉积岩互层的基性火山岩、維宪花崗岩以及維宪期后花崗岩(或仅含黑云母或含黑云母和白云母)所組成。

維宪期后花崗岩为富含鉀的侵入体。它們局部地为煌斑岩岩脉所切穿,并包含片岩捕虏体。在有利的构造中鈾矿化明显地受这种不均匀介质的影响。

矿化区

普查工作揭露了許多矿化地区,这些矿化区或者位于維宪期后花崗岩体的中部(格魯里—薩托—西諾),或在这些花崗岩体和片岩的接触带中(馬尔芒德的聖新佛列)。

此外,目前調查工作表明,在沿莫尔旺的南北边缘[布兰茲盆地(Blanzy)]所分布的石炭二迭地带中存在着相当集中的硅化現象。对它們的研究还不够,以致不能把它們都放在这篇論文中,

的真的地形(图7)(将矿脉平面当成地表看),脊状隆起对透鏡状矿体的形成特别有利。

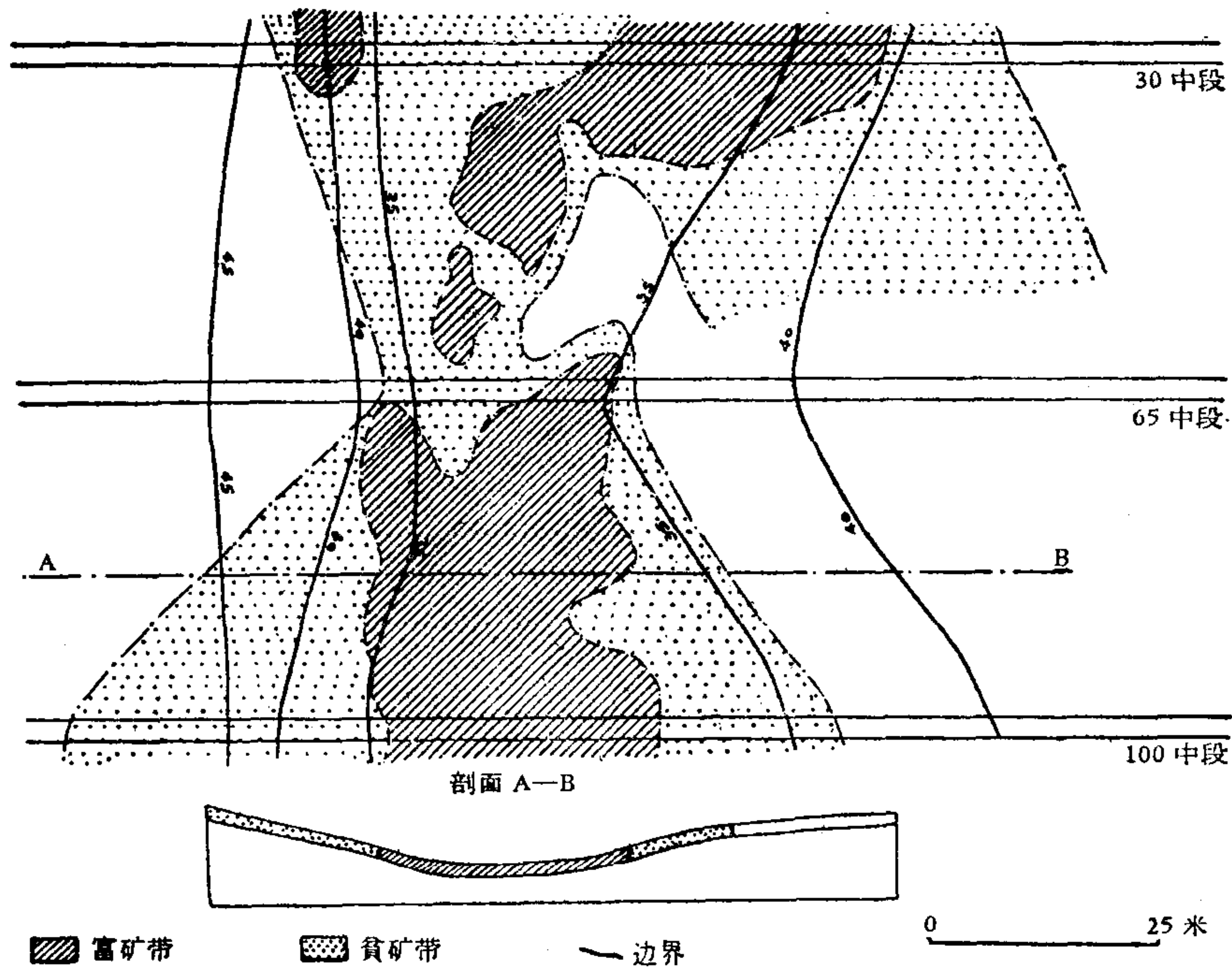


图7 布罗斯矿脉

(3) 混合类型。該类型中表现出前两个类型的重选现象: 首先瀝青鈾矿在剪切阶段沉淀在张力裂隙中,以后,在构造松弛阶段中,主要裂隙张开,形成了厚的矿体,它来自一股新的含鈾溶液,或者由于先前沉淀的物质的重新分配而形成。

該类型矿床在格魯里和薩托-西諾区域中的分布相当广泛。最好的例子为拉·法依-列·胡·約克矿区和包佐矿区。

头两个矿床是最典型的。在图8和图9中有可能将块状矿体与多少已硅化的脉状或角砾状矿体区分开来,它們有明显的特点。列·胡·約克在第三紀时发生了构造活动的复苏,松散的断层泥中的原生矿石同时也发生了重新分布。

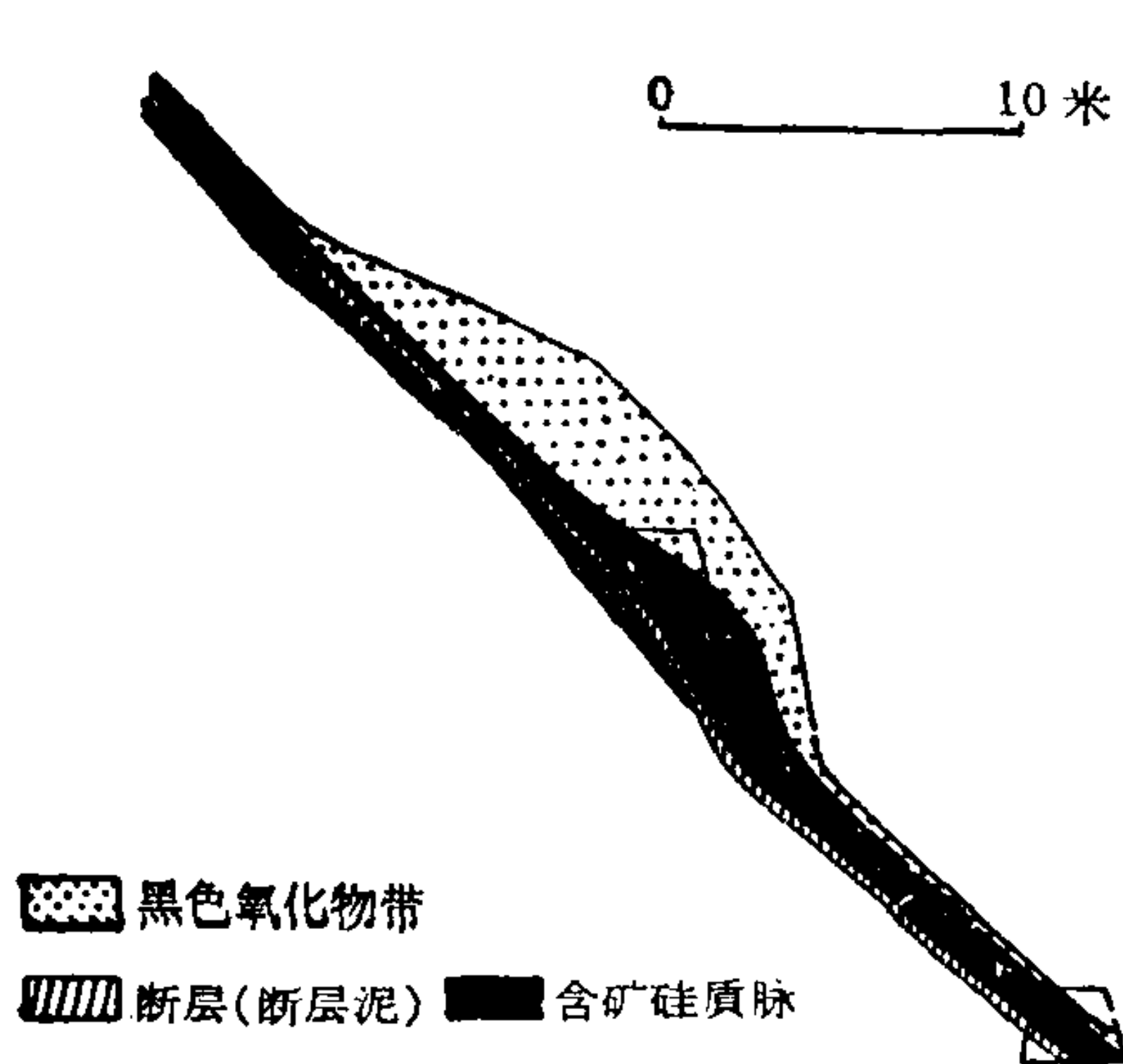


图8 拉法伊矿床

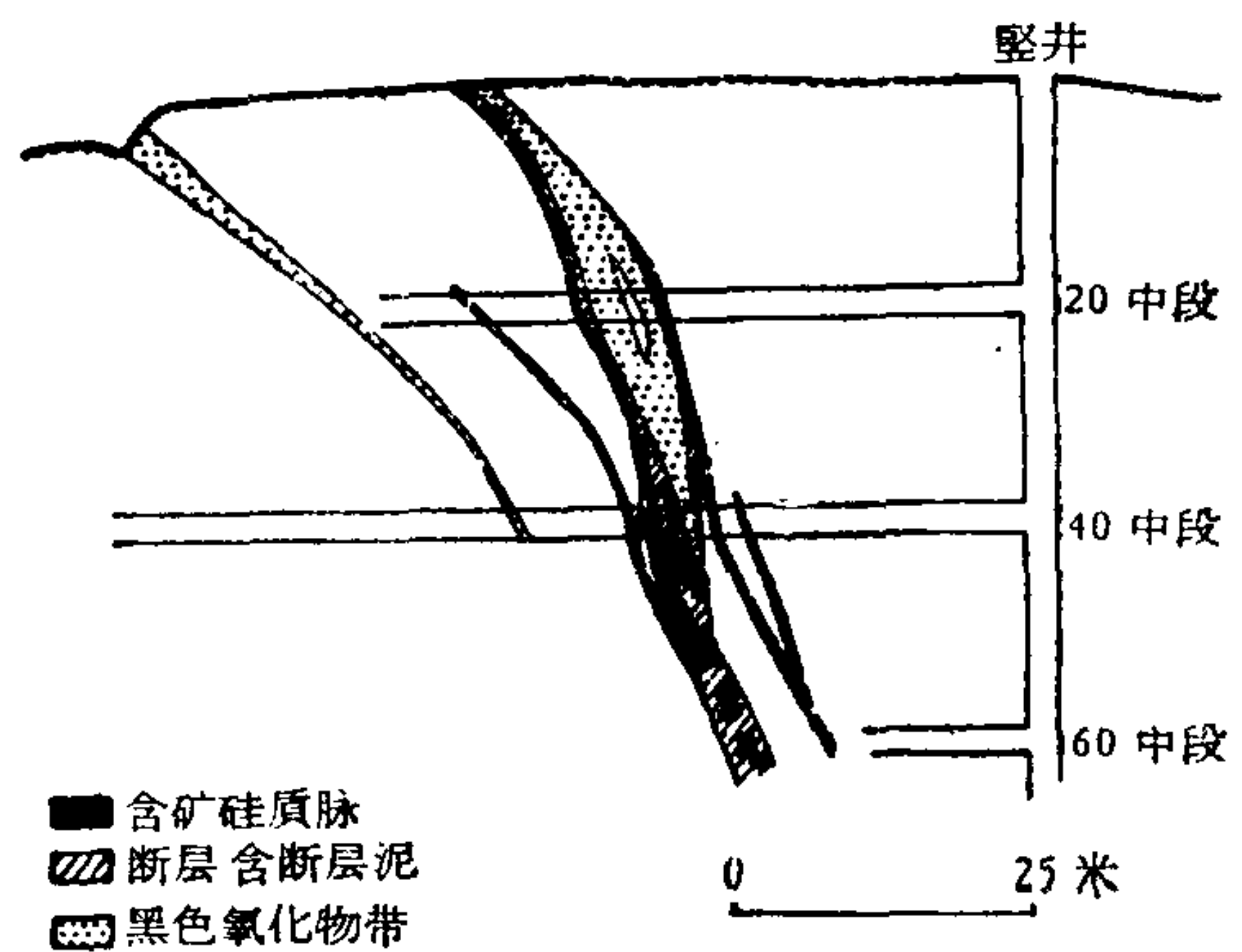


图9 列·維·約克

1241.9

包佐矿区也有类似的特征。此外,矿化的分布明显地受邻近的煌斑岩的影响(图10)。

矿化

(1) 铀矿化: 铀矿化几乎完全是由瀝青铀矿组成的。瀝青铀矿有新鲜的,或者是在轻微蚀变的条件下产在破碎带中的,多少象尘埃状的物质,一般就称为“黑色产物”。在较大的矿体中瀝青铀矿局部地变为脂铅铀矿。瀝青铀矿由于被淋滤,在地表上经常缺失;但是,它能保存在硅质脉石中呈细粒鲕状。在这里也有一系列的氧化矿物,其中钙铀云母最多。

在上述的各种构造类型中有不同的矿物共生组合。

块状类型矿石,实际上除瀝青铀矿以外(或者新鲜和致密的或者是被压碎了的)不含其他矿物。硫化物稀少,而方解石富集在含片岩捕虏体的地带。再者,赤铁矿化在糜棱化带中和脉壁附近明显地发育着。

在简单矿脉和混合类型中矿化一般是可观的。瀝青铀矿形成大的致密矿瘤或变为脂铅铀矿(包佐,列·布罗斯),而在破碎带中看来象粉末状木炭或黑色软泥。瀝青铀矿虽呈细粉状,也与硫化物一起产于石英中,并将石英染成黑色或暗灰色。最后在含泥质和硅质的贫矿石中,就可见的来说,铀呈磷酸盐和硅酸盐等矿物出现,这些矿物已经在J. 舍尔维(Cheret)和G. 布兰斯(Branche)的著作^[6]中论述了。

(2) 其他成份: 玉髓处处都存在。它在块状矿石带中非常稀少,并单独地或与萤石一起充填在较厚的矿脉中。其他脉石矿物有白云石、方解石和重晶石。

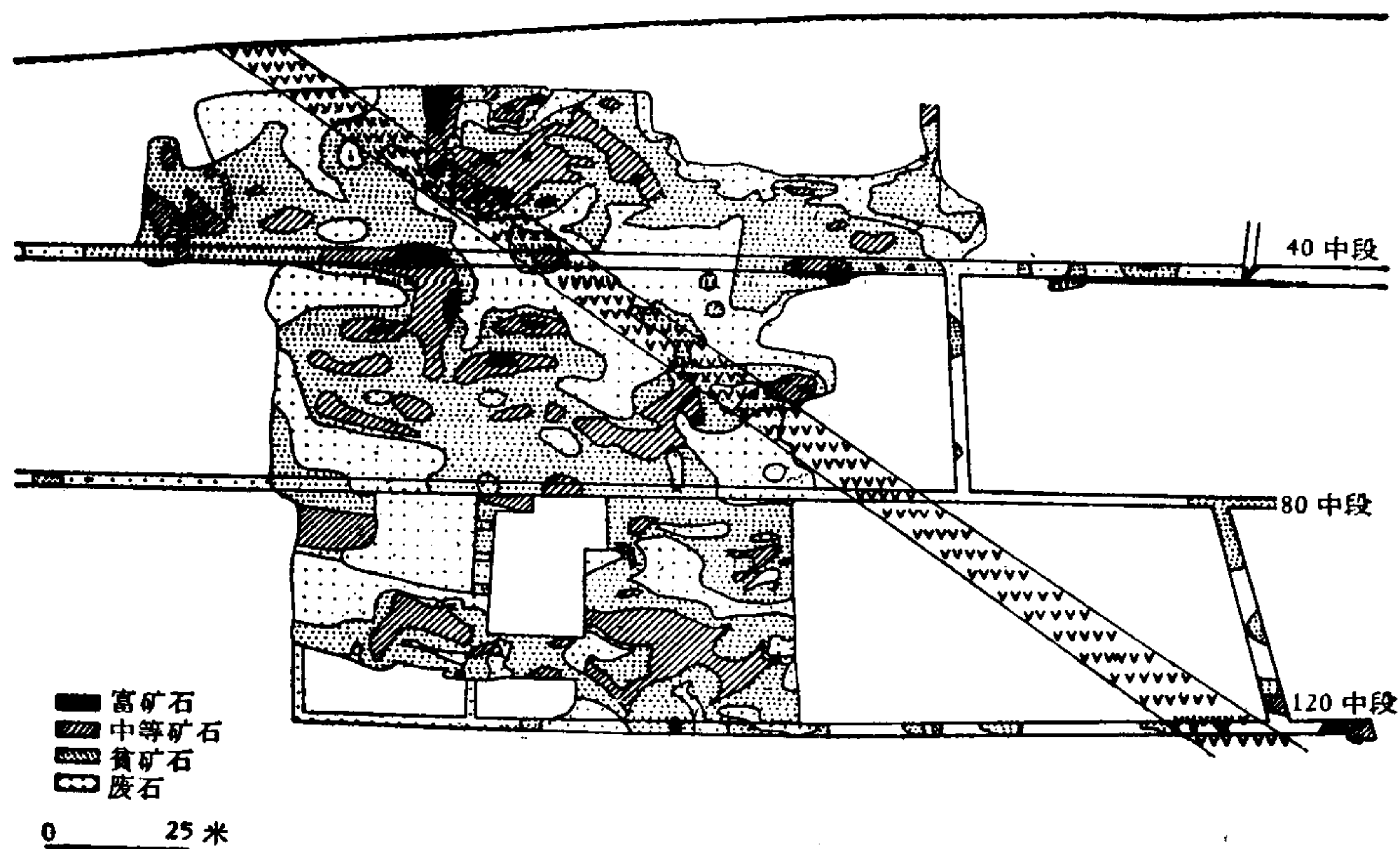


图10 德·包德矿脉

致密的赤铁矿有时形成于矿脉的中央(包佐)。赤铁矿局部地呈小颗粒状浸染了硅质脉石和方解石。赤铁矿常发育在脉壁中,在不同的程度上浸染着花岗岩矿物。

在硫化物中黄铁矿和白铁矿是最多的,其次是方铅矿、闪锌矿、黄铜矿和毒砂^[7]。

莫尔旺铀矿床的矿物共生组合

铀矿沉积相是与压缩和剪切构造变动同时的(晚海西期)。

硅质脉石—萤石相与构造松弛阶段相符合,并有了較多的鈾被带入;大量的硅质和萤石紧随着这第二个世代的鈾矿化而析出。这附加的物质是由于已有的矿化的冲淡和重新分配而形成的。硫化物的析出是该相的一部分,它属于晚海西期或者是中生代早期。

新的泥质蚀变相与阿尔卑斯运动同期,沒有带入新的矿化,但影响到大多数矿床,特别是較厚的一些矿床。

拉·克勒兹矿区(北里摩日)

該矿区的行政管理和技术中心在腊再(Razès),位于20号国家公路上,里摩日以北25公里处。該矿床是1948年在离拉·克勒兹(La Grouzille)水塘不远处发现了第一个瀝青鈾矿点之后命名的。此矿床由恩賴特矿山直接开采。此矿山开采到235米深处之后,停止了工作。这个矿床已多次評述过^[8,9]。矿床和矿化点散布在約320平方公里范围内,但对該区还没有进行过全面的普查。

地 质 环 境

矿区位于奥特—文因(图11)白粒岩体的中部,可以认为岩体是由米尔維舍和馬尔舍的海西期白粒岩带汇合而成的,花崗片麻岩隆起的西部称为盖雷高原。在南部和东南部白粒岩大致与云母片岩和片麻岩整合。向北它过渡为同期的馬尔舍白粒岩,后者围绕馬涅克—拉瓦花崗片麻岩体发生弯曲处,并且消失于普瓦托沉积盖层的下方。在东部,往北延續的阿勒渥断层把它們与盖雷花崗岩分隔开来。在西部类似的从北到北北东向的断层把它們与馬涅克—拉瓦花崗片麻岩体和布龙(Blond)小型花崗岩—白粒岩体分隔开来。

根据最近的一些著作^[10,11]和該矿区地质学者和探矿者所作的詳細报告,奥特—文因白粒岩有下列特点:

岩石

由北西至南东,布朗木花崗岩(即含黑云母、歪长石和奥长石的显著流綫状同生变质的花崗岩)逐渐地过渡为安巴乍克山白粒岩,后者含大量白云母、黑云母、微斜长石—紋长石及几乎接近于鈉长石的斜长石,整个地来说是均粒的,不具有流綫构造(图12)。

花崗岩和白粒岩被具有特征构造的細粒的白粒岩化花崗岩和晚期白粒岩切穿,細粒岩石只含白云母或含白云母及黑云母。这些比二云母白粒岩更富含鈉的“侵入体”成傾斜非常緩和的岩墙和透鏡体,并且有与結晶地块地表节理系統相似的构造;在深部它們似乎“生根”在二云母白粒岩中。

碱性“副正长岩”边缘带与此杂岩体有所区别,它們之間的过渡是逐步而很快的,石英

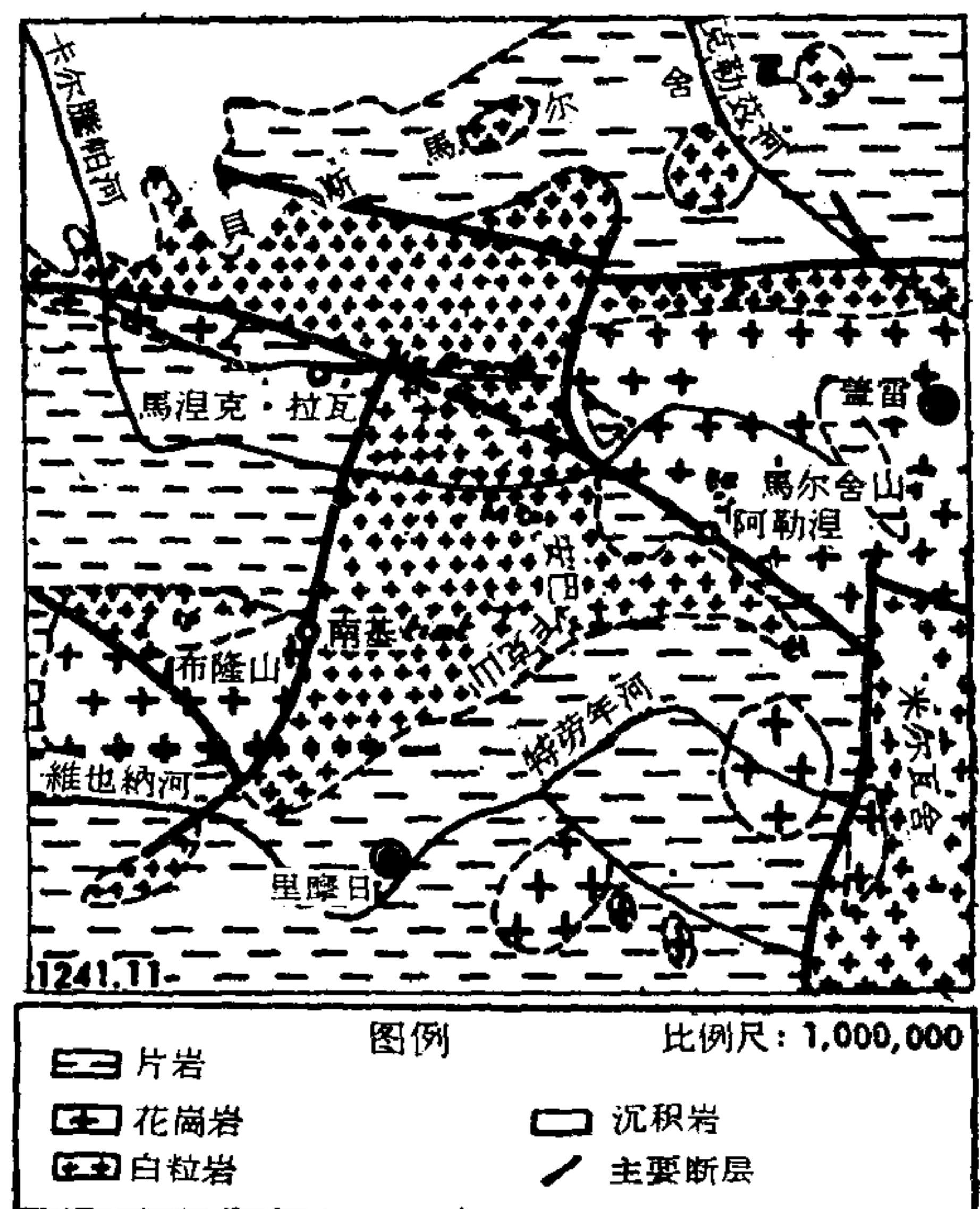


图11 中央地块(Massif Central)西北部的岩相构造图

和白云母消失,而黑云母被綠泥石集合体所替換,有时被富含磷灰石和鋯石的次生黑云母所替換,所有这些岩石都受了赤鉄矿的矿染。

在这里还有与白粒岩有关的一系列伟晶岩,由含磷灰石和綠柱石的普通含鉀伟晶岩至含鈉鋰伟晶岩。前者主要产于安巴乍克山脉北部和北西部,在不明显的流綫状白粒岩內,向南岩体的分异越来越強。后者只产于該山脉的南部;它們似脉状,并且切穿了白粒岩和片麻岩-云母片麻岩杂岩体之間的接触带。

最后,在这里还有成份上与二云母白粒岩相同的細晶岩和含有大量黑云母和普通輝石的煌斑岩(云斜煌斑岩)等岩墙状岩石。

值得注意的是,白粒岩杂岩体离布朗木花崗岩体愈远,其变化越为显著^[12]。

1. 鉄含量逐漸減少,而大多数鉄含在煌斑岩中;
2. 鈉愈来愈富集(煌斑岩中鉀和鈣也相应地富集);
3. 有強烈的絹云母化作用(最后結晶的云母不是长片状白云母,而是与伟晶岩中晚期絲光白云母类似的,浅綠色云母晶簇及其后生集合体);
4. 白粒岩的区域性地高岭土化,这是常常被提到的,众所周知的現象^[13]。

在結束区域描述之际,我們應該提到产于花崗岩体外接触带中的鎢和金的矿化現象^[14]。

一个斑状黑云母花崗岩的小岩体与在安巴乍克以西的白粒岩体相毗連。該岩体是完全均匀的,而且完全不含矿脉。尽管其形成时代难以确定,它似乎比白粒岩杂岩体要新,但却被鈉-鋰伟晶岩脉所穿过^[12]。

构造

布朗木花崗岩和二云母白粒岩,在較低程度上,有清楚的南北向,在卡尔騰帕河(Gar-tempe)附近它成北北东向;在此河以外它轉向北西,并延續到馬尔舍山在西北西方向的支脉中。

白粒岩化花崗岩和晚期白粒岩排列成南北向,然后朝着馬尔舍成北东向排列。

鉀伟晶岩呈一鏈状体,其总的走向为南北向鏈。正长岩化带走向为南北向和北东-南西向。細晶岩、煌斑岩和鈉-鋰伟晶岩等的岩墙总的走向为北东向;它們的傾角較陡,但在深部有变緩的趋势。

糜稜岩走向为北西西向,大致平行于横穿岩体的馬尔舍的广闊糜稜岩系統。它們被南北向和北北东向的,与南特断层相类似的断层輕微地錯动;它們被晚期白粒岩、細晶岩和煌斑岩所切穿,但未发生位移。其中最大的是阿勒涅破碎带的延續,其走向与該系統的断层相同,該断层在馬涅克-拉瓦北部切穿了白粒岩;在这里还有許多其他的断层由于比例尺所限,不能在图 12 上表达出来。这些破碎带是很老的,但无疑地,在以后又数次复苏,鈾矿化富集在通常是向南傾斜、傾角陡的晚期裂隙中,鈾的富集条件在后面將討論到。自从鈾矿床形成之后,即从早期或中期侏罗紀(据瀝青鈾矿絕對年龄)后沒有发生过重要的构造变动,但是老破碎带的小規模的复苏是常发生的。

鈾 的 富 集

一般特点

北里摩日鈾矿床的特点是:

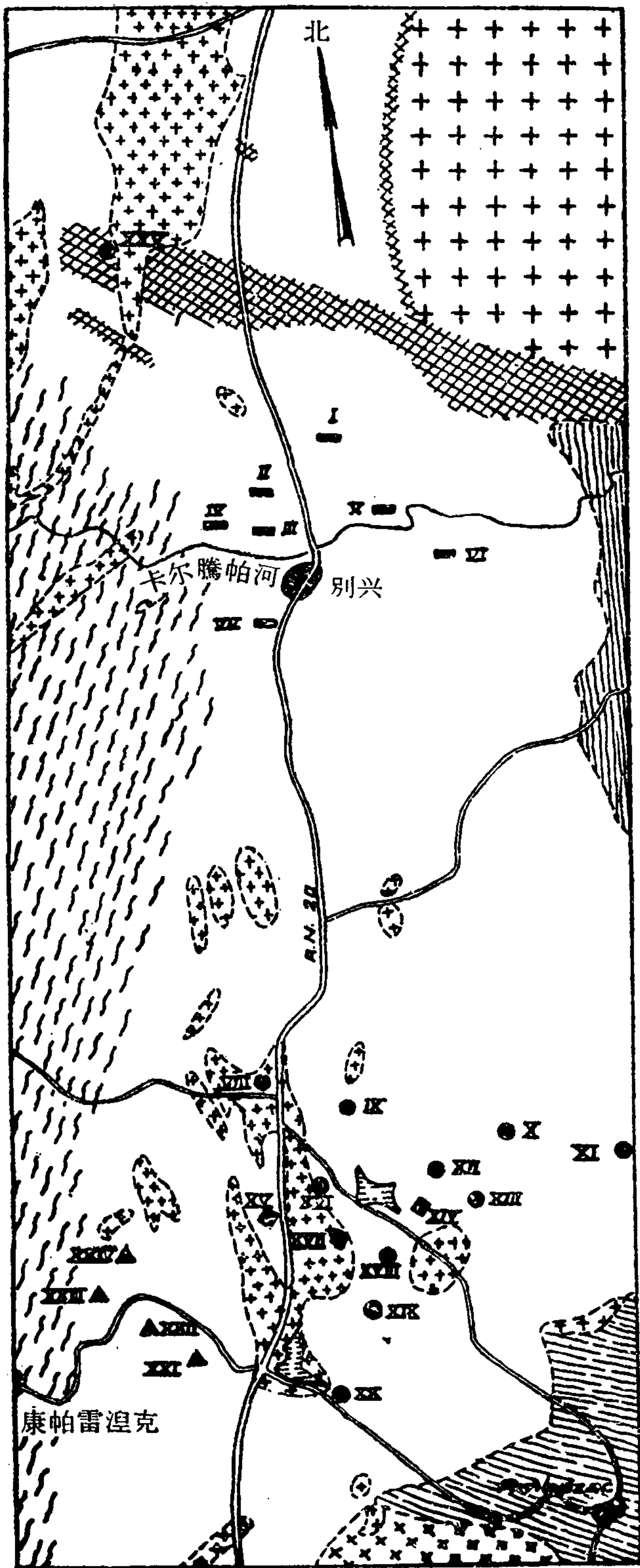


图 例

- ▨ 布朗木花岗岩
- 二云母白粒岩
- ▤ 晚脱白粒岩
- ▥ 盖雷花岗岩
- ▧ 似斑状花岗岩
- ▩ 云母片岩和片麻岩
- 糜棱岩
- 铀在煌斑岩中的富集
- ▲ 铀在正长岩中的富集
- ◆ 铀在煌斑岩和正长岩中的富集
- 充填有断层泥的老断层

- I. 北加尔·别兴
- II. 列·布鲁果
- III. 东布鲁果
- IV. 西布鲁果
- V. 维拉尔
- VI. 列·马涅列
- VII. 沙涅
- VIII. 腊再
- IX. 列·佛列斯
- X. 赛涅德赖斯
- XI. 韶瓦涅克
- XII. 布鲁吉尔
- XIII. 格兰德蒙
- XIV. 列·田涅列
- XV. 里托尔
- XVI. 奥及列
- XVII. 法耐
- XVIII. 列·沙涅
- XIX. 拉·包尔德列
- XX. 拉·克勒兹
- XXI. 马尔涅克
- XXII. 普拉希哥
- XXIII. 派尼
- XXIV. 维纳尚
- XXV. 瓦尔纳克

比例尺 1:125,000

图12 铀矿床与矿化露头

1. 矿床的共生組合簡單；瀝青鈾矿是主要的矿物，它与鉄的硫化物、黄鉄矿、白鉄矿和胶黄鉄矿等伴生，虽然其他硫化物、方鉛矿和輝鉍矿等是稀少的；脉石矿物并不丰富，也可能完全沒有；脉石矿物由与瀝青鈾矿和螢石同时的玉髓和充填矿脉其余部分的各种呕吐石組成：浅色重晶石有时在同一条件下形成；方解石經常出現在白粒岩破碎最強裂的部分，并且是最晚期的脉石矿物。

2. 几乎沒有与脉石矿物胶結的矿化带，其小型构造杂体易受蝕变；里摩日矿体中常有“黑色产物”型的矿床——次生富集带中的破碎了的瀝青鈾矿和其他黑色鈾矿物，也有大量的由“黄色产物”所組成的“鈾鉄帽”，但是其成份不复杂，主要矿物是含重晶石的鈣鈾云母和硅酸盐。

矿的富集地点：

1. 在断裂中，实际是在又开启的煌斑岩接触带中的老的节理裂隙中，例如在恩賴特矿区往深部延伸 250 米的主要矿脉中，或者在类型相同，但具有較复杂的裂隙系統的列·沙涅矿床中。

2. 在网状脉裂隙和断裂中，这些构造在与正长岩化岩体的接触处发生膨胀，在馬尔涅克还有充分矿化的大的透鏡体；

3. 在次級裂隙和断裂中，这些构造裂隙全部与老的南北向断层有关，并分布在一定的地段中，那里的白粒岩不規則地同化了大量变质岩，或富含鉄的变质岩，例如在列·布魯果矿床及其附近矿化点中，那里的白粒岩在布朗木花崗岩和云母片岩之間变窄。

所有矿化带的界綫都因围岩中黄鉄矿有不同程度的发育而明显。但对于矿化后仍留在接触带中的极少有的恩賴特型矿脉却例外。瀝青鈾矿的輕微变质伴随着脉石矿物和脉壁的变紅，其中至少有一部分是由于黄鉄矿的氧化而引起的。

所有第二，第三类型及某些与第一类型相似的矿化富集并不是开口裂隙平穩的充填的結果，而是由于沿着与赤鉄矿带相一致的断裂带进行渗透作用的結果，其中磁鉄矿带在瀝青鈾矿和硫化物形成时早就存在，因为这些矿物完全新鮮，而且沒有一点氧化的痕迹。比較多的方解石是这些矿床中的主要脉石矿物。

看来，与瀝青鈾矿有关的赤鉄矿的形成，不論它們的成因如何^[15]，总是比瀝青鈾矿早得多，并且它是在較富含鉄的岩石受正长岩化和白粒岩化的过程中黑云母早期变化的产物。这时鉄被分离，而赤鉄矿完全浸染了正长岩和白粒岩中的斜长石，同时黑云母也被破坏，而且被白云母所替换。

主要矿床和矿化露头

在这次會議上宣讀的論文中已經詳細地論述了北里摩日的三个主要矿床^[16]。对恩賴特矿区也作了詳細的叙述^[9]。因此在这里我們对这些矿床只做非常扼要的說明。

在图 12 中标出了在拉·克勒茲矿区內已經勘探到一定程度的矿床和露头的位置；同时也指出了每一个矿床所代表的矿化富集的类型。这些类型将叙述于下。

煌斑岩中鈾的富集

“恩賴特柱状体”(图 13)的勘探工作已經結束，并提供了約含 150 吨金属鈾的品位极高的矿石；这薄而窄的透鏡状矿体在軸部包含着煌斑岩墙，向深部延伸达 250 米，在那里它分枝入厚裂隙带中并变得不合开采要求。

其他次要矿脉也是在附近的煌斑岩墙中，在相同环境下形成的。

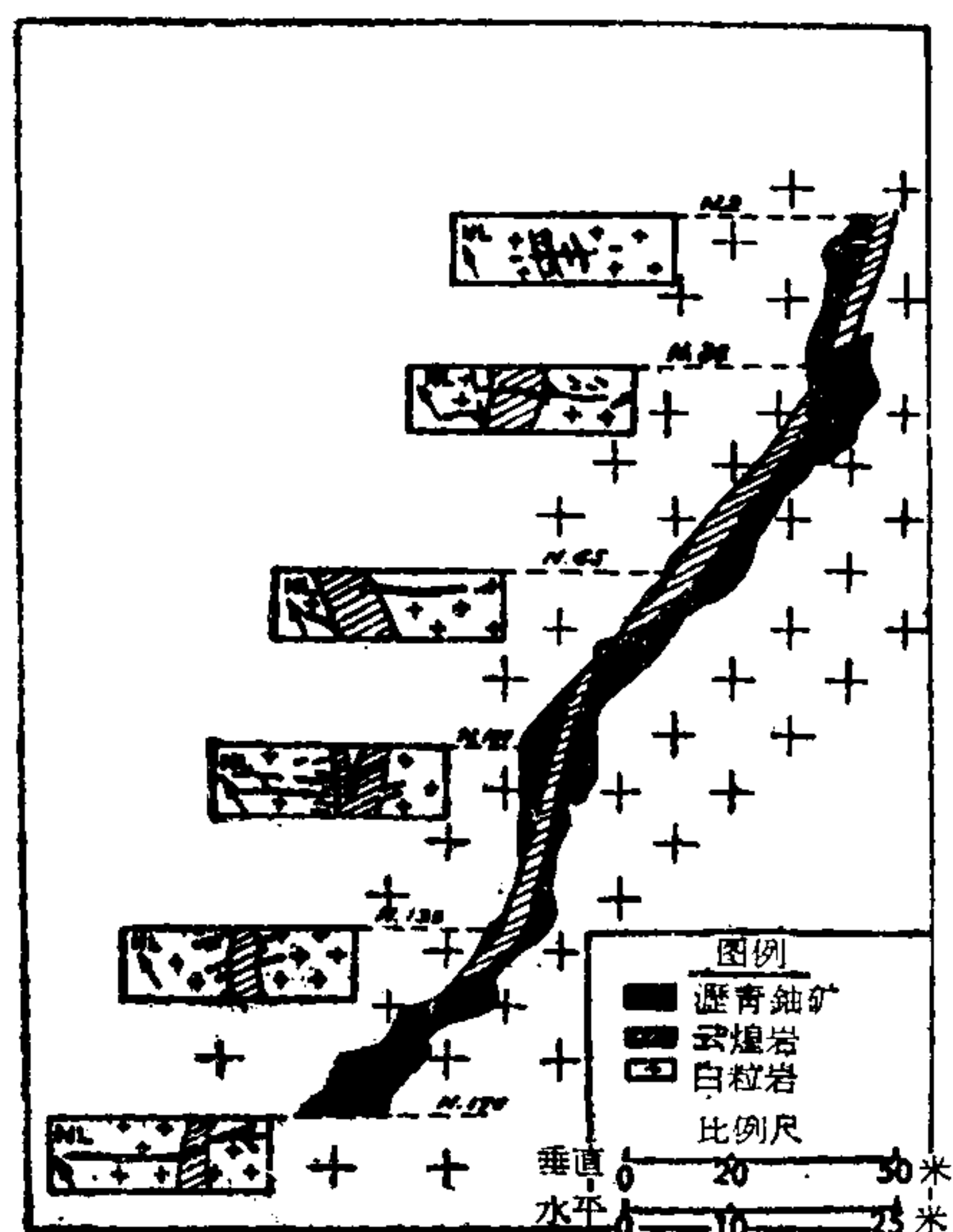


图 13 拉·克勒兹, 恩赖特矿床, 恩赖特矿柱

这类型矿床的特点是:

1. 矿化裂隙有特别明显的边界, 而且稳定; 在矿脉的几厘米以外已没有矿化, 并且“黑色产物”非常少;

2. 铁的硫化物丰富, 至少占矿化物质的 50%;

3. 透镜体有小的断面, 其大小与煌斑岩的厚度成正比; 在拉·克勒兹恩赖特矿区的云斜煌斑岩厚度为 3—6 米, 这时相应的透镜状矿体厚度就有 2—8 厘米; 几厘米厚的细矿脉是与 1 米左右厚的云斜煌斑岩墙相应的; 在平面上透镜状体长 1—15 米;

4. 最后, 脉壁附近和脉石矿物中的赤铁矿发育不好, 或者在这种矿床中完全不存在; 这就是含矿裂隙复苏的结果; 反之, 在穿过云斜煌斑岩的断裂带中赤铁矿发育极其强烈; 在这里沥青铀矿是与少量的硫化物和方解石一起沉积的, 方解石也部分地受赤铁矿浸染。

在含有恩赖特矿床的同一组煌斑岩墙中也有与之几乎相同的拉包尔德列和布鲁吉列

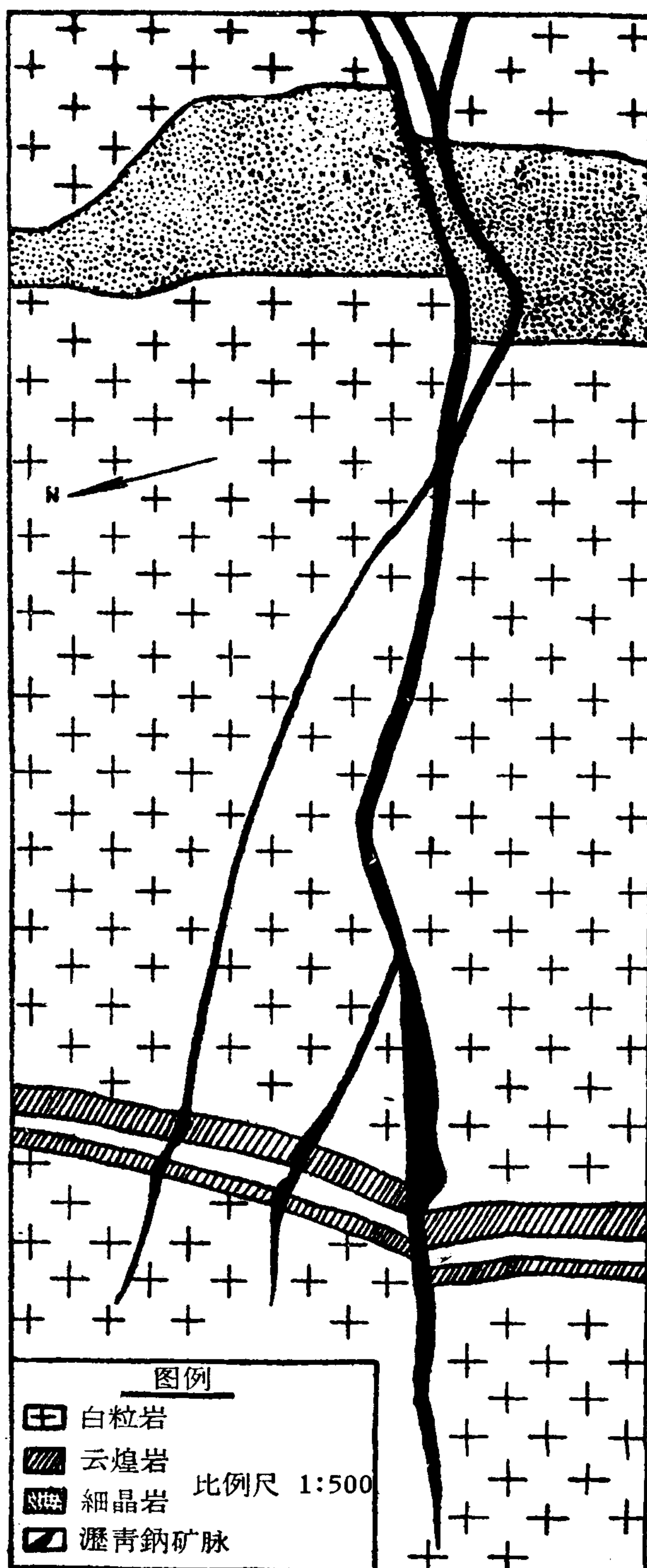


图 14 列·沙涅矿床, 80 米中段的主矿床

矿床。

在其余的岩墙系统中有研究得很差的格兰德蒙、塞涅德赖斯和绍瓦涅等矿床。

列·沙涅矿床(图14)也产在云斜煌斑岩岩墙中,但含矿裂隙大而复杂;它们在白粒岩中呈网状脉产出,在厚的细晶岩墙中也呈网脉;但它们却是不富的;岩墙在形成矿床时显然起单纯的机械作用。

在这里沥青铀矿与玉髓伴生,并且不论在裂隙再开口过程中或者紫色萤石-呕吐石沉淀过程中都变成“黑色产物”。矿化在邻近的裂隙中大片地呈分散状产出,矿床没有局部的富集;因而矿石品位低。

奥及利矿床也在一次构造运动中蚀变,“黑色产物”析出于南北向的断层中,此处原生沥青铀矿脉发生膨胀,此矿床的轴部也有一云斜煌斑岩墙。腊再矿床无疑地也是属于这个类型。

法耐(里托尔和田涅列)矿床与列·沙涅矿床位于同一个构造带中,这些矿床的沥青铀矿富集在煌斑岩中,也产在正长岩化带中;在这类矿床中蚀变极微弱。

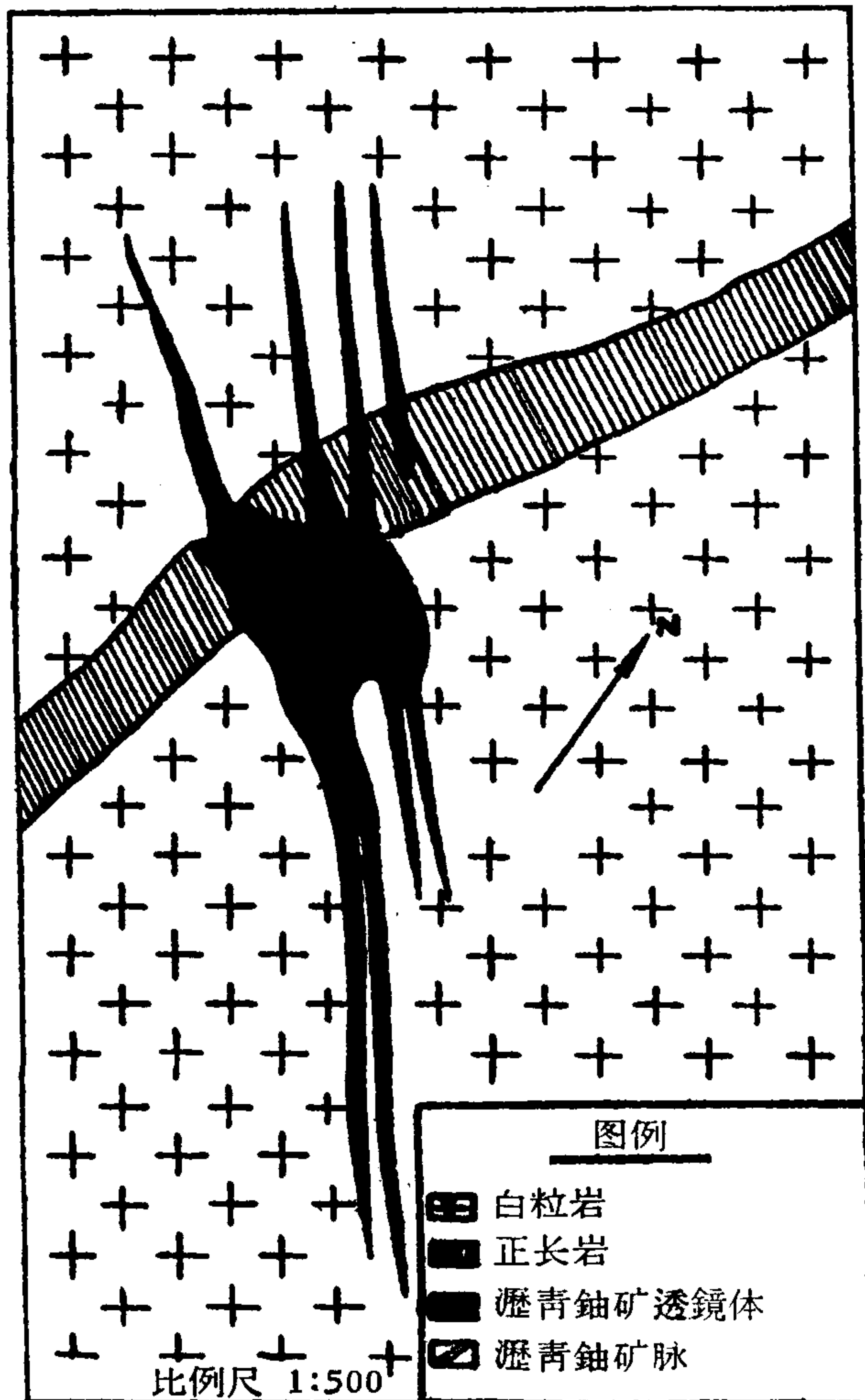


图15 马尔涅克矿床,115米中段的主要透视镜体

正长岩化带中铀的富集

属于这种类型的有马尔涅克矿床(图15)及它们延续在配尼、布拉西哥和维纳沙等地的矿化露头。

它们含有普通沥青铀矿的细脉。它们可能从产在正长岩内的沥青铀矿的巨大透视镜体向外延展,达数百米。其中有一个透视镜体长12米,高12米,厚4米,铀平均品位为15%。

该类型矿床主要特点有:

1. 赤铁矿广泛发育,无疑地大部分是在沥青铀矿析出之前形成的;
2. 硫化物稀少,方铅矿特别少;
3. 脉石矿物为碳酸盐类矿物;
4. 在原生矿床附近多次小规模的构造变动使部分沥青铀矿发生分散,形成各种“黑色产物”,并使矿石贫化;在地表常有“铀铁帽”,此处次生铀矿物特别富集。

在与老断层有关的裂隙带和断裂带中和在强裂而均匀的白粒岩化带(白粒岩的内生变质带)中铀的富集。

属于此类矿床的有:布鲁果(东

布魯果,图 16,和西布魯果)、馬涅列、維拉尔、別兴車站及薩納等矿床。

几乎南北向的老断层有些是被大量断层泥充填的断层(在东布魯果厚达 5 米以上),有些是在白粒岩化杂岩体中的张力裂隙带,在那里断层和裂隙构造带并不明显,但完全能用电阻率测量法发现。这个例子就是西布魯果矿区,在那里带的电阻率最低,与片麻岩的島状残余碎屑相一致,这些片麻岩碎块已不均匀地白粒岩化,在区域性的白粒岩化范围内可能成一种“洞穴”。

这些矿床的特点为:

1. 矿脉不规则和复杂;
2. 瀝青鈾矿的矿化与赤鉄矿的发育紧密相連,矿化組成带有由薄赤鉄矿鑲边的、有明显界綫的块状矿脉,或者在白粒岩体中形成由紅化的裂隙和断裂組成的錯綜复杂的网状脉。

3. 呈“黑色产物”的瀝青鈾矿在最顶层的下面发生屡次变化并扩散到附近的裂隙中;这在強裂的破碎带中給人以致密块状矿体的印象,例如在东布魯果矿区那里有強烈的破碎作用。

在維拉尔矿区石英脉很多,当烟灰色石英和紫色螢石出現时,其沉淀結束。这些矿物充填在大破碎带的次級裂隙中,破碎带位于矿区以北数公里处,矿石中含有一些次生鈾矿物,如鈣鈾云母和銅鈾云母。其余的矿床研究得还很差。

旺代矿区(巴·普瓦托)

該矿区的行政管理和技术中心在离南特(Nantes)东南部約 60 公里的莫尔泰涅·苏·塞夫列(Mortagne-sut-Sèvres)。工作地区包括了整个旺代結晶地块,这个地块是不列塔尼的海西岩块的南东延續部分,它在普瓦托沉积复盖下与中央地块相連接。

地 質 环 境

巴·普瓦托鈾矿床产在旺代古生代岩块^[1]的杂岩体中部地区。这地区在百万分之一的地图上是一个矩形,在北部假定以卢瓦尔河为界,西部是大西洋岸,东部和南部各以巴黎和阿魁塔尼亚沉积盆地為界。它包括阿尔莫里坎地块西部弧形地带和馬尔舍花崗岩之間的地區,面积约 12,000 平方公里,并在其間隔有下侏罗紀海浸沉积岩系——普瓦托层。这地区不构成独立的地理单位。地形起伏軸位于北西向的加廷山脉(Gatine Hills),其海拔不超过 200 米,并往海岸逐漸地变低。有两組构造,主要的一組走向为北西,被南北向的褶皱穿过并受到破碎。在古变質岩中的前寒武褶皱,即科尔諾威尔背斜,为北西走向,

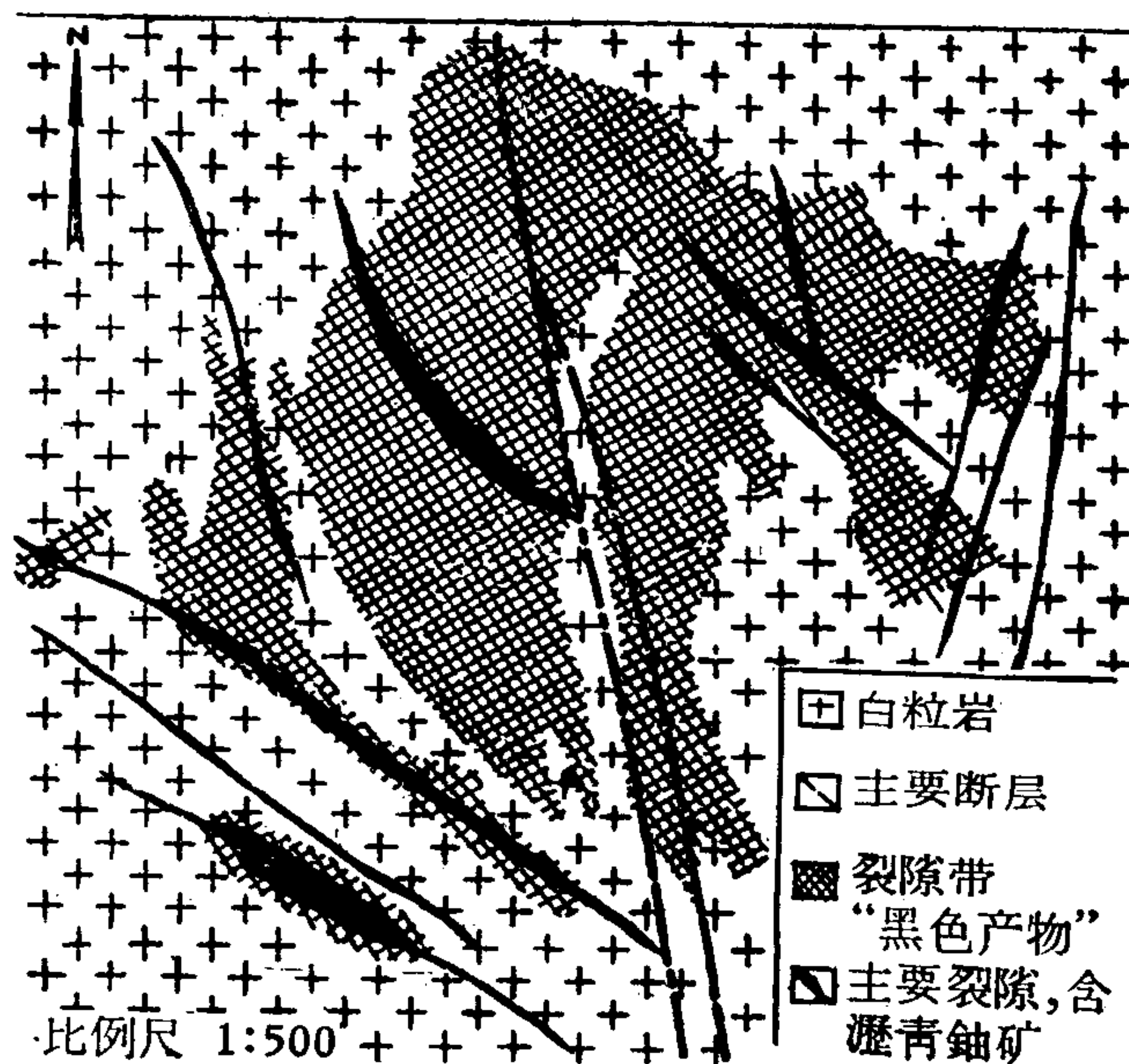


图 16 列·布魯果矿床,60 米中段的北矿床

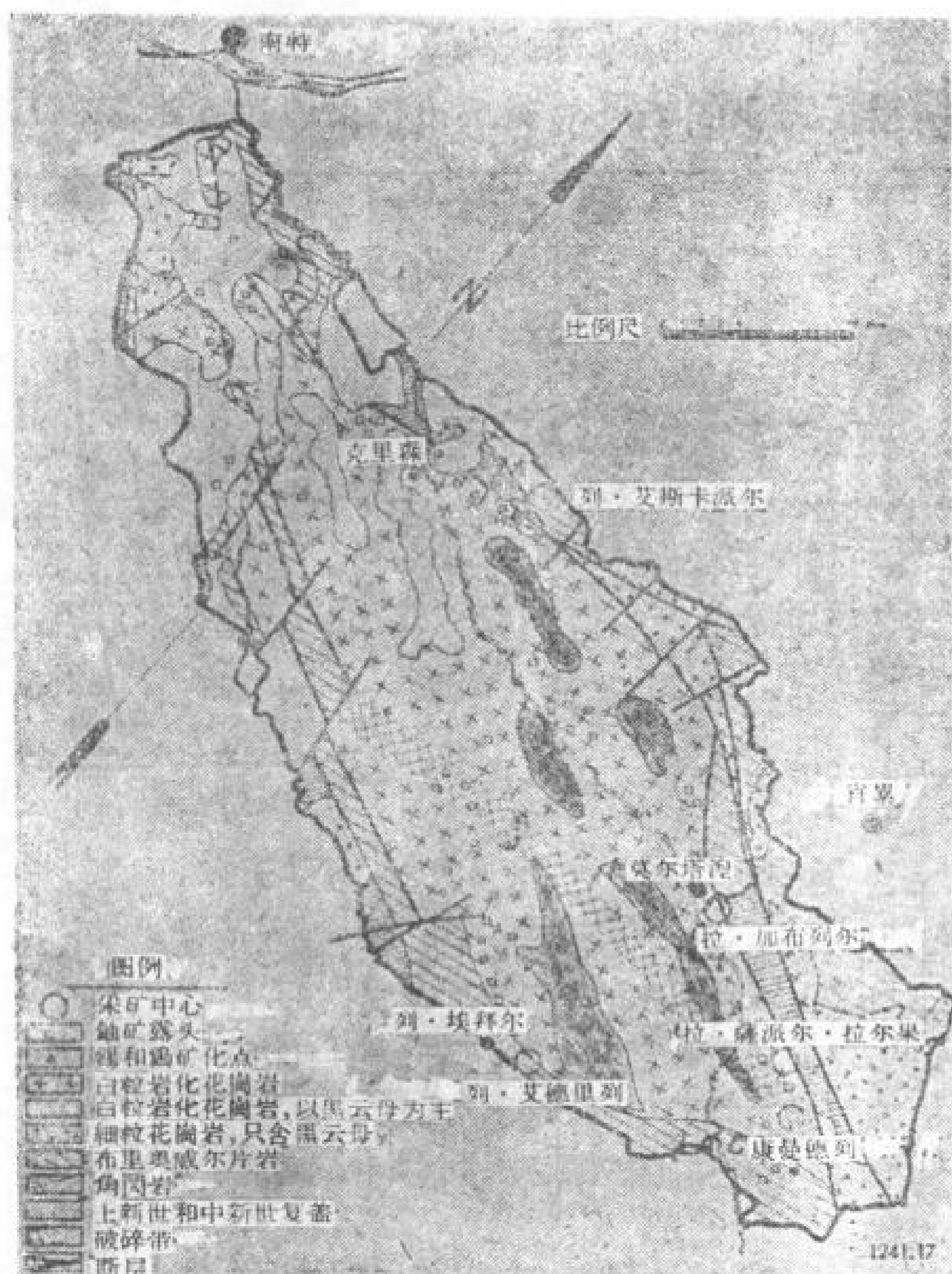


图 17 旺代矿床的地质图

并通过了整个不列塔尼 (Brittany) 中部地区。这背斜与两个由寒武纪至泥盆纪云母片岩构成的向斜构造为邻。在南部有布兰涅·旺代向斜，而在北部有莫捷和加廷向斜构造。每一个凹陷地区都被石炭纪以后的花岗岩体侵入，这些花岗岩体与铀矿化直接的联系，特别是在其北部。白粒岩化花岗岩体形成断续的山系，其轴部通过南特—格里森—莫尔泰涅—布列苏依尔—派尔泰耐等地。铀矿化露头围绕摩尔泰涅岩基分布，延伸 75 公里 (从布列苏依尔至南特)，最大宽度有 19 公里 (在尚累和艾尔比埃尔之间) (图 17)。

铀 矿 床

一般特点

主要矿床是在 1951 年底^[18,19]发现的，产于白粒岩体的北端，并与向北东

倾斜的、含许多断裂的糜棱岩伴生。在这里要描述三个例子；由西至东为：列·艾斯卡派尔，拉·加布列尔和拉·沙派尔-拉尔果。

其他的矿区，如康曼德列矿区产在岩基东端的南北向裂隙中。还有一些，如艾德里列矿区位于岩体南和西南部，产于花岗岩体内部或在其接触带中。所有这些矿床具有共同的特征，在描述它们的区别特征之前有必要列举一下这些共同特征：

1. 矿化露头极少，因为植物丰富；
2. 氧化带较浅，其中包括钙铀云母和铅矿，这些矿物在 10 米深处过渡为与其次生“黑色产物”在一起的沥青铀矿；
3. 黄铁矿经常与沥青铀矿共生，而胶黄铁矿则与“黑色产物”在一起；
4. 沥青铀矿总是产在角砾岩带中；
5. 硫化物和其他金属矿物只在显微镜下才能看到；
6. 矿化系统往南西延续；
7. 构造走向不一，其裂隙的接触界线清楚，不规则，只含有沥青铀矿析出物，为南北走向，而产在压缩和蚀变了裂隙中的矿脉走向为北西，其中沥青铀矿分散在脉石中，并且时常伴生有“黑色产物”。

旺代矿床沿石炭纪以后的白粒岩化花岗岩岩基的边缘断裂带分布。沥青铀矿的绝对年代测定表明，所有这些矿床都是同一个时代的产物，但是这些测定不十分精确，因而不能提供绝对的年代。区域地质研究表明，它们可能属于下侏罗纪或者三迭纪，这相当于法国大多数铀矿床的成矿时代。指出下面的一点是有意义的，在岩基内部发现有强烈放射

性的細粒花崗岩。正如它的地質标志一样,此岩石一定是內生變質的殘余物。其中並沒有發現鈾礦化現象,但是在其周圍^[20]却找到了鎢、錫和銅礦化。鈾可能形成第二個接觸暈,但還不過是一種假說而已。地球化學研究目前正在進行中,毫無疑問,這將明確地回答這些礦床的成因問題。

主要礦床和礦化露頭

在克利松附近的列·艾斯卡派爾^[21],鈾礦床產於離白粒岩和角閃片岩之間的反常接觸有幾十米遠的強烈破碎區中(圖18)。來自南西的強力的逆掩斷層使原來的岩石產生破碎和受深度變質。糜稜岩帶平行於上述岩石的邊界和產在拗褶帶中,白粒岩失去黑雲母和石英,同時變為紅色的副正長岩。鈾礦床與交織的裂隙伴生,並富集在裂隙交叉處。鈾或者在成束狀分布的細脈的石英-螢石等脈石礦物中成瀝青鈾礦細粒集合體出現,或者產在較強烈的破碎帶中,形成非晶鈾礦,並伴生有“黑色產物”和紅色玉髓;在這裡細脈於不同方向發生分枝,而強烈的破碎使地下水能自由循環,引起了螢石的溶解,並使塵埃狀“黑色產物”和高嶺土等粘土礦物得以發育。最有經濟價值的礦石出現在裂隙交叉處,成紡錘形的塊狀體,其寬度達10米,長200米。這個岩體是由經過多次斷裂破碎的花崗岩變來的,現在成為一個由石英和螢石(紫色螢石和黑紫色螢石)充填的網狀細脈。密集的細脈使岩體成為開采的對象,其中大量開采的是在石英和螢石之間的薄層致密瀝青鈾礦體。

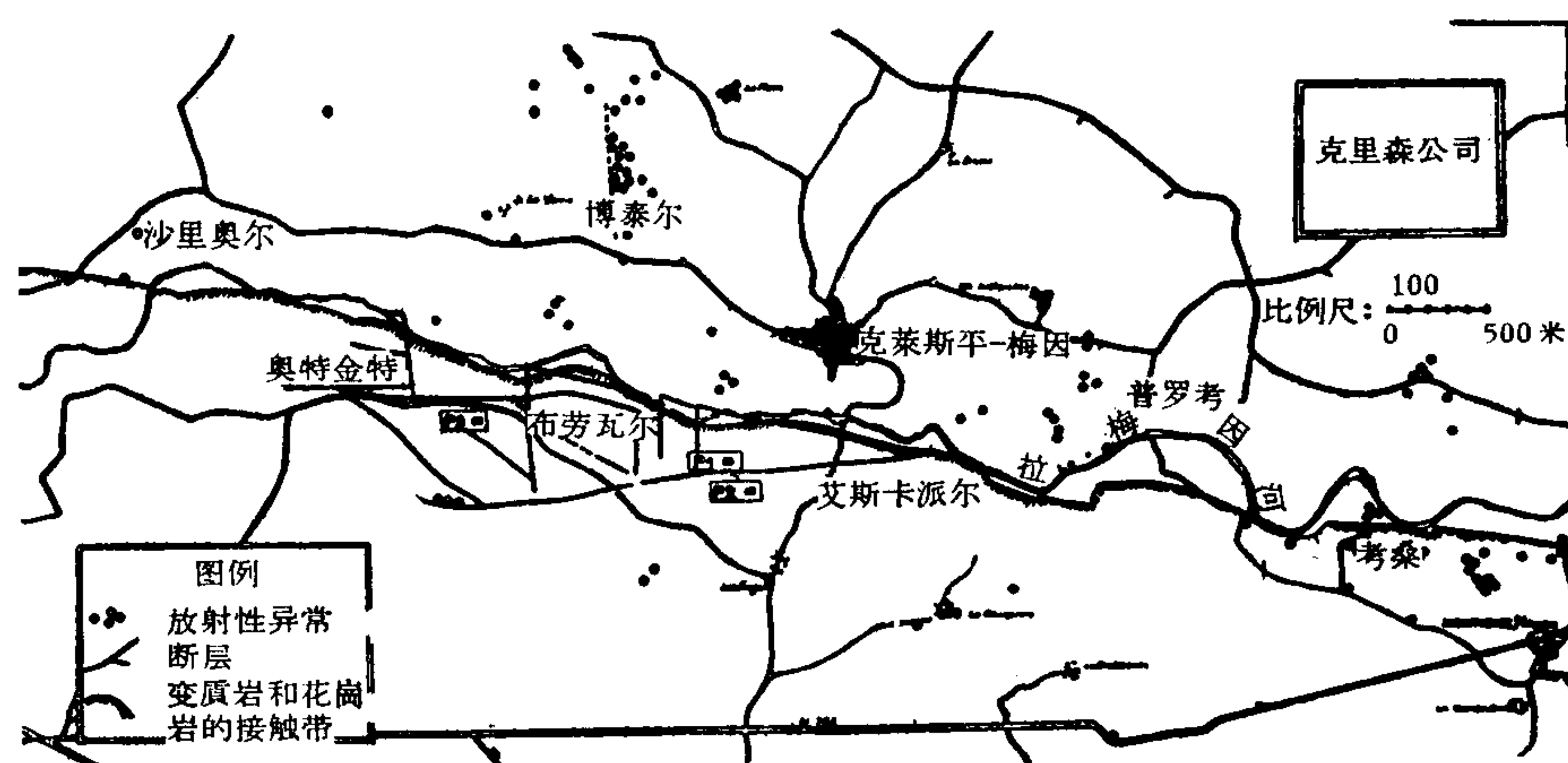


圖18 列·艾斯卡派爾礦床

這些特殊地帶是礦床的“精華”,由於礦化細脈中的空隙增加和礦脈變薄,礦石品位往其邊緣逐漸降低。礦床由東到西延長2公里,已用坑道進行揭露,並用鉆探勘探到200米深處。

在莫爾泰涅(Mortagne)附近的加布列爾礦床是由瀝青鈾礦和“黑色產物”的透鏡體所組成的,這些透鏡體沿硅化白粒岩和片岩角礫岩的接觸帶彎彎曲曲地分布。角礫岩帶順花崗岩殘留體分布,形成一條長100米,走向為 $N10^{\circ}W$ 的帶。

作為瀝青鈾礦脈的角礫岩完全是白粒岩成分的,角礫岩被黃鐵礦和細粒石英的細脈所穿過,而細粒石英與產於角礫岩碎屑中的鐵的氫氧化物伴生。瀝青鈾礦在硅化岩石中成浸染狀產出,而在壓縮裂隙中成塊狀產出。它似乎直接沉淀在脈石礦物中,替換長石。最近開始的開采工作,已經找到了兩個瀝青鈾礦透鏡體,其他礦體的找礦工作正在進行。應該指出的是,該礦山在開始時只有4個在粘土中的礦化點,它們各被三個斷層分

开,并且伴生有含鈣鈷云母的硅質碎屑物。

在薩基隆·苏·塞夫雷附近的沙派尔-拉尔果(图 19),瀝青鈷矿形成两条矿脉,并且离开白粒岩和片岩接触带有 100 米远,其中較大的一个矿脉叫做德德,它平行于接触带,产在一个在上盘有擦痕的断裂中,并且被条带状紅色玉髓充填,玉髓中还有含黄鉄矿的灰色玉髓扁豆体。瀝青鈷矿在灰色玉髓中成直径約 50 分之一毫米的細微的包裹体产出,有时排列成鏈状,并且被連續的蝕变暈所圍繞。

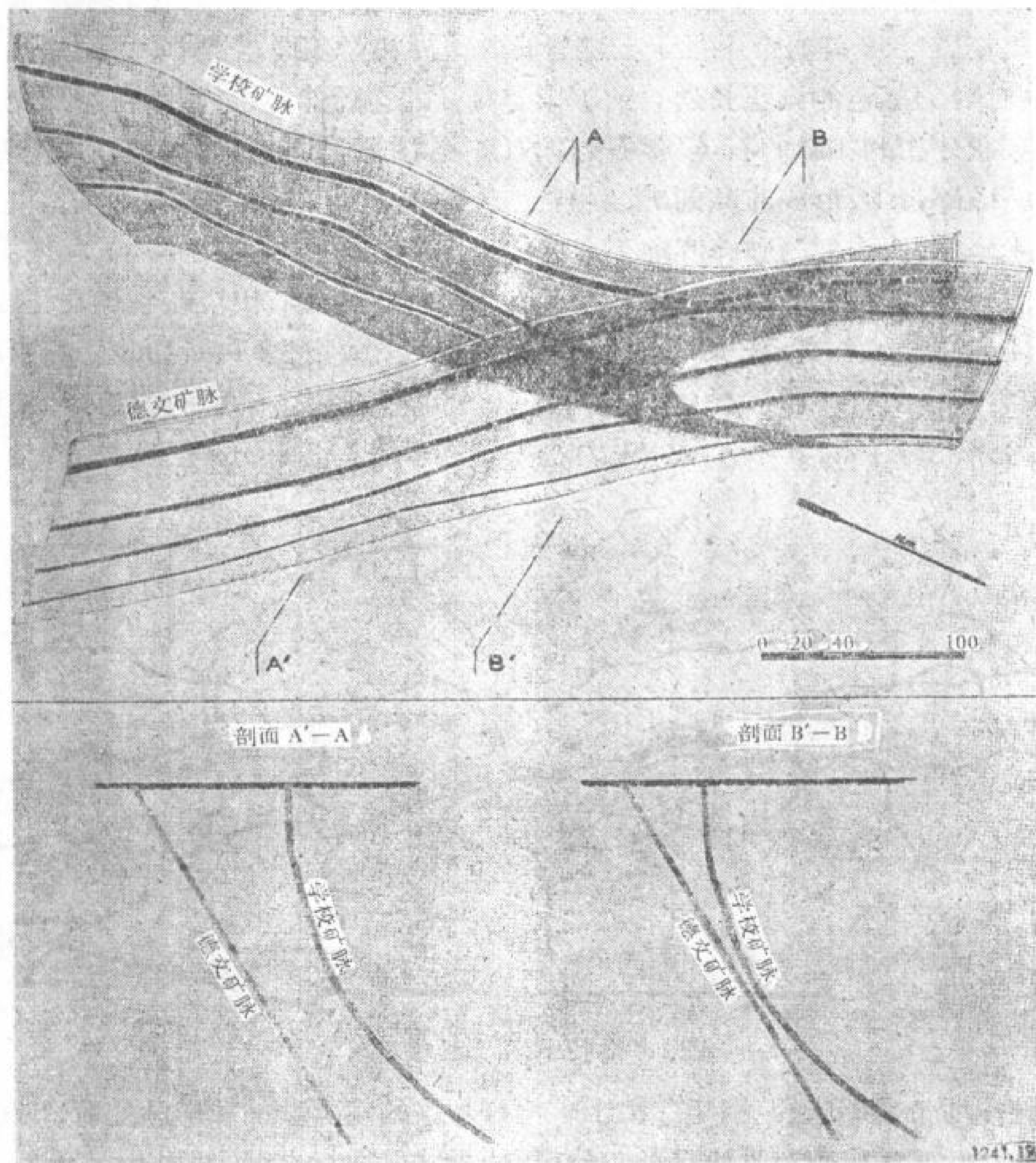


图 19 拉·沙派尔·拉尔果矿床

从这个矿脉中还长出了另外一个叫学校的矿脉。在这条由石英胶結紅色玉髓角砾岩和白粒岩而形成的无色石英脉附近有許多細矿脉,它們互相交叉形成了大而不規則的膨胀部分。这两个矿脉无疑的是属于同一时代的产物,但是学校矿脉却沿着一个平行于岩体边缘的錯动向上扭轉,这个錯动同样也影响德德矿脉。对該矿床用坑道已經勘探到 170 米深处,并且从 1958 年 1 月起已开始陆陆續續开采。

康曼德列矿床(图 20)离前一个矿床有 3 公里,也就是在学校矿脉含矿裂隙的延續部分。此裂隙中充填着相同的紅色玉髓,但没有灰色硅質脉石和瀝青鈷矿。矿化浸染了周围的花崗岩,特别是在矿体下盘,有时可达数十米深。矿化呈含有瀝青鈷矿和黄鉄矿的硅

質网状細脉产出,或者成浸染着围岩的“黑色产物”和褐鉄矿产出,并且有特殊的鉛灰色。在上部有全面风化的环状矿石,由脂鉛鈾矿和“黑色产物”、褐鉄矿和高岭土的同心状条带构成。从主要断层中分出了一些意外的断层,而断层网控制了矿化作用,这无疑是晚期淋滤作用的结果。

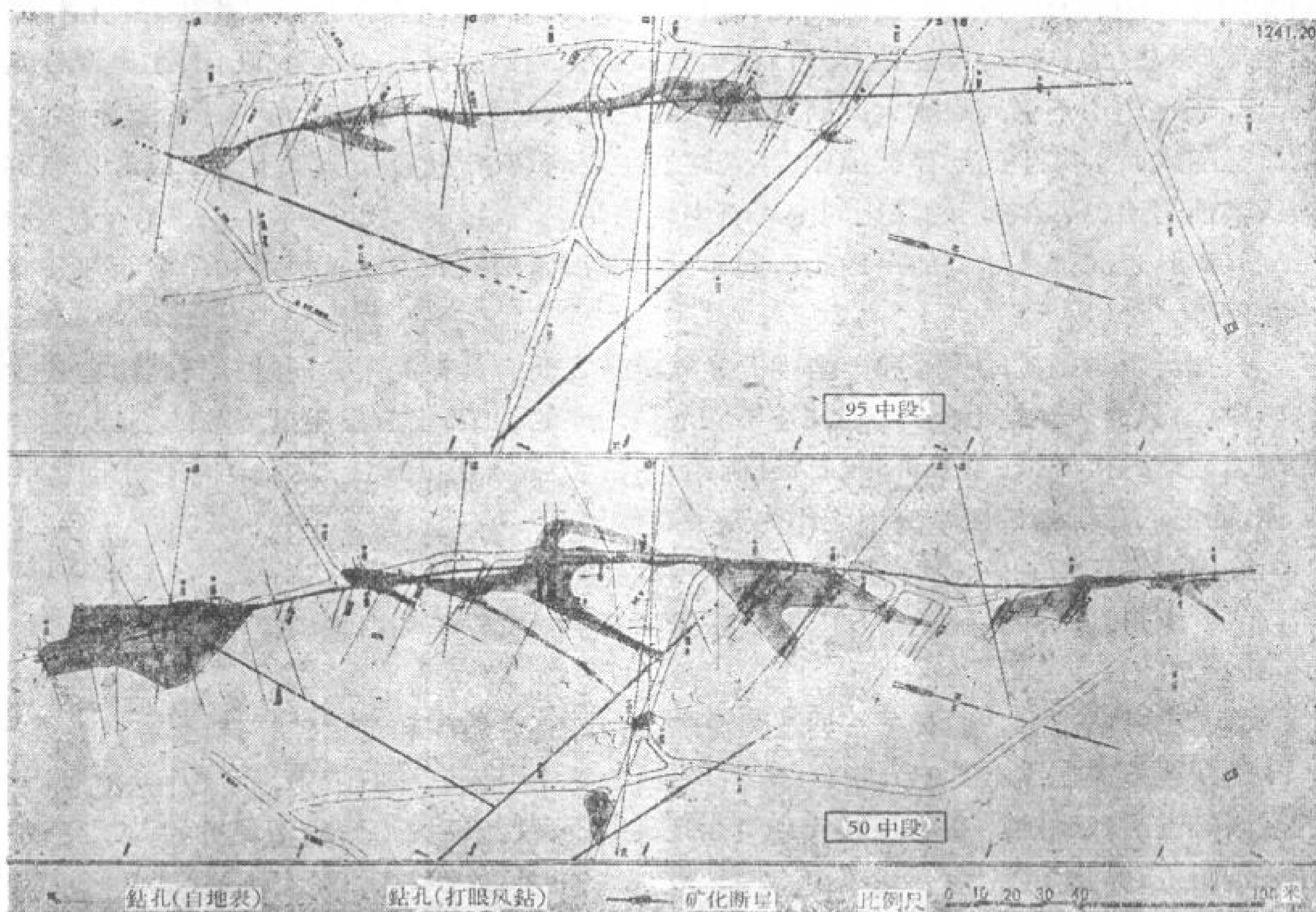


图 20 康曼德列矿床

此矿床发现了仅两年。坑道打到 100 米深;而钻探勘探到 200 米深。矿床的扩大有待于下一步的山地工作。

最后,在岩块南部,通过系统的探矿工作找到了东西长约 50 公里的确实的矿化带。这些矿化分布在离白粒岩几十米的接触带中,沿着与变质岩的片理方向相一致的边缘断层分布。这些变质岩是具有白粒岩层和磷灰石接触圈的白粒岩化云母片岩,白粒岩层夹在富含云母的岩石中。在地表,在富含黑云母片岩的节理中形成了许多钙铀云母,这些节理在白粒岩中尖灭。在地下水面附近,钙铀云母被与黄铁矿共生在一起的“黑色产物”所取代。但是所有的矿化现象常常都尖灭了。

在小城埃拜尔附近成功地揭露了一些矿化露头。它们为东西走向,除了其中含有红色玉髓结核之处,完全与前面所叙述的矿床相同。坑道达到 80 米深,在含红色玉髓的断层角砾岩的节理中发现有“黑色产物”。但是矿床的大部分是由走向为 $N10^{\circ}W$ 、含沥青铀矿和黄铁矿的硅质网状細脉组成的。这些細脉在东部被主要断层所横穿,并且发生膨胀。細脉的根部位于断层以北 20 米的白粒岩墙中,因此无疑地矿化也发生在白粒岩体内。在评价许多其他相似的矿化露头时,这事实将具有指导意义。

討 論

对比四組鈾矿床和矿化露头得出下列結論：

1. 由于在本文开头已經叙述了，所以这里很可能是重复的。鈾的富集与下列因素密切相关：(一)岩石多少有些白粒岩化(旺代、里摩日、佛賴)或岩石含有大量細晶岩和伟晶岩岩牆(格魯里)；(二)可能使部分白粒岩正长岩化的鈉有富集的趋势(旺代、北里摩日)。

2. 矿化作用不仅局限于大的断裂带中，也产在大断裂带中的局部再张开的裂隙中，更常产在与大断裂共生的小型裂隙中；不管这些主要断裂带是断层、糜稜化带，或者是煌斑岩或其他岩牆，只要它們的铁比周围岩石中更富集。

3. 矿脉走向都是始終如一的北西向，只有在海西褶皱的阿尔莫里堪和华力西部分有少数例外。

4. 在含瀝青鈾矿的裂隙和围岩中的赤铁矿带之間有共存关系，同时脉石矿物也被赤铁矿浸染，只有少数情形例外，这就是平靜地被充填的裂隙、沒有发生过复苏的裂隙、在与煌斑岩岩牆的接触带(里摩日)或石英(佛賴)中的裂隙。在里摩日，这类矿床含小而富的矿体，而它們在佛賴矿区中决不能作为开采对象。

5. 四个矿区中的矿化次序和简单的矿物共生組合可綜合如下：

(1) 瀝青鈾矿和鉄硫化物与玉髓状硅质脉石中的黄铁矿和白铁矿經常共生；

(2) 螢石；

(3) 有时接下去是烟灰色石英及閃鋅矿、黄铁矿、方鉛矿和黄銅矿等硫化物。

烟灰色石英在离第三紀大断裂(佛賴)不远的矿床中組成脉石矿物，而在中央地块^{18,21}的南西部沒有找到过。螢石在旺代和莫尔旺，即在反映出法国海西构造輪廓的“V”型分枝末端附近，非常多。

6. 在佛賴、北里摩日和旺代等地的矿床中开采断块的长度(平面上)很少超过 100 米，厚度在 25 米以下，已知深度为 150—400 米。莫尔旺矿区的可采矿体，长度很少超过 240 米，煌斑岩或老的石英脉中的个别矿脉很少有 10 米长。

十年来的調查工作在法国海西地块內找到了几千个鈾矿化点，但是其中只有几百个点与 20 个可开采的矿床直接有关。按照在极为簡略的文献中所发表的、世界上普遍采用的标准，根据可开采矿石中鈾的估計吨位，可将这些矿床分类如下：

矿 床	佛 賴	莫 尔 旺	拉·克勒茲	旺 代
小	4	4	3	3
中等				2
大	1		3	1

肯定的，此表只有相对意义，因为它是以各种矿床中矿体的現有大小为基础的，而对这些矿体将来在垂直或水平方向上扩大的可能性沒有考虑。

(譯自 Proceedings of the Second United Nations International Conference
on the Peaceful Uses of Atomic Energy. vol. 2)

参 考 文 献

[1] Poughon, A., and Moreau, M., Etude géologique du Nord du Forez, Publication de la Faculté

- des Sciences de l'Université de Clermont, Fasc. 2, Clermont (1956).
- [2] Poughon, A., and Moreau, M., Les gisements à parsonsite de Lachaux, *Sci. Terre*. Vol. III. No. 1 and 2, Nancy (1955).
 - [3] Poughon, A., and Puibaraud, Y., La région uranifère des Bois Noirs et le gisement du Limousat, *Colloque de Géol. des Gits. de Min. d'uranium*, Madrid (1957).
 - [4] Duclos, P., L'apparition de la muscovite dans les granites et les migmatites du Forez; sa liaison avec les gites uranifères, *Note C.E.A.* (to be published).
 - [5] Levy, A. M., Les terrains primaires du Morvan et de la Loire (1908).
 - [6] Chevret, J. and Branche, G., Contribution à l'étude des minéraux secondaires d'uranium français. *Sci. Terre*, Vol. III, No. 1 and 2, Nancy (1955).
 - [7] Garrat, G. H., Le gisement d'uranium de Bauzot, *Sci. Terre*, Vol. III, No. 3 and 4 (1955).
 - [8] Geffroy, J. and Sarcia, J. A., Contribution à l'étude des pechblendes françaises, *Sci. Terre*, Vol. II, No. 1 and 2, Nancy (1954).
 - [9] Jean and Sarcia, J. A., La province uranifère du Nord-Limousin: la mine Henriette, *Sci. Terre* (to be published), Nancy (1958).
 - [10] Chenevoy, M., Contribution à l'étude des schistes cristallines de la partie Nord-Ouest du Massif Central français, *Thèse de doctorat, Faculté des Sciences, Paris* (1957).
 - [11] Gautsch, J. P., *Étude géologique du district uranifère limousin au Nord de la Gartempe, Diplôme d'Études supérieures, Faculté des Sciences, Paris* (1958).
 - [12] Sarcia, Jean, A., Les gites lithinifères du S. E. des Monts d'Ambazac, *Ech. Min. Mét.*, No. 12, Paris (December 1957).
 - [13] Geffroy, J. and Sarcia, J. A., La notion de gite épithermal uranifère et les problèmes qu'elle pose, *Bull. Soc. Geol. de France*, in publication, Paris (1958). Présenté pour la première fois au Colloque de Géol. des Gits. de Min. d'uranium, Madrid (9—11 May 1957).
 - [14] Jean A. Sarcia, Les indices wolframifères des Monts d'Ambazac, *Ech. Min. Met.* (to be published), Paris (1958).
 - [15] Jacqueline A. Sarcia, *Microscopie du minéral et des roches, La Province Uranifère du Nord Limousin: La mine Henriette, Sci. Terre* (to be published), Nancy (1958).
 - [16] Jean A. Sarcia, La province uranifère du Nord-Limousin, ses trois principaux gisements, Ceux de Margnac et des Brugeaud ont été déjà présentés dans une communication au Colloque de Géol. des Gits. de Min. d'uranium, Madrid (1957).
 - [17] Mathieu, G., *Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne, Sautais 54, Lille* (1937).
 - [18] Sanselme, H., Aperçu géologique sur les gisements d'uranium du Bas-Poitou, *Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva 1955, United Nations, New York* (1956).
 - [19] Sanselme, H., Aperçu géologique et méthodes de recherches de l'uranium en Vendée, *Sci. Terre, Nancy* (April 1958).
 - [20] Laugagne, P., and Sanselme, H., Découverte de wolfram et des minéralisations associées dans le Haut Bocage vendéen, *C. R. Académie des Sciences*, 242, 1636—1639, Paris (1956).
 - [21] Sanselme, H. and Zegers, J. C., Découverte et mise en valeur du gisement d'uranium de l'Escarprière, *Ann. Mines, Paris* (October 1957).

阿尔卑斯上古生代岩石中的含铀建造*

F. 依波利托**

意大利国立核研究委员会(CNRN)所获得的钍和铀的地球物理普查结果,已在 1955 年^[1] 8 月 8 日到 20 日于日内瓦召开的和平利用原子能国际会议上提出。

近几年来,由于地质测量的发展以及用一整套有助矿山勘探工作的地质科学方法所进行的研究工作的扩大,使得国立“核研究委员会地质矿物研究所”的活动大大地增加了。

铀矿矿化作用研究的初步结果,曾在 1956 年 9 月在墨西哥召开的国际地质会议^[2]上提出过。

显然,这些初步的研究结果是很不完全的。目前可以将近年来较详细的研究过程中所获得的新资料以及由于新的含铀矿床的发现而获得的新资料加以补充。

本文的目的是必须对意大利境内目前已研究过的岩层建造作一全面描述。这个问题是研究工作的主导思想,在不久前刊登的一篇论文中^[3]已广泛地讨论过。

这篇报告将对阿尔卑斯上古生代的某些沉积和变质建造中到目前为止所发现的各种类型矿化现象作一总的、尽可能完整的描述。并对矿床的成因和各种各样矿床间可能存在的关系作出推论。

我们所感兴趣的沉积岩层在阿尔卑斯地区的广大的面积上都有。这些沉积岩层是由局部沙漠性的大陆沉积组成,它们是在晚海西期隆起和二迭、三迭纪的后期海进之间形成的。

后期造山的火山作用发生在海西褶皱的地方似乎是一般的现象,它大致是与海退同时发生的。它的产物形成了大部分为风化和侵蚀所破坏的火山岩。

因而,这样发生的花岗岩建造和砂岩建造是阿尔卑斯上古生代地层的特点。

由于地质作用的不断发展,其强度在阿尔卑斯造山运动中达到最高点,这种强度导致上述沉积物的成岩作用和变质作用。这些现象是随着不同的强度和不同的特点而产生的,它取决于岩石与最大构造活动和侵入活动地段间的距离。由于这个原因,各沉积建造在某种程度上是受构造作用影响的。虽然露头的岩石类别和构造各不相同,但是很容易确定二迭和三迭纪的成因特点。

在二迭、三迭纪所有的岩层上进行地球物理普查的结果表明,几乎到处都有不同程度的放射性富集现象,并从工业观点上可以确定是最有远景的建造。根据地质测量和试验室研究,可以发现与晚古生代相共生的铀矿床在构造上,成因上和地层上的差别。这些资料就是这篇报告的基本内容。

* The Uranium Bearing Formations of the Sediments of the Late Alpine Paleozoic (第 2 卷,第 2421 号报告,意大利)。

** Felice Ippolito (罗马国立核研究委员会总书记)。

1. 关于西阿尔卑斯含铀矿床的新资料

論文^[2]中列举了在阿尔卑斯沿海和科兹安地区二迭、三迭紀岩层大多数露头中进行的普查結果。較詳細地考查了上述建造的地質和岩相特征及其成因。此外, 論文将对这些岩层中的铀矿床作簡單的叙述和部分地分类。叙述的最后部分将举例說明导致生成放射性矿床和铀最初来源的最可能的成因过程。

对一般的沉积矿床的成因所作的假說是后期詳細研究后提出的。实际上, 矿山工作的发展和矿物化学及物理实验分析都可以得出这样有价值的新資料, 根据它們能足以确定西阿尔卑斯和沿海地区各类铀矿床所占的位置。

在地下坑道中所进行的研究以及新的有价值的铀矿化点的发现可以获得几乎是有关各种各样矿体的形状、性质, 地質上和岩层上分布的最終資料。

里奥費列道(Rio Freddo)(普悅拉里奥, 皮埃蒙特)和普尔特(Preit)(瓦里馬依拉, 皮埃蒙特)矿床是最重要的和很有名的矿床。这些矿床的矿化形状几乎一样, 而其他不太重要的铀矿床也具有某些与上述矿床相似的特点, 虽然, 有时候有它本身独特的空間分布。

較大矿体的主要形状为透鏡状, 或更确切地說, 呈椭圆形横断面的圓筒状。

矿山勘探工作只能揭露出矿体几何形状的某些因素: 如普尔特矿床的、与最大伸展方向成正交之断面的平均数值已經确定。

椭圆形横断面在层理面上的长軸約 30 米, 短軸为 2 米, 里奥佛列道矿床的断面規模很小。二个矿床的圓柱形矿体的长度都超过 200 米。

圓柱形矿床的围岩为特別富有絹云母和綠泥石的頁岩, 与西阿尔卑斯的二迭、三迭紀岩层的中等岩层类型比較, 围岩的特征就是組分顆粒极小。铀矿物(其特性以下将詳述之)集中在与絹云母綠泥石互层并平行于片理埋藏很薄的矿层中。

矿床局限于变质杂岩的上部, 并生于海相石英岩建造的附近。

在墨西哥召开的国际地質會議上提出的通报中詳細地討論了西阿尔卑斯二迭、三迭紀变质岩层的意义以及下伏的頁岩层、上部的石英岩和位于頁岩上部的铀矿床之間相互的成因关系。說明了石英岩建造是受分布在花崗岩类型的大陆相建造之上的浅海的作用而形成的, 这种大陆相建造的上部局部已經粉碎, 长石和鉄鎂矿物几乎完全破坏。

在一定沉积地区水解产物和其他流入海中的碎屑物质依次冲刷和淤积。

本文作者认为铀本身局部受类似的地球化学沉淀过程的作用, 而堆积在富有有机物的水解产物和粘土的沉积层中。这样, 便形成若干个具有有机铀化合物的矿床。

第二类铀矿床矿体空間分布的特点与第一类有很大区别, 因此, 从采矿的观点看来, 該类矿床的意义不大。

在这些矿床中, 含矿的岩石其粒度很粗, 且有很多老的碎裂性晶体的碎屑物。含有铀矿化的矿层在空間上很少相互联系, 因而不能形成一定稠度的矿体, 几乎所有的矿体都相隔很远; 以不同的形状和深度埋藏在各种各样的变质杂岩的各个被复盖层位中。

两种类型铀矿床的差别可以用在二迭、三迭紀过程中准平原海岸地带特有的海进的发育来解释。毫无疑问, 这个过程与石炭紀的“沉积循环”有某些相同之点。因为海进速度大大超过了大陆沉积的构造能力。

可以設想, 在这样的条件下, 由于上面两个因素的不同, 海进虽然总的在不間断或几

乎不間断地发展,但速度可能是有时較快,有时較慢。

在海进速度較快的时期不会产生沉积物的选择作用,因此这些沉积物保持着与下伏大陆沉积物相接近的特点。相反,在海进速度較慢的时期有足够的时间使与大量有机物混合的細粒物在海中分选并沉积下来。

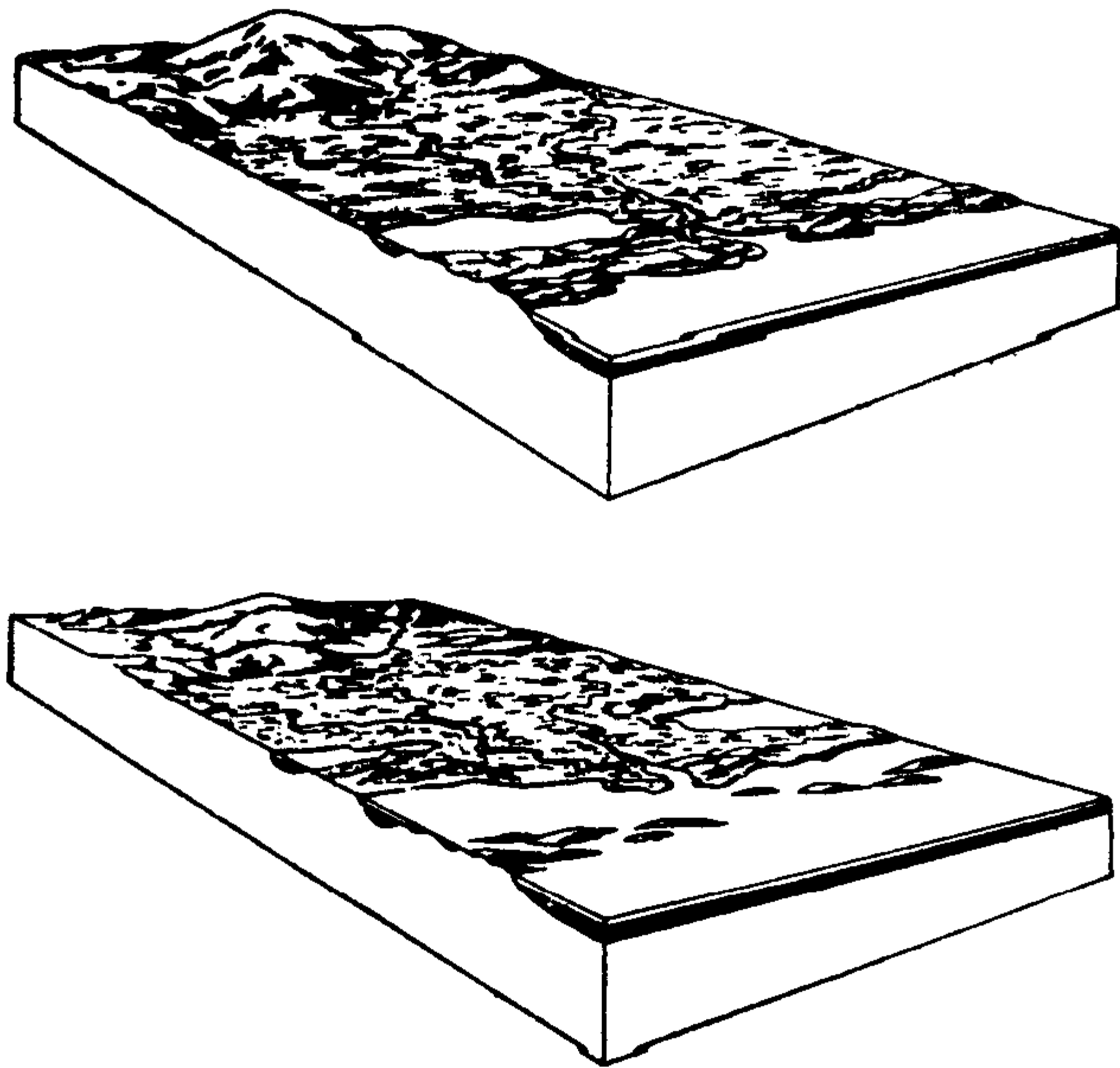


图1 西阿尔卑斯二迭-三迭紀海进阶段的再造

这种海进速度变化的結果形成了浅滩羣,这些浅滩羣开始时是生成被降落地段分开的水下沙滩或海岸沙丘。目前的第一类矿床是在浅海中缺氧情况下形成的,因为在缺氧情况下有利于保存有机物和磷酸盐的沉淀。

相反地,在上部复盖着几层有机物的大陆沉积层改变很小的情况下,在海进較快阶段产生的沉积物是形成第二类矿床的来源(图1)。

图1所示的古地理的再造乃是今后进行野外勘查的假設,暫时可用來切实地解释鈾矿床的各种具有代表性的特点。

但是要指出,有些地区有形成上述鈾矿床所必須的条件,这些地区与西阿尔卑斯二迭-三迭紀分布比較是很有限的。这种限制性可能是由于有机物和磷酸盐物质分布不广而造成的。因为这些物质只有在非常特殊的环境中才能沉淀。更可能发生在与河口空間联系处。对矿化和围岩起作用的地質作用基本上是受阿尔卑斯造山作用的控制,在这些地带的造山作用有不平常的強度。

岩石和矿化产物的岩性和矿相的研究資料在最初通报中已发表过。在这方面可引証上述研究結果所得出的結論。根据这个結論,所研究的建造仅遭受微弱的表生带变质作用,这种变质作用引起典型的矿物和构造的变化。

为了审核上述結論和結束矿相分析,对该地区不同剖面上的含鈾岩层試样作了多次的放射性測量工作,并准确地确定了鈾矿层的时代。这些研究工作的結果很有意义,并由此制成了西阿尔卑斯的鈾矿矿化图。

研究涂有核乳胶体的透明薄片可以确定鈾在矿化頁岩中的两种分布类型。第一类型的特征是 α -径迹在整个矿化岩石中分布得很均匀,同时,除相类似的分布之外,第二类型的特点是尚有特殊的放射性局部富集。在許多小球体和非透明薄层中見到的矿化作用实质是由普通的含鈾有机混合物形成,在这种混合物內金属以分散于含碳物质中的相态存在,上述矿化作用在很小程度上是分散的或形成純瀝青鈾矿小結核的堆积。

如所周知,在鈾的沉积循环过程中生成原生瀝青鈾矿实际上是不可能的。所以,如上所述,这些矿床中的瀝青鈾矿无疑是由于鈾有机化合物的变质而引起鈾的聚集的結果。但是,很明显,由于变质的性質和強度,这种聚集具有很大的局限性,它发生在极有限的地区內。此外,围岩的粗粒及其矿物构造能对鈾的聚集起有利作用或不利作用。实际上,粗

粒石英岩中的个别矿床所具有的丰富的瀝青鈾矿，与分布較广的細粒頁岩矿床中鈾含量的貧乏，是一种明显的对比。

几乎完全缺乏鈾这一事实証实了关于生成鈾矿床的假設。

鈾的沉淀和沉淀物堆积同时发生以及原生鈾的微弱移动（至少有些試样是这样），这对于用鈾鉛方法确定生成年代是很有利的条件。根据两个富有非晶形氧化物的試样得出的測定結果証明了是属同一时代，約为 2 亿年。

这一时代与推测的上二迭紀沉积岩层的时代相符合，因而更証明了上述論点的正确性。

确定了其他两个含瀝青鈾矿百分比相当大的样品中鈾与鉛的比值，这一比值相当于約一亿年的时代。

显然，这个数值与阿尔卑斯造山作用变质时代的数字很接近，在造山运动过程中产生了鈾的主要聚集。但是，这个时代不能用来說明矿床历史，因为样品預先可能含有一定数量的原生鈾。因而，从这个观点出发，可以认为上述数字是偏高的。

2. 中阿尔卑斯的勘查

不久前对中阿尔卑斯露出地表的晚古生代岩层开始进行了放射性測量，地質研究和岩性研究工作。

所获得的結果只是初步的和报导性质的。

本报告对该地带的簡單叙述在很大程度上被全面了解阿尔卑斯石炭二迭紀岩层而作的該区的重要資料所証实。西阿尔卑斯之上述典型岩相在这个地带內突然地終止了，經過某些間断之后显出了整个中、东阿尔卑斯所特有的石炭二迭紀建造。石炭二迭紀将在下一章中加以叙述(图 2)。

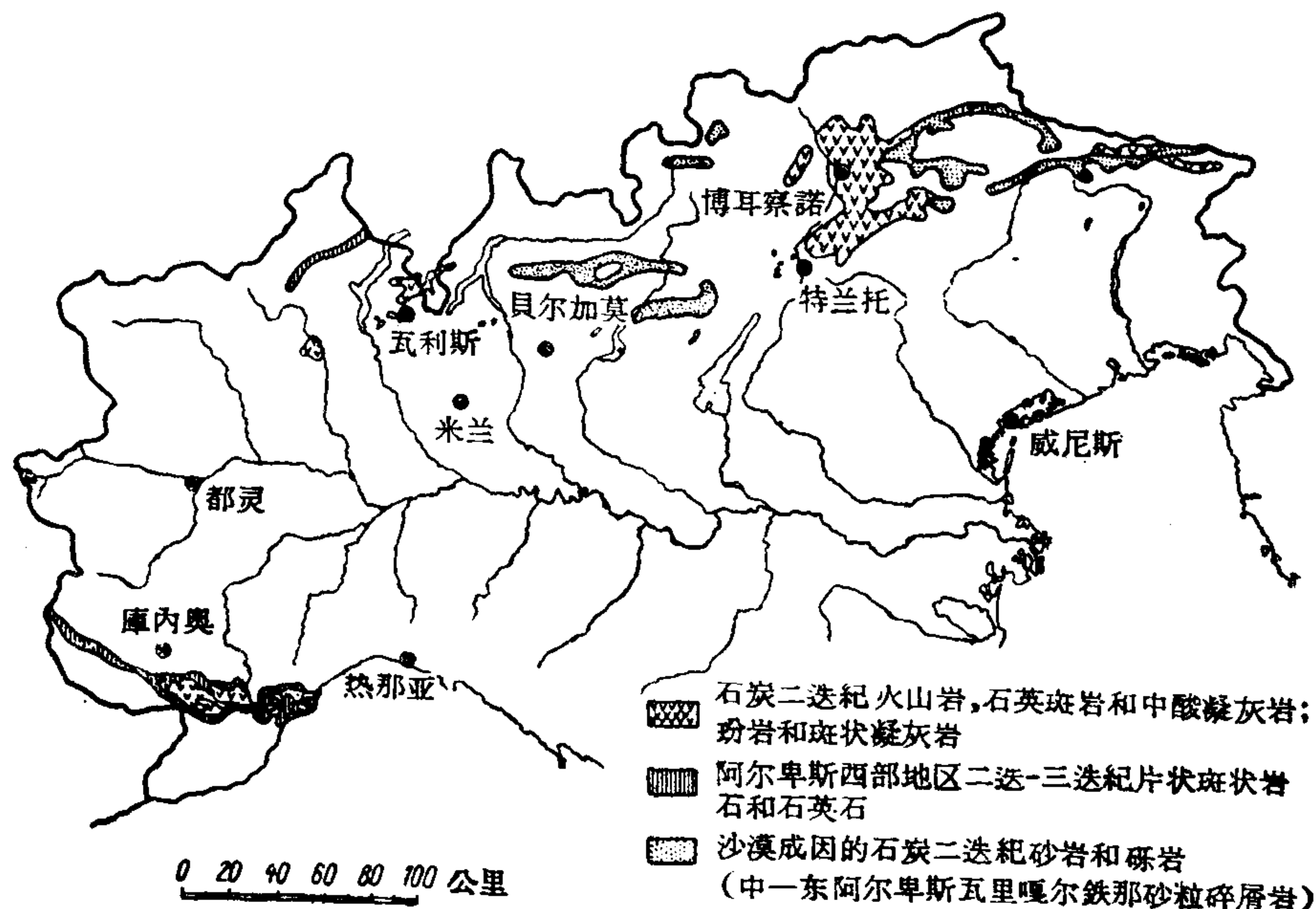


图 2 意大利含鈾建造分布略图

迄今仍在瓦利斯附近进行的放射性测量和地质勘查工作特别集中在火山碎屑建造各个不同的层位上。火山碎屑构成属于二迭纪火山岩相。砾岩把它们与下伏结晶变质岩隔开。火山岩相由火山碎屑、熔岩和熔凝灰岩互层所组成，这些互层具有从斑岩到流纹岩类岩石所固有的不同化学和岩性特点。含铀矿化层出露于一个基底凝灰岩建造的岩系中。

放射性矿床的围岩为中粒流纹熔凝灰岩；此熔凝灰岩是由火山质为主要基质胶结而成的破碎的岩石斑晶和岩石碎片组成的。

上述岩石类型的矿体为呈微透镜体状。这些矿体平行层理延伸，并离基底砾岩不远。

经过详细勘查后，发现若干小透镜状的矿化体，它们相距很近，在地表几乎连续了几百米。

对铀含量不同的样品所进行的显微镜研究表明，完全没有代表性的脉石矿物，在火山岩块中有非透明的，反射能力很低的尘状或细粒物质。这种物质分布在很小的非晶形的基石中或分布在胶结着其他组分的薄层中。与这种黑色矿物共生的通常有黄铁矿，其氧化产物与次生铀矿石混合在一起。按十种矿物样品进行的化学分析证明了铀含量最高可达11%。此外，还见有铅(达1%)，钒(达0.3%)和磷(达0.6%)，同时铜含量则低得多(达0.01%)。

迄今仅确定了某些有机物质的痕迹。研究了已有的资料和考虑到这些资料在一定程度上已被研究的结果所证实，因此，可以提出下列见解以便论证该矿化是沉积生成的假说：

1. 呈“非晶质氧化物”或金属有机杂岩状的铀矿石不与铀矿脉的共生体伴生，而呈胶结物状星散地分布在周围的岩石中。这种现象可作为所有沉积型铀矿床的特征。

2. 矿化的广泛分布完全与凝灰岩层位相符合，而类似的地层却完全不含矿。这种特殊情况对于淋滤矿床也是典型的现象。

3. 上述要素的存在是能说明问题的。因为对于铀的沉积循环它们是很典型的。

至于沉积过程，无疑与上述其他类型的矿化生成过程相似，上述物质的正常浸出引起了上部层系中的氧化元素的溶解，这些元素在该情况下具有流纹岩和斑岩性质。

由于已知的化学和物理条件的影响，在富含有机质残骸的岩层中，由循环溶液带入的铀和其他元素发生富集。可以推测，象在意大利第四纪火山的具有放射性的凝灰岩层中观测的结果一样，特殊的地层是由古代的表土层生成，这表土层原属于某一火山运动的静止期。关于这种现象在墨西哥召开的国际会议上已报导过。

3. 东阿尔卑斯的铀矿床

几年前在西阿尔卑斯开始的对晚期海西层系下部矿层的勘查已逐渐扩大到山链的中部和东部，在这里晚古生代建造一般发育良好。在别尔加马(Bergamaschian)和卡尔尼安(Carnian)阿尔卑斯地区之间的广大地段上考察的结果是令人满意的。

放射性研究证明在石炭二迭纪沉积岩相中有若干个铀矿床。在这类岩相的建造中几乎到处都发现矿化现象。在勘查过程中查明了上述建造(勘察阿尔卑斯的地质学者们将它划为法尔伊斯捷尔(Val Gardena)地段的瓦里阿尔捷娜砂岩和巴尔嘎玛什的维鲁卡诺(Verrucano))和石炭二迭纪岩系的其他建造之间的成因关系对于含铀建造的揭露具有首要的意义。

必須指出,由于对上述建造的地質和岩性的研究还不够全面,因此对于各种类型岩层的意义或时代科学家們的意見也各不相同,甚至有相反的意見。

考虑到上述情况,国立核研究委员会地質矿物研究所对一些有特殊意义的岩层作了一系列岩石、地球化学和地質方面的研究工作,同时也用放射性照相法对上述建造的岩石作了研究。现将目前所获得的結果叙述如下。

区 域 地 質

在阿尔卑斯复杂的地質图中,以上所述各个面积构成了属于吉娜尔系的所謂南阿尔卑斯的一部分,吉娜尔山系常常有很厚的晚期海西岩层,其中主要发育的是中生代岩石。这一点不同于山系其他地質部分。在大地构造方面,南阿尔卑斯山系很少出現位移現象,(这种位移現象对于造山运动急剧的区域是很具有代表性的)。因而,較年青的建造很少变質。

出露地表的最古老的建造属于变質的結晶杂岩体,这种杂岩体被認為是吉拉尔千枚岩建造。大部分地区都有石英,鈉长石和絹云母所組成的千枚岩层。石英往往含量很高,因而有些地方几乎形成了石英岩,这种石英岩很少含有較多的絹云母和綠泥石。此外,还有含很多有机物的板状頁岩层和典型的石墨頁岩。

上述建造显示了表生变質作用的代表性的特点;可以較容易地确定建造的原始沉积的性質。只偶然在一些最重要的构造綫附近可見到变質程度較大的頁岩。同时,形成为数众多的阿尔卑斯侵入体頂部的千枚岩建造,在不同程度上遭到热力蝕变和交代作用,这些頁岩建造的时代很不清楚。根据一些科学家的意見,頁岩建造是在前寒武紀和志留紀之間生成的。毫無疑問,当形成晚期海西隆起时,这些岩层已具有現在这些特点。但是,这些問題在本报告中未予闡述,本报告仅闡述对于与海西造山运动之后和二迭、三迭紀海进之前的海退时期有关的整个岩层体系。在这些岩层中,可以观察到局部地占多数的沉积岩相及典型的后造山运动的火成岩相。

产于吉娜尔千枚岩中的第一次海进岩层为粗糙成分組成的基底砾岩,这些粗糙砾石成分处于不同程度上杂乱的、很少成层的岩体中。这种岩层不是到处都有的,其厚度变化很大,平均为几十米。

最重要的組分为千枚岩的圓形碎屑和結晶片岩的石英岩。偶而也有派生片麻岩。

在某些地段的基底砾岩中可見到复盖着火山层系的熔岩和火山碎屑。在形成基底砾岩的最終阶段南阿尔卑斯都有強火山活动。在所有研究的地区有着将近同样数量的火山噴出物,这一点說明了晚期海西隆起的特征。露出在东部和中部(阿吉热河下游)地表的火山层系具有非一般进化的特征。实际上,在这个面积约 2500 平方公里的广大地区內,火山活动几乎連續不断。就在特里吉洛·阿里托·阿吉热(Trentino-Alto-Adige)地区(此处杂岩厚达 1000 米),对露出地表的岩层的岩性进行了研究,因此确定了許多火山岩相。在富有結晶基岩碎屑的有些粗而松的凝灰岩初步沉积之后,便交代了噴出熔岩和火成碎屑,这种火山碎屑的特征是具有粗面安山岩成分,并由长石,輝石和橄欖石所組成。这种长石,輝石和橄欖石初期火山作用发生的时期,出現了含石英的火山岩(含石英的粗面安山岩)。这些岩石的出現結束了火山活动的第一次循环,这种火山活动也具有火山的圓錐形构造。最典型的火山活动也在这个时候开始的,这种火山活动后来为本区域內一般的岩

石奠定了基础。这些在很大区域内厚度不变的岩石建造可分为大型块状岩层和与熔岩相似的致密岩层。

岩相研究的结果证明：中酸性凝灰岩具有单一的矿物化学成分。此外，另一特点是，斑晶常被不同方向的裂隙所破坏，处在流状基质中，这种流状基质富含玻璃质颗粒，局部地为含很多包裹体的翠砷铜铀矿的构造。若使注意到了中酸性凝灰岩层的产状特点及其巨大的范围，就可以证明，中酸性凝灰岩层的分布决定于裂隙位置的这种推测是正确的。由于对引起阿里斯都阿吉日地区火山作用的化学方面和结构方面的变化原因和事实未加以论述，文中只引证了与本区有关的晚期海西火成现象的典型情况。在火山活动过程中，东阿尔卑斯所有南部地带完全形成。对于这个过程以别尔加莫区域的条件为最好，因为该区有很多海西期结晶片岩的碎屑。残余的海盆地完全充填着这些碎屑。沉积是与火山活动同时产生的。因此，带有火山岩小夹层的沉积岩其厚度往往很大，通常都很有名，如：“卡利奥岩层”。

在火山建造或卡利奥岩层上产有含铀矿化的砂岩(在沙漠环境的特殊相中)。

沉积岩——“瓦嘎尔杰娜砂粒碎屑岩”最大厚度达400米，整合地产在下伏岩层上。它们的主要成分为小卵石，石英结晶碎屑，长石——这些大都是火山岩风化的残余物，少数为頁岩建造的碎屑物。它们有各种各样的性质由砂质碎屑岩至砾岩和泥质岩。这些岩石的空间分布很不均匀，较大的差别主要在杂岩的基底部分。砂粒碎屑岩的一般颜色为浅红色，只有某些特殊的岩层中呈灰色和绿色。在大部分接近建造基底的岩层中往往见到碳化的或硅化的有机物残骸，这种有机物残骸属于二迭纪不同时期和上石炭纪的植物化石群。对砂质建造岩性的研究说明其中的矿物曾稍受滚磨，因而，这些岩石具有花岗质性质。胶结物基本上是砂质和硅质的，仅局部是石灰质的。凡利卡尔耶娜砂粒碎屑岩上复盖有稳定海进期沉积下来的海相建造。这种稳定海进于中上二迭纪期间产生于该区东部地带，后来逐渐向三迭纪地层的西部地带扩展。

中、东阿尔卑斯石炭纪-二迭纪岩层的地质岩性情况

在结束本文时，综合一下中、东阿尔卑斯石炭-二迭纪岩层的地质和岩性的发育是有帮助的。这对于正确说明最典型岩层之一的铀矿化的成因特别重要。海西期造山作用的最終阶段决定了总的隆起以及变质建造的出露。

这些结晶体的河、海浸蚀产物形成了岩层的第一层沉积岩——稍受滚磨的千枚岩和石英岩卵石的基底砾岩。它的分布很没有规律——局限于洼地和河口附近。

与海西期山脉破坏的同时开始了外来成因的火山作用，这种火山作用结束了阿索伊地带第一沉积期；引起了整个地带的隆起。在洛巴尔基(Lombardy)地带，这种火山作用及远处带来的碎屑物促进了深结构洼地的充填。

喷出现象是在爆发一系列锥形火山时开始的，这些火山的特点具有粗面安山岩岩浆和喷出岩(部分是水下的)。从后来形成的裂隙中流出了灼热的悬浮液，这种悬浮液是中酸性凝灰岩的来源，它的产生形成了完全平坦的地区。

与此相反，浪巴尔特基卡洼地火山作用的产物(存在于卡里奥沉积岩中)具有岩盖和 underwater 喷出的特点。

大概至石炭纪末期隆起便终止了，该地带几乎完全下降到准平原，这时，火山和出露

地表的变质岩的残留开始破坏,随后产生凡利卡尔勒砂粒碎屑岩的沉积,这个事实是二迭纪过程最重要的和最有代表性的结果。

在砂质杂岩发育的部分地区发现的上石炭纪植物化石确证了该类岩性的沉积岩在某些地方很早就形成了;此外,不同二迭纪时期常有的植物化石的性质表明:沙漠向着不同地区逐渐扩展着。

砂质建造不同厚度的比较可作出类似的结论。海进结束了沙漠沉积循环,同时是在东部和西部地区形成二迭三迭纪蒸发岩类的原因。

铀 的 富 集

如上所述,放射性普查在凡利卡尔其娜砂粒碎屑岩的某些岩层中发现了各种各样的铀富集。其中某些铀的富集点的工业价值正在检查中,目前对于所发现的铀富集地段的初步研究,结论是愈来愈好。在所有研究过的砂质岩露头中几乎都存在有不同程度的铀的富集。但是,由于各种含铀层的特性以及它们的化学和矿物组成几乎都一样,因此,目前的分类叙述是比较合理的。只要勘探工作一得出较大的结果,就可以系统地描述各个矿床。

在得林启恼-阿里苟阿索伊和卡尔尼两区域勘查得最详细,那里的铀矿床埋藏一般局限在沉积岩基底的典型的砂质建造中。含有这种矿物的岩石是绿灰色的,并经常有有机物残骸,后者是一种决定性的因素,因为铀的聚集只存在于有这些物质的地方,一般来说,这样的矿床有几层含有机物的砂岩建造。如果这些物质的岩层厚度中等(最大为9米)且生于沉积杂岩的基底部分,则铀矿体的品位最高。反之,如这些矿层沿垂直方向分散,则带有机物的各层的铀含量为中等数值,几乎完全由石炭纪或二迭纪植物的残骸形成的有机物在不同的地方有不同的特性,这种有机物存在于不同的砂质建造中。

有机物主要存在于沿层理分布的薄层中,这些薄层有着不同的长度和中等的厚度。

这些薄层由粒度很细的砂粒碎屑岩组成。这种砂粒碎屑岩含有分散而具有有机物性质的细颗粒,有时却相反,由碳化物质的扁豆体组成,这种扁豆体分布于具有不同的矿化粒度的砂岩中,在最厚的出露地表的露头中往往遇到还完全保留着的常常是硅化的化石圆柱体。这些残留物质促进了铀的富集,在这种情况下,铀经常与有机物共生。

围岩的完全不发育性更证实了这个事实。所以,很明显,类似铀矿体的分布与含有机物的岩层的情况有着密切的关系,就是说,与它们的厚度、延伸、在砂岩层内的位置及在个别层位内的分布情况有关。

当然,矿山勘探工作曾集中在有实际价值的铀矿床上。我们手中现有的全部资料都是在这些矿床上获得的。下面仅列举能表示中、东阿尔卑斯所有铀矿床基本特点的二个矿床的资料。

凡 尔 堂 矿 床

凡尔堂(Val Daone)铀矿床(脱林启诺(Trentino)的西南)位于粗粒砂岩中,并在阿尔卑斯造山期的阿达密洛花岗岩体附近露出。

这种砂粒碎屑岩受到微弱热变质作用,引起了胶结物的结晶,并重新形成磁铁矿和有时是黑云母。

砂粒碎屑岩为綠灰色的,它的形状象石英类的岩石,矿化层分布于砂粒碎屑岩系的不同层内,它与结构上成断层的岩石形成厚度約100米的分层。这些岩石一般由石炭紀薄层頁岩組成,不同之处在于这些頁岩含有次生鈾矿物和黄鉄矿氧化产物。根据对蚀变矿物地表堆积的岩性研究,可以确定下列几种鈾矿物: α -斜矽鈾矿(矽鈾矿)——在一种发育良好的黄色結晶体中;柱鈾矿——在小球状的柠檬色分析物中;水鈾鉛矿——呈淡黄色的粉末状;銅鈾云母——有时候与鈾鈾云母类共生(可能与水鉀鎂鈾矿,鎂磷鈾云母或砷鈾矿)。但对纤碳鈾矿的存在有怀疑。

新試样的岩相和矿物研究确定了原生鈾矿化的特性。分布較广的粉末状放射性矿物多半集中在砂粒碎屑岩的胶結物中。有机物的存在以及較低的分散的 α -放射性(用放射性測量确得)足以証明矿物是属于鈾的有机化合物。

瀝青鈾矿(虽不經常見到)呈直径为几毫米的小球,分散在岩石的主要胶結物和假象的长石晶体中。此外,这种矿物很容易根据它的光学性質或以球状分析物结构为特征的脫水收縮裂隙网加以鉴定。

有时相当丰富的黄鉄矿和黄銅矿是最后形成的原生矿床的矿物。

对不同試样所作的化学分析結果表明:鈾的数量各地不一,甚至在同一个矿化层也不一样。經常有显著数量的銅、鉛和钒。这些元素在沉积循环中是鈾的典型的伴生矿物,它們集中的数量大部分与鈾的含量成正比例。

凡尔林吉納(Val Rendena)矿床(特連吉諾西部地区)

該矿区于較低的“卡尔吉納砂粒碎屑岩”岩层中找到了薄的含矿层。矿化岩石为标准的胶結得相当好的中粒度浅灰色砂質岩。鈾聚积的分布面积很广。因此,我們的希望寄託在这个地区。这里的砂質碎屑岩遭到各种破坏,发生断裂。但没有发现变质作用的迹象。在矿化体中常存在有机物质。

含鈾百分比最高的矿层位于由碳質物质的薄层岩組和細粒砂質碎屑岩組成的岩石附近。这样的矿化层最多,此外,还見到含鈾品位很高的碳化的和硅化的圓柱体。它們分布在二个矿层之間或者更正确地是說胶結在砂岩中。

在地表部分常常有鈾和黄鉄矿的次生产物。在放射性矿物中还曾发现有变质钒鈾鈾矿(呈淡黄綠色且往往相当丰富)和由黄色到橙黄色的矽鈾鉛矿。

在显微镜下能够观察到在矿石中有薄的黑色不透明的分离物,它們不規律地分布于砂岩的主要矿物周围,是属于一种胶結物。在鈾品位最高的試样中大多数是黑色的化合物,但是这种黑色的化合物不可能用光学方法加以确定。所以,我們把这种矿物或矿物共生体暫称为有机鈾組合矿物。

在有些試样中发现了具有典型的光学性能和結構性質的瀝青鈾矿。这种瀝青鈾矿在很少的情况下是一种比重大的細粒暗色頁岩的唯一組分,它的显微結構是一定的球状体;单一的球状分离物被玉髓和絹云母的混合物胶結在一起,与瀝青鈾矿和黄鉄矿共生的有黄銅矿、砷黝銅矿、少量方鉛矿和閃鋅矿,还有由于这些硫化物的氧化而形成的輝銅矿和銅藍。

为确定不同元素含量而进行的化学分析,其所得出的結論与根据凡利堂娜試样所得的結論差別不大,实际上,鈾的含量随着鉛、砷、钒、銅和磷的含量成正比例地变化着。鉛

(1% 以下)和砷(0.7% 以下)的存在是凡利林結納的試样特殊的特征。

东阿尔卑斯石炭二迭紀地区矿化的成因

闡述了东阿尔卑斯上古生代地层的形成过程及鈾矿化的特征之后,現在可以嘗試看来解释关于它們的成因問題。根据上述全部資料,基于到目前为止所获得的实验室研究和地質勘查大概的結果可以作出很多推測。这些結論关系到确定鈾矿物富集的因素,这些現象的时代及鈾的产生。

下面是对于与矿化成因有直接关系的資料进行詳細分析之后所得的結論:

1. 沉积鈾矿床的位置及結構完全按照围岩建造的地层而分布。鈾矿床仅埋藏在建造中的某几层內。

2. 有机物与鈾矿床的密切关系对确定放射性元素的固定的問題有着重要的意义。实际上,人們已經公認,有机物质在一定程度的氧化下,能与鈾和其他元素形成很多金属有机化合物,含有矿化的砂粒碎屑岩本身的形状已經証实:在这种情况下有着典型的还原环境。这些砂粒碎屑岩与地层所有的其他成分相反,具有淡綠灰色——这是受到化学还原的沉积物的典型顏色。

3. 属于“非晶質氧化物”或有机質鈾化合物的原生鈾矿物的性質可以根据矿物研究的結果来确定。某几个富有块状瀝青鈾矿的层位是由于在沉积物的沉积变质过程中或更可能是在矿床受到变形而产生的、阿尔卑斯造山运动过程中,部分鈾聚集的結果而形成的。測定鈾的时代的結果証实了后一个結論。

4. 对矿化层中的这些元素——象釩、磷、銅、鉛和砷进行的定量分析証实了矿床是沉积的这一假說。大家知道,其中几种元素(釩、磷、砷)虽然它們在火成岩中的分布不同,但是在地球化学沉积循环过程中几乎是一样的。这些元素的主要特性是:能氧化到五价、与其他金属形成盐类及这些火山杂岩层的活动性。这些元素还能与不同的有机物結合起来,形成化合物。对于这种化合物还没有全面研究过。最后应当指出:与鈾含量成正比例的鉛,其中一部分是放射性蜕变的产物。

5. 含鈾溶液的产生取决于形成砂粒碎屑岩的长石砂質物质的成分。这些沉积地层的化学和岩相研究結果上面已經叙述过,同时也証明了在砂粒碎屑岩中下伏火山建造粉末經常占多数。利用核乳胶的研究首先是为了弄清鈾矿物及在火山杂岩层中的化合物的分布和性質。

根据对核乳胶片的研究可得出下面几个結論:(1)不同火山岩中的石英和长石其放射性強度的变化范围对于这些矿物来说是正常的;(2)玻璃質的和半玻璃質的基質其平均单位放射性強度相当高,超过石英和长石的10倍,某些流紋凝灰岩和所有的中酸性凝灰岩的基質具有特大的放射性;(3)在鉄鎂質浸染体中,特别是在黑云母中鈾的富集更高。但是这种矿物放射性強度基本上取决于单独的很小的結晶体,这种結晶体一般是不透明的,有时是暗紅色的,有时也相互隔开的,但大多数是成組的。这些夹杂物(鈾的富集往往是高的)的比放射強度在某些情况下几乎达到鈾的放射性強度。有时,在中酸性凝灰岩和某些凝灰質流紋岩的基質中也有这些高放射性的矿物;(4)在这些火山建造中很少遇見其他标准伴生矿物,其中大多数都没有特別高的放射性強度。

在凝灰岩和中酸性凝灰岩产物的基質中鈾的高度富集以及极少数高放射性矿物(主

要是由于黑云母的放射性)的存在是我們解释鈾溶液起源的重要的証据。

大家知道,花崗岩中几乎所有的鈾都集中在这些岩石中的一般的伴生矿物中。这些岩石是不易蝕变的。因此,可以推測:在花崗岩碎裂产物的建造中完全不可能有鈾的強烈迁移。相反,在这些火山岩发生断裂的情况下則完全是另一种情况。在这些岩石中鈾大都分散于玻璃質基質中或象这里所說的集中在很小的晶体中(这些晶体几乎全部在黑云母中)。不論在这种或那种情况下,这些成分都非常容易变化,可以导致放射性元素的完全离析。

查明凝灰岩和中酸性凝灰岩中鈾含量高的原因是本文中所討論的問題之一。这种情况也許是气化分异作用造成的。这种现象是在熔化状态的物質中受到地表鈾矿床,特别是火山噴出前后期的物理化学条件的影响而引起的。

后造山火山作用的火山建造的风化使花崗質砂岩和粗砂粒碎屑岩很快地堆积。可以推測:这种第一沉积阶段产生于大陆环境中,因为在这样的情况下有可能使一定的植物羣沿着河川发育。花崗質砂岩物質是以后随着已逐漸变成沙漠的环境变化而帶入的。由于強烈的再造和受大气作用力而引起的物理和化学变化,使沉积化合物——鉄鎂質和玻璃質成分——大部分遭到了完全的水解作用,水解产物便跟随着浸出。特别是大部分鈾原来是聚集的,后来一部分鈾在某些层里与有机物質結合起来,产生了循环液,这个过程可能在整个二迭紀时期一直繼續着。海进作用終止了风成沉积循环和鈾的沉淀,因为砂質碎屑岩上复盖了厚厚的石灰質的蒸发岩岩层。

(譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Present State of Uranium Surveys in Italy, "Peaceful uses of atomic energy: Proceeding of the International Conference in Geneva", August 1955, v. 6, p. 167.
- [2] Ippolito, F. et al., Studi sulla mineralizzazione di uranio in Italia, Industria Mineraria, anno VII, fasc. settembre, Roma, 1956.
- [3] Ippolito, F., Marinelli, G., Criteri geologici per l'impostazione delle ricerche di uranio in Italia e risultati conseguiti, Industria Mineraria, Anno VIII, fasc. Giugno, Roma, 1957.

美国铀资源的地质评价*

A. P. 巴特勒**

引言

由于最近十年来加强了铀的普查而取得的铀矿床的地质资料表明：在美国铀矿资源中 U_3O_8 的品位在 0.1% 和 0.1% 以上的最少有几亿吨，而品位比较低的(0.006—0.015%) 大约有几千亿吨。

按照布隆德尔(F. Blondel)和拉斯基(S. G. Lasky)的定义在地球内部所有含铀的物质(发现的和未发现的)，不管含铀量多少都是铀的资源。在该报告中工业品位的铀矿石指的是 U_3O_8 的品位为 0.1% 和 0.1% 以上的物质；接近于工业品位的，以至于贫的和极贫的含铀矿石和岩石是指铀的品位大约在 0.1—0.001% 的物质。当铀矿储量将计算为总资源的一部分时，这就是说在总资源中应包括有某些还未发现的铀矿在内，已发现的矿床仅是总资源的一部分。

因此，铀矿石资源的地质评价关联到综合和解释地质资料以及所查明的矿床的分布，以便确定局部勘探的和完全没有研究过的地区的资源。在这些地区中可能还有未被发现的铀的资源。

在局部勘探和未勘探过的地区中关于资源评价的地质资料的相对可靠性不仅对不同类型的矿床，甚至对同一类型的矿床都是不同的。资源评价的准确性主要取决于对控制铀富集的特性因素的了解程度。当只有地区的一般地质资料时，那么对该区铀的资源评价的准确性就较小。大部分铀矿资源在初步普查时还未发现，而且对发现这些资源的可能性的解释亦是不准确的。数字计算仅对获得一般评价有意义，即确定资源是大的，还是小的。非地质的或只有部分地质特性的某些因素，影响到对资源与地质特点之间联系的观察的可靠性。因此，已发现的矿床的分布情况不一定反映出有利的地质条件的实际分布情况。例如，在美国大部分地区东部大平原，气候潮湿，植物茂盛，残积层的复盖发育良好，以及私人占有较大的面积，因而使这些矿床的普查陷于困难同时也使这些地区的开采复杂化。在美国西部广大的国有土地面积上进行勘测和开采较为容易。同时在这里岩石很少被植物掩盖，出露较大。因此在美国东部发现的矿床比在西部发现的同样数量的矿床对确定铀的资源具有更大的意义。

在美国大部分铀的资源生于四类地质条件中(重要的)：1. 陆相沉积岩；2. 矿脉和控制矿脉的构造条件；3. 海相磷酸盐岩石和碳质页岩；4. 火成岩。

在和平利用原子能第一届国际会议的报告中^[2,3] 对这些条件中铀的地质学阐述得很好。含工业品位的铀矿资源主要是产在陆相沉积岩中以及少量产在较小的矿脉和在裂隙

* Geological Appraisal of Uranium Resources of the United States (第2卷, 第1904号报告, 美国)。

** A. P. Butler Jr. (美国科罗拉多, 丹佛, 地质调查局)。

中的矿脉带里。但是铀品位低的绝大部分资源集中在海相磷酸盐岩石和碳质页岩中。这些贫矿石中的铀是主要的潜在资源,因为在加工磷酸盐岩石做化肥时,可以以副产品的形式从中提取铀。火成岩一般都是很贫的铀矿石,在这些岩石中只有很小一部分具有铀品位稍低于工业品位的矿石。

陆相沉积岩中的铀资源

据统计,美国集中在陆相沉积岩中的工业品位的铀资源将近 98%。这些资源大约有 90% 含在石英砂岩和泥板岩中,其余部分含在凝灰岩,碳质岩和碳酸盐岩石中。

在陆相硅质和泥质岩石中的铀矿床是呈不规则的层状矿体^[4]产出矿层长几米到几百米,其厚为 0.3—30 米,(大部分矿层通常的厚度为 1.5—6 米)已知的铀矿的主要部分位于储量为 10 万吨矿石以上的大型和特大型矿床中。看来,尚未查明的铀矿资源也属于这种类型。

这些矿床是呈不规则的集聚体^[(2)511-512页]星散地分布在几十和几百平方公里含铀建造中以及分布在莫利松建造系中,其追索的长度不小于 480 公里。它们不仅广泛地分布在某些建造中,而且同时在很多地区和在比十年前所推算的量多得多的地质剖面的层位中遇见。

不久以前发现的铀矿床与早已知的含铀区具有同样的特点,即是: 1) 在古河床中形成透镜状的砂岩^[(2)350,357,612页,(5a)175页],包裹在由几乎相等数量的砂岩和泥质岩组成的地层中^[(2)608页]。 2) 带有火山灰或者是长石的泥质矿物的混合物的石英砂岩^[(5b)123,134页(5c)85页]和炭化植物残骸的堆积体或单独的包裹体^[6,7],但不是植物残骸层。 3) 在母岩中有大量的火山灰或者是火山灰复盖在母岩上^[(2)464,(8)]。

在和平利用原子能第一届国际会议之后,在这些矿床中发现了一些以前未看见过的地质特点和地质作用,这些特点和作用与产出的条件和矿床的分布有关。在陆相沉积岩中所发现的铀矿床,不整合地产生在墨西哥湾的(得克萨斯州)沿海平原的盐丘上,以及对乌拉范(Uravan)地区(科罗拉多州)同类矿床的矿化作用研究的结果使人产生一种想法:即与盐丘上部蚀变有关的复杂过程(至少局部地)对工业矿石的矿床的形成起了作用。在乌拉范^[(5d)29页]和格斯-赫尔斯(Gas Hills)(怀俄明州)^[9]各地区中富含硫的气体的形成可能对铀的固定起过作用。在怀俄明州,布勒克-赫尔斯(Black Hills)地区西北部^[(5c)96页]和格斯-赫尔斯^[(5c)116页,(5a)509页]地区风化带中铀的氧化作用、铀在深部的迁移和在还原条件下铀在地下水面上或直接在地下水面下的沉积导致了某些矿床的次生富集。但是,上面所提到的任何一种作用,如象这些作用的结果所形成的特点那样,还未得到充分地研究,以便利用这些特点来评价铀资源。而且,资源的发现证明了,有必要进一步对以前被认为是典型的,唯一只有代表性的特征为根据的评价作重新估计。

现代地表上的有利地层组合的露头对于发现矿床看来并不是主要的标志。在 600 米深处也找到了矿床。此外,在按铅与铀的关系^[10]确定的矿床形成的推断时间内占优势条件的再造证明了,许多矿床形成在数公里的深处。

虽然,在许多建造中都遇见了矿床,但是大多数铀的资源仍然集中在三迭纪契思尔(Chinle)建造,侏罗纪莫利松建造和始新统温德-里佛建造中。很大数量的铀的资源被认为是在中生代和第三纪的其他 6—7 个建造中。

由于矿床大多分布在特别的地层组合范围内的陆相硅质和泥质沉积岩中,因而所有铀矿资源的计算主要取决于对这些有利组合中的资源的测定。对不同建造或地区的评价方法也不相同,取决于矿床的地质特点。一般地质资料涉及的范围、对其研究程度、自然露头的数量和矿床位置与矿层露头间的关系。

科罗拉多高原的某些地区内(科罗拉多州的西南部和犹他州的东南部)含铀矿层形成了一些好的露头,通过详细勘探和地质研究可以比较准确地确定资源分布的边界和有代表性的特点。这样,可以认为,在这些地区中已研究的露头和露头附近已详细勘探过的地段对未勘探过的地层组合的分布面积有使用价值。矿石储量是用地区面积乘上含矿建造露头的长度^[11]或乘以详细勘探过的含矿地段的面积而大致计算出的。为了计算容积和吨数可利用比较可靠的矿化厚度的资料。

在12个地区内(作者曾采用过上述方法)含矿面积大约占2600平方公里地区总面积的0.03%到390平方公里地区面积的1.2%。矿化面积平均值等于0.5—0.6%,并且它可能作为一个指数,因为,在这种面积占0.6%或更多一些的地区内,每个矿床就有达10万吨的矿石。仅在一个面积少于0.5%的地区,就有一个高于10万吨以上矿石的矿床。但是,为了能够比较和检查预测结果与勘探结果的可靠性,对这些区域中的少许几个地区进行了详细的勘探。在面积约为90—390平方公里的详细勘探过的各个地区内,实际上探明的矿石约占以前预计资源的50—100%。

在最近几年来发现有矿床的其他地区内,对于露头不利的矿化分布、贫乏的自然露头、缺少勘探和对区域不完整地质研究妨碍着利用露头来对区域的资源作数量上的评价。例如,在富含铀资源的莫利松建造部分中;在格路普和拉古纳(Gallup-laguna)地区(新墨西哥州西部中央部分);在格斯-赫尔斯地区第三纪岩层和怀俄明州以及墨西哥湾沿海平原的某些地区;在俄克拉何马州南部各地区三迭纪和二迭纪岩层中,以及得克萨斯阶地地区中都具有这样的不利条件。

在计算这些地区铀的资源时,应该把它们总面积以及矿床的分布和范围同已知含矿面积的百分率研究得较好的地区的矿床的分布和范围相比。在这些地区内的勘探提供了一些关于矿床可能的分布和范围的某些资料以后,发现和开采矿床的经验对研究较少的地区的评价提供了一般的指导原则。

在美国,储量不少于一千五百万吨的巨大已知铀矿床位于格路普和拉古纳(新墨西哥州)两城市之间的圣胡安南部边缘盆地的地带内。对铀的堆积有利的岩石分布的界线在这里还未完全确定,看来,已知的露头对确定含矿岩石面积的百分率不是很突出的,并且对整个地带深部的研究还不够。但是可以认为,这个地区的矿化程度强烈,和任何一个根据露头确定含矿系数的其他地区没有两样。虽然,在格路普和拉古纳地区最大的含矿系数对于总数约380平方公里的面积确定为1.2%,就在这个地带内所发现的大型矿床的数量与其有关的^[(5a)图86,88-90]地质因素的范围告诉我们,这个地带的其他面积(约2600平方公里)上含矿岩石看来亦不少于1.2%。如果矿层平均厚度为1.5—3.0米,(这是很有可能的)则该区矿石资源为1亿到2亿吨。

沿圣胡安盆地西北边界的一些小型和中型矿床的存在,提示了关于在这一盆地的西南部的一些单独地段上,莫利松建造的矿化是有可能的一种想法。亦可能在北部铀矿石勘探地区范围以外存在有^[(5d)114页]很厚的砂岩堆积体,它和在其中的,靠近盆地南部边界,

产生大型铀矿床的堆积体相类似。目前已有的资料太贫乏,还不足以根据这些资料来推断矿床和这些堆积的数量,以及它们的矿化程度。因为莫利松建造已遭受变形和侵蚀直达超复在它上的达科塔建造的地层,并且目前该建造埋藏在厚达几百米的比较年轻的地层下面。圣胡安盆地西南部地区同犹他州东南部地区和科罗拉多州西南部地区相似,目前在断断续续的莫利松建造的残山中,广泛地分布着铀矿床。如果同圣胡安盆地西南边缘的矿带相似的含矿带与犹他州和科罗拉多州矿床分布相类似,也位于这个盆地的其他各个部分的话,那么在圣胡安盆地莫利松建造的总的资源可能将不少于67,500万吨矿石,且大部分产在很深的地方。

另一方面,如果,圣胡安盆地西南部的地质条件在正北方向上对矿床的形成稍为有利的話,那么在这个盆地中铀的资源,可能,只比其南部边缘矿带的资源稍多一些。只有在更进一步作详细的地质研究和勘探之后,才能得到矿产资源的更可靠的評價。目前,这种工作显然是不够的。

在圣胡安盆地资源评价中,这样大的范围乃是估算陆相硅质和泥质岩层中的总资源之所以不可靠的主要原因。但是,这种范围指明了值得进行详细地质研究和勘探的面积。

其他地区的资源的評價,按其一般性质来说是相似的。但是,由于决定那些有利于铀聚集的岩层分布边界的地质特点不同,而在一些细节上又有所区别。在某些地区中,边界能够根据通常与铀的资源有关的,具有代表性的地质因素发育的一般地质资料而大致确定。同时这些边界也可能以地层层位的地表露头形式或以古老岩层的变换形式非常明显地表现出来。如科罗拉多高原一些个别地段的契恩尔建造的某些分层^[(2)606頁;(5d)382頁]和沿温德-里佛盆地(怀俄明州)南缘的温德-里佛建造为这一情况的实例。这些界线,比如得克萨斯州墨西哥湾沿海平原上的由陆相到海相的过渡是逐渐的,但是,比较清楚的,他们都是在地质工作过程中被识别出来的。

由砂岩和泥板岩^[(2)608頁]或是河床泛滥沉积物^[(2)608頁]组成的岩层之间的界线是不清楚的,仅能在详细勘测以后的基础上才能被识别出来。在某些地区内有利岩层的明显界线可能是在勘探和研究的最初阶段上就被确定了。然而,受细微的地质特点控制的界线,需要更详细的研究和勘探之后加以确定。大致识别的特点和比较详细的以及较容易识别的特点,对不同地区的意义亦不相同,因此在各个不同情况下应该进行不同的解释。

在陆相沉积岩石中铀矿资源的不大部分生于伯辛和勒吉区(Basin-Range)第三纪凝灰沉积岩石中,达科塔和蒙塔那州早第三纪炭质的碳酸盐岩类和碳酸盐岩类,部分地生于新墨西哥州托迪尔托(Todilmo)石灰岩中。在这些岩石中铀资源的評價方法与在硅质和泥质岩石中资源的評價稍有不同。

美国陆相沉积岩石中的铀矿资源(用一般描述方法计算)看来,在近9万平方公里的面积地区内有3亿吨,并且有可能达到十亿吨。由于这些资源大部分(如果它们确实存在)蕴藏在超过600米的深处,因而使普查和勘探发生困难。

这些计算应在得到有关新矿床的情报和地质勘测资料以后(它们可以补足对铀资源认识的不足),加以更详细的说明,1)目前矿产资源已知的地方,2)含有铀资源的地层组合但目前未发现铀矿床的地方,3)目前还不知道的含铀的地层组合。

过去十年中所找到的,并属于最后两种情况的矿床的资料乃是在该报告中列举的大部分资源所依据的计算的基础。看来,在美国西部新矿床的发现使得进行过的计算数字

有比較不大的增长,因为,在西部还留下少量和怀俄明州圣胡安盆地相类似的未經勘测的地区和岩系。在美国东部,在具有同样特点的前寒武紀,志留紀,泥盆紀,北美上石炭紀及中生代的大陆成因的很多岩石中間就象对西部鈾富集有利的岩石一样,仅在一些在泥盆紀和北美上石炭紀岩石中以及被三迭紀沉积物充填的盆地中,已知有少量的小型矿床。虽然,将来可能发现鈾資源与西部中間地区的資源很接近的地区,在美国东部鈾的总資源,看来与美国总資源相比是不大的。

現有的关于含鈾低于工业品位的硅質和泥質岩层中的矿石資源不充足的資料表明,含 U_3O_8 为 0.02—0.1% 的矿石資源比含工业品位的矿石数量大 2—3 倍。

脉状矿床中的鈾資源

属于脉状矿床有以下这样一些鈾矿物的堆积,例如,裂隙充填,网状脉、矿化角砾岩和在层状岩石中为数不多的浸染带。而在这些层状岩石中破碎和裂隙的形成乃是控制鈾的矿化作用分布之主要因素。这些矿物通常充填了空洞并且經常在低温热液的环境下而很少在中温热液的环境下堆积^[(2)6頁],围岩的交替作用是某些矿床的主要特点。

大多数脉状矿床含有工业品位的鈾矿石不超过几百吨,有 5 个矿床*含有不少于十万吨的矿石。看来,很多在脉状中还没有发现的資源均生于此种范围的堆积中。在大多数的矿床中均存在有非工业品位,(但是接近于工业品位的)和低品位的鈾矿石。但是有关它們在数量上与工业矿石的关系的資料,我們还掌握得不多。

在不同的岩石中均遇见有矿脉。特大型的脉状矿床生于前寒武紀变质沉积岩和火山岩中,硅化中生代砂岩,以及新生代的石英二长岩和凝灰岩中。于 1955 年底在累克維(Lakeview)附近(俄勒岡州)后一种类型的大型矿床的发现証明了,在直接靠近断层破坏处的新生代凝灰岩对于鈾矿床乃是一种比这以前所預料的更有利的环境。这种地质因素的組合在伯辛和勒吉区广泛地分布着。

形成开口裂隙的易碎的強岩石,对矿化富集比对岩石的特殊矿物^[(2)267頁]或化学成分可能具有更大的意义^[(5c)139頁],虽然,最后的两个因素在某些地方起了重要的作用^[(2)279—282頁, (5c)133頁]。

大多数脉状矿床均生于裂隙或长数百米到数公里的裂隙带中^[(5c)129—130頁, (13), (2)468頁]。在长达数十公里的裂隙带內未遇有其中一个大型的矿床,虽然在馬利茲佛尔(Marysvale)(犹他州)附近的矿藏仅位于距一些很长的断裂不远的几公里处。科罗拉多的很多矿床位于离东北走向的长含矿带的附近^[41],穿过最明显的大型构造。关于在不同地区中的裂隙系統的矿床的独特的分布証明,有关裂隙系統的一般資料不能直接用来評价和計算鈾的資源。

美国所有的大型脉状鈾矿床分布在距离其他矿山地区几公里到几十公里地区內。在这些地区內具有很多小型的鈾矿床,这些矿床一般地均生于其他构造或构造的其他部分。其他金属矿床的存在乃是标明一般的对鈾矿有利地区的标志,但不可能指出存在有大型鈾矿床的具体地段。

在大多数地区中,深处的鈾的分布沒有确定。在某些矿脉中鈾矿分布的界綫被区域地层所控制,但是,在很多矿脉中,这些界綫是不能清楚地确定出来的。在馬利茲佛耳附

* 看来,所談的是关于科罗拉多高原——(苏联版編者注)。

近一个矿山中的矿体追索到地下 330 米深^[15]，而在桑夏因(Sunshine)矿井中(爱达荷州)铀矿矿化分布在距离 940 米中段的 240 米深处，但在 1125 米中段以下矿化最强^[16]。在其他地方矿床勘探的深度较小，看来在某些地区内矿化分布的深度要大大地超过所勘探的深度。

与矿脉资源有关的主要的地质特征使能够大约确定可能有铀资源的，但却是不具体的含矿地段以及其中的资源的数量。在这个基础上对未发现的资源所作的计算可能仅仅比直观的评估稍为准确一些。由于在缺乏地层控制的大型矿床深处的分布未确定，和由于与其他地方铀矿的已知垂直分布相比在某些地区中勘探深度不大，因此在深埋藏的资源，可能等于或者是超出已查明的储量。

此外，在一些直到目前只发现一个大型矿床的地区，可能还有其他的大型矿床。到目前为止仅在马利兹佛耳地区已经发现了几个大型矿床。至今还不清楚，仅有的这一个矿床是否是对其他地区也有铀矿分布的一个标记，或是在这些地区中还有埋藏的大型矿床。

与铀矿资源有关的一般条件的广泛分布和在最近十年来发现大型矿床的经验证明，还有一些未被发现的矿床，在裂隙形成时，其中可能保存有开口岩洞的脆性岩石，和裂隙或是在隐晶岩石中的、或距其几公里处的中等规模裂隙带以及相当多的其他金属矿床广泛分布在美国西部。并且在苏必利尔湖地区阿帕拉契亚山脉前寒武纪杂岩的某些部分亦同样具有上述情况。在所有这些地区中都遇有脉状铀矿床，而且在美国的西部特别多。对于铀矿富集有利的岩石的广泛分布和比较大型的矿床分布彼此距离几十和几百公里的这一事实证明，在还没有勘测过的地区中，未发现的资源可能将等于或者超过已知有矿床的各地区的资源。

根据这些一般因素的各种不同的组合可以推测，在矿脉中的铀矿资源变化范围由几百万到几千万吨含 U_3O_8 为 0.1% 或高于 0.1% 的矿石(但看来不能达到八、九千万吨)。

海相沉积岩石中的铀资源

大部分磷酸岩和某些海相的碳质页岩是含铀的^[(2)430,500]。在美国这些岩石中 U_3O_8 低品位的铀资源，主要是属于二迭纪福斯福里亚(Phosphoria)建造(爱达荷州及邻近各州)，属于晚泥盆纪恰塔努加(Chattanooga)页岩(田纳西州中东部)和博恩-佛利(Bone-Valley)上新世建造(佛罗里达州)。

在福斯福里亚建造磷酸岩中的铀含量大约为 0.035%，但是在含有不少于 30% 的 P_2O_5 的工业厚度的矿层中，铀含量为 0.010—0.015%^[17]。在博恩-佛利建造中为了得到磷而开采的岩石中，铀含量大约为 0.008%^[(2)517]。在田纳西州中东部厚度为 4.5 米的恰塔努加页岩上，铀含量约 0.006%^[18]。在这些建造中的铀，相当平均地分布在几十和几千平方公里的范围内。

鉴于沉积岩层的突出的特点和在它们中铀的品位沿走向的变化是逐渐的，资源主要是当作根据样品分析而算出的贫矿储量来确定的，而样品是取自分布在几百米到几十公里范围内的各个点。

在美国比福斯福里亚和博恩-佛利建造的岩石更富含铀的磷酸盐类岩石，但是，不久以前在阿肯色州和北卡罗利纳州所发现的，铀含量尚未确定的含铀磷酸岩，有可能增加计算过的铀资源数量。

某些含鈾比恰塔努加頁岩上部层位为富的其他頁岩^[(2)432-433頁]具有的厚度不大,分布得不很广泛,并蘊藏在很大的深度上。虽然,含鈾比恰塔努加頁岩更富与更厚的頁岩发现的可能性是无限制的,但是,影响这些頁岩的工业利用的其他因素将比恰塔努加頁岩更好的这样一种可能性是不大的。

在磷酸盐类的建造中具有几十亿吨鈾含量为 0.008—0.015% 的岩石。在含鈾比較富的恰塔努加頁岩的上部层位中有达 9 亿吨的鈾含量約 0.006% 的岩石。此外,在美国中央地区恰塔努加頁岩中和与恰塔努加頁岩同时期的建造中,鈾含量最高达 0.005% 的岩石里,具有更大数量的鈾資源。

火成岩中的鈾資源

在美国火成岩中具有低于工业品位的鈾資源。它們为非带状的伟晶岩和鉀正长岩不大的岩体。这些岩体与带状伟晶岩和碱性的霏細状岩石的小型岩基,岩株和岩墙相连接。

在爱达荷-斯普临斯(Springs)附近(科罗拉多州)非带状的前寒武紀伟晶岩,(其最大范围为 30 米),含有与瀝青鈾矿浸染体有关的鈾为 0.05—0.1%^[(5),137-138頁,(5b)140頁]。这些伟晶岩很多,所以含鈾岩石資源的总数有几千吨。在貝尔-佩伊-蒙太因斯(Bear Pay Mountains)(蒙塔那州)一些早第三紀的包含有伟晶岩墙的,一些稍有变化的斑状鉀正长岩中有,以及靠近这些岩墙壁的岩石中,主要是在黄綠石中,含鈾为 0.01—0.1%,該黄綠石分布在长约几十公尺的地段内^[21]。这些資源至少有几百万吨含鈾为百分之几的岩石,其中鈾含量約 0.1% 的部分有几千吨。

一些用以评价在其他地区的相似类型成矿存在的資料还不够充足。資源比現在所預計的要多得多,因为碱性岩石虽然分布在各个地段,但是极广泛,而与在爱达荷-斯普临兹附近的伟晶岩相类似的伟晶岩,在其他广泛分布着的变质岩中可能还未发现。

在美国一些深成的,半深成的,霏細状的火成岩,实际上比通常的灰质碱性花崗岩含鈾多,但它們仅能够作为鈾的潛在的資源。在新罕普什尔州(New Hampshire)北中部鈉黑云母花崗岩(康威(Conway)花崗岩)含鈾約 0.0012%^[(5c)298頁]。新泽西州岩墙和岩株中碱性岩石和科罗拉多州山前洼地中的第三紀岩墙和岩株中的石英歪长正长細晶岩和一些同属性的岩石含鈾均为 0.0020—0.016%^[(2)243頁,(5f)258頁]。

几百万吨鈾产在鈾含量多于 0.001% 的几十亿吨的深成火成岩中。

現在还没有直接的实用資料說明,存在有任何一类比岩墙更大的、厚达几米的火成岩体,它富含有足够的鈾,以致成为比目前已知名的岩墙更为有远景的鈾来源。但是,也还没有証实不存在这样的岩石。

結 論

某些很久以前即已知道的和很好勘探过的地区的发现和开采的历史以及地质研究証明了,大部分具有工业品位的鈾矿資源还未发现。

在陆相沉积岩中大部分未发现的資源,看来位于在未充分勘测过的已知有矿床存在的地区内,看来,一小部分数量未确定的資源位于与鈾矿床还未发现的地质条件相类似的地区内。

在有已知的矿床地区的矿脉中未发现的含有工业品位的鈾矿資源;可能等于或超过

已发现的资源。根据发现铀矿床以及有地质条件(发现有铀的地区相类似的条件)的地区的经验,可以认为大部分在矿脉中的资源可能位于铀还未发现或者被查明只有不大的矿床的地区。

对于海相的磷酸盐和黑色页岩很好地充分地进行了研究,所以新的资料只能改变有关现有的铀含量很低的资源的一些细节。

铀含量很低和稍低于一些工业品位的已知的岩石,可能比在实际资料基础上所确定的要多,但是因为这些资源的大部分位于某些特殊成分的岩石中,所以可能遇到它们的地点数量比较不太多,并且它们彼此分布在很大的范围内。

最后应强调指出下列各点:

1. 在得到与铀资源分布有关的新资料以后,必须对资源的任何一种评价加以修正。
2. 美国大部分合乎工业品位的铀矿资源不仅没有发现并且埋藏很深,所以为了揭露这些资源,在进行地质研究的过程中需要有大量的好办法。

(译自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Blondel, F., Lasky, S. G., Mineral Reserves and Mineral Resources. *Economic Geology*, **51**, No. 7, 691 (1956).
- [2] United Nations, Peaceful Uses of Atomic Energy, Proc. Inter. Conf., Geneva, August 1955, v. 6, New York (1956).
- [3] Page, L. R., Stocking, H. E., Smith, H. B., Contributions to the Geology of Uranium and Thorium by the United States Geological Survey and Atomic Energy Commission for the United Nations International Conference on Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, Switzerland, 1955, US Geological Survey Professional Paper, **300** (1956).
- [4] Zitting, R. T., Masters, J. A., Groth, F. A., Webb, M. D., Geology of the Ambrosia Lake Area Uranium Deposits, McKinley County, New Mexico, *The Mines Mag.*, **57**, No. 3, 54 (1957).
- [5] Staff, Geologic Investigations of Radioactive Deposits, Semiannual Progress Report, US Geological Survey, issued by US Atomic Energy Commission Technical Information Service Extension, Oak Ridge, Tennessee: a) TEI-690 (1957); b) TEI-540 (1955); c) TEI-590 (1955); d) TEI-700 (1957); e) TEI-640 (1956); f) TEI-490 (1954).
- [6] Weir, D. B., Geologic Guides to Prospecting for Carnotite Deposits on Colorado Plateau, US Geological Survey Bulletin, 988-B (1952).
- [7] Stokes, W. L., Relation of Sedimentary Trends, Tectonic Features, and Ore Deposits in the Blanding District, San Juan County, Utah, Technical Report for April 1, 1953; March 31 1954, US Atomic Energy Commission Technical Information Service Extension, Oak Ridge, Tennessee (1954).
- [8] Carrels, R. M., Geochemistry of "Sandstone-Type" Uranium Deposits, Second Nuclear Engineering and Science Conference Paper No. 57, NESC-121. preprint, American Society of Mechanical Engineers, N. Y. (1957).
- [9] Grutt, E. W., J. Ir., Environment of Some Wyoming Uranium Deposits. Second Nuclear Engineering and Science Conference Paper, No. 57, NESC-69. preprint, American Society of Mechanical Engineers, N. Y. (1957).
- [10] Stieff, L. R., Stern, T. W., Milkey, R. C., A Preliminary Determination of the Age of Some Uranium Ores of the Colorado Plateaus by the Lead-Uranium Method, US Geological Survey Circular, 271 (1953).
- [11] Fischer, R. P., Written communication (1945).
- [12] Craig L. C., et al., Stratigraphy of the Morrison and Related Formations, Colorado Plateau Region, A Preliminary Report, US Geological Survey Bulletin 1009-E, **141**, 161 (1955).
- [13] Sims, P. K., Paragenesis and Structure of Pitchblende-bearing Veins, Central City District, Gilpin County, Colorado, *Economic Geology*, **51**, No. 8, 743 (1956).
- [14] King, R. U., Leonard, B. F., Moore, F. B., Pierson, C. T., Uranium in the Metal-Mining Districts of Colorado, US Geological Survey Circular, 215 (1953).

- [15] Walker, G. W., Written communication (1950/1951).
- [16] Thurlow, E. E., Reyner, M. L., Written communication (1954).
- [17] McKelvey, V. E., Written communication (1950/1951).
- [18] Kehn, T. M., Uranium in the Chattanooga Shale. Youngs Bend Area, Eastern Highland Rim, Tennessee, US Geological Survey TEI-528-A, Issued by US Atomic Energy Commission Technical Information Service Extension, Oak Ridge, Tennessee, 31 (1955).
- [19] Cathcart, J. B., Oral communication (1957).
- [20] Brown, P. M., The Relation of Phosphorites to Ground Water in Beaufort County, North Carolina, *Economic Geology*, 53, No. 1, 85 (1958).
- [21] Pecora, W. T., Oral communication (1957).

加拿大放射性矿物的矿床类型及矿石储量*

J. W. 格里菲特 A. H. 兰戈 S. C. 鲁宾逊

S. M. 罗斯柯叶 H. R. 斯捷希**

在本报告中列举了关于加拿大铀生产以及铀钍矿石储量的综合资料,提出了经过修订的矿床分类法,以及有工业价值和无工业价值的放射性矿物矿床的地质类型简述,并且总结了最新的研究成果。因此,本报告可以做为加拿大其它一些关于研究原料及其加工的论文的绪论。

产 品

1957年加拿大的氧化铀产量为6018吨,比1956年的产量增加了两倍。这是由于1957年有几个新的大型矿床投入了生产。1957年底全国共有15个铀矿山进行生产,每个矿山都有自己的选矿厂,有四个矿山的选矿厂已接近竣工,而从六个较小型矿山所采出的矿石已运到其它选矿厂进行处理。全部矿山分布在前寒武纪地质的范围内,这里采出的矿石可分为三种完全不同的类型。1957年有51%的氧化铀是由处理布莱恩德-里佛(安大略)地区的含铀砾岩而取得的。41%的氧化铀是由处理比佛洛吉(Beaverlodge) [萨斯卡奇温河(Saskatchewan)]、大熊湖和马里亚-里佛[(Marian River)(西北境)]地区脉状沥青铀矿和浸染矿石而获得的,其余的8%氧化铀则由班克洛夫特[(Banerofz)(安大略湖)]地区的伟晶花岗岩的岩脉和透镜体中取得。

有工业价值的矿床的类型

从1933年到1953年年底,在加拿大的埃耳德腊多(大熊湖),一些脉状沥青铀矿富矿床中曾经开采过镭和铀,这些矿床现在还在开采。1953年开始开采比佛洛吉地区的矿床,近几年来,这里又有很多新矿山投入了生产。比佛洛吉地区的矿床中,氧化铀的品位不太高(平均品位为0.2%)。虽然如此,但是由于该区的矿床比较容易开采,矿石处理的工艺效果较高,开采的规模大而且有专门的价格规定,所以开采这里的矿床仍是合理的。

1958年,在布莱恩德-里佛区(也称为阿耳果马或埃利奥特-拉特(Elliot late))发现了大量的低品位铀矿石储量,(平均品位只有0.1%)。即低于当时的工业利用的最低标准。但是由于这里也有比佛洛吉地区所具备的优点,所以有些公司认为开采这些矿床是有利的。布莱恩德-里佛地区第一个矿山的采矿工作是从1955年开始的,在以后两年中

* Types and Ore Reserves of Canadian Radioactive Deposits (第2卷,第221号报告,加拿大)。

** J. W. Griffith, A. H. Lang, S. C. Robinson, S. M. Roscoe, H. R. Steacy(渥太华,加拿大地质勘探局)。

又有几个矿山投入了生产。1957年,砾岩中铀的开采量第一次超过了沥青铀矿的铀开采量。

含有铀矿物的伟晶岩矿床在加拿大各个地区均有发现,但是具有工业矿石储量的矿床中,氧化铀的品位很低(0.1%或更低)。由于上述与比佛洛吉和布莱恩德-里佛矿床有关的原因,近几年来低品位矿石的开采变成更合理了。1956年开始开采含铀的伟晶花岗岩,1957年又开始开采两个类似的矿床。

某些沥青铀矿矿床实际上是脉状矿床,但是属于热液类型的其它许多矿床则呈细脉状、不规则的堆积体和分散的浸染状产出。

沥青铀矿矿床可分为两种类型:矿物成分比较简单的矿床和矿物成分复杂的矿床。但是,要截然划分这两种类型的矿床却是不可能的。大部分沥青铀矿矿床是属于第一种类型的,其主要的含金属铀的矿物是沥青铀矿和赤铁矿。

矿物成分复杂的矿床的特点是存在各种含钴、铜、银及其它金属的矿物,同时还有沥青铀矿和赤铁矿。大熊湖地区的矿床就是这类矿床最明显的实例。

布莱恩德-里佛地区的矿床呈石英砾岩层,这种矿层产于元古代(前寒武纪)地层的基底部分。在这种砾岩的胶结物中含有很多黄铁矿和显微颗粒的钛铀矿、沥青铀矿、独居石以及很多其它的矿物。关于这种类型矿床的成因问题还未解决,但是根据本文作者的意见,这种矿床最初是碎屑型矿床,后来受到蚀变,可能因此带进了新的组分。如果不假设磁铁矿蚀变成黄铁矿和带进硫,那末,至少就很难解释不存在磁铁矿和存在大量黄铁矿的现象。

班克洛弗特矿区的矿体,是含沥青铀矿和铀钍矿的伟晶花岗岩的大型透镜体和岩墙。其中有些矿体范围极大,追索的深度很深,同时,铀矿物也比其他许多伟晶矿床富很多。

有些矿体相距很近,甚至可以用一个竖井进行开采。

矿床分类法

成因分类对于了解矿床的地质相互关系、成因和矿床特点很方便,但是对于成因不明的矿床和中间类型的矿床,这就发生了困难。兰戈(Lang)1951年所提出的分类法^[1]包括了当时加拿大已知的全部铀、钍矿床,但是目前由于最新科学成就和新发现许多矿床类型,这一分类法需要大大地修改和补充。1955年,鲁宾逊(Robinson)拟定了新的加拿大铀矿床分类法^[2]。我们根据最新的研究成果对这一分类法做了补充,把目前加拿大已知的关于所有钍矿床类型的资料都列入了这一分类法中(见表1;“实例”栏中所列的数字是属于图1的)。在这篇报告的范围內我们不可能详细地谈到这种分类或某一种矿床类型的研究。因此,下面只能叙述一下这些矿床类型的主要特点,以补充在鉴定矿床储量时所指出的资料。

按这一分类法划分,班克洛弗特矿区(安大略湖)的伟晶花岗岩岩脉是属于花岗岩类型的,因为,在该区开采的大部分矿体,其颗粒太细,不能认为是伟晶结构的。但是在实践中,通常把这种类型矿床列入伟晶岩类型的矿床。

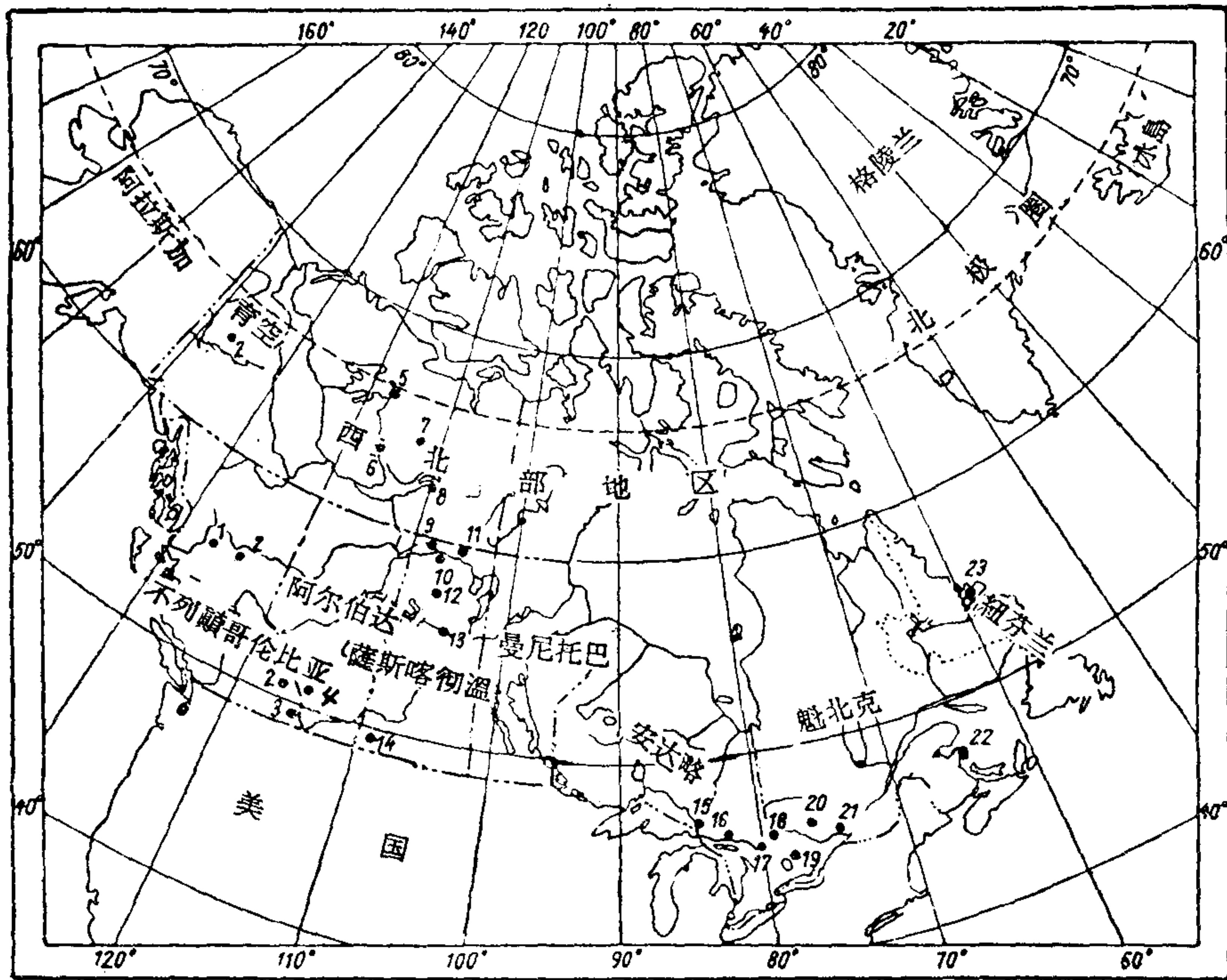
有一种意见认为:沙尔列巴(Шарлебуа)湖地区(萨斯卡奇温河)的很多混合岩矿床与其列入伟晶岩类型不如列入交代类型更为合适。但是在实践中,这些和另一些交代矿床均可列入广义的伟晶岩类型。

表1 加拿大放射性矿物矿床的成因分类

类型	实例 ²⁾	代表性的元素	代表性矿物		
			铀矿物	非铀矿物	
岩浆以及 与岩浆有 关系的矿 床	花岗岩, 正长岩 ¹⁾ (包括伟晶相)	班克洛弗特(19)帕里桑德(17)和拉-龙日区(13)岩墙及透镜体。	Th, U, Zr, Si (Ce, Fe, P, F)	晶质铀矿、铀钍矿、钍石、锆石、独居石, 少量的钍铀铀矿	磁铁矿、含钍褐帘石, 萤石
	伟晶岩	弗斯捷尔湖(12), 魏金湖(9), 沙尔列巴湖(11)和沃吉阿克区(20)的混合岩	U, Th, Nb, Ta (Zr, Si, Ce, P, Fe, F, Ti, Mo, C)	晶质铀矿、烧绿石、钍铀矿、黑稀金矿、钍钍矿、钍铀矿、钍铀矿等	辉钼矿、黑云母、磁铁矿、褐帘石
	交代矿床: 主要的……	加的夫湖和诺尔明戈(19)沙尔列巴湖(11)和沃吉阿克区(20)的混合岩	U, Th, Ce, P, Si (F, Mo, Fe, S)	晶质铀矿、方钍石、独居石、稀土金属硅酸盐	黑云母、磷灰石、黄铁矿、萤石、辉钼矿、磁铁矿
	次要的……	奥卡(21)别阿乌卡日(18)贝新(19)	U, Th, Nb (Ta, Ce, P, F, Ti, Fe, S)	烧绿石、钍铀矿、钍铀矿	方解石、钠辉石、钠闪石、磷灰石、黑云母、磁铁矿
	热液矿床 ³⁾ : 矿物成分简单的……	马里昂-里维尔(6), 比维尔洛德日区的大部分矿床(9), 堪列依(15), 马科维克(23)	U, C, Fe	沥青铀矿、钍沥青铀矿	赤铁矿、石英、方解石
	矿物成分复杂的……	大熊湖(5), 尼科尔松(9), 罗舍尔-提耶尔阿尔(?) (1)	U, C, Fe (Cu, Pb, Co, Se, V, Ni, As, Au · Pt)	沥青铀矿、钍沥青铀矿	赤铁矿、石英、方解石、绿泥石、黄铜矿、方铅矿、黄铁矿、砷化物、硒化物
沉积矿床	砂矿	科尔迪勒耶尔山系(2)拉克捷-克拉斯 ³⁾ (7)	Th, U, Ce, P, Zr, Fe (Nb, Ta, Ti, W, Sn)	独居石、晶质铀矿、烧绿石、锆石	磁铁矿、石榴石、钍铁矿、黄铁矿等
	砾岩 ¹⁾	布莱恩德-里佛(16)	U, Th, Ti, Ce, P, Fe (Cr, Zr, C)	钍铀矿、晶质铀矿、独居石、钍钍矿、锆石	黄铁矿、锐钛矿、铬铁矿, 微量的普通硫化物, 重碳酸盐等
	砂岩	米德尔-列依克(10)	U, Ca, P	钙铀云母、磷铀矿	赤铁矿
	白云石	克马-林-别依(8)	Th, U, Fe	独居石	赤铁矿、锆英石
	磷酸盐岩	弗尔尼区 ³⁾ (3)	U, Ca, P, C	未查明	胶磷矿、地沥青
	碳质岩层	海相页岩 ³⁾ (4) 褐煤 ³⁾ (14), 砂岩中的矿囊(22)	U, C, H	未查明	地沥青、褐煤
表生矿床	氧化带的矿床	在大部分的原生矿床中	Fe, U, Si, Se, V, As, S, Al, Mn (Pb, Cu, Co, Ni)	矽钙铀矿、碳铀钙石、水铀矾、脂铅铀矿等	褐铁矿、孔雀石、钴华等
	由浸透水形成的矿床	昆那尔和非湿-湖克-别依(9)矿床	U, Si, S	矽钙铀矿、次生沥青铀矿(?) 钍沥青铀矿(?)	重晶石、石膏

- 1) 现在拟定的类型。
- 2) 括弧内的数字是指铀矿床的分布位置(见图)。
- 3) 唯一的已知实例, U₃O₈ 或 ThO₂ 的品位在 0.05% 以下。

如果把热液型矿床和岩浆型矿床合并为一种, 这与热液型矿床可以由地壳岩石中所含的金属生成, 而无需经过岩浆循环的看法并没有矛盾。



加拿大地图 表1所列举的放射性矿床主要类型的分布图。

还未准确地确定,产于马克-林-别依 (Мак-Лин-Бей) 地区白云石中的低品位铀矿床究竟属于那种类型,是属于同生类型还是属于后生类型;但这些矿床均有生物成因的标志。仅仅在这种矿床所采集的一个试样中发现氧化铀的品位稍高于 0.05%。这种矿床中氧化铀和氧化钍的平均品位分别为 0.005% 和 0.025% 左右。在这些矿床中没有发现有任何一种铀矿物,可能这里的铀呈杂质状态混在独居石中。

在这里列出磷酸盐矿床仅仅是为了使分类完整,众所周知,在加拿大这种类型矿床仅有一个,其矿石中 U_3O_8 的品位在 0.0045% 以下。

纽-布兰-苏伊克 (Нью-Бран-суик) 和新苏格兰 (Новая Шотландия) 地区砂岩中的一些碳质矿床^[3] 划归同生类型较划为后生类型更为合适。如果这样是正确的,那么这些矿床可以归于产在砂岩中的矿床类型。

为了简略起见,表中“晶质铀矿”这一术语是指含有大量氧化钍和稀土金属,且一般具有结晶构造的变种。

储 量

正在开采的和还未开采的矿床的储量评价是由各公司的工作人员做出的,并用表格的形式列出^[4,5]。本报告的作者没有对任何矿床做过采样和储量计算工作。

本报告中对储量计算使用了下列术语:

矿石—对目前开采有利的矿物物质。

已测定矿石(实际储量)—即按露头、探槽、地下巷道和钻孔所揭露的矿体范围计算出吨数,而其品位按详细取样结果算出的矿石。观察点、取样点和测量点互相间的距离(根

据其地质特征而定) 要达到这样的要求, 就是能够相当准确地确定矿体的大小、形状和矿石物质成分。

推断矿石(估计储量) 一即其有益组分的吨数和品位部分是根据个别的测量和样品(或开采) 数据算出; 另一部分是根据现有地质资料和经验用外推法推出适当距离后而算出的。在这种情况下, 观察点、测量点和取样点的分布不规则, 或者是互相间的距离太远, 以致有碍确定矿体边界的完整圈定, 以及矿石中有益组分平均品位的普遍确定。

预测矿石(预测储量) 一主要是根据对矿床地质构造的理解而计算出的矿石数量。样品或实际资料都很少, 或者根本没有。这种储量的估计是以按地质特征(这种特征标志是根据相似类型的矿床类推而确定的) 而推测出的矿体延续性或重复性为依据的。如果对一些隐藏矿体的存在有一定的地质资料, 那么其储量也可以列入预测储量中。

铀的储量 在表 2 中列出各公司提出的铀储量综合数据; 矿石储量按级别和矿床类型列出。表中所列举的数字是截至 1957 年底止的数据。

表 2 铀矿石储量(百万吨)

矿床类型	矿石等级			总储量
	测定矿石	推断矿石	预测矿石	
砾岩中的矿床	28.20	261.28	40.68	330.16
伟晶岩矿床	0.27	8.63	0.88	9.78
脉状矿床和与其相近的矿床	0.16	9.09	0.027	9.277
合计	28.63	279.00	41.587	349.217

列入表中的测定矿石, 是废石堆中或巷道中采出的矿石, 或者是矿床的那几部分的矿石, 即通过地下巷道或布置很密的钻孔(用金刚石钻头钻进) 取样的矿石。

占储量数量大部分的推断矿石, 是通过依据矿床的地质特点和相似类型矿床勘探的经验布置得相当密的钻孔而进行取样试验的矿石。这一等级的矿石通常是签定合同的基础。

预测矿石是指其有益组分品位具有工业价值的、且对该区来讲其储量具有工业价值, 但需要进一步进行勘探的矿石。这些储量的数目应看做是最小的。因为, 在进一步的勘探过程中可能发现新的矿体, 从而, 储量可能有很大的增加。砾岩和伟晶岩矿石中氧化铀的品位大约为 0.1%。而脉状矿床以及与脉状矿床有关的其它沥青铀矿床中氧化铀的品位为 0.2—0.5%, 但大部分矿石的品位为 0.2%。

布莱恩德-里佛矿床储量的评价(33016 万吨) 与洛杉矶也的计算^[4] 很相符。按他提出的资料, 这里富集有 28,800 万吨矿石, 其氧化铀的平均品位为 0.1%, 这些矿石产在离地表深不到 1150 米, 厚度为 3 米多的矿层中。但是, 在他的计算中没有包括位于布莱恩德-里佛地区的另一部分的普朗多矿床的储量。

布莱恩德-里佛地区目前各个选矿厂的矿石总产量达 24,000 吨/昼夜。估计, 三个新建选矿厂投入生产后, 该地区到 1958 年各选矿厂每昼夜的总产量可提高到约 32,000 吨矿石, 或年总产量约 1,150 万吨矿石。这样, 按预定的开采速度, 布莱恩德-里佛地区矿床的铀矿石储量可开采 20 年左右。在储量计算时, 已经考虑到由于原矿中以及其它对开采不

利的地区的貧化所引起的大量損失，同时也考慮到3个別区段的品位可能要比預計的降低这一因素。各矿山瀝青鈾矿和伟晶岩矿床中的儲量对开采速度說来要小得多。但是，这两种类型矿床不能象砾岩类型的許多矿床那样容易进行全面的追索。

最大的瀝青鈾矿矿床和伟晶岩矿床在深处还未圈定，可能，在这些矿床的进一步勘探过程中还会发现大量的矿石儲量。

鈾矿石儲量的潛力很大，但目前还不能做出評价，其原因是該区的非工业品位或非工业儲量的矿床的勘探工作一般都停止了。在薩斯卡奇温省北部某些地区有大量的鈾矿石儲量，其氧化鈾的品位可能在0.1—0.2%的范围内。而且看来，在布莱恩德-里佛地区也富集有大量的砾岩矿石儲量，其氧化鈾的平均品位为0.05—0.1%。在表1所列举的各种类型矿床，例如：在花岗岩、砾岩和白云石等类型矿床中和各地区还有很多鈾品位較低的矿石儲量。

鈷的儲量 从表1中可以看出，鈷在很多类型的鈾矿床中均有发现；在某些矿床中，其儲量甚至比鈾还多。加拿大鈷矿化点的資料是在鈾矿勘探、开采和研究时順便取得的。因此，鈷儲量的資料沒有鈾儲量資料那样完全。但是，关于鈷儲量的資料也积累了相当多，特别是在最近两年。

加拿大鈷的主要已知儲量是集中在布莱恩德-里佛地区的各个鈾矿床中。这些矿石中氧化鈷平均品位估計为0.05%；該区某些大型矿床含有0.1%左右的氧化鈷。

班克洛弗特地区目前采出的矿石中含有0.02—0.2%的氧化鈷。但是，这里的取样分析工作比布莱恩德-里佛地区做的差得多。估計，在班克洛弗特地区的某些矿床（目前还未开采鈾的矿床）中，含有大量的鈷。据报导，布莱恩德-里佛和班克洛弗特現代炼鈾厂把含在鈾矿石中的一部分鈷溶介，但不使其沉淀。而有很多公司已經在研究把鈷分离出来和供应市場需要的可能性。

其它类型的矿床中也存在有大量含有微量鈷矿物混合物的矿石。目前鈷矿床的主要类型是含独居石的白云石矿床和各种鈷矿物的砂矿床。此外，还有很多含烧綠石的大型矿床。現在正在研究从烧綠石中提取鈷及其副产品鈾和鈷的可能性。这种类型矿床的儲量計算还未結束。

实际上在加拿大沒有对鈷进行过专门勘探。看来，如果对鈷进行勘探工作，可能发现一些高品位的大型鈷矿床。

結 束 語

本報告是根据很多地質学家和工程师的著作提出的。我們不可能把这些著作一个一个地列出。儲量資料一部分是取之于各公司所发表的报告，但是大部分是直接来自各公司取得的。例如，关于埃耳德腊矿冶公司的矿床儲量的資料是該公司自愿提出的。矿床的分类是由魯宾逊和兰戈进行的，他們还部分利用了斯捷斯的資料。过去未发表过的布莱恩德-里佛地区矿床的資料是罗斯科耶和斯捷斯提出的；儲量的数据是克里菲特計算出的；本報告是兰戈編写的。

(譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Lang, A. H., Canadian Deposits of Uranium and Thorium. Geol. Surv. Canada, Economic Geology Series, No. 16 (1952).
- [2] Robinson, S. C., Mineralogy and Geochemistry of Uranium in Canada. Nuclear Engineering and Science Congress, Preprint 284, Pub. by Amer. Inst. of Chem. Eng.
- [3] Gross, G. A., Uranium Deposits in Gaspé, New Brunswick, and Nova Scotia. Geol. Surv. Canada, Paper 57—2 (1957).
- [4] Roscoe, S. M., Geology and Uranium Deposits, Quirke Lake, Elliot Lake, Blind River Area, Ontario. Geol. Surv. Canada, Paper 56—7 (1957).
- [5] Griffith, J. W., A Bibliography on the Occurrence of Uranium in Canada and Related Subjects. Geol. Surv. Canada, Paper 56—5 (1956).

印度沿海地带海岸砂矿的勘探和评价

V. 馬哈捷瓦恩 G. R. 納拉雅恩达斯

N. 納加拉德查拉奧**

总 論

从 1909 年起就已查明,印度西南海岸砂中含有独居石、鈦鉄矿等等。但对这些矿床一直没有进行过系統的研究。直至 1950 年,才将这一工作交給原子能管理局的地质学家們。本文将闡述在从科摩林海角傾斜海岸至开雅姆庫拉姆地段上所进行的研究成果(图 1)。在納尔巴达河三角洲的拉塔納吉里地区和北部薩烏拉什特沿岸的地区,部分地亦有这样的海岸砂。

印度东部海滨的海岸砂特征是有与西部海岸相似的矿物組合,虽然它們还未很好地为人們所了解。原子能管理局也注意到了这些海岸砂。

含有独居石、鈦鉄矿、金紅石和鋯英石的海岸砂矿主要是由花崗岩、部分的伟晶岩及組成沿岸地区的正、副片麻岩生成的,后者是砂綫石的来源。砂矿的形成部分是由河流作用,而主要的是由海洋的波浪作用的結果。在岸滩的某些地方也富集了重矿物。大量的海岸砂集中于海湾和河口三角洲。

在有些砂丘中,可以观察到,风力作用所引起的类似的富集。这样的富集現象在前几个地质时代的較古老的地层中同样見到,即:中新世的瓦馬尔卡利地层、馬达拉斯科海岸的紅色契里地层。可能隆起的沿海地层較由海面圍繞它們的現代砂質岸滩形成得更早,含 60% 重矿物的类似的海岸砂在离現在海岸 0.8 公里的地方。此外,在古代的和現代的沿海地层中,一定量的重矿物被河流冲积在由淤塞在河口的被海水冲洗的沙滩所形成的湖泊中。

从內陆向海岸地带流泻的陡斜的河系,促使了大量碎屑矿物迁移和較重的矿物在坡度不大的沿海地段沉积。最后,这些矿物仍然进入海洋,在浅水的地方矿物受海浪和沿岸水流的冲刷,在 6—10 月的季节风时期重新分布而后又集中。在这一大的潮汐季节中,浅水地区海水的波动使重矿物沉积在沿海一带。

这样,在季节风时期进行了最大的矿物分选,这时海岸綫就为一厚层重砂所复盖。随着季节风的減少,重砂的表层大部分又被冲回海中。根据哥赫沙博士的論点,水平面以下的海岸砂,一般遭受不到海浪的冲洗。在沙滩上打的 7.5 米深的一些鑽井表明:各处都有重矿物存在。虽然他們的富集有某种程度的減少,但仍然具有值得加工的数量。

* Prospecting and Evaluation of Beach Placers Along the Coastal Belt of India (第 2 卷,第 1663 号报,印度)。

** V. Mahadevan, G. R. Narayandas and N. Nagaraja Rao (印度原子能部原子矿物科)。

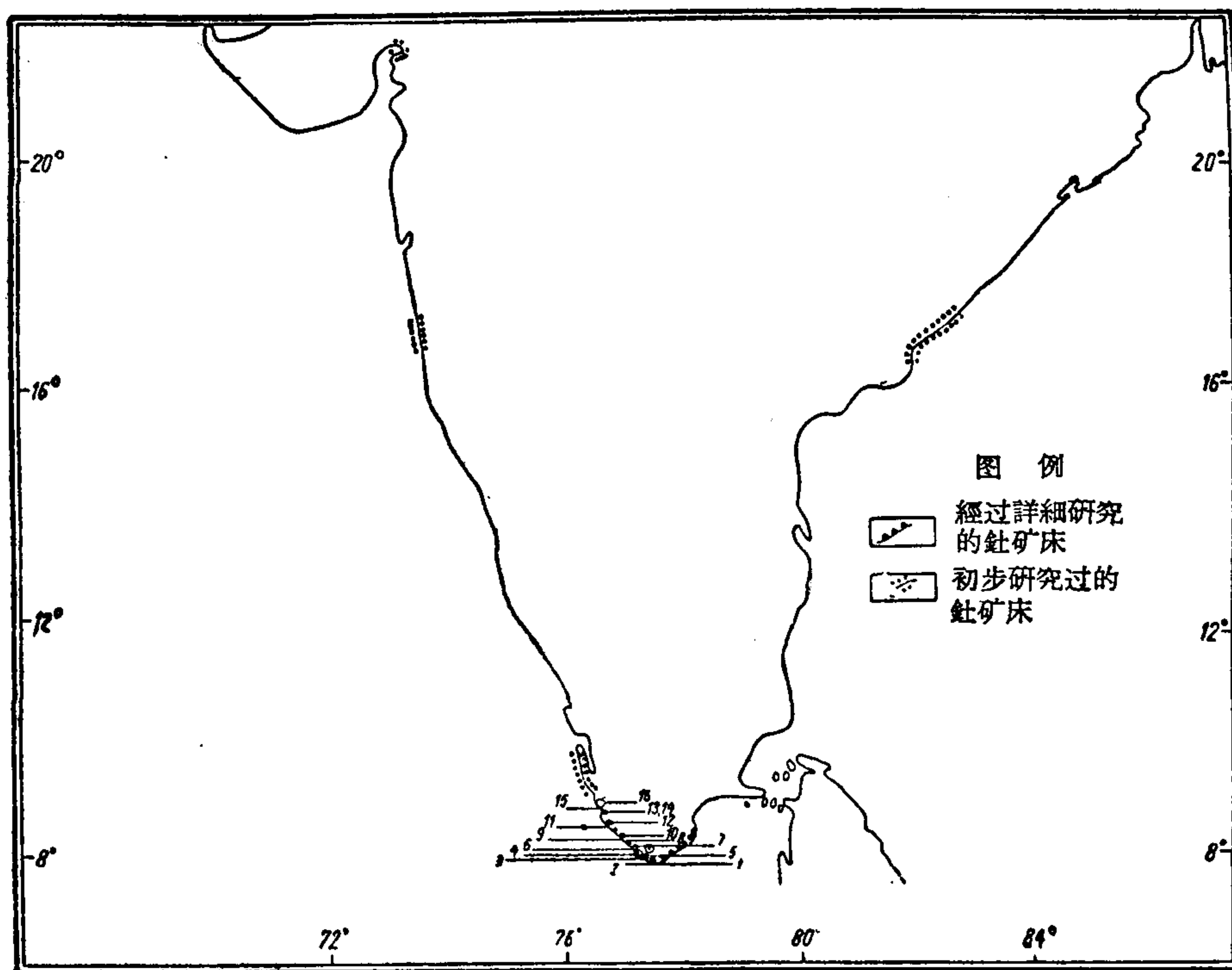


图1 海岸砂矿床分布略图

1——科摩林-瓦塔柯泰海角(岸滩), 2——科摩林-瓦塔柯泰海角(内陆部分), 3——木塔姆-彼利杨卡突突拉, 4——马拿瓦拉库利奇(沿岸部分), 5——马拿瓦拉库利奇(内陆部分), 6——卡鲁姆巴纳-米达拉姆(岸滩), 7——卡鲁姆巴纳-米达拉姆(契里), 8——维林雅木-柯瓦拉姆(岸滩), 9——柯瓦拉姆-帕恰鲁尔(岸滩), 10——维利-卡孜哈库塔姆, 11——安日组-维久尔, 12——奥赛吉-马拉普拉姆, 13——吉鲁瓦拉拉姆-宁达卡拉(岸滩), 14——康尼灭尔谢里-宁达卡拉(内陆部分), 15——巴尔·开杨库拉姆-特里库拿普孜哈。

勘 探

海岸砂的勘探: 是区分不含矿地区和重矿物富集的承压地区。黑色砂分布地区的填图工作与用取样勺和小铲从深 0.3 米的砂矿中采取样品配合进行, 这样的原始样品从许许多多的点上采取, 并进行淘洗, 以便了解重矿物富集的规律性。进行这项工作的同时按各基点间有一定距离的座标网来划分地区, 并从每个基点的深部取样。样品须称重和淘洗。淘洗后的精矿须烘干并重行称重。重矿物的重量百分比填在有座标网的图上, 以便于查明重矿物组分含量的变化和绘制出有一定百分比含量的地区的轮廓。这些轮廓线为区别富矿地段和贫矿地段提供了依据。轮廓线上的任何一点都表示该点所有取样深度上的重矿物的平均含量(图 2)。

把富矿地区分成若干大小合宜的地段。为了计算每一矿区的储量, 在每个地段上挖探槽和打浅井采取具有代表性的样品, 储量计算的深度到地下水的水平面为止。

储 量 计 算

在勘探和评价美国弗洛里捷钍矿物储量时, 用乙炔四溴化物把样品的标准部分分成

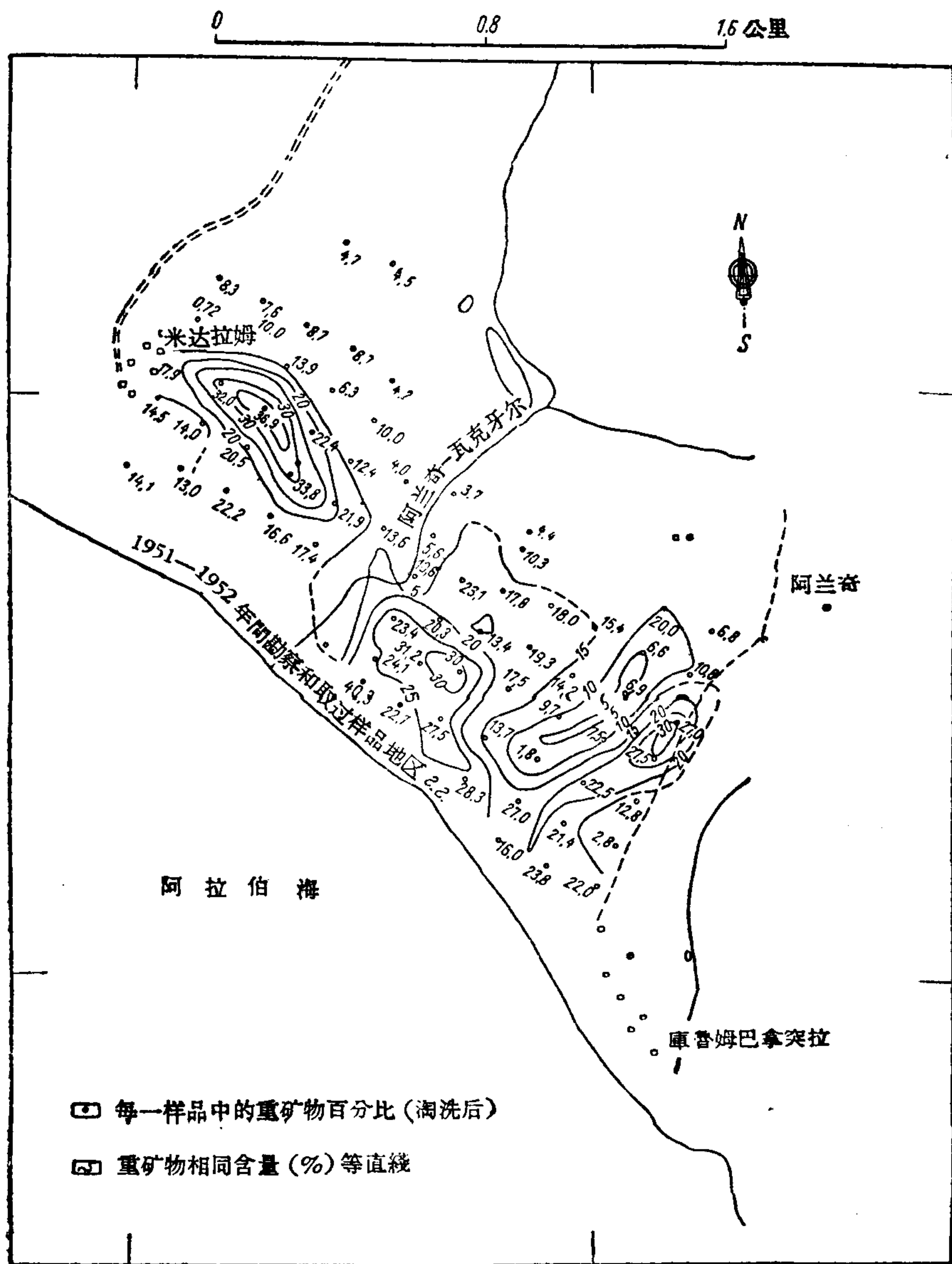


图2 庫魯姆巴拿突拉和米达拉姆之间的契里砂矿床重矿物百分比含量等值线图

组。浮在表面的物质主要是石英。沉淀物在实验室内用强磁性分离器分离出带磁性和不带磁性的两组。而后,进行岩性研究,确定不同矿物的百分比含量。计算是根据查数颗粒作出的。

澳大利亚海岸砂的成分是借助于电磁分离法、静电分离法、查数颗粒法和放射性试验确定的。由于,查数颗粒费时很长,以后只得不采用了。

印度原子能试验室采用的试验过程是:首先将每个样品烘干,排出水分,而后用5或15厘米的蒸馏釜测定每个样品的单位比重,然后再计算未富集的砂子的数量。

而后,再将约50克的标准部分在稀释的盐酸中清洗,洗刷后并烘干。把精选的干砂称重,并用一套标准筛筛过。把每个筛子上的组分收集起来、称重,并进行磁力分选。分

选可以使用試驗室电磁鉄或地磁等力分离器进行。带磁性和不带磁性的组分分別收集，并記錄下来它們的重量。对 +30 网目和 -200 网目的组分不进行磁力分离。

为了避免难以消除的因筛分粒度的变动而造成的差錯，必須将分析物按粒度进行細致的分离。用微分离器从每个磁性或非磁性组分里 (+30, -20 网目除外) 分离出的一个很小的具有代表性的样品，称重后，将样品放在載物鏡上，同时用石油或甘油丙三醇作分离介質。

相同的顆粒用显微鏡查数。亦可以采用方格計算器估計，通过筛孔的每个顆粒均呈球状。已知上部和下部筛孔的半径，即可以算出顆粒的平均半径，并可按下列公式确定矿物的含量百分比：

$$W = \frac{4}{3} \pi \gamma^3 N D 100 / w$$

式中：W——矿物重量百分比； γ ——顆粒平均半径；由于不同地方的顆粒，大小可能不等，因此应当細致地測定每个矿物的粒度，D——矿物比重；w——选出部分重量。

每种矿物的重量百分比也可以不用公式計算，而在同一组分里拣几顆筛下的細粒就可以測定。检查用公式求得的结果是：用在每个组分中实际从每种矿物中取一些顆粒称其重量的方法。两种測定结果相符。知道了每组分中每种矿物的百分比，以及每个地段的面积和儲量計算的深度，就可以測定每一组分中每种矿物的总吨位。这些数据的总和即为該地段上达一定深度的該种矿物的总吨位。

目前对印度西南海岸总面积为 785 公頃的 16 个矿床进行了詳細的研究。这些地区的鈦鉄矿和独居石平均含量相当于 40 和 0.75%。已发现，在矿床的海滩，平均厚度达 7.6 米，向內陆深 5 米。表中列有重矿物儲量的数据。由这些数据得出：在整个研究地区，鈦鉄矿的儲量为 5,200 万吨，独居石的儲量为 140 万吨。

在面积为 234 公頃的班达拉都魯都地段，(位于总面积为 400 公頃的宁达卡拉地区)

印度西南海岸某些地区海岸砂中独居石和鈦鉄矿儲量資料

地 点	面积 (公頃)	厚度 (米)	未分选的 碎砂 (吨)	独居石 (%)	独居石 (吨)	鈦鉄矿， 重量 (%)	鈦鉄矿 (吨)
科摩林-瓦塔柯泰海角(海滩)	14.4	4.5	1476000	67.07	990000	1.5650	23100
科摩林-瓦塔柯泰海角(內陆部分)	66.4	0.41	4985000	22.88	1140000	0.0602	3000
木塔姆-彼利楊卡突突拉	114.8	7.5	16246000	7.08	115000	0.2770	45000
馬拿瓦拉庫利奇	220.0	82.5	53990000	23.15	1250000	0.9262	500000
馬拿瓦拉庫利奇(內陆部分)	68.8	4.95	5833000	21.64	126200	1.3160	76.780
卡魯姆巴納-米达拉姆(海滩)	58.0	7.5	12.716000	20.37	2591000	0.5105	64.940
卡魯姆巴納-米达拉姆·契里	80.0	4.8	6794000	17.18	1167000	0.7947	54.000
維林雅木-柯瓦拉姆(海滩)	5.6	7.5	1161000	48.34	501200	2.5400	29500
柯瓦拉姆-帕洽魯尔(海滩)	47.6	7.3	4253000	22.44	954300	0.4844	20600
維利-卡孜哈庫塔姆	17.6	4.5	1596400	30.70	430000	0.6265	10000
安日紐-維久尔	12.8	7.9	1872000	12.50	2366000	0.2689	5090
奧賽吉-馬拉普拉姆	3.2	7.5	521600	38.15	198900	7.0550	36800
吉魯瓦拉拉姆-宁达卡拉(海滩)	14.0	7.5	2132500	30.94	660000	0.9376	20000
康尼灭尔謝里-宁达卡拉(內陆部分)	66.0	4.3	7770700	31.06	2418900	0.5899	45.300
宁达 卡拉-巴 尔·开楊庫拉姆 巴 尔·开楊庫拉姆-特里庫拿普孜哈	400	7.5	65631700	40.0	26252700	0.7500	492200

有 728,300 吨金紅石, 1,884,600 吨矽綫石和 786,560 吨鋯英石。

在上述資料中, 除卡魯姆巴納-米达拉姆地区外, 沒有包括馬特拉斯州的康楊庫馬利和吉聶維利地区的契里大型矿床的資料(見上表)。在喀拉拉沿海的淺海的海槽中發現有类似, 具易变的富集現象的重矿物的組合, 这些水下矿床可作为重矿物的潛在来源, 其規模还有待进一步地測定。

致 謝

作者向协助撰写此文的原子矿物局局长霍舍博士致以謝意。

(譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] V. N. Spencers, Titanium Minerals in Trail Ridge, Fla., Rept. of investigations U. Sr, Bur., Mines. No. R. I. 4208 (1948).
- [2] D. E. Gardner, Beach-sand Heavy-Mineral Deposits of Eastern Australia. Commonwealth of Australia, Bur. Mineral Resources. Geol. & Geophysics, Bull. No. 28 (1955).

日本有希望的鈾矿床的勘探結果*

武藤佐藤**

一、概 述

几年以前,在日本除了伟晶岩型的成矿現象外,一直未发现其他类型的鈾矿床。但是从1954年地質調查局开始进行有系統的鈾矿勘探以来,到1956年8月成立原子燃料公司时止,在整个日本地区已經发现大約40处非伟晶岩型的、新的鈾矿化点或鈾矿床。

这些鈾矿化点或鈾矿床均位于由花崗岩以及古生代或中生代的岩石所組成的所謂地块区。这些古生代和中生代岩石呈下垂的頂板出現在花崗岩的周围。根据欧洲大陆的地質資料判断,占全日本地域百分之二十到百分之三十的地块区其地質环境都有利于鈾矿

成矿。日本西南部的中国地块和日本东北部的北上地块均属于这类地区(見图1)。目前,一些被認為多少有些希望而且值得进行詳細勘探的非伟晶岩型鈾矿床都是在这两个地块范围内发现的。

虽然在飞驒山和朝日山两地块区的勘探工作是最近才开始的,但已在这里发现一些鈾矿化点,并預料还将发现新的鈾矿化点。

值得引起注意的是,第一次被認為在經濟上最有价值的人形峠矿床与美国科罗拉多高原以及其他地方所发现的所謂“砂矿型”矿床很相似。

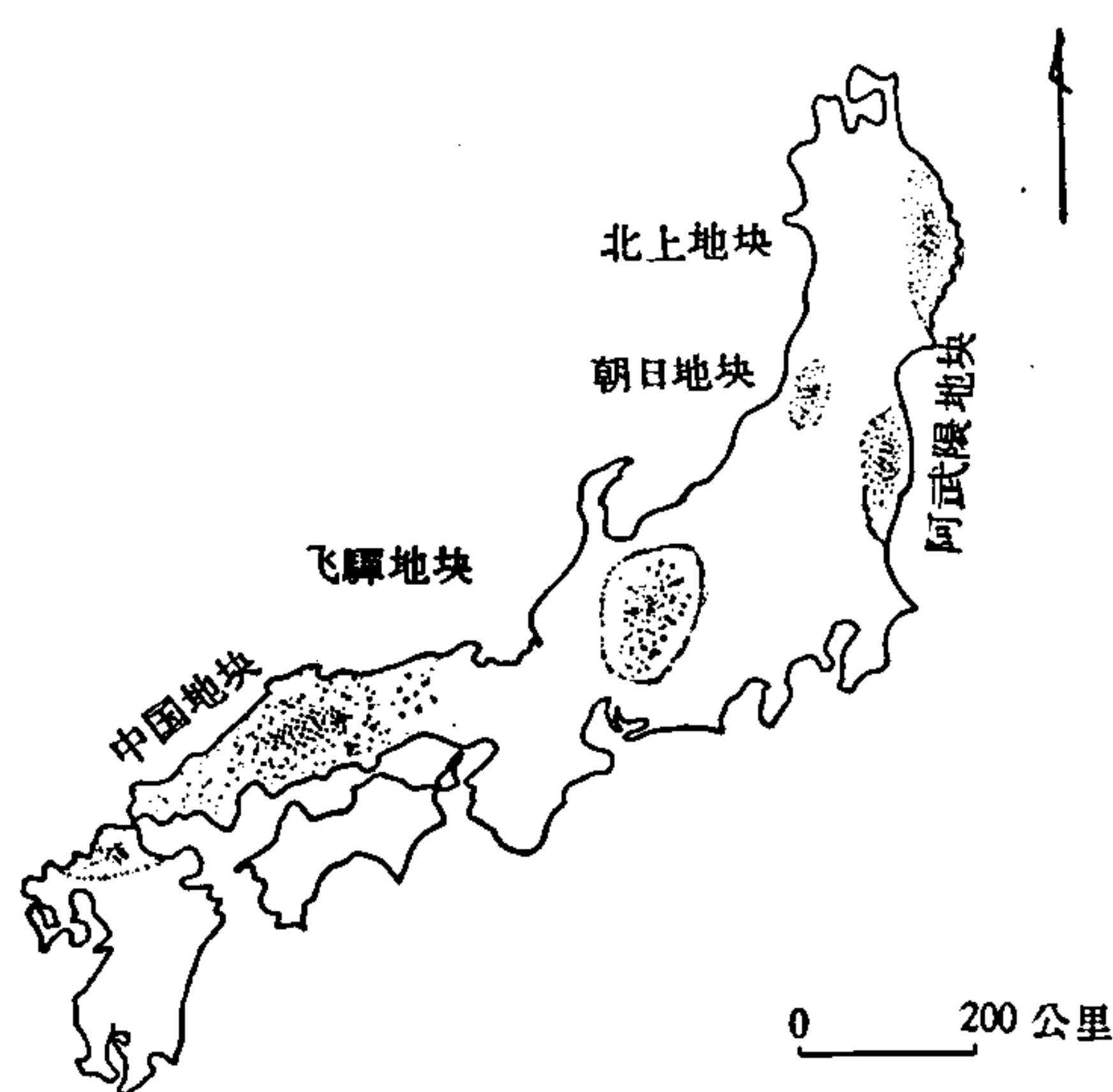


图1 日本有远景的鈾矿勘探区

下面将对目前正用掘进开采法进行积极勘探的人形峠、仓吉和三好。矿床的勘探結果作一簡单的介绍。

二、人形峠矿床

1. 矿床历史

1955年10月,地質勘探局在鳥取郡进行第二次空中測量时,不只在小网地区的已知鈾矿床的上空,而且在附近广大区域上空都录下了很強的放射性异常,随后在这些地区又

* On the Results of Prospecting for the promising Uranium Deposits in Japan (第2卷,第1359号报告,日本)。

** Motoo Sato (日本原子燃料公司)。

繼續进行了汽車測量。因此,于1955年11月12日在一个横过露头的路段上发现了人形峠的沉积鈾矿床。

人形峠区和仓吉区的西北部都位于已經准平原化的中国地块的脊骨上。这就是說,人形峠鈾矿床位于一个脉状矿床附近(見图2)(这个矿床是在地块区有利于鈾矿成矿作用的地区)。由此就出现了許多关于鈾的来源,以及这种鈾矿床的成因的有趣問題。

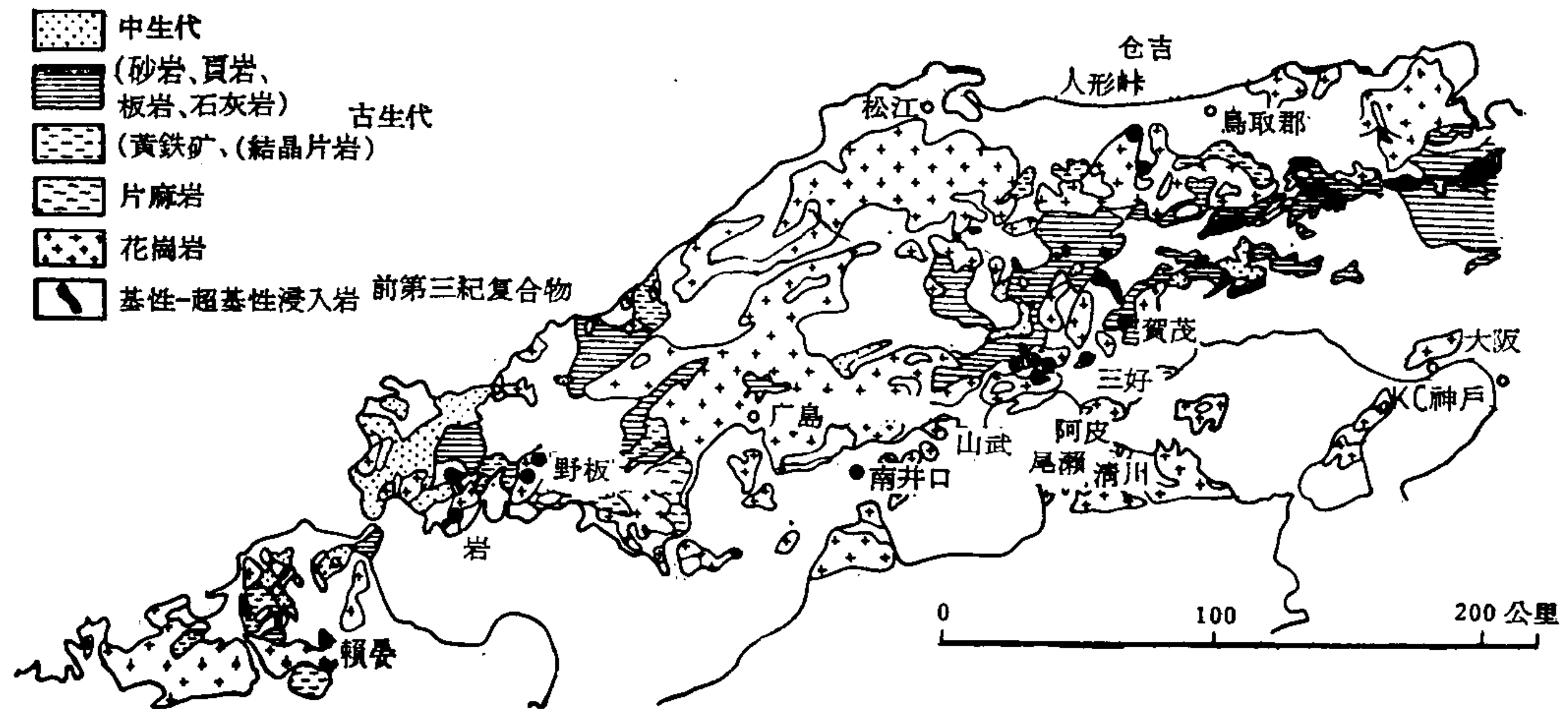


图2 中国地块地质图

在人形峠区,曾用槽探、垂直掘进、鉆探、平巷掘进和地球化学方法等进行了勘探。在人形峠、四木及赤和世等三个地区进行了地质勘探,現在勘探工作正在向东伸展,包括与

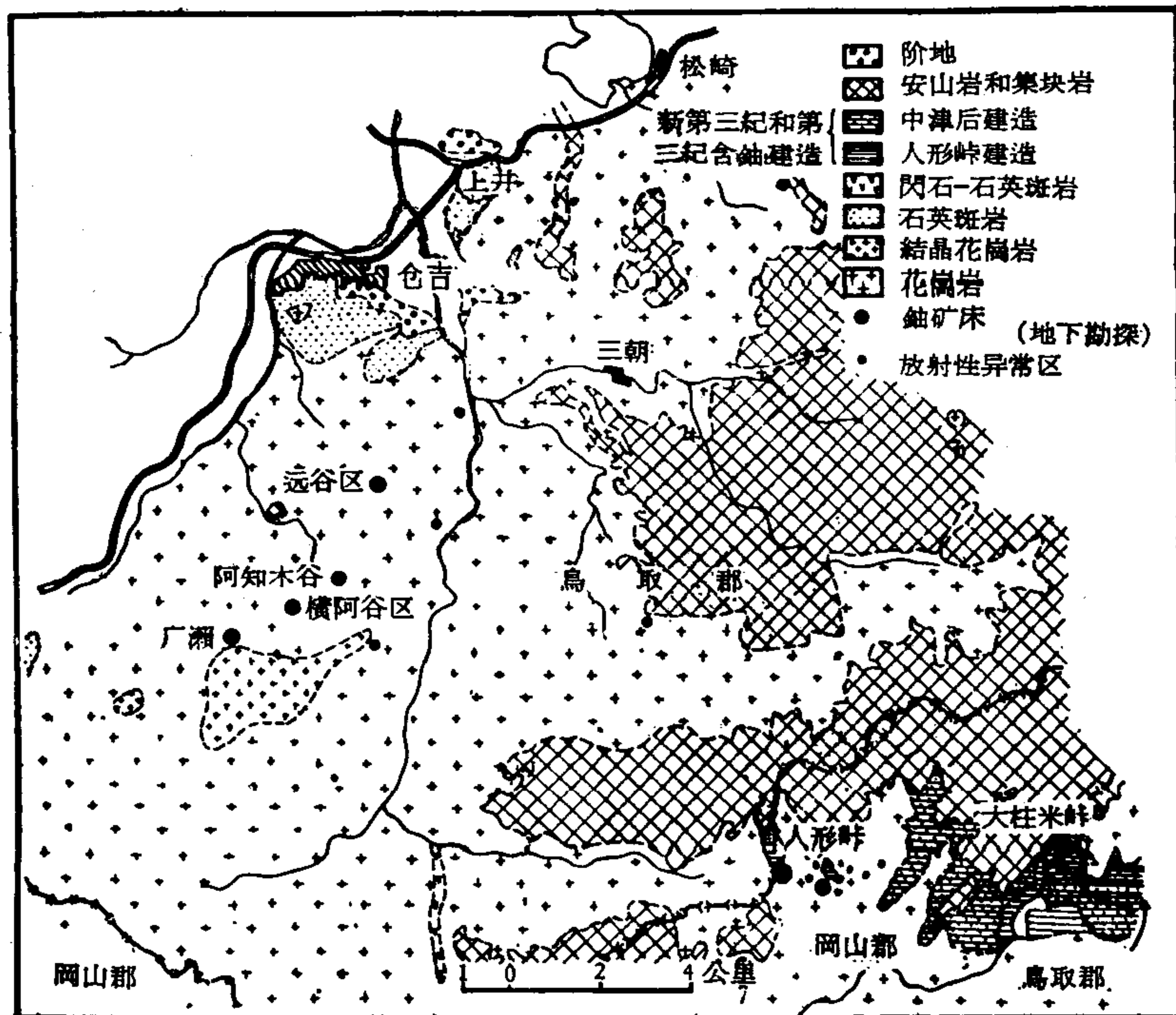


图3 仓吉和人形峠区地质图

大柱米-峠相接壤的地区。钻探和掘进分别达到了大约4,000米和3,600米。勘探结果表明,这是一个层状的沉积矿床,东西断续延长约8公里,南北宽约1到3公里,其范围之大,出人意料(见图3)。

虽然在人形峠、四木及赤和世地区,每一矿床都呈现为一些由于侵蚀而彼此隔离的块状,但是在过去,这些矿床很可能曾经是一个顺着东西方向连续的统一体系。

铀矿的现有储量,根据粗略估计,大约有100万吨,但是在整个人形峠地区未遭受到侵蚀作用和淋滤(这在近代氧化带可以看到)作用之前,铀矿石的储量肯定远远超过这个数字。

同时应当指出,用化学方法来测定地表水中的含锌、含磷和含铀量,是勘探这类矿床的有效方法。

2. 地质和矿床

人形峠铀矿床由新第三纪湖相沉积的含铀砾岩层构成,这层砾岩以不整合关系位于花岗岩基底之上(见图4)。新第三纪沉积自下而上分为人形峠层和清水层。前者主要由砾岩构成,而后者则由砂岩和泥岩互层、长石砂岩、凝灰角砾岩和凝灰岩所构成。人形峠层的产状近于水平,但在某些恰好位于花岗岩基底之上的部分,往往沿着不整合面的波状起伏而显出微弱的倾斜。在人形峠区的矿山坑道中发现两个相差不到20米的、穿过矿床的逆断层。含铀的砾岩(人形峠层)厚1至3米,平均厚2米,并分布在海拔大约730至750米的高处。

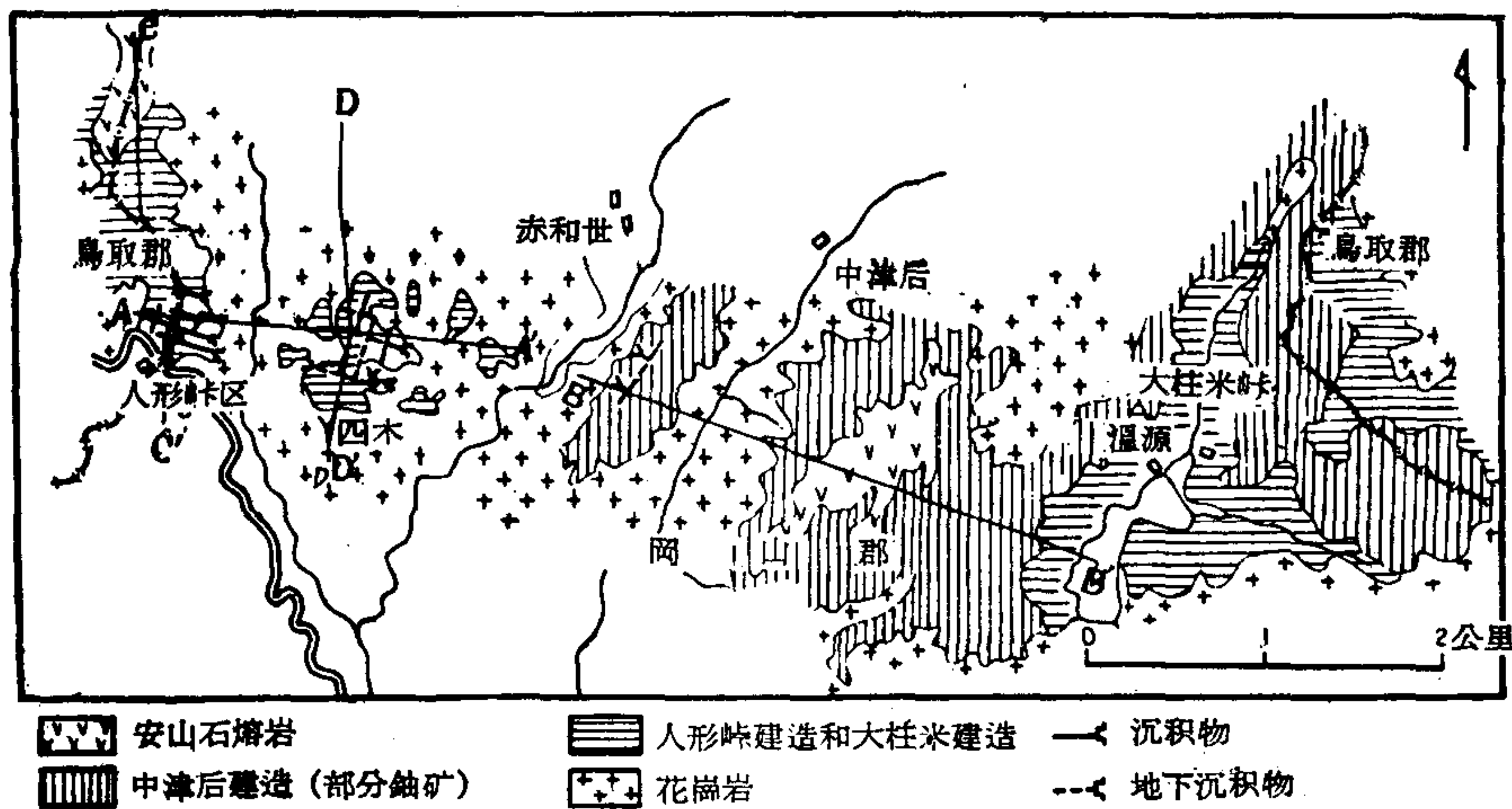


图4 人形峠区地质图

3. 铀矿床

铀矿物主要产于基底砾岩的长石胶结物中,或复盖在大小不同、成分各异的卵石表面上。在氧化区内,铀矿物呈钙铀云母产出,并与褐铁矿共生,而在非氧化区内,铀矿物则呈现为与黄铁矿共生的细粒状的黑色铀矿物。

在整个矿床中,平均含铀量为0.05%,在不少地方可达到0.1%以上,而且在个别地方可达到百分之几。地下勘探已经证明,在潜水面以上,铀含量较低。这可能是由于铀遭

到循环水淋滤的缘故。大量的鈣鈾云母在潛水面附近結晶出,并构成一个次生富集区,另一方面,在矿床发生断裂的地方,鈣鈾云母出现在断裂面或挤压带中,形成一个局部的富集区。砾岩下部的含鈾量比上部略高。例如,这样的情况在第二号坑道的大矿囊中看得很清楚,大矿囊位于距入口 130 米的地方(见图 5);在那里,最下部,(产黑色鈾矿物部分),厚度为 20 至 30 厘米,含有百分之几的鈾;中部,即黑色矿物上面部分,厚 30 至 40 厘米,含有千分之几的鈾;在砾岩的上部,含鈾量降低到万分之几。

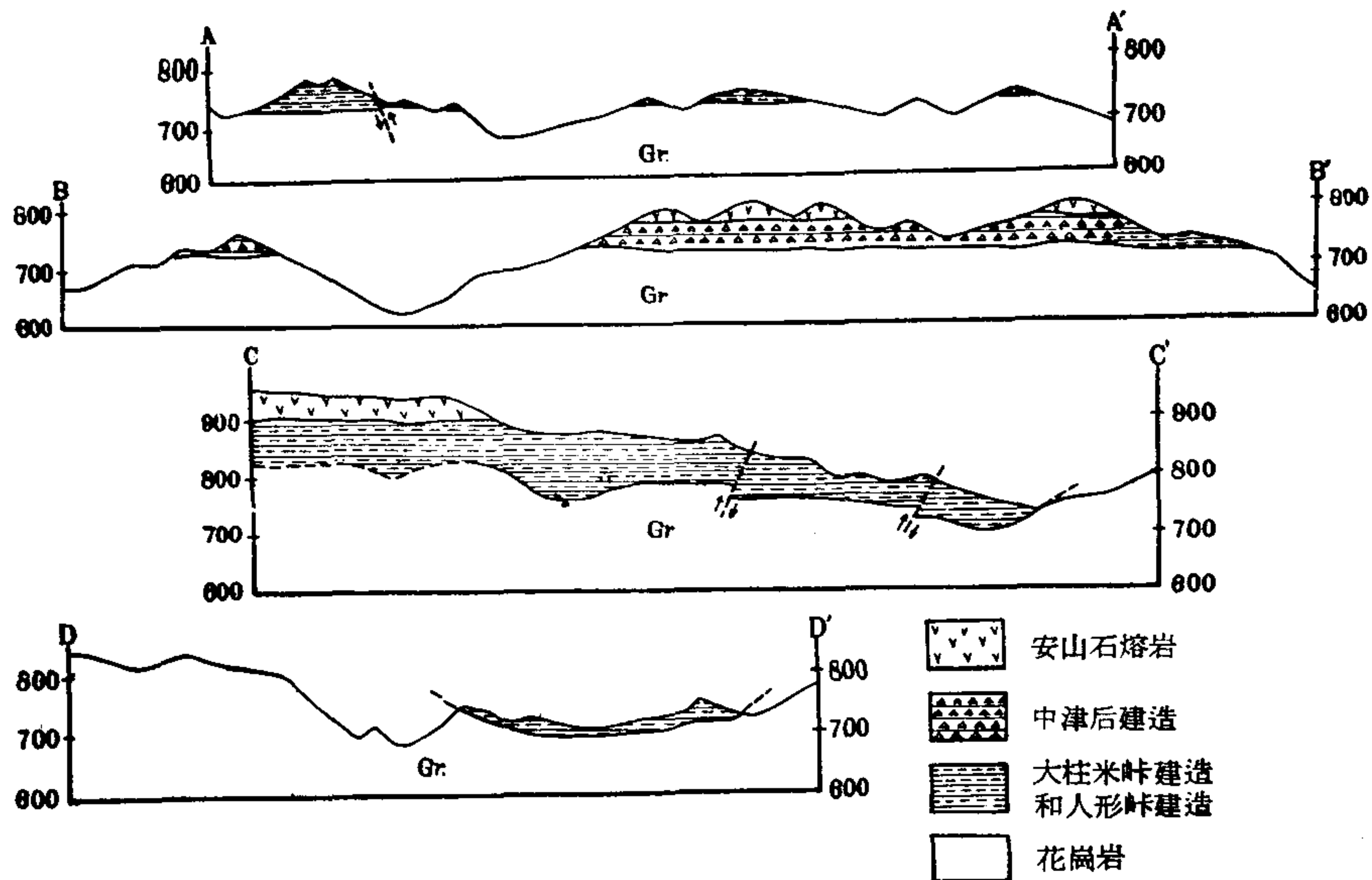


图 5 人形岬区的地质横剖面

砾岩中的鈾含量即使在未遭到蚀变的区内,在横的方面也略有不同。在不整合面下降并形成凹地的地方,与美国科罗拉多高原型的矿床中所看到的“河床”相类似,可以观察到含鈾量相对增高的倾向(参看图 5)。这种倾向已为地下勘探,特别是坑道中的多次掘进所证实。

因为中津后和温源之间的区域位于一层很厚的由火山碎屑物和熔岩所构成的盖层之下,而且鈾的矿化现象伸向深处,所以必须进行钻探才能了解深处的情况。

据最近的报导,温源以东,与人形岬区相似的含鈾砾岩也差不多位于同一水平面上。

4. 矿 石

砾岩一般呈深灰色,由花岗岩卵石、花岗岩斑岩、蚀变了安山岩和流纹岩以及小量为长石砂岩所胶结的古生代岩石所组成。在地表及断层附近散布有褐铁矿,这些褐铁矿将砾岩染成了棕红色。在砾岩内,发现有含鈾量很高(含 0.1%—3% 的 U_3O_8) 的扁豆状黑色矿物。鈾矿石可分为下列各类:(1)普通矿石——即分布最广的含鈾砾岩;(2)含鈾量高的黑色矿石;(3)氧化矿石——棕红色砾岩。这些矿石都用显微镜和 X 光衍射法并结合同相方法作了研究。

砾岩中含有有机物和黄铁矿。黄铁矿呈裂隙中的填充物结晶出,那就是说,它们复盖在卵石的外面,象小矿脉似的填充在卵石的裂隙中,并散布在胶结物中。在蚀变了岩石

的卵石中以及在古生代的角頁岩中可以看到另一种类型的黄鉄矿。这种黄鉄矿是在卵石形成之前浸染在这些岩石之中的,在成因上与鈾矿物无关。在有机物中也可看到黄鉄矿。以及与黄鉄矿共生的少量白鉄矿和閃鋅矿。

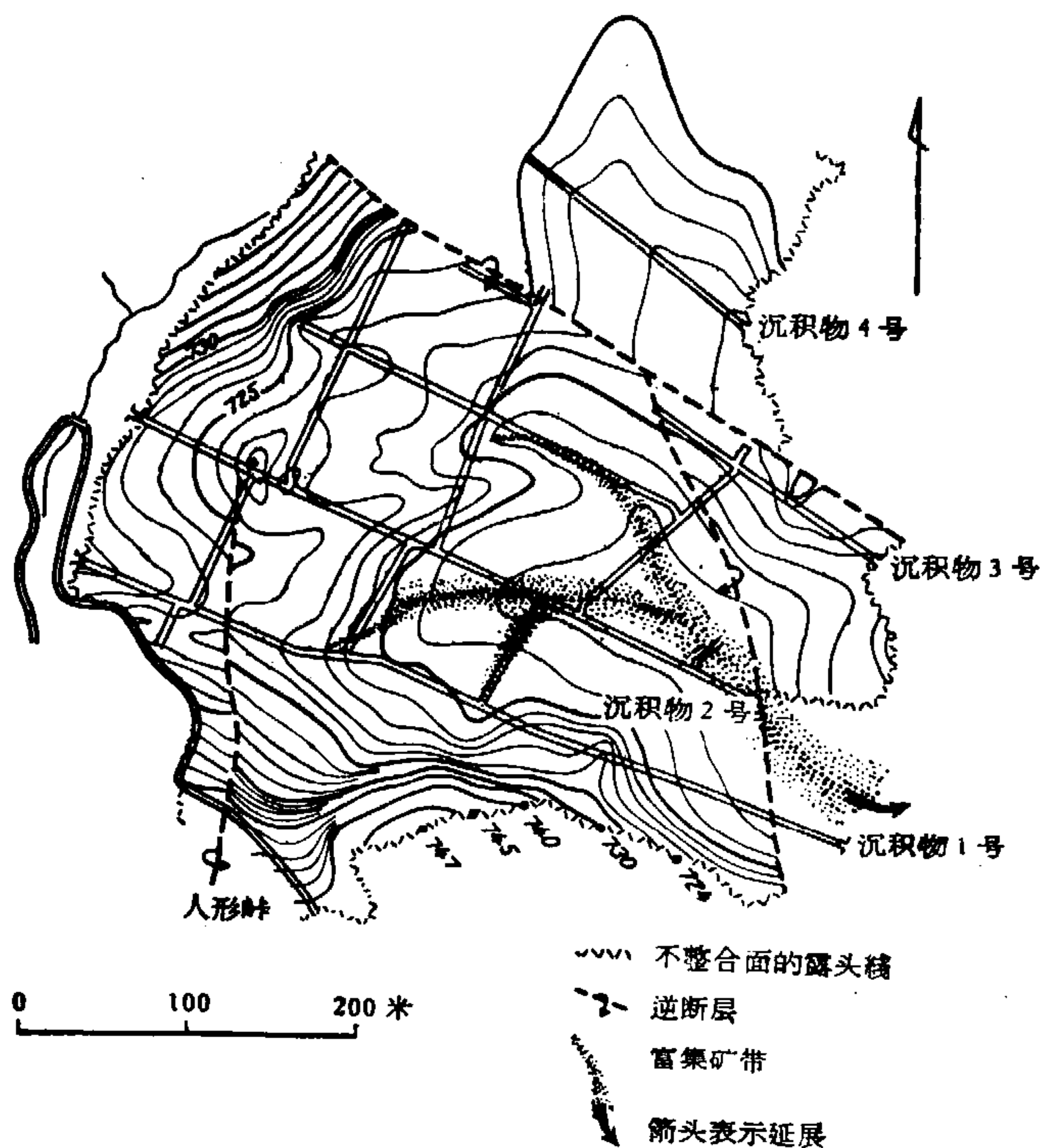


图6 人形岬区不整合面的等深綫

砾岩的鈾含量不一,它取决于有机物和黄鉄矿的分布情况。鈾多与黄鉄矿或有机物共生。但黄鉄矿或有机物并非总是和鈾相伴生的。

在未氧化的地带,鈾主要呈含鈾的磷酸盐矿物(一种未經鉴定的矿物)产出。这种矿物的晶体很細小,很少超过5微米,晶体呈稜晶状或針状,两条很強的X光粉晶射綫分别为: $d = 3.01 \text{ \AA}$ 和 2.82 \AA ;顏色为淡綠色或棕色。

这种矿物和黄鉄矿共生的方式如图6,7,8所示。它附在黄鉄矿之上或充填于黄鉄矿的裂隙中。但是当鈾矿物与砾岩的致密部分接触时,它就不与黄鉄矿共生。換言之,在显微

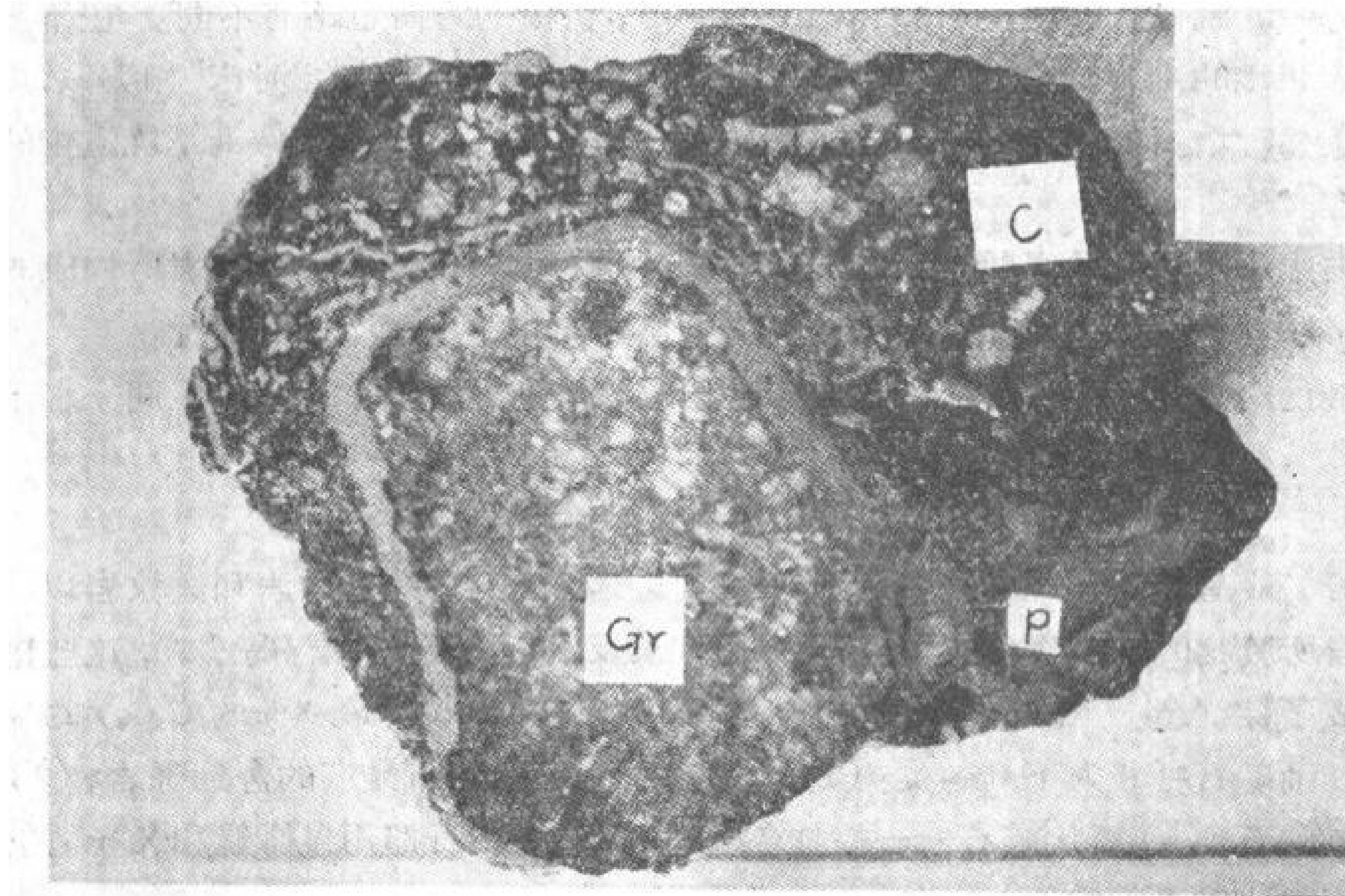


图7 黑矿石的磨光面 $\times 2.7$

P——分散在胶結物中的黄鉄矿, C——胶結物, Gr——花崗岩
本矿物的显微照相見8、9两图。

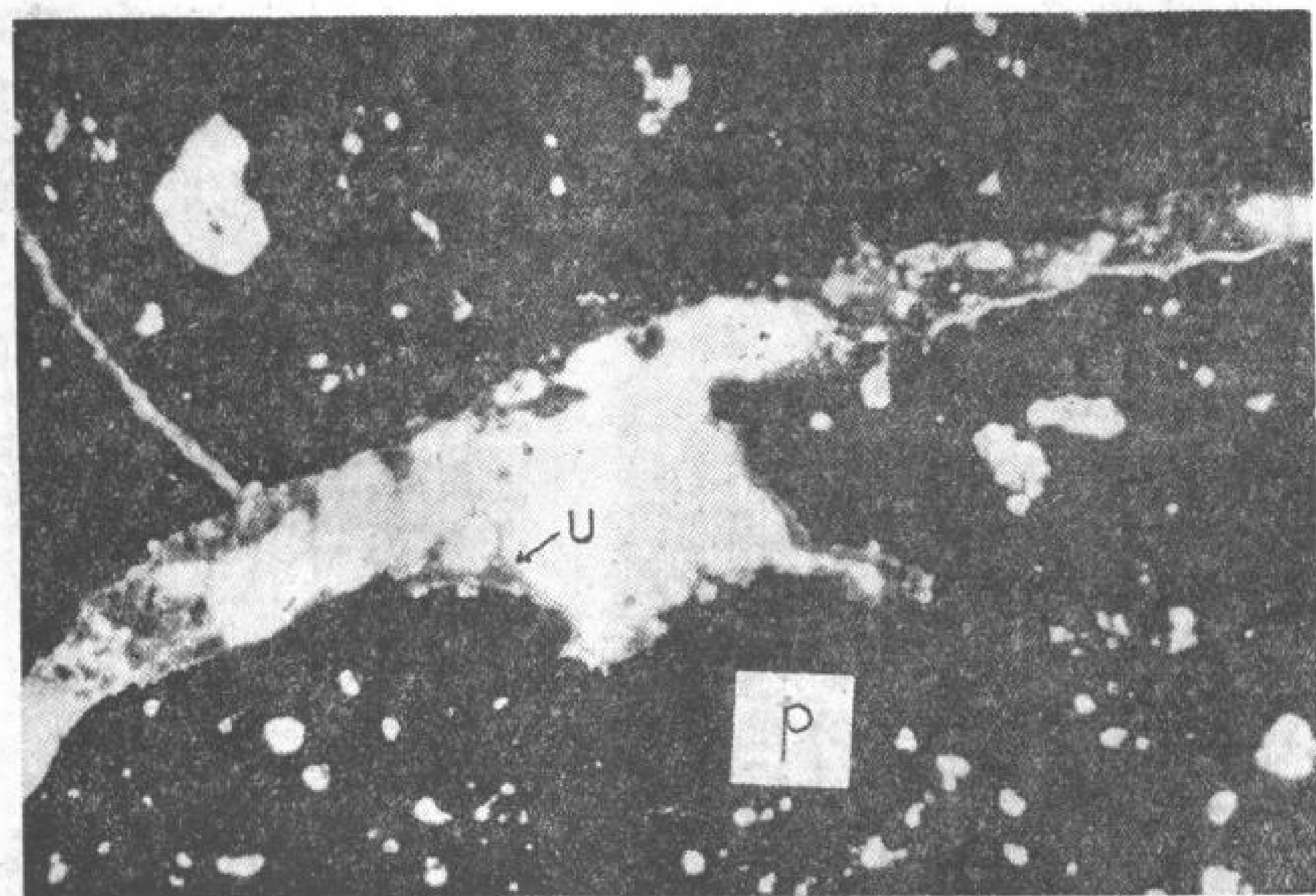


图8 黄铁矿裂隙中的铀磷酸盐 ×100
U——铀磷酸盐，P——黄铁矿。

鏡下，可以看到铀矿化和砾岩孔隙度之间的关系。鈣铀云母通常散布于已經氧化了的矿石中。

总结以上所述，可以看到人形峠地区的铀矿石，其性质是简单的，并且在普通矿石和黑色矿石之間并无质的区别，而氧化矿石是上述矿物在潛水影响下的次生蚀变产物。

三、仓吉的脉状矿床

1. 历史

在1955年9月，从鳥取郡仓吉城以前曾开采过金矿的小网矿的岩屑堆中，发现了若干铀矿物。从那时起，地质局在该地区进行了历时約一年左右的詳細調查。此后，原子燃料公司开始在这里进行地下勘测。

如图9所示，占这个地区絕大部分的花崗岩是由粗粒的黑云母花崗岩及細晶花崗岩所組成。这种花崗岩的主要組成矿物是鉀长石、石英、斜长石和黑云母，但是在人形峠附近則可以看到角閃岩。花崗岩中的副矿物是磁铁矿、鋳石、磷灰石和褐帘石等。鉀长石大部分是正长石，部分是微斜长石，它們在条紋結構里可以見到。

迄今已发现具有放射性异常的花崗岩露头大約有十处，在其中某些露头中已发现铀矿物。铀矿化現象主要出現于热液矿脉中。在这些矿脉中还有銀、銅、鋅以及鉬等的硫化物。原子燃料公司同时还在远谷、阿知木谷、橫阿谷等地展开铀的勘探，并打算用地下坑道来进行勘探。

2. 阿知木谷区

在黑云母花崗岩中发现了三个到四个彼此平行的矿脉，其走向为北东 40° — 60° ，傾

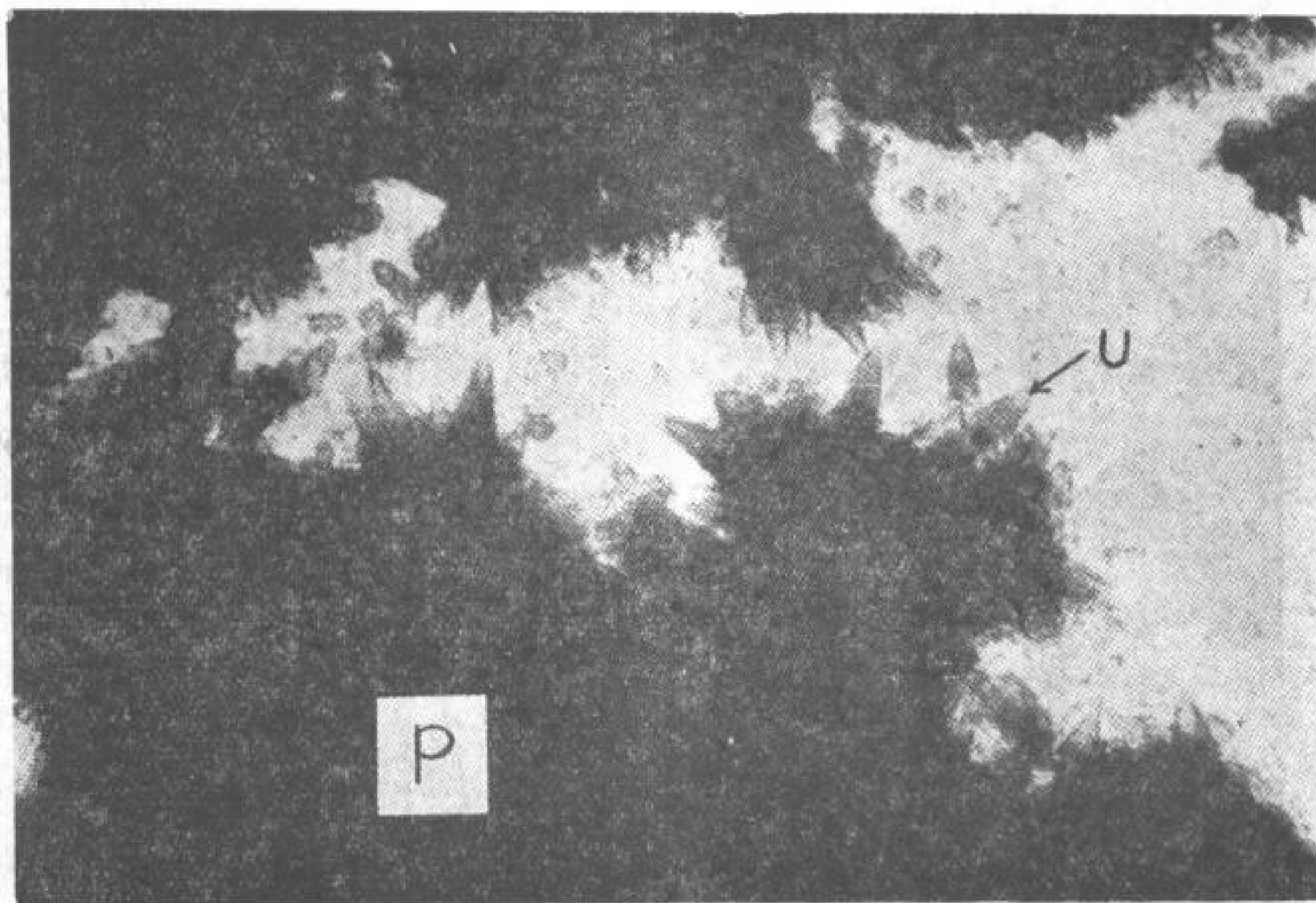


图9 复盖在黄铁矿上的铀磷酸盐的晶体 ×1000
U——铀磷酸盐晶体，P——黄铁矿。

向西北，倾角 70° — 80° （见图10A和B），均属裂隙填充型。位于所谓小网矿东端的一个矿脉以前曾借助于一个总长度为250米的不深的矿坑开采过金子。除小网矿脉以外，其余矿脉都是采用电法勘探、槽探、钻探和深井探以后才发现的。不久以前，曾通过横切平巷探得位于小网平巷水平线以下30米的主脉。这个主脉由粘土石英组成，厚达0.5到1.5米，走向延伸约600米，向深处延伸120米以上。

在这些矿脉中所发现的铀矿物为钙铀云母和铀石。最初，是在小网矿的岩屑堆中发现钙铀云母矿的，后来才在横切平巷的几条平行矿脉中发现。铀石是在该矿的主脉中找到的。矿脉中的金属矿物有金和银，此外还发现丰富的黄铁矿；经常可以看到磁黄铁矿和黄铜矿；偶而也有闪锌矿、方铅矿和辉钼矿。脉石矿物计有絹云母、绿泥石和石英。

3. 远 谷 区

在这一地区发现了由两个或三个平行的填充在花岗岩裂隙中的裂隙填充型矿脉群，其走向为北东 60° ，倾向北，倾角 80° 。在第一号平巷中曾发现辉钼矿-黄铁矿-闪锌矿和石英脉。在悬崖之下的黑色粘土中含铀量一般较高，在多数情况下 U_3O_8 的含量可达0.05%。在矿脉中发现了钙铀云母和铀石。目前正在第一号平巷水平面下30米处挖掘第二号平巷，勘探以后，可能会取得新的成果。

4. 横 阿 谷 区

1955年11月，在横阿谷区离阿知木谷西南一公里的地方，发现一个含有铜铀云母浸染体的、已经片理化了的黑云母花岗岩露头。此外，还有黄铁矿，偶而也见有黄铜矿和闪锌矿。脉石矿物为石英、长石、絹云母和绿泥石。在平巷和露头中都已经发现了次生铀矿

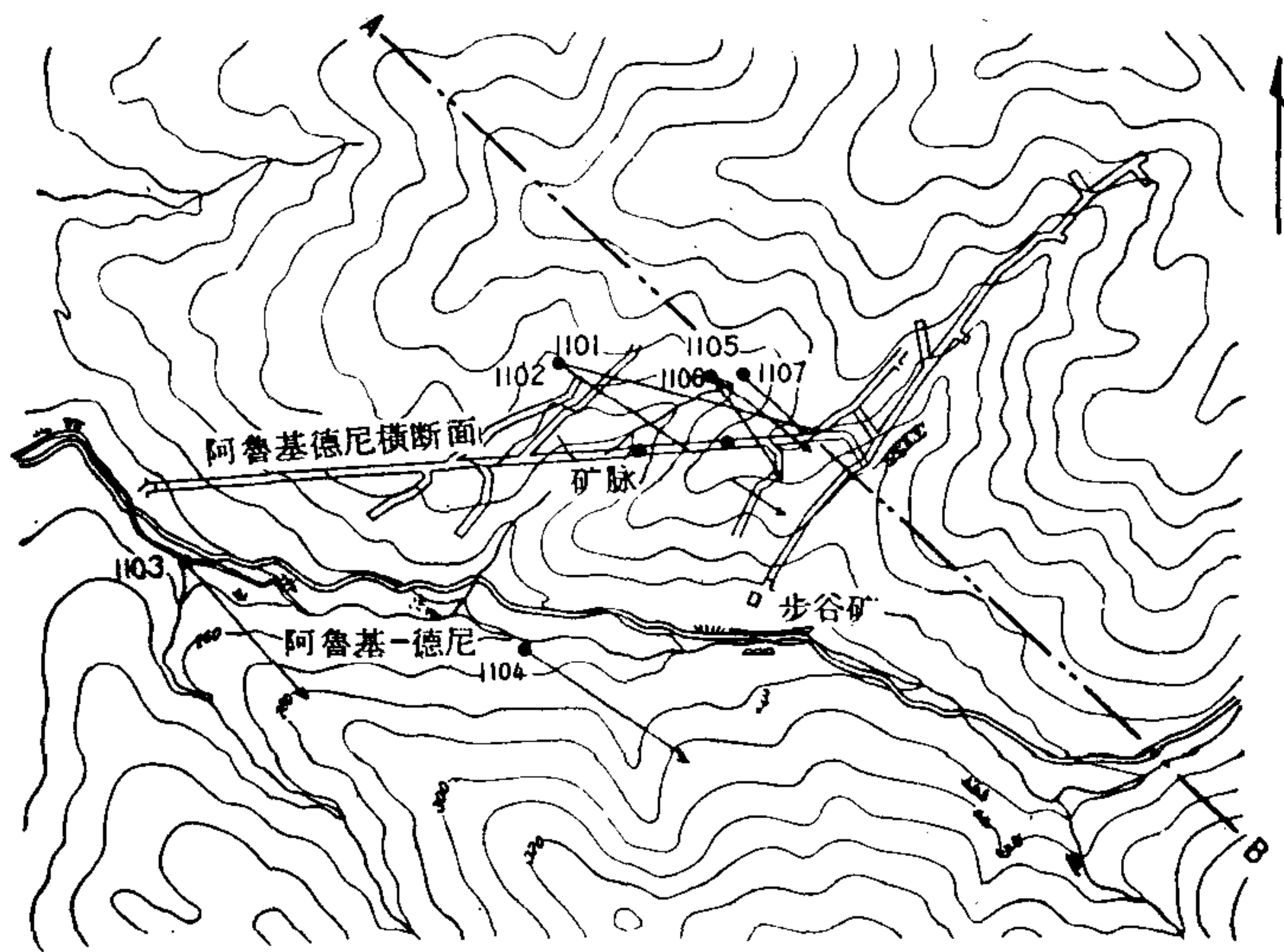


图 10-A 仓吉矿阿知木谷区的地质图

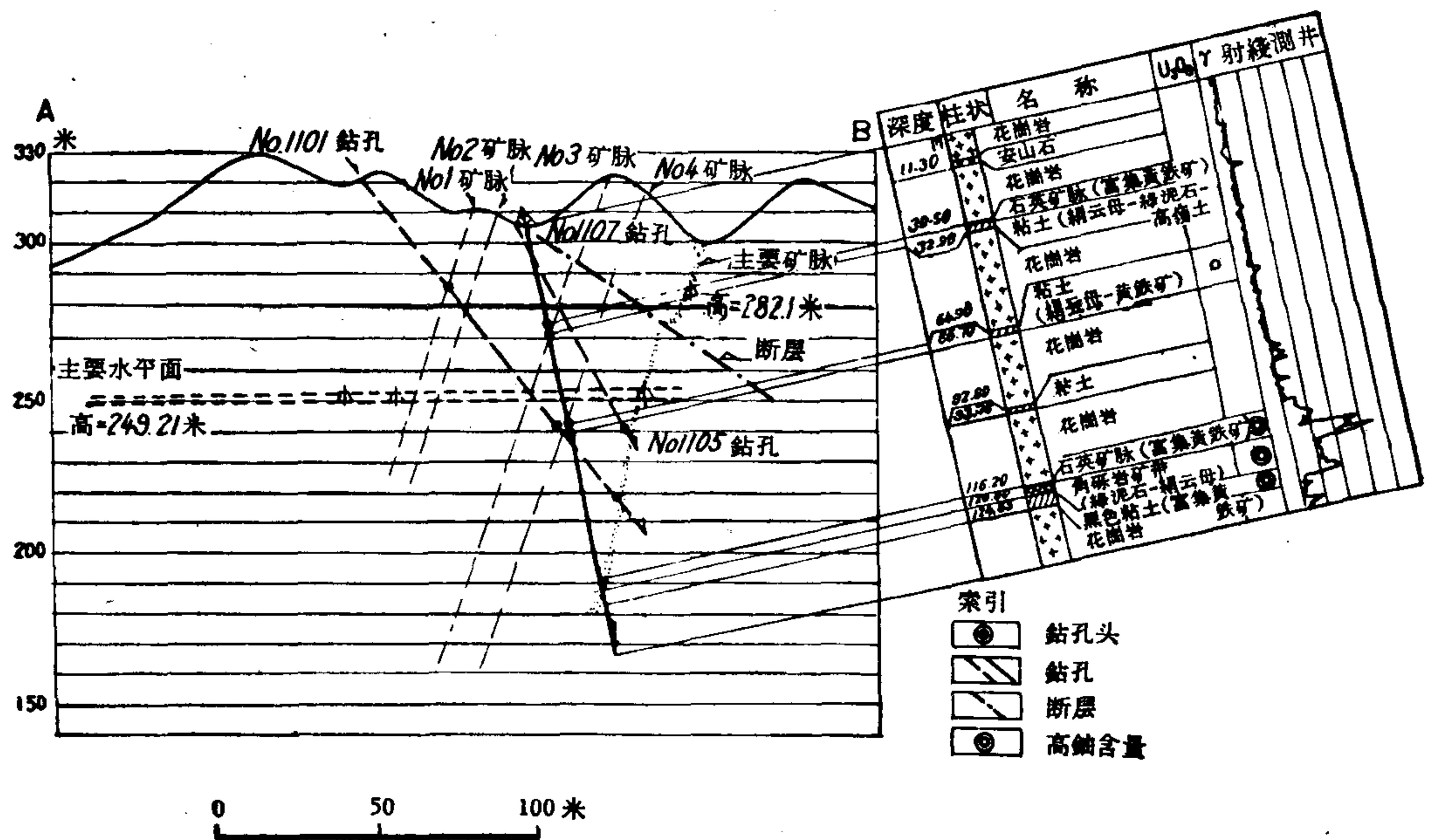


图 10-B 阿知木谷地区的地质剖面图

物——銅鈾云母和鈣鈾云母,可是还未发现原生鈾矿物。

四、三次矿及其附近地区

1. 历史

1954年8月,在岡山郡的三次矿中发现了翠砷銅鈾矿。这在日本的非伟晶花岗岩型的矿床中发现鈾矿物还是第一次。地质调查局在该地区进行了野外调查之后,原子燃料公司自1956年8月就开始在该区进行钻探和地下勘探。

2. 三次矿区

三次矿区系由細粒花崗岩和出現在該矿附近作为殘留盖层的古生代砂岩和板岩所組成(見图 11)。在以前曾产出少量錳矿的矿坑中有大量彼此平行的小石英脉,这些石英脉产在花崗岩中。矿脉的壁岩已遭受強烈的云英岩化作用。一般說来,金属矿物并不丰富,通常是錳錳鉄矿、磁黄鉄矿和黄銅矿,其次是錫石、輝鉬矿和黄鉄矿。脉石矿物为石英、黄晶、云母、长石、石榴石、螢石和綠柱石。在該矿表层附近的氧化地带中發現次生銅矿物,如輝銅矿、斑銅矿、孔雀石和藍銅矿;还發現次生砷矿物,如臭葱石。在离地表不深的平巷中發現翠砷銅鈾矿,它們呈小結晶体。这些小結晶体通常出現于云英岩的裂縫中,有时也在石英矿脉中出現。最近在新开的第二号平巷中距地表 40 米深处,沿云英岩和石英矿脉的不規則裂隙中發現鈾石和綠泥石,裂隙中还伴生有氯化物、黄銅矿和閃鋅矿。

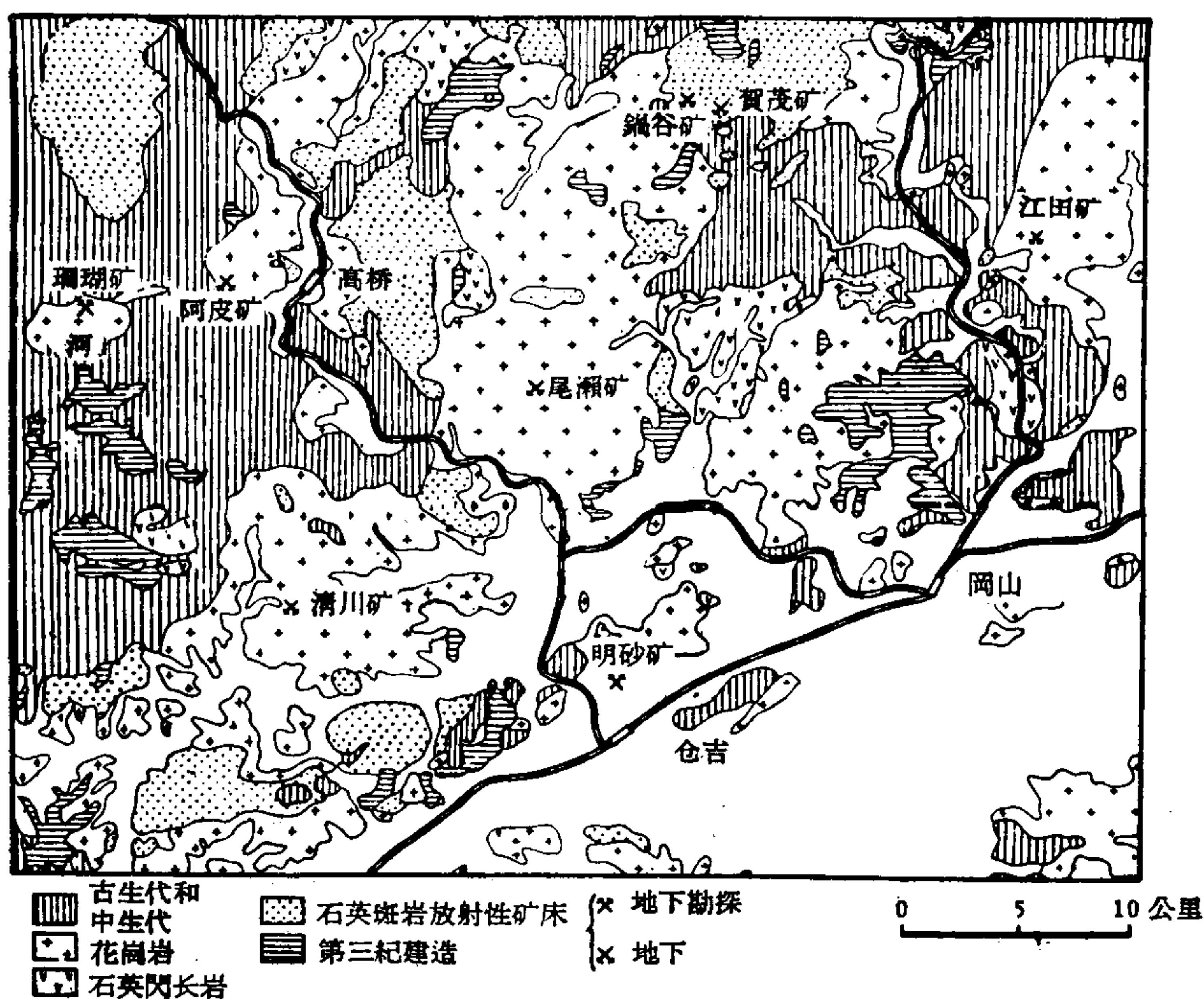


图 11 三次矿区附近及其相邻地区的放射性矿物沉积情况图

三次矿的矿化次序似乎是这样的:

1. 綠柱石和螢石的結晶阶段;
2. 围岩蝕变作用的阶段(云英岩化作用): 螢石、黄晶、白云母、黑磷云母、石英、鋯石、独居石、磷鉬矿、錫石和石榴石的結晶阶段;
3. 硫化物矿物浸染为云英岩的阶段: 黄銅矿、閃鋅矿和磁黄鉄矿的結晶阶段;
4. 石英矿脉形成的阶段: 錳錳鉄矿、錫石、輝鉬矿、黄銅矿、磁黄鉄矿、天然鈾、黄晶、螢石、錳酸鈣矿和石英的結晶阶段;
5. 冰长石細脉和含鈾細脉的形成阶段: 閃鋅矿、黄銅矿、黄鉄矿、鈾石、石英、螢石和斜长石的結晶阶段;

6. 表生阶段: 翠砷銅鈾矿、高岭石、綠泥石、臭葱石、重晶石、石膏、絹云母和斑銅矿的結晶阶段。

3. 其他矿床

繼三次矿的勘探工作之后, 又相繼在若干矿床中发现了放射性异常(見表 1)。目前对这些矿床的地下勘探工作正在計劃中。

表 1

矿	所产矿石	所发现的鈾矿物及矿床类型
賀茂矿	Mo	磷鈾矿
鍋谷矿	—	磷鈾矿
		独居石
江田矿	Cu, Mo	未确定
珊瑠矿	Cu	鈾石
阿皮矿	Cu	鈾石
尾瀨矿	Cu	鈾石
清川矿	Cu	未确定

(譯自英文預印本)

描述鈾矿物学的現代成就*

C. 弗朗德尔 A. D. 威克斯**

概 述

目前已知有 85 种鈾矿物,此外,还有 10—20 种描述得不够充分或处于研究阶段中。所描述的矿物均已列于表 1 内,其中指出了矿物的主要晶系、化学成分、晶体对称、发现者、最初描述的日期及鉴定或描述每种矿物的参考資料。

在自然界中鈾或者是作为主要組份存在于鈾矿物中;或者是置換其它矿物的固溶体中的其他元素,各元素的置換数量不同(通常不多)。这一組矿物同样也列于表内^[1]。其中某些矿物,如海相磷灰岩的碳酸盐—氢氧化物—磷灰石和各种铈—钽酸盐,从經濟价值來說,它們可能是鈾的重要来源。即使如此,这些矿物在本文中不拟予以討論。

自然界中,鈾呈两种稳定的原子价(四价和六价)状态存在。就矿物学和地球化学观点而言,二者迥然不同。六价时, U^{+6} 为綫型絡阳离子,即所謂鈾酰离子 $(UO_2)^{+2}$ 。虽然对鈾酰离子的性质的研究是从描述醋酸双鈾酰鈉晶体的构造开始的^[2],但不久前所进行的某些工作(其中包括关于鈾酰化合物的結晶化学^[3]的研究),大大有助于現代的研究工作。

几乎全部鈾矿物(少数例外)均由鈾酰阳离子或其与其它阳离子化合所形成。这些矿物在結晶化学方面不同于其它矿物。由于这种离子具有似哑鈴状的特殊形状,而此形状为其它重要造矿元素所缺乏,因而在其它元素所构成的矿物中就没有与此类似的构造。按照这一原理,鈾酰离子将不呈交代組份的形式大量地散存于其它矿物中。 NO_2 离子的构造与鈾酰离子类似,因而可以推測, $(NO_2)(NO_3)$ 或 N_2O_5 与 $(NO_2)(CO_3)$ 的构造是相同的,即使它們的构造实际上却毫无相似之处。就結晶化学而言,四价鈾离子为球状。与鈾酰离子相反,有这样离子的矿物,其結構与离子半径和原子价都相近的其它元素离子(如 Zr, Th, Ce^{+4}) 的矿物結構相似。这样,四价鈾离子恰与鈾酰离子相反,它在各种矿物中广泛地交代其他組份。这种結晶化学規律也适用于鈷、鋳矿物学^[4,5]。

描述矿物学

描述鈾矿物学的发展是不經常的,其速度主要是随着新的鈾矿床的发现及其应用范围的扩大而迅速增大。最初,在 1896 年由于放射性的发现引起人們对鈾矿极大注意,那时已知鈾矿物变种約为現有的 8%,1915 年由于在刚果发现多組份矿物,矿物变种就驟增了 24% 左右。在所有鈾矿物中約有 40% 是在鈾的需求量极大增长的第二次世界大战时期

* Recent Progress in the Descriptive Mineralogy of Uranium (第 2 卷,第 2019 号报告,美国)。

** Clifford Frondel (美国馬薩諾塞州肯布里季地区地質調查局和哈瓦尔德大学)。

Alice D. Weeks (美国华盛顿哥伦比亚特区地質調查局)。

描述的。

由于对现有的铀矿物的描述或是不够全面,或是不够精确,因而关于铀矿物资料系统化的必要性在二次大战末期就显得特别突出。

1951年起,在定期刊物中就陆续积累了一些新资料,这些新资料是对新的天然矿物和合成矿物进行研究与对已有矿物重新观察而获得的。它们对目前正在编辑的铀矿物参考书很有帮助。

法国有一本内容详细的著作^[6],其以铀矿物的彩色照片而驰名。苏联亦出版了两本很有用的手册^[7,8]。弗朗德尔(C. Frondel)所著的内容丰富而系统的铀、钍矿物学一文已由美国地质调查局作为该局会报专集付印。除此而外,还从其中将有关X射线研究的资料^[9]抽出并单独出版。格弗罗伊(Geffroy)和萨尔锡(Sarcia)^[10]发表了自己的关于法国矿床中晶质铀矿物学的详细描述。同样也必须指出申戈洛布维(Shinkolobwe)晶质铀矿床^[11]和德国黑林山(Black Forest)晶质铀矿及其它铀矿物^[12-24]的描述。

矿物的鉴定和命名是铀矿物学中的一个特殊问题,其中包括给该矿物应命名为已知矿物变种呢,还是叫新矿物;或者不予命名的问题。首先,在给予矿物以这种或那种名称时,不仅要指出它们的鉴定标志,还须更仔细地研究近年来所发现的和描述过的那些矿物。

经常缺乏的是X射线分析资料,有时甚至还不知道矿物的产出条件或发现地点。一般说来,此时则必须准确地了解矿物变种和新矿物的概念。

地球化学和结晶化学的研究

由于近年来进行了大规模的铀矿普查,结果获得了许多关于铀矿化的地质和地球化学的资料并为结晶学研究提供了大量矿物学方面的材料,从而促进了对铀矿物的合成和其稳定范围的研究以及结晶化学构造的确定。

目前正在着手进行大规模的研究工作,包括铀在造矿流体中迁移的地球化学原理、铀的沉淀及铀矿床的淋滤作用或风化作用等问题。但本文只能指出为数不多的美国地球化学和结晶化学文献,因为,那怕是对这类问题作很简短的阐述,也超出本文的范围。

法尔(Phair)与利魏恩(Levine)研究了黄铁矿废石堆中的铀、镭、铅的分异淋滤现象^[15],阐明了铀矿普查的一般问题,从而有助于新矿床的发现。

查明在各种共生元素和各种pH值条件下,铀的氧化特性与其矿物学的依赖关系是对科罗拉多高原铀矿床氧化作用的研究内容之一^[16-19]。格鲁勒尔(Gruner)研究了沉积物中铀的富集情况^[20],而加雷耳斯(Garrels)的“砂岩型铀矿床的地球化学研究”一文对矿床成因假说作了历史性详论并对该问题的现状加以简述。

铀矿物结晶构造的确定(主要由美国地质调查局工作人员所进行的),最近五年来已得到了广泛的应用。现已研究了氢氧化铀^[22],纤碳铀矿^[23],铀钙石^[24],铀铜矾^[25],硅钙铀矿^[26]和钾钒铀矿^[27]的构造。合成铀矿物的发展,对研究X射线分析和结晶化学来说,也是一个巨大的成就。

某些关于铀矿物的矿物学和结晶化学方面的近著将在以后各节中讨论。

晶 质 铀 矿

众所周知,关于晶质铀矿的描述虽然早在1727年首先见于布鲁克曼(F. E. Bruck-

表1 鈾矿物及其类似物

名称	成分	晶系	首先描述者及日期	粉末的X射线 衍射分析资料	参考资料
埃布錫特矿 (Absite)	鈾鈾矿类似物	3	4	5	6
水磷鈾鈾矿 (abenrathite)	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	斜方	阿克西罗德 1951	9	46
鈾鈾云母	$\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	四方	梭普桑等 1956	9	46
铁鈾云母	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	四方	切普斯 1800	9	46
菱鉄鈾矿	$\text{Fe}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	单斜	哈别芒德 1915	9	46
深黄鈾矿	$\text{Mg}_2(\text{UO}_2)_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	单斜	阿克西罗德 1951	9	46
鈾鈾矿	$7\text{UO}_3 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$	斜方	肖普 1922	9	46, 51
β -硅鈾矿	$(\text{U}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_3\text{O}_9 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	等轴	萊克罗斯 1912	9	46
黄銀鈾矿	$\text{Ca}(\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	单斜	諾亚克 1935	9	46, 26
硅鈾矿 (Boltwoodite)	$\text{BaO} \cdot 6\text{UO}_3 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$	斜方	伟斯 1947	9	46
鈾鈾矿	$\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3)_2(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	斜方(?)	弗朗德爾 1956	52	52
鈾鈾矿	$(\text{U}, \text{Ca}, \text{F}_3, \text{Th})_8\text{Ti}_6\text{O}_{16}(\text{?})$	斜方(?)	黑斯, 威爾斯 1920	9	46
鈾鈾矿	晶質鈾矿类似物				
钾鈾鈾矿	$\text{K}_2(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 1-3\text{H}_2\text{O}$	单斜	弗里德爾, 庫門 1899	9	46, 29
水標鈾矿	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}, \text{Pb})_2\text{U}_2\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	斜方	罗斯等 1931	9	46
鈾鈾矿	晶質鈾矿类似物				
鈾石	$\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$	四方	斯提夫 1955	9	46
硅鈾鈾矿	$\text{Cu}(\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	单斜	裘恩 1845	9	46
板鉛鈾矿	$3\text{PbO} \cdot 8\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}(\text{?})$	斜方	肖普 1921	9	46
硫鈾鈾鈾钙石	板菱鈾矿类似物				
鈾鈾鈾矿	$(\text{U}, \text{Fe}^3, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Fe}^3, \text{V})_3(\text{O}, \text{OH})$	六方	蒙斯 1906	9	46
磷鈾鈾矿	似为多水磷鈾矿类似物				
絲黄鈾矿	菱鈾矿类似物				
水磷鈾鈾矿	$\text{Pb}_2(\text{UO}_2)_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	斜方	肖普 1924	9	46
氢氧鈾矿	$m\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	斜方	肖普, 斯特雷迪特 1947	9	46
磷鈾鈾矿	$\text{Li}, \text{U}, \text{钒酸盐}(\text{?})$	斜方(?)	安提波夫 1908	无	46
富鈾鉄鈾矿	鈾鉄矿类似物				

紅鈾矿	$PbO \cdot 4UO_3 \cdot 7H_2O$	斜方	巴提根巴奇	1924	9	46
弗伦賽伊利特矿 (Francevillite)	$(BaPb)(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 5H_2O$	斜方	布兰奇	1957	53	53
钒磷鈾錳矿	$Mn(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	样品不可靠			无	46
加斯图尼特矿 (Gastunite)	Ca, Pb, U, 硅酸盐	不明	哈布兰特, 斯契恩	1951	无	46
胆鉛鈾矿	成因术语					54
水瀝青鈾矿	$UO_2 \cdot 3-5UO_3 \cdot 3 \cdot 9-9H_2O$	不明	格西瓦	1956	无	56
七水鈾矿	$2UO_2 \cdot 7H_2O(?)$	斜方	肖普	1926	9	46
«七水鈾矿»	$3CaO \cdot UO_2 \cdot 6UO_3 \cdot 2CO_2 \cdot 10H_2O$	斜方	比格兰德	1955	9	46
水鉾鈾矿 (Irriginite)	$UO_3 \cdot 2MoO_3 \cdot 4H_2O$	单斜	卡济赛因	1954	8	7, 8
鈾銅矾	$Cu(UO_2)_2(SO_4)_2(OH)_2 \cdot 6H_2O$	三斜	裘恩	1821	9	46
碑鉄鈾矿 (Kahlerite)	$Fe(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	四方	梅克斯尼尔	1953	无	46
鈾硅鉛矿	$Pb(UO_2)_2(SiO_3)(OH)_2$	单斜	肖普	1921	9	46
磷鈾稀土矿 (Lermontovite)	$(U, Ca, RE)_8(PO_4)_4 \cdot 6H_2O$	不明	梅尔科夫	1952	无	7, 8
碳鈾鈣石	$Ca_2(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 10H_2O$	斜方	斯米恩	1848	9	46
洛多奇尼科夫矿	鈾鈾矿类似物				8	7, 8
水鈾鉛矿	$UO_3 \cdot 2H_2O$	斜方	伟斯	1947	9	46
变鈣鈾云母	$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	四方	賴尼	1901	9	46
变鈷鈾云母 (Metakirchneimerite)	$Co(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	四方	伟伦特	1958	45	45
变水碑鉄鈾矿	$Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	四方(?)	伟伦特	1958	45	45
正鈾鈾云母	$Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	四方	哈利蒙德	1920	9	46
变鈾鈣鈾矿	$Ca(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 3-5H_2O$	单斜	斯特尔等	1956	9	46
变銀鈾云母	$Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	四方	伟斯貝奇	1877	9	46
翠碑銅鈾矿	$Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	四方	伟斯貝奇	1872	9	46
多水鉾鈾矿 (Moluranite)	$UO_2 \cdot 2UO_3 \cdot 5MoO_3 \cdot 12H_2O$	不明	卡济赛因	1956	无	7, 8
硅鈾鈣鉄矿 (Menadkevite)	$(U^4, Y, Ce, Th)U^6(Ca, Mg, Pb)(SiO_4)_2(OH)_4 \cdot nH_2O$					
鈉鈣鈾矾	板菱鈾矿类似物	斜方	波尼卡尔波亚	1956	56	56
水碑鉄鈾矿	$Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	四方	弗朗德爾	1951	9	45, 46
鷹石	矾硅鉛矿类似物(?)				8	7, 8
副瀝青鈾矿	晶質鈾矿类似物				8	7, 8
副柱鈾矿 (Paraschoepite)	柱鈾矿类似物					46
斜磷鉛鈾矿	$Pb_2(UO_2)(PO_4)_2 \cdot H_2O$	单斜	肖普	1923	9	46
硫銅鈾矿 (Peligotite)	鈾銅矾类似物					46

(續表 1)

名 稱	成 分	晶 系	首先描述者及日期	粉末的 X 射 綫分析資料	參考資料
1	2	3	4	5	6
磷鈾礦 (Phosphuranylite)	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_4 \cdot (\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	斜方	根特 1879	9	46
硅鈾鉛鈯礦	已描述部分为矽鉛鈾礦 晶質鈾礦变种			58	58
瀝青鈾礦	$\text{Pb}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	四方(?)		—	46
纤磷鈾鈯礦 (Przhevalskite)	$\text{Ca}_3\text{Mg}_3(\text{UO}_2)_2(\text{CO}_3)_6(\text{OH})_4 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	单斜(?)	梭普桑等 1955	9	46
多水碳酸鈣鎂鈾礦 (Rabbitite)	$\text{CaO} \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 5\text{U}_2\text{O}_5 \cdot 16\text{H}_2\text{O} \bullet$	不明	伟斯 1922	9	46
板鉛鈾礦	$\text{Pb}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	斜方	肖普 1928	9	46
纤鈾鈾礦	Pb_3U_6 氮氧化物	单斜(?)	伟斯 1947	无	46
鉛鈾云母	$(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)$	斜方	馬尔庫尔德 1906	9	46
鎂磷鈾云母 (Rutherfordine)	$\text{HAl}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_4 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	四方	弗朗德 1951	9	46
鎂磷鈾云母	$\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	四方	梭斯, 伟斯 1932	9	46
柱鈾礦	$\text{UO}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	斜方	沃克尔 1923	9	46
板菱鈾礦	$\text{NaCa}_3(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_2(\text{SO}_4)\text{F} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	斜方	斯罗 1873	9	46
水乳鈾鈾礦	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	单斜	伟斯, 克尔 1949	9	46
七水碳酸鈾礦	$(\text{UO}_2)(\text{CO}_3) \cdot \text{H}_2\text{O} (?)$	斜方	梅朗 1938	无	46
硅鎂鈾礦	$\text{Mg}(\text{H}_3\text{O})_2 (\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	单斜	肖普 1923	9	46
硅鈾礦	$(\text{UO}_2)_5(\text{SiO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	斜方	肖普 1922	9	46
鈉鈣鈾云母	$\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	四方	切尔尼科夫等 1957	59	59
鈉鈣鈾云母	$(\text{Na}, \text{Ca})(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4, \text{PO}_4) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	四方	謝尔巴科夫 1957	60, 61	61
鈾霞石	U^6 水碳酸盐	斜方(?)	伟斯 1947	无	46
水碳酸鈣鎂鈾礦	$\text{CaMg}(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	单斜	阿克西罗德 1954	9	46
鈾鈾云母	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	四方	烏恩 1772	9	46
砷鈾礦	$\text{H}_2(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O} (?)$	四方	維斯巴赫 1912	9	46, 60
砷鈣鈾礦	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 5-8\text{H}_2\text{O}$	斜方	奈拉德卡維克 1912	9	46
烏非尔特鈾礦	鈾鈾鐵礦类似物(?)			8	8
方鈾礦	晶質鈾礦类似物				46
鉬鈾礦	$(\text{UO}_2)(\text{MoO}_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	六方	布罗菲尔, 克尔 1953	9, 50	50

无名矿物	$\text{CaO} \cdot 6\text{UO}_3 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$	斜方	1957	51	51
无名矿物	Cu, U 碳酸盐	等轴(?)	1900	无	46
无名矿物	Cu, U 钒酸盐	不明	1922	无	46
无名矿物	Bi, U 磷酸盐	三斜	1946	无	8
无名矿物	Ca, U 钒酸盐(?)	不明	1925	无	46
矿物 A	Na, Ca, Pb, U 氧化物	不明	1956	9	54
矿物 B	Ca, Pb, U 硅酸盐	单斜	1956	—	54
矿物 C	$\text{Pb} \cdot \text{U}_3\text{O}_7 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	斜方(?)	1956	9	54
矿物 D	$\text{Ba}(\text{UO}_2)(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	单斜(?)	1958	45	45
矿物 E	$\text{Ba}(\text{UO}_2)(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	四方	1958	45	45
晶质铀矿	UO_2	等轴	1727	9	10, 46
硅钙铀矿	$\text{Ca}(\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2 \cdot (\text{SiO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	单斜	1853	9	46, 26
铀钙矿	$(\text{UO}_2)_6(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	单斜	1882	9	46
水磷铀矿	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2 \cdot (\text{AsO}_4 \cdot \text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	四方(?)	1915	9	46
纤铀矿	$\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O} (?)$	斜方	1873	9, 63	46, 63
磷铀矿	$\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	四方	1873	9	46
铀力铀石 (Uranothorianite)	方铀石变种				
铀钒石	铀石变种				
斜硅钙铀矿	硅钙铀矿类似物				
水铀矿 (Urgite)	$\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	非晶质(?)	1956	无	55
钒铀矿	$\text{U}_2\text{V}_6\text{O}_{21} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$	斜方(?)	1914	9	46
水铀铜矿	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	三斜	1932	9	46
水铀铅矿	$\text{PbO} \cdot 7\text{UO}_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	斜方	1933	9	46, 54
菱铀矿	Ca, Cu, O 碳酸盐	单斜	1853	无	46
磷铀矿	$\text{Bi}_4(\text{UO}_2)(\text{AsO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	三斜	1871	9	46
Walsendortite	$(\text{Pb}, \text{Ca})\text{U}_2\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	斜方	1957	62	57, 62
翠磷铜铀矿	$\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	四方	1872	9, 63	46, 63
水铀矾	$\text{K}_4(\text{UO}_4)_6(\text{SO}_4)_3(\text{OH})_{10} \cdot \text{H}_2\text{O}$	斜方	1824	9 ¹⁾	1)

1) 弗朗德尔 (C. Frondel), 霍尼 (R. M. Honca), 威克斯 (A. D. Weeks) 私人报导。

mann) 的著作中, 而且在 1789 年确定了该矿物的成分为铀的氧化物。但在布鲁克曼发现后的 134 年和合成铀的氧化物制成并进行 X 射线研究后 100 年戈尔德斯米特(Goldschmidt) 与梭梅森 (Thomassen)^[31] 的才确定了晶质铀矿与合成 UO_2 之间的共同性。矿物的非化学计量组分, 过去曾根据它错误地把该化合物解释为铀酸铀酰, 现已由戈尔德斯米特与梭梅森鉴定后指出: 它实际上乃是一种共生的固溶体, 可以 $(U_{1-x}^{+4} U_x^{+6})_{2+x}$ 或简式 UO_{2+x} 表之。其中 $U^{+4} \rightarrow U^{+6}$ 的局部氧化则由进入晶体内部构造中的另外一些氧离子进行八次配位而给予补偿。这种解释促使矿物学家们一致认为: 全部天然晶质铀矿中的 U^{+6} 及间隙(面间)氧均由以 UO_2 为主要成分的阶段的次生变化和氧化作用而产生的, 部分则由于放射性作用(自氧化)而产生。

但是, 目前这种观点还不能认为是正确的。近年来, 格鲁勒尔^[29]、米累尔 (Miller) 和克尔 (Kerr)^[32] 以及其它许多研究者都已从事过合成品质铀矿的研究工作。他们认为, 晶质铀矿可以在氧化环境中直接从溶液中结晶出来。弗朗德尔与罗思曼 (Rothman)^[30] 还查明了结晶期间的氧化程度是随着 pH 值和 Eh 值的增大及温度的降低而增强。地质条件下这些因素的作用还未作充分的研究。可是须要着重指出: 伟晶岩中的晶质铀矿的氧化程度最低, 热液矿脉中的晶质铀矿略微高些, 而在科罗拉多高原的砂岩型矿床中, 晶质铀矿的氧化程度较为强烈, 根据其他标志看来, 这类矿床中的形成温度较低, 可能在 100—150°C 之间。同时还必须指出, 在科罗拉多高原的所谓黑色矿石中的铀只有一小部分含在晶质铀矿和铀石中, 而大部分均以黑色非晶质的 UO_3 的形式散布。现今的氧化作用在某种程度上减小了 U^{+4} 与 U^{+6} 之比值, 但在沉积过程中矿石可能已含有某些数量的 U^{+6} 。

贝尔曼 (Berman)^[33] 曾对晶质铀矿中的间隙氧含量作过研究, 他用热分析和 X 射线分析的结果表明, 未进入晶格中的氧在为其所占据的间隙中或多或少地是处于杂乱状态中。

看来, 这种状态是由于铀在放射性衰变时, α 粒子的轰击所引起的。结果就产生了变生作用这一特殊情况。烘焙时, 间隙氧就转而处于较规则状态, 此时基本晶胞大小会缩小, 而物质则与阿尔别曼 (Albeyman) 及安德逊 (Anderson) 所谓的 $\beta-UO_2$ (或 U_4O_9)^[34] 类似。已得的证据表明, 科罗拉多高原的低温晶质铀矿中的氧已在很大程度上处于规则状态。由此可作出这样的结论, 即晶质铀矿最初结晶时如同 $\beta-UO_2$ 一样。热液矿脉和伟晶岩中晶质铀矿的间隙氧是很不规则的。

放射成因的铅。虽然晶质铀矿中的放射成因的铅含量对其年龄的确定有重大意义, 但关于铅进入晶格的结晶化学原理和铅离子价的问题, 截至目前还未能精确的了解。根据戈尔德斯得米特和梭梅森^[31] 假说, 铅替换了晶格中的铀离子。建立在此基础上的其它假说认为铅离子为四价的。瓦斯塞斯顿 (Wasserstein) 试图以晶质铀矿的基本晶胞作为测定年龄的尺度^[35-37], 但这种方法受到了霍埃克斯雷 (Hoekstra) 与卡兹^[38] 的批判。

不久前, 弗朗德尔和巴尔利斯 (Barnes)^[39] 所作的实验表明, 晶质铀矿中的放射成因的铅既不是处于固溶体中, 也不是替换铀原子, 更不是四价的, 而是二价的。这种说法系由 $PbUO_4$ [更确切些说应为 $Pb(UO_2)_2O_2$] 物质的热液合成试验所导出的。该物质是等轴和等桔构造的 UO_2 。

该物质的基本晶胞大小 ($a_0 = 5,600 \text{ \AA}$) 较纯 UO_2 ($a_0 = 5,486 \text{ \AA}$) 为大。天然晶质

鈾矿所形成的一系列固溶体,由于放射成因的鉛的聚集和 U^{+4} 氧化为 U^{+6} ,在成分上很接近于 $PbUO_4$ 。尽管如此,也并不要求这两种作用相互伴随或具有相同的作用程度。可見天然晶質鈾矿中鉛含量的增加应导致晶胞大小的扩大,而不是减小。当鉛存在于构造中时,这种现象是可以观察到的。有人認為,放射成因的鉛或沉淀于內表面,或裂隙中;或集中于因鈾原子衰变释放出能量而形成的“热球 (thermal bulb)”形非构造中。与 UO_2 相比天然晶質鈾矿的基本晶胞大小有些减少这是由于 $U^{+4} \rightarrow U^{+6}$ 的氧化及間隙氧离子的局部調整。

貝尔曼^[33]对天然的瀝青鈾矿进行过X射綫,研究并作出了这样的結論:鉛并不是含于固溶体中,而可能是从呈斜方晶系的 PbO 单分子层的构造中脫落出来的。

鈾的氫氧化物

鈾的氫氧化物与含有鉛、鋇或鈣的同族矿物之矿物学与結晶化学,多年来一直被認為是一个复杂的問題,但由于鈾酰离子水解的研究^[41]而取得了某些成就。該項研究已成为美国地質調查局研究鈾的氫氧化物晶体結構的一个組成部分。

碳酸鈾酰盐类

碳酸鈾酰盐类的意义近年来迅速增长,这不仅由于鉴定了本組两种矿物的晶体构造并发现了这些矿物的四种新变种,而且还在于这些矿物广泛分布于砂岩型矿床中和碳酸鈾酰絡离子于淋滤和搬运鈾的溶液中所起的巨大作用^[20,21]。碳酸盐溶液中鈾化学的某些研究促进了鈾矿石加工的碱性浸出的应用,并且帮助了我們对凝灰質和长石質沉积物中鈾的地球化学的了解。

纤碳鈾矿^[23]和合成 UO_2CO_3 ^[42] 矿物的晶体构造系由平行于(010)的許多层碳酸盐組所构成,此时 UO_2^{+2} 平行于該面,鈾原子处于由碳酸盐組所形成的六方晶格中。

合成鈾鈣石的化学分析表明,其正确分子式应为 $Ca_2(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 10-11H_2O$ 。

合成晶体的研究^[24]确定,其构造属独立的絡离子 $[UO_2(CO_3)_3]^{-4}$,其中三組 CO_3^{2-} 位于与 UO_2^{+2} 綫型离子垂直的面上。这些面均几乎平行于(100)并与(001)約成 45° 傾斜。

鈣离子使这些絡离子組成板状束,該板状束平行于(010),其間含有水分子。

硫酸鈾酰盐类

查明天然硫酸鈾酰盐类,特别是所謂水鈾矾組的天然硫酸盐成分及与之有关的一組矿物是描述矿物学中最早和最复杂的問題。諾伏契克(Hováček)的有关其化学光学性質文章发表后^[43],霍斯曾对本組矿物进行过部分整理。更晚,其它研究者的关于合成法与X射綫光譜的研究提供了准确描述鈾鈣矿、鈾銅矾的可能性。如同从前一样,水鈾矾的特征仍不清楚。

鈾銅矾 $[Cu(UO_2)_2(SO_4)_2 \times (OH)_2 \cdot 6H_2O]$ 的晶体构造研究^[25]表明,每个鈾酰离子都配以三个氧原子,此氧原子是属于不同的硫酸根所具有。由鈾酰和硫酸根所組成的双鏈系由被两个鈾酰离子分隔的离子对(OH)所連接。这样,鈾酰离子具有五次配位,而最終构造为平行于(001)的层。其层被銅离子橫向連接,此銅离子与硫酸根中第四个氧相

連。

近几年来,在科罗拉多高原許多新地段以及其它地方发现了与水鈾矾类似的矿物,出现了許多新名称,如:β-水鈾矾,“海培哲克水鈾矾”(以发现該矿物的矿山命名),这是因为对水鈾矾这一矿物本身至今还缺乏詳尽的描述。經過美国地質調查局和伽尔瓦利得大学[弗朗德尔,霍尼(R. M. Honea)和威克斯(A. D. Weeks)]对水鈾矾矿物共同研究之后,目前已查明了它們的特征。实际上,这些矿物并不是簡單的水合硫酸鈾酰盐类(据推測,可能含不定数量的沸石水),除鈾酰离子外,其中每一个矿物都含有 K, NH₄, Na, CO, Ni, Fe, Mg 或 Zn 等阳离子。

可将上述化合物分为三个等构造組: 1) 形成完全固溶体系的 K 和 NH₄; 2) Na 及 3) Co, Ni, Fe, Mg, Zn。后一組于 Co 同 Ni 之間,可能也在这些元素及全部上述阳离子之間形成完全的系列。业已确定,波希米亚(Bohemia)約赫姆斯达尔的标准水鈾矾为鉀化合物,而“水鈾矾”这一名称应仅限用于該矿物。所有其余的有关矿物应按其天然成分来确定。鈉組分最为常見。

除这些化合物外,以人工方法还获得了許多其它的水合硫酸鈾酰盐,美国地質調查局正对其中某些化合物的結晶构造进行研究。

磷酸鈾酰盐与砷酸鈾酰盐类

克来普罗思(Klaproth)发现鈾元素时,仅知有两种鈾矿物:以后改名为晶質鈾矿的黑色氧化物——瀝青鈾矿及綠色板状矿物——銅鈾云母。关于銅鈾云母的化学成分資料是逐漸积累起来的。克来普罗思相繼于其中发现了銅(1780年),磷(1783年)和鈾(1789年)。

可是直至1823年前还不知道銅鈾云母的真实成分——含水的銅-磷-鈾酰。与之类似的含鈣矿物——鈣鈾云母在1800年首先于法国奥頓(Autun)附近发现,至于其真实成分的确定則在1823年。在美国发现的第一个鈾矿物——鈣鈾云母是在巴耳提莫尔(Baltimore)(馬里兰 Maryland)的伟晶岩风化露头中找到的,其時間約为1814年—1822年(准确发现日期不詳)。

从那时起,銅鈾云母組很快地就成为最大的等构造矿物組之一。鈣鈾云母和变質鈣鈾云母的构造一开始就被确定为层状,其成分是 $[(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2]^{-2}$ 。这一工作結果曾起过很大的作用,它帮助我們了解到阳离子交换和沸石脫水現象,这种現象是在銅鈾云母和变質銅鈾云母^[41]組矿物中发现的。該組矿物(天然的和合成的)的通式可写成 $A(\text{UO}_2)_2(x\text{O}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 其中: $A = \text{Na}_2, \text{K}_2, (\bar{\text{N}}\text{H}_4)_2, \text{H}_2, \text{Ca}, \text{Mg}, \text{Ba}, \text{Sr}, \text{Pb}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe}, \text{Mn}$ 或 Al; $x = \text{P}, \text{As}$ 或部分 V。

已知两种在构造上有联系的水化物,并且均含有沸石水。每一系列水化作用的上限及下限均尚未确定,但可以料想,不可能全都一样。一般說来,所謂的水化系列的含水量范围約于 $10\text{H}_2\text{O}$ 与 $12\text{H}_2\text{O}$ 之間,而在所謂的变化水化物內則为 $8\text{H}_2\text{O}$ 及 $1\text{H}_2\text{O}—5\text{H}_2\text{O}$ 。

目前認為,可能存在有水含量較多的($14\text{H}_2\text{O}$ 或 $16\text{H}_2\text{O}$)較高系列水化物。

为此,瓦林特(Walenta)对德国黑林山的水砷鎂鈾矿和水磷鈾矿进行了观察。由于在通常条件下脫水作用进行得特別迅速,給这一問題的解决带来了困难。但在研究合成的产品时有可能获得較好的結果。对目前已知的两个水化物中各种成分的水化范围也应

作实验研究。我们的资料主要是基于对室温条件下的露天环境中的天然物质进行分析而得到的。

显然，同样也须要确定由一个系列转向另一系列所必须的临界气压和温度。目前仅知铜铀云母和钙铀云母的这种气压与温度。合成含砷的铝铀云母和含三价铁的铝铀云母并且特别注意它们由完全的水化物相向变水化物相过渡的关系是有益的。采于两个地点的铁铝磷酸铀酰矿物正在研究中。由于其颗粒过小，因而很难获得有关单个晶体的材料。

弗朗德尔^[46]曾对铜铀云母组矿物真实对称这一老问题作过简单的叙述。本组大部分矿物的描述往往均各不相同如：四方晶系、单斜晶系和斜方晶系。所有情况下均于其间见有四方的假对称现象。

由于观察的不精确和所使用的晶体不完整，该问题还未获得最后解决。

然而此类矿物中的某些矿物显然是单斜形态的，即使它们象铁铀云母和砷铀矿那样具有四方形的角度假对称。不久前，瓦林特^[45]在钼铀磷酸盐和水砷镁铀矿中获得单斜形态的另一些实例，并提出了单斜形态取决于晶体成长时水化作用的程度^[45]。因为这些矿物都有着层状结构，那末则可能有类似云母和片状硅酸盐的“堆集”的多晶形现象存在。这种多晶形现象可能与水化作用程度无关。最好是做一些已知其中含水量的合成物质单个晶体的X射线研究。

铜铀云母组的描述矿物学也有着同样的发展。例如，很早就知道是合成化合物的钠磷酸铀酰和钠砷酸铀酰已在俄国发现^[59]。瓦林特描述了黑林山的钼铀磷酸铀酰盐类和钼铀酸铀酰盐类^[45]。此外，E. B. 格罗斯 (Gross) 于1957年在奥里根 (Oregon) 还发现了钼化物。

有人推测，自然界中可能存在有砷酸盐和磷酸盐组的镍和铈矿物。不久前又在俄国发现了曾作过合成实验^[47]的该组铅磷酸铀酰盐类，并定名为纤维铅铀矿^[8]。

钒酸铀酰盐类

美国地质调查局铀、钒矿物结晶化学研究组曾对便于进行X射线分析和测角研究的无水钾钒铀矿及其碱性矿物作过合成研究^[27]。对这些矿物的结晶构造的^[27]鉴定表明：钒与五个氧位于五次配位中。氧于每个钒附近形成歪曲的三角形双锥。两个这样的双锥隔着棱并形成双钒酸盐离子 $V_2O_8^{6-}$ 。而链型铀酰离子与本组中的三个氧位于五次配位中。这样，其构造则由与(001)平行的 $[(UO_2)_2V_2O_8]_{n-2n}^{2n}$ 薄片及几乎与薄片垂直的链型铀酰离子组成。填隙的碱性离子联系着这些薄片。该种构造与先前所研究的构造^[48]不同，以前认为钒在构造中为四面体配位。

铀的钼酸盐类

在馬利茲佛耳(犹他州)发现钼铀矿 $(UO_2)(MoO_4) \cdot 4H_2O$ 后^[49]，在别处亦曾找到过铀的钼酸盐类。怀俄明州温德里佛盆地 (Wind River Basin) 路斯基 (Lucky) 矿山的钼铀矿的某些微小晶体已作了研究^[50]。目前正在研究得克萨斯州卡尔尼斯 (Karnes) 地区托迪勒山 (Tordilla Hill) 的尚不清楚的蓝紫色铀钼酸盐。怀俄明州和得克萨斯州的一种黄色变种也是钼酸铀酰盐类，用合成与分析方法确定其成分为： $H_2(UO_2)(MoO_4)_2 \cdot H_2O$ ，

当时俄国发表的水鉍鈾矿 (Иригинит) 的分子式是: $UO_3 \cdot 2MoO_3 \cdot 4H_2O$ 。該矿物亦曾发现于美国某些地区。

硅酸鈾酰盐类

鉴定硅鈾鈾矿晶体构造是一个值得注意的近期发现。单斜构造是根据成分为 $[(UO_2)_2(SiO_4)_2]^{-4}$ 并与 (100) 平行排列的薄片而确定的。

后者横联着 Ca 和 H 离子或水分子。鈾位于氧的七次配位中, 两个氧离子与鈾紧密联系着并形成鈾酰的构型, 而 (SiO_4) 四面体中的其余五个氧则位于与綫型鈾酰組之軸向平行的薄片平面上。該島状硅酸盐的纖維状形态令人觉得奇怪, 怀疑它可能是把 $(SiO_3)_n$ 鏈状构造錯誤地当成了該矿物。

霍尼 (R. M. Honea) 以热液方法合成过全部存在于自然界中的硅酸鈾酰盐 (1957 年书面报告) 以及自然界中尚未发现的与这些矿物类似的許多化合物, 其中包括硅鈾鉛矿的鋇、鋇化合物, 硅鈾鈾矿的鎳化合物, β -硅鈾鈾矿的銅化合物以及硅鉀鈾矿 (Boltwoodite) 的 (NH_4) 化合物。大多数合成矿物均由鈾酰和重金属或碱土醋酸盐与鈉偏硅酸盐或氟硅酸盐反应所获得。

(譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Frondel, J. W., Fleischer, M., Glossary of Uranium-and Thorium-Bearing Minerals, 3rd ed., US Geological Survey Bulletin, 1009-F, 169 (1955).
- [2] Fankuchen, I., Crystal Structure of Sodium Uranyl Acetate, Zeitschrift Kristallographie, 91, 473 (1935).
- [3] Zachariassen, W. H., Crystal Chemical Studies of the 5f-Series of Elements. XXIII. On the Crystal Chemistry of Uranyl Compounds and of Related Compounds of the Transuranic Elements, Acta Crystallographica, 7, 795 (1954).
- [4] Frondel, C., Mineralogy of Thorium, in Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, 1955, 6, 568 (1956); US Geological Survey Professional Paper, 300, 567 (1956).
- [5] Frondel, C., Zirconium: Mineralogy and Geochemistry, in Advances in Nuclear Engineering, v. 2, Proceedings of the Second Nuclear Engineering and Science Conference, Pergamon Press, New York, 305—312 (1957).
- [6] Chervet, J., Branche, G., Contribution à l'Etude des Mineraux Secondaires d'Uranium Françaises, Sciences de la Terre, 3, No. 1—2, 1 (1955).
- [7] Гецева, Р. В. и Савельева, К. Т., Руководство по определению урановых минералов. Москва, Госгеолтехиздат, 1956.
- [8] Соболева, М. В. и Пудовкина, И. А., Минералы урана. Москва, Госгеолтехиздат, 1957.
- [9] Frondel, C., Riska, D., Frondel, J. W., X-ray Powder Data for Uranium and Thorium Minerals, US Geological Survey Bulletin, 1036-G, 91 (1956).
- [10] Geffroy, J., Sarcia, J. A., Contribution à l'Etude des Pechblendes Françaises, Sciences de la Terre, 2, No. 1—2, 1 (1954).
- [11] Derriks, J. J., Vaes, J. F., The Shinkolobwe Uranium Deposit: Current Status of Our Geological and Metallogenic Knowledge, in Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, 1955, 6, 94 (1956).
- [12] Kirchheimer, F., Die Uranerzvorkommen in mittleren Schwarzwald, Mitteilungen Badischen Geologischen Landesanstalt, 1—74 (1951).
- [13] Kirchheimer, F., Weitere Untersuchungen über das Vorkommen von Uran im Schwarzwald, Abhandlungen Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 1, 1 (1953); 2, 1 (1957).

- [14] Wimmenauer, W., Mikroskopische Untersuchungen an Uranerzen aus dem mitt leren Schwarzwald, *Mitteilungen Badischen Geologischen Landesanstalt*, 1951, 75 (1952).
- [15] Phair, G., Levine, H., Notes on the Differential Leaching of Uranium, Radium, and Lead from Pitchblende in H_2SO_4 Solutions, *Economic Geology*, 48, 358 (1953).
- [16] Garrels, R. M., Some Thermodynamic Relation Among the Uranium Oxides and Their Relation to the Oxidation States of the Uranium Ores of the Colorado Plateau, *American Mineralogist*, 40, 1004 (1955).
- [17] Garrels, R. M., Christ, C. L., Some Aspects of the Crystal Chemistry of the Oxidation of the Colorado Plateau Uranium Ores (abstract), *Bulletin Geological Society of America*, 66, 1564 (1955).
- [18] Weeks, A. D., Oxidation of the Colorado Plateau Ores and Its Relation to Recent Geologic History (abstract), *Bulletin Geological Society of America*, 66, 1632 (1955).
- [19] Weeks, A. D., Mineralogy and Oxidation of the Colorado Plateau Uranium Ores, in *Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy*, Geneva, 1955, 6, 525 (1956); *US Geological Survey Professional Paper* 300, 187 (1956).
- [20] Gruner, J. W., Concentration of Uranium in Sediments by Multiple Migration-Accretion, *Economic Geology*, 51, 495 (1956).
- [21] Garrels, R. M., Geochemistry of "Sandstone-Type" Uranium Deposits, in *Advances in Nuclear Engineering*, v. 2, *Proceedings of the Second Nuclear Engineering and Science Congress*, Pergamon Press, New York, 288—293 (1957).
- [22] Christ, C. L., Clark, J. R., Crystal Chemical Studies of Uranium Oxide Hydrates (abstract), *Bulletin Geological Society of America*, 66, 1542 (1955).
- [23] Christ, C. L., Clark, J. R., Evans, H. T., Crystal Structure of Rutherfordine, UO_2CO_3 , *Science*, 121, 472 (1955).
- [24] Appleman, D. E., Crystal Structure of Liebigite (abstract), *Bulletin Geological Society of America*, 67, 1666 (1956).
- [25] Appleman, D. E., Crystal-Chemical Study of Johannite (abstract), *Bulletin Geological Society of America*, 68, 1696 (1957).
- [26] Smith, D. K., Gruner, J. W., Lipscomb, W. N., The Crystal Structure of Uranophane $[Ca(H_2O)_2(UO_2)_2(SiO_4)_2 \cdot 3H_2O]$, *American Mineralogist*, 42, 594 (1957).
- [27] Appleman, D. E., Evans, H. T., The Crystal Structure of Carnotite (abstract). *Acta Crystallographica*, 10, 765 (1957).
- [28] Gruner, J. W., New Data of Synthesis of Uranium Minerals, Part I. Annual Report for July 1, 1951 to June 30, 1952, *US Atomic Energy Commission RMO-983*, 26 p. (1952).
- [29] Barton, P. B., Synthesis and Properties of Carnotite and its Alkali Analogues, *American Mineralogist*, in press.
- [30] Frondel, C., Rothmann, E. B., Hydrothermal Syntheses of Uraninite, *American Mineralogist*, in press.
- [31] Glodschmidt, V. M., Thomassen, L., Die Kristallstruktur natürlicher und synthetischer Oxyde von Uran, Thorium und Cerium, *Norske Videnskapsselskapet Kristiania, Skrifter Matematisk-naturvidenskabelig Klasse*, No. 2, 1 (1923).
- [32] Miller, L. J., Kerr, P. F., Progress Report on the Chemical Environment of Pitchblende, Part II. Annual Report for June 30, 1953 to April 1, 1954, *US Atomic Energy Commission RME-3096* (part 2), 72—92 (1954).
- [33] Berman, R. M., The Role of Lead and Excess Oxygen in Uraninite, *American Mineralogist*, 42, 705 (1957).
- [34] Alberman, K. B., Anderson, J. S., The Oxides of Uranium, *Journal Chemical Society London*, 1949, Supp. Issue No. 2, S303—311 (1949).
- [35] Wasserstein, B., Cube-Edges of Uraninite as a Criterion of Age, *Nature*, 166, 380 (1951).
- [36] Wasserstein, B., Age of Uraninites by a New Method, *Nature*, 174, 1004 (1954).
- [37] Wasserstein, B., Ages of Pitchblendes by X-ray Diffraction, *Nature*, 176, 159 (1955).
- [38] Hoekstra, H. R., Katz, J. J., Ages of Uraninites from Crystallographic Data, *Nature*, 175, 605 (1955).
- [39] Frondel, C., Barnes, I., Synthetic $PbUO_4$ and its Relation to Uraninite, *Science*, in press.
- [40] Ahrland, S., Hietanen, S., Sillén, L. G., Studies on the Hydrolysis of Metal Ions X. The Hydrolysis of the Uranyl Ion, UO_2^{2+} , *Acta Chemica Scandinavica*, 8, 1907 (1954).
- [41] Bullwinkel, E. P., The Chemistry of Uranium in Carbonate Solutions, *U. S. Atomic Energy Commission RMO-2614*, 59 p. (1954).
- [42] Cromer, D. T., Harper, P. E., The Length of the Uranyl Ion in Uranyl Carbonate, *Acta Crystallographica*, 8, 847 (1955).
- [43] Nováček, R., Study on Some Secondary Uranium Minerals, *Věstník Královské České Společnosti Nauk*

- Trida Mat.-Priro., No. 7, Cl. 2, 1 (1935).
- [44] Beintema, J., On the Composition and the Crystallography of Autunite and the Meta-Autunites, *Recueil des Travaux Chimiques des Pays-Bas et Belgique*, 57, 155 (1938).
- [45] Walenta, K., Die sekundären Uranmineralien des Schwarzwaldes, *Neues Jahrbuch, Mineralogie*, in press.
- [46] Frondel, C., Systematic Mineralogy of Uranium and Thorium, US Geological Survey Bulletin 1064, in press.
- [47] Ross, V., Studies of Uranium Minerals (XXII): Synthetic Calcium and Lead Uranium Phosphate Minerals, *American Mineralogist*, 41, 915 (1956).
- [48] Sundberg, I., Sillén, L. G., On the Crystal Structure of KUO_2VO_4 (synthetically anhydrous carnotite) *Arkiv Kemi*, 1, 337 (1949).
- [49] Brophy, G. P., Kerr, P. F., Hydrous Uranium Molybdate in Marysvale Ore, a Preliminary Report, Annual Report for June 30, 1952 to April 1, 1953, US Atomic Energy Commission RME-3046, 45—51 (1953).
- [50] Coleman, R. G., Appleman, D. E., Umohoite from the Lucky Mc Mine, Wyoming, *American Mineralogist*, 42, 657 (1957).
- [51] Protas, J., Propriétés et Synthèse d'un Oxyde Hydraté d'Uranium et de Calcium de Shinkolobwe, Katanga, *Comptes Rendus*, 244, 91 (1957).
- [52] Frondel, C., Ito, J., Boltwoodite, a New Uranium Silicate, *Science*, 124, 931 (1956).
- [53] Branche, G., Ropert, M. E., Chantret, F., Morignat, B., Pouget, R., La Francevillite, *Nouveau Mineral Uranifere*, *Comptes Rendus*, 245, 89 (1957).
- [54] Frondel, C., Mineral Composition of Gummite, *American Mineralogist*, 41, 539 (1956).
- [55] Гецева, Р. В., Гидронастуран и ургит—новые минералы из группы водных окислов урана, *Атомная энергия*, 3, 135 (1956).
- [56] Поликарпова, В. А., Ненадкевит.—новый силикат урана, *Атомная энергия*, 3, 132 (1956).
- [57] Strunz, H., Zinnober und Wolsendorfite von Wolsendorf, Oberpfalz, *Acta Albertina Ratisbonensia*, 22, 144 (1956/1958).
- [58] Honea, R. M., Identity of Pilbarite with Thorogummite and Kasolite, *American Mineralogist*, 42, 908 (1957).
- [59] Черников, А. А., Крутецкая, О. В., Органова, Н. И., Натротенит, *Атомная энергия*, 3, 135 (1957).
- [60] Mrose, M. E., Studies of Uranium Minerals (XIII) Synthetic Uranospinites, *American Mineralogist*, 38, 1159 (1953).
- [61] Шербаков, Д. И., Ураноспинит натрия. Докл. АН СССР, 114, 634 (1957).
- [62] Protas, J., La Wolsendorfite, *Nouvelle Espèce Uranifere*, *Comptes Rendus*, 244, 2942 (1967).
- [63] Berman, R. M., Studies of Uranium Minerals (XXIII): Torbérnite, Zeunerite and Uranospherite, *American Mineralogist*, 42, 905 (1957).

苏联关于铀矿物的新资料*

阿姆巴楚米扬 (Ц. Л. Амбарцумян)

波利卡尔波娃 (В. А. Поликарпова)

引 言

苏联已发现了几种新的铀矿物和含铀矿物，并且还获得了几种已知铀矿物的补充资料，特别是将铀的氢氧化物、硅酸盐、磷酸盐、砷酸盐和硫酸盐类加热到 1200° 时，在热分解方面取得的良好结果。

一、新的铀矿物

新的铀矿物包括钼酸盐，磷酸盐，砷酸盐和硅酸盐类中的几种矿物型式。

(一) 钙钼酸铀矿 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_3[\text{MnO}_4]_3[\text{OH}]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}^{**}$

钙钼酸铀矿呈柱状晶癖延展晶体，形成达 1—1.5 毫米的径向放射状的束状集合体 (图 1)，经常在沥青铀矿处呈假象发育 (图 2)。

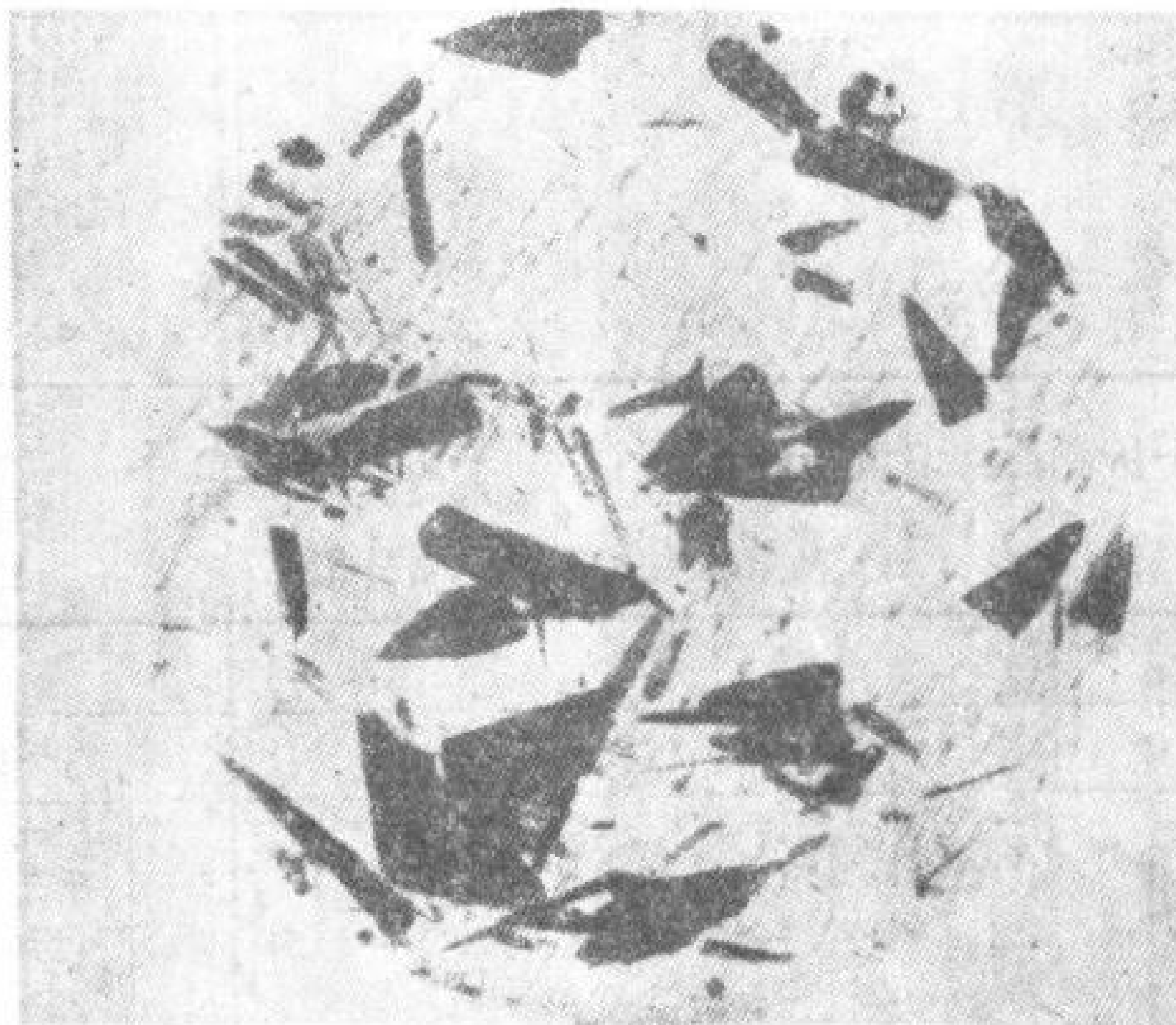


图 1 束状钼酸铀的析出物 $\times 40$ (透射光)

钙钼酸铀矿呈深黄色，并具有蜂蜡的色调和较弱的浅黄绿色萤光 (比硅钙铀矿稍明亮)，透明，易溶于稀盐酸和稀硝酸中。干涉色强，多色性明显：由鲜黄色 (N_g) 到几乎无

* Новые данные о Минералах урана СССР (苏联版苏联科学家报告第 3 卷, 第 2060 号报告)。

** 这一部分是 Л. С. 鲁德尼茨卡娅 (Рудницкая) 所著。

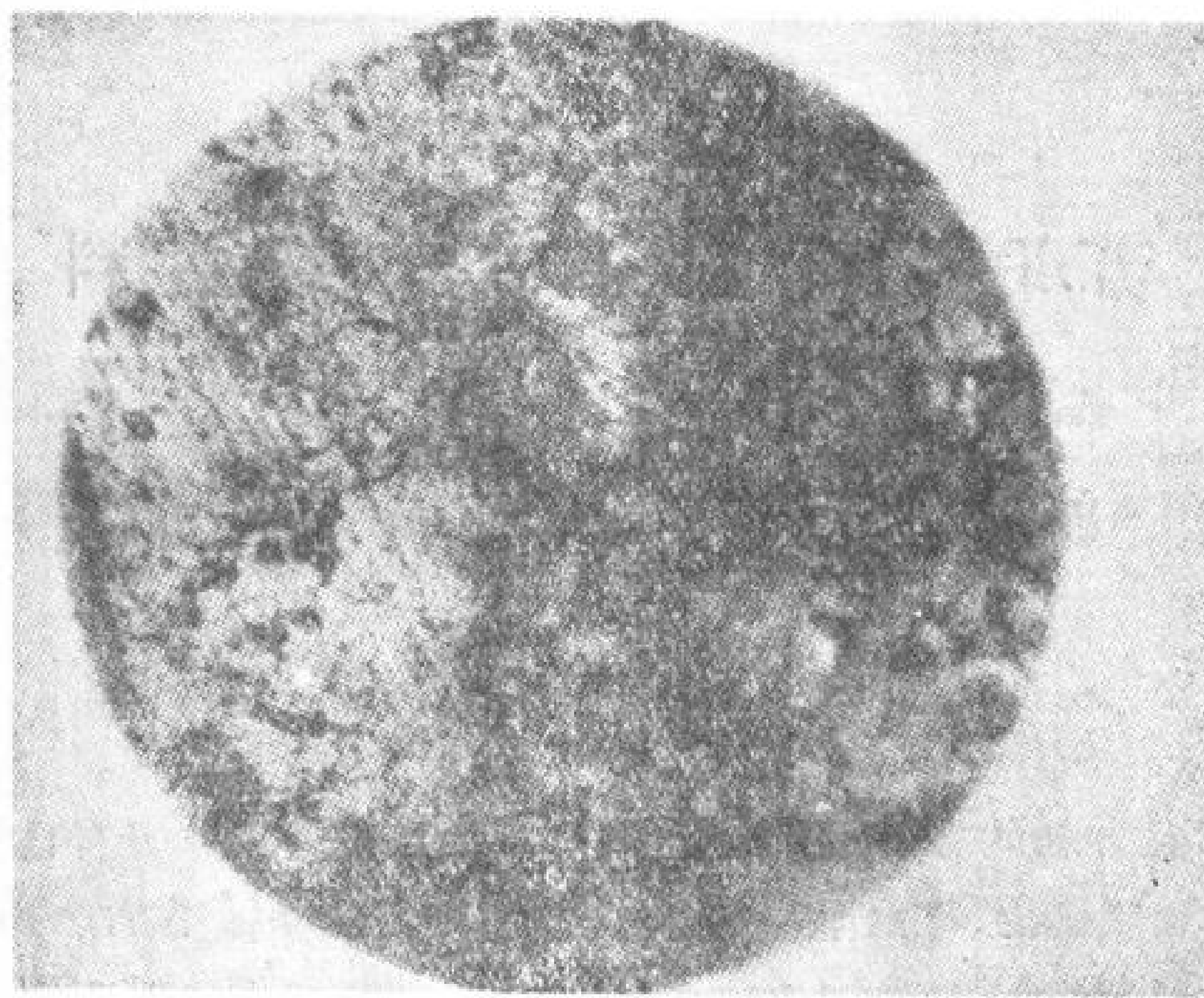


图2 非晶质铈矿被钼酸铈取代的情况 ×220 (反射光)

色 (N_p)。延展性良好, 平行消光。 N_g 和 $N_p \gg 1.758$ 。

伦琴射线研究的结果表明: 钙钼酸铈矿的面间距不同于已知的铈矿物的面间距 (表1)。

表1 钼酸铈的面间距 (d) 和强度 (I)

d	I	d	I	d	I
8.34	5	2.90	3	1.855	4
7.85	10	2.68	3	1.603	2
4.29	3	2.43	3	1.571	2
3.89	6	2.24	2	1.501	1
3.56	3				
3.21	8	1.99	5	1.473	1

钼酸铈的光谱分析和微量化学分析的结果列于表2和表3中。

表2 钼酸铈的微量化学分析

试样号及分析日期	含量 %					总数
	CaO	SiO ₂	MoO ₃	UO ₃	H ₂ O	
№1, 1956年	4.63	3.86	19.90	61.26	10.90	100.55
№2, (在换算时不包括硅钙铈矿的杂质)	3.91	—	27.20	58.65	10.21	99.97

表3 钼酸铈的光谱分析

№1	
大于0.1%	Si
大于0.01%	Fe, As
痕迹	Al

这种矿物生成于脉状热液铈钼矿床的氧化带的下部。它发育于分布有含铈玉髓矿脉的地区, 这个地区几乎没有硫化物 (辉钼矿除外)。铈的钼酸盐与非晶质铈矿和铈的氢氧化物共生。

(二) 鉍磷酸鈾矿 $\text{NH}_4(\text{UO}_2)[\text{PO}_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}^*$

鉍磷酸鈾矿沿煤层中的裂隙生成(图 3), 呈单个玫瑰花形、苔蘚状集合体和致密的薄膜 (Koporku)。其晶体呈正方板状, 断面为 0.2×0.2 毫米², 顏色从深綠到浅綠, 有玻璃光泽及两组清楚的解理面; 透明, 比重 3:7 負光性, 由单光軸到弱双光軸, $N_p = 1.564$, $N_g = N_m = 1.585$; 多色性由浅綠色 ($N_g = N_m$) 到无色 (N_p)。易溶于 10% 的冷盐酸 (HCl) 和加热后的硝酸 (HNO_3) 中。

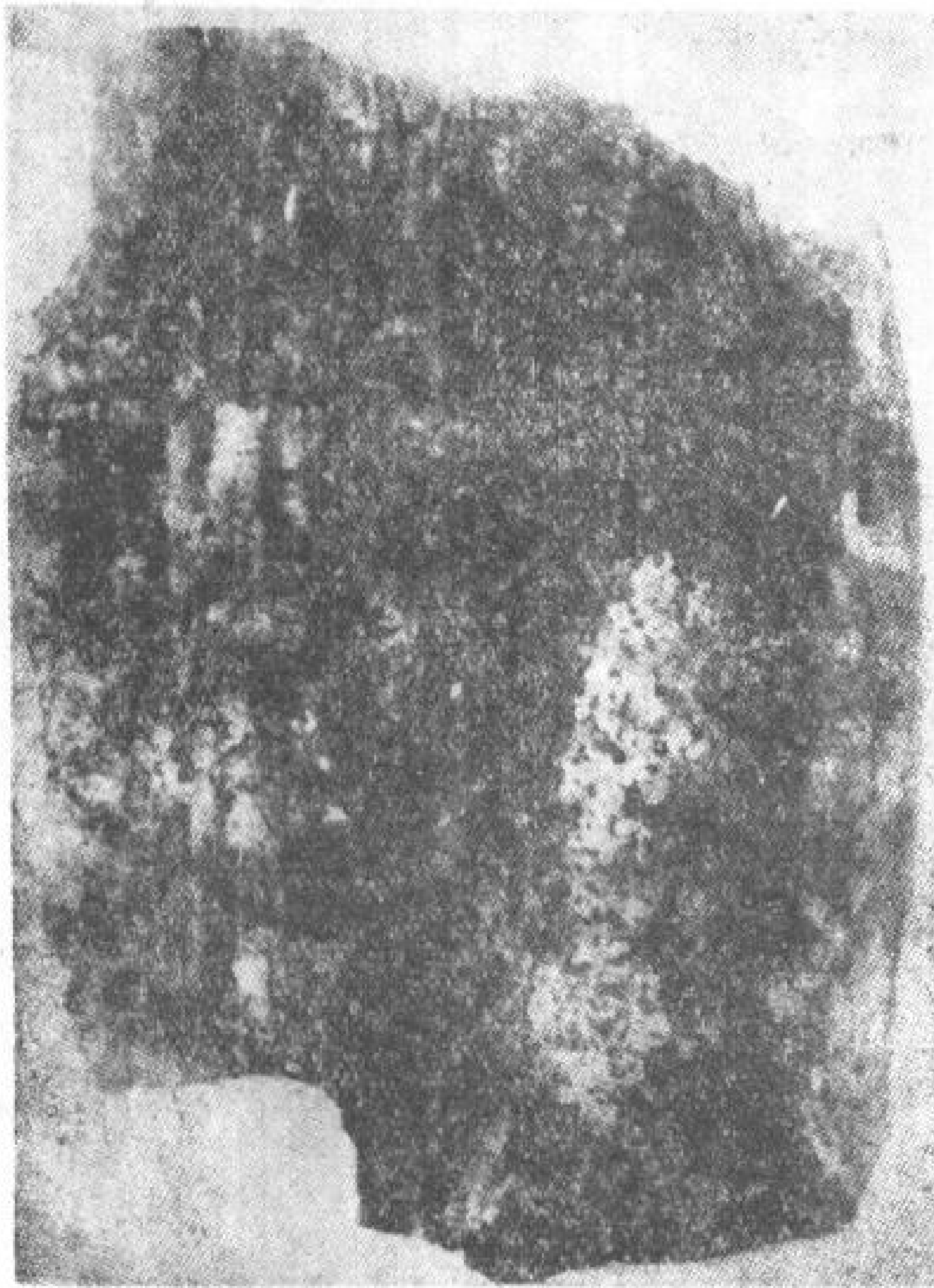


图 3 煤(2)上的鉍磷酸鈾矿的分离体(1)

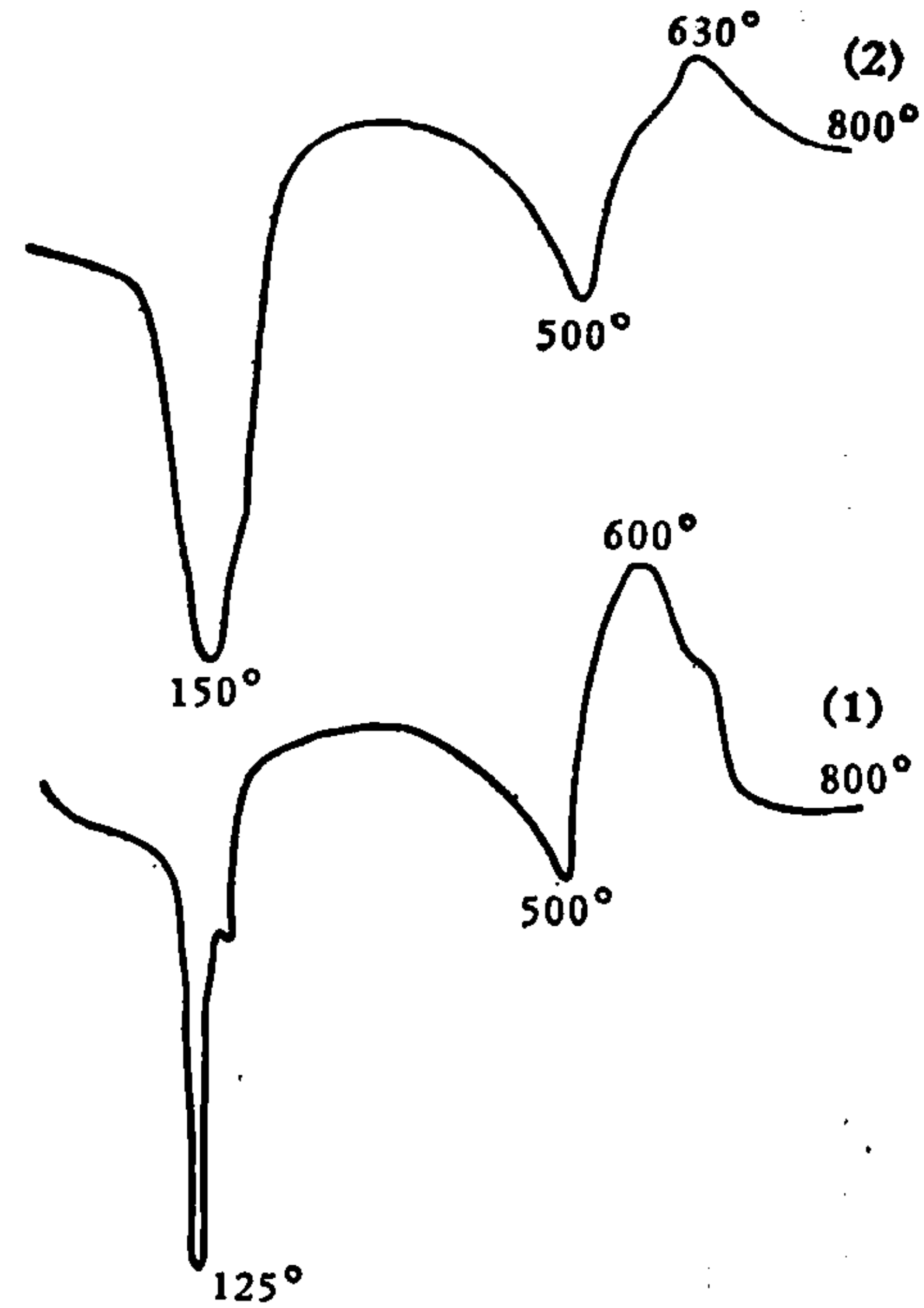


图 4 鉍磷酸鈾矿(1)和合成鉍磷酸鈾矿(2)的温差曲线

螢光为弱淡黄綠色。在加热时随着水分的損失(表 4)螢光强度逐渐减弱。加热到 500° 或更高的温度时, 由于晶格被破坏, 矿物的发光性能便完全消失。

表 4 鉍磷酸鈾矿的螢光强度的变化与加热温度的关系 (相对单位)

矿物加热温度 $^\circ\text{C}$	20	125	200	300	400	500 以上
螢光强度	200,000	60,000	60,000	40,000	30,000	0

矿物温差曲线(图 4)的特点是一个放热效应和 2 个吸热效应。温度为 105° 和 140° 时, 第一次最大的吸热反应与水分的排出有关; 温度为 500° 时, 第二次吸热反应与矿物晶格的破坏以及氨的排除有关。温度为 600° 时, 放热反应的最大值是由以焦磷酸鈾为代表的新的相的结晶作用所引起的。

* 这一部为 3. A. 涅克拉索娃所著。

表5 鉍磷酸鈾矿的面間距 (d) 和合成的磷酸鈾酰鉍的强度 (I)

合成磷酸盐		鉍磷酸鈾矿		合成磷酸盐		鉍磷酸鈾矿	
I	d	I	d	I	d	I	d
—	—	3	10.42	6	1.393	7	1.399
8	8.76	3	8.75	5	1.378	6	1.381
4	5.42	4	5.53	4	1.352	4	1.357
4.5	4.87	5	4.93	3	1.331	5	1.333
2	4.44	4	4.56	—	—	1	1.313
4—3	4.27	4	4.34	3	1.282	4	1.286
—	—	1	3.93	5	1.265	6	1.267
10	3.74	10	3.78	4	1.241	7	1.244
7	3.45		3.54	1	1.212	1—2	1.218
8	3.22	7	3.24	5	1.188	6	1.190
—	—	1	3.07	2	1.153	—	—
4	2.93	5	2.95	2	1.137	1	1.140
8	2.72	8	2.75	2	1.124	2	1.126
4	2.54	4	2.54	3	1.111	5	1.113
3	2.45	2	2.44	5	1.092	1—2	1.091
4	2.37	4	2.36	2	1.082	1	1.083
5	2.24	9	2.22	2	1.072	3	1.073
6	2.15	4	2.18	3—4	1.059	4	1.059
7	2.13	5	2.14	4	1.033	—	—
—	—	8	2.12	1	1.024	2	1.025
5	2.06	4	2.05	3—4	1.013	3—4	1.014
4	2.03	6	2.03	4	0.998	2	1.011
1	1.98	—	—	1	0.990	1	0.991
4	1.887	6	1.88	1	0.982	1	0.983
4	1.837	—	—	—	—	1—2	0.975
4	1.821	5	1.82	2	0.963	2	0.963
3	1.798	4	1.79	1	0.953	2	0.955
4	1.775	5	1.779	2	0.947	2	0.948
3	1.741	4	1.74	2	0.938	3	0.938
3	1.708	2	1.718	3	0.919	1	0.920
5	1.687	9—8	1.694	1	0.914	3	0.914
1—2	1.660	1	1.668	3	0.890	2	0.892
1—2	1.642	1	1.649	3	0.877	1	0.877
3 ¹⁾	1.620	5	1.626	3	0.867	—	—
3	1.596	3	1.603	2	0.851	1	0.852
3—2	1.581	4	1.582	—	—	2	0.845
3	1.574	2	1.561	2	0.834	1	0.834
3	1.557	3—4	1.541	1	0.826	4	0.827
1	1.497	2—1	1.503	3	0.819	2	0.820
3	1.469	3	1.472	—	—	1	0.818
2	1.453	—	—	1	0.810	1	0.809
3	1.433	5	1.437				

1) 多普綫。

将鉍磷酸鈾矿与合成的鉍磷酸鈾酰对比,可以看出,它們的伦琴射綫常数(表5)、化学成分、光学性能(表6)和热譜图(图4)都完全相似。

表6 鉍磷酸鈾矿与合成的磷酸鈾酰鉍的化学成分、物理性质和光学常数

研究的矿物	含量 (%)						萤光	折射指数
	NH ₄	U	P	H ₂ O	比重			
鉍磷酸鈾矿	4.6	57.0	6.92	11.0	3.7	弱淡黄绿色	$N_p = 1.564$ $N_g = N_m = 1.585$	
合成磷酸盐	5.09	54.45	6.56	12.35	—	同上	$N_p = 1.564$ $N_g = N_m = 1.585$	
含水磷酸鈾酰鉍的 理论成分	4.12	54.45	7.09	12.0	—	—	—	

根据化学分析资料计算出来的矿物分子式与理论上计算出来的磷酸盐的分子式相符,因此,可以推测该矿物的分子式如下:



(三) 鈉鈣鈾云母 $\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}^*$

鈉鈣鈾云母与柱鈾矿、高岭石、石膏及氢氧化铁共生。它是一种长方形或正方形(0.05×0.3厘米)大的薄板状矿片,解理沿(001)完全;沿(100)不完全。这种矿物往往呈径向放射状结核出现,为柠檬色和淡黄绿色,易脆,硬度为2—2.5,沿解理面有珍珠光泽,沿其他面则有玻璃光泽。萤光明显,呈淡黄绿色,由异常双光轴至单光轴晶 $2V = (-28^\circ)$; $N_g = 1.578$, $N_p = 1.559$, N_g 的多色性为浅黄色, N_p 为淡黄色。在温度为35—40°时矿物晶体在保持2小时之后, N_g 的光的折射率增到1.585, N_p 增到1.564,这种矿物易溶于稀盐酸、稀硝酸和稀硫酸中。

鈉鈣鈾云母的化学分析结果列于下表。

表7 天然鈉鈣鈾云母的化学分析

组分	I			II			III		
	%	分子量	分子量比例	%	分子量	分子量比例	%	分子量	分子量比例
UO ₃	61.9	0.209	1.91	62.53	0.215	2.1	62.18	0.218	2
P ₂ O ₅	15.56	0.109	1.00	14.69	0.104	1.0	15.43	0.109	1
Na ₂ O	5.62	0.09	0.83	6.88	0.111	1.06	6.74	0.109	1
CaO	1.2	0.021	0.19	0.14	—	—	—	—	—
SiO ₂	1.6	0.027	0.25	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0.24	0.006	0.006	—	—	—	—	—	—
MgO	0.43	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0.32	0.03	0.03	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0.97	0.006	0.006	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	4.05								
H ₂ O ⁻	9.02	0.728	6.66	14.84	0.824	7.9	15.65	0.87	8
总数	100.91			99.08			100.00		

附註表中 I 和 II 为天然鈉鈣鈾云母的成分(I由苏联科学院地貌形态研究所助理研究

* 这一部分的作者是 A. A. 契尔尼科夫(Черников), O. B. 克鲁捷茨卡娅(Крутецкая), H. И. 奥尔加诺娃(Органова), M. A. 阿列克塞耶娃(Алексеева), 和 Z. K. 科尼科娃(Конькова)。此矿物已由 A. A. 契尔尼科测定, M. A. 阿列克塞耶娃也作了补充研究。

員 O. B. 克魯捷茨卡婭分析, II—鈾、磷和水的含量由該研究所化驗室組長林庆可娃 (Литенкова) 鉴定的, 鈉和鈣是由克魯捷茨卡婭鉴定的); III—分子式 $\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ 是理論上的化学組成。

在鈉鈣鈾云母中 (除去鈾、鈉和磷以外) 根据光譜分析的結果, 还发现有: 鋰約 0.1%, 錳約 0.01%, 鎳約 0.001%。

鈉鈣鈾云母的脫水結果列于表 8 中。

表 8 鈉鈣鈾云母加热时的脫水重量測定

[E. K. 科妮科娃 (Конькова) 化驗]

°C	重量損失%	°C	重量損失%
在 105 以下	7.64	300—500	1.32
105—300	3.51	500—600	0.24
		600—1000	0.33

矿物的主要脫水过程是在 20—300° 之間进行的, 其除水量达总含水量的 88.8%。

鈉鈣鈾云母的粉末曲綫图 (Порошкограмма) 資料列于表 9 中。

表 9 鈉鈣鈾云母的面間距 Cu 射綫, 分析箱直径为 57.9 毫米, 試样直径为 0.6 毫米 (化驗員 H. N. 奥尔加諾娃)

鈉鈣鈾云母 ¹⁾		鈉鈣鈾云母 ²⁾			合成鈣鈾云母 ³⁾			合成水鈣鈾云母 ⁴⁾		
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	(<i>hkl</i>)	<i>l</i>	<i>d</i>	(<i>hkl</i>)	<i>l</i>	<i>d</i>	(<i>hkl</i>)
9	8.54	5	8.57	001	6	8.46	001	5	8.45	001
7	5.36	4	5.40	101	3	5.41	{110} {101}	4	5.77	110
4	4.81	5	4.32	002	1	4.91		6	4.30	111
—	—	—	—	—	5	4.168	002	—	—	—
4	4.23	2	4.03	—	2	4.00	—	1	3.85	—
3	3.997	10	3.67	102	10	3.65	102	3	3.71	102
5	3.64	5	3.49	200	4	3.51	200	10	3.56	200
6	3.445	7	3.23	112	6	3.25	120	10	3.28	{112 201}
10	3.20	5	2.94	121	4	2.93	121	8	2.97	121
—	—	—	—	—	2	2.77	033	—	—	—
7	2.91	8	2.675	103	8	2.62	103	5	2.69	103
3	2.65	4	2.54	122	3	2.53	122	4	2.57	122
4	2.44	3	2.46	113	3	2.46	113	4	2.49	113
5	2.36	4	2.36	221	2	2.40	221	7	2.39	221
5	2.20	—	—	—	2	2.34	—	—	—	—
6	2.12	—	—	—	3	2.27	301	—	—	—
5	2.05	3	2.20	130	4	2.23	130	—	—	—
2	1.988	—	—	—	3	2.16	131	—	—	—
2	1.877	3	2.16	004	7	2.11	123	3	2.19	004
1	—	—	—	—	—	—	004	—	—	—
2	1.7755	6	2.12	123	—	—	—	2	2.14	123
5	1.669	5 ⁴⁾	2.05	{104} {302}	5	2.04	104	6	2.09	104
5	1.663	—	—	—	—	—	—	—	—	—

(續表 9)

鈉鈣鈾云母 ¹⁾		鈉鈣鈾云母 ²⁾			合成鈣鈾云母 ³⁾			合成水鈣鈾云母 ⁴⁾		
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	(<i>hkl</i>)	<i>l</i>	<i>d</i>	(<i>hkl</i>)	<i>l</i>	<i>d</i>	(<i>hkl</i>)
3	1.607	5	1.984	114	7	1.96	230	4	2.00	114
3 ⁴⁾	1.540	2	1.889	231	1	1.90	231	4	1.908	231
4	1.363	3	1.845	204	5	1.81	303	3	1.954	222
2	1.322	—	—	—	—	—	204	—	—	—
2	1.301	4	1.816	303	—	—	—	—	—	—
1	1.251	3	1.768	124	—	1.78	—	4	1.79	124
1	1.180	—	—	—	5 ⁴⁾	—	400	—	—	—
—	—	3	1.476	{133 400}	—	1.76	—	2	1.745	400
—	—	3	1.711	005	4	1.70	005	3	1.729	—
—	—	7	1.639	115	10	1.59	115	4	1.655	115
3 ⁴⁾	1.153	4	1.614	224	—	—	—	2	1.62	—
3	1.087	2	1.576	304	3	1.58	304	—	—	—
2	1.076	—	{1.556 134}	{205 134}	8	1.53	{134 303}	—	—	—
2	1.058	8	—	—	—	—	—	5	1.574	303
1	1.043	—	{1.540 —}	—	—	—	—	—	—	—
—	—	3	1.461	—	1	1.49	—	—	—	—
—	—	3	1.449	006	1	1.487	—	2	1.468	006
—	—	4	1.420	106	—	—	—	1	1.453	106
—	—	—	—	—	—	—	—	2	1.407	—
—	—	2	1.386	—	5	1.385	—	6	1.380	—
—	—	7	1.364	—	6	1.35	—	6	1.380	—
—	—	4	1.322	—	2	1.34	—	1	1.330	—
—	—	3	1.298	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1.282	—	—	—	—	—	—	—
—	—	2	1.259	—	4	1.260	—	2	1.267	—
—	—	2 ⁴⁾	{1.240 1.214}	—	—	—	—	2	1.243	—
—	—	—	—	—	—	—	—	2	1.224	—
—	—	2 ⁴⁾	{1.200 1.187}	—	—	—	—	1	1.204	—
—	—	—	—	—	5	1.19	—	1	1.193	—
—	—	—	1.166	—	2	1.159	—	—	—	—
—	—	6 ⁴⁾	1.156	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1.141	—	3	1.136	—	—	—	—
—	—	3	1.111	—	1	1.115	—	1	1.110	—
—	—	3	1.097	—	—	—	—	1	1.099	—
—	—	5	1.074	—	5	1.074	—	1	1.086	—
—	—	3	1.048	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	6	1.046	—
—	—	1	1.024	—	—	—	—	—	—	—
—	—	5	0.985	—	2	1.024	—	1	—	—
—	—	—	—	—	1	1.008	—	—	1.039	—
—	—	2	0.967	—	3	0.988	—	—	—	—
—	—	5	0.950	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	3	0.902	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1	0.88	—	—	—	—
—	—	3	0.858	—	1	0.87	—	—	—	—

1) M. A. 阿列克塞耶娃的数据, Fe 射綫。

2) A. A. 契尔尼科夫的数据。

3) 由列奧諾娃合成。

4) 多譜綫。

將鈉鈣鈷云母、合成水鈣鈷云母和鈣鈣鈷云母的粉末曲綫圖對比，可以看出它們的結構相似基本晶胞的大小也相近：

鈉鈣鈷云母 $a = 6.97 \text{ \AA}$, $c = 8.69 \text{ \AA}$, $c:a = 1.245$; 合成鈣鈣鈷云母 $a = 7.04 \text{ \AA}$, $c = 8.46 \text{ \AA}$, $a:c = 1.20 \text{ \AA}$; 合成水鈣鈷云母 $a = 7.07 \text{ \AA}$, $c = 8.80 \text{ \AA}$, $a:c = 1.245$ 。計算得出的礦物比重為 3.89; 試驗確定的比重為 3.584。

(四) 鈉砷鈣鈷礦 $(\text{Na}_2, \text{Ca})(\text{UO}_2)_2[(\text{As}, \text{P})\text{O}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}^*$

鈉砷鈣鈷礦見於非晶質鈷礦硫化物礦床的氧化帶中，這種礦床生於霏細岩-斑岩，及其含鈉量達 7% 的凝灰角礫岩中。這種礦物與臭葱石，鋁臭葱石，變水砷鈷銅礦，砷鈷礦，斜方砷鐵礦以及砷和鈷的其他次生礦物共生。其中鈉砷鈣鈷礦是分布最廣的次生鈷礦物。

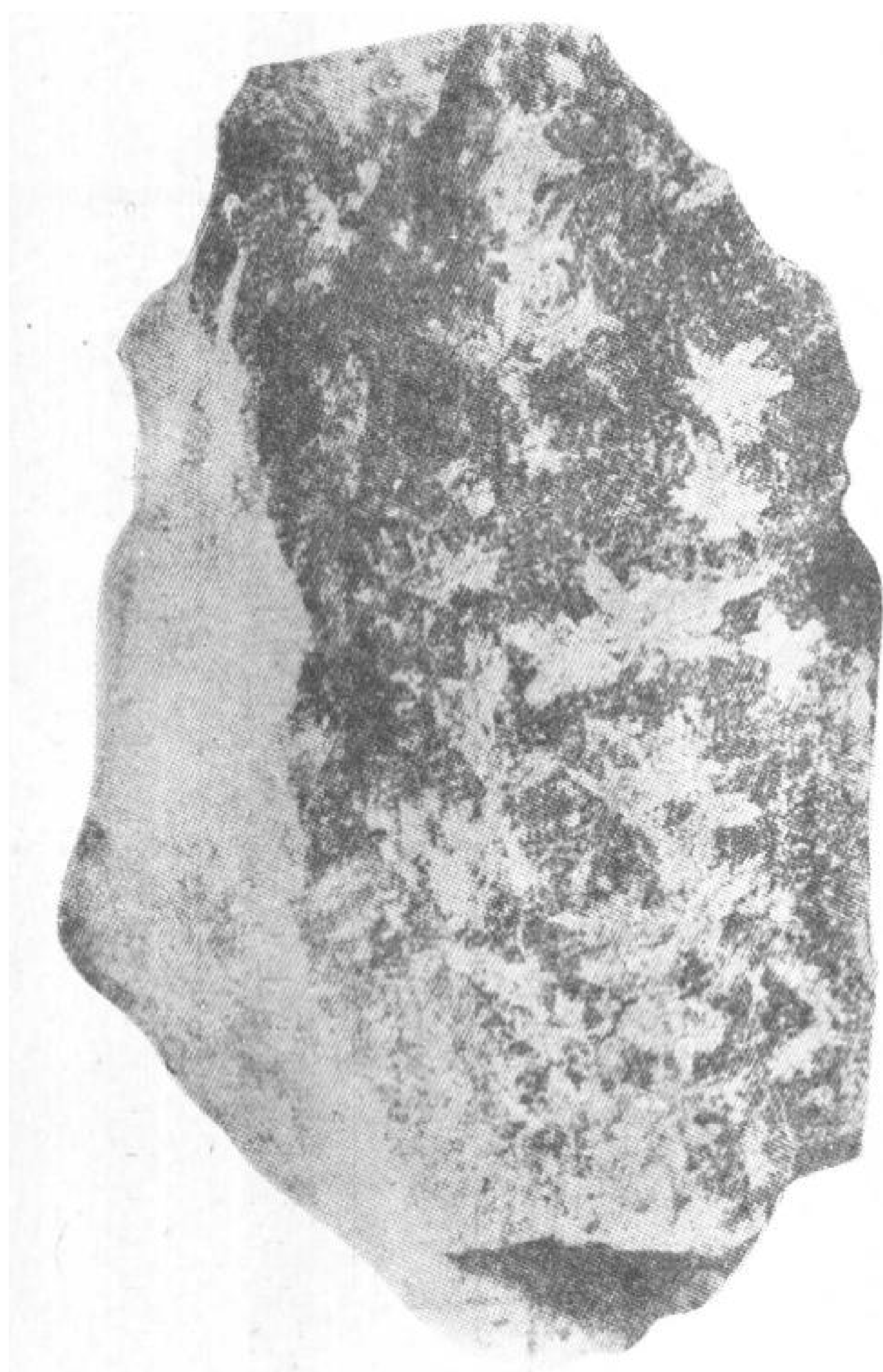


圖 5 鈉砷鈣鈷礦晶體的徑向放射狀集合體 $\times 3$ 析出相應。

鈉砷鈣鈷礦通常呈延展的薄板狀晶體，其長度往往超過寬度好幾倍。最大晶體的長度達 1.5—2 厘米。有時見到正方形板狀晶體，它是變水砷鈷銅礦的假晶。在這種晶體的中間常常保存有未交代的、組分中含銅的綠色變水砷鈷銅礦。長形鈉砷鈣鈷礦的晶體常常聚集成平面徑向放射狀集合體，或呈格架交錯形狀(圖 5、6)。

鈉砷鈣鈷礦晶面通常都被溶蝕，因此不能用測角器計量。晶系是四邊形的： $a = 7.12$; $c = 8.61$ 。

解理沿 (001) 完全，沿 (010) 和 (100) 明顯。硬度 2.5。比重 3.846 (大於砷鈣鈷礦)。呈黃綠色至檸檬色和淡黃色。有玻璃光澤；解理面為珍珠光澤。異常雙光軸，負光性，光軸角很小， $N_g = 1.612$; $N_p = 1.585$ (比砷鈣鈷礦大，這顯然是與水量不足有關)。有時呈多色性： N_p ——無色； $N_m = N_g$ 黃色。正象鈣鈷云母一樣，在紫外綫中明顯地發出淡黃綠色的螢光。

鈉砷鈣鈷礦的加熱曲綫見圖 7。溫度在 200° 內吸熱效應與結晶水的析出相應。

* 這一部分的作者是 E. B. 科普切諾娃 (Копченко) 和 K. B. 斯克沃尔采娃 (Скворцова)。

表 10 砷鈣鈾矿的面間距

合成鈉砷鈣鈾矿 ¹⁾		天然鈉砷鈣鈾矿		合成鈣砷鈣鈾矿 ¹⁾		合成鈉砷鈣鈾矿 ¹⁾		天然鈉砷鈣鈾矿		合成鈣砷鈣鈾矿 ¹⁾	
<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>
—	—	10.66	2	—	—	1.408	5	1.423	3	1.414	0.5
—	—	9.41	4	—	—	—	—	1.386	1	1.384	0.5
8.42	10	8.48	10	8.85	10	1.370	—	1.370	5	—	—
—	—	6.76	1	—	—	—	—	1.352	3	1.361	0.5
—	—	6.01	3	—	—	—	—	1.329	2	—	—
5.44	7	5.45	7	5.57	6	—	—	1.312	2	—	—
5.01	6	5.04	3	5.10	7	—	—	1.277	3	—	—
—	—	4.78	1	—	—	—	—	1.260	1	—	—
—	—	4.31	5	—	—	—	—	1.255	1	—	—
4.27	5	4.27	4	4.40	2	—	—	1.215	3	—	—
4.93	0.5	3.95	2	—	—	—	—	1.204	3	—	—
3.63	9	3.68	10	3.74	5	—	—	1.187	1	—	—
3.55	7	3.558	6	3.59	9	—	—	1.174	3	—	—
3.27	8	3.292	9	3.34	8	—	—	1.164	1	—	—
2.97	6	2.984	6	3.02	4	—	—	1.157	2	—	—
2.74	2	2.752	2	—	—	—	—	1.135	3	—	—
2.64	6	2.673	7	2.68	1	—	—	1.118	1	—	—
2.56	4	2.567	5	—	—	—	—	1.111	1	—	—
2.52	4	2.513	5	2.55	5	—	—	1.095	1	—	—
2.49	5	2.419	6	2.44	4	—	—	1.086	3	—	—
2.29	4	2.297	4	2.29	3	—	—	1.054	2	—	—
2.27	4	2.253	4	—	—	—	—	1.046	1	—	—
2.18	4	2.195	2	2.20	2	—	—	1.032	1	—	—
2.14	5	2.139	5	2.16	2	—	—	0.997	2	—	—
2.08	5	2.082	5	2.10	2	—	—	0.9869	1	—	—
1.977	6	1.987	8	1.945	1	—	—	0.9796	1	—	—
1.926	3	1.931	4	—	—	—	—	0.9732	1	—	—
1.834	4	1.837	9	—	—	—	—	0.9508	1	—	—
1.797	4	1.800	3	1.805	5	—	—	0.9301	1	—	—
1.781	4	1.781	3	—	—	—	—	0.9239	1	—	—
—	—	1.747	2	1.755	1	—	—	0.9105	2	—	—
—	—	1.732	2	—	—	—	—	0.8892	2	—	—
—	—	1.696	1	1.704	1	—	—	0.8755	1	—	—
—	—	1.683	1	—	—	—	—	0.8677	2	—	—
1.626	7	1.634	8	1.624	3	—	—	0.8620	1	—	—
1.598	4	1.596	3	1.608	3	—	—	0.8556	2	—	—
1.561	6	1.561	6	1.575	3	—	—	0.8421	1	—	—
—	—	1.519	1	—	—	—	—	0.8196	2	—	—
—	—	1.496	1	—	—	—	—	0.8030	1	—	—
—	—	1.481	2	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	1.451	2	—	—	—	—	—	—	—	—

1) 由 M. 姆洛齐合成。

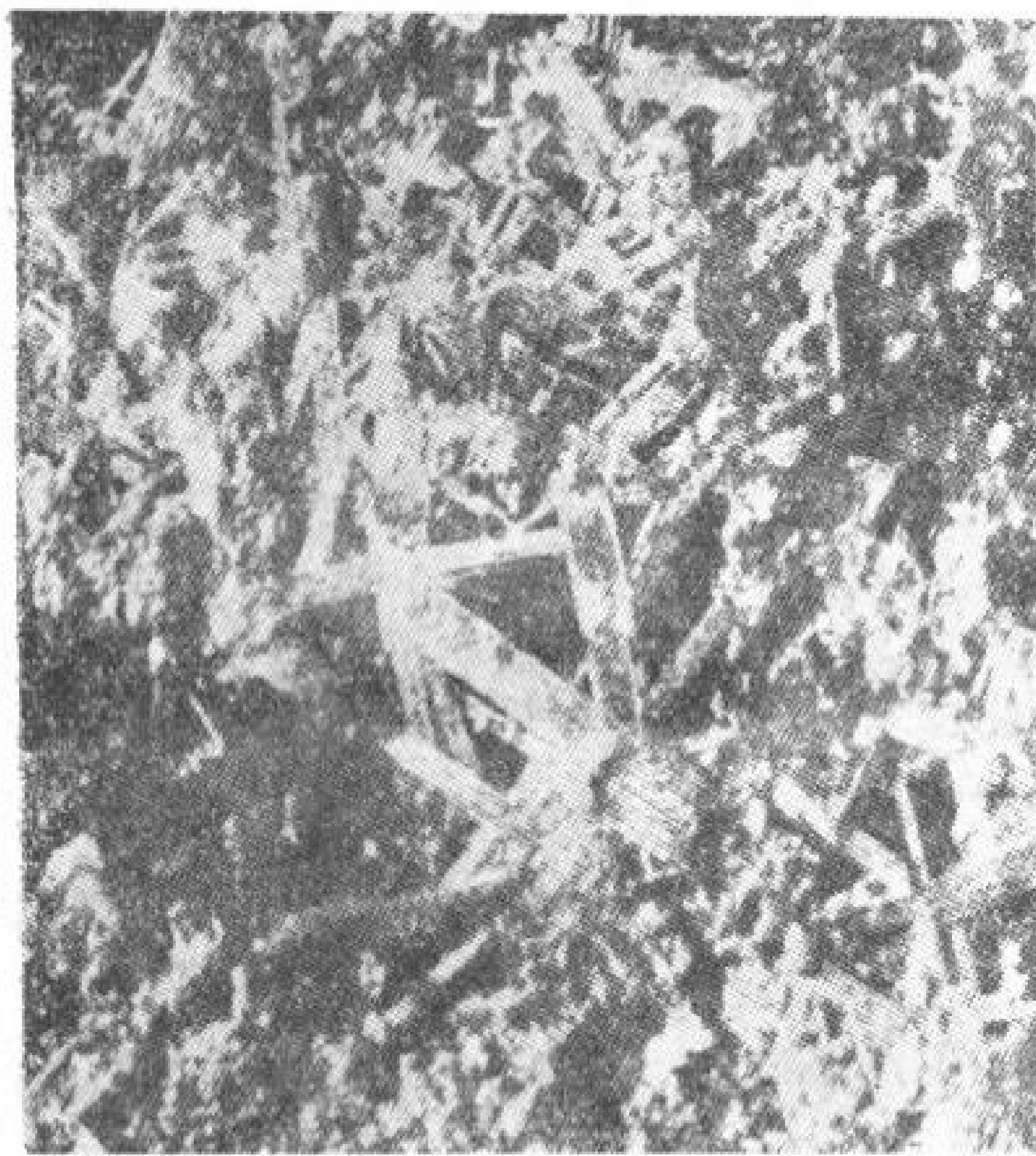


图6 鈉砷鈣鈾矿柱状晶体的格架交错 ×8

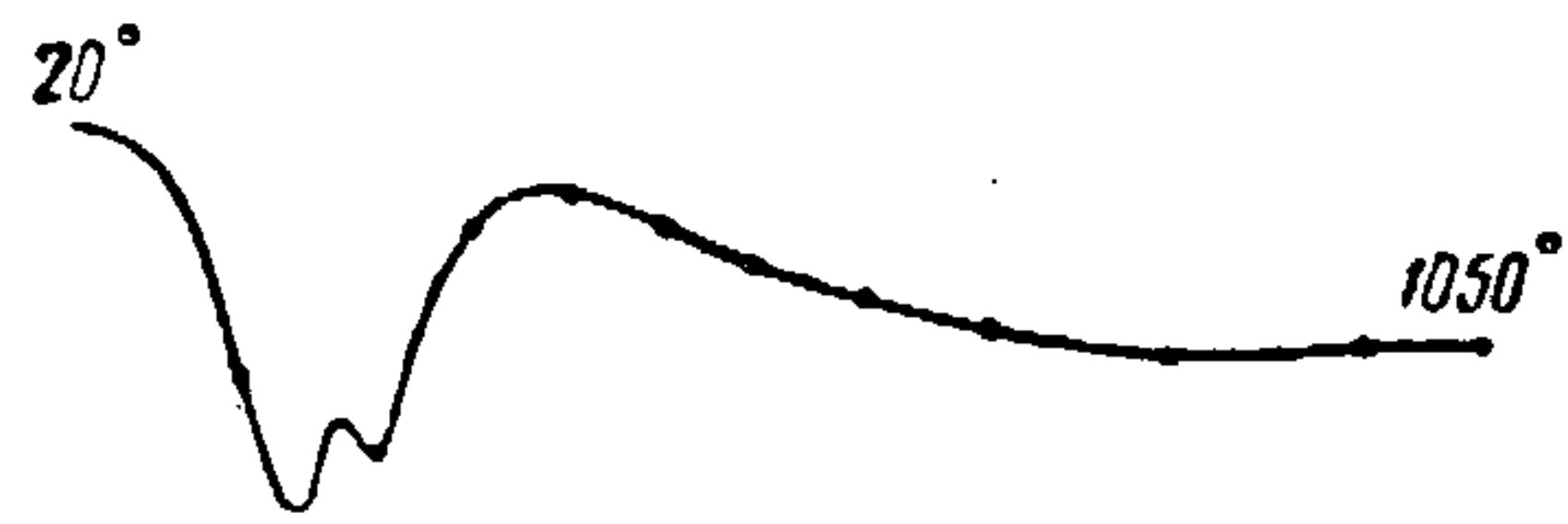


图7 鈉砷鈣鈾矿加热曲线

伦琴射线分析是根据粉末法用未滤光的铜射线进行的。所得的面间距列于表10中，为了便于对比在该表中还列有合成矿物的面间距[合成者M. 姆洛齐(Mp03)]^[2,3]以便进行对比。

天然鈉砷鈣鈾矿与合成鈉砷鈣鈾矿的面间距对比证明：在砷鈣鈾矿中钙离子被离子半径较小的钠离子 ($RiCa^{2+} = 1.01$; $RiNa^{+} = 0.98$) 置换时，晶体结构的基本晶胞的尺寸会缩小。天然鈉砷鈣鈾矿中主要的面间距占有合成纯钠和纯钙化合物面间距的中间位置。

微化分析的结果列于表11中。

在砷鈣鈾矿中，CaO总含量的2/3被Na₂O代替，部分As₂O₅被P₂O₅代替是在水量极其缺少的情况下，即水量不是8H₂O而是5.2H₂O时。用光谱分析得知，在鈉砷鈣鈾矿中还含有少量杂质，如：Pb, Zn, Mo, Cu, Zr, Mn。

天然的鈉砷鈣鈾矿物易溶于稀盐酸，稀硝酸，稀硫酸以及碱溶液中。

表11 鈉砷鈣鈾矿的化学分析

氧化物	重量(%)	分子量	分子比例
UO ₃	58.29	0.204	2
P ₂ O ₅	1.65	0.011	1
As ₂ O ₃	20.84	0.91	
SiO ₂	2.39	0.040	
Al ₂ O ₃	0.91	0.009	
Fe ₂ O ₃	0.57	0.004	
CaO	1.87	0.034	
MgO	微量		
Na ₂ O	3.91	0.063	1
K ₂ O	0.00	—	—
+H ₂ O	3.49	0.194	5.2
-H ₂ O	6.00	0.333	
总数	99.92		

(五) 鈣砷鈣鈾矿 $Ca(UO_2)_4[AsO_4]_2[OH]_4 \cdot 6H_2O^*$

鈣砷鈣鈾矿于1954年发现，它生于有典型的次生砷矿物组合的矿床附近地表中，是

* 这一部分的作者是Л. Н. 别洛娃(Белова)。

与磷铀矿相似的一种砷铀矿。从外表来看,此矿与磷铀矿的苔藓状分异体 (Выделения) 非常相似。钙砷酸铀矿具有橙黄色,这是与磷铀矿不同之处。

这种矿物正象磷铀矿一样,与砷云母(变水砷铀铜矿,砷钙铀矿)和水成柱铀矿 (параскупит) 紧密共生。

一般说来该矿物或交代砷钙铀矿,或交代变水砷铀铜矿。在后一种情况下,除砷铀矿外,还析出极薄的方解石。

该矿物在显微镜下面,呈黄色薄鳞片状,多色性不明显。双光轴, $N_g = 1.778 - 1.771$; $N_m = 1.761$; $N_p = 1.738$ 。在紫外綫中不发萤光。

用电子显微镜观测磷铀矿和钙砷酸铀矿,其分离体形状完全相同(图8)

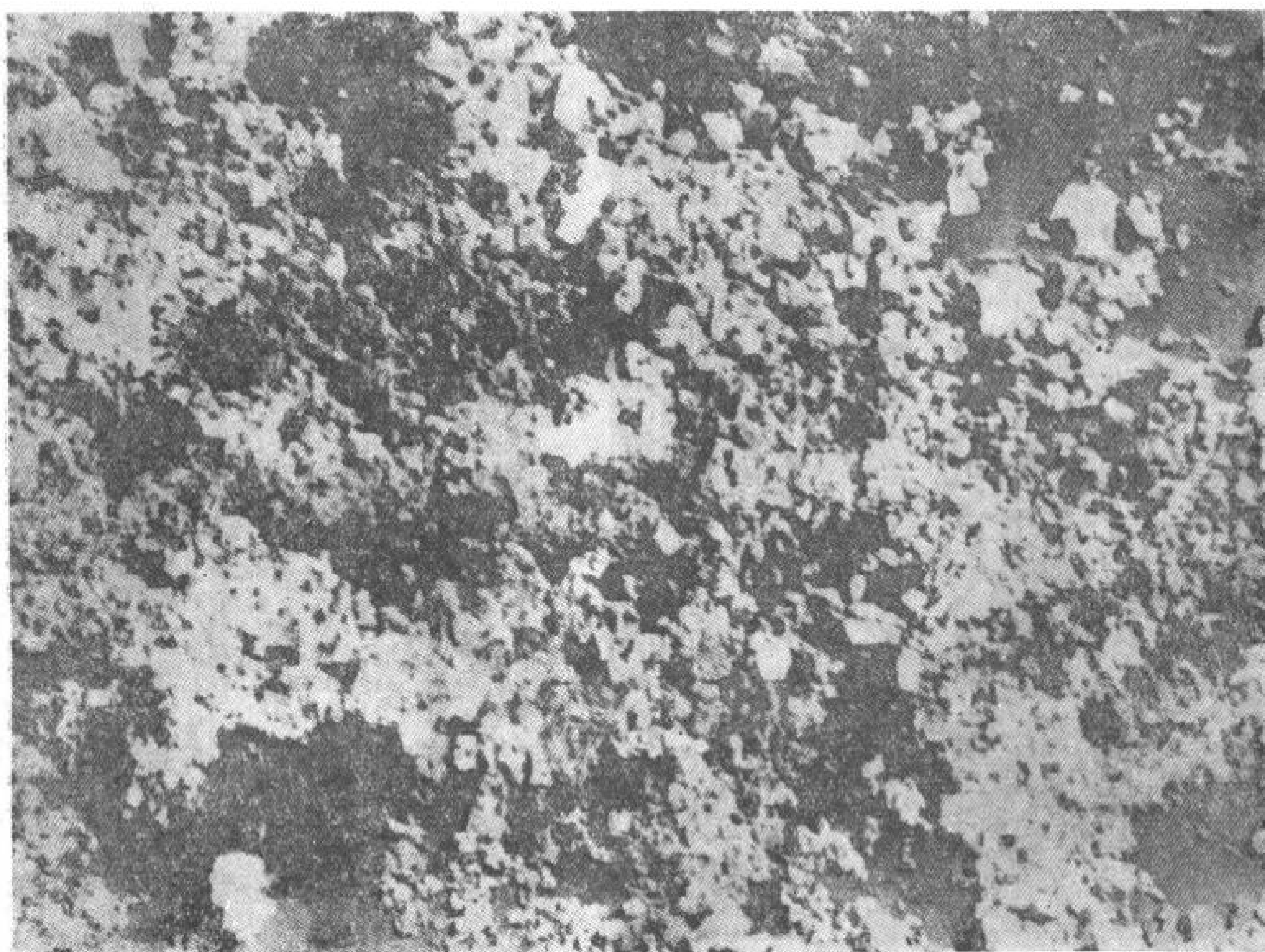


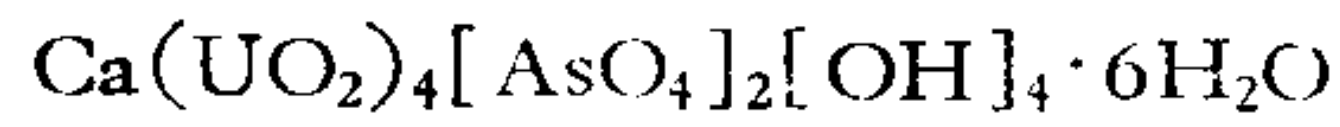
图8 电子显微镜下的砷钙铀矿 $\times 100$

半定量光谱分析确定该矿物中只有钙、铀和砷的含量是整的百分数。

表12 化学分析结果列于表12内。(化验员 Л. Е. 诺伏洛索娃 (Новоросова) 和 В. И. 利天科娃 (Литенкова))

组 分	分析数据(%)	分 子 量	分子量比例	
UO ₃	68.64	0.240	3.87	4
CaO	3.48	0.062	1	1
As ₂ O ₃	16.68	0.072	1.15	1
H ₂ O ⁻	7.03	0.508	8.19	8
H ₂ O ⁺	2.12			
总 数	97.95			

根据化学分析资料得出下列组分的分子式:



根据化学分析的结果得知, 钙铀酸铀矿的分子式接近于磷铀矿和多水磷铅铀矿的矿物分子式 $\text{A}(\text{UO}_2)_4[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 式中 $\text{A} = \text{Ca}, \text{Pb}$ 。

还可以把这个分子式写成更通用的形式—— $\text{A}(\text{UO}_2)_4[\text{XO}_4]_2[\text{OH}]_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, 式中 $\text{A} = \text{Ca}, \text{Pb}$; $\text{X} = \text{As}, \text{P}$ 。

根据伦琴射线分析的資料确定(化验員: 奥尔加諾娃)钙铀酸铀矿呈菱形: $a = 15.40 \text{ \AA}$, $b = 17.40 \text{ \AA}$; $c = 13.768 \text{ \AA}$ 。

钙铀酸铀矿的粉末曲线图可与磷铀矿和多水磷铅铀矿的粉末曲线图作很好的对比(表 13)。

表 13 钙铀酸铀矿, 磷铀矿和多水磷铅铀矿的面间距 (d)

钙铀酸铀矿 $2R = 57.9; d = 0.6$		磷铀矿 ¹⁾		多水磷铅铀矿 ¹⁾	
l	d	l	d	l	d
1	10.24	1	10.16	4	10.5
8	8.41	—	—	—	—
10	7.72	10	7.83	10	7.97
—	—	1	6.33	3	6.37
2	5.80	8	5.83	8	5.83
—	—	1/2	5.37	—	—
—	—	1	4.96	4	4.98
—	—	2	4.72	4	4.80
—	—	3	4.33	7	4.37
10	3.85	9	3.97	9	3.99
3	3.53	1	3.53	5	3.52
7	3.42	1	3.44	7	3.38
—	—	2	3.36	—	—
8	3.13	6	3.12	8	3.13
—	—	4	3.07	8	3.09
5	2.97	2	2.94	—	—
5	2.86	6	2.86	—	—
1	2.70	1	2.71	1 ²⁾	2.70
6	2.57	1	2.59	2	2.59
—	—	—	—	2	2.54
3	2.48	1	2.46	3	2.45
3	2.40	2	2.43	—	—
—	—	1/2	2.24	3	2.27
1	2.21	1	2.21	3	2.22
3	2.18	1	2.16	3	2.17
—	—	1/2	2.10	1 ²⁾	2.11
—	—	2	2.08	4 ²⁾	2.09
—	—	1	2.04	4	2.05
3	2.00	3	2.00	4	2.01
3	1.97	—	—	1 ²⁾	1.95
3	1.928	5	1.895	6 ²⁾	1.90
6	1.883	10	1.852	3	1.85
1/2	1.828	2	1.838	2	1.82

(續表13)

鈣 砷 鈾 礦 2R = 57.93; d = 0.6		磷 鈾 礦 ¹⁾		多 水 磷 鉛 鈾 礦 ¹⁾	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
7	1.778	1	1.771	3	1.78
7	1.729	8	1.719	4	1.72
—	—	—	—	2	1.70
5	1.669	1/2	1.672	2	1.68
7	1.612	1	1.656	4	1.66
4	1.574	2	1.585	5 ²⁾	1.55
1	1.542	3	1.537	—	—
7	1.512	9	1.506	3 ²⁾	1.514
3	1.467	—	—	2 ²⁾	1.471
2	1.435	1	1.433	3 ²⁾	1.439
—	—	1	1.375	4 ²⁾	1.377
—	—	2	1.358	4 ²⁾	1.356
—	—	6	1.304	3 ²⁾	1.302
4	1.285	4	1.282	3 ²⁾	1.290
2	1.269	2	1.252	4 ²⁾	1.266
—	—	6	1.236	—	—
3	1.208	1	1.209	—	—
—	—	1	1.197	—	—
2	1.140	1	1.179	—	—
4	1.127	—	—	—	—
4	1.090	—	—	—	—
3	1.059	—	—	—	—

1) 根据弗朗杰 (Frondel) 数据。 2) 多譜綫。

(六) 砷鋇鈾云母 $Ba(UO_2)_2[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O^*$

对非晶質鈾矿-輝鉬矿床的試样进行研究,发现有較大的云母片,其螢光明显,呈淡綠色,共生物有变水砷鈾銅矿的微小粒子和鋇硅鈾矿。

这种云母具有負光性,单光軸, $N_g = 1.632$, $N_p = 1.623$ 。

根据半定量光譜分析的結果,确定該矿物含有百分之几的 Ba, U, As。

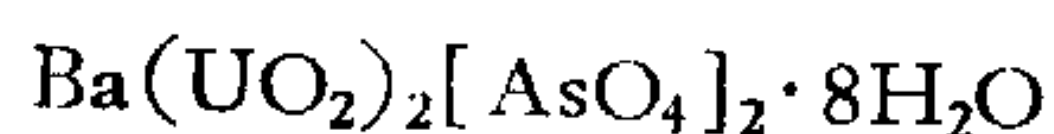
化学分析的結果列于表 14 中。(化驗員: Ю. С. 涅斯捷罗洛娃和 Л. И. 諾娃洛罗索娃)

表 14 化学分析結果

組 分	分析数据(%)	分子 量	分子量比例
Ba	12.99	0.080	1
As ₂ O ₅	23.46	0.102	1.27
UO ₃	50.03	0.175	2.18
H ₂ O	12.00	0.666	8.32
总 数		98.48	

* 这一部分的作者是 Л. И. 別洛娃。

根据化学分析的结果,可得出分子式:



由于该矿物含量很少,不能进行全量化学分析。直到目前为止,文献中还没有关于砷钼云母方面的描述。但是,在比尤捷曼的论文中 (Bulteman H. W. N. Tb. Miner Abhandl, 1954, 8B, 2, 155—162) 指出:研究钼云母时,在维齐恆 (Wittichen) 的许多已研究过的试样中,利用微化分析曾发现磷部分地或全部地被砷交替的情况。这种交替情况在矿物的发光现象中未反映出来。

根据对钼云母和砷钼云母发光现象的观察,也证明这两种矿的荧光几乎相同 (图9)。只是砷钼云母的荧光强度稍低 (图9、9a)。

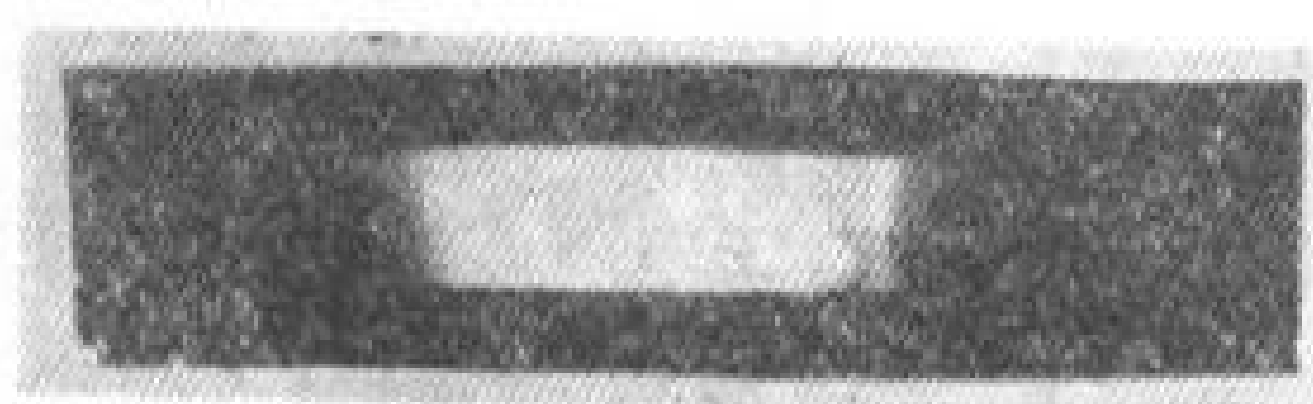


图9 砷钼云母矿荧光谱

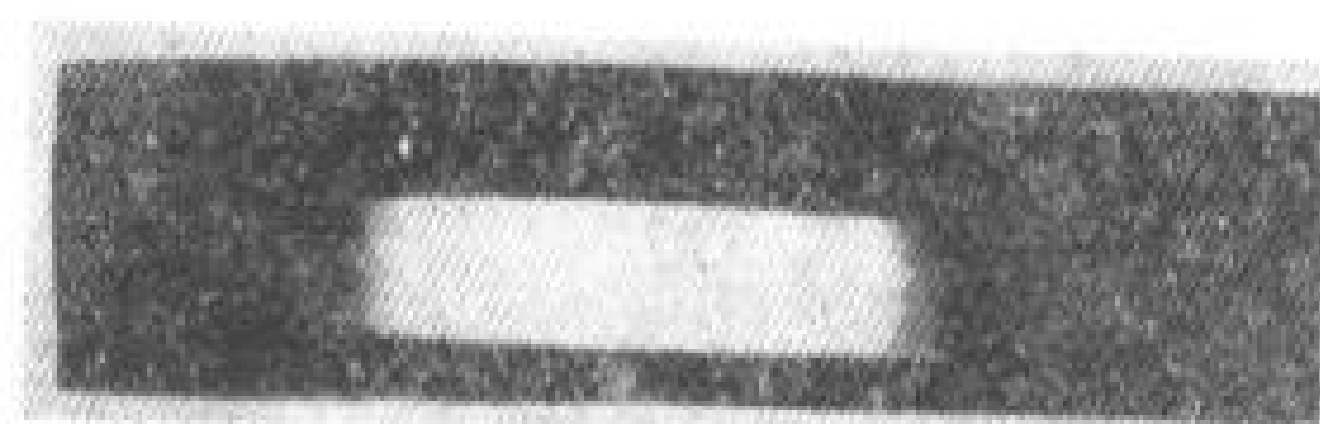


图9a 砷钼云母的光谱

光谱中綫的位置

砷钼云母: 1.614, 2.588, 3.550, 4.525, 5.509

钼云母: 1.613 2.587 3.550 4.525 5.511

矿物的X光綫分析数据列于表15中。

表15 砷钼云母的面間距

Fe—射綫, $2R = 57.9$, $\alpha = 0.6$

<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	9.82	2	1.695
5	8.64	5	1.656
3	4.83	2	1.622
1	4.60	3	1.569
5	4.04	1	1.540
8	3.68	8	1.461
1	3.54	2	1.428
1	3.46	1	1.400
2	3.21	2	1.368
1	2.87	1	1.321
1	2.61	2	1.287
1	2.44	3	1.262
2	2.36	1	1.248
1	2.31	1	1.240
5	2.20	2	1.208
3	2.14	2	1.178
3	2.10	4	1.126
2	2.02	1	1.116
4	1.935	1	1.092
1	1.818	1	1.076
1	1.756	1	1.058
2	1.743		

(七) 鋇 硅 鈣 鈾 矿

1953年,在重晶石充填的大断裂带附近发现了二种新矿物:即鋇 硅 鈣 鈾 矿和砷鋇鈾云母,这二种矿物与瀝青鈾矿(Смолка)、硅鈾矿、硅鈣鈾矿和变水砷鈾銅矿残留体在一起。

鋇 硅 鈣 鈾 矿沿瀝青鈾矿的残留体发育,呈薄膜状;少数呈半透明細脉状黄色矿物出现(图10)。在某些情况下,这种矿物好象具有鱗片状结构。但是,在显微镜下观察,发现这种“鱗片”是小晶体的径向放射状集合体,它的外表很象其他鈾的硅酸盐类的集合体。这种矿物与其他硅酸盐不同处是:几乎所有晶体的末端都是錐形的。晶粒呈鮮黄色,突起高,有明显的多色性: N_g —鮮黄色, N_p —极淡黄色,几乎无色。矿物为双光軸,正光性, $N_g' = 1.820$; $N_m' = 1.818$; $N_p' = 1.797$; $N_g - N_p = 0.023$ 。



图10 細脉中的垂直柱状鋇 硅 鈣 鈾 矿 $\times 15$

大部分晶粒具有斜消光, $c:N_g = 10-14^\circ$;小部分晶粒的消光几乎是平行的,折光率略低。鋇 硅 鈣 鈾 矿在紫外光綫中为淡綠黄色螢光。螢光强度約大于一般的硅鈣鈾矿。由于該矿物数量极小不可能进行化学分析。半定量光譜分析的结果如下(化驗員:Л. Н. 季欽科)。

Ba,U,Si— $n\%$; Mo,Al,Ca— $0.n\%$; Mg,Zn— $0.0n\%$; Ti— $0.00n\%$ 。

表16 鋇 硅 鈣 鈾 矿的面間距

($2R = 57.9$, $\alpha = 0.6$)

l	α	l	α	l	α
8	7.93	1	2.34	1	1.660
6	3.99	4	2.23	2	1.610
4	3.58	5	2.14	2	1.557
4	3.38	1	2.05	2	1.274
4	2.88	5	1.997		
1	2.70	2	1.848		
1	2.69	3	1.810		

这种矿物的粉末曲线图与其他硅酸铀矿的粉末曲线图，特别与铜硅镁铀矿的粉末曲线图很相近(表 16)。

根据该矿物与其他硅酸盐在粉末曲线图方面的相同点、结晶光学常数的区别,以及光谱分析资料可以推测:该矿物是含钼的硅钙铀矿。

(八) 硅钙铀矿和硅镁铀矿*

在石英斑岩节理的裂隙中,发现了几种特殊的硅酸铀矿物,它们与高岭石、方解石、石膏共生、有时与硅钙铀矿,硅镁铀矿和铀硅铅矿共生,这些矿物的许多性质与所有已知矿物不同。它们一般形成柠檬黄色或淡黄土色的和肾状的薄膜层(图 11a, 11b),有时形成径向放射状球粒,其萤光明显,为淡绿色。

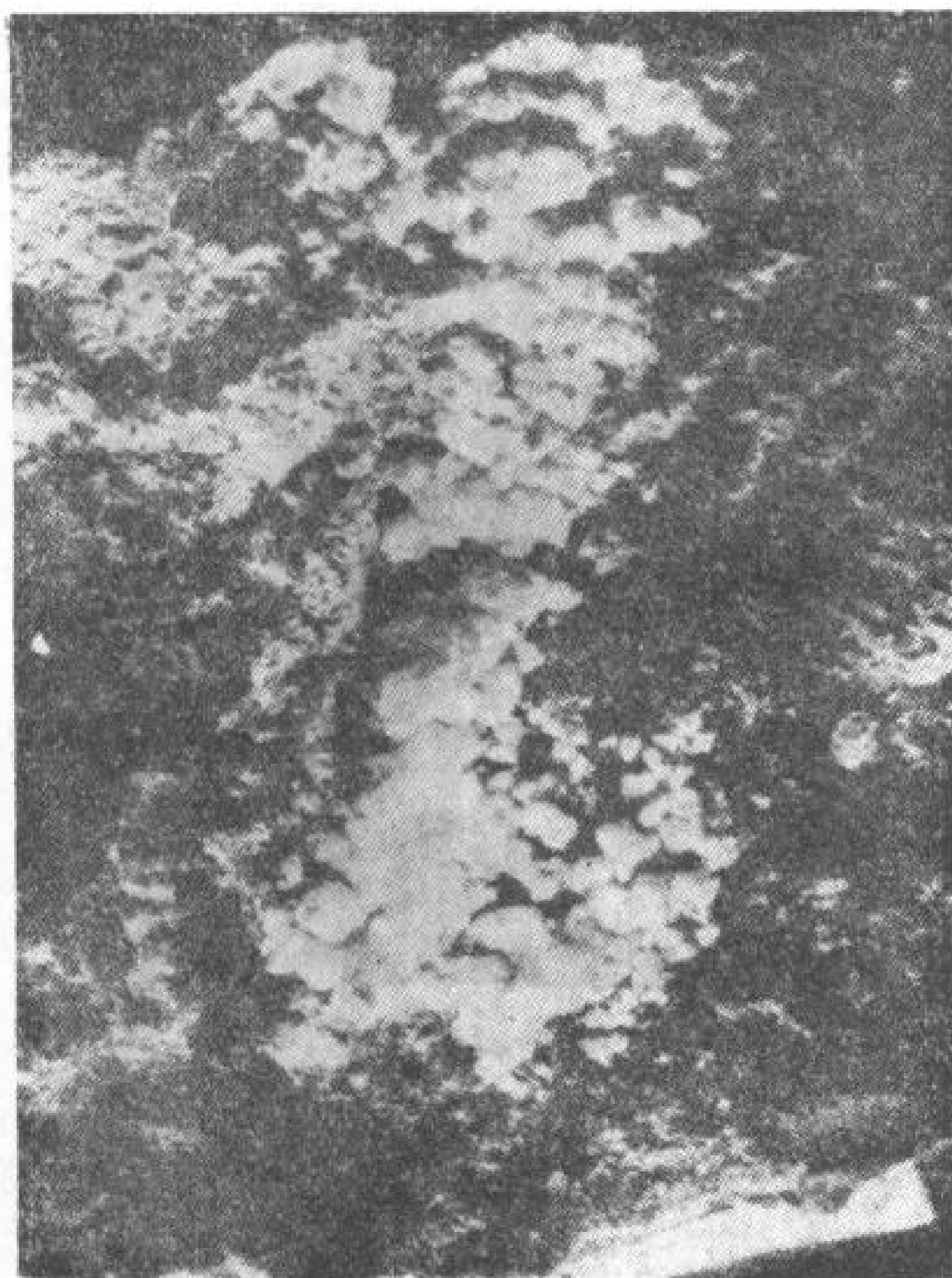


图 11a 钙水硅铀矿的分离体 ×2

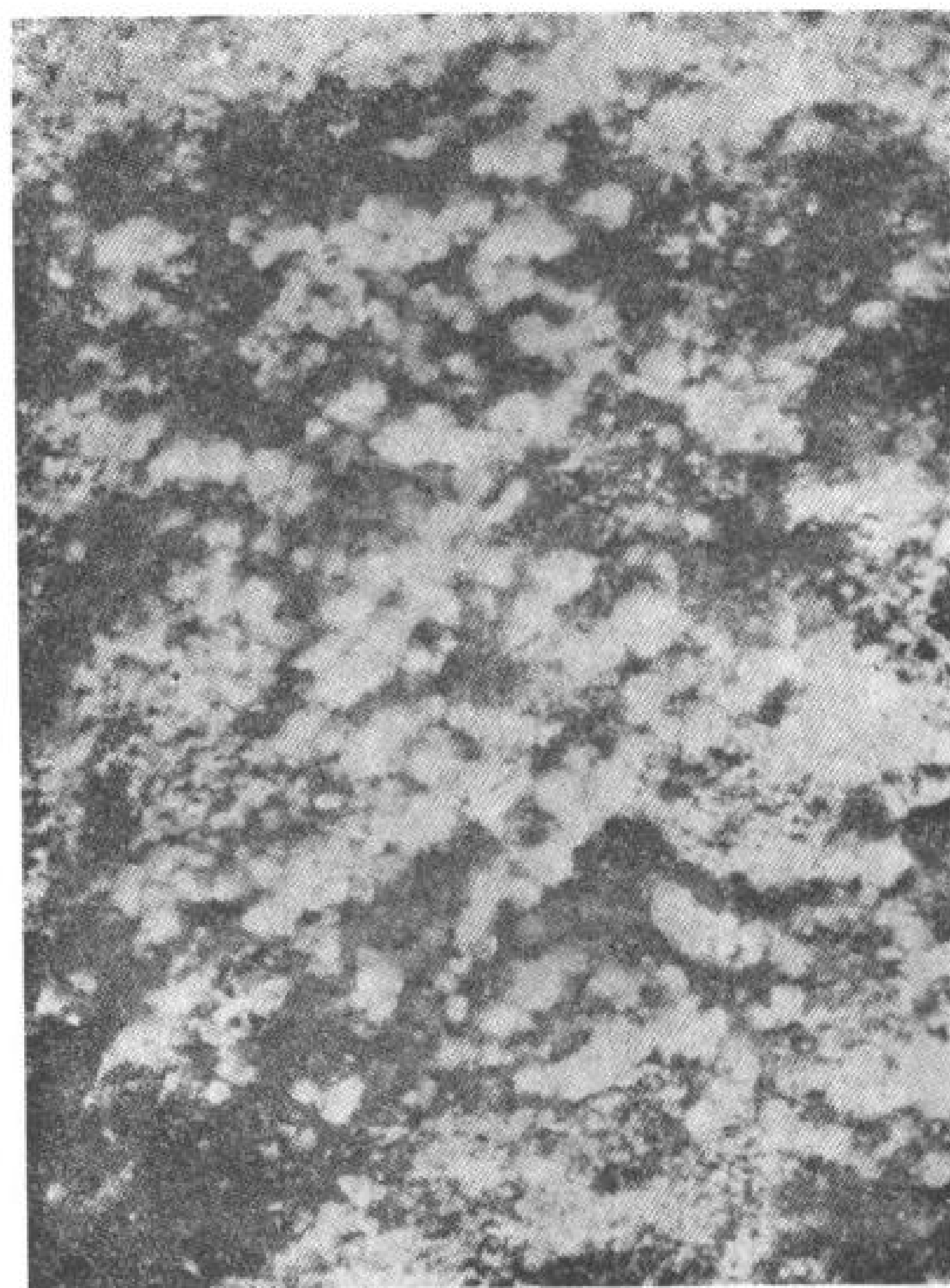


图 11b 镁水硅铀矿的分离体 ×5

硅钙铀矿和硅镁铀矿性脆,硬度为 3,易溶于酸中,并析出(特别是在加热时)硅胶和形成黄色溶液。在热分解时析出水,并变成黑色。

4 个试样的化学分析结果表明(表 17):所有被研究的变种中铀和氧化硅的含量相同。其中含水量介于 15.73(203a 号试样)至 14.16%(203c 号试样)之间(按重量计)。在分析试样中、钙和镁的含量变化很大,此时,随着钙含量逐渐减少镁含量不断增加。

从分析中可以看到:这种矿物由几乎是纯钙的含水硅酸铀过渡到几乎是纯镁的含水硅酸铀。在三次分析中钙和镁的分子量总数几乎没有变化,并与铀分子的比值接近。而在 203a 号试样中,其分子量总数稍低于 UO_3 的分子量。目前还很难断定这种现象是由于

* 这一部分的作者是 Л. Н. 别洛娃,此矿物名称是按矿物成分命名的。

分析上的錯誤或者是由于阳离子缺少所致。我們想說明,在 2036 和 203c 号試样中 MgO 的存在是由于有硅鎂鈾矿存在,因为硅鈣鈾矿与硅鎂鈾矿的性質很相似。因此,根据上述分析方法,目前在分析試样中可以划分出两个变种,即:鈣水硅酸鈾(203a 和 203c 号試样)-硅鈣鈾矿和鎂水硅酸鈾(試样 203a)-硅鎂鈾矿。

表 17 矿物的化学分析

組	硅鈣鈾矿						硅鎂鈾矿						斜硅鈣鈾矿	硅鎂鈾矿
	試样 203a			試样 203c			試样 2036			試样 203a				
	%	分子量	分子量比例	%	分子量	分子量比例	%	分子量	分子量比例	%	分子量	分子量比例		
SiO ₂	26.90	0.448	2.55	26.67	0.444	2.55	26.82	0.449	2.53	26.80	0.448	2.55	14.03	14.28
Al ₂ O ₃	0.24													
Fe ₂ O ₃	0.13			0.27			0.14							
CaO	5.75	0.103	0.72	6.67	0.119	0.9	6.31	0.113	1	0.79	0.014	1	6.55	4.76
MgO	0.95	0.024		1.51	0.038		2.49	0.062		6.72	0.163			
UO ₃	50.57	0.176	1	49.80	0.174	1	50.40	0.175	1	50.32	0.175	1	66.80	68.10
H ₂ O -	8.83	0.875	5	8.3	0.799	4.5	14.7	0.817	4.7	14.9	0.828	4.74	12.62	12.96
H ₂ O +	6.90			5.83										
总数	100.27			99.15			100.96			99.53			100.00	100.00
分子式	1.5CaO·2UO ₃ ·5SiO ₂ ·10H ₂ O			2CaO·2UO ₃ ·5SiO ₂ ·9H ₂ O			2CaO·2UO ₃ ·5SiO ₂ ·9H ₂ O			2MgO·2UO ₃ ·5SiO ₂ ·9H ₂ O				
比重	3.034						3.054			3.254			3.86	3.54—3.74

新硅酸鈾矿(見表 17)与斜硅鈣鈾矿以及硅鎂鈾矿不同之处是:在新硅酸鈾矿中硅的含量比較高,而鈾和水的含量則較低。

这些新硅酸鈾矿的伦琴射綫曲綫图的性質很相近(表 18)。

103 号試样的粉末图案不清,因此,只得以計算 10 条綫,而这些綫都与硅鈣鈾矿(203a 号試样)的綫相符合,所以,可以断定它們具有共同的結構。为了对比在表 18 中列有斜硅鈣鈾矿的面間距(硅鎂鈾矿具有相似的粉末曲綫)。

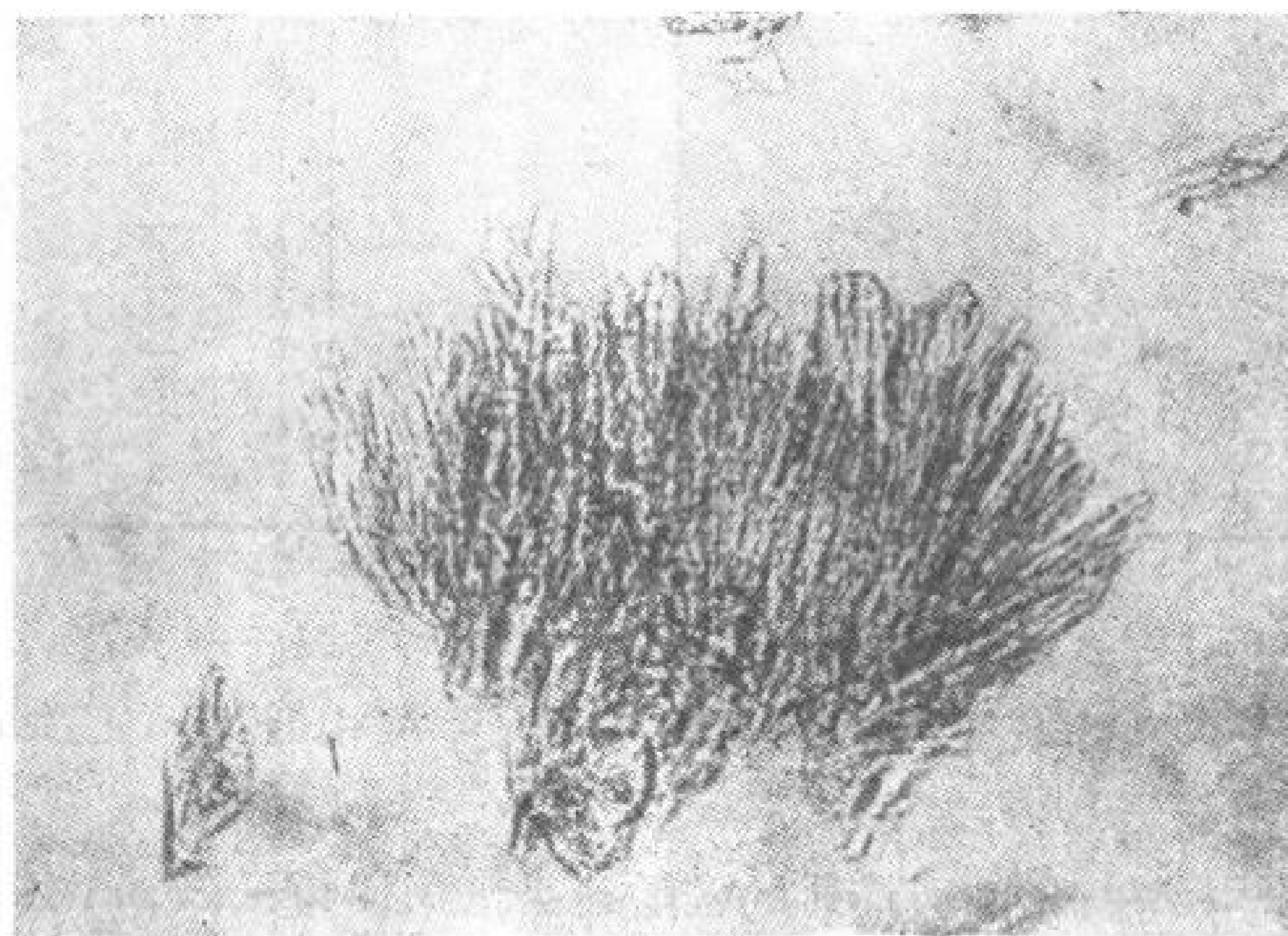


图 12 油浸下的鈣硅水鈾矿 ×60

表 18 硅鈣鈷矿和硅鎂鈷矿的面間距 (化驗員: H. N. 奧尔加諾娃)
(Fe 射綫, Mn 濾光片)

試样号 203a 硅鈣鈷矿		試样号 103 硅鎂鈷矿		斜硅鈣鈷矿	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	5.04	10	4.98	5	7.72
9	4.56	8	4.58	2	4.56
10	3.37	8	3.37	5	3.50
2	3.18	—	—	4	3.19
10	3.02	10	3.06	4	3.01
7	2.63	—	—	5	2.77
7	2.51	—	—	4	2.59
4	2.40	6	2.42	2	2.35
6	2.28	9	2.30	—	—
7	2.22	5	2.20	1	2.21
5	2.10	9	2.07	1	2.07
2	2.02	—	—	1	2.00
6	1.979	6	1.981	1	1.967
—	—	—	—	3	1.917
6	1.859	—	—	3	1.880
9	1.828	—	—	3	1.832
6	1.790	6	1.798	1	1.780
2	1.723	—	—	2	1.734
3	1.590	—	—	1	1.692
8	1.562	—	—	1	1.657
—	—	—	—	1	1.618
4	1.527	—	—	1	1.525
1	1.480	—	—	1	1.492
2	1.419	—	—	—	—
8	1.378	—	—	2	1.351
8	1.345	—	—	1	1.300
2	1.253	—	—	1	1.264
4	1.212	—	—	—	—
2	1.194	—	—	1	1.180
8	1.178	—	—	3	1.163
9	1.158	—	—	1	1.138
9	1.120	—	—	—	—
3	1.101	—	—	—	—
3	1.092	—	—	—	—
8	1.075	—	—	—	—
8	1.054	—	—	—	—
8	1.038	—	—	—	—

在顯微鏡下(圖 12), 这些硅酸鈷矿具有弱的多色性: N_g ——黃色, N_p ——淡黃色, 平行消光, 正延長, 干涉色为灰色。它們之間的折光率极相近, 但与已知的硅酸盐类区别很大(表 19)。

把所研究的新矿物与文献中所描述的硅酸盐类矿物比較可以看出: 新硅酸盐类矿物的性质非常接近于 U. 哈別尔兰特 (Haberlandt) 和 A. 希耶尼尔 (Shienir) 在 1951 年所

描述的嘎斯土尼特矿 (gastunite)。后者为黄色,形成肾状析出物,正象我們已描述过的鈾的硅酸盐类一样,在紫外綫中发出鮮明的淡綠黄色螢光。

表 19 硅酸鈾矿的折光率

矿 物	N_g	N_m	N_p	光 性	$N_g - N_p$
硅鈣鈾矿	1.556	—	1.548	(-)	0.008
硅鎂鈾矿	1.550	—	1.543	(-)	0.007
硅鎂鈾矿	1.646	1.635	1.611	(-)	0.035
斜硅鈣鈾矿	1.657	1.615	—	—	0.046
	1.670	1.665	1.642	(-)	0.023
	1.672	1.667	1.649	—	0.028
B-斜硅鈣鈾矿	1.689	1.682	1.668	(-)	0.021
銅硅鎂鈾矿	1.664	1.664	1.654	(-)	0.010
	1.667	1.667	1.665	—	0.002
硅鈾鉛矿	1.895	—	1.890	(+)	0.005
	1.950	1.910	1.869	—	0.081
硅鈾矿	—	1.662	1.645	(+)	—
天然的嘎斯土 尼特矿嘎斯土 尼特:	1.597	—	1.582	—	0.015
Ia 型变种	1.582	—	1.561	—	0.021
Ib 型变种	1.70	—	1.670	—	0.030

根据光譜分析資料(沒有化学分析)嘎斯土尼特矿的主要成分有鈾、鈣和硅(此外,有一次还发现有鉛和鈷)。И. 哈別尔兰特和 A. 希耶尼尔指出:嘎斯土尼特矿的粉末曲綫图不可能与其他矿物的曲綫图相同,但其計算数据沒有列出。

И. 哈別尔兰特和 A. 希耶尼尔根据折光率数值把这种矿物分成三个类型:天然的嘎斯土尼特矿及其变种 Ia 和变种 Ib。

Ia 型的变种矿物,按 N_p 值最接近于硅鈣鈾矿。但是,由于 N_g 值不同,不能說它們是同一种矿物。关于嘎斯土尼特矿 И. 哈別尔兰和 A. 希耶尼尔沒有提出其他資料。根据現有的資料可以作出这样的結論:鈾的硅酸盐类不同于嘎斯土尼特矿,尽管它們之間具有許多相同之处,且这些新的鈾硅酸盐类更接近于嘎斯土尼特矿,而不太接近鈾的其他硅酸盐类,如斜硅鈣鈾矿、硅鎂鈾矿、銅硅鎂鈾矿、硅鈾矿和硅鈾鉛矿。

二、几种鈾矿物和含鈾矿物的新資料

(一) 水鈣鈾云母*

水鈣鈾云母是 Г. С. 格里察因科 (Грицаенко) 在 1952 年首先发现的。該矿物数量极少,只能測量其折光率,根据光譜分析可确定主要成分和发光光譜。为了在实验室内詳細地研究这种矿物的性質,格里察因科曾提出了有关合成矿物的試驗。E. H. 列奥諾娃 (Леонова) 已合成这种矿物。通过将天然矿物和合成矿物的各种性質相比較可确定它是水鈣鈾云母。

* 这一部分的作者是 A. A. 契尔尼科夫。

后来, A. A. 契尔尼科夫为更详细地研究这种矿物提供了可能性。

天然的水钙铀云母是透明的云母状薄叶片, 沿(010)延长(图13), 淡黄色, 有玻璃光泽, 解理沿(001)完全, 沿(100)不完全, 有时观察到解理沿(010)亦不完全。

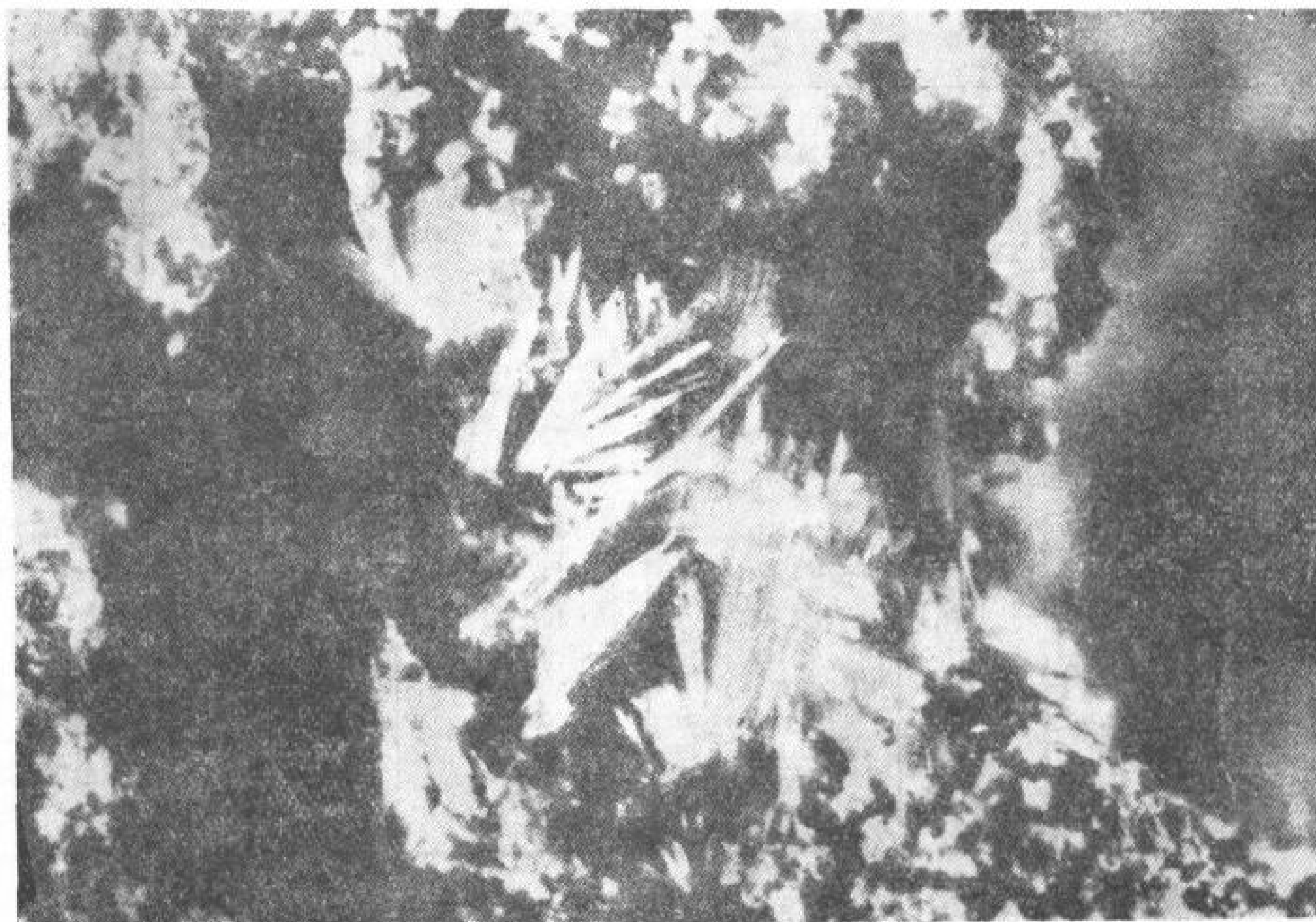


图13 水钙铀云母的晶体 ×5

在紫外綫中水钙铀云母强烈地发出黄绿色光。荧光光谱与钙铀云母的光谱相同, 它的显微镜照相曲线(图14)要比钙铀云母的(图15)大得多。

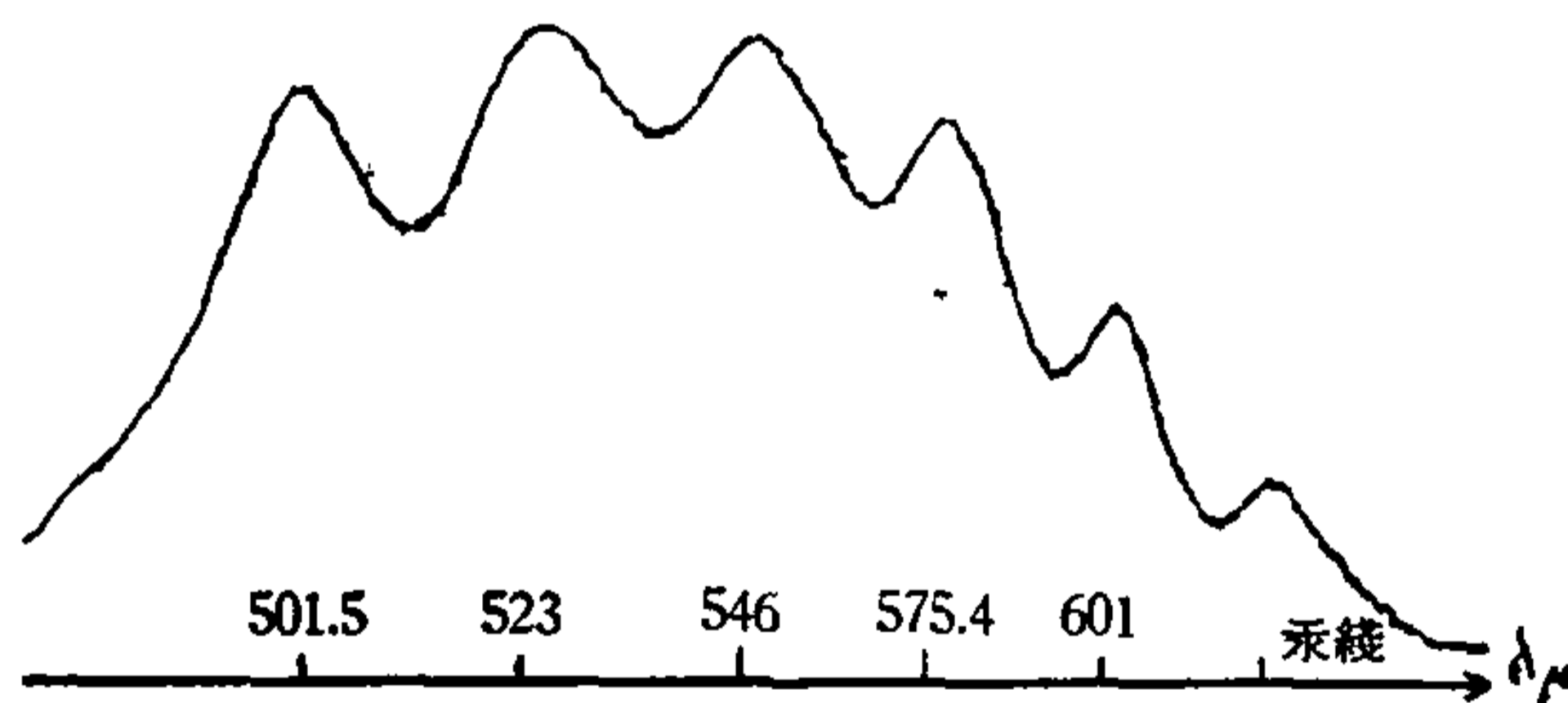


图14 水钙铀云母的显微照相曲线图

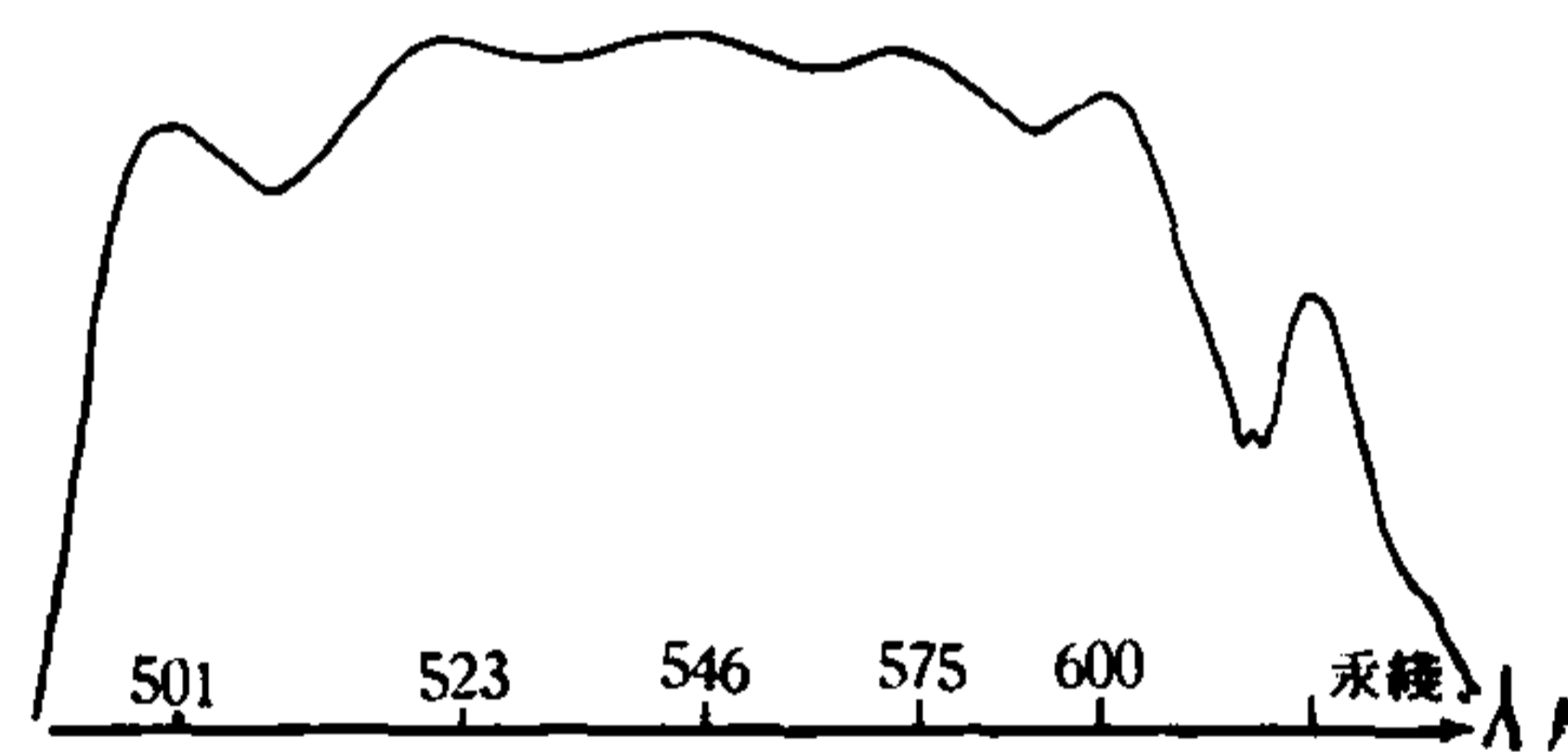


图15 钙铀云母显微照相曲线图
(罗特尼次卡娅摄)

天然的水钙铀云母的光学性能和比重(表20)相当于合成的水钙铀云母^[6,7,8,9]的光学

表20 合成水钙铀云母和天然水钙铀云母的光学性能及比重

合成水钙铀云母			天然水钙铀云母	
B 洛司	哈里斯和斯考脱	E. H. 列奥诺娃	刚从坑道内取出	在温度 30—40° 下经过一星期
<i>N_g</i> 1.579	1.588	1.581	1.583	1.590
<i>N_p</i> 1.568	1.577	—	1.569	1.576
单光轴负光性			单轴负光性	
比重 3.399	—	—	—	3.41

性能和比重。

刚从采矿坑道里取出的水鈣鈾云母的折光率与 B. 罗斯 (Pocc) 和 E. H. 列奥诺娃所描述的合成水鈣鈾云母相近。这种矿物在 30°—40°C 下保持一星期仍具有很高的折光率。这种现象,正象其他的云母一样,与加热时水的损失有关。霍里斯 (Harris) 和斯科特 (Scott) 所描述的合成水鈣鈾云母的光学性能与在 30—40° 之下稳定的水鈣鈾云母近似,但这种矿物很少,不可能进行化学分析。

矿物的光谱分析证明,仅鈾和磷的光谱线最强,其他元素 (Ca、Al、Si 等) 的数量不多,这与机械杂质有关。

根据弗朗杰尔^[7]和罗斯^[8]二人的资料,合成水鈣鈾云母的分子式为 $H_2(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$,而根据 E. H. 列奥诺娃^[7]的资料则为 $H_2(UO_2)_2[PO_4]_2 \cdot 10.5H_2O$ 。

天然水鈣鈾云母的粉末曲线图与合成水鈣鈾云母的粉末曲线图十分相似 (表 21)。

表 21 水鈣鈾云母的面间距

测量条件: Fe-射线, 2R = 57.9 d = 0.6		测量条件: Cu-射线, Ni-滤器		测量条件: Fe-射线, 2R = 57.9 d = 0.6		测量条件: Cu-射线, Ni-滤器					
天然水鈣鈾云母		合成水鈣鈾云母 (按 E. H. 列奥诺娃)		合成水鈣鈾云母 (按 B. 罗斯 ^[4])		天然水鈣鈾云母		合成水鈣鈾云母 (按 E. H. 列奥诺娃)		合成水鈣鈾云母 (按 B. 罗斯 ^[4])	
l	d	l	d	l	d	l	d	l	d	l	d
4	8.89	5	8.47	9	9.038	2	1.68	4	1.673	3	1.697
9	5.51	9 ¹⁾	5.77	5	5.556	3	1.642	4	1.655	3	1.633
10	4.99	10	5.04	4	4.97	3	1.618	3	1.624	.. ³⁾	1.61
				1/2	4.542	5 ²⁾	1.57	5 ²⁾	1.574	—	1.57
5	4.29	6	4.30	3	4.360	2	1.55	—	—	1	1.546
8	3.28	10	3.85	9	3.799	1	2.473	2	1.468	1	1.477
—	—	8	3.71	—	—	—	—	1	1.435	1	1.439
10	3.54	10	3.56	7	3.511	1	1.401	1	1.407	2	1.401
10	3.26	10	3.28	8	3.270	4	1.381	1	1.380	1	1.383
6	2.957	7	2.97	6	2.964	—	—	—	—	1	1.352
4	2.77	5	2.77	7	2.765	1	1.335	1 ³⁾	1.330	1/2	1.338
4	2.57	4	2.57	3	2.576	—	—	—	—	1/2	1.288
5	2.49	4	2.49	3	2.488	1	1.271	2	1.267	1	1.270
6	2.40	7	2.39	4	2.397	1	1.245	2	1.243	2 ²⁾	1.249
6	2.27	8	2.25	2	2.267	2	1.221	2	1.224	1/2	1.221
—	—	8 ²⁾	2.19	3	2.216	1	1.201	1	1.204	—	—
7	2.16	—	2.14	5 ²⁾	2.163	2	1.192	1	1.193	3	1.194
7	2.09	6	2.09	4	2.075	5	1.172	6	1.171	—	—
5	2.01	4	2.00	—	—	2	1.109	2	1.110	—	—
4	1.906	4	1.908	2	1.902	2	1.097	1	1.099	—	—
4 ²⁾	1.85	3 ¹⁾	1.856	3 ²⁾	1.844	—	—	6	1.086	—	—
			1.827			2	1.064	2	1.072	—	—
5	1.795	4	1.797	3	1.789	—	—	6	1.039	—	—
2	1.749	2	1.745	2	1.755	1	1.021	—	—	—	—
2	1.727	3	1.729	2	1.722	1	1.006	—	—	—	—

1) 双谱线。 2) 多谱线。 3) 扩散线。

合成水鈣鈾云母中的氡容易被钙、钾、钠和其他阳离子置换,所以在天然水鈣鈾云母

中极少见到氢。

(二) 硅铀钙镁矿—类质同象的边缘矿物之一*

目前,根据颜色和其他的物理性质对硅铀钙镁矿个别变种进行了分析。现将化学分析资料(表 22)换算成结晶化学分子式(表 23)。

表 22 硅铀钙镁矿的化学分析

各种成分含量 %											
化验员	UO ₃	UO ₂	SiO ₂	TR	ThO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	PbO	温度在140—1000°下的水	总计
Ю. И. 克尼波维奇 1号试样 (黑色)	30.94	21.72	11.97	0.66	0.03	8.64	4.31	7.46	6.37	7.89	99.99
Б. Л. 富利特孟 2号试样 (黄色)	59.60	0.62	10.90	1.31	未确定	1.80	4.80	3.77	9.80	7.10	99.70

表 23 硅铀钙镁矿的结晶化学分子式

矿物颜色和试样号	分子式
黑色 一号试样	$(U^{+4}_{0.4}Y, Ce_{0.02}Th)_{0.42}U^{+6}_{0.54}Pb_{0.18}(Ca_{0.38}Mg_{0.93})_{1.31}[SiO_{3.8}][OH]_{4.7}H_2O$
黄色 二号试样	$(U^{+4}_{0.01}Y, Ce_{0.04}Th)_{0.05}U^{+6}_{1.15}Pb_{0.26}(Ca_{0.49}Mg_{0.59})_{1.08}[SiO_{4.5}][OH]_{4.7}H_2O$

硅铀钙镁矿呈晶体和结核状。晶体很小(0.001—0.05毫米,极少数为0.1—1毫米),并呈细粒浸染状分布于钠长石、霓石和纤铁蓝闪石中,少数呈脉状的单生体(图 16)。硅铀钙镁矿的特点是,晶体发育于碱性闪石,霓石和钠长石集合体的边界上(图 17),它的

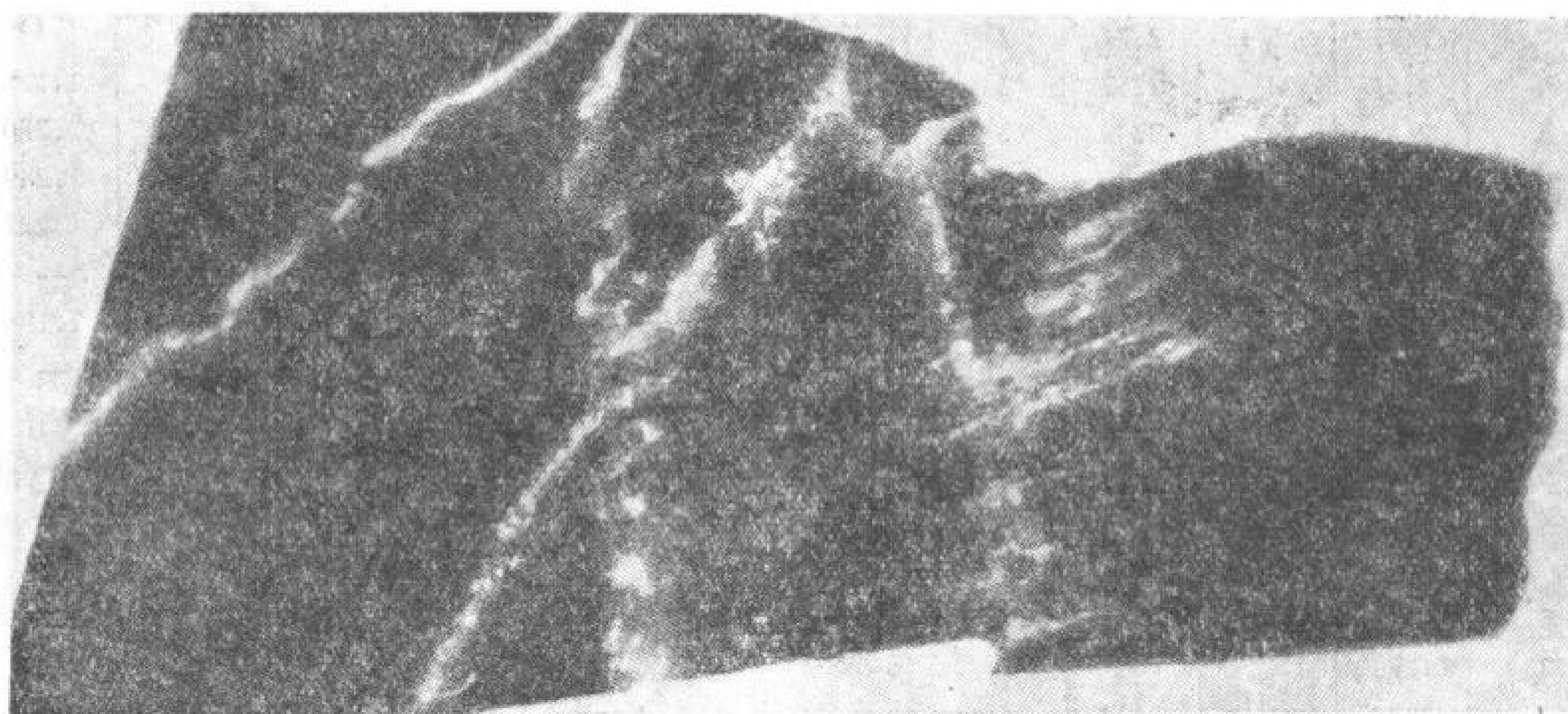


图 16 钠长石(黑色)内细脉状和分散浸染状硅铀钙镁矿(白色)。射线照象暴光 6 小时

* 这一部分的作者是波利卡尔波娃。



图 17 沿钠长石(2)和霓石(3)集合体边缘发育的
硅鈰鈣鎂矿晶体(1) ×100 (透射光下)

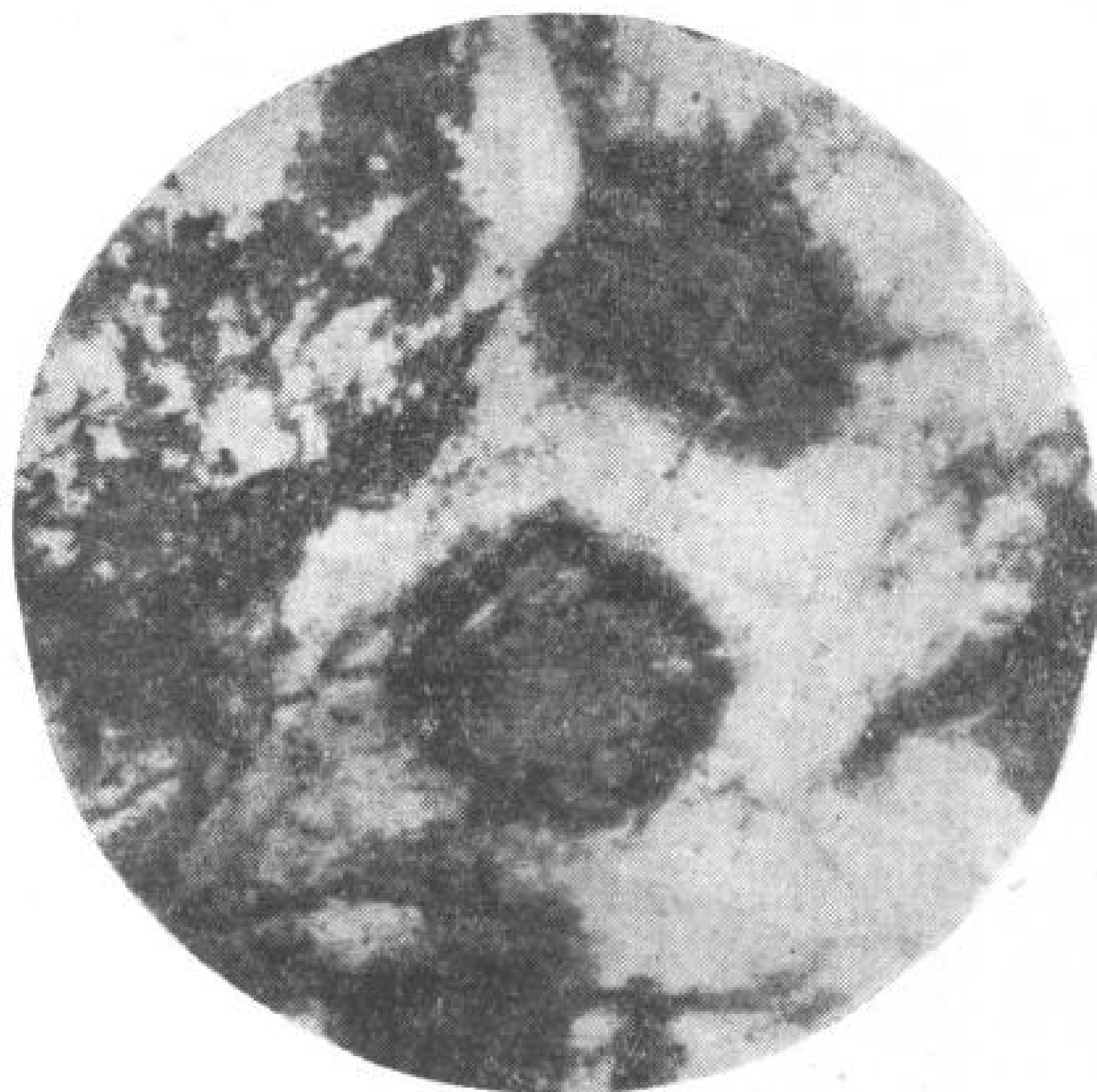


图 18 富集于钠长石(白色)内并为针铁矿外膜
(黑色)所包围的硅鈰鈣鎂矿晶体(灰色、有裂隙)
×120 (透射光下)



图 19 硅鈰鈣鎂矿(白色)胶结并取代破碎的磁铁矿
射线照象暴光3小时 ×2

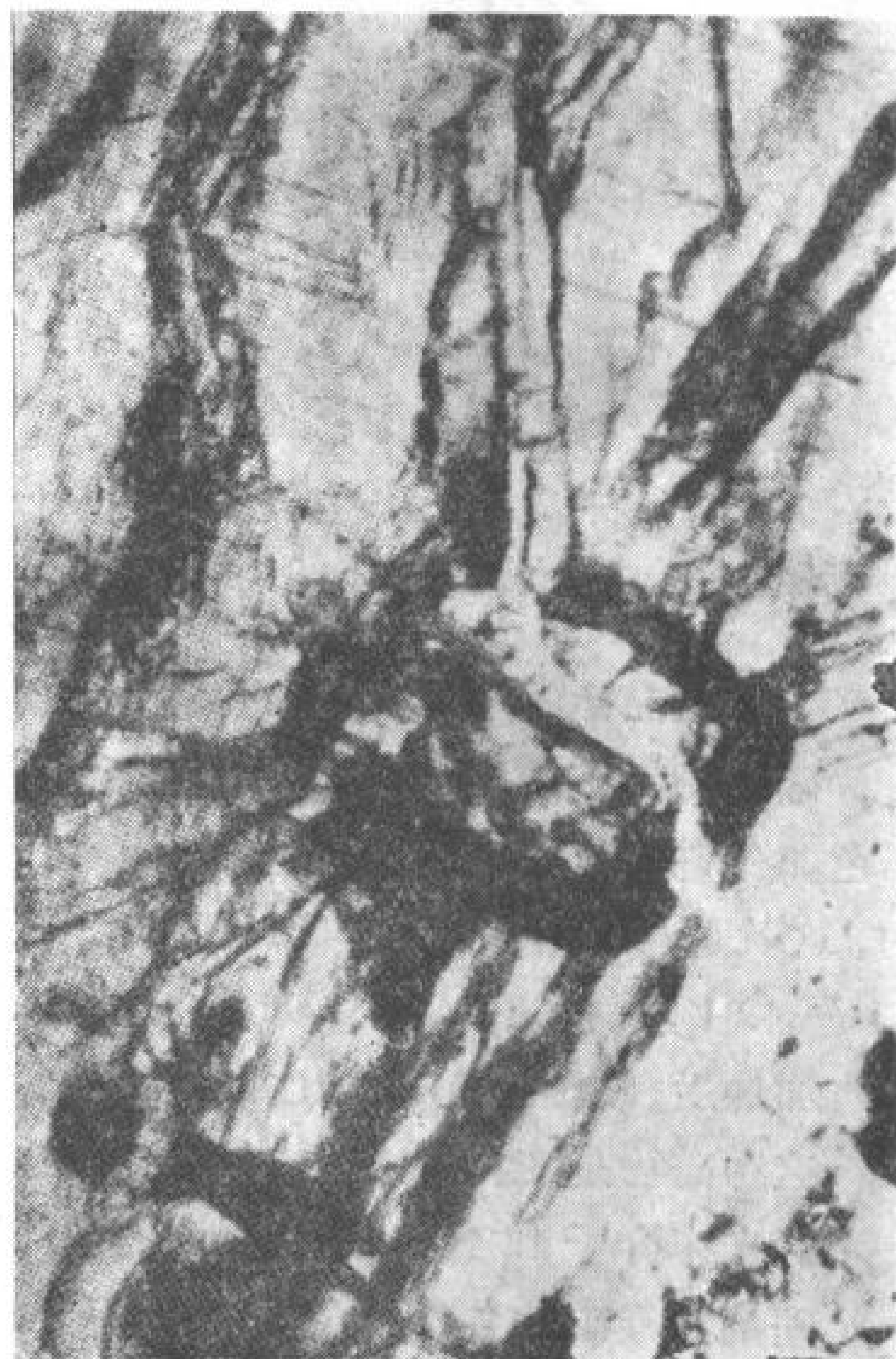


图 20 被碳酸盐脉所切穿的硅鈰鈣鎂矿晶体 ×193
(穿透光)

分离体富集在这些岩石颗粒空隙之中。常见硅铀钙镁矿的晶体被绿泥石或针铁矿的“外皮”包裹着。(图 18)。

从分离所需的时间来看,硅铀钙镁矿要比围岩中的赤铁矿和磁铁矿生成较晚;它正胶结和交代这些矿物中破碎的集合体(图 19),并充填在破碎的裂缝中,周围簇生着含水铝石,磷灰石和钨铈石的晶体。

较晚生成的硫化物和碳酸盐胶结并切穿硅铀钙镁矿的晶体(图 20)。

硅铀钙镁矿的单结晶体标本没有制成,因此只能根据薄片剖面的外形来判断它们的形状。

带有单面或双面锥形晶面的柱状体分布最广(图 21)。有形成长形柱状体的趋向(图 22)。在显微镜下观察到各种不同截面的柱状体(图 17、18、20),往往呈菱形出现(图 23)。

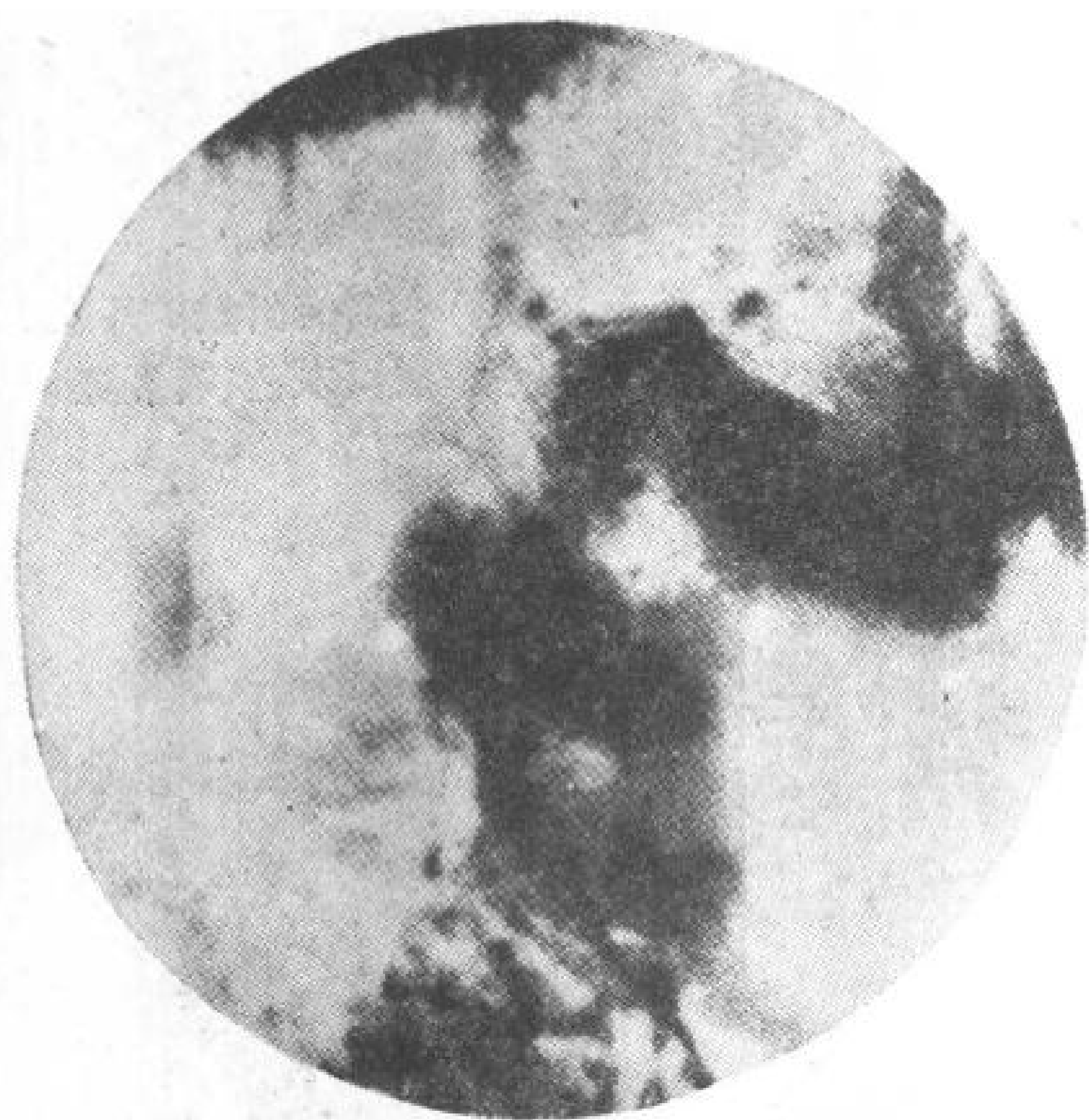


图 21 产于钠长石-霓石岩内边缘呈锥状的硅铀钙镁矿柱状晶体(黑色) × 300 (穿透光)

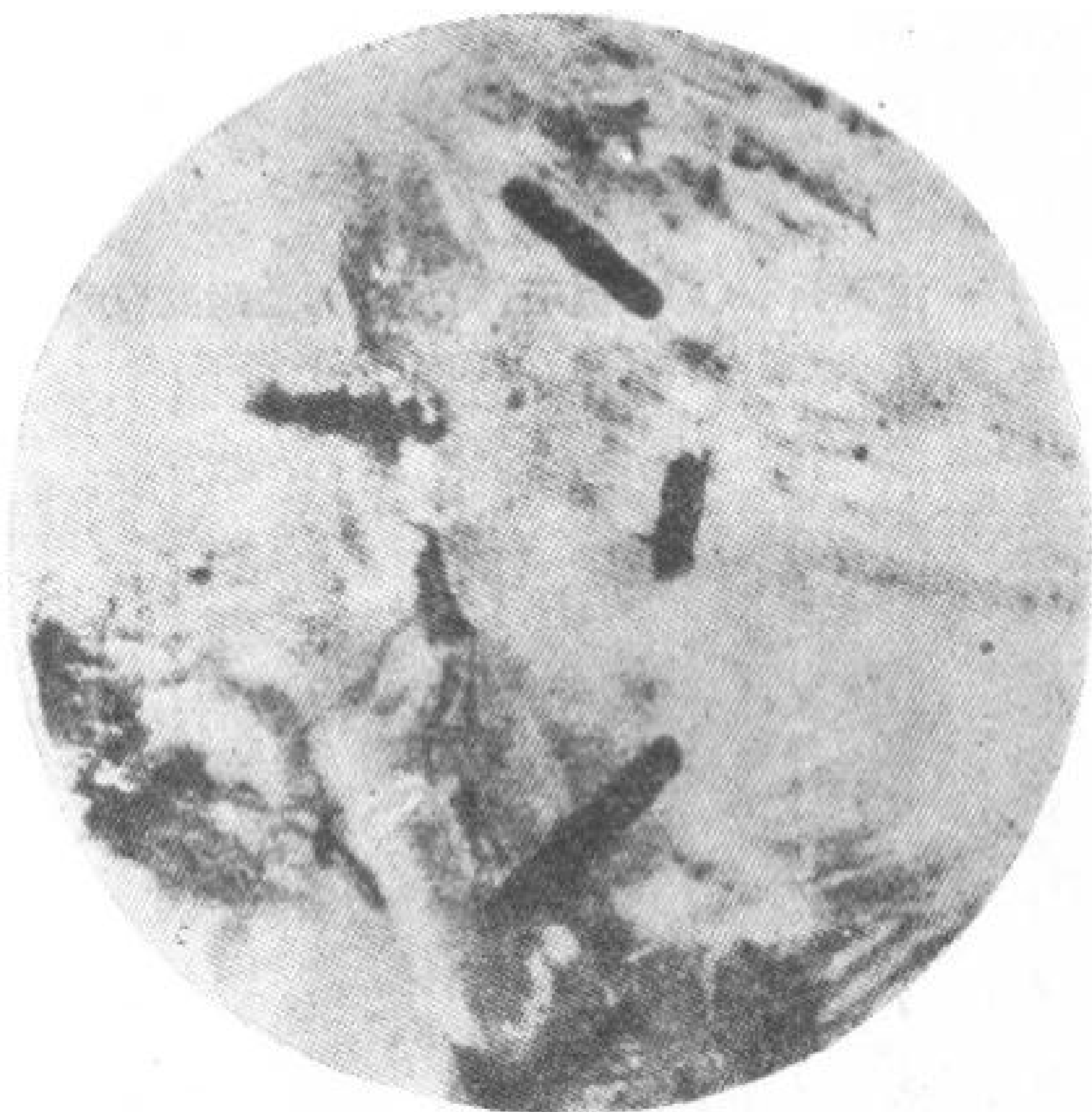


图 22 霓石内(灰色)长柱状硅铀钙镁矿(黑色) × 400(穿透光)

上述结晶体的形状与钨石、锆石析出物的形状具有共同之处。

硅铀钙镁矿的颜色由黑色、绿黑色、棕色、红褐色、橙黄色到黄色。黑色变种的条痕是黑色,略带棕色;黄色变种的条痕是黄色。有玻璃光泽到脂肪光泽。所有的变种都是透明的,这就是与不透明的铀石的区别。硬度由 4.69 (黑色)到 4.0 (黄色),极脆。比重为 4.16—4.81 (黑色); 3.80—3.91 (棕色); 3.56—3.70 (黄色)。

加热后,硅铀钙镁矿的比重发生变化,黄色的增加到 4.81,黑色的增加到 6.48。

这种矿物是变生的,往往是各向同性均质。

折光率介于 1.716—1.781 (暗黑色)到 1.618—1.635 (黄色)。

硅铀钙镁矿的各种染色的变种,在加热时,它们的热量变化完全相似,因此得出相同的热谱图。

在加热曲线上表示出 2 个吸热反应和一个放热反应。根据脱水作用资料,第一个吸

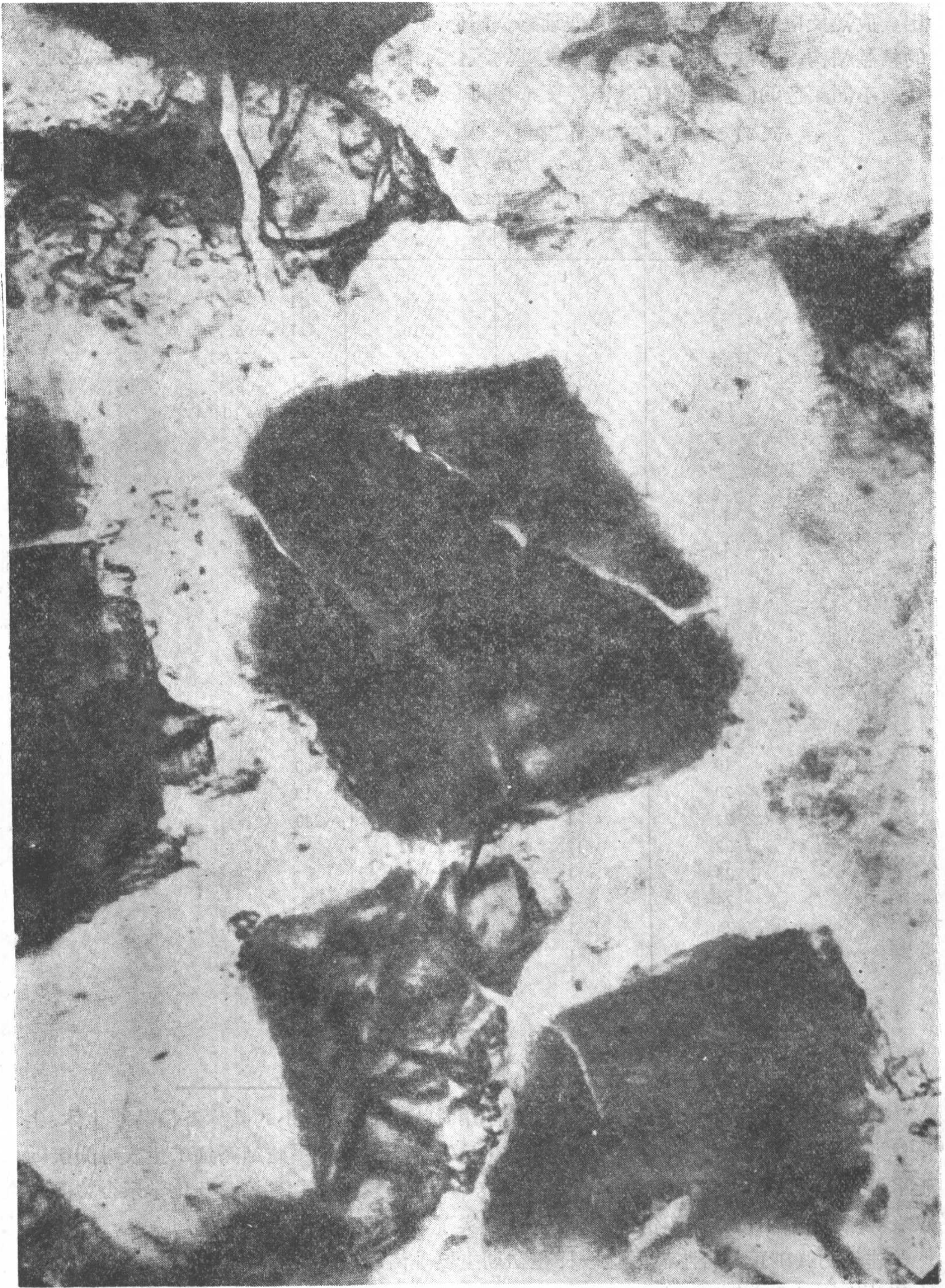


图 23 鈉长石内(白色)硅鈷鈣鎂矿晶体(黑色、半透明) $\times 1200$ (透射光)

热反应与水的析出有关,这就是所谓“溶解反应”。第二个吸热反应(650°)决定于铀的析出。放热反应(760—780°)说明硅铀钙镁矿向新相过渡。从这时起,在德拜图上发现新的结晶结构,这种结构相当于U₃O₈类型的氧化铀的结构,而与原来的结构有很大区别。

不同颜色的硅铀钙镁矿的德拜图都相同(表24)。

表24 硅铀钙镁矿的面间距(Fe 射线,无滤光片,分析箱 $Q = 57.3$,
35 κb , 12 μa , 曝光 3.5 小时)
(化验员 H. Г. 纳扎连科和 Г. A. 西道连科)

序 号	l	d	hkl
1	1	5.26	101
2	4	4.65	011
3	1/2	4.16	111 $a = 6.77$.
4	1	3.79	— $b = 6.97$.
5	4	3.50	111 $c = 6.45$.
6	1	3.29	200 $\beta = 104^{\circ}43'$.
7	2	3.20	
8	3	3.06	120
9	10	2.90	210
10	1	2.47	212
11	1/2	3.39	112
12	4	2.19	
13	1	2.08	310
14	1	1.96	
15	6	1.883	320
16	1	1.810	
17	4	1.746	040
18	1/2	1.689	140
19	1/2	1.655	400
20	1	1.597	410
21	1	1.534	240
22	1/2	1.482	
23	1	1.456	
24	1	1.400	
25	1	1.360	340
26	1	1.320	510
27	1	1.283	250
28	1	1.229	520
29	1	1.178	350
30	1	1.152	

硅铀钙镁矿是在高温相中进行钠交代作用时析出的,呈微小的晶体及结晶连生体,生于早期分离出来的钠长石,霓石和纤铁蓝闪石颗粒空隙之间。硅铀钙镁矿生成时间接近于水锆石、非晶质铀矿和钍铀矿的生成时间。硅铀钙镁矿的共生关系及化学亲合力的特点表现于钍、稀土元素和四价铀的存在,这证实了它是内生成因的。

硅铀钙镁矿正象含水硅酸盐一样在初期主要是由四价铀、稀土元素、钙和镁组成。在这种矿物的组分中发现有相当一部分六价铀和全部铅都是由于放射性衰变而产生的¹⁾,并

1) 质谱分析资料。铀的地质学问题。原子能出版社,1957年5月64页。

証明了該矿物的年代很老。根据其物理性質和化学性質将其列在鈾石—鈾土矿—*m*—鈾石—硅鈾鈣鎂矿矿物系列的最后(最富含鈾的)。

(三) 鈾 石*

鈾石生于深度为 33、48 和 90 米的花崗岩內的羽毛状裂隙中, 呈小透鏡体和不規則的矿巢形状, 其大小由 2—3 厘米到 6—8 厘米。在任何情况下它都和黃鉄矿, 方鉛矿, 有时也和黃銅矿紧密共生。在此, 經常可以看到透明的石英小顆粒, 其析出時間是在硫化物之前。

肉眼观察, 这种矿物是棕黑色的、致密的, 有暗色的光泽, 断口不平, 近似貝状断口。条痕为浅黑褐色, 硬度为 68—131 公斤/毫米² (相当于莫氏硬度計 2.9—3.1)。不易研磨。外表类似水化的非晶質鈾矿。

在反射光下該矿物呈灰色, 带有黃褐色內反射。矿物的非均質体未发现, 反射能力低

表 25 文献(14)中描述的和作者研究的鈾石面間距

研究过的矿物			鈾 石		
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>l</i> ¹⁾	<i>d</i>	<i>hkl</i>
9	4.67	011	s	4.66	011
5	3.86	200	—	—	—
10	3.51	200	s	3.47	200
4	2.814	121	w	2.78	121
9	2.665	112	m	2.64	112
5	2.455	220	f	2.46	220
8	2.189	031	w	2.18	031
7	2.002	013	f	2.01	013
3	1.855	321	w	1.841	321
9	1.813	312	m	1.801	312
—	—	—	w	1.787	123
4	1.742	400	—	—	—
5	1.632	411	f	1.629	411
5	1.562	004	—	—	—
—	—	—	f	1.556	420
2	1.449	332	f	1.451	332
2	1.430	024	f	1.435	024
3	1.373	431	—	—	—
3	1.319	224	—	—	—
4	1.256	162	—	—	—
5	1.162	044	—	—	—
5	1.104	244	—	—	—
1	1.004	—	—	—	—
4	0.944	552	—	—	—
3	0.900	624	—	—	—
3	0.8813	—	—	—	—

1) s = 強; m = 中; w = 弱; f = 极弱。

* 这一部分的作者是 Я. С. 菲利宾科 (Филипенко)。

于閃鋅礦， $R = 5.6-7.5$ 。

由于这种矿物是极細的析出物，很难选出供分析用的純矿物。为了进行光譜、伦琴射綫和微化分析，我們曾經从两个試样中各选出了約 100 毫克比較純的矿物。

伦琴射綫研究的結果表明：这种矿物在自然状态下具有結晶物質的繞射图，这与美国所描述的鈾石的結構相同。

分析的結果确定了矿物具有鋯石型的結晶結構，四方晶系；根据赫尔（Хелл）曲綫表示出反映后，就可确定矿物基本晶胞的大小为： $a = 7.01$ ； $c = 6.26 \pm 0.01 \text{ \AA}$ 。

鈾石^[10,12]也作为四方晶系的矿物来描述；其 $a = 6.94$ ； $c = 6.31$ 。

将 Г. А. 西道連科所作的伦琴射綫分析結果与文献^[10,12]中的資料作比較时可以确定二者的面間距和綫強度基本上相同（表 25）。

光譜分析資料列于表 26 中，化学分析資料列于表 27 中。

表 26 鈾石的光譜分析結果

>1%	0.n%	0.0n%	0.00n%
Y, Yb, P, Zn	Sn, W, Cu, Ti	Mn, Ni, Co, V, Nb, Zr, Pb, Sb	Sn, Ga

表 27 鈾石的微化分析結果（化驗員：B. E. 潘科娃）

矿物取 样深度 (米)	氧 化 物 %										共計
	UO ₃	UO ₂	S	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	NaO	H ₂ O	
33	17.63	20.05	3.0	26.92	2.51	17.88	1.91	1.34	—	$t = 800^\circ$ 7.86	99.10
48	9.50	27.66	3.79	31.17	6.34	12.53	1.47	0.94	0.63	1000°时 5.91	99.67

根据文献中列举的鈾石分子式¹⁾来看应当承認我們所分析的矿物不仅混杂有少量黃鐵礦和褐鐵礦，而且含有大量的石英和长石分解产物。（絹云母，高岭土等）。

根据上述情况，我們可以得出这样一个結論：我們所描述的矿物实际上是和鈾石相同的一种矿物。

（四）鉬 鈾 黑*

非晶質鈾礦和輝鉬礦往往呈独特結構一起析出。在細脉或胶形腎状分离体中发现有輝鉬礦和非晶質鈾礦的細条带状互层（图 24 和 25）。这种与非晶質鈾礦一起析出的輝鉬礦的性質与普通的輝鉬礦的性質差別很大。它是由薄片状的或隱晶小鱗片状的集合体組成，肉眼观察外形，具有黑色薄膜或者有金属光泽的外壳。在显微鏡下观察輝鉬礦的隱晶鱗片状集合体呈粉紅褐色。在輝鉬礦的薄鱗片堆积体中双反射和各向异性可以区别出来，但在它的隱晶小鱗片的变种中即使放大了也不能区别。用 ПМТОС 仪表測得（在黃光中）隱晶小鱗片輝鉬礦集合体的反射力的变化范围在 18.7—23.0 之間。

隱晶小鱗片状輝鉬礦，正象非晶質鈾礦一样，析出后形成胶状結構（图 25），这种結構

1) 鈾石的化学分子式： $U[\text{SiO}_4]_{1-x}[\text{OH}]_{4x}$ 。

* 这一部分的作者是 E. B. 科普切諾娃（Копченова），K. B. 斯克沃尔采娃。

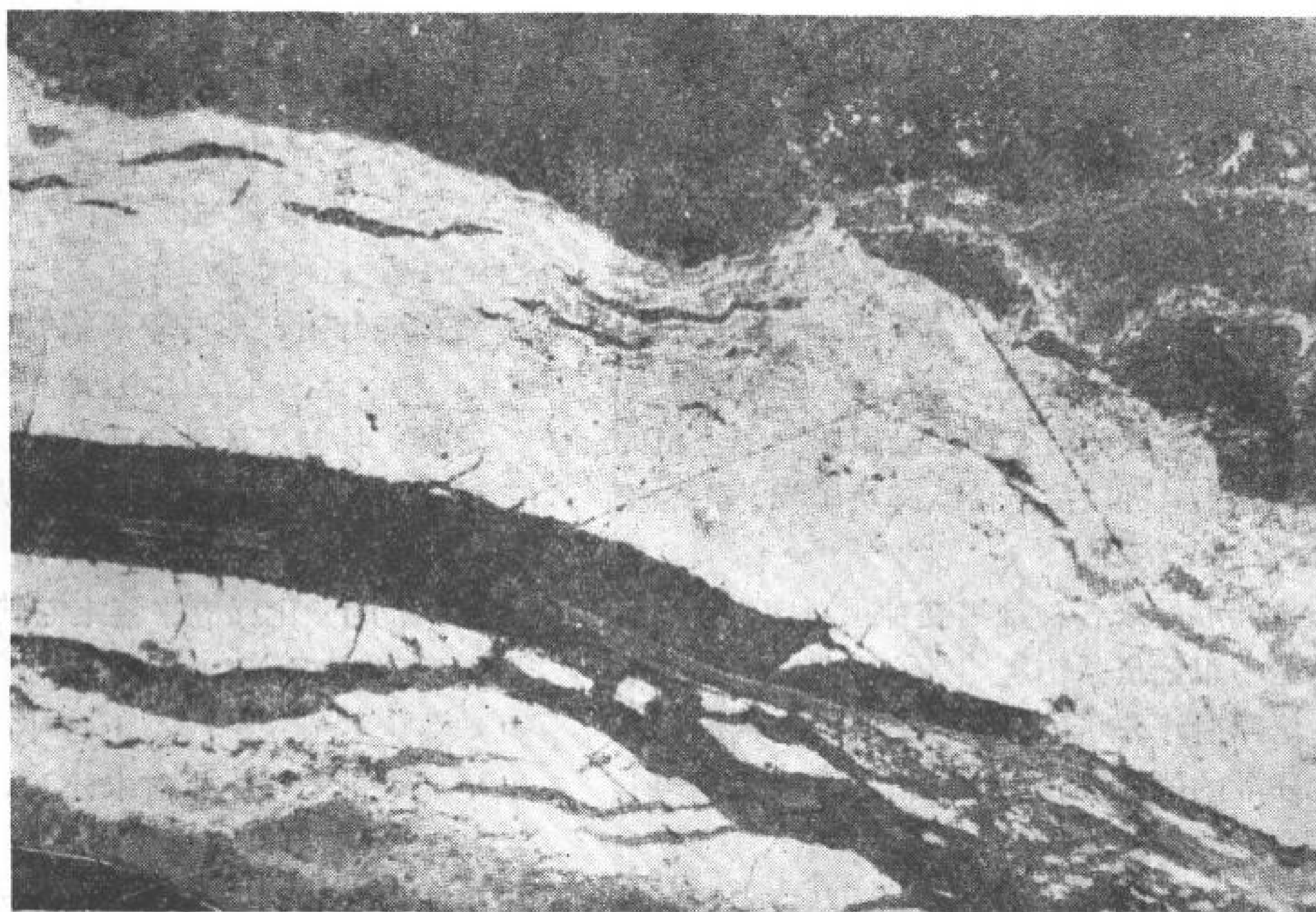


图 24 糜細岩-斑岩中(暗灰色)的非晶質鈾矿(淡灰色)和輝鉬矿(白色)細脉 $\times 110$

一般很少出現。非晶質鈾矿和輝鉬矿共同析出而形成的胶状性質說明，它們是在同一時間內从冻胶里析出的。很可能一开始就从胶状溶液中析出非晶質鈾矿(还没有結晶結構)和焦迪宰特型(jordizite)的非晶質二硫化鉬，然后才結晶。此时非晶質二硫化鉬轉

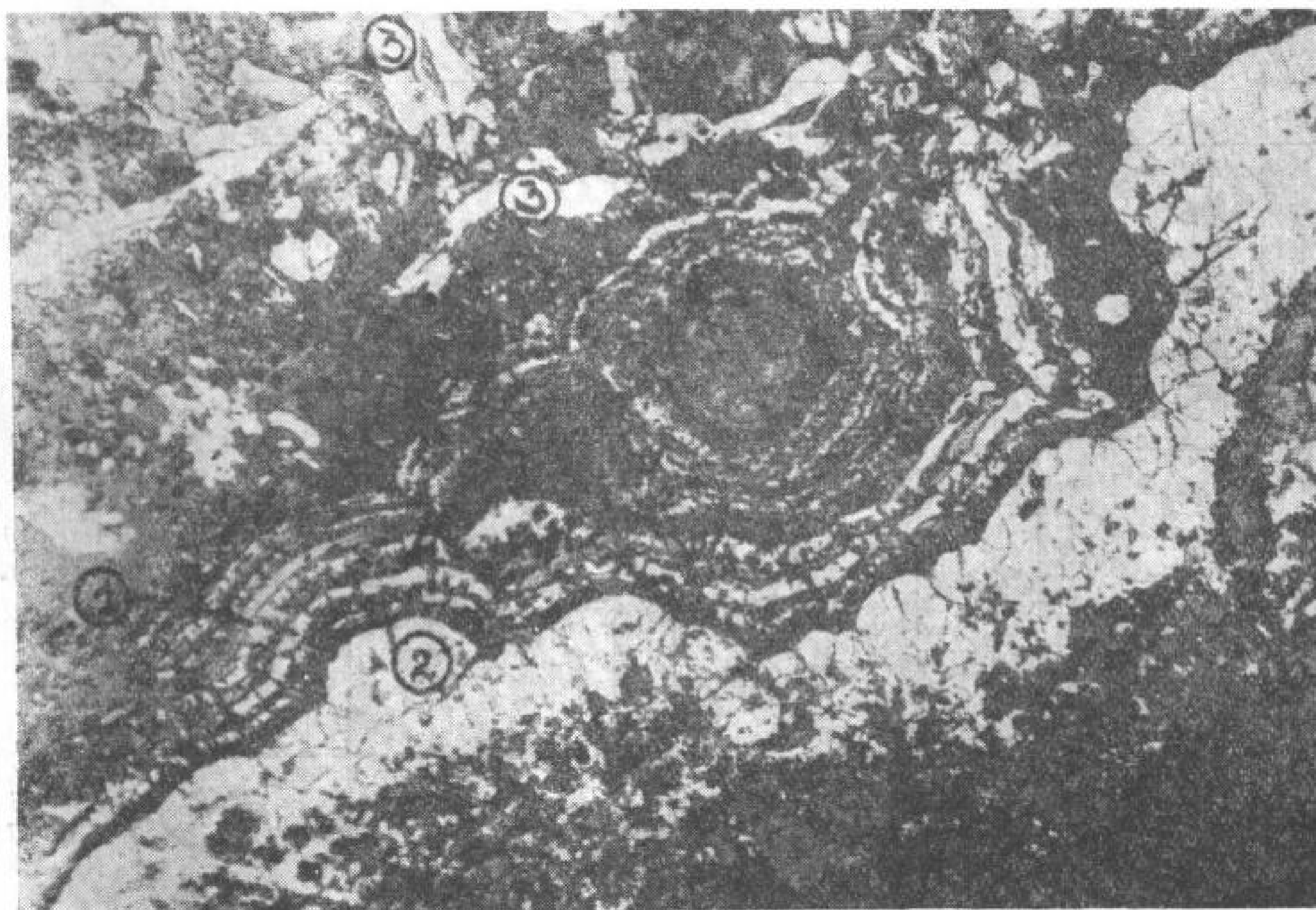


图 25 1—非晶質鈾矿和輝鉬矿的胶状分离体
2—非晶質鈾矿 3—輝鉬矿 $\times 60$ (反射光)

变为稳晶小鳞片状的輝鉬矿，而非晶質鉬矿，正象伦琴射綫分析資料所表明的那样，也具有了晶質鉬矿的結晶結構。

由于二硫化鉬再結晶能力很強，因而在天然条件下很少見有非晶質二硫化鉬。当 L. W. 斯捷普斯 (Staples)^[15] 在研究上第三紀汞矿床时，第一个詳細地描述了这种矿物。再晚些，克尔 (Kerr)^[16] 在描述上第三紀鉬鉬矿床时也提到了这种矿物。

在表生带中当輝鉬矿和非晶質鉬矿的胶状分离集合体破碎时，形成象鵝絨般的黑色或淡蓝黑色粉末状氧化物，这种氧化物逐渐交代了原生矿物。这些生成体中，鉬和鉬的含量变化很大，从純鉬变种經鉬鉬矿到不含鉬的鉬矿。这种矿物与广泛地分布在鉬矿石中的鉬黑相似，所以黑色松软碎块矿物，虽然直到現在文献中尚未記載，但亦可称为鉬鉬黑。

从外形看来各种鉬黑变种很难区别，只能借助于鉬和鉬的微化反应来鉴定它們。在透射光中鉬鉬黑是不透明的。在反射光中則为暗灰色，且反射能力低。

伦琴射綫分析的结果表明，鉬鉬黑是非晶質結構。在伦琴射綫繞射譜上有时观察到弱的分散的繞射綫，此綫是輝鉬矿結晶結構所特有的，它完全可能是由于有未分解的輝鉬矿殘余体的存在所引起的。

鉬鉬黑在其他矿物中呈薄膜状或包裹体，因此不可能选出純的鉬鉬黑矿来进行化学分析。对含有大量围岩的鉬鉬黑进行合理的化学分析时，往往发现鉬的氧化程度有两种(表 28)。大多数鉬通常以四价硫化物状态存在，在用盐酸处理时不溶于溶液中。但是很大一部分鉬，(有时超过总鉬量的 50% 以上)以六价状态存在。鉬和鉬的含量之間，即使从同一矿床中取出的試样，通常沒有某种比例关系。

表 28 富含鉬鉬黑矿的合理化学分析的结果

矿化类型	含量 (%)					四价鉬		六价鉬	
	Mg	U	Fe	S 硫化物	SO ₃	重量%	Mo 占总数%	重量%	Mo 占总数%
热液蚀变花崗岩类中的非晶質鉬鉬矿	9.60	0.30	12.35	18.34	3.68	—	—	—	—
热液蚀变花崗岩类和酸性噴出岩中的非晶質鉬鉬矿	5.46	4.40	2.71	3.70	2.47	3.41	63	2.05	37
热液蚀变酸性噴出岩中的砷黄铁矿-非晶質鉬鉬矿	24.14	10.0	1.45	12.65	1.48	22.60	93.6	7.54	6.4
——,,——	15.53	0.24	1.08	8.87	0.21	14.76	94.8	0.77	5.2
——,,——	1.30	5.75	3.44	1.10	未发现	1.11	82.9	0.19	17.1
——,,——	1.00	1.04	—	—	—	0.86	86	0.14	14
——,,——	0.41	0.57	—	—	—	0.29	71	0.12	29
——,,——	0.87	0.59	—	—	—	0.73	84	0.14	16
玢岩和玢岩的碳酸盐化的凝灰岩中的非晶質鉬鉬矿	3.33	—	—	—	—	1.13	34	2.20	66

鉬鉬黑的光譜分析的结果列于表 29 中，从此表中可以看出这种矿物的組成是很复杂的。

在鉬鉬黑中，发现鋅、鉛、砷、稀有元素、鈾、錒、釷、鈾和其他元素的品位增高。同时在对鉬鉬黑进行化学分析时发现 0.02—0.03% 的鈾。鉬鉬黑部分溶解于稀盐酸和稀硝酸

中;通过化学反应发现在溶液中存在有钼、铀、有时也有铁。

表 29 钼铀黑的光谱分析的结果

试样号	大于 1%	约 0.1%	约 0.01%	约 0.001%
1	U, Mo	As, Pb, Zn, P, Sc, V	Ni, Co, Cr, Sr, Cu	Mn, Be
2	U, Mo, Pb	Sb, P, Mn	Ag, Cu, Nb, Sc, Y, V, Zr	Yb, Be, Ga, Ni, Sn
6	U, Mo, Pb, Zn, As	Be, Tl	Cu, Mn, Ag, Te, Zr, Sb, Cd, Sc, Y, Yb	Ni, Co, V, Ga, Sn
7	U, Mo, Zn, As	Be, Tl, Pb	Cu, Mn, Ag, Tl, Zr, Sb, Cd, Sc, Y, Yb	Ni, Co, V, Ga, Sn
8	U, Mo, As	Be, Tl, Pb	Cu, Mn, Ag, Ti, Zr, Sb, Sc, Y, Yb	Ni, Co, Ga, Sn
9	U, Mo	Tl, Pb, As, P, Mn, Cr	Ni, V, Zr, Nb, Cu, Sb, Sc, Y	Co, Ag, Sn, Be

钼铀黑是原生矿体破碎后的中间产物;在氧化带中,其稳定性差,易为其他矿物所交代,这种矿物的组分取决于原生矿物的性质和围岩的组分。

在黄铁矿化和砷黄铁矿化的矿石中,钼铀黑在酸性条件下进行氧化,并随之而形成铀云母和钼铅矿。

在含有少量硫化物的碳酸盐化硅化矿石中,当钼铀黑在中性或碱性介质中氧化时,能析出氢氧化物、铀硅酸盐和含铀钼钙矿。

含少量石英和硫化物的碳酸盐化矿石中钼铀黑在碱性介质中进行氧化,当氧化硅不足时,铀和钼的次生矿物不能形成。

在采矿坑道或矿堆中,钼铀黑因受强氧化作用而发生破碎,随之而析出新生矿物。在这种情况下,在含有大量黄铁矿的矿石中便形成了蓝钼铀矿和硫酸铀矿,而在碳酸盐化矿石中则析出钼酸铀和硫酸铀。

(五) 含铀钼钙矿

在辉钼矿-沥青铀矿矿床的表生带内,发现在碳酸化了的霏细斑岩中有含铀钼钙矿的

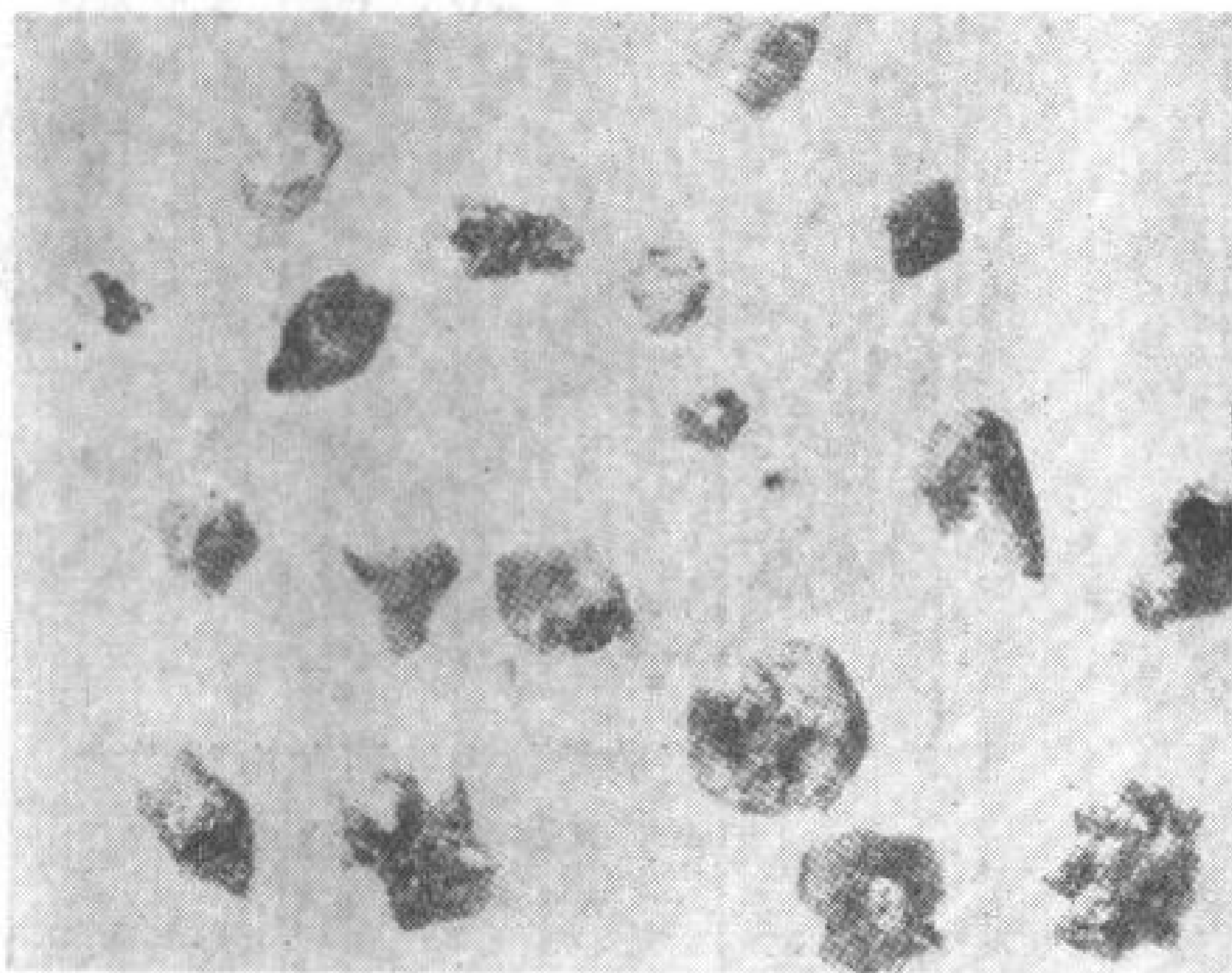


图 26 含铀钼钙矿结核 ×20



图 27 含铀钼钙矿晶体 ×140(透射光)

变种,这种变种是在鉬鈾黑氧化时形成的。鉬鈾矿呈小双錐晶体析出,有时生成致密的薄膜(图 26、27)。它发育于鉬鈾黑的表面,往往被針状的硅鈾矿和方解石复盖着。

这种矿物的顏色是褐色或淡灰色,有时是不均匀的。有金刚石光泽。比重略大于 4.2。折光率大大地高于 1.780。双折射較低,单光軸,正光性。

这种矿物与一般鉬鈾矿的变种的区别在于:它在紫外綫中不发螢光,而在阴极射綫中明显地发出黃光。其最大的特点是該矿物中經常存在有大量的含鈾杂质,根据化学分析的结果,确定这种含鈾杂质的量为 0.3—0.7%U。

Л. И. 波戶帕諾娃 (Полупанова) 进行了鉬鈾矿的微化分析,其結果列于表 30 中。

表 30 含鈾鉬鈾矿的微化分析

氧化物	重量(%)	分子量	分子量比例
MoO ₃	66.27	0.460	1
CaO	28.50*	0.508	1.1
UO ₃	0.69	—	—
加热时的損失	2.80	—	—
不溶残渣	1.70	—	—
共 計		99.96	

* 鉬鈾矿中鈾含量在分析时稍有增高和加热时的損失都与該矿中方解石的杂质有关。

在表生带的表面,鉬鈾矿是不稳定的,因此很少見到。

(六) 阿尔希諾夫矿-偏胶質状含鈾鈳石*

該矿物以卓越的科学家 В. В. 阿尔希諾夫 (Аршинов) 的名字命名的。

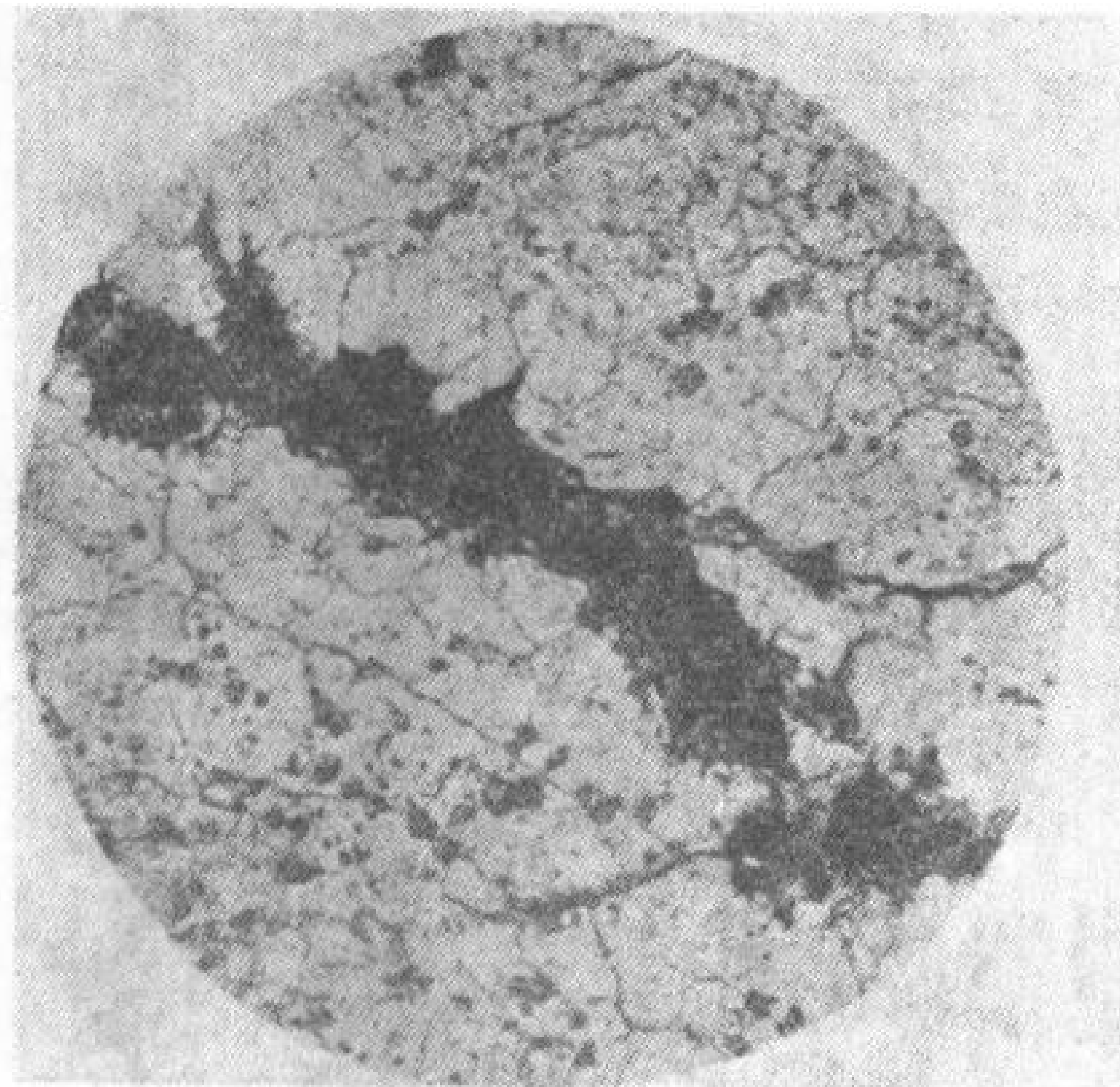


图 28 在磷鈳石內的阿尔申諾夫矿(灰色)
× 40 (透射光)

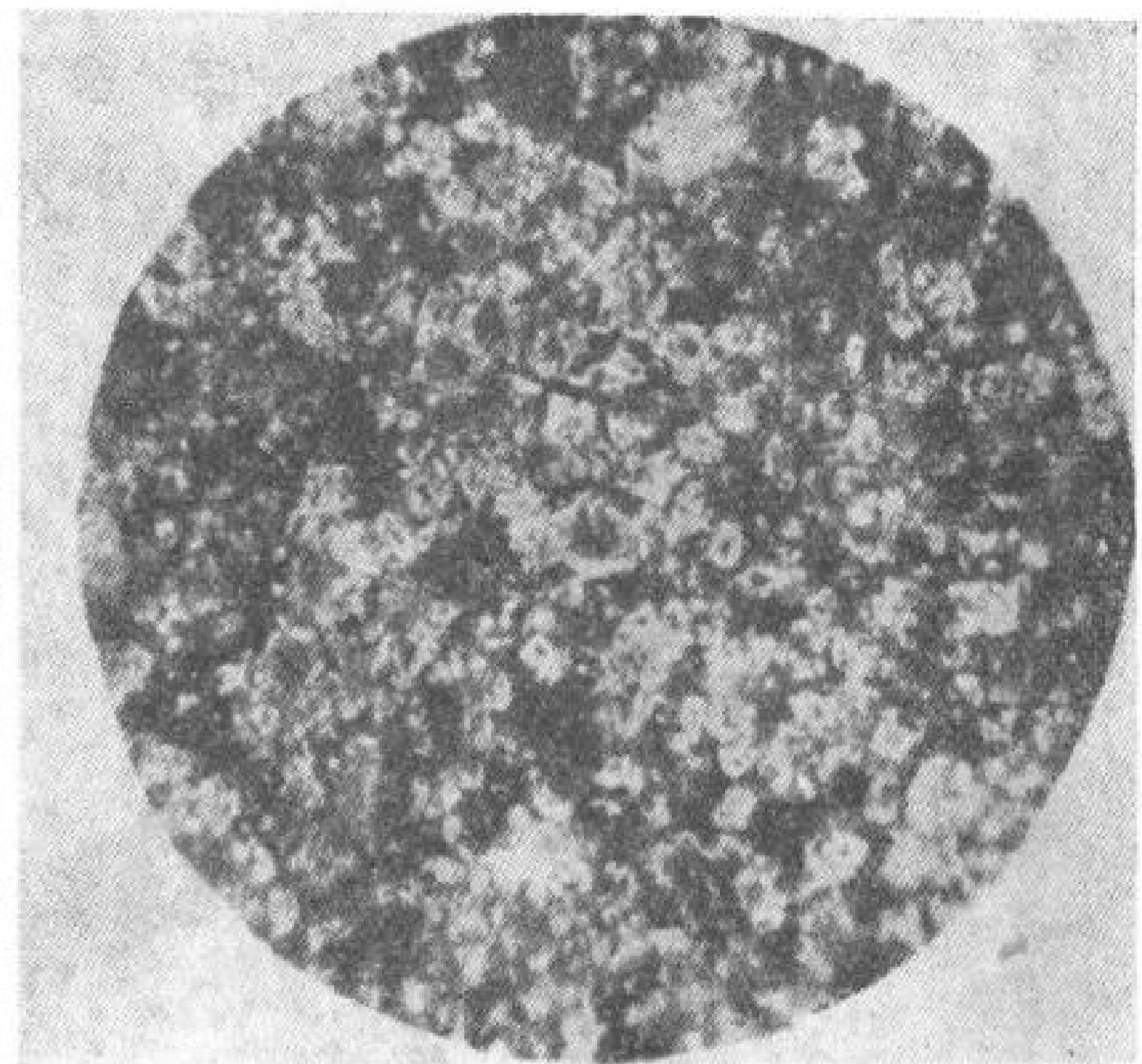


图 29 在凝灰岩胶結物中的阿尔申諾夫矿
(黑色)(透射光 × 20)

* 这一部分的作者是 В. Г. 拉茹姆納婭 (Разумная), Г. А. 斯麦良斯卡婭 (Смелянская), К. Г. 科罗列夫 (Королев), Г. В. 帕庫尔皮斯 (Пакульпис)。

阿尔希諾夫矿之最大特点是沒有晶形,这也是該矿物与鋯石,以及目前已知的鋯石变种(水鋯石,曲晶石和鉛鋯石等)最显著的区别。阿尔希諾夫矿呈微观析出物存在,很少呈細脉状析出。在細脉中矿物为略带淡綠色調的淡灰色,結構致密,象碧玉。在較大的細脉中該矿物与鈉长石和碳酸盐紧密共生,形成隐晶粒状集合体。

該矿物的硬度低。比重变化很大,一般不超过 3.3。在个别情况下降低到 3.0—2.8。在显微镜下該矿物呈无定形的結核、凝块和細脉(图 28)。这种矿物經常浸染于类似胶結物的磷鈣石中(图 29)。

該矿物光性不穩定。在較小的堆积体内見到該矿物的变种的顏色不一,由透明的、几乎无色或带有黄色色調到略透明的,褐色和灰色与不透明的。透明矿物的折光率介于 1.650—1.66,半透明矿物的折光率介于 1.664—1.705。該矿物是均質的或者是弱非均質的,聚集消光。后者的干涉色为灰色,白色較少,有时变为黄色。該矿物中某些变种是細結晶結構,它們是鋯石的过渡矿物。

伦琴射綫研究結構的結果确定阿尔希諾夫矿具有鋯石結構,同时德拜图具有扩散性質,这就首先表明了該矿物有极大的分散性。所以此矿物是属于鋯石类,并且可以把它看成是偏胶質变种。

阿尔希諾夫矿可溶于稀硝酸和稀盐酸中。它的第 1 和第 2 变种溶于稀硝酸中。

根据表 31 分析,可以断定阿尔希諾夫矿的化学成分。

从表 31 的分析資料中可以看出,在所有分析过的变种中 ZrO_2 与 SiO_2 的比例接近鋯石中的比例(約 2:1)。常見的杂质有 Al_2O_3 , Fe_2O_3 和 H_2O 。在阿尔希諾夫矿中这些杂质含量很多。此外,还有 P_2O_5 , CaO , Na_2O 和 K_2O 等杂质。

在所有分析过的試样中都含有百分之零点点的鈾。

表 31 阿尔希諾夫矿及其变种的化学分析

組 分	阿尔希諾夫矿	轉变到鋯石的过渡变种		
		第一变种	第 二 变 种	
U	0.6	0.4	0.5	0.4
ZrO_2	49.3	55.12	57.1	51.4
HPO_2	未确定	0.5	0.3	0.1
SiO_2	24.7	29.8	28.3	25.6
Al_2O_3	7.6	4.8	3.5	6.3
Fe_2O_3	8.3	3.5	2.6	3.1
K_2O	0.5	—	1.0	1.0
Na_2O	—	—	0.12	0.4
P_2O_5	—	0.1	1.1	1.6
H_2O^-	8.50	1.2	1.1	4.8
H_2O^+	—	4.5	4.3	5.7
总数	99.50(100.10)*	99.92(100.32)*	99.92(100.32)*	100.4(100.9)*

* 括号内数据是原文上的数据——編者注。

偏胶質鋯石-阿尔希諾夫矿的特点是具有一定的和独特的共生集合体。其最大的特征是鋯石矿物和碳質物質、黄鉄矿,以及鈉长石一起析出。这种矿物还經常和碳酸盐(鉄質白云石),綠泥石共生。

綜合上述情况，必須着重指出阿尔希諾夫矿是鋳石的变种（它的晶格結構可証明这点），但是，其形状特点、物理性質（包括光性），酸中溶解性，以及化学成分（含有大量水）等方面都不同于鋳石。

該矿物存在于沉积岩层和火成岩层中。它与被認為是沉积生成的磷鈣石相伴生，或者見于含磷量不一的碎屑岩石中。

三、鈾矿物热分解資料*

（一）鈾的氫氧化物（简单的和复杂的）

某些鈾的氫氧化物¹⁾的热分解表明：在加热过程中（100°—400°）这些矿物产生脫水現象。简单的氫氧化物分解时生成 UO_3 ；复杂氫氧化物分解时，除生成 UO_3 外，还生成这类矿物的組分一无水金属氧化物。

將所得产物繼續加热（500°—700°）便可生成 U_3O_8 。但絳鈾鈹矿例外，因它在 500°—700°C 热分解时生成鈾酸鈹。我們进行的实验性研究已証实 UO_3 和 Bi_2O_3 在固体相中进行反应的可能性。当 UO_3 和 Bi_2O_3 的等体积克分子量的机械混合物加热到 700° 时，可生成鈾酸鈹，此鈾酸鈹按其性質与絳鈾鈹矿热分解时所得的产物类似。这些产物的德拜图的計算結果証明它們完全相同。其特点是具有面心立方晶格（ $a = 5.60 \text{ \AA}$ ）。把鈾酸鈹加热到 1000° 时，該相內的成分沒有任何变化。

（二）鈾的硅酸盐类

硅酸鈾和硅酸鈣-（ β 斜硅鈣鈾矿）的热分析表明其中含有两种类型的水：一种是低温水（沸石水），在 50°—250° 时就能将它排除；另一种是高温水（化合水），在 400°—600° 时方可除去。在水分全部除去的同时化合物的晶格被破坏，于是鈾呈 U_3O_8 的形态析出。用伦琴射綫研究热分解产物后証明这个結論是正确的。

硅酸鈾和硅酸鉛（硅鈾鉛矿）的热分解表明，在 100°—300° 时沸石水可被除去，生成无水硅酸鈾和鉛。当硅鈾鉛矿加热到 600°—700° 时，該矿物就开始分解，生成鈾酸鉛。由三氧化鈾与氧化鉛的固相之間发生反应而生成鈾酸鉛的可能性可以用下列方法証实：把 UO_3 和 PbO 的等体积克分子量的机械混合物加热到 700°。此时形成的新相相当于鈾酸鉛，它的物理性質与分解硅鈾鉛矿所得的产物的性質相同。

（三）鈾的磷酸盐类

磷酸盐类中的矿物已研究过的有鈣鈾云母、銅鈾云母、鉄鈾云母和鋇鈾云母。

將鋇鈾云母加热到 1000° 时，其物理性質沒有发生根本变化，虽然該矿物已全部脫水（200°—300°）并变成无水磷酸鈾和磷酸鋇。天然矿物和加热（1000°）产物的伦琴射綫繞射譜，不論是綫的強度或面間距都相等。加热到 1000° 时矿物折光率仍旧不变。值得注意的是鋇鈾云母与其他鈾矿物不同之处在于加热到 1000° 时它能繼續放出強烈的螢光。

* 这一部分的作者是 П. Л. 阿姆巴楚米揚。

1) 柱鈾矿、深黄鈾矿（Бекерелит），紅鈾矿，絳鈾鈹矿。

在高温时, 钼云母的物理性质的稳定性与其成分中存在有半径大的离子钼有关, 因离子半径大就决定了无水磷酸钼晶格的坚固性。矿物发光的稳定性一方面是由于钼本身的性质, 因为钼是荧光活性剂, 另一方面则是由于钼酰离子在钼云母晶格内的稳定性。

钙钼云母具有另外一种性质, 将它加热到 300° 时就脱水, 并剧烈地改变其物理性质。在个别情况下将它加热到 200° 时发光性能大大减低, 250° 后发光性能便消失。脱水后生成的无水磷酸钼和磷酸钙加热到 700° 时是稳定的, 温度更高时它变成焦磷酸钼和焦磷酸钙。

铜钼云母和铁钼云母加热到 300° 时脱水, 其物理性质(颜色、结晶光性常数和结构等)发生变化。正象钙钼云母一样, 将它们加热到 100° — 800° 后就生成焦磷酸铜或焦磷酸铁; 这时, 一部分钼呈 U_3O_8 形态从铜钼云母中单独析出。

上述几种磷酸盐的熔点相近并在 1100° — 1150° 之间。所有的磷酸盐在溶化时都发生分解, 冷却后, 溶解物呈 U_3O_8 形态析出。

(四) 钼的磷酸盐类

变水砷钼铜矿的热分解表明, 在脱水之后 (100° — 300°) 生成无水砷酸钼和无水砷酸铜并在加热到 940° 以前都是稳定的, 超过 940° 就开始溶化。

将磷酸钼和磷酸铜与砷酸钼和砷酸铜相比, 可以看出砷酸钼和砷酸铜的熔点 (940°) 要比磷酸钼和磷酸铜的熔点 (1100°) 低。

(五) 钼的硫酸碳酸盐类和硫酸盐类

研究板菱钼矿耐热稳定性的结果表明: 矿物所含的水在较低温度时 (100° — 250°) 即可除去。矿物的荧光强度随着脱水作用急剧降低, 而折光率则逐渐增高。继续加热到 350° — 400° 时硫酸-碳酸盐分子发生分解, 此时碳酸盐部分也分解并放出 CO_2 。这时形成一个新相, 它是硫酸-钼酸钙类的一种复杂化合物。硫酸-钼酸钙加热到 1250° 仍稳定, 超过 1250° 开始溶化。值得指出的是, 矿物内的硫酸盐中的硫直到物质溶化以前尚全部保留原来的形式。

简单的硫酸钼酰-钼钙矿加热时, 其行为完全是另一个样。在加热到 100° — 200° 时, 该矿物所含的结晶水全部消失, 从而破坏了晶格, 其发光性能也全部消失。此时生成的无水硫酸钼, 在温度为 600° 时尚稳定, 600° 以上开始分解, 同时硫全部被排出, 而 U_3O_8 富集在固体相中。

(译自俄文预印本)

参 考 文 献

- [1] Frondel, C., Am. Miner., 1951, 36, No. 9—10, 671.
- [2] Mrose, M., Am. Miner., 1951, 36, No. 3—4, 322.
- [3] Mrose, M., Am. Miner., 1957 (1953), 38, No. 11—12.
- [4] Thompson, M., Ingram B., Gross, E. B., Am. Miner., 1956, 41, No. 1—2, 82.
- [5] Скворцова, К. В., Докл. АН СССР, 1957, 114, № 3, 634.
- [6] Леонова, Е. Н. Синтез вторичных фосфатов и арсенатов урана (в печати).
- [7] Frondel, C., Amer. Miner., 1951, 36.

- [8] Harris, W. W., Scott Roberte H. A.E.C. Report No. 2746, Carbide and Carlon Chemicals Corp. Oan. Ridge Tenn., 1949.
- [9] Ross, V., Amer. Miner., 1955, 40, No. 9—10.
- [10] Weeks, A. D. and Thompson, M. E., U. S. Geol. Surv. Bull., 1954, 1009—B.
- [11] Stieff, L. K., Stern, J. W. and Scherwood, A. M., Science, 1955, 121, 608.
- [12] Stieff, L. K., Stern, T. W. and Scherwood, A. M. Amer. Miner., 1956, 41, No. 9—10, 675.
- [13] Gross, E. B., Econ, Geol., 1956, 51, No. 7, 632—648.
- [14] Zitting, R. and others, Mines Magaz., 1957, XLVII, No. 3, 53—58.
- [15] Staples, L. W., Amer. Miner., 1951, 36, No. 7—8.
- [16] Kerr, P. F., Brophy, G. P., Econ. Geol., 1952, 47, No. 7.

鈾矿地質学中尚未解决的問題及新方向的概述*

D. L. 艾維尔哈特**

概 論

最近三年来,在美国鈾工业的迅速发展过程中,出現了一些新的或流行的,与鈾矿床地質学有关的概念,其中包括有在第一屆国际和平利用原子能會議上已部分闡明了的一些評述与观点。这些概念中的某些問題还很少被論証,而且为了論証这些問題还需要很多的补充資料。因此应当把它們看成是未解决的問題,現在美国的地質学家們正在研究这些問題。在解决一系列其他問題上,最近已取得了显著的成就,拟定了鈾矿地質学的新方向。

就整个來說,現代最重要的問題关系着鈾矿的沉积过程,因此首先把注意力集中在已观察到的有关地質条件、鈾矿床的分布和分类的实际資料上。美国最近十年来在鈾矿地質学的研究过程中积累了大量的实际資料和情报,并且在最近三年中对这些資料和情报的分析与解释工作給予了很大的重視。本文概述的目的是研究一些有关鈾矿沉积过程的当前状况。

鈾在地壳中的分布情况

鈾的工业矿床象許多其他金属矿床一样,集中在一定的广闊的地区范围内,这些范围可称之为“鈾区”。1957年克列別尔(Klepper)及瓦因特(Wyant)^[1]給鈾区下的一个定义为:“鈾矿床較多,富集鈾的岩石分布广泛,一般沒有明确界綫的寬广的面积”。在全世界各国进行鈾矿床的普查与勘探过程中,凭經驗确定的鈾区范围和数量一直在增加。許多广闊的地区,过去几年还被認为是不含鈾的,而現在却象那些具有工业价值的鈾矿床地区一样为人所共知。可以設想,这个趋势在今后将会不断发生。

因而,如果这有可能,那么查明和圈定还未发现的鈾区是非常重要的。根据某些广博的研究^[2-4],曾确定,随着反映火成岩成分的各个地区中岩浆成分的变化,同时也产生岩浆中鈾矿含量的相当大的变化。在图1中表示在假定划出去的西半球地区中酸性及中酸性火成岩約2000个样品的鈾分析的结果。值得指出,在美国落基山脉及加拿大地盾西部的侵入体的特征是鈾的含量較高并且是鈾矿石的产地。但是,美国东部各州、太平洋沿岸山脉及加拿大东部大部分地区的火成岩平均含鈾量較低。个别地区例外,例如班克罗福特(Bancroft)、安大略地区以及白山山脉(White Mountain)和新罕普什尔岩浆的岩系。

上述資料在最好的情况下,也仅能拟定确定鈾在地球上分布的方法,而为了得出有依据的統計学的結論,无疑地必須要進行补充的仔細的取样工作。除此之外,應該查明不同

* Summary of Unsolved Problems and New Trends in Uranium Geology (第2卷,第1932号报告,美国)。

** D. L. Everhart (美国原子能委员会)。

年代及不同岩浆构造时代的、在全地球火成岩中的铀含量。杜洛夫斯基 (Туровский)^[5] 关于俄罗斯吉尔吉斯北部华力西、加里东以及前古生代时期的火成岩中铀之分布的研究工作,在这方面做出了极大的贡献。在此研究工作中曾指明了在不同岩浆时期的岩石中,甚至在同一时代不同岩相之岩石中铀含量有很大的差别。

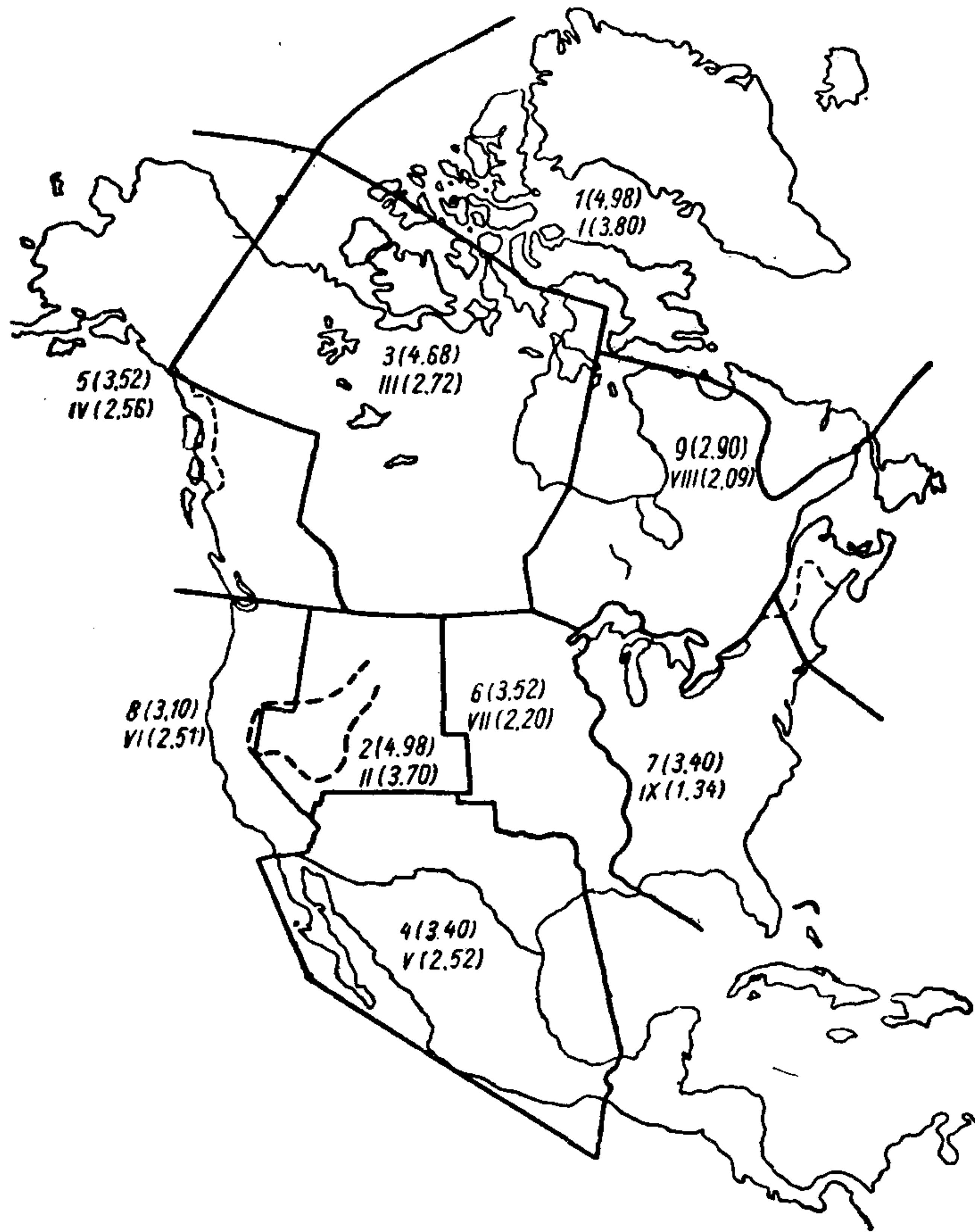


图1 火成岩的铀区

阿拉伯数字表示按酸性岩中铀含量所分布的一系列区域。罗马数字表示类似中性岩的一系列区域。括弧中表示铀的含量(百万分之几)。根据森福特尔 (Senftle) 及基维尔 (Keevil)^[2] 的资料以及科埃茨 (Coats)^[3] 的补充资料。

地壳中铀的不同之富集在其历史发展过程中,无疑地受到了一系列地质及构造作用的影响,这些作用在某些地方导致了矿床的形成。为了阐明地球的矿石分布的特性,最理想的是从研究地球前寒武纪侵入岩中铀的分布特性开始,然后追索这个分布特性在以后岩浆作用各时期中的变化。这个探讨有可能为世界范围内这类资料的配合搜集和解释奠定基础。

铀迁移的作用力

当然,铀最初是存在于岩浆中,这一点可以认为是铀在地球化学周期中的最初阶段。铀在岩浆周期中的状态,看来是复杂的,并且可能在岩浆凝固过程的某些阶段中析出。在

富含鈾的流体保存在岩浆分异的最后阶段的情况下，它們可能将被引入到任何一个随后的过程中。这种流体可能作为脉状矿床的矿化剂侵入超复的或直接紧靠在岩层的裂隙带中；也可能被冲到裂隙带之外，并且与地下水混合成为含矿溶液不可分离的部分。此含矿溶液决定了在沉积岩中浸染矿石的矿床的形成。一些含鈾残余的流体能够存在于火成岩中，并形成易淋滤的間隙的（顆粒間的）薄膜。大量的鈾可能含于呈火山流、火山灰、凝灰岩或角砾岩形状噴出的火山岩中。鈾以其中任何一种形状沉积，然后在风化作用和地下水作用下进一步重新分布和聚集。

在鈾地質学中仍然成为疑題的許多当前主要的問題是与鈾的迁移問題相联系的。为了解决这些問題，需要具有为野外观察所証实的实验室的定量物理和化学資料。到目前为止，在这一急需解决的方面所进行的多数研究工作得出了仅仅是些最起碼的資料，而对許多重要的問題都沒有得出答案。

岩浆的熔体

美国对鈾在岩浆岩中^[6]的分布和它在分异过程中^[7]的性状以及在某些噴发岩中的分布所进行研究之全面概述，已在第一屆国际和平利用原子能會議上提出过。此后，在一系列的岩石区^[8]中对侵入岩和噴发岩进行了补充的化学和矿物的研究。总之，这些工作証实了原先所得出的关于大部分鈾存在于母体岩浆的液相阶段中和鈾含量在連續地結晶的分馏中逐漸增加的結論。但是麦庚（Mackin）及其他的研究者們^[9]认为至少在美国西部大盆地之中新世的岩浆中的某一部分，可能在結晶过程的早期阶段中被造岩矿物和副矿物所侵占，并在凝固过程的晚期阶段中的内生变质的变化时，分解到充填在岩石顆粒空間的液体中。由此可見，鈾可能在岩浆凝固过程的早期和晚期由岩浆中析出，因而在任何部分都可能含有鈾之富集。

现在还剩下一个沒有解决的問題，就是那一种岩浆岩的分馏（富鈾或貧鈾）对鈾矿床分布具有最大的作为指示剂的意义。很可能，大量的鈾在一些鎂鉄岩石，尤其是在輝綠岩形成过程中析出，在此种岩石內鈾含量較低是由于从其中析出的含鈾流体向可能形成原生矿体的相邻岩石中迁移的結果。另一方面，工业矿化可能在空間和成因上与富含鈾的岩石有联系，在此种岩石中残余的鈾的富集是相当地高，足以保証含矿流体和异常含鈾火成岩的存在。必須在各个区中进行詳細的岩性研究，以便确定带有异常高的鈾含量的火成岩类型（而这鈾含量取决于該区各种独特过程的組合作用）和查明貧鈾火成岩与鈾的富集的相互联系。此种鈾富集可能在这一地区的其他岩石中存在。

岩浆热液的溶液

在这种典型的含鈾地区，象刚果的申戈洛布維、加拿大的大熊湖和捷克的亚希莫夫，从对脉状矿床研究的早期开始，一直公認鈾通常是处在热液的溶液中。这些溶液来自据推測与岩浆源有关的深部源泉。在此种溶液中鈾可能被迁移，并在不同的化学条件下由其中析出。在不同的地質条件下全世界各个矿山工业矿区，都查明有鈾富集（至少数量不算多），同时还具有大量的伴生的金属和非金属矿物。在本文中沒有必要对这些共生現象加以叙述。

在某一期間內地質学家們认为，与鈾的呈矿現象不同，大部分鈾的矿体可以形成带状

分布，并且占据着对其形成最有利的地位。铀的高化学反应的能力及迁移率决定了在铀的沉积中此种带状分布的复杂性。虽然在世界上许多地区已知有一些铀矿床是在高温环境中形成的，例如在含金石英脉中和在中温条件下——在多金属矿脉中——看来，铀因其具有的迁移率可能在溶液中迁移的距离比大部分其他金属距强烈成矿作用中心远些。例如在科罗拉多州落基山脉中在最近几年期间内开采过铀矿石的脉状矿床，虽然在很多年的期间内在已确定的矿区范围内就已知有丰富的铀沥青铀矿，但通常直接地分布在典型的矿区范围之外(图2)。在世界上许多矿山地区包括英国西南部、中西班牙南部、内华达的奥斯丁地区和美国其他地区预计有和其他金属矿床相类似的脉状铀矿床的空间分布。在矿区中铀的一定的带状分布的实际运用中的最重要的障碍乃是：根据化学性质来看铀的活动性大大地超过了这些有限的分布。为了检验这个概念进行了很不详细的研究，以便在此基础上能够作出最后的结论。

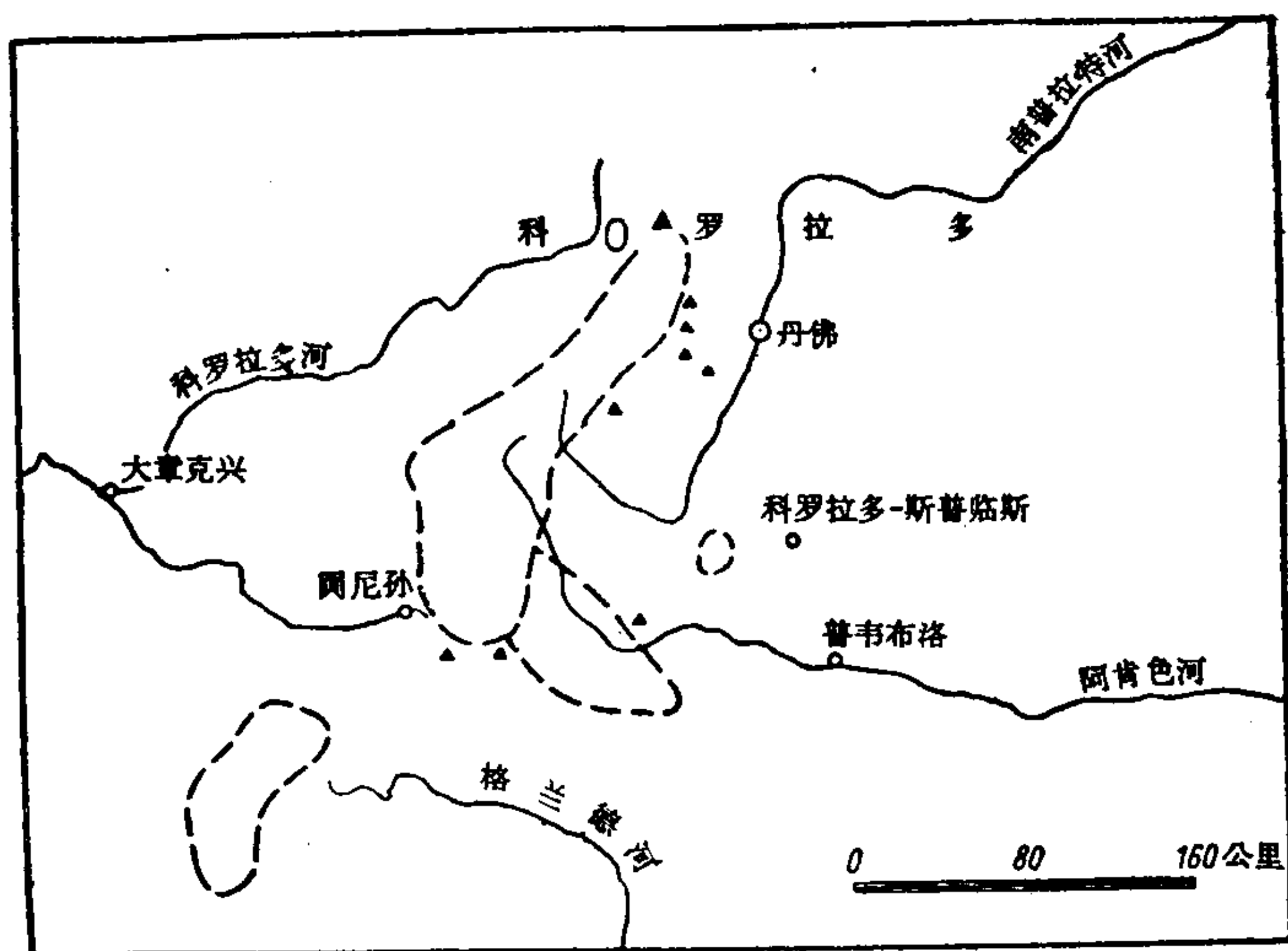


图2 科罗拉多铀矿床(除去科罗拉多高原)

地下水

现有一定的实际资料，表明地下水可以溶解并重新分配含在侵入岩和喷发岩以及脉状矿床和沉积岩层中的铀。因而，地下水的埋藏条件和化学变化是很多地区的重要的成矿控制因素。根据这个见解，在研究铀地质时，特别是科罗拉多高原地区、怀俄明盆地和黑山山脉(南达科塔及怀俄明州)的铀地质时，曾估计到了影响地下水的成分、流动及截流等的不同因素。

然而作为含矿溶液的地下水作用的许多观点要求作更进一步的定量研究。例如根据怀俄明州格斯山脉地区^[10]工作的假说，铀在斯维特瓦特(Sweetwater)隆起地区从前寒武纪花岗岩中被淋滤出来，并且被地下水沿古河床向北和西北迁移到格斯山脉地区。为了证明这个假说，必须进一步研究铀在花岗岩中的数量和分布、它的化学形态、现有的地下水的化学变化以及他们溶解的特性，并且详细研究发生铀迁移的水文条件。类似详细的铀的定量地球化学的“追索”，对于检验地下水淋滤凝灰沉积物形成“砂岩型”的矿体所提

出的理論^[11]或格魯涅爾 (Gruner)^[12]提出的,關於在大陸沉積中的“多次遷移—沉積”的概念來說是必需的。

目前,對地下水中鈾的性狀所進行的大部分研究是在乾燥的或半乾燥的氣候地區完成的。在這些地區中的地下水通常含有大量的不同的鹽,特別是硫酸鹽或碳酸鹽,同時,正如大家所知道的地下水是有效的鈾之溶解劑。在潮濕的和熱帶氣候條件下很少進行研究,因而在此條件下對鈾的地球化學就了解得不够。

有限的研究^[13]表明,大部分化學反應是在潮濕的氣候條件下,於風化作用帶內幾乎是中性的水中進行的,以及成為氧鈾根穩定離子狀態,移動的鈾甚至在 pH 值大約為 7 的情況下亦為地下水有效地搬運。這些溶液的穩定性可能部分地是由於鈾被分散的膠體的氧化硅和氫氧化鐵吸收這一作用所決定以及鈾在地下水中含有豐富的有機物的富耳維酸 (fulvic-acid) 分餾中溶解所致。看來,在紅土化作用或其他類型的化學風化作用過程中,鈾富集通常是在近地表帶中被帶出並廣泛地散布,因此在潮濕的氣候條件下,常常很難正確評價弱放射性異常點和由露頭中所採得的樣品中鈾的低含量的意義。在地球熱帶地區中鈾的富集及分布之更進一步的研究將具有特別重要的意義。

其他遷移的作用力

其他鈾之遷移的作用力乃是在某些地區中,鈾礦物碎屑沉積過程中起作用的因素和從海水中在黑色頁岩和磷灰岩的海相建造中鈾的堆積作用。但是從日內瓦召開的第一屆國際和平利用原子能會議時起,與這些過程有關的特別新的概念沒有被報導過,所以在本文中沒有加以探討。

鈾沉積的因素

與大量的鈾遷移作用力確定的同時,還確定了一系列其他的,不論是物理的,還是化學的各種因素,這些因素在鈾從溶液中沉積和富集過程中是起作用的。例如含礦溶液流速的變化,看來是在鈾沉積過程中重要的控制因素。在許多脈狀礦床中,鈾礦苗為上升的溶液運動速度大概發生變化的那些構造部分所控制。例如最近在科羅拉多州前山嶺施瓦爾茨瓦德 (Schwartzwaid) 礦山中裂隙系統的詳細制圖表明,含礦的礦脈生于波狀彎曲構造的張力裂隙中。在這裡,無疑地伴隨有溫度及壓力迅速降低的含礦溶液流速的變化是有效的沉澱因素。

在其他類型礦床中——懷俄明州科羅拉多高原的某些大陸沉積岩石中的獨特的礦體中——較多的注意力集中在成礦沉積的岩相控制上。經確定,鈾的礦床帶或區,至少部分地為一般的岩相構造所控制。礦床沿着建造交接處及在相變急劇的地區中被集聚。大部分大型礦床生于岩相條件的變化決定於細粒和粗粒沉積物楔狀互層的地區。此處仍然有引起成礦沉積的過程,此過程可能曾在很大程度上決定於因岩石透水性不同的含礦溶液流速的變化。

含礦溶液在許多不同條件的影響下 pH 值的迅速變化很久以前就被認為是非常重要的沉積因素。在最近所勘探的地區中,蒙塔那州普里奧爾-蒙太因 (Pryor Mountains) 山地區乃是同樣控制的最鮮明的例子。

當被截斷的水中 pH 值接連不斷地變化時,金屬礦物在空洞和粉砂的及粘土質的充

填中,沿着开口的溶解裂隙的壁面和其他的导水沟的壁面发生沉积,甚至在空洞底部的溶解角砾岩中沉积。

围岩中的有机物质

近些年来,美国对研究在铀沉积的情况下存在于围岩中的有机物质的作用给予极大的注意。对大量的各种各样的物质曾进行了研究:腐烂的木材,许多碳氢化物,包括天然气及碳。认为在这些碳化物质中的硬腐植质和被提取的腐植酸在铀的地球化学周期中具有非常重要的意义^[14]。已知,腐植酸及腐植酸盐借助于离子交换法和综合的化合物形成的方法以及吸附法从溶液中提取铀,并认为铀在大部分迁移和沉积的自然条件下滞留在其中。已知“死石油”或明显的瀝青状物质从水溶液中集中铀,并且这些物质通常被认为是在美国西部境内大陆沉积中形成矿体过程之有效的沉积因素。

在最近两年中,天然气对铀矿沉积的作用给予了非常大的重视,在怀俄明州一系列地段中曾对天然气在原生铀矿物从含铀溶液沉积中的作用进行了研究。曾证实了以前所得出的这种结论:此种沉积由于六价铀的溶解盐还原成非溶解的4价铀化合物的结果而形成还原剂主要是存在于天然气中的硫化氢。可能还有气体中之沼气和含矿溶液中的氧化亚铁离子均能促进此反应。

在确定含铀溶液和天然气的这个相互联系的基础上,可以作出以下结论:酸性气体(硫化氢含量高的气体)及对其堆积有利之构造是含铀地下水循环地区中矿石局部化的重要因素。“死石油”及含“死石油”的构造也同样具有这种作用。

有利的围岩中之沉淀作用力

铀的地球化学是这样:在各种不同的条件下均可进行成矿沉积。因此目前不认为,一定的为数不多的建造或岩石的类型是唯一的有利于成矿沉积的。同时,必须非常注意研究输送的含铀溶液与其在所经过的岩石的物理化学成分及构造特点之间的相互联系中的特性。至于被认为是不依其他因素为转移的围岩不能说其对成矿沉积有利或不利。矿体形成之可能性决定于围岩在其与该地区所有的铀的地球化学周期相互联系中的成分。

结 论

现代的铀地质学研究的趋向证明地球上许多部分铀矿床存在的有利面积不断扩大。继续进行的地球化学研究应该提高我们对铀区和次铀区的概念的理解,并扩大它的适用范围。进一步详细的岩石的及地球化学的研究更确切地确定铀在岩浆分异作用的过程中的复杂的性状。在研究铀地质学中广泛地运用水文调查将为大陆沉积中矿化控制因素的实际理解,提供出许多有价值的东西。最后,对铀的天然沉淀剂所作的野外和实验室的综合研究具有极为重要的意义,同时这些研究应该继续进行,因为它们对查明发展原子能所需的足够的铀资源来说是必需的。

(译自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Klepper, M. R. and Wyant, D. G., Notes on the Geology of Uranium, U. S. Geol. Survey Bull., 1046-F, 87—148 (1957).
- [2] Senftle, F. E. and Keevil, N. B., Thorium-Uranium Ratios in the Theory of Genesis of Lead Ores, Trans. Am. Geophys. Union, 28, 732—738 (1947).
- [3] Coats, R. R., Distribution of Uranium and Certain Other Trace Elements in Felsic Volcanic Rocks of Cenozoic Age of the Western United States, Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva 1955, P/18, Vol. 6, p. 248, United Nations, New York (1956).
- [4] Larsen Jr., E. S. and Phair, G., Distribution of Uranium and Thorium in Igneous Rocks, Nuclear Geol. pp. 75—89, John Wiley & Sons, New York (1954).
- [5] Turovsky, S. D., The Distribution of Radioactive Elements in the Eruptive Rocks of North Kirghizia, Geokhimiia, 2, 161—176, Moscow, U.S.S.R. (1957).
- [6] Neuerburg, G. J., Uranium in Igneous Rocks of the U.S.A., Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva 1955, P/16, Vol. 6, p. 231, United Nations, New York (1956).
- [7] Larsen Jr., E. S., Phair, G., Gottfried, D. and Smith, W. S., Uranium in Magmatic Differentiation, Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva 1955, P/17, Vol. 6, p. 240, United Nations, New York (1956).
- [8] Larsen Jr., E. S., Gottfried, D. and Mallory, M., Distribution of Uranium in the Volcanic Rocks of the San Juan Mountains, Southwestern Colorado, P/769, Vol. 2, these Proceedings.
- [9] Mackin, J. H., Bowyer, B., and Sharp, B. J., written communication (1958).
- [10] Marks, L. Y., Ground-Water Conditions and Relation to Uranium Deposits in the Gas Hills Area, Fremont and Natrona Counties, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm. (in preparation).
- [11] Garrels, R. M., Geochemistry of "Sandstone-Type" Uranium Deposits, Advances in Engineering, 2, 288—293, Pergamon Press, New York (1957).
- [12] Gruner, J. W., Concentration of Uranium in Sediments by Multiple Migration-Accretion, Econ. Geol., 51, 495—520 (1956).
- [13] Illsley, C. T., Bills, C. W. and Pollock, J. W., Some Geochemical Methods of Uranium Exploration, P/1935, Vol. 2, these Proceedings.
- [14] Vine, J. D., Swanson, V. E. and Bell, K. G., Role of Humic Acids in the Geochemistry of Uranium, P/779, Vol. 2, these Proceedings.

热液铀矿床矿化分布的一般规律及其基本的构造类型*

庫什納列夫 (И. П. Кушнарєв) 魯 金 (Л. И. Лукин)

雷巴罗夫 (Б. Л. Рыбалов) 索紐什金 (Е. П. Соңюшкин)

赫罗什洛夫 (Л. В. Хорошилов)

最近十五年来, 許多国家在利用原子能方面进行了大規模的研究工作。因而曾对已知铀矿床展开了地質研究工作, 并进行了广泛的普查工作, 以便于发现新矿床, 扩大原料基地。

由于进行了上述工作, 铀矿——裂变物质的主要原料——的总儲量增长了很多倍。其中大部分是产于外生矿床。但目前經常利用的富矿常常集中在热液成因的矿床內。

根据地質研究工作的結果查明了在含矿区内热液铀矿矿化分布的重要规律性。这些规律在很大程度上取决于地質构造因素, 因为这些因素常常影响到含矿区域的位置, 并决定着矿床和单个矿体的分布条件。

一、热液铀矿矿化的区域地質情况及其构造的基本特征

許多地質学家认为含铀地区的空間位置是在古老地質的边緣部分, 并指出許多铀矿床是位于地槽带內。

这些看法是不够全面的, 因为没有把所有必要的条件都包括进去, 而且也沒有揭示出可能呈现含铀地区的原因。

这些問題是极其复杂的, 决不能认为这些問題都已得到解决。虽然, 含矿岩浆的专属性对热液铀矿床的分布起着主导作用, 但应该看到构造发展的特点也起着相当大的作用。

为了闡明这些特点, 首先簡短地說明一下目前已經查明的含铀区构造的基本特点。研究这个問題必須从历史观点出发。对每一个具体的区域來說, 必須考虑到在成矿現象发生时該区域内地壳构造发展的特点。根据上述情况把热液型含铀地区划分为下列几种主要类型。

1. 生于古老陆台附近的古老地槽边緣部分的含矿区域;
2. 生于不同地質年代的內地背斜带中的含矿区域;
3. 生于两个邻近的古老陆台之間的地槽型狹窄凹陷中的含矿区域。

1. 生于古老陆台附近的古老地槽边緣部分的含矿区域

这些区域是一些环绕古老(太古代)陆台并延展数千公里的狹窄地带(寬为 100—200 公里)。由太古代和元古代的強烈变質的沉积岩层和噴发岩层所組成。其中有沉积間断

* Общє закономерности локализации уранового оруденения и основные типы структур гидро-термальных урановых месторождений (苏联版苏联科学家报告第 3 卷, 第 2492 号报告)。

和由強烈褶皺變形作用所造成的角度不整合現象。這些岩層中常貫穿有大量成分不同的前寒武紀侵入體，這些侵入體是在幾個時期內侵入的。早期的侵入體通常是由花崗岩組成。它們的規模很大，顯然這是岩基。較後期的岩體通常是規模較小的花崗岩類和基性岩類的岩株和岩牆。

上述含礦區域最具有代表性的特點是擁有很多大斷裂帶。這些斷裂帶常迭加於已形成的褶皺上，形成了複雜的塊狀結構。這些斷裂帶控制着較晚期的前寒武紀侵入體的分布情況，而絕大多數鈾礦床的空間位置是在這些斷裂帶中。這些鈾礦床是在幾個不同的成礦時期內形成的、大小不等的礦脈中。

上述各個含礦區域所遭到的強烈破壞作用，說明了這些區域在形成過程中是具有很大的活動性的。同時在這些區域中由於鄰近地區的隆起和下陷作用所產生的應力也大大地減弱了。

在上述各含礦區域內分布極其廣泛的是較厚和較長的石英脈、含金石英脈和石英赤鐵礦脈。在這裡最廣泛產生的現象是與所謂“五元素”建造礦床有關的鈾礦化現象。

2. 生于不同地質年代的內地背斜帶中的含礦區域

在內地背斜隆起的範圍內，特別是在其與內地向斜凹陷接觸的鄰近地帶，常常發育有許多熱液礦床，其中也包括鈾礦床在內。這些地區與其鄰近的內地向斜的區別是：沉積物的厚度相當小，而且堆積的間歇性也極頻繁。這種間歇性是由短軸褶皺的多次褶皺作用造成的。

強烈的火山作用是上述地區的特徵之一。這表現為多次溢出基性和酸性熔岩，並出現了很多不同地質年代和不同成分的侵入體。噴發作用有時遍布整個地帶，有時局限於內地背斜隆起的邊緣部分。在某些地帶，它曾延續了不少的地質年代，而在另一些地帶，僅與地槽發育的晚期階段有關。

在這些地區內，侵入作用的表現可分成幾個階段。最早階段的特点是岩盤巨大，侵入岩種類較少。這些侵入岩主要是酸性較弱、帶有深暗色的花崗岩類。在較後階段中，侵入岩的種類就增加了，酸性相對地增強，而岩體的體積縮小。最後階段的特点是，岩類最多，酸性岩和次鹼性岩占絕對優勢，侵入岩的體積小，都是一些岩株、穹狀岩塊和無數岩牆。

由於岩漿作用反復出現和褶皺作用頻繁的發生，造成這些地區的硬度很大，從而產生了大量的區域性斷裂帶。這些斷裂帶通常是在早期產生的，並具有悠久的複雜的形成過程。在很多含礦區域內，它們是噴發岩溢出的通道。岩漿源的末期分異物，即小型侵入體的岩塊和酸性及次鹼性岩石的岩牆，以及輝綠岩和煌斑岩的岩牆，常常生于其中。這些斷裂決定了含礦區域的複雜塊狀構造，並使得不同地質年代和成分的岩石錯綜交接。同時也決定了在這裡僅有裂隙類型的鈾礦床發育。

上述各地帶最顯著的特徵是它們擁有極其明顯的多金屬性和多種多樣的礦化類型。除鈾礦床外，這裡還廣泛地分布有銀-鉛-鋅礦床。重晶石礦脈和石英-赤鐵礦脈亦常見。在某些含礦區域內還出現有所謂“五元素”建造和銅-鈹礦脈。鎢、鉬、錫等金屬的礦化作用是極少見的。對這類地區的研究表明：上述各類礦床，就其時間而論是極相類似的，它們是同一熱液成礦作用過程中的各個單獨環節。鈾的礦化作用常常是和這一過程

的最末几个阶段有关。

3. 生于两个邻近的古老陆台之間的地槽型狭窄凹陷中的含矿区域

这些含矿区域生于元古代陆台之間比較狹窄的凹陷中，在地槽条件下由前寒武紀变質岩所組成。組成这些凹陷的岩石主要是沉积岩，其厚度相当大，为变質頁岩、石英岩、白云岩和石灰岩。这些岩石比其周围組成陆台的基底岩石較新，并且是成很大的角度不整合产于其上。同时，这些岩石也常具有很強烈的位移作用。岩层的产状被一些大的层間断层和橫向断裂破坏而錯綜复杂。有时見有刺穿褶皱。

在个别情况下，断裂破坏起相当重要的作用，因而在某些地段上具有非常明显的块状结构。

在上述含矿区域内看不見侵入作用，即使出現，也非常微弱，仅只形成一些以中性和基性成分为主的岩墙和岩株。有时也可見到酸性火成岩和較小的次碱性花崗岩岩体，它們与前寒武紀岩浆作用的最后侵入阶段有关。

根据大地构造的一般特征来講，上述各含矿区域的特征是发育有热液鈾矿床的混合构造，当然其中仍是以断裂作用为主的。

上述地区中矿化作用是比较簡單的。热液鈾矿化在空間位置上与其相連的銅矿化或层状鉄矿化之上，按某些調查者的意見，层状鉄矿化是具有原生沉积成因的。鈾矿石常常形成伸展方向大体上与围岩岩层一致的矿体，有时也填充在切穿了裂隙中。

从上述各含矿区域的几个主要类型的簡短說明可以看出：尽管这些区域在时代上和地質发育过程中有很大的区别，但在它們之間仍然存在一些很重要的共同特征。

所有热液鈾矿化的区域全都是分布于具有很大活动性的地槽地段。后者决定了褶皱和断裂变形作用的頻繁出現及噴发和侵入作用的多期性的发育。这就使整个地区愈发固結在一起，从而具有更大的硬度。由于这种情况，首先加大了断裂錯动作用，并在成矿作用即将发生前，直接促成了块状构造的迅速发育。

上面所指出的特点代表地槽发育末期的含鈾区域的构造特点，也决定了分布在这些地区中的热液鈾矿床的主要特征。

裂隙构造类型是这些矿床的主要类型，它們是在成矿作用运动的基础上，經過一系列相繼阶段而形成的。

二、鈾矿床矿区分布的基本規律

最近十五年在广大地区内进行普查勘探工作所取得的經驗表明：热液鈾矿床在各个含鈾区域的分布情况是极不均匀的。矿床通常集中在一些局部的地段上，組成矿区或矿結。根据对現有資料分析的结果得出結論如下：热液鈾矿床集中的地段是按照一系列地質因素所决定的一些規律性分布的。

如前所述，热液矿床是在地槽发育的末期阶段形成的。此时地槽已相当稳定，成为地壳的坚硬固結地段，仅有微弱的褶皱錯动发生。尽管如此，这些地区的个别地段在成矿时期之前仍然經受了一些不大的变动，而在局部地区形成了一些狹窄的洼地和隆起。这样的洼地就是有沉积物堆积的地段，而隆起則是岩石被冲刷和磨損的地区。此种运动所能波及的范围相当广，由数百平方公里到1000—2000平方公里。这些洼地和隆起具有許多

特殊的标志。在某些情况下,洼地具有相当平缓的界线,在平面图上呈一椭圆形,有时却非常扁狭。根据填充在洼地的较新岩层剖面的特点可以说明,这些洼地实际上是一些在坚硬基底上发育起来的局部性凹陷。在另一些情况下可以确定洼地的形成是和被断裂分成许多块段的古老基底岩石的不均衡块状移动密切相关的。显然,这可说明这些隆起和洼地轮廓复杂的原因,因而也就形成了阶地和急剧的迴转等。

有时在上述晚期洼地和隆起的边缘部分分布有火山和火山活动的产物,以及最新的侵入体。这些侵入体形成的范围不大,深度也小。在这些地方有时见有为数极多的成羣成带的侵入岩岩墙。这些小的侵入体和岩墙通常是侵入于填充凹陷的最新岩层中。同时,它们的侵入也促使了热液铀矿床的形成。

在某些情况下可以看到,向不同方向呈綫状延展的各洼地之間是相互连接的,因此在平面图上构成了复杂的构造形状。

在这些洼地连接的地方和在地平面上有强烈拗折的地方见有为数极多的小侵入体、火山口和噴发产物。

岩浆作用的空間位置及其强烈的活动、新断裂破坏的产生和老断裂破坏的活化,主要是形成在由隆起向洼地过渡的地带中,这是十分自然的。于是,在具有不同方向的垂直运动(上升-下降)的两个地段相连接的地方常常产生变形作用极剧的地带。

对热液铀矿床和成矿现象在空間上的分布情况的探討証明,大多数热液铀矿床和成矿现象也产生在上述地带。因此,直接促使矿化形成的沉积作用、岩浆作用和地壳的变形作用是相互联系的,并且综合起来决定了热液作用在一定面积上的产生。在上述由隆起向局部凹陷过渡的地带内,矿区和矿結所占的地段是較小的。据已有資料証明,在这些地段中,矿区的位置取决于褶皱和断裂破坏作用,以及在侵入時間上与矿化过程极相近的侵入岩岩体。

1. 矿区的位置和褶皱构造的关系

現知的一些实例說明:热液铀矿床位于新老褶皱交叉地带,新褶皱与构造运动有关,与铀的矿化時間极近。在这种情况下,矿区通常是位于新隆起地带的两翼。这些褶皱构造交叉地点的特征是:有时較老的褶皱軸無論是在平面或是在垂直剖面上都弯曲得很利害,两翼的傾斜角也很陡峭。这里的褶皱构造常常由于断裂破坏作用而变得杂乱。在这些地方常常产生有侵入体,其侵入時間与新褶皱形成時間有关。老褶皱的构造对铀矿区的分布也有重要的意义。現有許多实例說明,矿区就生于这些褶皱弯曲的地方。分布在上述地段上的矿区和矿床的特征是有一种非常鮮明的构造特点,即褶皱变形大大地超过断裂变形。

矿化常常分布在围岩的固定岩层中,矿体呈层状十分明显。因此,对矿化分布有重要意义的是岩层的岩石成分,以及在具有各种机械特性的岩石接触带上的层状断裂带。有时,在这样的矿区和矿床中,矿体围岩是遭受过强烈褶皱作用的古老岩层,这就决定了褶皱两翼的压缩很利害、褶皱的傾斜角度很大。和在两翼有急陡傾的弯曲发生。褶皱构造的这些特点对矿区构造皆有影响,并决定矿体在空間上的位置及其形状。

受到强烈錯动作用的围岩常常也是强烈变质的围岩,这就对断定矿区褶皱构造情况,在許多場合下也給查明矿化成因带来了困难。

2. 鈾矿区的位置和大断裂的关系

根据在各个不同的含鈾矿区中进行的普查勘探工作，已确定大断裂对鈾矿床的空间分布起非常重要的作用。

很明显，鈾矿床倾向于生于这些断裂中。但是，它们并不是分布在主要的断裂带中，而是分布在与这些断裂带相连接的较小的断裂中。矿体周围的裂隙或是与大断裂平行，或是与大断裂成锐角相交。

鈾矿床沿断裂带的分布是很不均匀的。他们常常集聚在隔有空白间段的矿区中。

根据矿区位置与大断裂的关系，可分为以下各类：

- 1) 生于大断裂破裂处的矿区；
- 2) 生于大断裂交错处的矿区；
- 3) 生于羽毛状裂隙强裂发育地段的矿区。

第一类矿区的特征是发育有相当明显的矿化断裂和矿脉带，它们分散成狭窄的、一般呈扇形束羣。

这些地带的范围大小不一，常沿走向伸展数公里。有时与斜向断裂相交，形成复杂的含鈾断裂网。

这种大断裂的破裂现象不仅在大断裂走向的中部见有，而且在其侧部、消失和尖灭处也同样见有。关于断裂破裂的原因不是经常都能确定的。这类破裂现象常常出现在断裂穿过大的侵入岩体处、在具有不同机械特性的岩层接触带上，以及在核心产有侵入岩体的褶皱处等。

第二类矿区位于方向不同的，大的区域性交错地段。已有实例表明，鈾矿区分布在断裂交错处，这些断裂是在不同褶皱时期形成的，与同一构造期有关。

这类矿区的特征是矿化构造带沿一个或几个方向的发育很稳定，而含矿裂隙主要是在某一个方向上。在方向各异的大断裂的集结处，特别是邻近断裂的交错处，有时产生网状脉和网状脉带。

第三类矿区的特征是含鈾带发育在大断裂附近并产于大断裂的羽毛状裂隙中。由于受运动特性的影响，含鈾带的空间位置与大断裂的关系可能是多种多样的，有平行的和斜交的。这些矿区中的矿化带，沿走向和倾向常常是十分稳定的，并常常伴有细小的羽毛状裂隙。在某些情况下可以清楚地看到，决定矿区位置的羽毛状剪切裂隙，在大断裂的走向或倾向变形的地方就离开了大断裂。

目前关于鈾矿区与大断裂带的依附性已找到了一定的解释。一系列的实例说明，矿体周围裂隙和导矿裂隙的形成皆与大断裂有关。在成矿沉积时，这些裂隙的活化和开放也是由于大断裂的运动所造成的，并且是与大断裂的运动同时表现出来。

3. 矿区位置与侵入体的关系

确定热液鈾矿床矿区同一定岩浆综合体侵入岩的联系有助于查明热液鈾矿床矿区在空间上分布的规律性。在解决鈾矿床与火成岩的关系问题中常常会遇到很大的困难。对其他金属的中低温矿床来说也是如此。

由于对这一问题缺乏确实的资料，因而使得某些地质学家完全否定了鈾矿床与侵入

体之間存在的关系,并用通过岩浆的溶液的作用来解释铀矿床的成因。但是,在某些具有复杂岩浆作用的含铀区域中,已取得了一些新的有关铀矿床与侵入体之間的关系的資料。在这些区域中,侵入岩的种类特別繁多,这就是該地区岩浆作用末期的特征。在这一时期中出現了很多浅成的小侵入岩体。这些岩体的变化頗大。某些岩体是由基性岩石(輝长岩,輝长正长岩)組成,而絕大多数岩体是由酸性和次碱性岩类(白崗花崗岩、花崗正长岩和正长岩)組成。这些岩体具有多种多样的成分。

铀矿床的形成晚于最新的侵入体,但它与侵入体在空間位置上有着紧密的联系。铀矿床通常分布在这些岩体的外接触带上或其边缘部分。铀矿床与侵入体的关系突出地表现在它們的构造关系上。

在很多情况下,最晚期的侵入体和与其有关的岩墙是沿大断裂破碎带分布的。而这些大断裂破碎带是控制着铀矿床的分布的。这些侵入体的岩枝和岩墙常常侵入到含有矿体的羽毛状裂隙中。

上面已提到,在某些含铀区域中,除低温铀矿床外,还分布有含有云英岩的高温稀有金属矿床。这些矿床都是由同一构造所控制,它們与最新花崗岩类岩体之間呈現着有規律的带状分布情况,而且在形成的時間上是彼此相近的,因而毫無疑問它們都是同一成矿作用的各个单独阶段。

铀矿床和最新的侵入岩在形成的時間上是相近的,而且在成分上具有地球化学的相繼性。这种相繼性表现在后期伴生矿物的組成中放射性元素品位增高,和热液岩脉矿物中混入有侵入岩所专有的元素。

从以上所指出的侵入岩与热液铀矿床的关系来看,可以認為他們是同生于一个岩浆源的。

由于热液铀矿床与已确定的侵入岩綜合体之間有联系以及岩浆和成矿溶液的运动共用一个通道,这就决定了它們在空間位置上是邻近的。

当我们研究岩浆因素对铀矿化作用的空間分布位置的影响时,也必須考虑到火山的作用。这一点对于火山活动活跃的地区來說是非常重要的。

在許多情况下可以确定,铀矿床和矿区位于中心型和裂隙型火山发育的地段。火山通常是沿大断裂破碎带和羽毛状裂隙分布,在某些情况下还可見到火山口相向复盖层过渡的現象。这种火山相的岩石与組成同铀矿化有关的、最新岩石綜合体的侵入体和岩墙的岩石性質相似。

铀矿床矿区的构造在大多数情况下取决于上述各种构造因素和岩浆因素对它的共同影响。有許多实例証明:褶皱构造和断裂构造决定小侵入岩体的位置。而小侵入岩体本身的形状又对热液铀矿床埋藏的条件和分布以及产状有影响。

褶皱錯动和断裂錯动对矿区构造的空間分布和形成的相对作用取决于含矿区域或其各单独部分的地質构造特点。

查明和研究热液铀矿床矿区的空間分布規律是今后調查工作的首要任务。

4. 围岩在热液铀矿床中的作用

热液铀矿床分布在各种沉积岩、噴发岩和侵入岩中。

目前还没有詳細的資料可以証明铀矿床主要是产于某一种成分的岩石中。現只能提

出 C. 罗宾逊 (C. Робинсоном) 对这一问题所作的关于加拿大铀矿床的报告。根据他所提出的资料,在所统计的 112 个铀矿床中,有 25 个是产于基性片麻岩和绿泥片岩中,20 个产于酸性片麻岩和岩浆岩中;12 个产于闪岩中,11 个产于辉绿岩中,8 个产于花岗岩、正长岩和其他花岗岩类岩石中;8 个产于泥板岩中,另外产于白云岩和石英白云岩中的有 6 个;石英岩和长石石英岩中的 5 个,铁质石英岩中的 4 个,玄武岩中的 4 个,变质糜棱岩和角砾岩中的 3 个,石墨片岩中 3 个,砾岩中 3 个。

在这个问题上还可以再补充说明一点,就是中非大多数铀矿床是产在白云岩化的石灰岩岩层中。中欧的含铀矿脉分布在结晶片岩和千枚岩中,而在花岗岩类岩石中却完全没有。同时,有一些地区的热液铀矿床产在花岗岩类岩石中,而在砂岩和页岩中却完全没有。

对某些地区来说,铀矿床主要是产于石英斑岩和霏细岩类型的酸性喷发岩中,而在玢岩和花岗岩类岩石中没有铀矿床。

有个别例子证明,铀矿床主要是集中在一定的喷发岩岩系中,而这些岩石在化学成分上与其下复和上复岩层是没有区别的。这种情况暂时还得不到解释。可能,矿化的这种具有选择性的分布特征是由于岩石的物理-机械特性对成矿沉积的影响而造成的。

上列资料表明,目前还没有根据来说明究竟铀矿床主要是产于那一种类型的岩石中。

然而有大量的事实可以证明,在某些矿床中围岩对矿体和富集地段的分布有很大的影响。这一问题将在本文中矿体分布的构造条件一节中详细阐述。

三、铀矿床形成的深度

查明铀矿床形成的深度和在垂直方向上的延展长度在科学研究和实践两方面都具有很大的意义。遗憾的是,对这个异常复杂的问题仅有一些片断的资料。例如:对于加拿大、中非和康沃耳等矿床来说,已指出了它们一般都是生于地层剖面上半部的岩石中,但有关直接说明这些矿床形成深度的资料在文献中是没有的。

根据许多间接的标志(浅成侵入体、矿石的结构-构造特点、矿体围岩裂隙的构造特点等)可以说明热液铀矿床形成的深度是较浅的。

对某些铀矿床来说,可能会获得比较确切的资料。根据矿床形成时在地层剖面中的位置变动以及对其他一系列地质因素的研究结果,可推断矿床的上部是在距原地面约 500—700 米深处形成的。对比某些含矿地区的资料,可以认为在有利的构造和岩石条件下,热液铀矿床中铀矿体在垂直方向的延展长度一般可能略微超过 1000 米。

由此可见,在评价深处的铀矿床的远景时,必须查明矿床在地层剖面中的位置及在矿化生成时与地表的相对位置,同时还必须考虑矿床形成后受剥蚀切割的深度。

计算某些矿床地区的剥蚀深度有特别重要的意义。忽视了这一点将会在评价深处的矿体远景时造成很大的错误。只有在很好地了解了成矿前后的断裂构造以后,才能查明剥蚀的深度。由于断裂构造的影响,某些构造地块之间的相互位置与成矿时的位置完全不同。当含铀区为块状构造时,常因此可决定在两个邻近的地段内,有无矿化和是否出现在这样的岩层中,即在该区的岩石剖面中占有各种位置的岩层中。

四、热液铀矿床的构造

勘探工作中收集的資料表明：在褶皱和断裂占明显优势时热液铀矿床的构造主要决定于褶皱和断裂的破坏。在很多情况下，侵入岩体和火山頸对矿床构造的形成也有很大的影响。

在研究铀矿床的褶皱构造时，了解褶皱的成因类型是很重要的，因为褶皱形成的方式在很大程度上决定矿化分布的条件。

当研究裂隙型热液铀矿床时，首先必须确定布矿断裂和矿体围岩断裂破坏的成因类型。此时，特别重要的是查明岩块沿剪切裂隙相对错动的方向。这样做有助于确定开口空洞的位置，而铀矿床就是常产在这些空洞中。铀矿床也经常分布在羽毛状裂隙及其与主要剪切裂隙相连接的地带中。这一情况决定了查明羽毛状裂隙的重要性，以及应研究其在空间位置上的关系及分布规律。勘探热液成因的铀矿床的经验表明：必须对矿体和断裂破坏之间的关系加以研究。查明成矿前后的裂隙构造可正确地了解矿体分布的条件和避免勘探工作中的一些可能发生的错误。

铀矿床的形成过程是多阶段的，在大多数情况下，铀矿物是在成矿的最后阶段沉淀的。因此，对矿体空间分布有影响的不仅是成矿前的，而且还有成矿时期内的运动。这些运动直接与含铀矿脉和细脉的形成有关。因而，如果不查明矿体内部构造的基本特点，也就不可能了解矿体分布的构造条件。

矿体内部的变形作用不象先于它的运动那样包括的区域广，而是有局限性的。这些变形作用通常只发生在构造上最弱化和复杂的地段，而不沿着整个构造断裂处出现。

通过研究现有资料，可将显示热液铀矿床与局部构造断裂之间一般特征的主要构造类型分类如下：

1. 生于受强烈挤压的褶皱与急倾斜脊綫相闭合处的矿床 这些矿床的矿体为层状或扁平透鏡体状，夹有细脉浸染状矿化，其产状与围岩整合。矿体常常分布在褶皱的直接闭合或邻近闭合处的两翼。矿体主要是发育在岩石成分和特性不同的许多岩层的接触边缘上。除此之外，还见有产在褶皱转折端部分、受层间断裂控制的矿体。

2. 生于受强烈挤压的褶皱两翼的急倾斜弯曲处的矿床 此类矿床的矿体产状与围岩整合，是层状或扁平透鏡体状。矿体的空间位置、偏角、沿走向和倾向的拗折皆与褶皱两翼弯曲的形态特点密切相关。在某些矿床中褶皱构造因受一些层间的和横向的断裂作用而变得十分复杂。这些断裂对铀矿化的分布往往起着重要的作用。

3. 生于单独的剪切裂隙和較简单的剪切断裂带中的矿床 此类矿床分布在单独的剪切裂隙或平行的剪切裂隙羣中。矿床的特征是具有细脉构造，厚度不大，沿走向和倾向的变化一般极小。含矿裂隙常是直綫型的，仅局部有平缓的弯曲。在某些情况下伴生有岩枝，它将两个邻近的含矿裂隙连接起来。有时含矿裂隙之间距离很近，而形成使矿体成雁翅形排列的剪切裂隙带。这样的矿体具有扁平透鏡体形状，厚度不大。在这种类型的矿体之间，一般都有較大的不含矿地带。

4. 生于伴有羽毛状裂隙的复杂断裂带中的矿床 此类矿床的特点是含矿构造带頗大，构造亦很复杂。每一个这样的地带皆由一系列延展大、间距小的剪切裂隙组成，此剪切裂隙的围岩已片理化和破碎。这些地带常常发育成分枝状，分出许多剪切裂隙和斜交

方向的断裂。此类矿床的矿体形状繁多，有脉状、柱状和透鏡体状的矿体，及一些形状不規則而复杂的矿体。矿体分布在一些主要的构造裂隙和羽毛状裂隙，以及它們連接的地段中。

5. 生于成矿前构造带的交錯处或共軛处的矿床 在此类矿床中，矿体經常是生于一个成矿前的剪切断裂带与另一个剪切断裂带交錯的地方或在这些断裂带相連接的地段內。含矿带常常沿走向和傾向发生弯曲，并伴有許許多多細小的断裂裂隙和剪切裂隙。这些裂隙有时形成形状特殊的网状脉。矿体具有扁平的透鏡体形状，并在成矿前构造带的連接处集成矿柱，矿柱的傾伏方向与构造带的連接綫相同。这些矿柱沿傾斜的深度較其沿走向的长度大很多倍。

6. 生于相邻断裂間的构造地块中的矿床 此种类型的矿床分布在相邻断裂間的突楔形的岩块中。其特点是矿体較大，矿体的形状不規則，有时为狭长形状，矿化呈网状脉分布。网状脉为方向不同的、彼此相隔很近的細小裂隙网。矿体具有复杂的圓柱形状，生于裂隙最大的地方。矿体常常靠近某一断裂产出，一般来講常常是沿着断裂延展的。当沿断裂出現花崗岩类岩石侵入体时，网状脉大多是发育在这些岩石中，其形状大体上也和侵入体的形状相同。在相邻断裂間的岩块中可能产有挤压成褶皱的火山-沉积岩。在这些情况下，网状脉大多是发育在最脆弱的岩石中，而且矿体的空間位置也取决于褶皱构造的产状。

7. 产于小侵入体和岩墙中的网状脉带中 此类矿床的网状脉发育在小侵入体和岩墙中，常靠近具有不同机械特性的围岩岩石的接触带。而这些接触带常受成矿前的断裂破坏，有时伴生有羽毛状裂隙。矿体的空間位置分布于断裂带內，生于小裂隙強烈发育的地段。在这些条件下，矿体具有复杂的透鏡体形状。在某些矿床中产有形状复杂的网状脉，它們生于流紋状的噴发岩与貫穿其中的熔岩角砾岩的接触带中。含矿网状脉的裂隙經常是沿着流紋噴发岩分布的，这就使得矿体的輪廓非常复杂。

网状脉矿体也产生在橫向或斜向断裂破坏与岩墙和小侵入体交錯的地方。此时，矿体通常是不超出侵入体的范围的。

上述这类分布不能包括所有对热液鈾矿床构造形成有影响的一切因素。有时，由于火成岩体的一定作用而使褶皱与断裂相結合，結果使矿床的构造带具有綜合性質。此外还見有裂隙型鈾矿床生于火山岩頸中。鈾矿床与火山口之間的构造关系是很值得注意的，因为这里的条件对裂隙构造的形成及其向地下深处分布很有利。

五、热液鈾矿床矿体局部化的构造条件

借助对热液鈾矿床的勘探和研究，可根据围岩的构造特点和性質查明矿体的主要富集的情况。为了說明这些情况，曾在各含鈾区域的鈾矿床上对大量各种各样的具体实例进行了研究。这些鈾矿床主要是由于充填在开口岩洞而形成的，但在許許多多矿床中也曾发现在鈾矿体的形成中也广泛参与了交代作用。

在研究热液鈾矿床中鈾矿石分布的构造条件，并考虑到有利岩石的作用时，可将矿体构造划分为下列几个主要类型：

1. 生于褶皱两翼和閉合地段中的整合矿体(通常在急傾斜尾余弯曲中) 这一类型的矿体具有层状或扁平透鏡体形状，規模大小不等，有时很大。矿体一般与围岩整合地产生

出，特征是有浸染状和細脉状矿石发育。含晶質鈾矿或瀝青鈾矿的浸染状矿石常常是通过交代作用而形成的，并常常与热液围岩变动的末期阶段有关。主要是由瀝青鈾矿組成的細脉状矿石在空間位置上与浸染状矿石紧密相連，并終結了鈾矿物不断沉淀的过程。在大多数情况下，这些細脉在变质岩石中伴生有瀝青鈾矿的扩散状浸染体。这些扩散状浸染体越靠近細脉就越密集。上述鈾矿物的分布特点决定了矿体沒有明显的接触带，和矿体向围岩过渡有时是极緩慢的。

2. 生于褶皱两翼和閉合处的层状断裂带中的矿体 层状断裂带經常发育在具有不同物理机械特性的各岩层接触处。这些岩石的物理机械特性的差别是由于各岩层的岩石成分、粒度、岩石变质再造的性質和強度等的不同而产生的。

层状断裂带常常明显地出現在背斜褶皱和向斜褶皱的閉合处，特别是当褶皱受到強烈挤压和褶皱脊綫傾伏角很陡时，这种現象就更为明显。褶皱两翼上的层状断裂常常产生在組成褶皱两翼岩层的尾余弯曲地段內。位于层状断裂中的矿体具有一般与围岩层理整合的层状矿层的形状。矿体一般由瀝青鈾矿組成，有时伴生有鈾矿物的浸染体，层状断裂中的矿体范围經常是小型的，而中型的較少見。

3. 生于沿含矿裂隙的走向和傾斜弯曲处的矿体 在成矿作用过程中所发生的运动致使裂隙的两壁发生位移，結果产生了开口岩洞，这就是矿体能在裂隙的弯曲地段內分布的主要原因。在这些地段內的矿体通常具有扁平的和狹长的透鏡体形状，大小不等。矿体空間方位决定于沿含矿裂隙的相对位移方向和含矿裂隙的形状等。

这些矿体中的瀝青鈾矿經常形成厚度不一的細脉和矿脉，有时也和角砾岩化的岩石或与較早期矿脉的胶結物在一起。鈾矿石中角砾构造的广泛发育，以及矿脉和細脉的带状构造証明：由于开口岩洞在輕微的交代作用影响下被填充，該处沉淀了大量的瀝青鈾矿。

4. 生于成矿前的构造带和裂隙的交錯处或連接处的矿体 据观察証明，成矿前的构造带和裂隙的交錯处或連接处是在矿体周围岩石极为破碎的地段。矿体为不規則的柱状或扁平透鏡体状，大小不等。其空間方位取决于邻近构造的产状。在傾斜急陡的含矿裂隙穿过傾斜平緩的层状断裂时，在后者的复盖下常常形成一些单独的扁平透鏡体，这些透鏡体組成了傾斜极緩的矿柱。

有时也見含鈾裂隙在接近被穿过或受限制的断裂处时分散成許多細脉，組成三角形的网状脉和丁字形的矿柱。发育在成矿前裂隙交錯处的矿体，主要是由开口岩洞的填充作用形成的。此种实例可見于各种含矿区域內的許多热液鈾矿床中。

5. 生于主要裂隙和羽毛状裂隙結合处的矿体 在热液鈾矿床中起相当大作用的剪切裂隙，往往伴生有羽毛状裂隙，这种裂隙与主要断层斜交并沿走向和傾向与主要断层面相連接。在主要裂隙和羽毛状裂隙連接的地方，常常分布有鈾矿体。这些矿体一般呈柱状，其傾伏方向与裂隙的結合綫相应。矿石經常发育在裂隙結合处附近，也发育在裂隙之間的楔形地块中；有时仅出現在羽毛状裂隙中。

由于查明了羽毛状裂隙对于主要断裂破坏的空間分布規律和产生的地点，以及研究了羽毛状裂隙与主要断裂破坏結合的特征，可以相当有把握地确定矿体在构造中的位置和推断其在深处的位置。

矿体由大小不等的岩脉和細脉組成，这些岩脉和細脉的方位是一定的，或是产于形成

网状脉的空間方位不同的裂隙中。

上述类型的矿柱在許多热液成因的鈾矿床中都有发现。

6. 产于緩傾斜构造断裂和岩墙复盖下的矿体 此类矿床的位置取决于位于含矿溶液运动通道上的遮断面。成矿前的构造带和裂隙,岩墙或較早期岩脉的接触面、层理皆可成为这种遮断面,特别是当这些面伴随有断裂泥时。矿体的形状复杂,其傾伏与相邻构造的产状相适应。

瀝青鈾矿經常形成大小不等的矿脉和細脉,有时也見有細脉-浸染状矿石。

7. 生于含矿裂隙与利于成矿沉淀的岩墙、較早期岩脉和岩层交錯处的矿体 根据对位于各种地質环境下的热液鈾矿床进行勘探工作的結果确定,矿体大多是生于含矿裂隙的某些特定地段內。

在某些情况下,矿体出现在这些裂隙与不同成分岩墙或較老的含硫化物石英岩脉交錯的地方。在另一些情况下,鈾矿体分布在各构造断裂的間隔中,矿体在其中穿过閃岩岩层、黄鉄矿化或石墨化的岩石岩层,或富含生物殘骸的沉积岩岩层。在个别矿床中发现矿体与砂岩岩层有空間上的联系,此时泥板岩几乎沒有矿化。

矿体生于岩墙、較早期岩脉和利于成矿岩石交錯处的原因可能是受下列两种主要因素的影响。

第一因素是:由于上述各地段的机械特性极不一致,裂隙增加了。第二因素可能是矿体围岩和較早期岩脉有有利的化学成分。由于存在硫化物、有机物和含二价鉄的矿物,矿体围岩和較早期岩脉也就可能成为鈾矿物的沉淀剂。

此类矿体具有各种形状,而且常常是相当复杂的,其內部結構也很繁雜。在这里还可見到細脉状、浸染状和細脉-浸染状的矿石,它們是瀝青鈾矿或鈾黑瀝青鈾矿的矿化。

8. 生于小裂隙发育地段內的矿体 这一类矿体分布在网状脉矿体中,經常发育在小侵入体和岩墙的范围內,通常位于相当大的构造带附近,尽管在噴发-沉积岩中也見有相类似的矿体,但未見到其与断裂破碎之間有某种可見的联系。

引起网状脉生成的构造原因是非常多的。网状脉常发育在沿着断裂破坏侵入的小侵入体中。在成矿期前断裂破坏运动的活化导致了侵入体的破碎。在另一些情况下,挤压在两邻近断裂之間的狭长楔形地带中的噴发-沉积岩岩块的破碎也会引起強烈的破裂。流紋噴发岩因受到由侵入脉动而产生的动应力影响,也可能产生小裂隙。

网状脉类型的矿体具有复杂的柱状和扁平狭长的透鏡体形状,規模有时很大。矿体中的鈾主要是与形成大小不一的矿脉和細脉的瀝青鈾矿有关。但在某些矿床中广泛分布着細脉-浸染状矿石,其中大部分瀝青鈾矿是經過交代作用形成的。

上述各种矿体的构造类型并不能包括热液矿床中鈾矿石分布的全部自然条件。从已列举出的資料表明,鈾矿床和鈾矿体分布的构造条件与在相类似地質条件下形成的其他金属热液矿床沒有原則性的区别。

(譯自俄文預印本)

区域普查铀矿化的标志*

杰克·克拉奇曼**

通过对矿体的研究以及在铀矿开采区进行的新的勘察,无疑将可以增加铀的储量。罗斯科 (Roscoe)^[1]指出,在加拿大布来恩德-里佛矿体是位于下侏罗纪 (Lower Huronian) 密西萨基 (Mississagi) 石英岩底部的石英砾岩以内的盆地中。对这些盆地的倾斜没有作过全面的勘察,因此,如果进行深的钻探,则可以发现新的矿石储量。在新墨西哥州的安布鲁西亚湖 (Ambrosia Lake) 区和美国其他重要的铀矿开采区中,沉积岩的产状要素和矿体分布两者之间的关系已经确定^[2]。将来用深钻将沉积层走向完全查明后,则储量将无疑地增加。

除了从已有的铀矿开采区域中发现新的储量以外,还必须在今尚没有重要发现、但具有有利地质特征的区域寻找铀矿床。因为大的铀矿床主要是集中在沉积岩或轻微变质的沉积岩中,因此可能发现铀矿的最有希望的区域也将具有这些特征,例如有利的岩性、岩相变化、侵蚀凹陷处、地层尖灭以及区域性侵蚀面等。不过重要的,但可能是较小的铀矿床,在具有其他普查标志的区域也可能发现,例如在美国华盛顿州,斯波坎 (Spokane) 的侵入接触中的断层带^[3],美国犹他州马利斯瓦尔 (Marysvale) 的蚀变带^[4];法国中央地台的赤铁矿浸染的裂隙^[5];美国科罗拉多州靠近根尼森 (Gunnison) 的矿脉交接处^[6];以及加拿大西北地区的大型石英网状脉^[7]等。其他的普查标志已由培基 (Page)^[8]总结出来。

在多种地质环境中已发现有数百个铀矿床。但大型的矿床,及产有大量铀或具有显著储量的地区却比较少 (图 1)^[9]。正是这些少量的矿床的地质条件将为今后更大的发现提供线索。最大的和最重要的铀矿区是在前寒武纪地盾区,沉积盆地中的铀矿床次之,造山带内酸性侵入体中的矿体更次之。其他地质环境也有铀矿床,但这些矿床价值都不大。

由于地质资料对世界广大地区并不适用,因此在选择普查铀矿床的区域时,必须利用区域性的或一般的标志。

前寒武纪区域

根据尼宁格 (Nininger)^[10]估计,全世界 65% 的铀储量是在前寒武纪砾岩中,再加上前寒武纪的脉状矿床大约有 4—5% 以上,这就使前寒武纪地层中铀的储量增加到占世界总储量的 70%。因此在将来开采铀矿最有希望的地区中前寒武纪区域占首位。

大多数已知的前寒武纪铀矿床都位于加拿大、非洲和澳洲的地盾区。这些地盾区可以认为是前寒武纪花岗岩和片麻岩组成的大面积的稳定地区,这些前寒武纪岩石包括有

* Regional Exploration Criteria For Uranium (第 2 卷,第 1933 号报告,美国)。

** Jack Kratchman (美国原子能委员会)。

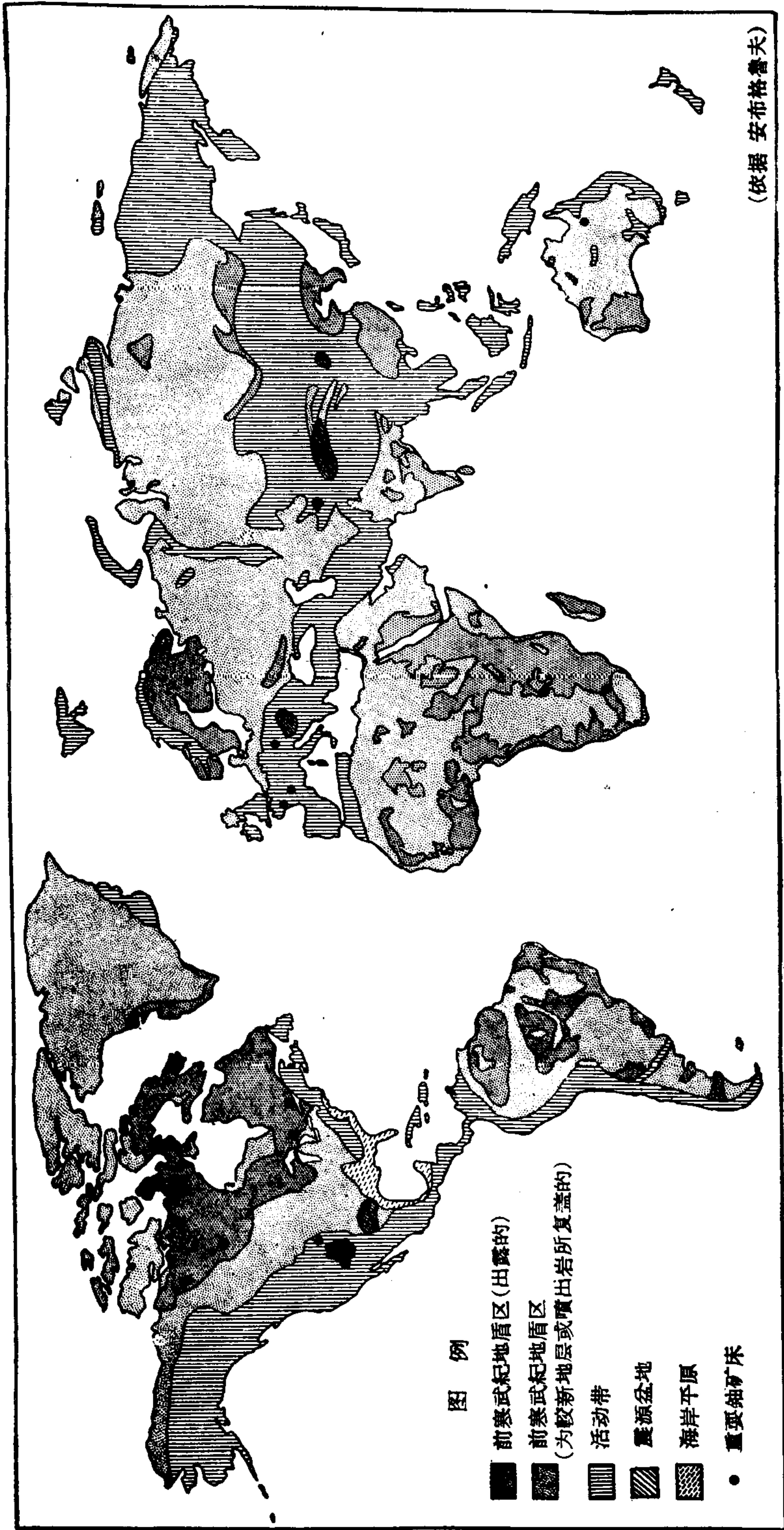


图1 主要大地构造特点和选择铀矿床的关系

不同变质程度的火山岩和沉积岩。地盾部分地为未变动的前寒武纪以后的沉积岩和喷出岩所复盖。主要的勘探问题是如何在这样的地盾区内选择有利的区域。一般认为地盾边缘比地盾内部更有利于铀的富集,但这一结论也有许多例外,因此需要更具体的标志。

对前寒武纪地盾中铀矿床的分布和性质的研究结果,发现其矿物成分,围岩和构造控制有很大的差别。例如,与刚果申戈洛布维(Shinkolobwe)的矿床复杂的矿物成分和澳洲昆斯兰(Queensland)、马丽愷特林(Mary Kathleen)的围岩的强烈蚀变不同,在加拿大布来恩德-里佛矿床却是矿物成分简单围岩蚀变也不大显著的。构造变动从加拿大萨斯卡奇温(Saskatchewan)根那(Gunnar)矿床的错综复杂的破裂和角砾岩延至南非维特瓦特斯兰德山(Witwatersrand)。没有一种围岩是最有利的。

看起来有一种类似的情况好象是全世界一致的,即铀矿床和前寒武纪沉积盆地或大地槽及与其伴生的沉积岩和侵入岩有关。前寒武纪沉积岩一般是沉积在大地槽或附近的活动带以及地台中深埋的沉积物^[11]。因为地槽带是较晚变形的地方,因此,这些残存的沉积物就可以认为是前寒武纪造山带的遗迹。铀和造山带的关系已为人们所注意,且铀的沉积作用和地槽发育的晚期火成阶段也有关系^[12]。

在前寒武纪沉积盆地的铀矿床可以根据围岩的类型和硅酸的、硅酸-碱性的火成岩或伟晶岩的有无而分为三类:

1. 硅酸的和硅酸-碱性的或与变质的沉积岩共生的伟晶岩。

- (1) 加拿大萨斯卡奇温的根那矿(塔泽盆地)铀焦油酸和矽钙铀矿浸染在正长岩中的角砾交接处^[13]。
- (2) 澳洲昆斯兰马丽愷特林[克龙丘利(Cloncurry)盆地];铀矿浸染在接近花岗岩侵入体的元古代钙质硅酸盐层中的剪碎带交接处^[14]。
- (3) 加拿大安大略班克罗夫特(Bancroft)地区,沥青铀矿和铀方钍石呈浸染状出现于伟晶岩或混合岩侵入体中,此侵入体侵入结晶石灰岩^[15]、角砾岩和副片麻岩中。

2. 与较晚期的硅酸的,硅酸-碱性的岩石伴生,或局部地与铁镁质岩墙伴生的沉积变质岩。

- (1) 加拿大西北部的鐳港矿山(大熊湖盆地)。
铀焦油酸充填在交接着硅质页岩、交代变质岩、辉绿岩及长石斑岩的矿脉和剪碎带中^[16]。
- (2) 澳洲北部拉姆·格尔(Rum Jungle)和南阿里加多河(South Alligator River)区(派因河大地槽)。
沥青铀矿和硫化铜的交代作用存在于被花岗岩侵入的石墨板岩的褶皱中^[17]。
- (3) 澳洲南部鐳山(Radium Hill)[阿得雷德(Adelaidean)大地槽]。铀钍铁矿出现在割切太古代沉积片麻岩和火成岩侵入体的矿脉中^[18]。

3. 带有少量硅酸的和硅酸-碱性的岩石,且其中有些较沉积岩年青的沉积变质岩:

- (1) 刚果申戈洛布维(Shinkolobwe)(加丹加 Katanga 大地槽)含铀脉矿床产于这个矿山系的硅质白云岩中^[19]。
- (2) 加拿大安大略布来恩德-里佛[本诺金(Penokean)大地槽]含铀矿物浸散在复盖于花岗岩^[20]、花岗片麻岩和基性岩之上的石英砾岩中。

(3) 南非。維特瓦特斯兰德一个大的向斜含有复盖在太古代花崗岩及其他基岩之上的极厚的沉积物。瀝青鈾矿和鈾矿浸散在砾岩和石英岩中^[21]。

在 1949 年，貝特曼 (Bateman)^[22] 指出：加拿大鈾矿床和晚期的元古代盆地有关。后来在一个元古代盆地中发现了世界上最大的安大略布来恩德-里佛鈾矿区，从而也就証实了这种关系。其他的鈾矿床表明，太古代和元古代盆地都很有利于鈾的沉积。

虽然也有不少例外，但是鈾一般都存在于硅鋁层的地槽（冒地槽）中^[23]。这种类型的地槽含有粘土質岩石、石英砂岩、石灰岩、白云岩、长石砂岩和砾岩，这些岩石与橄欖岩侵入体和細碧岩正相反，他們与火山碎屑岩即流紋岩、英安岩及安山岩互层。由此可見前寒武紀沉积物，如綠色岩、鉄質和燧石层是不利于鈾的，而属于硅鋁質的变質沉积岩系則对鈾較有利。在地盾区内主要鈾矿床的沉积围岩証实了这一結論。

認為有利于鈾矿化的前寒武紀沉积盆地的实例包括加拿大的阿撒巴斯卡湖 (Lake Athabaska) 和哈得逊湾 (Hudson Bay) 之間的褶皱的元古代岩石；澳洲的喀本塔利亚 (Carpentaria) 地槽；北罗得西亚 (Northern Rhodesia) 东部和非洲西南部广闊地区；以及巴西的南部大西洋高地。

前寒武紀地盾区通常是为沒有变形的沉积岩层和噴出岩层所复盖。实例有美国的中部平原；非洲的撒哈拉大沙漠；印度的德干高原；巴西的中部高地以及南美洲的圭亚那 (Guiana) 地盾。在这类地区，已知有鈾矿床的有阿根廷的巴塔哥尼亚 (Patagonian) 地区，和美国的西部平原，可能在这类地区中将发现新的鈾矿床。

沉 积 盆 地

沉积盆地中的鈾矿床是鈾矿儲量的第二大類，世界 20% 以上的鈾儲量存在于这类环境中。

这种盆地或地槽其形状、类型、沉积量和地質构造发育的程度各不相同。如果能对各种类型的盆地的远景作出估价，則区域勘探将是有效的。

和盆地相似的地槽，是充填着沉积物的洼地，但这些盆地一般地比地槽小。这篇論文仅探討了属于所謂“震源 (focal) 盆地”的閉合洼地。这些盆地被認為是有利于鈾的沉积而其特征是陆相沉积比較薄的堆积在下沉的而又坚固的地块上面，地块的周围曾发生过強烈的变形。在“震源盆地”中有褶皱和断层，但不显著。

地球上虽有許多盆地，但“震源盆地”却为数有限。下表列举了其中的几个盆地及其周围的山脉，和“震源盆地”有关的主要造山运动在年代上有很大差异。

在所有上列盆地中还没有发现过重要的鈾矿床。在美国，較大的儲量是在科罗拉多高原，而特克薩斯盆地的儲量則不多。在費尔干納盆地鈾的存在是人們早已知道的，而在匈牙利和羅馬尼亚的班諾尼亚盆地最近也报道有鈾矿存在^[24]。还没有关于在塔里木和鄂尔多斯盆地可能有鈾矿床的消息。

前寒武紀鈾矿床是遍布于全世界的，而与此相反沉积岩中的鈾矿的儲量根据已公布的材料，則絕大部分在科罗拉多高原。等到有关沉积盆地中鈾矿产地的資料越来越多时，就能对这类鈾矿床作出較好的估价。

山間地槽是在活动带的山脉中发育起来的閉合的沉积盆地的一种，它們和描述为“震源盆地”的穩固的大地块相类似。怀俄明的、鈾儲量很大的第三紀盆地是山間盆地的很好

表1 震源盆地

地 点	盆 地	周 围 的 山 脉	褶 皱 期
美 国	科罗拉多高原	落基山和悠因塔盆地和山脉	新生代
美 国	特克薩斯	亞馬里罗-韦其塔馬拉松-瓦其塔盆地和山脉	古生代及新生代
苏 联	費尔干納	阿尔泰山	古 生 代
中 国	塔 里 木	天山, 昆仑山	古 生 代
中 国	鄂尔多斯		中 生 代
匈 牙 利 罗 馬 尼 亚	班諾尼亚	喀尔巴阡山, 第那利克 阿尔卑斯山	新 生 代

的例子；最近在意大利北部发现的矿床也是在一个山間盆地中。进一步勘探后这类盆地将更具有远景。

有利于鈾的沉积作用的岩相在许多别的盆地中都可以发现,例如美索不达米亚,亞馬孙,加利福尼亚谷和巴黎盆地等。但这些盆地的构造发育却和表1所列的盆地及山間盆地不同;在这些盆地中还没有发现大的鈾矿产地。

造 山 带

曾在世界許多地区的造山带中大量地进行过鈾的勘探工作。勘探結果,发现了很多鈾矿床并确定了局部区域的探矿标志。但仅欧洲有一个对勘探有用的簡明的区域分布图。在法国、葡萄牙、西班牙、德国及捷克有侵入华力西时期的褶皱山脉中的,并含有具有商业价值的含鈾矿脉的同期花崗岩。等到在欧洲[法国的佛日山 (Vosges Mountains); 德国的奥登瓦尔德 (Odenwald); 撒地尼亚和科西嘉]和北非(摩洛哥)的其他海西期花崗岩区进行了更詳細的勘探后,发现新鈾矿是大有希望的。

其他造山带中的鈾矿床,与欧洲的矿床相比,其特点是矿物成分、围岩和地質环境方面差别很大。在西半球,这类地带中值得注意的鈾矿富集在加拿大的不列顛哥伦比亚;阿拉斯加的威尔斯亲王象;美国的华盛顿、內华达和科罗拉多等洲。在哥伦比亚、秘魯、智利、挪威、土耳其、印度、日本及菲律宾羣島也都报导有鈾矿存在,但还没有准备大量生产。

在大多数的情况下,造山带的鈾矿床是和花崗岩侵入体以內的或在其边缘的裂隙填充物相伴生的,而且这是不大著名的地区的主要普查标志。在某些情况下,根据地槽的时期^[12]或特征^[22]能在造山带內选择有利的地区。在活动带中的含矿带也可以用作区域性的普查标志。例如,在活动带中,富有鉻鉄矿、錳和块状銅和鎳的硫化物的矿物带(它們不利于鈾的勘探)。相反地,在有銀-鉛-鋅矿脉的活动带矿化区域发现有鈾,在邻近錫、鉍或鉬矿床的地方也有鈾。

結 論

这个报告的目的是确定已知鈾矿床的分布和性質及其构造和地質特点之間的互相关系。这种联系着重在矿床的类似之处,而不管他們的地理位置,这可以对各个地区(即使

对那里的铀的地质情况还不了解)作出初步的估价。

除了前寒武纪地盾、沉积盆地和造山带以外,在流纹喷出岩中的裂隙里(美国俄勒冈 Oregon)及在与盐丘伴生的沉积层中(美国特克薩斯 Texas)也有有价值的铀富集。这些新型矿床的实际价值现在还不能判断,只要还有更有利的矿床可用来勘查,那么它们仍还是次要对象。

这里所提出来的意见还必须作进一步的检验和改进才有真正的价值。铀的沉积和地槽发育的关系应该澄清,而复盖在前寒武纪地区的比较未变形的地层的可能性也应当予以估价。如果从这类的研究中选择出有利的,广阔的构造带,则文中所述的其他标志就可顺利地利用了。

(译自英文预印本)

参 考 文 献

- [1] Roscoe, S. M., Isopachs and Structural Contours, Quirke Lake-Elliot Lake, Blind River Area, Algoma District, Ontario, Geological Survey of Canada Topical Report No. 4 (1956).
- [2] Keys, W. S., and Dodd, P. H., Lithofacies of Continental Sedimentary Rocks Related to Significant Uranium Deposits in the Western United States, Second International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy (1958).
- [3] Thurlow, E. E., Uranium Deposits at the Contact of Metamorphosed Sedimentary Rocks and Granitic Intrusive Rocks in Western United States, US Geological Survey Professional Paper 300, 85—91 (1956).
- [4] Kerr, P. F., Marysvale, Utah. Uranium Area, Geological Society of America Special Paper 64 (1957).
- [5] Lenoble, A., Gangloff, A., and Zeigler, V., Prospection et Recherche de l'Uranium, Revue de l'Industrie Minerale, Congres du Centenaire de la Societe de l'Industrie Minerale, Numero Special 1R: 109—136 (1956).
- [6] Derzay, R. C., Geology of the Los Ochos Uranium Deposit, Saguache County, Colorado, US Geological Survey Professional Paper 300, 137—143 (1956).
- [7] James, W. F., Lang, A. H., Murphy, R., and Kecten, S. N., Canadian Deposits of Uranium and Thorium, Mining Engineering, 187, 239—255 (1950).
- [8] Page, L. R., Geologic Prospecting for Uranium and Thorium, US Geological Survey Professional Paper 300, 627—633 (1956).
- [9] Umbgrove, J. H. F., The Pulse of the Earth, Martinus Nijhoff, The Hague, 179 (1942).
- [10] Nininger, R. D., Geologic Distribution of Nuclear Raw Materials, Second International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy (1958).
- [11] Pettijohn, F. J., Archean Sedimentation, Bulletin of Geological Society of America, 54, 925—972 (1943).
- [12] Klepper, M. R., and Wyant, D. G., Uranium Provinces, US Geological Survey Professional Paper 300, 17—27 (1956).
- [13] Jolliffe, A. W., and Evoy, E. P., Gunnar Mine, Encyclopedia of Canadian Mining, Montreal, 2, 240—246 (1957).
- [14] Matheson, R. S., and Searl, R. A., Mary Kathleen Uranium Deposit, Mount Isa-Cloncurry District, Queensland, Australia, Economic Geology, 151, 528—540 (1956).
- [15] Satterly, J., Radioactive Mineral Occurrences in the Bancroft Area, Annual Report, Ontario Department of Mines, 65, 6 (1957).
- [16] Campbell, D. D., Port Radium Mine, Encyclopedia of Canadian Mining, Montreal, 2, 177—189 (1957).
- [17] Sullivan, C. J., and Matheson, R. S., Uranium-Copper Deposits, Rum Jungle, Australia, Economic Geology, 47, 751—758 (1952).
- [18] Parkin, L. W., and Glasson, K. R., The Geology of the Radium Hill Uranium Mine, South Australia, Economic Geology, 49, 815—825 (1954).
- [19] Derriks, J. J., and Vass, J. F., The Shinkolobwe Uranium Deposit: Current Status of Our Geological and Metallogenic Knowledge, Proceedings of the First International Conference on the Peaceful

- Uses of Atomic Energy, 6, 94—129 (1956).
- [20] Joubin, F. R., and James, D. H., Algoma Uranium District, Encyclopedia of Canadian Mining, Montreal, 2, 305—316 (1957).
 - [21] Brock, B. B., Nel, L. T., and Visser, D. J. C., Uranium in South Africa, 1946—1956, Associated Scientific & Technical Societies of South Africa, Johannesburg, 1, 275—306 (1957).
 - [22] Bateman, J. D., Prospecting with the Geiger Counter, Bulletin of Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 42, 222—227 (1949).
 - [23] Wells, F. G., Relation entre Gites Mineraux et Geosynclinaux, Revue de l'Industrie Minerale, Congres du Centenaire de la Societe de l'Industrie Minerale, Numero Special 1R, 95—109 (1956).
 - [24] Gerard, F., Decouverte Recente de Gisements d'Uranium dans les Republiques Populaires d'Europe Centrale et Orientale, Industries Atomiques, December, 13—15 (1956).

結晶岩中鈾的迁移以及这种現象与某些 矿床成因的可能联系*

M. 魯保 R. 科潘**

作者曾系統地研究了摩尔泰涅·苏·色弗萊 (Mortagne-Sur-Sevre) (旺代 Vendée) 岩基花崗岩中放射性的分布, 样品取自按 500 米測网布置的浅鑽孔, 这是作者发表的一篇短文, 說明在馬耐夫雷-列·埃派斯^[1] (Mallievre-Les-Epesses) 附近一些地点有現代形成的鈣鈾云母。自从这篇文章发表后, 在这区域内一共又发现了 29 个这样的地点。

南錫大学的放射性地質研究所的工作人員对这一現象也进行了研究, 結果, 在維諾 (Vigneux) (大西洋区卢瓦尔河)^[2]、兰格納 (Langonnet) (莫尔比昂)^[3]、薩利·庫斯 (Sari Kuze) (土耳其, 卡曼) 等地, 以及最近在塞郎 (Serent) (莫尔比昂) 附近也有类似的发现。

花崗岩里有鈣鈾云母的現象看来是比以前所想象的要更为普遍。

旺代花崗岩中的鈾含量是用螢光法測定的。含鈣鈾云母的花崗岩有着比正常含量更高的鈾含量, 但也不超过百万分之 20 (見表 1)。在图 1 上表示了鑽孔的位置。

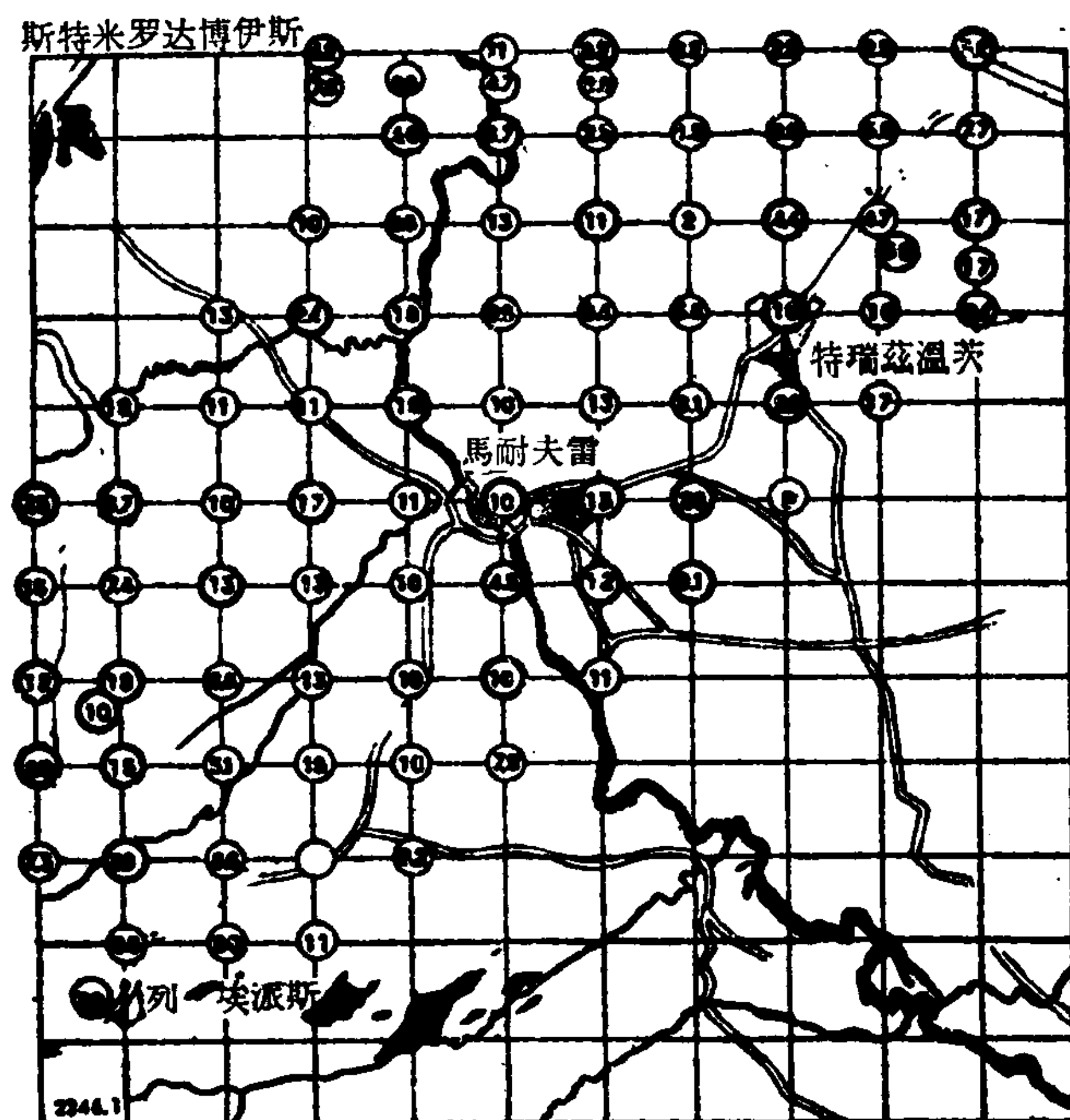


图 1 取样鑽孔分布图 細圈: 不含鈣鈾云母的花崗岩; 粗圈: 含鈣鈾云母的花崗岩。

* Migration of Uranium in Crystalline Rocks and the Possible Relation of this Phenomenon (第 2 卷, 第 2346 号报告, 法国)。

** Marcel Roubault, René Coppens (南錫原子能委员会, 放射性地質研究所)。

应当指出，周围不含鈣鈾云母的花崗岩也有类似的鈾含量，而有时能高达百万分之19.4。

用岩石薄片的自动放射性照相法对放射性分布的研究表明，在这些花崗岩内一部分鈾含在細微的矿物包裹体中，有些在受到蚀变的主要矿物中，以及裂隙中。

根据对花崗岩放射性进行研究所获得的資料証明，花崗岩里面的鈾大部分集中在細微的包裹体里^[5-8]，与此相反，我們在此要指出——首先在含鈣鈾云母的花崗岩中和附近的花崗岩里——鈾主要含在裂隙和蚀变了矿物中，这就証实了 S. H. U. 鮑維 (Bowie) 的觀察結果^[9]。因此，大部分鈾是后生的，而这也表示在岩石中有鈾的富集。

所研究的岩石已受到相当强的蚀变。一些黑云母已被压碎、蚀变、和綠泥石化了。长石也常是变化了的。鉄化現象是普通的，而且对放射性的分布起着重要作用。

实际上已經观察到，一般有分散放射性的綠泥石，在含鉄的部分則有集中的放射性。部分綠泥石化的黑云母晶体的放射性照相表明，仅在已蚀变部分有許多 α 径迹(图2)。一些强烈紅化的长石也有相当强的放射性。上述的有放射性的裂隙为鉄的氧化物所充填(图3)。

表1 旺代花崗岩的鈾含量

鈾的含量 (p. p. m.)	样 品 数
3.6—5	4
5—10	8
10—15	9
15—20	6
20—23.6	2
总 数	29

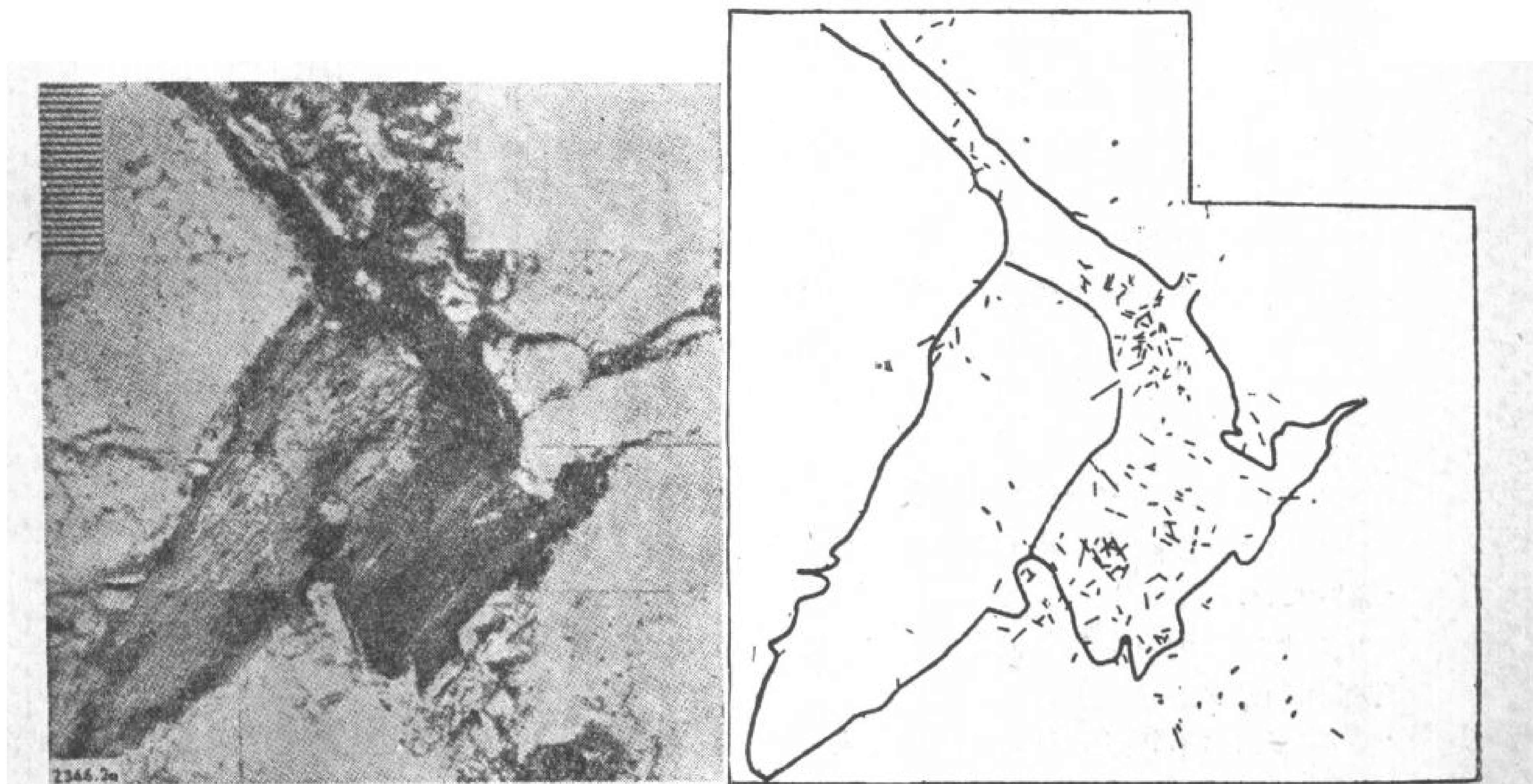


图2 左图：部分綠泥石化的黑云母(黑色区)；右图：上述黑云母发射的 α 微粒的径迹。
綠泥石化的区域有放射性

产于裂隙和在主要矿物中的鈾不形成完整的晶体。当有这种鈾的时候，矿化是由一小部分后生的鈾引起的。因此，假定花崗岩有早期富集作用是合理的。在某种情况下，鈾

富集后經迁移而形成鈾云母。

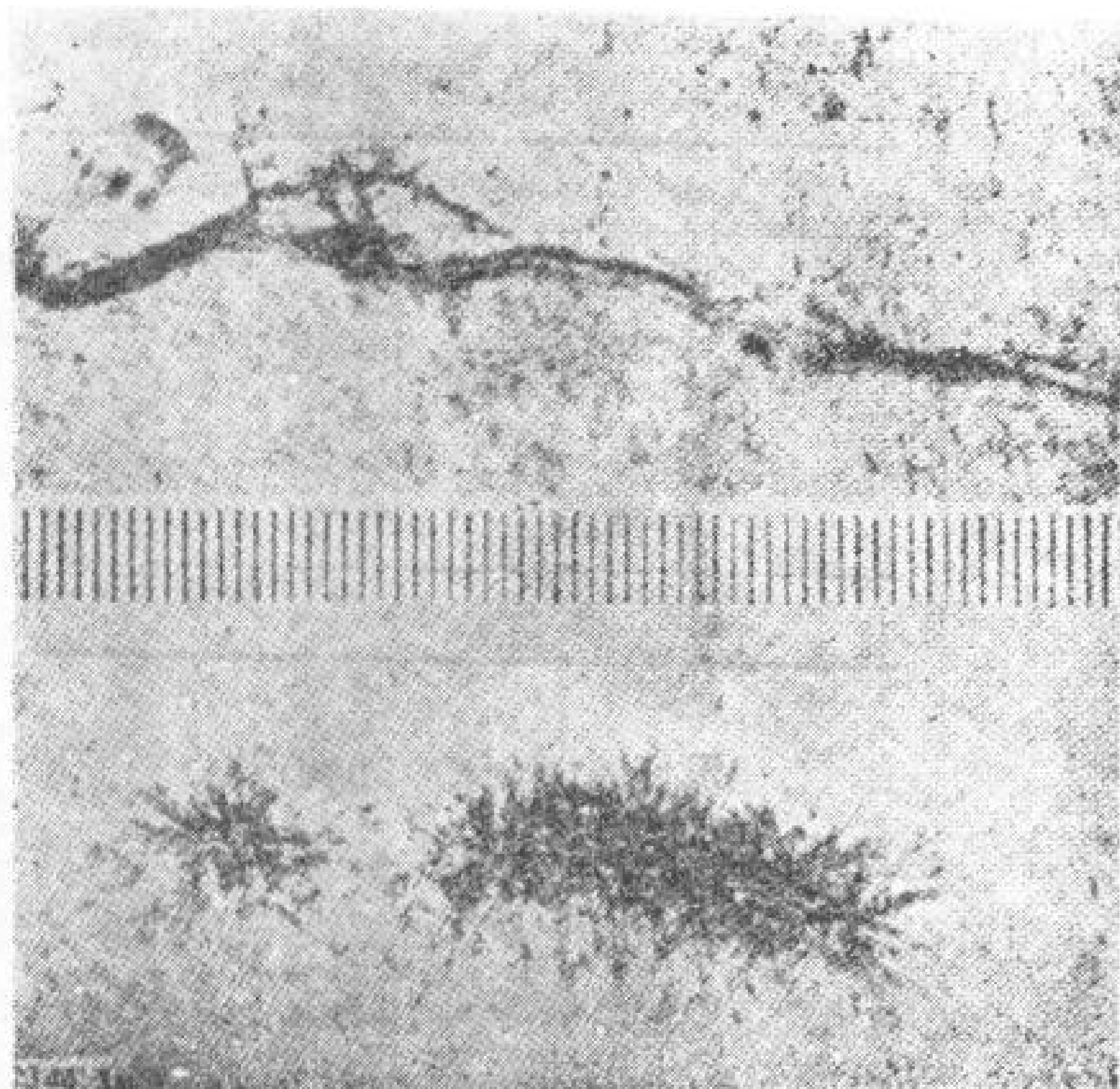


图3 放射性細脉。鈾集中在为鉄氧化物所充填的裂隙內

上图：含鉄氧化物的裂隙；

下图：在三个月內所发射出的 α 微粒。

去研究这些岩石中鈾的来源是很自然的。

对鈾含量低于百万分之10的一些样品(但是其中有些含有肯定是次生的鈾)的測量結果进行了統計学上的研究。研究結果表明,鈾与鉀的含量之間有着密切的正比关系(在60个样品中其比例系数是0.7)。

既然火成岩中原生鈾和鉀的含量之間的正比关系已被假定下来^[10-12],可以认为,所研究的花崗岩中的后生鈾純粹是从原生鈾变生的。为証明这个假說可以指出,未受蚀变的黑云母(矿物大部分区域不含放射性)含有許多不同种类的放射性包裹体。在另一方面,蚀变的或綠泥石化的黑云母(大部分是放射性的)一般不含許多包裹体。

細微的放射性矿物常常有氧化了的晶面。正在蚀变的黑云母中常見有这样的現象:放射性包裹体周围的变色暈在蚀变最剧烈的区域已部分地消失了。根据放射性照相得出不但是放射性的晶体,而且是含有这些晶体的黑云母(主要在氧化带中)也能放射出 α 微粒。

看来,鈾的迁移是与花崗岩的变化有关的;而至少在某种程度上这表示水曾經对 U^{+6} 起过溶剂的作用。

迁移的过程可略述如下:

1. 黑云母和其他含鉄矿物的氧化。鉄以 Fe^{++} 形式出現。
2. 某种放射性包裹体的氧化和破坏使鈾分离出来。
3. 由于 Fe^{++} 的作用, U^{+6} 还原为 U^{+4} ,并且在无硫离子的情况下,被形成的氧化鉄所吸附。
4. 鈾暂时地存在于蚀变矿物中,或通过裂隙而逸出。
5. 由于磷酸盐(磷灰石、磷鉍矿、独居石等)的破坏而出現的磷,有时使鈾的析出物变成鈾云母。
6. 如果花崗岩的鈾含量高,而且超过百万分之10,那末这个超过的量可能是上述富集过程的結果。

花崗岩中有鈾云母,并不一定表示附近有鈾矿床。这种矿物可能由于蚀变花崗岩体的淋滤而直接形成的。

相反,鈾矿床(特别是脉状的)不一定是热液从深成源作远距离搬运的結果。可能是就地集中的結果,或是由于上述的过程使正常地分散在花崗岩体中的鈾发生短距离的迁移而集中的結果。

这些观察結果証实了作者前几年所发表的^[13]和近来在别的刊物上^[14]所发表的論断。

这些假說的另一証明是,在发納 (Vannes) (莫尔比昂)^[15] 附近一个小采石場里发现的一个石英結核,重約 200 克,被片状的鈾矿薄膜(有強放射性的黄色和綠色的次生产物)所复盖。

結核发现于強烈蝕变花崗岩的下面,它有粒状結構,但尚未变成沙砾,矿工們称它为“蟾蜍石”。

当把結核搬走后,用閃爍輻射仪检查了采石場,結果沒有发现任何放射性异常,不过在采石場內,各点之間的放射性有显著的变化。这个結核是在有弱放射性的岩石下面发现的。

样品的鏡下观察表明,有蝕变的及甚至已綠泥石化的黑云母。鉄化是很明显的。

根据螢光分析,含鈾最多的岩石中鈾含量是百万分之 12.5,最少的是百万分之 8。

現产生了这样一个問題:这个孤立的鈾矿化是否是花崗岩被淋滤的結果。

复盖着結核的已蝕变的花崗岩,其体积約有一立方米或 2500 公斤。从其中淋滤出的鈾含量为 $12.5 - 8 = 4.5$ (百万分之 4.5),这就相当于析出了 11 克鈾,显然比結核的鈾含量要高得多。

(譯自 Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, vol. 2)

参 考 文 献

- [1] Roubault, M. and Coppens, R., Sur la présence d'autunite de formation récente dans les granites altérés de la région de Mallièvre-Les-Epesses (Vendée), *Compt. rend.*, **245**, 101—103 (1957).
- [2] Coppens, R. and Hussein, H., Sur la présence d'une minéralisation uranifère dans deux carrières de la région de Vigneux (Loire-Atlantique), *Compt. rend.*, **245**, 1818—1820 (1957).
- [3] Kaplan, G., Sur la présence d'un phosphate d'uranyle dans une granulite de Bretagne, *Compt. rend.*, **246**, 1066—1068 (1958).
- [4] Ayan, M., Verbal communication.
- [5] Brown, H. and Silver, L. T., The Possibilities of Obtaining Long-range Supplies of Uranium, Thorium and Other Substances from Igneous Rocks, *U. S. Geol. Survey Bull.*, **300**, 93 (1955).
- [6] Coppens, R., Etude de la radioactivité de quelques roches par l'émulsion photographique, *Bull. soc. franc. minéral. et crist.*, **73**, 217—321 (1950).
- [7] Hieke Merlin, O. Picciotto, E. and Wilgain, S., Etude photographique de la distribution de la radioactivité dans la granodiorite de l'Adamello, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **11**, 3, 171—178 (1957).
- [8] Picciotto, E., Distribution de la radioactivité dans les roches éruptives, *Bull. soc. belge geol. paléontol. et hydrog.* **59**, 1/2, 170—198 (1950).
- [9] Davidson, C. F., The Distribution of Radioactivity, *Mining Mag.*, **85**, 329—340 (1951).
- [10] Adams, J. A. S., Uranium and Thorium Contents of Volcanic Rocks in Nuclear Geology, pp. 89—98, Ed. by H. Faul, John Wiley and Sons, Inc., New York (1954).
- [11] Asayama, T., On the Radioactivity of Rocks in *Japan and Vicinity*, Kyoto Univ. Sci. Technology, *Memoir* **2B**, pp. 53—67 (1953).
- [12] Evans, R. D. and Williams, H., The Radium Content of Lavas from Lassen Volcanic National Park, California, *Am. J. Sci.*, **229**, 441—452 (1935).
- [13] Roubault, M. and Coppens, R., Sur les relations entre certains gites filoniens d'uranium et la présence d'inclusions radioactives dans les roches encaissantes, *Compt. rend.*, **240**, 1248—1250 (1955).
- [14] Derricks, J. J. and Vaes, J. F., The Shinkolobwe Uranium Deposit: Current Status of our Geological and Metallogenic Knowledge, Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva 1955, P/1105, Vol. 6, p. 94, United Nations, New York (1956).
- [15] Coppens, R. and Hussein, H., Sur la présence d'une minéralisation uranifère dans deux carrières de la région de Vigneux (Loire-Atlantique), *Compt. rend.*, **245**, 1818—1820 (1957).

鈾矿床与导矿构造、围岩蚀变及矿化带的关系*

J. W. 格比尔曼 W. H. 波义耳**

序 言

在科罗拉多西南的成矿区内,有含管状热液蚀变岩体的地带,被成带状分布的金属矿床包围,其中也有鈾矿。

由溶液形成的管状热液蚀变岩体,经常出现在热液活动最强烈的地方。在这种地方很少有金属矿床,但被产在蚀变较强的岩石中的金属矿床所包围。每个金属矿床通常被一岩石蚀变晕所环绕。在最大的和热液蚀变最强的岩管中,包括有动力成因的角砾岩管,后者虽然曾是热液的导管。其他的蚀变岩管包括起主要导管作用的一部分断层或火成岩的接触带中。但百分比很大的一部分除可能是不连续的节理系统以外,没有可识别的导矿构造。

最大的管状体是形成矿化区域的中心,在它的周围有各种金属矿床聚集成半径在10哩以下的矿带。虽然有些溶液侧向移动,但是中央岩管和外围的金属矿床似乎是由深部的溶液形成的,甚至当一个明显的导管都没有时也是这样。

根据矿化强度以及蚀变岩管和金属矿床之间的空间关系的变化能够推断出其形成过程。从被金属矿床带所包围的、巨大复杂的岩管到没有矿床的简单的小岩管的变化,可以解释为,它们代表受不同环境所制约的矿化循环的各个不同的阶段。由于矿化强度的减弱,蚀变岩管的规模减小,其周围金属矿床的矿化性质发生了变化,金属矿床的数量也减少,并且金属矿床产在岩管内部,或者不形成。

在这一成矿区域内,鈾产于各个矿区内的6个矿带中,每一个矿带都反映出一种不同的温度和压力条件以及矿化的强度。各个矿区的相似性表明,原生矿流体中金属的相对比率在整个区域内几乎是一致的。具有工业品位的鈾的富集可能只存在于这六个当中的一个矿带内。这就是含有少许其他金属的晶质鈾矿脉,在本区内这种矿床很少发现。

在科罗拉多前山成矿区和科罗拉多高原的鈾成矿区内,在蚀变管和鈾矿床之间有类似的空間关系。

在科罗拉多高原南部,比起蚀变岩管来,含强烈蚀变岩石和矿石的爆发角砾岩管更普遍。有些地方,在边缘地带鈾矿床和铜矿床伴生在一起。

热液蚀变岩石

当岩石基质75%以上受到蚀变时,则认为蚀变是强烈的,在75—50%之间的为强

* Relation of uranium Deposits to Feeder Structures, Associated Alteration and Mineral Zones (第2卷,第1934号报告,美国)。

** J. W. Gabelman, W. H. Boyer (美国原子能委员会)。

蝕變,在 50—25% 之間的為中等蝕變,而 25% 以下的為弱蝕變。

普遍蝕變的岩石主要是呈綫形體產出的,其在近於垂直方向的大小比任何水平方向的要大許多倍(可能超過 100 倍)在地表,沿陡傾斜方向,岩管露頭大小超過 1500 呎,岩管成陡傾角穿過各種岩石,破壞了區域內岩層正常的產狀,這都是在陡傾角方向其規模很大的證據。在水平剖面中其形態雖有所圓化,有呈透鏡狀或略呈圓形但都是不規則的。因此岩體便成管狀(圖 1)的,并簡稱岩管。岩管的直徑平均是從幾十呎至 1 哩以上。在整個垂直範圍內,其直徑經常發生變化。

大多數的岩管都含有普通蝕變的岩石,但是,在礦化很弱的地區它們只含有網脈狀蝕變的岩石。普通蝕變的岩管通常被完全或部分地呈同生帶狀的網脈帶所包圍,并且依次被由斷層控制的蝕變帶所環繞(圖 1)。這種礦帶的寬度為幾百呎到幾千呎。

由於沒有觀察到下部界限,故蝕變岩管延伸的深度還不知道。但是,岩管終止的深度可能是在物理和化學條件不利於岩石蝕變的地方,象有些礦脈中向下尖滅的蝕變所表示的那樣。

蝕變岩管可能含有斷層的一部分(圖 1, 2, 3),火成岩接觸帶的一部分(圖 3),或者是真正的角礫岩管(圖 3)。這種構造很少能確定蝕變的空間分布界限,雖然它們顯然是主要的導管。除了不連續的節理系統以外,大多數岩管不含有其他構造。但是,他們都是出現在伸長的地帶內,通常是在一個重要斷層的附近,而且經常局限於構造變動最強烈的地區,這表示有間接的構造控制。

蝕變岩管出現在侵入活動最強的地區,然而它們并不局限於侵入岩中(圖 3 和圖 4)。大多數岩管產於岩性上最易蝕變的侵入岩中。蝕變作用在不整合岩體內,主要是在岩株中為最常見,後者的岩性通常是等粒的和粗粒的,且有接觸變質帶,這表示,原有的揮發性組分含量是高的。各種類型的變質結晶岩和中性侵入岩到霏細岩都受到很強烈的蝕變。但是,所有其他的岩石(包括鐵鎂質火山岩,頁岩和石膏在內)的蝕變程度都幾乎相似。

在科羅拉多西南部大多數已知的蝕變類型都被發現了。按溫度降低的次序,蝕變類型大約是:絹雲母化、明礬石化、硬石膏化、綠泥石化、硅化和粘土化。按年齡遞減的次序最常重複的類型大約是:粘土化、綠泥石化、絹雲母化和硅化。在這篇論文中,黃鐵礦化被當作是礦化作用,而不是蝕變作用。

在強烈蝕變的岩管中的粘土化是最廣泛的蝕變。它也是存在於距強烈熱液活動較遠的岩管中的、仅有的蝕變作用。晚期的蝕變作用:(一)或者重迭於粘土化之上,成連續的小的同心圓狀管,產在前者範圍內;(二)或者是成較小的分布不規則的岩管出現;(三)或者在沒有粘土化的地帶形成岩管;(四)或者形成粘土化的外緣帶。

雖然最大的蝕變岩管通常總是受到最強烈的蝕變,但岩管大小與蝕變強度之間沒有固定的關係。在個別情況下,這種關係似乎是由構造作用和參加反應之溶液量綜合決定的。

金屬礦化與蝕變的關係

洛弗林^[2,3,4]、塞爾斯、邁爾^[5,6]和布爾班克曾闡明了包圍金屬礦脈的硅化、絹雲母化和粘土化的重要性。在這種情況下,蝕變岩石包含着礦體。

施瓦茨^[9,10,11,12]、凱爾^[13,14]和皮特遜^[15]曾描述過普通蝕變的大岩體,其中含有浸染狀的

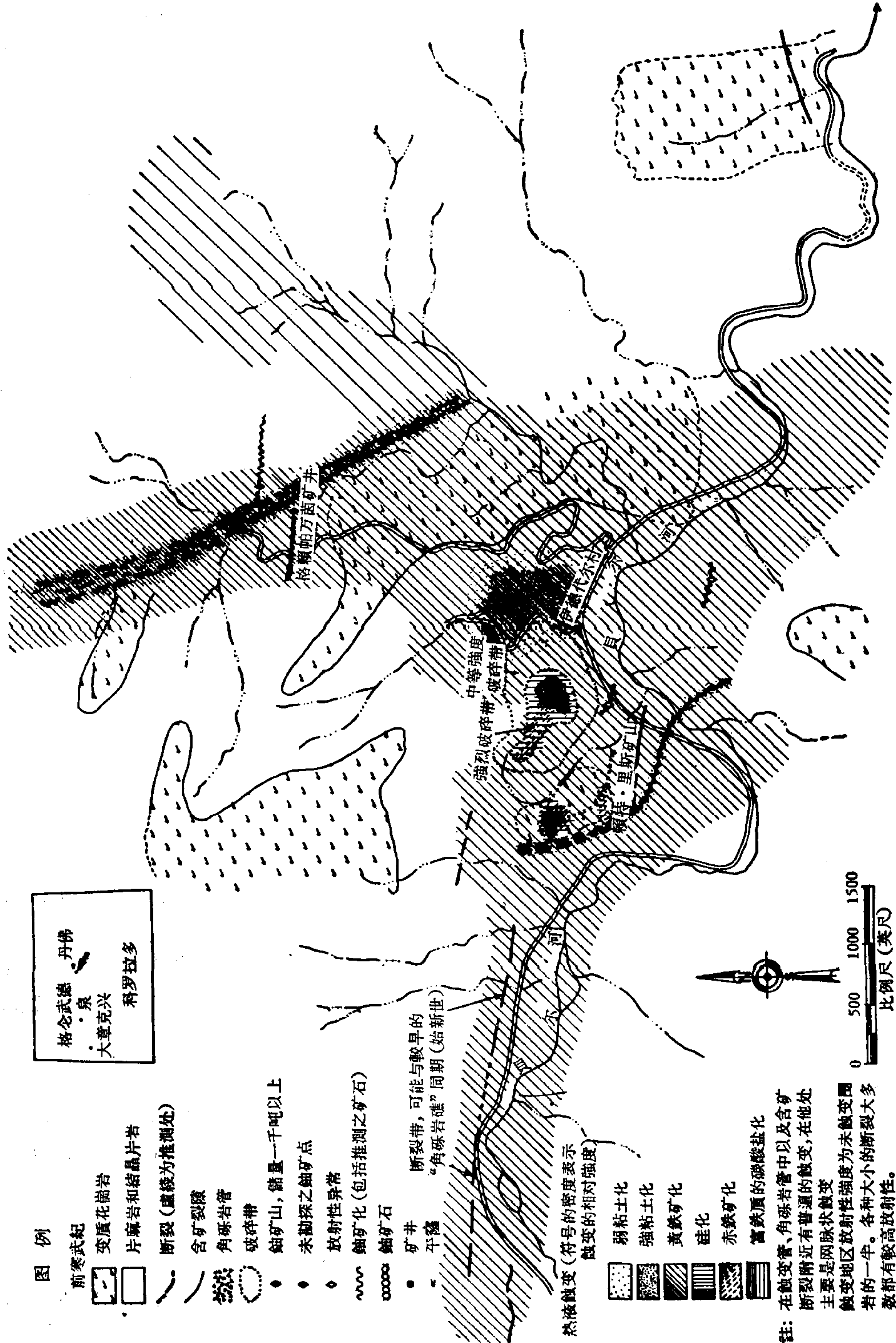


图 1 科罗拉多杰弗逊郡艾德代尔铀矿的蚀变和含矿构造



图 2 科罗拉多圣密格尔郡、圣胡安区和奥里郡西尔弗破火山口山和东圣密格尔山的蚀变和含矿构造

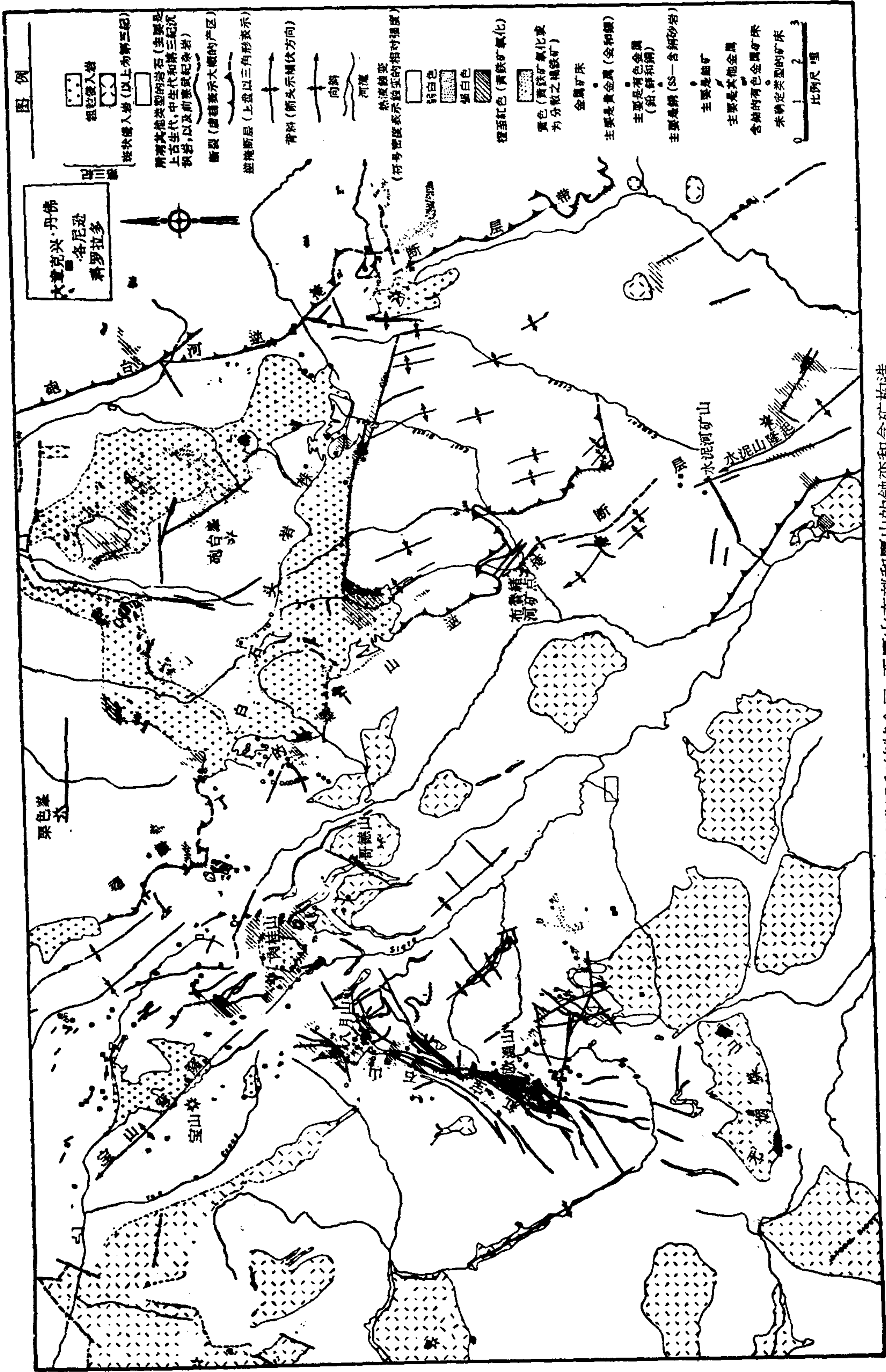


图3 科罗拉多格尼逊区和波特金区,西稜山东部和稜山的蚀变和含矿构造



图4 科罗拉多,拉·普拉塔郡拉·普拉塔地区的蚀变和含矿构造

交代式的“斑岩銅矿”型矿床。在这些情况下, 蚀变岩石含有矿体, 而且其本身常常就是矿体。

在科罗拉多西南部, 虽然每个矿床通常含有自己的蚀变围岩, 但是, 最大的、产量最多的金属矿床则是出现于蚀变岩管边缘的、蚀变较弱的地方。最大的和强烈蚀变的岩管可能含有小的、比较不重要的金属矿床。

金属矿床的分布

科罗拉多中部和西南部的金属矿床包括下列类型: 金属交代式浸染型、角砾岩管型、矿化的节理或裂隙网脉型、矿脉型、石灰岩交代型和充填孔隙的浸染型。所有这些矿床类型都产在蚀变岩管中, 但是在这个地区内产在蚀变岩管以外的交代浸染型和角砾岩管型矿化还未发现过。

金属交代式浸染型矿化通常只限于普通蚀变的岩石内, 其特点是品位很低, 分布很广。在构造上它们与美国西南部的“斑岩銅矿”矿床相似, 但是, 在这里它们产在各种类型的岩石中, 而在侵入岩中最为常见。黄铁矿是主要的矿物浸染体, 已知有黄铜矿、镜铁矿和辉钼矿的浸染体, 但都不是重要的。

矿化角砾岩管最常产于蚀变岩管内热液活动最强烈的地方, 就象在溶解岩管中一样, 它们可能是溶液的主要通道。矿化节理网状脉最常出现于普遍蚀变岩管以外的一个矿带中, 然而在节理发育很好的地方它们能延伸到此带以外。矿化断层(矿脉)已于蚀变岩管和网脉带之内发现, 它们就是网脉带以外的金属矿床的主要类型。在这个“矿脉带”里, 只有最大的裂隙才含矿, 而节理则是无矿的。脉壁的特点是具有薄的蚀变带。这种情况表明, 溶液的溶蚀能力和数量进一步减小。溶液只在主要孔道内流动, 除起反应的岩石外, 岩石的渗透性是极小的。石灰岩交代型矿床产于蚀变岩管内部或在“网脉带”中, 或在“矿脉带”内。当此处存在有石灰岩时, 到处都有砂岩浸染(主要是小的孔隙充填)型矿化产于蚀变岩管内或在其附近, 但是比所有其他类型矿床都要更远些。

矿床中矿物的分布

从图 2、3、4、5 和 6 中显然可见, 金属矿床的矿物成分与其到蚀变岩管的距离之间部分地有依存关系; 这就指明了, 围绕着岩管在矿物成分上有水平分带。

在彼特金郡的鲁比区内实例最好的野外观察表明: 矿物分带趋向于对该区正常的、理想共生顺序, 同时高温金属矿床离蚀变岩管最近。从高温到低温的理想共生顺序是: 在管内的铁矿, 含少量的铜、银及金; 在岩管边缘的铜—银—金矿; 随后便是这样的分带, 其中下列的共生关系不断地出现, 并且距离也更远; 铜—锌、锌—铅—银—铜、铅—锌—银、银—金、金、铀(在矿脉内)、铜—银(浸染砂岩)、钒—铀(浸染砂岩)和铀—钒(浸染砂岩)。这些金属是按含量、而不是按经济上的重要性来排列的。低温金属矿可以与高温金属矿同时沉积, 但在更远的地方, 并且是在较冷的环境下。但是, 如果低温金属是晚期的, 则介质的温度能充分的降低, 以致在早期高温金属矿石沉淀处形成低温的金属矿石。早期矿化阶段对导管的封闭能阻止晚期矿化阶段的重迭, 而重新破裂可以促进重迭作用。

为了在附图上加以表明, 金属组合被简化为贵金属和有色金属。铜、钒和铀矿床被单独地报导。所指出的水平分带是粗略的, 这主要是贵金属和有色金属, 在矿化强烈地区贵金属

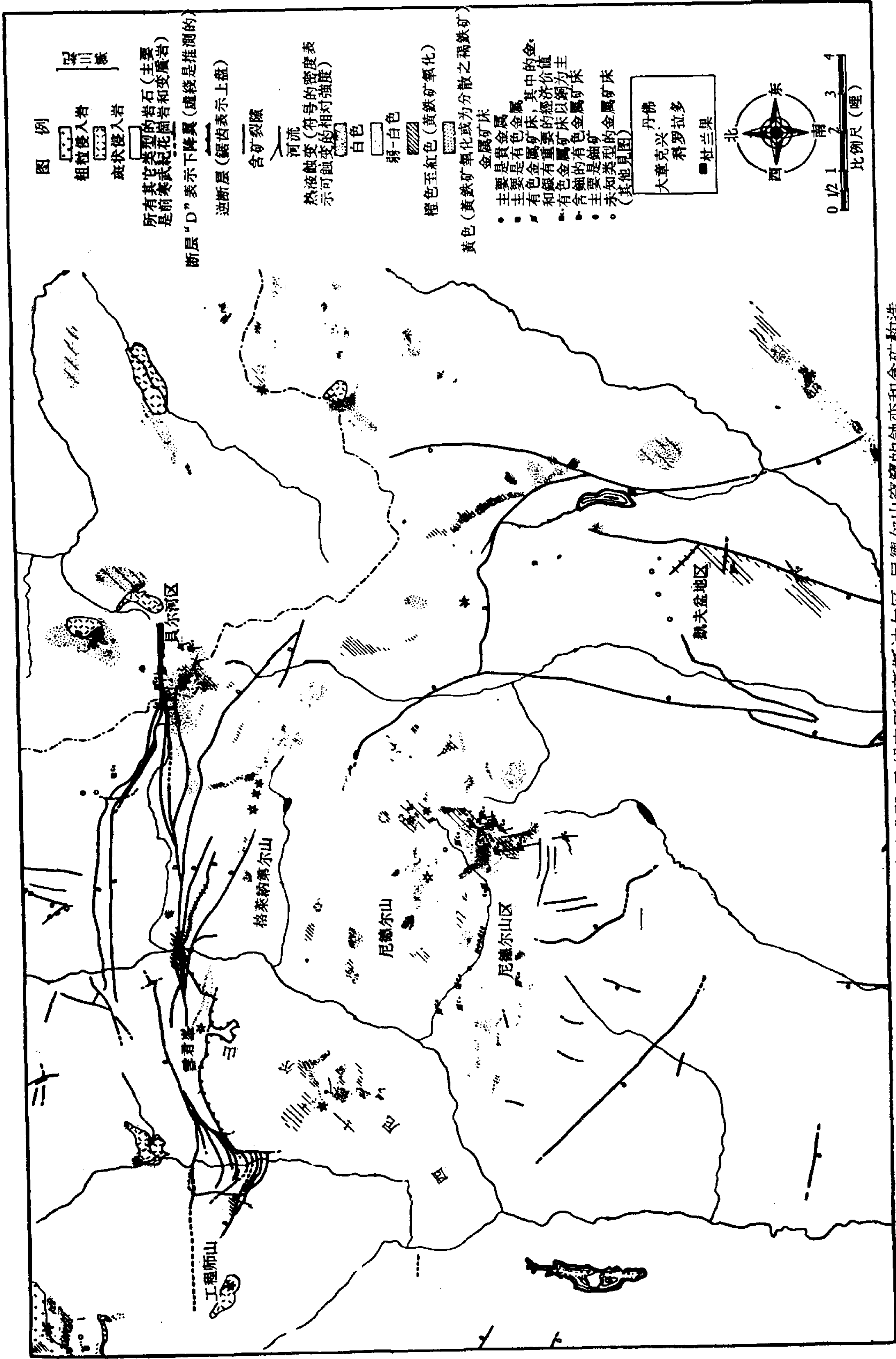


图 5 科罗拉多普拉塔郡、圣胡安区和新斯达尔区, 尼德尔山穹窿的蚀变和含矿构造

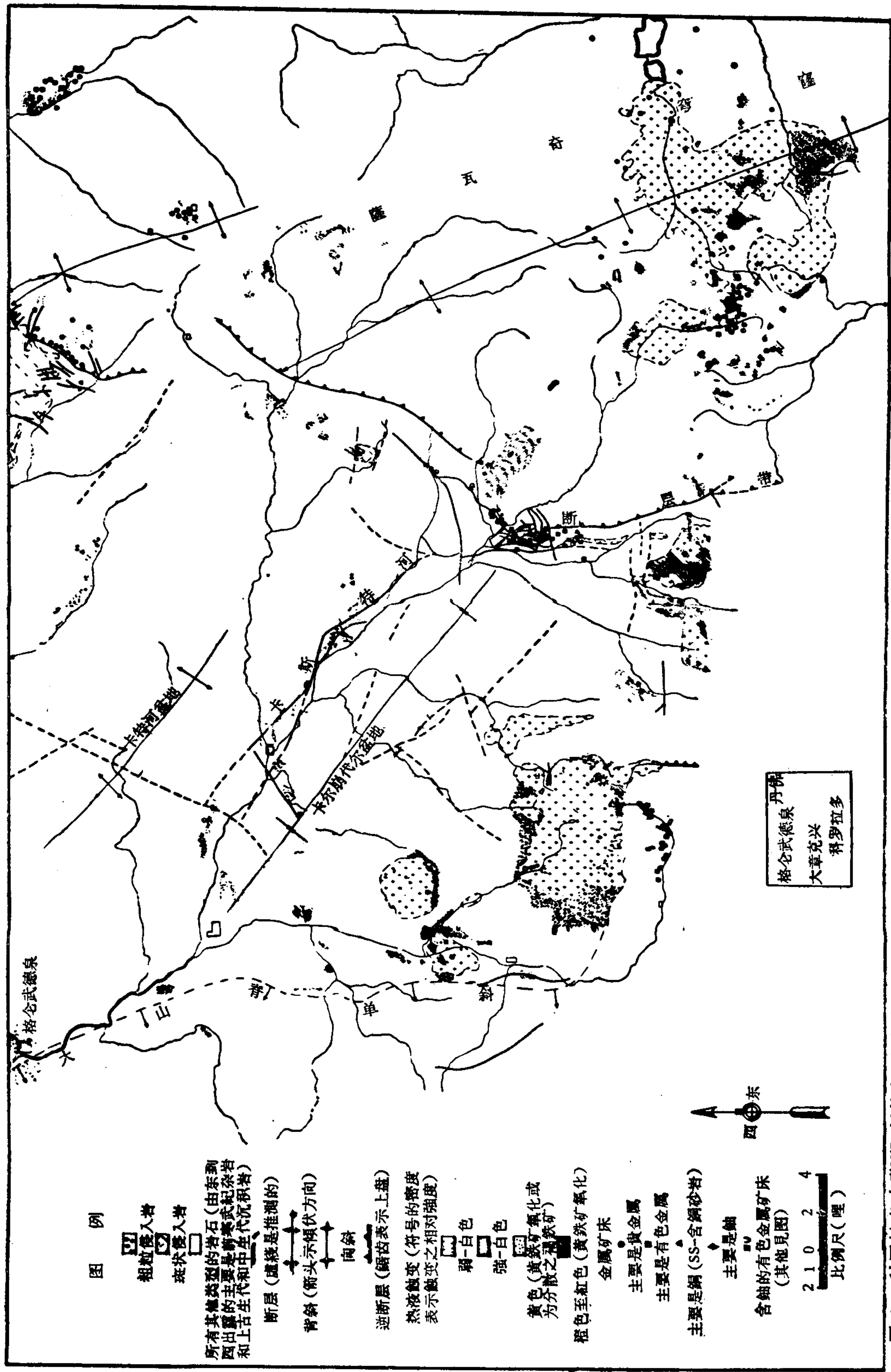


图6 科罗拉多查菲郡、伊格尔郡、加菲尔德郡、格尼逊郡、湖郡和彼特金郡,卡斯特河断层带以及萨瓦奇穹窿和伊格尔盆地的一部分的蚀变和含矿构造

属围绕蚀变岩管出现,中央是铜矿床,外围是钒-铀矿床(图3,4,5)。这些矿带通常在蚀变岩管的周围发育并不完全,而矿床则聚集在某一面或某些方面,在构造变动最强烈处。“矿带”这个术语是用以指出环绕一个蚀变岩管的一种理论上的同心带,在其中能产出同一矿物类型的矿床。

在邻近地表的矿脉之间,矿化的不连续性表明,含有矿脉的一系列断层是它们的导矿管道。在角砾岩管中的矿床同样是以岩管构造为导矿管道的。但是网脉和非构造的溶解岩管中的矿床,多半是以节理系统为导矿管道的。这些矿床很少具有工业价值,因为金属量少而均匀地分布在整个导管中。这意味着,溶解岩管的渗透性比构造岩管的要小得多。砂岩浸染型和石灰岩交代型矿床远离蚀变岩管,并未具有倾角高的导矿管道。在有些实

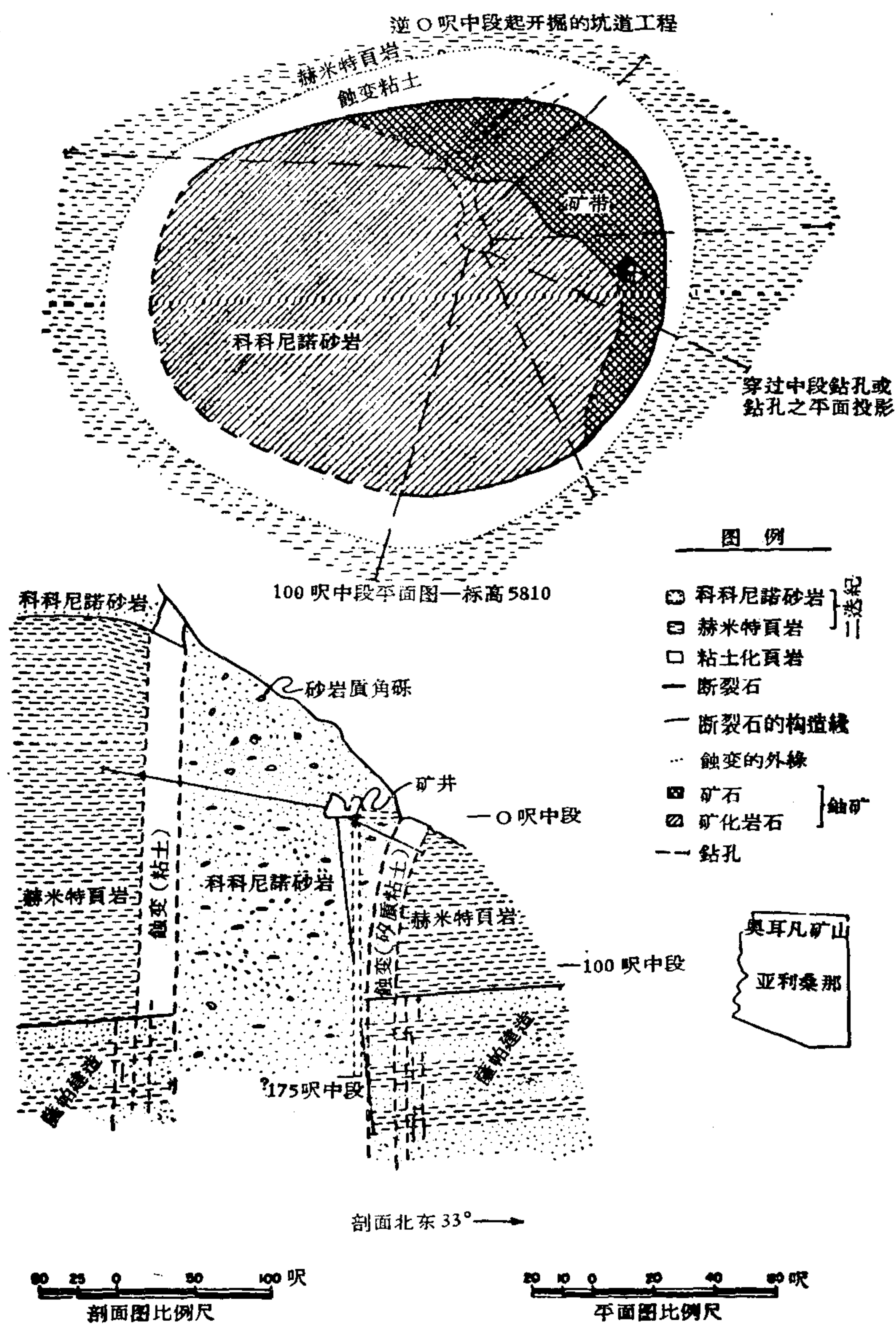


图7 亚利桑那州科科尼诺郡大峡谷的奥耳凡矿山的地质平面图和剖面图

例中,这些矿床是通过輕微蝕变与这些高傾角导管联系。

个别完全蝕变了的岩管与环繞其周围的金属矿床的边緣“带”組合在一起称为矿区^[16]。具有金矿“带”的附属岩管称为附属“矿区”,而当一矿区里具有更小的一些互有联系的附属矿田时,則全部組合将是一个較大的矿区。在三度空間內矿带象中空的、削平的錐体向下从岩管向矿化外界分出。

科罗拉多西南成矿区內鈾的位置

科罗拉多中部偏西和西南部的成矿区在上述的矿物分带范围內都是相似的,它們可能是一个单一的成矿区的代表。矿化作用是浅成热液的,属于晚第三紀(中新世或稍晚),其中有少数例外。烏拉万矿带和附近地区的砂岩型釩-鈾矿床不属于这一研究部分,因而不予以討論。

如上所述,在这理想分带的矿区內,在六个矿物分带和空間位置上都含有鈾。

鈾呈未确定的含鈾物質(可能是晶質鈾矿)和二硫化鉄的紧密混合物产出,而在含有色金属和貴金属的中央蝕变岩管內成可識別的品质鈾矿产出^[17]。含鈾的二硫化鉄(白鉄矿比黄鉄矿更为普通)成浸染状或在小型矿脉的粘土化和硅化围岩中产出。格利逊郡(Gunnison Country)水泥河矿床(图5)以及拉、普拉塔(La Plata)山脉的利利(Lillie E)矿山(图1)都是这种类型的实例。晶質鈾矿与二硫化鉄的产状相似,但它局部地形成相当大的富集以致能辨認,如圣胡安郡的紅山(图3)。这种类型的矿床品位接近于0.07% U_3O_8 ,而儲量則不到100吨矿石。

在此区的有色金属带中,鈾呈鈾黑状与硫化物紧密共生。它充填孔洞,在有些地段成胶状集合体,它产于矿脉中,而很少交代石灰岩。在准备开采含銅或鉛、銀的矿床中,晶質鈾矿通常与銅的硫化物紧密共生。其主要的实例是:科罗拉多的阿斯本(Aspen)的斯摩格勒(Smugglar)矿山(图6);科罗拉多克里斯特尔(Crystal)的伊賴茲(Inez)矿山(图3);拉·普拉塔地区的晓尔太(Shorty)矿山(图4)以及开夫(Cave)盆地地区的考泼普来特(Copperplate)矿山(图5)这些矿床的平均品位約为0.20% U_3O_8 ,而儲量則不到100吨矿石。

鈾呈晶質鈾矿产于蝕变岩管內的石英-黄鉄矿-金矿脉中,或在两个边緣貴金属带之中的任一带內。当貴金属带是唯一的包围着蝕变岩管的矿带时,晶質鈾矿最为常見。常伴生有含鈾的二硫化鉄。主要的实例是:拉·普拉塔地区的托瑪霍克和銳因波(Tomahawk和Rainbow)矿山(图4)以及水泥河矿山(图3)。这些矿床的平均品位約为0.20% U_3O_8 ,儲量不到100吨矿石。

晶質鈾矿脉和网状脉产在主要是含鈾的矿带內,該矿带包围或重迭于粘土化和黄鉄矿化的蝕变岩管之上。粘土和黄鉄矿形成致密的脉石,而有些地方石英很多。在科罗拉多的实例是:格尼逊郡考契托巴(Cochetopa)地区的洛斯-奧奇斯(Los-Ochos)矿脉,西尼德尔(West Needle)山脉的什普拉斯(Surprise)网状脉(图5),格尼逊郡的杰克-开宾(Jacks-Cabin)网状脉以及薩奎奇郡(Saguache Country)馬歇尔隘口的一些矿床。这些矿床的平均品位約为0.25% U_3O_8 ,并且矿石儲量是属于30,000—300,000吨的一类。

在矿脉、角砾岩管和石灰岩交代型矿床中,晶質鈾矿与紫色螢石紧密地共生,并产于螢石带中。有些地方这种带包围着外部貴金属带,或者直接地包围蝕变岩管,或产于其

中,如拉·普拉塔山的杰德(Jade)矿化点(图4)。一般來說螢石帶在科罗拉多西南部并不常見,但是这个成矿区沿着圣胡安山脉延伸到新墨西哥州的一段短距离里,这里含鈾的螢石矿床产出于布罗迈德(Bromide)地区。这些矿床的平均品位約为0.05% U_3O_8 , 儲量約为500—1000吨的矿石。

在成矿区最边缘的矿区内,砂岩中浸染型鈾矿化很广泛,但是現已証明这类矿床的工业意义不大。在圣胡安地区,浸染状鈾矿化是含鈾的,且在內带的鈾-鈾矿化和外带的鈾-鈾矿化之間有一个明显的分带。在整个地区里,这些矿床是強烈矿化地区的最外分带所特有的。这个矿带在拉·普拉塔、里索(Rico)和魯比(Ruby)(格尼遜郡)地区极为显著。砂岩浸染型鈾矿化也是包围微弱蝕变岩管或在其內部的唯一矿带所特有的,如格尼遜郡布魯緒(Brush)河(图3)、彼特金(Pitkin)郡索普里斯(Sopris)矿点(图6)以及彼特金郡菲利浦矿点(图6)。粘土、黄鉄矿和部分地段的硅质形成了鈾矿床中致密的矿石。少量有色金属硫化物的浸染体有时产于鈾矿石內或在其附近。在一些只含有砂岩浸染型鈾矿的矿化微弱的地区內,蝕变岩管是矿床来源自深部溶液的唯一証据。浸染型鈾矿化的平均品位約为0.10% U_3O_8 和 0.00—2.0% U_3O_8 , 其儲量一般約为1000吨矿石。这种矿床高品位的一小部分已被开采。科罗拉多的普拉斯維尔(Placerville)和里弗尔(Rifle)附近的恩特拉达(Entrada)鈾矿床是这种平均儲量和品位的例外情形。

在这些矿区,主要通道和热液活动最强烈的地区是蝕变岩管,它具有(或沒有)导矿构造的管道,通过这种构造的管道溶液沿陡傾角方向而上升。溶液陡傾角的构造管道,或較少地是通过含水层而传布的。即矿床在构造上不連續,或者沒有地表附近的矿化将其連結,但其带状分布却表示,它們是由单一的热液作用所形成的。甚至于对沒有明显导矿管道,并且与微弱的和广泛的蝕变作用伴生的,相隔远的,孤立的小矿床也是适用的。远离的矿床是这个作用的必然的最終产物。在这样的逐步过渡中,一个地区內能期待到的热液活动的最高可見水平,不过是一些分散的低品位鈾矿床。虽然,这成矿区內的所有鈾矿床不必均認为是热液的,但在那些被調查过的矿床中,大多数都是十分适合于这种类型的。

科罗拉多高原的一般的砂岩浸染型矿化与科罗拉多西南成矿区較小的砂岩浸染型矿化相似。因此,在高原上可以相应地运用上述的矿化分带性。現時还不能証明,在邻区內許多鈾-鈾浸染型矿化的热液成因,但是,模糊的来自深部的导矿作用和水平分带,可以用确定鈾和其他金属矿床以及蝕变之間的空间关系来加以檢驗。蝕变岩体的形状、位置和性質甚至應該比金属矿床更加显而易见,因为蝕变比起其金属成矿来,是一个較強的矿化相。

由于高原上的导矿构造是这样的不明显,所以将地区的形成作用相应地应用在此地,应当是間接的,并且通过对具有过渡条件的地区的分析而应用。为要強調有理想分带的矿区中工业鈾矿床的位置,就必须把这种理想分带与蝕变—矿化間的关系与其他有重要鈾矿化的成矿区进行比較。因此对前山山脉与科罗拉多高原西南部的鈾矿床做了比較。

在其他成矿区的相对的应用

艾德代尔区、前山成矿区

在科罗拉多的杰弗逊(Jefferson)郡艾德代尔(Idle Dale)区产出的一个鈾矿带与北东

走向的前山有色金属和贵金属矿床带相平行。并且有一个萤石矿带把这两个矿带分开。

艾德代尔区重复着在西南科罗拉多成矿区所确定的矿区分带；然而，仅有铀和铁是主要金属，而在矿物成分上蚀变也是各不相同的。这个地区的中部无矿区域（图1）含有两个孤立的蚀变岩管，并产在蚀变十分微弱的前寒武纪变质岩和花岗岩中。一个岩管可能是爆发成因的陡倾角的构造角砾岩管，其中岩石角砾的大小从几吋到尘埃状。这种角砾岩已被硅质、赤铁矿和富铁方解石强烈地交代了。这种蚀变组合仅沿着向上的强烈断层或破碎从岩管向外延展，而岩管在构造上以及在矿物成分上都有逐步过渡的边界。一个类似的、较小的蚀变角砾岩管产于环绕最强烈的蚀变区的铀矿带中的铀矿脉附近。另一个中央岩管是一溶解岩管，它与围岩在构造上是相同的，并且微弱地粘土化和黄铁矿化了。其接触带是极平缓地过渡的。根据它到最近的已知铀矿脉在三度空间上的距离，这个岩管是矿区真正的中心。包含岩管的中心区域并不含有控制性的大断层，虽然它可能要受到附近断层作用的影响，并且产在两个断续的剪切裂隙带相交所成的锐角地段内（图1）。微弱蚀变的岩石也包括在这两个矿带内。

这个地区中心部分的放射性小于外部的，虽然大多数的小裂隙是带有一些铀矿化的。

只有一个铀矿带包围中央蚀变岩管，其特征是有晶质铀矿脉，矿脉中最大的一条有10,000到50,000吨的矿石，含量为0.40% U_3O_8 。矿脉中矿物按其递减的含量排列为：石英、富铁方解石、方解石、晶质铀矿、黄铁矿、黄铜矿、方铅矿和闪锌矿。

这个地区为一个由中心导矿的，具有沿剪切裂隙带发出的支干的蚀变岩管所组成，且为一个晶质铀矿带所包围，并与在一个较大区域中热液活动的最高层位相应。砂岩中晶质铀矿浸染体产在向东不超过五哩处。许多类似的蚀变岩管均产于前山山麓丹佛附近。其中有一个岩管显然是与拉斯顿河铀矿区有关。

奥耳凡管

在亚利桑那的科科尼诺（Coconino）郡大峡谷中的奥耳凡（Orphan）岩管（图7），是一个完全孤立于其他矿化区域或构造的崩陷岩管。所描述的資料是由西方金矿和铀矿公司的 M. E. 柯弗德（Kofford）供给的。岩管直径约为150呎，并且几乎是垂直的。它的垂直勘探深度加上露头到峡谷边缘的投影长度超过1,500呎，而这个构造并不表明随深度加大而尖灭。围岩主要是水平的二迭纪沉积岩，除了不到几呎的一些剪切错动以外，它们没有受到构造破坏。岩管接触带为从窄的裂隙到宽约1呎的断层泥和角砾岩带。岩管充填物为由露头的大块砂岩变成几百呎深处的各种沉积岩的角砾。块状的砂岩可能表示在变动时由砂岩变成的疏松砂粒的固结作用。砂岩没有火山物质，但是，内部结构表明是潜火山成因^[18]。

非矿的蚀变作用有下列形式，按其意义的递减次序排列如下：褪色作用（可能与粘土化有关）、方解石化、硅化、明矾石化、绿泥石化和絹云母化。蚀变作用多半限于岩管中，但是在不同的岩石中延伸到离开岩管不同的距离。在科科尼诺砂岩中，蚀变作用在离开岩管1或2呎以外的地方，便不能辨别，但它在科科尼诺砂岩的底部一层中，却延伸到离开岩管一哩以外的地方。在赫米特頁岩中蚀变作用向外延伸5—15呎，而在二迭纪苏拜建造和宾夕法尼亚纪（？）苏拜建造层系中能在一些砂岩层中向外延伸到100呎以上。

晶质铀矿、黄铁矿、黄铜矿和斑铜矿是主要的金属矿物。伴生矿物是复杂的，其带入

的金属包括銅、鈳、鈷、鎳、鉬、鉛、鋅、銀、金、鎂、錳和鋇。矿化作用扩展到整个的岩管中，但矿体并不是这样大的。

目前尚未知道那些外緣砂岩浸染型矿床与奥耳凡岩管有关，但是，正如已指出的，具有极弱矿化的蝕变作用，在科科尼諾砂岩底部的薄的砂岩层里，却延伸到距离岩管一哩多的地方。这就出現来自中央通道的側向迁移，而由于这种側向迁移即可形成其他的鈳矿床。

奥耳凡岩管是热液活动相当弱、地区构造簡單的一个实例，在此地区矿化更多地产于蝕变岩管的内部，而不是在它的外部。与此相反，艾德代尔則代表另一个热液活动較強、分带构造較复杂的实例。蝕变岩管构造导管的限制是进一步发育的实例，这时蝕变作用由其通道仅沿高度渗透带分布。

其 他 实 例

在亚利桑那北部发现有許多其他奥耳凡型的含矿的崩陷岩管。矿化作用在任何有利的层位中有可能从这些岩管向外延展。单一岩层的連續矿化作用在亚利桑那西北部，能延展到距岩管几哩的地方。

喀麦隆地区位于奥耳凡管东部約 60 哩的地方，其特征是具有浸染型鈳矿化，此矿化产于不連續的、透鏡状的河成砂岩中为三迭紀泥岩所包围。每一矿体都被包围在褪色作用和黃鉄矿化的砂岩和泥質岩的蝕变暈带中。从良好的露头中可以很容易地看到，矿体和蝕变暈带当向下遇到不透水的泥質岩时都会突然消失。砂岩内溶液的側向流动是很可能的。数个崩陷岩管(可能是火山道)，产于这个矿区内或在其附近，蝕变作用由岩管局部向外延伸。其中有一岩管含有鈳矿石。矿化和蝕变作用可能由这些岩管延伸到砂岩中，形成鈳矿床的这种情况似乎是合理的。这个地区似乎含有几个为鈳矿带所包围的导矿蝕变岩管，个别矿床的导管似乎是側向的，而不是垂直的；这說明了热液矿区形成过程的多样性。

相当強烈蝕变的完全孤立的岩管出現于科罗拉多高原西南部(特别是在亚利桑那)沒有断层的区域，这里沒有发现过构造岩管或鈳矿床。构造岩管在这种岩体中可能由于蝕变作用而模糊不清，或者可能它們向上延展沒有象由其导矿蝕变作用延伸得那样远。由于不明显的构造界限和輕微的地层上的位移，許多未蝕变的岩管却难以辨認。如上所述，岩管是向上消失的，且有許多岩管並沒有穿过厚层的頁岩或泥質岩。如果这些蝕变体中不含有构造岩管，那么可能就有属于科罗拉多州类型所指出的这种由深部供应的溶解岩管。这种溶解岩管可能代表高度的热液溶蝕活动，这比那些仅通过构造岩管或渗透性砂岩的溶液活动要強，因为在不同成分岩石中的普遍的渗透对溶液岩管來說是必需的。因此，可以設想，溶解岩管可能与不包括鈳矿在内的边緣金属矿带伴生。溶液的化学活动据想象可能这样地縮小，以致在渗透性低的砂岩中矿化的浸染作用被阻止，而矿化的沉积則局限于孔隙中。除了热泉(hot-spring)矿床以外，限制蝕变成鈳矿化的构造岩管，可能是科罗拉多高原上理想热液矿区中变化最大的一种岩管。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Burbank, W. S., Structural Control of Ore Deposition in the Red Mountain, Sneffles, and Telluride Districts of the San Juan Mountains, Colorado, Colorado Science Society Proceedings, 14, 141—261 (1941).
- [2] Lovering, T. S., The Origin of the Tungsten Ores of Boulder County, Colorado, Economic Geology, 36, 229—279 (1941).
- [3] Lovering, T. S., et al., Rock Alteration as a Guide to Ore-East Tintic District, Utah, Economic Geology, Monograph 1 (1949).
- [4] Lovering, T. S., The Geochemistry of Argillic and Related Types of Rock Alteration, Colorado School of Mines Quarterly, 45, 231—260 (1950).
- [5] Sales, R. H., and Meyer, C., Wall-Rock Alteration at Butte, Montana, American Institute of Mining and Metallurgical Engineers Transactions, 178, 9—35 (1948).
- [6] Sales, R. H., and Meyer, C., Results From Preliminary Studies of Vein Formation at Butte, Montana, Economic Geology, 44, 465—484 (1948).
- [7] Sales, R. H. and Meyer, C., Interpretation of Wall-Rock Alteration at Butte, Montana, Colorado School of Mines Quarterly, 45, 261—273 (1949).
- [8] Burbank, W. S., Problems of Wall-Rock Alteration in Shallow Volcanic Environments, Colorado School of Mines Quarterly, 45, 287—319 (1950).
- [9] Schwartz, G. M., Hydrothermal Alteration of Igneous Rocks, Geological Society of America Bulletin, 50, 181—237 (1939).
- [10] Schwartz, G. M., Geology of the San Manuel Area, Pinal County, Arizona, US Geological Survey, Strategic Minerals Investigations, Preliminary Map 3—180 (1945).
- [11] Schwartz, G. M., Hydrothermal Alteration in the "Porphyry Copper" Deposits, Economic Geology, 42, 319—353 (1947).
- [12] Schwartz, G. M., Problems in the Relation of Ore Deposits to Hydrothermal Alteration, Colorado School of Mines Quarterly, 45, 188—208 (1950).
- [13] Kerr, P. F., Alteration Features at Silver Bell, Arizona, Geological Society of America Bulletin, 62, 451—480 (1951).
- [14] Kerr, P. F., Kulp, J. L., Patterson, C. M., and Wright, R. J., Alteration Studies, Santa Rita, New Mexico, Kings Crown Press, New York, Parts 1 and 2 (1947).
- [15] Peterson, N. P., Gilbert, C. M., and Qwik, G. L., Hydrothermal Alteration in the Castle Dome Copper Deposit, Arizona, Economic Geology, 41, 820—840 (1946).
- [16] Gabelman, J. W., and Boyer, W. H., Tectonic Control of Mineral Belts in the Southwestern Colorado Metallogenic Province, American Institute of Mining and Metallurgical Engineers Transactions (in press).
- [17] Burbank, W. S., and Pierson, C. T., Preliminary Results of Radiometric Reconnaissance of Parts of the Northwestern San Juan Mountains, Colorado, US Geological Survey Circular 236 (1953).
- [18] Gabelman, J. W., The Origin of Collapsed Plug Pipes, Mines Magazine, 48, 67—72, 79—80 (1957).

在某些鈾矿工业区内砂岩型鈾矿床和地下水之間的相互联系*

W. C. 烏德曼**

序 言

碎屑沉积岩中的許多鈾矿床同現代的含水层有关,据推测,或同过去的地下水的产状条件有关。根据地质和地球化学的資料可以推测,“砂岩类型”矿床中某些矿床形成的原因和正在形成的原因是后生的,即鈾从中生代和新生代的透水岩层內的側向流动的地下水中沉淀和富集而形成的。在这些矿床中原始沉积随着時間的变化而变化,并且由于鈾的氧化、溶解、迁移和重新富集等作用而重新分布。由于在这种情况下地下水起着主要作用,所以在鈾矿工业地区进行矿床普查时,了解地下水运动的方向与过去和現代的含水层的产状条件具有重大意义。

在含矿层位置大大高于現代含水层位置,而它們之間又很少有联系,同时地下水在过去的产状条件又不清楚的地区中对地下水进行研究是很困难的,甚至实际上是难以完成的。这点特别适用于美国西部某些中生代的含矿岩层分布的区域。相反,在怀俄明州一系列山間构造盆地和科罗拉多州西北部,在地下水的現代分布带范围内及其附近却遇有矿体。并且在很多地方这个带距离地表較近。因而,这里具有的条件适于研究地下水及地下水与鈾沉积的关系。

1900年初,当首次描述科罗拉多高原鈾矿床地质条件时,地质学家不只一次地确定在地下水中鈾的活动性和地下水流在鈾矿床的形成和变化过程中的重大意义。可是,到目前为止,普查鈾矿时^[1-5],在美国鈾矿工业地区中进行广泛的、专门的水文地质研究的次数是不多的,虽然在很多矿山上已确定了鈾矿化分布和現代地下水位之間的上述联系。

与中生代成矿围岩中的現代含水层有关的金属矿床

在科罗拉多高原和布拉克山脉 (Black Hills) 一些矿山工业地区和怀俄明州与科罗拉多州的第三紀盆地范围内所分布的一些矿山工业地区,矿体在空間上与現代的埋藏不深的含水层有关。不久以前在科罗拉多高原和布拉克山脉的中生代地层中用深孔钻探在約 100 米深度上揭露了一些与含水层相重合的含矿带。

埋藏不深的含悬着水层

在科罗拉多高原上某些鈾矿床的特征是:与現代的埋藏不深的含悬着水层接近,而且,目前这些矿床在地下水活动的影响下正处于变化过程中。在科罗拉多州芒特罗兹

* Relationship between Sandstone-type Uranium Deposits and Ground Water in Some Uranium-producing Areas (第 2 卷, 1912 号报告, 美国)。

** W. C. Woodmansee (美国原子能委员会)。

(Montrose) 区西部和在犹他州圣胡安区有一些开采矿床生于含悬着水带中^[6-8]。它們之中的某些矿床在成矿围岩含有相当数量水分的地区与土壤或植物复盖层或者与低洼地段的位置有关。在这个区域里矿床与地下水共生的现象比較稀少。数百个部分或全部近地表的、矿石儲量达数千吨的小型氧化矿床是没有水分的。

在布拉克山脉(南达科塔州西部和怀俄明州东北部)的一系列小型矿山上,地下水在矿化砂岩中或直接在它們下面被揭露出来。鈾矿床几乎整个都生于英伊安-卡腊(Inyan Kara)岩組的福耳河(Fall River)和拉科达上白堊紀的碎屑地层中,这些地层是由河床沉积(被粉砂岩和泥板岩的厚层所隔开)的砂岩和砾岩层而形成的。粉砂岩和泥板岩沿全部英伊安-卡腊剖面广泛的和零星的分布为含悬着水层的形成創造了有利条件。在尤勒特(Hulett)区域,布拉克山脉西北部有一些近地表的鈾矿床,同时它們之中某些矿床也与含悬着水层有关^[9]。在有些露天采矿場中含悬着水层妨碍着生产工作的进行,尤其是在暴雨之后。

埋藏深的含水层

近几年来,鈾探到60—240米(有含水层的有利建造深度)获得了一些在中生代地层中进行鈾矿勘探的相当良好的結果。在新墨西哥洲西北部,姆金利(Mckinley)区,安布罗西亚湖区域内在流动的地下水分布的地带中于105米多深处发现有儲量以百万吨計的非氧化矿石之大型矿体。在布拉克山脉西北部尤勒特-克里克矿区,不久以前,在深达84—108米处进行鈾探,結果揭露了在这个地区已知矿体中的最大一个矿体。在某些含矿带中揭露了承压地下水。在位于55—75米深处梭尔恩分水界(Thorn Divide)上,用鈾探揭露了含水量很大的矿藏。据推测,在中生代的含水岩层中,在相类似的条件下,将另外揭露一些矿石儲量。氧化了的鈾矿物比較易溶解于地下水中,从地下水中淋滤出来的鈾,当其处在地下水活动地带中时,在极大程度上具有星散分布和重新富集的特性。因此,上百个接近地表的氧化矿床,按其儲量來說是不大的,約数千吨矿石。对于大型矿床來說,在接近現时的或不久前存在过的地下水位的深度最为有利。

古代水流的河床

美国西部区域鈾矿工业地区的碎屑沉积层的典型特征是通常在古代水流的侵蝕河床中或它們的邻近处富集有鈾矿床。充填古代河床的砂岩的透水性和古代河床对地下水运动的控制情况业已确定。透水砂岩在古代水流河床中的分布相当广泛,足以保証水流的水压連續性。这些槽状构造通常具有由頁岩組成的不透水的底,在垂直方向与側向上限制水流的活动。

鈾是在古代河床的沉积充填时期或稍晚一些的时期夹杂到这些古代河床系統中来的。按照鉛-鈾同位素确定的絕对年龄^[10]証明科罗拉多高原三迭-侏罗紀地层古代河床中鈾是后生成因的。其年龄有六千万到七千五百万年,相当于晚白堊早第三紀时期的拉拉米依造山期的早期阶段。可能,在这个造山期过程中^[11]具有水压梯度,此水压梯度有助于含鈾溶液迁移相当长的一段距离。显然,充填古河床的砂岩过去被深深地埋藏着,且位于含水带范围内。古河床可能穿过一些那样的地区,这些地区是鈾和地下水的来源地,且比現在所观察到的要寬广得多。堆积在一个河床系統中的鈾由于长期侵蝕^[12]可能轉至其他

一些系統中去。

矿床在充填古河床的砂岩范围内和沿其边缘的分布是极分散的,这可能是决定于对铀有利的沉淀剂(象碳质植物残骸和粘土)的原始分布,同时也决定于地下水沿古老河床使铀的重新分布。

第三紀的山間盆地

怀俄明州的和科罗拉多州西北部的山間构造盆地(图 1)乃是地下水的汇水区。它們为高山丛岭所围绕,并被第三紀胶結不良的透水的陆相碎屑岩所充填,这些岩石不整合地产生在古生代、中生代和新生代地层的上面。山区的边缘地带是第三紀沉积层形成的来源地。在铀矿工业地区,这些沉积层的厚度达几百米。

盆地和山脉的主要构造要素是在拉拉米依褶皱期的早第三紀构造阶段形成的,而且,最近的局部的隆起发生于晚第三紀和早第四紀之間。成矿沉积比三迭紀和侏罗紀成矿围岩中的矿化要年青些。第三紀围岩主要属于始新世和中新世。根据大量的研究資料^[13],岩石的绝对年龄为数千或数十万年(虽然由于铀的重新分布,这些資料不一定指的是原生成矿沉积)。由于本身的年龄比較年青,矿床的地质条件和水文地质条件尚保存下来,到目前为止,并没有多大变化。在第三紀盆地中的很多矿体是生于现代的含水层带或产在高于含水层数米的范围内,并且由于地下水的作用,从生成时期起,經常处在受淋滤和侵蚀影响的变化过程中。比含钒矿石的溶解性大的磷酸盐和硅酸盐是主要的次生金属矿物。除此以外,在細粒黄铁矿(大部分在砂岩中)氧化的同时,地下水的酸度亦升高^[14],从而使地下水溶解金属矿物的性能增强。在第三紀成矿围岩发育的区域中的矿山工业地区,地下水产出的深度是不一样的,平均深度为 30—45 米。在某些地方它的深度与低于 15 米的含矿层相重合,而在另一些地方則超过 60 米。

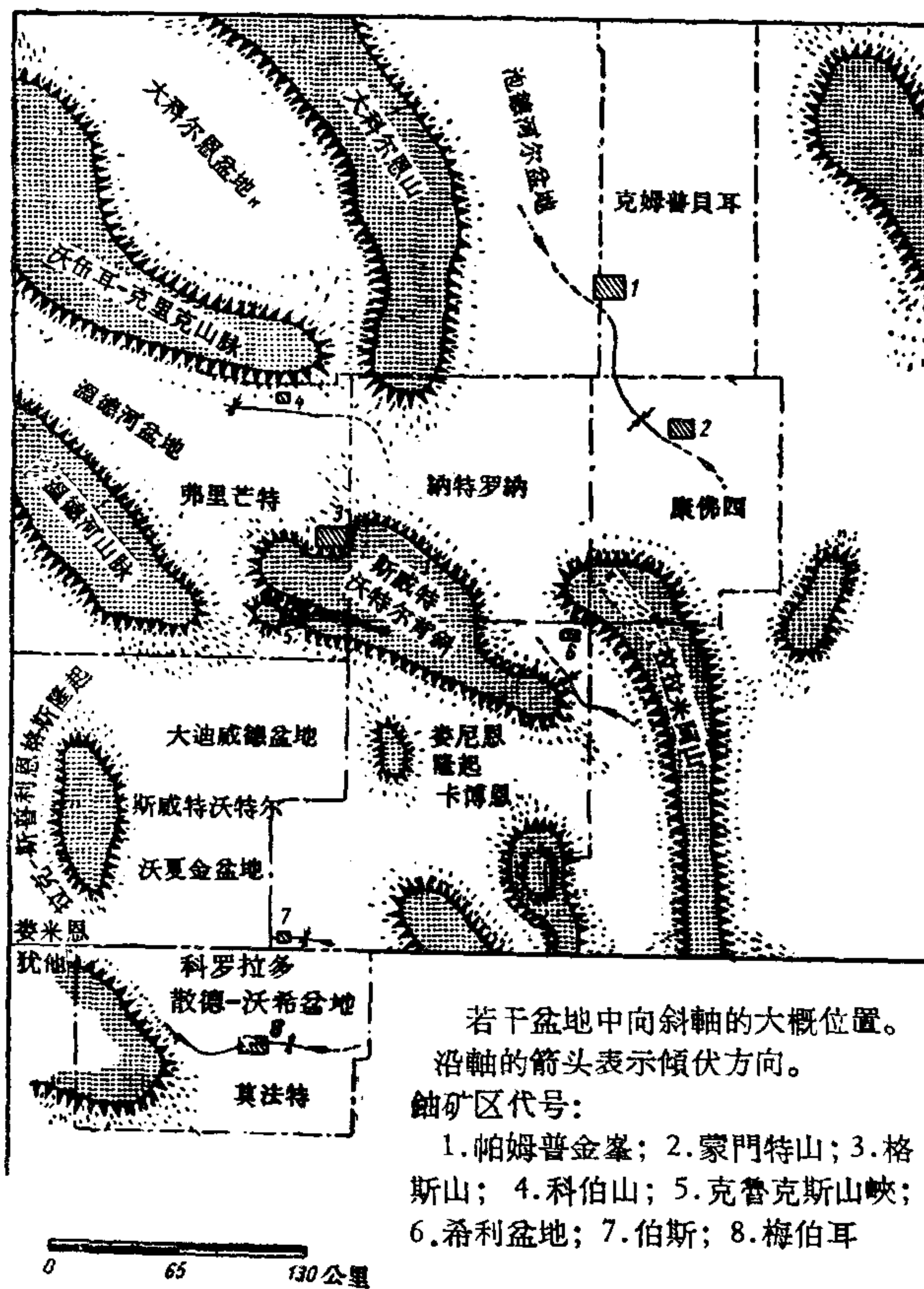


图 1 怀俄明州和科罗拉多州西北部第三紀盆地中主要产铀地区与周围山脉及向斜軸的关系

氧化带和非氧化带

在很多第三紀盆地的铀矿露天采矿場中,氧化的和非氧化的(或者相对來說是非氧化

的)围岩砂岩之间的接触带很清楚,其深度通常不超过25米(图2)。非氧化的砂岩具有典型的蓝灰色,此色是由于大量极细微的黄铁矿浸染颗粒而引起的,大部或全部氧化了的砂岩,其颜色由暗黄色到褐色,这是由于黄铁矿变成褐铁矿的结果。氧化了的矿体通常是比較小的,而且,分布得不規則,由于铀重新分布,其特点是在水平方向和垂直方向上的形状不規則,品位不均;未氧化矿体的特征是:規模一般比較大,稳定,界綫明显。

在很多情况下,氧化带和非氧化带的接触带位于地下水位之上。在断层截断地下水流的地方^[15,16]地下水逐渐淤积,地下水流的运动反而加强,含水层的水面往往发生移动。在这种情况下,氧化带和非氧化带的接触带可能低于地下水位。在怀俄明州中部格斯山脉(Gas Hills)和科罗拉多州西北部梅伯耳(Maybell)地区,水平面(钻井中流动的地下水位)在这个接触带以下平均深度約18米处。

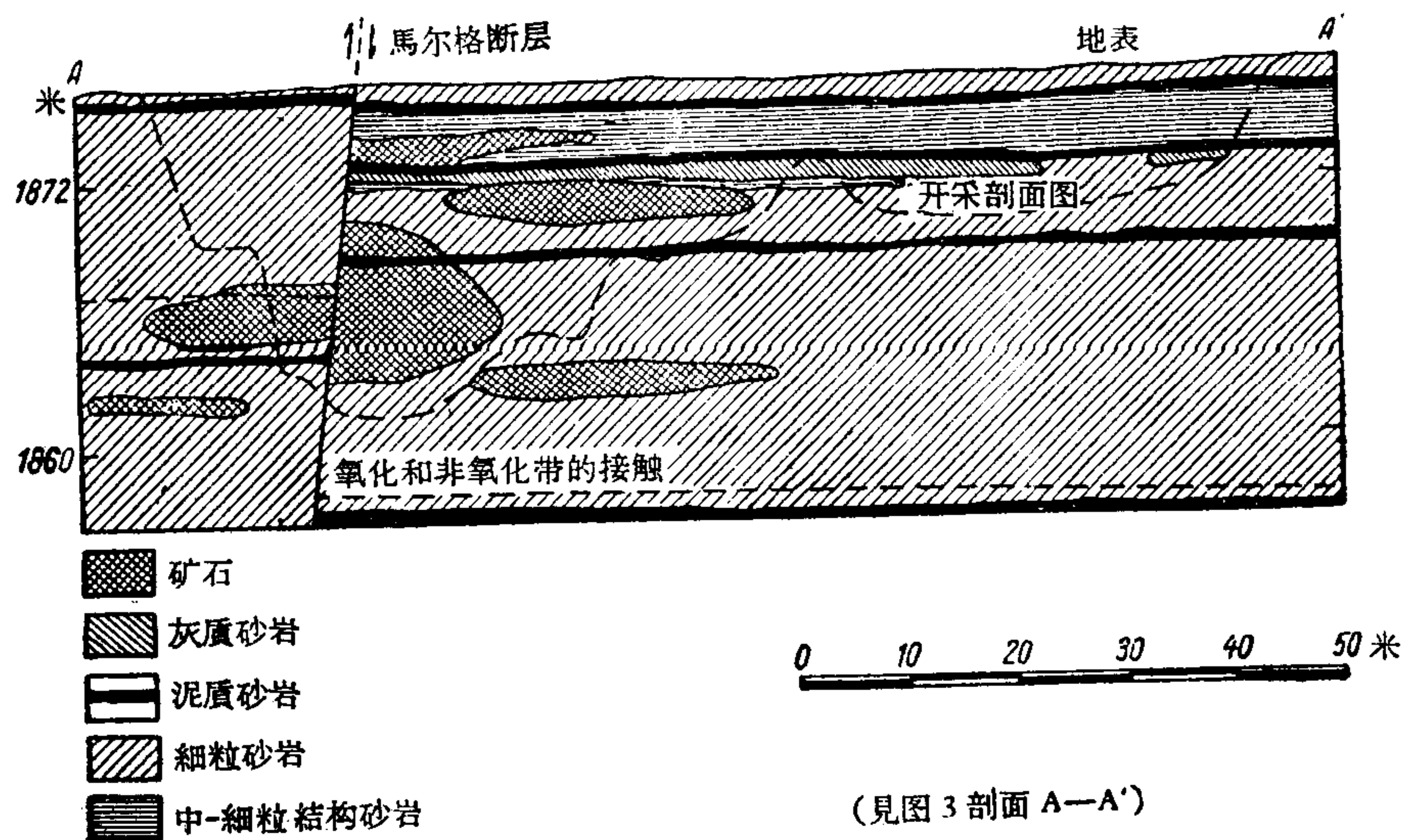


图2 科罗拉多州梅伯耳区氧化带和非氧化带的接触带

氧化带和非氧化带的接触带的深度首先取决于气候因素和基岩产出条件。在山間盆地中气候是半干燥的:在地表带和接近地表带大部分时间是干燥性气候。在确定湿空气和富含氧的地下水的渗透深度和速度方面,砂岩的组分和构造具有很大意义。如果不含有游离氧的水分为砂岩中的粘土滞留,那末氧化过程就要减緩。因此,在含矿围岩的砂岩里,通常有很多黄铁矿;氧化程度若深,就必须有异常大量的氧。含氧的下降的地下水聚集的地方(如低洼的或被断层破坏的区域)氧化的程度深。

这样,氧化带和非氧化带的接触带实质上是指大气氧所渗透的深度,或在砂岩中具有足够阻碍氧化过程或其散布的无氧水分所上升到的上部范围。在接触带和其下的地下水位之间的砂岩中含有水分。地下水的毛细管上升现象是变化无常的。公认毛细管力的作用仅能达到地下水位以上的几十公分或者几公尺,因此就很难用毛细管现象来解释一些矿山工业地区里氧化带和非氧化带的接触带与地下水位之间的15—30米的间隔距离。可是,在地下水位下降的条件下,显然,在大部分第三纪盆地中发生过此种现象,“毛细管壁”可能比一般的要厚得多。如果氧化带和非氧化带的接触带是高于在毛细管力作用下水分能够上升到的地下水的实际水位或高于因地下水位的波动而能够保持住的地下水的

实际水位,那末可以认为接触带是在各方面标志含水层位置的地下水水面的控制层位。

地下水的移动

根据在产铀地区地下水运动的古代和现代的方向或形式,可以确定铀矿化作用的趋向。根据对早第三纪的洼地及其周围的山脉的探查,可以推测,在一定的阶段中存在过有利于铀的化合物堆积的水文地质条件。地下水的此种动态的特征应该是:能控制地下水在垂直方向与侧面上的运动;来自含水层供给区的水流在经过含铀区至铀沉积地时的水压是连续的;具有有利于铀矿沉淀和富集的物理化学介质。在更新世的内冰川期中含水层供给量的提高对现代矿床的形成发生了影响,因此认为,在洼地中铀的沉积中心同时也是古代或现代地下水的聚集和移动的中心。不久以前存在过的和现代的地下水的运动控制着铀的重新分布和确定现代矿体的范围,此矿体可能沿地下水流的方向和沿着断层延伸。

地下水径流的方向是一致的“通向盆地”,即由周围的山脉向构造下陷处或向盆地的轴心流动。向盆地方向流动的水流主要是受古河床的控制,局部地方亦受褶皱带和断裂带以及不整合的控制。这些局部特点是重要的成矿控制因素,尤其是在盆地边缘地带。在格斯山脉和梅伯耳区域中,很显然,发生过一些位移的大量断层和穿过推测方向的地下水的横向运动是重要的成矿控制因素。

图1示出第三纪盆地中,主要产铀地区、山脉和盆地向斜轴心方向的广泛的区域性相互关系。在泡德河(Powder River)盆地的帕姆普金峯(Pumpkin Buttes)和蒙門特山(Mount Hill)地区,以及梅伯耳和巴格斯(Baggs)地区都与盆地的轴向拗曲紧密相联。如果认为水压是连续的并有地下水径流存在,那末依据轴心的倾伏就可以推测地下水流是沿轴向拗曲运动的。一切轴向拗曲,可能曾经控制过古代河流向盆地排水和河床的形成。这就是为什么推断在泡德河盆地^[17]水的运动方向是正北,而在梅伯耳和巴格斯地区是正西。帕姆普金峯和梅伯耳地区的轴倾伏^[18]方向的变化能影响地下水运动的方向和矿床的富集。

在格斯山脉、克鲁克斯山峡(Crooks Gap)和希利盆地(Shirley Basin)地下水的运动和铀的沉积,显然是受古河床控制的,而盆地的各边缘部分则受断裂断层带和褶皱带的控制。例如,格斯山脉^[18]地区构造的背斜轴向西北方向延伸;所假定的河床方向^[19]几乎与构造的走向平行,格斯山脉西部、中部和东部的工业区可大致圈定。在这个地区中,地下水位也向西北方向^[5]倾斜。根据这些现象可以推测地下水是从斯威特沃特尔(Sweetwater)隆起区域向正北和西北方向运动。同样,克鲁克斯山峡和希利盆地区域亦可能与地方性构造和周围山区有关。

据推测,在铜山(Copper Mountain)地区由碎屑花岗岩充填的现代侵蚀谷地中沿较低矮的山脉的山麓常遇有铀矿床,铀来源于北部山中,而含铀的地表水和地下水的径流沿谷地^[20]流动。

地下水位变化的影响

在第三纪盆地中,成矿围岩岩层厚达几十米,比较单一,具有中度到高度的透水性,水平产状或微有倾斜,通常在低于现代矿体好几米的深处集水。

渗入地层的大气水是地下水的供给泉源。因此,在很大程度上,地下水位决定于降雨

量。

据推测,无论目前,还是过去,地下水位的变化影响着含矿层的性质。铀矿体同氧化带和非氧化带的接触带,以及现代地下水位有密切的关系(图3)。矿床的特征是矿化层多,埋藏深度从地表开始到60米的深处。可是最强烈的矿化作用的位置较高,由地表到30米左右的深处,包括含水层和氧化及未氧化的砂岩。矿体的特征是,产在含水层水位上及其上几米的氧化和未氧化的砂岩接触带里。

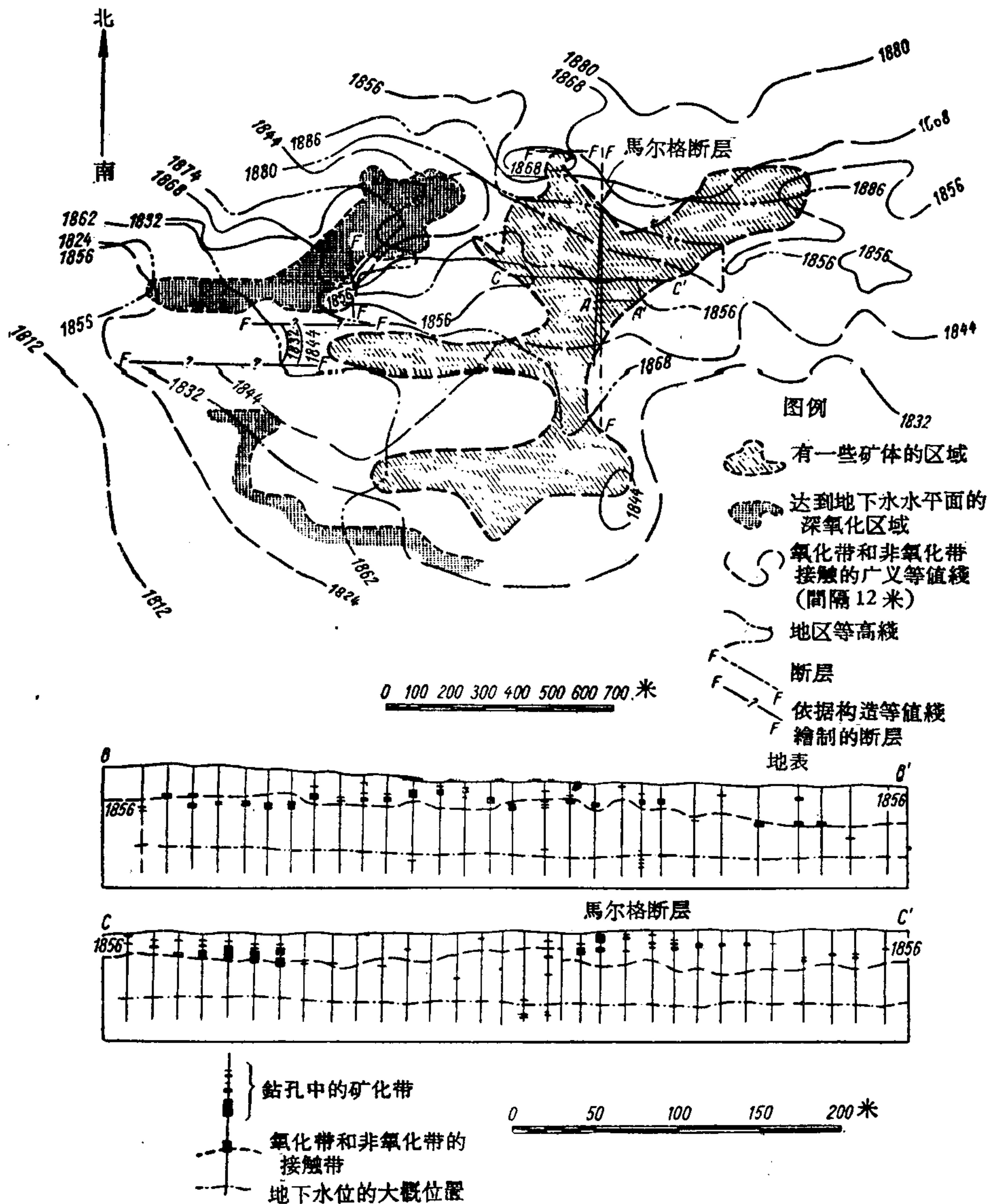


图3 矿体与氧化带和非氧化带的接触带及现代地下水位的关系
(科罗拉多州梅伯耳区)

从第三纪到目前为止地下水位是定期变化的(它取决于气候的循环)。现代的季节变化对其影响,看来,是极小的(在几米范围之内),但是,几千年来得出的普遍结果是:地下水位随着沉积层的冲刷或冲积及地下水的消耗或集聚而降低或升高。据推测,第三纪或

更新世时期的大多数盆地的地下水位由于受間冰期占統治地位的干燥气候的影响和受第三紀胶結松散的沉积物的浸蝕，而下降了。初期鈾沉淀在古代含水层附近或者再低一些的地方的还原介質中，而現在，由于地下水的蒸发鈾沿水位不断变化着的含水层沉淀下来。随着地下水位的降低，鈾矿物遭受到氧化作用，从而鈾在地下水中发生再沉积^[6,21,22]。下降的地下水把鈾搬运到未氧化的砂岩的还原介質中或者沿含水层搬运，从而形成次生富集层。由于地下水位的季节变化，矿床在鈾的溶解和再沉积的循环过程的影响下处于一种或大或小的經常变化中。因此矿体的深度和厚度，其中鈾的品位，以及在地层剖面中鈾矿化作用的位置都取决于各含鈾地区中地下水位的变化。

科罗拉多州，莫法特区，梅伯尔地区

为了观察地下水对矿体生成可能产生的影响，梅伯尔地区作为一个具有足够数量資料的区域是要特別提到的。布朗兹平原 (Browns Park) 的成矿围岩砂岩和古老建造之間的相互关系已在图 4 上表明。布朗兹平原的砂岩充填着侵蝕洼地，該洼地切穿古生代到始新世的岩石的地层。在地形方面，含鈾地区分布在不深的、东西方向延长的盆地里。流过西部矿区的延珀河 (Yampa River) 是該区侵蝕的基綫。地层比較古老的布朗兹平原的砂岩，其南北接触带的傾斜表明这是一个北翼傾斜急陡的、不对称的、东西向的向斜构造^[23]。向斜軸經過主要含矿地段。在矿区中遇有发生过一些位移的正常的和块状的断层，該断层具有正北和西北走向。

氧化了的金属矿物主要是带有微量硅酸盐和碳酸盐杂质的磷酸盐。矿床是由产于数个矿层之中的許多透鏡体构成的。部分矿体呈板状或波状，但是，通常其产状都与层理相一致，它們的形状极不規則。氧化的和未氧化的砂岩之間的接触带是很明显的并处在 21—30 米深处，其平均深度在 25 米左右。無論是氧化部分或是未氧化部分，矿体集中在高于地下水面的接触带中。

晶質鈾矿和鈾石初期大概是聚集在古老地下水位或者低于这一水位的地方。随着这个水位的逐漸下降，在未氧化带中形成島屿状的原生鈾矿。由于比潛水水位下降还緩的氧化带繼續下降，最終的結果是氧化过程完全控制了整個矿体。鈾矿化不断富集并向兩側延伸的趋势是通过沿氧化和未氧化带接触带下降的地下水表現出来的。与成矿围岩砂岩的傾斜和斜交层理成直交产出的水平分层中，鈾、碳酸盐和氫氧化鉄的富集表明地下水位早已存在^[24]。

布朗兹平原的建造基底的等值綫 (图 4) 和累伊 (Lay) 向斜的傾伏 (图 1) 都表明有向西傾斜的坡度存在，并可根据这一点推測地下水也在这个方向上运动着。布朗兹平原的建造与下伏建造的构造的互相关系和累伊向斜的位置表明有槽状构造存在，大概是此槽状构造确定了地下水运动的方向。

氧化带和非氧化带接触面是极不規則的波状表面，其上有穹地和洼地，产状深度变化剧烈 (图 3)。这些变化是由位移不大的年青地层和分异氧化作用引起的，部分地方是由高于粘土层和致密碳酸盐类岩石的含悬着水层和不透水矿层下面的未氧化带引起的。馬尔格 (Marge) 矿体以西，在氧化和未氧化岩石的接触带所在的最深处，推測有断裂破坏。在这个地带中，氧化作用到达含水层，此含水层很有可能被一些断层所破坏，产在 18—45 米的深处。

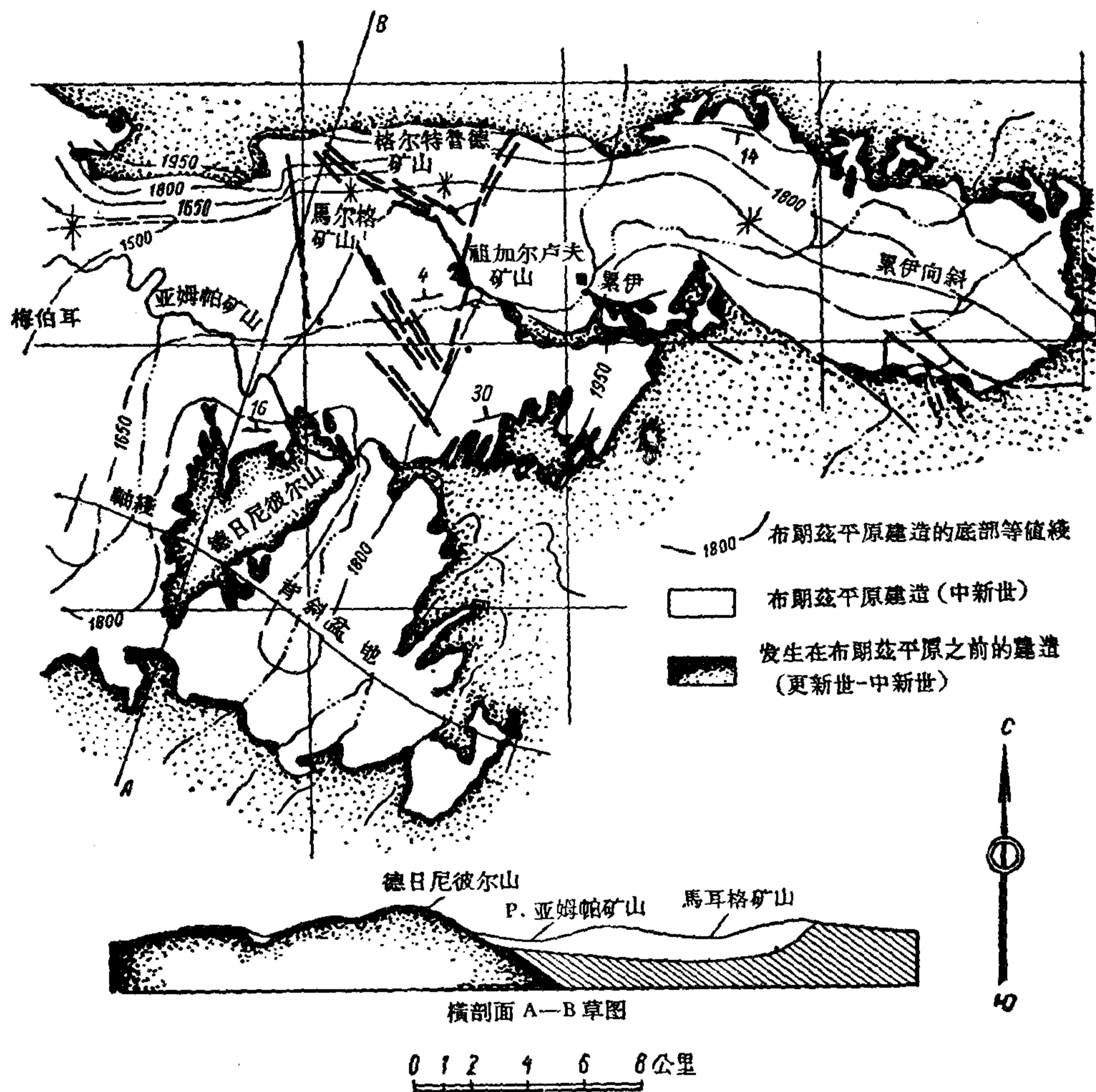


图4 科罗拉多州、莫法特区、梅伯耳地区地质图

如果含鈾地下水移动的方向是正西，那么矿体和断裂破坏之間的互相联系推测是鈾沉积的构造控制。鈾沿着馬耳格断层，尤其是沿其东翼聚集（剖面 A—A'，图2），这証明只有部分或一半含矿溶液能渗透此断层。所有断层对沿其分布的个别矿体的范围，形状和方向亦发生影响。大地构造作用所引起的連續性的断裂或破坏会影响地下水移动的速度和方向。在水流流向、偏轉或停滞由断裂破坏决定的地方，与溶液接触的物理异常可能是比化学沉淀剂更有效的鈾富集因素，或則是为鈾沉积創造有利条件的化学介質。

結 論

在矿体产于含水层带或含水成矿围岩中的地区和在循环流动的地下水被認为是主要的含矿溶液的地区中进行鈾矿勘探时，全面的研究地下水具有重大的意义。在条件相同的地区中应注意下列一些因素：

1. 含水层地带有利于鈾的堆积，这并不取决于它們离地表生成的深度不大（如怀俄明州第三紀盆地中）或生成在相当大的深度上（如新墨西哥州安布罗西亚湖区域）；
2. 控制矿化的构造要素对地下水运动有影响；

3. 地下水移动的方向指出了与地下水运动有关的矿体的大致走向。

(譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Jobin, D. A., Ground-Water Studies on the Colorado Plateau, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, TEI-540, pp. 65—72 (1955).
- [2] Jobin, D. A., Regional Transmissivity of the Exposed Sediment of the Colorado Plateau as Related to the Distribution of Uranium Deposits, U. S. Geol. Survey, Profess. Papers, 300, pp. 207—211 (1956).
- [3] Phoenix, D. A., Occurrence and Chemical Character of Ground Water in the Morrison Formation in Southwestern Colorado and Southeastern Utah, U. S. Geol. Survey (in preparation).
- [4] Phoenix, D. A., Relation of Carnotite Deposits to Permeable Rocks in the Morrison Formation, Mesa County, Colorado, U. S. Geol. Survey, Profess. Papers, 300, pp. 213—219 (1956).
- [5] Marks, L. Y., Ground-Water Conditions and Relation to Uranium Deposits in the Gas Hills Area, Fremont and Natrona Counties, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm. (in preparation).
- [6] Weeks, A. D., Coleman, R. G. and Thompson, M. E., Summary of the Mineralogy of Colorado Plateau Uranium Ores, U. S. Geol. Survey (in preparation).
- [7] Manger, G. E., Gates, G. L. and Cadigan, R. A., Physical and Associated Properties in Ore-Bearing and Poorly Mineralized Uranium Ground in Montrose County, Colorado, and San Juan County, Utah, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, TEI-690, pp. 461—471 (1957).
- [8] Roach, C. H. and Thompson, M. E., Sedimentary Structure and the Localization and Oxidation of Ore at the Peanut Mine, Montrose County, Colorado, U. S. Geol. Survey (in preparation).
- [9] MacPherson, B. A., Geology of the Busfield Deposit, Northwestern Crook County, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, RME-1074 (1956).
- [10] Stieff, L. R., Stern, T. W. and Milkey, R. G., A Preliminary Determination of the Age of Some Uranium Ores of the Colorado Plateau by the Lead-Uranium Method, U. S. Geol. Survey, Circular 271 (1953).
- [11] Kelley, V. E., Influence of Regional Structure and Tectonic History upon the Origin and Distribution of Uranium on the Colorado Plateau, U. S. Geol. Survey, Profess. Papers, 300, pp. 171—178 (1956).
- [12] Gruner, J. W., Concentration of Uranium in Sediments by Multiple Migration-Accretion, *Econ. Geol.* 51, pp. 495—520 (1956).
- [13] Rosholt, Jr., J. N., (personal communication) (no date).
- [14] Grutt, Jr., E. W., Environment of Some Wyoming Uranium Deposits, *Advances in Engineering*, 2, pp. 313—323, Pergamon Press, New York (1957).
- [15] Zeller, H. D., Gas Hills Area, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, TEI-690, pp. 272—276 (1957).
- [16] Zeller, H. D., The Gas Hills Uranium District and Some Probable Controls for Ore Deposition, *Wyoming Geol. Assoc. Guidebook*, pp. 156—160 (1957).
- [17] Meschter, D. Y., Lithologic and Stratigraphic Controls of the Monument Hill District, Converse County, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm. (in preparation).
- [18] Osterwald, F. W. and Dean, B. G., Preliminary Tectonic Map of Wyoming, East of the Overthrust Belt, Showing the Distribution of Uranium Deposits, U. S. Geol. Survey, MF-127 (1956).
- [19] Personal Communication, Private Company Sources (1957).
- [20] Loomis, T. H. W. and Marks, L. Y., Preliminary Report on the Geology of the Copper Mountain Area, Fremont County, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm. (in preparation).
- [21] Garrels, R. M. and Christ, C. L., Behavior of Colorado Plateau Uranium Minerals during Oxidation, U. S. Geol. Survey, unpublished report (1956).
- [22] Garrels, R. M., Geochemistry of "Sandstone-Type" Uranium Deposits, *Advances in Engineering*, 2, pp. 288—293, Pergamon Press, New York (1957).
- [23] Bergin, M. J., Maybell-Lay Area, Colorado, U. S. Atomic Energy Comm. Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, TEI-690, pp. 280—291 (1957).
- [24] Ormond, A., Geology of the Uranium Deposits in the Browns Park Formation in Moffat County, Colorado, and Carbon County, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm. (in preparation).

鈾矿床与天然气、石油构造的关系*

R. T. 罗素尔**

地区及矿床的描述

本文所論述的是与天然气、石油构造有关的鈾矿床。这种矿床可以分为两类：第一类是产于石油、天然气构造的鈾矿或者是石油、天然气从地壳深处迁移到鈾矿带里而形成的矿床；另一类是产于原生油瀝 (oil trap) 中的矿床,在此油瀝中,石油、天然气已經逸散,而只剩下一種与鈾矿紧密共生的瀝青状物質。

得克薩斯州帕兰干納盐丘

在美国得克薩斯州都瓦尔 (Duval) 郡的帕兰干納 (Palangana) 盐丘,曾发现一个儲量达 100 万吨以上的鈾矿床(图 1)。在 1920 年以前所进行的钻探,在 114 米深处发现了石油和天然气^[1]。在 1928 年及 1929 年中,从构成鈾矿带的砂岩中开采了約 1000 吨石油。这个矿带的剖面約为 23 米,厚約为 0.15—6 米、由砂质粘土与粉砂成互层的砂岩扁豆体所組成^[2]。鈾存在于砂粒面上的黑色薄膜中^[3]。根据 X-射綫分析的结果,确定了这种矿石矿物为瀝青鈾矿,而黄铁矿則以胶体的圓球状及自形晶状态存在。方解石胶結物占砂岩

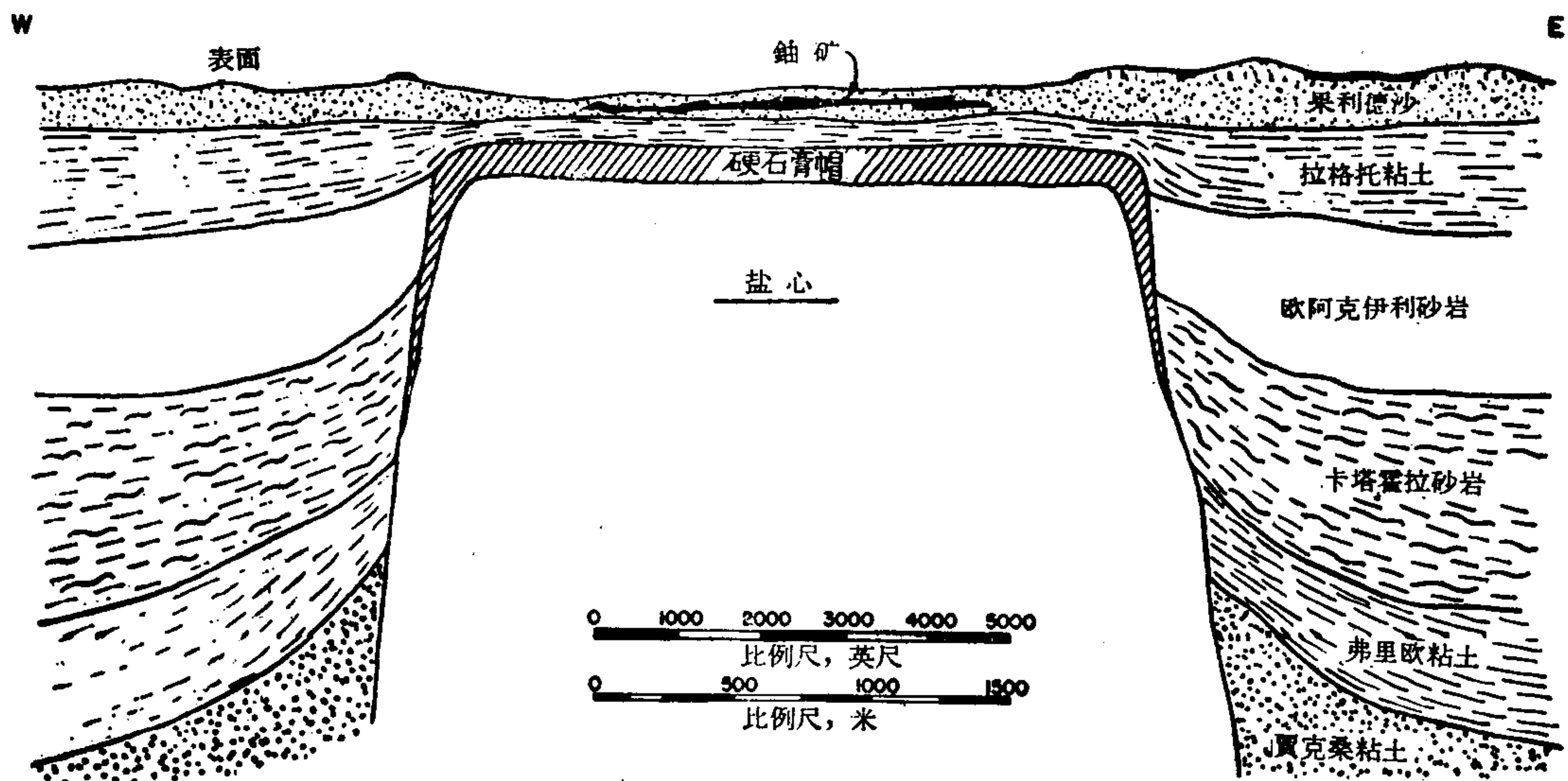


图 1 帕伦加兰盐丘,多美,杜亚耳·康提,得克薩斯剖面图

* Relationship of Uranium Ore Deposits to Petroleum-and Gas-Bearing Structures (第 2 卷, 第 774 号报告, 美国)。

** R. T. Russell (美国原子能委员会)。

的 20%。矿石产于砂岩中。有些钻孔曾穿过五层矿体。砂岩层呈扁豆状，它们无法用钻孔正确地探测。

怀俄明州瓦斯山地区 (Gas Hills)

在怀俄明州中部，沿温德河 (Wind River) 流域南缘的瓦斯山地区，是美国最重要的产铀地区之一。矿石储量达 700 万吨以上，其中 U_3O_8 占 0.25%。

中新世以后的断层曾使始新世的温德河建造及较老的含油地层发生错动，从而使碳氢化合物向第三纪岩层迁移。在温德河流域部分地区内，几个中生代和古生代沉积建造都是重要的产石油、天然气地层。山德罗 (Sand Draw) 油田位于瓦斯山以西约 40 公里的地区，其天然气产自白垩纪的弗朗提尔 (Frontier) 建造拉科塔 (Lakota) 砂岩以及上侏罗纪的莫利松 (Morrison) 建造。而二迭纪的佛斯佛尼亚 (Phosphoria) 建造中则既产石油，也产天然气。马斯卡拉特 (Muskrat) 油田位于瓦斯山以西数公里的地区，其天然气产自弗朗提尔建造和拉科塔砂岩中。佛斯佛尼亚建造产出的天然气，其 H_2S 含量一般都超过 3%。这些地层均位于瓦斯山地区之下；因此石油和天然气对铀矿的分布位置有很大的影响。

在瓦斯山地区有数处气苗 (见图 2)。在 T-33N, R-91W 所钻的钻孔中遇到了天然气。在某些地方发现了柏油砂，在 T-32N, R-91W 地段钻孔时，在含矿砂岩中遇到了地沥青。幸运·麦克 (Lucky Mc) 矿体产于温德河建造中，而温德河建造直接复盖在弗朗提尔建造之上。同时在温德河建造中，常常在距离瓦斯山地区很远的地方，钻出了天然气矿袋，这说明这些透水性的砂岩在铀矿床形成时可能含有天然气。

科罗拉多-怀俄明州梅伯尔-巴格斯地区

在科罗拉多州的梅伯尔 (Maybell) 和怀俄明州的巴格斯 (Bagges) 附近的泼逊盆地 (Poison Basin)，铀矿石均采自中新世的布朗斯公园 (Browns Park) 建造。在这个地区，矿石储量约为 60 万吨，平均含 0.15% 的 U_3O_8 。

联合碳化物核子公司曾在梅伯尔地区开发了几个矿体。谢雅斯 (Sears)^[7] 曾报导过这个地区的气苗。在主要的产区周围有两个矿点出现沥青物质。在科罗拉多州梅伯尔以东的额格纳斯 (Agnes) 第 7 号地区，铀矿同“沥青岩”和褐铁矿的结核块体共生于砂岩中。在“九月之晨” (September Morn) 地区的一个断层带中出现非放射性的沥青残留物。

泼逊盆地的矿床位于由布朗斯公园建造的岩石所组成的一个向斜褶皱的小余体中，而布朗斯公园建造又复盖在一个由始新世瓦沙奇 (Wasatch) 建造的岩石所组成的并且深受侵蚀的背斜褶皱的上面。斯万诺 (Schwano) 铀矿位于菲力甫斯第 3 号气井之西约半公里的地方。在矿区以西曾钻了几个 110 至 145 米深的井，以便获得供给一个小型选矿厂用的水源。其中一个井喷出了强烈的 H_2S 臭味。气体的压力使一些黑色的泥浆喷射出来，这种情况与怀俄明州黄石公园的泥喷泉极为相似。另一个井则充满了水，井中的水由于气体逸出而不断地翻滚，象一个小喷泉，喷出的水可达 0.3—0.6 米高。在这些井和斯万诺矿坑之间有一个断层，这个断层是由地震测量队发现的^[8]。

怀俄明州兰斯溪地区

兰斯溪 (Lance Creek) 油田，位于怀俄明州东部油田的东部及南部为许多铀矿化点及

鈾矿床所环绕。目前这里虽不进行开采，而且其储量亦不大，但石油、天然气与鈾矿之间可能存在的相互关系却很显著。

图 3 所示为鈾矿及鈾矿化点的分布与兰斯溪油田的关系。在这里并无任何证据足以说明鈾矿矿化作用发生在好几个时期，鈾矿矿化作用是发生在后白河期（渐新世）^[10]。石油和天然气均产于佛朗提尔建造的华尔溪（Wall Creek）砂岩、木地（Muddy）砂岩及达科塔（Dakota）砂岩与拉科塔砂岩中；这些地层均属于白垩纪。最浅的井距地表约 500 米，然而在兰斯溪之南约 5 公里处，天然油苗直接出露于地表。

石油、天然气可能是在晚白垩纪兰斯建造沉积之后开始集聚的，这时兰斯溪含油构造已经形成。石油和天然气可能是在后白河期集聚的。后白河期断层可能为（而且也确实曾经一度为）石油和天然气提供了向上移动的通道。因此在这几个后来才沉积了的鈾矿地层中可能曾经有过天然气。

俄克拉荷马州的斯曼特地区

在俄克拉荷马州斯曼特（Cement）区的一个含油背斜的顶部，曾开采了 29 吨鈾矿，其中含有 1.28% 的 U_3O_8 。被开采出的矿体受一个几乎直立的裂隙所控制，不过从分布很密的钻孔中所进行的 γ -射线对数测量的结果发现，在约 30 米深处的一层砂岩中有放射性异常。

石油和天然气产在 500 米的深处，但距地表 140 米的地方亦曾遇到气体^[11]。广泛发育的断层和裂隙给天然气与矿液的迁移提供了足够的通道。后宾夕法尼亚期是主要的褶皱作用时期。变形大概是逐渐发展的，而且可能是挤压与断层作用相结合的结果。石油、天然气是在这一构造形成的初期（大约在晚宾夕法尼亚期）集聚起来的。鈾矿矿化作用是发生在断层形成之后^[12]。由于构造间的联系使得含矿的溶液与石油及天然气的矿体相接触。

新墨西哥州安波罗西亚湖地区

新墨西哥州安波罗西亚湖（Ambrosia Lake）的矿床位于格兰特（Grants）市附近。这是美国最大的和最重要的产鈾地区。已知矿石的储量约为 3,300 万吨，矿石含 0.34% 的 U_3O_8 。

早期发现的矿床分布在安波罗西亚湖的穹地周围。后来的勘探工作，使产区进一步扩大了，发现了由穹地向东偏南延伸的两个矿带（图 4）。产鈾区与莫利松建造的维斯瓦特·卡隆（Westwater Canyon）砂岩较厚的部分相一致。该砂岩在矿区附近厚约 70 米，而在数公里以外则减到 30 米左右。

金属矿物是与“沥青岩”共生的柯芬尼特矿（Coffinite）。除一个地点以外，很少见到“碳质残留物”。“沥青岩”在颗粒周围形成薄膜并熔蚀了石英和长石。这里可以区别出“沥青岩”的某些变种，有黑色的，棕色的，也有深浅不同的灰色的。“沥青岩”的真正性质还不清楚。它可能是呈气体或液体状态被带进去的，但它最初可能是由木质和石油形成的。有时虽然也可见到“碳质残留物”的细小碎屑，但是这些碎屑尚不足以形成目前这样多的“沥青岩”。直到现在，所有的矿石都与“沥青岩”共生，但很多“沥青岩”并不含鈾。此外，在这里还可见到闪锌矿和黄铁矿。

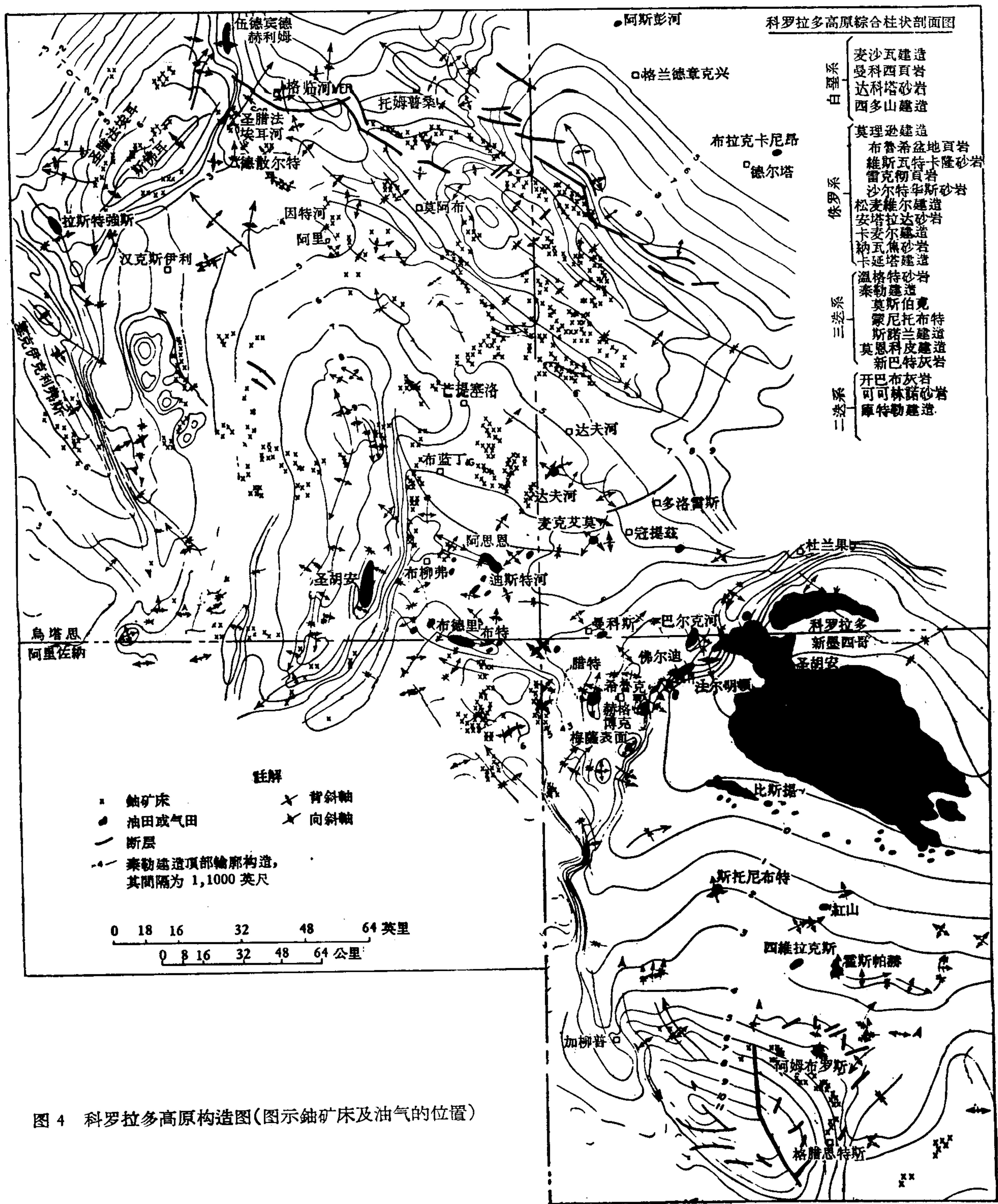


图 4 科罗拉多高原构造图(图示铀矿床及油气的位置)

安波罗西亚湖区的地质发展史目前还未完全弄清楚。在晚侏罗纪和白垩纪时期，这里曾发生过微弱的穹形建造，这时油已迁移到这个地区^[19]。在白垩纪时，地势的差别已足以使油矿从晚白垩纪的曼科西（Mancos）页岩迁移到维斯瓦特·卡隆（Canyon）层或达科塔层中^[20]。已经形成的含油构造是一个构造油藏，其控制因素为粗粒的维斯瓦特·卡隆长石砂岩所具有的较大的透水性，这种长石砂岩位于真尼（Zuni）隆起北坡的一个构造阶地或单斜层上。在晚白垩纪时期或第三纪初期所发生的褶皱作用曾使这个油藏上的穹地受到另一断层的破坏。断层作用使得石油遭到逸散，留下了沥青，这种情况可能有利于含矿溶液的进入。

犹他州圣·拉法耶尔河沙漠地区

- 迪威尔（Tidwell）矿带位于犹他州格临（Green）河附近的圣·拉法耶尔河沙漠中（San Rafael River Desert, 图4）。这个矿区的储量在30万吨以上，矿石含0.31%的 U_3O_8 。矿石矿物为柯芬尼特矿及沥青铀矿；脉石矿物为硫化物、含钒矿物、“沥青岩”及“碳质残留物”。含矿溶液可能与深处的岩浆源有关^[21]，岩浆从深处上升到莫利松建造的萨尔特瓦斯（Salt Wash）砂岩层以后即向旁扩展。在与含矿溶液混和的地下水中可能含有乙烷和甲烷。矿床周围的较大构造可能为莫利松期以后的油藏。在含矿溶液未到来之前，这些油藏已遭到破坏，油已经流失。剩下的“死油”与“碳质残留物”共同成为铀矿床的产地。沉淀剂可能是C， SO_2 或 H_2S 。但产生莫利松期以后的油藏的构造同样也控制着铀矿床。

犹他州圣·拉法耶尔隆起地区

圣·拉法耶尔隆起（San Rafael Swell）位于犹他州爱麦利（Emery）郡格临河市的西南。这个地区的铀矿储量在10万吨以上，矿石含0.29%的 U_3O_8 。这个地区曾由于构造隆起而形成一个大的穹地（图4），在穹地的中部出露有二迭纪和三迭纪的岩层，而周围沿穹地的边缘则为侏罗纪的岩层。“死油”或沥青曾在几个地层中被发现，其中包括二迭纪的可可林诺（Coconino）砂岩和开巴布（Kaibab）灰岩以及上三迭纪泰勒（Chinle）建造的莫斯伯克（Moss Back）层和温格特（Wingate）建造。油矿公司对几个这种较小的不够工业品位的油气构造进行了钻探，不过在吴赛德（Woodside）穹地附近的天然气中发现有氮^[22]。

在腾浦山（Temple Mountain）构造破坏区，含铀“沥青岩”是主要的矿物。此外还有不少有色金属硫化物。这些矿物是在构造破坏之后形成的，其层位从开巴布石灰岩起至莫斯伯克层止。在这里除去含铀“沥青岩”之外，还有不含铀的石油，其中既有“死油”，也有仍在积极迁移的油。在这个矿区中，几乎所有的铀矿均采自腾浦山南坡的莫斯伯克层^[23]。如果将本区恢复到未受构造破坏以前的情况，那末本区的个别地段大概都位于同一水平面上，而这一水平面在过去可能就是构造被破坏之前曾经存在的一个油与水的分界面。

科罗拉多州的莫利松地区

从科罗拉多州莫利松附近的达科塔砂岩中，曾采出了与沥青物质共生的铀矿。这个矿床不大，矿石储量约为10,000吨。矿床位于一个小型背斜顶部的平移断层的下降盘。

矿物为瀝青鈾矿，它們与瀝青物质及黄铁矿紧密共生^[24]。在采矿过程中沿着断层曾見有焦油苗。够工业品位的矿石产自沿着断层的黄铁矿带及位于傾斜上方数米处的瀝青砂岩之間。矿样中含有黄铁矿及瀝青质物质。

上达科塔砂岩最上部的一个焦油苗含鈾百万分之 41^[25]。在以东大約 1.5 公里处，有一口油井，此油井在 2200 米深处从上白堊統尼奥布拉拉(Niobrara)建造的福特赫士 (Fort Hays) 灰岩中噴出了石油。

犹他州茵特河地区

在犹他州格兰 (Grand) 郡和圣約翰 (San Juan) 郡的茵特河地区 (Inter-River) (見图 4)，有几个产于若干地层中的小型鈾矿床。这些矿床与两种构造有关：一是克因溪 (Cane Creek) 背斜，它是一个盐背斜；另一是奥普希瓦尔 (Upheaval) 穹地，它可能是一个浅成侵入岩体。在奥普希瓦尔穹地附近的福特波通 (Fort Bottom) 地区，有一个与煤焦油油苗有共生关系的鈾矿床。围岩是属于下三迭統莫恩科皮 (Moenkopi) 建造的泥岩、粉砂岩及云母灰质砂岩。瀝青鈾矿交代碳酸盐物质并与黄铁矿及瀝青共生。野外調查証明它是一个死油苗。

犹他州色考克里夫地区

色考克里夫 (Circle Cliffs) 位于犹他州加菲尔德 (Garfield) 郡(图 4)。本区的所有鈾矿床均不大。矿石及与其共生的“瀝青岩”都可能与前拉拉米 (Pre-Laramide) 构造有关^[27]。“瀝青岩”堆积的地方大概是一个古老的、后来由于拉拉米造山运动而变形的油、水分界面。

其他实例

上面所描述的地区都是說明鈾矿床与石油、天然气层有关的一些較好的例子。此外，怀俄明州的克魯斯加普地区 (Crookes Gap)，九哩湖地区 (Nine Mile Lake)，老妇 (Old Woman) 背斜以及科罗拉多高原的若干地区也都可以用来作为这种联系的补充例子。在怀俄明州克魯克郡黑山 (Black Hills) 北部的下白堊統茵仁卡拉 (Inyan Kara) 羣的矿床是一个与含油构造有关的鈾矿床，但这种含油构造缺乏任何証据足以証明过去曾經存在过石油或天然气。

矿床与石油天然气构造有关的不只限于鈾和釷；在这类构造中还发现其他金属(包括鉛、鋅和銅)矿床。在科罗拉多高原紅色岩层中，一些銅矿床(其中少数含有鈾矿石)可以在某些与鈾矿床相类似的构造中找到。在密歇根州克維諾 (Keweenaw) 半島的一种頁岩中，发现了与瀝青共生的自然銅。在俄克拉荷馬州的迈阿米 (Miami) 附近，在三州交界的鉛鋅矿区的矿坑水中含有頗多的 H_2S ，而且有些地方鉛鋅矿与地瀝青(石油的一种天然殘渣)均集聚在宾夕法尼亚頁岩之下。經過詳細的研究之后，富勒 (Fowler)^[28] 确定了鉛鋅矿与穹地的关系。这个地区的許多油苗在进行采矿以后就停止了流动。在有些地方，宾夕法尼亚底部砂层含油，当采矿工作降低至地下水面以下时，这些油渗入开采区。油和矿石往往处于同一构造中，而且矿石直接产在油、水分界面之下。

有利于石油、天然气和铀矿集聚的地质因素

要使石油、天然气能对铀矿的生成地点发生影响,就必需具备以下三个条件:(1)含铀溶液和天然石油分馏物进入同一油藏中;(2)天然石油分馏物及其共生物质具有还原或固定铀的能力;(3)有足够的时间使这两种物质有机会互相作用。石油的来源与铀的来源可以相同,也可以不相同。如果石油和铀来自不同的地方,那末一定的构造类型应当在油和天然气大量迁移之前就已经发育起来。石油和铀也可能一起迁移,(或更可能的是)含铀溶液在石油分馏物已经存在之后才进入这些构造中。

有些地区发生这种集聚过程的地质时代要比其他地区长久。怀俄明州第三纪岩层中的铀矿床是比较年轻的;铀矿及其周围的沉积物都是在下复岩层的一些油层已经发生原始堆积之后才形成的。后来的断层作用为石油、天然气移入第三纪沉积物提供了可能性。在那里它们与含铀溶液混合从而影响到铀矿床的位置。据推测,特克斯萨斯州的都瓦尔郡和俄克拉荷马州斯曼特的含油构造的形成时期要比铀矿矿化的时期为早。科罗拉多州莫利松地区的断层作用对铀矿的形成和油的集聚都有控制作用。

在科罗拉多高原上,发生这种过程的时间是有限的。根据同位素测定,铀矿成矿的时间约在6,000万或7,000万年以前^[29]。如果石油分馏物在铀矿的集聚上起了作用,那么石油的形成和迁移就应当是在集聚之前。在某些地区(如安波罗西亚、圣·拉法耶尔隆起及圣·拉法耶尔河沙漠地区)有证据证明侏罗纪末期或白垩纪初期的褶皱作用可能导致所需的含油构造的形成,并为油的迁移提供了所需的动力。杨格认为^[20],曼科西页岩是沉积在起伏相当大的凹凸表面上(在科罗拉多高原上这种起伏约160米),从而便于石油从旁侧迁移到达科塔砂岩和莫利松建造的岩石中。三迭纪沉积物的围岩比铀矿老得多,这样就有足够的时间使石油和天然气在铀矿矿化之前能够在适当的油藏中集聚起来。

石油作为铀的搬运媒介

在某些石油中含有相当数量的铀^[25]和其他金属,特别是钒。在美国,石油的平均含铀量约达10亿分之一^[30]。某些含铀量较高的油可达百万分之50至200,这证明石油有搬运一定数量的铀的能力。这种性质在科罗拉多矿业学校研究室曾作过试验。铀在石油中携带的具体情况至今还没有完全弄清楚,但有以下两种可能:一是悬浮有沥青铀矿微粒的金属-有机化合物;二是铀自由地吸附在石油分子的表面上。据悉在液体石油中 U_3O_8 的含量远远少于0.1%。因此得出结论,虽然石油可以搬运少量的铀,但这种方式对铀矿床的形成并不重要。

石油作为铀的提取剂

某些研究工作者曾作过用石油来从各种溶液中提取铀的试验。科罗拉多矿业学校研究室^[31]经过研究后得出结论,认为天然原油中至少有一部分液体能够使六价铀的硫酸盐还原为四价的铀酸盐。

业经确定,原油可以在溶剂萃取过程中从溶液中把铀提取出来。从溶液中提取出来的铀可能是铀的有机络合物、呈极小的沥青铀矿或柯芬尼特矿颗粒。这种方法提取的铀,数量可能不多。

含鈾的“瀝青岩”或焦瀝青在安波羅西亞湖、騰浦山及科羅拉多高原的其他地方是一種很普通的鈾礦。有人認為這些含鈾“瀝青岩”是在已遭到破壞的油瀝或者石油已部分逸散的油瀝中遺留下來了的“死油”。死油部分氧化後，即可產生羧基酸或腐植酸鹽。在從溶液中提取鈾的過程中這些產物的作用與離子交換樹脂或溶液萃取劑相似。氧化了的原油經聚合作用變為“瀝青岩”，這種情況可以用對油的輻射(α 、 β 、 γ)作用來解釋。在這一作用中析出氫，而氫又將鈾離子還原為瀝青鈾礦。在氫離子和鈾離子相互作用的地方，有可能組成聚合物並由聚合物而形成“瀝青岩”。在這一過程中，各步驟的適當順序應當為：(1)油瀝的形成，(2)油向油瀝遷移，(3)油瀝完整性的破壞和粘度較小的液態碳氫化合物的逸散，(4)殘余死油的氧化和含鈾溶液的流入，(5)鈾的沉淀和“瀝青岩”的形成。

天然氣作為搬運鈾的媒介

據推測，溶於地下水中的天然氣可以成為鈾的搬運媒介。為了証實這個假設曾做了一些試驗，但是都沒有得到良好的結果。到目前為止，天然氣並未被看作是搬運鈾的一種重要媒介。

天然氣作為鈾的沉淀劑

野外和實驗室的資料^[32]證明，天然氣可以成為鈾的沉淀劑。在懷俄明州的瓦斯山(圖2)和懷俄明州南部的布朗斯公園建造中，天然氣呈氣苗出露於地表。在瓦斯山、波遜盆地和梅伯爾以南的天然氣中含有可以識別的硫化氫。在瓦沙奇和布朗斯公園建造中，鉆探鈾礦時，曾遇到一些天然氣的氣體。因此在過去不長的一段時間內，在這些地層中的孔隙較多的岩層里，曾充滿着天然氣的這種推測是合乎推理的。

有一些鈾礦床位於正在採石油的油田的上面或其附近。在這裡，天然氣可以沿着斷層從儲氣層上升到含礦地帶。這一情況在懷俄明州的蘭斯溪和俄克拉荷馬州的斯曼特都可以看到。

科羅拉多礦業學校研究室，曾進行過關於各種天然氣從溶液中沉淀鈾的能力的研究^[33]。硫化氫已全部除去的天然氣或者完全不發生沉淀，或者沉淀極微。城市下水道中的氣體可產生少量的沉淀，而正如所預料的一樣，硫化氫可以引起大量的沉淀。應該指出，化學反應以及瀝青鈾礦的形成顯然發生在溶液和氣體的分界面上。

在幾個開採鈾礦的地區，例如猶他州的大印度華斯(Big Indian Wash)和聖·拉法耶爾隆起曾應用“魔術界綫”(“Magic Contour”)一詞。鈾礦床顯然系受一組構造綫所控制。曾有人認為這種控制是由古油池或古氣池中的油、水分界面或水、氣分界面來實現的^[23]。

油田水的作用

含油構造即使在沒有油或氣存在的情況下，都可以對鈾礦的生成位置起着很重要的作用。含鈾溶液同含油構造的原生水相混合，即可發生反應，並將鈾及其他元素沉淀下來。據說，這種作用在目前仍然可以在堪薩斯州東南部的油田中看到^[34]。從蒙塔那州的地質圖中可以看出，上白堊統赫爾溪(Hell Creek)建造中的水和古新世福尤寧(Fort Union)建造中的水在成分上有很大的不同。赫爾溪建造的水富含硫酸鹽。被溶解的氣

体中含有 95% 以上的氮和微量的硫酸。福尤宁建造的水则富含重碳酸盐并溶解有 50—90% 的甲烷和 30—50% 的氮^[35]。如果含铀溶液与赫尔溪建造的水相混合, 铀就有可能发生沉淀。同样, 如果富含碳酸盐的福尤宁建造的水能够搬运铀的话, 那末当来自两个建造的水混合时, 铀也可能发生沉淀。

应 用

任何矿床成因学說是否有价值, 通常都是以应用該学說能否成功地找到新的矿床来衡量的。几个公司曾应用本文所叙述的規律作为探矿的指南。怀俄明州的采矿公司曾应用了这项技术并将它发展为两种不同的方法。第一种方法用于瓦斯山, 这种方法是把位于上复瓦沙奇建造下面的弗朗提尔建造所遍及的面积全部填入图中。本区的弗朗提尔建造为一产气层; 因此如果天然气能将铀从溶液中沉淀出来, 那末把位于弗朗提尔砂岩之上以及与其切面相邻的瓦沙奇建造作为勘探对象是完全合乎推理的。第二种方法用于怀俄明州的舍利 (Shirley) 盆地, 这种方法是先作出埋在地下的前第三紀沉积面积的图, 并打钻以便了解含油构造。由于运用了这一勘探方法, 在上复的第三紀沉积层中曾經成功地找到了铀矿。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Barton, D. C., The Palangana Salt Dome, Duval County, Texas, *Economic Geology*, 15, 497—510 (1920).
- [2] Steinhauser, S. R., An Occurrence of Uranium at the Palangana Salt Dome, Duval County, Texas, US Atomic Energy Commission (written communication).
- [3] Riley, L., US Geological Survey (written communication).
- [4] Zeller, H. D., Soister, P. E., and Hyden, H. J., Preliminary Geologic Map of the Gas Hills Uranium District, Fremont and Natrona Counties, Wyoming, US Geological Survey Map MF-83 (1956).
- [5] Van Houten, F. B., and Weitz, J. L., Geologic Map of the Eastern Beaver Divide-Gas Hills Area, Fremont and Natrona Counties, Wyoming, US Geological Survey Map OM-180 (1956).
- [6] Zeller, H. D., The Gas Hills, Uranium District and Some Probable Controls for Ore Deposition, US Geological Survey (written communication).
- [7] Sears, J. D., Geology of Oil and Gas Prospects of Part of Moffat County, Colorado, and Southern Sweetwater County, Wyoming, US Geological Survey Bulletin 751-G: 269—319 (1924).
- [8] Spence, C., metallurgist, Schwano mine (personal communication).
- [9] Kramer, W. B., Dobbin, C. E., and McMillan, Robert, Geologic Map and Sections of Lance Creek Oil and Gas Field and Vicinity, Niobrara County, Wyoming, US Geological Survey unnumbered map (1944).
- [10] Bromley, C. P., Preliminary Geologic Reconnaissance in the Lance Creek Area, Niobrara County, Wyoming, US Atomic Energy Commission, Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, RME-1066 (1955).
- [11] Dobbin, C. E., Kramer, W. B., and Horn, G. H., Geologic and Structure Map of the Southeastern Part of the Powder River Basin, Wyoming, US Geological Survey Map OM-185 (1957).
- [12] Reeves, F., Geology of the Cement Oil Field, Caddo County, Oklahoma, US Geological Survey Bulletin 726, 2, 41—85 (1921).
- [13] Beroni, E. P., US Atomic Energy Commission (personal communication).
- [14] Kelley, V. C., Tectonic Map of the Colorado Plateau Showing Uranium Deposits, University of New Mexico Publications in Geology, 5, Figure 2 (1955).
- [15] Hansen, G. H., and Bell, M. M., The Oil and Gas Possibilities of Utah, Utah Geological and Mineralogical Survey (1949).
- [16] Dixon, G. H., Baltz, D. H., Stipp, T. F., and Bieberman, R. A., Map of New Mexico Showing Test Wells for Oil and Gas, Oil and Gas Fields and Pipelines, US Geological Survey Map OM-159 (1955).

- [17] Walker, F. K., and Base, N. W., Map of Colorado Showing Test Wells for Oil and Gas, Pipelines, Oil and Gas Fields, and Areas of Precambrian Rocks, US Geological Survey Map OM-116 (1951).
- [18] Bigelow, F. C., Index Map of San Juan Basin, Colorado and New Mexico, and Black Mesa Basin, Arizona and Utah, Map No. Roswell-39R, US Geological Survey, Conservation Division, Roswell, New Mexico (1950, rev. 1957).
- [19] Young, R. G., and Ealy, G. K., Uranium Occurrences in the Ambrosia Lake Area, McKinley County, New Mexico, US Atomic Energy Commission, Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, RME-86 (1956).
- [20] Young, R. G., US Atomic Energy Commission (personal communication).
- [21] Young, R. G., Million, I., and Hausen, D. M., Economic Study of the San Rafael River Desert Mining District, Emery and Grand Counties, Utah, US Atomic Energy Commission (in preparation).
- [22] Gilluly, J., Geology and Oil and Gas Prospects of Part of the San Rafael Swell, Utah, US Geological Survey Bulletin 806-C (1928).
- [23] Keys, W. S., and White, R. L., Investigations of the Temple Mountain Collapse and Associated Features, San Rafael Swell, Emery County, Utah, US Geological Survey Professional Paper 300, 285—298 (1955).
- [24] Goldstein, E. H., Geology of the Dakota Formation Uraninite Deposit Near Morrison, Colorado, *Economic Geology*, **52**, 775—785 (1957).
- [25] Erickson, R. L., Myers, A. T., and Horr, C. A., Association of Uranium and Other Metals with Crude Oil, Asphalt, and Petroliferous Rock, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **38**, 2200—2218 (1954).
- [26] McRae, O. M., and Grubaugh, P. L., Geology of Uranium Deposits in the Inter-River Area, Grand and San Juan Counties, Utah, US Atomic Energy Commission (in preparation).
- [27] Grundy, W. D., US Atomic Energy Commission (in preparation).
- [28] Fowler, G. M., Oil and Oil Structures in Oklahoma-Kansas Zinc-Lead Mining District, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 17 (1933).
- [29] Stieff, L. R., Stern, T. W., and Milkey, R. G., A Preliminary Determination of the Age of Some Uranium Ores of the Colorado Plateau by the Lead-Uranium Method, US Geological Survey Circular 271 (1953).
- [30] Bell, K. G., Uranium in Petroleum and Rock Asphalt, US Geological Survey (in preparation).
- [31] Sims, H. M., Phase Two-Study on the Effects of Crude Oil Constituents on the Reduction and Precipitation of Uranium, US Atomic Energy Commission, Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, RME-3149 (1957).
- [32] Grutt, E. W., Jr., Environment of Some Wyoming Uranium Deposits, *Advances in Engineering*, Pergamon Press, New York, **2**, 313—324 (1957).
- [33] Sims, H. M., Studies Regarding the Role of Wyoming Natural Gas in Precipitating Primary Uranium Minerals from Pregnant Solution, US Atomic Energy Commission, Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, RME-3143 (1956).
- [34] Gott, G. B., and Hill, J. W., Radioactivity in Some Oil Fields of Southeastern Kansas, US Geological Survey Bulletin 988-E (1953).
- [35] Renick, B. C., Some Geochemical Relations of Ground Water and Associated Natural Gas in the Lance Formation, Montana, *Journal of Geology*, **32**, 668—684 (1924).

与美国西部重要铀矿床有关的陆相沉积岩岩相*

W. S. 盖茨 P. H. 多德**

序 言

研究美国铀矿床及含铀地区,就有可能确定沉积围岩的性质和铀矿石之间的某些重要关系。本文的目的就是指出其中那些关系可以用于铀矿普查。

在美国,大多数铀矿床均产在从二迭纪到晚第三纪之间不同时期的陆相沉积岩中。约有95%的矿石储量集中在下列各时期的陆相沉积岩中:三迭纪(6×10^6 吨矿石,含 23×10^3 吨 U_3O_8);侏罗纪(57×10^6 吨矿石,含 148×10^3 吨 U_3O_8);第三纪(13×10^6 吨矿石,含 32×10^3 吨 U_3O_8)。

这些矿石储量分布在几个地区,在这些地区内各个矿床的地质构造相似,且具有本区的最大特征。虽然这些围岩的年代不同,但是矿床之间的相似性却说明了,铀矿石富集的性质是一样的。不管铀及其伴生的金属的来源如何,这些矿床通常被认为是后生的。表1列举了美国几个重要铀矿区的地质特点。

本文限于篇幅,不能包括这一研究的全部结果,也不能列举所有的参考资料。这一研究是由美国原子能委员会、美国地质调查局和一些私营矿业公司的地质学者们所进行的。

沉积围岩的特征

围岩的构造、成分和颜色

围岩的岩相可以作为局部性的普查标志。含矿沉积物的构造和成份的不同也经常是找矿的标志。大部分围岩是细粒和中粒的砂岩。但在不同成分的岩石中(从泥岩到粗大的砾岩)都有矿石。尽管在含矿围岩里面,也见有分选性良好的细粒砂岩夹层,但含矿围岩的分选性一般不好。细粒和中粒的颗粒圆度为近棱角状到滚圆状。

在鉴定围岩时,沉积构造是最重要的标志,因为它反映了围岩的多孔性和渗透性。从对科罗拉多高原含矿岩石渗透性的研究中可以看出:由河成沉积物所组成的岩石,其区域渗透性要比对成矿沉积不很有利的风成和海成沉积物区域的渗透性低,但是局部地区有较高的渗透性^[1]。

含矿围岩的上面和下面通常有相对不透水的泥岩层或胶结很好的砂岩层。许多矿体位于这些隔水层的附近,且通常靠近下面的隔水层。显然,含矿溶液不能进入渗透性较弱

* Lithofacies of Continental Sedimentary Rocks Related to Significant Uranium Deposits in the Western United States (第2卷,第1931号报告,美国)。

** W. S. Keys 和 P. H. Dodd (美国原子能委员会)。

的岩石里。有些含矿砂岩,其渗透性在靠近岩层中部的地方最大,并随着岩石中胶結物含量的增加而向岩层頂板和底板逐漸减小。一般說来渗透性最大的砂岩是不含矿的,但它們可能曾經是含鈾溶液的通道。

构成含矿岩石的碎屑物質(除去粘土和碳物質以外),其原始組分不能作为找矿标志。不过,其中某些碎屑顆粒可能为含矿溶液所蝕变。矿床是产在普通的石英岩和含长石 35% 以上(見表)的长石砂岩中。矿床中最常見的围岩是含长石 3—30% 的长石砂粒碎屑岩。在这些岩石中正长石和微斜长石比斜长石多些。有些地区中,长石部分地或全部地为粘土所交代。在围岩中也見有凝灰岩的物質和粘土蝕变产物,但主要分布在上复的細粒岩石中。围岩中碧石、含硅和玉髓的顆粒以及小砾石^[2]很常見。但是作为岩石的成分,它們則是次要的(占 20% 以下)。近 20% 的围岩(特別是較粗的砂岩和砾岩)可能是由火成岩碎屑組成的^[2]。

含鈾砂岩中粘土的含量为 5—50%, 平均为 5—15% (見表 1)。不論在砂岩层和粉砂岩层的裂隙里,还是在由下复再沉积而形成的粘土結核和碎屑中,都有大量的蒙脫石和高岭石。在大多数含矿区域内,砂岩和泥岩 1:1 的比例是有利的。一般認為含 15—35% 胶結高岭土的三迭紀的砂岩比含 15% 以下胶結高岭土的砂岩对鈾矿的形成更为有利^[3]。

含矿岩石的胶結物中,除去鈾及与其伴生的后生矿物和粘土以外,还含有方解石和其他碳酸盐类,以及石英、褐鉄矿、赤鉄矿和石膏。砂岩中碳酸鈣的含量通常为 3—15%, 最高达 35%。一部分鈣質胶結物在空間上与鈾矿石有关。而且显然是含鈾溶液所带入或再沉积而形成的^[4]。鈾通常富集在碳酸盐結核或碳酸盐胶結带的边缘^[5]。在許多矿床中,石英呈自形胶結物存在,但它并不是最主要的胶結物質。在有些地区,褐鉄矿、赤鉄矿和石膏是主要的胶結矿物。

砂岩中的鈾矿床几乎都含有机物,这些有机物都以植物殘积和类似地瀝青物質的形式存在。但这种含鈾有机物不是存在于所有的矿床中。在附近的无矿岩石中有时发现大量不含鈾的有机物質。这种植物殘积通常叫做“碳質殘余物”,其大小从細粒碎块到直径 0.15 米长 15 米的大圓木。許多矿床的岩石裂隙中都有无植物細胞痕迹的碳氫化合物,通常把它們叫做“瀝青岩”。

在大多数情况下,矿化砂岩和粉砂岩的顏色,在岩石顏色标准表上界于 6 和 8* 之間,而飽和度从 0 到 4^[6]。氧化的含矿砂岩通常是从黄灰色 (5y8/1) 到烟黄色 (5y6/4), 或从灰黄色 (5y8/4) 到灰橙粉紅色 (5yR7/2)。这些顏色受次生鈾矿物和銅矿物含量的影响,但当这些元素含量高时不能用顏色标准表来測定。未氧化的矿石呈灰色、浅綠灰色 (5gy6/1 和 5g6/1) 和黑色**。

与矿石有关的粘土或粉砂岩通常呈浅灰色 (N7), 浅綠灰色 (5g8/1), 綠灰色 (5gy6/1) 和深綠灰色 (5g4/1)。这些淋蝕的和蝕变了粘土是找矿的标志,不过古河道下面的粉砂岩淋蝕暈向河道的中心扩大并不决定于这些岩石是否含矿。未蝕变的粉砂岩呈浅紅色 (10r6/2), 浅棕色 (5yr5/2), 灰橙色 (5yr7/2) 和紫色的。这些紅粘土中鉄和亚鉄的

* 在苏联矿物学文献中,没有顏色強度标准表,苏联科学院出版的顏色表,完全是按另一些原理——俄文版,編者注。

** 苏联不采用这种顏色強度符号——俄文版,編者注。

一般含量比灰色粘土中显然要多^[7]。

矿体和沉积构造的关系

许多大型矿床直接位于地层之上，特别是在不透水层的地层上更为明显。在科罗拉多高原上三迭纪的琴列建造内，不管建造底部的岩层成分如何，矿床都集中于建造底部。矿石通常产于基底砂岩或砾岩的最下部，并位于粉砂岩之上^[3]。与此相反，美国最大的铀矿床产于上侏罗纪莫利松建造的厚砂岩层中部，但也和岩石学方面的变化有关。在侏罗纪和第三纪岩石中，许多最大的矿床是由很多相邻的矿带组成的，这些矿带的层面几乎是平行的，并为不含矿的或矿化较弱的砂岩所隔开。

不同规模的古河床对美国大多数矿体显然是一种重要的成矿控制因素。古河床或与其相似的塹沟(又称槽沟、河岔、盆地沉积层、洼地、冲刷河床)是美国西部各主要矿区的控制成矿构造。

“塹沟”(古河床)一词是细长盆地之意，是下伏物质经流水冲刷，然后又为粗粒沉积物所淤塞而形成的。塹沟以冲刷线为界，冲刷线以内水流速度极大，并具有谷线。河床通常为该河流夹带来的物质或经过间断后，为后来的河流所夹的沉积物所淤塞，此外，象在地层的底面，塹沟是建造内的生成体。有些塹沟(如萨捷伦-布莱科-希尔的塹沟)是由交错的河床的分枝所组成。切穿后三迭纪的莫恩考贝建造并为下琴列沉积物所淤塞的塹沟，宽达360米，深60米，长由几十米至20公里以上。

在犹他州的莫纽门谷(Monument Valley)和亚利桑那州的白峡(White Canyon)地区，在琴列建造的辛纳茹普层塹沟群中，可以见到铀矿石储量通常为1—5万以至达百万吨的矿体^[8]。在犹他州圣腊法埃耳-斯威尔以及琴列建造的塹沟群中，和亚利桑那州卡梅龙(Cameron)地区发现一些较小的矿体，在犹他州，大印第安-瓦什一些储量达一百万吨以上的矿床与琴列建造基底的切沟有关。陆相沉积岩中，大多数最大的矿床是由重迭矿带组成，其中有些矿带紧靠着建造内的塹沟。

辛纳茹普岩层中大多数矿床产于不到180米宽的塹沟中，而在宽达300米以上的塹沟中却没有发现矿床^[8]。但在南达科塔州南黑山(Southern Black Hills)下白垩纪的伊念-卡拉系中，矿床则产于几公里宽，60米深，长达50公里以上的塹沟中^[9]。

在辛纳茹普岩层塹沟中的矿床通常位于塹沟底面的洼地中，弯曲处以及塹沟交切处。塹沟中的矿体可能延伸到下伏的岩石中，例如在莫纽门2号矿山中那样。在莫利松建造的绍尔特-瓦什砂岩层中，矿石产于塹沟的两侧，呈捲状体或团状体，与塹沟平行。有些地区，如在南黑山，矿床则产于伏在塹沟下面的沉积物中。下伏的泥质沉积物的淋蚀量通常分布在塹沟下面很深的地方，在塹沟下面最深的地方淋蚀量最大。

确定古河流方向有助于计划塹沟中铀矿床的勘探工作。交错层方向，水流线，波痕和木化石长轴的位置都可用来测定塹沟中矿床的走向，并作出沉积构造图(见图1)。

虽然面积大的矿体切穿层理，而铀矿物则受正常层理面和交错层锯齿状层面的控制。矿石见于厚层和薄层的沉积岩中。在一个主要是厚层的含矿岩层内，薄层砂岩夹层通常含有品位最高的矿石。

在铀矿床中常见有沉积岩的冲积构造或化学构造。科罗拉多州乌拉凡(Uravan)矿带中典型的“捲状矿”^[10]在许多方面与怀俄明州苞德河(Powder River)盆地常见的方解

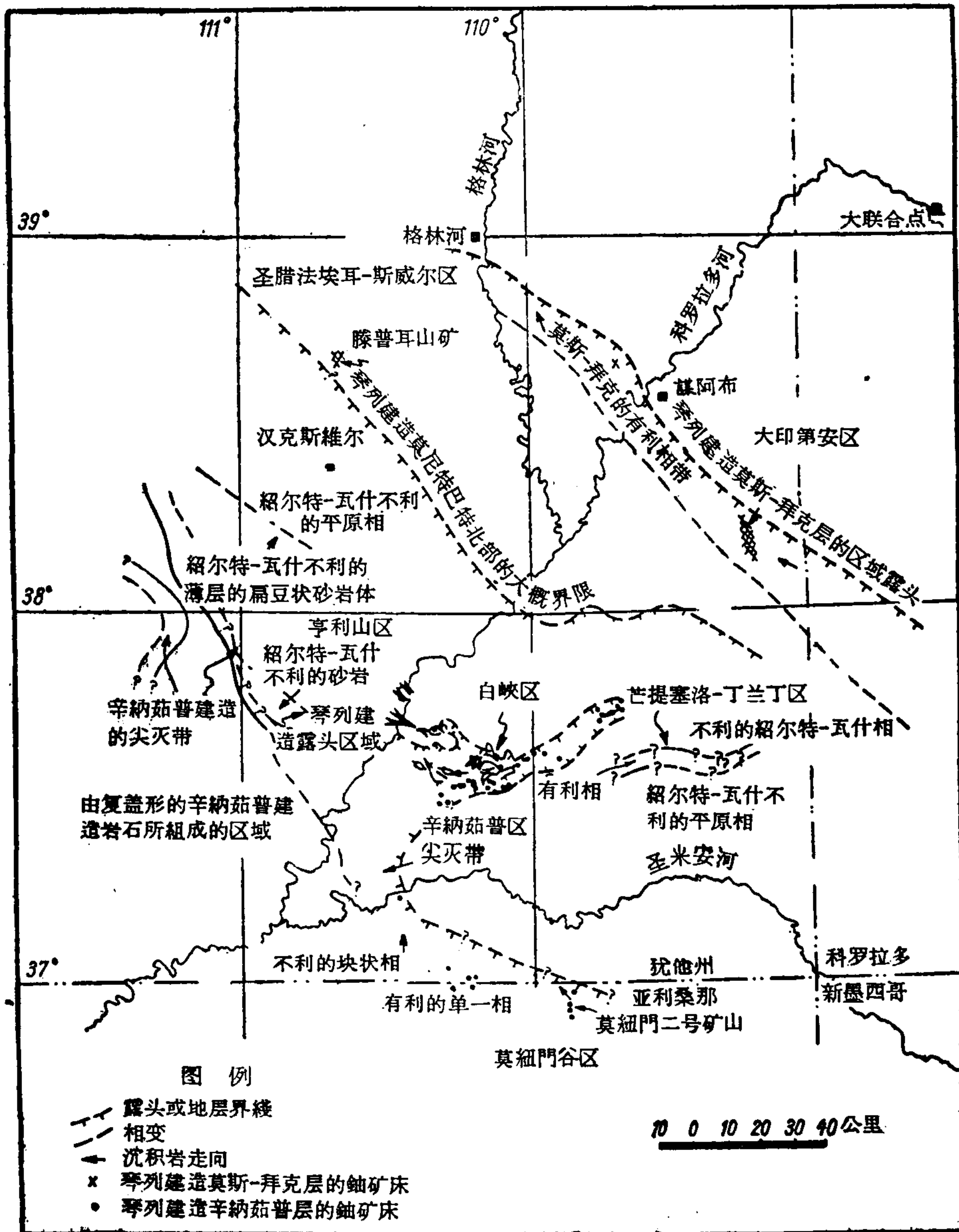


图1 科罗拉多部分岩相

石、锰和铁的氧化物结核以及铜和铀矿物结核相似。苞德河盆地的结核是同心圆球状、管状或叶状构造，这些构造是由沿沉积构造流动的地下水沉积而成的。这些结核大多数是为 CaCO_3 所胶结的砂岩。有些碳酸盐髓为原生的和次生的铀钼矿物，以及锰和铁的氧化物的同心层所包围。结核型矿床，其矿石储量一般不超过几百吨。个别“捲状体”矿床的矿石储量可达几千吨。

区域岩相和铀矿床分布的关系

美国西部许多重要含铀地区的区域分布和沉积围岩的区域岩相系有关。过去相变通

常用于一个地区的勘探,而現在由于对围岩內相的分布有了新的了解,因此已能够在广大地区內圈定有利于鈾矿床生成的区域。

有利于成矿的围岩沉积层是河流速度由急变緩时从塹沟沉积物中分出的相变带,或者是由废塹沟中滯水的沉积物生成的带。已查明,对含矿最有利的砂岩是許多相互联结的塹沟所沉积的。正在扩大的流砂层或淤泥层充填了前侵蝕旋迴所遺留下来的塹沟,或者在未固結的河間物質中冲刷了新塹沟。由于构造“隆起”或河流沉积时期构造槽下沉所造成的古河流改道能使塹沟中厚砂岩层增厚。河流面积的局限性,有利于岩石在局部地区沉积,而含鈾的溶液則浸染在不利的块状砂岩复盖层中。古河流流速和方向的变化势必影响泥屑和植物碎屑的沉积,而这些碎屑本身又影响鈾的富集。对含矿有利的地区显然与明显相变带(岩层內沿走向的相变)一致。其中某些带与岩层尖灭地方相联接,如图1所示。

琴列建造中大多数最主要的鈾矿床产于基底砂岩层中。由于海浸为东北走向,科罗拉多州高原西南部辛納茹普岩层主要由基底层和含矿围岩組成(見图1)。在东北方,包含河成砂岩相的琴列建造的其他岩层成为底部岩层。因此莫尼特-巴特层的砂岩当它在圣腊法埃尔-斯威尔的莫恩考貝建造中时是含矿的;較年青的河成的莫斯-拜克岩层,虽然其南边不含矿,但当它是基底岩层时則是含矿的。除基底层位外,琴列岩层的岩相本身是重要的。只有在主要是河床相組成的地区才有矿床分布,这些矿床通常位于淤塞的河底中。

在亚利桑那州东北部的莫紐門谷西南部,已查明有两个辛納茹普岩层的岩相^[11]。最古老的岩相是由向正北搬运的巨大的浅綠色河谷充填物組成(图1)。較年青的岩相是由于流向西及西北的河流在較老岩相中的洼处沉积而成的。这較年青的岩相組分較单一,顏色較暗。对矿石分布規律性的实验表明:鈾矿床主要位于較年青的、組分单一的暗色相中,特別当它是基底岩层时。

在犹他州白峽区的北部,辛納茹普岩层的舌状堆积是一个大致为西南和正西走向的排水系統沉积而成的。这一河床相带寬6—30公里,长至少65公里^[12]。矿床产于充填河床的沉积物中。这一含矿河床相穿入平原沉积层內,平原沉积层是不利的围岩。这一区域的矿石儲量主要产在白峽岩舌內界綫不清楚的河床相地带中。在这一地区內有細长的带,这些带大致与沉积层走向平行,在这里辛納茹普岩层沒有出露;这些带的数量和面积由沉积物源地向西南逐漸增加。这里,沒有矿床,只有放射性“碳質殘余物”。有人認為,辛納茹普岩层尖灭的地方对矿石生成最为有利^[13]。在白峽地区,許多地方見有岩性相似的年青砂岩(包括莫斯-拜克岩层)复盖在辛納茹普岩层之上,但它們是不含矿的。

河成的莫斯-拜克沉积层是琴列建造的基底岩层,該建造位于一个寬50—80公里、西北走向的地带中(見图1)。这一地带,南边以下伏的莫尼特巴特岩层的尖灭为界,北边以沉积物分布边緣为界。在这整个区域內(那里的莫斯-拜克岩层不整合地位于莫恩考貝之上)到处見有星散的小型鈾矿床。莫斯-拜克岩层中的这些小型鈾矿床富集在这一带的南部边緣上,而大印第安-瓦什矿区的一些較大型的矿床則发现在寬約9.5公里的带內,該带为西北走向,且与莫斯-拜克岩层的尖灭綫走向平行^[14]。这个有利带的特征是具有与粉砂岩、泥岩和砾岩互层的、不連續的厚层砂岩透鏡体岩相。这个相內,最大的一些矿体位于里斯本谷(Lisbon Valley)背斜翼部的一个矿带中^[15]。在莫斯-拜克岩层构成琴列建造底

层的地方,矿带全长的一半以上是已矿化了的^[14]。在犹他州,大印第安-瓦什和滕普耳山的莫斯-拜克岩层中,矿床虽产在界限不清楚的河床内,但产在河床类型的沉积物中,这些沉积物是沉积在下伏表面上的界限模糊的低洼地区内的。

新墨西哥州西北部的莫利松建造被认为是一个冲积扇或泛滥沉积层,这泛滥沉积层的顶点在安布罗西亚湖和杰克派尔(Ambrosia Lake and Jackpile)地区的一些大型铀矿床之西。这一区域周围的砂岩分布在掌状的河床系统的广阔弧形地带内^[16]。正如所知,这个高原上到处都有河流蜿蜒在一些受限制的区域內,形成河床砂岩冲积层。在安布罗西亚湖它们与矿带规模相符。大多数矿体是与沉积层走向平行的,位于莫利松建造的韦斯瓦特峡砂岩层内。该区周围砂岩的厚度在安布罗西亚穹地上变薄。由于这个穹地使淤积韦斯瓦特层的河流偏折,较厚的砂岩地带因而变狭。可以推测,这较厚的、变狭了的韦斯瓦特地带包含着这些地区的大多数矿床。横过这一地区的矿床在性质上和层位上的变化也可能与这一区域的沉积构造有关。这些矿床在地层上显然是高一些,而且在矿层的规模、稳定性和数目上,则向着沉积物的源地而增加^[17]。

图中所示是犹他州的芒提塞洛-勃兰丁(Monticello-Blading)和亨利山(Henry Mountains)这二个次要地区内莫利松建造绍尔特-瓦什砂岩层的假定相。看来在芒提塞洛-勃兰丁区的绍尔特-瓦什铀矿床是富集在一个有利的岩相带内的,这些岩相可能是一个统一的综合的塹沟系统。绍尔特-瓦什岩层的一个广阔的不是很有利的岩相带可能穿过亨利山。在这个地区大多数小型矿床位于薄层互层的扁豆状砂岩带内。绍尔特-瓦什岩层是一些北东流向的河流在一个扇形地区内沉积而成^[16]。不是很有利的地带是靠近源地的粗粒岩相和扇形地带边缘的粉砂岩相的楔状互层。

怀俄明州和科罗拉多州山间盆地的一些区域里已发现矿石分布与岩相之间存在着一些不同的关系。相变和这个区域现今的山脉有关。而且,与科罗拉多高原上的相变相比,在地理上是受限制的。大概,只有单一的沉积盆地内的岩相对寻找铀矿才是重要的,尽管某些盆地也采用了这些建造名称。

在怀俄明州加斯山区(Gas Hills),矿床集中在三个组里,这三组矿床显然是产在始新世温德河上层建造的粗粒岩相边缘上,粗粒沉积的两个岩舌从花岗岩源地沿走向向北延伸。矿体集中在三个正北走向带内,这三个带与充填有砂岩和粉砂岩的内建造河床相一致。前第三纪的侵蚀面等高线图表明,这些河流系统分布于侵蚀面的“低地”之上,虽然它们是在温德河上部建造的中部^[18]。这些河流系统显然与花岗岩丘地的侵蚀沟相符。

在怀俄明州苞德河盆地,始新世的瓦夏基建造内已鉴定出两个岩相,并已确定了它们区域分布的大致情况^[19]。在盆地南部,紧靠源的区域,多半是细粒到粗粒的砂岩,这些砂岩是泥岩、泥质页岩和褐煤的互层。北部有大量泥岩、泥质页岩和褐煤,但没有粗粒砂岩。这个盆地内的所有矿床都产在一个楔状互层岩相区内,在这些岩相里粗粒砂岩与较细粒的岩石成互层。根据与沉积岩走向平行的矿体与碳酸盐结核的延伸,以及不整合面的倾斜就可以推测,河床砂岩中的含铀液体会发生移动,其方向和沉淀了沉积物的河流相同^[4]。

科罗拉多州北部和怀俄明州南部的梅柏尔-拜格斯区(Maybell-Baggs)的位置和瓦夏基盆地内第三纪勃朗士-派克围岩岩相的区域分布有关^[20,21]。这个围岩层被分成两个带有铀矿床的主要岩相,所带的铀矿床集中在两岩相互交的地方。这两个相与东面和西面

的源地有关,但是由于勃朗士-派克建造出露不全和岩性单一,这两个岩相的特征还不清楚。这些铀矿床可能主要是由两岩相交错区域里的一些风成沉积物所组成,不久以前对梅伯尔局部地区所进行的实验工作表明,铀矿是产在东边的非凝灰岩相与西部凝灰岩相接触的边界线上^[21]。

陆相沉积岩中铀的沉积过程

美国的主要铀储量埋藏在为沥青铀矿和铀石所浸染的砂岩中,并与低价钒的化合物伴生。这些灰黑色的原生矿石在潜水面接近地表的地方变为氧化的黄灰色矿石。氧化带中的普通矿物为钒钙铀矿、钾钒铀矿、钙铀云母、硅钙铀矿和其他氧铀根以及高价钒的化合物。一些矿床所特有的伴生金属为钒、铜、钼、砷和硒。在所有这些铀矿床中,铁很多,呈黄铁矿、白铁矿或它们的氧化物产出;大多数矿床中都有方铅矿。这些铀矿床显然是后生的,尽管其来源、沉积过程和成矿控制还不清楚。

早在1904年,就认为岩石为矿物所交代是属于后生作用^[22]。现在,交代作用的证据更加确实了,因为经常发现未氧化的和大概是原生的铀矿物,它们正在交代树木残积物。在外围砂岩中,矿物交代方解石和粘土胶结物的现象最常见,交代硅质页岩和长石则次之,有时也交代石英颗粒。矿石横切沉积构造,也早就认为是后生作用的证据。虽然使用不同的同位素方法不能完全准确地测定岩石年代^[23],但是根据铅和铀的同位素关系所作的大多数年代测定证实了后生学说^[24]。近五年来所积累的資料证实了后生学说的正确性。同时也证实了考芬(Coffin)^[25]的早期推断,即:几乎所有的矿床起初都是未被氧化的^[26]。

当铀和钒和其他微量伴生元素侵入围岩时,它们应与搬运介质及围岩处于平衡状态。显然,在侵入和搬运时含矿溶液和围岩是平衡的,因而矿物沉淀生成矿体;而矿液在其通道上留下少许痕迹,即蚀变带。此外,因为已知在自然溶液中, U^{4+} 的溶解性极低,因而铀和钒可能是呈高价状态。当有足够数量的成矿液体时,铀的浓度可以不需要很大。

大概,氧化铀和氧化钒与源岩和围岩长时间处于稳定平衡状态。根据这一情况,葛力尔斯(Garrels)肯定地说,标准矿石组分的全部元素的溶解性之间的详细关系还没有研究出来,但是,如果铀和钒在低温的水溶液中被一起搬运,则在这种情况下,一定要遵守以下条件:这两种元素能在弱还原溶液和弱到强碱性溶液中大量地被搬运;这些溶液所含的碳酸盐离子($HCO_3^- + CO_3^{2-}$)高于一般含量。在这些条件下,浓度达数克/公升的铀和钒能在室温和常压下溶解^[27]。这种含矿溶液能与源岩或围岩平衡,或者能长期地保持静态,并沿砂岩移动很长的距离,而不留下一点蚀变痕迹。因此,上述带有少量次要金属的溶液与现代有关矿化溶液的概念非常相符。

经典的热液沉淀概念包含降低压力和(或)温度。但这不能说明砂岩中铀矿沉淀的原因。在砂岩中温度向来不是很高的,大概在摄氏 55° — 80° ,这样的温度对厚达600—1500米的沉积层来说并不会超过正常的地热梯度;目前,尚没有任何能说明迅速冷却的证据,但是有资料说明岩石静力和水静力负荷气压不超过正常气压(200—800大气压)。

各种沉淀剂都能使矿物结晶。其中最普通的是:1)某些形式的有机物质:煤化植物、通常叫做“沥青岩”的来历不明的碳质物质、或石油产物;2)有机物;3)粘土;4)硫化氢;5)天然气;6)硫化物;7)碳酸钙;8)磷酸盐。根据有关铀沉淀的文献中的许多争论,显

然可以看出,煤化植物物质、石油和天然气在适当的条件下都能起沉淀作用。它们都能形成弱还原介质并供给各种类型的、能将 U^{+6} 还原为不溶解的 U^{+4} 的还原剂。此外,褐煤物质和石油物质都能在还原前就吸附氧铀离子使之富集。

Fe^{++} 可能是使 UO_2 从氧铀离子水溶液中沉淀出来的普通还原剂之一。在自然界中, Fe^{++} 几乎普遍存在于缺氧环境中。大多数没氧化的铀、铀钒和铜铀矿床中都有黄铁矿和白铁矿存在。这一事实表明,在一切矿床中都有或都有过 Fe^{++} 。充填裂隙的或下伏的铁化绿色粘土(它由铁化红色粘土蚀变而成)的存在被认为是莫利松建造中标准的找矿标志,这标志常见于有关科罗拉多高原铀矿床的文献中。沥青铀矿脉中所见的深红色石英和碧玉和科罗拉多高原上与高品位矿石紧密伴生的深红色方解石相似。有人推测,矿石的深红色是由于氧铀离子被铁离子还原所致,这时铁离子本身氧化成 Fe_2O_3 , 如在格鲁纳实验室中的情况一样^[28]。从格鲁纳(Gruner)实验室和科罗拉多矿山研究院附属专科学校的实验中,我们知道,在用 H_2S 、天然气和 H_2 所作的还原实验中,如果加上 Fe^{++} 和 Fe , 则可产生 UO_2 ^[29,30]。

粘土矿物是使铀沉淀的因素。与渗水的砂岩平衡的矿液很可能与某些泥岩不平衡。由于许多泥岩是静水沉积物,因而可以推测,它们具有弱碱性和还原介质。淤泥质的粘土与较纯净的静水砂岩相比,淤泥质粘土中的离子较多种多样。粘土矿物中大部分是蒙脱石,因此必须考虑到它的酸根交换现象。实验和冶金方面的资料证实了,蒙脱石对氧铀离子有吸附能力。蒙脱石有可能转化成钒水云母。虽然该反应的过程还没有被证实,但不能忽视这一事实即:由于一些粘土的选择交代作用,结果在低品位砂岩矿石内形成了高品位矿石。铀离子的吸附富集现象是对粘土矿物的作用的最好的回答,不过在粘土中的离子的还原性还有待进一步的研究。

(译自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Jobin, D. A., Regional Transmissivity of the Exposed Sediments of the Colorado Plateau as Related to Distribution of Uranium Deposits, U. S. Geol. Survey, Profess. Papers, 300, 207—211 (1956).
- [2] Austin, S. R., Mineralogy of the Cameron Area, Coconino County, Arizona, U. S. Atomic Energy Comm. (in preparation).
- [3] Stewart, J. H., Williams, G. A., Albee, H. F., Raup, O. B. and Cadigan, R. A., U. S. Geol. Survey, unpublished report (1956).
- [4] Meschter, D., Lithologic and Stratigraphic Controls of the Monument Hill District, Converse County, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm. (in preparation).
- [5] Gott, G. B., Inferred Relationship of Some Uranium Deposits and Calcium-Carbonate Cement in Southern Black Hills, South Dakota, U. S. Geol. Survey Bull. 1046-A (1956).
- [6] Staff of Division of Earth Sciences, National Research Council, Rock-Color Charts, Geol. Soc. Am., New York (1948).
- [7] Weeks, A. D., Red and Gray Clay Underlying Ore-Bearing Sandstone of the Morrison Formation in Western Colorado, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, TEM-251 (1951).
- [8] Grundy, W. D., U. S. Atomic Energy Comm., written communication (1957).
- [9] Staff, Geological Investigations of Radioactive Deposits, Semiannual Progress Report, June 1 to November 30, 1956, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, TEI-640 (1956).
- [10] Fischer, R. P., Vanadium Deposits of Colorado and Utah, Preliminary Report, U. S. Geol. Survey

- Bull. 936-P, 363—394 (1942).
- [11] Gray, I. B., U. S. Atomic Energy Comm., written communication (1958).
 - [12] Larsen, R. E., U. S. Atomic Energy Comm., written communication (1958).
 - [13] Trites, Jr., A. F., Finnell, T. L. and Thaden, R. E., Uranium Deposits in the White Canyon Area, San Juan County, Utah, U. S. Geol. Survey, Profess. Papers, **300**, 281—284 (1956).
 - [14] Wood, H. B. and Lekas, M. A., U. S. Atomic Energy Comm., written communication (1957).
 - [15] Lekas, M. A., Solo, N. E., Gross, E. B. and Grubaugh, D. H., The Geology and Uranium Deposits of the Big Indian Mining District, San Juan County, Utah, U. S. Atomic Energy Comm. (in preparation).
 - [16] Craig, L. O., Holmes, C. N., Cadigan, R. A., Freeman, V. L., Mullens, T. E. and Weir, G. W., Stratigraphy of the Morrison and Related Formations, Colorado Plateau Region, a Preliminary Report, U. S. Geol. Survey Bull. 1009-E (1955).
 - [17] Bowen, C. H., U. S. Atomic Energy Comm., written communication (1957).
 - [18] Zeller, H. D., The Gas Hills Uranium District and Some Probable Controls for Ore Deposition, Wyoming Geol. Assoc. Guidebook, pp. 156—169, Casper, Wyoming (1957).
 - [19] Davidson, D. F., Distribution of Coarse- and Fine-Grained Rocks in the Wasatch Formation and Their Relationship to Uranium Deposits, Powder River Basin, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, TEM-676 (1953).
 - [20] Theobald, Jr., P. K., and Chew, R. T., III, U. S. Geol. Survey, unpublished report (1955).
 - [21] Staff, Geologic Investigations of Radioactive Deposits, Semiannual Progress Report, December 1, 1956, to May 31, 1957, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, TEI-690 (1957).
 - [22] Boutwell, J. M., Vanadium and Uranium in Southeastern Utah, U. S. Geol. Survey Bull. **260**, 200—210 (1904).
 - [23] Stieff, L. R. and Stern, T. W., Interpretation of the Discordant Age Sequence of Uranium Ores, U. S. Geol. Survey, Profess. Papers, **300**, 549—555 (1956).
 - [24] Stieff, L. R., Stern, T. W. and Milkey, R. G., A Preliminary Determination of the Age of Some Uranium Ores of the Colorado Plateau by the Lead-Uranium Method, U. S. Geol. Survey Circular 271 (1953).
 - [25] Coffin, R. C., Radium, Uranium and Vanadium Deposits of Southwestern Colorado, Colorado Geol. Survey Bull. 16 (1921).
 - [26] Weeks, A. D., Mineralogy and Oxidation of the Colorado Plateau Uranium Ores, U. S. Geol. Survey, Profess. Papers, **300**, 187—194 (1956).
 - [27] Garrels, R. M., *Geochemistry of "Sandstone-Type" Uranium Deposits*, Advances in Engineering, **2**, 288—293, Pergamon Press, New York (1957).
 - [28] Gruner, J. W., New Data of Synthesis of Uranium Minerals, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, RMO-983 (1952).
 - [29] Gruner, J. W., Concentration of Uranium in Sediments by Multiple Migration-Accretion, Econ. Geol., **51**, 495—520 (1956).
 - [30] Sims, H. M., Studies Regarding the Role of Wyoming Natural Gas in Precipitating Primary Uranium Minerals from Pregnant Solution, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, RME-3143 (1956).
 - [31] Steinhauser, S. R., U. S. Atomic Energy Comm., written communication (1957).
 - [32] Holmquist, G. V., Geology and Uranium Deposits of the Crooks Gap Area, Fremont Country, Wyoming, U. S. Atomic Energy Comm. (in preparation).
 - [33] Vickers, R. C., Alteration of Sandstone as a Guide to Uranium Deposits and Their Origin, Northern Black Hills, South Dakota, Econ. Geol., **52**, 599—611 (1957).
 - [34] Moench, R. H. and Schlee, J. S., Laguna, New Mexico, Geologic Investigations of Radioactive Deposits, Semiannual Progress Report June to November 30, 1957, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, TEI-700, 62—72 (1957).
 - [35] Gruner, J. W. and Knox, J. A., Mineralogy of the Ambrosia Lake Deposits in McKinley County, New Mexico, U. S. Atomic Energy Comm., Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, RME-3148 (1957).
 - [36] Fischer, R. P. and Hilpert, L. S., Geology of the Uravan Mineral Belt, U. S. Geol. Survey Bull. 988-A (1952).
 - [37] Witkind, I. J., Channels and Related Swales at the Base of the Shinarump Conglomerate, Monument Valley, Arizona, U. S. Geol. Survey, Profess. Papers, **300**, 233—237 (1956).

麦克薩克山鈾矿石富集的成因及其沉积岩的性質*

A. 巴雷巴斯 J. 克斯**

麦克薩克山 (Mecsek Mountain) 的西部, 是由整个二迭紀沉积物所构成的。从岩石学和地壳变动的观点来看, 它的构成可分为三部分, 而且是跟邻近地区的二迭紀年代的划分完全相同。在图 1 中, 我們概括地描述了年代的划分、岩石学、地壳构造以及岩相的变化。

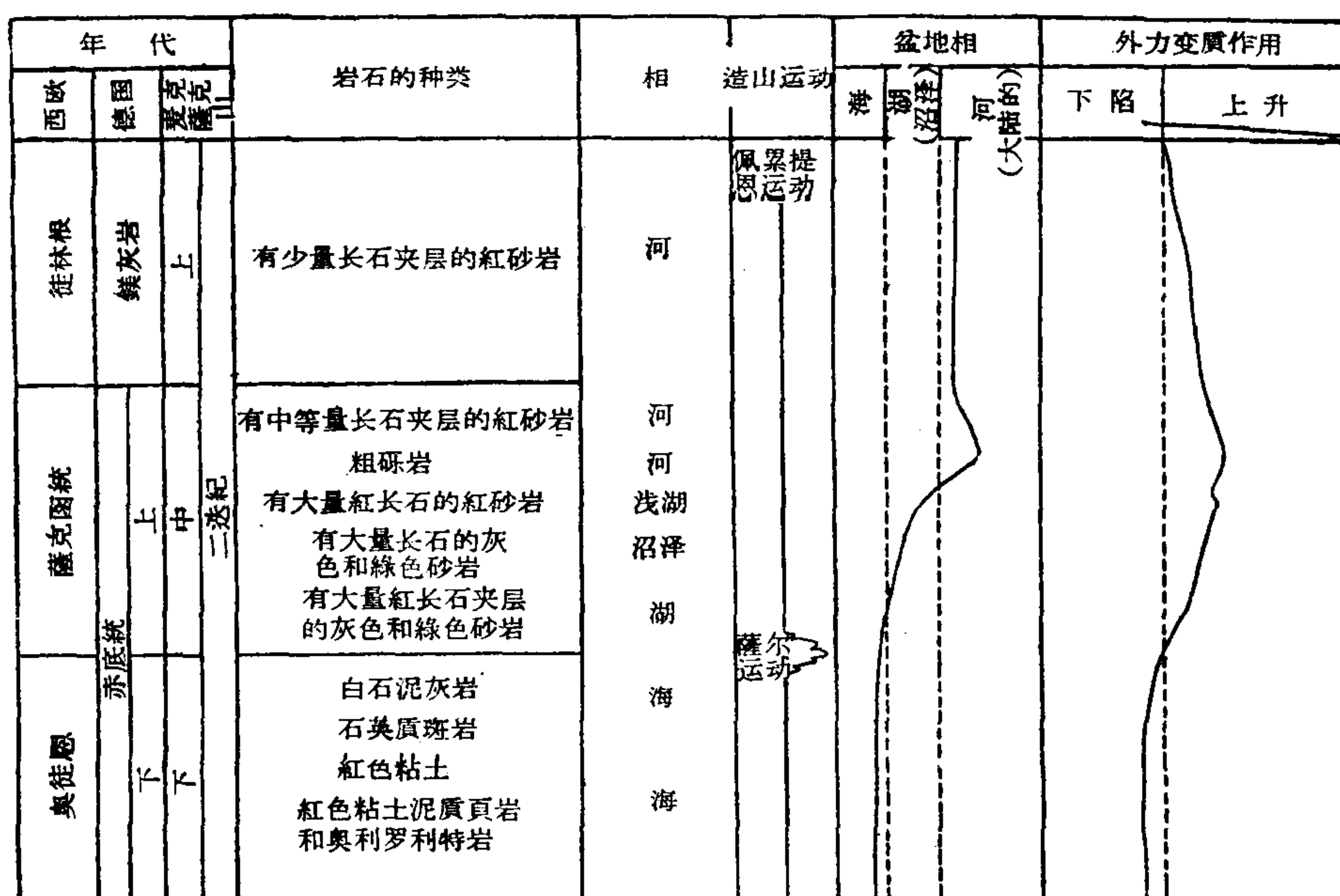


图 1 麦克薩克山鈾矿石的性質

按照自然界的相互关系, 为了簡單明了起見, 我們把二迭紀岩层分为三部分。二迭紀下組的大部分是由一种含有細粒 (小于 0.1 毫米) 的紅色粘土、石英和鉄的岩屑所构成的。已发现, 在这个組的上部有化学成分层和白云石泥灰岩夹层以及灰岩夹层。二迭紀下組显示了一种海相。在这个区域的西部, 石英质斑岩不整合地产在这些岩层之上, 它是同造山运动有关的火山爆发的产物。

中二迭系主要包括綠色、綠灰色和灰色的岩层和小砾岩以及泥质夹层。而次要的紅色岩层仅分布在粗砾岩的上面和下面 (图 1) 及中二迭系的較低的层位上。粗砾岩上面的紅色岩层显露出互层。沙岩含有 15—20% 到 30% 的长石。在較低的和較高的层位

* The Genesis and Sedimentary Petrographic character of the Enrichment of Uranium Ore in Mecsek Mountain (第 2 卷, 第 1721 号报告, 匈牙利)。

** A. Barabás, J. Kiss.

上,长石是以紅色的正长石为代表的,中层位含有大量的斜长石和白色正长石。同时也显著地含有高等有机物和大量的硅化木(拟南美杉)。含金属的地层也分布在这个中二迭系里。

沉积物沿着粗砾岩沉淀在靜水介体中。水的深度依盆地的形状而定,其結果引起了岩相的微小变化。中二迭系沉积物終止于大陆与河蝕的粗砾岩中,并在河蝕的粗砾岩之上終止于一个薄而穹起的夹层砂岩組中。

上二迭系的紅色砂岩組,是一个河蝕成因的沙屑錐,具有斜层理,但缺少长石。这个二迭紀已被三迭紀海水逐漸侵蝕而掩盖。这种逐漸侵蝕的結果是,在有些地方形成了湖相。以后的中生代和第三紀地层,在这个区域里不起重要作用。在第三紀地层中,我們只須指出粗面綠岩,它在有些地方是以两个小矿脉的形式出現,对于溶液成分的上下移动,影响不大。

我們目前所知道的二迭紀沉积物是一个平頂的背斜 (flat-topped anticline),其軸的傾向从西向东。背斜的表面可見部分,朝北被一个大断层,朝南被一个超复面圍繞着。背斜层正沿着这超复面而复盖在年代較新的第三紀地层的上面。在背斜层里很少看到具有明显变位的构造面。背斜层中間仅存在着下二迭系地层,而其上面的地层已剝蝕掉了。

由于斜軸的存在,二迭系东部的两翼完整地保留下来。因此,在两翼或背斜軸之上发现有矿石。在这里“中”二迭系地层沒有受到剝蝕,这是因为海水下沉的結果所致。

下二迭系海被一个受到強烈剝蝕的大陆所包围,大陆的高度并不显著。在下二迭系和中二迭系的边緣,在造山阶段后,这个古代盆地南面和北面的剝蝕区域内,曾发生过大陆上升运动。盆地已縮小,并与海分开。造山运动是跟石英質斑岩的噴发作用同时开始的。在造山阶段,这个沉积盆地里出現了花崗岩岩屑;这些花崗岩岩屑,从这个阶段起一直到二迭紀末都显而易见,尽管它跟变质岩屑比較起来,其含量极不固定。中二迭系的中部大部分是花崗岩岩屑。在中二迭紀时期,盆地縮小,填塞陆續发生。当中二迭紀到了中央阶段时,一个局部的外层上升运动在全区发生,变质岩屑因之增加。当外层上升运动发生时,盆地仍是一个局部的沉积层,这里形成了湖和沼泽的沉积物,这說明这里的水不深。在中二迭系的下部,在靜水中最初形成了氧化还原电势較高(由于 Fe^{++} 变成 Fe^{+++}) 的沉积物,接着形成了高剖面河流地层(粗砾岩)和低剖面河流地层(背斜夹层中的紅沙岩)。

盆地的上升达到了最高程度,以粗砾岩表示之;然后整个上二迭紀时期,盆地下陷了,但同时也发生了填塞現象。上二迭紀是以具有“低剖面”性质的斜层理的紅砂岩为代表的。粘土泥灰岩以及有些地点的粘土石膏岩,标志着三迭紀海的侵蝕。

从地質构造的观点来看,以后这个区域在地質上的变化是很有意义的。中生代地层的沉积作用繼續下去,而且在下白堊紀时期,澳大利的造山运动是由一个背斜层中的褶皱所标志着的。此后,阿尔卑斯造山运动的各阶段,在断层和裂隙上表示出来。中帕諾尼安 (Pannonian) 紀时期曾发生过巨大的超复現象。

老第三紀的气候好象現在热带草原的气候。繁茂的、高大的“高等”植物仅在有水的地区及其沿岸生长,离这些被水淹沒的区域更远一点的地方,仅有稀疏的“低等”植物。在这个温暖而周期性潮湿的气候中,由于植物稀少,雨水很快地流失。在这个产生分解作用的区域里,氧化的和碱性 (pH 約 9) 的状况占了优势。碱金属和碱土金属的碳酸盐和碳酸氢盐都溶解在地下水中。由于碱性溶液中有 Mg^{++} 和 K^+ 离子,就形成了具有“蒙脫石

和伊利石性质的”粘土质矿物。粘土质矿物和碳酸氢盐溶液,对于铀的迁移和堆积起着重要作用。

铀矿床的形成

我们把古地理学的情况简略叙述后,现在可以详细地谈谈中二迭纪长石砂岩复层中的“矿石层位”、围壁(wall)和顶壁(roof)的关系。这个含金属层的“围壁”(wall),是在一种比整个含金属地层更还原的气氛中沉积起来的。

我们在表1里已把含金属地层的矿物成分作了概述。此处必须说明,“Cr矿物”是一种“絹云母质的”含水云母,其晶格中含有铬。这种矿物的构造特征以及它对于铀的作用,

表1 麦克萨克山二迭纪铀矿石的矿物成分

矿 物	矿物 组分	成岩的, 外力变质的 组分	矿 物	矿物 组分	成岩的, 外力变质的 组分
造 岩 矿 物			硅铀矿	-	+
石英(花岗岩成因)	+		铀石(?)	-	+
石英(变质成因)	+		铀钙石	-	+
石英(由沉积岩屑构成)	+		钙铀云母	-	+
正长石	+		水铀矾(Zippsite)	-	+
微斜长石	+		铀硬绿泥石(Uranophyllite)(?)	-	+
斜长石	+		矿物“A”	-	+
文象花岗岩	+		矿物“B”	-	+
斜长石(酸性)	+		次要矿石矿物		
斜长石(基性)	+		黄铁矿	+	+
白云母	+		方铅矿	+	+
黑云母	+		闪锌矿	+	+
胶 结 物			红砷镍矿	+	-
“絹云母”	+	+	辉钴矿	+	-
铬云母	-	+	黄铜矿	+	+
褐铁矿矿物	-	+	辉钼矿	+	+
方解石	+	+	后生成因上升溶液形成的矿物		
白云石(常呈结核状)	-	+	重晶石	-	+
铁白云石(常呈结核状)	-	+	白云石	-	+
次 要 组 分			石膏	-	+
电气石	+		烟水晶	-	+
锆石	+		钒酸盐类	?	?
金红石	+		方解石	-	+
磷灰石	+		铁白云石	-	+
闪石	+		岩 屑		
绿泥石	+		千枚岩	+	-
磁铁矿	+		歪正细晶岩	+	-
钛铁矿	+		石英质斑岩	+	-
铀 矿 物			沉积石英	+	-
晶质铀矿	+	+	燧石板岩	+	-
沥青铀矿	+	+	片麻岩	+	-

在其他論文中已加以討論。硅鈾礦常同這種雲母的構造互相交錯。表 1 中礦物“A”究竟屬於何類，尚不清楚。它是一種橙黃色的鈾-釷礦物，在岩石裂縫中的細塵岩結殼中可以找到。

礦物“B”是一種淡青色鈾礦物，帶有貝殼狀的斷口，而且具有金剛鋁（dianantine）的和玻璃質的光澤，在紫外綫下呈紅光。水鈾矾是一種次生礦物，常與石膏交錯着，或呈結殼狀。鋇氧、Mn-白云石、烟水晶、以及部分的石膏、方解石、白云石、鐵白云石和以前所不知道的釷酸鹽類等大概受到溶液上升運動的影響而分裂了。但它們的作用並不重要。

圍壁層（wall strata）和“礦石層”大部分呈灰色、綠灰色和綠色；頂層呈紅色。從粒度的觀點來看，這三個組各不相同；在岩石里，從泥質物質到礫岩所形成的各種顆粒都可以找到，其中沙粒尤多。顆粒分散的岩石非常普遍；砂屑岩的種類尤多。從礦床成因論的觀點來看，在壁層里的一些長石必定呈白色，這是很重要的，因為它們的膠結物常常是燧石質的。在含金屬組和頂壁組里，玫瑰色長石居多。同其他兩組比較，頂壁組的鐵和 Fe_2O_3 的總含量以及在相同時間內鐵（O/Fe）的氧化程度都要高得多。

沉積鈾礦床之形成，有三個條件。遭受剝蝕作用的古老區域必須供給原生鈾礦石；必須具有適當的遷移介質；礦區里的適當的地球化學相的條件必須不斷地發展。

根據含金屬岩石的共生礦物成分來看，我們認為原生岩漿的所在地就是融蝕區。離我們這個區域不遠，同鉀伴生而被片岩圍繞着的一個花崗岩的露頭被發現了。砂岩的長石砂岩性質以及構成這個岩石的礦物之呈淡暗色，表示這種礦物不是從遠地遷移過來的。因此，鈾的分散的可能性也受到限制。玫瑰正長石多的地區也就是鈾礦物多的地區，這是一個非常特殊的情況。

在圍壁組里，變質的和花崗岩質的石英，以及正長石和斜長石是極普通的。變質的石英在含金屬復層的較低部分仍是一個重要因素，而且岩漿狀的石英的量開始減少，然後向着上部逐漸增加。正長石的量也向上部逐漸增加，同斜長石成了一個對比。在紅色頂壁組里，這種趨勢繼續下去，但長石的總量在那裡略有減少，這是可以用地海蝕作用來解釋的。

根據我們剛剛說過的事實看來，鈾礦石的堆積是跟花崗岩和變質復蓋層的剝蝕作用同時開始的。所以，原生鈾礦石必定是偉晶岩的，或熱液的，或存在於包裹體之中的。但岩石的礦物成分卻與鈾礦石的偉晶岩礦床之古代形成不符，而且根據礦石的量來看又排除了這個可能性。我們尚不能證明包裹體中有原始沉積存在，因為礦床的形成恰好是在花崗岩碎屑減少，而圍壁層中的克拉克值不增加的時候開始的，儘管那時候有還原的氣氛。目前，我們認為礦石的原生熱液層已完全証實，因為 Co, Ni, Bi 和 Ag 在微量元素中和在伴生的礦物中都是有的。Co 和 Bi 的克拉克值不超過平均值，但是我們的結論也同樣從礦物成分的分析中得到証實。我們在礦石礦物的機械的岩屑中找到晶質鈾礦和非晶鈾礦，而且在次生礦物中找到了輝鈷礦、紅砷鎳礦、方鉛礦、黃鐵礦、黃銅礦和閃鋅礦。在含金屬的復層里，這些礦物的分布是各種各樣的。在含金屬的復層的下部，大量的片岩岩屑和方鉛礦、閃鋅礦、黃鐵礦和黃銅礦。礦化作用在下部層位里是很分散的。在含金屬組的中部（鈾礦物最富集的地方），輝鈷礦和紅砷鎳礦已被發現，此外尚有方鉛礦、閃鋅礦、黃鐵礦和黃銅礦岩屑。在含金屬組的上部，大的玫瑰色長石甚多，這是很顯著的。在那裡，我們找不到碎屑的輝鈷礦、紅砷鎳礦和方鉛礦，但存在有閃鋅礦、黃鐵礦和黃銅礦。根據這

个次序,我們能够看出一个受过剝蝕的热液的 Bi-Co-Ni 层的外形,尽管由于剝蝕、迁移和沉积的状况局部起了变化,产生了复杂的情况。矿床的下組使上部質量較差的分支的四元素建造隆起;中組所代表的部分富含青黠矿,而上层大部分則是貧矿石底面起过剝蝕作用的产物。

根据旧的沉积物堆积的状况,我們认为因河流而发生的迁移已被証实。关于鈾的分裂和迁移,已在本文的古气候学部分加以描述。旧层面和地下水的 pH 值必須在 8—9 左右,这已为一种“蒙脫石和伊利石”性质的泥質矿物的存在而得到証实。上面說过的碱土金属及碱金属的碳酸氢盐和碳酸盐能够保証这种 pH 的效果。因为有少量有机物质存在,介質中的酸不会很多,同时很难想象无机酸会增加。

这个融蝕区的氧化还原电势可以由頂层的 O/Fe 值推导出。因此,这个融蝕区的氧化度大約是 $O/Fe = 10$ 。假使用 ev 来表示这个氧化还原电势,那末在 Fe^{++} 中必定有一个大于 $+0.2ev$ 的值,即有着較高的 pH 值。鈾既然不存在于这个系里,我們可以說,氧化还原电势必定超过了 $+0.41ev$ 。这个高的氧化还原电势是借助于頂壁組的胶結物中的鉄(特别是在赤鉄矿中)而得到的。

鈾一部分是在机械岩屑中、一部分是在胶体真溶液中迁移的,其次是由于“蒙脫石和伊利石”性质的矿物的吸收作用而迁移的;或者进入这些矿物的晶格里去。只有微量的鈾才有可能被有机物质吸收而迁移,因为在融蝕区内有机物质不多。如果剝蝕区地势高的話,这种物质尤少。

在这个盆地的中二迭系里,一些有植物遺迹的岩石为鈾的沉积提供了有利的介質。氧化还原电势的范围是很小的,含金属的复层的 pH 的条件也是有限的,因为其中的有机物质和硫化物类矿物起了分解作用,同时又由于碳酸盐的存在的结果。这个解释是很明显的,

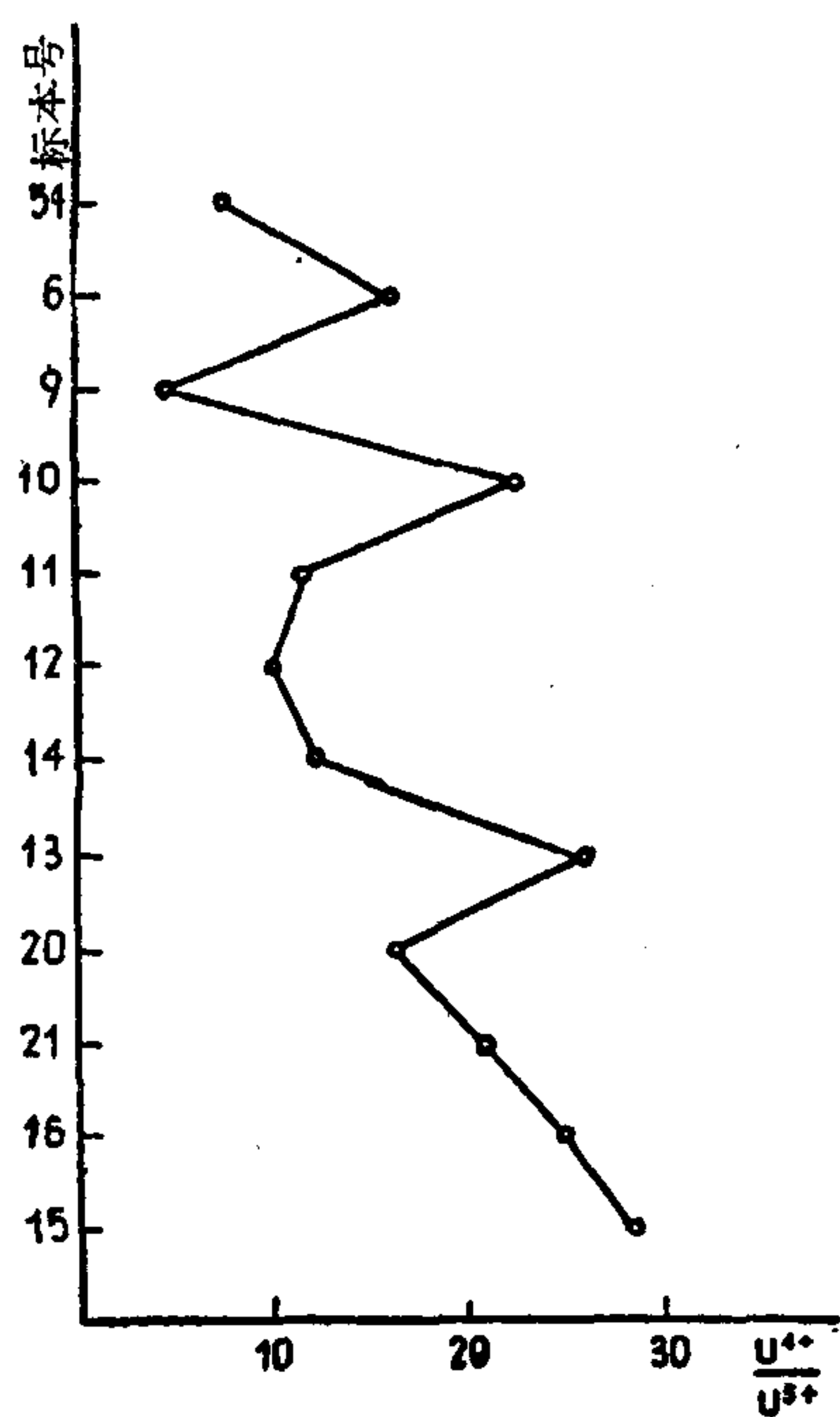


图 2

因为,按照化学分析,岩石中的有机物质不能吸收所有的鈾矿石。以前盆地里的有机物质比現在更多,这是真实的。但是为了保持这个还原介質,有机物质逐渐被消耗掉了。因此,在堆积作用上,有机物质的重要性是有限的。那里有一些硅化树干,它們里面的脉状維管束和細胞都填滿了晶質鈾矿。这虽不能說明吸收的效果,但能証明还原介質层里的有机物质所起的作用。有机物质的吸收效果減少了本身的重要性,尤其是当(关于鈾的局部重新堆积在下面說明)有机物质把鈾帶到其他矿物中去的时候。硅鈾矿之所以产生,是由于同硅的胶体一道沉淀的胶体溶液迁移的结果,而不是由于局部迁移。在一种“蒙脫石和伊利石”性质的矿物内,鈾的迁移作用更大,在成岩作用过程中,鈾矿石破碎变成胶結物。

第 2 图的資料說明,在含金属的复层里,鈾是存在的,特别是 U^{4+} 。如果鈾是被溶液(大部分是以 U^{6+} 的形式)迁移的話,那末就須考虑沉积介質的显著的还原效应。氧化还原电势 $U^{4+} \rightarrow U^{6+}$ 的变更是 $+0.41ev$,

这是我們所知道的。要把迁移来的鈾 U^{6+} 变为 U^{4+} , 就必须有一种較低的氧化还原电势。这种低的氧化还原电势, 毫无疑问是存在的, 因为其他外变硫化物类矿物是跟鈾矿石同时形成的。我們知道, FeS_2 是在 6.6pH, 在 $-0.04ev$ 时形成的。硫化物类矿物的形成必定是由于一种硫化氢介质。在中性的 pH 条件下, 有机物质存在时, 氧化还原电势值是較低的。考虑到硫化物类矿物和有机物质的存在, 我們推測鈾完全有可能主要是呈 U^{4+} 的形式出現的。考虑各种因素后, 我們的意見是: 在較浅的和很不通风的盆地的下部, 氧化还原电势大約是 $-0.02ev$ 。接近 7.2pH 值的硫化物溶液, 由于有机物质的存在, 将会大大减少, 可是, 在二氧化碳中, 鈣介质和鎂介质都被溶解为碳酸氢盐, 这种碳酸氢盐又重新把 pH 值移向碱性范围。根据最后一次的分析, 在含金属組里中性至弱碱性的 pH 值应約为 7.5。

按照薛皮納 (Shcherbina) 的意見, 由于还原作用而富集的一些元素, 在发生氧化作用时, 大大地被冲淡, 而当还原作用发生时則加浓。因此, 由于还原作用而富集的一些元素, 能达到很高的浓度。所以在还原的气氛里, 不同化合价的各种元素被浓缩成它們的較低的化合价形式, 例如 U^{4+} 。但是, 云母銅矿元素中的一部分, 即形成在硫磺中不会溶解的硫化物的那一部分, 是可以还原而且沉淀为硫化物的。这就完全說明氧化鈾矿石和硫化物类矿物为什么能同时存在的緣故。

原生堆积以后, 在成岩作用和外力变质的过程中, 鈾可能重新堆积起来。根据目前含金属矿床的外形来看, 大部分的鈾矿石是在成岩作用和外力变质的过程中重新堆积起来的。金属矿床常呈透鏡体。在每一个透鏡体中, 矿石平均地分散着, 細微成层, 或呈斑点状。在沉积层中的鈾矿石发生成岩作用之前, 我們只有在有限的基础上来談原生堆积。我們认为, 只有細微成层的鈾矿石才是盆地底盘的原生堆积。一般來說, 矿石是在成岩作用和外力变质过程中堆积起来的; 大部分的硫化物类矿物亦在此时形成。当发生成岩作用时, 一些松散的沉积物, 被凝聚和胶結了。但是繼續在岩石孔里流动的 Ca-Mg 碳酸氢盐溶液, 能够同“絹云母矿物”中的鈾交换, 并且把鈾的化合物溶解掉。因此, 当鈾矿石是处于外力变质堆积时, “絹云母矿物” (尤其是 Cr 云母) 和岩石的多孔性起了重要作用。碳酸氢盐溶液甚至侵蝕着长石。这样看来, 由于“絹云母的”泥质矿物的外力变质的形成, 鈾和鉻就能进入这种泥质矿物的晶格里去。

含高等有机物质和硫化物的壁层里没有鈾的事实, 是另一問題。按照当地的情况, 岩

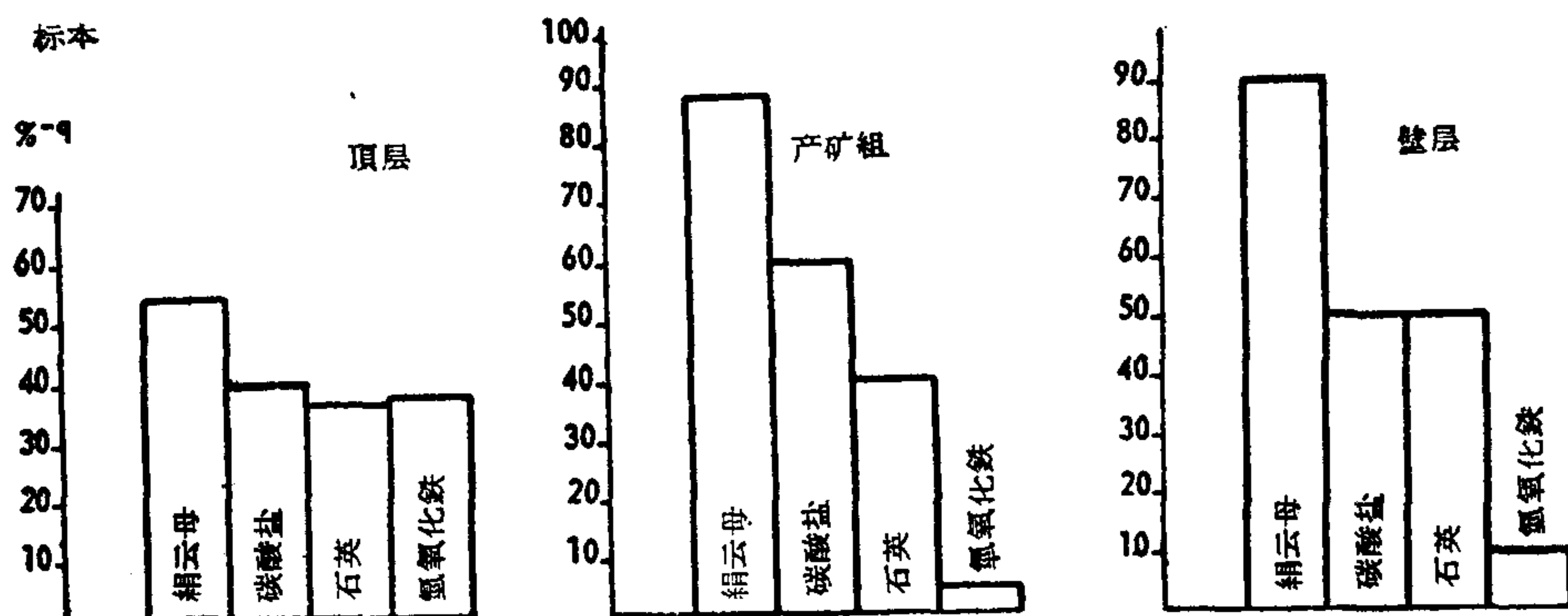


图 3

石中最显著的各种成分在两组中的量各不相同。在矿石和围壁复层中,各种“絹云母”矿石经常出现的情形是完全相同的(图3)。碳酸盐在矿石组里比在围壁层里更多些。对于石英来说,情况恰恰相反,因为围壁层已硅化,而矿石组中的岩石没有起硅化作用。铁氧化的程度,在矿石和围壁层里大致相同,尽管在围壁层里可能低一些(图4)。除顶层外,

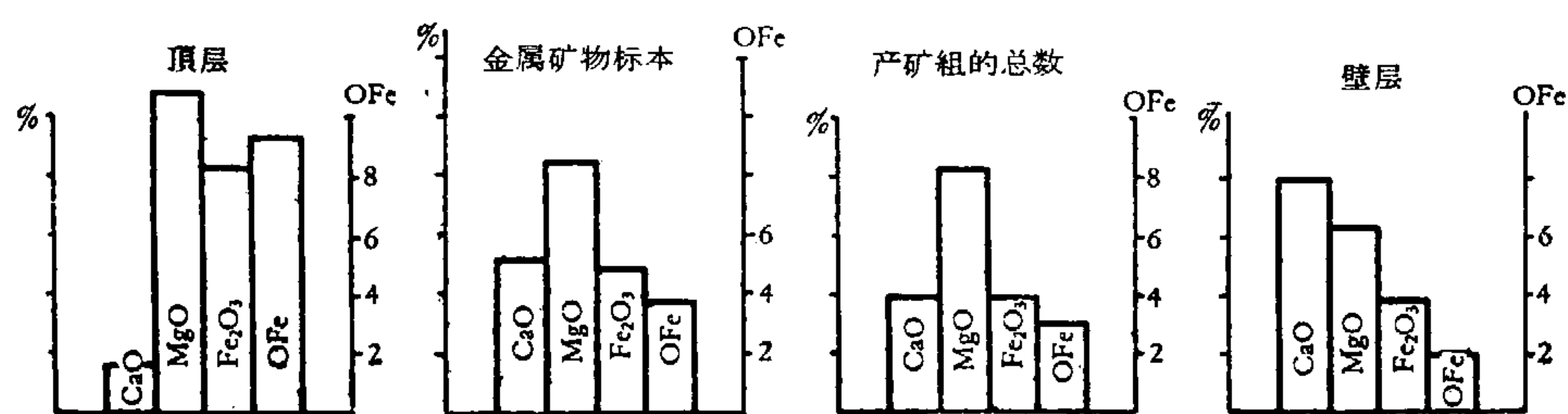


图 4

最高的氧化 ($O/Fe = 4$) 度可以在矿石标本中找到。再者,含金属复层里的氧化镁的含量特别高, CaO 的含量较低,但壁层里的情况则相反。

对于矿石形成最有利的 O/Fe 界限,是介乎 3 与 8 之间。最普通的值约为 4,壁层的氧化度比这个值为小。可以从这里得出结论:壁层很低的氧化度和酸性的 pH,对溶液中的铀的固定是没有帮助的。铀由于 pH 是酸性的而留在溶液中和流入海中,或同在重压下从松散的沉积物里挤出来的水一道向上迁移。但是,这种现象是不值得重视的。一般由灰色岩石构成的那一组(我们凭经验,正确地称之为围壁),显出一个比沉积岩石的平均值高的克拉克值。这样就证明,这个融蚀区域的状况首先说明铀矿石是跟某种层位有



图 5 U_3O_8 和硅铀矿从 $(UO_2)_5(SiO_4)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$ 溶液中沉淀出来



图 6 碳质组分是充填在维管束中的非晶铀矿

关系的。

含金属组的氧化程度颇有变化。在含金属组的下层沉积中， U^{4+} 很显著；在上层， U^{4+} 比率逐渐减少，而 U^{6+} 则相对地增加。我们从围壁层的显著的还原状况逐渐通过那个产矿（product）组，直到具有高氧化还原电势的高氧化态的顶层岩。除了这种逐渐的变化外，我们也在矿石的顶层和边缘上时时看到氧化还原电势突然上升。图 2 上的点 15 代表矿石组的下部地层，点 54 代表上部地层。图上的曲线明显地表示有向最高氧化度发展的倾向。显著的值一般是由于最近表层部分的后来的氧化作用所致。画此曲线时，我们仅注意到地层层位，而没有考虑到这些地层层位与表层之间的距离。

根据表 1，多种次生铀矿石已在我们这个区域内被发现，可是数量不多。在这个区域里主要的矿物是：非晶铀矿、晶质铀矿和硅铀矿；同硅铀矿比较起来，其他次生铀矿物的数量是微不足道的。因此，这些铀矿物的性质与出名的科罗拉多高原的矿物成分大不相同。在这个高原上，各种次生铀矿物（例如钾钒铀矿）占主要地位。化学分析表明，铀和钒的比率也不与科罗拉多高原的铀和钒比率相符合。这两种元素之间没有明显的比率，因为在不产铀的地层和在铀矿石中，钒具有同样的值。只有在钒的含量达到极大限度时，才能看到铀的含量上升。至于铀的浓度很低时，则不可能有任何比率。

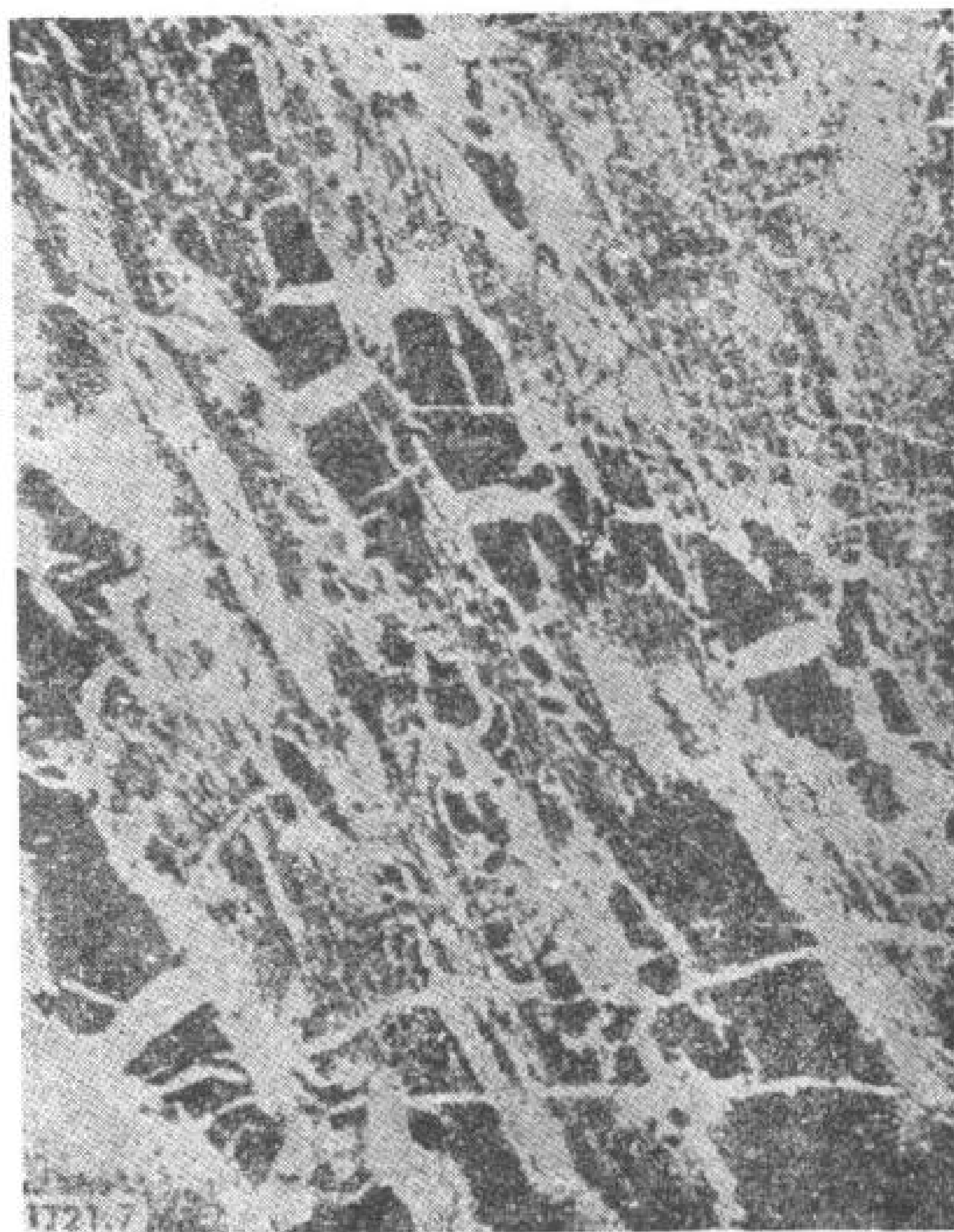


图 7 非晶铀矿在碳质组分的细胞状系中的沉淀

结 论

麦克萨克山铀矿富集的成因，是与下述因素有关的：

1. 铀的沉积是岩浆成因，它是铀矿石（Bi-Co-Ni 层）热液沉积产生剥蚀作用后的产物。
2. 铀是从机械成分中迁移过来的。它处于溶解状态中，而且与泥质矿物有联系。
3. 现在含金属的矿床是在一个沼泽盆地中形成的。
4. 有机物质和硫化物类矿物仅提供了还原介质；它们对于铀的固定并不起作用。
5. 沉积物呈透镜状，有局部的堆积。
6. 关于铀矿石的固定，我们重视泥质矿物，尤其是 Cr 云母；这与有机物大不相同。
7. 沉积物以后所发生的氧化作用只有在接近表层的部分沿着断层线的地方看得出来，可是一般说来，不足重视。

（译自 Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy. vol. 2）

参 考 文 献

- [1] Kiss, J., Krómcillám és pargenetiksi Szerepe az urán akumulációjában, Kézirat (1958).
- [2] Kiss, J. and Sztrókay, K., A mecsekhegységi krómcillám ásuányszerkezeti kialakulása, Acta Geol. Sci. Hung., in press (1958).
- [3] Vadász, E., Magyarország földtana, Akadémiai Kiadó (1953).
- [4] Barabás, A., A mecsekhegységi permi kifejlődés üledékközzettani vizsgálata. Dissertation (1954).
- [5] Fischer, R. P., Uranium-Vanadium-Copper Deposits of the Colorado Plateau Region, Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva 1955, P/473, Vol. 6, p. 605, United Nations, New York (1955).
- [6] Weeks, A. D., Mineralogy and Oxidation of the Colorado Plateau Uranium Ores, Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva 1955, P/295, Vol. 6, p. 525, United Nations, New York (1956).
- [7] Nininger, R., Minerals for Atomic Energy.
- [8] Wyant, D. C., Some Uranium Deposits in Sandstone, U. S. Geol. Survey Bull., 220 (1952).
- [9] Szádeczky, K. E., Geokémia Akadémiai Kiadó, Budapest (1955).
- [10] McKelvey, V. E., Origin of Uranium Deposits, Econ. Geol., 1905—1955, Part 1.

关于鈾在煤中存在的形式問題*

聶科拉索娃 (З. А. Некрасова)

近十年来,許多国家都在煤和褐煤中发现并勘探过大量鈾矿床。但是,有关鈾在煤和褐煤中存在的形式的問題,暂时还没有弄清楚。在公开的文献中,論述这个問題的观点主要有三种:

- 1) 鈾以腐植酸鈾酰和其他含鈾有机化合物的形式存在于煤中^[1-3,8-12];
- 2) 鈾主要以分散的氧化物形式存在^[1,4,5,11];
- 3) 鈾以“吸附”的形式存在于煤中。这个观点的维护者們对如下概念的分歧是:被吸附的鈾到底呈什么形式产于煤中(呈腐植酸盐,氧化物,还是离子形式)。

本文作者和她的同事一起,多年来对含鈾煤的物质組分和鈾在其中存在的形式等問題都作过研究。

此外,还研究过与煤成互层的,富集有碳化的植物化石和黄鉄矿的含鈾砂岩。这些研究的結果在本篇报告里都有闡述。

鈾在矿石中存在的形式如下:天然鈾矿物形式、含鈾矿物形式和細分散的、矿物学上微粒的不可判断的形式。

在含鈾矿物中确定有:氧化物(非晶質鈾矿,鈾黑),硫酸盐类(水鈾矾,鈾鈣矿,鈾的鉄硫酸盐),磷酸盐类(銅鈾云母,錳的鈣鈾云母,鈾酰和鉍的水磷酸盐烏拉姆菲特(Урамфит)¹⁾),碳酸盐类(七水碳鈾矿和接近不可測定的白色碳酸盐),硫酸碳酸盐类(板菱鈾矿),砷酸盐类(砷鈣鈾矿)和钒酸盐(钒鈣鈾矿)。

在含鈾矿物中見有:褐鉄矿,菱鉄矿,高岭土。

不論在氧化带內,还是在原生矿带內,鈾的氧化物—非晶質鈾矿和鈾黑都是分布最广,最发育的鈾矿物。

非晶質鈾矿見于砂岩和煤中。在砂岩中它只存在于原生矿带內,而在煤中不論在深部层位还是在氧化带中都有发现。非晶

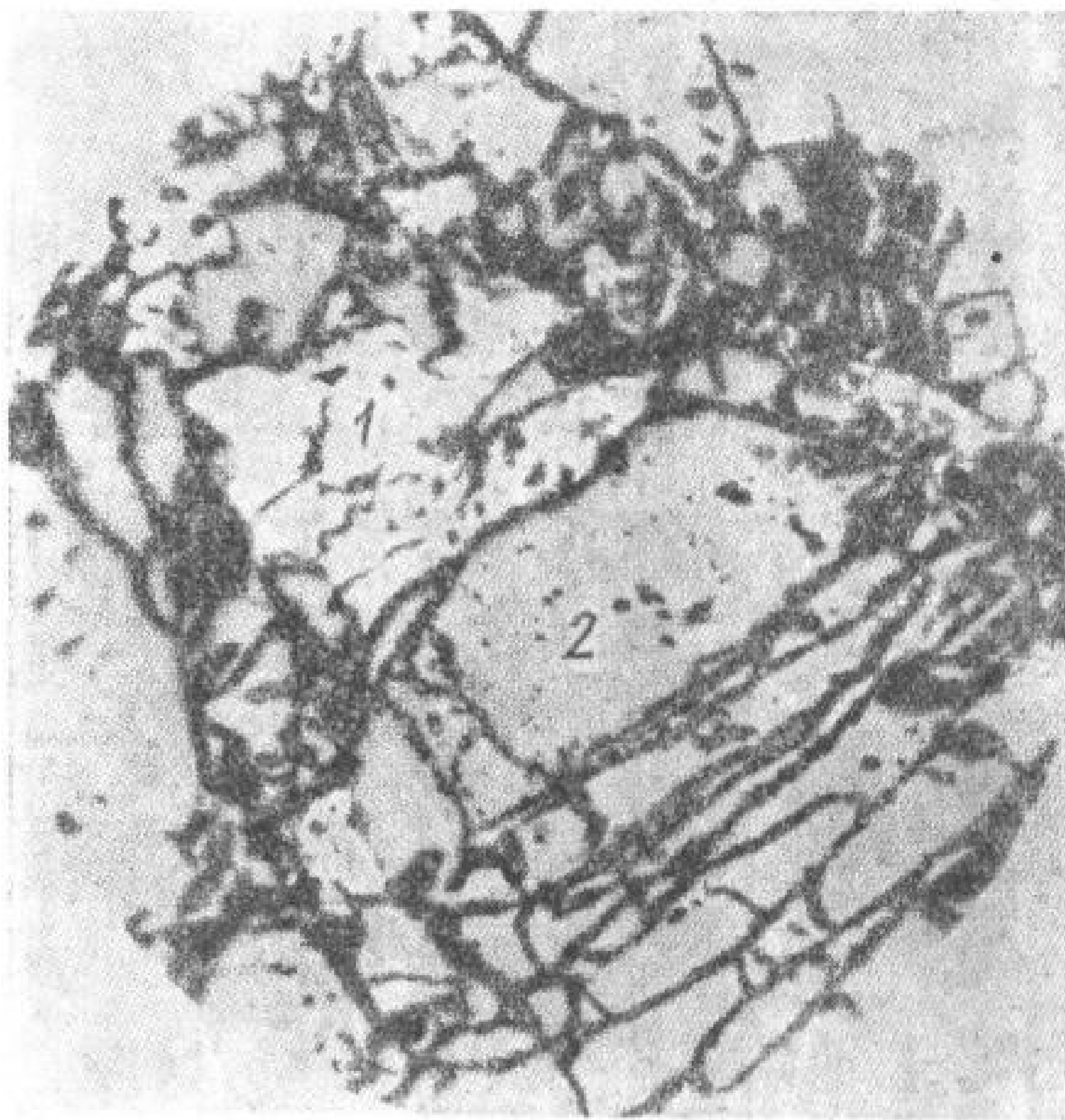


图1 胶結砂岩中破碎的石英顆粒(2),非晶質鈾矿(1)。反射光照片 (×90)

* К вопросу о формах нахождения урана в некоторых углях (苏联版,苏联科学家报告第3卷,第2082号报告)。

1) 关于矿物的描述見作者的著作^[6]。

質鈾矿在这些地方完整地保留下来的原因是包裹它的有机物质起了保护作用。

通常在砂岩中,非晶质鈾矿呈细浸染状沉淀在被粘土胶结的物质中,或者形成约2--3毫米和更大一些的单矿堆积体(图1)。非晶质鈾矿主要生于富集有黄铁矿的砂岩地段(图2)。

小细脉(图3)、形状不规则的堆积体和细浸染体都是非晶质鈾矿在煤中沉淀的主要

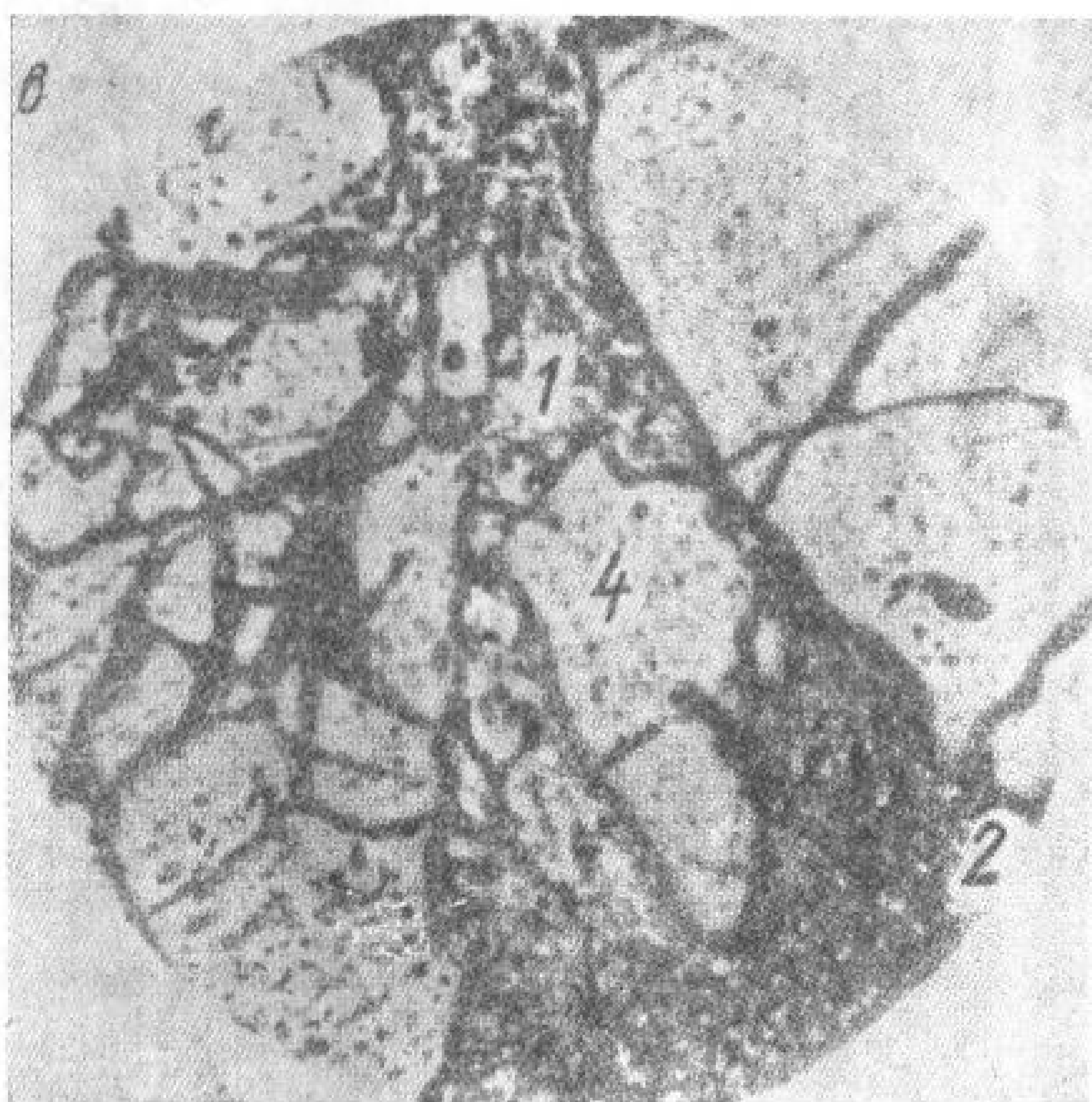
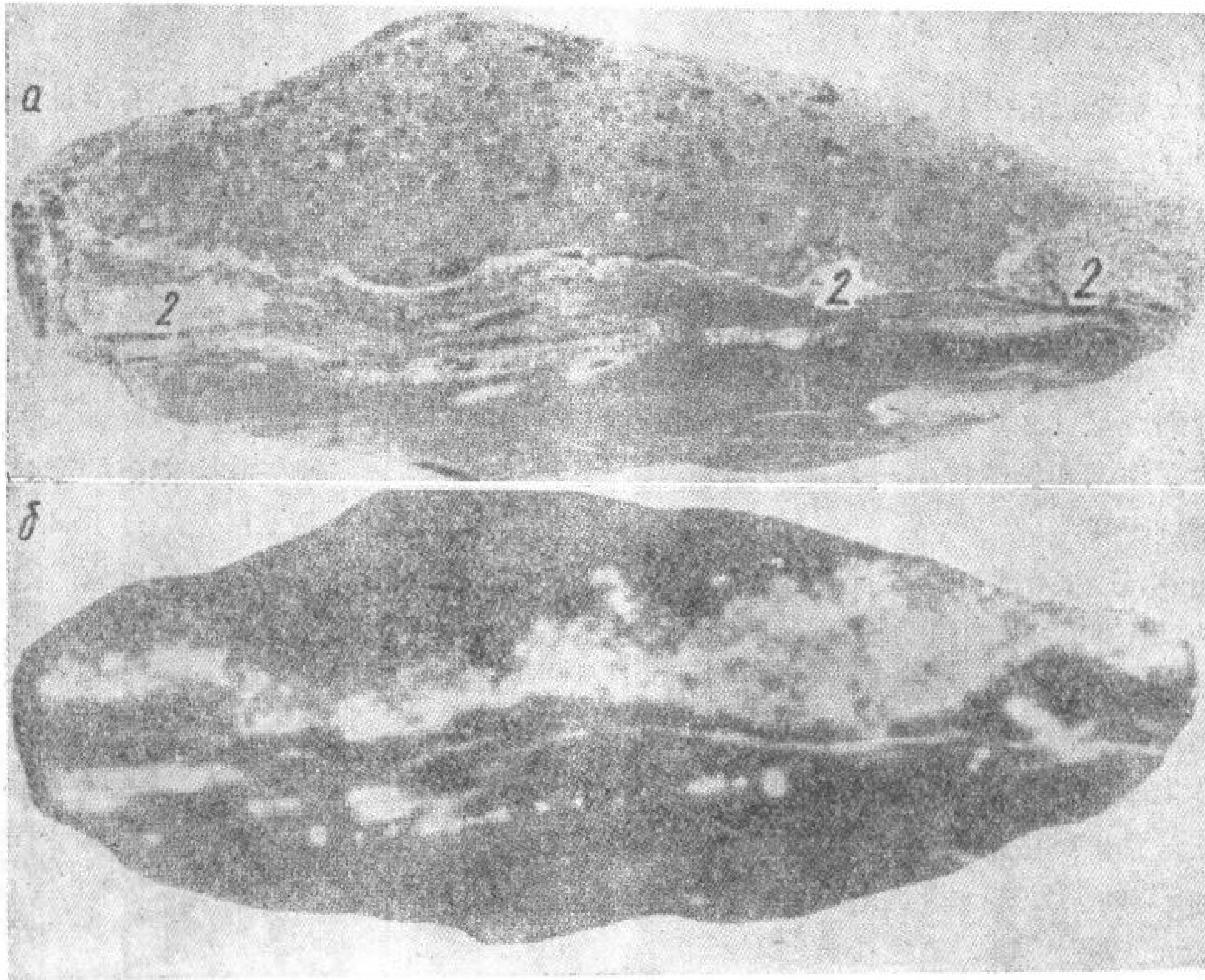


图2 在富集黄铁矿的碳质砂岩中非晶质
鈾矿(1)的沉淀物

a——矿块的照片(本底值); b——射线照片,感光
3昼夜; c——显微镜照片。1——非晶质鈾矿;
2——黄铁矿; 3——泥质物质; 4——石英。

反射光照片 (×90)

形式。非晶質鈾矿充填开口裂隙的現象极为少見。

当非晶質鈾矿沉淀在由煤的碎屑形成的裂隙中时,成为胶結物(图4)。在絲炭晶格內,甚至在煤中小型开口裂隙附近,有时可以見到非晶質鈾矿的沉淀物(图5)。在距离裂隙0.5—1毫米和大于1毫米时,非晶質鈾矿的数量則随着距离增加而减少,直至完全消失。

不論是在煤中还是在砂岩中非晶質鈾矿分布的特点是:它生于黃鉄矿堆积体内,和在表成作用中与其同时沉淀下来的泥質物質紧密共生。

在煤中非晶質鈾矿为黃鉄矿堆积体所围绕,通常它們之間保持一定距离。在直接接触带上見有非晶質鈾矿和黃鉄矿时,黃鉄矿均为非晶質鈾矿所溶蝕。

正如显微鏡下研究所表明:非晶質鈾矿和泥質物質彼此紧密的互生着。在这里,沉淀下来的非晶質鈾矿呈一些极小的(0.008—0.001毫米或更小些)球状或圓形的顆粒(图6)。有时还形成一些較大的球粒(其大小为0.05毫米)(图7)。在局部地段,見有非晶質鈾矿和泥質物質的共同沉淀物。这种沉淀物中含有均匀的带状結構(图8),这种結構証明該沉淀物是从以胶体形式的溶液中同时沉淀下来的。

肉眼可見的非晶質鈾矿呈黑色,松脂光泽,貝壳状断口。其比重随有机物質的杂质数量变化而变化。变化范围由3.8—6.8(在个别样品中达到8)。在微显微鏡下非晶質鈾矿突起很高,呈有浅褐色色調的淡灰色。它是均質矿物,在致密的沉淀物中反射力达18,硬度达4000千克/毫米²。

X光分析結果,确定非晶質鈾矿为面心立方晶体, $a = 5.38—5.45 \text{ \AA}$ 。图9所示为非晶質鈾矿的德拜图。德拜图各譜綫的扩散率証明矿物的細粒聚晶結合体的情况。

耐热曲綫和热液矿床的非晶質鈾矿的曲綫不同之处,在于,当 $t = 470^\circ\text{C}$ 时由于有机物質的杂质燃烧,前者的放热效应表現很显著。

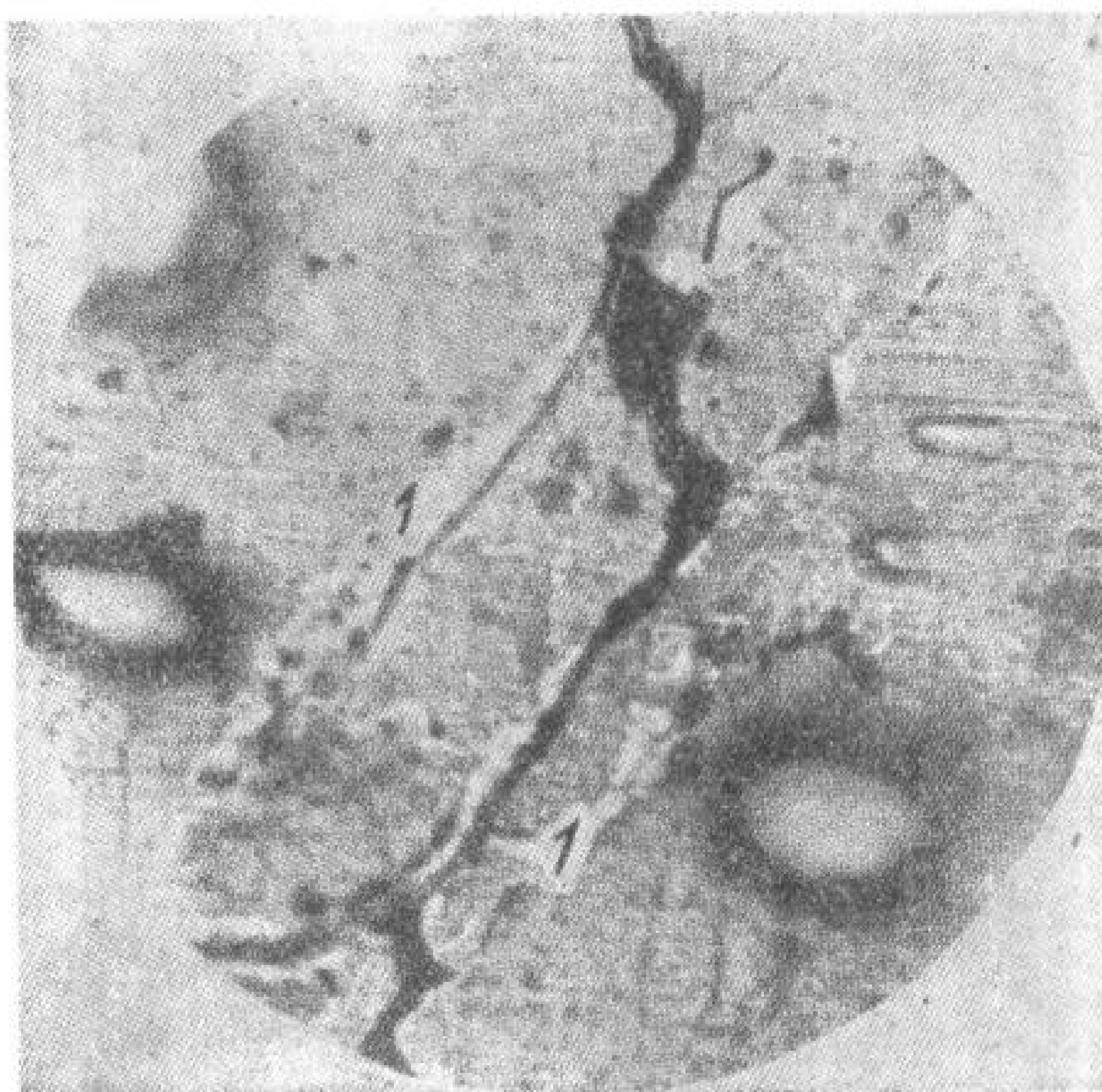


图3 煤中非晶質鈾矿(1)細脉。反射光照片 ($\times 210$)

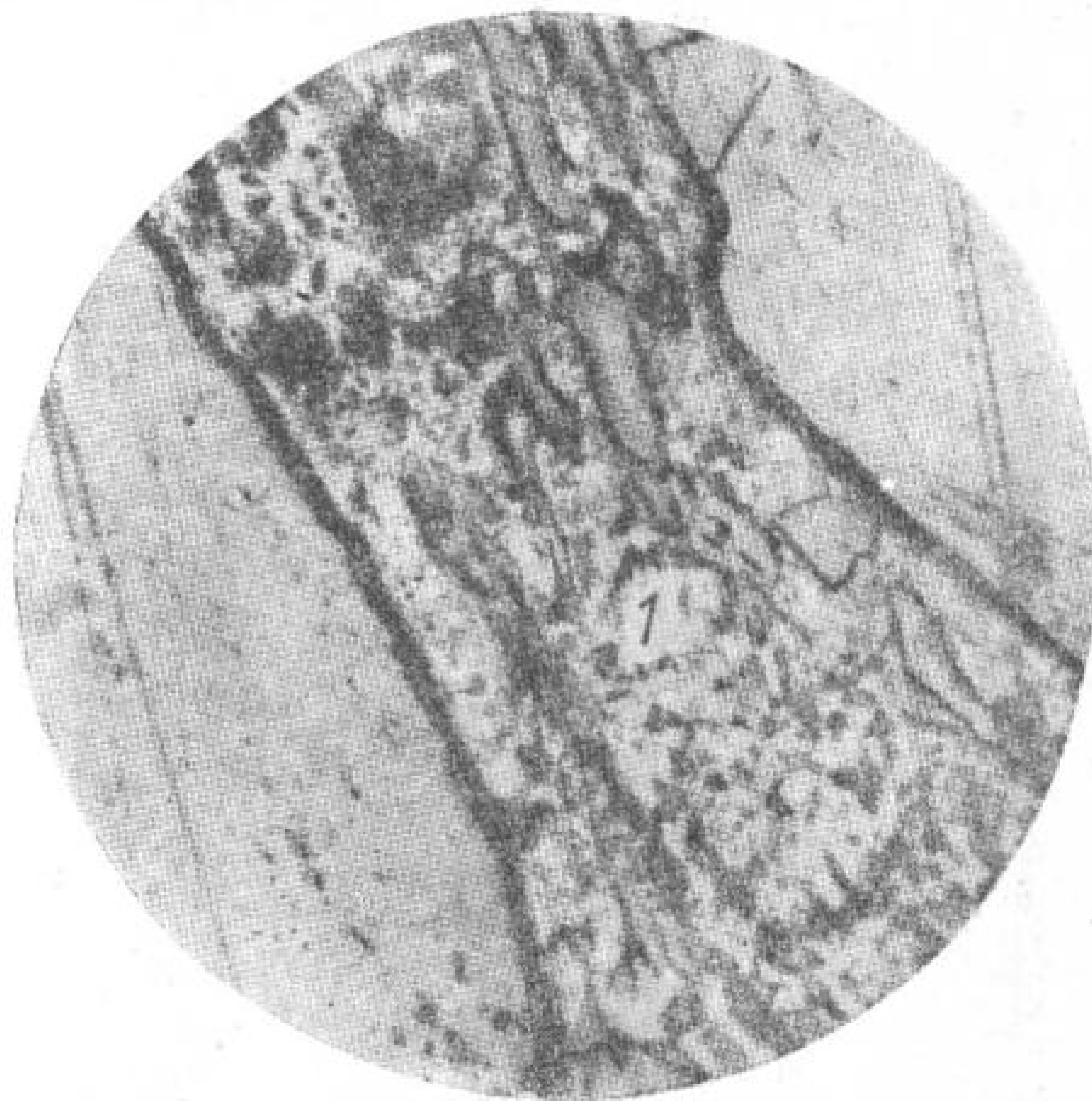


图4 胶結煤的碎屑的非晶質鈾矿(1)。反射光照片 ($\times 90$)

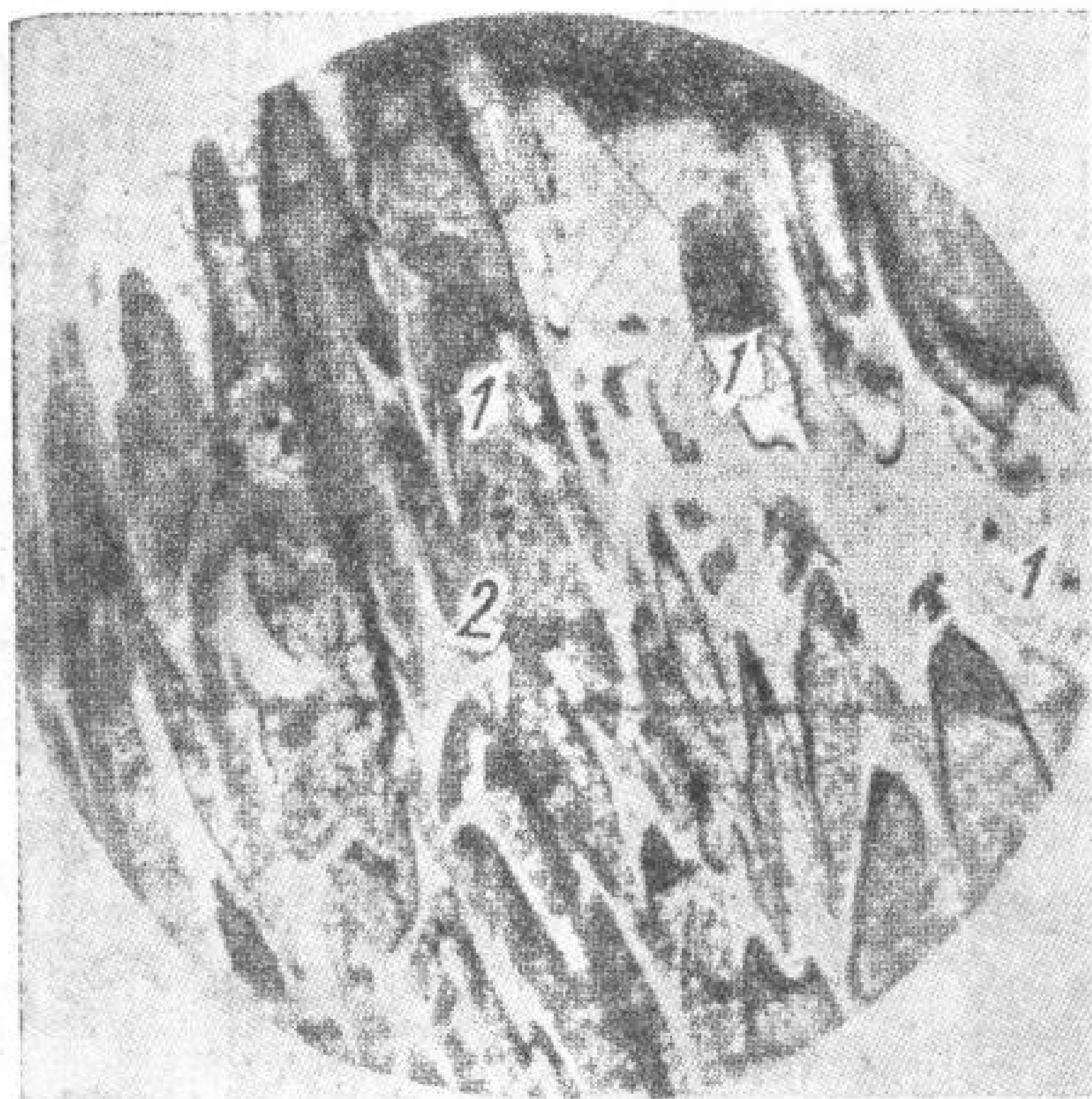


图5 絲炭晶格中非晶質鈾矿(1)和泥質物質(2)的沉淀物。
反射光照片 (×210)

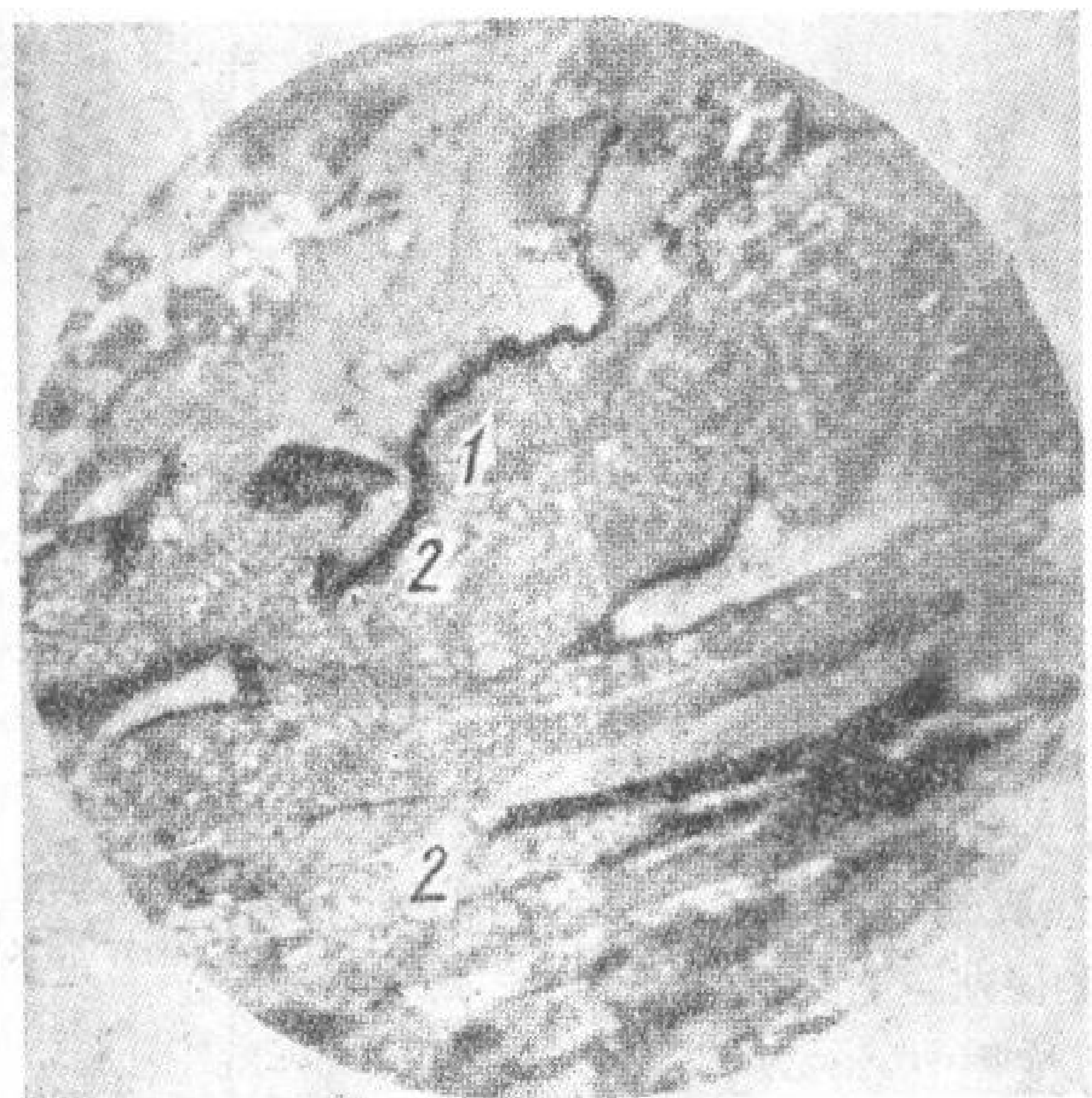


图6 煤中的泥質物質(1)和非晶質鈾矿(2)。反射光照片 (×380)

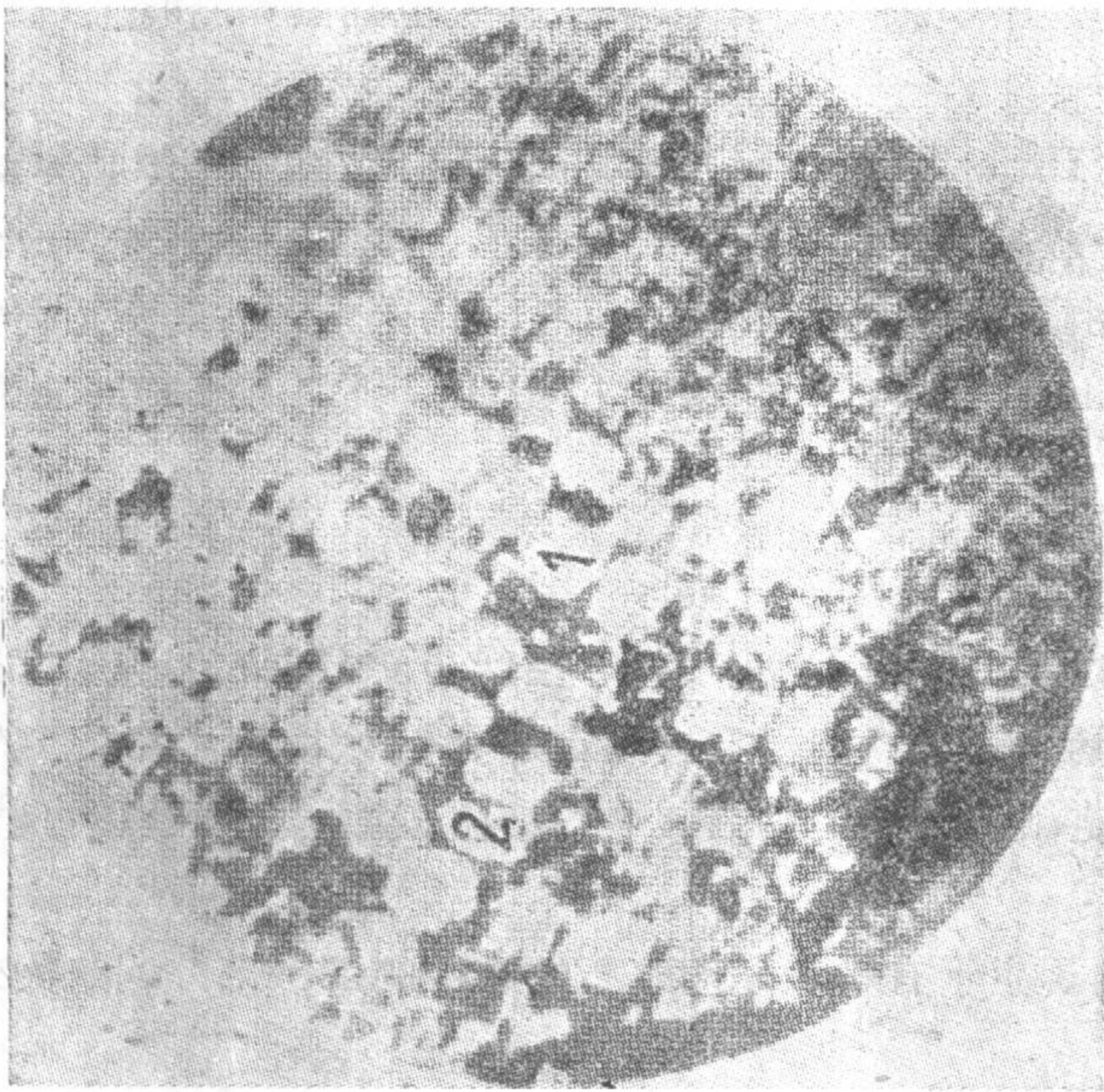


图7 泥质物质(2)中非晶质铈矿(1)的球粒。
反射光照片 (×380)

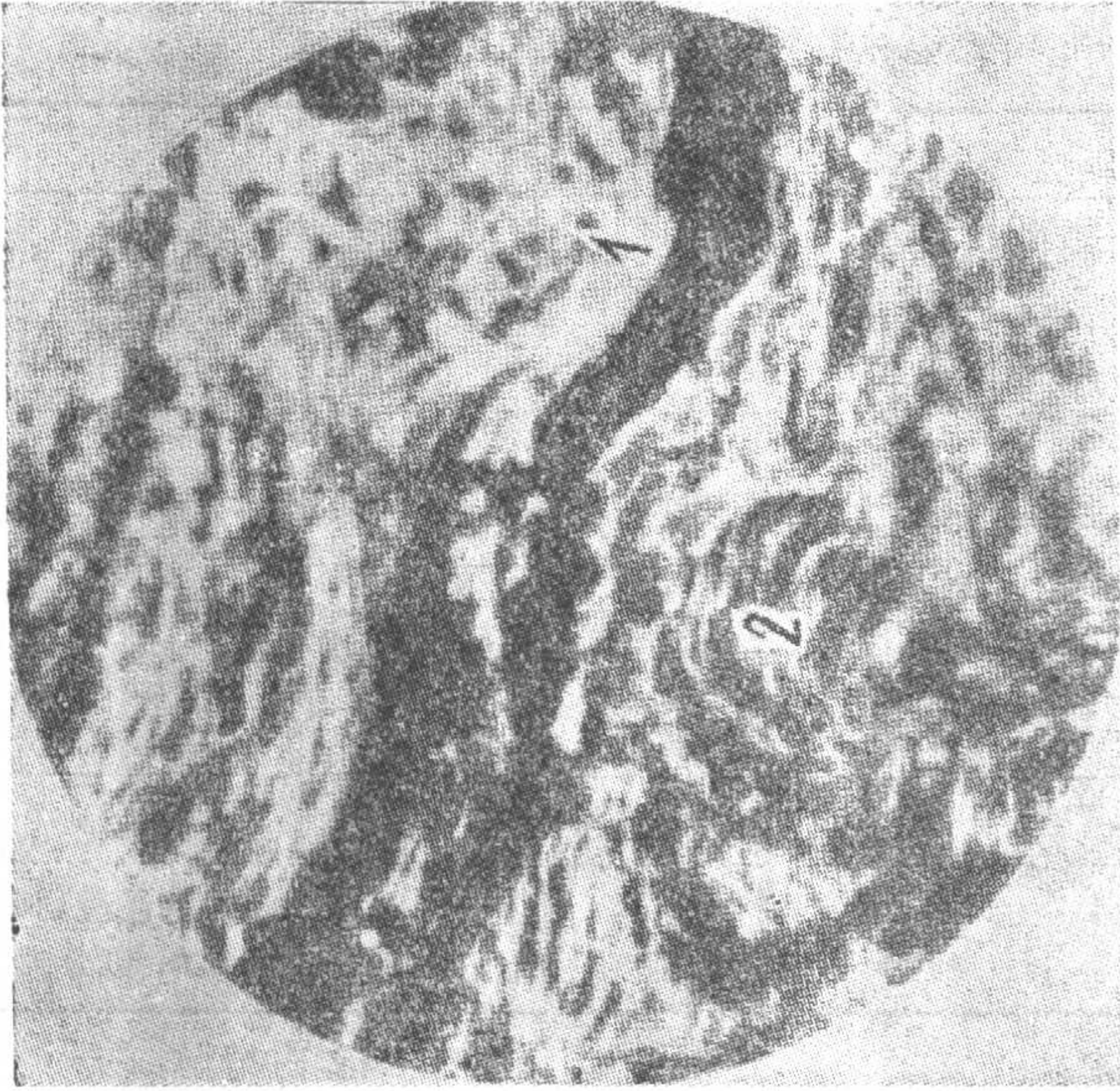


图8 具有均匀带状结构的非晶质铈矿(1)和泥质物质(2)
的沉淀物。反射光照片 (×380)

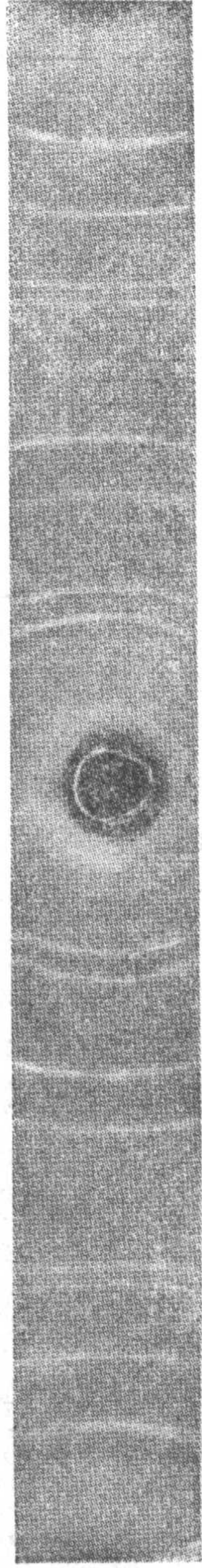


图9 非晶质铈矿的德拜图

非晶質鈾矿的成分的特点是,經常存在着有机物质和大量的 Al_2O_3 , SiO_2 , CaO , MoO_3 , 其中 Th 和 TR 的含量高,而 Pb 的含量很低。

現列出非晶質鈾矿两个标本化学分析的数据来加以說明(表 1)。

表 1 非晶質鈾矿的化学成分

标本号	含 量 (%)											
	U_3O_8	Th	TR	$K_2O + Na_2O$	CaO	MgO	MnO	PbO	CuO	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	59.98	0.8	0.2	1.02	2.50	0.41	0.041	0.004	0.35	0.56	4.32	4.35
2	63.50	未定	未定	0.92	2.05	0.36	0.03	0.003	—	1.62	2.10	24.0 ¹⁾

标本号	含 量 (%)						比 重	研究材料
	TiO_2	MoO_3	P_2O_5	S	烘焙时的 損耗	总计		
	14	15	16	17	18	19	20	21
1	0.63	0.64	0.068	未定	22.05 ²⁾	97.92	4.2	煤中非晶質鈾矿
2	0.20	0.32	0.025	0.27	4.03	99.43	6.8	砂岩中非晶質鈾矿

1) SiO_2 含量高是因为有石英的杂质存在之故。

2) 損耗值大是因为存在有机物质的杂质之故。

从煤和砂岩中沉淀下来的鈾的氧化物的酸性系数在 2.15—2.84 的范围内变化着,这证明在煤和砂岩中存在有氧化程度不同的鈾:由几乎純的二氧化物到鈾黑¹⁾。

鈾黑通常不形成明显的堆积体,而是呈薄膜状出现在裂隙内,有时它和鈾的硫酸盐类一起出现;在砂岩的泥质胶结物和煤中呈細粒浸染体出现,并发现鈾黑和高岭土以及胶黄铁矿紧密共生。

肉眼可以看到的鈾黑堆积体象疏松的土状,呈黑灰色,极易压碎成粉末。在显微镜透射光下,发现鈾黑具有細粒聚晶结合体结构,不大透明,呈浅綠色。鈾黑不能磨片,在磨好的矿块上鈾黑形成了弱反射的或者由深灰到黑色的暗淡表面。用化学方法分析后得出:除去鈾以外,其中还有大量 SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO 和有机物质。现将鈾黑的部分化学分析数据列举于下(%):

U	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	Fe_2O_3	烘焙时的損耗
49.15	6.01	15.91	3.51	1.15	6.75	15.0

由于大部分鈾的氧化物都呈細粒浸染体产于煤中,只有在鈾高度富集的情况下,才能发现它们。因此在这种条件下对鈾的氧化物进行定量测定是有相当大的困难的。在各种不同的样品中用显微镜观察只确定出 1—50% 的鈾。这种鈾在矿物学方面是以可判断的氧化物出现的。

为了弄清楚鈾的另一部分,即主要生于有均匀分散矿石的煤中的那一部分,呈什么状

1) 酸性系数值是达到一定程度的假定值,因为在测定煤中的四价和六价鈾的含量时,由于有机物质的还原作用很难保证不出現系統誤差。但是,正如分析結果表明(在已分析过的大部分样品中,鈾的氧化物的酸性系数都很高):在分析过程中并没有发生因有机物质而引起的重大的鈾还原作用。因此,可以认为,所得的数据是接近真正值的。

态出现, 曾经专门做过一些研究。将这种煤研磨得很细, 并使用超速离心机(离心速度为 21000 转/分)在图列(Тyле)液中分成了几种馏分。在分离出来的重馏分中, 用X光分析方法确定有非晶质铀矿存在。

含矿煤和从其中分离出来的、彼此间在比重和铀含量上都有不同的馏分的大部分样品, 也做过X光分析。正如研究结果表明: 在煤中铀含量达到 5% 和 5% 以上的一切情况下(包括那些用矿物学方法发现不了其中有铀的氧化物的煤), 其中均见有晶轴符合非晶质铀矿的面心立方体结构。

特别着重研究了铀含量与煤的灰分以及其中有机物质数量的关系。为此, 曾经对 24 个含有不同铀含量的煤样品进行过研究。把样品磨碎到 1 毫米, 在重液中把它们分成几种比重不等的馏分, 其中铀含量和灰分已分别测定。然后用双筒显微镜从比重 1.8 以上的馏分中除去由煤中脱出来的矿物杂质(砂岩、淤泥和粘土的碎屑, 石英、黄铁矿等的颗粒), 对剩下来的较纯的碳质矿物又重新进行了化学分析。分析结果如下:

1. 煤的比重的变化情况取决于(1.3—2.2 和 2.2 以上的)灰分值。煤的比重的增大是由于煤中矿物杂质的含量增加的缘故(在比重为 1.4 以下的馏分中占 4—8%——在比重 2.9 以上的馏分中占 70—85%)。

2. 在个别样品的馏分中, 发现铀的分布有着极明显的规律, 即铀含量由富集有机物质的低灰分煤的轻馏分, 朝着富集矿物杂质的煤的重馏分方向逐渐增加着(图 10)。同时, 还发现在个别样品中铀含量在比重 2.0—2.5 的馏分中相对减少这是由于这些样品中存在

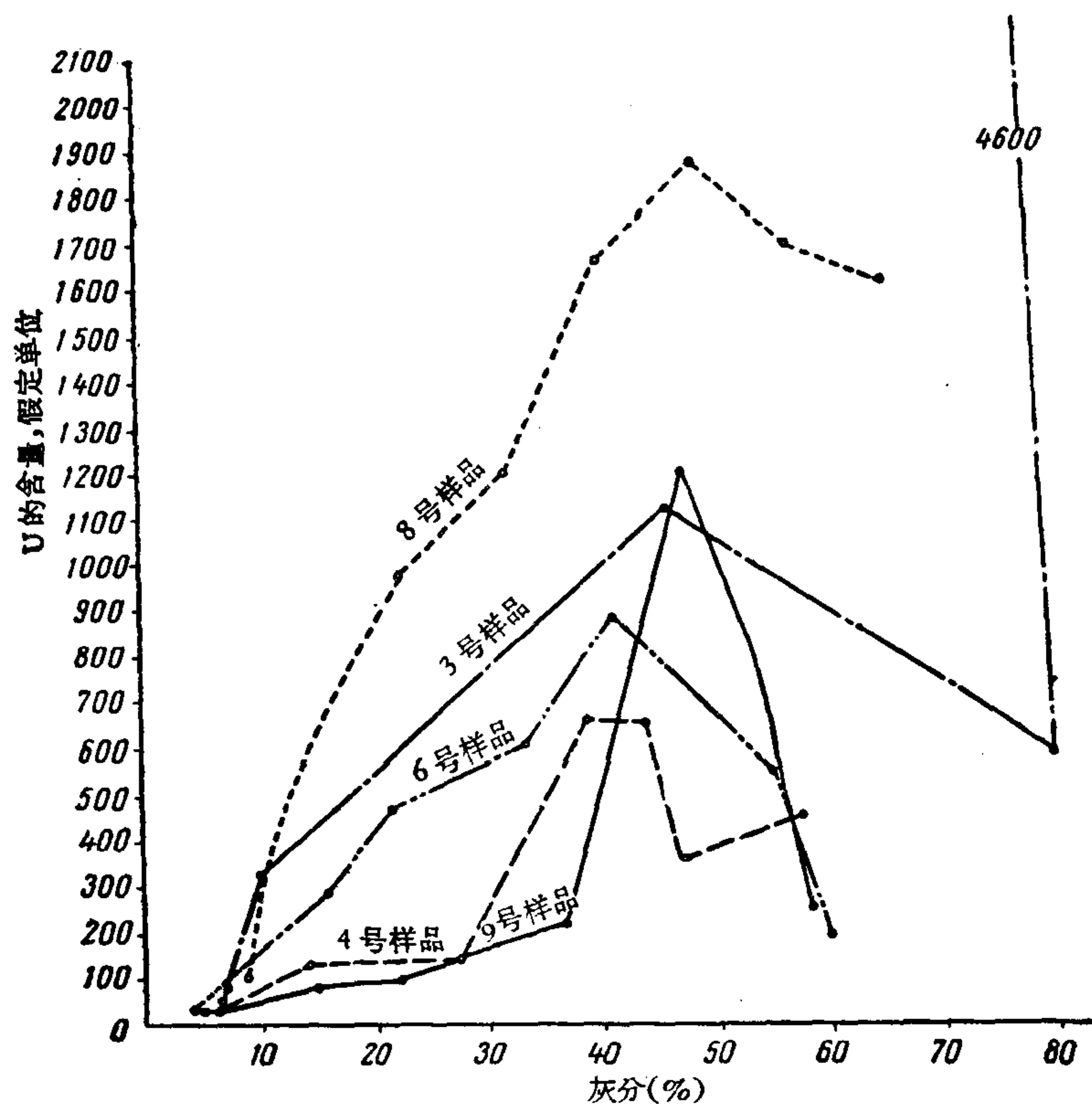


图 10 铀的富集变化与煤的灰分关系曲线

有大量的矿物杂质，其比重均在 2.0 以上，因此极易用机械方法将它们与煤分开，而这种矿物杂质通常是不含铀的。把样品中矿物杂质除去之后，铀含量与残留在煤中紧密互生的有机物质的杂质数量之间的关系表现得更为明显（图 11）。

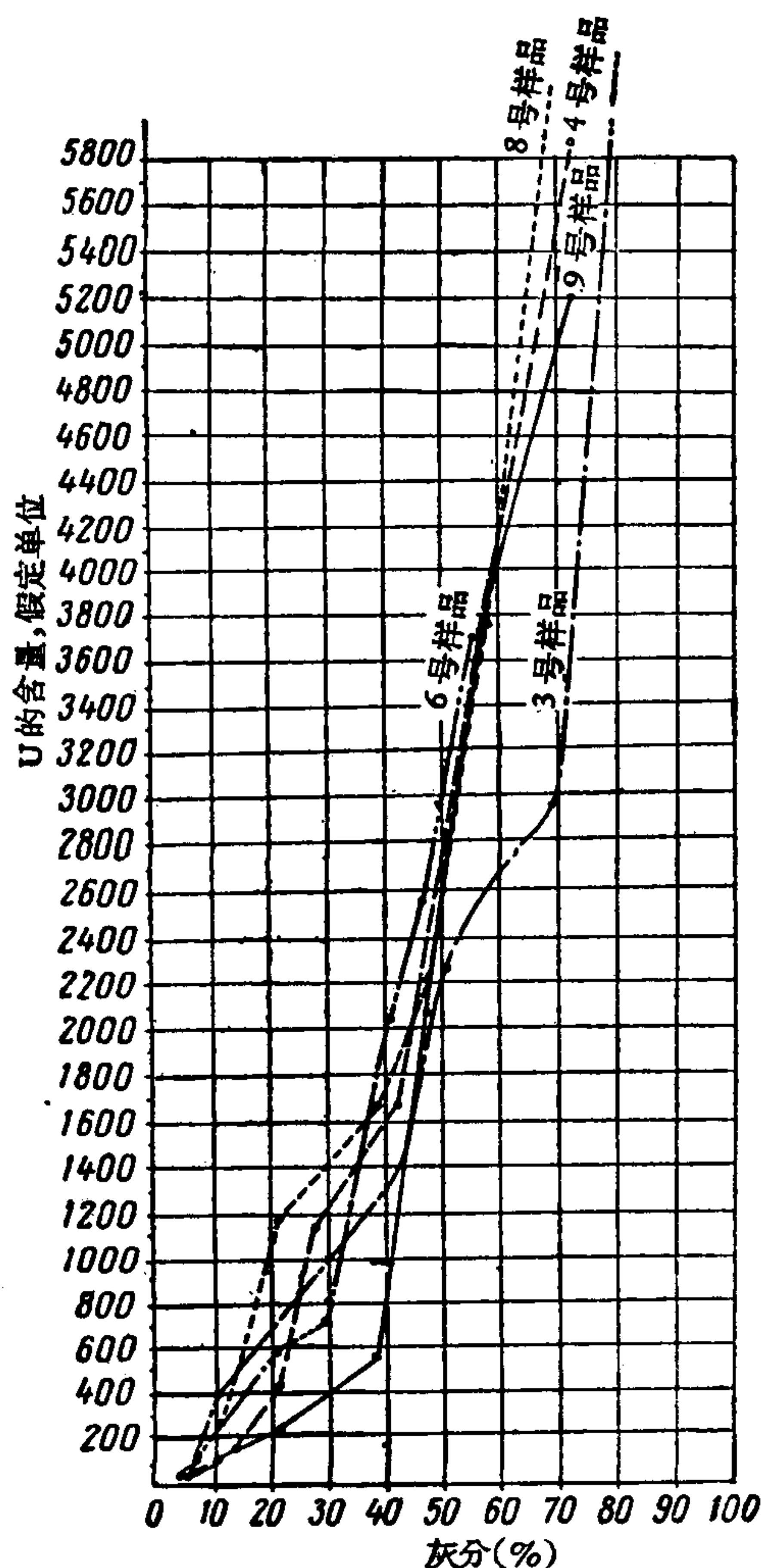


图 11 从煤中除去矿物杂质后铀的富集变化与煤的灰分关系曲线

78—80%，氢 4—5%，氧 16—20%，氮 0.7—1.2%，硫 0—3%。

当煤中铀的富集程度增高时，在煤的成分中碳含量便降到 50% 以下，而氧含量则增到 45%²⁾。

在煤的元素成分发生变化的同时，它的外形和岩石性质也随之发生一些变化。富含铀的煤的特点是，密度和粘度都很大。煤的基本物质逐渐变黑变暗，没有发现角闪元素（个别的丝炭碎屑例外）。

已确定含铀量不同的煤的元素成分有区别这一点证明：富含铀的煤中有机物质的氧

从图 10 和 11 可以看出，最轻的低灰分馏分的主要特点是铀含量最低。在以后的每个馏分（比重大的）中铀含量均有增加。在富含矿物杂质的煤的最重馏分（比重在 2.2 以上者）中，铀含量达到了最大富集。这里的铀含量比原始样品中的铀含量高 10—30 倍，比其轻馏分中的铀含量高 50—100 倍。

3. 对比重和铀含量各不相同的馏分中的灰分部分进行化学和矿物成分研究的结果表明：富含铀的煤与无矿煤以及贫铀煤之间的不同之处在于，富含铀的煤中 Al_2O_3 、 SiO_2 和 Fe_2O_3 的含量较高。这是因为其中存在有铝硅胶的缘故。

因此，虽然铀矿体明显地生于煤中，但是，其中铀的富集却与有机物质的数量成反比关系，而与矿物杂质（与有机物质紧密互生着的）的含量成正比关系。

已确定的铀在煤中分布的特点，无论如何也不会削弱有机物质对铀富集的作用，这只能说明在它们之间还缺少化学上的联系。

为了便于研究煤中不同程度富集铀的有机物质的成分，对先沉淀下来的灰分值和铀含量¹⁾之间不同的馏分进行过元素分析。

比较所得的数据（表 2），其结果表明：煤中元素的成分的主要变化与其中铀的数量有关。比重不大的贫铀煤（样品的轻馏分），以及无矿煤的有机部分的成分大致如下：碳

1) 大部分样品都是在未被风化作用蚀变的原生矿带内取得的。

2) “O” 值为 (O + N + S) 之和。

表2 煤的馏分中元素成分的变化与煤中铀的富集的关系

标本编号	馏分的比重	灰分 %	铀的含量, 假设单位	换算成可燃物质的含量 (%)	
				C ^r	(O + N + S) ^r
1*	<1.6	12.00	134	75.00	—
	1.6—2.0	22.00	644	66.00	—
	>2.5	66.77	3430	50.46	45.12
2	<1.4	3.7	43	72.50	—
	1.4—1.5	7.53	91	70.38	25.95
	1.7—1.8	22.80	322	69.00	—
3*	1.8—2.9	47.27	640	60.81	35.06
	<1.5	8.04	32	69.39	26.82
	1.8	12.66	1122	61.33	35.40
4	>2.9	81.00	4600	51.50	—
	原始样品	32.16	102	67.84	29.06
12	1.8—2.0	45.21	657	61.58	32.26
	原始样品	13.00	1	82.00	—

* 铀的基質是氧化物的样品。

化程度比贫铀煤和无矿煤的氧化程度更高。在研究铀在煤中存在的形式时,曾采用作为辅助方法的不同试剂淋滤比较铀的方法。实验条件:将1—2克的粉碎到100筛眼的煤,用相应试剂(2% H₂SO₄, 50% H₂C₂O₄和2% NaOH)在T:K = 1:100的条件下,在水槽内加热处理2个小时。对溶解后的残渣进行过滤,洗涤,烘干和称量。测定残渣和滤液中的铀的含量。

比较分析的结果(表3)表明:从矿物学方面铀以不可判断的形式存在于煤中(13—15号,17—19号样品)和从铀的基質为氧化物的煤中(6、8、11和16号样品),铀为某些试剂萃取的程度是相同的。同时还确定:煤中绝大部分铀都以化合物形式存在,而这种化合物易溶于弱酸溶液中。

表3 用各种试剂在溶液中萃取铀的程度

样品号	溶液中铀的萃取率 (以原始含量的%计)			备注
	H ₂ SO ₄	H ₂ C ₂ O ₄	NaOH	
13	99	98	50	氧化带中取的煤样
14	73	50	10	
8	100	91	10	铀的基質为氧化物的煤样(15和17号样品例外)
15	91	71	8	
16	94	80	0	
6	99	98	0	
17	88	65	0	
11	93	93	0	
4	79	89	2	矿床深部层位取出来的煤样
18	95	80	0	
19	89	93	0	

只是在2%的NaOH溶液中从富集有腐植酸的氧化带的煤中,萃取出一部分铀。在原生矿带内,铀以化合物形式存在。而这种化合物实际上并不溶于NaOH中。

根据铀在煤中呈腐植酸铀酰存在的假说进行了实验，其目的是研究一下在2%的NaOH溶液中从煤中萃取铀的程度与腐植酸含量的关系。曾取了大量煤的样品，鉴定了其中铀和腐植酸的含量。同时还鉴定了变成溶液的铀的数量。除去煤的原始样品以外，还研究了在不同程度上富集铀的煤的个别馏分，包括重馏分在内。后者铀的基质为氧化物。

通过分析所得的数据（表4所列只是个别样品的数据）弄清了腐植酸分布的特点，描述如下：

表4 在2%的NaOH溶液内从煤中萃取铀的程度与存在于煤中的腐植酸的数量之间的关系

样品编号	腐植酸的含量 (%)	碱性溶液中铀的萃取率 (以原始含量的%计)	备注
13	46	50.0	从氧化带中取出的煤样
14	15	85.0	
20	48	50.0	
21	47	37.0	
22	18	10.0	
23	8	1.0	
24	49	20.0	
25	微量	0	从矿床深部层位取出的煤样
4	微量	2.0	
26	微量	0.4	
27	微量	0.2	
28	微量	0	
6	微量	0.2	富集非晶质铀矿的煤样

1. 只是在煤的氧化带的最上部含有大量的腐植酸（达50%或更高一些）。腐植酸的含量显著地随着深度增加而减少。在深150和150米以下的煤样中都没有发现腐植酸。腐植酸的这种分布规律证明：它们是次生成因的，是由于煤在氧化带中风化而造成的（再生腐植酸类）。

2. 铀和腐植酸之间缺乏相互关系。铀在煤中的分布与其中的腐植酸数量无关。除去富含铀和腐植酸（氧化带）的煤以外。还见有一种腐植酸含量高，而铀含量不多的煤。除此而外还有一种煤，其中无腐植酸，而铀含量很高。只是在煤层露天采矿场氧化带的最上部，局部见有在煤中腐植酸含量增高的同时铀的含量也随之增加的现象。这种现象可能由于两种不同的作用——煤的成矿沉积和氧化作用的重迭而造成的。

所做的研究也表明：用碱性溶液萃取铀的效率与煤中的腐植酸有关。在不含腐植酸的煤中，用2%的NaOH溶液没有萃取出或者萃取出少量的铀（5%）。从富含腐植酸的煤中，用含腐植酸的溶液萃取出20—60%的铀。由此，可以推断，在氧化带范围内的煤中可能存在着一定数量的腐植酸铀酰或其他铀的有机化合物。但是对混合样品研究的结果表明：如果往用碱性溶液萃取出铀的煤中（包括铀呈氧化物形式出现的煤中）加入一定数量的腐植酸含量高的无矿煤或者贫矿煤，则铀的萃取率显著地增加。已得的资料可以说明：用2%的NaOH溶液能萃取出铀，不仅是因为有腐植酸铀酰存在，而且是因为铀氧化物在有腐植酸的情况下能转入碱性溶液。同时必须指出：即使在最详细的矿物研究

时,在煤中也沒有发现腐植酸鈾酰盐或者其他鈾有机化合物。

对矿石物质成分研究的结果、已确定的鈾在煤中分布的特点和收集到的其他方面的资料都证明:不論在煤中还是在砂岩中鈾的基质是呈氧化物形式存在的。

在含矿的砂岩中,鈾以氧化物形式存在,这一点是无可怀疑的,因为在这种砂岩内的非晶质鈾矿和鈾黑容易用普通的矿物学方法判断出来。

下面的材料可以证明鈾在煤中是呈氧化物形式存在的。

1. 在煤中如同在砂岩中一样,存在有可以用显微镜判断出来的鈾的氧化物。
2. 通过将煤研磨很细并用超速离心机在重液体中使其分层的方法,有可能使鈾的氧化物从鈾矿化形式不明显的煤中析出。
3. 用X光分析发现这种煤中有非晶质鈾矿存在。
4. 鈾矿体生于富含黄铁矿的地段,黄铁矿与鈾的氧化物紧密共生。
5. 在鈾的基质都是氧化物的煤中和在矿化形式不明显的煤中,鈾分布的性质是相同的。不管是在前一种煤中还是在后一种煤中,鈾的浓度和灰分之間都存在着正比关系。
6. 从富含鈾的氧化物的煤中和从用矿物学方法判断不出鈾的氧化物的煤中,鈾被不同试剂提取的程度是相同的。

7. 鈾被弱酸溶液从煤中萃取的程度很轻。煤中的非晶质鈾矿的特点是:在稀酸中溶解度良好。因为这种非晶质鈾矿(不同于热液矿床中的非晶质鈾矿)表现在它的氧化程度和分散程度都很高,以及氧化剂以三价铁盐的形式存在煤中,而这种铁盐对酸中鈾的氧化物的溶解度影响极大。

8. 根据含鈾的有机物质的氧化程度较高,有可能推断:在成矿沉积过程中发生过氧化还原作用。显然,鈾的还原作用是和有机物质氧化作用同时进行的。由于鈾从溶液中还原而能形成的化合物最有可能的是氧化物。这个推断为西道罗夫(Г. П. Сидоров)和拉法里斯基(Р. П. Рафальский)两人的实验性资料^[1]所证实。这些资料表明:在有机物质存在的情况下鈾呈氧化物形式从溶液中沉淀出来。这时,有机物质便发生了氧化作用。

看来,鈾是从循环在煤中的地下水内沉积下来的,并为有机物质和硫化氢所还原。吸附过程对鈾的固定也起着很大作用。

在证明鈾在煤中呈氧化物形式存在的同时,根据所进行的研究工作的结果(鈾含量和煤中有机物质的数量之間确定出反比关系,鈾和腐植酸盐缺乏联系,用弱酸溶液从煤中容易萃取鈾的程度,鈾的氧化物在2%的NaOH溶液中部分溶解,等等)都怀疑在原生矿带的这类煤中是否有腐植酸鈾酰存在。

根据列举的资料,可以认为:在所研究过的煤中,以及在砂岩中鈾的基质是呈氧化物形式存在的。鈾在砂岩中不仅形成肉眼可见的堆积体,而且有极小的矿物。它们的大小大概可接近分子的大小(所谓“吸附”形式的鈾就属于此类,显然,这种鈾也是氧化物)。

(译自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Доклады советских ученых том 3)

参 考 文 献

[1] Брегер, И. А. и Дьюл, М., Органическая геохимия урана. Доклад № 49 на Первой между-

- народной конференции по мирному использованию атомной энергии, Геология атомных сырьевых материалов, 95 (1956).
- [2] Керр, П. Ф., Месторождения урана и тория. Доклад № 1114 на Первой международной конференции по мирному использованию атомной энергии, Геология атомных сырьевых материалов, 1956.
 - [3] Манская, С. В., Дроздова, Т. В., Емельянова, М. П., Связывание урана гуминовыми кислотами и меланоидинами, Геохимия, М., № 4, 10—23 (1956).
 - [4] Мелков В. Г., Методы поисков месторождений урана, Атомная энергия, № 1, 83 (1956).
 - [5] Некрасова, З. А., К вопросу о генезисе уранового оруденения в углях, Вопросы геологии урана. Приложение № 6 к журналу «Атомная энергия», 1957.
 - [6] Некрасова, З. А., Новый водный фосфат уранила и аммония — урамфит. Вопросы геологии урана. Приложение № 6 к журналу «Атомная энергия», 1957.
 - [7] Сидоров, Г. П., Рафальский Р. П., Гидротермальный синтез уранинита. Вопросы геологии урана. Приложение № 6 к журналу «Атомная энергия», 1957.
 - [8] Толмачев, Ю. М., Адсорбция ураниловых солей на твердых адсорбентах. Труды. Радиового ин-та им. Хлопина, т. 6, 1957.
 - [9] Davidson, C. F., Ponsford, D. R. A., On the Occurrence of uranium in Coal Mining Mag., 91, (1954).
 - [10] Denson, N. M., Gill, I. R., Uranium-bearing lignite and its relation to volcanic tuffs in eastern Montana and the Dakotas. A/Conf., No. 57, 1955.
 - [11] Kerr, P. F., Kelley, D. R., Urano-organic Ores of the San Rafael Swell Utah., Econ. Geol., 51, No. 4, 386—390 (1956).
 - [12] Доклад № 57 на Первой международной конференции по мирному использованию атомной энергии, Женева, 1956.
 - [13] Moor, G. W., Extraction of uranium from cold water solutions by coal and other materials, Econ. Geol., 49, 652—658, (1954).

沉积岩中铀聚集的吸收作用*

罗日科娃 (Е. В. Рожкова)

拉祖姆納婭 (Е. Г. Разумная)

謝列勃里亞科娃 (М. Б. Серебрякова)

謝尔巴克 (О. В. Щербак)

序 言

关于沉积岩中稀有元素和有色金属形成小型聚集所起的吸收作用，卓越的苏联学者們^[1,2,3,4]已經发表过意見。但是必須用試驗来証明这些見解和查明可能存在吸收作用的条件，这两个問題还从来没有象研究沉积岩中铀的聚集这样感到迫切。

这是因为在沉积岩中即使铀的含量不高也具有实际价值。同时认为铀的存在形式，有助于正确地进行地質普查工作，而且也為順利地发展与加工沉积生成的铀矿石相关的技术試驗所必需。

該研究工作旨在了解吸收作用在铀及其伴生元素——钼、钒聚集中的意义。

这项研究工作的第一阶段是对許多天然含铀沉积岩层进行詳細研究，这时发现在許多精况下沒有非常明显的铀矿化現象，因此推測，以及在某些含铀丰富的煤层中有氧化铀类的細微扩散状矿物。铀的聚集可能是借助于吸收作用。研究工作的第二阶段是用那些在自然界中与铀伴生的沉积岩的組分，吸收铀盐类溶液中的铀。

对此这两个阶段研究工作的結果，可使所提出的問題得到一定程度的解决。

一、沉积岩含铀組分中铀的存在形式

近几年来，苏联和其他国家对沉积层中的铀都特別注意。因此收集了大量有关铀矿化的資料，这些矿化生于各种年齡不同、成分各异的、經輕微蝕变和变質的海相和陆相岩层中。

这些岩石中的铀一般分布不均，同时仅生于某些含铀的矿物中，如生于有机物、磷酸鈣、铁的氢氧化物、粘土类矿物及其他一些矿物中。

为了研究含铀矿物中铀的存在形式，本文的作者們曾采用了各种研究方法，用这些方法能发现各种铀矿，甚至呈极細微的扩散状态的铀矿物。在某些情况下，利用这些方法确定了在从各种岩石中（砂岩、磷灰岩、碳质頁岩等）析离出来的含铀量較高的（自千分之几以上）有机物质中，通常在含铀量不高的有机物中。沒有铀矿物。

在含铀的磷酸鈣中，即使其含铀量較高（含千分之几），也不能发现铀矿物，而仅在个

* Роль Сорбции в Концентрации урана в осадочных породах (苏联版苏联科学家报告第3卷, 第2059号报告)。

別情況下(在氧化帶中),在磷灰岩中的鈾部分為鈣鈾雲母。鐵和錳的含鈾氫氧化物以及泥質礦物,與磷酸鈣一樣均不含鈾礦物。

為了說明問題,下面列舉幾個在有機物和磷酸鈣中鈾呈現的例子,及描述研究這些例子時所用的方法。

(一) 含鈾的有機物

1. 已經查明在石炭二迭紀陸相沉積岩層中的含鈾砂岩,鈾與有機物和磷酸鈣有關。有機物、磷酸鈣和其他礦物一起進入砂岩的膠結物中,使其具有黑色和松脂光澤或暗光澤。比重為 1.2—2.2。硬度約等於 2 左右(據莫氏硬度表)。根據放射性照相分析的資料,有機物中鈾含量約為 3—8%。

用顯微鏡觀察,發現有機物中有進入砂岩(石英、鈉長石和方解石)的礦物包裹體,以及黃鐵礦、毒砂和斜方砷鎳礦的細微狀沉積物。但是沒有發現鈾礦物。

有機物碳化極甚,幾乎沒有可溶的地瀝青,但是仍含有少量有機物氧化所產生的腐植酸。在膠體溶液(35%)中發現有下列組分(%):

U ₃ O ₈	P ₂ O ₅	As ₂ O ₅	SiO ₂	ΣTR	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	NiO	PbO	Na ₂ O+K ₂ O	S(总量)
16.5	5.95	6.95	25.4	2.98	4.02	1.85	9.60	8.05	1.88	0.92	9.35	5.39

這些組分中的大部分均與有機物中所存在的礦物雜質結合得很好。

為了解決有機物中鈾的存在形式問題,必須利用離心分析法^[5,6]。用離心分析法將磨碎呈細粉末狀的有機物顆粒,在不同比重的液體中進行分離。將此所獲的結果列於下面:

粒 組 比 重	鈾 含 量(%)
<1.6	2.05
1.6—1.8	2.73
1.8—2.1	4.74
2.1—2.5	6.21
>2.5	2.35

其中鈾含量是隨着粒組比重的增大而增高(只有粒組 >2.5 除外,但在這個粒組中也聚集着上面所列舉的礦物雜質)。這可能是因為在有機物中存在有許多擴散不均勻的鈾礦物,它們的比重都很大。在精細磨碎以後,經過進一步離心作用就能在一定程度上,將鈾礦物含量不同的有機物微粒按粒組分開。

在富含鈾粒組的電滲析過程中(在中間室的懸油液 pH 等於 5 的條件下),鈾轉入電極室,這時鈾遷移的運動力相當於在同樣條件下瀝青鈾礦電解時,鈾從瀝青鈾礦中遷移出來的運動力^[7]。

後來,許多研究者也敘述了在其他沉積層的有機物中鈾的類似現象。

2. 在含鈾量較高的煤層中(中生代),不僅能証實有瀝青鈾礦,同時利用離心作用還能提選出非常富集的精礦。用電滲析法(該法能夠測出在含有機物和黃鐵礦的瀝青鈾礦中四價鈾和六價鈾的比例)能夠測定精礦中瀝青鈾礦的氧化程度。

在上述有機物和煤層中,瀝青鈾礦是否是鈾的唯一呈現形態,現在尚未查明。但也可

能在其中鈾还有其他的呈現形态。

在研究不同年代和不同岩层成分的含鈾量較低的(万分之几)有机物时,以及研究变质程度不同的各种煤层时,可能遇到这种形态。

3. 在古生代碳硅质和碳质頁岩中含有类似的含鈾有机物。这种頁岩系黑色致密的岩石,并已在一定程度上片理化。在显微镜下观察,这种頁岩是由非晶质或結晶較差的二氧化硅組成。在二氧化硅内部均匀地分布着許多微小的有机物包裹体。某些地方有机物构成一种不連續的薄层羣。在碳质頁岩中有机物多于硅质。此外,在这两种頁岩中,含有大量的黄铁矿,少量的石膏、方解石、細泥质物质和氢氧化铁类的矿物。

頁岩薄片的显微放射性照相結果表明,在与有机物堆积相連的部分,薄层的线条分布得异常稀散和均匀。

利用化学分析法,在頁岩(地表坑道中的)中,除鈾外(含万分之几)还发现有钼(达0.03%)和钒(达0.2%)。鈾、钼和少量钒的含量是随着样品中有机物的增加而升高。

頁岩的有机部分是一种高碳化有机质的強烈氧化的变态。

将富含有机物质和鈾的(0.11%)頁岩粉碎后,取其最細級进行离心分析,并将分析結果列于表1。

表1 各种不同比重的粒組中鈾、钼和钒的分布情况

編 号	粒組比重	粒組产率 %	烧失量 %	鈾 %	钒 %	钼 %
1	<2.1	7.7	59.1	0.18	0.34	0.09
2	2.1—2.2	50.1	27.7	0.09	0.23	0.07
3	2.4—2.5	23.8	18.9	0.06	0.18	0.03
4	2.5—2.6	18.4	13.9	0.05	0.44	0.06

在整个比例中,各个粒組中鈾的含量随着烧失量的增加而增高。在这种情况下,該比例正說明了各种粒組中有机质的含量。在各种粒組鈾的分布中所发现的关系,正与上述例子中所发现的关系相反。因此,在这种情况下,在有机物质中沒有氧化鈾类的矿物存在。

在中間室悬浊液的pH等于5的条件下,电解頁岩时,不能使鈾进入各个电极室,但在同样条件下,如果加入上述鈾矿物,則很容易使鈾进入各个电极室。

可見,在这种情况下,鈾仅与有机物质有关。这在頗大程度上与钼有关;在某些程度上与钒有关。在各个粒組中有机质与钒和钼含量之間沒有一个完整的比例关系,这說明有这些元素的矿物存在。

(二) 含鈾磷酸鈣

磷酸鈣同有机物质一样是沉积岩层中主要含鈾之一。

已发现含鈾磷酸鈣有下列几种呈現形态:磷酸盐魚卵石、磷鈣石結核体、砂质岩层的磷酸盐胶結物、結晶磷灰石、堆积的有机质化石(魚类的表皮及骨骼部分)。其中鈾的含量自万分之几至几十万分之几。这里只简单地描述二种含鈾量較高的(对磷酸鈣來說)鈾磷酸鈣。

1. 从石炭二迭紀陆相砂岩中分离出来的含鈾磷酸鈣染有暗褐色(以至黑色),并带有

鋸齒狀斷口。它的比重為 3.15—3.25。在透明的薄片上，它常染呈不均勻地強烈的顏色，有時也見有各向同性，但大部分影響偏光。

在化學成分、光性及構造方面，含鈾磷酸鈣與氟磷灰石沒有區別。其中鈾含量為 0.5%。

2. 屬奧陶紀磷灰岩類的含鈾磷酸鈣與上述的情況不同。它是一種由磷灰石小短柱狀 (0.01—0.1 毫米) 晶體組成的集合體。在透射光下磷灰石通常為無色透明體。Nm 1.630 和 Np 1.627。它的化學成分與氟磷灰石相同。在磷灰石中鈾的含量為 0.16%。

在這兩種情況下，利用薄片顯微照相，在有磷酸鹽膠結物或磷灰石晶體聚集的地段上發現 α 粒子發射的軌跡分布極為均勻 (無點狀聚集現象)。儘管觀測得非常仔細，但在磷酸鹽中仍未發現任何鈾礦物。

為了解決鈾與磷酸鹽物質的結合形態問題，用電滲析法研究了上述兩種含鈾磷酸鈣的樣品以及不同時代沉積岩層，磷酸鹽物質的其他呈現形態 (磷鈣石結核體、魚卵石、古代魚類化石及其他)。結果斷定，鈾沒有進入磷灰石的晶格。這與某些研究者的見解不同^[8,9]。

電滲析是在中間室懸濁液的 pH 等於 3 的條件下進行的。在這種條件下，幾乎所有的鈾或其中的大部分都從磷鈣石中移入陰極室。此時 20—30% 的磷酸鈣進入各個電極室。

在進入晶格時，只有在所有的磷灰石晶格被破壞的條件下，即磷灰石全部溶解後，鈾才可能從磷灰石中全部移入各個電極室。

(三) 鐵的氫氧化物

鐵的氫氧化物和粘土類礦物都是含鈾的。

研究微粒擴散水針鐵礦石，獲得了一些有價值的發現。這種水針鐵礦為脈狀隕鐵體 (其中所含鈾呈細微的晶質鈾礦包裹體) 的變質產物。儘管很多研究者多次試驗，在鈾含量不高的 (萬分之幾和數十萬分之幾) 水針鐵礦石中，未曾發現有任何鈾礦物。

在水針鐵礦的電滲析過程中 (中間室的懸濁液 pH 值為 5)，鈾不轉入電極室。這證明在水針鐵礦中沒有氧化物類的鈾礦物。在中間室的懸濁液 pH 值為 3 時，80—90% 的鈾進入電極室，此時也有少量的鐵離子移入。因而鈾沒有進入水針鐵礦的晶格之內，顯然，鈾與水針鐵礦的關係，就同鈾與磷酸鈣、有機物質的關係一樣。

因此，在上述這些化學組成完全不同的自然礦物中 (有機物質、磷酸鈣、水針鐵礦) 有一個共同的鈾的存在形式。這種形式在礦物學上無法表示出來。很自然地可以推測出來，其與上述含鈾 (以及鉬和釷) 礦物之間關係的性質可能是吸收作用。為了查明鈾和其他兩個元素在這些礦物中經吸收作用而堆積起來的可能性，對實現吸收作用的物理-化學條件，以及這一現象的數量方面，做了一些有關的試驗。

二、試驗部分

將各種不同的天然的和人造的物質作為試驗對象。

1. 褐煤 (亞歷山大里亞的) 3 號標本，輕微變質的，其中含碳 69.4%，焦油 28.9%，灰分 7.5%。

2. 褐煤(契利亚宾斯克的) 2号标本, 变质较大, 含碳 73.4%, 焦油 14.1% 和灰分 14.0%。

3. 炼焦煤(頓涅茨的) 含碳 73.4%, 焦油 9.9%, 和灰分 4.2%。

4. 次生石墨(順加, 奧涅加湖) 含碳 97.4%, 焦油 0.0, 灰分 1.0%, 在煤灰中未发现鈾。

5. 鉄的氫氧化物, 是用氨自氯化鉄的純盐中沉淀下来, 然后再經仔細冲淨而取得的。这些物質的 X 光照片具有水針鉄矿所特有的較強的背影和較弱的衍射綫。

6. 磷灰石(斯柳甸卡地区)。

7. 伏尔加河流域白堊紀沉积岩层和塔吉克斯坦(Таджикистан) 新第三紀的磷鈣石。除隱晶質磷酸鈣、氟磷灰石外, 磷鈣石中还含有大量的石英, 方解石, 黄鉄矿和云母等。其含量(%): P_2O_5 25.2—26.9, CaO 39.8—44.2, Fe_2O_3 3.6—4.2, Al_2O_3 0.9—3.2, MgO 1.2—2, F 3.2—3.3, CO_2 約为 6。

8. 高岭土(普罗桑諾夫斯克) 和膨土岩(欧格兰里斯克)。

試驗的方法前已叙述^[10], 因此这里只列举試驗的条件。試驗时在原溶液中所吸收的元素浓度不同, 且每批試驗中用于防止鈾氫氧化物可能产生化学沉淀(靜止条件)的平衡溶液, 其 pH 值大致相同。

每次試驗都測定一般吸收作用和持久吸收作用。一般吸收作用是該元素在吸收剂上所持有的量和根据原溶液和平衡溶液中元素含量間之差所測定的数量。持久吸收作用是根據該元素在用蒸餾水仔細冲洗过的吸收剂上的含量所測定的。

磷鈣石, 膨土岩和高岭土在与上述各元素盐类的原溶液接触时其 pH 值变大。这是由于吸收剂(磷鈣石、磷灰石)本身及其中所含杂质(碳酸鈣)局部溶解, 或者是由于碱性和碱土元素(膨土岩, 高岭土)离子的解吸作用所引起的。

用这些吸收剂作試驗时, 采用了能促使平衡溶液的 pH 值保持在一定数值(每批試驗都采用的)的緩冲剂。醋酸盐(pH = 4.0—5.0), 馬克-依文(Мак-Ильвена)(pH = 3.0) 和硼酸盐(pH = 8.25) 都可用作緩冲剂。

靜止条件中的試驗要在原溶液浓度大于自然浓度时进行。其目的是使每一个吸收剂都达到飽和极限和确定在該条件下每个吸收剂的容量, 最小浓度应为 10^{-3} 克/升。

在較稀溶液中进行試驗, 目的是証实吸收剂在近似自然条件下能达到完全飽和。这些試驗是在动力条件下进行的将溶液通过吸收剂称样。滤压在通过吸收剂的整个溶液体积中某元素的总含量应与該元素在靜止条件下任何一种試驗的原溶液中的含量相符。

靜止和动力条件下的試驗都是在室温(20—22°C)下进行。

从硫酸鈾酰溶液, 以及碳酸銨和碳酸鈾酰鈉溶液(用于磷鈣石)中都能产生鈾吸收作用。

溶液和吸收剂中的鈾用醋酸盐和亚硫酸磷酸盐的方法測定。

磷鈣石具有与鈾和其他元素大致相同的吸收性能。在这里为了避免表格内容过多, 只列出一个标本的数据。因此, 对全部吸收剂在靜止条件下自很稀溶液中产生吸收作用的数据沒有列出。

鈾吸收作用的試驗結果列于表 2 和图 1, 2, 3。

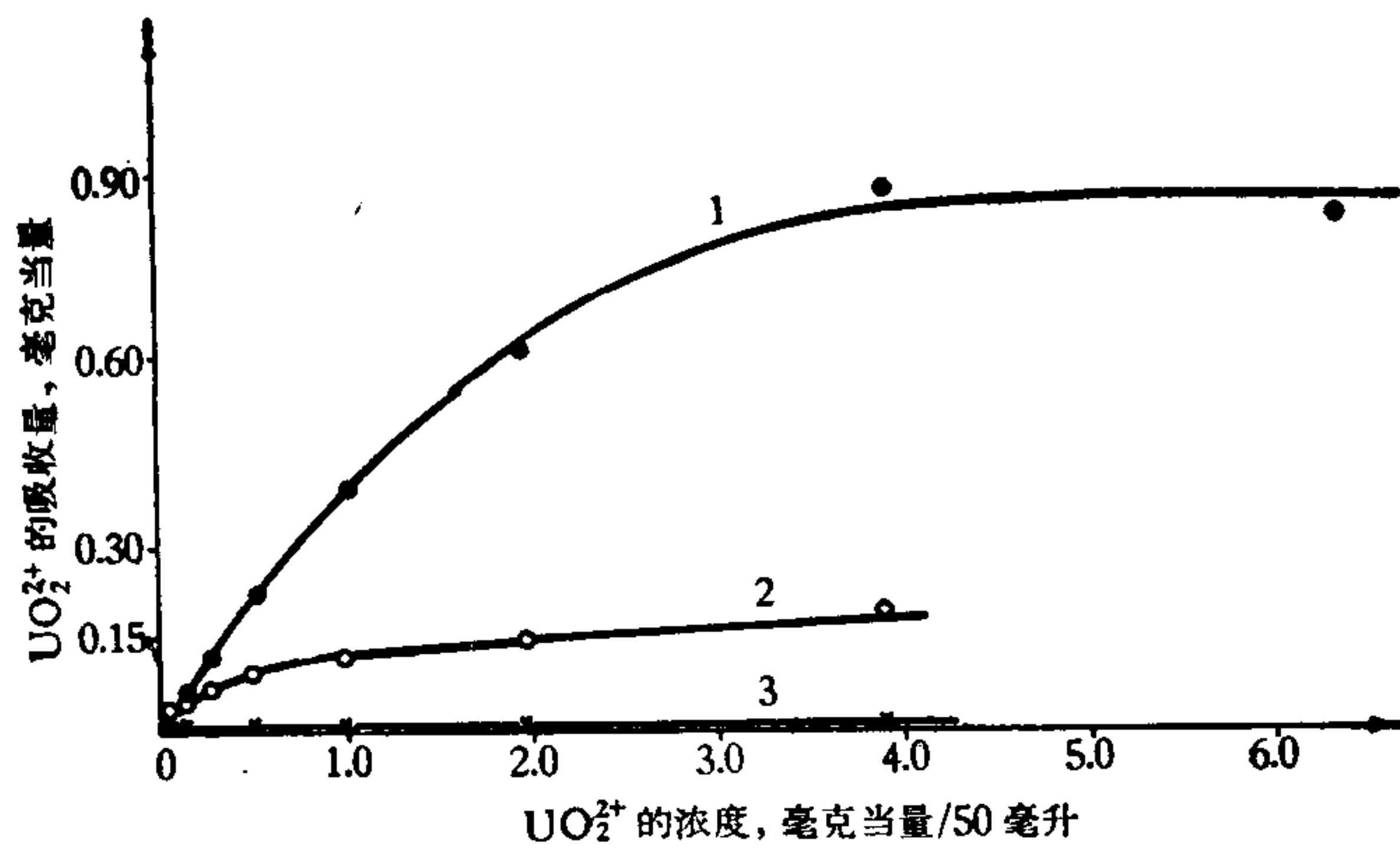


图1 硫酸铀酰溶液中的铀持久吸收的等温线
1. 3号褐煤, 2. 2号褐煤, 3. 炼焦煤。

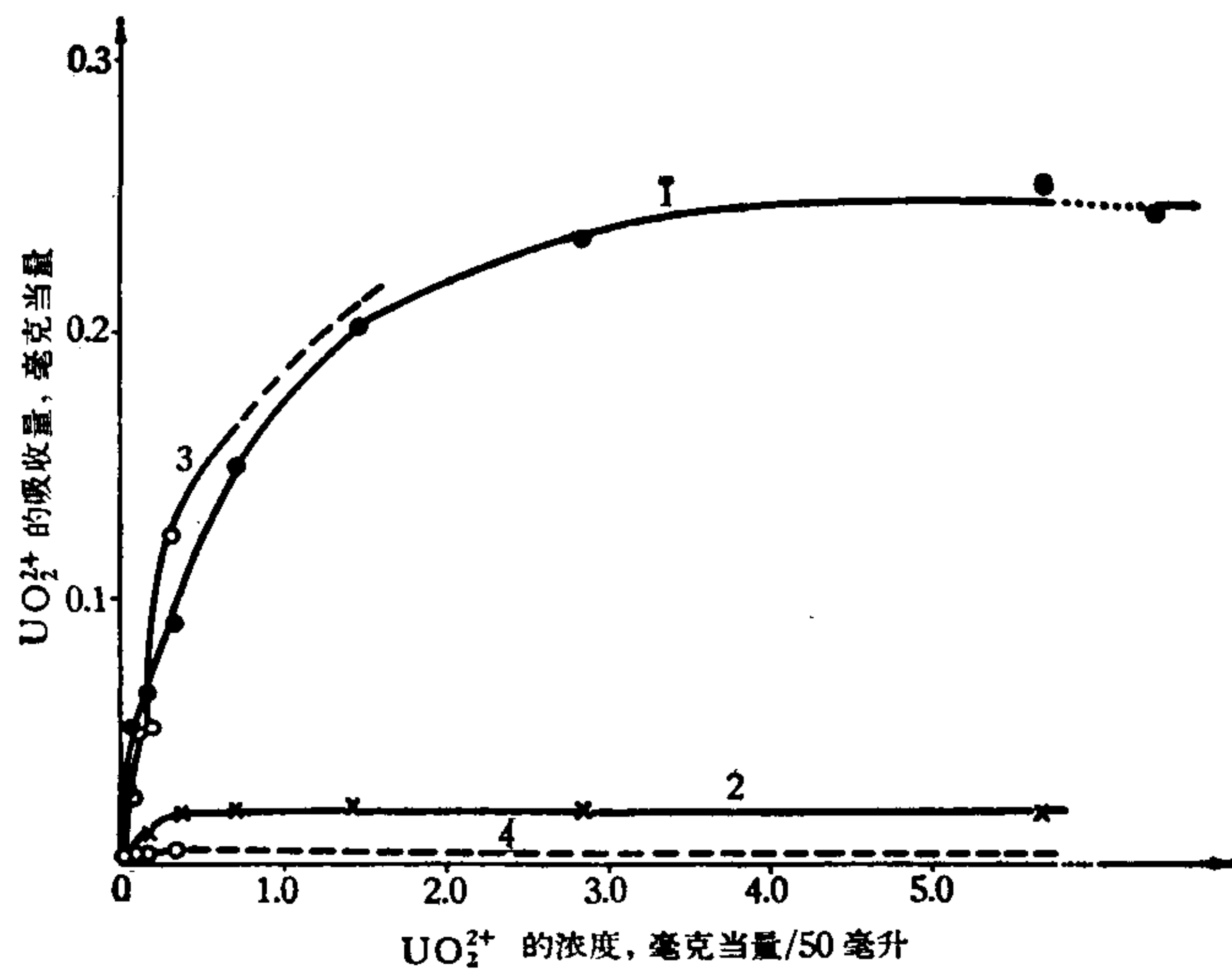


图2 铀的吸收等温线
1. 硫酸铀酰溶液中的磷钙石, 2. 硫酸铀酰溶液中的磷灰石, 3. 带有磷酸铀酰混合物的库亚里尼茨基盐湖水中的磷钙石, 4. 铀酰-碳酸铵溶液中的磷钙石。

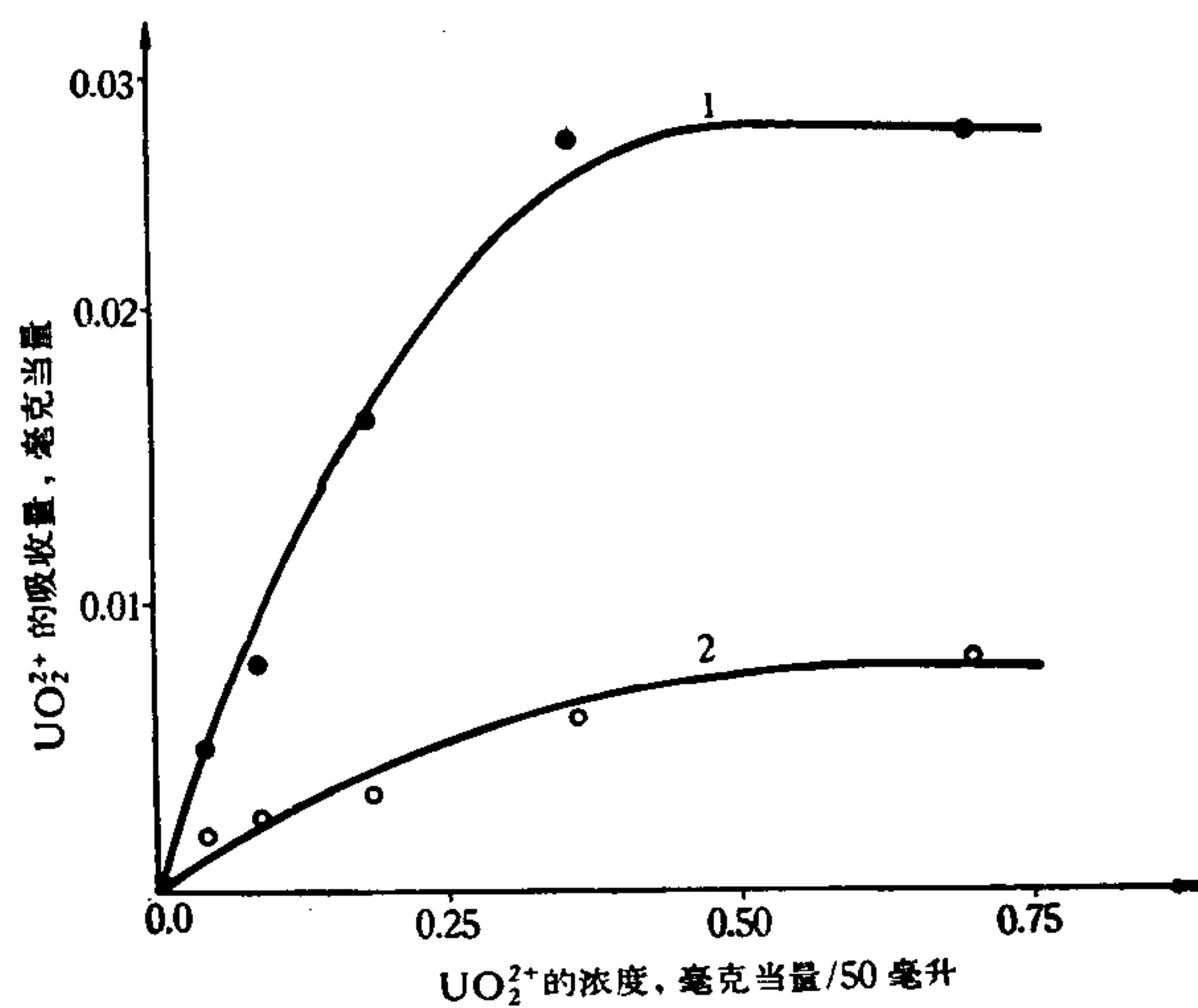


图3 硫酸铀酰溶液中铀吸收等温线
1. 蒙脱石, 2. 高岭石。

表2 在原溶液浓度不同和硫酸铀酰溶液的 pH 值固定的条件下 UO_2^{2+} 的吸收情况

吸收剂	UO_2^{2+} 含量 毫克当量/50 毫升	溶液的 pH 值		UO_2^{2+} 的吸收情况,毫克当量/克		吸收剂中的 铀含量, %
		原溶液	平衡溶液	一般吸收情况	持久吸收情况	
3号褐煤	0.064	4.21	5.80	0.043	0.033	0.45
	0.129	4.13	5.33	0.084	0.064	0.87
	0.260	4.22	5.25	0.186	0.116	1.58
	0.516	4.22	5.26	0.340	0.226	3.06
	1.032	4.40	5.26	0.736	0.398	5.40
	1.950	4.60	5.35	0.942	0.617	8.36
	3.900	4.50	5.34	1.486	0.874	11.82
	6.342	4.47	5.35	1.748	0.828	11.19
2号氧化 褐煤	0.058	4.50	5.34	0.038	0.033	0.45
	0.125	4.50	5.32	0.062	0.045	0.61
	0.244	4.55	5.28	0.100	0.068	0.92
	0.487	4.52	5.35	0.152	0.092	1.24
	0.975	4.61	5.34	0.286	0.110	1.49
	1.950	4.50	5.33	0.522	0.148	2.00
	3.900	4.55	5.40	1.280	0.192	2.60
	腐植酸	0.475	4.80	6.20	0.102	0.074
1.039		4.80	5.22	0.198	0.142	1.92
2.078		4.80	5.24	0.282	0.128	1.74
4.156		4.80	5.22	0.232	0.124	1.67
腐植酸中析 离出的褐煤	0.240	2.85	5.30	0.139	0.122	1.65
	0.480	2.10	5.30	0.186	0.177	2.40
	1.039	1.80	5.29	0.586	1.492	6.66
	2.078	1.76	5.30	1.030	0.790	10.66
炼焦煤	0.013	4.95	5.40	0.0054	0.0003	0.004
	0.025	4.90	5.40	0.0090	0.0004	0.005
	0.125	4.90	5.40	0.0205	0.0005	0.007
	0.487	4.84	5.42	0.0248	0.0009	0.012
	0.975	4.80	5.40	0.0262	0.0021	0.028
	1.950	4.64	5.45	0.0272	0.0022	0.030
	3.900	4.58	5.48	0.0470	0.0024	0.032
	次石墨	0.079	5.16	5.27	0.044	0.004
0.197		5.14	5.28	0.073	0.019	0.17
0.296		5.14	5.25	0.081	0.030	0.27
0.487		5.14	5.26	0.103	0.031	0.28
0.975		5.14	5.31	0.159	0.036	0.32
1.950		5.14	5.28	0.137	0.041	0.37
铁氢氧化物	0.047	3.44	6.59	0.036	0.017	0.20
	0.062	3.25	6.59	0.048	0.028	0.32
	0.079	3.18	6.58	0.060	0.042	0.49
	0.395	2.24	5.05	0.296	0.168	2.26
	0.632	2.21	4.48	0.366	0.212	2.86
	1.268	2.18	4.00	0.460	0.280	3.32
	1.403	1.86	2.73	0.420	0.286	3.40
	磷钙石	0.044	4.24	4.40	0.028	0.028
0.088		4.15	4.42	0.056	0.052	0.63
0.176		4.12	4.39	0.114	0.064	0.76
0.352		4.18	4.40	0.170	0.092	1.10
0.704		4.00	4.43	0.190	0.150	1.80
1.408		3.80	4.10	0.226	0.202	2.40
2.816		3.95	4.40	0.294	0.234	2.80
5.632		3.96	4.15	0.358	0.244	3.00
11.264		3.90	4.24	—	0.244	2.90
磷灰石		0.176	4.24	—	0.076	0.012
	0.352	4.14	4.42	0.086	0.020	0.25
	0.704	4.12	4.40	0.134	0.020	0.24
	1.408	4.18	4.14	0.172	0.022	0.28
	2.816	4.18	4.10	0.233	0.020	0.23
	5.632	4.00	4.10	0.832	0.020	0.23
蒙脱石	0.044	4.62	4.62	0.005	0.005	0.06
	0.088	4.60	4.65	—	0.008	0.10
	0.176	4.50	4.75	0.016	0.016	0.19
	0.352	4.41	4.64	0.044	0.026	0.31
	0.570	4.20	4.50	0.074	0.026	0.33
高岭石	0.044	4.70	4.90	0.005	0.002	0.02
	0.088	4.65	4.85	0.005	0.003	0.03
	0.176	4.65	4.80	0.005	0.003	0.04
	0.352	4.68	4.65	0.040	0.006	0.08
	0.704	4.50	4.60	0.034	0.008	0.09

因此,从表中可得出結論,所有研究的天然物質和人造物質中都蓄积有鈾,表中所列的吸收作用結果的图表具有吸收等温綫的性質。这个等温綫在許多情况下符合于弗累德利赫和朗格茂尔方程式。

通常,一般吸收作用較持久吸收作用大。这說明吸收作用在既定条件下的局部可逆性。一般吸收作用有时达不到最大飽和值。

在一定限度內持久吸收作用是随原溶液浓度的升高而增加的。达到这个限度后(按既定条件下吸收剂的飽和度而定),原溶液中元素含量的增加并不能使該元素进一步聚集,这种現象是吸收作用所特有的。

在煤組中 3 号褐煤具有最大的吸收量: 一克中有二氧化鈾 0.874 毫克当量或 11.8% 的鈾。

2 号褐煤和腐植酸的吸收量較小(一克褐煤中有二氧化鈾 0.192 毫克当量或 2.60% 的鈾, 一克腐植酸中有二氧化鈾 0.124 毫克当量或 1.67% 的鈾)。次生石墨的吸收量更小, 一克中有二氧化鈾 0.041 毫克当量或 0.37% 的鈾。炼焦煤的吸收量差不多为腐植酸的 1/50, 为輕微变质褐煤的 1/350。

某些研究者认为褐煤吸收鈾的能力所以強是由于褐煤中有大量木質褐煤或腐植酸^[11,12,13,14,15]。他們认为腐植酸和鈾酰化合物相互作用而形成腐植酸鈾酰。

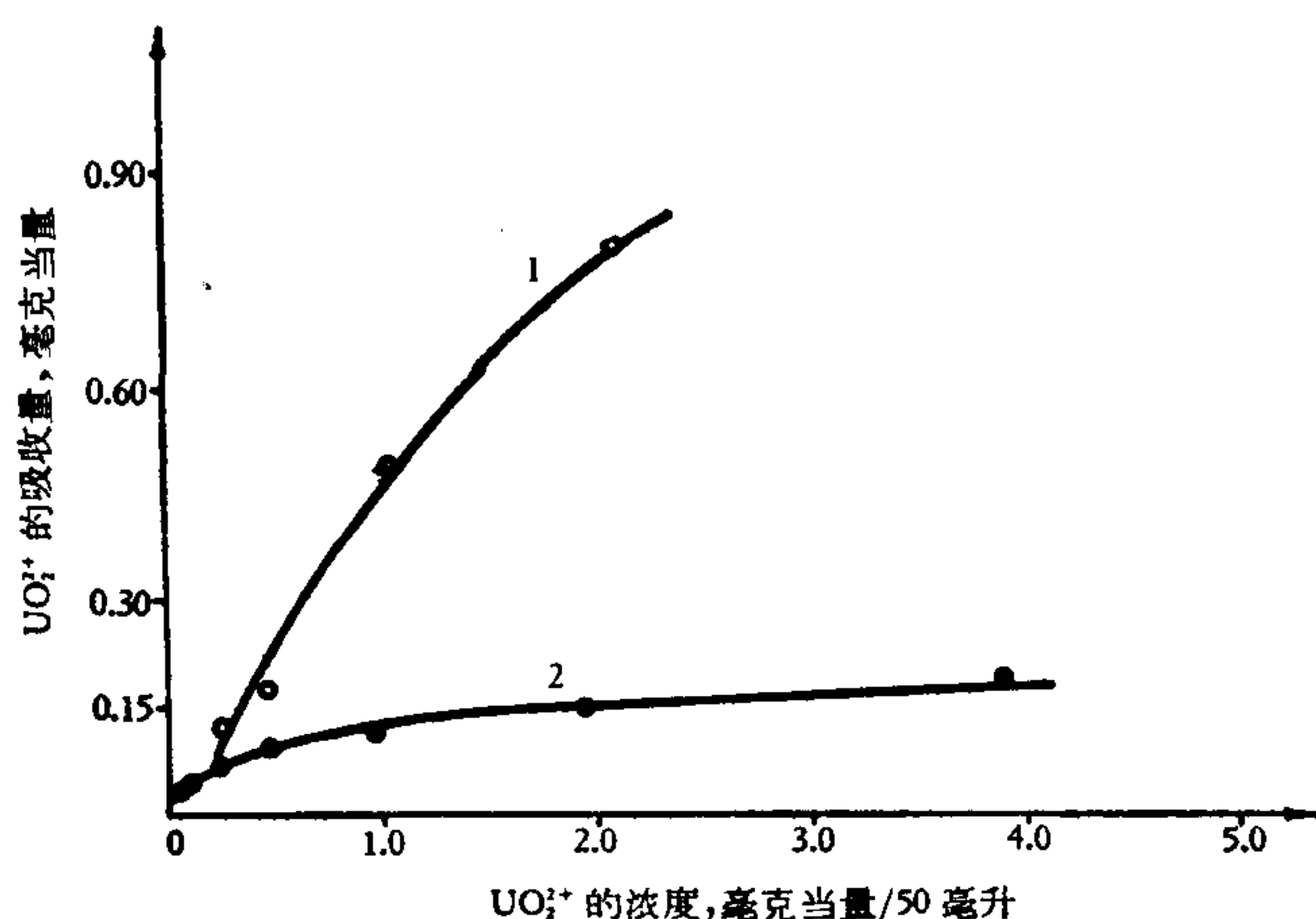


图 4 2 号褐煤中鈾的持久吸收等温綫
1. 已析离出腐植酸的褐煤; 2. 天然褐煤。

褐煤(2号标本)曾与腐植酸分离, 但正如支持生成腐植酸鈾酰的观点的一些学者所预料; 除去腐植酸后的褐煤其吸收鈾的性能并未减少, 相反确升高了(图 4)。

因此, 煤中沒有腐植酸也能聚集鈾, 所以只根据生成腐植酸鈾酰的理由是不能普遍說明鈾聚集的原因。

应当指出磷鈣石的吸收量較大, 一克吸收剂有二氧化鈾 0.244 毫克当量或 2.90% 的鈾。磷灰石吸收鈾量很少, 一克只

有二氧化鈾 0.029 毫克当量或 0.23% 的鈾。

鉄的氢氧化物的吸收量很大(一克吸收剂有二氧化鈾 0.286 毫克当量或 3.4% 的鈾)。取自菱鉄矿氧化带的疏松水針鉄矿的鈾吸收量很小(一克吸收剂只有二氧化鈾 0.42 毫克当量或 0.5% 的鈾)。

在表 3 和图 2 中表示磷自各种不同浓度的鈾酰碳酸铵溶液中飽和鈾的結果。

从碳酸盐溶液中的吸收作用几乎为硫酸溶液中的 1/20。

查明这一点非常重要, 即溶液中其他离子(K、Na、Ca、Mg)的存在会使吸收剂吸收鈾的情况有很大程度的改变。为此选用了庫亚里尼茨基盐湖^[16]的水, 在蒸发試驗水后, 測出一升中有 88 克盐。

在与以前所做試驗相同条件下,将不同数量的硫酸鈾酰放入盐湖水中在磷鈣石上进行了吸收作用的試驗,其結果見表 4。

表 3 在鈾酰-碳酸鈉的原溶液浓度不同和平衡溶液 pH 值固定时
磷鈣石吸收二氧化鈾的情况

UO ₂ ²⁺ 含量 毫克当量/50 毫升	溶液的 pH 值		UO ₂ ²⁺ 的吸收情况 毫克当量/克		吸收剂中的 鈾含量 %
	原溶液	平衡溶液	一般吸收情况	持久吸收情况	
0.044	8.08	8.16	0.039	0.0042	0.049
0.088	8.23	8.24	0.011	0.0042	0.053
0.176	8.28	8.38	0.016	0.0051	0.059
0.352	8.46	8.44	0.038	0.0051	0.060

表 4 在原溶液浓度不同和平衡溶液 pH 值固定时庫亚里尼茨基
盐湖水中磷鈣石吸收二氧化鈾的情况

UO ₂ ²⁺ 含量 毫克当量/50 毫升	溶液的 pH 值		UO ₂ ²⁺ 的吸收情况 毫克当量/克		吸收剂中的 鈾含量 %
	原溶液	平衡溶液	一般吸收情况	持久吸收情况	
0.044	4.1	4.4	0.029	0.025	0.29
0.088	4.2	4.5	0.059	0.050	0.59
0.176	4.2	4.4	0.118	0.050	0.60
0.352	4.1	4.3	0.168	0.126	1.50

在含有大量鈉、鎂和鈣离子溶液中鈾的吸收情况与只含鈾酰离子溶液中的鈾吸收情况相比,几乎沒有变化。因此,在这方面,盐湖水中的其他离子与鈾酰离子之間是沒有干攪的。

自煤中也得到了类似的結果。将其他金属 (K、Na、Mg 和 Ca) 的离子放入硫酸鈾酰原溶液中并不影响煤中鈾的吸收作用,蒙脫石和高岭石的情况也是如此。

根据苯蒸汽在煤中的吸收作用計算出了所研究物質的实际表面积^[10]。計算結果列入表 5 內。

表 5

吸收剂名称	一克吸收剂的表面积 米 ²	吸收剂名称	一克吸收剂的表面积 米 ²
褐煤, 3号标本	314	磷鈣石	56
褐煤, 2号标本	129	磷灰石	5
析离出腐植酸的褐煤 (2号标本)	296	蒙脫石	296
腐植酸	148	高岭石	19
次生石墨	74	合成 Fe(OH) ₃	157
炼焦煤	37	鉄矿石(水針鉄矿)	52

鈾吸收作用是随着表面积的增加而增加的,除去腐植酸后褐煤表面积几乎增加了一倍,因此吸收作用也增加了。其他吸收剂——磷灰石和磷鈣石、高岭石和蒙脫石、水針鉄矿石和合成 Fe(OH)₃ 也同样具有这一規律性。

磷鈣石和褐煤相比,其面积很小,但能吸收大量鈾。这种现象可用鈾酰的化学亲和力来解释。該鈾酰与結晶格架相对电荷部分(即磷酸盐离子)共同形成难溶的表面化合

物。

在原溶液浓度相同,而平衡溶液中 pH 值不同的条件下,研究褐煤、腐植酸及炼焦煤中吸收铀的情况时,获得了一些有价值的发现。将苏打加入原溶液中可使平衡溶液的 pH 值变化,其结果以图解形式表示在图 5 中。

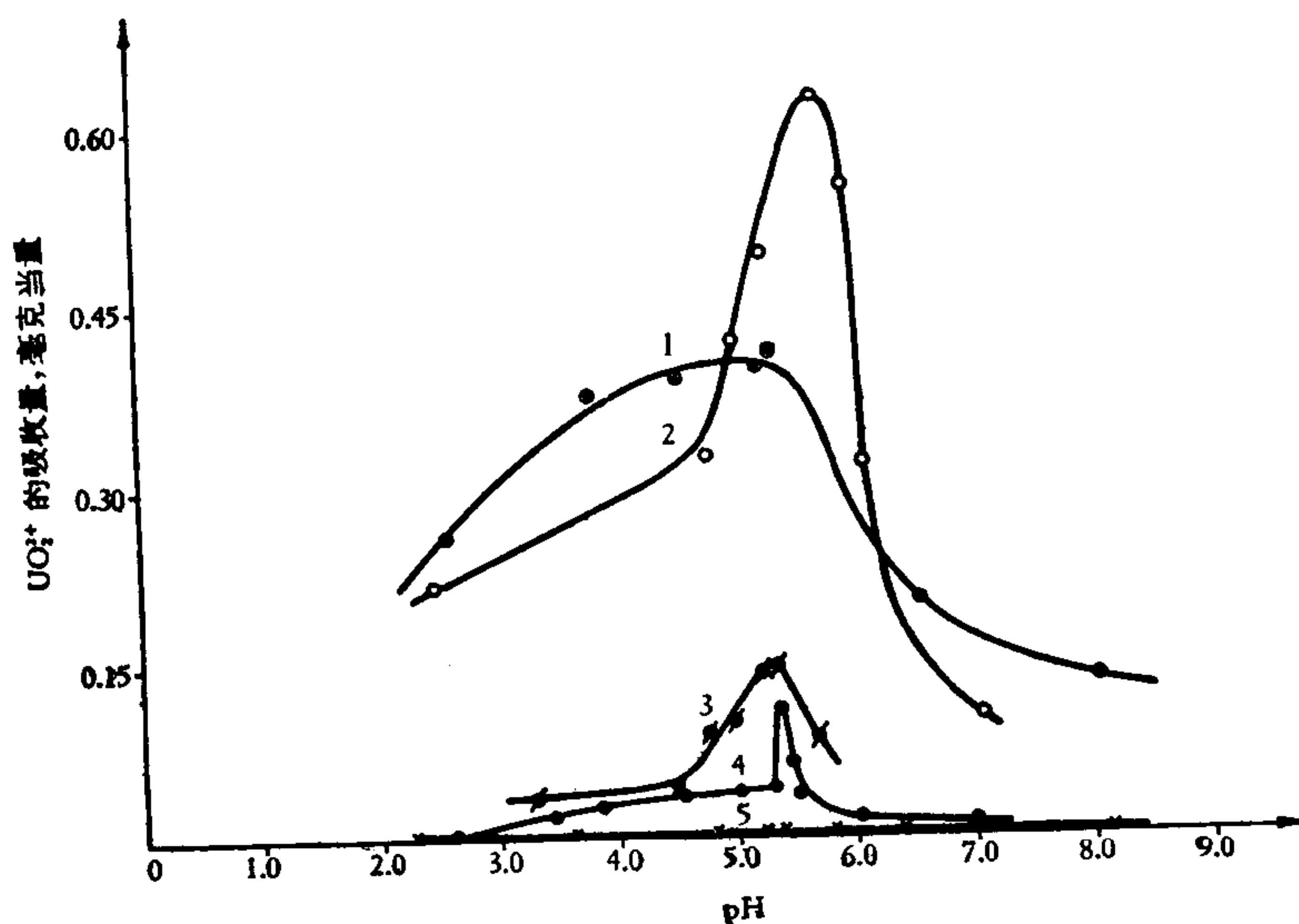


图 5 持久吸收作用与平衡溶液 pH 值的关系

1. 3号褐煤, 2. 已析离出腐植酸的2号褐煤, 3. 腐植酸, 4. 2号天然褐煤, 5. 炼焦煤。

当平衡溶液 pH 值增大时,煤和腐植酸的吸收最初是增加的,在各个吸收剂 pH 值不同的条件下达到最大值,再继续增大 pH 值,吸收作用则剧烈下降。

在各种不同 pH 值的条件下,研究物质的电动势的符号与在测定它们值时找到了这种现象的原因。测定是根据电泳现象来进行的。

在进行了试验的各种 pH 值范围内,煤、腐植酸、磷灰岩、高岭石和蒙脱石都带负电荷。它们的 Z-电动势的绝对值经过最大值而改变。铁的氢氧化物的 Z-电动势在 pH 值增大为 6.2 左右时经等电点而改变其符号。

把在褐煤、腐植酸和炼焦煤中(各种不同 pH 值时)铀吸收作用的图表与在相同 pH 值条件下的 Z-电动势变化(图 6)值相比较就可以看出,吸附作用最大值与 Z-电动势最大值是相适应的。吸收曲线随着 pH 值的增大而下降,这一方面与 Z-电动势值的减小有关,而另一方面与不能被带负电荷的煤颗粒吸收的负络合离子在溶液中的聚集有关。

因此,煤和腐植酸的铀吸收量,除与表面积大小有关外,还取决于 Z-电动势值。这就可推测出既定情况下静电吸附作用。除此,是否有特殊的吸附作用,现在还不清楚,为此必须补充研究。

在铀酰-碳酸铵溶液中的磷钙石以及高岭石和蒙脱石由于铀的络合阴离子电荷号和吸收剂的表面积相同,因此只能吸收少量的铀。

从硫酸-铀酰溶液中吸收了铀的褐煤、磷钙石,铁的氢氧化物,水针铁矿石,蒙脱石和高岭石在中間室悬浊液 pH 值不同的条件下进行了电渗析。煤中所吸收的铀在中間室悬浊液 pH 值大于 3 时不能进入阴极室。在 pH 值下降到较低的程度时铀进入阴极室,经

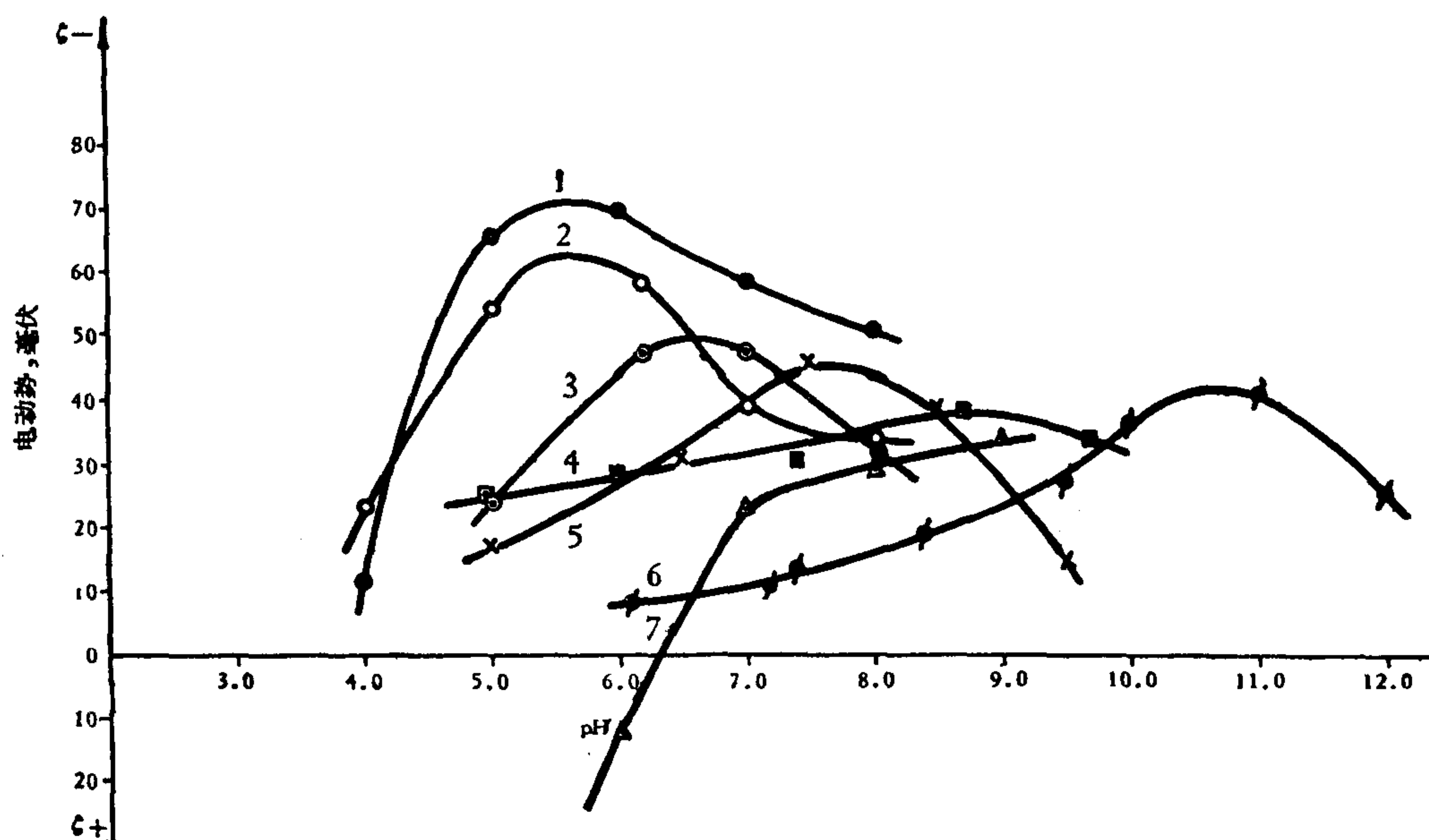


图6 吸收剂电动势

1. 3号褐煤, 2. 腐植酸, 3. 炼焦煤, 4. 蒙脱石, 5. 磷钙石, 6. 高岭石, 7. 铁的氢氧化物。

2—4 安培小时后可以完全解吸出来。

在相同电渗析条件下可从铁的氢氧化物, 水针铁矿石和磷钙石中产生铀的解吸作用。在磷钙石的情况下, 当全部铀都转到阴极室之后, 在中間室中可留下占磷钙石总含量中50—75%的磷酸钙。因此, 在电渗析时于实验室试验过程中所吸收的铀的性状与在自然界同一吸收剂中发现的铀性状是相符的。

至于蒙脱石和高岭石, 则当中間室悬浊液 pH 值为 6—7 时就发生铀的解吸作用。

铀的吸收作用发生在含有阴离子式五价铀 (VO_3^-) 和阳离子式四价铀 (VO^{2+}) 的溶液中。

煤、磷钙石和高岭土吸收铀酸盐时, 平衡溶液的 pH 值在静止的条件下几乎与吸收铀酰离子时平衡溶液的 pH 值相同。

表6 在硫酸氧铀基原溶液浓度不同和平衡溶液 pH 值固定时 VO^{2+} 的吸收情况

吸收剂	VO^{2+} 含量 毫克当量/50 毫升	溶液的 pH 值		VO^{2+} 的吸收情况, 毫克当量/克		吸收剂中的铀 含量, %
		原溶液	平衡溶液	一般吸收情况	持久吸收情况	
3号褐煤	0.057	1.1	1.5	0.038	0.002	0.11
	0.568	1.1	1.4	0.328	0.064	0.32
	1.136	1.0	1.3	0.412	0.072	0.34
磷钙石	0.088	3.0	3.3	—	0.010	0.025
	0.176	3.0	3.4	—	0.010	0.025
	0.352	2.7	3.3	—	0.010	0.025
	0.704	2.7	3.6	—	0.010	0.025
高岭土	0.044	3.5	3.7	—	0.006	0.018
	0.088	3.0	3.6	0.011	0.006	0.018
	0.176	3.3	3.7	0.011	0.006	0.018
	0.352	3.1	3.6	—	0.007	0.021
	0.704	2.6	3.1	—	0.007	0.021

在与吸收钼酰离子和五价钒相同的条件下进行的吸收氧钒基的试验受到了限制。因此发现,形成氧钒基氢氧化物的 pH 值与 VO^{2+} 离子的聚集有关^[17]。

VO^{2+} 吸收作用的试验是在较形成 $VO(OH)_2$ 更低的 pH 值条件下进行的。

氧钒基和钒酸盐吸收作用的试验结果列于表 6 和表 7 内。

以磷酸盐-钒-钨的络合物形式用比色法来测定平衡溶液和吸收剂中的钒含量。

氧钒基离子吸收在所有吸收剂上。其一般吸收作用在褐煤中比持久吸收作用要大得多,高岭土上则较持久的吸收作用稍大一些,磷钙石的一般吸收作用尚未测定。

将褐煤、高岭土和磷钙石对钼酰离子的吸收作用(见表 2)与这些吸收剂对氧钒基离子的吸收作用相比较,可看出褐煤对氧钒基的吸收作用比对钼酰的吸收作用几乎小 12 倍,而高岭土对氧钒基的吸收与对钼酰离子差不多相等(1 克吸收剂有氧钒基离子或钼酰离子 0.007 毫克当量)。

磷钙石对氧钒基离子的吸收比对钼酰离子的吸收要小 25 倍(表 7)。

表 7 在钒酸铵原溶液浓度不同和平衡溶液 pH 值固定时 VO_3^- 的吸收情况

吸收剂	VO_3^- 含量 毫克当量/50 毫升	溶液的 pH 值		VO_3^- 的吸收情况,毫克当量/克		吸收剂中的钒 含量, %
		原溶液	平衡溶液	一般吸收情况	持久吸收情况	
3 号褐煤	0.037	4.36	5.36	0.013	0.007	0.04
	0.147	4.28	5.37	0.062	0.015	0.08
	0.368	4.32	5.32	0.200	0.026	0.13
	0.736	4.36	5.32	0.250	0.072	0.36
	0.920	4.34	5.30	0.210	0.076	0.36
磷钙石	0.050	4.3	5.0	0.016	0.004	0.020
	0.100	4.4	5.0	0.046	0.005	0.025
	0.500	4.6	5.1	0.102	0.005	0.025
	1.00	4.8	5.4	0.222	0.005	0.025
高岭土	0.044	3.1	3.2	—	0.002	0.01
	0.088	3.5	3.5	—	0.002	0.01
	0.176	3.5	3.9	—	0.002	0.01
	0.352	3.5	3.9	—	0.002	0.01

钒酸盐离子与氧钒基离子相同,能为所有吸收剂所吸收。褐煤和磷钙石对钒酸盐的一般吸收作用大于持久吸收作用,高岭土中只测了持久吸收作用。磷钙石对钒酸盐离子的吸收比氧钒基少 1/2 倍,在高岭土中要少 3/4 倍。这与钒酸盐离子的负电荷性质完全相符。

褐煤对氧钒基和钒酸盐的吸收作用没有进行比较,因为氧钒基离子要从比钒酸盐溶液 pH 值更低的溶液中吸收。

钼的吸收作用和钒相似,发生于含阴离子式六价钼的溶液和含阳离子式还原五价钼的溶液中,计算时是假定六价钼呈阴离子电荷形式 MoO_4^{6-} (不计算它的水化作用)。

钼吸收作用的试验结果列于表 8 和表 9 内。

以五价钼的硫化钨络合物形式用比色法测定了吸收钼的数量。

在所有吸收剂对 MoO^{3+} 的一般吸收作用中都较持久吸收作用大。

在褐煤、磷钙石和高岭土对 MoO^{3+} 离子形式的钼的吸收量(持久吸收)和对氧钒基

表8 在原溶液浓度不同和平衡溶液 pH 值固定时 MoO^{3+} 的吸收情况

吸收剂	MoO^{3+} 含量 毫克当量/50 毫升	溶液的 pH 值		MoO^{3+} 的吸收情况, 毫克当量/克		吸收剂中的钼 含量, %
		原溶液	平衡溶液	一般吸收情况	持久吸收情况	
3号褐煤	0.006	3.46	5.64	0.004	0.003	0.01
	0.014	3.44	5.64	0.008	0.006	0.02
	0.028	3.54	5.46	0.018	0.012	0.05
	0.056	3.46	5.40	0.034	0.020	0.08
	0.112	3.40	5.30	0.066	0.043	0.16
	0.281	3.38	5.32	0.123	0.086	0.32
磷钙石	0.110	4.5	4.7	—	0.006	0.020
	0.220	4.4	4.8	0.078	0.006	0.020
	0.440	4.2	4.7	0.109	0.012	0.040
	0.880	3.9	4.4	0.158	0.013	0.040
	1.760	3.7	4.5	0.212	0.013	0.040
高岭土	0.110	4.5	4.7	0.021	0.010	0.030
	0.220	4.5	4.6	0.036	0.012	0.040
	0.440	4.3	4.4	—	0.011	0.036
	0.880	4.9	4.1	0.220	0.010	0.032

表9 在原溶液浓度不同和平衡溶液 pH 值固定时 $\text{Mo}_7\text{O}_{24}^{6-}$ 的吸收情况

吸收剂	$\text{Mo}_7\text{O}_{24}^{6-}$ 含量 毫克当量/50 毫升	溶液的 pH 值		$\text{Mo}_7\text{O}_{24}^{6-}$ 的吸收情况, 毫克当量/克		吸收剂中的钼 含量, %
		原溶液	平衡溶液	一般吸收情况	持久吸收情况	
3号褐煤	0.010	4.70	5.60	0.006	0.003	0.03
	0.095	4.67	5.57	0.052	0.020	0.23
	0.490	4.90	5.38	0.082	0.046	0.50
	0.980	5.04	5.26	0.136	0.054	0.60
磷钙石	0.300	4.4	4.9	—	0.0005	0.005
	0.600	4.4	4.9	—	0.0005	0.005
	0.900	4.4	4.9	—	0.0005	0.005
	1.200	4.4	5.0	—	0.0005	0.005
	1.800	4.4	5.2	—	0.0005	0.005

离子差不多相同。

从表内可看出,煤对 $\text{Mo}_7\text{O}_{24}^{6-}$ 的吸收量比对 MoO^{3+} 要少得多,在磷钙石中吸收的数

表10 动力条件下的吸收作用

吸收剂	吸收离子的 名称	浓度,克/升	溶液容积中 的含量,毫 克当量	溶液的 pH 值		吸收剂中的含量	
				一般溶液	平衡溶液	毫克当量	%
褐煤	UO_2^{2+}	1.295 ¹⁾	0.479	4.2	4.4	0.306	2.75
	UO_2^{2+}	5×10^{-4}	0.516	4.4	4.4	0.277	2.50
	UO_2^{2+}	1×10^{-4}	0.657	4.8	5.0	0.223	2.10
磷钙石	UO_2^{2+}	1×10^{-4}	0.044	5.0	6.6	0.029	0.26
	VO^{2+}	0.5×10^{-4}	0.088	5.5	6.0	0.012	0.01
	MoO^{3+}	0.9×10^{-4}	0.200	5.6	6.2	0.008	0.01

1) 静止条件下进行的试验。

量大,高岭土不吸收鉬酸盐离子。

表 10 中所列試驗在动力条件下褐煤、磷鈣石对 UO_2^{2+} , VO^{2+} 和 MoO_3^{3+} 吸收的条件和結果。

表 10 中所列举的結果与靜止条件下相同試驗的結果比較表明:在溶液經過吸收剂不断流动时吸收离子的数量与持久吸收相符,并且正如所預期的其数量不取决于原溶液的浓度,而是取决于在流經吸收剂的溶液容积中所含的物質数量。因此在有大量溶液通过吸收剂时,即使很稀的溶液也可使吸收剂得到最大飽和。

将褐煤和磷鈣石对鈾、釷和鉬吸收作用的試驗結果进行比較即可看出,除鈾以外,煤还能較大量地吸收其他两个元素,而磷鈣石对釷和鉬的吸收作用要比鈾的吸收作用小得多。这些試驗数据与在自然界中所发现的現象一致。自然界中鉬和釷常与和有机物质有联系的鈾在一起出現。在含鈾磷鈣石中这两种元素不能聚集起来。这些观察証明了,用吸收作用也能使鉬和釷在有机物中浓聚起来,至于磷酸盐物質,如是在自然界中发现其中含有大量釷和鉬,那么就不能认为是由于釷和鉬受吸收作用的結果。

三、結 論

对在沉积岩的自然含鈾組分中鈾存在形式的研究,和对这些組分中及其人造的类似物中的鈾蓄集的試驗研究証明,吸收作用可在含有能吸收鈾的組分的沉积岩层中起鈾聚集的作用。

看来,吸收作用可以发生在沉积岩形成(沉积作用、成岩作用)的各个阶段內,以及在沉积地层中的后生成矿作用过程中,在热液鈾矿床氧化带和其次生扩散暈圈中。

經過試驗的方法查明在沉积岩組分中——含鈾的組分中——吸收作用的一些基本規律性,因而有可能說明一些在自然条件下对鈾聚集有影响的主要因素。

这些因素为:溶液中鈾的浓度,和发生吸收作用的介质的 pH 值以及其中盐的成分。

鈾在溶液中可成为鈾酰离子或按介质的 pH 值的不同而成为鈾酰盐的水解物,但在有絡合剂的阴离子时,鈾便成絡合物状态,也就是成为阳离子或阴离子状态如上所述,介质的 pH 值能使吸收剂的电动势值发生很大的变化,而在某些情况下也能改变吸收剂的电荷符号(合成鉄的氢氧化物)。这两种情况都能影响吸收剂的吸收能力。

根据所发现的規律性,有可能在比較正确地了解有鈾聚集的介质的物理-化学特性的情况下,在一定程度上对吸收过程在鈾浓聚中的作用做出評价。

关于有机物质和鈾在其中的聚集条件問題,首先应当注意泥炭生成中鈾的聚集情况,更何况現在有些研究发现在現代泥炭中鈾的含量很高^[18]。

供給泥炭沼泽和其本身成分中含有鈾的潛水,在泥炭的弱酸介质中,使鈾能沉淀在对鈾具有很大吸收容量的腐植質和植物物質之上。

从物理-化学观点来講,对泥炭形成褐煤的过程現在还不完全清楚,但是大多数研究者推測,这个轉变是在还原环境中发生的。

很可能,鈾在从六价变为四价时,失去了吸收作用,脱离吸收剂,并在进一步发育过程中生成鈾的氧化物。

如果在既定情况下,鈾仍然以吸收状态保存在煤中,特别是当煤中含鈾量較大时則鈾的脱离時間就較晚一些,而是在煤进一步受到变质时才发生鈾的脱离。把煤从褐煤变为

保留很少鈾含量的石煤(因其本身表面积的关系)而使其真表面积改变,将促进鈾的脱离。

在海水盆地的条件下,有机物质上鈾的吸收作用的范围不象在泥炭中那样大,因为海水和泥质水的 pH 值(7—8)很高,同时其中部分鈾呈碳酸盐络合物的离子。这些离子由于它们的电荷符号与吸收剂的电荷符号相同,因而在有机物质上不能被吸收。同时在該 pH 值下, Z-电动势值大大减小,这就降低了鈾酰正离子和其水解物的吸收作用。

当煤层内部或含有机物质的沉积岩层中的含鈾溶液迁移时,能够形成吸收鈾的有利条件,尤其是当这些溶液具有弱酸性反应时更为有利。但是,有机物质的变质程度对吸收值有影响。

在强烈碳化煤中或硬地瀝青中,由于它们真表面积不大,鈾不可能形成较大的聚集,如果其中发现有較大量的鈾,那么这些鈾只是在这些物质形成的較早期阶段以吸收的方法聚集起来,并有充分根据可以推测,其中有部分鈾是呈矿物形态的。

在强烈氧化的碳化物质中(见于近地表带中),由于吸收表面积扩大,出现吸收作用的可能性有所增加。

至于鈾通过吸收固定在磷酸鈣上的这一作用,既可与沉积物早期成岩过程中的磷酸盐物质聚积作用同时发生^[19,20],也能在磷酸盐物质固结之后发生。

但是为了实现吸收作用,还必需有一定的物理化学条件。在海水盆地中很少有机会形成那些有利于在磷酸鈣中吸收較大量鈾的条件,在碳质中吸收鈾的情况也与此相同。这是因为海水中的 pH 值和其中 HCO_3^- 离子的含量相当高^[21]。

当在海相沉积的磷酸盐中发现大量鈾时,那么在磷酸盐中吸收这些鈾很可能是由于含鈾溶液在沉积物地层中循环的结果,該含鈾溶液的 pH 值近于弱酸性或中性的。

在这种情况下,并不要求鈾在溶液中的浓度很大,而只要鈾的新生部分与吸收剂有长时间的接触,就可以产生鈾的聚集。

因此,在讨论海相沉积的磷酸盐物质中有大量鈾浓聚的问题时,应注意到它们之所以能产生是由于后成作用。

为了正确地评价吸收过程在某种地质环境的鈾浓聚中所起的作用,必须详细了解能够实现鈾聚集的物理化学条件。

(譯自俄文預印本)

参 考 文 献

- [1] Вернадский, В. И., Очерки геохимии. Горгеонефтеиздат, Москва, 1934.
- [2] Аршинов, В. В., О включении антраксолита (антрацита) в изверженных горных породах Крыма. Москва, 1914.
- [3] Архангельский, А. Д., Копченова, Е. В., К познанию химического состава железных руд СССР. Тр. Н.-и. ин-та геол. и минералогии, вып. II, 1935.
- [4] Страхов, Н. М., К геологии Фосфора, ванадия и меди в морских битуминозных породах. Тр. геолого-разведочного ин-та, 12, 1937.
- [5] Рожкова, Е. В., Разумная Е. Г., Центрифужный анализ, его назначение и возможности. Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- [6] Разумная, Е. Г., Изучение распределения молибдена и ванадия в углисто-кремнистых сланцах. Современные методы минералогического исследования. Госгеолтехиздат, 1957.
- [7] Рожкова, Е. В., Серебрякова, М. Б., Руководство по применению электродиализа для изучения горных пород, руд и минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.

- [8] Mckelvey, V. E., Nelson, J. M., The Characteristics of Marine Uranium-bearing Sedimentary Rocks. *Econ. Geol.*, 1950, 45, 1.
- [9] Маккелви, В. И., Эверхарт, Д. Л., Гаррелс, Р. М., Обзор гипотез о генезисе урановых месторождений. Геология атомных сырьевых материалов. (Доклады иностранных ученых на Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955). Гостеолтехиздат, М., 1956.
- [10] Рожкова, Е. В., Шербак, О. В., Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. *Изв. АН, сер. геол.* 1956, № 2.
- [11] Moore, G. W., Extraction of Uranium from Aqueous Solutions by Coal and other Materials. *Econ. Geol.*, 1954, 49, 6.
- [12] Szalay, S., The Enrichment of Uranium in Some Brown Coal in Hungary. *Acta Geol. As. Sci. Hungarica*, 1954, 11, 3—4.
- [13] Breger, I. A., Deul, M. and Rubinsteins, S., Geochemistry and Mineralogy of a Uraniferous Lignite. *Econ. Geol.*, 1955, 50, 2.
- [14] Breger, I. A., Deul, M., Meyrowitz, R. Uraniferous Subbituminous Coal. *Econ. Geol.*, 1955, 50, 6.
- [15] Манская, С. М., Дроздова, Т. В., Емельянова, М. П., Связывание урана гуминовыми кислотами и меланоидинами. *Геохимия*, 1956, № 4.
- [16] Бурксер, Е. С., Соленые озера и лиманы Украины. Киев, 1928.
- [17] Рожкова, Е. В., Серебрякова, М. Б., Возможная роль сорбции в образовании ореолов рассеяния. *Советская геология*, 1958, № 4.
- [18] Davidson, C. F., Ponsford, D. R., On the occurrence of Uranium in coals. *The mining Magazine*, 1954, 91, No. 5.
- [19] Казаков, А. В., Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. *Тр. Н.-и. ин-та по удобрениям и инсектофунгицидам*, 1939, вып. 145.
- [20] Казаков, А. В., Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений. *Изв. АН СССР, сер. геол.* 1950.
- [21] Старик, И. Е., Колядин, А. Б., Состояние микроколичеств радиоэлементов в растворах. IV. Состояние микроколичеств урана в растворах. *Ж. неорг. химии*, 1957, 2, вып. 6.

鈾的热液迁移和沉淀条件的实验研究*

拉法里斯基 (Р. П. Рафальский)

引 言

目前大多数研究者认为鈾在热液中是呈六价状态迁移的^[1,2]。其根据是,用富含浸染硫化物、有机物质和含低价铁的矿物对鈾矿化进行检验而得的许多事实^[2,3,4,5]以及瀝青鈾矿体附近的围岩和脉石矿物强烈染红的现象^[2,6]。这些事实通常被认为是鈾酰离子和另一种呈低价氧化物状态的组分之间的氧化还原反应的结果。据推测,六价鈾的还原作用导致了低价氧化物的形成;由于 U^{6+} 和 U^{4+} 化合物的溶解度差别很大,于是低价氧化物便从溶液中沉淀出来。

所述鈾矿化的特点在许多情况下表现得都很明显。但是从化学分析数据和实验数据为证据并能说明鈾以六价状态迁移的详细野外研究和显微镜研究工作做得十分不够。另一种认为鈾以四价状态迁移的观点也是不能忽视的^[7]。换句话说,就是还没有根据认为鈾在热液中的原子价问题已得到解决。同时,原子价一定是决定矿化生成的条件之一。在鈾呈鈾酰离子迁移的情况下,鈾的沉淀主要是取决于氧化还原过程和鈾以四价状态迁移时,不具有重要意义的还原剂的存在。在后一种情况下,即在鈾以四价状态迁移的情况下,决定瀝青鈾矿沉淀的条件仅在于二氧化鈾(或氢氧化鈾)溶解度的变化,而溶解度的变化又取决于热液中其他成分的存在及 pH 值等。

对四价鈾和六价鈾在热液中的行为以及六价鈾的还原条件的研究,不仅有助于鈾的原子价问题的解决,而且还可进一步详述有关鈾的迁移状态的概念。下面将谈到能说明此问题的某些方面的试验结果。

工 作 方 法

试验是在石英试瓶中进行的,如果瓶中必须放置液体和固体两种物质时,则要使用有侧支管的试瓶(图 1),固体物质就是从支管中加入的,试瓶的容积为 3—10 毫升,有时达 25—30 毫升,测定试瓶容积和溶液体积时,精确度在 0.1 毫升。

当试瓶中装满原始物质后,将瓶中空气排出(或者相反地把某种气体引入瓶中),这时把试瓶焊封。为了往试瓶中加入必需数量的 CO_2 ,试瓶应与盛有碳酸钙称样的石英玻璃试管(图 2a)联接,碳酸钙在喷灯上加热到 1000° — $1200^{\circ}C$ 即分解。析出的碳酸先在中瓶(б)中冷冻,然后在盛溶液的瓶(в)中冷冻,为此必须把瓶子(б)和瓶子(в)浸入液体

* Экспериментальные исследования условий переноса и отложения урана гидротермальными растворами (苏联版苏联科学家报告第 3 卷,第 2067 号报告)。



图1 装有侧支管的试瓶

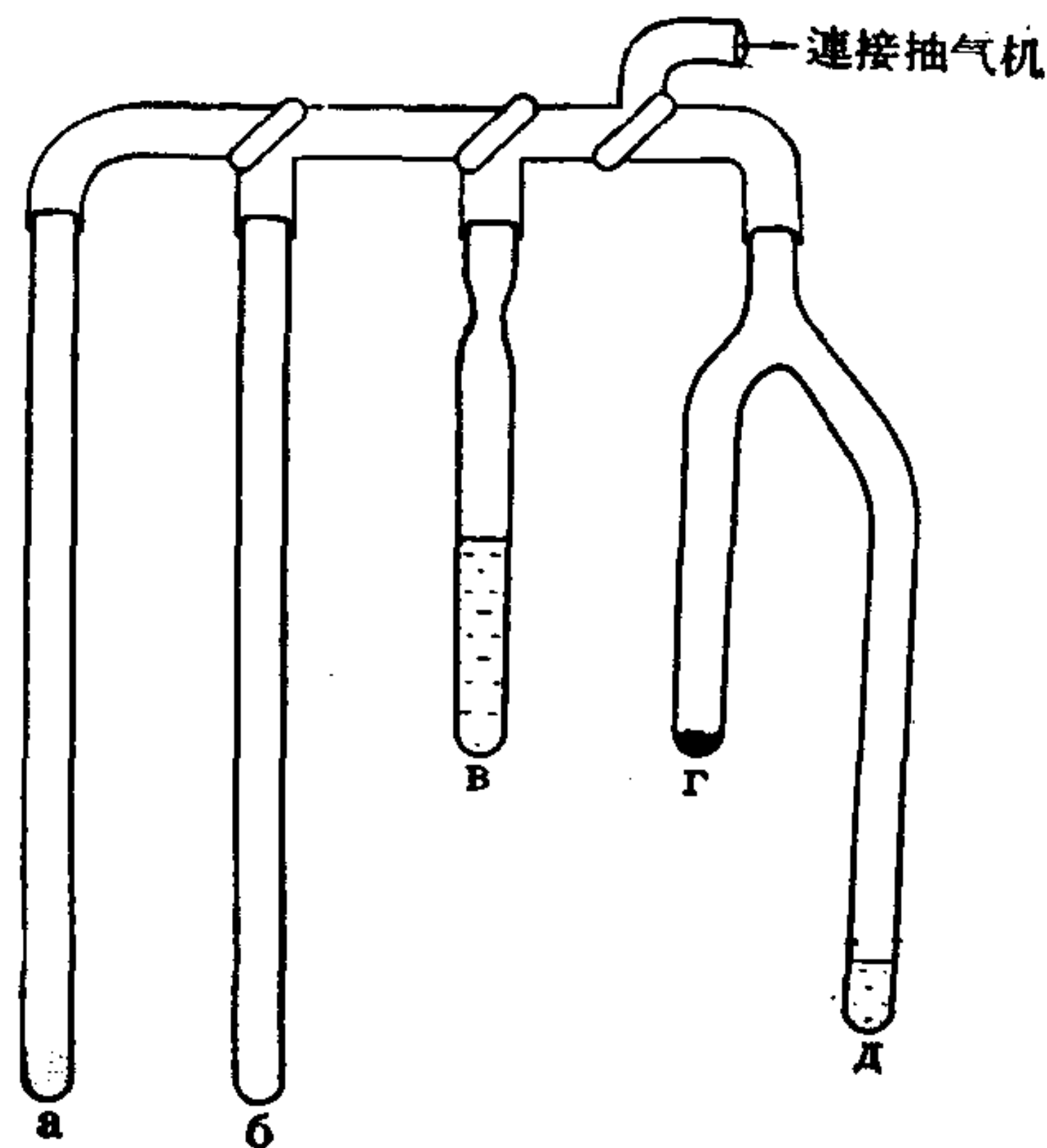


图2 装有CO₂和H₂S的冷冻图

氮中¹⁾。

Al₂S₃是H₂S的发生剂, Al₂S₃在水或水蒸汽的作用下分解,并有H₂S析出。将Al₂S₃称样经侧支管加入试瓶,然后将试瓶装满溶液,瓶中空气抽出并将它焊封。在某些试验中, Al₂S₃是在特制的双管瓶中分解的(图2Г, Д)。抽出瓶里的空气后,再往Al₂S₃称样中(Г)加入1—2毫升水(Д)。析出的H₂S便在浸入液体氮中的盛有溶液的瓶内冷冻。

石英瓶相当坚固,因此它可以在烧炉中加热到200°—220°C。如果试瓶的温度超过200°—220°C时,须把石英瓶置于压热器中。在试验过程中试瓶里面的东西不进行搅拌。

温度是用铂电阻温度计测定的,借助于ЭМД-212型电子桥,使温度自动地保持在规定的数值上。测量的精确度为±2°C。但下列试验除外:(一)试瓶在压热器中加热;(二)研究温度对铀在碳酸盐溶液中用硫化氢还原时的影响。在这些试验中,温度是用铬镍-

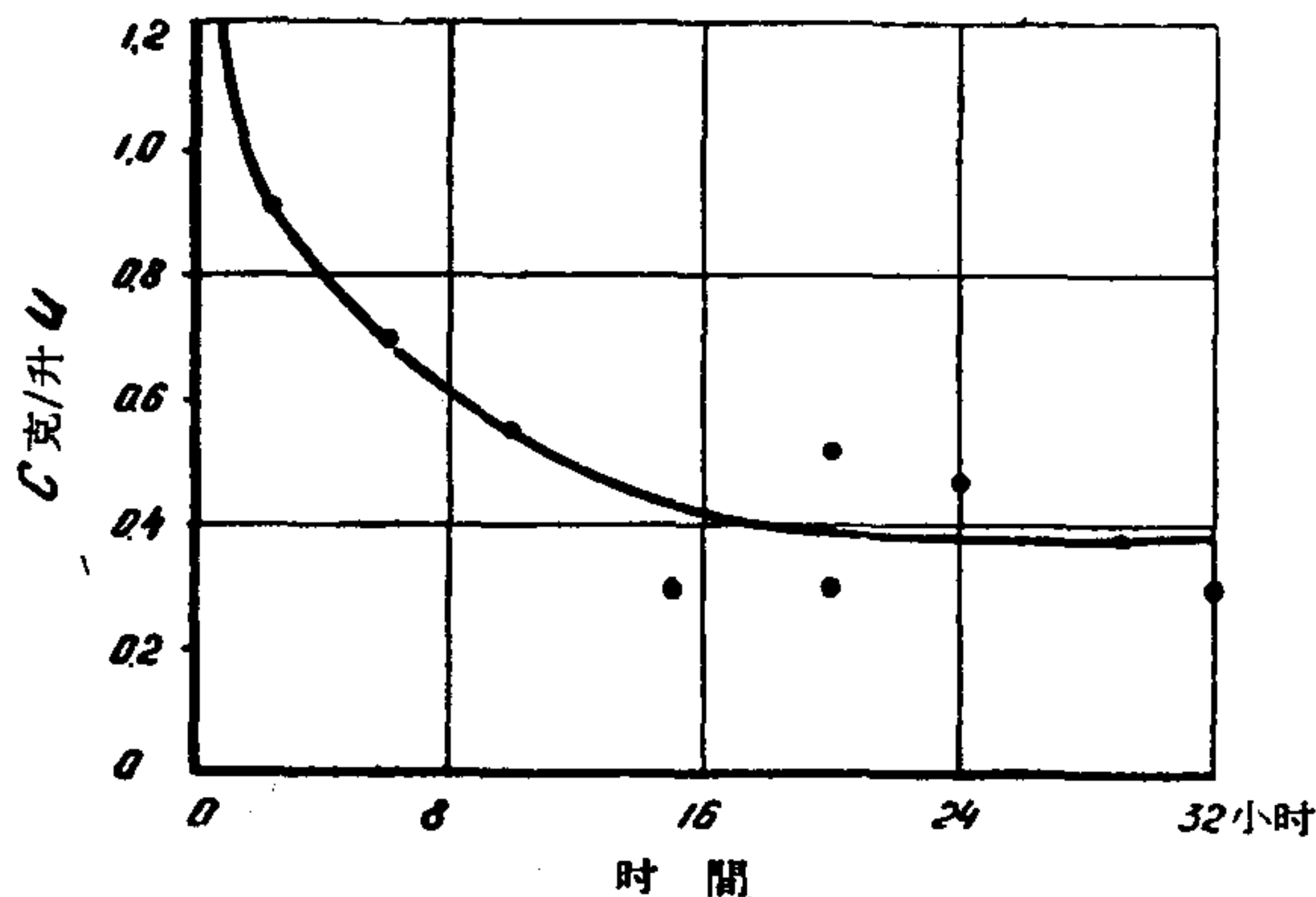


图3 加热时间对碳酸盐溶液中的铀含量的影响
原始溶液10克/升 U Na₄UO₂(CO₃)₃ 170°C,
pCO₂ 0.0101克/厘米³, φ 0.4

考铜热电偶和МПЩПР-54型毫伏计测量的,温度的调节是借助于ЛАТРа,用手来进行的。在压热器内所进行的试验中,其温度与规定温度的误差约为±10°C,在其他试验中为±5°C。

如果假设瓶内的压力和净水的饱和蒸汽压力基本上没有差别,则瓶内的压力不须进行测量,只按表推算即可。CO₂和H₂S的分压是根据理想气体的基本公式计算的。在温度升高时液相和气相容积的变化以及这个变化对所得结果的影响没有考虑。

曾多次用专门的试验检验了平衡状

1) 这个方法是由 Я. И. 奥里萨斯基提出的。

态,现将其中几次试验的结果作为例子列于图3—5。在图3和图5中表示加热的时间对碳酸盐溶液中铀含量的影响。图4表示硫化氢还原后,加热时间对铀在酸性溶液中的含量的影响。这些资料和其他许多资料(这里省略)一样都证明,当温度超过100°C时,在试验条件下通常不到一昼夜便可达到平衡。

图5特别有趣,它说明 U^{+6} 在碱性碳酸盐溶液中的行为与120°C下加热时间的关系。用三碳酸铀酰钠溶液($Na_4UO_2(CO_3)_3$)作为原始溶液,将这种溶液在高温分解后有铀酸盐沉淀出。此时,溶液中的铀含量开始剧烈的减少,然后便缓慢地和均匀地减少(曲线A)。在从另一方面达到平衡的试验中,应首先在140°C下加热溶液(5小时),然后以不同的时间在120°C下加热(曲线B)。这条曲线比较特别,铀含量是先达到最大值,然后才下降。

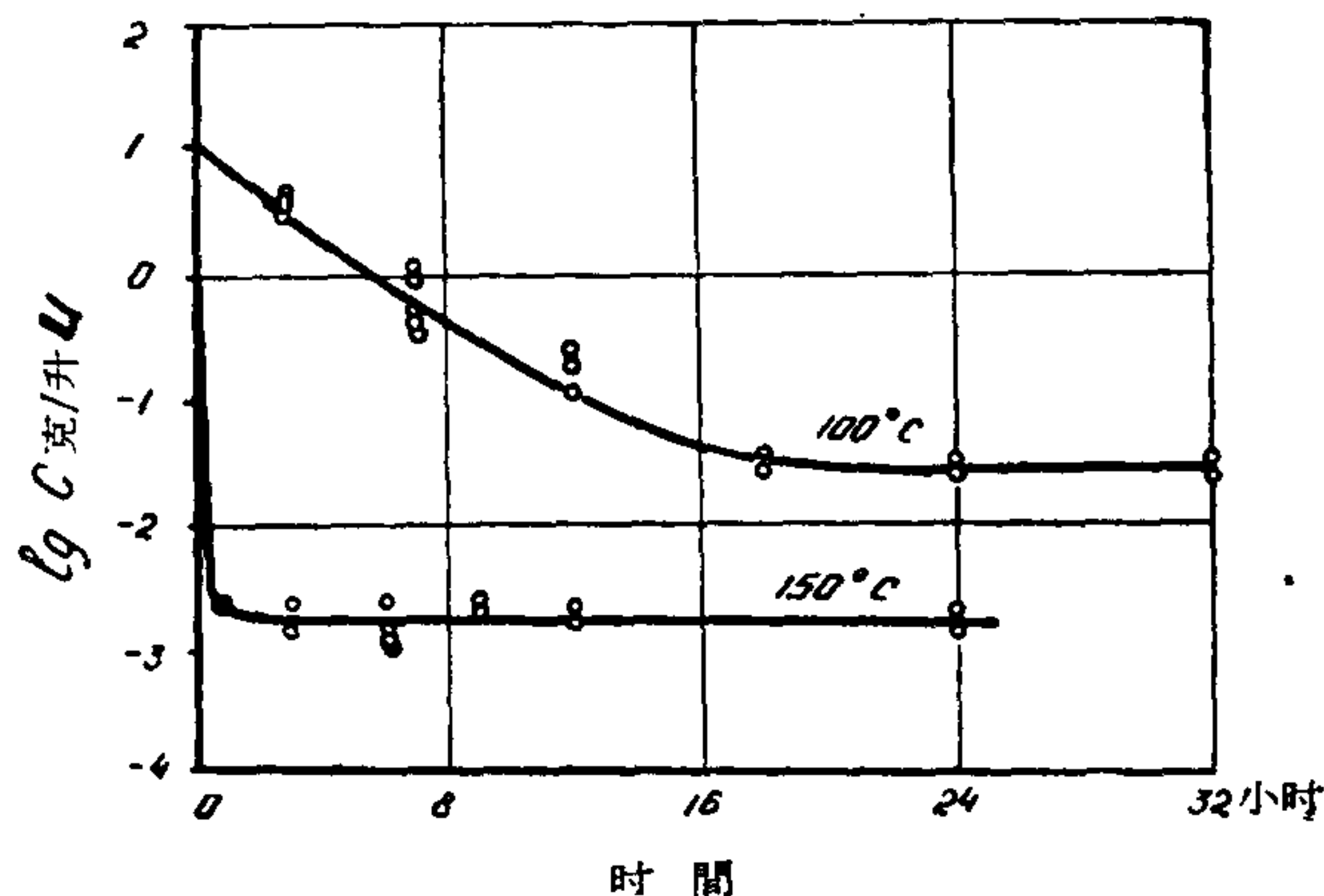


图4 加热时间对硫化氢还原后铀在硫酸溶液中的含量的影响
原始溶液 10 克/升 $U UO_2SO_4$, ρ 0.5

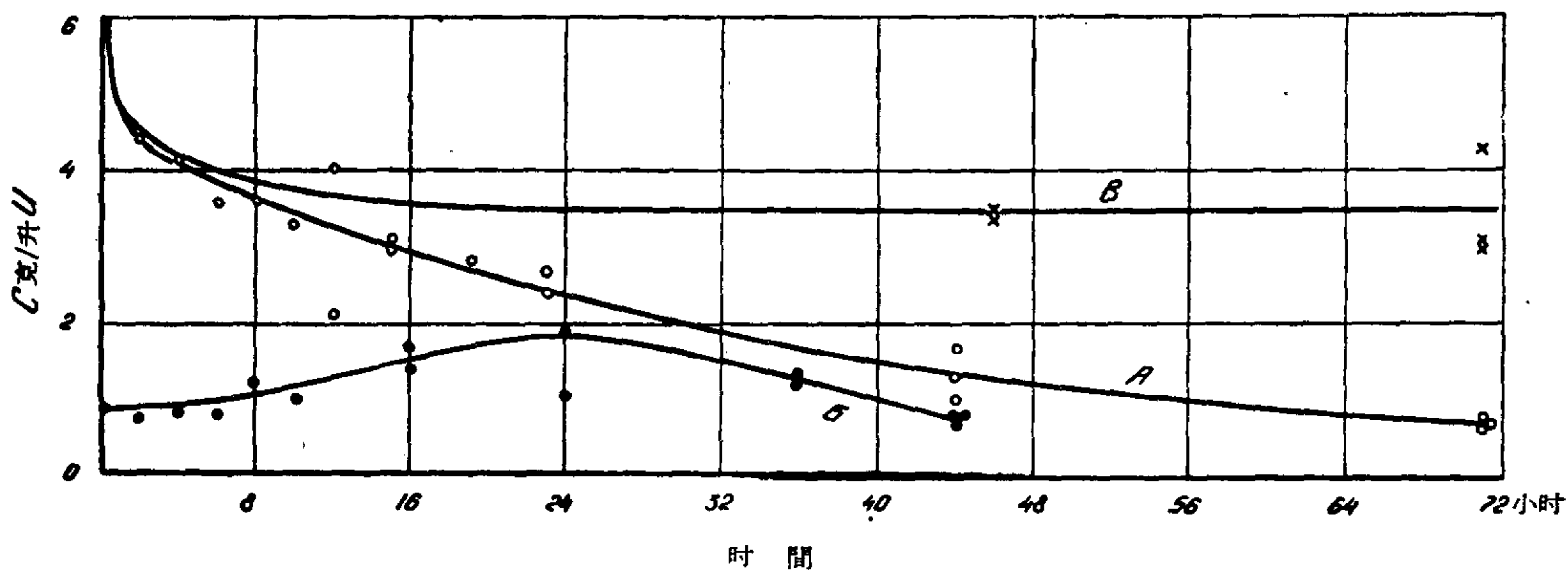


图5 加热时间对碳酸盐溶液中 U^{+6} 含量的影响
原始溶液 10 克/升 $U Na_4UO_2(CO_3)_3$, d^{CO_2O} , ρ 0.4

上述两条曲线的特性都反映了碱性溶液和石英玻璃相互作用的过程。这一点已被下列实验的结果(曲线B)证实:即将溶液放在插入石英瓶中的镍试管中,并消除铀和二氧化硅的相互作用。

此外,在碱性溶液中铀含量少时,甚至在较有利于腐蚀的条件下(如在较高的温度下),也不见有铀和二氧化硅相互作用的痕迹。在大多数的试验中,溶液呈酸性、中性或弱碱性。在这些溶液中不曾见有石英玻璃腐蚀的标志以及腐蚀对试验结果的影响。看来,溶液和瓶壁的相互作用在一般情况下可以忽略不计。

当试验结束时,如果压力在室温下超过一个大气压,试瓶应放在冷水中突然冷却,放在液体氮中冷冻并将试瓶打开,然后使溶液溶解,进行过滤和测定其中铀的含量。在激冷时铀含量可能发生变化,因为高温下所得的平衡必然会由于冷却而发生某种程度的位移。

为了使这个过程缩短到最小限度,激冷后应马上揭开试瓶,并过滤溶液。借助于水流喷射泵加速过滤,过滤时间不应超过1—2分钟。曾进行了检查试验,即在激冷后没有马上揭开试瓶,而是隔了一段时间以后。根据检查试验的结果(表1)能够判断出在室温下平衡位移所需要的时间。在一切情况下,原始溶液($\text{Na}_4\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$)含铀量为10克/升。

表1所列数据说明溶解度是随着络合物形成时温度的降低而增大的。在碳酸盐溶液中用硫化氢还原铀时,曾研究了溶解度随温度增高而加大的情况。

表 1

CO ₂ 在试瓶中的 最初密度 克/厘米 ³ ¹⁾	实验温度 °C	激冷后试瓶的 停放时间 (小时)	激冷后试瓶的 停放情况	溶液中铀的含量 (克/升)
0	120	”	”	4.1
0	”	48	未搅拌	4.1
0	”	”	”	4.2
0.0101	200	”	”	0.048
”	”	”	”	0.030
”	”	”	”	0.068
”	”	”	”	0.064
”	”	”	”	0.192
”	”	”	”	0.120
”	”	”	搅拌	0.385

1) 没有考虑到在室温下,试验前液相中的溶解作用。

沉淀物中的二氧化铀的溶解度决定其在该温度下在平衡溶液中的含量。当温度由20°增到200°C时,溶解度值大约增加100倍。

这些试验是在带有多孔石英片(滤器)的试瓶中进行的,这种多孔石英片能在试验温度下分离液相和固相^[8]。在烧炉中同时放置了检验试瓶,瓶中溶液是在室温的情况下用一般方法过滤出来的。表2所列为这两个试验的结果。

表 2

试验编号	试瓶种类	试验温度 °C	溶液过滤温度 °C	溶液中的铀含量 克/升
1/a	有过滤器	150	150	0.030
2/a	无过滤器	”	室温	0.041
1/6	有过滤器	”	150	0.002
2/6	无过滤器	”	室温	0.002

在每个试验范围内的分析结果都是一致的,由此可得出如下结论,这些结果与过滤方法无关。但在“6”号试验中,两种试瓶中的铀含量都显著地下降。估计在温度测量上发生了误差。显然这不是原则上的误差,因为对该试验来说,误差是有系统的。

因此方法试验的资料证明,激冷方法本身并不是试验中产生重大误差的根源,下面是试验的结果。

当系统中有U⁴⁺存在时,可以设想,在1—2分钟的过滤过程中,空气中氧对沉淀物的氧化作用是微不足道的,而且对试验结果的影响也不明显。但如果进行较长时间的过滤(20—30分钟),则由于U⁴⁺的沉淀物的氧化和溶解,滤液中铀的浓度平均增加5—10

倍。

如果溶液中鈾含量很大,可用体积法測定;含量少时,則可用螢光法測定。大約有25%的試驗进行了反复測定,反复測定的結果都能很好的吻合。

每个試驗都进行了多次。当結果能很好地吻合时,在相同的条件下,只須进行2—3次試驗。但是在某些情况下,为了闡明某一种規律性,則必須在相同的条件下进行6—8次試驗。总之,必須指出,所得的結果是非常近似的,只能正确地表明大約的数值和最浅显的規律。

高温和高压下碳酸盐溶液中六价鈾的行为

文献資料。根据六价鈾的硫酸盐和碳酸盐的显著溶解度所指明的基本实验的資料,以及在一些鈾矿脉中方解石的广泛发育情况,假設,鈾在热液过程中是以鈾酰离子状态在硫酸盐或碳酸盐溶液中迁移的,这些溶液可以是酸性的,也可以是碱性的^[1,9]。实际上,六价鈾的化合物在水中或水溶液中皆容易溶解。在室温下用純水所測定的三氧化鈾($UO_3 \cdot H_2O$)的最小溶解度約为0.01克/升的鈾^[10]。在氢氧化鈉(NaOH)溶液中溶解度略有增高^[10],尽管已有資料証明,在50°下氢氧化鈉溶液中的溶解度与純水中的溶解度差别不大^[11]。在酸性溶液中溶解度剧烈增加,并达到很大的数值^[10,12]。

众所周知,在碳酸盐介质中有易于溶解的絡合物——碱金属和碱土金属的鈾酰碳酸盐——形成,在这些絡合物中很好研究过的是碳酸鈾酰鈉^[13,14,15,16]。在正常的条件下,这类化合物在水中和无机盐水溶液中的溶解度,通常为数十克和数百克/升的鈾。在六价鈾的碳酸盐中,碳酸鈾酰盐(UO_2CO_3)也是很有价值的一种,其在淨水中的溶解度在30°C时为0.019克/升的鈾,60°C时为0.058克/升的鈾^[17]。而在碳酸盐溶液中,由于絡合物的形成溶解度有所增大^[16]。

在研究用碳酸盐从矿石中浸出鈾的过程时,所得的一系列資料都說明在高温和高压下,鈾在碳酸盐溶液中的性质^[18,19,20,14]。这些資料所肯定的是: $NaHCO_3$ 在溶液中的浓度的增大,以及温度的升高,都有助于鈾的提取。但必須指出,在150°C时,由于水解作用,有一些鈾发生沉淀。总的說来,应该注意的是,如果在酸性介质中六价鈾化合物在很多情况下都容易溶解,那末鈾在高温和高压的碳酸盐溶液中的行为是更加复杂的,而且对其行为的研究,尤其在定量方面的研究都是很不够的。

实验結果。在所有的試驗中,作为原始溶液的都是三碳酸鈾酰鈉溶液,这种溶液在热液条件下分解,并有鈾沉淀。保留在溶液中的鈾的数量取决于一系列因素(温度、 CO_2 压力等)。

温度的影响用曲綫表示(图6),图的縱坐标軸上用对数比例尺表示,鈾在平衡溶液

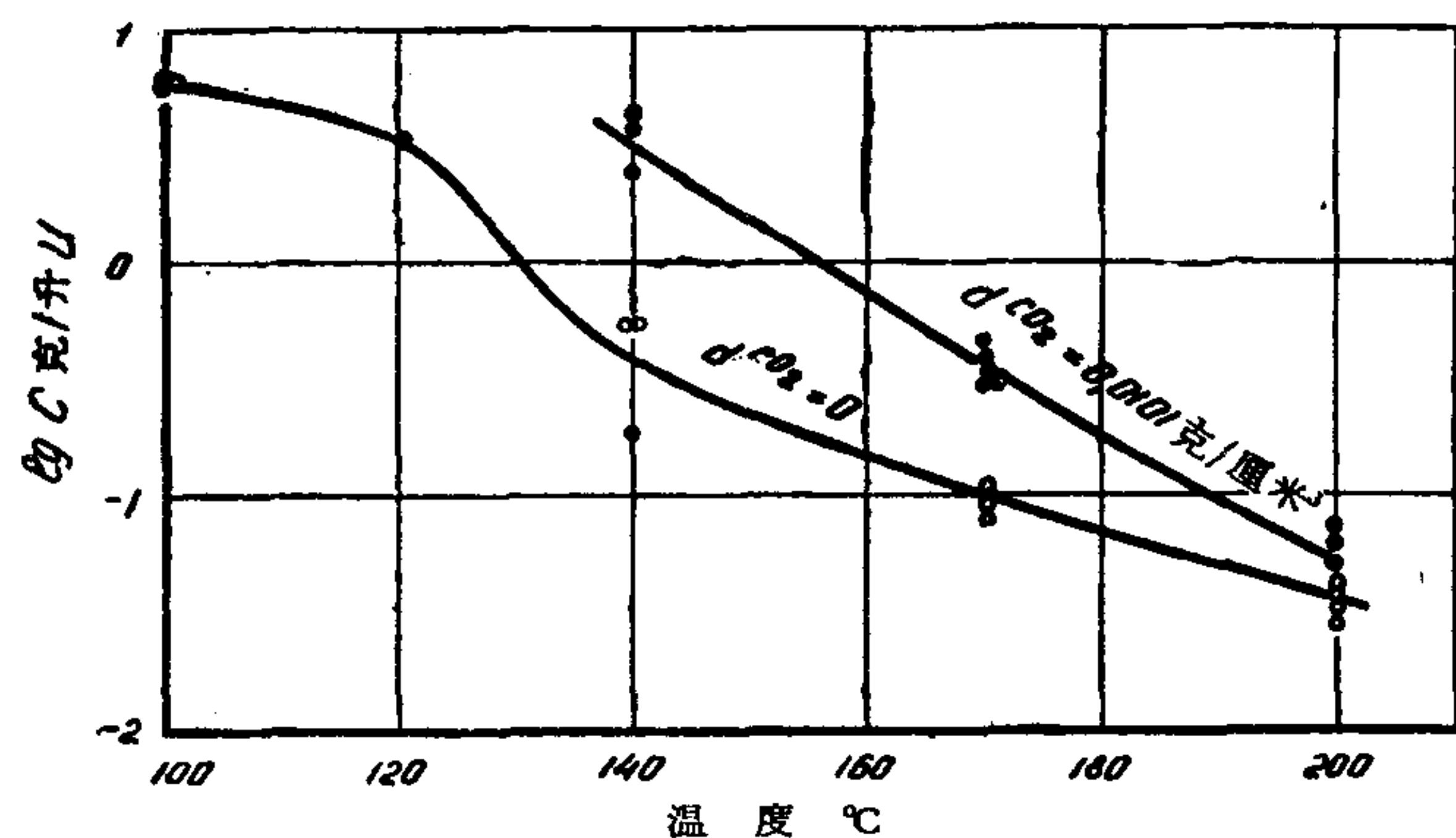


图6 温度对碳酸盐溶液中的鈾含量的影响
原始溶液10克/升 $U Na_4UO_2(CO_3)_3 \varphi 0.4$

中的殘留量。Na₄UO₂(CO₃)₃的原始溶液为 10 克/升的鈾,下部曲綫是根据在焊封前抽出瓶中空气的那些試驗数据繪制的 (d^{CO_2} 为 0),因此在規定温度下試瓶中的压力相当于溶液中的飽和蒸汽压力和絡合物分解时析出的碳酸压力。上部曲綫表示往試瓶中加入碳酸气体的試驗結果 (d^{CO_2} 为 0.0101 克/厘米³)¹⁾。

在上述条件下,Na₄UO₂(CO₃)₃ 分解时形成的固相,基本上属于鈾酸鈉之类。三碳酸鈾酰鈉在温度为 120°C、 d^{CO_2} 为 0 时,經 6 小时加热后便沉淀出来,对其沉淀物进行化学分析的结果証明,其成分和重鈾酸盐相似。在不同条件下获得的样品的德拜图上,通常繪出的是文献[21]中所談到的化合物 3Na₂O·7UO₃ 的特性譜綫。但是,另外还看到一些很不清楚的譜綫,这些譜綫尚未确定属于那种化合物。此外,还見有鈾的碳酸盐化合物沉淀的情况。但是对这种化合物的形成条件仍然是不清楚。

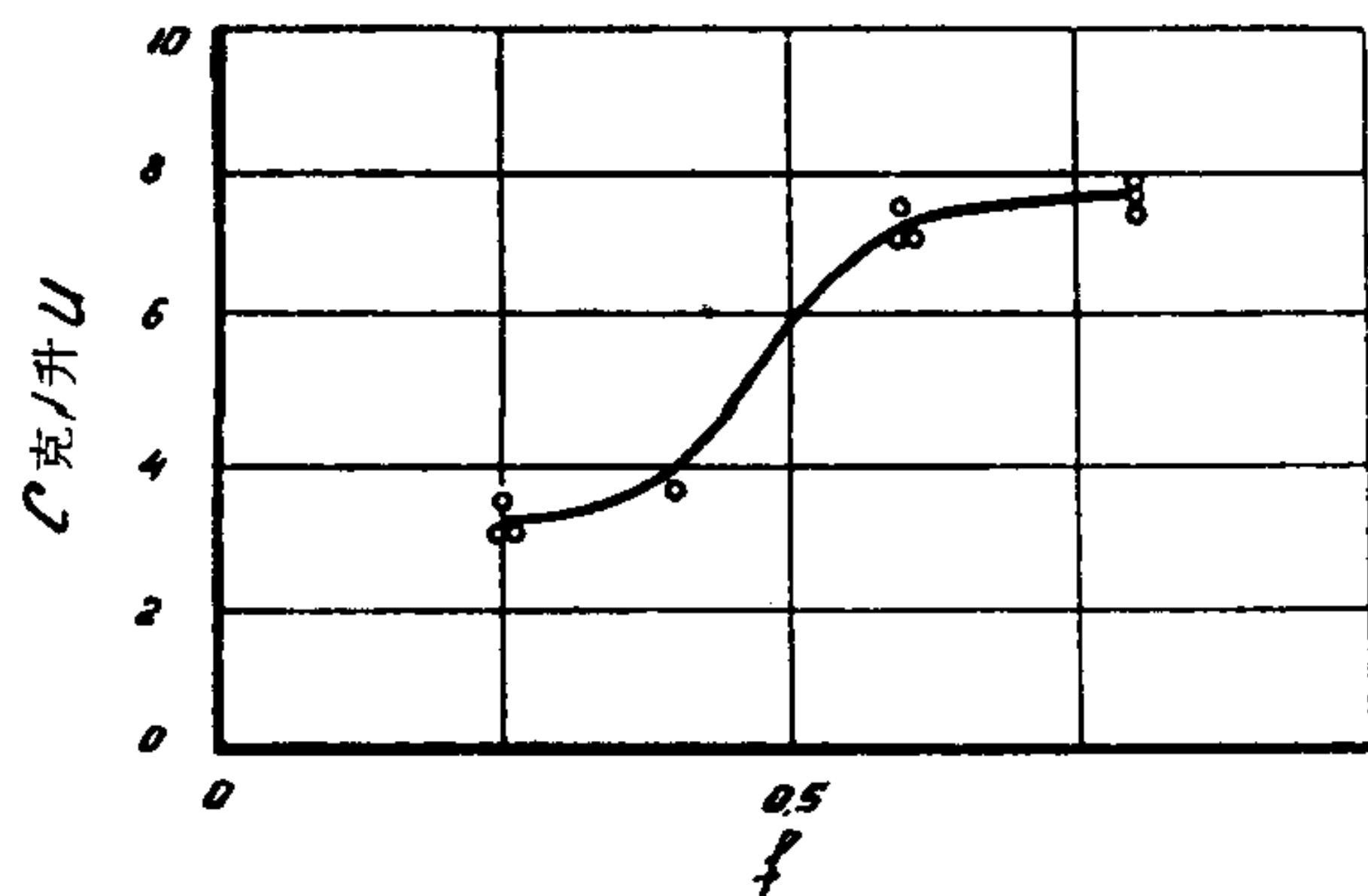
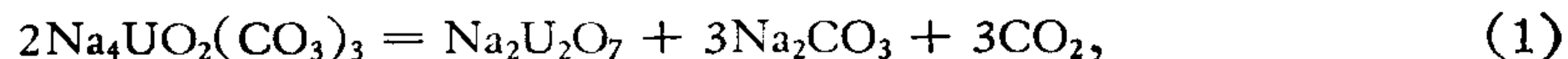


图 7 装填程度对碳酸溶液中的鈾含量的影响
原始溶液 10 克/升 U Na₄UO₂(CO₃)₃, 120°C
 $d^{CO_2} O$

Na₄UO₂(CO₃)₃ 的原始浓度的影响表现得非常明显。当其浓度降低时,在一定温度下平衡溶液中的鈾含量将有所下降(表 3)。如果原始溶液中鈾浓度不大(1 克/升或更少些),那么增高温度,便有胶状液体形成。将加热时间略为延长,則在試瓶底部有一些固相物质析出,但溶液仍带有強烈的乳白色光泽并在过滤之后,鈾的数量显著的增加。如果原始溶液中有 Na₂CO₃,則在增高温度时鈾在溶液中的含量也随着增高。将鈾和 Na₂CO₃ 在原始浓度不同时所得的数据进行比较,就不难相信上述情况。但是,只有在 Na₂CO₃ 或 CO₂ 浓度显著的情况下,鈾含量才或多或少地(超过一个数量級)急剧增加。

結果的討論。当三碳酸鈾酰鈉以下述方程式分解时



鈾沉淀下来,CO₂ 分解成气相,而其游离的碳酸鈉聚积于溶液中,从而增強了溶液的碱性。

1) 此处和以下的 d^{CO_2} 值是根据試驗前对气相的体积的計算而提出的。温度在 ~20°C 时,与 d^{CO_2} 为 0.0101 克/厘米³ 这一数值相符合的 CO₂ 压力約为 5.5 大气压。

图 7 所示資料說明了装填程度的特性影响,在其他条件相同时,装填量的增多将有碍于鈾的沉淀。

温度在 170°—200°C 时,加大 CO₂ 的压力能使溶液中鈾含量增加。在 170°C 时将 d^{CO_2} 由 0 增至 0.0101 克/厘米³,溶液浓度便可增加 3—4 倍;如果将 d^{CO_2} 增至 0.0208 克/厘米³,鈾浓度則可增加 5—6 倍(图 8)。現有的資料証明,在 200°C 时 CO₂ 压力的影响不大;当 d^{CO_2} 由 0 增至 0.0101 克/厘米³,溶液中鈾含量总共才增加 1.5 倍。

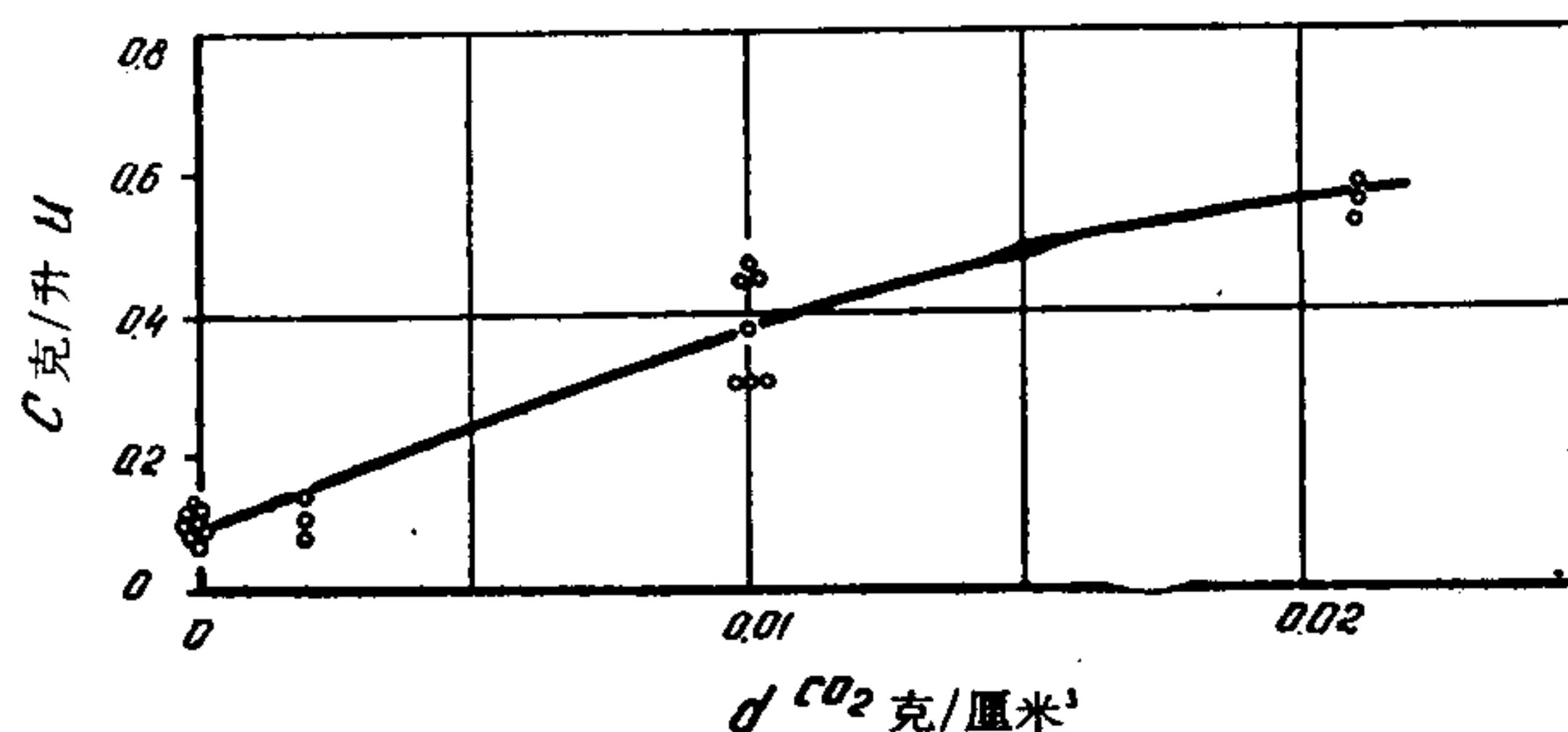


图 8 CO₂ 的压力对碳酸盐溶液中的鈾含量的影响
原始溶液 10 克/升 U Na₄UO₂(CO₃)₃, 170°C ϕ 0.4

表 3

$\text{Na}_2\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$ 原始浓度克/升U	Na_2CO_3 的原始 浓度克/升	$d\text{CO}_2$ 克/厘米 ³	試驗溫度 $^{\circ}\text{C}$	試驗后溶液中的 鈾含量克/升
10	”	”	200	0.038
”	”	”	”	0.034
”	”	”	”	0.039
”	”	”	”	0.013
”	”	”	”	0.016
”	”	”	”	0.015
1	10	”	”	0.024
”	”	”	”	0.023
”	”	”	”	0.027
1	10	0.0101	”	0.51
”	”	”	”	0.45
”	”	”	”	0.49

增加試瓶的裝填程度或提高原始溶液的浓度,以及在試驗之前直接往系統中加入 CO_2 ,均能使 CO_2 的压力加大,而压力加大将有碍于反应的进行,并在其他条件相同时提高溶液中的鈾含量,这一点是很自然的。溶液中加入 Na_2CO_3 时也出現类似的效应。但是,当 Na_2CO_3 的浓度不大(最初的克/升)和 CO_2 压力不高(最初的大气压)时,碳酸盐溶液中的六价鈾化合物在温度为 200°C 时,溶解度不大,为百分之几克/升的鈾。只有当 Na_2CO_3 的浓度为 10 克/升、剩余量大大超过鈾,以及 CO_2 压力为 10 个大气压时,溶液中的鈾含量才可增至十分之几克/升。这些数值是很引人注意的,尤其是考虑到广泛流行的这样一种看法时:即碳酸盐溶液中的六价鈾化合物在高温和高压下,其溶解度無論是絕對地表示,或与四价鈾化合物相比都高。

热液条件下六价鈾的还原

1. 用硫化氫还原

文献資料。从分析化学中知道, H_2S 对含有鈾酰离子的酸性溶液的作用,并不引起沉淀物的形成^[22]。同时,有文献叙述,在弱酸介质中,在室温下有可能用硫化氫还原重鈾酸鈉^[23]。柯里休捷尔(Кольшюттер)得出如下結論:在碱性、中性、甚至弱酸溶液用硫化氫可使三氧化鈾还原为二氧化鈾^[24]。但應該指出,試驗过程的条件,首先是溶液的 pH 值,在該文著中未严格地檢驗。此外还應該指出,在室温下硫化氫对溶液中的三碳酸鈾酰和鈉不起作用^[13]。資料表明在高温和高压下,在酸性溶液中用硫化氫还原六价鈾可得到 UO_2 ^[1,25]。

实验結果。如前所述, Al_2S_3 是硫化氫的发生剂,在化学計算硫含量时,当 Al_2S_3 完全分解后, H_2S 的最初密度为 0.0085 克/厘米³。实际上这个数字偏高,因为在所有 Al_2S_3 試样中,硫含量明显地低于化学計算数字。此外,由于液相中的溶解作用与鈾的相互作用, H_2S 的密度有所降低。估計,当試驗結束时, H_2S 在气相中的实际密度不超过上述数字的一半,温度为 20°C 时,硫化氫的分压力約为 3 个大气压,与此密度相符,估計,此值可能是压力的上限值。至于下限确实已知的仅是:当試驗之后,在試瓶中总有游离状态的硫化氫

存在,也就是說有剩余的硫化氫。

在室温下,当硫化氫通过硫酸鈾酰盐溶液时,可使溶液的 pH 值略为降低,但不致引起沉淀。盛有 Al_2S_3 和 UO_2SO_4 溶液并焊封的試瓶,在靜止状态下停放几个星期也不会有沉淀物生成。同时溶液的色調也不改变;显然,溶液中的鈾大多数或全部仍呈六价状态。当温度为 100°C 时,却发生強烈的还原作用,并生成黑色的四价鈾的沉淀物。

在高温試驗时, UO_2SO_4 溶液中鈾的原始溶液浓度为 10 克/升,装填程度 φ 为 0.5。 Al_2S_3 的称样放在試瓶的側支管中。

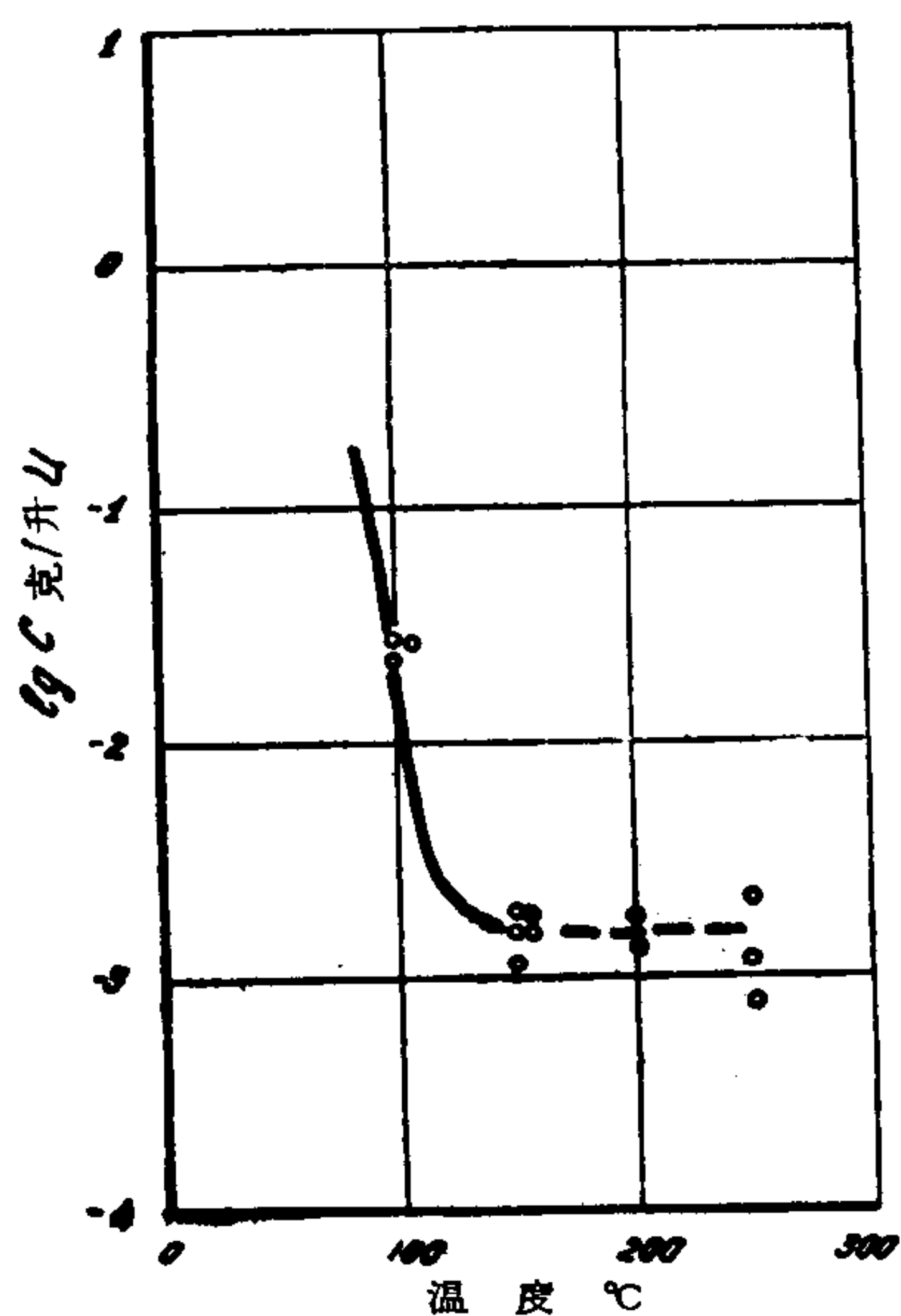


图9 温度对硫化氫还原后硫酸盐溶液中的鈾含量的影响
原始溶液 10 克/升 UO_2SO_4 φ 0.5

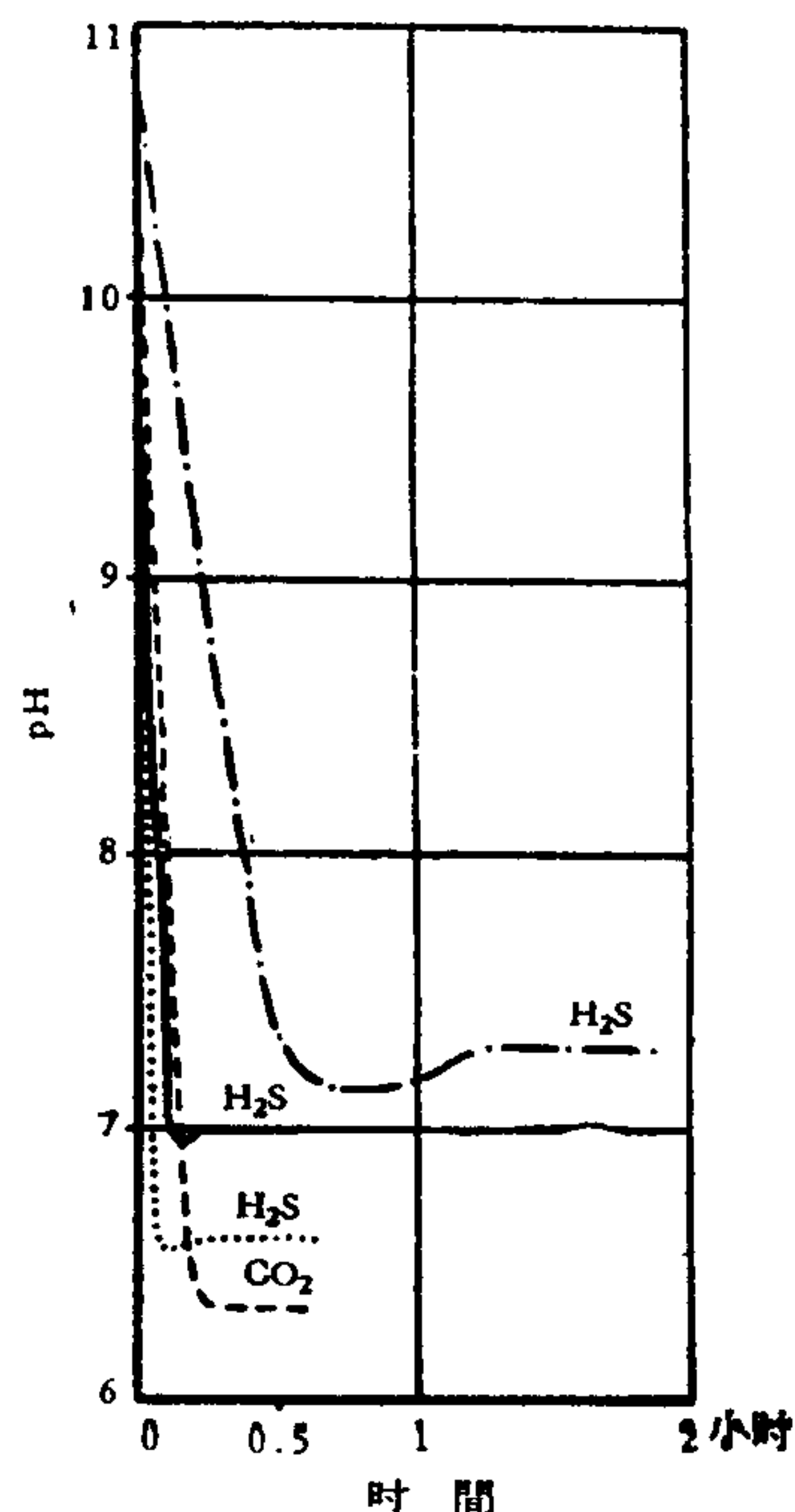


图10 在 CO_2 和 H_2S 作用下碳酸鈾酰盐溶液中 pH 值的变化
 10 克/升 $\text{U Na}_4\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$
 ----- 10 克/升 $\text{U Na}_4\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$ + 1 克/升 Na_2CO_3
 - · - · 0.1 克/升 $\text{U Na}_4\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$ + 10 克/升 Na_2CO_3

图9所示数据說明了温度特性的影响。在温度为 100°C 下还原后,溶液中剩有百分之几克/升的鈾,而在温度 150°C 下还原后,鈾含量降低到千分之几。繼續加热到 250°C 时,鈾浓度沒有显著变化。很明显,在 150°C — 250°C 之間,温度对溶液中鈾含量的影响不大,即使利用現有方法也无法弄清这种影响,因为現有方法的准确度还不够。此外,对开始还原并形成 U^{6+} 沉淀物时的温度尚未弄清。

关于鈾在碳酸盐溶液中的还原問題,巴斯列(Башле)和他的同事有所說明^[13],根据他們的意見,硫化氫在室温下对三碳酸鈾酰鈉的溶液不起作用,但是我們进行的試驗不能証明这一点。在 H_2S 通过 $\text{Na}_4\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$ 溶液时,可使其 pH 值大大下降(图10)、溶液色調改变并析出黑色沉淀物。溶液中碳酸鈉的存在及其浓度增大,都可使沉淀过程緩慢。

当 Na_2CO_3 含量很大而铀含量不多时,只经过 2—3 小时,便可看到溶液混浊起来,并有沉淀物形成。

含铀的原始碳酸盐溶液的 pH 值的变化,与 9.2—10.9 的盐类浓度有关。 H_2S 和 CO_2 的作用,可使 pH 值降低到 6.5—7.5。因此应该认为,铀在碳酸盐溶液中的还原作用,不发生于碱性,而发生于中性介质中。

在用焊封试瓶进行试验时,原始溶液的成分为 10 克/升的铀, $\text{Na}_4\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3 + 1$ 克/升 Na_2CO_3 。此外,试瓶中再加入碳酸气,碳酸气的最初密度为 0.0101 克/厘米³。硫化氢是在焊封之前冷冻于试瓶中的,温度保持在规定的数值上,精确度为 $\pm 5^\circ\text{C}$ 。在该温度同所规定的温度相差相当大时,会使这些试验中各点的误差很大。

图 11 所示为还原后留在溶液中的铀含量与温度的关系。曲线是根据平均含量值绘出的。200°C 以上时,曲线则用虚线表示,因为在 300°C 时,试验是在压热器内进行的,所得的结果并不完全可靠。

虽然各次试验的结果差别很大,但温度在 20°—200°C 内溶液中的铀含量随着温度的升高而显著地增加。尤其是在低温下铀含量的增加更为剧烈;例如在温度约为 200°C 时,曲线发生弯曲现象,温度继续上升导致溶液中铀浓度下降。

在 200°C 时进行的几个试验中,溶液中铀的原始浓度为 1 克/升,而 Na_2CO_3 为 10 克/升。试验结果列于表 4,从表中可以看出,当溶液按上述比例构成时,还原后留在溶液中的铀,比在铀含量大,而碳酸钠少的情况下要少。

还进行了一些试验,在这些试验中硫化氢的使用数量要大大少于还原溶液中全部铀所需要的数量。 H_2S 的最初密度为 0.00018 克/厘米³¹⁾,相当于室温下硫化氢的分压力 (0.13 大气压)。在温度为 120°C 下,经过八小时加热,可看到有普通黑色沉淀物析出。打开瓶子时,未嗅出 H_2S 的气味。在温度为 150°C 下,在硫酸溶液中进行四小时还原试验也得到了类似的结果。在这种情况下, H_2S 的最初密度为 0.00024 克/厘米³,压力为 0.17 大气压。

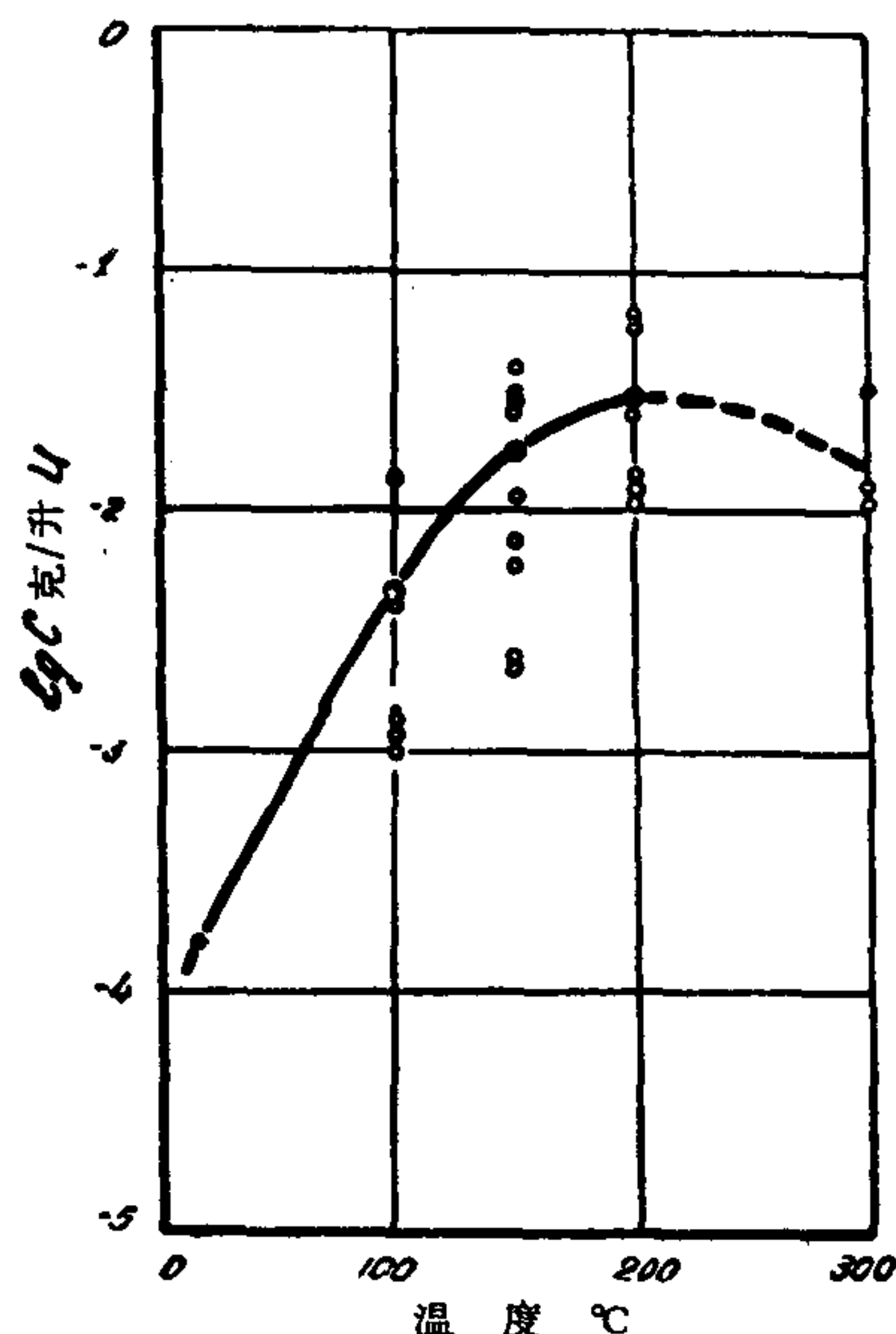


图 11 温度对硫化氢还原后铀在硫酸溶液中的含量的影响

表 4

$\text{Na}_4\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$ 中铀的原始含量克/升	Na_2CO_3 的原始含量克/升	还原后溶液中的铀的含量克/升	注
10	1	0.029	七次试验的平均数
1	10	0.006	
1	10	0.008	
1	10	0.016	
1	10	0.008	

1) 为了使试瓶中的铀全部还原, H_2S 的最初密度应为 ~ 0.0015 克/厘米³。

由此可見,当系統中硫化氫的浓度不大时,鈾也能还原。必須再一次地指出,在所述試驗中,在开始試驗时,往試瓶中加入的 H_2S 的数量实际上大大地少于上述的計算值。在这种情况下, Al_2S_3 在称量和下一次装瓶时的部分分解具有重大意义,因为称样本身乃是重量为 <0.001 克的小顆粒。

在酸性溶液中还原时所形成的固相是細小的、相当致密的沉淀物。在温度为 $100^\circ C$ 下,顏色为深灰色或黑色,而在更高的温度下,則变为发亮的、带有棕黄色和浅綠色的沉淀物。在碳酸盐溶液中有大量疏松的黑色沉淀物形成。

在酸性介质中所获得的沉淀物的德拜图上,标出了最清楚的、代表二氧化鈾的譜綫(图 12)。在室温下,还原在碳酸盐溶液中而得到的沉淀物,其 X 射綫是无定形的。水浴干燥后,这些沉淀物能产生很微弱而扩散的 UO_2 譜綫。在 $100^\circ C$ 或更高的温度下所获得的沉淀物,其德拜图的特征是 UO_2 的譜綫很稀疏(图 13)。酸性介质中生成的沉淀物的綫譜比高温下在碳酸盐溶液中形成的沉淀物的譜綫清楚。但是溶液的性質,以及温度 ($100^\circ - 300^\circ C$) 对 $5.42 - 5.45 \text{ \AA}$ 之間的晶格常数的影响尚未确定。

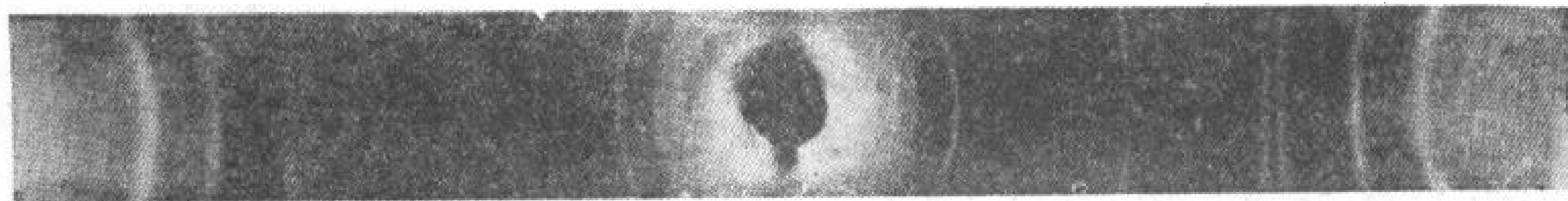


图 12 在硫酸溶液中硫化氫还原 U^{6+} 后获得二氧化鈾德拜图
原始溶液 10 克/升 UO_2SO_4 , $150^\circ C$ 24 小时

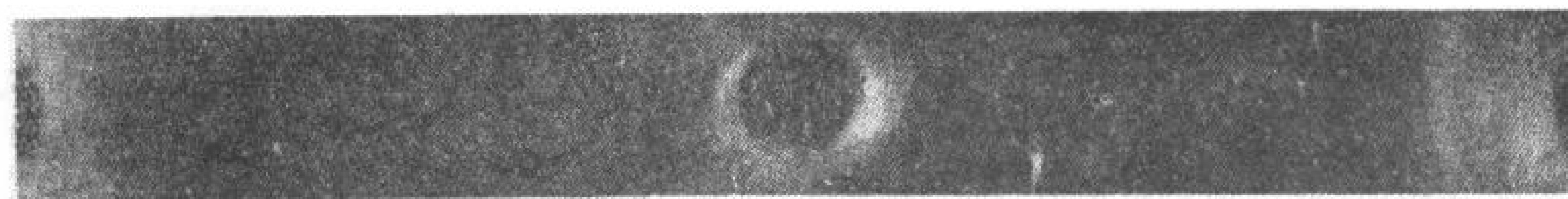


图 13 在硫酸溶液中硫化氫还原 U^{VI} 后获得二氧化鈾德拜图。
原始溶液 10 克/升 $UO_2(CO_3)_3 + 1$ 克/升 Na_2CO_3 ,
 dCO_2 0.0101 克/厘米³, $300^\circ C$, 14 小时

在电子显微镜下观察証明,酸性介质中沉淀出来的顆粒呈圓形(图 14),虽然在碳酸盐溶液中沉淀后,这些沉淀离子形成无定形的团块(图 15)。在 $20^\circ - 100^\circ C$ 的酸性或碳酸盐溶液中所获得的沉淀物,在用酒精洗滌,并在 $20^\circ C$ 下真空干燥后,通常都含有水分。含水量在 $4 - 11\%$ 之間,在某些情况下可达 11.8% 。这相当于二氧化鈾水合物 ($UO_2 \cdot 2H_2O$) 的两个分子。根据文献資料, $UO_2 \cdot xH_2O$ 在温度 $>285^\circ C$ 的水中脫水^[26],可以认为,在我們的試驗中,沉淀出的二氧化鈾的水合物,但是水在其中的結合非常不稳定,并在 $110^\circ C$ 的真空中,水分即可完全失掉。

打开試瓶后,除四价鈾沉淀物外,在溶液中还常发现有元素硫的乳胶体,它是由于 H_2S 氧化而生成的。

最后应談一談还原鈾酸鈉的試驗結果。当飽含硫化氫的水,以及具有中性反应或弱碱性反应的 $NaHS$ 溶液发生作用时,在高温下便有沉淀物形成,在沉淀物德拜图上定影出的是 UO_2 的譜綫。但是,甚至在 $150^\circ C$ 下将鈾酸鈉加热 123 小时后,在 Na_2S 溶液中(20 克/升)也看不到有鈾还原的任何迹象。显然強碱性介质是不适于用硫来还原鈾的。

結果討論。实验資料証明,在酸性溶液中,当温度为 $100^\circ C$ 时大部分的鈾已还原成四

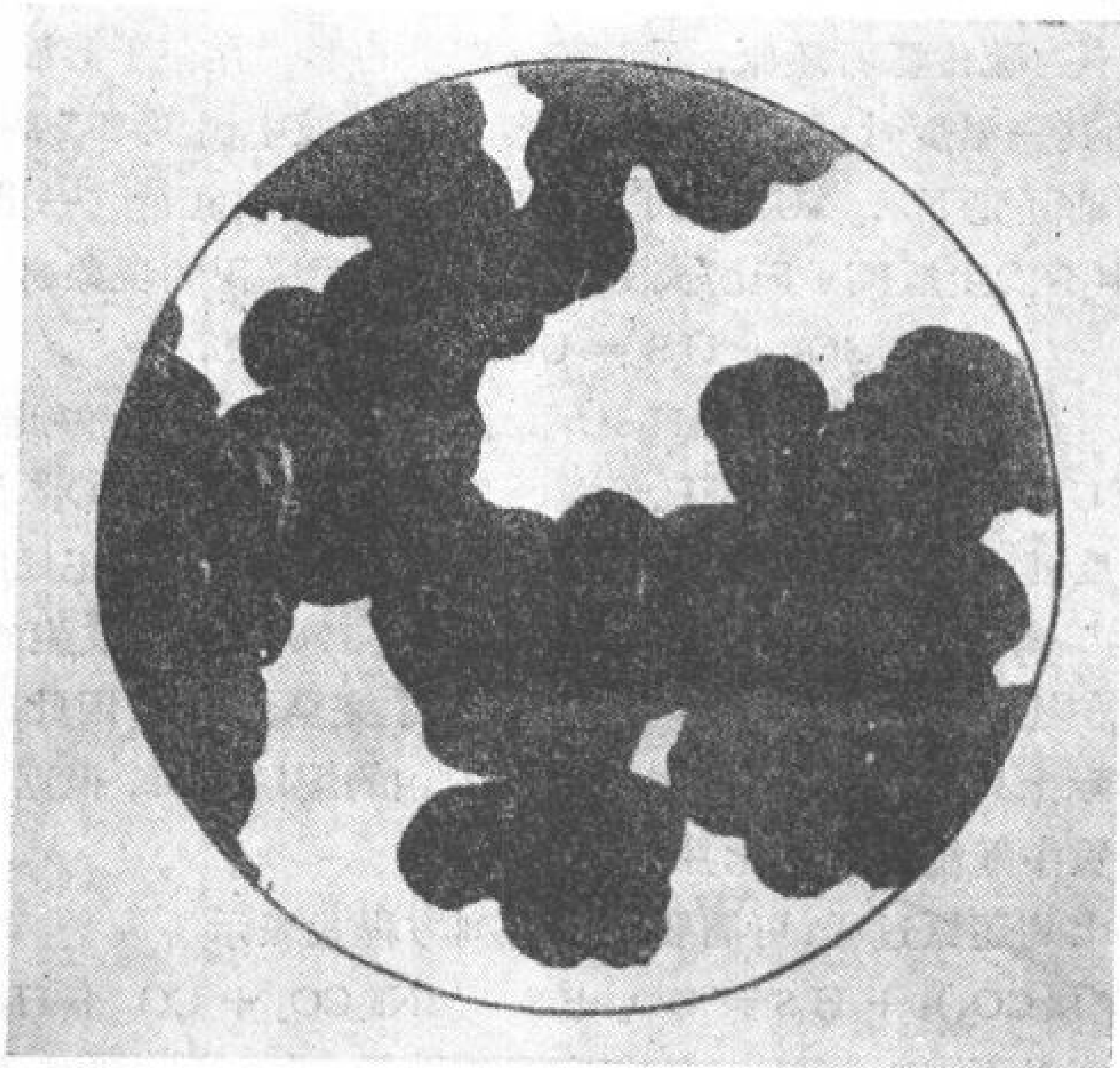


图 14 硫酸盐溶液中沉淀 H_2S 获得二氧化铀质点的形状
原始溶液 10 克/升 U UO_2SO_4 , $150^\circ C$, 72 小时

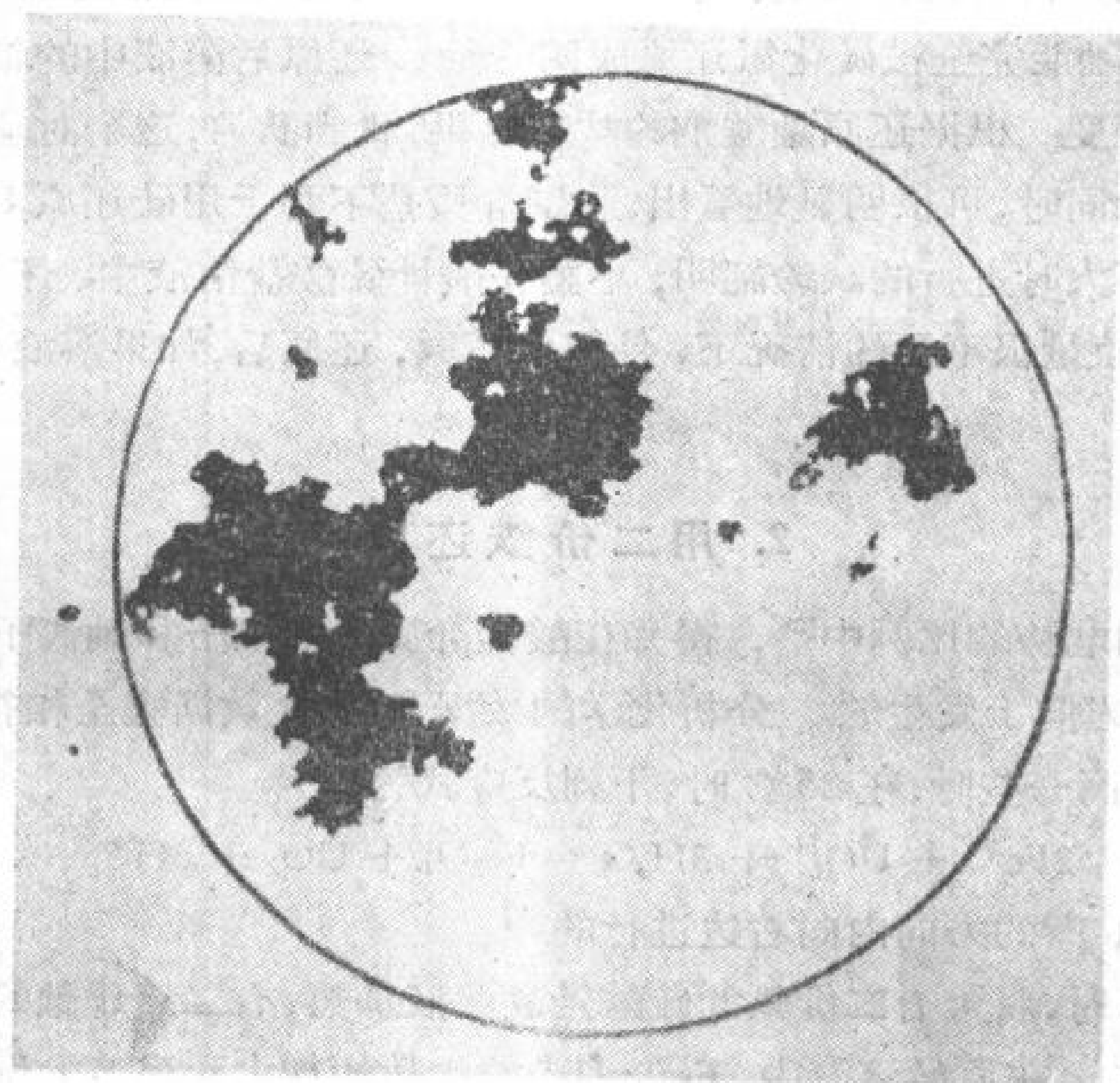
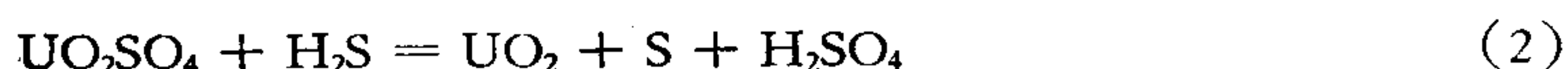


图 15 碳酸盐液中沉淀 H_2S 获得二氧化铀的形状。×15000
原始溶液 10 克/升 U Na_2CO_3 , $150^\circ C$, 70 小时

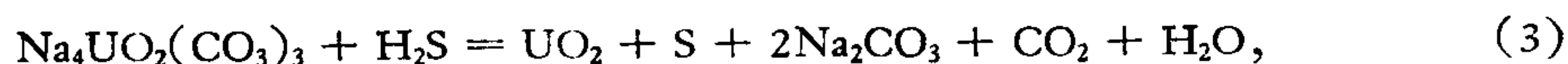
价,并有沉淀物析出。当温度增至 150°C 时,可使铀沉淀得更完全,但继续加热到 250°C 时,溶液中的铀含量没有显著变化。对曲线的这种特性,可作如下解释。

在室温下,铀不为硫化氢所还原,而以铀酰离子的形式存在于溶液中。当温度介于 20°—100°C 之间的某一温度时,便开始还原,结果在溶液中出现 U^{4+} 离子。加热可促使离子水解和二氧化铀沉淀下来。 U^{4+} 离子从反应中析出可引起新的一批六价铀还原。由此可见,如果溶液中不发生氢离子因游离 H_2SO_4 的析出而聚积的现象,则下列反应:



实际上可进行到底。在该温度下,游离 H_2SO_4 的析出必然导致 UO_2 停止离析。温度继续升高会使新的一批 U^{4+} 离子水解,这时已形成的平衡 $UO_2-U^{4+}-UO_2^{2+}$ 又重新开始变动。虽然 U^{4+} 离子的浓度随温度的增高必然有所降低,但从理论上讲,在任何温度下,溶液中都将有 U^{4+} 和 UO_2^{2+} 离子存在。但是所研究的曲线在 150°C 上所发生的显著弯曲,很简单地说明了六价铀在还原作用以后实际上已从溶液中完全消失。因此,在超过 150°C 时余留在溶液中的实际上只是 U^{4+} 。其含量取决于固相的溶解度值,根据试验结果判断固相溶解度在酸性介质中随温度的变化并不显著。

在碳酸盐溶液中的还原过程,可简要地用下列方程式表示



这种还原不仅能在高温下进行,而且也能在室温下进行。如果碳酸盐溶液的 pH 值高,则会使 U^{4+} 离子水解和沉淀,从而使还原更加彻底。溶液中铀含量的增加与温度有关,这就使我们可以推测出,铀含量的增加是以溶液中存在有 U^{4+} 为先决条件的;同时,还取决于二氧化铀的溶解度值。这一数值在室温下要略小于文献[27]中所描述的四价铀的氢氧化物在水中和弱 NaOH 溶液中的溶解度值。

根据所得实验资料可得出结论:在具有酸性和中性反应的热液中,如果硫化氢处于过剩状态,那末六价铀能完全被硫化氢还原成四价铀。还原后溶液中的铀含量取决于固相(二氧化铀)的溶解度。根据还原铀酸钠的试验结果,我们认为,这个讨论对弱碱溶液来说也是合适的。与此同时,可很明显地看出,强碱介质是不利于用硫还原 U^{6+} 的。

在 H_2S 压力不大时进行的试验证明,不论在酸性硫酸盐溶液中,还是在碳酸盐溶液中,甚至在硫化氢数量很不足的情况下,铀都会还原,还原后,如果溶液中仍剩有硫化氢,则其数量极少。

2. 用二价铁还原

从氧化还原的电势的比例中^[28],得知在酸性介质中铁离子和铀离子之间的反应是在 UO_2^{2+} 和 Fe^{2+} 生存方向上发生的。分析化学的数据和理论数据完全相符。同时还指出,当 pH 值为 4 或更高一些时,在 25°C 时,下列反应式为:



是在 $[UO_2^{2+}] < 10^{-6}$ 的方向内向右边进行的^[1]。

在超过 100°C 时,将含有二价铁的硫酸铀酰溶液加热,有二氧化铀的黑色沉淀物和深红色的赤铁矿形成。在原始溶液中, $Fe^{2+}:U^{6+}$ 的比数的加大和温度的增高以及试验时间的延长都可以促进氧化还原反应。例如,将含有 10 克/升 U^{6+} 和 0.6 克/升 Fe^{2+} 的溶液在 150°C 下加热 27 小时,是不会导致沉淀物形成的。但是在 190°C 时,用同样时间加热,便

有少量的二氧化鈾和赤鉄矿析出。在 240°C 下, 仅用 6 小时便有此类氧化物生存, 而且数量也很多。如果原始溶液中 $Fe^{2+}: U^{6+}$ 的比例更大时, 在这一温度之前加热过程中, 已发生相互作用。

六价鈾和二价鉄之間氧化还原的結果, 使溶液的 pH 值降低(表 5)。

表 5

原始溶液中的浓度		原始溶液的 pH 值	試驗溫度 °C	加热時間 (小时)	試驗后溶液的 pH 值
克/升 U^{6+}	克/升 Fe^{2+}				
2	2	3.5	150	9	1.6
10	2	2.7	240	6	1.2

这些資料証明了关于反应确实是按方程式(4)进行的看法。同时, 这些資料还証明, 在高温和高压下, 反应是发生在 pH 值为 1 的酸性溶液中的。显然, 在热液条件下, 只有在強酸介質中反应才能向左进行, 而在自然条件下是很难設想有強酸介質存在的, 因此, 在研究热液过程的地球化学問題时, 显然是不能同意关于六价鈾被低价鉄还原只是碱性溶液的特点的見解^[7]。这种反应还发生在酸性介質中, 而且反应时的 pH 值范围也很广。

3. 用天然矿物还原和沉淀

利用天然矿物和岩石所做鈾的还原和沉淀的实驗表明, 在高温和高压下鈾可以剧烈还原, 然后用黄鉄矿、黄銅矿、方鉛矿、菱鉄矿、角閃石和炭質頁岩以及有机物质可使鈾从酸性硫酸鈾酰溶液中沉淀出来。試驗的結果表明, 利用方鉛矿沉淀鈾时, 作为还原剂的是該矿物內所含的硫, 而利用菱鉄矿試驗时, 則二价鉄为其还原剂。不論是用鉄还是用硫还原, 都能使鈾在黄鉄矿上沉淀。这一点可用以下事实証实: 即在溶液中除赤鉄矿的二氧化鈾外, 还有硫的乳胶体形成。沉淀的程度和还原产物的性質取决于温度和作用的时间以及矿物-沉淀剂的性質和溶液的 pH 值。在許多場合下, 还原的最終产品是結晶的二氧化鈾和瀝青鈾矿(图 16、17), 瀝青鈾矿的性質与天然矿物的性質相同^[29]。瀝青鈾矿形成时的最低温度为 200°C。

在許多情况下, 瀝青鈾矿是通过中間相(八氧化三鈾 U_3O_8)而生成的。这个事实与高温和高压下用硫化氫还原硝酸鈾酰溶液中鈾的文献資料是相符的^[30]。

矿物沉淀剂的性質对所生成的沉淀物的性質有很大影响。如果在 200°C 时, 在黄鉄矿上能容易地得到完整的瀝青鈾矿的晶体, 那末在同样的条件下, 菱鉄矿上便会有很象鈾黑的烟灰状薄层的絨黑色沉淀物生成, 这种沉淀物中的某些顆粒形状虽經显微鏡研究仍不能肯定, 虽然它在 X 射綫照片上所呈現出的譜綫全都是 UO_2 所特有的。

溶液的 pH 值在加少量硫酸后会降低, 显然, 这可使反应緩慢下来, 并在一系列情况下可导致較大的发育良好的瀝青鈾矿晶体形成, 晶体的直径可达 0.1—0.2 毫米。

因此, 应着重指出, 如果加入硫化氫并在同样条件下加热用 H_2SO_4 酸化过的硫酸鈾酰溶液, 則鈾会完全留在溶液中。溶液顏色并轉变成綠色, 以及元素硫液滴的形成都証明在該种情况下仍是有还原作用发生的。这些資料証明, 在鈾和天然矿物組分相互作用时, 天然矿物組分不仅影响着留在溶液中的鈾还原成四价, 而且对該溶液的 pH 值的升高也

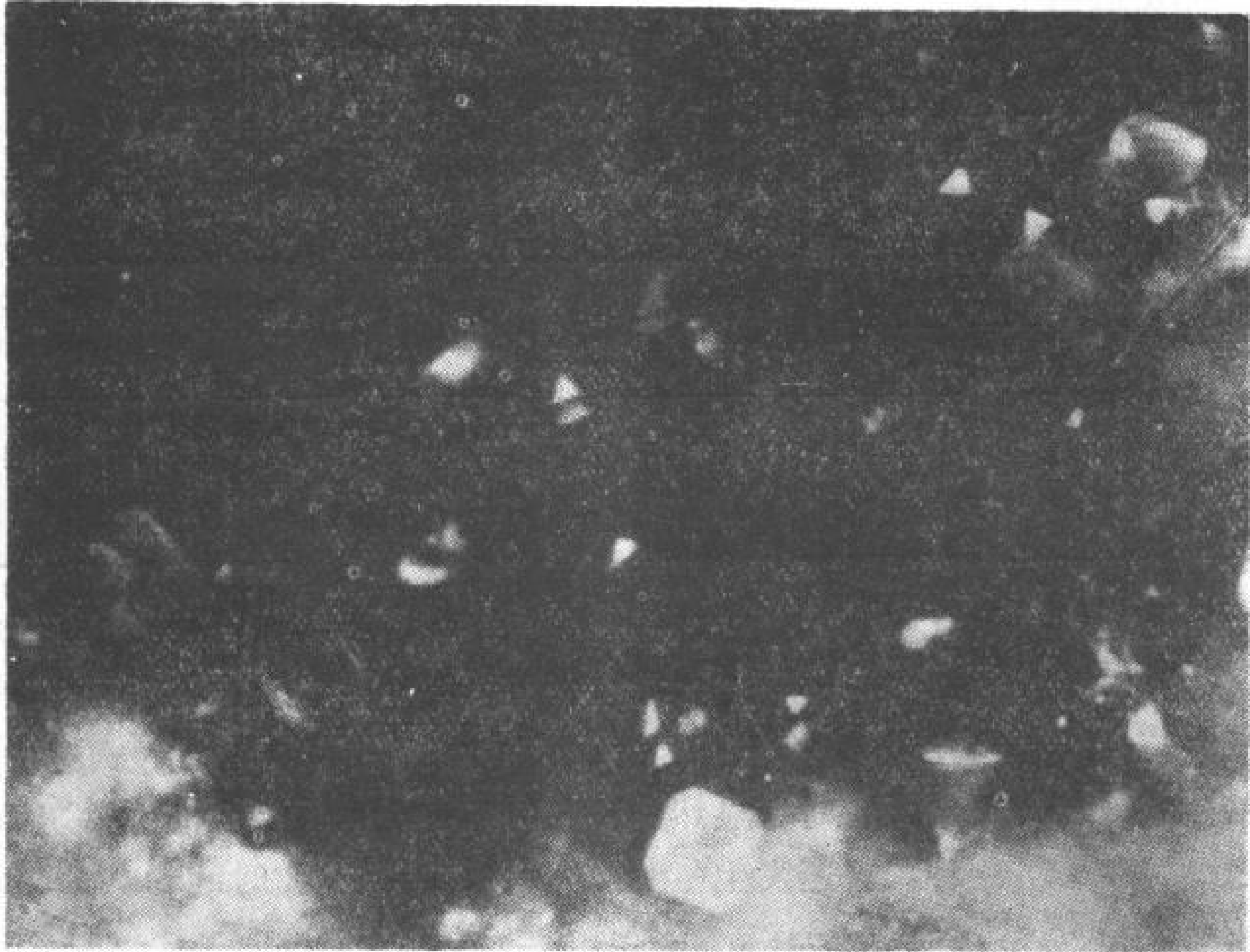


图 16 硅碳頁岩上合成瀝青鈾矿晶体 $\times 160$
原始溶液 1 克/升 U UO_2SO_4 , 300°C , 64 小时

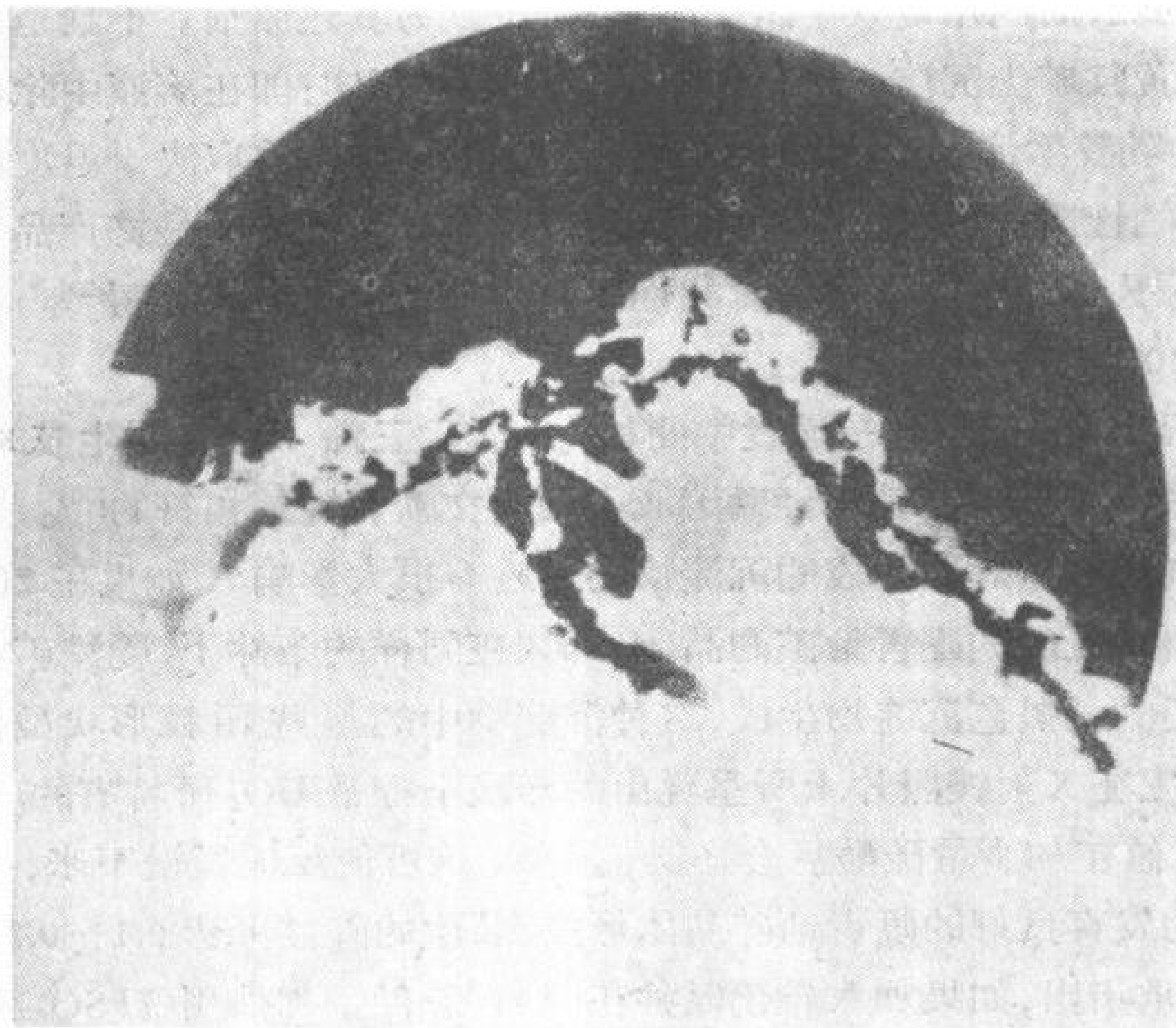


图 17 黃鉄矿(浅色)(深色胶結物)附近的合成瀝青鈾矿的外緣 $\times 90$
原始溶液 10 克/升 U UO_2SO_4 酸化了的 H_2SO_4 , 250°C , 37 小时

有影响,結果使四价鈾离子发生水解和沉淀。

具有相当大意义的是这样一个事实,即在碳酸盐溶液中反应突然会緩慢,有时还可能完全不发生反应。当温度为 150° — 250°C , pH 值范围为 7—9 时,在良好条件下曾順利地获得了一层很薄的暗色矿物,該矿物的数量很少,不能滿足于研究。这类試驗的結果一般的說明了,对还原六价鈾来說碱性介質是不如酸性介質的,这一点是同利用硫化鈉还原鈾酸盐所得資料是吻合的。

結 論

根据上述实验資料可作結論如下:

1. 在温度为 200°C 左右和 Na_2CO_3 及 CO_2 的浓度不大时(即在 1 克/升和相应的一个大气压力下),碳酸盐溶液中六价鈾化合物的溶解度是不大的,通常为百分之几克/升的鈾。溶解度随着碳酸鈉含量的增加和碳酸压力的提高而有所加大,但甚至当 Na_2CO_3 的浓度为 10 克/升左右和 CO_2 的压力約为 10 个大气压时,在 200°C 下,溶解度也不超过十分之几克/升。

随着温度的下降,由于絡合物的形成, U^{6+} 化合物在碳酸盐溶液中的溶解度也随之上升。

2. 在高温和高压下,在酸性、中性和弱碱性介質中六价鈾可被硫化氢还原,并在沉淀物中有二氧化鈾生成。还原后,在 $>150^{\circ}\text{C}$ 的酸性介質中,以及在 20° — 300°C 的碳酸盐介質中,如果有过剩的硫化氢存在,則殘留在溶液中的实际上只是四价的鈾了。

3. 新沉淀的二氧化鈾,在酸性溶液中的溶解度在 $>150^{\circ}\text{C}$ 温度下为千分之几克/升的鈾。溶解度值基本上不随温度而变化。

4. 在碳酸溶液中,新沉淀的二氧化鈾的溶解度随着温度由 20°C 增至 200°C 时,大約可提高两个数量級,当温度为 200°C 时,达到百分之几克/升的鈾,高于 200°C 时,溶解度則开始下降。

5. 当 H_2S 的数量不足,少于与溶液中的六价鈾的比数时,六价鈾仍然可以还原,而实际上,全部硫化氢都消耗在还原反应中。

6. 在高温和高压下,当 pH 值为 1 或更大时,酸性溶液中的六价鈾可用二价鉄还原。

7. 在高温和高压下,可利用天然矿物中含有的二价鉄和硫还原六价鈾。同时在一系列情况下,还有晶質瀝青鈾矿沉积,其性質与天然瀝青鈾矿相同。

8. 根据在碳酸盐溶液中用硫化鈉和天然矿物組分还原六价鈾的試驗結果,我們可以推測,在高温和高压下,对还原来講,碱性介質不如酸性和中性介質好。

根据实验資料对某些自然現象和过程的說明

所得实验資料一般地証明,鈾呈六价状态被热液迁移,并經過还原而沉淀是可能的。事实上,六价鈾化合物的溶解度值是相当大的,这样才能保証它在热液中強烈迁移。实验还証明,在高温和高压下,鈾可被含于天然矿物中的或加入溶液中的低价鉄和二价硫还原。同时还証实,碱性介質对还原来說不如酸性介質那样順利,現有資料暂时还不能使我們得出如下結論:即巨大的原生鈾矿层可能是通过鈾从碱性溶液中还原和沉淀而形成的。与此相反,在酸性介質中,在很大的 pH 值范围内,还原过程进行得相当強烈。

應該指出这样一种事实,即在多次鈾还原試驗中,一次也未曾看到有規格比較明显的瀝青鈾矿团块生成(一般沉淀出的是瀝青鈾矿晶体或是非晶形外表的沉淀物)。这表明,所得实验資料,对原生鈾矿物在热液条件下的生成問題得出任何最后結論都是十分不够的。

所进行的实验研究还使我們初步地認為,鈾是有可能呈四价状态迁移的。盛行的一种意見是,六价鈾化合物的溶解度值比四价鈾化合物要大得多。但是对四价鈾化合物在高温和高压下的性質,研究得是很不够的。鈾的硫化氫还原实验資料可使我們得出結論:温度为 150° — 200°C 时,碳酸溶液中新沉淀的二氧化物的溶解度为百分之几克/升的鈾,这与室温相比溶解度提高約100倍。很明显,这样的数值对热液作用來說已經不是很小的了。并且将引起鈾在大范围内的迁移。

在呈四价状态迁移的情况下,瀝青鈾矿是在一定矿物和岩石內产出的。其原因是这些矿物和岩石沒有还原作用,而其他的原因是溶液的pH值在这些矿物的接触处有很大变化。在先成的脉状硫化物矿体上产出的富集的瀝青鈾矿积聚物可作为例子。类似这种現象通常被看成是以硫化物为还原剂的氧化还原过程的结果。但是,对矿石样品进行詳細矿物研究証明,瀝青鈾矿在硫化物上的产出,在許多情况下不仅伴随有硫化物的交代作用,而且还伴随有硫化物在产生交代作用地方附近的再沉积現象^[31]。同时,又在被交代的黄铁矿的附近仍有黄铁矿的沉积。显然,如果瀝青鈾矿在硫化物上的生成,实际上是由鈾的还原作用所引起的話,那么,硫化物的組分必然会发生氧化作用,从而也必然不会有硫化物的再沉积現象。

此外,瀝青鈾矿和硫化物紧密共生是最令人注意的一种情况。通常把这种共生关系看成是这些矿物同时沉积的証据。根据类似情况,可以得出关于鈾在热液中呈四价状态迁移的結論,因为如果考虑到所得实际資料,則很难設想在溶液中会有鈾酰离子和进一步使硫化物形成的硫的阴离子同时存在的。

其次必須指出,在一系列矿床中,氧化还原反应的标志是极不显著的。这首先指的是許多瀝青鈾矿-多金属建造和瀝青鈾矿-輝鉬矿建造的矿床^[32],这些矿床的特点是:鈾矿脉中含有大量的硫化物。卡里希矿床即可作为例子^[33]。在这里找不到任何能說明氧化还原过程以及能一般地說明瀝青鈾矿沉积时的氧化环境的标志。不但如此,在矿脉中还广泛地发育着瀝青鈾矿为后生硫化物交代的現象。这就使我們能够得出結論,鈾极易轉入有硫化物沉积的溶液(即轉入含有还原硫的溶液)中。十分有可能的是,在这种情况下,被溶解和迁移的大多为四价鈾。

因此,一系列的标志証明,最少有一些矿脉在形成时,鈾在热液条件下是呈四价状态迁移的。同时还應該承認,对大多数的矿床來說,目前比較有根据的仍然是鈾呈六价状态迁移的观点。这个問題的最終解决和进一步探討以及我們对成矿作用化学的反应过程其他方面的知識,都有待繼續詳細进行矿物-地球化学研究和实验研究。

(譯自俄文預印本)

参 考 文 献

- [1] Маккелви, В. И., Эверхарт, Д. Л., Гаррельс, Р. М., Обзор гипотез о генезисе урановых месторождений. В сб.: Геология атомных сырьевых материалов. Госгеолтехиздат, 1956.
- [2] Мелков, В. Г., Пухальский, Л. Ч., Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957.

- [3] Robinson, S. C., The occurrence of uranium in the Lake Athabaska Region. *Can. Min. Met. Bull.*, 1952, 45, 480.
- [4] Adams, J. W., Stugard, F., Wall-rock control of certain pitchblende deposits in Golden Gate Canyon, Jefferson County, Colorado. International Conference on peaceful uses of atomic energy. v. 6. Geology of uranium and thorium. N.Y., 1956.
- [5] Bird, A. G., Uranium deposits in Golden Gate Canyon and Ralston Creek Area. *Mines Magazine*, 1957, XLVII, 3.
- [6] Керр, П. Ф., Околорудные изменения боковых пород как критерии при поисках месторождений урана. В сб.: Геология атомных сырьевых материалов. Госгеолтехиздат, 1956.
- [7] Щербина, В. В., Щербаков, Д. И., Химия и геохимические особенности урана. В кн.: Геология, поиски и разведка месторождений урана, ч. I. Госгеолтехиздат, 1955.
- [8] Ольшанский, Я. И., Иваненко, В. В., К вопросу о механизме переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 16.
- [9] Robinson, S. C., Mineralogy of uranium deposits, Goldfields, Saskatchewan. *Geol. Survey Canada Bull.*, 1955, 31.
- [10] Gayer, K. H., Leider, H., The solubility of uranium trioxide, $UO_3 \cdot H_2O$ in Solutions of Sodium hydroxide and perchloric acid at 25°. *J. Amer. Chem. Soc.*, 1955, 77, 6.
- [11] Ricci, J. E., Loprest, F. J., Phase relations in System. sodium dioxide-uranium trioxide-water at 50 and 75°. *J. Amer. Chem. Soc.*, 1955, 77, 8.
- [12] Marschall, W., Simplified high temperature sampling and use of pH for solubility determinations. System uranium trioxidesulfuric acid-water. *Analyt. Chem.*, 1955, 27, 12.
- [13] Bachelet, M., Cheylan, E., Douis, M., Goulette, J. C., Preparation et proprietes des uranylcarbonates de sodium; uranylcarbonates alcaline-terreux. *Bull. Soc. Chim. France*, 1952, 1—2, 5—6.
- [14] Мак-Клейн, Л., Балвинкель, Е., Хоггинс, Дж., Химия карбонатных соединений урана. Теория и применение. В сб.: Химия ядерного горючего. Госхимиздат, 1956.
- [15] Черняев, И. И., Головня, А. В., Эллерт, Г. В., Аквокарбонатные соединения урана. I. К синтезу $UO_2 \cdot CO_2$ и $UO_2CO_3 \cdot H_2O$. *ЖНХ*, 1956, 1, 12.
- [16] Blake, C. A., Coleman, C. F., Brown, K. B., Hill, D. G., Lowrie, R. S., Schmitt, Y. M., Studies in the carbonate-uranium system. *J. Amer. Chem. Soc.*, 1956, 78, 5.
- [17] Miller, P. D., Pray, H. A., Munger, H. P., The preparation of uranyl carbonate and measurement of its solubility. *Nucl. Sci. Abstr.*, 1950, 4, 75.
- [18] Forward, F. A., Halpern, J., Peters, E., Studies in the carbonate leaching of uranium ores. *Can. Min. Met. Bull.*, 1953, 46, 498.
- [19] Forward, F. A., Halpern, Y., Development in the carbonate processing of uranium ores. *J. of Metals*, 1954, 6, No. 12.
- [20] Стеффенс, Ф. М., Макдональд, Р. Д., Карбонатное выщелачивание урановых руд. В сб.: Химия ядерного горючего. Госхимиздат, 1956.
- [21] Wamser, C. A., Belle, J., Bernsohn, E., Williamson, B., The constitution of the uranates of sodium. *J. Amer. Chem. Soc.*, 1952, 74, 4.
- [22] Родден, К., Уорф, Дж., Уран. В кн.: Аналитическая химия урана и тория. 1956, ил.
- [23] Наумов, Г. Б., Тобелко, К. И., Некоторые опыты по искусственному синтезу настурана. *Геохимия*, 1956, 4.
- [24] Kohlschütter, V., Über das uranroth. *Ann.*, 1901, 314, 311—38.
- [25] Croft, W. J., An X-ray study of uraninite. *Ann. N.Y.-Acad. Sci.*, 1956, 62, Art. 20, 449—502.
- [26] Кац, Дж., Рабинович, Е., Химия урана, 1954, 1, ил.
- [27] Gayer, K. H., Leider, H., The solubility of uranium (IV) hydroxide in solutions of sodium hydroxide and perchloric acid at 25°C. *Canad. J. Chem.* 1957, 35, 1.
- [28] Латимер, В., Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. 1954, ил.
- [29] Сидоров, Г. П., Рафальский, Р. П., Гидротермальный синтез уранинита. В сб.: Вопросы геологии урана. Атомиздат, 1957.
- [30] Ипатьев, В. Н., Муромцев, Б. А., Die Einwirkung des Wasserstoffs aus Metallnitrate. *Ber.*, 1930, 63, 160—166.
- [31] Рехарский, В. И., Мельников, И. В., Личное сообщение.
- [32] Суражский, Д. Я., Генетические типы промышленных месторождений урана. *Атомная энергия*, 1956, 2.
- [33] Wright, H. D., Mineralogy of a uranium deposits at Caribon, Colorado. *Econ. Geol.*, 1954, 43, 2.

踏勘鈾的几种地球化学方法*

C. T. 伊尔斯赖 C. W. 比尔斯

J. W. 波罗克**

緒 言

众所周知,测定和解释土壤、沉积物或水中鈾的异常富集,是直接与鈾在地球化学过程中的风化作用和沉积作用的迁移性能有关的。

但是經受风化作用之后能保存的鈾矿物是很少的。在某些情形下,殘积层中可能含有原生鈾矿物的碎屑,特别是在近地表的脉状矿床之上的薄层土壤中。例如,在美国科罗拉多弗朗特山脉中,便有一些发育不好的殘积层,它含有大小不等、氧化阶段不同的非晶質鈾矿碎屑。此种殘积层对于地球化学的探测来說是不利的对象,因为鈾在其中的富集是极其不均匀的。

在风化作用带中,大多数化学反应都是发生在几乎是中性的水中。然而,表层的 pH 值与天然水中所测量的总的 pH 值大不相同。水与花崗岩之間可能发生化学反应,因为其界面上的 pH 較高(8 或 9);但是由于稀释作用,总的 pH 值差不多是中性的。如果此薄层在未稀释状态中可能被隔离和 pH 值已降低,那么被溶解的固体部分显然会沉淀出来。然而,在自然界,这一物质却保留在溶液中,这是由于稀释作用,而不是因为象所测量的 pH 所表明的那样,有一种有效的溶剂。因此,如果对它們不进行分析,那么在测量天然水的 pH 值时,所得出的結論就可能使人誤解。

与花崗岩接触的純水,可溶解 30×10^{-6} 克/升的 U_3O_8 。虽然 pH 只有 6.5,但是这种溶液是稳定的。这种溶液的稳定性可解释为,由于有胶状二氧化硅和氫氧化鉄存在。胶状物质吸收鈾,并在其仍是分散状态以前都能把鈾保存在水中。半干燥地区的水通常含有足够量的重碳酸盐离子,它可以使鈾象碳酸盐絡合物一样的稳定。在含有大量有机物质的水中存在的鈾,可以被有机物质的富瓦酸(fulvic-acid)保持在溶液中。

各种作用一結合起来就可使大量的鈾从溶液中分离出来。这种可溶解的鈾的絡合物,易被鉄、鋁和錳的氫氧化物凝胶吸收,也可能被硅胶吸收,因为它们的大小和电荷量与六价的鈾相符合。被吸收的鈾在凝聚和沉淀时,为这些氫氧化物所保留,因而逐漸富集在沉积物中。

应用地球化学

在华盛顿东部和密执安及威斯康星北部,为了找出較好的方法,以便确定勘探对象,以及估計勘探費用,在地球化学踏勘前,进行了一些初步研究工作。如果有可能,就在所

* Some Geochemical Methods of Uranium Exploration (第 2 卷,第 1935 号报告,美国)。

** C. T. Illsley, C. W. Bills, J. W. Pollock (美国原子能委员会)。

找到的已知类型的矿床附近进行初步实验。

在进行初步水文地球化学踏勘工作时，把已知铀矿床地区的水样和推测铀分布正常的地区的水样收集起来，并进行铀的分析。这样做的目的是要了解水中是否可能有铀存在，并了解铀含量之差。从精确度和经济价值上来选择的分析方法对整个地区的特殊水型来说，是最有效的。为取得与含铀量的化学关系而花的费用比为取得与其他微量元素的经验关系而花的费用要大。

对河流沉积物或土壤进行了相类似的初步评价研究。在编制取样计划之前，曾收集了各种关于矿石和基岩的矿物学和地球化学的资料。同时也研究了地质、地形和气候对地表物质成分的影响。

曾发现了适当选择土壤取样深度起很重要的作用。在许多情况下，根据靠近地表的样品足能测定呈不规则形状分布的铀量。虽然地表样品可能含有浓度较高的铀，但在整个地区中，其成分多半是不均匀的，这样得到的结果极为反复无常，同时，与下伏岩石无明显关系。

为了发现铀，在踏勘工作时必须具有比详细勘探时更灵敏的仪器。凡由于稀土元素分布面积较大而使收集足够量块状样品的工作发生困难的地方，如果经济上允许最好进行水文地球化学研究。在密执安州北部的初步工作证明：在每个镇区（约36平方哩的行政区）平均取水样两个作铀分析，根据这些水样就可以挑选出值得详细研究的较小的地区，而不适宜的则被除去。

副样收集在完全没有污染作用的聚乙烯器皿里，因为水中铀的浓度值可能少于十亿分之十（ 10^{-9} 克/克）。

对水样中铀的化学分析工作应在收集后尽快地进行，因为长期保存可能使分析工作发生困难。随着水中化学成分的变化，铀可能由于水中周围物质的影响会变得不稳定。在自然界中发生的吸收和沉淀作用也同样可能发生在有样品的容器中。

现有几种测定水中微量铀的分析方法^[1-3]。野外试验用的仪器是根据以下几个因素选择的：如可靠性、准确度、费用、测量速度和是否便于工作。

河流沉积物是研究铀分散作用的一种非常好的样品物质。在干燥带中沉积物的样品是最好的试验物质，并且在永久水和间歇水地区又可能是水样的有价值的补充样品。

在每个取样的地段曾采集了几个沉积物样品。因为这些沉积物的样品含有水分，所以，把它们都保存在不透水的容器中。用有防水胶的厚纸袋是最合适的，因为水可以通过纸袋被蒸发，除此而外还可以使样品干燥。在需要测量湿度的情况下，可采用聚乙烯的袋子。

在地球化学找矿中，土壤是最重要的地表取样物质。在铀矿普查中，土壤取样的方法很重要，因为：（一）在不能取水样的干燥地区广泛分布有铀矿床；（二）有大量埋藏不深的矿床；（三）土壤取样容易。

为了缩小样品的体积，每个样品应在野外进行筛分，并只保存细粒部分。适于测定土壤中铀含量的分析方法是荧光法和比色法，这两种方法的主要区别在定量测量的最后阶段；前者测量铀的氟化物的荧光，而后者评价铀-亚铁氰化物的络合物的褐色强度^[4-6]。大多数取样方法已根据所要求得到的结果作了修改。例如，为了提取全部铀或易于溶解的铀，曾采用了不同的样品浸提方法。

結果的解釋

解釋地球化學結果的第一階段是把所得的資料繪制成剖面圖、等含量圖和頻率分布曲線圖。統計分析法已作為有價值的補充方法，廣泛用於地球化學解釋的各種問題上。在測定不同金屬元素含量的底數時，採用了阿斯(Ahrens)^[7]建議的在不含礦物質中元素的正常對數分配法。

雖然地球化學研究資料的解釋必需以固定的地質學和地球化學原則為基礎，但是在處理每個個別問題上的方法却是根據不同的地段而有區別的。不論所進行的工作性質如何，都必需確定與該問題有關的一個元素或幾個元素的底數。底數表示一種元素的正常分布，並且包括幾個值。鈾的底數隨物質的種類(岩石、土壤或水)以及地區的大小和特點而變化。

在未確定鈾儲量的地區，進行水文地球化學的普查時，需要作補充分析，以便在確定鈾的底數以前，了解水的普通化學。如果在數千平方哩的面積內數百次分析所得的含量均很低的話，那麼水中的鈾含量可能就沒有任何意義。在這種情況下，需要有一些使數據標準化的方法。

從包含鈾酰-碳酸鹽絡合物形式的平衡方程的研究中看出，鈾溶液的濃度與重碳酸鹽的濃度成正比。從密執安州的 290 個水樣和威斯康星州的 198 個水樣中，曾計算了鈾與

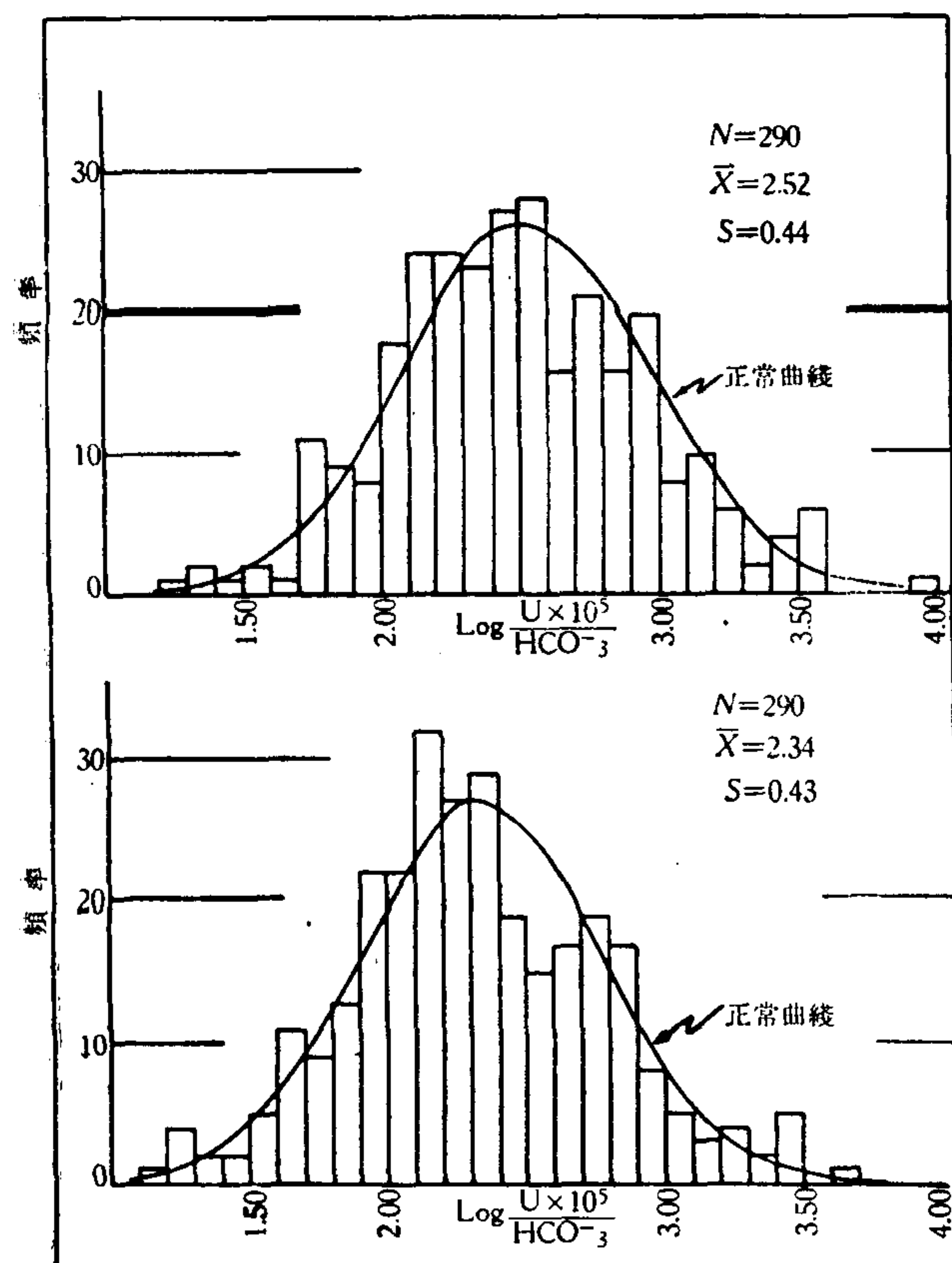


圖 1 密執安州半島上部鈾與重碳酸鹽以及鈾與水樣的導電性的對數比例的頻率分布曲線圖

重碳酸鹽的比例，並用這些比例的对數作了分布圖。這種資料的統計分析表示了一種正常對數的分布，同時，這些試驗資料又很好地與這種分布的理論正常曲線相吻合(圖 1)。

把鈾的比例算成總溶解固體的比列就能進一步標準化。在大多數情況下，如果水中可溶解物質的數量也同樣按比例增加，那麼鈾濃度的增加是不大的。這些條件通常是原始物質大量溶解的標志，而不是元素含量增長的標志。測定總溶解固體(TDS)的過程要花費很多時間；在踏勘工作中，通過測量水的導電性(K)，可以對 TDS 作一非常精確的估計。統計學的分析表明，這種關係與那些表明鈾與重碳酸鹽間比列的關係相似。對於在密執安州和威斯康星州樣品說來，鈾與水的導電性的比列分布是正常對數的，並且很好的與理論上的曲線相吻

合。图 1 表示在密执安州的分布例子。

底数测定之后,必须选择边界值或极限值,在低于这个值时,所有数值都为正常底数,而高于此值时,则表明可能有矿床存在。为此曾对岩石和已知矿床的地球化学进行了全面的研究,并且与试验物质作了比较。

对许多地区选择正确的边界值是困难的,因为没有可靠的已知铀矿床。在这种情况下,统计学分析可能是一种有价值的补充方法。由于全部值必须位于正常对数的分布曲线内,因此必须在可能表示大多数异常值的曲线下面选择扇形地区。具有较大值的地区,是值得勘探的,因为该地区是所找到的元素高度富集的地区。根据在密执安州和威斯康星州所得到的资料,曾经为每个地区的铀与重碳酸盐之比以及铀与总溶解固体之比选出了边界值。在初步踏勘时,所选用的边界值等于平均值加正常误差(对于密执安 $\log U/HCO_3 = 3.00$ 及 $\log U/K = 2.80$)。对于一个值来说,其高于此边界值的几率为 $1/5$ 。在这个基础上对资料的研究指出,可能存在 11 个异常地段。为了除去中间情况,并使其余的具体化,曾确定了第二个更加严格的边界值,即平均值加 $1\frac{1}{2}$ 的正常误差 ($\log U/HCO_3 = 3.20$ 和 $\log U/K = 3.00$),这使几率降为 $1/14$ 。在这些情况下,在这些原始异常中,前三个异常就不能认为是没有意义的了。

对河流沉积物的地球化学资料进行的解释和对水文资料的解释一样。显然,它们之间的主要区别在于试验物质的均匀性的程度。虽然在一定地区内水样的成分相当一致,但是在河流沉积物中铀含量变化范围则很大,甚至在彼此相隔数呎处收集的样品也有所不同。在许多情况下是能够测定各组样品的平均数的,方法是接着将这种值与全组样品的平均数进行比较。在坐标图上标出每组样品的值对编制资料图有帮助,而且也解释工作提供一些资料。

土壤样品的含量是确定特别分散型矿床的最为可靠的化学参数。底数和铀含量之间的差别可能是相当大的,特别是在干燥和半干燥地带的残积层中。在土壤的地球化学数据的解释工作中,包括测定底数、重要的极限值和可能的异常。最终的评价只有在表明有无铀矿的直接钻探或地表开采有结果后才能作出。

密执安州北部的野外工作(实例)

在密执安州北部伊绪彼明(Ishpeming)以南地区完成的工作说明了,对一个地区进行完整的地球化学调查的过程。由于绪威兹尔(Schweitzer)湾采集的一个水样中发现铀浓度异常高,所以选择了这个地区来进行详细的研究。这个标本中铀的含量(十亿分之 0.6)比当地的底数还大一倍。

样品取自绪威兹尔湾及其支流,在国营矿山(National Mine)镇上游约 1 哩处。这是详细进行地球化学调查的第一阶段。分析结果(图 2)表明,水中铀含量沿绪威兹尔湾[顺伊利(Ely)湾到西支(West Branch)]向上游增加。显然,铀源地是由西支支流排水的一个沼泽。

详细调查的第二步是在西支的附近地区采集十个水样。其中,只有两个采自沼泽附近的样品含有异常高的铀量。但是这些铀源地没有一个是在基岩中,因此,可以假定大部分的水都是从冰川冲积层得到的。

在这个基础上,对这个地区进行了地质调查。曾采集了岩石样品,并且用装在吉普车上和携带式的闪烁计数器进行了辐射测量。

岩石出露不佳大大地妨碍了对这个地区进行完整的地质调查，但是一般地质情况还可了解到一些。沼泽东部、南部和西部为花岗岩所包围，这种花岗岩就其结构来说与共和国附近的基拉尔尼（Killarney）前寒武纪花岗岩相似，但是前者在某些地方的颜色显得更白些。这里有小的白色长石花岗岩聚集体，它可以引起放射性异常，这种异常超出底数含量6至10倍。一些花岗岩样品的实验室分析的结果是当量铀含量比化学铀含量大10至100倍。这种放射性异常很可能是由于钍和钾的存在，已测定铀的最大含量为百万分之30，平均含量为百万分之几，所以至少要比正常花岗岩中的含量大3倍。

在沼泽地区以北，最近的出露是閃长岩的侵入体；再往北，在许多废弃的老窿中，可以

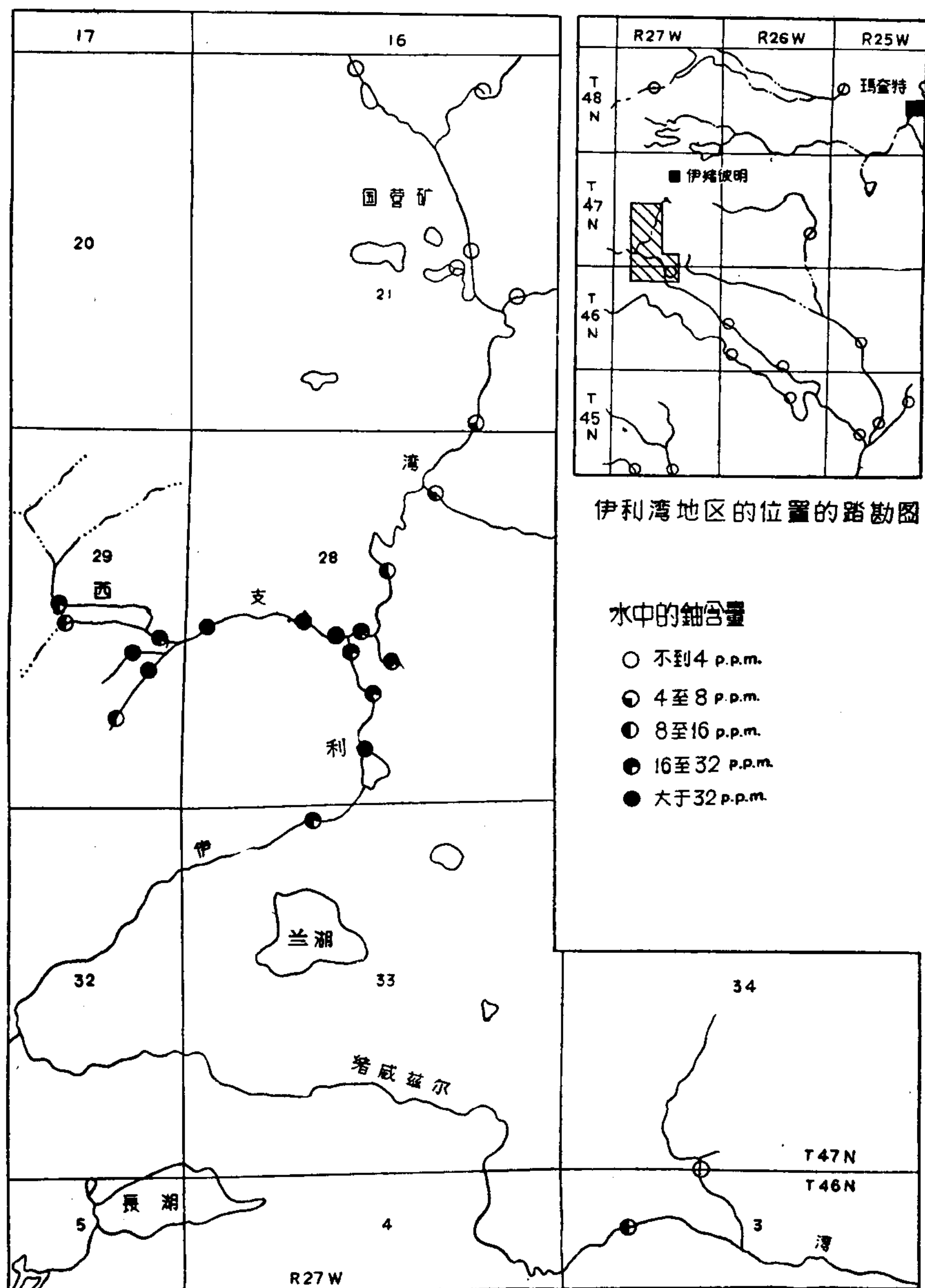


图2 密执安州半岛上部的伊利地区的河流图

見到含有尼高尼鉄矿建造的休伦世的变质岩系。沼泽和閃长岩之間的东向河谷，完全被冰川冲积层所充填，下复岩石的性質不詳。

在河谷和沼泽地区进行的地球物理調查，虽然多少有一定的局限性，但仍沒有发现任何表明异常矿化或构造方向的特征。在这个地区中沒有电磁的和自然电位的异常，所以在靠近地表处不可能有硫化物矿化。由于在冰川的冰積岩中存在着鉄質頁岩和磁鉄矿的巨砾，因而便妨碍了定量的磁法勘探；但是沒有巨大的連續磁性异常，这样鉄矿建造在深部存在的可能性也就沒有了。在河谷的冰積岩下，有时可見到石英岩，但在沼泽下显然埋藏着花崗岩，在冰川期間經過冲刷和侵蝕而形成盆地。

地球化学工作的最后阶段，是在沼泽地区按网格采集土壤样品。土壤样品的成分中有30%的有机物质。統計計算得出了含鈾潛水中鈾含量和有机物质之間的正比关系。水中的鈾源在基岩中或者是呈矿石的形式，或者是呈分散的鈾矿的形式。所以，要想作最后評价，就必须用钻探結果来补充地球化学踏勘的資料。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Thatcher, L. L. and Barker, F. D., Determination of Uranium in Natural Waters, *Analytical Chemistry*, **29**:1575—1578 (1957).
- [2] Ward, F. N. and Marranzino, A. P., Field Determination of Uranium in Natural Waters, *US Geological Survey Bulletin* 1036-J:181—192 (1957).
- [3] Ostle, D., Geochemical Prospecting for Uranium, *Mining Magazine*, **91**:201—208 (1947).
- [4] Thompson, C. E. and Lakin, H. W., A Field Chromatographic Method for Determination of Uranium in Soils and Rocks, *US Geological Survey Bulletin* 1036-L:209—220 (1957).
- [5] Geier, F. and Holland, W. Y., Equipment and Analytical Procedures in Geochemical-Radiometric Reconnaissance for Uranium, *US Atomic Energy Commission* (in preparation).
- [6] Illsley, C. T., Evaluation of Hydrogeochemical Techniques in the Mount Spokane Area, Washington, *US Atomic Energy Commission* (in preparation).
- [7] Ahrens, L. H., The Lognormal Distribution of the Elements, *Geochimica et Cosmochimica*, **5**:49—53 (1954).

日本鈾矿床的地球化学普查*

木村 滕原 佐渡 大桥(譯音)**

緒 言

近十年来由于地球化学,特别是分散或稀有元素的地球化学的重大发展和化学分析(如光谱法,比色法和其他“仪器”法)技术的改进,地球化学普查法有了迅速的发展。此外,现代工业要求地球化学法寻找最稀有元素的新来源。这样也就更促进了地球化学普查的发展。

自1943到1955年,在日本,为了查明新的资源,对炉灰,硫化物矿石和室内泥中的铀的分布进行了详细的研究^[1]。并且对温泉和天然水中的锂和铯也进行了化学分析^[2]。

至于锶,目前也进行了相应的勘测。在1947年成立了合作会社,该会社曾找到了新的资源,并拟定了萃取较稀有元素的新方法^[3]。美国地质调查局可能也在同一阶段进行了锶和铯的勘查工作^[4,5]。

随着分析化学技术的改进,正在大规模地进行地球化学普查。的确,象铜、锌^[6]、锰^[7]、钒和铬这些元素的广泛分布,不久前已用比色法得到了证实。

地球化学普查的发展

1943年东京大学的教授木村第一次对日本的地球化学普查进行了规划,1946年该教授在滕原的帮助下,普查能登半岛的磷矿床时获得了初步的成效^[8]。后来,在日立^[9],细仓^[10],高罗^[11]和佐渡^[12]各矿山对硫化物矿石的沉积进行了研究。

必须指出,在日本地球化学普查是未依赖于其他国家在这方面的独立地进行的。之所以采用硫卡巴腓(双硫棕)作为最合适的试剂也完全是一种出乎意外的巧合。

日本大多数的矿床位于山区,所以许多水流和小溪对地球化学普查提供了极好的试样。在日本地球化学普查取得成绩的同时,河水微量分析的技术也得到了顺利的发展。最初确定了金属离子,主要是锌离子,在河水中的底数等于 10^{-9} 或 10^{-10} 克/毫升。同时,由于含矿露头或矿床的影响,锌含量增加到约 10^{-8} 克/毫升。此外,在将水排到约30—40米以下时,其源为矿体的离子含量降低到正常底数。所以,河水中金属含量的微量分析对普查来讲是非常有利,特别是对脉状矿床的普查。于是,很快地就制定了精确度很高的分析技术。

在探查高罗矿山^[11]时已采用了这种方法,从该矿山的所有小溪中取了500个试样,全部用双硫棕的四氯化碳溶液进行比色法分析。分析测定的细节见下文。现在这种技术在

* Chemical Prospecting of Uranium Deposits in Japan (第2卷,第1357号报告,日本)。

** Yukio Murakami (东京大学化学系), Shizuo Fujiwara (东京调节电讯学院), Motoo Sato, Shuji Ohashi (东京日本原子燃料公司)。

日本已广泛采用¹⁾。

对锰、铬、钒等矿床也进行过植物分析普查，即所谓古生物地质普查。村上发明了一种很有效的方法，即用新的强氧化试剂——过氧化银对锰、铬、钒进行微量分析^[7]。因为这个方法在野外工作下很方便，他已用来分析锰、铬、钒矿床矿化带中的水和植物。

为了全面改进普查技术，西尾博士于1951年组织了金属矿床综合研究组。该小组由地质、物探和化学普查方面的专家组成。这个小组自1951年到1953年曾一直在久根和下河^[13]矿上工作。

铀的地球化学普查

为了发展原子燃料科学于1956年成立了“日本原子燃料公司”和化学普查处，后者为前者的分公司。从那时起，该公司对铀矿床进行了系统的勘测工作，并在银强-东强发现了极有远景的区域。

第一次铀矿床的地球化学普查是在1957年进行的。在同年他们又进行了第二次工作，直到现在还在继续进行着。本报告主要是报导这些研究的成果。

银强-东强地区包括东强，四义和中都合三个区(图1)。1957年夏天，从第1,第2两

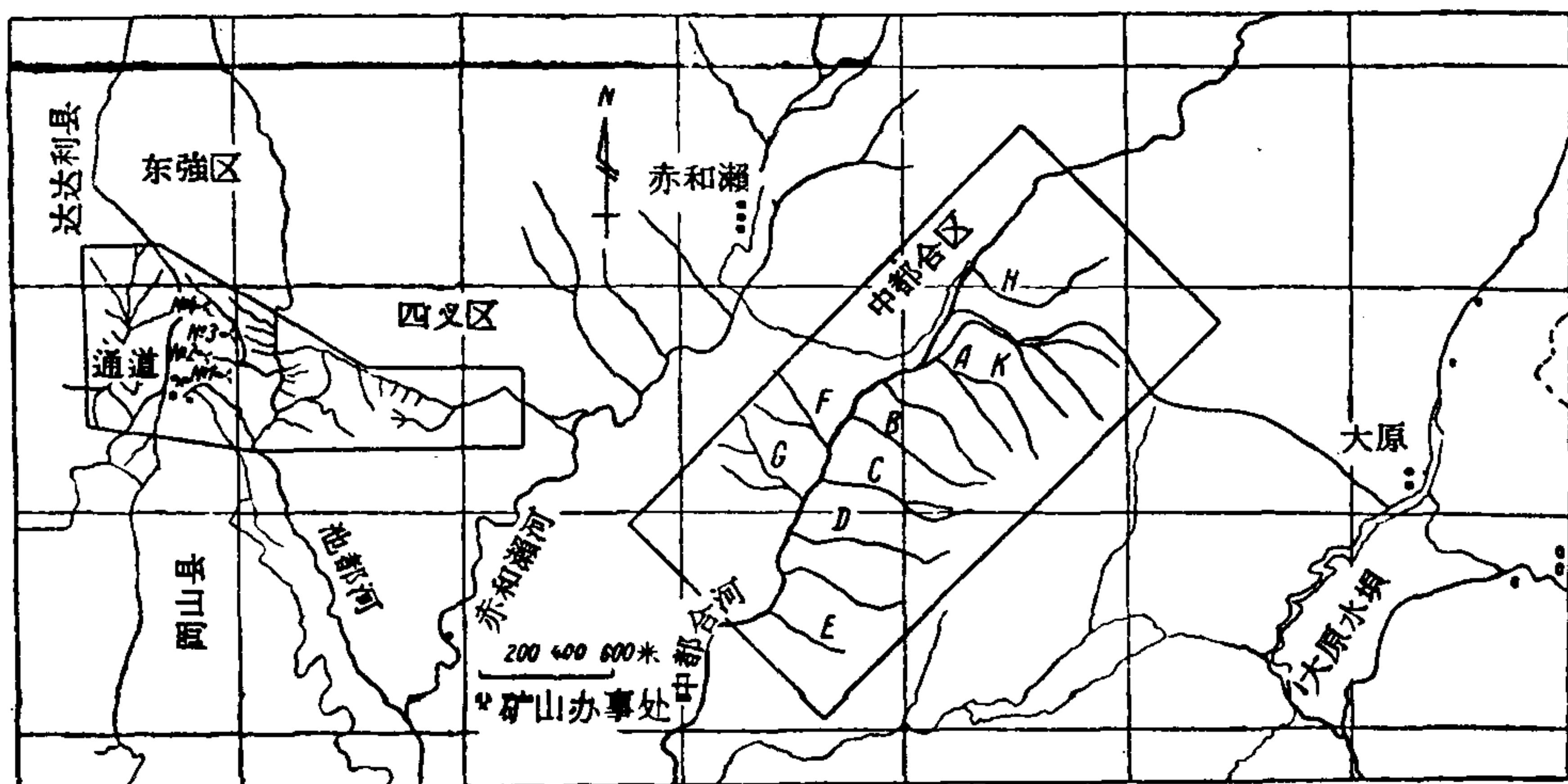


图1 银强-东强区域图

个区的小溪中取了约600个水样，并在野外进行了锌和磷离子的微量分析。这个间接的普查法对确定银强-东强含铀砾岩矿床很有用。在1957年11月，对中都合地区($2 \cdot 10^7$ 平方米)小河中取得的400个水样做了铀的连续荧光分析及锌和磷离子分析。1957年夏天勘测过的面积约为 3×10^5 平方米。该区包括已知的矿床露头和已采过的坑道。1957年冬天勘测地区位于已知的赤和瀨和大原矿床之间。佐渡等人对该区作了地质描述²⁾。这些勘测证明：对小溪水中铀含量所作的直接分析结果与对锌和磷间接分析的结果完全符合。此外，由小溪水中这三种元素的浓度的系统解释对确定金属矿床的位置很有帮助(图2)。

1) 自1946到1957年用这个方法在100多个开采硫矿石的矿山进行了地球化学普查。大部分文献可在1955年东京“丸喜发行有限公司”岛博士的专题论文集“化学普查”中找到。

2) 日本代表提供会议的报告，27卷VIII章，原子原料的地质学。

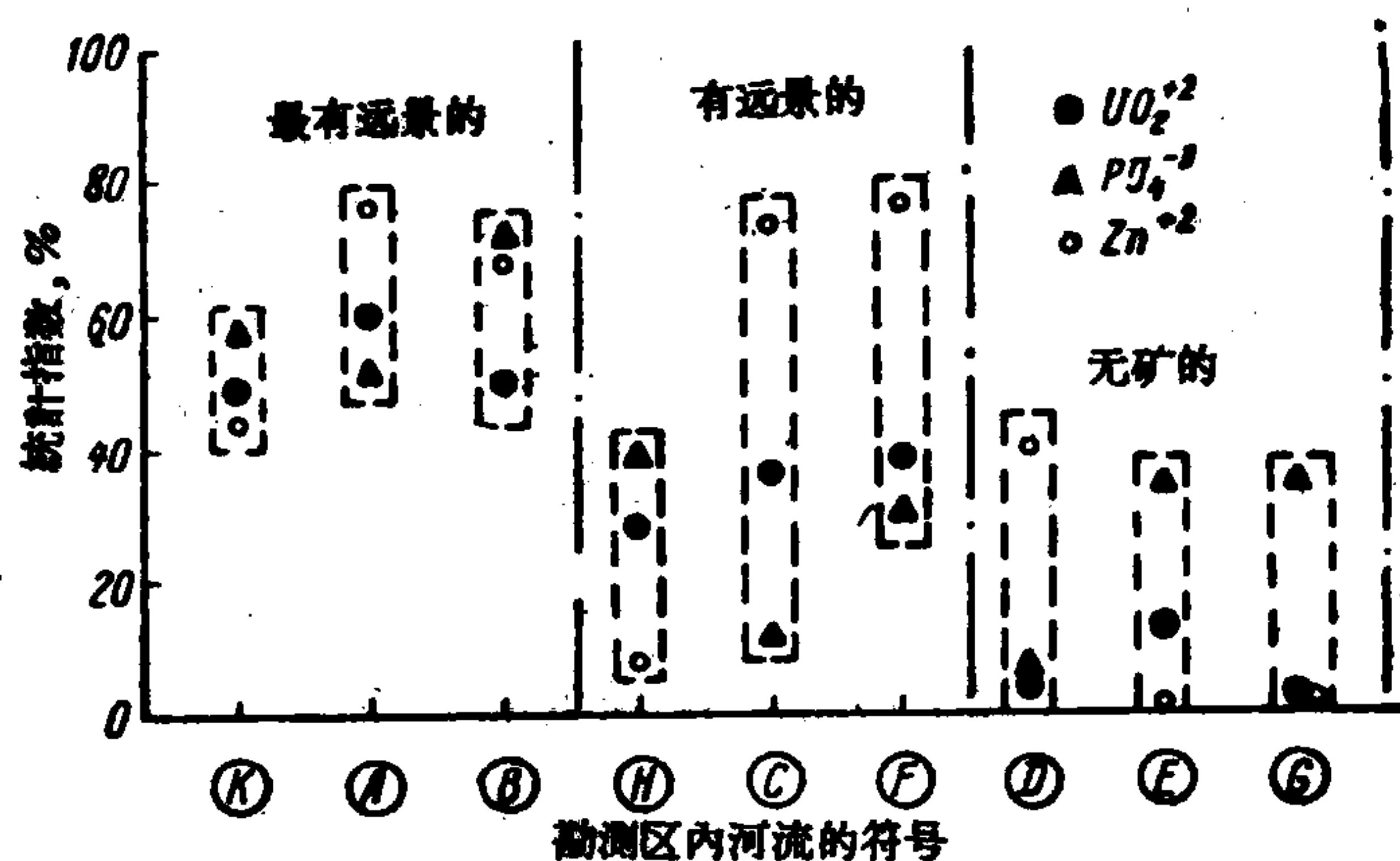


图2 中都合区河水中 Zn^{+2} , PO_4^{-3} 和 UO_2^{+2} 的“统计指标”图

1. 取样和分析过程

取样 由于在勘测地区有很多小溪,因此就利用了天然水作勘测的试样。实际上,在沿河的上游每隔10—20米取一个水样。从每条小溪中取30—50个左右的水样,并用下述方法在野外进行了分析。

每个水试样约30毫升装入容积为50毫升带毛玻璃塞的玻璃瓶里,另外再取2升水供分析铀用。所有的试样都转送到野外基地,因那里备有分析所需要的荧光镜和其他分析仪器。

铀分析 约500毫升的水样用作铀的分析和标准珠球的生产。“原子燃料公司”所设计和装配的荧光镜对野外勘测很适用(图3)。

荧光镜是由稳定电源,水银灯(100伏特),UV- μ 2 过滤器,保险器,试样支架和555毫微米荧光选择过滤器组成。为了制成同样规格的珠球设计了一种带双旋转铂金丝盘的炉子(图4)。在一小时内这个炉子能很容易转两转以上,而每转可制成20个珠球。

荧光镜的最低精确度下限为 1×10^{-10} 克/毫升。这在野外是可以利用它的。

作者对银强-东强和库拉约习铀矿区植物中所含有的铀的地植物试样作了初步的化验。曾采集了十多种植物,按预先拟定的方法在低于450°C的温度下

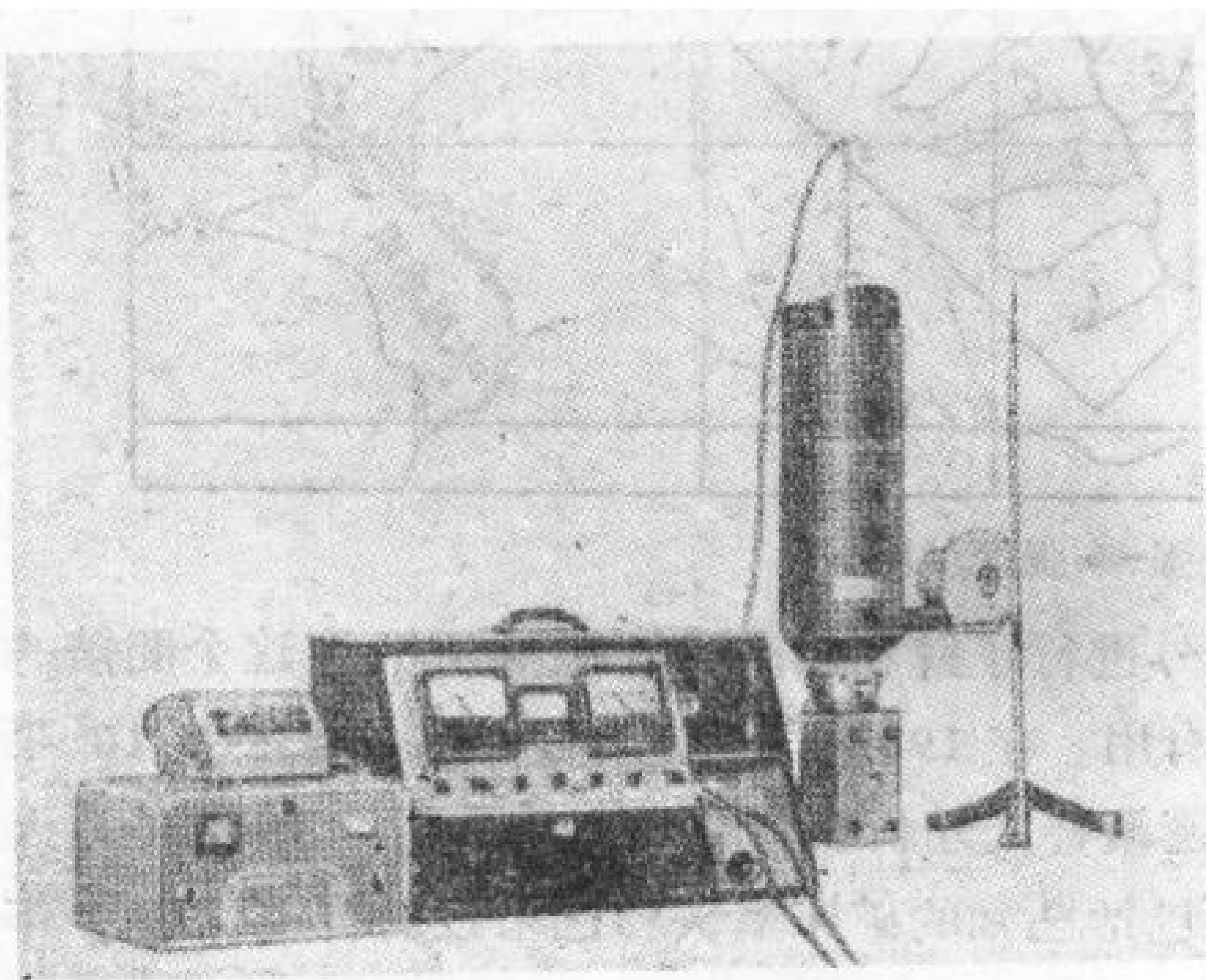


图3 荧光镜

烧成灰,把500毫克灰放入不锈钢制成的小盘子内,用盖格-弥勒计数器测定其总放射性。最后,把灰倒入硝酸溶液,用测定水试样中铀的方法来测定溶液中的铀含量。

磷酸盐的离子分析 磷酸盐的离子用铂的络合物方法确定,为了增加测定的再显性,在制备试剂时,要特别小心,以便能获得稳定性更大的试剂¹⁾。萃取法同样是由本文的

1) 这种在野外进行的化学普查法最初是在1946年由木村,藤原和宫登制定的。

一位作者(藤原)在化驗过程中制定的,是他确定了 $1 \times 10^{-11} \text{ PO}_4^{3-}$ 克/毫升的精确度。全部化驗工作都是在野外进行。

磷酸盐离子的直接分析法 試剂 A: 是一份 A—a 和三份 A—b 混合法制成的鉬溶液。

試剂 A—a: 是百分之十的鉬酸鉍水溶液, 制备方法是取一些大的純結晶鉬酸盐, 把它磨成小块称重, 然后把称得的盐, 溶解在水中, 这种盐应是无需加热就能很快地溶解于

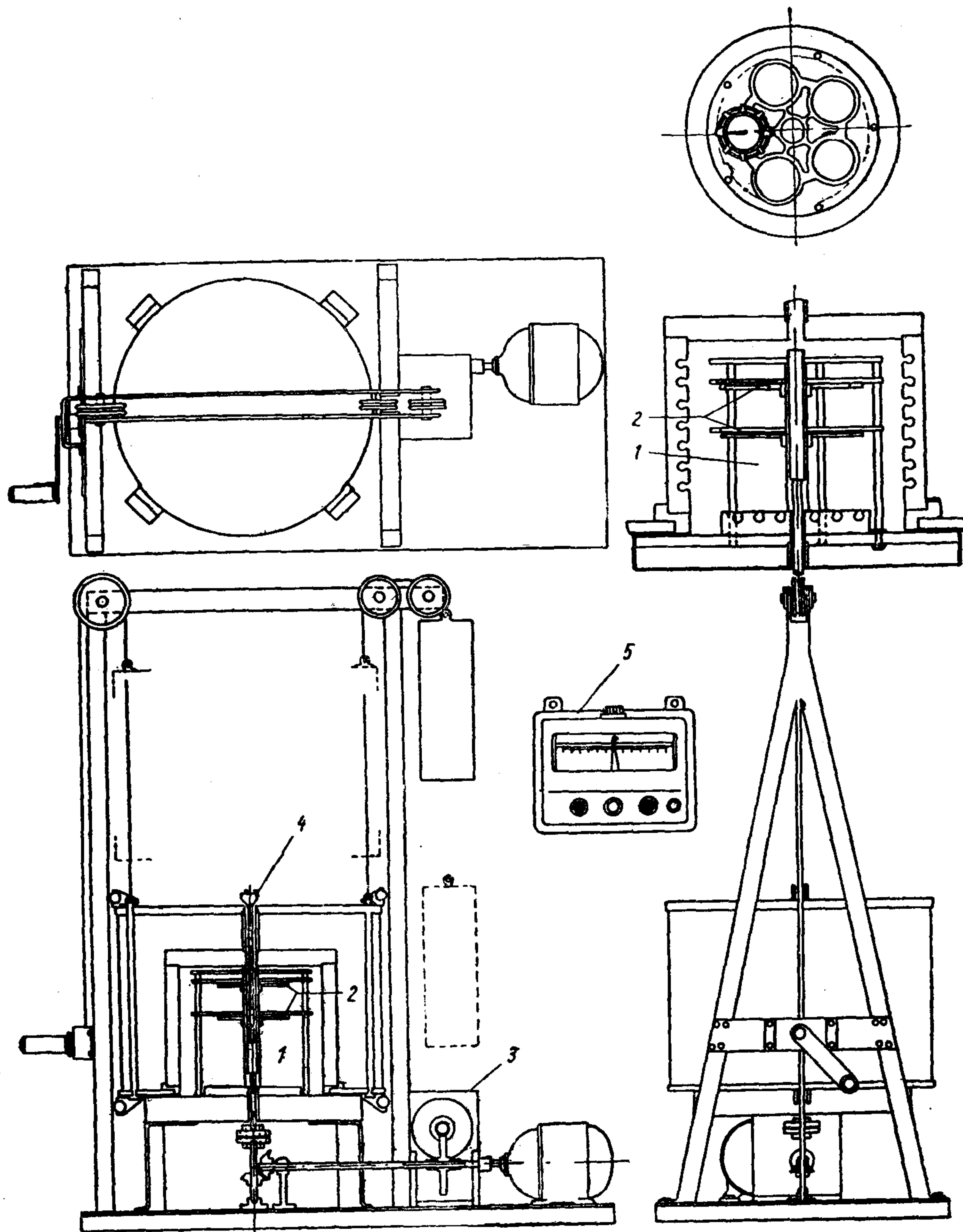


图4 制造珠子的双旋轉炉

1. 炉室; 2. 鉬金盘支架, 双旋轉; 3. 減速器; 4. 热电偶; 5. 溫度自动調节器。

水,如果不是这样的话,就将溶液放置几个小时。只有溶解了的盐才能使用。

试剂 A—6: 是 1:1 的硫酸盐溶液。临试验之前把一份 A—a 同三份 A—6 混合起来,就象使用 A 试剂溶液一样,溶液每隔三小时制备一次。

试剂 B: 氯化亚锡。把 2.5 克左右的氯化亚锡溶解在 10 毫升的浓盐酸中,然后用水冲淡到 100 毫升。

试剂 C: 是标准溶液 PO_4^{3-} 。把精确称得的磷酸钾 0.1413 克溶于 1 公升水中便获得 PO_4^{3-} 的浓溶液,再把它冲淡到 1/10 便能得到浓度为 $1 \times 10^{-5} \text{PO}_4^{3-}$ 克/毫升的溶液。再在冲淡的溶液中滴入约五滴甲苯。

分析过程 在 10 毫升的试样中注入 0.2 毫升试剂 A,并使溶液很好的混合。在混合溶液中倒入 0.2 毫升氯化亚锡。然后把所得溶液的颜色与用完全同样的方法处理的标准溶液的颜色作比较。

磷酸盐离子萃取分析法 把 100 毫升试样倒入容积为一公升的分液漏斗中,再加入两滴 0.05% 的甲基橙溶液及 0.5 毫升 0.1% 的氯酸。然后用 1N 氢氧化铵使试样中和,直到溶液开始变黄色为止。用 1N 硝酸使溶液酸化,加入 0.5 毫升 0.1N 溴酸钾溶液,再加入试剂 A—a 使溶液重新开始变黄为止。把溶液静放 30 分钟后加入 2 毫升有机溶剂¹⁾,并很好的加以摇动,然后把溶剂层分离²⁾,并往其中加入 3 毫升试剂 B。摇动之后正确地断定水层颜色的鲜明度。

锌离子分析³⁾ 取 10 毫升试样注入容积为 30 毫升的不大的分液漏斗里,并在四氯化碳中加入 0.2 毫升双硫棕溶液,把试样摇动 30 次,当四氯化碳层出现颜色时,就按酚红色的(pH 指示剂)颜色标准种类确定它的颜色,这种指示剂可在野外使用,这样,锌的指数可以用 pH 值来表示。关于颜色的浓淡和锌含量之间的关系数据列于表 1 中。

表 1 颜色的浓淡与锌含量之间的关系

强度指数	颜色指数(摇动 30 次之后)	颜色指数(摇动 60 次之后)	相当于锌的含量
A	7.6	重复萃取	5×10^{-9} 克/毫升
B	7.2	7.6	
C	V	7.1—7.4	—
D	V _G	V+	—
E	G _V	V	1×10^{-10}

附注: 1. V——紫色, V_G——介于绿色与紫色之间, G_V——绿色带一点紫色;

2. 把混合液再摇动 30 次可以得到较强的颜色指数;

3. 天然水的指数大多数介于 B 和 E 之间,即相当于 5×10^{-9} 克锌/毫升。

初步试验需要反复进行,直到仪器和试剂给出低于 E 的负指数为止。为了简化分析应该选择最适当的双硫棕浓度。

双硫棕溶液在四氯化碳里的浓度可利用银离子的标准溶液的萃取滴定法确定。

在野外工作时,把浓缩了的双硫棕溶液装在瓶里,并在上面复盖一层二氧化硫的水溶液,需要使用时用四氯化碳冲稀到所需的浓度。冲稀的溶液可用上述方法测定其浓度。在野外工作时,当量 7 或每毫升双硫棕溶液有银 8×10^{-6} 克是最适当的浓度,因此,与双

1) 2 份异丙基醚 + 1 份丁醇 + 3 份三氯甲烷。

2) 取出要小心,不要使水污染溶剂层。

3) 这个方法是木村,藤原和宫澄首创的,作为硫化矿石矿床主要的化学普查法。

硫棕成份相当的銀离子数量表示双硫棕的浓度。

2. 地植物試样的初步研究

我們把含矿区(象銀強-东強和綫西)植物灰中的鈾含量和放射性与无矿区植物中的鈾含量和放射性作了比較。現將結果列于表 2 和图 5。

表 2 植物灰中的总放射性和鈾含量

松 木		柏 木		备 注
放射性(讀数/分)	鈾 含 量	放射性(讀数/分)	鈾 含 量	
0.5 克灰	(克 U/克灰)	0.5 克灰	(克 U/克灰)	
603	93.3×10^{-6}	443	22.8×10^{-6}	含矿区
399	84.3×10^{-6}	430	9.7×10^{-6}	
497	13.5×10^{-6}	179	5.5×10^{-6}	
85	2.1×10^{-6}	221	0.4×10^{-6}	
83	—	98	—	无矿区
35	—	11	—	
35	—	15	—	

在参看表 2 和图 5 上的結果时, 应注意下列几种情况: 1) K^{40} 形成的放射性的存在。 K^{40} 的含量可以从試样中的全部鉀含量中計算出来; 2) 目前进行的原子弹和氫弹試驗所引起的污染, 其程度很难确定, 所以, α 讀数要用很好的鈾含量測定器确定。但要制备适当的試样来精确地測定最低限度的 α 放射性是很困难的。

因此, 为了确定具有总高放射性試样中的鈾含量, 作者采用了螢光測定法。在原子爆炸之前(前原子植物)收集的植物灰中的总放射性很显然大都符合于植物中的 K^{40} 的放射性。所以, 若是把所取試样的放射性与前原子植物(如果有的話)的放射性相比較, 那末如上所述, 就可以大概地估計出受原子爆炸污染的程度。

在地植物普查时, 柳杉、松木和柏木的試样在任何一个季节都可采集, 因为它们們是多年生长的植物。

根据所获得的結果, 作者得出結論, 認为总的高放射性說明了在鈾矿床附近生长的植物中含有大量的鈾。所以, 在普查鈾矿时可以采集植物作試样。

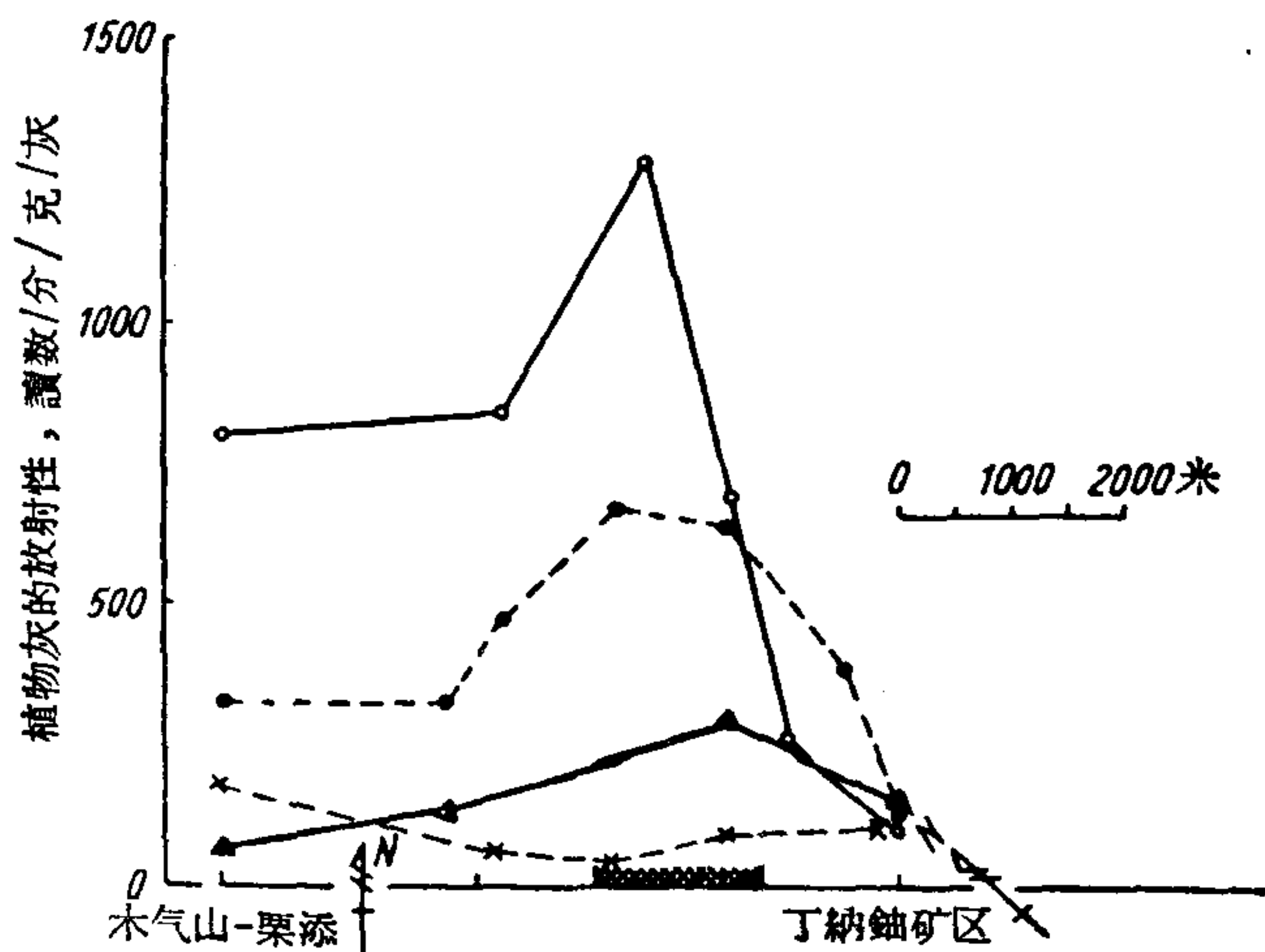


图 5 銀強-东強和附近地区所取植物灰的放射性
○——松; ●——杉; ▲——Shibu; ×——Sasa albo-marginata。

3. 結果及评价

在东強和四义地区从 30 条小河中取了約 600 个試样, 在中都合地区从 20 条小河中

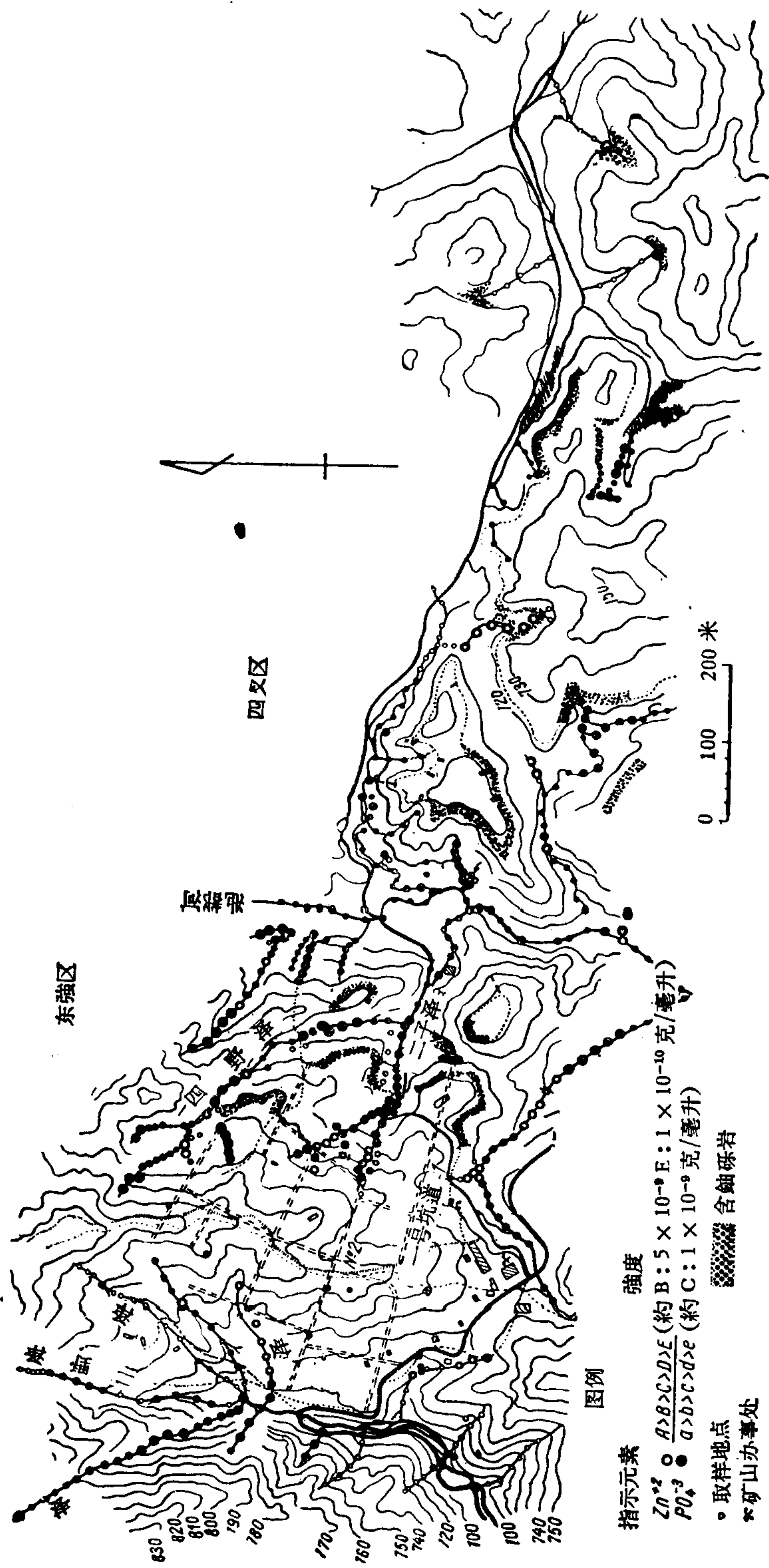


图6 银强-东强和四叉区 Zn^{+2} 和 PO_4^{-3} 分布图

取了400个试样。图6所示为磷和锌的分布。对四野泽, 二子泽和从1和2号坑道流出的水进行勘测所得的结果, 以及图7—9所列的资料均可说明矿床对水质的影响。从图7上可以看到, 由于受矿床的影响, 坑道水中的 Zn^{+2} 和 PO_4^{-3} 的含量有显著的增加。从矿体附近流过的小溪中也观察到这种完全相同的影响(图8)。但沿小溪而下的30—40米处, 该数值便显著地降低到底数 10^{-10} 克/毫升。对发源于2号坑道出口的溪水, 勘测结果完全证实了这种情况(图9)。所以, 在野外普查矿床时最好对锌和磷离子进行直接的分析。

磷离子的萃取分析法有助于测出各小溪中离子含量的微小差别(表3)。而同时直接比色法在大多数的试样中得出了同样的含量, 可见, 萃取法显然能区别很小的含量差别。需要着重指出, 在铀矿床上部50米的14号观测站附近取得的试样表明含量为最高, 等于7(以后在该区发现了砾岩)。

日本各个地区天然水中的不同铀含量是用上述方法进行普查的依据。为了弄清楚铀在天然水

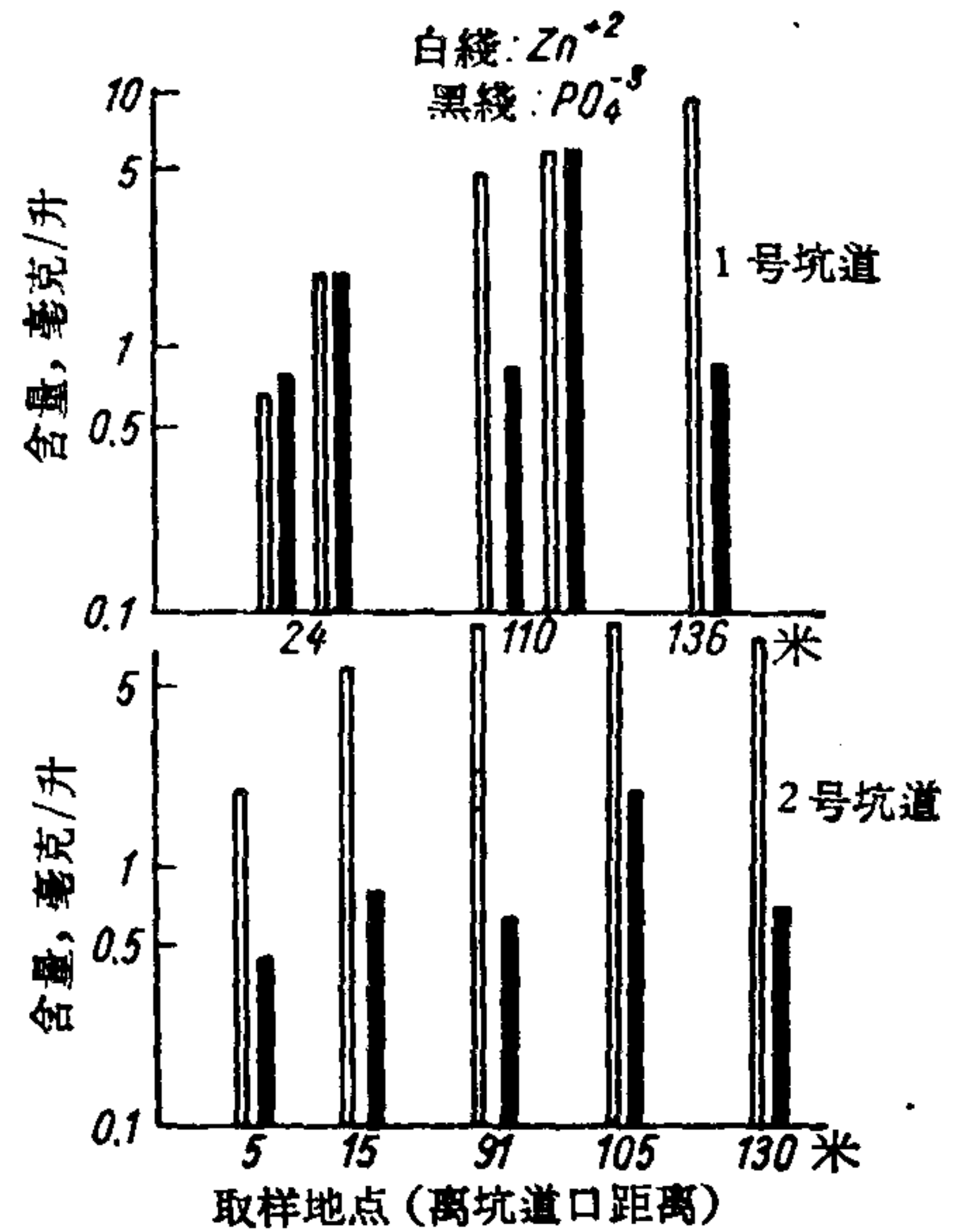


图7 1和3号坑道水中 Zn^{+2} 和 PO_4^{-3} 分布图

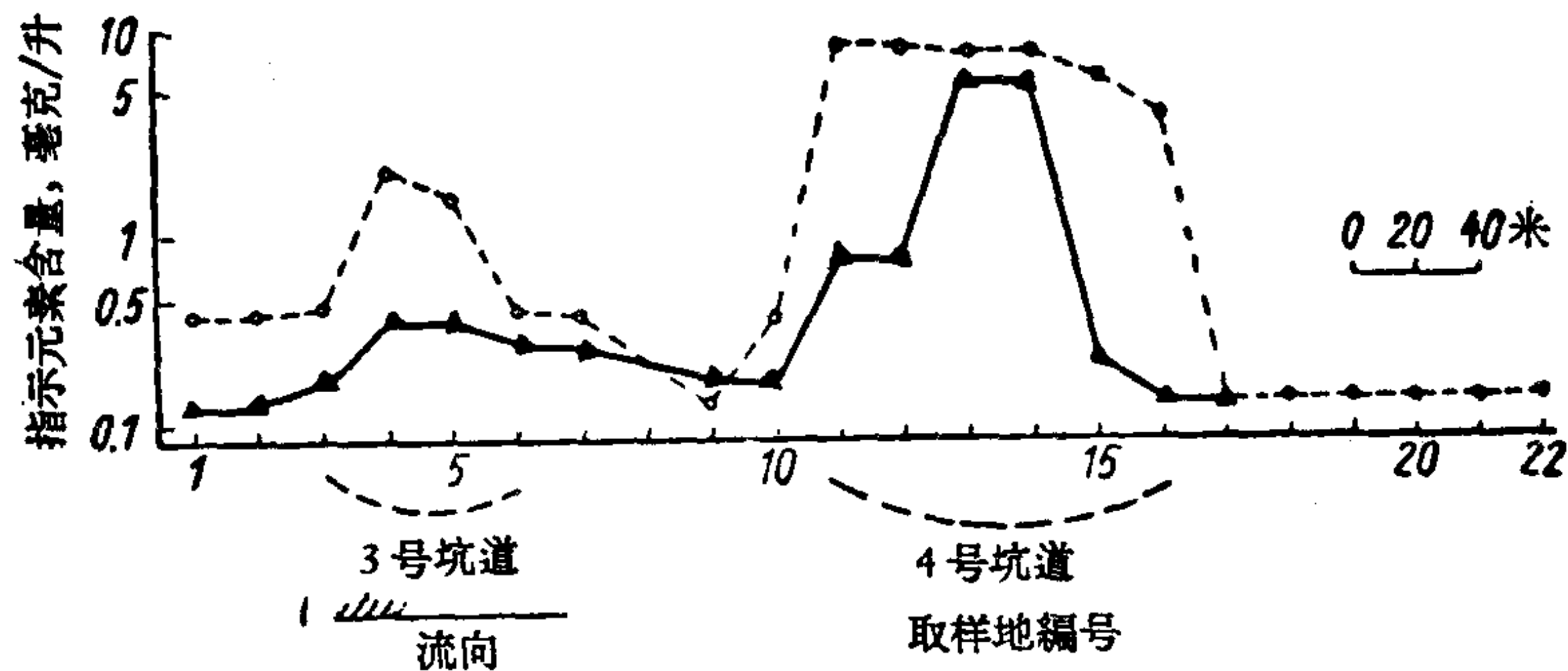


图8 四野泽区 Zn^{+2} 和 PO_4^{-3} 分布图

○—○— Zn^{+2} ; ▲—▲— PO_4^{-3}

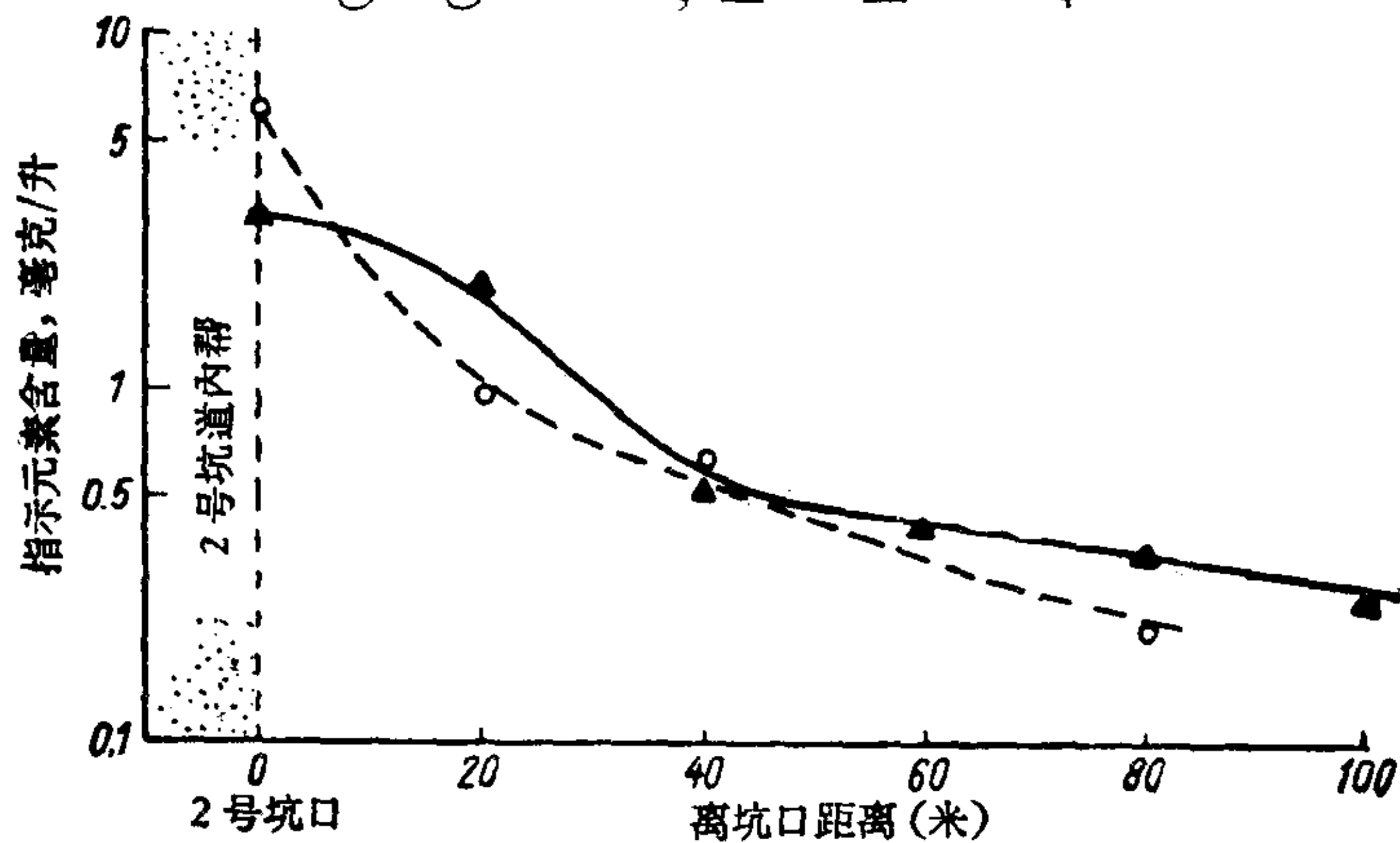


图9 在二子泽2号坑道的小溪顺流而下 Zn^{+2} 和 PO_4^{-3} 含量值的减少图

○—○— Zn^{+2} ; ▲—▲— PO_4^{-3}

中(有时在植物中)的含量,对鈾的分布还正在繼續勘测。勘测过程所得的一些結果列于表 4,以供参考。

表 3 直接法和萃取法 PO_4^{3-} 的比較

取 样 地 点	萃 取 法(克/毫升)	直 接 法
一野泽河口	3×10^{-9}	+
1A—泽口	4×10^{-9}	+
1B—泽口	5×10^{-9}	+
4A—泽口	$3-4 \times 10^{-9}$	+
5B—泽口	3×10^{-9}	+
5B—泽 14 号	7×10^{-9}	+

表 4 天然水中的鈾含量

試 样	鈾含量(克/毫升)
A河的上流	小于 0.1×10^{-9}
A河的下流	0.70×10^{-9}
A河河套	0.73×10^{-9}
B河	1.52×10^{-9}
C河	0.32×10^{-9}
温泉A	1.50×10^{-9}
温泉B	2.12×10^{-9}
温泉C	1.46×10^{-9}
温泉D	2.20×10^{-9}
湖 A	0.70×10^{-9}

从表中可看出,了解在任何一个地区鈾含量的降低和增加程度是多么重要。所以,作者尽量查明沿河下水中的鈾含量改变的程度,为此,选择了一条发源于綽西区远谷地段坑道口的河流,在沿河的几处地方测定了鈾的含量(表 5)。

从表 5 中可看到鈾含量的降低是一种正常现象,这里应特别注意碳酸盐离子的存在和鈾的地球化学情况。因此,显然研究鈾含量的变化比了解鈾的绝对含量意义更大。水中的鈾含量一般地比正常基数(即 10^{-10} 克 U/毫升)要高得多(表 6)。

表 5 远谷区河水中的鈾含量
綽西鈾矿(矿脉型)

試样号	鈾 含 量 (克/毫升)	离矿脉的距 离(米)	何 种 地 带
1	2.4×10^{-9}	20	矿化地带
2	0.12×10^{-9}	300	无矿地带
3	0.18×10^{-9}	400	”
4	0.06×10^{-9}	-600	”
5	0.05×10^{-9}	-700	”
6	0.01×10^{-9}	-700	”

表 6 在不同天气远谷矿区小溪水中的鈾含量
綽西鈾矿(矿脉型)

取 样 地 点	鈾 含 量 (克/毫升)	
	1957年11月24 日取样(好天后 经过两星期)	1957年12月4 日取样(暴雨 后经过一星期)
离 2 号坑道 130 米	200×10^{-9}	—
2 号坑口附近	13×10^{-9}	100×10^{-9}
2 号坑口的废石場附近	20×10^{-9}	78×10^{-9}
3 号坑口	18×10^{-9}	—
一野泽河口	—	1.4×10^{-9}

所获得的結果表明,河水中的鈾含量可作为天然的普查标志。

根据表 6 的資料可以设想鈾含量会因季节或天气的变化而改变。但是需要指出,一切同矿体有关的試样中的鈾含量总是高于无矿区的正常基数。

系統地整理分析資料对于研究小溪流域的特征有更大的益处。

在中都合地区的勘测結果列于图 10 和图 11,在图 10 上表示取样点和正指数点,而图 11 上是試样中三种指示元素含量的分布情况。

根据这些資料确定了每条小河的試样数和超过标准基数的数值与其总試样数之間的关系,这种关系称为“統計指数”。

根据統計指数的順序和分布情况,小河流域按其本身的特征可分为三类矿带: 1) 最有远景的; 2) 有远景的; 3) 无矿的。

属于第一类的应当是这样一些河流，象 K, A 和 B。应当說，这三种指示元素的指数总和也是比較地高。根据图 7—9 和表 6 所列的資料以及地質情况，可以推測这些河流流过的地区是最有远景的地区，在那里很可能找到含鈾砾岩。

第二类的特征是三种指示元素的指数相当高，但是在很大程度上是分散的，根据这些指数作者作出了結論：这些小溪(H, C 和 F)流过的地方是有远景的。

第三类矿带的特征是指示元素的含量低，而且它們的分布沒有規律，这不同于上述两类。

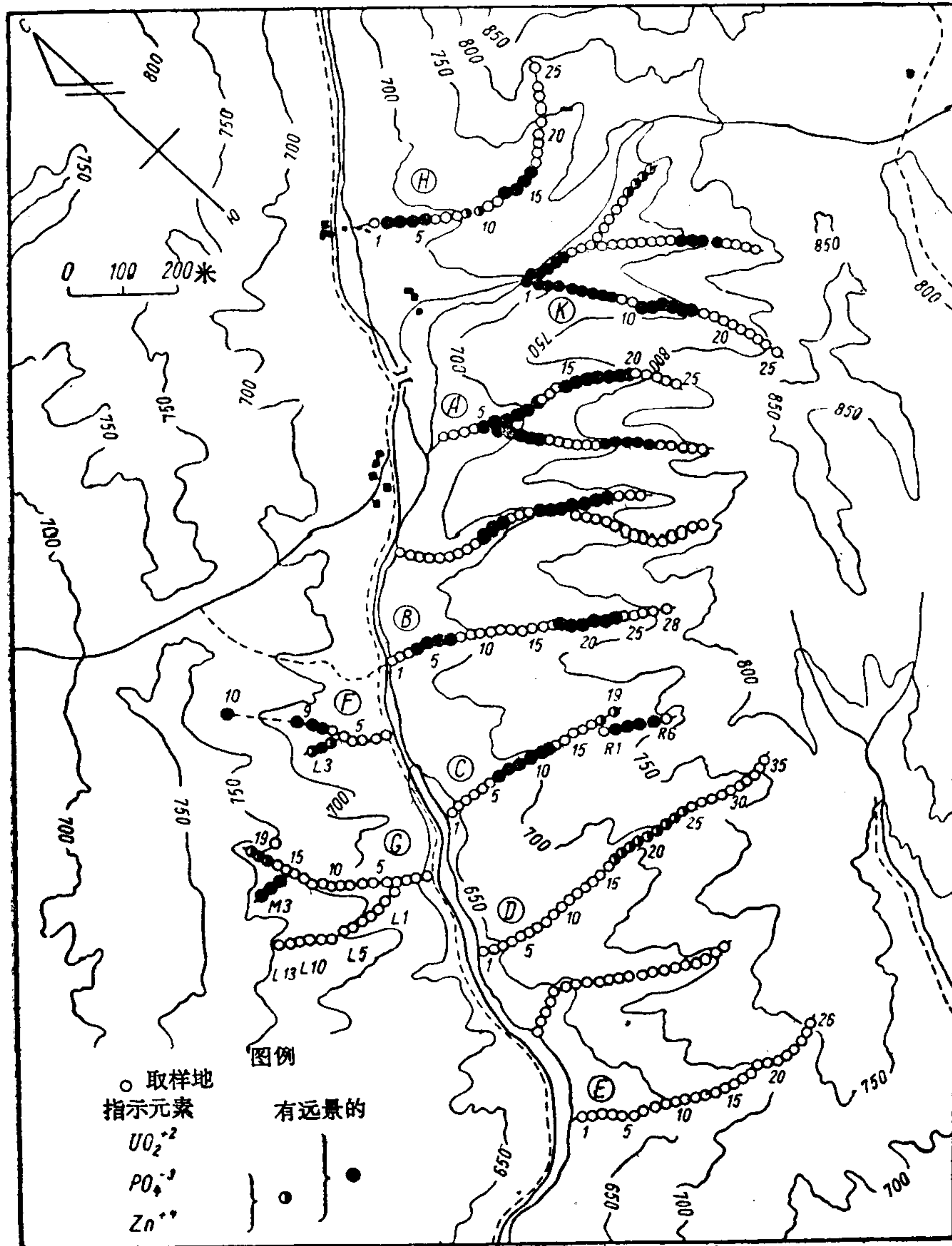


图 10 中都合区取样点和远景点分布图

第一和第二类的高指数在沿河流而下 30—40 米逐渐降低到正常值，因此，每隔 10—20 米从河水中取水样作微量分析对于确定指示元素的来源是非常重要的，这对沉积鈾矿床也是绝对正确的。在普查矿脉型或伟晶岩型和沉积型的鈾矿床时，均可同样采用现代

技术。

为了确定矿体的范围,有必要进一步勘测银强-东强地区。

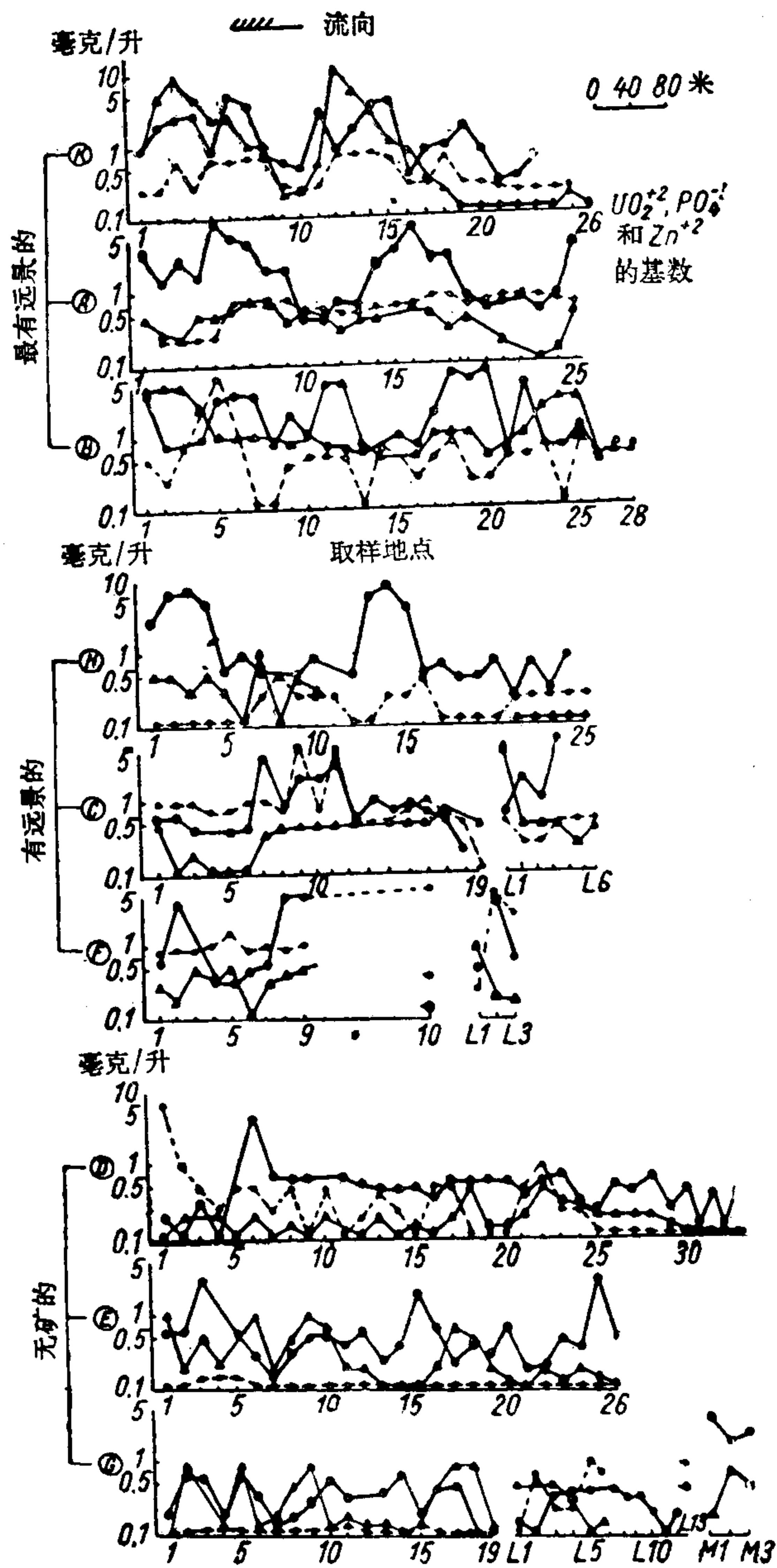


图 11 中都合区取样地铀和 Zn^{+2} , PO_4^{-3} 相对值图表

○—○— UO_2^{+2} ; ▲—▲— PO_4^{-3} ; ●—●— Zn^{+2}

结 论

在不依赖别国的情况下,日本从 1946 年起就独立地进行了地球化学普查。在日本的矿化区有很多小溪,所以,早就制定了各种天然水微量分析的野外方法。在地球化学普查的实践中曾以下列条件作为普查的标志。

1. 鋅离子通常为硫化矿物矿床最好的指示元素,在河的上游每隔 10—20 米的各个点处取一个 10 毫升的水样,在野外用双硫棕进行微量化学分析。

2. 天然水中鋅离子的正常底数值为 10^{-9} 或 10^{-10} 克/毫升,而从矿化地带取的試样中的含量約为 10^{-8} 克/毫升。

3. 在下游 30—40 米指数下降到正常值。

1957 年在銀強-东強鈾矿床进行的勘测是日本第一次用地球化学普查法对鈾矿床进行有系統的勘测。

磷和鋅离子可以象鈾离子一样当作指示元素,因为銀強-东強矿床是含磷和硫化矿物的鈾矿床。磷离子是用鉬絡合物(蓝色)和萃取法进行分析的,而鋅离子則是用双硫棕法分析的,所有的分析都是在野外进行的。判明,这些元素的正常底数值为 10^{-9} — 10^{-10} 克/毫升。通过分析水中的这些元素可以确定鈾矿体的位置。

磷离子萃取法具有很大的灵敏度,即 1×10^{-11} PO_4^{3-} 克/毫升。其灵敏度比鉬蓝直接測定法大 10 倍。这方法甚至可以判断出各条小溪中元素含量微小差别。这个特性对于确定矿区位置有很大帮助。

鈾离子在水中变成珠子,并用轉动式的螢光鏡进行測定。把日本的湖泊、温泉和一些河水中鈾含量的指数与銀強-东強区河水中鈾含量的資料作了比較。

鈾的正常底数值为 10^{-10} 克/毫升或更少些,然而矿化地带試样中的含量却高于这个数值。为了闡明在勘测小河水时所取得的資料,拟把“統計指数”作为有效准数来看。这些指数可以确定发现这些元素的几率。这些元素在研究的試样中具有正指数。

測定植物中的 α 放射性和鈾含量要比确定水試样中的 α 放射性和鈾含量困难得多。但是,如果需要在极大的范围内进行一般的勘测时,則采集植物試样是很方便和有效的方法。为进行这样的勘测可以采集柳杉,松,柏試样。因为这些树木是多年生长的植物,在日本到处都有。可以得到放射性高的木灰。当闡明在植物勘测过程所获得的结果时,应当特別注意在試驗原子弹时放射性同位素沉降的影响以及 K^{40} 所引起的放射性。

上述結果表明,可以利用对植物灰和河水的微量化学野外分析来測定銀強-东強类型的鈾矿床。本报告中所闡述的普查技术对于查明脉状和角砾型的鈾矿床同样适用。

可以得出結論,如果对个别地区需要进行詳細勘测时,确定当地河水中的鈾含量是很有效的一个方法,因为由于日本地理上的特征很容易找到具有足够小量的小溪。

(譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Murakami, Y., New Method of Determination of Thallium with Cobalthexammine Trichloride, Bull. Chem. Soc. Japan, 22, 206 (1949); The Determination of Thallium in Flue Dusts and Chamber Muds, Bull. Chem. Soc. Japan, 22, 236 (1949); The Occurrence of Thallium in Minerals in Japan, Bull. Chem. Soc. Japan, 23, 1 (1950).
- [2] Yamagata, N., Geochemical Studies of Cesium in Natural Waters, Hot Springs, River and Plant, J. Chem. Soc. Japan, 72, 299, 530, 610, 753 (1951).
- [3] "Germanium" edited by Nobuo Katayama, Asakura Pub. Co., Ltd., Tokyo (1956).
- [4] Stanichenko, T., Murata, K. J., Zubovic, P., Hurschmidt, E. L., Concentration of Germanium in the Ash of American Coals. (Progress Report). US Geological Survey Circular, 272.
- [5] Fleischer, M., Murata, K. J., Fletcher, J. D., Narten, P. E., Geochemical Association of Niobium and

- Tantalum and its Geological and Economic Significance, US Geological Survey Circular, 225.
- [6] Morita, Y., Studies on the Occurrence of Copper and Zinc, J. Chem. Soc. Japan, **69**, 173, 174 (1948); **71**, 209, 246 (1950).
 - [7] Kimura, K., Murakami, Y., Application of a New Oxidizing Reagent—"Silver Peroxide"—in Micro-analysis, Mikro Chemie, **36/37**, 727 (1951).
 - [8] Kimura, K., Fujiwara, S., Mining Geology and Physical Prospecting, Kawata Pub. Co., Ltd., Tokyo (1949).
 - [9] Kimura, K., Fujiwara, S., Morinaga, K., Chemical Prospecting of Hitachi Mine., J. Chem. Soc. Japan, **71**, 464 (1950).
 - [10] Kimura, K., Fujiwara, S., Morinaga, K., Chemical Prospecting of Hosokura Mine, Ibid., **72**, 398 (1951).
 - [11] Kimura, K., Fujiwara, S., Nagashima, K., Chemical Prospecting of Takara Mine, Ibid., **72**, 434 (1951).
 - [12] Kimura, K., Fujiwara, S., Yasuda, Y., Chemical Prospecting of Sado Mine, Ibid., **71**, 467 (1950).
 - [13] Imai, H., Kimura, K., Nishio, S., Shimomura, Y., Fuchida, T., Fujiwara, S., All-round Prospectings for Ore Deposits, J. Mining Institute of Japan, **67**, 297, 758 (1951).

地球物理与地球化学方法在寻找铀矿方面的应用*

A. M. 甘格諾夫 C. R. 可 林
A. 格林姆貝爾特 H. 桑塞羅謨**

关于法国铀矿床的各种叙述资料,特别是提交这次会议的,证实可开采铀矿的位置与地质构造如裂隙、断层、破碎带等有密切关系。这些广度通常有限,对区域地质影响微不足道的构造单元在地面上显示得不够明显,甚至连受过训练有素养的观察者也不能发现。

用普通的辐射测量找矿的方法能发现许多这样的地质构造,即在含有铀矿时能显示出放射性异常的构造。应用这种找矿方法发现了一些矿床。但是很明显,在最靠近这些矿床的或在它们延伸的地方可能有其他类似的矿化构造。这种构造的发现是由于地面上有放射性异常,这种异常即使有上述构造存在时也不明显。在地壳深处的这种构造,只有通过开采工作才能发现,而开采工作在开始时是冒险的,并需要昂贵的资金。

在靠近矿床的区域以外,我们也发现有放射性异常,但很不明显,从它们本身也很难确定是否需要打钻或开采的工作。

现在,我们不谈最困难的情况,但若想得到大量关于构造的存在以及其走向、倾向及特殊关系等各方面的必须资料,就必须进行很多的槽探、钻探工作,这都是些缓慢而且昂贵的工作。

在这种形势之下,就应用地球物理和地球化学方法所得的资料来补充普通辐射测量所得的资料。前者可发现地质或地球外壳的构造,而后者所给与的铀在地面上的分布情况比辐射测量图更准确,特别是有更清晰的印象。另外,应用这些方法能缩小其他工作如打坑道或打钻孔的范围,并能很快的得出应用那一种方法有利。总的来说,这可节省资金,特别是节省时间,这是很重要的。尤其是在考虑一个或一羣矿床的设备规划时。

我们将在这篇文章里叙述这些方法,以及他们的应用条件。近年来,这些方法在原子能委员会(C. E. A.)进行工作的地区已广泛应用。因为,在那些地区的矿床及矿床标志早已知道,且一开始就受到注意。

一、地球物理方法

有几种地球物理方法^[1,2,3,4,5]原子能委员会(C. E. A.)一直用到现在,我们现在将叙述这些方法,并对直流电测法将详细讨论,因其应用范围极广,并且价值便宜。

地震折射法 通常是用12个检波器记录,能定出沉积构造中各岩层的水平位置,以及得出底部岩层的图形。在某些情况下还能得到有关基岩构造的某些资料。在结晶构

* Application of the Geophysical and Geochemical Methods to the Search for Uranium (第2卷,第1244号报告,法国)。

** A. M. Gangloff, C. R. Collin, A. Grimbert, H. Sanselme (法国原子能委员会)。

造中,我們可能追索到岩脉、断层或它們的伸延。图 1 为确定矿脉的位置时用地震折射法及电阻率法所得結果的图形比較。

即使在岩脉厚度很小的地方,通过地震波传播的速率不同,我們可看到基岩上盘有表示矿脉或岩脉源头的畸变迹象。

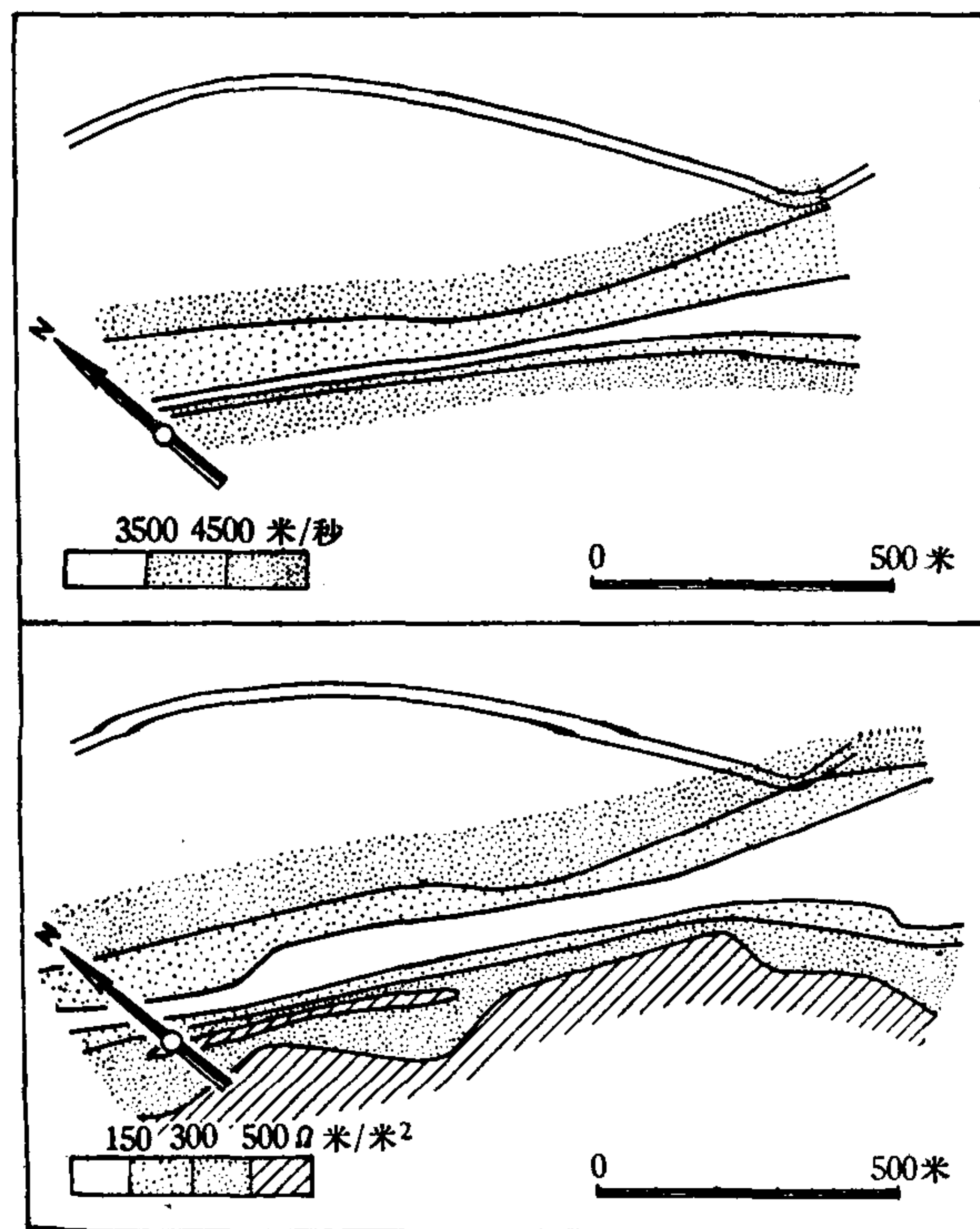


图 1 地震波传播速度图(上图)与电阻率图(下图对同一 BNL 脉)(Forez)的比較

磁法 便利于地質构造的区域研究,以及更詳細地圈定和查明各种(沉积的、結晶的、变質的)建造間接触层的性質。特别是可以发现在大块酸性岩中有基性岩石的岩脉(粗粒玄武岩,煌斑岩)。

电測井法 在鑽井中,借助于自然极化与电阻率的两者同时記錄,可得出各鑽井中地質剖面的很好对比关系。

特别是在固結不坚的沉积建造中,这种电測井法很可以补足机械測井的不足之处。在結晶的建造中解释所得結果比較困难。然而将輻射測井和电測井的資料进行比較,却是可以解释的。

电磁波法 很少采用。它用来圈定一个区域的构造輪廓。然而如断层和断口等构造单元的电阻率一般不会很低,用这种方法不能追索到,此

处已考虑到普通类型的設備所用的頻率。用此法所得的图形只能指出导电带的地点,而不能严格地确定电阻体的位置。現在要講的电阻率图法在这方面更有意义。

直流电測法

依照常例,用下列分类法:

- 电位图法;
- 电阻率图法;
- 电測深法;
- 矩形法。

a) 电位图法

一根固定的輸电綫 AB 在所研究的范围内的各个部分上产生一个用移动电极来测量的电位;第二个測量电极 N ,在理論上放在无穷远处,即在該点的电位为零。根据用等电位綫在图上所画出的异常,可圈定最适于进行研究工作的地带。

b) 电阻率图法

此图是根据移动施伦伯格(Schlumberger)四极所制成的。在討論金属矿时,解释工作应由地球物理学家与地質学家联合共同进行。这种协作是必要的,因为在几种岩石中可

能有同样的电阻率,而这些岩石又是我們需要区别的。区域地质知識,即使是地表上的,但和地球物理方面的研究彼此配合就能得到解释。于是对该区的地质与构造情况就有一个很完整的概念。

在本文中不能将解释工作詳細叙述。仅举几个有意义的例子,以便使我們的观点更为明确。

但仍然有些普通的規律:

1. 导电带与蝕变最大的、裂縫最多的、填滿了水的地段相应。断层、矿脉壁、花崗岩类空隙处等属于这种情况。
2. 高电阻带对应于完善的建造,它是經過和緩的运动沉积下来的,除結構水外含水很少。
3. 研究地带,岩石的电阻率校正工作是通过取样,或在有特征的露头上进行,后者較為适宜。

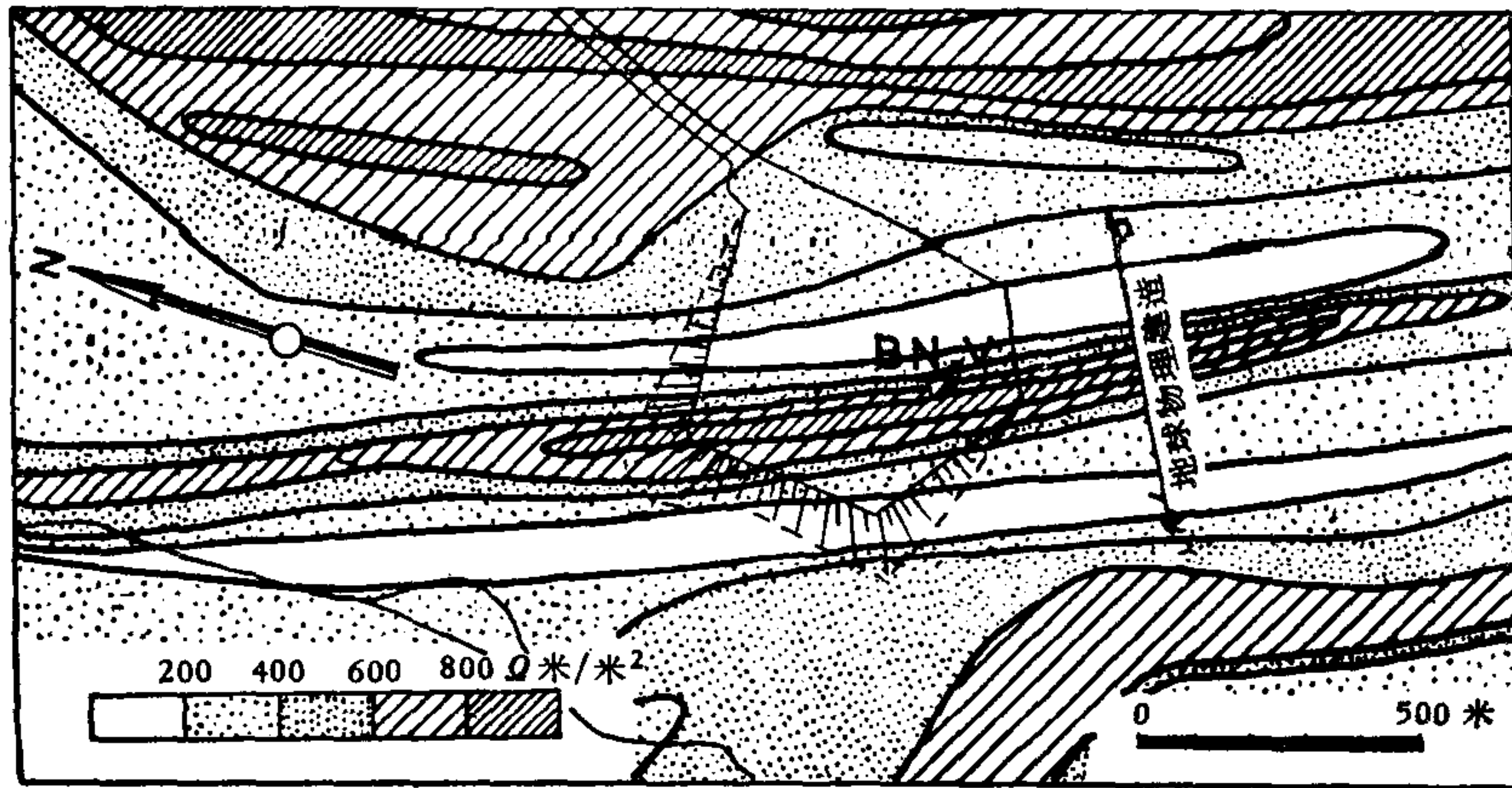


图2 BNV脉(Forez)的电阻率图,指出围绕矿脉的地球物理建造

图2是取自布瓦-努瓦尔(Bois Noirs)(福萊茲 Forez)地区的电阻率图。此图与下列图形中的鱗状物都是相似的,其空白面积对应于导电带,黑暗地方,以及中間阴影对应于高电阻面积。此图是 BNV 矿脉的一部分,該处已經通过开采及机械打鑽工作进行了詳細的調查。

这个近于垂直的矿脉,其平均厚度略有一米,由白石英和含有瀝青鈾矿与黄鉄矿的紅硅石組成。花崗岩壁变質有几米深。电阻率图所显示的岩脉似一羣高电阻的面积,比实际情况寬些,在导电带中,即在我们此后称为地球物理的周围建造中約为 50 米寬。在这个福萊茲地区存在高电阻面积是必定的,因为一个非常的高电阻面积是十分长而比較直的,便于解释为含硅石的矿脉。

在同一图上又可看出地球物理的周围建造差不多完全对称于岩脉軸,这可肯定指出它是近乎垂直的。

刚才說过的地球物理的周围建造在福萊茲地区几乎是常与含硅石的岩脉同行。图3証明(A,B和C点)有些地球物理的矿脉类型的异常在冲积层下部,約 50 米厚。这在以后已被机械鑽井所証实。所有三个异常都对应于矿脉,但后者由微晶花崗岩、正长岩或煌斑岩組成。

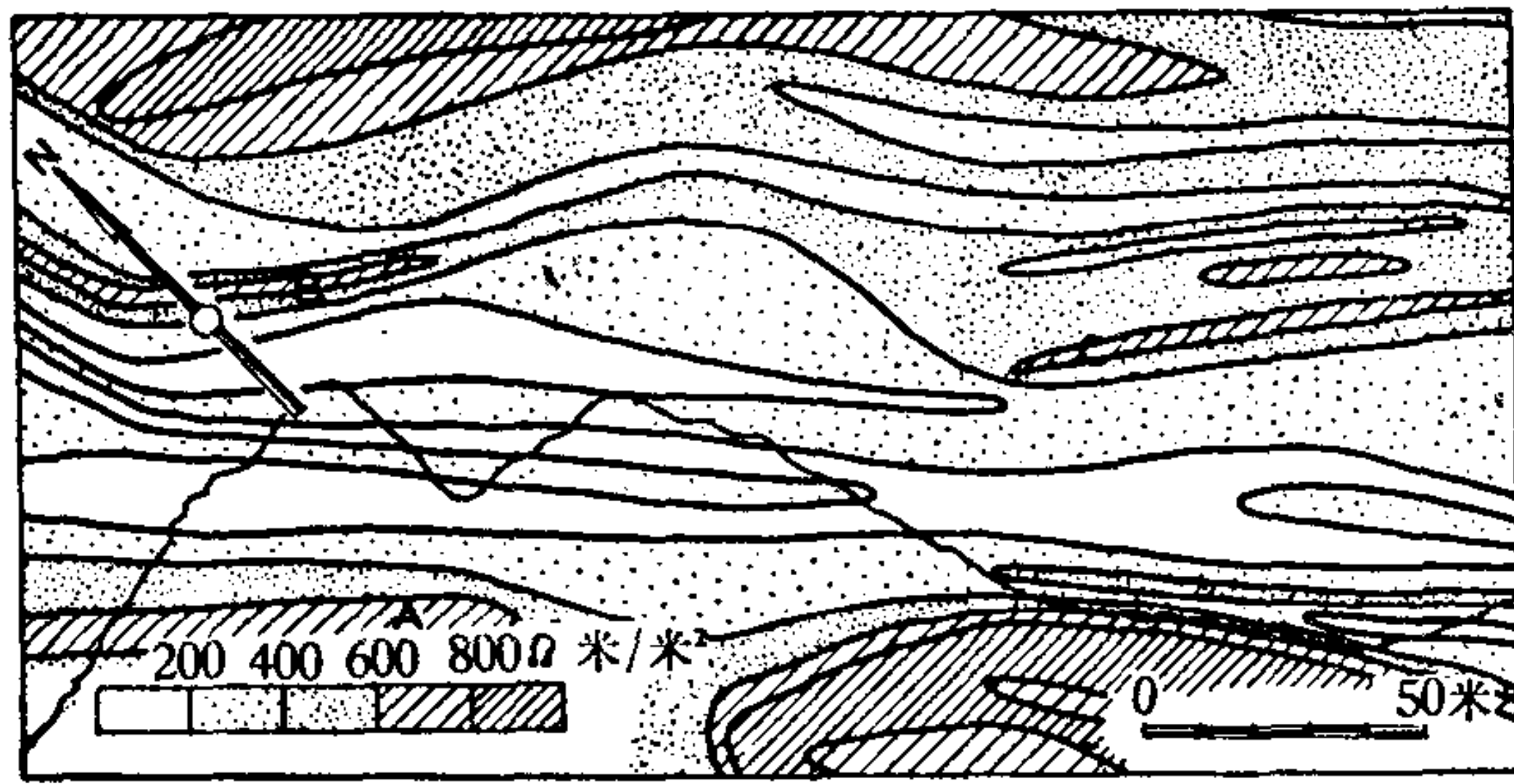


图3 电阻率图,表示一个断层和标记了A、B与C的三个矿脉(Forez)

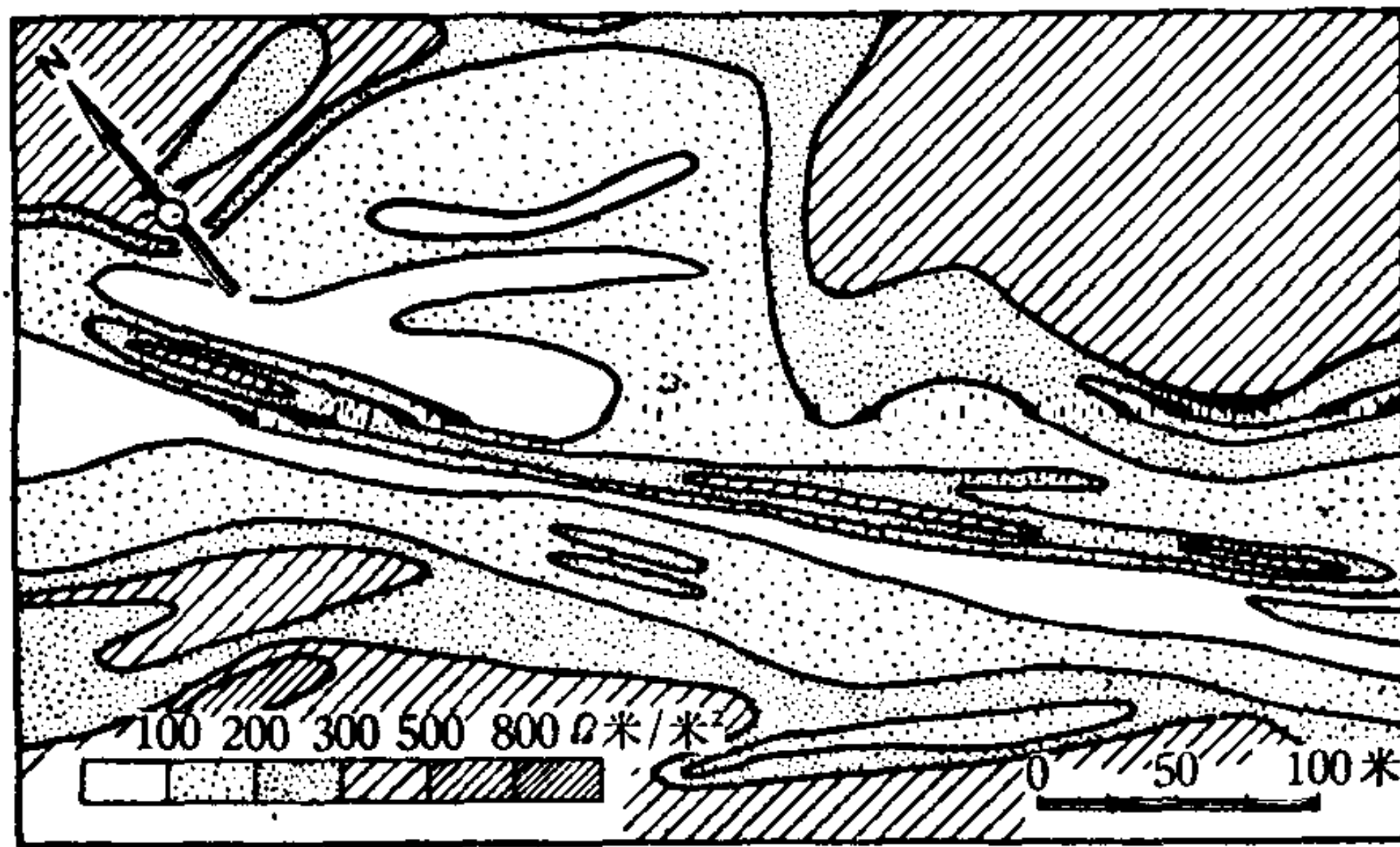


图4 “Les Laurents”(Forez)矿脉的电阻率图,以地球物理的围绕建造指出节与环

因而应注意,在图3上A、B和C类异常与图2上BNV矿脉的异常类型不同,而应同时记住这些观察仅适用于福莱兹地区。再者可以看到图上白色是导电带,它指出一个根据地表地质观察所熟知的断层的踪迹。

在图4的中心有一个含硅石的矿脉,它似乎与图2相似,主要位于北西—南东的方向。它可能近于垂直,有些向北东方向倾斜(通常电阻率有些不对称,在100—200欧姆·米/米²的范围内,北东方向宽度很大)。

虽然我们普通图形中摘录这一段,其主要目的在于说明一个用经验确定了的事实是在法国所有矿脉类型的矿床中都可以观察到的事实^[3],沿矿脉方向、矿化带或其最富的地方被“环形路线”或“海湾”形状的导电带所包围。在贫矿区域或化验成分低的地带主要是位于导电带缩小到窄狭的交结处。

这样的“海湾”形导电带在图4中可看到,它在图北角四分之一的地方。显然,第一个机械钻孔工作应在海湾的中部进行,因为这里成功的机会最多。

在许多情况下矿脉和海湾中平均铀含量的增加与交结处该含量的减少相互吻合,我们不能再认为这是偶然的重合。这是必须指出的事实,尤其是因为可以从成矿和物理的观点说明这个现象。

c) 电测深法

这仅在三种情况下使用:

1. 在进行任何电阻率测量以前,为了尽可能得到必须的资料以便选择研究所需的适当深度和施氏四极法所用的输电綫长度(此綫在全部工作中应保证正常工作)。

在准备用电阻率测量的地面上,每20公顷的面积范围内至少有一个电钻孔,这样对复盖的平均厚度及岩石的蚀变程度能得出一个很好的估价。

2. 为了有助于选择研究或探槽的位置,以及矿工选择岩石性质易于掘进的地点。我们必须把电阻率图与电测深法所得的结果结合起来,以求得完善的解释,因为误差的原因很多,特别是在喷出岩层的地方。就是我们成对的,一个垂直一个地打钻孔,所得结果仅是定性的。这并非严重问题,因为,对矿床情况及地形有一些重要的要求,这就事先对两个或三个可能位置的选择加以限制。

3. 第三种情况,即原子能委员会(C. E. A.)应用这个最重要的方法——电测深法的情况是通过地层控制来研究矿床。

第一步測量的目的通常是測定沉积岩下面基岩的深度。这个問題一般是易于解决的,特别是很好地核准了沉积岩与基岩的电阻率后,核准工作应通过比較机械打钻資料或根据靠近地表的標準露头来进行。

工作的第二步是确定沉积岩不同层次的位置及厚度。只要岩层的电阻率彼此不同,这是可以做到的。精确程度或多或少与岩层的水平情况及厚度有关。

編輯与計算工作照例是用施氏法及图形量板法进行,后者是地球物理公司最近出版的。

d) 矩形法

用了几个月的時間我們发明了这个方法,它实质上是由电位及电阻率法推导出来的。当泥土表面层是良导体时,通常需要增加輸电綫的长度。这样才可使輸出的电流通入地下电阻率最高的地层,以四极移动来施行这个方法是不很实用的。

矩形法是一次安好輸电綫 AB , 接受綫 MN 在长度为 $AB/2$, 寬度为 $AB/3$ 的一个矩形內移动。

另外需要进行一些补充校正,即使我們在地質构造方面已得到了很好的結果。

二、地球化学方法

一般說来,可以应用地球化学方法的根据如下^[6]:

一方面根据所求元素的移动性,这能确定它的分散量;

另一方面根据化学分析方法的灵敏度,它必需保証可靠而迅速地測定出地球化学的异常。

鈾在地球外壳的近地表带上具有很大的移动性,而測定它的重要分析方法是适于地球化学找矿的条件的。

另外,根据对法国花崗岩地区已知矿床的初步研究,我們得出下列結論:

1. 含鈾矿床出現在高于正常含鈾的建造中,就是在輻射測量无异常的地方也是如此。
2. 有价值的矿床产生在靠近它的地表建造中,有些异常带是相当广大的,以致用 100 米格的測网也不会漏掉。
3. 接近地表的岩石样品是完全合格的,并具有均匀的規格。
4. 直接測定鈾含量能得到輻射測量所不能得到的可靠性,因为除鈾外还有各种自然放射性物質也放出射綫。

在这些情况下,可利用地球化学方法找矿,以求在建造中得到确定鈾矿位置的資料。

方法: 在建造中,地球化学方法找矿是通过按有規則的分布取样来进行的。所以,通常是在已用电阻率測定的地点取样,即将两种方法密切結合起来。

建造取样 用小型打钻工具钻进 25 厘米深,在相隔 20 米处,沿相距 50 米的剖面取样。

分析 在一周內由专业人員在普通实验室內大批进行。

用硝酸溶解样品后,被溶解在溶液內的鈾用色层分离法吸收在紙上。此后,用螢光度量法进行剂量分析。用这种方法測得一微克(百万分之一克)鈾的近似准确度有 $\pm 15\%$ 的誤差。

解释工作 是依据用百万分之几 (p. p. m.) 表示的結果进行,記在平面上或紙上。

这样,可消除无规则的误差。测定建造中局部本底含量是根据对矿化带以外的样品进行分析的结果或根据对全部结果进行的统计学研究。等异常曲线的极限值是依据公比为2的等比级数测定。

因此,对待勘探区域,特别是对有关地质与地形方面的全部知识须加以注意,以求避免假异常(相的变更、陷落区、人为工作引起的)。

到现在为止,时常认为用直线法找铀比找与铀共生的其他元素为好,而在有些情况下,例如分析铅或钒的含量,不能得到新的资料。铀的剂量测定的灵敏度,在多种情况下都超过野外辐射测量,而有些地球化学异常出现在辐射测量无结果的地区。例如在布瓦-努瓦尔(福莱兹)地区,一个钻井布置在地球化学异常很强的地点,此地点是用电阻率法在导电带中发现的。在140米深处遇到大量放射性,而此时在地面上却没有任何放射性异常。

我们必须指出,一种用氦标本的地球化学方法已经在有些地区取得程度不同的成就,此法可单独应用,或与地球物理或土壤地球化学方法同时并用。布拉德尔(Pradel)发明的剂量测定技术已经在应用^[1]。氦收集在平底罐内,罐内部表面涂有硫化锌。只要把这些容器放在积分仪系统的光电倍加管上就能得到氦的读数。

根据所得之结果,通常先得到的是有关引起氦分离的结构的数据,然后才得出深处铀矿化存在的资料。

此外,利用闪光测定完整样品的 α 放射性来寻找岩石中的初始分散量的方法已在个别地方得到了引人注目的资料。

目前有些工作正在进行,其目的是定出最后二种方法的应用范围及可能性。这为地质学家研究含铀矿床另外提供了一套更有效的方法。

可以这样说,地球物理和地球化学方法结合应用可很快得到结果,而且比较完整而精确,在费用上比较便宜。现将引用一列为证。

三、这两种方法的结合应用

如在绪言中所指出的,测定有利于矿床存在的地带是通过迅速而极准确地研究地质综合体的地球化学和构造特征与“宏观放射性”的关系而得出的。因此,测定出一个矿床,就是说要在一个大概的范围内注明强度大小不同的金属含量中的异常,这是与特别构造条件,如断裂带、边缘断层、剪碎带等有关的异常。按照这种看法,我们力求从地质、物理和化学方面对认为“可疑”^[7]的建造的特征进行同时的与系统的分析。

对这些指标的估价工作是由5到7个专家组成的小组进行,该组在一个找矿师的领导下与总找矿师密切联系,总找矿师负责采矿区的地球物理和地球化学的研究工作。这个小组同时也受到一个负责系统找矿的地质学家的监督。

一经组长确定地区范围以后,就把这个地带分成方格形或矩形,找矿队就照下列步骤进行工作:

1) 布置一条固定限度的基线,与基线垂直的方向每隔30米作出等距离的剖面,每隔6米用记号标出。地形图是用这些剖面线与自然线的交点作出的,至于倾斜与高低不平情况均以计量表示。

2) 辐射测量研究在剖面间距加倍时按一个 6×6 米的测网进行。

3) 电阻率的研究布置在一个 6×30 米的测网上,用施伦伯方法,其中綫的长度变化依建造的性质来决定,否則用矩形法进行。电测深法在电阻率测量以前进行。

4) 土壤的地球化学研究,用一个 18×30 米的测网,用钻孔器具取样,在腐植土与砂层之間的界綫上进行。

5) 找矿人員对露头的詳細研究,要与已經作出的地形图的本底进行对比。

6) 在有放射性异常的地点进行采掘,目的是进行放射性定性的研究。

当这些工作完成以后,应将得到的資料在室内加以解释:經過組內成員用各种方式綜合討論后,决定钻孔布置計劃。

可以說,对建造的初步研究不足以解决問題,在进行钻探工作以前,須对个别地区,特别是原来布置在 6×30 米深测网上的钻孔进行补充研究,其深度多为:

地球化学取样在一米深处;

对这些钻孔进行輻射测量;

把这样收集的冲积物加以研究;

繪制等深綫进行钻孔深度的研究。

这是有用的工作,特别是在为土壤或泥炭所复盖的地方,在建造的真实性质混乱的情况下,它們可給与很有用的結果。

現举下例說明各种方法的应用。

我們要在厄斯卡彼尔(Escarpier)(Loire-Atlantique)以西 10 公里,靠近哥尔基(Gorges)鎮的沙尔頓(Chardon)小村所发现有輕微异常的地点进行工作。

虽然遇着的放射性是微弱的,但因地質的同形关系,我們决定在找到有形迹的地点进行研究,而在图中指出系統找矿的各种步驟。

特别是我們可以看出,虽然每个方法分別得到的等异常曲綫有錯杂表現,但放射性异常,以及地球化学和电阻率异常都显示出重迭和互相补充的現象(5,6和7各图)。

探槽用来作指示之用比用来在各建造的零水准上追索矿脉为多。其实,大多数矿脉露头不是它們所发现的,它們仅揭露二次矿化的表面呈矿現象。

我們要注意图 8 上第二个系統找矿結果(它有一部分迭复以前的),以便闡述图中心处泥炭矿床下部的各种結構的相交問題。

这方面的工作包括:

1. 作一张表示在一条长 150 米(一般情况下为 60 米)綫上的电阻率图,以便对

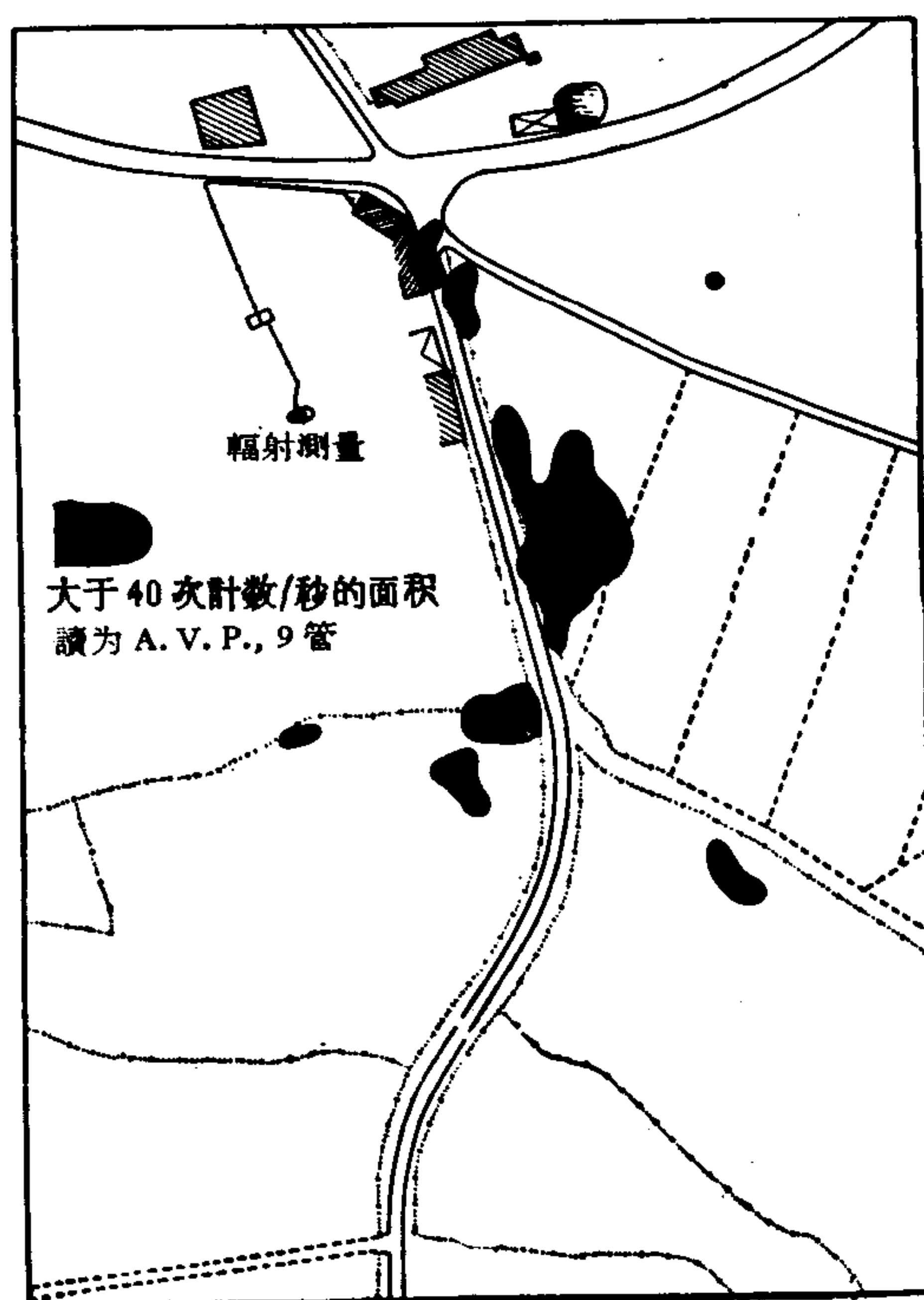
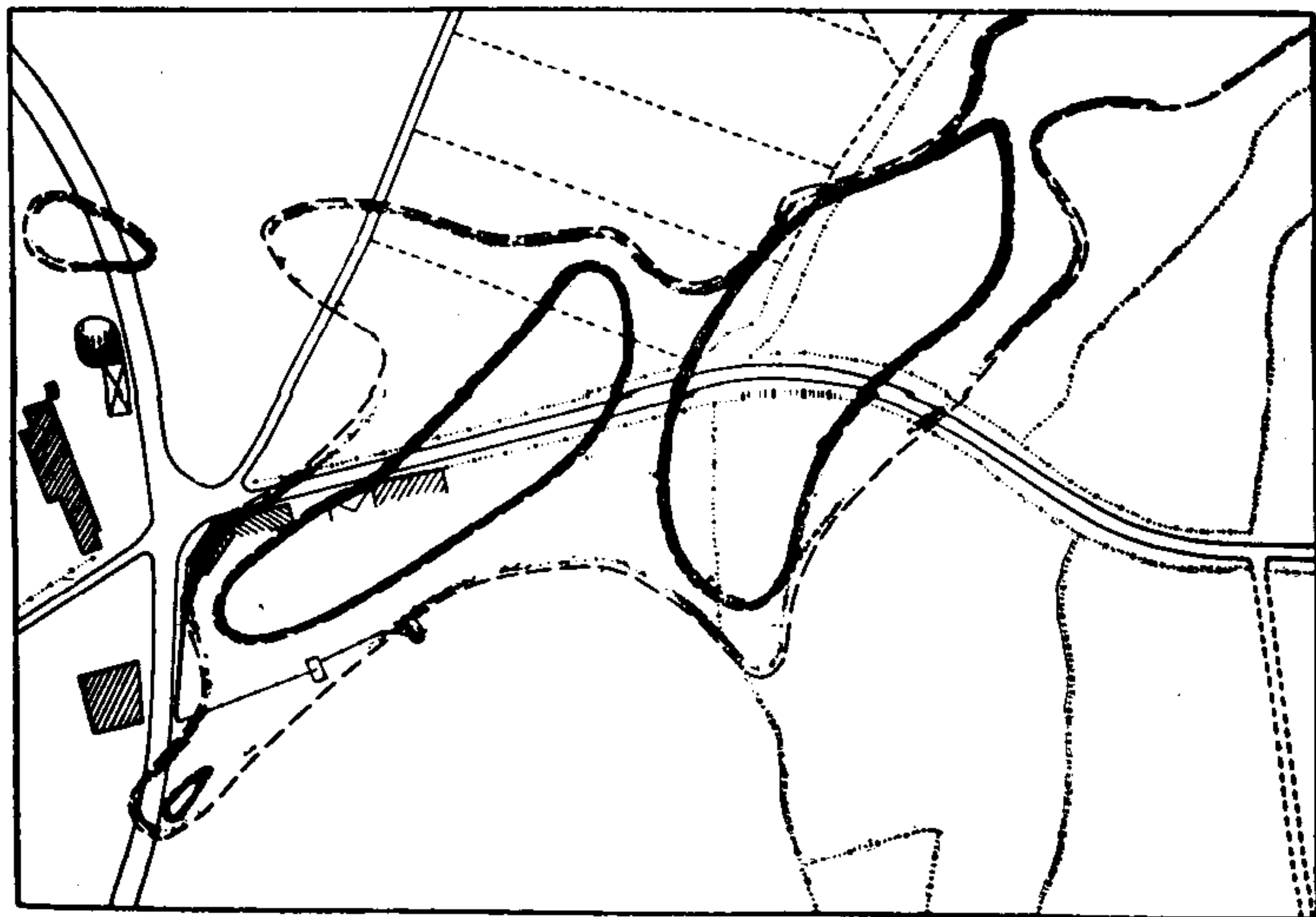


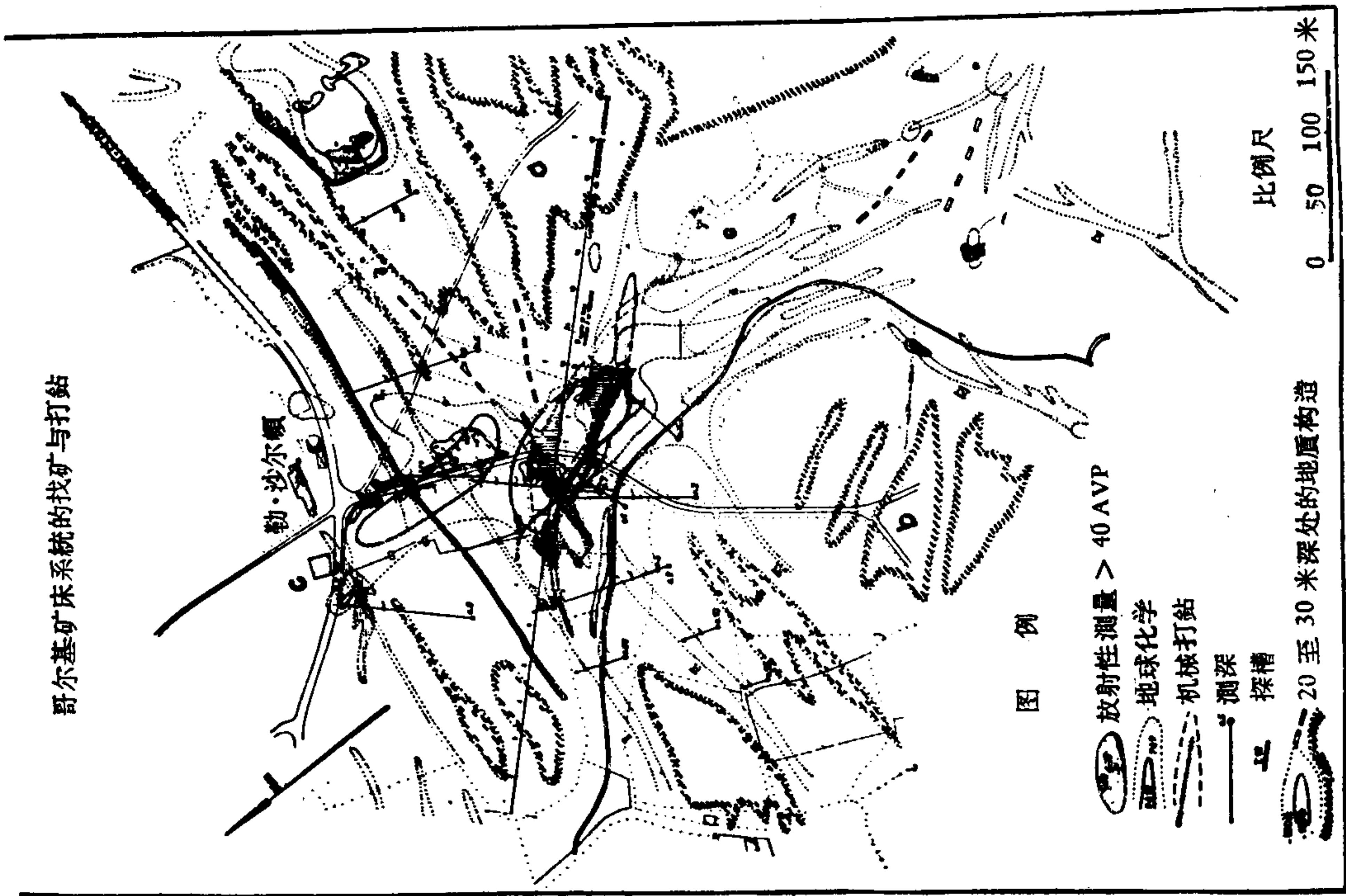
图 5 輻射测量,正方形测网 5×5 米,超过本底一倍的异常以有限面积的点沿路表示



建造的地球化学

7 至 9 pm.
9 至 12 pm.

图 6 建造的地球化学, 矩形测网 18 × 30 米。所发现的异常指出与辐射测量所得的方向相同, 不过面积要大些。虽然如此, 在用辐射测量所调查的面积上南方的点群是与北方的点群分开的



哥尔基矿床系统的找矿与打钻

勒·沙尔佩

图 例

放射性测量 > 40 AVP

地球化学

机械打钻

测深

探槽

20 至 30 米深处的地质构造

比例尺

0 50 100 150 米

图 7 6 × 30 矩形测网电阻率, $AB = 60m, MN = 6m$ 。导电构造(水平影线)指出东西和南北方向的收缩结构

变化不大的地表进行研究。

2. 用一系列的机械钻孔可得到两种资料,一种是用截面线表示的、具有最高放射性的地带,另一种是用虚线表示的、变化最大的地带。它对应于地面上两个主要建造的投影。

两种方法并用能除去模糊不明的现象而使打钻有可靠的根据,并可限制打钻深度,从而有真正的经济意义。

图8指出矿化建造的面貌,如用钻探所证实的,使我们能看出用各种系统的方法所得到的精确度。

我们来讨论三个收缩的矿脉系,矿脉的深度与厚度不同,插入薄片状的花岗岩中。脉石由二氧化矽和花岗岩角砾岩组成,沥青物由沥青斑点和黑色产物所显示。这三个矿脉的方向是东西,北30度,西和北60度向西,而第一次系统探矿所得的等异常曲线是暗示南北方向。

这样,我们从很小的异常出发,用大规模的地面分析法可以发现矿床。必须指出,用同样的方法,辐射测量除外(虽然这也是有用的),能解决铀矿以外的其他问题,以及其他地区的问题。

四、第一阶段找矿的地球化学

在含铀矿床附近进行初步测量时,我们注意到在水里和冲积矿床中铀的地球化学分散量足够作测量之用,即可达到确定有利于发现矿床的地带之目的。

水中铀含量特别高,在距矿床几公里之处就可发现。对这些异常的探测决定于下列必要的条件:

1. 含量测定法的高灵敏度 这必须能测定出1公升水中小于百万分之一克的铀含量。近来用荧光测量法可达到这样的剂量结果。但是,在这方面我们仍然观察到有很大的误差,需要系统地核定。

2. 取样速度快 为了避免因气候变化而受到的影响。另一方面,显然为了起指导作用,水文地球化学勘探必须比一般通常的找矿方法进行得快些。为了达到这个目的,必须利用运输工具,希望有相当密的交通网路,以便能在适当间隔内取样。

3. 立刻分析 为了从所得结果中适当地定出研究的方向和允许修改所发现的异常。为此,我们必须使用野外实验室或实验车。

水文地球化学测量可在法国各地进行。

现在,还缺少基本资料供我们计算出由已知吨数的地层所给与的分散量值。所以我们只得满足于经验方法,此方法是在最初调查时,在找矿地点,对已知地层的分散量进行

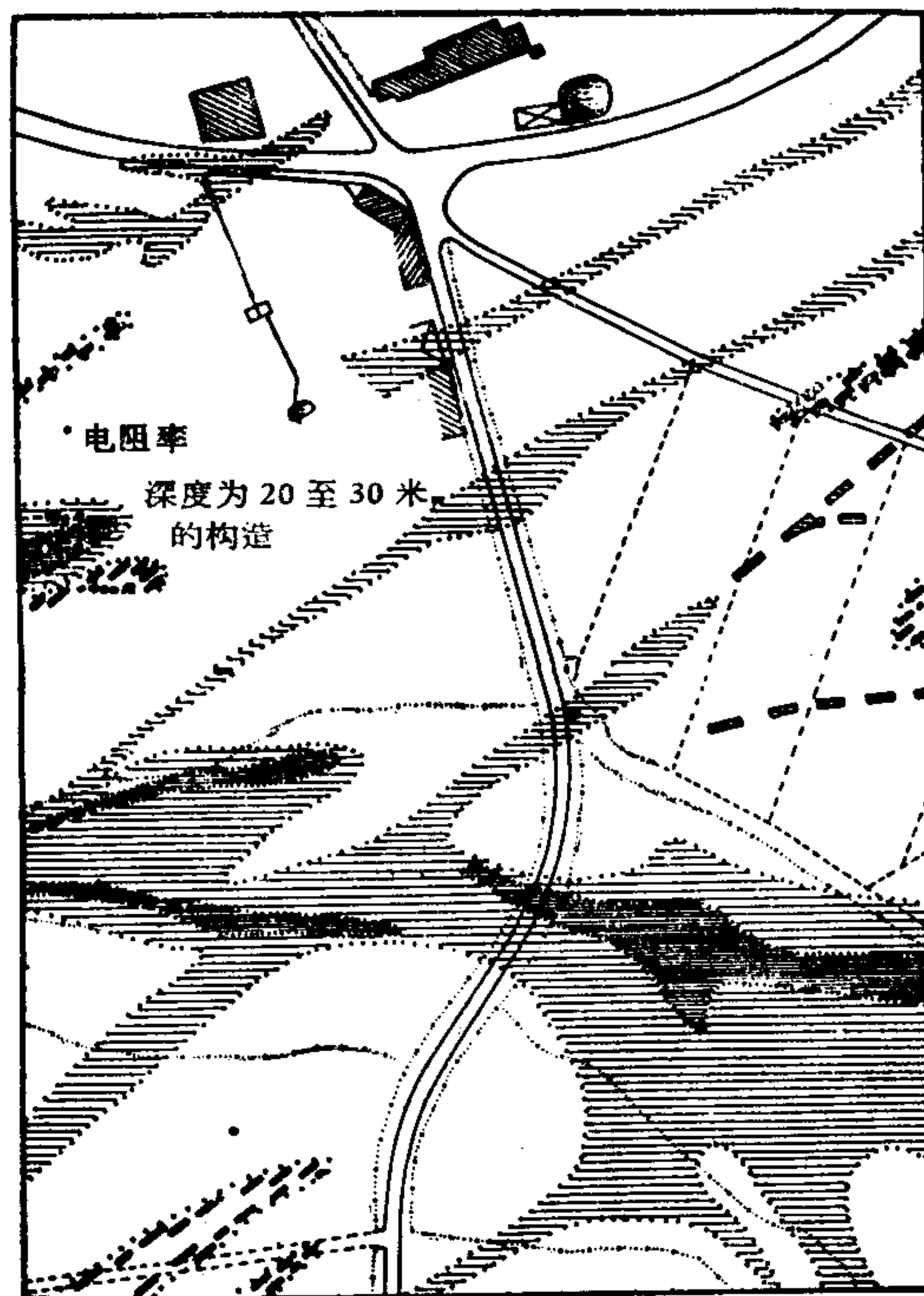


图8 各种方法的重迭以及另加钻孔与电阻率测量的组合。显示出矿床的收缩集中之处因而进行钻探工作

研究，以定出取样点的間隔距离和証实通用的技术是否适用于所研究的情况。当不知道矿床的存在时，則須借助于类似原理并根据在具有相同的地質和气候特性的区域中所得到的結果来解决。

在正常找矿工作中，在相隔約 1 或 2 公里的距离上进行一立方公升水的取样。

鈾的剂量是在有特殊装置的实验車上进行的。离子交换树脂中的鈾含量是用螢光計来測定，这些离子交换树脂从水中选择性地吸收鈾。

把結果換成 p. p. b. (十亿分之几)后，描繪的等异常曲綫皆不是可能利用的，但利用地質条件允許的原則确定出含鈾量不同或非常不同的地区是可能的。

对于用这类找矿方法所得的結果进行解释是有很大困难的，因为影响水中鈾含量的各种因素的相对重要性尚未知道。

只要所勘探的地区是由单一建造，如花崗岩构成的，則这些条件是不会因水中鈾含量的增加而变化，因此足以說明有此元素的异常。在接近地質建造有变化的地区，水中鈾含量的变动与这些建造中鈾量的关系是不定的。例如，有些水在含石灰質的建造中循环比在花崗岩中循环的含鈾量还要多，虽然后者的含鈾量更多些。此外，有时还不知道出现在砂岩中的水是否已經过石灰質体。在蝕变作用达到几十米，而水在广大的溶滤过的水平层中循环的地方将会产生什么結果呢？

水的成分与它流过的岩石的性質有密切关系，这种化学知識对不了解地質情况的地区是有很大帮助的。它很可能使我們把某些校正系数应用到所得的結果上去，而这些系数能使我們易于比較它們中間的結果。

校对用的好方法是用在車上进行的閃爍測定法和在冲积矿床中取样来补充水文地球化学勘探法。

冲积矿床在地球化学找矿中的应用是不受水所受到的限制的，例如：

1. 冲积层的鈾含量是百万分之一的数量級，与建造中含量的数量級相同；
2. 这些含量不受雨季变化的影响，但水中含量却受其影响。
3. 其分散量的广度比水小，但对各种矿化的性質常提供准确的資料，这些矿化点是在提取鈾的径流发源地的分水界上发现的；
4. 对分析的結果必要时可以驗證，而不須回到原地。

在这些情况下，为了达到用普通技术进行普查的目的，用地球化学方法在冲积层中找矿是适当的。

在野外找矿时，負責一般找矿的人应主要放在研究工作上，而輻射測量則需在含冲积物的粘土的适宜地点内进行(如流域的最深部，沉下地区等)。

对搜集了的样品的分析，应按研究的范围和性質在中央实验室或找矿队所在地的中心处进行。

在上述最后所指的情况下，一般的找矿队中应补充一个专门工作人員，他帶有一个实验箱(約重 25 公斤)供分析样品之用。

鈾的剂量測定是用彩譜紙显影，用异己酮做溶剂，用茜素做显影剂。灵敏度(4 p.p.m.)和精确度认为合格。取样工作进行两天以后所得的分析結果适于指导研究工作，并提供鈾的微量异常的資料，这是不能用計数器来定出的。这种技术也可用来发现最近沉积的，无 γ 射綫的鈾。

虽然如此,在解释结果的过程中,需要注意颗粒的大小,以及冲积层有机物的含量,因为它们影响铀的含量,而最高铀含量不一定在紧靠矿床的地方找到。

在许多情况下,研究工作使我们注意到含铀泉水。当找矿工作与水文地质调查结合在一起进行时,这可起到有益的指导作用。它能使我们定出水矿床的特性(这种矿床供给泉水)以及铀富集的原因。

总的说来,当从基本研究工作中得出与下述有关的补充材料:即铀的地球化学性能、它在最初状态的分散量、它的溶解情况,以及在庞大区域内所能遇到的各种情况下它的运输和安置,这就会大大有助于水文地球化学技术在普查找矿的这些方面的应用。

(译自英文预印本)

参 考 文 献

- [1] Pierre Lasfargues, *Prospection électrique par courants continus*. Masson et Cie. Paris (1957).
- [2] Louis Cagniard, *La prospection géophysique des eaux souterraines*. Colloque d'Ankara sur l'hydrologie de la zone aride. Publication de l'UNESCO. p. 184—190. (1953).
- [3] Claude R. Collin, *La prospection géophysique au C.E.A.* Revue de l'Industrie Minérale. Numéro Spécial 1 R St-Etienne, (Janvier 1956).
- [4] Collin, C. R., Sanselme, H., Thomas, J., *Le scintillomètre, outil géophysique pour la carte géologique et la prospection minière*. Eche des Mines et de la Métallurgie. Paris (Juillet 1957).
- [5] Claude, R., Collin, Sanselme, H., Huot, G., *Exemple d'utilisation de méthodes géophysiques dans la recherche en mine métallique: La Mine d'Uranium de l'Ecarpière*. (à paraître).
- [6] Grimbert, A., *Application de techniques géochimiques de prospection a la recherche et à l'étude des gites uranifères en France Métropolitaine*. Note C.E.A. N° 188, Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, (1957).
- [7] Sanselme, H., et Zegers, J. C., *La découverte et la mise en valeur du gisement d'uranium de l'Ecarpière (Loire Atlantique)*. Annales des Mines, Paris, (Octobre 1957).
- [8] Pradel, J., *La prospection de l'Uranium par le radon*. Bulletin d'informations scientifiques et techniques du C.E.A. N° 8—9 1956. Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay.

天然水中鈾的野外測定法*

G. H. 斯米思 T. R. D. 強德勒**

1. 近年来在土壤, 植物和天然水中非常微量的痕迹金属含量的检定用以作为一个确定地下矿层位置的方法已經引起了人們的注意。水文地球化学法 (Hydrogeochemical method) 在鈾的踏勘上显示了其实用价值。例如, 在科仑瓦耳的法耳河口处的水中鈾的含量为 3 微克/升, 邻近某低品位鈾矿的水中則上升为 20 微克/升。此处的上游鈾含量降到 1 微克/升^[1]。踏勘方法的实用性基于分析方法的高度灵敏而且分析操作又不耗費, 这是由于需要进行非常大量的分析。从需要采集的样品量来考虑就要一个适于野外条件的方法, 虽然測量的进行是以收集样品并在实验室檢驗^[2,3]。而实验室的工作又要求尽可能在取样后立即进行水的檢驗, 因此, 野外操作技术有双重用途。

2. 測定天然水中鈾的方法是本化学研究試驗室所发表并試用于科仑瓦耳地方的踏勘规划^[1]。将相当大量的水通过阴离子交换树脂柱使鈾濃縮。然后将树脂灼烧, 灰分用氟化鈉于白金小皿內熔融, 应用在紫外光作用下产生螢光的检定方法来測定鈾。用这个方法遇到的困难是在野外条件下由于灼烧树脂而会造成損失, 以及包括炉子及一套連电池的紫外灯等大量設備。用螢光測定的另一方法已在美国发表^[4]。这项操作技术是使用一种高灵敏度的螢光計, 因此只需要极小量的样品, 但是分析必須在实验室內进行。

3. 在土壤中測定鈾的色譜法已有記載^[5]。天然水中鈾經磷酸沉淀并濃縮后采用此法測定^[6]。虽然此法曾有記載用作为野外方法, 然而也需要一套包括一个加热板和干燥器等的大量設備。

4. 利用預先制备的标准进行目視比較的比色法被認为是最有利于野外条件下的方法。現時最灵敏的試剂是二苯甲酰基甲烷 (dibenzoyl methane), 并发表了用此試剂的一个方法。此法不要求很精細, 比較不熟練的工作者就能操作。

样品的預处理

5. 在天然水中存在的杂质可分为三类, 每一类杂质在分析操作过程中均須考虑。

6. 悬浮物: 可能是有机物, 如腐敗的植物等, 或者是无机物, 如泥土。这些物質的离子交换和吸附性質是熟知的, 并能导致在水相中鈾的浓度降低。存在于大多数天然水中的微量亚鉄盐在空气中趋向氧化, 因而形成不溶的氢氧化高鉄, 鈾可能由于共沉淀遭致損失。曾有人指出, 由于經常存在的如小量的重碳酸根, 硫酸根及氯化物阴离子所形成的稳定絡合物, 阻止了这种損失^[4]。严重的損失显然是由于鉄的存在, 虽然后面討論的結果指出大量的高岭土也能引起严重的損失。鈾由于被吸附在玻璃及聚乙烯的貯藏瓶壁上而产生的損失在有絡合阴离子或酸存在时可以忽略不計。

* A Field Method for the Determination of Uranium in Natural Waters (第 2 卷, 第 298 号报告, 英国)。

** G. H. Smith, T. R. D. Chandler (英国, 中薩克森, 提登东, 化学研究实验室)。

7. 提出的分析方法需要完全澄清的溶液。这种溶液用滤纸垫过滤很易得到。如果将原溶液酸化则过滤较快；同时也指出吸附在悬浮固体上的铀大部分也被除去（参看“结果”）。假如地质学家仅要求分析水相中的铀，那么过滤必须在酸化之前进行。

8. 溶解的有机物：这部分物质主要由植物和动物两种有机物的分解而引起。在工业区域内，由于不能用一般下水处理办法除去的含有清淨剂的下水和废水的存在而变得更为复杂。即或在比较不发达的区域，在这里有一些矿化活性(mining activity)，化学药品的流出物，如浮选剂可存在显著的量。在分析操作中有机物的干扰经常是严重的，特别是地质踏勘所需要的低品位样品，因此必须采取特别的预防办法以避免由于这种原因而引起的误差。含有大量有机杂质样品的处理将在后面文章中充分讨论。

9. 溶解的无机物：在溶液中的盐类变化很大，溶液中如含有痕迹量的阴离子，如磷酸根，对很多分析方法均有干扰。本文提供的方法成功地用于含有大量杂质的样品的分析。

分 析 法

10. 约伊等首次提出用二苯甲酰基甲烷作铀的比色试剂，并认为有非常高的灵敏度^[7]。一些工作者^[7,8,9]曾进行过防止其他金属干扰的研究，但是这些方法均不适于解决目前的问题。文献记载将柠檬黄色的铀—二苯甲酰基甲烷萃取到四氯化碳中^[10]。大部分的干扰元素，特别是铁均可用碳酸铵沉淀法除去，煮沸溶液以逐除碳酸根，萃取是在有 EDTA(乙二胺四乙酸)存在情况下进行，EDTA 是为了络合其他离子，加入吡啶作缓冲剂。对天然水测定的类似方法是以酸化代替煮沸的操作，由于在野外情况下大量水的加热是不实用的。也许是由于碳酸铀络合物在稀酸中的稳定性而得到低的回收率。但曾找出只要调节试剂的加入量，以及注意试剂加入的次序，在萃取之前不必要用物理方法把任何可溶的无机杂质除去就能得到满意的结果。

11. 试剂

盐酸 分析试剂，比重 1.18

氯化钠 分析试剂

四氯化碳 分析试剂，含 2% (体积比) 流体硅树脂 M. S. 200/1000 cs.

EDTA 溶液 1% 重量/体积的乙二胺四乙酸(二钠盐)水溶液

DBM 溶液 1% 重量/体积的二苯甲酰基甲烷酒精溶液。此试剂必须首先纯制，办法是将市售品的甲醇溶液通过氧化铝柱并再从溶剂中重结晶

吡啶 分析试剂

惠特曼(Whatman)无灰滤纸

12. 仪器

下述的仪器足够同时进行两组分析之用，也即是说一个样品在过滤时另一个在试验。

2 升的取样瓶 1 个¹⁾

6 英寸直径的漏斗 2 个。保留漏斗杆的最大的长度前提下将杆的末端切成平的¹⁾

1 英寸直径的瓷滤板 2 个

有活塞的 2 升分液漏斗 2 个

1) 如系在野外操作，这些仪器最好是聚乙烯做的。量取约 20 克氯化钠的勺子。

10 毫升的量筒 3 个¹⁾
25 毫升的量筒 2 个¹⁾
250 毫升烧杯 2 个¹⁾
分液漏斗的支架
45 × 15 毫米直径、有螺絲帽的透明玻璃样品管
滤紙—7 厘米直径

13. 推荐的操作手續

取 1 升水样置于瓶內,加 10 毫升 1:1 (体积比)盐酸并很好攪拌。准备一个纖維素滤垫(参看 14 及 15 节)并将水样过滤到 2 升分液漏斗中。最初过滤的 50 毫升必須移回原来的样品溶液中,因其含有一些极为細小的纖維素。用勺加 20 克氯化鈉于滤液中并搖至溶解(参看 16 节)。加 15 毫升 EDTA 溶液并輕微搖动(参看 17 节)。加 5 毫升 DBM 溶液并搖勻(参看 18 节)。加 15 毫升吡啶并搖动(参看 19 节)。加 10 毫升四氯化碳/硅树脂液体。激烈搖蕩 3 分钟并放置使其分层(参看 20 节)。輕微轉动使悬浮在水相中溶剂細滴沉下。用捲起来的滤紙拭淨分液漏斗杆。捲另一张滤紙插入漏斗杆中,下端露出杆外,使四氯化碳沿着滤紙滴入一个干的样品管中。与事前准备好的分別含有 0,1,2,3,5,10,20 微克 U_3O_8 的标准試样比色(参看 21 节)。

注意: 为了試剂整个体积的量取,量筒应足够精确。

方法的注意事項

14. 为了准备滤垫和最后洗滌器皿以供再次使用需要澄清的不含鈾的水。每次分析 100 毫升已够用。在野外情况下最为方便的是从已知的、預先測定过的无鈾的水源取每天需要的水量过滤备用。如水被有机物沾污須用四氯化碳萃取。試剂溶液应用蒸餾水或去离子水配制。

15. 完全澄清的溶液是絕對需要的,否則在后来萃取过程中将引起乳化的現象,并遮盖最后萃取液的颜色,因此正确地按下述操作过滤是重要的:

将手指头堵住漏斗杆的平头,注入三分之一已过滤的水于漏斗中(参看 14 节),平置一个有孔过滤板于漏斗上,确使它的位置不偏斜,并使空气不混入其中。加入足够的纖維素作成 2—3 厘米厚的滤垫。然后移开手指,当滤垫表面已干时,輕輕用手指将滤垫边压下。为了增加过滤速度,在漏斗杆中保持长而无气泡的水柱是很重要的。

用这种方法制备的滤垫,3—5 分钟內可以过滤 1 升河水样品。

16. 加入氯化鈉是为了降低四氯化碳在水相中的溶解度。

17. 加入 EDTA 絡合干扰的金属。在酸性溶液中鉄被絡合,但不要加入大量过剩的 EDTA,以免鈾也部分被絡合。发现所加入的 EDTA 量对各种河水样品是足够的(参看最后一部分),但在特殊情况下可改变^[11]。

避免鉄干扰的其他方法也曾研究过,所有方法都是預先分离鉄;但没有一个是完全有效的。这些方法包括:

(a) 前已叙述过的加碳酸鈉法。

(b) 先在 pH 为 2 时用四氯化碳萃取 DBM/鉄絡合物。在这情况下亦发现鈾也部分被萃取。

(c) 用一种磷化纤维素代替纤维素滤垫。这样就可以从酸化的水中吸附全部的铁及铀^[12]。然后以小量的碳酸铵溶液淋洗并测定铀。这样可以成功地做到最后一步的分析溶液的体积大为减少。得到的结果偏低部分原因是由于碳酸络合物的稳定性。

18. 在这阶段加入 DBM, 当加入吡啶最后使 pH 值升高时才能保证它能立即有效地与铀络合。在方法过程的一个阶段, 加入一定量体积的氢氧化钠溶液, 在 DBM 加入之后用以中和在酸化水样中的大部分酸。在这样的操作中可能产生局部的 pH 非常高, 此情况下虽有 EDTA 存在铁与 DBM 仍能生成颜色很深的络合物。也可能因局部水解而导致铀损失的危险。

溶液在 DBM 加入后变得混浊, 但在后来加入吡啶又转为澄清。

19. 吡啶既可作为 DBM 的溶剂, 又是作为最后得到准确的 pH 值的缓冲溶液。过去的作者们^[8,9,10]同意此法适宜的 pH 为 5—6。实验指出, 按前述的吡啶用量加入已酸化的水中 (pH 约为 1.5) 最后的 pH 可达 5.7。为了节省吡啶的使用曾试图探用醋酸铵作缓冲剂没有成功, 因有部分铀被络合。

20. 有时在萃取过程由于乳化作用而产生困难。这部分在末段将充分讨论。

21. 标准是用纯的已知浓度的溶液按同样的操作方法配制成的。颜色经长时期放置是稳定的。另外合成标准可以用溶于水或溶剂中的染料的混合液配成。比色最好是在光线好的条件下进行, 在白色背景上沿管长的方向观察。假如必要的话, 样品可以放到一边, 以后在较好的光线条件下进行比色。在空白与含 1 微克 U_3O_8 的样品之间应当可以鉴别出来。

操作方法的改进

22. 对某些被工业废水大大沾污的河水分析时, 最后的萃取液呈褐色, 因而遮盖了铀的黄色。这种颜色很显明, 不致误认为铀的颜色。试验指出这是可溶性有机物萃取到有机相中所致。在加入络合剂及呈色剂之前用四氯化碳萃取, 此困难可以避免。其他企图除去可溶性有机物的方法包括:

(a) 过滤前在水中加入活性炭及其他吸附剂。即使采用高纯度的吸附剂这些方法却得不到稳定的结果, 在某些情况下还由于铀被吸附而遭致损失。

(b) 在过滤前于水中加入明矾或铁矾。这些方法可能由于铀被吸附使铀的回收率偏低。

假如用此法分析时, 在最后的萃取液中呈褐色, 于过滤的样品中加入氯化钠后立即按下述的方法进行:

加入 10 毫升四氯化碳/硅树脂液体并激烈摇荡 1 分钟, 让其分层, 然后分离并弃去四氯化碳层。再用 10 毫升溶剂重复萃取。加入 EDTA 后下一步试验按标准操作继续进行。

结果及讨论

23. 在野外条件下对撒米斯流域, 科尔尼希及其他水系进行了试验。将酸化的水样送回实验室由专门工作人员应用荧光法作对照试验。结果列于下表。

样 品	测出的 U_3O_8 微克/升*				样 品	测出的 U_3O_8 微克/升*			
	a	b	c	d		a	b	c	d
撒米斯流域水系:					怀耳杰米斯, 矿山横坑的干净水	2	—	2.0	—
克兰河, 样品	br	<1	—	—	怀耳斯皮德, 矿山横坑含有悬				
克兰河, 样品 + 5 微克 U_3O_8	br	5	—	—	浮物的无色水	8	—	9.0	—
克兰河, 后来取的样品	br	br	—	—	埃洛希南, 矿山横坑的干净水	4	—	4.1	—
莫耳河, 样品	br	<1	—	—	孔比, 从瓷土污物堆来的水流				
莫耳河, 样品 + 5 微克 U_3O_8	br	5	—	—	本区下水道以下	1.5e	—	—	—
威河, 样品	br	<1	—	—	本区下水道以上	1.5	—	—	—
威河, 样品 + 5 微克 U_3O_8	br	5	—	—	矿泉水, 干净的水流	7	—	7.0	—
包仑河, 样品	br	<1	—	—	怀耳阿利斯, 矿山横坑无色水	10	—	—	10
包仑河, 样品 + 5 微克 U_3O_8	br	5	—	—	威瑟耳, 无色水流	1	—	—	1
阿希河, 样品	br	<1	—	—	其他水系:				
阿希河, 样品 + 5 微克 U_3O_8	br	5	—	—	米耳克河, 杰迈卡, 第一位置				
撒米斯河, 样品	br	<1	—	—	的干净水	2	—	1.8	—
撒米斯河, 样品 + 5 微克 U_3O_8	br	5	—	—	米耳克河, 杰迈卡, 第二位置				
科尔尼希水系:					的干净水	2	—	3.0	—
法耳河	1.5	—	1.5	—	薩耳特河, 杰迈卡, 东泉的干				
提腊斯矿山竖井(高含铁的)	50	—	50	—	净水	3	—	3.0	—
特雷諾錫厂	6	—	6.2	—	薩耳特河, 杰迈卡, 西泉的干				
貢文, 从瓷土污物堆来的水流					净水	5	—	6.9	—
未酸化的样品	<1	—	0.7	—	德韦科雷博流域(烏干达), 干				
按正规操作酸化	25	—	—	—	净泉水	15	—	16.0	—
强酸化	50	—	50	—	兰德念尼奥瓦勒斯, 干净泉水				
后来取的未酸化样品	3	—	—	3		1.5	—	1.6	—

* 缩写表示:

a——用本文方法試驗。

b——用本文方法規程, 但先用溶剂萃取。

c——在实验室中用螢光法試驗。

d——用羧基甲基纖維素(Carboxymethyl)法(見后)。

br——在最后萃取液中生成褐色。

e——在萃取时乳化結果不良。

24. 撒米斯流域河水中无鈾, 因此用作加已知量試驗的基底。全部样品均为工业废水及处理过的污水所污浊, 这对此法在不适宜的条件下是一个很好的考驗。从全部样品观察到先用四氯化碳萃取是需要的, 以避免最后遮盖鈾的褐色。只有克兰河的一个样品经过前处理后也未能避免, 虽然在此河中以前采集的一个样品分析是成功的。过去是远离这条特殊河流最污穢的地方采样, 而結果的变化也許由于河中日积月累的污物性質上变化所致。撒米斯河样品为淨水剂所沾污。

25. 当进行科尔尼希样品一系列的試驗中引起了两点注意。在貢文的样品中含有大量悬浮瓷土。試驗指出鈾实际上全部为固体物所吸附。結果說明在特殊情况下需要酸化的程度可較本文方法的极限还要大。如果这样在过滤后, 即是在加任何試剂之前立即用氨水部分中和过量的酸是很重要的。例如在过滤之前加 25 毫升浓酸于样品中。

26. 从孔比瓷土污物的水流中取得的第一个样品当分析时在溶剂层中由于生成混浊而遭遇到困难, 致使两相不易分层。在这种情况下用細的玻璃棒慢慢攪拌可以使乳化破坏。在野外使用塑料針代替也很有效。在含有一定沾污的废水入河口处的下游取样遇到上述困难, 这一点是很有意义的。如果在废水入河口的上游取样仅遇到輕微的乳化作用。

27. 有时实验进程中由于严重的乳化作用也产生困难, 但进一步的研究指出这是由于

試驗未完全澄清的样品所致。这个事实着重說明需要完全澄清的过滤溶液。

28. 在科仑瓦耳大量野外試驗結果肯定了一般的趋向, 如表中結果所示, 并可总结如下:

(a) 本文方法对全部泉水样品实际上都得到很好的結果。

(b) 最后萃取液呈褐色时, 必須事先用四氯化碳萃取, 这样使比色时得到純粹的顏色是有效的。

29. 曾試驗另一方法, 此法特別适用于較正常鈾含量为低的样品^[13]。将羧基甲基纖維素渗混在普通纖維的过滤垫中。此物有离子交換性質并将吸附未經酸化的天然水中的金属。弃去含有可溶性有机物质的滤液并用 100 毫升稀酸淋洗出在过滤层上的金属以及在过滤层上为固体物吸附的鈾。然后此酸淋洗液按河水样品处理方法来測定, 此法有試驗溶液体积小优点。河水通过新过滤层的体积大大受到过滤时间的限制, 虽然有 2 及 3 升的样品即可便于試驗。对有机物沾污的样品用此法在野外作試驗时得到良好結果 (参看表中結果)。

30. 地質学家在野外条件下曾应用本文方法进行試驗过, 他們是經作者之一短期訓練后工作的。尽可能慎重地选择不同的样品在大量的試驗之后, 提出了兩項改进, 使得試驗的設備較易携带。二者正在被积极地研究着。

(a) 設計了一个装全部設備及試剂的箱子, 箱盖升起来后就能作为一个台子来放过滤器及分液漏斗。

(b) 所用的試剂尽可能制成可溶性片剂, 这样可以不需要量筒, 也可节省地方, 因为不需装溶液的大瓶。在某些情况下不可能做到这点, 如盐酸, 分散器皿 (dispenser) 作成一定大小直接装置在瓶子上以放出一定量的容积。

31. 作者感謝地質測量部門的成員, 他們共同进行了此法的野外試驗。本文叙述的工作是为联合王国原子能管理局进行的, 并經管理局及提登东化学研究實驗室負責人同意下发表的。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Ostle, D., Geochemical prospecting for uranium, *The Mining Magazine*, 91, 201, (1954).
- [2] Laving, T. S., Canney, F. C., Lakin, H. W., and Ward, F. N., The use of geochemical techniques and method in prospecting for uranium, *First Geneva Conference Proceedings*, 6, 782, (1955).
- [3] Fix, F. F., Geochemical prospecting for uranium by sampling ground and surface waters, *ibid*, 6, 788, (1955).
- [4] Thatcher, L. L., and Barker, F. B., Determination of uranium in natural waters, *Anal. Chem.* 29, 1575, (1957).
- [5] Hunt, E. C., North, A. A., and Wells, R. A., Application of paper-chromatographic methods of analysis to geochemical prospecting, *Analyst*, 80, 172, (1955).
- [6] Ward, F. N., Marranzino, A. P., The field determination of uranium in natural water, *Geological Survey Bulletin 1036-J*, U. S. Government Printing Office, Washington, (1957).
- [7] Yoe, J. H., Will, F., and Black, R. A., Colorimetric determination of uranium with dibenzoylmethane, *Anal. Chem.*, 25, 1200, (1953).
- [8] Adams, J. A. S., and Maech, W. J., Fluorimetric and colorimetric micro-determination of uranium in rocks and minerals, *Anal. Chem.*, 26, 1635, (1954).
- [9] Francois, C. A., Rapid spectrophotometric determination of submilligram quantities of uranium, *Anal. Chem.*, 30, 50, (1958).
- [10] Blanquet, P., Dosage colorimétrique de l'uranium par le dibenzoylmethane, *Anal. Chim. Acta*, 16, 44,

(1957).

- [11] Martin, J. V., and Wells, R. A., of C. R. L., Teddington, Private communication.
- [12] Head, A. J., Kember, N. F., Miller, R. P., and Wells, R. A., Ion-exchange properties of cellulose phosphate, in preparation.
- [13] Kember, N. F., of C. R. L., Teddington, private communication.

地下水中鈾分布的某些規律性*

盖尔曼諾夫 (А. И. Германов) 巴杜林 (С. Г. Батулин)
沃尔科夫 (Г. А. Волков) 利西泰 (А. К. Лисицин)
謝列勃連尼科夫 (В. С. Серебренников)

为研究地下水中鈾分布的情况, 本文作者們嘗試着从以下三个方面同时进行研究工作。

1. 研究地下水中鈾的分布情况, 以便总结出水文地球化学方法找寻鈾矿的理論基础。
2. 研究地下水在鈾矿床的表生蝕变中的作用。
3. 查明地下水在外力变质和热液成矿中可能起的作用。

在野外研究过程中, 对大部分样品, 除鈾以外还测定了氢、镭、水的化学成分, 已溶气体和未溶游离气体的含量。特别注意研究了已溶游离氧在地下水中的(水位以下)分布情况及地下水的氧化-还原电位 (Eh)。这些测量的样品都是在密封条件下采取的。这时水在容器中預先經過多次更換。固定和儲存已溶游离氧的試剂則直接在取样地点加入。氧化还原电位測定工作都在密封的容器内进行。但在許多情况下, 氧化还原电位的測定工作則是在取样地点完成的。

如果从地球化学的观点去探討所要研究的問題, 就要求把所得的水文地質和水化学資料与矿物学、地貌学、构造学、气候方面的資料以及該研究对象的其他特点密切結合起来。这样, 研究地下水中的鈾, 就不能将它看成是地下水中的一个孤立的部分, 而应看成是与地下水中的盐和气体組合中較一般性的变化相关的部分, 它与地球化学条件的变化有关。

正如苏联各地区多次进行的水文地球化学調查所表明: 地下水中的鈾含量变化很大——每升含量 3×10^{-8} 到数克(可能还有更高的浓度)。这是由許多因素的作用所决定的, 本文将簡要闡述在其中某些因素影响下, 鈾在地下水中的分布規律。

在整理鈾在地下水中含量的全部資料时, 可以清楚地看出, 氧化还原条件是决定鈾在地下水中性状的主要因素之一。地下水的氧化还原电位、已溶气体以及微生物的成分和数量就是这些条件的指标。根据地下水中鈾性状的特征可分为两种完全不同的水文地球化学环境即氧化环境与还原环境, 在許多情况下, 还发现有过渡性的环境。所有这些环境的区别, 在地壳最表层就可以观察到, 但在已經研究过的地壳部分(达 5 公里)的垂直剖面上表現得最为明显。

地下水中鈾、镭以及其他已溶的組分(盐类、气体^[2,4]、有机物^[11]、微生物^[3])呈一定的带状分布, 这种带状分布通常称謂垂直分带^[8]。同 Н. К. 伊格納托維奇一样, 我們把垂

* Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах (苏联版苏联科学家报告第 3 卷, 第 2499 号报告)。

直分带理解为地下水(盐、气体、pH、Eh 等)的地球化学特性的有规律性的变化,这种变化可在地下水向深处下降运动方向的某一个含水层中见到。

在自然界中有这样两种不同类型的分带。它们在地质历史进程中所进行的化学反应的性质不同:固体物质 \rightleftharpoons 水溶液^[1,2]。在第一种垂直的水文地球化学分带中(图 1),含水层中(水和岩石内)含有机物^[11],它能作为强烈的还原剂参与化学反应和生物化学反应。在第二种水文地球化学剖面中(图 2),含水层内没有这种有机物及其产物。垂直的水文地球化学分带,表现为水的化学成分的改变和总矿化度的增高(见图 1, 2, 水文地球化学柱状图的左方),以及已溶气体的成分和数量的改变(见图 1, 2 水文地球化学柱状图的右方)。

水文地球化学柱状图以综合方式描绘出地壳中已研究部分(图 1)的地下水中的上述变化(分带),它实质上是含水层在平行于岩层走向的垂直平面上的投影。同时,柱状图中的细柱综合地表明在天然条件下,在数十公里,甚至数百公里的地下水分带。

水化学分带间界线的划定,一般来说大多是假定的。但大多数气体的地球化学带则分界明显;具有复杂的外形,而且常常与水化学分带不相符合。

页岩层中的含水层内,有下列的气体的地球化学分带。在含水层的上部,地下水水位以下数十米和数百米的深度上,发育着含氧水带^[4,7]。然后,是无氧水(氮水和氮-碳酸水)带。沿岩层倾向再往下,由于有机物的生物化学的氧化作用,水富含硫化氢和碳酸(碳酸-硫化氢水带或碳酸-硫化氢-硫化氢水带)。当硫化氢固定成黄铁矿或其他硫化物时,就形成碳酸水或碳酸-甲烷水(直到形成矿水)。再往下,在溶解于水的气体中,主要是甲烷以及其他轻和重的碳化氢,虽然碳酸气和氮经常占显著的百分比。

应当指出,上述过渡地带(II 和 III)不是到处都存在的,常常是缺少一个,或者是两个都不存在。这时,含氧水带很快就为碳化氢带所代替。在地球化学方面,值得指出的是在上述每个带中往往发现有先前存在过的环境的“残余”。在这种环境中由于有机物质保存得较好,所以有较深地带所特有的条件。在水在谷地下面沿断裂,经过已侵蚀的或岩相的内围层而上升减压的区段中,发现下部气体-地球化学带(环境)楔入上部的地球化学带。所有这些都促使我们在进行铀矿床的水文地球化学普查时,必须特别注意试样水是从那一种气体-地球化学环境中取来的。水化学和气体-地球化学地带的分布深度和其他特点,在具有不同地质构造发展过程的各个地区内变化很大。例如在山区,强烈的水交替作用深度可达 1—2 公里,甚至 3 公里以上,因此,在这里游离氧的氧化作用,尤其是有机物质的生物化学氧化作用的传播范围比在陆台的平原地区要深得多。

在观察第一种类型的水文地球化学剖面中铀的分布情况时(见图 1),可以清楚地看到两个边缘带(环境)之间有着显著的不同。

一方面在上面氧化带内(低于水面)有含已溶氧和氧化还原电位很高(常为 300 多毫伏)的水。在透水地区,由于 U^{IV} 氧化变成 U^{VI} ,大量铀急剧地转入溶液中。于是在一些情况下,转入水中的某一部分铀沉淀为磷酸盐、硅酸盐、钒酸盐类或其他次生铀矿物。这时出现轻微的铀吸收作用。在另一些情况下,全部已溶铀都被搬运走。因此在高出或低于地下水位的地壳上部,在氧渗透入的整个深度内,广泛地发生着铀矿床的破坏作用。

另一方面,还原环境的水其特征是具有碳氢气体和大量有机物质(根据 M. E. 阿里多夫斯克和 B. M. 士温茨的材料为数十和数百毫克/升)以及氧化还原电位低(-100 到

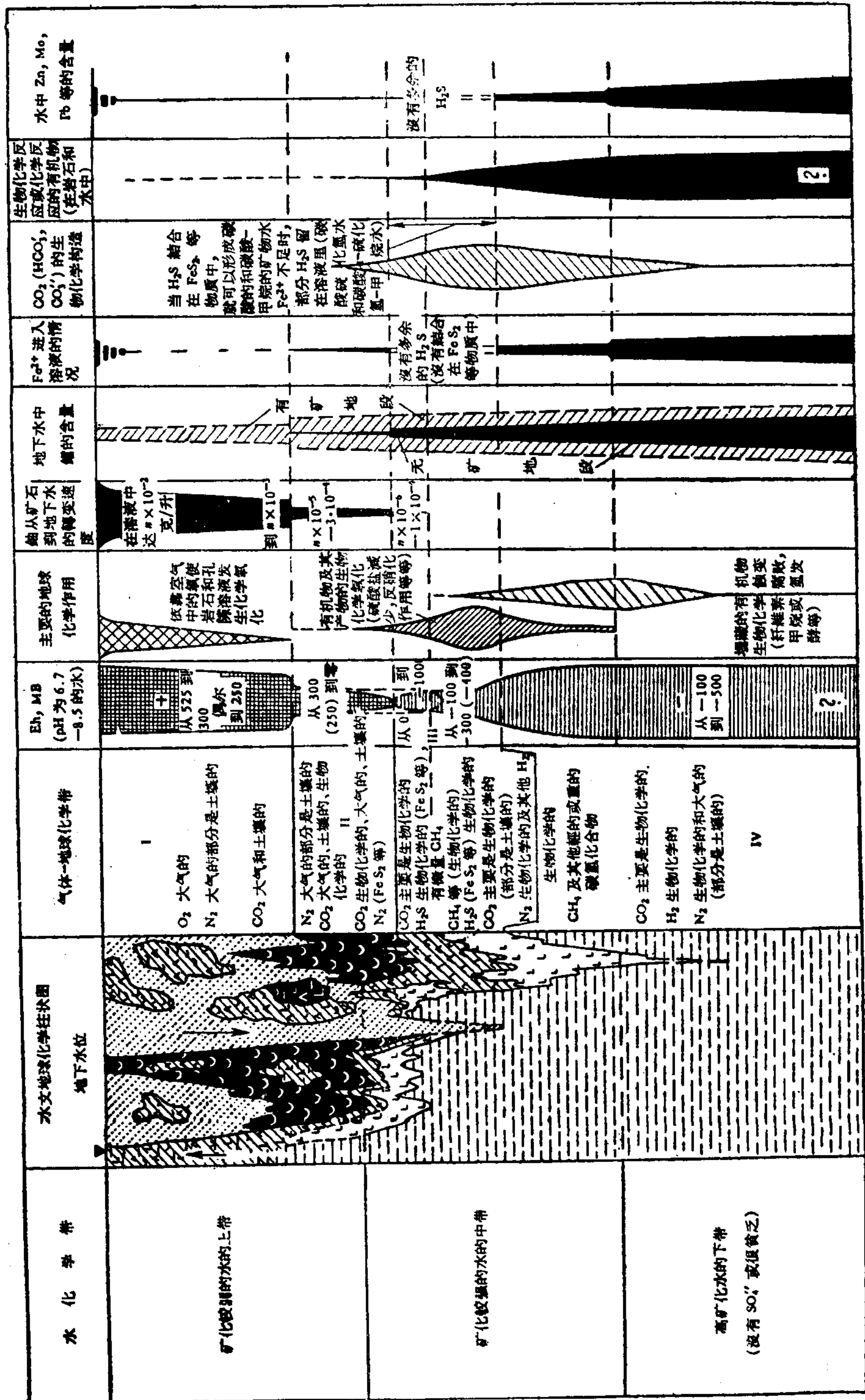


图1 含氩青岩层中的水文地球化学分带

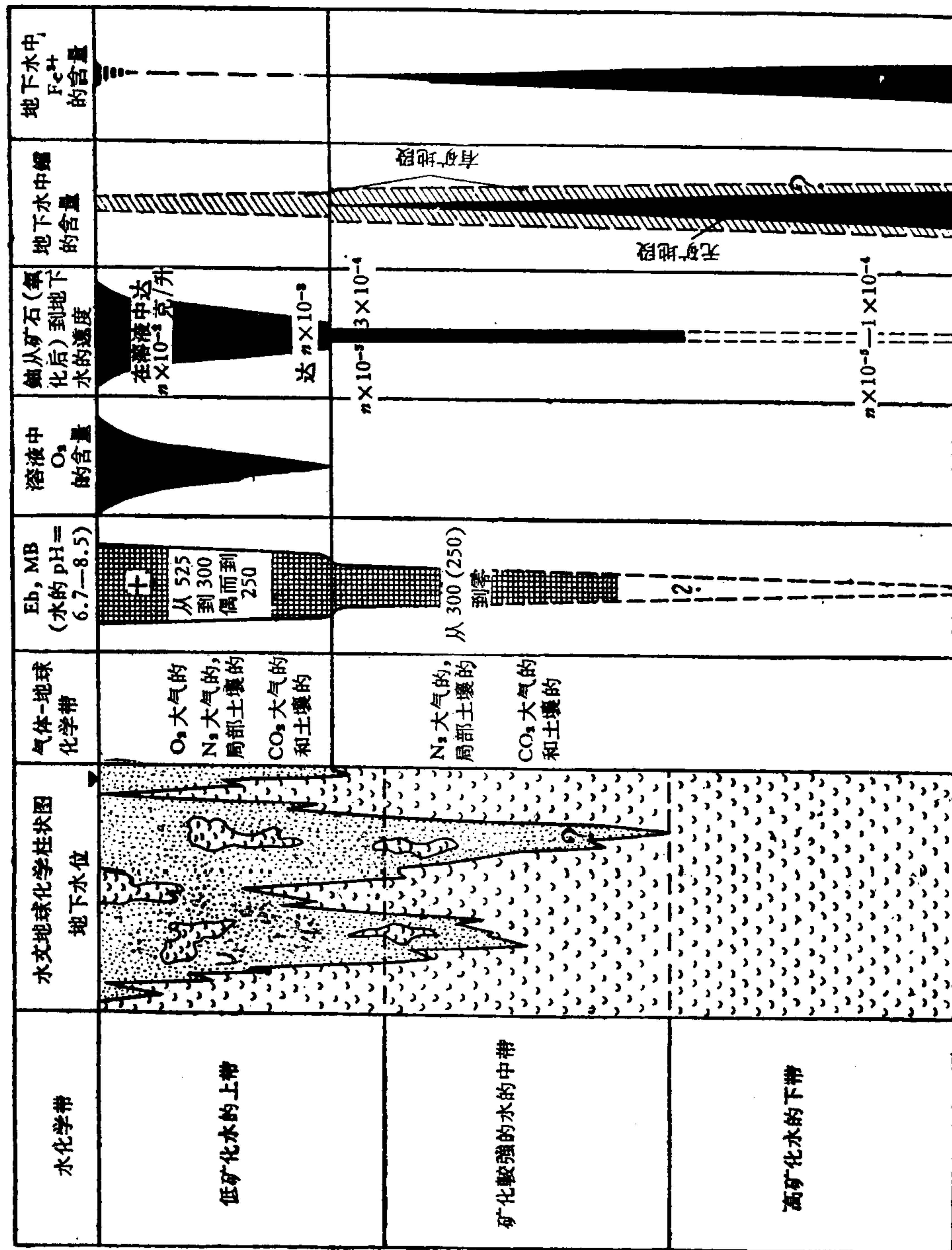


图2 不含反应有机物的岩层中的水化学分带

-500 毫伏), 这种水的含铀量很小 ($n \times 10^{-7}$ 克/升以下)。同时在不含矿地区循环的水, 或是直接在含矿地区(氧化物中)所取出的水中也有这种情况。可是它们在铀含量方面很不相象, 这就能帮助我们发现分布在碳氢环境中的矿化。

在过渡带中可以发现, 水中的铀含量和 Eh 值^[9,10,7]也是过渡性的。同时总的趋势是随着岩石中有机物质(瀝青)含量的增长(见图 1) Eh 值和水中的铀含量很快降低。应当指出, 在铀矿(部分分布在氧化带)发育地段上循环的硫化氢水可能会异常地富含铀 ($n \times 10^{-5} - 3 \times 10^{-4}$ 克/升)并且经常有镭异常(在没有被强烈地冲淡的情况下)。

地下水中铀的含量与氧化还原电位之间的相互关系在图 3 中也可以清楚地看到。从表中可以看出两个指数的大小决定于地球化学反应情况: 氧化剂 \rightleftharpoons 还原剂。在自然条件下, 游离氧是主要的氧化剂, 而游离氧消失后则硫酸盐的硫和硝酸盐的氮都为主要氧化剂。主要还原剂为有机物质。

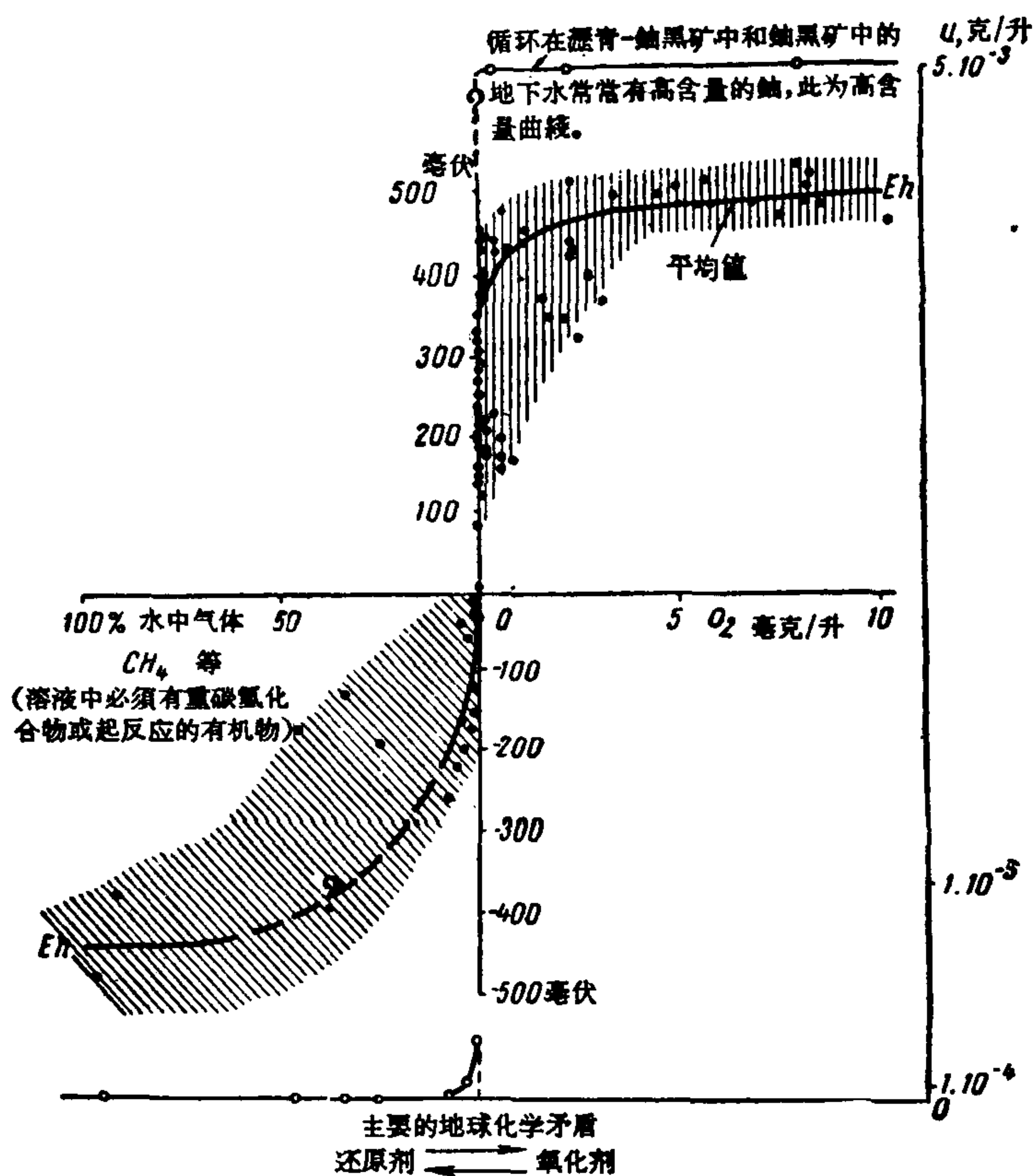


图 3 pH 为 6.6—8.5 时, 地下水的 Eh 和其中铀含量与溶解的氧气和碳化氢的量之关系图

在含氧水在局部地方与石油相遇而迅速地产生了碳氢化物、硫化氢和碳酸(图 4)的地方, 即油区的边缘部分, 强烈的还原条件代替氧化条件的情况特别明显。这时在很短的距离内水的 Eh 值及其中铀含量急剧下降 ($n \times 10^{-7} - n \times 10^{-8}$ 克/升), 同时不仅从富含铀的水中 ($n \times 10^{-4} - n \times 10^{-2}$ 克/升)(这些水是在含氧地带的含矿区内获得铀的), 而且从另一些水中(这些水在氧化环境中循环, 在沉淀之前只与不含矿的岩石 ($n \times 10^{-6} - n \times$

10⁻⁵ 克/升)接触过)都可以发生铀的沉淀。

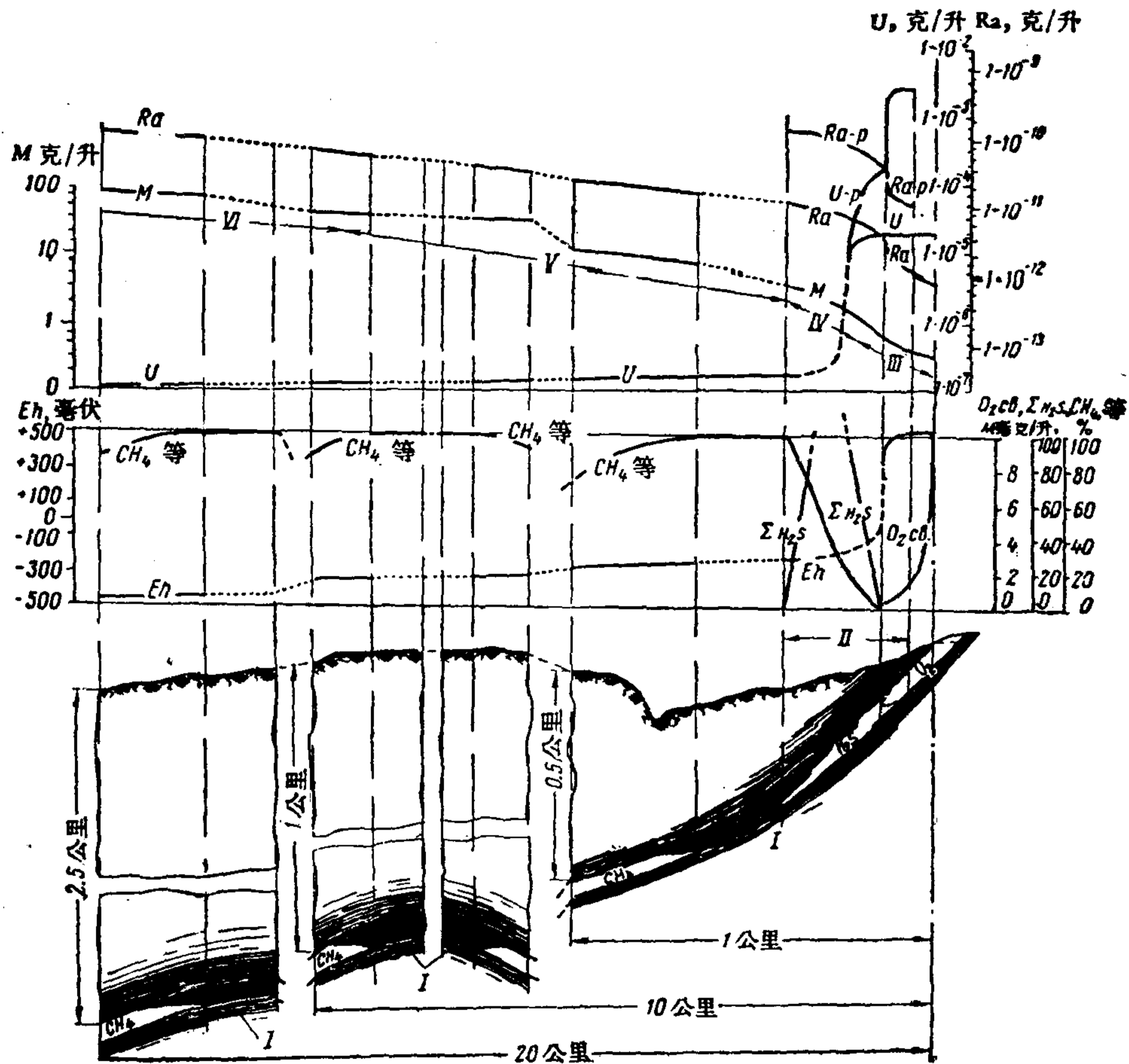


图4 矿区碳酸盐岩层中含水层位的综合水文地球化学剖面

I——石油； II——矿化发展的间隔； III——硫酸盐-含水碳酸钙水； IV——成分复杂的水； V——主要为氯化钠水； VI——氯化钙钠卤水。剖面上所标志的水文地球化学环境为： O_2 ——水中溶解的游离氧强烈氧化环境； H_2S ——有机物的生物化学氧化环境； CH_4 ——剧烈还原的碳化氢环境； O_{2cb} ——水中游离氧的浓度； ΣH_2S ——水中硫化氢及其溶解产物的浓度； CH_4 等——自生气体中轻、重碳氢化合物的浓度； Eh ——地下水的氧化-还原势； M ——地下水的总矿化； U 和 Ra ——无矿岩层中流动的水中铀和钍的浓度； $U-p$ ， $Ra-p$ ——矿区流动水中铀和钍的浓度。

在透水地段的含氧带的水文地球化学剖面第二种类型中(变质、侵入和喷发岩石内)铀从矿石和岩石中急剧地转入地下水中去。在矿石缺乏硫化物的情况下，水位以下的氧化过程一般不形成次生铀矿物。在游离氧侵透的界綫以下，铀转入地下水的较少($n \times 10^{-5} - 3 \times 10^{-4}$ 克/升)。因此在这些地区中，由于矿石的矿化(在没有硫化物的情况下)水异常富含铀的现象在比水文地球化学剖面第一类型发育更深的淡水和无氧的矿化水中均有发生。这些水的特点是具有钍(和钍)的异常含量，因为水中氧的消失为钍的迁移创造了更有利的条件。在这里与氧化带不同的是钍的吸附作用很弱，因为在氧化带中新形成的铁和锰的氢氧化物以及粘土矿物能很快地吸附钍，并限制了地下水中钍的分布面积。

在地壳的上部(在强烈的水交替带内)氧化条件发育很广，因此这里形成了地下水中

鈾的独特分布区,这样就能用水文地球化学的方法查明鈾的矿化作用。

这个地带的地下水中鈾的分布有一定的规律性。首先是在和鈾矿化接触的水(异常水)与只沿无矿岩石(水文地球化学自然底数)运动的水之間通常有很大的区别。

水文地球化学研究的經驗表明,天然的水文地球化学底数不是一个常数,而是随每个具体地区的物理-地理、地质、水文地质特点而变化的。当整理在较大面积上所做的这些水文地球化学取样资料时,清楚地发现气候对水文地球化学底数的影响。在各种不同气候地区的潛水中,鈾的正常(底数)含量值不同,这是鈾迁移和气候条件(在强烈的水交替环境中)之間关系的重要表现之一。这时鈾的底数含量的变化与水的一般矿化的变化相同,也就是从潮湿气候轉向干燥气候区时,鈾的含量增加。这个规律不仅存在于具有水平气候分带的平原地区,而且也存在于具有垂直气候差别的山区。

例如在天山山脉的一个山脊上,发现地下水的鈾平均含量与各个山区气候带(图5,6)

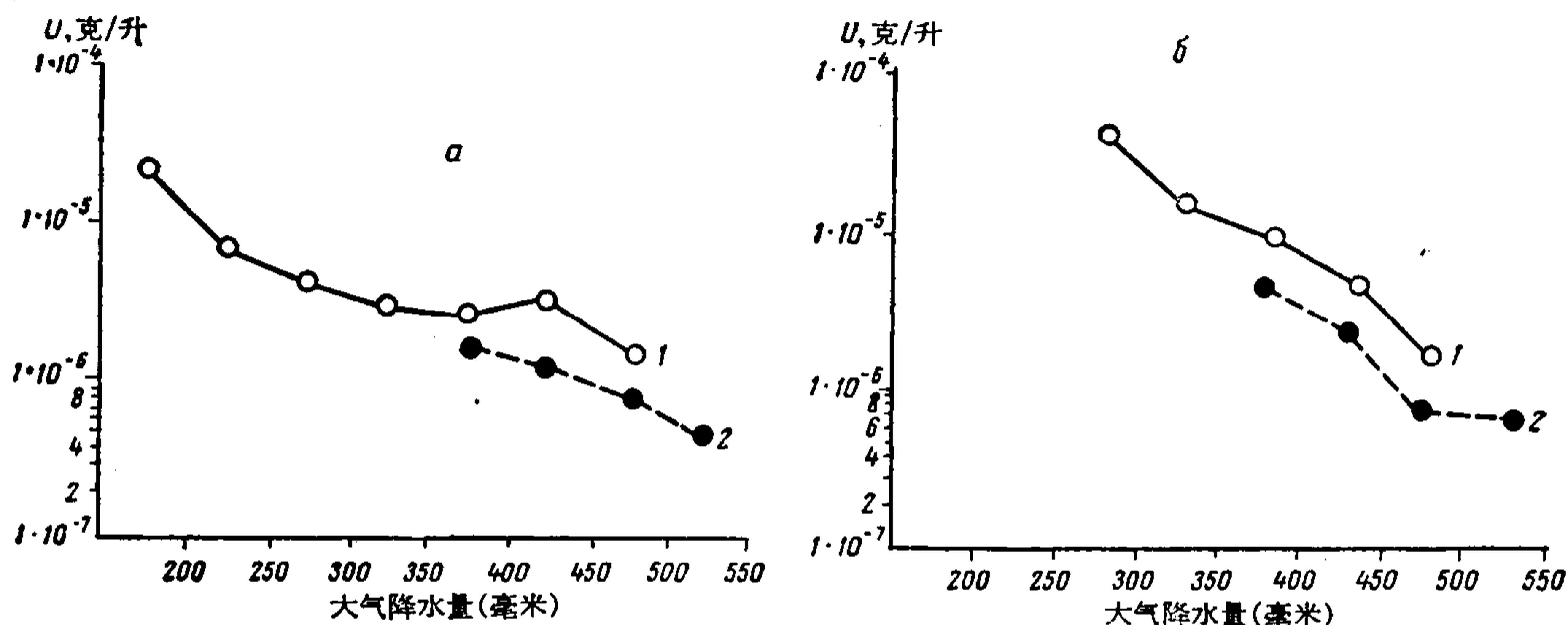


图5 泉水中鈾的平均含量与大气降水量之間的关系:
a 上古生代噴发岩; b 海西花崗岩类; 1 南坡水; 2 北坡水。

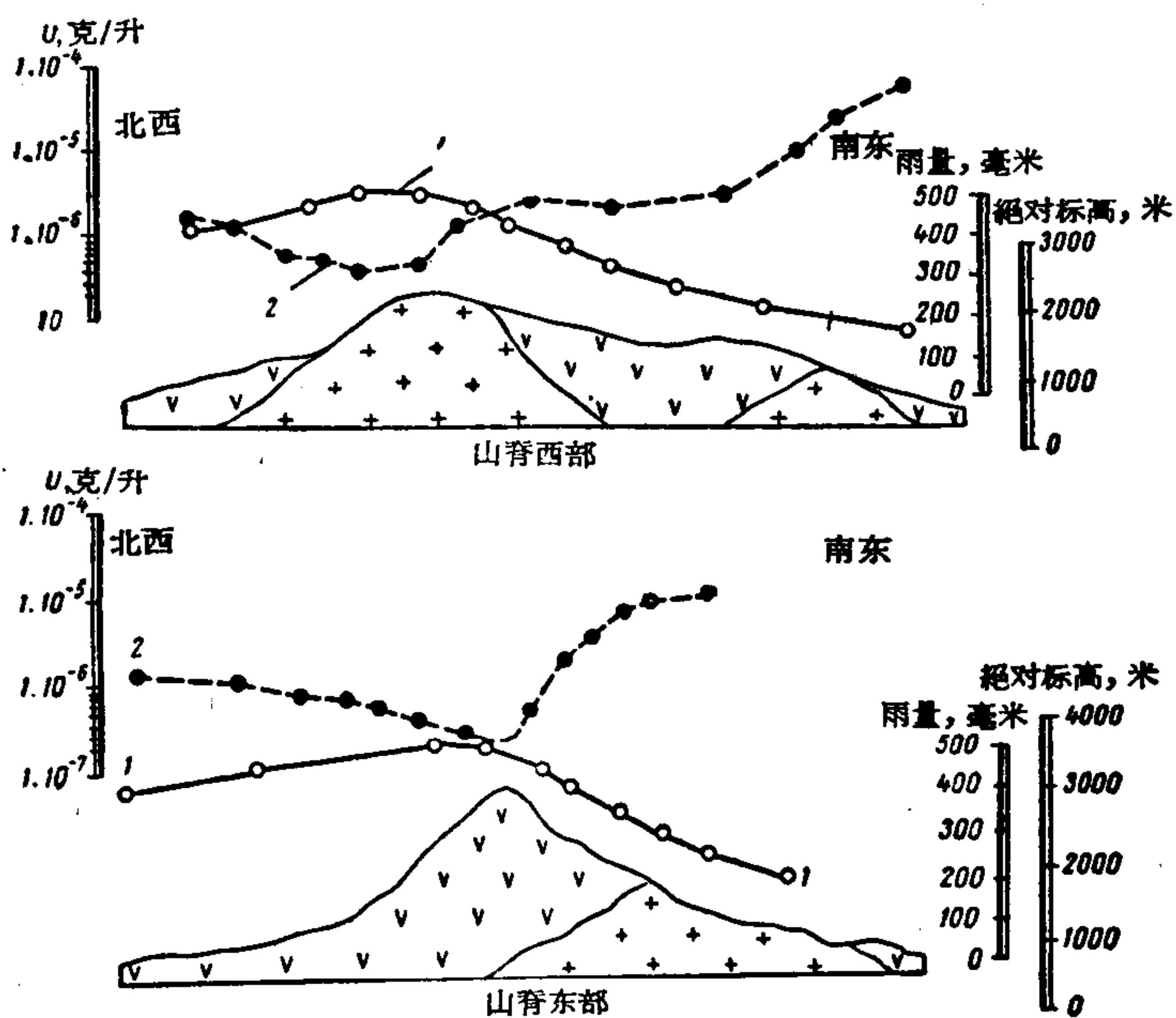


图6 泉水中鈾的平均含量与年平均大气降水量之間的关系:
1 降水量曲线; 2 地下水中鈾含量的变化曲线。

的年平均大气降水量之間有着反比的关系。这里大气降水量是随着等高綫高程的提高而增加,此外,北坡的气候較南坡湿润。

在这个地区 1500—2000 米绝对标高的許多地段上所测的鈾的地下化学径流的模数(表 1)在山脊两坡发生的鈾的携出,其規模大致相同。虽然在北坡地下水中鈾含量較低,原因是这里气候較湿润,每平方公里都受到大量的水冲刷。除此以外,这个表还說明,在

表 1 鈾的地下化学径流模数
(绝对高度 1500—2000 米)

北 坡			南 坡		
地下径流模数 升/秒·公里 ²	鈾的平均含量 克/升	鈾的地下化学 径流模数 克/年·公里 ²	地下径流模数 升/秒·公里 ²	鈾的平均含量 克/升	鈾的地下化学 径流模数 克/年·公里 ²
上 石 炭 紀 噴 发 岩					
1.2	2.8×10^{-7}	10.6(8)*	0.30	8.5×10^{-7}	8.0(5)
0.6	4.7×10^{-7}	8.5(6)	0.29	9.0×10^{-7}	8.0(5)
			0.20	1.4×10^{-6}	8.8(3)
			0.12	2.7×10^{-6}	10.5(5)
上 中 石 炭 紀 噴 发 岩					
1.10	2.6×10^{-7}	9.3(4)	0.35	9.0×10^{-7}	10.0(4)
0.81	3.4×10^{-7}	8.9(6)	0.30	9.3×10^{-7}	8.8(9)
0.67	4.2×10^{-7}	9.0(5)	0.25	1.2×10^{-6}	9.2(11)
0.49	5.1×10^{-7}	7.9(6)	0.19	1.3×10^{-6}	8.0(13)
0.37	8.3×10^{-7}	9.6(8)	0.10	2.5×10^{-6}	7.9(5)
0.15	1.8×10^{-6}	8.3(7)	0.05	5.5×10^{-6}	8.6(10)
			0.02	1.3×10^{-5}	9.3(8)
下 二 迭 紀 花 崗 閃 长 岩					
0.78	4.1×10^{-7}	10.6(6)	0.78	4.3×10^{-7}	10.8(8)
0.34	8.7×10^{-7}	8.8(5)	0.24	1.2×10^{-6}	9.3(7)
中 石 炭 紀 花 崗 閃 长 岩					
1.17	2.4×10^{-7}	8.5(5)	0.8	3.9×10^{-7}	10.0(8)
0.94	3.3×10^{-7}	9.7(6)	0.34	9.0×10^{-7}	9.8(9)
0.18	1.8×10^{-6}	10.1(3)	0.15	2.2×10^{-6}	10.4(7)
			0.015	2.1×10^{-5}	10.3(9)
中 古 生 代 石 灰 岩					
2.0	2.9×10^{-7}	18.5(7)	1.7	2.7×10^{-7}	14.4(4)
2.5	2.3×10^{-7}	18.5(3)	1.8	3.2×10^{-7}	18.2(3)
志 留 紀 頁 岩					
0.09	2.1×10^{-6}	6.15(4)			
0.10	2.2×10^{-6}	7.05(2)			
0.10	2.1×10^{-6}	6.8(4)			

* 括号内为确定平均值时所用的水源数目。

許多岩性不同的岩石中化学径流模数值彼此相近,并且只在带有最低(頁岩)或特別高(石灰岩)渗透性的岩石发育地区其模数(即每平方公里的全部携出量)之間才有很大不同。

在北天山山脉的一个山区地块上較詳細地研究了垂直土壤气候分带对地下水中鈾含量的影响。这些观察的結果描繪成这个地区潛水中鈾含量的图(图7),图上只举出了有

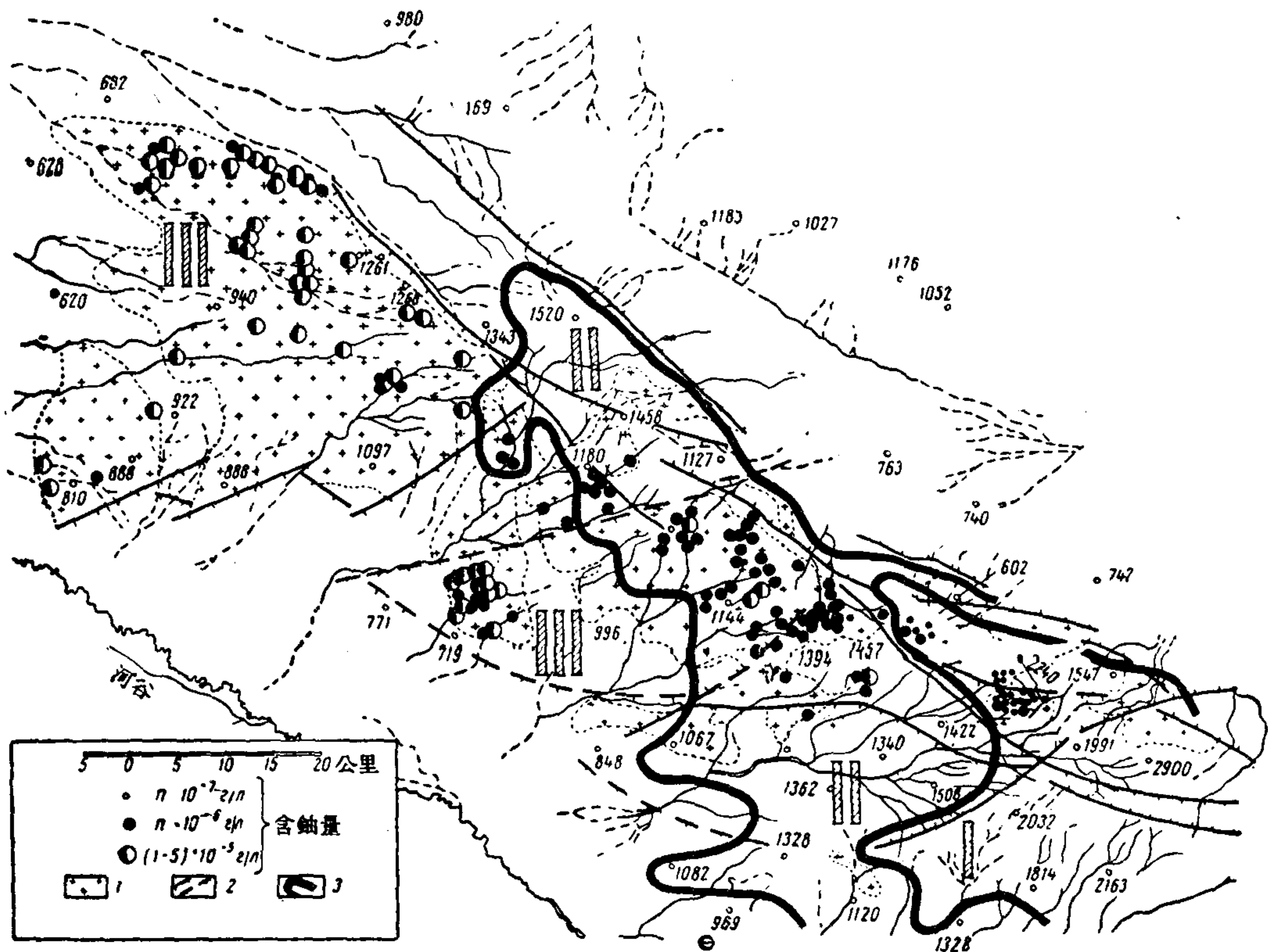


图7 岩体的裂隙潛水中鈾含量分布与土壤-气候条件的关系
(根据 C. Г. 巴图林的資料):

- 1—各种年代的酸性侵入岩的主要分布区域; 2—已确定的和推测的主要断裂(阿尔卑斯); 3—同一类土壤气候条件的山区界綫;
- I——地下水补給区绝对高度 2000—2500 米的区域(年大气降水总量超过 500 毫米,山区草地土壤和山区黑土); II——地下水补給区绝对高度为 1200—1500 米的区域(年大气降水总量为 400—500 毫米,山区栗色土); III——绝对高度在 600—1200 米之間的山区地块边缘部分(年大气降水总量約 300 毫米,局部发育着盐沼的灰土)。

关在花岗岩类火成岩(是该地区內广泛发育的)分布区内形成的水的資料。該地块的地势特点是分水岭呈桌状。同时在該地块各部分中,分水地区具有各种不同的绝对高程并相应地位于各种土壤气候带內。在这地区的花崗岩中,裂隙潛水的干殘渣量与鈾含量之間的比率示于图解中(图8)。在这个图解中每条与座标軸成 45° 角的直綫代表水中干殘渣量与鈾含量之間比率相同的各点的軌迹。图中各点表示从高山向山脚过渡时,虽然潛水中鈾与干殘渣之間的比率有变化,但水的总矿化度和鈾含量同时增加,而在高山区水中鈾与干殘渣的比值为 $(1-4) \times 10^{-4} \%$ 。位于等高綫高程較低和气候条件較干燥的地区內,这种比率就高一些。从图中(图8)可以看到該区各点基本上沿着相当于鈾在干殘渣中含量为 $(1-2) \times 10^{-3} \%$ 的直綫而分布的。鈾含量与花岗岩类岩石內的裂隙潛水中干殘渣的

比一般不超过 $3 \times 10^{-3}\%$ 。只有在水与岩石中异常含量的铀接触的情况下,才能发现较高的值。

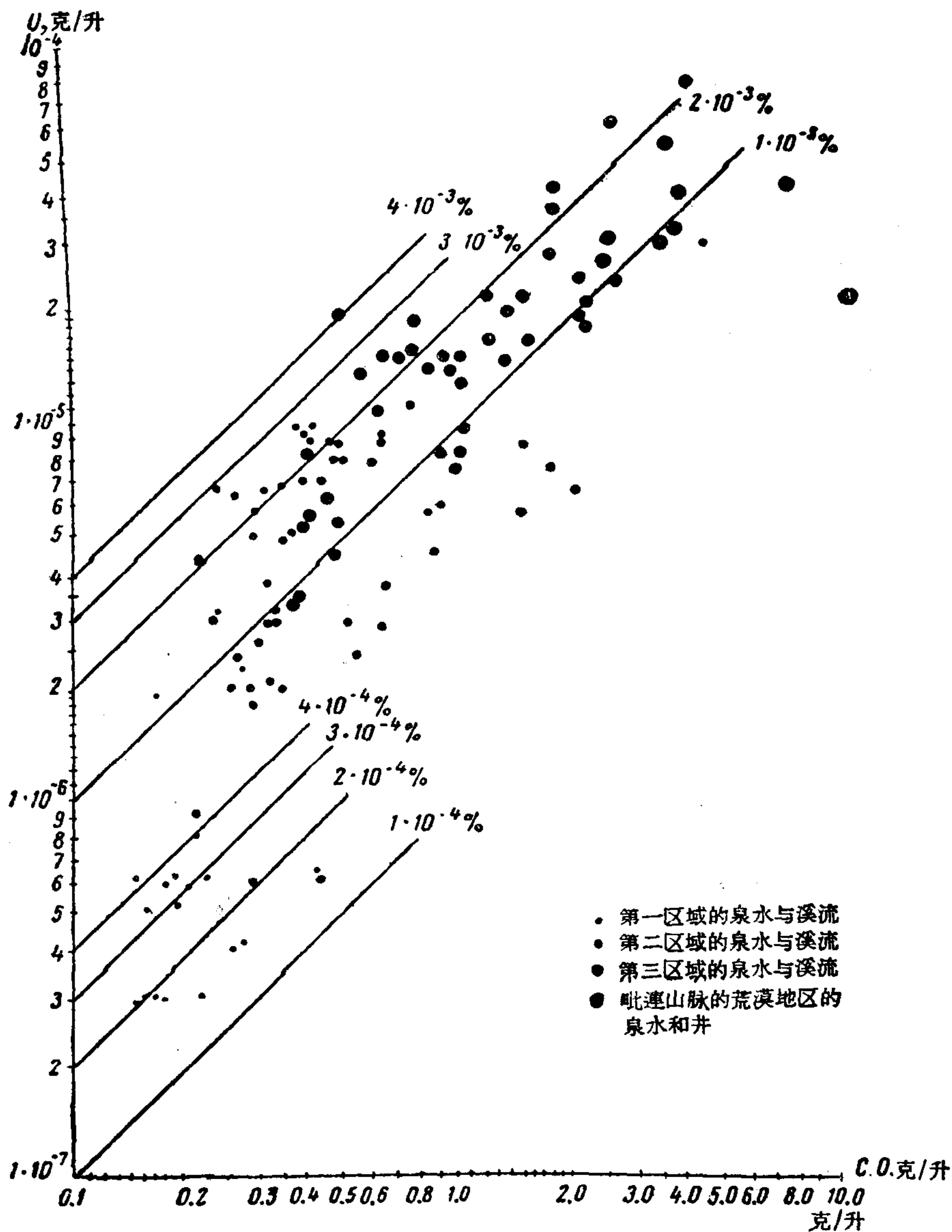


图 8 在山区地块的各种不同的土壤气候区以及山区地块以外的泉水和溪流中铀含量与干残渣数量之比

从图 8 可以看出铀含量和干残渣的同时增长可以一直继续到干残渣值等于 10 克 / 升。在很多情况下,在蒸发作用很强的条件下形成的矿化较高的水中铀的绝对含量是比较高的,但是在矿化度大于 10 克/升时,铀含量的增长便往往落后于干残渣的增长。从表 2 可以看出,在盐沼地之下矿化高的潜水中,铀含量(底数)可达到 $n \times 10^{-3}$ 克/升。在干旱地区,由于蒸发作用而矿化度增大的无口湖含铀量也较高。由于淋滤含盐岩而形成的矿化度高的水,其含铀量不大(表 3)。

表2 高矿化潛水中鈾的含量

样品号	取样地点	取样日期	化学成分(庫尔洛夫公式)	干残渣克/升	鈾含量克/升
1124	干河床里的浅井	56.8.24	$M_{0.5} \frac{SO_{67}^4 Cl_{25}}{Na_{75} Mg_{17}}$	5.20	6×10^{-5}
1401	盐沼上的浅井	57.5.18	$M_{6.6} \frac{SO_{80}^4 Cl_{38}}{Na_{57} Ca_{27} Mg_{15}}$	7.08	6×10^{-5}
1387	干河床里的水井	57.5.14	$M_{3.2} \frac{Cl_{50} SO_{45}^4}{Na_{50} Ca_{25} Mg_{24}}$	8.70	6×10^{-5}
1404	盐沼上的浅井	57.5.18	$M_{13.9} \frac{Cl_{60} SO_{37}^4}{Na_{70} Mg_{15} Ca_{14}}$	14.42	6×10^{-5}
1123	第四紀河谷沉积中的泉水	56.8.24	$M_{15.7} \frac{SO_{71}^4 Cl_{25}}{Na_{66} Mg_{24}}$	16.28	5×10^{-4}
1133	干河床上的浅井	56.8.24	$M_{26.6} \frac{SO_{53}^4 Cl_{38}}{Na_{70} Mg_{26}}$	27.00	4×10^{-5}
1099	盐沼上的浅井	56.8.12	$M_{165} \frac{SO_{64}^4 Cl_{35}}{Na_{67} Mg_{31}}$	166.89	3×10^{-3}
1393	盐沼上的浅井	57.5.14	$M_{253} \frac{Cl_{53} SO_{45}^4}{Na_{96} Mg_{12}}$	258.24	7×10^{-4}

表3 含盐岩层区域的溪流和泉水中鈾的含量和水的总矿化度
(基薩尔山脉 (Гиссарский хребет))

标本号	采样日期	化学成分(庫尔洛夫公式)	干残渣(克/升)	鈾含量(克/升)
1435	57.6.5	$M_{4.8} \frac{SO_{49}^4 Cl_{46}}{Na_{48} Ca_{36} Mg_{15}}$	4.85	2×10^{-6}
1436	57.6.5	$M_{5.3} \frac{SO_{80}^4 Cl_{34}}{Na_{48} Mg_{37} Ca_{19}}$	5.85	6×10^{-6}
1442	57.6.6	$M_{8.5} \frac{Cl_{59} SO_{34}^4}{Na_{70} Mg_{16} Ca_{18}}$	9.03	3×10^{-6}
1447	57.6.6	$M_{13} \frac{Cl_{73} SO_{24}^4}{Na_{73} Ca_{14} Mg_{12}}$	13.38	2×10^{-6}
1448	57.6.6	$M_{13} \frac{Cl_{81} SO_{17}^4}{Na_{83}}$	18.64	9×10^{-6}
1431	57.6.4	$M_{29.9} \frac{Cl_{39}}{Na_{95}}$	30.42	6×10^{-6}
1441	57.6.5	$M_{30} \frac{Cl_{75} SO_{24}^4}{Na_{82}}$	31.00	2×10^{-6}
1420	57.6.3	$M_{38.8} \frac{Cl_{91}}{Na_{90}}$	39.18	9×10^{-6}
1488	57.6.3	$M_{124} \frac{Cl_{96}}{Na_{94}}$	123.28	5×10^{-6}

在每个气候带(平原或高山的)中,水文地球化学底数随水围岩中鈾的克拉克值而变化。克拉克值增大,水中鈾含量也随着增高(图9)。从图9中可以看出,这种关系(綫傾斜)对不同类型的岩石显然是各不相同的。图9是指噴发岩和侵入岩。

在鈾矿化地段上,在我們所研究的有強烈水交替作用的地带内,地下水异常地富含鈾。这时,这些异常水的鈾含量受許多因素的影响而有变化。看来,矿石的物质成分及其透水性的差别对这些异常水中的鈾含量有根本的影响。鈾矿化位置与地下水位之間的关系也很重要。表4說明,由于上述各种因素的影响而产生的地下水中鈾富集程度的差别。

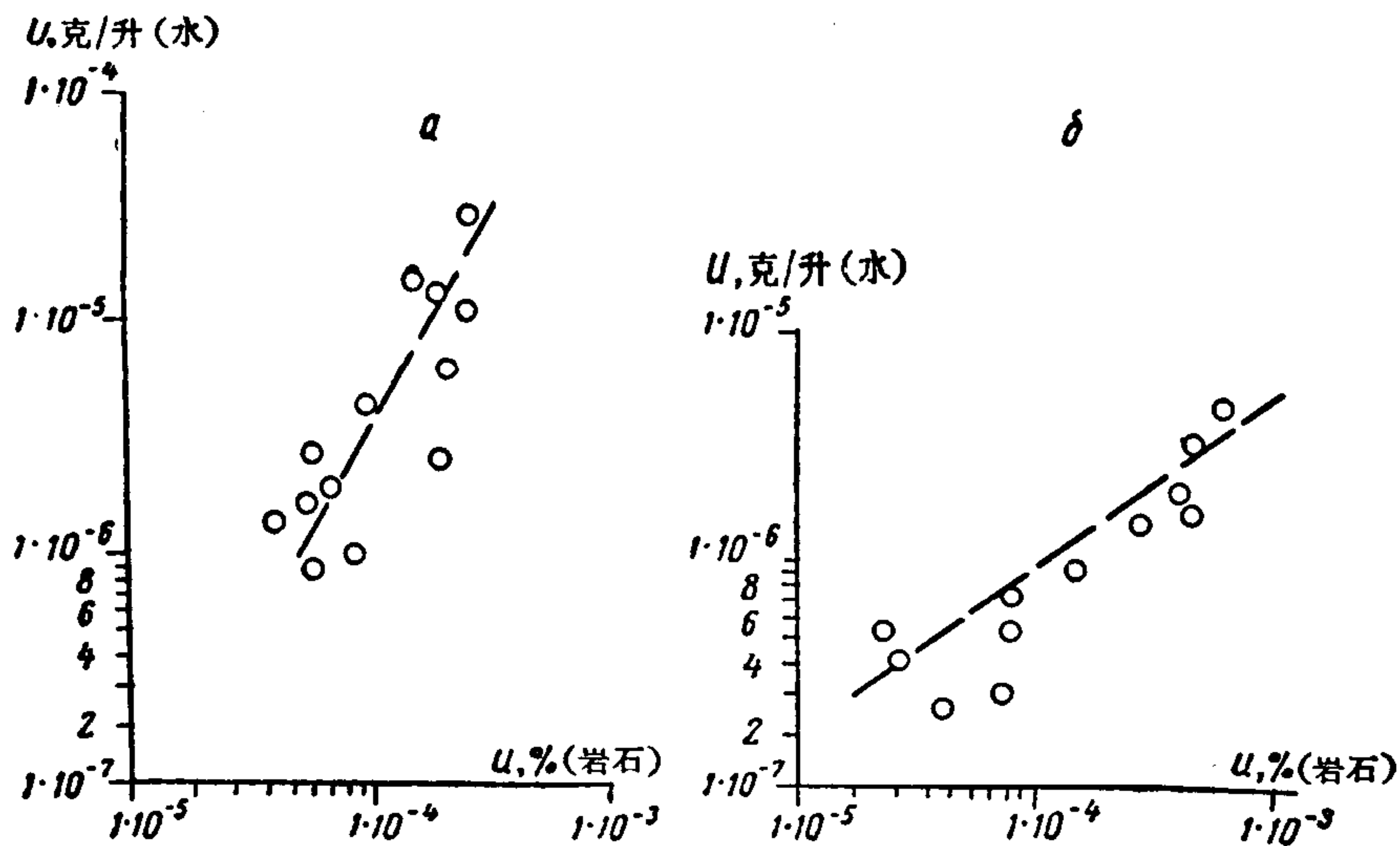


图9 岩石中铀含量与其中循环水中的铀含量之间的关系
(绝对标高 1500—2000 米)
a 上古生代喷发岩; b 海西花岗岩类。

表4 冲洗各种类型矿石的地下水中铀的含量

矿 石 类 型	地 下 水 中 铀 的 含 量 克/升	
	渗 滤 带	饱 和 带
氧化矿石(磷酸盐,硅酸盐,矾酸盐等)	$3 \times 10^{-5} - 2 \times 10^{-4}$	$3 \times 10^{-5} - 2 \times 10^{-4}$
混合矿石	$1 \times 10^{-4} - 1 \times 10^{-3}$	$5 \times 10^{-5} - 2 \times 10^{-3}$
铀黑矿石	$1 \times 10^{-3} - 8 \times 10^{-1}$ (个别情况下可达到2克/升, 可能还要多些)	$2 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-2}$
沥青-铀黑矿石	$1 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-2}$	$1 \times 10^{-4} - 2 \times 10^{-2}$

首先应当注意到,渗透带的水与饱和带的水相比较,总的来说是前者的铀含量较高。只有当铀矿化为次生矿物时才是例外。这时无论在渗透带或者饱和带,水中的铀含量都低,这说明这里的这些矿物与氧化物相比有较大的稳定性。

此外,渗透带的水中铀含量与氢离子的浓度有关(图10);铀从铀黑及沥青-铀黑矿石($n \times 10^{-1}$ 克/升或者可能更多)转入溶液,数量最大的是在形成强酸性水(pH值低于3)的地段上。同时在弱酸性、中性和弱硷性的水中也发现有相当高的铀含量(达到 $n \times 10^{-1}$ 克/升)。

在饱和带中,水中含铀量最丰富的是在铀黑矿发育的地段上,这首先是因为铀黑矿石的溶解面大。在沥青-铀黑矿石地段,特别是在饱和带内,水中含铀量一般较贫。而在以沥青铀矿石为主的矿石发育地段,水中含铀量更少,沥青矿石更常常由于自己的密度大而阻碍了水的循环。

在饱和带中铀的异常高的含量出现在 pH 值为 3—8.5 的水中,同时,最高的铀含量见于铀黑矿石发育地段的中性的硫酸盐的水中(图10)。

对铀矿床的地下水化学成分的研究表明(图11),铀的异常高的含量发生在已溶盐数

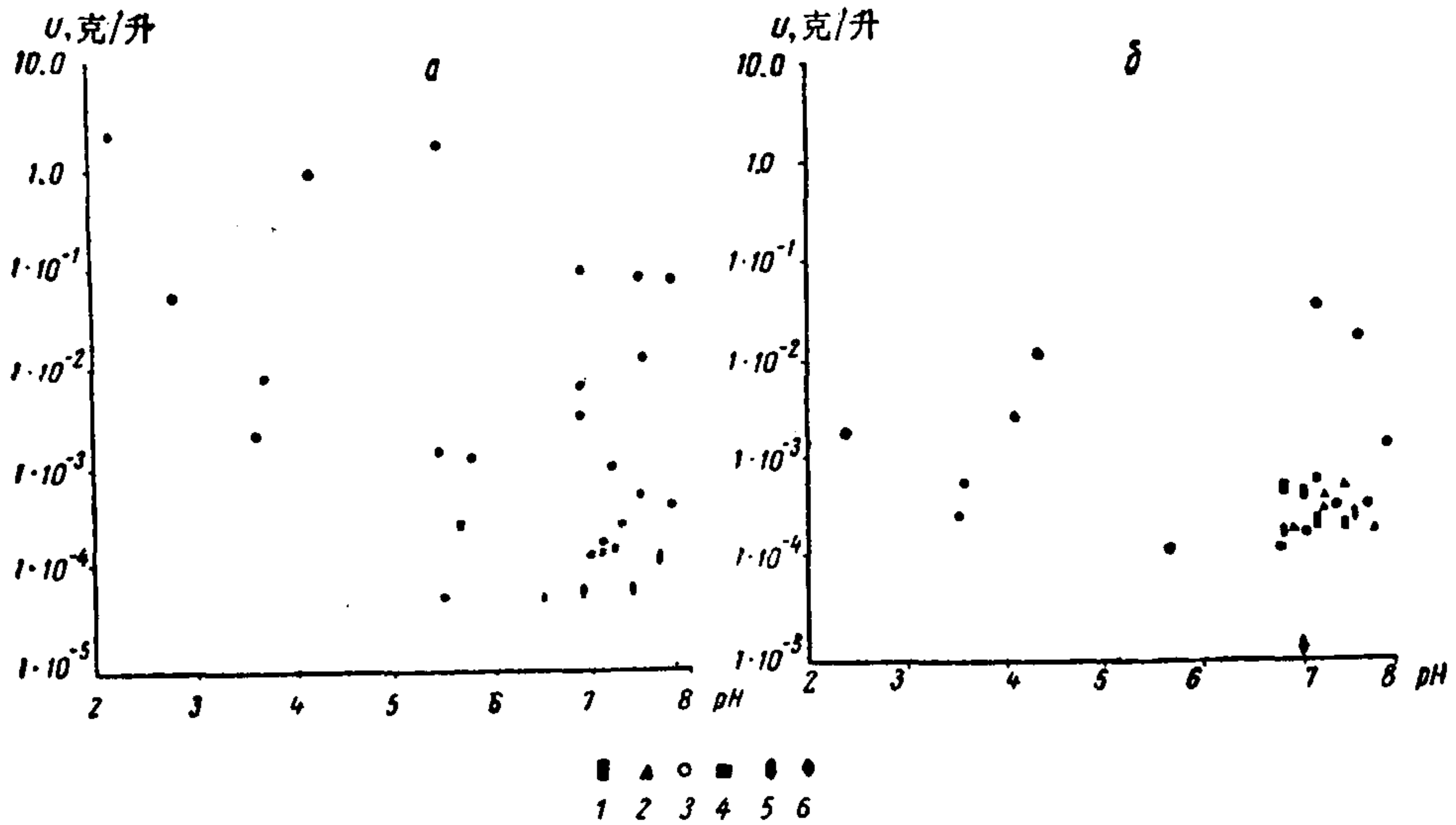


图 10 各种铀矿化类型在渗透带(a)和饱和带(b)的地下水中的氢离子浓度和铀含量
 1. 瀝青型; 2. 瀝青-铀黑型; 3. 铀黑型; 4. 云母-硅酸盐-铀黑型; 5. 云母型和硅酸盐型; 6. 鉀鈾铀矿型。

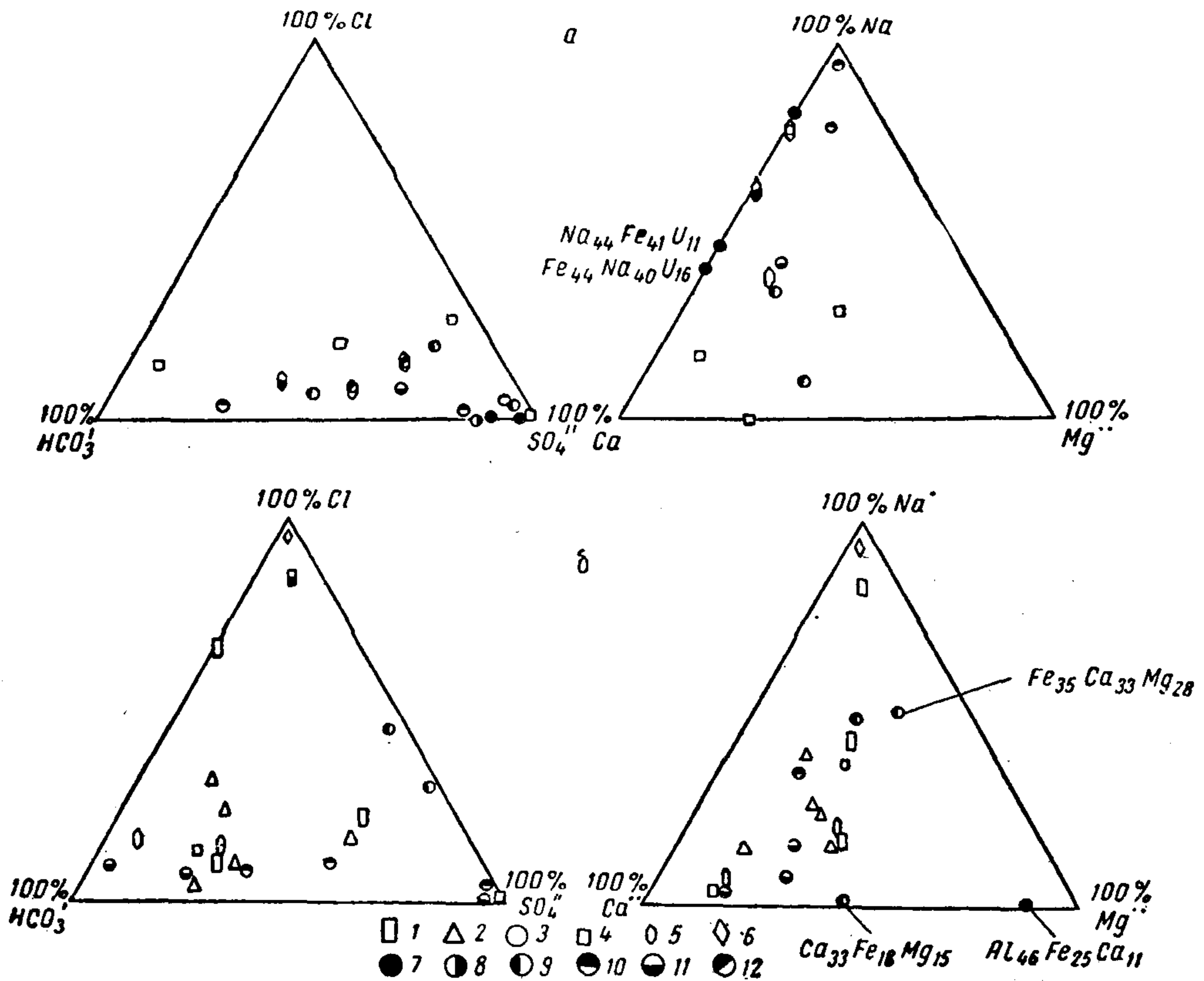


图 11 在有各种铀矿化类型的渗透带(a)和饱和带(b)中地下水的化学成份和铀含量
 (符号被涂黑的部分表示水中的铀量,克/升)
 1. 瀝青型; 2. 瀝青-铀黑型; 3. 铀黑型; 4. 铀云母-硅酸盐-铀黑型; 5. 云母型和硅酸盐型;
 6. 鉀鈾铀矿型; 7. $n \times 10^0$; 8. $n \times 10^{-1}$; 9. $n \times 10^{-2}$; 10. $n \times 10^{-3}$; 11. $n \times 10^{-4}$;
 12. $(3-9) \times 10^{-5}$ 。

量和成分都不相同的水中(研究了矿化度达到 50 克/升的水)。因此在强烈的水交替带中地下水的化学成分(这里是指通常测定的六个组分——Na, Ca, Mg, Cl', HCO₃', SO₄' 而言)对铀迁移不起决定性的影响。

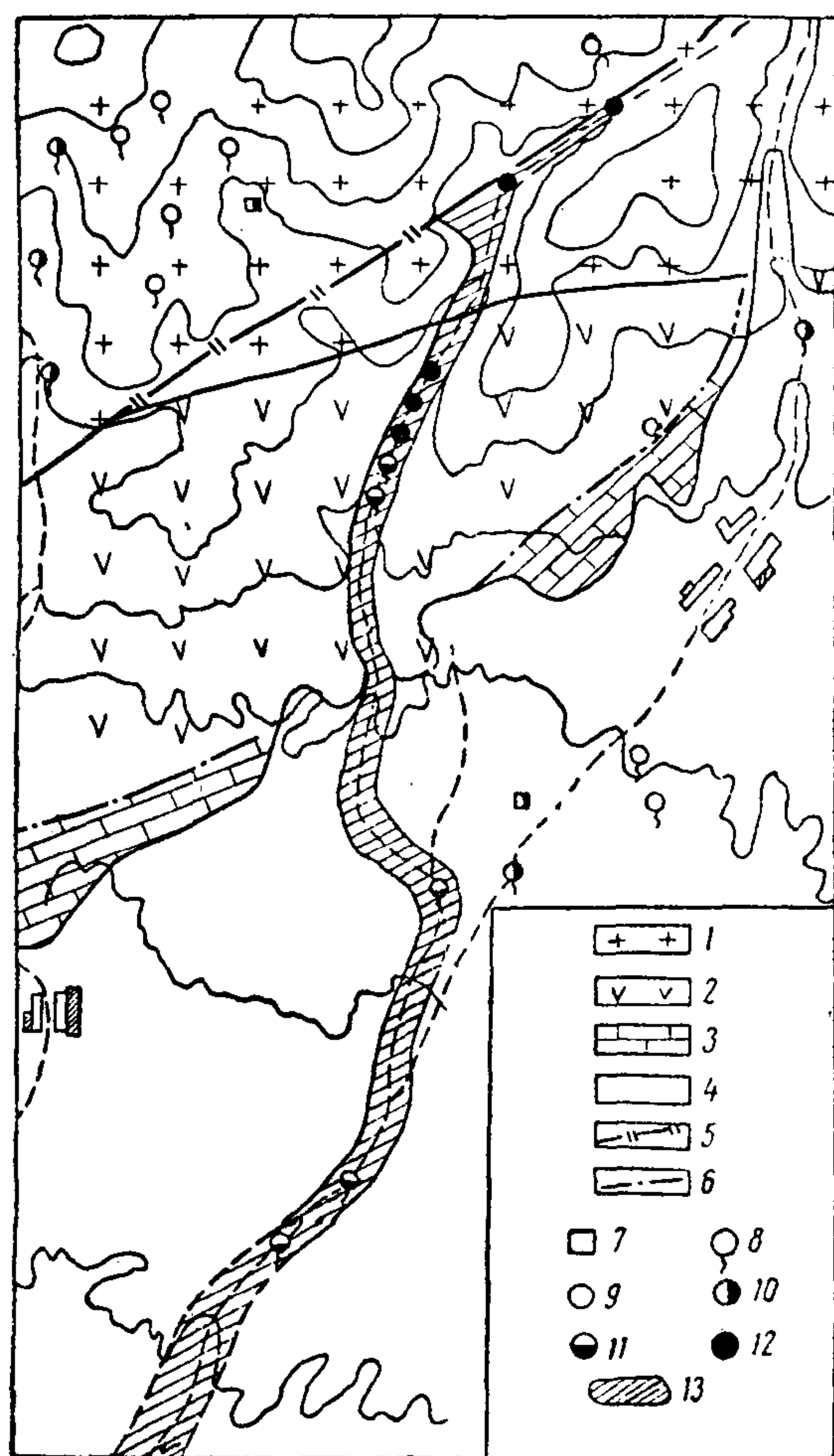


图 12 铀矿化地段上异常水分布区

1. 花岗岩长岩; 2. 喷发岩; 3. 石灰岩; 4. 冲积层; 5. 断裂; 6. 逆掩断层; 7. 浅井; 8. 泉水。铀含量(克/升): 9. $n \times 10^{-6}$; 10. $1 \times 10^{-5} - 3 \times 10^{-5}$; 11. $4 \times 10^{-5} - 9 \times 10^{-5}$; 12. $1 \times 10^{-4} - 2 \times 10^{-3}$; 13. 异常水分布区。

最大值与最小值间的差别很少超过 2 倍。图 14 可以作为说明这种情况的例子。

与此相反,异常水源中一年内各季节的铀含量差别相当大。它们往往相差 10 倍,有时倍数还更大。这种情况在图 15 中可以清楚地看出来。

异常水源中铀含量的季节变动如此剧烈的原因如下:在进行水流动态观察的地区,铀矿床的特点是氧化带相当年青,同时在地下水位以上一般都保留有铀的氧化物(铀黑或土状沥青铀矿)。在渗透带中,铀的氧化物极不稳定。氧化时它们很容易溶解,因而使透渗水富含铀。所以在铀矿化(铀黑或土状沥青铀矿)发育地段,渗透带的水中铀含量通常比饱和带水中大数 10 倍,甚至常常达数百倍。由于这种来自渗透带的,极富含铀的水周期性地流入,就使潜水流上部的铀含量显著增加(图 16, 17)。

随着与铀矿化地段之间距离的增加,区域水中的铀含量降低,这主要是由于冲淡的关系。图 12 和 13 说明了这种现象。在图 12 中异常水分布区是从有铀黑矿化的地段开始,在干涸河谷底,河流沉积层的河床下,水流可追索到相当长的距离。含矿带附近的水源中,铀含量为 2×10^{-3} 克/升,探井中为 1×10^{-4} 克/升— 3×10^{-4} 克/升,沿水流方向含量更低,在水源内铀含量为 4×10^{-5} 克/升。图 13 表示了掘进石门初期的异常水分布区。这个石门后来穿过了有工业价值的铀黑矿化带。可以看出,在掘进石门开始时,由于自旁边有非异常水流进,含铀量是不高的($n \times 10^{-4}$ 克/升)。随着与含矿带之间的距离缩短,非异常水流入量减少,铀含量增长(达到 1×10^{-1} 克/升— 5×10^{-1} 克/升)。

为了更深入地了解异常水分布区的形成过程,在许多含铀异常的水源中进行了水流动态观察。为了进行对比,还研究了具有不同底数含铀量的水源。在个别情况下,这些水源在铀含量的绝对值上接近异常含量的水源。所进行的观察证明,第一种和第二种的铀含量,在季节变化的性质上有根本的不同^[7]。在底数的水源中,铀含量的季节变动不大。

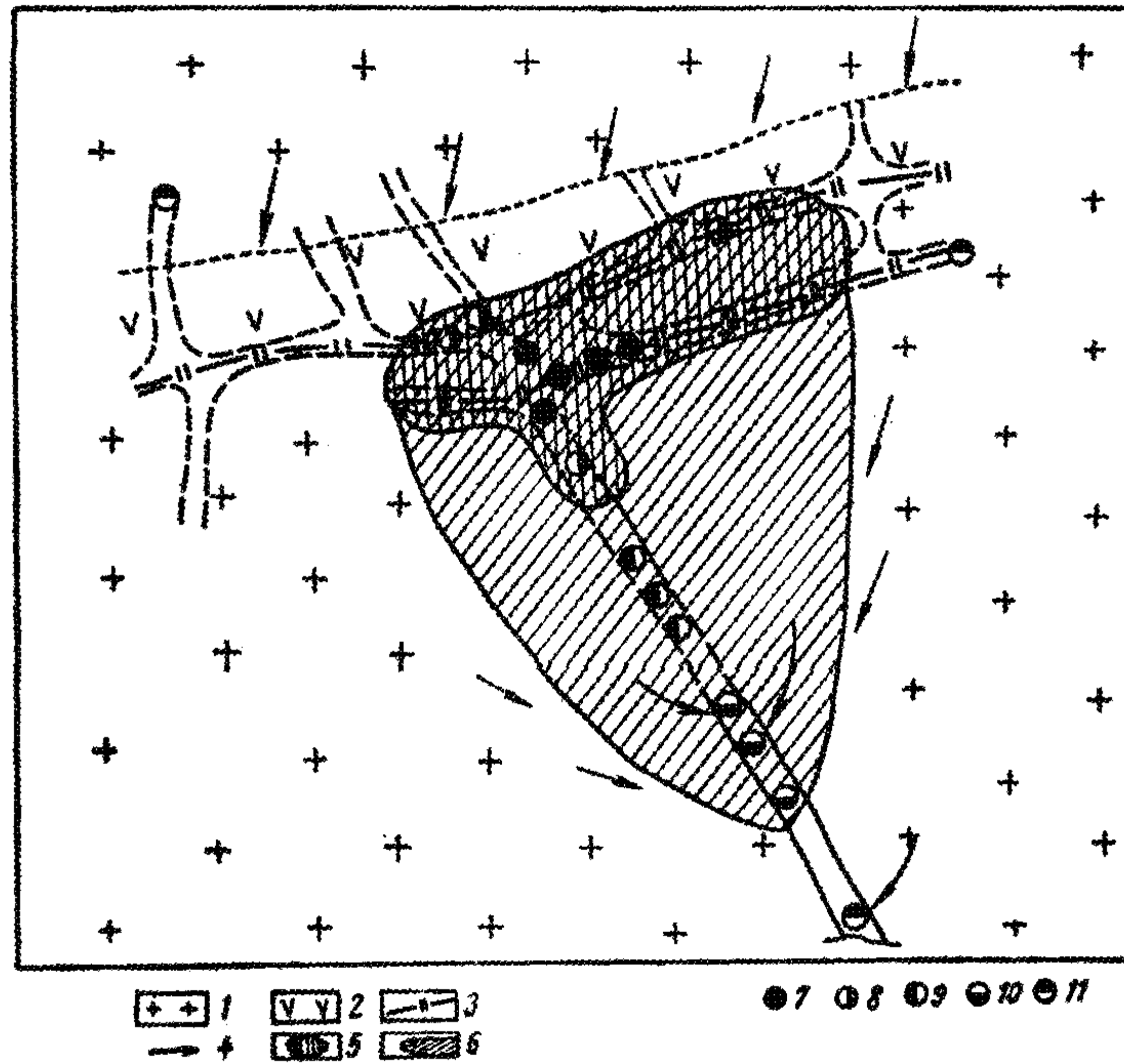


图 13 异常水流向石门的图示

1. 花岗岩长石; 2. 花岗岩长-斑岩岩墙; 3. 石英脉; 4. 地下水移动方向; 5. 矿体;
6. 异常水分布区
地下水中铀含量(克/升): 7. $1 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-4}$; 8. $n \times 10^{-2}$; 9. $n \times 10^{-3}$; 10.
 $n \times 10^{-4}$; 11. $1 \times 10^{-3} - 3 \times 10^{-3}$ 虚线表示后来开掘的矿坑

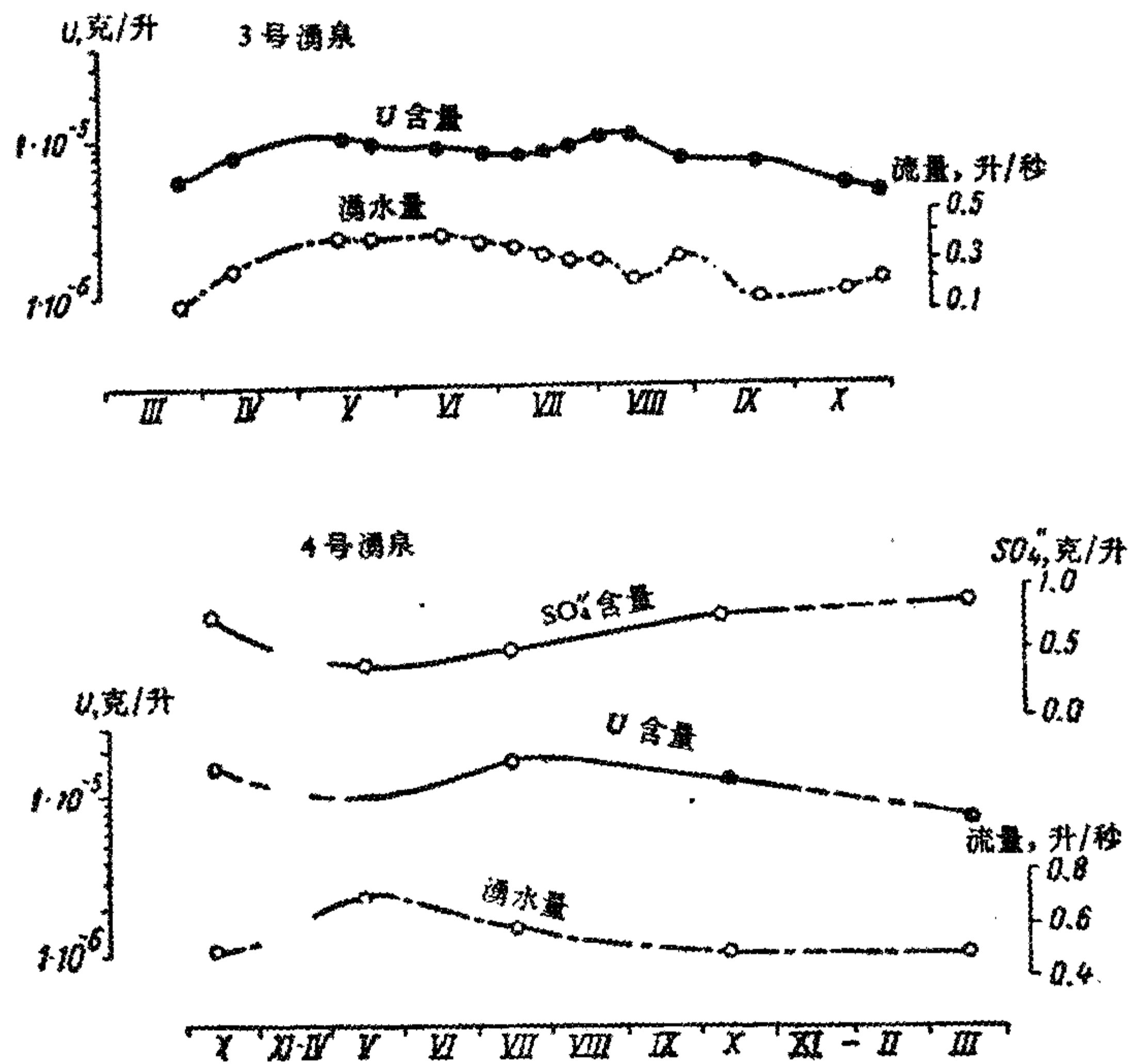


图 14 底数泉水中铀含量的季节变化情况

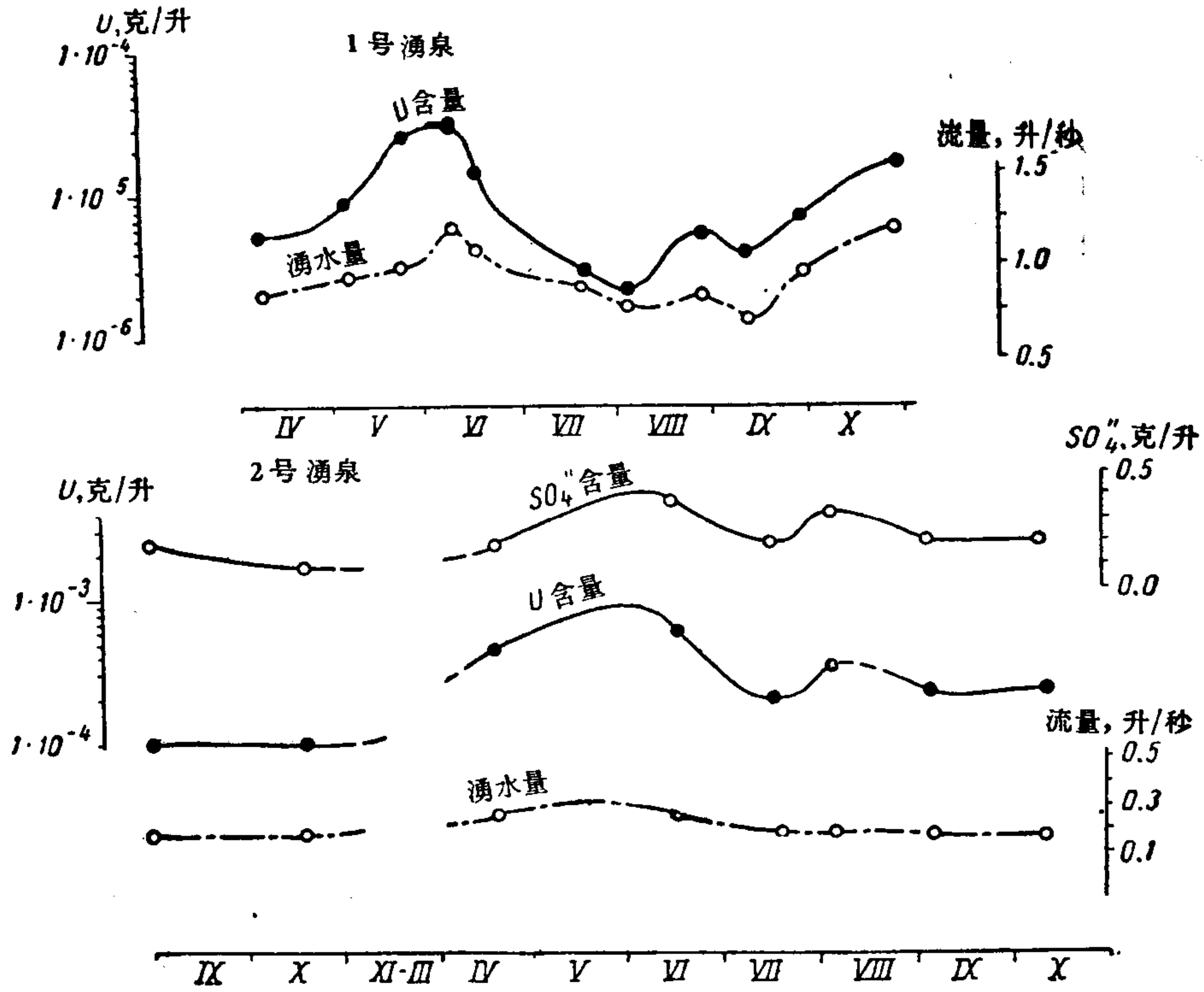


图 15 异常水源中铀含量的季节变化

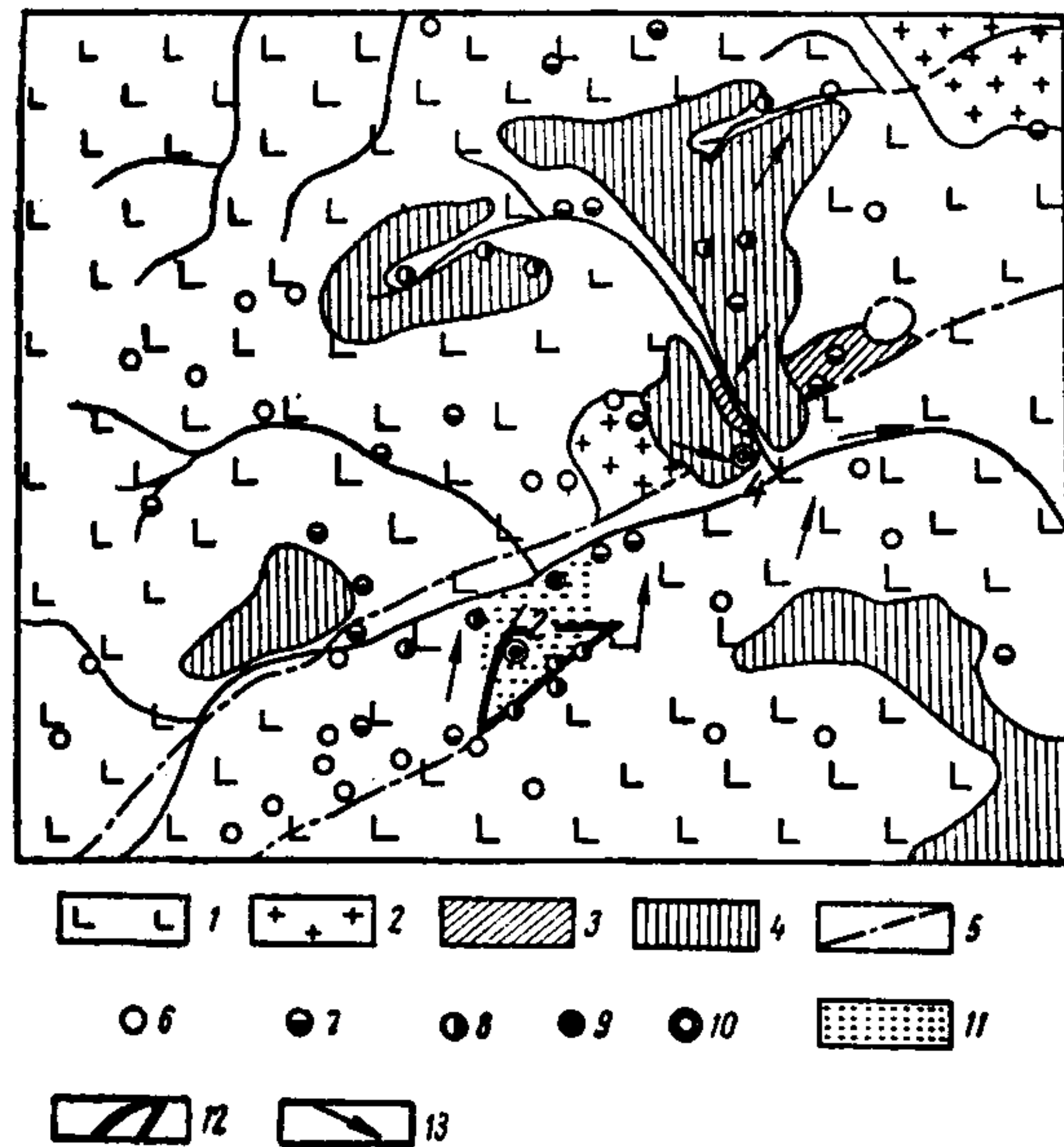


图 16 铀矿化地段上异常水分布区

1. 酸性噴发岩; 2. 花崗岩; 3. 結晶片岩; 4. 旧第四紀沉积岩 (亚粘土, 砾岩); 5. 断裂;
 铀含量(克/升): 6. $1 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-6}$; 7. $4 \cdot 10^{-6} - 9 \cdot 10^{-6}$;
 8. $1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-5}$; 9. $3 \cdot 10^{-5}$; 10. 进行了水流动态观察的水源 (2, 4号); 11. 异常水分布区; 12. 铀矿化发育范围; 13. 潜水运动的方向

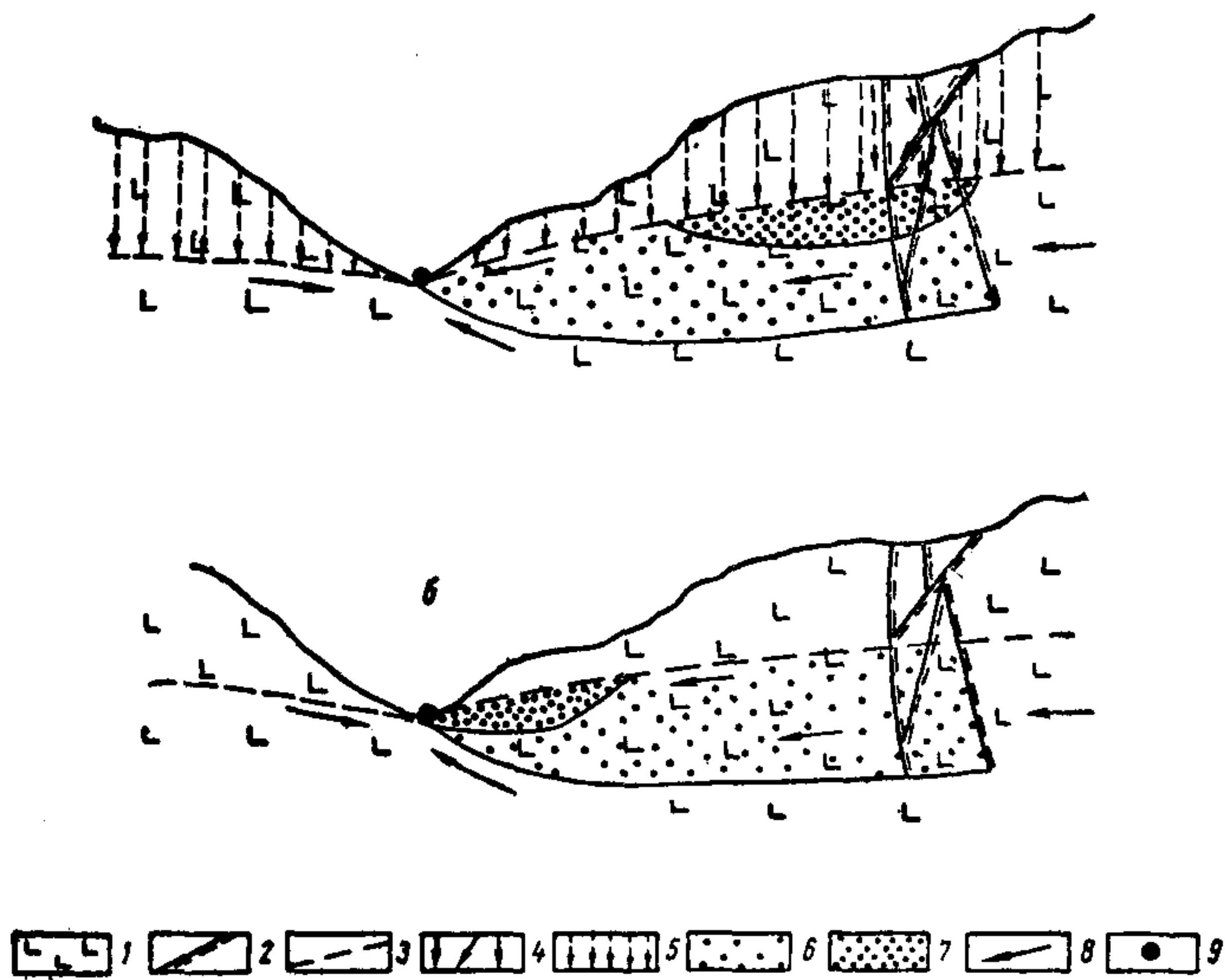


图17 2号水源地段的剖面略图(见图15, 16)

a. 渗透时期; b. 渗透期之后: 1. 酸性喷发岩; 2. 有铀矿化的断裂; 3. 潜水面; 4. 矿石发育地段上的渗透带水; 5. 无矿地段上的渗透带水; 6. 异常水的固定分布区; 7. 由于渗透带极富含铀的水流入而周期性出现的分布区; 8. 潜水运动的方向; 9. 水源

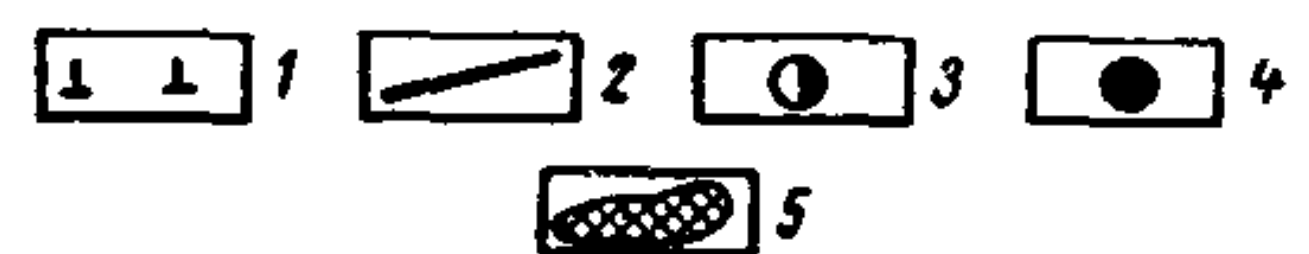
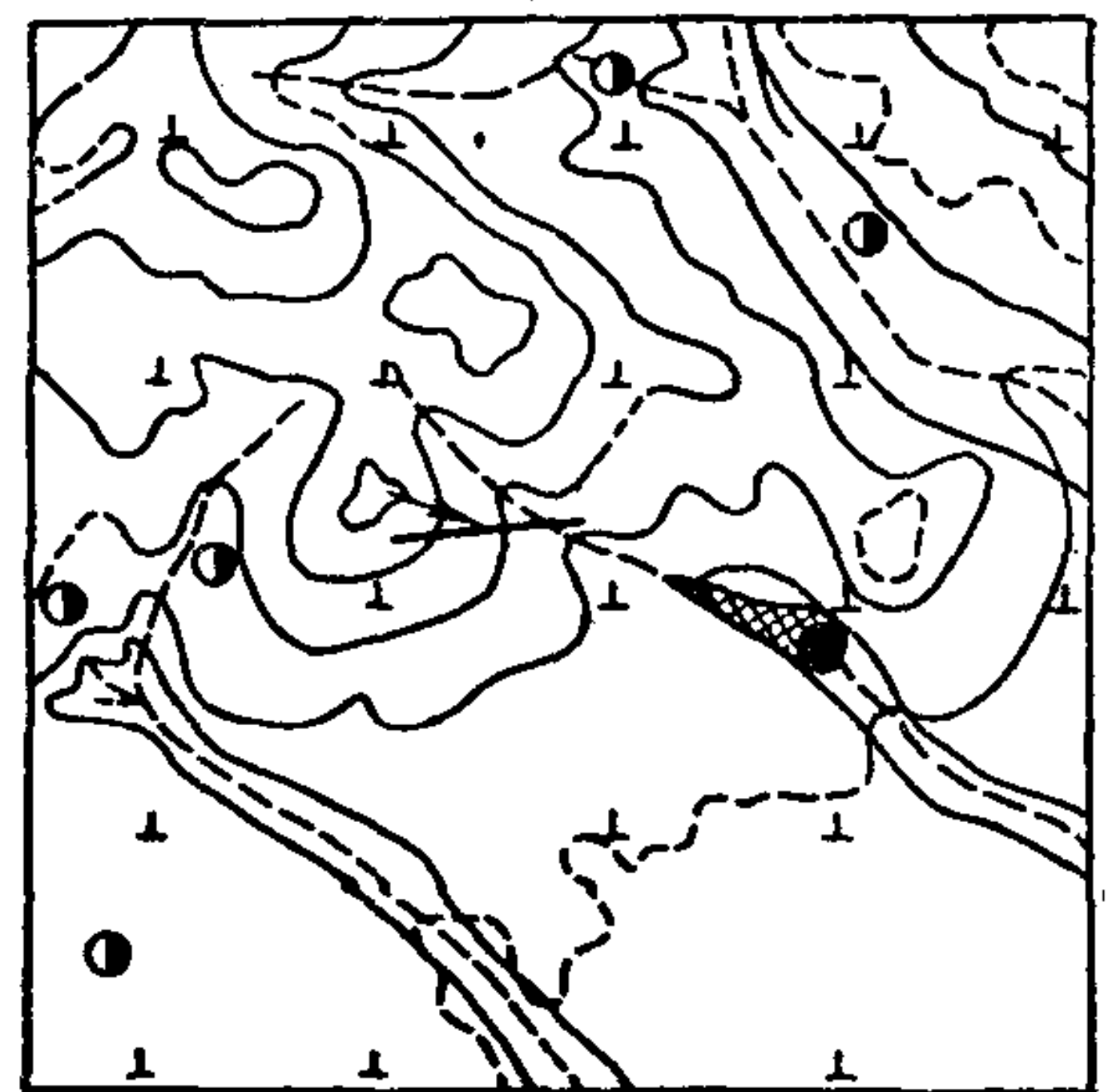
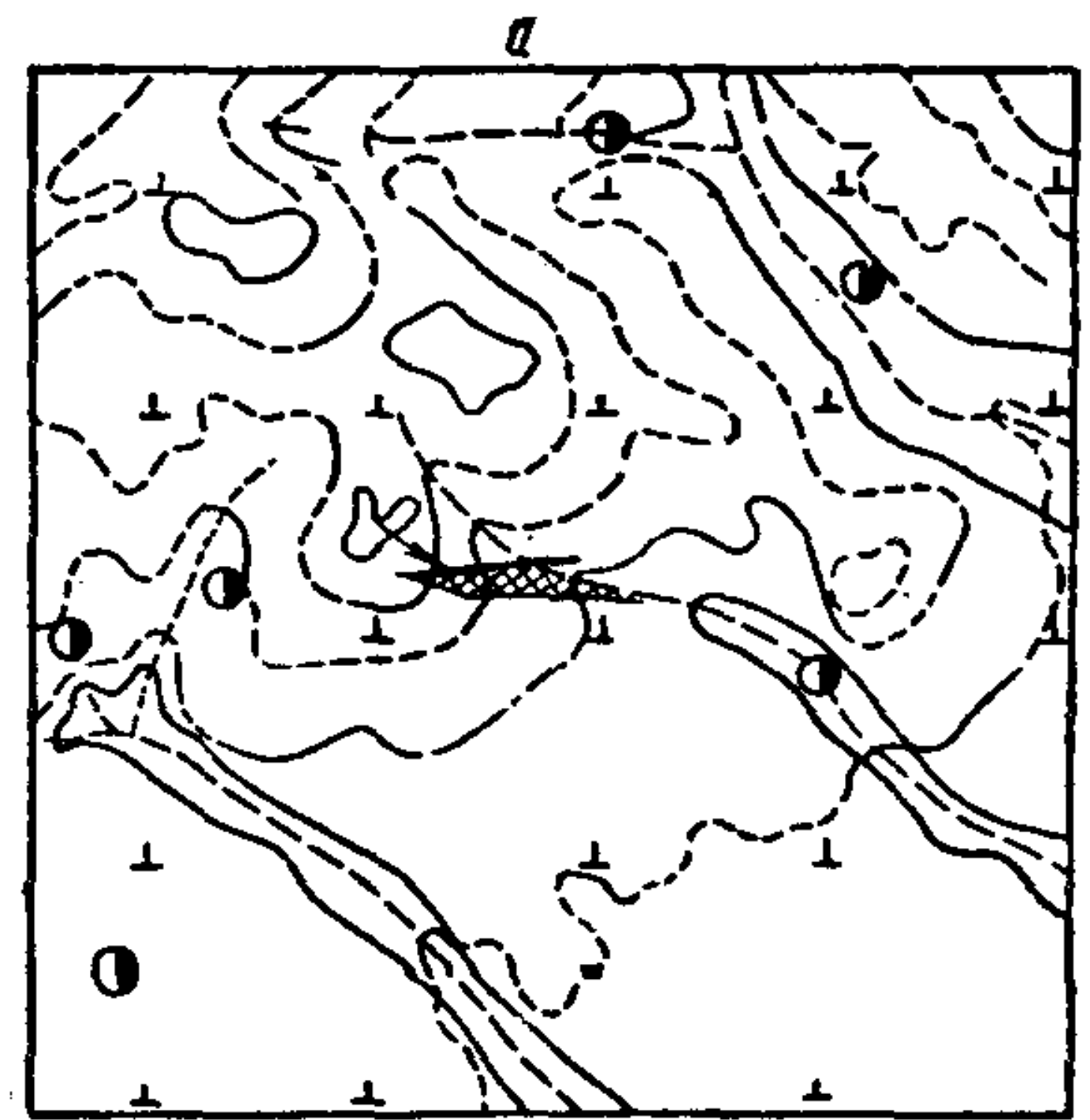


图18 阿尔马顿地区周期性产生的异常水分布区简图

a. 在渗透期; b. 渗透期后: 1. 霏细斑岩; 2. 地下水面以上带有氧化铀矿化的断裂; 3. 含铀 1×10^{-6} — 6×10^{-6} 克/升的水源; 4. 雨季时观察到的含铀 8×10^{-5} 克/升的水源; 5. 异常水分布区

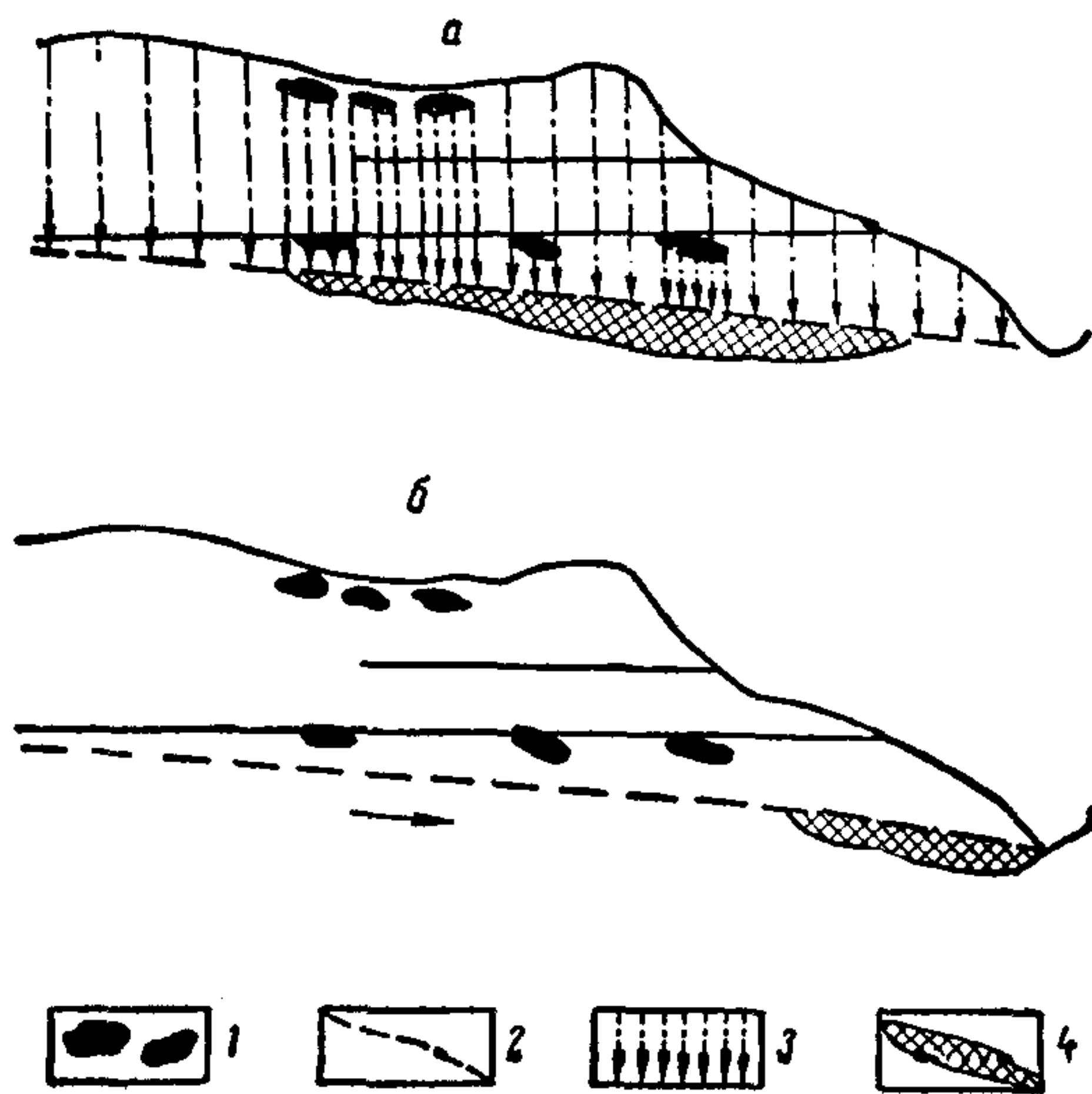


图19 阿尔马顿地区周期性产生的异常水分布区形成简图

a. 渗透期; b. 渗透期后: 1. 氧化铀矿化; 2. 潜水面; 3. 渗透带的水; 4. 异常水分布区

硫酸盐离子含量同时显著的增加是一个十分有力的证据, 它证明铀含量的增加是由于淋滤水从渗透带中把铀带入的结果。问题在于, 饱和带中, 甚至在带水中的游离氧(空气中氧的溶解度不超过 12 毫克/升) 完全耗尽时(当全部氧用于硫化物的氧化作用时), 能够产生的硫酸盐离子不超过 15 毫克/升。而实际上硫酸盐离子的增长要大得多(见图 15)。因此, 这说明只有在含氧很富的渗透带才能产生这样多的硫酸盐离子。

因此,渗透带的水可以对水分布区的性质起着很重要的影响。在个别情况下只产生周期性存在的分布区。例如,在阿尔馬頓(Алмадон)呈矿地区(图 18, 19)。产生这种现象的原因如下:这里铀矿化仅分布于渗透带中,以各种铀云母的状态呈现。由于铀矿化不与主要潜水流的水直接接触,所以铀只有在冲洗铀矿化的淋滤水渗透时期才能进入潜水中。富含铀的水不能经常从渗透带流入,因此产生的异常水的分布区也是周期性的。

了解了地下水中铀分布的规律,就可以用水文地球化学方法更正确地解决寻找铀矿床等问题。例如,对渗透带水中铀迁移特点的研究使我们能分辨出该地带的铀黑和土状沥青铀矿氧化过程的三个有代表性的类型。在第一种类型中,由于在矿石和与其相邻的岩石中含有较多量的黄铁矿和其他硫化物,而缺少或不含碳酸盐,在渗透带整个厚度中循环着的是酸性硫酸盐(矾的)水(pH 值为 4 或更低)。在这里,虽然水中铀(一升水中有数克,可能还高)钙、铜、锌、磷酸、硅酸及砷酸(它们的含量为一升水中有几毫克、几十或几百毫克)的含量高,可是由于在酸性介质中它们的溶解度高,因而不能形成次生铀矿物^[12]。归根结底,矿石中所含的全部铀都被带出渗透带。而且这个过程进展得很快。因而,贫氧化带不仅产生在地壳被长期风化的地区,而且产生在氧化作用进行较晚的山区。寻找这样的铀矿床是困难的。只要一小部分铀可能为铁和锰的氢氧化物所吸收,这样可稍微减少一些困难,此外,在渗透带中镭及其衰变产物镭可以保存一定时间(稍超过二百万年)。氧化带中的镭容易为新形成的铁及锰的氢氧化物以及粘土矿物所吸收。

如果矿石或相邻岩石中没有大量的黄铁矿及其他硫化物,或者含有大量硫化物和碳酸盐时,渗透带中的氧化过程就不同。在硫化物氧化时所产生的酸性溶液,其大部分在达到水面之前已充分中和。正如上面所指出,由于酸性水含有很丰富的铀、磷酸或其他弱酸,所以在渗透溶液的中和过程中就会产生磷酸盐、硅酸盐、钒酸盐及其他次生矿物。这些次生矿物在弱酸—弱硷性介质中溶解度很低。在这些情况下,渗透带的中和水中弱酸阴离子含量低,一般与无矿岩石中渗透水的弱酸阴离子含量相近。在许多矿床中可以看到,磷酸盐砷酸盐(在有砷黄铁矿存在时)产生在那些比铀硅酸盐类发育地带(水的 pH 值为 5—3)能形成更酸的溶液(水 pH 值为 5—7)的地段上。这是因为依靠磷灰石的破坏而富含磷酸的溶液比富含硅酸时需要的氢离子浓度更高。现有资料证明,铀的磷酸盐基本上是在 pH 值(4—5.5)低于铀的硅酸盐(pH 值 5.5—7.0)的情况下形成的。在第二种类型的氧化过程中,一般也有部分铀被水带入饱和带。但是寻找这种矿床比在酸性溶液的环境中发生氧化的情况下容易些,因为在矿区內,都有次生铀矿物。在矿石或相邻岩石中同时富含黄铁矿(或者低价的钒化合物)和碳酸盐或其他中和剂的个别情况下,在水面以上的地方,可能产生有工业价值的氧化矿石。应当指出,在第一种氧化地带中,部分酸性水往往在与岩石相互作用后,能在个别地段大大降低氢离子浓度,于是在这里的局部地方形成铀的磷酸盐。在矿石中存在砷黄铁矿时,则形成铀的砷酸盐。

当土状沥青铀矿和铀黑矿石以及相邻岩石中硫化物贫乏或实际上没有硫化物时,便在渗透带中产生了第三种地球化学的氧化作用。当作为其氧化物的铀矿石含有分布相当均匀的碳酸盐时,这种类型表现得更为明显。在这些情况下,于矿石的氧化过程中不产生(甚至在地段的某一点上)能够破坏磷灰石和其他造岩矿物的强酸性溶液,因而渗透水不含将铀结合成次生矿物所必需的其他弱酸(磷酸含量达 $n \times 10^{-5}$ 克/升,硅酸达 30 毫克/升)。从化学成分上来看,这些溶液与无矿岩石的潜水相类似,并且也是在很大程度上取决

于当地的气候特点。氧化物中的铀能很容易地转入渗透水 (pH 值 6.5—8.5, 偶尔更高), 铀含量从 $n \times 10^{-4}$ 到 $n \times 10^{-1}$ 克/升。由于渗透水所含的弱酸阴离子少, 所以此种类型的氧化作用中不产生次生铀矿物。在相当长的时间内, 渗透带中的土状沥青、铀黑及铀的氢氧化物的最后一点残余物在氧化时逐渐溶解了。渗透带可能成为不含矿的。但是铀矿物常常含有一些硫化物, 由于这些硫化物的氧化, 即使是在微观小范围内, 也能产生酸性溶液 (在沒有与碳酸盐生成紧密的连晶时)。酸性溶液中和时, 形成次生铀矿物。在个别情况下, 由于溶液富集硅酸, 且事先不经过酸性阶段, 而产生铀的硅酸盐的情况是十分可能的。在土壤层中, 由于土壤溶液的磷酸含量的增高而产生铀的磷酸盐, 但是这种现象并不是普及到整个渗透带。在气候非常干旱的地带, 在靠近地表的局部地方, 特别是在透水性较差的岩层中, 能够产生与石膏组合在一起的铀的钒酸盐、硅酸盐甚至磷酸盐。这是由于土壤溶液上升迁移和水蒸发所致, 因而使水中盐分浓聚起来。

在许多大的矿床中可以看到上述氧化作用中的两种, 甚至三种。它们每一种都有自己的地面风化矿物组合。这些地面风化矿物已为斯米尔诺夫 (С. С. Смирнов) 和其他研究硫化物矿床氧化带的学者们详尽地叙述过。第三种氧化是对先前已知材料所作的一些补充, 不过实际上它只发生在硫化物非常缺乏的矿床中。

了解铀、铅、铜、钙、磷酸、硅酸、砷酸和钒酸 (另外当然还包括硫酸) 在渗透水中迁移的特点, 对根据露头来评价矿床有很大的价值。在较早期的一篇报告里^[6], 我们曾指出, 在发生第二种氧化作用的矿床中, 水位的季节性变动地带可能比其上面和下面的地带含铀更少。在这个地带 [麦尔科夫 (В. Т. Мелков) 称之为淋漓带], 一年中氧化条件时期 (对铀、铜和铁而言) 与还原条件时期 (在硫化物影响下) 相互交替, 因而有时氧化铀周期性不稳定, 有时次生铀矿物 (磷酸盐等) 周期性不稳定。

上述两种垂直水文地球化学分带对深度的测量具有重要意义 (见图 1, 2)。例如, 已经查明, 在水中有氧发育的整个深度内, 不仅在渗透带, 而且经常在水面以下数百米处铀矿床都遭到破坏。在容易透水的破裂和多孔地段, 铀矿床破坏得比较快。在水面以下, 土状沥青铀矿和铀黑矿石的氧化作用及铀转入地下水的情况各有不同。在某些情况下, 部分已溶铀沉淀成磷酸盐、硅酸盐、钒酸盐或一般与褐铁矿成组合的其他次生铀矿物。有利于产生这些矿物的地段是, 地下水由于本身富含氧和矿石具有高孔隙度 (即使是在很短的地段中) 而含有大量铀 ($n \times 10^{-3}$ 克/升或更高) 或铀的沉淀剂组分 (磷酸或其他弱酸的阴离子, 铅、钙等) 的地方, 也就是说次生矿物产生在那些铀或其他组分在溶液中的浓度, 比相当于铀磷酸盐及其他铀化合物^[12] 溶解度的乘积要高的地方。在一些矿床中, 氧气带中次生铀矿物的生成 (根据其氧化物) 可达到 100—200 米 (磷酸盐、钒酸盐等), 有一个地方, 从自然水面算起达 500 米 (铀硅酸盐)。虽然铀形成了次生矿物, 但在上述情况下, 一部分铀往往被地下水分散, 因为所有这些矿物都具有可溶性 (铀达 2×10^{-4} 克/升)。

在另一些情况下, 当水中不含大量使铀沉淀的组分时, 所有在铀黑和土状沥青铀矿氧化时溶解的铀被带出矿体, 并为地下 (含氧) 水分散 (只要有微量游离氧存在, 无论硫化物或岩石中有机物质都不能使铀从地下水中沉淀出来)。此时, 在渗透水地段 (水面以下) 内, 随着作用的发展 (这个作用一般伴随有围岩和矿石的褐铁矿化不断增加), 岩石中的铀显著贫化, 直到实际上全部铀被带出。已经查明, 氧化锰发育的地段, 比起单发育褐铁矿的地段来, 其特点是铀矿石被含氧水冲洗的程度更严重。

在氫氧化鐵、白鐵礦及其他次生礦物已經不發育的無氧水（不含 H_2S 及碳氫化物）循環環境中，鈾礦石保存得很好，但在透水地段和在岩石不含或少含硫化物和有機物質的地方，有少量氧化物溶解（達 3×10^{-1} 克U/升）。

地殼上有利於保存鈾礦石的那些地段，具有還原環境（含碳氫化物的岩石與水，除此以外還有含硫化氫的水；礦石或相鄰岩石含有完全未被氧化的硫化物——沒有鐵和錳的氫氧化物或氧化物，沒有表生輝銅礦等）。

在野外工作過程中，我們看到了氧化環境被還原環境替代的地方，鈾從水中沉淀的情況。根據這個規律性，以及對某些礦區的地下水歷史的研究（古水文地質分析），可以得出結論：滲水岩石中所含的礦石，大部分是在還原（例如石油系的瀝青、煤、硫化物）作用下鈾從地下水中局部沉淀而成的。

（譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Доклады советских ученых том 3）

参 考 文 献

- [1] Вернадский, В. И., Очерки геохимии, ГИЗ, 1927.
- [2] Вернадский, В. И., История минералов земной коры, т. II, История природных вод, ч. 1, вып. 1, Изд-во АН СССР, 1934.
- [3] Волкова, О. Ю., Микрофлора минеральных источников и горных пород группы КМВ и биогенные процессы, ею обусловленные. Автореферат докт. дисс., Тр. Гос. бальн. ин-та, т. 23—25. Пятигорск, 1946.
- [4] Германов, А. И., Кислород подземных вод и его геохимическое значение. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1955.
- [5] Германов, А. И., Сауков, А. А., Поиски урановых месторождений радиогидрогеологическим методом. В сб. докладов к Женевской конференции по мирному использованию атомной энергии в 1955 г. Исследования в области геологии, химии и металлургии, 1955.
- [6] Германов, А. И., О возможной гидрогеохимической причине образования подзоны выщелачивания, Геохимия, № 1, 1956.
- [7] Германов, А. И., Интерпретация данных радиогидрогеологического опробования. В кн.: Токарев А. Н., Щербаков А. В., Радиогидрогеология, М., Госгеолтехиздат, 1956.
- [8] Игнатович, Н. К., О закономерностях распределения и формирования подземных вод, ДАН СССР, т. 45, № 3, 1944.
- [9] Крюков, П. А., Левченко, В. М., Концентрация водородных ионов и окислительно-восстановительный потенциал в мацестинских водах, М. Гидрохим. мат., т. 13, 1947.
- [10] Крюков, П. А., Об окислительно-восстановительном состоянии вод группы кавказских минеральных вод, Гидрохим. мат., т. 14, 1948.
- [11] Успенский, В. А., Чернышева, А. С., Мандрыкина, Ю. А., О рассеянной форме нахождения углеводов в различных осадочных породах, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1949.
- [12] Щербина, В. В., Игнатова, Л. И., Образование и растворение отенита, Геохимия, № 2, М., 1956.

腐植質在鈾的地球化学富集中的意义*

A. 薩 萊**

1949年^[1]作者及其同事們在匈牙利外多瑙河地区的不同的煤层中发现了鈾。作者对于鈾在煤中富集的原因发生了兴趣。系統的实验研究解释了这个現象,而令人信服地实验表明,鈾的富集是由于腐植酸所引起。下面是这些实验的大概描述,其中包括最后的结果。

1951年^[2-4]作者的第一次实验表明:褐煤、泥炭和其他类似的植物化石,从 $\text{pH}=3-7$ 的很稀的水溶液內很快地吸附鈾。

在这种情况下就产生了一个問題,即何种物质使鈾固定在泥炭上。众所周知,鈾和不同的有机物生成不同的絡合物。最初,作者假设丹宁或某些类似物质对鈾的固定起了一定的作用。因而作者研究了以苯骨架为基础带有羟基的若干有机化合物(丹宁、五倍子酸、苯磷二酚、苯間二酚、苯二酚等等),结果发现它們和鈾酰阳离子生成棕色,在浓度較高时甚至产生沉淀。

虽然丹宁也固定鈾,但是从这些初步的研究里得不到任何可以理解的结果。因为丹宁或上述物质在自然条件下,在这样長时间的过程中,从不同地点的很稀溶液中固定鈾是不可能的。众所周知,包含植物化石相当多的生物岩(如泥炭、褐煤、半烟煤等)大都由腐植酸組成,事实上可作为腐植土的化石形式。

腐植酸的结构尚未确切知道和肯定^[7]。它們的分子量很大,具有綜合多环骨架,其上带有羟基、羧基(和其他基)基团,这些基团使它們具有酸性^[8]。(見后)

早在1951年,作者进一步作了定性試驗,試驗表明鈾的固定正是由于腐植酸^[3,4]。在以后的几年中,这些研究又得到了发展。因此,目前已有足够的实验数据来証明这个理論。以下是这些实验的簡短报告。

实验的准备工作

泥炭是丰富而不均匀的腐植土的来源。我們首先介绍一种簡單的标准提純方法,这种方法不至于很大程度的降低泥炭固定鈾的性能。首先,用水在篩上将泥炭中的矿物微粒(砂石,粘土等)洗去。然后用苯提出瀝青和蜡状物质,用酒精提出树脂物质。称一克提純和干燥了的泥炭样品作研究用。

有关鈾在泥炭中固定的試驗

当泥炭样品和 $\text{pH}=4-6$ 的硝酸鈾酰水溶液一起搖动时,鈾酰阳离子很快(几秒钟

* The Significance of Humus in the Geochemical Enrichment of Uranium (第2卷,第1731号报告,匈牙利)。

** A. Szalay (德布勒森,匈牙利科学院,核子研究所)。

內)从溶液里消失并达到平衡状态(我們是在 50 立方厘米容器內搖动一克样品和 20 立方厘米含不同量 UO_2^{++} 的水)。用真空过滤法把泥炭和水分开,然后測定二者的鈾含量,得出很有規則的吸附等温綫。(图 1)

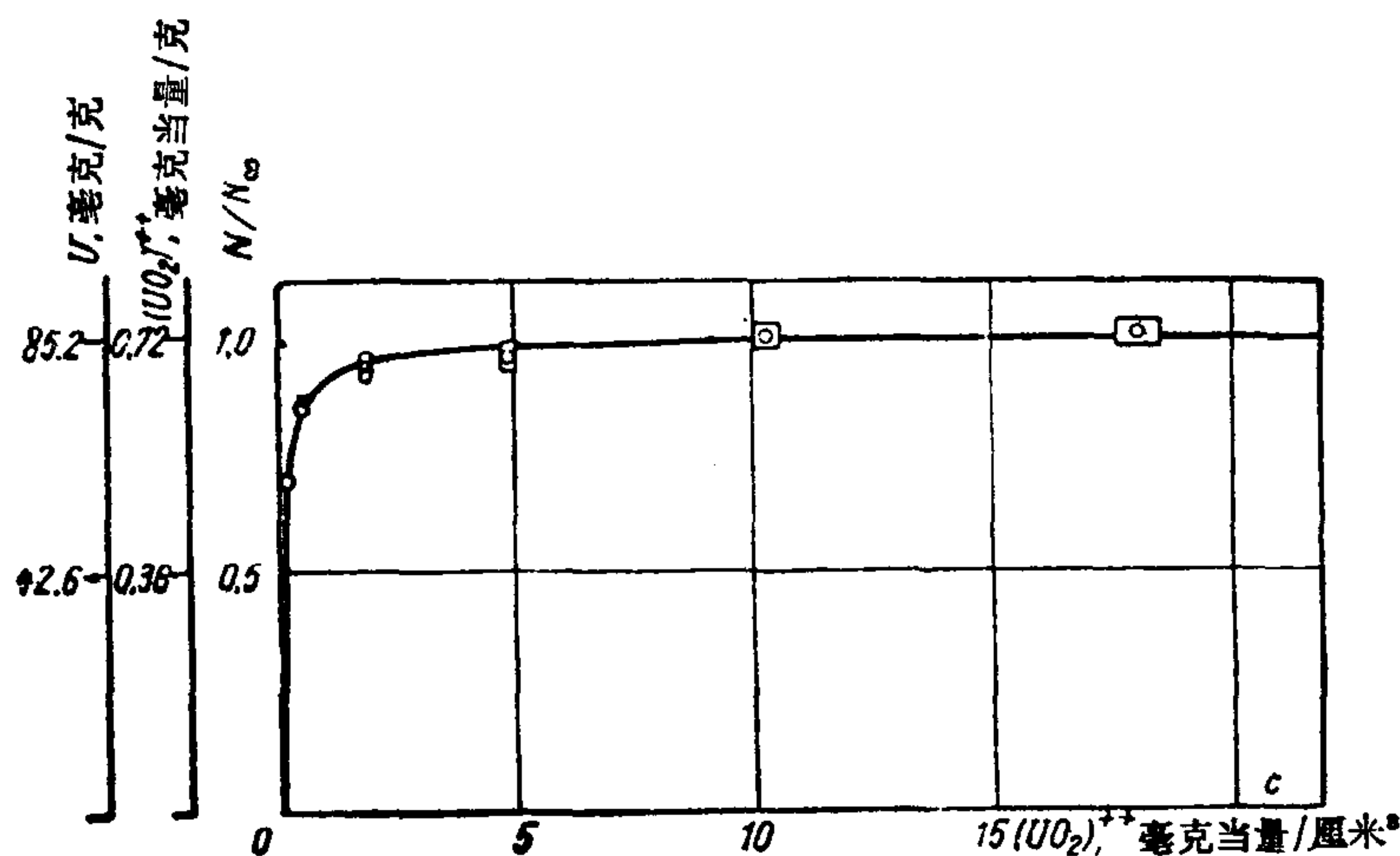


图 1 pH 为 6 时 $(UO_2)^{++}$ 在泥炭上吸附的等温綫

縱坐标—— $(UO_2)^{++}$ 在泥炭上的平衡浓度; 横坐标—— $(UO_2)^{++}$ 在水相的平衡浓度

在鈾浓度很稀的部分,等温綫很陡地上升并很快达到飽和。等温綫所表現的規律性,甚至可以用数学分析。等温綫可以很好地用朗格茂尔 (Langmuir) 吸附理論的数学式表示。这里不再推导这些式子,因为在作者早期的著作里已經有过^[5,6]。

我們曾經作了两个与朗格茂尔理論中类似的假設。第一个——“飽和性”,假設在一定的泥炭上只存在有限数目的点能固定鈾。第二个——“可逆性”假設固定过程是可逆的,因而在固定和解吸之間出現平衡。

不同的研究都証实了朗格茂尔公式的适用性。飽和性从吸附等温綫上就可以清楚地看到,因而不需要进一步的实验証明。假如把朗格茂尔吸附公式轉換成直綫形式,則我們測量到的点将恰好落在一条直綫上^[5,6]。

公式如下:

$$N = \frac{N_{\infty} + ac}{1 + ac}$$

式中 c 表示水相中鈾的平衡浓度, N 表示泥炭中鈾的浓度(毫克当量/克), N_{∞} 表示一克泥炭对鈾的飽和容量(毫克当量/克), a 是經驗常数。現在,这种泥炭对鈾的吸附特性可以直接用两个数目来表示和測定。一个是 N_{∞} —飽和容量,它的数量級为每克泥炭中有 1 毫克当量鈾酰阳离子;另一个常数是 $N_{\infty}a = \text{tg}\phi$,它是等温綫在浓度极小部分的切綫斜率。(图 2)

这些数字对地球化学研究有重大的意义,它可以称为“富集因子”,对泥炭說来,它的数值大約为 10000。当泥炭和很稀的鈾酰溶液一起搖动时,泥炭所固定的鈾将达到这样的程度,即一克泥炭所含的鈾将是 1 立方厘米水內所含鈾的 10000 倍以上。

天然水內,鈾的浓度通常是很小的,沒有必要強調富集因子在地球化学上的重要性。达飽和时,泥炭固定的鈾能达到 10%。在自然界中,通常沒有这么高的浓度。应当指出,

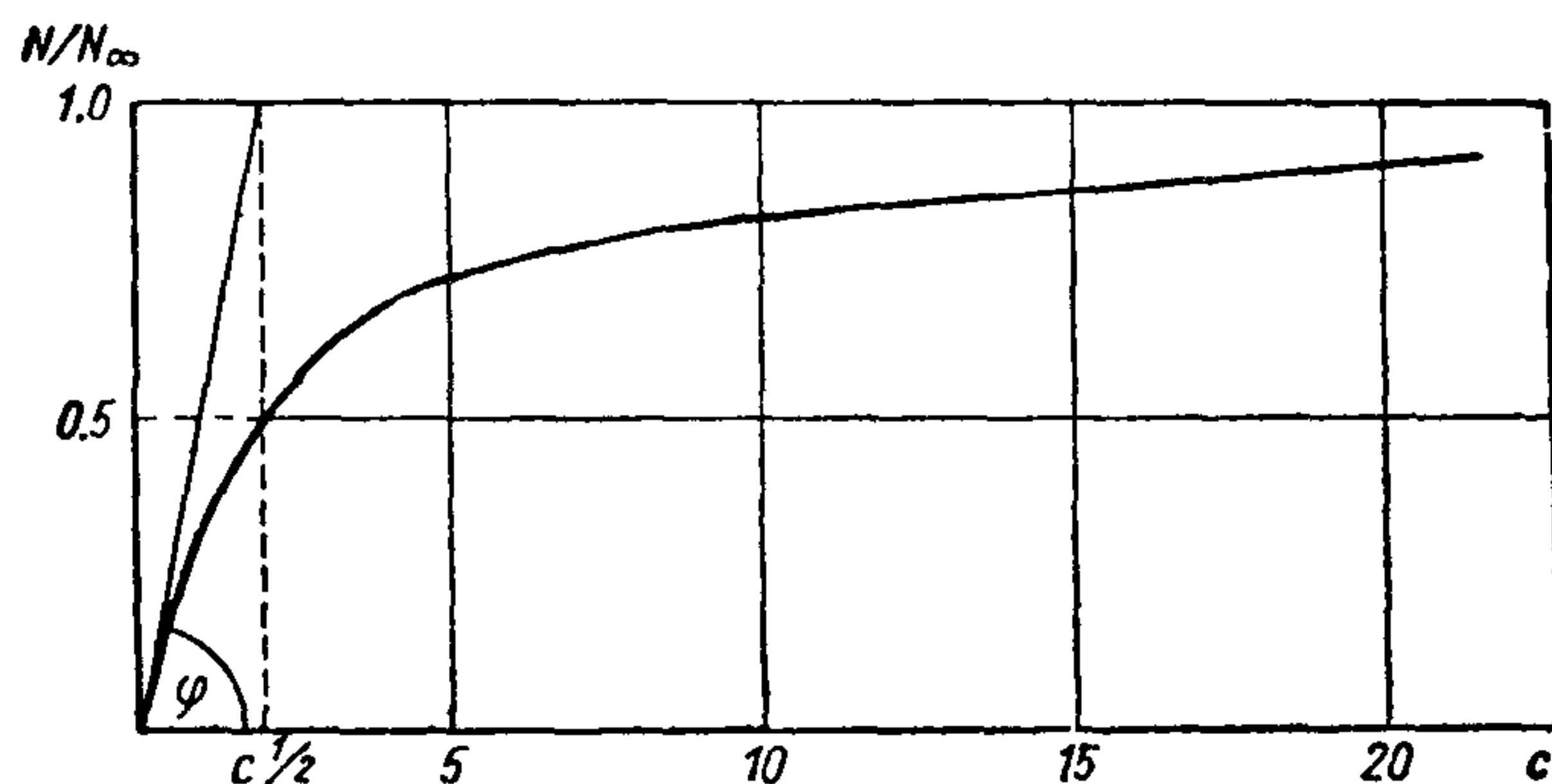


图2 吸附等温线的两个特性常数的实际意义

朗格茂尔公式在这里仅作为形式上的应用，没有作任何有关固定的，更深刻的机制的假设。我们用了“吸附”和“固定”等术语，而对这些现象里所涉及的化学或物理作用的本性，没有作更精确的假设（见后）。

有关固定可逆性的试验

一系列的实验表明，固定是一个可逆过程。为此目的我们使用了放射性示踪原子法。由于没有短寿命的人工铀同位素可供使用。我们采用类似 Th^{++} 的固定过程进行实验。作者的同事之一依路娜萨波 (Ilona Szabo) 测定了泥炭对 Th^{++} 吸附的特性常数。吸附等温线与 UO_2^{++} 的相似，但富集因子大约是 30,000。用 Th 的同位素 $\text{U} \times 1$ 作为放射性指示剂。如果我们首先把 $\text{U} \times 1$ 固定在泥炭上，然后与硝酸钍的稀溶液一起摇动，可以看到同位素之间阳离子交换情况。在相反的试验中我们也得到同样的结果。

pH 的影响

第一批试验就已表明， UO_2^{++} 阳离子固定以后，水相变得更酸。事实上被固定的铀不能被中性的蒸馏水洗去，这似乎是不可逆的固定，但是我们发现铀很容易被 $\text{pH} < 3$ 的稀酸洗去。

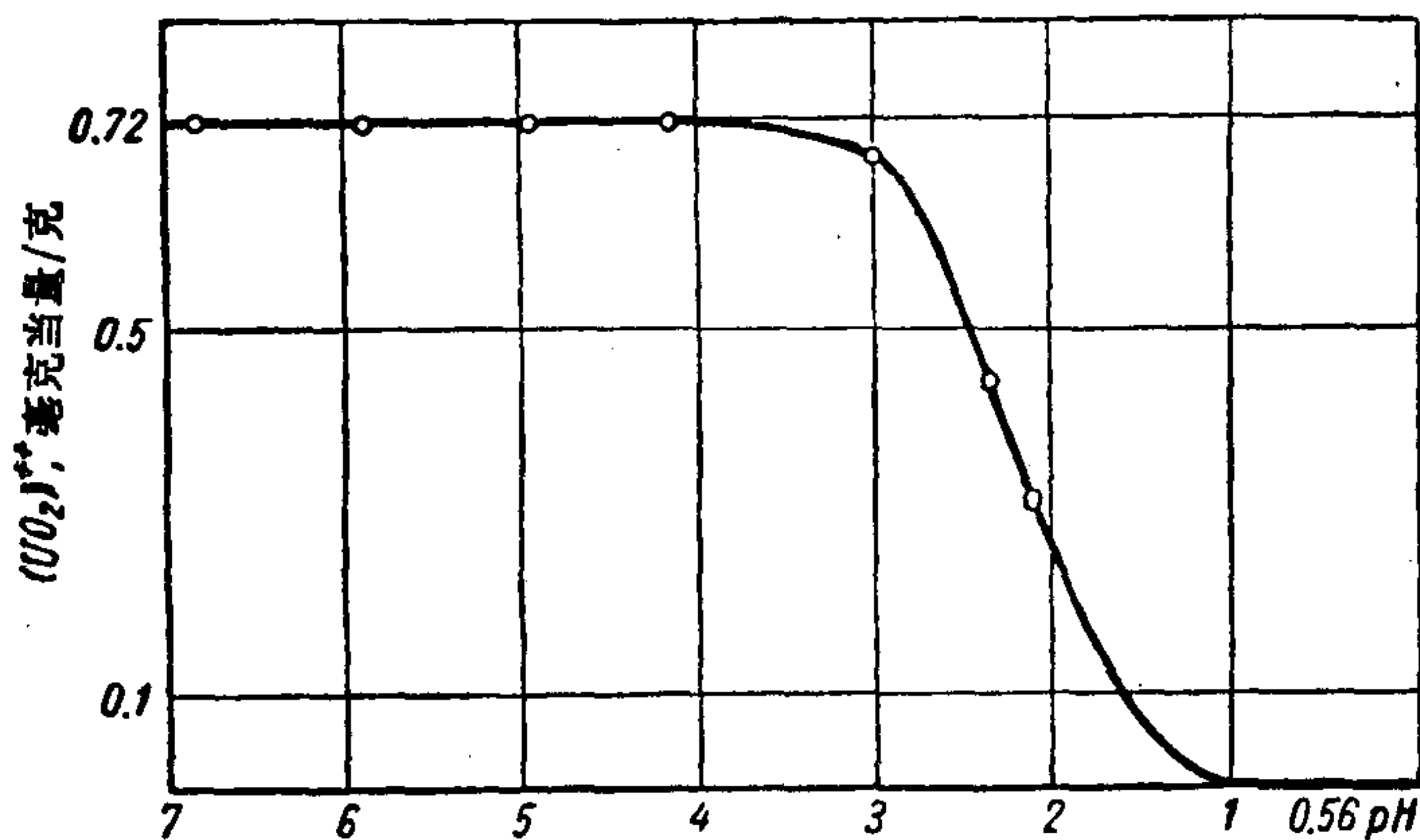


图3 吸附在泥炭上被 H^+ 交换的 (UO_2^{++}) 量与 pH 的函数关系
纵坐标——泥炭固定的 (UO_2^{++}) 的浓度；横坐标——与第一次被 (UO_2^{++}) 饱和的泥炭一同摇动的稀酸的 pH 值

在一系列的实验中，我们研究了 pH 的影响，在 $\text{pH} = 3-7$ 之间，铀被泥炭固定得很好，但是如果 $\text{pH} < 3$ ，则铀酰阳离子被氢离子交换而放出。我们用 UO_2^{++} 饱和几个泥炭样品，然后把它们与一系列不同 pH 值的酸化了的的水一起摇动。过滤以后，测定样品里留下来的铀含量。结果如图 3 所示。

该图表明：在 $\text{pH} < 3$ 时，氢离子成功地交换了

UO₂⁺⁺。但是必須強調“等温綫”这个名詞是比較形式地从有关吸附的命名中借用来的。温度对固定的影响不重要,所以这里沒有研究。下面为了強調 pH 的影响,我們將用“等 pH”这个术语。

图 4 是分別在 pH = 5 和 pH = 3 时測定的另一种泥炭的两条吸附等 pH 綫。

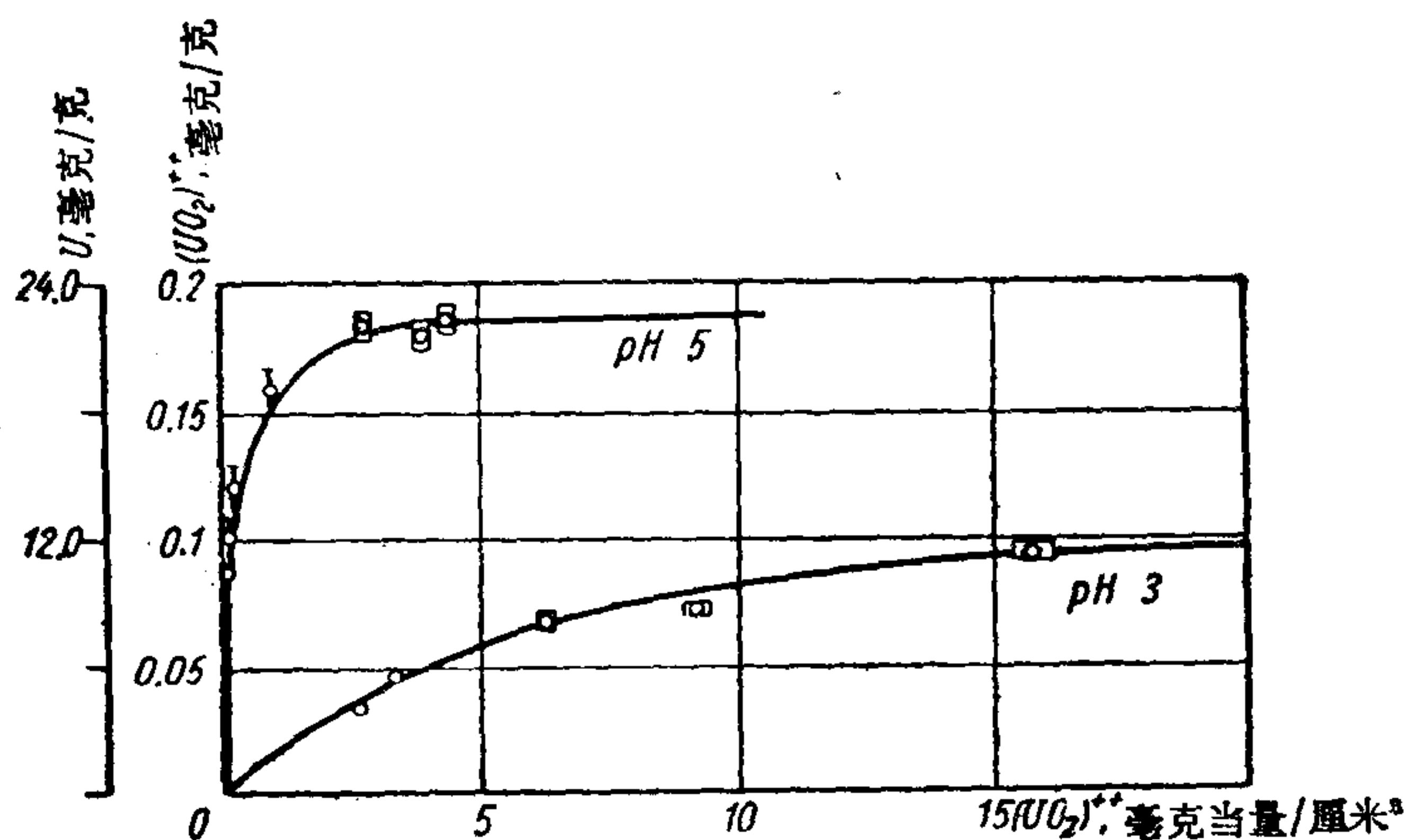


图 4 另一具有較小吸收容量的腐植質在 pH = 5 和 pH = 3 时的吸附等 pH 綫

固定是阳离子交换过程

比較了上述实验与所熟知的土壤学中的腐植質的性质以后,显然可以証实鈾酰离子的固定实质上是一阳离子交换过程。必須指出,这种看法与朗格茂尔吸附理論并不矛盾,因为实验表明它的两个基本条件(飽和性和可逆性)在这些現象里也存在。

早已知道,土壤学中,腐植酸在植物营养所需的某些阳离子的固定中起了重要的作用(如 Ca⁺⁺ 等)。鈾或其他高原子量、高化合价的阳离子的固定,迄今未曾研究过。

非常有趣的事实是,鈾的富集常数出奇的大。甚至从天然存在的,很稀的溶液里,泥炭几乎完全吸附鈾。而在土壤学中一些重要的阳离子的富集,沒有达到如此大的程度。

其他阳离子的固定 作者的同事們研究了几个其他阳离子在泥炭上的固定。依·薩波 (I. Szabo) 关于不同的阳离子和 E. 勃魯切爾 (Brücher) 对碱土金属的实验表明:富集常数随阳离子原子量和化合价的升高而迅速增加。UO₂⁺⁺, Th⁺⁺ 和稀土金属的离子,被泥炭的吸附达到极大的程度,因为它们具有高化合价和高原子量^[5,6]。不同的阳离子在固定时彼此互相取代,而原子量和化合价高的阳离子,則取代原子量和化合价低的阳离子。

腐植質是鈾固定中的决定因素 即使經过了上述提純过程,泥炭仍是一非常不均匀的物质。泥炭中除了在提純时提取出的瀝青状、蜡状和树脂状物质以外,还含有碳水化合物、半纖維素、蛋白質、丹宁等。泥炭的成分决定于它的起源和化石化的程度。組成泥炭的一大半腐植質类物质起源于植物的木質部分^[7,8]。碳水化合物等在化石化的过程中很快就腐烂了。

我們似乎需要研究这样一个問題,腐植質是否真正是鈾固定中的决定因素。下述实验証实了我們的假設,如果用稀的 NaOH 溶液把泥炭內的腐植酸提出。泥炭就失去固定鈾的大部分能力;如果用稀酸从腐植酸鈉里把提取出的腐植酸释放出来,它就重新吸附 UO₂⁺⁺ (做这些实验时应当仔細地避免腐植酸的氧化)。

其他有机化合物的作用不能够绝对排除,在这方面 S₂. M. 門斯卡亚(Manskaja)^[9]和他的同事的研究是非常有趣的。

从地球化学的观点出发来研究其他有机化合物固定铀的性质是需要的。也就是研究它们在天然水内铀浓度很低的情况下的富集常数及在地质时期中抵抗腐烂的能力等。天然水中铀的浓度非常低,通常不超过 10^{-9} ,很少达到 10^{-7} (即 100 毫克/吨水的 U)。任何基于用某些化合物做成的简单的化学沉淀的理论都必定会遇到这样一个困难,即在很低的浓度下,其溶解度很小。与此相反即使在最小的浓度下腐植质的富集因子都具有同样的数值。

腐植酸的化学结构和铀的固定

虽然我们对于腐植质结构的了解还很不够,但是对于理解它们的阳离子交换性质已经有了足够的认识。很早以前,范·貝曼伦(Van Bemmelen)就认识到了它的胶体结构和巨大的比表面在固定阳离子中的重要性。从費孝尔(Fisher)、施热得尔(Schrader)和福克斯(W. Fuchs)的研究中,我们知道腐植酸具有一主要是由苯环建成的平面多聚环骨架,在苯环上连接了不同的基,有些基具有酸性。(—COOH, —OH)

腐植酸从它的多聚环骨架获得了化学稳定性,不溶性和凝集能力。

从酸性基上解析下来的氢离子可能和其他的阳离子发生交换。

这样我们现在就可以理解铀酰和其他高原子量和高化合价的阳离子的固定作用。这样问题又发生了,在固定过程中,是那一种酸性基起主要作用^[2]。这个问题是需要进一步澄清的。

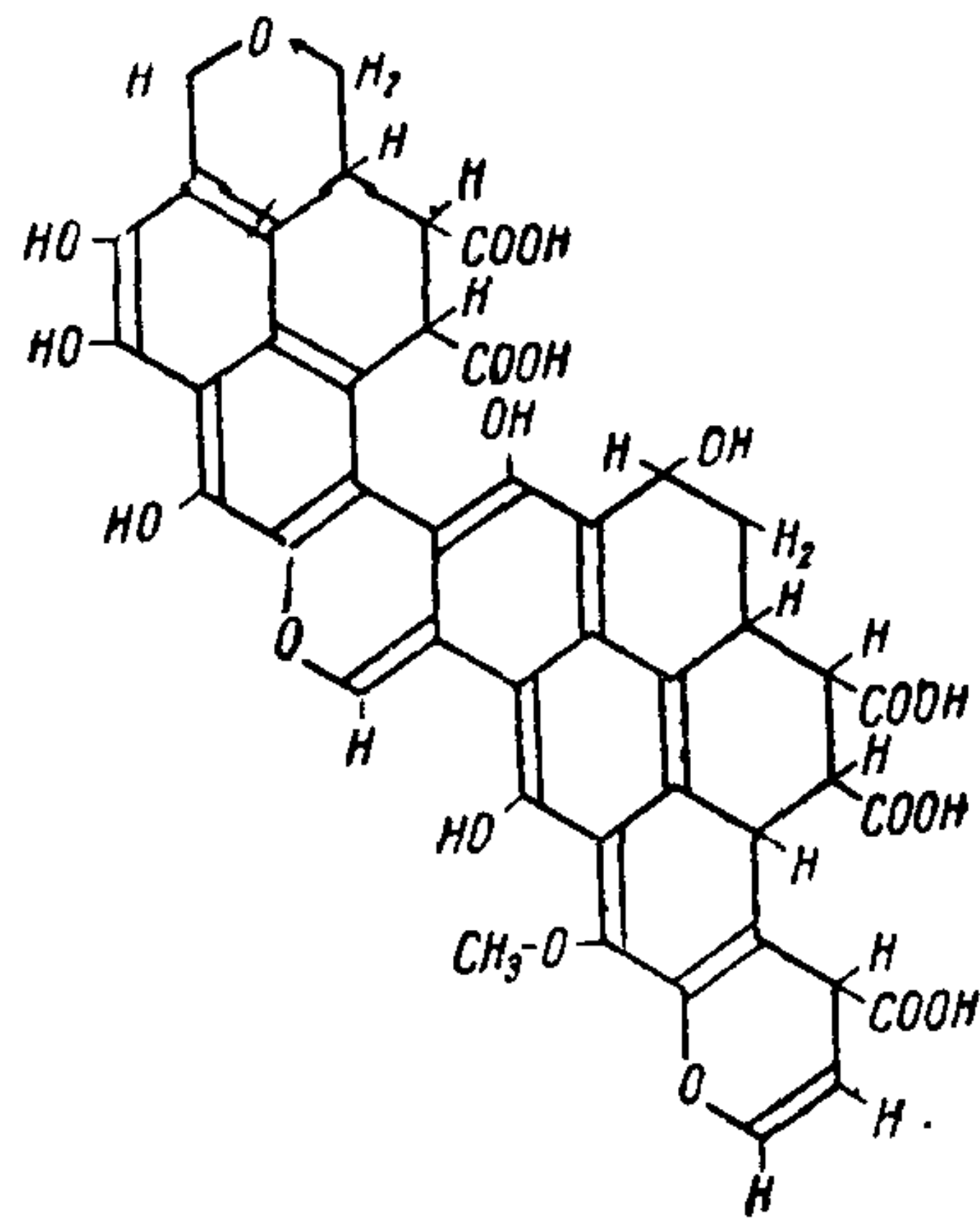


图5 福克斯提出的腐植酸的结构图^[8]

实验室试验和自然界富集的比较

上述研究是在实验室内进行的,至于它们在自然界条件下是否有效,从地质学家的观点来看可能会产生某些疑问。因此必须作一些严格的对比,或者甚至更深入一步的实验来论证这样的假设,即认为自然界里观察到的地质现象和实验室试验是类似的。

根据以上实验很明显看出,铀在植物化石和含植物化石的生物岩内的富集是按下列方式进行的,即由于大块花岗岩的化学分解,铀进入天然水中,变成很稀的溶液。如已经知道的,铀很易溶于酸性、中性或微碱性的水中。当含有铀的水在盐湖或沼泽内与植物化石,泥炭等接触时铀就被它们所含的大量腐植质所固定。与泥炭接触的天然水的pH一般为3—6,也就是说最利于铀的固定。作者的意见是,由于阳离子交换而进入腐植质的铀的固定是最初的富集过程,它使植物化石和生物岩内的铀浓集到1:10000。

根据这个理论,当含铀的水与腐植质相接触并达到交换平衡时,就可以得到这样一个富集因子。在这个意义上,实验室内所得的等pH曲线将要与天然水和生物岩内的铀含量相关联。图6内的纵坐标表明生物岩内的铀浓度,横坐标表明天然水中的铀浓度,两者

都用对数刻度。

在图6上已经表明实验获得的等 pH 曲线最初的斜率为 10000:1。曾经用 NaF 荧光

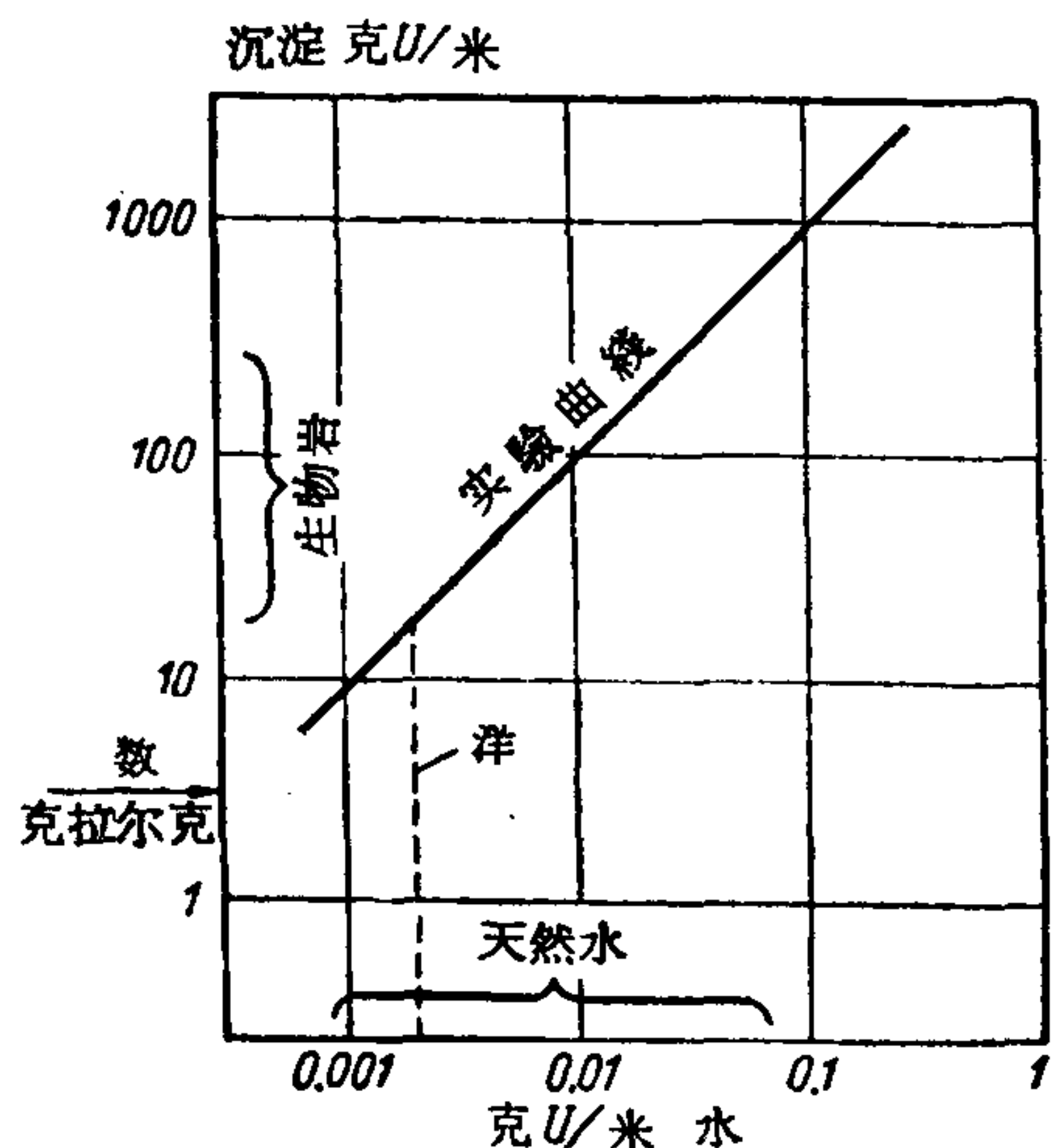


图6 天然水和生物岩中(UO_2^{2+})的浓度与实验所得等 pH 曲线之间的关系

法对匈牙利境内不知道或期望知道的铀矿床产地的天然水进行了几百次的分析。大多数样品的铀含量是 1—2 毫克/吨或更少, 某些情况下是 10—30 毫克/吨, 而高达 100 毫克/吨的, 则很少。

海洋里的铀含量已知道是 2 毫克/吨, 如果把这个浓度范围投影到实验室所得的等 pH 线上, 沿着纵轴我们达到生物岩(煤、黑海页岩等)的浓度范围, 这的确是自然界内的地质现象与我们实验室内的试验非常一致。假如 pH 条件有利 ($pH = 5-6$)、沼泽水中含铀 10 毫克/吨, 则埋在它下面的泥炭的铀含量可达到 100 毫克/吨。我们打算用在自然界内进行的实验来证实我们实验工作。我们把标准的泥炭称样装进尼隆网袋浸入已知铀含量的天然水内, 等建立平衡后进行泥炭

和水的样品分析。

前面所谈到的研究表明: 这种富集机制不仅对铀, 而且对其他高化合价、高原子量的阳离子可能也是可靠的。我们似乎已经得到地球化学上更普遍的重要原则, 这原则支配了重的多价阳离子在植物化石内的富集。将来这个理论可能弄清楚某些其他的现象(例如褐煤中的锆)。

理论的适用范围

我们现在可以考虑这样一个问题, 就是在什么样的条件下和在那一类的岩石里腐植质才能引起铀的天然富集? 上面我们已经看到对这个富集机制必须具有下列的先决条件。

1. 由于化学分解大块岩石(酸性岩、火成岩、花岗岩等)铀应进入溶液; 在天然水里铀的浓度应在 10 毫克/吨左右或者更高一些。
2. 水在它移动的过程中应与腐烂的植物或者与含有腐植质的沉积物相接触。
3. 腐植质必须在缺氧和 $pH = 3-6$ 的环境中。

第一种情况化学分解需要一定的气候条件, 而且水中所需要的铀浓度在酸性火成岩、花岗岩层的碎屑地带最为可能。地质学文献中有大量关于含铀生物岩在上述条件下形成的数据。

第二个先决条件几乎在任何天然沼泽水或盐湖水内部都经常遇到。

沼泽水常常与大量的腐植质相接触, 甚至海洋里的水和沉积物也含有大量地被河流带进海洋的腐植质。(异地的腐植质)

海水约含 5 克/米³死了的有机物。(其中一部分为腐植质)根据威克斯门(Waksman)^[7]的意见, 微生物在腐植质的生成过程中起了一定的作用。在沉积物中藻类或其他水生植物被细菌分解过程中生成了腐植质。沉积物的腐植质含量达 1—10%。

沉积物的高腐植质含量是不必要的，因为在自然界里我们经常发现腐植质的铀含量离饱和很远。事实上我们发现它是处在等 pH 曲线的起始阶段。因此，黑海页岩或砂岩内有铀就很容易理解了。

被水中腐植质固定的铀——其比例是由富集因子 10000:1 所决定的——在煤炭化和化石化的漫长的地质过程中能经受进一步的次生化学变化。次生富集和矿物化的发生要根据当地条件。

我们的实验表明匈牙利（麦阿森 Miocene 和励锡克 Liassic）煤层的铀含量已经不再处在阳离子交换状态，它不能被稀酸交换。很清楚在某些地点显出了次生过程的作用，它甚至可能形成有工业价值的矿床。

但是，研究这些极其漫长的地质过程不是这篇报告的任务，这些过程无论如何不可能在实验室内重复。限于篇幅，关于实验技术和数字结果这里就不再详细描述，这些材料将在以后发表。

結 論

在这里总结一下我们研究中认识到的自然规律：

1. 铀在含有植物化石的沉积岩中富集是由于其中含有腐植酸。腐植酸从天然水的非常稀的溶液中固定铀。这种固定是一可逆的阳离子交换过程，它的地球化学富集因子大约是 10000:1。

2. 地壳低处的天然水，在适当的条件下，在水和腐植质的铀浓度间可以建立阳离子交换平衡。

3. 天然水沉积物的腐植酸含量显然对多价的重阳离子的移动具有地球化学的意义，因为这些阳离子是在离子交换过程中被固定的，此交换过程甚至可发生在富集因子很高的、来自很稀溶液的腐植质中。

(译自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Szalay, A., Földvári, A., Magyar Tud. Akadémia III. Oszt. Közleményei. Communications of the III, Class (Math.-Physics) of the Hung. Acad. of Sci., 1, No. 1, 60 (1950). In Hungarian.
- [2] Szalay, A., Lecture on the session of the VI. Class (Technical Sci.) of the Hung. Acad. of Sci., 13 (1951).
- [3] Szalay, A., Magyar Tud. Akadémia VI. Műszaki Tndományok Osztályának Közleményei. Communications of the VI. Class (Technical) of the Hung. Acad. of Sci., V, No. 3, 167 (1952). In Hungarian.
- [4] Szalay, A., The Enrichment of Uranium in Some Brown Coals in Hungary, Acta Geologica Hungarica (of the Hung. Acad. of Sci.), 11, 299 (1954).
- [5] Szaaly, A., Vizsgálatok nagy atomsúlyú kationok adszorpciójára humusz kolloidokon. Investigations of the adsorption of polyvalent cations of high atomic weight on humus colloids. MTA III, Oszt. Közl. Communications of Hung. Acad. of Sci., IV, No. 3, 327 (1954). In Hungarian.
- [6] Szalay, A., The Role of Humus in the Geochemical Enrichment of U in Coal and Other Bioliths, Acta Physica Acad. Sci. Hung., VIII, 1—2, 25 (1957).
- [7] Waksman, S. A., Humus, William and Wilkins Co., Baltimore, 1938.
- [8] Fuchs, W., Die Chemie der Kohle. J. Springer, Berlin, 1931.
- [9] Манская, С. М., Дроздова, Т. В., Емельянова, М. П., Связывание урана гуминовыми кислотами и меланоидинами, Геохимия, 4, 10 (1956).

腐植酸在鈾的地球化学中的作用*

D. 万 V. E. 斯温遜 K. G. 柏尔**

序 言

在褐煤和黑色海成頁岩中鈾与含碳物質牢固地結合着。因此，认为鈾是被有机物所凝聚的。

在砂岩里的某些鈾矿床中，含碳物質的作用不太明显，但是，看来它是鈾聚集的重要原因。不是所有的含碳物質在鈾的地球化学中都具有同样重要的意义。以重量百分比計算，原油中含鈾約 $1 \times 10^{-7}\%$ ，而天然瀝青中約含 $1 \times 10^{-4}\%$ 。然而，在褐煤和伟晶岩中含鈾量能达到百分之几。鈾矿床中含碳物質的性質和来源以及它們对鈾聚集所起的作用常常被理解的不正确，由于含碳物質的不同类型的物質的性質很难鉴别。本文想从地質学的观点来解释鈾与某些含碳物質的类型結合的原因，并提出下列見解：

含碳物質的性質

大多数天然含碳物質是有机物的复杂混合物，其中某些有机物的地質学名称还不知道，有的是相互矛盾或是有爭論的。未再沉积的含碳物質¹⁾的特点是三种連續地互相过渡的(图1)最終产物。未再沉积的含碳物質按其不同的化学和物理性質基本上可分为二类：腐泥类和腐植类，这两类物質在性質上的差別向着三角形中代表变质物或碳的第三項方向逐漸消失。富含氫的植物和动物的殘积物(水藻、孢子、灰尘、蛋白質等)是腐泥物的原始物質。腐泥物是由富含瀝青質的有机物殘渣所形成的带有大量水的淤泥。天然的地瀝青和焦瀝青是在腐泥物变化时所形成的。作为可燃頁岩的有机組成部分和在热分解时产生碳氫化合物的油母实质上是硬化岩中稍經变化的腐泥物。含碳物質的腐植类主要是由富含氧的导管植物的殘骸所組成的。未再沉积的腐植物包括各种煤(泥煤、褐煤、瀝青煤和无烟煤)。石墨則是腐泥物和腐植物的最終变质产物。腐泥物經变质作用形成瀝青物質，例如石油。未再沉积的腐植物則产生可溶于水的腐植酸。

岩石中的含碳物質应分为四类：1)未再沉积的腐植物；2)未再沉积的腐泥物；3)再沉积的腐植物的产物；4)再沉积的腐泥質瀝青。

未再沉积的腐植物和腐泥物可根据其外表来区别。导管植物的組織使未再沉积的物質呈纖維状結構，但是，腐泥物則是非晶質的或在形态上近似水藻、孢子和粉粒。用目視不能完全确定再沉积的腐植物的产物与腐泥質瀝青之区别。二者都产于新围岩空隙中，且都为暗色的脆性物質。油母和腐植酸不溶于二硫化碳和有机溶剂中。但是腐植酸則溶

* The Role of Humic Acids in the Geochemistry of Uranium (第2卷,第779号报告,美国)。

** J. D. Vine, V. E. Swanson, K. G. Bell (美国科罗拉多丹佛地質調查局25号机)。

1) 原著中 indigenous carbonaceous material 应理解为原生有机物殘骸堆积处經变质作用而产生的含碳物質。

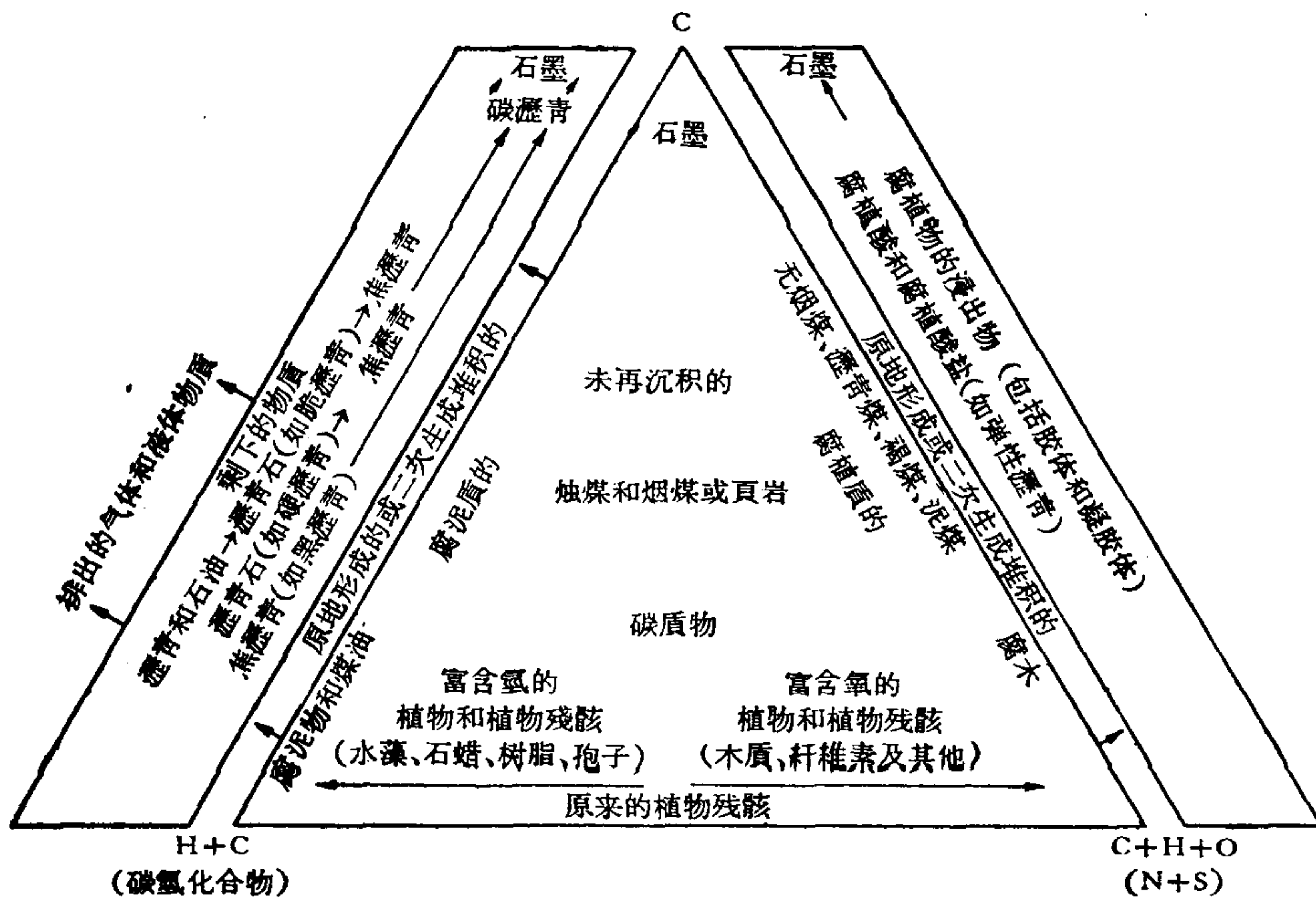


图1 各类碳质物之间的综合关系

于碱溶液中, 瀝青主要溶于二硫化碳和有机溶剂中。

腐植酸及其类似物质的特性

实验室的研究^[1-3]表明: 腐植酸和腐植酸盐最能同化天然有机物中的铀 (同化的意义是指化合与作用过程的特点无关)。泥煤、褐煤和瀝青煤同化铀的能力比其他未再沉积的含碳物质要大的多^[4]。

下面所述为腐植酸在铀的地球化学方面的特性:

1. 腐植酸是由碱溶液从腐植物中取出的, 它是一种黄色或褐色的有机物质, 是一种结构和成分皆变化的有机化合物的混合物。腐植酸含有羧基羧^[5], 这种羧基羧稍为电离一下就放出氢离子, 但是作为氢离子源, 则远不及碳酸。

2. 腐植酸在酸溶液中或在一般的蒸发下呈褐色的凝胶沉淀出来, 干燥后变成一种带玻璃光泽和贝壳状断口的脆性黑色固体。潮湿或凝胶状的腐植酸易溶于水, 在空气中干燥后仅溶于碱中。分布于自然界的腐植物多半是一种腐植酸盐。有些腐植酸盐能溶于中性水中, 如果升高二价阳离子的浓度 (如 Ca^{++}), 则甚至在弱碱溶液中也很容易产生絮凝作用。干燥的腐植酸盐其外形与腐植酸相类似。

3. 据推测: 构成煤中含碳物质 70—90% 的棕腐质是未再沉积腐植物经碳化作用而形成的, 它们在煤中从呈暗褐色到呈黑色的物质, 这种物质不溶于碱溶液中, 但是, 在空气中弱氧化后便变成可溶的^[6]。风化作用可以把煤中大部分物质变成可溶的腐植酸。

4. 铀酰腐植酸的形成取决于 pH 值^[2], 在研究这种关系时, 先把硫酸铀酰倒入从泥煤中取出来的有机物质的碱溶液中, 然后把溶液等分成几部分, 各分含有相应的 pH 值, 大约 25% 的铀固定在腐植酸或腐植酸盐上, 并在 pH 值接近 6 时沉淀下来。当 pH 值为 4—5 时最适于铀酰腐植酸的凝集和产生, 这时几乎有 83% 的铀都固定在沉淀物中, 当 pH

值等于3时,仅25%的鈾固定在沉淀物中。从用泥煤浸出物中分离出来的純腐植酸进行的試驗表明:当pH值接近5—6时是产生鈾酰腐植酸最好的条件。

5. 腐植酸和腐植酸盐能够从溶液中除去某些阳离子,而借吸附作用或化学化合作用将它们結合起来。某些金属有机化合物能防止金属进一步参加离子反应。鈣、鎂、銅、鋁、鉄、錳和鉬的金属-碱質腐植酸盐能溶于水,且具有中性或弱酸性反应。作者用怀俄明的天然腐植酸盐(弹性瀝青)所作的实验表明,8%的鈾(以干的重量計)能被吸收。

6. 某些北极的和热带的沼泽水和河水,由于含有溶解的有机物(这种有机物大多数是腐植物),故往往呈暗色。每年有数以几百万吨計的这种有机物被搬运至海洋^[7]。如果这些富含有机物的水遇到能使腐植酸凝集的环境,由于盐度的增高或pH值的降低而形成富含有机物的沉积层。据查明,由于海洋浮游生物的所有有机物(大多数是腐泥物)富集的结果,在海洋沉积层中腐泥物的有机物含量沿着海洋的開闊方向逐渐增长(主要的腐泥岩)^[8,9]。海岸沉积,三角洲沉积和非海洋沉积是含有大量腐植物的有机物最好的沉积环境。

7. 碱性地下水可以从泥煤,弱碳化煤和砂岩中的其他腐植物的含碳物质中取出腐植酸和腐植酸盐。溶液中的腐植酸和腐植酸盐可以迁移和再沉淀,并在有孔隙的岩石中形成后生矿床。鈾可能被带入,迁移或同腐植酸和腐植酸盐一起沉淀。不溶于碱溶液的含碳物质残渣多半不能或仅能在很小程度上固定鈾。

沉积岩中的腐植酸和腐植酸盐

天然腐植酸盐的矿物 为了确定天然腐植酸衍生物的性质,对怀俄明州夫到莫恩特省的几个地方麦查維尔德白堊紀层系中采取的弹性瀝青試样进行了研究。把原来的胶状物暴露于空气中使其干燥成一种黑色的脆性固体,干燥后就易溶于蒸餾水和碱溶液中。試样溶解后,把溶液进行过滤以除去无机碎屑,然后使之干燥。

干燥后的物质中含有:灰分31.7%,揮发物44.2%和碳24.1%,或者不計灰分則含氫3.6%,碳62.2%,氮2.2%,氧29.3%,硫2.7%。灰分的光譜分析表明:含鈉10%以上,含鎂、鈣、鋁和鉄0.5—2.0%以及少量硅、硼、鈦、鎳、錳、鋇、鉍、鉻、銅、釩、鈇、鋳、錳、鈷、鈳、鏷和鎳。

黄粒油沸石——从风化的褐煤中产生的天然物质——是在北达科塔州巴烏麦恩(Bowman)附近几个地区采得的。按原来給予的定义^[10],黄粒油沸石是一种色黑,发亮的天然腐植酸。它是由碱性的地表溶液从褐煤中淋滤出来,然后作为蒸发的产物而沉淀下来。墨西哥海湾的沼泽沿岸地带的砂中含有天然腐植酸盐,这种天然腐植酸盐称为哈席馬尼(hasemanite)^[11],这种混合物在潮湿状态时是一种胶結体,在干燥状态时呈松块状。有机物质易溶于碱溶液中,并为酸所沉淀。

地下水中的腐植酸 大西洋沿岸和墨西哥海湾沿岸平原的很多地下水(其中含有大量重碳酸鈉)由于溶有有机物而呈黄色到暗褐色^[12]。

在达科塔西部,有些地方的水井和水泉的水来自与褐煤接近的含水层或地段^[13]。因而,飲水染有琥珀色,这是由于水中溶有腐植酸的结果。

鈾与腐植酸和同屬含碳物质的共生体

其重要組成部分为含碳物质的鈾矿床共有三种类型——含鈾褐煤,黑色海成頁岩和

含碳質的砂岩，只有褐煤所含的含碳物質(其中大部分無疑是腐植質型的)。

在黑色碳質頁岩中碳質腐植物與腐泥物間的比例關係是變化的，但一般不能肯定。砂岩中富含鈾的含碳物質其性質及來源還是爭論中的問題。

從北部平原(Northern Great Plains)的含鈾褐煤和褐煤頁岩中取得了原地形成的含碳物質的試樣，這種含碳物質固定了被地下水帶來的鈾。據推測：鈾直接被這些含碳物質所吸收，而成為鈾的有機綜合體。濃酸或鹼溶液能從褐煤中取出鈾，但不能發生陽離子交代作用。

鈾在未風化的褐煤中的分布是不規則的。風化作用則使鈾的分布較均勻，並可局部地段使其在離露頭不遠的地表形成鈾的表生富集。鈾多半是成為能溶於鹼性地表水的鈾酰腐植酸而遷移，這種鈾酰腐植酸在稍受風化的褐煤的酸性大的環境中，短距離內便沉澱下來。

鈾酰腐植酸的遷移和隨後的再沉積可能是形成這些物質的大型後生礦床的原因。

腐植酸很容易從腐植物，弱碳化煤及分散在砂岩中的煤化植物碎屑中被鹼性地水下淋濾出來。在溶液遷移時，如果遇到鈾便能形成鈾酰腐植酸。當鹼溶液與一種或幾種酸性元素或與富有二價陽離子的一種元素接觸時，腐植酸鹽便在介質的接觸處沉澱下來。充填在圍岩孔隙和裂隙中的固體鈾酰腐植酸和固體瀝青相似。可以認為：產於薩恩拉法埃耳斯維耳州代塔地區捷姆普爾-蒙金附近的所謂含鈾瀝青礦是由二次進入砂岩的腐植酸和腐植酸鹽形成的。現在這些礦石已是高過碳化變硬且不溶於二硫化碳和鹼溶液的含碳物質。這就使進入岩石的物質的原來性質清楚了。據完全的化學元素分析，微量熱分析和紅外線吸收作用分析，這種物質的化學成分和結構與弱碳化煤相似，而不象瀝青和焦瀝青——硬瀝青和韌瀝青^[3]。物質的不溶解性可能是由於 α 粒子輻射而產生分子橫鍵的緣故。新墨西哥州杰克派爾礦床砂岩中的鈾顯然是從溶液中以含鈾有機物的形態再沉積而形成的。象捷姆普爾-蒙金附近的礦床一樣，其含碳物質是已經變化的，不溶解的，十分可能，這種物質是由腐植物生成。雖然少數帶次生腐植酸鹽的礦床節化得很好，但由於不知它們的存在因而很難識別。

黑色海成頁岩中的腐植物和腐泥物組成部分具有不同的吸收鈾的能力。此外，它們之間的比例關係變化很大^[8,9]，因此，在這些岩石中鈾含量與有機物總含量之間不可能是簡單的比例關係，關於這點可由下列資料證明。在美國東部的晚泥盆紀的黑色頁岩中發現兩類植物化石：1) *Foerstia*——代表腐泥物類的浮游生物海洋水藻，2) *Callixylon*——代表腐植物類的導管植物和陸生植物；從下表及圖2中可以看到腐植物類有機殘渣中鈾的含量要比腐泥物類有機物殘渣中的鈾含量約大10倍多，但是後者所產石油多三倍多。

如果腐植物和腐泥物之間的数量比保持不變，則鈾含量與石油產出率之間的数量比也可確定。在黑色頁岩中腐植物的含量即使是有不大的變化也可能影響整個鈾的富集，因為腐植物具有很大的吸收鈾的能力。

密西西比岩系(阿肯色州馬利奧恩省)下部砂岩中約一米厚的黑色海成頁岩的扁平礦體中具有黑色的有機物細脈，這種細脈含鈾0.7%。紹普夫曾研究了含鈾物質的薄片和光片^[4]；黑色的不透明物質或許是由絮凝的膠狀腐植物組成。這種黑色不透明物質變得與絲炭相似，甚至其中的孢子膜也發生了變化，這種變化可能是 α 粒子輻射的結果。因此，腐植酸對鈾的吸收及隨後鈾酰腐植酸沉積為黑色頁岩的基本組成部分應當認為是鈾滲透

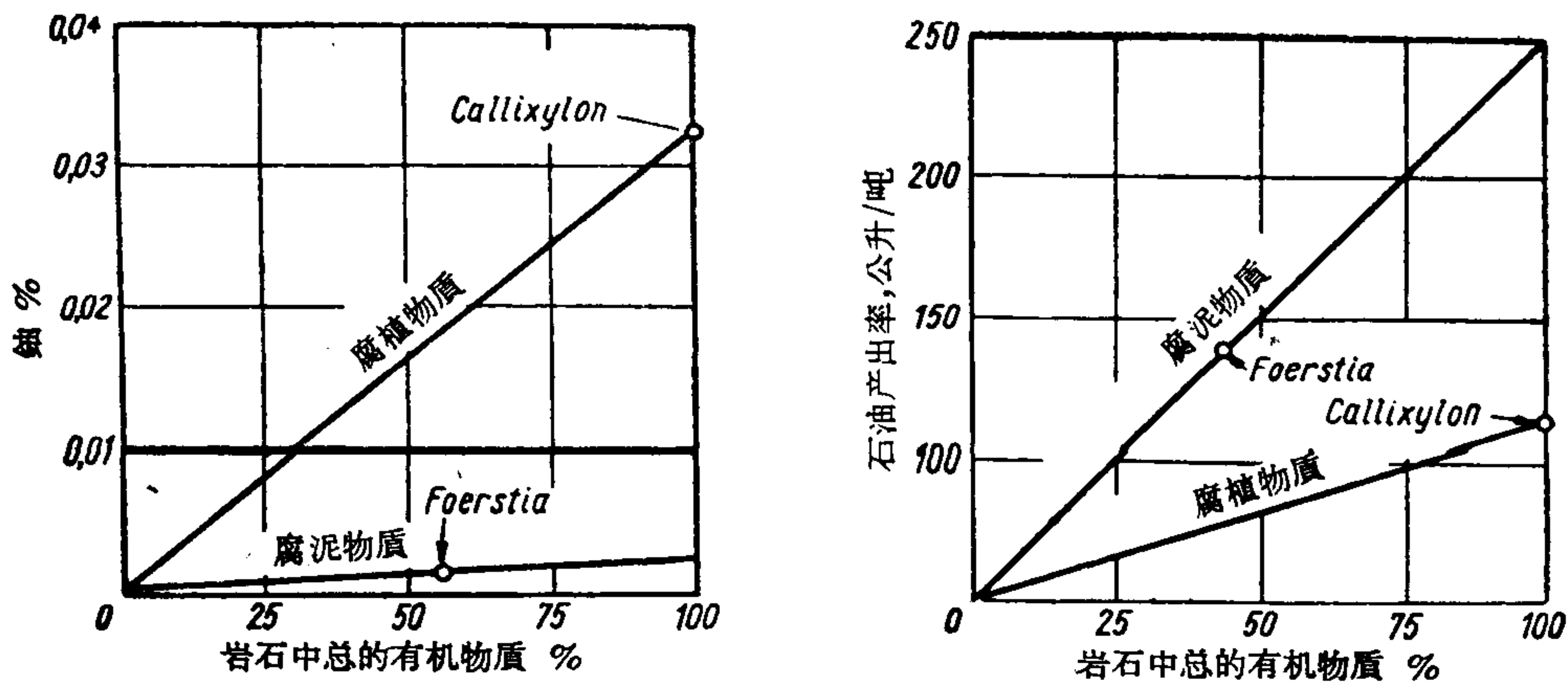


图2 腐植物类和腐泥物类有机物的含铀量及石油产出率的关系

美国东部晚泥盆纪黑色海成页岩中两种不同类型的植物残渣中的铀含量和石油产出率

有机物残渣类型	灰分含量 %	试样中的铀含量, %	无灰产物中的铀含量, %	试样中的石油产出率, 公升/吨	无灰产物中的石油产出率, 公升/吨
腐植物的 (Callixylon) ¹⁾	1.27	0.033	0.033	73.2	74.0
腐泥物的 (Foerstia) ²⁾	55.8	0.0016	0.0036	106.0	238.0

1) 该资料来自布列格尔和绍普夫^[15], 石油产出率系化验员塔克尔所测定。

2) 试样系绍普夫所准备^[14], 莫里斯捷列沃所分析。

到岩石中去的可能的机械作用。只要少量分散的铀酰腐植酸就可以解释大多数海成页岩中铀的存在。

结 论

某些矿床中铀的化合物在成因上是与含碳物质共生的。为了了解铀与含碳物质之间的复杂关系, 必须把含碳物质分为四类, 这四类物质在铀的迁移和聚集时具有不同的地球化学意义: 1) 未再沉积的腐植物(富含氧的植物残渣); 2) 未再沉积的腐泥物(富含氢的植物和动物残渣); 3) 从腐植物中提出的再沉积产物(从未再沉积的腐植物中衍生的腐植酸和腐植酸盐); 4) 再沉积的沥青(石油及沥青等腐泥物的衍生物)。在矿床中只有未再沉积的腐植物及其中提出的再沉积产物常常是与铀的化合物共生。就是这种腐植类的含碳物质使褐煤具有吸收铀和保存铀的巨大能力。同样, 在黑色海成页岩中有铀存在基本上是由于这些岩石中有少量腐植物存在。

腐植酸很容易从溶液中吸收铀并形成铀酰腐植酸。这些腐植酸盐可以用降低 pH 值或增加二价阳离子浓度的方法使其沉淀。干燥的固体铀酰腐植酸是黑色的脆性物质, 其外貌象腐泥物成因的固体沥青。据确定, 腐植酸在迁移时能取出聚集在某些非海成砂岩中的未再沉积的腐植物中的铀, 然后呈铀酰腐植酸沉积下来, 形成碳质铀矿石, 这种矿石被误称为“含铀沥青”。此外, 黑色海成页岩的大部分铀起初是呈腐植酸盐沉积下来, 这种腐植酸盐是腐植酸在吸收从大陆上带入海洋底部的铀时形成的。

(译自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 8)

参 考 文 献

- [1] Szalay, S., The enrichment of uranium in some brown coals in Hungary. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, Magyar Tudományos Akadémia, **2**, 299 (1954).
- [2] Манская, С. М., Дроздова, Т. В., Емельянова, М. П., Связывание урана гуминовыми кислотами и меланоидинами, *Геохимия*, **4**, 10 (1956).
- [3] Breger, I. A., Deul, M., The association of uranium with carbonaceous materials on the Colorado Plateau with special reference to The Temple Mountain region, US Geological Survey Professional Paper 320 (in preparation).
- [4] Moore, G. W., Extraction of uranium from aqueous solution by coal and some other material, *Economic Geology*, **49**, 652 (1954).
- [5] Gillam, W. S., A study of the chemical nature of humic acids, *Soil Science*, **49**, No. 6, 433 (1940).
- [6] Francis, Wilfrid, Coal. its formation and composition, London Edward Arnold., Ltd., **163**, 404 (1954).
- [7] Corbett, C. S., In situ origin of McMurray oil of north-eastern Alberta and its relevance to general problem of origin of oil, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **39**, No. 8, 1608 (1955).
- [8] Успенский, В. А., Об органическом веществе диктионемового сланца, *Химия твердого топлива*, **9**, 7 (1938).
- [9] Страхов, Н. М., Родионова, К. Ф., К геохимии органического вещества. I. О связи рассеянных битумов с петрографическими типами осадочных пород, *Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.*, **29**, 2, 3 (1954).
- [10] Dove, L. P., *Dakalite*, *North Dakota University Bulletin*, **11**, No. 9, 33 (1926).
- [11] Haseman, J. D., The humic acid origin of asphalt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **5**, No. 1, 75 (1921).
- [12] Foster, M. D., The origin of high sodium bicarbonate waters in the Atlantic and Gulf Coastal Plains, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, London, **1**, 44 (1950).
- [13] Pishel, M. A., Lignite in the Fort Berthold Indian Reservation, North Dakota, north of Missouri River, *US Geological Survey Bulletin*, No. 471, 177 (1912).
- [14] Schopf, J. M., *Written Communication*, 1956.
- [15] Breger I. A., Schopf, J. M., Germanium and uranium in coalified wood from Upper Devonian black Shale, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, London, **7**, 287 (1955).

含油岩石中有机物内鈾的地球化学*

A. P. 皮尔士 J. W. 米頓 P. R. 巴列提**

含鈾碳質胶体矿物在很多的主要鈾矿区和其他地区一样是以矿床的附属成分产出的。这种物质典型地产在交代造岩矿物的后成結核体中；或者在化学上和物理上相当于結核变种的浸染体中。含鈾碳質物本身是一种坚硬、黑色、难溶的物质，它不溶于有机試剂，仅在高温下燃烧。这些普通种类的含鈾炭質物，几乎从岩浆岩和变质岩到陆相和海相沉积岩的各种岩石中都已发现。在大多数地方，岩石是含油的，或者是能够推論出其中过去存在过石油的証据，研究者们曾不同地认为这些物质是石油的衍生物^[6]、是天然气輻射分解聚合的产物^[5]、以及——大部分从化学观点看来——是煤炭的衍生物^[2]。这些物质通常称为“含鈾瀝青”和“瀝青鈾鈾矿”。

本文是研究天然气和油田中放射产生的氦的产状，是这方面研究的一部分。已研究过約 50 个含鈾碳質胶体矿物的不同地质产状。现将其中 15 个地区的有代表性的一组样品的物理性质和化学性质列于表 1。

这些已研究过的物质，其含鈾量从 0.1% 到 8%。伦琴射綫分析表明鈾一般是以晶質鈾矿存在，通常成亚显微状顆粒或多或少地均匀分布在胶体矿物中。晶質鈾矿的晶胞边长 $5.45 \text{ \AA} - 5.46 \text{ \AA}$ ，这说明几乎没有氧化作用^[9]。

对这些物质的含炭部分进行了伦琴射綫研究，研究显示了非晶質物质所特有的各种形式的分散量。有二个独立的分散量组，間距 d 为 3.4 \AA 和 2.0 \AA 的一组量是由于石墨碳引起的^[4]。这一组量也可能是由于芳香族环状构造引起的，因已知这种构造所产生的量，其間距約与石墨的相等^[10]。另一组間距 d 約为 4.8 \AA 和 2.2 \AA 的量，其間距与所预期的长 1.54 \AA C—C 键脂肪族所产生量的間距相当^[11]。伦琴射綫图型所表示的石墨碳的相对含量，已經从显微照象记录中估計出来，并列于表 1 内。

这些物质的紅外綫分析也指出有脂肪族的构造存在。主吸收頂峯可以解释为是由于脂肪族 C—H 基在 3.4 微米波长时的伸展和亚甲 CH_2 基在 6.8 微米以及末端 CH_3 基在 7.2 微米时的弯曲所致。在采自犹他州三拉发耳斯維尔 San Rafael Swell 鈾矿中的冲积矿岩样品中(样品 16—23, 表 1)观察到在 5.8 微米—5.9 微米处有一弱羰基(C=O)吸收頂峯，同样，也見于采自新墨西哥州，爱迪村(Eddy)与二迭紀开普敦礁共生的含海相化石白云岩的样品(样品 24—27)内。羰基和脂肪族吸收頂峯的出现，表示这些物质可能来自有机酸和产在石油及其共生水中的有关的含氧物质。

除表示有机組分的吸收特征外，若干样品的紅外綫光譜——特别是富含硫的——在 9.9 微米，9.7 微米及 8.9 微米时显示的吸收性，可能是由于細分散的黄鉄矿所致^[8]。

炭質胶体矿物的有机分析表明它們是由不同数量的碳、氫、氮、硫及氧所組成。炭与

* Geochemistry of Uranium in Organic Substances in Petroliferous Rocks (第 2 卷, 第 780 号报告, 美国)。

** A. P. Pierce, J. W. Mytton, P. R. Barnett (美国华盛顿哥伦比亚区地质調查局)。

氡的比率似乎随着该物质所接受的总放射强度而系统地变化。这一关系见于图 1, 在图 1 中是以样品的铅含量对其 C/H 比率的半对数图表示的。现有的资料暗示样品中大部分铅是放射成因的。这一点已由样品 1 和 2 中 Pb/U 的比率所证明, 在样品 1 和 2 中 Pb/U 的比率与罗乌 (Louwy)^[11] 对同一产地的“沥青铀矿”所测定的 1900 百万年的铅同位素年代相一致; 而在样品 4, 7 和 10 中 Pb/U 比率与斯提夫 Stieff、斯特恩 Stern 和米尔琪 Milkey^[15] 在这一地区(犹他州三拉发耳斯维尔)的“沥青石”样品中所获得的 8 千万年的铅同位素年代大致相符合。样品 3 是根据尼尔 Nier^[12] 对采自同一产地的“沥青铀矿”所测得的 480 百万年铅同位素年代重绘的。从与样品 13 同一产地的“沥青石”的综合样品内所提出来的铅的同位素分析表明, 铅几乎全部是放射成因的。因为有些样品在其历史过程中可能失去铅, 绘在图 1 的上限, 代表放射成因的铅的数量, 如果样品的年代与母岩相同时这种放射成因的铅是可能获得的 [母岩的年代见于国家研究委员会所作的地质年代表(1954)]。

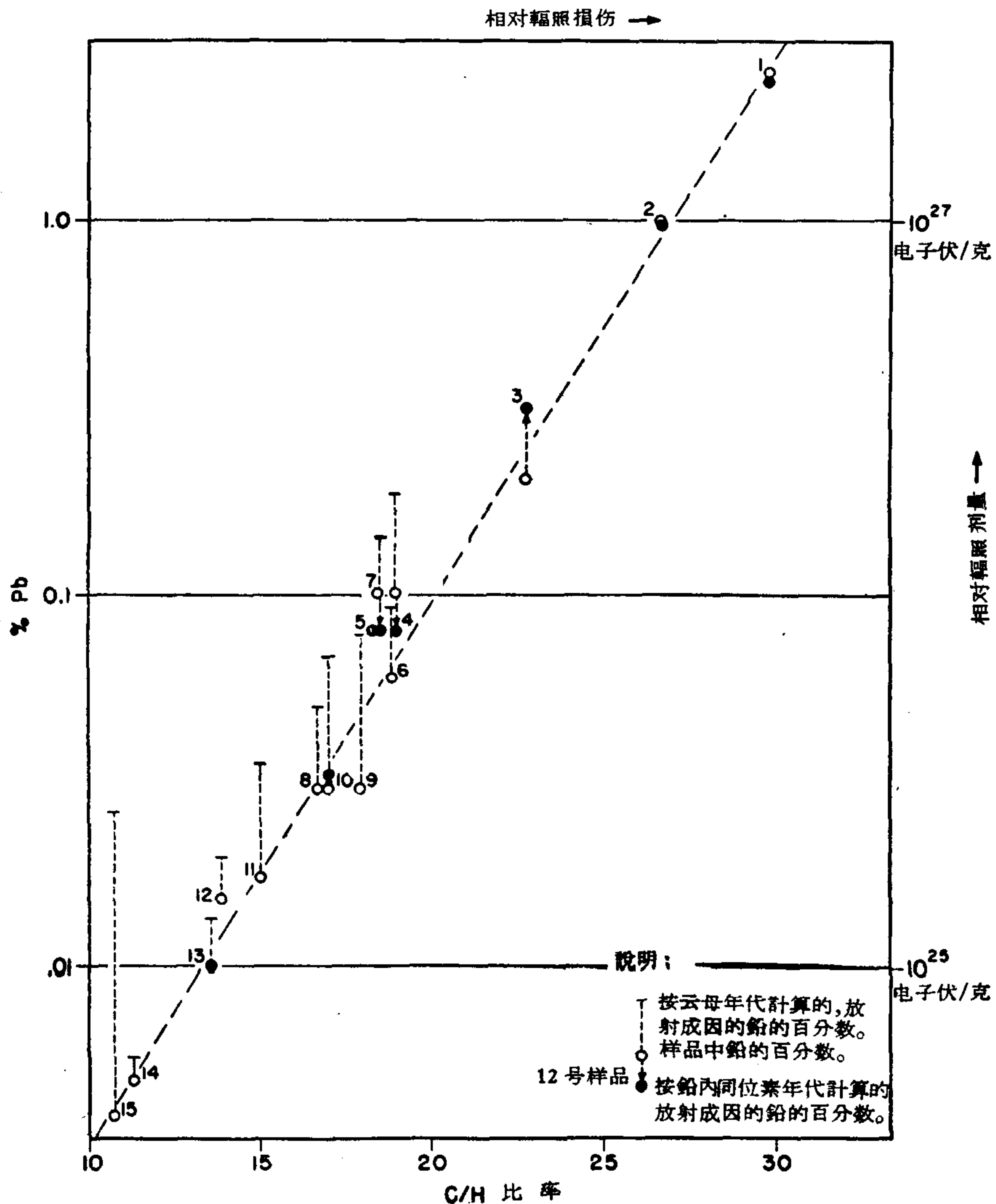


图 1 在某些含铀碳质胶体矿物中 C/H 比率与铅含量的关系

表 1 某些含铀有机胶体矿物的物理性质和化学性质

样品号	描述	重量 (%)			伦琴射线分析				红外线分析			比重	折射率	有机分析的重量 %					C/H 重量比率			
		U ²³⁵	eU ²³⁸	Th ²³²	Pb ²¹⁰	铀核	包裹物	石墨质百分数	石墨质包裹物	晶质铀矿	晶质铀矿			晶质铀矿	晶质铀矿	晶质铀矿	晶质铀矿	C		H	N	O
1	石英砾岩中的结核，南非下维提特斯宛德系。	7.5	未测定	未发现	2.5	石墨质	未定	晶质铀矿	85	晶质铀矿	5.45				2.16	0.34	13.50	3.55	20.26			29.3
2	河成石英砾岩中的凸透镜体，南非上维提特斯宛德系。	3	"	"	1	"	"	"	90	"	5.45				2.63	0.29	(17.53)		9.52			26.7
3	伟晶岩中的结核，加拿大安大略前寒武纪。	5	"	"	0.2	"	"	"	85	"	5.43				2.69	0.41	(33.20)		2.75			22.7
4	河成砾岩状的砂岩，犹他州因麦内县上三迭纪青里建造。	8	"	"	0.1	未定	未定	未定	未测定	未定					2.38	0.38	25.08	0.84	31.02			18.9
5	海相砂岩中的结核，科罗拉多州萨哥契中奥陶纪哈丁建造。	2	"	"	0.08	"	"	"	"	"					2.77	1.39	28.03	0.78	17.40			18.4
6	燧石质海相白云岩中的结核，蒙大拿州道格拉斯下奥陶纪路必道格斯建造。	1.5	"	"	0.06	石墨质	"	晶质铀矿	80	未测定	未测定				3.47	0.19	12.20	10.12	11.45			18.9
7	河成砾岩中的结核，犹他州因麦内县上三迭纪青里建造。	6	"	"	0.1	未定	未定	未定	未测定	未定					3.44	0.14	13.11	17.18	14.49			18.4
8	断层带中的浸染体，科罗拉多州古宛德县上白垩纪(?)中伯克建造。	5	"	"	0.03	"	"	"	"	"					3.68	0.15	13.89	4.65	21.09			16.7
9	河成砂岩中的结核，犹他州桑爵安县上三迭纪青里建造。	3.5	"	"	0.03	石墨质	"	晶质铀矿	"	未测定	n. d.				3.60	0.38	11.90	2.77	11.19			17.9
10	河成砂岩中的结核，犹他州因麦内县上三迭纪青里建造。	3	"	"	0.03	"	"	"	"	5.44					3.58	0.22	9.23	2.40	22.33			17.0
11	花崗岩卵石中的结核，阿克拉荷馬州伯克罕县二迭纪-宾夕法尼亚“花崗石淘砂”。	0.1	"	3.4	0.017	"	"	鈾矿	"	—					5.37	n. d.	2.18	0.42	5.43			15.0
12	頁岩中的结核，得克萨斯州波特县下二迭纪克利耳佛克建造。	0.7	"	未发现	0.015	"	油质族炭	晶质铀矿	"	5.46			3.4, 6.8, 7.2: 油脂族构造		5.61	0.43	(3.10)		10.97			14.2
13	海相白云岩中的结核，新墨西哥爱迪县上二迭纪七河山建造。	0.5	"	"	0.01	"	"	"	"	5.46					5.93	0.12	14.27	4.66	6.00			12.6

碳質胶体矿物所吸收的整个內輻射剂量(按其鉛含量計算出来的)約在 10^{21} — 10^{27} 电子伏/克之間(图 1)。这些內輻射剂量相当于在原子核堆輻射試驗中最稳定的有机化合物变成焦炭时的剂量^[1]。無論何处,只要天然有机物中有放射性能源,就会产生同样的变化。

由于胶体矿物的鉛含量反映輻射剂量,其結果表示冲击出一个氫原子所需的放射量随着輻射剂量的积累而增加。这一过程(可以称为含碳物質的“成焦煤作用”)可用一个簡單的指数曲綫表示(图 1)。“成焦煤作用”可以解释为,在有机化合物完全聚合后才开始的炭化作用^[3]。石腊系在完全聚合时所需的輻射剂量約为 0.6×10^{21} 电子伏/克^[3]而最稳定的(芳香族)化合物則需要 6×10^{21} 电子伏/克^[1]。如果将图 1 中曲綫推定到这个剂量时,得到将近 5—12 的 C/H 比率,相当于原始物質在成分上从石腊族变到芳香族化合物。与推定的比率比較一下,被認為是样品 13 的原始物質(表 1)的石腊族—芳香族物質,二异辛基酯(di-iso-octylphthalate)(下面討論),其真实的 C/H 比率是 7.5。

为了进一步地試驗这些观察,利用比重分离的方法获得了地質产状相同,而鈾含量不同的样品。这些样品的資料列于表 1 的底部。其 C/H 比率及性质的变化与上面所討論的样品大致相同。这里也指出它們的折射率随着鈾含量增高而系統地增加,并随 C/H 比率成直綫变化。这一直綫变化可能由于聚合作用,也可能由于形成亚显微状的石墨(石墨的折射率約为 2.0),或二者兼而有之。样品的有机含量——正如半定量分析时用紅外綫对厚度和数量都相同的样品所作的強度測定和 γ 射綫繞射量所表明的那样——随着折射率, C/H 比率以及鈾含量的增加而降低。

为了更多了解有机胶体矿物的可能得到的原始物質的性质,对与矿化岩石共生的石油进行了紅外綫及伦琴射綫分析。在新墨西哥州爱迪村七河山选择了一个地点进行詳細研究,此地的含鈾“地瀝青”結核,产在有名的开普敦礁的后生礁相內的二迭紀海相白云岩和砂岩中間。矿化的白云岩含有化石并具有大量腹足类及軟体动物的印模。有些化石印模已被充填,他們的壁部分地被含鈾炭質結核所交代。另外一些印模,被一种粘稠的紅色石油所填充;小部分被一种浅色的石腊油所填充。这些油的样品取自岩石中并在热扩散管柱內扩散。得出的分餾产物經紅外綫光譜分析,并与已公布的标准加以比較(美国材料实验学会——国家标准局,样卡号碼 245)。結果表明它們的成分非常簡單。取自管柱頂部的样品,主要由純粹的异辛烷(2,2,4—三甲基戊烷)所組成,而管柱底部的样品,是由数种几乎純粹的磷苯二甲酸二辛脂所組成,推測它是二异辛基酯,一种苯二酸脂¹⁾。中間部分的分餾产物,是前二种化合物的混合物,二异辛基酯在原油中約占 80%。原油的紅外綫光譜見图 2。石油中有油脂类被認為是由于原始有机物質的蜡或蜡-水解作用产物持久不变之故^[7]。就現場的情况看,脂类可能来自腹足类、軟体动物,以及共生藻类的遺骸。

在进行热扩散之前,上述样品已几次通过孔径約 5 微米的細菌吸收过滤器。原油的鈾含量是 154 PPM;鈾的浓度在热扩散管柱中自上而下地增加,在底部的分餾产物达到近于 0.1% 的最大值。目前企图从二异辛基酯油中,使鈾化合物进一步地濃縮。这些油的热扩散分离和鈾的分析,系由科罗拉多州,丹佛市美国地質調查局的 C. A. 霍耳所作,紅外綫光譜則由科罗拉多州丹佛市光譜实验室的 L. 弗雷得瑞克孙(Fridrickson)所制。

1) 菲利浦斯及布列格曾証明犹他州約因达盆地的石腊質油中也有脂类(信札,1958)。

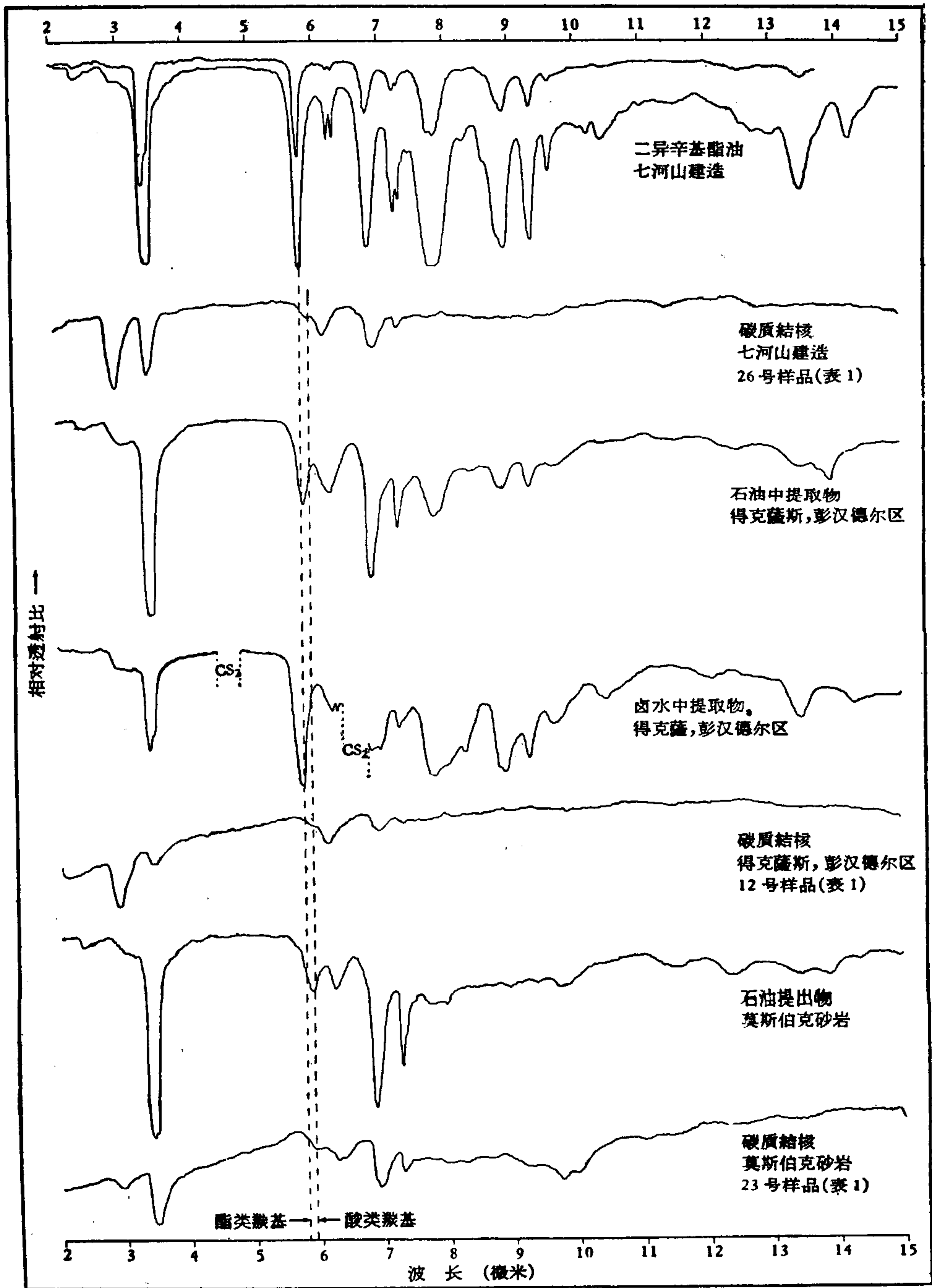


图2 某些石油及其共生的含铀炭质结核的红外线光谱

根据这些结果，可以认为在白垩纪悬崖建造七河含石膏层中组成含铀炭质结核的有机物是由二异辛基酯油所形成的。这一推断已为地质观察有力地证明了。地质观察表明矿化白云岩事实上被这种油所“封闭”，该油还浸染着所采样品的矿化区以外一哩多的岩石露头。含铀炭质结核磨光面的核乳胶的感光显示了分布非常均匀的 α 粒子径迹。伦琴射线分析表明，在许多结核体中并没有结晶的铀矿物存在，虽然在一些样品中发现品质铀

矿(見表 1)。此类鈾矿的顆粒非常細,而且可能是由于有机金属化合物——可能是鈾酯类的退化作用而形成的。

由于上述結果的启示,在各个产地試用同样的方法作了試驗。含鈾“瀝青石”結核产于得克薩斯州,彭汉德尔(Panhandle)区的儲油层及盖层的岩石內(样品 12,表 1)。現有的矿物成分資料証明“瀝青石”来自石油的表面活动(surface-active)的組分,或来自与其伴生的卤水中的有机物^[13]。图 2 表示从該区原油中所提出的表面活动物質的紅外綫光譜。这些提出物是由俄克拉荷馬州,巴特斯惠、美国矿务局石油实验站 H. N. 頓宁(Dunning)和 J. W. 摩里(Moore)为我們制备的。紅外綫光譜指出了二异辛基酯所特有的吸收頂峯的存在。与其說是酯类的双頂峯,不如說是簡單芳香族环在 6.23 微米的頂峯,这可能是由于某些杂质或結晶很差的物質所引起的,这一样品的伦琴射綫分析表明了高分子的石蜡晶体的存在。这可能說明在 13.9 微米的鏈烷吸收頂峯。除了这一样品之外,还从 31 个不同油井和气井的混合卤水的水溶液組分內取得一种提出物,后一提出物的光譜也示于图 2,并且也具有由于二异辛基酯的存在而引起的吸收頂峯。曲綫上示出的断裂表示有二硫化碳存在,因为这一物質是作为溶剂来稀釋粘稠的提出物的,而二硫化碳可能在这一区域发生了吸收作用。

来自犹他州滕普耳-高山青里(Chinle)建造的莫斯北壳(Moss Baok)层的石油样品的紅外綫光譜也示于图 2。这一光譜表示沒有脂类,羰基的吸收出現在酸的正常位置上。虽然,醛类、酮类,以及少数脂类可以在标明“酸羰基”的地方吸收,某些酸类可以在注明“脂羰基”的波长地方吸收。将图 2 中石油及提出物的光譜与該区域的含鈾結核的光譜进行了比較。虽然,結核的吸收光譜很弱,但是它們的一般性質却与油及提出物的光譜相似,因为它們也显示了油脂族构造和某些羰基构造的証据。結核光譜在 2.9 微米及 6.3 微米的吸收大都是因为用于制备分析样品的溴化鉀中的水所引起的。

总之,关于含鈾碳質胶体矿物的現有資料說明,它們是从有机脂类、酸类,以及与石油共生的有关物質所形成的;而它們的原始构造及組成因为輻射損伤曾經发生过系統的变化。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Bolt, R. O., and Carroll, J. G., Organics as Reactor Moderator-coolants, in proceedings International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, New York, United Nations, 7: 546—555 (1955).
- [2] Breger, I. A., and Deul, Maurice, written communication (1955).
- [3] Charlesby, A., The Cross-Linking and Degradation of Paraffin Chains by High Energy Radiation, Proceedings of the Royal Society of London, Series A, 222: 61—74 (1954).
- [4] Clark, G. L., Applied X-rays, 4th Ed., McGraw-Hill, New York, 843 p. (1955).
- [5] Davidson, C. F., and Bowie, S. H. U., On Thucholite and Related Hydrocarbon-Uraninite Complexes, Geological Survey of Great Britain Bulletin No. 3, 1—19 (1951).
- [6] Gott, G. B., and Erickson, R. I., Reconnaissance of Uranium and Copper Deposits in Parts of New Mexico, Colorado, Utah, and Wyoming, U. S. Geological Survey Circular 219 (1952).
- [7] Gruse, W. A., and Stevens, D. R., The Chemical Technology of Petroleum, 2d Ed., McGraw Hill, New York, 731 p. (1942).
- [8] Hunt, J. M., Wisherd, M. P., and Bonham, L. C., Infrared Absorption Spectra of Minerals and Other Inorganic Compounds, Analytical Chemistry, 22: 1478—1497 (1950).
- [9] Katz, J. J., and Rabinowitch, E., The Chemistry of Uranium, Part I, 1st Ed., McGraw-Hill, New York, 609 p. (1951).

- [10] Labout, J. W. A., Constitution of Asphaltic Bitumen, in *The Properties of Asphaltic Bitumen*, edited by J. PH. Pfeiffer, Amsterdam, Elsevier, 13—48 (1950).
- [11] Louw, J. D., Geological Age Determinations on Witerwatersrand Uraninites Using the Lead Isotope Method, *Transactions of the Proceedings of the Geological Society of South Africa*, 57:209—227 (1954).
- [12] Nier, A. O., The Isotopic Constitution of Radiogenic Leads and the Measurement of Geologic Time, II, *Physical Review*, 55:153—163 (1939).
- [13] Pierce, A. P., Gott, G. B., and Mytton, J. W., Radioactive Elements and Their Daughter Products in the Texas Panhandle and Other Oil and Gas Fields in the United States, in *Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy*, United Nations, New York, 7:300 (1956).
- [14] Simard, G. L., and Warren, B. E., X-ray Study of Amorphous Rubber, *Journal of the American Chemical Society*, 58:507—509 (1936).
- [15] Stieff, L. R., Stern, T. W., and Milkey, R. G., A Preliminary Determination of the Age of Some Uranium Ores of the Colorado Plateau by the Lead-Uranium Method, *U. S. Geological Survey Circular* 271 (1953).

金屬矿床氧化带中鈾的地球化学的实驗研究*

謝尔賓娜 (В. В. Щербина)

在实驗上重复自然界中的地球化学作用能够說明这些作用的实质、化学反应的机理, 及确定这些作用进行的条件。关于地球化学作用, 可以根据其产物, 即根据我們所观察到的不同矿床矿物的共生組合体, 加以判断, 另外鈾矿的許多共生現象在文献上也有記述。对于地球化学作用还可以根据交代作用(假象)、围岩的变化以及在自然界中所观察到的許多其他标志加以判断。

研究地球化学对寻找鈾矿、估价鈾矿及根据矿床的氧化露头查明原始組分是有重大意义的。

众所周知, 相互重迭的各种地球化学作用的結合是金属矿床氧化带的特点。在脉状鈾矿形成时就发生了各种元素的带出和进入。其中包括在成矿溶液与围岩相互作用时发生的鈾的带出和进入; 但在金属矿床氧化带形成时, 金属和非金属脉状矿物地带的产物(特别是由于黄鉄矿氧化而产生的硫酸盐或硫酸矿物)与围岩矿物或其分解产物(碱性或重碳酸盐溶液)发生化学反应。在这些过程中常常与含有有机化合物的下沉潛水溶液起反应。

氧化带中的矿物数量大、种类多, 这是由于氧化带中物理化学条件变化迅速, 以及参与形成次生矿物反应的組分很多。大家知道, 由于围岩中磷灰石, 特别是煌斑岩脉的溶解, 磷酸盐离子大大浓縮, 在含砷矿物氧化时形成砷酸盐离子, 并在围岩、磁鉄矿及含鉄硅酸盐中的含鈳矿物分解和氧化时形成鈳酸盐离子。在輝鉬矿氧化时形成鉬酸盐。如果有碱性溶液, 硅酸盐也参与作用, 空气中的二氧化碳由于重碳酸盐离子的形成而被吸收。

在这些条件下, 除形成一般离子化合物以外, 还有形成更为复杂的絡合离子的过程; 其中有一些形成很难溶解的化合物, 而另外一些, 恰恰相反, 却提高了迁移能力, 換句話說, 即阻止溶液中一些元素沉淀, 而这些元素, 如果不是作为絡合离子存在, 就会沉淀出来。这在很大程度上使得表生作用带的地球化学作用的性質复杂化和多样化。

这些地球化学作用的反应如下, 并对鈾矿床氧化带說来是具有代表性的:

- 1) 形成难溶盐(离子交換)的一些反应;
- 2) 水解反应;
- 3) 氧化—还原反应(取决于介质的 pH 值);
- 4) 絡合物形成或破坏的反应(取决于介质的 pH 值及氧化—还原的电势值);
- 5) 普遍发达的吸附作用。

地球化学作用在很大程度上取决于炎热或凉爽及湿潤或干燥气候的結合, 这是可以用干燥或潮湿类型风化的概念来表示。这不仅影响到化学反应的强度和溶液中化学元素

* Геохимия урана в зоне окисления рудных месторождений на основе экспериментальных исследований (苏联版苏联科学家报告第 3 卷, 第 2066 号报告)。

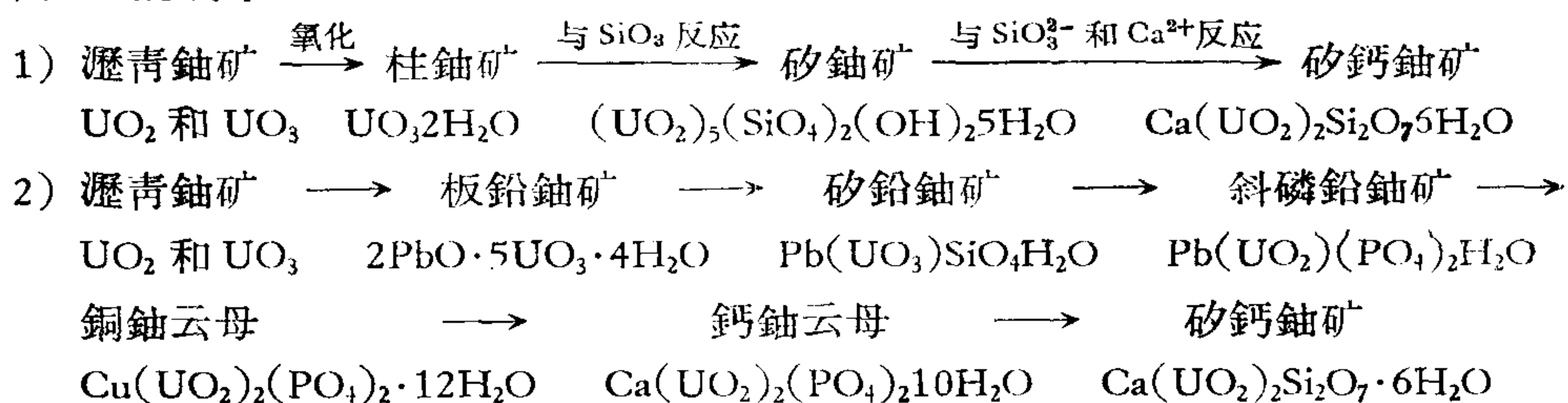
的浓度,并且还影响到介质的碱度和酸度,而介质的酸度和碱度又决定化学反应的正反方向及氧化—还原反应的顺序。

对于金属矿床氧化带,尤其是铀矿床的氧化带说来,其发展的阶段性是极有代表性的特征。

较早阶段的作用及与其有联系的化合物为以矿物共生为特点的较晚作用所代替。

这首先造成氧化带的分带性,而带的厚度在很大程度上取决于矿床的地质构造岩石的裂隙度及矿床的水文地质状况。

根据多次观测,我们发现,在没有酸性硫酸盐溶液的条件下,铀矿物的转变有这样一些时间上的顺序:



研究此处第二系铀矿物的组成可以看出下列化学反应的连续性:

① 两性的铀的氢氧化物(含有放射成因的铅的氧化物和由方铅矿转化而成的铅的氧化物)形成比例为 $\text{U}:\text{Pb} = 2.5$ 的铅的铀酸盐(板铅铀矿)。

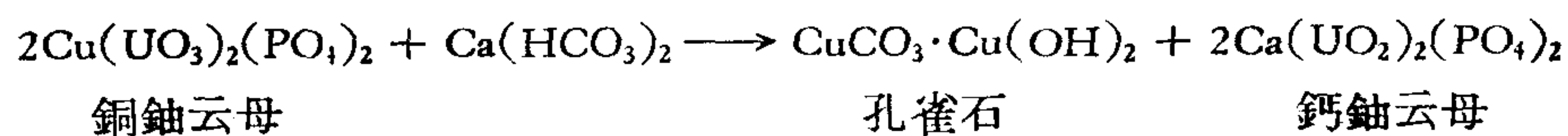
② UO_3 的进一步带出或铅和硅酸化合物的带入引起矽铀铅矿成形,其比例为 $\text{U}:\text{Pb} = 1$ 。

③ 随后由于磷酸盐离子的影响比硅酸盐离子更为有力,因而不形成硅酸盐,而形成磷酸盐-斜磷铅铀矿,其比例为 $\text{U}:\text{Pb} = 0.5$,这表明或者是铀继续带出,或者是铅继续带入。

④ 证明铜的铀磷酸盐较铅的铀磷酸盐更为稳定,是含矽铀铅矿的铜的铀磷酸盐-铜铀云母组合体,而不是含有斜磷铅铀矿的矽铜铀矿组合体。

我和列·伊·伊格纳托娃(Л. И. Игнатова)一起所做的实验性研究完全证实了这些资料。在铜铀云母出现前,一部分矽铅铀矿已为斜磷铅铀矿所代替,而斜磷铅铀矿又首先为铜铀云母所代替。这一作用是在中和着的而还是弱酸的介质中进行的。

⑤ 进一步向弱碱(重碳酸盐介质)转变的标志是铜铀云母为钙铀云母所交代。



(为了简略,没有把结晶水列入矿物成分;在酸性介质中,反应向相反方向进行)。

⑥ 介质的进一步碱化使得磷酸离子带出,并被在弱碱性溶液中较稳定的含铅矽酸盐-矽钙铀矿所取代。

矿物成份的替代反映出氧化带作用的阶段性及这些作用所制约的分带性,而所生成的矿物的化学成份反映出介质成份的进化,这些矿物与介质处于物理化学平衡状态。

在酸性硫酸盐介质中发现瀝青铀矿随着硫酸铀酰的形成而分解,(四价铀在酸性介质中被氧化铁氧化成六价铀)随后铀和铜的磷酸盐和砷酸盐由弱酸介质中(经过中和作用)沉淀出来,以后又在较高的层位中为铀和钙的磷酸盐和砷酸盐所代替,而后者为矽钙铀矿

所代替,再往后又为板菱鈾矿所代替。有些矿物,如鉄鈾云母 $\text{Fe}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, 是氧化帶較深的各部分所特有的矿物,而只对弱酸溶液才是典型的(在碱溶液中这种矿物会变成鈾黑和磷酸氧化鉄的混合物);而另一些矿物,如鉛鈾云母 $\text{Pb}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, 則恰恰相反,是矿床的表面部分所特有的矿物,而在更远的地方,則形成板菱鈾矿。氧化帶已知部分的矿物成份反映出原生金属矿的成份:氧化帶中有鈾砷酸盐,这表示在深处可能有鈾和鎳的砷化物(或者是砷黄鉄矿或砷黝銅矿),而只有鈾磷酸盐的存在才可以表示不存在砷的矿物。

氧化帶中次生矿物的成份,特别是鈾的伴生矿物的成份的急剧被代替取决于弱酸或弱碱介質中是否生成了氧化帶矿物。如果在弱碱介質的条件下許多重金属都呈不溶化合物状态,那么硅酸根也只有在这些条件下才具有活动性。而在碱性稍有提高的条件下,鉄的鉬酸盐便发生分解,沉淀出褐鉄矿,而鉬酸根轉移到溶液中。在碱性介質中同样某些鈾酸盐,甚至磷酸盐和砷酸盐,也是这样的发生分解。

表生作用帶中鈾的地球化学的一个主要特点是在碱性介質中形成碳酸盐和重碳酸盐离子,这些离子能与六价鈾生成易溶的絡合阴离子 $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$,鈾的这种离子很容易迁移,而氧化帶的碱性介質中鈾的許多反应都可以用这种离子的作用来解释。

所进行的研究工作表明,鉀鈾鈾矿、鈾鈣鈾矿、鈣鈾云母、銅鈾云母、鈣砷鈾云母和其他鈾矿物的溶解度在碳酸鈉溶液(特别是鈾的鉬酸盐的碳酸鈉溶液)中較高。用其他碱固定碳酸离子或使它們分解都能使上述矿物再沉积。 Cu^{2+} 是那些能从鈾碳酸盐中有力地夺取碳酸的阳离子之一。这是由于,如果在酸性介質中鈣鈾云母可以被銅鈾云母所代替,即銅从鈾磷酸盐中置換出鈣,那么在碱性介質中,反应則向相反的方向进行。这时,如同我們的研究所表明的,不是鈣从鈾磷酸盐中置換出銅,而是将鈣抑制在溶液中的重碳酸盐离子从銅鈾云母中夺取了銅,形成孔雀石,这时鈣占据了銅在銅鈾云母中的地位。这也可以說明經常看到的在弱碱或中性介質中鈣鈾云母取代銅鈾云母的原因。

上述材料証明在鈾磷酸盐、鈾砷酸盐、鈾鉬酸盐的基中比較容易进行离子交換。

不过,在侏罗紀、白堊紀和老第三紀的石灰岩岩层中存在的不是鈾鈣鈾矿(含鈣的鈾鉬酸盐),而是鉀鈾鈾矿(含鉀的鈾鉬酸盐),这一点对鈾鉬酸盐說来是有些意外的。Л. И. 伊格納托娃所做的研究表明,鉀和鈣的浓度相同时,物理化学平衡有力地向形成鉀鈾鈾矿的一方移动。显然,这是由于鉀盐的溶解度比鈣盐的溶解度低得多的緣故,反过来,鈉的鈾鉬酸盐具有相当高的溶解度,而鎳的鈾鉬酸盐易于水解,同时形成被氫取代的鈾鉬酸盐,此点符合于老的古典概念“鈾鉬酸”。在有硫酸銅純溶液的碱性介質中形成的矽鈣鈾矿 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, 其反应表明这种矿物在較稀的銅溶液中与矽銅鈾矿 $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ 及石膏发生阶段性的交替,而在銅的浓度較大时,鈾本身(看来是硫酸盐)从鈾硅酸盐中迁移出,并形成含水硅酸銅,即矽孔雀石 $\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 。这一反应极为重要,它表明在富有銅的矿床的氧化帶中,含有矽孔雀石而不含矽銅鈾矿,这并不排除在深处发现鈾矿的可能性,虽然鈾在硫酸銅溶液的影响下是从次生鈾硅酸盐中迁出的。在这些矿物中阴离子进行交換相当困难,这是由于这些矿物的一种晶格类型造成的,这些晶格可以令人信服地說明鈾磷酸盐及与其类似的絡合物的存在。

但是实验性研究表明,如果鈣鈾云母在砷酸盐离子作用下轉变为砷鈣鈾矿,那么砷鈣鈾矿在磷酸盐离子作用下就不会轉变成鈣鈾云母。

我們还研究了酸盐离子对鈾磷酸盐的影响和鈾钒酸盐的形成,特别是钒酸盐离子与鈾云母作用很容易形成鈾鈣鈾矿。这一反应可以說明为什么在鈾矿床的矿石中沒有发现鈾的富集,而在其氧化带中却出现了鈾钒酸盐。在含鈾的磷酸盐露头中有鈾钒酸盐,这一事实同样可以証明这些材料;尽管磷酸盐化合物高度富集,按理不应形成鈾钒酸盐,而应形成鈾磷酸盐,但是却形成了鈾钒酸盐。上述的矽鈣鈾矿代替鈾云母的事实及我們的实验性研究都表明, PO_4^{3-} 能够(虽然不是“心甘情愿”)被硅酸盐阴离子所置换。后一情况的发生是由于浓度比例不同,因为在自然界中也可以看到相反的反应,这时鈾云母生成矽鈣鈾矿的球粒假象。

在硅酸盐介质中鈾酰离子不足的情况下,如果有 Cu^{2+} 、 Ca^{2+} 和 Pb^{2+} 同时存在,則发生“爭夺鈾的斗争”,这时最易形成矽鈣鈾矿,其次是矽鉛鈾矿,而这以后才形成矽銅鈾矿。这一点可以用,例如,矽鈾鉛矿 $\text{Pb}(\text{UO}_2)\text{SiO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 与矽孔雀石 $\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 的共生加以証明。

在“爭夺”鈾的斗争中,对磷酸盐說来,阳离子是按另外一种系列排列,这种排列最容易形成鈾云母(因为鈾云母能与許多不含鈾的矿物組合,特别是与磷酸銅組合);此后,銅的磷酸盐轉变为与磷綠鉛矿組合的銅鈾云母;最后,磷酸鉛夺取鈾而形成斜磷鉛鈾矿、多水磷鉛鈾矿和其他鈾磷酸盐,这也就是說,阳离子按这样的系列分布: $\text{Ca}-\text{Cu}-\text{Pb}$ 。

对鈾酸盐說来,这些元素是按相反的次序分布着。首先形成板鉛鈾矿 $2\text{PbO} \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, 然后形成綠鈾矿 $2\text{CuUO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, 最后形成极罕見的鈾酸盐—絳鈾鈹矿 $\text{Bi}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ 。

在鈾钒酸盐基中有鉀和鈣的离子时,最容易形成鉀钒鈾矿 $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, 然后形成鈾鈣鈾矿 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, 最后形成水钒銅鈾矿 $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ 。

对砷酸盐說来表现为下列矿物: 翠砷銅鈾矿 $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, 砷鈾鈣鈾矿 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ 和砷鈾鈹矿 $\text{Bi}_{10}(\text{UO}_2)_3(\text{AsO}_4)_4(\text{OH})_{24}$ 。

按照相的原理,表生作用带中鈾矿物的共生集合体,是受参加作用的各种成分数量之比所支配。在 $\text{Ax} + \text{By} \rightleftharpoons \text{Ay} + \text{Bx}$ 类型阴阳离子結合的两种可能的化合中,按 pH 和 rH (rH 为氢压指数——編者注) 数据,最稳定的是在成分中加入难溶化合物的那种化合,这也就是說,除了相的原理外,还必须估計到质量作用定律与溶度积(估計到介质 pH 的变化)的規律。这些共生組合体与风化的干燥或潮湿类型及氧化带的碱性或酸性介质有关。

根据我們对許多矿床的共生組合体所进行的野外研究和实验室的物理化学研究,我們确定了鈾矿物界中最主要的反应方向。对分布最广的共生說来,这表现为由下列五个组分組成的体系,即 Ca^{2+} 、 Cu^{2+} 、 Pb^{2+} 、 $[(\text{UO}_2)_2\text{Si}_2\text{O}_7]^{2-}$ 、 $[(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2]^{2-}$, 这些组分按下列方式結合起来(为了簡便沒有列入結晶水):

- 1) 矽鈣鈾矿 + 鈾云母, 而不是矽銅鈾矿 + 鈾云母
 $\text{Ca}(\text{UO}_3)_2\text{Si}_2\text{O}_7$ $\text{Cu}(\text{UO}_3)_2(\text{PO}_4)_2$ $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2\text{Si}_2\text{O}_7$ $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2$
- 2) 矽鉛鈾矿 + 鈾云母, 而不是矽銅鈾矿 + 鉛的鈾磷酸盐
 $\text{Pb}(\text{UO}_2)\text{SiO}_4$ $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2$ $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2\text{Si}_2\text{O}_7$ $\text{Pb}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2$
- 3) 矽鉛鈾矿 + 鈾云母 \rightleftharpoons 矽鈣鈾矿 + 鉛的鈾磷酸盐。

这个与条件有关的反应(指(3)反应——校者注),看来,在条件稍有变化时能向这一



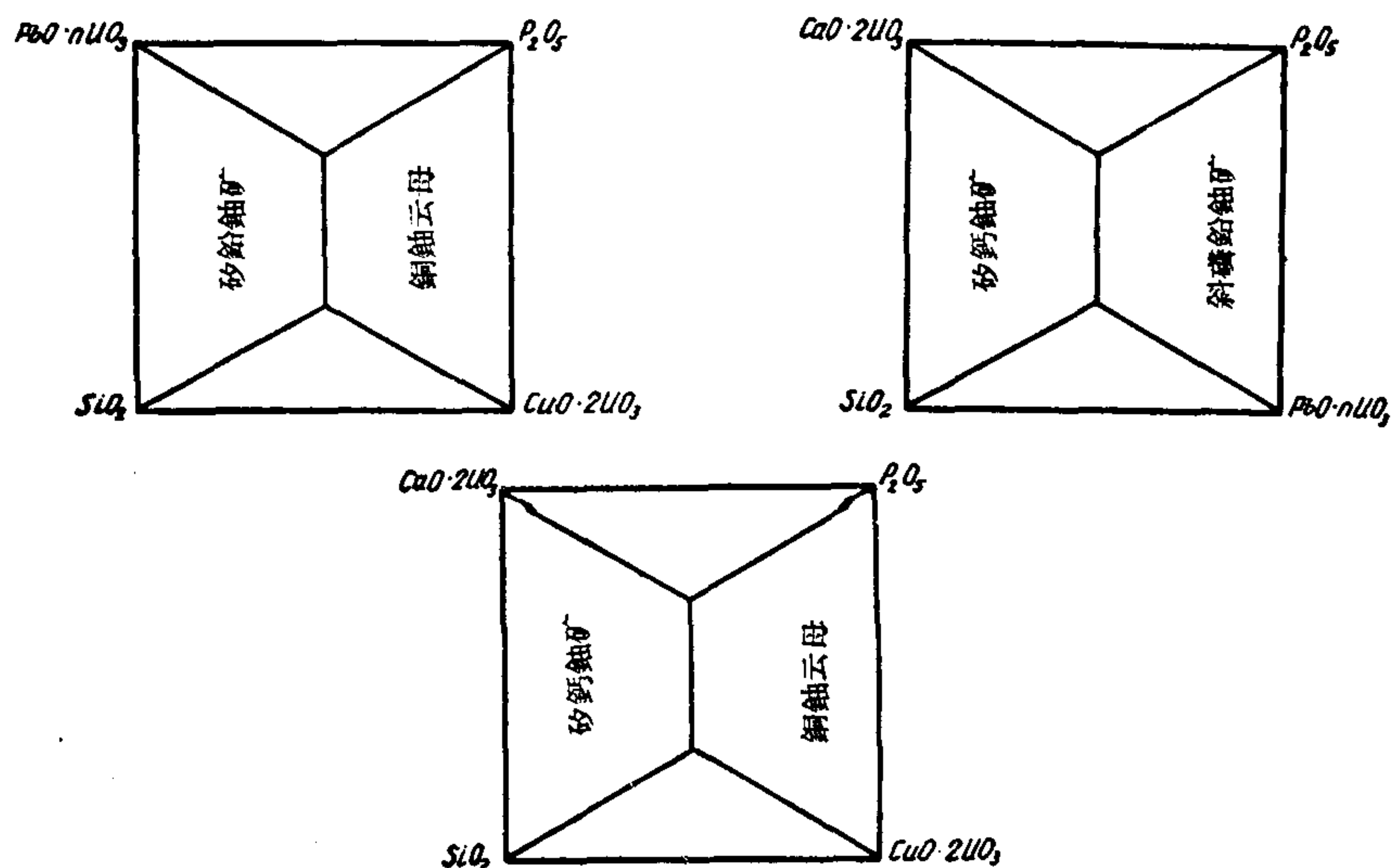
个或另一个方向进行,因为在自然界中,实际上既可以看到矽鈣鈷矿与斜磷鉛鈷矿或纖維鉛鈷矿紧密共生,也可以看到矽鉛鈷矿与鈣鈷云母紧密共生。

物理化学研究表明,在这种情况下发生以下类型的离子交换反应: $\text{NaI} + \text{KCl} \rightleftharpoons \text{KI} + \text{NaCl}$, 这一反应既向这一方向又向另一方向进行,直至达到平衡。我們的研究材料表明,这一平衡稍移向 $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2\text{Si}_2\text{O}_7 + \text{Pb}_2(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)_2$ 的一方,这一点也在图表上表示出来,表上“共綫”表示在矿物共生中見到的矿物的范围。

露出地面的金属矿床氧化带是我們初步了解新发现的矿床的对象,而对于这种矿床,每个地质学家都力图給以質和量的估价。

这就是为什么次生鈷矿物的組成及其相互关系不仅具有重大科学意义,而且具有重大实际意义的原因。因此我們也就报告关于地球化学的研究結果和对氧化带中鈷矿物地球化学的相互关系所进行的分析。

五个組分体系中的共生



(譯自俄文預印本)

非放射性矿物中的放射成因铅是 寻找铀矿和钍矿的标志*

R. S. 坎隆 L. R. 施蒂夫 T. W. 史德恩**

引言

在勘探铀和钍方面有潜在价值而过去不够重视的一种技术,就是利用同位素分析来探测铀和钍放射性衰变所产生的放射成因铅。微量子元素可以从富集的母元素(铀或钍)里迁移到邻近的地质环境中去,在这种环境里,例如在铅矿物或其它没有放射性母元素的矿物里放射成因铅可以沉积下来。我们对非放射性矿物(如方铅矿和黄铁矿)里的铅所作的同位素分析的研究表明:这些资料有助于查明铀或钍的区域性或局部性的富集情况,非放射性矿物中铅同位素的各种类型的变异对勘探放射性原料有深远的意义。这些情况可进行实验分析,与地质成因没有多大关系。

在以下的摘要里我们利用了一些其他学者发表的铅同位素的资料,但主要是根据我们自己所作的同位素分析结果。我们向在这些研究方面曾经贡献过力量的所有人员,特别是赠送给我们标本的地质学家们和进行铅同位素分析以及与实验室研究有关的人员表示谢意。

铅的稳定同位素

进行非放射性矿物中铅的同位素分析,对于普查铀和钍有直接的关系,因为这种工作可以查明一种或几种放射成因铅的稳定同位素的异常富集。应用这种方法,就要求我们了解铅的正常的同位素成份,并确定可以用来识别与阐明铅同位素的异常成份的标准。

象从大部分地质产物中提取出来的铅一样,普通的工业用铅含有四种同位素: Pb^{204} , Pb^{206} , Pb^{207} 和 Pb^{208} 。在地球形成时,地壳所含的原始铅,一定同样地含有这四种铅同位素。然而,放射性元素 U^{238} , U^{235} 和 Th^{232} 系列在放射性衰变过程中不断地产生三种属于稳定铅同位素的新原子: $U^{238} \rightarrow Pb^{206}$, $U^{235} \rightarrow Pb^{207}$ 和 $Th^{232} \rightarrow Pb^{208}$ 。由于放射成因铅不断增加,就使地壳中铅的总含量从地球形成以来增加了将近 50%。这样,铅就不同于矿石中所含的其他金属,它的同位素成份在不断变化,这变化又决定于矿物形成的时间。

第四种稳定同位素 Pb^{204} ,至今尚未能确定是否由放射性衰变形成的,或由其他任何一种天然的核转变而成的。因此 Pb^{204} 的百分数丰度或其他铅同位素与 Pb^{204} 的比例,就可以作为放射成因铅增加的一个指标或量度。曾经有人发现,从两个铁质陨石的硫化物里提取出来的铅中的 Pb^{204} 丰度最大——2.0 原子百分数^[22]。在任何地球铅 (earth lead) 中

* Radiogenic Lead in Nonradioactive Minerals: A Clue in the Search for Uranium and Thorium (第2卷第773号报告,美国)

** R. S. Cannon Jr, L. R. Stieff, T. W. Stern (科罗拉多,丹佛,美国地质调查局)

Pb²⁰⁴ 含量最高的是南非特兰士瓦尔(Transvaal)巴博尔顿金矿中产的方铅矿, 约达 1.65%。铅矿石中 Pb²⁰⁴ 丰度已确定, 约为 1.5%—小于 1.25%。由于 Pb²⁰⁴ 是四种同位素中丰度最小的一种, 因此用质谱仪也最难精确地测定它。因为在 Pb²⁰⁴ 丰度测定中的微小误差就会使 Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴, Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁴ 和 Pb²⁰⁸/Pb²⁰⁴ 的比率不精确, 因此, 要解释不同样品中放射成因铅的增量方面的微小变异, 或者想跟不同的实验室里作的仔细的分析 (assurance analyses) 进行对比, 就很困难。

我们将 Pb²⁰⁴ 从计算中排除出去, 以减少 Pb²⁰⁴ 在质谱分析中的不准确而引起的困难。因此, 这次研究主要是以三种含量丰富的同位素之间的关系作为基础(虽然这种处理方法同样也有缺点)。将同位素数据换算成为基数: $Pb^{206} + Pb^{207} + Pb^{208} = 100$, 则不论单独一个实验室里的测定, 或是不同实验室里所作的分析的对比, 其精确度都会得到提高。这种形式的数据可以在一个三角形图解上进行有效的研究(图 1)。根据 $Pb^{206} + Pb^{207} + Pb^{208} = 100$ 的数据, 将前段中提到的与各种铅相应的同位素分析结果列示如下:

	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	总 計
碲硫铁矿中的 Pb, 平均值 ^[22]	19.25	20.99	59.76	100.00
南非, 特兰士瓦, 罗珊达矿山的方铅矿 ^[8]	21.19	23.90	54.91	100.00
美国新墨西哥州, 特雷洛的方铅矿	23.60	23.12	53.28	100.00
美国三州区的方铅矿	28.23	19.87	51.90	100.00

普 通 鉛

将分析结果标示在 206—207—208¹⁾ 图解上, 非放射性矿床的铅矿物中铅的同位素分析就趋向于集結在狭小的新月形范围 OXY 内, 即图 1 中用黑色繪出的地方。图上表示了 268 次这样的分析结果, 其中有 193 次(72%)表明同位素成分在这个区域里。从纯粹經驗的方面看, 所能得到的数据表明, 这些铅矿石中絕大多数都有这个范围里所示的同位素成分。我們在这分报告里称所有同位素成分处在这个范围之内内的铅为普通铅。规定这个范围所依据的基础, 将在铅同位素的演化这一节里說明。

“普通铅”区域里分析结果的分布是值得注意的。从 O 处地质年代古老的矿物到新月形区的 XY 这一端地质年代較新的矿物, 样品的年龄有减少的趋势。最靠近 XY 处四分之一这块区域里的大部分样品, 系从古生代或年代更新的岩石里采来的。其余四分之三的范围里, 大多数样品系采自前寒武纪岩石里。据推测前寒武纪岩石里采来的样品年代最古老, 它們集結在最靠近 O 的地方。随着地质年代的减少伴有 Pb²⁰⁴ 原子百分数的减少, 原子百分数从 O 处的 1.65% 减小到 XY 处的 1.33%。这些緩慢地系统的变化說明: 矿石中铅是曾受放射成因铅稀释了的一种原始铅的可变混合物, 而放射成因铅含量的增加是由于一种有规律的演化过程。納尔(Nier)^[20,21]在他最初作的 24 次铅矿物分析时已認識到这种关系; 他的数据不久由佐林(Gerling)^[9], 荷尔姆斯(Holmes)^[12], 哈特門(Houtermans)^[15]和其他許多学者作了类似的解释。此后, 其他研究者在許多新的分析中发现了类似的关系; 最近, 特别是多伦多(Toronto)^[26]和伯尔尼(Berne)^[4,16]的研究小组尝试过将这种演化过程作为测定铅矿物地质年龄的方法的基础。

1) 数值指同位素 Pb²⁰⁶, Pb²⁰⁷ 和 Pb²⁰⁸, 以后同。——譯者注

鉛的同位素演化

非放射性矿床中,鉛的同位素的变化,可能是由于地球中鉛同位素的演化所致。根据地球化学数据进行推測,我們就能再造出鉛在岩石圈中不同地段里的假想的演化情景。这样算出的地質时代里放射成因鉛的生产数值,跟地球中鉛样品所实測到的成分非常一致。

在鉛原始成分已知和 Pb、U 和 Th 浓度已測定的封閉系統里,全部鉛同位素的成分随着時間而变化,此变化可以 dz 曲綫的形式示于 206—207—208 图解上(图 1)。

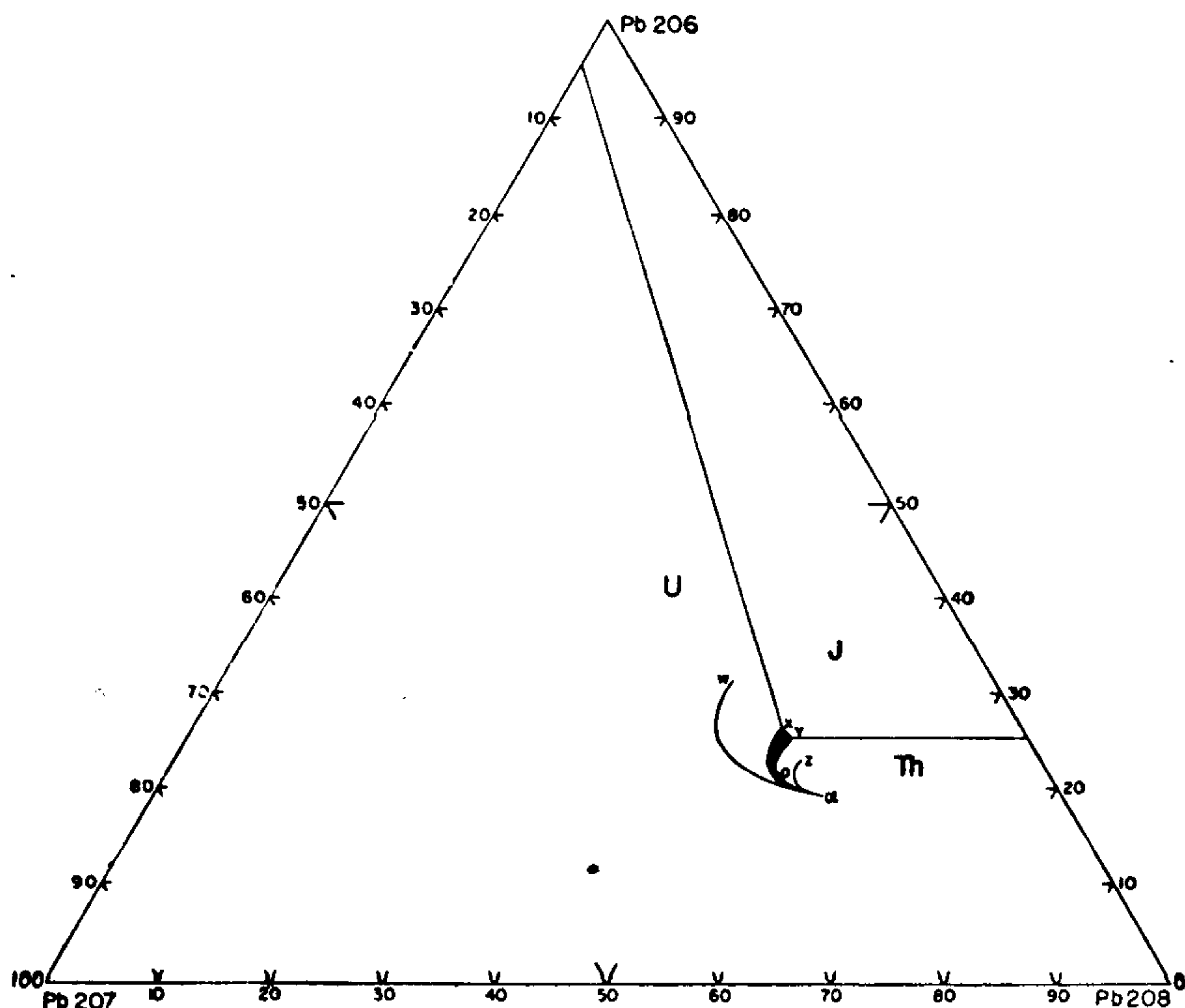


图 1 普通鉛和根据同位素演化而划分的不常見的 J 型、U 型和 Th 型鉛

每条曲綫都表示在一定的演变系統中三种放射母元素的衰变速率、Pb/U 和 Th/U 比值、以及鉛的原始同位素成分間的关系。进行这些計算时,关于放射性元素蜕变常数和火成岩中的 Pb/U 比值与 Th/U 比值,可采用已測定的数值,关于地壳中原始鉛的成分和鉛发生演变的时间,我們可以假定一些数值。我們选定時間間隔为 4.55×10^9 年,而原始鉛的成分为 19.25, 20.99 和 59.76。这些数值是根据帕特逊(Patterson)^[22] 对于隕石的数据推导而来;我們假設一个地球模型¹⁾ 和帕特逊的隕石模型相类似。

图 1 中的四条曲綫是为合理估計岩石圈中 Pb, U 和 Th 的丰度而計算出来的假設性的同位素演化曲綫。地壳中酸性和中性結晶質岩石里这些元素丰度的地球化学估算的結果,一般是 16—30 克/吨 Pb, 3—4 克/吨 U 和 10—15 克/吨 Th^[18]。在比較基性的岩石里,虽然含量較低,但看来它們三者之間的比例跟上述数据很相近。图 1 中普通鉛的边界是

1) 指各同位素成分的理想模型。——譯者注

其中的两条計算出的演化曲綫;即 αX 和 αY 曲綫。 αX 曲綫代表在岩石圈里鉛同位素成分在 4.55×10^9 年間变化的情况,該岩石圈里所含的原始鉛与礫石鉛一样,而現在含 18 克/吨 Pb, 3 克/吨 U 和 13.5 克/吨 Th; 曲綫 αY 代表含 Pb 和 Th 略为高些,即 20 克/吨 Pb 和 15 克/吨 Th 的一个系統。曲綫 αZ 代表有一个参数跟 αY 曲綫不同(即 30, 而不是 20 克/吨 Pb)的演化系統。第四根曲綫 $\alpha W'$ 代表这样一个系統里的鉛的演化,該系統能与戈尔德施密特(Goldschmidt)^[10]計算火成岩的系統对比;这个系統含有 16 克/吨 Pb, 4 克/吨 U 和 12 克/吨 Th。这些曲綫之間的区域,包括了我們已經标出的非放射性矿石中产出的鉛的全部分析結果,只有一种类型的鉛例外,看来这种鉛演化得更长久一些,因此在演化方向上标得稍为远一点。与这些曲綫相应的假設列出如下:

曲 綫	Pb (克/吨)	U (克/吨)	Th (克/吨)	Pb/U	Th/U
αW	16	4	12	4.0	3.0
αX	18	3	13.5	6.0	4.5
αY	20	3	15	6.7	5.0
αZ	30	3	15	10.0	5.0

代之以其他的假設而計算出来的其他演化曲綫,可能跟分析数据的分布适应得更好一些,或者也可能更差一些;但是这些曲綫都足以表明:計算出的地球里放射性成因鉛的积累值,跟鉛矿里測得的变异是一致的。这两类証据一起,提供了地球中鉛的同位素演化的一般过程,而对我們的目的來說,有助于規定出普通鉛同位素成分的含量范围。

此外,在理論上應該期望,如果我們假設的地球模型中某些部分 Pb/U 的比值或 Th/U 比值分別大大超过 6—6.7 和 4.5—5.0,則会存在变型的 (abervant kinds) 鉛。含鈾或原始鉛异常富的一个演化系統或发生体(generator),应产生看起来好象富含 Pb^{208} 的类型的鉛。这种鉛的分析結果应标明在图 1 中普通鉛区 OY 的外面标有 Th 的范围里。另一方面,含鈾异常富或含原始鉛异常少的系統应产生看起来好象含 Pb^{206} 很多而 Pb^{207} 好象很少的鉛。这种鉛的分析結果应标明在曲綫 OX 以外标有 U 的区域里。在普通鉛区的 XY 这一端上面的区域 J, 代表富含所有三种放射生成的同位素特別是富含 Pb^{206} 和 Pb^{208} 的鉛。諸如此类的鉛,可以通过多种方式在地球中形成,但对当前的目的來說,引証两种环境已經足够了,这两种可以生成这种鉛的环境就是:同时富含鈾和鈾的系統和富含鈾但少含鉛的系統。丰度比异常的演化系統中的鉛的一般情况可列表如下:

Pb/U		Th/U	区 域
> 7	或	> 5	可标明在 Th 区中
< 6	或	< 4.5	可标明在 U 区中
< 6	和	> 5	可标明在 J 区中

鉛样品的地質历史实际上决不会象这些情况中的任何一种那样簡單,据推測其中每种情况从地質时代开始直到其稳定状态由于鉛析出和沉淀等这些作用而中断为止,它始終是一个封閉系統。由于地質历史的复杂性,看来很可能地球鉛的代表性样品已經經受了很多变化。地質演变愈复杂,产出成分不平凡的鉛,特別是标在 J 区里的这种类型的鉛的可能性愈大。

非放射性矿石中的鉛

絕大多数分析过的非放射性矿床中产出的鉛样品,其成分都相当于 OXY 区中的成分

(图1)。虽然这些样品看来好象是在不同时间内从放射成因铅正在发生和积累的一个系统里提取出来的,然而更象是从几个彼此略有差别的系统里来的产物。对于铀和钍的勘查来说,有意义的分析是跟这个普通型式有偏差而标明在 OXY 区以外的样品。268 个非放射性矿石产出的铅样品中,这些异常铅约占 28%。

268 个铅样品中约有 11% 标明在 Th 区里(图1)。这种铅可能是由好几种方式形成,其中之一是在一个含钍或铅异常富的或含铀少的环境里长期演化。表现出这种成分的分析样品有:格陵兰伊凡格杜特(Iviglut Greenland)、南罗得西亚下威洛(Lower Gwelo, Southern Rhodesia)以及美国科罗拉多州佛朗特山脉(Front, Colorado)产的方铅矿。我们没有证据可以将这些样品中的任何一个样品跟周围环境里铅的丰富或者铀的贫乏联系在一起,但其中有些产在可能富含钍的阶地里。科罗拉多州佛朗特山脉^[24]的方铅矿(一些是第三纪的,另一些是前寒武纪的)已作过十三次分析,其结果丛集在曲线 αY 的两侧。有两个的分析结果处在钍区里;其余是普通铅。佛朗特产出的一些方铅矿的趋势是 Pb^{208} 的含量比普通铅中的平均值高。这种趋势可能表明,这些铅是在地球含钍富的部分(钍区)里发育的。已有的地球化学资料指出,该区的 Th/U 比值可能略高。据范尔(Phair)^[23]的报导,佛朗特山脉中央城(Central city)区放射性的第三纪斑岩的分析表明,这些岩石既富含钍也富含铀,全部岩类的平均 Th/U 比值稍大于 4.1,年代最新的则为 6.4。关于能与该山脉的前寒武纪基底岩石进行对比的资料没有报导过。为方便起见,这里将标在 Th 区里的这些类型的铅称为“Th 型铅”。

标在 U 区里的铅,在这里称为“U 型铅”,它们占 268 个样品中的 5%。这些铅可能是从含铀异常富而钍少、铅少或钍和铅同时都少的环境里发育的。南罗得西亚塞罗克威(Selukwe)和科罗拉多圣胡安山脉所产的方铅矿,其成分在铀区内。圣胡安有 16 个属于第三纪的矿床,其所产出的方铅矿中有 5 个 U 型铅和 11 个普通铅。这 16 个铅所含的 Pb^{206} 都比普通铅中的平均值高,分析结果标在从 X 附近的普通铅区域向图中 Pb^{206} 尖端伸展的一个狭窄区里。这个规律性暗示了一种可能性,即这些铅是在地壳富含铀的部分(铀区)里发育起来的。拉逊(Larsen)等^[18]分析了圣胡安火山区的 110 个熔岩样品中的铀根据他们所报导的分析结果,其含量范围达 11.5 (平均为 3.8 克/吨)。对这样一组熔岩来说,这些数值还可以再高一些,但在报导出这些样品的钍分析结果之前,我们无法判断低的 Th/U 比率究竟是否是圣胡安区的特征。

非放射性矿石里的样品中约有 12% 的铅分析结果标在 J 区里。这种同位素成分的铅,比普通铅演化更久,可以认为它们富含 Pb^{206} , Pb^{208} 以及稍含 Pb^{207} 。这种铅是密西西比河流域铅-锌矿的特征,它们最先是在三州区(Tri-State)^[20]产的方铅矿中发现的,在文献中称为“J 型(卓普林(Joplin)型)异常铅”^[16]。这种成分的铅的成因还不清楚,但可能的一种发生方式是,在同时富含钍和铀的地球系统里演化而成的。标在 J 区里的样品,是在两个极不相同的环境里产生的方铅矿。有一组是通过交代方式而产在古生代石灰岩里,它包括铅矿石(密西西比河流域的铅-锌矿区;华盛顿州梅太林(Metaline))和少量方铅矿(亚利桑那州大峡谷;犹他州犹因太山)。第二组是在前寒武纪结晶岩石中产出的少量方铅矿(威斯康辛州,芒谷;安大略肖德贝里)。就目前为止所知道的,所有这些 J 型铅都是产在非放射性矿床里,与浓度异常的铀或钍没有联系。

放射性矿床中的鉛

方鉛矿和鈾矿石中其他非放射性矿物里的鉛的同位素分析显示有非常不同的变异。在 206—207—208 图解里, 仅比較少数几个点标在普通鉛区里。100 个这种鉛的研究样品中, 仅 26% 是普通鉛。比这数目更多的分析結果是位于 αX 和 αW 綫之間, 成分与非放射性矿床的 U 型鉛相类似, 含 Pb^{206} 和 Pb^{207} 略富。这 100 个样品中有 34% 普遍地含放射成因鉛較高。在远离普通鉛区处用分散的点子将其标在 U 区里。这种鉛跟非放射性矿石中鉛的不同点在于同位素变异不一样。这种不同看来是由于在鈾含量异常丰富 (对鉛而言), 即 Pb/U 比率低的环境里与鈾成某种方式伴生的結果。放射性矿床所产的鉛的这种特征, 可以用于勘探工作。

在放射成因鉛富集的样品中, 同位素变异的几个形式是值得注意的。首先, 某些鈾矿区的資料指明, 这些异常鉛实际上是两种組分的混合物: 普通鉛和鈾衰变产生的放射成因鉛。曾經发现过一些变体, 它們似乎是普通鉛与近于純淨的 Pb^{206} 、 Pb^{207} 之間的一个連續系列。其次, 这些鉛里放射生成組分的 Pb^{207}/Pb^{206} 比率, 在一个矿区趋近于常数, 但区与区之間是有变化的。一般这种变异与矿石或其围岩的年龄有相互关系, 因为在古老环境里的年代古老的矿床里, 这种放射成因的組分的比率高 (如“年老”型鉛)。其次, 在同一矿床中, 此放射成因組分里 Pb^{207}/Pb^{206} 的比率是, 方鉛矿中的比率較鈾矿中約高 3—20%。最后, 某些矿床的鉛矿物中, 这种放射成因的組分除普通的 Pb^{206} 和 Pb^{207} 外还含一些 Pb^{208} 。这种混入的 Pb^{208} , 看来是現在或过去曾經与鉛共生的鈾放射生成的子体产物, 因为它主要存在于除含鈾外也含鈾的矿石里。

这些因放射生成而富集的鉛, 在方鉛矿中經常可以发现。就其他矿物里的少数鉛作了試驗, 在硒鉛矿, 钒鉛鋅矿和黄鉄矿的鉛里发现有放射成因的富集。无疑的, 进一步研究一定会在其它种类的矿物里发现这种类型的鉛。虽然同一块矿石里鈾矿物中的鉛, 其同位素成分跟鉛矿物不同, 但同一个矿床中产出的不同的鉛矿物所含的鉛之間, 在同位素成分上并未发现有系統的差別。科罗拉多高原矿床产的硒鉛矿中的鉛与方鉛矿里的鉛, 看来是沒有区别的。然而, 含鉛少的非放射性矿物中的鉛, 却証明是一种不同的东西。非放射性矿物里放射成因鉛的含量最大的是黄鉄矿。安大略布兰德河 (Blind)。黄鉄矿所含的鉛有 99% 是放射成因的。在放射成因鉛少量富集的情况下象黄鉄矿这样含鉛少的矿物, 比起含鉛高的矿物来 (如方鉛矿), 是更为灵敏的指示剂。

在鈾矿区、鈾矿床的围岩、距矿床有一定距离的鈾矿区里以及少数場合下与已知的鈾富集沒有明确空間关系的鈾矿区中, 发现了富含放射成因鉛的非放射性矿物。据現有的資料, 我們还无法預測, 在与鈾矿床有关的非放射性矿物中, 放射成因鉛的空間分布情况, 我們也无法預言, 在这样富集的矿物附近是否經常会找到鈾矿床。我們只能說, 觀測到有彼此伴生的強烈趋势。同样, 鈾矿体内或其邻近鈾矿体产状的資料也还不足以表明矿石的品位与非放射性矿物中放射成因鉛富集程度之間是否存在任何真正的相互关系。来自一些地区 (科罗拉多高原、安大略布兰德河区、以及爱达荷州柯尔德艾伦区) 的数据表明了有某种相互关系存在的可能性, 这些地区中, 低品位鈾矿石标本中方鉛矿里的鉛仅含放射成因鉛 3.5%, 而在距同一矿脉仅 100 呎远的高品位的矿石标本中方鉛矿含放射成因鉛达 34%。

凡与非放射性矿物中放射成因铅富集在一起的铀矿石,其地质类型已经发现的有:砂岩型钾钒铀矿-晶质铀矿-铀石矿床(美国科罗拉多高原);浸染晶质铀矿脉(美国德立宾泉石英岩);沥青铀矿脉(加拿大戈德斐尔德(Goldfields)区);铅-锌-银矿区的晶质铀矿脉(美国柯尔德艾伦日照矿);含金-铀-钍的前寒武纪砾岩(加拿大勃兰德河;南非维持瓦特斯兰(Witwatersrand))。标于图 2 中的这些地区的数据,将在以后出版的文献中由施蒂夫(Stiaff)和史德恩(Stern)作详细评述。另外有两个主要铀矿区,在其中之一矿区里(刚果加丹加)仅发现此现象的一些不重要的证据,而在另一个矿区里(加拿大大熊湖)却未发现。在其他许多较小的铀矿区里也未发现这种证据;如科罗拉多州中央城;犹他州玛莉司维尔(Marysvale);蒙塔那州漂砾岩基,这或许仅仅是因为这些地区还没有经过彻底调查的缘故。

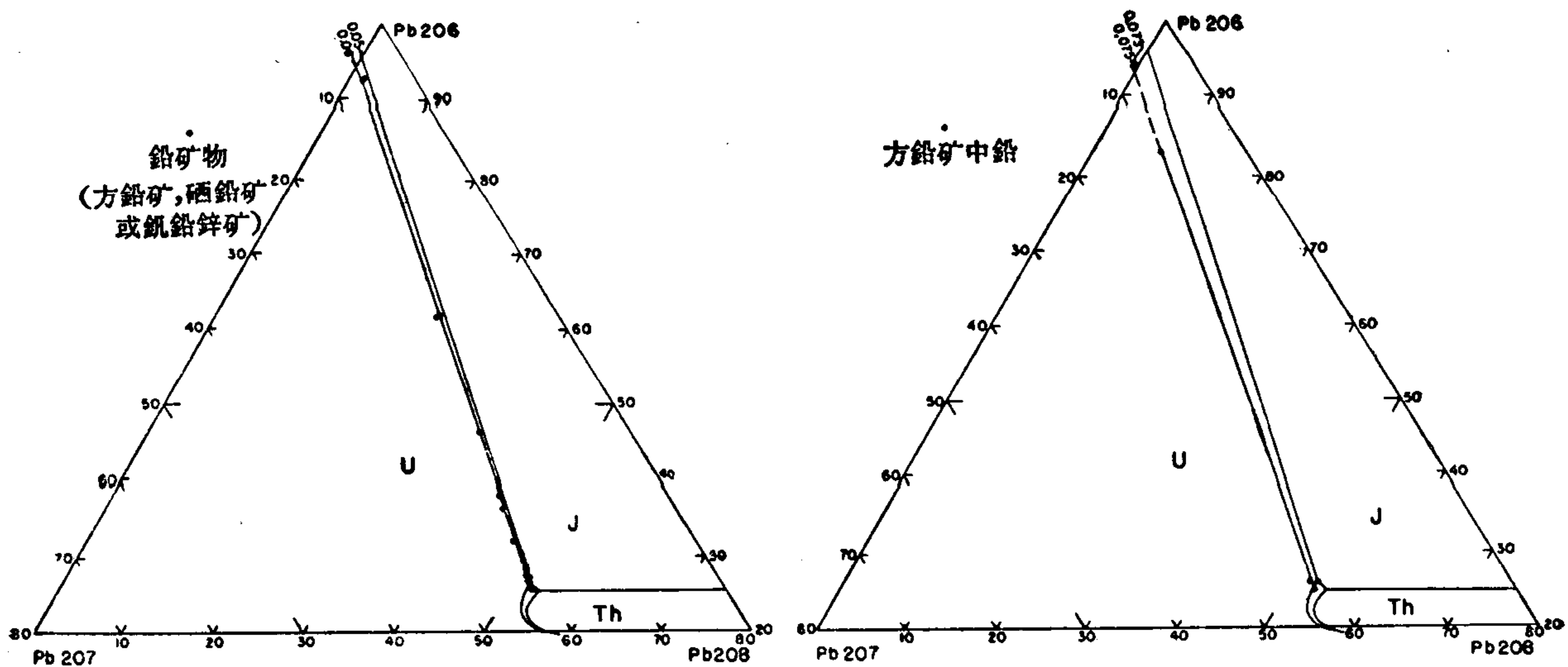
同样道理,可以指望钍矿区会有含量可达测量程度的 Pb^{208} 的非放射性矿物。已在两个地区发现了这种富集,这两个区的铀矿石中含钍(图 2 e,f);但是我们对完全不含铀的钍矿区采来的样品,只作了少数几个分析,因此从它们得到的证据不是结论性的。如加利福尼亚州山间道的碳酸岩稀土元素矿床中与钍矿物、独居石和褐帘石伴生的浸染状方铅矿^[17]的几次同位素分析表明, Pb^{208} 的含量并没有可以觉察得出的增加。科罗拉多州湿山钍矿区伊尔司矿山所产的白铅矿中,一次铅的分析表明, Pb^{208} 有一定的富集,而标在 206-207-208 图的 Th 区里;但是他跟科罗拉多州佛朗特山脉产的方铅矿在同位素成分方面并无明显区别。所以,我们目前还不知道钍矿石周围非放射性矿物中,是否总是伴随发生 Pb^{208} 的富集。

科罗拉多高原。施蒂夫,史德恩和密尔开(Milkey)^[27]首先指出,在科罗拉多铀矿田,由放射生成方式而富集的铅矿物与铀矿区之间有一定的关系,这个地区的非放射性矿物中铅的同位素分析,比任何其他铀矿区要作得多。33 次分析当中,有 8 次是普通铅,10 次是 Pb^{206} , Pb^{207} ($W\alpha Z$ 区)的含量略为高一点,15 次是含 Pb^{206} 和 Pb^{207} 比较富或相当富。图 2a 表明:这些铅在普通铅 (25.59, 21.51, 52.92)¹⁾ 与近乎纯净的放射成因铅 (91.99, 6.01, 2.00) 之间几乎是直线地变动。应该注意的是:放射成因铅只含少量 Pb^{208} , 科罗拉多高原铀矿石实际上不含 Th^{232} 。这些铅矿物中,放射成因铅的 Pb^{207}/Pb^{206} 比率约为 0.06, 与科罗拉多高原所产的晶质铀矿 Pb^{207}/Pb^{206} 的比率 0.05 相接近。

亚利桑那(Arizona)德立宾泉石英岩。美国地质调查局的格兰格尔(Granger)和拉普(Raup)研究的亚利桑那州吉拉(Gila)郡德立宾泉石英岩中的铀矿床是界限不很清楚的脉矿带,其中浸染有极细粒的晶质油矿。这个地区的三个含放射成因铅很少和一个含放射成因铅很多的方铅矿测定了 Pb^{207}/Pb^{206} 比率为 0.075 的一族放射成因铅。这些铀矿床与科罗拉多高原区的主要铀矿床不同,它们有较古老的围岩(是前寒武纪,而不是中生代),此外,不论放射性矿物和非放射性矿物中铅 Pb^{207}/Pb^{206} 的比率都较高。

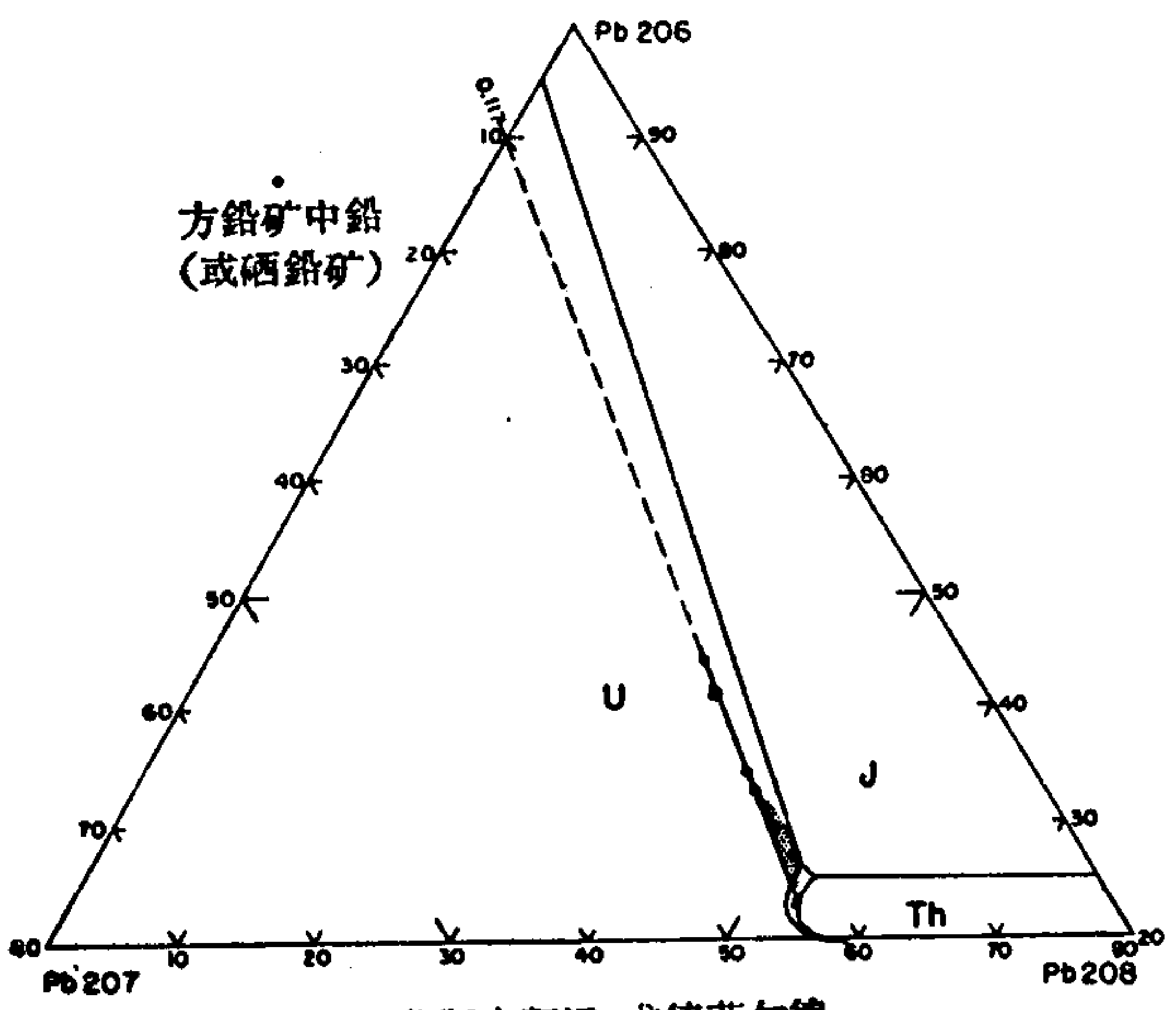
萨斯卡契温戈德斐尔德区。戈德斐尔德区的沥青铀矿脉切穿前寒武纪的片麻岩,片岩和变质沉积岩。罗滨逊(Robinson)^[25]发表过矿床的研究结果,柯林斯(Collins)等^[2]还有艾格尔曼(Eckelmann)和柯尔普(Kulp)^[5]发表过矿床的铀-铅同位素关系的研究结果。方铅矿和硒铅矿中铅的 10 次同位素分析结果得出了一个系统的规律性,尽管这些样品来

1) 分别指 Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} 的丰度。——译者注

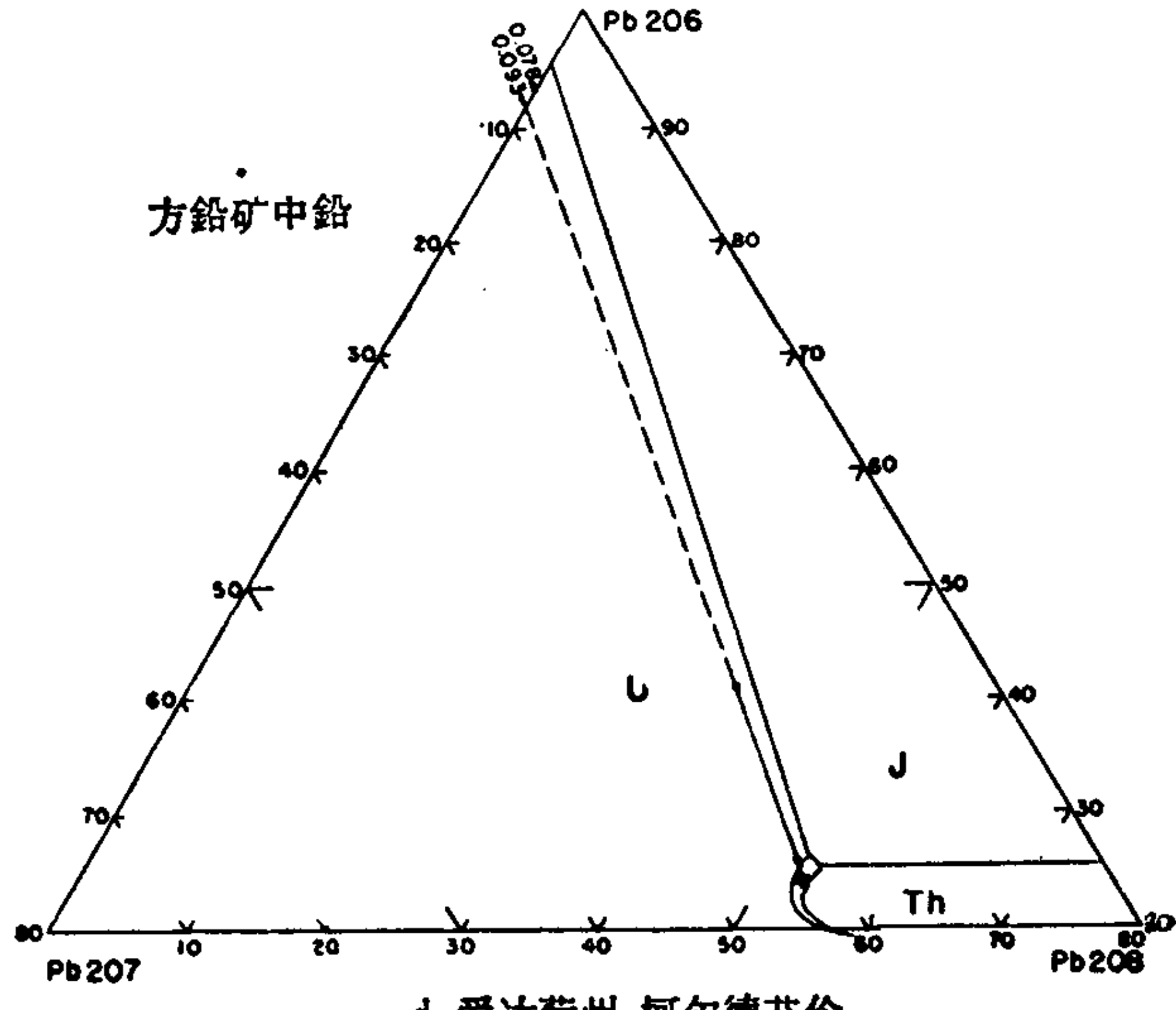


a. 科罗拉多高原

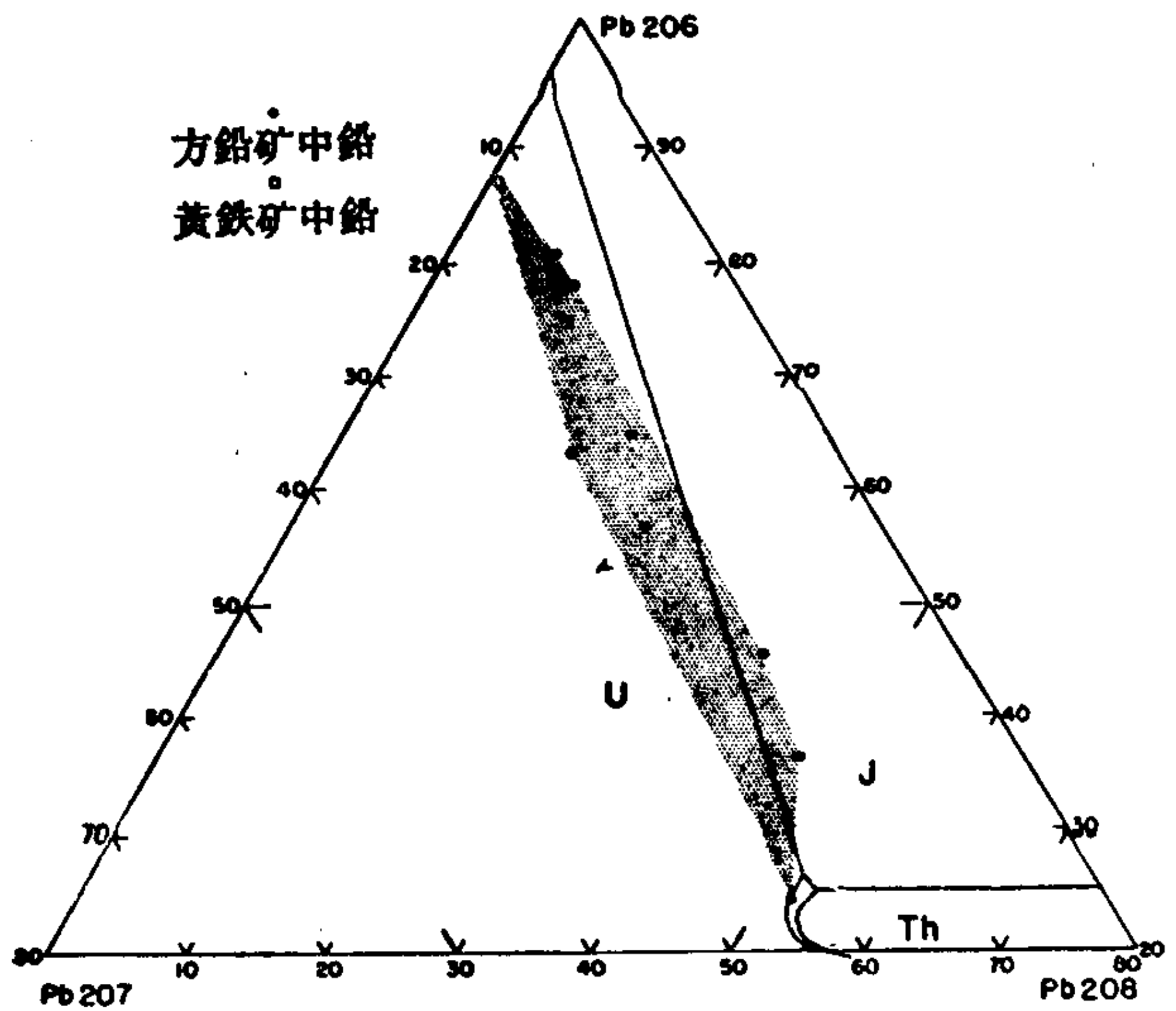
b. 亚利桑那州, 德立宾泉石英岩



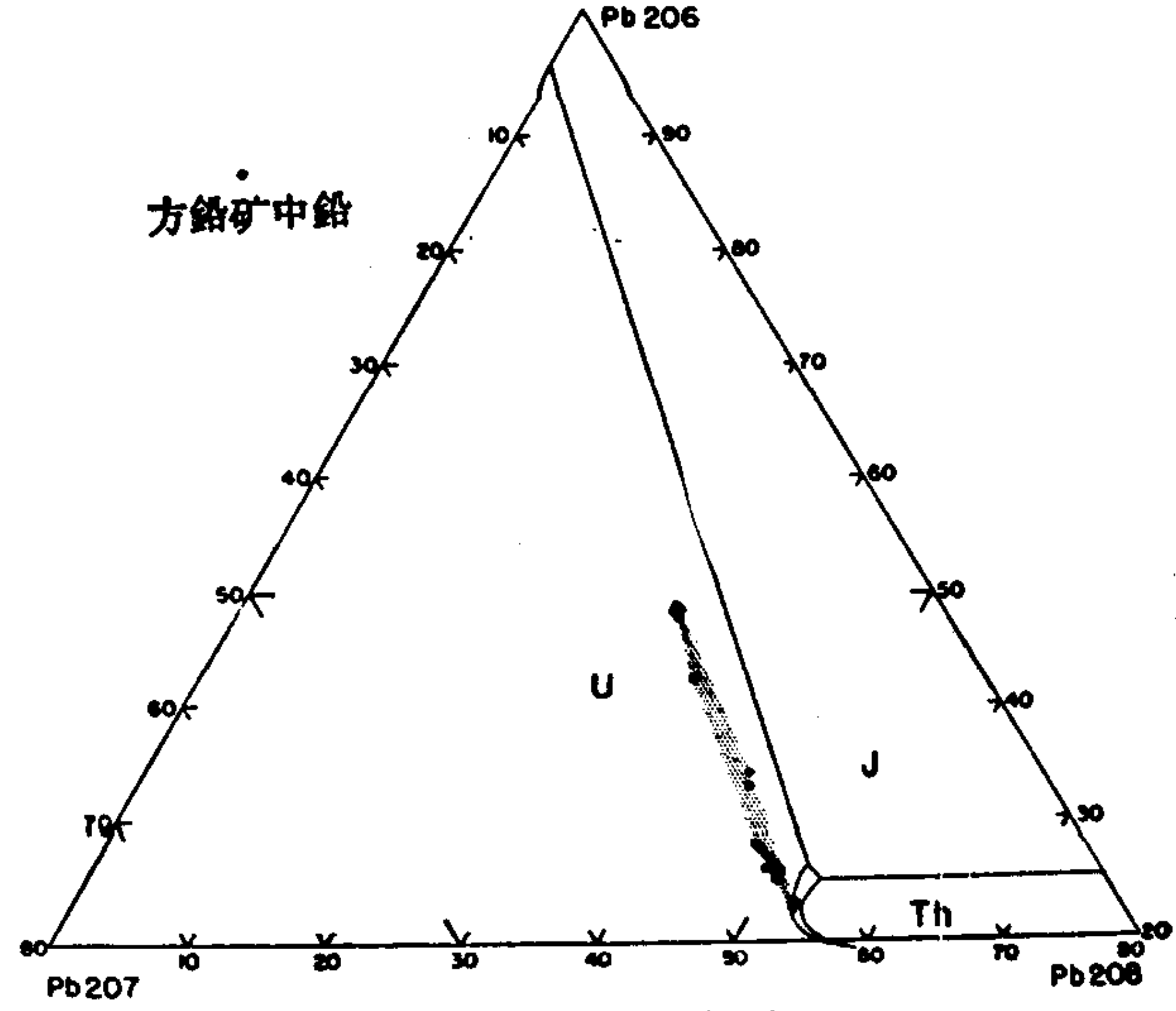
c. 薩斯卡契溫, 戈德菲爾德



d. 爱达荷州, 柯尔德艾伦



e. 安大略, 布兰德河



f. 南非維特瓦特斯兰

图2 放射性矿床产的鉛同位素成分。

自各条矿脉和彼此相距許多哩的地点(图 2c)。变异是近乎綫性的,同位素成分的变动范围从普通鉛(22.54,23.63,53.83)到由約 33% 的放射成因鉛組成的鉛(44.42,19.11,36.47)。有一个或两个鉛同位素分析与这种綫性关系的偏差相当大,足以表明放射生成的富集物可能含有少量 Pb^{208} ,但矿石含 Th 少于 0.01%^[25]。

爱达荷州柯尔特艾伦区。这里我們注意力是集中在最近在日照矿鉛-鋅-銀矿区中心附近发现的一条单独的小型晶質鈾矿脉。美国地質調查局的分析結果^[11]暗示:鉛矿脉的方鉛矿中的鉛在同位素成分上变化很小,而三次分析清楚地表明,晶質鈾矿脉中产的方鉛矿的鉛是普通鉛組分和放射成因組分的一种可变的混合物。根据同位素成分为 24.00, 22.75, 53.52 (普通鉛)到 41.20, 19.13, 39.67 (富集的鉛),可知变异是綫性的,且仅含放射生成的 Pb^{207} 和 Pb^{206} 。

安大略,布兰德河区。自从发现以来不到 5 年时间里,从安大略阿尔哥瑪区布兰德河中強烈黃鉄矿化的前寒武紀石英岩中已采出了数以亿吨計的鈾矿石。矿石除含約 0.1% 的 U 外,还含一些鈾 (Th/U 比率約 0.1)、低品位的金和微量的方鉛矿。这些矿床与維特瓦特斯兰金-鈾矿床之間有許多相似之处,其中包括它們都产在很相似的岩石类型里这个事实。汪莱斯(Wanless)和特雷尔(Trill)^[29]报道过这些矿床的方鉛矿中鉛的几次同位素分析結果,施蒂夫和史德恩曾研究过方鉛矿和黃鉄矿中产的額外的鉛。这些矿物中的鉛是多变的,但它富含各种成分的放射成因鉛(图 2e)。12 个样品中仅一个是普通鉛,方鉛矿采自远离放射性矿石带的地方。大多数是含有少量而又多变的 Pb^{208} 組分的 U 型鉛;有两个是含 Pb^{208} 非常富的 J 型鉛。額外的放射成因鉛,其同位素比率的变化与矿石中的 Th/U 比率相应,而富集的程度則与矿石中鉛矿物的缺乏及 Pb/U 比率高的程度相应。

南非联邦,維特瓦特斯兰。洛烏(Louw)^[19],杭恩(Horne)和戴維逊(Davidson)^[14],以及其他許多学者求出了著名的南非金和鈾矿床所产的鉛矿物中鉛同位素数据,并由荷尔姆斯(Holmes)和开恩(Cahen)^[13]作了綜合。17 个样品分析中,有 3 个是普通鉛,7 个是含放射成因鉛中等,7 个含放射成因鉛很高(图 2f)。变化不是綫性的,因为样品中含有不均匀的 Pb^{208} 杂质;但 Pb^{208} 又没有富到能象几个布兰德河的鉛一样标在 J 区里。变化表明,放射成因鉛可能是在 Th/U 比率大致为 0.1—0.03 的这种环境里形成的,对于維特瓦特斯兰矿石而言,这并非是不合理的比率。与方鉛矿相比,晶質鈾矿看来含有更年青类型的放射成因鉛,但是,在有鈾子体 Pb^{208} 的地方就象在这些样品中一样, Pb^{207}/Pb^{206} 不能单根据 206—207—208 的数据得出。

实际 应用

每一位地質勘探者会很快就認識到同位素証据的潜在用途正如我們所說过的是探查鈾矿和鈾矿,但在科学地正确应用这种証据之前,还需要作許多基本的研究。目前鉛同位素分析,耗資尚过于昂貴,还无法用作勘探队中的通用工具。然而,現在已經有 12 个实验室正愈来愈頻繁地发表鉛同位素分析的結果,而編輯分析結果成册的工作則一直在进行^[13,28]。所发表的这些数据可供地質勘探师在寻找有用的証据时进行研究之用。为了帮助估計数据我們把一些資料統計綜合于下表內,表中我們用 % 为单位記載了放射性矿床中 100 非放射性矿物样品內普通鉛和异常鉛所占的百分数,并将它們与已知不和鈾或鈾伴生的矿床中的 268 个鉛样品的数据对比。

鉛的样品	普通鉛	U型	Th型	J型
放射性矿床产的100个样品	26%	66%	1%	7%
非放射性矿床产的268个样品	72%	5%	11% ¹⁾	12%

1) 如果用稍为不同的假设,则这个数值就要缩小;普通鉛的数值72%将相应地增大。

目前我們能提出的經驗規律还为数不多,而且是简单的。大多数原生硫化物类矿物中鉛的分析过的样品是普通鉛。在一大組鉛同位素分析結果里跟普通鉛数值有小的偏差,这可以解释为,这可能是一个鈾区或鈾区的証据。类似的分析如越出普通鉛界綫而进入U区里的一組分析表明这可能是一个鈾区;如果进入Th区,則表明它可能是一个鈾区。伸展到J区里去的分析結果,其涵义不很明确,这不一定表示鈾或鈾富集已超过了正常值。具有最大潜在价值的是标在U区里距普通鉛区有若干距离的那些分析結果。一个U型鉛的分析結果就足够証明存在一个新的鈾矿区,在一个已知的鈾矿区里,存在一个新的鈾矿体,或者在某一个矿山的开采区附近有一条鈾矿脉。含U型鉛相当富的任何分析結果,随后应作补充取样和同位素分析。如图2所示,这一組变体分析,是最強有力的証据,但这似乎主要是用在研究已知矿床。标在跟普通鉛区有若干距离的Th型鉛分析結果,可以同样地用于了解鈾富集。J型鉛分析可以指明存在有含鈾和鈾的矿床,但很可能这种鉛的大多数具有某些其它的意义。

加拿大安大略产的方鉛矿中的例外鉛,很好的表述了在解释这类証据时所包含的各种問題。多伦多大学的实验室报导了图3所列的三組数据:肖德貝里所产的一組J型鉛,上加拿大矿山产的一个单独的U型鉛和雷击湾产的一組U型鉛。在肖德貝里,虽然有些地方鉛矿含普通鉛,其他的方鉛矿則含J型的例外鉛^[6,26]。这些情况涉及到許多科学上的

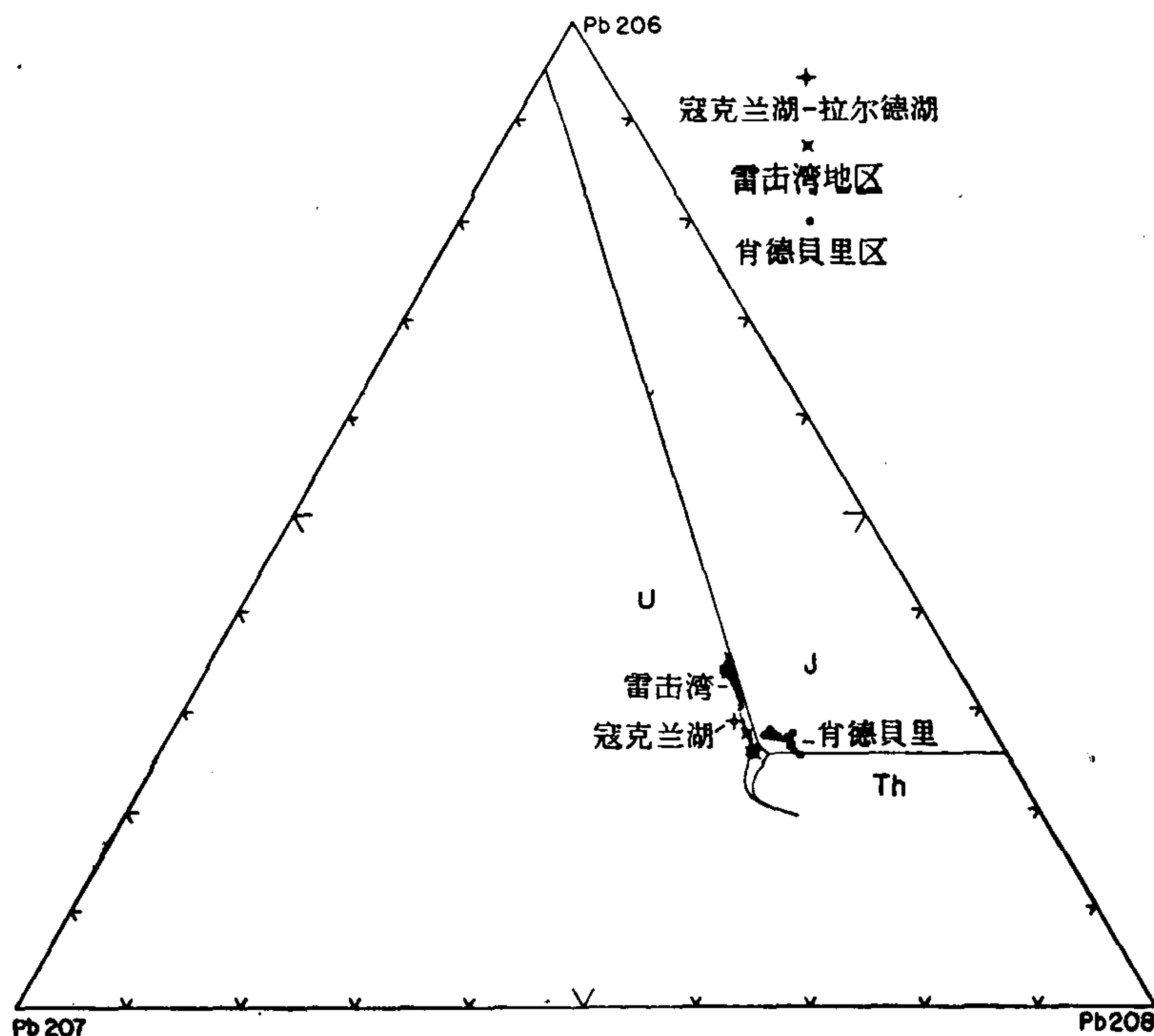


图3 安大略某些例外的鉛

奥秘,但它们的真正科学意义目前尚无所知。尽管我们对这些铅的成因尚茫然无知,但我们的统计指出,铀-钍矿床与成分上属于这种范围的铅伴生的可能性很小。1953年发表的上加拿大矿山产的方铅矿(推测是产在寇克兰湖-拉尔德湖矿区)的单独分析结果^[3]为所遇到的问题的第二个例子。对U型铅来说必须对该区更多的方铅矿进行同位素分析并在样品位置附近找寻放射性异常。第三类问题是上湖北岸雷击湾区产的小型铅锌矿床^[11]里的一组U型方铅矿所表明的问题。最近法哈尔和罗赛尔^[7]曾用较长的篇幅报导和讨论了这种U型铅的分析结果;提出了评价方面一个最困难的问题。我们的统计表明,这样一组铅反映出跟铀矿床伴生的可能性是很高的。因而这些数据就提出了一个最富于思考的问题,而我们则倾向于认为这些铅可能有别的意思,须对这种统计评价重新估价,而对于它们跟铀矿是否真的存在联系,则必需以矿床及其地质环境的固有知识为基础作明智的判断。

放射成因铅产在非放射性矿物中的证据并不是勘探者的万无一失的找矿标志。据我们所知,根据这种证据还没有什么新的发现,而另一方面,我们也还不知道这种新的标志是否已进行过试探和发现了所需要的东西。为了给作为一种勘探手段的这种证据的潜在价值和应用方面规定出它的限度,尚需作进一步的试验和研究。

(译自英文预印本)

参 考 文 献

- [1] Cannon, R. S., Jr., Isotope Geology of Lead, in Geologic Investigations of Radioactive Deposits, Semiannual Progress Report, Jun. 1 to Nov. 30, 1956, U. S. Geol. Survey TEI-640: 306—309 (1956). Issued by U. S. Atomic Energy Comm. Tech. Inf. Service, Oak Ridge, Tenn.
- [2] Collins, C. B., Lang, A. H., Robinson, S. C., and Farquhar, R. M., Age Determinations for Some Uranium Deposits in the Canadian Shield, Geol. Assoc. of Canada Proc.: 15—41 (1952).
- [3] Collins, C. B., Russell, R. D., and Farquhar, R. M., The Maximum Age of the Elements and the Age of the Earth's Crust, Canadian Jour. Physics, **31**: 402—418 (1953).
- [4] Eberhardt, P., Geiss, J., Houtermans, F. G., and Signer, P., Isotopic Abundances and Age of Common Leads, Congr. Geol. Int. XXe Sess., Mexico (1956).
- [5] Eckelman, W. R., and Kulp, J. L., Uranium-lead Method of Age Determination, Part I: Lake Athabasca Problem, Geol. Soc. America Bull. **67**: 35—54 (1956).
- [6] Farquhar, R. M. and Cumming, G. L., Isotopic Analyses of Anomalous Lead Ores, Roy. Soc. Canada Trans., **48**: 9—16 (1954).
- [7] Farquhar, R. M. and Russell, R. D., Anomalous Leads from the Upper Great Lakes Region of Ontario, Am. Geophys. Union Trans., **38**: 552—556 (1957).
- [8] Fleischer, Michael, Recent Estimates of the Abundances of the Elements in the Earth's Crust, U. S. Geol. Survey Circ. **285**: 1—7 (1953).
- [9] Gerling, E. K., Age of the Earth according to Radioactivity Data, Compt. rend. acad. sci. U.S.S.R., **34**: 259—261 (1942).
- [10] Goldschmidt, V. M., The Laws of the Geochemical Distribution of the Elements, IX, The Abundance of the Elements, Norske vidensk.-akad. Oslo, Mat.-Nat. Klasse, **4**: 1—148 (1937).
- [11] Hawley, J. E., Lead and Zinc Deposits, Dorion and McTavish Townships, Thunder Bay District, Ontario Dept. Mines, Annual Report, 38, pt. **6**: 59—85 (1929).
- [12] Holmes, Arthur, Estimate of the Age of the Earth, Nature, **157**: 680—684 (1946).
- [13] Holmes, Arthur, and Cahen, Lucien, Géochronologie Africaine 1956, Acad. Royale des Sci. Coloniales, Classe des Sciences Naturelles et Médicales, Mémoires in 8°, Nouvelle Série, Tome V, fasc. 1, 1—169 (1957).
- [14] Horne, J. E. T., and Davidson, C. F., The Age of the Mineralization of the Witwatersrand, Bull. Geol. Surv. Gt. Brit. **10**: 58—73 (1955).
- [15] Houtermans, F. G., The Isotopic Constitution of Common Lead and the Time of the Formation of Uranium, Naturwiss. **33**: 185—186 (1946).

- [16] Houtermans, F. G., Determination of the Age of the Earth from the Isotopic Composition of Meteoritic Lead, *Nuovo Cimento*, X: 1623—1633 (1953).
- [17] Jaffe, H. W., Precambrian Monazite and Zircon from the Mountain Pass Rare-Earth District, San Bernardino County, California, *Geol. Soc. America Bull.* **66**: 1247—1256 (1955).
- [18] Larsen, E. S., Jr., Phair, George, Gottfried, David, and Smith, W. L., Uranium in Magmatic Differentiation, *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* **300**: 65—78 (1956).
- [19] Louw, J. D., Geological Age Determination on Witwatersrand Uraninites Using the Lead Isotope Method, *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* **57**: 209—230 (1954).
- [20] Nier, A. O., Variations in the Relative Abundances of the Isotopes of Common Lead from Various Sources, *Jour. Amer. Chem. Soc.*, **60**: 1571—1576 (1938).
- [21] Nier, A. O., Thompson, R. W., and Murphey, B. F., The Isotopic Constitution of Lead and the Measurement of Geological Time, III, *Phys. Rev.*, **60**: 112—116 (1941).
- [22] Patterson, C., Age of Meteorites and the Earth, *Geochem. et Cosmochem. Acta*, **10**: 230—237 (1956).
- [23] Phair, George, Radioactive Tertiary Porphyries in the Central City District, Colorado, and Their Bearing upon Pitchblende Deposition, *U. S. Geol. Survey TEI-247*: 1—53 (1952). Issued by U. S. Atomic Energy Comm. Tech. Inf. Service, Oak Ridge, Tenn.
- [24] Phair, George, and Mela, Henry, Jr., The Isotopic Variation of Lead in Front Range Galenas and Its Geological Significance, *Am. Jour. Sci.* **254**: 420—428 (1956).
- [25] Robinson, S. C., Mineralogy of Uranium Deposits, Goldfields, Saskatchewan, *Geol. Survey Canada Bull.*, **31**: 1—128 (1955).
- [26] Russell, R. D., Farquhar, R. M., Cumming, G. L., and Wilson, J. T., Dating Galenas by Means of their Isotopic Constitutions, *Am. Geophys. Union Trans.*, **35**: 301—309 (1954).
- [27] Stieff, L. R., Stern, T. W., and Milkey, R. G., A Preliminary Determination of the Age of Some Uranium Ores of the Colorado Plateau by the Lead-uranium Method, *U. S. Geol. Survey Circ.* **271**: 1—19 (1953).
- [28] Vinogradov, A. P., Lead Isotopes and their Geological Significance, Conference of the Academy of Sciences of the U.S.S.R. on the Peaceful Uses of Atomic Energy. *Chemical Science*, July, 1955. Published in English translation by U. S. Atomic Energy Commission, Washington D. C. (1956).
- [29] Wanless, R. K., and Traill, R. J., Age of Uraninites from Blind River, Ontario, *Nature*, **178**: 249—250 (1956).

同位素分析在鈾矿地質方面的应用*

H. H. 阿德勒**

各种同位素的分离是化学变化和物理变化的結果。这些变化使某种元素的一种同位素的丰度比另一种的高。放射性和非放射性元素的同位素成分都有变化,这些变化可以认为是由于地質作用的反应。对于那些原子量較輕的同位素:如氫、氮、硼、碳、氧、硅和硫应特注意,因为它们們的活动性較大,容易查明它們的变化。对銅、鉛和鈾也同样进行了詳細的研究,特别是后两种元素,因为它们們具有确定地質年代方面的意义,所以研究得更为詳細。某些元素的同位素比值已測定,得到了很重要的資料。根据这些資料,可以对各种自然作用得出一些結論。当这些資料积累得足以表明某些特殊的趋势时,就可以根据同位素的成分得出有关元素来源的結論。

值得注意的是非放射性元素的同位素比值的变化相当小,这表明这些元素的地球化学过程簡單,同时把化学和物理过程分阶段的可能性很少。相反地,如果同位素的比值变化較大,則有很大可能是因为經歷較多次的气相、液相和固相变化。例如,碳和硫的同位素可能具有較复杂的地球化学过程,因此,这些元素的同位素比值的变化就很难解释。当然,放射生成的元素的同位素成分可能直接与地壳上的母体元素的富集有关,这样一来,放射性元素的变化是較容易解释的。例如, He^3/He^4 的比值可能与鈾的丰度有关^[1],而 $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{207}$ 的比值可能与 U^{238} 和 U^{235} 的丰度、衰变速度及母体元素形成以后經歷的时间均有关系。

許多关于同位素的丰度及分布的研究結果可以从馬勃尔(Marble)^[2]、英格逊(Ingerson)^[3]、兰卡馬(Rankama)^[4]的著作以及其他参考資料中找到。英格逊^[3]和江逊(Jensen)^[5]曾指出,对于研究說来,現在所討論的有关同位素地質学的問題是研究普通地質过程的重要資料。斯蒂夫(Stieff)^[6]曾經証实了,在鈾矿体内及它們附近的黃鉄矿中有放射成因鉛的同位素聚集。最近坎隆(Cannon)^[7]曾指出硫化物内鉛同位素的成分可能有助于将来普查鈾和鈷。而江逊^[8]則应用同位素的資料解释了与鈾矿体共生的硫化物的成因。各种元素的同位素資料的迅速积累有助于深入理解鈾矿及其共生矿物的产状和成因。

在这篇报告中,将鉛的同位素分析应用到矿床氧化带中的各种次生矿物方面并将它当作鈾的地球化学普查方法。同时研究了放射成因鉛和与它共生的放射性同位素中的总的地球化学的重新分布問題。此外,概略地研究了与鈾矿共生的含鈾有机物质、鈾的硫化物和硫酸盐的成因問題。同时提到如何利用 $\text{C}^{12}/\text{C}^{13}$ 及 $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ 同位素偶以便获得这类物质中有关碳和硫的成因的更深刻的概念。

放射成因鉛

在不与鈾共生的、含鉛矿的矿区內,放射成因的 Pb^{206} 与非放射成因的 Pb^{204} 的丰度,即

* Application of Isotopic Data to Problems of Uranium Geology (第2卷,第776号报告,美国)。

** H. H. Adler (美国原子能委员会)。

Pb^{206}/Pb^{204} 之比值,具有一定的界限。在普通的鉛矿中,发现同位素有点变化,这表明与鉛的复杂成因或不同的矿化年代有关。 Pb^{206}/Pb^{204} 比值高于这个界限必定是由于来自含鈾較富的地方的 Pb^{206} 的富集。

最近坎隆^[7]认为,含鈾区可以根据从硫化物类矿物中提取的鉛同位素的研究資料加以确定。这种認識的部分根据是这样一种假定,即鈾和它派生的放射成因鉛的同位素 Pb^{206} 一起迁移,經過各种地球化学介質并在同一地質条件下沉积。同时从实际的观点出发,硫化物类矿物中鉛必須聚积足够的数量,以使用扩散光譜或化学方法发现和用質譜的方法分析。

放射成因鉛作为鈾的地球化学指示剂还受其他一些条件影响。在选择物质进行分析时,必須考虑到各种矿物均有吸收鉛作为主要或交代組分、或者作为晶格空洞混入物的趋势。此外,这些矿物中的某些矿物与各种鈾矿最普遍共生的情况表明可以在广大的范围内根据 Pb^{206} 同位素的异常含量进行勘查。在氧化的硫化物的矿床中鈾的淋滤比其不易溶解的衰变产物的淋滤強,这証明可将这种方法用到“鉄帽”露头区和其他蚀变带中去。这些因素正在简单地研究。

鉛被認為是鈾矿床中各种常見矿物內的少量或微量組分。豪萊(Hawley)^[9]应用光譜分析,研究了由含金石英脉中和在加拿大东部的交代作用的矿床中采取的 200 多个黄鉄矿标本,結果表明,它們的鉛含量約为 0.2—1.0%。虽然沒有确定其中鉛的产出形式,但可以确信大多数好象是交代固熔体或呈黄鉄矿晶格杂质存在。譬如萊特(Wright)^[10]曾报导說,在美国(亚利桑,科罗拉多,爱达荷,新墨西哥州)所开采的含鈾矿脉中,看来在不合方鉛矿杂质的黄鉄矿和閃鋅矿中都含有約 1% 的少量的鉛。这些資料証实了,与火成岩侵入体有关的矿床条件一般都是有利于鉛在黄鉄矿及其他硫化物中富集的。

根据格魯勒(Gruner)^[11]的著作,美国西部在沉积鈾矿区內沉积的大部分鈾,可能已經受风化了的的前寒武紀花崗岩和較新的火山凝灰岩中的潛水所淋滤和迁移。鉛和鈾在潛水中迁移的距离,主要决定于迁移溶液的性質和所透过的岩石。鉛在迁移鈾的碳酸盐和硫酸盐溶液中不溶解,这可能是使鈾迁移緩慢的一个因素。另外,在建造內部的粉砂和頁岩中被水解的矿物可能把溶液中的鉛分离出来。这些粉砂和頁岩控制着通过易渗透沉积层的潛水的流动。奇怪的是,砂岩类型的鈾矿床中黄鉄矿富含原生放射成因鉛。而且它离假定的源泉有較大的距离^[7,12]。在潛水中与鈾一起迁移的早期的放射成因鉛,其数量无疑地是最初与岩石中的鈾(鈾源)有关的数量的一小部分。但是,在中生代和第三紀鈾矿床內的黄鉄矿和方鉛矿中,已經发现^[12]在某些古老源泉中 Pb^{206} 的数量异常。

当然,地球化学方法在鈾产于地表或接近地表的地区是不大使用的,因为普查它沒有問題。而在风化作用剥露了岩石露头中鈾的地区,放射性勘探和地表取样可能都不会取得效果。在这种地区鈾的地球化学勘探可能是最有用的。

在沉积鈾矿床和脉状鈾矿床中的蚀变作用,是鈾及其子体同位素重新分布的原因。在未氧化的矿石中,瀝青鈾矿和鈾石通常与潛水位以下的硫化物在一起,在这里还原介質有利于鈾的化合物的稳定。但是,当鈾矿物受到氧化后,在硫化物分解时所形成的酸性溶液将浸蚀鈾矿物。在这种介質中鈾比鐳和放射成因鉛容易淋滤,結果是 Ra/U 和 Pb^{206}/U^{238} 的比值高^[13,14]。

在含黄鉄矿的鈾矿石氧化过程中,鐳和鉛被淋滤的較少,因为这两种元素形成难溶解

的硫酸盐,并且很容易被氧化矿物和硫酸盐类矿物固定。至于氧化铁和氧化锰的固定,则可能是由于吸附作用。另外,因为Ra(1.52 Å)和Pb(1.32 Å)的离子半径都与Ba(1.43 Å)极为接近,所以镭和铅有可能为重晶石所俘获。由此可见镭也聚积于铅矿物中。重晶石由于与镭和铅有亲合力,所以是氧化带中放射成因铅富集时的有利矿物。在斯德恩(Stern)和斯蒂夫^[15]的报告中指出,含镭的放射性重晶石是科罗拉多高原的铀矿成分之一,它可能是最近从潜水溶液中沉积的。已知产于温泉矿床中的白投石(一种含铅的重晶石),其放射性也是由于镭而产生。虽然用光谱分析已经测出,在含铀矿床的风化带中放射性重晶石内含有铅,但在科罗拉多高原与含铀砂岩共生的重晶石尚未发现有铅。

因为硫酸溶液不能淋滤镭,所以镭是氧化矿石露头中铀的一个有用标志。但是Ra²²⁶以这样的速度衰变,即约经过15000年Ra²²⁶几乎全部变成Pb²⁰⁶,这对地质年代来讲太短了。在这样的速度下,Ra²²⁶的放射性值很低,并且在很短的地质年代期间,所有能探测的微量元素也就渐渐地消失了。按照罗肖特(Rosholt)^[16]的看法,Th²³⁰和Pb²³¹都是Ra²²⁶的长寿命的子体产物,看来,他们比镭更易被硫酸溶液所淋滤。因此这两种同位素很少存在于用放射性测量能发现的淋滤的露头中。

可以认为,次生铅矿物,如铅铁矾、磷氯铅矿及砷铅矿和重晶石,在含铀的基性金属铀矿床氧化时会富集放射成因铅。在铅交代钙的磷灰石和铅交代钾的黄钾铁矾中,也都可能富集放射成因铅。

美国怀俄明州格斯山脉温德河建造中氧化长石沉积层的样品的光谱分析资料表明,黄铁矿和黄钾铁矾中的铅含量均为0.01—0.05%,而含铀的氟磷灰石的碳酸盐中的铅含量为0.05—1.0%。斯蒂夫^[15]最近测定了Pb²⁰⁶和Pb²⁰⁷在氟磷灰石碳酸盐样品中的富集度。这些样品中还含有大量的(50—60%)普通铅。由Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶的比值可以看出铅的古老来源,并且表明它是与铀一起带入的。由于在这个地区内^[17],氧化作用可能引起磷灰石的强烈溶解和铀从矿石的近地表层中不断的淋滤,所以在氧化带中的次生矿物也可能含有异常的放射成因铅。

因为铅似乎不象方铅矿那样在矿床的表生富集带中再沉积,所以放射成因的同位素Pb²⁰⁶的富集可能在潜水位以下沉积的黄铁矿和白铁矿中找到;据推测在这些地区内铀的淋滤来自上伏岩层。

光谱分析的資料^[18]表明,铅还可能在含铀的瀝青石和与铀矿石共生的煤化木质中的含铀镜煤里聚集。在这些矿化的煤化木质受氧化和淋滤作用的地方,铅是不可能被溶解^[19]而排出的,虽然铀和其他的元素如铁、锰、铜和钴等,由于它们在硫酸盐溶液中的迁移而重新分布。

碳

英格逊^[3]指出,测定C¹²/C¹³比值有可能查明瀝青铀钍矿和类似铀矿中的碳,是否是来自岩浆源或是来自重新作用的有机物质中。根据所积累的地质和化学资料可以推测,至少在科罗拉多高原的两个重要的含铀砂岩型矿床中,含有矿石中大部分铀的有机含铀化合物都是来自石油或煤化植物。已发表的C¹²/C¹³比值证明,这些矿床中各种含碳矿物的碳同位素分析,将为说明这些矿石的有机物部分的成因提供更进一步的资料。

这些含碳矿物,如木化石,原油以及不知来源的有机物质,广泛地分布在科罗拉多高

原及其附近的沉积岩中。产在几个主要铀矿床中的含铀有机物质的来源究竟与含油物质,还是与木质物质有关,现在还不能确定。在新墨西哥州的安布洛西亚(Ambrosiai)湖(美国著名的铀矿区)和在犹他州的庙山(Temple-Mountain)区,含铀有机矿石与植物化石岩屑、原油和含油的残余物共生。

庙山沉积含矿建造含有多种有机物质,如原油和煤化木质碎屑。坚硬黑色的含铀有机物,瀝青石,是这一地区的主要矿石,它富集于三迭纪的砂岩中。铀不均匀地分散或聚集在瀝青石中,它的分布主要是受沉积岩的构造和结构控制的。

对瀝青石的各种详细的研究,提供了对其成因下结论的基础,但是对它产生的真实过程只能假定而已。关于瀝青石的成因有两种最重要的理论,一种是属于原油,另一种是属于煤化木。

伊里克逊(Erickson)、迈耶(Myers)和荷尔(Horr)^[20],以及凯莱(Kelley)和凯尔(Kerr)^[21]认为,庙山的含铀有机矿石的生成是由于石油的挥发、氧化和聚合作用。此外,由于庙山的瀝青石与褐煤的化学成分相似,所以布里格(Breger)和杜尔(Deul)^[18]推断这种黑色含碳物质不是由石油而是由低级煤经过溶解和物理状态的变化,也可能是放射化学的转换而来的。虽然,对庙山地区的瀝青石的成因有着不同的见解,但是一般认为,在原始有机物质聚集以后或者也可能在聚集时,周围环境对它的形成有影响。

虽然在安布洛西亚湖的铀矿体远比庙山的大,而且大有开采铀的前途,但是对包含在矿石基质中的含铀含碳物质的性质和成分还知道得很少。侏罗纪砂岩中的铀大部分出现在复盖砂粒的黑色碳的薄膜上。马斯特(Masters)和他的同事们^[22]认为,含铀有机物质来源于含油物质,他们曾描述说,这种物质是由“多种复杂的高分子羧酸基或腐植酸基组成的,这种酸可能是由瀝青石经过氧化作用而得到的”。铀的固定可能是经过某种碱交换作用而发生的。

鉴定庙山和安布洛西亚湖的这些来自含油物质的矿石的有机部分,在地质上和经济上都具有重大的意义。假如能证明这种有机物是来源于原油,那么看来在铀矿的开采地区内外的石油矿层可能对于发现区大的铀矿体有很大的远景。

布里格、伊里克逊、凯莱及他们的同事们^[18,20,21]曾进行过地质研究和化学、差热和光谱分析,从他们的研究结果来看,还不能得出有关矿石中有机物成因的肯定结论。但是,根据现有的资料,基本上认为碳同位素的分析提供了证实这种或那种假说的资料。如果在不明成因的物质中 C^{12}/C^{13} 的比值之间有一定差别,而且证实在凝聚作用和氧化作用的过程中,没有发生同位素分离,那么上述说法将是可能的。

表1中列入布里格^[18,23]关于庙山矿床原油中煤化木、“瀝青石”和瀝青质的大致平均成分(没有水分和灰分)的数据。

表1 有机物质的分析(样品采自犹他州庙山)

物 质	C %	H %	O %	N %	S %
瀝青质	83	9	3	0.9	6
瀝青石	77	5	14	0.2	4
煤化木	79	7	10	0.6	4

从上述物质中碳含量的相似情况可以证实在瀝青石形成的过程中,碳同位素的多次

分离的可能性是很小的,除非矿床中有机物中的碳和碳酸盐中的碳发生交换作用,但这又似乎是不可能的。分析数据也表明,所有可能发生的变化大概包括挥发性的碳氢化合物、二氧化碳和水的生成(或三者一起生成),因为在瀝青石中碳与氢的含量都比瀝青质和煤化木中的含量要低。但是有人指出^[24,25],由于原油的挥发,所以碳和氢的损失不太或者不会影响油或它的瀝青残余中的 C^{12}/C^{13} 的比值。

石油中富集的 C^{12} 同位素要比煤和海成有机物中的要多,而大部分石油又认为是从这类海成有机物中来的。克莱格(Craig)^[25] 认为这种富集是由于 C^{12} 含量较纤维素中高的碳化物组分集中在脂肪和石油中。韦斯特(West)^[24] 和克莱格^[25] 的同位素分析表明,海成有机物的原油,其同位素成分的变化相当有限。煤的碳同位素成分的变化同样也很小,而且基本上保存着原始物质的碳同位素成分^[25]。木材的碳同位素成分,在个别的树木中变化很小,而且各种植物中的碳同位素成分没有多大区别。此外,煤化作用似乎对同位素成分仅有很小的或者没有什么影响。

根据这些基础研究可以预料到在科罗拉多高原的矿床中瀝青石和与瀝青石相似的任何含铀有机化合物,在碳同位素的成分上,应该与含油物质相似。含铀有机化合物可能都是由含油有机化合物经过挥发、氧化和聚合作用而产生的。木材退化对于煤的同位素成分没有显著的影响,所以,可以得出煤化木中瀝青石和与它相似的物质可能成因。无论在哪些沉积物中石油碳与植物碳的同位素比值之间存在的显著差别,还是一个值得探讨的问题。

硫

由于研究了各种自然物质中硫同位素的丰度,已发现了一些应用地质成因来解释的变化。最近根据所得的 S^{32}/S^{34} 的比值可以解释^[18]科罗拉多高原及怀俄明地区含铀砂岩中硫化铁样品的成因。硫以多种形态富集于砂岩型铀矿床中,同时还具有显著的同位素差别。

黄铁矿和白铁矿,广泛地分布在美国西部的沉积岩中。并且是与砂岩型铀矿床共生的最丰富的硫化物。在很多地区中,这些矿物不仅富集在矿体之内,而且还分散在与含矿层无关的尚未矿化的岩层中。绝大多数的硫化铁,在铀带入前的成岩作用时期已沉积在沉积层中。有的地区含矿溶液可能再产生硫化物,或者和铀一起带入铁离子和硫离子。含矿硫酸盐,特别是石膏和黄钾铁矾,是铀矿的重要组分,这主要是在氧化作用使硫化铁变为硫酸和硫酸铁的地方。硫又是植物蛋白的重要组分,并富集于与铀矿共生的煤化木中。

在科罗拉多高原的沉积层中无论是成岩作用的硫化物或较晚期的硫化物,其分布大概有一部分与植物的存在有关,这些植物在分解及煤化过程中将产生硫化氢。在植物残骸缺少或没有的其它地区,硫化铁和铀的沉积是由于与石油矿床^[17]共生的天然气中的硫化氢的还原作用。因此,在许多含铀区内,硫化铁和铀的分布可能与硫化氢的来源有密切的关系。

在微生物作用下,植物腐烂的过程中,硫的同位素可能产生多次分离作用,结果完全可能是 S^{32} 富集在硫化氢中,而 S^{34} 在分解的木材中。根据有机物的成因推测,天然气地区的硫化氢通常富合同位素 S^{32} ^[26]。同样也可假设^[27],无论在潜水或在海水中,硫酸盐通过

厌氧微生物作用变成硫化氢,结果引起同位素分离,使硫酸盐富集 S^{34} , 硫化氢则富集 S^{32} 。江逊^[8]最近指出,这种机理可能就是科罗拉多高原和怀俄明地区的黄铁矿在成岩作用期间富集 S^{32} 的原因,此时假定还原作用发生在同生水中。

在科罗拉多高原及其附近地区的沉积建造中硫化铁和铀的沉积,可能与硫化氢的关系很大,同时硫化氢又可能是在不同地质历史时期的各个阶段,经过生物作用而从各种来源中分离出来的。但是根据同位素成分似乎不可能得出富集 S^{32} 的硫化物(这些硫化物是从各种来源中分离出来的硫化氢所派生的)之间有区别,因为富集程度可能取决于分解过程的连续时间及气体扩散的强度;但进一步研究这一问题将是很有意义的。例如,江逊^[8]认为不能根据同位素比值来区别从各种矿床和围岩中采取的黄铁矿样品;他的数据指出,所有研究过的硫化物的同位素成因都相似。

考虑到这些硫化物可能的热液成因,也应注意到库尔普、阿尔特和费利^[28]的建议,他们认为, S^{32}/S^{34} 比值高可能是由于存在含有沉积硫化物(富含 S^{32})的原生岩石,这种原生岩石对含矿溶液有一定影响。通常真正的岩浆成因的热液硫化物,其同位素成分应该在陨石的同位素成分的范围內。这种陨石的同位素成分介于富集 S^{32} 与贫化 S^{32} 的组分之间。

有证据表明,在溶液中的硫酸盐经过生物作用或生物的还原而形成的硫化氢是科罗拉多高原和怀俄明地区的沉积岩中硫化铁的主要来源。在温度相当低的情况下^[29,30],在没有微生物时,潜水溶液中的硫酸盐的还原作用是不能使硫化氢或硫化铁形成的。虽然对各个地区和不同地质介质中的大量硫化物样品曾进行了试验^[8,26,28],仅有少数样品具有较低的 S^{32}/S^{34} 的比值,这可能是由于硫酸盐类矿物未经过生物还原作用的缘故。因此,在所有的情况下,矿床的性质均证实了,所有硫化物可能是在中等温度和超过 200°C 的高温溶液中形成的。

根据对硫化物和共生硫酸盐类矿物的同位素比例、天然气和潜水溶液中的 H_2S 和矿泉中的硫化物的研究可更清楚地看出同位素分离的程度,即使是在自然界的非生物作用下产生的分离。为了确定产于石膏层上的莫利松建造的索尔-瓦什(Salt Wash)层的碳酸钙成因,可以把黄铁矿氧化而形成石膏的同位素比值与相似成因的黄钾铁矾和蒸发矿床中石膏的同位素比值进行比较。产在怀俄明格斯山区的矿床可供比较硫化铁和派生的硫酸盐的同位素比值为用。在天然气硫化氢的作用下,从溶液中沉积的黄铁矿的同位素比值也可与和铀矿石共生的黄铁矿的同位素比值以及天然气和潜水中的硫化氢的同位素比值相比较。

根据对煤化木中有机硫,石油和瀝青石中的 S^{32}/S^{34} 比值的调查结果,可以得出在瀝青石形成时,可能经过哪些分离过程。

(译自英文预印本)

参 考 文 献

- [1] Menke, J. R., Geologic Importance of Stable Isotopic Abundances, *Economic Geology*, 48: 728—729 (1953).
- [2] Marble, J. P., Natural Variations in Isotopic Ratios of the Chemical Elements, National Research Council, Division of Geology and Geography, Report of the Committee on the Measurement of Geologic Time: 108—139 (1950—1951).
- [3] Ingerson, E., Nonradiogenic Isotopes in Geology: a Review, *Bulletin of the Geological Society of America*, 64: 301—374 (1953).

- [4] Rankama, K., *Isotope Geology*, McGraw-Hill Co., Inc., New York (1954).
- [5] Jensen, M. L., Geologic Importance of Variations in Stable Isotopic Abundances, *Economic Geology*, **48**: 161—176 (1953).
- [6] Stieff, L. R., *Isotope Geology and Nuclear Research*, US Atomic Energy Commission, Technical Information Service, Oak Ridge, Tennessee, TEI-620: 322—325 (1956).
- [7] Cannon, R. S., Jr., *Isotope Geology of Lead*, US Atomic Energy Commission, Technical Information Service, Oak Ridge, Tennessee, TEI-700: 266—268 (1957).
- [8] Jensen, M. L., Significance of S^{32}/S^{34} Ratios on the Origin of Sulfides in Uranium Deposits of the Colorado Plateau (Abstract), *Bulletin of the Geological Society of America*, **68**: 1752—1753 (1957).
- [9] Hawley, J. E., Spectrographic Studies of Pyrite in Some Eastern Canadian Gold Mines, *Economic Geology*, **47**: 260—304 (1952).
- [10] Wright, R. J. (personal communication) (1958).
- [11] Gruner, J. W., Concentration of Uranium in Sediments by Multiple Migration-Accretion, *Economic Geology*, **51**: 495—520 (1956).
- [12] Stieff, L. R. (personal communication) (1958).
- [13] Phair, G., and Levine, H., Notes on the Differential Leaching of Uranium, Radium, and Lead from Pitchblende in H_2SO_4 Solutions, *Economic Geology*, **48**: 358—369 (1953).
- [14] Kulp, J. L., Bates, G. J., and Broecker, W. S., Present Status of the Lead Method of Age Determination, *American Journal of Science*, **252**: 345—365 (1954).
- [15] Stern, T. W., and Stieff, L. R., Radium-Uranium Equilibrium and Radium-Uranium Ages of Some Colorado Plateau Secondary Minerals, US Geological Survey (in preparation).
- [16] Rosholt, J. N., Jr., Patterns of Disequilibrium in Radioactive Ores, *Advances in Engineering*, Pergamon Press, New York, **2**: 300—304 (1957).
- [17] Grutt, E. W., Jr., Environment of Some Wyoming Uranium Deposits, *Advances in Engineering*, Pergamon Press, New York, **2**: 313—323 (1957).
- [18] Breger, I. A., and Deul, M., The Association of Uranium with Carbonaceous Materials with Special Reference to the Temple Mountain Region, US Geological Survey (unpublished report) (1955).
- [19] Austin, S. R., Recent Uranium Redistribution in the Cameron, Arizona, Deposits, *Advances in Engineering*, Pergamon Press, New York, **2**: 332—338 (1957).
- [20] Erickson, R. L., Myers, A. T., and Horr, C. A., Association of Uranium and Other Metals with Crude Oil, Asphalt, and Petroliferous Rock, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **38**: 2200—2218 (1954).
- [21] Kelley, D. R., and Kerr, P. F., Emplacement of Uraniferous Hydrocarbons at Temple Mountain, Utah, US Atomic Energy Commission, Technical Information Service, Oak Ridge, Tennessee, RME-3138 (1956).
- [22] Masters, J. A., Zitting, R. T., Groth, F. A., and Webb, M. D., Ambrosia Lake Uranium Deposit, Paper presented at the National Western Mining Congress, Denver, Colorado (1957).
- [23] Breger, I. A. (personal communication) (1957).
- [24] West, S. S., The Relative Abundance of the Carbon Isotopes in Petroleum, *Geophysics*, **10**: 406—420 (1945).
- [25] Craig, H., The Geochemistry of the Stable Carbon Isotopes, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**: 53—92 (1953).
- [26] Thode, H. G., Macnamara, J., and Collins, C. B., Natural Variations in the Isotopic Content of Sulphur and Their Significance, *Canadian Journal of Research, B*, **27**: 361—373 (1949).
- [27] Szabo, A., Tudge, A., Macnamara, J., and Thode, H. G., The Distribution of S^{34} in Nature and the Sulfur Cycle, *Science*, **111**: 464—465 (1950).
- [28] Kulp, J. L., Ault, W. U., and Feely, H. W., Sulfur Isotope Abundances in Sulfide Minerals, *Economic Geology*, **51**: 139—149 (1956).
- [29] Huber, N. K., and Garrels, R. M., Relation of pH and Oxidation Potential to Sedimentary Iron Mineral Formation, *Economic Geology*, **48**: 337—357 (1953).
- [30] Garrels, R. M., and Pommer, A. M., Some Quantitative Aspects of the Oxidation and Reduction of Colorado Plateau Ores, US Geological Survey (unpublished report) (1956).

放射性不平衡的研究有助于了解铀及其衰变产物的自然迁移*

约翰 N. 罗学悌**

岩石和矿物的放射性主要是由于 U^{238} , U^{235} , Th^{232} 及其衰变产物的存在所引起的。在某些类型岩石中,放射性可能主要是由 K^{40} 引起的,但这在本文中不予考虑。此三个元素的放射性系列示于图 1 中。

自矿物沉积以后的 500,000 年中,如果母体元素或它们的子体元素都没有损失,也没有其他放射性元素加入矿物或围岩中,则这三个系列中的任何一个系列都可建立平衡。在这个由少数半衰期所代表的时间内,如果获得或损失了放射性同位素,则岩石将处于不

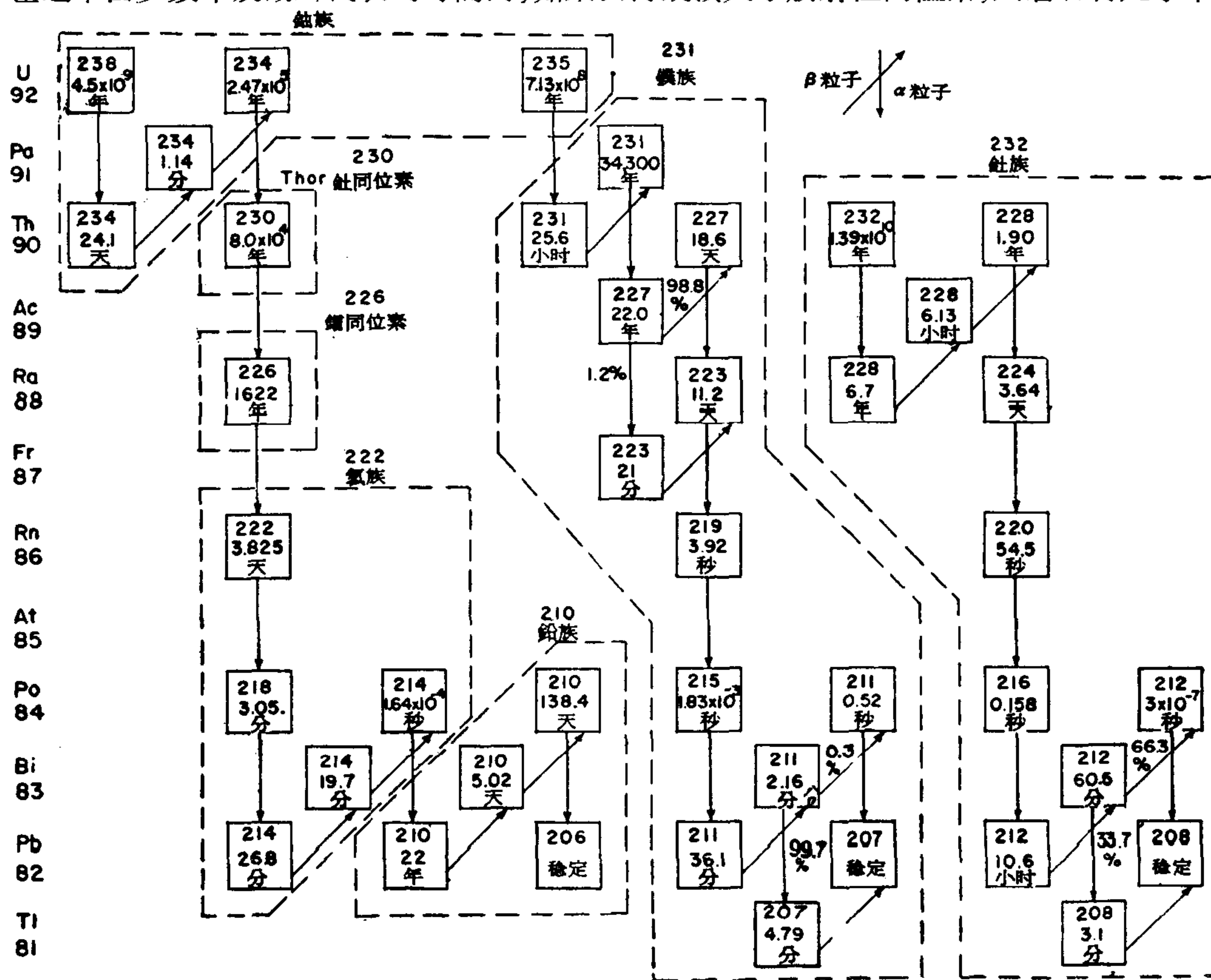


图 1 各族天然放射性的分类

* Radioactive Disequilibrium Studies as an aid in Understanding the Natural Migration of Uranium and its Decay Products (第 2 卷 772 号报告,美国)。

** John N. Rosholt (华盛顿美国地质调查局)。

平衡状态。研究图 1 中的关系就可以看出,如果下列组分:铀族、 Th^{230} 、 Ra^{226} 、 Rn^{222} 族、 Pb^{210} 族、 Pa^{231} 族、 Ac^{227} 和 Th^{232} 系列的丰度已知,则这种不平衡的范围就能精确地确定。组分 1 到 5 确定了 U^{238} 系列的平衡范围。 U^{235} 系列的平衡可以由铀和 Pa^{231} 的含量来确定。 U^{235} 的含量是从铀的总含量计算出来的,因为 U^{235} 与 U^{238} 的丰度恒保持一定的关系。在某些比较少见的样品中 Ac^{227} 可以存在于 U^{235} 系列内而没有它的母体元素。除此而外,尚有相当大量的 Th^{232} 系列元素可以存在于某些岩石和矿体中以增加其放射性。

由子体同位素的不同丰度所反映出的时间关系对研究与迁移有关的地球化学过程是最有用的线索之一,这些线索由天然发生的示踪物提供。要详细描述铀系列平衡的长期状态,必须知道 U 、 Pa^{231} 和 Th^{230} 的丰度。 Ra^{223} 的相对丰度反映比较中间的时间范围及某些放射源中过量 Ac^{227} 和 Pa^{228} 单独出现的过程。为了研究放射性异常现象和校正铀和放射性检查的精确度以及研究射气的性质,在分析铀的同时有必要分析 Rn^{222} 与 Pb^{210} 。铀的常规辐射分析和化学分析之间的差异主要是放射性矿石中 U 、 Rn^{222} 、 Pb^{210} 及 Th^{232} 含量的函数。

分离和测定的方法及其单位的定义

铀是用标准的荧光分析法和容量分析法来测定的^[2,3]。放射化学分析法用来测定全部放射性的子体元素^[4,5]。同位素(nuclide)的测定则通过对携带特殊同位素(被测定同位

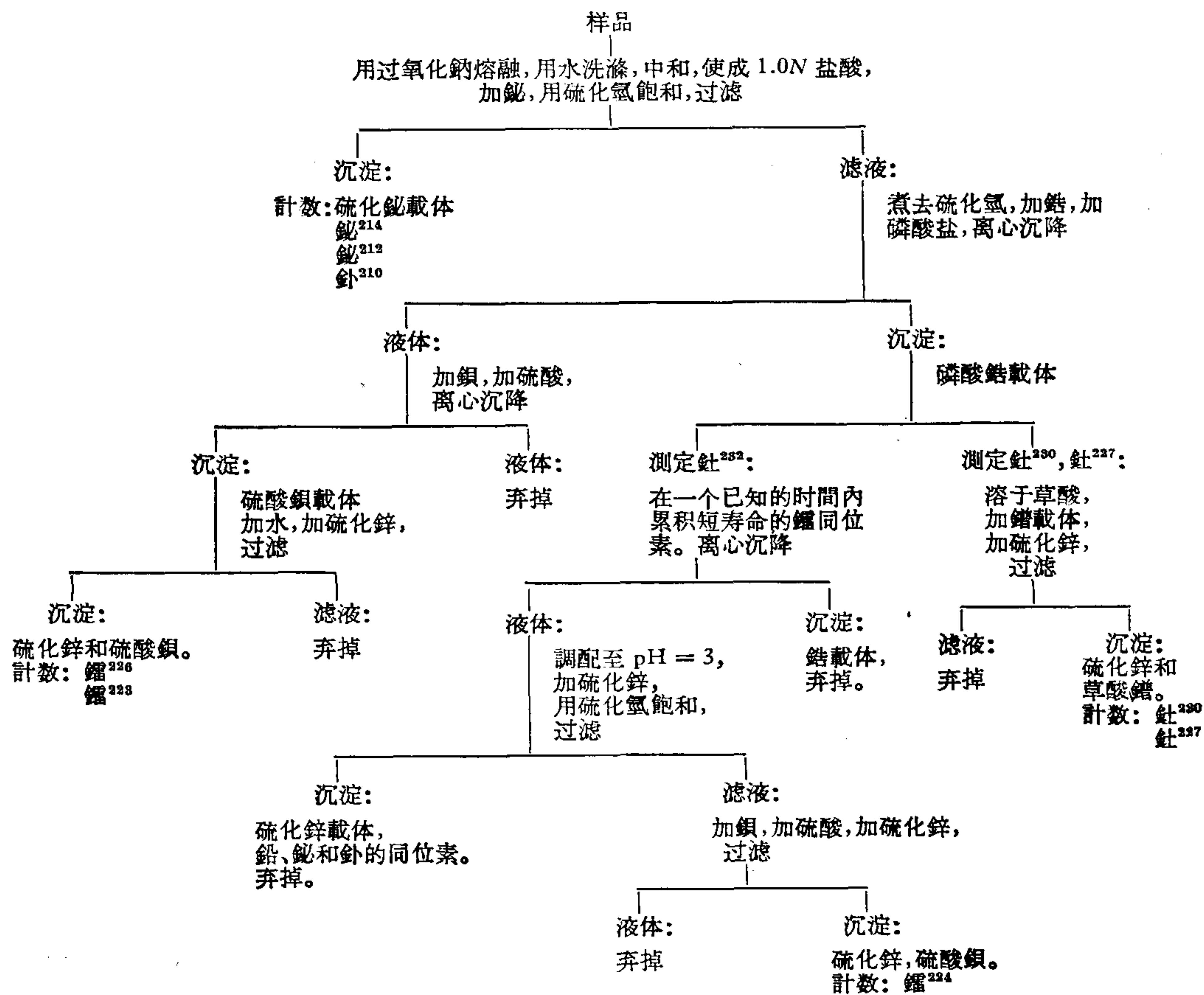


图 2 化学分离法的简要步骤

素)的化学分离物进行 α 计数。图2是化学分离法的简单步骤。由于同位素的数量对于定量分离来说一般是太少了,整个步骤都要用到载体。

铋和钋的同位素是用 α 粒子闪烁计数器来测定的,这种计数器包括装置在不漏光的容器里面的磷光体和一个2英寸的光电倍增管。另一种不同类型的 α 闪烁计数器则用来测定钍和镭的同位素,此时载体的沉淀物与磷光体是和被测定的样品装在一起的。磨得极细的硫化锌粉末被加到含有载体沉淀物的溶液中,充分混合,并将这种稀湿泥过滤,然后装配起来,进行自动测定。自动换样器包括一个空的5英寸12级的光电倍增管和联在一起的记录装置,它可以在24小时内用来测定这些同位素。镭同位素每天须测定几次,大约要进行三天,而钍同位素每天须测定1或2次,大约要进行15天。在一整套数据已经从计数系统累积起来之后,可用一个中等数字计数器来缩减这些数据。同位素在每一个沉淀中所特有的衰变或增长的模式可用来区分每一个母体同位素 Th^{230} , Th^{227} , Ra^{226} 和 Ra^{223} 的丰度。这里所涉及的某些同位素的其他测定法已另有文献发表^[6,7,8,9,10,11]。

整个这篇文章都采用当量单位。当量铀或eU是该样品的放射性与一个标准平衡的铀矿的放射性的比值,以百分比表示之。铀用铀的百分比, Th^{232} 用 Th^{232} 的百分比来表示。三个衰变系列的全部子体元素都用其与母体同位素的当量来表示,并以当量百分比为单位,而不以这些子体元素的真正百分比来表示。当量百分比的定义是在假定放射性平衡的条件下,供给样品中确实存在的子体元素的含量所必需的原始母体元素的百分比。这个原始母体元素的含量可以存在于也可以不存在于样品中。

不平衡现象在地球化学过程中的解释

这篇文章只限于解释沉积环境的不平衡。曾经找出了如图3所示的四个涉及铀系列在沉积岩中的放射性不平衡的概括类型。1)缺乏全部子体元素其关系为 $U > e\text{Pa}^{231} > e\text{Th}^{230} > e\text{Ra}^{226}$; 2)缺乏 Th^{230} ,通常 $e\text{Ac}^{227} \geq U \geq e\text{Ra}^{226} \gg e\text{Th}^{230}$; 3)放射源,其放射性几乎完全由 Ra^{226} 和它的直接子体元素组成,或者由 Ra^{226} 与 Ra^{228} 或 Ra^{226} 与 Ac^{227} 混合组成, 4)放射源中缺乏铀,而含有当量较大的铀系列子体元素。

大多数缺乏铀的放射源(类型4)被认为是由于矿石中铀已被淋滤。除钾钒铀矿族外,这一类型的不平衡通常与氧化沉积环境有关,它代表很多接近铀矿的具有放射性的表面露头。第一类型不平衡的特点是未氧化的铀矿曾在许多放射源的地下深处找到,在这些放射源中未氧化铀矿的品位比氧化的地表沉积物中的铀矿品位低。很多存在于未氧化矿石下部的铀必定系通过这一淋滤作用而向下迁移的。法尔(Phair)和莱味(Levine)^[12]曾对热液矿床中缺乏铀的不平衡现象进行了研究,其结果和本实验室对类似的黄铁矿物质的分析一样,都一致表明 Ra^{226} 的富集,而该富集在沉积环境中,在这种物质内是不明显的。

Ra^{226} 与 U^{238} 系列中(类型3)很少量的或微不足道的母体元素一起产出(类型3),常与重晶石,碳酸锶矿,氢氧化铁和石灰华伴生。来自 Th^{232} 系列的镭同位素和来自 U^{235} 系列的镭与钍同位素有时在代表类型3的样品中找到。这就有可能引用来自 Th^{232} 或 U^{235} 系列的任何一类同位素的异常出现作为镭同位素的两种不同来源的指示剂。当 Ra^{228} 与 Ra^{226} 同时存在,而这两种镭同位素的来源又可能是在被大量水冲刷过的围岩的空隙中时,显然没有铀矿伴生。这一种产出的方式被认为是产生放射性强的镭的来源;根据开发油田的结果已发现了这种镭累积在钡及锶的硫酸盐中^[13]。广泛分布的放射性温泉沉积物看来也

类型		当量丰度比			
0 理论上的平衡	1.0				
	0.5	$\frac{U}{U}$	$\frac{ePa^{231}}{U}$	$\frac{eTh^{230}}{U}$	$\frac{eRa^{226}}{U}$
	0				
1 缺乏子体元素	1.0				
	0.5	$\frac{U}{U}$	$\frac{ePa^{231}}{U}$	$\frac{eTh^{230}}{U}$	$\frac{eRa^{226}}{U}$
	0				
2 缺乏 Th ²³⁰	1.0				$\frac{eRa^{226}}{U}$
	0.5	$\frac{U}{U}$	$\frac{ePa^{231}}{U}$	$\frac{eTh^{230}}{U}$	
	0				
3 Ra-Ac 同位素单独产出	1.0	$Th^{232} + U$			
	0.5	$\frac{ePa^{231} + eTh^{230}}{eRa^{226}}$	$\frac{eAc^{227}}{eRa^{226}}$	$\frac{eRa^{228}}{eRa^{226}}$	$\frac{eRa^{226}}{eRa^{226}}$
	0				
4 子体元素过剩	1.0				
	0.5	$\frac{U}{eRa^{226}}$	$\frac{ePa^{231}}{eRa^{226}}$	$\frac{eTh^{230}}{eRa^{226}}$	$\frac{eRa^{226}}{eRa^{226}}$
	0				

图3 不平衡的分类

具有同样的一般产状和来源。基本上没有其他放射性同位素的镭同位素，其沉积原因是当它们长期迁移穿过母岩之后，在沉积地点，水中只含有镭同位素及其子体产物，而它们就是重要的放射性组分。已发现在成因上与附近铀矿来源有关的数种放射性重晶石中含有大量的 Ac^{227} 和 Ra^{226} 。具体的实例和根据 ePb^{210}/eRa^{226} 的比值对镭在这些重晶石中积累的年代的估计示于表 1 内。当镭在重晶石中积累的时候，如果假定 Ra^{226} 和 Ac^{227} 的当量含量相等，则另一个年代的近似值就能够得出。这两个年代相当一致，表明镭和钍迁移所需的时间可能是不长的。所有现在已经找到并分析过的天然产出而又不含其母体元素的 Ac^{227} 和 Ra^{226} 都与一个铀矿源有关。这样，当与 Ra^{226} 伴生的放射性同位素存在时，它们的重要性表现为 Ac^{227} 比 Ra^{228} 更利于表明铀矿源。

由 Th^{230} 丰度异常低的样品所代表的一类不平衡(类型 2)与前节所述的 Ra^{226} 、 Ac^{227} 的产出有某些相似之处。其主要差别是母岩的化学成分不同并有大量铀和少量镭同时沉积下来。淋滤了铀矿中铀，钍，镭和铅的溶液迅速地从矿源迁移出去，并当溶液蒸发时它们所含的放射性同位素就沉积下来。这些蒸发沉积物常含有相当数量的二氧化硅和盐类，它们也是被溶液带出来的。它们有时出现在地表而且通常与附近的铀矿源有关。

有两种主要过程能够在缺乏子体元素的矿石中(类型 1)发生。一种是铀可以迁移并在少于其子体元素接近平衡所必需的时间内，即距今不到 300,000 年，在它的现在位置上沉积下来。另外就是子体元素的淋滤作用远大于铀。如果一个样品中仅有一个含量很低

表1 用 Ac^{227} 和 Pb^{210} 的丰度与 Ra^{226} 的比較来估計重晶石的年齡

野外編号		$\frac{eAc^{227}}{eRa^{226}}$	$\frac{ePb^{210}}{eRa^{226}}$	估計年齡(年)	
				Ac^{227}	Pb^{210}
AW-7-56 ¹⁾	科罗拉多, 孟特罗舍村	0.09	0.70	77	38
AW-8-56	同 上	0.59	0.57	16	27
AW-9-56	同 上	0.29	0.59	41	27
AW-10B-56	同 上	0.82	0.12	6	4
AW-5-54	科罗拉多, 麦沙村	0.24	0.74	45	43

野外編号	U^{235} (百分比)	Pa^{231}	Ac^{227}	Th^{230}	Ra^{226}	Rn^{222}	Pb^{210}
(-----当量百分比-----)							
AW-7-56	—	<0.5	6	<0.04	68.6	62.1	48.2
AW-8-56	—	<2	75	<0.1	127	112	72
AW-9-56	—	<20	40	<1	145	140	86
AW-10B-56	—	<0.03	0.14	<0.002	0.17	0.2	0.020
AW-5-54	0.009	<0.6	2.5	<0.03	10.4	10.8	7.75

1) 样品是由美国地质調查所阿里斯(Alice. P. Weeks)采集的。

2) 在前四个样品中沒有分析鈾,但估計是很低的。

的长寿命子体元素(在很多样品中通常是 Ra^{226}), 那么后一种解释的可能性較大。由于氦气的发射而缺乏 Rn^{222} 和 Pb^{210} 是短寿命的不平衡的一个普通根源。当同位素的分布是 $U > ePa^{231} > eTh^{230} \geq eRa^{226}$ 时, 則前一种解释(鈾的近代沉积)的可能性相当大。这一缺乏子体元素的类型是很值得注意的, 因为已分析过的很多样品都表明鈾的沉积時間关系是能够估計出来的。但能够定出鈾的近似的沉积時間的样品必須具有 ePa^{231}/U , eTh^{230}/U , eRa^{226}/U 的比值, 因为这些同位素中的每一个从純鈾中增长都需要一个大致相同的時間間隔。引用这些样品的結果來說明鈾矿的真实年齡时必須先滿足三个条件: 1) 完全沒有衰变产物的鈾必須沉积在附近的非放射性的母岩中; 2) 在沉积之后鈾或长寿命的子体元素必須沒有受到显著的淋滤作用; 3) 沉积的速率与子体元素的增长速率比較起来不能太慢。在大多数天然产出的样品中必然有某些情况与此三个条件有偏离。

曾试图通过对美国西南部考古学遺址的几个化石标本的分析来估計各种偏离的全部影响^[14,15]。曾把这些化石标本与相似的标本对比, 后者的 C^{14} 的年代已測定并与代表該地区各种考古学的文物有关。这些标本的分析結果按照考古学地层上的分布和順序, 并連同每一个标本的實驗室样品編号列于图 4 中。在 C^{14} 的年代和同位素鈾的年代之間存在着某些不一致, 而来自同一层位的副样中 C^{14} 的年代也同样存在着不一致。不管怎样, 总的趋势是鈾同位素的年代太久了, 这一点表明大多数偏离是由于骨灰中鈾被淋滤而产生的(上述第二个条件的一部分)。这一偏离的可能性已被中新世和早更新世骨質样品的分析进一步所証实。在这些較老的骨質样品中有些样品存在着不平衡, 这是由于缺乏鈾所致, 尽管磷酸鈣的母体物質是鈾的良好固定剂。图 4 中的两个化石标本(标品号碼 249082 和 255717)表明鈾同位素的年代少, 这一現象大概与第三个条件有偏离。

現有的証据表明用鈾同位素計算年代对多数考古学是不够精确的, 不过如果将来能够确定选择适当样品的标准, 那么这个方法就会有利于这种研究。同一証据表明这个方法对于估計多数精确度不需要很高的地质年代是适合的。目前有关这类同位素的其他工作是研究珊瑚石灰岩中 Th^{230} 对鈾的比值^[16]。

(沙尔堡址)	C ¹⁴ 年代 (样品采集的位置)(分析单位)	布拉克瓦特台志 (Blackwater draw) 名称和样品: (塞拉德兹)样品 黑褐岩	牛波克湖 (LUBBOCK LAKE)
(沙尔堡址) 灰砂 $\frac{Pa^{231}}{U} = 17,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 16,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 17,000$ 平均 17,000年 ----- $\frac{Pa^{231}}{U} = 22,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 20,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 17,000$ 平均 20,000年 ----- $\frac{Pa^{231}}{U} = 20,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 23,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 15,000$ 平均 19,000年	4,950 ± 130 年 (布拉克瓦特台志) (湖姆布尔石油公司)	(温多佛)样品 阿勒层 $\frac{Pa^{231}}{U} = 16,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 12,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 11,000$ 平均 13,000年 (249086)	第5层 (255721) $\frac{Pa^{231}}{U} = 22,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 26,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 28,000$ 两者不一致 第4层 (255720) $\frac{Pa^{231}}{U} = 2,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 2,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 6,000$
	6,230 ± 150 年 6,300 ± 150 年 (布拉克瓦特台志) (湖姆布尔石油公司)	东沟层在弗尔索姆上 葡萄层 $\frac{Pa^{231}}{U} = 17,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 15,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 13,000$ 平均 15,000年 (255521)	弗尔索姆上的东沟层 (255521) $\frac{Pa^{231}}{U} = 9,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 8,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 19,000$ 不一致
9,885 ± 350 年 (牛波克湖址) (芝加哥大学) 9,700 ± 450 年 (牛波克湖址) (芝加哥大学)	硅薄土层 (249085) $\frac{Pa^{231}}{U} > 500,000$ $\frac{Th^{230}}{U} < 100,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} < 100,000$ 不一致	弗尔索姆层 (255520) $\frac{Pa^{231}}{U} = 34,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 53,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 21,000$ 不一致	硅薄土-弗尔索姆层 (255718) $\frac{Pa^{231}}{U} = 53,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 27,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 40,000$ 不一致
20,400 ± 900 年 (沙尔堡址) (拉孟特地质观察站) 7,100 ± 1,000 年 (沙尔堡址) (密执安大学)	褐砂木架 (249087) $\frac{Pa^{231}}{U} = 37,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 27,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 24,000$ 不一致	底部含文物层与弗尔索姆层间的砂 (255519) $\frac{Pa^{231}}{U} = 18,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 23,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 19,000$ 平均 20,000年	牛波克湖址缺失 底部含文物层 (255717) $\frac{Pa^{231}}{U} = 7,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 8,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 9,000$ 平均 8,000年
13,400 ± 1,200 年 (沙尔堡址) (拉孟特地质观察站)	底部炭岩 (249084) $\frac{Pa^{231}}{U} = 19,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 20,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 15,000$ 平均 19,000年	底部含文物层 (255518) $\frac{Pa^{231}}{U} = 21,000$ $\frac{Th^{230}}{U} = 24,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 19,000$ 平均 22,000年	
8,760 ± 600 年 (沙尔堡址) (密执安大学)	砂岩基底 (钙化相) (249082) $\frac{Pa^{231}}{U} = 4,800$ $\frac{Th^{230}}{U} = 5,000$ $\frac{Ra^{226}}{U} = 6,700$ 平均 5,500年		
白砂			

图 4 受地层控制的化石标本 C¹⁴年代与铀同位素年代比较表

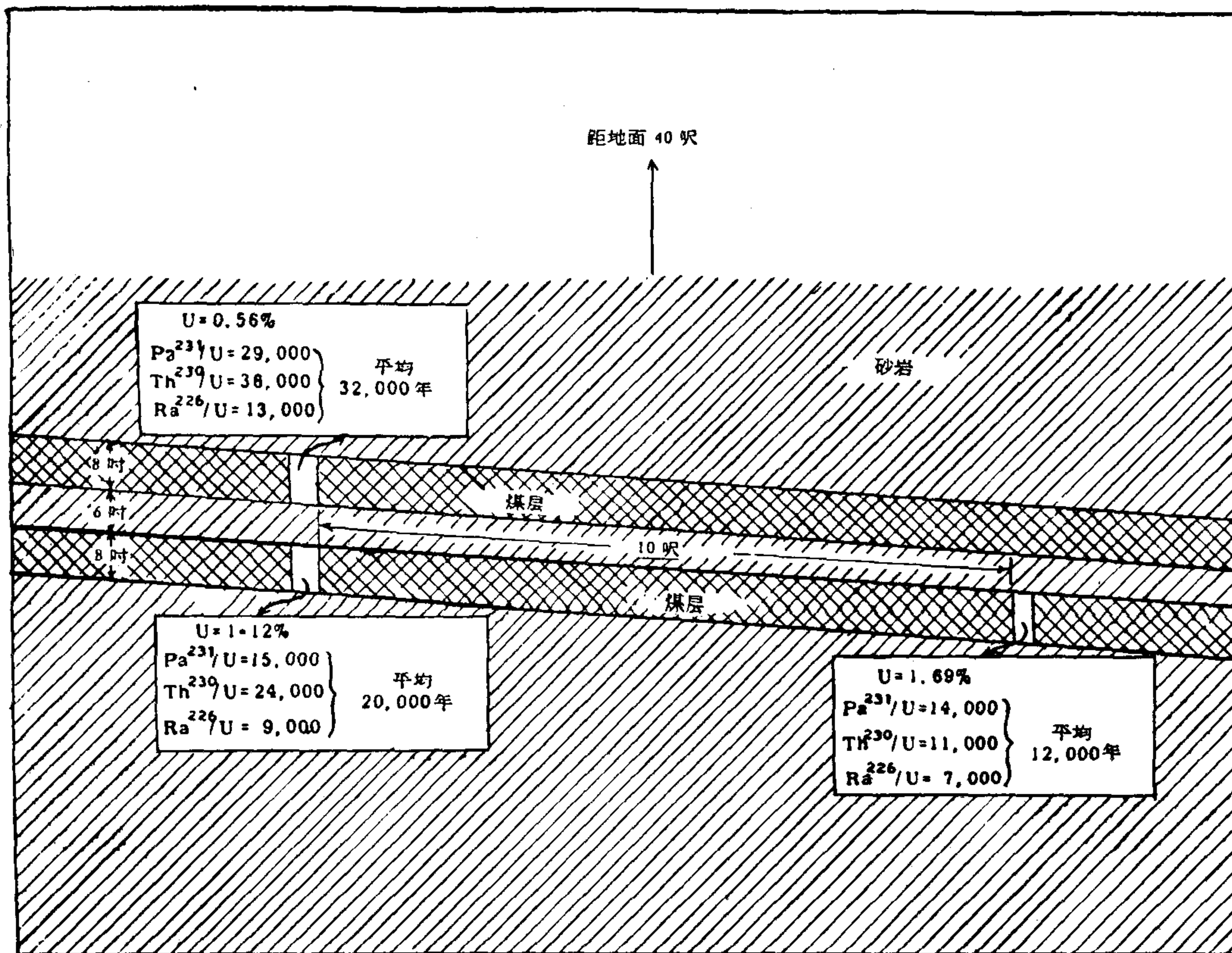


图 5 表示鈾矿的估计年龄的怀俄明州格斯山区的煤层剖面图

图 5 表示来自怀俄明州格斯山脉 (Gas Hills) 地区一个露天矿场的两个煤层的样品。比较新近沉积在这个碳质环境的铀被认为是从上部氧化的沉积物中淋滤出来的。这一结论更进一步被说明越在煤层下部年代越新的时间关系所证明。沿下部煤层的倾向再下 10 英尺的样品年代更新, 这可能说明铀在垂直方向上更进一步向下迁移需要较长时间。这里也存在有沿煤层的倾向向下迁移的可能性。

结 论

不平衡是一个相当复杂的现象, 而且为各种子体元素的丰度提供简单而直接的解释并不是一种容易的工作。要达到这个目的, 对于许多假说无疑地有必要根据地质学、地球化学和化学的证据, 来进一步解释并决定其取舍。关于不平衡类型不同的原因有许多解释与推测, 这里介绍了其中的一部分。虽然某些解释在获得了更多的证据后可能需要进行修改, 就象过去某些解释已经修改过一样。就是一个假说也没有接纳, 放射性不平衡的研究对矿床的地质和地球化学历史也可以提供重要的线索。

致 谢

作者感谢道夫莱 (J. R. Dovley) 对于所用的自动计数系统的设计和维持。考古学的标本, C^{14} 的数据和在样品来源对比方面的帮助都是由德克萨斯工学院陈列馆的温多弗 (Fred Wendorf) 和德克萨斯大学, 德克萨斯纪念陈列馆的谢拉德兹 (E. H. Sellards) 所供给的。

(译自英文预印本)

参 考 文 献

- [1] Sentfle, F. E., Stieff, Lorin, Cuttitta, Frank. and Kuroda. P. K., Comparison of the Isotopic Abundance of U^{235} and U^{238} and the Radium Activity Ratios in Colorado Plateau Uranium Ores, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **11**: 189—193 (1957).
- [2] Grimaldi, F. S., May, Irving, and Fletcher, Mary H., U. S. Geological Survey Fluorimetric Methods of Uranium Analysis, U. S. Geological Survey Circ. 199 (1952).
- [3] Wahlberg, J. S., Skinner, D. L., and Rader, L. F., Jr., Volumetric Determination of Uranium, *Analytical Chemistry*, **29**: 954—957 (1957).
- [4] Rosholt, J. N., Jr., Quantitative Radiochemical Method for Determination of Major Sources of Natural Radioactivity in Ores and Minerals, *Analytical Chemistry*, **26**: 1307—1311 (1954).
- [5] Rosholt, J. N., Jr., Quantitative Radiochemical Methods for Determination of the Sources of Natural Radioactivity, *Analytical Chemistry*, **29**: 1398—1408 (1957).
- [6] Curtiss, L. F., and Davis, F. J., A Counting Method for the Determination of Small Amounts of Radium and Radon, *Journal of Research U. S. National Bureau of Standards*, **31**: 181—195 (1943).
- [7] Barnes, J. W., Lang, E. J., and Potratz, H. A., A Radiochemical Procedure for Thorium and its Application to the Determination of Ionium in Coral Limestone, U. S. Atomic Energy Commission LA-1845 (1954).
- [8] Eberle, A. R., and Petretic, G. J., Determination of Ionium in Raffinate Cakes, in Rodden, C. J., Quarterly Progress Report for the period ending June 30, 1955 U. S. Atomic Energy Commission NBL-117, 20—22 (1955).
- [9] Kuroda, P. K., On the Isotopic Constitution of Radium (Ra^{223}/Ra^{226}) in Uranium Minerals and Recent Problems in Geochronology, *Annals New York Academy of Sciences*, **62**: 177-208 (1955).
- [10] Nelson, L. C., and Zyskowski, C. L., Procedure for the Determination of Protactinium in Mallinckrodt Samples, in Rodden, C. J., Quarterly Progress Report for the period ending June 30, 1955, U. S. Atomic Energy Commission NBL-117, 17—19 (1955).
- [11] Facchini, U., Forte, M., Malvicini, A., and Rossini, T., Analyses of U and Th Minerals by Alpha Spectrum, *Nucleonics*, **14**, 126—133 (1956).
- [12] Phair, George, and Lovine, Harry, Notes on the Differential Leaching of Uranium, Radium, and Lead from Pitchblende in H_2SO_4 Solutions, *Economic Geology*, **48**: 358—359 (1953).
- [13] Gott, G. B., and Hill, J. W., Radioactivity in Some Oil Fields of Southeastern Kansas, U. S. Geological Survey Bulletin 988-E, 69—122 (1953).
- [14] Sellards, E. H., *Early Man in America—A Study in Prehistory*, Austin, Texas, University of Texas Press, 211 p. (1952).
- [15] Wendorf, Fred, Kreiger, A. D., and Albritton, C. C., with a description of the skull by T. D. Stewart, *The Midland Discovery, A Report on the Pleistocene Human Remains from Midland, Texas*, Austin, Texas, University of Texas Press, 139 p. (1955).
- [16] Barnes, J. W., Lang, E. J., and Potratz, H. A., Ratio of Ionium to Uranium in Coral Limestone, *Science*, **124**: 175—176 (1956).

矿物中钍与铀的极度比率的测定 关于测定钍的一种放射化学方法*

H. R. 方耕田 W. 布舍尔 F. G. 豪特曼斯**

摘 要

测定U和Th矿物的年龄时,特别是当附属铅存在的时候,需要精密地测量Th/U的比率。附属铅的校正可以根据同位素 Pb^{208} 来进行。因此,必须极精确地测定U矿物中含量极低的Th,才能量度放射成因的 Pb^{208} 。

用化学方法来测定矿物中钍的含量是很费力的。这里所提出的放射化学方法可以使化学分离减至最低限度。这方法(即作者中的一人早先所提出的ThB/RaD法)的原理在于分析铅部分的衰变曲线。矿物溶解后,所有的铅可以用打萨宗(Dithizone)法萃取,并在液体计数管中测定。在短寿命的RaB、AcB及其子体产物衰变后,放射性增加至ThB + C + C'到达平衡为止。然后在1—2天内借ThB + C + C'来测定放射性。

在Th/U的比率极低($<10^{-3}$)的情形下,用非放射性的铅作为载体将溶液萃取两次。在ThB生长之后,第二次萃取同一溶液时有可能精确地测定溶液中ThB的含量,从而可以精确地测定溶液中Th的含量。RaE的扰动效应就这样被减低了。由于溶液中大约有1克U,Th的测定即Th/U的比率可低到 10^{-4} 。这方法也适用于高比率的Th/U。显然,此方法仅限于Th和U的矿物完全达到放射性平衡的情况下。报告中采用了圣角阿及姆斯萨尔(Joachimsthal)和辛柯罗布维(Shinkolobwe)的沥青铀矿样品的研究结果。

緒 言

用铅法^[1]测定U矿物的年龄,除了必需知道放射性成因铅的含量以外,还要知道其正常含量,即其附属铅的平均含量。就附属铅的真谱分析而论,在测定 Pb^{204} 时,希望同时测定 Pb^{208} 的含量,因为 Pb^{204} 的相对含量很低。这样就可以得到附属铅的 Pb^{208}/Pb^{204} 比率,而且甚至在有大量附属铅掺杂时也可通过和有关地层中正常铅样的同位素含量相比较,对附属铅样作出必要的校正。然而,如果钍存在于矿物中,则还要考虑 Pb^{208} 可能由于钍的蜕变而产生,所以必需知道矿物中钍的正确含量。由放射性蜕变产生的ThD(Pb^{208})量可从测得的同位素 Pb^{208} 的含量中减去。

用普通分析方法之一来作Th的正确测定是需要很多的化学操作和管理,但用根据测定ThB(Pb^{212})放射性的放射化学方法,则化学操作可以减少至最低限度。这种方法可以不困难地从稀土元素中把它们分离出来。

* Determination of Extreme Th/U Ratios in Minerals: A Radiochemical Method for Determination of Thorium (第2卷,第250号报告,瑞士)。

** H. R. von Gunten, W. Buser, F. G. Houtermans (瑞士伯尔尼大学)。

方法的原理

如果 ThB (Pb^{212}) 和 Th 之間的放射性平衡可以假定, 就足以測出放射性 ThB 的含量, 从而获得 Th 的含量。为此目的, 可借助打薩宗法从矿物的溶液中将鉛萃取出來。通过用液体計数管測定随鉛部分萃取時間而变化的放射性, 可确定 ThB 的含量, 并随之而得到 Th 的含量。在处理含鈾矿物时, 在鉛的部分中也有鉛同位素 RaB (Pb^{214})、AcB (Pb^{211}) 和 RaD (Pb^{210})。在短寿命的同位素 RaB 和 AcB 衰变之后, 随着副产品的产生, 放射性要增加, 直至 ThB + C + C' 之間达到平衡为止。然后, 为了与 ThB 的衰变相应, 放射性減弱。一两天后 (視 Th 的含量而定), 放射性再增高, 因为 RaE (Bi^{210}) 与 RaD 进入平衡。由于 RaD 的 β 輻射能小, 它本身实际上不可能在液体計数管中測得。对复合的放射性曲綫进行分析即可表明 ThB 和 RaD 的含量。假如有用 ThB 和 RaD 标定的液体計数管可以应用, 則 Th 和 U 可被測定。对于高比率的 Th/U, 这种方法可以立即得出結果。对于比率极小的 Th/U ($Th/U < 10^{-3}$), 这方法 (曾由作者中之一人提出^[1]并在以前使用过^[3,4]) 可作如下修改^[5]:

矿物溶液 (母液) 起初用打薩宗法萃取直到其完全无鉛为止。根据从这次萃取的 Pb 溶液中所得到的 RaE 的飽和值可以測定溶液中鈾的含量, 其精确度約达 1%。萃取后, 母液中加入非放射性的鉛作为載体。三五天后, 当母液中的 ThB 已再生长到超过 99% 的时候, 进行第二次萃取, 并測定随溶液萃取時間而变化的放射性。这样, 仅生长 22 年的 RaD, 在最初几天实际上并不产生干扰, 因此可以相当精确地測定矿物溶液中 ThB 含量。

实 驗

鉛的萃取 为了将用氨沉淀的阳离子变为絡合离子, 在矿物的硝酸溶液中, 对每一毫克鉛需加入 1/3 毫升 2% 的氢氯酸肼溶液 (还原鉄), 1 毫升 50% 的酒石酸溶液和 1 毫升 50% 的柠檬酸溶液。然后加入氨 (1:1) 直到 pH 为 9.5。随后再用溶在氯仿中的 0.05% 的打薩宗溶液分作几部分来萃取, 直到綠色不变为止。这样, Pb 和 Bi 进入氯仿相。用 pH 为 2 的 HNO_3 分作几部分与氯仿相搖蕩, Pb 被反萃取至水相, 而 Bi 留在氯仿相中。所得的水相蒸发至干。剩下的硝酸鉛用浓硝酸浸湿数次, 并蒸发至干以破坏打薩宗的殘余物。白色殘渣溶于 3 克分子的硝酸中, 放射性則用液体計数管測定。

鉛用打薩宗萃取的萃取率, 起初是用含 ThB 的、作为示踪原子的鉛溶液来核对。在 pH 为 8.5—9.5 的范围内, 五个实验的平均值是 99.9%。对于 pH 为 2 的反萃取, 得到的萃取率約为 93%。为了保証全部萃取, 两次反萃取是需要的。对于加有載体的溶液, 鉛的萃取率可借測定鉛在萃取液中的浓度来核对。

紧接在第一次萃取后, 加入約 10—20 毫克的 Pb 和 Bi 到母液中以便再行萃取。这种手續可以重复到全部 RaD 和 RaE 均已除尽为止。几天之后萃取生成的 ThB, 按照上述方法处理。

Th 的标准溶液 为了从所測得的 ThB 放射性中計算出 Th 的含量, 需要有确知成分的 Th 的标准溶液。这里分別制备了两种标准溶液。

第一种溶液 (A) 是用 $Th(NO_3)_4$ 制备的, 其中的 $MsTh_1$ 曾于 1927 年 9 月分离过。在

实验时,处于放射性平衡中的溶液仅达 94%,并显示 232.9 dpm*/毫克 Th。

第二种溶液(B)由钍石(刚果)制备的 $\text{Th}(\text{NO}_3)_4$ 做成。用于溶液(B)的 Th 标准溶液,其制备方法已在不久之前报导过^[6]。在实验时,处于放射性平衡中的溶液 B 仅达 89%,并显示 220.6 dpm/毫克 Th。

RaD 的标准溶液 这里采用了由柏格曼^[7] (Begemann) 制备的 Ra(D + E + F) 标准溶液。它们是借射气法制备的,并和国际标准比较过。溶液中加入非放射性的 Pb 和 Bi 作为载体,并加入了硝酸以防止水解。在实验时,贮存的溶液显示 996.6 dpm/毫升 Th。

液体计数管的标定 这里的实验采用了壁厚约 30—40 毫克/厘米² 和体积为 10 毫升的液体计数管(二十世纪电子制品厂)。

Th(B + C + C'') 的效率 在加入确知量的非放射性的铅作为载体后,标准溶液按照上述的打萨宗法萃取,以测定管的 Th(B + C + C'') 效率。两种溶液中铅的含量在萃取后均经过核对。管 C 的效率为 11%,管 T 的效率为 11.9%。

Ra(D + E + F) 的效率 管 C 的效率是 2.86%,管 T 的效率是 3.32% (密度 = 1)。

放射性的测量 在每一次测量前后,本底至少取 10,000 cpm**。从两次测定中取其估量的平均数。萃取溶液的放射性变化,经连续不断的观察,并每隔一定的时间记其读数。为了避免作密度的校正,萃取液的成分应保持不变。

结 果

具有 Th/U 的极度比率的圣角阿及姆斯萨尔和辛柯罗布维的瀝青铀矿是可以使用的。

方法的灵敏度 这里采用圣角阿及姆斯萨尔的瀝青铀矿(Jo VI)的溶液来确定此方法的灵敏度。在溶液中, Th 含量太少以致不可能测量出(图 2)。

把一部分 Th 溶液加入到溶液中,然后用上述方法测定 ThB 的含量。其结果示于表 1。

表 1

溶 液	U 含 量	加入的 Th (毫克)	Th: U	获得的 ThB (每分钟的计数)	获得的 Th (毫克)	相对误差 (%)	获得的 Th: U
A	825 毫克	0		0	0		
B ₁	825 毫克	1.65	2×10^{-3}	411.7	1.66	+0.6	2.01×10^{-4}
B ₂	825 毫克	1.65	2×10^{-3}	416	1.68	+1.8	2.04×10^{-4}
C	825 毫克	0.165	2×10^{-4}	39.9	0.161	-2.4	1.95×10^{-4}
D	825 毫克	0.0825	10^{-4}	20.4	0.0815	-1.2	1.99×10^{-4}

对于溶液 B₁, 在加了载体和在 ThB (溶液 B₂) 生长后, 重复了萃取的手续。图 1 是溶液 B₂ 的放射性/时间曲线的形状。

圣角阿及姆斯萨尔的瀝青铀矿 作者研究过圣角阿及姆斯萨尔的两个瀝青铀矿样品 JoV 和 JoVI。这种致密的黑色物质有一种极均匀的外貌。溶液的第一次萃取用于 Pb 和 U 的分析以及质谱研究, 第二次的萃取用于 Th 的分析。对放射性/时间曲线(图 2)的

* dpm 为每分钟的衰变数。——译者注

** cpm 为每分钟的计数。——译者注

分析証明 RaB, AcB 和 RaE 的放射性有迭加現象。ThB 并不显现。如表 1 所示, Th 的含量相对于 U 的含量为 0.01%, 容易被探测。任何 > 0.01% 的 Th 含量可不計。因此, 两个样品 JoV 和 JoVI 的结果是

$$\text{Th: U} < 10^{-4}$$

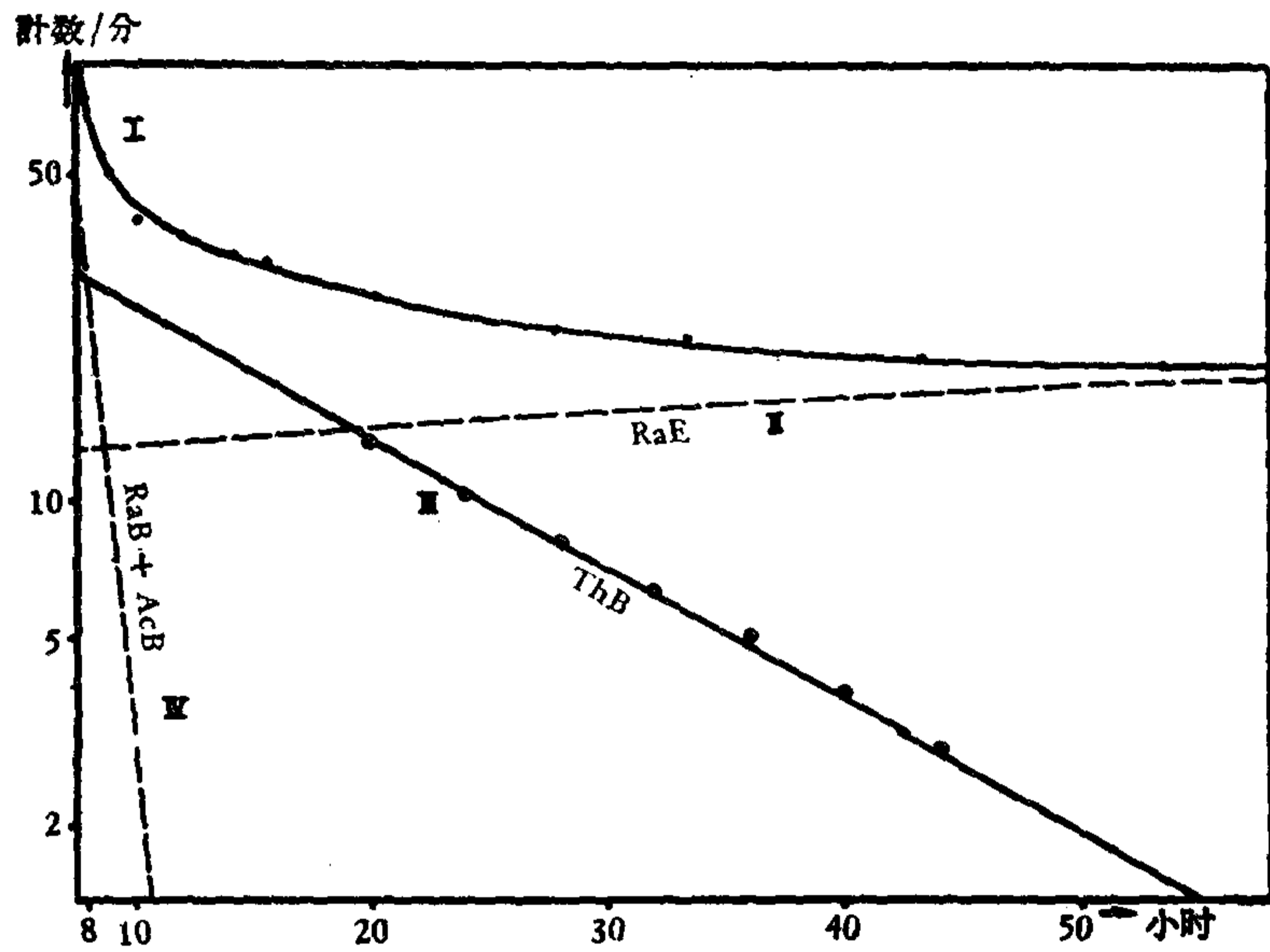


图 1 具有 0.2% Th 的試驗溶液

I 鉛部分的放射性 II RaE III ThB IV RaB + AcB

辛柯罗布維的瀝青鈾矿 作者研究过辛柯罗布維(剛果)的一个样品。这是一种具有立方晶体的鈾矿, 其大小为几个毫米。这种矿物的化学年龄曾由匹西俄妥(Picciotto)等人^[8]作过測定。他們获得 Th/U 的比率 $< 5 \times 10^{-3}$ 。

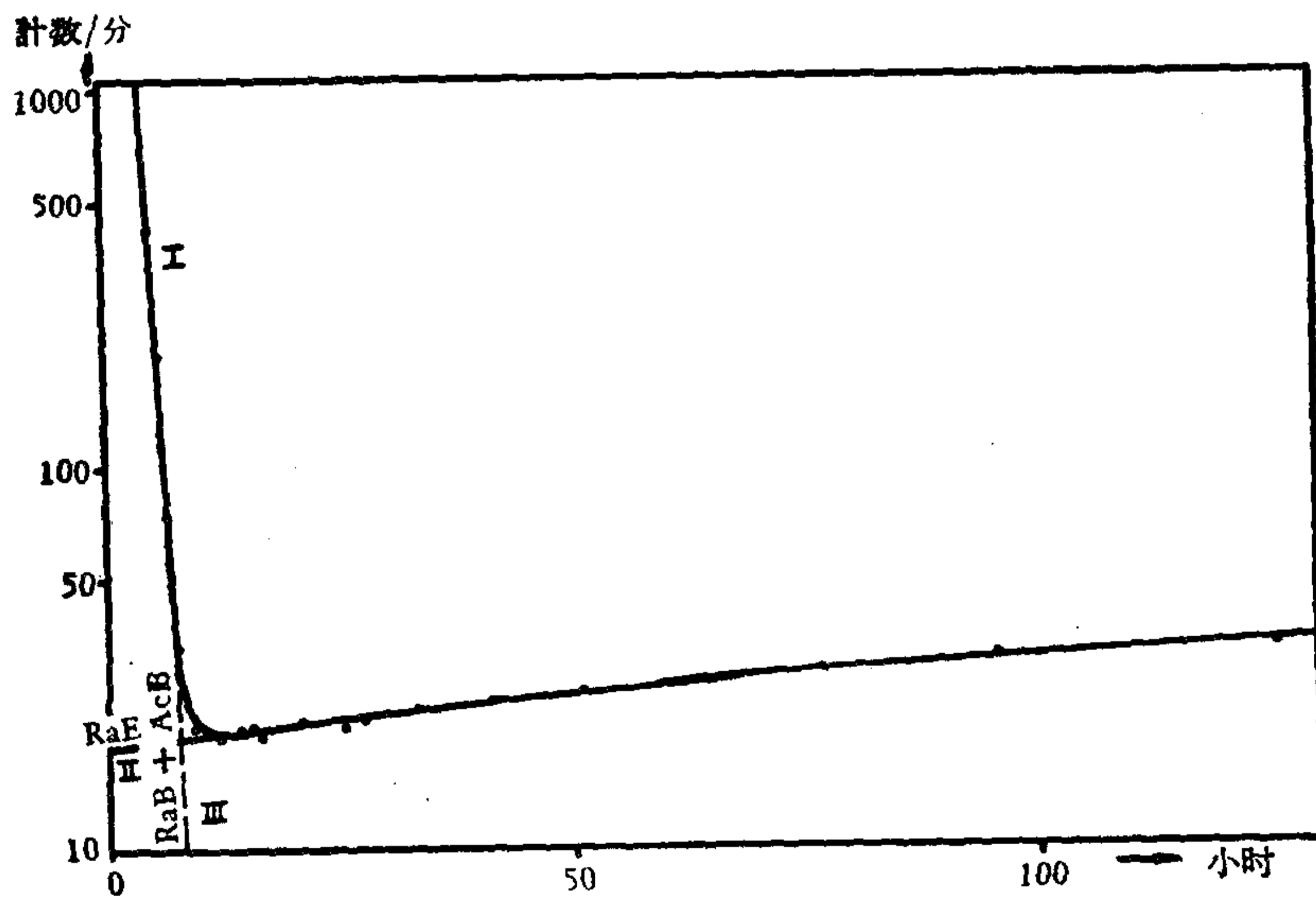


图 2 圣角阿及姆斯薩尔的瀝青鈾矿 (JoVI)

I 鉛部分的放射性 II RaE III RaB + AcB

放射性/時間的曲線示于图 3。从所測得的数值可推測到萃取时的放射性应为 59 cpm, 从而获得 Th 的含量为 0.24 毫克。和 U 的含量 538 毫克相比, 可計算出 Th/U 的比率 = 4.4×10^{-4} 。

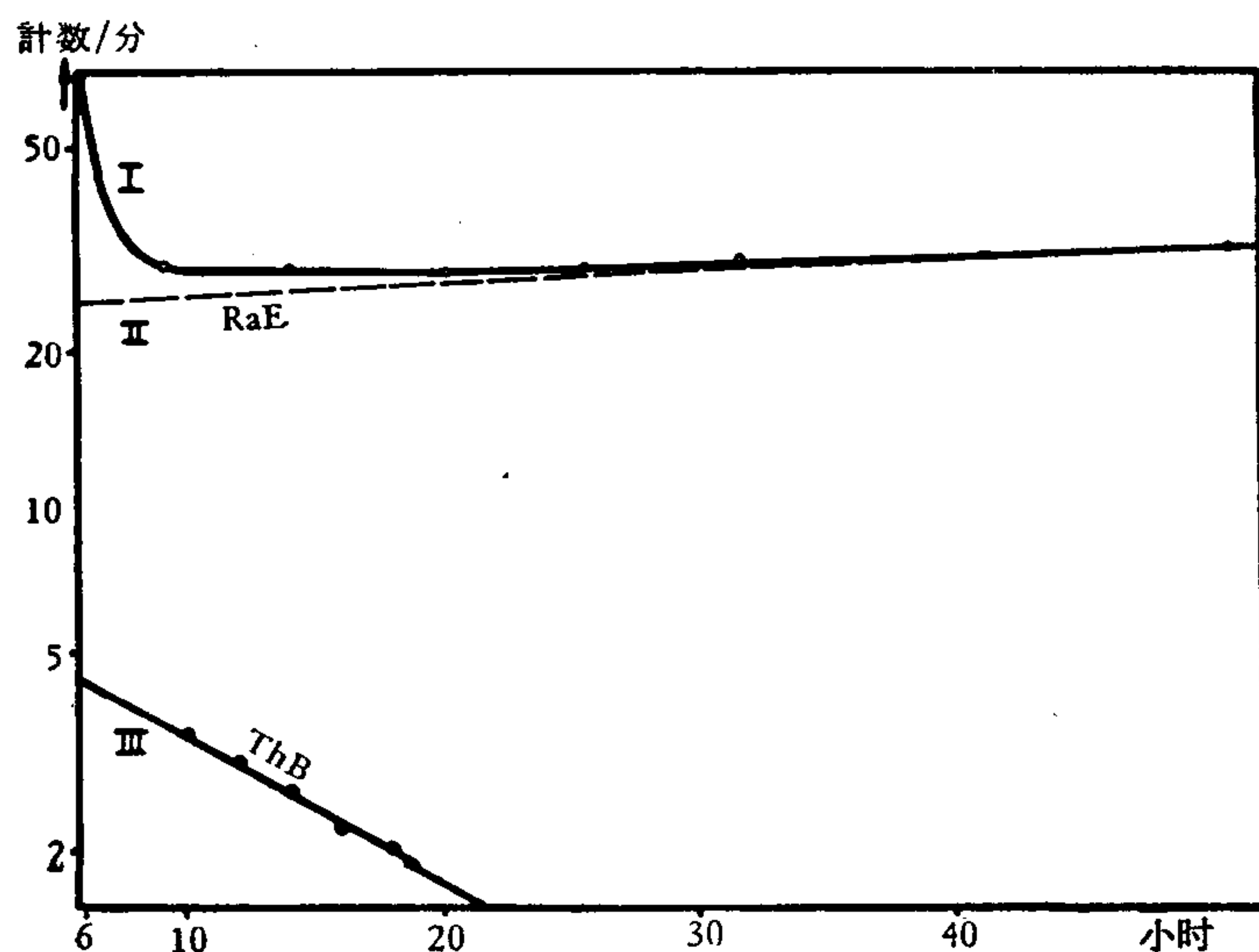


图 3 辛柯罗布維的瀝青鈾矿
I 鉛部分的放射性 II RaE III ThB

这种方法对高 Th/U 比率的矿物也很有效, 所以它被成功地应用于喀坦加 (Katanga) 的鈦鉍鈦矿^[9](Yttrocrasit)。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Houtermans, F. G., Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss. (1951) 123—136.
- [2] Bouissières, G., et Ferradini, G. Anal. Chim. Acta 4, 610 (1950).
- [3] Buttler, H. v. Diss. Universität Göttingen 1952.
- [4] Wendt, H. J. Diplomarbeit, Universität Göttingen 1952.
- [5] Begemann, F., Buser, W., Gunten, H. R. v., Houtermans, F. G. Chimia 8, 259 (1954).
- [6] Gunten, H. R. v., et Ledent, D., Chimia 12, 146—147 (1958).
- [7] Begemann, F. und Houtermans, F. G., Mitt. Inst Radiumforschung No. 492, Wien 1952.
- [8] Begemann, F., Buttler, H. v., Houtermans, F. G. Isaac, N. and E. Picciotto, Bull. centre phys. nucléaire Université libre Bruxelles 37, Août 1952.
- [9] Gunten, H. R. v., Diss. Universität Bern 1955.

铍的地球化学及用 Be^{10} 法确定矿物年龄*

J. R. 米里耳 M. 洪达 J. R. 阿尔诺伊德**

以放射性为基础的方法，几乎是测定存在于很长历史时期的物质的绝对年龄的唯一方法。因此，尽管在实际运用中在大多数情况下会遇到困难，但仍然集中全力发展和检验这种方法。以 C^{14} (半衰期 5,600 年) 和一批长寿命同位素 K^{40} , Rb^{87} , Th^{232} , U^{235} , U^{238} (半衰期近乎 10^9 至 $5 \cdot 10^{10}$ 年) 的数据为根据的方法，经过一定的检验以后，可以认为它们是可靠的。

同位素的半衰期应当与被测定的年龄相比较(实际上一般约为十次方)，可是 C^{14} 和长寿命同位素之间断为 $5 \cdot 10^4$ 到 10^7 年，在这段时间里，所检验过的鉴定年龄的方法一个也不适用。铀衰变后生成 $T_{1/2} = 8 \cdot 10^4$ 的钍，钍在生成后能很快地从海水中沉淀出来，它可用来测定年龄，虽然钍及其所属元素的地球化学组合会造成许多困难。此外还提出了许多其他方法，但由于各种原因，它们都不大可靠(一些极特别的例子如利用隕石的方法除外)。

在这一时期有一种测定年龄的宝贵方法。这个时期包括这样一些现象，如象人类的进化，几乎在整个更新世冰川期，地球磁场的变化，这种变化至少发生过一次，而且完全有可能是宇宙射线通量的主要变化。

半衰期等于上述时间或更短的同位素是由于宇宙辐射使长寿命物质衰变而形成的，或者是由于二次反应[与地球里的 (α, n) 反应相似]，产生了少量的物质而形成的。

由宇宙辐射而形成的元素中，出产率最高的是在氮和氧参与下发生反应时所获得的同位素。其中已知的有四种： C^{14} , H^3 , Be^7 和 $\text{Be}^{10[1-5]}$ 。其他同位素的半衰期都不超过 20 分钟。

Be^7 的半衰期等于 53 天；这是轨道俘获产物，只放出能量为 479 千电子伏的 γ 射线；而电子基本上不放出。 Be^{10} 是唯一的 β 辐射体，放出能量为 560 千电子伏的 β 粒子；而 γ 射线不放出。它的半衰期约为 2.5×10^6 年，因此，它无疑是适合于测定年龄的同位素。

为了能应用这一方法测定年龄，必需有包含所需同位素的原始物质储备，从这个储备中提出一部分含有该同位素的物质并使之隔绝。还应该有测量在分裂时脱离的物质中同位素活度的一定工具。在这种情况下不能测量 Be^{10} 的稳定子体元素产物堆积量，因为存在着许多和它相似的天然物质，所以对它的要求也就更为严格了。

根据雨水从空气中冲洗出来的 Be^7 可以判断出存在有 Be^{10} 的地方。关于雨水带到大陆和海洋观测站上的相对量，暂时还没有足够的资料，但是对 Be^7 ，尤其对 Be^{10} 来说，在全世界范围内，降落到海洋中的分量，近乎海洋复盖下地面的份量。不但如此，哈尔卡(Kharkar)^[1] 证明， Be^7 在雨水中以真溶液存在。长寿命 Be^{10} 在比它的半衰期要短得多的时间

* Beryllium Geochemistry and Beryllium-10 Age Determination. (第 2 卷, 第 412 号报告, 美国)。

** J. R. Merrill, M. Honda and J. R. Arnold. (新泽西, 布里斯顿, 布里斯顿大学化学系)。

內，从海水中沉淀出来，因此 Be^{10} 的主要世界儲量是存在于海相沉积物內。落到地上的 Be^{10} 一般都依靠土壤中的离子交换和吸附作用而消耗掉。数百万年来，地表堆积了許多土壤，因而大陆上土壤的比活度应当是很低的。

在海相沉积物，特别是深水紅色粘土中。所含 Be^{10} 的百分率应当很高。阿尔諾里特 (Arnold)^[2] 和苟埃耳 (Goel) 等^[3] 根据这种意見，順利地找到了这种元素。

測量年齡之前，还应知道稳定鉍在沉积循环中的习性。曾有三組工作人員在火成岩，主要是酸性火成岩中按孙德尔 (Сендел)^[4-6] 的桑色素法¹⁾ 对鉍进行了分析。这是文献中用于浓度低于百万分之五的唯一可靠的測量方法。各个不同区域內，花崗岩中的平均含量为百万分之 3—5，玄武岩中約百万分之 0.9。因此，火成岩中平均含量应为百万分之 2—3。已查明，沉积岩中鉍的分析不大准确。

由于一系列的原因，在我們实验里沒有采用桑色素法。螢光的极易消失，不便于測量的化合物的产生及純試剂的缺乏，这一切原因都使我們認為，只有水平高的专家才能利用它而获得良好結果。阿达姆 (Adam)，博思 (Booth) 和斯特里克兰特 (Strickland) 利用 Be^7 检查了化学产額，根据他們的著作^[7]，我們制定了吸附分光光度測定法，我們認為这种方法可以避免上述一切缺点。

这一方法的根据就是綜合利用鉍-乙酰-丙酮。首先，把脱离了载体 Be^7 的已知活度加到每个标本上，从而可以精确地測量最終的化学产額。把氫氟酸和硫酸加到鉑金盘上的标本上并蒸干。殘留物与 KHSO_4 熔在一起，再溶解于水中。这样处理是为了溶解鉍，以获得与放射性标本均匀混合的鉍的混合物。使标本溶液中和并加入乙二胺四乙酸鈉 (EDTA) 和乙酰丙酮 (AA)。后者能与鉍結合，EDTA 能与大部分其他阳离子結合，这些阳离子一般也能形成乙酰丙酮絡合物。四氯化碳只萃取 AA 絡合物。 CCl_4 萃取液加盐酸和硝酸后蒸发，盐酸和硝酸能氧化絡合物，放出金属离子。剩下的酸溶液如上述方法中和、結合、萃取。在这段时间里水相中碰撞的阳离子浓度减小，而萃取出来的鉍，含混杂物較少。一般有四次类似这样的萃取过程，就足以使其他金属的含量低于記錄水平。

最后一次萃取时用氯仿，其剩余的乙酰丙酮可以用氫氧化鈉稀溶液萃取。形成鉍的絡合物所需要的乙酰丙酮的剩余量应排除，否則它的紫外綫吸收作用就会影响上述絡合物特有的吸收作用。光譜測量时得到的該絡合物在氯仿中被紫外綫吸收的曲綫，其最高点相当于 2950 \AA 。其他金属包体用最大吸收的波长变化形式表示。萃取的 Be^7 用 γ 計数器測量，并且用它来校正化学产額变化时所观察到的吸附量。萃取量已达到 70%，目前在样品中可以精确地測出的最小量是 0.2 微克鉍。

标准样品 G—1 和 W—1 的分析結果列于表 1 中，該表說明了这种方法的效率。紅色粘土的岩心分析結果列于表 2 中。可以看出，每一块岩心內和岩心与岩心之間的变化是极其有限的。看来，左边的数值是地球上火成岩的平均值，在这組有限的数值范围內沒有发现深海粘土富化和貧化的标志。

自生矿物中能否見到鉍，这是一个非常重要的問題。如果能，那么，这至少可以証明 Be^9 的这一部分沉淀已經过了海水中的一个溶解旋迴（虽然在矿物中可能包含有胶状質点），这就可使 Be^9 与雨水带来的 Be^{10} 相混合。

1) 桑色素是一种难溶于水的黄色树木或符斯吉克 (фустик) 的顏料 (原編者注)。

表1 标准样品的分析

G-1		W-1	
样品重量(克)	铍含量 10^{-6}	样品重量(克)	铍含量 10^{-6}
5	3.0	5	0.76
3	3.3	3	0.56
5	3.7	10	0.65
5	3.4	10	0.79
7	3.0	6	0.69
—	—	2	0.64
平均	3.3 ± 0.15	平均	0.68 ± 0.04

表2 太平洋红色粘土岩心的分析

50BGL 北緯 15° 西經 124°		纪录 No. 3 北緯 28° 西經 124°	
取样深度(厘米)	铍含量 (10^{-6})	取样深度(厘米)	铍含量 (10^{-6})
0—5	2.5	0—22	2.7
5—12	3.0	22—44	3.0
12—18	2.0	44—66	3.0
18—24	2.0	66—88	2.9
24—29	2.8	88—111	2.9
29—36	2.3		
36—48	3.0		
48—60	2.5		

G 阿尔希尼尤斯 (Arrhenius) 在若干个岩心中区别出一些矿物粒级,尤其是把富含钙十字石的粒级、铁锰含水矿物与岩石、锰矿结核区别开来。第一次划分的结果不是很明显的,但 Fe-Mn 矿物约占百万分之五。这比岩心分析的平均指标要高,而且有可能避免岩石被典型矿物污染。但样品中仍可能有少量富有铍的碎屑矿物,不过这种可能性是很小的。因此,我们可以概述为:某些铍是经历一个溶解旋回的。

我们应该特别注意测定海洋深水中溶解的铍。在给定的红色粘土沉积速度(1,000 年内为 1 毫米)和含铍等于百万分之三的情况下,我们可以算出从海水中运走铍的年速度。知道了铍的浓度,就知道海水中铍的总储量,我们就能算出它的平均逗留时间。如果时间很长,而且可以与它在海洋中混和的时间(可能是几百年)相比,那么海洋中无论是 Be^{10} 的浓度,或是 Be^9 的浓度以及它们的比值,在空间和时间内都是均等的。因此,它们在自生矿物中的比值就仅仅决定于矿物的年龄,而且可以直接应用测定 C^{14} 年龄的简单方程式。反之,如果逗留时间短,则两个同位素在海水中的浓度变化就会相当大,而且互不相关。本文中对这一想法阐述的较多。

现详细介绍一下我们的测量技术,因为它对其他低浓度元素也能适用。用凡多尔 (Van Dorn) 取样器取样,该取样器是聚氯乙烯的,容积为 6 升,有橡皮塞,其首要任务是:通过吸附的方式把脱离了载体的,含量约 10% 的放射性 Be^7 从经过 16 小时过滤的海水中排除。从打开的取样器沉入水中开始,到取样器返回水面后水倒掉为止,少于一个小时。水倒在容积为 50 升的聚氯乙烯瓶里保存起来,并立即加入放射性铍。然后把瓶送到实验室,由完全用聚乙烯制成的仪器检查,这种仪器,由贮槽、依靠重力而运动的虹吸管、

排除粒子用的毫孔过滤器和有阳离子交换树脂的柱组成。该交换树脂是按马克-爱舍克 (Mclsaac) 和魏格特 (Voigt) 法制成的^[8]。曾使用过换算成亚铁形式的并用氨水化的树脂“Dowex 50-X8”(200—400 筛孔)。这是一种砖红色的物质,与脱离了载体的 Be^7 很相似,在溶液流动的流速为 250 体积/小时时可摄取 90%。因此,50 升样品只需要 10 毫升树脂,而且可以在适当的期限内完成蒸馏。使试剂少受损失这是很重要的一点。测量 Be^7 在各个不同阶段的含量,就能控制化学产额,并且有助于找出损失的根源。

实验结束后,一般都包括置换封塞的过滤器,留在储槽中的固体粒子应冲洗出来,用过滤器收集或用其他方法吸附。整个仪器可用酸冲洗,以便去除被吸附的 Be^7 。交换柱用 3M 的盐酸清洗。6M 的盐酸中的铁用乙醚萃取,而溶液中的铍用上述方法提取。

曾多次测量了损耗量。制备了一个 43 毫米的大柱,经过冲洗,并测量了铍的含量。损失最多的是在取样品 D—1 时,D—1 样品是在其经过整个仪器并在使用一切旧有试剂的同一水中重复蒸馏之后取样的。对个别阶段也进行了其他检查。除了为获得样品 D—1 而进行的完全重复蒸馏外,一切蒸馏的损失量都极小。

我们测量了三批样品:P 组水样取自拉霍里(La Jolla)码头旁的水面;从 D—1 到 D—4 的一组样品取自北纬 $31^{\circ}40'$,西经 $119^{\circ}35'$ 地区,深度约 950 米处(该地点海洋的深度为 3270 米);D—5 和 D—6 一组的样品取自太平洋深水中,这是为了其他目的而取的,所以我们在加入载体 Be^7 之前,已保存了若干时间,因此这两个样品的结果不甚可靠。根据我们用其他样品所做的实验,可以说,损失在器皿壁上的数量可能少于 50%。显然,样品 D—1 是保存在被污染的瓶里的;这对测定损耗量是不利的。看来,这个样品的试剂损失量应当少于 $2 \cdot 10^{-9}$ 克,也可能还要少些。

以后 A. 利欧尼(Leoni)和 N. 纳奇特里伊布(Nachtrieb)又把净化的精矿做了光谱分析。结果列于表 3 中。表中包括呈单个物质的铍,溶液中的铍和用 0.5M 硝酸从容器壁冲洗下来的铍的分析结果。

表 3 在太平洋中所取的水样中的铍含量

样品号	体积 (升)	已溶解的 铍量(克)	已溶解的 铍浓度 (微克/千克)	器皿壁上 放射性铍的 百分含量	校正后的已 溶解铍的百 分浓度 (微克/千克)	滤器上的 铍量(克)	从容器壁上 获得的铍量 (克)	呈单个物质 的铍 ¹⁾ 的浓度 (微克/千克)
P-2	22	$3.4 \cdot 10^{-9}$	$1.5 \cdot 10^{-4}$	—	$1.5 \cdot 10^{-4}$			
P-3	61	$4.9 \cdot 10^{-9}$	$0.8 \cdot 10^{-4}$	—	$0.8 \cdot 10^{-4}$			
P-4	69	$3.6 \cdot 10^{-9}$	$0.5 \cdot 10^{-4}$	—	$0.5 \cdot 10^{-4}$			
D-1	50	$37.4 \cdot 10^{-9}$	$7.5 \cdot 10^{-4}$	30.2	$12 \cdot 10^{-4}$	$6.9 \cdot 10^{-9}$	$69 \cdot 10^{-9}$	$11.0 \cdot 10^{-4}$
D-2	50			7.2		$10.2 \cdot 10^{-9}$		
D-3	50			13.7		$7.9 \cdot 10^{-9}$		
D-4	18	$3.6 \cdot 10^{-9}$	$2.0 \cdot 10^{-4}$	13.2	$2.4 \cdot 10^{-4}$	$1.5 \cdot 10^{-9}$	$4.4 \cdot 10^{-9}$	$3.0 \cdot 10^{-4}$
D-5	43	$11.4 \cdot 10^{-9}$	$2.6 \cdot 10^{-4}$	—	$2.6 \cdot 10^{-4}$	$4.7 \cdot 10^{-9}$	$7.3 \cdot 10^{-9}$	$2.8 \cdot 10^{-4}$
D-6	50					$6.8 \cdot 10^{-9}$		
DB-1 (两次洗涤 的小槽)	49	$3.5 \cdot 10^{-9}$	$0.7 \cdot 10^{-4}$	6.4 ²⁾	$0.2 \cdot 10^{-4}$	$<0.5 \cdot 10^{-9}$		

1) 呈单个物质的铍是沉淀在滤器上和容器壁上的铍总量,按其放射性计算的被穴壁上吸附的已溶解铍除外。

2) 这是第一次通过交换柱蒸馏时没有从样品 D—1 中除去的已溶解的铍的百分量。

这些结果明确地说明铍在海洋中逗留的时间与铁、铝和钛的逗留时间相比是短的,如

果按苟耳德貝爾格(Goldberg)和阿尔希尼尤斯法^[1]計算各种鈹原子(既包括溶解的,也包括非溶解的)的时间,則得到的期限約100年。如果我們只計算溶解形式的鈹,假定它与海洋沉积物一起沉淀,那么,平均寿命約为300年。这样,海水中 $\text{Be}^{10}/\text{Be}^9$ 的比值,对于沉淀的元素來說,就不一定是常数了。

这是不利的,因为如果比值是常数,我們可以測量沉积岩表面的自生矿物中这一比值,这样就能測定現代鈹的比活度。其他沉积物的年龄,可以利用以下假定,根据其中 $\text{Be}^{10}/\text{Be}^9$ 的比值而計算。这些假定是:1)样品中沒有碎屑成因的鈹;2) Be^9 均匀地进入海水中;3)宇宙輻射通量是固定的;4)鈹在沉积物范围内不迁移。

如果測量年龄大体上已有可能,那么現在实际測量年龄就該根据若干不十分可靠的假定。由于鈹的逗留时间短,作者們就有可能把下列諸原則作为最可靠的依据了:首先,我們假定,单位时间内(而不是单位质量)沉积在岩层里的 Be^{10} 原子数目是固定的。如果宇宙輻射通量是固定的,那么这一点应当在全世界范围内都适合,当然不一定适用于局部条件。宇宙輻射通量的变化会很快地反映在沉积物的活度上;其次,我們假定在沉积物范围内 Be^{10} 不迁移;第三,我們假定水平位移、浸蝕作用、水流及其他的破坏現象在岩层剖面中既沒有带进,也沒有带出物质。

为了在利用这种方法时取得資料,应当在 Be^{10} 活度变得很小的深处进行測量。那时在深处 D_0 的年龄按下式計算:

$$\frac{\int_{D_0}^{\infty} A dD}{\int_0^{\infty} A dD} = e^{-\frac{t_0}{\tau}},$$

式中 A ——单位深度的活度, D ——深度, t_0 ——深度 D_0 处的年龄, τ —— Be^{10} 的平均寿命。

可能也有其他方法,特别是那些除上述假定外,还假定进行沉积的时间是均一的方法。期限超过几百万年的,那么虽然在岩心中可以看到均匀的沉积,但这样的假定仍不可靠,因为随深度增加,活度指数递减,这有可能誤認。这一假定很可能只是指更新世开始之前的时期。

无論是这些方法或是那些方法,皮提尔斯(Peters)^[10]都作了研究,他根据自己的关于宇宙射綫通量在时间上是固定不变的資料,得出几个初步結論。作者們認为,即使这种結論也是过早的。

岩心中关于 Be^{10} 含量的补充資料稍后将会叙述。

(譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том. 8)

参 考 文 献

- [1] Kharkar, D. P. (private communication).
- [2] Arnold, J. R., Beryllium-10 Produced by Cosmic Rays, Science, 124, 584 (1956).
- [3] Goel, P. S., Kharkar, D. P., Lal, D., Narsappaya, N., Peters, B., Yatirajam, V., The Beryllium-10 Concentration in Deep-sea Sediments, Deep-Sea Research, 4, 202 (1957).
- [4] Sandell, E. B., Beryllium Content of Igneous Rocks, Geochim. et Cosmochim. Acta, 2, 211 (1952).
- [5] Беус, А. А., Захима, Л. И., Среднее содержание бериллия в кислых магматических породах СССР, ДАН СССР, 109, 807 (1956).

- [6] Kuroda, R., Average Concentration of Beryllium in the Earth's Crust, *J. Chem. Soc. Japan*, **77**, 996 (1956).
- [7] Adam, J. A., Booth, E., Strickland, J. D. H., The Determination of Microgram Amounts of Beryllium Using Acetyl Acetone, *Anal. Chim. Acta*, **6**, 462 (1952).
- [8] McIsaac, L. D., Voigt, A., A New Technique for the Separation of Radiophosphorus from Sulfur, Ames Laboratory Report ISC-271 (1952).
- [9] Goldberg, E. D., Arrhenius, G. O. C., Chemistry of Pacific Pelagic Sediments, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **13**, 153 (1958).
- [10] Peters, B., Über die Anwendbarkeit der Be^{10} -Methode zur Messung kosmischer Strahlungsintensität und der Ablagerungsgeschwindigkeit von Tiefseesedimenten vor einigen Millionen Jahren, *Z. Physik*, **148**, 93 (1957).
- [11] Libby, W. F., Radiocarbon Dating, 2nd Edition, University of Chicago Press, Chicago, III (1955).
- [12] Begemann, F., Libby, W. F., Continental Water Balance and World-Wide Water Circulation Patterns from Cosmic-Ray and Bomb Tritium, *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **12**, 277 (1957).
- [13] Arnold, J. R., Al-Salih, H. A., Beryllium-7 Produced by Cosmic Rays, *Science*, **121**, 455 (1955).

放射性普查和勘探的几个理論和方法問題*

格拉馬科夫(А. Г. Граммаков) 克瓦什涅夫斯卡婭(Н. В. Квашневская)

尼科諾夫(А. И. Никонов) 索科洛夫(М. М. Соколов)

索切瓦諾夫(Н. Н. Сочеванов) 苏普彼(С. А. Суппе)

塔費耶夫(С. П. Тафеев)

緒 言

放射性測量的方法按其用途大致可分为两种。第一种称之为勘探法(定量法)。使用这种方法可以得到計算放射性矿石儲量所必需的資料(包括 γ 測井,根据 γ 射綫对天然产状的放射性矿石进行的取样法,放射性測井法方面的某些新的发展方向)。第二种方法是在普查和勘探放射性矿床中广泛应用的方法,其中首先是 γ 和射气測量法。

除了物理基础知識以外,在放射性測量法的理論中还包括研究地質和地球化学的問題,这些問題是基于造成放射性元素堆积和迁移过程的概念的。这些問題对于不考虑地質和地球化学因素就不能解释放射性异常的野外放射性測量法具有特別重要的意义。

本报告将討論关于 γ 測井和取样的几个理論問題、野外放射性測量的方法問題;及(除理論以外)普查鈾矿时使用这些方法的主要特点的問題。

矿石的 γ 測井和取样

目前在苏联普查、勘探和开采放射性矿床中依据 γ 射綫对天然产状的放射性矿石进行放射性取样和 γ 測井的方法已获得广泛的实际应用。这些方法也同样用来勘探其它有用矿产如:勘探鉀盐和与放射性元素共生有关的一些稀有元素,以及用于其它情况下。

使用 γ 測井法可以得到更准确的鉆孔剖面記錄,特别是有关矿体埋藏深度及其厚度的資料。在鉆进岩心采取率低的疏松岩层时,这种方法更是特別重要。

将 γ 測井与其它測井法(电測井、磁測井、密度測井等)綜合使用时,可以保证在矿体之上的岩层中采用无岩心鉆进,更正确地推断矿段范围,并大量的節約資金。

由于 γ 測井所測量的岩石体积比岩心体积要大几十倍,所以 γ 測井所得的各矿体剖面綫的資料其代表性要比岩心取样的代表性大。基于对放射性矿体的 γ 射綫进行了較深的理論和試驗研究;并且进行了有助于了解 γ 射綫在岩石中分散时其能譜成分的变化情况的大量試驗工作和放射性測量技术的改进,因而大大地提高了 γ 測井的效率。

关于 γ 測井法和取样法在文献中^[1-8]已有相当詳細的說明。

鉆孔中 γ 射綫強度曲綫所包括的异常面积(S)与鉆孔中放射性元素的綫儲量(qh)之

* Некоторые Вопросы теории и методики радиометрических поисков и разведки (苏联版苏联科学家报告第3卷,第2505号报告)。

間的比例关系是构成 γ 測井的理論基础^[4]：

$$S = Kqh, \quad (1)$$

式中 K 是比例系数,在数量上相等于矿石飽和层的单位含量的 γ 射綫強度。

任何一种形状的矿体在取样面积上所进行的 γ 取样与上述公式相似,可以列为：

$$v = Kq_{cp} \cdot P \quad (2)$$

此处：

$$v = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \mathcal{F}(xy) dx \cdot dy,$$

式中： $\mathcal{F}(xy)$ ——取样面上任意点之 γ 射綫強度； $q_{cp} \cdot P$ ——放射性物質的平均含量 (q_{cp}) 乘上矿体断面的面积 (P) 所得出的面积儲量；

K ——換算系数。

进行放射性取样时,必須由总的 γ 射綫中除去与坑道取样壁相邻的各断面的連續地段的射綫,为此要使用过滤鉛屏,并且要根据 γ 射綫的效应差数^[4,7],即根据作用于計数管的所有射綫与使用专门鉛屏而将計数管与測量地段隔开时的射綫之間的差数,来研究該地段。

在各种不同矿床上使用此法的无数例子証明:在做必要的校正(主要是校正放射平衡变化)时化学取样資料与根据公式(3)計算得出的平均含量往往是很相符合的。該公式为：

$$q_{cp} = B\Delta\mathcal{F}_{cp}, \quad (3)$$

式中： B ——称为鉛屏系数,經試驗确定在数量上等于 $\frac{1}{K}$ ；

$\Delta\mathcal{F}_{cp}$ —— γ 射綫的平均效应差；

在矿化作用极不均匀的情况下,如使用公式(3)則会引起极大的錯誤。最好按平行的 γ 測綫网进行 γ 取样,并用与 γ 測井相同的方法,根据公式(2)修改所得資料。

公式(1—3)是根据 γ 射綫迭加原理得出的。在进行硬 γ 射綫測井和取样时証明了这一原理是正确的(当可以忽略換算系数与岩石平均原子序数的关系时)。

当在矿化作用分布不均匀的情况下,含矿层內沿着鉆孔軸,对 γ 射綫強度进行理論計算,可根据改变小 h 的公式,求得 z 点的強度(z 为距厚度为 h 的矿体中心之距离)与最大值之关系式为：

$$\mathcal{F}(z, \Delta h) = \mathcal{F}_{\max}(h = 2z)\Delta h \quad (4)$$

最大放射強度曲綫为厚度 h 的函数,用公式(5)能够很准确地表示出来：

$$\mathcal{F}_{\max}(h) = 1 - e^{-\alpha h} \quad (5)$$

式中 α 系数是对每一个密度值按照計算的或实验的曲綫 $\mathcal{F}_{\max}(h)$ 分別确定的。

无限小夹层放射強度可以用(4)和(5)公式的关系列成以下公式：

$$\mathcal{F}(z, \Delta h) = 2\alpha e^{-2\alpha z} \Delta h$$

用所得的結果,可以求得放射性物質沿岩层任意分布时的 γ 射綫強度的簡單公式,这是解释 γ 測井曲綫图时解决反解問題的必要前提。

通过組成岩心組合样品及对其放射性化学分析来計算块段或矿体中放射性平衡系数变化的影响。

計算矿石和岩石射气扩散对 γ 射綫耗損的影响是一种复杂的任务，根据对通过岩石表面进入坑道的射气流的測定可以解决这个問題。

用专门清理取样面的方法或根据坑道空气中射气的浓度与沉积物放射强度之間的关系进行实验性的校正，可以使放射性沉积物的影响减少到最低程度。

无论 γ 测井和放射性测量取样，当前的任务都是发展适用于复杂的鈾-鈷矿石的方法。这一任务基本上可以用閃爍計数器来完成。但是，还有许多方法上的問題必須解决，例如：用閃爍器測得的 γ 射綫效应与岩石和矿石的矿物成分之間的关系的計算等。

解决这些任务将促进各种方法进一步发展。

鑽孔內散射 γ 射綫能譜分布的研究

密度测井^[9]和选择 γ 测井^[10]的依据是 γ 射綫与物质相互作用的效应。虽則这些方法归根結底是利用散射 γ 輻射能譜中的差异；但是，对各种能量的 γ 量子散射的分布情况至今还研究得很少。大家知道：光电吸收的或然率是与原子序数和 γ 量子能量有关。因此，进行岩石和矿石中散射的 γ 射綫的能譜分布的研究(能譜 γ 测井)，能获得比上述各种测井法更完善的有关其成分的資料。

下面就談一談关于含有重金属混合物的砂、水以及某些岩石中的 Co^{60} , Zn^{65} , Cs^{137} , Hg^{203} 放射源所散射的 γ 射綫能譜分布的測量結果。測量时，是使用的 120-波道閃爍 γ 能譜仪。使用能譜仪測量的結果： Cs^{137} (具有 0.662 百万电子伏特)的 γ 譜綫占 10%¹⁾。

所用的同位素的特性列于表 1。

表 1

同 位 素	半 衰 期	γ 量子能(百万电子伏)	强度(毫居里)
Co^{60}	5,27 年	1.17 和 1.33	1—6
Zn^{65}	250 天	1.12	2
Cs^{137}	33 年	0.662	5
Hg^{203}	47,9 天	0.279	6

对在含有重金属元素混合物的砂中能譜測量是用模型鑽孔完成的。用充填有砂子的馬糞紙圓筒作模型，直径为 0.6 公尺，高为 0.5 公尺，沿着圓筒軸心設有 γ 放射源，閃爍計数器和将放射源和計数器相隔开的鉛屏。模型的規格是用实验的方法从計算中得出的，其目的在于当模型的直径进一步加大时，散射 γ 射綫的强度不致发生变化。在測量鑽孔中的能譜时，放射源，探測器和鉛屏是放在严密封閉的箱子中，箱子是采用少量吸收軟 γ 射綫能的材料制成的。

在密度不同的介质中，散射 γ 射綫能譜測量的結果(其中考虑了能譜仪分辨本領的修正值(II))列于图 1。图中的横坐标軸表示 γ 量子能量，縱坐标軸为一秒钟內通过寬为 5 千电子伏特波道的脉冲数。根据图表可以看出：散射 γ 量子能譜分布中的主要規律性与理論概念^[10]是极相一致的，現归纳成如下几点：

1. 在能量較小的范围内，于散射 γ 射綫的振幅譜中，可見到最大值。該值是由两个相对抗的作用所引起的：一种是由于康普頓的撞击产生的能量較小的 γ 量子堆积作用，另

1) 該工作由 M. M. 索科洛夫, A. П. 奧契庫尔, A. A. 費多洛夫和 H. И. 卡拉巴諾夫負責进行的。

一种是由于光电效应产生的 γ 量子吸收作用。最大值的位置与介质的原子序数有关,而与射线源的 γ 射线能量及放射源与探测器之间的距离(R)几乎无关。

2. 散射 γ 射线的强度(特别在射线源与探测器之间的距离很大, γ 放射源的能量较小时)与密度有很大的关系。散射 γ 量子能减低时,密度测量的灵敏度就有些增高。

3. 在散射 γ 射线能谱分布中最大的差异(具有实际意义)见于含有重元素混合物的介质中。在含有钨和铅混合物的砂中,放射性同位素 Hg^{203} 的散射 γ 射线谱列于图2和图3中。曲线上的数字是说明这些元素的含量(以重量百分比作单位)。虚曲线是表示铅和钨的光电吸收系数 τ 与 γ 射线能的关系。各虚曲线的间断部分表示已知的K层吸收突变^[12]。

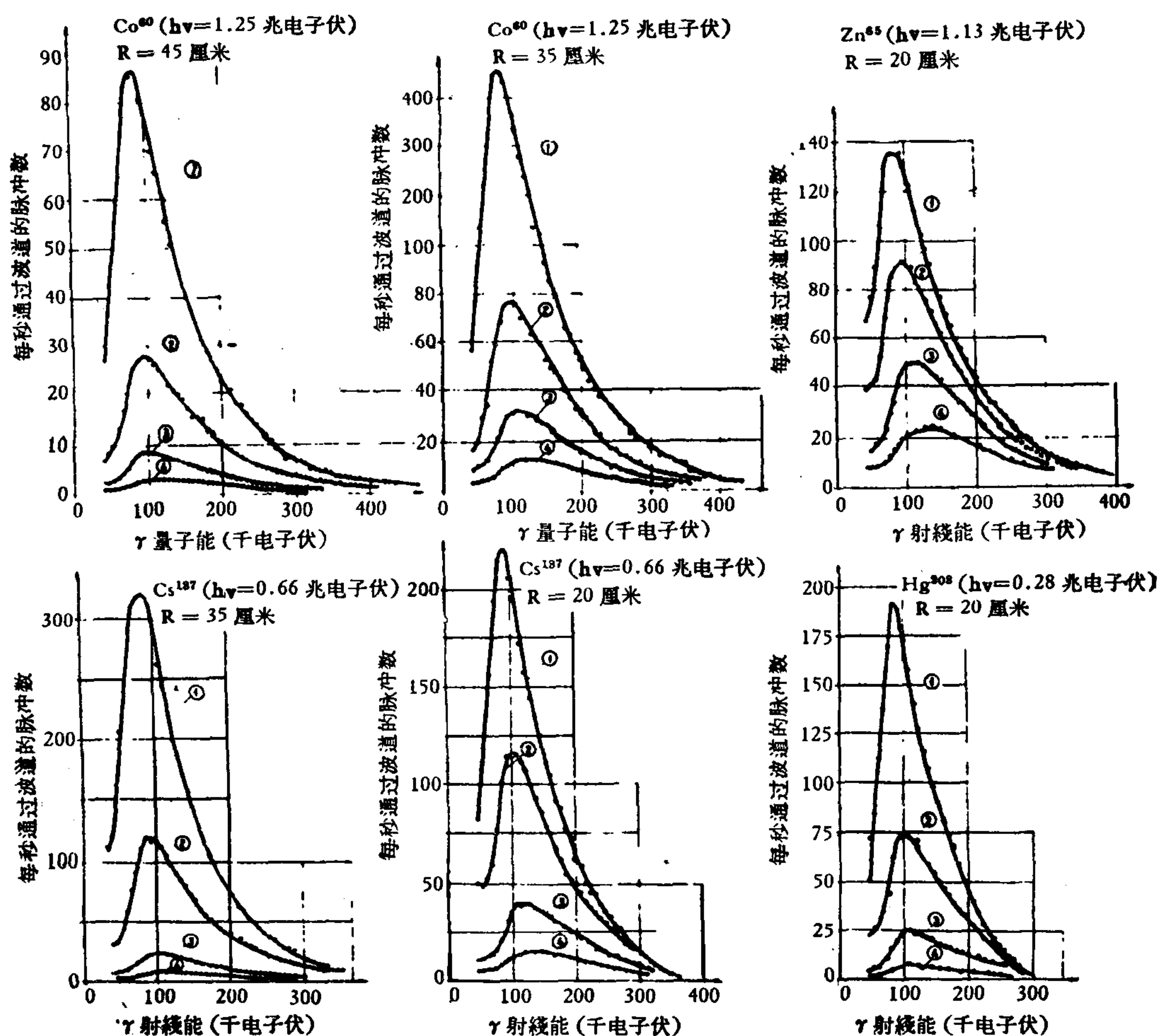


图1 散射 γ 射线能谱分布曲线图。水中(曲线1),砂中(曲线2),闪长岩中(曲线3)和含黄铁矿岩石中(曲线4)介质的密度分别等于1,1.4,2.8和4.0克/立方厘米。

从图2和图3中可以看出,由于有不影响砂子密度的少量重元素混合物的存在,能使在能量值较小范围内的散射 γ 射线强度大为减低,并且由于K层吸收突变,而使能谱中出现凹陷现象。相当于K层吸收突变的 γ 量子能量同样与元素的原子序数有关。

相当于某些重元素的K层吸收突变^[12,13]的能量值(以千电子伏特为单位)列于表2。

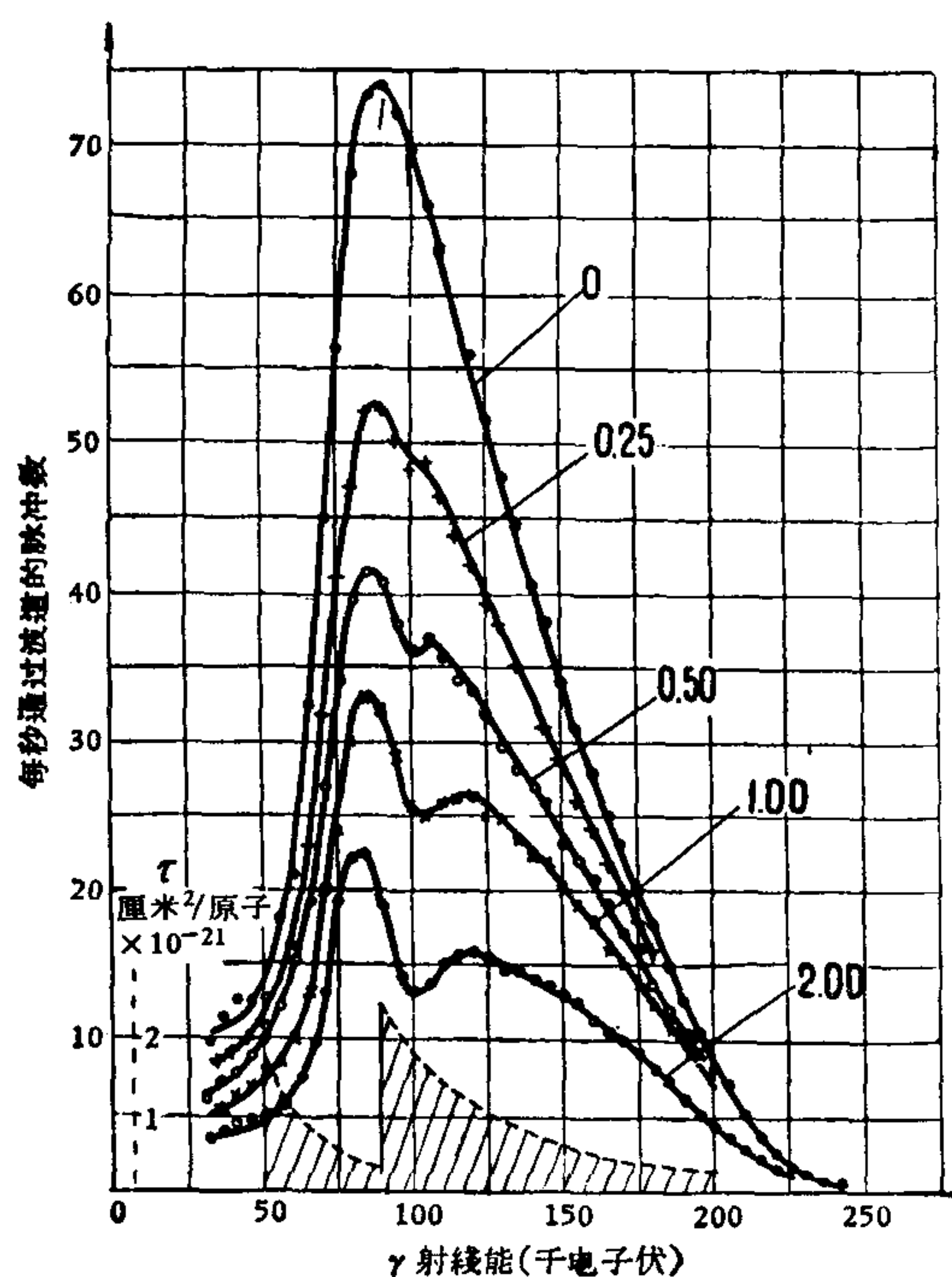


图 2

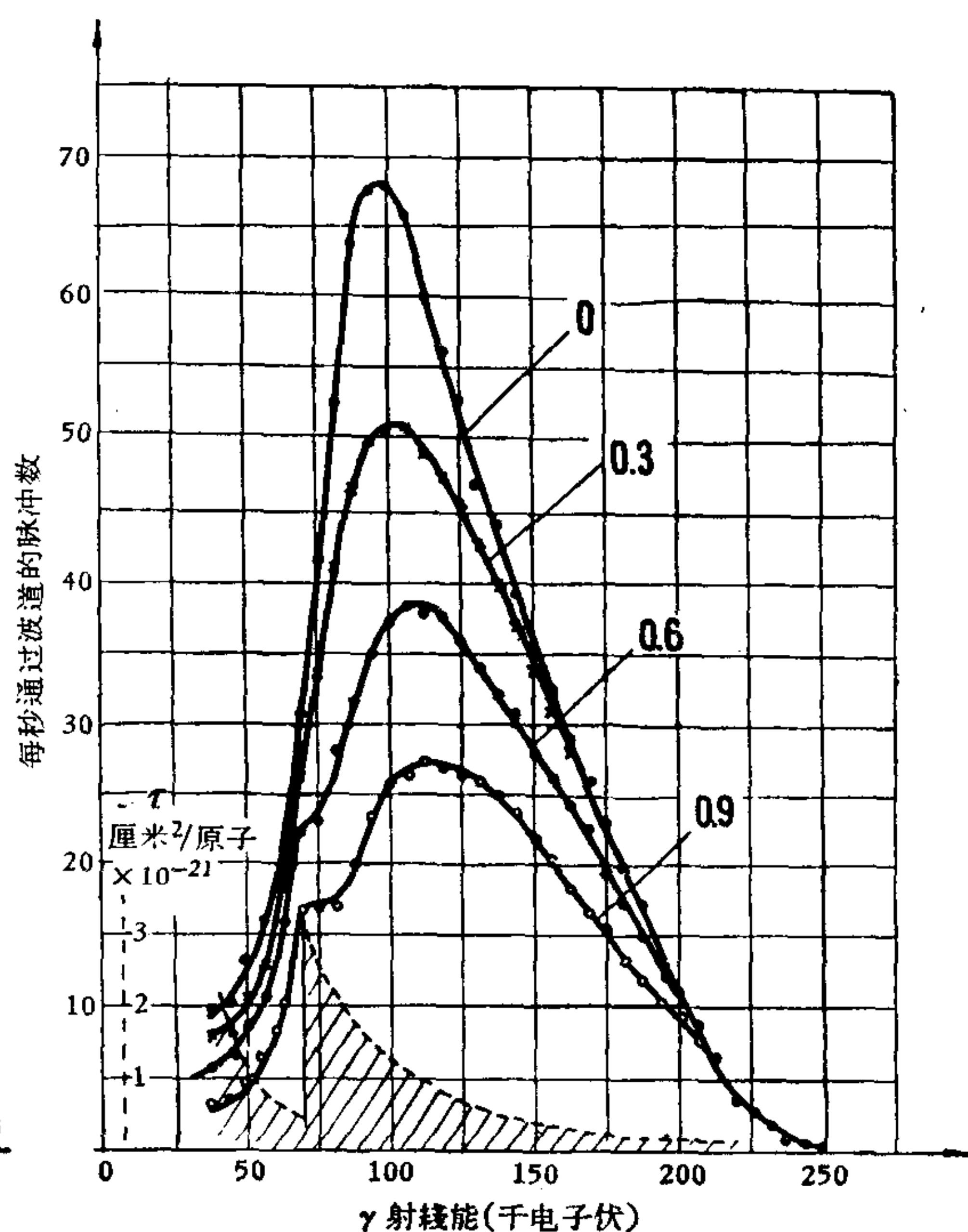


图 3

含铅(图 2)和汞(图 3)杂质的砂中水银的放射性同位素 Hg^{203} 的散射 γ 射线能谱分布曲线图。放射源与探测器之间的距离为 20 厘米。

这样,表 2 中所列的元素按其能谱分布中的凹陷位置可以认为与密度和围岩不同的复杂矿石中的元素一样。在能量大于 0.2 兆电子伏特的范围内,能谱分布与岩石成分的关系较小,而从图 1—6 中可看出能量的分布情况主要决定于岩石的密度。在使用钍和铀的放射性同位素作为 γ 放射源时,也获得相同的结果。

研究散射 γ 射线能谱分布的仪器,在必要时可以用加大放射源与探测器之间距离的方法来提高它的灵敏度。

因此,散射 γ 射线能谱分布研究的结果说明:能谱 $\gamma\gamma$ 测井对于钻孔剖面的地质编录有很大的远景。

地面 γ 普查

地面 γ 普查是用不同的比例尺以步行或汽车 γ 测量的方式进行的^[4,5,6]。

在苏联许多地区内进行普查工作的结果都确定铀和钍之间放射性平衡的区域性移动趋向于钍的显著不足,例如:含铀泥煤、煤、铝土矿中及其他一些具有放射性矿化作用的沉积岩中,放射性平衡系数平均不超过 10—50%。

表 2

元 素	z	K 层电子的连系能量 (千电子伏)
Ba	56	37.4
W	74	69.6
Hg	80	82.9
Pb	82	88.2
Bi	83	90.1
Th	90	109.0
U	92	116.3

由于以上情况就决定了必須在这种条件下进行步行 γ 普查。普查所使用的計数管除了能记录 γ 射綫外,还要能记录 β 射綫;并且無論在野外或在实验室内都要广泛地使用 β 測量,与同样的普查网的鈾金属量測量相配合。在记录 γ 加 β 射綫的同时,鈾系列和鐳系列的某些元素及鉀的 β 射綫的影响減低,因此在測量的效果中鐳前期的鈾类元素的 β 射綫的影响就有所提高。

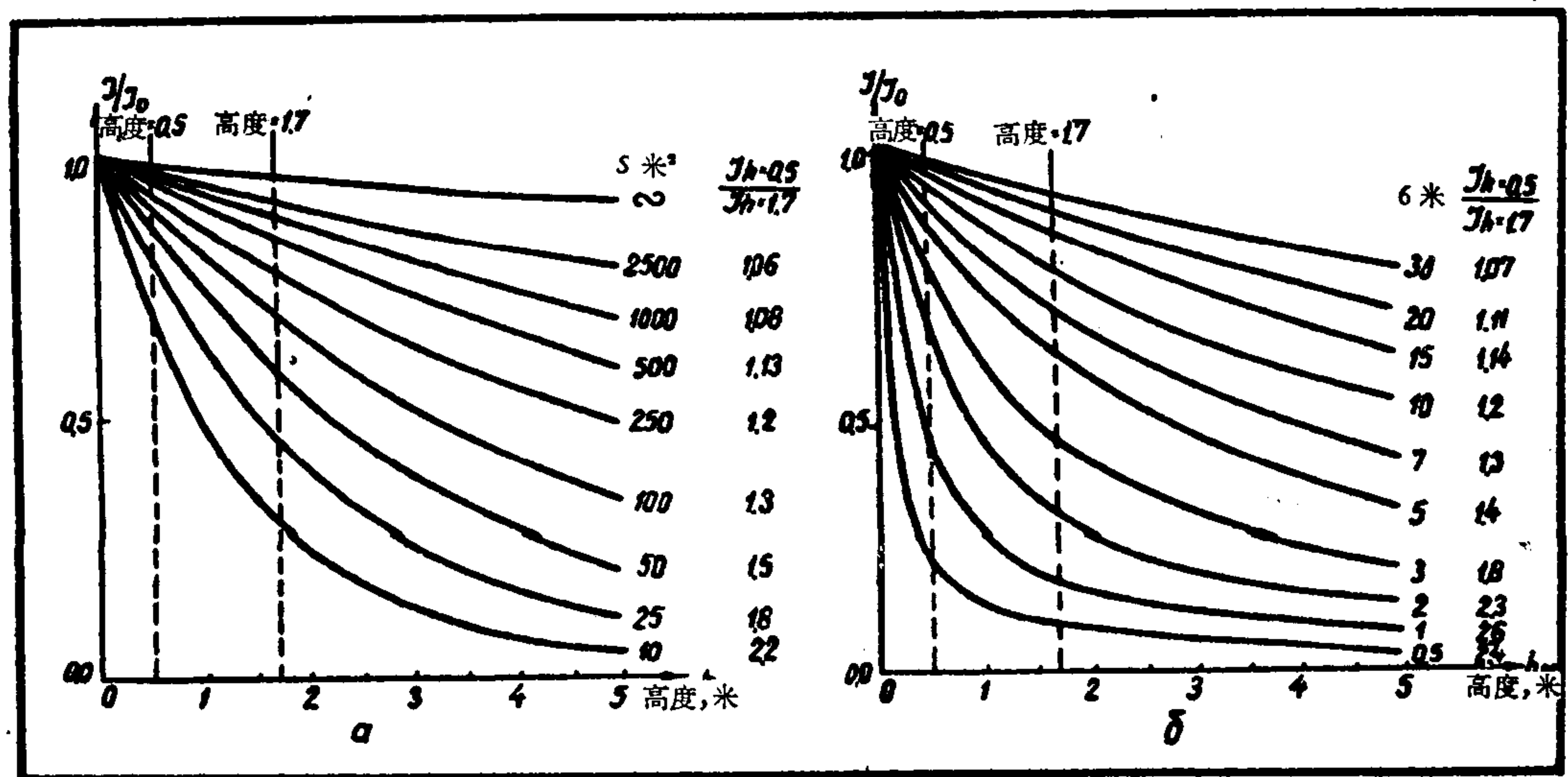
当进行步行和汽車 γ 普查时,在地表上所记录的超复有疏松的殘积和坡积层以及发育有扩散量的許多鈾的呈矿現象的异常強度是极小和极有限的(2—10微伦琴/小时)。因此要找到这些异常就要使用灵敏度很高的仪器和观察点密度較大的普查网。观察点的密度通常超过同时进行的区域地質研究的比例尺数倍。

普查和勘探鈾矿时,决定汽車 γ 測量效果的主要因素是:矿体露头及其地表的扩散径流和暈圈的形状; γ 射綫地面強度值及异常范围内地面強度变化的特点(上都随着分布在矿体中的放射性元素的富集情况和性质而定)以及普查路綫附近地段的地形。

此外,与几何測量、所采用測量仪器的性能及其它測量条件(輻射仪灵敏度的极限;汽車上射綫接收器的高度、方向和位置;普查路綫与异常区之間的距离;确定放射性元素异常集中区的峯值和峯形状的 $\tau \cdot v$ 乘积(輻射仪的时间常数(τ) \times 汽車前进的速度(v))等)有关的因素也起着重要的作用。

当被普查測綫所横切的等軸状异常区的面积大于2500平方公尺和所寻矿体延长达30公尺以上时,射綫探测器实际允許的測量高度范围为0.5到5公尺,就沒有多大意义。

随着异常区面积的縮小, γ 場随着高度的变化減小得愈多(图4)。



a 面积为 S 平方米的正方形測量对象

b. 6米厚无限延展綫状延长的測量对象

图4 各种形状和大小的測量对象 γ 場随高度相对变化的計算曲綫

虛綫表示射綫接收机的工作高度范围

因此,在詳細測量异常和用大比例尺进行汽車普查矿体厚度較小的鈾矿床时,輻射仪應該放在离地面最低的允許高度(約0.5公尺)上。

同时为了能够确定不在普查路綫上的小异常区,輻射仪又應該适当地放在尽可能高的地方。

由于以上两者之间有着相互抵触的要求,因此,进行汽车 γ 普查时,辐射仪一般按装在大約 1.5—2.5 公尺的高度,或是装在 0.5 公尺和 3—5 公尺两个高度上。

τ 和 ν 为固定值时,惰性失真使记录的异常峰值的振幅减少得愈小,异常区的范围就愈大,辐射仪的位置就愈高,所通过的普查路线离异常区的距离就愈远。记录汽车前进方向中的 γ 场极值时,其反映在记录纸带上的位移大小(对现场上真正的位置关系)是与上述因素成正比例的。记录上的极值对其实际位置移动可能达到数十公尺(图 5)。

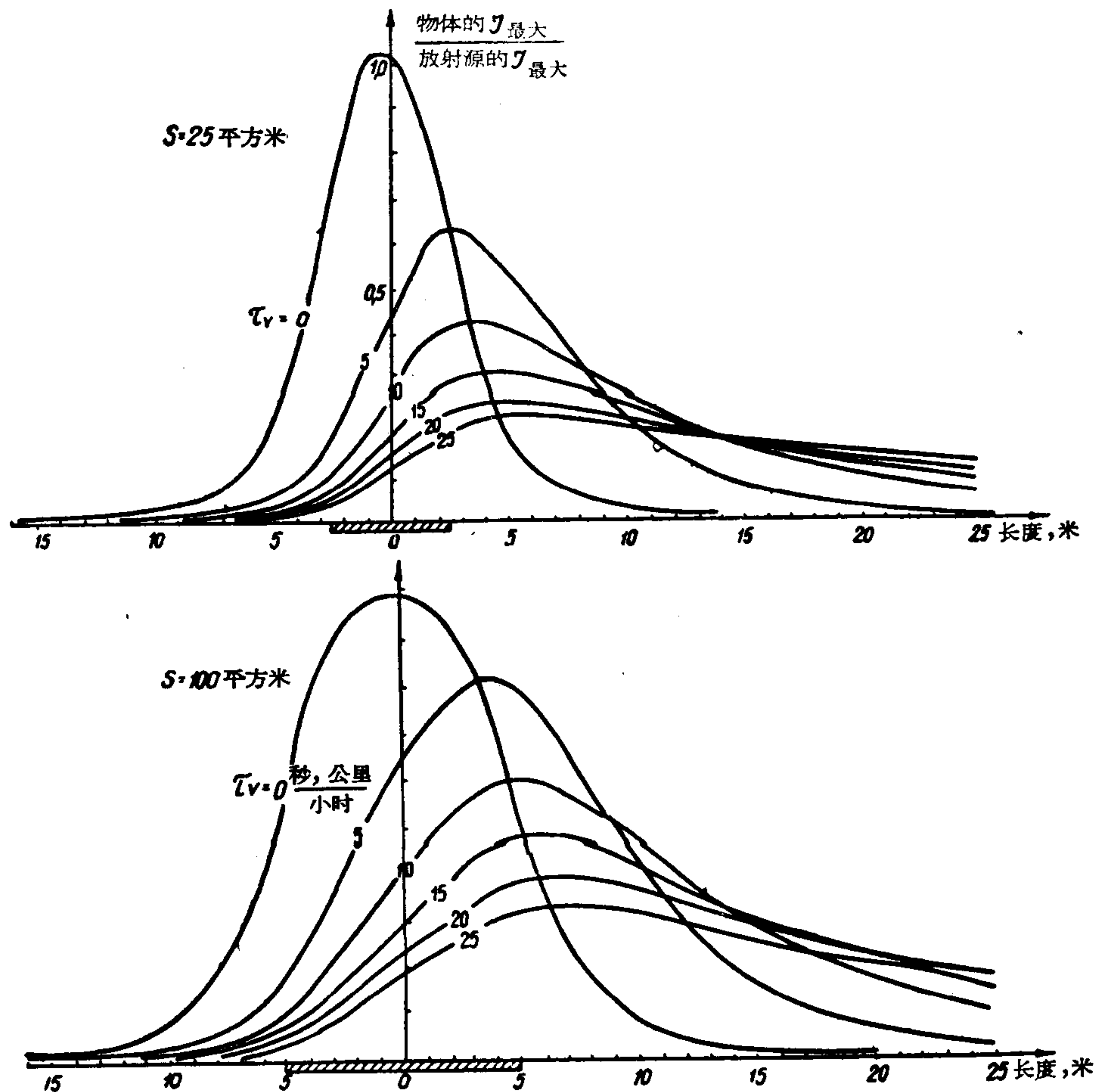


图 5 当垂直穿过正方形测量对象时,于 2.5 米高度异常场记录的惰性失真计算曲线图

最后,应该注意:当汽车前进速度不可避免地有变动时,例如:汽车平均速度约为 20 公里/小时,其速度变化范围为 ± 5 公里/小时,在纸带上所记录的异常峰值振幅的变化为 40—50% (测量厚度较小的放射层时)。

射气测量法

在苏联射气测量法已广泛的实际应用于普查和勘探放射性矿石方面。在复盖有疏松岩层的地区进行大比例尺普查时,射气测量法是主要的放射性测量法之一。

近年来对射气测量法的理论概念有了重要的补充,由于这些补充就能更全面地计算和估价复盖层中铀-钍的盐晕圈和机械晕圈的影响;以及在埋藏不深的岩浆岩发育地区的

疏松岩层中钍的伴生矿物的分布情况。从这些概念中可以得出结论：复盖层中的氡异常在大多数情况下必须看作是与镭晕圈有关的；因此，对氡气浓度的分布进行数学计算时，应该考虑到复盖层中射气扩散变化的情况。现在我们以射气扩散随深度的变化而按直线规律($\alpha = a_0 + b_0 y$)¹⁾增加的情况下，以平面放射层上复盖层中的射气是向一个方向扩散做为例子来研究一下。这种情况是最简单的，然而可以为其它情况下复盖层中射气扩散的变化作出正确的结论。计算对流和射气扩散的扩散微分方程式如下：

$$\frac{d^2 N}{dy^2} + \frac{v dN}{K dy} - \frac{\lambda}{K} N + \frac{a_0}{K} + \frac{b_0}{K} y = 0 \quad (1)$$

式中：N——距地面深度 y 处的射气浓度 (y 坐标的方向向介质内)；

v ——气体流的速度；

K ——无气体流时复盖层中氡气的扩散系数；

λ ——氡气衰变的常数；

a_0 ——靠近地表的复盖层中的射气扩散值，以每秒钟每一立方厘米中的居里数为单位；

b_0 ——射气扩散随距离而变化的情况 (b_0 居里/厘米³秒)。

解方程式(1) 假设 $y = 0$ 时，射气浓度 $N = N_0$ 和当 $y = h$ 则 $N = Nh$ ，从公式(1)中可得出：

$$\begin{aligned} N = & \left[Nh - \frac{1}{\lambda} \left(a_0 + b_0 h + \frac{v b_0}{\lambda} \right) \right] e^{\frac{v}{2K}(h-y)} \cdot \frac{\operatorname{sh} \sqrt{\frac{v^2}{4K^2} + \frac{\lambda}{K}} \cdot y}{\operatorname{sh} \sqrt{\frac{v^2}{4K^2} + \frac{\lambda}{K}} \cdot h} + \\ & + \left[N_0 - \frac{1}{\lambda} \left(a_0 + \frac{v b_0}{\lambda} \right) \right] \cdot e^{-\frac{v}{2K} \cdot y} \cdot \frac{\operatorname{sh} \sqrt{\frac{v^2}{4K^2} + \frac{\lambda}{K}} (h-y)}{\operatorname{sh} \sqrt{\frac{v^2}{4K^2} + \frac{\lambda}{K}} \cdot h} + \\ & + \frac{1}{\lambda} \left(a_0 + b_0 y + \frac{v b_0}{\lambda} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

一般当 $v = 0$ 时，可求出扩散作用所引起的分布情况，关于其各种不同的分布情况在文献中^[4,7]有详细的说明。

当复盖层的射气扩散按照比较复杂的规律变化例如按指数或幂数关系变化时，所得的公式与(2)式相似。

公式(2)说明：地下深处的射气分布除扩散和对流作用外，还与地下深处的放射性元素的分布特性和复盖层的射气扩散作用有关。

计算对流的影响也可以根据扩散理论来进行，但是，在使用其公式中的“有效的”扩散系数值，即计算射气移动效应的值。这一种想法早在1933年就已提出了^[18]。

研究疏松岩层^[4]中的氡气分布，所得出的扩散系数值约为(0.04—0.004)平方厘米·秒⁻¹。平均值约为0.01平方厘米·秒⁻¹。在此种情况下应该指出：实验确定的扩散系数其精确度并不大。

1) α ——单位介质体积中于单位时间内析出的射气量。

上述扩散系数值与实际材料相吻合。該材料說明：在有平均厚度不超过 5—7 公尺的复盖层复盖使用这种方法可获得有效的結果。

在自然条件下观察所得的扩散系数一般不超过实验条件下所测得的值，由此可見：射气在自然条件下的分布在大多数情况下可以认为以扩散作用为主。为了实际使用而列成为扩散方程式。这已为理論計算所証实^[16]。根据理論計算証明：只有在对流速度很大时，射气測量法測量的深度才能大大地增加，用气象因素的影响來說明上述情况是不可能的。

計算岩石中氦气扩散时的吸收情况也可以使用有效的扩散系数值。

疏松岩层中氦气的各种分布情况的研究（在矿体上部有鐳暈圈^[4,17]的）表明在这种条件下氦气含量較高的面积增大；此时，如果复盖层本身的放射強度对氦气分布的影响愈大；那么，暈圈中鐳的含量就愈高，而复盖层中氦气的扩散系数則愈小。

复盖层中氦气的扩散系数較小时，其中鐳的分布就起着主要的作用。

远离放射体时，暈圈的影响就增大，并且氦气含量的分布曲綫与复盖层射气变化的曲綫也就愈趋相近（图 6¹⁾）。

氦气含量随深度变化而增加的情况（按其形状与指数曲綫相近），一般可以在离放射性矿体的几公尺处观察到。

射气測量法（氦气測量）的可測深度不仅决定于物質的放射強度和氦气扩散的速度，而且也取决于复盖层中鐳分布的特性。由于暈圈的指示，在某些情况下，能够找到埋藏很深的（数十公尺深）矿化現象。

了解了鐳和氦气暈圈之間的相互关系，除了能确定測量法的可測深度以外，更主要的是能推断出暈圈与其生成来源之間的距离。从这一个意义上来看，也可以說是确定射气法作用的距离。

关于取样深度問題，不仅必須考虑氦气含量随深度不同而增长，而且要考虑暈圈分布区的扩大，以減少可能漏掉的异常。

在复盖有相当厚的疏松岩层的地区，必須用試驗方法找到用射气測量方法能够得到良好效果的取样深度。

确定气相和固相的放射強度之間的关系，常常是确定有无放射性矿化作用存在的最重要的普查标志之一。

因此，在个别地区联合使用射气測量法和鈾金属量測量法，以及根据 β 和 γ 射綫来測

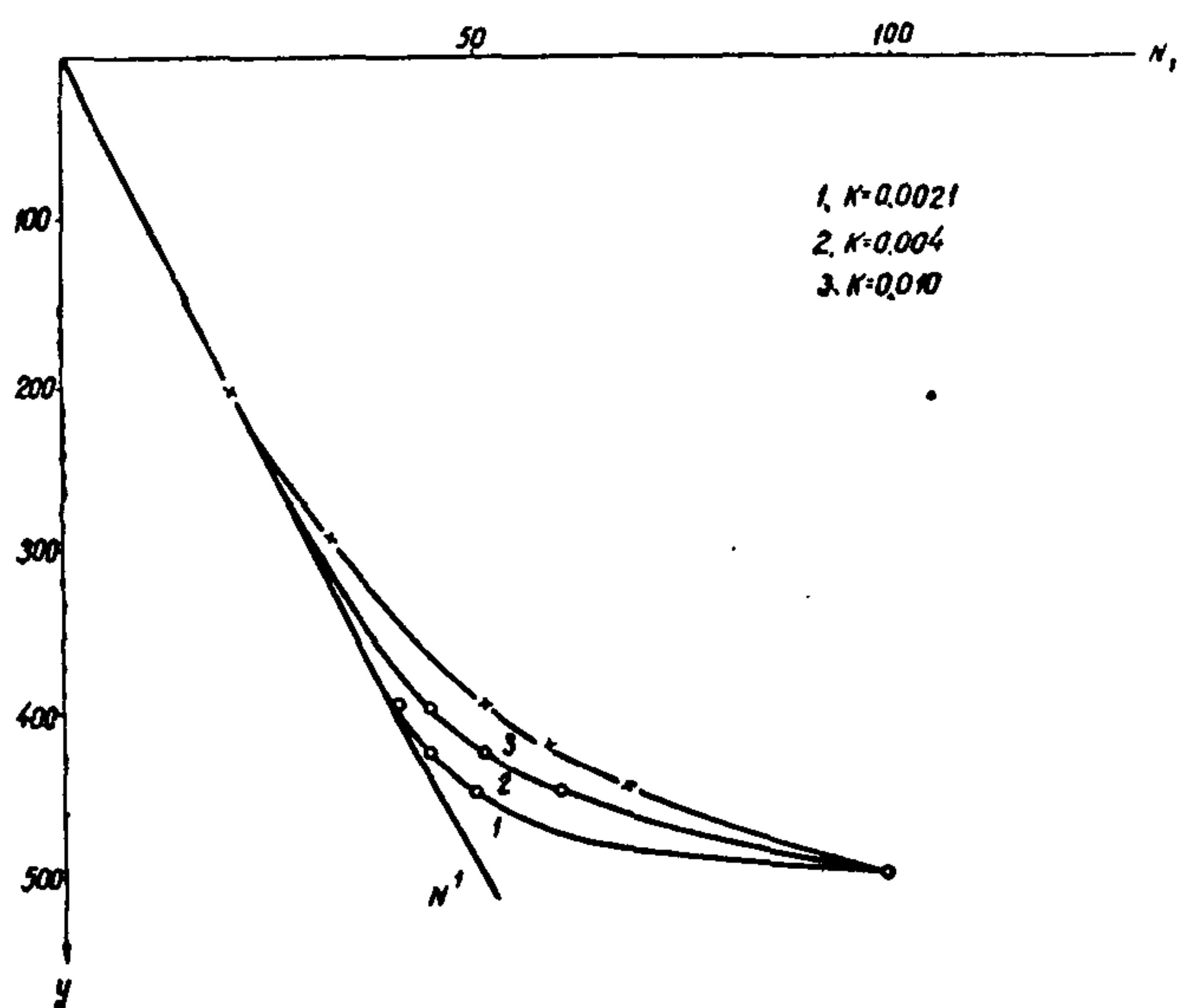


图 6 不同深度的氦气分布曲綫图

1) 图 6 中所表示的是：在各种不同扩散系数值的情况下計算得出的氦气含量按深度分布的曲綫图。复盖层厚度为 5 公尺。在該深度氦气的总浓度等于 100 个单位，而由于射气扩散所造成的浓度等于 50 个单位。为了計算方便接近地表的射气扩散所采用的值等于 0。

量暈圈的放射強度是最合适的。

射气測量与放射性水文地質測量綜合使用也很合适，这样可以对放射性元素的移动过程有比較全面的認識。

由于鈾射气的寿命短，因此分布在疏松岩层中的鈾矿物能引起鈾射气异常。

射气測量的数学理論根据相当完善。目前最主要的是进一步充实这种方法的地質和地球化学基础，这对于更完善地进行异常分类和其它一些射气測量的解釋問題方面特別重要。

鈾金屬量測量

关于鈾金屬量測量及其使用条件在文献[4,6]中已有描述。在本节中我們將談談关于鈾暈圈和鈾扩散流及从前叙述得不够充分的几个新原理。

对不同自然地理和地質条件下的各种类型鈾矿床的暈圈和扩散流的研究証明：鈾矿床常伴随有次生暈圈以及盐和机械(碎屑)类型的扩散流。这些現象于疏松沉积层中鈾的局部地球化学环境內呈現得很清楚($1 \cdot 10^{-1}\%$ — $4 \cdot 10^{-1}\%$)。

鈾暈圈的面积比矿体露头的面积要大得多(大3—10倍以上)，这就可以用稀的观测网(100公尺×20公尺，50公尺×10公尺)进行区域普查鈾金屬量測量。

在与矿带走向垂直相交的剖面綫上(該矿带复有1到5公尺复盖层，厚度为几十公分到1—2公尺)的暈圈寬度常介于10—15公尺到20—40公尺之間。

接近地表的复盖层中的鈾暈圈的最大移动，按其于地表矿体露头的投影关系，达到10—40公尺(根据我們研究的資料)，且与复盖层的厚度及斜坡的坡度直接有关。

普查暈圈时，要注意疏松岩层中的細小部分。选择取样深度时，必須考虑到暈圈可能是：1)出露暈圈，即露出地表的暈圈，2)淋滤深度达0.5—1.5公尺的淋滤暈圈，3)因为复盖层很厚，而在地表层中为貧乏的暈圈，4)被后成岩层所复盖的暈圈。

出露暈圈常見于中性和碱性土壤及以氧化介質为主的含水地区，在这里可見到金属的微弱迁移。鈾金屬量測量的样品可以从地表上部土壤层中采取。

开始于地表的淋滤暈圈常处在酸性、灰化土的地球化学区內。这里的金属移动能力很高。在这种情况下，样品应由位于淋滤带下0.5—1.5公尺的炮眼中采取。

在另外两种情况下則应借助于鈾孔在穿过貧矿层或屏蔽层以下的鈾孔中进行取样。

借助于實驗室条件下的模型和野外的直接观察，对各种成因的暈圈形状已进行过相当充分的研究。

图7上所表示的是垂直于矿体走向的各种不同成因的扩散暈的理想剖面图。

在研究不足和地形切割的复盖地区进行小比例尺(地面)鈾矿普查的方法是普查永久水流和暂时水流岩层中鈾扩散流的鈾金屬量測量的第二种类型^[4]。

扩散径流是距矿体最远的扩散带的一部分。由于扩散径流很长(由数百公尺到数公里)，在系統地检查区域水系网的条件下，以稀的观察网(測点之間的距离为100—400公尺)进行小比例尺鈾矿普查时，扩散径流很容易被揭露。

对发育在現代水系网淤积层中的鈾扩散径流的构造特点之研究証明：在以机械扩散和盐扩散为主的径流中，鈾分布情况之間的差別很大。

在以机械成因为主、具有少量盐扩散干扰的扩散径流中可見到如下情况：

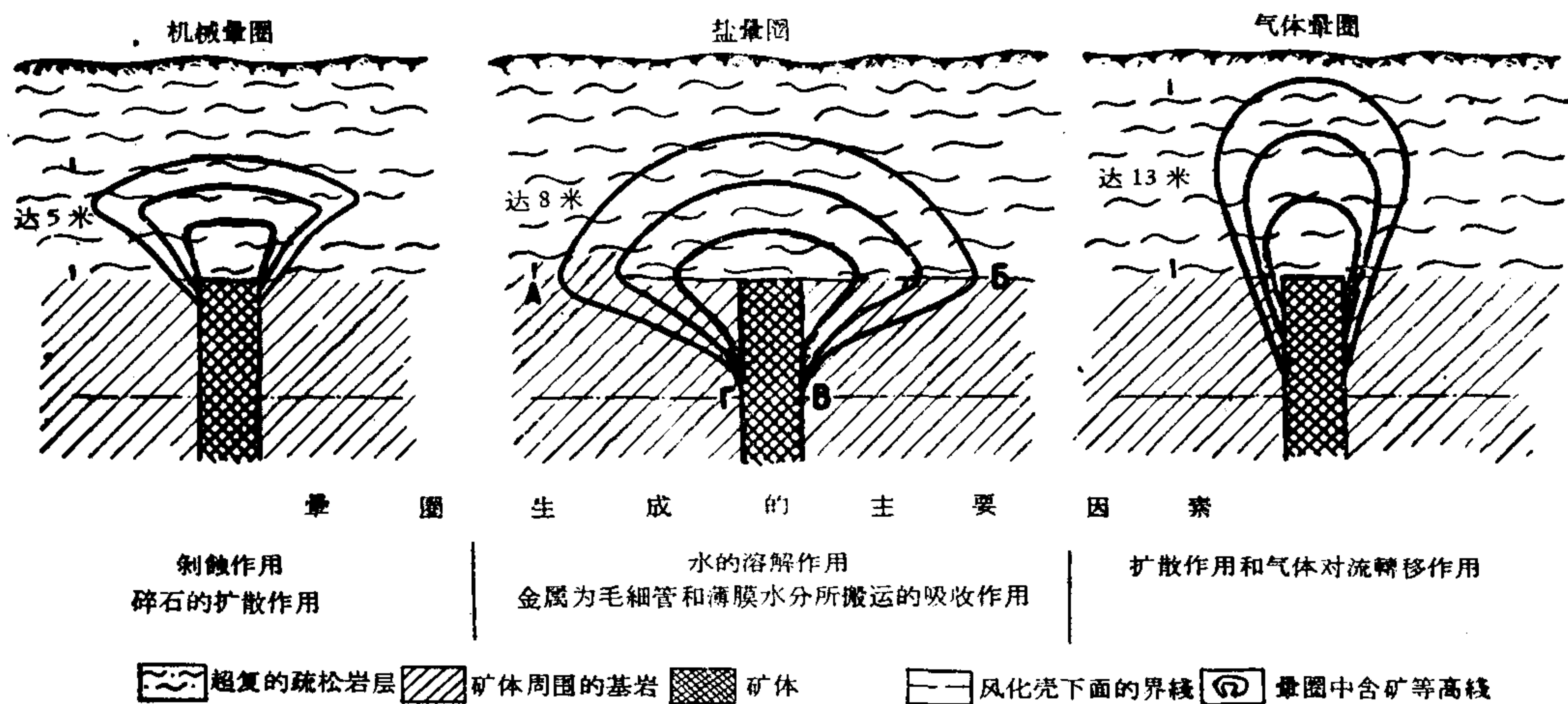


图7 扩散晕圈的成因类型

1. 铀的最大含量位于该交叉地区谷地等高线最低的各点上，常在水流较少的小溪河床部分。铀常垂直于小溪轴心而分布，其形状与高斯或然率曲线相似。

2. 放射性平衡沿着河流和横截面有着不大的变化，并在矿体氧化带中表现出放射性平衡状态。

3. 常见斜坡上坡积层中的扩散晕与淤积层中的扩散径流的起源相衔接。

4. 扩散径流中铀的含量通常不多(由十万分之几到万分之几)，铀量是按其与冲刷晕圈和矿体露头的距离几乎有规律地沿河流往下降低的。

5. 富铀的淤积层厚度一般在河流上游较厚(矿体露头附近)，而沿河流往下逐渐变薄。

6. 在颗粒大小不同的淤积层各部分之间(0.25—0.5毫米，0.5—1毫米，1—3毫米)铀的分布比较均匀。在某些径流中确定，较高的铀量位于径流上游颗粒较大的部分(1—3毫米)和径流下游颗粒较小的部分(0.5毫米以下)之中，这是由于矿物微粒的逐渐磨损所引起的。

含矿物质在以盐扩散晕为主的扩散径流中的情况如下：

1. 铀含量为 0.03—0.07% 以上比机械成因径流中的铀含量高得多。

2. 高的铀含量常集中于有机物质的堆积部分。大部分的含铀量位于淤积层的微粒组分中。

3. 径流起源常与露出地表的水源露头相吻合。

4. 径流中放射性平衡常常遭受了剧烈的破坏，全部径流的特点是铀的不足。一般规律是放射性平衡系数值由扩散流上部沿着径流向下逐渐减少。

在某些情况下，于含有伴生含铀矿物的花岗岩体的发育地区内，由于淤积层中堆积有这些含铀矿物或新成矿物；因此，在水系网的淤积层中有较高的含铀量。

研究了机械成因和盐成因径流的特点和形态后，就可以估计出汇水盆地面积的远景和是否应在该区布置较详细的普查。

有关普查方法和解释放射性测量工作结果的几个问题

在普查铀矿床时，放射性测量法的使用效果决定于以下几个因素：

- (1) 正确的选择布置普查工作的地区；
- (2) 正确地选择综合的普查法；
- (3) 正确地选择比例尺和地球物理观测网；
- (4) 正确地了解工作地区的地质特点。

由此可以得出结论：不论以任何比例尺进行普查都应该研究工作地区的地质构造。

十分明显，地质图上所用的地质研究的比例尺和普查本身所用的比例尺应该有所不同。例如，做为一般地了解地质情况，概略地质图的比例尺一般为 1:100000—1:200000 就够了，此时普查(放射性测量)工作的效率与其比例尺直接有关，即普查本身所用的比例尺愈大，发现研究地区的全部普查标志(放射性测量异常)的可能性就愈大。以较大的比例尺在先前已用小比例尺普查(航空普查或地面普查)过的远景地区内进行地面普查时，几乎总能发现新的矿化现象。

但是，单纯搞普查而影响地质制图，就不能研究出对放射性测量和地球化学异常进行初步估价的必要标志，就不可能正确地确定出检查工作和勘探工作的次序，就必须增加工作量，也就提高了普查成本。在这种情况下，不去了解放射性测量异常在地质图上的位置，而将全部注意力集中在检查放射性测量异常上，那就会对放射性测量方法的可能性做出过高的估价，因而对工作区的普查也就不会正确。放射性测量的异常只是铀矿化作用的许多标志中的一个，因此在进行普查工作时，不能对其它标志估计不足。许多例子都可以说明；间接普查标志(例如根据磁力勘探和电力勘探的资料或在进行地质制图时所分析出的良好的地质构造)，在铀矿化远景方面往往并不亚于放射性测量异常。

如果在进行大比例尺地面普查工作以前，先以小比例尺和使用一些能使在该区进行的每个观察(路线)都具有最大代表性的方法来研究普查区，那么，大比例尺地面普查的效率就会大大提高。航空普查法就属于这一类，这种方法是将 γ 辐射仪距离地面的高度增加到 50—60 公尺(灵敏度也相应提高)，从而扩大了仪器的有效区；此外还有河底沉积物法和放射性水文地质法；在这种方法中，由水流河床疏松岩层取出的一个细微颗粒的样品或取一个能阐明大面积汇水区的含铀情况的水样。由于考虑到使用小比例尺的方法成本低廉，因此只有在不仅根据地质条件，而且也根据小比例尺航空普查或地球化学工作的结果确定了研究区域的总远景以后，才适合布置中比例尺和大比例尺地面普查。

由于在远景区进行普查工作，不仅应该查明直接的铀矿普查标志(放射性测量和铀金属量测量异常)，而且应该查明间接标志(热液蚀变带良好的构造和岩石相)，因此测量工作的比例尺应该与普查的比例尺一起扩大，而且在综合的直接地球物理方法(放射性测量法)中，又应该包括间接地球物理方法(磁力勘探、电力勘探、重力勘探和地震勘探)和地球化学法(金属量测量法)。地球物理和地球化学法在良好的条件下，根据该区具有代表性的元素(伴生元素)能分析出含铀构造和含铀带。

苏联所用的综合地球物理方法的原理在文献^[4,6]中已有说明。根据所记录下来的放射强度的性质，从铀矿普查的观点出发，可将所有放射性测量的方法大致分成镭的方法，铀和镭的方法以及铀的方法。由于大部分野外放射性测量法都是属于镭的综合法，而且在大多数情况下记录下来的是疏松岩层中放射性元素的扩散晕，因此，在进行普查时，最大的困难是对所得结果进行解释的问题。

普查铀矿时，首先最为重要的是回答这样的问题，就是放射性测量异常与什么有关：

是与基岩本身的放射性的含量有关;还是与矿体附近的扩散量有关;与放射性元素的再沉积堆积(由于地表水和潜水的作用而生成),或与放射性元素较高含量有关。根据这些基本标志,各种各样的放射性测量异常(还有地球化学异常)大致可分成为列于表内(表3)的几种类型。

每一类中根据放射强度的性质进行较详细的异常分类和每种类型的具有代表性的标志在表格中的相应栏内都已列出,所以不再需要补充说明。

在放射性测量工作(及地球化学工作)结果的解释过程中,永远应该记住必须考虑工作地区的区域地质特点和地球化学特点,因为在不同条件下各种普查标志的普查意义可能会有重大的变化。适用于解释所有条件的总方案是没有的,因此放射性测量方法理论的主要任务之一就是对于适合于某些地质区域特点的地球化学基础和地质学基础进行研究。

(译自俄文预印本)

参 考 文 献

- [1] Шпак, В. А., Новый способ дифференциации горных пород при помощи счетчика гамма-импульсов. Докл. АН СССР, т. XVI, 1937, № 2.
- [2] Никонов, А. И., К вопросу о физико-геологических основах гамма-каротажа. Изв. АН СССР, сер. геологич. № 2, 1943.
- [3] Радиоактивный каротаж. Интерпретация и применение. Пер. П. К. Купалова-Ярополка. ЦИМТНефти, М., 1948.
- [4] Радиометрические методы поисков и разведки урановых руд. Госгеолтехиздат, 1957.
- [5] Баранов, В. И., Радиометрия. Изд. АН СССР, М., 1956.
- [6] Мелков, В. Г., Пухальский, Л. Ч., Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957.
- [7] Шашкин, В. Л., Количественные радиометрические измерения радиоактивных руд в естественном залегании. Атомная энергия, т. II, вып. 1, и 2, 1957.
- [8] Campbell, I. L. P. Radioactivity well logging anomalies. Petroleum Engineering XXIII No. 6, 1951.
- [9] Очкур, А. П. Каротаж плотности. Вопросы рудной геофизики. Сборник статей. Госгеолтехиздат, 1957.
- [10] Воскобойников, Г. М. Теоретические основы селективного гамма-гамма-каротажа. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 3, 1957.
- [11] Liden, K. and Starfelt, N. Scintillation Spectrometry of continuous gamma-and-X-ray spectra below 1 Mev, Arkiv fur Fysik.
- [12] Аглинцев, К. К. Дозиметрия ионизирующих излучений, ГИТГЛ, 1950.
- [13] Siegbahn, K. Beta-and-Gamma-ray spectra Scopy. Amsterdam p. 857, 1955.
- [14] Кириков, А. А., Тверской, П. Н., Грамаков А. Г., Горшков Г. В., Айдаркин, Б. С. Радиоактивные геофизические методы в приложении к геологии под ред. А. П. Кирикова, Госгеолнефтеиздат, 1934.
- [15] Ambrohn, R. Die Methoden der angewandten Geophysik Berlin-Leipzig 1926.
- [16] Булатевич, Ю. П. Диффузии эманации в почве с учетом конвекции. Изв. АН СССР сер. геофиз. и геохим. т. XI № 1, 1947.
- [17] Грамаков, А. Г., Попретинский, И. Ф., Распределение радона в рыхлых отложениях при наличии ореолов рассеяния радз. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1957.
- [18] Баранов, В. И., Грачева, Е. Г. К теории эманационной разведки. Труды Радиевого института, т. II, 1933.

放射性異常分类中的 γ -射气方法*

布拉謝維奇 (Ю. П. Булашевич)

基本原理

在天然产出的条件下, 岩石向其孔隙中放出放射性射气。岩石的这一性质可以用射气系数来表示。射气系数就是进入岩石内的一定体积的孔隙中的射气速度与该岩石颗粒由于放射性衰变而生成的射气速度之比; 在没有射气的对流或扩散的情况下, 射气系数可以用下式来表示

$$\alpha = q/Q \quad (1)$$

式中 q 是岩石内任意体积的孔隙中的射气量, 而 Q 是同体积内的颗粒与孔隙中的射气总量。

在这个定义中, 射气系数值也取决于颗粒对射气的吸收作用, 这种作用使得孔隙气体中的射气浓度减小了。射气系数的变化范围很大, 这取决于放射性元素的产状以及含矿岩石的脆性。在镭的含量等于其克拉克值时, 已知的许许多多的强的氡射气异常是由于射气系数的增大而引起的。例如某些含石墨的岩石就是如此, 因之, 这个规律可以在地质填图时加以利用^[1,2]。在铀矿体的露头上, 岩体的射气系数往往比含铀矿物的射气系数要大, 这说明了有一部分放射性物质是处于分散状态中。铀矿床由于扩散而形成的次生盐晕往往还有另一个特点, 那就是射气系数高。

如在岩石的孔隙度足够大时, 具有放射性的矿体能够形成气体的, 氡的晕圈, 在这种情况下射气系数表面上接近于 100%。因之, 就有可能根据射气系数来进行射气异常的分类, 此外, 射气系数也为我们提供关于放射性元素的产出形式及其地球化学活动性的补充资料。

岩石在天然产出的条件下, 其射气系数可借助于地面射气测量与 γ 测量的综合使用而确定的, 这种测量系沿相同的一些观察点进行的。借助校正仪器电测土壤气体的电离程度, 然后按其结果, 可以直接得出孔隙中的射气浓度。而根据 γ 场的强度又可能求得颗粒及孔隙中之射气的总量, 这个量就是 (1) 式中的第二个量。对于铀放射系列来说, 实际上所有的 γ 辐射都是由氡衰变的短寿命产物所引起的。因此, 所求得的射气系数值并不取决于铀和镭间的永久放射性平衡发生破坏的程度。在钍系中, 大部分 γ 强度是由 $M\text{sTh}_2$ 引起的。然而由于半衰期短促, 这一系元素在天然产出的条件下通常保持平衡关系, 因而也就有可能从 γ 强度中求出钍射气的总量。

上述方法的基础是假设放射性的大小保持不变。当放射性大小有变动时, 可以提出

* Гамма-Эманационный метод оценки аномалий радиоактивности (苏联版苏联科学家报告第 3 卷, 第 2245 号报告)。

其他测定射气系数的方法。这种情况是在利用钻机快速钻井或挪走坑道中岩石时出现的。

孔隙中射气浓度的测定

土壤气体须导入静电计的电离室中，其速度之大小须保证能够避免射气在导入系统中有明显的衰变。假设气流是连续地通过电离室，所需的速度则大致可以根据下式求出。

$$C = C_0(\omega/\lambda v)[\exp(-\lambda V_1/\omega) - \exp\{-\lambda(V + V_1)/\omega\}] \quad (2)$$

式中： C ：电离室中射气的平均浓度；

C_0 ：土壤气体中游离射气的浓度；

ω ：气流的体积速率(单位时间内流进的体积——译者注)；

λ ：射气的衰变常数；

V_1 ：导入系统的体积；

V ：电离室的体积。

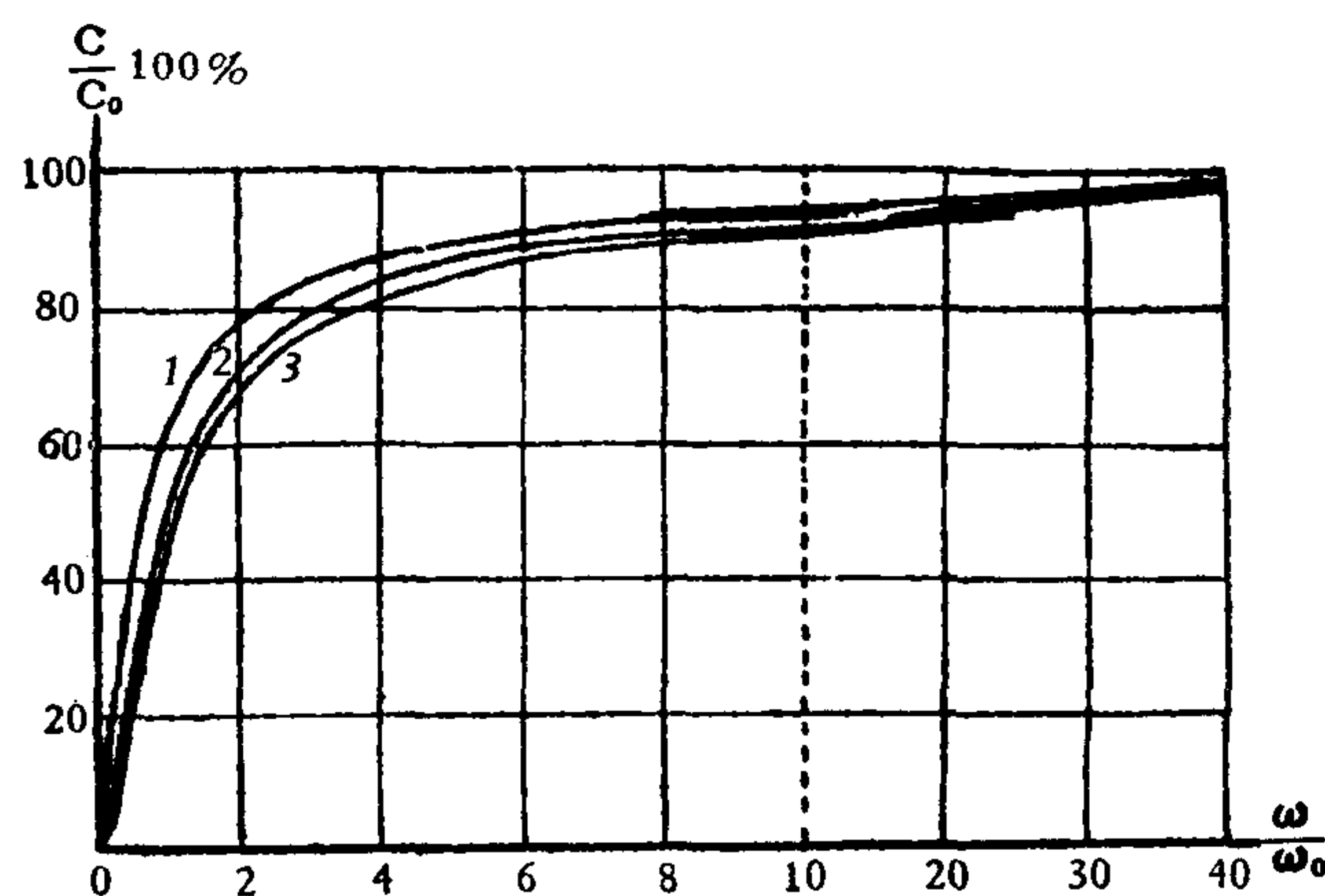


图1 电离室中射气浓度与孔隙气体的体积速率的关系
三条曲线分别代表电离室体积与导入系统的体积之间比率不同的情况 1, 2, 3, 三条曲线的比率值依次为 0, 0.5 与 1.0

当 $\lambda(V + V_1)/\omega \ll 1$ 时，则由式(2)得出 $C = C_0$ 。因而气流的体积速率可以根据下列条件来选择：

$$\omega \gg \omega_0 = \lambda(V + V_1) \quad (3)$$

从图1中可以看到室中射气的平均浓度与气体的体积速率的关系，此时电离室体积与导入系统的体积之间的比例不同。正如当 $\omega/\omega_0 > 10$ 时， $C/C_0 > 0.95$ 时在图1中所见到的。

在靠近地表处，由于向大气中扩散的结果，氡射气的浓度可能更低一些。在呈均匀分布的情况下，氡射气的浓度随深度 x 而增高，按照下面这个规律：

$$C = C_0(1 - e^{-x/l}), \quad (4)$$

式中 $l = (D/\lambda)^{1/2}$ 是扩散距离 (D 是扩散系数)。对于干燥疏松的矿床， $l = 0.5 - 1.0\text{m}$ ，

而对于潮湿粘土质矿床, 扩散距离则大大减小。如果土壤气体样品的采样点的深度等于扩散距离, 则测得之氡射气之浓度将比平衡浓度大约低 1/3, 为了提高测定射气系数的精确度, 气体样品的取样点必须选在深度 $Z > l$ 的地方。对于钍射气来说, 这个条件可以不考虑, 因为钍射气的扩散距离大致等于 1 厘米。

氡射气与钍射气往往是同时出现于孔隙气体中的。在这种情况下就要借助于对电离电流在不同时间内的二次测定来分别确定出其浓度^[3]。

将气体样品立即输入电离室后, 由钍射气和 ThA 所引起的电离电流很快就低落下来, 而由氡射气所引起的电离电流则逐渐加大, 这是因为 α 放出的衰变产物积聚的结果; 大约三小时后积聚量达到了最大值。

如果第一次测定是在气体样品输入电离室后立即进行的, 而第二次测定是经过时间 t 之后进行的, 那么由氡射气和钍射气所引起的初始电离电流, 可以通过下式来求得:

$$i_{Rn} = ai_t - bi_0 \quad (5)$$

$$i_{Th} = i_0 - i_{Rn} \quad (6)$$

式中 i_0 是初始电流总量而

i_t 是关闭电离室并经过时间 t 后的电流量。

系数 a 和 b 取决于电离室的大小和结构。减小体积就会减小 α 辐射的作用而增大了壁上沉淀物的相对效应。因此最好是该电离室有几条氡射气和钍射气的电流相对变化的试验曲线。并根据这些曲线能确定出式 (5) 与式 (6) 中的系数。

使用校准静电计时, 氡射气的电流量就等于孔隙中射气的浓度 (单位为埃曼)¹⁾, $i_{Rn} = C_{Rn}$ 。而孔隙中的射气浓度反过来又和铀的平衡含量有关, 其关系式如下:

$$C_{Rn} = 34 \cdot 10^3 \frac{\alpha_{Rn}}{\eta} \rho P_U \vartheta_{MAN}, \quad (7)$$

式中 α_{Rn} ——氡射气的射气系数;

η ——孔隙度;

ρ ——岩石的体重, 克/厘米³;

P_U ——铀的百分含量。

当气体取样点的铀和镭的平衡关系被破坏时, P_U 就不是铀的真正含量而是与镭相等的量。

钍射气的电离电流亦以埃曼¹⁾为单位。但是, 为了确定岩石中钍的百分含量与电流之间的关系必须知道其转换系数。这个系数等于钍射气与氡射气的饱和电流之比, 钍射气与氡射气又分别与 1/100 的钍和铀保持着平衡:

$$K = \frac{\lambda_{Th} A_U}{\lambda_U A_{Th}} \frac{K_{Th} + K_{ThA}}{K_{Rn}} \cong 0.8 \quad (8)$$

式中 A_U 与 A_{Th} 是铀与钍的原子量; K_{Th} 等则是气体中一个 α 粒子在整个射程中所引起的离子对的数目。

转换系数值的求得是假设 ThA 的离子散布于电离室中, 而 α 辐射同样适用于氡射

1) 一个埃曼等于 10^{-10} 居里/公升。

气、钍射气和钍铀射气。这些假设足以满足要求。因此,钍射气和钍铀射气的初始电流可写成下式

$$i_{Th} = 27 \cdot 10^3 \frac{\alpha_{Th}}{\eta} \rho P_{Th} \vartheta_{MAN} \quad (9)$$

式中诸符号所代表的意义同式(7)。

为求得孔隙气体中钍射气的真正浓度(通过与一埃曼的氡射气的衰变速度相比较而测定的)必须消去离子化的因素。此时

$$C_{Tn} = \frac{K_{Rn}}{K_{Tn} + K_{ThA}} i_{Tn} \cong 0.42 i_{Tn} \text{ 埃曼。} \quad (10)$$

在应用所采用的射气测量技术时,由铀射线引起的相对效应可略而不计。

式(7)与式(9)包含了射气系数与孔隙率的比值。这个量最好叫做相对射气系数。

γ 场强度的测定

γ 强度的测量是在炮眼中进行,深度与射气勘探时的气体取样深度相同。通常,测量 γ 强度以铀、钍和钾系列处于平衡关系时发生的辐射为先决条件。此外往往还有残余底数 J_0 ,这是由于宇宙辐射,由于大气和计数器的放射性污染而引起的:

$$J = AP_U + BP_{Tn} + CP_K + J_0 \quad (11)$$

式中 A, B, C 是系数,表示辐射强度,其单位是微伦琴/小时。在无限介质中等于辐射元素强度的 1/100。

这些系数值取决于原始 γ 辐射的能量分布情况;取决于仪器设备的光谱灵敏度,并在中等原子序数以后取决于介质成分。许多盖格^[5]计数管经过反复实验测定后,系数 A 业已知道,系数 B 的实验测定结果也已知道。此外,对于具有轻、重型阴极的计数器,此三系数值在理论上已计算出来^[6,7]。根据这些数据,下面就来讨论一下列于表 1 中的这些值。

表 1

元素	系数值 (微伦琴/小时 1%)	
	MC	BC
U	1.5×10^4	2.5×10^4
Th	6.5×10^8	1.0×10^4
K	3.2	4.2

这些值是在岩石(炮眼,钻孔等)中测定的,用的是标准计数器,这种计数器装有铜质阴极(MC)或镉质阴极(BC),安在壁厚 1.0—1.5 毫米的轻便的铝盒中。这些数值实际上用在所有的火成岩、变质岩与沉积岩上,其变化范围在 5% 左右,根据其成分来确定。含有大量重金属的金属矿床和低灰份的煤例外。在前一种情况中系数值小,这是由于光谱中低能量部分在介质中的吸收作用,而

在后一种情况中则系数值较大,这是由于光电吸收作用比较弱,同时散射辐射较为发育。如果用闪烁计数器,则系数值亦取决于鉴别水平。

相对射气系数的测定及射气异常的分类

关系式(7)、(9)与(11)提供了对射气场与 γ 场的来源进行定量评价的不同方法。这些评价方法的可靠程度、选用的根据以及解决问题的途径都决定于具体的地质条件和地球物理条件。下面我们就来讨论一下如何来鉴定天然产出状态下的岩石的射气系数。最简单的情況是:方程式(11)中的右侧只需考虑与铀或钍相关的一个项。这种情况是可

能出現的,如果这些元素中的某一个,其含量占绝对优势,或者是其他所有元素(所研究的元素除外)的 γ 場強度在某种程度上可以略而不計。設:

$$J = AP_U \quad (12)$$

那么电离电流(7)除以 γ 場強度(12)并且考虑系数值(例如用MC計数器)則可得

$$\frac{i_{Rn}}{J} = 2.3 \frac{\alpha_{Rn}}{\eta} \rho \quad (13)$$

同样地,利用式(9),我們可以求得鈾射气的电离电流与鈾的 γ 輻射強度之間的关系:

$$\frac{i_{Tn}}{J} = 4.2 \frac{\alpha_{Tn}}{\eta} \rho \quad (14)$$

方程式(13)与(14)只有在下述条件下才是有效的:

(1) 土壤气体的取样点和 γ 測量点是在同一深度的点上,这个深度大于氡射气的扩散距离;

(2) 放射性元素的分布是均衡的,在分布不均衡的情况下,必須取好几个点上的电流和 γ 場強度的平均值。

利用式(13)或(14),經計算可求得相对射气系数,当孔隙度为已知时,还可能确定出岩石在天然产出的情况下的射气系数。

求得了相对射气系数就有可能对射气异常进行准确的分类。比如說可以分出三种类型的氡射气异常,并且指出风化岩石的相对射气系数的相应变化范围。

1. 由于射气系数值相当大而引起的射气异常:这种异常可能出现在放射性元素含量不多的地方;

2. 气体的氡射气晕圈异常;

3. 由于測量点的起始放射性元素浓度有所提高而造成的含量异常。

鈾射气异常也可以采用这种方法来分类。然而,沒有气体晕圈,这是由于鈾射气的扩散距离小。

典型的射气异常并不伴随有 γ 場的显著增強;实际上在測量崩解岩石的射气异常时, $\alpha_{Rn}/\eta > 1$,設崩解岩石的体重为2克/厘米³,并且不等式的左右項相差更大一些,由式(13)我們可以求得关于氡射气的浓度和 γ 場的強度的关系值即 $\frac{i_{Rn}}{I} > 5$ 埃曼小时/微伦琴,

对于气体的氡射气的晕圈 $\alpha_{Rn} = 100\%$ 。因此,在疏松结构中常見的孔隙度为20%时,

$\frac{\alpha_{Rn}}{\eta} > 5$ 而 $\frac{i_{Rn}}{I} > 20$ 埃曼小时/微伦琴。

在气体晕圈中, γ 場的強度比氡射气的浓度小得多,这个道理是很清楚的。象任何时候一样,我們在此测得的是孔隙中氡射气的真正浓度,然而,只有落在孔壁上的氡射气的衰变产物才是附加的 γ 輻射的来源。岩石的顆粒具有正常的放射性,这包括在天然底数之中。因此 γ 輻射体便为具有正常放射性的岩石所貧化了。

含量异常与 γ 場的強度的增大有关,对于这种异常 $\frac{\alpha_{Rn}}{\eta} > 1$ 。必須指出,在有些情况下,例如在原生矿化带內,这个比值可能很小。

鈾射气异常的分类与上述的一样。但是,由于鈾射气的扩散距离比較小,因此矿化带以外沒有气体晕圈异常。

根据射气系数的参数进行的射气异常分类,当然是非常简要的。在自然界中我们经常可以看到由于射气场的氡-钍射气的两重性质以及不同类型异常的迭加现象所造成的很复杂的情况。然而,实验证明,只要方法选择得当,材料分析得正确,我们是完全有把握求得天然产出的岩石的相对射气系数。还应该指出,所得的值在统计法上是稳定的,因而在详细制图时可以利用。下面我们来讨论两个在复杂的地质和地球物理条件下测定射气系数的实例。

测定相对射气系数及评述其射气异常类型的实例

石墨片麻岩

典型氡射气异常与分布在伊尔明 (Ilmen) 杂岩中的石墨片岩与石墨片麻岩有关^[1,2],表 2 中列有石墨-碳-硅片麻岩及其围岩的 γ 场强度和电离电流的平均值。

表 2

岩石类型	电离电流 (埃曼)		γ 强度 (微伦琴/小时)
	i_{Rn}	i_{Th}	
1. 黑云母花岗片麻岩	6.5	30	32
2. 石墨-碳-硅片麻岩	116	21	33.5
3. 云母片岩	20	12	29

这些岩石的 γ 强度没有什么差异,具有正常值,方程式(11)中的任何一项都不能略而不计。在一蓄水盆地测得的残余底数是 5 微伦琴/小时。为了估计其他组分的影响,我们必须有赖于一些关于伊尔明杂岩的一般资料。对于花岗片麻岩与片岩, $P_{Th}/P_U \cong 5$ 。其中钾的含量为 2.5%。有了这些补充资料就能够确定各个组分的 γ 场强度和从 γ 场的测量结果中估计出相对射气系数,崩解岩石的体重约为 2 克/厘米³。表 3 中列出了进行计算所需的原始数据,以及相对射气系数值。

表 3

岩石类型	γ 强度 (微伦琴/小时)		$\frac{\alpha_{Rn}}{\eta}$	$\frac{\alpha_{Th}}{\eta}$
	U	Th		
1. 黑云母花岗片麻岩	6	13	0.24	0.24
2. 石墨-碳-硅片麻岩	7.5	13	3.4	~0.2

对粉末样品的射气现象进行测定的结果(求得 $\alpha_{Rn} = 80\%$)证实了:石墨片麻岩的射气系数非常高。

对含有鳞片状石墨的石墨片麻岩进行了研究,其结果也说明了这种岩石亦与强烈的氡射气异常有关。

花岗岩侵入体的外接触带上的崩解岩石

本区的岩石是以正常的粗粒花岗岩为代表的,这种岩石逐渐变为花岗片麻岩,而花岗片麻岩又与石英-云母片岩相接触。在接触带上,花岗片麻岩的崩解深度达 10—20 米。

其下是坚固的、具有正常放射性的花崗片麻岩。

风化了的花崗片麻岩在 γ 强度值比較低时,具有非常高的氡射气浓度(用 MC 计数器)。

表 4 中列出了沿两个观测剖面 P-1, P-2 和两个探槽 H-1, H-2 (深度 4.5 米)测得的 γ 强度和电离电流的平均值。探槽是在剖面上异常最大的地方挖掘的,而测定工作是在挖掘过程中进行的。

表 4

	电离电流(埃曼)		γ 强度 (微伦琴/小时)
	i_{Rn}	i_{Th}	
P-1	412	84	98
H-1	2062	92	269
P-2	540	94	117
H-2	897	80	161

由表 4 中可以看出,沿着观测綫的鈾射气浓度的变化范围在測量精度之内。这很可能是由于相同的鈾矿物在崩解带内呈均匀分布所致。因而,鈾在 γ 强度总量中所占的份量大約是个常数。这个假設使我們有可能采用下面的計算方法。从 H-1 的 γ 强度及氡射气的平均浓度中減去从 P-1 点所求得的相应的值,我們就可以知道殘余浓度及与之相关的 γ 强度。借助这个关系,就可以求得鐳系的 γ 强度的总量。按照前述方法,为了除去鈾組分所占的部分,要对殘余底数和鉀的輻射現象进行校正。在本实例中,这些校正值是很小的。沿 H-2 与 P-2 点所观测到的結果,可以进行类似的处理。所求得的各种組分的 γ 强度,以及相对射气系数值如表 5 所示。

表 5

观测綫	γ 强度(微伦琴/小时)		$\frac{\alpha_{Rn}}{\eta}$	$\frac{\alpha_{Th}}{\eta}$
	U	Th		
P-1	43	42	2.1	0.24
H-1	214	42	2.1	0.26
P-2	67	37	1.8	0.30
H-2	111	37	1.8	0.26

由計算得知观测剖面上的氡射气的射气系数与該剖面上之探槽中所测得的射气系数是一致的。很重要的一点是:对于两組观测結果来說其值都是稳定的。此外,鈾射气的无关重要的相对射气系数实际上与伊尔明杂岩中花崗片麻岩的相同。这說明了二者的鈾矿物是相类似的。

氡射气的相对射气系数非常高。在本实例中,射气异常是与比較弱的含量异常相符合的。

在紫外綫照射下在粉末样品中發現有鈣鈾云母的強黃綠色发光現象。所选出的具放射性的顆粒,其射气系数約 10%。在干燥样品中部分放射性弱、不发光的干燥样品,其射气系数超过 30%。把这个結果与在天然产出岩石中测定的射气系数值結合起来看則可以說明鈾—鐳系的大部分放射性元素是呈細分散的胶体状态出現的。

正如一些人所認为的那样,放射性异常非常常見,而且显然是外接触带中花崗岩侵入

体的一种独特的晕圈。

(譯自 Proceedings of the Second United Nations International
Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy. vol. 2)

参 考 文 献

- [1] Bulashevich, Iu. P., Prospecting and Protection of Mineral Resources, No. 2 (1957).
- [2] Bulashevich, Iu. P., Z. angew. Geol., 7, 314 (1957).
- [3] Melkoff, G. V. and Pukhalsky, L. C., Prospecting of Uranium Occurrence, Gosgeotekhnizdat, M. (1957).
- [4] Baranoff, V. I., Radiometry, Published by Akad. Nauk S.S.S.R. (1953).
- [5] Shishkin, V. L., Atomic Energy U.S.S.R., No. 1 (1957).
- [6] Voskoboynikov, G. M., Proc. Inst. of Mining Geol., U.F.A.N., U.S.S.R.
- [7] Kartashoff, I. P., Proceedings of the Eastern Branches of Akad. Nauk S.S.S.R., No. 4—5 (1957).

地質上用放射性探測設備的發展*

W. W. 瓦恩 V. C. 羅頓
E. E. 威爾遜 R. H. 巴乃特**

美國地質調查局設計並製造了三種儀器——岩芯檢查器和用於分析放射性氣體的時隔區分器，以及用於鈾礦勘探計劃的 α - γ 測量儀。首先考慮的是其簡單性和耐用性，至於工作特性則有待於在野外使用這些設備的地質學家和地球物理學家們的鑑定。

用於測量鑽探岩芯放射性的固體閃爍體檢查器

很早就需要一個快速檢定鑽探岩芯的鈾當量含量的半定量分析方法。在創制這一儀器過程中，曾應用了三種測量放射性的方法——蓋格計數管，液體閃爍體和固體閃爍體。經驗證明只有用固體閃爍體才能獲得所要求的靈敏度和保持長時間的穩定性。

四塊碘化鈉晶体，2吋直徑×2吋長，分別架設在壁厚0.032吋的鋁絲編織杯中，圍繞岩芯周圍，沿半徑方向並互成直角（圖1）。每一晶体是浸於粘度為200,000厘沱的矽化物中，並用該矽化物在光學上耦合到光电倍加管的端窗內的2吋直徑陰極上。用約厚2吋的鉛屏遮蔽所有靈敏面，只留下連通光电倍加管和岩芯的通道孔。晶体和光电倍加管應從倉庫作單個選擇，取其光譜反應和分散均勻的，微音作用低的、而放大系數要尽可能互相匹配。分壓器系統（圖2），包括一個5兆歐電位器，它是放在矽橡膠化合物中。兩根外部接綫用來把高壓連接到並聯的四個管子上去。因為光电管的放大系數粗略地隨二極管電壓的四次方而變化，因此需要使二極管電阻兩端的電壓隨計數率而改變的程度愈小愈好。光电管內部從二極管射出到另一二極管的二次電子發射隨着沖擊到碘化鈉晶体上的輻射量而增減。這種光电管電流增減的最終結果是等於與外部二極管電阻分壓器的固定電阻並聯一個可變電阻。光电管電流，特別是在二極管8至10之間的電流，在高計數率時是相當大的。由於高電流密度電流產生的分流作用，使電阻減少而引起在二極管上的電位降可達10伏特。因分壓器兩端的總電壓保持不變，其它二極管的電位由於

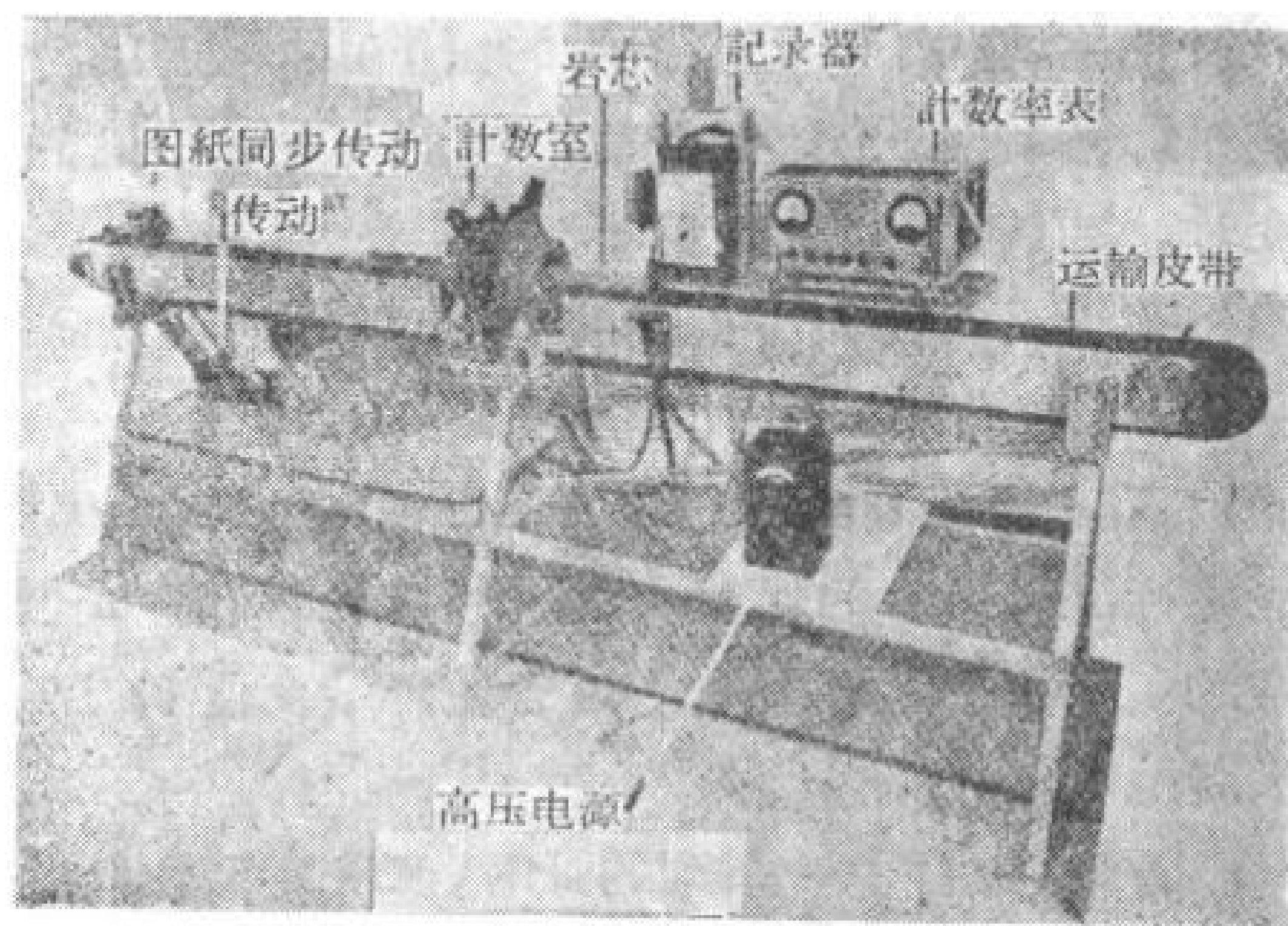
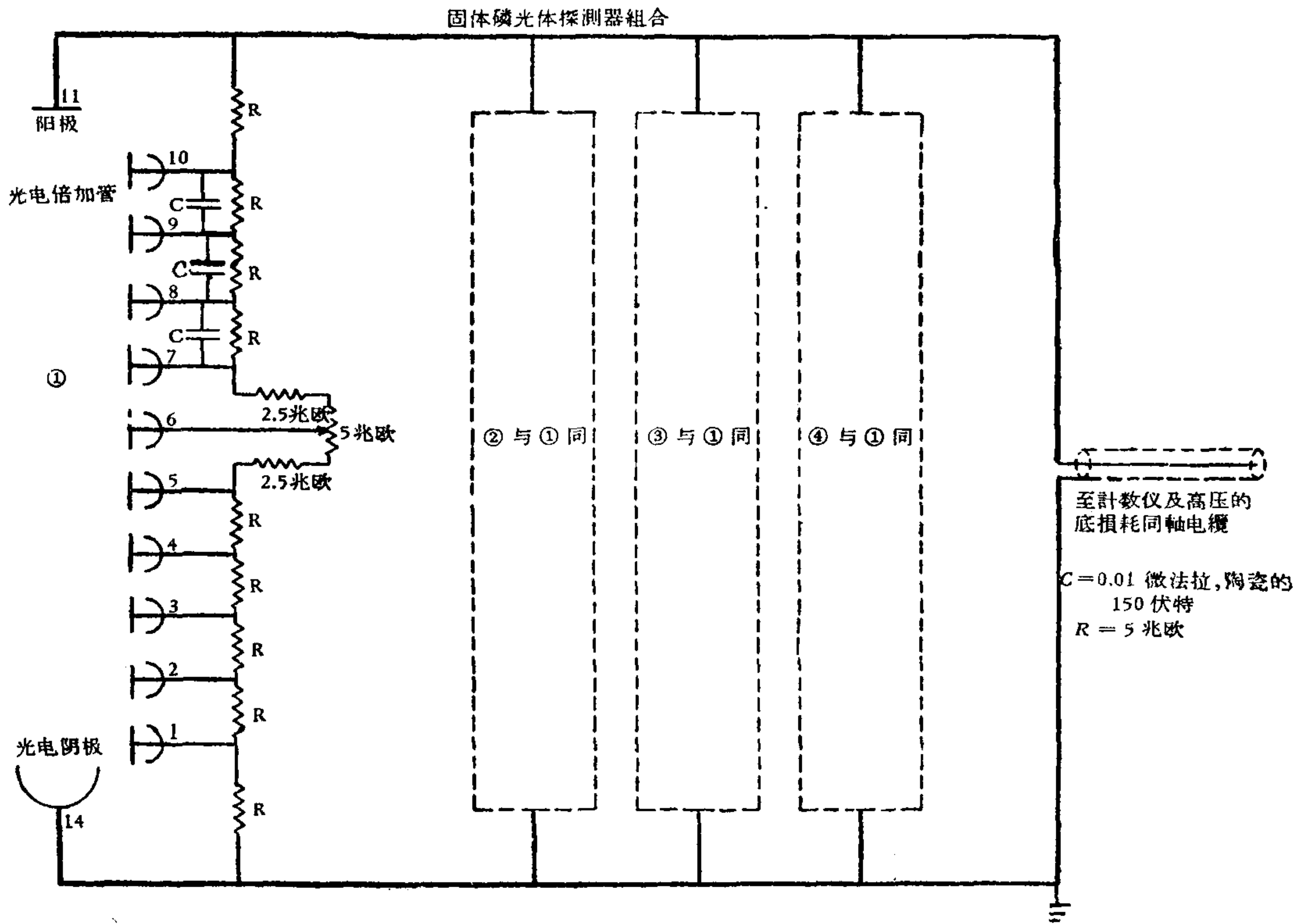


圖1 固體閃爍體岩芯檢查器

* Developments in Radiation Detection Equipment for Geology (第3卷,第1909號報告,美國)。

** W. W. Vaughn, V. C. Rhoden, E. E. Wilson, R. H. Barnett (美國科羅拉多、丹佛地質調查局)。



电流重新分配的结果而上升。电压起伏可通过两种方法缩减至最小值：在分压器系统的各对阴极管之间应用辉光放电稳压管，或者减少固定电阻的数值（如果高压电源能耐受因此而增加的电流负荷的话）。

岩芯检查器的架子，由 1.5 吋角铁构成，约长 12 呎和高 3 呎。4 吋宽的运输皮带能输送 6 呎长的岩芯。木制导轨（可以按岩芯直径不同而更换）能使 0.25 吋厚的皮带在进入计数室前凹下。记录器中的图纸由推动输送带的皮带轮系统中的软轴带动。光电管放在铅屏蔽室内的深度，和岩芯表面与晶体表面的距离是可以调节的。当闪烁体的位置改变时，总灵敏度也要改变，因此必须重新校正。

关于灵敏度和校正的解释，应用到地质方面的放射性探测设备上，是很多的。光谱反应，灵敏元件从光子到电能的变换效率、信号-噪音比和计数率的统计性起伏是必须考虑的因素。当能源和所用仪器固定时，可能最适用的规则是表示单位时间内计数次数对本底或标准计数率的比值。这就是校正岩芯检查器的规则。这里所谈的仪器的灵敏度是这样的：当 AX 钻探岩芯的铀当量含量变化 0.01% 时，记录下来的计数率相应的改变 50 次/秒。

首先，进行了一系列的试验，来决定高压和鉴别偏压如何影响已知光电管和晶体的组合（图 3a）的本底计数率。通常希望光电倍增管工作在稍低于暗流阈的电压下（对已知偏压而言）。在我们的情况下，选用工作电压为 1160 伏特。在更高的电压下，光电倍增管的工作就不规则了。当能源放在计数室的中间时，进行了类似的试验，其结果与本底计数率比较，以确定每一高压情况下的偏压（图 3b）。因为铀的百分当量含量是从记录结果估

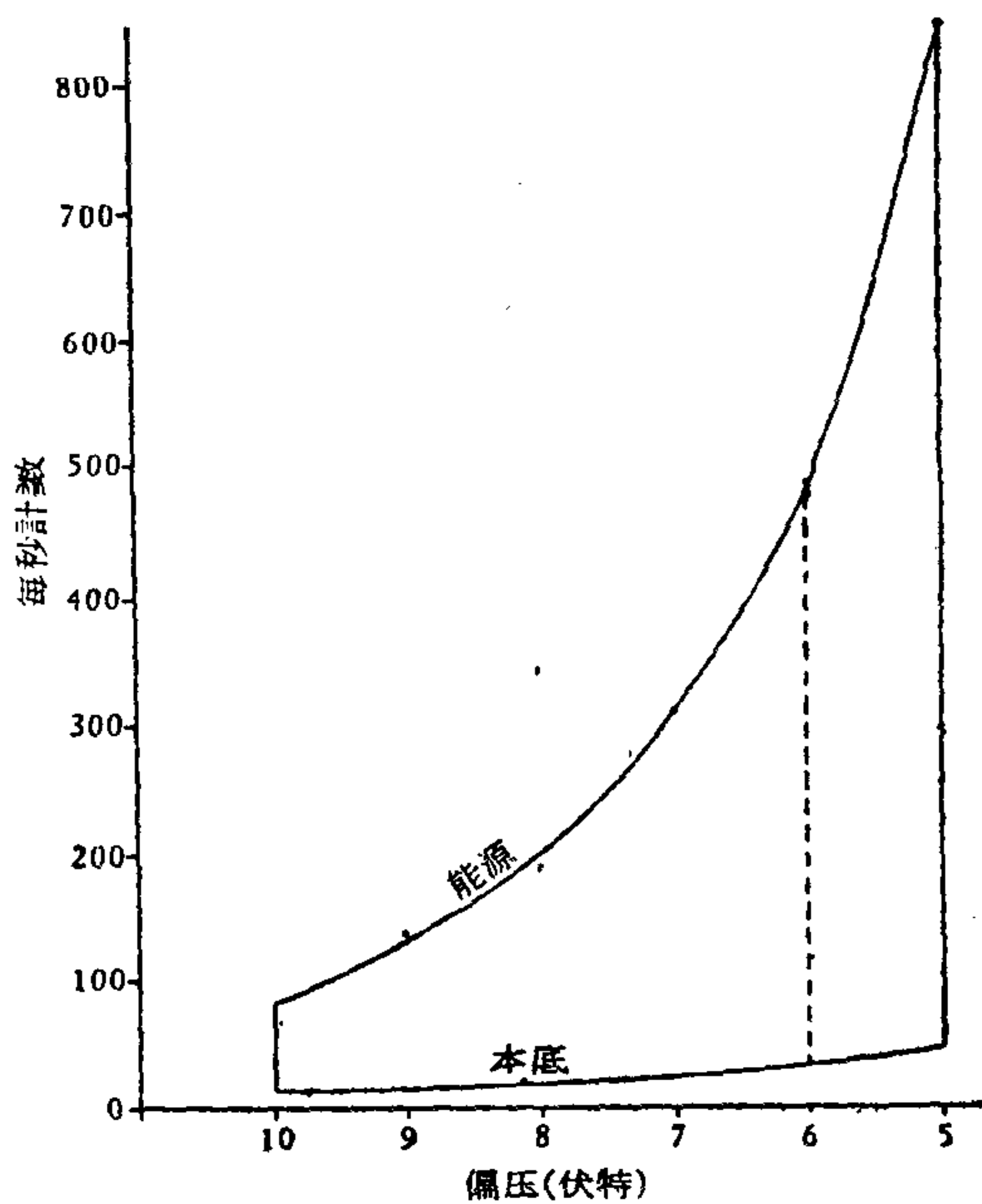
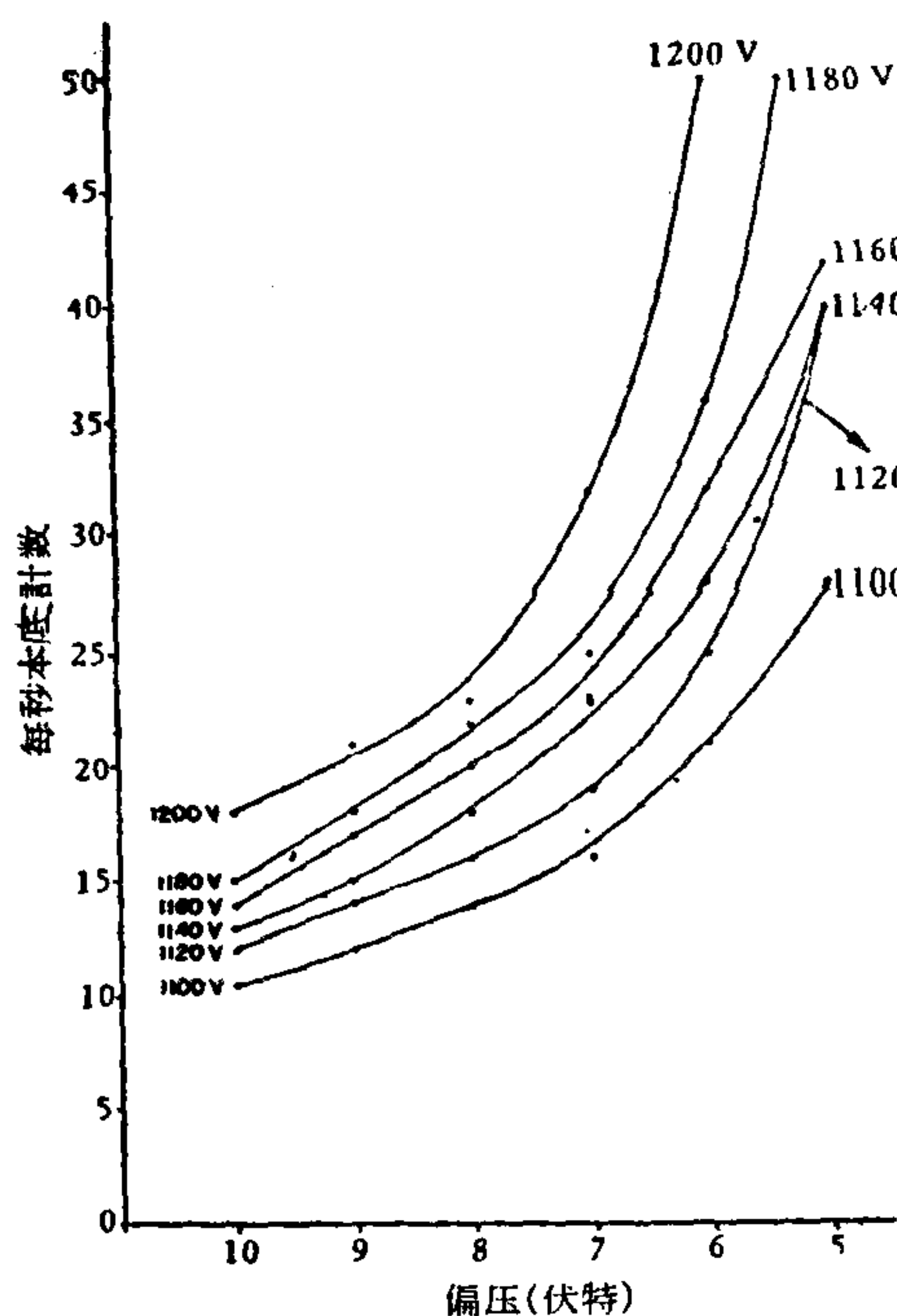


图 3a 当偏压水平在不同高压位置时本底的变动 图 3b 在不同计数仪偏压时能源与本底的关系

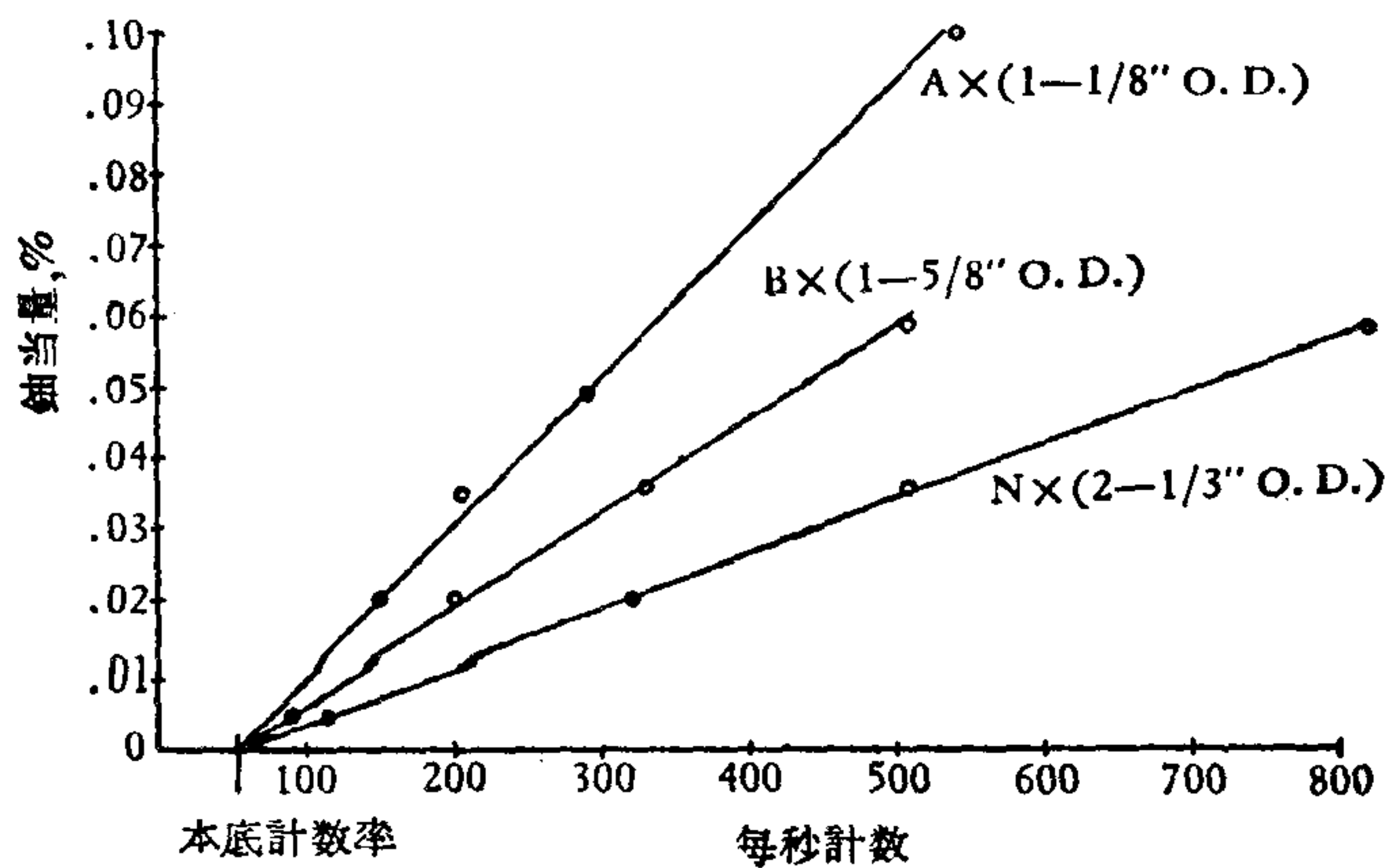


图 4 固体闪烁体岩芯检查器校正曲线

計出来的,能取得最大能源-本底计数比值的工作条件被认为是最合适的。

用人造岩芯来校正仪器。已画出每一种尺寸的岩芯的铀的百分当量对计数率的曲线(图4)。这些曲线与直线函数的偏差为 $\pm 6\%$,这在使用类似设备的经验所能期望得到的操作误差范围之内。对铀当量含量少于 0.005% 的岩芯,已能得到半定量分析结果。

图中表示的铀百分当量低于矿石品位;但是,每一种直径的岩芯的曲线在设备动作的线性范围内可以延长到包括够品位的矿石在内。线性程度主要决定于选择来表示 1% 铀含量的计数率,此时没有其他放射性产物位于上述线性范围内,而所用高压和偏压如图4的数据所示。对高品位矿石($1-10\%$ 铀当量)来说,应采用不同的高压和偏压,以减少总计数率。

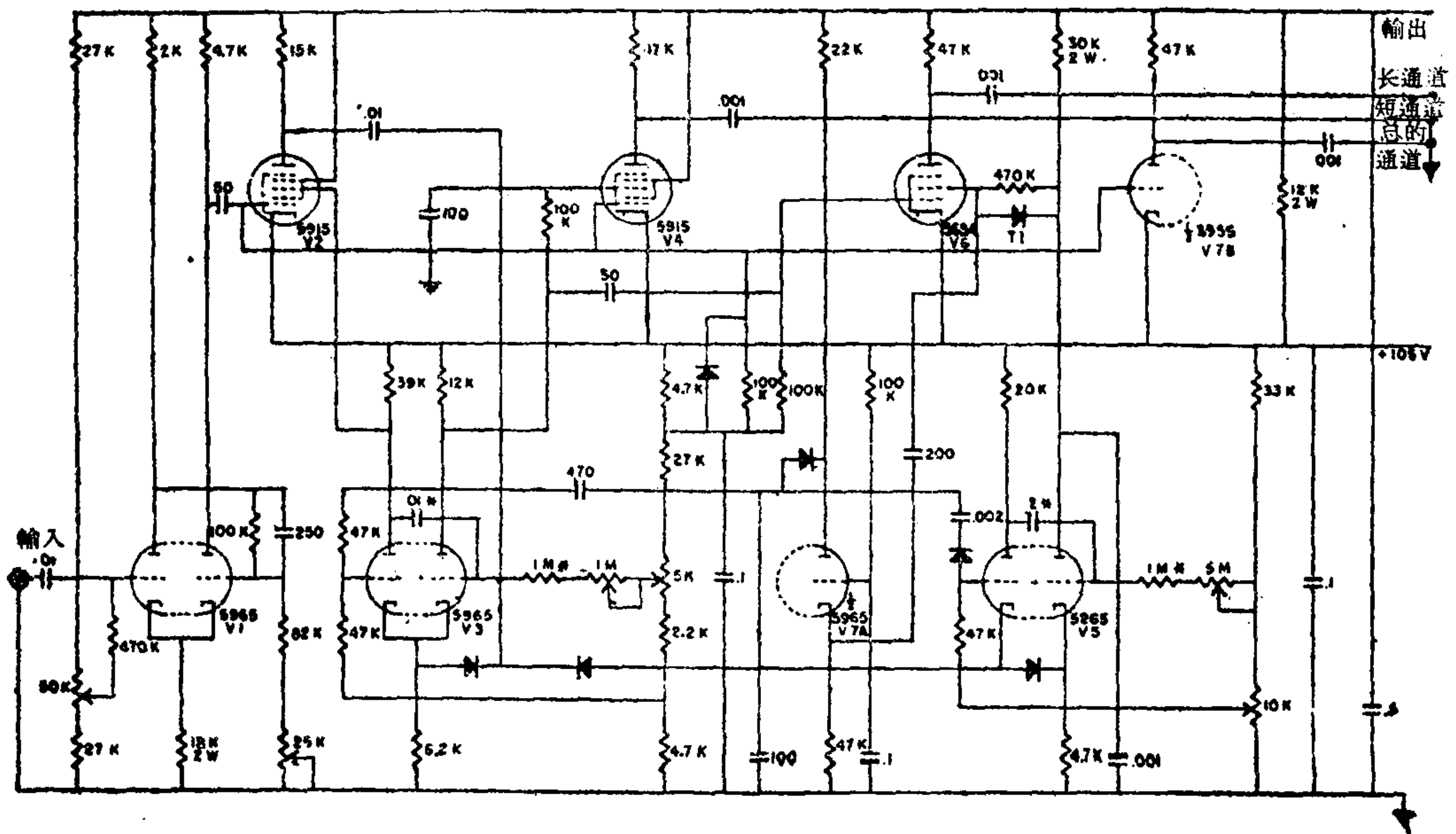
除了用于岩芯的快速半定量分析来决定铀的当量含量以外，这个仪器还有用于其他放射性分析的实际用途。破碎到1/4吋筛孔尺寸的试样或钻样切片可以装在1品脱¹⁾大小纸匣内，均匀地分布在皮带上，并送入检查室内，以取得铀的当量含量。

时间-间隔区分器

时间-间隔区分器用来帮助分析天然放射性气体的。其工作原理是根据每一种天然的氢的同位素衰变时发射一个 α 粒子，变成钍的同位素，当钍衰变时又放出另一个 α 粒子。这些钍同位素具有差异很大的半衰期，这使得有可能作出同位素之间的时间区分，并辨别它们属于何种同位素^[1]。

在文献中^[2-5]叙述有其他的時間-間隔电路。这些电路，大都是与确定某一時間間隔内发生的脉冲数目有关的。延长每一脉冲之后的時間間隔，可计数一连串的脉冲，假如它们在預定的時間間隔内发生的话。本文所叙述的电路則不同，它只统计脉冲对。脉冲对中的第二个脉冲将限制计时操作。

欲分析的气体被送入一个与高效率 α 计数器配合的室内。 α 计数器的输出端接到時間-間隔区分器的输入端。区分器(图5)包括一个鉴别输入电路，它能选择并改变脉冲的波形；其后有输出放大器和计时电路，按脉冲的时间关系区别为两条输出通道。第三通道則用来产生所有通过区分器输出的脉冲。每一通道的脉冲是分别记录的。分析三条通道的计数，并与从一个严格乱射的能源所得实验结果比较，就可以确定真正的计数脉冲对。



电阻为1欧姆
除另有标注外均为 $\frac{1}{2}$ 瓦电阻
* 表示温度稳定分量

电容值 $>1 \mu F$ 表示
电容值 $<1 \mu F$ 表示
二极管为1N54, 除 T_1 为 $T_1 601$ 外

图5 时间间隔区分器线路图

1) 品脱 (pint) 是容量单位, 等于0.568公升。——校者注

这个仪器的一般工作原理可从图6上看出。在 t_0 时一个初始脉冲被接收。这个脉冲于“总的”通道中产生输出脉冲,并触发两个电子计时电路。一个计时电路,专门控制输出脉冲放大器的“短”通道,以 t_1 为周期;另一计时电路,控制输出放大器的“长”通道,正常时以 t_2 为周期,但能于 t_1 之后任意时间

被一脉冲触发而返回起始状态。如果一个或更多脉冲在 t_1 以前跟随初始脉冲收到,则在“总的”和“短”通道输出中均有脉冲产生。如果一个脉冲是在 t_1 之后和 t_2 之前接受,则在“总的”和“长”通道

中产生一个脉冲,而所有电路立刻恢复到正常状态,准备接受新的初始脉冲。如果在 t_1 与 t_2 之间没有脉冲收到,则电路在 t_2 时恢复到正常状态,而第二个脉冲就开始一个新的周期。这样,脉冲就按它们的时间差异而分别在两个通道中被记录下来。所有作用于电路的脉冲都记录下来以供分析。时间 t_1 与 t_0 相对而言可从约2毫秒调节到12毫秒,时间 t_2 对 t_0 来说,可从约0.3秒调节到1.5秒,以建立最有利的计数条件。

要用这个方法得到准确的结果,需要保持总的计数率在30次/分以下,因为高的计数率将会显示出高的脉冲对的百分数(即便是从一个严格乱射的能量)。

这个仪器在实验室内用电子学方法校正,显示出能够胜任预期的工作。这些电路可以在某些方面加以改进,这些改进可以在获得使用经验后进行。

这个仪器,虽然是为专门目的而设计的,也可以用于很多其他用途。在这些用途中有:确定放射性物质的半衰期、校正探测器的间歇时间、和确定闪烁体的衰变时间。其计时范围可以按任何需要数值来设计,这样大大地扩展了这一仪器的应用范围。

α - γ 射线测井器

在某些区域,当用 γ -射线测井技术来探测和评价含铀矿体时, γ -射线测井资料由于钻孔内有其它的放射性物质而不能使用。在文献中曾介绍了新墨西哥洲格朗兹(Grants)附近钻孔内由于氡 222 的浓集而受到污染的情况。文献中还讨论了若干控制钻孔内氡的总量和最大浓度的因素^[7]。

一种测量钻孔内氡浓度的常用方法是取出钻孔内不同水平的空气试样。将一个抽真空的小箱下降到需要的深度,然后使其充满空气并吊上地面,试样被输送到一个电离室中,并根据电离室内产生电离的数量测定 α 放射性。表示电离量的数值被校正到能指示出收集空气时的放射性。这个方法是费时的,并有相当的误差,同时又是较贵的和较复杂的设备。

α - γ 测井器(图7a)是设计来进行钻孔内 α 和 γ 放射性的连续测定的。 α 和 γ 测井值可以分别得到(将探管底上的 α 闪烁体附件除去),或同时记录(将附件装在探管底部)。

α 粒子产生的闪光和光电倍增管产生的输出电压脉冲振幅与 γ 射线所产生的相比

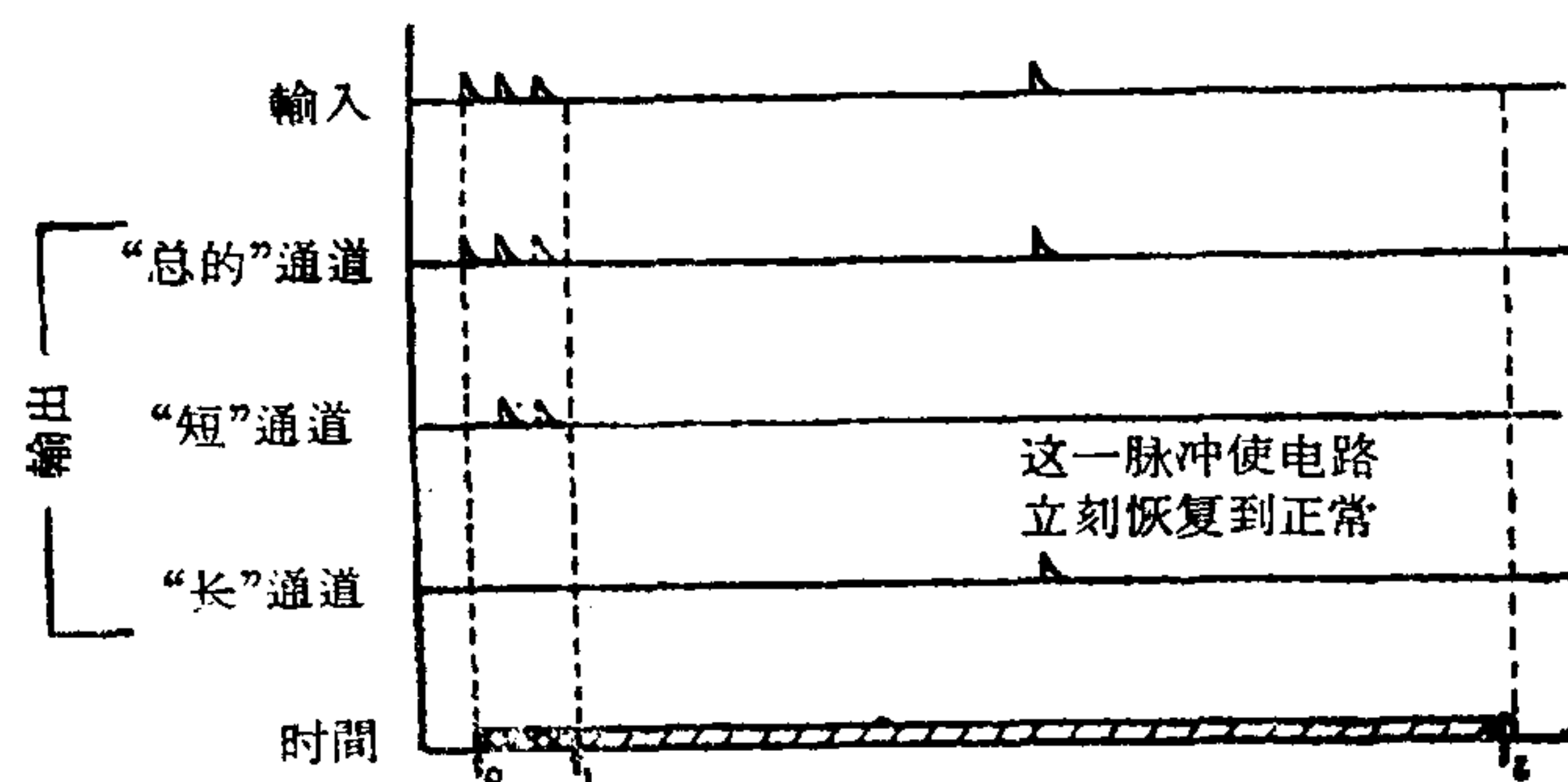


图6 表示仪器工作的脉冲图

較是很大的。因此,有可能用一个光电倍加管,并在钻孔的一次观测中同时观察到 α 和 γ 放射性的异常。然而,这样做时,会有一种在 α 粒子产生大的闪光时同时发生 γ 射线的重合损失。在格朗兹区域用一块 3 吋见方的闪烁体记录下 10^6 次计数/分的 α 放射性。此外,单个光电倍加管在放大 α 和 γ 射线联合作用产生的光亮度和计数率时放大系数有严重的非线性。

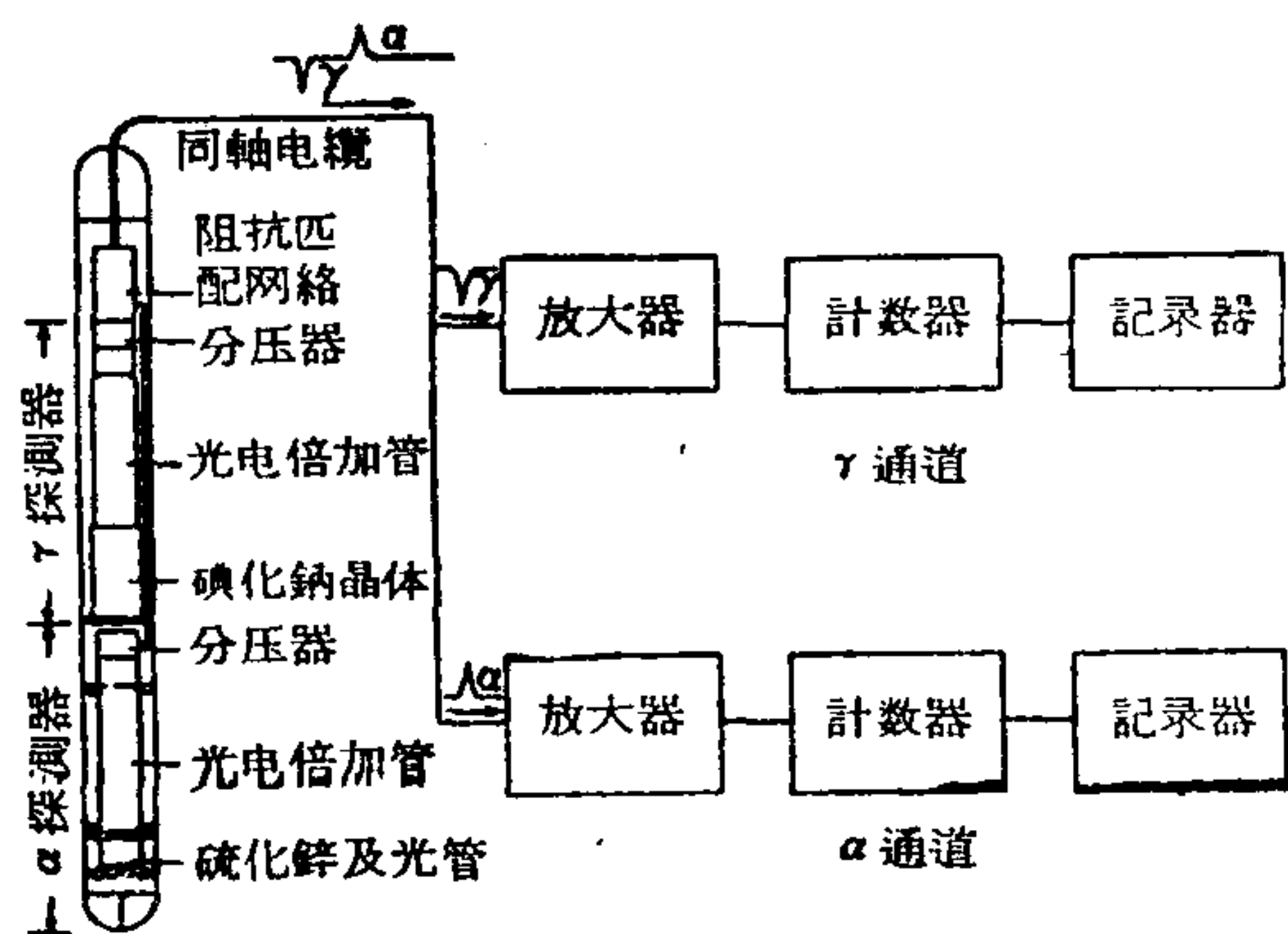


图 7a α - γ 测井器的框图

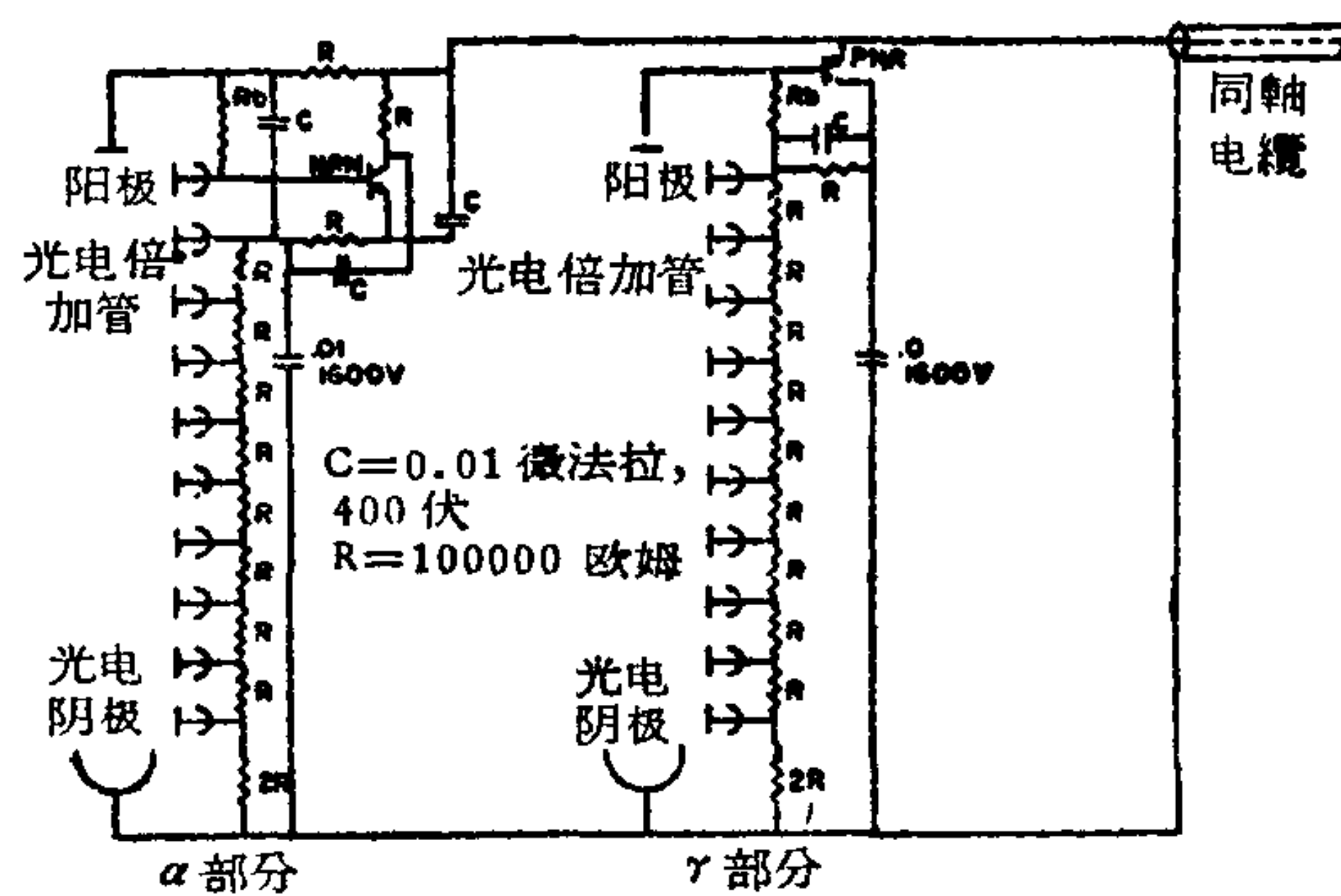


图 7b 用于 α - γ 探测的探管线路图

在本测井器中有两个光电倍增管(图 7a)。在探管中应用晶体管,来使 γ 探测器和 α 探测器能与低阻抗同轴电缆匹配(图 7b)。 γ 探测器的光电倍增管是直接和 PNP 型晶体管的基极相连接。这个晶体管的发射极直接与同轴电缆的中心连接,而晶体管的集电极则接地并与二极管负荷电阻串联。通过这种连接,晶体管负荷有经过二极管电阻回路的电流。晶体管的基极电流由电阻 R_b 确定,而这个晶体管象发射重发器一样,把来自 γ 探测器的负脉冲传到电缆上去。

α 探测器的电路是利用一个 NPN 型晶体管,其基极与第十个二极管连接。一个正脉冲将由 α 探测器传到电缆上。这个晶体管同样也对阴极起作用由经过二极管电阻的电

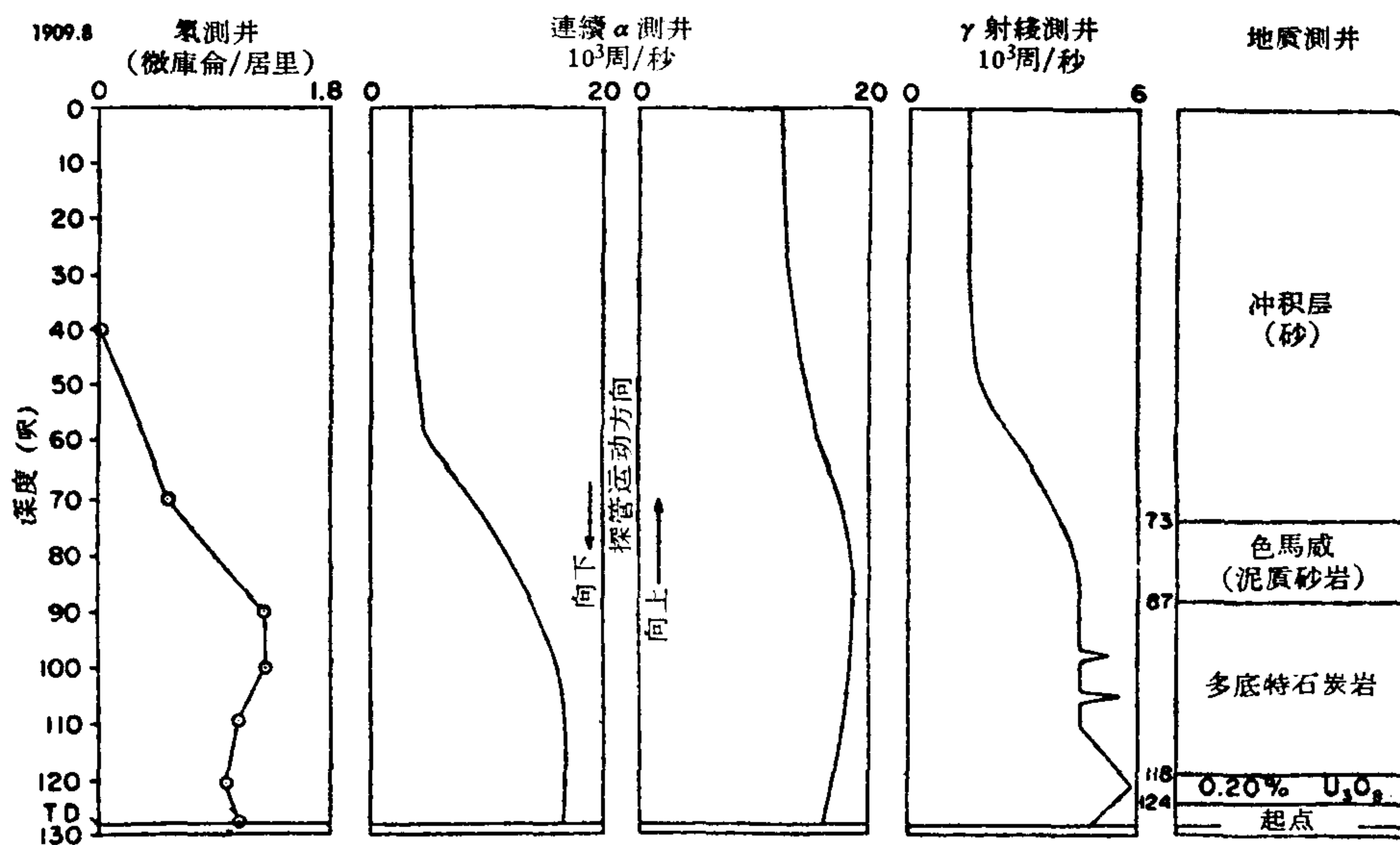


图 8 氡、连续 α 、 γ 射线与地质测井资料的比较

流供电并起发射重发器的作用。电阻 R_b 确定晶体管的偏压电流,并调节到使加在晶体管上的电压降为 6 伏特(γ 电路与此相同)。信号是由发射器通过一个 0.01 微法电容器耦合到同轴电缆的中心。光电倍加管的板极是用一电阻与电缆隔离,以抵消 10 个二极管的正脉冲,而该管的板极与晶体的集电极应接地。在地面的二个通道接受由同轴电缆发出的脉冲。一个通道只对正脉冲起作用,而另一通道则只对负脉冲起作用。利用这种方法,可分别地同时记录出比较正确的 α 和 γ 放射性测井值。

图 8 是下列测井结果的比较:(一)由钻孔不同深度收集气体试样而取得的氡测井结果;(二) α - γ 连续测井结果;(三)用 α - γ 测井器测定的结果;和(四)钻孔地质测井结果。这些放射性测定是由几次独立的观测取得的。连续 α 测井与氡气测井结果比较能很好的符合。可以看出在钻孔内由下而上取得的连续 α 测井比由上而下的测井增大,这是由于计数器的灵敏元件在氡的高浓度存在的地方沾染累积的结果。迅速的沾染过程着重说明需要同时测井,以便表示钻孔内 α 和 γ 放射性之间的关系。 γ 射线测井表示出在钻孔壁内超过沾染水平的 γ 放射性异常。如果要作出关于 γ 放射性异常的详细解释,应加上关于氡沾染水平的校正系数。

(译自 Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, vol. 3.)

参 考 文 献

- [1] Lapp, R. E. and Andrews, H. L., Nuclear Radiation Physics, Prentice-Hall, Inc., New York (1954).
- [2] Driscoll, R. L., Hodges, M. W. and Ruark, A., An Interval Meter and its Application to Studies of Geiger-counter Statistics, Rev. Sci. Instr., **11**, 241 (1940).
- [3] Roberts, A., The Interval Selector: A Device for Measuring Time Distribution of Pulses, Rev. Sci. Instr., **12**, 71 (1941).
- [4] Davis, F. J. and Curtiss, L. F., Interval Selector for Random Pulses, Research Paper RP1509, J. Research Nat. Bur. Standards, **29** (December 1942).
- [5] Ward, A. G., A New Method of Determining Half-value Periods from Observations with a Single Geiger-counter, Proc. Roy. Soc. (London), Series A, **181**, 183 (1943).
- [6] Hilpert, L. S. and Bunker, C. M., Effects of Radon in Drill Holes on Gamma-ray Logs, Econ. Geol., **52**, 438—455 (1957).
- [7] Tanner, A. B., Meteorological Influences on Radon Concentration in Drill Holes, Soc. Mining Engrs. Am. Inst. Mining Met. Engrs., Preprint No. 5820P9 (1958).

鈾矿勘探中的 γ 测井技术*

R. F. 特罗尔拉德 P. H. 多德**

引 言

自 1950 年下半年以来,美国原子能委员会已经使用了装在卡车上的 γ 测井仪器。早先的测井仪器是应用各种型号的盖格计数管作为探测钻孔的探测器的一部分,后来又采用了闪烁型测井仪^[1,2]。

几年来,这些测井仪都用于政府的钻探计划中。在这些钻探计划里,钻孔是为了取得岩芯,并对这些岩芯样品进行铀含量的分析。为了在钻孔中进行放射性测量曾标定过这些测井仪器, γ 测井仪主要是用来获得有关地层及放射性异常方面的资料。

1953 年由于私营公司的勘探工作迅速开展,以致使政府的钻探工作停顿。私营企业把盛行的岩芯钻探改为更经济的无岩芯钻探。这就必需应用 γ 测井来作孔中定量测量。本文叙述关于钻孔中测量的一些研究结果,并着重叙述钻孔中的放射性定量测量。

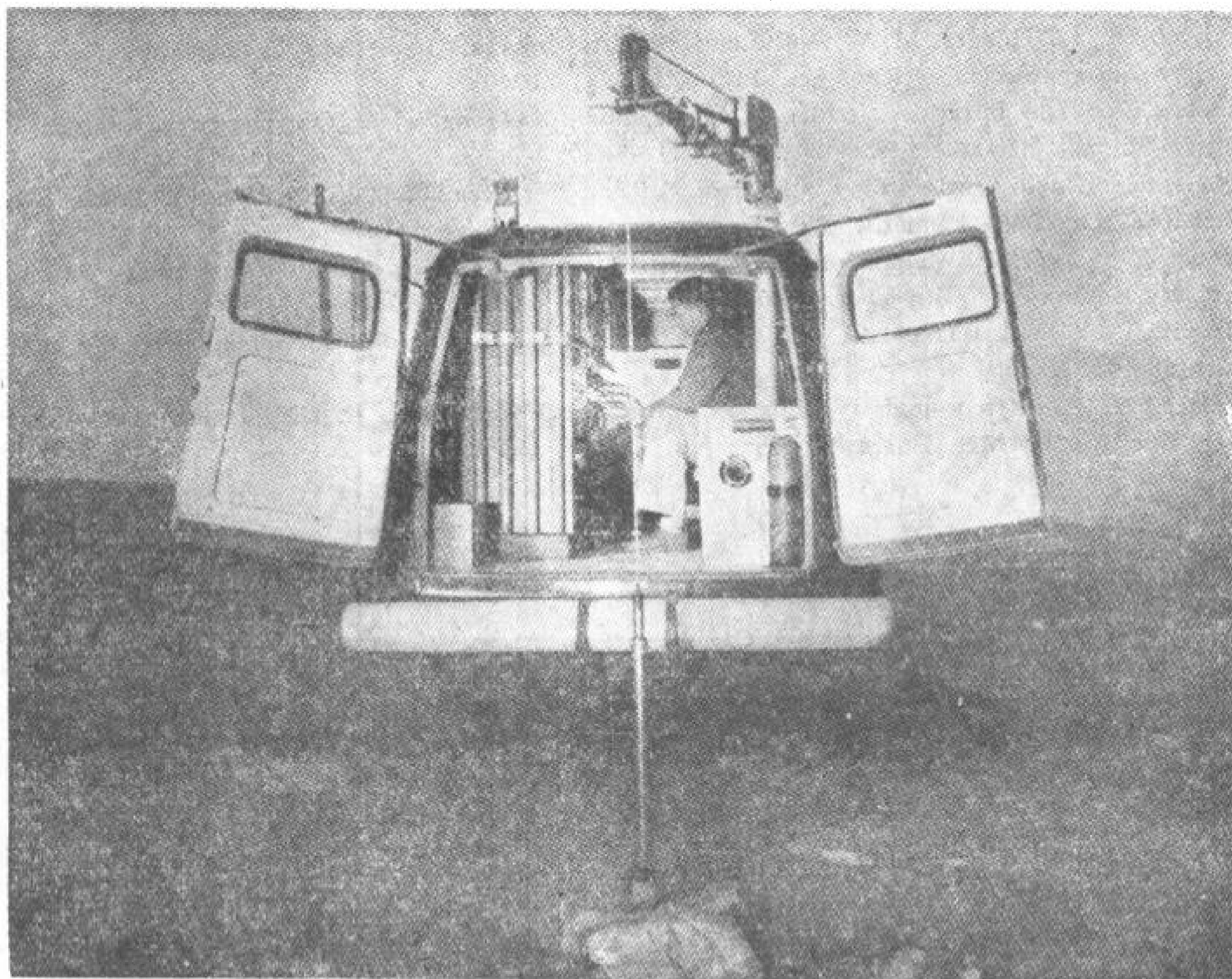


图1 SR-300 γ 测井仪 (No. 1490) 测井图

* Gamma-Ray Logging Techniques in Uranium Evaluation (第3卷,第1920号报告,美国)。

** R. F. Drouillard, P. H. Dodd (美国原子能委员会)。

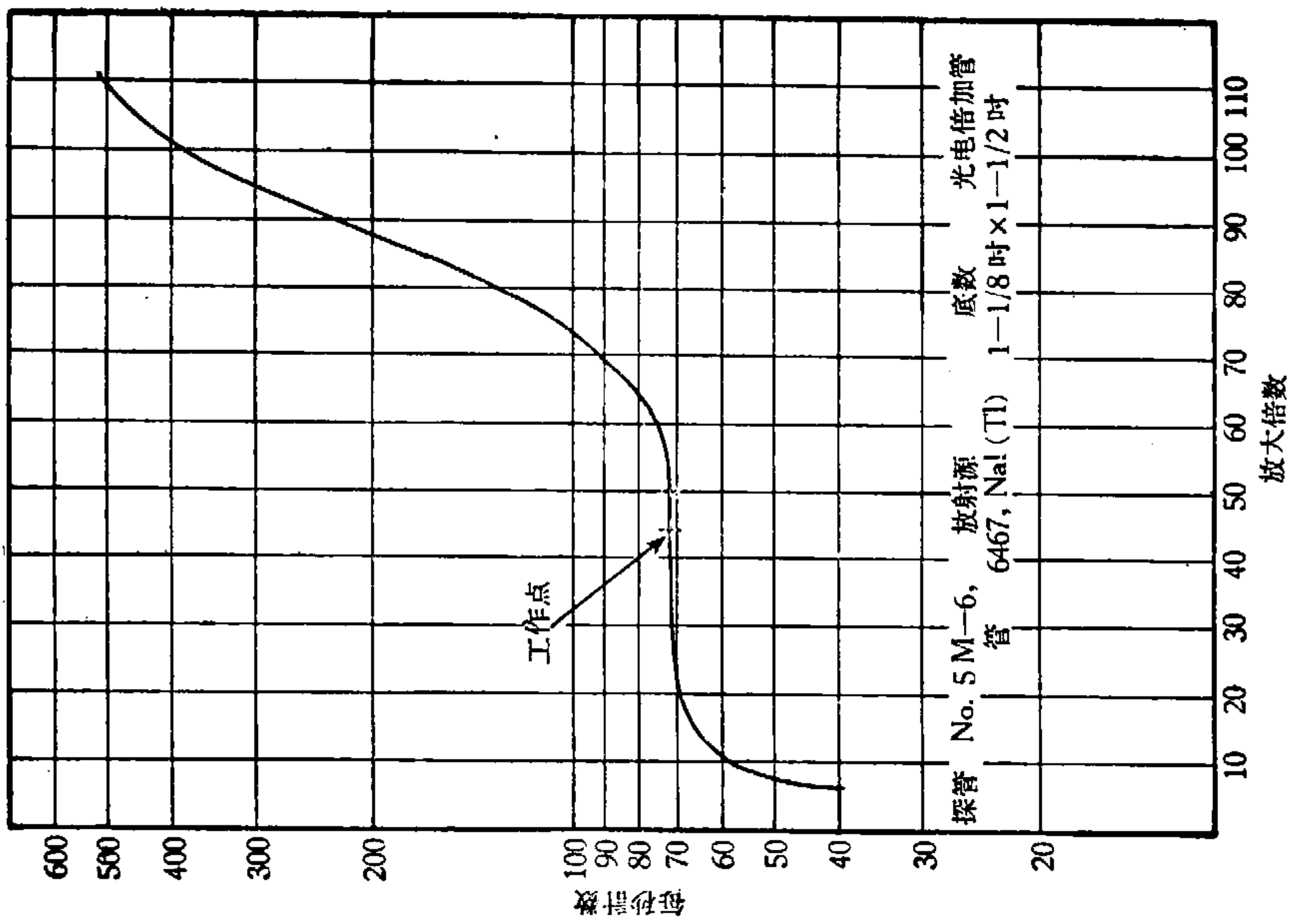


图 3 SR-300 型 γ 测井仪的计数率坪曲线



图 2 No. 1490 测井仪内部, 图中为探管架和 SR-300 型仪器的操纵台

图 1 与图 2 所示为原子能委员会仪器实验室与私营企业协同制造的一部装在卡车上的 SR-300 型 γ 测井仪。这种测井仪满足了野外测井的两个不可少的要求：1) 在周围温度为 0°F 到 100°F 时工作正常；2) 经得住频繁而剧烈的机械碰撞。

这种 SR-300 型的 γ 测井仪装备有一个带闪烁计数器的探管、供探管用的电源、阴极输出器、放大能力为 1000 倍的线性脉冲放大器、附有积分、微分及双阈鉴别器的单道脉冲振幅分析器、一个精密的率表及一个电位计型的曲线记录仪。

主要电源由功率为 4 千瓦、电压为 117 伏特和频率为 60 周波的发电机供给，发电机由运输车引擎带动。在操作时由压风冷却机使温度保持在允许的范围之内。

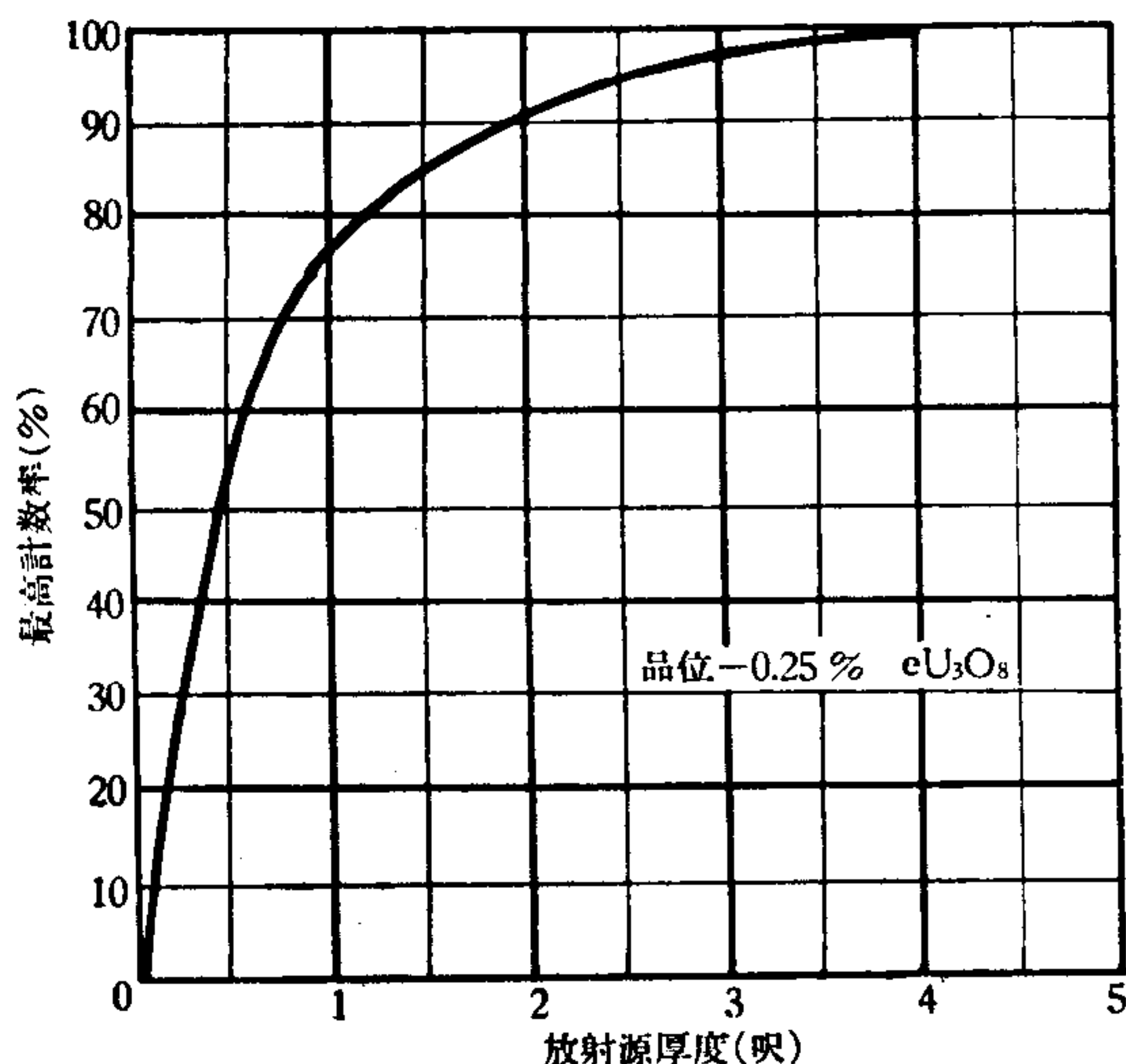


图 4 最高计数率与放射源厚度变化的关系

器在各自的坪范围内工作时，用 SR-300 测井仪可得到同样好的效果。此坪的宽度将随着光电倍加管与闪烁体的特性而异。

γ 测井仪的要求是机械的与电源的稳定性。用闪烁计数器时，特别要求线路工作稳定。假如要使同一 γ 射线流的两次连续测量得到同一数值，则从光电倍加管出来的脉冲振幅的范围就必须将脉冲系统的放大倍数限在狭小的范围之内。如果选择在 SR-300 仪器的光电倍加管—闪烁体坪的中点附近工作，则 SR-300 仪器就能使脉冲系统的放大倍数控制在有限的变化范围以内。图 3 是脉冲系统放大倍数与底数的计数率的关系曲线。注意曲线的坪部分，在那里脉冲系统放大倍数变化很大，但计数率却无相应的显著的变化。当用不同的计数器

钻孔内测定铀含量的扼要概念

美国西部陆相沉积岩中的铀矿矿脉的放射性大部来自铀衰变系元素(以下称铀系元素——校者)。因此，问题只限于测量铀系所放射出的 γ 射线。铀的几种子体同位素放射出的 γ 射线，其能量自 0.007 到 2.43 兆电子伏。由于铀矿物、围岩物质、探测器外壳、套管及孔内泥浆的吸收，所以这些能量是变化的，作用于计数器上的大部分 γ 射线的能量比放射出来的要小。每一个用于测井的计数器对于每一种能量有其特殊的效率。

在所测量的能量范围之内，某一点的放射强度与单位体积内铀系元素的数量、放射物质的体积及各种吸收体的吸收效能有关。在孔中作一般测量时，矿石中的自吸收影响可认为是一个常数。因而必须将放射强度与单位体积内放射性物质的量(一般以 U_3O_8 当量百分数表示)和这种放射性物质的体积相联系起来。

因为在美国的沉积岩中大部分铀矿矿脉都是近乎水平的层状体，其垂直厚度比水平延长要小。假定被钻孔通过的放射性物质，由钻孔四侧向外伸展约几呎。在孔中的放射性强度只是由孔周围一定距离内的放射性物质所产生的。这个距离——最大有效直径——随计数器的性能而异。通常用于孔中测量的仪器，其最大有效直径约为 4 呎或 5 呎。

在孔中測量時，假定被測到的放射性物質的體積，是限于一個圓柱體內，該圓柱體的直徑不變，高度等于鑽孔穿過的礦體的厚度。此圓柱體的有效直徑因計數器的特性而異。極限厚度（即超過此值雖然厚度增加，但是測量得到的放射強度不再顯著增加）叫作最大有效厚度（飽和厚度——校者注）。實際上它可以認為是均勻放射性物質的厚度，在這種厚度時其強度為無限厚度時放射強度的95%（圖4）。最大有效厚度雖然稍受鑽孔的直徑及計數管長度的影響，一般還是在3—6呎之間。

對於几乎是等體積的閃爍晶体，常用接近于球形的固體，此固體代表能影響計數管在某個位置上所測量的放射強度的物質的體積。由於探管的限制球體的頂部和底部稍扁。為了實際應用，這固體可看作是球形體，它的體積是有效樣品體積。這個有效樣品體積的球形體的直徑決定了由探管所測得的有效體積的圓柱體的最大有效直徑。

假如放射性物質的體積是常數，放射性物質又是均勻的，則放射強度與單位體積內的含量（ U_3O_8 品位）成正比。假如在測量點上，體積超過最大有效體積，那麼體積就是一常數。可是在實際鑽孔測量時，放射性物質既不均勻，它的厚度也不經常超過最大有效厚度。因此就必須了解品位（單位體積的含量），體積（假想為厚度所控制）和放射強度之間的关系。這些关系可在模型鑽孔內研究。但在鑽孔中放射強度是兩個未知數（品位和厚度）的函數。這兩個未知數都不能用計數器所測得的放射強度來準確地加以決定。

為鑽孔所切斷的放射性物質所產生的放射綫場在放射性物質上面和下面延伸。在測井過程中計數器必須經過放射綫場的這些延伸地區。當經過一個基本上是均勻的岩層時，對單能譜 γ 射綫來說，所繪成的強度和與到放射源的距离的关系曲綫是一個指數吸收曲綫。如果出現多能譜源，則曲綫將由於岩石的非均勻性及鑽孔性質的不同而有變化。

在品位及厚度（至最大有效厚度）一定時，強度的大小（相應的吸收已校正）是測井速度及儀器的時間常數的函數。此兩因數已最有效地結合成為一個常數。這些常數的最適合的值應由試驗決定，並必須根據所測量的放射強度的範圍、計數器的計數效率及允許的統計計算誤差。

鑽孔中放射性的定量測量

極 大 值 法

在鑽孔中普通採用的放射性定量測量礦層的方法是極大值法或者是根據經驗予以修改的極大值法。這是根據所記錄的放射性分布及測量到的最大放射強度來解釋品位和厚度。圖表上的極大值點，或者率表上的最高計數被假設為代表測井範圍內所遇到的最大放射強度的位置。如果礦石是均勻的，並且鑽孔內礦石的厚度等于或者小于最大有效厚度，那麼最大放射強度出現在礦層的中點。

在極大值法中，必須假設礦石是均勻的，並且必須知道厚度，以便求出品位。但是，放射綫場並不僅限于礦層中。因此礦層的準確厚度，不能從測井中確定。因為厚度常常能在一定範圍內根據測井資料加以估計，以及假設在有效樣品體積範圍內品位的變化是部分地平均，因此可能獲得品位近似值。假若估計的厚度太大，則所得出的品位將要降低，反過來也是這樣。這些誤差是能相互抵消的，並且從測井資料中計算而得的品位和厚度的乘積，其誤差可以在合理限度以內。然而由於不均勻性而引起的誤差是累積的，並且對

平均品位的估計經常趨于過高。在某些富礦帶中，極大值法有着非綫性的巨大的效應。因而估計的平均品位大于真正的平均品位。

為了搜集資料叙入本文，用儀器測量了鉆孔模型，進行標定以便應用于極大值法，標定厚度每增加 0.4 呎作一次讀數。表 1 中的數據說明了標定的結果和誤差。

現作結論如下：極大值法或由其演變的方法只能是鉆孔內半定量測量的方法。

積 分 法

以 γ 測井儀在鉆孔內進行定量測量用的積分法中有三種方法已經成功。這種方法基本上是關於品位和厚度的乘積積分的一種方法。以 U_3O_8 當量百分數表示的品位和以呎表示的厚度，它們的乘積叫作 GT 。 GT 的概念通常用于估計礦藏的經濟價值和計算礦石儲量。

當附有 γ 射綫計數器的探管在鉆孔中提升時，大量的放射綫被測量到。每個單獨的測量，都是有效樣品體積中很多變數的複雜的積分。整個有效樣品體積的變數通常是放射綫的能量、介質的吸收效能、放射性物質的幾何形狀以及放射性物質的量。放射強度是這些變數的一個積分。如果礦層是在長期平衡中，則原始能譜是一個常數。礦石和圍岩的吸收系數基本上也是一個常數。因而重要的變數是放射性物質的量和它在有效樣品體積的球形體中的分布情況。

為了定量測量，平行于鉆孔軸的分量分布可作為一個常數，因為以固定速率自鉆孔中提升探管時，每一垂直于鉆孔的平面都一律細查過。水平分量的分布是雜亂的；在計數器所經過的距離中，放射性物質的任何特殊分布的可能性對於計數器的每一個位置是一定的。因此，在鉆孔中經過任何間隔所量得的總放射量，在統計上是圍繞鉆孔的有效樣品體積的圓柱體中放射性物質總量的一個函數。

假如放射強度的測量是這樣記錄在圖表上，即 X 軸的變化與放射強度成比例，而在 γ 軸上記錄測量的位置相當於計數器在鉆孔中的位置，那麼放射量的值是對距離的積分。這個積分與品位—厚度的乘積 GT 成比例。在圖上給定長度的曲綫下的面積與鉆孔內相應間隔內的 GT 成比例。

為了研究區域中放射性的變化，或為了地層學的研究，可以用整個測井的積分，或用相當於主要地層單位的大部分積分。然而，為了測定鉆孔中的鈾礦床，那麼必須選擇與礦層有關的積分。

如果均勻放射性物質的厚度等于或超过最大有效厚度，則最大放射強度的值決定于品位，並且可用品位來標定。任何邊界品位所產生的放射強度叫作邊界品位強度（給定強度——校者注），此種放射強度相當於測井曲綫上的邊界強度。當厚度超过最大有效厚度，但是品位低于邊界品位時，它的放射強度將永遠小于邊界強度。因而可不算在要積分或測定的範圍以內。在這種情況下，當品位低，厚度大，開采不經濟的礦石的 GT 等于或超过礦石所要求的最低限度時，不積分。但是在小于最大有效厚度，而大于邊界品位時，可以產生的放射強度值將大于邊界品位強度。這樣一個間隔應當積分，但是如果所得 GT 不等于或者不超过一個允許值，這個間隔可以舍棄。

用邊界強度來確定測井曲綫含礦部分並加以積分，與用一個計算器來詳查礦面以確定取樣範圍非常相象的。這與從分散礦床中取出許多小樣品，然後選取樣品的範圍，從而

确立“分析界限”也是相类似的。

所选择的极限边界强度决定样品的长度。在实际中,假如矿化带算在测定范围内,则选择相当于含 0.03% U_3O_8 的最大有效厚层的强度作为边界强度。可是,如果最低允许品位是 0.10% U_3O_8 , 而且这样的品位至少需要 4 呎厚才能被划成矿石,那么,相当于 0.10% 的最大有效厚层的边界强度可选择作为样品的范围。在品位为 0.05% U_3O_8 厚度为 8 呎时,就得 GT 为 0.40, 但它的边界强度是比品位为 0.10% U_3O_8 厚为 4 呎的边界强度要小,因而这种品位的物质将不包括在取样范围之内。品位为 0.20% U_3O_8 厚 2 呎也得 GT 为 0.40。虽然厚度虽小于 4 呎,但应当算在取样范围之内。

图 5 说明边界强度值的用法。我们选取了每秒 1500 脉冲的强度,这个强度对于所用的计数器来讲,是与含 0.17% U_3O_8 的最大有效厚层或类似的情况成比例的,因而得出样品长度是 35.3 呎。在更高的每秒 2500 脉冲的边界强度下(它与含 0.29% U_3O_8 的最大有效厚层成比例),这四个薄一些,但品位高一些的地段是分别采样的。

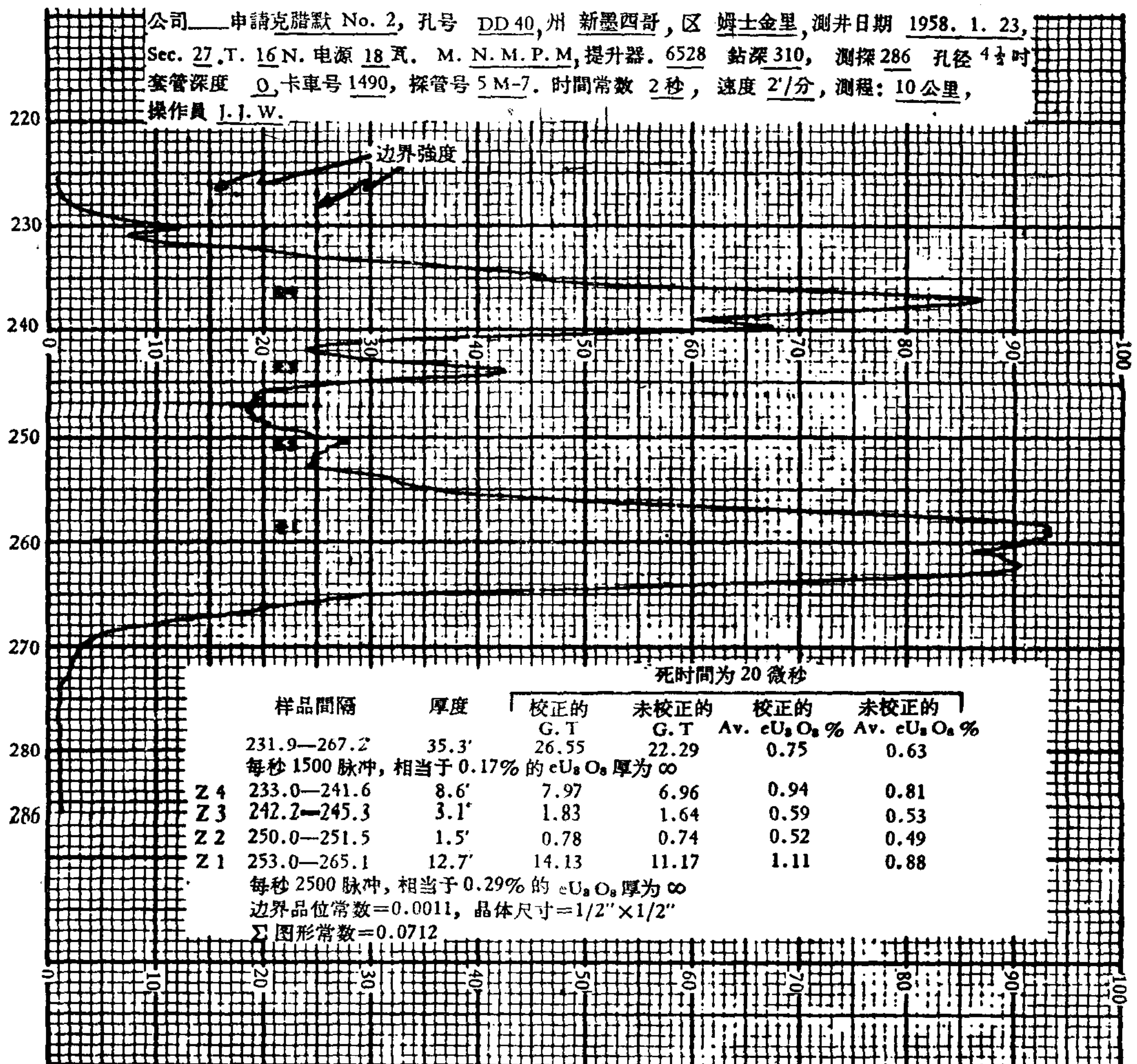


图 5 用图形总和法钻孔测量一例

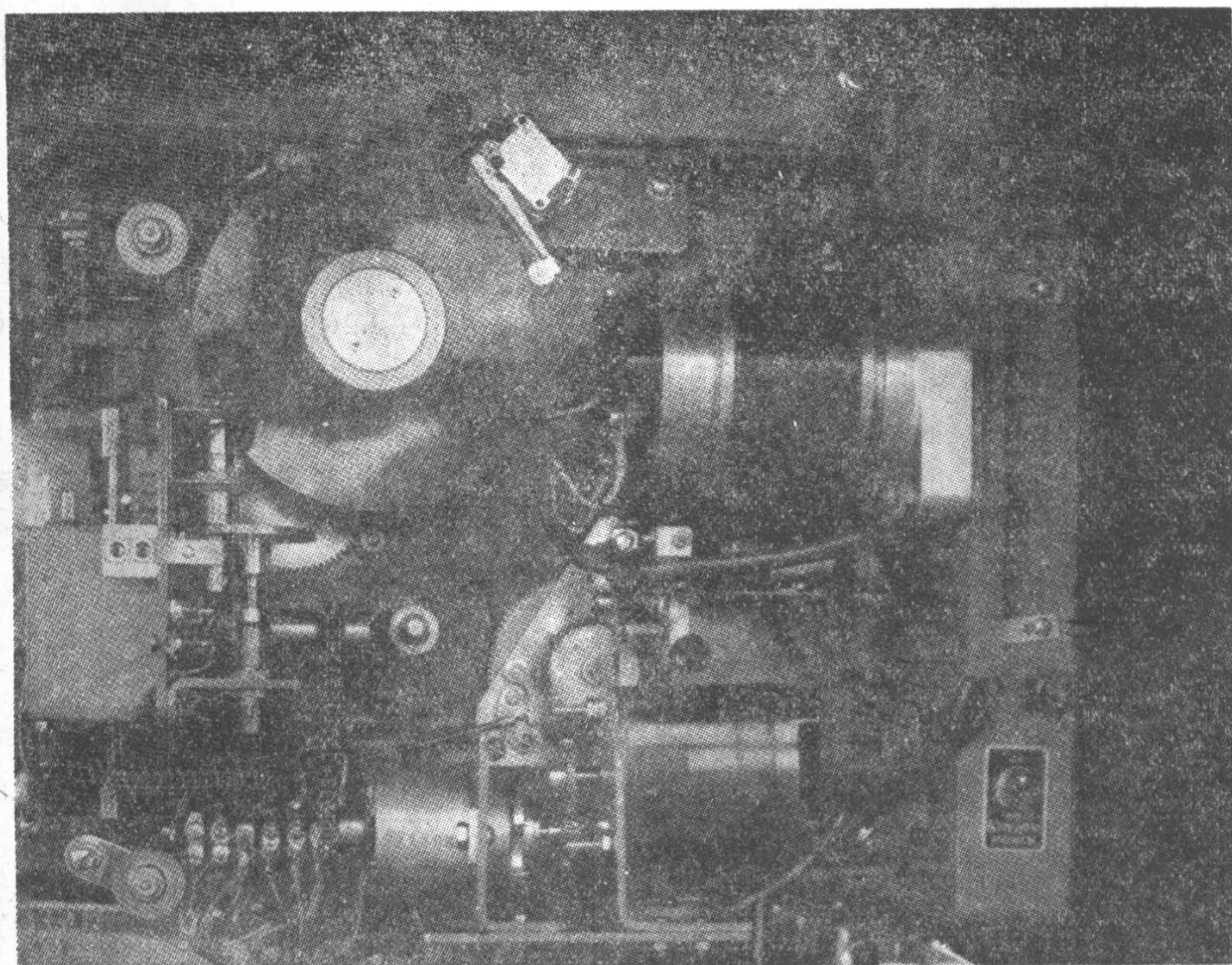


图 6a 机械积分系统背面安装有图表记录活动轮(左上)、马达(右下)、积分器和趾状物(左边)

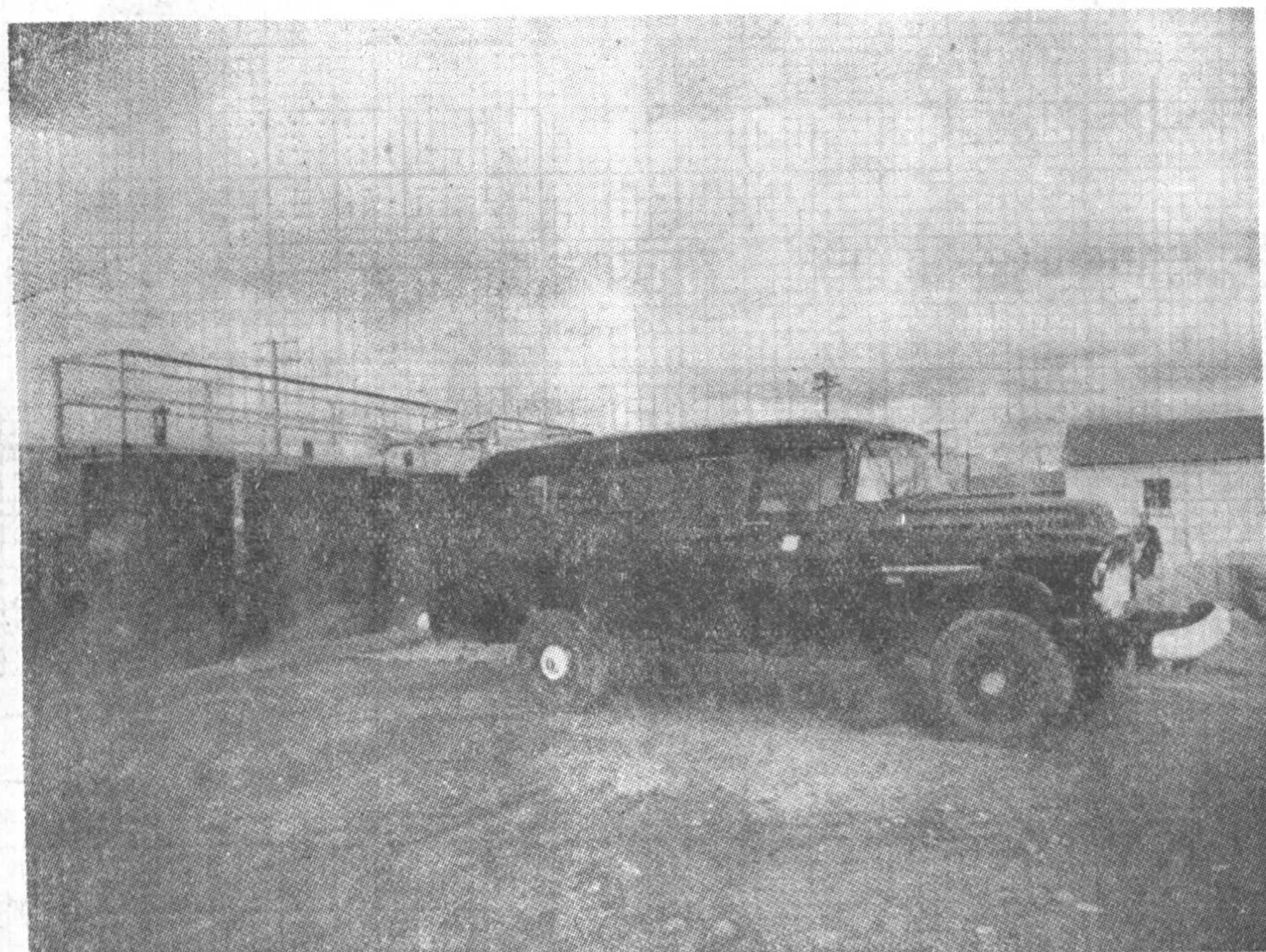


图 6b 科罗拉多格兰德江克逊 SR-300 型 γ 测井仪 (No. 1490) 测井图

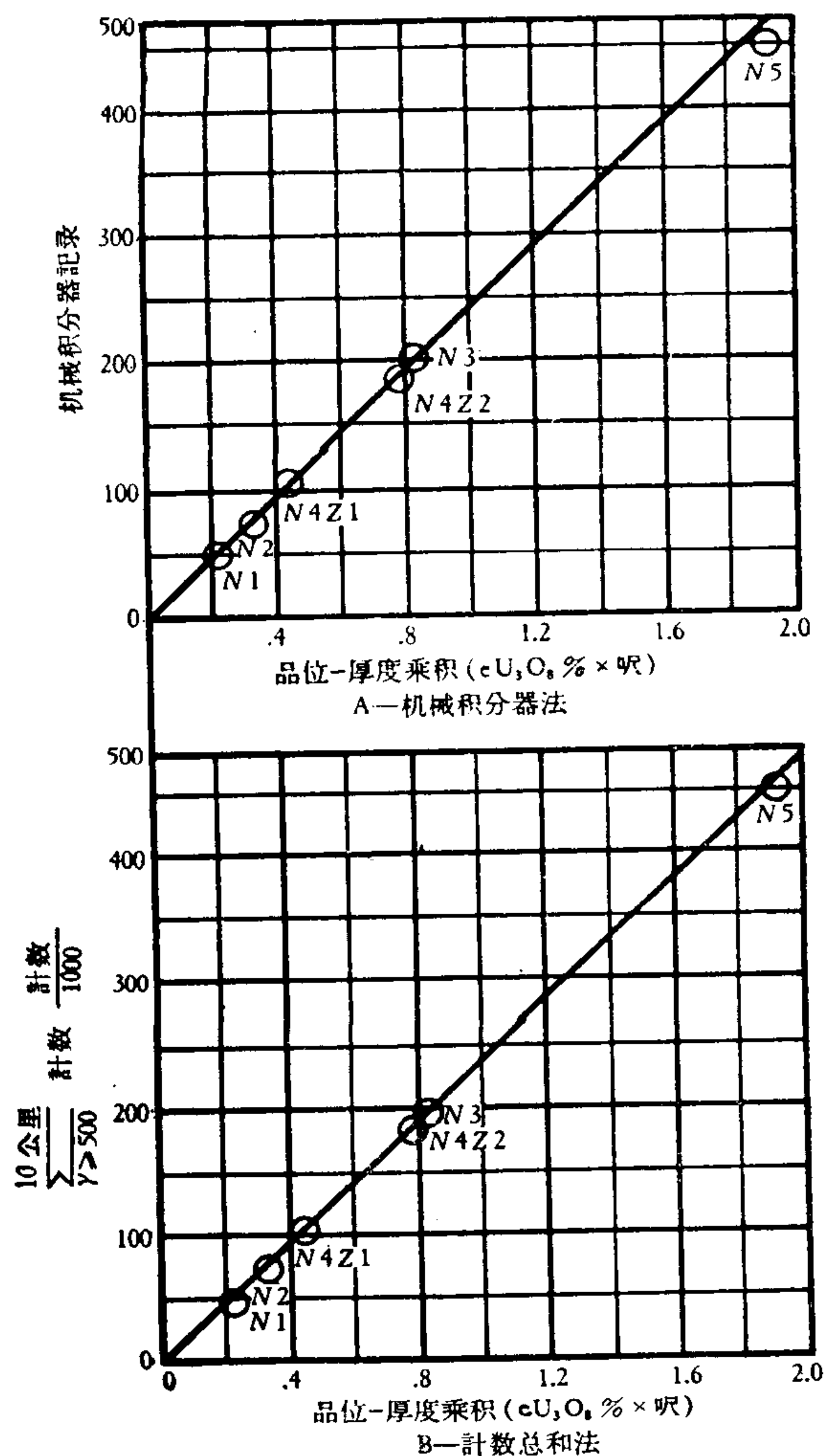
三种与 GT 成比例的积分测量方法已经成功地应用了。第一种用机械积分器，该积分器装在记录器上，由传动偏心轮制动。此传动偏心轮被调整到记录笔的边界强度值上(图6)。

积分器所表示出的数字以 E 表达，它与图中曲线下的面积成比例。一个计时器与积分器同步工作，记下积分器工作的时间。当测井速率为已知，此时间即为已积分的样品厚度的度量。当图上曲线下的面积与 GT 成比例时，就可以绘出一条校正曲线。在测定高品位矿层时为了保证准确度，由仪器的分辨时间而引起的符合漏记，必须在允许的百分误差之内。对此进行校正的方程式为：

$$EK_c = GT \quad (1)$$

式中 E 是积分器中读出的值， K_c 是在边界强度的转动偏心轮的常数， GT 是品位一厚度的乘积。图7A是对模型钻孔中的测定的校正和标准图形。点 N_2 、 N_4Z_2 及 N_5 由于高品位矿石的符合漏记而落在线外。

第二种方法是计数总和法。用传动偏心轮使计数器在边界强度处开始和停止转动来



1/2 吋 × 1/2 吋 No. 1 (T1)

晶体：测井速度每分 2 呎；

测程：10000；

时间常数：2 秒；

1/2 吋传动偏心轮：

每秒 500 脉冲相当于

边界无限厚度

0.06% eU_3O_8 品位

单位号 977

模 型	GT	积分器记录
N1	.22	50
N2	.33	76
N3	.83	203
N4Z1	.44	108
N4Z2	.78	188
N5	1.93	450

1/2 吋 × 1/2 吋 No. 1 (T1)

晶体：探测速度每分 2 呎；

测程：10000；

时间常数：2 秒；

1/2 吋传动偏心轮：

每秒 500 脉冲相当于

边界无限厚度

0.06% eU_3O_8 品位

单位号 1490

模 型	GT	计数总和法 计数 1000
N1	.22	47.28
N2	.33	74.21
N3	.83	195.62
N4Z1	.44	104.62
N4Z2	.78	183.19
N5	1.93	447.97

图7 用 SR-300 测井仪，在模型钻孔上测量一例

記数。記时器也是在同一位置上开动。因为測井速率是一个已知常数，在边界強度限度內的計数总数与測井曲綫下面积成比例，因此可用样品間隔的 GT 来标定計数总和。图 7B 說明記数总和与模型鑽孔的 GT 間的关系。所使用的边界強度相当于 $0.06\% \text{ U}_3\text{O}_8$ 的最大有效厚层的強度。

用传动偏心輪所得到的高品位边界強度的曲綫将有一个更陡的坡度。与 GT 有关的脉冲数的記数总和的方程式与机械积分器的方程式相似：

$$\sum_i K_c = GT \quad (2)$$

式中 \sum_i 是記数总和， K_c 对于边界強度的传动偏心輪是一常数， GT 是品位一厚度的乘积。这个决定 GT 的方法是比较简单的。但是它象机械积分法一样受限制，即是对高品位的矿层，其准确性会受到符合漏記的影响。

第三种方法是图形总和法。它有优点也有缺点，它在实质上是記数总和法的統計近似值。但又全部是从測井曲綫图上計算出来的。在边界強度諸点間每隔半呎，把从測井仪上讀出的強度值加起来，即可系統地选择总和数的固定百分数。这种代表性的样品与間隔內量得的无数放射綫的所有強度值的总和成正比。这种代表性的样品的总和可与 GT 对照繪图。图 8 說明图形总和与 GT 間的关系及它和其他两种方法所得的結果差不多是相同的。

虽然这种方法較机械积分器或計数总和方法更需要時間，但这种方法有一个显著的优点：強度值的符合漏記能被校正，而且这种方法可在任何范围的品位中应用。这样做从图形上讀出的近似的強度讀数的符合漏記是校正了的，而校正了的強度总和即可应用。这种关系的方程式与前述方法相类似：

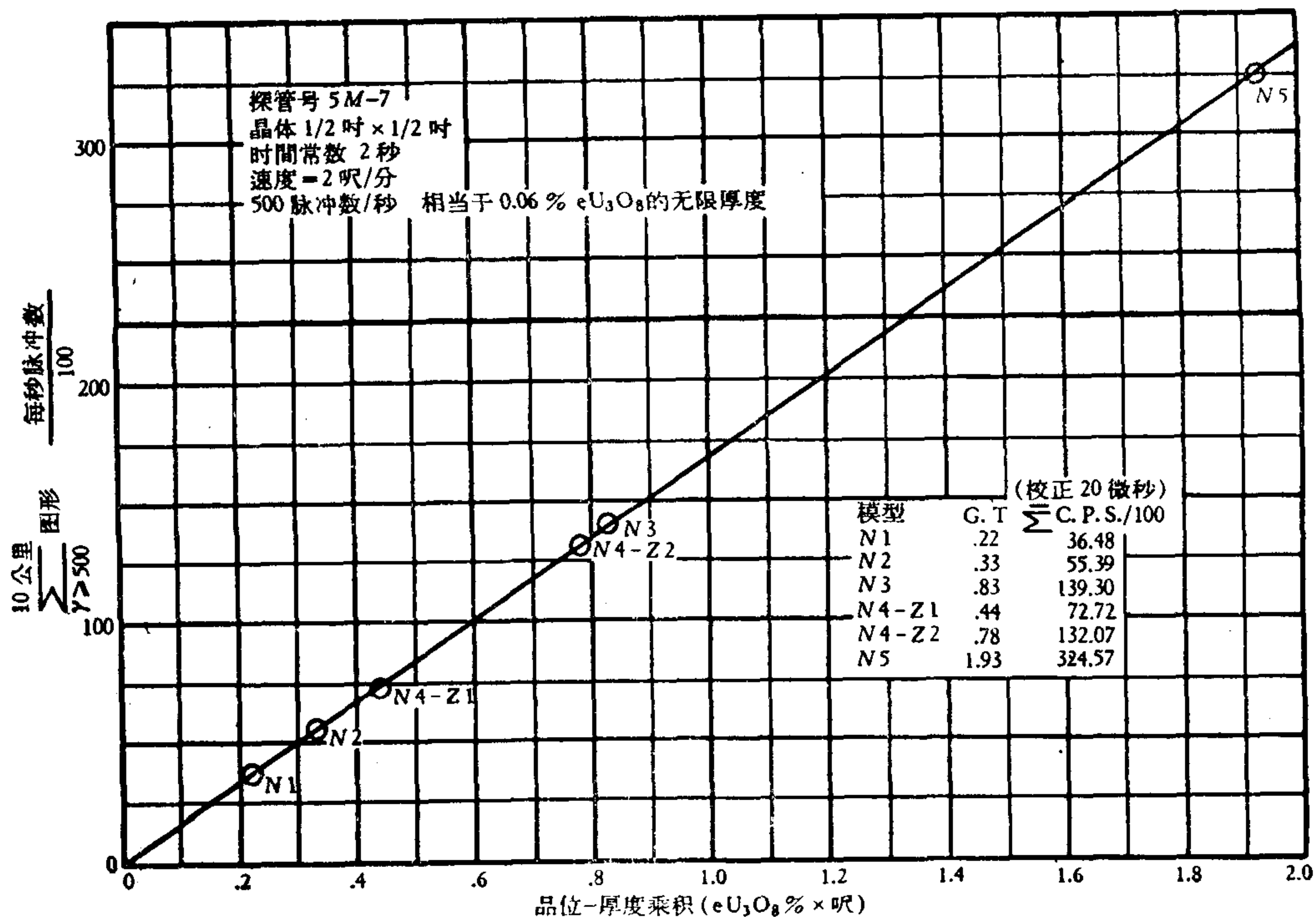


图 8 校正記錄一例，SR-300 測井仪用图形总和法測定模型鑽孔

$$\Sigma_c K_d = GT \quad (3)$$

式中 Σ_c 是图形上脉冲数的总和, K_d 是边界强度的常数。 GT 是品位—厚度乘积。图 8 是由 SR-300 仪器应用图形总和法时所用的校正曲线。图 9 是用美国地质勘探的巴伦比 (Barnaby) 测井仪时所用的类似的校正曲线。在表 1 中第 12 及第 13 行的记录是用积分法的图形总和法计算出的。用极大值法作同样的测井解释所得的记录列在第 6 到 11 行中。用图形总和法时, 误差的减少说明了此法比极大值法更为优越。图 5 是用此法测量的一例。

如品位—厚度乘积和样品厚度已知时, 把以呎计的样品厚度代入 GT 中的 T 、 G 的值就可求出。 G 是这段样品的平均品位。曾利用此法为图 5 测井曲线算出了 U_3O_8 的平均当量百分数。

用 γ 测井的积分法可以总括如下: 1) 定量测量品位—厚度乘积 GT ; 2) 利用与 GT

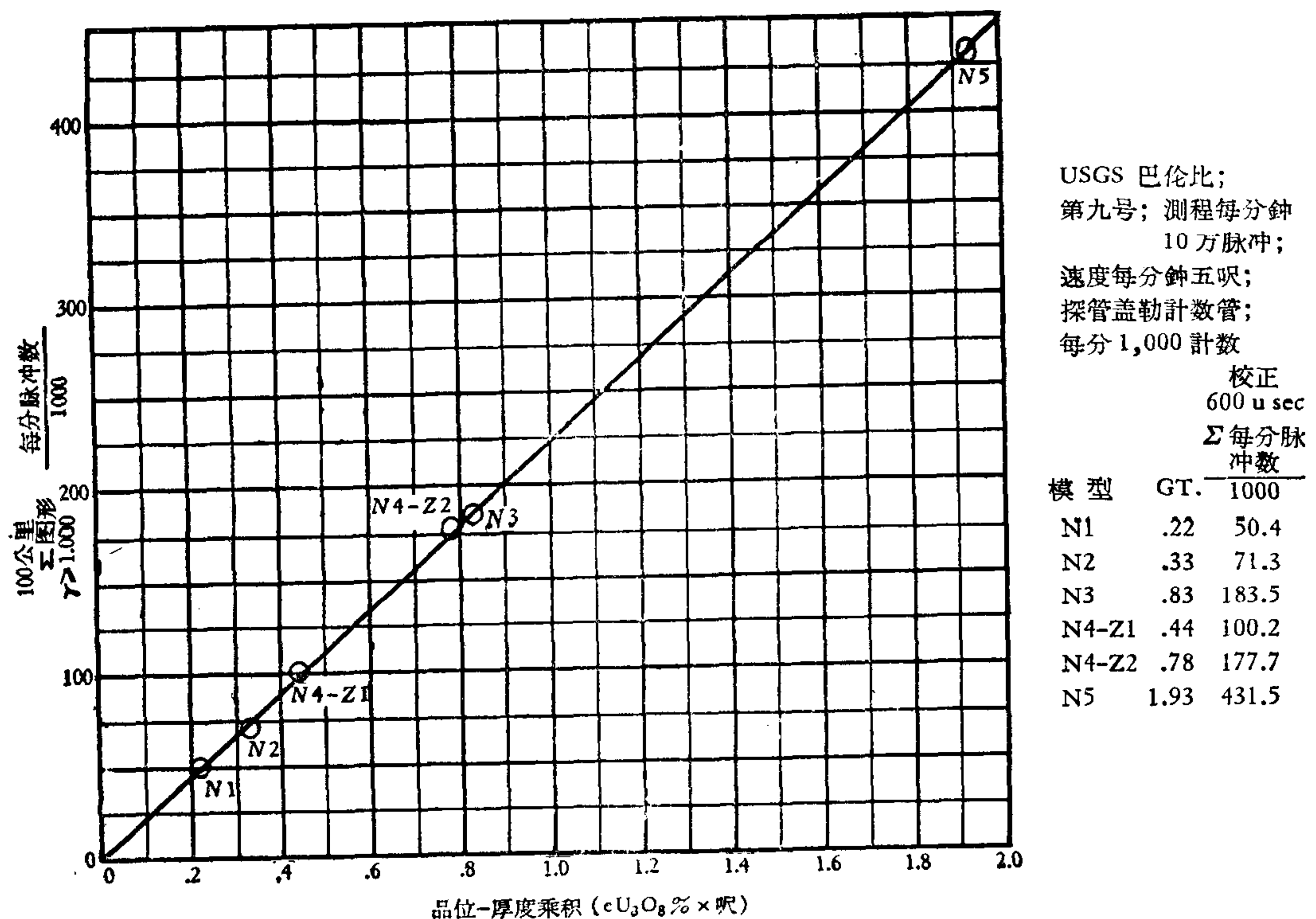


图 9 校正记录一例, USGS Barnaby 测井单位用图形总和法测定的模型钻孔中测量

当量的边界强度来圈定测量间隔; 3) 准确确定取样间隔及位置; 4) 定量计算取样间隔内的当量平均含量; 及 5) 由于消除仪器的分辨时间或者校正符合漏记, 因而积分法是定量的。

取矿芯样品化验和用测井仪在钻孔中测定的对比优点是值得讨论的。假如矿石是平衡的, 用测井仪将得到一个更有代表性的样品。大部分测井仪所测量的样品圆柱体的有效体积是从 Ax 到 Nx 大小, 为所取岩芯样品体积的 700—2500 倍。如果所取的样品较大, 则它代表不均匀物质的平均品位的可能性将大大地增加。并且较大的样品能代表总

表1 用极大值法及积分法的偏差(误差)百分数
(在两种方法中用了同样的测井资料)

模型数据					极大值法						积分法图形总和	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
孔号	带	厚度 (呎)	品位 (%eU ₃ O ₈)	品位- 厚度 乘积	厚度 (呎)	误差 (%)	品位 (%eU ₃ O ₈)	误差 百分数	(GT)	误差 百分数	(GT)	误差 百分数
N1	1	1.10	0.200	0.220	1.00	-10.0	0.29	+45.0	0.290	+31.8	0.226	2.7
N2	1	0.94	0.352	0.330	0.90	-4.3	0.41	+18.1	0.369	+11.8	0.320	3.3
N3	1	4.19	0.197	0.825	3.80	-9.3	0.26	+30.0	0.988	+19.8	0.825	0.0
N4	2	1.00	0.779	0.779	1.02	+2.0	0.88	+12.8	0.898	+15.2	0.796	0.4
	1	2.25	0.197	0.443	2.13	-5.3	0.23	+15.0	0.489	+10.6	0.449	1.4
N5	6	0.50	1.510	0.755	0.82	+64.0	1.10	-27.1	0.902	+19.5		
	5	0.50	0.186	0.093	0.97	-3.0	0.23	+21.0	0.223	+137.0		
	4	0.50	0.002	0.001	1.01	-6.4	0.84	-2.3	0.848	-3.6		
	3	1.08	0.863	0.932	1.05	+0.9	0.29	+107.0	0.304	+191.0		
	2	0.50	0.090	0.045								
	1	0.54	0.195	0.105								
总厚		3.62	(0.533) ¹⁾	1.931	总厚度的平均 误差% 6.2		总厚度的平均误 差% 21.9		总厚度的平均误 差% 17.9		总厚度的平均 误差% 1.3	

1) 整个厚度的平均品位。

矿床的较大部分,在统计上说应该是更接近矿床的平均品位,或者至少是接近这一个钻孔中确定的矿床品位。如果矿床在某些地带中是不平衡的,且样品可用来计算这个量。那么上述的有关样品可靠性的讨论亦可适用。如果没有抽查的检验样品,或者不平衡不是一个常数,那就不适用。假如矿石仅是局部不平衡,但对矿床整个而言是平衡的,那么由测井仪测得的较大体积的样品能使局部不平衡性得到平衡,其效果较在标准钻孔内取样的小体积样品为好。

在以上关于定量放射性测量的讨论中所得到的数据是未考虑到钻孔的特征。钻孔的直径、泥浆的密度、套管的材料和厚度、探管与钻孔壁的相对位置在一定条件下都影响着计数器上的强度^[3]。

探铀用的钻孔直径一般在6吋以下,普通钻孔是4½吋或更小。在这种直径比较小的钻孔中,使用直径为2吋的探管这就限制了探管及孔壁间的吸收物质的数量。同样,在孔内探管位置的偏心差也有限制。因此,钻孔直径及偏心差的校正是小的,在大多数情况下,可不予考虑。

由钻孔中套管壁的厚度所引起的吸收影响一般在10%—25%范围内。在钻孔内泥浆的吸收作用随其密度及围绕探管周围的泥浆数量而定。在4½吋直径的模型钻孔内,水将使吸收影响减弱9—10%。大一些的钻孔或更稠密的泥浆将减弱更大的百分数。对于一个指定的放射计数器,这些因数的值可在模型的试验中很好地测定。

定量解释的校正

为了使γ测井仪所作的放射性定量解释取得的数据可靠,对于所制作的钻孔模型应

加以校正,以便严格的控制天然条件下求得的許多参数(图10)。

图 10 表示一个钻孔模型。用实验测定的最小直径必须等于或超过有效样品体积的球形直径。所用的计数器,其直径大于 4 呎。

在使用的模型中,矿带及无矿带是用水泥制作,水泥量足能使全部密度达到每吨有 15 立方呎。此值接近科罗拉多高原大部分矿石的平均密度。把将用水泥的与未用水泥的模型进行比较,就证明:在矿带内 γ 射线吸收作用无重要区别。

模型的钻孔直径为 4 ½ 吋,与普通钻孔直径相仿,可插入套管,以作吸收研究。

校正 γ 测井仪的最实用的方法是通过应用已知样品体积的厚度和品位的模型。取岩心样品的钻孔不是好的选择对象,因为岩芯样品并不一定代表用测井仪所测定的样品。

γ 测井仪的最重要的特性之一是具有全部真正的分辨时间。任何脉冲-计数系统都有一有限的分辨时间。这个分辨时间导致计数中的符合漏记,因此它使仪器系统的反应成为非直线性。

使用闪烁计数器的 SR-300 仪器中,其分辨时间和电缆以及与连接探管和地表上仪器的进位线路的电阻有关。为了将仪器的这一部分符合漏记减低到允许值,因此必须限制计数器的脉冲率。在分辨时间为一定数值时,符合漏记约与计数器的体积成比例。为了定量解释 γ 测井成果,必须知道测井系统的总的分辨时间。

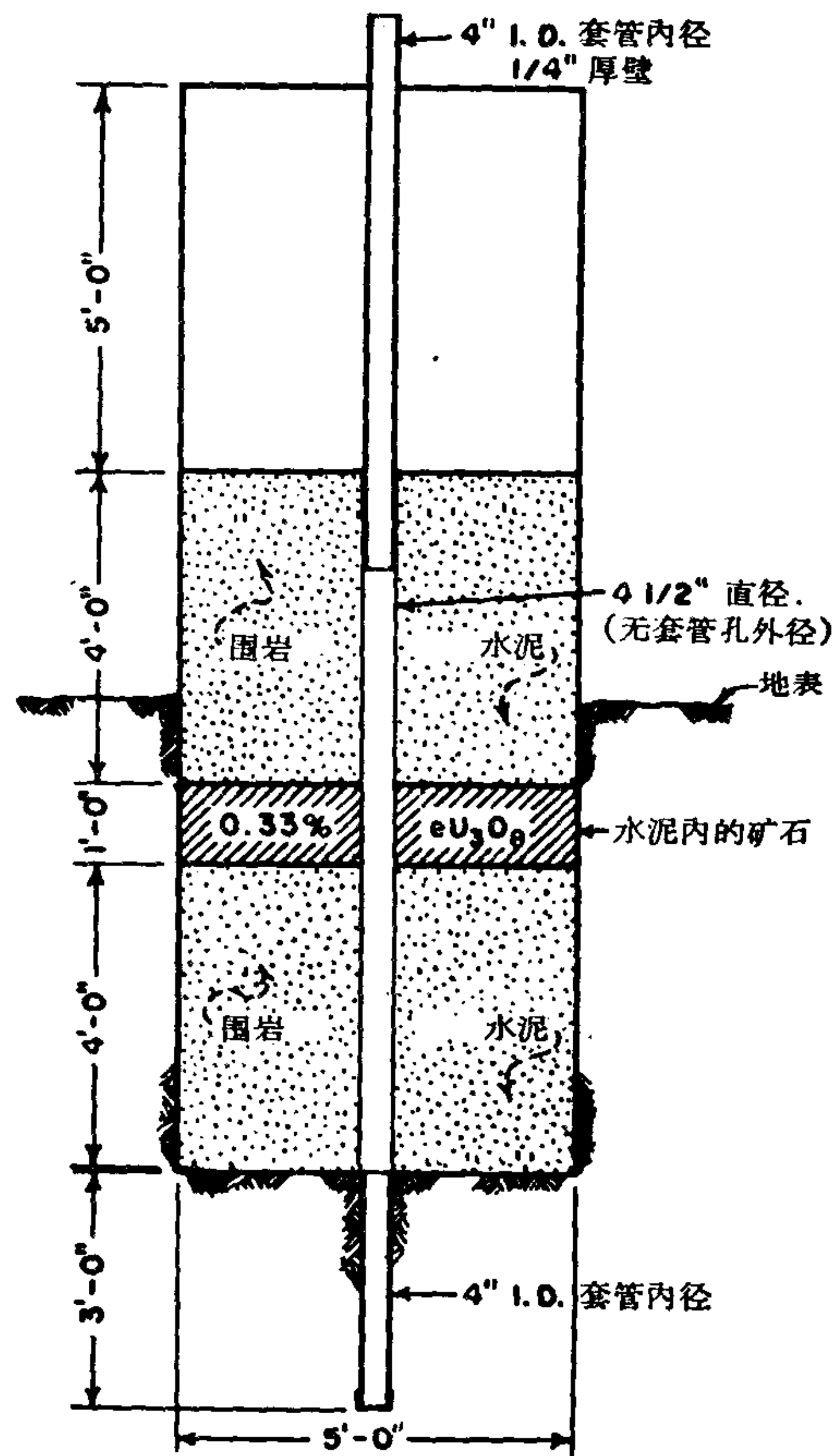


图 10 有矿带的钻孔模型

测井仪分辨时间的测定

为测定 γ 测井仪的总的分辨时间,各种方法都已经使用过。最满意的方法是作定量测定的图形总和法。在测定分辨时间时,这种方法的应用如下:

1. 在结构相当的两个模型中对两个已知品位和厚度的矿带,在标准操作条件下进行测井。在这两个矿带中,有一个的品位必须是很高的,以便能在测井仪中有一个可量的符合漏记。

2. 用公式 $N = \frac{n}{1 - nt}$ (N = 真实的脉冲数; n = 观察的脉冲数; 及 t = 分辨时间,

以微秒作计算单位),以 5 微秒的间隔绘出真实脉冲数与观察脉冲数对比的曲线。这些曲线应包括所期待的最大计数幅度,并有一个包括仪器的各种数值的分辨时间范围。

3. 两个模型的 GT 比率必須測定。必須用图形总和法試驗分辨時間的各种数值，一直到两矿层的总和法測得的比率等于已知的品位一厚度乘积之間的比率。如果这个条件不能达到，那么由于分辨時間以外的影响而引起非直綫性的測井仪，必須加以检修或者不用。

致 謝

在这次和过去的研究中，大联合操作公司 (Grand Junction Operations Office) (原子能委员会 AEC) 的約翰·布·迈斯 (John. B. Misz); 罗伯特·阿·拉維特 (Robert. A. Laverty); W. G. 克腊米耳 (Cramer) 和杰默斯·季·渥耳里吉 (James. J. Wooldridge) 在改进測井仪的綫路和机械方面提供了宝贵的意見，作者們仅以致謝。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Comstock, S. S., Progress Report on Gamma-Ray Logging Activities, US Atomic Energy Commission, Technical Information Services, Oak Ridge, Tennessee, RMO-904 (1951).
- [2] DiGiovani, H. J., Graveson, R. T., and Yoli, A. H., Scintillation Unit For Drill-Hole Logging, *Nucleonics*, **11**: 4:34—39 (1953).
- [3] Blanchard, A., and Dewan, J. T., The Calibration of Gamma-Ray Logs, *Petroleum Engineering*, **25**: 8:B76, B78—80 (1953).
- [4] Misz, J. B., US Atomic Energy Commission (written communication) (1957).

勘探铀和评价铀矿床时的综合测井设备*

R. D. 凯西 J. H. 斯各特
E. M. 维斯柯特**

测井法是勘探铀矿和评价放射强度的重要的补充方法,这些测井法包括单电极测井, γ 综合电测井,多电极干孔电阻率测井和井径测井。

单电极测井

用单电极测井器测量出的是自然电位(S. P.)和电阻。自然电位测井用来找出透水层和不透水层之间的接触面,并用以决定岩石中裂隙间液体的性质^[1,2]。岩石的电阻率可以从单极电阻测井来测定^[3,4]。为了帮助测定,曾经画出了一组电阻率起始曲线,以表明对在钻孔中作电阻测量有影响的各种因素之间的关系。在清洁的砂岩上,岩层电阻率可能与砂岩的孔隙度有关系,层内的孔隙度可以用电测井资料来测定。

图1是美国原子能委员会用的一种经过改装的商用单电极测井装置。双笔记录器、

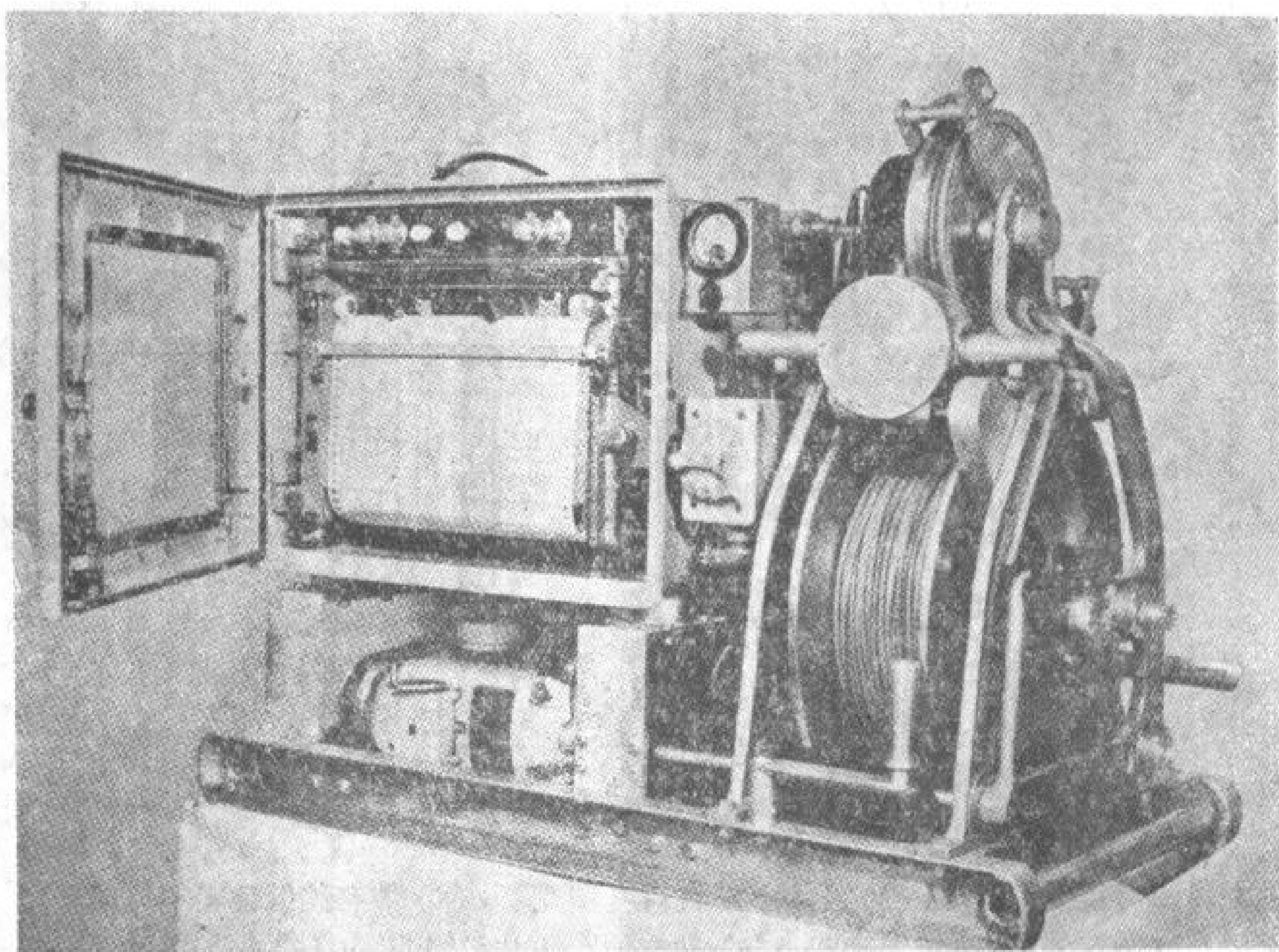


图1 单电极测井器

* Multipurpose Logging Equipment for Uranium Exploration and Evaluation of Deposits (第3卷,第1936号报告,美国)。

** R. D. Casey, J. H. Scott, E. M. Wescott (美国原子能委员会)。

操纵板及电动转轴皆全部紧凑地装在一个能移动的架子上。全套仪器长 36 吋、宽 20 吋、高 30 吋、重量将近 350 磅、是移动式的。测井仪由 1500 瓦、115 伏特、60 周波的汽油发电机供电。

记录器操纵板上有六个自然电位的测程，其测程距从每吋 5 毫伏到每吋 200 毫伏。任何一个中间测程可通过核对过的自然电位灵敏度检查器来测定。这里有 8 个电阻测程。其可以使用的范围从每吋 10 欧姆到每吋 2,000 欧姆，并附带中间测程的必须设备。核对过的电阻检查器以 5% 的误差测量出从 0—10,000 欧姆的绝对电阻。记录器顶端的电连接器为使用辅助设备记录其他地下资料的测井仪提供了一种方法。

双笔记录器为在半透明的纸上同时作直线测井记录提供了条件。从纸上直接印刷是很容易的事。深度比例是图上每一吋等于孔的 10 和 25 呎。

电缆卷线机用水压机开动并使两个方向内的测井速度的连续范围是每分钟 0—90 呎。卷线机上装有滑轮，滑轮上装有记录纸推动器，测深器及电缆指速计。自动水平绞车上均匀地绕着测井电缆。卷线机的全部容量是 3/16 吋的电缆 2,000 呎。测井电缆有三根用双层塑料绝缘的线心，是同轴双绞线装的。它的最低抗张力强度超过 2,500 磅。在测井电缆的末端有一个能很快改换的电缆接头，用以将电缆和不同的电极系连接起来。

图 2 是三个湿孔探测器系、第三个电极系的直径是 $1\frac{5}{8}$ 吋，长 36 吋，重 18 磅。除铅电极外露 8 吋外，其他电极外部皆有一层硬胶包着。

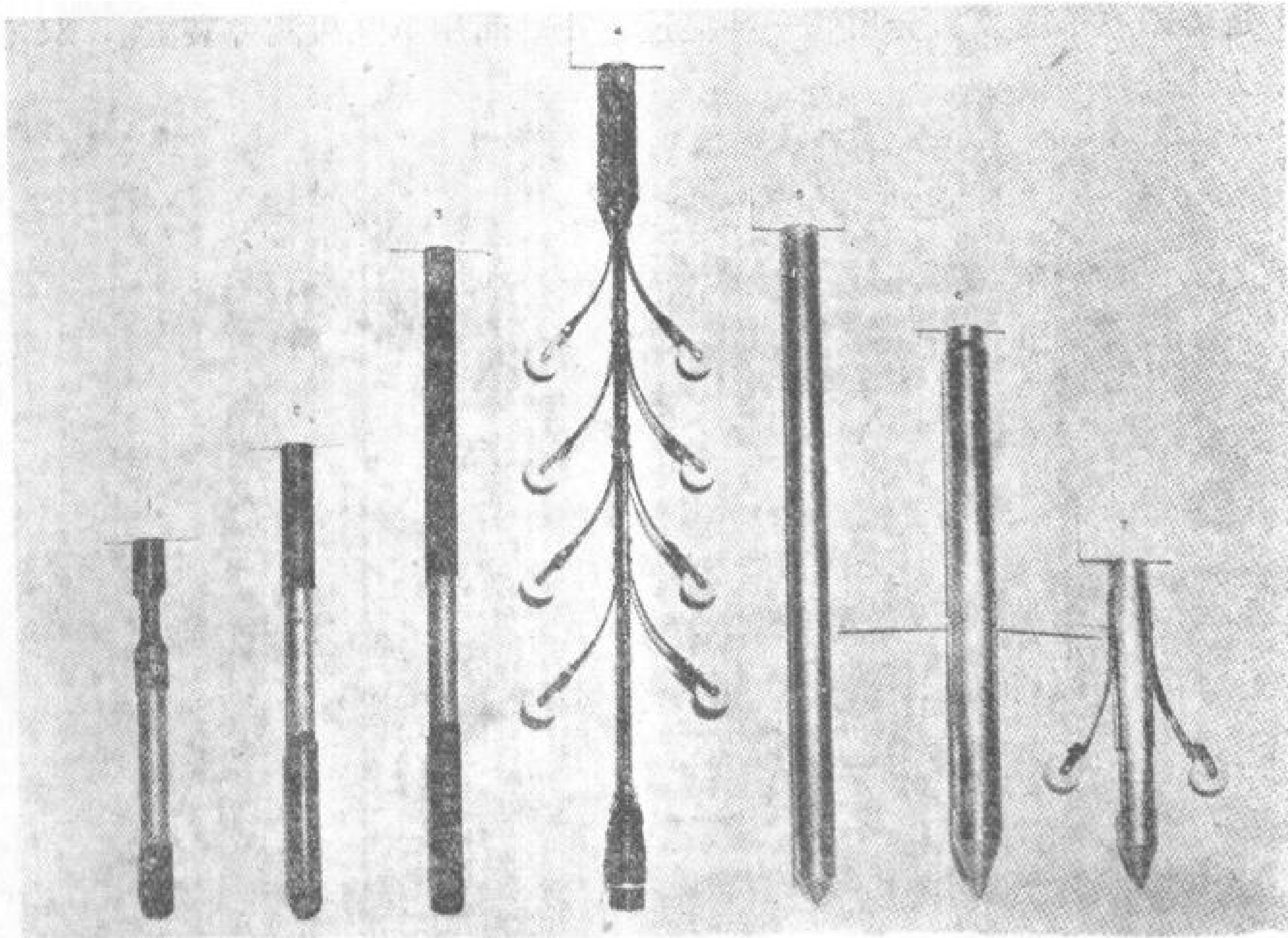


图 2 测井探测器：(1) (2) 及 (3) 单极湿孔探测器，(4) 带有较低移动部分的多电极干孔探测器，(5) 荧光探测器，(6) 带有伸臂的井径探测器，(7) 带伸臂的单电极干孔探测器。

图 2 (7) 是一个单电极干孔探测器。其直径为 2 吋，长 18 吋，重 5 磅。滚子电极用泡沫橡胶切成，浸在 NaCl、水和粘土的电解溶液里。钢弹簧臂保持电极和岩层的接触。此电极系最适合于直径为 $2\frac{1}{2}$ 吋到 10 吋的空气钻孔。通过电动线圈可以在孔的任何深处

使弹簧臂张开。干孔探测器可用上述单电极测井器直接改装。干孔测井法需要更高的电阻范围。

上述商用电测井仪约需 8,000 美元,其中包括 115 伏特的电动发电机。干孔探测器是额外的一项,约值 100 美元。野外操作的费用,包括操作者的工资、设备和供应,平均是每呎测井 3 到 5 分。

测井装置的特点是可以搬动,适于装在任何一种野外卡车或拖车上。在钻孔上,起测井仪并在电极下降时确定记录范围和笔的位置。在提升电极时进行测井。正常的测井速度是每分钟 50 至 90 呎,依岩石的不同而定。电测井最好是在终孔后立即进行,这时泥浆仍然处于均匀的状态。

上述技术是定性测井的全部过程;如果要取得定量方面的结果,还需要增加一些步骤。电极系内的电极和钻孔泥浆的电阻率必须遵守起始曲线图上的说明。电极系内的电极电阻和常数 K 必须先决定。常数是取决于电极的物理大小和形状。

虽然干孔测井牵涉到的变数,在数量上比湿孔测井牵涉到的少,但这些变数却仍是更不容易控制的。例如:用水钻成的干孔中,遗留在钻孔壁上的泥块可能把地层的真正电阻率完全改变。还有钻孔壁的不平滑也可能由于电极接触中的变化而引起虚假的异常。干孔测井的最好条件是在一个有平滑壁的空气钻孔中。正常的测井速度不等,为每分钟 10 至 40 呎,依岩石的差异而定。

过去,在充满泥浆的钻孔中进行的单极电测井法曾被用来测定与开矿有关的地质学上的定性数据。用湿孔测井的定量解释法可得出另外的数据,这些数据为评价大量岩石物性提供了资料。

用干孔电阻测井法最适合于缺少水和水很贵的干燥或半干燥地区,干孔电阻测井在岩性方面提供的资料,远比湿孔电阻测井提供的要详细。在厚的均质层,湿孔和干孔电阻测井看来非常相似。在薄矿层里,干孔电极系提供的界限要显明得多。干孔定量测井的主要优越性是能鉴定和对比岩层。图 3 是湿孔和干孔电阻测井之间的几种对比。在干孔测井中没有自然电位量。

电与 γ 射线的综合测井

铀矿勘探的一种极其有用的工具便是电阻和 γ 射线的综合测井仪。电阻测井提供岩石学的精确特征,而 γ 射线测井则表示出岩石中自然放射性的总和。通过运用综合测井可以认识特有的趋势和分出对矿化最为有利的区域。

上述具有两道记录器和三芯电缆的电测井仪可以同时记录 γ 射线和电阻情况。 γ 射线探测器和速率仪是必须的辅助设备。差不多所有具有记录器输出端的商业速率仪都可采用。

图 2(5) 的 γ 射线探测器是一种特殊设计的设备,它包括一个由独立电池组供电的、高压电力供应器和一个晶体光电倍增管的检波器,后者装在 2 吋的钢管内。当探测器在垂直位置时,它的电力供应器便被打开工作。三个并联的水银电池可供探测器工作三百小时。阻抗匹配变压器使由光电倍增管至测井电缆的电压脉冲进行匹配。在地表上,脉冲输往速率仪而输出的信号记录在左边的测井图纸上,湿孔和干孔电极系均应与 γ 射线探测器的下端连接起来,以便进行综合测井。电测井适用的野外工作程序,综合测井也适

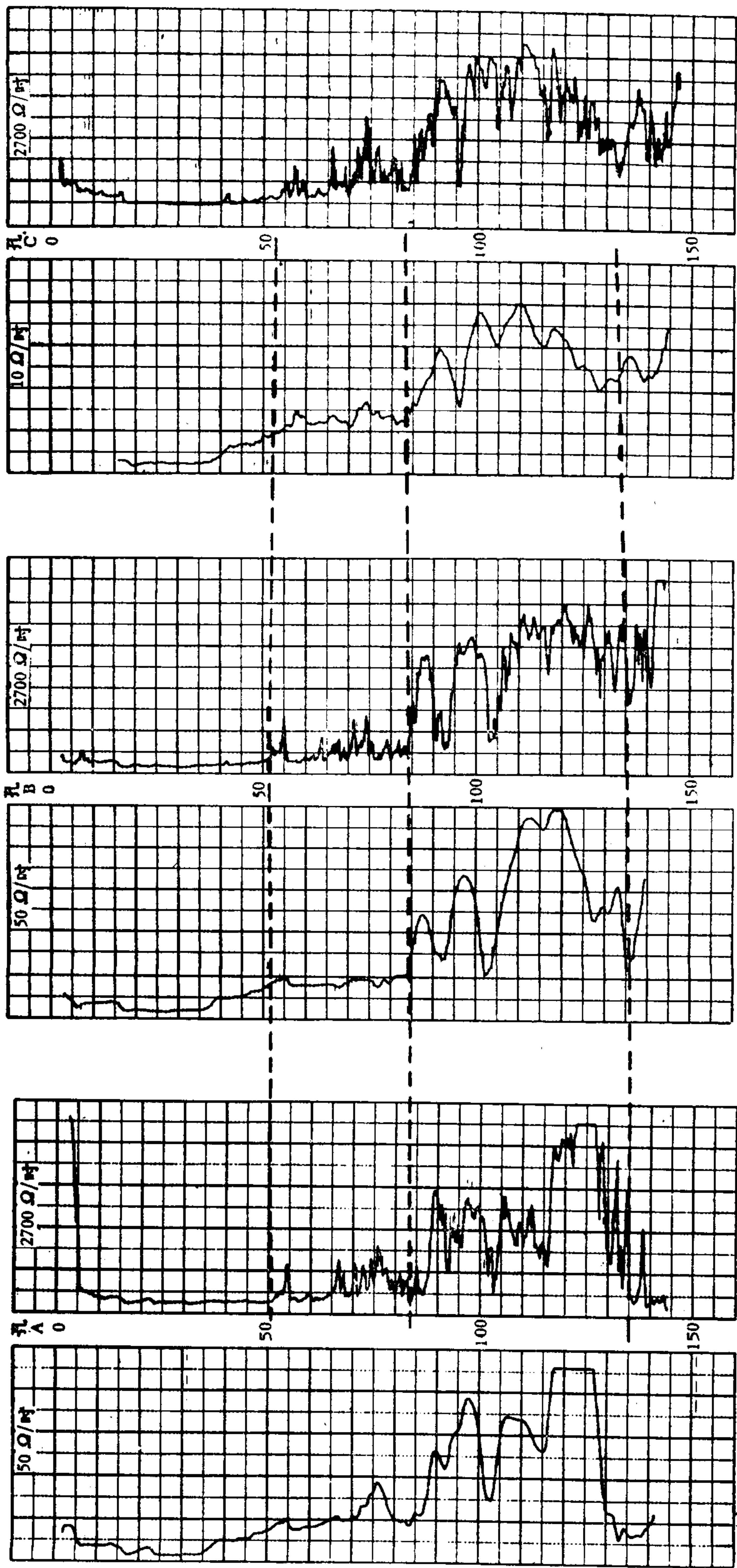


图3 湿孔与干孔电阻测井间的对比关系

用。其中有一个例外情况,就是测井速度。对测量矿化低的岩石说来,我们发现最佳电缆提升速度每分钟为10呎。在矿区中,对定量测量来说,每分钟的速度则减至2呎^[6]。

如上所述,电测井设备的价格约为8,000美元。速率仪和γ射线探测器则要化费1,000至1,500美元。仅就操作时间和设备供应来说,野外操作费用平均每呎测井为4至6分钱。

多电极 (M. E.) 干孔电阻率测井

为了试图改进单极干孔电阻测井,曾在最近改进并试验一种试验性的多电极干孔测

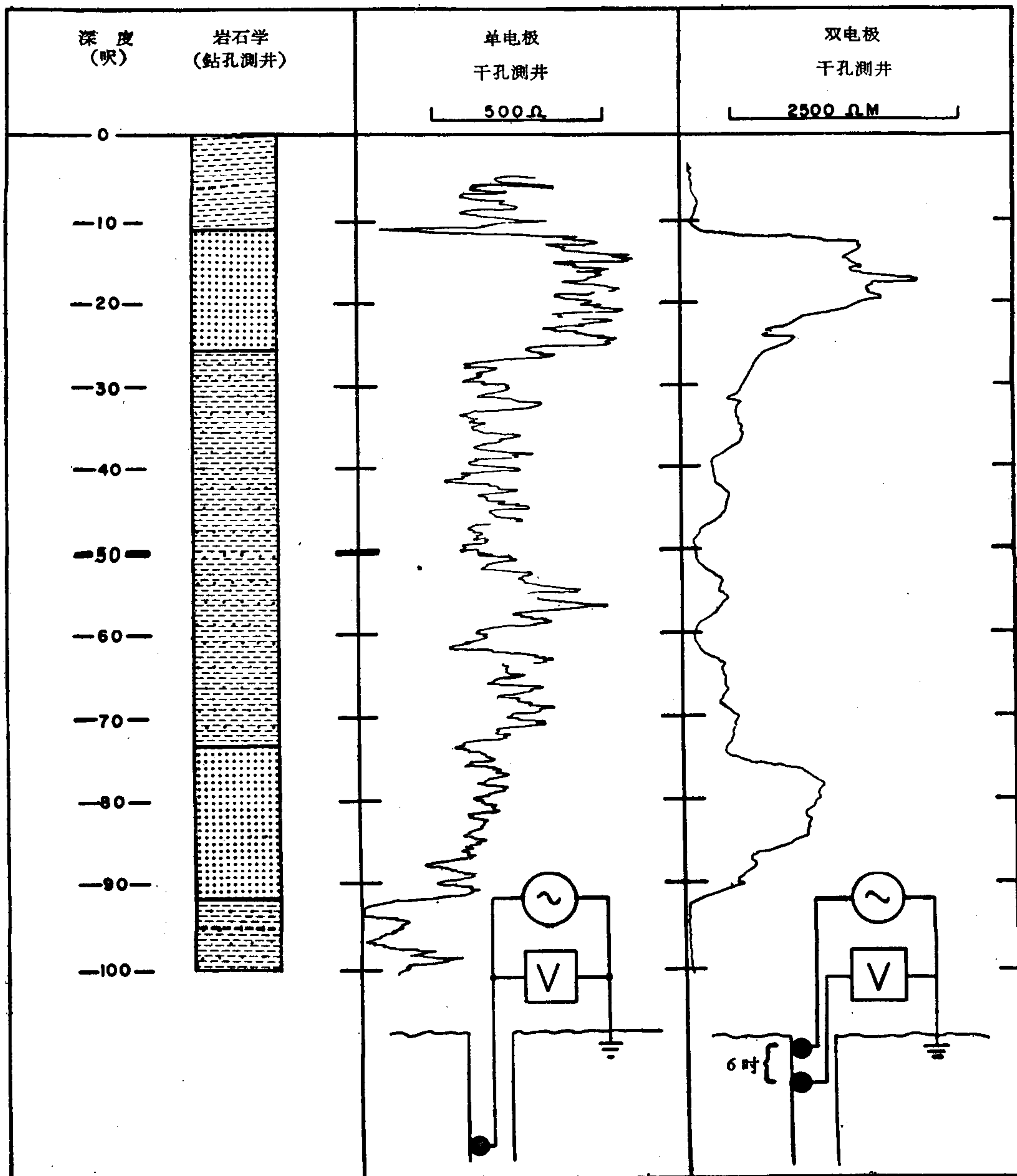


图4 双电极干孔测井与单电极干孔测井的比较

井探測器。所設計的探測器是為了與上述電測井儀同時使用。多電極測井與單極電測井之間的根本不同之處在於所測得的電量。在單極電測井上，可測量和記錄十分接近電極的大地電阻。用多電極測井，可測量和記錄電極附近的大地電阻率。

許多不同種類的電極都經過試驗，全都能得出明顯的電阻率測井記錄。多電極干孔測井的優點是可以減少，因電極接觸的影響而產生的假的電阻起伏作用，並使電力更深的滲透岩層。

實驗性的多電極探測器包括四個滾子電極偶。電極偶垂直間隔 6 吋。用這種裝置可實驗多電極類型中任何一種類型的變化，多電極的類型如下：四極、三極（側面的）和兩極（垂直的）。

滾子電極裝在彈簧上，使得滾子緊壓孔壁 [圖 2 (4)]。滾子在放入鑽孔內時靠近管子中心，然後，在管子上升測井記錄以前，再通過機械裝置將其放出。

多電極提升的速度，取決於孔壁的粗糙性。若孔壁非常粗糙，則在高測井速度時，滾子將會發出卡搭之聲。在速度為每分 25 呎時可得出圖 4 所示的雙電極測井記錄。

對試驗性多電極干孔探測器進行的試驗包括從干孔（在有鈾礦特徵的地區打鑽的）中獲取的一組測井記錄。運用不同電極種類可得出不同的測井記錄。在測井記錄相互對比以及與鑽孔岩石柱狀圖進行對比時，可以發現用 6 吋兩極的（垂直的）電測井在許多方面都比其他的好，這種電極比其他多電極優越，其優越性如下：

1. 對來自交流電路的傳送器可以不予注意。
2. 視電阻率的垂直對稱沒有畸變。
3. 電阻率中無足輕重的短小起伏現象可平滑掉。
4. 標準的兩芯或三芯測井電纜可以採用。
5. 為此專門設計的探測器只有兩個電極偶；而且也比較簡單，便於製造。

圖 4 是在同一試驗鑽孔中所得到的有關 6 吋兩極（垂直）電測井及單極干孔電測井的例子。

若與採用標準單電極測井儀相比，則多電極干孔測井需要增加的費用為數並不大。若採用 6 吋兩極電極，則所需費用將包括製造探測器的費用 300 美元和改裝測井儀的費用 25 美元。

井 徑 測 井

在對電測井或 γ 射綫測井進行定量解釋時，鑽孔的直徑必須加以重視。鑽孔直徑的變化可用井徑測井來測量。井徑測井亦能得出關於岩層的硬度或脆性資料，它在鈾礦地質學上常是有價值的。總而言之，它們可以與其他測井技術并用，以便獲得更多的岩石學上的資料。

所設計出來的一種雙臂井徑探測器可和電測井儀同時并用 [圖 2 (6)]。通過使用一種簡單的双臂系統與可變電阻器，便可設計出一種探測器，它能測量出兩臂端點之間的水平距離。這一測量系統須與泥漿相隔離。雙臂在被放入鑽孔之前被關閉在框內，並可用電抗綫圈在所需深處將它打開。

使用這一儀器很容易完成在野外進行的井徑測井。通過電纜快速接頭將此探測器連接在電測井的電纜上。然後把它放到鑽孔中去，並在所需深處將其打開。當探測器以每

秒 20 呎至 40 呎上升时, 这种井径测井便记录在记录器的电阻綫道上。由于钻孔的直径直接和电阻成正比, 因此便能从记录器直接求出直径, 它具有 1/8 吋的精确度。

图 5 是井径测井和湿孔及干孔电阻测井曲线。在此井径测井曲綫上約在 72 呎到 75 呎处显示 10 吋的高峯带。在干孔测井曲綫上此带显示出一个高电阻带, 它将会被推断为砂岩。而在湿孔测井曲綫上所带的电阻較之邻接区域稍低。此种情况可能由于孔隙中充满了低电阻的液体之故。

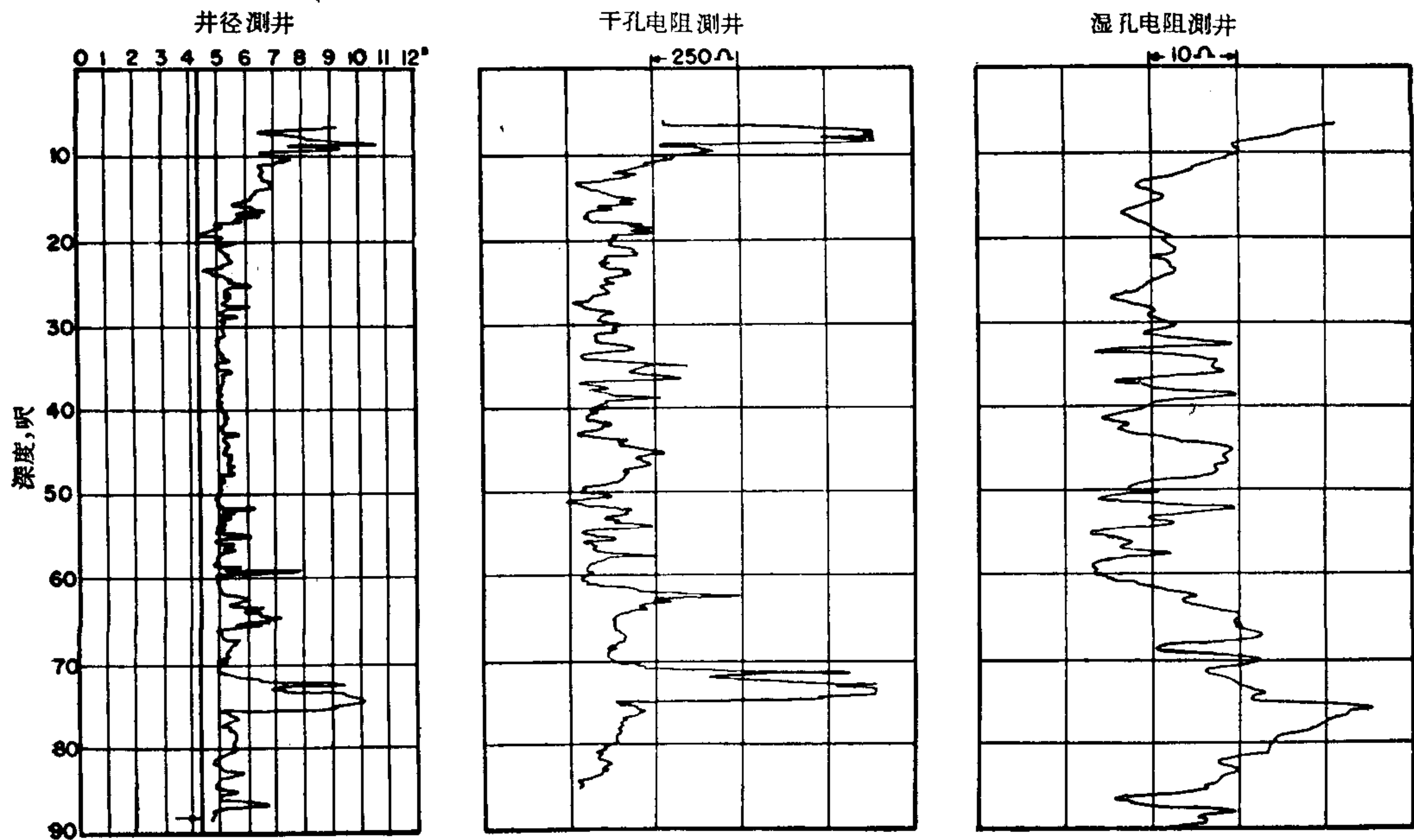


图 5 井径测井及湿孔与干孔电阻测井間的比较曲线

由于有冲刷的情况, 所以岩层常能从井径测井曲綫上确定出来。在矿体控制与胶結作用有关系的地区, 井径测井能分辨出胶結带与非胶結带的效能在鈾矿勘探上, 則是很有意义的。

在定量 γ 射綫测井方面井径测井是重要的。在此对空气钻孔的校正尚不甚紧要, 但对稠泥浆或大孔洞的校正, 則頗应重視。以輻射测井来评价矿藏的儲量时, 則不能过分重視井径测井結果的价值。

井径测井与其他测井并用时費用較少。上述井径探测器的設備費約为 500 美元。每次测井的費用仅包括需要一个人的时间来把探测器連接到电綫上, 把它放到钻孔內所要求的深度上, 并以每秒約 20 呎的速度进行测井。

結 語

各种测井方法的适当采用取决于所需資料的种类以及存在着的地质条件。在湿孔和干孔內, 单电极测井将表示出不同岩石类型所特有的电阻变化。对研究有关鈾矿床的岩石、岩层以及构造的特性, 这种資料是重要的。某种岩石类型的物理性質可用定量推断法加以估計。

灵敏的 γ 射綫测井与单极电阻测井并用就能获得滿意的、岩石学上的資料。在具有

高輻射的岩层中，这两种分別記錄的参数便提供出理想的能勘探用的岩石矿化方面的資料。

如果需要对扁豆体部分詳加研究，必然需用干孔測井法。干孔多电极法(6吋,两极)較单电极法优越处在于单电极法所附有的干扰电阻变化将被減少到最低限度。

在电測井及 γ 射綫測井的定量推断法中，井径測井是必須的。并且有时井径測井可用在对比的目的上。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Doll, H. G., The S. P. Log. Theoretical Analysis and Principles of Interpretation, American Institute of Mining Engineers, T.P. 2463 (1948).
- [2] Schlumberger Well Surveying Corporation, Log Interpretation Charts (1955).
- [3] Casey, R. D., Single-Point Electric Logging in Mineral Exploration, US Atomic Energy Commission (in preparation).
- [4] Guyod, H., The Single-Point Resistance Method, Oil Weekly, 114:11 (1944).
- [5] Spear, W. G., Transistorized Radiation Survey Instruments, Nucleonics, June (1957).
- [6] Drouillard, R. F., and Dodd, P. H., Gamma-Ray Logging Techniques in Uranium Exploration and Evaluation, Second International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy (1958).

放射性原料普查、分析和开采仪器的最新成就*

H. 畢斯伯 D. 威廉姆斯 F. H. 海尔**

第一次日内瓦会议以后,英国原子能管理局积极地鼓励铀矿普查工作。由于建立了由有經驗的地质学家和仪器师組成的咨詢局和貸款給一些地測局作輻射儀器的費用,因而普查工作在某些地区取得了成效。此外,管理局还在一些地区进行了数次大比例尺的航測,因而需要制造輕便的汽車和航空輻射儀。哈威尔原子能研究所电子学部地质測量仪器組的工作一直是使铀矿普查中輻射技术的应用、工具的操作使用与盖格-弥勒計数管、閃爍計数器的設計和发展紧密地配合。应用晶体管綫路的技术是在第一屆日内瓦会议期間提出建立的^[1]。

商业界在发展計劃中起了真正的作用。由于原子能研究所与仪器制造业互相合作,一些重要的仪器开始出售,例如为满足勘探仪器的大量需要而专门設計了几种牢固的輕便 γ 和 β/γ 盖格-弥勒計数仪,并已投入生产。这些仪器大多数是从制造商們的設計方案中选出的。另外有經驗地质学家用以普查的两种广泛使用的計数仪是由原子能研究所設計、私商工厂加以改进的。后面的这种仪器起初是步行普查用的,后来設計成用于其他方面,如汽車和飞机区域普查、深孔測井、矿石按品位分选和野外分析。用于詳細航測和深孔(深10,000呎)測井的几种专门仪器也已經发展起来。

地面勘察表明:从飞机上进行区域普查时所发现的大量放射性异常是由鈾矿化引起的,因此在以后的航測工作中必須区别鈾、鈾和鉀。利用 γ 射綫能量不同,来区分它們的可能性,正在研究。

簡單而迅速地标定仪器,是在任何規模和类型的野外工作中所需要的。为此,适用于每件出售仪器的一种小型耐久而又廉价的鐳标准源已經問世。专用于野外初步分析仪的一套粉状或固体状的(成形的)鈾、鈾标准源也业已制成。

輕便計数仪

管理局的仪器是根据所設想的一些重要要求,按高标准設計的,因为計数仪将在人烟稀少的地区工作,这种地区僱役不易、温度湿度相差极大,对仪器的使用不可避免地会粗率些。最重要的要求乃是极高的可靠性。如各部件装配时机械結構牢固、采用的部件合格、且将这些部件放在密閉而干燥的仪器保护箱內上述要求就能达到。綫路設計的要求是:当温度变化很大时,标定曲綫基本上不变,并要求用一組電池工作的時間較长。

操作上的要求也应予以足够的注意,例如操作容易,不过度疲劳,检查讀数的次数最

* Recent Developments in Instrumentation for the Survey, Assay and Mining of Radioactive Raw Materials (第3卷,第299号报告,英国)。

** H. Bisby, D. Williams, F. H. Hale (英国原子能管理局哈威尔原子能研究所)。

少(最好一次)和有一个清晰的直接指示計。如果可能的話,在設計时应考虑其他要求;如采用单一的常用电池組,更換电池时能不需要打开保护箱的主要部分,箱內有一个外部的湿度指示計,并准备一付耳机和一方便的計数速度記錄器。

晶体管計数仪的可靠性比早先的仪器有显著的改善,晶体管电路能較經濟地使用电池电源。然而,晶体管的采用沒有显著地減少仪器的尺寸和重量,因为它的尺寸和重量主要是受其他部件影响,如电池、旋扭、开关、測量仪表、插头和插口以及必需的坚实保护箱。

所有用晶体管綫路的計数仪都是以弗兰克林 (Franklin) 和詹姆士 (James)^[2] 提出的为根据。計数管上的超高电压是将 4.5 伏特的电池,接至晶体管振荡器,經过升压变压器,再經科克洛弗特-窝尔吞电压倍压器而产生的。此高压和触发器、計数仪电路上的低压,都由倍压器第一級上的充气稳压管稳压,这可使輸出电压事实上与 3.0 到 4.5 伏范围内的电源电压变化无关(图 1)。如果需要的話,从計数管出来的脉冲放大以后,可加在触

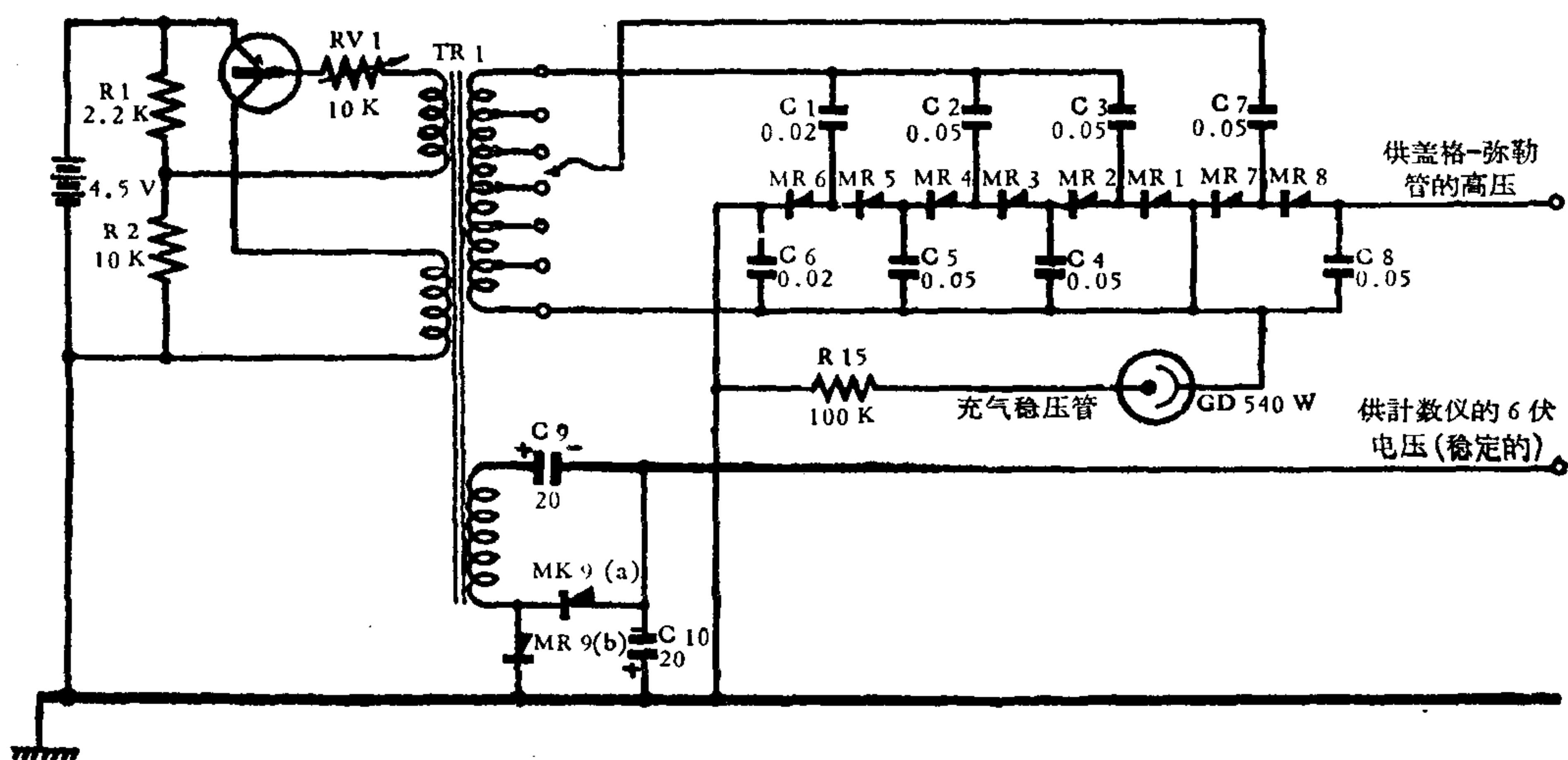


图 1 超高电压电源电路

发器和計数仪的电路。原理見图 2。当温度在 -25°C 到 $+55^{\circ}\text{C}$ 之間时,用一个热敏

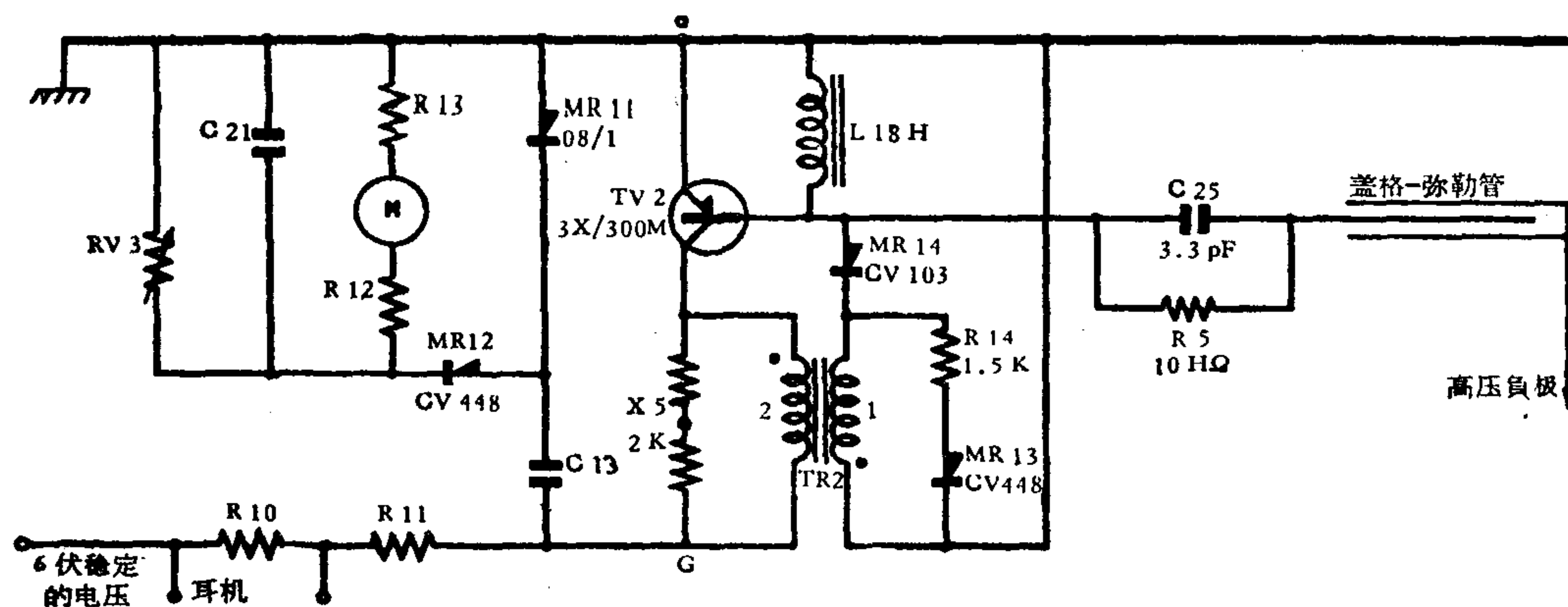


图 2 基本触发器和計数仪綫路图

电阻 (X5) 使触发器电路的灵敏度保持为一个适当的常数, 热敏电阻跨接在晶体管收集极和变压器 TR2 的绕组上, 由于温度关系而使 TV2 晶体管发射极阻抗和电流改变时, 变压器 TR2 起着补偿作用。计数器电路是一个用晶体二极管组成的标准二极管电路 (diode-pump)。

当前市场上出售的两种勘探仪器 (图 3 和图 4) 是由私商与原子能管理局合伙制造的, 仪器符合于原子能地质测量部和原子能研究所根据上述重要要求所提出的规定。仪器的重量小于 4 磅, 每件都有一个密闭干燥的金属箱, 箱中有 MX120/01 型灵敏的 γ 盖格-弥勒计数管和两个量程: 0—0.5 和 0—5.0 毫伦琴/小时 (用天然镭标定)。采用 NE 029 型仪器¹⁾ 时, 计数器电路的时间常数的选定是使两个量程中间刻度偏离的标准误差分别为 $\pm 10\%$ 和 $\pm 3\%$ 。一个开关控制仪器的操作, 当不使用时, 钥匙形的把手开关停在“关”的位置上, 使操作意外事故减到最低限度。三个 RM-12R 马洛尼型电池装在隔室中, 并用顶盖盖上, 这样电池可以使用 500 工时以上。TR-56 型²⁾ 有两个控制器, 一个控制操作, 一个预先调节电池电源的电压。当量程为 0.5 毫伦琴/小时, 中间刻度偏离的标准误差选定为 $\pm 12\%$ 和 $\pm 5\%$, 当量程为 5.0 毫伦琴/小时时, 中间刻度偏离的标准误差则选为 $\pm 4\%$ 。两个通用电池 (1.5 伏的 U2 利克兰奚型) 装在隔室内, 盖帽安在有“开”“关”二字的开关上。如在 β 计数管的底部上面按一层薄膜, 则此两种仪器对 β 射线都是灵敏的, TR56 型也适用于外部 β 探管³⁾。

上述两种探矿仪在野外操作的效果良好, 由于价格比在英国采用的其他仪器低而可靠性大, 因此在英国逐渐流行起来。

为职业地质学家使用而设计的 1368A 型⁴⁾ 和 1413A 型⁵⁾ 计数器正在大量生产, 其详细的性能和规格列于表 1。

1368A 型是一种适用于普查和野外初步分析的綜合盖格-弥勒计数管辐射仪, 其结构坚实, 测量 γ 射线强度的范围很大 (0—25 毫伦琴/小时)。读数时间的选定是使表中間刻度偏离的标准误差为 $\pm 10\%$ 和



图 3 NE029 型计数器

- 1) 通用辐射仪有限公司。
- 2) 帕勒克斯仪器有限公司。
- 3) 计数管外壳作阴极的探管。——译者注
- 4) 伊锐克逊 (Ericssons) 电话有限公司。
- 5) 同位素产物有限公司。

表 1 1368A 型和 1413A 型計数仪的主要规格

1368A 型計数仪	1413A 型計数仪
<p>測程和讀数時間</p> <p>1) 0—0.05 毫伦琴/小时 5.0 秒 20.0 秒 2) 0—0.025 毫伦琴/小时 1.0 秒 15.0 秒 3) 0—1.0 毫伦琴/小时 0.5 秒 5.0 秒 4) 0—5.0 毫伦琴/小时 0.2 秒 1.5 秒 5) 0—25.0 毫伦琴/小时 0.2 秒 1.5 秒 中間刻度偏离的标准誤差 ±10%, ±2%</p> <p>部件</p> <p>盖格計数管測程 1—4.3 × G24Ha 5, MG10H</p> <p>TJ1a 型 STC 晶体管 電池 3 × U2 利克兰奚電池 (1.5 伏)</p> <p>溫度范围 标定时 -25°C 到 +55°C 的变化为 5%</p> <p>指示計 0—50 微安表 3 刻度尺</p> <p>耳机 記錄器</p> <p>构造 密封干燥并带有干燥器的外部指示計的“派尔美丽”箱</p> <p>尺寸 $11\frac{1}{2} \times 7 \times 3\frac{3}{4}$ 吋 $8\frac{1}{2}$ 磅 29 × 18 × 9.5 厘米 3.85 公斤</p>	<p>測程和讀数時間</p> <p>1) 0—0.015 毫伦琴/小时 2.2 秒 ±7% 2) 0—0.06 毫伦琴/小时 0.6 秒 ±7% 3) 0—0.30 毫伦琴/小时 0.2 秒 ±5% 4) 0—1.50 毫伦琴/小时 0.2 秒 ±3% 中間刻度偏离的标准誤差</p> <p>部件</p> <p>閃爍計数器 直径为 1 吋 × 1½ 吋的 Th-NaI 晶体 6097B 型 EMI 光电倍加管 TJ1a 型 STC 晶体管 電池 3 × U2 利克兰奚電池 (1.5 伏)</p> <p>溫度范围 标定时 -25°C 到 +55°C 变化为 5%</p> <p>指示計 0—50 微安表 3 刻度尺 耳机或記錄器</p> <p>构造 密封干燥并带有干燥器的外部指示計的“派尔美丽”箱</p> <p>尺寸 $11\frac{1}{2} \times 7 \times 3\frac{3}{4}$ 吋 9.0 磅 29 × 18 × 9.5 厘米 4.1 公斤</p>

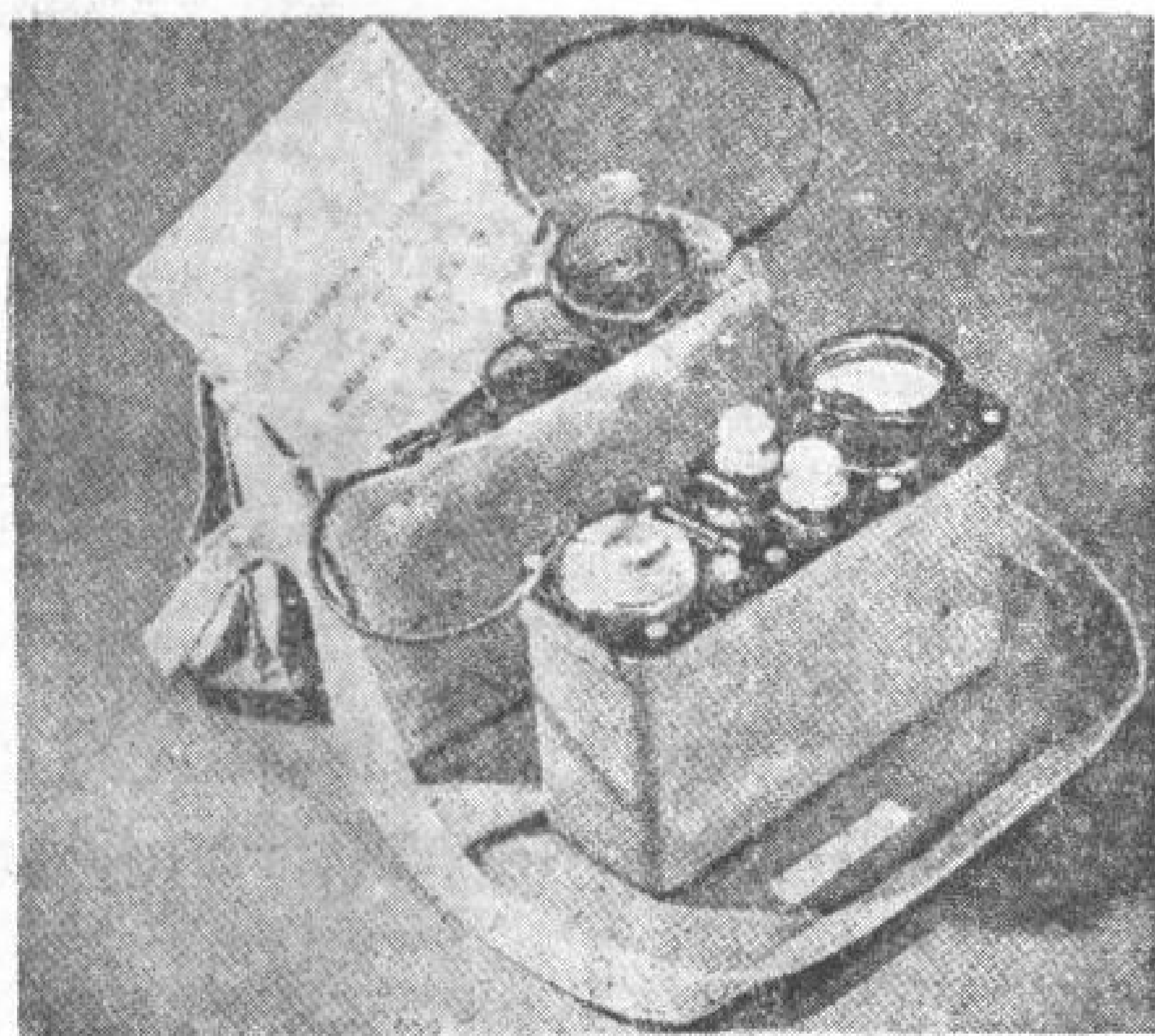


图 4 TR56 型計数仪

±2%, 耳机的插座可以插合适的記錄仪表 (50 微安 2.5 千欧姆)* 以記錄計数速度。其特点为电源仅三个 U-2 型 1.5 伏棒状電池, 能連續工作 500 多小时。全部装置包括計数仪、可伸縮的带把手的探管、帆布袋、耳机、样品盘、装样品的工具、备用品和工具。所有这些物件都装在輕巧防鏽的金属手提箱中(图 5)。

这种盖格-弥勒計数管輻射仪可能是几十年来所生产的許多型号中最新型的。先后各种型号都在一个或几个方面作了一些改进, 这些改进綜合起来, 构成了一个理想的地質用的輻

* 2.5 千欧姆为微安表的內阻。——譯者注

射仪。在改进为理想仪器的每个阶段中,都受到可靠性、尺寸、操作速度和电能消耗或当时可用部件体积的限制。在发展的阶段中,由于冷阴极管、卤素猝灭盖格-弥勒计数管和晶体管的出现,发展阶段在年代上非常明显。如果唯一值得单独考虑的话,乃是该型仪器仍然很笨重,然而比最初普查用的仪器(如图5)的全部重量轻了30%,而要进一步减轻箱的重量似乎相当困难。

由于闪烁计数管探测器对 γ 射线有较高的灵敏度,而对宇宙射线的灵敏度较低,因此1413A型计数仪(图6)的测程范围比1368A型小。此特点对周围自然底数低(3—6毫伦琴/小时)的地方或希望在底数值高的地方探测小异常时,是有很大的优越性的。该计数仪单独地装在密闭的干燥箱中,这箱与装1368A型的箱一样,具有指示计、耳机—记录仪表的插座和装电池的隔室。线路全部采用晶体管,与1368A型的相似。该计数仪本身的重量和价格曾遭到批评(重量为9磅,价格约250英镑)。与1368A型计数仪不同的是,该型仪器没有最好利用的、操作(即地面测量)所需的辅助装备,因此原子能研究所正在设计一种轻型仪器(约5磅)。如前面所述,由于更通用的部件尺寸巨大,决定了1413A型仪器体积的改进不大。因此对电路设计进行精心地研究,如尽量减少

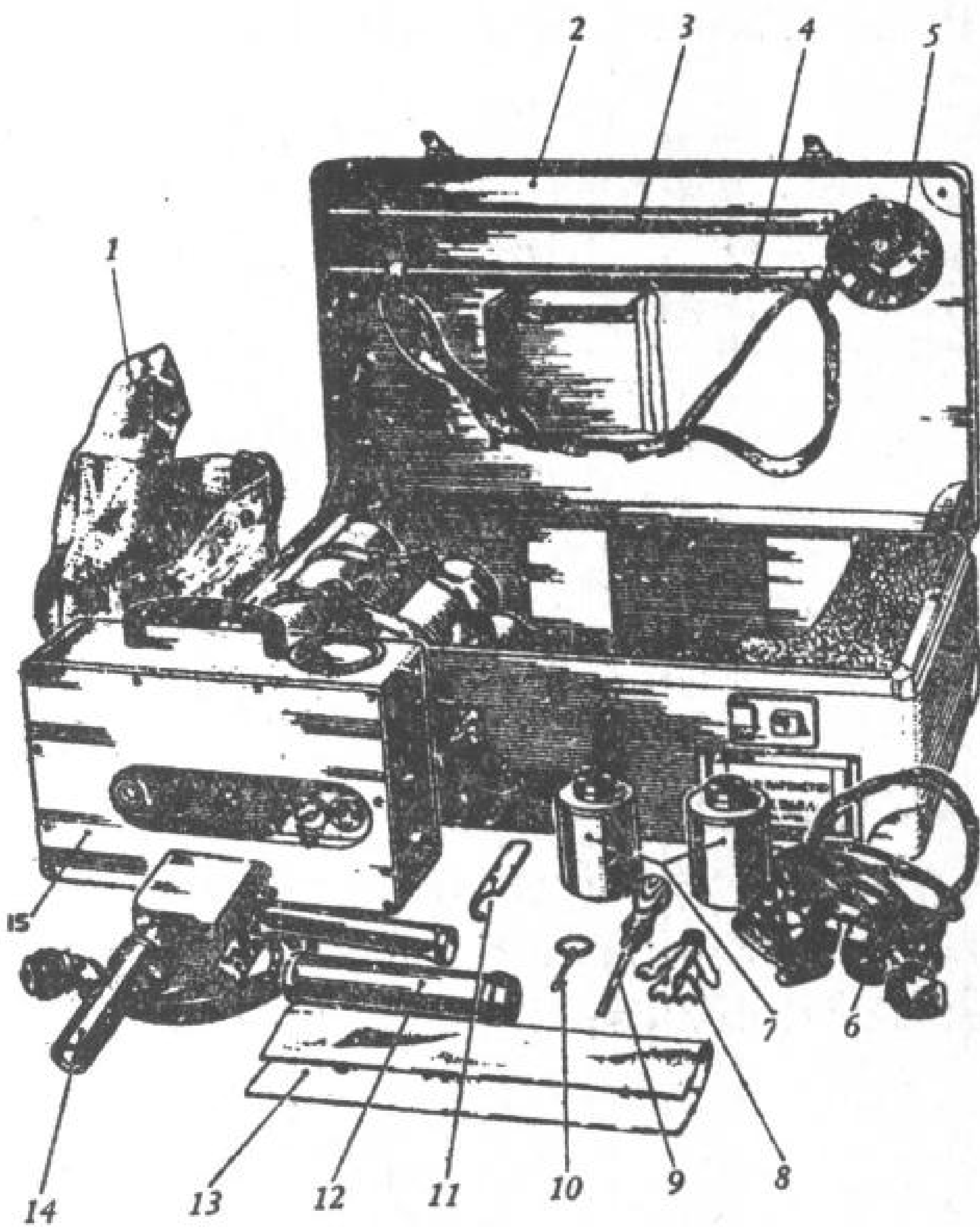


图5 1368A型计数仪

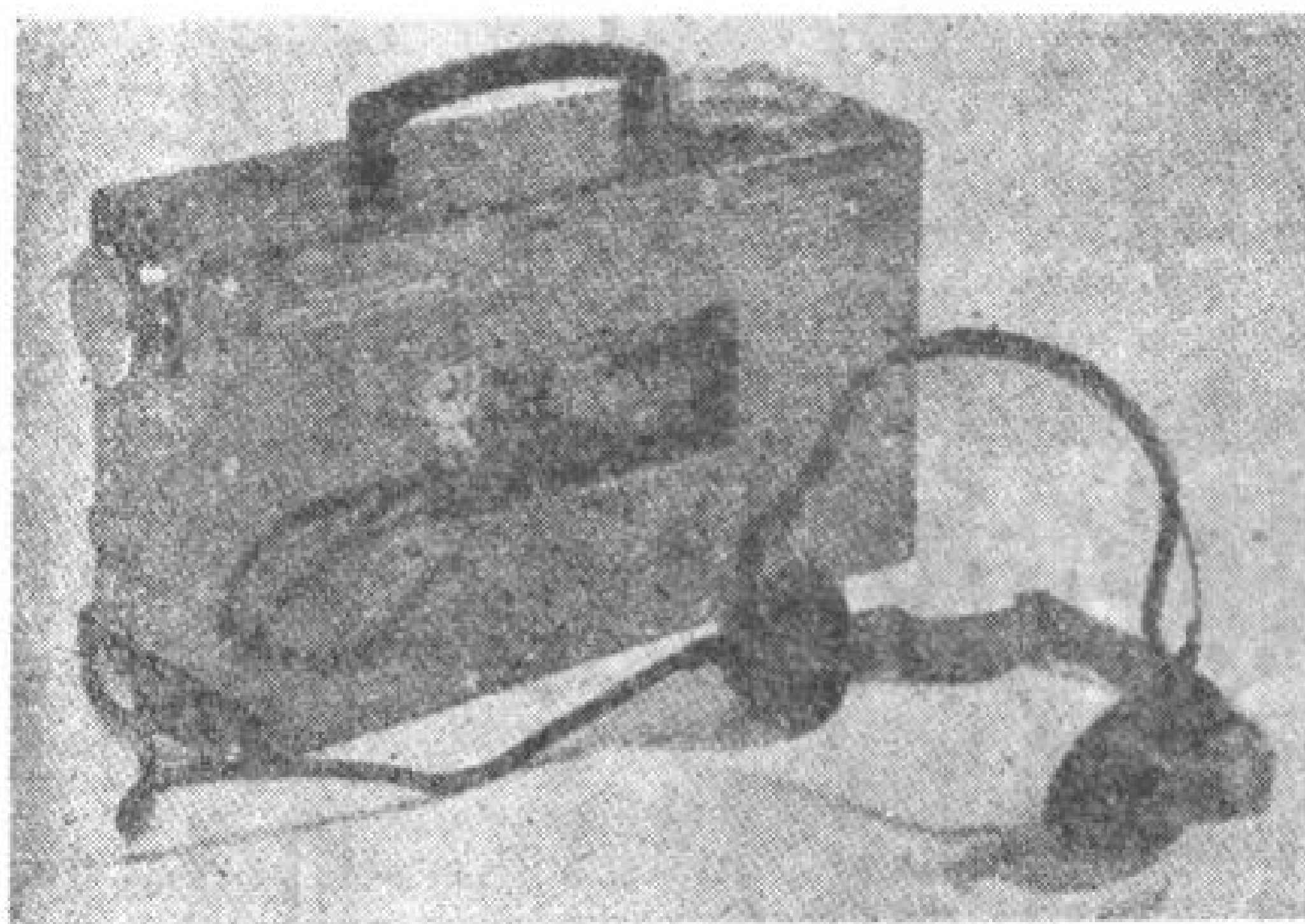


图6 1413A型计数仪

所需部件的数目、设计新的小型开关和用新近设计的小型电容器等。仪器将采用一个直径为 $1\frac{1}{8}$ 吋的光电倍增管和一组供电给晶体管电路的 2×1.5 伏特的电池。

1368A型计数仪的应用

1368A型轻便计数仪的应用范围是分析矿石样品、深孔测井和矿石分级。计数仪是完成上述各种不同工作所必需的组成部分。计数仪的原理有某些经济上很引人注目的优

越性。因为它可以免除多种专门设计的电子学装置,这样,在勘探计划的各个发展阶段都可使用一种装置,其次是这种仪器的备用品最少。使用的适应性首先在于设计计数仪时预先估计到能耐各种气候和环境,其次要充分利用前面所提到的晶体管触发器电路的特点。

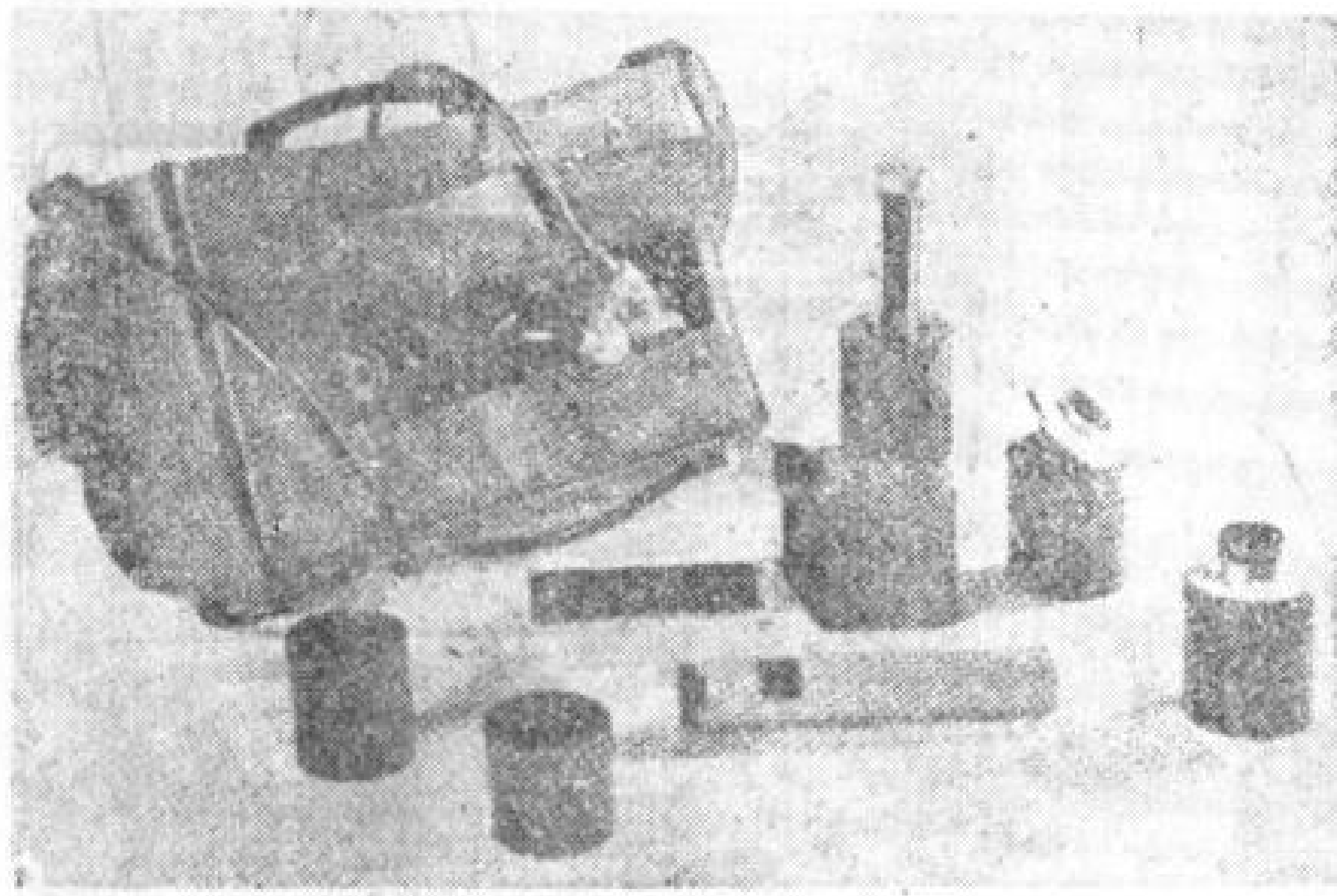


图7 带固体标准源的1368A型 β - γ 探管

图7所示的 β - γ 探管,在启开式结构的圆柱形外壳中有一个B12H盖格-弥勒计数管,它对 β 射线具有最大可能的灵敏度。外壳可由两个厚壁结构的圆筒装配成。内筒有一个固定的1/2吋宽的孔,它平行于计数管的轴,外圆筒有两个穿过圆心的孔。由于一筒对另一筒相对的旋转,得到了两个不同形状的“ β 射线孔”。在某一个位置,内圆筒的孔完全被外圆筒壁遮蔽,

这时对 β 射线完全不灵敏,探管其余部分呈手枪形,手柄固定在两个位置中的一个。

当在任何露头进行局部探测时,探头装在可伸缩的手柄上(最长4呎,由两节擰成)并选择一个合适的 β 射线孔。旋转式手柄能使探管得到各种可变的角度的,这时计数速度在仪器箱的测量仪表中示出,或者在耳机中凭听觉估计出来(图8)。



图8 区域找矿用1368A型的 β - γ 探管

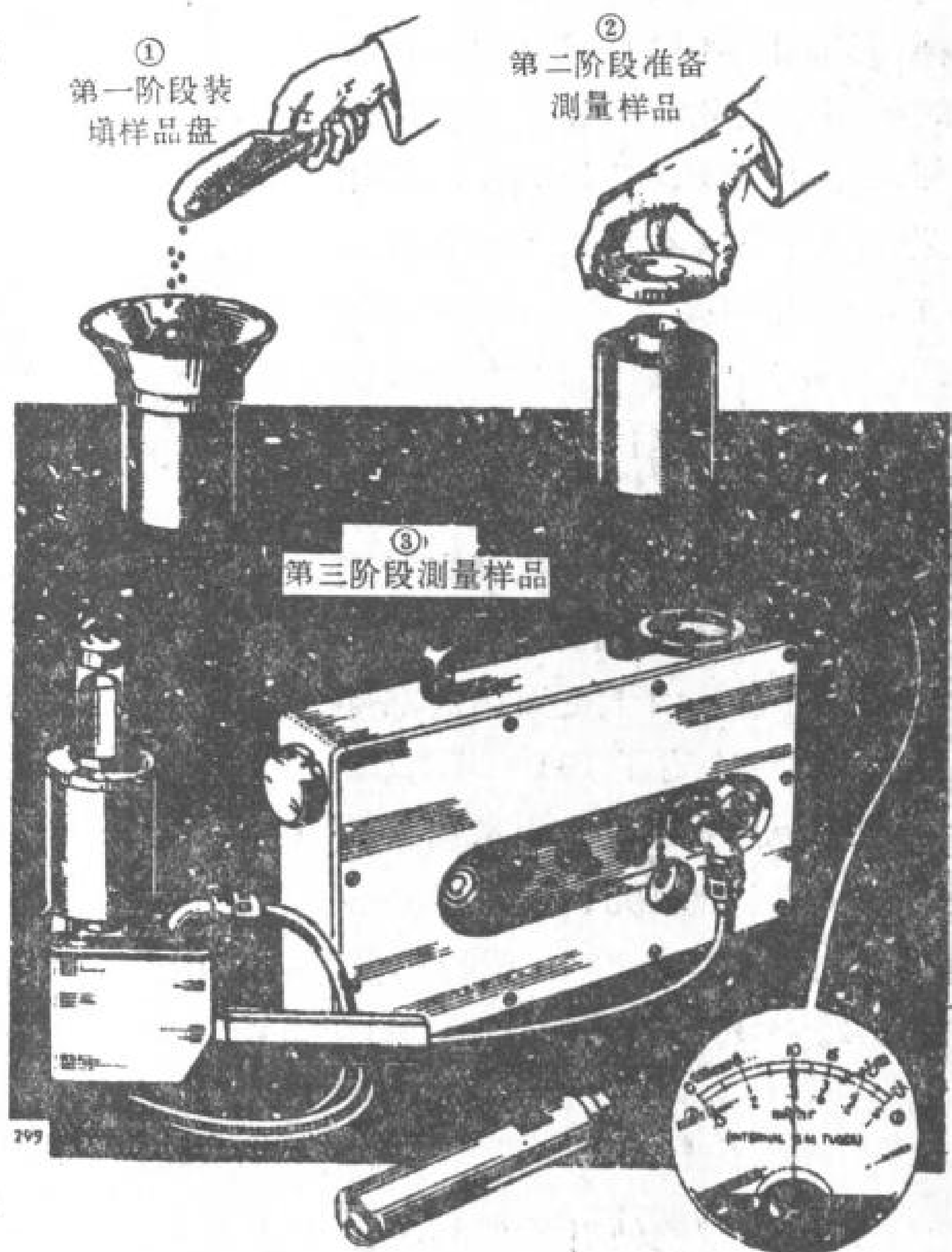


图9 分析用1368A型 β - γ 探管

用于分析工作时，最大 β 射线灵敏度的获得是在移去 β 屏蔽筒后，旋转探管的把柄并夹固在能允许外壳直立的位置上时。碎矿样品装入环状的样品盘中，样品盘放在计数管的上面，样品盘自动地停在与其相应的固定几何位置上(图9)。根据观测底数的计数速度、矿石样品和标准样品的计数速度，就可推出放射性的当量含量。此时， $\pm 2\%$ 的中间刻度偏离的标准误差具有很大的优点，因为此时较长的读数时间是允许的。

深孔测井的应用

两种深孔测井仪现已投入生产，第三种是在方便适用的1368A型基础上得到发展的。测井仪的型号为1505A和1417A。

1505A型设备很轻便，适合于浅井(最大深度150呎)的要求，如钻井、裂隙、老窿和露天开采放射性矿的炮孔。1368A型计数仪的外部探管，简单地改装后与直径为 $3/4$ 吋的盖格-弥勒计数管深孔测井探管联结并经过屏蔽同心电缆插到计数仪操作台的探管插孔上。屏蔽同心电缆不使用时，捲在有尖头的携带式的杖杆上，杖杆上还有电缆连接箱和安探管的夹子。联结箱和1368A型计数仪是通过 β - γ 探头插孔联结的。测井时，从杖杆上放下电缆，将探管下放到孔中，这时观察仪表上的读数(图10)。深度指示是从附在电缆上的记分器上得到的。整个设备的重量(包括1368A)小于18磅，一个人也能轻便地携带。

相当普遍应用的1417A型深孔测井设备¹⁾(图11)能由两个人进行短距离运搬，例如从车上搬到钻井井口或沿矿口搬运，这种仪器特点较多。三个探管的直径分别为 $3/4$ 吋和 $1\frac{1}{8}$ 吋(盖格-弥勒计数管)和 $1\frac{1}{2}$ 吋(闪烁计数器)其中的任何一个可根据需要单独地装在电缆的一端。电缆绞车用手工操作，通常装有110呎屏蔽同心电缆。从电缆到绞车上的联结箱是经过



图10 1505A/B型深孔测井设备

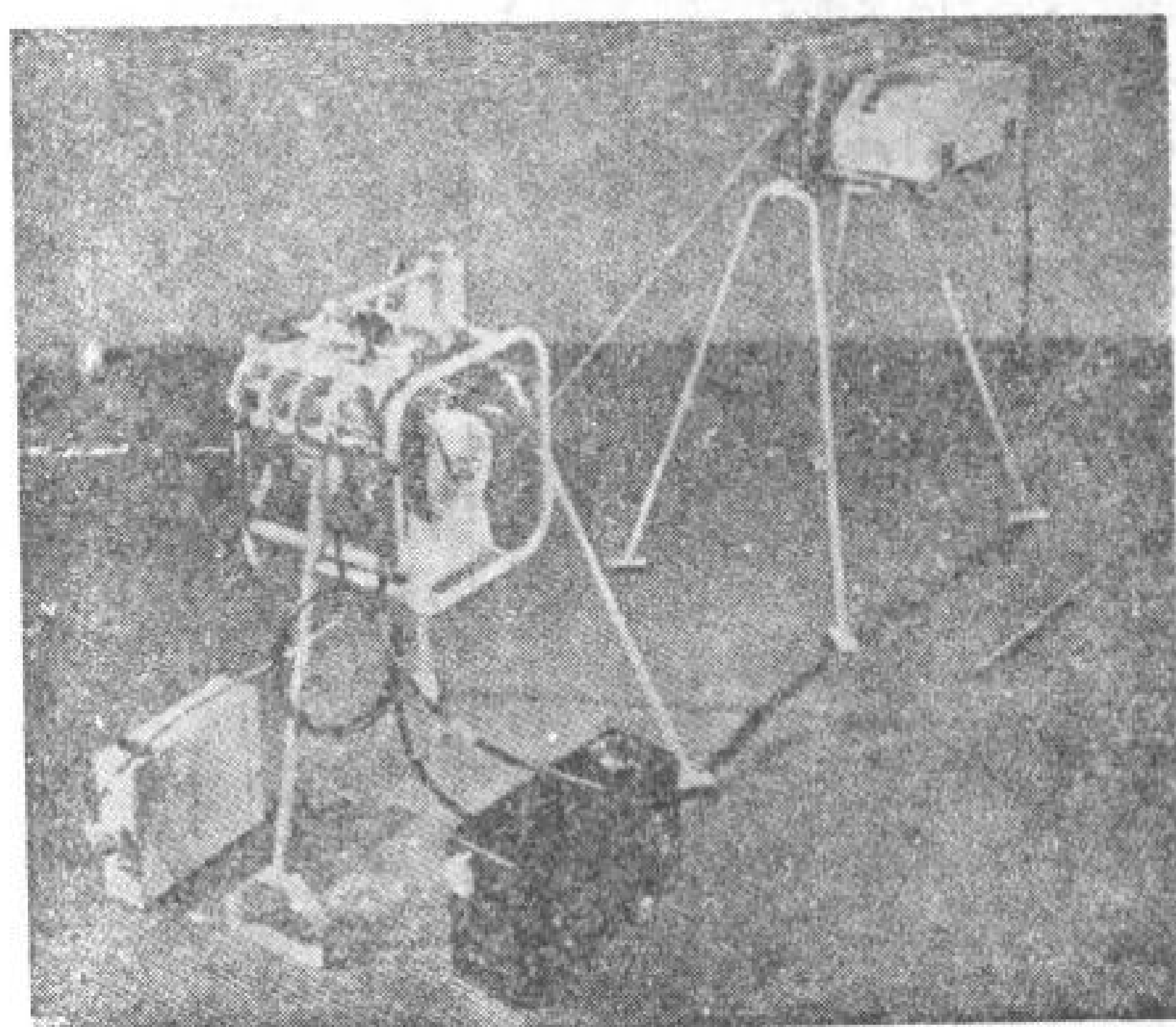


图11 1417A型深孔测井设备

1) 亨得利继电器有限公司。

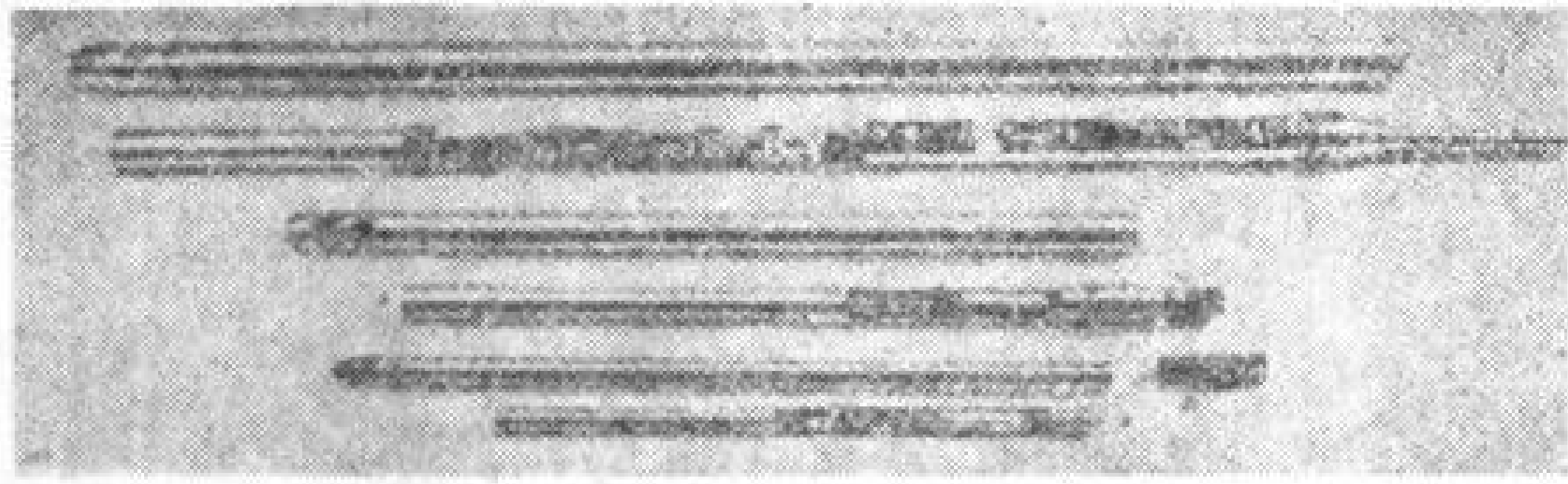


图 12 深孔测井的 γ 探管

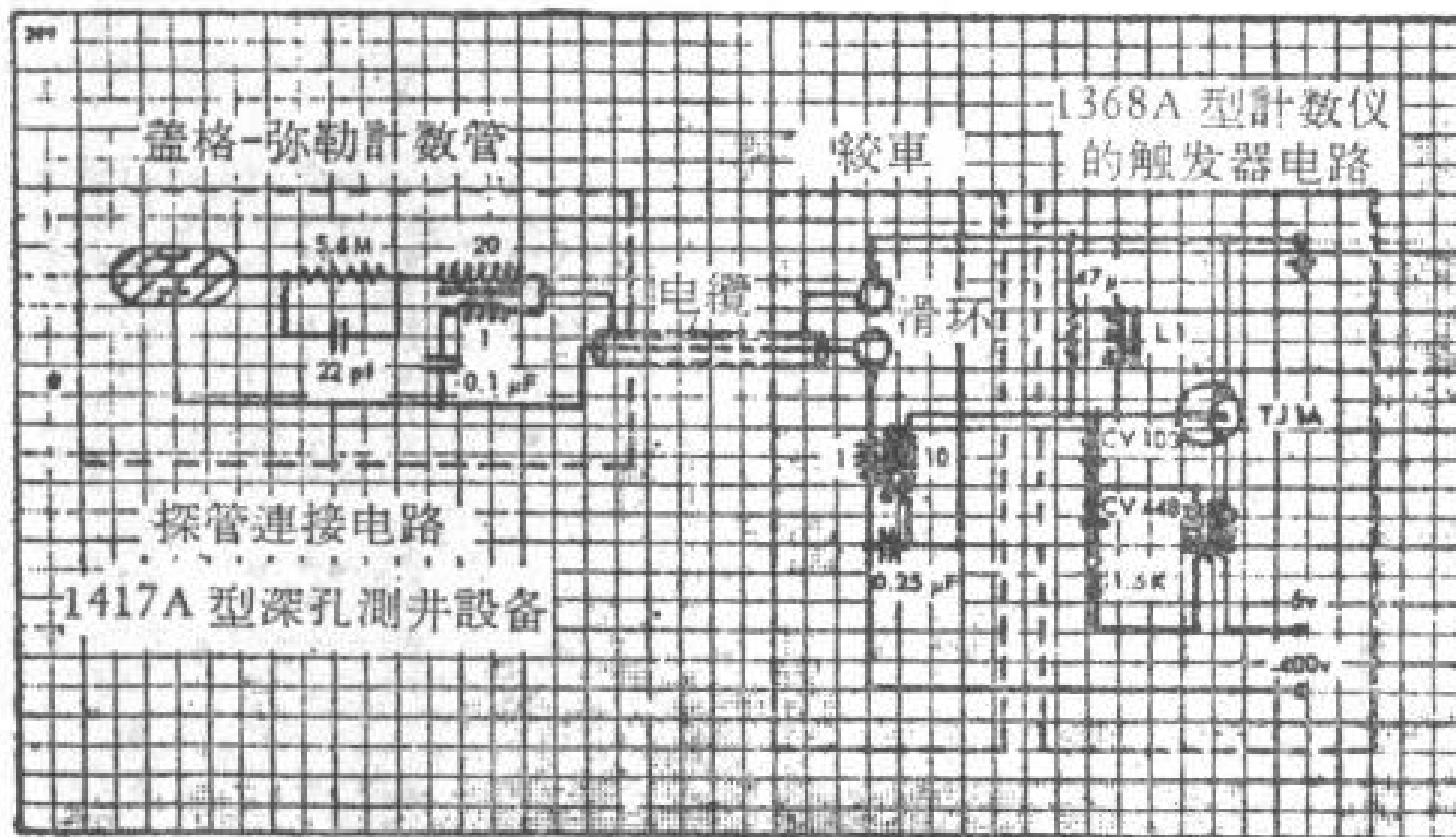


图 13 深孔测井探管线路

滑环联结，滑环的内部则装在绞车上的滚珠轴承上。深度测量器作成分开式并具有快速放松制动装置，以避免电缆经过深度测量器。电缆的通过是用一个精密的转动滚轮来量度的，电缆加于滚轮的是弹性负载。该轮的旋转带动计数器(每一次一呎)或将计数器装在探测器上，并通过连杆机构与其联结，连杆只能向一个方向移动。绞车也装有线速指示计和记录器的遥控开关。绞车的轴承和探测器可以分开，轴承、电缆、探管、备用品和工具装在坚实的木箱中搬运。这样，抬运绞车的二人中的一人搬运探测器和电源箱，另一人搬运箱子和 1368A

型计数器，因而很容易搬运全部设备，设备总重量为 70 磅。

早先出品的三种深孔探管示于图 12，其各种特征列于表 2。将超高电压电源供盖格-

表 2 1417A 型深孔测井探管的规格

低灵敏度探管	高灵敏度探管	闪烁计数器的探管
尺寸		
直径 $19\frac{1}{2} \times \frac{3}{4}$ 吋 50 × 1.9 厘米	直径 $24\frac{1}{2} \times 1\frac{1}{2}$ 吋 63 × 2.86 厘米	直径 $42 \times 1\frac{1}{2}$ 吋 107 × 3.8 厘米
重量 $1\frac{1}{2}$ 磅 (0.57 公斤)	重量 $3\frac{1}{2}$ 磅 (1.4 公斤)	重量 $8\frac{1}{2}$ 磅 (3.75 公斤)
构造		
不銹鋼的外壳 磷酸青銅管帽 压力密封到 3000 磅/吋 ² (210 公斤/厘米 ²)	不銹鋼的外壳 磷酸青銅管帽 压力密封到 3000 磅/吋 ²	不銹鋼的外壳 磷酸青銅管帽 压力密封到 3000 磅/吋 ²
部件		
MG.10.H 盖格計数管 (阴极面积 32 厘米 ²) 装在可拆卸的框架上的脉冲变 压器和片状电容器等	G.24.H 盖格計数管 (阴极面积 116 厘米 ²) 装在可拆卸的框架上的脉冲变 压器和片状电容器等	閃爍計数器 Tl-NaI 晶体直径 $2 \times 1\frac{1}{2}$ 吋 9524B 型 EMI 光电倍增器，晶 体管超高电压发生器和晶体管 扩大器安在可拆卸的框架上
性能		
4π 立体角的近似矿石品位 1368A 测程矿石品位 eU ₃ O ₈		
0—0.050 毫伦琴/小时 0—0.06%	0—0.015%	0—0.0002%
0—0.25 毫伦琴/小时 0—0.3	0—0.08	0—0.0011
0—1.0 毫伦琴/小时 0—1.4	0—0.40	0—0.0055
0—5.0 毫伦琴/小时 0—10.0	0—2.0	0—0.027

弥勒计数管并将反馈脉冲加在计数器触发电路上的基本电路示于图 13。所有这些探管的机械结构都很相似，部件装在不锈钢的外壳中，外壳上装有插孔，电缆穿过插孔与密闭探管恰好吻合，探管能经受 3000 磅/吋² 压力。

图 14 为在同一钻孔中，大直径盖格-弥勒计数管与闪烁计数器的性能的比较。闪烁计数器由于有较低的灵敏度范围和较高的 γ 射线计数效率，它的测定效果要好得多。因此，用盖格-弥勒计数管进行测井（穿过各种品位的矿体）的结果是满意的。而闪烁计数器则用以研究通常与地层变化有关的小的放射性的变化。

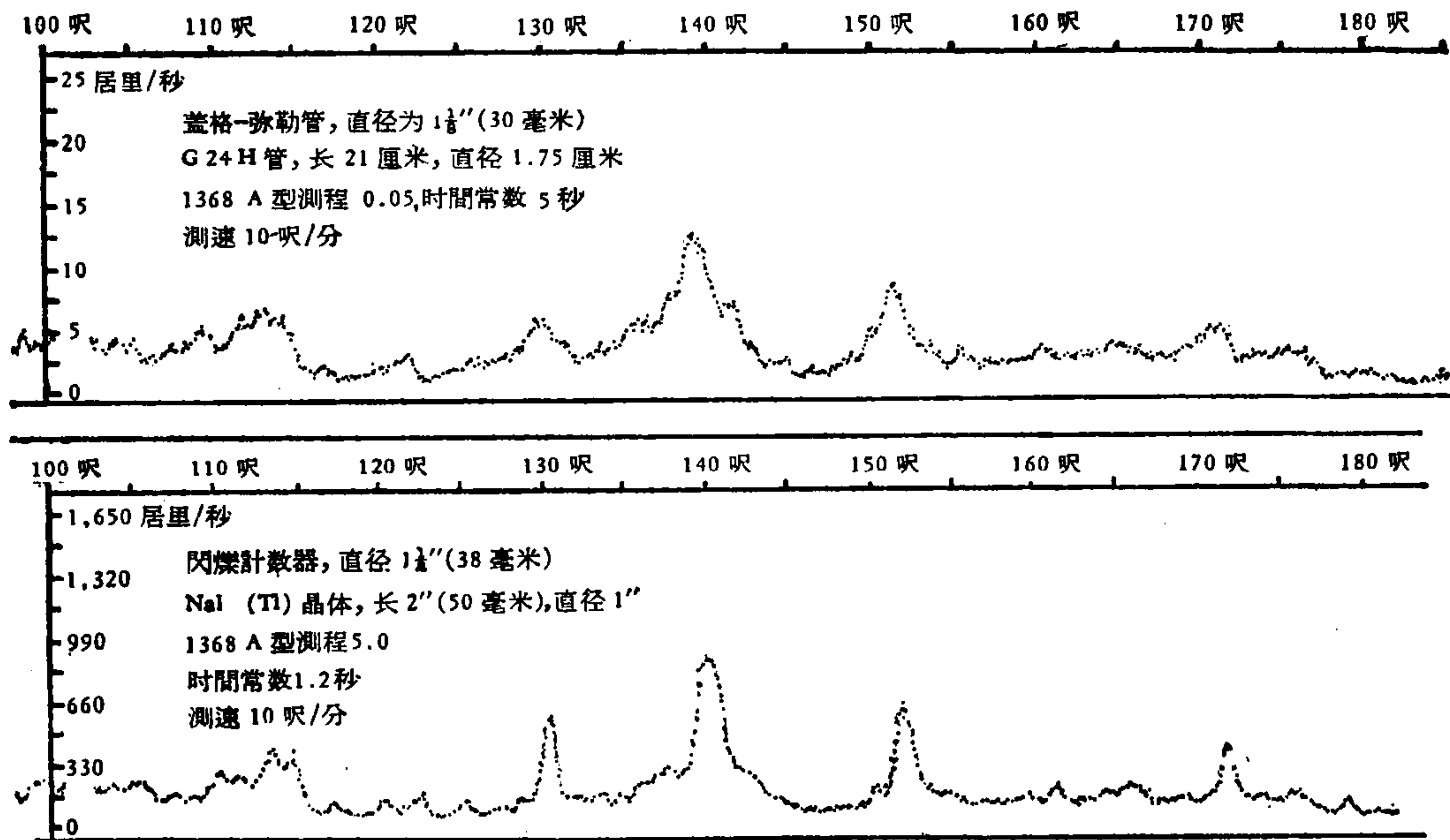


图 14 闪烁计数器和盖格-弥勒计数管

由于改进了高强度的（抗拉强度 900 磅），直径为 1/8 吋的屏蔽同心导电电缆¹⁾，1417A 型的绞车尺寸相对地小了一些。这种高强度电缆现已被用以发展一个装在兰得洛物小车上的 6,000 呎绞车上。

图 15 是一个带有铅屏的 β 计数管的探管，它可直接与 1368A 型计数器联结。仪器的这种组合可以用于采矿的检查工作，即用以圈定放射性出露面积的范围，并以探管的开孔放在工作面上，可以粗略地估价工作面矿石的品位，见表 3。由于探管对 γ 射线的屏蔽作用可达 2π 方向，因此，如接近测量点两壁和顶板处矿石的平均品位是 $a\%$ U_3O_8 ，则可以从计数器读

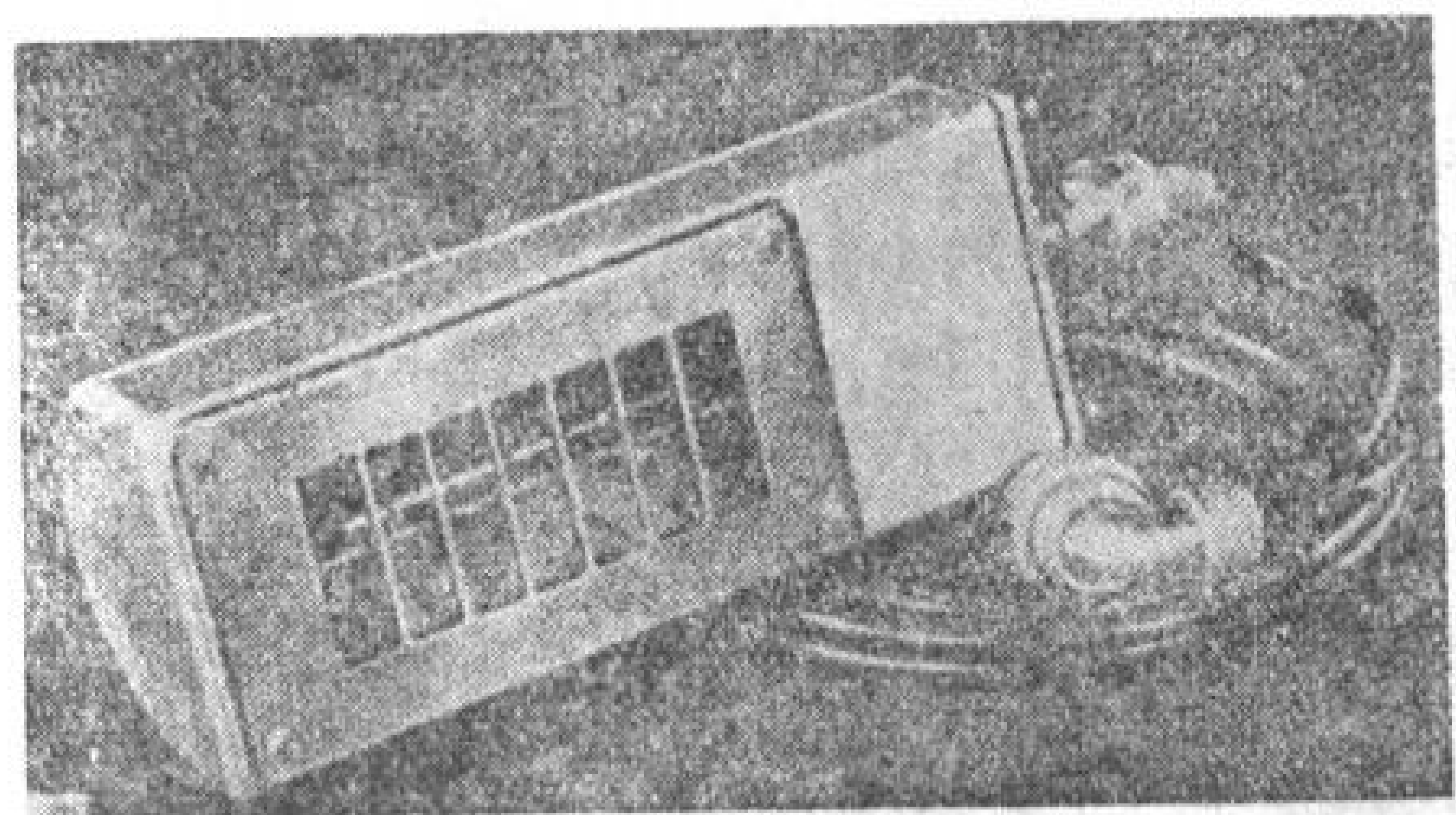


图 15 屏蔽 β 探管

1) 约翰森和菲力普氏有限公司。

数中知其放射源的辐射强度为 $8a \cdot 10^{-2}$ 毫伦琴/小时。开式 β 射线的窗是用金属丝格子盖住,以保护计数管不受损害,并易于清除腔中的污垢而不需拿出计数管。

用 1368A 型计数器作为其主要部分的矿车矿石分级器正在生产。三个相同的探管经过联结箱与计数器操作台直接联结,三个探管安装的位置应与小矿车成一定的几何位置。每个探管有一个 G24H 和一个 G60H 型盖格-弥勒计数管,三个探测器中的任何一个都能接入两个量程(包括很大的矿石品位范围)的电路。

表 3 1569A 型矿石分级仪的近似标定

1368A 型计数器读数	矿石品位 (eU_3O_8)
0.050 毫伦琴/小时	0.12
0.25 毫伦琴/小时	0.60
2.0 毫伦琴/小时	2.4
5.0 毫伦琴/小时	12.0

1413A 型计数器的应用

这类仪器箱与轻型的 1487A 型斯派克 (Spark) 记录器联合用以进行踏勘普查,如为了进一步周密研究而进行的圈定区域的初次普查。由于这类仪器的辅助设备和工具最少,因此其价格能引起业余勘探工作者的兴趣,例如一部标准的私人小汽车,将 1413A 型仪器安在它的后窗架子上,记录器放在座位上或座位与驾驶座之间(如图 16)。记录器的

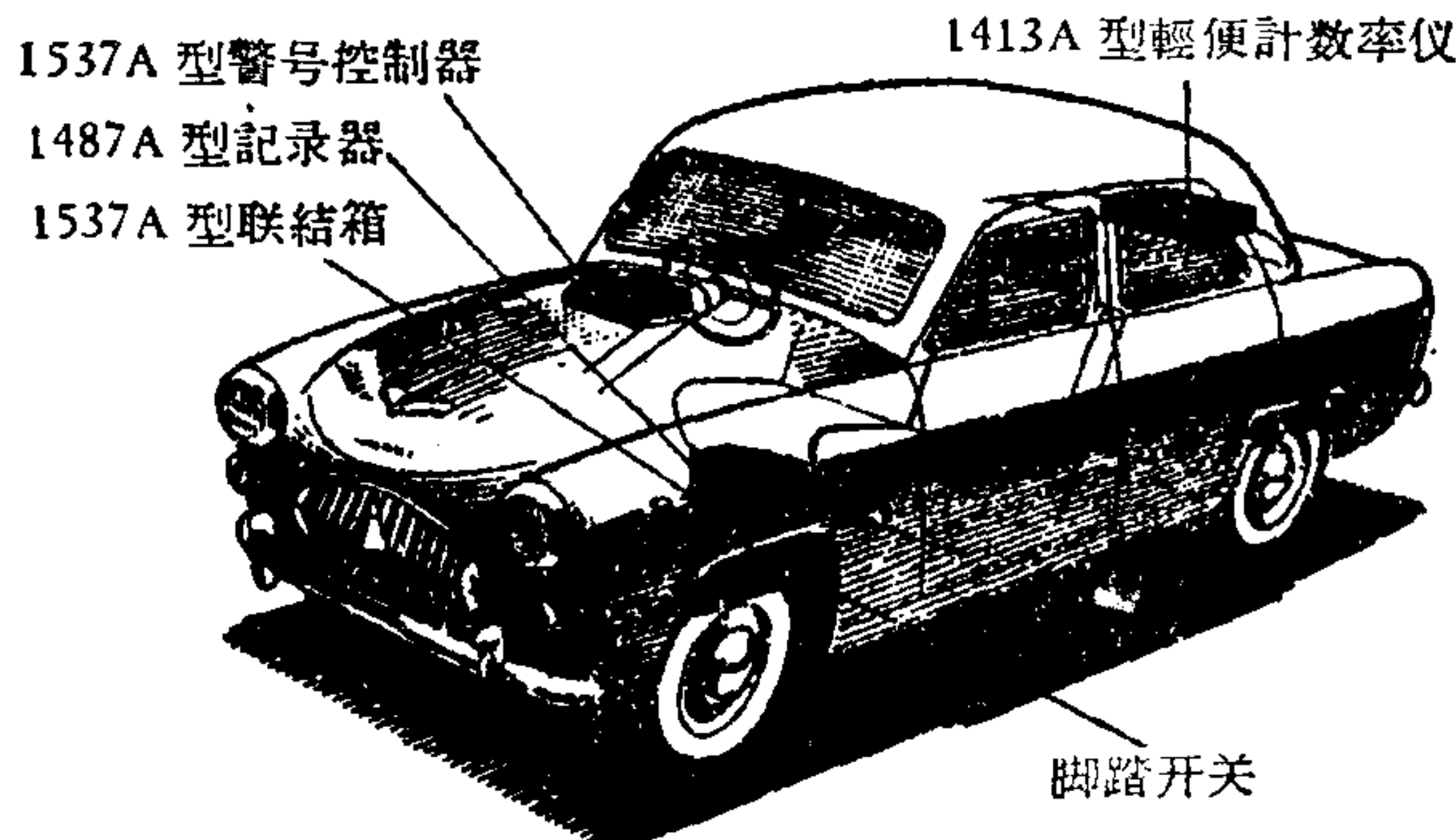


图 16 1537A 型汽车普查设备

电源由汽车电池供给,并按时地记录辐射强度。这种简便的装配能在几分钟内装妥,并能轻易地卸下,当发现高的辐射强度时,便可围绕它的周围进行单独的局部探测。记录器有一个信号控制器和记录装置,信号控制器能预先调节任何偏斜,记录装置是电磁操作的。因此如果用脚踏开关来开动记录装置,则记录器能用作汽车里程计,如果使用非常灵活,里程可用装在记录器上的经改装合适的里程计来计算。此外,当记录器的偏斜过大时,能闪光的小警报器便发响。全套装置能在一小时内很快装成。仪器部件的尺寸相对的较小,因而可用于任何轻型飞机中作为相同的装置。

航测设备

三种类型的总 γ 射线探测器已经在航测工作中得到发展。1531B 型的机械设计和晶体管线路技术是最先进的。该型设备采用了三个检测器,检测器用普通的计数器电路。检查装置与计数器组合在一起,给出四个时间常数(0.5—4.0 秒),三个计数速度(1,000, 2,000, 10,000 次/秒)和选择一、二或三个表盘进行操作。

检测器的表盘都是相同的,都是装有闪烁计数器的密闭干燥的铝箱(图 17)。计数器

由一个直径为 $4\frac{1}{8}$ 吋, 厚 1 吋的鉍激碘化鈉晶体和 9530B 型 EMI 光电倍增管¹⁾、一个单独供电給每个光电倍增管的晶体振蕩超高电压发生器和一个晶体脉冲放大器所組成。用单一的屏蔽同心电纜将每个表盘与检查装置之間的直流电和脉冲相連起来。

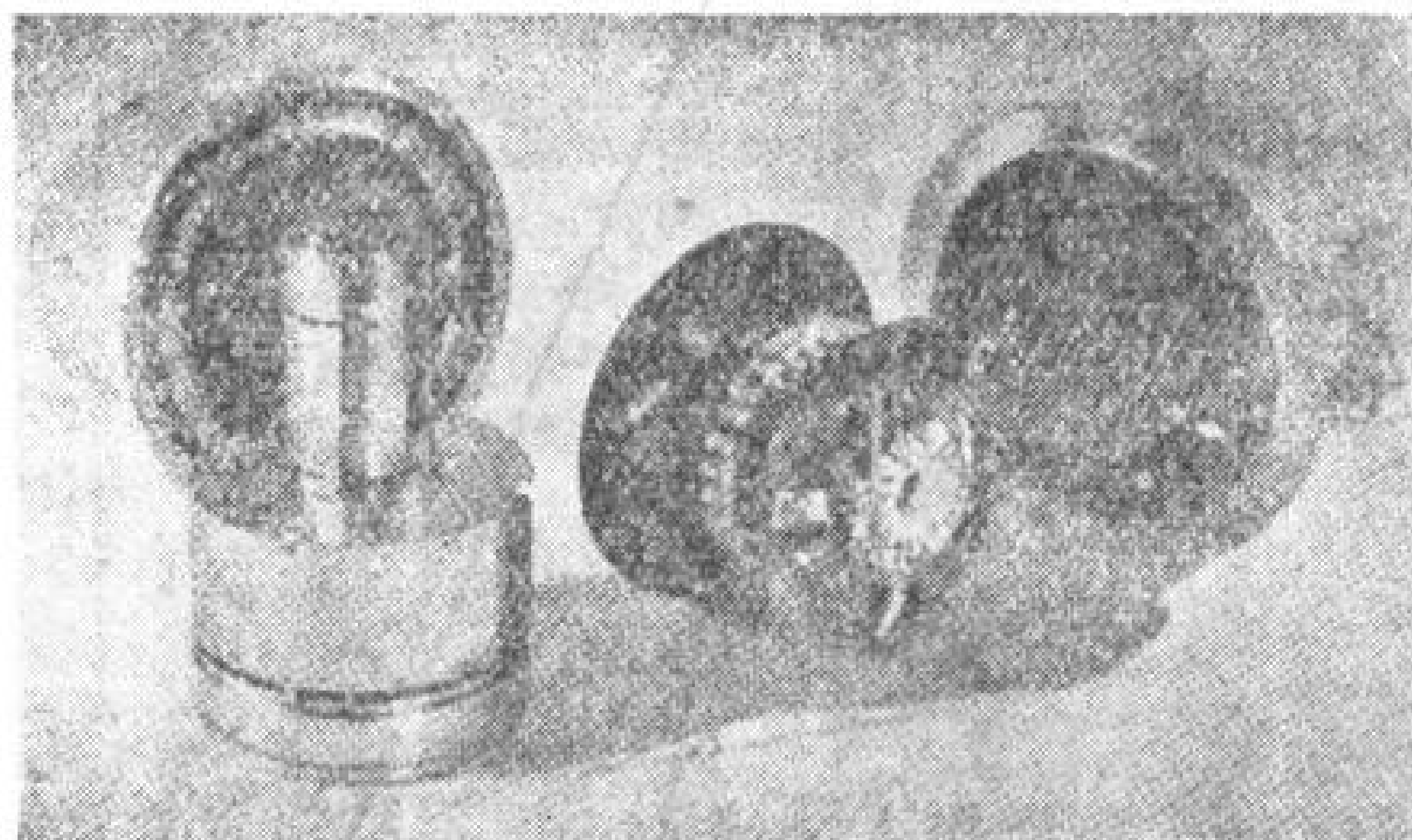


图 17 1531B 型航測設備

此外, 1531B 的设计如同 1368A 和 1413A 一样, 多少受着希望能最有效地利用少量主要零件的原則的影响。与上述的 1531B 型相配合, 可以很简单地改变航測設備的性能, 即灵敏度、測程和讀数速度以及最大限度地适应探测工作类型和工作条件, 例

如在对地面有一定的距离和速度的条件下进行預測或詳測。此外, 装置系統的机械設計将允許检测器之一装到一个在空气动力作用下仍是稳定的滑輪(“鳥”)上, 此滑輪由所属飞机拖曳, 虽然其余部件仍留在飞机中。利用这种設備的技术已經发表^[3,4], 但英国原子能研究所还没有采用。相同的設備用来安装一个距地面探测目标 (Land-Rover) 15 呎以上的、稍加改装过的滑輪。这将測得比现有汽車探测設備較大的地球复盖面, 并用检测器消除路綫上发生的 γ 輻射綫。

到目前为止, 管理局是用一台检测器 (1444A 型) 或三台 γ 检测器 (1531A 型) 进行航測的。其中 1531B 型是最新型号。选择一台或三台检测器的原理在波伊等人^[5] 的論文中曾論述过。

标准輻射源

用英国仪器做的实验, 是为了标定天然鐳的 γ 剂量率。此輻射源产生的 γ 能譜与鉍和鈾矿石的能譜相似, 由于鐳有长半衰期, 适合做标准源。对盖格-弥勒計数管的仪器, γ 射綫的能量在 0.1—2 百万电子伏特之間时, 标定区間应很密, 但对閃爍检测器來說, 使用 γ 射綫能量小于 0.4 百万电子伏特的标准源时, 将产生很大的誤差 (图 18)。

每次普查工作前, 应检查野外計数仪的标定曲綫, 并在每次出发前調整仪器到标准状态。前者对地質学家的专业工作是比较重要的, 而探矿工作者只要注意后者。以此为原則, 两种类型的鐳源——1481A 型标定源 (Calibration Source) 和 1564A 型标准源 (Standardization Source)——都在制造。两者的額定值皆为 5 微居里, 鐳箔呈內蒴状, 放在两个固体薄片間, 薄片四周应永久保持密封性。标定源的強度精确到 $\pm 2\%$, 依照仪器操作范围, 用于标定仪器。标准源是每次用简单办法对計数仪进行讀数时的标准, 它放在仪器箱的固定位置上。其生产成本比最廉价的計数仪还小。其所以如此, 是因为放寬了界限, 即其強度精确度仅达 $\pm 10\%$ 。

适合野外分析的正常矿石分級标准源²⁾ 为瀝青鈾矿或独居石与貧化物質如石英、重晶石或方鉛矿的松散混合物質組成。貧化物質的选择是根据标准密度的范围, 因計数仪

1) EMI 光电倍增管为纵向不聚焦式的。——譯者注

2) 标准浓度 2.65, 5.4 和 7.5 吋, 1% 的 eU_3O_8 当量含量, 浓度 2.65 吋 0.25% 和 0.1% 的 eU_3O_8 当量含量。

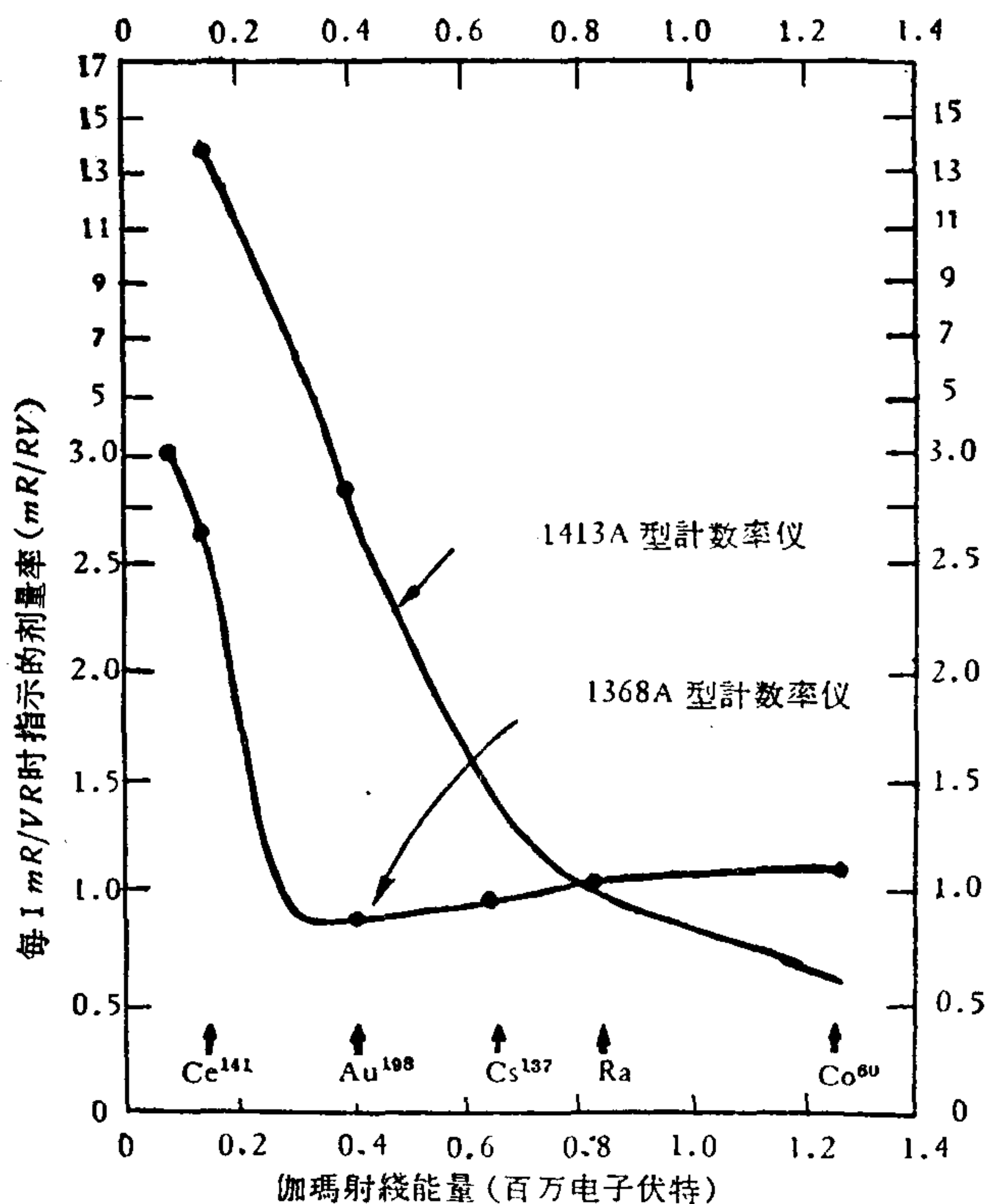


图 18 1368A, 1413A 型計数仪的 γ 射綫能量的关系

的讀数取决于样品盘的重量, 同样也取决于放射性物质重量的百分比。

德丁登 (Teddington) 化学研究实验室^[6]的最新实验表明: 只要能用細粉末矿石作填料制成固体标准源, 并使装填因素、机械坚固性、輻射的均匀性和密度范围得到必要的配合。就能代替需具有一定样品盘形状的粉末标准源。固体标准源比粉末标准源具有下列的优点:

1. 运搬时方便且清洁。
2. 标准源是一整块, 在样品盘中体积不会发生变化。
3. 預先配制后, 不可能发生因重力作用而分离。
4. 不大吸收水分。
5. 可以消除样品盘壁厚变化对分析結果的影响。
6. 不会由于灰尘和粉末危害健康。
7. 氦气随矿石晶粒間的固体物质而析出的可能性相当小。
8. 被其他粉末混淆的可能性不大。
9. 連續工作的可靠性可以信賴, 因为不可能意外地貧化。
10. 运输损坏的危险性小。

所用的塑模材料, 必須有良好的模型特性、机械坚固性、不吸水性并能和所用的填料塑成模且填料无任何下陷情况, 塑模后表面上也沒有碎屑。三种不同类型的可塑性物质, 如受热后变硬的酚树脂、热塑和冷凝的多酯树脂都已研究过。酚热塑料在坚固的、精細加工的鋼模中塑模时需要加热和加压。然而冷凝塑料乃是粘性流体, 它可在廉价的“广告传

单”模型中塑模。冷凝塑料由于做成完全均匀的塑料混合物有困难以及其他因素,没有被采用。热塑多酯树脂不是一种令人满意的材料,因为所检验的样品中含有少量弹性和韧性分子,而这些分子在研磨时容易先和瀝青鈾矿混合,且在压型器中由于热和压力的作用而熔解,使瀝青鈾矿分子密度变小。相反的,酚脂由粗粉末組成,它能磨碎成細粉并和瀝青鈾矿均匀混合。塑模物质与重晶石或方鉛矿的混合物为 1:1 体积/体积其机械性坚固。当充填物为方鉛矿时,比重高达 3.6—3.7 克/毫升。酚脂因而满足了上述要求,而环形标准源可由比重为 1.4 的、当量含量为 0.5% 的 U_3O_8 来制成(见图 7)。

本 文 摘 要

本文仅限于評述几种仪器的发展情况。这些仪器是原子能研究所电子学部和地質測量局所属原子能部或紧密地与上述部門合作的制造厂制造的。其产品符合英国原子能管理局提出的要求。有些仪器的制造証实了有利可图。这些采用广泛的仪器就是本文所涉及的几种型号。另外的一些仪器,应用沒有这样广泛,主要是由于它們的用途特殊,因此需要量有限,这些仪器在英国原子能管理局外应用不广。所有这些仪器的样品在日内瓦會議期間都曾展覽过。

現在不打算涉及英国地質实用制造厂出品的輻射仪領域中的全部仪器。

(譯自 Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy. vol. 3.)

参 考 文 献

- [1] Bisby, H., Franklin, E. and Taylor, D., Instrumental Developments in the Prospecting, Mining and Chemical Processing of Nuclear Materials, Proceedings of the International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva 1955, P/763, Vol. 6, p. 704, United Nations, New York (1956).
- [2] Franklin, E. and James, J. B., Proc. Inst. Elec. Engrs., Pt. B. Vol. 103 (1956).
- [3] Frank, E. J., Brit. J., Inst. Radio Engrs., p. 643 (November 1956).
- [4] Parkinson, W. D., Record No. 109, Bur. Min. Resources Australia (1956).
- [5] Bowie, S. H. V., Williams, D., Pickup, J. and Miller, J. M., Airborne Radiometric Survey of Cornwall, P/43, Vol. 2, these Proceedings.
- [6] Audrie, B. N. and Barnes, R. K., Private communication (1958).

几种利用无綫电分析岩样和探測放射性矿物的仪器的試制*

A. S. 巴特那茹**

为了迅速分析大量的岩芯,試制了一种岩芯分析器;这种分析器能自动进行全部分析工作,并把岩芯样的 U_3O_8 当量自动記錄在图紙上。大約每天能分析 100 呎的岩芯。一个轉动的圓盘上装岩样握,握中装岩芯。岩芯陆續自动放在盖格-弥勒計数管装置中的位置上。每当岩样到达适当位置,計数电路即开始工作,并在預定的時間終了时,自动切断电路。計算的計数結果通过一个計算机,将活动性直接記成 U_3O_8 。当下一岩样进入适当位置时,計数电路自动复原,准备重新計数。

試制了一种仪器,能自动描出盖格-弥勒計数管的“坏”特性曲綫。1 分钟內就能得到一条相当詳細的曲綫。

根据鈾和鈷的 γ 射綫最大能量的差別,曾尝试过在航空測量中区别它們。所用仪器是一閃光探測器,其中光电倍加管的輸出通过一个綫性放大器,饋入两条通道:一条接受探測器所記錄的所有 γ 射綫所产生的脉冲,而另一条則仅記錄鈷系高能 γ 射綫所产生的脉冲。同时記錄两条通道的輸出,比較两张描图以分辨鈷所产生的异常。

自动岩芯分析器

本仪器是利用測定 γ 活动性来确定岩芯鈾含量当量的快速放射性分析器。分析器主要包括一个換样机构,一个計时器,一个盖格-弥勒計数管,一个标尺,一个計算机和一个描图仪。

要分析的岩样先称好重量,并放入岩样握內,岩样握插在換样器的上面圓盘的底座內。每一岩样的重量在标尺盘上校准,每一底座上都有标尺盘。岩样需要計数的時間事先計算好并在計时器上定好。当机器合閘后,其余工作就自动进行,不用照管了。

一当岩样进入盖格-弥勒計数管装置并停止在固定位置时,計数电路接通。計数进行,直到預定時間告終为止。計数結果以 8 的倍数計,送入計算机,将其变为 U_3O_8 的百分数,其結果最后記錄在图紙上。当此岩样离开而另一岩样进入計数位置时,計数电路恢复到零。上述循环自动重复,装在仪器里的岩样逐个受分析。分析过的岩样換上新岩样,且无須中断工作。分析器每次可装 10 个岩样,每个是 $1\frac{1}{8}$ 吋直径(BX 尺寸)和 6 吋长。

換 样 器

图 1 是換样器的示意图,包括附属的拖动装置。图中还表示盖格-弥勒計数管 G、鉛

* Development of Some Instrumental Devices for Radio Assay of Core Samples and Prospecting for Radioactive Minerals (第 3 卷,第 1667 号报告,印度)。

** A. S. Bhatnagar (研究工作是由印度原子能研究所原子矿物实验室进行的)。

屏蔽 L 、計时器 T 和各种凸块和开关。換样器和其他操作所需的动力是由一个連續運轉的电动机 M ，通过一个由电磁铁 E 操縱的离合器 C 取得。圓盘 D 上装岩样握的底座 A 。岩样握停放在固定圓盘 F 上，圓盘 F 在 H 处有一个圓孔和导向管，导向管用来往盖格-弥勒計数管計数装置装岩样。圓盘 D 通过一个特殊构造的齿輪 J 与軸 S 耦合，并断續地轉动，經過 0.1 轉轉动 1 次。这样使各底座依次与导向管对准。在图中所示位置，岩样握停在冲棒 P 的上方，借冲棒的向上运动将岩样握推出盖格-弥勒計数管装置，冲棒是用偏心輪 K 通过槓杆机构带动。

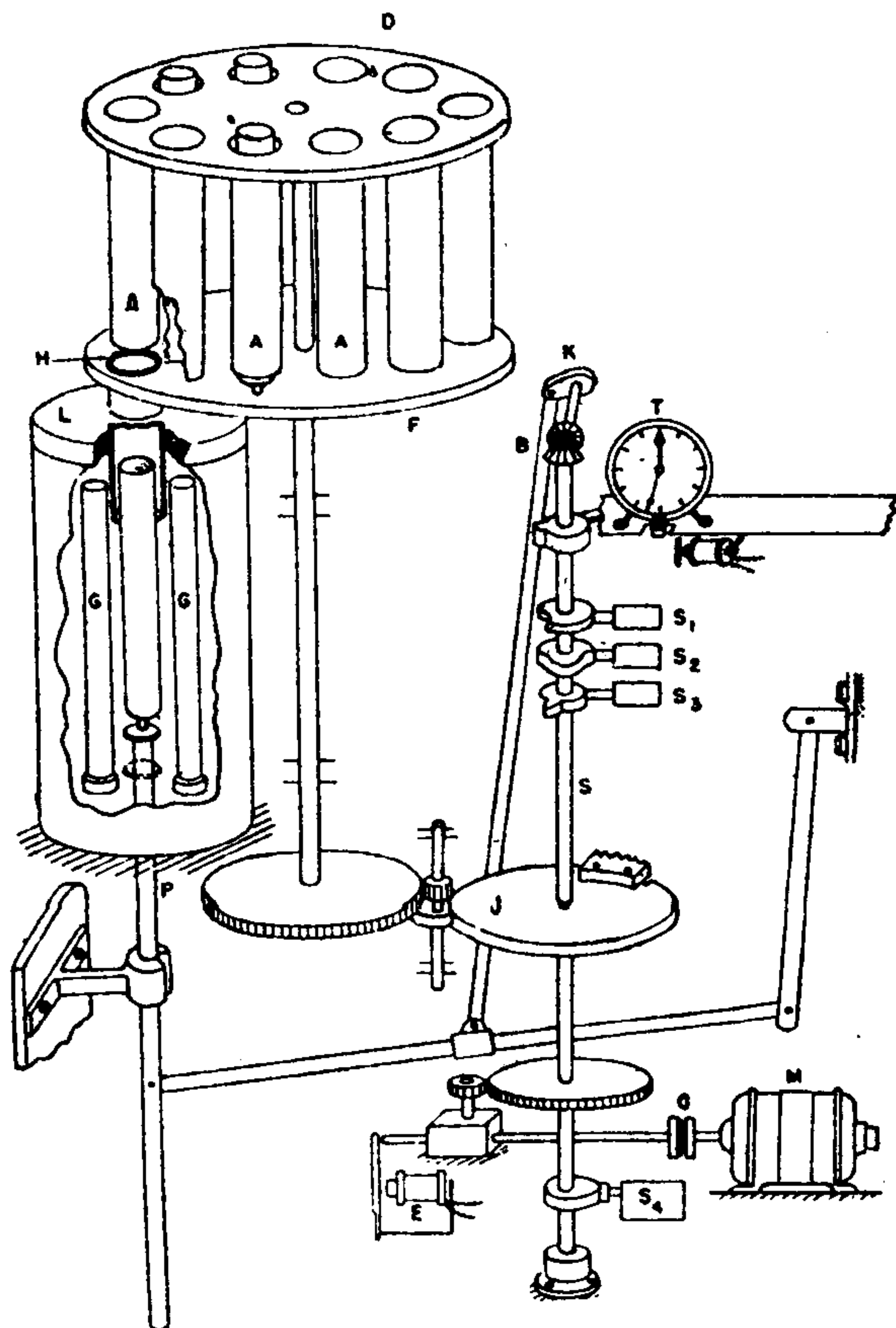


图 1 換样器 (見本文說明)

为了了解換样器的工作，讓我們从一个岩样計数剛巧完毕时开始。离合器 C 啮合，使軸 S 旋轉。当岩样在分析时，冲棒 P 是在最低位置，开始向上运动并将岩样推向底座（与导管对准）。一当岩样离开圓盘 F ，圓盘 D 就开始旋轉，并带走岩样。下一块岩样同时移动并走到冲棒上面，在这时恰巧移动到比圓盘 F 稍低之处。然后冲棒向下运动，让下一岩样落入盖格-弥勒計数管装置，并让它停止在測試位置上。当換样进行时， S 軸上所装凸块操縱开关 S_1 、 S_2 、 S_3 及 S_4 ，于一运动周期的适当时期各个地控制离合器、計算机和計算电路。

采用离合器，而不直接由电动机拖动，是为了避免在計算电路中記錄由于电动机接通或切断所引起的錯誤脉冲。电动机的慣性力矩将使机构不能准确地停止在期望的地点。

計 算 机

盖格-弥勒计数管发出的脉冲被饋入一般的 512 刻度,而刻度又与计算机耦合。计算机按下列公式计算 U_3O_8 当量百分数 P :

$$P = (N - B)K/W \quad (1)$$

式中 N 为在预定时间内的计算总数, B 是同时时间内的本底计数, W 是岩样的重量, K 为与实验装置有关的常数。

图 2a 为计算机的线路图,而图 2b 为用以说明基本原理的简化线路图。 RV_B 和 RV_N 为电位器,调整到使输出电压 E_1 及 E_2 如下式所示:

$E_1 = kB$, 而 $E_2 = kN$ 。通过电流表 A 的电流 I 为 $k(N - B)/RV_W$, 如果 RV_W 与 W 成正比, 电流可表示如下:

$$I = (N - B)K'/W \quad (2)$$

比较方程式(1)及(2)证明: $P = IK/K$, 或 $P \propto I$ 。

电位器 RV_B 和电阻 RV_W 是人工调定的, 而 RV_N 是由计数电路操作。电阻 RV_N 用

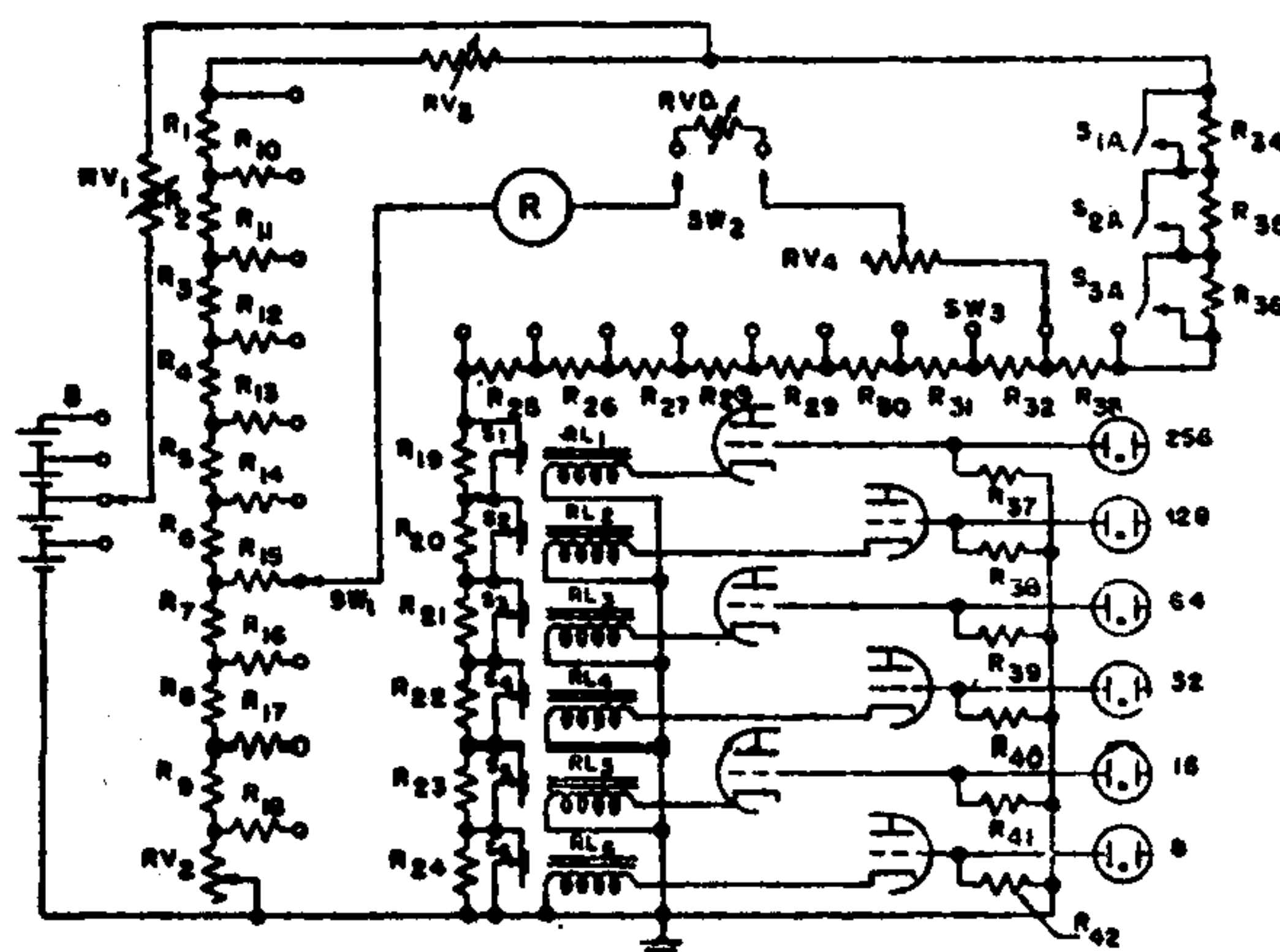


图 2a 计算机电路

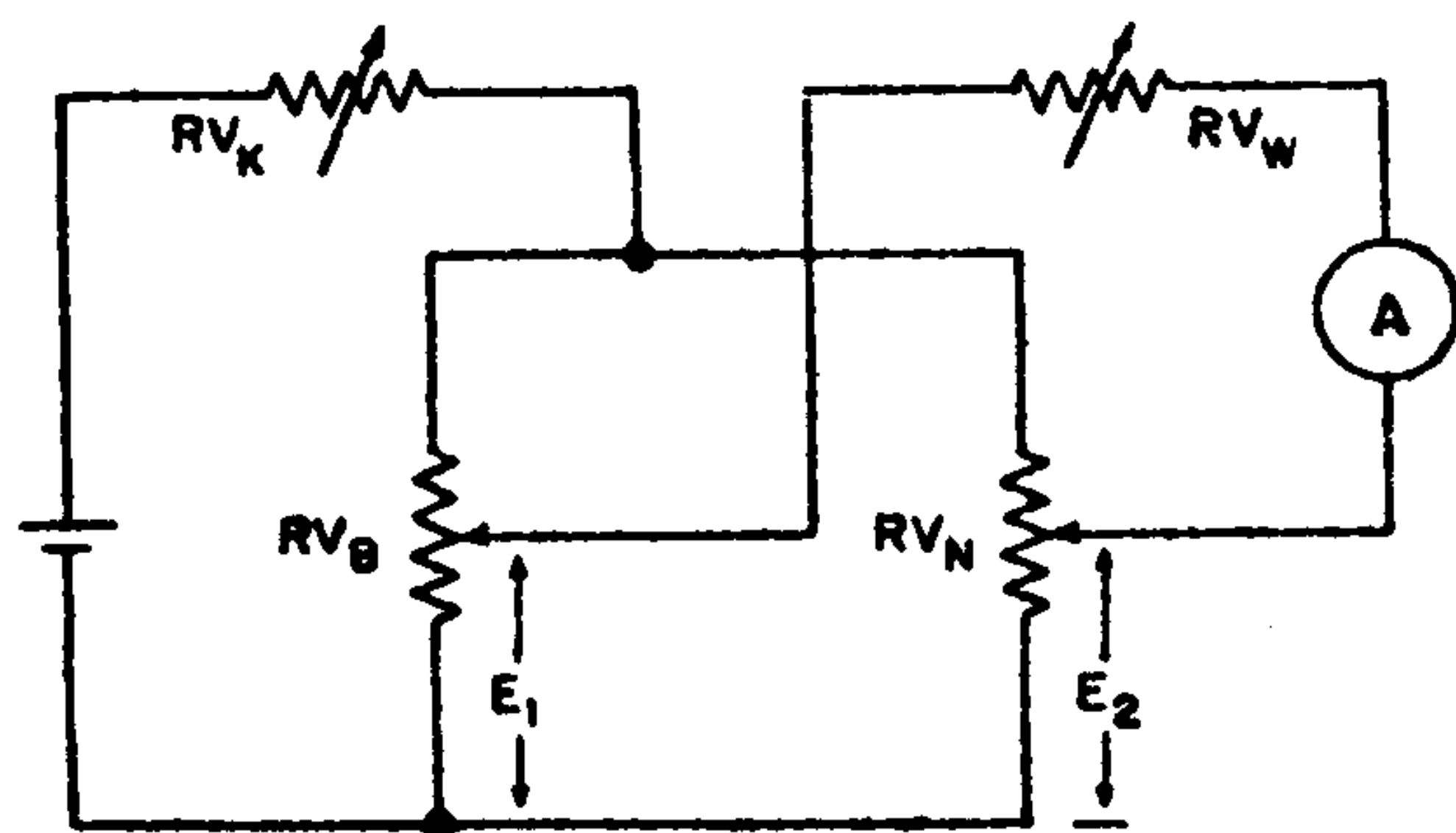


图 2b 计算机简化线路图

于校正计算机,并按标准岩样来调整。计算机现在可以用来计算任何岩样的百分数,如果岩样的重量和岩样的计数数目送到计算机。重量由圆盘(上面说过)中的刻度传到计算机,计数须经过一系列的继电器进行。在实际中, RV_B 、 RV_N 和 RV_W 的效用是如此选择的,使与最小重量 W 相对应的 RV_W 大大地大于 RV_B 或 RV_N 。这样减低了计量电路的负荷效应,并允许 E_1 及 E_2 与电位器 RV_B 和 RV_N 下边的电阻成比例。

在实际的计算机内(图 2a), 电位器 RV_N 是由电阻链 $R_1 \sim R_9$ 、 RV_2 及 RV_3 组成。电阻 $R_1 \sim R_9$ 的值是相等的, 并与 100 次计数级相对应。 RV_2 是校正成 0 ~ 100 次计数, 这样能得到在 0 ~ 1000 次计数间的 B 的任何调整位置。利用 R_{10} 至 R_{16} 保证输出阻抗恒定, 与开关 SW_1 的位置无关。

电阻 R_{19} 至 R_{36} 构成电位器 RV_N , 其中 R_{25} 至 R_{23} 完全相等, 而 $R_{34} = R_{19}$, $R_{35} = R_{20}$, $R_{36} = R_{21}$ 。电阻 R_{19} 至 R_{24} 有下列关系:

$$R_{24} = \frac{1}{2} R_{23} = \frac{1}{4} R_{22} = \frac{1}{8} R_{21} = \frac{1}{16} R_{20} = \frac{1}{32} R_{19} = \frac{1}{64} R_{250}$$

SW_3 是一个步进开关,每512次脉冲移动一步,而在对另一岩样开始计数以前,重新回到零。 RL_1 至 RL_6 为继电器,由图2所示“补插”氖灯回路控制。当电阻 R_{19} 、 R_{20} 和 R_{21} 由于双接点继电器 RL_1 、 RL_2 和 RL_3 动作而接入电阻链时,电阻 R_{34} 、 R_{35} 和 R_{36} 被短路,这样保持电阻链 R_{19} 至 R_{36} 的总电阻不变。

绘图记录仪 R 的内阻与 RV_D 、 RV_4 串联,而电阻链 R_1 至 R_9 的输出电阻构成 RV_w 。电阻 R_{19} 至 R_{36} 的数值与 RV_w 相比是非常小的,因此这个电路的输出电阻是可以忽略的。 RV_D 代表10个可变电阻之一,由装在换样器圆盘上的刻度盘,按照每一岩样的重量而调整。

自动盖格-弥勒计数管“坏”特性记录仪

本仪器在记录图纸上绘出盖格-弥勒计数管的“坏”特性曲线。一个直线上升的高压加到盖格-弥勒计数管,而将计数速度记录在绘图纸上(0至1毫安),其时间坐标用伏特表示。当盖格-弥勒计数管开始连续放电时,安全电路工作,使盖格-弥勒计数管上的电压降低到安全值。

伐泽(Vaze)^[1]曾叙述过一个叫做“坏”仪的电子仪器,用于在示波器上迅速描出盖格-弥勒计数管的“坏”特性。斯特雷(Strait)及凯内迪(Kennedy)^[2]叙述过一个自动盖格-弥勒计数管试验器,其中有两个高压扫描范围,一个由700到1000伏,而另一个由900到1500伏。在现在的仪器中,加到盖格-弥勒计数管的高压可以由400到1200伏间任意一个数值开始,继续增加到2000伏,扫描能在初始电压以上800伏的范围内保持线性。

仪器的电路示于图3。三条由三个盖格-弥勒计数管(能源放在它们近傍)得到的曲线示于图4。第一条曲线是由具有相当好的“坏”特性的盖格-弥勒计数管得到的,第二个

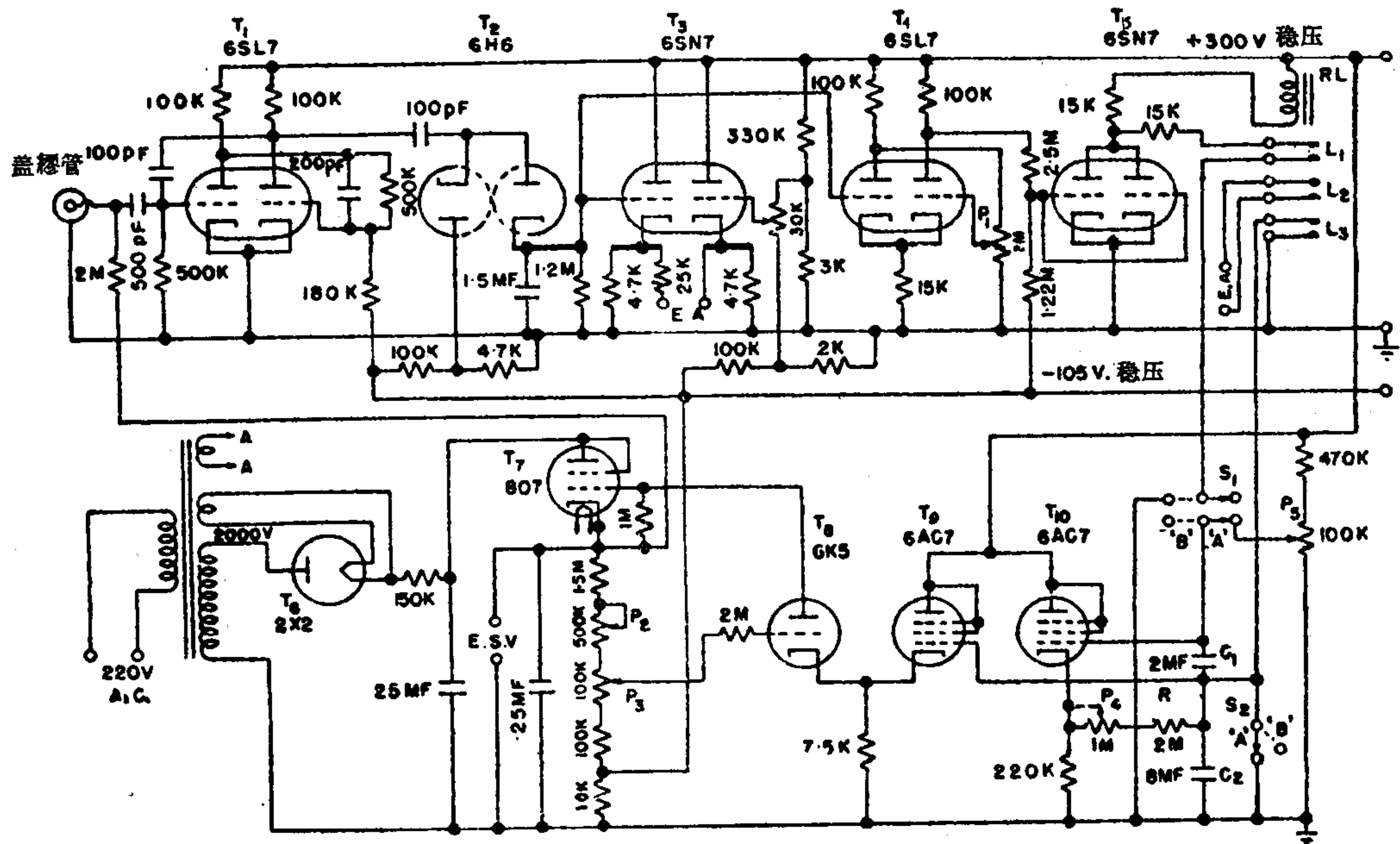


图3 盖格-弥勒计数管特性描繪仪电路

由一个具有短“坪”高斜度的盖格-弥勒计数管得到,第三个则由“坪”特性很微或没有“坪”特性的盖格-弥勒计数管得到。

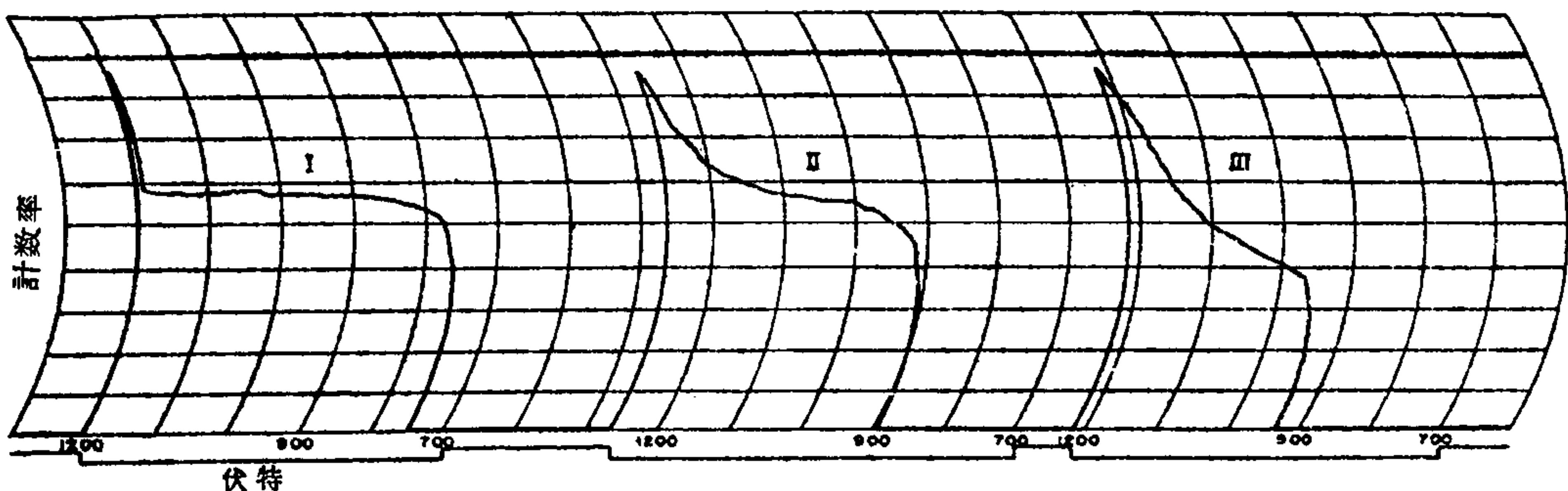


图 4 由盖格-弥勒计数管得到的曲线

锯齿式高压产生如下:当开关 S_1 和 S_2 (图 3), 原来在位置 A 的, 合到位置 B 时, 锯齿式电压开始在电容器 C_2 两端产生, 并由于阴极跟随器 T_{10} 的反馈作用而线性化, 如同在通常的“摹拟”电路中一样。扫描的线性随充电电压 E_0 的增加而增加, 如下式所示:

$$E_c = \frac{E_0}{1 - G} \left[1 - \exp \frac{-t(1 - G)}{RC} \right]$$

式中 E_c = 电容器 C_2 两端的瞬时电压;

G = 阴极跟随器 T_{10} 的增益;

R = 充电电阻, $P_4 + R$;

C = 电容器 C_2 的电容。

E_0 可由增加 T_{10} 的阴极电压, 并借助于一个充电的具有大电容和低漏泄电流的电容器 C_1 而增加。这个电容器的作用与一个浮接电源相同, 工作可靠。虽然增加 E_0 改善了扫描的线性, 较高的 E_0 需要较高的 CR 值(对一个已知扫描速度来说), 因之必须在两者之间求其折衷。其实, 在电路的这一部分留下一定量的非线性, 来补偿后面各级必然有的反方向的很小的非线性, 这样最后的输出就是线性的。

低压锯齿经过阴极跟随器 T_9 加到 T_8 的阴极, T_8 构成被调节的高压电源的并联电子管。其结果, 一个高压扫描就出现在电子管 T_7 的阴极上。稳压电路的环路增益保持于低值, 使扫描速度的变化为最小; 这种变化是由于初始高压整定值不同, 因而反馈因数有变化而产生的。这种低的环路增益保证在电源和负荷变化条件下, 高压的变动率合适。在高输出电压值时, 电子管 T_7 和 T_8 是在高互导区域工作, 所以增益特性对线性的偏差更可观了。这种非线性用上述方法补偿。

粗调和细调控制 P_2 及 P_3 用来调整初始高压扫描值于 400 至 1200 伏间的任何值。电压可由装在仪器盘面的静电电压表读出。扫描速度可用 P_4 调节, 正常时调节到 200 伏/分, 因此当图纸速度为 1.5 吋/分时, 记录图上每一大格 (0.75 吋) 相当于 100 伏, 这样可相当详细地表示计数速度与电压的关系曲线。

盖格-弥勒计数管产生的脉冲输入一般二极管式 (管 T_1 、 T_2 及 T_3) 计数速度计中, 计数速度不断记录成曲线。计数速度计的积分电路的直流电压输入电子管 T_4 的左边栅极, T_4 作为施密特 (Schmitt) 电路而工作, 其触发水平用电位计 P_1 来调节。当电路被触发时, 右边屏极上电压从 120 伏突升至 300 伏, 使正常具有截止负偏压的电子管 T_5 导电。这使

有三对接点的继电器 RL 动作。其结果, 扫描电容器 C_2 通过 L_3 接点而对地短路, 促使高压降至初始值, 因而避免盖格-弥勒计数管损坏; 绘图记录仪的端子通过接点 L_2 而短路; 接点 L_2 则保持继电器于动作状态。

继电器可将开关 S_1 推到位置 A 而使其释放。当开关 S_2 也推到位置 A 时, 可使扫描重新开始, 然后将 S_1 及 S_2 推到位置 B 。

在航空测量中区别铀与钍的方法

可以用 γ 射线能量光谱来区别钍和铀, 光谱可利用脉冲高度分析器来研究。将航测中得到的钍或铀矿藏所引起的异常加以分类, 特别是有希望的异常, 省去了在地面上探矿的必要性。我们发现不必要研究钍和铀系的全部 γ -射线光谱, 两个系的 γ -射线的最大能量的差别可以用来区别它们。同时也不需要知道这些系的整个 γ 能量光谱, 因为两个系的最大值可以用实验方法确定, 并以鉴别器的偏压值表示, 在这些偏压值下, 铀及钍的 γ 射线完全截止。

图 5 表示在增加鉴别器上负偏压后的钍和铀计数曲线。选择样品时应使得它们的 γ 强度相等, 而鉴别器上负偏压为 1 伏, 两个样品的计数相同。对每一负偏压整定值也要作出独立的底数曲线, 并从 γ 计数曲线中减去相应的底数曲线。图

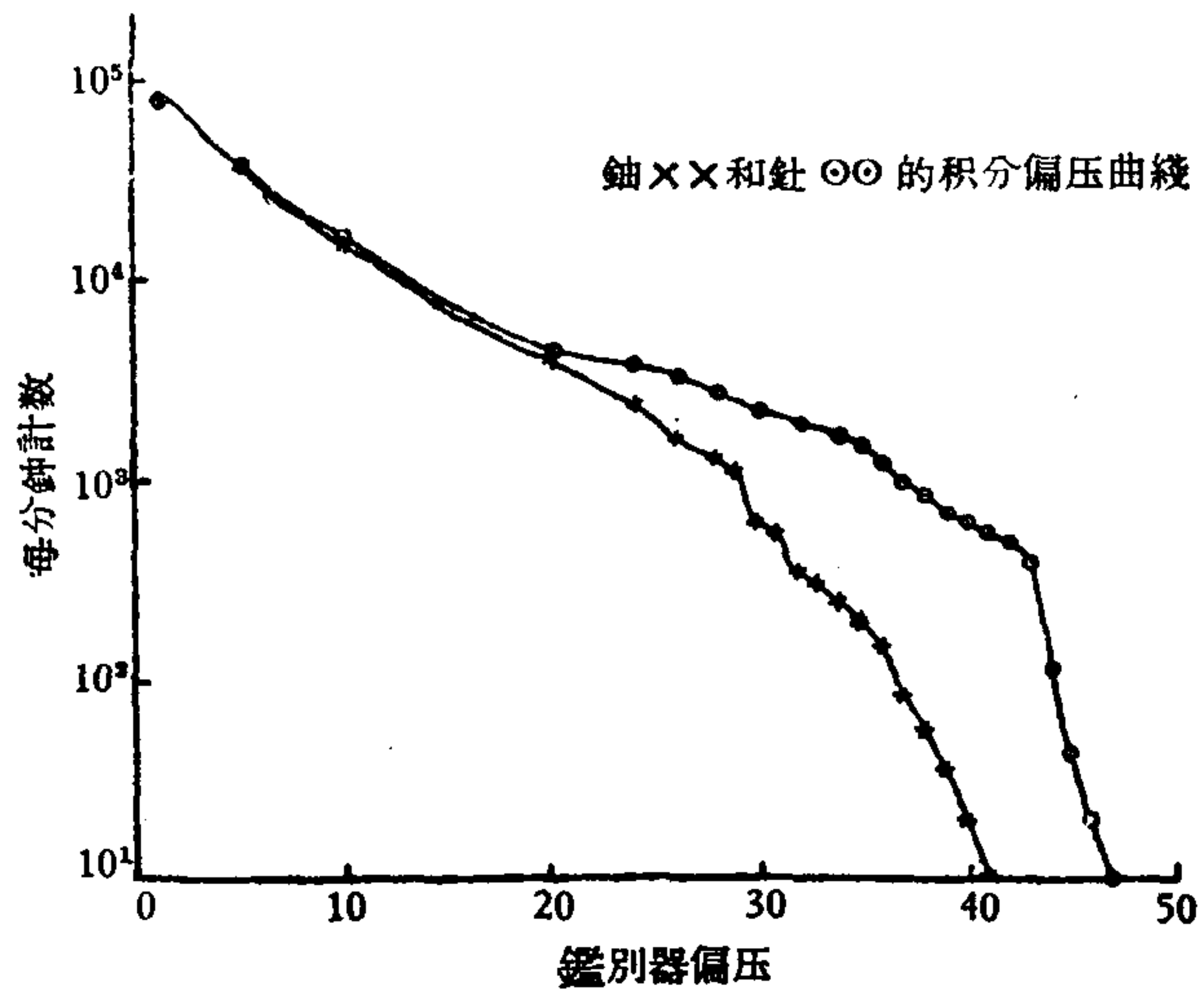


图 5 增加鉴别器上负偏压后的钍和铀计数曲线

中表示减去底数计数后的 γ 计数曲线。在 42 伏时, 所有铀 γ 脉冲实际上被截止了, 而钍 γ 脉冲继续存在, 直到负偏压达到 48 伏为止。所以当鉴别器上负偏压为 42 伏时, 在减去底数曲线后, 接受的唯一计数曲线是钍 γ 计数曲线。

探头是由 $4 \times 1\frac{1}{2}$ 吋 NaI (Tl) 晶体和一个 6262 型 E. M. I. 光电倍增管组成。探测器产生的脉冲通过线性放大器然后送入两个计数电路, 一个计数电路计算所有在 1 伏以上的脉冲, 而另一个则接收幅值在 42 与 48 伏之间的脉冲 (仅钍系

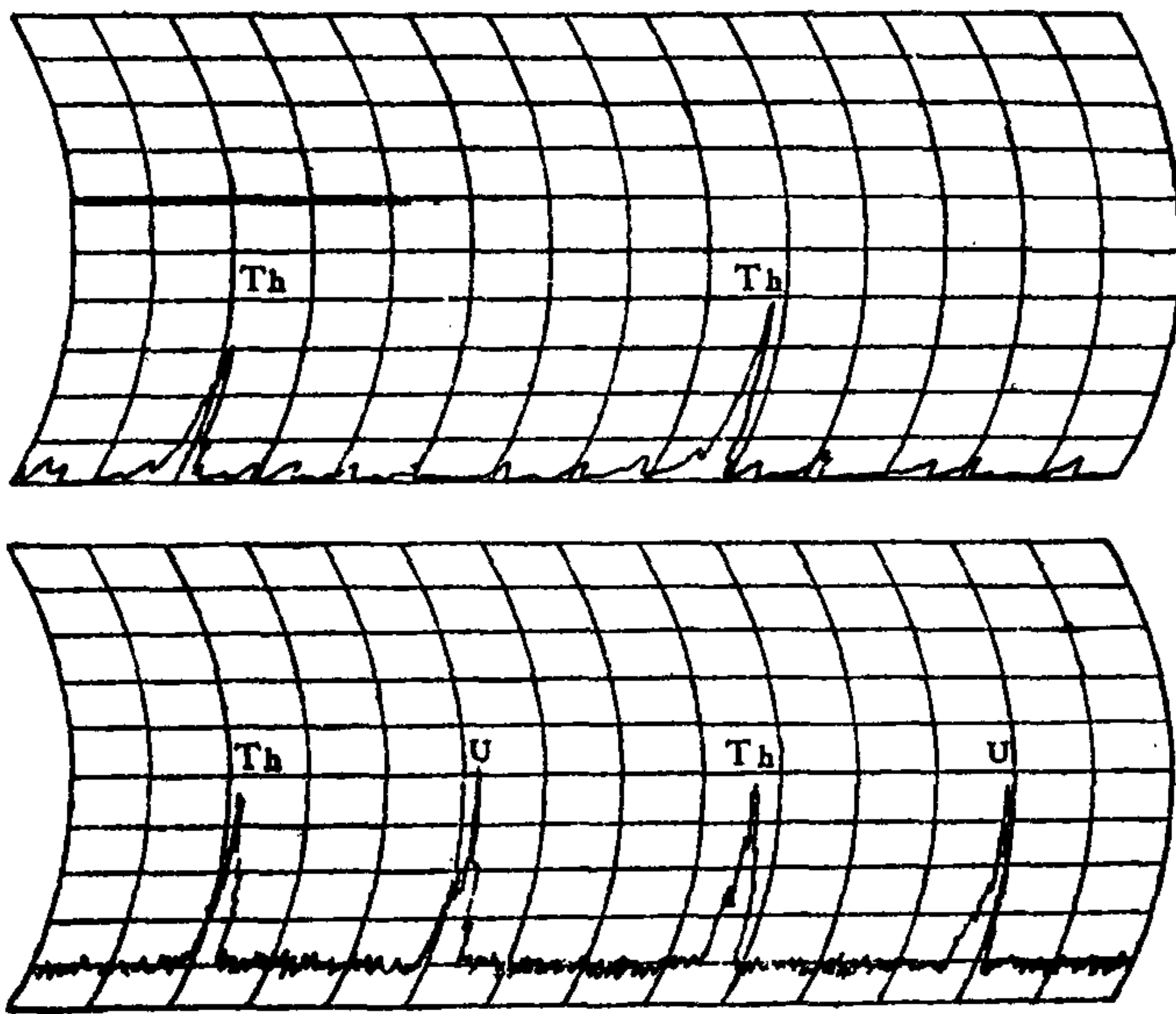


图 6 由铀和钍样得到的脉冲

具有)。这样做是为了减低第二计数电路的底数，以改变样品的脉冲/底数比值。两个计数电路的输出送入两个绘图记录仪，因之能同时得到两种计数速度的记录。图6表示用铀和钍样品在两个计数电路中得到的异常。图中下部曲线表示不分铀和钍的脉冲记录，而上部曲线表示仅由钍产生的脉冲。两个计数电路的灵敏度不同，其中一个的灵敏度为另一个的100倍，因为这个计数电路所能接受的脉冲数仅为原电路的0.01。

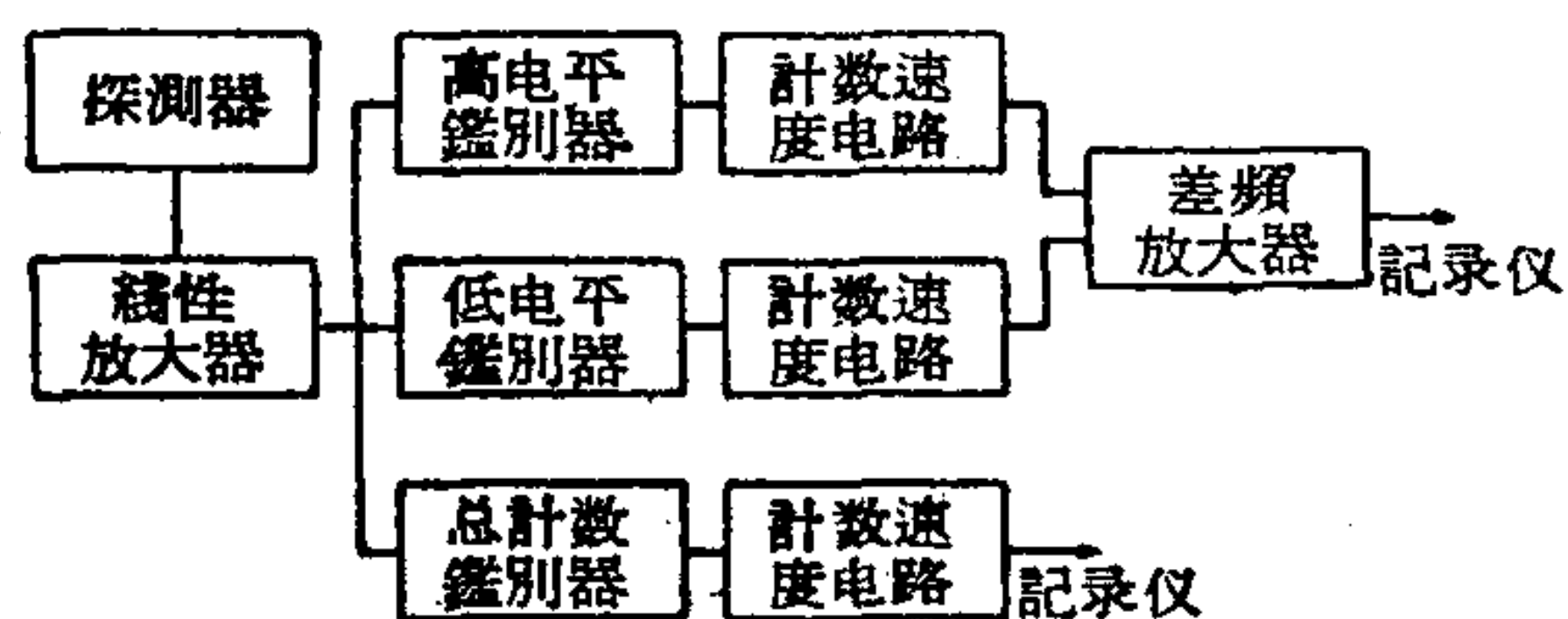


图7 用于区别钍和铀的线路图

图7表示线路图。不采用通常的单通道脉冲高度分析器线路，随之以计数速度记录器；线性放大器的输出送入与上限(48伏)和下限(42伏)相对应的两个鉴别器，其输出同样修正，积分并送入差别放大器的两个栅极。差别放大器的输出因之与这个通道宽度相对应，并送入图表记录仪。

为了校正航空闪光探测器，于一个河床上(在一年的大部分时间内，该河床是干枯的)设置一个由从拜哈尔(Bihar)铜厂所得的含铀铜屑堆成的源场、厚度在3呎以上、纵横伸展各数百英呎。铜屑的平均含铀量是0.013%，没有钍存在。当飞机在矿堆以上300呎飞行时，记录了放射性异常，作为参考。实验所选用的能源样恰巧产生与铜屑堆上取得脉冲相同的脉冲。一个钍矿堆要产生和含量为0.013%的铀源相同的脉冲应含有约0.03%的钍，而且，正如实验所证明的，它应该产生一个显而易见的、由于钍发出的高能 γ 射线而产生的脉冲。这样就可以区别一个含量0.03%的钍矿，与一个铀矿，如果这个矿位于飞行路线上并产生一个宽阔的能源。装置的设计从一个用24伏航空蓄电池供电的发电机供电的。

空气的有选择性的吸收和散射将进一步帮助区别钍所放射的高能 γ 射线，因为它们在高处将形成总强度中的一个高百分数。

(译自 Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy. vol. 3)

参 考 文 献

- [1] Vaze, Rev. Sci. Instr., 20, 746 (1949).
- [2] Streit and Kennedy, Nucleonics, 10 No. 6, p. 61 (1952).

金屬矿物的鉴定法*

S. H. U. 波韦 K. 泰勒**

五十多年前坎柏尔 (Campbell)^[1] 曾对金属矿物的系統鉴定作出了重大的贡献, 他首次提出了应用反光显微镜和借观察颜色及浸蚀反应等特征来鉴定不透明矿物的可能性。这一方法随即得到重视并在 1916 年穆德奇 (Murdoch)^[2] 发表了为大家所熟知的以颜色及刻划硬度为基础的不透明矿物系統鉴定法, 其后德维 (Davy) 与法纳翰 (Farnham)^[3], 史奈德汉 (Schneiderhöhn)^[4], 凡德温 (Van der Veen)^[5], 史奈德汉与拉姆多尔 (Ramdohr)^[6] 及萧特 (Short)^[7] 等人皆对这一矿物鉴定法作了进一步的贡献。萧特的方法已被广泛地采用, 但事实上矿石显微镜的利用范围并不如岩石显微镜广泛, 其原因是由于鉴定特征大部分皆模糊不清, 难以应用任何依靠刻划硬度、浸蚀反应或微化试验的金属矿物鉴定方案来鉴定矿物。

新近烏頓布格 (Uytenbogaardt) 編制了一套綜合性的金属矿物鉴定表^[8], 但这些鉴定表具有两个严重的缺点: 首先这些表是根据普通不易观察到的“抗磨”性质来編排的; 其次它們依靠了既費時間又不大可靠的浸蚀試驗来鉴别矿物, 特别是对細粒的共生矿物或矿物集合体进行鉴定时其缺点更为显著。烏頓布格的方法并未提出較前人所作的更为可靠的鉴定准则。

本文首席作者經研究指出以准确測量反射率及通过显微压入測定硬度作为主要基础的方法对不透明矿物的鉴定不但精确, 且較以前用的方法可能更为迅速^[9]。这一論断为后来的实际工作所完全証实, 在本文所提供的原始資料中极明显地看出大部分普通金属矿物皆可借精确測量硬度及反射率的方法并配合其他反射色、偏光性、偏光色及双反射等易于被观察的性质予以鉴别。

反射率的測量

关于应用光電池式光度計測量反射率的問題, 早已由我們作者中的一人作过詳細的論述^[10], 故在本文中仅作摘要的敘述。測量的仪器是由一个装在适当套筒內的有防护层的硒光電池和一个低內阻的灵敏检流計組成。通过稳定光源和校正光度計, 反射率測量的精确度可达誤差不超过所測数值的 1%。光度計可分別在白光或不同波长的光綫下測量反射率。用这个仪器可同样簡易地測量双反射, 色散及双反射色散等特征, 在当几种矿物具有相同的白光平均反射率时, 上述双反射, 色散及双反射色散等特征常可作为区別的标志。硒光電池輸出的原始光电流不必預先放大, 光度計亦可对直径不小于 0.06 毫米的顆粒进行測量。有一种使用放大器或光电倍加管的更精密的光度計, 用它可測量更細小

* A System of Ore Mineral Identification (第 3 卷, 第 42 号报告, 英国)。

** S. H. U. Bowie, K. Taylor (英国原子能委员会, 大不列顛地質勘探局)。

的矿物顆粒,而在实验性的勘探工作中証实了它最适宜測定极細小的顆粒。

在鈉光下(在有拉騰(Wratten) 22号滤光片的鎢絲灯光下)用直接与金剛石原始标准面比較的方法測得产自厄尔巴里奧·瑪連娜(Rio Marina, Elba)的黄鉄矿的反射率为54.5%。金剛石的原始标准面应按特定方法鋸切制成,以免产生內反射。哈利曼(Hallimand)曾用直接測量法亦获得近似的数值^[11](哈利曼提出黄鉄矿在鈉光下的反射率为 $54\frac{1}{2} \pm \frac{1}{2}$ ——譯者注),因此該值可被認為是可靠的。为了获得一个平均值曾研究了十个不同产地的黄鉄矿切片,曾得出它們在白光中的反射率彼此的差异仅在0.1以內。当然并不是說所有黄鉄矿皆具有相同的反射率,但这說明如果不能采用里奧·瑪連娜产地的黄鉄矿作为标准反射面,則用其他材料代替它而引起的任何誤差看来是不大的。

当采用鎢絲灯作为光源而色温为 3050°K 时,黄鉄矿与金剛石作比較后測得的反射率为52.8,但由于伏連斯比(Folinsbee)曾用反射率为54.5的黄鉄矿作标准面,将它与200来种矿物进行对比,測出它們反射率,并予以发表,所以在未找到更精确合用的新数据以前,黄鉄矿标准面暫采用54.5这一反射值。本文(表1)所引証的数值是作为試探性的,并有待将来再作修正。由于缺乏进一步測量用的材料,虽然这些数值并不一定是該矿物的最大及最小值,但仍能代表矿物的 R_p 及 R_g 。所引用的平均值是用算术方法把最高及最低值平均而得的。数值的差别虽然在个别例子中可能是由于标本之間的差异,但主要是由于双反射而引起的。

表1 矿物按反射率递增排列。反射率是在白色(3050°K)的平面偏振光下以54.5的黄鉄矿作为标准面在空气介質中比較測定的

产地数	矿物种类	平均值	范围	差值 (主要是因双反射而引起的)
1	鈾石	9.9	—	—
1	白錫矿	10.0	—	—
1	紅錳矿	11.2	—	—
2	錫石	12.0	11.2—12.8	1.6
2	錳鉄矿	12.1	—	—
2	石墨	12.5	6.0—17.0	11.0
2	燒綠石	13.4	13.0—13.8	0.8
3	銅藍	14.5	7.0—22.0	15.0
3	鈳鈳鈾矿	14.5	14.0—14.9	0.9
3	方鈳矿	14.6	14.0—15.3	1.3
4	鈳鈾矿	14.8	13.7—16.0	2.3
3	黑稀金矿	15.0	—	—
5	瀝青鈾矿	16.0	—	—
1	晶質鈾矿	16.8	—	—
2	水錳矿	17.0	14.0—20.0	6.0
3	鈳鉄矿—鉍鉄矿	17.1	16.3—18.0	1.7
5	針鉄矿	17.3	16.1—18.5	2.4
3	黑錳矿	17.3	16.2—18.5	2.3
5	閃錳矿	17.5	—	—
1	黑錳矿	17.5	16.0—19.0	3.0
3	鉄鈳鈾矿	17.8	—	—
1	黑錳矿	18.1	10.2—26.0	15.8

續表 1

产地数	矿物种类	平均值	范围	差值 (主要是因双反射而引起的)
1	雄黄	18.5	—	—
1	黑鐵錳矿	18.5	—	—
2	褐錳矿	18.8	17.8—19.8	2.0
4	鉄鉄矿	19.4	17.8—21.1	3.3
2	金紅石	20.2	—	—
1	纤鉄矿	20.4	15.8—25.0	9.2
4	磁鉄矿	21.1	—	—
4	斑銅矿	21.9	—	—
1	方輝銅矿	22.0	—	—
1	雌黃	22.6	20.3—25.0	4.7
1	方錳鉄矿	23.0	—	—
1	硫錳矿	23.4	—	—
1	黑銅矿	23.4	20.0—26.9	6.9
1	硬錳矿	23.5	23.0—24.0	1.0
1	磁赤鉄矿	25.0	—	—
3	輝鉬矿	26.0	15.0—37.0	22.0
1	淡紅銀矿	26.4	25.0—27.7	2.7
3	硫砷銅矿	26.5	25.0—28.1	3.1
1	脆硫錒銅矿	26.9	25.1—28.7	3.6
2	赤銅矿	27.1	—	—
2	硫銅銀矿	27.1	25.5—28.7	3.2
5	赤鉄矿	27.5	25.0—30.0	5.0
2	黃錫矿(黝錫矿)	28.0	—	—
1	砷黝銅矿	28.9	—	—
2	輝銀矿	29.0	—	—
1	方錳鉛矿	29.0	26.0—32.0	6.0
2	錳銀矿	29.2	26.0—32.5	6.5
3	深紅銀矿	29.6	28.4—30.8	2.4
1	銀黝銅矿	29.8	—	—
1	砷硫錒銅銀矿	30.1	—	—
4	黝銅矿	30.7	—	—
4	輝銅矿	32.2	—	—
1	輝錒鉛矿	32.3	—	—
1	硒銀矿	32.6	31.0—34.2	3.2
2	輝錒銀矿	33.9	31.8—36.0	4.2
1	磁綠泥石	35.0	30.0—40.0	10.0
2	輝錒矿	35.1	30.2—40.0	9.8
2	軟錳矿	35.8	30.0—41.5	11.5
1	車輪矿	37.1	36.0—38.2	2.2
1	脆硫錒鉛矿	38.0	36.0—40.0	4.0
1	碲銀矿	38.5	—	—
1	硫銅鉍矿	38.5	36.0—41.0	5.0
2	硫銅錒矿	40.0	37.1—43.0	5.9
2	硫錒鉛矿	40.6	37.0—44.1	7.1
2	方黃銅矿	41.2	40.0—42.5	2.5
5	磁黃鉄矿	41.6	38.0—45.2	7.2

續表 1

产地数	矿物种类	平均值	范围	差值 (主要是因双反射 而引起的)
1	硫 鈹 錫 鉛 矿	42.1	40.9—43.2	2.3
4	方 鉛 矿	43.2	—	—
1	硫 銅 鈷 矿	44.0	—	—
7	黃 銅 矿	44.0	42.0—46.1	4.1
2	輝 鈹 矿	45.4	42.0—48.7	6.7
1	硫 鐵 鎳 矿	45.5	—	—
1	輝 砷 鎳 矿	47.5	—	—
1	錫 硫 鎳 矿	47.5	—	—
3	碲 硫 鎳 鈷 矿	48.6	47.3—49.8	2.5
1	砷	49.5	48.0—51.0	3.0
1	紅 錫 鎳 矿	49.9	45.3—54.6	9.3
2	砷 鎳 矿	51.2	—	—
3	鎳 黃 鐵 矿	52.0	—	—
4	白 鐵 矿	52.2	48.9—55.5	6.6
1	鐵 硫 砷 鈷 矿	52.5	—	—
2	輝 鈷 矿	52.7	—	—
3	毒 砂	53.7	51.7—55.7	4.0
6	斜 方 砷 鐵 矿	53.8	53.0—54.7	1.7
1	針 碲 金 矿	54.0	48.0—60.0	12.0
5	黃 鐵 矿	54.5	—	—
3	紅 砷 鎳 矿	55.1	52.0—58.3	6.3
5	方 鈷 矿	55.8	—	—
1	針 鎳 矿	57.0	54.0—60.0	6.0
2	斜 方 砷 鎳 矿	59.0	58.0—60.0	2.0
1	副 斜 方 砷 鎳 矿	61.0	60.5—62.0	1.5
1	碲 鈹 矿	61.5	60.5—62.5	2.0
1	錫 銀 矿	63.2	62.0—64.5	2.5
1	碲 鉛 矿	65.5	—	—
1	鈹	67.9	—	—
1	鉑	70.0	—	—
2	金	74.0	—	—
1	錫	74.5	72.0—77.1	5.1
1	銅	81.2	—	—
1	銀 金 矿	83.0	—	—
2	銀	95.0	—	—

硬度的測量

自 1820 年莫氏硬度計提出以來,刻划硬度試驗已廣泛地被採用,但至 1925 年塔爾麥支 (Talmage) 曾試圖應用機械儀器來改進刻划硬度的試驗方法^[13]。雖然儀器的操作並不方便且費時間,但卻獲得了有成效的結果。新近冶金學者們借應用低載荷的顯微壓入硬度試驗來研究金屬的小範圍硬度變化,此方法由舍培 (Siebel)^[14],溫車爾 (Winchell)^[15],米茨及安尼什 (Mitsche and Onitsch)^[16],特拉什 (Tertsch)^[17],羅伯特生及范默特 (Robertson and Van Meter)^[18]與納克赫拉 (Nakhla)^[19]等人應用於礦物的鑑定。目前已有若干礦物是應用

克氏 (Knoop) 及威氏 (Vickers) 压錐所測得的硬度值,然而这些数值在測定矿物时并未系統地当作輔助資料。由于以前用于矿相研究的硬度計皆属于私人所有,或設計装在专用的显微鏡上,而現在的硬度計則可作为附件装配在任何标准矿石显微鏡上使用(图 1)。

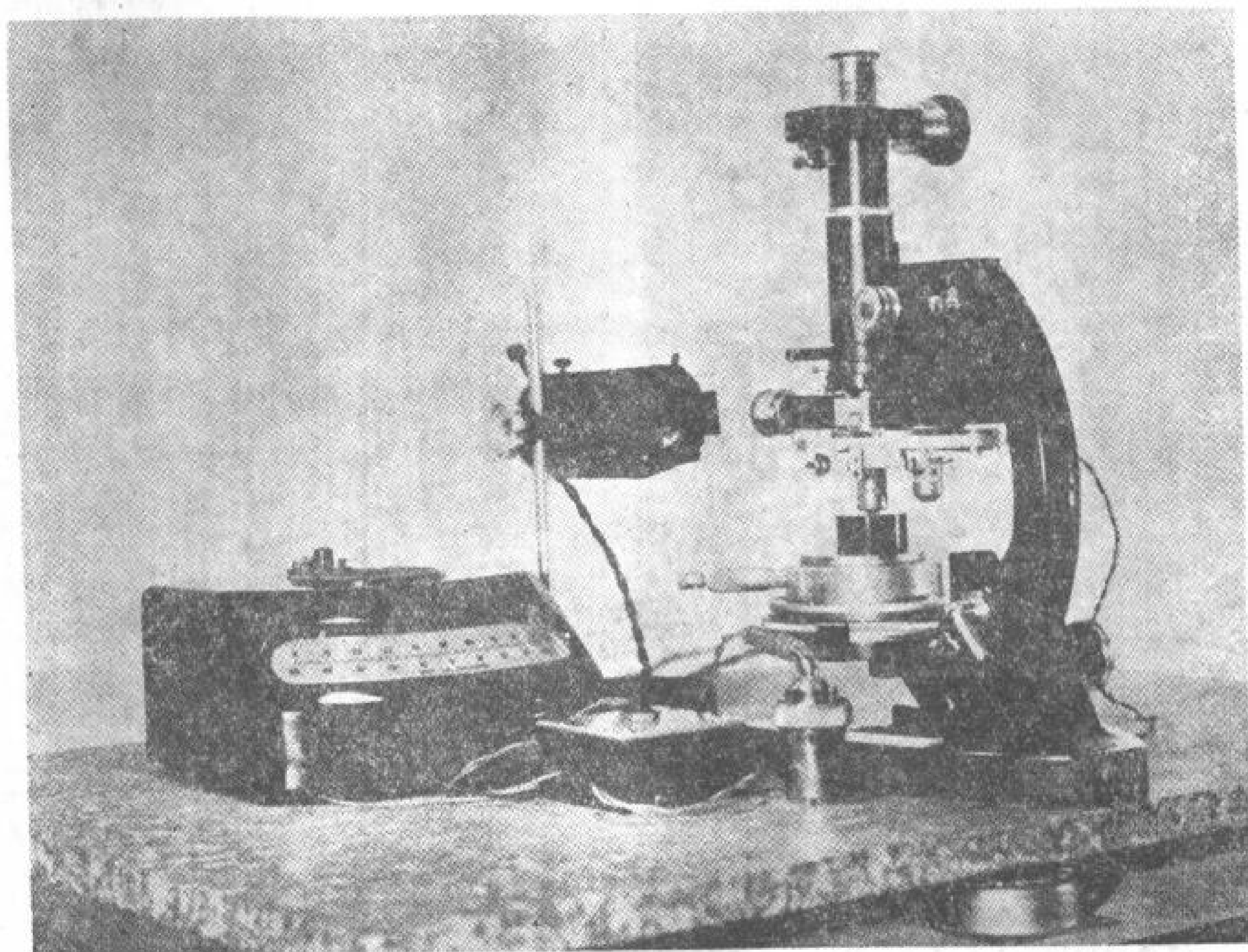


图 1 安放在防震板上附有显微硬度計及光電池光度計的矿石显微鏡

G. K. N. 显微压入硬度計

本文所介紹的硬度計是在 G. K. N. 有限公司 (Guest Keen and Nettlefolds Limited) 的研究試驗室中設計的并由伦敦联合自动器有限公司 (Associated Automation Limited) 制成。硬度計的构造是将一个两对面夹角为 136° 的方形金刚石角錐体嵌鑲在借扁平彈簧片使之均衡的橫梁上。橫梁安置在下旋轉盘上 (Lower Rotating Plate), 該盘备有两个定心卡盘, 供安放物鏡用 (图 2)。这一仪器与显微鏡的連接是通过夹具, 此夹具固定在上部固定盘上。

硬度計的使用 进行矿物顆粒硬度測量时,应将压入物旋轉至原来物鏡的位置,并提升显微鏡台,直至磨光面几乎碰到金刚石压錐时。然后再借显微鏡的对焦微动螺旋使压入物徐徐下降,直至与矿物磨光面相碰时。硬度計借一小氖灯来指示試驗进行,該灯的装置是这样的,即当橫梁平衡时,氖灯与电路接通,而当标本承受了載荷时,則电路中断,同时氖灯所发的光大为減弱。取得压痕(图3)后則提起金刚石压錐,并将物鏡轉回原来的位置,而压痕則用移动台加以固定,用装有測微螺絲釘的目鏡进行測定。全部工作約需 40 秒鐘,取得經驗后在两分鐘內可压制 3 或 4 个压痕并完成測量工作。

硬度值 硬度值是压痕面积除荷重的函数,可应用下式并根据对角綫的长度来求得。

$$H = \frac{2P \sin \phi}{D^2}$$

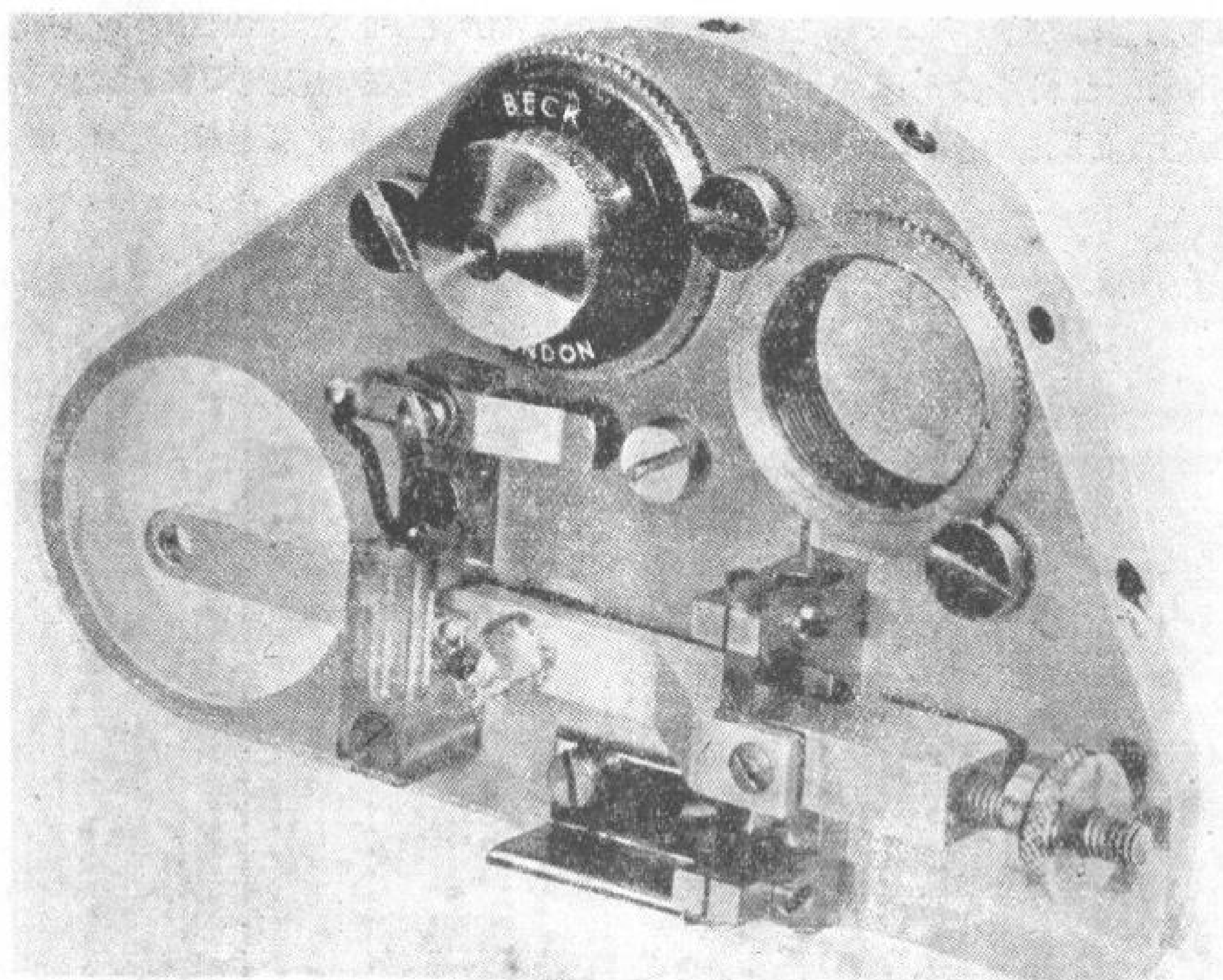


图2 显微硬度计的下旋转盘,盘上有压入物的横梁及安放物镜的卡盘

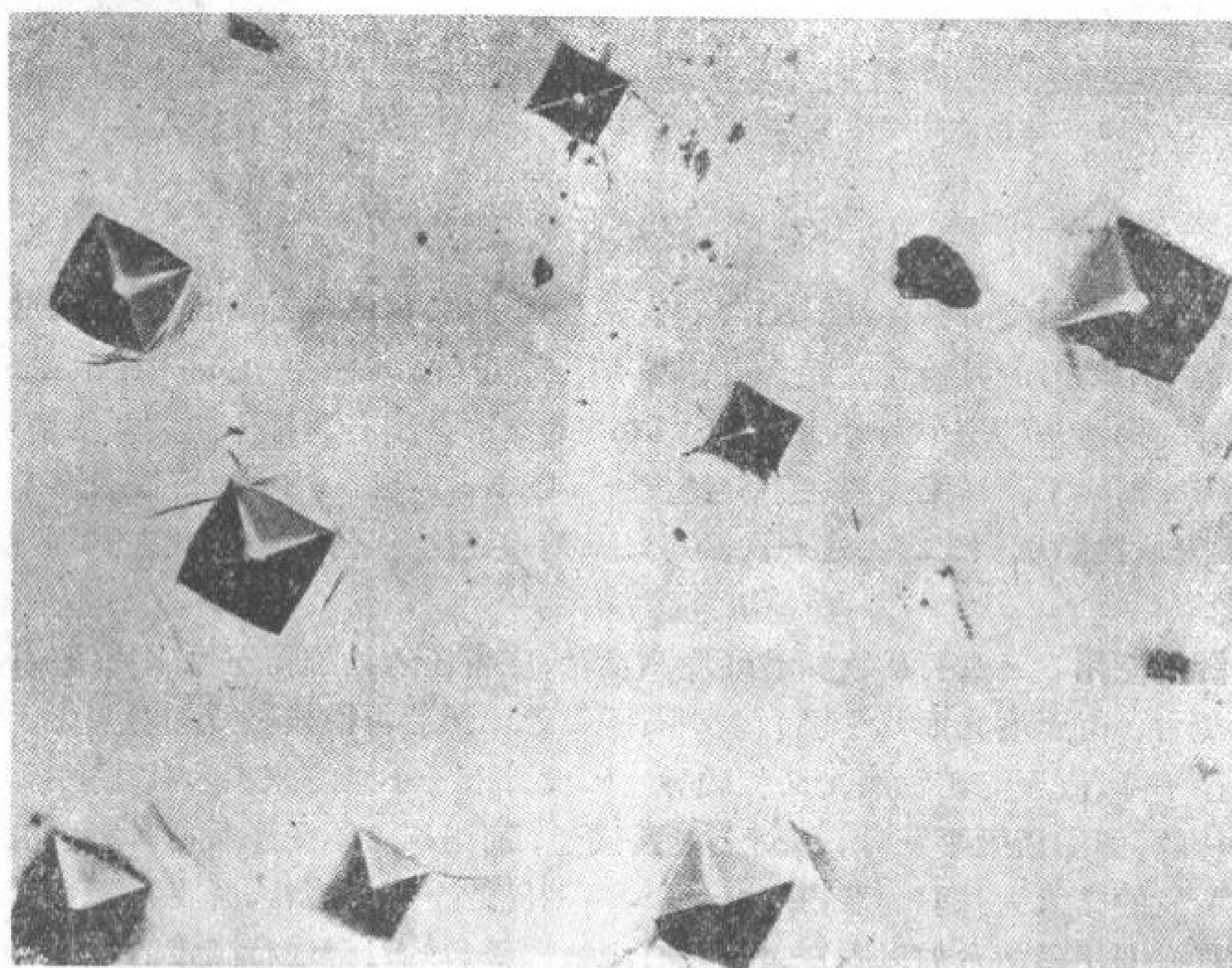


图3 在方铅矿(浅灰色)及硫锑铅矿(灰色)中的压痕的显微照相($\times 620$)

式中 H 代表应用金刚石角锥测定的硬度数,
 P 代表荷重,以公斤计算,
 D 代表压痕对角线的长度,以毫米计算,

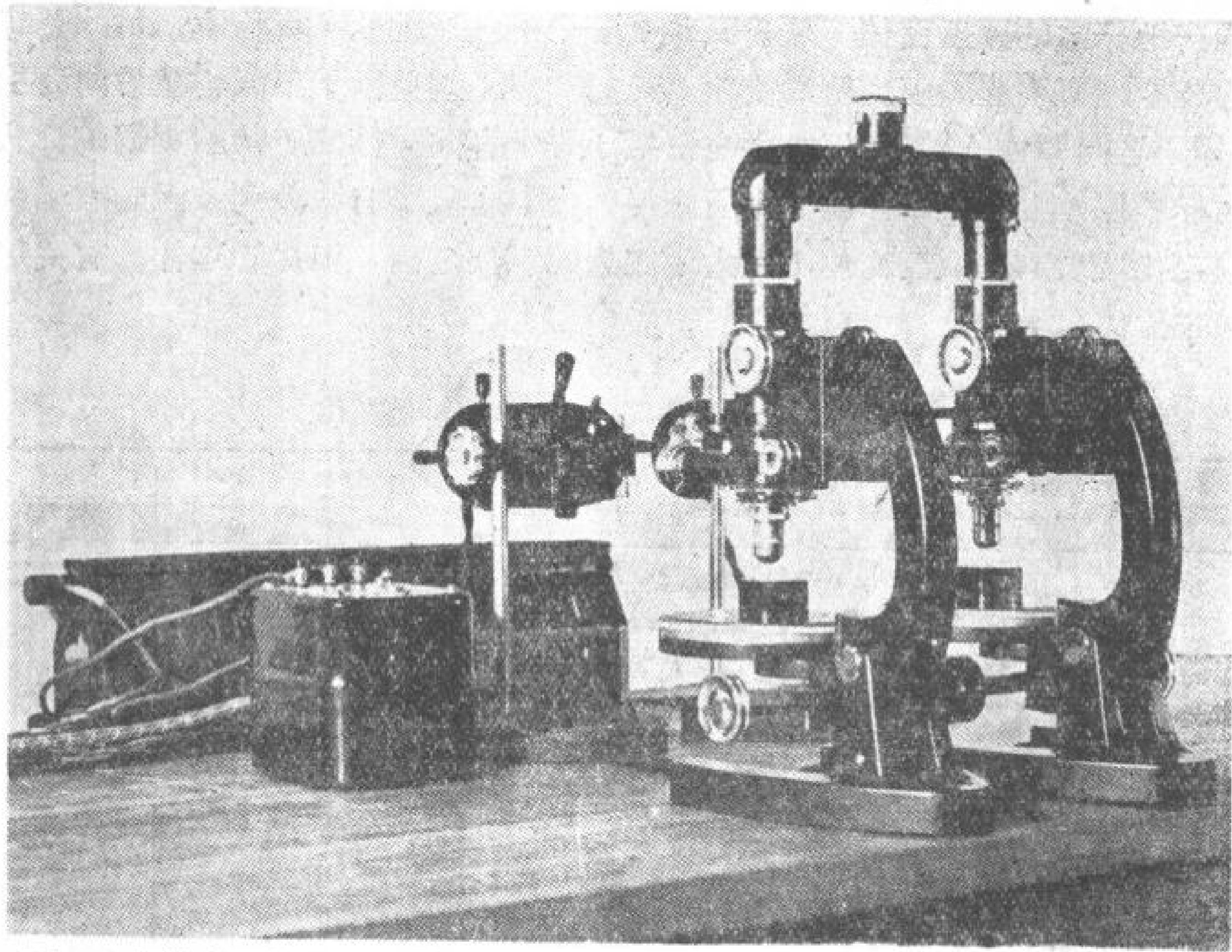


图4 安装在两个矿石显微镜上的比较目镜。其中一个灯接在可变电阻的电路上。

ϕ 代表角锥相对稜之间的夹角的一半。

当角锥相对稜之间的夹角 $=136^\circ$ 时,则 $2 \sin \phi = 1.854$ 。因此

$$H = \frac{1.854P}{D^2}$$

为了工作方便,硬度值一般不必每次计算,可翻阅对照表,此表是将标准荷重代入上述方程式并解之而得的。

测量结果的讨论

重现性 对一系列矿物作了若干次试验的目的是:为了检查在一般金属矿物硬度范围内的重现性。共选择了六个矿物:其中两个是软的,三个中等硬度和一个硬的;并用100克荷重对每一个矿物作了反复的测量。每次压取压痕皆在同一晶体的同一截面上,这样作是为了消除与仪器精度无关的原因及人为因素所引起的其他差异。表2中所列出的测量结果表明精确度的差异小于5%。

表2 一组矿物硬度试验的标准偏差

矿物	测量次数	平均值	标准偏差	标准偏差的百分率
方铅矿	40	76	1.6	2.1
黄铜矿	40	192	5	2.6
磁铁矿	40	558	12	2.1
沥青铀矿	37	722	37	4.8
铁铀矿	61	727	30	4.1
黄铁矿	36	1201	53	4.7

不同产地标本的硬度变化 曾試驗了若干不同产地的矿物标本,目的是观察假定組分略有改变时所引起的硬度值的变化(表3)。为了避免由于不同結晶方向而引起的差异,故选择了各向同性的矿物,但其中也包括了一个各向异性的矿物即黃銅矿。只有方鉛矿一例的标准偏差較之在单一晶体中所測得的(表2)值要有些差别。因此有理由认为組分的微量变化所引起的硬度变化不致大于測量的精度范围。但尽管这样,有关这方面的試驗研究工作仍在繼續进行。

表3 不同产地的同一矿物的硬度值变化

矿物	产地	硬度(平均)	标准偏差百分率
方鉛矿	康瓦尔(Cornwall),胜·奥本(St. Aubyn)和格里利斯(Grylls)矿区	76	4.7
方鉛矿	葡萄牙,尤尔盖里卡(Urgeirica)		
方鉛矿	苏格兰(Scotland),刻庫布立羣(Kirkudbright)		
方鉛矿	人島(Isle of Man)		
黃銅矿	伯楚阿那兰(Bechuanaland),布什米(Bushman)矿区	194	3.6
黃銅矿	澳大利亚,馬里卡斯特(Mary Kathleen)矿区		
黃銅矿	康瓦尔,西默赫勒巴西特(West Wheal Basset)		
黃銅矿	澳大利亚		
黃銅矿	康瓦尔		
黃銅矿	加拿大,安太略(Ontario)		
黃銅矿	澳大利亚,留姆荣耳(Rum Jungle)		
磁鉄矿	挪威(Norway),布腊斯特德(Braastad)	560	3.2
磁鉄矿	挪威,阿伦达耳(Arendal)		
磁鉄矿	瑞典(Swedish),拉伯兰(Lapland)		
磁鉄矿	印度,焯塔·納普尔(Chota Nagpur)		
磁鉄矿	北罗德(N. Rhodesia),千叶巴济(Chibazi)		
磁鉄矿	土耳其(Turkey)		
磁鉄矿	土耳其(Turkey)		
瀝青鈾矿	康瓦尔,惠阿尔特兰威思(Wheal Trenwith)	720	4.2
瀝青鈾矿	康瓦尔,特勒瓦韦斯·西得(Trewavas Head)		
瀝青鈾矿	得文(Devon),金茲伍德(Kingswood)矿区		
瀝青鈾矿	摩洛哥(Morocco),阿泽果尔(Azegour)		
瀝青鈾矿	澳大利亚,馬里·卡特思(Mary Kathleen)		
瀝青鈾矿	摩贊俾克(Mozambique),特特(Tete)		
鉄鈾矿	南澳大利亚,比利罗(Billeroo)	745	3.5
鉄鈾矿	尼亚薩兰,塔巴尼(Tambani)		
鉄鈾矿	非支(Fiji)		
黄鉄矿	厄尔巴(Elba),里奧·瑪連娜(Rio Marina)	1165	4.5
黄鉄矿	德兰斯斐尼亚(Transylvania),法西巴亚(Facebaya)		
黄鉄矿	美国,宾夕法尼亚州(Penn.),法兰西小河(French Creek)		
黄鉄矿	加拿大,“盲河”(Blind River)		

在无定向矿物切面上所測得的硬度值 已有一百多种矿物經過試驗并获得了它們的硬度数据。这一百多种矿物的范围是从威氏硬度值为12的石墨至硬度值为1200的鉻鉄矿(表4)。如在反射力的測定时,作者曾对矿物的各个可能的方向进行了測定,试图获得硬度的最大及最小值,但由于缺乏材料,故未測得各种矿物的硬度最終值。因此所引証的硬度值应視為試驗性的,并有待进行更多的測量工作以后才能修正。

表4 矿物按威氏硬度数递增的顺序排列

产地数	矿 物	硬 度		压 痕 特 性	特 点
		平 均	范 围		
2	石 墨	12	12	完整	垂直解理
3	輝 鉬 矿	(17 (23)	16—19) 21—28)	完整	平行解理
1	鈹	18	16—19	完整,凸起	
1	碲 鈹 矿	21	20—21	稍有断裂,凸起	
2	輝 銀 矿	24	20—30	完整,凹陷	
1	碲 銀 矿	33	28—41	完整,凹陷	
1	雌 黄	38	23—52	稍有断裂,凹陷	
1	銀 金 矿	40	34—44	完整,凹陷	
2	硫 銅 銀 矿	41	38—44	完整	
1	碲 鉛 矿	51	48—57	完整	
2	金	51	50—52	完整,凸起	
2	銀	53	48—63	完整,凸起	
1	雄 黄	56	53—60	完整	
1	等 軸 輝 銅 矿	61	56—67	完整,凹陷	
1	砷	63	57—69	完整	
3	深 紅 銀 矿	(71 (106)	50—97) 98—126)	稍有断裂,凹陷	垂直解理 平行解理
3	銅 藍	72	69—78	稍有断裂,凹陷,凸起	
4	方 鉛 矿	76	71—84	完整	
2	軟 錳 矿	(76 (252 (279 (292)	76) 252) 256—346) 225—405)	稍有断裂,凹陷	垂直纖維方向的平均硬度 平行纖維方向的平均硬度 等向性切面 微晶質
2	輝 錫 矿	77	42—109	完整	
1	黑 鋅 錳 矿	(81 (124 (133)	71—85) 103—165) 110—178)	稍有断裂	垂直解理 平行解理 等向性切面
4	輝 銅 矿	84	68—98	完整,凹陷凸起	
1	錫	89	83—99	完整	
1	脆 硫 錫 鉛 矿	(99 (113)	96—105) 105—121)	完整,凹陷	粒状他形晶切面 柱状切面
4	斑 銅 矿	103	97—105	完整,凹陷	
2	輝 鈹 矿	107	92—119	完整	
2	輝 錫 銀 矿	110	104—123	稍有断裂,凹陷	
1	針 碲 金 矿	110	102—125	完整	
1	硫 鈹 錫 鉛 矿	116	69—173	完整	
1	淡 紅 銀 矿	123	109—135	完整	
1	鉑	126	125—127		
1	銅	134	120—143	完整,凸起	
1	碲 銀 矿	148	115—185	完整,凹陷	
1	紅 鋅 矿	(154 (304)	150—157) 295—318)	完整,凹陷	垂直解理 平行解理
1	碲 硫 錫 銅 銀 矿	160	153—164	稍有断裂,凸起	
3	硫 砷 銅 矿	(160 (272)	133—185) 245—346)	稍有断裂	垂直解理 平行解理

續表 4

产地数	矿 物	硬 度		压 痕 特 性	特 点
		平 均	范 围		
2	硫 錫 鉛 矿	166	157—183	完整	平行延长方向 垂直延长方向
1	錫 銀 矿	167	162—178	完整	
1	硫 鉄 錫 矿	171	155—185	稍有断裂	
1	輝 錫 鉛 矿	178	162—207	稍有断裂	
1	硫 銅 鈹 矿	(191 (222)	168—213) 197—238)		
1	車 輪 矿	192	185—199	稍有断裂	
7	黄 銅 矿	194	186—219	完整	
5	閃 鋅 矿	198	186—209	完整, 凹陷	
2	赤 銅 矿	199	192—218	完整	
2	黄 錫 矿	210	197—221	稍有断裂	
2	方 黄 銅 矿	213	199—228	稍有断裂	
3	镍 黄 鉄 矿	215	202—230	完整, 凹陷	等向性切面 平行延长方向 垂直延长方向 异向性切面 等向性切面
1	黑 銅 矿	236	209—254	完整, 凹陷	
1	針 镍 矿	(236 (254 (348)	225—256) 235—280) 318—376)	完整	
5	磁 黄 鉄 矿	(248 (303)	230—259) 280—318)	完整	
1	硫 錳 矿	251	240—266	完整, 凹陷	
1	鈾 石	258	236—333	完整	
2	硫 銅 錫 矿	276	264—285	稍有断裂	
3	紅 砷 镍 矿	(336 (446)	328—348) 433—455)	完整	
1	砷 黝 銅 矿	338	320—361	完整	
1	銀 黝 銅 矿	345	317—375	稍有断裂	
2	白 錫 矿	348	285—429	断裂	
4	黝 銅 矿	351	328—367	稍有断裂	
1	脆 硫 錫 銅 矿	363	333—397	稍有断裂	
3	黑 錫 矿	373	357—394	完整, 凹陷	
2	水 錳 矿	410	367—459	完整	
1	硫 銅 鈷 矿	463	351—566	完整	垂直延长方向 平行延长方向
6	斜 方 砷 鈷 矿	(486 (825)	421—556) 739—920)	完整	
3	砷 硫 镍 鈷 矿	524	503—533	稍有断裂	
1	錫 硫 镍 矿	525	498—542	稍有断裂	
3	鈷 鈦 鈾 矿	525	503—560	完整	
4	鈦 鉄 矿	(536 (681)	519—553) 659—703)	稍有断裂, 凹陷, 凸起	
5	針 鉄 矿	(554 (803)	525—620) 772—824)	稍有断裂	
6	磁 鉄 矿	560	530—599	完整	
1	紅 錫 镍 矿	563	542—584	完整	
1	硬 錳 矿	572	503—627	完整, 凹陷	
1	黑 錳 矿	587	541—613	稍有断裂, 凹陷, 凸起	成分可能不同
2	褐 錳 矿	595	584—605	完整	

續表 4

产地数	矿 物	硬 度		压 痕 特 性	特 点
		平 均	范 围		
2	烧 綠 石	613	572—665	稍有断裂	
2	錳 鋇 矿	620	560—724	完整	
5	方 鈷 矿	653	589—724	完整	
1	輝 砷 鎳 矿	698	665—743	稍有断裂	
2	砷 鎳 矿	704	685—724	完整	
3	黑 稀 金 矿	707	599—782	完整	
2	斜 方 砷 鎳 矿	712	687—778	稍有断裂	
4	鈦 鈾 矿	720	710—730	完整	
5	瀝 青 鈾 矿	720	673—803	断裂	新鮮的标本；氧化后硬 度显著降低
1	纤 鉄 矿	724	690—782	稍有断裂	
1	黑 鎳 鉄 錳 矿	734	724—745	完整	
3	鉄 鈦 鈾 矿	745	707—803	完整	
5	赤 鉄 矿	(755 1009)	(739—822) 920—1062)	稍有断裂	微晶质 粗晶质
1	副 斜 砷 鎳 矿	772	762—803	稍有断裂	
1	鉛 硬 錳 矿	784	767—813	断裂	
3	銅 鉄 矿—鉭 鉄 矿	803	724—882	完整	
1	晶 质 鈾 矿	808	782—839	断裂	
1	磁 赤 鉄 矿	946	894—988	完整	
1	鉄 錳 矿	1018	1003—1033	完整	
3	方 鈷 石	1918	988—1115	断裂	
2	錫 石	1053	1027—1075	完整	
3	毒 砂	1094	1048—1127	稍有断裂	
1	硫 鉄 鎳 矿	1097	1003—1288	稍有断裂	
4	白 鉄 矿	1113	941—1288	断裂	
1	鉄 硫 砷 鈷 矿	1124	1071—1166	稍有断裂	
2	金 紅 石	1139	1074—1210	完整	
5	黄 鉄 矿	1165	1027—1240	断裂	
2	輝 鈷 矿	1200	1176—1226	稍有断裂	
2	鉻 鉄 矿	1206	1195—1210	完整	

注：凹陷及凸起表示压痕边缘向内及向外弯曲的形状。

压痕的特性和形状 对若干矿物来说压痕的特性具有鉴定的意义。例如某些黄铜矿与镍黄铁矿具有相同的硬度值，但其压痕的差别是明显的。黄铜矿产痕的边缘近于平直而镍黄铁矿则具有明显的凹陷（表4）。在矿物中所见到的压痕形状与在金属中所见到的相类似^[20]。虽然大部分金属矿物的压痕皆具有略呈凹陷的边缘，但有时可见到平直的边缘线，这说明矿物完全变形而没有显著的弹性恢复。除镍黄铁矿外如閃鋅矿、碲银矿、脆硫锑铅矿等矿物的压痕亦具有显著的边缘凹陷。

在輝銅矿、銅藍、鈦鉄矿及黑錳矿的柱面上所形成的压痕随着压錐与矿物方向的相对改变亦有所变化。在某一方位时压痕的两对边凹陷而另两相对边凸起；但当旋轉45°后压得的压痕则呈拉长或稍具凹陷的风箏状。在此类情况下十分可靠的硬度值是把两对角线长度平均后获得的。通常金属矿物压痕的边界线是完好的，这样测量的精确度可以很

高。仅石墨及輝鉬矿等若干矿物不易获得固定的压痕对角綫。約在20种矿物中看到完整的压痕外围略呈表面破裂，在此类情况下只能对断裂最少的和压痕清晰的对角綫进行了測量。对一些硬而脆的矿物如黃鉄矿、晶質鈾矿及鉛硬錳矿由于产生破裂及裂隙而使压痕变得模糊不清致使測量产生困难，但在100克荷重下仍产生极坏压痕的极脆矿物是不多的。由于金属試驗用的标准硬度計如洛氏，布氏及威氏硬度計皆采用一公斤或更大的荷重，致使矿物产生破碎，因而得不到正确的硬度值，而 G. K. N. 硬度計对大部分金属矿物皆能产生良好的压痕，故其性能頗高。

硬度值随結晶方向而改变的显著变化 虽然尚未进行有关結晶方向与硬度值变化有关的精确試驗，但发现一些矿物在結晶方向不同时显著的变化。此类变化在斜方砷鉄矿、軟錳矿、硫砷銅矿、紅錳矿、針錳矿及紅砷錳矿的纖維状及柱状晶体中更为显著。此类矿物的硬度值皆分別以平行及垂直結晶延长方向来表示。

由于結晶度及組分变化而引起的差异 由于結晶度而引起的硬度变化对赤鉄矿及針鉄矿來說特別显著，微晶質变种的硬度值仅是粗晶体矿物的70%。例如在斜方砷鉍矿—斜方砷鉄矿及方鉍矿固溶系中或在含鉄量不同的閃錳矿中对硬度值及反射力的变化尚未进行过研究。无论如何，看来反射力及硬度的精确数值可用来确定那些目前仅借化学分析法能确定的組分。

磨光法对硬度的影响 五种矿物中的每一块切面分別先后用下列四种不同的磨光法磨光：在鉛盘上分別用金刚石細砂、氧化鎂和 γ 氧化铝磨光并在布磨盘上用 γ 氧化铝磨光。在重磨磨好的光面之前应用粗砂料将原来的光面全部磨掉并注意不致因压錐与結晶方向的改变而引起硬度差异。列在表5中的結果說明，所采用的磨光法不会使硬度产生任何明显差别。除用氧化鎂磨光的閃錳矿及斜方砷鉄矿以外其余所获得的平均值皆在硬度計的精确度范围以内。

表5 借不同方法磨光的矿物硬度值

磨光法		矿物				
		方鉛矿	閃錳矿	黃銅矿	斜方砷鉄矿	磁鉄矿
鉛盘	金刚石砂	72	202	206	437	554
	氧化鎂	75	185	193	473	554
	γ 氧化铝	76	191	193	433	560
布盘	γ 氧化铝	77	206	197	437	554

測量的最小粒度 为了确定获得可靠硬度值的最小粒度，特将已經分級的方鉛矿(軟)，閃錳矿(軟)，磁鉄矿(中硬)及黃鉄矿(硬且脆)的碎粒鑲固在电木(白氏塑料)中并进行測量。試驗結果表明若用30克荷重試驗时最小顆粒直径为0.05毫米，而荷重为100克时則最小顆粒的直径約为前者的两倍即0.1毫米。試驗的結果列于表6中。

威氏硬度值与莫氏硬度标的比較 本文的两位作者曾分別在压入荷重为100克时用 G. K. N. 硬度計对一系列矿物进行了測量，以便了解人为的因素，并与 E. W. 泰勒在荷重为50及20克时用威氏硬度計測得的結果^[21]进行比較。各測量結果的比較情况請見表7。除磷灰石外其他皆一致。不一致的原因大概是由于結晶方向不同。波韦及泰勒測量的硬度范围，最少是对五个独立的压痕作十次对角綫測量后取得的結果。

表 6 根据小颗粒试样中的压痕测定的硬度值

矿物种类	颗粒的平均直径 (毫米)	荷重(克)	范 围	平 均 值	标准偏差百分率
方 鉛 矿	0.05	30	71—77	75	2.5
閃 鋅 矿	0.05	30	174—223	200	9
磁 鉄 矿	0.04	30	468—591	530	6.6
磁 鉄 矿	0.08	100	483—554	531	5.5
黄 鉄 矿	0.06	100	882—1267	1130	8.9

表 7 威氏硬度值与莫氏标比較

莫氏标	矿 物	E. W. 泰勒的 威氏硬度值	S. H. U. 波韦测得的 威氏硬度数		K. 泰勒测得的 威氏硬度数	
			范 围	平 均	范 围	平 均
1	滑石	47	33—57	43	37—63	43
2	石膏(解理面)	60	45—58	52	47—55	50
3	方解石(解理面)	136	99—159	126	109—133	118
4	螢石	200	192—196	193	185—197	191
5	磷灰石	659	548—560	552	548—585	560
6	正长石	714	752—792	768	743—782	764
7	石英(垂直光軸)	1103	1097—1150	1135	1097—1168	1132
	石英(平行光軸)	1206	1150—1206	1187	1132—1267	1180
8	黄玉	1648	1650—1749	1699	1619—1682	1640
9	刚玉	2085	2099—2144	2121	2055—2191	2108
—	蓝宝石(人造)	2720	—	—	—	—

矿物鑑定系統

用表面殘缺最輕的标本来制备良好的磨光面，这样大部分直径小于 0.06 毫米的矿物颗粒仍可测得可靠的硬度值及反射率。因此反射率及硬度值可被选择作为鉴定方法的基础。对 103 种矿物已经进行了反射率及硬度的测量。当反射率的平均值按普通直綫比例，而硬度以对数比例来标繪(图 5)时可得到极滿意的矿物分布情况，并且大部分普通的矿石矿物可凭借这两項性質来予以鉴定。

审視图表后，按化学組成及构造的相似特点划分为五个主要的矿物組。它們是(1)氧化物；(2)鈷、鎳及鉄的硫化物和砷化物；(3)其他硫化物；(4)复硫盐类；(5)金属类。在这粗略划分的組別中有若干不規則的例子，例如赤銅矿 (Cu_2O)，軟錳矿 (MnO_2) 及硒銀矿 (Ag_2Se) 落入复硫盐类中。但一般說来单按硬度及反射率作为基础可将一个未知矿物确定在五个主要組別中的一組內。此后，鉴定矿物可用各种方法，但按慣例下一步是检查是否有任何双反射或方向硬度的变化。曾注意到双反射^[22]及硬度的方向变化并观察其他特征，如：反射色、非均質性、偏光色及是否有內反射等。研究上述全部性質并不需要損害矿物的表面，且測量工作簡單又不費時間。事实上，矿物可在同一矿石显微鏡下研究，但当有大量标本需要鉴定时，为了工作方便，应用两架显微鏡更好——其中一架装配光度計而另一架則装置金刚石压錐。

反射色 穆德奇认为反射色极有助于矿物的鉴定工作^[23]。然而，遺憾的是具有鮮明顏色的不透明矿物却不多。大部分皆呈白色或呈深浅不同并微帶其他顏色的灰色。这

使得初学者不易辨認顏色或其深淺的微弱变化，因此这一性質并不能充分用于金属矿物的鉴定工作。由于这一主要困难使反射色的应用受到限制。一般图表所着的顏色皆較之在硫化物中所見到的深得多，故除非制备了适当标准的色版图，不然难于应用，反射色在不透明矿物鉴定中的充分利用只能借助于比較目鏡。作者所采用的装置是在塔尔麦支(Talmage)所介紹的装置^[24]基础上大为改进了的。用一个目鏡把两架庫克(Cooke)厂出产的“金属矿石”显微鏡[特龙弗頓(Troughton)和賽姆斯(Simms)]联接起来。光源从两盞同样功率的強鎢絲灯供給，并使之具有与反射率測量时同样的色温(图4)。两个鎢絲灯照明的強度若有任何极微小的差別时，可調节連接在一盞鎢絲灯上的变阻器来使之达到一致。未知矿物与标准矿物同时分別置放在每一个显微鏡的載物台上，并通过两个半視野来作直接的比較。

非均質性及偏光色 非均質性矿物在正交偏光鏡下呈現的顏色主要是由于双反射色散所产生。此种顏色在空气及油浸物鏡中皆可以見到，但尤其在油浸物鏡中比較显著，因此偏光色是在矿物位置为 45° 时，使用油浸物鏡观察的。哈利曼^[25]曾应用喀地科民(Capdcomme)及奧賽(Orcel)的方法^[23]将偏光鏡調准至消光位置，此时发现切面在 45° 位置时常显示出具有特征的顏色。这种性質只有当显微鏡經過正确校准后观察才有实际意义。偏光器(polars)必需精确地正交，而应力引起的任何不正常現象可通过旋轉嵌环中物鏡直至最暗时为止的方法克服。在此种条件下观测的結果証明，大部分非均質性矿物在 45° 位置时皆显现出一种或两种主要的顏色或呈現此类顏色的浓淡不同的色彩。偏光色对一般金属矿物的鉴定工作没有什么特殊的用处，因为文献中已指出同种矿物有各种各样的顏色。例如紅砷鎳矿的偏光色，其特征是藍綠色，而通常在文献中則說，非均質性矿物具有自淡黄色、灰綠色、藍灰色至紫蓝色的強烈偏光色。

鉴定表

第 I 組，氧化物等 第 I 組中的大多数矿物，例如鉄、錳及鈦的氧化物皆具有相近似的反射率及硬度值。但尽管如此，若把上述的其他特性考虑进去可把这一組再作較細的划分，以便順利地鉴别大部分矿物。表 8 中的矿物正好說明这一点。例如磁鉄矿及黑鎂鉄錳矿是在本分組中仅有的两个均質性矿物，磁鉄矿由于硬度較軟，反射率稍高百分之几，故可显著地与黑鎂錳矿区别。褐錳矿与黑錳矿几乎具有相同的反射率、硬度和顏色，但可根据偏光性的程度、偏光色及內反射的不同来加以区别。同样鎢錳鉄矿也可根据具有弱的非均質性，弱的双反射及呈綠灰的偏光色与水錳矿区别。

表 8 第 I 組，中等反射力的氧化物

矿物	白光中的反射率 (平均值及范围)	硬度 (平均值及范围)	反射色	偏光性	45° 方位时主要的 偏光色
水錳矿 $MnO \cdot OH$	17.0 14.0—20.0	410 367—459	浅灰色至暗棕灰色	強非均質性	白色带黄
針鉄矿 $FeO \cdot OH$	17.3 16.1—18.5	803* 772—824	灰色	中非均質性	藍灰色 鼠灰色
鎢錳鉄矿 $(Fe, Mn)WO_4$	17.3 16.2—18.5	373 357—394	棕灰色	弱非均質性	綠灰色

續表 8

矿 物	白光中的反射率 (平均值及范围)	硬 度 (平均值及范围)	反 射 色	偏 光 性	45° 方位时主要的 偏光色
黑 錳 矿 Mn_3O_4	17.5 16.0—19.0	587 541—613	暗灰色	強非均質性	橄欖—淺黃色并帶 有許多細小的擦痕
黑錳鐵錳矿 $MnFe_2O_4$	18.5	734 724—745	橄欖灰色	均 質 性	
褐 錳 矿 $(Mn, Si)_2O_3$	18.8 17.8—19.8	595 584—605	暗灰色	弱非均質性	灰 色
鈦 鐵 矿 $FeTiO_3$	19.4 17.8—21.1	611 519—703	淺棕色	中非均質性	淡綠灰色
金 紅 石 TiO_2	20.2	1139 1074—1210	灰 色	強非均質性 常为內反射掩盖	
纤 鐵 矿 $FeO \cdot OH$	20.4 15.8—25.0	724 690—782	白色帶灰	強非均質性	淺綠黃色
磁 鐵 矿 Fe_3O_4	21.1	560 530—599	灰 色	均 質 性	

* 粗晶質矿物

低反射力的相似氧化物列入表 9 中。

表 9 第 I 組, 低反射力的氧化物

矿 物	白光中的反射率 (平均值与范围)	硬 度 (平均值与范围)	反 射 色	偏 光 性	內 反 射
白 鎢 矿 ¹ $CaWO_4$	10.1	348 285—429	暗 灰 色	为內反射所掩盖	白 色
紅 鋅 矿 ZnO	11.2	234 150—318	暗 灰 色	为內反射所掩盖	紅 色
錫 石 SnO_2	12.0 11.2—12.8	1053 1027—1075	暗 灰 色	中非均質性	黃-棕色
鉻 鐵 矿 $FeCr_2O_4$	12.1	1206 1195—1210	暗 灰 色	均 質 性	紅 色

強反射力的氧化物列入表 10 中。在此分組中方錳鉛矿及錳鋇矿若不借比較目鏡或不在優質的标本上进行硬度精確測量时是无法区别的。

表 10 第 I 組, 高反射力的氧化物

矿 物	白光中的反射率 (平均值及范围)	硬 度 (平均值及范围)	反 射 色	偏 光 性	在45°方位时, 主要的 偏光色
錳 鐵 矿 $(Mn, Fe)_2O_3$	23.0	1018 1003—1033	白色帶黃	均 質 性	
硬 錳 矿 $BaMnMn_3O_{14} \cdot (OH)_4$	23.5 23.0—24.0	572 503—627	白 色	均 質 性 (結晶不良的物質)	
磁 赤 鐵 矿 Fe_2O_3	25.0	946 894—988	白 色	均 質 性	
赤 鐵 矿 Fe_2O_3	27.5 25.0—30.0	1009* 920—1062	白 色	強非均質性	淡 綠 色
方 錳 鉛 矿 $MnPbMn_3O_{14}$	29.0 26.0—32.0	784 767—813	白色帶黃	強非均質性	淡 綠 色
錳 鋇 矿 $MnBaMn_3O_{14}$	29.2 26.0—32.5	620 560—724	白色帶黃	強非均質性	淡 綠 色

* 粗晶質矿物。

所有原生的鈾及鈷礦物與僅含有少量鈾及鈷作為次要組分的氧化物在一起屬於第 I 組。上述礦物皆列入表 11 內。其中許多礦物可根據它們的光學性質、硬度及射綫照相術所顯示出來的放射性加以區別^[27]，但對於示晶類礦物的鑑定工作則通常需通過 X 射綫照象的、煅燒礦物的粉末照片確定。

表 11 第 I 組，鈾及鈷礦物

礦物	白光中的反射率 (平均值及範圍)	硬 度 (平均值及範圍)	反 射 色	偏 光 性	內 反 射
鈾 石 $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$	9.9	258 236—333	灰棕色	非均質性	
燒綠石 $NaCaNb_2O_6F$	13.4 13.0—13.8	613 572—665	淺灰色	均質性	綠黃至棕色
鈷鈾鈷礦 $(U,Ca)(Nb,TiTa)_3O_9$	14.5 14.0—14.9	525* 503—560	淺灰色	均質性 (示晶)	棕色
方鈷石 ThO_2	14.6 14.0—15.3	1018 988—1115	淺灰色	均質性	
鈳鈾礦 $(U,Ca,Fe,Y)_3Ti_5O_{16}$	14.8 13.7—16.0	720 710—730	淺灰色	均質性 (示晶)	紅棕色
黑稀金礦 $(Y,Er...U)(Nb,Ti,Ta)_2O_8$	15.0	707 599—782	淺灰色	均質性 (示晶)	棕色
晶質鈾礦	16.8	808 782—839	淺灰色	均質性	
瀝青鈾礦 UO_2	16.8	720 673—803	淺灰色	均質性	
鈷鉍鐵礦 $(Fe,Mn)(Nb,Ta)_2O_6$	17.1 16.3—18.0	803 724—882	白帶灰色	非均質性	淺紅色
鐵鈳鈾礦 $(Fe,U,Ce)(Ti,Fe)_3O_7$	17.8	745 707—803	淺灰色	均質性 (示晶)	紅棕色

* 產自馬達加斯加的鈷鈳鈾礦的平均硬度值為 642。

第 II 組，鈷、鎳及鐵的硫化物及砷化物 已經測定的全部鈷、鎳及鐵的硫化物及砷化物皆屬於硬度高、反射力強的一組礦物。這一組可根據光學性質再分為均質性(表 12)及非均質性(表 13)兩個分組。均質性分組中的每一個礦物主要依靠反射率及硬度的精確測量來予以區別。

輝砷鎳礦及銻硫鎳礦具有相同的反射率，但可根據它們不同的硬度值加以區別。在非均質性分組中不存在任何易于混淆的情況。

第 III 組，復硫酸鹽類 復硫酸鹽類礦物具有中等的反射力和硬度值。因此按反射率及硬度值定位時，皆處於圖的中央位置。本組內的一部分礦物是難以單獨根據平均反射率及硬度值予以鑑別的。例如硫鉍銻鉛礦及硫銻鉛礦是不易區別的，但當有數個不同結晶方向的顆粒連生在一起時硫銻鉛礦呈現強的双反射，故可與硫鉍銻鉛礦區別。相類似的情況如硫鐵銻礦及輝銻鉛礦具有相同的反射率和硬度值，但具有顯著双反射的是硫鐵銻礦，而弱双反射的則為輝銻鉛礦。此外偏光色亦可予以區別。黝銅礦及銀黝銅礦也許是這一系統中最難以區別的礦物。儘管如此，若放置在比較顯微鏡下檢視時，它們的顏色是有區別的，並不致于混淆。

表 12 第 II 组, 钴、镍及铁的硫化物及砷化物的均质性矿物的性质

矿 物	反 射 率 (白 光)	硬 度 (平均值及范围)	反 射 色
硫铜钴矿 CuCo_2S_4	44.0	463 351—566	白 色
硫铁镍矿 $(\text{Ni}, \text{Fe})\text{S}_2$	45.5	1097 1003—1288	淡紫罗蓝色
辉砷镍矿 NiAsS	47.5	698 665—743	白 色
锑硫镍矿 NiSbS	47.5	525 498—542	白 色
碲硫镍钴矿 $(\text{Co}, \text{Ni})_3\text{S}_4$	48.6	524 503—553	乳酪色带淡红
辉 钴 矿 CoAsS	52.7	1200 1176—1226	白色带淡红
黄 铁 矿 FeS_2	54.5	1165 1027—1240	白色带黄
方 钴 矿 $(\text{CoNi})\text{As}_2$	55.8	653 589—724	白 色

表 13 第 II 组, 非均质性钴、镍及铁的硫化物及砷化物

矿 物	白光中的反射率 (平均值及范围)	硬 度 (平均值及范围)	反 射 色	偏 光 性	在 45° 方位的主要 偏光色
红 锑 镍 矿 NiSb	49.9 45.3—54.6	563 542—584	淡黄红色	强非均质性	鲜黄绿色
砷 镍 矿 Ni_3As_2	51.2	704 685—724	白色带淡红	弱非均质性	灰 色
白 铁 矿 FeS_2	52.2 48.9—55.5	1113 941—1288	淡黄白色	强非均质性	绿色, 浅红灰黄色
铁硫砷钴矿 $(\text{Co}, \text{Fe})\text{AsS}$	52.5	1124 1071—1166	乳 白 色	弱非均质性	灰色, 几乎呈现为 均质性
毒 砂 FeAsS	53.7 51.7—55.7	1094 1048—1127	乳 白 色	强非均质性	红棕色, 绿蓝色
斜方砷铁矿 FeAs_2	53.8 53.0—54.7	671 421—920	白 色	强非均质性	柱状切面呈淡绿黄色
红砷镍矿 NiAs	55.1 52.0—58.3	392 328—455	淡黄红色	强非均质性	淡绿色, 绿蓝色
针 镍 矿 NiS	57.0 54.0—60.0	301 225—376	黄 色	强非均质性	淡 黄 色
斜方砷镍矿 NiAs_2	59.0 58.0—60.0	712 687—778	白 色	强非均质性	浅棕灰色, 蓝灰色
副斜方砷镍矿 NiAs_2	61.0 60.5—62.0	772 762—803	白 色	强非均质性	淡黄褐色

第 IV 组, 其他硫化物类 因硫化物并不位于第 III 组复硫酸盐类矿物的附近, 可完全根据反射率及硬度值(表 1、表 4 及图 5)来鉴别。例如黑锌锰矿是孤立的, 除此而外, 其很显著而特殊的双反射及纯白色的偏光性不会使它与其他矿物相混淆。同样, 闪锌矿

表 14 第三組, 复硫盐类

矿 物	白光下的反射率 (平均值及范围)	硬 度 (平均值及范围)	反射色	偏 光 性	在 45° 方位时的主 要偏光色 (柱状切面)
淡紅銀矿 Ag_8AsS_8	26.4 25.0—27.7	123 109—135	蓝灰色	強非均質性	綠灰色
硫砷銅矿 Cu_8AsS_4	26.5 25.0—28.1	239 133—346	灰色略帶淡紅	強非均質性	紅棕色, 淡紅灰黃色
脆硫錫銅矿 Cu_8SbS_4	26.9 25.1—28.7	363 333—397	棕色略帶淡紅	強非均質性	淡紅灰黃色 黃橄欖色
砷黝銅矿 $(Cu, Fe)_{12}As_4S_{18}$	28.9	338 320—361	淡綠灰色	均 質 性	
深紅銀矿 Ag_3SbS_3	29.6 28.4—30.8	88 50—126	蓝灰色	中非均質性 常为均質性	灰 色
銀黝銅矿 $(CuAg)_{12}Sb_4S_{18}$	29.8	345 317—375	黃灰色	均 質 性	
砷硫錫銅銀矿 $(Ag, Cu)_{16}As_2S_{11}$	30.1	160 153—164	淡綠灰色	均 質 性	
黝 銅 矿 $(CuFe)_{12}Sb_4S_{18}$	30.7	351 328—367	棕灰色	均 質 性	
輝錫鉛矿 $Pb_6Sb_{14}S_{27}$	32.3	178 162—207	白 色	非均質性弱甚 至呈現均質性	灰 色
輝錫銀矿 $AgSbS_2$	33.9 31.8—36.0	110 104—123	藍灰色	強非均質性	淡黃色
硫鐵錫矿 $FeSb_2S_4$	35.0 30.0—40.0	171 155—185	白 色	強非均質性	藍灰色
輝 錫 矿 Sb_2S_3	35.1 30.2—40.0	77 42—109	白 色	強非均質性	淡綠色
車 輪 矿 $CuPbSbS_3$	37.1 36.0—38.2	192 185—199	白 色	強非均質性	綠藍色, 綠灰色
脆硫錫鉛矿 $Pb_4FeSb_6S_{14}$	38.0 36.0—40.0	109 96—121	白 色	強非均質性	灰綠色
硫銅鉍矿 $CuBiS_2$	38.5 36.0—41.0	203 168—238	乳白色	強非均質性	黃綠色, 綠色
硫銅錫矿 $CuSbS_2$	40.0 37.1—43.0	276 264—285	白 色	強非均質性	藍綠色
硫錫鉛矿 $Pb_3Sb_4S_{11}$	40.6 37.0—44.1	166 157—183	白 色	強非均質性	綠灰色
硫鉍錫鉛矿 $Pb_4FeBi_4Sb_2S_{16}$	42.1 40.9—43.2	116 69—173	白 色	強非均質性	灰棕色
輝 鉍 矿 Bi_2S_3	45.4 42.0—48.7	107 92—119	白 色	強非均質性	黃綠色

亦与其他任何矿物完全隔离。硫錳矿与黑銅矿相类似, 但前者是均質性矿物, 而黑銅矿則具有显著的非均質性。

第 V 組, 金属等类 第五組包括自然金属元素、碲化物及硒化物类矿物。此类矿物皆具有強的反射力及低的硬度值, 并且很容易相互区别开。

結 論

已經考察过的矿物約占全部已知金属矿物的半数,但无法論断所提出的这一个測定矿石矿物的方法完全可靠。然而,无論如何根据已进行的工作来看,显然大部分普通的矿石矿物可借这一方法迅速鉴定,而这一方法可同样适用于尚未进行研究且較为稀有的矿物。精制的光度計早已用来測量极小顆粒的反射率,并且今后可指望在許多工作,特别是晶体定向工作完成后能把鉴定工作做得更准确,这样,就不需用目前用的光譜及伦琴射綫分析法。应用硬度值和反射率結合的方法来鉴定通常伴生有鈾和鈷的矿物已五年多了,并且成效很高。許多普通的矿物如黄鉄矿、黄銅矿、方鉛矿、閃鋅矿及毒砂可以目測,由于进行浸蝕及微化試驗具有困难,因此在过去过分地倾向于直觉鉴定(spot identification)。現在提供的这个方法可在几分鐘內作好些矿物顆粒的硬度及反射力的測量,故可避免这一傾向。无疑当进一步測定了更多的矿物时,混淆的情况可能会增加;但无論如何,根据現有資料表明这一鉴定方法是簡便且能迅速地获得可靠結果的方法。

(譯自英文預印本)

参 考 文 献

- [1] Campbell, W., The microscopic examination of opaque minerals, *Econ. Geol.* **1**, 751—766 (1906).
- [2] Murdoch, J., *Microscopical determination of the opaque minerals*, New York (1916).
- [3] Davy, W. M. and Farnham, C. M., *Microscopic examination of the ore minerals*, New York (1920).
- [4] Schneiderhöhn, H., *Mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen*, Berlin (1922).
- [5] Veer, R. W. Van der, *Mineragraphy and ore deposition*, **1**, The Hague (1925).
- [6] Schneiderhöhn, H. and Ramdohr, P., *Lehrbuch der Erzmikroskopie*, **2**: Berlin (1931), **1**: (1934).
- [7] Short, M. N., *Microscopic determination of the ore minerals*, *U. S. Geol. Surv. Bull.* **825**: (1931), 2nd. edn., 914: (1940).
- [8] Uytenbogaardt, W., *Tables for microscopic identification of ore minerals*, Princeton Univ. Press (1951).
- [9] Bowie, S. H. U., in *Summary of Progress Geol. Surv. Gt. Brit.* 1953: 71 (1954).
- [10] Bowie, S. H. U., The photoelectric measurement of reflectivity, *Min. Mag.* **31** 476—486 (1957).
- [11] Hallimond, A. F., Direct measurement of standard reflectances with the microphotometer, *Min. Mag.* **31**, 487—494 (1957).
- [12] Folinsbée, R. E., Determination of reflectivity of the ore minerals. *Econ. Geol.* **44**, 425—436 (1949).
- [13] Talmage, S. B., Quantitative standards for hardness of the ore minerals, *Econ. Geol.* **20**, 531—553 (1925).
- [14] Siebel, J., Über die Anwendbarkeit der Mikrohärteprüfung als diagnostisches Hilfsmittel in der Erzmikroskopie, *Metall und Erz* **40**, 169—174 (1943).
- [15] Winchell, H., The Knoop microhardnesstester as a mineralogical tool, *Amer. Min.* **50**, 583—595 (1945).
- [16] Mitsche, R. and Onitsch, E. M., Über die Mikrohärte der Mineralien, *Mikroskopie* **3**, 257—309 (1948).
- [17] Tertsch, N., *Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle*, Springer Verlag, Vienna (1949).
- [18] Robertson, F. and Meter, W. J. van, The Kentron Microhardness Tester, a quantitative tool in opaque mineral identification, *Econ. Geol.* **46**, 541—550 (1951).
- [19] Nakhla, F. M., The hardness of metallic minerals in polished sections, *Econ. Geol.* **51**, 811—827 (1956).
- [20] Nott, B. W., *Microindentation hardness testing*, London (1956).
- [21] Taylor, E. W., Correlation of the Mohs's scale of hardness with the Vickers's hardness numbers, *Mag.* **28**, 718—721 (1949).
- [22] Bowie, S. H. U., The photoelectric measurement of reflectivity, *Min. Mag.* **31**, 476—486(1957).
- [23] Murdoch, J., *Microscopical determination of the opaque minerals*, New York (1916).
- [24] Talmage, S. B., Quantitative standards for hardness of the ore minerals, *Econ. Geol.* **20**, 531—553 (1925).
- [25] Capdecombe, L. and Orcel, J., Détermination des propriétés optiques des cristaux opaques à l'aide du microscope métallographique polarisant, *Rev. d'optique théorique et instrumentale*, **20**, 47—114 (1941).

- [26] Hallimond, A. F., Manual of the polarising microscope, 2nd. end. New York (1953).
- [27] Bowie, S. H. U., Autoradiograph techniques in geological research, Bull. Geol. Surv. Gt. Brit. 3, 58—70 (1951).

利用放射性方法定量分析钍产品和钍矿中的钍*

R. 高萊 J. 过邁尔 L. 味南**

引 言

在原子能工业中,钍在不久的将来,就可作为原子发电站的一种燃料^[1]。虽然一般富含钍的矿藏是十分的少,但就我們的估計,他仍占地壳的百万分之十二,亦即三倍于铀的儲藏量^[2-5]。虽然钍的冶炼到现在还不十分发展,但氧化钍的价格已經較氧化铀为廉^[1,5]。

根据对由燃料 U^{235} 分离出来的钍以及钍本身的研究,已經可以預計,有可能建立一所新的均匀增殖反应堆^[6]。

钍亦同铀一样,可利用 Th— U^{233} 循环,增殖燃料,但是,这种循环的实现还有待于在化学方面作許多专门研究。

現在主要的钍矿是独居石矿砂。其中主要的成分为稀有元素的磷酸盐以及磷酸钍(或硅酸钍)。独居石中稀土元素的含量远較钍的含量为多(約为十倍以上)^[7]。另一方面,由于稀土元素的截面效率非常高,要得到核純的钍,必須排除有害杂质并使这类杂质含量降低到百万分之几以下。因此冶炼钍矿的工作就发生了困难。虽然現代冶炼钍的工业中采用了几种方法,但并没有任何一种方法被認為更合适些^[2]。这些方法,要求許多特殊精密的操作技术。要研究不同阶段处理后的钍产品,必需首先准确地了解钍产品中的成分和稀土元素的含量。因此就需要掌握一种相当准确而可靠的方法,以便定量測定这些元素。

分析化学的經典分析法

1. 腐蝕与溶解(浸取法)

該专业作者通常所主张的腐蝕方法^[8-15]是用热硫酸进行浸取。我們曾初步証实这种腐蝕要求的条件是极为严格的,而要实现这些条件都是不大容易。另一方面腐蝕的結果通常是由于被分析物質的所謂“遗传性”(hérédité)而得到,即經過預处理所得,而这种預处理的情况,有时是难以令人完全理解的。特别是在加热过程中突然冷却,会使钍产物几乎不受到腐蝕。此外,有一种类似現象,在研究鋅的化合物与鉛的化合物过程中^[16-18]也观察到。由于矿石中或工业純氧化物中存在的钍不同,所发现的同种浸取結果也有所不同。除用硫酸腐蝕剂时外,在用其它的腐蝕剂,如苛性鈉与硫酸氫鉀等时,注意这种“遗传性”是有价值的。我們可認為用硫酸对钍的全部浸取是完全可能的,但在定量的化学分析过

* Quantitative Analysis of Thorium in Ores and Thoriferous Products, by a Method Based on Radioactivity (第3卷,第1701号报告,比利时)。

** R. Collée, J. Govaerts, L. Winand (比利时列日国立大学)。

程中，所要求的精确度远远超过工业实践中所规定的用那些细致的措施所能达到的精确度。

腐蚀的可能性，还要求样品磨得很细，一般至少在 325 筛孔，即 43 微米。磨碎时，为了避免由于磨碎器所引起的沾污，必须用玛瑙研钵手工研磨。

2. 稀土元素与钪的分离

在浸取过程中，所有的稀土元素通常随着钪进入溶液。通常以草酸盐形式使它们全部沉淀，然后灼烧，再称重。根据原子能利用的观点，钪与稀土元素的分离要用各种方法进行，主要的分离方法是用碘酸盐法、双氧水法以及水解法。

碘酸盐法，是利用碘酸钪的不溶解性和稀土元素的碘酸盐在硝酸中的溶解性进行的。假定能严格的遵循技术的操作规程，则由这种方法得到的结果是非常满意的。然而这种方法亦存在着某些缺点，特别当有氯化物存在时，钪与锆的完全分离将变为不可能。

在“近乎中性”的介质中，正如大家所知道的，钪是有“选择性”的被双氧水所沉淀。对这种方法进行的详细研究结果指出，在一般情况下，欲使结果准确，它的操作方法，应当比碘酸盐的方法还要细致。

另一种钪的选择性沉淀法是水解脱法。作者一般都认为其中先沉淀的是氢氧化钪^[10-15]。对一般含稀土元素比钪多的独居石，用水解脱法欲达到完全满意的分离，是比较困难的。

3. 经典化学分析方法的优点

大部分的经典化学分析方法中，是先测定稀土元素的氧化物与氧化钪的总含量。其后，当把钪与极大多数稀土元素化合物分离后，再单独地测定钪。最后，稀土元素的氧化物含量，可由总量减得。因此，前面二种测定中的任何一种所引入的误差，均将影响第三个测定结果。所以这种测定方法，阻碍了对分析结果单独进行检验。因此，这种分析方法不能认为是完全满意的^[17,18]。

此外，操作过程都是按照文献上许多象征性的名词来说明的，例如“近乎中性”的介质，蒸发至接近干燥，微硝酸性或弱酸性的介质等等^[8-15,19]。这些不准确的名词，意味着作者曾详细研究过过程中的操作手续，但由于得到的结果不能一致，而使他们在文献中不能得出更明确的数据。

最后，由于操作的性质，以及许多绝对必需遵守的条件，化学方法的测定时间一般是比较长的；特别是，我们已知，溶解加热后急剧冷却的物质有困难，那么就需要把所有经过煅烧以便以后作腐蚀试验用的物质，保存在一特制的高温炉中进行逐渐冷却。

总之，必需肯定，用化学方法分析钪产品仍具有很大的实用意义与优点，而他的分析结果，在许多情况下，仍还具有引人重视的准确度。前几节所提出的，仅不过指出这些方法需要相当长的时间与细致的技术；并且在某种情况下，亦还存在相当大的缺点。

4. 络合物分析法

这是一个相当先进而有趣的分析方法，它是以乙二胺四乙酸钠（EDTA）的络合性质作为分析的基础^[20,21]。

在某种情况下,这个试剂能与稀土元素络合,但不能与钍络合。然而欲使它的选择性条件完全满足是比较困难的,并且所得到的结果,既不是十分准确,亦不具有完全的重现性。但是这个方法既简单又迅速,特别适用在准确度要求不太严格的探讨方法中。即使在这种情况下,以焦儿茶酚紫(pyrocatechin violet)作为指示剂,用乙二胺四乙酸钠(或它的双钠盐)生成的络合物,亦仅在Fe、Zn、Bi、Sb与Al等某些有妨碍的离子不存在时适用。而处理的方法,亦仅适用于稀土氧化物的混合物和煅烧草酸盐后得到的钍氧化物的混合物。因此应用这种方法并不是要排除浸取过程和获得这些草酸的操作过程。

5. 光谱测定法

光谱分析是一种既简单又快的方法,可以很方便地定性测出独居石中的钍及其他稀土元素的量。但对于这些元素含量:则只能得到差不多是半定量的数据。

由前面简述的各种钍矿定量分析方法,使我们想到,利用放射性为基础的物理方法是很有利的。根据这个观点,某专业作者在1954年提出的下列意见仍然是非常有价值的^[19]。根据这个作者的看法:钍的分离问题曾引起了大小几百次的试验,但是好象没有得到有效的分离方法……,在这些分离方法中,很难得出关于那一个方法比较有价值的概念……,利用微量元素对这样“可怕”的问题进行研究是需要的。

我们曾在列日(Liège)大学开始用物理方法对钍的化合物进行定量分析。下面就是我们目前获得的初步结果。

放射化学法

1. 原理

利用辐射现象可使用放射化学法进行研究具有可能性,正如我们已熟悉的,这个方法在于把样品经过辐射处理后,就能使被研究的元素获得放射性。显然,样品中不应含有其他在辐射处理后也具有放射性的元素。获得放射性的元素,其含量可根据其核特性(半衰期能量)测定,或通过其子体元素或辐射后产生的放射性同位素测定。

另一种不需要预先辐射处理的方法,称为 γ 能谱分析。当核子由激发能回到基态时,则产生 γ 射线。在基态与激发态之间各种能量的不同传递形式都有可能出现,因此也就有 γ 放射。能量的损耗由下列三种效应所致:光电效应,康普顿效应与电子对的产生。

电子对的产生,如大家所共知的,只是在辐射能大于1.02百万电子伏时方为显著。

能谱可用有闪烁体的核分光计来进行研究。根据这情况,这个仪器较盖格-弥勒计数管或电离室更完善,因为可根据得出的辐射能,对各种放射性物质进行区别,特别适合于 γ 射线,因为 γ 射线是随非常容易明确区别的能量而出现的。示波器是一个碘化钠晶体,而光脉冲则利用光电倍增管转变为电脉冲。为了测定全能谱,仅需对振幅选择器的各方位完成计数即可。

2. 使用测定法时注意的条件

许多元素(特别是钍元素)本身或它的子体物质都能放出具有一定能量的 γ 射线。根据这个特性,可由能谱上表征出来的不同能量对已知样品进行分析(定性分析)。并对某

一特性能量进行放射性的测定(定量分析)。这些特性能量的放射强度显然与样品中元素的含量有关。应用这种方法,必须注意下列几个条件。

(1) 假定有可能的话,测定的能量(能谱线)必须是具有特征的,所测定元素具有的特征除外。当测定元素中含有其他 γ 射线的子体物质时,则这个条件就难以完全满足。

(2) 如有可能的话放射性的比活度应当是显函数,并与样品中所测定的元素含量比例。不管样品中含有的杂质情况如何,显函数或比例关系必定是一样的。但这个条件并不能常常满足,因为放射出的 γ 射线,可以被许多杂质,甚至于元素本身所“吸收”(自动吸收)。

(3) 所测定元素与其子体物质之间的量之比应当是一个常数,或至少应按照某一已知的规律而变化。在“原始”的矿石中(即自从古生代地质时期以来尚未变化的矿石),通常能实现放射性平衡,对于受过化学处理的矿石,则情况就完全不同。只要与空气作用(例如钍放出钍射气)即可使平衡改变。如果它的半衰期是相当的短,则可等待新的平衡建立起来后,再进行测定。

因此利用 γ 射线能谱,对钍产物或钍矿进行的分析,需要谨慎的研究。

3. 样品的制备

研究工作的对象首先是不同含量的钍与“惰性”物质的合成试样,以及具有不同钍含量的矿石。由于在独居石中,有害的杂质主要为稀土元素的磷酸盐,因此,我们选择与稀土元素物理性质相似的磷酸铍作为惰性物质的添加剂,因磷酸铍的原子量非常接近于与钍共生于独居石中的稀土元素的磷酸盐。所有产物和混合物都应预先研磨得很细(100%通过100筛孔的泰勒筛,或147微米),并且精密的分析(以后将要谈到)磨得很细的样品,在应用时并不是很必要的。

通过加入氧化钍或磷酸铍,可使矿石(独居石)含0.4%至21%的 ThO_2 。

由于高纯度的产品供应不能及时,最初的试验曾应用我们实验室中自制的磷酸铍作为添加剂,自制磷酸铍是由氢氧化铍与磷酸制成的。

此外,所应用的其他合成产品来源与性质如下:

二氧化钍 ThO_2 —稀土元素化学产品公司 no.6126, 巴黎。(Réf. no.6126 de la Société des produits chimiques de Terres rares-paris)。

二氧化钍—英国药剂有限公司 no. 437.168/560.112 及 no. 04617, 伦敦。(no.437.168/560.112 et no. 06417— The British Drug Houses Ltd. Londres)。

二氧化钍—霍布金与威廉有限公司 no. 8562 查得威·埃塞。(no. 8562— Hopkin and Williams Ltd., Chadwell-Essex)。

分析用的磷酸 (Merck A. G. Darmstadt)。

正磷酸铍 (no. 140.603 B. D. H. Londres)。

氧化铍—纯度大于99.95% 详生与莫塞有限公司。(no. J. M. 304 Johnson Matthey and Co. Ltd., Londres)。

对上列各种试剂的成分,我们都进行过化学分析与光谱分析。

试验时,已称量的矿粉样品盛于铝制的器皿中,皿的直径为35毫米,高为14毫米。再把每个器皿内盛物的总重量调整到25克,作为实验结果计算的基准。

4. 測定用的儀器

我們裝置了二種儀器：1) R. C. L. 式的 γ 射綫分光計。綫道的幅度可以任意調節，具有手工操作的計數器或連續記錄器；2) Tracerlab 或 γ 射綫分光計，它具有下列特點：

①方位可由手工操作調整，能詳細記數。

②分光計附有預先固定的 50 條相鄰的綫道，連續使用這些綫道，就可詳細測定全部或部分能譜。

③能一面不斷掃描，一面記錄在紙上。

④對 50 條綫道中任一條進行計算，就可得到部分能譜，該能譜的方向是預先用有 50 個接頭（與 50 條綫道相應）的分配盤選定的。

最初的測定是使用 R. C. L. 式的分光計。由於放大器有偏移，以及供電不穩定，因此使我們不能對能譜的分析獲得所需要的精密度，所以我們主要採用 Tracerlab 式的分光計，它的高度穩定性、準確性以及靈活性能使在測定過程中具有完善的重現性，而準確度也高。

所用的晶體是直徑為 $1\frac{1}{2}$ ，“厚度為 1”的 NaI(Tl)。

光电倍加管的工作電壓為 1,200 伏。電源如上面所指出的，直接接在晶體的外殼上，光电倍加管是垂直安置的，晶體方向則向上。

實 驗 結 果

1. 礦石的能譜

首先驗證能譜的綫性，再用普通方法校正分光計。

根據能量的觀點，可靠的 γ 射綫是放射性鈾以及鈾的子體物源的 γ 射綫，其中包括 MsTh-2。

我們曾根據卡爾德 (Cards)^[22] 和西博爾 (Seaborg)^[23] 表的數據記錄出鈾族的主要 γ 射綫，並且計算出每一條綫與晶體中各種不同吸收過程相應的綫的能量：光电效应的峯值、康普頓擴散邊界、逆擴散、電子對的產生、消失作用。

記錄放射性鈾為能源的能譜，就可鑑定大部分能量，雖然這些能量的組合是非常複雜的。以後在每個礦石樣品進行能譜測定時，我們能非常方便地找出我們測定所需要的特性譜綫或特性譜綫組。圖 1 表示含有 14% ThO₂ 的礦石能譜。

同樣，用 3 厘米厚的鐵質擴散器，圍繞射綫能源，進行了一系列的測定。這樣可增加所測定的弱能量的強度。可惜的是，在這區域中，有許多譜綫重迭，因此根據擴散器的全部效應，就很難肯定這種重迭區域中譜綫的相對強度。我們認為現在最好是不在這個方向繼續試驗。

為了準確測定鈾，必須利用一種或多種不同的方法測定特性譜綫。經常應用如下：

①根據各次記錄測量各特性譜綫的高度，然後減去本底。

②利用綫道選擇器，算出與峯值的某一個綫道或某幾個綫道上的點數。

③根據經過方位盤出去的最有特性的峯的方位，選擇一能帶區，進行計數。

用第一個方法，測定的時間相當長，因為獲得一個能譜，需要一小時左右。為了測定

校正曲綫和画出所研究矿石的能譜，就絕對必需考虑到光譜在長時間的穩定性。这个穩定性可由所記錄的东西本身來測定。这个方法的优点，是能收集許多可保留数据，并且能留在今后空間時进行分析。

在一个綫道上計数实际上是比较困难的，因为这种測定需要把峯“安放”在綫道的中心，在这种情况下，分光計的整个調节必須改变。而仅仅在偶然巧合的情况下，許多峯才能在保持同样調节的情形下进行計数。最有特性的峯值幅度常常超过綫道的幅度，因此，在实际中，这种測定的方法是詳細画出所探索的部分能譜。

第三种方法，是最迅速同样亦是最准确的方法。它能使能譜中最有利的部分保留下来，而排除，例如，能量低的部分，因为极高能量的 γ 射綫在相互作用后的“殘余”和本底的重要部分都在此。这种測定方法，可以利用迅速累积大量脉冲的簡單計数法，任意在能譜上画出一条或一組能譜綫。因此根据所測定的样品，就足以发现所选用能譜中的射綫。

2. 測定結果

(1) 記錄部分：

全部能譜是在 250 伏特以上的範圍內操作的，孔寬为 2.5 伏特。整个扫描(电位計 10 轉)是利用具有減速器的同步馬达控制的，時間为一小时。記錄部分是由一个塞式 (Sef-ram) 檢流計(基本刻度为 1 毫安)及一个同式样的“光点追迹器 (Suiveur de spot)”所构成。記錄带展开速度每分鐘为 5 毫米(图 1)

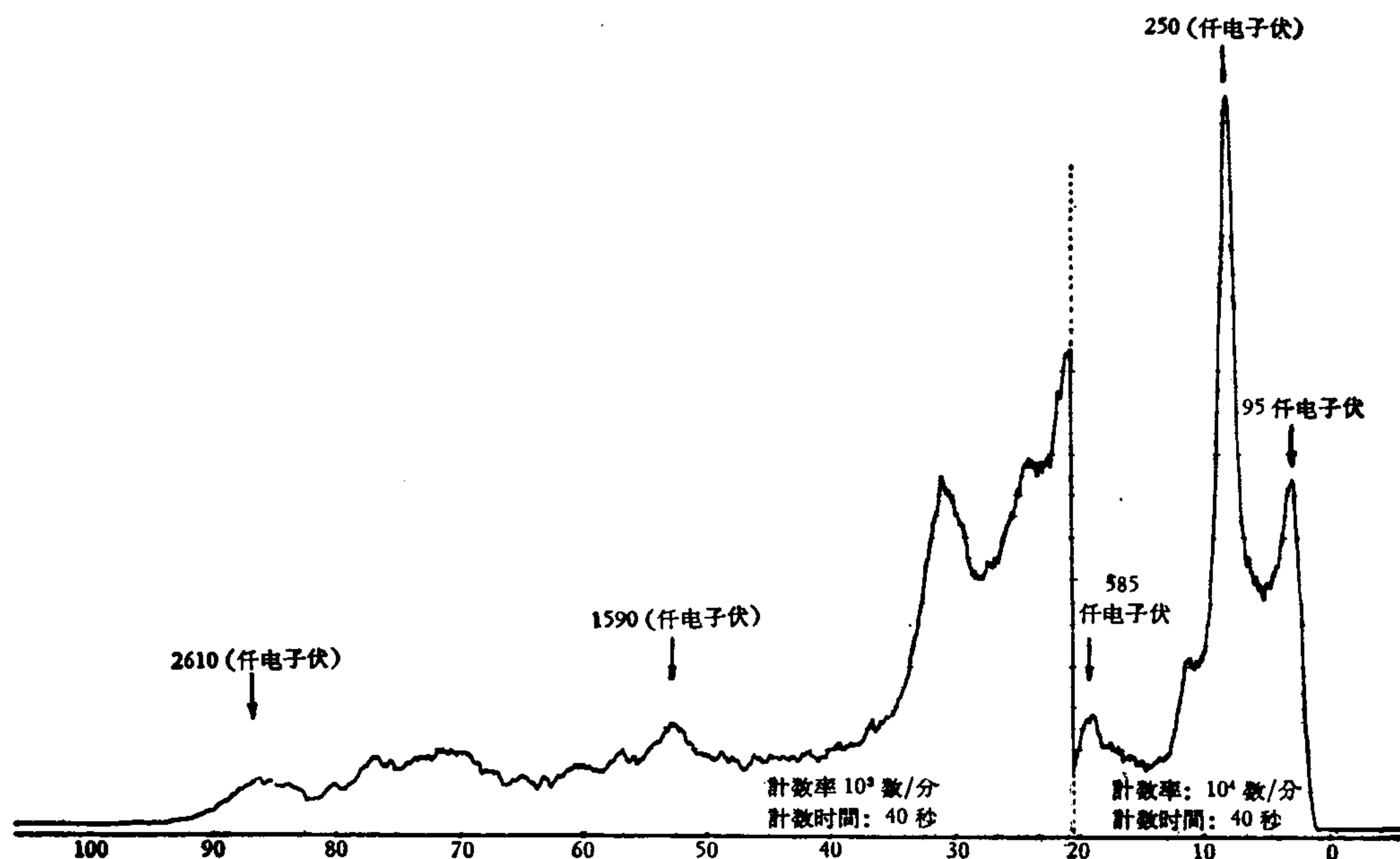


图 1 含有 14% ThO_2 的矿石全能譜

在第一次观察中，已經可以注意到能譜上存在着許多特性能帶，它們的位置为 95, 250, 585, 1590 及 2610 仟电子伏。除 2610 仟电子伏的光电譜綫外，通常这些譜綫并不适应于单一輻射，但对于晶体中放出的同样能量來說，这些譜綫就很能适应相互作用的重迭輻射。它們对 ThO_2 含量不同的矿石保持同一方位。在每一次記錄中，我們已測出各峯

的最高度,并且根据单独记录的本底加以校正。如此所得到的放射性,已用一定重量(25克)的样品进行标定。

表 1 示出所测出的结果,其中强度以绝对单位表示(实际上,以灵敏度为 1000 数/分的流速计的光点偏移的毫米数)。

表 1

能 量 (仟电子伏)	ThO ₂ 的百分含量							
	0.8	1.26	1.7	2	6	10	14	21
95	—	—	132	150	355	540	755	—
250	78	117	205	252	777	1227	1607	1757
585	14	19	—	44	124	194	259	334
1590	—	—	—	—	—	15	26	35
2610	—	—	—	—	—	9	12	16

由上表数值的分析,可得到下面几点结论:

① 1590 与 2610 仟电子伏的峰不能用来测定低含量的样品,从含量为 10% 的 ThO₂ 起,它就非常弱。这种结果,是由于晶体体积小,以及在 NaI 中取决于能量的有效吸收面积减小的原因。这种现象对于 ThC → ThC'' 衰变时,适应能量转移的光电峰的 2610 仟电子伏的能量尤为可惜。

② 250 仟电子伏的辐射测定,可适用在最低的含量(0.8%)到最高的含量(21%)。对 585 仟电子伏亦是一样,虽然这一辐射强度为前一辐射强度的六分之一。因此,我们仍可就这二种能量,画出表明最大峰高度与含量间关系的曲线,如图 2、3 及 4 所示。

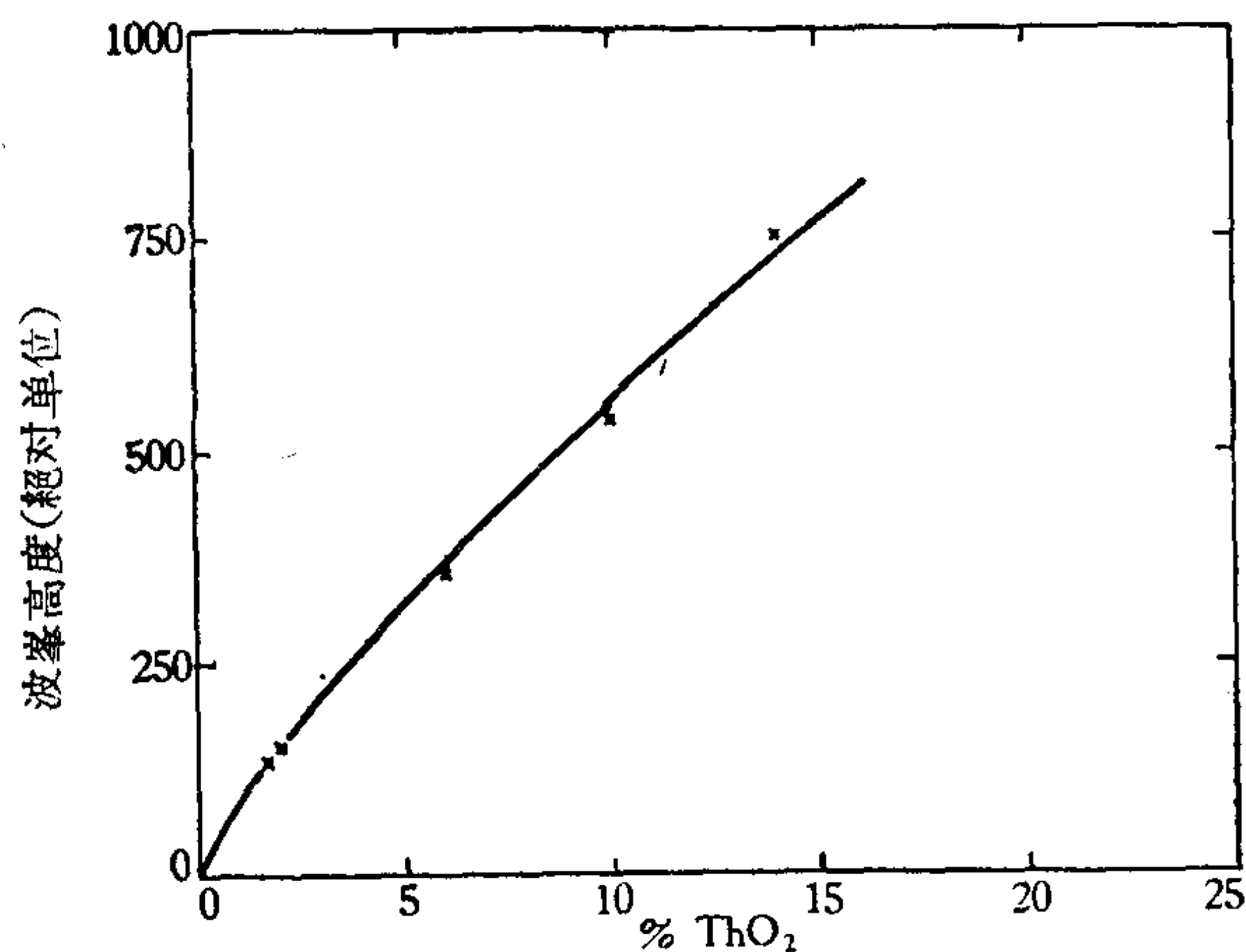


图 2 能量为 95 仟电子伏

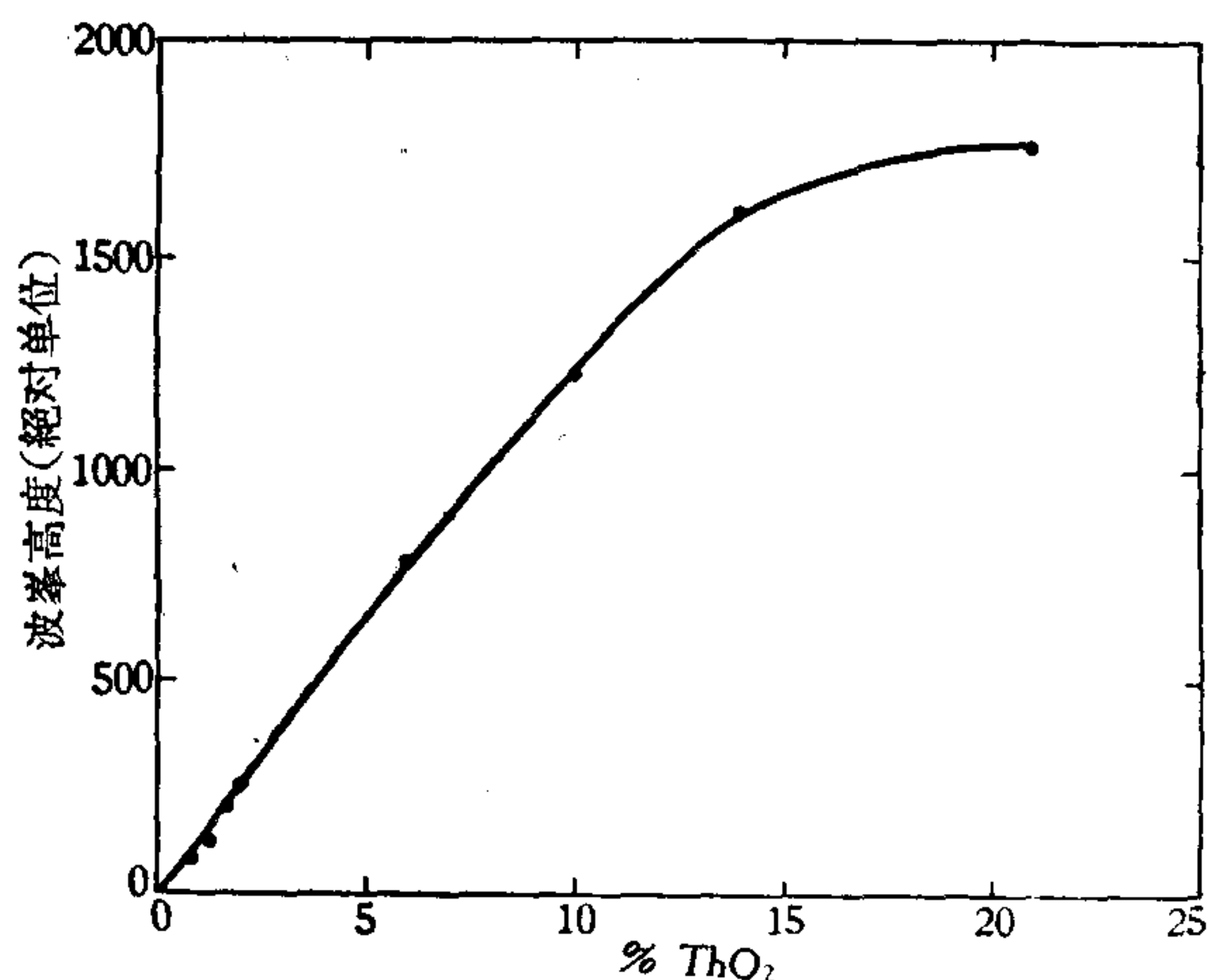


图 3 能量为 250 仟电子伏

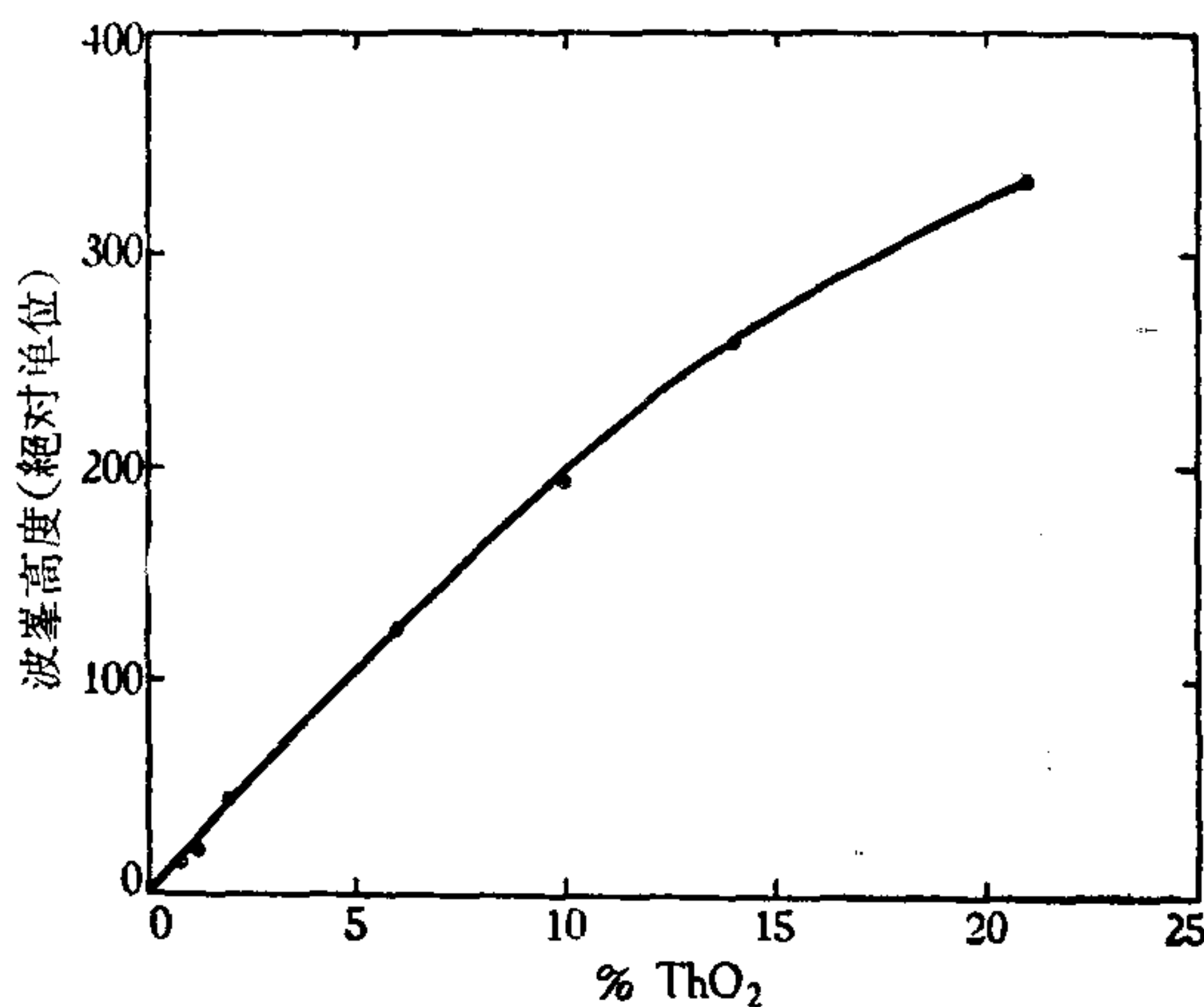


图 4 能量为 585 仟电子伏

含量約在 14% 以上时, 我們就可发现这些曲綫有重大的綫性差距。无疑的应当看到这样的結論, 就是当高原子序数的鈾含量增加时, 自吸收現象亦加強。然而能量为 585 仟电子伏的差距較 250 仟电子伏的为小的情况就不够明显了。

在其他一系列新的測定中, 可应用能带法, 即根据使用方位盘进行計数。在这种情况下, 能譜是分布在 250 伏以上, 并按照 50 个綫道分配, 每个綫道固定于 5 伏。

图 5 与图 6 所示的曲綫表示对下列能带計数的結果, 单位用数/分(c.p.m)表示:

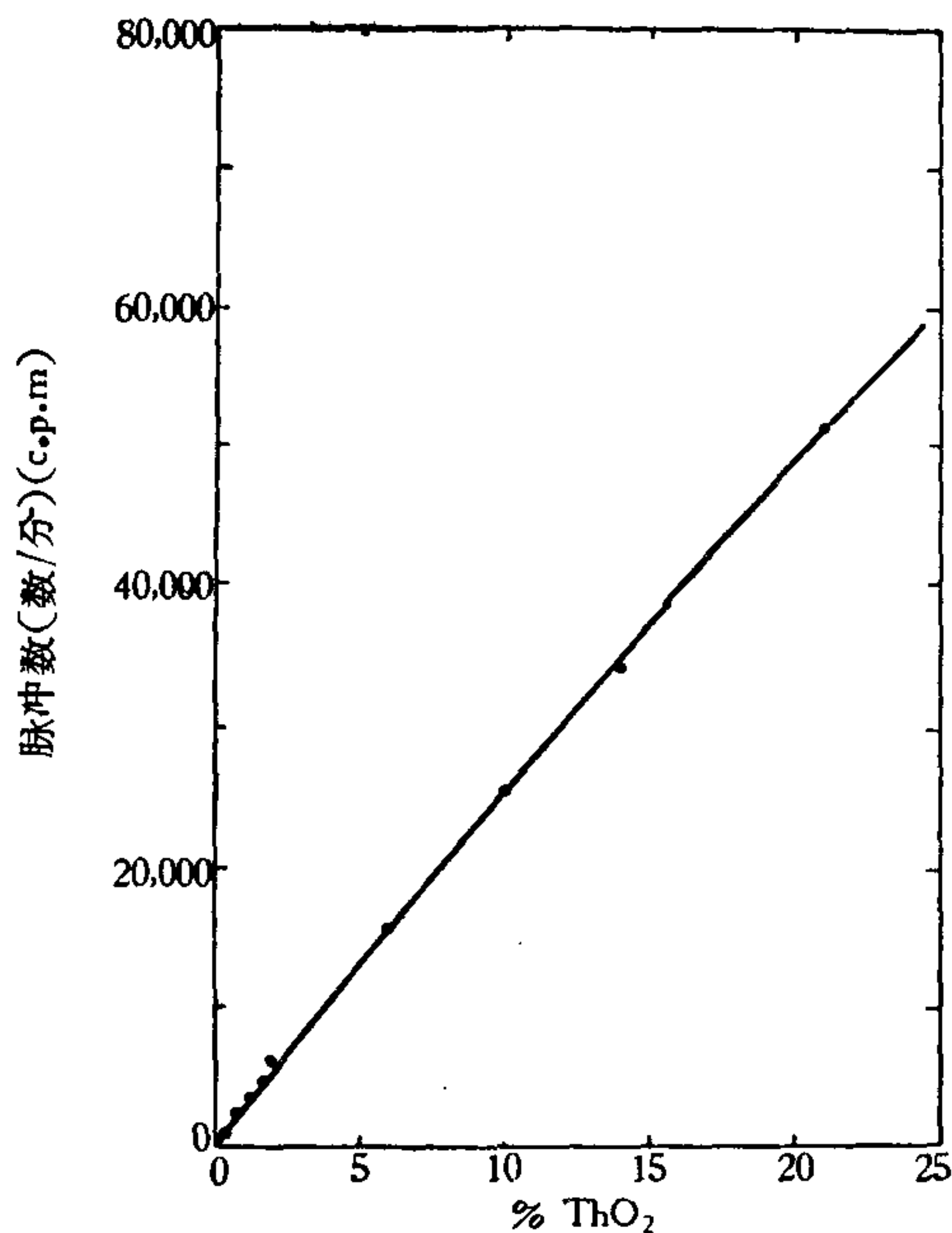


图 5 全放射活度(2至8道)50 仟电子伏 $E < 500$ 仟电子伏

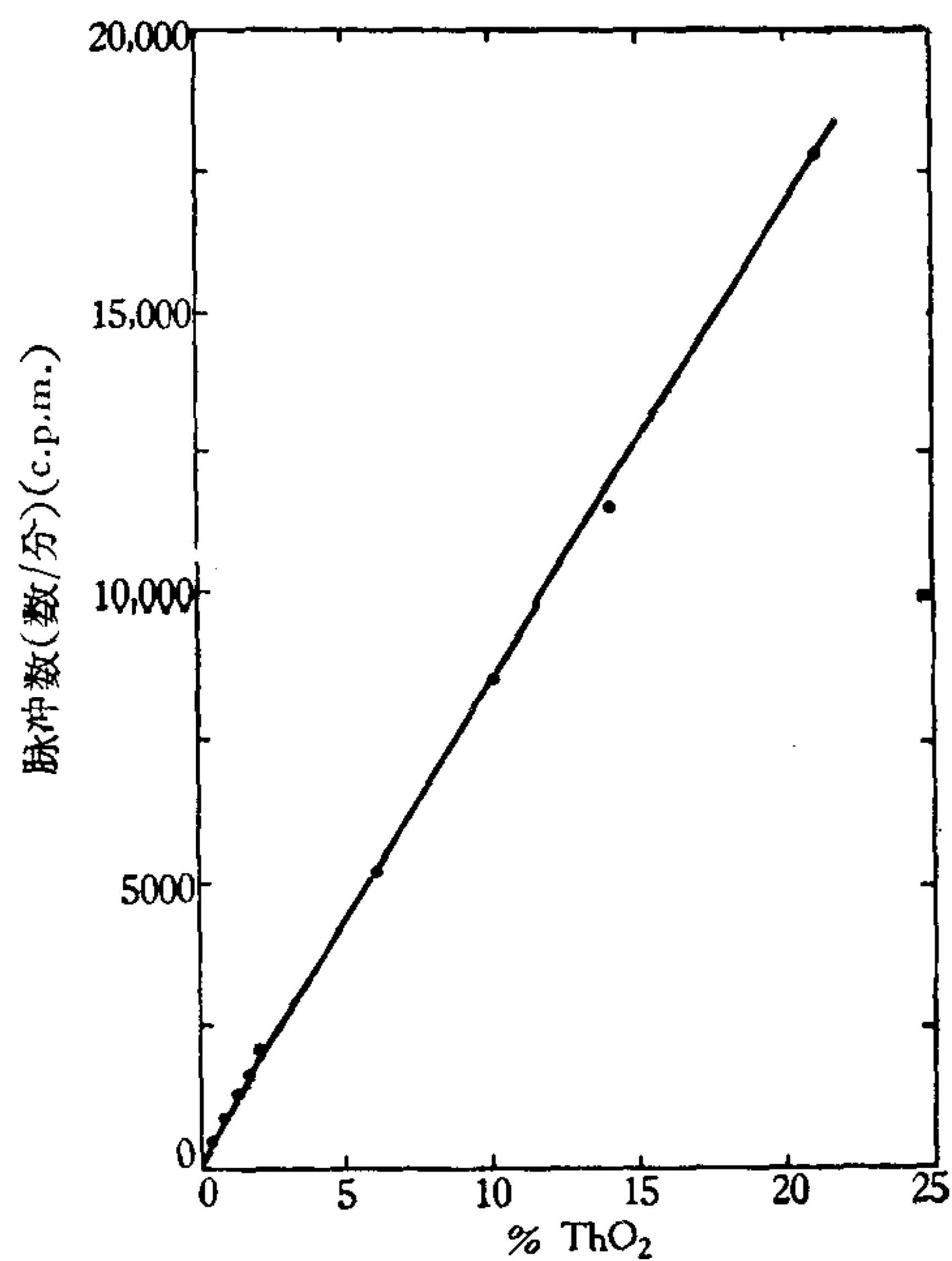


图 6 全放射活度(9至50道) $E > 500$ 仟电子伏

①在 2 至 8 綫道上(包括第八个綫道)取 250¹⁾ 仟电子伏峯以前的部分, 其中包括低能量, 特别是 250 仟电子伏的峯(图 5)。

②在 9 至 50 的綫道上, 包括 500 仟电子伏以上的所有高能量区(图 6)。

在大于 500 仟电子伏能量的图中, 当用来进行这种試驗的矿石成分为 0.4% 至 21% 时, 它的曲綫对于所用矿石实际上是直綫。利用高能量測綫(9 至 50 綫道)进行的这种測定在 41 个計数器上, 示出全部观察結果。

在图 3 中所示的校正曲綫, 如上面所提到的, 是通过含有 2.12% ThO₂ 的独居石矿(我們所仅有的矿样)以及这种矿石与氧化鈾或磷酸鈾的混合物进行測定而得。

为了証实曲綫(校正曲綫)对其他鈾产物适用, 我們首先測定十种氧化鈾与磷酸鈾的混合物(所需純度的产品)的放射性。这些混合物中的 ThO₂ 含量不同(0.5—1.0—1.5—2.0—4.0—5.0—8.0—12.0—15.0—20.0), 因此它們的 ThO₂ 含量与所画的校正曲綫中的矿样成分也不同。測定的結果表明这样得来的新数据点, 正好位于校正曲綫上。

1) 原文为 585 仟电子伏, 可能有誤。——編者注

結 論

由此可知，后一种方法是能十分精确而又迅速地测定 ThO_2 ，尤其是对含量超过 2% 的更佳。但是，需要加以辨别地使用。因为在录取整个能谱时，必须保证所测定的原材料具有与校正曲线相同的特征。这种简单的测定法，显然是需要具备一架 γ 射线分光计。但应特别指出，由于不象化学方法那样，需要把样品粉碎至非常的细度。它只要对时间有利就行。

这个研究仅仅是我们初步的工作，今后将继续研究含量低于 2% 的样品以及如何提高它的准确度，并且在分析其他类型矿石时，验证使用这个分析方法的结果。

(译自法文预印本)

参 考 文 献

- [1] Goldschmidt, B., La préparation et le traitement des combustibles nucléaires, Conférence de Paris pour les dirigeants d'entreprises, (Séance du 4 avril 1957).
- [2] Frenay, E., Les matériaux métalliques utilisés dans les réacteurs nucléaires (Elaboration-Propriétés), (Liège 1956).
- [3] Brian-Mason, principles of Geochemistry, J. Wiley and Sons, (1952).
- [4] Legraye, M., Matières premières pour les réacteurs nucléaires (nature, recherches, économie), (Liège 1955).
- [5] Roddis, L. H., Les combustibles nucléaires et les cycles de combustibles, Conférence de Paris, (Séance du 1er avril 1957).
- [6] Collée, R., L'intérêt économique des centrales nucléaires, Revue Universelle des Mines, Liège, (Janvier 1958).
- [7] Johnstone, S. J., Minerals for the chemical and allied industries, Chapman and Hall, Londres (1954).
- [8] Abegg's handbuch der Anorganischer Chemie (III-2), (Leipzig 1909).
- [9] Doelter, Handbuch der Mineralchemie (II-2), (1917), (III-2), (1915), Verlag Steinkopff.
- [10] Doelter et Leitmeier, Handbuch der Mineralchemie, (III-2), (1926). Verlag Steinkopff.
- [11] Berl-Lunge, Chemische technische Untersuchungen, (II-2), 8, Springer Berlin, Auflage (1932).
- [12] Charlot, G., et Bezier, D., Analyse quantitative minérale, Masson, Paris (1945).
- [13] De Ment et Dake, Rarer Metals, Chemical Publishing Co (1946).
- [14] Vichery, C., Chemistry of the Lanthanous, Butterworths Scientific Publications (1953).
- [15] Proske, O., Analyse der Metalle, (II-1) (II-2), Berlin (1953).
- [16] Frenay, E., Collée, R., et Grodent, H., Dosage des divers composés du zinc présent dans les minerais zincifères, Analytica Chimica Acta, Vol. 6, No. 1 (Janvier 1952).
- [17] Collée, R., L'analyse moléculaire des composés Plombifères dans les minerais et les produits métallurgiques, Revue Universelle des Mines, Liège (Juillet 1952).
- [18] Collée, R., Contribution au dosage chimique des matières plombifères, Analytica Chimica Acta, Vol. 14, No. 5, (Mai 1956).
- [19] Duval, C., Traité de microanalyse minérale, Presses Scientifiques Internationales, Paris (1954).
- [20] Duyckaerts, G., Techniques spéciales utilisées en chimie nucléaire, Liège (1955).
- [21] Scharzenbach, G., Die komplexometrische Titration, Die chemische Analyse Band 45, Stuttgart (1955).
- [22] Nuclear data cards, National Research Council Washington.
- [23] Hollander, J. M., Perlman, I., et Seaborg, G. T., Tables of isotopes Rev. Mod. Phys. 25—469 (1953).

用放射性示踪剂测定沿岸砂粒移动情况的试验*

D. L. 茵明 T. K. 彻别伦**

序 言

到目前为止,还没有过很有效的方法来观察海岸和沿岸一带一些类似砂子的松散物质的迁移情况。用来活化砂粒样品的,而且容易制取的强中子源的出现促进了各项研究工作(其中包括研究被浓集的分散系的运动)。进行本研究工作的目的是:通过采用低活性的砂子来改进在人多的浴场上研究砂子移动的野外方法;以及研究采用这种方法来测定沿岸一带在海浪作用下砂粒分散速度的可能性。

过去采用放射性同位素作为测定砂粒移动示踪剂的工作,主要是采用象加在碎砂中的玻璃异类包裹体。而且在进行研究工作时,曾使用了一种放射性相当高的玻璃,这种强度的放射性在加利福尼亚海滨浴场上用来进行研究工作是不允许的^[1,3,6,7]。另外,这种异类包裹体并不是经常都能用来作为测定沿岸砂粒移动的示踪剂的,因为它在水力学的性质方面与天然砂还有所不同。

沿岸砂粒移动的天然示踪剂应该合乎下列一些要求:

- 1) 对人体健康没有危害;
- 2) 颗粒的尺寸,密度和形状等方面的分配应该和作为研究对象的基本组分相同;
- 3) 易于迅速和普通砂分开;
- 4) 价格便宜,数量较多;
- 5) 在受水力作用期间,要具有能保持其本性的能力。

这样,问题就在于寻找到完全合乎上述这些要求的材料和拟定出这样的一种野外方法,使它能够适应于受拍岸浪作用的沿岸岩石的复杂条件。

由于石英是多数砂子的基本组成部分,所以极希望有一种示踪石英的方法,用以观测它的迁移情况。

采用以慢中子照射石英砂中的磷时得到的同位素 P^{32} 为基础的高尔特别克(Goldberg)和茵明法^[2]是最能符合于上述要求的;特别是在人烟稠密的海滨地区用这种方法研究砂子移动时,对人的身体健康不会有任何危害。

高尔特别克和茵明两人确定, P^{32} 是在用慢中子照射天然石英砂时形成的磷的主要放射性同位素。以微量杂质(万分之几)形式夹杂在石英内的磷,是一种低活性的 β 辐射体。由于石英的每一放射性粒子很易用感光胶片照出,所以这种方法的灵敏度只决定于样品的大小和胶片的尺寸。即使在某些被照射过的石英粒子和1百万个非活性粒子混杂在一

* Experiments with Radioactive Sand as a Tracer of Beach Sand Movement (第19卷,第2357号报告,美国)。

** D. L. Inman and T. K. Chamberlain [美国加利福尼亚,累焦拉,加利福尼亚大学斯克里普斯(Scripps)海洋学研究所]。

起时，也能很容易地发现它们。磷同位素 P^{32} 的半衰期是 14.6 天。因此就是过了几个月以后，仍然可以测出被照射过的石英粒子。

为了进行研究工作，在沿岸一带要观测的地段取了一个普通砂子的样品，对经局部清除杂质后的石英颗粒的精砂进行了照射。然后潜水员再把被照射过的精砂放回原地段的砂子里，在此以后便定期地从海底取样品来测定被照射过的粒子的分散程度。

曾取了两类样品：1. 表层砂样。这种样品是用紧贴在底表面上的 76×127 毫米的涂有厚厚一层滑润油的长方形纸片选取的；2. 砂柱样品。这是用数个塑料管压入砂子底层取出的。分析纸片样品的方法是，先把纸片放在感光胶片上，经过一定时间的感光并显影后，计算胶片上的黑点。在分析砂柱样品以前，应先行硬化和切成片。

因为希望在离实验室较近的地方做研究工作，而且要得到有关海浪，涨潮和退潮特点方面的资料，所以选择了靠近斯克里普斯海洋学研究所的砂岸地段和浅滩（图 1）作为研究地区。浅滩表面很平坦，有细粒砂和微粒砂复盖着。被照射过的砂样由潜水员送到深达 3 米左右的海底。被照射的砂样送到海底 24 小时以后，只在六个样品内发现有放射性粒子（这些样品的取样点都用点号表示在图 1 内，其中有四个样品表示在方框内）。在观测期间，海面浪的高度约达 38 厘米，海浪的周期是 14 秒（表 1）。

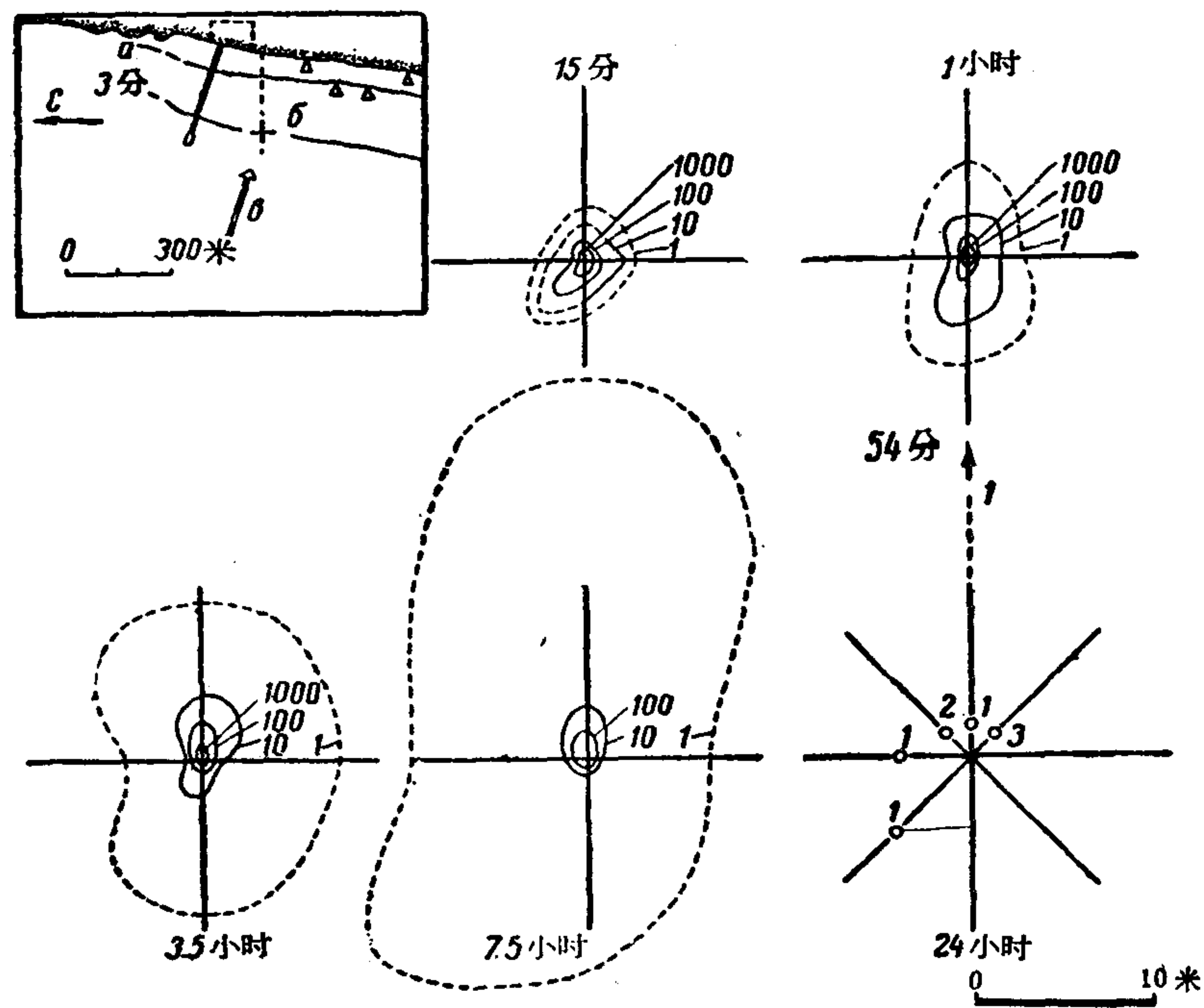


图 1 放射性砂粒随时间而分布的情况（用虚线连起来的各点放射性浓度相同，以每 100 平方厘米的放射性粒子数表示）。地段的标记用标杆表示在方框内：

a. 平均水位；b. 投放放射性砂样的地点；c. 海浪的方向，垂直于海岸。

放射性砂样的准备工作

在试验区内采集的天然砂有如下成分：石英占 74%，长石占 14%，重矿物占 10%，贝壳碎片占 2%^[4]。所以，为了把杂质和石英分开，必须对砂样进行处理。先把样品清洗并

表 1 海浪、涨潮和退潮的资料

投放放射性砂样后经过的时间 (小时)	投放放射性砂样地点的深度 (米)	浪高 ¹⁾ (米)	海浪周期 ¹⁾ 秒
0.25	3.44	0.40	15.0
1	3.53	0.37	14.3
2.5	3.63(最高水位)		
3.5	3.56	0.34	13.9
7.5	2.62	0.43	13.3
10	2.35(最低水位)		
24	3.35	0.58	13.0

1) 表内所示海浪高度和周期只占全部最大海浪的三分之一。每隔 20 分钟测量一次。每一周期内最大海浪的高度超过了所示高度的 1.6 倍。

用盐酸加以处理,以剔出其中之灰质包裹体(贝壳碎片)。然后烘干并过筛,把其中含少量石英的最细的粒子分离出去。还用电磁分离器把磁性矿物分离出来,再把砂样放在热王水中泡 24 小时。经过这样处理后的样品石英和长石的含量几乎占 98%,就粒子尺寸的分配来看也与试验区内天然的砂子相符(图 2)。

利用上述方法制备的 860 克石英精砂曾送到国立橡树岭实验室去照射。石英精砂被放在该实验室的核子反应堆内,用额定通量 10^{12} 中子/厘米²秒的慢中子照射了 14 天。为了除去长石中钠和钾杂质内遗留的放射性,石英精砂在照射以后和送出以前又在该实验室内静置了七天。样品送回原实验室以后,在装样品的容器表面测得的放射性强度是 16 伦琴/小时。对 β 粒子吸收能力进行测量的结果证明有磷的 β 粒子,能量为 1.7 兆电子伏。测量半衰期后确定了,所有短寿命的组分对石英精砂的总放射性并没有严重的影响。

在把被照射的砂样送到试验区之前,曾用苯胺染料(598 号标准)把样品染成了深蓝色。这样做的目的是为了在放上样品的初期阶段能够用肉眼观察到砂样分散的情况。

测量放射性的方法

为要确定取来的每一样品中放射性砂子的数量,把粘有一层砂粒的,尺寸为 76×127 毫米的取样纸片放在一张没有遮光屏的,搁置于不透光小包内的 X 光胶片上。胶片被照射 24 小时以后,进行显影和定影。根据透明胶片上留下的黑点很容易地算出放射性砂粒。

在试验区海底取出的砂柱样品送到实验室以后用可塑性的树脂浸润。以使其变硬。然后沿轴心线把砂柱样品切成数片,放在感光胶片上照射一定时间。照射结果和砂样表面的结果相似。记录在胶片上放射性砂粒的数目可以很容易计算出来。

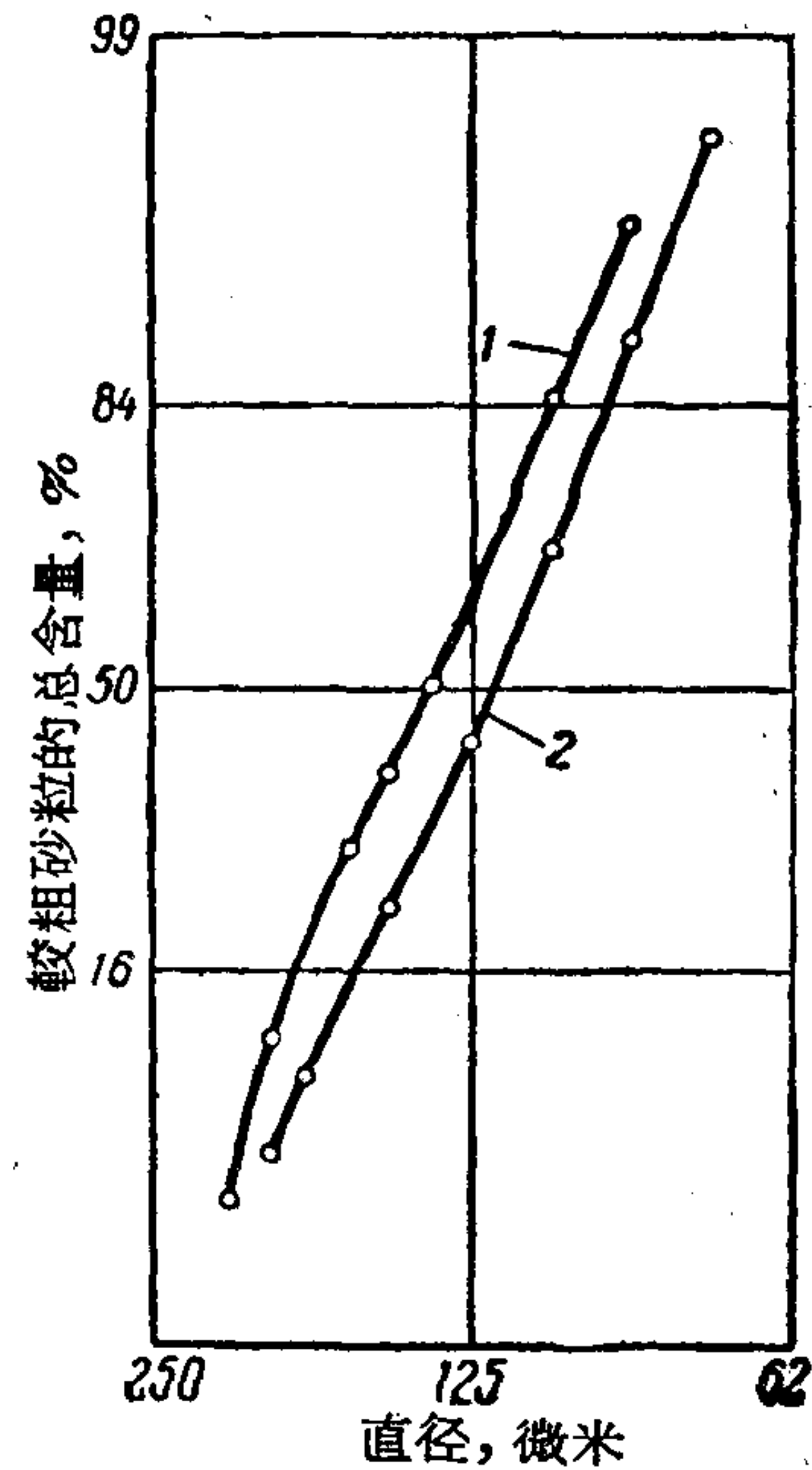


图 2 经过照射又放回试验区内的天然砂和石英精砂全部样品的粒子按其尺寸分配的曲线。
1. 被照射过的部分; 2. 全样品。

灵 敏 度

曾采用部分放射性砂样确定过照象底片对个别砂粒放射性辐射的灵敏度，以及根据不同的半衰期确定了最适宜的感光时间。曾经确定，夹在放射性粒子和X光胶片之间的薄包装纸吸收了大部分射线，而“萨兰赖普”（“Saran Wrap”）胶片[道伍(Dow)化学公司出品的一种极薄的偏二氯乙烯胶片]可完全使射线通过。在做各种试验时，都用“萨兰赖普”胶片保护着X光胶片使其不为涂油的砂样弄脏。样品在被照射以后经过30天放在胶片上感光4小时，留下的全部放射性砂粒的印痕都很模糊，如果感光12小时，留下的全部放射性砂粒的印痕就足够清楚。如果在照射以后放置4个月，把感光时间延长到16小时，也仍然可以得到很清晰的全部放射性砂粒的印痕。如果感光时间延长到48小时以上，那就显得时间太长了，会使整个胶片都变黑，以致难以计算出相当于样品中放射性颗粒数的黑点。

为了了解这个地区的天然放射性情况，在放入放射性砂之前曾从研究地段取了32个砂样。样品是用普通方法处理的，胶片感光时间是24小时。虽然每个砂样都含有100,000颗左右的天然砂粒，却没有发现一个砂粒含有放射性。具有人工放射性的样品取样分析的结果同样证实了关于在试验地段上不存在可能被发现的天然放射性的推断。最末一批的放射性砂粒曾在放进放射性砂24小时以后所取出来的样品中发现过。接着又在试验区内取了84个样品，然而，没有一个样品发现过放射性。

在试验地段进行工作的方法

在进行试验以前就在该地段立上了固定标杆。以放入放射性砂粒的地点为标准，沿着每条线每隔3米在海底插上一根标杆。如图1所示，基本方向海岸—海洋，是通过断浪区直向海岸深处。

曾经用密封好的塑料容器把放射性砂送到插标杆地段的中央部分；然后把其撒在海底，散布的面积约0.3平方米。撒完砂子后从地段上事先做过记号的各点每隔15分；1小时；3小时；5小时；7.5小时和24小时各取一次样品。

取砂样的工作是由备有自动控制呼吸器的轻潜水员进行的。潜水员从小舟上潜入海底。同时记录了海浪和借助系着的浮漂用压力计式测波仪测量了水流速度。基本作业共进行了24小时，然而，为检验而取样的工作还继续了23天。总共取得和处理了311个表层样品；39个深部砂柱样品(表2)。

主要样品都是利用尺寸为76×127毫米，一面涂有厚厚一层水泵用的“凡尔宫(Varcon) 4-1645”号滑润油的石蜡纸片提取的。把每张纸片涂有滑润油的一面紧贴在海底表面上，结果上层的砂粒便粘在纸片的表面上。深部砂柱样品是利用直径25毫米，长76毫米的塑料管压入土壤中取得的。要取沉积层的砂粒原状土，用这种塑料管最为方便。

放射性砂粒分布情况的研究表明了：分散速度极高，比在这样小的海浪下应当预料到的要高得多。

在最初15分钟，某些粒子迁移的速度达到了0.45米/分。初期分布的情况证明，分散是向四面八方的，但主要还是沿海洋—海岸线的方向。在从7到24小时的期间，砂子向海岸的迁移超过了横向的分散速度和向海洋方向的散播，而且，表面分布的总的情况也表

表 2 放射性砂粒的分布情况
(共放入海底 2.44×10^8 放射性砂粒)¹⁾

扔入有記号砂样 后經過的时间 (小时)	表层 样品 数	深部 样品 数	記錄下来的样品中之砂粒数			分布面积 ²⁾ (米 ²)
			表层样品	深部样品	合 計	
0.25	32	0	3.25×10^8	1.19×10^8	1.22×10^8	0.66×10^3
1	37	9	0.93×10^8	1.19×10^8	1.19×10^8	1.35×10^3
3.5	42	5	0.19×10^8	0.77×10^8	0.79×10^8	4.77×10^3
7.5	42	11	0.24×10^8	0.31×10^8	0.31×10^8	15.5×10^3
24	74	5	数据零乱	—	—	21.6×10^3 ³⁾
由 7 到 23 天	84	9	未 发现	—	—	未 定

- 1) 共計扔入 860 个极細的放射性砂样。
- 2) 在 100 厘米²上放射性粒子的浓度等于或超过 1 个粒子的地区。这就相当于 10^5 粒子中 1 个放射性粒子的表面浓度。
- 3) 据推测,可能和分析样品时确定的一样,放射性粒子全部数量分布的情况是这样的:它們的浓度在每 100 厘米²面积上不会超过 1 个粒子以上。

明了:砂子主要是向海岸的方向迁移。在海岸上 24 小时內所取的 26 个样品中,有 4 个样品发现了个别的放射性粒子。取这些样品的各点的位置用三角符号表示在图 1 內(方框里面)。不論表层样品还是深部样品都表明,放射性顆粒的浓度随着時間往海岸方向逐渐增加。以及在整個取样期間,放射性顆粒的最高浓度多半发现在靠近投放射性砂各点到海岸的地方。

准确測定砂面的变化是通过比較沿主軸設置的所有标杆的高度的方法、也就是說用茵明和拉斯納克(Rusnak)使用过的方法^[5]进行的。測量砂面的結果表明,浸蝕发生在投放点的能見区内,而砂的沉淀主要見于海岸地带,沉淀在海內的机会甚为少見。海岸剖面及其变化情况如图 3 所示。

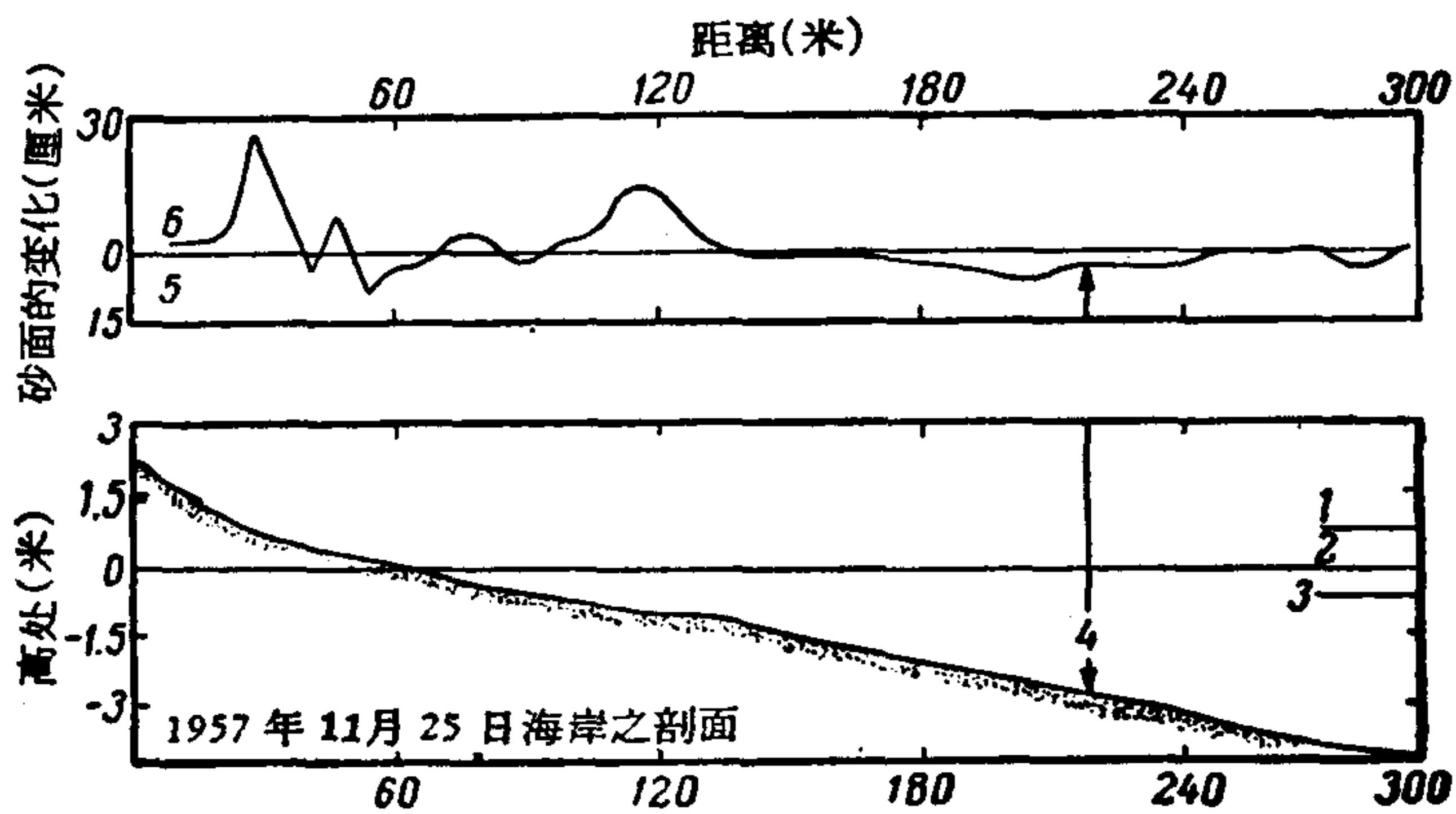


图 3 在試驗的最初 40 小时內沿海岸綫方向上砂面变化的情况(浸蝕发生在投放地点的附近;沉淀发生在海岸;剖面情况如图 1 所示):
1.最高水位; 2.平均水位; 3.最低水位; 4.投放射性砂的地点; 5.浸蝕; 6.沉淀。

39 个深部样品証实了砂粒有垂直混合的情况。在投擲点地区內,表面的浓度随時間而下降,而砂粒混合的深度却随時間而增大。快到 24 小时的时候,就在已經取过深部样品的层位以下 6 厘米的深处发现了放射性砂。这多多少少可能是由于在先前取样品时砂层

分布情况受到破坏而引起的。远离投掷点取出的深部样品表明，在开始取样后过1小时放射性物质的浓度就下降了。但向海岸方向取的样品可作为例外，此地，经过7小时30分后在离投掷点3米的地方发现过最高浓度。相当于18毫米的最大混合深度正是在这个时候发现的。

結果和結論

1. 在使用放射性砂作为示踪剂的試驗中所采用的方法如下：

- 1) 在进行試驗的地区取天然砂的样品；
- 2) 处理样品，使石英顆粒干淨无杂质；
- 3) 照射处理干淨的样品；
- 4) 由潜水員把作为点放射源的放射性示踪剂送回海底；
- 5) 取样和分析样品，用自射綫照相法找出放射性包裹体；放射性砂对人体沒有危害性。

2. 在这个試驗中，灵敏度为 $\frac{1}{100,000}$ 。实际上可能达到更高的灵敏度，因为它只受感光胶片和样品尺寸的限制。試驗証明了：在几个月期間都可发现放射性粒子。

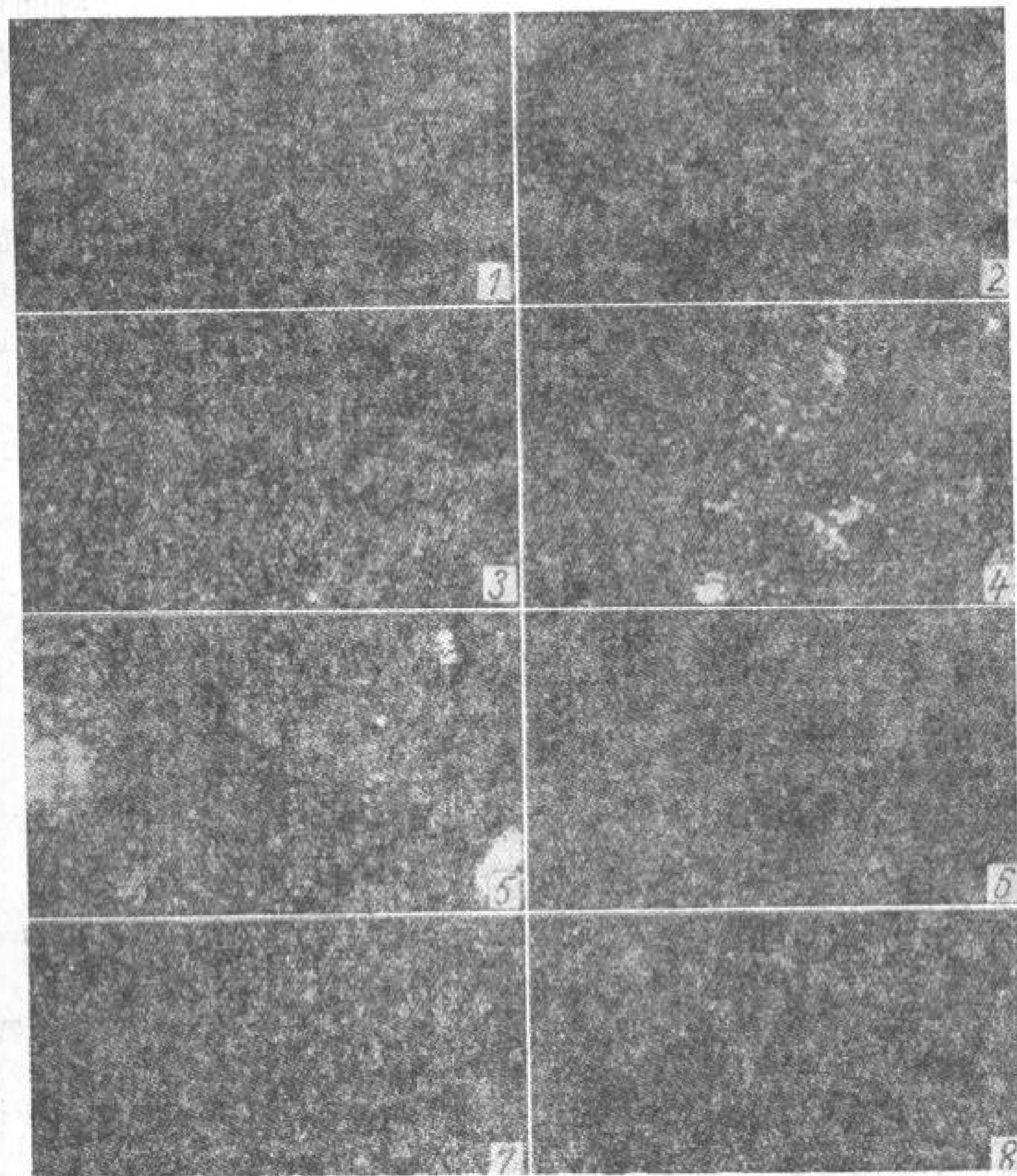


图4 投入放射性砂15分钟后在沿海岸—海洋綫上取出的8个砂样的自射綫照相。

取样点与投掷点的相对位置为：1, 2, 3, 4——向海岸方向分别为3.0; 2.3; 1.5和0.75米；5, 6, 7, 8——向海洋方向分别为0.75; 1.5; 2.3; 3.0米。

3. 試驗发现了:在海浪高約 38 厘米,深約 3 米的投擲点处,砂子分散得很快。在投擲地区內砂子迁移的速度約为 0.45 米/分。

4. 砂子向海岸和向海洋分散得最快。經過 24 小时以后在离投擲点約 400 米处的海岸上发现了放射性粒子(图 4)。

5. 对样品进行分析的結果說明,放射性粒子一般都是向海岸方向迁移的。而且在 24 小时之內由于分散的結果,这些放射性粒子散布在大約有 2.6 平方公里左右的面积上(见图 2)。

6. 对在投擲点邻近取得的柱状砂样品进行分析的結果表明,在离砂子表面 18 毫米的深处还有放射性粒子(图 5)。

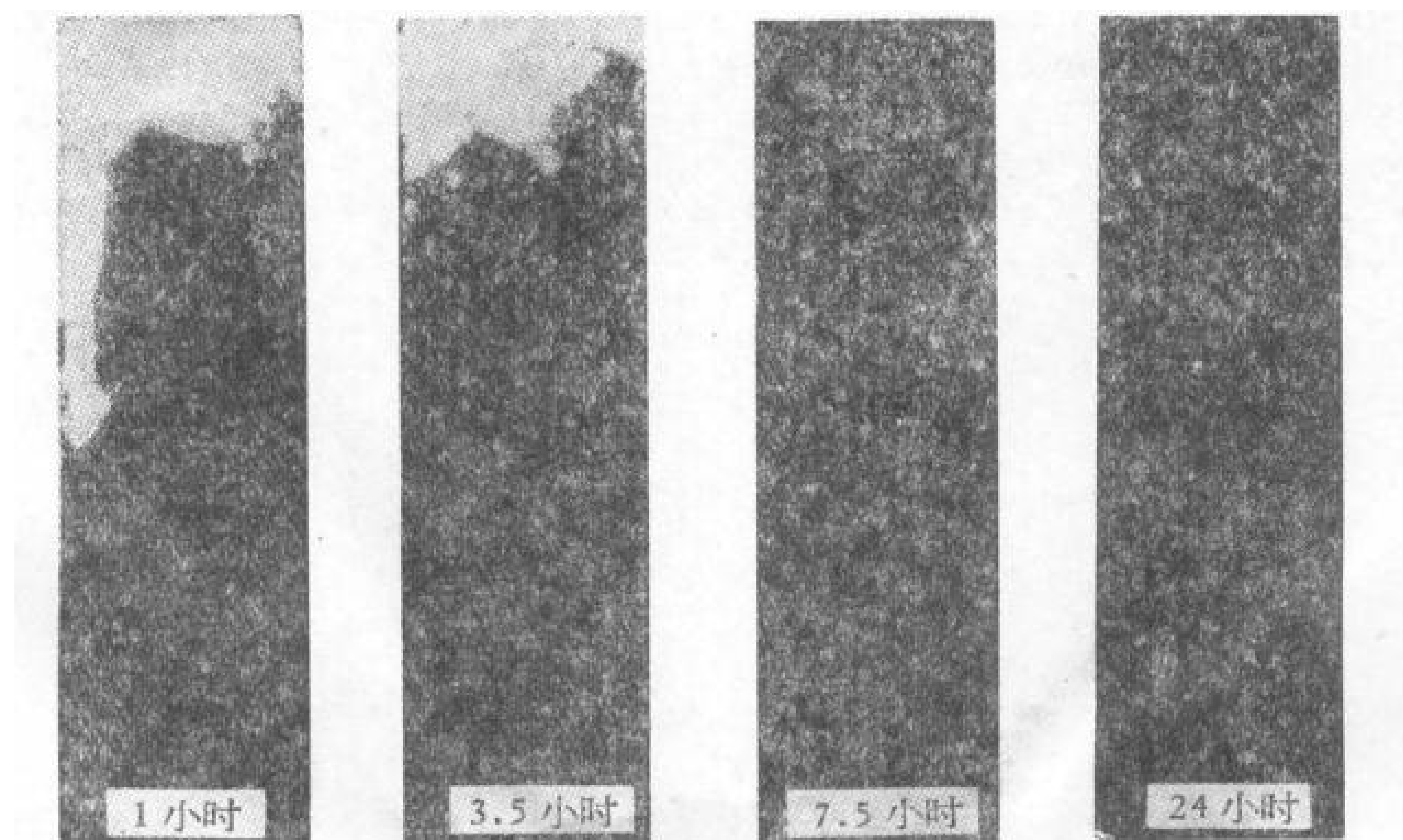


图 5 在投擲放射性砂的地点取得的深部砂样品的橫截面(感光胶片上的一些白点表示有放射性粒子存在;沿着砂样品边缘往下放射性砂带的散布与取样的方法有关)。

7. 測定砂面变化的情况表:在直接靠近投砂点 30 毫米的地方发现有浸蝕現象存在,同时,順着海岸綫也見有砂子的沉淀現象(见图 2)。很可能,如果放射性物質散布在砂粒沉淀区的話,那么分散的速度将会完全是另外一个样。

实地的研究工作主要是由默雷(Murray)进行的。在野外进行研究工作和分析測量結果时,得到过弗兰戴斯(Flanders)的帮助。在試驗期間承蒙高尔特别克和弗洛奇(D. Frautschy)两人提出过宝贵的意見和指示。上面提到的都是斯克里普斯海洋学研究所的工作人员。

(譯自 Труды второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Избранные доклады иностранных ученых том 10)

参 考 文 献

- [1] Arlman, J. J., Santema, P. and Svasek, J. N., Movement of Bottom Sediment in Coastal Waters by Currents and Waves. Measurements with the Aid of Radioactive Tracers in the Netherlands. Deltadienst. Rijkswaterstaat. Ministry of Transport and Waterstaat. The Netherlands. Progress report. June 1—56, 1957.
- [2] Goldberg, E. D. and Inman, D. L., Neutron-irradiated Quartz as a Tracer of Sand Movements. Bull. Geol. Soc. Am., 66, 611—613 (1955).
- [3] Hours, R., Nesteroff, W. D. and Romanovsky, V., Methode D'Etude de L'Evolution des Plages par Traceurs Radio-Actifs. Centre de Recherches et D'etudes Oceanographiques, 1, 11, 1—7 (1955).
- [4] Inman, D. L., Arcal and Seasonal Variations in Beach and Nearshore Sediments at La Jolla, California. Beach Erosion Board, Corps of Engineers, Tech. Memo, 39, 1—134 (1953).
- [5] Inman, D. L. and Rusnak, G. A., Cranges in Sand Level on the Beach and Shelf at La Jolla, California. Beach Erosion Board, Corps of Engineers, Tech. Memo, 79, 1—72 (1956).
- [6] Inose, S. and Shiraishi, N., The Measurement of Littoral Drift by Radioisotopes. The Dock and Harbour Authority, Hokkaido Development Bureau. Japan, Jan., 284—288 (1956).
- [7] Putman, J. L. and Smith, D. B., Radioactive Tracer Techniques for Sand and Slit Movements Under Water Intern, J. Appl. Rad. a Isotopes. 1, 24—32 (1956).