



● 吴仁贵 编 饶明辉 审

《铀资源地质学》 实验指导书

東華理工學院

EAST CHINA INSTITUTE OF TECHNOLOGY

实验一、铀矿物

实验目的：

通过本次实验，学生能够比较熟练的掌握铀矿物的鉴定特征及鉴定方法，熟知常见铀矿物的基本特征：如铀矿物的成因类型、地质产状、物化性质等各个方面，并能较好的掌握四价铀矿物与六价铀矿物的对比。

实验内容：

1、常见铀矿物鉴定方法的介绍

(1) 放射性照相

放射性照相是利用铀、钍矿物对照相底片辐照后能使其感光的特性来检查铀、钍矿物和研究其分布特点的方法。

该方法要求将含有铀、钍矿物的标本磨制成光面或光片。在暗室中将光面或光片紧压在照相底片(最好是 X 光底片)上,样品即自行对底片发生辐照(同时可用弱光源在底片上作好定位标记)。经过一段时间后,取出底片,按规定处方冲洗即可。底片上与铀、钍矿物对应处因受射线辐照而变黑,其黑度与矿物中铀、钍含量及辐照时间成正比。辐照时间可通过试验确定,以变黑部分的轮廓比较清晰为宜。据试验,沥青铀矿等铀含量高的矿物只需 4 - 5 小时的辐照即可,铀含量 1 - 5% 的矿物需时 1 - 3 日,铀含量 0.5 - 1% 的矿物需时 3 - 5 日。当铀矿物单体很细小时,需适当延长辐照时间。

放射性照相方法操作方便,设备简单,适于在普通岩矿实验室中使用。

α 放射性照相(显微放射性照相)是用特制的核子乳胶为感光材料,通过记录铀、钍产生的 α 径迹的密度来研究铀、钍矿物在矿石或岩石中的分布,并对矿物中铀、钍含量作半定量测定的方法称为 α 放射性照相。 α 径迹是 α 粒子将照相乳胶所含银盐中的银离子还原为金属银,从而留下的痕迹。 α 径迹十分细小,长仅 30 - 40 μm ,只能在显微镜下观察。

照相用样品需磨制成光薄片或光片,切片周围的树胶要用丙酮洗净。将切片与核子乳胶板对紧,作好定位标记,即可放在暗箱内辐照。如有液态核子乳胶,则将其均匀地涂在光薄片表面,待辐照后再一起冲洗。 α 放射性照相的辐照时间取决于待测矿物中的铀、钍含量,一般比普通放射性照相的时间稍长(见表 1 - 1)。核子乳胶板在辐照后需立即冲洗,以防产生潜痕衰退现象(未显影的 α 径迹能按一定的速率自行消失)。核子乳胶板经冲洗、晾干后,与光薄片按定位标记复位,即可在显微镜下观察。此时,需将乳胶面朝上,要注意将其表面的擦痕、污垢与 α 径迹区别开。

表 1 - 1 α 放射性照相辐照时间表

| 铀含量 (%) | 感光时间 (日) |
|-------------|----------|
| <0.01 | >30 |
| 0.01 - 0.05 | 20 - 30 |
| 0.05 - 0.1 | 12 - 20 |
| 0.1 - 0.5 | 7 - 12 |
| 0.5 - 1 | 4 - 7 |
| 1 - 5 | 1 - 3 |

在观察光薄片的 α 放射性照相时,首先应查看 α 径迹总的分布特点,以确定铀矿物或含铀矿物的分布,然后观察各种矿物对应范围内 α 径迹的相对密度和分布的均匀程度,据此可估计矿物中铀的相对含量并推测铀在其中的存在形式。有人曾进

行过定量试验，但由于影响因素很多，结果不准确。

α 放射性照相灵敏度较高，是一种有效的方法，但是，由于辐照时间长，核子乳胶板不宜长期保存，其使用受到了限制。目前本方法多用于研究铀含量偏低的含铀矿物。

(2) 裂变径迹分析

裂变径迹分析是利用矿物中铀、钍原子核的裂变碎片在周围介质中形成的径迹来测定矿物中铀、钍含量和研究其空间分布的方法。

铀、钍原子核在中子作用下能分裂为质量相近的两个新原子核 - 裂变碎片，此种碎片具有很高的能量(相当于 α 粒子能量的 15 - 30 倍) 能在周围的绝缘介质中(包括含铀、钍矿物本身)造成辐射损伤。这种辐射损伤表现为裂变碎片的径迹，此种径迹十分细小，一般长 $10\ \mu\text{m}$ ，宽仅 $50\ \text{\AA}$ 。用化学试剂蚀刻后，裂变径迹的宽度加大到 $1 - 2\ \mu\text{m}$ ，可用光学显微镜观察。

裂变径迹的产生方式有两种：一种称为自发裂变径迹，是铀、钍原子核按一定速率自发地发生裂变，并由含铀、钍矿物本身或在周围矿物中记录下来的辐射损伤痕迹；第二种称为诱发裂变径迹，是铀、钍原子核在外来中子照射下发生裂变而在矿物本身和外加探测器中产生的辐射损伤痕迹。矿物中的自发裂变径迹主要是 ^{238}U 的贡献。在热中子照射下产生的诱发裂变径迹主要是 ^{235}U 的贡献(^{238}U 和 ^{234}Th 只是在高能量的快中子照射下才发生裂变)。

在测定铀含量时一般都利用诱发裂变径迹。根据记录在外加探测器上的径迹密度即可测知铀含量。

铀含量的测定方法有绝对法和相对比较法两种。绝对法系根据径迹密度和准确测定的中子积分通量按公式计算而得。相对比较法是将已知铀含量的标准铀玻璃片与样品在同等条件下照射，根据样品和标准铀玻璃片产生的径迹密度的比值求得铀含量。其计算式为：

$$C_x / C_s = K \times \frac{x}{s}$$

式中， C_x - 待测样品中铀含量；

C_s - 标准铀玻璃片中铀含量；

x - 待测样品产生的径迹密度；

s - 标准铀玻璃产生的径迹密度；

K - 校正系数(校正由于样品和标准铀玻璃片在物理性能和化学成分上的差异所引起的误差，一般 K 近于 1)

一般用相对比较法。相对比较法的具体操作步骤如下：

制样 待测样品需制成厚约 0.05mm 的光薄片，光薄片要两面抛光。粘合剂用 618 型环氧树脂与乙二胺(固化剂)按 100 : 7 的比例调制。可在烘箱中在 70°C 下加热以加速其固化。

样品的包装 将探测器裁成比光薄片略小的小片，将其用透明胶纸固定在光薄片上(预先用丙酮擦净)，然后用超纯铝箔包好，即可送反应堆照射。同时还要准备数块标准铀玻璃片，用同样方法包装，并将其与样品放在一起接受照射。

样品的照射 测定样品的铀含量，需在核反应堆中用热中子对样品进行照射。中子积分通量应根据样品的具体情况来选择。如待测样品中铀含量为 1ppm 时，可选用 2×10^{15} 中子 / cm^2 的中子积分通量；如待测样品中铀含量为 10ppm 时，则可选

用 2×10^{14} 中子 / cm^2 的中子积分通量。

蚀刻 照射后的样品经过一段时间的冷却后(让短寿命的放射性核素衰变掉)，即可取下探测器进行蚀刻。蚀刻条件因探测器而异。对聚碳酸脂塑料可用 6.25N NaOH 在 50℃ 下蚀刻 45 分钟。对白云母需用 40% HF 在室温下蚀刻 50 分钟。

观察 蚀刻好的探测器用清水洗净晾干后，按定位标记复位于原光薄片上，即可观察记数。要注意探测器的上下两面都可能有径迹，其中紧贴光薄片的一面是样品产生的，另一面是相邻样品载玻片（一般都含微量铀）引起的。

裂变径迹法测铀的灵敏度很高，可达 10^{-8}g/g ，分析精度为 10 - 15%，测定结果直观性强，因此，在测定造岩矿物及蚀变矿物中低含量铀时，本方法得到了广泛的应用。

除铀的定量外，本方法还用于研究铀在岩石和矿物中的存在形式和铀在岩石中的配分等课题。判断铀存在形式的主要依据是径迹的密度与分布特点。例如，浓密放射状径迹常与铀矿物或铀以类质同象形式存在的含铀矿物有关；稀疏均匀的径迹常与造岩矿物中分散吸附形式的铀有关。

自发裂变径迹主要用于测定矿物的年龄。自发裂变径迹的密度反映自从矿物在地壳中形成以来或矿物所经受的最近的热事件(裂变径迹在高温作用下会消失)以来，其中所含铀原子核的裂变数，因此其密度与铀含量及矿物年龄或最近热事件距今的年代成正比。

(3) 荧光分析

荧光分析是利用矿物在外来能量激发下能发出可见光的性质来鉴定矿物的方法。

荧光性是六价铀矿物的特性。六价铀矿物的发光色多为淡黄绿色(钙铀云母型)和淡青绿色(板菱铀矿型)，较少为淡褐黄色、淡污黄绿色(硅钙铀矿型)、淡黄色、淡绿色和橙褐色等。发光强度可分为五级：极强、强、中等、弱和极弱。分级标准列于表 1 - 2。

表 1 - 2 铀矿物荧光强度分级表

| 强度等级 | 显微发光强度 (相对强度) | 宏观特征 | 典型矿物 |
|------|------------------|---------|------|
| 极 强 | 300 - 1200 | 半暗的室内可见 | 钙铀云母 |
| 强 | 120 - 300 | 暗室中很鲜明 | 铝铀云母 |
| 中 等 | 10 - 120 | 暗室中明显 | 水硫铀矿 |
| 弱 | 0.7 - 10 | 暗室中可辨别 | 菱镁铀矿 |
| 极 弱 | 0.1 - 0.7 | 暗室中难见 | 钒钙铀矿 |

铀矿物的发光分析主要以长波紫外线(波长 300 - 400 纳米)为激发源，在暗室或暗箱中进行。将未知矿物的发光色和发光强度与已知矿物对比，即可作出初步鉴定。已知铀矿物的发光性质列于表 1 - 3。

在观察铀矿物的荧光性时，需清除标本上的泥土和尘埃，排除其他矿物的干扰。当标本上同时有几种六价铀矿物时，一定要分别观察。

发光分析快速简便，结果可靠。如能与其他方法配合使用，就能取得较好的效果。

2、常见铀矿物的特征介绍

包括物理特征、放射性特征、荧光特征等多个方面。

表 1 - 3 铀矿物与含铀矿物的荧光性质

| 发光强度 | 发光颜色 | 矿 物 |
|------|---------------|--|
| 极强 | 淡青绿色 | 板菱铀矿 碳钠钙铀矿 |
| | 淡黄绿色 | 钙铀云母 准钙铀云母 钡铀云母 准钡铀云母 |
| 强 | 淡青绿色 | 板菱铀矿 纤铀碳钙石 |
| | 淡黄绿色 | 钙铀云母 准钙铀云母 钡铀云母 准钡铀云母 镁铀云母 准镁铀云母 氢铀云母 钠铀云母 铝铀云母 准铝铀云母 芙蓉铀矿 钙铀云母 准钙铀云母 钡铀云母 准钡铀云母 镁铀云母 准镁铀云母 钠铀云母 氢铀云母 钙水硅铀矿 镁水硅铀矿 水硫铀矿 含铀玻璃蛋白石 含铀水铝英石 |
| | 淡绿色 | 思铝铀云母 范磷铀矿 准范磷铀矿 |
| 中等 | 淡黄绿色 | 准钾铀云母 铀云母 芙蓉铀矿 钾铀云母 镁铀云母 钙铀云母 钠铀云母 含铀玻璃蛋白石 含铀水铝英石 |
| | 淡黄色 | 钾水铀矿 钠水铀矿 镁水铀矿 钡水铀矿 镍水铀矿 锌水铀矿 准水硫铀矿 |
| 弱 | 淡青绿色 | 菱铀矿 水碳钙铀矿 多水碳铀矿 |
| | 淡黄绿色 | 硅铀矿 准硅铀云母 含铀玻璃蛋白石 含铀水铝英石 |
| | 淡黄色、淡褐色 | 水铀矿族矿物 硅铀矿 菱铀矿 |
| | 淡绿色 | 芒磷铀矿 铝铀云母 硅铀矿 |
| | 橙褐色 | 磷铀矿 |
| 极弱 | 淡黄绿色 淡污黄绿色 | 假钙铀云母 硅铀矿 硅铀矿 硅铀矿 硅铀矿 钒铀矿 钒铀矿 |
| | 淡黄色 污绿色 | 含铀玻璃蛋白石 含铀水铝英石 磷铀矿 水铀矿族矿物 菱铀矿 准菱铀矿 高硅钙铀矿 |

3、矿物种：

沥青铀矿、晶质铀矿、铀黑、钛铀矿、铈铀钛铁矿、铀石、脂铅铀矿、红铀矿、水沥青铀矿、钙铀云母、钡铀云母、铜铀云母、芙蓉铀矿、纤铀碳钙石、板菱铀矿等。

其它实验物品：有铀矿物光片、重砂样、照片、各种矿物的彩色图片等。

实验作业：选择上述部分铀矿物进行系统的鉴定描述。

实验二、岩浆铀矿床

实验目的：

通过本次实验，学生能比较熟练掌握岩浆铀矿床的成矿地质条件、岩浆作用中的铀成矿作用及矿化特征。逐步熟悉矿床室内研究的方法和步骤，学会对已有资料的分析与利用。

实验矿床：

红石泉矿床、罗辛（Rössing）矿床

实验材料：

矿床的文字资料、图表、标本、薄片、光片等。

实验作业：

以实验矿床为例概括岩浆铀矿床的成矿特征。

矿床实例：

红石泉矿床简介

矿床位于华北地台西部边缘的NWW向龙首山拱断带的西段，侵位于古元古代龙首山群的伟晶状白岗岩中。

1、矿区地质概述

矿区产于古元古代的似穹隆状隆起区内，龙首山群仅在矿床地段及附近出露，四周均为中新元古代浅变质岩系和后期岩体，北面还有石炭纪地层。龙首山群为一套长英质碎屑岩 - 碳酸岩建造夹基性火山岩。主要岩性和大致层序是：下部为云母石英片岩，柘榴二云石英联邦片岩夹数层石英岩；中部为黑云斜长片岩，斜长角闪片岩，绿泥片岩等夹石英岩透镜体；上部为纯白色厚层状大理岩。龙首山群及钾质花岗岩可能为残留体，其南部和深部可能受加里东花岗岩托起，北部被石炭纪砂岩、砾岩、页岩不整合覆盖或呈断层接触。

区域北西西向（矿区范围局部近东西向）褶皱及平行的北倾高角度断裂相当发育，对地层和岩体的分布有重要的控制作用。而伟晶状钾质花岗岩内部的构造破碎带又对矿化富集起着重要的作用。

矿区内的构造以发育EW向的压扭性断裂为特征，主要分布于矿区北部伟晶状白岗岩中，产状与岩体产状相一致，构造的产出与岩体之间有一定的继承性。

2、矿区岩浆岩及含矿主岩

矿区内的岩浆岩出露有多种时代。

吕梁期：石英闪长岩 - 斜长花岗岩、伟晶状白岗岩；

加里东期：中粒花岗岩；

海西期：正长岩和角闪正长岩；

矿化主岩为吕梁期晚期形成的伟晶状白岗岩，它呈近东西向顺层或切层至龙首山群之中。

矿化主岩 - 伟晶状白岗岩一般呈浅黄色至肉红色，矿化部位往往呈不同程度的褐红色；岩石主要由钾长石、石英及少量斜长石、黑云母和白云母组成。石英普遍为变生大晶体，形态很不规则，粒度很不均匀，在很小范围内可以有明显的变化。部分石英和钾微斜长石组成典型的伟晶文象结构，石英排列十分规则，并表现为严格的光性同方位。分布亦很不均匀，有时在几平方米内形成单矿物石英体，它与正

常岩体呈渐变关系。钾长石常呈不规则形态在石英粒间分布，构成较典型的交代变生结构。其粒度和分布亦很不均匀，局部钾长石特别集中，向旁侧渐变为正常花岗岩。钾长石以微斜长石为主，其次有条纹长石，其中微斜长石为低温钾微斜长石。

斜长石含量较少，往往受到微斜长石和石英的交代或包裹。矿物分布也很不均匀，个别标本斜长石含量可达55% - 65%。白云母经常呈晶簇状出现，生长在石英、长石晶体之间。

岩石中主要造岩矿物间的关系可以表明其生成顺序是斜长石、石英、钾长石、白云母。

岩体中已发现的副矿物有锆英石、磷灰石、磷钇矿、磁铁矿等，特别是多世代附生锆石的发现说明岩体形成过程中地层曾起过重要作用，它主要见于绿泥石化黑云母脉体中，偶尔也见于长石、石英之中。

岩体形成之后，还有多次热液脉体活动。其中主要有：长英质细脉；碳酸盐脉，赤铁矿脉；萤石细脉。

含矿主岩的同位素年龄据K - Ar法测定白云母得到的年龄值有1296Ma、1319 Ma、1690Ma和1720Ma，Rb - Sr法测定一组全岩样得到的结果是 1206 ± 133 Ma，其直线相关系数为0.94，初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7858 \pm 139$ Ma，结合岩体仅侵入到龙首山群地层中，龙首山群混合岩化可能与伟晶状钾质花岗岩有一定成因联系的地质特点，认为岩体属吕梁期产物。初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 高表明了岩体的壳源性质。

3、矿化特征

矿床工业矿体铀的平均品位为0.08%，以似脉状产出。岩体含矿率达20%，如果以 $> 0.01\%$ U圈定，岩体含矿率可达75.7%。

(1)铀的存在形式

矿床中铀的存在形式比较多样，以铀矿物最为重要。主要为晶质铀矿，其次为沥青铀矿、残余铀黑，还有少量板菱铀矿、钙铀云母。其它形式有含铀赤铁矿、含铀绿泥石和锆英石等。

晶质铀矿：常形成不同程度的立方晶，粒径为0.1 - 0.6mm，单位晶胞 $a_0=5.457\text{\AA}$ ，主要成分见表2 - 1。

表2 - 1 晶质铀矿探针分析结果

| 元素 | 脉内晶质铀矿 | | | 晶质铀矿 | | | | | 变晶质铀矿 | 沥青铀矿 | |
|----|--------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| | 光片 | 薄片 | 光薄片 | 颗粒样 | | | | | 光片 | 光片 | 光薄片 |
| U | 61.11 | 48.68 | 49.53 | 78.9 | 76.48 | 69.34 | 74.19 | 74.73 | 64.96 | 72.29 | 48.2 |
| Th | 5.61 | 3.00 | 3.08 | 4.87 | 5.55 | 4.27 | 4.80 | 4.80 | 3.85 | 0.19 | |
| Pb | 5.09 | 7.21 | 3.31 | 4.01 | 3.76 | 4.01 | 3.85 | 3.91 | 1.37 | 0.37 | |

晶质铀矿产出形式有三种：A、分散点状，有的成为斜长石包裹体，有的产在钾长石内斜长石交代残余边缘，可能为成岩早期和钾长石化阶段产物。B、以粒状或串珠状产于绿泥石化黑云母脉体内部或脉壁。C、与绿泥石化黑云母微细脉体共生的晶质铀矿，脉体宽度比晶质铀矿粒度还细得多。构成富矿石比较密集的晶质铀矿往往与后二种形式有关。

脉体内部晶质铀矿有些显得破碎，或受侵蚀，少数情况下已似沥青铀矿外形。但成分分析钍含量很高，定为变晶质铀矿。

沥青铀矿：呈细脉状或不规则状，或产于长石、石英中，或与绿泥石细脉共生。与晶质铀矿共生的主要金属矿物有黄铁矿和辉钼矿，其生成顺序为晶质铀矿、黄铁矿、辉钼矿、可能有少量沥青铀矿共生。

表2 - 2 伟晶状花岗岩化学全分析结果

| 样号 | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO ₂ | P ₂ O ₅ | FeO | K ₂ O | Na ₂ O | 烧 失 量 | U% | 点 Δ |
|-------|------------------|--------------------------------|------|------|--------------------------------|------------------|------------------|-------------------------------|------|------------------|-------------------|-------------|-------|--------|
| 80-11 | | | | | | | | | | | | | | |
| 1581 | 68.51 | 0.35 | 1.15 | 0.56 | 15.93 | 0.15 | 0.04 | 0.09 | 1.72 | 6.62 | 4.35 | 0.69 | 0.042 | 8 |
| 1582 | 71.32 | 0.18 | 1.22 | 0.65 | 13.44 | 0.20 | 0.04 | 0.09 | 2.16 | 7.98 | 2.42 | 0.67 | 0.067 | 9 |
| 1583 | 74.14 | 0.41 | 1.37 | 0.54 | 12.68 | 0.10 | 0.03 | 0.09 | 1.51 | 6.60 | 3.00 | 0.38 | 0.026 | 10 |
| 1584 | 71.08 | 0.61 | 0.64 | 0.46 | 14.02 | 0.20 | 0.04 | 0.11 | 1.33 | 6.45 | 3.75 | 0.83 | 0.047 | 11 |
| 1585 | 79.94 | 0.06 | 0.95 | 0.42 | 9.45 | 0.10 | 0.02 | 0.08 | 1.22 | 5.75 | 1.72 | 0.48 | 0.05 | 12 |
| 1586 | 67.54 | 0.62 | 1.41 | 0.60 | 14.92 | 0.20 | 0.04 | 0.13 | 1.65 | 8.80 | 2.83 | 1.10 | 0.106 | |
| 1587 | 66.82 | 0.73 | 1.00 | 1.13 | 14.39 | 0.40 | 0.08 | 0.12 | 2.94 | 7.48 | 2.57 | 1.22 | 0.14 | |
| 1588 | 65.69 | 0.68 | 0.69 | 1.19 | 15.79 | 0.50 | 0.05 | 0.13 | 2.64 | 7.40 | 3.45 | 1.20 | 0.187 | 13 |
| 1589 | 63.60 | 0.70 | 0.77 | 1.07 | 16.62 | 0.50 | 0.05 | 0.13 | 2.68 | 9.55 | 2.73 | 1.07 | 0.149 | 14 |
| 1590 | 62.39 | 1.51 | 0.53 | 1.67 | 16.43 | 0.65 | 0.07 | 0.15 | 2.73 | 9.12 | 2.78 | 1.42 | 0.217 | 15 |
| 1591 | 71.48 | 0.88 | 1.03 | 1.61 | 11.55 | 0.75 | 0.08 | 0.16 | 2.63 | 3.50 | 2.62 | 1.80 | 0.234 | 16 |
| 1592 | 69.39 | 0.65 | 1.12 | 1.25 | 12.91 | 0.65 | 0.08 | 0.14 | 3.97 | 4.22 | 3.05 | 1.54 | 0.212 | 17 |
| 1593 | 71.32 | 0.96 | 1.00 | 1.73 | 11.74 | 0.75 | 0.08 | 0.09 | 3.80 | 2.35 | 3.22 | 1.80 | 0.061 | 18 |
| 1594 | 72.29 | 0.49 | 0.84 | 1.04 | 12.46 | 0.40 | 0.05 | 0.06 | 2.87 | 3.98 | 3.40 | 1.33 | 0.058 | 19 |
| 1595 | 71.08 | 0.62 | 1.03 | 1.33 | 12.38 | 0.50 | 0.08 | 0.06 | 3.92 | 3.35 | 3.28 | 1.70 | 0.016 | 20 |
| 1596 | 66.08 | 0.84 | 1.17 | 1.57 | 14.44 | 0.75 | 0.07 | 0.12 | 3.59 | 6.70 | 2.73 | 1.65 | 0.209 | 21 |
| 1597 | 68.99 | 0.81 | 1.51 | 1.21 | 14.35 | 0.40 | 0.07 | 0.06 | 2.89 | 3.60 | 4.18 | 1.84 | 0.104 | 22 |
| 1598 | 69.87 | 0.56 | 1.39 | 0.77 | 13.98 | 0.40 | 0.05 | 0.05 | 2.32 | 4.62 | 4.10 | 1.49 | 0.068 | 23 |

(2)富矿石产出部位

岩性分布特点：工业矿石主要是矿化伟晶状花岗岩，其次是石英岩。另外片岩中亦可见到少量工业矿体或矿化；花岗岩矿石亦可再分为二种：一种为灰或灰黑色矿石，含有较多绿泥石化黑云母脉体、晶质铀矿、沥青铀矿比较集中，最高品位可达1.87%，亦是组成工业矿体的主要矿石。另一种是红色，矿石微细裂隙发育。矿化包括稀疏点状晶质铀矿和与细脉赤铁矿化有关的铀矿物及吸附铀。吸附铀往往只构成贫矿石。

矿体产出部位：工业矿体主要产于伟晶状花岗岩内，特别是与残留变质片岩的接触部位，往往是成矿的良好场所。统计资料说明：真正纯净的花岗岩往往只具表外矿化，而含变质片岩残留体多，特别是蚀变作用使得伟晶状与片岩的接触界限模糊不清时，矿体发育较好，而到了正常片岩残体内，矿化亦不好。

构造对矿化的控制：主要表现在以下几个方面。A、有的矿体明显地随断层展布，矿体随断裂面在剖面上呈雁形排列。B、含矿裂隙有明显的方向性，可分为北东、北西二组，矿石结构表现出碎裂、微细裂隙发育。C、构造控制矿带的分布：矿体密度虽然分布较大，但可以以F₃、F₄、F₅、F₆断层为界分为三个矿带。在6 - 20号剖面间，构造规模大，条数多，形成大的碎裂岩带，因之其间矿体多，而且比较稳定：

(3)矿化的多阶段性

根据红石泉矿床中铀的存在形式、矿物共生组合、矿化产出特点和控制因素，可以分出下列矿化阶段：

正常岩石和低品位矿石中的点状晶质铀矿，有成岩阶段产物。

黑云母化阶段：较密集的晶质铀矿和共生的黄铁矿、辉钼矿是这个阶段产物，

主要的工业矿体、富矿石基本上在这个阶段形成。

绿泥石化阶段：脉体内晶质铀矿受到破碎，改造，甚至出现似胶态结构。这个阶段还形成不规则状和细脉状沥青铀矿。

碳酸盐化和赤铁矿化阶段：碳酸盐脉长期多阶段发育，见到少量矿化与碳酸盐脉体有关。微脉状赤铁矿主要分布在钾长石内部及边缘，石英中也偶见赤铁矿细脉。该阶段矿化以吸附为主，可能有少量铀矿物。

表生阶段形成铀黑、板菱铀矿、钙铀云母及断层泥中高品位含铀体。

(4)矿化的主阶段性

矿床中多次成矿作用不是等重要的。表2 - 2列出18个矿化样品全分析结果，与铀的正相关性较大的有 P_2O_5 、 TiO_2 、 MgO 、 Fe_2O_3 、 MnO 、 $T_{失}$ ，其相关系数分别为0.89、0.69、0.61、0.61、0.51、0.45，除 P_2O_5 外， TiO_2 、 MgO 、 Fe_2O_3 、 MnO 、 $T_{失}$ 之间的相关性都很高，且都与 FeO 有良好的相关性。可以说明这些元素共存于绿泥石化黑云母中的矿物特点，它们与铀的高相关性也就说明了绿泥石化黑云母与铀成矿的密切关系。

实际选矿过程发现，选出云母后的贫矿石样品却选不出晶质铀矿，而绿泥石化黑云母单矿物分析含铀性高达0.099%，超过了红石泉矿床铀的平均品位。这是由矿物中有较多的铀矿物，含铀矿物的包裹体及吸附铀所引起，直观地说明黑云母与铀成矿的密切关系。

因此，结合矿体产状、分布特点、矿石类型、最重要工业铀矿物存在形式及其与脉体的密切关系，岩石化学计算铀含量随黑云母含量增加而增加的趋势、矿化年龄资料，可以说明黑云母化阶段矿化是主要的矿化阶段。

(5)矿化时代

已测定的六个晶质铀矿年龄见表2 - 3。由于晶质铀矿遭到破坏、溶蚀，年龄数值表现出 $t(206/238) < t(207/235) < t(207/206)$ 的特征，表面年龄值不能代表成矿年龄。初步采用三阶段模氏处理*后得出 T_1 (代表晶质铀矿形成年龄)=1792.4百万年， T_2 (相当于区域上最后一次使晶质铀矿受到改造的年龄)=314百万年。复相关系数为0.9999，表明成矿与成岩时代接近，属于吕梁运动时期产物。

表2 - 3 矿化年龄

| 样 品 | 206 / 238 | 207 / 235 | 207 / 206 | 208 / 232 | 样 品 | 206 / 238 | 207 / 235 | 207 / 206 | 208 / 232 |
|--------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| 79-271 | 544 | 615 | 906 | 557 | Hs-339 | 599 | 774 | 1318 | 446 |
| Ho-21 | 445.4 | 529.3 | 909.6 | 344.5 | Hs-59 | 389 | 453 | 792 | 372 |
| Hs-24 | 620 | 821 | 1412 | 708 | 11A-7 | 604 | 759 | 1250 | 788 |

矿化类型属岩体型铀矿化（同生铀矿化），矿石品位低，岩体即为矿体。工业铀矿物为晶质铀矿（分散于造岩矿物中），由于后期构造的改造作用，出现有相当数量的沥青铀矿和各种次生铀矿，矿物组合明显可分为早晚两期：

a、早期（原生）金属矿物组合；b、晚期（后生）金属矿物组合。

(6)矿床成因分析

由于黑云母化矿化阶段为主矿化期，所以分析矿床成因势必涉及黑云母成因。黑云母晶簇 - 脉体分布上经常与伟晶状花岗岩中变质片岩残留体接近，黑云母中能见到附生锆石包裹体及流线状的包裹体。形成时间明显晚于岩石主体矿物长石和石

英，分布上不均匀，一定程度上受构造控制，表明其成因与混合岩化晚期交代热液有关。因此，连同成岩阶段(混合岩化主期)和黑云母化以后的矿化阶段，矿床成因应为与混合岩化有关的多阶段交代热液矿床。

铀源问题，从矿床的形成过程可以看出，铀的来源主要有两条途径。一是来自龙首山群上部地层，在受到钾质交代和花岗岩化过程中，或在熔浆上侵过程中，有一部分铀析出。但从正常片岩残留体与岩体相比，含铀性低得多，高于0.01%品位的岩体占75.7%以上。可以认为，铀源主要来自第二途径，即由深部熔浆和钾硅质溶液带来。

罗辛 (Rössing) 矿床

该矿床是目前世界上比较典型的酸性岩浆矿床，因在南非纳米比亚的罗辛地区首次发现而得名，与此相类似的矿床在我国有红石泉矿床。

罗辛 (Rössing) 矿床地理位置上位于南非纳米比亚西部近海岸纳米布沙漠中的斯瓦科普蒙德城东北约 65km 处，矿床的发现经历了长期历史。早在 20 世纪 20 年代有人在罗辛的石英伟晶岩内发现钽铀磁铁矿，1954 年亨诺·马丁根据当地移民给他的钽铀磁铁矿在斯瓦科普地区作了圈定。1955 - 1958 年 Smith, D. A. M. 对该区作勘查，揭露了许多狭小的含铀伟晶岩矿带。后因品位低，认为没有工业意义。70 年代，对该矿床进行了重新揭露，铀储量有了长足的增长，成为一种新的重要铀矿类型。

矿床地质特征

区域构造位置，位于前寒武纪达马拉 (Damara) 造山运动带的中心。

区域地层：有达马拉岩系、诺西布群埃蒂西斯建造、哈恩建造和罗辛建造。这些地层都经受了强烈的褶皱和变质作用，形成了 NE - SW 向的褶皱和断层 (见图 2 - 1)。岩性上是一系列中高级变质程度的变质岩，如片麻岩、片岩、麻粒岩、石英岩和大理岩等。主要为元古代地层，变质很深的眼球状硅线石和石英 - 长石片麻岩，铀含量较高。

矿化的白岗伟晶岩，沿着哈恩 (Khan) 建造和罗辛建造的层间贯入，它的侵入时间约为 470 - 510Ma，岩性组成几乎全由石英、微斜长石和微斜条纹组成，黑云母除了局部地区为主要成分外，常常是次要成分，富矿地段为黑云母化强烈部位，与围岩的接触部位有明显的接触交代作用。

矿石成分多且复杂，主要工业铀矿物为晶质铀矿，另有少量的铌钽铀矿和钽铀矿，它们呈微细颗粒产于造岩矿物石英和长石的间隙中或以包裹体形式在矿物中存在。原生矿物的含量约占 55 - 60% (其中晶质铀矿占 55%，铌钽铀矿占 5%)，次生矿物约占 40%，主要有硅钙铀矿、硅钙铀矿、脂铅铀矿、钒钾铀矿、铜铀云母，罗辛矿等，这些次生矿物多为后期阶段在表生条件下形成。由此反映出矿床形成之后，经历后期急剧的改造作用，使得大部分原生矿体被改造破坏，以至贫化，形成了次生矿化，副矿物 (包括含铀矿物) 有锆石、磷灰石、独居石、黄铁矿、磁铁矿、黄铜矿和辉钼矿等。

白岗岩的年龄为 $510 \pm 40\text{Ma}$ (Nicolayson L. O. 1962)， $468 \pm 8\text{Ma}$ (Kröner 和 Hawkesworth, 1977; Berning, 1986)，相当于加里东构造运动期成矿。

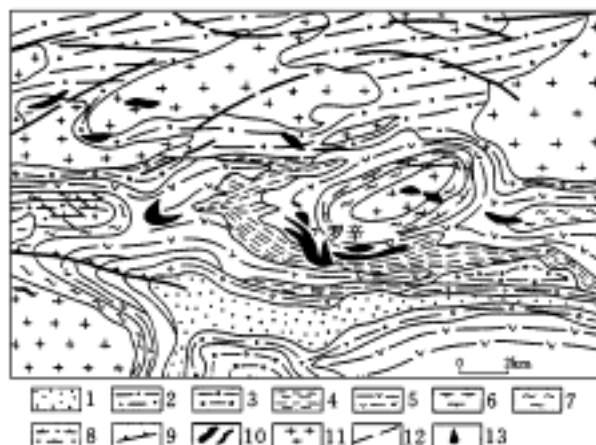


图 2 - 1 罗辛矿床地质平面图 (据 D . 斯密特资料)

1 - 11 . 达马拉岩系: 1 - 赫马斯建造中的黑云母 - 堇青石 - 石榴子石 - 夕线石片岩; 2 - 维尔维赤建造中的大理岩, 具硅质夹层; 3 - 楚斯建造冰碛岩; 4 - 罗辛建造片麻岩、石英岩、砾岩及大理岩; 5 - 哈恩建造片麻岩、内岩; 6 - 艾杜西斯建造片麻岩; 7 - 艾杜西斯建造石英岩、片麻岩; 8 - 阿巴比斯眼球状夕线石、石英 - 长石片麻岩; 9 - 卡鲁港粗玄岩; 10 - 伟晶花岗岩; 11 - 花岗片麻岩、花岗岩、混合岩; 12 - 断裂带; 13 - 伟晶岩中的铀矿床

1) 矿石品位低, 一般为 $0.03 - 0.04\% \text{U}_3\text{O}_8$, 最高可达 0.55% , 矿床储量大, 目前的含量为 14 万 t (U_3O_8), 属巨型矿床, 矿体形态不规则, 矿带延伸与岩体方向基本一致, 矿体与围岩界线不明显, 表现为过渡关系, 图 2 - 2。

2) 矿床的成因, 一般认为含铀白岗岩的形成是多期作用的结果, 岩体的形成经过多次的变质作用, 深熔作用和分离作用, 铀经分离作用在含铀较高的伟晶白岗岩中富集成矿。岩浆作用后, 遭受了后期的强烈改造, 同时形成了大量的次生铀矿物。

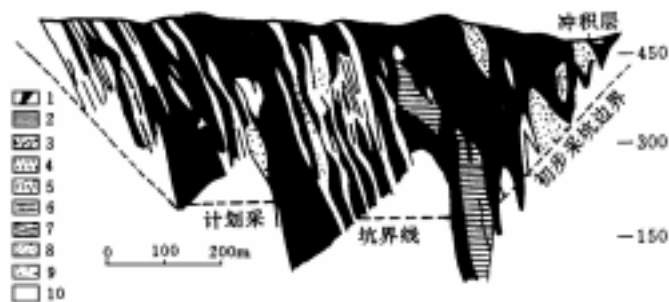


图 2 - 2 罗辛矿床剖面图

1 - 含铀白岗岩; 2 - 上大理岩; 3 - 6 罗辛组: 3 - 砾岩; 4 - 片岩; 5 - 片麻岩; 6 - 下大理岩; 7 - 10 克纳姆组; 7 - 黑云母角闪片岩; 8 - 上辉石 - 角闪石片麻岩; 9 - 辉石 - 石榴子石岩; 10 - 下辉石 - 角闪石片麻岩

矿床的形成机理如下: 具氧化性质的下伏阿巴比斯建造的富铀岩石被重熔, 形成岩浆。在岩浆分凝演化过程中, 铀逐渐向晚期残浆中集中。当这种岩浆上侵, 遇到以大理岩为代表的基性围岩时, 由于同化作用, 碱度升高, 还原电位值降低, 即在氧化 - 还原平衡发生变化的地带, 活动的六价铀离子被还原, 因而形成晶质铀矿。这种铀被还原沉淀的过程长期持续进行, 即形成了该矿床。

实验三、花岗岩型铀矿床

实验目的：

通过本次实验,学生能够基本掌握花岗岩型铀矿床的成矿地质条件和矿化特征,并掌握本类铀矿床的一般特点。

实验矿床：

以我国330矿床(希望矿床)为例

内容安排：

实验老师先结合理论课内容对矿例进行介绍,分析矿床的区域背景、矿床的地质概况、矿化特征及成矿过程等。而后学生进行有针对性的自我观察与分析。

内容材料：

本次实验提供的资料有：矿床的文字资料、图片及图表、标本、薄片、光片等实验作业：

总结花岗岩型铀矿床的一般特征。

矿床实例、330矿床简介

1、矿床概况

矿田位于浙、赣、粤加里东隆起的南缘,南岭东西向构造带的中带和粤北山字形构造东翼弧的复合部位,贵东岩体的东部,区域性北东东向黄陂石英断裂带与平行的马屎山断裂带的夹持部位,面积约为320km²(图3-1)。岩体周围与寒武系、泥盆系浅变质的板岩、石英砂岩和砂页岩等地层接触。岩体为一多期次侵入的复式岩体,岩体的同位素年龄值为142.3-183.3Ma,属燕山运动早期产物。

矿床位于301矿田北部,区域性F₁石英断裂带上盘。矿化岩体由燕山第一期中粒斑状黑云母花岗岩,第三期不同阶段中细粒、细粒白云母花岗岩,第四期辉绿岩脉等组成。

矿化多产在过渡相岩性中,矿体多产于其中,少量产于下盘围岩内。矿化随硅化带产状而变,在含矿硅化带和辉绿岩墙交接部位,几乎都有铀矿化(86号带占矿体数的80%±,储量的90%±)。

辉绿岩墙、碱交代岩对矿化均有一定影响,它们均可作为矿化的有利岩性。

矿区内断裂构造十分发育,矿床构造发育有北东东、北北东和近东西向三组(图3-2),主要为NE向和EW向两组。NE组为硅化角砾岩带,EW向为辉绿岩脉充填,硅化带切割辉绿岩脉,并使岩脉产生位移,在构造的复合部位往往有工业矿化形成。其中主要含矿构造为北东东向的86、92号硅化断裂带及北北东向的中间带。

86号带是由两条平行硅化断裂带组成的复带,两带相距15-30m,走向60-70°,倾向NW,倾角65-70°,带长3km,宽1-6m。矿体主要赋存在北侧主带及两带之间平行的次级构造中,规模较大,连续性较好(图3-3)。

92号带,走向55-65°,倾向NW,倾角70°,带长1.5km,宽0.5-1m,垂深200m以下尖灭,赋存的矿体规模小,变化大。

中间带,为一群平行构造组成,主要分布于92和86号带之间及南部,走向15-30°,倾向SE或NW,倾角50-60°,单条构造一般长100-400m,宽0.2-4m不等,在与北东东向构造的斜接复合部位,赋存的矿体规模较大。

主要含矿构造带,往往通过不同期次侵入的细粒、中细粒和中粒花岗岩的接触

界线及其附近，其矿体多产于中粒(白云母)花岗岩一侧。

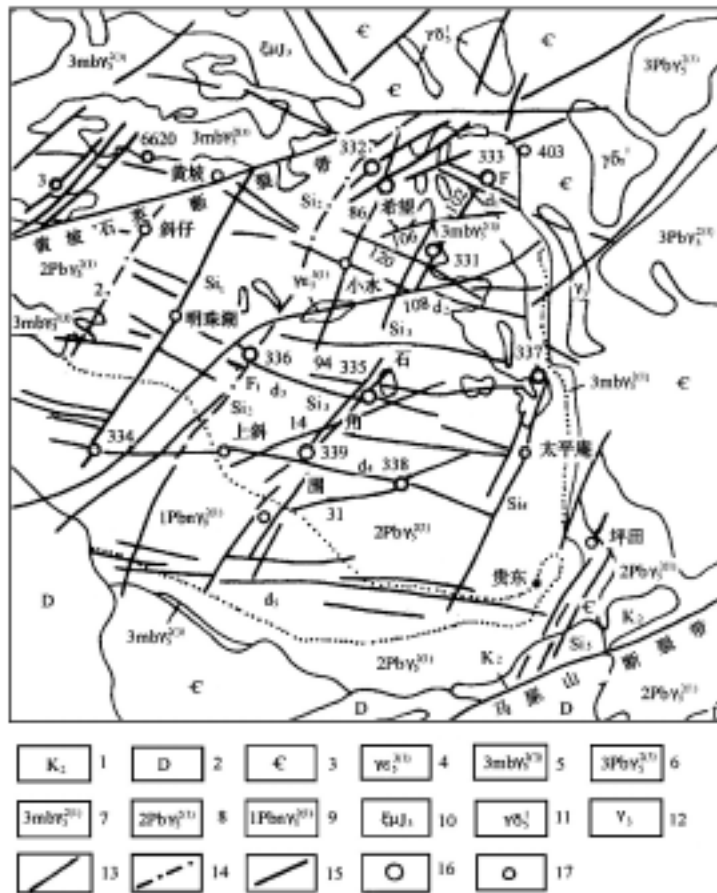


图3 - 1 301矿田地地质示意图
 1 - 上白垩统；2 - 泥盆系；3 - 寒武系；4 - 碱交代岩；5 - 细粒二云母花岗岩；6 - 细粒斑状黑云母花岗岩；7 - 细粒二云母花岗岩(边缘相)；8 - 中粒斑状黑云母花岗岩(过渡相)；9 - 粗粒斑状黑云母二长花岗岩(内部相)；10 - 次英安斑岩；11 - 花岗闪长岩；12 - 片麻状花岗岩；13 - 辉绿岩；14 - 石英脉；15 - 硅化带；16 - 矿床；17 - 矿点；d₁ - d₅ 矿田内5条近东西向辉绿岩墙；Si₁ - Si₅ 矿田内5条北北东向大石英脉

2、矿化特征

矿床围岩蚀变发育，且多为低温蚀变，具一定的阶段性和分带性。常见的蚀变类型有：硅化、绢云母化、粘土化、赤铁矿化、绿泥石化、碳酸盐化。其中与矿化最密切的蚀变是硅化、赤铁矿化和绿泥石化。

矿石物质成分简单，铀矿物为沥青铀矿及少量次生铀矿，呈脉状或浸染状与微晶石英脉密切共生。伴生矿物有黄铁矿、赤铁矿、白铁矿、闪锌矿、萤石、方解石等。铀矿化与红色、灰黑色玉髓脉及黄铁矿化关系密切；矿体长190 - 260m，厚2 - 5m，矿体平均品位0.131%。

矿体形态多呈板状、脉状、透镜状，规模大小不等（图3 - 3，图3 - 4），成矿标高在770 - 265m；富、厚矿体往往产在含矿构造带的膨大、分枝、交会，走向上由宽变窄，倾斜上由陡变缓和物质成分比较复杂的部位。

矿石类型可分为三种：A、硅化带型矿石；B、辉绿石型矿石；C、花岗岩型矿石。矿石构造呈条带状、角砾状等。

矿化类型以沥青铀矿 - 微晶石英型为主，其次为沥青铀矿 - 萤石型。

矿化时代：根据沥青铀矿同位素地质年龄测定为75Ma，属燕山晚期产物。

矿床为一低温热液型铀矿床，成矿阶段可划分为：

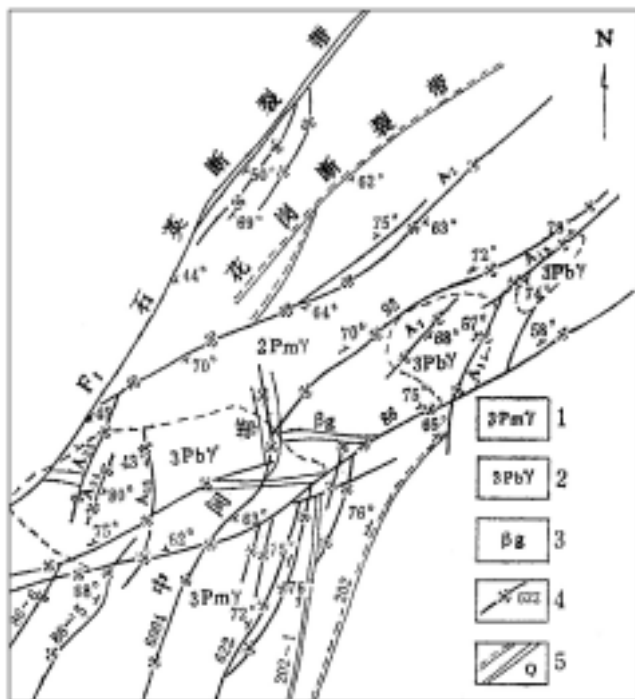


图3 - 2 希望矿床地质示意图

- 1 - 中粒斑状黑云母花岗岩；
2 - 细粒白云母花岗岩；
3 - 辉绿岩；
4 - 硅化破碎带及编号；
5 - 挤压破碎带石英。

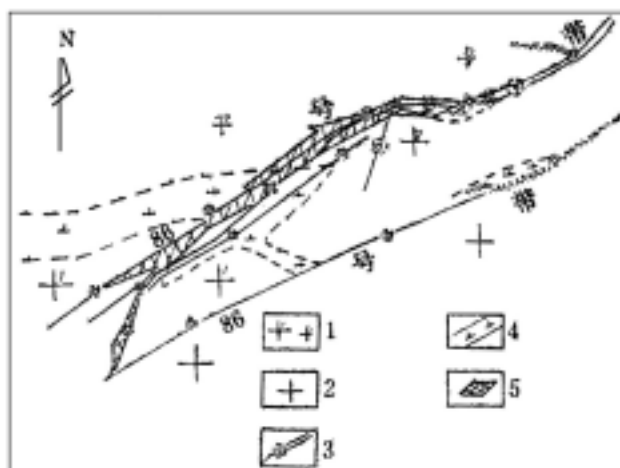


图3 - 3 希望矿床367米标高平面示意图

- 1 - 中细粒白云母花岗岩；2 - 中粒黑云母花岗岩；
3 - 硅化破碎带；4 - 辉绿岩脉；5 - 矿体。

- A、第一阶段：乳白色玉髓的形成阶段，是含矿热液分异的前奏，铀含量很低；
B、第二阶段：红色玉髓的形成阶段，为成矿的主要阶段，玉髓以交代为主，构造矿体的主体；
C、第三阶段：黑色玉髓的形成阶段，是热液继续分异、铀元素高度集中的阶段；
D、第四阶段：形成白色梳状石英和晶洞状石英，含矿热液活动进入尾声。

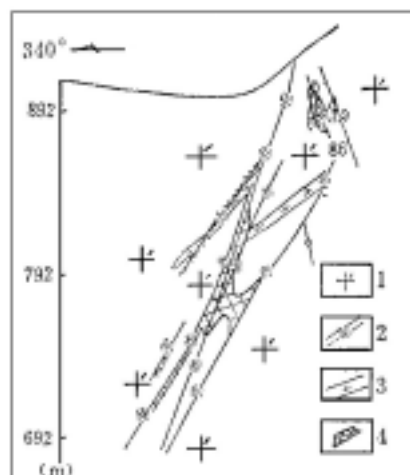


图3 - 4 希望矿床补10勘探线剖面图

- 1 - 中粒白云母花岗岩；2 - 硅化带；
3 - 辉绿岩脉；4 - 矿体。

实验四、火山岩型铀矿床

实验目的：

通过本次实验，学生能够初步达到独立分析火山岩型铀矿床的成矿地质条件和铀的成矿作用，熟知本类铀矿化的空间分布规律，矿化特征和矿床成因观点；总结本类矿床的一般特点。

实验矿床：

以我国610矿床和660矿田为例，其中以610矿田为主。

内容材料：

本次实验提供的资料有：矿床的文字资料、图表、标本、薄片、光片等。

实验作业：

总结火山岩型铀矿床成矿的一般特征。

矿床实例：

660矿床

矿床位于赣杭火山岩成矿带的东段，江山 - 绍兴深大断裂的南侧，遂昌断块隆起的北缘，矿区的北部与中生代金巨红色断陷盆地相毗邻。

矿床所在盆地小丘源盆地，盆地基底为前寒武纪的变质岩以及少量古生代碎屑岩和侏罗纪含煤地层，盖层为上侏罗统陆相火山喷发岩及第三系红色砂砾岩层。

矿区地质：

矿区内出露的喷发岩主要是上侏罗统磨石山组d段的酸性熔岩和少量火山碎屑岩、火山碎屑沉积岩。二者呈互层产出，韵律明显。各层流纹岩的成分相同，仅斑晶大小及含量有所差别，可见熔浆的固体分相。各层流纹岩之间的夹层及顶底板相的一些岩石经过强烈的水云母化形成大面积的绿色蚀变带，矿区范围内可见有多层流纹岩与绿色蚀变带相间产出。

矿区地层为单斜地层，产状：倾向300° - 315°，倾角15° - 30°。

矿区内断裂构造十分发育，北部边缘发育一系列逆掩断层。矿床范围大致可分为NW、NE向两组，其中NW向为一组正断层，常形成一些地垒或地堑式断块，NE或近SN向断裂陡倾，对矿化控制明显。

流纹岩裂隙发育，共有五组。其中以走向280° - 300°，倾向SW，倾角60° - 80°的一组最为发育、与矿化关系最为密切。

矿化受岩性控制明显，见图4 - 1，矿体主要以似层状、大的透镜状产于绿色蚀变带以下的流纹岩的过渡相及顶板相中。这是因为塑性的绿色蚀变带裂隙不发育、透水性差，作为一种屏蔽层使矿液在其下面裂隙十分发育的流纹岩顶板相和过渡相中充分交代沉淀成矿。其规模一般与流纹岩的厚度及稳定性有关，流纹岩厚度大，稳定性好，绿色蚀变带就发育，矿化也较好。

矿石成分简单，沥青铀矿呈细粒浸染状分布于红化的岩石中。伴生矿物黄铁矿、赤铁矿、闪锌矿、石英、萤石、伊利水云母、绢云母、方解石等。

矿区常见围岩蚀变有水云母化、赤铁矿化、硅化、萤石化、黄铁矿化和碳酸盐化。

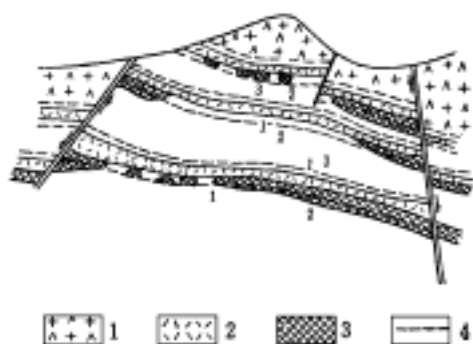


图 4-1 产在流纹岩中的矿体
(据 9 队, 1963)

1-流纹质凝灰岩；2-流纹岩；
3-矿体；4-层间构造

矿化阶段划分：

根据热液作用特点和矿物组合关系可将矿化分为四个阶段：

- A、赤铁矿 - 沥青铀矿的形成阶段；
- B、硫化物 - 石英 - 沥青铀矿的形成阶段；
- C、萤石 - 沥青铀矿的形成阶段；
- D、碳酸盐的形成阶段；

其中以第二阶段为主要成矿阶段。

610 矿田概况

华南成矿省赣 - 杭火山 - 构造带西南段中相山火山盆地是个大型火山塌陷盆地，盆地面积达 309km²，位于江西省乐安县。铀矿床产于盆地内的火山熔岩中及北部边缘推覆体构造带内，受基底构造和火山构造的复合控制，该火山盆地是由多个不同特征铀矿床组成的铀矿聚集区。

1、相山火山盆地地质背景

相山火山盆地是东乡 - 乐安北东向火山岩带的组成部分，该火山岩带总长 100km 以上，共控制了七个火山盆地。相山火山盆地是北东向火山岩带与东西向断裂带复合交叉部位，所以火山盆地规模最大，活动强度最强。

相山火山盆地座落在加里东期具混合岩化、递进变质的韧性剪切带上，盆地基底为双基底，中元古代结晶岩系由石英片岩、云母片岩、斜长角闪岩、变粒岩组成，分布在盆地的北部边缘。震旦 - 寒武纪地层组成的褶皱基底受加里东期变质作用，盆地四周变质为板岩、千枚岩的绿片岩，但在混合岩化、递进变质带及韧性剪切三位一体变质带上，即火山盆地北部边缘及南部边缘乐安县一带，为黑云母柘榴子石片岩、黑云母千枚岩、十字石片岩。火山盆地东南角凤岗一带，变质基底之上还残留一块 T₃ - J₁ 的含煤地层。

2、相山火山盆地的火山 - 侵入杂岩特征

相山中生代火山杂岩由酸性火山碎屑岩夹沉积岩、酸性 - 中酸性熔岩及中酸性次火山岩组成。杂岩体平面上呈椭圆形，长轴近东西向，东西长 26.5km，南北宽 15km，面积约 309km² (图 4 - 2)。

表 4 - 1 相山火山杂岩主要岩石类型

| 时代 | 组 | 阶段 | 主要岩石类型 | 同位素年龄 (Ma) | 岩相 |
|--------|------------------|------------------|-----------------|-----------------------------|------|
| 上 侏 | 鹄 湖 岭 组 | 第 三 阶 段 | 英安玢岩 | 114.11 | 次火山相 |
| | | | 英安斑岩 (流纹英安质块熔岩) | 125.18 ± 8.5 134.3 ± 3.9 | |
| | | | (黑云母二长) 花岗斑岩、 | 135.4 | |

| | | | | |
|--------|----------|---------------------------------|------------------------|-------------------------|
| 罗 统 | 第二 阶段 | 中心相：粒状碎斑斑（流纹）岩 | 140.3 | 侵出相 |
| | | 过渡相：霏细碎斑（流纹）岩 | | |
| | | 边缘相：玻质碎斑（流纹）岩 | | |
| | 第一 阶段 | 流纹质晶屑凝灰岩 | | 空落相 |
| | | 流纹质弱熔结凝灰岩 | | 灰流相 |
| | 第三 阶段 | 凝灰质粉砂岩、凝灰质粉砂岩及凝灰岩夹流纹质玻屑 - 晶屑凝灰岩 | 158 - 169 | 溢流相 |
| | 第二 阶段 | 流纹英安岩 | 153.82 158.10 ± 0.2 | 空落相 |
| | | 紫红色粉砂岩、凝灰质砂砾岩 | | 内 陆 湖 盆 相 |
| | 第一 阶段 | 流纹质熔结凝灰岩 | | 灰流相 |
| | | 沉积碎屑岩夹流纹质晶屑凝灰岩 | | 空 落 相 及 内 陆 湖 盆 相 |

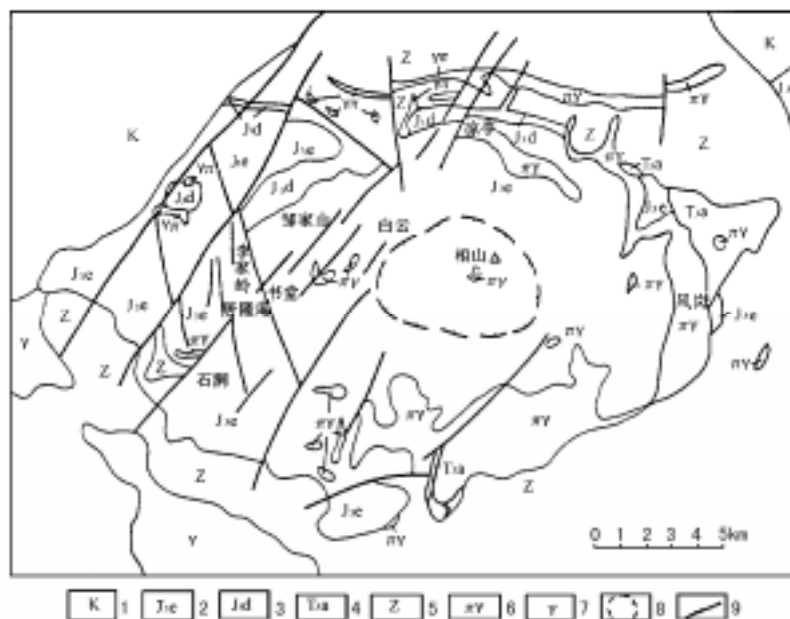


图 4 - 2 相山矿田地
质略图

- 1 - 白垩纪红层，
- 2 - 鹅湖岭组，
- 3 - 打鼓顶组，
- 4 - 安源组，
- 5 - 震旦系，
- 6 - 花岗斑岩，
- 7 - 花岗岩，
- 8 - 破火山口，
- 9 - 断裂

根据岩性岩相特征、接触关系、火山喷发韵律和旋回等特征，相山火山活动可以分为两个组、六个阶段（表 4 - 1）。如意亭组第一阶段开始为间歇式火山空落相喷发，形成流纹质晶屑凝灰岩夹内陆湖盆相沉积碎屑岩，然后转为灰流相喷发，形成流纹质熔结凝灰岩；第二阶段开始以内陆河湖盆相碎屑沉积为主，继之为熔浆大量喷出，形成溢流相流纹英安岩；第三阶段以内陆河湖盆相碎屑沉积为主，间夹空落相火山喷发形成流纹质玻屑晶屑凝灰岩。鹅湖岭组第一阶段以灰流相流纹质弱熔结凝灰岩为主，伴有空落相流纹质晶屑玻屑凝灰岩，第二阶段从喷发转为以侵出作用为主，形成侵出相（流纹质）碎斑岩，它们构成了相山火山杂岩的主体，貌似一火山岩穹。岩穹的边缘冷却较快，由玻质碎斑（流纹）岩组成；向内随着冷却速度变缓，岩石基质部分结晶程度增高，逐渐过渡为霏细碎斑（流纹）岩；中心相为全晶质粒状碎斑（流纹）岩。第三阶段为浅成 - 超浅成次火山侵入活动阶段，形成沿

边缘断裂上侵的花岗斑岩及英安玢岩（斜长花岗斑岩），主要分布于杂岩体的北、东南边缘。

3、铀矿化空间展布特征

在相山矿田内所有的矿床、矿点均分布在火山杂岩盆地内，铀矿化受火山盆地内继承式华夏系构造、基底构造、火山机构构造联合控制。目前已经提交了工业储量的矿床或准备今后详勘的矿床均分布在火山盆地北部和西部。而在火山盆地东部和南部目前仅探明有若干铀矿点或小型铀矿床。

根据矿田内各铀矿床、铀矿化点控制因素及其空间分布规律，将矿田内铀矿化分为三个成矿区、六个成矿带。三个成矿区是北部成矿区、西部成矿区、东部成矿区，六个成矿带是横涧 - 石洞成矿带、罗陂 - 沙洲成矿带、横排山 - 梅峰山成矿带、云际成矿带、济河口 - 罗家山成矿带、河源背成矿带。

矿床、矿点大致呈等间距分布。尤其是在北部成矿区这一特点更为明显。这是由于本区铀矿化主要受各种类型的断裂构造控制，而这些断裂构造多半是呈等间距发育的。故而导致矿床、矿点甚至矿带呈等间距分布。在北部成矿区，矿床、矿点大致以 900 - 1400m 间距出现，而矿带则以 400 - 600m 间距分布。在西部成矿区，矿体群存在侧列式等间距分布特征。

矿田内铀矿化垂幅大。一般铀矿化标高在+300m 至 - 400m 左右，平均矿化垂幅达 600 - 700m，个别矿床矿化垂幅达 1000m 以上。

矿床内矿体具有双侧伏特征。即矿体随着基底岩层倾伏变化而侧伏，随着主干断裂的次级裂隙构造而侧伏。

4、铀矿化与火山活动的演化关系

相山火山杂岩盆地以流纹质熔接凝灰岩（约 160Ma）喷发开始到英安玢岩（约 107Ma）侵入为止，中间经历了约 50Ma 左右时间的火山活动过程，形成了一套岩性、岩相组合较为复杂的且为完整的火山杂岩体，表 4 - 2。而矿田内的铀矿化年龄集中在 130 - 90Ma 内。这就不难看出铀矿化是与火山活动演化密切相关的。早期碱交代铀矿化（约 120Ma）是与大规模火山活动的碎斑熔岩（147Ma）之后的次火山岩、花岗斑岩（128Ma）活动有关。而晚期的酸性铀矿化年龄（约 100Ma）是与本区最后岩浆侵入的英安玢岩（英安玢岩年龄为 107Ma）活动有关。这就反映了本区铀矿化是一定的火山岩浆活动产物。

表 4 - 2 相山地区火山 - 侵入杂岩同位素年龄表

| | 测定对象 | 方法 | 年龄 (Ma) | 资料来源 |
|---------|--------|--------------|------------|----------------|
| 后火山侵入杂岩 | 闪长玢岩 | Rb - Sr 等时线 | 114.11 | 三所,1982 |
| | 流纹英安斑岩 | Rb - Sr 等时线 | 125.18±8.5 | 地院,1996 |
| | 流纹英安斑岩 | U - Pb 不一致曲线 | 134.3±3.9 | 地院,1996 |
| | 花岗斑岩 | 单颗粒锆石 | 135.4 | 陈小明, 刘昌实, 1999 |
| 火山喷溢岩 | 碎斑熔岩 | U - Pb 不一致曲线 | 140.3 | 地院,1996 |
| | 流纹英安岩 | Rb - Sr 等时线 | 153.82 | 地院,1996 |
| | 流纹英安岩 | U - Pb 不一致曲线 | 158.1±0.2 | 地院,1996 |

5、热液蚀变与铀矿化

矿田内成矿前蚀变有：火山期后的自交代蚀变，火山熔浆接触蚀变，受主干基底断裂控制的气水热液蚀变。

火山期后自交代蚀变，是指在火山作用晚期或火山作用间歇期，火山熔浆基本上固化或半固化，这时尚残存在固化或半固化矿物晶隙间的气、液对已经结晶矿物进行交代、置换。使原岩中的黑云母产生微弱绿泥石化，部分斜长石产生弱绢云母化或水白云母化。在局部地段，由于残存的气、液内硼挥发份含量特别高，而形成电气石团块或晶簇分布在岩石内。火山期后自交代蚀变作用都较微弱，这是因为残存的岩浆期后气、液温度不算高，数量也不多之故。故这种蚀变未破坏原岩结构、构造。但它对原岩中部分成矿元素活化提供了有利环境。

火山熔浆接触蚀变作用，主要产生在碎斑熔岩或花岗斑岩中异性岩块（砂岩、片岩）中。这些异性岩块由于受火山期后的余热烘烤、渗滤交代而产生角岩化，并有一系列的新生高温矿物形成，如若是砂岩块，其中矿物重结晶，构成等粒结构角岩，其间含有硅线石、红柱石、堇青石、黄玉等高温矿物。如若是片岩岩块，则出现黑云片晶增大，形成变斑晶，石英重结晶，出现大量新生磁铁矿及少量硅线石。由于这类蚀变作用十分局限，故与铀成矿关系不大。

受主干基底断裂控制的气水热液蚀变作用：这类蚀变作用是由深切基底断裂沟通地下深处岩浆房而携带上来的气水热液对其两侧岩石进行交代、置换而成。其蚀变幅度可达 200 - 500m 左右。蚀变岩石特征是斜长石产生水云母化、碳酸盐化，钾长石表现为微弱的粘土化。原岩中的磁铁矿大部分已遭受分解，原岩中黑云母析出部分二价铁离子。这些分解和析出的二价铁离子与构造热液所携带的硫离子结合成新生的黄铁矿。这些新生的黄铁矿呈细小晶体均匀分散于蚀变岩石之中，构成成矿前的水云母 - 黄铁矿蚀变带。据统计，此类蚀变带中新生黄铁矿总量比原岩中黄铁矿总量高出 2 - 3 倍。所以此蚀变带在外观上呈灰白至灰绿色。构成了一个特征的地球化学带。这一蚀变带的形成，改变了原岩机械物理化学性质和地球化学环境，为后来的铀成矿作用创造了有利空间和沉淀、富集的环境，为成矿期热液活动奠定了基础，事实证明，现今所发现的一系列矿床、矿点，均分布在此蚀变带范围内。所以该蚀变带是矿田今后进一步攻深找盲有利地段。

成矿期热液蚀变有碱性热液蚀变和酸性热液蚀变两大类。碱性热液蚀变，是矿田内最早一次成矿热液蚀变，其中主要是钠质交代热液蚀变。该蚀变主要受近火山管道控制的环状断裂、裂隙构造控制。在矿田北部、东部、南部较为发育。钠质交代蚀变幅度可达 5 - 10m。蚀变分带现象明显。自蚀变带中心至边缘依次是强钠长石带、绿泥石 - 方解石 - 钠长石带、正常岩石带。与铀矿化有关的是绿泥石 - 方解石 - 钠长石带。此带内伴有众多的细晶磷灰石。由碱交代蚀变作用而形成的铀矿化称碱交代型铀矿化。酸性热液蚀变，是继碱性热液蚀变之后的又一次规模较大的成矿期热液蚀变。根据蚀变岩石空间产出特征及蚀变矿物之间演化关系，将矿田内酸性热液蚀变分为萤石 - 水云母蚀变亚阶段，紫黑色萤石蚀变亚阶段，水云母蚀变亚阶段，磷酸盐蚀变亚阶段。矿田内酸性热液蚀变强烈，是矿田中铀成矿主要成矿期，矿田中富大铀矿体均赋存在此蚀变带内。蚀变组分复杂，常伴有钽、钼、稀土及多金属矿化。酸性热液蚀变主要发育在西部成矿区，在北部成矿区往往与碱交代热液蚀变作用迭加。由酸性热液蚀变作用所形成的铀矿化称为酸交代型铀矿化。

成矿期后的热液蚀变，主要是规模不大的硅质热液蚀变和矿后的碳酸盐化、沸石化。蚀变微弱，对铀矿化基本无破坏作用。

6、铀矿化类型及其特征

根据矿田内成矿期蚀变岩石特征和矿石组分，将矿田内铀矿化类型分为碱交代型和酸交代型两种矿化类型。

6.1 碱交代型铀矿化及其特征

碱交代型矿化根据矿石中组分差异又分为：铀 - 钠长石 - 磷灰石亚型；铀 - 钠长石 - 绿泥石亚型；铀 - 钠长石 - 方解石亚型。碱交代型铀矿石主要特征是：

矿化热液的初始成分是以 Na^+ 为主的气水热液，缺少酸根离子，仅含少量的 CO_3^{2-} 、 PO_4^{2-} 等弱酸根离子，也缺少 S^{2-} 或 SO_4^{2-} 离子。因而热液显示强碱性。热液中除含一定量铀以外，基本不含 Th，而且 Ca、Pb、Zn、Mn 含量也不高，所以矿石中金属矿物较少，物质组分显得较简单。

由于富含钠质的强碱性溶液对围岩不断进行交代、置换反应，热液中的 Na^+ 将原岩中 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 置换，使原岩中的斜长石、钾长石黑云母、石英都先后产生钠长石化。因而在构造热液活动中心形成以钠长石为主的钠长石蚀变带。被 Na^+ 所取代出来的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 等重新组合成绿泥石、方解石。

铀矿化是在大量钠长石形成之后开始的，当熔液中大量 Na^+ 消耗之后，溶液的 PH 值降低，而被 Na^+ 置换而出的进入溶液中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 等离子的碱性程度低，与溶液中的铀不能保持平衡，从而促使铀沉淀。与此同时，溶液中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 分别与熔液中 CO_3^{2-} 、 PO_4^{2-} 、 SiO_4^{4-} 结合形成碳酸盐、磷灰石、绿泥石等新生蚀变矿物。所以铀矿物与绿泥石、碳酸盐、磷灰石密切共生。

矿田内由于含矿主岩不同，造成碱交代型矿石组分的差异。发育在酸性碎斑熔岩中的 628 矿床是铀 - 钠长石 - 磷灰石类型。沥青铀矿与磷灰石关系密切；发育在基底岩石黑云母石英片岩中的 617 矿床和 6117 矿床、6110 矿床部分矿体为铀 - 钠长石 - 绿泥石型。沥青铀矿与绿泥石关系密切，而矿石中磷灰石含量甚少。发育在花岗岩中的 615 矿床是铀 - 钠长石 - 方解石型。沥青铀矿与肉红色方解石、铁白云石关系密切。另外尚含有较多的铅、锌硫化物。

碱交代型铀矿体一般矿化连结性好，规模也较大。但大部分矿体为中低品位。原生铀矿物呈细小羽毛状集合体或呈细粒状分散在蚀变矿物之间。

碱交代型铀矿石外观呈褐红色，猪肝色。这是由于在碱交代过程中伴随有赤铁矿化。赤铁矿呈细分散状分布在钠长石晶体之中。

在碱交代蚀变带内，原生石英几乎消失，其空间被新生的方解石、绿泥石所取代。所以碱交代作用也是一种去硅作用。被交代所游离出来的 SiO_2 被带到蚀变带两侧沉淀下来，形成一个较薄的硅壳。

6.2 酸交代型铀矿化及其特征

酸交代型铀矿化根据蚀变矿物之间关系又可分为铀 - 萤石亚型、铀（钍） - 水云母 - 萤石亚型、铀（钍） - 水云母亚型。酸交代型铀矿化主要特征是：

蚀变初始热液成分为含有一定量的 F^- 的中等酸性气水溶液。热液中缺乏 K^+ 、 Na^+ 等碱金属离子，含有少量 Ca^{2+} 和 CO_3^{2-} 、 PO_4^{2-} 。所以热液在整个作用过程中自始至终保持酸性。为什么此种热液是中等到酸性性质呢？这是因为在酸性蚀变带中蚀变矿物组合中未见迪开石、明矾石等强酸性蚀变矿物。这种酸性热液中除含丰

富的铀外，尚含有较多的 Th、REE、Mo 及少量 Cu、Pb、Zn、Ni 等金属离子。

当富含 F^- 为主的酸性热液对围岩进行交代置换作用时，原岩中的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Si^{4+} 大量淋滤而进入到溶液中。在局部地段形成以萤石、水云母为主的蚀变带。由于酸性淋滤作用不断进行，使原岩中大部分长石水解，因而水云母化就特别发育。热液所携带的部分 S^{2-} 与原岩中析出的 Fe^{2+} 结合形成新生细小黄铁矿。热液中的 CO_3^{2-} 、 PO_4^{2-} 、 F^- 分别与围岩析出的 Ca^{2+} 结合而形成方解石、磷灰石、萤石等矿物。

根据矿田内各矿床矿物共生组合和铀、钍等矿物与蚀变矿物之间的时空关系，酸交代型铀矿化是以铀（钍）- 水云母 - 萤石亚型最早，而铀 - 萤石亚型次之，铀（钍）- 水云母亚型最晚。

酸交代型矿石组分复杂，除了大量的铀、钍原生矿物外，尚有较多种类金属硫化物矿物及稀土元素矿化。

酸交代铀矿体一般呈首尾相接的短小脉状、细脉状或网脉状矿体，矿体小而薄，连续性差。但矿化密度大，往往成脉群状产出，构成矿化密集中心，品位又高，所以是矿田内大矿、富矿主要产区。

6.3 铀矿组成及矿石建造

相山矿田铀矿床矿石物质组分非常复杂，具有二次成铀阶段，四个铀矿物系列，构成 U - Th - TR - Mo - P 五元素建造，表 4 - 3，空间上具有一定分带，图 4 - 3。

四个铀矿物系列

氧化物系列：沥青铀矿 - 含钍沥青铀矿 - 方钍石；

硅酸盐系列：铀石 - 铀钍石 - 含铀钍石；

钛酸盐：钛铀矿 - 含钍钛铀矿 - 含铀锐钛矿；

磷酸盐：磷钍石 - 含铀磷钍石 - 含铀磷灰石；

以上铀矿物以铀矿为主，铀、钍混合矿物为辅。

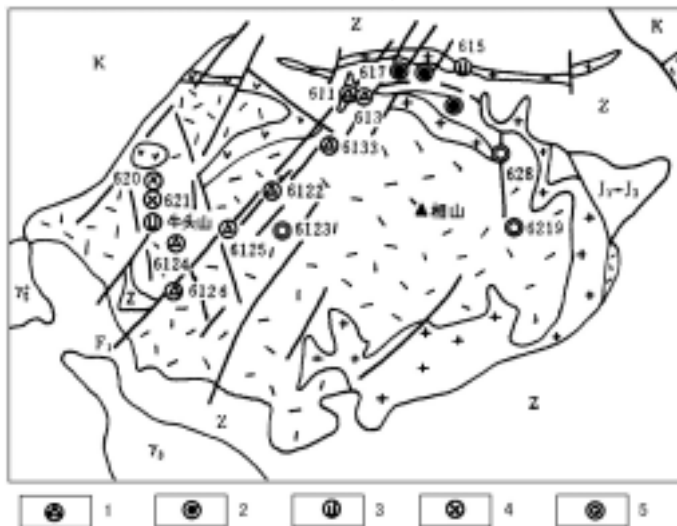


图 4 - 3 相山矿田不同铀成矿建造矿床分布图

1. U - Th - TR - Mo - P 矿石建造；
2. U - TR 矿石建造；
3. U - Pb - Zn - Ag 矿石建造；
4. U - Mo 矿石建造；
5. U - P 矿石建造

矿石中 P_2O_5 含量高，U、Th、TR 含量也增加。相山的磷灰石有二个阶段。早期，伴随磷交代，磷灰石晶形好，均匀分布，晚期，伴随水云母脉产出，晶形不好，分布不均匀。

矿石中稀土含量高，晚阶段矿化以重稀土为主，早阶段矿化以轻稀土为主。

矿石是U - Th - Mo - TR - P₂O₅组合。

矿田铀矿床建造分类及分带特征 按矿田各矿床的元素组合特征，分为五类矿床：U - Th - TR - Mo - P矿床；U - R矿床；U - Mo矿床；U - P矿床；U - Mo - Zn - Ag矿床。

U - Th - TR - Mo - P矿床沿邹石断裂分布，构成本矿田主要铀矿床；矿化主要赋存于萤石 - 水云母蚀变带内，矿床物质成分复杂，四个铀、钍矿物系列发育齐全，各种金属硫化物达20余种，并含有钴、镍、砷的硫化物，P、Mo、TR高，TR以重稀土为主；

U - TR矿床，邹石断裂的东侧，受北部东西向断裂带控制，矿化主要赋存在钠质交代蚀变带内，部分赋存在绿泥石，水云母蚀变带内，矿石为单铀型，含Th甚微，矿石稀土含量中等，且以轻稀土为主。

表4 - 3 相山矿田部分矿床铀、钍、钼、磷含量表

| 矿床 | 取样工程 | 含矿主岩 | 样品数 | U | Th | Mo | P ₂ O ₅ | 资料来源 |
|------|----------------------------|--------|-----|-------|--------|-------|-------------------------------|-------|
| 611 | 77M - 37M中段 | 花岗斑岩 | 19 | 3.49 | 0.25 | 0.19 | 4.96 | 本课题 |
| 613 | 37M - (- 3)M中段 | 花岗斑岩 | 15 | 2.01 | 0.35 | 0.17 | 2.04 | 本课题 |
| 6122 | 110 - 40M中段(1.3号矿) | 碎斑熔岩 | 8 | 1.77 | 1.60 | 0.34 | 1.23 | 本课题 |
| 6122 | 四号揭露点及朋姑山占孔 | 碎斑熔岩 | 4 | 0.217 | 0.013 | 0.011 | 0.46 | 261大队 |
| 6122 | 四号带北东端矿体 | 碎斑熔岩 | 3 | 0.134 | 0.012 | 0.013 | 1.18 | 261大队 |
| 6122 | 四号带CK39 - 24 | 流纹英安岩 | 5 | 7.55 | 4.25 | 0.87 | 5.66 | 261大队 |
| 6122 | 四号带CK19 - 20 ¹⁸ | 流纹英安岩 | 4 | 3.58 | 0.40 | 0.19 | 2.60 | 261大队 |
| 6124 | 七号带CK41 - 1 | 碎斑熔岩 | 9 | 3.51 | 0.99 | | 1.67 | 261大队 |
| 617 | 矿石堆捡块 | 火山角砾岩 | 6 | 0.406 | 0.0049 | 0.15 | 0.239 | 本课题 |
| 6117 | 山T - 12主巷 | 花岗斑岩片岩 | 5 | 1.092 | 微 | | 0.35 | 261大队 |
| 6110 | 凉亭CK3 - 32 | 流纹英安 | 14 | 0.126 | 0.001 | | 0.84 | 261大队 |
| 615 | 山T - 3 | | 5 | 0.172 | 0.010 | | 2.51 | 261大队 |
| 620 | 矿石堆样 | 碎斑熔岩 | 1 | 2.18 | 0.013 | 0.254 | 0.27 | 本课题 |
| 6113 | 矿石堆样 | 碎斑熔岩 | 1 | 1.32 | 0.09 | 0.23 | 2.3 | 本课题 |
| 628 | 矿石堆样 | 碎斑熔岩 | 1 | 0.30 | 0.014 | 0.003 | 6.70 | 本课题 |

U - Mo矿床，远离邹石断裂，可能受桃园 - 戴云村北东向断裂控制，但在火山盆地内表现为一组北北西向的张扭性，为钠质交代蚀变带，矿石铀品位较低，Th含量甚微，稀土含量低，且以轻稀土为主，矿石物质成分简单。

U - P矿床，矿床远离邹 - 石断裂，矿化主要赋存在钠质蚀变带内或带内或萤石 - 水云母蚀变带内，矿石中Th含量甚微，稀土元素含量低，而且以轻稀土高于重稀土为特征。

U - Mo - Zn - Ag矿床，矿化主要赋存于碳酸盐蚀变带和钠质蚀变带内，矿石中钍含量甚微，稀土含量低，轻，重稀土含量大致相近，矿石中富含方铅矿，闪锌矿，黄铁矿，黄铜矿等金属硫化物，在铅、锌矿物中含有自然银。

1、横涧 - 岗上英矿床 (611、613 矿床)

横涧矿床位于相山火山杂岩盆地北缘。是本区勘探和开采最早的矿床之一，也是本区一个著名的大型铀矿床。

(1)矿床地质：

地层及岩性：矿床中心部位发育沿邹家山 - 石洞断裂带侵入的花岗斑岩岩墙。该岩墙南北长约 1500m，东西宽约 210m。其中形态不规则，走向由北向南倾伏转至 EW 向，然后又转至 NE 向，在 77m 标高处呈明显的弧形展布，在岩墙西侧与震旦系浅变质的黑云母石英片岩接触；在岩墙东侧与晚侏罗世砂岩、砂砾岩接触；岩墙南部侵入于碎斑熔岩、流纹英安岩石之中，为盲岩体地段。在岩墙内有晚期英安玢岩岩脉分布，岩墙局部地段有隐爆现象。

断裂构造：NE 向邹家山 - 石洞断裂是矿床内主要控岩、控矿构造。该断裂与其同方位的邹家山 - 布水断裂的扭动作用，是造成花岗斑岩岩墙内弧两侧裂隙群密集发育的重要因素，而该地段则是铀矿脉最集中地段。同时 EW 向断裂对岩墙形态变异及铀矿化也起了一定作用。

矿体形态、控矿因素：矿体大部分呈脉状、细脉状。矿体产状陡倾（大于 70°）。受裂隙构造控制明显。矿体走向自北向南大致是 NE - EW - NE，与岩墙走向展布方向一致。单个矿体长度短、厚度薄。但由于矿体成群出现，沿走向尖灭再现，沿倾向侧现，所以往往形成一个范围较大的矿化中心。矿石品位较富，平均品位均在 0.2% 以上，富矿地段品位达 0.5 - 5% 左右。矿化富集部位有（ ）花岗斑岩岩墙分支部位。（ ）花岗斑岩岩墙与围岩接触面形态突变部位。（ ）花岗斑岩岩墙管道突然变窄或膨大部位。花岗斑岩岩墙内弧与砂岩、砂砾岩接触带附近。这是由于这些部位构造应力集中，裂隙密集发育（图 4 - 4）。

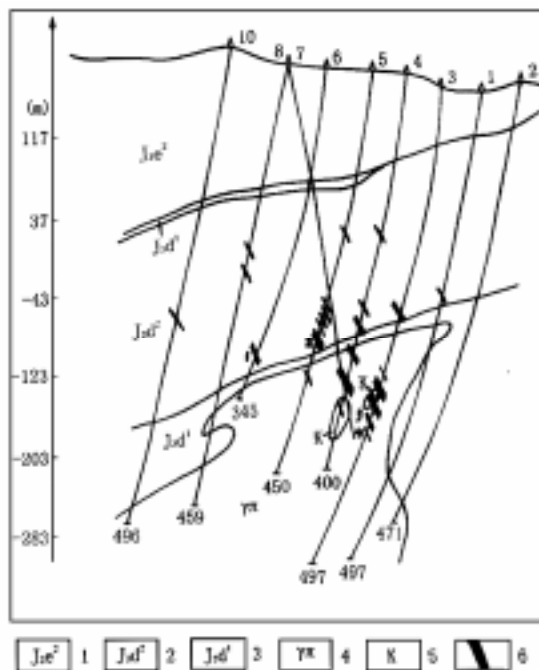


图 4 - 4 岗上英矿床东
71A 线剖面富矿段主要形
成于深部示意图

- 1 - 侏罗纪鹅湖岭组；
- 2, 3 - 打鼓顶组；
- 4 - 隐伏花岗斑岩；
- 5 - 残留体；
- 6 - 矿段

矿石物质成分：矿床内工业铀矿物以沥青铀矿为主。此外尚有钛铁矿、铀钍石。其它常见金属矿物有辉钼矿、黄铁矿、白铁矿及少量方铅矿、闪锌矿、黄铜矿。脉石矿物有萤石、水云母、钠长石、绿泥石、方解石、磷灰石、石英等。本矿床上部（约 77m 中段以上）基本为单铀型矿化；而矿床下部至深部为铀、钍混合型矿化。在 -3m 中段，铀矿石中钍含量可达 1% 左右。因此本矿床矿石建造为铀 - 钍 - 钼 - 磷

- 稀土类型，且以重稀土为主。

围岩蚀变：成矿早期围岩蚀变为含钠质碱性热液蚀变，以钠长石化为主，伴有磷灰石化、绿泥石化、碳酸盐化及赤铁矿化。在局部地段尚有镁质交代作用，如白云石化。以水云母化、萤石化为主的酸性热液蚀变迭加在钠质碱交代蚀变带之上，且伴有较强烈的磷酸盐化。表现为有众多的胶磷矿出现。本矿床是处于北东部碱交代蚀变带与西部酸交代蚀变带过渡地段，因而碱交代型矿石和酸交代型矿石都同等发育。所以蚀变、矿化均较复杂。

(2)矿床成矿机制

根据地质勘探和矿山开采资料，在花岗斑岩中矿石储量约占总储量的 68%，而砂岩、砂砾岩中的储量占总储量 23%。浅变质岩中矿量不到 10%。所以，矿床的矿化作用主要与花岗斑岩小岩墙活动密切相关。即是在砂岩或变质岩中的矿体，仅在岩体边缘 300 - 500m 范围内。

再则从横涧地区岩浆作用时间与铀矿化时间来看，二者也是具有一定的内在联系的。花岗斑岩岩墙形成时间为 128Ma，而穿插其间的英安玢岩岩脉形成时间为 107Ma。而矿床两次铀矿化时间是 120Ma 和 100Ma。显然铀矿化作用是与这两次岩浆期后的热液作用密切相关的。这是因为岩浆活动能为含矿热液提供热源，提供成矿物质。矿床的成矿模式大致是：相山火山喷溢活动后期发生大规模火山塌陷，基底断裂构造活化。次火山岩浆沿基底断裂面、环形断裂面侵位。随着次火山岩浆冷凝结晶，分熔出富含钠质含铀气水热液，形成早期的碱交代蚀变和碱性铀矿化。

断裂构造再次活动，导致本区较晚的英安玢岩脉活动。导致岩墙及其边缘裂隙进一步发育。形成密集的裂隙群。由于英安玢岩岩脉活动，又触发一次铀钍混合物的酸性热液活动，形成酸交代蚀变带和萤石 - 水云母型铀矿化。

2、邹家山矿床(6122 矿床)

邹家山矿床位于相山火山杂岩盆地西部，是相山地区最大的铀矿床。也是中国著名的火山岩型铀矿床。

(1)矿床地质

地层及岩性：矿区内的地层出露简单，主要为晚侏罗世的碎斑熔岩为主，在矿区外围可以有震旦纪浅变质黑云母石英片岩、晚侏罗世的砂岩、砂砾岩夹熔接凝灰岩，流纹英安岩、流纹英安斑岩等。矿区外围这些岩性在深部钻孔揭露中均可以见到。在深部钻孔剖面图中，尚普遍见有爆发碎屑岩沿碎斑熔岩与流纹英安斑岩界面断续分布。含矿主岩为流纹英安斑岩和碎斑熔岩。在四号矿带中，约 3/4 的工业储量位于流纹英安斑岩之中。

断裂构造：矿床内断裂构造主要为 NE 向邹家山 - 石洞断裂带。该断裂带全长约 10km，宽约 200 - 300m。它是由一系列平行的首尾相接的裂开隙带组成的。主断裂走向为 30° - 60°，倾向 NW，倾角 70° - 80°。在邹家山地区如意亭 - 邹家山 - 书堂 - 阳家山弧形火山断陷构造在此通过。这些弧形断裂与邹 - 石断裂交接部位是矿床、矿体定位构造。火山断陷构造在平面上呈弧形，在剖面上各岩层或岩性段呈阶梯状内倾，即向火山盆地中心倾。在阶梯状内倾岩性界面附近岩石破碎，微裂隙十分发育。若控矿构造与之复合，则是矿液有利沉淀场所。

在区内，与 NE 向邹家山 - 石洞断裂相配套的尚有近 SN 向的 14 号、19 号断裂及一些 NW 向的裂隙带，它们分别控制着矿床内各矿带展布。



图 4 - 5 邹家山矿床地质略图

- 1 - 侏罗系上统鹅湖岭组碎斑熔岩；
- 2 - 侏罗系上统鹅湖岭组晶屑玻屑凝灰岩，
- 3 - 侏罗系上统打鼓顶组流纹英安岩，
- 4 - 次花岗斑岩；
- 5 - 实测，推测断裂构造及产状；
- 6 - 火山塌陷构造；
- 7 - 地表矿体和矿带编号，
- 8 - 矿床范围。

各矿带特征：现已查明矿床内有 1、2、3、4、14、19 号等矿带（图 4 - 5）。1 号矿带位于邹 - 石断裂带下盘南东侧的次一级裂隙带内，矿带总体展布方向为 NE30° - 50°。矿化均位于碎斑熔岩内，矿化沿伸浅，规模较小，均为细小脉状矿体组成。2 号矿带位于邹 - 石断裂带上盘北西侧的次一级裂隙带内，矿带总体展布方向为 NE20° - 40°。含矿主岩为碎斑熔岩，矿化沿伸较大，矿石品位较富，矿化规模也较大。3 号矿带位于邹 - 石主断裂之中的一部分裂隙含矿带。矿化规模大，长度达千米上，矿化幅度达 5 - 10m，向下延伸近 150 - 200m，矿体均为一些群脉型矿体组成。含矿主岩为碎斑熔岩。4 号带位于邹 - 石主断裂上盘的次一级裂隙带中。矿化带总体的展布方向为 NE30° - 50°。是本矿床内规模最大的含矿带。矿化带长度约 5000 余米。矿化垂幅达 600 余米。矿体具有双侧伏特征，矿体随着基底岩层由 NE 向 SW 侧伏而侧伏。矿体随着含矿构造侧伏而侧伏。在矿化带内，矿体成群展布，矿化规模大而富。其工业储量占矿床总储量的 70% 以上。矿化位于流纹英安斑岩与碎斑熔岩中，尤其在这两种岩性界面变异部位矿化更集中。近年来，在流纹英安斑岩底部也陆续发现一些较好矿体。14 号矿带位于矿床北东端，它是有与邹 - 石主断裂成“入”字形近 SN 向裂隙带组成。矿化位于碎斑熔岩内，矿化出露标高，矿化浅，适于露采。19 号带位于矿区南部船坑地段，它也是有与邹 - 石主断裂成“入”字形近 SN 向裂隙带组成。矿化位于碎斑熔岩内，矿化类型在上部以碱交代类型为主。地表矿石中钼含量高，见有钼石、方钼石等矿物。

矿体形态及含矿构造。矿体主要位于流纹英安斑岩变异部位的内外接触带中（四号矿带）和断裂构造发育的碎斑熔岩中。构造控矿十分明显，矿体往往被容纳于主干断裂扭曲引张部位。因此，矿体形态多半呈脉状、细脉状，富集部位组合成群脉型矿体群。矿体的产状基本与含矿构造产状一致。沿倾向方向矿体倾角由陡（50°） - 缓（5 - 10°） - 陡（50°）的变化。这可能是受火山断陷构造控制引起的。

矿物共生组合及其矿化阶段：本矿床内物质组分复杂。按其矿石中矿物共生关系，可以划分为三类矿物组合，依次代表三个矿化阶段下的形成产物。

沥青铀矿 - 钠长石 - 磷灰石组合：为矿床内早期碱交代成矿阶段矿物组合。金属矿物主要由不含钼的沥青铀矿、黄铁矿、赤铁矿及少量铅、锌矿物组成。非金属

矿物主要有钠长石、磷灰石、绿泥石、碳酸盐等蚀变矿物。此类组合的矿石外观呈猪肝色、褐红色。在矿区内呈零星残留状分布在酸交代型矿石两侧，或呈角砾状位于酸交代体矿石之中，构成角砾状构造矿石。

沥青铀矿 - 萤石组合：有含钍沥青铀矿、沥青铀矿、铀石、辉钼矿、黄铁矿。有少量方铅矿、闪锌矿、针镍矿。非金属矿物有水云母、萤石、方解石、磷灰石等。矿石呈黑色、灰黑色，具有细脉状、浸染状构造。

沥青铀矿 - 钛铀矿 - 铀钍石 - 水云母组合：有沥青铀矿、含钍沥青铀矿、钛铀矿、含钍钛铀矿、铀钍石。其次有少量铀石、钍石、方钍石。其它金属矿物以辉钼矿、黄铁矿最为常见，其次有方铅矿、闪锌矿。在局部矿段内见红砷镍矿、辉砷镍矿、辉砷钴镍矿。矿石成分复杂，外观呈黑色，为细脉状、网脉状、浸染状构造。

围岩蚀变及其分带性：近矿围岩蚀变主要有钠长石化、赤铁矿化、碳酸盐化、绿泥石等构成的早期碱性热液蚀变和有水云母化、萤石化构成的酸性热液蚀变。但对矿床起关键控制作用的蚀变是矿前受基底断裂控制的矿前水云母 - 黄铁矿蚀变带。因蚀变岩石外观呈灰色，故又称灰色蚀变带。蚀变带矿物组合为水云母、细晶黄铁矿、绿泥石等。矿床内所有矿带均位于此蚀变带内。因此该蚀变带可以作为追索深部矿体的重要标志。

矿床内热液蚀变分带明显，自中心向两侧依次为成矿期萤石 - 水云母带 - 碱交代带 - 矿前期水云母 - 黄铁矿带。

(2) 矿床成矿机制分析

矿床内含矿主岩主要是碎斑熔岩和流纹英安岩。尤其是流纹英安岩变异部位更是矿化集中地段。在流纹英安岩与碎斑熔岩接触界面附近，大致有 3 - 5m 宽的熔岩角砾岩穿插其间，其两侧岩石有明显隐爆特征。该熔岩角砾岩的形成以及两侧隐爆作用对矿床的铀成矿作用关系很大，主要矿体在空间上均与之形影不离。

在区域上，矿床位于邹 - 石基底断裂带与如意亭 - 邹家山 - 书堂 - 阳家山弧形火山断陷构造复合部位。此外次级断裂构造、裂隙构造十分发育，有利于含矿热液运移及矿质沉淀。从大量有关资料研究表明，热液的初始成分为含有一定量岩浆水，其后随着热液上升过程中演化，又有一定量的地下水和大气降水混入。所以说成矿物质既有深部来源，也有部分成矿物质是来自围岩被萃取的组分。从矿物共生组合及包体测温研究表明，矿床属中 - 低温热液脉群型铀钍混合矿床。矿床成矿机制可以归纳如下：大规模的火山喷溢作用和浅成侵入至侵入作用形成产状复杂、形态多变的碎斑熔岩和流纹英安岩。火山期后的塌陷、断陷作用，形成大量的裂隙及产生隐爆作用，为成矿期构造奠定了基础。基底断裂多次复活，形成了黄铁矿 - 水云母化的灰色蚀变带，为成矿作用提供了良好的物理化学环境。火山隐爆作用之后，断裂构造再次活动，含铀碱质热液上升，对围岩进行强烈改造，使部分围岩中铀以活化。随着热液在上升、迁移过程中不断演化，大气降水和地下水的加入，热液性质发生变化，产生矿质沉淀，形成早期碱交代型铀矿化。断裂构造再次活动，富含铀、钍的酸性热液上升，浸滤围岩中部分活化铀，沿含矿构造形成热液对流体系。在运移过程中，有地下水和大气降水加入，使含矿热液性质改变，使热液中矿质沉淀，形成酸交代型铀矿化。

实验五、砂岩型铀矿床

实验目的：

通过本次实验，学生能够基本掌握本类铀矿床的成矿地质条件、矿化特征和成矿作用及成矿类型，能正确区分层间氧化型与潜水氧化型两种矿化类型间的特点。

实验矿床：

以我国433矿床和国外典型矿床为例，国外矿床要注重资料分析。

内容材料：

实验的资料有：矿床的文字资料、图片及图表、标本、薄片等

实验作业：

总结砂岩型铀矿床成矿的一般特征，层间氧化带型和潜水氧化型铀矿床的根本区别。

矿床实例

433矿床简介

1、区域地质特征

区域上位于辽西东西向复杂构造带与新华夏构造带交接部位的东侧，建昌盆地的南缘。矿化产于中侏罗统兰旗组的沉积火山碎屑岩和火山碎屑岩中。

表5 - 1 433矿床地层、岩性及古含水层

| 统 | 组 | 岩 名 称 及 岩 性 | | | 代号 | 厚 度 (m) | 矿层 | 古含水层 隔水层 | 热源体 |
|------------------|------|-------------|-----------------------------|-------------|---------------------------------|---------------------------------|-----------|-------------|-------|
| | | 段 | 层 | 岩 性 | | | | | |
| 中 侏 罗 统 | 土城子组 | | | 紫色砂砾岩 | J ₂ t | 300-1000 | | | |
| | 兰旗组 | 安山岩 | | 安山岩、安山集块岩 | | | | | 外部热源体 |
| | | 火 | 凝灰岩 | 安山质凝灰质砂岩 | J ₂ l ¹⁻⁴ | 0-2.5 | 第三矿层不规则状 | 隔水层 | 内部热源体 |
| | | | | 细凝灰岩、粗凝灰岩 | | 2.5-50 | | | |
| | | 山 | 凝灰质砂岩 | 凝灰质粉砂岩 | J ₂ l ¹⁻³ | 0.5-2 | 第二矿层层状卷状 | 古承压水含水层 | |
| | | | | 凝灰质粗砂岩 | | 3-6 | | | |
| | | | | 凝灰质中砂岩 | | 1.8-4 | | | |
| | | | | 凝灰质细砂岩 | | 1.5-4 | | | |
| | | | | 泥质粉砂岩 | | 0.5-5 | | | |
| | | 屑 | 有机质凝灰质砂砾岩 | 凝灰质含砾粗砂岩 | J ₂ l ¹⁻³ | 0.5-2 | 第一矿层扁豆状卷状 | I 古承压水含水层 | |
| | | | | 含有机质凝灰质细砾岩 | | 2.5-2 | | | |
| | | | | 含有机质凝灰质中粗砾岩 | | 3-6 | | | |
| | | | | 复成分细砾岩夹沉泥灰岩 | | J ₂ l ¹⁻² | | | |
| | | 岩 | 复成分砂砾岩 | 复成分含砾砂岩 | 0.5-2.5 | | | | |
| | | | | 复成分砾岩 | | | | | |
| | | | | 花岗砾岩 | 花岗质砾岩凝灰质花岗砾岩 | J ₂ l ¹⁻¹ | | | |
| | | | γ ₅ ² | | | | | | |
| | | | 灰白色黑云母中粗粒斑状花岗岩 | | γ ₂ ² | | 基底隔水层 | | |

盆地基底由太古界的古老变质岩、元古界震旦系的石英岩、灰岩和吕梁期中粗粒似斑状黑云母花岗岩构成；盖层为中侏罗世的中酸性 - 中基性火山熔岩、火山碎屑岩、沉积碎屑岩构成，表5 - 1。

区内构造以断裂为主，可分为东西向、北东向、南北向和北西向几组，其中东西向构造规模最大、形成时间早，且活动时间长，控制了盆地的演化和矿床分布。北东向构造比较发育，当与东西向构造相交时产生归并、追踪。北西向构造形成较晚，多数被晚期酸碱性和中基性脉岩充填。

2、矿床控矿因素

A、矿化受一定的层位和岩性控制；富含有机质、黄铁矿，透水性好的凝灰质砂砾岩是矿床的主要含矿层位，其铀含量一般为 $20 - 30 \times 10^{-6}$ 。

B、岩相古地理、古气候条件对矿化的控制；古河湖入口的“喇叭口”是含矿层的富铀部位。

C、热源影响矿化的改造；

D、构造对成矿的控制；矿体分布在盆地边缘地带半封闭的古地形低洼处。

3、矿床的成因探讨



图5 - 1 433铀矿床构造

及矿体分布平面图

J_2l^{2-1} - 安山岩、安山集块岩； J_2l^{1-4} - 凝灰岩； r_2^2 - 燕山期花岗岩； r_2^2 - 吕梁期花岗岩。1 - 一般品位矿体，2 - 富矿体。

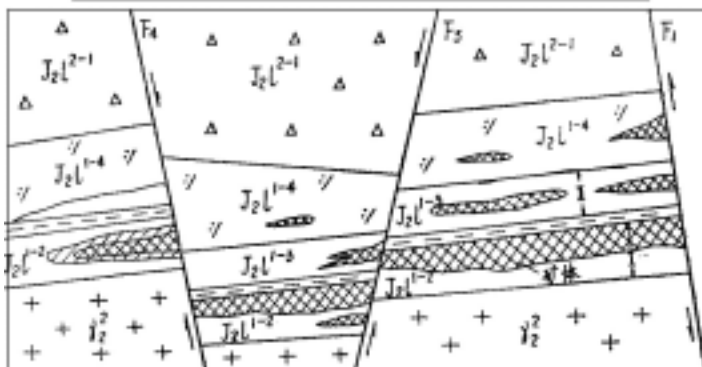


图5 - 2 433铀矿床基底形态、古含水层与矿体关系示意剖面图

J_2l^{2-1} - 安山岩、安山集块岩； J_2l^{1-4} - 凝灰岩，隔水层； J_2l^{1-3} - 凝灰质砂岩，古承压含水层； J_2l^{1-2} - 复成分砂砾岩及有机质凝灰质砂砾岩，古承压水含水层； r_2^2 - 吕梁期花岗岩。

(1)、矿床具同生沉积作用的依据

A、矿化受一定的层位和岩性控制，产状与岩层产状一致；

B、矿化受岩相古地理制约，主要矿化作用发生在河漫洼地相中；

C、矿化赋存在岩石胶结物中；

D、矿体的品位与厚度之间有非线性相关关系；

E、铀镭基本平衡。

(2)、成岩及后生作用使矿床进一步加富的依据：

- A、沥青铀矿形成时间较岩石碎屑物的沉积晚100Ma左右；
- B、矿石中发现少量铀黑，铀黑的形成标志着铀的重新活动；
- C、矿体斜切层理，明显跨层，具分支复合现象；
- D、南部构造带控制的富矿体的分布形态复杂，在构造下盘形成品位高、厚度大的矿体。

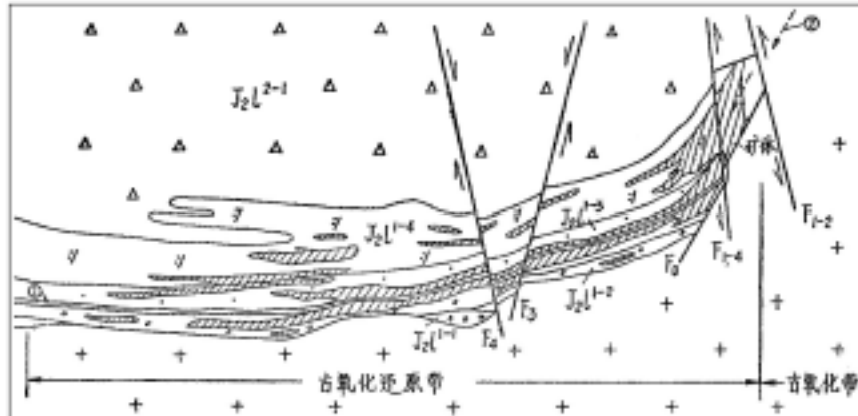


图5 - 3 21线古水文地球化学带与矿体关系示意剖面图

J_2L^{2-1} - 安山岩、安山集块岩； J_2L^{1-4} - 凝灰岩， 泥质粉砂岩； 古地下水流向。

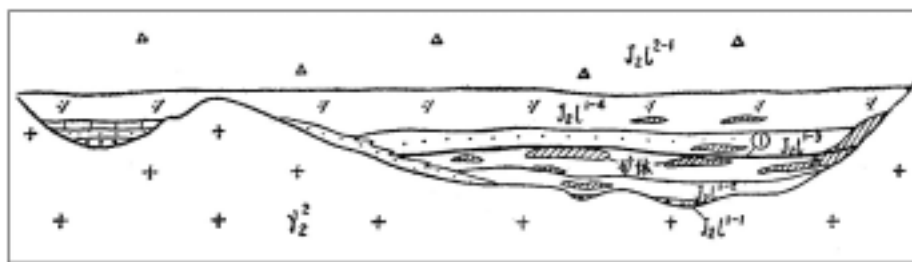


图5 - 4 古河谷与铀矿体分布示意剖面图

J_2L^{2-1} - 安山岩、安山集块岩； J_2L^{1-4} - 凝灰岩， J_2L^{1-3} - 有机质凝灰质砂砾岩层；
 J_2L^{1-2} - 复成分砾岩层； J_2L^{1-1} - 花岗质砾岩层， 泥质粉砂岩。

根据以上分析，认为该矿床属同生沉积、成岩、后生富集矿床。同生沉积阶段奠定矿床的轮廓，成岩阶段铀再迁移再富集，后生阶段主要是构造的作用，在局部地段铀进一步迭加。矿化作用具明显的长期性和多阶段性。

成矿过程可概括如下几个阶段：沉积 - 成岩阶段 热水改造阶段 再造阶段。
俄罗斯外贝加尔地区

该区统称维季姆地区，是1957年该区普查工作中发现的，但当时给出了否定的评价。1976 - 1977年再次评价时130地质大队发现了第一个矿床。目前该区已找到了11个中小型矿床、9个矿化点和200个左右的异常点，探明储量4.5万t铀，推算的资源量在10万t铀以上。这些矿床的地质特征很相似，矿化均产于 N_1^2 的底河道沉积中，属底河道型砂岩铀矿。

维季姆地区位于西伯利亚地台的边缘活化带中，在前中生代、中生代和新生代经受了三次构造 - 岩浆活化作用。

该区的基底为卡林岩系(Pt?)，由铀含量很低的白云岩和片岩组成。晚元古代时有基性岩浆和花岗岩类的岩浆侵入。寒武纪时该区为一坳陷，沉积了砂砾岩和灰岩

以及中酸性火山岩。寒武纪以后该区一直处于隆起状态，晚古生代出现第一期富铀花岗岩(铀含量 $(5-8)\times 10^{-6}$ ，钍含量 33×10^{-6})，岩性为浅色花岗岩、斑状花岗岩。

早中生代发生第2次构造-岩浆活化，中三叠世发育受深断裂控制的大型构造盆地，同时出现中酸性火山岩($U:(4-8)\times 10^{-6}$ ， $Th:(12-15)\times 10^{-6}$)和花岗岩($U:(5-7)\times 10^{-6}$ ， $Th:(25-37)\times 10^{-6}$)。

晚白垩世开始第3次构造-岩浆活化，全区隆起，同时发生侵蚀和河网化，形成隆洼相间的地貌格局。洼陷中堆积了 N_1^2 下部的河道沉积-胶结疏松、分选很差的砂砾岩和泥砂质岩石，以及上部的火山-沉积岩，总厚100-200m。随后， N_1^2 晚期发生玄武岩浆的喷溢，一直延续到第四纪中期，至少有5期喷发，从17.5Ma到1.5Ma。在 N_1^2 的河道沉积中广泛发育砂岩型铀矿化。

维季姆地区有2大矿区，即依玛和希阿格达，以下分别予以简述。

1) 依玛矿区 依玛矿区共有分布邻近的14个小矿床，产于巴格达林西南面的小阿玛拉特盆地中。该盆地为一单面断陷的箕状盆地，南西侧与基底呈断层接触，北东部地层向南西缓倾(图5-5)。盆地长30-35km，宽7-15km。盆中充填尼可木阶(K_1)沉积。沉积物在盆地中分3段：下段为残积-冲积相，中段湖相，上段湖-冲积相。下段岩系为上细序列的河流相韵律组成，共有30多个韵律，韵律的上部含多层煤。这套岩系在走向上相变大。含铀矿化的是下段岩系中的细砾岩、中细粒长石砂岩和巴图姆岩，该层位含有机炭和黄铁矿，甚至煤线。有机炭在岩石中分布不均，无规律，含量为0.1%至5%-6%，多呈长1-2m、厚0.5-2cm的小透镜状；硫化物的含量可达1%-2%。

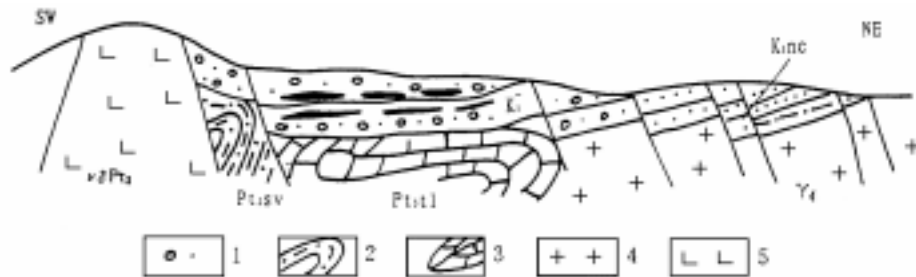


图5-5 依玛矿床剖面示意图

1 - 砂砾(岩); 2 - 碎屑岩(片岩); 3 - 石灰岩(大理岩); 4 - 花岗岩; 5 - 闪长岩。

盆地的基底由中元古代的变质岩(片岩、角闪岩)和晚元古代的大理岩构成，该岩系被海西期花岗岩侵入。

矿体呈层状、透镜状，NW向延伸，长100-200m至500-600m；宽50m至200-300m；厚几公分至10-16m。众多的小矿体合在一起成矿段。一个矿段最多可含20-30个小矿体。含矿主岩中70%-75%为细砾岩和巴图姆岩，10%-15%为砂和砂岩，含矿主岩均富含有机质和黄铁矿(特别是胶黄铁矿)。铀呈细浸染状铀氧化物、铀石和含铀磷酸盐等。矿石中铀的品位为0.1%-0.2%，此外还含Mo、Pb、Zn、Cu、V、Ge(0.0n%)等。

矿区探明的 C_2-D_1 级储量2000t铀， P_1+P_2 级资源量为3万吨铀。

对于依玛矿床的成因多数俄罗斯地质学家倾向于层间-潜水渗入成因，部分地质学家强调矿床上发育粘土蚀变而属于热液成因的。

2) 希阿格达铀矿田 矿田区为一高原(维季姆高原)，其南与斯塔诺沃伊带相连，

是西伯利亚北西缘的燕山期活化带。该区的基底为太古代至中元古代的变质岩系 - 角闪岩、片麻岩和大理岩，变质程度达角闪岩相至麻粒岩相。上元古界是一套地槽型沉积，如片岩、角闪岩等。

上述变质岩系被维季姆期(晚古生代)的黑云母花岗岩、花岗正长岩和各种侵入杂岩所贯穿，中生代时期(三叠纪)又发生了构造 - 岩浆活化，形成厚达 1500m 的中酸性火山岩，同时有 $T_3 - J_1$ 的小岩体侵入；中晚侏罗世发育火山 - 沉积建造，出现偏碱性的火山岩(粗面安山岩)；晚侏罗世及以后发生构造活化，出现呈线形展布的盆地，其中充填了 $J_3 - K_1$ 和 K_1 的沉积建造，其下部为砾岩、细砾岩，上部为砂岩和粉砂岩，向上为玄武岩覆盖，新生代再次发生活化，出现陆相沉积 - 玄武岩建造，沉积物为冲积、洪积和河流相，岩性为砂、粉砂、卵石等，未石化、松散。新生代(N_1^2)沉积为河床 - 漫滩 - 湖相的韵律层，其中富含炭化植物碎片和泥质，厚几十米至 200m，其上为 200m 左右的玄武岩所覆，玄武岩中也夹有几层薄的沉积碎屑岩。

基底晚古生代花岗岩含铀高，达 $(5 - 16) \times 10^{-6}$ ，元古界和中生界也发育含铀较高的黑色页岩，中生代酸性火山岩含铀偏高，但活化沉积建造含铀较低。值得注意的是新生代的玄武岩中铀含量明显偏高，达 $(2 - 3) \times 10^{-6}$ (一般玄武岩中铀丰度只有 $(1.2 - 1.3) \times 10^{-6}$)。

希阿格达矿田是一个北东向的三隆夹二洼的地貌高地(图 5 - 6)。其中的巴依休汗高地由海西期(晚古生代)花岗岩组成，而其北西侧的中央高地和南东侧的南部高地则为含铀较低的结晶片岩组成。2 条大的北东向河谷 - 阿塔兰京河谷和波立舍阿马拉特河谷夹持了高地并圈围了希阿格达矿田。

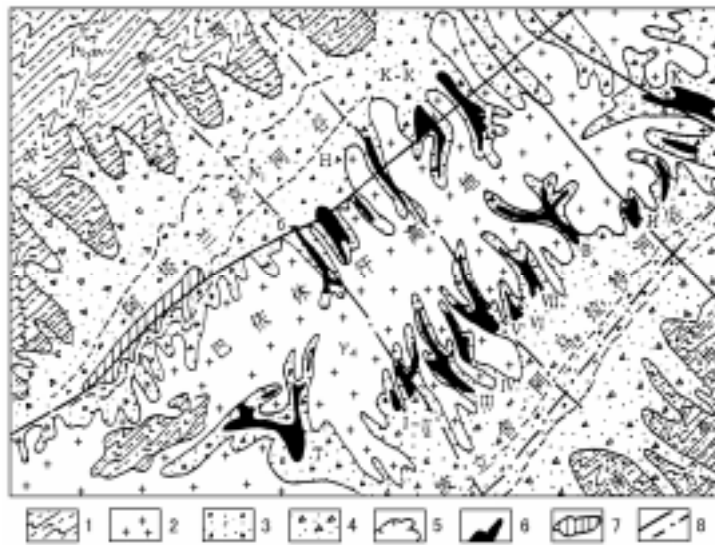


图 5 - 6 希阿格达矿田
(揭去 $N_1^2 - Q$ 的玄武岩顶盖)地质示意图 据钟家蓉等(1995)修改

1 - 元古代结晶片岩；2 - 海西期花岗岩；3 - 中新统冲积层；4 - 中新统底河道洪积层；5 - 底河道轮廓、底河道洪积层；6 - 铀 - 稀土矿床；7 - 含金的铀 - 稀土矿床；8 - 断裂构造(a、已知断裂，σ、推测断裂)，T, B, H, K - K, B, K - 矿床代号，I - 含矿底河道编号。

在通向大北东向河谷的古支流河道中查明了 15 个矿床，共探明了储量 4.24 万 t 铀，资源量 5.66 万 t 铀。

矿田内含铀矿化的主岩是 N_1^2 的疏松河道沉积，岩性主要是长石砂岩、砂砾岩，富含炭化植物有机质碎屑，平均含量达 0.8%，最高可达 n%，主岩之上为厚几十米至 150m 的玄武岩所覆。

3) 希阿格达矿床

如前所述，矿床产于巴依休汗高地东南侧波立舍阿马拉特河谷的支流河道中。

主河谷呈 NE 向，受基底断裂控制，支流河道多呈 NW 向，似乎是 NE 向断裂的共轭断裂。这些断裂奠基于古生代，控制了海西期花岗岩的侵入，新第三纪时又复活，控制了该时期(N_1^{23})的底河道。该时期的玄武岩浆活动似乎也与其有关，有的底河道也是玄武岩浆喷发的火口。

控矿的底河道为 NW 向的辫状河流系，河谷宽几百米至 1 - 2km，坡降 25 - 30m / km，属二、三级支流河道。河道中的沉积物为粗屑的砾、砂砾、粗砂和砂，分选很差(俄称此种岩石为巴图姆岩，即砂(包括砾)、粉砂、粘土各占 1 / 3 左右，且每一种成分均不超过 50% 的岩石)，其上覆有 200m 厚的玄武岩。

铀矿化产于辫状河的河床相滞留沉积中，直接覆于基底花岗岩之上。含矿底河道长 4 - 5km，宽 300 - 400m，产于其中的矿体最厚 20 多米。多层矿体叠置在一起一般都有 7 - 8m 厚，最大达 38m。矿石品位一般 0.04% - 0.2%，高者可达 3% - 5%。矿体在平面上呈带状严格受底河道控制，并与其走向大致平行(图 5 - 7)，剖面上矿体位于底河道的底部，常直接覆于基底风化花岗岩上(图 5 - 8)。矿体埋深取决于上覆玄武岩的厚度，一般为 147 - 270m。

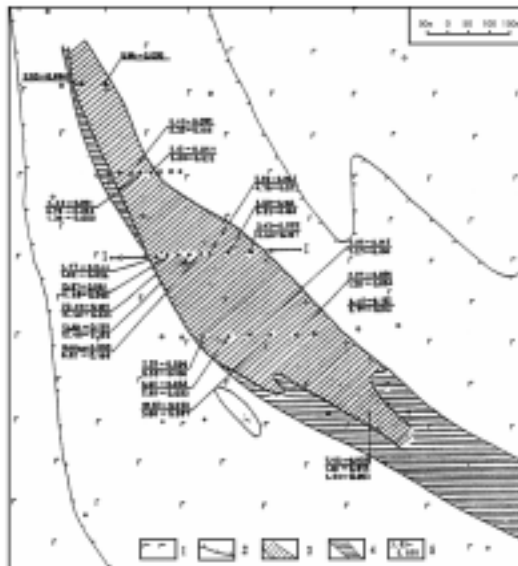


图 5 - 7 希阿格达矿床号矿体平面图
1 - 玄武岩; 2 - 底河道边界线; 3 - 表内铀矿体; 4 - 表外铀矿体; 5 - 铀矿体厚度及品位。

据悉，希阿格达矿床的后生地球化学分带与外乌拉尔达尔马托夫矿床的很相似，矿化定位于原生灰色砂(砾)岩与“漂白”岩石的交界面附近，漂白带可能也是二次还原作用所造成，因为矿体都有上覆的玄武岩屏蔽层。

矿石中的铀矿物有沥青铀矿、铀黑、铀石和水磷铀矿，呈显微粒状存在于腐殖酸中。此外，还有少量胶硫钼矿、方铅矿和闪锌矿。伴生组分有 Mo、Co、Y、Zr、Th、Zn、As、Cu、Sc 等，尤以 Mo、Co、Zr、Th 与铀的关系最为密切。矿床探明储量 13500t 铀。

铀矿化的年龄为 1 - 20Ma，表明成矿作用在现代可能还在进行。

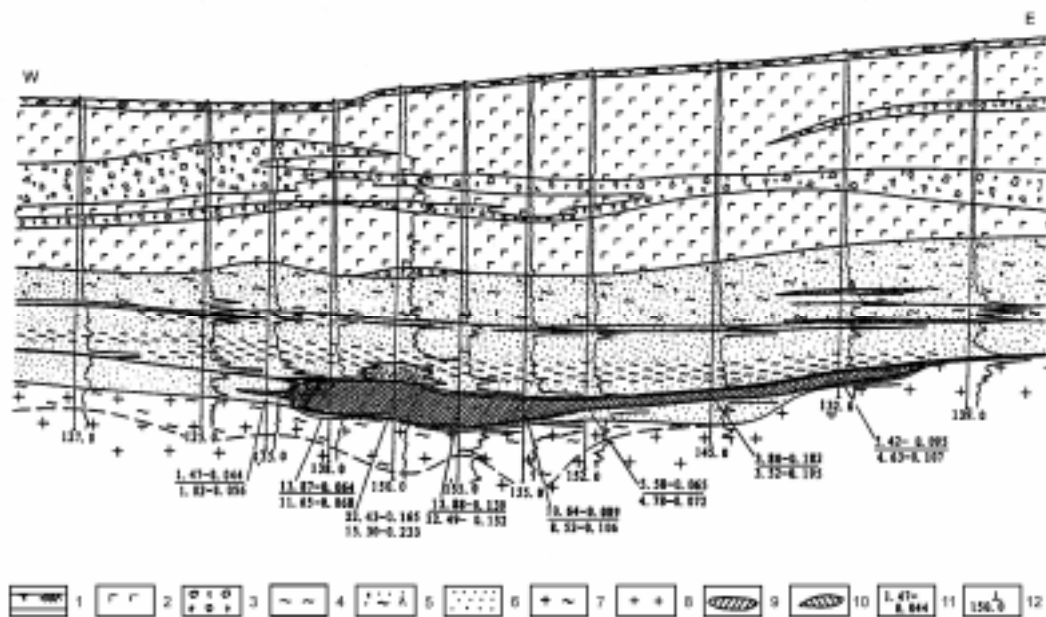


图 5 - 8 希阿格达铀矿床 yI 矿体剖面示意图

- 1 - 植被 ;2 - 玄武岩 ;3 - 次生氧化的玄武质集块岩 ;4 - 粘土 ;5 - 次生氧化的粘土质砂(岩) ;
6 - 砂(岩) ;7 - 风化岩石 ;8 - 花岗岩 ;9 - 表内铀矿体 ;10 - 表外铀矿体 ;
11 - 矿体厚度及品位 ;12 - 钻孔及深度。

谢利盆地地区

谢利盆地是一个构造和低洼地形盆地,它位于拉腊米山以西和斯威特沃特山(谢利山)南端之间。矿体与两个轮廓分明的蚀变岩舌伴生。该盆地的铀储量超过 56760t(U_3O_8)。

矿床的主岩是早始新世温德河建造,它主要来自盆地西部的斯威特沃特山区的长石质碎屑,是一套冲积扇上的河道沉积。

主要矿床产在有利的砂岩带内,此带位于前温德河建造剥蚀面上的一个高 100 - 400ft 的山脊以西,即处于向东流动高梯度支流河流与向西北流动的低梯度主干河流汇合的地段。

铀矿体分布在沿着古主干河道轴心向前延伸的两个蚀变岩舌边缘。两个蚀变岩舌被 50 - 75ft 的粉砂岩所隔开,但这两层砂岩是相互连通的、较低的蚀变岩舌位于老的前温德河建造剥蚀面之上的单一的砂岩层中,上部蚀变岩舌则分布在两层砂岩中,这两层砂岩在一些地方由 30 - 40ft 的粉砂岩所隔开,而在另外一些地方则直接接触。

上部蚀变砂岩舌厚度从几 ft(西部边缘)至 70ft 左右(距岩舌边缘数百 ft 处)。它一般与缓倾斜的温德河建造整合,但是在一些地区蚀变 - 未蚀变砂岩接触带明显地横向切割沉积构造。上蚀变岩舌的北端深约 450ft、两翼向南以每英里 70ft 的坡度上升。

温德河砂岩中蚀变岩舌的位置似乎与主砂岩透渗性有关。上、下蚀变岩舌的主砂岩向东明显变细,而下蚀变岩舌的主砂岩向北也变细。上蚀变岩舌在北部发生尖灭(为前第三纪剥蚀面高地的超覆砂岩所代替)。上蚀变岩舌中的砂岩向西尖灭,而下蚀变岩舌则继续向前延伸数英里,但随着前温德河建造剥蚀面高度增加而上升。

盆地中蚀变和未蚀变砂岩的颜色明显不同。未蚀变砂岩通常是深至浅灰色的,

而蚀变砂岩几乎到处都是浅绿黄色的，仅仅在纳尔列斯地区附近，呈橙黄色、红色或红褐色。将蚀变和未蚀变砂岩样品筛分后，特征颜色在粉砂和粘土粒级中才显示出来。蚀变砂岩样品中 - 0.074mm 粒级部分含铁量占全岩样含铁量的 36%，但该粒级组分仅占全部样品的 3.3%。相反，未蚀变砂岩样品中 - 0.074mm 粒级部分的含铁量仅占总铁量的 12%。对蚀变砂岩中粘土粒级(- 0.002mm)部分进行的 X 光分析表明，粘土矿物为高铁的蒙脱石。用同样的方法分析未蚀变的砂岩表明粘土矿物是低铁的蒙脱石。这些数据表明，蚀变砂岩和未蚀变砂岩之间的不同颜色是由于细粒级部分中铁的含量和氧化状态不同而造成的。铁可能交代了粘土晶格中的铝。

在蚀变和未蚀变砂岩 - 0.074mm 粒级组分中均发现了相当多的高岭石，而在 - 0.002mm 粒级中却没有发现。薄层状易碎砂岩很少见，但粘土矿物看来在砂粒间分布均匀并与砂一起沉积下来，S. A. Austin(1980)指出，某些富铁的蒙脱石是由闪石矿物蚀变而成。

多种证据表明，在温德河砂岩中普遍存在的含碳物质通常在蚀变过程中遭到了大量的破坏，在位于蚀变 - 未蚀变接触带的未蚀变的砂岩一侧的交错层含有相当多的具有木质结构的玻璃状含碳物质，该交错层向蚀变砂岩中继续延伸，但其中的含碳物质变成暗淡和烟灰状，而且在接触带上或距接触带 1ft 范围以内几乎统统都被破坏。

主砂岩中 $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ 的比值在蚀变过程中变化相当明显。未蚀变砂岩 $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ 的比值为 2.0 : 1 到 4.5 : 1，蚀变砂岩中的 $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ 比值则完全相反，为 1.5 : 1 到低于 0.4 : 1。蚀变砂岩和未蚀变砂岩中的全铁含量则几乎是一样的，蚀变和未蚀变砂岩中的硒含量明显地不同。数百个样品的分析结果表明，温德河建造未蚀变岩石中的硒含量大约为 1 到 4×10^{-6} ，较高含量一般出现在细粒的含碳质的地层中。蚀变砂岩中的硒含量大约高出一个数量级。为 10 到 40×10^{-6} 。

蚀变砂岩中的铀及其衰变子体产物在比远离矿化的未蚀变砂岩中的要高。含矿层中的未蚀变和未矿化砂岩和位于含矿层土上的无矿砂岩的铀含量为 4 到 5×10^{-6} ，平均约为 5×10^{-6} ，位于卷锋后面几千 ft 的蚀变砂岩的铀含量为 6 到 15×10^{-6} ，平均含量约 7×10^{-6} 。

受主砂岩蚀变作用影响的其他元素是铜、硫和砷，它们在蚀变过程中被带出，而钒的含量很低，但在蚀变过程中却有所增加。

主要矿体位于蚀变岩舌的顶端，分布在将未蚀变砂岩与蚀变砂岩分隔的带上。矿体与蚀变砂岩的内接触界线通常是很明显的；但矿体与未蚀变砂岩的外接触界线则是渐变的。简单矿体的形态，在横剖面上呈新月形，在平面上它沿蚀变岩舌的边缘分布，矿体边界与主砂岩的层理通常呈锐角相交，不过新月形的上下角与层理呈准整合。许多矿体是很复杂的；由若干个为薄层矿化带相连的矿卷所组成，如图 5 - 9。

单个矿体其规模或总储量都不是很大。矿体从蚀变岩舌的顶端向前延伸达几百 ft，向两侧延伸 2000 或 3000ft，厚度可达 30ft。大多数矿体的规模都非常小，矿体个别地段的 U_3O_8 含量为百分之几到百分之二十。谢利盆地矿石的开采品位从百分之几到千分之几(U_3O_8)。

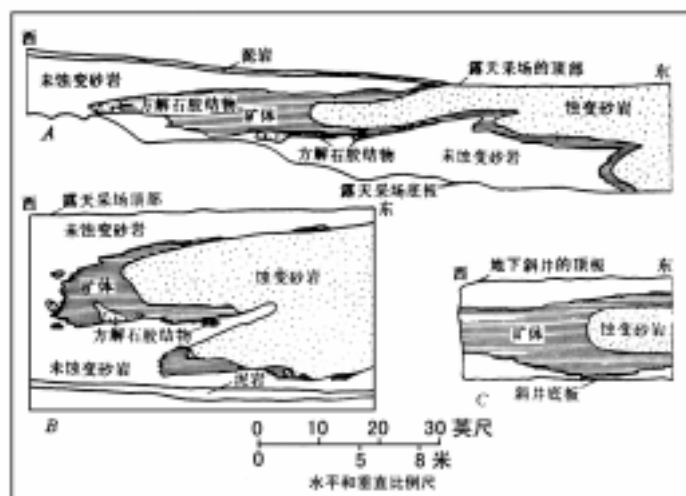


图 5 - 9 怀俄明州谢利盆地蚀变岩舌西部顶端剖面图

剖面 A 和 B 位于石油公司 9 号露天采场；剖面 C 为犹他州的英特纳辛(现名帕斯劳特)地下矿井中的一个简单“C”矿卷(据 Harshman, 1972)

主要的后生矿物是黄铁矿、白铁矿、沥青铀矿、自然硒、白硒铁矿、赤铁矿和方解石。黄铁矿在矿体中很丰富且在主砂岩中分布很广泛，但数量不多。未蚀变砂岩含有大约 1% 的黄铁矿，呈浸染状分布并交代含碳物质，包裹着粘土及在某些地方胶结砾石交错层。黄铁矿一般呈自形到半自形，大多呈极细的粒状附着在砂粒上。一些黄铁矿交代了粘土，有一些则呈粒状集合体产出。广泛分布的黄铁矿是成岩成因的，其形成时间早于矿石沉积。

含黄铁矿最多的矿化砂岩大多位于蚀变砂岩的接触带，但是在一些地方它与蚀变砂岩被几 ft 厚的含有少量黄铁矿的岩石隔开。在矿体外端，黄铁矿从蚀变岩舌向前延伸分布的距离比其他任何矿物都远、可能方解石除外。

白铁矿在矿石中的含量较少，在靠近蚀变砂岩接触带的矿体中的含量最多，以细条带状与黄铁矿交生或呈细粒单体分散在方解石中。

沥青铀矿是唯一已鉴定出的铀矿矿物，也可能有铀石存在。部分铀可能以有机-铀络合物或螯合物形式存在，但尚未得到证实。

硒出现在很狭窄的地带，明显地限制在横跨蚀变砂岩和矿体之间的接触带上。硒在矿体中以很细的针状自然硒晶体形式出现。在蚀变砂岩中硒矿物为白硒铁矿。但更多的硒含在黄铁矿中，特别是在含硒的未氧化的含矿部分。

方解石在矿体内以胶结物形式出现或围绕矿体周围呈带状或晕圈形式分布(图 11A 和 C)。其分布较其他后生矿物更不均匀，并趋向于呈结核块状产出，直径从几英寸到几 ft。方解石常产于碳化植物残骸聚集处周围，并普遍都含赤铁矿。在一些高品位的由方解石胶结的矿样中，方解石围绕先沉积的沥青铀矿交代长石颗粒，方解石明显地比沥青铀矿晚。在另外一些样品中沥青铀矿在方解石结核周围呈皮壳状分布，其内部都是贫铀的。

图 5 - 10 为谢利盆地矿床次生矿物分布示意图。大体上位于图中左边的箭头尾端指示各种元素和化合物从左边蚀变岩舌流向右边的含矿溶液中沉积的起点，箭头的长度表示沉积作用带的相对宽度。箭头的顶端表示矿物沉积作用停止点，特别是卷锋的特殊位置。若卷锋向右推进，那末各种元素或化合物的沉积作用区亦将向右

推进。

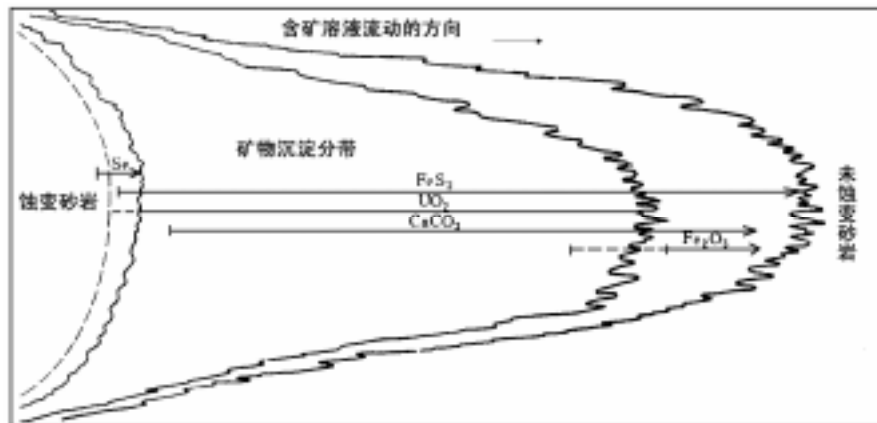


图 5 - 10 怀俄明州谢盆地矿物沉积示意图(箭头长度表示矿物沉积的相对位置和宽度)
虚线表示偏离正常沉淀条件的可能范围(据 Harshman , 1972)

当(含矿)溶液从蚀变岩舌流经到矿物沉积带时，硒是最先从溶液中沉积下来的元素。黄铁矿、白铁矿，沥青铀矿和方解石接着依次沉积，但是在沉积的空间和时间上存在着相当多的重叠现象。赤铁矿可能是最后沉积的，但是它在成因序列中的位置尚未证实。

实验六、碳硅泥岩型铀矿床

实验目的：

通过本次实验，学生能够基本掌握本类铀矿床的成矿地质条件和矿化特征；掌握本类矿床的一般特点。

实验矿床：

以我国3110矿田为例

内容材料：

本次实验资料有：矿床的文字资料、图片及图表、标本、薄片等。

实验作业：

总结碳硅泥岩型铀矿床成矿的一般特征。

矿床实例 - 3110 矿床

1、矿区地层及含矿主岩

矿区内出露地层，由老至新有震旦系南沱组、陡山沱组、灯影组老堡段，寒武系清溪组，中泥盆统郁江组、东岗岭组，上白垩统和第四系。下寒武统清溪组与中泥盆统郁江组之间，中泥盆统东岗岭组与上白垩统之间，以及上白垩统与第四系之间，均存在明显的区域性角度不整合接触关系，见图 6 - 1。

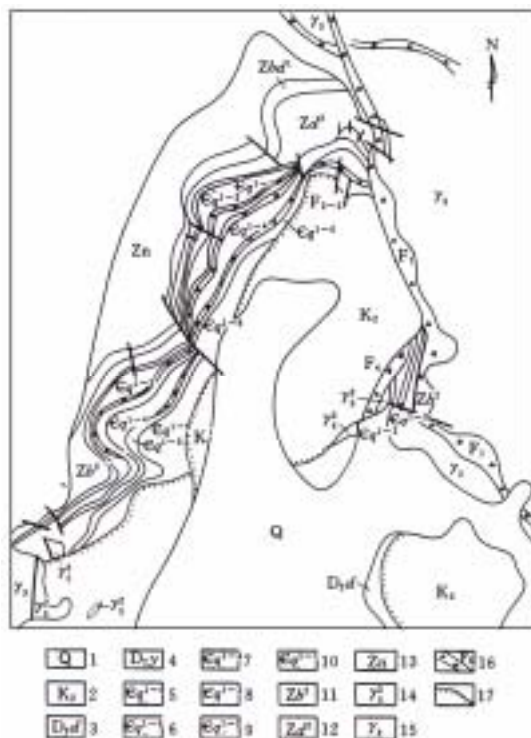


图 6 - 1 铲子坪矿床地质简图(据中南 310 大队)

1 - 第四系；2 - 上白垩统；3 - 中泥盆统东岗岭组；4 - 中泥盆统郁江组，5 - 寒武系清溪组第 6 层；6 - 寒武系清溪组第 5 层；7 - 寒武系清溪组第 4 层；8 - 寒武系清溪组第 3 层；9 - 寒武系清溪组第 2 层；10 - 寒武系清溪组第 1 层；11 - 震旦系灯影组老堡段；12 - 震旦系陡山沱组；13 - 震旦系南沱组；14 - 燕山期花岗岩；15 - 加里东期花岗岩；16 - 断裂带及编号；17 - 地层不整合界限

铀矿化赋存于下寒武统底部清溪组的黑色碳质板岩系内，主要赋矿层位是清溪组的第 1 至第 4 岩性层(表 6 - 1)。含矿岩系的主要岩性，为含碳硅质板岩和碳质板岩及其互层，除第 1 含矿层为深灰色含粉砂硅质泥板岩外，其余 3 层均为黑色的碳质板岩及含碳硅质板岩。含铀黑色岩系含有有机碳 0.1% - 5.0%，含黄铁矿 0.5% - 3.0%，有时甚至达 10.0%，部分层还含有磷结核或黄铁矿结核。整个含铀岩系，各层的铀丰度值为 4 - 42g/t，显示出铀在一定的沉积 - 成岩阶段有原始的富集，表现出

该矿床具有层控成矿的特征。除铀外还含有钒、铜、钼、银及磷等元素的原始伴生富集。

另外，含铀岩系厚度大，约达 200m，铀又以吸附状态存在，易于浸出，为成岩后的各种改造作用和叠加成矿提供了良好的铀源条件。

表 6 - 1 下寒武统清溪组含矿岩系分层表

| 地 层 单 位 | | 地 层 代 号 | 岩 性 描 述 | 厚 度 m | 铀含量 · t ⁻¹ |
|---------------------------------|-------|------------------------|---|-------------|--------------------------|
| 上白垩统 | | K ₂ | 紫红色砾岩、砂砾岩和砂岩(区域性角度不整合) | | |
| 下 寒 武 统 清 溪 组 | 第 6 层 | ϵ_1^{6q} | 变余含碳长石石英砂岩夹含碳泥灰岩透镜体 | 60 | 1/4 |
| | 第 5 层 | ϵ_1^{5q} | 含碳硅质板岩夹碳泥质硅板岩，上部有时夹含碳泥灰岩透镜体，底部为砂质板岩和粉砂岩 | 35 | 1.1/6 |
| | 第 4 层 | 上部 ϵ_1^{4-2q} | 中厚层斑点状碳质板岩夹泥灰岩透镜体，斑点为十字石、空晶石、红柱石矿物 | 55 | 4.5/3 |
| | | 下部 ϵ_1^{4-1q} | 中厚层碳泥质硅板岩，微层理发育 | 45 | 4.1/6 |
| | 第 3 层 | 上部 ϵ_1^{3-3q} | 薄层碳质硅板岩与碳质板岩互层 | <10 | 11/3 |
| | | 中部 ϵ_1^{3-2q} | 中厚层碳泥质硅板岩、碳质硅板岩夹含碳变余砂岩透镜体 | 20 | 42/17 |
| | | 下部 ϵ_1^{3-1q} | 薄层碳质硅板岩与碳质板岩互层 | <10 | 19/2 |
| | 第 2 层 | 上部 ϵ_1^{2-3q} | 中薄层含碳硅质板岩，夹泥灰岩透镜体 | 15 | 11/5 |
| | | 中部 ϵ_1^{2-2q} | 黑色薄层黑灰条带状硅板岩 | 10 | 6/5 |
| | | 下部 ϵ_1^{2-1q} | 厚层状含碳硅质板岩 | 18 | 4/2 |
| | 第 1 层 | ϵ_1^{1q} | 灰绿色含粉砂硅质板岩，有较多星散状和团块状黄铁矿(整合接触) | <10 | 4/6 |
| 上震旦统 灯影组老堡段 | | Z ₂ 1 | 灰黑色与灰白色条带状微晶石英质硅岩 | 80 | |

2、矿床构造特征

矿床的构造格局为北端翘起，向南倾伏的不对称箕状向斜。向斜西翼岩层产状相对较平缓，地层出露较全。东翼产状变陡，地层不全，反映出箕状向斜有向东侧伏之趋势。向斜核部为上白垩统，两翼为上震旦统和下寒武统。在向斜南侧的两翼，有中泥盆统出露。向斜轴向为北东 20°，轴面倾向为北西 290° (图 6 - 2)。

矿床内断裂构造十分发育，尤其是区域性新资大断裂，使向斜东翼地层受到强烈破坏。新资大断裂有着长期而复杂的演化历史，总体呈北东 25° 延伸达 180km，并以厚度达 60m 的板状强硅化带形式出现，控制着中泥盆世和晚白垩世盆地的沉积和分布。新资断裂带倾向北西，倾角多在 30 - 40°，在中生代的构造 - 岩浆活化过程中，发生过大幅度的正断层位移，并切割了加里东期花岗岩体。沿断裂带的岩浆和热液活动频繁，控制着燕山期花岗岩的定位和区域内 W、Sn、Nb、Ta、Be、U 和萤石矿产的分布，铀和萤石矿化均分布在断裂带的上盘。因此，新资大断裂属区域性控岩、控盆和控矿的断裂构造。该断裂长期多次活动，使矿区含铀层内的铀富集，发生多次活化转移，并为后来铀的活化成矿铀提供了导矿渠道及储矿空间。

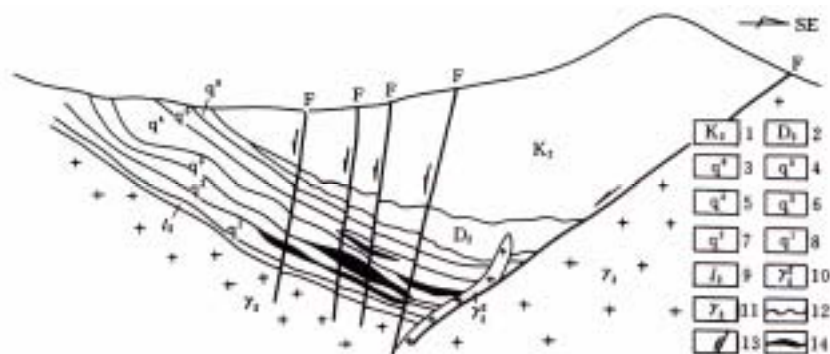


图 6 - 2 铲子坪矿床综合矿化剖面略图

1 - 晚白垩世红色砂砾岩；2 - 中泥盆世生物屑灰岩；3 - 早寒武世清溪期含碳砂岩；4 - 清溪期含碳硅质板岩；5 - 清溪期斑点状碳质板岩；6 - 清溪期薄层碳质板岩与薄层硅板岩互层；7 - 清溪期含碳硅质板岩；8 - 清溪期深灰色粉砂质板岩；9 - 晚震旦世老堡期条带状硅质岩；10 - 燕山期花岗岩；11 - 加里东期花岗岩；12 - 区域不整合面构造；13 - 断层；14 - 铀矿体

矿区内还发育着一系列南北、北北东、北西西、北西和东西向断裂。这些断裂以切层、陡倾产出为特征，形成矿区的断块构造广布的格局。南北向断裂对铀矿体定位，有着最直接而重要的意义，但因晚白垩纪红色砂砾岩层厚度大，岩性单一影响，故在地质平面图上显示不足。南北向断裂属一系列断距不大的正断层和逆断层，控制着宽度大于 500m 的断裂密集的构造带(图 6 - 3)，又被北东向或北西西向断裂所切穿。

东西向断裂在矿区只零星分布，多出现在矿区北部。从矿区区域重力异常资料分析，存在一条横切矿床东西向的断裂带。此外，矿区内还发育着许多层内及层间的顺层断裂破碎带。尤其在第 1、2、3 含矿层内，由于含碳硅质板岩和碳质板岩，以薄层或中薄层的互层形式产出，以及岩层的岩石物理 - 化学性质差异悬殊，经受强烈的加里东期、印支期和燕山期构造 - 岩浆活动影响，极易形成层内及层间的滑动断裂破碎带、构造角砾岩带和层间构造裂隙带，为铀沉淀富集提供了良好的储矿场所。

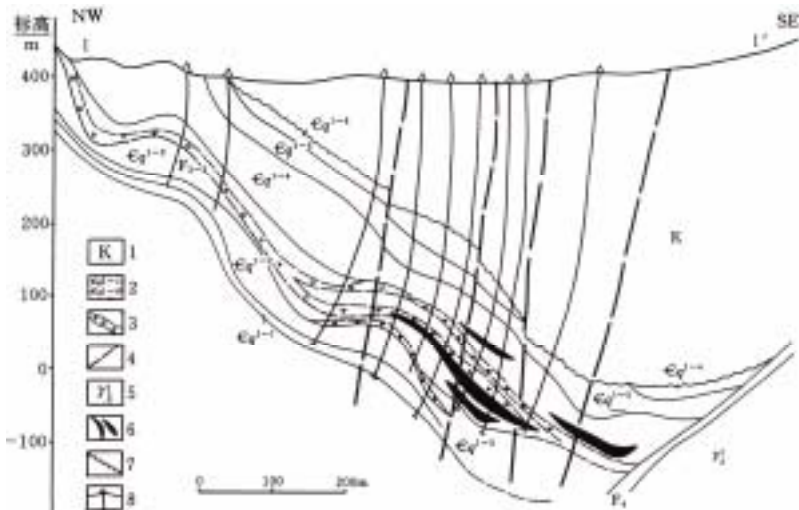


图 6 - 3 铲子坪矿床 I-I' 剖面图(据李顺初、唐志高等)

1 - 红层；
2 - 清溪组下段第 1 至第 6 层；
3 - 层间断裂破碎带；
4 - 推测断裂，
5 - 加里东期花岗岩；
6 - 矿体；
7 - 不整合界线；
8 - 钻孔

铀矿体定位，受上述层内或层间断裂及南北、北东、北西向等切层断裂的复合控制。铀矿体分布在向斜东西两翼岩层产状转折部位，矿体边界受切层断裂及顺层

断裂构造制约。在上述各种控矿断裂的复合交汇地段，常常有富而厚的铀矿体产出。所有铀矿体，均被晚白垩世红层覆盖，呈隐伏状产出。

3、矿区岩浆岩

矿区的岩浆岩比较简单，主要是加里东期中粗粒花岗岩，出露于矿区东西两侧，其铀丰度值为 13g/t ，钍丰度值为 34g/t 。东侧的越城岭岩体和西侧的苗儿山岩体，均以大岩基形式产出，在矿区外围较远处有印支期和燕山期花岗岩体穿切，构成复式花岗岩体。在矿区南部及深部见燕山期中细粒花岗岩体，以岩株形式穿切加里东期岩体，或沿新资大断裂插入寒武系和泥盆系内。燕山期中细粒花岗岩的铀丰度值比加里东期岩体有明显增高，达 34g/t ，钍丰度值相对降低，为 32g/t 。

4、矿体形态及近矿围岩蚀变

矿体形态呈似层状、透镜状为主，小矿体为扁豆状。矿体产状与地层产状相吻合，在向斜西翼的矿体走向延长大于倾向延深，而东翼矿体倾向延深大于走向延长。单个矿体的铀品位，常在中心明显变富，厚度增大，透镜状形态更为明显。但也有切层的铀矿体产出(图 6 - 4)。矿体的近矿围岩蚀变有硅化、绿泥石化、黄铁矿化、赤铁矿化、绢云母化、萤石化及碳酸盐化等，以绿泥石化与铀成矿关系最为密切，分布也最广泛。由于含矿主岩为黑色岩系，一些蚀变作用常被掩盖，甚至不易觉察。据 C. Φ. 维诺库洛夫意见，矿床近矿围岩蚀变作用可划分出两种不同类型和不同时代的矿物组合。第一种是以绿泥石为主要矿物的蚀变类型，在矿区广泛而强烈发育分布。这里的绿泥石有两种变种，即无色的或浅绿色的镁绿泥石和暗绿色或浅棕绿色的铁绿泥石，它们形成于不同时代。镁绿泥石多与硅化作用共生，较少与黄铁矿化共生，在硅板岩中有时又与碳酸盐化相伴出现；在泥板岩中和砂岩的围岩中又与绢云母化相伴出现。它既分布于矿体内，也分布于矿体外围的广阔晕圈内，属于矿前期的围岩蚀变。它的特点是含各种硫化物不多，如磁黄铁矿、红砷镍矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿的含量均很低微。铁绿泥石多与绢云母化、硅化、赤铁矿化及早期的镁绿泥石化共生，并强烈交代了绢云母和镁绿泥石。它主要在矿化地段强烈发育，或矿体边缘的异常晕圈内分布，与沥青铀矿紧密共生，属矿期的热液蚀变作用(张待时，1982)。

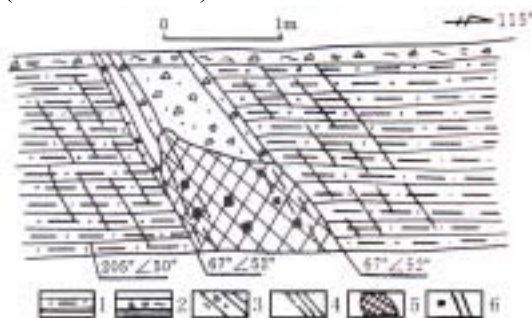


图 6 - 4 1 号铀矿体受切层断裂制约图

- 1 - 含粉砂硅质板岩(C₁q¹)；
- 2 - 层间断裂；
- 3 - 切层断裂；
- 4 - 构造裂隙；
- 5 - 铀矿体；
- 6 - 黄铁矿和沥青铀矿细脉

第二种是以萤石为主要矿物的蚀变类型，其中有玉髓状石英、赤铁矿、重晶石和方解石等。主要分布于矿区南部及近 F₁ 断裂部位，萤石以细脉形式切穿地层，或以胶结物形式产出。与铀矿化共生的萤石呈紫黑色，且与上述多种矿物共生出现，是矿期蚀变作用。此外，还有矿后的萤石化，这种矿后萤石呈浅色，常与石英共生，或单独呈细脉产出，穿切或胶结沥青铀矿(张待时，1982)。

5、矿石构造及矿石物质成分

矿石多呈碎裂状、角砾状、糜棱状及细脉浸染状构造产出，这是成矿作用在空间上和成因上与断裂构造作用有密切联系的必然结果。以细脉浸染状和角砾状两种矿石构造最为常见，前者沥青铀矿呈微细脉浸染状，或呈微粒状产出。或沿层理分布，且与绿泥石、黄铁矿伴生。后者沥青铀矿以细脉或胶结物胶结岩石角砾，出现在断裂构造破碎强烈地段，或叠加于细脉浸染状矿石和裂隙发育地段内，构成富矿石和富矿体。

矿石的矿物成分，有沥青铀矿、黄铁矿、少量方铅矿、磁黄铁矿、红砷镍矿、黄铜矿、斑铜矿、闪锌矿等，脉石矿物有石英、玉髓、绢云母、绿泥石、方解石、重晶石、紫色萤石、岭石、石墨等。由于矿石内硅化、绿泥石化和萤石化等矿期热液蚀变作用发育，矿石常有退色现象，富铀矿化地段有机碳含量，明显比围岩减少。矿石中铀的存在形式，除以沥青铀矿、铀黑及铀云母类矿物形式外，还有以吸附状态形式分散于矿石中。

矿石的化学成分与围岩相比有其相似之处，表现铀与有机碳、氧化铁、氧化镁和五氧化二磷有密切联系，体现了改造和再造成矿作用的继承性特点。但又存在着质的差异，就是各自的微量元素组合不同，矿石中富含 Mo、Pb、Zn、Be、As、Sb、Sn、Ti、Y、Ag 等，而围岩中却富含有机碳、P、V、Ni、Cu、Fe、Al 等。

6、同位素地质特征

据黄世杰、夏毓亮(1985)对矿床所作同位素地质研究，对矿床含矿岩系 U - Pb 同位素组成计算得出，含矿岩系原岩铀含量较多，一般为 10 - 40g / t，尤其第 3、4 含矿层可达 64g / t。对第 4 含铀层的碳质板岩，测其铀含量为 56g/t，计算其成岩年龄为 496Ma，与地层年龄基本吻合。根据多个地层样品的 U - Pb 同位素不平衡，铀丢失达 30% - 80%。反映了铀丢失为主的活化改造场特征。因此，可以认为，下寒武统清溪组含铀岩层，既是矿床成矿的铀源层，又是现今矿化的主要储铀层。据对富矿石 U - Pb 同位素数据用一致性图解处理后，得出 $t_1=523\text{Ma}\pm 16\text{Ma}$ ， $t_2=21\text{Ma}\pm 2018\text{Ma}$ ， t_1 与成岩年龄大体一致，并进一步证明成矿铀源来自含矿围岩。

矿区内不同产状的黄铁矿，其 U - Pb 同位素组成十分相似，具有含铀低，含铅高，且为明显的异常铅的共同特点，表明铅也来自富铀层原岩。脉状黄铁矿中铅同位素异常铅含量更高，说明后期改造的成矿溶液中更富含铀。对沥青铀矿的 U - Pb 同位素组成获得等时线年龄分别为 $72\text{Ma}\pm 10\text{Ma}$ ； $43\text{Ma}\pm 7\text{Ma}$ ， $22\text{Ma}\pm 2\text{Ma}$ 。综上所述数据，结合矿床铀矿化特征，可以认为，成岩期的铀矿化年龄为 523Ma，加里东构造运动区域变质所成贫矿石年龄为 468Ma，早期热液改造成矿期年龄为 $72\text{Ma}\pm 10\text{Ma}$ ，晚期热液再造成矿期年龄为 $43\text{Ma}\pm 7\text{Ma}$ ，主成矿期后淋积叠加成矿期的年龄为 $22\text{Ma}\pm 2\text{Ma}$ 。

从不同矿石类型中的石英所作氧同位素测定，得出温度校正后的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 均为正值，并在 +3.76‰ - 11.9‰(SMOW)范围变化，属变质水范围。结合矿床地质特征，可以认为，成矿溶液的水不是单一来源，可能是变质水、构造热液水、岩浆热液水和大气降水的混合溶液体系。

对含铀岩系及铀矿石中黄铁矿硫同位素测定得出，含矿岩系中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围大，在 +29.68‰ - 27.5‰范围变化，原因是含矿岩系中包含着不同成因的黄铁矿。矿石中黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较小，其值为 6.4‰ - 8.9‰，同矿区外围苗儿山复式岩体内的热液矿化相近，表明热液成矿作用是铲子坪矿床的主要成矿作用。

吴仁贵 编

《铀资源地质学》 实 验 指 导 书

东华理工学院自编教材

2006012

铀资源地质学 实 验 指 导 书

编写：吴仁贵

审校：饶明辉

东华理工学院地质系

二 六年二月

《铀资源地质学实验指导书》

《铀资源地质学实验指导书》是以课堂理论知识为指导,以常见铀矿物和典型铀矿床为研究对象,通过对铀矿床标本的观察、资料的阅读、分析和研究,来理解和掌握各类铀矿床形成的地质条件、矿化特征和成矿机制,进一步加深理解和巩固课堂理论知识,通过实验培养和提高学生分析问题和解决问题的能力,树立科学的工作态度和严谨的工作作风。实验课前要求学生复习有关理论知识和预习实验内容,做好实验前的准备工作。

本实验指导书共安排了6次实验内容,其中铀矿物实验1次,铀矿床实验5次。除第1次铀矿物实验和前4次铀矿床实验外,最后1次铀矿床实验是按照综合型实验而设计的。铀矿物部分主要为常见铀矿物特征的识别与常见鉴定方法的掌握,铀矿床部分则涵盖我国四大主要工业铀矿床类型,并附国外典型矿例。每次实验中可选择一至二个重点矿例进行解剖,其余矿例可作为参考之用。

一、实验课程的原始资料:

1. 文字资料:包括区域地质、矿区(矿床)地质及矿床成因等的文字介绍。主要内容见本实验指导书。

2. 地质图件资料:在实验课堂教学中,任课教师会在实验课堂上以挂图的方式提供以下几方面的图件:

(1)区域地质图与矿区(矿床)地质图:这种类型的图件主要反映矿床所在区域和矿区范围内地层时代、岩性、岩相、含矿层位、区域构造轮廓(矿区构造特征)及岩浆岩分布等,据此可分析了解成矿区区域地质条件或地质背景。

(2)矿体地质剖面图(纵剖面图、横剖面图、水平断面图),这类图件重点反映矿体产状、形态、规模、分布格局、预底板岩性及其蚀变特征等。

(3)其它综合性图件,如成矿期和成矿阶段图、围岩蚀变分带与矿化分带图、成矿模式图等。

3. 各种原始的、综合性的测试数据表格。

4. 岩石标本、矿石标本、光薄片等实物资料。铀矿物实验主要提供铀矿物标本。

上述几方面的实验资料是互有联系、互为依据的统一整体,应结合起来阅读、观察和分析研究。

二、实验课程的实施步骤:

1. 教师简要讲解:由指导教师结合图表和实物标本简要讲实验目的、实验内容、实验要求和矿床地质简况,并指出必须重点观察,分析、思考的问题及注意事项。

2. 学生自我读图、观察标本和分析研究:学生通过预习和教师讲解,在明确实验目的和实验内容的基础上,结合图表、标本等资料进行独立的观察和分析,将上述多方面资料联系起来,并大致遵循由区域地质—矿区(矿床)地质—矿床成因这一程序进行。

(1)由区域地质图,矿区(床)地质图结合文字介绍,分析了解成矿地质条件和背景;

(2)由矿区(床)地质图,纵横剖面图或水平断面图,了解矿体产状、形态,内部结构、规模、围岩蚀变特征及顶底板岩性;

(3)标本观察,应首先了解每块标本在地质体中的大致位置(结合矿区平、剖面图),代表地质体之间空间上、成因上的联系,在此基础上了解矿石的矿物成分、共生关系、组构特征等,一般可按地层—围岩—母岩—蚀变围岩—矿石这一

顺序进行：

(4)据以上观察，结合分析其成矿条件，成矿作用过程与地质特点，并分析彼此间联系。

以上四个步骤，应注意适当穿插、反复联系、紧密结合。实验中应以自我观察、独立思考为主，也可适当结合小型讨论，交流。

3．实验中应作好记录，这是分析矿床成因和完成作业的第一手资料。通过这一教学环节，还可锻炼和培养学生搜集、研究地质资料的动手动脑能力，对疑难问题重点讨论。

4．归纳，总结和答疑：在讨论基础上，由教师归纳小结和答疑。

实验作业或实验报告是学生对课堂实习内容某方面见解、认识的归纳小结：是对学生综合分析能力与写作能力的基本训练，因此，每次实验课应按时完成作业或实验报告。

总之，在实验过程中应发挥主观能动作用，独立思考，努力钻研，也应实事求是，及时提问解疑。

目录

实验一、 铀矿物.....1

实验二、 岩浆铀矿床.....5

实验三、 花岗岩型铀矿床.....11

实验四、 火山岩型铀矿床.....14

实验五、 砂岩型铀矿床.....26

实验六、 碳硅泥岩型铀矿床.....36