

古水文地球化学形迹与地浸砂岩 铀成矿的关系^①

王志明

(核工业北京地质研究院,北京 100029)

摘要:本文以水成铀矿床、地质构造学、沉积学、古水文地质学、铀水文地球化学、同位素地质学等学科理论,从分析伊犁盆地南缘铀成矿大地构造背景入手,初步进行了盆地地质构造、地质演化、含矿岩系沉积特征、地下水中同位素(D 、 ^{18}O 、 3H 、 ^{234}U / ^{238}U 、 ^{230}Th / ^{232}Th 等)和水文地球化学的研究,基本查明了伊犁盆地南缘区域地下水动力条件,研究了区域水文地球化学条件与铀成矿的关系,探讨古地下水演化与铀成矿作用的关系,为全盲型地浸砂岩铀成矿的水文地球化学及古水文地质预测研究提供理论基础。

关键词:地浸;砂岩铀矿;古水文地球化学;形迹

中图分类号:P619.14

文献标识码:A

1 前言

随着我国铀资源需求的日益增加,寻找低成本的可地浸砂岩铀矿床已成为我国铀矿地质行业的当务之急。在可地浸砂岩铀矿床中,我国西北新疆地区的砂岩型铀矿将占有重要地位。可地浸砂岩型铀矿床从成因上说是一种后生的水成铀矿床,其成矿机制主要受一些特定的地下水运动条件(地下水动力条件)和水—岩体系中铀成矿的地球化学作用(铀水文地球化学条件)的控制。因此,在研究过程中必须注意古水文地质和古水文地球化学条件的研究,即从基底形成、中生代盆地形成开始至现今各关键时刻的古水文地质和古水文地球化学条件及其演化史的研究。水成铀矿床是水—岩作用的结果,研究形成铀矿床过程中有关的水—岩作用的机理,水—岩作用的条件以及水—岩作用产物(地下水和岩石矿物)的性质、成分特征,研究含水层的水动力分带和水文地球化学垂直和水平分带规律是寻找水成铀矿床的主要技术途径之一。同位素水文学技术的应用可以从理论上探讨研究区地下水动力条件、水化学的形成条件以及地下水参与铀成矿的作用。

2 区域地质背景

^① 收稿日期:2007-12-18

作者简介:王志明(1949~),男,研究员,长期从事铀矿水文地球化学找矿、铀矿床地下水成矿作用研究及环境保护研究。

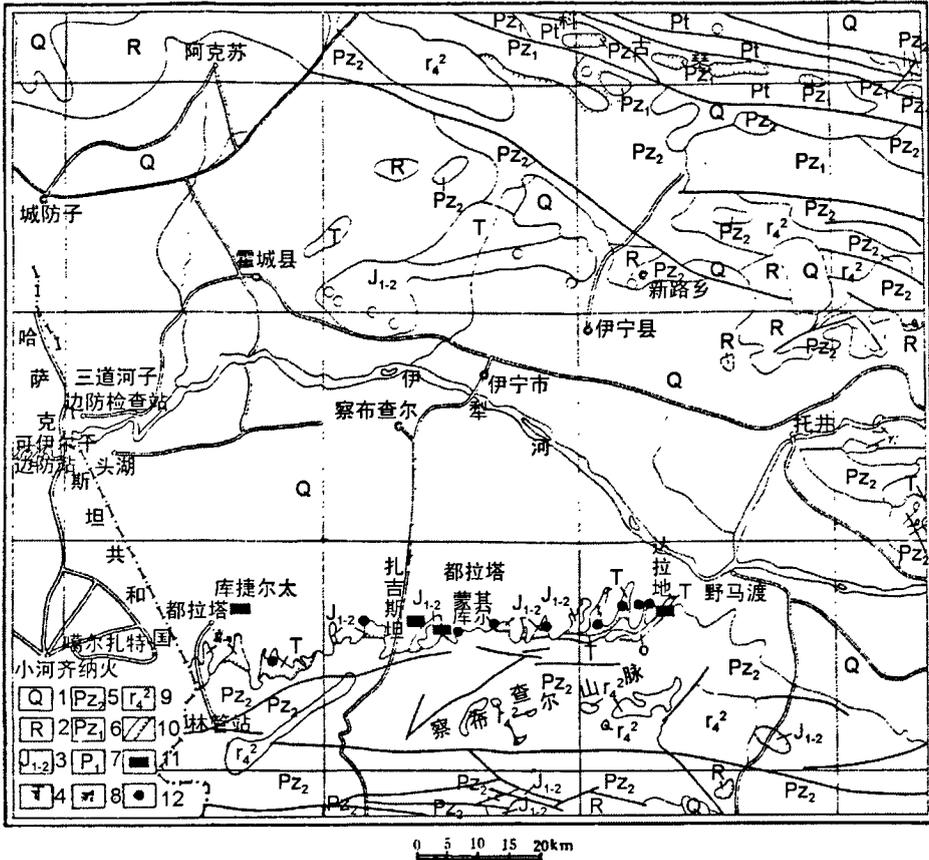


图1 新疆伊犁盆地铀矿地质图

Fig. 1 Geological map of uranium deposits in Yili basin, Xinjiang

1-第四系;2-第三系;3-中-下侏罗统水西沟群;4-三叠统小泉沟群;5-上古生界;6-下古生界;7-元古界;8-华力西晚期花岗岩;9-华力西中期花岗岩;10-地质界线及不整合界线;11-铀矿床;12-铀矿点

2.1 大地构造背景

区域上,伊犁盆地大地构造条件比较复杂,构造形成于震旦纪之前的吕梁期,经加里东期、华力西期形成了区内基本构造骨架。后来又经历燕山运动和喜马拉雅运动,形成了盆地目前的构造形态。区内发育一系列大致以板块边界平行或斜交的断裂,这些断裂控制了盆地的形成及盆地形态。此外,位于特克斯、巩留一带的喀什河南北向隐伏断裂切割了北西西向区域构造。总体上,基本以霍城—伊宁—新源为近东西向轴线,形成了南北两边基本对称的大型向斜构造,与天山褶皱系走向具有一致性特点。

新构造运动研究表明伊犁盆地区域上地处地震活动带,新构造运动相当强烈,尤其是第四系以来的断裂活动更甚,主要表现为继承性的垂直升降和伴之而来的断裂、褶皱。其结果不仅造成老断裂的复活,同时也产生很多新断裂,这些断裂走向多为东西或近东西向断裂。其发生和发展使盆地内产生多次断块差异升降运动,总体上表现为整体抬升,使盆地具有渗入型盆地特征,水动力条件十分有利于铀矿床的形成。

2.2 地层

区内地层主要由中生界的三迭系、侏罗系、白垩系以及新生界新第三系上新统和第四系

组成。铀矿化主要产于中生界的侏罗系中。

2.3 构造

该区由于经历了多次构造运动,不同期次构造运动产生的断裂、褶皱等展布方向存在一些差异,近东西向构造主要为加里东—海西运动的产物;北东向构造主要发展阶段为海西期。燕山早期为北北东、北西向构造带主要发展期,喜山期北东、北北东和北西向构造则继续发展,最终形成了现今的构造面貌。

3 水文地质条件

3.1 地下水的赋存条件和分布规律

工作区为山间构造自流水盆地,地下水的形成和分布受多种因素的影响和控制。其地下水的形成主要来源于大气降水的渗入补给,其赋存条件和分布规律又直接受气候、地形地貌、地质构造和岩性等因素的控制,由于本区为半干旱气候区,降水量少,年降水量为 260 mm,年蒸发量达 1 900 mm,蒸发量是降水量的 7.3 倍。但山区融雪是该区较为主要的地下水补给来源。根据地下水的赋存特点,本区主要有以下几种地下水类型:

3.1.1 基岩裂隙水

伊犁盆地南缘山区地形相对较陡,切割深度大,水的径流速度较快,是盆地内地下水的主要补给源。地下水赋存条件差,以地表径流为主,仅在构造断裂带、裂隙发育、风化强烈、岩石破碎、地形变缓的地段,才有利于基岩裂隙水的赋存。地下水水质较好,矿化度一般小于 1 g/L,水质类型主要为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 型,水位埋深较浅,一般不超过 30 m,地下水的分布不均匀,涌水量差异较大,此类地下水主要分布于盆地南缘的蚀源区。

3.1.2 松散岩类孔隙水

主要分布于蚀源区的各支谷中,分布面积较小,主要集中分布于地形低洼处,岩石松散,富水性较好。盆地南缘白垩系、第三系、第四系含水层岩性为砂砾岩,水位埋深 0 ~ 10 m,局部低洼地段可形成自流水,涌水量大于 100 t/d,其余部分富水性相对较小,主要接受大气降水和基岩裂隙水的补给,矿化度多数在 1 ~ 1.5 g/L,水化学类型主要为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl} - \text{Na}$ 型。

3.1.3 碎屑岩类裂隙孔隙水

该类地下水分布范围广,主要赋存于上新统和下白垩统沉积层中,上新统含水层厚度较小,位于该层底部,主要集中于盆地的东南侧,向北西厚度变薄以至尖灭,该含水层埋深一般不超过 150 m,含水层厚度一般小于 10 m,顶板埋深 40 ~ 70 m,该含水层在盆地中部可形成自流水,自流水头 +7.47 m(ZK8 孔)。单孔涌水量为 63.94 t/d。水化学类型为 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 型。矿化度 1 ~ 2 g/L。

3.2 水文地质单元的划分

依据不同的地质、水文地质单元和地形地貌单元,库捷尔太矿区区域上可划分为两个水文地质区;位于区内的基岩区,一般为侵入岩和沉积变质岩,地形相对较陡,南高北低,以赋存风化裂隙水和构造裂隙水为特征,接受大气降水补给。按次级地貌,各类岩性的含水层特征及地下水类型可划分六个水文地质亚区。

3.2.1 察布查尔山水文地质区(I)

该区系察布查尔山北坡古生代地层分布区,构造发育,东西向断层与山脉走向一致。地

势陡峭,剥蚀作用强烈,含水性良好。

①中酸性火山喷发岩裂隙潜水水文地质亚区(I₁)

岩性主要为古生代中酸性火山岩及碎屑岩,含水岩性为砾岩、砂岩、火山碎屑岩及海相、陆相—滨海相杂色砂砾岩、砂岩等,赋存网状、网脉状基岩裂隙潜水,水量丰富,迳流畅通过,交替强烈,水质良好。地下水以泉水形式出露,多出露于河溪上游两侧,流量一般为0.02~3.51 L/s。水化类型为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 和 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4(\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3) - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型,矿化度小于0.5 g/L,pH值为7.5~8.0。

②海西期侵入岩裂隙水水文地质亚区(I₂)

岩性主要为华力西中期第二侵入次二长花岗岩体。主要含水岩性为二长花岗岩、花岗闪长岩,岩石坚硬,零星出露于察布查尔山北坡。泉水出露点稀少,大多数位于断裂两侧,一般流量0.03~3.0 L/s。水化学类型为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}(\text{Na})$ 型,矿化度小于0.5 g/L,pH值为7.8~8.0。

3.2.2 山前垄岗状准平原潜水及承压水水文地质区(II)

该区系山前倾斜平原分布区,受伊犁河流域南北向支流的切割,形成垄岗状地形。

①低山丘陵三叠系、侏罗系褶皱带层间承压水水文地质亚区(II₁)

分布于盆地南缘山麓地带,是被现代水系切割了的垄岗状低山丘陵。岩性主要为三叠纪、侏罗纪湖相、河湖相的砂岩、砂砾岩、粉砂岩、泥岩等多旋回的含煤碎屑岩。含水岩性为砂岩、砂砾岩等,裂隙发育。透水性较好,水量丰富。地下水露头稀少,沿裂隙及岩层层面中流出,泉水流量一般为0.03~1.23 L/s。水化学类型主要为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$, $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型,深部为 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3 - \text{Na}$ 型,矿化度为0.3~1.2 g/L,pH值为7.8~8.2。

②第三系孔隙裂隙水水文地质亚区(II₂)

岩性为第三纪粉红色砂砾岩,赋存孔隙裂隙水。含水性弱,水量贫乏。地下水露头稀少,泉水从裂隙水流出,流量0.1 L/s左右。水化学类型 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 型,个别为 HCO_3 型。矿化度1.0~4.0 g/L,局部0.5~1.0 g/L或小于0.5 g/L,pH值一般7.5~8.0,局部小于7.5或大于8.0。

③垄岗状准平原上覆第四系潜水水文地质亚区(II₃)

大面积分布于山前地带,属山前冲、洪积倾斜平原地下水深埋带。含水岩性为冲、洪积砂砾岩、砂等,赋存孔隙潜水,地下水露头稀少,主要以人工井的形式出露,地下水水位埋深大于50 m,水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca}$ 型,局部为 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型,矿化度为0.24~0.76 g/L,pH值为7.2~8.0。

④河谷潜水水文地质亚区(II₄)

分布于伊犁河两岸,系河漫滩及阶地地形,属倾斜平原地下水溢出带和垂直交替带。沉积物为第四系冲、洪积物,砂砾石、砂、亚粘土、粘土等楔型交错沉积,上部赋存孔隙潜水,下部赋存孔隙承压水(据新疆地矿局水文一队资料:水头高度0.72~19.5 m,顶板埋深3.0~74.88 m,含水层厚度33.81~56.55 m)。水位埋深5~10 m,水量丰富。水化学类型主要为 $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 型,局部为 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3 - \text{Ca}$ 或 $\text{SO}_4 \cdot \text{Cl} - \text{Ca}$ $\text{HCO}_3 \cdot \text{Na}$ 型,矿化度0.25~0.78 g/L,个别大于1.0 g/L,pH值为7.4~8.0。

3.3 地下水的补给、径流、排泄条件

就区域而言,盆地地下水的形成,分布及埋藏主要受气候、地形、地貌、岩性、地质构造等

自然因素的控制和影响。伊犁盆地属寒温偏湿的半干旱气候区。其中盆地山区气温相对较低,降水量丰富,蒸发作用弱,地形切割强烈,水交替强烈,为盆地地下水的主要补给区;盆内冲洪积扇地带地势变缓,水交替缓慢,系地下水的径流区,主要接受盆地山区及地表水的渗透补给;伊犁河岸平原地区北东东向的深大断裂是深部地下水的区域排泄源。另外该区沼泽盐碱地较发育,蒸发作用强烈,亦是盆地浅层地下水的主要排泄区。从蚀源区—垄岗平原区—伊犁河,构成了完整的补给—径流—排泄的水动力系统(图2)。

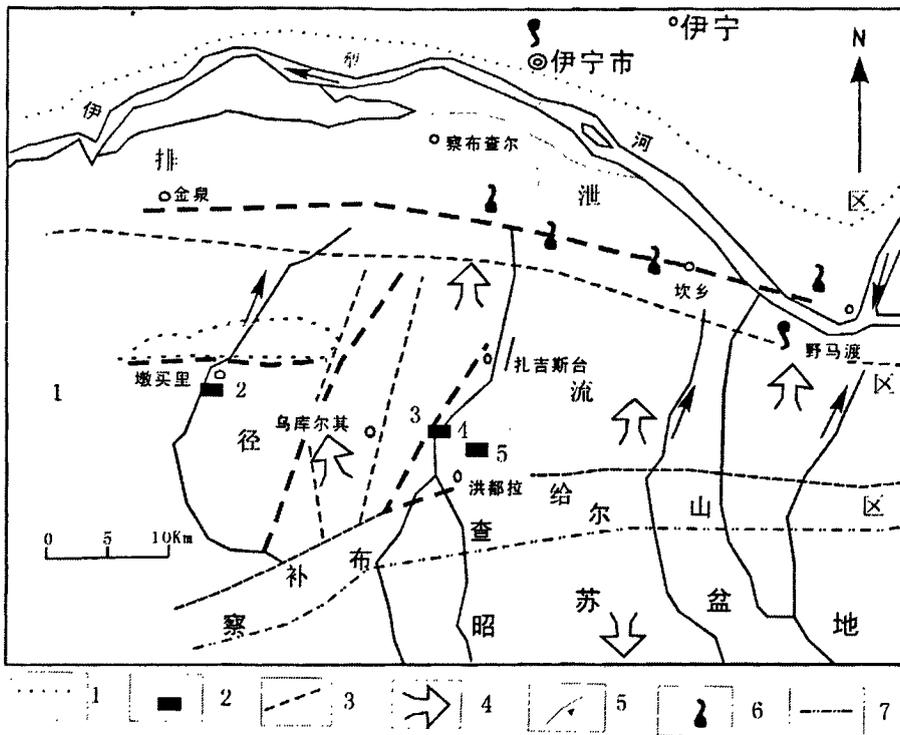


图2 伊犁盆地南缘地下水补给—径流—排泄体系平面图

Fig.2 Plan showing feeding-run-off-drainage system of groundwater in the south margin of Yili basin

1-局部排泄源边界;2-层间氧化带型铀矿床(1-葛尔扎特铀矿床;2-512矿床;3-乌库尔齐铀矿床;4-511矿床;5-510矿床);3-隐伏构造;4-地下水流向;5-地表水流向;6-泉;7-分水岭

3.4 地下水的类型及含水特征

3.4.1 山区基岩裂隙潜水

调查表明,由古生代中酸性喷发岩及凝灰岩类、沉积变质岩及海西期花岗岩类构成的中、低山区,岩石坚硬、新构造运动明显。因此,在岩层浅部构造裂隙,节理及风化裂隙极为发育,岩石破碎,属开启的水文地质构造,为地下水的赋存和运移提供了空间和条件,有利于接受大气降水及雪融水的垂直渗透补给,形成裂隙潜水。区内沟谷纵横而深大,地形陡峭,降雨集中,大气降雨绝大多数以地表径流排走,渗入基岩不多,地下水较缓慢地接受雪融水补给,潜水不丰富,表现为除沟谷谷底及低山丘陵区水位较浅外(埋深1.2~16.9m),其余较深,泉流量不大,最大者仅3.5L/s,区内潜水由于裂隙分布的不均匀状,分布也不均衡。

3.4.2 侏罗系层间承压水

据钻孔揭露,层间承压水在远离河谷地段或未接受河流补给地段,地下水埋深较大(60

~200m)。近河形成高压层间自流水,承压水头高出地面 $n \sim n \times 10\text{m}$,最大达 50 余米。由于侏罗系层间水向北深埋地下,径流滞缓,因此,该含水岩组含有丰富的层间承压水。随深度增加,各含水层单位涌水量从 $0.002 \text{ L/s} \cdot \text{m} \sim 0.016 \text{ L/s} \cdot \text{m}$,有逐渐增大的趋势。侏罗系含水砂体厚度大(单层厚度 $5 \sim 25 \text{ m}$),颗粒粗、中、细俱存,大部分胶结疏松至较疏松,少部分中等,为泥质胶结,底部为厚 $60 \sim 90 \text{ m}$ 的砾石层,具有泥—砂—泥的结构,具有多层承压水的形成条件。

表 1 伊犁盆地南缘部分铀矿床地质及水文地质特征对比

Table 1 Correlation between geological conditions and hydrological characters of part of uranium deposits in the south margin of Yili basin

矿床名称	矿化类型	地质概况	水文地质特征
512 矿床	层间氧化带型	矿床位于伊犁盆地伊宁凹陷南部斜坡带上。基底主要有石炭—二叠纪火山碎屑岩及海西中酸性侵入岩,盖层由 T、J、N、Q 组成,矿化主要赋存于三工河组和八道湾组砂体中。	矿化主要赋存于水西沟群三工河组砂体中,含水层厚约 20m,有稳定的隔水顶底板,渗透系数 $0.52 \sim 1.16 \text{ m/d}$,单位涌水量 $0.06 \sim 0.12 \text{ L/s} \cdot \text{m}$,矿化度 0.63 g/L ,水化学类型: $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 及 $\text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型。
513 矿床	层间氧化带型	乌库尔其矿床位于伊犁盆地伊宁凹陷南部斜坡带上。地段总体上位于单斜带的局部隆起上,铀矿化主要位于相对隆起的构造部位。矿区内自下而上发育的地层有 T_3 、 J_1-2_{sh} 、 J_3 、 K_1 及 $N_2 - Q$ 等地层,铀矿化主要赋存于侏罗系。	水西沟群主要含矿含水层结构简单,分布稳定,一般厚度 $10 \sim 25 \text{ m}$,其水质类型为 $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型,矿化度 0.6 g/L ,V2-1 亚旋回含水层承压水头 234.0 m ,渗透系数 0.16 m/d ,V2-2 亚旋回含水层承压水头 333.53 m ,渗透系数 0.58 m/d ,含水层以中粗粒砂岩为主,孔隙式胶结,含泥量低,透水性好。
511 矿床	层间氧化带型	矿床位于伊犁盆地伊宁凹陷南部斜坡带上。矿床南部有一逆掩断层,全区为中生代陆相沉积物所充填。基底为 C、P。中生界多以角度不整合与古生界接触,东部为断层接触。铀矿化主要赋存于侏罗系。	矿化主要赋存于水西沟群三工河组砂体中,含水层平均厚 18.8 m ,有稳定隔水层,渗透系数 $0.15 \sim 1.13 \text{ m/d}$,单位涌水量 $0.014 \sim 0.26 \text{ L/s} \cdot \text{m}$,矿化度 1.99 g/L ,水中铀含量 $(0.7 \sim 100) \times 10^{-6}$,水化学类型: $\text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 及 $\text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$ 型。
510 矿床	混合型	矿床位于伊犁盆地伊宁凹陷南部斜坡带构造过渡区内。出露地层有 C、P、J、K 等。中生界多以角度不整合于基底之上。矿化度赋存于侏罗系含煤岩系中。	矿化主要赋存于第 IV + V 旋回,含水层厚约 30 m ,有稳定隔水层,渗透系数 0.3 m/d ,单位涌水量 $0.002 \sim 0.348 \text{ L/s} \cdot \text{m}$,水化学类型为 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 - \text{Na} \cdot \text{Ca}$ 及 $\text{SO}_4 - \text{Ca}$ 。
509 矿床	潜水氧化带型	矿床位于伊犁盆地伊宁凹陷南部东段褶皱区。基底地层 C、P 与盖层呈断层角度不整合接触。铀矿化主要产于水西沟群含煤岩系第一煤层中,其次为第十煤层。	矿化主要赋存于第 I - II 含水层,厚度约 94 m ,渗透系数 0.02 m/d ,单位涌水量 $0.01 \text{ L/s} \cdot \text{m}$,水化学类型为 $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 - \text{Ca} \cdot \text{Mg}$ 。

3.4.3 第四系潜水

第四系地下水具有典型的山前冲、洪积倾斜平原地下水特点。冲、洪积扇上部多为透水性较弱的黄土状沉积。地下水主要来源于河流或溪水的渗透补给,且多属垂直渗入。例如,扎吉斯坦河漫滩上的 12 号水文地质浅井,距河边缘仅 17 m ,水位却比河水位低 2.63 m 。所有河流与其汇水面积内潜水具相似水质。现代河谷谷底(低于河漫滩)砂卵石沉积中具有

丰富的潜水,潜水层厚 2.96 ~ 7.18 m,单位涌水量 0.16 ~ 12.20 L/s · m,近山麓东西向分布的条带状第四系潜水由于接受基岩裂隙水的补给,水量相对丰富。其余河间区及阶地的厚层第四系中不含水或极弱含水,多为透水层,呈干草原景观,在河流漏失带以北及沟谷下游谷底处,含较丰富的地下水,潜水位埋深 5.27 ~ 25.6 m,潜水层厚 0.74 ~ 5.98 m,浅井单位涌水量 0.0023 ~ 0.18 L/s · m。由山前冲洪积扇向北平原区,第四系沉积逐渐变厚,除有冲积扇第四系水径流补给外,同时接受深埋的地下水通过北东向的隐伏断裂渗出补给,水量丰富。

4 地下水稳定同位素 ($\delta^{18}\text{O}$ 、 δD) 及放射性同位素氚 (^3H) 的特征

地下水中稳定同位素的组成可以显示出不同类型水形成条件的重要信息,提示各种水体的成因、赋存条件及演化规律,阐明水文地质作用的机理。不同水体的稳定同位素 ($\delta^{18}\text{O}$ 、 δD) 组成均有一定的变化规律,其变化主要受补给源、大气降水入渗期的古气候条件和多源混合作用所支配。

根据工作区内所取 20 个样品的氢、氧同位素分析结果,并所取大气降水、地下水、地表水 20 个样品的数据进行了 δ 值的线性相关分析,得出了当地降雨线方程:

$$\delta\text{D}(\text{‰}) = 7.96 \cdot \delta^{18}\text{O}(\text{‰}) + 9.57 \dots\dots\dots\textcircled{1}$$

该方程的相关系数 $\gamma = 0.92$ 。方程 $\textcircled{1}$ 与 Craig 综合全球大气降雨稳定同位素结出的全球降雨线方程:

$$\delta\text{D}(\text{‰}) = 8 \cdot \delta^{18}\text{O}(\text{‰}) + 10 \dots\dots\dots\textcircled{2}$$

比较倾率稍有减小。这是由于伊犁盆地位于大陆半干旱气候区,蒸发作用强烈的结果。

伊犁盆地南缘地区地下水中 δD 及 $\delta^{18}\text{O}$ 组成。可以看出,本区 I、II 含水层和 V 含水层具有相同的补给来源,且 I、II 含水层的同位素组成 (δD 为: $-80\text{‰} \sim -91\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 为: $-13.4\text{‰} \sim -15.3\text{‰}$) 明显轻于 V 含水层的同位素组成 (δD 为: $-69\text{‰} \sim -88\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 为: $-11.6\text{‰} \sim -13.8\text{‰}$),说明各含水层之间具有较好的隔水层。同时,深层地下水中(I、II 含水层)贫 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$, ^3H 值为 $0.3 \pm 2.5(\text{TU})$ 、 $< 2.5(\text{TU})$ 、 $4.2 \pm 2.5(\text{TU})$,表明入渗期的古气候条件为寒冷潮湿气候; I、II 含水层和 V 含水层中地下水显示出具有与 H_2S 作用的痕迹,亦表明地下水铀成矿作用中 H_2S 的存在改变了水文地球化学环境,为铀成矿作用的形成创造了有利条件。

5 盆地古水文地球化学形迹研究

古水文地球化学形迹是指地下水与岩石相互作用后,在含水层中留下的水文地球化学活动痕迹。水文地球化学痕迹很多,次生矿物迁移富集的元素,交换后的元素同位素等。本项目主要研究伊犁盆地南缘的含矿砂岩,由于古地下水与砂岩的相互作用,在砂岩中留下的铀、钍组分及其同位素这两个水文地球化学形迹,并据其特征来讨论古水文地球化学形迹与铀成矿关系。

5.1 盆地古水文地质

伊犁盆地的古老基底为晚元古界,在古生代早中时期构造运动呈裂谷拉张闭合形式,在晚二叠世末期,结束海浸时代后的石炭 ~ 二叠纪裂陷(即巩乃斯弧间裂陷)在海西末期运动影响下进一步活化,形成陆相火山裂陷槽,构成盆地的直接基底。在此基础上中生代经历

了早三叠世的强烈内陆拗陷,晚三叠世~早中侏罗世的准平原化含煤碎屑岩沉积,晚侏罗世~早第三纪的陆壳上隆和晚第三纪~第四纪盆地改造四个阶段(据核工业 216 队,1999)。

盆地的三个结构层和二个不整合面不仅控制了蚀源区和含矿岩系铀背景含量及铀的初始富集,而且还决定了含矿岩系和渗入型自流水盆地的形成,是产铀盆地区域成矿条件的基础。盆地发展史及岩相古地理研究表明:在盆地早期下沉阶段,由于强烈的河流冲刷作用使蚀源区大量的铀元素被带入盆地,构成了铀的初始富集;盆地中期的干燥上隆收缩阶段($J_1 \sim E$),盆地早期形成的中下侏罗统水西沟群(J_{1-2sh}) 在盆边出露地表遭受剥蚀并逐步开启,强烈的干旱气候条件为潜水氧化、层间氧化及其砂岩铀成矿作用提供了充分的前提条件;盆地晚期的上升改造阶段($N \sim Q$),盆地南缘单斜地层局部产生挠曲,除盆地中心外大范围处于剥蚀和沉积间断环境。第四纪以来,盆地以脉动式整体稳定抬升为主,南缘表现为察布查尔山的隆起,构成伊犁盆地现代地貌景观,形成了有利于铀矿化的层间氧化带。

伊犁盆地含矿岩系为水西沟群,水西沟群是伊犁盆地主要的含矿层位,主要岩性有含砾砂岩、砂岩、泥岩、粉砂岩、夹煤层及煤线,组成明显的下粗上细的韵律层。该含矿岩系自下而上可划分出八个沉积旋回,即 I、II、III、IV、V、VI、VII、VIII。从 I—II 旋回至 VIII 旋回有如下演化规律:冲积扇相(I—III 旋回)→河流沼泽相(IV)→三角洲相(V)→湖沼相(VI)→三角洲相(VII)→河流相(VIII)。其中砂体发育最好的是三角洲平原相至前端相,砂体厚度大且稳定,一般 10~20m。最厚的是 V2-2 亚旋回,砂体厚度一般 15~25 m,最厚达 30 m。其次为冲积扇中远端相砂砾岩体规模亦较大,比较稳定,这主要体现在 III 旋回中,砂体厚度 30~40 m,有效透水层厚 15~20 m,可以认为成矿砂体厚度最适宜的是 10~25 m,从已发现的工业铀矿体可以得到证实。成矿最有利的岩相为三角洲平原相主分流河道沉积及三角洲前缘相河口沙坝沉积,即 V 旋回和 VII 旋回为主要含矿旋回。

5.2 铀、钍组分水文地球形迹研究

众所周知,砂岩型铀矿在成因上属于后生水成铀矿床,在其形成过程中或形成后在岩石中会留下各种水文地球化学形迹。这里通过研究岩石中铀钍组分或钍铀比值等水文地球化学形迹来探讨铀成矿水文地球化学环境。在正常原生沉积砂岩中, Th/U 比值一般为 3~4。层间氧化带砂岩型铀矿床形成过程中,通常氧化带岩石中的铀被淋失,而钍难被溶滤、迁移, Th/U 比值一般大于 4;在铀矿体分布区(氧化还原过渡带)铀被沉淀富集,钍含量则变化不大, Th/U 比值远小于 3;在原生带 Th/U 比值介于 3~4 之间。但对于受到多次成矿作用的层间氧化带砂岩,其氧化带、过渡带、还原带中的铀、钍含量及 Th/U 比值就变得较为复杂。由于成矿作用的多期次性和滚动性,使砂岩中的铀不断经历溶滤、迁移、沉淀。沉淀后的铀受后期含氧水影响,又经历第二次溶滤、迁移、沉淀的过程。这些过程的不断循环,导致砂岩中铀进行重新分配与再分配。运用这些后生的水文地球化学形迹来确定砂岩型铀矿化产出地段是成矿古水文地质条件研究的重要内容。

5.3 铀、钍同位素水文地球化学形迹研究

天然铀是三种铀同位素(^{238}U 、 ^{235}U 和 ^{234}U)的混合物。 ^{235}U 与 ^{238}U 都是母体同位素,其化学性质与活泼程度相似,故它们的分离程度很小,可视为基本上不分离的同位素。因而,在研究铀同位素比值时,主要是指 $^{234}U/^{238}U$ 。钍有 6 个同位素(^{234}Th 、 ^{230}Th 、 ^{231}Th 、 ^{227}Th 、 ^{232}Th 、 ^{228}Th)。其中以 $^{230}Th/^{232}Th$ 最为重要。钷(^{230}Th)和钍的化学性质一样,在表生带不易

形成次生富集,其惰性比铀、钍大。用 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值可较确切地反映铀矿化形成、保存或破坏情况(吴慧山等,1981)。近30年来,国内外不少学者运用放射性同位素对砂岩型铀矿床(卷形矿床)进行过研究。如Л. С. 耶夫谢耶娃(1994)认为位于含氧水作用范围内的矿体平衡破坏往往偏 ^{230}Th 。吴慧山等(1981)认为当氧化砂岩接近矿体时,明显地存在多余的 ^{234}U 和含量较高的钍。

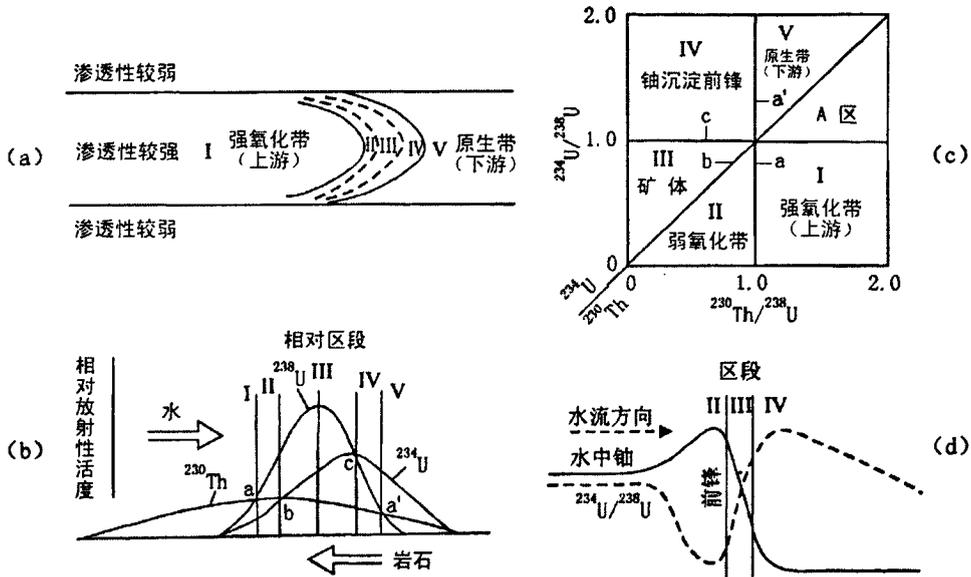


图3 矿卷前峰铀系列同位素组成

Fig. 3 Roll front uranium series isotope constitutions

(据 J. K. Osmond 等,1983,史维浚,刘金辉,2000 修改)

(a)-矿卷前峰示意图;(b)-前峰体系的铀同位素模式;(c)-前峰体系中 ^{238}U 、 ^{234}U 、 ^{230}Th 相对放射性活度分布图;(d)-前峰体系水中铀含量和铀同位素比值分布曲线。I-强氧化带(上游);II-弱氧化带(锋卷中的氧化区段);III-矿体(以 ^{238}U 为主)区段;IV-铀沉淀前峰(以 ^{234}U 为主);V-原生带(下游)。A-I 区段与 II 区段界线($^{230}\text{Th} = ^{238}\text{U}$); b-II 区段与 III 区段界线($^{234}\text{U} = ^{230}\text{Th}$); c-III 区段与 IV 区段界线($^{234}\text{U} = ^{238}\text{U}$); a'-IV 区段与 V 区段界线($^{230}\text{Th} = ^{238}\text{U}$)

J. K. Osmond 等人(1983)对砂岩型铀矿床层间氧化带前峰体系铀、钍同位素分布特征作了详细的系统研究。并指出铀矿的沉积呈“C”形,且具有滚动沉积特点。前峰迁移速度一般为 $n\text{ cm} \sim n\text{ m}/10^6\text{ a}$ 。其基本原理是:在具有泥砂泥结构的沉积岩层中,含氧地下水渗入砂岩并溶滤砂岩中的铀。随着地下水向深部还原环境流动,水中六价铀将还原成四价铀而沉淀形成矿卷前峰(图3-a)。在氧化带前峰沿倾向缓慢移动过程中,原先被还原沉淀的铀又被氧化,再次从前锋上游向下游迁移,并在新的过渡带中再次沉淀。这种循环过程不断地重复导致铀的聚积,形成铀矿床。由于前峰中铀是再生的,沉淀下来的铀则以薄层形式裹在岩石颗粒外面,故衰变产生的 ^{234}U 易被反冲到地下水中。在前锋过渡带中 ^{238}U 被还原而不能迁移,而 ^{234}U 的还原沉淀则比 ^{238}U 迟一些。所以,在前锋下游造成固相中 ^{234}U 过剩(即 ^{234}U 的峰值位于 ^{238}U 峰值下游)。由于 ^{234}U 的活动性较 ^{238}U 强,使 ^{234}U 曲线宽度比 ^{238}U 曲线大,在体系达到稳定状态时, ^{238}U 和 ^{234}U 强度分布曲线的峰值应以相等速度向下移动。但由于 ^{230}Th 较难溶于水,不参与循环迁移过程,所以 ^{230}Th 强度曲线峰值一般都不如 ^{234}U 和 ^{238}U 高,且位于 ^{234}U 强度峰值上游(图3-b)。前峰迁移越快,铀聚积强度越大。

若将图3-b中的放射性核素以 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} - ^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 为坐标,则可得到 ^{238}U 、 ^{234}U 、 ^{230}Th 与矿卷前锋不同区段(I、II、III、V、VI)之间的关系(图3-c)。从水中铀含量看,含氧水与砂岩相互作用后II区段水中铀含量最高。随着铀的沉淀,III区段铀含量急剧降低,并在V区段达到最低值。而岩石中的铀同位素比值($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$)则相反,即在II区段降低,III区段增高并在V区段达到高值(图3-d)。在借鉴J. K. Osmond等(1983)对岩石中放射性同位素研究成果的基础上,史维浚,刘金辉(2000)对砂岩中铀钍同位素与铀成矿关系作了系统探讨,认为图3中的I区段应属强氧化带,II区段属弱氧化带,III区段属矿体,IV区段属铀沉淀前锋带,V区段属原生带。并将J. K. Osmond等认为的禁区(A区)指定为“A区”。实际上,在多期次滚动成矿条件下,A区并非禁区。由此,根据含矿层中铀钍同位素特征便可对矿体定位进行研究。

5.4 铀钍含量背景值

5.4.1 512铀矿床铀、钍含量背景值

据王金平等资料统计分析,非氧化的原生岩石样品的铀含量,由I旋回、V旋回、II旋回、VII旋回、VI旋回和IV旋回依次降低,I旋回铀含量平均值 5.90×10^{-6} mg/L,IV旋回铀含量平均值 3.60×10^{-6} mg/L。除IV旋回铀含量明显较低外,I~III旋回的铀含量与V旋回基本相当。512地区的勘探结果表明,矿化最好的V旋回、有工业矿化产出的I~II旋回,以及有铀矿化产出的VII旋回,其原生砂岩中的铀背景值亦较高,分别为 5.85×10^{-6} mg/L、 6.11×10^{-6} mg/L、 4.27×10^{-6} mg/L。无矿化产出的IV和VI旋回,其原生碎屑岩中的铀含量最低,分别为 3.60×10^{-6} mg/L和 3.99×10^{-6} mg/L,分别相当于V旋回铀含量的61.5%和68.2%。表明铀矿化部位与其含矿层的铀含量背景值密切相关,背景值愈高,成矿可能性愈大。

与铀含量背景值不同,上部旋回(V、VI、VII)钍含量明显高于下部(I、II、III、IV)。上部旋回为 $10.30 \times 10^{-6} \sim 12.29 \times 10^{-6}$ mg/L,下部旋回为 $5.79 \times 10^{-6} \sim 7.68 \times 10^{-6}$ mg/L。与相应的铀含量相比,钍的变异系数比铀小。表明钍在成岩作用下再分配的能力小。一般而言Th/U从I旋回到VIII旋回有规律地增高。例外的情况是V旋回和VII旋回,其Th/U值比相邻的上、下旋回低。主要是由于这两个层位铀含量明显高于其它层,而钍的含量基本保持在一定的数值,导致Th/U比值明显偏低,Th/U值是寻找铀矿的有利指标。

5.4.2 512铀矿床铀、钍含量特征

以512铀矿床铀、钍含量特征为例说明伊犁盆地南缘古水文地球化学痕迹与铀矿化定位关系。512矿床第I、II旋回中样品矿层铀钍含量分析表明,强氧化带岩石铀、钍含量及Th/U比的平均值分别为 $20.96 \mu\text{g/g}$ 、 $4.58 \mu\text{g/g}$ 和0.218。弱氧化带岩石铀、钍含量及Th/U比的平均值分别为 $25.68 \mu\text{g/g}$ 、 $5.53 \mu\text{g/g}$ 和0.215。过渡带(矿化带)岩石铀、钍含量及Th/U比的平均值分别为 $169.86 \mu\text{g/g}$ 、 $4.89 \mu\text{g/g}$ 和0.028。还原带岩石铀、钍含量及Th/U比的平均值分别为 $3.85 \mu\text{g/g}$ 、 $3.03 \mu\text{g/g}$ 和0.78。矿化带与其它氧化还原带的差异,即岩石中铀含量从强氧化带到弱氧化带到矿化带逐渐升高,由矿化带到还原带逐渐降低,岩石中钍/铀值从强氧化带到弱氧化带到矿化带逐渐降低,由矿化带到还原带逐渐升高(图4)。反映了含氧地下水渗入砂岩并溶滤砂岩中的铀,随着地下水向深部还原环境流动,水中六价铀将还原成四价铀而沉淀,在氧化带前锋沿倾向缓慢移动过程中,原先被还原沉淀的铀又被氧化,并在新的过渡带中再次沉淀而形成铀矿床的过程。

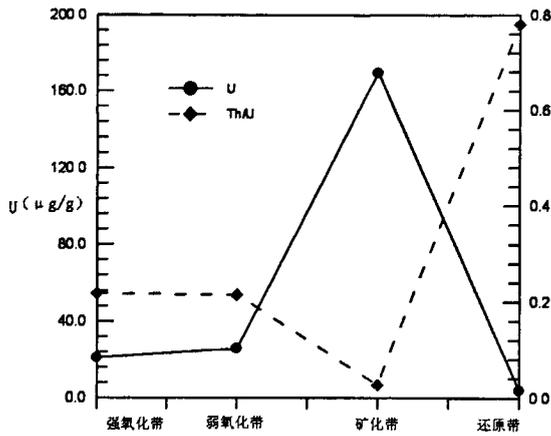


图4 铀含量、钍/铀值在不同特征带中空间分布

Fig. 4 Diagram showing space distribution of U contents and Th/U values in different characteristic zones

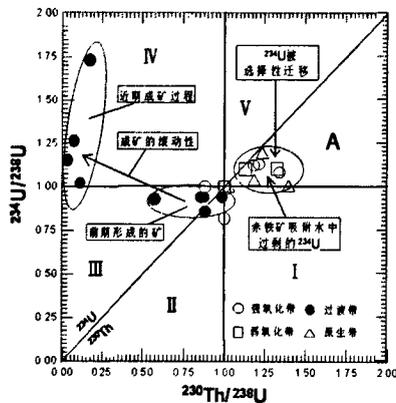


图5 512 铀矿床 I—II 旋回砂岩 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ — $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值关系图

Fig. 5 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ — $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ diagram of I-II cycles sandstones in NO. 512 uranium deposit

图5反映了512铀矿床I—II旋回砂岩 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 和 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值关系。强氧化带中的大多数样品的铀钍同位素比值($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 、 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$)都位于图5中的A区。这意味着岩石中 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值明显增高。产生这种现象的主要原因是由于氧化带中所含褐铁矿、赤铁矿对来自山区具有 $^{234}\text{U} > ^{238}\text{U}$ 特征的水中 ^{234}U 具有吸附作用,使岩石中 ^{234}U 含量增高所致。该带除了YL-33号样品,几乎所有样品的 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 均大于1,表明在过去的30万年发生了铀的溶解与淋失,正如MacKenizier等(1992)在研究Pocos de Caldas铀矿床时所指出的那样。

弱氧化带放射性同位素复杂,岩性不均匀。YL-41号样品的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 小于1,根据MacKenizier等(1992)的研究,这种情况说明在过去的1Ma中, ^{234}U 从岩石中优先失去,并且, ^{234}U 在地下水溶液中滞留了足够长的时间。此外,该带所有样品的 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 均大于1,说明在过去的30万年里发生了铀的溶解和淋滤。但YL-56和YL-44号样品的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 大于1,却表明岩石在过去的1Ma中经历了铀从地下水中的沉淀,且这种沉淀作用可能一直继续到了现在。

这种现象可能的原因有:一方面,来自补给区含铀含氧水给该带带来新的铀源;另一方面,由于成矿的滚动性,前期形成的矿体发生淋滤、迁移,由于 ^{230}Th 较 ^{238}U 难溶解、迁移,淋滤后岩石中仍保留有前期沉淀下来的 ^{230}Th ,而岩石中的 ^{238}U 则被大量淋滤迁移,造成岩石中 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值的增高,由于 ^{234}U 在氧化带易被铁、粘土矿物吸附,造成出现弱氧化带大多数样品的铀钍同位素比值位于A区的现象(图4)。

过渡带(矿化带)为矿体分布区,10个矿石样品中有3个位于Ⅲ区,2个位于Ⅱ区,5个分布在年轻的铀沉淀前锋带(V区段)。这同样是因为成矿作用滚动性的结果,即分布于Ⅱ区和Ⅲ区样品为前期形成的矿体,Ⅳ区样品为近期成矿作用发生的地段(图5)。

还原带(未蚀变带)大部分样品的 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 均大于1,表明岩石在过去的30万年中经历了铀的溶解与淋滤。但它們的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 大于1,却表明岩石在过去的1Ma中经历了铀从地下水中的沉淀,且这种沉淀作用可能延续到了现在。显然,该带的水-岩作用相当复杂,这反映在样品的铀系同位素组成基本上都落入图5中的A区,而不是落在预想的V区。这是因为原生带存在局部氧化的缘故,这可能由某些裂隙将含氧地下水导入还原带所致。由于岩石中 ^{234}U 具有优先溶解的特点,水岩相互作用过程中,在局部氧化地段地下水对岩石中的铀将发生选择性淋滤、迁移,使岩石中 ^{234}U 降低,导致 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值下降,从而使样品点落入A区。

5.4.3 511 铀矿床铀、钍含量背景值

511地区的原生碎屑岩中铀、钍含量背景值图6反映511地区的各沉积旋回原生碎屑岩中铀、钍含量的变化规律。由此可知,511地区的原生碎屑岩中铀含量以V、Ⅱ、Ⅶ旋回最高,分别达到 $5.71 \times 10^{-6}\text{g/L}$ 、 $4.82 \times 10^{-6}\text{g/L}$ 和 $4.54 \times 10^{-6}\text{g/L}$,其中以亚旋回中的上、下砂体V12、V22和Ⅶ旋回为最高。其U分布亦与已探明的铀的工业矿化主要集中在V12、V22和Ⅶ旋回中相一致。

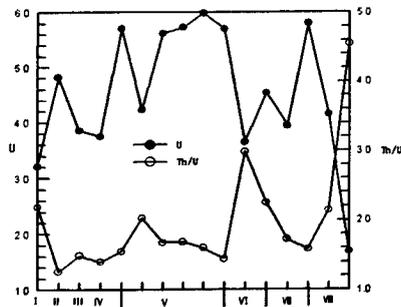


图6 511地区各沉积旋回中铀、钍含量

Fig. 6 Diagram showing U contents and Th/U values in different sedimentary cycles in NO. 511 region

图6表明,Ⅱ、V、Ⅶ旋回铀含量高,尤其V旋回整体含量都在较高的水平上,主要为 $5.7 \times 10^{-6} \sim 6 \times 10^{-6}\text{g/L}$ 。而Th/U值均大于1,表明过去在一定发生了铀的溶解与淋失(MacKenizier等,1992)。

本课题在511地区取原生碎屑岩放射性铀含量,主要反映砂岩铀矿体与其围岩在铀矿石含量和放射性 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值的差别,并以此地球化学痕迹来评价铀矿体的特征。围岩主要分布在矿体的上、下部位,与矿体在空间上保持一致性。图5反映矿体和围岩在铀含量和放射性元素 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值特点。

512 铀矿床氧化带和还原带中 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值均大于1,表明在过去的30万年发生了铀的溶解与淋失。还原带中 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 大于1,却表明岩石在过去的1Ma中经历了铀从地下水中的沉淀,且这种沉淀作用可能一直继续到了现在。

6 结论

伊犁盆地南缘自西向东分布有512矿床、513矿床、511矿床、510等铀矿床,产铀含矿含水层岩石为侏罗系水西沟群,为一套陆相暗色含煤沉积地层,意味着含矿岩系成岩期为温暖潮湿的古气候条件。矿层是在潮湿—半潮湿的古气候条件下的还原环境中沉积的,富含有机质的灰色砂岩层,是形成后层间氧化带的有利层位。含矿层形成后,即白垩纪至第三纪,盆地古气候为干旱—半干旱气候。第四纪以来的气候特点为干旱—半干旱气候,并一直延续至今。干旱—半干旱气候对铀矿的形成至关重要。由于蒸发作用的影响,地表水或浅层地下水水中铀发生浓缩。含氧大气降水进入地下水使岩石中不易迁移的 U^{4+} 转化为易迁移的 U^{6+} 形式。干旱炎热气候也是缺乏腐殖质的红色地层形成时期,具有典型的荒漠地貌景观,土壤及潜水中的有机质含量极低,植被不发育。因而,大气中的游离氧及铀源层中被氧化的活性铀便可随大气降水毫无阻挡地进入含矿含水层继续溶解岩石中的铀,促使深部层间氧化带持续向前发育,并使铀元素在适当的氧化还原部位还原、沉淀。

古水文地质分期的研究表明:含矿岩系沉积古水文地质期($J_1 - J_2$),地层中赋存的是沉积水,地下水处于封闭环境。大气降水和地表水难以渗入砂岩中,加之古气候的温暖潮湿,不利于地层的层间氧化,因而该阶段未发生铀矿化;含矿岩系沉埋渗出古水文地质期($J_3 - E$),水西沟群形成以后,盆地整体处于上升状态,含矿岩系地层产状由水平变为缓倾斜状态。使原来呈封闭体系的含水系统演变为开放或半开放系统的含水系统。盆地由以渗流型为主的自流水盆地逐渐转化为以渗入型为主的自流水盆地。为砂岩型铀矿的形成创造了极为有利的条件;抬升淋滤古水文地质期($N - Q$),新构造运动导致天山隆起,在伊犁盆地南缘表现为察布查尔山的隆起,地形上出现了类似于现代的地貌景观,使地下水从补给的隆起区(察布查尔山区)向盆地中心(伊犁河)发生定向运动。地下水与岩石作用的结果,形成了有利于铀矿化的层间氧化带。该水文地质期是本区铀成矿的主要时期。

研究区U、Th在原生岩石中具有以下共同特点:铀在V、II(I-II)、VII旋回含量最高,在III、IV、VI旋回含量最低;铀含量背景值最高的层位,相应地其变异系数也最大。而这些层位恰恰是目前发现的最重要的铀矿化层位;上部旋回的钍含量比下部旋回高,Th/U值由下而上有规律地增高,但V、VII旋回的Th/U值比相邻的上、下层位要低;铀系同位素的研究初步揭示了本区铀成矿作用的多期次与滚动性的特点。

参考文献

- [1] 核工业西北地质局216队.新疆伊犁盆地扎吉斯坦地段铀矿普查报告[R].1999.
- [2] 姜在兴,鲁洪波,陈发亮,等.伊犁盆地三叠—侏罗系层序地层及岩相古地理研究[M].北京:石油工业出版社,1997:58-62.
- [3] 核工业203研究所.新疆伊犁盆地库捷尔太—扎吉斯坦铀矿床层间氧化带分带性及对找矿指导意义[R].1998.
- [4] 核工业西北地质局216队.新疆察布查尔县乌库尔其地区铀矿普查报告[R].2000.
- [5] 王果.新疆伊犁盆地南缘乌库尔其地区层间氧化带型铀成矿过程中的流体作用研究(南京大学硕士学位论文)[R].2002.

- [6] 刘金辉. 新疆伊犁盆地 512 矿床水文地球化学特征[J]. 华东地质学院学报, 2002(4).
- [7] 孙占学, 刘金辉, 张为民. 准葛尔盆地北部天然水的同位素水文地球化学研究[A]. 见周文斌主编, 核资源与环境研究成就与展望[C]. 1997.
- [8] 吴慧山, 谈成龙. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值在铀矿地质工作中若干应用[J]. 放射性地质, 1981(5):424-434.
- [9] 核工业 203 研究所. 伊犁盆地乌库尔其一-扎吉斯坦铀矿床成矿环境及物质成分研究[R]. 1997.
- [10] 何江涛. 新疆准葛尔盆地铀成矿古水文地质分析及成矿远景预测—盆地北部地区为预测区(华东地质学院硕士学位论文)[R]. 1998.
- [11] 李学礼. 水文地球化学[M]. 原子能出版社, 1988.
- [12] Kosmond et al. Uranium isotope disequilibrium in groundwater as an indicator of anomalies [J]. Int. J. appl. Isot, 1983, 34(1):283-308.
- [13] Sun Zhanxue et al. Application of uranium series disequilibrium to the Kujiertai Uranium Deposit, NW-China [A]. In: BOG, CNNC(ed.), and Sandstone-type uranium deposits in China: geology and exploration techniques[C]. Beijing: Atomic Energy Press. 2002.

Relationship between palaeohydrochemical traces and in-situ leachable sandstone type uranium mineralization

WANAG Zhi-ming

(Beijing Institute of Geology of Nuclear Industry, Beijing 100029, China)

Abstract

Basing on theories of hydrogenic uranium deposits, geological structure, sedimentology, palaeohydrogeology, uranium hydrogeochemistry and isotope geology, and starting with analysing geotectonic background of uranium mineralization in the south margin of Yili basin, Xingjian, this paper introduced the preliminary study on geological structure, geological evolution, sedimentary characters of ore-bearing formation, isotopes of groundwater (D , ^{18}O , ^3H , $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ etc.) and hydrogeochemistry of the basin. The paper basically clarified the dynamic conditions of regional groundwater, relationship between regional hydrogeochemical conditions and uranium mineralization and approached the evolutions of palaeogroundwater related to uranium mineralization, thus provided hydrogeochemistry and palaeohydrological prospecting of fully blind in-situ leachable sandstone type uranium mineralization with theoretical basis.

Key words: in-situ leachable; sandstone type uranium; palaeohydrochemical; traces