

元古代不整合型和层控铀矿床

北京铀矿地质研究所情报室译

书

新华书店

地质出版社

PDG

国外铀矿地质编辑部

一九八六年六月

北京

前 言

1984年5月，国际原子能机构出版了《元古代不整合型和层控铀矿床》（Proterozoic Unconformity and Stratabound Uranium Deposits）。文章作者都是在各国各地区积极从事铀矿地质研究的专家，主编是John Ferguson。

本书内容分为两大部分，第一部分为层状和层控型，第二部分为不整合型，并附有大量的照片、图片和表格。

本书内容丰富、资料全面，提供了综合工作方法和具体资料，对我国从事铀矿地质科研，生产人员寻找元古代不整合型和层控铀矿床具有一定的参考价值。为此，核工业部北京第三研究所情报室组织人力将本书译出，以飨读者。

由于本书是集体翻译的，加之译者水平有限，书中难免有不少错误和缺点，欢迎广大读者批评指正。

情报室 1985年12月

目 录

层状和层控型

赞比亚和扎伊尔的元古代层控铀矿床.....	(1)
加拿大拉布拉多地区早元古代艾利克组中的铀.....	(15)
南澳大利亚罗克斯比草原奥林匹克坝铜—铀—金矿床.....	(31)
美国亚利桑那州希拉县Dripping Spring石英岩层控铀矿床成矿 模式.....	(47)

不整合型

澳北区的派因·克里克地槽.....	(58)
萨斯喀彻温省阿萨巴斯卡盆地的不整合型铀矿床.....	(106)
比弗洛支地区铀矿地质.....	(135)
加拿大西北地区基威廷中部元古代铀矿床的地质与发现	(144)
巴西戈亚斯州的里约普莱托铀矿床.....	(156)
澳大利亚西部Turee Creek地区铀矿化.....	(162)
元古代不整合型和层控型铀矿床.....	(169)

赞比亚和扎伊尔的元古 代层控铀矿床

L. Meneghel

摘要 产有铀和铜矿化的加丹加岩系厚几千米，不整合地覆盖于较老的结晶岩和变质沉积杂岩之上。该岩系局部被卡鲁砂岩或卡拉哈里砂岩所覆盖。加丹加岩系是在晚元古代期间沉积于一个宽阔的复合盆地中，该盆地从扎伊尔的沙巴省穿过赞比亚的大部分地区延伸到安哥拉东部。该沉积物经受了不同程度的变质作用、构造活动以及与晚期构造变质作用有关的热液活动的影响。

在加丹加岩系底部，已知产出有84个铜矿床和42个铀矿点。据推断，所有已知的铀和铜矿点是同生沉积成因。矿化产于靠近加丹加岩系底部的下罗昂组。矿化产出的岩层具有相似的环境，因此受岩层控制，不过其区域分布有局限性，形成了一个区域金属带。许多铀矿点是典型的脉状。脉状形态表明，矿化是不整合侵入关系，而不是同生成因。

目前，在整个金属成矿省正在进行勘探和成因的研究。

引言

产有铀矿床的扎伊尔（沙巴省）和赞比亚的铜矿带地区位于刚果克拉通的南翼。刚果克拉通是非洲大陆撒哈拉沙漠以南的主要构造地块之一。

在扎伊尔的沙巴省于1915年首次发现了铀矿化。稍后在赞比亚的铜矿带也发现了铀矿化。在赞比亚西北穹窿地区发现的铀矿化则属于近期的发现。

在一般时期内，这三个地区（图1）被认为是彼此无关联的分离的沉积盆地，其根据是三个地区之间有明显的差异。但是对地质环境的进一步验证表明，每个地区均兼有另一地区的岩性，说明这几个盆地已组成一个统一的沉积地区。

这三个地区可能是一个地质单元的一部

分。一些矿化区具有相同的成因，而且均属于同一重要的成矿时代。较晚期构造的重叠掩盖了这些地区的岩性界限。AGIP公司就是以此模式为依据于近期在赞比亚的穹窿地区发现了一些铀矿点和矿床。

目前，关于赞比亚和扎伊尔的铜矿带已有大量有用的数据和资料。但是关于穹窿地区以及盆地的一般古地理和演化的研究资料则不足或缺不全。本文包括了一些关于穹窿地区地质情况的专门资料。至于其它地区，则感兴趣的读者可参阅宾达和马尔格魯等作者的文献。

区域地质背景

基底部发现有铜、钴、铀和镍矿化（表2）的加丹加岩系不整合地位于较老的杂岩（片麻岩，云母片岩、石英岩、千枚岩和花

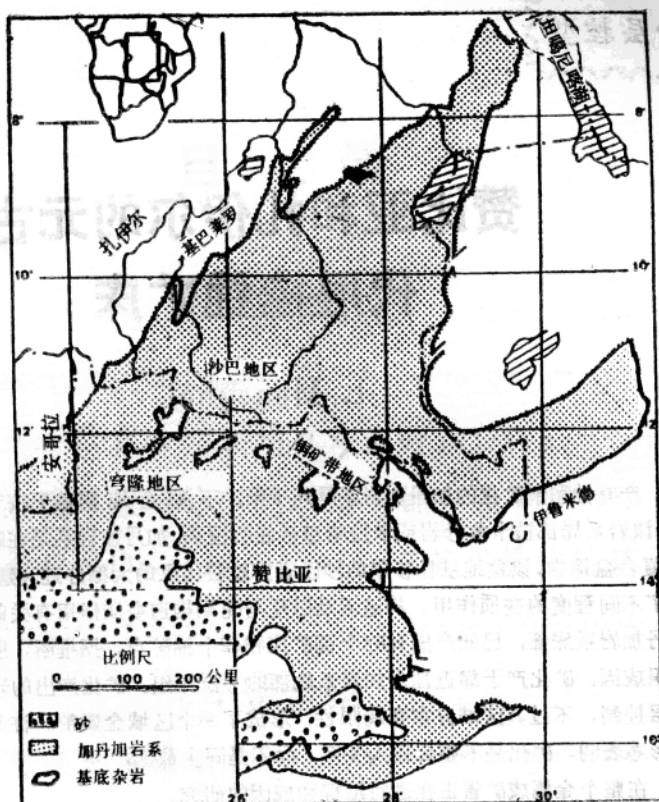


图 1 加丹加岩系的分布

岗岩)之上,而且局部为卡鲁砂岩或卡拉哈里砂区所覆盖。

复原加丹加岩系盆地的历史是十分困难的,这不仅由于盆地规模大和原始的复杂性,而且也由于这一区域经受了不同的构造-变质演化。缺乏足够的区域地质图更进一步增加了这一困难。因此,未知地区实际上可与其它地区分开,由此可得到大量有用的资料。

主要是海相的加丹加岩系,于840 百万年和1,300 百万年期间沉积在一个宽阔的复合盆地中。该盆地从扎伊尔的沙巴省穿过赞比亚的大部分地区延伸至安哥拉东部。西南部为较晚的建造所覆盖(图1)。整个层系有几千米厚,其底部有赞比亚和沙巴铜矿带地区的铜矿床。

在赞比亚铜矿带地区,岩序从底部到顶部分为罗昂、穆瓦萨和昆德论古群(表1,

2)。罗昂群又分为碎屑质的下罗昂亚群,厚达1,000 米,以及主要是白云质的上罗昂亚群,厚达500—700米。在沙巴该层系分为罗昂、穆瓦萨和昆德论古亚群。罗昂群又分为四个组。在穹窿地区该岩系从底部至顶部分为乌什圭、瓦密库姆比、路易吉希和西隆加组。

加丹加岩系的变质程度一般从东到西和由北向南逐渐增强。沙巴有不多的变质作用证据,而在赞比亚铜矿带其变质程度一般不超过绿片岩相。在索尔维兹地区矿物组合表明,变质作用达绿片岩相,并伴有角闪岩相局部发育。下罗昂片岩含有石英、白云母以及痕量的金云母和氧化铁,间或伴有绿泥石、黑云母或绿帘石。蓝晶石呈单个的晶体和针晶产出,或者呈粗粒集合体产于基底和下罗昂群之间的不整合面上。在卡邦波穹窿地区,在乌欣格温和瓦密库姆比组的基底

表1 穹隆地区加丹加岩系、赞比亚铜矿带地区和沙巴铜矿带地区的相互关系

穹隆地区		赞比亚铜矿带地区		沙巴铜矿带地区	
地层单元	岩石类型	地层单元	岩石类型	地层单元	岩石类型
西隆加组	灰岩和白云岩 (冰碛岩)	昆德伦古群	页岩	昆德伦古亚群	砂岩和页岩
			冰碛岩		冰碛岩
路易吉希组	碳质页岩 片岩 白云石和菱镁矿	迈亚利群	页岩	格兰德砾岩 和迈亚利亚群	砂岩和页岩
			白云岩和页岩		白云岩
			冰碛岩		冰碛岩
瓦密库姆比组	白云片岩 滑石-镜铁矿石 英岩	罗昂群	碳质页岩		黑色页岩 (罗昂单元4,2)
			泥质岩		白云岩 (罗昂单元4,1)
乌什圭组	石英岩(标志) 云母片岩 黑云母片岩 局部砾岩		白云岩 (罗昂单元1)		
			泥质岩, 页岩		白云砂岩
			白云片岩		白云岩
			(罗昂单元2,3和4)		页岩(罗昂单元
			石英岩(罗昂单元5)		3(?)和2,3)
			泥质岩, 云母石英岩		硅质白云岩
			不纯白云岩(罗昂单元6)		(罗昂单元2,1
			(石英岩, 砾岩) (罗昂单元7)		和2,2) 白云砂岩 (罗昂单元1)

基底杂岩: 花岗岩、片岩、片麻岩等

变质程度达到了角闪岩相。乌欣格温组(下罗昂)的特征矿物共生组合是: 蓝晶石+石英, 石英+滑石+金云母+绿泥石以及蓝晶石+石英+滑石+金云母+绿泥石。绿泥石是构造期后退化变质作用的指示矿物。

沙巴铜矿带地区

沙巴弧形铜矿带所覆盖的面积大约为300平方公里。铀、铜、钴和镍一起主要沿弧形构造的南缘, 特别是在卡隆源、芒德、卡宋皮、斯旺波以及申科洛布韦(图2)产出。铜-钴矿化有时伴有铀, 产于穆索诺伊、卡莫托、马舒姆巴、卡隆布韦、姆文加、马希图、坎博韦、路易夏以及许多其它地方的弧形构造中部地区。弧形构造北部只见到痕量铜和钴, 未发现铀。

下罗昂群矿化的白云质岩石在沙巴地区

是呈为角砾岩所包围的分离地块出现的。在沙巴中部, 岩层略微变形, 但再向南这些岩层完全被褶皱和错断。由于加丹加岩系和基底之间的接触带未出露, 因而重建古环境是困难的。弗朗科依斯推断, 海侵和陆源沉积作用最初是发生在地台的氧化环境中, 并形成了罗昂1单元。随后罗昂2, 3和4单元是在静海相条件下沉积的, 并伴随有局部火山活动, 特别是在罗昂4的层位上, 并且在罗昂2的层位上发育了铜和铀矿化。最后, 在各种各样环境条件下盆地充填了昆德伦古沉积物。

在下罗昂群(表2)罗昂2层的底部30—40米处有矿化产出。主岩一般是硅质白云岩, 主要矿物是白云石、石英、菱镁矿、绢云母和绿泥石。副矿物有磷灰石、电气石和

表2 加丹加岩系中铜矿床和铀矿点的分布

沙巴铜矿带			赞比亚铜矿带			穹隆地区			总 计	
地层 单元1,3	铜矿 床数	铀矿 点数	地层 单元2,3	铜矿 床数	铀矿 点数	地层 单元	铜矿 床数	铀矿 点数	铜矿床数	铀矿点数
K.s.3										
K.s.2.2										
K.s.2.1										
K.s.1.3.2										
K.s.1.3.1										
K.s.1.2.2										
K.s.1.1			K.u.冰碛岩							
K.i.1.4			K.1.页岩			K.1. 页岩				
K.i.1.3										
K.i.1.2.2	2 ⁴		K.1.			K.1				
K.i.1.2.1			灰岩			灰岩				
K.i.1.1			K.1.冰碛岩			K.1. 冰碛岩				
R.4.2			姆瓦什亚			姆瓦什亚				
R.4.1	2		上罗昂 (R.u.1)			上罗昂		1?	2	1?
R.3?, R.2.3			R.u.2							
R.2.1, R.2.2	64	22	R.1.4, R.1.3	17	5	下罗昂	3	15	84	42
R.1?	4 ⁶		R.1.6, R.1.5							
			R.1.7							
?			基底			基底		1?		1?
总 计	66	22		17	5		3	15	86	42

注 K=昆德伦古; R=罗昂; s=上方; i=下方; u=上部; l=下部

• 表中66可能是68之误——译者

独居石。原生的泥质沉积物变质较弱，形成了自生绢云母和绿泥石。一般的矿石矿物组合为辉铜矿-斑铜矿-硫铜钴矿或黄铜矿-硫铜钴矿。常见的铀矿物是不含钍的晶质铀矿和次生铀矿物。在破碎带或靠近潜水面处铀含量最高。所有的浸染状黑色铀矿物均位于铜-钴矿化带的底部。

最近的同位素年龄测定表明，罗昂沉积作用开始于1,000 余百万年以前。以后相继发生的三个造山期为 840 ± 40 到701百万年，

670 ± 20 百万年和 620 ± 20 百万年。对不同地点铜矿物的年龄测定得出的结果如下： ≥ 706 百万年， 670 ± 20 百万年， 620 ± 10 百万年， 582 ± 15 百万年， 555 ± 10 百万年和 520 ± 20 百万年（图3）。构造、火山作用及热液活动使原生矿化改造，局部转为富矿，此外还出现了蚀变现象。

在不同于主要铜-钴共生组合的同相带中发现了铀-铜-钴-镍共生组合。矿化具有典型后生特点的矿脉。矿化的成因，特别

是构造控制，是一个有争议的问题。提出了与铜-钴共生组合不同的成矿时代。提出了岩浆成因，并认为申科洛布韦矿床是热液成因。恩戈恩戈-卡布萨认为，两种矿化是同一种成因，弗兰科斯也持类似观点。卡亨等人（1971）认为铀矿床是由于构造期前的矿化重新活化而生成的。

赞比亚铜矿带地区

在长112公里，宽56公里的赞比亚铜矿带，在恩卡纳、穆肖希、卢安夏、奇布卢马等地的加丹加岩系底部均发现了铀矿化。矿化呈浸染状或裂隙充填产出，从地层上看，它在铜矿体的下面。如在奇布卢姆，或者产于靠近含铜带的浅水相岩石中，如在恩卡纳。主岩一般是泥质岩，细粒炭质石英岩，云母石英岩和页岩。这些岩石代表了在还原条件下最早期沉积的产物，如在沙巴地区。副矿物一般为金红石、磷灰石、锆石、独居石和黄铁矿。含矿建造受到吕非造山期三期变形以及同期的热液和火山活动和蚀变过程的影响，沙巴地区的沉积物就是这样。

铀矿物为晶质铀矿及其蚀变产物。年龄测定表明有几个铀矿化世代： $520 \pm$ 百万年， 468 ± 15 百万年， 365 ± 40 百万年以及 235 ± 30 百万年。第一个世代包括铜、钴、铁和铀，以后其它金属的比重逐渐减少，一直到只有铀残留下来。未发现年龄老于520百万年的铀矿化、浸染状和脉状铀矿化明显具后生特征。铀矿化与铜矿化对比明显，铜矿化可能是共生沉积成因。

穹隆地区

赞比亚西北部的穹隆地区（图2）从西向东延伸长约300公里，包括卡邦波、姆沃贝齐、索卢韦齐和卢斯韦希等穹隆。该地区的前卡鲁岩系岩石属于基底杂岩和加丹加岩系。

基底杂岩中的片麻岩、片岩和花岗岩产于卡邦波、姆沃贝齐和索卢韦齐等穹隆的核心部位。在卡邦波穹隆，基底岩石分为：①

片麻岩，包括淡色片麻岩、方柱石片麻岩和黑云母-角闪片麻岩；②受混合岩化两个相影响的砂屑岩和泥质岩。阿普尔顿也描述了长石化和未长石化的较老部分混合岩化的片麻杂岩和较年轻的片岩建造。在索卢韦齐和姆沃贝齐穹隆发现的一组片麻岩包括黑云母片麻岩、片状片麻岩、角闪岩和角闪石岩。由混合岩带将此片麻岩组分开的较晚期花岗岩组由边缘片理化的花岗岩组成。地区大面积的高放射性本底表明，基底杂岩可能是底部加丹加岩系中铀的最初来源。

加丹加岩系的下部单元沿穹隆周围出露，而层位较高的岩层则出露于周围较远的地区。

在卡邦波穹隆及邻近地区，乌什圭组不整合地覆于基底杂岩之上。该组由滑石-白云母-兰晶石石英岩和片岩组成，并含有层间角砾岩和砾岩，局部有底砾岩产出。在某些地段，特别明显地在索卢韦齐穹隆，该组的底部并未明显地确定假定的接触带是蓝晶石片岩带。乌什圭组导致了主要为石英岩山脊。

上覆的瓦密库姆比片岩组主要由黑云母片岩组成，并且不同程度地含有石榴石、兰晶石、阳起石、碳酸盐矿物和方柱石。也见有石英岩、大理岩、石墨千枚岩、带状铁质石英岩和片状冰碛岩。在索卢韦齐地区坎桑希的NK6钻孔穿过了云母和白云质石英岩，在该钻孔中代表瓦密库姆比组的岩石为白云岩和白云母-绿泥石-滑石片岩。在卡邦波穹隆的南部和北部，在瓦密库姆比组中产有未片理化的基性变质火山岩，呈长3公里的透镜体产出。

在穹隆的西部，路易吉希组可能不整合地覆盖在瓦密库姆比组之上，但在其它地区，特别是卡邦波穹隆的北部，瓦密库姆比组主要为砂质相，包括钙质砂屑片岩和砂屑岩，并不同程度地含有黑云母，方柱石、阳起石和石榴石。西隆加组与瓦密库姆比组邻接，

它是一个夹有大理岩和冰碛岩层的褶皱厚层泥质变质沉积岩。冰碛岩从成因上看主要是冰成的，虽然它们可能部分地受大量熔岩流作用而被改造。卡尼德马组是加丹加单元最年轻的，出露于该区西北部。由含方解石的大理石组成。

在乌什圭组的一沉积层内，交错层理和层内角砾岩的发育表示浅水、近岸、还原的海相沉积环境。此沉积层包含有碳酸盐（有些可能是生物礁）和粗碎屑岩以及磷灰石和石墨。在瓦密库姆比组开始沉积时，主要是近岸的，也许是泻湖的条件。接着过渡到浅海相沉积。碳酸盐岩石的夹层表示浅水沉积。埃德马兹认为，卢吉希组的岩石从成因上看是砂质泥灰岩，但未能见到可鉴别的沉积构造。克林克提出，西隆加组的浅水沉积可能是陆相环境。

由于缺乏年龄测定，穹隆地区加丹加沉积岩的相互关系只能以岩石-地层和构造以及形态特征为依据。乌什圭、瓦密库姆比片岩，卢吉希和西隆加组都在加丹加岩系内，因为它们都不整合地覆盖在基底杂岩上，并且从岩性上看与铜矿带的加丹加岩石相似。尽管乌什圭组的岩石变形和变质程度都比较高，它们与姆沃贝齐和索卢韦齐穹隆周围的类似砂质层以及与铜矿带下罗昂的砂质岩石可能有相互关系。如果冰碛岩确实为冰川成因，则西隆加组与铜矿带的肯德隆古组可能有相互关系。

加丹加变质沉积岩含有无叶理的辉长岩、变质辉长岩、变质粗玄岩和花岗岩。在卢吉希和瓦密库姆比组中，辉长岩类岩石包括橄辉石辉长岩，它常常形成岩床和岩颈。在西隆加组中还有一些小矿点。花岗质成份的岩石包括二长花岗岩、石英二长岩、云英闪长岩和闪长岩。加丹加变质沉积物中的角闪石-绿帘石二长花岗岩比穹隆地区西北部乌什圭组要年轻些，前者可代表卢弗利安期后的胡克花岗岩。

穹隆地区位于卢弗利安岛弧南部，由经历了卢弗利安造山运动（840—622百万年）期变形和变质作用的三个相的加丹加岩石组成。这些穹隆的形成模式尚未确定，但是一般认为，它们是在卢弗利安造山运动晚期形成的，很可能是由于第二期和第三期的褶皱影响所致。

已知三个主要低品位层状铜矿床在姆沃贝齐穹隆的下罗昂。含矿层为一个稍含碳质的页岩层。主岩的沉积和硫化物的分布都与古地形有密切关系。矿化看来是与还原条件有关的同生沉积成因。

铀矿化产在下罗昂群，它在穹隆周围出露达600公里，只局限于两个层：一个在石英岩标志层上面，一个在其下面。在卡邦波穹隆周围的卡拉巴和卡通图，有铀的砷酸盐和钼酸盐。钒钾铀矿、金、铜的硫化物，痕量镍、钴、铬和钼产在角砾岩化的滑石片岩中，此滑石片岩正好在石英岩层的上面。在西隆加河的东面，距卡邦波穹隆西端15公里处，铀和铜矿化产在加丹加岩系的碳质页岩中，而准铜铀云母已探明，它产在粉砂岩中。位于放射性异常处的二个钻孔内，在深度40米处切过淋滤的铀矿化。晶质铀矿、钛铀云母、准铜铀云母、独居石、辉钼矿和金产在坎桑希铜矿山处的石英-碳酸盐脉中。

在石英岩标志层下面，铀矿化呈浸染状或细脉状晶质铀矿以及黄色次生矿物产出。

对15个已知矿点中的5个，已通过钻探进行了研究，并获得了满意的结果。

在卡旺加地区（卡邦波穹隆），铀主要呈覆于云母片岩上的痕量钙铀云母产出。它们出露在两个小的放射性异常区。在石英岩标志层下面的云母片岩中，钻探切过了铀矿化。在一个或多个水平层位处，发现有不连续的铀矿化。这些水平层位处的厚度可能是几米，其 U_3O_8 含量达1%。有一个钻孔切过了同样品位的矿化，深度超过200米，厚度约25米。矿化由浸染在片岩中或充填几厘

瓦、卡皮吉姆潘加、基马尔和米库卢库进行了钻探。矿化与已描述的相似。沿着含有石英、滑石、白云母、磷灰石和蓝晶石的裂隙和细脉，发现了覆于云母、滑石或绿泥石薄片上的次生铀矿物。铀矿物包括钙铀云母、准钙铀云母、铝铀云母。磷铀矿、橙黄铀矿和脂铅铀矿。在深部，矿化由浸染状和分散细脉状的晶质铀矿和次生铀矿物组成，如在卡旺加。钻孔中切过的最好矿化产在米图库图卢。在9米厚的范围内见有1.4% U_3O_8 。主岩是下伏于石英岩标志层的石英-云母-蓝晶石-滑石-绿帘石-磷灰石-绿泥石片岩。在伦敦地质科学研究所地球化学室，测定了来自卡旺加、基马尔和杜姆布瓦地区的6个样品的绝对年龄， $207/206(U)$ 的平均年龄为 536 ± 1.2 百万年。

穹隆地区的铀矿化与沙巴铜矿带的年龄相同或年轻些,与赞比亚铜矿带的年龄相同或年老些(图3)。在穹隆地区和赞比亚铜

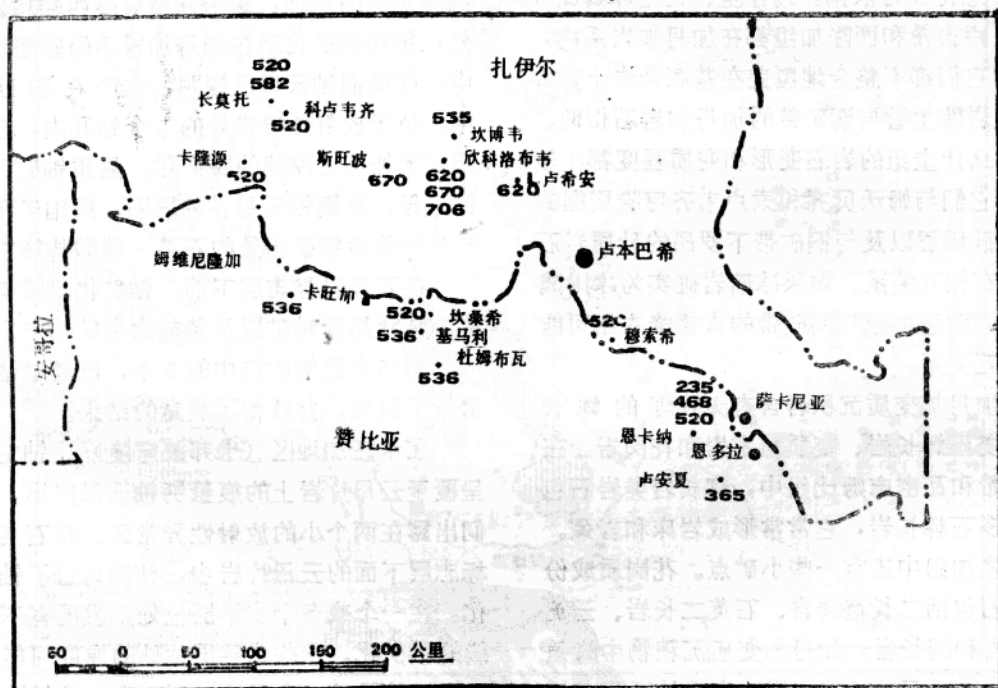


图3 加丹加岩系中铀矿点的同位素年龄

矿带，矿化位于基底附近。引起花岗岩再活化的热液活动在这些影响之后停止了。在穹隆地区和赞比亚铜矿带，老于520百万年的任何铀矿化年龄，可能受到晚期热液活动的控制。在此期间铀和其它矿物再活化。在沙巴铜矿带，老的铀矿化孤立于下罗昂的上盘断块中，只有几个对温度特别敏感的矿物受到热液的影响。

矿床的地质背景

沙巴铜矿带地区

在沙巴铜矿带地区，弗朗斯科斯把22个铀矿点划分成7个已证实的矿床。2个已表明矿床，3个推断的矿床和10个矿化显示。这些矿床中最有名的是申科洛布韦矿山，只有这一个开采过。虽然没有公布官方数据，开采的铀量超过30,000吨(U_3O_8)，平均品位为0.4—3.5%。这个矿山从1921年开始至1960年由于失火而关闭。

铀作为晶质铀矿或次生矿物(超过20种)见于铜矿带底部 R_2 段的下部。铀优先集中于糜棱岩带内，可是从成因上看，铀矿化具有透镜状或分散于地层中，这与铜矿化相似，但更不规则，而且由于铀、铜的地球化学性状不同，它们趋向于分离。原生矿石可能经受了一系列的晚期再活化。其中最重要的可能与进入矿山的构造层的断裂作用有关，此构造层被包含在不透水的滑石片岩角砾岩中。在此层内铀自由迁移，并富集于小裂隙中。这样的再活化可能引起工业品位铀矿化的产生。主岩是逆断层带内的罗昂群片岩，并包含在构造角砾岩内；它位于年轻的昆德伦古地层的上面。在白云岩内沿开口裂缝见有矿化。矿化在周围为角砾岩的边界处中断；较大的断层几乎没有。板状片岩中的矿化在其形成之后仅有小的位移。在矿脉中(从几十厘米到1米厚)和主岩的浸染体内见有铀矿物。U伴有Cu、Co、Ni和痕量

Mo、W以及稀土元素。一些自然金作为晶质铀矿上的包壳产出。金的品位为10—60克/吨。也见有铂和钼。

已识别出以下的共同点——第1相：菱铁矿；第2相：晶质铀矿；第3相：黄铁矿、硒、钼、独居石、绿泥石；第4相：Co-Ni硫化物(和构造化)；第5相：黄铜矿。在申科洛布韦铀矿床，其绝对年龄为 ≥ 706 百万年， 670 ± 20 百万年和 620 ± 10 百万年。在 R_2 段内，在Cu-Co和U-Ni-Co-Cu矿化中见有液包体。这表明它们都形成于同一成矿作用中。

赞比亚铜矿带地区

在赞比亚铜矿带已知至少有5个铀矿点。恩卡纳矿化是至今唯一的已开采的矿化，其总采量为110吨 U_3O_8 。铀矿石产于铜矿体和无矿白云岩之间的过渡带内。这种无矿裂隙表示一隐伏“基岩”(图4)。

铀矿化赋存于复杂的泥质岩沉积物(燧石矿石)中和在互层的砂质与泥质白云岩(带状矿石)中。主要原生铀矿物是晶质铀矿，呈细浸染体和小包体产出，并含有少量钛铀矿和铀石。近地表、氧化作用产生了硅钙铀矿、准硅钙铀矿和脂铅铀矿。大量的方解石、石英、长石和硬石膏脉切割了矿体，并与硅钙铀矿和痕量的斑铜矿及黄铜矿共生。

矿化呈脉体和浸染体产出。当脉体交切浸染矿化层时，层控矿石品位的减少表明，脉状铀来自浸染体本身。没有交切矿化层的石英-长石脉总是无矿的。野外证据表明，完全矿化在卢弗利安造山运动之后。在恩卡纳进行了绝对年龄测定，得出年龄值为 520 ± 20 百万年。 468 ± 15 百万年和 235 ± 30 百万年。第一世代(520百万年)有以下矿物组合：晶质铀矿、黑灰榴石、斑铜矿、黄铜矿、蓝辉铜矿、方解石、辉铜矿、石英、黑云母、钠长石、绿泥石。第二世代(468百万年)，有晶质铀矿、碳酸盐、黄铁矿。最

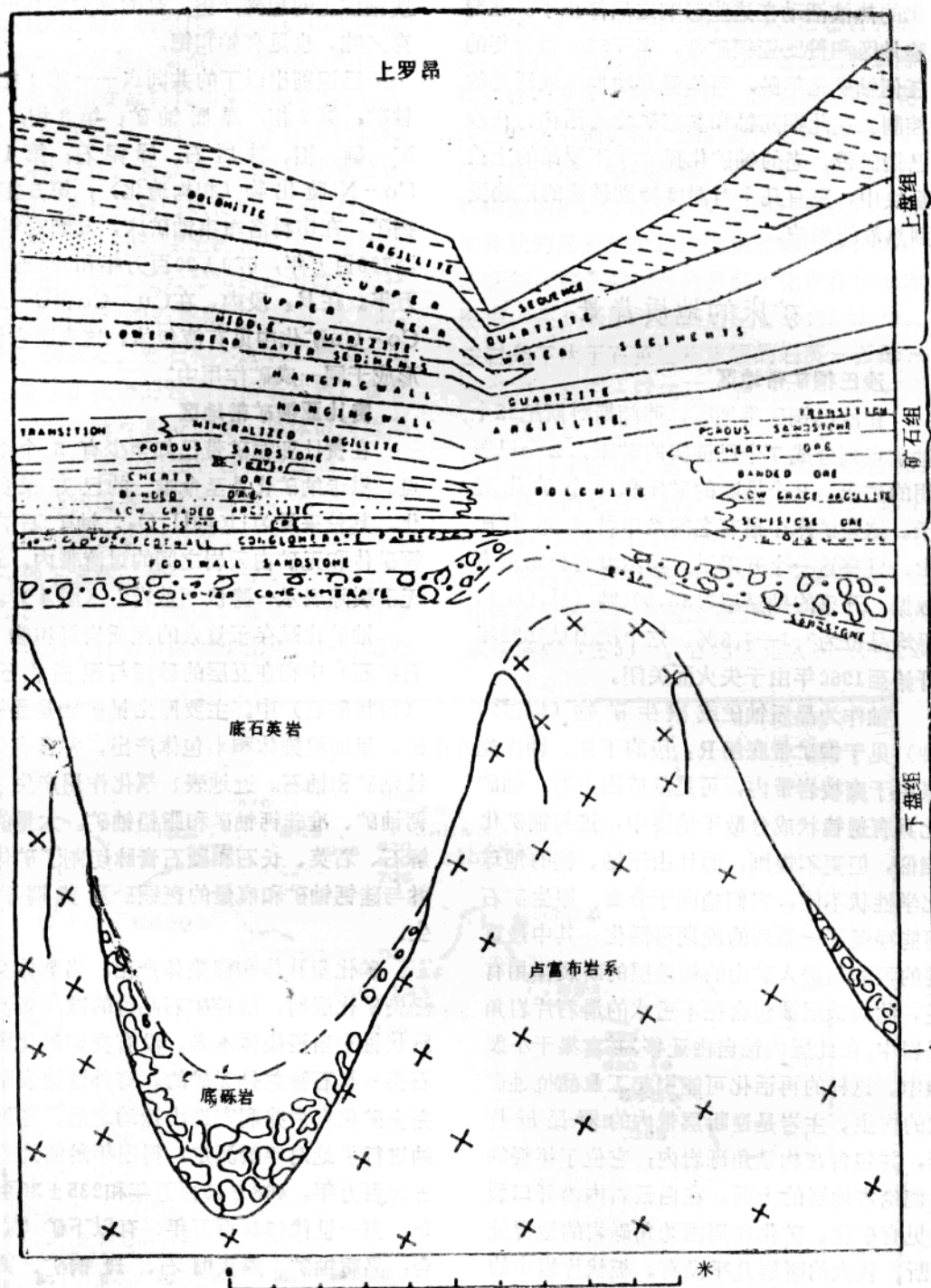


图4 恩卡纳地区下罗昂矿石沉积的地形控制说明图

后为第三世代(235 百万年)只有葡萄状晶质铀矿。

穹隆地区

已知在赞比亚西北部基底穹隆周围的铀矿点超过15个,至今未开采,现仍在继续勘探。其中最著名的是卡旺加,其储量为几千吨 U_3O_8 ,平均品位约0.4%。

铀矿石成因和控制因素

原生矿石及其与铜矿化的关系

在赞比亚和沙巴铜矿带之间建立了地层对比关系,但是它们与穹隆地区之间的对比关系尚未确定。对大部分有限范围来说,特别是对加丹加岩系下部来说,存在有一些小的沉积盆地,以致存在有许多局部的相变化。在赞比亚铜矿带和穹隆地区的底沉积主要是砂质的,而在沙巴则是碳酸盐,但它们都与铜、钴和铀矿化有关。晚期的沉积物成分较均匀,分布较广,因此更易相互对比。加丹加岩系的沉积物是在1,300—320百万年期间沉积的,而罗昂群的沉积物可能是在1,000百万年前。

在沙巴与赞比亚铜矿带和穹隆地区,存在有地层控制证据,因为这些地区的铀矿点和主要放射性异常都局限于含铜层底部或其附近的特定地层范围内,或产于各个同相带中。已知铜、钴和铀矿床产在8,000米厚的沉积物的底部,在100—150米厚的沉积间隔中(沙巴地区为30—40米)。在沙巴地区,所有黑色铀氧化物和70%以上的铀矿点位于铜矿化带的底部。次生铀矿物见于沿断层带内和其它裂隙中,离开矿化层其数量逐渐减少。

这三个地区的铜、铀矿化的环境控制是相似的,如矿化带附近生物礁的存在所示。看来生物礁很可能提供了引起铜、钴和铀在浅海边缘水中最初同生沉淀所需的条件,它们后来在成岩期间富集。

因此,如在大多数主岩中有碳质物所表明的那样,矿化带相当于沉积环境中的还原条件。在氧化矿物如赤铁矿、金红石和褐铁矿居多的地方,铀矿化很弱或没有。铀矿化可能与某些氧化物的产出不一致。因而主岩的岩性区别很大,但是作为沉积环境主要控制因素的化学性质却基本相同。

在赞比亚铜矿带、穹隆地区的卢瓦纳和沙巴地区,矿物分带是很明显的。硫化物以辉铜矿、斑铜矿、黄铜矿和黄铁矿为代表,产在矿层底板上面或者在朝海岸线方向的带中。特别是在沙巴地区,铀产在铜矿化带的下面。在赞比亚铜矿带和穹隆地区,岩性因素说明了海进和海退的几个旋回。据此,铀矿化产在铜矿化带内的不同层位中(包括底部在内),对这种分布是这样解释的,即最初沉淀的铀,从海进期的还原环境转变为海退期的氧化环境时,又重新溶解。

Ngongo-Kashisha研究了沙巴地区的区域矿物分带。他们说明了在30公里长的岛弧南部,主要是铀、铜、钴、镍、独居石和磁铁矿。在岛弧的中部、铜和钴的数量增高,而铀、镍和磁铁矿的数量减少,独居石极少。在该区的北部,只见有痕量铜和钴。在穹隆地区,就区域范围来说,较高品位的铜矿化如基马尔几乎没有铀,而在最富的铀矿化(包括卡旺加和米图库图卢)中又没有铜。可是这两种元素都见于中等品位的矿床中,如卡皮吉姆潘加矿点。在赞比亚铜矿带内也可能有与上述相似的关系,在这里良好品位的铀产在恩卡纳的弱铜带中和在沙巴铜矿带地区。根据同生概念,当水的深度随海岸线前进或后退而增加或减少时,矿物分带看来与沉积带内化学和物理条件的变化有关。

铜矿化的同生沉积成因是可信服的。看来地层、古地形和环境的明显控制因素要求对铀矿化作出相似的解释。这些结论已为铜-钴矿化和铀-铜-钴-镍矿化相同的液包

体特征所证明。液包体可预料是不同的,如果铀的共生组合属于独立的岩浆时代,如德里克斯等人以前所述的,奥斯特波希所假定的和在地质文献中通常采用的那样,至少就申科洛布韦、斯旺波和卡隆源矿床来说是这样。

原生矿石的改造过程

许多铀矿点都具有典型的矿脉,矿物所有的同位素年龄都是沉积期后的。如果影响原生矿石的改造作用被检验过,则这些事实与过去的结论是一致的。改造作用包括成岩作用、变质作用、构造活动。浅成富集和热液活动与构造期后的变质作用有关;它们改变了原生矿石,并将其转变成矿脉形态的矿石。

在沙巴地区,变质作用很轻。在穹隆和赞比亚铜矿带地区,岩石再结晶,在一定程度上有经济价值的矿物被分离而成矿脉,其周围无矿带。一般来说,变质作用只能引起少量铀短距离的迁移。

构造活动在原生矿石变质过程中起主要作用。已知存在下列铀矿化世代: ≥ 706 百万年(申科洛布韦); 670 ± 20 百万年(申科洛布韦和斯旺波); 670 ± 10 百万年(申科洛布韦、卡隆源、卢安夏); 555 ± 10 百万年(西坎博佛); 536 ± 12 百万年(基马尔、卡旺加和杜姆布瓦); 520 ± 20 百万年(恩卡纳、勘萨希、穆舒希和卡邦波); 468 ± 15 百万年(恩卡纳); 356 ± 40 百万年(卢桑夏)和 235 ± 30 百万年(恩卡纳)。在沙巴地区,矿化范围为706到520百万年。而在其它地区,此范围为520到235百万年。较早的年龄适用于沙巴地区,在这里较老世代在向上断裂的岩块中是孤立的,由于构造作用后的连续热液作用而被保存下来。在赞比亚铜矿带和穹隆地区,原生矿化带保留在基底附近。铀矿物很容易受到连续的热液作用的影响,并且反复活化、再沉淀。因此存在有较多的铀世代。根据卡恩等人的意见,

铀世代为706, 670 ± 20 和 620 ± 10 百万年,分别与卢弗利安造山运动的第一、第二和第三期有关。所有三个铀矿化世代都见于申科洛布韦。 670 百万年世代表示706百万年的矿化的后生改造,而620百万年世代又是670百万年的矿化的改造。 520 ± 20 百万年世代与大的热液活动有关,此热液活动又与构造期后的变质作用有关。变质作用影响了这三个地区,在东南部的影响最大。钾-氩年龄测定和其它地质因素证实了主要的热液活动。其它较少的热液影响(至235百万年前)引起铀矿化的进一步再分布。对有关同位素及其地质事件的各参考文献中可能有争论。但变质活动,三个主要的构造期,一个主要的热液活动和表生蚀变是众所周知的。而且为加丹加岩系地质中的许多事实所证实。

矿物的共生组合证实了这样一些假设,即在每次再活化之后均有大量元素减少。所有主要矿石的金属、镍、钴、铜、铁和铀都存在于670百万年期间。镍在620百万年消失,而钴、铜和铁在520、468、365百万年相继消失。在最后的235百万年期间只留下极不稳定的铀(表3)。在共生次序中铀一般是最先出现的金属。在每次再活化后共生组合金属逐渐贫化,没有新的金属进入,从而证实了这种矿化成因的假设。

表生蚀变在某种程度上影响了矿化,在沙巴地区,产在上盘断块中的铀矿物被淋滤出,并集中在地下水面附近。弗兰科斯阐述了强烈的风化作用常常掩盖了矿体的形态、原始成分和成因。申科洛布韦矿床就是这样一个例子。在赞比亚铜矿带和穹隆地区,铀富集在地下水面附近的构造中或裂隙充填物中。

最近描述的穹隆地区的铀矿点证实了卡恩等人的观点,即现有的铀的富集是原生矿化再活动的结果。它反映了已证实的不包括内生作用在内的地质事件。

关于铀的成因没有进行专门的研究。但

表3 矿物组合的共生次序

主要同生金属

Ni Co Cu Fe U

矿物年龄	共生组合	主要同生金属				
		Ni	Co	Cu	Fe	U
670百万年 (斯旺波)	(a) 晶质铀矿, 黄铁矿, 独居石, 绿泥石; 方硫镍矿, 硫镍钴 矿, 黄铜矿					
670和620百万年 (申科洛布韦)	(a) 菱镁矿, 晶质铀矿, 黄铁矿, 辉钼矿, 独居石, 方硫镍矿, 方硫钴矿, 硫镍钴矿, 黄铜矿					
620百万年 (卡隆维)	(a) 晶质铀矿, 黄铁矿, 绿泥石, 硫铜钴矿, 斑铜矿, 黄铜矿					
582百万年 (卡莫托 P)	(a) 晶质铀矿, 绿泥石, 硫铜钴矿, 斑铜矿, 黄铜矿					
555百万年 (坎博佛)	(a) 晶质铀矿, 绿泥石, 硫铜钴矿, 斑铜矿, 黄铜矿					
536百万年 (杜姆 布瓦, 基马尔, 卡旺加)	(b) 晶质铀矿, 白云母, 磷灰石, 辉钼矿, 绿泥石					
520百万年 (恩卡纳)	(b) 晶质铀矿, 碲镍矿, 斑铜矿, 黄铜矿, 蓝辉铜矿, 方解石, 辉铜矿, 石英, 黑云母, 钠长石, 绿泥石, 辉钼矿					
520百万年 (坎桑希)	(b) 钛铀矿, 黄铜矿, 方解石, 黄铁矿, 金红石, 斑铜矿, 辉钼矿					
520百万年 (穆舒希)	(b) 钠长石, 晶质铀矿, 黄铁矿, 碳酸盐, 石英, 辉钼矿					
520百万年 (卡莫托 P)	(b) 晶质铀矿, 碳酸盐, 黄铁矿					
468百万年 (恩卡纳)	(b) 晶质铀矿, 碳酸盐, 黄铁矿					
365百万年 (卢安夏)	(b) 沥青铀矿, 方解石, 白云石					
235百万年 (恩卡纳)	(b) 沥青铀矿					

(a) 共生次序;

(b) 共生组合;

P = 主要的

是可以假设,就象对铜的成因作出假设那样,铀是来自基底的风化作用,尽管海底火山作用不能完全排除。可是无论铀源是什么,铀和铜都是同生形成的。

与其它矿化的相似性

加丹加岩系的铀矿点表明,这些矿点与世界上别处的矿点有一定的相似性。这里涉及了原生矿石,但没有涉及后来的再活化事件。试图与澳大利亚北部地区和加拿大萨斯喀彻温的矿床进行大致比较。在这三个地区,含有铀的沉积物都是在边缘海相层盆地的底部沉积的。其周围为花岗岩、片麻岩、混合岩和其它变质岩石。澳大利亚矿床中和赞比亚-扎伊尔矿点内,生物礁的存在表明处于一透光带,即浅水或泻湖环境。在矿化附近或与其成夹层的碳质物的存在表明,它是还原海相环境。在澳大利亚南部,罗克斯贝唐斯帕斯托拉尔站的奥林匹克坝矿床,看来与加丹加岩系有关的矿床相似。原生矿化不仅在不同地区,也在相同地区的不同地点,经受了后来不同的地质历史时期的改造,以致形成现今的矿化类型。

结 论

在加丹加岩系底部有铀、铜矿化。在古老的结晶基底上矿化与海进有密切关系。原

生层状矿化由于晚期的构造、变质和热液活动而发生变化,以致形成现在看到的较高品位脉型矿点,它们代表同生的原生矿石的后生富集。

在沙巴铜矿区,铀矿化具有层状性质,与下罗昂群南部岩相密切相关,沿300公里长的矿化岛弧提供一勘探目标。发现次露头矿化的可能性很小,但是新的方法(γ 探测)在对隐伏富集矿石进行研究中作过验证。虽然高品位铀矿化的大矿床不大可能发现,低品位矿点对铜工业来说,可提供有价值的副产品铀。在赞比亚铜矿带和穹隆地区,下罗昂群相同的铀矿带没有很好圈定,有必要研究已知铀矿点的古地理和古环境。

虽然对铜矿地质已全面研究过,但很少注意铀矿化的特定条件。申科洛布韦、恩卡纳、卡旺加和米图库图卢矿点表明:铜和铀的富集是互相排斥的,因此,勘探铜的方法与圈定铀所要求的方法应该是不同的。

对加丹加岩系的可能铀储量进行估计是困难的,在此时刻,对所有三个地区包括国际公司的勘探仍在继续进行。在加丹加岩系底部假定的 U_3O_8 的总量可能是50,000和100,000吨。

刘士偶 张本筠译
胡庆生校