

文章编号: 0258-7106(2012)03-0506-11

浙江衢州新路火山岩盆地西段热点作用 及其对铀成矿的控制作用*

刘蓉蓉¹ 韩效忠^{1,2} 李子颖¹ 汤江伟³ 杜江浩³ 金森张³ 徐小奇^{1,4}

(1 核工业北京地质研究院, 北京 100029; 2 中国地质大学, 北京 100083; 3 浙江省核工业 269 大队, 浙江 金华 321000; 4 中钢南澳铀矿公司, 澳大利亚 阿德莱德 5000)

摘要 新路火山岩盆地是浙江省重要的产铀基地。文章通过对该区热点作用的研究,解释了该区铀矿床(点)的形成机制,以期获得该区铀矿找矿的新突破。地球物理资料显示,该区深部 40 km 处存在相对低速体的塑性体(地幔柱冠状体之上的幔枝构造)在其上部地层存在相对高速体的岩浆侵入体,中生代以来发育 4 次岩浆旋回,地层结构表现出下部为变质基底,中部为滑脱层,上部为上叠火山岩和白垩纪沉积盆地的三层式结构。热点作用的地质、地球物理特征明显。流体包裹体研究表明,成矿热液的温度为 317~420℃,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 39.76%~49.68%,其成分为 CO_2 及含碱、 H_2O 、卤素、氮和一些金属元素,地幔流体特征明显,与铀矿伴生的微量元素及成矿同期的硫同位素也指示出成矿流体来源于上地幔或下地壳。地球物理和地球化学特征均指示出该区存在热点成矿作用,据此建立了该区的热点活动模式。文章认为,热点对该区铀成矿的控制主要表现为:① 当深部基性岩浆运移至上地壳时,使硅铝质岩石发生部分熔融,形成酸性岩浆,喷出地表形成了新路火山岩,侵入时则形成次火山岩体和各类酸性侵入岩体,为成矿准备了有利的赋矿层位或有利围岩;② 地幔柱上隆作用,形成或复活了一系列断裂构造,完善或形成了成矿所需的导矿构造和储矿构造;③ 地幔柱上隆时,提供了成矿所需的大量热能,造成围岩蚀变,从而萃取了围岩中的部分铀源;④ 随着酸性岩浆的不断分异结晶,岩浆中有益组分浓度不断增高,提供了深部热液中的成矿物质。

关键词 地质学;火山岩;热点识别;铀成矿;浙江衢州

中图分类号: P619.14

文献标志码: A

Hotspot action and its controlling role in uranium metallogenesis in west segment of Xinlu volcanic basin within Quzhou City, Zhejiang Province

LIU RongRong¹, HAN XiaoZhong^{1,2}, LI ZiYing¹, TANG JiangWei³, DU JiangHao³,
JIN MiaoZhang³ and XU XiaoQi^{1,4}

(1 Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China; 2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 No. 269 Geological Party, Zhejiang Nuclear Geological Bureau, Jinhua 321000, Zhejiang, China;

4 Sinosteel Uranium Spty, Co. Ltd., Adelaide SA 5000, Australia)

Abstract

Xinlu volcanic basin is not only a significant base for uranium production but also the only uranium ore district for exploration in Zhejiang Province at present. In order to make a breakthrough in uranium prognoses, the

* 本文得到国家“863”计划(2012AA061801)“全国矿产资源潜力评价之子项目”“全国铀矿资源潜力评价”及工业与信息部国防科学局核能开发三期的共同资助

第一作者简介 刘蓉蓉,女,1980年生,博士研究生,高级工程师,主要从事资源评价与铀矿地质工作。Email: Liurongrong0000@sohu.com

收稿日期 2011-01-11;改回日期 2011-09-21。许德焕编辑。

authors explained the formation mechanism of uranium deposits based on studying the hotspot action in the study area so as to gain confidence in finding concealed deep uranium resources. According to the geophysical deep profile, the relatively low velocity fluid occurs at the depth of -40 km, and the relatively high-velocity magma intrusion occurs in upper strata; there are four magmatic cycles from Mesozoic in the study area; there are also three tiers of stratigraphic configuration showing the obvious hotspot action with the lower tier being metamorphic basement, the middle tier being slippage strata, and the upper tier being lava and Cretaceous sediments. An analysis of fluid inclusions indicates that the metallogenic hydrothermal temperature is $317 \sim 420^{\circ}\text{C}$, salinity $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ is $39.76\% \sim 49.68\%$, and the hydrothermal fluid is composed of CO_2 , OH^- , H_2O , halogen, N_2 , metal elements suggesting features of mantle fluid. Metallogenic hydrothermal fluid originated from the upper mantle or the lower crust, as evidenced by an analysis of trace elements and sulfur isotopes associated with uranium element. The hotspot metallogenesis occurred here. An integrated geophysical and geochemical investigation was made and, on such a basis, a model of hotspot action in the study area was established. There are four aspects reflecting uranium metallogenesis controlled by the hotspot: ① basic magma in deep melts partially with salic rock formed acid magma, which then erupted and resulted in the formation of Xinlu volcanic basin or intruded and resulted in the generation of secondary volcanic rock and acid intrusive rock. All of these products would provide favorable strata or wall rock for metallogenesis; ② To some extent, a series of faults occurred as a result of mantle plume, which were U-bearing hydrothermal transferring structure or storing structure of mineralization in the process of uranium metallogenesis; ③ Part of uranium was extracted from altered wall rock, resulting from heat energy due to the upheaval of the mantle plume; ④ The concentration of useful components increased in magma because of differentiation, thus providing the metallogenic material.

Key words: geology, volcanic rock, identification of hotspot, uranium metallogenesis, Quzhou in Zhejiang Province

近年来,在热点及其对成矿的控制作用方面的研究取得了一系列新进展。研究表明,热点在成矿系列、成矿空间和成矿时序上均具有明显的控制作用,如:①由热点活动产生的基性-超基性侵入岩伴有铬、镍、铂、铜矿化,所产生的中酸性侵入岩伴有铀、铜、锡、钨、金等矿化,所产生的碱性、过碱性花岗岩伴有铀、钼等矿化,与洋脊上的热点火山岩有关的则多为铜、铅、锌、金、银等矿化(牛树银等,2001);②在地壳垂向的形成和演化过程中,热点活动所形成的矿化在成矿时间上有先有后,在成矿空间上往往发生早晚共生叠置(牛树银等,2001),形成特有的成矿系列(涂光炽等,2006;陈肇博,1982;杜乐天,1982;胡绍康,1982),在成矿物质来源上有深有浅,既有壳源物质又有幔源物质。

热点的直径约为($n \times 10^2$)km(Olson et al., 1986; Neugebauer, 1987; White et al., 1989),将小于 100 km 的热点称之为幔枝(牛树银等,2001),其形成机制是地幔热物质的升力及浮力导致地壳隆起,这种抬升隆起导致地壳的伸展、减薄、古陆解体、大陆裂谷和沉积盆地的形成等(陈跃辉等,1998),深部

向上的热物质传递作用导致地壳局部熔融或重熔,形成大规模的岩浆侵入及火山喷溢作用,同时伴有区域变质、构造变形等,甚至引起全球气候变化、大地水准面升降和生物灭绝等。依据上述认识,本文内提到的热点可归为幔枝,或称之为小热点。

近年来,铀矿地质工作者将热点成矿理论引入热液型铀矿研究和评价工作中。经研究指出:原先认为是地壳或地壳浅层热液作用所形成的铀矿床,实际上与幔源物质(流体)的参与密切相关(杜乐天,1997;李子颖,2006);成矿元素铀主要来自深部的上地幔或下地壳,是在复杂的多期次岩浆和流体作用过程晚期的熔体或流体中富集,当成矿流体处于近地表时,由于物理化学条件的改变而发生铀的富集沉淀,控制铀成矿的核心因素是热点活动与构造作用的叠合(李子颖,2006;王正其等,2007)。

依据以上论述,初步认为:中国华南火山岩铀矿多产于成熟度较高的火山岩中(毛孟才,2002;邓家瑞等,1999),在稀土元素配分曲线上以强的铈负异常为主要标志;找矿的重点区域为构造形变、交代蚀变和元素叠合区;找矿的重点部位为热点活动区的

构造薄弱带(构造破碎带、不同岩性接触界面、渗透地质体);成矿流体主要来自深部,热液型铀矿应具有更大的成矿深度。这些认识不仅深化了成矿理论,同时也间接地指明了热液型铀矿“攻深找盲”的方向。

新路火山岩盆地是浙江省重要的产铀基地,经过半个多世纪的断续勘查,发现了一批具有一定规模的铀矿床(点),包括大桥坞(671)、白鹤岩(670)和杨梅湾(621)铀矿床,以及夹于大桥坞矿床与白鹤岩矿床之间东湾矿点(677)、九华山岩体西侧内外接触带上的一系列铀矿点、双桥北的排门坞铀矿点和姜孟北的新路等铀矿点。从含矿围岩的角度,可将这些铀矿床(点)划分为火山岩型和花岗岩型等多个类型,如杨梅湾矿床为花岗岩型,大桥坞矿床为火山岩型,白鹤岩矿床为与层状砾岩层有关的铀矿床,成矿类型复杂;如按成矿热液的特征来划分,则均为热液型铀矿。此外,这些铀矿床(点)同处于赣杭构造带西段的新路火山断陷盆地内,且都相距不远,其形成是否具有同一内在机制?是何因素控制其定位?如能正确回答这些问题,不仅可以解释这些铀矿床(点)形成机制的理论问题,更重要的是,可以增强在该地区寻找深部隐伏铀矿床的信心,以期获得该区铀矿找矿的新突破。

目前,研究区的浅表铀矿化已基本查明,找矿重点移至“攻深找盲”,因此,笔者试图应用新理论和新方法对研究区进行全新评价,从参与成矿的地幔流体的源区性质、地幔流体组成和性质演变及驱动机制(热点活动)等更深层次来探究热液铀矿床的成因问题,深入剖析该区铀成矿的成因机制,为该区铀矿找矿工作提供些许借鉴。

1 地质背景

研究区位于浙江省衢州市境内,地质上称之为新路火山岩盆地西段。该区北接前古生代褶皱带,南临白垩纪红盆(金衢盆地)。其大地构造位置处于扬子板块东南边缘的赣杭构造带。研究区主体为浙西中生代火山断陷喷发带(图1)。

新路火山岩盆地的基底为元古界变质岩,盆内发育地层为上侏罗统劳村组、黄尖组及下白垩统寿昌组。产铀地层主要为黄尖组。

劳村组(J_3l)岩性为紫红色凝灰质砂岩、砂砾

岩、浅灰色硅质细砂岩。

黄尖组(J_3h)根据火山喷发旋回,可分为2段:下段的岩性主要为巨厚层状流纹质含砾岩屑凝灰岩、流纹质晶屑熔结凝灰岩、流纹质含砾熔结凝灰岩,是该区的重要含矿层位;上段的岩性主要为灰绿色沉凝灰岩、凝灰质砂岩、砂砾岩等。

寿昌组(K_1s)下部为杂色粉砂岩、页岩,上部为灰紫色厚层状流纹质凝灰岩、流纹斑岩。

区内断裂构造发育。矿区夹持于NE向的球川-萧山(F_1)和常山-漓渚(F_2)区域性深大断裂之间(图1)。矿区内NNE向切层断裂发育,主要有双桥断裂(F_3)及东湾断裂(F_4),是该区切穿火山岩盖层的控岩、控矿断裂构造,控制了该区的火山喷发、沉积及次火山岩的侵入,对区内地层展布及铀矿化的形成均有一定的控制作用,是区内主要的导矿构造。NW向断裂极为发育,一般规模较小,成带产出,多受NE向、NNE向大断裂的限制,是区内主要的储矿构造(韩效忠等,2010),矿体主要位于这些NW向断裂中。

区内岩浆活动较为强烈,以大规模火山喷发和火山期后岩浆侵入为主(周肖华等,2004),致使区内火山构造发育,各类小型火山机构和次火山岩体(脉)广布,形成了该区巨厚的火山碎屑岩和广泛发育的次火山岩体(脉),为火山岩型铀矿床的发育创造了条件。

区内的铀矿化主要受断裂、蚀变、花岗斑岩和花岗岩内外接触带的联合控制。NE向断裂贯穿全区,规模大,活动历史长,属切层深断裂,构成了成矿热液向上运移的通道,主要铀矿体一般距这些断裂较近,但其内并不含矿,铀矿体主要产在与NE向深大断裂相连通的NW向次级断裂中。

2 研究区热点作用特征

通过对该区的深入研究,发现其深部40 km处存在相对低速体,在其上部地层的岩浆侵入部位存在相对高速体,而且,热液蚀变强烈,多旋回岩浆侵入发育,矿化具中-高温成矿特征,流体成分和硫同位素分析结果表明,该区成矿具深部来源特点,更重要的是其地层结构具有由深部上隆作用形成的特征,所有这些证据指示出,该区具有热点作用。下文就热点作用的各项证据予以详细描述和讨论。

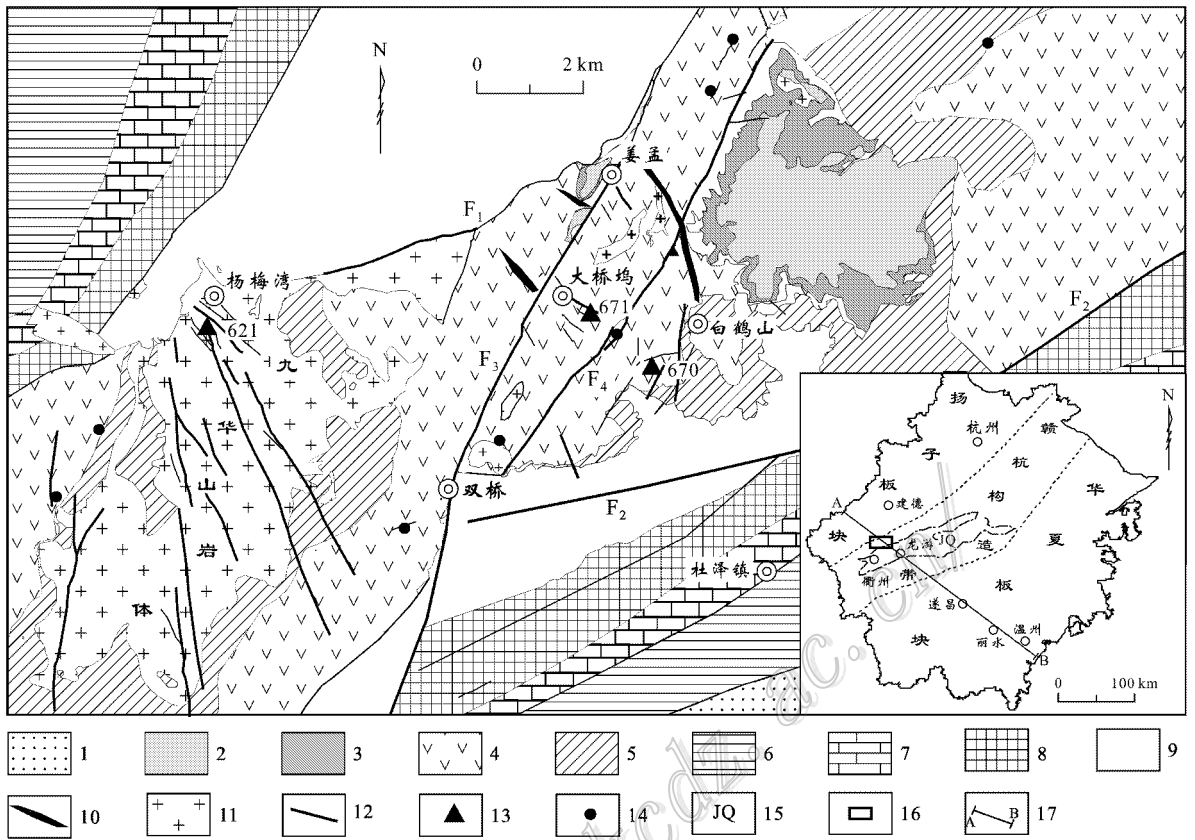


图 1 衢州新路盆地西段铀矿地质图

1—上白垩统红色砂砾岩；2—下白垩统寿昌组上段杂色粉砂岩、页岩；3—下白垩统寿昌组下段层状流纹质凝灰岩、流纹斑岩；4—上侏罗统黄尖组火山凝灰岩；5—上侏罗统劳村组砂砾岩、火山凝灰岩；6—奥陶系灰岩、泥岩及页岩等；7—寒武系灰岩、白云岩等；8—震旦系硅质岩；9—前震旦系变质结晶基底；10—脉岩；11—花岗斑岩；12—断层；13—铀矿床；14—铀矿点；15—金衢盆地；16—研究区；17—本文图 2 位置；F₁—球川-萧山深断裂；F₂—常山-漓渚大断裂；F₃—双桥断裂；F₄—东湾断裂

Fig. 1 Geological map of uranium deposits in west segment of Xinlu basin, Quzhou area

1—Upper Cretaceous red gritstone; 2—Mottle siltstone of upper member of Lower Cretaceous Shouchang Formation; 3—Stratiform rhyotuff and rhyoporphyry of low member of Lower Cretaceous Shouchang Formation; 4—Tuff of Upper Jurassic Huangjian Formation; 5—Gritstone and tuff of Upper Jurassic Laocun Formation; 6—Ordovician limestone, mudstone and shale; 7—Cambrian limestone and dolomite; 8—Sinian silicilite; 9—Pre-Sinian metamorphic crystal basement; 10—Dike; 11—Granite porphyry; 12—Fault; 13—Uranium deposit; 14—Uranium ore spot; 15—Jinqu basin; 16—Study area; 17—Location of Fig. 2 in this paper; F₁—Qiuchuan-Xiaoshan deep fault; F₂—Changshan-Lizhu large fault; F₃—Shuangqiao fault; F₄—Dongwan fault

2.1 热点作用的地球物理和地质证据

2.1.1 深部地球物理特征

根据 1991 年完成的屯溪-温州爆破地震剖面观测资料(图 2),该剖面的北西段从龙游至白际山横贯整个研究区,提供了该区深部具有热流体的直观证据。

据 1:25 万金华市幅区域地质调查成果报告,该区浅表层由古生界、中生界组成,构成两隆、两拗的格架。2 个隆起带为:白际山隆起带,其基底出露地表,千里岗隆起带,其基底埋深约 2 km。2 个拗陷区

的基底埋深一般为 3.5~4.0 km,地震波速为 5.0~5.7 km/s。其中,龙游附近的金衢盆地拗陷区,近地表速度 < 5.0 km/s,其中中生代地层厚度在 2.0 km 以上,新安江拗陷区,位于马金-乌镇断裂带附近,可能与浙西的 NE 向中生代盆地有关,其基底埋深为 3.5~4.0 km。该区的上地壳在 P1 界面以上,底部埋深 14 km,波速 6.1~6.2 km/s,地壳强烈变形,因此,该界面可能是变质岩底界埋深的反映。中地壳埋深为 14~30.5 km,其上部厚 4.0 km,波速为 6.25 km/s;中地壳内部的低速层厚 5.0 km,波速为 5.8~5.9 km/s,

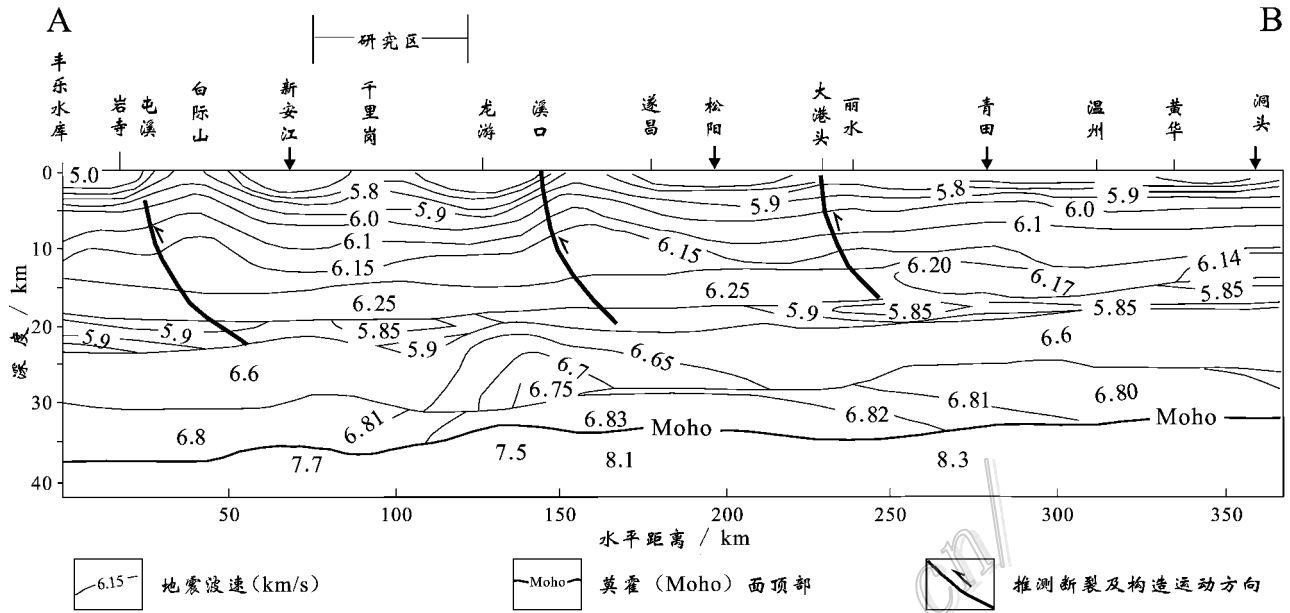


图2 屯溪-温州岩石圈二维速度结构图^①

Fig. 2 Structural map of two dimensional speed in lithosphere, Tunxi-Wenzhou

由透镜状低速层组成。该区下地壳的上部厚 6.5 km,波速为 6.6~6.75 km/s,下部厚 7.2 km,波速为 6.8 km/s。该区上地幔顶部的波速为 7.5~7.7 km/s,此即莫霍面。

将该地震剖面与浅部地质剖面对比,发现该剖面中的相对高速体对应于火山岩带等刚性地质体,而相对低速体则对应于白垩系沉积盆地,该剖面深部的高速体为各种侵入岩类,依据出露岩层对比,可能为酸性侵入岩体或火山颈,深部的相对低速体可能是地幔柱冠状体之上的幔枝(热点)构造,此处的岩石目前可能处于塑性流动状态。该地震剖面较为直观地反映出了该区具有由热点形成的物性和岩石组合特征。

2.1.2 浅部地层结构

据牛树银(2008)研究,在高温高压地幔柱由深部向浅部上隆时,常导致上地壳部分岩层在热点作用区发生区域变质作用,形成变质岩浆杂岩带,构成热点的核部;在核部变质岩浆杂岩带,上部地层形成滑脱层,表现为热点外围的地层发育阶梯状正断层,构成热点的中部层位;在热点发育的中-晚期,岩浆喷出地表,在滑脱地层之上形成了上叠式火山岩盆

地和陆相断陷盆地,构成热点的上部层位。

通过研究区及外围近 7 000 km² 范围内的地层结构分析,发现该区也具有上述典型热点作用区的“三层”特点(图 3)。其热点的核部为变质结晶基底蓟县系,主要岩性为板岩、千枚岩、变质砂泥岩、变质火山岩及细碧(石英)角斑岩等,属绿片岩相组合的浅变质岩相^①,研究区外围的高变质岩相可能与该热点作用也有关,换言之,在该小热点之下可能存在更大规模的地幔柱,该小热点只是该地幔柱的分枝机构(幔枝构造)之一,不同的幔枝构造控制了新路火山岩盆地中的一系列火山岩型铀矿床,其中最著名的是诸暨芙蓉山铀矿床,因其已超出本研究区的范围,在此就不再赘述。其上覆的新元古界-古生界构成热点的中部滑脱层,该套地层为浅海相沉积岩,为整合接触。从研究区的西北部向东南部,至球川-萧山断裂一带,地层埋深逐渐增大,反映出因地幔上隆,该断裂上盘的地层发生了滑脱,新路火山岩盆地和金衢盆地形成了上叠式火山岩盆地和陆相断陷盆地,构成热点的上部层位。在大桥坞(671)矿区,花岗斑岩呈环状分布,断裂呈放射状展布,这也是热点上隆的证据之一。

① 颜铁增,陆祖达,俞云文,汪建国,王孔忠,许兴苗. 2005. 1:250 000 金华市幅区域地质调查成果报告. 237-271. 内部资料.

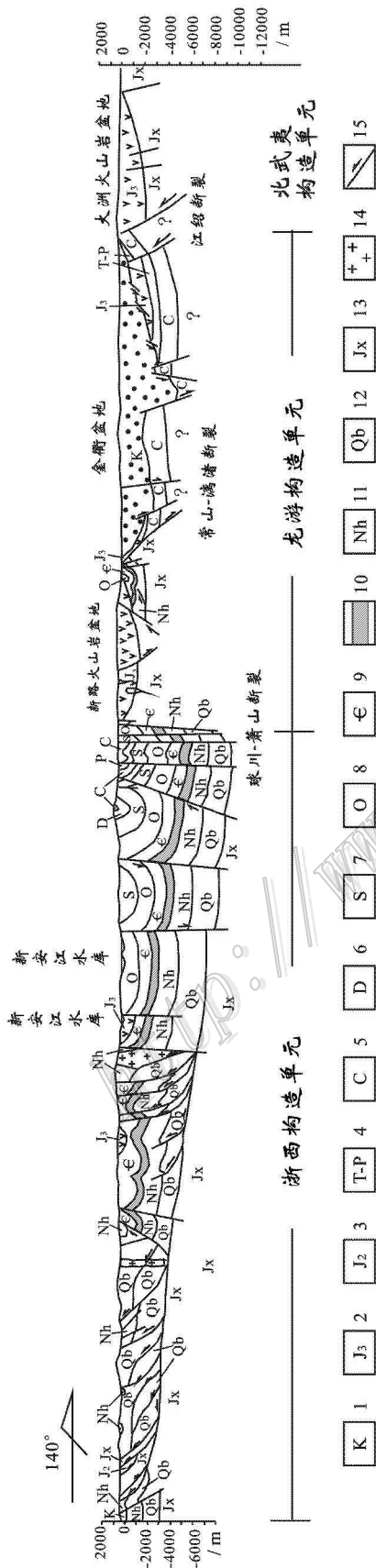


图 3 研究区及邻区平衡地质剖面图

1—白垩系砂砾岩；2—上侏罗统砂砾岩；3—中侏罗统火山岩；4—三叠系-二叠系灰岩、砂岩；5—石炭系砂砾岩；6—泥盆系砂砾岩；7—志留系砂岩、泥岩及页岩；8—奥陶系灰岩、硅质岩及页岩；9—寒武系灰岩、白云岩；10—震旦系硅质岩、白云岩；11—南华系冰碛砾岩、凝灰质砂岩等；12—青白口系片理化流纹岩、浅变质岩；13—衢县系千枚岩、硅质岩；14—侵入岩体；15—断层

Fig. 3 Balanced geological section in or near the study area

1—Cretaceous gritstone; 2—Middle Jurassic gritstone; 3—Upper Jurassic volcanic rock; 4—Triassic-Permian limestone and sandstone; 5—Carboniferous limestone; 6—Devonian gritstone; 7—Silurian sandstone, mudstone and shale; 8—Ordovician limestone, silicite and dolomite; 10—Simian silicite and dolomite; 11—Moraine conglomerate, tuff sandstone of Nanhua System; 12—Schistosity rhyolite and epizonal metamorphic rock of Qingbaikou System; 13—Phyllite and silicite of Jixian System; 14—Intrusive rocks; 15—Fault

2.1.3 岩浆活动

研究区内的岩浆活动分为4个旋回(韩效忠等, 2010),以大规模火山喷发和火山期后岩浆侵入为主。多期次的岩浆作用不仅使岩层中的铀元素逐步富集,也为成矿提供了深部物质来源。铀就是在复杂的多期次岩浆和流体作用过程晚期的熔体或流体中富集的。铀的富集沉淀主要是成矿流体作用于近地表时,由于物理化学条件的改变而发生的(刘正义等 2011)。所形成的富铀地层(岩体)为该区铀矿床的发育创造了有利前提。如,铀矿化与区内巨厚火山碎屑岩、火山熔岩及酸性侵入体(花岗斑岩)存在一定的空间相关性。

2.2 热点作用的地球化学证据

热点作用不但是一个地球物理柱,同时也是一个地球化学柱,是地质构造作用、岩浆活动、沉积和变质作用、成矿作用的原动力(李子颖, 2006)。依据以上论述,该区存在热点作用的地球物理柱,但是否存在热点作用的地球化学柱?这才是本文研究的关键所在,换言之,该区铀成矿是否与热点作用有关?如果回答是否定的,则即便该区存在热点作用,但与成矿无直接关系的话,那么,单从矿床学的角度来讲,在该区研究热点作用是毫无意义的。下文通过成矿流体成分、温度、来源等研究,探讨了热点作用的地球化学柱特征。

2.2.1 成矿流体的成分及来源

流体包裹体显微激光拉曼分析结果(邱林飞等, 2009)表明,在该矿区矿石及赋矿围岩内的各类包裹体气相成分中,CO₂占明显优势,流体包裹体的气体成分总体上以CO₂为主,同时含有CH₄、H₂和N₂等。在邻近矿区的红盆内,幔源基性-超基性脉岩中流体包裹体内的气体主要为CO₂,并含有一定量的CH₄。这显示出矿石中石英及萤石脉中包裹体的气体组分与红盆内幔源基性-超基性脉岩中包裹体的气体组分相类似,表明该矿床的成矿流体是富含CO₂、CH₄、H₂、N₂等组分的幔源流体。周家志(1996)经研究发现,该区的成矿流体中,阴离子含量相对低,阳离子中,Ca²⁺含量较高,其次为K⁺,总体上为Ca²⁺-K⁺-SO₄²⁻-FCO₂-H₂O溶液,成矿流体总体为富含卤素、硫及碱金属的C-H-O流体。

对于上述成分的流体,国内外学者多认为其来源于地幔,如Bailey(1983)指出,地幔流体主要是CO₂,并含碱、H₂O、卤素、氮及一些金属元素,杜乐天(1988)将此类成矿流体称为幔汁流体;毛景文等

(2005)指出,地幔流体是由水和一些非极性物质如CH₄、CO₂组成的混合流体,其中也溶有多种碱性元素、稀有气体以及氟、磷、氯等微量组分。因此,从成矿流体的角度,笔者初步认为,该区的成矿热液流体主要为幔源流体。

本文对大桥坞(671)矿床中与铀矿体同时形成的萤石脉和石英脉内的流体包裹体进行了详细研究,发现含矿段内三相流体包裹体的均一温度为317~420℃,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为39.76%~49.68%,非矿段内不存在三相流体包裹体,其均一温度范围为120~>278℃,平均174℃,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 最高为7.17%。这表明深部高温流体对成矿具有重要作用。

2.2.2 与成矿相关的元素地球化学特征

根据典型矿床分析,与铀伴生富集的微量元素有:Zn、Y、Mo、Pb、Ni、V、Ni、Sb、W、Li、Co、Cr(表1,图4)。其中,V、Cr、Co、Ni等元素主要存在于基性岩、超基性岩中,具有深源特征。由图4可见,Mo与U呈明显的正相关关系,显示出随着U的富集,Mo也出现了明显的富集,指示出U和Mo具有同源、同富集的特点。Mo为不相容元素,岩浆演化导致Mo在岩浆结晶的晚期富集(Candela et al., 1968),对其来源,许多学者(Solomon, 1990; Sillitoe, 1997; Mungall 2002; Robb, 2005)认为来自于地幔。依据以上论述,可认为与Mo同源、同富集的铀也来自于地幔。

此外,从表1可进一步发现,矿区的基性岩脉与矿化岩石相比较,V、Co、Cr、Ni等的含量明显增高,表明这些元素多在地幔岩石中相对富集。而矿化岩石中,随着U含量的增高,V、Co、Cr、Ni等的含量也相对增高,指示出U的富集与地幔物质的加入有关。

对该区矿化段的黄铁矿硫同位素进行了分析,结果(表2)表明,除2个样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为较高的负值外,其他样品都为正值,总体平均为3.7‰。Taylor(1987)认为,岩浆硫的 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为4‰。这说明研究区的硫多来源于火山喷发或其期后的次火山岩,具有深源的特点,尤其是样品H-591和670-1的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为0.6‰和1.8‰,接近于0。丘志力等(1991)测定了大桥坞矿床主成矿期方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值以及黄铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值,分别为-4.075‰、14.195‰和+1.94‰,其碳、硫同位素值与典型幔源流体的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值(-2‰~-8‰)及 $\delta^{34}\text{S}$ 值(0~3‰)(刘从强等, 2004)相一致,其氧同位

表 1 670 矿床样品内与铀共生的元素的含量

Table 1 Content of elements associated with uranium in samples from No. 670 deposit

样号	岩石名称	$\alpha(B) \times 10^{-6}$										
		V	Cr	Co	Zn	Ni	Li	Mo	Pb	Y	Th	U
H-46	浅灰色凝灰岩	8.65	2.21	0.63	38.5	1.23	30.4	1.04	149	80.6	31.8	4.35
H-47	深灰色凝灰岩	18.4	12.2	2.94	234	6.47	35.4	9.31	68.7	50.5	21.3	23.7
H-52	肉红色凝灰岩	15	4.49	1.63	30.7	2.64	26.1	109	79.2	42.7	20.2	449
H-48	肉红色凝灰岩	30	13.1	6.2	46.6	7.9	38.3	333	2571	45.2	22.5	848
H-45	肉红色凝灰岩	29	11	3.52	106	9.54	44.6	544	20.5	48.8	20	1939
H-49	灰黑色凝灰岩	13.8	11.9	6.25	12575	41.7	71.7	12708	4831	36.2	16.3	13220
H-51	灰黑色凝灰岩	26.1	10.8	6.77	58.2	46.5	99.3	30629	56.5	62	19.4	34184
JM-1	辉绿岩脉	209	92.8	34.8	93.1	19.6	64.2	0.65	16.8	29.5	4.72	1.27
DK-5	辉绿岩脉	213	497	49.3	133	197	121	5.14	5.48	21.7	13.4	2.26
LY-3	橄榄岩	152	495	57.6	133	455	15.1	5.14	5.48	29.6	9.49	2.53
QT-3	基性岩脉	187	66.4	32.6	113	22.4	97.8	2.25	15.6	33.1	5.67	2.81
LY-1	基性岩脉	174	212	58.4	179	238	12.7	6.24	4.8	32.1	10.6	3.14
LY-2	基性岩脉	176	356	65	183	336	13.7	4.75	4.75	33.3	10.4	3.17
SL-2	色基性岩脉	89.5	17.2	15.5	117	6.69	69.3	3.06	26.7	35.3	9.71	4.7
CS-1	辉绿岩	193	86.9	36.9	119	21.3	78.4	2.22	14.7	29.2	4.79	1.8

测试单位：核工业北京地质研究院分析测试中心。

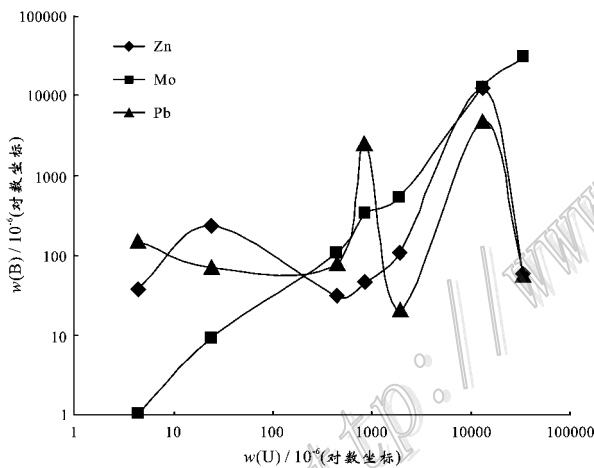


图 4 Mo、Pb 及 Zn 与 U 含量关系图

Fig. 4 Content of Mo, Pb, Zn and U

表 2 矿化段硫同位素分析

Table 2 Analyses of sulfur isotope in the mineralization section

矿床名称	样品编号	含矿围岩	类型	$\delta^{34}\text{S}/\%$
大桥坞矿床	DCW-1	凝灰岩	黄铁矿	-2.9
大桥坞矿床	DCW-2	凝灰岩	黄铁矿	6.8
大桥坞矿床	DCW-3	花岗斑岩	黄铁矿	7.7
大桥坞矿床	H-591	凝灰岩	黄铁矿	0.6
白鹤岩矿床	670-1	凝灰岩	黄铁矿	1.8
白鹤岩矿床	670-2	凝灰岩	黄铁矿	-2.8
白鹤岩矿床	670-392	凝灰岩	黄铁矿	7.4
白鹤岩矿床	670-13	凝灰岩	黄铁矿	7.8
杨梅湾矿床	杨梅湾-1	花岗岩	黄铁矿	6.9
平均值				3.7

测试单位：核工业北京地质研究院分析测试中心。

素值与中国东部新生代玄武岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值 (4.1‰~15.4‰) (张铭杰等, 1998) 相一致。稳定同位素特征进一步证实了该区主成矿期的成矿流体具有典型幔源的特征, 成矿流体主要为来源于地幔的流体。

2.2.3 蚀变特征

671 矿区 据地表和钻孔岩芯观察, 该矿区蚀变类型发育较齐全, 蚀变程度极高。

在钻孔 ZK12-35 的岩芯中, 见到下部发育有肉红色花岗斑岩 (照片 1), 具强烈水云母化 (照片 2)。镜下表现为钠长石化、碳酸盐化, 并有一定的水云母化, 表明该岩体也经受了强烈的深部热液改造。目前的勘查成果表明, 该矿区矿化最好, 如大桥坞矿床 ZK12-19 钻孔, 矿化段视厚度为 24.5 m, 最高品位达 0.48%。

621 矿区 在剖面上, 该区内发育钠交代蚀变, 且向深部有增强的趋势, 这也指示出成矿流体具有来自于深部的特征。

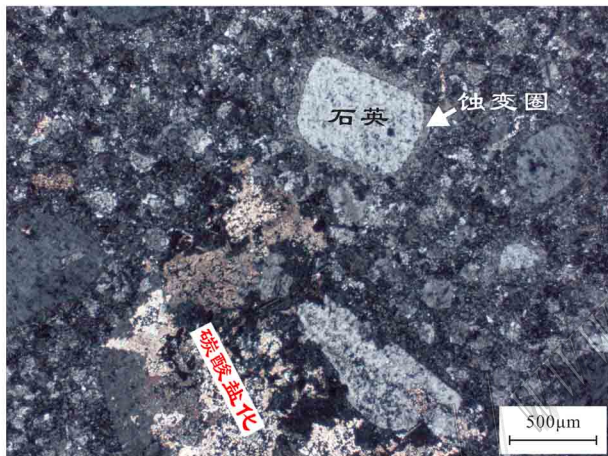
670 矿区 发育着十分强烈且广泛的各种热液蚀变, 主要为赤铁矿化、黄铁矿化、水云母化、绿泥石化、硅化、萤石化和碳酸盐化等。

虽然蚀变特征不能直接证明物质来源, 但依据前文成矿流体来自地幔流体的证据表明, 这些蚀变很可能是由深源流体作用引起的, 也是识别成矿前景的重要依据之一。



照片 1 强烈水云母化肉红色花岗斑岩

Photo 1 Strong hydromicization in light red granite porphyry



照片 2 肉红色花岗斑岩中的钠长石碳酸盐化及石英蚀变圈

Photo 2 Carbonatization of albite and alteration around quartz in light red granite porphyry

综上所述,该研究区内热点作用的地球物理证据明显,而且,热点活动的地球化学特征也很清晰,据此可认为,该区不仅存在热点作用,而且,热点作用对该区的铀成矿起到了明显的控制作用。

3 热点模式

依据上述地球物理、地质、地球化学等证据,笔者认为,在研究区的深部可能存在地幔柱。笔者通过综合上述证据,建立了研究区的地幔柱模式(图 5)。

地幔柱可能起源于距地表 2 900 km 的核幔边界,在距地表 670 km 处出现了分枝现象。上述地球物理探测发现的蘑菇状低速体可能是地幔柱的头部

(图 5A)。一般而言,地幔内温度不均匀,温度的变化是由 U、Th、K 放射性衰变产生的,而 U、Th、K 主要来自洋壳和海洋沉积物在汇聚板块边界的俯冲(Hofmann et al., 1997),俯冲到地幔的岩石经去水和重结晶后,在地幔中处于浮力平衡状态可达 10 亿年或更久。在此过程中,长寿命放射性核素衰变产生热,从而温度升高,最终使这些俯冲岩石的密度低于周围地幔,导致其以底辟形式上升。当底辟物(即地幔柱)抵达刚性岩石圈底部时,柱头横向流动延展可达 1 000 km 以上(Schilling, 1991),其横向流动应力引起了岩石圈板块底部破裂,向上,破裂增大,可引起大陆或大洋裂谷。因破裂而发生的减压导致柱头和上覆岩石圈地幔发生大范围部分熔融。此外,被拖曳卷入到地幔柱的软流圈地幔也可能对岩浆有贡献。由此产生的玄武岩浆可侵入到上面的岩石圈地幔和大陆地壳中,还可能喷出地表成为基性火山岩。在物理性状上表现为在地下深部高温、高压环境中,地幔柱以塑性状态存在(即低速高导体),当其上升至地壳内时,因地壳本身与地幔深部相比较,温度和压力明显降低,导致其逐渐由塑性体冷凝成刚性体,表现在地球物理上为高速体(图 5B)。据此识别出了金衢盆地北南两侧的大桥坞和大洲热作用中心(图 5B)。

4 热点对铀成矿的控制过程

地幔上隆为成矿准备了所需的构造条件、岩性条件,更重要的是为成矿提供了大量的热流体,从深层次控制了铀矿田的定位机制。从研究区具体矿床的研究发现,主要铀矿床明显受火山岩相、张性断裂、火山机构和热液蚀变中心(即热作用中心)的联合控制。结合该研究区的热点活动模式,能很好地解释这一点。

首先,该区主要的铀矿床均位于火山岩发育区,从热点活动模式上看,深部基性岩浆向上侵位时与硅铝壳发生重熔,形成了高位酸性岩浆房,当高位酸性岩浆房积累到一定压力时,冲开了上部地层喷发或喷溢到地表,形成了大规模的流纹岩或火山凝灰岩,在火口附近形成了火山机构,在火山活动晚期,随着能量释放,压力降低,岩浆无力冲开上覆地层,形成了酸性侵入岩。这一过程为成矿准备了必要的围岩条件和火山机构。对成矿定位于一定的火山岩区和火山机构就不难理解了。

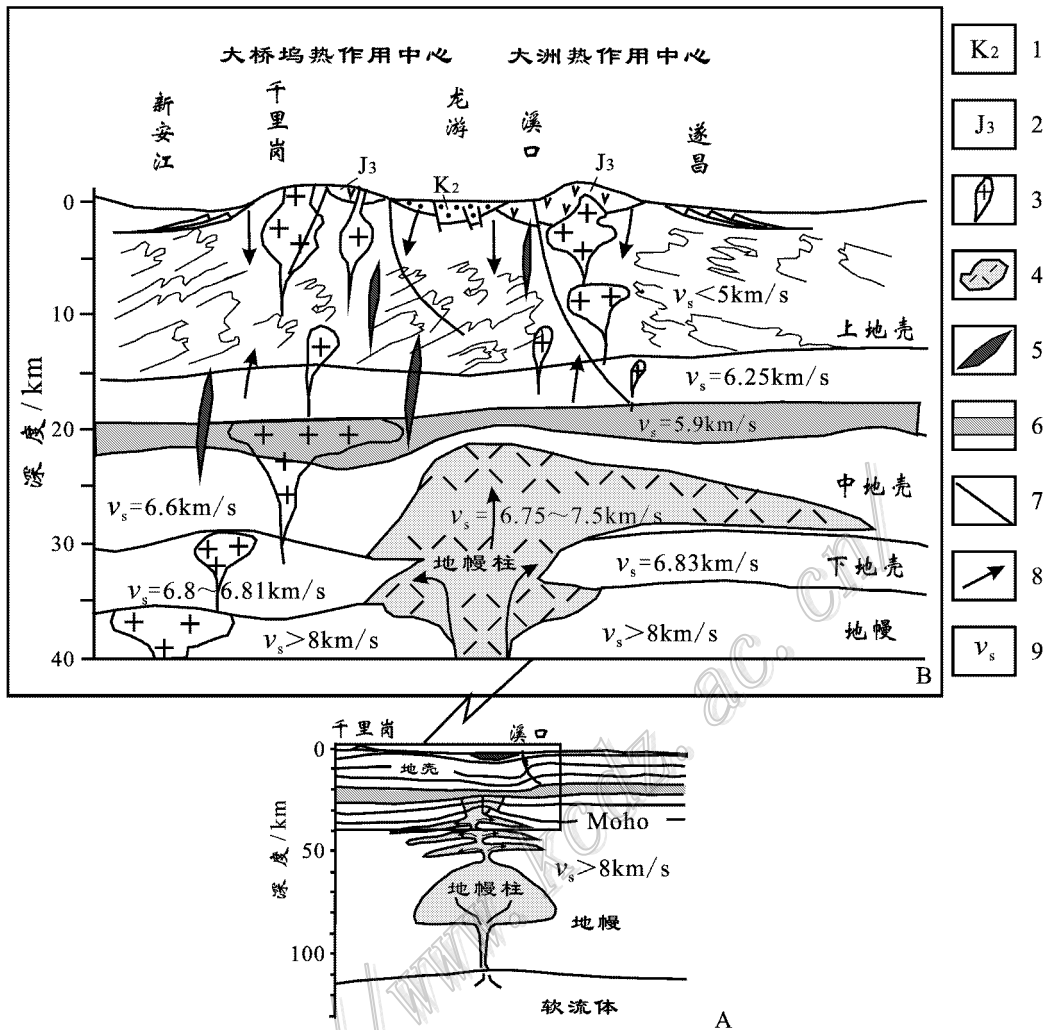


图 5 研究区地幔柱模式

A. 地幔柱深部概念模型；B. 上部地球物理解释模式

- 1—上白垩统砂砾岩；2—上侏罗统凝灰岩；3—酸性侵入岩；4—亚幔柱；5—基性脉岩；6—低速层；
- 7—断裂；8—流体运移方向；9—地震波速（km/s）

Fig. 5 Mantle plume model in the study area

A. Conceptual model of mantle plume at the depth；B. Upside geophysical interpretation model

- 1—Upper Cretaceous gritstone；2—Upper Jurassic tuff；3—Acid intrusive rock；4—Secondary mantle plume；5—Basic vein；
- 6—Low velocity layer；7—Fault；8—Migration direction of fluid；9—Speed of seismic wave（km/s）

其次，在热点活动过程中，带有大量的热流体，造成围岩蚀变，使得围岩中大量的铀活化出来，成为铀矿形成的重要铀源。铀矿床定位于蚀变作用中心（热作用中心）就显得顺理成章了。

再次，地幔柱同时也是地球化学柱，是地球化学环境发生剧烈变化的地带，造成该区温度、压力、酸碱性、氧化还原等条件发生急剧改变，使活动态的铀发生卸载而富集成矿。

最后，地幔上隆导致区域断裂复活和矿区断裂

形成，为成矿提供了相对开启的构造环境，即成矿所需的空间。

总之，地幔柱从铀矿形成的源、运、储和保等各个方面全方位地控制着铀矿的形成。

可以认为，热点成矿模式控制了成矿过程和内在机制，但这只是一个概念模式。该模式虽然不能直接地、具体地指导某一点上小范围内的钻探勘查，但对矿田级的、区域的远景评价则能提供很好的借鉴。目前，大洲地区已发展成为矿田，新路地区虽然

有了明显的突破,但尚未达到矿田级规模。笔者希望通过本文,能为该区铀矿找矿的新突破提供一些帮助。更重要的是,明确该区的铀成矿受热点控制,说明其成矿物质是来源于深部,其深部成矿的可能性大为增加,这对于增强在该区深部找矿的信心是一利好证据,也为决策部门决定是否加大对该区深部勘查的投入具一定的参考作用。

参考文献/References

- 陈跃辉,陈肇博,陈祖伊,蔡煜琦. 1998. 华东南中生代伸展构造与铀成矿作用[M]. 北京:原子能出版社. 153-156.
- 陈肇博. 1982. 华东南中生代火山岩中的铀矿床[J]. 地质学报(3): 235-242.
- 邓家瑞,张志平. 1999. 赣杭构造带区域大地构造背景的探讨[J]. 铀矿地质, 15(2): 71-85.
- 杜乐天. 1982. 花岗岩型铀矿的主要地质规律及成矿模式[A]. 花岗岩型铀矿文集[C]. 北京:原子能出版社.
- 杜乐天. 1988. 幔汁 H-A-C-O-N-S 流体[J]. 大地构造与成矿学, 12(1): 87-94.
- 杜乐天. 1997. 我国地幔流体研究现状与展望[J]. 地球物理学报, 40(增刊): 60-69.
- 韩效忠,刘蓉蓉,刘权,王明太,腰善丛,惠小朝. 2010. 浙江省衢州地区新路火山岩盆地西段铀成矿模式[J]. 矿床地质, 29(2): 332-342.
- 胡绍康. 1982. 华南花岗岩型铀矿化与钨(锡)、铌、钽、稀土矿化的关系[A]. 花岗岩型铀矿文集[C]. 北京:原子能出版社.
- 李子颖. 2006. 华南热点铀成矿作用[J]. 铀矿地质, 22(2): 65-69.
- 刘从强,黄智龙,许成. 2004. 地幔流体及其成矿作用——以四川冕宁稀土矿床为例[M]. 北京:地质出版社.
- 刘正义,韩效忠,高阳,杜乐天,李晓光. 2011. 热液铀矿床铀富集的物理化学条件[J]. 东华理工大学学报, 34(1): 1-10.
- 毛景文,李晓峰,赫英,张荣华,等. 2005. 深部流体成矿系统[M]. 北京:地质出版社.
- 毛孟才. 2002. 赣杭铀成矿带大洲矿田定位条件分析及富大铀矿寻找[J]. 地质找矿论丛, 17(3): 164-168.
- 牛树银,侯增谦,孙爱群. 2001. 核幔成矿物质(流体)的反重力迁移——地幔热柱多级演化成矿作用[J]. 地学前缘, 8(3): 95-101.
- 牛树银. 2008. 幔枝构造与资源环境[M]. 北京:地质出版社. 161-203.
- 邱林飞,欧光习,张建锋,张敏. 2009. 浙江大桥坞铀矿床深部流体作用的地质地球化学证据[J]. 铀矿地质, 25(6): 330-337.
- 丘志力,章邦桐. 1991. 670 矿床多期成矿作用特征及控矿因素研究

- [J]. 中山大学学报(自然科学版), 30(2): 140-149.
- 涂光焯,李朝阳. 2006. 浅谈比较矿床学[J]. 地球化学, 35(1): 1-5.
- 王正其,李子颖. 2007. 幔源铀成矿作用探讨[J]. 地质论评, 33(5): 608-615.
- 张铭杰,王先彬,刘刚. 1998. 中国东部新生代碱性玄武岩的流体组成及碳、氧同位素地球化学特征[J]. 地球化学, 27(5): 452-457.
- 周家志. 1996. 对 670 地区铀成矿的认识[J]. 铀矿地质, 12(1): 17-25.
- 周肖华,严兆彬,胡玉江. 2004. 浙赣中生代火山岩岩相与铀矿床类型研究[J]. 东华理工学院学报, 27(4): 327-332.
- Bailey D K. 1983. The chemical and thermal evolution of rifts[J]. J. Tectonophysics, 94(1-4): 585-597.
- Candela P A and Holland H D. 1968. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic-hydrothermal systems: The origin of copper porphyry-type ore deposits[J]. Econ. Geol., 81(1): 1-19.
- Hofmann C, Courtillot V, Ferroud G, Rochette P, Yirgu G, Ketefo E and Pik R. 1997. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implication for plume birth and global change[J]. Nature, 389: 838-841.
- Mungall J E. 2002. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits[J]. Geology, 30(10): 915-918.
- Neugebauer H J. 1987. Models of lithospheric thinning[J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 15: 421-443.
- Olson P and Singer H. 1986. Creeping plumes[J]. Journal of Geophysical Research, 91: 6367-6374.
- Robb L. 2005. Introduction to ore-forming process[M]. Oxford: Blackwell. 166p.
- Schilling J. 1991. Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges[J]. Nature, 352: 397-403.
- Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region[J]. Australian Journal of Earth Sciences, 44(3): 373-388.
- Solomon M. 1990. Subduction arc reversal and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs[J]. Geology, 18(7): 630-633.
- Taylor S R. 1987. The composition and petrogenesis of the lower crust: A xenolith study[J]. Journal of Geophysical Research, 92(B13): 13981-14005.
- White R and McKenzie D. 1989. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts[J]. Journal of Geophysical Research, 94(6): 7685-7729.