# 邹家山铀矿床深部隐爆角砾岩成因机制及其与铀矿化关系*

# Genetic Mechanism of Cryptoexplosive Breccia at Depth of Zoujiashan Uranium Deposit and Its Relationship with Uranium Mineralization

范洪海[1] 倪 培[2] 王德滋[2] 刘昌实[2] 凌洪飞[2]

（1 核工业北京地质研究院 北京 100029；2 南京大学地球科学系 江苏 南京 210093）

Fan Honghai[1],Ni Pei[2],Wang Dezi[2],Liu Changshi[2] and Ling Hongfei[2]

（1 Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing, 100093, China;
2 Department of Earth Sciences of Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China）

摘 要 系统的野外地质调查、分析测试及流体包裹体研究表明，邹家山富大铀矿床深部发现的隐爆角砾岩与次火山岩具有密切的成因联系， 隐爆角砾岩内存在多相（即气相、液相、固相）、富气相及富液相共存的包裹体群，反映沸腾作用的存在。按形成温度可将流体包裹体划分为三期：第一期的形成温度为 338~416℃，明显高于相山矿田成矿期的温度，属隐爆作用的产物；第二期为 215~248℃，属成矿期的产物；第三期为 171~187℃，是矿后脉体活动的产物。隐爆角砾岩在时空分布上与富铀矿化具有很好的一致性，隐爆作用不仅可以致使铀产生明显的富集，而且还为铀成矿提供了良好的赋矿空间及有利的地球化学环境。

关键词 流体包裹体 沸腾机制 隐爆角砾岩 邹家山铀矿床

前人曾一度认为巴泉爆破角砾岩筒在江西相山铀矿田是唯一的，但 1997 年 3 月笔者在陪同埃及核燃料总署的铀矿地质专家考察邹家山矿床露天采场时，在废石堆中发现了一种呈角砾状的碎斑熔岩，当时在场的中方技术人员意见分歧很大，一部分人认为是构造角砾岩，而另一部分人则认为是隐爆角砾岩。1998 年 11 月及 1999 年 4 月，笔者又先后二次到井下进行实地地质调查，并对所采集的样品进行了系统的分析测试及岩矿鉴定，确认其岩石类型应属隐爆角砾岩。流体包裹体研究结果表明，这类岩石中含有多相（即气相、液相、固相）、富气相及富液相的包裹体群，是沸腾机制下的产物，其成因与次火山岩的侵位关系密切。因此，邹家山矿床深部隐爆角砾岩的发现，对进一步认识该矿床的控矿因素及定位条件具有重要的地质意义。

## 1 地质背景

相山铀矿田位于扬子板块与华夏板块的交接部位、抚州—遂川大断裂的南东侧，北东向中生代赣杭构造-火山岩活动带及近南北向乐安—宁都花岗岩带在此交汇。

邹家山富大铀矿床位于相山塌陷式火山盆地的西缘，由 1、2、3、4、14、及 19 号矿带组成。受 EW 向河元背—凤岗构造断陷带、NE 向邹家山-石洞断裂带（以下简称邹-石断裂）及火山塌陷构造的复合控制。区内断裂构造、火山构造复杂，热液活动频繁。

* 本文得到了“973”项目（编号 G1999043211）和南京大学成矿作用国家重点实验室的资助
第一作者简介：范洪海，男，1963 年生，博士，研究员，主要从事岩石学及铀成矿理论研究。

矿床的地层、岩石由基底和盖层两部分组成。基底为元古宙（Pt）千枚岩、黑云母石英片岩(胡恭任等，1999)；盖层为上侏罗统打鼓顶组、鹅湖岭组中酸性、酸性火山熔岩、陆相碎屑沉积岩，局部夹火山碎屑岩（范洪海，1996）。

## 2 隐爆角砾岩的地质特征

### 2.1 产出部位

隐爆角砾岩的产出部位多种多样，归纳起来主要有如下几种：① 火山管道与周围岩石的接触带，如江西瑞金草桃背隐爆角砾岩主要分布于粗面安山质火山岩颈的四周、与花岗岩的接触部位及其附近的花岗岩体内；② 破火山口内某些构造上脆弱的地带，如放射状、环状断裂发育地区及火山构造与区域性断裂的复合地段；③ 隐伏火山构造的浅部；④ 浅成侵入体或次火山岩体顶部突出部位或某些筒状侵入体内；⑤ 岩墙与断裂的交汇部位；⑥ 区域性断裂带内或其上、下盘一定范围内；⑦ 两组断裂交汇地带或线形断裂转折处（陶奎元，1992）。

邹家山矿床的隐爆角砾岩主要产于邹-石断裂带内或其上、下盘一定范围内。在 3 号矿带 40 米采矿中段发现的隐爆角砾岩就是产于邹-石断裂的上盘近旁。4 号矿带 2 号剖面所揭见的邹-石断裂复杂的分枝现象，很有可能是隐爆作用所致。由于当时这种隐爆角砾岩未被认识 ，在 17 号剖面（邹-石断裂的下盘）所揭见的数段隐爆角砾岩在钻孔地质编录时都作为硅质构造角砾岩加以描述。

### 2.2 形态、产状和规模

隐爆角砾岩的形态一般比较复杂，平面形态主要有：圆形、椭圆形、哑铃状、环状、半环状、脉状、不规则支叉状；剖面形态主要为：筒柱状、漏斗状、不规则状、脉状。邹家山矿床的隐爆角砾岩平面上多呈椭园状或短轴带状；结合 2 号剖面的钻孔资料，在剖面上呈不规则脉状，并以分枝复合的方式产出。其规模不大，多在十到几十米范围内；但不排除向深部有规模增大的可能性。隐爆角砾岩的产状多为贯入式，但它与围岩的接触关系一般是渐变的。由于强烈的震碎作用，与其接触的围岩裂隙尤为发育。

### 2.3 岩石成分及结构构造特征

邹家山矿床隐爆角砾岩的角砾成分主要是碎斑熔岩，偶见流纹英安岩，另见少量基底变质岩岩屑（可能为碎斑熔岩中的角砾）。角砾大小为几毫米至几厘米不等，多为尖棱角状、次棱角状。胶结物以硅质为主，含部分碎斑熔岩细小碎屑（碎粉）。从化学全分析结果可以看出：弱隐爆角砾岩带的 $SiO_2$ 含量为 86.30%，而强隐爆角砾岩带的 $SiO_2$ 含量可达 90.75-91.60%，明显高于正常碎斑熔岩 $SiO_2$ 的含量（表 1）。硅质胶结物明显交代角砾，并可划分为 3 期：早期为白色结晶石英；中期为暗灰色隐晶石英；晚期为白色梳状石英（细脉状）。隐爆角砾岩的构造为斑杂状及网脉状构造。

隐爆角砾岩与正常围岩（$J_3e^2$ 碎斑熔岩）呈渐变接触关系，水平分带明显，从中心向外侧可分为 4 个带：① 强隐爆角砾岩带；② 弱隐爆角砾岩带；③ 硅化岩带；④ 正常围岩愈往中心，隐爆作用愈强，角砾的粒径也就愈小，可拼贴性愈差，胶结物所占比例愈大；而到了硅化岩带，岩性趋于完整，只是发育一些震裂的细小裂隙，有的有少许位移，硅化尤为强烈。

表 1 邹家山矿床隐爆角砾岩主要化学成分（%）及 U、Th 含量（$10^{-6}$）

| 样品号 | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | U | Th |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 99-15 | 86.30 | 7.52 | 0.02 | 0.76 | 0.34 | 0.16 | 0.30 | 2.57 | 4.9 | 7.4 |
| 99-26 | 91.60 | 4.20 | 0.22 | 0.63 | 0.27 | 0.24 | 0.43 | 1.58 | 7.4 | 7.7 |
| 99-27 | 90.75 | 4.97 | 0.22 | 0.63 | 0.27 | 0.10 | 0.30 | 1.72 | 96.8 | 41.7 |

注：化学全分析由南京大学地球科学系中心实验室测试，U、Th 含量分析由核工业华东地质局测试中心承担；99-15 为弱隐爆带，而 99-26、99-27 隐爆作用愈来愈强。

# 3　隐爆角砾岩的成因机制

## 3.1 包裹体的特征

所研究的样品采自弱隐爆角砾岩带、强隐爆角砾岩带及隐爆角砾岩附近的矿石。根据包裹体薄片观察，包裹体的种类大致可以分为 3 类：① 多相包裹体；② 富气相包裹体；③ 富液相包裹体。

(1) 多相包裹体：除含有气相、液相外，还含有结晶质的矿物固相，多为 NaCl 的晶体。包裹体的个体一般在 15~30 μm 之间。它与富气、富液相包裹体常共生在一起，且沿石英斑晶内同一裂隙分布，为沸腾机制下的产物。但由于含有该类包裹体的 99-27 号包裹体片制片存在问题，因此，未能求出它们的均一温度及盐度。

(2) 富气相包裹体：是指气体百分数((V 气泡/V 包裹体)×100%)>50%的流体包裹体。个体一般在 10~25 μm，大小不一，形态各异，多呈球泡状，有的呈棱角园滑的四方形、胶囊状。气液比多在 2/3~4/5 之间，有的几乎为纯气相。主要见于石英斑晶中，多沿裂隙分布。

(3) 富液相包裹体：是指气体百分数<50%的流体包体。一般个体较小，10~20 μm。气体百分数多在 10%~30%之间。常见于石英斑晶中裂隙的两侧。在 XZ9-26 包裹体片中，萤石脉中也见有个体较小的富液相包裹体。

从表 2 可以看出，所测定的流体包裹体分 3 期：第一期的形成温度为 338~416℃，明显高于相山矿田的成矿温度（300~115℃），应为隐爆作用的产物。这一期的包裹体又分两类：即富气相和富液相。富气相包裹体的冷冻温度为-1.3~-0.1℃、盐度 $w(NaCl_{eq})$为 0.2%~2.2.%，而富液相包裹体的冷冻温度为-6.1~-6.0℃，盐度 $w(NaCl_{eq})$为 9.2%~9.3%。反映在同一温度下捕获了不同相比例、不同盐度的流体包裹体，证实沸腾作用的存在。第二期的形成温度为 215~248℃，属成矿期的产物。这一期的流体包裹体具有较高的盐度（$w(NaCl_{eq})$为 4.1%~16.6.%），这与夏林圻等(1992)所测定的结果相一致。第三期的形成温度为 171~187℃，是矿后脉体活动的产物，也具有较高的盐度。但三期流体可能都混入了一定比例的大气降水，因而，总的盐度都不是很高。

表 2　邹家山矿床隐爆角砾岩及其附近矿石中包裹体的均一温度及盐度

| 样号 | 岩（矿）石名称 | 主矿物 | 包裹体 / μm | 气液比 | $t_h$/℃ | $t_{冷}$/℃ | $w(NaCl_{eq})$/% |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 99-15 | 弱隐爆角砾岩 | 石英 | 35 | 1:7 | 215 | -7.4 | 11.0 |
| | | | 14 | 2:3 | 387 | -0.6 | 1.0 |
| 99-26 | 强隐爆角砾岩 | 石英 | 10 | 4:5 | 382 | -0.1 | 0.2 |
| | | | 30 | 1:6 | 348 | -6.1 | 9.3 |
| | | | 18 | 1:3 | 416 | -6.0 | 9.2 |
| | | | 12 | 3:4 | 343 | -1.3 | 2.2 |
| | | | 20 | 2:3 | 338 | -1.2 | 2.0 |
| Xz9-26 | 碎斑熔岩中矿石 | 石英 | 24 | 1:6 | 245 | -12.6 | 16.6 |
| | | | 30 | 1:6 | 246 | -2.5 | 4.1 |
| | | | 12 | 1:3 | 248 | -8.4 | 12.2 |
| | | | 35 | 1:7 | 187 | -6.3 | 9.6 |
| | | | 24 | 1:6 | 171 | -2.2 | 3.7 |

注：表中盐度的换算依据卢焕章等（1990）

## 3.2 成因机制探讨

国内外大量的研究实例表明，火山岩地区的隐爆角砾岩往往与次火山岩具有密切的成因联系。London（1986）认为：岩浆结晶作用的中晚期，残余岩浆继续上升到高侵位位置（多在 800~1200 m 深处），因上负围压骤减，挥发分达到过饱和状态，导致岩浆分离出超临界的气相。在岩浆与流体不混溶阶段的初期，不断生长的石英斑晶可捕获出溶的气相，形成均一温度 480~540℃的气相包裹体；在岩浆与流体不混溶的峰期，均一温度 400~460℃的出溶水质流体发生沸腾作用，产生由高密度液相包裹体和低密度气相包裹体组成的包裹体群，前者在冷却至室温时，形成含有多种盐类子矿物的高盐度液相包裹体。在这一阶段，可能因残余岩浆脉动式上升，造成脉动式沸腾，因而均一温度跨度较大；在岩浆与流体不混溶作用的末期，由于温度下降，体系进入基质熔体结晶状态，晶出许多除石英以外的其它矿物的微晶体，它们与出溶流体（大约 350℃）一起被石英斑晶捕获，形成不均一捕获的多相包裹体。在邹家山矿床 49 线 999.80 m 深处揭见的次花岗闪长斑岩，表明就是其成岩过程中次火山岩浆发生的减压沸腾作用，致使在次火山岩浆的前锋相形成富硅及挥发分的火山气液，并沿邹-石断裂向上运移，从而在邹-石断裂带内及其上下盘的一定部

位隐爆而形成隐爆角砾岩。

## 4 隐爆角砾岩与富铀矿化的关系

国内外大量的矿床实例表明：隐爆角砾岩与许多金属矿产在时空分布及成因上关系密切。美国众多斑岩铜矿及金矿产于隐爆角砾岩筒内(Sillitoe，1985；Carlson，1991)；前苏联的许多铁矿与隐爆角砾岩有关（陶奎元，1992）。隐爆角砾岩与铀矿化的关系也尤为密切，江西的草桃背、福建的 570、湖南的 320 等铀矿床都是定位于隐爆角砾岩筒内或隐爆角砾岩与震碎围岩的接触带。成矿时间基本上与隐爆成岩作用相一致或略晚于隐爆成岩作用时间（陶奎元，1992；王玉生等，1989；肖晋等，1994）。

相山矿田的巴泉铀矿床受爆破角砾岩筒所制约，铀矿化与角砾岩筒在空间分布及成因上相关联❶。铀矿体与岩筒的产状相同，其铀矿化的范围和形态与角砾岩筒基本一致，呈同心筒状。铀矿化依据岩筒的分带可分为 3 种赋存形式：① 在岩筒内部角砾岩带中，矿化主要赋存在角砾之间的胶结物和小的角砾中（40cm 以下）。岩石破碎程度越高，角砾越小，胶结物就越多，矿化也就越好；② 在岩筒外侧的裂隙带中，铀矿化主要沿裂隙充填交代，且呈网脉状、细脉状，范围大致超出角砾岩带几米至几十米；③ 远离岩筒的围岩（变质岩）中，铀矿化则断续分布，且分散、变化大、规模小，一般无工业意义。

本次研究所发现的隐爆角砾岩产于邹家山矿床 3 号矿带的深部，虽然这一部位的隐爆角砾岩本身并不含矿，但结合 2 号、17 号勘探剖面的资料，它与富铀矿化的空间分布具有很好的对应关系，上述地段的铀矿化不但富集程度高，而且品位也比较富。另外，见成矿晚期的萤石脉穿切到隐爆角砾岩中，因此，隐爆角砾岩的形成时间应与成矿作用同步或略早一些。从表 1 可以明显地看出：从弱隐爆角砾岩带到强隐爆角砾岩带铀存在明显的迁移富集趋势。弱隐爆角砾岩带的铀、钍含量分别为 $4.9\times10^{-6}$、$7.4\times10^{-6}$ 和 $7.4\times10^{-6}$、$7.7\times10^{-6}$，这与正常碎斑熔岩的铀、钍含量基本接近；而强隐爆角砾岩带的铀、钍含量为 $96.8\times10^{-6}$、$41.7\times10^{-6}$，大大高于弱隐爆角砾岩带的铀、钍含量。造成这种铀迁移富集的因素主要是由于产生隐爆作用的火山气液是属于深部隐伏的次火山岩的前锋相物质，而次火山岩是一种富铀的地质体。根据刘小于（1991）的测定结果，次火山岩中包裹体的铀含量可达 $8.2\times10^{-6}$,因此,这种富含硅及挥发组分的火山气液也应富含较高的铀。另外,由于这种火山气液处在一种临界或超临界的状态，因此，在火山气液上升的过程中，对周围铀源层（体）中的铀产生强烈的活化转移作用，致使其中的铀不断富集。当隐爆作用发生时，由于强隐爆地带的围岩破碎作用强烈，因此，被火山气液物质胶结的程度就高，那么，铀含量也相对较高。而弱隐爆地带由于隐爆的程度低，火山气液胶结的程度低，铀含量也就相对低。

基于上述地质事实，邹家山矿床隐爆作用对铀成矿的贡献可归纳为：① 属于次火山岩前锋相且富含硅及挥发组分的富铀火山气液处于一种临界或超临界状态，在其上升的过程中，对周围铀源层（体）中的铀产生强烈的浸取作用，致使铀发生明显富集；② 强烈的隐爆作用造成周围围岩强烈震碎，并形成裂隙密集带，从而为铀成矿提供了赋存空间；③ 火山气液在隐爆地带发生的减压、沸腾作用，一方面导致物理化学条件的改变，另一方面，火山气液富含的大量挥发组分对铀产生还原作用，从而造成铀的沉淀、富集，并形成富铀矿体。

致谢：在研究过程中得到了南京大学地球科学系陈培荣副教授、吴树青老师的大力帮助，深致谢忱！

### 参 考 文 献

范洪海. 1996. 邹家山铀矿床成矿条件及找矿方向[J]. 华东铀矿地质，3~4：1~8.
胡恭任，章邦桐，等.1999. 赣中变质岩带 Sm-Nd、Rb-SR 同位素年代研究[J]. 地质论评，45（2）：129~133.
刘小于. 1991. 大陆中酸性火山岩的成因演化与铀成矿作用[博士论文][D]. 核工业北京地质研究院.
陶奎元. 1992.火山岩地区工作方法与找矿思路[M].北京：地质出版社.
王玉生，李文君，郑胜昌，等. 1990. 570 矿床控制因素及富矿形成条件[J]. 铀矿地质， 6（1）：1~9.
肖晋，郑福瑞，韩兰生. 1994.320 铀矿床隐爆成矿特征及其找矿意义[J]. 铀矿地质，10（5）：285~293.
夏林圻，夏祖春，张诚等. 1992. 相山中生代含铀火山岩岩石地球化学[M]. 北京：地质出版社.
Carlson C A. 1991. Spatial distribution of ore deposit[J]. Geology,19(2):107~110.
London D. 1986. Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments[J]. Am.Miner. ,71:376~395.
Sillitoe R.H. 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic areas[J]. Economic Geology, 80 (6)： 1467~1514.

❶ 刘学斌, 等. 1980. 巴泉爆发角砾岩筒铀矿床. 内部资料.