

## 尼日尔特吉达地区砂岩中铀的热流体成矿作用

聂逢君<sup>1)</sup>, 林双幸<sup>2)</sup>, 严兆彬<sup>1)</sup>, 饶明辉<sup>1)</sup>, 杨永纪<sup>2)</sup>, 张成勇<sup>1)</sup>, 严永杰<sup>1)</sup>

1) 东华理工大学核资源与环境工程中心, 江西南昌 330013;

2) 金兴矿业股份有限公司, 北京 100082

**摘 要:** 通过野外详细地质调查、钻孔观察、岩芯编录、地质现象素描等方法, 结合室内工作及前人的研究成果, 对非洲尼日尔共和国特吉达地区的铀矿化的研究成果显示, 特吉达地区砂岩中铀主要为热流体成矿, 与前人的氧化带成矿作用认识完全不同。区内主要含矿目的层(白垩世早期阿萨乌阿组)为中粒—中粗粒石英砂岩、长石石英砂岩, 多数含砾。根据阿萨乌阿组砂岩的磨圆、分选好和发育向上变粗序列以及冲洗交错层理等特征确定, 阿萨乌阿组形成于湖滨浅湖砂坝沉积。电子探针成分和背散射电子图像分析表明: 铀矿物主要为沥青铀矿、铀石、吸附铀等, 沥青铀矿和铀石常紧密共生, 呈粒状、微脉状或浸染状, 伴有较强的铜矿化。热流体蚀变形成的方解石、棕色方沸石、绢云母等大量出现, 它们与铀成矿关系密切。成岩期的菱铁矿在后来的氧化中形成赤铁矿/针铁矿(褐铁矿)化。根据与方解石共生的白云石的摩尔数计算的方解石的形成温度表明, 最高温度为 385 °C, 最低为 178 °C, 平均为 251~300 °C。

**关键词:** 砂岩; 铀; 热流体; 特吉达; 尼日尔

中图分类号: P611.13; P619.14 文献标志码: A 文章编号: 1006-3021(2010)06-819-13

## Hydrothermal Mineralization of Uranium in Sandstone, Teguida, Niger

NIE Feng-jun<sup>1)</sup>, LIN Shuang-xing<sup>2)</sup>, YAN Zhao-bin<sup>1)</sup>, RAO Ming-hui<sup>1)</sup>,  
YANG Yong-ji<sup>2)</sup>, ZHANG Cheng-yong<sup>1)</sup>, YAN Yong-jie<sup>1)</sup>

1) Nuclear Resources and Environmental Engineering Center, East China Institute of Technology, Nanchang, Jiangxi 330013; 2) Jinxing Mineral Industry Co. Ltd., Beijing 100082

**Abstract:** Based on geological survey, core observation and documentation, the authors have found that the uranium mineralization related to hydrothermal fluids in the Teguida ore deposit of Niger is genetically quite different from previous researchers' assumption. The target layer sandstones for mineralization were deposited from the lacustrine beach or shallow lake. Sandstones assume conglomeratic characteristics and are well sorted and rounded, with upward coarsening sequence and wash cross-bedding. Electron microprobe analyses show that uranium minerals mainly occur as pitchblende, coffinite and absorption and are granular, tiny veinlike and disseminated in form, associated with copper mineralization. Calcitization, analcinitization and sericitization in the mineralized sandstone are closely related to uranium. The diagenetic siderite was altered into hematite and goethite during later oxidation. According to the dolomite molecular numbers in cogenetic calcite, the carbonate mineral temperature should range from 178 °C to 385 °C, averaging 251~300 °C.

**Key words:** sandstone; uranium; hydrothermal fluids; Teguida; Niger

尼日尔自 1956 年开始铀矿勘探以来, 在其北部地区的阿加德兹(Agades)盆地内发现了一批规模可观的砂岩型铀矿床, 目前已经探明铀矿储量大于 32 万吨, 居全球排名第五。尼日尔 2004 年的铀产量为

本文由国家自然科学基金项目(编号: 40972067)资助。

收稿日期: 2010-03-20; 改回日期: 2010-04-27。责任编辑: 闫立娟。

第一作者简介: 聂逢君, 男, 1962 年生。教授, 博士。铀矿地质与沉积地质学。通讯地址: 330013, 江西南昌市广兰大道 418 号。电话: 0791-3898009。E-mail: niefj@263.net。

3245 吨, 居世界产铀第四(IAEA, 2005 红皮书)。

尼日尔的铀矿床主要分布主要集中在阿尔利特断裂的两侧, 分成三个区域: 阿尔利特(Arlit)、依姆拉伦(Imouraren)、特吉达(Teguid)。阿尔利特地区共有 5 个矿床, 产于下石炭统塔拉特(Tarat)砂岩和盖祖曼(Guezouman)砂岩中(Turpin et al., 1991); 伊姆拉伦地区仅有 1 个矿床, 产于上侏罗统顶部的奇雷兹林(Tchirezrine) 砂岩中; 特吉达地区也是 1 个矿床, 由三个矿体组成(G 矿、T 矿、IR 矿), 产于下白垩统底部的阿萨乌阿(Assaouas)砂岩中。

### 1 区域地质特征

特吉达地区位于尼日尔共和国中部阿加德兹省阿加德兹市北西(图 1), 有沙漠公路与阿加德兹市及阿尔利特市相连。距首都尼亚美的直线距离约 800 km, 公路交通约 1100 km。

由图 1 可知, 研究区位于非洲伊勒姆大型盆地东北部阿加德兹地块中, 伊勒姆登盆地为被古老结晶地块所环绕的大型中间地块上不对称的内克拉通盆地。古老结晶地块主要分布在伊勒姆盆地的北、东、南侧, 呈“U”字型向西敞开环绕分布, 盆地西部通过加奥地堑与阿德尼盆地相连。由于东北部阿伊尔地块向西和西南方向的持续挤压和垂直隆升作

用, 致使盆地持续向西南方向掀斜, 并产生海退沉积序列(Bowden et al., 1981)。盆地北东侧出露侵蚀区的前寒武系, 古生代的志留系、泥盆系、石炭系、二叠系, 中生代的侏罗系和下白垩统陆相及上白垩统海相地层。

区域上由于北东向和东西向的构造分割, 致使盆地内的主要构造线方向为近北西 - 南东向和靠近阿伊尔地块的近南北向展布, 并且由于边缘地块的抵触形成了阿加德兹和达梅尔古山前凹陷盆地(Bigotte et al,1968)。

阿加德兹地块受近 SN 向阿尔利特断裂和马达维拉断裂影响, 呈现东西构造差异, 阿尔利特断裂东侧, 主要出露有结晶基底前寒武纪地层和古生代、中生代地层, 岩浆岩呈环带状出露。西侧(特吉达地区)主要出露中生代、新生代地层, 缺失老地层, 地表不见岩浆岩, 但有后期 NEE 向和 NW 向断裂活动。NEE 向断裂活动在特吉达地区表现为“堑垒式”的断背斜和断向斜相间出现, 构成了特吉达铀矿成矿区的主要构造格局。

### 2 含矿目的层特征

尼日尔的铀矿主要集中在阿尔利特大断裂两侧, 特吉达铀矿床位于阿尔利特大断裂上盘(西盘)。特吉

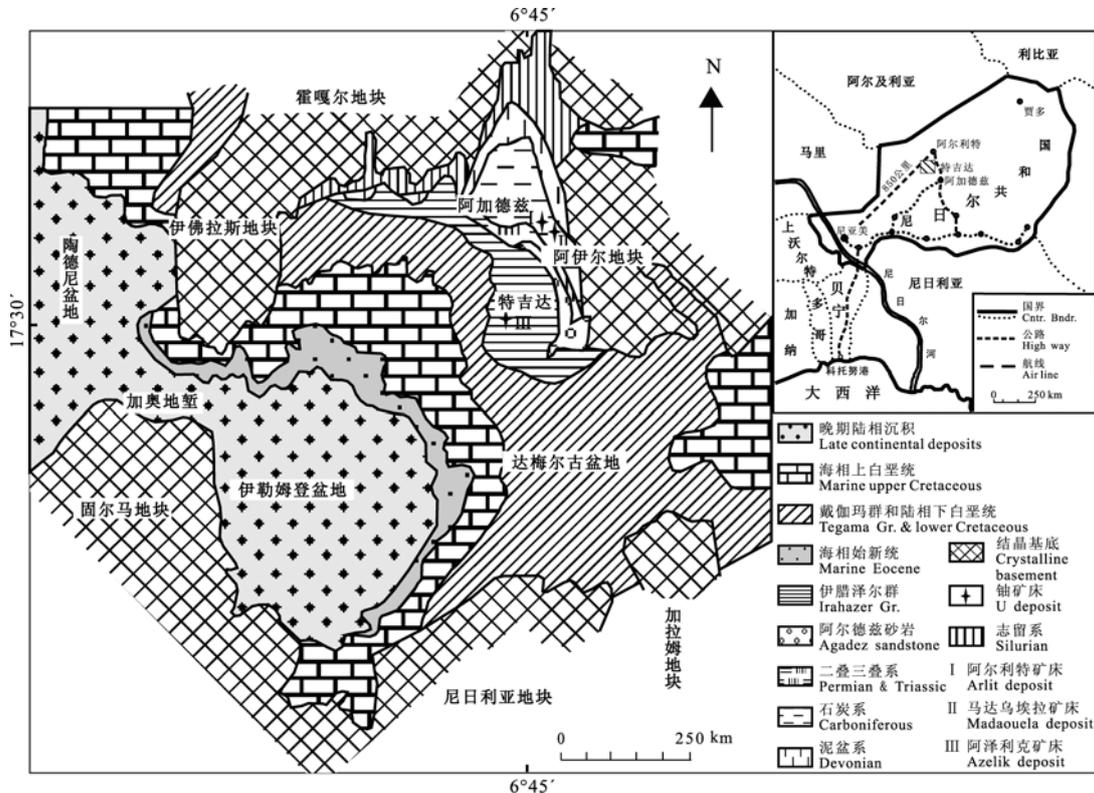


图 1 尼日尔特吉达铀矿大地构造位置图  
Fig. 1 Geotectonic location of the Teguida uranium deposit in Niger

达 IR、G、T 铀矿床含矿层位大致相同，均为下白垩统的伊腊泽尔群中的阿萨乌阿组砂砾岩，尤其是底部的砂岩。伊腊泽尔群由三个组组成，下部为阿萨乌阿组、中部为伊腊泽尔组、上部为戴加玛组。阿萨乌阿组在全区出露面积有限，总厚度 0~20 m 不等。除 IR 矿床埋藏地下的外，G、T 矿床阿萨乌阿组主要围绕背斜核部四周出露，岩性为含砾砂岩、泥岩，含砾砂岩为区内主要含矿层。

阿萨乌阿组为一套湖相砂坝砂体，厚度不大，0~20 m，但分布稳定，是区内很有找矿潜力的目的层。在 T 矿露头剖面上(图 2，详见下段描述)，下部是侏罗系奇雷兹林方沸石砂岩，含矿层为向上变粗序列的含砾粗砂岩，地表见大量的次生铀矿物。矿层之上为伊腊泽尔组泥岩和细砂岩，发育沙纹层理，沿层理面发育遗迹化石和软变形。伊腊泽尔组主要为红色致密泥岩、粉砂岩、细砂岩，厚 200 m，其底部为底砂岩，厚 7 m。部分地区底砂岩划为阿萨乌阿组，有铜矿化，厚 < 15 m。上部为有明显的不整合的戴加玛组，底部为砾岩和含砾砂岩，向上为波状层理(“波状纹”)砂岩，发育包卷层理，顶部于探槽中见铀、铜矿化，局部见粘土岩，厚约 300 m。在研究区的东南角，戴加玛组为一套灰黄色的含砾砂岩与泥灰岩，泥灰质砾岩及具波状交错层理的砂岩互层，见硅化木和结核等。

T 矿露头剖面的详细描述：

‘水平层理/波状层理灰黑色硅质页岩夹灰黄色钙质页岩，水平层理与波状层理发育，虫管沿层理发育，水较深；

灰黄色细砂岩波状沙纹层理发育；

紫红/灰黄色泥岩，较纯，出露水平宽度约 600 m，地层厚度约 100 m；

T 矿剥土坑处灰黄、灰绿色粗砂岩及含砾砂岩，上部矿层绿色，含次生铜矿物(孔雀石、铜兰等?)，矿层之上为约 40 cm 厚的灰绿色泥岩；下部矿层为含砾粗砂岩，沿层理或穿切层理见大量的次生黄色铀矿物，厚度 2 m；上下矿层间夹灰色泥岩，含紫红色铁质团块和条带；

灰色、深灰色夹灰白色方沸石钙质砂岩(矿层底板)，中粒，胶结紧密，表面风化呈瘤状(1~2 cm)，另见灰白色球状方沸石颗粒；

灰白色中细粒砂岩，分选磨圆较好，风化强烈，地表疏松；

淡紫红色中粒砂岩，主要为石英长石，长石蚀变强烈，砂岩中发育大断裂，走向 80°；

背斜两侧，紫红色中粗砂岩，发育槽状交错层理，核部突出于地表；

与背斜相伴的向斜，岩性同 ；

背斜核部，灰黄色砾岩、含砾砂岩夹部分泥岩、泥灰岩，较疏松，分选磨圆差，大型槽状交错层理发育；

向斜：核部砂岩，两翼砾岩；

11 背斜：核部砾岩，两翼砂岩；

12 向斜：核部砂岩，两翼砾岩，砂砾岩。

镜下观察结果：阿萨乌阿组为一套粗粒或不等粒砂岩，有的含砾，上部有部分泥晶灰岩、钙质泥岩和砂质菱铁矿岩。后遭受强弱不同的碳酸盐(方解石)化和方沸石化以及菱铁矿的褐铁矿(针铁矿、纤铁矿)

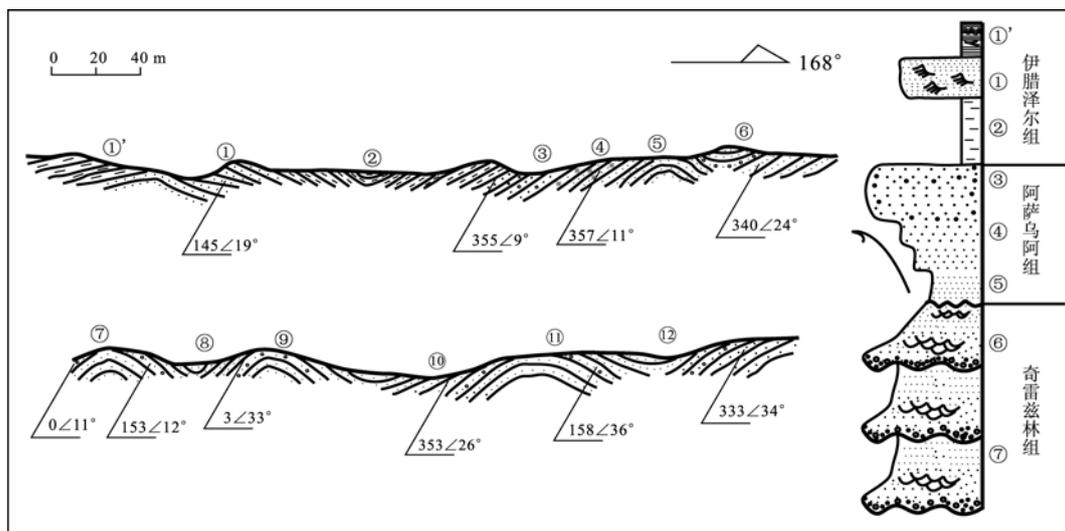


图 2 特吉达地区过 T 矿体露头信手剖面图

Fig. 2 Sketch profile for the outcrop of the uranium ore body in T deposit, Teguida area

化。从碎屑成分上,主要为石英砂岩和长石石英砂岩,次为长石砂岩,磨圆度好,为圆状和次圆状。胶结物有三种:无色和棕红色方沸石、方解石和菱铁矿。胶结类型以接触式胶结为主,次为孔隙式胶结。砂岩具不等粒砂状结构,粒度分布存在两个明显的集中区,即具有双众数分布特点。粗粒的多在 0.5~1.5 mm,细粒在 0.05~0.3 mm。碎屑成分中石英+硅质岩屑(石英岩)占 80%,长石 20%,且以微斜长石为主,斜长石为次。

### 3 铀矿床与铀矿物特征

#### 3.1 分析测试方法

样品采自尼日尔特吉达铀矿的 G 矿、T 矿和 IR 矿三个矿体。G 和 T 矿的样品主要是地表露头样,IR 矿的样品为钻孔岩芯样。所有的样品均运回国内分析测试。电子探针和稳定同位素分析在东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室完成,样品经镀膜处理后,在 Inca ENERGY 能谱和 JXA-8100 电子探针上分析测试,实验条件为:加速电压 15.0 kv;探针速流 20 nA;电子束斑 2  $\mu\text{m}$ 。

#### 3.2 铀矿床特征

G 矿体埋深从地表向 SW252°方向逐渐加深至 70 m,产状 252° $\angle$ 4°左右。矿体呈层状、似层状,少数剖面相邻钻孔间地层位置错落较大,推测是断层造成的。在 G 矿地表露头观察剖面上,阿萨乌阿组含矿层之下为奇雷兹林组砂岩,砂岩中发育棕红色-紫红色的铁质、钙质脉体,地表坚硬突出,呈网络状垂直层面,脉体宽度 2~4 cm。矿体中,铀含量高处,通常出现含铜细脉。G 矿主矿体长约 225 m,宽约 550 m,品位 0.167%,厚度 2.89 m。其余单个矿体为多孔或单孔控制,规模一般长 30~150 m,宽 10~30 m,平均厚度 2.21 m,平均品位 0.157%。

T 矿矿体埋深从地表向 NW342°方向倾斜逐渐加深至 155 m,产状:342° $\angle$ (4°~5°)。与阿萨乌阿组砂岩产状基本一致。矿体呈似层状、透镜状。在 T10 号勘探线剖面上,矿体沿 NW 方向埋深逐渐加大,且呈断续的似层状。矿体分散,规模小-中等,数量多,共 67 个矿体,无主矿体,一般长 175~180 m、宽 120~230 m,平均品位 0.142%,平均厚度 1.91 m。

IR 矿位于阿泽里克背斜 T 矿的北部,矿体埋深大多数在 190~200 m 范围内,呈层状,近乎水平,走向 NNW,微西倾,倾角 < 1°,空间分布较稳定。两个主要矿体,规模大,一个长约 650 m,倾向宽约 750 m,品位 0.160%,厚度 1.93 m;另一个长 550 m,

宽 750 m,品位 0.137%,厚度 2.3 m。

图 3 为尼日尔特吉达地区三个铀矿床局部矿体的特征。在空间上,三个矿体呈板状,或透镜状等,矿体下部为侏罗系-二叠系地层(J-P),主要是阿加德兹群和伊泽固安达群的砂岩、泥岩。含矿地层是阿萨乌阿组的含砾粗砂岩,矿体之上是伊腊泽尔厚层泥岩(K<sub>1</sub>)。

#### 3.3 铀矿物特征

特吉达铀矿床中铀主要以独立铀矿物的形式存在,但不同层位中铀矿物的种类和组合不一样。阿萨乌阿组含矿目的层中,铀矿物主要为沥青铀矿和铀石,在地表条件下,沥青铀矿等又氧化为黄色的次生铀矿、铀云母一类的矿物。

##### 沥青铀矿+铀石

沥青铀矿和铀石常紧密共生,主要产出于阿萨乌阿组的蚀变岩石中,呈粒状或微脉状,经常出现在蚀变形成的方解石或棕色方沸石中。图 4A(电子探针背散射图像,下同)中,沥青铀矿产于方解石胶结物中,尤其是左边中部,沥青铀矿以细脉状与方解石交生在一起,右下部见黄铜矿颗粒。图 4B 中,沥青铀矿和方解石产于碎屑颗粒间的缝隙中,大小约 100  $\mu\text{m}$ ,有些沥青铀矿颗粒产于方解石胶结物的边缘。在另一些薄片,沥青铀矿产于碎屑颗粒间呈微脉状,大小为 5  $\mu\text{m}$ ×70  $\mu\text{m}$ ,与砂岩中的褐铁矿胶结物紧密共生。图 4C 中,沥青铀矿和铀石同时产于棕色方沸石中的自然铜周边,铀矿物和铀石显然晚于自然铜形成,方沸石呈连片状充填在碎屑颗粒组成的空隙间,它可能晚于或与自然铜同时形成。图 4D 中,方沸石呈球粒状,大小在 0.8~1 mm 之间,早期沥青铀矿和铀石呈微细网脉状产于棕色方沸石中部,晚期呈细粒状产于方沸石的外圈内,与方沸石交替生长。图 4E 中,沥青铀矿呈分散的颗粒状分布在白云石中,大小为 0.01~0.02 mm 之间,方解石与白云石以胶结物的形式分布在颗粒空隙间,二者紧密共生。图 4F 表明,铀石以细脉状分布在方沸石边缘,或方沸石的裂隙中,或与方沸石交织共生,说明铀石与方沸石同时,或稍晚沉淀。

##### 次生铀矿物

铀云母为次生铀矿,地表呈鲜亮的黄色,顺层理或穿层理分布于含砾的粗砂岩中,可能为沥青铀矿地表风化的产物(图 4G, T 矿地表露头),与赤铁矿共同充填在胶结物中。在 G 矿露头剖面上,黄色的次生铀矿分散在砂岩中,另见团块状或短脉状深蓝色铜矿物分布在粗砂岩中(见图 4H),同时也见较多

的赤铁矿分散在砂岩的胶结物中。

### 4 热流体蚀变作用

砂岩中如果赋存铀矿床很容易让人们想到要么是潜水氧化,要么是层间氧化作用形成的砂岩型铀矿床,如古潜水氧化成因的外乌拉尔的达尔马托夫矿床,近代潜水氧化成因的蒙古哈拉特矿床和古潜水叠加层间氧化成因的蒙古那尔斯矿床(陈祖伊, 1999),以及在层间氧化带中成矿作用是含铀含氧流体在还原环境中溶解状的六价铀还原成四价铀而沉淀、富集而成(颜蕊等, 2009),如新疆 512 矿床的(高柏等, 2006)。尼日尔特吉达地区的铀矿虽然赋存在砂岩中,但成矿作用与传统的观点完全不同,表现出热流体成矿作用的特征。高宝珠等(2009)分析了奥陶系各组地层的岩石化学特点来探讨了天津地区地热水的影响因素。李兆鼎(1997)系统分析了中国热流体成因的金矿蚀变带和成矿物理化学条件。夏毓亮等(2008)利用 U-Pb 同位素技术研究了中国古老地

块上的铀矿床,指出它们受到了后期(热流体)的叠加改造作用。

经薄片观察和电子探针分析得出,特吉达地区铀矿石中铀矿物主要是沥青铀矿和铀石。沥青铀矿和铀石多呈微脉状或星点状分布在方解石、棕色方沸石中(图 3)。由镜下观察得知,含矿砂岩中发育大量的热液蚀变矿物,如碳酸盐(方解石和白云石)、方沸石、绢云母等,他们与铀矿物在空间和时间上密切相关。砂岩中以胶结物形式出现的针铁矿(或褐铁矿),有些还保留了菱铁矿的菱形外貌,推测是由菱铁矿地表风化所致。

#### 4.1 碳酸盐(方解石和白云石)化

碳酸盐化是研究区含矿砂岩中最强的一种热液蚀变,多数样品都有强的碳酸盐交代,交代形成的碳酸盐矿物晶粒大,干净,可以包裹砂屑,最大的可达 5~6 mm,有些方解石与蓝铜矿紧密共生(图 5A)。砂岩中方解石有时穿插,或包裹方沸石(图 5B),有时与方沸石交替生长形成球粒状(图 5C),从图中

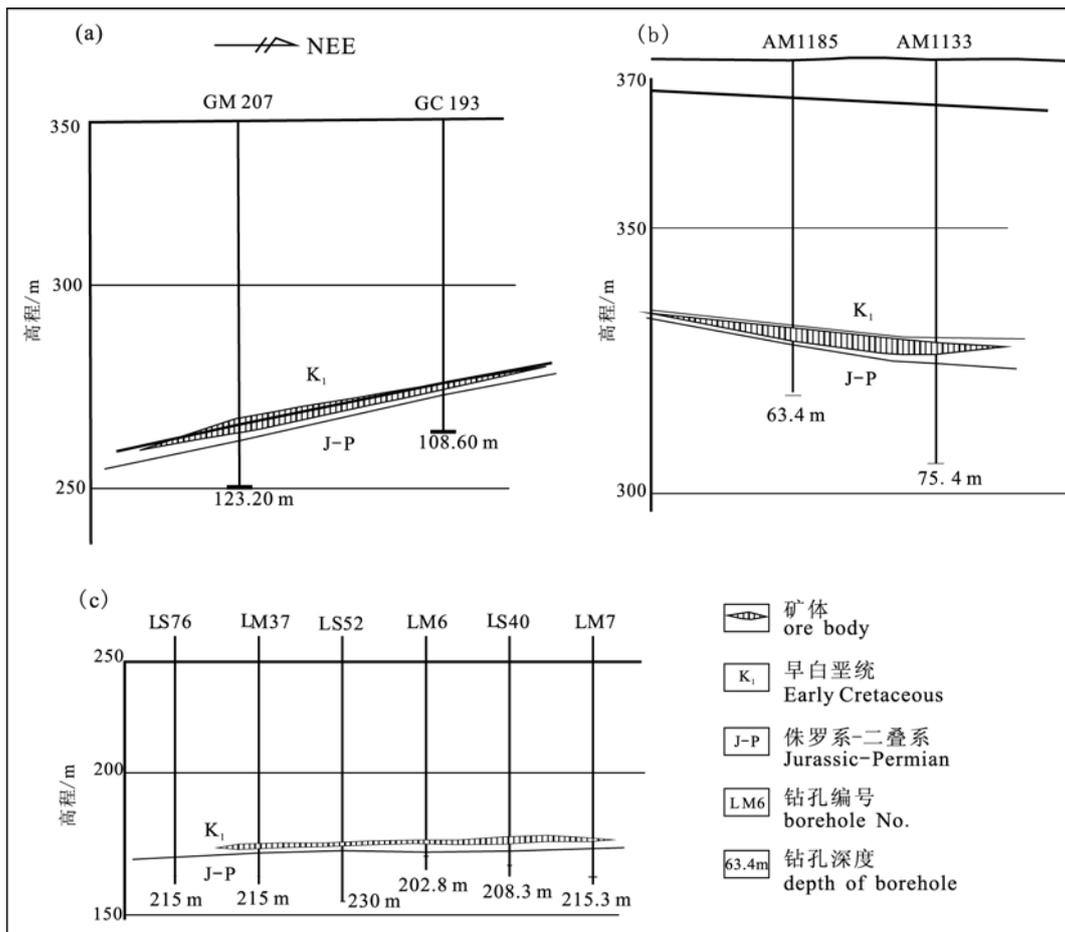


图 3 尼日尔特吉达地区矿体地质剖面图

Fig. 3 Geological profiles of uranium ore bodies in Teguida area, Niger

a-G 矿 G0 号勘探线地质剖面图; b-T 矿 T43A 号勘探线地质剖面图; c-IR 矿 1 号勘探线地质剖面图  
 (a)-the geological profile for exploration line G0 in G deposit; (b)- the geological profile for exploration line T43A in T deposit;  
 (c)the geological profile for exploration line 1 in IR deposit

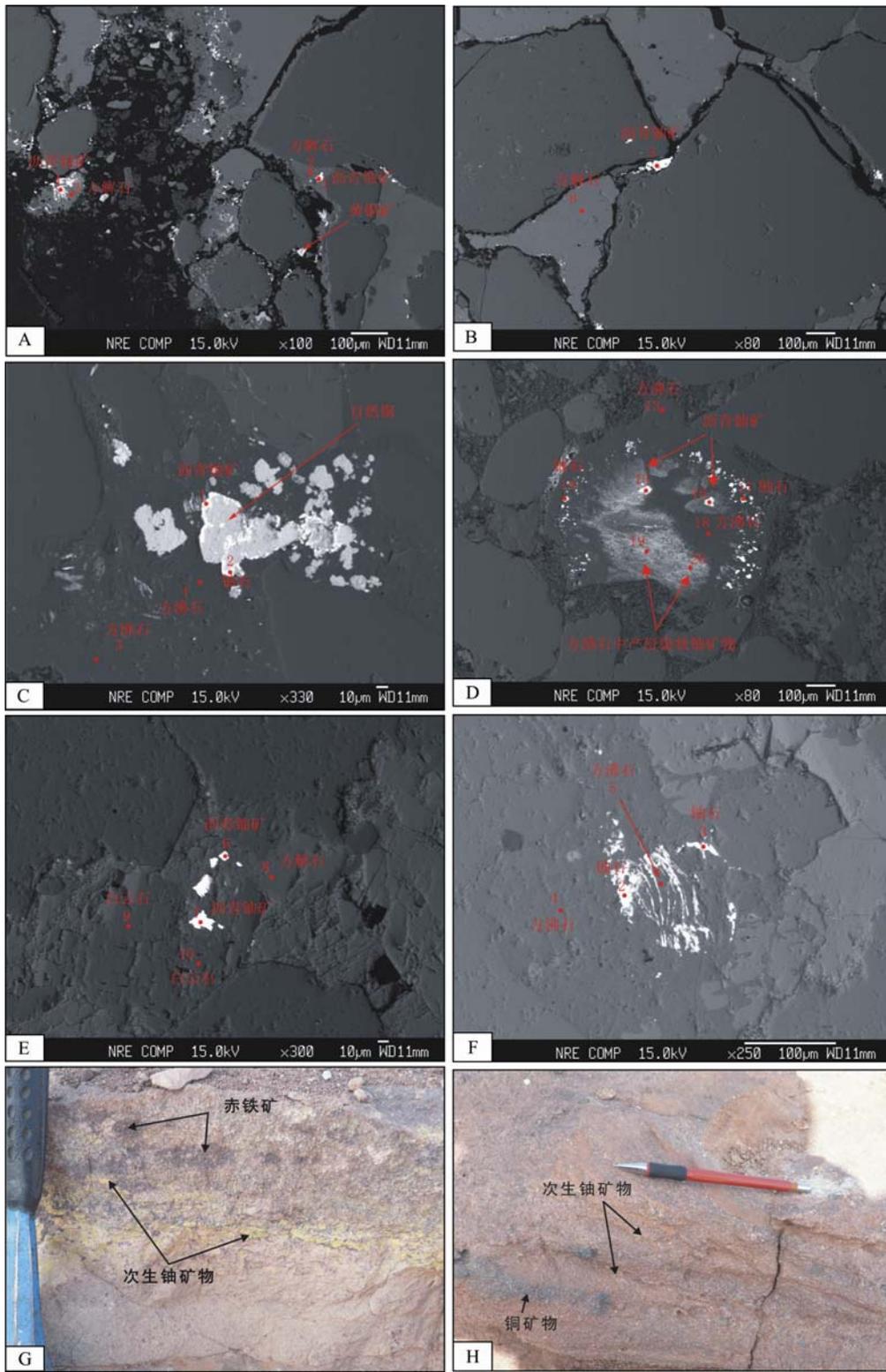


图 4 特吉达矿区铀矿物背散射电子图像与矿化露头

Fig. 4 BSE of uranium minerals and outcrops of mineralization in the Teguida ore district

A-沥青铀矿产于方解石中, T-11-10, G 矿; B-沥青铀矿与方解石充填孔隙, T-11-10, G 矿; C-沥青铀矿、铀石被自然铜包裹, 或产于自然铜边缘, T-13-9, IR 矿; D-方沸石中心铀矿物呈微脉状, 边缘沥青铀矿和铀石呈微粒状, T-13-9, IR 矿岩芯; E-粒状沥青铀矿产于方解石中, T-13-5, IR 矿岩芯; F-铀石呈微脉状或粒状产于方沸石中, T-13-5, IR 矿岩芯; G-沥青铀矿地表氧化为次生铀矿物(铀云母?), T 矿地表露头照片; H-含矿粗砂岩中的铜矿化脉(深蓝色)与亮黄色次生铀矿物共生, G 矿地表露头照片

A-pitchblende in calcite, T-11-10, G ore deposit; B-pitchblende and calcite filling pore, T-11-10, G ore deposit; C-pitchblende and coffinite wrapped in native copper or occurring on the margin of native copper, T-13-9, IR ore deposit; D-Micro-vein uranium minerals at the center of analcite, and micro-granular pitchblende and coffinite on the margin, T-13-9, IR ore deposit; E-pitchblende in calcite, T-13-5, IR ore deposit; F-granular and micro-vein coffinite in analcite, T-13-5, IR ore deposit; G-secondary uranium minerals in outcrop, T ore deposit; H-copper mineral veins (dark blue) and bright yellow secondary uranium minerals, G ore deposit

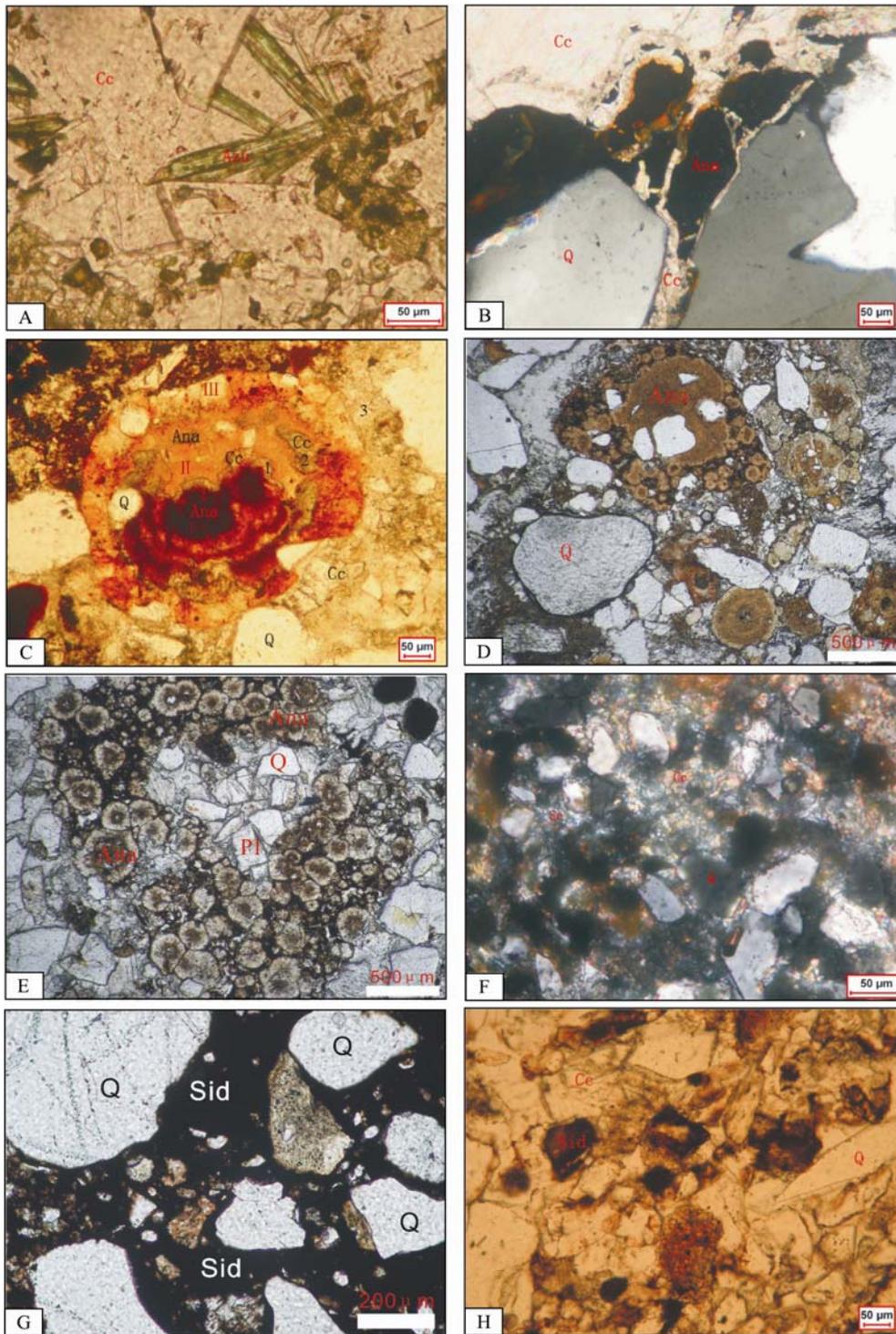


图 5 特吉达铀矿化区热流体蚀变镜下特征

Fig. 5 Hydrothermal fluid alterations under microscope in the Teguida uranium deposit

A-砂岩中方解石(Cc)包裹蓝铜矿(Azu), T-30-5, 10×10(-); B-方解石(Cc)包围或切穿方沸石(Ana), T-11-10, 10×10(+); C-棕红色球粒状方沸石(Ana)包裹着碎屑石英(Q), 方沸石与方解石呈同心环状交替出现, T-13-5, 10×10(-); D-棕黄色大小不等的圆粒状方沸石集合体(Ana)包裹着石英颗粒, T-05-2, 10×10(-); E-中粗粒砂岩中棕黄色球粒状方沸石集合体包围着砂屑, T-11-2, 10×10(-); F-碳酸盐化极细砂岩, 左侧为斑块状绢云母(Se), T-01-6, 10×10(+); G-菱铁矿(Sid)胶结的细砂岩中菱铁矿被氧化析出铁质, T-11-3, 10×10(-); H-砂岩中菱形状菱铁矿(Sid)呈分散状分布在不等粒砂岩中, T-13-6, 10×10(-); (-)为单偏光, (+)为正交偏光。

A-calcite enclosing azurite, T-30-5, 10×10(-); B-calcite enclosing or cutting through analcite, T-11-10, 10×10(+); C-brown granular analcite enclosing quartz, analcite and calcite alternating concentrically, T-13-5, 10×10(-); D-brown yellow analcite enclosing quartz, T-05-2, 10×10(-); E-brown yellow analcite enclosing sands, T-11-2, 10×10(-); F-sericite in carbonated fine-grained sandstone, T-01-6, 10×10(+); G-oxidized siderite in fine-grained sandstone, T-11-3, 10×10(-); H-rhombic siderite scattered in inequigranular sandstone, T-13-6, 10×10(-); (-)plane-polarized; (+)crossed-polarized

可以看出,成矿过程中至少有三次方沸石与三次方解石交替。部分含矿砂岩中方解石不仅可以把原有的胶结物交代殆尽,而且强烈溶蚀交代碎屑矿物,使原来的接触式胶结或孔隙式胶结变为碎屑在方解石中呈悬浮状的镶嵌式胶结,碎屑粒度变小,而且由原来的次圆状,次棱角状变为棱角状,有的形成港湾状。从方解石脉体相互穿插关系看,最少有三次碳酸盐化作用。白云石在部分含矿砂岩中也有出现(图4E)。碳酸盐的沉淀生长至少有三次高峰期,但大规模碳酸盐沉淀,比棕色方沸石稍晚,两者应是同期不同阶段的产物。

#### 4.2 棕色方沸石化

研究区中,有两种方沸石,白色和棕(红)色。沉积成岩过程中形成的方沸石一般无色或带很浅的淡黄色,呈胶状或薄膜状,为砂岩的主要胶结物,或称方沸石岩。热液交代作用形成的方沸石则呈深浅不同的棕色甚至棕红色,除部分呈脉状,胶状外,更多的是圆粒状(图5C、5D、5E)。一般在砂岩中少见脉状,呈脉状时方沸石呈红色,其中含有尘点状赤铁矿,即为在露头上常见的所谓铁质脉体,它实则是方沸石与赤铁矿的混合物脉体。在棕色方沸石中颜色越红,里面的尘点状赤铁矿越多。圆粒状棕色方沸石的形成生长多数有个核心,如方解石、褐铁矿或碎屑矿物均可作为核心出现。圆形棕色方沸石大小变化较大,小的一般在0.1~0.5 mm,大的可达1~1.5 mm。有些砂岩中,由于成矿流体的成分和性质发生变化,形成的棕色方沸石出现不同颜色的环带。除圆形棕色方沸石外,它也形成斑块状,星散状分布并常被方解石脉所切割(图5B)。

#### 4.3 绢云母化

研究区的部分含矿层砂岩中见水云母—绢云母化,特别是有褪色现象的样品中,如样品T-01-6和T-02-1。多数由胶结物中泥质成分蚀变而来,有定向排列,如样品T-02-2, T-04-1;亦可见由斜长石蚀变而来,如样品T-13-9。T-01-6号样是被强烈碳酸盐化的细粒长石砂岩。绢云母一般呈小鳞片状,见不到解理,干涉色低(一级灰)(或称伊利水云母?),鳞片大时可见解理,干涉色一级顶至二级中、下部。样品中水云母较大鳞片宽0.005 mm,长0.025 mm,可见解理(图5F)。可见条块状或斑块状,往往与赤铜矿和黑铜矿在空间上有密切的关系。绢云母集合体被碳酸盐交代,同时也见碳酸盐脉切穿水云母条块,因此,绢云母比碳酸盐化稍早。

#### 4.4 赤铁矿化/褐铁矿化

特吉达矿床中,铀矿物与含铁矿物,赤铁矿和褐铁矿密切相关,在露头上,赤铁矿与次生铀矿物共同出现在含矿砂岩的胶结物中(图4G和4H)。在T矿的露头上见大量的赤铁矿/褐铁矿脉体穿插含矿砂岩(图6A)。在IR矿的岩芯中也见赤铁矿/褐铁矿条带中铀含量很高(图6B)。含矿砂岩镜下观察表明,连片状菱铁矿被赤铁矿/褐铁矿化(图5G),部分砂岩中菱形状菱铁矿氧化破坏,同时析出针铁矿或纤铁矿,保留菱铁矿假象(图5H)。由于 $\text{Fe}[\text{CO}_3]$ — $\text{Ca}[\text{CO}_3]$ 可类质同象,故菱铁矿分解时,可有一部分方解石保留,所以菱铁矿被氧化而析出铁质后,中心部分仍为方解石。当菱铁矿含量高或甚至是菱铁矿岩遭到氧化时,大量的针铁矿、纤铁矿堆积,构成紫红、暗紫甚至是紫黑色的褐铁矿层。不仅地表出露的菱铁矿被氧化,在钻孔深到200 m的菱铁矿也受到氧化,这可能与热液活动和铀的沉淀有关系。

### 5 成矿作用讨论

流体研究是当今地质学的热点和前缘课题,它以崭新的观念和思维冲破了传统固体地球理论的束缚(刘丛强,2005)而成为了地球内部不同圈层相互沟通和相互作用的媒介和桥梁,它日臻成熟的方法和理论将给地质学带来一场类似于板块构造那样的革命(叶家仁等,2001)。

热流体的定义目前尚有争议,有从流体的绝对温度上定义的,如龚再升和李思田(1997)认为,温度 $>70\sim 80^\circ\text{C}$ 的流体就可称为热流体;也有从相对温度的角度来定义的,如Machel et al.(2002)认为:不管流体的来源和驱动力,只要流体的温度高于周围环境的 $5\sim 10^\circ\text{C}$ 以上就是热流体。

热流体在沉积盆地中的活动不仅对油气的生成、运移、聚集、保存、破坏等产生重要影响(Davies et al., 2006; 郝芳等, 2004; 解习农等, 1999; 郝芳等, 1996),同时对金属矿床的形成,尤其是密西西比型(MVT)Pb-Zn等(邓军等, 2000; Symons et al., 1998, 1996, 1995; 李泽琴等, 1995; Peters, 1991; Ravenhurst et al., 1989)也有重要意义。

近年来,发现了一些砂岩型矿床中有明显的热流体作用的迹象,比如热液蚀变矿物,与热液有关的铀矿物和含铀矿物等等,热流体在砂岩中的成矿作用越来越得到重视,尼日尔特吉达地区的铀矿床就属于这种情况。



图 6 特吉达矿床热流体蚀变的露头、岩芯特征

Fig. 6 Hydrothermal fluid flow alterations in outcrop and core in Azelik uranium deposit

A-赤铁矿/褐铁矿脉体穿插含矿砂岩, T 矿露天采坑中; B-赤铁矿脉体沿层理或呈团块状穿插砂岩, IR 矿, XPD-03 孔, 192.92-194.92m; C-含矿层铁质脉体平面上呈环形或方形, G 矿露头区; D-紫红色细砂岩中有灰色碳酸盐脉体穿插, 宽 0.5cm, IR 矿 JX0803 孔  
A-hematite/limonite cutting through mineralized sandstone, open pit of T ore deposit; B-hematite vein parallel to or cutting bedding, IR ore deposit, Borehole XPD-03, 192.92-194.92m; C-mineralized ferric vein cutting through sandstone, assuming circular or square form on plane; G-deposit outcrop; D-carbonate vein cutting through red fine-grained sandstone, IR ore deposit, borehole JX0803

### 5.1 热流体作用的标记

尼日尔特吉达地区的铀矿化线索于 1959 年发现, 日本 PNC1964 开始了钻探找矿, 一直到 1999 年陆续确定了其工业价值与采掘方案。由于矿床的形态为板状或透镜状, 加上出露地表后的氧化作用, 如砂岩呈浅黄色, 铀矿物在地表多为次生铀矿, 因此前人认为是氧化带成矿作用造成的。本次研究从野外观察取样入手, 结合室内镜下观察和电子探针等分析, 所得出的结论是铀矿化为热流体成矿所致。

流体作为一种介质, 它可以传递能量、搬运物质、促进物质间的相互作用, 更重要的是, 它可以直接参与各种反应, 尤其是当流体的化学势与所接触的物质(如岩石)的化学势有差异时。研究表明, 热流体(>100 )与储层“冷”砂岩(<72 )必然存在着化学势, 因此两者之间必然会发生化学反应。热流体与砂岩相互作用后, 在砂岩中留下了可供识别的多种标记。

#### 5.1.1 宏观识别标记

研究区的各矿床及周围发现了大量的与热流体

作用有关的脉体, 如阿泽里克村附近砂岩中发育两个明显的碳酸盐脉体的穿插。图 6C 为 G 矿和中铁质脉体的切穿砂岩, 铁质脉体呈紫红色, 垂直层面切穿地层, 由于胶结较或沿层理面“侵入”, 有些脉体呈团块状。IR 矿区岩芯中紫红色的细砂岩被灰白色的碳酸盐脉体垂直切穿(图 6D)。

#### 5.1.2 微观识别标记

当热流体与砂岩相互作用以后, 在砂岩中留下一系列可以识别的宏观、微观标记。砂岩中格架颗粒石英、长石在流体作用下的溶解与沉淀为流体作用的标志之一, 图 5B 为长石英颗粒的边缘溶解后被新生的方解石充填。图 5G 显示石英颗粒普遍的次生加大, 加大边宽为颗粒的 1/5 左右。方沸石交代颗粒或包裹碎屑颗粒而形成较大的球状集合体(被交代的原始物不清)。热流体蚀变形成的绢云母细小颗粒(图 5F)普遍地分布在砂岩中。

### 5.2 热流体的成分

从野外和镜下的观察结果可知, 铀矿化与方沸石、碳酸盐(方解石、白云石、菱铁矿)及石英的次生

加大有关, 铀矿化共生的金属矿物有黄铜矿, 自然铜, 蓝铜矿, 黄铁矿, 赤铁矿, 褐铁矿等金属矿物。

方沸石为含水的 Na-Al 硅酸盐, 它可以由长石和火山物质在流体作用下形成。在含矿层中, 方沸石有两种产状, 早期洁净的和晚期含铁的“云雾状”。镜下观察表明, 晚期的与铀矿化有关, Na 的来源可能是成岩时的孔隙水, 当时的湖水含有大量的  $\text{Na}^+$ , 其次砂岩岩石中的斜长石或钠长石, 因为镜下仅见到钾长石(微斜长石), 未见到斜长石, 可能是流体作用下全部溶解的结果。另外, 碳酸盐化与铀矿化关系也十分密切, 据此推断, 铀在热液中的搬运可能主要是以  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$  和  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{4-}$  形式为主。

其它金属元素, 如 Cu, Fe, V, Mo, Co, Cd, As, Ba 等均有一定的含量, 表明流体中富集这些元素。根据微量元素相关分析, U 与 Cu、V、Co 和 Pb 的相关性好。

碳酸盐矿物的电子探针分析结果列入表 1 中, 从表中可以看出, 碳酸盐的主要氧化物为 MgO、CaO、FeO、MnO, 含量占绝对优势的是 CaO, 即碳酸盐矿物主要为方解石。除此以外, 砂岩中的胶结物与含矿层中碳酸盐脉体在 FeO 的含量上稍有区别, 脉体方解石的含量略高, 反映了形成脉体碳酸盐时

流体的铁含量偏高, 也就是说, 形成胶结物的流体与形成脉体的流体的来源是不一样的。

研究表明, 方沸石、碳酸盐均为碱性条件下的产物, 石英的大量溶解也是在碱性条件下, 据此推断, 含铀的热流体是一种碱性的还原流体。通过对热流体活动及其蚀变产物的分析和铀的存在形式的初步研究, 认为特吉达地区铀矿化是受碱性热流体作用的控制。这种热流体活动必定受构造所制约。另一方面, 热流体也会进入到有利的砂岩层的一定范围内受层位的控制。一般来说碎屑越粗孔渗性越好, 越有利于热液的活动, 也就越有利于铀矿的形成。所以特吉达地区的铀矿受构造和层位的双重控制。

### 5.3 热流体的温度

热流体的温度是研究热流体非常重要指标, 根据方解石成分的电子探针数据估算了方解石的形成温度。具体方法是, 在方解石与白云石共生的前提下, 利用塔兰采夫(1981)温度计, 在曲线上判别方解石的形成温度。估算的结果均为方解石的形成温度大多数在 200 以上, 经统计并绘图, 见图 7 所示。方解石形成的温度较宽, 从 150~400, 主峰值为 250~300, 表明矿物形成的温度在中温偏高

表 1 含矿层中碳酸盐电子探针成分分析数据表  
Table 1 Electron microprobe analyses of carbonate minerals in the ore-bearing bed

| 样号     | 重量(%) |       |      |      | 摩尔数               |                   |                   |                   | 备注  |
|--------|-------|-------|------|------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-----|
|        | MgO   | CaO   | FeO  | MnO  | MgCO <sub>3</sub> | CaCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> |     |
| T30-1  | 0.30  | 51.31 | 0.03 | 1.12 | 0.007344          | 0.914870          | 0.000432          | 0.015775          | 胶结物 |
| T12-7  | 0.45  | 60.82 | 0.00 | 0.00 | 0.011140          | 1.084577          | 0.000000          | 0.000000          | 胶结物 |
| T12-7  | 0.40  | 54.87 | 0.04 | 0.97 | 0.009900          | 0.978352          | 0.000543          | 0.013674          | 胶结物 |
| T13-5  | 0.50  | 54.36 | 0.36 | 2.22 | 0.012431          | 0.969293          | 0.005039          | 0.031295          | 胶结物 |
| T13-9  | 0.24  | 60.30 | 0.05 | 1.44 | 0.006004          | 1.075233          | 0.000710          | 0.020314          | 胶结物 |
| T13-9  | 0.23  | 59.96 | 0.06 | 1.41 | 0.005781          | 1.069242          | 0.000891          | 0.019820          | 胶结物 |
| T11-10 | 0.14  | 57.90 | 0.00 | 0.00 | 0.003449          | 1.032419          | 0.000014          | 0.000042          | 胶结物 |
| T11-10 | 0.21  | 54.66 | 0.00 | 0.03 | 0.005285          | 0.974625          | 0.000000          | 0.000367          | 胶结物 |
| T11-10 | 0.28  | 47.00 | 0.00 | 0.01 | 0.006972          | 0.838121          | 0.000000          | 0.000070          | 胶结物 |
| T11-10 | 0.40  | 35.81 | 0.02 | 0.02 | 0.009974          | 0.638474          | 0.000306          | 0.000254          | 胶结物 |
| T11-10 | 0.31  | 52.19 | 0.02 | 1.66 | 0.007791          | 0.930669          | 0.000278          | 0.023401          | 胶结物 |
| T11-10 | 0.37  | 54.34 | 0.00 | 1.60 | 0.009255          | 0.968972          | 0.000000          | 0.022598          | 胶结物 |
| T11-10 | 0.42  | 48.82 | 0.05 | 1.66 | 0.010520          | 0.870486          | 0.000640          | 0.023359          | 胶结物 |
| T01-6  | 0.21  | 51.47 | 0.00 | 0.37 | 0.005260          | 0.917848          | 0.000000          | 0.005202          | 胶结物 |
| T01-6  | 0.34  | 45.38 | 0.06 | 0.45 | 0.008510          | 0.809144          | 0.000835          | 0.006301          | 胶结物 |
| T05-2  | 0.44  | 50.96 | 0.00 | 0.90 | 0.010892          | 0.908772          | 0.000000          | 0.012673          | 胶结物 |
| T05-2  | 0.47  | 50.19 | 0.03 | 0.85 | 0.011711          | 0.894970          | 0.000432          | 0.011982          | 胶结物 |
| T05-2  | 0.52  | 52.98 | 0.02 | 1.36 | 0.012778          | 0.944739          | 0.000278          | 0.019214          | 胶结物 |
| T30-5  | 0.66  | 57.30 | 0.11 | 1.43 | 0.016475          | 1.021773          | 0.001517          | 0.020187          | 胶结物 |
| T02-8  | 0.77  | 55.97 | 0.00 | 0.03 | 0.019080          | 0.998003          | 0.000000          | 0.000465          | 脉体  |
| T02-8  | 0.14  | 56.95 | 0.03 | 0.33 | 0.003424          | 1.015443          | 0.000432          | 0.004680          | 脉体  |
| T12-7  | 0.48  | 53.06 | 0.31 | 1.82 | 0.011934          | 0.946112          | 0.004287          | 0.025657          | 脉体  |
| T12-8A | 0.22  | 51.20 | 0.16 | 0.35 | 0.005459          | 0.913069          | 0.002199          | 0.004863          | 脉体  |
| T12-8A | 0.32  | 61.05 | 0.05 | 0.17 | 0.007865          | 1.088661          | 0.000654          | 0.002411          | 脉体  |
| T09-1A | 0.22  | 57.06 | 0.05 | 0.03 | 0.005558          | 1.017565          | 0.000654          | 0.000395          | 脉体  |

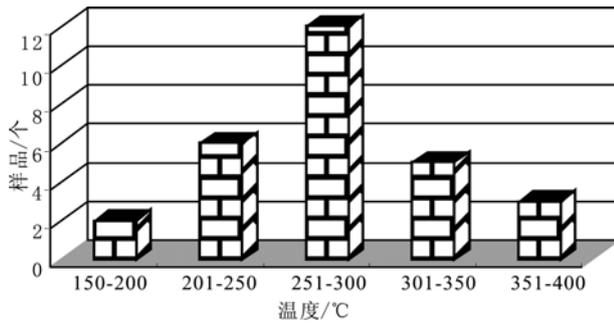


图7 塔兰采夫法计算的温度统计图

Fig. 7 Histogram of temperatures calculated by Talacav's method

的范围, 部分测点为中温偏低范围。

#### 5.4 成矿作用模式

研究区在晚侏罗世时期处于风化剥露状态, 并发生了 NW 向的拉伸伸展作用, 形成研究区总体的隆-坳格局, 控制着白垩系以后的各个时期的沉积作用。早白垩世早期(阿萨乌阿期), 湖侵由西向东扩展, 于特吉达背斜一带形成滨浅湖相带, 发育一套含砾砂岩、粗砂岩, 即阿萨乌阿组。随后在伊腊泽尔期, 湖侵向西部的阿尔利特地区继续扩展, 于特吉达地区形成厚层深湖-半深湖相的泥岩夹薄层细砂岩。阿萨乌阿组与伊腊泽尔组砂岩-泥岩的空间关系就构成了含矿空间和保存条件的完美组合。至晚白垩世时期, 区域经受一次压扭性构造活动, 形成了戴加玛组内的舒缓的层内褶曲, 伴随这次活动的是局部较大规模的流体活动, 来自深部的热流体, 沿着断裂构造上升, 在上升的过程中, 流体萃取了侏罗系及其以前地层中的铀, 当到达阿萨乌阿组顶部的厚层泥岩时, 断层闭合, 流体的垂向运移渠道中断, 此时, 流体只能沿着阿萨乌阿组孔渗性好的砂体侧向运移, 并在油气和低价铁的作用下, 于流体经过的地段发生还原作用。在碱性的条件下, 铀酰络合物发生沉淀, 并伴随有方沸石和碳酸盐矿物及绢云母的生成。在此过程中, 长石和石英发生溶解。长石中游离出来的 Na-Al-Si 进入方沸石, 部分 K 进入绢云母, 石英溶解出来的 Si 一部分形成次生加大, 另一部分进入铀石中。碳酸铀酰络合物在形成沥青铀矿和铀石时, 碳酸根离子与  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  结合, 生成方解石和白云石。研究区在构造和热流体作用下形成的铀矿化模式见图 8。

## 6 结论

特吉达地区铀矿化的含矿目的层为早白垩世早期的阿萨乌阿组, 该组虽然厚度较薄, 由于沉积于

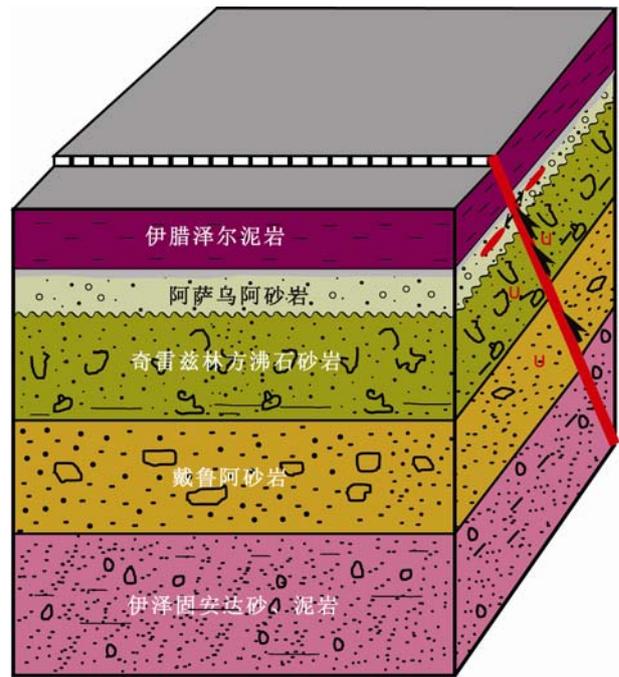


图8 特吉达地区铀成矿模式图

Fig. 8 Mineralization model for uranium in Teguida area

水动力条件活跃的滨浅湖相, 为一套磨圆和分选均较好的含砾中-粗粒砂岩, 孔隙度和渗透性均好, 为热流体迁移和活动的良好通道, 也是铀矿化的理想储集空间。

电子探针成分和背散射电子图像显示, 区内铀矿物主要是沥青铀矿和铀石, 它们呈细分散的粒状或细脉状分布在方解石和方沸石中, 与自然铜和黄铜矿等金属矿物关系密切。地表铀矿多数氧化为鲜黄色的次生铀矿物, 同时见蓝铜矿的脉体与它伴生。

与铀矿化相关的热流体蚀变作用主要碳酸盐化(方解石和白云石)、Na-Al 硅酸盐化(方沸石)和层状硅酸盐化(绢云母)。方解石与方沸石相互穿切及呈同心环状交替出现表明, 形成矿物的流体成分周期性地发生改变, 铀成矿为流体多期次活动的结果。

断裂构造和岩石垂向组合分析显示, 阿萨乌阿组砂砾岩与其上覆的伊腊泽尔组泥岩的空间关系构成了含矿空间和保存条件的完美组合。晚白垩世时期的区域性压扭构造活动, 伴随着局部大规模的流体作用。来自盆地深部的热流体形成了特吉达地区砂岩中的铀矿化和一系列的热流体蚀变现象。

致谢: 本论文的野外工作和成果资料的收集得到了金兴矿业股份有限公司和尼日尔索米纳公司的大力支持和帮助。样品的测试工作在北京核工业地质研究院和东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室完成。石家庄经济学院王礼胜教授为利用方解石计算矿物的形成温度提供了指导, 在此向支持和帮

助过本文工作的单位和个人表示诚挚的谢意。

## 参考文献:

- 陈祖伊. 1999. 古河道砂岩型铀矿床的主要地质特征及有关找矿工作的方针探讨[J]. 铀矿地质, 15(1): 1-8.
- 邓军, 陈学明, 方云, 程小久, 杨立强, 孙忠实, 王建平. 2000. 粤北盆地流体系统及其成矿作用[J]. 地学前缘, 7(3): 95-101.
- 高柏, 孙占学, 王广才, 张文, 刘金辉, 吴文珍. 2006. 砂岩铀矿体定位条件的铀、钍含量及其放射性同位素研究[J]. 地球学报, 27(6): 590-594.
- 高宝珠, 黎雪梅, 聂瑞平, 穆春一. 2009. 天津市奥陶系热储层地热流体水化学特征及其主要影响因素[J]. 地球学报, 30(3): 369-374.
- 龚再升, 李思田. 1997. 南海北部大陆边缘盆地分析与油气聚集[M]. 北京: 科学出版社: 193-256.
- 郝芳, 孙永传, 李思田, 张启明. 1996. 活动热流体对有机质热演化和油气生成作用的强化[J]. 地球科学, 21(1): 68-72.
- 郝芳, 邹华耀, 方勇, 曾治平. 2004. 断-压双控流体与油气幕式快速成藏[J]. 石油学报, 25(6): 38-47.
- 解习农, 李思田, 董伟良, 张敏强, 杨计海. 1999. 热流体示踪标志及其地质意义——以莺歌海盆地为例[J]. 地球科学, 24(2): 183-188.
- 李泽琴, 陈尚迪, 王奖臻, 李福春, 王国田. 1995. 桂西金牙细脉浸染型金矿床同位素地球化学研究[J]. 矿物岩石, 14(3): 220-227.
- 李兆霖. 1997. 火山岩地区金矿的蚀变分带和成矿物理化学条件[J]. 地球学报, 18(2): 149-161.
- 刘丛强. 2005. 地质流体作用地球化学最新进展[M]. 张本仁、傅家谟主编: 《地球化学进展》, 北京: 化学工业出版社: 276-308.
- 夏毓亮, 韩军. 2008. 中国最古老铀矿床成矿年龄及铅同位素示踪, 铀成矿省[J]. 地球学报, 29(6): 752-760.
- 颜蕊, 赵福军, 张景发, 姜文亮. 2009. 多源遥感数据综合分析可地浸砂岩型铀矿成矿地质条件研究——以鄂尔多斯盆地杭锦旗研究区为例[J]. 地球学报, 30(1): 51-57.
- 叶家仁, 杨香华. 2001. 沉积盆地热流体活动及其成藏动力学意义[J]. 沉积学报, 19(2): 214-218.

## References:

- BOWDEN P, BENNETT J N, KINNAIRD J A, WHITLEY J E, ABAA S I, HADZIGEORGIOU-STAVRAKIS. 1981. Uranium in the Niger-Nigeria younger granite province[J]. Mineralogical Magazine, 44: 379-89.
- CHEN Zu-yi. 1999. Main geologic characteristics of paleochannel-type sandstone-hosted uranium deposits and relevant prospecting and exploration policy[J]. Uranium Geology, 15(1): 1-8(in Chinese with English abstract).
- DAVIES G R, L B SMITH Jr. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview[J]. AAPG Bulletin, 90(11): 1641-1690.
- DENG Jun, CHEN Xue-ming, FANG Yun, CHENG Xiao-jiu, YANG Li-qiang, SUN Zhong-shi, WANG Jian-ping. 2000. Characteristics of late Paleozoic fluid system of the Yuebei sedimentary basin[J]. Earth Science Frontiers, 7(3): 95-101(in

Chinese with English abstract).

- GAO Bai, SUN Zhan-xue, WANG Guang-cai, ZHANG Wen, LIU Jin-hui, WU Wen-zhen. 2006. The Delineation of Ore Bodies in Sandstone Type Uranium Deposits by U and Th Concentrations and Their Radioisotopes[J]. Acta Geoscientica Sinica, 27(6): 590-594(in Chinese with English abstract).
- GAO Bao-zhu, LI Xue-mei, NIE Rui-ping, MU Chun-yi. 2009. Hydrochemical Properties of Geothermal Fluids in Ordovician Reservoirs of Tianjin and Main Affecting Factors[J]. Acta Geoscientica Sinica, 30(3): 369-374(in Chinese with English abstract).
- GONG Zai-sheng, LI Si-tian. 1997. Continental Margin Basin Analysis and Hydrocarbon Accumulation of the Northern South China Sea[M]. Beijing: Science Press: 193-256(in Chinese).
- HAO Fang, SUN Yong-chuan, LI Si-tian, ZHANG Qi-ming. 1996. Enhancement of organic maturation and petroleum generation by hydrothermal fluids[J]. Earth Science, 121(1): 68-72(in Chinese with English abstract).
- HAO Fang, ZOU Hua-yao, FANG Yong, ZENG Zhi-ping. 2004. Overpressure-fault controlled fluid flow and episodic hydrocarbon accumulation[J]. Acta Petrolei Sinica, 25(6): 38-47(in Chinese with English abstract).
- LI Ze-qin, CHEN Shang-di, WANG Jiang-zheng, LI Fu-chun, WANG Guo-tian. 1995. Isotope geochemistry of Jinya disseminated gold deposit in western Guangxi[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 14(3): 220-227(in Chinese with English abstract).
- LI Zhao-nai. 1997. Physico-Chemical Conditions of Their Formation and Altered Zones of Gold Deposits within Volcanic Provinces[J]. Acta Geoscientica Sinica, 18(2): 149-161(in Chinese with English abstract).
- LIU Cong-qiang. 2005. The latest advance in geochemistry in geological fluid process, in Advance in geochemistry by Zhang and Fu (ed.)[M]. Beijing: Chemical Industry Press: 276-308(in Chinese).
- MACHEL H G, LONNEE L. 2002. Hydrothermal dolomite—a product of poor definition and imagination[J]. Sedimentary geology, 152: 163-171.
- PETERS E K. 1991. Gold-bearing hot spring systems of the Northern Coast Ranges[J]. Econ. Geol., 86: 1519-1528.
- RAVENHURST C E. 1989. Formation of Carboniferous Pb-Zn and barite mineralization from basin derived fluids, Nova Scotia, Canada[J]. Econ. Geol., 84: 1471-1498.
- SYMONS D G A, SANGSTER D F, Leach D L. 1995. A Tertiary age from paleomagnetism for Mississippi Valley-type zinc-lead mineralization in Upper Silesia[M]. Economic Geology, 90: 782-794.
- SYMONS D G A, SANGSTER D F, LEACH D L. 1996. Paleomagnetic dating of Mississippi Valley-type Pb-Zn-Ba deposits, in SANGSTER D F, ed[J]. Carbonate-hosted lead-zinc deposits: Society of Economic Geologists Special Publication, 4: 515-526.
- SYMONS D G A, LEWCHUCK M T, SANGSTER D F. 1998. Laramide orogenic fluid flow into the Western Canada sedimentary basin: Evidence from paleomagnetic dating of the Kicking Horse Mississippi Valley-type ore deposit[J]. Eco

- conomic Geology, 93: 68-83.
- TURPIN L, CLAUERB N, FORBES P, PAGEL M. 1991. U-Pb, Sm-Nd and K-Ar systematics of the Akouta uranium deposit, Niger[J]. Chemical Geology(Isotope Geoscience Section), 87: 217-230.
- XIE Xi-nong, LI Si-tian, DONG Wei-liang, ZHANG Min-qiang YANG Ji-hai. 1999. Trace marker of hot fluid flow and their geological implications: a case study of YING GE HAI BASIN[J]. Earth Science, 124(2): 183-188(in Chinese with English abstract).
- XIA Yu-liang, HAN Jun. 2008. Uranium Ore—forming Ages of the Oldest Uranium Deposits in China and the Tracing of Uranium Metallogenic Provinces with Lead Isotope[J]. Acta Geoscientica Sinica, 29(6): 752-760(in Chinese with English abstract).
- YAN Rui, ZHAO Fu-jun, ZHANG Jing-fa, JIANG Wen-liang. 2009. Analysis of Metallogenic Geological Conditions of In-situ Leaching Uranium Mineralization based on Multisource RS Data: A Case of Study in Hanggin Banner area of Ordos Basin[J]. Acta Geoscientica Sinica, 30(1): 51-57(in Chinese with English abstract).
- YE Jia-ren, YANG Xiang-hua. 2001. Thermal Fluid Flow in Sedimentary Basins and Its Significance to Pool-forming Dynamics[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 119(2): 214-218(in Chinese with English abstract).

## 国家可持续发展国土资源战略研究项目 “地质工作发展战略研究”课题通过专家验收

由中国地质科学院和中国地质调查局发展中心承担的国土资源可持续发展战略研究项目的“地质工作发展战略研究”课题日前通过专家组的验收,这是国家可持续发展国土资源战略研究项目首个通过评审验收的课题。

2010年10月20日,国土资源部调控和监测司组织专家对“地质工作发展战略研究”课题报告进行了评审。评审专家组由来自科技部、国土资源部、中国科学院等单位的25位院士、专家组成。评审专家组在听取了课题负责人孙枢院士和董树文研究员的汇报,并在质询答辩和评议后,一致认为该课题研究立意高远,视野宽阔,思路清晰,目标明确,资料翔实,数据可靠,依据充分,判断准确,具有前瞻性、可操作性,对地质工作发展具有长远的指导性,是一份优秀的、具有重要参考价值的战略报告。评审委员认为这是我国目前地质工作战略研究水准最高的成果,一致同意通过验收。

该课题对全球和我国地质工作态势进行了宏观判断,深刻分析了全球地质工作和我国地质工作的现状与态势。课题论述了“大地质”概念,并赋予了新的时空范畴;提出了“科学保障资源供给”和“科学保护国土环境”的理念;系统提出了支撑引领国土资源可持续发展的地质工作发展战略,提出了2020年建立地质工作新体制、2030年实现地学强国和2050年建成地质强国的战略目标。

课题设计了未来地质工作六大核心任务,使宏观战略落地,具有指导性和可操作性。它们是:地质调查的“双保障、三并重”战略、地质科技“两大体系、五深领域”引领战略、地质教育“创新”发展战略、地质信息“社会化”战略、“国家保障到市场保障”的商业性地质工作发展战略和地质工作统筹部署战略,为我国地质工作发展方向确定了目标任务和重点领域。

课题提出的地壳探测科学工程、国家立体填图试点计划、国土利用安全工程等工程或计划,已提交有关决策部门,部分纳入了“国土资源十二五发展计划”。课题的基本思路和发展战略,已纳入“国家可持续发展国土资源战略纲要”的框架之中。部分研究成果已经被科技部等部门引用参考,对国家决策发挥了作用。

“地质工作发展战略研究”由孙枢院士、马宗晋院士、赵鹏大院士担任课题负责人,董树文研究员、姜建军研究员、谭永杰研究员为课题执行负责人。

国家可持续发展国土资源发展战略研究项目由中国工程院、中国科学院、国务院发展中心和国土资源部共同承担。2009年2月27日在人民大会堂召开了国土资源战略研究专家座谈会,标志着国家可持续发展国土资源战略研究正式启动。中共中央政治局常委、国务院副总理李克强出席并做了重要讲话。

本刊编辑部 采编