

内蒙古赤峰安家营子金矿成矿时代以及对华北中生代爆发成矿的意义*

李永刚** 翟明国 杨进辉 苗来成 关 鸿

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要 安家营子金矿位于华北克拉通北缘金矿成矿带的中部, 其北紧邻兴蒙造山带. 华北陆块与兴蒙造山带之间的边界断裂即赤峰-开原断裂从附近经过, 是区域性控矿断裂. 安家营子金矿为一中型矿床, 矿体主要赋存于安家营子花岗岩体中. 与金矿化相伴生广泛分布着流纹斑岩、煌斑岩等岩脉. 对安家营子花岗岩、穿切矿体的流纹斑岩岩脉的锆石 U-Pb 年龄测定表明, 安家营子花岗岩的侵位时代为 132 ~ 138 Ma, 流纹斑岩的成岩时代为 124.9 ~ 126.5 Ma. 根据矿体与花岗岩、脉岩之间的穿切关系将安家营子金矿成矿时代限定在 126 ~ 132 Ma, 即早白垩世. 这一年龄与华北克拉通上其他主要金矿集中区的成矿年龄是一致的, 也与华北克拉通中生代动力学体制发生转折的时间相吻合. 这表明华北克拉通上绝大多数金矿床, 包括安家营子金矿床形成的动力学背景是相同或相似的, 即形成于中生代大规模的岩石圈减薄的构造背景下.

关键词 安家营子 金矿床 花岗岩 锆石 年代学 爆发成矿

华北克拉通上的金矿床的分布具有明显的边缘效应, 形成了东南缘的胶东、南缘小秦岭和北缘从吉南夹皮沟一直到内蒙乌拉山地区等 3 个最重要的金矿区(带). 近年来的研究表明, 胶东和小秦岭地区的金矿床均形成于中生代燕山晚期^[1-5], 对北缘金矿带内的某些矿床的研究初步证明金矿床也是中生代燕山晚期产物^[6-8].

安家营子金矿床位于华北克拉通北缘成矿带中段, 是北缘金成矿带内一个较为典型的赋存于花岗岩体内的石英脉金矿床. 对于该矿床, 已有不少中外学者进行了研究^[9-13], 但大多集中在矿区地质调查、矿物学及矿床成因等方面, 而对成矿年代学方面的研究几乎还是空白. 这在一定程度上阻碍了对矿床成因及其成矿过程认识. 本文在对安家营子金矿床矿脉与围岩、脉岩之间相互关系观察分析基础上, 用锆石 U-Pb 法对安家营子花岗岩即安家营子金矿的直接围岩和矿区内穿切矿体的流纹斑岩脉进行了年龄测定. 其结果不仅较为准确地限定该区金矿化的时代, 而且对认识北缘以及整个华北地区金矿床的成矿背景有重要的指示意义.

1 区域和矿区地质概况

安家营子金矿位于华北克拉通北缘中段, 其北部紧邻兴蒙造山带. 赤峰-开原深大断裂为

2002-12-26 收稿, 2003-03-10 收修改稿

* 中国科学院知识创新工程重大项目(编号: KZCX1-07)、国家自然科学基金重点项目(批准号: 49832030)和国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1999043207)共同资助

** E-mail: li-yg01@yeah.net

华北陆块北缘与兴蒙造山带二者间的边界断裂, 大致沿北纬 42° 呈东西向延伸, 从河北围场延入赤峰南部, 宽度达 $15 \sim 27 \text{ km}$, 在区内出露约 $20 \text{ km}^{[14]}$, 是区域上最重要的控矿断裂. 区内出露基底岩石主要为太古代建平群变质岩, 年龄约为 28 亿年(表壳岩系)^[15-17]和 26 ~ 25 亿年间(TTG 岩系侵入岩)^[18-19], 属上太古界.

区内岩浆岩分布广泛、出露面积约占全区面积的 50%, 成分以酸性岩类为主, 主要岩石类型有闪长岩、花岗闪长岩、石英二长岩、石英正长岩、二长花岗岩、花岗岩等, 多数为中深成相侵位的岩株, 少数为岩基状产出. 前中生代岩浆岩带大多呈东西向分布, 其主体部分位于研究区东南的努鲁儿虎山构造岩浆岩带. 这些花岗岩类侵入体受早期东西向断裂带控制, 岩体长轴展布方向近东西, 常呈岩基和大岩株产出. 中生代岩浆岩则沿北北东向成带, 且岩带常跨越华北克拉通和兴蒙造山带两个构造单元. 中生代是本区构造岩浆活动最强烈的时期, 其中中侏罗世-早白垩世是本区花岗岩类侵入活动的高峰期. 孙承志等(1990)研究认为区内花岗岩类以改造型为主, 深部地壳太古宙中基性变质岩为次要源岩, 上地幔物质有一定参与, 这可能是导致赤峰地区花岗岩既有同熔性特征, 又具改造型特征的主要原因¹⁾.

安家营子金矿田内, 主要发育 3 期中生代侵入岩类, 分别是喀喇沁花岗岩、安家营子花岗岩和流纹斑岩脉. 喀喇沁花岗岩侵入体规模较大, 侵入到前寒武纪变质围岩中, 并发育有许多古老变质的残留体. 喀喇沁似斑状二长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 $(236.8 \pm 1) \text{ Ma}^{2)}$. 安家营子岩体规模较小, 呈长轴北西向的椭圆形侵位于喀喇沁花岗岩内, 岩体北东部则侵入到前寒武纪地层及晚侏罗世火山岩中(图 1). 该岩体是安家营子金矿的直接赋矿围岩, 岩性主要由粗粒似斑状二长花岗岩和石英二长岩组成. 岩体可分为边缘相和内部相, 但除边缘相的粒度较细外, 它们的矿物组合相似. 安家营子中-粗粒似斑状二长花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为 $(132 \pm 5) \text{ Ma}$ (详后), 为晚燕山期花岗岩. 此外, 矿田内广泛发育流纹斑岩脉, 其走向多呈 NNE 向, 部分与金脉(体)处于同一个构造空间, 往往构成矿体的上、下盘, 局部也可以发现流纹斑岩脉侵

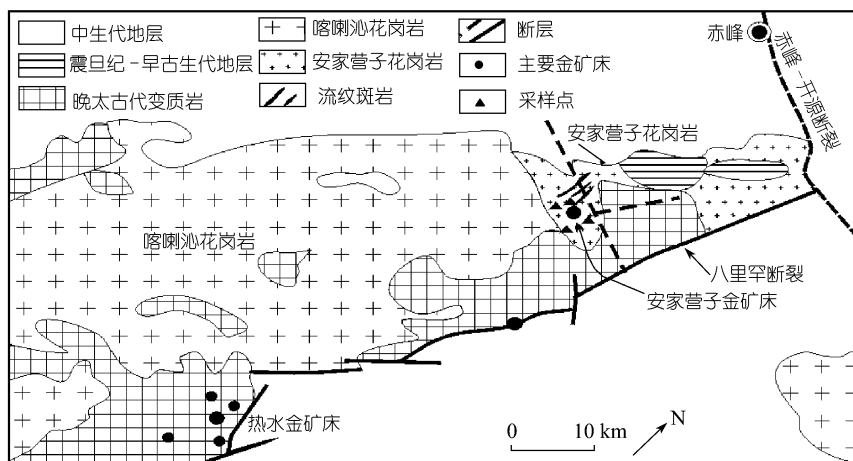


图 1 安家营子金矿床地质简图

1) 孙承志, 王时麒, 等. 赤峰市南部地区原生金矿综合信息与找矿预测研究(科研报告). 1990
2) 内蒙古自治区第二区调地质研究院. 1: 50000 十家幅地质图说明书. 1996

入矿化蚀变带中,表明流纹斑岩脉的侵位时代比金矿化时代略晚和同期.流纹斑岩年龄为(125.6 ± 1.7) Ma(本文),为燕山晚期.另外,在矿区内,还发育有少量的基性岩脉,如辉绿岩脉、煌斑岩脉等.

2 锆石 U-Pb 年代学

安家营子金矿区与金矿成矿密切相关的侵入体及金成矿时代,一直缺乏精细的、可靠的年代学限定.我们采用了高精度的微量锆石 U-Pb 技术对本区与金矿成矿密切相关的安家营子花岗岩和成矿后流纹斑岩脉进行了定年.锆石 U, Pb 分析在地质矿产部天津地质矿产研究所进行的.测定所用稀释剂为 ^{205}Pb - ^{230}U 混合稀释剂,测定仪器为 VG354 型质谱仪.年龄计算使用美国地质调查局编制的 ISOPLOT 程序^[20].采自安家营子花岗岩和成矿后流纹斑岩脉的 4 个样品的分析结果见表 1.

2.1 安家营子花岗岩

样品 20-KL-37: 该样品采自李麻子沟到水泉的山梁上出露的安家营子花岗岩(边缘相),其中锆石为浅黄色、透明的自形晶体.6 个数据点的分析得到的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄从 143.4 Ma

表 1 锆石 U-Pb 同位素分析结果^{a)}

样品	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
20-KL-37-1	308	0.02031(64)	0.1345(73)	0.04800(20)	129.6	128.2	101.0
20-KL-37-2	1397	0.02049(47)	0.1344(47)	0.04760(11)	130.8	128.0	78.0
20-KL-37-3	1691	0.02138(34)	0.1450(36)	0.04920(9)	136.4	137.5	156.8
20-KL-37-4	465	0.02163(35)	0.1436(37)	0.04810(9)	137.9	136.2	106.2
20-KL-37-5	1601	0.02182(49)	0.1450(51)	0.04820(12)	139.2	137.5	109.6
20-KL-37-6	270	0.02250(57)	0.1494(63)	0.04820(15)	143.4	141.4	106.8
20-KL-58-1	3129	0.02170(17)	0.1451(18)	0.04850(41)	138.4	137.6	123.8
20-KL-58-2	1301	0.02167(27)	0.1446(28)	0.04841(68)	138.2	137.2	119.5
20-KL-58-3	1840	0.02101(20)	0.1389(20)	0.04796(48)	134.0	132.1	97.2
20-KL-58-4	3153	0.02065(24)	0.1360(25)	0.04775(63)	131.8	129.5	86.9
20-KL-58-5	3051	0.02048(18)	0.1364(21)	0.04832(54)	130.7	129.9	114.9
20-KL-58-6	1529	0.02003(21)	0.1334(20)	0.04829(48)	127.9	127.2	113.6
20-KL-58-7	2178	0.01972(10)	0.1303(20)	0.04794(65)	125.9	124.4	96.4
LTS-05-1	1005	0.02045(19)	0.1386(22)	0.04918(60)	130.5	131.8	156.4
LTS-05-2	248	0.01982(45)	0.1296(49)	0.04741(132)	126.5	123.7	69.8
LTS-05-3	1349	0.01888(32)	0.1228(32)	0.04718(85)	120.6	117.6	58.2
LTS-06-1	2936	0.01956(33)	0.1274(59)	0.04752(193)	124.9	121.8	61.8
LTS-06-2	888	0.01688(24)	0.1121(25)	0.04815(75)	107.9	107.9	106.6
LTS-06-3	1587	0.01591(19)	0.1037(20)	0.04728(67)	101.8	100.2	63.2

a) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 已对实验空白(Pb = 0.050 ng, U = 0.002 ng)及稀释剂作了校正.其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素.括号内的数字为(2 σ)绝对误差,例如:0.02250(57)表示 0.02250 ± 0.00057(2 σ)

到 129.6 Ma(表 1 和图 2). 其中,6 号数据点的锆石普通铅含量稍高($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值为 270),该数据点误差稍大,可以不考虑该点数据(143.4 Ma).余下 5 个数据点得到(135 ± 5) Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄.其中,分析结果更为一致的 3~5 号数据点的表面年龄权重平均值为(137.5 ± 1.4) Ma,与上述 5 个数据点的权重年龄在分析误差范围内是一致的.因此,(135 ± 5) Ma 的

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄被解释为岩体的形成年龄。

样品 20-KL-58: 采于安家营子金矿田拐棒沟采区附近新鲜的安家营子粗粒似斑状二长花岗岩(中心相)。从该样品中选出的锆石为浅黄色, 中、粗粒, 长至短柱状, 透明-半透明。从 7 个数据点的分析结果看(图 3), 锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄范围变化稍大, 从 138.4 ~ 125.9 Ma。7 个数据的权重平均值为 (132 ± 5) Ma; 该年龄被解释为安家营子粗粒似斑状二长花岗岩的形成年龄, 与样品 20-KL-37 的年龄基本一致。

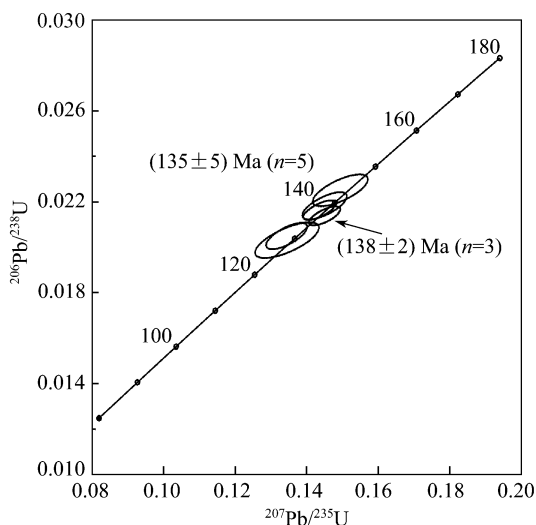


图 2 样品 20-KL-37 的锆石 U-Pb 年龄一致线图

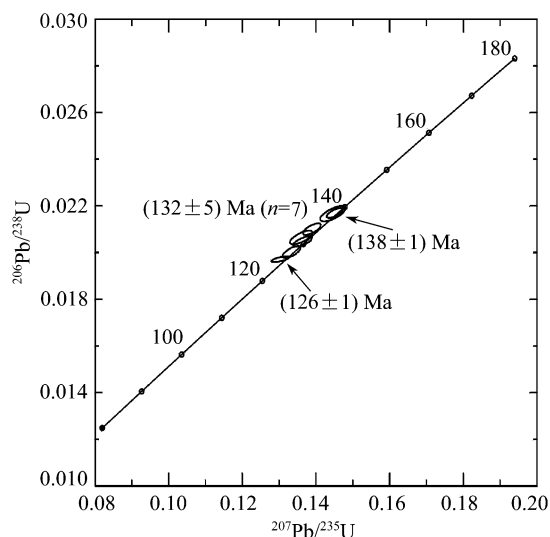


图 3 样品 20-KL-58 的锆石 U-Pb 年龄一致线图

将该样品与 20-KL-37 样品比较, 两者均属于安家营子岩体, 20-KL-37 所代表的是该岩体的早期相(外环), 20-KL-58 代表的是该岩体的晚期相(内环)。一种可能的情形是 20-KL-58 中 138 Ma 左右的锆石年龄形成于早期脉动侵入相活动过程。这与 20-KL-37 中 (138 ± 2) 的年龄一致。考虑以上因素, 我们取 (132 ± 5) Ma 作为安家营子粗粒似斑状二长花岗岩的侵位年龄, 而把最小的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (126 ± 1) Ma 作为该岩体年龄的上限。

2.2 流纹斑岩

样品 LTS-05: 采自龙头山 6 号井地下坑道。从井下剖面可以看出, 该流纹斑岩脉侵入到金矿化蚀变带中, 并含有破碎的蚀变岩碎块, 表明该岩脉的侵位应晚于金矿化的主矿化期, 因而可用其年龄来限定本区金成矿年龄的上限。该样品中的锆石透明度及自形程度较差, 我们只测定了 3 组晶形和透明度较好的锆石, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄结果分别为 130.5, 126.5 和 120.6 Ma(表 1、图 4)。其中, 1 号数据点为浅黄色透明柱状的较大锆石碎块, 年龄为 130.5 Ma, 与围岩粗粒似斑状二长花岗岩中的锆石结果较一致, 解释为是从围岩中捕获或继承的锆石成分。该期流纹斑岩的侵位应在 127 ~ 121 Ma 之间。

样品 LTS-06: 该样品采自龙头山采区 6 号井到 8 号井之间的穿脉坑道中。该流纹斑岩脉规模较大, 直接侵入于安家营子粗粒似斑状二长花岗岩之中, 但野外没有见到其与金矿脉(体)

的直接接触关系. 从该样品中挑出的 3 组锆石测定结果如图 4 所示, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄分别为 124.9, 107.9 和 101.8 Ma(表 1、图 5).

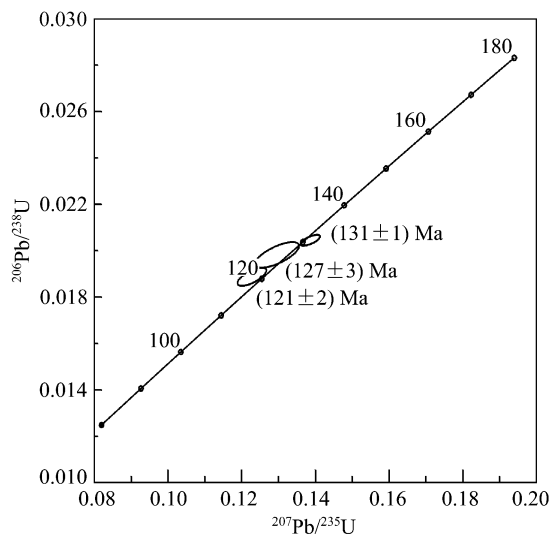


图 4 样品 LTS-05 的锆石 U-Pb 年龄一致线图

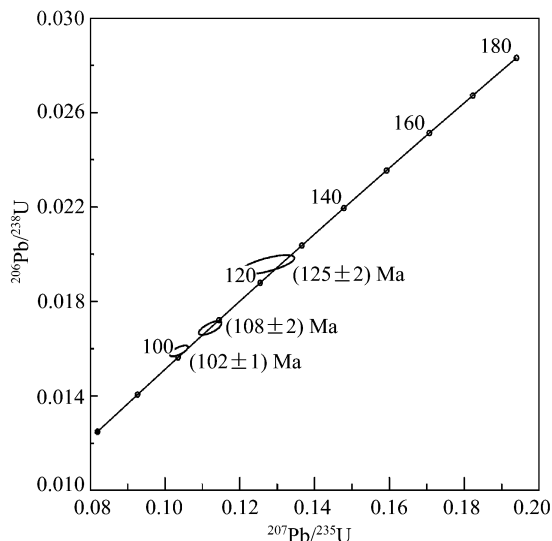


图 5 样品 LTS-06 的锆石 U-Pb 年龄一致线图

如果把 LTS-05 和 LTS-06 两个样品一起考虑, 可以看出 LTS-05 的 2 号数据与 LTS-06 号样品的 1 号数据点的年龄在实验误差范围内是一致的. 这两个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄的统计数重平均为 (125.5 ± 1.7) Ma. 如果把两个样品所代表的流纹斑岩脉作为一期岩浆活动的产物, 那么可以把这一年年龄解释为流纹斑岩脉的侵位年龄. 而如果认为这两个流纹斑岩脉不是同一期的产物, 那么它们的侵位年龄仍然接近一致, 分别为 (126.5 ± 2.8) Ma 和 (124.9 ± 2.1) Ma. 该年龄与 Trumbell 等^[12]利用全岩 Rb-Sr 等时线方法测得的结果 (122 ± 1) Ma 相同.

3 讨论与结论

3.1 对金矿化时代的限定

赋矿围岩的年龄限定了金矿化的最大年龄, 而成矿后岩脉的年龄则限定了金矿化的最小年龄. 上述锆石 U-Pb 年代学研究结果表明, 安家营子金矿赋矿围岩即安家营子花岗岩和穿切矿体的流纹斑岩脉的锆石 U-Pb 年龄分别为 (132 ± 5) Ma 和 (126 ± 1) Ma, 因此安家营子金矿成矿时代应在 132 ~ 126 Ma 之间, 属燕山晚期(早白垩世).

3.2 对华北爆发成矿作用的指示意义

安家营子金矿的形成年龄(132 ~ 126 Ma)与北缘金矿带其他金矿床的形成年龄是一致的, 如西段的乌拉山地区哈达门沟金矿年龄 132 Ma^[6]、辽西-蒙东南排山楼金矿的年龄约 125 Ma^[7,8,11]、撰山子金矿(位于研究区以西约 80 km)年龄 123 Ma 左右基本相同. 从更大范围看, 该年龄还与华北克拉通东南缘的胶东地区和南缘的小秦岭地区金矿化年龄相一致. 在胶东地区,

1) 苗来成. 华北克拉通北缘花岗岩类时空演化及与金矿关系. 博士学位论文, 中国地质大学(北京), 2000

载金矿物黄铁矿的 Rb-Sr 等时线年龄为 121.6 ~ 122.7 Ma^[3,4], 被认为是该区主金矿化期的年龄, 和用赋矿围岩与成矿后脉岩所限定的金矿化年龄(126 ~ 120 Ma)^[1,2]相同. 小秦岭地区的金矿床成矿时代也为早白垩世^[5]. 这些年代学研究资料表明, 华北陆块金矿床的成矿时代绝大多数为早白垩世(燕山晚期), 说明燕山晚期是华北最重要而广泛的金成矿期. 在如此窄的时间范围(130 ~ 120 Ma)内形成如此巨量的金属堆积-成矿爆发作用, 必然有其特殊的成矿动力学背景^[21~22].

近年来的研究证实, 华北东部早中生代前后曾发生过动力学机制的重大转折, 表现在: 构造线由近东西向变为北东及北北东向; 构造体制由挤压为主转变为以伸展为主^[23,24]; 动力学过程由不同陆块间的拼合为主转变为陆内构造过程为主; 岩浆作用由弱变强, 尤其是中酸性岩浆作用, 在燕山期达到高峰; 岩石圈厚度由古生代的 200 余公里^[25~27], 减薄到中生代的不足 80 km^[28], 在晚侏罗世-早白垩世减到了最薄^[29]. 虽然目前对发生这一动力学机制转变的原因还不十分清楚, 但上述地质事实说明在中生代尤其是燕山期发生了强烈而广泛的构造-岩浆作用, 地幔大幅度上涌, 大陆根部丢失了约 120 km 厚的深部物质, 反映出强烈的岩石圈和软流圈、地壳和地幔的相互作用和物质与能量的交换. 幔源岩浆和热能的大规模上涌导致了大规模的陆壳特别是下地壳发生重熔活化和岩浆活动及流体活动, 形成一个新的构造-岩浆-流体-成矿系统. 华北克拉通上绝大多数金矿床包括安家营子金矿田均集中形成于这一转折时期. 这暗示这些金矿床可能与这些深部作用过程有直接的联系, 也就是说早白垩世地幔物质-能量的强烈上涌、岩石圈快速减薄是华北克拉通中生代爆发成矿的动力学背景. 在此背景下, 地壳大规模重熔导致强烈的岩浆活动和流体作用(包括幔源流体), 同时使金等成矿元素活化、迁移至地壳较浅层次, 并在有利的构造部位富集成矿.

参 考 文 献

- 1 Wang L G, Qiu Y M, McNaughton N J, et al. Constraint on crustal evolution and gold metallogeny in the NW Jiaodong Peninsula, China, from SHRIMP U-Pb zircon studies of granitoids. *Ore Geology Reviews*, 1998, 13: 275 ~ 291
- 2 关 康, 罗镇宽, 苗来成, 等. 胶东招徕郭家岭型花岗岩锆石 SHRIMP 年代学研究. *地质科学*, 1998, 33(3): 318 ~ 328
- 3 杨进辉, 周新华. 胶东地区玲珑金矿矿石和载金矿物 Rb-Sr 等时线年龄与成矿时代. *科学通报*, 2000, 45(14): 1547 ~ 1552
- 4 Jin-Hui Yang, Xin-Hua Zhou. Rb-Sr, Sm-Nd, and Pb isotope systematics of Pyrite: Implications for the age and genesis of lode gold deposits. *Geology*, 2001, 29 (8): 711 ~ 714
- 5 王义天, 毛景文, 卢欣祥. 嵩县祁雨沟金矿成矿时代的 Ar-Ar 年代学证据. *地质论评*, 2001, 47(5): 551 ~ 555
- 6 苗来成, Yumin Qiu, 关 康, 等. 哈达门沟金矿床成矿时代的定点定年研究. *矿床地质*, 2000, 19 (2): 182 ~ 190
- 7 罗镇宽, 苗来成, 关 康, 等. 华北地台北缘金矿床成矿时代讨论. *黄金地质*, 2000, 6(2): 70 ~ 76
- 8 罗镇宽, 苗来成, 关 康, 等. 辽宁阜新排山楼金矿区岩浆岩锆石 SHRIMP 定年及其意义. *地球化学*, 2001, 30(5): 483 ~ 490
- 9 王时麒, 孙承志, 崔文元, 等. 内蒙古赤峰地区金矿地质. 呼和浩特: 内蒙古人民出版社, 1994
- 10 张文淮, 伍 刚. 赤峰地区金矿床流体包裹体与深部预测. *矿物学报*, 1991, 11(4): 334 ~ 340
- 11 郑学正, 张魁武, 关 鸿, 等. 东喀喇沁金矿的同位素地球化学. *黄金科学技术*, 1995, 3(3): 26 ~ 32
- 12 Trumbull R B. Gnitoid-Hosted Gold Deposits in the Njiayingzi District of Inner Mongolia, Peoples Republic of China. *Economic Geology*, 1996, 91: 875 ~ 895
- 13 Robert B, Trumbull R B. Gold Deposits and Mesozoic Granites in NE China. *Economic and Applied Geology*, 1996, 14:

325 ~ 328

- 14 王建平, 杨玉东. 赤峰南部的构造控矿条件. 见: 华北地台北缘金矿地质科研讨论会论文选编. 沈阳: 东北工业学院出版社, 1992. 81 ~ 86
- 15 沈保丰, 彭晓亮, 骆 辉, 等. 中国太古宙绿岩带. 地质学报, 1993, 67(3): 208 ~ 220
- 16 沈保丰, 骆 辉. 华北陆台太古宙绿岩带金矿的成矿特征. 华北地质矿产杂志, 1994, 9(1): 87 ~ 96
- 17 林保钦, 崔文元, 王时麒, 等. 辽西太古宙地质与金矿. 北京: 地震出版社, 1997
- 18 崔文元, 王长秋, 张承志, 等. 辽西-赤峰一带太古代变质岩中锆石 U-Pb 年龄. 北京大学学报, 1991, 27(2): 229 ~ 237
- 19 Kroner A, Cui W Y, Wang S Q, et al. Single zircon ages from high-grade rocks of the Jianping Complex, Liaoning Province, NE China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 1998, 16: 519 ~ 532
- 20 Ludwig K R. Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic-isotope data. A revision of the Open-File Rep 91- 445, US Geol Surv, 1994. 1 ~ 45
- 21 翟明国, 杨进辉, 刘文军. 胶东大型黄金矿集区及大规模成矿作用. 中国科学, D 辑, 2001, 31(7): 545 ~ 552
- 22 毛景文, 王志良. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨. 矿床地质, 2000, 19(4): 289 ~ 296
- 23 陈衍景, 郭光军, 李 欣. 华北克拉通花岗岩绿岩地体中生代金矿床的成矿地球动力学背景. 中国科学, D 辑, 1998, 28(1): 35 ~ 40
- 24 胡受奚, 叶 瑛, 赵懿英, 等. 华北地台中生代热液成矿的构造环境. 高校地质学报, 1995, 1(1): 58 ~ 66
- 25 Fan Q C, Hooper P R. The Cenozoic basaltic rocks of Eastern China: petrology and chemical composition. *Journal of Petrology*, 1991, 32: 765 ~ 810
- 26 Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard H M, et al, eds. *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geological Society Special Publication, 1993, 76: 71 ~ 81
- 27 Fan W M, Menzies M A. Destruction of aged lower lithosphere and asthenosphere mantle beneath eastern China. *Geotectonica et Metallogenia*, 1992, 16: 171 ~ 179
- 28 池际尚, 路凤香. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社, 1996. 292 ~ 293
- 29 吴福元, 孙德有. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄. 长春科技大学学报, 1999, 29(1): 313 ~ 318