重庆维普 http://www.cqvip.com

第82卷 第4期 地 质 学 报 ACTA GEOLOGICA SINICA Vol. 82 No. 4
2008年4月 Apr. 2008

延边小西南岔大型富金铜矿床矿区内暗色脉岩的锆石年代学及其地质意义

孙景贵，门兰静，赵俊康，陈雷，梁树能，陈冬，逄伟
吉林大学地球科学学院，长春，130061

内容提要：本文对小西南岔富金铜矿床矿区内与成矿空间密切的成矿前辉绿-辉长岩、成矿期闪长玢岩岩脉进行了单颗粒锆石 SHRIMP、LA-ICP-MS U-Pb 年龄的测定。实验数据表明：辉绿-辉长岩的 16 个锆石或单点有 387.0±11.8Ma、292.0～251.1Ma（加权平均值 270±14Ma，n=10）、129.8±2.6 Ma、107.0～95.4Ma（加权平均年龄为 103±13Ma，n=3）和 46.8±2.6Ma 五组谐和年龄；闪长玢岩的 11 个锆石、12 个单点仅获一组谐和年龄，变化在 108～98Ma 之间（加权平均值 102.1±2.2Ma）。结合 CL 图像特征，初步厘定成矿前辉绿-辉长岩形成于早二叠世晚期（270±14Ma，n=10；273±14Ma，n=6），岩浆上侵过程中捕获了少量的泥盆世碎屑锆石，在成岩后的早白垩世、新生代始新世中期曾被热液改造；而闪长玢岩则形成于早白垩世晚期。考虑到伴生闪长玢岩的年龄与辉绿-辉长岩的 107.0～95.4Ma 相匹配，且辉绿-辉长岩的热液锆石年龄在 103～95.4Ma 之间，进而限定该富金铜矿床的成矿热事件应发生在 108～98Ma，成矿作用发生在晚中生代地壳强烈伸展、减薄作用末期，经晚白垩世—古近世的后期抬升被剥露于现今地表，其成矿滞后于中国东北部晚中生代岩浆热液金矿床大规模成矿峰期（120Ma）约 10Ma。

关键词：暗色脉岩；锆石；CL 图像；单颗粒锆石 U-Pb 年龄；小西南岔金铜矿床；延边

长期以来，成矿年代学工作一直是矿床学领域研究的重要内容，特别是精细的成矿年代学工作，它已成为探讨成矿规律、刻画成矿动力学环境的前提和基础（陈衍景等，2001，2004；毛景文等，2003）。延边小西南岔大型富金铜矿床自 20 世纪 70 年代末发现以来，曾有学者对其成矿时代进行过研究（郑斗范等，1983；孟庆丽等，2001），获得的几组相关年龄数据为：① 赋矿围岩闪长岩的全岩 K-Ar 法年龄 205Ma（郑斗范等，1983）；② 矿区花岗斑岩的全岩 K-Ar 法年龄 107Ma；③ 与矿体伴生的闪长玢岩全岩 K-Ar 法年龄 130Ma；④ 硫化物石英脉、石英的包裹体中子活化法 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时线年龄 123.35±0.8Ma；初步认定该矿床的成矿时代为早白垩世晚期（孟庆丽等，2001）。但是，这些年龄数据不仅差别较大、且不能互相认证。近期笔者对该矿床中与成矿密切的暗色脉岩进行了单颗粒锆石 CL 图像分析和精细的 SHRIMP、LA-ICP-MS U-Pb 年龄测定，进一步限定了小西南岔大型富金铜矿床的成矿热事件发生在 108～98Ma，与前人孟庆丽等（2001）确定的 123.35±0.8Ma 或中国东北部晚中生代岩浆热液金矿床大规模成矿峰期（120Ma）相差约 10Ma。

1 矿床地质概况

小西南岔富金铜矿床产在吉林省延边地区东部。该区地处中国东北部陆缘、天山—兴蒙造山带东端，夹于佳木斯地块、兴凯地块、龙岗地体（属华北板块部分）之间（图 1a），是一个经历了古亚洲洋演化和兴蒙造山对接、中生代古太平洋板块俯冲以及新生代超壳断裂作用的叠加复合构造区（彭玉鲸等，2002）。区内构造、岩浆作用强烈，内生金铜矿化发育。出露的地层有晚古生代海相火山-沉积岩或变质变形岩片、中生代陆相火山-沉积岩和新生代陆相碎屑岩；侵入岩主要是海西期晚期的辉长岩、闪长岩和燕山期花岗闪长岩、二长花岗岩以及不同时代的各类脉岩；现已查明内生金铜矿床（点）达 20 余座（处）（芮宗瑶等，1995；孟庆丽等，2001）。

小西南岔富金铜矿床是延边地区目前探明最大的内生富金铜矿床。该矿床产于烟筒砬子—小西南

注：本文为国家自然科学基金（编号 40472050；40772052）、南京大学内生金属成矿机制国家重点实验室基金（编号 2006-2005，2006-2008）资助的成果。
收稿日期：2007-11-20；改回日期：2008-02-24；责任编辑：郝梓国。
作者简介：孙景贵，男，1961 年生。博士，教授。长期从事矿床学教学和内生矿床的成矿作用研究。Email：sunjinggui@jlu.edu.cn。

重庆维普 http://www.cqvip.com

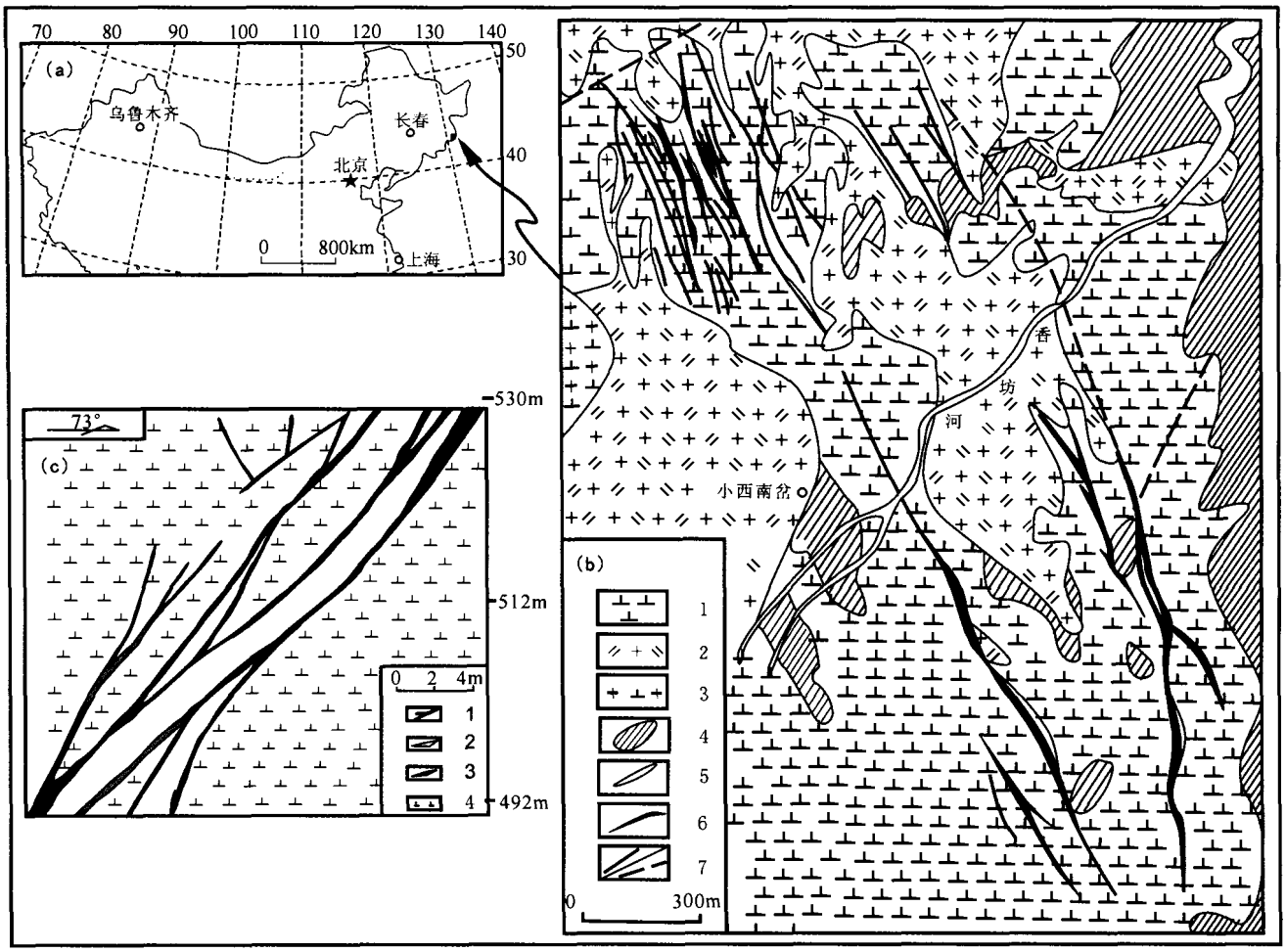


图 1 延边小西南岔富金铜矿床产出地理位置图(a)、矿床地质简图(b)以及脉岩与矿化关系图(c);
(图 c 据郑斗范等(1983)修改编制)

Fig. 1 Sketch of geographic settings (a), geology (b) and relationship between dike (diorite porphyrite) and mineralization (c) of Xiaoxinancha gold-rich copper deposits, Yanbian (modified from the Zheng Dofan, et al., 1983)

图(b):1—二叠世闪长岩;2—早白垩世花岗岩;3—早白垩世花岗闪长斑岩;4—晚古生代变质地层;5—闪长玢岩脉;6—矿体/矿化体;7—断裂/推测断裂;图(c):1—矿体;2—安山玢岩;3—蚀变破碎带;4—闪长岩

Fig. b: 1—Permian diorite; 2—Lower Cretaceous granite; 3—Lower Cretaceous granodiorite-porphyry; 4—Late Paleozoic meta-stratrum; 5—diorite-prophyrite veins; 6—ore bodies; 7—rift; Fig. c: 1—ore bodies; 2—andesite-porphyry; 3—alteration cracked zone; 4—diorite

岔近南北向断裂带的小西南岔断裂带内。矿区内发育的地质体有晚古生代的浅变质岩系、晚二叠世闪长岩和辉绿辉长岩(脉)以及中生代花岗闪长斑岩、花岗岩、闪长玢岩(脉)等;断裂构造主要是小西南岔近南北向断裂和香坊河北东向断裂。矿床矿化蚀变与小西南岔断裂体系一致,呈近南北向展布,南北长约 2.5km、东西宽约 0.8km,已圈出工业矿体 34 个,并以香坊河断裂为界,分为南、北两个矿段(图 1b)。其中:南山矿段有 7 个矿体,赋矿围岩是晚二叠世闪长岩-石英闪长岩,矿体以硫化物石英脉、纯硫化物脉为主,呈 NNE 向展布;北山矿段有 12 个矿体(组),赋矿围岩为晚二叠世闪长岩-石英闪长岩以及晚古生代浅变质变形火山-沉积岩,矿体以细脉—浸染状为主,呈近南北向展布(图 1b)。两矿段的围岩蚀变、矿化类型基本相同,围岩蚀变主要是阳起石(透闪石)、绢云母、硅化、碳酸盐化,矿化主要是磁黄铁矿(胶黄铁矿)、黄铁矿、黄铜矿以及少量毒砂、斑铜矿、闪锌矿、方铅矿、自然金、银金矿等,与成矿最为密切的岩浆热事件是安山玢岩岩脉以及辉长-辉绿岩脉、细粒花岗岩、花岗闪长斑岩。

为了限定成矿热事件的时限和成矿动力学背景,我们选择与金铜矿化空间上密切的辉绿-辉长岩、闪长玢岩暗色脉岩作为本次研究的重要工作对象,展开地质、岩相学、岩石化学和锆石单颗粒的 U-

重庆维普 http://www.cqvip.com

Pb 年代学等方面研究。

2　实验样品的地质、岩石化学特征

2.1　辉绿-辉长岩

该类岩石呈脉状产出，出露在北山矿段。岩石为黑绿色，似辉绿结构、局部为细粒辉长结构(0.5～0.8mm)，块状构造；主要矿物为斜长石(55%)、辉石(45%)，少量角闪石、黑云母，副矿物有磁铁矿、磷灰石以及锆石等。其中：斜长石呈自形、半自形板状、聚片双晶发育(An≈61)，可见弱的绢云母化现象；辉石呈残留状，晶体内常含有自形斜长石晶体；角闪石、黑云母为热液交代辉石的产物。此外，岩石整体具较强的片理化和矿化蚀变特征，因此又可定名为“片理化、矿化蚀变细粒辉绿-辉长岩”。测得岩石化学成分 SiO_2 为 46.84%、TiO_2 为 1.26%、Al_2O_3 为 17.14%、Fe_2O_3 为 2.60%、MgO 为 7.73%、FeO 为 8.48%、MnO 为 0.168%、CaO 为 10.65%、Na_2O 为 1.37%、K_2O 为 1.05% 和 P_2O_5 为 0.03%，为基性侵入岩所持有的岩石化学特征。

2.2　闪长玢岩

呈脉状产在南山和北山矿段，与矿体密切共生，局部可见侵入切割矿体(图 1c，图 2)。岩石新鲜面为灰绿色，呈斑状结构、块状构造；斑晶矿物为斜长石(占斑晶矿物的 70%±)和少量角闪石，粒径在 0.1～0.5mm 之间；基质矿物为微细斜长石、角闪石和磁铁矿、磷灰石、锆石等。岩石中斜长石普遍发生绢云母化、碳酸盐化和角闪石的绿泥石化，但尚未见到明显的矿化现象。测得全岩化学成分 SiO_2 59.28%、TiO_2 0.57%、Al_2O_3 16.31%、Fe_2O_3 0.89%、MgO 2.45%、FeO 2.63%、MnO 0.07%、CaO 4.82%、Na_2O 3.98%、K_2O 1.4% 和 P_2O_5 0.14%，为中性岩浆岩所持有的岩石化学特征。

3　测年方法和分析结果

3.1　实验方法

本文定年的辉绿-辉长岩和闪长玢岩分别采自北山矿段Ⅰ号矿段 637 米标高露天和南山矿段井下 305 采场。锆石单矿物分离按常规碎样、重力和磁力方法进行分选，最后在双目镜下进行矿物单颗粒挑选分离；进入实验前的样品制备(耙)、反射光、透射光照相和阴极发光扫描电镜图像、内部结构分析分别在中国地质科学院地质研究所 SHRIMP-II 测试中心、中国科学院地质与地球物理所以及西北大学地质系国家重点实验室完成。SHRIMP 和 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测定在中国地质科学院地质研究所和西北大学大陆动力学教育部重点实验室完成。SHRIMP U-Pb 年龄分析过程应用 TEM(417 Ma)参考样进行分馏校正、L13 标定样品的 U、Th 和 Pb 的质量分数(L13 年龄：572 Ma；U 质量分数：238 μg/g)(宋彪等，2002)；LA-ICP-MS U-Pb 法年龄测定采用 He 作为剥蚀物质的载气，用美国国家标准技术研究院研制(USA-NIST)的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST SRM610 进行仪器最佳化，使仪器达到最高灵敏度、最小氧化物产率、最低背景值和稳定信号，采集数据方式为单点剥蚀，数据采集选用一个质量峰和一点跳峰方式，以国际标准锆石 91500 作为外标的标准物质(Wiedenbeck，et al.，1995；Gao，et al.，2002)；实验原理和流程详见参考文献(Compston，et al.，1992；Williams，et al.，1987，1998；)。



图 2　安山玢岩与纯硫化物之间的侵位关系照片(南山矿段)

Fig. 2　Relationship between diorite porphyrite and mineralization from the south mine

SHRIMP U-Pb 法的同位素比值及元素含量计算方面，采用 GL ITTER (Ver 4.0；Macquarie University) 程序和 Andersen (2002) 的 $^{207}Pb/^{206}Pb$、$^{207}Pb/^{235}U$、$^{206}Pb/^{238}U$ 和 $^{208}Pb/^{232}Th$ 综合方法进行同位素比值的校正或扣除普通 Pb 的影响；LA-ICP-MS 法的放射成因 Pb 含量计算按照 Stacey (1975)所给出的地壳平均 Pb 同位素组成进行普通 Pb 校正；获得的数据经校正后，采用 Ludwig SQUID1.0 及 ISOPLT 程序自动完成谐和图解和加权平均年龄值。

3.2　实验结果

辉绿-辉长岩(JXNC-I-2)和闪长玢岩(XNC11-8-3)锆石的 CL 图像、测点位置分别见图 3、图 6，SHRIMP 法 U-Pb 年龄或 LA-ICP-MS 法 U-Pb 年

重庆维普 http://www.cqvip.com

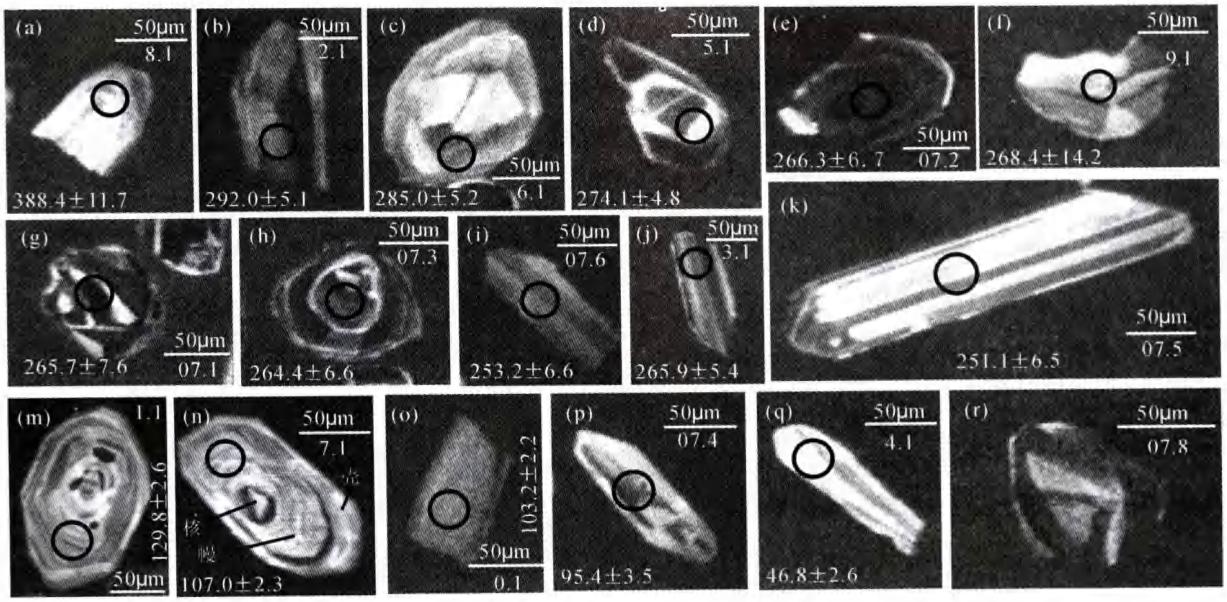


图 3 辉绿-辉长岩(JXNC-I-2)的单颗粒锆石 CL 图像、测点和年龄

Fig. 3 Cathode luminescence photomicrographs (CL), analysed spots and age data ($^{206}Pb/^{238}U$) of zircons from the diabase-gabbro(JXNC-I-2)

圆圈标注为分析点位置,0.1～17.1 为分析点号,388.4±11.7Ma 类似标注为测定年龄($^{206}Pb/^{238}U$)

to 17.1 representing analysed spots, and 388.4±11.7Ma like data representing analysed ages

龄分析数据校正结果见表 1 和表 2。

3.2.1 辉绿-辉长岩

从重量约 2kg 的辉绿-辉长岩中,共选出 60 余粒锆石。它们的晶体形态多为半自形晶短柱状,部分呈半自、它形粒状,少量为长柱状,粒度在 20～200μm 之间,长宽比值变化较大(图 3),其 CL 图像显示,它们的晶型和内部结构较为复杂(图 3)。依据获得的年龄结果和锆石的晶形、内部结构特征,可将其划分为五组锆石。

第一组:这组锆石较少,呈白色,长柱状半自形晶,环带结构不发育,长 200μm,长宽比 2∶1;SHRIMP 获得其表面 Th/U 值为 0.89,普通铅和放射铅的含量分别为 0.39 $\mu g \cdot g^{-1}$、10.1 $\mu g \cdot g^{-1}$(表 2,图 3)。这种锆石的成因较复杂,它既具有正变质岩成因的锆石特征,又具有岩浆锆石属性(变质或变质增生锆石 Th/U 比值< 0.1)(许志琴等,2006;刘景波等,2005;薛怀民等,2002;程昊等,2002;吴元保等,2004);获得 SHRIMP U-Pb 表面剥蚀年龄为 388.4±11.7Ma(表 2),但它的成分点落在谐和线上的特征暗示其为原生碎屑锆石,即形成之后没有发生明显的同位素丢失现象(图 3a)。

第二组:该组锆石较多,由自形、半自形粒状和长柱状(长宽比约为 2∶1)两种晶形构成(图 3b-k),粒度在 50～150μm 之间。粒状锆石的成分环带结构不清晰(图 3b,c,d,f,g),有的具弱的环带结构(图 3g,h);但柱状锆石具有较清晰的条带状结构(图 3i-k)。两种晶形的表面 Th/U 值在 0.42～0.84之间,普通铅和放射铅的含量在 0.15～4.35μg/g、15.14～48.3μg/g 之间,具典型基性岩浆成因的锆石特征(Belousova, et al., 2002)。测得 10 个单点成分均落在谐和线上,表面年龄在 251.1～292.0Ma,加权平均值为 270± 14Ma (MSWD 为 0.66、概率为 0.74)(图 4)。

但是,值得注意的是该组锆石的普通铅含量变化较大(图 5),可细分为高普通铅(1.40%～4.35%)、中等普通铅(0.69%～0.73%)和低普通铅(0.15%～0.39%)三组(表 1),其对应的 SHRIMP 法 U-Pb 表面年龄分别为 265.7～292.0Ma(图 3b,g)、251.1～253.2 Ma(图 3i-k)和 264.4～285.0 Ma(图 3c,d,c,f,h,j)。这种特征一方面可能反映岩浆体成分的不均一性,另一方面或许与岩浆演化作用密切相关。我们注意到:中等普通铅的锆石年龄低,而低普通铅的锆石年龄高,符合普通铅含量高而年龄偏低的一般规律,前者锆石可能为岩浆结晶晚期形成,后者为岩浆期形成;而高普通铅的锆石年龄在中等普通铅范围,没有反映出普通铅含量高、年龄偏低的特征,暗示其岩浆体成分也并非均一。但暗示样品数占据优势的低普通铅锆石(n=6)的

表 1　辉绿—辉长岩(JXNC-I-2)的锆石 SHRIMP 法 U-Pb 年龄($^{206}Pba/^{238}U$)分析结果

Table 1　SHRIMP U-Pb zircon data ($^{206}Pb/^{238}U$) from diabase-gabbro (JXNC-I-2) in mine field of Xiaoxinancha gold-rich copper deposits

实验序号	$^{206}Pb^c$	U	Th	Th/U	$^{206}Pb^r$	$^{204}Pb/^{206}Pb$(%)		$^{207}Pb^R/^{206}Pb^R$(%)		$^{206}Pb^R/^{238}U$(%)		$^{207}Pb^R/^{235}U$(%)		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{206}Pba/^{238}U$(Age,Ma)	
	%	$\mu g \cdot g^{-1}$	$\mu g \cdot g^{-1}$	比值	$\mu g \cdot g^{-1}$	比值	误差	比值	误差	比值	误差	比值	误差	年龄	误差	年龄	误差
B8.1	0.39	189	162	0.89	10.1	0.0002	24	0.0572	2.9	0.0621	3.1	0.49	4.3	500	65	388.4	11.7
B07.1	4.35	1116	676	0.63	42.2	0.0024	27	0.0553	19.5	0.0421	2.9	0.32	19.7	426	435	265.7	7.6
B2.1	1.40	1211	984	0.84	48.3	0.0001	35	0.0468	2.1	0.0463	1.8	0.30	2.7	39	49	292.0	5.1
B07.5	0.69	314	142	0.47	10.8	0.0004	35	0.0501	4.6	0.0397	2.6	0.27	5.3	200	107	251.1	6.5
B07.6	0.73	403	233	0.60	14.0	0.0004	30	0.0501	4.2	0.0401	2.6	0.28	5.0	202	98	253.2	6.6
B9.1	0.26	567	259	0.47	20.8	0.0001	23	0.0505	2.1	0.0425	5.4	0.30	5.8	219	50	268.4	14.2
B5.1	0.18	1025	536	0.54	38.3	0.0001	41	0.0481	1.9	0.0434	1.8	0.29	2.6	104	45	274.1	4.8
B6.1	0.15	388	159	0.42	15.1	0.0001	39	0.0496	2.5	0.0452	1.9	0.31	3.1	177	58	285.0	5.2
B3.1	0.25	784	343	0.45	28.8	0.0008	18	0.0459	5.2	0.0421	2.1	0.27	5.6	−9	125	265.9	5.4
B07.2	0.27	1167	699	0.62	42.4	0.0002	29	0.0510	2.2	0.0422	2.6	0.30	3.4	241	52	266.3	6.7
B07.3	0.37	931	552	0.61	33.6	0.0002	25	0.0491	2.0	0.0419	2.6	0.28	3.3	155	48	264.4	6.6
B1.1	0.94	268	128	0.49	4.7	0.0005	20	0.0383	8.3	0.0203	2.0	0.11	8.5	−464	219	129.8	2.6
B7.1	0.24	403	276	0.71	5.8	0.0001	65	0.0481	4.7	0.0167	2.1	0.11	5.2	105	112	107.0	2.3
B0.1	1.06	169	138	0.84	2.4	0.0006	44	0.0421	10.9	0.0161	2.2	0.09	11.1	−219	273	103.2	2.2
B07.4	6.16	164	82	0.51	2.24	0.0033	34	0.0208	89.9	0.0149	3.7	0.04	89.9	−2470	3785	95.4	3.5
B4.1	4.35	759	317	0.43	5.0	0.0023	27	0.0298	38.8	0.0073	5.7	0.03	39.2	−1175	1196	46.8	2.6

表 2　闪长玢岩的锆石 LA-ICP-MS 法 U-Pb 年龄($^{206}Pba/^{238}U$,XNC11-8-3)分析结果

Table 2　SHRIMP U-Pb zircon data ($^{206}Pb/^{238}U$) from andesite porphyrite (XNC11-8-3) in mine field of Xiaoxinancha gold-rich copper deposits

实验序号	$^{206}Pb^c$	U	Th	Th/U	$^{206}Pb^r$	$^{207}Pb^a/^{206}Pb^a$		$^{207}Pb^a/^{235}U$		$^{206}Pb^a/^{238}U$		$^{208}Pb^a/^{232}Th$		$^{207}Pb^a/^{206}Pb^a$		$^{206}Pb^a/^{238}U$	
	%	$\mu g \cdot g^{-1}$	$\mu g \cdot g^{-1}$	比值	$\mu g \cdot g^{-1}$	比值	误差	比值	误差	比值	误差	比值	误差	年龄	误差	年龄	误差
B68	0.9520	169.91	181.17	0.9378	2.1256	0.0461	0.0039	0.1039	0.0086	0.0164	0.0003	0.0054	0.0003	—	187	105	2
B69	0.9761	58.50	113.64	0.5148	0.8387	0.0522	0.0082	0.1130	0.0173	0.0157	0.0005	0.0056	0.0005	294	282	100	3
B66	0.8700	316.20	325.17	0.9724	4.1982	0.0504	0.0043	0.1066	0.0088	0.0154	0.0003	0.0050	0.0002	211	152	98	2
B67	0.8580	92.18	129.86	0.7098	1.2966	0.0570	0.0066	0.1283	0.0145	0.0163	0.0004	0.0054	0.0003	490	207	104	3
B70	0.8363	40.03	67.69	0.5914	0.3302	0.0603	0.0109	0.1408	0.0250	0.0169	0.0006	0.0065	0.0005	614	332	108	4
B75	0.6603	130.98	171.49	0.7639	2.2124	0.0501	0.0068	0.1134	0.0151	0.0164	0.0005	0.0055	0.0003	201	243	105	3
B72	0.8242	53.64	96.37	0.5566	0.7736	0.0485	0.0081	0.1088	0.0179	0.0163	0.0004	0.0060	0.0004	121	279	104	3
B65	0.9616	131.19	178.72	0.7341	1.8822	0.0495	0.0068	0.1051	0.0142	0.0154	0.0004	0.0049	0.0002	172	279	98	2
B73	0.7351	41.00	96.47	0.4250	0.9688	0.0523	0.0104	0.1165	0.0230	0.0162	0.0005	0.0051	0.0005	297	382	103	3
B74	0.9158	23.35	51.10	0.4569	0.1976	0.0568	0.0138	0.1311	0.0315	0.0167	0.0007	0.0078	0.0008	485	419	107	4
B76	0.6483	105.46	127.62	0.8264	1.4822	0.0630	0.0117	0.1418	0.0258	0.0163	0.0007	0.0055	0.0005	709	325	104	4
B77	0.9110	41.79	74.25	0.5628	0.3037	0.0501	0.0158	0.1107	0.0344	0.016	0.0009	0.0048	0.0007	201	466	102	5

重庆维普 http://www.cqvip.com

重庆维普 http://www.cqvip.com

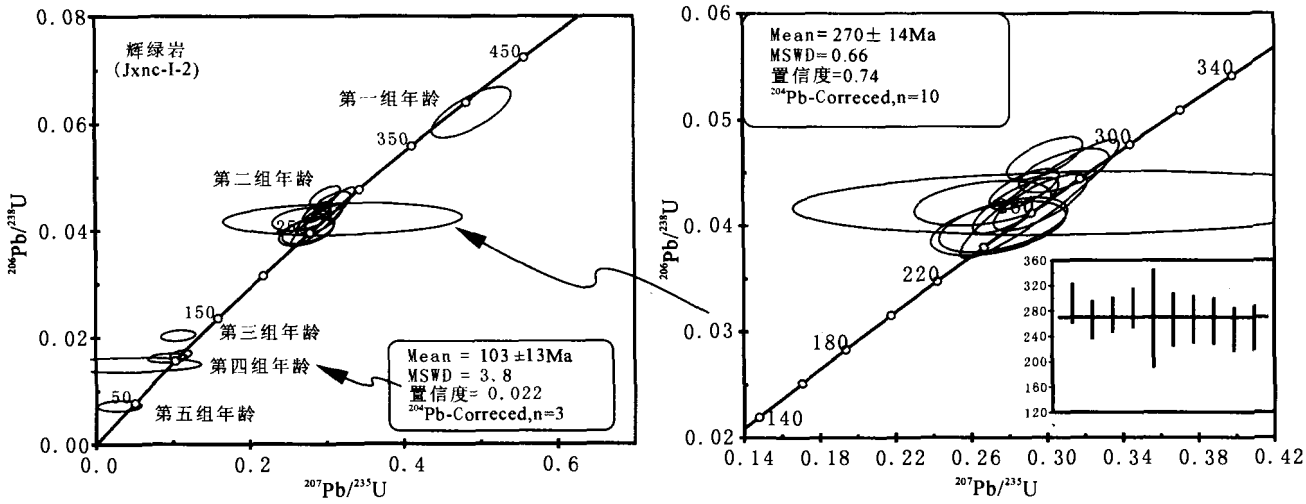


图 4 辉绿-辉长岩(JXNC-I-2)中的锆石 SHRIMP U-Pb 谐和曲线和$^{206}Pb^{*}/^{238}U$年龄加权平均值图

Fig. 4 Concordia diagrams showing SHRIMP U-Pb dating of zircons from the diabase-gabbro(JXNC-I-2)

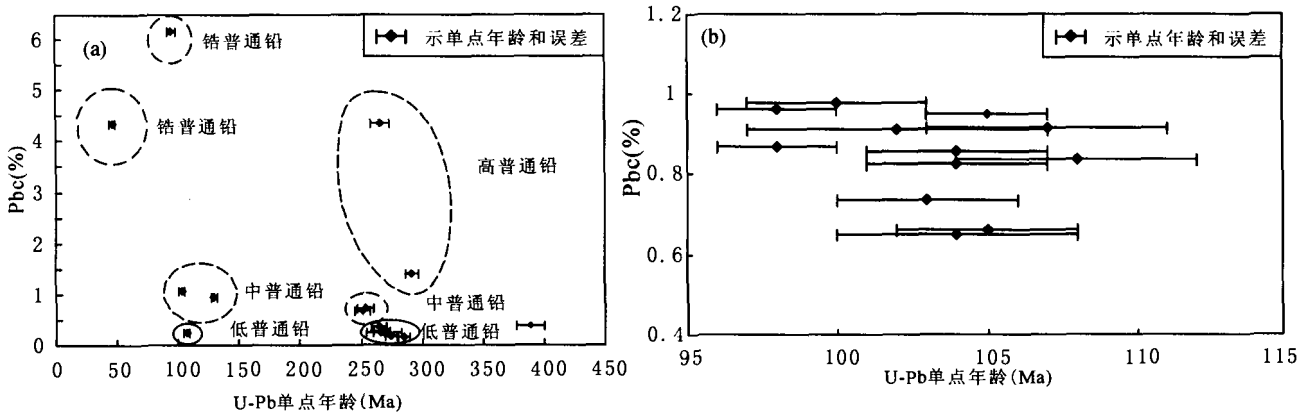


图 5 锆石普通铅含量与年龄关系图(a 为辉绿-辉长岩,b 为闪长玢岩)

Fig. 5 The relationship between common lead isotopic concentration and ages of zircons (a showing diabase-gabbro, and b showing diorite porphyrite)

SHRIMP U-Pb 表面年龄更能代表主体岩浆结晶作用的时代(加权平均值 273 ±14 Ma, MSWD = 0.23、概率为 0.95)(图略,参见图 5a)。

此外,在这组锆石中还见被包裹的碎屑锆石现象(图 3c),其碎屑锆石 CL 图像与第一组锆石十分相似,初步认定它的成因和形成年龄应与第一组锆石相同。

第三组:只有 3 个颗粒锆石,晶体呈自形柱状,长达 150~200μm,具清晰的成分环带结构,显微镜下可见晶体内部含有熔体包裹体和气液两相包裹体;测得 1 个点的表面普通铅和放射铅的含量分别为 0.94 μg/g、4.7 μg/g,Th/U 比值为 0.49,具有典型中酸性岩浆锆石特征(Belousova, et al., 2002; Watson, et al., 1997; Hoskin, et al., 2003); SHRIMP 法 U-Pb 年龄为 129.8 ±2.6 Ma。

目前,有关热液成因锆石已有研究和讨论(Claoue-Long, et al., 1990; Corfu, et al., 1991; Rubin et al., 1993; Watson, et al., 1997; Hoskin and Schaltegger, 2003; Dubinska et al., 2004; 李俊建等,1996; 李惠民等,1997; 胡芳芳等,2004; Qi et al., 2004; 翟伟等,2006),但对其成因及其地质意义的认定争议较大。Claoue-Long 等(1990)首次对加拿大 Abitibi 绿岩带含金石英脉中的热液锆石进行了 SHRIMP 测年,但随后 Corfu 等(1991)提出这些类似锆石是继承围岩中的锆石,并非热液成因的锆石。近期我国学者研究得出:在热液金矿成矿体系可能同时存在捕获、继承围岩和热液体系的自生锆石(李俊建等,1996; 李惠民等,1997; 胡芳芳等,

重庆维普 http://www.cqvip.com

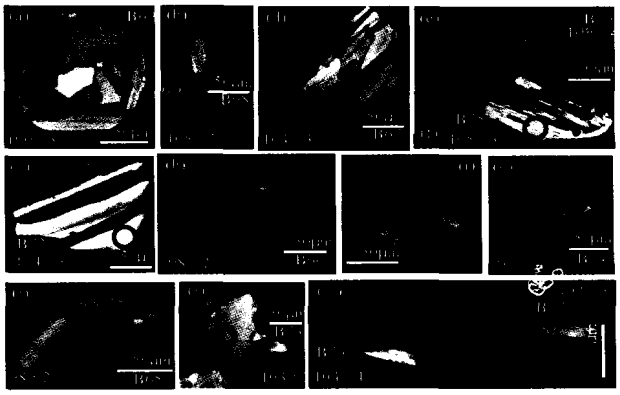


图 6　闪长玢岩(XNC11-8-3)的锆石 CL 图像
(标注同图 3)

Fig. 6　Cathode luminescence photomicrographs (CL), analysed spots and age data (206Pb/ 238U) of zircons from the diorite porphyrites(XNC11-8-3)

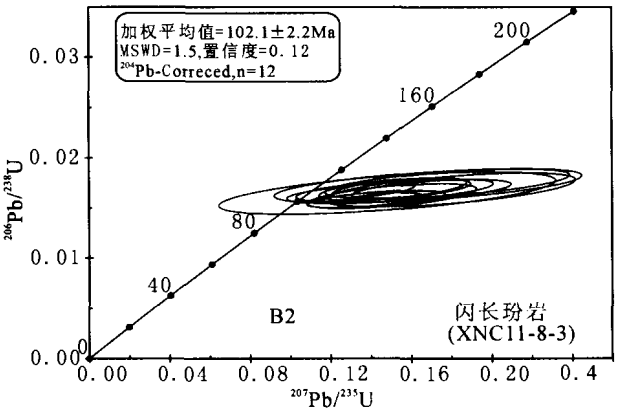


图 7　闪长玢岩(XNC11-8-3)的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄图

Fig. 7　Concordia diagrams showing LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons from the diorite porphyrites (XNC11-8-3)in Xiaoxinancha gold-rich copper mine field

2004;Qi et al.,2004;翟伟等,2006)。因此,热液体系锆石的地质意义在于确定它是自生的热液锆石还是围岩中的继承锆石。Watson 等(1997)和 Hoskin 等(2003)认为普通铅的含量高是热液成因锆石的鉴定特征;翟伟等(2006)对粤西河台金矿富硫化物含金石英脉中热液锆石 SHRIMP 年龄研究,其普通铅含量在 0.65%～2.27%之间,而混合岩中的锆石普通铅含量低于 0.73%。对比本文的测试结果我们可以认为核、幔和壳成分环带发育的锆石除具有岩浆锆石成因外,可能还具岩浆混染成因锆石属性(107±2.3 Ma);而不发育内部结构、普通铅的含量较高(Pb^c=1.06～6.16%)的锆石应为热液锆石,两者年龄接近应为同一热事件过程形成的锆石。

第五组:呈长柱状,长宽比达 5∶1,晶体内部环带结构不发育(图 3q),表面 Th/U 比值为 0.43,普通铅和放射铅的含量分别为 4.35μg/g、5.0μg/g(表 1),这种晶形、内部环带结构不发育和普通铅含量较高的特征与第四组长柱状锆石十分相似(图 3),应属典型热液成因锆石(Watson, et al., 1997; Hoskin and Schaltegger, 2003;翟伟等,2006);但本组锆石的 SHRIMP 法 U-Pb 单点年龄为 46.8±2.6 Ma,说明两者不是同一热液事件的产物。

3.2.2　闪长玢岩

从重量约 2kg 的全岩中共选出 50 余粒锆石。其晶体多呈长柱状、少量为粒状自形-半自形晶,多数晶体长度在 100～150μm 之间,最大可达 500μm、呈伟晶状。CL 图像多显示具有明显的条带状结构和环带结构,少数内部环带结构不发育(图 6)。依据晶形和 CL 图像特征可分为四组锆石,各组特征和测试分析结果如下。

第一组:呈短柱状,发育环带结构(图 6a-c),颗粒大小在 50～150μm 之间;大的晶体核部为白色,外侧呈现灰白与灰色相间的条纹构造,发育减压引张裂纹,在裂纹附近色调较暗;显示内部普通铅含量较低,向外、尤其是在裂纹附近普通铅的含量较高。从发育的裂纹和溶蚀边结构特征可初步判断核部锆石是在普通铅含量较低的岩浆或岩浆热液体系中结晶形成的,在形成之后普通铅曾发生过丢失。这组锆石的表面 Th/U 值为 0.5148～0.9378,普通铅含量为 0.9520～0.9761μg/g,放射铅的含量为 0.8387～2.1256μg/g,具有中酸性岩浆和/或岩浆热液成因的锆石特征(Belousova, et al., 2002;胡华斌等,2004),LA-ICP-MS 法 U-Pb 表面剥蚀年龄在 100～105Ma。

第二组:为半自形长柱状锆石,发育条纹结构,条纹规则地平行于柱面生长方向(图 6d-i),其 Th/U 值为 0.5566～0.9724,普通铅含量为 0.6603～0.8700μg/g,放射铅的含量为 0.3302～4.1982μg/g,具有岩浆成因的锆石属性,获得 LA-ICP-MS 法 U-Pb 表面剥蚀年龄在 98～108Ma 之间。

第三组:呈半自形、它形晶短柱状,条纹结构不发育,边部多具溶蚀结构(图 6k～l),其 Th/U 比值为 0.4250～0.7341,普通铅含量为 0.7351～0.9616μg/g,放射铅的含量为 0.1976～1.8822μg/g,体现岩浆或岩浆热液作用成因的锆石特征;LA-ICP-MS 法 U-Pb 表面剥蚀年龄在 98～107Ma。

重庆维普 http://www.cqvip.com

第四组：为长柱状伟晶锆石（图 6m），长达 530μm，其内部成分环带、条纹状结构不发育，表面可见溶蚀、铅积淀现象；测得 2 个点的 Th/U 比值、普通铅和放射铅含量分别在 0.5628～0.8264、0.6483～0.9110μg/g、0.3037～1.4822μg/g 之间，表现典型岩浆伟晶期或岩浆热液期结晶锆石特征（Belousova, et al., 2002），LA-ICP-MS U-Pb 表面剥蚀年龄（$^{206}Pb/^{238}U$）在 102～104Ma。

上述闪长玢岩的 11 个锆石、12 个 LA-ICP-MS U-Pb 表面剥蚀年龄（$^{206}Pb/^{238}U$）数值差别较小，最大变化范围 10Ma（108～98Ma，加权平均年龄为 102.1±2.2Ma、MSWD 为 1.5，概率为 0.12）。但值得进一步推敲的是：所有单点年龄均具有相对高的 $^{207}Pb/^{235}U$ 比值或在谐和线的右侧（图 7），我们认为这种现象一方面可能与测试时的仪器状态有关，另一方面可能与岩浆体受到老的地幔或地壳物质混染、^{238}U 增加，因为地球形成的初期，铅同位素增长主要依靠 $^{235}U\rightarrow^{207}Pb$，中生代主要是 $^{238}U\rightarrow^{206}Pb$（沈谓洲，1997）。

另外，该类岩石锆石的普通铅含量在 0.5628～0.8264μg/g 之间，伴随年龄的减小普通铅略有增加的趋势（图 5），这种现象不仅与岩浆浆演化（岩浆期、伟晶期、热液期）相吻合，且限定了闪长玢岩的岩浆演化全过程经历约 10Ma 左右。

4 讨论

目前，国内外学者对锆石的成因研究已经作了大量工作，并从其晶形、内部结构以及成分特征角度论证了不同成因的锆石的差别（刘景波等，2005；薛怀民等，2002；程昊等，2002；Belousova, et al., 2002；Watson, et al., 1997；Hoskin, et al., 2003；Cornell, et al., 2003；Kerrich and King, 1993；Claoué-Long, et al., 1990, 1992；Watson, et al., 1997；Hoskin and Schaltegger, 2003；胡芳芳等，2004；翟伟等，2006）；然而由于地质作用的复杂性，其锆石的成因和意义具有很大的不确定性；因此其成因和确切地质意义必须与特定的区域地质环境相结合进行判断。

4.1 辉绿-辉长岩中的锆石成因与区域热事件的关系

如前所述，辉绿-辉长岩的锆石有五组谐和年龄，这五组年龄从区内构造热发展史和成岩成矿角度分析：第一组碎屑锆石的 U-Pb 表面年龄（388.4±11.7Ma）和所持有的正变质岩成因或岩浆成因属性应归属早泥盆世或早泥盆世的青龙村群（彭玉鲸等，2002），为涌侵过程捕获锆石，不大可能是岩浆侵位或来自岩浆源区的锆石；第二组锆石的岩浆成因特征和 U-Pb 表面年龄与南山矿段围岩闪长岩的 U-Pb 年龄（加权平均值为 270±5.9 Ma）（基本一致，显然它既代表辉绿-辉长岩的结晶年龄，又是显示是该期岩浆热事件早期岩浆作用的产物；第三组锆石 U-Pb 表面年龄为 129.8 ±2.6 Ma，它与金沟岭组（玄武岩）、泉水村组（含辉石粗安岩、辉石安山岩）（赵全国等，2005）的年龄基本一致，且在区域上与胶东壳幔混合型花岗岩（郭家岭）的形成一致（苗来成等，1997），考虑到它局部被花岗闪长岩岩脉侵位切割、具有被混染的特征，推测该类型锆石是花岗闪长岩混入的；第四组年龄锆石的 U-Pb 表面年龄有三个成分点，107±2.3 Ma 具有典型的岩浆锆石特征与第三组锆石一致，但年龄偏低可能是普通铅含量相对高所致；而 103±2.2 Ma、95.4±3.5 Ma 的热液锆石以及与本文获得的闪长玢岩锆石 SHRINP U-Pb 表面年龄基本一致的特征，佐证该组锆石与闪长玢岩热事件密切相关；而第五组锆石虽具有与第四组 103±2.2 Ma、95.4±3.5 Ma 的锆石相似的特征，但其年龄与区域新生代船顶山期玄武岩浆大规模喷发作用时代一致，即是在该热事件过程形成的产物。

4.2 闪长玢岩中的锆石成因与区域热事件的关系

闪长玢岩的锆石晶形和 CL 图像特征虽有四组，但其 U-Pb 年龄变化较小（108～98Ma），加权平均年龄为 102.1±2.2Ma（图 7），热事件经历了大约 10Ma，岩浆演化经历了岩浆结晶（图 6a-c, d-l）和岩浆热液作用（图 6m）的全部过程。揭示岩浆作用发生在早白垩世晚期，而晚于金沟岭组（玄武岩）、泉水村组（含辉石粗安岩、辉石安山岩）（赵全国等，2005）。

4.3 暗色脉岩的锆石年代学对小西南岔富金铜矿成矿时限的制约

有关该区的成矿时代问题，前人已做过研究和讨论（孟庆丽等，2001；郑斗范等，1983；彭玉鲸等，2003）（图 8），并认为该区金铜矿化在 128～95Ma，跨度 30Ma。但仔细分析在这样的矿集区不大可能存在如此大跨度的矿化期，那么该区是否在早白垩世晚期有两个成矿期以及一个成矿期成矿作用持续 30Ma（彭玉鲸等，2003）？尚缺乏足够的证据。

小西南岔富金铜矿床正存在上述雷同年代学问题（图 8），本次获得小西南岔富金铜矿床与成矿密

重庆维普 http://www.cqvip.com

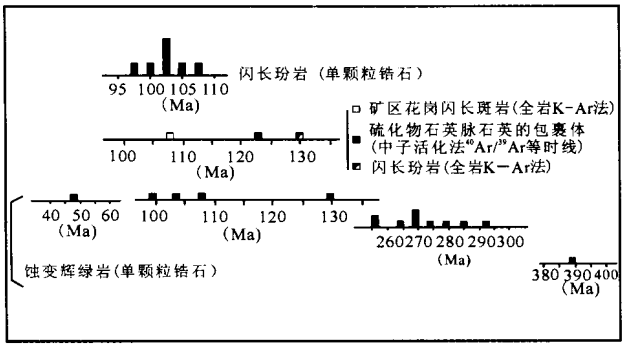


图 8　锆石 U-Pb 年龄和相关测试年龄对比图

Fig. 8　Contrast of LA-ICP-MS and SHRIMP U-Pb zircon ages with related of other measured ages

切伴生闪长玢岩的单颗粒锆石 LA-ICP-MS 法 U-Pb 单点年龄在 108～98Ma 之间，加权平均值为 102.1±2.2Ma(图 7)；其与成矿前的辉绿-辉长岩的第四组锆石单点年龄(107～95Ma)互相认证的特征(图 3)，以及闪长玢岩侵位局部切割矿体，限定了成矿热事件应发生在 108～98Ma，其成矿热事件大致经历了近 10Ma。

从区域岩浆、成矿作用角度分析，该年龄晚于泉水村组含辉石粗安岩、辉石安山岩，或晚于 108±3 Ma（许文良，通信联系；赵全国等，2005），但早于新生代船顶山玄武岩的喷发。因此，金铜成矿作用是在金沟岭组、泉水村组火山岩大规模喷发以及浅成岩浆作用之后发生的。这一结论完全符合中、新生代岛弧、大陆边缘岩浆作用与金铜成矿作用之间的关系（Sillitoe，1997，2000，2003；Sun，et al.，2000）。

近年来，随着研究的深入，已经确定中国东北部晚中生代典型岩浆热液金矿床大规模成矿峰期在 120Ma，而成矿结束在 110Ma(毛景文等，2003；翟明国等，2003)。本文限定的小西南岔富金铜矿化在 108～98Ma，显而易见，成矿滞后于中国东北部晚中生代典型岩浆热液金矿床大规模成矿峰期约 10Ma；然而这一结论是否暗示该区乃至中国东部陆缘浅成低温金、中温铜金及斑岩—热液铜金矿床的成矿时代可能均在早白垩世晚期(108～98Ma)，尚待进一步展开科学研究证实。

5　结论

小西南岔富金铜矿床矿区内两类脉岩单颗粒锆石的 SHRIMP 法和激光探针 U-Pb 法分析定年研究得出如下几点结论：

(1) 成矿前的辉绿-辉长岩形成时代为 270 ±14Ma，捕获碎屑锆石的年龄在 388.4±11.7Ma(泥盆世)，形成后至少经历早白垩世中期(129.8 ±2.6 Ma)、晚期(107.0～103.2Ma)和新生代始新世中期(46.8±2.6Ma)构造、岩浆、热液事件的扰动；

(2) 闪长玢岩的形成于 102.1±2.2Ma，岩浆演化经历了约 10Ma；

(3) 辉绿-辉长岩的 107～95Ma 构造热侵年龄和闪长玢岩的成岩年龄(108～98Ma)的极度吻合性，限定该矿床的成矿热事件应发生在 101±4Ma，其成矿热事件大致经历了近 10Ma；

(4) 从成矿时代来看，成矿环境应于晚中生代地壳强烈伸展、减薄作用末期或早白垩世晚期，经晚白垩世—古近世的后期抬升剥露于地表，成矿滞后于中国东北部晚中生代岩浆热液金矿床大规模成矿峰期(120Ma)约 10Ma。

致谢：参加野外和室内测试部分工作陈军强研究生，锆石单矿物分离得到河北省区域地质矿产研究所李林庆高级工程师的帮助，SHRIMP U-Pb 年龄分析曾得到苗来成研究员、宋彪研究员、张巧大研究员的指导，论文撰写还得到山东地质科研所沈昆教授级高级工程师的帮助，在此一并表示衷心感谢！

参　考　文　献

陈衍景，张静，赖勇. 2001. 大陆动力学与成矿作用. 北京：地震出版社，1～272.

陈衍景，Pirajno F，赖勇，李超. 2004. 胶东矿集区大规模成矿时间和构造环境. 岩石学报，20(4)：907～922.

程昊，陈道公，Deloule E，吴元保. 2002. 变质锆石拉曼光谱研究——以大别造山带为例. 矿物学报，22 (4)：353～358.

胡芳芳，范宏瑞，杨进辉，万渝生，刘敦一，翟明国，金成伟. 2004. 胶东乳山含金石英脉型金矿的成矿年龄：热液锆石 SHRIMP 法 U-Pb 测定. 科学通报，49 (12)：1191～1198.

胡华斌，毛景文，刘敦一，牛树银，王涛，李永峰. 2004. 鲁西铜石岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 地学前缘（中国地质大学，北京），11 (2)：453～460.

刘景波，叶凯. 2005. 大别山榴辉岩带片麻岩的锆石拉曼光谱研究. 岩石学报，21(4)：1094～1100.

李惠民，李怀坤，陆松年，杨春亮. 1997. 用矿脉中热液锆石的 U - Pb 定年确定东坪金矿床的成矿时代. 地球学报，18 (Supp.)：176～178.

李俊建，沈保丰，毛德宝，李双保，周慧芳，程玉明. 1996. 吉林夹皮沟金矿床成矿时代的研究. 地质学报，70 (4)：335～340.

毛景文，张作衡，余金杰，王义天，牛宝贵. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景：从金属矿床年龄精测得到启示. 中国科学，D 辑，33(4)：289～299.

孟庆丽，周永昶，柴社立. 2001. 中国延边东部斑岩—热液脉型铜金矿床. 长春：吉林科学技术出版社，1～162.

重庆维普 http://www.cqvip.com

苗来成,罗镇宽,黄佳展,关 康. 1997. 东招掖金矿带内花岗岩类侵入体锆石 SHRIMP 研究及其意义. 中国科学,D辑,27(3):207～213.

彭玉鲸,纪春华,辛玉莲. 2002. 中俄朝毗邻地区古吉黑造山带岩石及年代记录. 地质与资源,11(2):65～75.

彭玉鲸,陈尔臻,张宁克. 2003. 成矿地质事件浅析. 吉林地质,22(3):1～10.

芮宗瑶,张洪涛,王龙生,陈仁义,金伯禄,金逢生,王玉胜,周永昶,孟庆丽. 1995. 吉林延边地区斑岩型—浅成热液型铜金矿床. 矿床地质,14(2):99～114.

沈渭洲. 1997. 同位素地质教程. 北京:原子能出版社,1～278.

宋 彪,张玉海,万渝生. 2002. 锆石 SHRIMP 样品制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评,48(增刊):26～30.

吴元保,郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报,49(16):1589～1604.

许志琴,戚学祥,杨经绥,曾令森,刘福来,梁凤华,唐哲民,蔡志慧. 2006. 苏鲁高压—超高压变质地体的陆—陆碰撞深俯冲剥蚀模式. 地球科学(中国地质大学学报),31(4):427～436.

薛怀民,董树文,刘晓春. 2002. 大别山东部花岗片麻岩的锆石 U-Pb 年龄. 地质科学,37 (2) :165～173.

郑斗范,万玉胜,朴涛允,胡连胜. 1983. 吉林省珲春县小西南岔金铜矿床地质特征及成矿规律. 矿床专辑. 金属矿床(4):1～52

赵全国,许文良,靳 克,裴福萍. 2005. 延边地区中生代火山岩的岩浆源区:来自 Sr Nd 同位素和深源捕虏体(晶)的证据. 吉林大学学报(地球科学版),35(4):146～142.

翟 伟,李兆麟,孙晓明,黄栋林,梁金龙,苗来成. 2006. 粤西河台金矿锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义. 地质论评,52(5):690～698.

翟明国,朱日祥,刘建明,孟庆任,侯泉林,胡圣标,李忠,张宏福,刘伟. 2003. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. 中国科学,D辑,33 (10) :913～929.

Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chemistry and Geology, 192: 59～79.

Belousova E A, Griffin W L, O′ Reilly S Y, Fisher N I. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. Contribution to Mineralogy and Petrology, 143: 602～622.

Cornell D H, Austin Hegardt E. 2003. No more blind dates with zircons EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6～11.

Claoué-Long J C, King R W, Kerrich R. 1990. Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: Constraints on the timing of gold mineralization. Earth and Planetary Science Letters, 98: 109～128.

Claoué-Long J C, King R W, Kerrich R. 1992. Reply to comment by Corfu F and Davis D W on "Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: Constraints on the timing of gold mineralization", Earth and Planetary Science Letters, 109: 601～609.

Compston W, Williams I S, Kirschvinkj L and Zhang Z. 1992. Zircon U-Pb ages of early Cambrian Time-scale. Journal of Geological Society, 149: 171～184.

Corfu F, Davis D W. 1991. Comment of "Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constrains of the timing of gold mineralization" by Claoue-Long J C, King R W, Kerrich R. Earth and Planetary Science Letters, 104: 545～552.

Claoue-Long J, King R W, Kerrich R. 1990. Archean hydrothermal zircon populations in Abitibi greenstone belt: constrains on the timing of gold mineralization. Earth and Planetary Science Letters, 98: 109～128.

Dubinska E, Bylina P, Kozlowski A, Dorr W, Nejbert K, Schastok J, Kulicki C. 2004. U-Pb dating of serpentinization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic oplolite, SW Poland). Chemical Geology, 203: 183～203.

Gao S, Li X M, Yuan H L. 2002. Analysis of forty-two major and trace elements of USGS and NIST SRM Glasses by LA-ICP-MS. Geotant Newsl., 22: 181～195 (in English).

Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar J M, Hoskin P W O, eds. Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America, 53: 27～62.

Kerrich R, King R W. 1993. Hydrothermal zircon and badeleyite in Val-d'Or Archean mesothermal gold deposits: Characteristics, compositions, and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization. Canadian Journal of Earth Sciences, 30: 2334～2351.

Rubin E N, Henry C D, Price J G. 1993. The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration. Chemical Geology, 110: 29～47.

Stacey J S, Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, 26: 207～221.

Sun J G, Hu S X, Ling H F, Ye Y. 2000. Element geochemistry and petrogenesis of high-K potassic dike rocks in two types of gold ore fields in northwest Jiaodong, shandong, China. Chinese Journal of Geochemistry, 19(4):235～340.

Sillitoe R H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-pacific region. Australian Journal of Earth Science, 44: 373～388.

Sillitoe R H. 2000. Gold-rich deposits: Descriptive and their role in exploration and discovery. Reviews in Economic Geology, 13: 315～345.

Sillitoe R H. 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. Mineralium Deposita, 38: 787～812.

Williams I S, Claesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Calcdonides: Ⅱ. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contributions to Mineralogy and Petrology, 97 (2): 205～217.

Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe, Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes (eds. McKibben M A, Shanks W C and Ridley W I), Reviews. Economic Geology, 7: 1～35.

重庆维普 http://www.cqvip.com

Watson E B, Cherniak D J, Hanchar J M, Harrison TM, Wark D A. 1997. The incorporation of Pb in to zircon. Chemical Geology, 141: 19～31.

Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, Corfu F, Griffin W L, Meier M, Oberli F, Von Quadt A, Roddick J C and Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. Geostand Newsletter, 19: 1～23.

Zircon Chronology of Melanocratic Dykes in the District of the Xiaoxinancha Au-Rich Cu Deposit in Yanbian and Its Geological Implication

SUN Jinggui, MEN Lanjing, ZHAO Junkang, CHEN Lei, LIANG Shuneng, CHEN Dong, PANG Wei

College of Earth Science, Jilin University, Changchun, 130061

Abstract

Zircon SHRIMP and LA-ICP-MS U-Pb dating was performed on diabase gabbro of premineralization stage and dioritic porphyrite dykes of mineralization stage, collected from the Xiaoxinancha Au- and Cu-rich deposit, both of which have closely relation in spatial distribution. The results show that five sets of concordant ages for 16 zircon grains or spots from diabase-gabbro are obtained, i. e. 387.0±11.8Ma, 292.0～251.1Ma (Mean=270 ±14Ma, n=10), 129.8±2.6 Ma, 107.0～95.6Ma (Mean=103±13Ma,n=3) and 46.8±2.6Ma; whereas one set of concordant ages ranging from 108～98Ma (Mean=102.1±2.2Ma,) for 11 zircon grains and 12 spots from diorite porphyrite are obtained. Combined with the features of CL images, it was suggested that the premineralization diabase-gabbro was formed in the late Early Permian epoch and trapped some detrital zircons during magma ascending (intruding) and subsequently experienced thermal modifications in the early Cretaceous and middle Eocene time. Diorite porphyrite was formed in the late Early Cretaceous. Considering the match of the age of diorite porphyrite with age 107.0～95.4Ma of the diabase gabbro, the ages of hydrothermal zircons from the diabase gabbro range between 103～95.4Ma, which further indicates that thermal event of the gold-copper mineralization took place in 108～98Ma and the mineralization occurred during the late stage of middle/late Mesozoic when the crust experienced intensive extension and thinning. Then, the gold- and copper-rich deposit was exposed to the present surface due to uplifting and denudation processes during the late Cretaceous Paleocene period. In general, the mineralization was 10Ma behind the large-scale magmatic-hydrothermal gold mineralization (120Ma) in East China during the late Mesozoic.

Key words: Melanocratic dykes; zircons; CL images; single grain zircon U-Pb ages; Xiaoxinancha Au-rich Cu deposit; Yanbian