

兴蒙造山带东段斑岩型 Cu, Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义

葛文春 吴福元 周长勇 张吉衡

(吉林大学地球科学学院, 长春 130061; 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029.
E-mail: gewenchun@jlu.edu.cn)

摘要 兴蒙造山带东段是中国斑岩型铜-钼矿床发育的重要地区, 但对这些矿床形成的具体时代及其动力学意义一直缺乏应有的研究. 选择多宝山地区铜矿和大黑山钼矿的花岗闪长质岩石进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究, 结果表明, 多宝山地区铜矿的形成有两期, 与多宝山斑岩 Cu 矿有关的花岗闪长岩形成于早古生代((485 ± 8) Ma), 而与三矿沟矽卡岩型 Cu 矿有关的花岗闪长岩形成于侏罗纪((176 ± 3) 和 (177 ± 3) Ma); 吉林大黑山地区与斑岩钼矿有关的花岗闪长斑岩形成时代为 (170 ± 3) Ma, 而与成矿无关的二长花岗岩形成时代为 (178 ± 3) Ma. 因此, 兴蒙造山带东段存在两期斑岩型铜钼成矿作用. 根据东北地区的地质演化历史, 以及东北地区花岗岩的时空分布规律, 则认为多宝山铜矿的形成与兴安地块和额尔古纳地块间的拼合造山事件有关, 而中生代三矿沟铜矿和大黑山钼矿的形成与古太平洋板块的俯冲作用密切. 结合近年来发表的与铜钼矿有关的年代学资料, 对中国东部侏罗纪-早白垩世斑岩-矽卡岩型铜钼矿的时空分布及其动力学意义进行了讨论.

关键词 兴蒙造山带 斑岩型 Cu, Mo 矿 锆石 U-Pb 年龄 地球动力学

斑岩型 Cu, Mo 矿床主要分布于岛弧或活动大陆边缘地区, 它的形成与大洋板块的俯冲存在密切的内在联系, 是讨论区域构造演化及其构造背景的重要地质标志 [1-3]. 中国东北地区存在大量斑岩型 Cu, Mo 矿床, 其中乌努格吐山、多宝山斑岩铜矿和大黑山钼矿是该区斑岩型 Cu, Mo 矿床的典型代表. 尽管近年来对这些矿床的地质特征进行过较为详细的研究, 但对它们形成的具体时代以及与区域构造演化的关系一直缺乏明确的认识. 以位于大兴安岭北段的多宝山铜矿为例, 多数学者认为多宝山铜矿的成岩成矿时代为晚古生代 [4-6], 但也有学者认为是早古生代 [7]. 本文以多宝山地区的多宝山、三矿沟铜矿及吉林大黑山钼矿为研究对象, 对它们进行了较系统的锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年代学和岩石成因研究, 进而讨论了这些斑岩型铜钼矿形成的地球动力学背景. 在此基础上, 结合近年来发表的年代学资料, 讨论了中国东部中生代斑岩型 Cu, Mo 成矿作用与古太平洋板块俯冲的关系.

1 研究区地质概况

兴蒙造山带东段位于中国东北部北段(图 1(a)), 是

指中亚造山带在中国东北境内的部分. 该区具有多块体拼合的属性, 根据塔源-喜桂图断裂、贺根山-黑河断裂和牡丹江断裂可以将该区划分为额尔古纳、兴安、松嫩和佳木斯地块(图 1(b)). 其中额尔古纳地块在早古生代可能已经转为稳定, 兴安地块在早古生代沿塔源-喜桂图断裂与额尔古纳地块拼合, 而松嫩地块在古生代晚期沿贺根山-嫩江断裂与上述联合块体拼贴. 此后, 上述复合块体在古生代末期沿西拉木伦缝合线和华北克拉通聚合. 中生代初期, 佳木斯地块沿牡丹江断裂与兴蒙造山带内已经联合的块体拼合. 该造山带在地质上的最重要特点是花岗岩极为发育, 并以较低的初始 Sr, 正的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和较年轻的 Nd 模式年龄 (0.5~1.0 Ga) 为特征, 反映该区年轻的地壳年龄 [8-10]. 本文研究的多宝山地区铜矿位于兴安地块内, 而大黑山地区则位于松嫩地块内(图 1(b)).

多宝山是东北地区最重要的铜富集区, 区内主要发育古生代地层和花岗质岩石(图 1(c)). 早古生代地层包括多宝山组、铜山组, 为一套海相中酸性火山岩和碎屑岩建造; 晚古生代地层为泥盆纪和石炭纪的中酸性火山岩、火山碎屑岩、陆源碎屑岩夹灰岩透

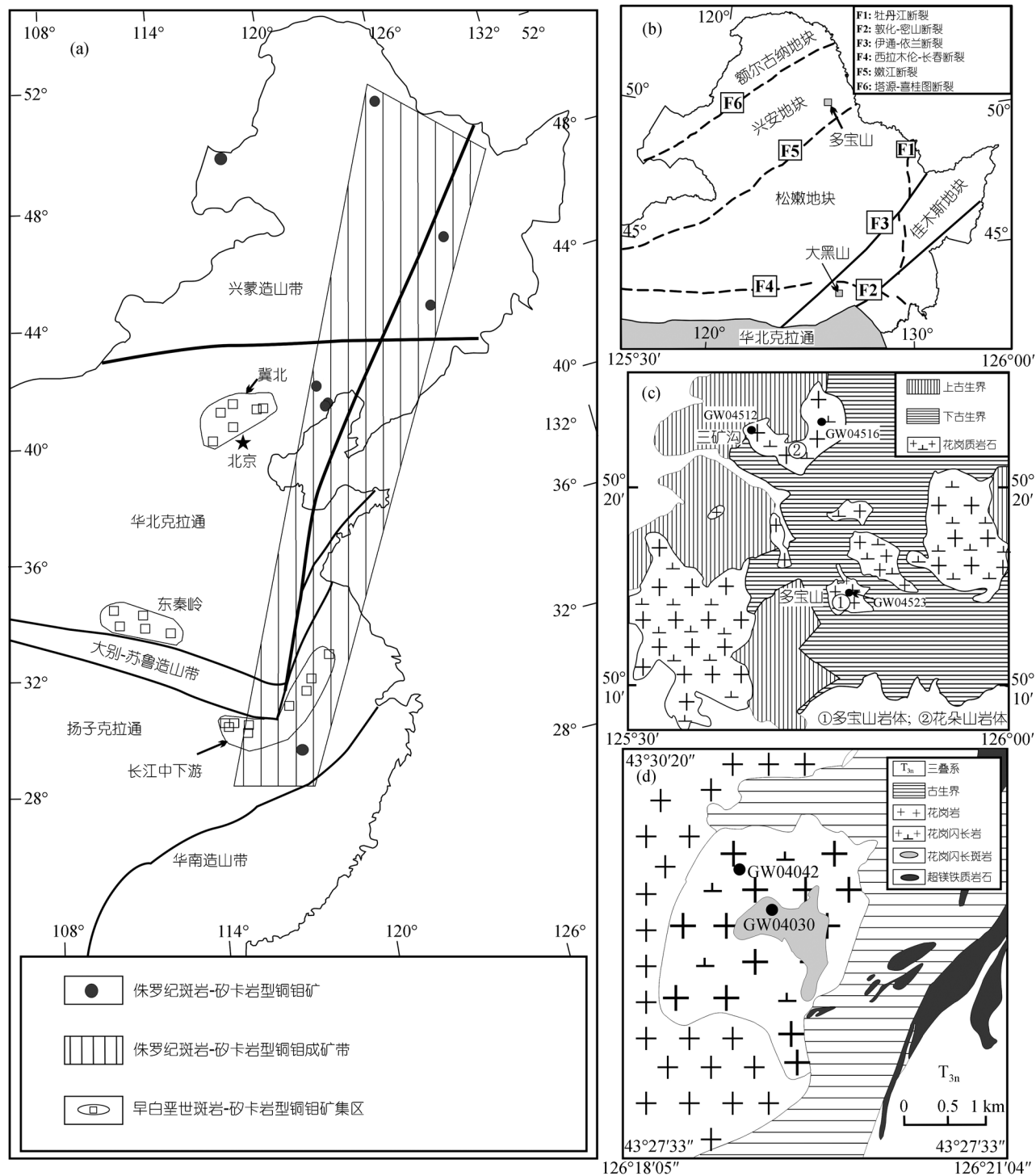


图1 多宝山铜矿、大黑山钼矿地质简图

镜体。花岗质岩石类型较多，但主体由花岗闪长岩和花岗闪长斑岩所组成。区内分布着约 10 个铜矿床(点)，多宝山斑岩铜矿是该区的典型代表，其次是三矿沟铜矿(目前正在开采的多宝山矿)和铜山铜矿。多

宝山斑岩铜矿的花岗质岩石主要由花岗闪长岩、花岗闪长斑岩组成，花岗闪长岩侵入到多宝山组地层之中，其中花岗闪长斑岩与铜钼矿化有极为密切的成因关系 [5]。三矿沟铜矿床位于多宝山斑岩铜矿西北

十余公里,其围岩是下泥盆统的粉砂岩和砂岩夹灰岩透镜体,侵入岩被认为是晚古生代的斜长花岗岩(晚期)。在靠近侵位接触带 500 m 以内的大理岩体两侧往往形成砂卡岩,铜矿赋存于大理岩边部的砂卡岩带内^[5]。此外,多宝山区的铜山铜矿则赋存于早古生代铜山组火山岩系之中。

大黑山地区主要地质体包括花岗闪长质岩石、中生代超基性侵入体和下古生界头道沟组(Pz_{1t})、上三叠统南楼山组地层(图 1(d))。头道沟组是大黑山钼矿花岗质岩石的围岩,可划分为两段,下段以变质中基性、中酸性火山岩为主夹变质砂岩、变质凝灰岩;上段以正常沉积的砂板岩为主夹变质中酸性火山岩及大理岩透镜体。南楼山组不整合于头道沟组之上,主要岩性为中酸性火山岩及火山碎屑岩。前人根据岩体的岩石类型、接触关系及蚀变矿化特征等将大黑山地区的花岗质岩石划分为两期,早期为不含矿的粗粒-不等粒黑云母花岗闪长岩、黑云母花岗闪长岩及少量二长花岗岩,为晚三叠世侵入体;晚期为含矿的花岗闪长斑岩与霏细状花岗闪长斑岩,时代属侏罗纪¹⁾。

2 岩石学与地球化学特征

本文的研究对象为多宝山区的多宝山铜矿花岗闪长岩体与三矿沟铜矿有关的花朵山花岗闪长岩体,以及吉林大黑山钼矿花岗闪长岩体。

与多宝山斑岩铜矿有关的花岗质岩石包括黑云母花岗闪长岩和花岗斑岩,其中前者的铜矿品位低于后者。黑云母花岗闪长岩呈片麻状构造-块状构造,中-细粒半自形结构,局部过渡为似斑状结构,主要矿物组成为石英(15%~30%)+斜长石(50%~60%)+条纹长石(5%~10%)+角闪石(5%~10%)黑云母(2%~5%),斜长石已发生较强的黝帘石化和绢云母化。副矿物为磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石及绿帘石。

多宝山区与三矿沟铜矿有关的花朵山岩体由角闪花岗闪长岩和黑云母花岗闪长岩组成,前者与成矿有关而后者与成矿无关。中粗粒角闪黑云花岗闪长岩(GW04-512)为岩体与矿体接触部位,具有不等粒-中粗粒半自形结构,块状构造。主要矿物为斜长石(50%~60%)+钾长石(10%~15%)+石英(20%~25%)+黑云母+普通角闪石(10%~15%),黑云母含量大于角闪石。副矿物为磁铁矿、磷灰石及少量的锆石。远离

三矿沟铜矿,岩石中角闪石和钾长石的含量减少,而等粒结构则更明显,过渡为黑云母花岗闪长岩(如样品 GW04-516)。

大黑山地区早期不含矿的花岗质岩石由不等粒花岗闪长岩和二长花岗岩组成。其中黑云母二长花岗岩(GW04-542)位于矿体的外侧,岩石以块状构造为主,局部呈片麻状构造。主要矿物组成为斜长石(40%~50%)+条纹长石(20%~25%)+石英(20%~25%)+黑云母(5%~10%)。随着条纹长石含量的增加和颗粒增大,岩石过渡为斑状黑云母正长花岗岩。与钼矿有关的岩石主要为黑云母花岗闪长岩和花岗闪长斑岩,少量为花岗斑岩。晚期含矿花岗质岩石主要由黑云母花岗闪长岩和花岗闪长斑岩组成,其中,黑云母花岗闪长岩呈中细粒花岗结构,块状构造。主要矿物组成为斜长石(50%~60%)+石英(20%~30%)+钾长石(5%~10%)和黑云母(5~10%)。斜长石多已绢云母化,残留有聚片双晶和环带构造;偶见有钾长石化的条纹结构残余。副矿物为磷灰石、磁铁矿和锆石。而花岗闪长斑岩(GW04-530)呈斑状结构,基质为显微半自形粒状结构-显微他形粒状结构,有时出现霏细结构,块状构造。斑晶主要为斜长石和石英,呈自形—半自形,特别是石英,自形程度较高。斜长石斑晶多已蚀变。基质为斜长石、石英、黑云母及少量钾长石。副矿物为锆石、磁铁矿、磷灰石。

上述 3 个岩体岩石的主量及微量元素含量测试在西北大学地质学系大陆动力学国家重点实验室完成。主量元素采用 X 荧光光谱(XRF)法,微量元素利用电感耦合等离子质谱(ICP-MS)分析。代表性岩石的地球化学数据列于表 1,其稀土元素配分型式和微量元素比值蛛网图如图 2。从表 1 和图 2 可以看出,多宝山花岗闪长岩的 SiO₂ 含量约 70%, Na₂O<K₂O, 含铝指数(ASI)为 1.04~1.17; 花朵山岩体样品的 SiO₂ 含量介于 65%~67%, Na₂O>K₂O, 含铝指数小于 1; 大黑山花岗闪长岩的 SiO₂ 含量介于 67%~72%, 含铝指数为 1.01~1.06。结合这些岩石的矿物组合特点,这些岩体都应属于 型花岗岩。上述岩石的稀土曲线均为右倾型式(图 2(a)), 除大黑山不含矿的花岗岩外,其他岩石样品 Eu 异常不明显,表明斜长石未发生明显的分离结晶作用。在微量元素比值蛛网图上,岩体岩石主要表现为较明显的 Nb, Ta 负异常和较低的 P,

1) 吉林省地质矿产局第二地质调查所. 吉林省永吉县大黑山钼矿地质研究报告. 1986

表1 多宝山和大黑山地区代表性样品的主、微量元素分析结果

样品号	GW04512	GW04516	GW04523	GW04525	GW04526	GW04530	GW04542
岩体	花朵山	花朵山	多宝山	多宝山	多宝山	大黑山(含矿)	大黑山(不含矿)
岩石类型	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长岩	花岗闪长斑岩	二长花岗岩
SiO ₂	65.88	66.83	69.46	66.88	66.29	67.26	71.61
TiO ₂	0.52	0.49	0.29	0.18	0.28	0.53	0.29
Al ₂ O ₃	15.73	15.50	13.68	14.72	15.91	15.26	14.47
Fe ₂ O ₃ ^T	4.21	4.20	1.61	2.27	1.79	2.30	2.72
MnO	0.07	0.08	0.01	0.01	0.01	0.02	0.07
MgO	1.75	1.60	1.53	1.68	1.89	1.31	0.81
CaO	3.57	3.37	2.36	1.91	1.51	2.17	2.08
Na ₂ O	4.42	4.27	2.79	3.25	3.71	3.49	3.98
K ₂ O	2.87	2.77	3.87	3.91	4.30	4.31	3.66
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.16	0.15	0.17	0.17	0.08
LOI	0.43	0.36	1.90	1.90	1.76	2.74	0.50
总量	99.62	99.65	97.70	96.86	97.62	99.54	100.27
ASI	0.93	0.95	1.04	1.12	1.17	1.06	1.01
Cr	38.7	8.20	17.0	12.7	28.9	98.9	3.53
Co	9.59	8.08	3.46	4.01	4.16	9.27	7.05
Ni	23.17	4.76	6.04	5.56	7.84	52.41	2.20
Ga	18.10	18.1	14.9	14.96	15.99	19.20	21.3
Rb	70.57	66.6	53.3	50.6	60.6	111.94	136
Sr	463	464	214	287	241	459	227
Y	17.3	17.0	11.6	9.11	10.6	9.44	23.9
Zr	143	146	77.6	81.1	69.2	152	194
Nb	7.16	7.36	5.08	5.07	5.15	8.27	10.8
Ba	623	638	390	400	395	651	407
La	24.0	25.4	15.1	12.0	12.1	23.4	17.5
Ce	51.3	51.1	31.5	24.6	24.8	47.7	33.5
Pr	5.83	5.76	3.76	3.05	3.07	5.43	4.13
Nd	22.6	22.4	15.3	11.7	11.9	21.6	16.5
Sm	4.16	4.06	2.95	2.22	2.28	3.78	3.48
Eu	1.02	1.03	0.80	0.67	0.65	1.06	0.71
Gd	3.70	3.66	2.54	1.77	1.89	3.13	3.42
Tb	0.53	0.51	0.36	0.27	0.30	0.39	0.57
Dy	2.76	2.77	1.94	1.53	1.68	1.85	3.47
Ho	0.53	0.54	0.38	0.30	0.34	0.32	0.72
Er	1.46	1.47	1.08	0.88	0.98	0.80	2.03
Tm	0.22	0.22	0.17	0.14	0.15	0.11	0.34
Yb	1.57	1.64	1.23	1.00	1.07	0.78	2.53
Lu	0.25	0.27	0.19	0.16	0.16	0.12	0.40
Hf	3.63	3.80	2.14	2.33	1.90	4.19	5.35
Ta	0.56	0.68	0.38	0.37	0.37	0.55	1.13
Pb	9.05	12.36	6.11	8.85	6.77	19.98	26.2
Th	8.18	9.12	2.51	3.33	2.47	5.20	14.5
U	3.36	2.72	0.85	0.95	0.97	1.97	4.59
Sr/Y	26.8	27.3	18.5	31.5	22.9	48.6	9.5
(La/Yb) _N	11.0	11.1	8.8	8.6	8.1	21.6	5.0

Ti含量(图 2(b)). 其中多宝山岩体和大黑山含矿花岗闪长岩具有明显的低Y、Yb含量及高Sr/Y、(La/Yb)_N比值的特点(表 1), 类似于adakite^[11]; 而花朵山岩体和大黑山不含矿的二长花岗岩所具有的较高的Y含量和低的(La/Yb)_N比值, 与张旗等人^[12]总结的斑岩铜

矿寄主花岗闪长岩具有adakite属性的特点基本相同. 结合地质关系和地球化学特征, 大黑山二长花岗岩和花岗闪长岩应为两套不同的岩石组合, 其中不含矿的二长花岗岩应代表较早一期的岩浆活动, 并经历过一定程度的结晶分异作用; 而含矿的花岗闪长

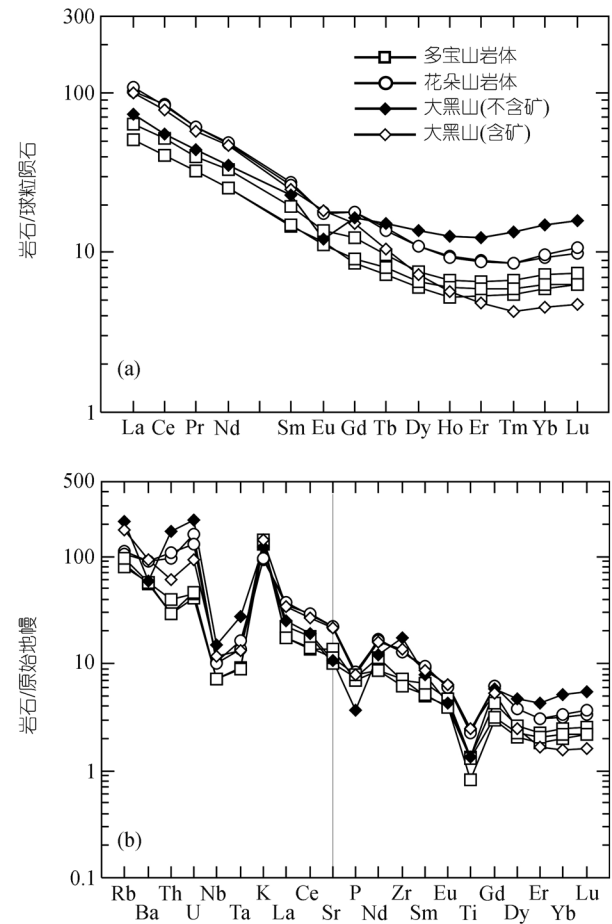


图 2 多宝山和大黑山地区花岗闪长岩的稀土元素配分模式及微量元素蛛网图

斑岩形成较晚, 且该岩石较高的 Sr 含量、Sr/Y、La/Yb 比值和明显的重稀土亏损等类似 adakite 地球化学特征, 反映岩浆源区中存在石榴石残留相。

3 SHRIMP 锆石样品的选择和测试结果

本文样品的年代学测试在北京离子探针中心完成, 其具体的测试方法见文献 [13], 分析结果列于表 2, 锆石年龄谐和图见图 3 和 4。全部年龄结果为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值。

多宝山斑岩铜矿花岗闪长岩 (GW04523: E50°14'48.1", N125°47'13.4") 的锆石全部为具有振荡环带的岩浆结晶锆石。锆石的 U、Th 含量分别为 120~422 和 31~247 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.26~0.62, 具有岩浆锆石的特点 [14] (表 2)。13 个测试点的结果表明, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 介于 455~493 Ma 之间, 多数集中在 477~493 Ma, 该样品的锆石全部位于谐和线上, 11 个点的加权平均年龄为 (485 ± 8) Ma, MSWD = 0.19 (图 3(a))。

花朵山岩体位于三矿沟铜矿的东侧, 与成矿有关的角闪黑云母花岗闪长岩 (GW04512: N50°23'01.9", E125°39'09.0") 及与成矿无关 (远离铜矿床) 的黑云母花岗闪长岩 (GW04516: N50°22'50.4", E125°43'50.4") 的锆石均显示清晰的岩浆环带结构。GW04512 锆石的 U、Th 含量分别为 393~883 和 138~645 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.33~0.76, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 介于 170~194 Ma 之间, 多数为 170~183 Ma, 12 个分析点的加权平均年龄为 (177 ± 3) Ma, MSWD = 1.03 (图 3(b))。GW04516 锆石的 U、Th 含量分别为 372~1234 和 160~809 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.38~0.68, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 介于 166~183 Ma 之间, 12 个分析点的加权平均年龄为 (176 ± 3) Ma, MSWD = 1.07 (图 3(c))。这一测定结果表明, 花朵山岩体含矿和无矿岩石的形成时代是一致的。

大黑山钼矿的早期二长花岗岩 (GW04542:

表 2 花岗闪长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分析结果

测点号	$^{206}\text{Pb}_c/\%$	U/ $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$	Th/ $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*/$ $\text{mg} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/$ ^{235}U	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/$ ^{238}U	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma/\text{Ma}$
GW04523-01.1	0.52	203	77	0.39	13.6	0.0552	4.2	0.590	5.0	0.0776	2.8	482 $\pm$ 13
GW04523-02.1	0.18	422	247	0.60	28.7	0.0582	2.1	0.635	3.4	0.0791	2.7	490 $\pm$ 13
GW04523-03.1	0.47	217	98	0.47	14.9	0.0545	3.8	0.597	4.7	0.0794	2.8	493 $\pm$ 13
GW04523-04.1	0.32	120	31	0.26	7.54	0.0616	3.5	0.621	4.8	0.0730	3.3	455 $\pm$ 14
GW04523-05.1	0.79	134	52	0.40	8.96	0.0524	6.4	0.557	7.0	0.0771	2.9	479 $\pm$ 13
GW04523-06.1	0.51	129	36	0.29	8.70	0.0532	4.0	0.574	4.9	0.0783	2.9	486 $\pm$ 14
GW04523-07.1	0.49	150	54	0.37	10.0	0.0552	4.2	0.588	5.0	0.0772	2.8	479 $\pm$ 13
GW04523-08.1	1.06	126	43	0.35	8.20	0.0497	5.3	0.514	6.1	0.0750	2.9	466 $\pm$ 13
GW04523-09.1	0.29	283	124	0.45	18.8	0.0542	2.8	0.578	3.9	0.0773	2.8	480 $\pm$ 13
GW04523-10.1	0.91	147	50	0.35	9.93	0.0527	6.2	0.566	6.8	0.0779	2.9	484 $\pm$ 14
GW04523-11.1	0.90	156	52	0.34	10.7	0.0535	5.0	0.582	5.7	0.0790	2.8	490 $\pm$ 13
GW04523-12.1	0.20	396	239	0.62	26.2	0.0564	1.7	0.597	3.2	0.0769	2.7	477 $\pm$ 12

表 2(续)

测点号	$^{206}\text{Pb}/\%$	$\text{U}/\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	$\text{Th}/\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*/\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma/\text{Ma}$
GW04523-13.1	0.27	133	37	0.29	9.06	0.0593	3.4	0.647	4.4	0.0791	2.8	491 $\pm$ 13
GW04512-01.1	0.87	393	138	0.36	9.09	0.0441	6.9	0.163	7.5	0.0267	2.8	170.0 $\pm$ 4.7
GW04512-02.1	1.52	508	194	0.39	12.3	0.0435	7.6	0.167	8.0	0.0278	2.7	177.0 $\pm$ 4.7
GW04512-03.1	1.14	643	340	0.55	15.1	0.0456	7.7	0.170	8.2	0.0271	2.7	172.3 $\pm$ 4.5
GW04512-04.1	1.48	511	195	0.39	12.2	0.0462	6.5	0.174	7.1	0.0273	2.7	173.6 $\pm$ 4.6
GW04512-05.1	0.95	646	281	0.45	16.0	0.0463	5.8	0.182	6.4	0.0285	2.6	181.2 $\pm$ 4.7
GW04512-06.1	2.72	535	245	0.47	12.9	0.0413	12	0.156	12	0.0274	2.8	174.0 $\pm$ 4.7
GW04512-07.1	3.83	428	219	0.53	10.6	0.0401	17	0.153	17	0.0276	2.8	175.5 $\pm$ 4.9
GW04512-08.1	0.69	883	645	0.76	22.0	0.0477	4.9	0.190	5.6	0.0288	2.6	183.1 $\pm$ 4.7
GW04512-09.1	1.97	404	130	0.33	10.8	0.0459	9.5	0.193	9.9	0.0305	2.7	193.6 $\pm$ 5.2
GW04512-10.1	0.29	615	277	0.47	14.7	0.0523	2.6	0.201	3.7	0.0279	2.6	177.1 $\pm$ 4.6
GW04512-11.1	0.54	555	372	0.69	14.0	0.0550	4.8	0.222	5.5	0.0292	2.7	185.6 $\pm$ 4.9
GW04512-12.1	0.94	613	235	0.40	15.2	0.0483	5.7	0.190	6.2	0.0285	2.7	181.3 $\pm$ 4.8
GW04512-13.1	0.32	530	263	0.51	12.5	0.0561	2.6	0.211	3.7	0.0273	2.6	173.5 $\pm$ 4.5
GW04516-01.1	1.11	593	301	0.53	13.5	0.0430	6.7	0.155	7.3	0.0261	2.7	166.3 $\pm$ 4.5
GW04516-02.1	1.76	411	169	0.42	9.59	0.0456	9.5	0.167	9.9	0.0267	2.8	169.6 $\pm$ 4.7
GW04516-03.1	4.54	372	164	0.46	9.26	0.0497	15	0.189	15	0.0277	3.0	175.8 $\pm$ 5.1
GW04516-04.1	0.74	531	212	0.41	13.2	0.0507	4.9	0.201	5.6	0.0288	2.7	183.2 $\pm$ 4.9
GW04516-05.1	1.06	405	160	0.41	9.71	0.0479	6.0	0.182	6.7	0.0276	2.8	175.6 $\pm$ 4.9
GW04516-06.1	0.60	1234	809	0.68	29.6	0.0479	3.8	0.183	4.7	0.0278	2.7	176.6 $\pm$ 4.6
GW04516-07.2	1.19	548	248	0.47	13.0	0.0521	5.5	0.196	6.1	0.0272	2.7	173.1 $\pm$ 4.7
GW04516-08.1	0.45	530	366	0.71	12.8	0.0505	2.5	0.195	3.6	0.0281	2.6	178.3 $\pm$ 4.6
GW04516-09.1	1.10	537	241	0.46	13.0	0.0472	5.9	0.181	6.5	0.0278	2.7	176.9 $\pm$ 4.6
GW04516-10.1	0.75	584	252	0.45	14.5	0.0474	4.6	0.187	5.3	0.0286	2.6	181.9 $\pm$ 4.7
GW04516-11.1	0.90	675	427	0.65	16.6	0.0463	5.0	0.181	5.7	0.0284	2.7	180.3 $\pm$ 4.7
GW04516-12.1	1.07	493	180	0.38	11.9	0.0459	6.2	0.176	6.7	0.0279	2.7	177.2 $\pm$ 4.6
GW04530-02.1	1.06	281	200	0.74	5.95	0.0535	10	0.180	10	0.0244	3.0	155.3 $\pm$ 4.6
GW04530-02.2	1.56	255	129	0.52	5.96	0.0451	6.3	0.167	6.9	0.0269	2.9	170.8 $\pm$ 4.9
GW04530-02.3	0.59	214	113	0.54	4.78	0.0501	6.0	0.179	6.7	0.0259	2.9	164.6 $\pm$ 4.8
GW04530-03.1	2.48	252	173	0.71	6.01	0.0346	18	0.129	19	0.0270	3.1	172.0 $\pm$ 5.2
GW04530-04.1	1.02	308	150	0.50	7.21	0.0720	15	0.268	15	0.0270	2.8	171.7 $\pm$ 4.8
GW04530-06.1	0.51	263	136	0.54	5.94	0.0476	6.7	0.172	7.4	0.0262	3.2	166.7 $\pm$ 5.3
GW04530-05.1	-	361	263	0.75	8.50	0.0571	8.0	0.218	8.5	0.0277	2.8	176.0 $\pm$ 4.9
GW04530-07.1	1.16	283	188	0.69	6.83	0.0424	9.4	0.162	9.9	0.0278	2.9	176.6 $\pm$ 5.1
GW04530-01.1	1.40	199	79	0.41	4.65	0.0418	9.1	0.154	9.6	0.0268	3.0	170.3 $\pm$ 5.1
GW04530-08.1	1.24	173	115	0.68	4.00	0.0420	11	0.154	12	0.0265	3.0	168.9 $\pm$ 5.0
GW04530-09.1	1.41	193	95	0.51	4.20	0.0492	12	0.169	12	0.0250	3.2	159.0 $\pm$ 5.0
GW04530-10.1	2.35	248	180	0.75	5.49	0.0348	10	0.121	10	0.0252	3.0	160.4 $\pm$ 4.7
GW04530-11.1	1.59	200	116	0.60	4.59	0.0396	20	0.143	20	0.0263	3.1	167.3 $\pm$ 5.1
GW04530-12.1	1.24	284	150	0.55	6.46	0.0452	8.5	0.163	9.0	0.0261	2.9	166.3 $\pm$ 4.7
GW04542-01.1	0.74	433	156	0.37	10.9	0.0481	5.6	0.193	9.0	0.0291	7.1	185 $\pm$ 13
GW04542-02.1	0.19	909	1017	1.16	21.9	0.0501	2.5	0.193	3.7	0.0280	2.7	178.1 $\pm$ 4.8
GW04542-03.1	0.47	589	204	0.36	14.6	0.0473	3.9	0.187	4.8	0.0287	2.7	182.5 $\pm$ 4.9
GW04542-04.1	0.91	419	147	0.36	10.4	0.0442	6.7	0.174	7.3	0.0286	2.8	182.0 $\pm$ 5.1
GW04542-05.1	0.70	412	281	0.70	10.3	0.0488	3.4	0.194	4.4	0.0288	2.8	183.3 $\pm$ 5.1
GW04542-06.1	0.46	348	160	0.48	8.28	0.0535	3.6	0.203	4.5	0.0276	2.8	175.5 $\pm$ 4.8
GW04542-07.1	0.55	805	313	0.40	20.3	0.0473	3.6	0.190	4.5	0.0292	2.7	185.3 $\pm$ 5.0
GW04542-08.1	1.01	536	253	0.49	13.2	0.0462	6.1	0.181	6.7	0.0283	2.8	180.1 $\pm$ 5.0
GW04542-09.1	0.87	475	198	0.43	10.9	0.0474	4.0	0.174	5.4	0.0266	3.6	169.0 $\pm$ 6.0
GW04542-10.1	0.38	861	461	0.55	19.8	0.0476	3.5	0.175	4.5	0.0267	2.8	169.6 $\pm$ 4.7
GW04542-11.1	1.05	507	245	0.50	12.4	0.0592	10	0.230	11	0.0282	2.8	179.0 $\pm$ 5.0
GW04542-11.1	1.12	501	242	0.50	11.9	0.0530	5.0	0.200	5.7	0.0274	2.8	174.4 $\pm$ 4.7
GW04542-12.1	0.48	361	193	0.55	8.29	0.0481	3.4	0.177	4.4	0.0266	2.8	169.3 $\pm$ 4.6
GW04542-13.1	0.35	566	239	0.44	13.6	0.0493	3.7	0.190	6.0	0.0279	4.7	177.4 $\pm$ 8.3

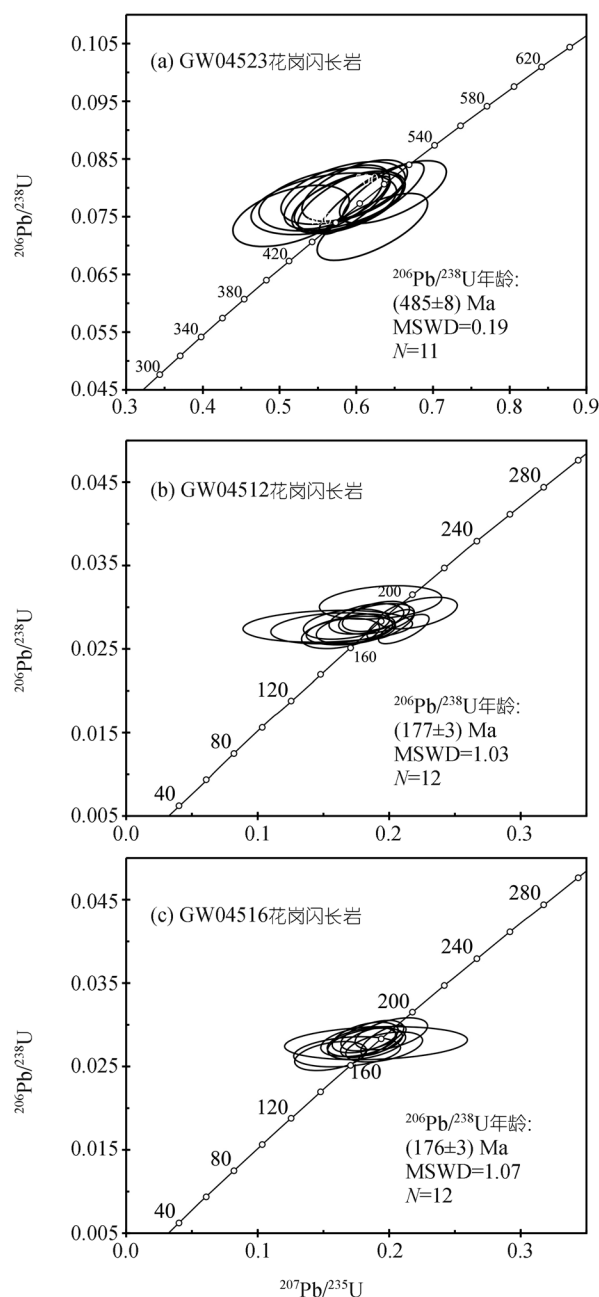


图 3 多宝山区花岗闪长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄

N43°30'00.6", E126°18'33.5")和成矿花岗闪长斑岩 (GW04530: N43°29'26.0", E126°19'36.8")的锆石也全部为具有振荡环带的岩浆结晶锆石。GW04542 样品锆石的 U, Th 含量分别为 348~909 和 147~1017 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.36~1.16, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 介于 169~183 Ma 之间, 13 个分析点的加权平均年龄为 (178 ± 3) Ma, MSWD = 1.3 (图 4(a)). GW04530 锆石的 U, Th 含量分别为 173~308 和 79~263 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.41~0.75,

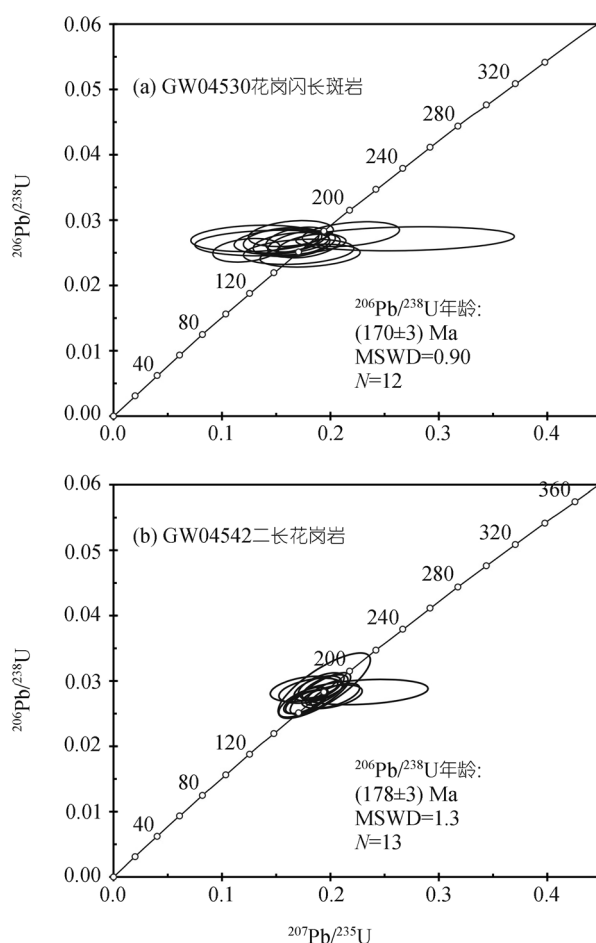


图 4 大黑山花岗闪长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 介于 155~176 Ma 之间, 12 个分析点的加权平均年龄为 (170 ± 3) Ma, MSWD = 0.9(图 4(b)).

4 讨论

4.1 兴蒙造山带东段斑岩型 Cu, Mo 矿床的成矿期次

兴蒙造山带东段斑岩型铜钼矿的形成时代一直没有定论。多宝山铜矿的形成时代多数学者认为形成于晚古生代, 如杜琦等人 [5] 报道的同位素年龄为 292 Ma 和 283 Ma (全岩 Rb-Sr 等时线, 但未发表原始分析数据), 另据赵一鸣等人 [7] 对多宝山区花岗闪长岩的角闪石、黑云母和全岩同位素年龄数据 (K-Ar 法、Rb-Sr 等时线法) 统计, 多宝山花岗闪长岩和花岗闪长斑岩的形成时代主要为 310~226 Ma, 而刘弛等人 [6] 通过水热蚀变矿物 (绢云母、钾长石和伊利石) 激光显微探针确定了多宝山矿的水热成矿时代为 253~220 和 183~162 Ma。上述年龄多为 K-Ar 法, 少量为 Rb-Sr 或 Ar-Ar 法, 而且多宝山铜矿花岗闪长岩具有

强烈的绢云母化现象,因此这些年龄结果可能反映该花岗闪长岩的后期蚀变的时间,或后期的花岗质岩浆活动对成矿花岗闪长岩的影响。赵一鸣等人^[7]对多宝山和铜山辉钼矿的Re-Os同位素测定结果显示,Re-Os的模式年龄为521~476 Ma,认为该年龄代表辉钼矿源岩的年龄。

本文的新年代学结果表明,多宝山花岗闪长岩的锆石全部为具清晰振荡环带的岩浆锆石,其年龄为 (485 ± 8) Ma,应该反映花岗闪长岩浆结晶年龄。因此,多宝山斑岩铜矿的成矿时代为早古生代,而非前人认为的晚古生代。

多宝山地区是东北地区重要的铜钼矿集区,位于多宝山铜矿东南的铜山铜矿体则产于早古生代蚀变安山岩中。苗来成等人^[15]对该区蚀变安山岩的SHRIMP的测定结果表明,其形成时代为510 Ma,而且该安山岩的形成与铜山铜矿有着内在的联系,即~510 Ma的安山岩是铜山铜矿的成矿母岩。从这个角度讲,早古生代是多宝山地区一次重要的斑岩型铜钼矿的成矿时期。与多宝山地区三矿沟矽卡岩型铜矿有关的角闪黑云花岗闪长岩结晶年龄为175 Ma,远离矿体的黑云母花岗闪长岩的年龄与其相当,并非前人认为的晚古生代(华力西晚期)^[5]。因此,175 Ma的侏罗纪也是多宝山地区的斑岩型铜矿的另外一次重要的成矿时期。即多宝山地区的铜钼矿至少存在两次重要的成矿时期,分别为早古生代(510~485 Ma)和侏罗纪(175 Ma)。

大黑山钼矿花岗闪长岩和花岗闪长斑岩的岩浆锆石结晶年龄为175~170 Ma,代表大黑山钼矿的成矿时代。这一年龄结果与张广才岭广泛分布的侏罗纪花岗岩的时代基本一致。在误差范围内,大黑山钼矿的成矿时代与多宝山地区的三矿沟铜矿的形成时代一致。因此,东北地区斑岩型铜钼矿(包括与花岗岩浆侵入作用有关的矽卡岩型铜矿)的形成时代至少应该存在两期,即早古生代和侏罗纪,而不是晚古生代。

4.2 兴蒙造山带东段斑岩型铜钼矿的成矿地质背景

() 多宝山早古生代斑岩Cu矿。多宝山地区位于兴蒙造山带东段的兴安地块,前人一直认为多宝山斑岩铜矿形成于晚古生代,并认为其形成与弧岩浆作用有关^[5]。兴安地块的构造属性与额尔古纳地

块明显不同。额尔古纳地块发育新元古代兴华渡口群,而在兴安地块上则不存在前寒武纪岩石,并且额尔古纳地块发育大量早古生代花岗岩^[16],而兴安地块则很少发育早古生代花岗岩。

本文的年代学结果已经揭示,多宝山斑岩铜矿的形成时代为早古生代,与其北部额尔古纳地块上的塔河杂岩体^[16]及额尔古纳地块的其他早古生代岩体^[17]的就位时间一致,即兴蒙造山带东段的早古生代岩浆作用时间为500~460 Ma。而该地区晚古生代与弧岩浆活动有关的花岗岩(包括少量辉长岩)侵位时间则为370~250 Ma^[9],与早古生代岩浆活动具有明显的时间间隔(~80 Ma),反映它们之间具有不同的构造演化。根据塔河杂岩体的岩石组合特征并结合区域构造演化分析,兴安地块与额尔古纳地块间的拼合时间为早古生代,而~490 Ma以后则为后造山构造背景^[16]。因此,与多宝山斑岩铜矿有关的花岗闪长岩可能是在兴安地块与额尔古纳地块拼合的过程中产生的。

() 侏罗纪花岗岩及Cu, Mo矿床。侏罗纪花岗岩在该区出露的岩石为角闪花岗闪长岩和黑云母花岗闪长岩,具有类似于活动大陆边缘的火成岩组合特征。从区域上看,自小兴安岭-张广才岭-吉林中部-延边地区分布有大面积的早侏罗世花岗岩^[15,18~21],构成一个近SN向展布的花岗岩带,其主体形成时代为190~160 Ma。该带以西的大兴安岭地区则以145~120 Ma的花岗岩为主,与上述侏罗纪花岗岩带近于平行展布,即自东向西,该区中生代岩浆活动的时间有逐渐变新的趋势。上述近SN向展布的侏罗纪花岗岩向南延伸至辽东半岛和辽西地区^[22,23],也具有自东向西花岗岩浆活动时代变新的变化趋势^[23,24]。再往南,上述侏罗纪花岗岩带延至华南地区^[25~27],构成中国东部巨型的侏罗纪花岗岩带。结合近年来获得的沿南北向分布的黑龙江群蛇绿混杂岩中蓝片岩相变质作用的年龄(165~180 Ma)资料^[28,29],东北地区在侏罗纪存在太平洋板块的俯冲作用。因此,推测本文研究的大黑山斑岩Mo矿及与多宝山地区的三矿沟铜矿的形成应与这一板块的俯冲作用有关,其中在大黑山钼矿的邻区,如吉林中部的天桥岗A型花岗岩的形成时代为182~188 Ma^[20],表明侏罗纪时该区具有拉张性质,即大黑山斑岩Mo矿可能与板块俯冲

1) 苗来成. 大兴安岭地区 SHRIMP 锆石年代学研究. 中国科学院地质与地球物理研究所博士后研究报告. 2003

体制下的局部伸展拉张作用有关。

4.3 中国东部斑岩型铜钼矿的成矿地球动力学背景

中国东部存在大量大规模的侏罗纪斑岩型和斑岩-矽卡岩型铜钼矿(图 1(a)), 它们自北向南构成一个巨大的侏罗纪Cu, Mo成矿带。根据目前的年代学资料, 它们主要可分为两大阶段(图 5)。第一阶段为早-中侏罗世的斑岩型铜钼矿床, 如大兴安岭的多宝山(三矿沟铜矿, ~175 Ma)、满洲里南的乌努格吐山钼矿((182 ± 3) Ma)^[30]、张广才岭的弓棚子铜矿((182 ± 3) Ma)^[10]、大黑山钼矿((175 ± 3) Ma)、辽西的肖家营子钼矿((177 ± 5) Ma)^[31]、杨家杖子钼矿((182 ± 1) Ma)^[23]和兰家沟钼矿((186.5 ± 1.7) Ma)^[31], 及江西的德兴斑岩铜矿((171 ± 3) Ma)^[26], 它们的成岩成矿时间主要介于 185~170 Ma。

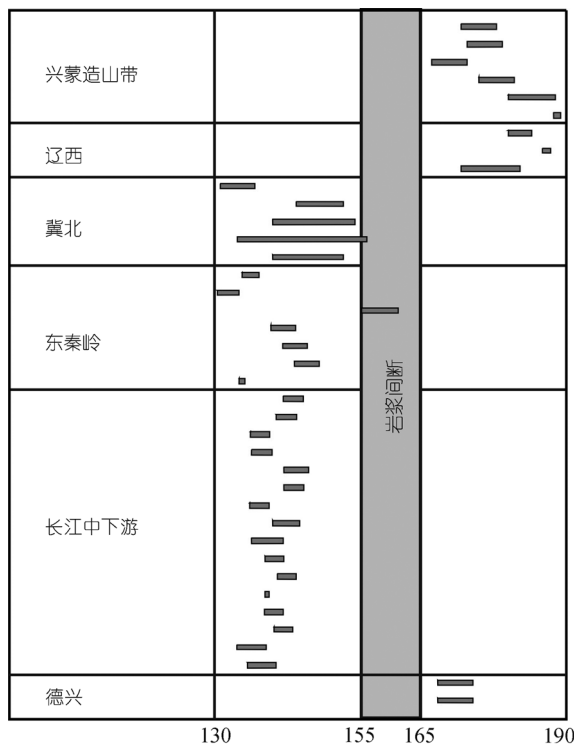


图 5 中国东部中生代斑岩-矽卡岩型铜钼矿成岩成矿年龄

第二阶段为晚侏罗-早白垩世的斑岩-矽卡岩型铜钼矿, 主要以长江中下游(鄂东南)、东秦岭、燕山等地的矿集区为代表。从时间上看, 除南泥湖矿床的花岗岩SHRIMP年龄为(158.2 ± 3.1) Ma外, 其余的晚中生代斑岩-矽卡岩型铜钼矿有, 小寺沟((134 ± 3) Ma)^[31]、寿王坟(148 ± 4)Ma^[31]、大庄科(145~147 Ma)^[31]、雷门沟(132~136 Ma)^[32]、上房沟(143~146

Ma)^[33]、金堆城((134.8 ± 0.5) Ma)^[33]、铜山口(142~144 Ma)^[34,35]、铜绿山(137~138 Ma)^[34]、丰山洞((144.0 ± 2.1) Ma)^[34]、阮家湾((143.6 ± 1.7) Ma)^[34]、千家湾((137.7 ± 1.7) Ma)^[34]、城门山((142.3 ± 2.3) Ma)^[36,37]、大团山((139.1 ± 2.7) Ma)^[37]、安庆((140.3 ± 1.6) Ma)^[37]、铜矿里((142.4 ± 1.6) Ma)^[37]、龙虎山((139.02 ± 0.34) Ma)^[38]、南阳山((140.2 ± 1.6) Ma)^[37]、沙滩角((141.8 ± 1.6) Ma)^[37]、青阳(136~138 Ma)^[38], 它们的主体成岩成矿时代为 145~130 Ma, 与侏罗纪铜钼矿之间的时间间隔大约有 30 Ma(图 5)。在上述矿床形成之后, 中国东部转入以金、多金属成矿为主的阶段, 以前发育的铜钼矿床基本不再出现。

目前对这些斑岩-矽卡岩型铜钼矿的形成背景存在不同的认识。但除对东北部(如乌努格吐山)此类矿床的形成认为可能与蒙古鄂霍茨克构造带的演化有关外, 目前的主流观点可概括为两类: 其一认为, 这些矿床的形成与造山后岩石圈拆沉有关, 如德兴斑岩铜矿^[26,33,37], 第二认为是华北和西伯利亚板块间后碰撞造山阶段的产物, 如燕辽地区的侏罗纪斑岩-矽卡岩型铜钼矿^[39,40]。

很显然, 由于资料所限, 我们现在还无法对这一问题给出明确的答案。但我们认为下面两方面的证据能够对这一问题提供新的制约: 其一, 从空间分布规律看, 除长江下游的几个矽卡岩型矿床(如安基山)外, 侏罗纪的斑岩型铜钼矿床主要位于东部大陆的东部, 而晚侏罗-早白垩世的斑岩-矽卡岩型铜钼矿带主要位于上述成矿带的西侧, 这种斑岩-矽卡岩型铜钼矿的时空分布与中生代花岗岩的时空分布规律一致。其二, 在造山后演化阶段或岩石圈拆沉时, 软流圈地幔物质发生上涌, 其地壳受到高温作用的影响而发生部分熔融, 此时所形成的花岗岩应具有高温的特点。如中国东部 120~130 Ma 的白垩纪花岗岩的形成就被认为与岩石圈减薄有关, 它们的形成温度在辽东半岛为 800~850 左右^[41], 在大别山为 800 左右^[42]。而本文所研究的与侏罗纪斑岩铜钼矿有关的花岗岩形成温度则为 722~796 (平均为 758), 与辽东半岛侏罗纪花岗岩 742 的平均形成温度基本相当^[41]。江西德兴及长江中下游地区与铜矿有关的花岗斑岩的形成温度基本上都低于 750 (王强, 私人通讯), 也与上述值一致, 即中国东部与斑岩-矽卡岩型铜钼矿有关的花岗岩的形成温度比与上述成矿无关的后期花岗岩的形成温度普遍偏低。因此, 我们

认为,中国东部侏罗纪-白垩纪初期大规模斑岩-矽卡岩型铜钼矿床的形成应与东侧古太平洋板块的俯冲有关,后期(120~130 Ma)的大规模岩石圈减薄并不伴随此类矿床的发育。

5 结论

() SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄表明,兴蒙造山带东段斑岩型铜钼矿发育两期成矿作用,分别是以多宝山铜矿为代表的早古生代(~485 Ma)和以多宝山区三矿沟铜矿和大黑山钼矿为代表的中生代(170~175 Ma)。

() 结合区域地质演化历史,多宝山早古生代斑岩铜钼矿床的形成与兴安地块和额尔古纳地块拼合有关,而中生代斑岩型铜钼矿的形成与古太平洋板块的俯冲作用关系密切。

() 在中国东部,自多宝山向南经大黑山、杨家杖子至德兴,构成一条近 NNE 向侏罗纪斑岩-矽卡岩型铜钼成矿带,其成岩成矿时间约为 185~170Ma,而早白垩世斑岩-矽卡岩铜钼矿分布于侏罗纪成矿带的西侧,时间滞后约 30 Ma。它们的形成均与太平洋板块的俯冲作用有关。

致谢 感谢西北大学地质学系大陆动力学国家重点实验室柳小明、高山和袁洪林及中国科学院地质与地球物理研究所毛骞及北京离子探针中心刘敦一教授、阎全人研究员和陶华工程师等人在样品测试过程中给予的帮助。

参 考 文 献

- Sillitoe R H. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Aust J Earth Sci*, 1997, 44: 373—388[DOI]
- Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, et al. Giant vs. small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic vs. normal calc-alkaline magmatism. *Miner Depos*, 2001, 36: 794—798[DOI]
- Cooke D R, Hollings P, Walshe J L. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls. *Econ Geol*, 2005, 100: 801—818[DOI]
- 芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 等. 中国斑岩铜(钼)矿床. 北京: 地质出版社, 1984. 1—350
- 杜琦, 赵玉明, 卢秉刚, 等. 多宝山斑岩铜矿床. 北京: 地质出版社, 1988. 1—386
- 刘弛, 穆治国, 刘如曦, 等. 多宝山斑岩铜矿区水热蚀变矿物的激光显微探针 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年. *地质科学*, 1995, 30(4): 329—337
- 赵一鸣, 毕承思, 邹晓秋, 等. 黑龙江多宝山、铜山大型斑岩铜(钼)矿床中辉钼矿的铼-钨同位素年龄. *地球学报*, 1997, 18(1): 61—67
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, et al. Phanerozoic continental crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 2000, 328: 89—113[DOI]
- Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. A-type granites in Northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chem Geol*, 2002, 187: 143—173[DOI]
- Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, et al. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 2003, 66: 241—273[DOI]
- Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by young subduction lithosphere. *Nature*, 1990, 347: 662—665[DOI]
- 张旗, 秦克章, 王元龙, 等. 加强埃达克岩研究, 开创中国 Cu、Au 等找矿工作的新局面. *岩石学报*, 2004, 20(2): 195—204
- 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 2002, 48(增刊): 26—30
- Williams I S, Claesson S. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 97: 205—217[DOI]
- 苗来成, 范蔚茗, 张福勤, 等. 小兴安岭西北部新开岭-科洛杂岩锆石 SHRIMP 年代学研究及其意义. *科学通报*, 2003, 48(22): 2315—2323
- 葛文春, 吴福元, 周长勇, 等. 大兴安岭北部塔河花岗岩体的时代及对额尔古纳地块构造归属的制约. *科学通报*, 2005, 50(12): 1239—1247
- 葛文春, 隋振民, 吴福元, 等. 大兴安岭东北部早古生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及地质意义. *岩石学报*, 2007, 23(2): 423—440
- 隋振民, 葛文春, 吴福元, 等. 大兴安岭东北部侏罗纪花岗岩岩体的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及成因. *岩石学报*, 2007, 23(2): 461—480
- 孙德有, 吴福元, 林强, 等. 张广才岭燕山早期白石山岩体成因与壳幔相互作用. *岩石学报*, 2001, 17(2): 227—235
- 孙德有, 吴福元, 高山, 等. 吉林中部晚三叠世和早侏罗世两期铝质 A 型花岗岩的厘定及对吉黑东部构造格局的制约. *地学前缘*, 2005, 12(2): 263—275
- Zhang Y B, Wu F Y, Wilde S A, et al. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of 'Early Paleozoic' granitoids at Yanbian, Jilin Province, northeast China. *Island Arc*, 2004, 13: 484—505[DOI]
- Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of the Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China. *Chem Geol*, 2005, 221: 127—156[DOI]
- 吴福元, 杨进辉, 张艳斌, 等. 辽西东南部中生代中生代花岗岩时代. *岩石学报*, 2006, 22(2): 315—325
- 陈斌, 田伟, 翟明国, 等. 太行山和华北其他地区中生代岩浆作用的锆石 U-Pb 年代学和地球化学特征及其岩浆成因和地球动力学意义. *岩石学报*, 2005, 21(1): 12—24
- Zhou X M, Li W X. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in south-eastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 2000, 326: 269—287[DOI]
- 王强, 赵振华, 简平, 等. 德兴花岗闪长斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和 Nd-Sr 同位素地球化学. *岩石学报*, 2004, 20(2): 315—324
- Li Z X, Li X H. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 2007, 35(2): 179—

- 182[DOI]
- 28 李锦轶, 牛宝贵, 宋彪, 等. 长白山北段地壳的形成和演化. 北京: 地质出版社, 1999. 1—137
- 29 Wu F Y, Yang J H, Lo C H. The Jiamusi Massif: A Jurassic accretionary terrane along the western Pacific margin of NE China. *Island Arc*, 2007, 16: 156—172[DOI]
- 30 秦克章, 李惠民, 李伟实, 等. 内蒙古乌奴格吐山斑岩铜钼矿床的成岩、成矿时代. *地质论评*, 1999, 45(2): 181—185
- 31 黄典豪, 杜安道, 吴澄宇, 等. 华北地台钼(铜)矿床-铼年龄及其地质意义. *矿床地质*, 1996, 15(4): 289—297
- 32 李永峰, 毛景文, 胡华斌, 等. 东秦岭钼矿类型、特征、成矿时代及其地球动力学背景. *矿床地质*, 2005, 24(3): 292—304
- 33 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 等. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景. *岩石学报*, 2005, 21(1): 169—188
- 34 谢桂青, 毛景文, 李瑞玲, 等. 鄂东南地区 Cu-Au-Mo-(W)矿床的成矿时代及其成矿地球动力学背景探讨: 辉钼矿 Re-Os 同位素年龄. *矿床地质*, 2006, 25(1): 43—52
- 35 赵新福, 李建威, 马昌前. 鄂东南铁铜矿集区铜山口铜(钼)矿床 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学及对区域成矿作用的指示. *地质学报*, 2006, 80(6): 849—862
- 36 吴良士, 邹晓秋. 江西城门山铜矿床 Re-Os 同位素年龄研究. *矿床地质*, 1997, 16: 376—381
- 37 毛景文, Stein H, 杜安道, 等. 长江中下游地区铜金(钼)矿 Re-Os 年龄测定及其对成矿作用的指示. *地质学报*, 2004, 78(1): 121—131
- 38 Sun W D, Xie Z, Chen J F. Os-Os dating of copper and molybdenum deposits along the middle and lower reaches of the Yangtze River, China. *Econ Geol*, 2003, 98: 175—180[DOI]
- 39 毛景文, 张作衡, 余金杰, 等. 华北中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精确得到启示. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33 (4): 289—300
- 40 代军治, 毛景文, 杨富全, 等. 华北地台北缘燕辽钼(铜) 成矿带矿床地质特征及动力学背景. *矿床地质*, 2006, 25(5): 598—612
- 41 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题. *岩石学报*, 2007, 23(6): 1217—1238
- 42 Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, et al. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. *Lithos*, 2007, 93: 248—272[DOI]