

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

内蒙古赤峰柴胡栏子金矿基性麻粒岩包体特征 及其成矿动力学意义

余宏全¹⁾, 王义文²⁾, 李庆环²⁾, 张德全¹⁾, 丰成友²⁾, 李大新²⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 广东省地质勘查局723地质队, 广东梅州, 514089

内容提要: 柴胡栏子金矿位于华北板块北缘, 属中温热液蚀变岩型金矿。金成矿与矿区北部的早中生代辉石闪长岩体有密切关系。在辉石闪长岩体内发育大量包体, 可以分为基性麻粒岩和角闪岩两类包体。包体的地球化学、形成温压条件表明基性岩包体为来源于大陆下地壳的基性麻粒岩包体, 来源深度大约相当于下地壳中部—中上部位置, 为早中生代时期底侵作用的产物。角闪岩包体来源于下地壳上部—中地壳下部位置, 被上升岩浆带至地壳浅部。包体和寄主岩石具有相似的地球化学和氧、铅、锶、钕同位素特征, 说明二者具有相同的岩浆来源。基性麻粒岩包体为底侵作用早期形成的堆晶岩受到后续岩浆的烘烤发生麻粒岩化形成。基性麻粒岩和寄主岩石辉石闪长岩与金矿床形成的密切时空关系显示底侵作用对柴胡栏子金矿含矿流体形成、运移和矿质富集有重要控制作用, 其中H₂O和CO₂等挥发性组分对控制流体形成和演化有至关重要作用。基性麻粒岩包体发育为成柴胡栏子金矿成矿物质来源于深部提供了有力的证据。

关键词: 基性麻粒岩包体; 金矿床; 柴胡栏子; 矿床地球化学; 底侵作用

1 地质背景

柴胡栏子金矿位于赤峰市西约40 km, 大地构造位置上, 处于华北板块北缘东段。区域上新太古代变质岩块体总体呈近东西向展布, 受燕山期构造-岩浆活动影响, 形成一系列北北东向次级隆起和断陷带, 在次级隆起带的基底变质岩和花岗岩中及二者的接触带附近以发育印支-燕山期的热液型金矿为特征, 形成了华北北缘重要的赤峰-朝阳金矿集中区(王时麒等, 1994; 王彦林等, 1996), 柴胡栏子金矿即位于该矿集区西段铭山隆起带北东端。

柴胡栏子金矿位于辉石闪长岩体南部的太古界建平群上部大营子组变质岩内, 含矿围岩为含石墨绢云母化片岩、矽卡岩和片麻岩。矿床由1号矿化蚀变带组成, 矿石类型以蚀变岩型为主, 其次为石英脉型。常见蚀变为硅化、绢云母化、石墨化和黄铁矿化, 以硅化与金矿化的关系最为密切。矿石组成较为复杂, 脉石矿物主要为石英、绢云母、绿泥石、石榴石、方解石等。金属矿物主要为黄铁矿, 含少量黄铜矿、方铅矿, 金矿物以自然金为主。

对金矿床的稳定同位素及流体包裹体特征的研究

表明, 金成矿的热液来源主要为岩浆水, 有大气水的参与, 成矿温度属中温范围, 主要成矿阶段石英流体包裹体均一温度范围在190℃~330℃, 属与岩浆作用有关的中温热液矿床(王时麒等, 1994; 张忠生等, 1993; 姜能等, 1996; 杨忆等, 1999; 余宏全等, 2000)。以往对该金矿床研究侧重于矿床特征及成矿作用特点, 很少涉及金成矿的深部地球动力学背景。作者在柴胡栏子矿区工作期间, 在矿床北侧的辉石闪长岩中发现了大量岩石包体, 部分为下地壳基性麻粒岩包体, 由于金成矿与辉石闪长岩体有密切的成因联系, 研究辉石闪长岩及其中的岩石包体的来源和侵位机制对于深入探讨金矿床成因和成矿动力学背景有积极意义。

2 岩石包体及寄主岩石岩石学特征

岩石包体的寄主岩石为柴胡栏子北沟辉石闪长岩, 该岩体东西向长约4 km, 南北向宽200~400 m, 北部被燕山期花岗岩吞食(图1)。辉石闪长岩呈灰色、灰黑色, 块状, 中细粒结构, 粒度0.1~3 mm, 矿物成分主要为基性斜长石(50%~60%, $An_{59.2\sim 77.5}$)和角闪石(30%~35%), 含少量单斜辉石

注: 本文为国家“973”项目(编号 2002CB412609)和地质调查项目(编号 D002-028-05)资助的成果。

收稿日期: 2005-10-25; 改回日期: 2005-12-02; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 余宏全, 男, 1965年生。博士, 副研究员, 从事矿床学方面的研究。通讯地址: 100037, 北京市百万庄大街26号, 中国地质科学院矿产资源研究所; 电话: 010-68999053; Email: shehongquan@sina.com。

(5%)、黑云母(3%~10%),副矿物有磷灰石、磁铁矿、榍石等。辉石闪长岩的角闪石单矿物 K-Ar 年龄为 206 Ma(余宏全等,2000),说明岩体侵位于早中生代。

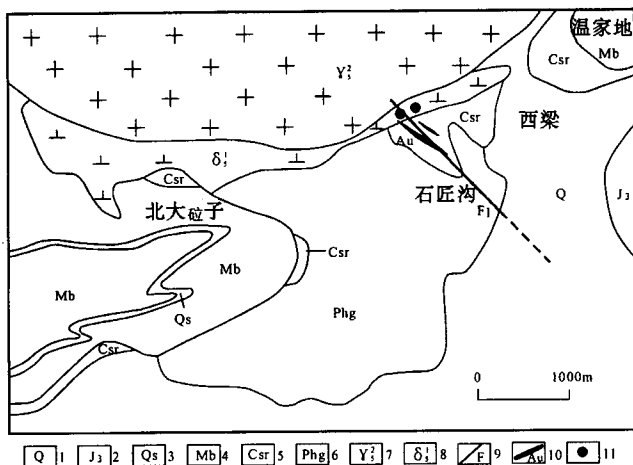


图 1 内蒙赤峰柴胡栏子金矿区地质简图
(据内蒙古局地质三队年代资料简化)

Fig. 1 Geological map of Chaihulanzi gold deposit,
Chifeng, Inner Mongolia (Modified after the Third
Geological Team, Geology Bureau of Inner Mongolia)

1—第四系;2—上侏罗统火山岩;3—晚太古界建平群大营子组石英岩;4—大营子组大理岩;5—石墨化-绢云母化片岩;6—大营子组片麻岩和混合片麻岩;7—燕山期花岗岩;8—辉石闪长岩;9—断层;10—金矿脉;11—麻粒岩包体采样点

1—Quaternary System; 2—volcanic rock of Upper Jurassic System; 3—quartzite of Late Archean Dayingzi Group; 4—marble of Late Archean Dayingzi Group; 5—graphitized and sericitized schist; 6—gneiss and migmatitic gneiss; 7—granite of Yanshanian Period; 8—augite diorite; 9—fault; 10—gold body; 11—location of xenoliths samples

岩石包体在辉石闪长岩体中呈椭圆状发育,深灰绿色、黑色,大小在 5~20cm,一般发育暗色层与相对浅色层互层构造,岩石较新鲜,后期蚀变少。岩石包体可以分为两类,一类为角闪质岩石(角闪岩和斜长角闪岩),一类为基性麻粒岩(单辉麻粒岩和二辉麻粒岩),两种包体产出频率大致相同。角闪质岩石包体颜色相对较浅,粒度略粗(中粗粒变晶为主),基性麻粒岩包体颜色较深,粒度较细(中细粒变晶为主)。

基性麻粒岩包体一般具细粒变晶结构,其次为筛状变晶结构和交代结构。矿物粒度一般在 0.1~2 mm,少数达到 3 mm。矿物成分以单斜辉石(15%~80%,主要为普通辉石,其次为透辉石)、紫苏辉石

(5%~40%, En 58.7~74.1)、基性斜长石(15%~45%, An 59~81)为主,部分样品含少量橄榄石(2%~5%)。岩石中一般含数量不等的角闪石(5%~20%, 镁角闪石, 含镁绿钙闪石质角闪石)和黑云母(1%~5%, 属金云母)。根据辉石含量可以分为单辉麻粒岩和二辉麻粒岩两种,前者辉石主要为单斜辉石,斜方辉石含量较少(一般小于 5%),后者含斜方辉石较多(>10%)。从交代关系看,角闪石和金云母形成明显晚于辉石,常见角闪石、金云母交代辉石或围绕辉石形成环边结构。角闪石是基性麻粒岩形成后,受到富水流体影响发生退变质作用形成。基性麻粒岩包体的矿物成分与德国西部 Eifel 火山岩区的基性麻粒岩包体成分相似(Schmidt, 1992)。

角闪质岩石包体为深绿色,块状、纹层状、片麻状构造,细粒花岗变晶结构和交代结构,矿物粒度一般 0.2~2 mm。矿物成分主要为角闪石(25%~50%)、斜长石(30%~55%, An 48~84.6)、其次为辉石(5%~10%)、黑云母(3%~5%),部分包体含少量石英(5%~10%),副矿物有榍石、磷灰石等。岩石类型相当于斜长角闪岩、含石英斜长角闪岩。

3 岩石化学特征

寄主岩石辉石闪长岩 SiO_2 含量在 49.50%~53.92%, 平均 52.36%, 属中基性岩类, 偏基性, 相当于安山质玄武岩成分, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 在 3.98%~5.19%, 平均 4.29%, $\text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值在 0.37~0.47。矿区内闪长岩脉岩石化学成分与之类似。

基性麻粒岩包体的岩石化学成分比较稳定, 主要氧化物含量变化很小(见表 1), SiO_2 含量在 51.10%~51.75%, 平均 51.32%, 属基性岩类, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 在 1.86%~2.24%, 平均 2.05%, $\text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值在 0.20~0.77。MgO 含量较高, 变化范围 7.20%~11.96%, 平均 9.32%, 略高于角闪质岩石包体和寄主岩石辉石闪长岩。

角闪质岩石包体 SiO_2 含量变化范围较大, 在 50.05%~58.09%, 平均 53.99%, 属基性-中性岩范围, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 在 2.11%~4.01%, 平均 3.10%, $\text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值在 0.34~0.53。

总体上麻粒岩包体与辉石闪长岩和角闪质岩石包体岩石化学成分相似, 主体上属于基性-中基性岩类, 在 SiO_2 - $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 图解上投影于亚碱性系列, AFM 和图解上均未见富铁趋势, 应属钙碱性系列岩石(图 3)。麻粒岩包体与辉石闪长岩和角闪质岩石

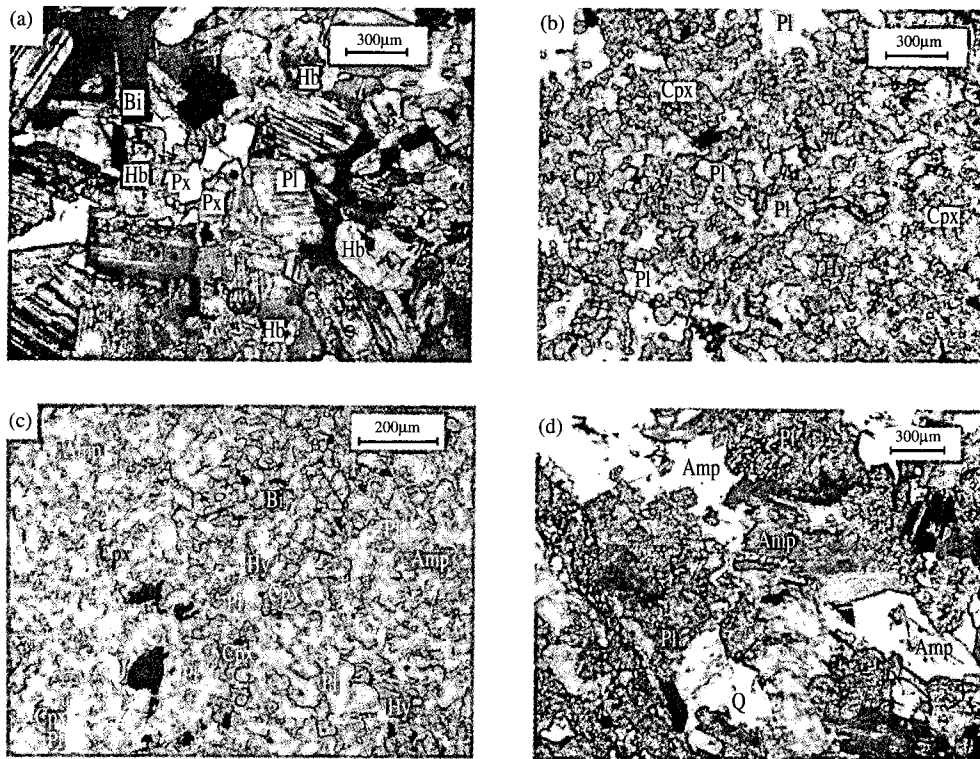


图 2 柴胡栏子主要岩石显微结构照片

Fig. 2 The microscopic photographs of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit

(a) 辉石闪长岩(Ch-4), 半自形粒状结构, 主要由斜长石(Pl)、角闪石(Hb)和少量普通辉石(Px)组成; (b) 单辉麻粒岩包体(Chl-7), 细粒变晶结构, 主要由单斜辉石(Cpx)、斜长石(Pl)、角闪石(Amp)和少量紫苏辉石(Hy)、黑云母(Bi)组成, 角闪石和黑云母为退变质形成; (c) 二辉麻粒岩包体(Chl-5), 细粒变晶结构, 由紫苏辉石(Hy)、单斜辉石(Cpx)、斜长石(Pl)和少量黑云母、角闪石组成; (d) 斜长角闪岩包体(Chl-6), 中细粒变晶结构, 主要由角闪石(Amp)、斜长石(Pl)和少量黑云母(Bi)组成, 含少量石英(Q)

(a) Augite diorite (Ch-4), subhedral granular texture, mainly consists of plagioclase (Pl), hornblende (Hb) and minor augite (Px); (b) clinopyroxene granulite xenolith, fine grain blastic texture, consists of clinopyroxene (Cpx) + plagioclase (Pl) + amphibole (Amp) + minor hypersthene (Hy) + biotite (Bi), amphibole and biotite were formed during late stage retrograde metamorphism; (c) two-Pyroxene granulite xenolith, fine grain blastic texture, consists of hypersthene (Hy) + clinopyroxene (Cpx) + plagioclase (Pl) and minor biotite (Bi) + amphibole (Amp); (d) amphibolite xenolith, medium grain blastic texture, mainly consists of amphibole (Amp) + plagioclase (Pl) + minor biotite (Bi) + quartz (Q)

表 1 柴胡栏子辉石闪长岩及包体岩石化学分析结果 (%)

Table 1 Bulk rock major element contents (%) of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi

样号	岩性	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	K ₂ O	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	MnO	Loss	Total
Chl-4	二辉麻粒岩包体	51.75	16.36	0.28	10.30	0.38	0.53	4.71	4.29	7.96	1.86	0.14	1.24	99.80
Chl-5	二辉麻粒岩包体	51.32	11.91	0.14	9.26	0.43	0.73	6.90	5.10	11.96	1.47	0.18	0.52	99.92
Chl-7	单辉麻粒岩包体	51.11	11.05	0.21	9.76	0.81	0.94	7.06	5.47	10.15	1.05	0.16	1.92	99.69
Chl-8	单辉麻粒岩包体	51.10	12.9	0.11	11.97	0.53	0.86	6.65	5.00	7.20	1.66	0.16	1.60	99.74
Chl-3	斜长角闪岩包体	56.00	12.85	1.02	9.40	1.33	0.66	4.35	4.49	5.05	2.68	0.15	1.79	99.77
Chl-6	斜长角闪岩包体	58.09	10.53	0.42	7.46	1.26	0.72	6.65	3.99	6.36	2.38	0.19	1.68	99.73
Ch-2	斜长角闪岩包体	51.80	16.85	0.15	11.81	0.7	0.52	4.27	3.21	6.65	1.94	0.11	1.75	99.76
Chl-2	角闪岩包体	50.05	11.12	0.18	9.60	0.53	0.73	7.82	5.94	9.46	1.58	0.16	2.43	99.60
Ch-4	辉石闪长岩	53.92	14.93	0.44	8.32	0.99	1.09	6.20	4.14	5.32	2.69	0.14	1.59	99.77
Ch-8	辉石闪长岩	53.79	15.68	0.48	7.39	1.37	1.04	5.57	4.29	5.03	2.94	0.14	2.03	99.75
CB2 ^①	辉石闪长岩	52.23	17.93	0.50	7.61	1.58	1.31	6.02	2.96	3.79	3.61	0.14	1.60	99.28
C15 ^②	辉石闪长岩	49.50	17.49		9.08	1.25	1.19	9.00	1.42	5.21	2.73	0.14	2.11	99.12
C56 ^②	闪长岩脉	51.31	12.21		6.61	1.07	0.67	7.16	1.33	6.39	1.92	0.11	10.61	99.39
C12 ^②	闪长岩脉	52.54	15.38	6.34	1.50	1.41	8.77	1.67	3.82	3.52	0.15	4.24	99.34	
	麻粒岩包体	51.32	13.06	0.19	10.32	0.54	0.76	6.33	4.97	9.32	1.51	0.16	1.32	99.80
	角闪岩包体	53.99	12.84	0.44	9.57	0.96	0.66	5.77	4.41	6.88	2.15	0.15	1.91	99.73
	辉石闪长岩	52.36	16.51	0.47	8.10	1.30	1.16	6.70	3.20	4.84	2.99	0.14	1.83	99.60

测试单位:核工业地质分析测试研究中心;资料来源:①据王时麒等,1994;②据杨亿等,1999.分析方法:X-射线荧光光谱法(XRF),测试误差 $\leq \pm 2\%$ 。

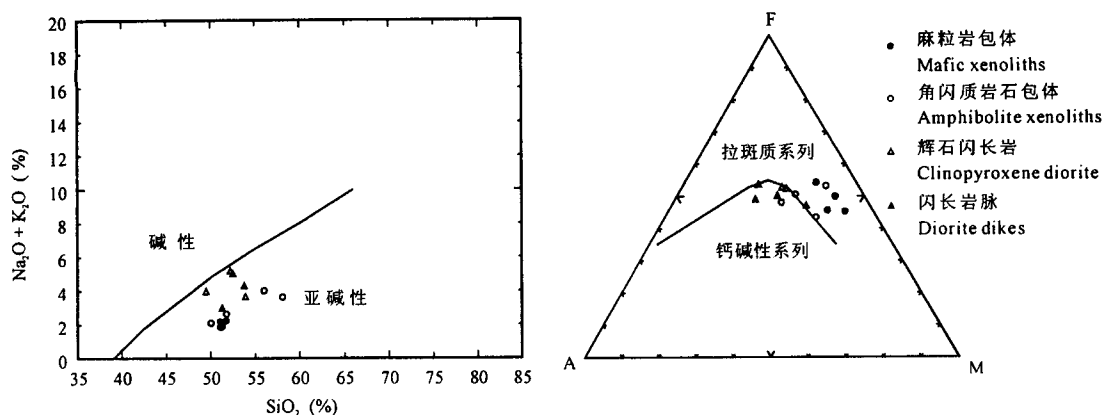


图 3 柴胡栏子金矿辉石闪长岩及包体岩石化学图解(底图据 Irvine et al., 1971)

Fig. 3 The $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ and AFM diagram of the the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit (after Irvine et al., 1971)

包体 CaO 、 MgO 、 TFe 含量略高, $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 略低, 岩石成分更偏基性。

辉石闪长岩和岩石包体的稀土和微量元素特征相似(分析结果见表2, 3)。三种岩石的稀土元素总量在 $42.85 \times 10^{-6} \sim 115.57 \times 10^{-6}$, 多数在 100×10^{-6} 以下; 有一定的轻稀土富集趋势, 在标准化(球粒陨石值)模式图上为向右缓倾曲线(图4), LREE/HREE 在 $2.89 \sim 9.55$, $\text{La}_{(\text{N})}/\text{Yb}_{(\text{N})}$ 在 $2.17 \sim 13.73$ 。除个别样品外(chl-6), 均显示有 Eu 正异常, δEu 值在 $1.02 \sim 1.63$, 平均在 $1.16 \sim 1.28$, 揭示原岩在岩浆演化过程中受到了斜长石堆晶作用影响。总体上, 从基性麻粒岩包体到角闪质岩石包体和辉石闪长岩岩

石稀土含量、 LREE/HREE 比值和 $\text{La}_{(\text{N})}/\text{Yb}_{(\text{N})}$ 比值依次升高, 显示稀土分馏有逐渐加强趋势。

在微量元素(球粒陨石标准化)蛛网图解上(图5), 三种岩石的标准化曲线明显不同于大洋中脊玄武岩(MOB), 表现为 Cs、Ba、Sr、K 富集, Ba、Sr 富集与斜长石堆晶作用有关; Th、U、Ta、Hf、Zr、Ti 高场强元素亏损。总体上与大陆下地壳一致, 而以麻粒岩包体与大陆下地壳曲线更为符合, 揭示麻粒岩包体来自与大陆下地壳。在 Hf-Th-Ta 基性岩石构造环境判别图解上, 大多数样品点落在板内碱性玄武岩及分异产物范围内(图6), 说明其岩浆来源应为板内环境, 与其处于华北克拉通北缘环境是一致的。

表 2 柴胡栏子金矿辉石闪长岩及包体岩石稀土元素含量表($\times 10^{-6}$)

Table 2 Bulk rock REE element contents ($\times 10^{-6}$) of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	REE	LREE	HREE	LREE/HREE	$\text{La}_{(\text{N})}/\text{Yb}_{(\text{N})}$	δEu
Chl-4	8.295	18.661	2.373	11.325	2.338	1.252	2.315	0.317	1.717	0.324	0.866	0.153	0.791	0.130	50.86	44.24	6.61	6.69	7.09	1.63
Chl-5	5.553	13.213	1.840	8.867	2.459	1.052	2.804	0.437	2.638	0.541	1.553	0.251	1.404	0.238	42.85	32.98	9.87	3.34	2.67	1.22
Chl-7	7.754	18.467	2.826	13.185	3.338	1.236	3.947	0.619	3.424	0.656	1.832	0.312	1.563	0.233	59.39	46.81	12.59	3.72	3.35	1.04
Chl-8	7.866	18.168	2.533	11.500	2.847	1.159	3.581	0.635	4.237	0.902	2.614	0.442	2.447	0.396	59.33	44.07	15.25	2.89	2.17	1.11
Chl-3	20.485	39.313	4.312	17.798	3.620	1.565	3.473	0.463	2.199	0.400	1.229	0.177	1.008	0.173	96.22	87.09	9.12	9.55	13.73	1.33
Chl-6	19.967	51.109	7.118	29.486	6.446	1.440	6.509	1.039	5.317	1.041	2.845	0.394	2.400	0.402	135.5	115.6	19.95	5.79	5.62	0.67
Chl-2	13.108	33.732	4.960	22.574	4.661	1.497	4.156	0.675	3.328	0.708	2.168	0.292	1.876	0.292	94.03	80.53	13.50	5.97	4.72	1.02
Ch-2	6.011	13.737	1.924	9.486	2.205	1.193	2.321	0.350	1.849	0.323	0.903	0.154	0.738	0.138	41.33	34.56	6.78	5.10	5.50	1.60
Ch-4	14.357	34.259	4.372	19.883	4.188	1.763	3.870	0.582	3.030	0.556	1.585	0.204	1.345	0.185	90.18	78.82	11.36	6.94	7.21	1.32
Ch-8	15.477	34.320	4.240	18.292	3.673	1.690	4.021	0.552	2.700	0.499	1.408	0.215	1.212	0.179	88.48	77.69	10.79	7.20	8.63	1.34
C15 ^②	18.46	41.34	4.88	21.09	4.7	1.81	4.49	0.58	2.98	0.58	1.5	0.24	1.23	0.18	104.1	92.28	11.78	7.83	10.14	1.19
C56 ^②	19.46	40.43	5.03	21.91	3.62	1.2	3.43	0.52	3.33	0.56	1.64	0.23	1.4	0.2	103.0	91.7	11.31	8.10	9.39	1.03
C12 ^②	24.05	52.61	6.36	27.99	6.21	1.94	5.43	0.82	4.12	0.85	2.33	0.32	2.04	0.3	135.4	119.2	16.21	7.35	7.97	1.00

注: 中国科学院地质与地球物理研究所同欣、王秀丽用 ICP-MS 方法测试, 测试误差 $< \pm 5\%$ 。资料来源: ①据王时麒等, 1994; ②据杨忆等, 1999。样品岩性同表1。

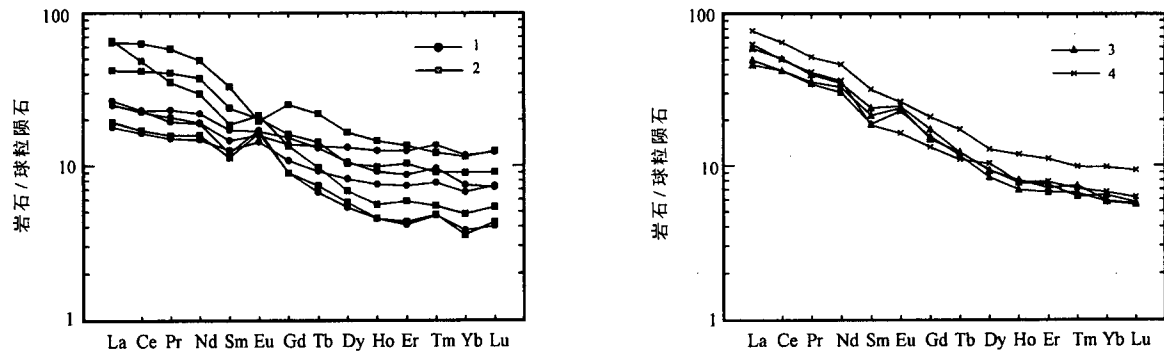


图 4 柴胡栏子金矿辉石闪长岩及包体岩石稀土元素的球粒陨石标准化曲线(球粒陨石值据 Boynton, 1984)

Fig. 4 Chondrite normalized REE element distribution pattern the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit

1—基性麻粒岩包体;2—角闪质岩石包体;3—辉石闪长岩;4—闪长岩脉

1—Granulite xenoliths; 2—amphibolite xenoliths; 3—augite diorite; 4—diorite dikes

表 3 柴胡栏子金矿辉石闪长岩及包体岩石微量元素含量 ($\times 10^{-6}$)Table 3 Bulk rock trace element contents ($\times 10^{-6}$) of the augite diorites and xenoliths in the Chaihulanzi gold deposit

样号	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	Bi	Th	U
Chl-4	23.79	25.10	38.68	18.76	24.19	59.75	9.48	1210.33	8.08	35.11	5.42	0.42	0.73	307.98	1.22	1.33	3.86	0.07	1.30	0.29
Chl-5	36.43	995.90	57.27	231.43	12.03	92.57	9.49	530.05	13.98	47.03	3.64	0.75	0.49	258.79	1.74	1.01	3.95	0.08	0.69	0.17
Chl-7	29.17	473.18	76.52	412.76	176.11	110.88	33.08	357.82	17.21	57.67	5.61	0.51	0.88	300.46	2.11	1.14	2.15	0.07	1.13	0.32
Chl-8	42.92	237.22	44.25	74.88	21.88	82.63	18.68	519.69	22.49	52.39	5.64	1.14	0.66	346.73	1.98	1.33	2.78	0.06	0.75	0.31
Chl-3	25.22	48.94	33.35	32.53	66.52	62.69	41.67	988.70	10.90	87.64	5.10	0.57	0.47	466.32	2.06	1.14	4.30	0.08	3.60	0.69
Chl-6	44.03	54.02	36.79	33.96	32.71	79.60	38.93	662.92	26.04	105.27	7.40	0.94	0.59	496.44	2.88	1.02	5.27	0.08	2.74	0.40
Chl-2	35.09	561.80	51.55	123.24	14.46	131.99	9.23	442.34	18.67	56.32	7.52	2.23	0.56	275.15	2.00	1.17	3.75	0.06	1.51	0.34
Ch-2	32.58	90.16	29.22	20.05	31.44	50.47	21.99	1080.16	8.90	28.15	6.99	0.53	0.67	291.07	2.87	1.12	5.17	0.07	1.17	0.30
Ch-4	19.64	54.08	31.51	21.15	31.96	75.32	25.17	952.59	15.20	80.61	6.45	0.98	0.62	430.23	2.77	1.12	5.65	0.07	2.49	0.50
Ch-8	17.97	53.95	28.90	20.29	37.13	77.79	34.47	1266.04	13.00	67.83	13.48	0.91	1.05	585.15	3.08	2.66	7.40	0.08	2.50	0.63
C15 ^②		85.25	30.94	23.14	41.17	123.25	32.65	855.98	12.63	42.85	4.73	1.13	0.92	463.33	1.57	0.69	63.68	0.58	3.77	0.85
C56 ^②		342.50	34.16	41.61	29.70	97.75	40.14	203.16	14.05	73.27	4.52	1.02	3.95	110.11	2.28	0.30	311.5	1.63	3.55	0.69
C12 ^①		69.01	25.90	14.48	32.58	111.90	30.97	651.22	19.97	48.56	7.11	1.34	1.21	422.85	1.52	0.79	167.0	1.39	3.88	0.84

注:中国科学院地质与地球物理研究所闫欣、王秀丽用 ICP-MS 方法测试,测试误差 $\leq \pm 5\%$ 。资料来源:①据王时麒等,1994;②据杨忆等,1999。样品岩性同表1。

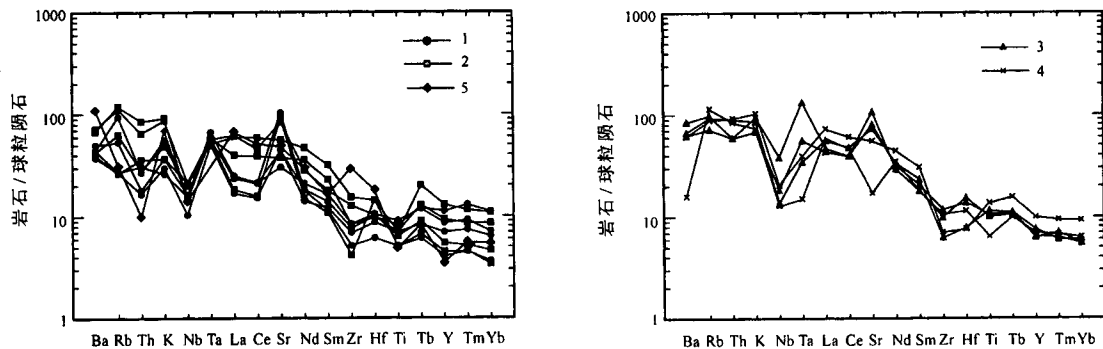


图 5 柴胡栏子金矿辉石闪长岩及包体岩石微量元素球粒陨石标准化曲线

(球粒陨石值据 Thompson, 1982;下地壳值据 Weaver et al., 1984)

Fig. 5 Chondrite normalized trace element distribution pattern of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit

1—麻粒岩包体;2—角闪质岩石包体;3—辉石闪长岩;4—闪长岩脉;5—大陆下地壳

1—Granulite xenoliths; 2—amphibolite xenoliths; 3—augite diorite; 4—diorite dikes; 5—continental lower crust

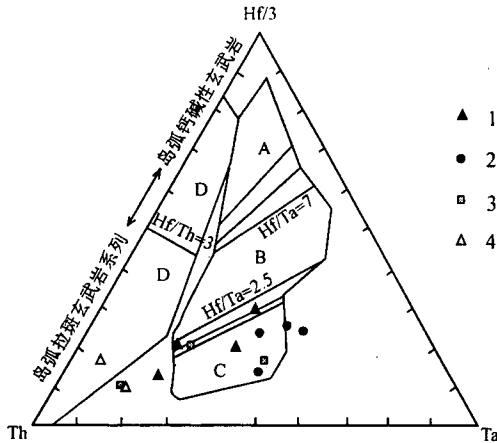


图 6 柴胡栏子金矿辉石闪长岩及包体岩石
Hf-Th-Ta 构造环境判别图

Fig. 6 The Hf-Th-Ta diagram of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit

1—角闪质岩石包体; 2—麻粒岩包体; 3—辉石闪长岩; 4—闪长岩脉; A—M-MORB; B—P-MORB; C—板内碱性玄武岩及分异产物; D—岛弧拉斑玄武岩及分异产物(据 Wood, 1979)
1—Amphibolite granulite; 2—mafic granulite; 3—augite diorite; 4—diorite dykes; A—M-MORB; B—P-MORB; C—alkaline basalt and differentiation inside continental plate; D— island arc tholeiite (after Wood, 1979)

4 同位素特征

4.1 全岩氧同位素

辉石闪长岩及岩石包体的全岩氧同位素组成特征比较一致。辉石闪长岩 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 在 $+5.0\text{‰} \sim +7.6\text{‰}$, 平均 $+6.3\text{‰}$; 基性麻粒岩包体在 $+6.6\text{‰} \sim +7.5\text{‰}$, 平均 $+7.0\text{‰}$; 角闪质岩石包体为 $+8.1\text{‰}$ 。氧同位素 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 总体变化范围在 $+5.0\text{‰} \sim +8.1\text{‰}$ (表4), 该变化范围在大致与未蚀变基性-超基性岩浆岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 变化范围 ($+5\text{‰} \sim +7\text{‰}$) 相当, 与沉积岩 ($+8\text{‰} \sim +40\text{‰}$)、花岗岩 ($+6\text{‰} \sim +15\text{‰}$) 和变质岩 ($+1\text{‰} \sim +24\text{‰}$) 的氧同位组成有显著差异 (Taylor, 1974)。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值总体上反映包体岩石原岩应属岩浆成因范围, 包体岩石中未见到残余的沉积结、构造特征, 也说明了这一点。

4.2 铅同位素

辉石闪长岩及包体全岩铅同位素组成稳定, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值变化范围分别为 $18.108 \sim 18.634$ 、 $15.507 \sim 15.608$ 、 $38.212 \sim 38.836$ (表5), 平均值分别为 18.338 、 15.562 、 38.509 , 铅同位素模式年龄值普遍为负值, 为异常

表 4 赤峰柴胡栏子金矿辉石闪长岩及岩石
包体全岩氧同位素分析结果

Table 4 The oxygen isotope composition of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit

样号	岩性	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}(\text{‰})$
Chl-4	二辉麻粒岩包体	6.7
Chl-5	二辉麻粒岩包体	7.1
Chl-7	单辉麻粒岩包体	7.5
Chl-8	单辉麻粒岩包体	6.6
Chl-6	斜长角闪岩包体	8.1
Ch-4	辉石闪长岩	5.0
Ch-5	辉石闪长岩	7.6

测试单位: 中国地质科学院矿产资源研究所。氧同位素测试仪器型号: MAT251EM 质谱仪, 方法: BrF₃法, 分析精度: $\pm 2\text{‰}$ 。

表 5 柴胡栏子金矿辉石闪长岩、岩石包体和
矿石铅同位素组成

Table 5 The lead isotope composition of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit

样品号	岩性	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
Chl-4	含橄榄石二辉麻粒岩	18.351	15.545	38.505
Chl-5	细粒二辉麻粒岩	18.281	15.571	38.422
Chl-8	含橄榄石单辉麻粒岩	18.147	15.522	38.249
Chl-7	单辉麻粒岩	18.634	15.590	38.602
Chl-1	含石英斜长角闪岩	18.517	15.608	38.836
Chl-2	斜长角闪岩	18.275	15.566	38.596
Chl-3	斜长角闪岩	18.537	15.589	38.822
Chl-6	含石英角闪斜长片麻岩	18.108	15.526	38.418
Ch-2	斜长角闪岩	18.269	15.588	38.359
Ch-4	辉石闪长岩	18.365	15.569	38.579
Ch-8	辉石闪长岩	18.230	15.507	38.212
CHL15	黄铁矿	20.048	15.862	37.889
CHL66	黄铁矿	19.457	15.851	41.785
CHL62	黄铁矿	18.696	15.701	39.080

测试单位: 核工业地质分析测试研究中心。所列数据为测试值。测试仪器型号: MAT261 质谱仪, 分析方法: 热电离子质谱法。测试误差 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 0.025$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 0.009$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 0.010$ 。年龄计算常数: $t_0 = 4430 \text{ Ma}$, $a_0 = 9.307$, $b_0 = 10.294$, $\lambda_{235} = 0.98485 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{238} = 0.155125 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ 。

铅。金矿石中黄铁矿单矿物铅同位素也均为异常铅, 但变化性更大, 在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上 (图7), 辉石闪长岩和岩石包体主要投影于大陆下地壳范围, 说明岩石中的铅主要来自大陆下地壳。而矿石单矿物铅同位素投影分散于上部大陆壳和下部大陆壳范围内, 暗示成矿物质铅来源更复杂, 可能受到了上部陆壳物质的混染。

4.3 锶、钕同位素

辉石闪长岩、基性麻粒岩包体的 Sr、Nd 同位数组组成相似 (表6), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值分别为 0.7072 、 0.7087

~0.7102, $\epsilon_{\text{Sr}}(t=206\text{Ma})$ 为 42.2, 63.2~144.63, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值分别在 0.511963、0.512233, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为负值(-11.42、-6.99)。在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-\epsilon_{\text{Nd}}$ 图解上(图8), 岩石投点于 EM II 型富集地幔端元附近, 显示岩石的源岩为富集地幔端元或是受到大陆壳的混染。但研究区附近的晚太古代变质岩的铅同位素与岩石包体的有较大差异, 太古界变质岩的铅同位素组成较稳定, 一般不具备放射性成因铅特点(李延河等, 1990; 谢锡才, 1998), 显示辉石闪长岩和岩石包体受太古界变质岩混染的可能性较小, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为负值可能更多的反映了源区岩石特点。而研究区外围燕山期基性火山岩 Sr、Nd 同位素组成大体上具有类似特征, 其 $\epsilon_{\text{Sr}}(t=130\text{Ma})$ 为 19.0~48.8, $\epsilon_{\text{Nd}}(t=130\text{Ma})$ 在 -4.9~-17.8(表6), 亦接近 EM II 型富集地

幔端元特征(周新华等, 2001)。柴胡栏子辉石闪长岩辉石闪长岩及基性麻粒岩包体的亏损地幔年龄值 T_{DM} 在 2057~2232 Ma, 暗示岩浆来源于早元古代的富集岩石圈地幔, 受后期构造热事件影响发生部分熔融形成, 源岩富集原因可能与元古代时期的俯冲作用有关(周新华等, 2001)。

辉石闪长岩和岩石包体具有相似的主量、微量元素、氧、锶、钕、铅同位素组成特征, 说明它们为同源岩浆分异演化产物。作者另外采取了7个辉石闪长岩进行 Rb-Sr 等时线测年, 7个样品全岩锶同位素组成非常一致, 差值仅万分之几, 不能构成有意义的等时线。但说明岩浆在地壳深部停留了较长时间, 发生了较强的均一化作用(Hildreth et al., 1988; Voshage, et al., 1988)。

表 6 柴胡栏子金矿辉石闪长岩及岩石包体 Sr、Nd 同位素组成

Table 6 The strontium and neodymium isotope composition of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit

样号	岩性	Rb ($\times 10^{-6}$)	Sr ($\times 10^{-6}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2α	I_{Sr}	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$
Chl-5	二辉麻粒岩包体	15.40	531.43	0.084	0.708946	0.000019	0.7087	63.2
Chl-7	单辉麻粒岩包体	198.5	365.31	1.565	0.714809	0.000015	0.7102	146.33
Chl-6	斜长角闪岩包体	14.80	559.08	0.065	0.709120	0.000018	0.7089	66.46
Ch-4	辉石闪长岩	33.320	1030.00	0.09344	0.707492	0.000018	0.7072	42.46
Hn-12	喀喇沁二辉麻粒岩包体	12.82	775.70	0.04774	0.709906	0.000016	0.70982	106.4
火山岩	中生代碱性玄武岩、安山岩	44.2~103	425~1160	0.1325~0.6333	0.705163~0.708160		0.7050~0.7077	9.4~48.8

样号	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{CHUR} (Ma)	T_{DM} (Ma)	2α	年龄 (Ma)
Chl-5	2.31	8.63	0.1621	0.512233	0.512015	-6.99	1778	2232	0.000008	206
Chl-7	3.18	12.02	0.1598	0.512131	0.5119156	-8.92	2087	2398	0.000009	206
Chl-6	6.79	29.31	0.1401	0.511900	0.511711	-12.91	1981	2250	0.000008	206
Ch-4	4.35	19.22	0.1370	0.511963	0.5117783	-11.63	1719	2057	0.000009	206
Hn-12	7.04	33.40	0.1275	0.511586	0.511411	-18.78	2392	2519	0.000009	230
火山岩	3.63~11.8	17.0~67.5	0.1001~0.1280	0.511646~0.512315	0.511553~0.512217	-4.9~-17.8	709~1708	1239~2111		135

测试单位: 中国科学院地质与地球物理研究所, 测试样品采用 50~100 mg 岩屑样, 加入 $^{87}\text{Rb}-^{84}\text{Sr}$ 、 $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$ 稀释剂, 用 $\text{HF}+\text{HClO}_4$ 在 Teflon 密闭容器中低温溶解一星期。采用 AG50 $\times$ 8(H^+) 阳离子交换柱和 P507 萃取树脂分离出纯净的 Rb, Sr, Sm, Nd, Rb, Sr, Sm, Nd 同位素测量在 VG354 固体同位素质谱计上进行。Sr 同位素分馏采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 校正。Nd 同位素分馏采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 校正。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 和 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 按照 $t=206\text{Ma}$ 校正。晚中生代火山岩数据引自周新华等, 2001; 辉石闪长岩引自余宏全等, 2000; Hn-12 引自邵济安等, 2000。Chl-5, Chl-6 基性麻粒岩包体采自柴胡栏子辉石闪长岩, 年龄数据为闪长岩侵位年龄; Hn-12 采自喀喇沁闪长岩体, 年龄数据为麻粒岩包体紫苏辉石 K-Ar 年龄; 计算参数原始地幔 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 = 0.7045, 球粒陨石均一储库现代值 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$, 现代亏损地幔 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51315$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2136$ 。

5 麻粒岩包体形成温压条件估计

为进一步探讨岩石包体形成的温压条件, 我们对岩石包体的单矿物主要化学成分进行了电子探针分析(结果见表7), 利用变质平衡矿物温度计对其形成温度进行估计, 为了满足变质矿物的平衡条件, 全

部采用同一视域内矿物测试数据进行计算, 计算结果见表8。

从表8可以看出, 利用二辉石温度计(Wells, 1977; Warner, et al., 1995)计算基性麻粒岩包体形成时的平衡温度范围在 1019~1320 $^{\circ}\text{C}$, 平均达到 1160 $^{\circ}\text{C}$ 左右, 平均温度较高, 且温度变化范围较大,

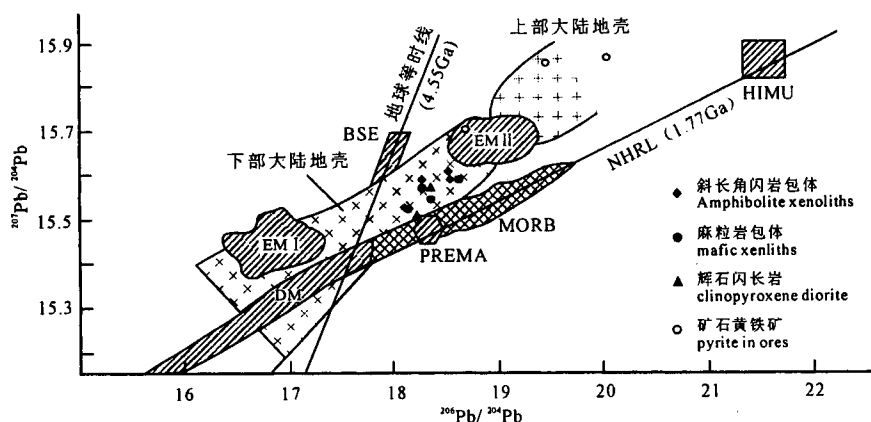


图 7 柴胡栏子金矿辉石闪长岩及包体岩石 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解

Fig. 7 The $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit

该特征与南极、墨西哥、东澳大利亚、南非金伯利岩等地区的下地壳包体的平衡温度范围相似 (Smith, 1996; Voshage, 1988; Rudnick, 1995 及文献)。由于麻粒岩包体中未见到石榴石矿物发育, 因此难以对其形成压力做出准确估计。这里我们采用斜长石-单斜辉石压力计 (McCarthy, et al., 1998) 和角闪石压力计 (Schmidt, 1992) 的计算值作为参考, 麻粒岩形成时的压力估计值在 0.63~1.18 GPa (相当于

体。

根据斜长石-角闪石温度计 (Holland and Blundy, 1994) 计算的角闪质岩石包体变质时的平衡温度在 667~889°C, 平均值为 768°C。压力估计值在 0.23~0.68 GPa, 相当于 7.8~23.2 km 深度, 一般在 0.42 GPa 以上 (即 15 km 以上)。说明角闪质岩石包体经历了麻粒岩相-角闪岩相变质, 来源相当于下地壳上部-中地壳中下部位置。

基性麻粒岩包体中常含有角闪石矿物, 是麻粒岩包体随母岩浆上升侵位过程中发生退变质作用形成的。根据 chl-5 细粒二辉麻粒岩包体中角闪石矿物成分计算的平衡温度和压力 (估计值) 分别为 771°C 和 0.63 GPa (21.4 km 深度), 与角闪质岩石包体的温压范围一致, 说明基性麻粒岩包体退变质主要发生在下地壳上部-中地壳中下部。

与世界上其它地区的下地壳麻粒岩包体比较 (Kay, 1981; Rudnick, et al., 1995), 本区麻粒岩包体具有相似的岩石化学成分和结构构造特征, 但以富含角闪石和云母含水矿物为特征。

6 岩石包体成因分析及构造意义

基性麻粒岩包体的形成温压条件表明, 仅依靠地热增温, 在其形成深度 (主要在 21.4~27 km) 是难以达到 1000°C 以上这一高温条件的。因此, 需要异常热源, 可能的异常热源主要为构造摩擦生热或岩浆加热, 而本区基性麻粒岩包体未见明显构造变形特征, 说明异常高温应与构造升温关系不大。因

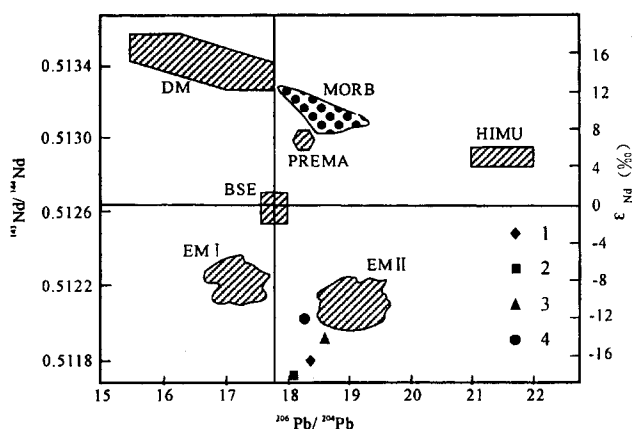


图 8 柴胡栏子金矿辉石闪长岩及包体岩石 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - ϵ_{Nd} 图解 (底图据 Zindler et al., 1986)

Fig. 8 The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - ϵ_{Nd} diagram of the augite diorite and xenoliths in Chaihulanzi gold deposit (after Zindler et al., 1986)

1—辉石闪长岩; 2—角闪质岩石包体; 3—单辉麻粒岩包体;
4—二辉麻粒岩包体

1—Augite diorite; 2—amphibolite xenoliths; 3—clinopyroxene granulite xenoliths; 4—two-pyroxene granulite xenoliths

表 7 柴胡栏子金矿岩石包体及寄主岩石单矿物主要化学成分探针分析结果(%)

Table 7 The analysis(%) of the single minerals of the xenoliths and host augite diorite in Chaihulanzi gold deposit

分析点号	岩石名称	矿物名称	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Total
Chl-4-1-opx	二辉麻粒岩	斜方辉石	53.63	0.92	23.60	0.02	0.00	1.28	0.26	0.03	0.41	20.29	100.43
Chl-4-1-cpx		单斜辉石	50.50	3.89	14.09	0.69	0.10	20.20	0.87	0.00	0.17	8.56	99.06
Chl-4-1-hb		角闪石	43.43	11.17	13.70	2.02	0.95	11.54	3.61	0.03	0.14	11.49	98.07
Chl-4-2-opx		斜方辉石	53.60	0.90	25.34	0.02	0.00	0.52	0.03	0.00	0.32	18.78	99.49
Chl-4-2-pl		斜长石	53.14	29.53	0.02	4.34	0.08	11.73	0.02	0.00	0.01	0.23	99.10
Chl-4-2-cpx		单斜辉石	55.15	2.57	18.14	0.32	0.08	11.69	0.22	0.01	0.18	10.92	99.26
Chl-4-3-opx		斜方辉石	53.28	1.10	24.62	0.02	0.00	1.30	0.22	0.01	0.33	18.18	99.06
Chl-4-3-cpx		单斜辉石	52.11	2.21	14.98	0.24	0.00	22.08	0.32	0.02	0.15	7.37	99.48
Chl-4-3-hb		角闪石	46.44	18.02	10.01	1.74	0.28	13.82	0.36	0.04	0.10	7.56	98.37
Chl-5-1-opx	二辉麻粒岩	斜方辉石	53.05	0.76	23.67	0.03	0.00	1.08	0.15	0.06	0.37	20.54	99.72
Chl-5-1-bi		黑云母	39.82	15.84	17.74	0.49	8.53	0.00	1.53	0.26	0.06	12.18	96.47
Chl-5-1-pl		斜长石	47.40	33.22	0.01	2.06	0.02	16.79	0.00	0.00	0.02	0.28	99.81
Chl-5-1-cpx		单斜辉石	51.39	5.99	17.56	0.63	0.28	11.93	0.35	0.17	0.14	10.74	99.18
Chl-5-1-hb		角闪石	45.58	11.09	14.33	1.23	0.67	11.94	1.07	0.28	0.07	11.96	98.23
Chl-5-2-opx		斜方辉石	53.33	0.92	23.51	0.02	0.00	1.33	0.16	0.04	0.51	19.65	99.48
Chl-5-2-cpx		单斜辉石	51.78	2.14	14.33	0.22	0.00	21.77	0.33	0.28	0.24	7.96	99.05
Chl-7-1-cpx	单辉麻粒岩	单斜辉石	50.19	8.10	17.00	1.04	0.52	12.04	1.21	0.96	0.14	8.09	99.29
Chl-7-1-opx		斜方辉石	54.11	1.05	26.05	0.03	0.01	1.59	0.17	0.23	0.40	15.63	99.27
Chl-7-2-cpx		单斜辉石	51.19	6.72	19.39	0.68	0.33	10.10	0.79	0.51	0.16	9.35	99.21
Chl-7-2-opx		斜方辉石	54.06	0.78	27.18	0.00	0.00	0.54	0.11	0.16	0.44	15.81	99.07
Chl-1-2-hb	含石英斜长角闪岩	角闪石	46.05	8.74	12.26	1.03	0.86	11.46	1.95	0.02	0.18	15.60	98.14
Chl-1-2-pl		斜长石	55.53	28.58	0.00	5.65	0.10	9.56	0.02	0.00	0.00	0.14	99.56
Chl-1-2-cpx		单斜辉石	52.74	0.16	12.65	0.11	0.00	23.04	0.03	0.05	0.35	10.27	99.40
Ch-2-1-plc	斜长角闪岩	斜长石	46.93	34.50	0.01	1.66	0.03	16.74	0.01	0.00	0.02	0.18	100.08
Ch-2-2-hbm		角闪石颗粒边部	49.23	6.32	12.00	0.59	0.42	12.27	0.44	0.00	0.21	16.69	98.16
Ch-2-2-hbc		角闪石颗粒中部	42.28	11.35	11.42	1.39	0.97	11.59	3.48	0.00	0.18	15.20	97.85
Chl-3-1-pl	斜长角闪岩	斜长石	53.93	29.25	0.01	4.71	0.15	11.22	0.04	0.00	0.00	0.34	99.64
Chl-3-3-pl		斜长石	54.52	28.09	0.02	5.01	0.25	10.93	0.05	0.02	0.02	0.26	99.17
Chl-2-hb	斜长角闪岩	角闪石	43.49	11.58	13.15	1.59	1.02	11.66	1.42	0.06	0.20	13.60	97.77
Ch-4-hbm	辉石闪长岩	角闪石颗粒边部	48.51	6.58	12.78	0.83	0.60	11.53	0.88	0.01	0.31	16.05	98.08
Ch-4-hbc		角闪石颗粒中部	50.55	2.87	13.01	0.38	0.10	21.35	0.39	0.26	0.28	9.43	98.61
Ch-4-pl		斜长石	53.26	29.68	0.00	4.33	0.20	11.73	0.03	0.00	0.01	0.25	99.51
Ch-5-1-cpx	辉石闪长岩	单斜辉石	52.59	1.62	14.30	0.31	0.01	21.90	0.21	0.18	0.26	8.02	99.40
Ch-5-2-bi		黑云母	38.29	15.16	13.14	0.12	7.62	0.56	2.09	0.05	0.07	19.66	96.76
Ch-5-2-cpx		单斜辉石	52.59	1.14	14.76	0.18	0.01	16.50	0.15	0.04	0.37	13.28	99.02
Ch-5-2-hb		角闪石	47.56	7.38	12.53	1.06	0.68	11.37	1.00	0.04	0.29	16.37	98.27
Ch-5-2-pl		斜长石	47.09	31.85	0.02	1.98	1.08	16.78	0.00	0.01	0.00	0.25	99.07

测试单位:中国地质科学院矿产资源研究所,余静;测试误差:±5%。

此,最有可能的异常热源即为来自幔源基性岩浆的底侵作用。

岩浆底侵作用(Underplating)是指幔源的玄武质岩浆添加到下地壳底部的一种地质过程或作用(Fyfe et al., 1973)。我们推测柴胡栏子辉石闪长岩及其中的麻粒岩包体正是早中生代时期岩浆底侵作用的产物,底侵作用促使早期堆晶岩发生麻粒岩相变质而形成的,作为包体被后期岩浆带至地壳浅部。Rudinck (1990, 1992)对基性麻粒岩包体的研究认为基性麻粒包体的主要原岩为原下地壳岩石经麻粒岩化变质形成,其次为来源于底侵作用早期形成的

堆晶岩受到后续岩浆的烘烤发生麻粒岩化形成,后一种来源岩石包体与寄主岩石具有同源性。从柴胡栏子的寄主岩石及基性麻粒岩包体在岩石化学、稀土、微量元素、同位素特征方面所表现出的一致性特点,显示二者可能为同源岩浆演化产物。

底侵作用发生的条件主要为裂谷和岩石圈伸展减薄区。对研究区所在的华北板块北缘地区早中生代构造运动的动力学性质仍存在不同认识,部分研究者认为早中生代时期为陆内俯冲挤压造山性质(崔盛芹,1983;吴珍汉,1996)。但也有许多研究者

表 8 赤峰柴胡栏子金矿岩石包体温压数据计算结果表

Table 8 The calculated temperature and pressure of the xenoliths in Chaihulanzhi gold deposit

样号	岩石名称	温度 (°C)	温度 (°C)	压力 (GPa)	压力 (GPa)
chl-4	二辉麻粒岩	1065		0.65	
chl-4	二辉麻粒岩	1234		1.18	
chl-4	二辉麻粒岩	1019			0.75
chl-5	细粒二辉麻粒岩	1273			
chl-5	细粒二辉麻粒岩	1004			
chl-5	细粒二辉麻粒岩		771	0.63	
chl-7	单辉麻粒岩	1248			
chl-7	单辉麻粒岩	1320			
Ch-5	辉石闪长岩显微包体	1119			0.79
chl-1	石英斜长角闪岩包体		748	0.44	
Ch-2	斜长角闪岩包体		667	0.23	
Ch-2	斜长角闪岩包体		889	0.68	
计算方法		(1)	(2)	(3)	(4)

注: (1) 二辉石温度计, Wells, 1977; (2) 斜长石-角闪石温度计, Holland et al., 1994; (3) 角闪石压力计, Schmidt, 1992; (4) 斜长石-单斜辉石-石英压力计, McMarthy et al., 1998。

注意到该时期的伸展作用。马文璞等(1986)、洪大卫等(1991)、邵济安等(1994, 2000)根据燕辽地区线状分布的盆地、堆积物的建造性质、火山岩组合和华北北缘碱性岩深成活动等提出该地区早中生代时期曾存在过处于地幔上隆引起的岩石圈伸展减薄状态, 为底侵作用的发生提供了良好的构造背景条件。

距柴胡栏子金矿区南部约4 km 的莲花山和红花沟金矿区含金石英脉与中基性脉岩有密切的空间伴生关系, 岩脉具有产状稳定、发育密度大、成群分布特点, 应是与地壳伸展有关的中基性岩墙群, 岩墙群的 K-Ar 年龄值在 224 ~ 237 Ma (余宏全等, 2000), 其岩浆来源于岩石圈地幔。中基性岩墙群发育是早中生代时期岩石圈处于伸展状态又一有力证据(Halls, 1982)。

此外, 邵济安等(2000)在红花沟金矿田南部约80 km 的黑里河地区闪长岩体中也发现大量早中生代堆晶岩捕虏体及基性麻粒岩包体, 基性麻粒岩包体的岩石学和矿物学特征与本区相似, 母岩体的同位素年龄集中在 220 ~ 223 Ma, 研究认为也是由岩浆底侵作用形成的。与柴胡栏子辉石闪长岩及红花沟中基性岩墙群年龄同处早中生代。进一步说明该时期岩浆底侵作用不是孤立的, 有区域性规模。

早中生代时期是华北北缘从海西晚期古亚洲洋构造域向燕山期环太平洋构造域转化的重要时期, 燕山期是我国东部地区受环太平洋带构造域影响发生大规模岩石圈减薄的鼎盛时期, 以上证据显示岩石

圈减薄在早中生代时期就已经开始了。

7 对金成矿作用的动力学意义

研究区的金矿床的物质组成、流体包裹体特征和同位素特征研究表明研究区金矿具有明显的深源特点。矿物成分比较单一、分带性差、铅锌等贱金属含量低($<1\%$)、岩石和矿石铅同位素显示大陆下地壳特点、含石英中富 CO_2 包裹体发育(姜能等, 1996)、岩体外围发育较强的石墨化(杨忆等, 1999)。这些特征说明金的成矿物质和成矿流体应主要来源于深部(Sillitoe, 1974; Fyfe, 1997), 结合柴胡栏子金矿矿体与基性麻粒岩包体寄主岩石辉石闪长岩体的密切时空关系, 推测引起深部物质上升至地表发生成矿富集的深部动因正是岩浆底侵作用。结合现有资料和研究成果, 推测底侵作用对金成矿的控制过程为: 早中生代时, 岩石圈伸展导致玄武质岩浆的底侵作用。底侵作用早期, 幔源岩浆上升至下地壳底部, 岩浆停留在壳幔过渡带, 发生同化混染、结晶分异和均一化作用作用(Hildreth et al., 1988), 并形成部分堆晶岩(MASH 过程, melting-assimilation-storage-homogenization)。同时, 底侵岩浆带来的大量热量, 促使下地壳的基底岩石及早先形成的堆晶岩发生麻粒岩相变质(和部分熔融作用), 形成基性麻粒岩。底侵岩浆在固结过程中, CO_2 首先达到过饱和, 放出大量 CO_2 , 形成 CO_2 流(Wells, 1979; Newton, 1986), 并带出岩浆中的大量水, 形成 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ 水汽或流体, 水的另一个来源可能为底侵引起的下地壳岩石部分熔融时发生的脱水反应。富 CO_2 流体的存在加速了岩石或岩浆中硫化物的分解, 而金有强烈的亲硫化物倾向, 硫化物被分解, 利于金的析出, 并加入到流体中, 形成富含 CO_2 含矿流体(Oliver, et al, 1998; Cameron, 1988)。

在底侵作用后期, 随着岩浆的不断冷却, 岩浆中的 CO_2 含量逐步减少, 引起岩浆中水的含量不断增加, 从而形成富水岩浆和富水流体(Ronald, et al, 1987)。该富水岩浆在岩石圈伸展进一步加强或其它构造因素诱发下, 快速上升, 侵入到中上地壳部位, 形成基性岩墙群或侵入体, 并将深部早先形成的基性麻粒岩作为包体带至地壳浅部。由于岩浆是富水的, 导致岩石含有大量含水矿物角闪石和云母, 柴胡栏子辉石闪长岩含有很多角闪石(达到30%~35%)分析, 也说明了这一点。侵入岩在浅部凝固结后, 在岩浆晚期阶段产生岩浆热液, 加入到成矿流体中, 进一步丰富了成矿流体的来源。

近地表浅部位置,底侵作用引起地壳抬升,地壳伸展形成可渗透带,伴随底侵作用造成的高地温梯度,有利于热液对流体体系的形成及相关成矿作用发生(Zoback, et al, 1993)。含矿流体进一步上升至地壳中上部,在适宜的构造部位、或岩石化学环境或脆韧性转换部位,由于温度下降、流体混合、与岩石相互作用等综合因素影响,发生沉淀并富集成矿(Groves, et al, 1988),具体沉淀机制有待进一步研究。由于含矿流体富含 CO_2 ,使得成矿阶段的矿物流体包裹体常含有富含 CO_2 包裹体;在氧逸度较低时,可以形成石墨(Newton, 1986),柴胡栏子矿区岩体外围蚀变带中,广泛发育石墨化,即与此有关。

从上面的分析可以看出,底侵作用对研究区金矿床的成矿物质来源、含矿流体形成、运移、矿质沉淀富集有重要控制作用,在这一过程中, H_2O 、 CO_2 等活性组分可能对含矿流体的形成和演化起到了至关重要的作用。

8 结论

(1) 柴胡栏子早中生代辉石闪长岩中的岩石包体可以分为角闪质岩石和基性岩两类,岩石结构、构造、矿物成分和形成温压条件等说明基性岩石包体经历了麻粒岩相变质,应属来源于下地壳的基性麻粒岩包体。本区基性麻粒岩包体以富含角闪石、云母等富水矿物为特征,说明包体遭受了强烈的退变质作用。

(2) 柴胡栏子基性麻粒岩包体形成的温压条件表明其来源可能与早中生代的岩浆底侵作用有关,基性麻粒岩包体与寄主岩石具有相似的地球化学和氧、铅、锶、钕同位素特征说明二者具有相同的岩浆来源,基性麻粒岩包体为底侵作用早期形成的堆晶岩受到后续岩浆的烘烤发生麻粒岩化形成。基性麻粒岩包体发育及区域地质资料说明早中生代时期研究区处于岩石圈伸展状态,为玄武质岩浆的底侵作用提供了良好的背景地质条件。

(3) 柴胡栏子基性麻粒岩和寄主岩石辉石闪长岩与金矿床形成的密切时空关系显示底侵作用对柴胡栏子金矿含矿流体形成、运移和矿质富集有重要控制作用,其中 H_2O 和 CO_2 等挥发性组分对控制流体形成和演化有至关重要作用。

参 考 文 献

崔盛芹,李锦蓉. 1983. 试论中国滨太平洋带的印支运动. 地质学报, 57(1):51~62.

- 韩庆军,邵济安. 1999. 内蒙古喀喇沁早中生代闪长岩的岩石学、地球化学及其成因. 岩石学报, 16(3):385~391.
- 洪大卫,王式洸,黄怀曾. 1991. 中国北疆及邻区早中生代三叠纪碱性花岗岩带及其地球动力学意义初探,见:李之彤主编,中国北方花岗岩及其成矿作用论文集. 北京:地质出版社,40~48.
- 姜能,张文淮. 1996. 内蒙古赤峰莲花山金矿床成矿物理化学条件及成矿机理. 地球化学, 25(1):73~83.
- 李延河,丁梯平. 1990. 内蒙赤峰红花沟金矿稳定同位素研究. 矿床地质, 9(3):257~269.
- 马文璞,刘昂昂. 1986. 北京西山——一个早中生代拗拉谷的一部分. 地质科学, 21(1):54~63.
- 邵济安,张履桥,牟保磊. 2000. 华北东部中生代构造格局转换过程中的深部作用与浅部响应. 地质论评, 46(1):32~40.
- 邵济安,韩庆军,李惠民. 2000. 华北克拉通早中生代麻粒岩捕虏体的发现. 中国科学(D辑), 30(增刊):148~157.
- 邵济安,藏绍先,牟保磊等. 1994. 造山带的伸展构造与软流圈隆起——以兴安造山带为例. 科学通报, 39(6):533~537.
- 余宏全,徐贵忠,周瑞等. 2000. 内蒙古红花沟地区早中生代构造——岩浆活动及金成矿作用. 现代地质, 14(4):408~416.
- 王时麒,孙承志,崔文元等. 1994. 内蒙古赤峰地区金矿地质. 呼和浩特:内蒙古人民出版社.
- 王彦林,张文秀,战科林. 1996. 赤峰地区金矿床类型及地质特征. 矿产与地质, 10(6):395~399.
- 吴珍汉. 1996. 华北地块北缘及邻区显生宙构造应力场. 长春地质学院学报, 26(4):398~405.
- 谢锡才. 1998. 赤峰红花沟金矿田铅同位素组成特征及其成因意义. 岩石矿物学杂志, 17(2):179~185.
- 杨忆,余宏全,徐贵忠等. 1999. 内蒙赤峰柴胡栏子金矿田燕山期岩浆岩与金矿床. 岩石学报, 15(3):75~483.
- 张忠生,周乃武,王建国等. 1993. 赤峰红花沟金矿田成矿规律与成矿预测. 沈阳:东北大学出版社.
- 周新华,张国辉,杨进辉等. 2001. 华北克拉通北缘晚中生代火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素填图及其构造意义. 地球化学, 31(1):10~23.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P, ed. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, 63~114.
- Cameron E M. 1988. Archean gold: relation to granulite formation and redox zoning in the crust. Geology, 16: 109~112.
- Cui Shenqin, Li Jinrong. 1983. Discussion on the Indosinian movement along circum Pacific of China. Acta Geologica Sinica, 57 (1): 51~62 (in Chinese with English Abstract).
- Fyfe W S, Leonardos O H. 1973. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian African coasts. Nature, 224: 501~502.
- Fyfe W S. 1997. Deep fluids and volatile recycling: crust to mantle. Tectonophysics, 275: 243~251.
- Groves D I, Golding S D, et al. 1988. Archean carbon reservoirs and the fluid source for gold deposits. Nature, 331, 254~257.
- Halliday A N, Dickin A P, et al. 1993. Formation and composition of the lower continental crust: Evidence from Scottish xenoliths suites. J. Geophys. Res., 98 (B1): 581~607.
- Halls H C. 1982. The importance and potential of mafic dykes swarms in studies of geodynamic processes. Geoscience Canada, 9 (3): 145~154.
- Han Qinqun, Shao Ji'an. 1999. The petrology, geochemistry and genesis of the early Mesozoic diorite at Kalaqin, Inner Mongolia. Acta Petrologica Sinica. 16(3): 385~391 (in Chinese with English Abstract).
- Hildreth W, Moorbath S. 1988. Crustal contributions to arc

- magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 455~489.
- Holland T J B, Blundy J D. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433~447.
- Hong Dawei, Wang Shiguang, Huang Huaizeng. 1991. The Triassic alkaline granite belt and its geodynamics along the northern China margin and adjacent areas. In: *Symposium of Granite and Related Metallogenesis In North China*. Li Zhitong (editor). Beijing: Geological Publishing House, 40~48 (in Chinese with English Abstract).
- Irvine I N, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, 8, 523~548.
- Jiang Neng, Zhang Wenhui. 1996. Study on the geochemical and geophysical condition and ore-forming mechanism of Lianhuashan gold deposit in Chifeng, Inner Mongolia. *Geochemistry*, 25(1): 73~83 (in Chinese with English Abstract).
- Kay R W, Kay S M. 1981. The nature of lower continental crust: Inferences from geophysics, surface geology, and crustal xenoliths. *Review of Geophysics and Space Physics*, 19(2), 271~297.
- Li Yanhe, Ding Tiping. 1990. Study on the stable isotopes of Honghuagou gold deposit, Inner Mongolia. *Mineral Deposits*, 9(3): 257~269 (in Chinese with English Abstract).
- Ma Wenpu, Liu Angang. 1986. Xishan in Beijing was one part of Early Mesozoic aulacogen. *Chinese Journal of Geology*, 21(1): 54~63 (in Chinese).
- McCarthy T C, Patino Douce A E. 1998. Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAn) geobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 675~686.
- Newton R C. 1986. Fluids of granulite facies metamorphism, In: *Fluid-rock interactions during metamorphism* (Walther, J V. and Wood, B J., eds.). Berlin, Springer, 36~59.
- Oliver N H S, Rubenach M J, Valenta R K. 1998. Precambrian metamorphism, fluid flow, and metallogeny of Australia. *AGSO Journal of Australia Geol. & Geophys.*, 17: 31~53.
- Ronald F, Carlor D F. 1987. CO₂ Metlts and granulite metamorphism, *Nature*, 327, 503~506.
- Rudinick R L, Fountain D A. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Review of Geophysics*, 33(3): 267~309.
- Rudinick R L. 1992. Xenoliths—samples of lower continental crust. In: *Continental Lower Crust*, Fountain, D M., et al. eds. Elsevier, 269~316.
- Rudinick R L. 1990. Continental crust growing from below. *Nature*, 347, 711~712.
- Schmidt M W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304~310.
- Shao Ji'an, Zang Shaoxian, Mu Baonei. 1994. The relationship between extension structure in orogenic belt and aesthenosphere upheaval, an example at Daxinganling-Monglia orogenic belt. *Chinese Science Bulletin*, 39(6): 533~537 (in Chinese with English Abstract).
- Shao Ji'an, Zhang Luqiao, Mu Baonei. 2000. The deep geodynamics and its responds at shallow during transition of the geotectonic patterns at eastern part of North China. *Geological Review*. 46(1): 32~40 (in Chinese with English Abstract).
- Shao Ji'an, Han Qingjun, Li Huiming. 2000. The discovery of the early Mesozoic mafic granulite in North China Plate. *Science in China (D series)*, 30 (Suppl): 148~157.
- She H Q, Xu G Z, Zhou R, et al. 2000. The tectonic and magmatic activities in early Mesozoic and their controlling on gold mineralization in Honghuagou gold field, inner Mongolia. *China Geoscience*, 14(4): 408~416 (in Chinese with English abstract).
- Sillitoe R H. 1974. Tin mineralization above mantle hot spots. *Nature*, 248: 497~499.
- Smith R D, Cameron K L, et al. 1996. Generation of voluminous silicic and formation and formation of mid-Cenozoic crust beneath north-central Mexico: evidence from ignimbrites, associated lavas, deep crustal granulites, and mantle pyroxenites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 375~389.
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to probleme of hydrothermal alteration and ore deposits. *Econ. Geol.*, 69, 843~883.
- Thompson R N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18, 59~107.
- Voshage H, Sinigoi S, et al. 1988. Isotopic constraints on the origin of ultramafic and mafic dikes in the Balmuccia peridotite (Ivrea Zone). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(3): 261~267.
- Wang Shiqi, Sun Chengzhi, Cui Wenyuan. 1994. *Geology of the gold deposit in Chifeng, Inner Mongolia*. Huhehaote: People Publishing House of Inner Mongolia. (in Chinese).
- Wang Yanlin, Zhang Wenxiu, Zhan Kelin. 1996. The gold deposit types and their geological feature in Chifeng district, Inner Mongolia. *Mineral Resources and Geology*. 10(6): 395~399. (in Chinese with English Abstract).
- Warner R D, Wasilewski P J. 1995. Magnetic petrology of lower crust and upper mantle xenoliths from McMurdo Sound, Antarctica. *Tectonophysics*, 249, 69~92.
- Weaver B L, Tarley J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575.
- Wells P R A. 1979. Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, southern West Greenland. *J. Petrol.*, 20: 187~226.
- Wells P R A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62: 129~139.
- Wood D A, Joron J L, Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in deferent tectonic setting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 326~336.
- Wu Zhenhan. 1996. The Phanerozoic tectonic stress field at the northern margin and adjacent areas of North China Plate. *Journal of Changchun College of Geology*. 26(4): 398~405. (in Chinese with English Abstract).
- Xie Xicai. 1998. The characteristics of the lead isotopes and its implication to metallogenesis in Honghuagou gold ore field, Chifeng. *Acta of Petrologica et Mineralogica*, 17(2): 179~185. (in Chinese with English Abstract).
- Yang Yi, She Hongquan, Xu Guizhong. 1999. The tectonic and magmatic activities in early mesozoic and their controlling on gold

- mineralization in honghuagou gold field, inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 15 (3): 75 ~ 483 (in Chinese with English Abstract).
- Zhang Zhongsheng, Zhou Naiwu, Wang Jianguo, et al. 1993. The metallogenetic rules and prognostics at Honghuagou gold orefield, Chifeng. Shenyang: Northeastern University Publishing House (in Chinese).
- Zhou Xinhua, Zhang Guohui, Yang Jinhui, et al. 2001. Sr-Nd-Pb isotope mapping of Late Mesozoic volcanic rocks across northern margin of North China Craton and its implications to geodynamic processes. *Geochemistry*, 31(1): 10~23 (in Chinese with English Abstract).
- Zindler A, Hart S R. 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Plant. Sci.*, 14, 493~571.
- Zoback M D, Emmerman R. 1993. Scientific rational for establishment of an international program of continental scientific drilling. *Geoforschungs Zentrum, Potsdam, GFZ*. 194.

The Mafic Granulite Xenoliths and Its Implications to Mineralization in Chaihulanzi Gold Deposit, Inner Mongolian, China

SHE Hongquan¹⁾, WANG Yiwen²⁾, LI Qinghuan²⁾, ZHANG Dequan¹⁾, FENG Chengyou¹⁾, LI Daxin¹⁾

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geoscience, Beijing, 100037*

2) *723 Geology Team, Geological Exploration Bureau of Guangdong Province, Meizhou, Guangdong, 514089*

Abstract

Chaihulanzi gold deposit is an alteration-type mesothermal gold deposit, situated in the northern margin of North China Plate. Its metallogenesis is related to the early Mesozoic augite diorite, in which anumerous xenoliths were occurred, at the northern part of the ore deposit. The xenoliths at the Chaihulanzi gold deposit maybe grouped as mafic and amphibolite xenoliths. The mafic xenoliths usually have fine blastic texture and cribriform blastic texture, mainly consist of clinopyroxene, hypersthene and mafic plagioclase, and various amount of amphibolite and phlogopite which was formed in late retrograde metamorphism. Amphibolite xenoliths has granoblastic texture and replacement texture, mainly consists of amphibolite, plagioclase and less amount of pyroxene and quartz. Geochemistry, P-T conditions and isotopes of the mafic xenoliths indicates that it has experienced granulite metamorphism, was from continental lower crust and resulted from the magmatic underplating during early Mesozoic. The amphibolite xenoliths were from the upper part of lower crust and the lower part of middle crust, bring up to the shallow area of crust. The occurrence of mafic granulite xenoliths and regional geotectonic data indicate that the lithosphere of studied area was in extensional state, which has provided favorable tectonic background for basalt underplating. The similarity in geochemistry and isotopic composition between host rock and mafic granulite xenoliths indicate that they were the product evolved from the same magma sources. The cumulates deposited from early underplated basalt magma were heated by later arrived basalt magma, experienced granulite facies metamorphism, then entrained and were transported into shallow crust as mafic granulite xenoliths by the evolved diorite magma resulted from underplated basaltic magma. The closely relationship between mafic granulite xenoliths, host augite diorite and gold deposit suggests that the underplating during early Mesozoic had been played an important role to the ore source, the formation and migration of ore-forming fluids and the precipitation and enrichment of in Chaihulanzi gold deposit, H₂O and CO₂ constitutes is key factors to control the formation and evolution of ore-forming fluids. The occurrence of the mafic xenoliths vigorously supports the point of view that the metallogenetic material of Chaihulanzi gold deposit was from the deep area.

Key words: mafic granulite xenoliths; gold deposit; Chaihulanzi; geochemistry; underplating