

阿克阔依金矿化带地质特征及其含金石英脉成因

肖增岳 丁奎首

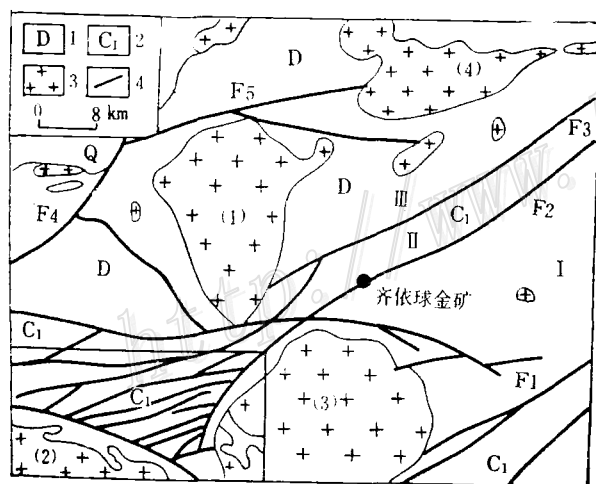
(中国科学院地质研究所, 北京)

提要: 西准噶尔阿克阔依金矿化带内已发现 30 余个金矿点或矿化点, 为石英脉型矿脉, 其分布受 NEE 和 EW 向裂隙控制, 在矿脉走向和倾向上均呈平行排列和成群出现。它们与海西晚期花岗岩有密切成因关系。含金矿物为自然金和银黝铜矿。经石英气液包裹体测试表明: 金矿化主要温度 170~310℃。矿化条件为还原和酸性环境。成矿物质从花岗岩岩浆热液析出和围岩中萃取。岩浆热液与天水, 形成混合的、富挥发分及成矿元素的成矿热液。

关键词: 花岗岩岩浆 石英脉型矿脉 低-中温热液矿床 成矿地球化学条件

1 成矿地质背景

阿克阔依矿化带位于新疆准噶尔盆地西缘, 自西向东依次发育着海西褶皱带之玛依勒、黑苏和达拉布特三条区域性大断裂 (图 1)。矿化带处于玛依勒大断裂和达拉布特大断裂之间



据新疆地矿局 11 地质大队, 1987

图 1 矿化带的构造位置图

F₁—达拉布特断裂; F₂—安齐断裂; F₃—哈图断裂; F₄—玛依勒断裂; F₅—黑苏断裂; (1)—哈图岩体; (2)—庙儿沟岩体; (3)—阿克巴斯套岩体; (4)—别鲁阿戈西岩体; 1—泥盆系; 2—下石炭统; 3—海西期花岗岩; 4—断裂构造; I—达拉布特安齐成矿带; II—安齐哈图成矿带; III—哈图黑苏成矿带

Fig. 1. Tectonic setting of the mineralization belt.

F₁—Dalabute fault; F₂—Anqi fault; F₃—Hatu fault; F₄—Mayile fault; F₅—Heisu fault; (1)—Hatu rock body; (2)—Miaoergou rock body; (3)—Akebasitao rock body; (4)—Bieluagexi rock body; 1—Devonian; 2—Lower Carboniferous; 3—Hercynian granite; 4—Fault; I—Dalabute—Anqi metallogenic belt; II—Anqi—Hatu metallogenic belt; III—Hatu—Heisumetallogenic belt.

的哈图—安齐成矿带(断裂带)的西延部分(图1)。矿化带分布区出露地层为下石炭统的太勒古拉组、包古图组和希贝库拉斯组,以及大量海西期的岩浆岩。

太勒古拉组由深海相的火山岩和化学沉积岩组成,属地槽型基性火山岩建造,岩性以玄武岩、凝灰岩、硅质岩的碧玉岩为主;包古图组可分下、上两段:下段为深海相火山复理石建造,代表着地槽强烈火山活动结束后,地壳有节奏的活动,具有浊流沉积特点,岩性以凝灰质细砂岩—粉砂岩为主;上段为上升的地槽环境,属浅海—滨海相火山杂砂岩建造,岩性以杂砂岩、凝灰质砂岩为主;希贝库拉斯组以凝灰质含砾砂岩、中—粗粒砂岩为主,具滨海相沉积特征。

上述地层曾遭受区域埋藏变质作用(葡萄石—绿纤石相),后又遭受区域动力变质作用,使区内的岩石外貌发生巨大变化,形成区域性分布的强烈劈理化、碎裂化,而岩石的重结晶作用和变质结晶作用表现十分微弱。

矿化带及其矿脉主要赋存于下石炭统中。从地层中采集岩石样品,进行了含金丰度的测试:包古图组含金丰度平均为 5.8×10^{-9} ($n=15$);希贝库拉斯组含金丰度平均为 21.4×10^{-9} ($n=26$);太勒古拉组含金丰度为 $(8.4 \sim 14.1) \times 10^{-9}$ ($n=22$),均高于地壳克拉克值,为金矿形成的有利物质来源之一。

区内EW和NEE向断裂构造发育,主干断裂(图2)F₃、F₄控制了矿化带展布方向,而主干断裂两侧次一级断裂则是矿脉赋存空间。次一级断裂与主干断裂构成小角度斜交,具有挤压剪切性质的羽状裂隙,愈靠近主断裂愈发育,含石英英脉的含矿性愈好,而远离主断裂

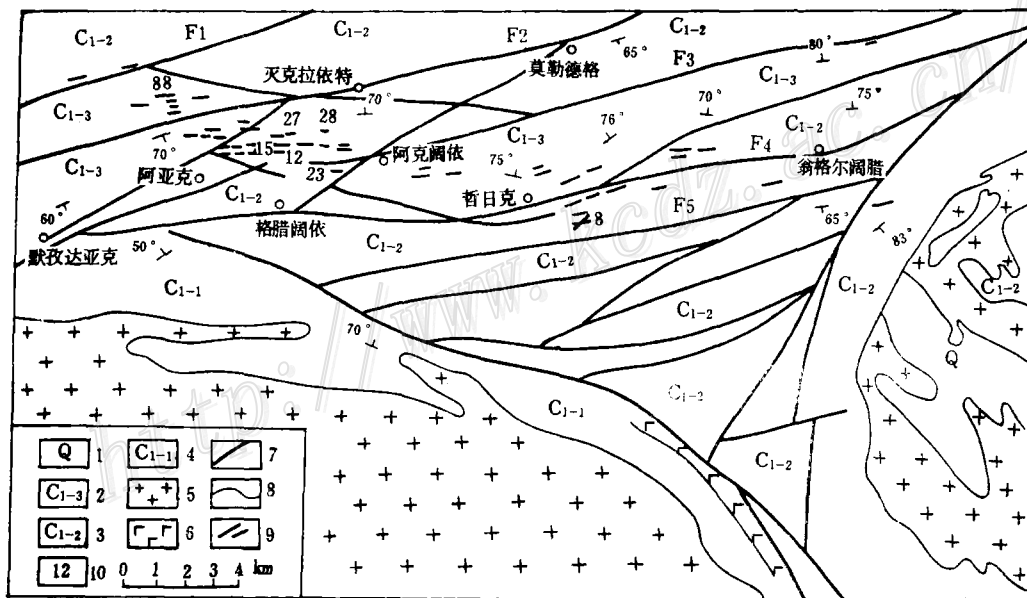


图2 矿化带及矿点分布图

1—第四系; 2—希贝库拉斯组; 3—包古图组; 4—太勒古拉组; 5—花岗岩; 6—蚀变玄武岩; 7—断层; 8—地层界线; 9—含Au石英脉; 10—矿点

Fig. 2. Distribution of mineralization belts and ore spots.

1—Quaternary; 2—Xibeikulasi Formation; 3—Baogutu Formation; 4—Tailegula Formation; 5—Granite; 6—Altered basalt; 7—Fault; 8—Stratigraphic boundary; 9—Auriferous quartz vein; 10—Ore spot.

的矿脉矿化程度变低,表明主断裂为成矿热液运移的主要通道。

海西晚期花岗岩(K-Ar年龄值为 $250 \times 10^6 \sim 270 \times 10^6$ a)分布广泛,矿化带恰处在距海西晚期庙儿沟花岗岩体6~7 km的外接触带上,即处在花岗岩浆热液有效成矿范围内。

看来,只有大规模花岗岩浆活动才能为金矿形成提供足够的能量和矿质(含矿热液、 SiO_2 和金属物质)。据新疆地矿局第七地质大队资料,阿克巴斯套岩体和庙儿沟岩体含金背景值分别为 10.39×10^{-9} 和 3.3×10^{-9} ,高于地壳克拉克值,表明花岗岩石不仅是金矿的热源,还是成矿物质的重要来源。

2 矿床地质

阿克阔依矿化带长约30 km,宽1~2 km,其中发现矿点或矿化点30余处(图2),含金石英脉无例外的赋存于断裂构造内,与围岩界线清楚。我们在15、12、8、88号等矿点工作较详,现在以15号矿点为例概述其后。15号矿点位于东经 $83^\circ 51' 19''$,北纬 $45^\circ 47' 40''$,由两条矿脉组成,矿脉长510 m,宽1.5~8 m,呈断续出露。矿脉产状变化大,总体走向 100° ,倾向NE,倾角 $40^\circ \sim 75^\circ$ 。矿化类型为石英脉-破碎蚀变岩型;矿化为金矿化、黄铁矿化、毒砂化、褐铁矿化、孔雀石化等;蚀变为硅化、绿泥石化、绢云母化、碳酸盐化等。

矿石矿物组合简单,金属矿物为自然金、银黝铜矿、黄铁矿、毒砂、斑铜矿、黄铜矿、孔雀石等。脉石矿物以石英和碳酸盐矿物为主。矿石类型为细网脉状和浸染状,前者以含自然金为特征,其中除常含银黝铜矿外,其它金属矿物含量较少,含Au品位相对较高;后者以黄铁矿、毒砂、黄铜矿等金属矿物呈浸染状出现于矿脉或近矿的蚀变围岩所构成的矿体中,含Au品位较低。

石英:呈纯净的乳白色,结晶颗粒粗大,不同于一些高品位金矿中常出现的暗灰色的标型石英,另一特征是石英质地致密而坚硬,只有在断裂发育部位才呈破碎或角砾状出现,对金富集成矿创造了有利条件。

自然金:呈粒状或片状分布于石英颗粒之间,有时其形态呈树枝状、云雾状、港湾状等不规则集合体,粒度一般在0.01~0.1 mm之间,最大者可达3 mm,表明金矿物具有浅部成因的标型特征。

黄铁矿:黄铁矿是载金矿物之一,它同毒砂密切共生,以浸染状分布于含金石英脉及其蚀变围岩中,其形态多呈五角十二面体和立方体的过渡型,粒径为0.5~1 mm。黄铁矿的含金性,通过化学分析及热电效应测试,其结果如下。

元素	Ag	Au	Co	Cr	Sb	Sc	Zn
含量(10^{-6})	43.5	33.1	20.1	8.53	115	1.84	91.1

由此可见,黄铁矿含金(33.1 g/t)符合一般独立金矿床的基本要求(最低为20 g/t)。用热电图谱仪测得的黄铁矿热电系数为 $+369 \mu\text{V}/^\circ\text{C}$,属P型导电(空穴型导电),是含金黄铁矿的典型矿物物理标志。

毒砂:它比黄铁矿含金性更好,在矿石中呈短柱状晶形出现,钢灰色,其化学成分如下。

元素	Ag	Au	Co	Sb	Sc	Lu
(含量 10^{-6})	25.5	63.3	29.9	306	2.30	0.19

由此可看出毒砂含金量高于与其共生的黄铁矿一倍,这与哈图金矿中的毒砂、黄铁矿的含金比相似。

银黝铜矿 $[(Ag, Cu, Zn, Fe)_{12}Sb_4S_{13}]$,是西准地区首次发现的唯一的载金硫盐矿物。银黝铜矿以不规则粒状或薄膜状赋存矿脉中,风化后为深黑色的次生矿物,粒度多为1mm左右,最大者达5mm。它与自然金密切共生,表明它与自然金同时沉淀,而晚于黄铁矿和毒砂等硫化物。

用X射线衍射、电子探针和中子活化等方法对银黝铜矿进行了结构与成分测定。其主要化学成分(%)为:Fe 3.00, Ag 12.22, As 2.21, Zn 3.69, S 22.13, Cu 30.52, Sb 27.46, 含金量为 $(106\sim 301)\times 10^{-6}$ 。用 $\phi 114.6\text{ mm}$ X射线粉晶相机进行了粉晶结构测定,其晶胞参数为 $a_0=10.496\text{ \AA}$, $d(\text{ \AA})=1.071\sim 2.88$ 。

矿物生成顺序及矿化阶段:石英-硫化物阶段,形成粗大石英的石英脉和浸染状的黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿、毒砂等硫化物;石英-自然金-银黝铜矿阶段,其特点为石英多具破裂状和角砾状,金属矿物(黄铁矿、自然金、银黝铜矿、毒砂等)呈网脉状出现于石英脉及矿化围岩中,为主要成矿阶段;石英-碳酸盐阶段,有大量的碳酸盐矿物(方解石、铁锰碳酸盐等)出现。

3 金成矿地球化学条件

3.1 成矿温度

矿脉石英含大量包裹体,单体均微小,多数为 $0.5\sim 3\mu\text{m}$,是岩浆期后热液形成的包裹体的特征。包裹体形态多为圆形、椭圆形,分布极不均匀,无定向排列等,均为原生包裹体的特点。用爆裂仪测得爆裂温度列于表1中。从表中看出爆裂温度为二组,一组小于 270°C ,

表1 石英包裹体爆裂温度

Table 1. Decrepitation temperatures of fluid inclusions in quartz

样号	温度 ($^\circ\text{C}$)	特征	含金量 (g/t)	样号	温度 ($^\circ\text{C}$)	特征	含金量 (g/t)
Z 88100	244 322	双峰型	2.74	Z 88059	194 398	双峰型	1.42
Z 88096	— 330	高温单峰型	0.35	Z 88054	216 324	双峰型	10.00
Z 88125	— 362	高温单峰型	0.25	Z 88061	196 348	双峰型	1.11
Z 88094	270 376	双峰型	1.07	Z 88011	216 332	双峰型	—
Z 88099	240 300	双峰型	2.74	Z 88052	184 300	双峰型	2.00
Z 88095	196 326	双峰型	1.07	Z 88081	— 290	高温单峰型	0.08
Z 88077	162 324	双峰型	7.07	Z 88045	200 —	低温单峰型	2.73
Z 88130	174 296	双峰型	—	Z 88046	208 —	低温单峰型	7.79

温度测试者:中国科学院地质研究所六室谢奕汉

另一组大于 290°C ,反映出曾有两次较大的热液活动。温度高的一组包括不含矿石英脉,代表早期石英脉主体形成时的热液温度。温度低的一组仅见于含矿样品,是与金矿化密切相关的热液活动。不含矿或含Au低的石英样品的爆裂温度曲线为高温单峰型,含矿性较好的样品为双峰型和低温单峰型。石英爆裂温度低温组的温度变化范围较大,表明矿化时间持续较

表 2 石英气液包体成分
Table 2. Chemical composition of gas-liquid inclusions in quartz

序号	样号	液相成分 (mg/10g)										气相成分 (mg/kg)						各种比值			
		阳离子					阴离子					H ₂ O	CO ₂	N ₂	CH ₄	CO	Na ⁺ / K ⁺	F ⁻ / Cl ⁻	F ⁻ / SO ₄ ²⁻	Cl ⁻ / SO ₄ ²⁻	CO ₂ / H ₂ O
		Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	CO ₂	H ₂ O										
1	Z 88046	9.92	4.46	2.45	0.74	0.06	14.87	8.52	0.00	127.80	8.85	7.84	23.70			2.22	4.03	7.04	1.75	0.069	
2	Z 88054	8.74	6.85	2.36	1.65	0.18	3.94	10.26	0.00	385.00	8.31	11.26	46.38	1.27		1.27	0.05	0.02	0.35	0.022	
3	Z 88096	7.76	2.56	0.00	0.28	0.11	3.16	4.95	0.00	440.60	1.18		0.37			3.03	0.03	0.02	0.64	0.003	
4	Z 88011	5.91	15.04	4.73	2.59	0.06	3.44	5.47	0.00	1165.60	58.48	5.67	12.54	2.38		0.39	0.02	0.01	0.63	0.050	
5	Z 88052	10.28	10.01	0.00	0.27	0.14	2.40	28.51	0.00	439.50	32.68	9.57	24.30	1.52		1.03	0.06	5.28	0.09	0.074	
6	Z 88045	6.43	9.72	1.35	0.27	0.14	2.10	3.68	0.00	264.70						0.66	0.07	0.04	0.57		
7	Z 88077	4.76	6.82	0.00	1.00	0.20	1.67	4.77	0.00	327.70	23.54	2.05	59.12	2.03		0.70	0.12	0.04	0.35	0.072	
8	Z 88092	5.33	8.97	0.00	1.97	0.89	4.11	8.04	0.00	816.40	24.51	1.04	4.08	0.78		0.59	0.22	0.11	0.51	0.030	
9	Z 88109	1.49	2.27	1.25	0.25	0.52	1.74	3.25	0.00	425.20	10.52	5.63	8.32	0.60		0.66	0.35	0.16	0.54	0.025	
10	Z 88046	3.93	2.04	0.00	0.25	0.20	2.02	3.87	0.00	411.60	30.14	23.89	76.88	1.10		1.92	0.10	0.05	0.52	0.073	
11	Z 88054	7.12	25.04	0.00	2.10	0.10	2.49	22.30	0.00	311.40	8.82	9.64	41.62	1.02		0.28	0.04	4.48	0.11	0.028	
12	Z 88096	5.78	2.73	3.16	0.32	0.08	1.68	2.74	0.00	704.70	3.44		1.79	0.33		2.11	0.05	0.03	0.61	0.005	
13	Z 89043	34.72	2.76	6.08	0.30	0.06	57.75	5.86	0.00	133.20	26.70		0.29	0.28		12.58	1.04	0.01	9.85	0.200	
14	Z 89043	86.93	9.73	0.00	0.30	0.04	154.34	1.31	0.00	73.80	4.57					8.93	2.59	0.03	117.82	0.062	

测试者: 液相成分由地矿部矿床地质研究所程莱仙测试; 气相成分由中国科学院地质研究所六室王英兰测试; 1~12 矿脉石英; 13~14 庙儿沟花岗岩体内脉石英

长,有利于金的矿化。

3.2 石英包裹体成分

主要矿化阶段的石英包裹体气液相成分列于表2中。从表中看出,矿脉石英包裹体液相成分中,阳离子以 Na^+ 、 K^+ 为主, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量低;阴离子以 F^- 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 为主。气相成分以 H_2O 、 CO_2 、 CH_4 为主,少量 N_2 和 CO 。矿脉石英与岩体内脉石英包裹体成分具有一致性,表明成矿热液可能同源酸性、富碱质的花岗岩。岩体内脉石英的 F^-/Cl^- 和 $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ 值较高,含 H_2O 低,反映了先形成于岩体内的脉石英的热液温度高,而形成较晚的、远离岩体的矿脉石英的热液富水,并有大气水混入,使 N_2 和 CH_4 含量增加。

在成矿热液演化过程中,随着温度降低, CO_2 减少, H_2O 增加,可用 $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ 值反映成矿温度。矿化带内矿脉石英的 $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ 值较大,为13.65~205.10,表明其成矿温度低。 Na^+/K^+ 值与成矿温度呈正相关性,矿化带内矿脉石英的 Na^+/K^+ 值为0.28~3.03,亦表明成矿温度低的特征。 $(\text{CO}_2 + \text{H}_2 + \text{CH}_4)/\text{N}_2$ 值与成矿压力呈负相关性,矿化带内矿脉石英的 $(\text{CO}_2 + \text{H}_2 + \text{CH}_4)/\text{N}_2$ 比值较低,在3.34~5.95之间(除少数样品由于碳酸盐化比值偏大),可反映其成矿时的压力较大,这与剪切裂隙为容矿构造的地质分析相吻合。包裹体成分中不含氧,含 N_2 和较高的 CH_4 , H_2O 为 CO_2 的数十倍,表明金矿形成于还原环境。

3.3 硫同位素

硫同位素研究是判断矿床成因和成矿物质来源的重要依据。在15号矿点以人工重砂采集主要成矿阶段的黄铁矿样品($n=3$)分析结果为 $\delta^{34}\text{S}=+1.8\%$,属陨石型硫,表明硫化物中硫系深部来源。

3.4 氢、氧同位素

从表3中看出,矿脉石英气液包裹体水的 δD 值为 -102% ~ -103% 。岩体内脉石英气液包裹体水的 δD 值为 -67% 。二者 δD 值相近,只是矿脉石英的 δD 值不同程度的负向偏移;矿脉石英气液包裹体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+1.4\%$ ~ $+3.1\%$,岩体内脉石英气液包裹体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值

表3 石英包体的稳定同位素值

Table 3. Stable isotope values of inclusions in quartz

序号	样品号	测试矿物	$\delta\text{D}(\%)$	$\delta^{18}\text{O}(\%)$	$\delta^{13}\text{C}(\%)$
1	Z 88011	石英	-102	+2.6	-14.95
2	Z 88046	石英	-103	+1.4	-20.44
3	Z 88130	石英	-103	+3.1	-15.87
4	Z 89045	石英	-67	+0.5	

样品采集者:本文作者;测试者:北京大学同位素实验室;1~3 矿脉石英;4 花岗岩体内脉石英

为 $+0.5\%$,矿脉石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值稍有正向偏移。

在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 图解上^[3],矿脉石英和岩体内脉石英的投影点均落入原始岩浆水区之外,偏向大气降水线一侧,这是由于花岗岩岩浆演化晚期,岩浆热液脱离岩体沿裂隙向外运移过程中与富氢同位素的大气水混合,表明成矿热液是变化了的混合热液。

3.5 碳同位素

矿脉石英气液包裹体成分中含有足够的碳物质, 如 CO_2 、 CO 、 CH_4 等, 这对 $\delta^{13}\text{C}$ 的测定提供了方便。测定数据列于表 3 中, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -14.95% ~ -20.44% , 与霍夫斯给定的岩浆岩氧化态碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值范围 ($+2.9\%$ ~ -18.2%) 基本相吻合, 表明成矿热液与附近花岗岩岩浆热液的密切相关。

3.6 稀土元素

矿脉石英与花岗岩的 REE (表 4) 总量差别较大, 但它们的 La/Yb 值相近, 铕负异常具一致性, REE 配分模式相似 (图 3)。列特罗夫斯卡娅 H B 等 (1985) 曾指出^[2], 石英中 REE 特征反映其原岩特点, 来源于花岗岩的石英脉其轻稀土元素和重稀土元素分离程度高, La/Yb 值一般较大 (大于 9), 其 REE 模式曲线类似花岗岩。从图 3 中看出, 矿脉石英 REE 模式曲线与花岗岩的极相似, 表明二者有密切成因联系。

表 4 含矿石英及花岗岩的稀土组成值 (10^{-6})

Table 4. REE analyses of ore-bearing quartz veins and granite

序号	样品号	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣREE	La/Yb
1	Z 88126	14.5	32.70	7.83	3.37	0.78	0.63	1.51	0.22	61.54	9.60
2	Z 88001	6.66	12.10	11.60	1.50	0.38	0.77	1.12	0.15	34.28	5.95
3	Z 88134	11.70	20.50		2.57	0.60	0.69	1.10	0.23	37.39	10.64
4	Z 88045	2.20	8.61	5.17	0.52	0.71	0.17	0.19	0.033	17.60	11.58
5	Z 88054	3.91	6.29	9.60	0.55	1.50		0.18	0.044	21.47	21.72
6	Z 88061	4.49	10.70	4.01	0.87	0.33		0.46	0.092	20.95	9.76
7	Z 88075	14.20	24.40	14.90	3.25	0.55	0.83	2.04	0.29	60.46	6.96
8	Z 88081	6.06	10.10	21.60	1.87	0.55	0.78	0.95	0.17	42.08	6.38
9	Z 88082	4.02	11.30		0.82	0.16		0.38	0.093	16.77	10.58
10	Z 88092	4.29	15.40	2.45	1.29	0.53	0.44	0.53	0.077	25.01	8.09
11	Z 88104	1.96	4.42	22.90	0.51	0.10		0.10	0.020	30.01	19.60
12	Z 88128	2.03	4.91	2.98	0.60	0.11		0.24	0.049	10.92	8.45
13	Z 88129	3.30	6.80	2.79	0.69	0.12	0.10	0.44	0.065	14.31	7.50
14	Z 88135	4.78	13.80	3.29	1.10	0.25		0.52	0.094	23.33	9.19
15	Z 89041	27.40	60.90	17.40	7.14	0.82	1.36	4.97	0.45	120.44	5.51
16	Z 89042	34.40	84.70	32.10	8.01	0.81	1.33	6.64	0.68	168.67	5.18
17	Z 89044	40.80	62.30	18.60	9.66	0.57	1.31	5.77	0.48	139.29	7.07
18		21.60	32.07	22.12	4.79	0.26	0.77	2.71	0.38	84.61	7.97

测试者: 北京理化测试中心李慎之

1~14 矿脉石英; 15~17 庙儿沟花岗岩; 18 阿克巴斯套花岗岩 (胡恒明, 1989)

4 结 论

(1) 金的克拉克值为 4×10^{-9} ^[4], 富集到可采品位 (1 g/t) 时需富集 250 倍。阿克阔依地区的下石炭统岩石 Au 丰度为 $(5.8 \sim 21.4) \times 10^{-9}$; 海西晚期花岗岩 Au 丰度为 $(3.3 \sim 22.25) \times 10^{-9}$, 若达到可采品位需富集百倍至千倍, 所以认为矿化不可能一次完成, 是多次活化、迁移、富集的结果。

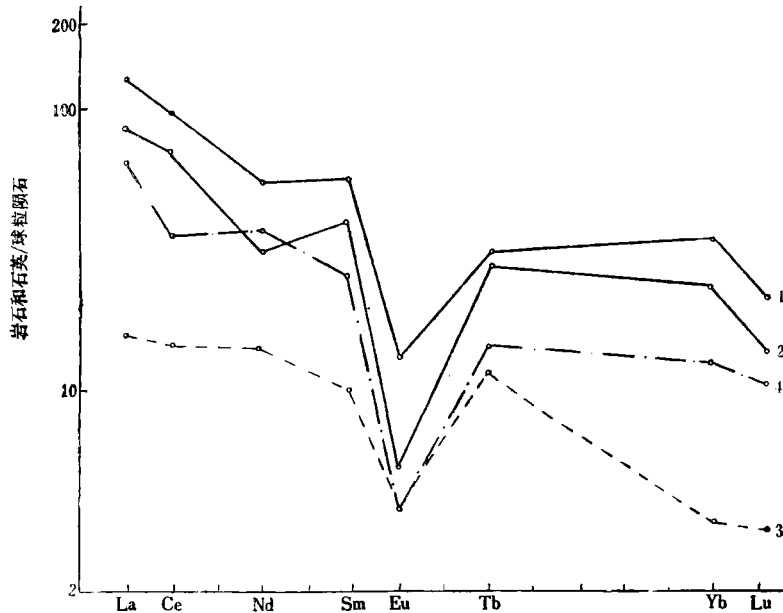


图3 矿脉石英和花岗岩的REE分配模式

1~2—庙儿沟花岗岩；3—矿脉石英；4—阿克巴斯套花岗岩⁽¹⁾

Fig. 3. Chondrite-normalized REE patterns of ore-bearing quartz veins and granite.

1—2—Miaoergou granite; 3—Ore-bearing quartz vein; 4—Akebasitao granite.

(2) 金矿床为中-低温型热液矿床，当温度降至320℃左右时石英和黄铁矿开始结晶，形成石英硫化物。温度降至270℃以下时，含Au的SiO₂胶体及其络合物分解，以自然金、银黝铜矿形式晶出，整个成矿过程处于还原和富碱的酸性环境。

(3) 从石英包裹体气液成分，矿脉石英与花岗岩的REE及石英和黄铁矿稳定同位素特征，证实成矿热液为岩浆来源，与花岗岩及其内的石英脉具同源性。

(4) 根据成矿物质来源、热液来源及其性质的分析，推测其成矿机理。

成矿热液沿导矿裂隙运移，不断发生对流循环，当矿液向上运移到一定标高，深潜的大气水便参与成矿作用，同时把围岩中Au带入矿液中，Si、Fe、K、Na、Mg、Ca及挥发分同围岩发生交代作用，引起围岩蚀变。在石英包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图中表明，成矿热液中岩浆水起主要作用，后期逐渐向大气水为主方向演化。在构造应力挤压下，矿液不断沿导矿裂隙、向低序次裂隙中运移，由于温度、压力和化学势的变化，导致含Au、SiO₂胶体及含Au络合物分解，使金、石英沉淀，形成裂隙充填型的含Au石英脉。同时在脉的两侧常出现“线型”热液交代蚀变现象。

参 考 文 献

- 1 胡恒明. 论新疆西准齐求I金矿床的地质及成因. 长春地质学院学报, 1989, (1): 53~62
- 2 列特罗夫斯卡娅 H B 等. 石英中的REE杂质可做为金属矿物来源的指示剂. 地质科技情报(武汉地质学院), 1986, (1)
- 3 Clayton R N, O'Neil J R, Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water. J. Geophys.

Res., 1972.77(17); 3057~3067

- 4 Taylor S R. Abundances of chemical elements in the continental crust; a new table. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1964, 16(1~3)

GEOLOGY OF THE AKEKUOYI GOLD MINERALIZATION BELT AND GENESIS OF ITS AURIFEROUS QUARTZ VEINS

Xiao Zengyue and Ding Kuishou

(*Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing*)

Abstract

Lying on the western margin of the Junggar basin, the Akekuoyi gold mineralization belt is located between the Mayile fault and the Dalabut fault of the Hercynian folded belt, being the westward extension of the Anqi-Hatu metallogenic belt.

The mineralization belt is mainly controlled by the east-west and NE-trending major faults, and the ore-bearing quartz veins are hosted by the second-order faults adjacent to the major faults. The host rock of the auriferous quartz veins are tuffaceous siltstone—fine-grained sandstone and tuffaceous medium and coarse-grained sandstone of the Lower Carboniferous Baogutu Formation and Xibeikulas Formation. As their gold abundance is higher than the clarke value of gold in the crust, these rocks made up a favorable material prerequisite for metallogenesis. In addition, Hercynian granites are well developed in this region, which also provided sufficient energy and ore substances for the formation of gold deposits.

In the mineralization belt some 30 km in length and 1~2 km in width, more than 30 ore occurrences have been found. Mineral composition of the ore is quite simple, dominated by the quartz vein type. Three ore-forming stages can be recognized, i. e., the quartz-sulfide stage, the quartz-native gold-freibergite stage and the quartz-carbonate stage.

Geochemical characteristics of the mineralization belt suggest that the ore-forming fluids are mixture of late hydrothermal solution produced by evolution of granitic magma with underground water.

From the above discussion it is considered that the gold deposits in this mineralization belt are mesothermal-epithermal deposits.