

文章编号: 0258-7106 (2002) 04-0331-10

论东天山土屋-延东(斑岩)铜矿的容矿岩*

陈文明 曲晓明

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘 要 通过对土屋-延东(斑岩)铜矿容矿岩的时空分布、物质组分及结构构造研究,认为该矿床的容矿岩是一套由中酸性-基性火山岩(包括沉凝灰岩)经富 Na、Si 热流体交代而成的钠质酸性-基性火山岩,按岩性及结构分以下 4 类:①具斑状或似斑状结构的钠质酸性-中酸性火山岩或称之为钠长石英斑岩与石英斑岩,它常位于矿体的上部,约占容矿岩的 20%;②以自形、半自形板状、粒状交织结构为主的(含少量斑晶)钠质中酸性-中基性火山岩,或称之为安山玢岩,它常位于矿体的中部及中下部,约占容矿岩的 50%;③以自形、半自形板状、粒状交织结构为主的富铝基性火山岩,或称之为高铝玄武岩,它常位于矿体的下部及底板围岩,约占容矿岩的 20%;④以凝灰结构、碎屑结构为主的钠质中酸性-中基性火山碎屑岩,它常位于矿体的下部及底板围岩,约占容矿岩的 10%。

关键词 岩石学 斑岩铜矿 容矿岩 Na-Si 交代 延东-土屋

中图分类号: P618.41; P588

文献标识码: A

土屋-延东(斑岩)铜矿是我国最近发现的铜矿床,它位于塔里木板块与准噶尔板块的交合部位,中天山古隆起带东北缘的觉罗塔格晚古生代岛弧带中(图 1)。该矿床的容矿岩产于上古生界企鹅山群第二组与第三组的过渡部位。本文的容矿岩是指矿体中矿石矿物所赋存的岩石,它是矿床研究的基础。不同学者对土屋-延东(斑岩)铜矿容矿岩的岩性及形成机制有不同的认识,王福同等(2001)及新疆地质一大队将该矿床的容矿岩分为 3 类:即闪长玢岩,约占容矿岩的 77%;斜长花岗斑岩,约占容矿岩的 18%;其它火山岩及碎屑岩,约占容矿岩的 5%。笔者认为该矿床的容矿岩是一套由中酸性-基性火山岩(包括沉凝灰岩)经富 Na、Si 热流体交代而成的钠质酸性-基性火山岩。

1 依 据

(1)据岩石化学分析资料,前人(新疆地矿局地质一大队)认定的闪长玢岩成分为: $w(\text{SiO}_2)$ 49.52% ~ 65.40%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 14.37% ~ 19.38%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 2.56% ~ 5.68%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 0.10% ~ 2.12%, $w(\text{CaO})$ 3.74% ~ 5.64%, $w(\text{MgO})$

0.87% ~ 6.76%(表 1、图 1),岩石的稀土元素总含量为 44.82 ~ 142.21 $\mu\text{g/g}$,轻稀土含量与重稀土含量比值为 3.04 ~ 11.17, δEu 值为 0.87 ~ 1.40(表 1)。电子探针分析资料表明原闪长玢岩中,斜长石为 An37 ~ An51,即主要为中-拉长石(表 2),如 T-9 样品的 $w(\text{SiO}_2)$ 49.52%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 19.38%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 2.56%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 0.1%, $w(\text{CaO})$ 5.64%, $w(\text{MgO})$ 6.76%, ΣREE 为 53.01×10^{-6} , $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 为 5.0, ΣREE 标准化曲线呈右缓倾型, δEu 值为 1.11,具正铕异常。岩石中斜长石主要为拉长石,根据该岩石的化学组分、斜长石及稀土元素特点,应将该岩石定为富铝基性岩浆岩。T-10 样品的 $w(\text{SiO}_2)$ 57.09%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 15.23%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 4.07%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 1.24%, $w(\text{CaO})$ 4.38%, $w(\text{MgO})$ 2.98%。 ΣREE 为 117.62×10^{-6} , $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 为 11.17,REE 标准化曲线呈陡倾型, δEu 值为 0.87,具负铕异常。岩石中斜长石主要为中长石,据此,该岩石应属于中性岩浆岩。这些样品还具有富钠贫钾的特点, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 值为 3.28 ~ 25.6(表 1)。因此,该类岩石不是单一的中性岩浆岩,而应定为钠质中酸性-基性岩浆岩,同时这套岩石呈层状、似层状产出,具一定层位,即产于企

* 本研究由国家自然科学基金(编号:4997032)及国土资源部地质大调查项目(编号:K4.3.2.1)的资助

第一作者简介 陈文明,男,1942 年生,研究员,长期从事铜等金属矿床研究。

收稿日期 2001-11-19; 改回日期 2002-05-12。张绮玲编辑。

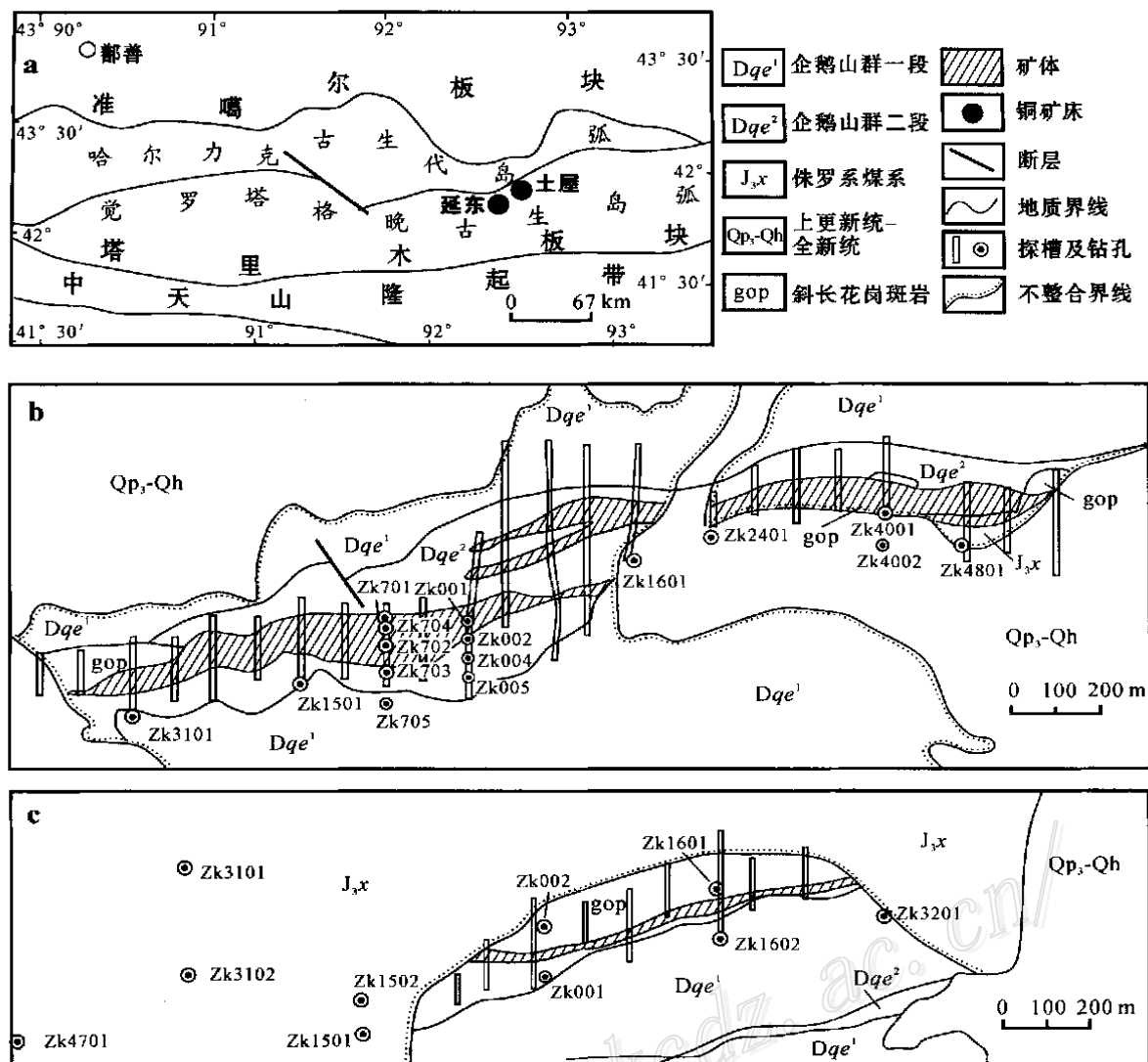


Fig.1 Geological sketch map of the Tuwu (b) and Yandong (c) porphyry copper deposits, showing geotectonic setting (a)

0.93~1.17。如样品 T14、T68 中的 $w(\text{SiO}_2)$ 分别为 50.29% 和 62.38%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 分别为 20.06% 和 14.36%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 分别为 2.82% 和 4.25%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 分别为 0.72% 和 1.00%, $w(\text{CaO})$ 分别为 6.28% 和 5.89%, $w(\text{MgO})$ 分别为 5.59% 和 2.17%, ΣREE 分别为 92.30×10^{-6} 和 52.30×10^{-6} , $\Sigma \text{LREE} / \Sigma \text{HREE}$ 分别为 4.93 和 6.87 (表 1)。 REE 标准化曲线均呈右缓倾型。 δEu 分别为 1.02 和 1.17, 均具正铕异常。按这两种岩石的造岩元素含量及稀土元素特征, 它们应该分别与基性岩、中性岩一致, 显然该类岩石不是单一的酸性岩浆岩。同时, 根据岩石组分, 赋存于上述两种岩石中的斜长

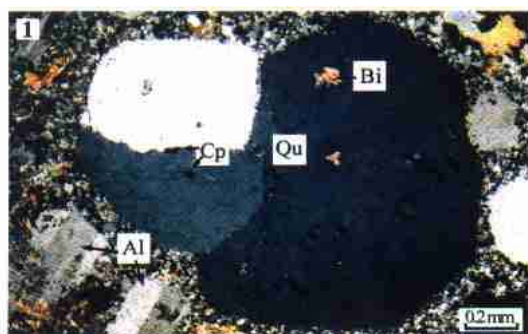
(2)前人厘定的斜长花岗斑岩的岩石化学组分(造岩元素与稀土元素)为: $w(\text{SiO}_2)$ 50.29% ~ 69.35%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 14.36% ~ 20.06%, $w(\text{MgO})$ 0.55% ~ 5.59%, $w(\text{CaO})$ 2.77% ~ 6.28%, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 1.74% ~ 4.75%, $w(\text{K}_2\text{O})$ 0.72% ~ 2.11%; 稀土元素总量 45.49×10^{-6} ~ 282.79×10^{-6} , 轻稀土元素与重稀土元素比值为4.93 ~ 15.61, δEu 值为

表 1 土屋-延东铜矿容矿岩石化学组分含量及稀土元素

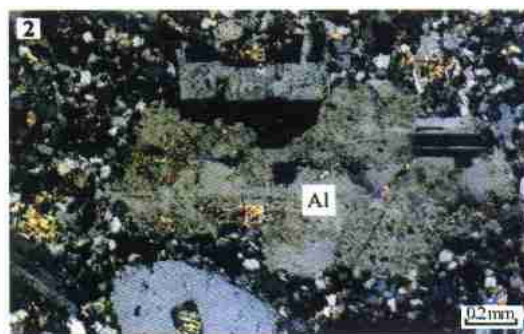
Table 1 Chemical composition and REE components of host rocks from the Tuwu-Yandong copper deposit

原定名及样号	位置	w _B /%														Fe ₂ O ₃ /FeO	现定名				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	总量						
		K ₂ O+	Na ₂ O																		
斜长花岗岩斑岩																					
T-4	土东 2401, 285 m	65.32	0.26	15.43	0.40	0.73	5.62	0.09	2.15	1.74	1.39	0.13	2.74	3.63	99.63	3.13	1.25	0.19	石英斑岩		
T-14	土屋 1501, 192m	50.29	0.97	20.06	0.88	5.59	6.28	0.09	4.93	2.82	0.72	0.27	4.90	1.89	99.69	3.54	3.92	0.18	高铝玄武岩		
T-68	土东 4001, 77 m	62.38	0.40	14.36	0.42	2.17	5.89	0.10	2.52	4.75	1.00	0.14	2.22	3.28	99.63	5.75	4.75	0.17	安山玢岩		
T-71	土东 4001, 268 m	69.35	0.26	15.66	0.17	0.55	2.77	0.11	1.05	4.15	2.11	0.13	1.63	1.59	99.53	6.26	1.97	0.16	钠长石英斑岩		
闪长玢岩																					
T-9	土屋 1501, 48 m	49.52	0.93	19.38	0.46	6.76	5.64	0.07	8.27	2.56	0.10	0.20	4.89	0.90	99.68	2.66	25.6	0.06	高铝玄武岩		
T-10	土屋 1501, 54.5 m	57.09	0.71	15.23	2.32	2.98	4.38	0.15	3.88	4.07	1.24	0.52	2.91	2.39	97.87	5.31	32.28	0.60	安山玢岩		
T-33	土屋 705, 57 m	52.03	0.97	19.36	3.87	4.81	3.74	0.11	5.42	4.06	0.52	0.20	4.43	0.15	99.67	4.58	7.81	0.71	安山玄武岩		
T-34	土屋 705, 164 m	51.35	1.03	18.38	2.52	6.67	4.42	0.07	6.45	3.21	0.41	0.29	4.78	0.15	99.73	3.62	7.83	0.39	高铝玄武岩		
火山碎屑岩																					
T-16	土屋 1501, 235 m	62.11	0.67	16.60	0.17	2.93	3.07	0.08	4.65	4.62	0.94	0.16	2.85	0.65	99.50	5.56	4.91	0.04	安山质火山灰凝灰岩		
T-19	土屋 1501, 257 m	62.71	0.99	15.71	0.86	3.56	1.79	0.10	4.93	4.28	1.11	0.21	3.13	0.25	99.63	5.39	3.86	0.17	安山质火山砾凝灰岩		
T-21	土屋 1501, 272 m	57.29	0.73	18.85	0.24	4.17	3.43	0.06	4.37	6.44	0.30	0.17	2.87	0.70	99.62	6.74	21.47	0.05	粗安质火山灰凝灰岩		
T-23	土屋 1501, 288 m	66.73	0.98	14.56	0.01	2.88	2.59	0.08	3.80	4.46	0.56	0.15	2.20	0.50	99.50	5.02	7.96	0.003	英安质岩屑晶屑凝灰岩		
英安质岩屑晶屑凝灰岩																					
		w _B /%														Σ		Σ LREE		Σ HREE	
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	LREE	HREE	REE	Σ	
斜长花岗岩斑岩																					
T-4	8.55	17.69	2.36	9.61	1.76	0.47	1.34	0.20	1.12	0.23	0.67	0.11	0.72	0.12	6.38	40.98	4.51	45.49	9.09	0.98	石英斑岩
T-14	15.25	31.52	4.43	19.54	4.57	1.43	4.80	0.72	4.35	0.84	2.33	0.32	1.91	0.29	24.02	76.74	15.56	92.30	4.93	1.02	高铝玄武岩
T-68	11.99	18.88	2.32	9.66	2.08	0.72	1.99	0.31	1.78	0.35	0.99	0.15	0.93	0.15	10.48	45.65	6.65	52.30	6.87	1.17	安山玢岩
T-71	14.46	22.84	2.69	9.35	1.78	0.52	1.47	0.22	1.26	0.25	0.74	0.12	0.79	0.13	7.62	51.64	4.98	56.62	10.37	1.04	钠长石英斑岩
闪长玢岩																					
T-9	9.94	17.87	2.45	10.69	2.43	0.80	2.36	0.37	2.36	0.48	1.43	0.22	1.39	0.22	13.51	44.18	8.83	53.01	5.00	1.11	高铝玄武岩
T-10	28.73	49.68	6.91	26.68	4.55	1.07	3.41	0.46	2.73	0.53	1.51	0.22	1.45	0.22	14.06	117.62	10.53	128.15	11.17	0.87	安山玢岩
T-33	5.78	9.23	1.21	5.70	1.59	0.73	1.95	0.32	2.05	0.43	1.35	0.21	1.43	0.23	12.62	24.24	7.97	32.21	3.04	1.40	安山玄武岩
T-34	9.33	19.82	2.86	13.12	3.10	0.82	3.02	0.47	2.83	0.56	1.61	0.24	1.47	0.22	15.28	49.05	10.42	59.47	4.71	0.89	高铝玄武岩
火山碎屑岩																					
T-16	15.85	35.44	4.59	19.19	3.78	1.08	3.38	0.53	3.13	0.62	1.79	0.27	1.69	0.25	16.74	79.93	11.66	91.59	6.86	0.99	安山质火山灰凝灰岩
T-19	13.43	29.15	4.16	18.21	3.91	1.10	3.51	0.55	3.34	0.65	1.90	0.28	1.85	0.28	18.62	69.96	8.85	78.81	7.91	0.98	安山质火山砾凝灰岩
T-21	18.61	42.04	5.73	24.49	5.23	1.40	4.66	0.69	4.03	0.77	2.14	0.31	1.98	0.28	22.04	97.50	14.86	112.36	6.56	0.93	粗安质火山灰凝灰岩
T-23	13.61	30.98	4.22	17.54	3.57	0.96	3.03	0.46	2.63	0.53	1.52	0.23	1.48	0.23	14.75	70.88	10.11	80.99	7.01	0.87	英安质岩屑晶屑凝灰岩

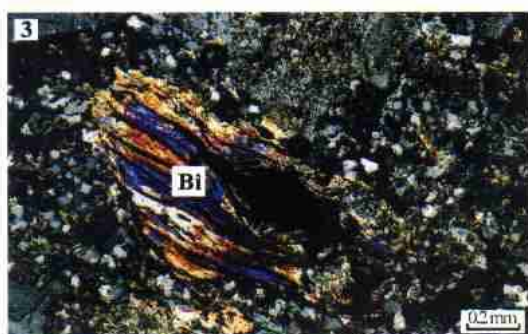
分析单位: 地矿部武汉综合岩矿测试中心, 岩石化学成分用 XRF 测试, 稀土元素用 ICP-AES 测试(误差 ± 5%), $\Sigma \text{LREE} = \Sigma (\text{La} \sim \text{Lu})$, $\Sigma \text{HREE} = \Sigma (\text{Gd} \sim \text{Lu})$, $\delta \text{Eu} = \text{Eu} / \frac{1}{2} (\text{Sm} + \text{Gd})$



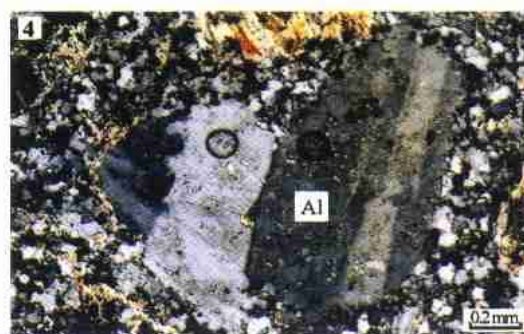
照片1 钠长石英斑岩中呈镶嵌、包含结构的石英(Qu)和钠长石变斑晶(Al)。Qu中有黄铜矿(Cp)、黑云母(Bi)包体。正交(T71)



照片2 钠长石英斑岩中呈镶嵌、包含结构的钠长石变斑晶(Al),其质为变余碎屑结构。正交(T71-9)



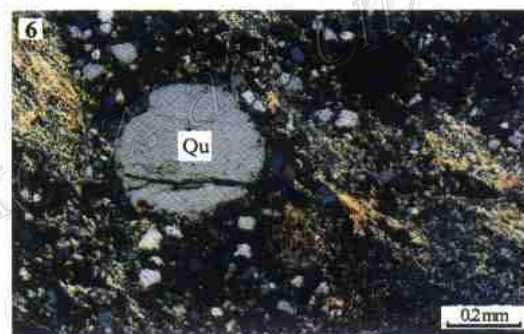
照片3 钠长石英斑岩中呈包含结构的黑云母变斑晶(Bi),包体有长石、石英及黄铜矿等,基质为变余碎屑结构。正交(T71)



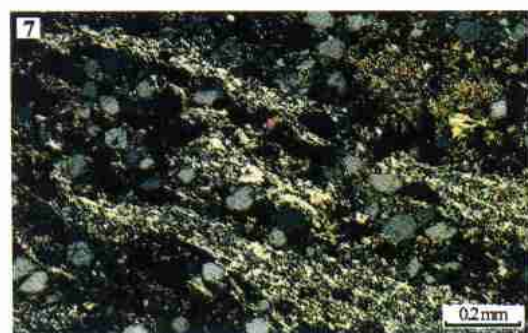
照片4 钠长石英斑岩中的钠长石变质晶由几个呈包含结构的钠长石变晶(Al)镶嵌、聚合而成。正交(T71)



照片5 钠长石英斑晶岩中呈次生加大、碎屑(晶屑)状的石英变斑晶(Qu)。正交(T4)



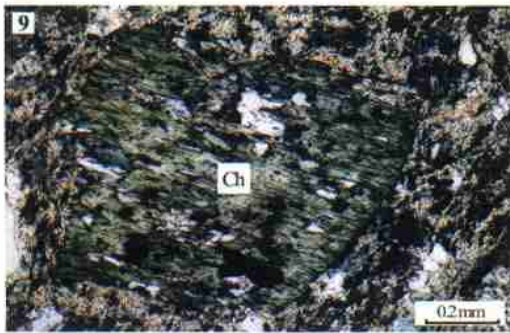
照片6 钠长石英斑岩的变余碎屑结构,及石英变斑晶(Qu)。正交(T4)



照片7 钠长石英斑岩基质的变余碎屑结构及片理构造。正交(T4)



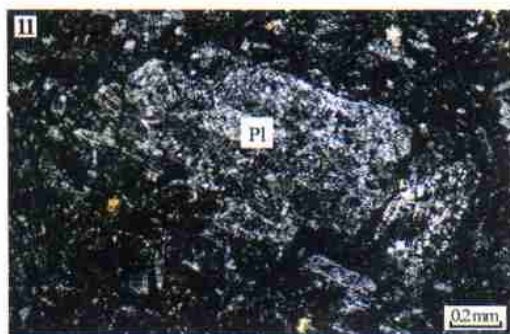
照片8 高铝玄武岩中石英晶屑次生加大聚合而成的石英变斑晶(Qu),基质由绢云母、钠长石、石英微晶组成。正交(T14)



照片 9 高铝玄武岩中变余碎屑(岩屑)结构,碎屑为呈包含结构的绿泥石片岩(Ch),包体是黄铜矿、镜铁矿、石英等。正交(T14)



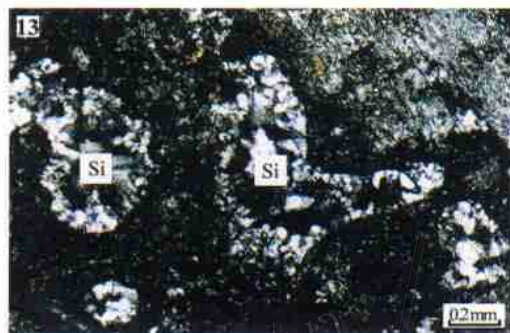
照片 10 呈斑状、似斑状结构的安山玢岩,斑晶由斜长石镶嵌,聚合而成。正交(T68)



照片 11 呈斑状结构的安山玢岩,斑晶为中长石(Pl),基质由自形、半自形板状长石及粒状石英、云母交织而成。正交(T35)



照片 12 安山玢岩,由自形、半自形板状中长石及粒状石英、绢云母、绿泥石微晶交织形成(交织结构)。正交(T10)



照片 13 呈斑状结构安山玢岩中的硅质杏仁体(Si)。正交(T36)



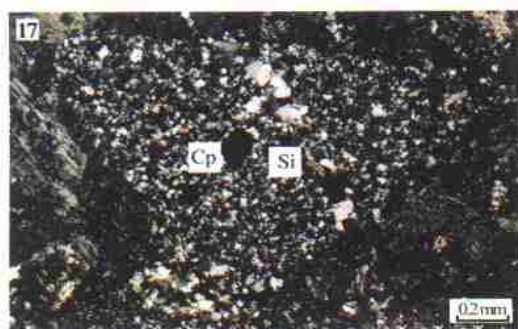
照片 14 主要由自形、半自形板状斜长石(拉长石)交织而成的高铝玄武岩。正交(T33)



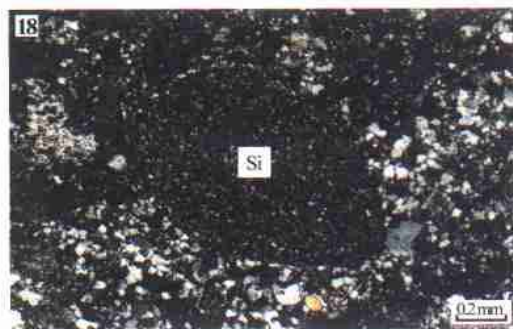
照片 15 由自形、半自形板状长石与粒状石英、绿帘石等矿物交织而成的高铝玄武岩。正交(T34)



照片 16 高铝玄武岩中环带状长石(拉长石)变晶(Pl),中间为基质残体,已绿泥石化、硅化。正交(T9)



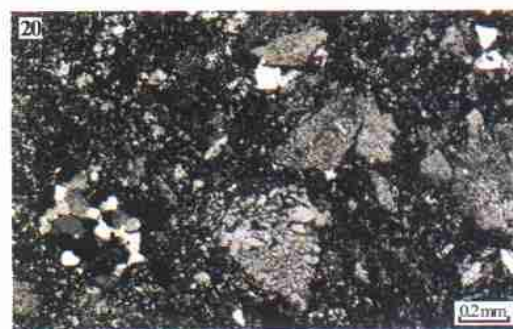
照片 17 火山凝灰岩中含黄铜矿(黑色)的硅质岩角砾(Si)。正交(T18)



照片 18 安山质火山凝灰岩中的浑圆状硅质岩砾石(Si)。正交(T19)



照片 19 晶屑凝灰岩中的斜长石晶屑(主要为中-钠长石)。有的晶屑呈包含结构。正交(T22)



照片 20 凝灰质粉砂岩的凝灰碎屑结构。碎屑主要有石英、长石、硅质岩及呈文象结构的酸性岩等。正交(T23)



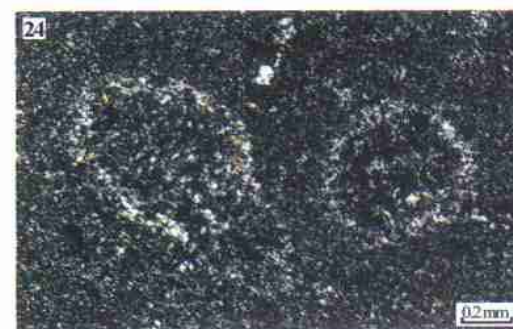
照片 21 安山质凝灰岩的凝灰结构。主要由长石、石英及云母等微晶组成。正交(T16)



照片 22 安山质火山灰凝灰岩中由绿帘石、方解石、绿泥石、石英及黄铜矿等组成的团斑或杏仁。正交(T16)



照片 23 安山质火山灰凝灰岩中含黄铜矿的石英-钠长石-绿帘石-方解石脉被无矿的石英脉切割。正交(T21)



照片 24 火山灰凝灰岩中的火山泥球。泥球的边缘为硅质、绢云母微晶。正交(T17)

石应为拉长石和中长石,但电子探针分析结果表明,两种岩石中的斜长石均为钠长石(表 2),显然该类岩石中的钠长石均为钠长石化的产物。根据镜下鉴定,发现此类岩石的斑晶主要为石英、钠长石,少量黑云母,并常呈变斑晶结构,如镶嵌结构(照片 1、2、4)、聚斑结构(照片 2、4、8、10)、次生加大结构(照片 5、8)、包含结构(照片 1、2、3、4)及变余碎屑结构(照片 5、6、7、9)等等。石英斑晶中流体包裹体的均一温度较低,为 117 ~ 316 °C,呈塔形分布,其中 140 ~ 260 °C 占所测温度的 91 % (图 6),含盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 变化较大,为 0.68 % ~ 52.5 %,其中的盐晶消失温度为 190 ~ 450 °C,且盐晶消失温度均大于气泡消失温度,未见气相包裹体。根据 Г. Г. 列姆列英和 П. Б. 克列弗佐夫(何知礼,1982)资料,在压力为 $2.5 \times 10^5 \text{ Pa}$ 的条件下(相当于埋深约 9 km 的静压力),流体包裹体均一温度的压力校正值为 200 ~ 250 °C。用此值校正该容矿岩的石英斑晶中流体包裹体的捕获温度,得到石英斑晶的形成温度为 317 ~ 548 °C,它们明显低于中酸性岩浆岩的固相线。大量的实验资料表明,中酸性岩浆岩的固相线为 650 ~ 925 °C,而石英在岩浆岩中的结晶温度又高于固相线(Tuttle, 1958; Luth et al., 1964; Piwinski, 1968; 曹荣龙等, 1980),因此,这些石英斑晶不是岩浆直接结晶的产物,而是流体作用的结果。该类岩石常呈薄层状、透镜状产出,与上、下地层(岩石)无明显界线。据芮宗瑶(2002)、秦克章等(2001)资料,该类岩石中锆石的 U-Pb 法年龄为 $(361 \pm 8) \text{ Ma}$ 、 $(356 \pm 8) \text{ Ma}$,蚀变斜长花岗斑岩的 K-Ar 年龄为 $(341.21 \pm 0.9) \text{ Ma}$,与其围岩企鹅山群地层的年龄及原定的“闪长玢岩”年龄相近。因此该类岩石应为原晶屑凝灰岩、凝灰质粉砂岩、凝灰质砂岩经钠化、硅化而成的具斑状、似斑状结构的钠质酸性-基性火山岩及沉凝灰岩。

(3) 前人定的火山碎屑岩,根据其岩石组分(表 1,图 2.5)及结构构造(照片 17 ~ 24),该类岩石主要由钠质的安山-英安质晶屑、岩屑凝灰岩(照片 19)、凝灰质粉砂岩(照片 20)、火山灰凝灰岩(照片 21 ~ 24)及火山砾凝灰岩(照片 17、18)组成。火山砾以硅质岩(照片 17、18)及酸性岩(常呈文象结构)为主(照片 20),硅质岩角砾(碎屑)中常具浸染状黄铜矿化(照片 17)。火山灰凝灰岩中常出现含铜(黄铜矿)的石英-钠长石-方解石-绿帘石脉(照片 23)及杏仁状构造,杏仁中常充填黄铜矿、绿泥石、绿帘石及方解石等矿物(照片 22)。

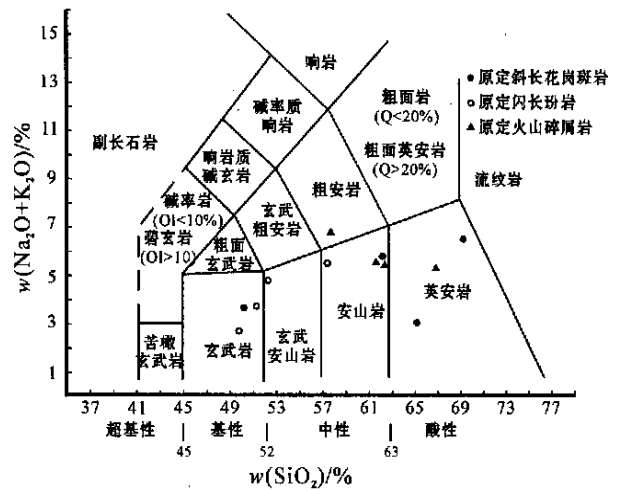


图 2 新疆土屋-延东铜矿容矿岩的 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 图解(据 Le Bas et al., 1996)

Fig. 2 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram of host rocks in the Tuwu-Yandong copper deposit

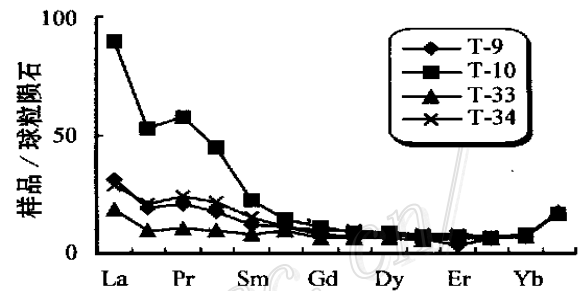


图 3 新疆土屋-延东铜矿容矿岩(原定闪长玢岩)稀土元素标准化分布模式曲线

Fig. 3 REE-normalized patterns of host rocks (originally known as diorite porphyrite) in the Tuwu-Yandong copper deposit

2 结 论

综上所述,土屋-延东铜矿的容矿岩具有以下特点:

(1) 按容矿岩的岩性及结构分类,该矿床容矿岩主要有以下 4 种:

① 呈斑状、似斑状结构的钠质酸性-中酸性次火山岩或称之钠长石英斑岩、石英斑岩,它约占容矿岩的 20 %,且赋存其中的矿体的 Cu 品位相对较高。

② 以自形、半自形粒状交织结构为主(含少量斑晶)的钠质中酸性-中基性火山岩、次火山岩,或称之安山玢岩,它约占容矿岩的 50 %。

③ 以自形、半自形(板状)、粒状交织结构为主的

表 2 新疆土屋-延东斑岩铜矿容矿岩中长石成分的电子探针分析数据

Table 2 Electron microprobe analyses of feldspar from the Tuwu Yandong copper deposit

样号	主岩岩性 (原定名)	w(B) / %										总和	矿物名称
		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	FeO		
T9-1	闪长玢岩	3.99	0.13	29.59	52.11	0.04	12.72	0.04	0.00	0.00	0.58	99.20	拉长石
T9-2	闪长玢岩	3.91	0.21	29.06	53.71	0.05	11.93	0.02	0.25	0.00	0.41	99.54	拉长石
T14	斜长花岗斑岩	11.50	0.06	20.25	67.19	0.04	0.30	0.03	0.03	0.01	0.15	99.56	钠长石
T68-1	斜长花岗斑岩	10.41	0.00	20.24	67.27	0.17	1.08	0.01	0.02	0.02	0.07	99.27	钠长石
T68-2	斜长花岗斑岩	11.41	0.00	19.81	67.48	0.03	0.38	0.00	0.00	0.01	0.01	99.14	钠长石
T71-1	斜长花岗斑岩	11.10	0.07	20.01	67.45	0.60	0.19	0.01	0.24	0.01	0.08	99.75	钠长石
T71-2	斜长花岗斑岩	9.76	0.00	20.81	66.53	0.80	1.28	0.00	0.00	0.01	0.05	99.24	钠长石
T10	闪长玢岩	5.62	0.11	26.57	56.41	0.04	9.87	0.08	0.01	0.01	0.53	99.25	中长石
T34	闪长玢岩	4.63	0.15	29.05	53.26	0.06	11.83	0.08	0.01	0.00	0.61	99.68	拉长石
T19-1	火山碎屑岩	10.18	0.08	20.41	68.78	0.37	0.25	0.01	0.02	0.00	0.08	100.17	钠长石
T19-2	火山碎屑岩	10.31	0.00	20.38	68.26	0.04	0.81	0.01	0.00	0.00	0.10	99.91	钠长石
T23	火山碎屑岩	7.41	0.28	20.70	67.29	0.09	4.22	0.00	0.02	0.00	0.20	100.20	更长石

分析者:中国地质科学院矿产资源研究所余静。

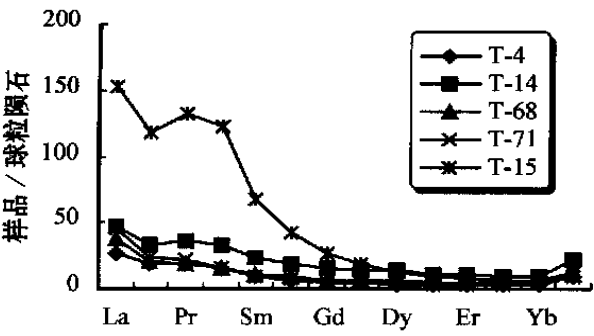


图 4 新疆土屋-延东铜矿容矿岩(原定斜长花岗斑岩) 稀土元素标准化分布模式曲线

Fig 4 REE-normalized patterns of host rocks (originally known as plagiogranite porphyry)

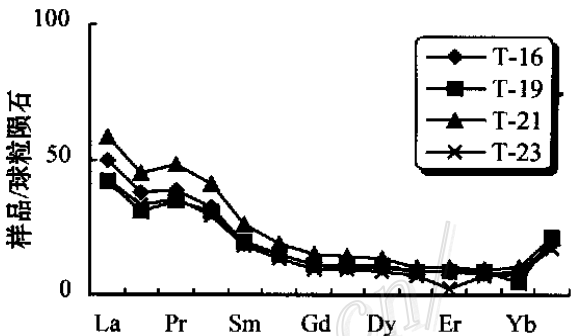


图 5 新疆土屋-延东铜矿容矿岩(火山碎屑岩) 稀土元素标准化分布模式曲线

Fig. 5 REE-normalized patterns of host rocks (pyroclastic rocks) in the Tuwu-Yandong copper deposit

富铝基性火山岩,或称之为高铝玄武岩,它约占容矿岩的 20%,赋存其中的矿体的铜品位相对较低。

④以凝灰结构、碎屑结构为主的钠质中酸性-中基性火山碎屑岩。

(2) 该容矿岩具一定层位,主要产于上古生界企鹅山群第二组与第三组的过渡部位。容矿岩中偏酸性的钠长石英斑岩、石英斑岩一般位于矿体的上部;偏中性的安山玢岩一般位于矿体的中部、中下部;而偏基性的富铝玄武岩及火山碎屑岩多位于矿体的下部、底部或矿体的下盘围岩中。

(3) 各类容矿岩均呈似层状、透镜状产出,相互之间多为过渡关系。

(4) 容矿岩以富钠富铝贫钾为特征,且发生明显的钠长石化、硅化、绿泥石化、绿帘石化及碳酸盐化。

(5) 容矿岩的形态、产状与赋存其中的矿体形态、产状基本一致。容矿岩中,特别是火山碎屑岩中含有较多的含 Cu 碎屑(照片 9.17),表明该容矿岩应为该矿床的矿源层。

(6) 关于容矿岩的形成时代目前尚有争议,根据 1996 年 1:5 万区调联测(化石及地层对比),该矿床的容矿岩所赋存的地层确定为下石炭统企鹅山群,显然容矿岩的成岩时代应为早石炭世或晚于早石炭世。芮宗瑶等(2002)、秦克章等(2001)获得的容矿岩中几组锆石的 U-Pb 年龄分别为(356 ± 8) Ma、(361 ± 8) Ma、(391 ± 8) Ma 及(443 ± 26) Ma,蚀变容矿岩的 K-Ar 年龄为(341.21 ± 4.9) Ma 及辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为(322.7 ± 2.3) Ma。因此芮宗瑶等认为该矿床的容矿岩应形成于泥盆纪。笔者根据

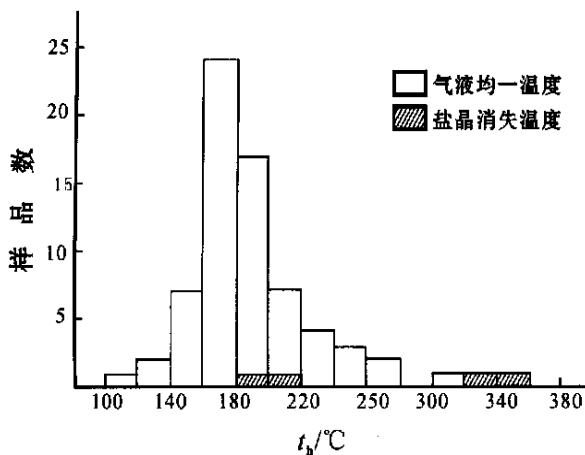


图 6 土屋-延东钠长石英斑岩(原斜长花岗斑岩)石英斑晶中流体包裹体均一温度直方图

Fig. 6 Histogram of homogenization temperatures of fluid inclusions in quartz phenocrysts of allite-quartz porphyry in Tuwu-Yandong

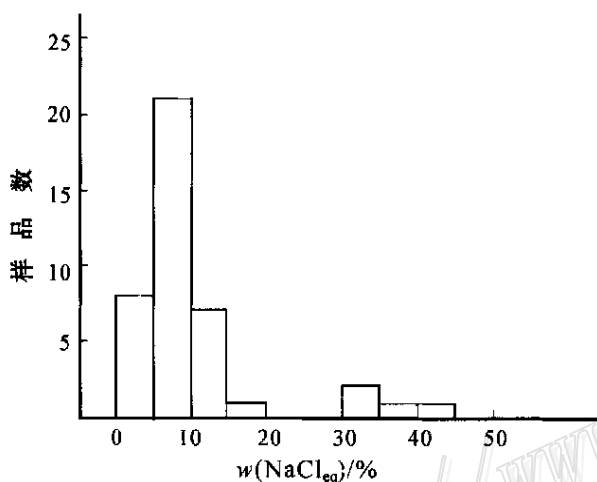


图 7 土屋-延东钠长石英斑岩(原斜长花岗斑岩)石英斑晶中的流体包裹体含盐度直方图

Fig. 7 Histogram showing salinities of fluid inclusions in quartz phenocrysts from allite-quartz porphyry in Tuwu-Yandong

容矿岩的综合特征,认为这些同位素年龄较合理的解释是:(443 ± 26) Ma(晚奥陶世)的锆石年龄应为容矿岩中碎屑锆石年龄,而(356 ± 8) Ma、(361 ± 8) Ma 的锆石年龄可能是该容矿岩的前身——含铜的中酸性-基性火山岩或矿源层形成年龄,而(341.21 ± 4.9) Ma 的 K-Ar 法年龄与(322.7 ± 2.3) Ma 的辉钼矿 Re-Os 年龄为容矿岩最后形成年龄(蚀变及第二次矿化年龄)。

致谢 本研究得到新疆地调院、新疆地质一大队的大力支持,文中的照片、流体包裹体测定及电子探针分析分别由沙俊生、余静、陈伟十完成,在此谨向他们表示衷心的感谢!

References

- Cao R L, Zhao B, Zeng Y S et al. 1980. Experimental studies on the formation of rock and ore [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Chen D G and Chen G. 1990. Practical rare earth element geochemistry [M]. Beijing: Metallurgical Industry Press (in Chinese).
- He Z L. 1982. Inclusion mineralogy [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Le Maitre R W. 1991. A classification of igneous rocks and glossary of terms [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Le Bas, Le Maitre M J, Streckeisen A, et al. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram [J]. J. of Petrology, 27: 7745 ~ 750.
- Long B L, Xue Y X, Feng J, et al. 2001. Prospecting model of the porphyry copper deposits of East Tianshan, Xinjiang [J]. Chinese Geology, 28 (5): 35 ~ 38 (in Chinese with English abstract).
- Luth W C, Jahns R H and Tuttle O F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars [J]. J. Geophys. Res., 69 (4): 759 ~ 773.
- McDowell S S. 1971. Experimental studies of igneous rock series the Kungnat Syenite Complex of Southwest Greenland [J]. J. Geol., 79 (2): 173 ~ 194.
- Piwinski A J. 1968. Experimental studies of igneous rock series Central Sierra Nevada Batholith, California [J]. J. Geol., 76 (5): 548 ~ 570.
- Qin K Z, Fang T H, Wang S L, et al. 2001. Discovery of the kalatage Cu-Au mineralized district and its prospecting potentiality, Paleozoic window at the south margin of the Tu-Ha basin [J]. Chinese Geology, 28 (3): 16 ~ 23 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Wang L S, Wang Y T, et al. 2002. Discussion on Metallogenic epoch of Tuwu and Yandong porphyry copper deposits in Eastern Tianshan mountains, Xinjiang [J]. Mineral Deposits, 21 (1): 16 ~ 22 (in Chinese with English abstract).
- Tuttle O F. 1958. Origin of granite in the light of experiments studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O [J]. Geol. Soc. Am. Mem., 74: 1 ~ 200.
- Wang F T, Feng J, Hu J W, et al. 2001. Characteristics and significance of the Tuwu porphyry copper deposit, Xinjiang [J]. Chinese Geology, 28 (1): 36 ~ 39 (in Chinese with English abstract).
- Wang H Z. 1985. Atlas of the Palaeogeography of China [M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).

附中文参考文献

- 曹荣龙, 赵斌, 曾贻善, 等. 1980. 成岩与成矿实验[M]. 北京: 地质出版社.
- 陈德潜, 陈刚. 1990. 实用稀土元素地球化学[M]. 北京: 冶金工业出版社.
- 何知礼. 1982. 包裹体矿物[M]. 北京: 地质出版社.
- Le Maitre R W. 1991. 火成岩分类及术语辞典[M]. 北京: 地质出版社.
- 龙保林, 薛迎喜, 冯京, 等. 2001. 新疆东天山斑岩铜矿的找矿模型试探[J]. 中国地质, 28(5): 36 ~ 38.
- 秦克章, 方同辉, 王书来, 等. 2001. 吐哈盆地南缘古生代“天窗”卡拉塔格铜金矿化区的发现及其成矿潜力[J]. 中国地质, 28(3): 16 ~ 23.
- 芮宗瑶, 王龙生, 王义天, 等. 2002. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论[J]. 矿床地质, 21(1): 16 ~ 22.
- 王福同, 冯京, 胡建卫, 等. 2001. 新疆土屋大型斑岩铜矿床特征及发现意义[J]. 中国地质, 28(1): 36 ~ 38.
- 王鸿祯等. 1985. 中国古地理图集[M]. 北京: 地质出版社.

Host Rocks of Tuwu Yandong (Porphyry) Copper Deposit in Tianshan Mountains

Chen Wenming and Qu Xiaoming

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

The Tuwu-Yandong (porphyry) copper deposit, a large-size copper deposit discovered recently in China, is located at the juncture of the Tarim plate and the Junggar plate, in the Late Paleozoic Qoltag island arc belt on the northeastern margin of the Central Tianshan paleo-uplift. The host rocks of this deposit occur in a transitional zone between the Second Member and Third Member of the Upper Paleozoic Qi'eshan Group. Geologists hold different views on the lithology and genetic mechanism of the host rocks. The authors consider that the host rocks of this deposit comprise a suite of sodic acid-basic volcanic rocks (including sedimentary tuffs) formed by metasomatism of intermediate-acid-basic volcanic rocks due to the action of Na- and Si-rich hydrothermal fluids. According to lithologies and textures, four types of host rocks may be identified: (1) sodic acid-intermediate-acid volcanic rocks with a porphyritic or porphyroid texture, also called albite-quartz porphyry, which are usually localized in the upper part of an orebody and account for some 20 % of the host rocks; (2) sodic intermediate-acid-intermediate-basic volcanic rocks dominated by subhedral lath-shaped and granular pilotaxitic textures (containing a small quantity of phenocrysts), also called andesite-porphyrity, which commonly occur in the middle and middle-lower parts of an orebody and make up about 50 % of the host rocks; (3) Al-rich basic volcanic rocks dominated by euhedral-subhedral lath-shaped and granular pilotaxitic textures, also called peraluminous basalt, which are generally located in the lower part and footwall of an orebody and make up around 20 % of the host rocks; and (4) Na-rich intermediate-acid-intermediate-basic pyroclastic rocks dominated by tuffaceous and clastic textures, which usually occur in the lower part and footwall of an orebody and occupy approximately 10 % of the host rocks.

Key words: petrology, porphyry copper deposit, host rock, Na- and Si- metasomatism, Tuwu-Yandong