新疆阿勒泰海相火山岩铁矿带中流体包裹体特征和成矿作用的热力学条件

刘斌

(同济大学地下建筑与工程系)

提要 由海相火山岩铁矿带划分的五个成矿作用阶段,进行矿物流体包裹体的系统研究。阐述了 四种类型的流体包裹体在不同成矿阶段中的分布特征。计算出不同阶段成矿溶液的热力学条件:温 度、压力、氧逸度、流体成分、密度、含盐度。对该成矿带铁质来源、成矿方式、矿床成因进行了探讨。 从而、初步建立了本矿带成矿模式。

关键词 海相火山岩 铁矿带 流体包裹体 热力学条件

1 地质概况

新疆阿勒泰海相火山岩铁矿带,位于哈萨克斯坦板块(大洋板块)北端相接壤的西伯利亚 板块晚古生代活动大陆边缘地区,即常称为的阿勒泰边缘构造带⁽¹⁾。矿带为北西西一南东东展 布,与区域构造线方向一致。矿带东西长约 120 公里,南北宽 15 公里。由于板块的活动,产生 不同时期的构造作用,伴随着大规模海底火山喷发、多次岩浆侵入和不同性质的变质作用,同 时相应地形成铁矿带。它包括阿巴宫、蒙库、红岭、巴列斯、结别特、万花筒、依斯肯特、铁棒山等 十多个矿床和矿化点。

野外和室内研究表明,该铁矿带存在三期成矿作用,即海相火山喷溢—贯入成矿作用;火 山沉积变质成矿作用;多期热液蚀变叠加改造成矿作用。

2 流体包裹体特征

流体包裹体在各类岩石、矿石中都有分布。由于矿带经历多期地质作用,成矿流体的继承 性活动和叠加性改造,使流体包裹体的分布变得更为复杂。为了从这些繁杂的包裹体分布现象 **审进行**有目的地研究,于是在划清成矿作用阶段的基础上,分清各成矿阶段蚀变作用的矿物组 合,确定出不同阶段代表性包裹体以及它们之间的关系是至关重要的。为此,可将铁矿带内岩石、矿石分为下列五种类型来研究其包裹体特征。从而了解不同阶段成矿流体的性质和演化规律:

(1)代表海底火山喷溢一贯入成矿阶段的细碧岩、石英角斑岩残留体;含铁堆砌层和其他 矿化岩石。

(2)代表火山沉积一变质成矿阶段的浅粒岩、变粒岩、斜长角闪(片)岩等以及相应形成的 石英一磁赤铁矿石,磷灰石一磁赤铁矿石,云母一石英一磁赤铁矿石等。

(3)代表早期热液蚀变成矿阶段的岩石和矿石:钠长石化一方柱石化一柘榴石化一(次)透 辉石化蚀变岩及伴生的磁铁矿石;透辉石化一次透辉石化一钙铁辉石化一钙铁榴石化的矽卡 岩,次矽卡岩及伴生的透辉石一磁铁矿石,柘榴石一磁铁矿石,钠长石一石英一磁赤铁矿石。

(4)代表中期热液蚀变成矿阶段的岩石和矿石:角闪一阳起石化、绿帘石化、绿泥石化的蚀 变岩及伴生的角闪(阳起)石一磁铁矿石,透辉石一角闪(阳起)石一磁铁矿石。

(5)代表晚期热液蚀变成矿阶段的岩石和矿石:硅化、黄铁矿化、绿泥石化、碳酸盐化、赤铁 矿化、黄铁钾钒化蚀变岩以及伴生的石英一黄铁矿、磁铁矿、赤铁 矿石。

2.1 **包裹体类型划分**

原生包裹体可代表不同成矿阶段的产物。五个成矿阶段的包裹体共有四种类型:

2.1.1 熔体包裹体

产于火山岩、火山碎屑岩的斑晶和碎屑之中。包裹体为粒状、园粒状,粒径 20~40µ。大多数包裹体为演化型熔体包裹体⁽³⁾,原来的玻璃质熔体经过去玻化作用后为细小雏晶、微晶组成,另含有较多的铁质雏晶组成的不透明斑点。均一化温度往往偏高(1100℃),这是由于演化阶段时丧失部分挥发组分至使玻璃熔点增高的缘故⁽³⁾。它不能代表原始岩浆的结晶温度。只有那些含有气泡的以玻璃质成分为主的弱演化型熔体包裹体的均一温度,方可代表原始岩浆结晶时的温度。⁽³⁾我们在 1350 型热台上测得均一温度为 880℃和 920℃。

2.1.2 盐水包裹体

NaCl-H₂O 为主要成分。按含盐度高低分为两类:含盐度小于 30%(重量)的为低盐度水 包裹体;含盐度大于 30%(重量)的为高盐度水包裹体。再按它们均一化后的相态细分为气相 和液相两种类型。

2.1.2.1 低盐度水包裹体

a. 气相包裹体:均一化后为气相。在石英中常为石英负晶形。无色,粒状,其密度比周围矿物要小得多。粒径 2-8μ。气相充填度(室温下)大于 75%(体积)。不同成矿阶段的样品测定其均一温度各有差异,均一范围 310℃~365℃。常与高盐度水包裹体共生。

b. 液相包裹体:均一化后为液相。粒状、园粒状或不规则状。无色透明。粒度 5~15µ,少数 达 20µ。气相充填度小于 30%(体积)。不同成矿阶段中均一温度、含盐度不一,其变化范围:均 一温度 178~490℃;含盐度 4.8~17.5%(NaCl 重量)。

2.1.2.2 高盐度水包裹体

本区只有高盐度液相包裹体。它们为粒状、园粒状或不规则状。无色、透明居多。粒度 5. 5~10µ,少数达 18µ。气相充填度 5~25%。子矿物以石盐为主,无色、正交偏光镜下呈均质立方 体,折光率为1.54,显微激光分析表明 Na+含量很高(重量%>30),为 NaCl 晶体。其他子矿物 有 KCl,白色,为浑园立方体,正交偏光下亦为均质体,显微激光分析 K+含量>40(重量%),为 KCl 晶体,含量少、少数包裹体中可见。另外在个别包裹体中有石膏晶体的子矿物,它为黄白 色、板柱状晶形,显微激光分析其 Ca²⁺含量达 25%(重量)。对于含 NaCl 子矿物的包裹体在热 台上测定有两种情况:一种是加热过程中石盐子矿物先行溶解消失,后来气液均一化为液相, 称为气液最后均一类型;另一种是加热过程中气相消失为液相,然后石盐子矿物溶解消失,称 为石盐最后消失类型。这类高盐度水包裹体常与气相包裹体共生,两者均一温度相差不大,它 们为热液沸腾时捕获的,称为沸腾包裹体,其均一温度、压力可代表形成温度、压力⁽⁵⁾。它们与 含矿岩石、矿石关系密切,蚀变岩石中分布最多。

2.1.3 二氧化碳包裹体

主要含 CO₂ 成分。粒状、园粒状或不规则状。无色、透明、稍带棕色色调。粒度 1~10µ。气相充填度 5~20%,均一温度 28.1~31.3℃。常与溶体包裹体或盐水包裹体共生为不混熔包裹体,可作为地质温压计。⁽⁴⁾

2.1.4 二氧化碳一水包裹体

为 CO₂ 和水混和成分。粒状、园粒状或不规则状。无色、稍带棕色,透明度较高,粒径 1.5~10µ,少数达 15µ。CO₂ 与 H₂O 全部均一化范围 220 ~315℃。

2.2 五个成矿阶段矿物流体包裹体特征(表 1)

类型特成和阶段		熔体包裹体			盐水有	CO ₂			
				低盐度水包裹体			高盐度水包裹体		CO ₂ —H ₂ O
		演化型	弱演化型	气相	液相	气液最后均一	石盐最后消失	包象体	包衆14-
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
颜色及 透明度	I ~ V	黄绿色、有 不透明铁 质斑点	浅黄绿色、 少量不透 明铁质斑 点	无色、暗黑色 透明度稍差	无色、透明	无色、透明	无色、透明	无色、稍带棕 色,透明	无色,稍带棕 色,透明
形态	I ~ V	椭园粒状	椭园粒状	园粒状,常有 石英负晶形	园粒状、不规 则粒状	园粒状	园粒状	园粒状	园粒状
粒度 (μ)	1 ~ V	20~40	20~40	2~8	5~15	5~12	5.5~12	1~10	1.5~10
雏或矿物 征	I	雏晶 为细 小针状、柱 状,不规则 状	少 数 雏 晶 为 细 小 针 状,不规则 状						
	I								
	Ш						子矿物 NaCl, 立 方 体, KCl 浑园立方体		
	N					子矿物 NaCl, 立方 体			
	v								

表 1 五个成矿阶段中矿物流体包裹体特征

Table 1 Characteristics of fluid inclusion in minerals from five mineralization stage

续表	夏1			_					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
充度温相的积分(%)	I		气相:(气 相+固相) 15~25	气相:(气相 +液相)>75				气相:(气相 +液相)5~ 10	
	I			气相:(气相 +液相)>75	气相:(气相 +液相)10~ 30				CO ₂ 气相:45 CO ₂ 液相:20 H ₂ O 液相:35
	Ш			气相:(气相 +液相)>80	气相:(气相 +液相)20~ 30		气相:(气相 +液相+固 相)5~15		CO ₂ 气相:65 CO ₂ 液相:15 H ₂ O 液相:20
	īv			气相:(气相 +液相)>75	气相:(气相 +液相)15~ 25	气相:(气相 +液相+固 相)15~25			CO2 气相:65 CO2 液相:25 H2O 液相:10
	v				气相:(气相 +液相)10~ 20				CO2 气相:75 CO2 液相:10 H2O 液相:15
均温(2)含度量)	I	1100	880~920					30. 3~31. 3	
	I			310~325	290~380 (4.8~9.4)			28. 1~30. 2	
	ш			335~365	375~490 (6~14.5)		400~525 (46~58)		315~308
	īV			320~340	260~460 (5~17.5)	365~500 (45~56)			310~275
707	v				178~310 (5.8~11.2)				280~220
-	I							0.55~0.47	
滀体	I				0.80~0.70			0.65~0.54	
密度	M				0.70~0.65		1.15~0.95		0.27~0.17
(g/cc)	IV				0.85~0.75	1.10~0.90			0.22~0.11
_	v				0.95~0.85				0.12~0.05
分布和产状	I	产于石英, 辉石等斑 晶、碎屑中	产于石英、 长石、辉石 斑晶、碎屑 中	产于石英、长 石、辉石 斑 晶、碎屑中, 少量		-		产于石英、辉 石等斑晶、碎 屑中	
	I			产于沉积变 质矿物中,少 量	产于浅粒岩、 変粒岩等岩 石及石英等 矿物中			产于浅粒岩、 变粒岩等岩 石的石英等 矿物中	产于浅粒岩、 变粒岩的 <i>矿</i> 物中
	Ш			产于蚀变矿 物透辉石、钠 长石中	产于蚀变矿 物透辉石、钠 长石中	少量产于蚀 变透辉石等 矿物中	产于蚀变矿 物透辉石、钠 长石中		产于蚀变透 辉石、钠长石 中
	IV			产于蚀变矿 物角闪石绿 帘石等中	产于蚀变矿 物角闪石、绿 帘石中	产于蚀变矿 物角闪石、绿 帘石等中	少量产于蚀 变角闪石、绿 帘石等中		产于蚀变角 闪石、阳起 石、绿帘石中
	v				产于蚀变矿 物石英碳酸 盐矿物中				产于蚀变石 英、碳酸盐等 矿物中

注: I 为海相火山喷溢一贯入成矿阶段。I 为火山沉积变质成矿阶段。I 早期热液蚀变成矿阶段。№ 中期热液蚀变成矿 阶段。 V 晚期热液蚀变成矿阶段。含盐度根据 Potter(1972)公式:0=0.581855Ws+3.48896×10⁻³Ws²+4.314×10⁻⁴Ws³±0.03(0-冰点下降温度,Ws-NaCl 的重量百分数)计算,高盐度根据 NaCl 子矿物消失温度-盐度表(转引 自"包裹体地球化学"P109 的表格,1990年)。流体密度按作者的公式:D=A+B・T+C・T² 计算(D-流体密度,T-均一温度,A、B、C 为无量纲参数)(1987 年"矿物学报"第四期)。

2.2.1 海相火山喷溢-贯入成矿阶段

以存在熔体包裹体和以 CO2 为主要成分的流体包裹体为特征,它们往往在火山岩斑晶、碎 屑中同时共生。这对不混溶包裹体可以作为地质温压计^[4],以熔体包裹体的均一温度(弱演化 型溶体包裹的均一温度 880℃~920℃)作为形成温度,代入到 CO2 包裹体的 R-K 流体状态方 程式中,可以获得这一阶段的形成温度和形成压力值。^[6]

2.2.2 火山沉积-变质成矿阶段

以低盐度水包裹体和中等密度富含 CO₂ 的 H₂O-CO₂ 包裹体为特征。均一温度变化范围大、 CO₂ 和 H₂O 的成分比例变化大也是这一阶段的特点。

2.2.3 早期热液蚀变成矿阶段

此阶段流体包裹体的种类、数量明显增多。以含有高盐度液相包裹体的石盐最后消失类型 为特征。低盐度水包裹体、中低密度的 CO₂-H₂O 包裹体分布数量较高。出现沸腾包裹体。

2.2.4 中期热液蚀变成矿阶段

与其他阶段比较,此阶段的流体包裹体种类和数量最多,其中以含有高盐度液相包裹体中 气液最后均一类型为特征。低盐度水包裹体、中低密度的 CO₂-H₂O 包裹体分布较广。沸腾包裹 体常常出现。

2.2.5 晚期热液蚀变成矿阶段

以含有低盐度液相水包裹体为主。对于 CO₂-H₂O 包裹体,CO₂ 含量明显降低、H₂O 含量明 显升高,除了与中期热液蚀变一样含 H₂S 外,还有 SO₂ 的出现,含量亦比上期高(见表 2)。

3 成矿作用的热力学条件

不同的成矿作用总是伴随一定的热流体活动。对于不同成矿阶段生成的岩石中矿物流体 包裹体的测定,无疑地提供了各个阶段的热力学信息。对于矿物流体包裹体的测定,分别在一 个个样品上,这一个个样品代表这一个个点形成时的平衡热力学条件下的共生矿物组合。由于 地质上的成岩成矿作用复杂性和不均一性,地质体内各点的热力学条件不一定都相同,在同一 成矿阶段中不同地点的温度、压力也不尽相同,因此,每一个成矿阶段形成的热力学条件只是 一个区间。

鉴于上述情况,我们在测定同一阶段的样品时,将获得的包裹体中最小密度的等容线作为 最低界限,将获得的包裹体最高密度的等容线作为最高界限,结合这一阶段最主要的共生矿物 反应平衡曲线来圈定这一地质阶段的形成温度和形成压力范围⁽⁶⁾。对于海相火山喷溢一贯入 成矿阶段,我们根据其中 CO₂ 包裹体测定的均一温度,得出密度分别为 0.55g/cc 和 0.47g/cc 的等容线(均一温度为 30.7℃和 31.3℃),然后根据与细碧岩成分相当的玄武岩最低重溶曲线 以及石英角斑岩相当的碱性和普通花岗岩最低重溶曲线来圈定这一阶段形成的温压范围。对 于其他四个成矿阶段,由于它们富含 CO₂-H₂O 包裹体,它们的流体密度不高,代入流体 R-K 状态方程中,可以作出它们的等溶线,其斜率(dP/dT)较小,因此可以将这等溶线作为压力限 定线。其次,作出各个阶段特征的矿物蚀变反应平衡曲线来,它们的斜率(dP/dT)较大,因此可 以将这些平衡曲线作为温度限定线。此外,作为较高密度的盐水包裹体的等容线,其斜率(dP/ 第六卷 第二期

dT)也较大,也可作为温度的限定线。根据上述原则,我们作出不同成矿阶段的 T-P 关系图 (见图 1)。从图 1 可以得到不同成矿作用阶段的形成温度和形成压力范围。

_							
成矿阶段 热力学条件			I 海相火山喷溢 一贯入成矿阶段	Ⅰ 火山沉积变 质成矿阶段	■ 早期热液蚀 变成矿阶段	Ⅳ 中期热液蚀 变成矿阶段	∨ 晚期热液蚀 变成矿阶段
成矿温度(℃)			700~920	290~610	425~570	320~520	185~370
	成矿压	力(MPa)	121~210	57~190	30. 5~62	18~41	3~20
成矿氧逸度(fo2-Pa)			10-9~10-15	$10^{-9} \sim 10^{-18}$	$10^{-12} \sim 10^{-16}$	10-12~10-18	$10^{-18} \sim 10^{-25}$
成矿流体性质	,	硅酸盐 熔 体	Si > 10, Fe 5, Ni 0. 2, Al 1. 2, Mn 0. 5, Ca 3. 0, Mg 6, Ti 0. 1				
	(1) 流体成份	低 盐 水溶液		含 有 Na ⁺ 、K ⁺ 、 Cl ⁻ 等成份的水	含有 Na ⁺ 、Cl ⁻ 等 成份的水,内有 H ₂ O64, CO ₂ 21, CH ₄ 8,H ₂ S 3,SO ₂ 4	含有 Na ⁺ 、Cl ⁻ 等 成份的水,内有 H ₂ O 74, CO ₂ 11, CH ₄ 8, H ₂ S 3, SO ₂ 3	含有 Na ⁺ 、Cl ⁻ 等 成份的水,内有 H ₂ O 67, CO ₂ 9, CH ₄ 5, H ₂ S 12, SO ₂ 7
		高 盐 水溶液			富含 Na ⁺ 、K ⁺ 、 Ca ²⁺ 、Cl、SO ²⁻ 等 元素的高浓度水, 内有 H ₂ O 79,CO ₂ 13,CH ₄ 8	富含 Na ⁺ 、K ⁺ 、 Ca ²⁺ 、Cl ⁻ 、SO ²⁻ 等元素的高浓度 水,内有 H ₂ O 83, CO ₂ 8,CH ₄ 9	
		CO ₂ 流体	CO₂ 成分为主	CO ₂ 84, CO 4, H ₂ S 4, CH ₄ 8			
		CO2-H2O 流体			CO ₂ 49, H ₂ O 36, CH ₄ 7, CO 8	CO ₂ 45, H ₂ O 40, CH ₄ 7, CO 5, H ₂ S 3	CO ₂ 38, H ₂ O 42, CH ₄ 5, H ₂ S 10, SO ₂ 5
	流体含盐度(含水气体	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
		低盐水溶液		4. 8~9. 4	6~14.5	5~17.5	5.8~11.2
		高盐水溶液			46~58	45~56	
	重量	CO2 流体					
	<u>%</u>	CO2-H2O 流体					
		含水气体					
	流体密	低盐水溶液		0.80~0.70	0.70~0.65	0.85~0.75	0.95~0.85
		高盐水溶液		·	1.15~0.95	1.10~0.90	
	度	CO₂ 流体	0.55~0.47	0.65~0.54			
		CO2-H2O 流体			0. 27~0. 17	0.22~0.11	0. 12~0. 05

表 2 五个成矿阶段的热力学条件 Table 2 The thermodynamics conditions of five mineralization stage

(1)硅酸盐熔体成份为显微激光探针测定(半定量分析,元素含量为重量百分数),气液流体为拉曼探针分析(定量分析, 气液含量为摩尔百分数)西安地质矿产研究所徐培仑、王志海测试



图 1 不同成矿阶段中流体包裹体等容线与共生矿物反应平衡 T-P 关系图

Fig. 1 T-P diagram of the isochores for fluid inclusions and the equilibrium reaction curves for paragenetic minerals in different mineralization stage.

```
曲线 1 0.65g/cc 密度的 CO2 等容线
                                        曲线 11 玄武岩最低重熔曲线
曲线 2 0.54g/cc 密度的 CO2-H2O(Xco2=0.7)等容线
                                        曲线 12 碱性和普通花岗岩最低重熔曲线
                                        曲线 13 钾长石化反应平衡曲线
曲线 3 0.55g/cc 密度的 CO2 等容线
                                        曲线 14 0.85g/cc 密度、5.6wt%盐度的盐水等容线
曲线 4 0.47g/cc 密度的 CO2 等容线
                                        曲线 15 钠长石化反应平衡曲线
曲线 5 0.27g/cc 密度的 CO2-H2O(Xco2=0.6)等容线
                                        曲线 16 绿帘石化反应平衡曲线
曲线 6 0.22g/cc 密度的 CO2-H2O(Xco,=0.4)等容线
                                        曲线 17 矽卡岩化反应平衡曲线
曲线 7 0.17g/cc 密度的 CO2-H2O(Xco2=0.6)等容线
                                        曲线 18 硅化反应平衡曲线
曲线 8 0.12g/cc 密度的 CO2-H2O(Xco,=0.2)等容线
                                        曲线 19 0.85g/cc 密度、15wt%盐度的盐水等容线
曲线 9 0.11g/cc 密度的 CO2-H2O(Xco2=0.4)等容线
                                        曲线 20 0.95g/cc 密度、15wt%盐度的盐水等容线
曲线 10 0.05g/cc 密度的 CO2-H2O(Xco,=0.2)等容线
```

Ļ







.

根据流体包裹体的冷冻温度,由 Potter(1972)冰点下降计算盐度的公式,得到较低盐度包裹体的含盐度。利用 NaCl 矿物消失温度一盐度表⁽⁷⁾,得出高盐度包裹体的含盐度。将这些数值投影在含盐度一温度一压力关系图上(见图 2),从而了解不同成矿阶段的特征。

氧逸度是氧组分的有效分压,在不同温度、压力条件下具有不同的数值。我们选择不同成 矿作用阶段中特征的变价元素矿物共生组合反应来获得形成时的氧逸度范围。

根据不同成分的流体包裹体 lgfo₂—T 在不同压力下的曲线〔7〕和不同矿物组合 lgfo₂—T 的 氧缓冲剂曲线〔8〕,可以划分出不同成矿阶段的氧逸度值范围,见图 3。



五个不同成矿阶段的热力学参数和性质见表 2。

由上述图表可知,从海相火山喷溢一贯入成矿阶段至晚期热液蚀变成矿阶段其演化有如

ŗ

下特征:(1)成矿温度、压力逐渐降低;(2)成矿时的氧逸度逐渐降低;(3)成矿流体的成分从富 CO₂ 向富 H₂O 成分演化,晚期有 H₂S、SO₂ 成分存在;(4)成矿流体的含盐度从低到高至中等演 化;(5)成矿流体密度从中高至中等演化;(6)成矿流体的活动从弱到强至中等的变化趋势。

4 矿床成因和成矿模式

4.1 成矿物质来源

本矿带内矿床以铁为主要成矿元素。另外有 Mn、P、Ti、V、Ni、Co、Zn、Pb 等伴生元素⁽²⁾。从 火山岩斑晶、碎屑内熔体包裹体中有细小不透明的含铁矿物雏晶,可以确定矿床中铁质等元素 来源于地壳深部或上地幔,海底火山活动使成矿物质从深部带出。火山沉积一变质成矿和热液 蚀变成矿作用中可能有少量成矿物质来源于上部地壳。

4.2 成矿溶液迁移富集方式

除了海相火山喷溢一贯入成矿作用阶段铁质以硅酸盐溶体直接成矿以外,其余成矿阶段 都与成矿热流体有关。H.B.巴甫洛夫等人实验指出:高温条件下,铁可以呈简单化合物迁移, 中、低温条件下,则主要呈络合物形式迁移,并可迁移到较远的地方。不同性质的热流体是本区 成矿铁质赖以迁移的主要载体。从流体包裹体特征和矿石的同位素分析数据来看⁽²⁾,成矿热液 的来源是多方面的,有岩浆水(包括火山热液)、有海水和大气降水(包括雨水和地下水),这种 多源热流体,在不同的热力学条件下,有的呈简单化合物、有的呈络合物形式迁移,当外界物理 化学条件突然改变时(如构造作用形成裂隙,热液上升,温度、压力突然下降),有的热液"沸 腾",铁质呈简单化合物沉淀,有的热液中最不稳定的铁络离子团首先分解,呈氧化物沉积,或 者在较低温度、压力条件下与热液中硫结合、呈硫化物沉积。载矿热液的多源复杂性至使成矿 方式的多元性:海相火山喷溢一贯入式;火山沉积一变质式;热液多期交代叠加改造式。

4.3 成矿模式的假设

位于西伯利亚板块晚古生代活动大陆边缘的阿勒泰构造带,是在中一上奥陶纪陆栅基础 发展成的。晚古生代早期,位于南部的哈萨克斯坦大洋板块向北俯冲,西伯利亚板块向南增生, 在弧间盆地北缘生成一系列与大洋俯冲消减带方向基本一致的断裂构造。地壳深部岩浆由断 裂上升,产生海底火山喷发和沉积作用,部分铁质随熔体直接喷溢一贯入到地表,火山气液为 铁质的搬运和沉积也起着重要作用。中泥盆世末,大洋板块大规模消减作用基本结束,弧间盆 地沿东西向一线向北俯冲而闭合,结束了海相沉积。仍在进行的洋壳深部消减作用,使深部岩 浆引起的区域变质,局部地区铁质进一步富集成矿。这种潜在的、长期的消减作用使阿勒泰边 缘带直至晚华力西不断有中酸性岩浆入侵,来自岩浆的热液使岩石产生高温热液蚀变、伴随矽 卡岩、似砂卡岩的形成外,还使原岩中铁质富集和热液中铁质沉淀。这种岩浆热液在上升过程 中,常常与渗透在地下的海水、大气降水互相混和,在地下流动循环过程中,溶解岩石中碱金 属、卤素元素,极易携带铁质等金属元素,而形成含铁质等金属的高浓度热卤水,当这种热流体 到达断裂附近时,由于温度、压力等物理化学条件明显降低,有的热液产生沸腾,卤素元素大量 失去,铁质等金属元素随之沉积下来。在高一中温、中一低压条件下,以磁铁矿、部分赤铁矿这



照片 1 石英晶体中气相包裹体(右)、 CO_2-H_2O 包裹 照片 2 蚀变矿物透辉石中的包裹体(低盐度水) 体(左) 单偏光 10×10 单偏光 10×10



照片 3 绿帘石中的包裹体(高盐度水,气液最后均 照片 4 透辉石中包裹体(高盐度水、石盐最后均一) 一) 单偏光 10×10 单偏光 10×10



 照片5
 浅粒岩及有关矿石中的 CO₂-H₂O 包裹体
 照片6
 晩期石英晶体中的 CO₂-H₂O 包裹体群

 単偏光
 10×10
 正交偏光
 10×10

82

样的氧化物沉积,在中一低温、低压条件下,以赤铁矿、黄铁矿这样的氧化物和硫化物沉积。热 液的不断活动、铁质等元素不断重新活化转移,几经沧桑,各矿床、矿化点多次叠加改造,逐渐 形成现有的面貌。

参考文献

- 1 冯益民,西准噶尔古板块构造特征,中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,(18)1987
- 2 张建中等,新疆阿勒泰阿巴宫-蒙库海相火山岩与铁矿的成生关系及成矿地质特征,中国地质科学院西安地质矿产 研究所所刊,(20)1987
- 3 夏林圻,硅酸盐熔体包裹体的一种新分类,科学通报,(9)1984
- 4 刘斌,不混溶包裹体作为地质温度计和压力计,科学通报,(18)1986
- 5 刘斌,单元两相气液包裹体热力学方程的推导和应作,地球化学,(1)1985
- 6 刘斌,利用流体包裹体及其主矿物共生平衡的热力学方程计算形成温度和压力,中国科学,(3)1987
- 7 卢焕章等,包裹体地球化学,1990,地质出版社
- 8 周珣若等,岩石物理化学,河南科学技术出版社,1987

CHARACTERISTICS OF THE FLUID INCLUSIONS AND THERMALDYNAMIC CONDITIONS OF MINERALIZATIONS IN THE IRON ORE BELT OF MARINE VOLCANIC ROCKS, ALTAI, XINJIANG

Liu Bin

(Department of Underground Building and Engineering, Tongji University, Shanghai)

Abstract

Five mineralization stages can be recognized in the iron ore deposits in the Altai Area, Xinjiang. Sampes are systematically collected from the stages for inclusion study (temperature, pressure, fo_2 , composition, density, salinity, etc). Based on the analysis and calculations the source of iron and the genesis of the deposits are determined and a metallogenic model is established.