

日本九州南部石狩第四纪火山岩中 高品位浅成低温热液脉状金矿床

Izawa E. Urashima. Y.

仲崇学 译 孙成龙 校

摘要 石狩金银矿床位于日本九州鹿儿岛东北部,该矿床于1981年发现,地质及物探工作起了重要作用。经开采证实石狩矿床是太平洋西部的一个重金矿床。从1985年7月~1988年12月,总计开采了21.7t的金和14.3t的银,在本湖(Honko)矿带,估测矿石储量为 1.4×10^6 t(平均品位70g/t即98t金);在最近发现的山田(Yamada)矿带,估测矿石储量为 2×10^6 t(平均品位20~25g/t)。

本矿区基底岩石是白垩系四万十(日本最清澈的一条河即Shimanto)超群沉积岩,覆盖层为第四纪火山岩。金矿床为石英-冰长石脉型,其中伴有金银矿、硒银矿-辉硒银矿、深红银矿和蒙脱石等。为了确定金的矿化时代,测定了含矿冰长石的K-Ar年龄为更新世($0.84 \pm 0.07 \sim 1.01 \pm 0.08$ Ma);气液包裹体研究表明基底岩中金的沉淀温度是210℃。其上覆火山岩中金的沉淀温度小于200℃;石英脉中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为8.8‰~6.8‰。

高品位金矿化作用直接与绿泥石化和绢云母化作用有关。在石狩脉系上部50~100m处,有一个层状粘土矿物和石英-蒙脱石蚀变带。该蚀变带围绕矿化中心分布,形成近水平的强烈泥岩化层。蚀变带的外面由方石英-蒙脱石和一些未蚀变岩石所组成。

由重力测量确定近地表构造,由重力高确定基底岩块隆起,施拉贝格(Schlumberger)电测深,有效地估计了基底埋藏深度和确认了电阻率的结构。而电阻率和激发极化测量,又指出了与矿化作用有关的热液蚀变带的分布。土壤中Hg、CO₂、Rn的地球化学测量,有效地追踪了断裂构造带。

高品位的金矿化区位于本湖区的沉积岩和火山岩的不整合面上。高品位金的矿化作用由两个方面造成的。一方面,当高温热液上升,由于沸腾导致金的沉淀;另一方面,在不整合面附近,上升的地下高温热液与地下水相遇,使成矿热液温度迅速降低和发生氧化作用,有利于金的进一步沉淀。

1 引言

继1981年发现石狩金矿脉后,最近的进一步工作结果表明,石狩是太平洋西部的一个重

要的金矿床。在一个老的小矿点 (MITI, 1982) 下部, 发现了许多富矿脉。这是由于地质和物探工作所起的重要作用。幸世浦岛和英二井泽, 1982 年最先对岩芯的矿物学和气液包裹体进行了研究。后来 Abe 等人 1986 年详细的描述了石狩的矿脉, 武夫横山等人 1986 年进行了地球物理勘查工作, 正是以上这些研究, 对矿区早期的找矿工作起到了推动作用。

最近, 住友金属采矿有限公司 (即 SMM 矿山拥有者) 研究了该区区域地质, 并且利用了日本金属矿产开发代办处 (MMAJ) 和住友金属采矿有限公司 (SMM), 以及幸世浦岛等人 1987 年的研究成果。本文概括了所有以前的研究结果, 后来 SMM 区域地质填图和有关地球物理研究结果, SMM 和英二井泽进行了热液蚀变研究结果, 和清士川崎与幸广田口的土壤中气体地球化学研究结果等。

本文的主体是回顾日本以前在该矿区进行的一些研究, 提供地质方面, 物探方面和地球化学方面的最新数据, 为进一步在年轻火山岩地区寻找浅成低温热液矿脉提供证据。

2 矿床发现和进展

2.1 矿区位置

石狩矿区 ($32^{\circ}00'N130^{\circ}41'E$) 位于日本九州南惠草津 (Hokusatsu) 地区东北部, 距鹿儿岛城北约 60km (图 1), 属鹿儿岛管区。地质上, 矿区位于角都 (Kakuto) 破火山口的西部, 属鹿儿岛地堑的一部分, 记纪志摩 (Kirishima) 活火山区也位于此。矿山平硐口位于海拔高度 265m。地貌特征为丛林密布, 峡谷切割丘陵。农作物为稻米, 地形海拔高度为 200~600m, 气温 $-7^{\circ}C \sim +35^{\circ}C$, 年降雨量大, 可达 2500mm。

2.2 矿区历史

石狩矿区第一份勘查资料是 1750 年完成的 (Kondoh, 1986)。此后, 勘探和小规模开采时断时续 (限于海拔 230m 以上)。在 1903 年对三条含金石英—方解石—粘土矿脉进行过地表勘查 (表 1)。勘探结果表明: 这些矿脉直接位于石狩矿脉之上 100m (称为本湖矿脉)。现在认

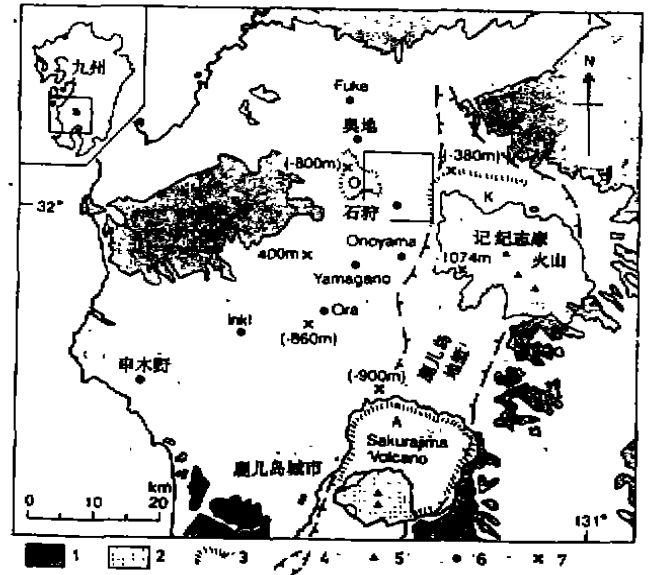


图 1 德草津地理位置和构造图

1—四万十超群岩石露头; 2—全新统火山岩; 3—火山口和火山盆地, O—奥地盆地, K—角都火山口, A—(Aira) 火山口; 4—鹿儿岛地堑 (Tsuyki, 1969); 5—火山中心; 6—金矿床; 7—钻孔达到四万十超群基部的钻孔; (x) 的钻孔是未打到四万十超群基部的钻孔, 数据来自 Aramaki (1968), Kubota (1986), MITI (1988) 和 Ikeda (私人通信, 1988 和 1989)。方框的区域如图 3 所示。

为实际是石狩矿脉上部矿化的表现。1933年用爆破和抽水方法,在海拔230m高度开掘了一条长180m的穿脉坑道。矿石用船运到170km外的佐贺之关(Saganoseki)铜矿冶金基地,矿石含金高达130g/t。1943年,由于第二次世界大战使向深部勘探计划搁浅,1952年,对海拔230m高度坑道重新清理,并对第三号矿脉又掘进了40m,但其结果令人失望(Nishizawa和Ibaraki, 1985) 1973年, SMM的一个子公司-Taio采矿公司获得了石狩矿山的开采权。

2.3 矿床发现

SMM的地质学家们指出,在穗草津地区年轻火山岩之下,可能富集有金矿床。并建议用先进技术进行勘探(据Ikeda, 1952, 1968; Kobayashi等, 1972; Nishizawa等, 1973, 这些都是未公开发表的报告)。但直到1975年,日本金属矿产开发处(即现在的金属矿产开发处,简称MMAJ)系统地制定了勘探计划后,才开始进行勘探。

1975年至1978年的三年中, MMAJ完成了穗草津地区区域地质填图和物探勘查。勘查的主要结论之一是,穗草津地区大多数金矿脉的围岩为青盘岩化的安山岩。当时认为这种安山岩属于中新世的“老安山岩”,并且命名为穗草津老安山岩(据MITI, 1977, 1979),后来发现这种蚀变安山岩具有不同的年龄值。

在1975和1976两年中,在包括穗草津地区在内的380km²范围内,在间距为1km的测线上,布置了566个重力点进行重力勘查。在已知的金矿床上方,有小的重力高。考虑区域地质条件,认为重力高异常主要是由于青盘岩化安山岩的隆起,以及部分基底岩石隆起所造成,这些岩石的密度较年轻火山岩要大(MITI, 1976, 1977)。重力高的勘查表明在石狩地区,有一个北东走向的幅宽为4mGal的重力高(MITI, 1976)。

表1 十九世纪早期开采的石狩—山田矿的近地表矿脉

矿脉	走向	倾向	宽度	品位		注
				Au (g/t)	Ag (g/t)	
No. 1	N60°E	80°NW	1.0	30.3	26.2	“MOSO”矿脉主要是方解石—粘土矿脉
No. 2	N60°E	80°NW	0.6	18—32	—	
No. 3	N58°E	90°	0.5—1.0	21.0	5.0	“Baka”矿脉是富含方解石、石英矿脉

1978年,在奥地(Okuchi)—石狩地区,应用了施拉贝格电测深法和航空磁法(EM)。这两种方法都在石狩地区上部存在有一条低阻抗带(类似奥地矿区)(MITI, 1979; MMAJ, 1979; Johnson和Fujita, 1985)。在施拉贝格阻抗剖面上反映出在浅部为低阻抗带(3—7Ω·m),在大约200m处为高阻抗带(大于100Ω·m)。它们分别反映了穗草津老安山岩热液蚀变作用和有一侵入体的存在。依据电测深和航磁工作,在蚀变安山岩上方发现有重力高异常,并叠加了低阻抗率异常带(图2)。1980年,为了寻找深部矿化靶区,建议在废弃坑道之下,进行钻探勘查。1980年末,钻探开始(55MAHT-5),1981年2月,在291m中段钻探石英脉,经分析该石英脉金品位为290.3g/t,银为167g/t其样品长15cm。极为有趣的是含金石英脉赋存在穗草津地区四万十超群的页岩中。这在过去从来没有人认识到这种页岩可做为金矿床的围岩,1981年8月和10月,又钻探了另外两个钻孔,它们分别位于第一个钻孔的东面100m和西面400m处。并且也都钻得到了高品位的金矿脉(MITI, 1982),表2是MMAJ三个孔样品

分析结果。

表2 MMAJ岩心样品分析值 (MITI, 1982)

钻孔号	见矿深度 (m)	见矿长度 (m)	AU (g/t)	Ag (g/t)
55MAHT-5	291.70-291.85	0.15	290.3	167.0
56MAHT-1	465.25-466.00	0.75	102.0	50.3
476.35-476.60	0.25	149.7	52.0	
56MAHT-2	241.68-242.90	1.22	63.7	44.0
	261.40-265.15	3.75	69.9	52.8
	277.65-283.10	5.45	220.43	57.6
	301.75-302.50	0.75	44.7	26.3

2.4 SMM 地表勘探规划

经 MMAJ 同意后, SMM 于 1981 年晚些时候开始制定下一步钻探计划, 以进一步证明 MMAJ 钻探结果。初步结果表明, 含金石英脉分布范围为 $800\text{m} \times 200\text{m}$, 其走向为北东 $70^\circ \sim 80^\circ$ 。在一年内, SMM 完成了 8 条勘探线上的 18 个钻孔, 总进尺 6870m, 所有钻孔都见到了金矿化, 这一成果与 MMAJ 的发现可以相提并论。上述钻探结果表明金矿脉延伸至少为 700m, 向下延深达 100m。估计的金储量为 120t, 平均品位 80g/t 。分布海拔标高 $-20\text{m} \sim 130\text{m}$ 。后来 SMM 于 1983 年 2 月, 又迅速作出进一步向下地勘查的决定。

2.5 采矿

采矿过程中的地下水是最棘手的问题, 在地表钻探时就发现在矿脉中存有高达 $60 \sim 65^\circ\text{C}$ 的热水。1984 年 5 月, 在海拔 100m 高度开始抽水时, 其静态热水位于海拔高度 200m。到 1988 年 7 月末, 热水位已降到海拔高度 20m。坑道内 HQ 孔径的钻孔用于排水, 水泵安放在第二号斜井处 (海拔高度 10m), 泵压出的热水是通过排水巷道排出的。

目前泵压水达 $9.5\text{m}^3/\text{min}$ (其中包括 $1.2\text{m}^3/\text{min}$ 的采矿用废水) 排出热水以 $3\text{m}^3/\text{min}$ 送入矿区西南 4km 处的汤之绪 (Yunoo) 矿泉疗养所。剩下废水经处理后排入河流中。地下热水测试的氡数据 (1.3 ± 0.6 到 1.5 ± 1.3 氡单位) 表明, 矿脉系中现在存在的水, 主要是古代循环的天水。地下勘探于 1983 年 2 月又开始了, 这次首先开掘了相距 $15 \sim 20\text{m}$ 、坡度为 -17% 、(宽 4.8m、高 3.8m) 的两条平行的斜矿井。开始时, 用超前钻进法探试矿脉中的裂

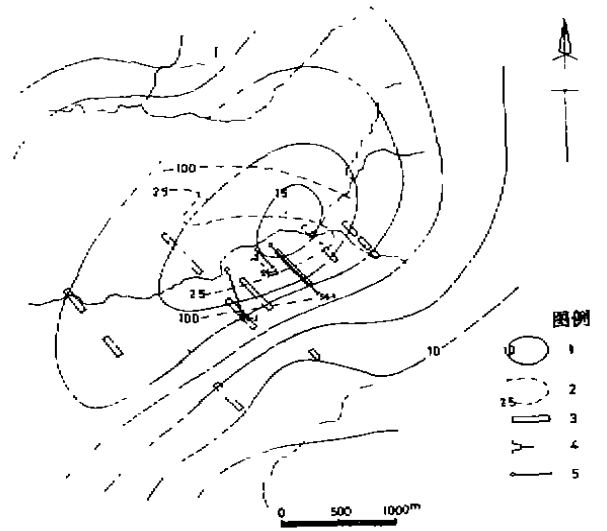


图2 布格重力等值线和阻抗率数据间关系

图中指出了旧坑道、MMAJ 钻孔位置, 1—布格重力等值线, 毫伽 (MITI, 1977); 2—施拉贝格阻抗率, 欧姆一米 (MITI, 1979); 3—航磁异常, 传导量 > 1.1 欧姆一米 (MMAJ, 1979); 4—石野、山田旧坑道; 5—MMAJ 钻孔

隙空洞和热水存在何处。若遇到含水带时,就用水泥浆将水带封住。

1985年7月13日,第一条穿切棱线(Ryosen)二号矿脉的横巷道建成(海拔高度100m)。其主要中段分别为海拔100m、70m和40m;2km长1号斜井到达海拔-50m标高。到1989年3月坑道总长26km,其中包括10km长的水平巷道。在采矿过程中使用的是无轨道柴油动力机。

矿区虽然还处在勘探阶段,但从小规模实验性采掘中,矿石日产量也可达350~400t。从1985年7月到1988年12月,产金总量达21.7t,银14.3t。开采出的矿石经粉碎后,用卡车和轮船运到新居滨(Niihama)SMM铜矿冶炼基地。1988年底,本湖矿区的矿石储量为 1.4×10^6 t,按金品位70.5g/t,银品位49.0g/t计,则可获得98t金和68t银。从1987年9月到1988年5月,共打了27个钻孔,其总进尺为11477m,结果表明在主要矿区石狩矿区西南1km处,还存在一个山田矿脉系,矿石总储量超过200万t,其金品位达20~25g/t,银12~15g/t。

3 地质

3.1 主要岩石单元和构造

随着地下钻探和采矿工作的进行,也对矿区内的火山岩进行了地质填图、年龄测定以及地球化学等方面的研究工作。该区内的火山岩的岩相很相似,而且很难区分出不同时代的岩石单元。利用火山岩的K-Ar年龄、化学成分以及古地磁研究成果,为该区火山岩地质填图提供了必要资料。

就其地质特征而言,矿区主要岩石是白垩系四万十超群和第四纪火山岩以及冲积岩(图3)。

3.2 四万十超群

在矿区范围内未见有四万十超群岩石在地表出露,在矿区外围则有出露(海拔为-400m)见图1。但钻探和地下勘探表明,在石狩脉系的中部,四万十超群处在海拔高度为130m~0m(即地表下100~200m)。四万十超群由页岩、砂岩和它们的蚀变岩石,以及少量凝灰质页岩和燧石所组成。砂岩中常含有少量页岩碎屑,页岩中常含有砂岩透镜体。在此超群内部的岩石构造复杂,它可能是由滑陷作用形成。

虽然四万十超群还没有发现有关的化石证据,但这一岩石单元仍被划归为元总(Morotsuka)群中的佐伯(Saiki)亚群。该亚群是Okumura等人于1985年依据岩石中石英和长石碎屑比而划分的(Ishihara等,1986)。九州南面南礼(Nansatsu)地区四万十Kawanabe群属于中至晚白垩纪(MIT1,1985)。它与元总群有关。Kawanabe群和元总群地层遭受了区域低级变质作用为葡萄石-绿帘石相。

石狩矿区的页岩和砂岩中的主要矿物是石英、钠长石、铁绿泥石、绢云母以及少量方解石、黄铁矿和碳酸盐矿物。页岩和砂岩被石狩下安山岩段不整合地覆盖,不整合面之下延伸20m,由于赤铁矿的存在,其页岩和砂岩呈红褐色。Abe等人(1986)认为这些赤铁矿是在火山岩覆盖之前古地壳风化作用的结果。

在本湖区,大约有60%的可采矿其围岩为四万十超群。在超群中石英脉与围岩之间可见

一蚀变带，岩石因绿泥石化和绢云母化而呈现特征的淡绿色。浸染状黄铁矿化以及裂隙中的黄铁矿化是常见的。局部见有硅化作用，尤其在小石英细脉附近更是如此。

3.3 第四纪地质

按地质年代从老到新，矿区内第四系岩石包括石狩上部安山岩段、空存逊（Karo-zonsan）英安岩；石狩中部安山岩段、至岛野（Shishimano）英安岩；石狩下部安山岩段。表3是几种岩石化学成分分析数据。在石狩西和西南，是由较新的火山碎屑—熔岩和冲积相所覆盖。火山岩为陆相，呈钙碱性。这些火山岩磁灵敏度具有典型的磁铁矿系列值（表4参看Ishihara等，1986）。

石狩上部安山岩段出露于矿山附近和矿区北部。该安山岩段上部主要由含紫苏辉石—普通辉石的安山熔岩组成；下部主要由安山熔岩夹薄层状火山碎屑岩组成；湖积物仅局部可见。

火山熔岩按矿物量由多到少是，斜长石斑晶（An45~60）普通辉石和紫苏辉石，这些矿物分布在由呈分散状，板状斜长石和粒状普通辉石，紫苏辉石组成的基质中。安山质火山碎屑岩由细粒凝灰岩和火山角砾岩组成，分选性极差。在不整合面之上分布的碎屑物是安山质火山岩碎屑，在古风化壳中可见有含赤铁矿薄层，有时也可见由古代树木形成的煤和碳酸盐物质薄层。

在本湖地区，有40%的可采矿分布在石狩上安山岩段，矿脉附近的火山岩被泥岩化或蚀

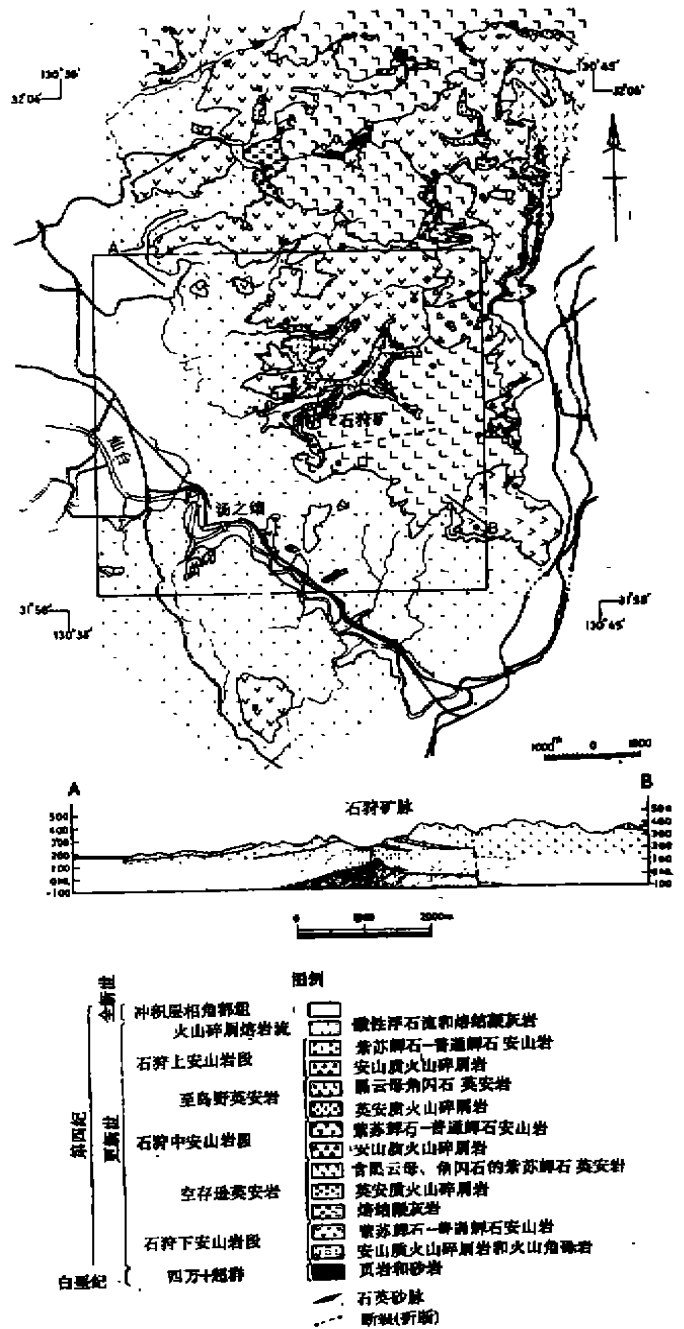


图3 石狩地区地质图和沿A—B线的横剖面图

变成绿色岩石（由于含有蒙脱石或绿泥石）。

区域北部的空存逊英安岩覆盖石狩下安山岩段之上，是一些含紫苏辉石—普通辉石的黑云角闪石英安岩岩流，在底部有少量熔结凝灰岩和浮石凝灰岩层。英安岩的结构虽不相同，但都以富含长石斑晶为特征，流动层理（条带）少见。斑晶主要有斜长石（An_{35~55}）、普通角闪石、紫苏辉石、普通辉石和黑云母。显微镜下观察，基质主要是玻璃质，其中分散有少量板状斜长石、普通角闪石和黑云母小颗粒。

石狩中安山岩段，只分布在矿区南部和东南部。并且覆盖在石狩下安山岩段之上，而后被至岛野英安岩所覆盖。中安山岩段主要由紫苏辉石—普通辉石安山质熔岩和火山碎屑岩组成。岩石中的斑晶主要有斜长石（An_{45~50}）、普通辉石、紫苏辉石和橄榄石。基质由玻璃质、斜长石板状晶体和普通辉石、紫苏辉石细粒组成。

至岛野英安岩出露在矿区东南，形成残留状地貌。至岛野英安岩由上部黑云母、普通角闪石英安岩熔岩和下部与熔岩成分相同的火山碎屑岩组成。英安岩斑状结构。斑晶为斜长石（An_{30~35}）、普通角闪石和黑云母。有些地方英安岩表现为无斑的非晶质结构，且有流动条带构造。

至岛野英安岩和空存逊英安岩，曾一度被称为空存逊流纹岩，其定位时代认为晚于矿化时代（MITI, 1977, 1978）。但含金石英小细脉在泥岩化的至岛野岩系的西南部发育，此外，从矿物学、岩石化学特点以及岩石时代较年轻，K—Ar 年龄表明至岛野英安岩和空存逊英安岩，并不是同一类型、同一年代的英安岩。

石狩上安山岩段出露于矿区东北 2km 处，它直接覆盖在石狩下安山岩段之上。在矿区东南 4km 处，该岩段覆盖在至岛野英安岩之上。上部安山岩段由紫苏辉石—普通辉石安山熔岩和其成分相似的火山碎屑岩组成。斑晶为斜长石（An_{50~55}）、普通辉石和紫苏辉石和橄榄石。

火山碎屑沉积岩发育于研究区西部，该区为海拔 250m 的低洼地，火山碎屑沉积岩厚为 70m。这些火山碎屑沉积物主要来自大约 2.2 万年前阿伊尔（Aira）火山口喷发的浮石岩流（Kigoshi 等人，1972）。除了上述火山碎屑岩沉积物外，区内还有来自其它几个年代更老的火山碎屑岩沉积物（如角都）（Miyachi, 1983, 1987）。

3.4 岩石年龄测定

测定未蚀变的全岩和斜长石 K—Ar 年龄，大多数样品的 K—Ar 年龄是由泰勒岱尼（Tele-dyne）同位素中心测定，有些是在英国哥伦比亚大学测定的，共测定了 53 个全岩和一个单矿物 K—Ar 年龄，取样位置见图 3。最近，冈山（Okayama）大学科学系 Nishizawa 和 Ibaraki（1985）分析了矿石中冰长石 K—Ar 年龄数据，以及不同组合样 K—Ar 年龄数据。

区域火山岩可能属于中新世穗草津老安山岩和更新世穗草津新安山岩，但 K—Ar 年龄分析表明：区域火山岩大部分属于更新世。矿区内火山岩可分成三段：即石狩下安山岩段（ $0.95 \pm 0.09 \sim 1.78 \pm 0.05\text{Ma}$ ）；石狩中安山岩段（ $0.78 \pm 0.08 \sim 0.79 \pm 0.05\text{Ma}$ ）和石狩上安山岩段（ $0.51 \pm 0.06 \sim 0.58 \pm 0.10\text{Ma}$ ）。“空存逊流纹岩”（MITI, 1979）又可一分为二：即空存逊英安岩（ $0.95 \pm 0.09 \sim 1.56 \pm 0.20\text{Ma}$ ）和至岛野英安岩（ $0.66 \pm 0.04 \sim 1.1 \pm 0.14\text{Ma}$ ）。

矿石中冰长石 K—Ar 年龄数据更清楚地表明，石狩金矿化时代为渐新世（ 0.84 ± 0.07

~1.01±0.08Ma)。Urashima 和 Ikeda (1987) 报导了保线 (Hosen) 1 号脉含矿冰长石年龄为 0.86±0.12Ma。MITI (1983) 指出在离主要矿系南 400m 处, 含矿冰长石的年龄为 1.5±0.3Ma, 这是一个例外数据。Ueno 等, (1987) 研究了石狩的火山岩和矿脉中的古地磁, 指出赤铁矿脉存在有正常极性证据, 它平行于矿脉似乎表明它是在矿化过程中形成的。可能与加拉米洛 (Jaramillo) 短期正向事件 (0.92~0.97Ma) 有关。这些资料表明, 石狩地区的主要 Au、Ag 矿化与该地区下安山岩段中最晚期火山活动关系密切。这种安山岩覆盖在早期喷发的至岛野英安岩上。

3.5 地质构造

石狩矿区与角都火山口西部边缘相邻, 与鹿儿岛地堑形成时代相同 (图 1), 在地堑中, 四万十超群基底岩海拔高度为 1000m (即在记纪志摩火山西翼地下 2000m 处) (Nakagawa 等, 1985), 四万十超群在奥地盆地西北埋藏也很深, 钻孔资料表明在海拔 -800m 处也未能遇到基底岩石 (T. Ikeda, pers. commun, 1988) (图 1)。与之相反, 在石狩矿区基底岩石埋藏较浅, 最高海拔高度为 130m。

由 SMM 完成的重力场研究表明, 包括石狩矿区在内, 存在一个北东走向重力高异常带。这一区域 (3km × 1km) 重力高异常带正是区域基底岩石隆起区所在位置。在本湖区, 其重力资料表明, 四万十超群顶部岩石形态类似于一翻转的平底船, 其轴线倾角平缓, 为西-西南走向 (图 4)。在山区西南 1km, 四万十超群顶端的海拔高度为 100m~200m。

出露于地表的基底岩石由于沟谷切割, 形成一系列山峰和山脊。这种基岩表现的地貌特征与区内其它地区地貌特征一致。从等高线特征分析, 四万十超群基底地形保留了石狩下安山岩段形成以前的古地貌特征。图 4 所示矿脉与古地貌地形所处标高相一致。

四万十超群与石狩下安山岩段在空间上都位于断裂边界处, 在断裂接触带都可找到擦痕面的证据。在研究区内, 四万十超群岩块 (南北以断裂为边界) 在整个矿区范围内都有抬升。

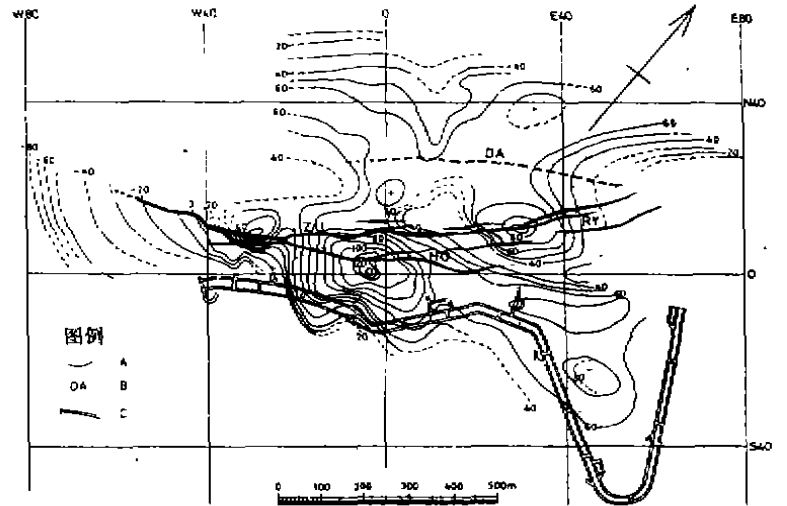


图 4 由钻探和地下采矿获得的四万十超群顶部岩石标高
A = 等高线, 间距 10m. B = 海拔 40m 高度上本湖矿脉位置. HO = 保线矿脉; ZU = 瑞泉矿脉; RY = 棱线矿脉; DA = 田山矿脉; C = 斜井投影, 勘探基线平行矿脉大致走向 (N50E).

4 矿床

4.1 矿脉系

石狩矿脉被划分为含金、银、石英—冰长石脉状金矿床。目前主要开采本湖矿脉系，最近在本湖矿床西南 1km 山田区又发现了一独立矿脉系，其围岩为石狩下安山岩段，脉系由几条主脉和平行主脉的小细脉组成。由于对此矿系所知较少，不能提供详细情况。在此仅对本湖矿系进行描述。

本湖矿系由三个主矿脉群和大量细矿脉所组成，分布面积为 1100m×200m (表 4)。这些矿脉系在四万十超群和石狩下安山岩段中都有分布。矿脉走向 NE50°，单个矿脉长 300~400m，倾角陡 (70°~90°) 矿脉宽 1~3m (最宽达 8m)。已知的富矿分布在海拔 -20m~130m 范围内 (图 5. 6. 7)。

棱线矿脉群可分为五个矿脉单元 (RY-1、2、3、5 和 6)，该脉群位于矿区东部。矿脉很窄，在石狩矿脉相对较窄，矿石含金中等。瑞泉 (Zuisen) 矿脉系由二个矿脉单元组成，位于矿区西部断层上盘一侧，与其它矿脉相比，瑞泉 1 号矿脉最宽可达 8m，但品位最低。

保线矿脉群有四个矿脉单元 (HO-1、2、3、5) 组成，位于西部矿区的中心断层的下盘。保线矿脉群在四万十超群中是最发育的 (如 2 号矿脉)，且在不整合面下部形成最富矿体 (如图 7)。只有田山 (Daisen) 1 号矿脉已被开采，而且对它的研究还远远不够，在断层上盘这条矿脉与其它矿脉平行。

本湖区的矿脉，表现出韵律性成带分布，在断裂的上、下盘呈对称性分布。但较宽矿脉，其条带状构造很复杂 (如瑞泉 1 号矿脉)，表明矿脉是多次破裂塌陷和沉淀等重复地质作用形成的结果。

研究晶族形成特点，可知洞穴容积可达 3m×7m×5m。

矿脉的现模：一般长度从 75m~115m，平均宽度从 0.16m~3.92m，Ag/Au 比值，从 0.57~2.72 之间变化 (见表 4) 在上部中段一般 >1，在下部中段一般为 0.5。

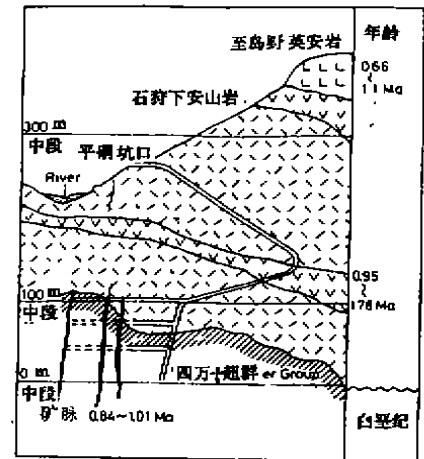


图 5 石狩矿山北西走向剖面示意图

这个横剖面表示了本湖区域中部矿脉大部分产生沉积岩中，图例如图 3。

表3 主要岩石类型化学成分分析结果表

岩石单元 样号	石狩下安山岩		空存避英安岩		石狩中 安山岩	至高野英安岩		石狩上 安山岩
	27645 ¹	12910 ²	40020 ¹	K2525 ²	24983 ¹	24972 ¹	12908 ²	27681 ¹
(wt. %)								
SiO ₂	61.9	62.75	71.1	69.71	61.4	70.2	69.68	60.3
TiO ₂	0.62	0.65	0.43	0.41	0.54	0.30	0.35	0.56
Al ₂ O ₃	16.21	16.27	14.25	14.67	16.56	15.18	15.54	15.53
Fe ₂ O ₃	6.91 ^a	6.49 ^a	3.22 ^a	3.15 ^a	7.26 ^a	1.93 ^a	1.78	7.21 ^a
FeO	—	—	—	—	—	—	0.33	—
MnO	0.12	0.11	0.16	0.09	0.06	<0.01	0.05	0.13
MgO	2.47	2.46	0.62	0.62	2.98	0.32	0.34	3.16
CaO	4.33	5.59	2.61	2.63	5.97	2.04	2.15	6.51
Na ₂ O	2.42	3.13	3.55	3.85	3.13	3.70	3.38	2.26
K ₂ O	2.35	2.23	3.19	2.98	2.20	3.81	3.34	2.09
P ₂ O ₅	0.02	0.11	0.16	0.10	0.54	0.05	0.04	0.07
H ₂ O+	2.29 ^b	0.80	0.77 ^b	0.65	0.82 ^b	1.23 ^b	1.46	0.84 ^b
H ₂ O—	—	0.32	—	0.17	—	—	0.46	—
Total	99.64	100.91	101.06	99.03	101.46	98.77	98.93	99.06
(ppm)								
S	—	80	—	90	—	—	80	—
Cl	—	70	—	340	—	—	120	—
Be	<0.5	—	1.5	—	<0.5	<0.5	—	<0.5
Rb	—	75	—	121	—	—	155	—
Sr	174	335	225	261	289	171	261	265
Ba	355	260	470	620	350	625	590	335
Zr	—	140	—	170	—	—	210	—
V	135	—	26	—	177	20	—	160
Cr	36	—	25	—	100	25	—	45
Co	11	—	3	—	16	3	—	15
Ni	9	—	4	—	11	<1	—	14
Cu	35	—	10	—	41	15	—	81
Zn	53	67	43	57	54	29	38	53
Pb	12	—	10	—	6	20	—	16
As	2	<10	3	<10	2	3	<10	3
Sb	0.1	—	0.4	—	0.2	0.2	—	0.2
Ag	0.4	—	<0.2	—	0.4	<0.2	—	0.4
(ppb)								
Au	16	—	<1	—	<1	8	—	<1
Hg	30	—	50	—	20	20	—	50
x (emu/g × 10 ⁻⁵)		706		372			321	

a=Fe₂O₃中Fe含量, b=灼烧损失量, —=未测定, X=磁灵敏度, W<1ppm(除40020号5ppm外), Au, As, Sb和Hg由中子活化分析, 其它元素在凯莫斯实验室等离子体分析, 2、为X射线荧光分析(除12908湿化学分析)主元素外, 其它在九州大学分析, 27645=在矿山北, 12910=矿山东, 40020=空存避北, K2525=空存避西, 24983=(Yosimatsu)西南, 24972=矿山东, 12908=矿山南, 27681=(Uono)东

表4 石狩矿山本湖矿脉特征

矿脉	走向	倾向	长度 (m)	标高		均宽度 (米)	Ag/Au 值 (重量比)
				顶 (m)	底 (m)		
Ryosen 长线							
RY-1	N50°E	75°N	200	110	25	0.55	2.72
RY-2	N50°E	75°N	200-200	115	-50	0.94	0.82
RY-3	N50°E	90°	250-300	110	-5	0.36	1.18
RY-5	N50°E	80°N	150+	95	25	0.58	2.68
RY-6	N30°E	80°N	300+	110	-50	1.69	0.59
Husen 保线							
HO-1	N50°E	90°	280	95	-20	1.40	0.90
HO-2	N50°E	60°N	150	90	-20	3.22	0.57
HO-3N	50°E	80°N	80	85	-5	1.47	-
HO-5	N50°E	75°N	350	90	0	0.74	-
Zuisen 瑞泉							
ZU-1	N50°E	80°N	150	90	-65	3.92	0.71
ZU-2	N50°E	80°	350	80	0	-	-
Daisen 田山							
DA-1	-	90°	(300)	(115)	-	-	-
本开采							
E	N50°E	90°	(250)	85	20	0.23	-
F	N55°E	90°	(250)	80	0	0.17	-
H	N55°E	90°	(150)	75	5	0.16	-

除 () 中数据为推断数值外, 长度和纵向分布的数据是可量的

4.2 矿脉中矿物学特征

脉石矿物主要由石英、冰长石和粘土矿物组成。粘土矿物中90%以上为蒙脱石, 此外有少量绢云母、绿泥石和高岭土。主要金属矿物有银金矿、硒银矿、辉硒银矿、深红银矿、黄铜矿、黄铁矿、白铁矿, 此外还有少量闪锌矿、方铅矿、辉铋矿、黝铜矿、辉铋银矿、碲银矿(?)、银金硒化物类、硫化镉(硫镉矿或方硫镉矿)和赤铁矿。薄层状石英很常见, 有少量碳酸盐(方解石和Mn-Fe-Ca的碳酸盐)、石膏、特水硅钙石(无碱和富碱的变种)、硬硅钙石、斜钙沸石、浊沸石(Urashima和Izawa, 1982; Izawa和Nakae, 1983; Izawa和Urashima, 1983)。矿区内矿石的主、微量元素分析结果列于表6。

矿脉中的冰长石和石英是主要矿物, 大多数矿脉中石英占70%, 冰长石占30%。在局部, 后者较前者量要大。冰长石呈自形簇状晶体出现, 常与石英或与细粒石英、蒙脱石和高岭石组成粘土矿物共生。从化学成学特征看, Al_2O_3 和 K_2O 与金、银呈正相关关系。而 SiO_2 与 Au 和 Ag 呈负相关(表6)。因此, 富含冰长石的矿脉较之以石英、冰长石为主的矿脉更富 Ag 而贫 Au。从显微镜下观察表明在单一冰长石条带上, 金、银矿物含量稀少, 而在细粒状的石英、

石英冰长石和石英粘土矿物集合体中，金、银矿物含量很高。

银、金矿一般出现在呈灰黑色条带或斑块状以及富粘土矿物的矿脉中。观察研究表明银、金矿可分为不同富集阶段，银金矿与黄铜矿有关。在石英脉中以独立小颗粒出现。在富矿脉中，银金矿赋存在早期冰长石—石英和晚期蒙脱石—石英脉形成的条带之间。银金矿颗粒变化范围为1~25 μm ，一般为10 μm ，很少超过100 μm 。银金矿含金66%~81%（平均70%）（重量百分比）。随海拔高度增加，银金矿中金含量有增大趋势（表5）。

表5 电子探针分析测定银金矿化学成分

矿样编号	标高 (m)	Au	Ag	总量	Ag (原子%)	备注
岩心样品						
No. 12-162. 1m	118	81. 24	18. 51	99. 75	29. 4	HLA
		76. 65	22. 55	99. 20	34. 9	
		75. 77	24. 31	100. 08	36. 9	
		71. 19	28. 43	99. 62	42. 2	
		68. 75	31. 32	100. 07	45. 4	
No. 12-162. 2m	118	69. 55	31. 24	100. 79	45. 1	HLA
		67. 72	32. 46	100. 58	47. 0	
56MAHT-1-456. 5m	80	73. 06	26. 70	99. 76	40. 0	SH
No. 13-215. 0m	75	67. 02	32. 84	99. 86	47. 2	SH
No. 13-215. 2m	75	74. 47	25. 47	100. 44	38. 9	SH
		71. 23	28. 53	99. 76	42. 2	
56MAHT-2-263. 8m	58	69. 54	30. 27	99. 85	44. 3	SH
		66. 82	32. 80	99. 71	47. 3	
地下样品						
RY-1 E1kB	100	72. 07	27. 57	99. 64	41. 1	HLA
		66. 96	33. 39	100. 35	47. 7	
RY-2 E28BW	100	67. 60	31. 95	99. 55	46. 3	HLA
RY-2 E30BW	100	66. 59	33. 25	99. 84	47. 7	HLA
ZU-1 W14BE	70	75. 45	25. 21	100. 66	37. 9	SH
HO-1 E1BE	70	70. 38	30. 37	100. 75	44. 1	SH

HLA=富集在右灯下安山岩段中；SH=富集在四万十超群中。RY=梭线矿脉群，ZU=瑞泉矿脉群，HO=保线矿脉群。

1、钻孔号及样品深度； 2、地下样品号（Urashima和Nedachi, 1986），表中含量单位为wt. %

黑色软质银页岩由主要矿物黄铜矿、银金矿、硒银矿、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、白铁矿和少量螺状硫银矿、辉硒银矿、黝铜矿、硫镉矿、金银硒化物类、碲银矿(?)、深红银矿和辉铋银矿组成。黑色软质银页岩通常发育在海拔较高中段(RY-1, 3, 5; HO-1, 2; ZU-1)或矿脉的更外侧，它似乎是在矿化早期阶段形成。

与上部中段相比较，银金矿和硫化物在中部和深部中段中含量较低，且粒度也较细。但银矿物却与标高成正相关，Ag/Au比值在矿脉上部较大。相反，在较高高度上，银金矿中Ag含量稍有下降，随高度增加，其它一些元素变化情况是：硒银矿中的硒含量增加，闪锌矿中

铁含量减少（当然分析元素种类还是有限的）。

表 6 石矽矿山本湖矿区矿石化学成分

矿脉	RY-6	RY-1	RY-2	RY-2	HO-1	HO-2	HO-2	HO-3	ZU-1	ZU-1
位置	100mL E28, 4B	70mL E16, 1B-	70mL P29, 5B2B2	70mL E27, 3B	70mL W4, 3B-W	70mL W4, 0B-W	70mL W13B, P	70mL W14, 5B-	45mL W20, 1B-	45mL W10, 5, F
样品号	HK-19	HK-17	HK-01	HK-13	HK-15	HK-05	HK-09	HK-07	HK-11	
(wt. %)										
SiO ₂	65.93	76.55	47.71	44.31	74.92	82.92	75.03	85.39	84.01	90.50
TiO ₂	0.31	0.09	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	12.24	9.04	3.67	4.24	10.14	5.77	12.07	5.01	1.01	1.86
Fe ₂ O ₃	1.02	0.34	0.17	0.45	0.20	0.20	0.17	0.33	0.22	0.16
FeO*	1.13	1.78	1.29	1.11	0.43	0.43	0.81	0.94	0.97	1.26
MgO	1.13	0.42	0.43	0.13	0.14	0.11	0.13	0.04	0.01	0.03
CaO	0.04	0.12	0.10	0.14	0.15	0.09	0.12	0.16	0.02	0.07
Mn ₂ O	0.23	0.32	0.05	0.05	0.33	0.30	0.23	0.19	0.02	0.14
K ₂ O	10.05	7.79	3.05	4.88	9.45	5.25	10.62	2.40	3.46	1.00
P ₂ O ₅	0.14	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
S	1.73	0.37	0.22	0.38	0.04	0.18	0.14	0.09	0.04	0.11
CO ₂	<0.1	<0.1	0.35	<0.1	<0.1	<0.1	0.17	<0.1	0.17	<0.1
H ₂ O~	1.17	0.62	0.87	1.01	0.55	0.51	0.51	0.74	0.92	0.72
H ₂ O	0.12	0.14	0.12	0.25	0.15	0.20	0.25	0.27	0.34	0.14
Total	97.38	97.79	97.47	99.33	96.42	97.71	100.62	96.10	98.30	99.31
1ppm)										
Au	3944.9	665.1	31.9	144.2	732.6	746.2	470.9	44.5	104.1	35.8
Ag	10659.4	1376.2	31.7	94.3	144.2	132.5	324.1	41.1	80.4	17.0
Cu	9590	800	499	115	12	641	500	80	108	33
Pb	97.0	105	77	37	23	140	104	18	19	5
Zn	800	71	42	16	52	53	65	5	10	10
Ge	35.0	3.3	0.6	0.4	0.4	2.1	2.0	0.4	0.5	0.4
Ni	7	1	11	7	5	7	6	4	7	4
Co	7	5	10	2	1	1	1	1	1	1
Mn	710	429	90	75	51	71	60	81	73	91
As	17	100	32	270	9	70	35	25	15	38
Sb	13	37	14.8	41	70	200	280	24	33	10.6
Se	320	142	1.0	2.0	2.0	102	64	0.5	3.0	<0.5
Te	4.75	0.45	0.10	2.75	0.50	5.50	0.05	0.25	0.40	0.55
Bi	0.4	0.1	0.1	0.7	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1
Ga	4	9	1	4	11	7	12	5	3	2
Tl	5.3	5.0	2.1	5.3	1.1	3.4	6.8	1.8	3.2	0.8
Hg	0.13	0.32	1.00	1.00	0.15	0.19	0.37	0.12	0.31	0.27

FeO* = FeO-Fe (氧化物)

所有样品 Sn 和 Ge 部分别在 1ppm 和 5ppm; Ba < 2ppm (除 HK-19, 8ppm 外); Be < 10ppm; Pt < 50ppb; Pd < 50ppb; Ru < 20ppb.

RY=脉线; HO=脉线; ZU=脉线

HK-19=含铁或黑色黄岩脉; HK-17=白色含铁或黑色岩脉; HK-01=白色含铁或黑色岩脉; HK-03=不规则状石英脉; HK-13=白色状石英-冰长石脉; HK-15=灰色含铁或黑色岩脉; HK-05=状石英-冰长石脉; HK-09=白色状石英脉; HK-07=白色状石英脉; HK-11=具有黑色条带的白色石英脉。

在海拔高度较高的矿脉中，辉锑矿、细粒黄铁矿、深红银矿发育在矿脉的裂隙中、孔洞中和小断裂中，说明这些矿物沉淀发生在矿化作用最晚阶段。

4.3 气液包裹体中的均一化温度

从坑道中和钻孔中采集 42 个样品，测定了石英、冰长石、方解石中的 232 个包裹体均一化温度。包裹体均为二相，并以液相为主。石英中气液包裹体发育不好。一般不超过 10μm，它不可能用于校正形成矿脉时的压力，有四处矿脉中石英气液包裹体均一化温度非常高，这种包裹体可能是位于海拔 20m~90m 标高，大约是 250℃ 条件下形成的（可能指示矿液沸腾时

条件)。

两个冰长石样品的五个包体测得的均一化温度平均为 241℃。基底岩石中的矿脉中石英样品包裹体均一化温度平均为 213℃ (最高 230℃, 最低 195℃)。在石狩下安山岩段中, 石英包裹体均一化温度平均为 197℃, 但变化范围较大。方解石中包裹体温度变化范围 91℃~233℃, 平均为 160℃, 没有确切峰值温度。

上述数据表明, 成矿流体从深处向上运移时, 在最深部其成矿温度可达 250℃, 然而在大约海拔 25m 高度, 基底岩石中金发生沉淀, 其沉淀的典型温度是 210℃。在海拔 100m 高度的火山岩中, 金沉淀的温度低于 200℃。在石狩矿区后期热液形成了无矿石英、方解石, 其温度低于 90℃。

5 地球化学特征

5.1 热液蚀变作用

用 X-光衍射法研究了地表的 200 多个样品和 22 个钻孔中的 300 个样品, 从而确定出火成岩和热液蚀变岩石中的矿物有: 多形二氧化硅、长石、粘土矿、沸石、碳酸盐、硫化物类矿物。蚀变最弱的安山岩中主要矿物为斜长石、方石英和 (或) 鳞石英组成。至岛野英安岩主要由石英和钾长石组成。

5.2 蚀变带的确定

依据蚀变带矿物组合特点, 火山岩的热液蚀变可分为四个带 (图 8)。在最深部和蚀变带最内部是绿泥-绢云母带 (IV), 主要由绿泥石和局部为绢云母所组成。其矿物组合为石英、绿泥石、冰长石、方解石和斜长石, 有时夹少量绿泥石 (蒙脱石) 或绢云母 (蒙脱石) 条带。

层状粘土矿物蚀变带 (III) 的主要特征是, 具有绿泥石 (蒙脱石) 和绢云母 (蒙脱石) 条带。该蚀变带中, 大量存在石英、冰长石、方解石、蒙脱石和浊沸石等矿物。

石英-蒙脱石带 (I), 以发育有石英、蒙脱石和高岭石而缺少绿泥石、绢云母和层间粘

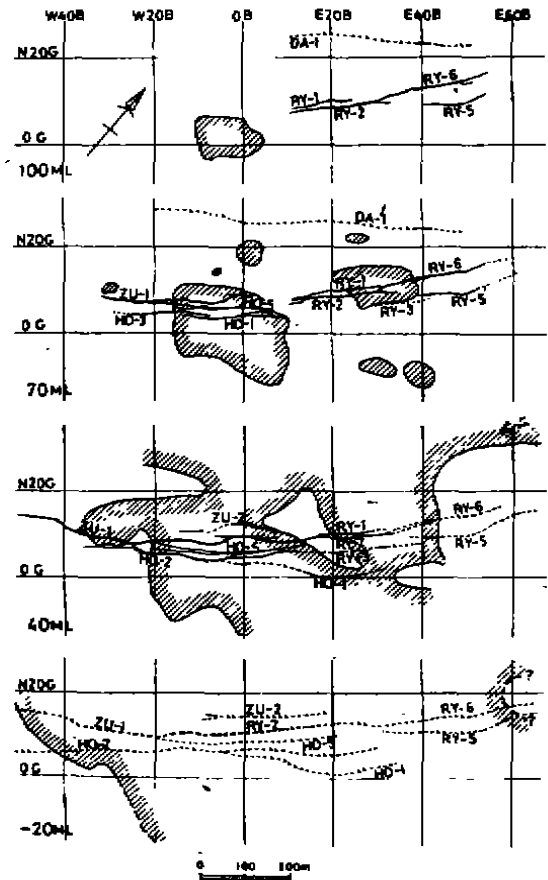


图 6 在 100m、70m、40m 和 -20m 中段平面,

矿脉和四万十超群岩石 (影线区内) 的分布

虚线—表示矿脉推断部分, 缩写符号见图 5, 勘探基线平行已知矿脉大致走向 (N50°E)。

土矿物为特征。发育有方石英和(或)鳞石英以及绢云母的蚀变带,称为方石英—蒙脱石带(I)。虽然在石英—蒙脱石和方石英—蒙脱石中主体蚀变矿物是蒙脱石,但它们中都含有高岭石或埃洛石(在高岭石矿物的次生带中)。

基岩沉积岩中的矿脉周围仅发育有较窄的晕圈。蚀变矿物主要是绿泥石—绢云母(这种组合很难与区域变质作用形成的绿泥石—绢云母组合相区别)。

5.3 蚀变带的分布

图9、10分别表示蚀变带在垂向上和平面上的分布特征,由图可见蚀变呈带状分布。绿泥石—绢云母蚀变(N)与高品位金矿化关系最为密切。层状粘土矿物蚀变带(III)和石英—蒙脱石蚀变带(II)环绕矿化中心分布,构成一个近水平的强泥化壳层,该壳层位于石狩矿脉系之上50~100m。而方

石英—蒙脱石带(I)以及最弱蚀变的岩石,则分布于上述蚀变带外围,有一个稍向下的“披肩”蚀变岩带,盖在矿脉上,“披肩”的厚度控制着矿体向上延伸的距离(见图9)。

除上述提到的蚀变带外,在石狩矿区东350~400m高度范围内,还发育有明矾石—石英(或明矾石—方石英)的蚀变。

5.4 地球化学异常

蚀变作用引起的化学变化特征

尽管MMAJ(1988)已经进行了石狩矿区中的土壤、植物、蚀变最弱的火山岩和蚀变火山岩中主、微量元素化学分析,但与金矿化作用有关化学成分变化研究还未有进行,在地表火山岩中,除 Na_2O 外其它常量元素变化很小。 Na_2O 在本湖矿脉系中,由于强泥化作用使之大量

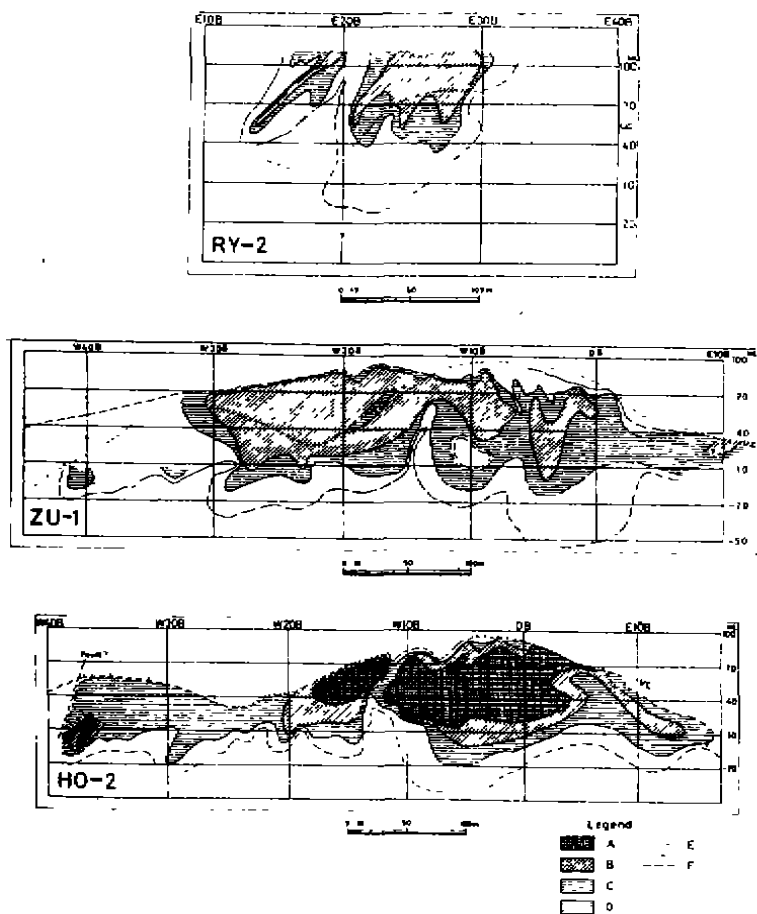


图7 沿N30°E方向矿脉中金含量分布的纵投影图

RY-2=棱线2号矿脉; ZU-1=端泉1号矿脉; A-D表示从高到低的金含量(金含量是用矿脉宽度和相应品位表示)。矿石最高含量可达100g/t。“...E”表示四十超群岩石和石狩下安山岩段间不整合面。“...F”表示矿脉中矿石金>4g/t边界线;上部边界线与矿脉尖灭线一致

耗尽。

1988年 MMAJ 分析了石狩地区第四纪火山岩中某些微量元素的背景值, 大部分火山岩中含 As₂~5ppm, Hg₁₀~49ppb, Au ≤ 1ppb。在本湖矿脉之上泥岩化的地表岩石, 仅有少数样品中的 As 为 15ppm, Hg 为 1500ppm, Au 为 31ppb。有意义的是在矿脉上部的一些植被残留体(如紫珠属软盘类)中 Au 含量很高, 金在干燥盆地的植被中含量高达 10~41ppb。从本湖矿脉向地表投影, 其两侧延伸 400m 远的地方, 植被都含有较高的金。

四万十超群未蚀变页岩和砂岩中金含量变化范围为 < 13ppb, 蚀变页岩和砂岩中 Au 含量可达 64ppb (Ishihara 等, 1986)。

5. 5 石狩地区 δ¹⁸O 的特征

澳大利亚昆士兰 (Queensland) 大学分析了本区矿石和全岩氧同位素组成, 尽管数据有限, 但矿脉中石英 δ¹⁸O 含量是 +8.8‰~+6.8‰, 它与申木野 (Kushikino) 金矿床石英脉 δ¹⁸O‰ 相似 (Matsuhisa 等, 1985)。基底岩石矿化温度是 210℃, 石狩下安山岩段中矿化气液包裹体温度低于 200℃ (讨论如上)。据石英中同位素组成和形成温度, 利用 Matsuhisa 等人, (1979) 提出的石英-水氧同位素分馏方程, 可以求出金矿化时成矿流体的 δ¹⁸O 值。求出的热液中 δ¹⁸O 值 (理论值) 是 -2‰~-5‰。与本地天水 δ¹⁸O (-7.2‰; Matsubaya 等, 1975) 相比更富 O¹⁸。同位素含量表明, 由于岩石-水的相互作用, 使 δ¹⁸O 发生了漂移。

石狩地区安山岩全岩 δ¹⁸O 变化范围为 +3.3‰~10.0‰。蚀变弱的火山岩 δ¹⁸O 变化范围为 +8.5‰~+9.6‰, 比中性熔岩中 (+6‰~+8‰, Taylor, 1968) 稍富 O¹⁸。显微镜下对四个蚀变弱安山岩样品进行观察, 发现其中三个含有少量蒙脱石。在高品位矿脉群之上的强泥岩化蚀变带 (条带状粘土带) δ¹⁸O 值较高 (+8.1‰~10.0‰)。这些结果表明低温热液蚀变作用提高了全岩 δ¹⁸O 值 (因为在低温下分馏系数要增加)。

与之相反, 位于下部蚀变安山岩中条带状粘土带和绿泥石绢云母带中, δ¹⁸O 值相对较低 (+7.4‰~+3.3‰, 平均 5.7‰)。蚀变岩中较低的 δ¹⁸O 值标志着含矿热液与岩石发生了相互作用。也可能是当地大气水经加热, 渗透到地层深部发生了同位素飘移作用。特别需要指出的是, δ¹⁸O 在含金石英脉附近或上部最低, 这表明此成矿流体温度最高, 也表明最少量的流体与岩石发生作用 (因为岩石有较高的渗透率)。

在鹿儿岛西南, 白垩系四万十超群中大部分岩石已经发生变质作用, 至少达葡萄石-绿纤石相 (MITI, 1985)。砂岩与页岩的热液蚀变作用并不强烈, 沉积岩中 δ¹⁸O 变化范围狭窄,

	未蚀变的	I Cr-Sm		II Qz-Sm		III Int. Clay	IV Ch-Se
		Ka	Sm	Ka	Sm		
斜长石 Cr, Tr							
石英							
高岭石							
蒙脱石 C/S, M/S							
绿泥石 M/S							
绢云母 Ept, Stl							
辉沸石 Md							
柱沸石 Eps							
方沸石 Lm, Ac							
石膏							
黄铁矿							

图 8 蚀变带的矿物组合

Cr-Sm=方石英蒙脱石带; Qz-Sm=石英蒙脱石带; IntClay=夹层粘土矿物带; ch-Se=绿泥石-绢云母带; Ka=高岭石亚带; Sm=蒙脱石亚带; Cr=方石英; Tr=磷石英; C/S=夹层绿泥石/蒙脱石; M/S=夹层绢云母/蒙脱石; ept=斜沸石; stl=辉沸石; Md=绿沸石; Eps=柱沸石; Lm=浊沸石; Ac=方沸石

为+10.0‰~+14.4‰,未见有低 $\delta^{18}\text{O}$ 异常值,表明岩石未与热液作用(因渗透率低)。

5.6 土壤中气体组分

自七十年代中期以来,利用土壤中挥发组分(例如 Hg 、 CO_2 、 Rn 和 Th)勘查地热活动区,已成为一种极为有效地勘查方法。这是因为这些挥发性组分可通过断裂或矿脉从深部热液迁移到地表(Koga和Noda, 1974, 1975; Stoker和Kruger, 1975; Whitehead, 1981)。石狩金矿区伴有温度可达 65°C 的矿泉水,且 CO_2 含量高达 500mg/kg 。因此,利用土壤气体地球化学找矿方法,来确定地表土壤中挥发气体分布与已知金矿脉系空间对应关系,以进一步估计矿脉的潜在延伸情况。

取样: 取样点一般设在矿脉的顶端到地表投影所在位置,也有一些特殊点取在脉系中心到地表投影处。用一个长 60cm ,直径 4cm 的铁管做取样器,在取样点上进行 Rn 和 CO_2 分析,每个点取样工作的完成需要约20分钟。

Rn 和 Th : 在取样点取出铁管后,在孔中放入一个携式 Rn 探测仪(加拿大,EDA仪器公司 Rn 探测仪 RD200 即 α 射线闪光探测仪),将土壤中 Rn 和 Th 气体收入到荧光管中,每三分钟读一次数。虽然 Rn/Th 比值是每三分钟可获得一个值,但本次研究只讨论三次比值的总体结果。

CO_2 : 在 Rn 测完后,用科达卡瓦(Kitagawa)精密气探测仪(Komyo, Rikagaku kogyo, 日本)测定 CO_2 含量,基于化学反应和物理吸收原理,探测仪用于干法分析。将 100ml 土壤中 CO_2 气从探测仪的底部孔导入探测仪测管中,则土壤中 CO_2 浓度可通过测试管中 CO_2 与试剂反应的长度的读数指出。

Hg : Hg 的测量是用一长 10cm 、直径 1mm 金导线放入土壤中,使之保存三天以获得捕捉土壤中 Hg 气体的量,采样孔底部的土壤样也用来测定土壤中的 Hg 。土壤 Hg 和纯金线吸收的土壤气体 Hg 以及孔底部土壤样品的 Hg ,是在实验室中用无火焰原子吸收光谱法测定,本研究所用仪器测定的检出限为 0.1×10^{-9} 克 Hg ,即若给出 1 克土壤样品,其中 Hg 检测限为 0.1ppb 。

断裂带的推测: 土壤气体中 Rn 、 CO_2 和 Hg 分布以及土壤 Hg 分布如图11所示。本区上述每种挥发组分含量都高于区域背景值,并可进一步划分为三组。

每种挥发组分的高富集量出现在离地表较浅的本湖脉系之上。另外一些高富集量分布于

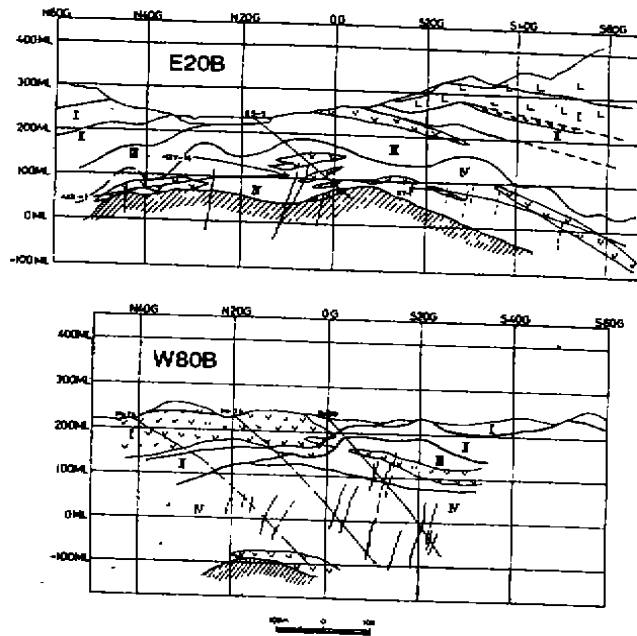


图9 沿 $\text{N}40^\circ\text{W}$ 方向上,在E20B和W80B横剖面上的垂直蚀变带

I = 方石英-蒙脱石带; II = 石英-蒙脱石带; III = 夹层粘土矿物带;
IV = 绿泥石-绢云母带; 除右野下安山岩段中火山碎屑岩外,其余图例与图3同。

矿脉的东西两端延长方向上和本区的南部和北部,尤其在矿区的西部,所有挥发组分含量异常高,而且分布范围也广。

Rn^{222} 和 Th^{230} (Rn) 半衰期分别为 3.82 天和 54.5 秒。因此 Rn 的高富集表明必存有高渗透区,因为只有高渗透区才可造成这种短衰变期元素从深部迁移至地表,否则它应未自浅部。

CO_2 在石狩矿区热泉中含量很高,因此 CO_2 可作为断裂带存在的良好指示物。但应注意,由于 Rn 和 CO_2 相对较高的溶解度,其含量易受地下水的影响。

由于 Hg 的挥发性和它的蒸汽压对温度变化的敏感性,因此在土壤中 Hg 可有效地指明与相对高温热液有关的渗透断裂所在位置。虽然 Hg 的高度富集是热液活动的证据,但如果发现土壤中 Hg 浓度较低时,也可说明存在有被封闭的断裂。

图 12 的阴影部分表明了断裂带位置,这些断裂带是由 3 或 4 种挥发组分高含量异常而推定的。推断的断裂带与已知本湖矿脉系相吻合。这一结果也说明本湖的西部矿脉系可能分成南西和南西—西两大分支。图中西部阴影带宽阔,表明在该范围内断裂带很多。实际上最近发现的山田矿脉系很有可能就是矿脉带的南西分支。

6 地球物理勘探

图 2 表示了石狩矿区早期勘探阶段,重力和阻抗率异常与矿化带的密切关系。但航磁数据表明在石狩矿区未有明显异常 (Johnson 和 Fujita, 1985), 因为这一地区被微弱蚀变的高磁化率火山岩所覆盖。

1982 年至 1987 年间, SMM 在石狩矿脉系上,应用综合地球物理勘探技术,以查明埋藏矿床的延伸、用各种方法确定异常,并评估了这些方法对寻找类似金矿床的可行性。下面讨论的是如何利用重力、施来贝格电测深、控制源声频大地电磁法 (CSAMT)、磁法等方法获得地下构造模型;如何用控制源声频大地电磁法和瞬变电磁勘探 (TEM)、感应极化 (IP) 数据确定热液蚀变带空间分布。在讨论过程中与已知地质背景相对比。

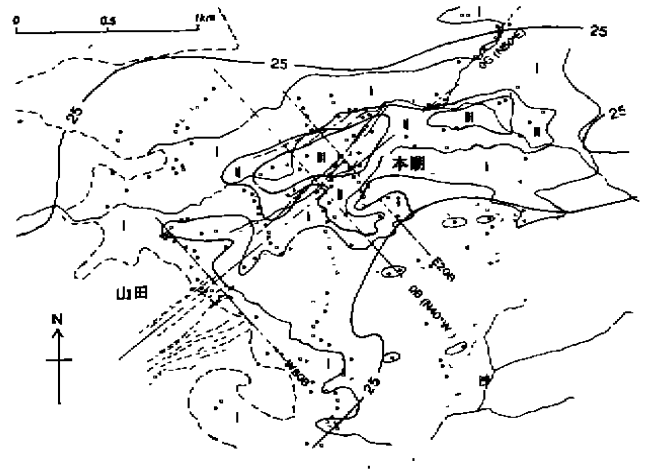


图 10 区域蚀变带

I = 方石英—蒙脱石带; II = 石英—蒙脱石带; III = 夹层粘土带。“点线”表示西部为年轻火山碎屑岩所覆盖;“实心点”表示蚀变岩取样位置;“空心点”表示未蚀变岩石取样位置。“实线或断线”表示矿脉群在地表投影位置

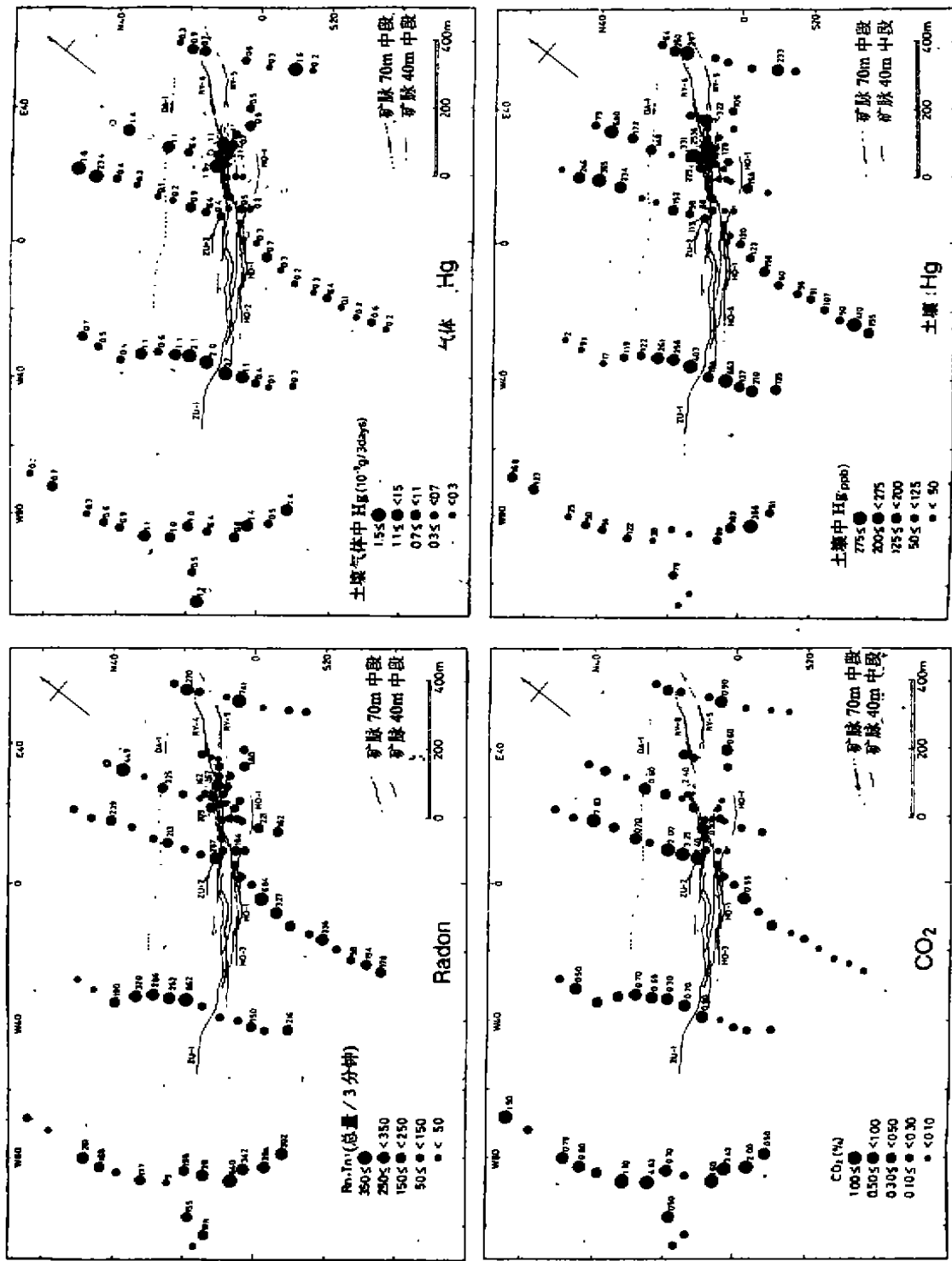


图 11 土壤气体中 Rn(Rn+Tn)、CO₂、Hg 的分布以及土壤中 Hg 分布地球化学图

6.1 各种地球物理勘查获得的浅部构造特征

重力

MMAJ 进行的重力勘查表明, 在石狩区之上或稍偏东北, 有一个 4mGal 重力高, 这一重力高最大可能是由于浅部基底岩石引起的。基底岩石最顶部海拔高度大约为 100 至 130m (即地表下 100m)。MMAJ 所绘制的重力图 (MITI, 1977), 反映了石狩浅部构造的特征, 此图对确定勘探靶区很有价值。为说明重力高与矿化带之间的关系以及找出其它小重力高, SMM 进一步详细调查了在石狩矿区和其周围地区重力分布。Kawasaki 等人。(1986) 讨论了最初的调查结果。

对区内东西 18km、南北 24km 范围内使用 Lacoste 和 Romberg ModelG 两台重力仪进行重力测量 (沿所有道路, 间隔约 200~300m, 共测量了 1230 个点)。图 13 是石狩矿区附近部分布格 (Borguer) 重力异常图, 在石狩金矿床正上方存在有如上面提到的重力高异常中心。石狩重力高 (边界等值线为 12.5mGal) 南西方向延伸, 在北西向、尤其在南东向边缘重力梯度较陡。除上述这些特征外, 研究区重力场特征为平缓型的以北东—东 (南西—西) 方向分布, 等值线间距为 0.5mGal。在图 13 中西北角有一个南东方向分布的低重力区, 此位置是奥地盆地所在位置。

区内的四万十超群岩石是页岩和砂岩, 其密度最大 (岩芯平均湿密度为 $2.62\text{g}/\text{cm}^3$)。超覆于石狩下安山岩段的岩石是富含凝灰质火山角砾岩和少量火山岩熔岩, 其密度平均 $2.37\text{g}/\text{cm}^3$, 较基底岩石要低。在年轻火山岩中, 新鲜安山岩密度与基底岩石相当, 整个堆积的火山碎屑沉积岩的平均密度为 $2.4\text{g}/\text{cm}^3$ 。对深部基底岩石密度划分时, 使用的密度差异为 $0.2\sim 0.25\text{g}/\text{cm}^3$ 。

由石狩重力高, 推断四万十超群基底岩石呈穹隆状。利用数个三维分析模型, 表明矿化是在基底岩石隆起达海拔 100m 高度时形成 (Kawasaki 等, 1986)。这一穹隆被钻探和地下采矿所证实。由重力分布样式得出石狩区四万十超群顶部海拔标高通常为 -500m 到 1000m, 这与所揭露的已知深度相一致。由此得出结论为: 区域重力高分布特征基本可以反映出基底岩石的顶部形貌。

阻抗率结构

施拉贝格电测深: 为了分析近地表构造特征, 在区内用北东走向, 间距为 1450m 的两条 9km 导线进行施拉贝格电测深。使用最大电极距为 $AB/2=2000\text{m}$, 每 250m 读一次数。在穿过矿区中心时, 其电极距 $AB/2=4000\text{m}$, 并每隔 125m 读一次数。图 14 是沿图 13 中 A 线和 B 线

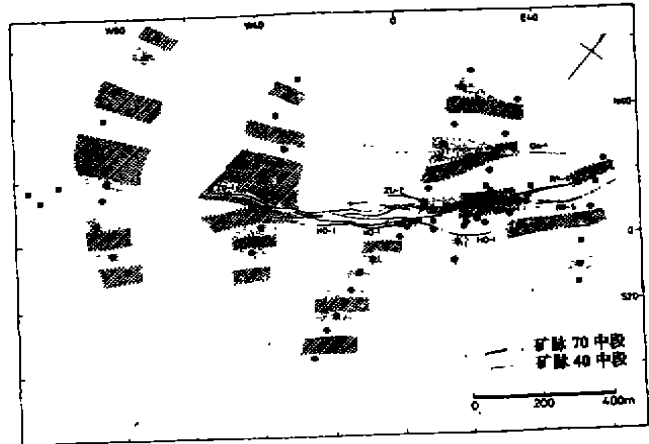


图 12 利用挥发组分地球化学异常推测的断裂带

* 阴影线”是由多种挥发组分异常推测的断裂带;”小点区”为单一气体异常推测的断裂带。勘探网格基线平行于矿脉大体走向 (N50°E)

剖面测量结果。尽管两线间距为1450m,但两线测量结果相似。证明了构造在北东方向上仍有延伸。

本区具高一低一高三层阻抗率结构形式。上层为未蚀变火山岩,阻抗率为 $100-1000\Omega\cdot m$,在石狩矿脉系上面该层缺失,在A线18点西北和东南方向该层厚度渐增。

第二层被解释为热液蚀变的石狩下安山岩段和至岛野下部英安岩,阻抗率低到 $10-20\Omega\cdot m$ 。在脉系周围由于强烈热液蚀变造成的相当低的阻抗率($2-8\Omega\cdot m$)。在远离矿区第一层下部岩石中有一个相对高的阻抗率层,尤其在东南部更是如此。说明在那里可能存在一个弱蚀变岩带。

第三层,为四万十超群阻抗率高为 $80-150\Omega\cdot m$ 。第三层岩石顶部在矿化带上部很浅,如在A线上离地面130m,在B线上离地面150m。在A、B两线的两端深度增大。在北西端离地表距离达到800m,在东南端第20-21点处深度突然增大。同时据地貌特征,推断该处可能存在一条北东-南西南向的断裂。区内更南东部,可见有一个阶状构造,在地貌上呈线状分布,由此推断为一断裂构造存在(图3)。

在矿点中电测井表明,浅部的安山岩,凝灰质页岩阻抗率变化范围为 $125-250\Omega\cdot m$;在热液蚀变岩带中,其阻抗率则降低到 $20\Omega\cdot m$ 。基底页岩的阻抗率为 $100-150\Omega\cdot m$;基底砂岩的阻抗率为 $200-300\Omega\cdot m$ 。虽然这些数据在整个区域岩石中不具有典型性,但与施拉贝格电测深法得出的结果相一致。

正如上面所述,阻抗率大的第三层岩石其顶部离地表的深度与四万十超群岩石深度有关。这表明施拉贝格电测深对研究石狩矿区浅部构造具有重要意义,因为这意味着二维多层模型基本适用于该地区。

图14是把三维重力分析用于施拉贝格电测深法作过的横剖面而得到的基底岩石顶部形态图,由图可以看出分析的结果图与施拉贝格电测深的结果图基本一致,尤其是在B线剖面中心部位,两种方法测得的深度是吻合的。不过,在区域东南部偏差较大。如图所示,重力分析所得出的基底岩石顶端深度非常浅,这是由于重力数据分析是建立在双层构造模型基础上,忽略了其中的高阻抗率夹层的存在(据推测)。

在地表以下大于1000m处可能存在一个高阻抗率(>5000 欧姆·米)带。尽管电极间距($AB/2$)很短不可能给出高阻抗率带完整形态,但施拉贝格剖面法却证实在近地表可能存在一个侵入岩体或与侵入岩体有关的热变质带。

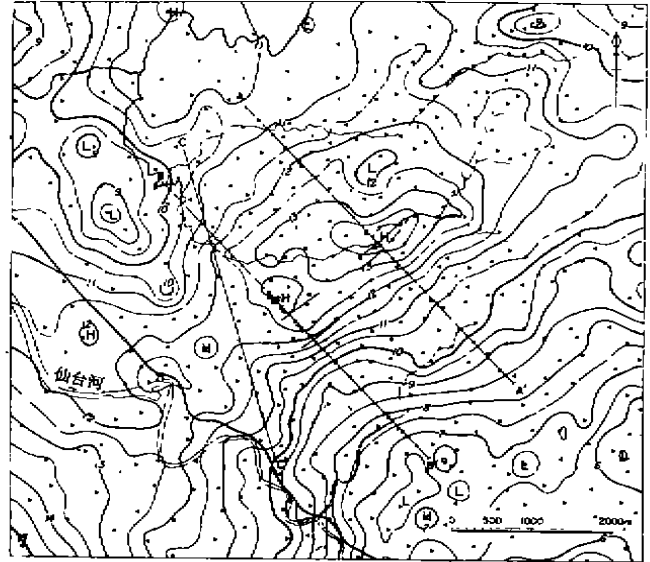


图13 布格异常图

等值线间距为0.5毫伽(假定岩石密度 $2.40g/cm^3$);“空心点”表示重力观测点位置;“小点区”为石狩矿山矿带范围。布格异常图范围如图3所示。剖面A-A'; B-B'; C-C'见图18、19

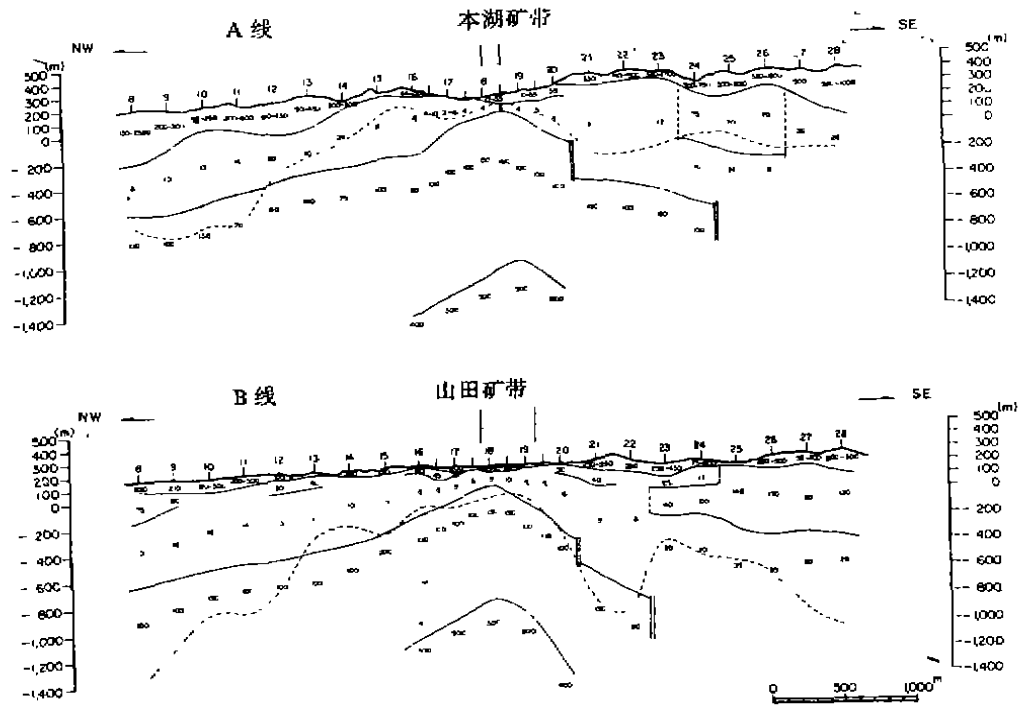


图 14 施拉贝格电测深得到的阻抗率结构横剖面

“虚线”表示从重力异常三维分析所得到的地下基底轮廓 (Yokoyama 等, 1987)

对浅部或中等深度而言, 由控制源声频大地电磁法测定岩石中的电阻率分布, 是一种快速、相对经济的方法。因为只要电流源建立后, 测者就可以通过移动对每一个观察点接收信号。测量中用 Zonge GDP12 系统。根据地表深度计算和信噪比, 估计该区的 CSAMT 穿透深度达 800m。

从一维分析得到的基底岩石顶端深度的阻抗与施拉贝格电测深法得到的数值一致。阻抗层的横向延伸经常不明显, 可能是与近地表低阻抗率的厚层静态异常有关。这样该区的基底岩石的深度估计与本湖矿区中部已知基底岩石深度并不一致。

在研究区的西部, 沿近南北的 C-C' 横剖面阻抗率构成如图 15 所示, 它表现出高一低一高的阻抗率三层结构特征, 这与 Kawasaki 等人, (1986) 描述的本湖矿带结构相类似。图 15 中, 剖面中间基底岩石深度约 400m, 而向南、北两端深度大约 800m。尤其是突然向南陡倾, 其情形与在本湖矿带观察到的一样。

用 Beicip MT5C 系统进行大地电磁 (MT) 研究该区, 其目的在于大规模地研究深部阻抗率结构和评估金矿开采的可行性 (Kawasaju 等人, 1986)。由于调查区内居民点稠密和有高压电线的存在, 因此使用两套五项数据探测系统 (指导和模拟系统) 以提高计算机对大地电磁理论计算参数的可靠性。在整个区域内, 尽可能地将三十个观察点, 均匀分布, 利用控制源声频大地电磁法在七个点上进行对比并得到浅层数据。

在 0.01~0.1Hz 低频区内视阻抗率分布反映了地下深部构造, 这是用其它电法或电磁

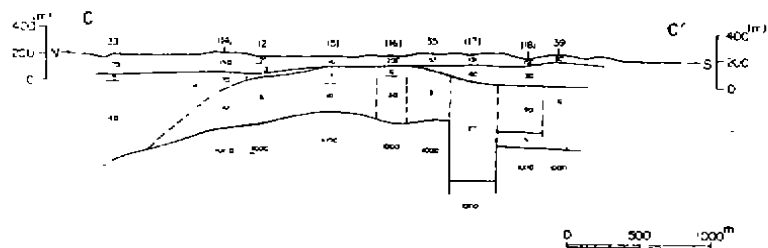


图 15 从控制源声频大地电磁场得到的阻抗率结构横剖面

法勘探不能得到的。图 16 表示由 0.03Hz 横向电场 (TE) 模式得到的视阻抗率分布特征。在矿化带东南的深部,有一个宽阔的低阻抗率带。阻抗剖面图 (图 17) 是用 Bostic 反演法在 0.03~200Hz 频率的视阻抗率范围内,九个点视相曲线情况下得到的。工作结果表明,本区低阻抗率带 (仅几 $\Omega \cdot m$) 存在于与矿脉有关的浅部和大于 10km 的深部,后者可能与部分熔融岩浆有关。

6.2 近地表蚀变带概况

高频电测深资料确定的阻抗率分布特征

本区的阻抗率结构基本上是由高一低—高三层构成。位于矿化带具有低阻抗率带的中间层,它主要是由于热液蚀变岩所引起,因此了解低阻抗层的深度和空间分布特征对于了解矿化带具有重要意义。

Kawasaki 等人, (1986) 报导了控制源声频大地电磁法 (CSAMT) 和磁法 (MT) 勘查结果,在 128Hz 用控制源声频大地电磁法得到了地下 200~300m 深视阻抗分布图,在石狩矿区其视阻抗率低于 $25\Omega \cdot m$,其走向为北东 (图 10)。在本湖矿区西南 1km 处,低阻抗率带的西部,最近发现了山田矿脉系。

在高频时 (10~100Hz),由磁法得到视阻抗率分布图与控制源声频大地电磁法得到的阻抗率分布图是吻合的。在石狩区西南部,进行了瞬变分析 (EM) 结果显示在该区分布有低阻抗率 ($<5\Omega \cdot m$) 异常带,这与 Kawasaki 等人, (1987) 用的 CSAMT 所得的结果类似。浅部低阻抗率带与石狩重力高相重叠,表明矿化作用发生在基底岩石抬升的地区,并且在浅部它与强泥岩化蚀变作用同时形成。

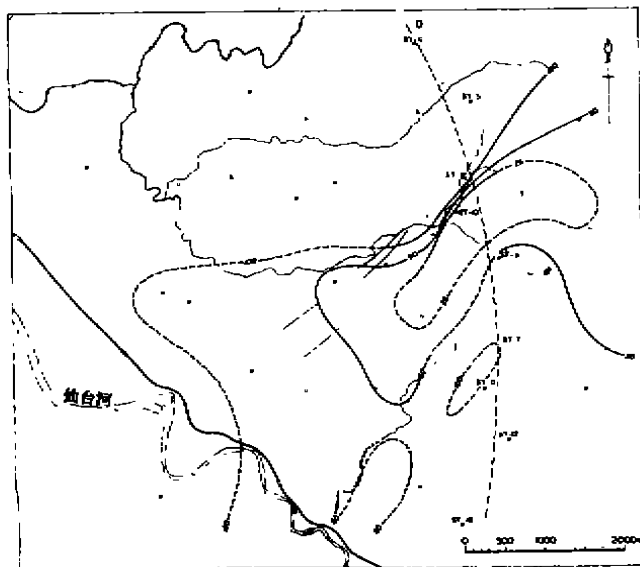


图 16 从大地电磁研究中由电场模式所得到的视阻抗率的等值线图

“空心点”为观测点

激发极化 (IP) 勘查结果

如上所述, 低阻抗率带围绕含金石英脉分布, 并呈北东—南西向分布。含金石英脉的围岩含有黄铁矿。因此用激发极化异常可以描述矿化带的特征。

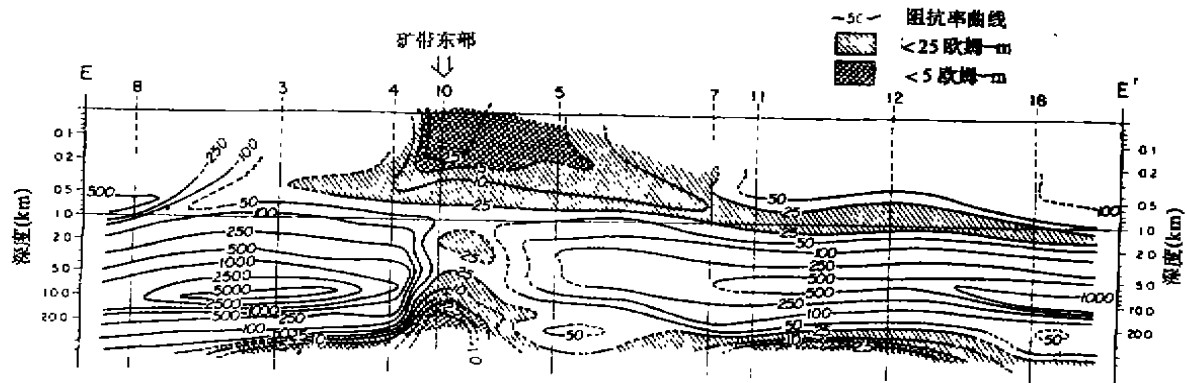


图 17 从大地电磁场 Bostic 反演数据中, 测得的阻抗率剖面图

利用 Scintrex IPR-11 系统, 进行区域激发极化。初始电压 V_p , 次级电压 V_s , 电流切断后十个分层 (M0—M9) 的充电率表示为 V_s/V_p , 利用电极距 $a=5m$, 电间距 $n=1-6$ 和 $n=2-7$, 偶极—偶极排列法测量。测量时线距 300~800m, 点距 50m 共 22 条线, 总长 42km。

激发极化勘查获得了浅部视电阻率的分布的一些详细情况。通过增大电极间距, 扩展的爱尔特兰 (Eltran) 过渡场法提供更深部视电阻率特征。图 18 表示的是 $n=4$, 地下 125m 深度的视阻抗率分布情况。在矿带上方等值线为 $10\Omega \cdot m$, 延伸南西。这与电法、磁法勘探结果是一致的。在东北部, R 线上的低阻抗率带突然消失, 该部位其海拔标高增大, 并且有未蚀变的岩石覆盖。因而蚀变的东部延伸情况不清。

在西南部, 尽管 G 线上低阻抗率带变窄而海拔高度增加, 但低阻抗率带却一直向西南延伸。在重力中 (图 13), 重力分布样式在穿切仙台 (Sendai) 河时有变化, 表明了该区的构造变化, 这正与地表上仙台 (Sendai) 河相对应。这可能意味着低阻抗率带的南端在 Q 线附近仍存在。

系统中的激发极化 (IP) 异常用充电率 mV/V 表示 (用初始电压和持续时间除衰减电压)。图 19 是用电间距 $n=4$ 得到第九分层 (M_9) 的充电率平面图。虽然本区激发极化反映的变化幅度比在硫化物矿床区反映的要弱, 但在本湖矿区的西南, 尤其在 E、F 和 G 线附近仍存在高充电率区。最近发现的山田矿带就位于 E、F 线附近的高充电率区。

用二维分析法分析得出 C 线假定剖面的视阻抗率、极化率和阻抗构成于图 20。可以看出在本湖矿带 (在 15 号点正下方), 其分布形式如“衬裤腿”, 具有典型向下辐射的激发极化异常形态, 且在地表显示了低阻抗率。

研究表明, 在勘查浅成低温热液型含金石英脉矿床中, 激发极化 (IP) 法是很有效的。在低阻抗率区内存在有高级化率带可能表明泥岩化蚀变带中有黄铁矿的存在, 这种带也

与石英脉有着极好的相关性。

7 讨论与结论

第四纪岩浆作用和金的矿化作用

从中新世中期到现在，九州南部的岩浆活动带一直向东演化 (Izawa 和 Urashima, 1987)。在石狩地区的岩浆侵入和火山活动始于第四纪早期，并持续了 1Ma 的时间。在火山活动间歇期，长英质岩浆可能侵入到地表较浅部位，有部分岩浆喷出地表形成至岛野英安岩。大地电磁研究结果证明，在深部可能存在有熔融的岩浆 (图 17)，施拉贝格电测深

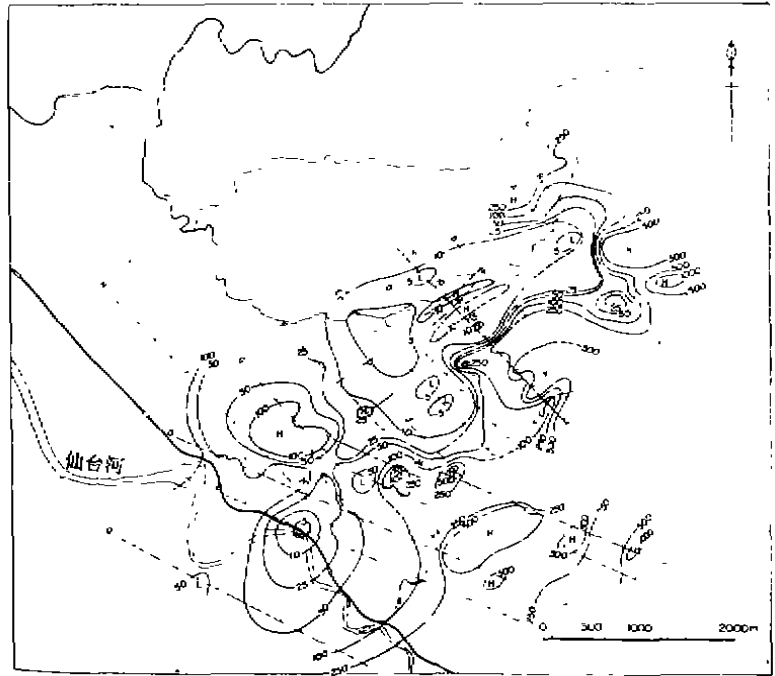


图 18 用 $a=50\text{m}$ 、 $n=4$ 偶极—偶极排列得到的直流视电阻率等值线图

则证明在浅部有一侵入体 (图 18)。由于岩浆侵入造成基底岩石抬升作用，导致了基底岩石及火山岩中高角度断裂的形成。石狩区的矿化热液就是在 1Ma 前在这种热异常作用下形成的。

本湖极高品位的金矿床存在于四万十超群和第四纪火山岩之间的不整合面附近 (图 7)。虽金矿床的形成机制还不完全清楚，但不整合面的存在很大程度影响着矿床的存在 (Ishihara 等, 1986; Ishihara 和 Morishita, 1987; Izawa, 1988)。

大量冰长石和叶片状石英的存在，以及气液包裹体分析结果，表明在石狩矿化作用期间，成矿溶液常发生沸腾作用。在一些热液沸腾带中，观察到了片状方解石 (Browne 和 Ellis, 1970; Keith 和 Muffler, 1978)。Urashima (1956) 描述了北海道 (Hokkaido) 的考诺买 (Konomai) 浅成热液型含金石英脉中，有粒状石英和冰长石集合体充填在片状方解石中，他得出结论认为叶片状石英是片状方解石溶解造成的。因此，在石狩矿区本湖矿脉中，叶片状石英的存在表明片状方解石曾在沸腾期间形成，而在冷却期间方解石发生了溶解而仅保留下叶片状石英。

与以冰长石为主体矿脉相比，在矿脉附近围岩中的绢云母的产状与其它浅成低温热液矿脉中的绢云母是相似的 (Buchanan, 1981)。钾硅酸盐矿物的改变也支持上面所述的矿脉形成时存在沸腾的观点。因为气体的减少更有利于形成冰长石而不是绢云母。

图 21 是石狩矿带气液包裹体均一化温度与样品所在海拔高度关系图。在记纪志摩热液活动区附近，矿物气液包裹体温度在每一深度内变化都很大，但每一深度内的最高温度都落于水的沸点曲线或其附近，气液包裹体温度沿曲线向下都有分布，它记录了热液系统的冷却

过程。气液包裹体温度和沸点曲线之间的关系。可被应用到石狩区的热液系统中。假如 80m 标高冰长石平均温度是 243℃，由含 2wt% NaCl 液体沸腾曲线作为参考，那么这种温度的热液水位至少处在 470m 标高上。由此说明在本湖矿脉系侵蚀深度达 240m。就象上述记纪志摩热液系统那样，气液包裹体温度的变化范围记录了沸点以下热液冷却过程。

200℃左右的气液包裹体温度，可能反映金矿化作用温度。在早期冰长石—

石英和晚期蒙脱石—石英矿脉之间，经常可见银金矿且品位相当高。在不整合面附近的矿区，在一窄的矿脉上观察到的矿物的变化特征以及气液包裹体温度变化范围，表明热液是从 250℃冷却到 200℃以下。这种快速的冷却，说明热液绝不是一个简单的冷却，最大可能性是有地下水的混合而造成 (Izawa, 1988)。

上升的高温热液与低温的地下水相混合，导致了高温热液快速冷却和与石英溶解度有关的二氧化硅达到饱和。这种设想还可有其它一些证据，在石英脉中偶尔出现冰长石和高岭石细粒集合体。在一般情况下，冰长石和高岭石带中间有一个稳定的绢云母带。如果在 150~200℃时，水中二氧化硅含量接近方石英的饱和浓度的话（即石英过饱和），那么冰长石—高岭石才能形成稳定的集合体 (Izawa, 1985 年用 Helgeson (1969) 热力学数据计算结果)。尽管用不同热力学数据得出的平衡关系不具有决定性意义，但没有绢云母而有冰长石和高岭石共存的组合，可能表明热液中有高浓度的 SiO₂ 富集。

与其它高品位金矿区所见一样，在本湖矿区特水硅钙石属于少量矿物；依据合成实验 (Harker, 1964)，特水硅钙石是由于水中石英过饱和而形成的。因此，特水硅钙石的存在。以及在冰长石和高岭石之间存在着明显平衡关系，表明上升成矿液体的冷却是相当迅速的（主要是因为上升热液的沸腾和与地下水的混合造成的），这样的过程，由于石英沉淀而不可能使二氧化硅富集。

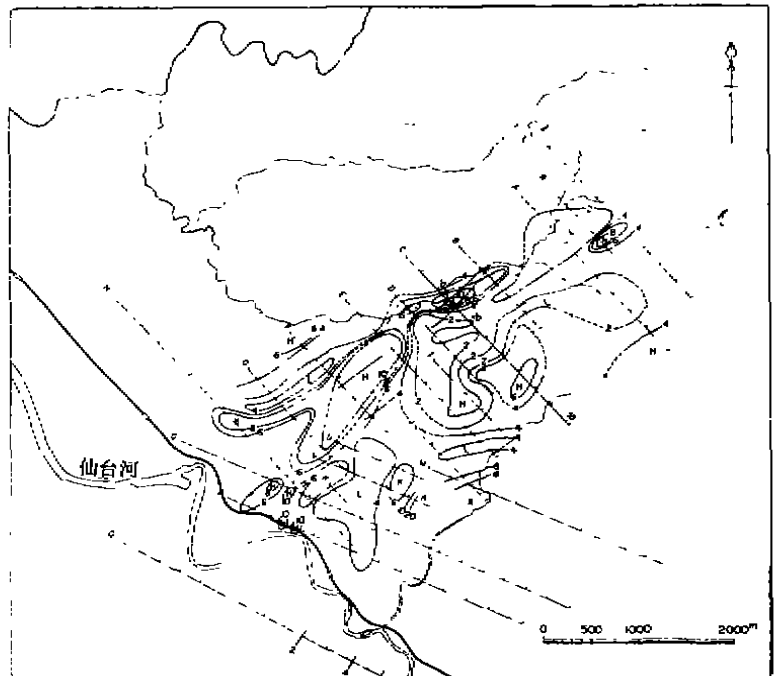


图 19 用 $a=50m$ 、 $n=4$ ，偶极—偶极排列得到的视极化率等值线图 (mV/V)
 M_n (1050~1410 毫秒) 极化率也示于图中

蚀变岩石中氧同位素数据可以用来推断出有大量低温热液的存在。在海拔 100~200m 高度，蚀变火山岩中氧同位素值变化相当大（可达 6‰），在最浅部的样品中，氧同位素达最大值。利用水和石英的分馏方程（Matsuhisa 等人，1979）而得出的温度差别高达 80℃ 之多。这种差别不可能用热液沿沸点曲线（图 21）上升而发生简单沸腾来解释。在浅部样品中有相对重的氧同位素组成，证实了与泥岩化蚀变作用有关的边缘水的存在。正如 Hedenquist 和 Browne, (1989)，在地热活动区所注意到的，这种水很可能是具有 100~150℃ 的热蒸气流。此外，全岩氧同位素在横向几十米范围内含量变化多达 3‰（靠断裂愈近，其氧同位素愈低），表明岩石与矿脉系

也表明有大量成矿流体流经矿脉和与矿脉为邻的围岩中。

火山岩含有磁铁矿和赤铁矿。由于古地壳的风化作用在不整合面附近的沉积岩中也含有赤铁矿。表明了更深部的基底岩石具有氧化环境，在这种条件下，黄铁矿和磁黄铁矿与碳质物质发生氧化作用。闪锌矿中铁含量在 100m 高度有减少（从 5% 减到 0.02%，克分子 % FeS）而在海拔 10m 标高有增加。闪锌矿中 FeS 的减少量反映了在更高的海拔高度上氧化作用程度的增加，更可能的情况是成矿热液与沿不整合面下行的，略氧化的、地下水混合而发生平衡反应。由于水的深部循环作用，沿断裂上升的热液由于与围岩发生反应使氧同位素发生迁移，金在热液系统中以硫的络合物形式运移。复杂的矿脉构造，表明裂隙具多次张裂和充填特征。由于沸腾作用，成矿液体中 H₂S 气体的释放，以及冷的氧化的地下水在不整合面附近的渗透，与上升热液发生混合。使成矿溶液发生迅速冷却和氧化作用，这些因素使金发生沉淀作用。沉积岩中，由于钾长石与绢云母的共存使 pH 接近中性。在海拔较高的蚀变带中

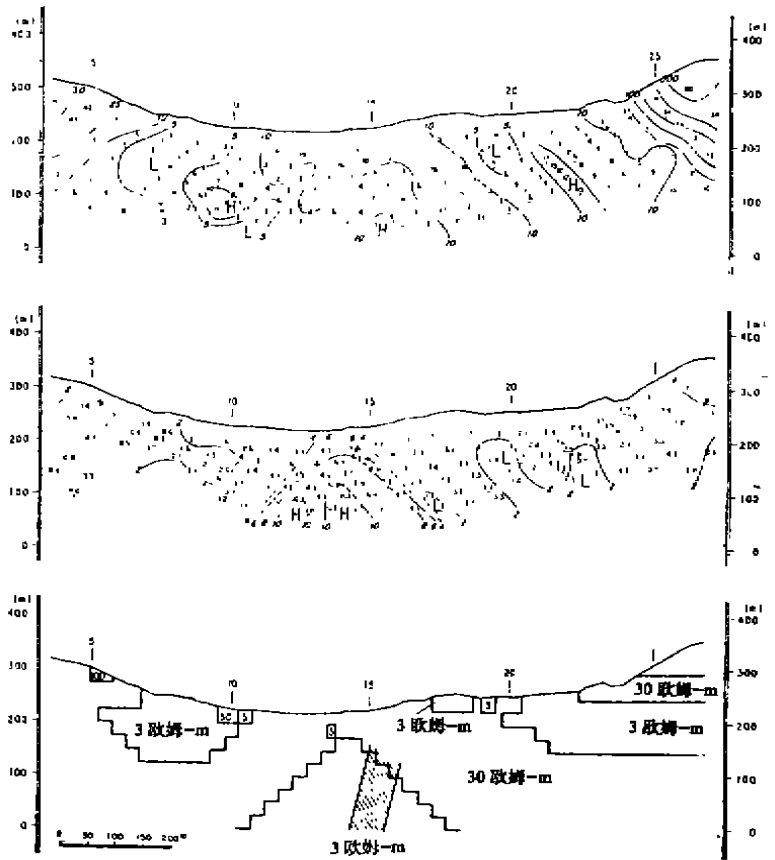


图 20 假设激发极化剖面图

上剖面为视电阻率 ($\Omega \cdot m$)；中剖面为在间隔时间 1050~1410ms 内视极化率 (mV/V)；下剖面为利用有限元分析二维激发极化分析所得到的电阻率结构 (斜线表示本测矿脉系)

解石、浊沸石和蒙脱石的存在，也表明 pH 值接近中性。

当山田矿开采到与不整合面有关的矿时，通过对火山岩中低品位金矿化作用的对比性研究，就可以对在不整合面上金矿沉淀机制有进一步了解。

勘探意义

重力和阻抗率异常勘探法对九州的穗草津火山岩中进行了找矿靶区选择是很重要的。用每平方公里内几个观测点的重力测量就可以得到地下的构造特征。重力高确定的基底岩石隆起区，表明对矿化作用有利。正如上述讨论的那样，这些地方可能集中了成矿流体。遵循重力的研究方法，施拉贝格电测深法对获得基底岩石顶部的深度和了解阻抗率的结构很有作用。

阻抗率的研究和激发极化的研究，可以用来真实描绘与矿化作用有关的浅部热液蚀变范围。利用土壤中的 Hg、CO₂ 和 Rn 的地球化学勘探对于追踪覆盖层下的断裂带是非常有效的。

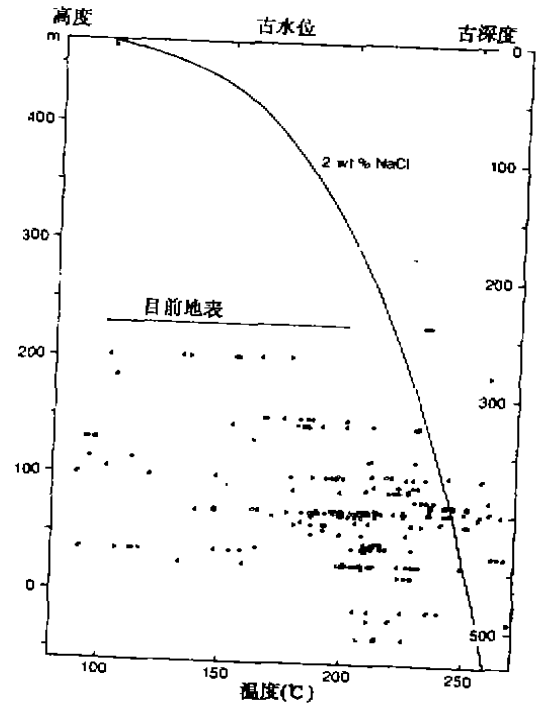


图 21 气液包裹体温度与海拔高度对应关系图

曲线为 2wt%NaCl 溶液的沸点曲线实点表示 80m 标高上冰长石温度数据

译自《Journal of Geochemical Exploration》，36，1990，P：1~56