DOI: 10.13686 /j.cnki.dzyzy.1997.01.009

第6卷第1期 1997年 贵金属地质

JO URN AL OF PRECIOUS METALLIC GEO LO GY

Vol. 6 No. 1 1997

<sup>。</sup>国外贵金属地质 <sup>。</sup>

## 南非 Sabie-Pilgrim's Rest 金矿田 中温热液型矿化作用

## 1 地质背景

在 Sabie-Pilgrin's Rest地区,Wolkberg群原生盆积物构成了元古宇 Transvaal超群的 最底部.它不整合于 Nelspruit岩基之上.后者由巨大的花岗闪长岩 – 长花岗杂岩体构成,局 部有小的伟晶岩(贫矿化).不整合于 Wolkberg群之上的 Black Reef组硅质碎屑岩,它构成 了区内金数陡崖(鬣丘,escarpment)顶部.Black Reef组含有层间扁豆状和砾状的长石质石 英岩.台地状的 Malmani亚群(Chuniespoort群的一部分)的碳酸盐整合于 Black Reef群之 上.Malmani亚群由 Oaktree,Monte Christo,Lytlelton和 Eccles组构成,其中产有主要的 含金石英脉.Malmani亚群的划分主要基于大理岩内的燧石组分以及其中藻的组构类型.现 已查明,Malmani亚群中曾有连续的海进、海退旋回.Oaktree组由富铁、镁质大理岩,碳酸 盐质页岩和石英岩组成;而 Monte Christo组则以鲕状灰岩为特征.硅质碎屑岩(石英岩和 〈或〉页岩)标志着它是上覆贫燧石 Lytlelton组的底部;它构成了 Sabie-Pilgrin's Rest地 区的黑色石英碎屑岩.这一组合向上渐变为大理岩和燧石条带.随着这些碎屑的沉积,地层 又被抬升而发生强烈的剥独.这就导致了大范围燧石碎屑和角砾的出现,即 Pretoria群底部硅 质碎屑大理岩中的所谓 Bevetles砾岩.Pretoria群由蚀变的页岩和石英砂岩组成,伴有少量的 砾岩、砂砾岩和层间火山物组分.如同发育于东部的 Transvaal一样,这一层厚度 7000~ 8000m.

在 Sabie-Pilgrim's Rest地区,发育有大量不同时代的基性岩脉和岩床,且从下而上有 增多趋势. Sharp (1981)和 Williams (1959)将"前-Bushveld"辉绿岩墙 岩床与"同-Bushveld"辉绿质岩墙 岩床加以区分;前者为金矿化石英脉所穿切,而后者却切过了金矿脉. 前者在镁铁质 Bushveld杂岩侵位期间还遭受了(绿片岩相)变质作用. Transvaal沉积岩和火 山质岩石受其侵位影响也发生了局部变质作用.上述穿插关系提供了唯一可靠的有关成生先 后的证据.由此,可将矿化年龄限定在 Bushveld杂岩侵位的早期,大约在铁镁相侵位之后.利 用"单锆-铅均衡法",已将 Bushveld杂岩的花岗岩相侵位年龄确定的 2054.4± 1.8Ma.

在该金矿田内,区域构造线方向为 NE向,基性岩墙、矿化后正断层以及局部地堑等都平 行此方向.野外产状还表明,在不同岩性接触部位,直立脉可转为水平脉.区内岩层普遍西倾 4~1<sup>5</sup>,矿脉就位呈低角底 (σ≤ <sup>5</sup>),受控于南东向单剪逆冲构造面.在碳酸盐质页岩内,还发 育有典型的小型西倾复式构造,如不对称褶皱等.其中,还发育有完好的接近水平的面状组构, 包括一些密集的劈理.这些劈理面上常见有擦痕,表明曾有早期断层活动.在页岩内,发育有细 粒自形黄铁矿,它与绢云母、少量石英和有机碳等构成组构平行的岩层.

## 2 矿物学和地球化学

脉体性质及矿物学特征

Sabie-Pilgrim's Rest型矿化作用是后生的,属不整合侵入,其中包括直立脉,层控水平脉 以及与岩床 - 岩墙相关的脉.水平脉由多层石英 - 碳酸盐(大理岩、铁质大理岩、方解石)组成, 常与薄层状碳酸盐质页岩和大理岩围岩有关,这种脉多数由他形石英组成.局部 m还可见由 他形石英相连的小晶洞.水平脉的平均厚度在 5~4c 间.块状、网脉状及角砾状石英构成了 脉体和硅化围岩的复合体,其局部富集可具显著经济意义.这些脉带变厚处(常大于 3m)是一 些近平行的细脉;其局部近于直立的部分发育有矿化.这些细脉在距主脉数十厘米处尖灭.金 的品位变化非常大(从痕量至 6% 10 <sup>6</sup>以上),全区范围内金品位在 9× 10 <sup>6</sup>之上.在多数矿体 中,存在有金品位的走向变化,由此可区分出矿脉带和夹石带.由此形成了一个特征富矿模式 (Wybergh, 1925),并在矿床规模上伴有轻微矿物或元素分带的迹象.不仅如此,在金矿田内区 域规模上的硫化物矿物不一致分带也很明显.与 Oak tree组及其上部 Lytlelton和 Eccles组相 关的水平脉,以及一些直脉,都以复杂矿物组合为特征(如黄铁矿、毒砂、黝铜矿、黄铜矿、铋的 硫盐矿物及自然铋);而发育于 Monte Christo 层间及 Lytlelton组底部的水平脉,则以含黄铁 矿及少量黄铜矿、闪锌矿为特征.

现已分出三期硫化合物矿化 (Mayer et al., 1986):

1期,早期成岩黄铁矿阶级 见于与金矿脉有关的围岩内.这种自形一半自形黄铁矿,除 了少数金粒外,实际上无其他矿物包体.

2期,含黄铜矿和自然金包体的黄铁矿阶段.稍晚是含黄铜矿和黝铜矿包体的毒砂,其局部为黄铁矿所交代.这一阶段还伴有石英和碳酸盐.

3期,矿体脆性变形后期,黄铁矿和毒砂内出现大量裂隙,石英内出现围岩矿物碎屑;随后 形成黝铜矿、黄铜矿、铋硫化物,自然铋以及自然金.

在最晚期,硫化物矿化阶段,金的含量显著增加.与三期硫化物矿化相关的金成色特征 —— 随硫化物共生组合的递进成色降低(金平均成色,1期 952,2期 889,3期 871,金矿田平均 成色 893).岩床-岩墙有关的矿床中矿物共生组合较简单,仅发育有一代(期)黄铁矿和黄铜 矿,其中含有圆形金包体.脉石矿物主要为石英,还有少量铁质碳酸盐,局部可见白云母、白钨 矿及微量金红石.

3 流体包裹体岩相学

I 类包裹体 高 CO<sub>2</sub>,是主要的包裹体类型.在室温下具有三个相:水流体、含碳流体和气泡,常含有子晶.据其气液比,还可将它分为三个亚类:① 为含水流体包裹体,其中有小的含碳 气泡和单个立方体子晶;② 为大的单相含碳流体包裹体,在冷却过程中显气泡;③ 具不同  $H_{2}O/CO_{2}$ 值的三相系列包裹体,很少含子晶.这类包裹体的流体相熔融温度大致为 – 21.2~ – 4. $3^{C}$ .盐度为 23.5% ~ 5.5% NaCl当量.均一温度为 170~ 290<sup>C</sup>. II 类包裹体 低 CO<sub>2</sub>,高盐度.以含水流体和单个气泡为特征,且在室温下至少含有一个 子晶.它具低的"初始冰融温度"(initial ice-melting temperature),再加上其中出现石盐(或钾 石盐)外的其他子晶等现象表明,流体内可能含有 Ca或 Mg的氯化物.不明显的碳质出现,是 形成格子构造的唯一迹象,它使得最终熔温度的确定变得模糊不定.这类包裹体多见于直立脉 中,而在层控水平脉内未见.其气液相均一温度在 105~  $16^{SC}$ 间,而其子晶的溶解温度(全均 一)在 220~ 24 $S^{C}$ 间,其盐度为 33% NaCl当量.在其完全均一前,这类包裹体常爆裂.

III类包裹体 低 CO<sub>2</sub>,低盐度.它以室温下含水流体及(或无)单个气泡为特征.它是最后形成的包裹体,其最后熔融温度中心在-4.5<sup>°</sup>L下;盐度约 7% NaCl当量.均一温度在 110~135<sup>°</sup>间.这类后成裹体内多出现有气泡,表明其具低圈闭温度.

4 四极质谱气体分析

水是本区流体包裹中最主要的流体组份,约为 95%~ 99% (mole).其他组分多 CO<sup>2</sup> (0. 1%~ 15%, mole),其余所有气体的总和仅为 1% (mole).底部的直立及水平脉石英包裹 体中富含有 Ar和 HCL气;而顶部脉则含较多的 CO<sub>2</sub>和 CH<sub>4</sub>.直立脉内的 HCL富集与其高 盐度相吻合,显微地质测温表明可能是高温下 NaCl水解所致.水平脉内石英包裹体的 CH<sub>4</sub> / CO<sup>2</sup> 值明显高于直立脉,这一差别表明,脉内的气体组分是围岩岩性的鲜明反映,即流体与围 岩间相互作用的结果.炭酸盐内矿脉中 CO<sub>2</sub>和 CH<sub>4</sub>的高含量表明,大理岩质围岩与热液间的 相互作用有助于流体中碳质含量的增加. CH<sub>4</sub>还可能来源于页岩内有机质的热催化作用. Sabie-Pilgrim<sup>'</sup>s Rest金矿田内的含矿流体,多具不同的 CO<sub>2</sub> /Ar值,以及很少的 N<sup>2</sup>组分.从目 前大气及天水中饱和气体分析看来,本区不存在大量天水混入;其中 N<sup>2</sup> /Ar值平均在 4.5左 右,它明显低于空气(84)及水中饱和气(38)的比值.对实验中混入的气体分析表明,其组分不 是现代空气.Ar可能是 K的放射性衰变后混入气体中的.

5 压力和温度估计

考虑到 Roedder和 Bodnar(1980)所强调的解释限定,本区包裹体内的子晶在气液均一后 才溶解这一事实表明,其形成时具较高的围压.石英脉形成时上覆岩层厚度(恢复)近 7~ 8km,相当于 2. 2 10<sup>°</sup>~2 5 10<sup>°</sup> Pa地静压力.这一压力估计相当于 320<sup>°</sup> 被圈闭流体的平均 围岩(利用 Jacobs等有关流体特征的计算等容线方程式).上述计算所用标准流体为盐度 12% NaCl当量,均一温度在 170<sup>~</sup> 200<sup>°</sup> 间.应用标准流体对上述压力值校正,可得 300<sup>~</sup> 350<sup>°</sup> C 的 圈闭温度.当这一温度与 Lusk等(1993)利用毒砂做地温计所得温度相当.取自 Sabie-Pilgrim<sup>'</sup> s Rest 金矿田的毒砂中, As的原子百分含量在 29.03% ~ 29.25%.估计其中硫活度的最小值  $logab_2$ 为 – 10.5.考虑到精确地温计的限定,并利用这些数据,可得 300<sup>°</sup> 左右的成矿温度估计 值.这与 Anderson(1992)所得值很接近(As原子百分含量 28.8% ~ 31.7%;温度 300<sup>~</sup> 425<sup>°</sup>;假定  $ab_2$ 为 – 7.3).此外,还可通过与脉有关的黄铁矿表面粗线纹,得出其沉淀温度在 300<sup>~</sup> 350<sup>°</sup> 间.

## 6 轻稳定同位素

在地层垂直厚度 1000m 范围内,分别对直立脉、水平脉及与岩床一岩墙有关脉进行取样 (共 32个).氧同位素平均值分别为:直立脉  $\delta^8 O= 14.2^{\circ}$ , ( $\sigma x= 0.34$ , n= 14);水平脉  $\delta^8 O= 16.1^{\circ}$ , ( $\sigma x= 1.77$ , n= 6);辉绿岩床一岩墙内的  $\delta^8 O= 20.2^{\circ}$ , ( $\sigma x= 1.23$ , n= 6).围岩为碳酸盐质沉积岩的脉与花岗质岩石内的脉的  $\delta^8 O$ 在组成上有差别.直立脉的  $\delta^8 O$ 变化很小(平均 14.3<sup>\color</sup>,  $\sigma x= 0.3$ , n= 7);而单个水平脉的  $\delta^8 O$  变化很大.石英脉  $\delta^8 O$ 值的计算是利用 Matsuhisa等 (1979)的平衡公式 ( $320^{\circ}$ 下的平衡温度)得出的.这一数值 ( $\delta^8 O$ )对应的直立脉、水平脉及岩床一岩墙有关矿墙的值分别为: 7.8<sup>\color</sup> 8.6<sup>\color</sup>; 5.3<sup>\color</sup> 12.9<sup>\color</sup>; 13.3<sup>\color</sup> 15.9<sup>\color</sup>, 所有这些数值包含了岩浆及变质水的范围 ( $5.5^{\circ}$ ~ 9.6<sup>\color</sup>).

黄铁矿硫同位素数据,在水平脉及直立脉中共采了 60个黄铁矿样进行  $\delta^4$  S分析.得出的 范围在 – 4.  $\delta'' \sim + 3$ .  $3''_{0}$ ,与 Tylet(1986)所述值部分接近.取自地层底部黄铁矿的  $\delta^4$  S值为 + 3.  $3''_{0} \sim - 1$ .  $2''_{0}$ ,表现 岩浆 S的特征;而取自上部的  $\delta^4$  S值多为负数,范围在 - 4.  $\delta''_{0} \sim + 1$ .  $9''_{0}$ ,与沉积岩型 S相一致.

流体包裹稳定同位素数据  $\delta D$ 和  $\delta^3 C$ 值的测定,是依 Venneman和 O'Neil(1993)所述 方法,对石英和黄铁矿内的流体包裹体进行爆裂取液后完成的.将  $\delta^8 O$ 和  $\delta D$ 值投于  $\delta D$ - $\delta^8 O$ 图中可见, Sabie-Pilgrim's Rest金矿田的值与原始岩浆和变质水区域相符合,而没有任何天 水混入迹象.但由此来断定矿液来源还缺乏足够证据,也不能用于区分其中所含的天水、变质 水、岩浆水以及盆地演化水.然而 Sabie-Pilgrim's Rest金矿田的  $\delta D$ 和  $\delta^8 O$ 值却完全不同于 后生火山岩有关的块状硫化物矿床和密西西比型矿床.

流体包裹体的碳同位素数值在+ 1. ‰~ - 12. ‰间. Schicllowski等(1975)测得该区  $\delta^3$  C的平均值为 - 2. ‰.这一数值表明,热流体可能从碳酸盐质围岩中获取了碳质(CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, HCO<sub>3</sub>).在平均围压为 2. ‰ 10<sup>°</sup> - 2. ‰ 10<sup>°</sup> Pa,温度 320<sup>°</sup> 状态下,流体的  $\delta^3$  Ca.Mg(m<sub>3</sub>)  $\approx \delta^3$  Cga, m容液内氧化碳质间(CO<sup>2</sup> + HCO<sub>3</sub>)的分馏作用小. Ca-HCO<sup>3</sup> + HCO<sup>3</sup> + HCO<sub>3</sub>)的分馏为 ‰ 左右,因 此, - 3<sup>°</sup> + Mo + Ca-HCO<sup>3</sup> + Ca-H

7 结 论

Sabie-Pilgrim's Rest金矿田内的热液金矿床,在地质背景及地球化学特征方面与众不同,与已知的典型中温热液矿床也不一致,研究表明:

① 年龄判定为该区金矿化作用与 Bushveld杂岩侵位同时发生.

② 矿化作用发育条件为温度 32℃,压力 2. ⅔ 10~ 2. ⅔ 10° Pa,深 ~ 8km.矿脉组构还 反映出有高压流体的进入.

③ 直立脉的石英氧同位素值非常一致(平均  $\delta^{8}$  O= 14.  $2^{60}$ ),与水平脉(平均  $\delta^{8}$  O= 16.  $\delta^{10}$ )和岩床 - 岩墙有关脉(平均  $\delta^{8}$  O= 20.  $\delta^{10}$ )明显不同.流体包裹体的  $\delta_{D}$   $\delta_{D}\delta^{18}$  O和  $\delta^{13}$  C值 ( $\delta_{Dag} = -3^{4}$ % -  $5^{3}$ %;  $\delta^{18}$  O<sub>黄铁矿</sub> =  $-5^{4}$ % -  $-6^{8}$ %;  $\delta^{18}$  O= 6.  $5^{6}$ % -  $15.4^{6}$ %;  $\delta^{13}$  C=  $-11.7^{6}$  ~  $-1.4^{6}$ ),主要与原始岩浆及变质水的值一致,不同于天水的值.稳定同位素数据清楚表明 矿液与围岩间的相互作用,而同位素组分变化则很大程度在于围岩.

④ 矿液为水为特征,还有少于 5% mole的碳质.其他气体 (CH4 C2 H4 N3 Ar HeS SO2及 HCL)的总量不足 1% mole.层控脉含有明显高的 CO2和 CH4;与之相反,直立脉则富 Ar和 HCL.碳酸盐内脉体中碳质气体 (CO3 CH4)的高含量表明,热流体与围岩间相互反应导致了退碳酸作用 (如同页岩内的有机质催化作用一样).然而,顶部脉中 CO2和 CH4的高含量也可能 是 HeO- CO2间相离所致的.相分离迹象是四极质谱仪对单个自然金内的包裹体测试反映出,其中存在 CO2/HeO的变化.直立脉中 HCL高含量与其高盐度吻合.脉中的气体组分在一定程度上反映了围岩岩性.

⑤ 含矿溶液是还原性的 ( $fo2 \approx 10^{-32.5}$ )其中 H<sub>2</sub>S活度在  $10^{-2.5}$ ~  $10^{-2.8}$ 间.另一方面,矿液 又是酸性的;水平脉的盐度为 5.5% ~ 23.5% NaCl,直立脉为近 30% NaCl.

⑥ 金的二硫化络合物和氯化络合物是可溶的.金的沉积可由几种机制而加强,其中包括: 硫化物矿物沉积而引起硫活度的降低.流体间不混溶而至和化学性质改变以及与围岩相互作 用的局限等.然而,四极质谱仪分析和流体包裹体岩相分析表明,控制金沉积的主要机制是相 分离.不同类型金的出现说明可能有几种不同的沉积(淀)机理,这使得判断区域上有关金矿脉 的组合更为困难.

⑦ Sabie-Pilgrim's Rest 金矿田的矿床类型与众不同,它可能与层状基性杂岩—— Bushveld杂岩有关.鉴于这类基性杂岩的广泛分布,与之相关的靶区开发必将成效显著.

译自	Economic Geology, Vol. 90,	1
作者	R. H. Boer, et al.	
译者	赵子基 陈树旺	

995.