

国外金矿地质简介

西澳伊尔岗地块红土化风化层
中表生金矿床的成因

西澳伊尔岗地块的红土化风化层中的表生金矿床是一种独特的矿化类型。矿床多数规模小(<150万吨),品位低(1.5—5.0g/t),由于它较易采选和处理,故可进行开采。红土化金矿约呈水平带状产出,与铁质层相邻并伏于风化剖面的杂色带下。矿床含有残留的、含银的细粒原生金(块金罕见),以及很细粒状的贫银的次生金。但有些金为自形晶体,次生金通常与氧化铁伴生。矿床主要形成于早第三纪热带潮湿条件下,由原生金(相对富集)和次生金富集而成。金可能呈有机络合物形式活化,被二价铁的氧化作用还原并沉淀下来。腐岩化金矿在剖面的较深处富集,常为一个或多个近于水平的层带分布于矿脉系中或横向散布于风化围岩中。它们主要由次生金及残留在风化矿脉系中的原生金组成。由于气候变得干旱,导致地下水位逐渐下降及盐度增加,形成了矿床。金以氯化物络合物形式发生活化,并被亚铁质还原后重新沉淀。在风化和红土化程度较深的其它地区的风化层中发现了类似的金矿富集,特别是非洲和南美。两种矿床类型的区域性差异主要是气候演变历史的不同所致。

1 前言

近十年来西澳伊尔岗地块金矿的勘查和开采主要集中在对风化层中低品位金矿的发现和浅部开采。这些矿床是金在强红土化风化剖面的铁质层和腐岩层中的富集。大多数独立矿床规模较小,可采储量(矿石)为50—150万吨,品位1.5—5.0g/t。佩思东南110km处的勃丁顿矿是迄今为止最大的金矿,其储量为4500万吨,金品位1.8g/t。目前有关这些矿床的描述不多,许多有关的报道使用了诸如“氧化矿石”这种术语。他们有许多特点与原生矿化不同,如:矿石的矿物组合和地球化学组合,金的组分,金活化和再沉淀的条件,以及活化流体的性质。这些矿床是从原生矿化衍化而来并且与之密切共生,因此,应该将他们分别进行描述和分类。

2 金在风化层中的分布

2.1 一般特征

图1是根据勃丁顿矿(Davy和El Ansary, 1986)、汉南绍斯矿(Ivey, 1987)、卡利恩矿(Glasson等人, 1988)和大量未发表的资料作出的西澳强烈风化红土层中金分布示意图。有经济价值的金矿床是低品位聚集和富集所形成的红土化和腐岩化表生金矿。但经济意义较小的块金的存在是许多这类矿床的普遍现象。

红土化表生金矿是近于水平的富集带,与铁质层相邻并伏于红土剖面的杂色带下。矿床以高纯度的细粒金(银<0.5%)为其特征,但也有粗粒的原生金和次生金。豆岩和铁砾岩中可能包有小的原生块金,次生金的自形晶体与氧化铁分凝作用有关,在杂色带中尤其如此。矿石的矿物组合主要有针铁矿和/或赤铁矿,也常有一些石英和少量高岭土。在

现代潮湿地区有丰富的三水铝矿（如勃丁顿矿），而在干旱区，则有钙结层矿物（方解石、白云石）。在杂色带内，粘土矿物变得丰富，主要是高岭土和不常见的蒙脱石，通常不见三水铝矿和碳酸盐。

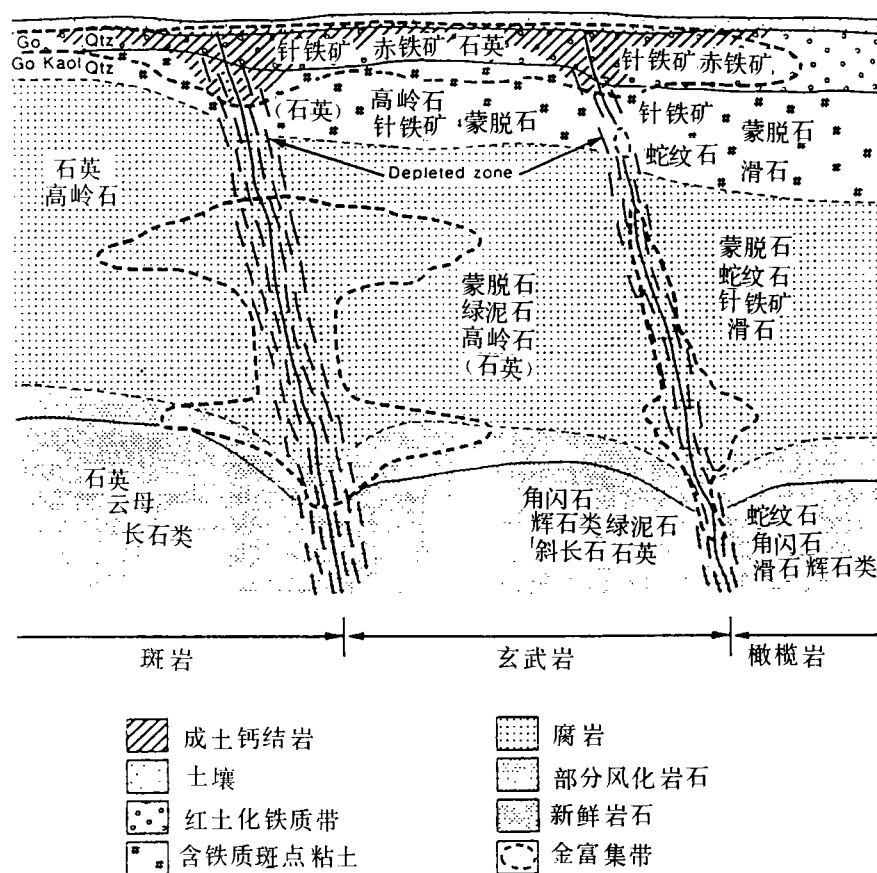


图 1 西澳强烈红土化层中金的分布示意图

表生富集指的是剖面中的铁质带和杂色带中的红土化和剖面深部的腐岩化；成土钙结层只存在于现代干旱区

腐岩表生金矿是在红土剖面较深部金的相对或绝对富集。矿床赋存在腐岩中，或局限于源岩单元内或侧向散布于围岩中，常形成一个或多个近于水平的层带。次生金纯度高（银 < 0.5%）并以多种形态产出，包括以枝晶方式生长呈八面体和假六方体存在的自形晶体和不规则体。金在富碳酸盐环境下也可呈次生银金矿形式产出，但尚无确证。矿物组合为原生矿化和围岩演变的腐岩矿物组合。因此有粘土矿物、铁氧化物和稳定的原生矿物，如石英；热液蚀变矿物，如铬云母和绢云母。在剖面深部，未风化的原生矿物更为丰富，残留原生金的比例增高。

这两种矿床常被一无金的 5—15m 厚的带分开，在风化的“矿源单元”或矿脉之中，其被称为“耗竭带”。在没有红土化富集或红土被侵蚀的地方，无矿或耗竭带都可残存，或残存在现代地表或残存在被搬运的物质之下。因此这就为勘查下伏表生和原生矿化提出个重

要问题。

2.2 块金

这些剖面中块金的成因仍不得而知。许多块金是耐风化的,原生成因,银的含量超过5%,其它成色较高的块金具有结核结构和其它特征,显示出次生的特点(见Wilson的论述,1984)。在近地表处已发现有许多块金,但它们与风化剖面的关系不清楚。赋存在部分切割地形土壤中者可能是现代被侵蚀的上覆地层中的残留;即使块金明显与豆状红土层的底部和钙结层伴生,也可能是这样产生的。然而,有些作者(Mann, 1984 b; Wilson, 1984)推测块金分布基本类似于图1所述的金的富集,即分布在豆状层、杂色带和腐岩中的有利地带。块金精确的化学分析很少;Wilson (1984)所做的分析表明次生块金比原生块金纯度高(如含3.5%的银),但其纯度低于晶体和其他方式形成的次生块金,后者含银0.5%。如果块金是次生的,其纯度差异可能与不同的成因条件有关,如果块金基本上是原生的,则与银的初始含量或在风化过程中银的部分淋滤作用有关。

2.3 金的富集和风化层的形成

有关红土化和腐岩化金的表生富集的详细划分,部分属描述性的,部分是成因探讨。但有些方面的富集不适宜归入这一简单的分类中,有时如矿石品位。它们包括金与各种浅部矿床和胶结物质,如红棕色硬盘,成土的钙结层和次生铝硅酸盐的伴生。例如,在有些红土化矿床中,金赋存于近代沉积的碳酸盐以及原先存在的豆岩中。即使在无矿物质或耗竭物质覆盖的矿化的地区,类似的晚期富集,也可在土壤中形成金的低异常。

富集形式和矿物组合的差异反映了风化层形成的复杂历史,也表明了不同的发育阶段。后面将介绍西南澳深风化层的形成。根据主要的环境条件和金属的地球化学特性来讨论影响金扩散的因素。风化层的目前特性是母岩岩相和剖面地形条件及各种气候事件的综合作用的结果。Mabbutt (1980)对澳洲风化史作了有益的概括;Butt (1981, 1982)对剖面发育和差异作了更充分的讨论。

3 风化历史 and 风化层的形成

3.1 时代和气候史

西澳的风化层和自然景观的形成经历了很长的地质时期。从重建古地理(图2略)推断出的侵蚀历史表明西澳克拉通的某些部分至少从中元古代就暴露于地表。尽管经历了晚元古代和二叠纪的冰川作用,仍残留有早期风化层和地形的痕迹,如由中元古代表生作用形成的某些铁矿(Morris, 1980),在其北部,位于平缓的亚元古代不整合面之下仅数十米的伊尔岗高原的现代地表,以及具有二叠纪冰川沉积的排水河道。但是,自二叠纪以来,前寒武纪克拉通大部上升并经历了各种气候条件下的风化作用(表1)。

有两个气候期对风化层的发育和金的分布特别重要。第一,白垩纪至中新世的潮湿、温暖气候至热带气候,可能与现代某些较湿的热带稀树草原气候相当,造成广泛的强烈红土风化作用;第二,中新世以来较干旱的气候,伴以陆缘轻微抬升导致地下水位普遍下降,产生缓慢的化学风化作用。由于这一时期构造稳定,许多风化作用的产物被保存下来。

表 1 南部伊尔岗地块的主要气候期

时 期	年 龄 (Ma)	气 候
晚元古代		冰川作用
早二叠世	280—270	冰川作用
中 生 代	230—65	温至暖; 潮湿
古新世至中新世	65—15	亚热带至热带, 潮湿, 可能季节性 (热带稀树干草原)
中新世至上新世	15—1.8	亚热带, 干度增加; 250Ma 后变冷
第四纪	1.8—0	温至暖; 半干旱至干旱 (25000—13000 年高峰干旱, 冰川鼎盛)

(据 Ollier, 1978)

3.2 剖面的形成和地形的降低

风化剖面是逐步发育的, 每一层由一类似于目前下伏地层的先驱形成 (MaFarlane, 1976; Fitpatrick, 1980)。在经过很长一段时间之后才能有一完整的层序 (图 3A 略)。假设有一个较高的初始地下水面, 持续的化学风化作用和不溶产物的轻微地侵蚀作用导致腐岩的生成, 即矿物的活动组分已损失, 但稳定的原生矿物和新生的次生矿物将原有的岩石结构仍保存下来。活动组分的损失使那些不甚活动组分相对富集, 这一过程在腐岩的上部带中继续进行, 其内最稳定的原生矿物 (如铬铁矿和锆石) 保存下来, 而一些次生矿物却逐步遭到破坏。确定腐岩上界, 原生结构的消失, 通常靠近原地下水面发生, 该处铁、锰和铝以氧化物和氢氧化物形式沉淀, 它们或发生交代作用, 或形成次生构造, 如被膜和豆状构造。这些元素可来自上下左右, 成为绝对富集。随着原生矿物和次生矿物的溶解和新构造的形成, 原来的岩石结构被破坏了。逐渐地, 最稳定的原生和次生矿物和豆岩发生沉积并压实, 导致豆状层的发育。完整剖面包括新鲜岩石, 它们通常经风化成狭带, 逐渐或突然变成淋滤的腐岩。在腐岩顶部, 含不规则铁氧化物结核的杂色带标志着向铁质带的过渡, 其底部可为块状, 且保留岩石结构。作为风化壳堆积起来的含铁质结核的砂质或粉砂质的粘土形成了表层。整个过程是化学破坏过程, 它与持续缓慢的侵蚀作用一起, 逐渐造成了整个地形的整体降低。

中新世后, 气候转向干旱, 促使风化物进一步演化。在海岸附近, 这种演化是由构造抬升诱发的, 它造成了地下水位的逐渐下降 (图 3B 略), 因而高于水位的地层暴露于强氧化环境; 最顶部的铁质层的脱水作用导致硬化和硬壳的形成。比较潮湿环境的间断恢复或抬升作用的终止使地下水位在不同高度保持暂短的稳定, 如铁氧化物的聚集, 就是这些水位的标志, 其沉淀环境可能类似于造成上覆红土化铁质带的环境。

干旱开始后使地下水流速更加缓慢, 因此也降低了其中溶解的风化产物损失的速度, 依次又降低了风化速率和后期淋滤作用对剖面改造的程度。相反, 某些组分的浓度因蒸发作用而增加, 最后发生沉淀。最引人注目的沉淀物是氧化硅、铝硅酸盐 (Butt, 1983)、碳酸盐、硫酸盐和氯化物。二氧化硅沉淀物包括组成腐岩的各种硅质壳层和形成硬盘的胶结物。镁和钙的碳酸盐沉淀为成土钙结砾岩, 特别是在南纬 30 度以南的冬季雨区, 而在更北部的夏季雨区沉淀为地下水钙结砾岩, 钙结砾岩很重要, 因成土的钙结砾岩能富含金, 而地下水钙结砾岩是次生铀矿化的容矿岩 (Mann 和 Deutscher, 1978; Butt, 1988)。

碱和卤化物可以气溶胶的形式加入雨水中, (Hingston 和 Gailitis, 1976) 因此渐渐地就会形成一种异常现象, 在高度淋滤的剖面中见有大量活动性极强的组分。

3.3 剖面的变化性

母岩成分和矿物组合的变化以及地形和气候条件的差异性造成了剖面类型的多样化。组成矿物的抗风化性能和孔隙度, 结构和粒度等物性的差异造成了基岩岩性变化。图 1 表示了不同岩性之上的各类地层中矿物组合的特征。相反, 在淋滤作用强烈地区, 尽管可见一些明显不同的特征, 但趋同进化可在母体物质差异很大的地区形成明显相似的剖面。

3.4 侵蚀

在气候转向干旱和造陆抬升作用共同影响下, 强烈风化层在向源河流侵蚀和山麓夷平作用中发生部分剥离。风化产物一般在低洼处沉积。因此, 在许多地区可见经搬运而来的覆盖层覆于被完全或部分夷平的强风化带之上。最大的厚度出现在原来地势低的地方, 尤其是沟谷中。冲积和崩积沉积物多数由风化的或抗风化的产物组成, 如高岭石、蒙皂石、伊利石、石英、氧化铁、钛铁矿以及其他重矿物, 加蒸发岩, 如碳酸盐、氯化物和硫酸盐。有些沉积物很老, 可能在强烈风化作用期间或之前业已沉积, 因此其本身也可能已红土化。

化学风化和机械侵蚀最终使地势降低, 并在内陆能看到明显地夷平作用。在伊尔岗地块广阔的崩积和冲积平原上通常隐伏着相当明显的地势特征, 如东部金田常有含金的深部矿脉。现代的地形, 尤其是地表排水系, 并不能如实反映地下的地形特征。

表 2 风化过程中造成金活化的主要反应

	络合物	溶解条件	沉淀条件	产物
1A	硫代硫酸盐 (富碳酸盐矿)	碱性, 中度氧化	稀释, 酸化, 氧化, 还原	银金矿
1B	硫代硫酸盐 (贫碳酸盐矿)	碱-酸性, 中度氧化	稀释, 酸化, 氧化还原	银金矿, 粒度变细
2	有机	中酸性, 中度 氧化-还原	还原	细粒金, 极纯
3	氯化物	酸性, 氧化	稀释, pH 值增加, 还原	金, 极纯

(据 Baker, 1978; Mann, 1984a 和 b; Webster 和 Mann, 1984; Stoffregan, 1986)

4 金在风化层形成中的散布

在澳大利亚西南部强烈风化层的长期发育过程中, 金的活化和散布造成了上述和图 1 所示的金分布状况。虽然许多配合基能络合和溶解金, 但在风化环境下大量存在的活动离子是硫代硫酸盐离子、氯化物离子、腐殖酸, 也可有氰化物离子。表 2 小结了前三者的反应 (引自 Baker 1978, Mann 1984 a 和 b, Webster 1986, Gatellier 和 Disnar 1988 作的详细讨论)。由于气候和地貌的不断变化, 形成了各种物化环境从而使这些反应选择性地产生, 最后造成金的活化。细粒金或胶态金和金络合物的物理运动也可使金活化, 但此

作用尚未讨论。

4.1 红土化作用中金的活动性

图 4 (略) 表示了红土化金矿床的形成过程。在季节性湿润的热带气候下的风化过程中, 发生在地下水位深部的风化前沿的氧化作用形成中-酸性介质, 长英质岩和高硫化物含量促成低 pH 值。与碲化物伴生或在硫化物和其他矿物晶格中的金可被析出, 但是由于缺乏合适的络合配合基, 游离金属仍很稳定。在这种气候下, 卤化物离子浓度很低, 硫代硫酸盐离子只在中-碱性介质中由硫化物的氧化作用形成。因此, 尽管金与有机配合基的络合会受到腐蚀, 粒度变小, 但含银高的金粒 (即纯度低, 原生金含银 > 2%) 仍可保留在含铁带内 (Lecomte, Colin, 1987; Freyssinet, et al. 1989 b), 金向腐岩质围岩中的横向扩散量极小。若原生矿化中碳酸盐含量高, 则黄铁矿的氧化作用将产生可溶解游离金和银的硫代硫酸盐离子 (表 2 中反应 1A)。黄铁矿在近中性到弱酸性环境下的氧化作用形成了短时存在的硫代硫酸盐络合物, 其可能是某些表生矿床中银金矿颗粒变小的原因 (Stoffregen, 1986)。

金的横向扩散明显趋向于红土剖面的顶部, 尤其趋向于铁质带和杂色带中 (Freyssinet, et al. 1989a; Michel, 1987)。这种现象一是由于地面降低过程中地表冲刷和金的残留富集; 二是由于金的活动性, 金或在溶液中, 或呈胶体形式被土壤中有有机质快速降解而产生的腐殖酸所络合 (表 2, 反应 2)。有些金也可以直接供给植物吸收而进入有机落叶层土壤。由二价铁的氧化作用造成的络合物的还原, 使含银量低的细粒金掺合到铁质带和杂色带的氧化铁中。这种机制可以说明红土矿床的形成, 这类矿床含有高、低成色两种金, 在较窄的风化矿带上形成广布的盖伏层。在红土化作用和以后的气候演变中, 物理和化学机制的相对作用尚不清楚。某些金粒和块金周围纯金外带的存在表明银可从小颗粒金中淋滤出来, 而金本身却未被活化, 从而产生高纯度的金。金在风化过程中也可有机械淀积作用。Butt (1989) 提出了气候向雨林环境转变过程中影响金分布的模式。有些金是在这种条件下从剖面中淋滤出来的, 并有助于某些砂矿的再生 (见 Boyle, 1979 年的讨论)。

4.2 干旱环境下金的活动性

图 5 表示了抬升作用和向较干旱气候转变对金的散布的影响。如上述, 这些变化使地下水位下降, 上部层位水逐渐不饱和, 淋滤作用减弱, 从持续的风化和降雨中派生的强碱和碱土发生聚积。方解石、白云石、石膏、石盐和其他盐类在未饱和带中沉淀, 地下水变咸。气候和环境变化, 使金散布的主要机制也改变了。干旱地区的生物量较少, 造成腐殖络合物丰度和可供度降低, 与潮湿地区相比, 削弱了其对金活化的作用。广布的碱性条件增加了剖面底部硫化物氧化过程中硫代硫酸盐形成的可能性, 但其风化程度通常很慢。盐度的增加, 可促使可溶性金和银卤化物络合物的形成 (表 2, 反应 3)。

自中新世以来, 潮湿的热带稀树干草原逐渐变成干旱气候。在这一漫长过程中, 可能发生一些向更潮湿气候变化的反转现象, 恢复了有助于强风化的条件。因此, 使地下水位下降间断发生, 在这种情况下, 增加的降雨量淋滤已沉淀的盐并重建适宜于铁溶解的氧化还原条件, 因此产生能溶解金的酸性的、含盐的氧化地下水 (Mann, 1984a)。这种气候反转在地质史上可能历时很短, 但其化学反应很快, 因而只在一个很短时期内造成金的有意义的重新分布。例如, Gatellier 和 Disner (1988) 通过研究被有机质还原的金卤

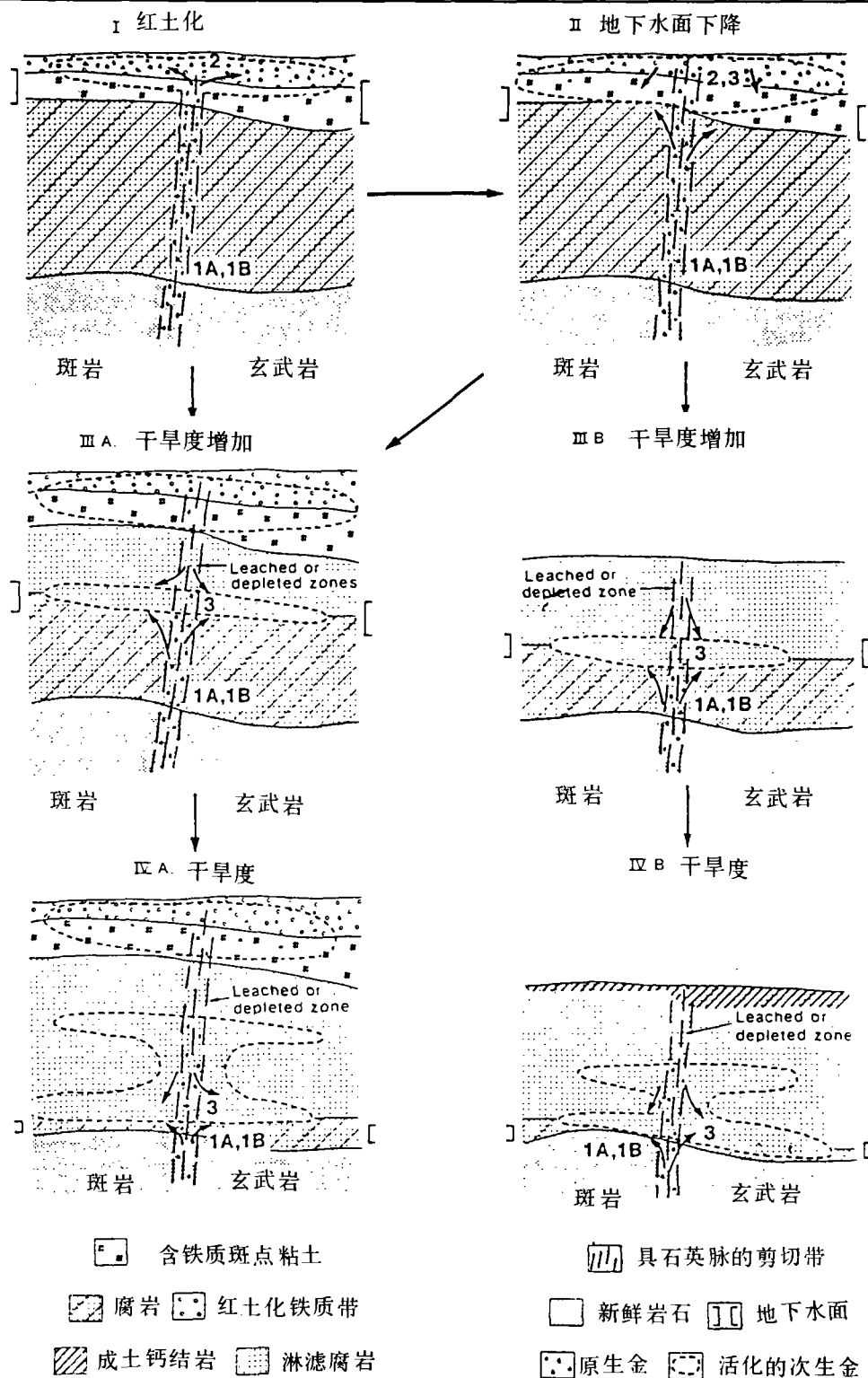


图5 由抬升和气候变干后红土化剖面的改造产生的表生金矿床发育的模式

数字指表2中所示的可能风化反应 (据 Butt, 1989)

化物络合物, 计算出 40—100℃ 时的速度常数是 $10^{-5}/s$ 。在西澳近岸达令山脉, 全新世时又出现了潮湿环境, 而其他地区也出现地下水上升。在这些湿润时期, 金可能被溶解和活化, 或是被有机质还原 (Gatellier 和 Disnar, 1988) 或是被地下水中的二价铁氧化所还原而发生沉淀。地下水位总体下降过程中连续出现的潮湿期可以解释风化层中二至三个近水平的表生金富集带存在的原因, 在西澳许多金矿中可见这种富集 (例如, 汉南绍斯, Ivey, 1987; 勃丁顿, Davy 和 El-Ansary, 1986, Mont, 1987)。在其他地区类似的作用也可在矿床中形成相同的富集 (如苏丹乌姆那巴迪, Fletcher, 1985)。

金在盐水溶液中的可溶性和反应速度表明在后期地质事件中早期形成的富集, (不管是红土型还是腐岩型) 将发生重新溶解。遭受不同程度侵蚀的和未受腐蚀的次生金晶体的共同存在表明它们受到反复溶解和沉淀 (Lawrence, 1988a)。长期保存下来的金可能是受到了硬壳的保护 (如氧化铁硬壳, 它也可保护原生金粒), 也可能是由于银含量的不同造成金的可溶性的差异。Mann (1984a 和 b) 的试验表明, 金银合金比纯金易溶, 如果此理成立, 原生金将首先溶解, 但是, 除非特殊的环境占了上风, 预先存在的高纯度次生金的富集会保存下来。然而, 位于多数矿化单元和矿脉之上的腐岩, 其上部反复受到淋滤作用, 使 5—10m 深处的金明显耗竭, 即使在剖面被剥蚀的地方也如此。当无红土化富集时, 矿化作用在近地表处表现微弱, 为勘查带来困难。即使金完全被淋滤, 砷、锑、钨和铋等指示元素也可预示矿化的存在。土壤中可有少量金的富集 (50—150ppb), 尤其是钙质土, 因而即使在有搬运来的覆盖层的地方也可以作为取样对象 (Lawrence, 1988b)。这些异常发育的一个可能机制是金被植物吸取, 然后沉积在落叶层中, 固定在钙结岩的 pH 障处。

5 结论性讨论

金在风化层中的分布是气候变化过程中长期风化的产物。在此期间, 包括许多化学和物理的扩散机制, 它们的活动性和重要性主要取决于环境的变化, 而环境是由气候决定的, 在较小的程度上则受构造抬升的影响。通过可能的有关机制与具有不同风化史的有关地体相对比, 可以发现各种特征的金的分布型式与风化层的特定发育阶段有关。充分认识金矿床的性质、金矿床所赋存的风化层物质成分以及他们与区域风化史的关系, 有助于取样介质的选择, 适宜的多元素分析组的选择和地质—地球化学资料的解释等, 从而有利于勘查工作的进行。

在有红土剖面存在的地区, 即使剖面被埋藏, 勘查中红土化铁岩和豆岩仍是明显的取样介质, 其内也可形成有经济价值的靶区。由于金是局部的、残积性的富集, 所以其他与原生矿化伴生的不活泼元素 (如锡、钨、铋、铌) 可做为很好的指示元素, 它们可产生规模较大的, 明显的或更易测定的晕圈。被氧化铁所富集的较活泼的元素 (如砷) 也可是有用的指示元素。

凡有风化基岩保存的地方, 腐岩中均可有金的表生富集, 风化基岩可赋存在风化铁岩下的完整剖面中, 也可赋存于被剥蚀的剖面中, 该剖面可裸露于地表, 也可被经搬运而来的覆盖层掩埋。由于金发育在已部分被淋滤的腐岩深部 (剥蚀作用之前或之后), 且矿源矿脉中的金在近地表处可能已耗竭, 故该处地表异常微弱。钻深在 5—10m 的钻探可能只

穿过淋滤带或耗竭带,因此取样结果不尽人意 (Smith 和 Keele, 1984)。风化层顶部 1m, 金的微弱富集以及与金活动性不同的其它元素产生的近地表异常, 可指示深部的矿化, 砷、钼、锑和钨等元素具有上述特点, 由于其不总出现, 所以不是通用的指示元素。

金的分布类型各种各样, 同样风化剖面的性质也有许多差异。所述金的分布类型和其形成机制只是简单的和理想化的形式。母岩岩性、地貌位置、地形起伏状态和气候类型都会影响剖面的性质、金的散布以及次生矿化和原生矿化的地表特征。这种解释仅是响异性的, 不是对所有环境都适用。未来的勘查主要是研究越来越难的风化层情况, 如研究有搬运而来的厚覆盖层存在的地区、干盐湖的底部和引起金分布明显不同的环境。

通常风化和次生活化作用可使金颗粒变小、分布趋于均匀; 取样问题, 尤其是“块金”效应, 是非常重要的。因此有辅助性指示元素存在的地区, 如上述的那些指示元素都应纳入分析组中。这样可减少因取样造成的偏差和变异性, 并增强矿化的显示。目前对这些元素的分布特征和其潜力研究不深。人们从定向性研究中将逐步完善对这些强烈风化环境中的元素行为的认识, 同时也有益于对除金以外的其他矿产品的勘查。

仇祥华译自“Proceedings of Bicentennial Gold 88”460—470

审校 高玉华 秦 甯 李兰英