

我国内生金矿床成矿模式探讨

任炳龙

(浙江遂昌金矿)

我国内生金矿的控矿条件是:古老绿岩+深大断裂+燕山期构造—岩浆活动。绿岩的原岩经区域变质和超变质作用,即在完成古大洋壳向大陆地壳的转化中,Au被活化带出,进入液态矿源层(含Au高温卤水层)。当构造岩浆活动切开液态矿源层的顶板,矿质就沿构造上升而进入各种主岩,在有利的容矿空间富集成矿。控制矿质迁移—沉淀的温度、压力、溶液组份、浓度、pH值和氧逸度等6个参数。只要其中1个参数变化了,Au就会沉淀出来。由于参数变化呈现不同组合,加上围岩、构造、成矿期和成矿深度等的各种差异,导致矿床类型的多样性;但是各种类型金矿床的物质来源均出自同一矿源层(含Au高温酸性卤水层)。

关键词: 内生金矿床成矿模式;古老绿岩;原始地幔;液态矿源层

金的地球化学性质

1. 金在地球上的分布

Au是一种贵金属元素,在自然界分布少而不

均,综各家所测,Au的地壳丰度值为5ppb。从表1可见,基本岩Au丰度比酸性岩高。铁镍陨石含Au 400ppb,陨硫铁含Au 700ppb(刘本立,1982)。西藏大竹卡纯橄橄榄岩也含Au,张家口玄武岩之辉橄

各类岩石含Au量(ppb)

表 1

岩石名称	花岗岩	闪长岩	花岗闪长岩	正长岩	石英玢岩粗面岩	辉绿岩玢岩	辉长岩	超基岩
含Au量	3.2	3.5	4.0	4.4	5.4	6.5	8.7	9.4
样品数	33	14	8	8	14	29	33	27

(据蔡彤,1976)

橄岩包体含Au 826ppb(贵阳地化所,1975)。据邓晋福(1975)资料,Au由地幔(500ppb)→纯橄橄榄岩(30~40ppb)→玄武岩(5~10ppb)系统降低。导致Au分布不均且多集中在地核的原因是地球的重力分异作用。由地壳向地幔岩、软流层、地核,Au丰度依次提高1个数量级。即Au在地壳为4~5ppb,在上地幔岩为40~50ppb,在软流层原始地幔为800ppb,在地核为2800ppb,在地球中平均为800ppb。

2. 金通常以自然金状态存在

Au的原子序数为79,其电子排布以内充填为特点,核电荷对核外电子吸引力很大,6s¹电子贯穿

效应突出,不易失去。Au的第1电离势(214cal/mol)、负电性(2.4)、Eh值(1+1.70)都很高,所以属不活泼元素,在自然界常以自然金状态存在。但在内生条件下,也可失去1个6s¹电子和2个5d电子,而显示某种活泼性。

3. 金有一定的亲硫性,常与硫化物共生

Au(5d¹⁰6s¹)属铜型离子。虽一般认为铜型离子有很强的亲硫性,而Au却只有弱亲硫性,常以自然金形式产于硫化物之中,Au、S化合形成的硫化物是罕见的,不过近年来发现了硫金矿,这表明在一定条件下,Au也与S化合。Au常与Cu、Pb、Zn、

Hg、Sb、Bi等的硫化物共生。

4. 金有亲铁性、常与含铁矿物共生

Au属于亲铁性元素,而亲铁性元素是受元素价态和受铁的影响和控制,Au的亲铁性大于亲硫性。如铁陨石含Au \sim 10g/t,比地壳含量高出3个数量级。铁镁硅酸盐矿物含Au已较高,辉石中可达16ppb,橄榄石中为14ppb,是地壳Au丰度的3倍(林文通,1983)。Au总是与硫化铁、砷化铁共生,黄铁矿和毒砂是主要载金矿物,其中Au含量可达数百g/t。

内生条件下金的迁移与沉淀

内生条件下,Au的迁移和沉淀与变价元素的氧化—还原作用密切相关。变质作用和超变质作用(混合岩化和花岗岩化作用)使变价元素还原,从高价到低价,同时使Au氧化($\text{Au}^0 \rightarrow \text{Au}^+, \text{Au}^{3+}$)。Au $^+$ 、Au $^{3+}$ 与挥发组份,尤其是同Cl结合形成络合物,由原岩中活化迁出。据莫伊辛科(1971)资料,变质程度越深,Au迁出越彻底。Au的沉淀,就是由于变价元素被氧化,从低价到高价,同时Au被还原,Au $^+$ 、Au $^{3+} \rightarrow \text{Au}^0$ 。金矿床中的蚀变现象就是变价元素发生氧化的标志,如金矿床中普遍发育的绢云母,就是变质岩中的绿泥石绢云母化时,部分Fe $^{2+}$ 氧化成Fe $^{3+}$ 。

R. Heney以氯化物溶液研究Au的溶解度,发现溶解度随温度升高而增加。他用实验证明温度为500~300°C时,Au与Cl或S都易生成络合物。И. Л. Рядиков(1974)在热力学计算的基础上,认为温度在500°C以上,热液中的CO $_2$ 、H $_2$ S呈难离解的分子存在,不出现金硫络合物离子。莫伊辛科等人做了1000个矿化期石英包裹体测定,其中Cl $^-$ 含量占11~80%,S $^{2-}$ 只占n%,得出同样的结论:S对Au的迁移不起重要作用。据报道,新西兰罗得地热流中,温度高于250°C时,Au在金氯络合物中,低于250°C时,Au在金硫络合物中。Hele8son等人(1971)认为,大量的Au呈AuCl $_3$ 形式迁移,当存在强氧化剂时,Au与Cl的络合性更明显。

许多资料表明,Au在矿质热液中呈络合物形式迁移,Au的络阴离子主要有[AuCl $_2$] $^-$ 、[AuCl $_4$] $^-$ 、[Au(OH) $_4$] $^-$ 、[AuS $_2$] $^-$ 、[AuS $_2$ O $_3$] $^{2-}$ 、[Au(HS)] $^+$ 。地下深部含Cl $^-$ 、F $^-$ 、I $^-$ 、Br $^-$ 、CO $_2$ 、H $_2$ S的酸性高温卤水(印变质和超变质流体相)从古老绿岩中萃取Au,形成矿质热液,特别是存在

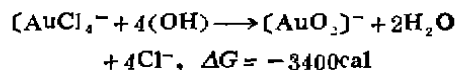
强氧化剂Mn $^{4+}$ 、Fe $^{3+}$ 、C $^{4+}$ 、S $^{4+}$ 等变价元素时,能使Au的溶解度成千倍增加。这些处于高价状态的变价元素,使Au氧化($\text{Au}^0 \rightarrow \text{Au}^+, \text{Au}^{3+}$)的同时本身被还原。Au $^+$ 、Au $^{3+}$ 与Cl $^-$ 结合形成金氯络阴离子[AuCl $_2$] $^-$ 、[AuCl $_4$] $^-$ 。

温度大于500°C时,矿质热液中的Au呈Au $^+$,以[AuCl $_2$] $^-$ 形式存在;随着温度下降,Au $^+ \rightarrow \text{Au}^{3+}$,[AuCl $_2$] $^-$ 逐渐被[AuCl $_4$] $^-$ 代替;在500~350°C之间时,[AuCl $_2$] $^-$ 与[AuCl $_4$] $^-$ 并存;在350~250°C之间时,[AuCl $_4$] $^-$ 与[AuS $_2$] $^-$ 、[Au(HS)] $^+$ 等共存;小于250°C时,Au在矿质热液中完全以金硫络离子[AuS $_2$] $^-$ 和[AuS $_2$ O $_3$] $^{2-}$ 形式存在。

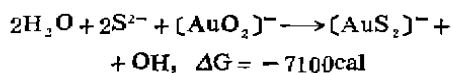
当低于350°C时,[AuCl $_2$] $^-$ 发生歧化反应,即



当低于300°C时,在碱性矿质热液中,[AuCl $_4$] $^-$ 变得不稳定,反应如下:



由于温度降低,引起溶液中H $_2$ S离解成HS $^-$ 和S $^{2-}$,使[AuO $_2$] $^-$ 转变为[AuS $_2$] $^-$,反应如下:



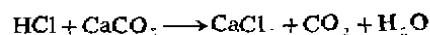
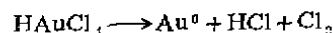
[AuS $_2$] $^-$ 在300°C以下相当稳定,在SiO $_2$ 的保护下,可作长距离的迁移。

矿质热液沿区域断裂上升,迁移中的K $^+$ 、Na $^+$ 、SiO $_2$ 和其他金属阳离子相继加入,介质由酸性变为碱性。随着温度和压力的下降,f $_{\text{O}_2}$ 升高,矿质热液与围岩交换物质和能量,使围岩出现硅化、黄铁矿化、绢云母化等碱性蚀变,从而使溶液的组份、浓度、pH值不断改变,金硫络合物分解,Au $^{3+}$ 以自然金Au 0 和石英一起沉淀形成含金石英脉。金硫络合物与围岩中的低价铁作用,Au $^{3+}$ 被Fe $^{2+}$ 还原,生成黄铁矿和自然金,所以Au总是与黄铁矿等硫化物和砷化物紧密共生。

一般看来,矿质热液在350°C(±),较高温下形成的金矿体,以贫硫化物石英脉型为主,其成矿元素组合Au—Ag—Cu—Pb—Zn,围岩蚀变主要为硅化、黄铁矿化、绢云母化、钾化和钠化等(如银坑山金银矿床);在300°C以下形成的金矿体,以硫化物—砷化物石英脉为主,其成矿元素组合为Au—Sb—As—Hg—U,围岩蚀变除硅化、黄铁矿化、绢云母化外,还有低温蚀变如高岭石化、绿泥石化、水云母化等(如板其、李家沟等金矿床)。

金络合物对压力下降敏感,可使金络合物分解。所以在氧化条件下,断层破碎带、剪切糜棱岩带、层间破碎带对破坏金络合物而促使Au的沉淀最有利。压力下降对金络合物影响不大,但该络合物遇到碳酸盐会产生强烈水解,其反应式

为:



反应中pH值保持不变或略有上升,分解反应产生自然金,形成浸染型(卡林型)金矿。

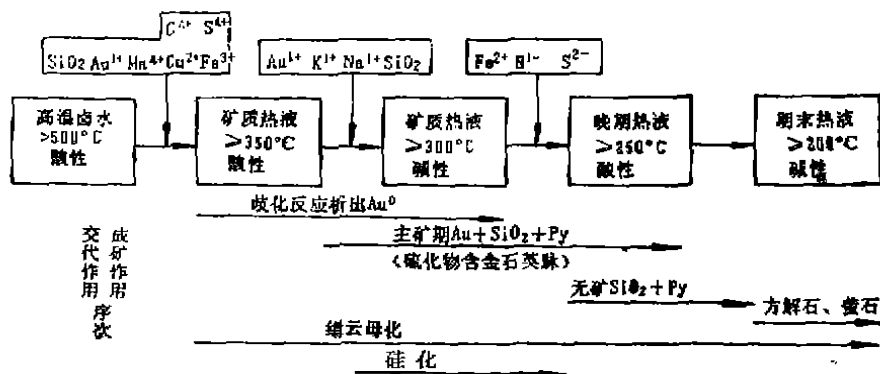


图1 内生条件下Au的溶解沉淀模式

决定Au的迁移与沉淀,有6个参数,即温度、压力、溶液组份、浓度、pH值、 f_{O_2} 、围岩组份。只要改变其中1个参数就会破坏平衡而引起Au的沉淀。这6个参数的不同组合以及由于多期成矿叠加,导致了金矿类型的复杂性和多样性。Au的迁移、沉淀模式如图1所示,显然这个模式是简单化了的,实际情况却要复杂得多。

我国内生金矿床成矿模式

内生金矿床具有控矿因素多元性、成矿作用的长期性、叠加性,成矿时代晚于主岩时代,时差大等特点。在我国,主要成矿期为燕山期。金矿床对主岩没有专属性,但却有某种选择性,如花岗岩类的闪长质岩石,沉积岩中的有机质对成矿更有利。

综合我国内生金矿床的资料,古老绿岩+深大断裂+燕山期构造—岩浆活动,就是内生金矿床的控矿条件,在此着重讨论矿源层和我国内生金矿成矿模式。

1. 矿源层

一般认为金矿床物质来源有两个,即壳源和幔源。这可以从 $\delta^{34}\text{S}_{\text{‰}}$ 的分布来判断。壳源的,分布散漫;幔源的,集中在0‰附近,呈塔式分布。实际上一切Au都来自原始地幔,但不可能在地壳直接成矿。金矿的形成是地壳长期演化的结果。在各种地质作用下, $\delta^{34}\text{S}_{\text{‰}}$ 由集中的塔式分布趋于分散,

重硫增加,幔源向壳源过渡。

地球演化早期,地壳很薄,而且是超基性和基性岩组成的大洋壳,比现代大洋地壳的基性程度要高得多,相当于地幔岩。这种大洋壳的Au丰度极高,与现代地幔岩Au的丰度相当,约为40~50ppb。这种太古界地壳,在几十亿年的发展演化中,经熔融和再生加厚,直到形成现在的大陆地壳(30~40km厚的硅铝层+硅镁层双层结构)。如今留下的太古界地壳已寥寥无几,多沿深大断裂和板块边界呈带状分布,它就是最古老的绿岩带。次古老的绿岩,由元古界的大洋地壳加被改造的太古界地壳组成,即元古界的基性和超基性喷发加沉积物组成。残留的太古界和元古界地壳就是所谓的古老绿岩。太古界地壳Au丰度比元古界高,元古界地壳Au丰度比显生宙地壳高。

这个绿岩带就是公认的金矿矿层。全世界70%的Au储量集中在绿岩带,因此金矿床具层控制。世界上已知重要含金绿岩有:北美的基瓦利群,西澳耶尔冈地块上的卡尔古利层,南非的兰德群,印度次大陆的达瓦尔群。我国金矿集中区的含金绿岩有华北太古界胶东群,鞍山群、太华群、迁西群、五台群、宁集群;元古界有辽河群及华南地台的碧口群、歪头山群、陈蔡群等。还有30%的Au储量不在绿岩中,而分布在其他岩层,如火山岩、次火山岩和碳酸盐岩中,但这些金矿床的成矿物质也主

要来源于古老绿岩。

绿岩的原岩,在后来的构造变动和巨厚的沉积物覆盖下,逐渐埋入深处,在由浅入深的区域变质和超变质作用下,Au不断活化带出。地壳局部重熔形成原地花岗岩浆和矿质流体相。这种流体相富含碱质和挥发份。“实验证明,在750°~850°C条件下,流体相和岩浆共存的体系中金富集于流体相,其富集系数约50%左右,而且随温度升高和Cl⁻浓度增加,更利于Au溶解于流体相。实验结果还表明,Cl⁻的富集不影响硅酸盐矿物结晶,而重要的作用在于使Au富集到早期形成的流体相中”(林文通,1987)。这种含金流体相,是内生金矿成矿作用最本质的因素。从区域变质到地壳局部重熔,实质上是古老大洋壳经花岗岩化转变为大陆地壳的全过程。

1984年,苏联公布了科拉半岛深孔资料,E.A. Козловский提出大陆地壳内4.5~4.9km下部存在液态矿源层。张秋生先生在我国首届环太平洋成矿带学术会议上,介绍了科拉半岛深孔资料及大陆古老克拉通深部结构;现今古老地壳(太古界)具有明显的埋深垂直分带及相应的水文地质特征(表2)。在800~4500(4900)m区间的绿片岩相岩石中,除了后生深部构造,基本上可视为一个巨厚的不透水盖层。在绿帘角闪岩相变质带以下,虽有强烈的片理

太古界垂直分带及水文地质特征 表 2

(m)	埋深变质分带	水文地质特征	(m)
0	葡萄石 绿帘石相	区域地下径流带	0
1400	绿片岩相	变质压实带(不透水层) (现代大气水很少进入,自由水已进入富水矿物晶格中)	800
4900	绿帘角闪岩相	强压实带 (自由水或被封闭在显微裂隙,裂隙边界或贯通上移至不透水层下部)	4500
6000	角闪岩相		9000

据刘允真,1989。

化为其封闭条件,但由于成岩裂隙、进化和退化变质期裂隙的破坏,可以形成贯通和非贯通裂隙系统交替出现的地段。

按静压原理,这些贯通裂隙多被封闭在巨大不透水层之下,强压带内的自由水可以被封闭在显微裂隙颗粒边界,也可以往上运移,通过绿片岩相达到不透水盖层的底部。这些深部水的水温大于400°C(绿帘角闪岩相)并含Cl⁻、F⁻、I⁻、B²⁻、H₂S、CO₂等,具强侵蚀性、淋滤性和强溶解力,实际是一种高温卤水。这些卤水经年龄测定一般都大于10

亿年,为早前寒武纪时期岩浆和大气降水的混合物,古老绿岩中的Au经10亿年以上高温卤水的侵蚀、淋滤和溶解作用,原岩中的Au大部分被溶滤出来,聚集在不透水盖层的底部,这就是大陆边缘,古地壳深部含金液态矿源层的假说。这个处于封闭条

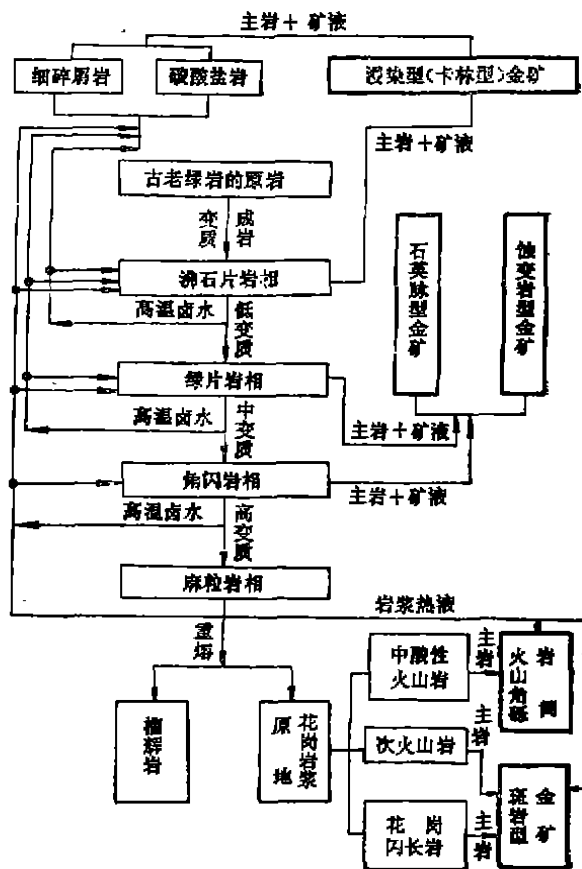


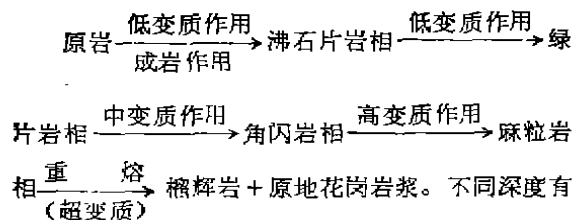
图 2 内生金矿床一般成矿模式

件下矿源层规模大小可以不同,含Au浓度和伴生组份也可存在差别。然而,一旦构造—岩浆活动破坏了原来的封闭条件,高温含金卤水沿构造迁至地壳浅处成矿。这一假说有力地解释了Au自高变质带活化带出,进入低变质带,以及金矿床总是沿深大断裂分布在古老绿岩带这一地质现象。

根据液态矿源层的假说,并考虑到区域变质和构造—岩浆活动,就可能建立内生金矿成矿模式(图2)。

2. 我国内生金矿床成矿模式

随着成岩作用、变质作用和超变质作用的进行,古老绿岩的原岩发生以下变化:



相应的变质相，当深处已进入麻粒岩相或发生局部重熔了，浅部可能还处于绿片岩相阶段。整个成岩、变质和重熔过程，都有Au被活化带出，加入变质热液，成为矿源。

各阶段活化带出的Au，小部分用于改变本变质相主岩的含Au状况——重新分配和富集，大部分则向液态矿源层集中，聚集在巨厚不透水盖层的底部。一旦构造—岩浆活动切开液态矿源层的顶板，含金流体相就沿深断裂上升并向次级构造渗透扩散，进入各种主岩，随着前述6个参数的变化，Au沉淀出来，在有利的容矿空间成矿。因此，金矿对主岩没有专属性，但赋矿主岩仍多为绿片岩相和角闪岩相。这是因为在变质和超变质作用中，Au总是由高变质活化带出并进入低变质相。

我国内生金矿床有5种基本类型，即：①在燕山期花岗岩体附近绿岩中形成的石英脉型金矿床（如小秦岭）；②蚀变岩型金矿床（如焦家）；③在岩体内形成的斑岩型金矿床（如峪耳崖）或产于岩

体和绿岩接触带的金矿床（如团结沟）；④燕山期构造—岩浆活动为中酸性喷发，矿质进入火山岩有利构造而形成的火山岩热液型金矿床（如七宝山）；⑤高温酸性含金卤水在构造条件配合下进行远距离迁移，直接和细碎屑岩、碳酸盐岩交换物质和能量而形成的浸染型金矿床（即卡林型，如板其、李家沟）。前3种类型是我国目前最重要的金矿工业类型，其成矿温度均较高，约为350~250°C。前4种类型的成矿流体均为富K⁺、Na⁺、SiO₂的碱性矿液，为高温酸性卤水加入K⁺、Na⁺和大量SiO₂演化而来。第⑤类型与前4种的不同点是，矿质流体为酸性，只含少量K⁺、Na⁺和SO₂，成矿温度一般小于250°C，有一低温矿物组合，载金矿物往往以毒砂和粘土矿物为主。

找矿方向

古老绿岩+深大断裂+燕山期构造—岩浆活动，是我国绝大多数内生金矿床的成矿条件，同时具备这3个条件的，即是找金的有望地区。

本文专为在浙江中部金矿带找矿而作。现将我国重要黄金产地胶东金矿密集区的地质条件与浙中金矿带加以比较。

胶东金矿密集区，位于沂沭深大断裂东侧，广泛分布太古界胶东群和元古界粉子山群。据任洪茂

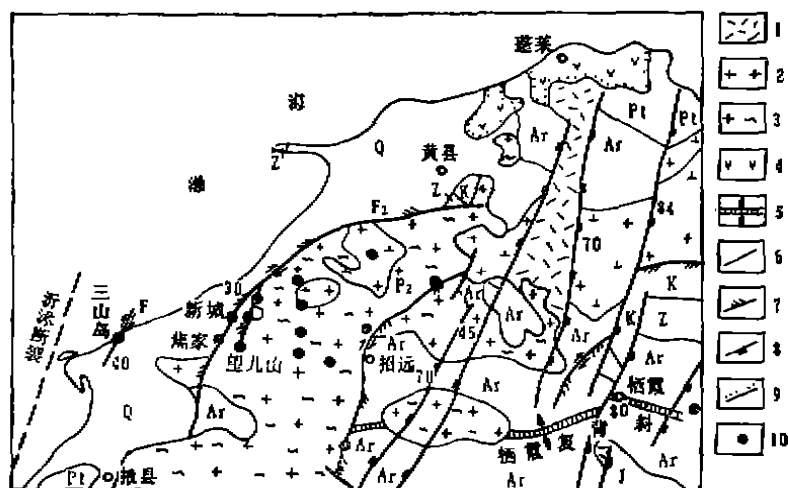


图3 胶东地区西北部区域地质略图

Q—第四系；K—白垩系；J—侏罗系；Z—震旦系；Pt—元古界；

Ar—太古界胶东群；1—燕山晚期花岗岩区长岩；2—燕山早期郭家岭花岗闪长岩；3—印支晚期—燕山早期玲珑黑云母花岗岩；4—第四系玄武岩；5—栖霞复背斜；6—洼湖断层；7—早新华夏系压扭性控制金矿断裂；8—新华夏系压扭性断裂；9—不整合分界线；10—金矿床

1982年资料,胶东群地层的34个样品,有82.4%样品的微金含量为2~10ppb,平均6ppb,与全球同类型变质岩微金含量(2~12ppb)相一致。胶东粉子山群的变质程度为角闪岩相,部分达麻粒岩相。胶东群K-Ar法年龄为17.2~11.5亿年。燕山期构造一岩浆活动在胶东表现为中酸性花岗岩侵入。玲珑黑云母花岗岩测得的同位素年龄为1.91~1.61亿年,相当于燕山早期,与胶东群呈侵入接触及和谐过渡关系,玲珑花岗岩体含胶东群残块。郭家岭花岗岩体晚于玲珑岩体,与玲珑岩体呈侵入接触,与胶东群呈局部过渡关系。众多金矿床(点)围绕玲珑岩体和郭家岭岩体分布在绿岩中(焦家、新城、招远等),或者分布在岩体中(玲珑),它们都是大型、特大型矿床。

浙江中部金矿带地质条件与胶东有很多相似之处,矿带两侧有绍兴—江山、余姚—丽水深大断裂(图3),含金矿源层有双溪坞群和陈蔡群,其时代

分别与胶东群、粉子山群相当。据涂光炽(1989)资料,陈蔡群年龄为30亿年,其他方面的数据有13.8亿年和8亿年,现在一般将陈蔡群划归。且该群变质程度为角闪岩相,局部达麻粒岩相,微金含量为2~11ppb,平均6ppb。构造一岩浆活动也在燕山期,同样也经历了后花岗岩化,地壳局部熔融。

两地区的不同点是,浙江的构造一岩浆活动以中酸性喷发为主,岩浆活动比胶东更强烈,因此,从古老绿岩中活化带出的Au应更多、更彻底。从距芙蓉山破火山口2km处的岭腰一新田剖面采集了黑云母斜长片麻岩样15个、斑状混合岩样4个,前者平均含Au1.07ppb、Ag35.5ppb,后者平均含Au0.88ppb、Ag38.75ppb,低于地壳丰度。据刘英俊(1987)对双溪坞原生含金建造的25个样品分析资料,Au平均48.2ppb,说明浙江中部古老绿岩的原岩Au丰度高出克拉克值1个数量级。依此推断,浙中金矿带的金矿床(点)应该很多,而事实上除了银坑山中型金银矿外,只有少量的小矿点(图4),金储量均1t左右。人们不禁要问,双溪坞群和陈蔡群中丰富的Au都到哪里去了?笔者认为:

1. 在强烈的喷发活动中,Ag更易趋向地表,Au在其下,故浙江的金矿含Ag普遍高,变质岩中的金矿体Ag/Au为10~20,火山岩中的金矿体Ag/Au>70。

2. 由于喷发强度大,火山覆盖厚(一般200m以上,最厚400m),火山口周围的绿岩被深埋在火山岩之下,只有零星出露(图4)。

据上述两点推断,浙中金矿带银坑山式金银矿床(点)不会少,但应在火山岩之下。所以找矿目标应在深部。根据对银坑山矿床的研究,浙中金矿带上的找矿方向应为:背斜轴部古老绿岩出露区+中生代断陷盆地边缘+北西和北东向区域性断裂交汇部位+高山切割地形的山腰部+卫片上的环形构造(大环边上的小环)+重砂和分散晕异常的重叠部位。

参考文献

- [1] 真允庆,地质与勘探,1989,第8期。
- [2] 刘本立,地质与勘探,1982,第7期。

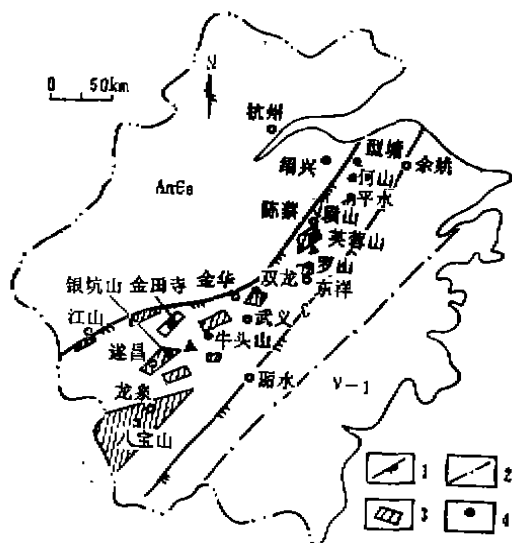


图4 浙江省地质略图

(据浙江区队)

- 1—深大断裂; 2—变质单元界线; 3—陈蔡群出露; 4—金银矿床(点); Ance—晚元古变质地带; C—加里东变质期; V-I—华力西—印支变质期;