

谈类花岗岩与金属成矿作用

郭文魁

(地质矿产部地质研究所)

中国许多金属矿产,特别是稀有金属、有色金属及贵重金属矿产的分布,象是与类花岗岩在空间上或在成因上有所关联。因此,探讨类花岗岩与成矿作用的关系,具有学术方面与应用方面的实际意义。

类花岗岩是一个通用名词,原指那些无斑、全晶质、他形、近乎均粒而连续结晶的岩石而言,一般包括从石英闪长岩到白岗岩等较浅色的岩类,但其中与狭义流纹岩成分相当的真正花岗岩则很少。在论证其岩浆或变成的成因时,有的人也将辉长岩拉入进来,因此其含义就更为浮泛了。在此短文内不可能进行全面的阐述,仅谈几个主要的问题。

关于类花岗岩的成因,长期以来一直有争论,各述长短。二百三十多年以前,水成论者魏尔纳(Werner)将火成岩与变质岩也认为是原始热海中的普通沉积。其后哈顿(Hutton),在“地球的理论”中,与水成论针锋相对,提出结晶岩层为火成作用结果。两个学派的矛盾加速了有关岩石的矿物组分、结构、化学成分、产状及地质环境的观察、鉴定,导致以后一个时期描述性的岩类学、矿物分类、岩石化学、变质程度与级别等方面的研究大为发展。十九世纪晚期到廿世纪初,地质学家逐步认识到水成沉积作用,火山岩浆作用以及深成作用的区别与关联。但对类花岗岩的形成,仍有原始岩浆分异与既有岩石的超变质产物等不同观点。

1920年,翁文灏曾将我国南部与成矿有关的燕山期花岗岩类,简单地划分为与铁铜等有关的中性的一类和与锡钨有关的偏酸性的一类。前者以长江中下游为代表,后者以南岭为代表,且推测前者较后者来自地下更深处^[1]。其后,不少地质学家对长江中下游、河北的某些类花岗岩岩体的岩石类型、接触关系与岩石化学做了不同程度的研究。1924年李四光在火成岩侵入体研究方法上提出了氧化物等值线法的创见。在区域岩石分布上,谢家荣曾将长江中下游与南岭花岗岩分别命名为扬子式与香港式^[2]。黄汲清结合构造泛论了中国不同旋迴的类花岗岩的分布范围^[3],当时受到国外风行玄武岩浆结晶分异论的影响,除云南丽水石鼓类花岗岩被认为是变质交代成因外,其他都持一元岩浆分异的观点。

1949年解放以后到七十年代末,随着普查勘探工作有计划地在主要矿区广泛的展开,地质工作者才对类花岗岩进行了必要与可能的研究。接着从新疆、南岭、大兴安岭、秦岭及川西开始,逐步在全国开展系统分幅的区域地质调查,矿区以外的类花岗岩体也得到相应的观察研究。由于室内岩矿测试鉴定工作逐步加强与方法的改进,以及同位素年龄实验室的建立,逐渐积累了大量分析测试的原始资料。许多大岩基开始解体,不同地质背景中遇到了不同产状或不同成分、结构的类花岗岩。进一步要求对之进行分类,特别是区分变成

的与岩浆的类花岗岩。在此基础上,国内有关科学研究单位与大专院校从岩石的形成与成矿的关系出发,开展了相应的综合研究。讨论了花岗岩的来源^[4],引进了花岗岩化的概念为找矿服务^[5];论述了混合岩化作用与岩浆、再生岩浆、超变质作用或交代作用的相互关系^[6];提出了岩浆岩的专属性^[7];试从有关金属矿床之矿石组合、距类花岗岩体之远近的变化,进行了矿床初步分类^[9];研究了华南不同时代类花岗岩与成矿的关系^[8]。总之,这一时期开始探讨岩浆花岗岩与变成花岗岩的异同及其各自与成矿的关系,在讨论类花岗岩的火成说与水成说方面还存在着不同的看法。如在有关类花岗岩成因的黄山会议中,偏向火成观点的冯景兰说:“借问花岗何处是,孟老遥指古地盆”,当时学术气氛非常活跃。

与此同时,国外关于类花岗岩问题,从两方面进行了工作。其一,是主要方面,即开展进一步的野外工作。。从北欧,法国、德国到英国以及美洲,都根据各该区的地质条件,对类花岗岩的成分、结构、构造,尤其是地球化学,产状与围岩的关系,进行了深入的观察研究。其二,开展了模拟实验、岩石学的试验,取得了某些固体岩石在特定温度、压力与介质条件下熔融的数据界线。特别是在板块构造兴起时,摩尔(Moore, 1959)认为北美大陆西北部的一条石英闪长岩线是受消减带制约的岩浆活动的最远边界。实验岩石学的研究,在鲍文(Bowen)和脱特尔(Tuttle)对含水体系研究的基础上,约特和伯恩汉(yoder and Burnham 1967)、魏利(Wyllie, 1967)以及林伍德(Ringwood, 1958, 1959, 1969)等人所做的实验工作,给类花岗岩的形成提示了特定条件和固态岩石熔融的界线。许多地质学家接受地壳岩石在深度20—30公里范围内开始熔化,在地壳增厚的褶皱山区及板块俯冲带以上的地带易于形成类花岗岩的见解。此外还注意了影响熔化的主要条件之一——温度的研究。赫尔真(Herzen, 1967)拟定了大陆区地热模式,罗伊等(Royetat, 1968)测定了美国三个地热区的深度—温度曲线,瓦克奎尔等(Vacquier et. al. 1966)横切千岛弧和日本弧,测定了热流值剖面。关于类花岗岩的成因理论就更多样化了。先是里德(Read, 1956)将类花岗岩分为原地花岗岩、半原地花岗岩和岩浆花岗岩^[22]。其后梅耐特(Mehnert, 1968)分为重熔花岗岩、交代花岗岩和岩浆花岗岩^[27]。问题的焦点是如何识别原始岩浆与重熔岩浆。不少岩石学家注意了应用岩石中微量元素、痕量元素以及同位素,以便找出其差异,如泰勒(Taylor, 1968)利用氧同位素,窦和其他人(Doe et. al. 1968)利用铅和铋同位素对类花岗岩的研究等。

一、近年来有关类花岗岩研究的进展

近十多年来,由于岩矿测试方法与技术的改进和实验岩石学手段的发展,国内外对类花岗岩与成矿的关系,从不同角度提出了各种设想。我国类花岗岩的研究也取得了很大进展。莫柱荪等在区域调查队所积累的大量资料的基础上,结合宜昌地质矿产研究所的室内工作,进行了综合整理,写出南岭花岗岩地质学^[12]。这是对南岭类花岗岩的一个较全面的总结。他们主要采用里德的概念,认为既有变成的,又有岩浆成因的花岗岩。从变质交代角度出发,有的认为^①“混合岩化作用主要是固体状态或塑变状态下渗透或注入的交代作

① 董申葆, 1973, 变质作用与成矿, 长春地质学院印行

用,但也可以是熔(溶)融状态下的结晶交代”。有的将类花岗岩划分为陆壳改造型、过渡型和幔源型^①,可以看出他们对类花岗岩的成因观点侧重于变质交代成因,但也认为部分属岩浆结晶成因。另一方面从断裂熔融的角度出发,有的认为华南不同时代的类花岗岩是不同时代断裂深熔产物,其含义可能是华南不同时代的类花岗岩是花岗质岩浆结晶的产物^②。与此观点相似的是陆壳深熔—重熔的设想,并以此将华南类花岗岩分为三个成因类型演化系列^③。第三种观点是除变质交代、深熔—重熔作用外,还有原始基性超基性岩浆分异出的类花岗岩之存在。在类型的划分上还略有差别:有的认为可分为重熔型、同熔型、幔源分异型和变质—交代型四种^④;有的认为可分为硅铝层重熔和再生地壳型、上地幔或硅镁层混熔过渡型和玄武岩浆分异或混染地幔型三种^⑤。以上各家的研究对成因类型的划分,虽尚有分歧,但所引用的不同岩石的矿物组成与岩石化学方面则几乎是一致的。而且都注意到了微量元素、微量元素以及同位素的差异,一致着眼于物质来源深度与形成机制,且均以 Sr^{87}/Sr^{86} 比值,做为划分的标志。

以上所述均是以综合资料为主的进展。此外,还有人通过类花岗岩中个别组成矿物如黑云母经过仔细的化学分析,在含铁系数方面得出区分“扬子”与南岭类花岗岩划分的初步参数。^⑥

最值得注意的是有关广东阳春盆地两类花岗岩^⑦和沙尾花岗岩^⑧的重点深入详细研究,对认识类花岗岩的具体形成、分异演化及其与成矿的关系,取得了不容置疑的实际资料。

此外,开展了地热流的研究,在西藏羊八井地热田区,发现地表以下1—2公里和5—6公里深度区间,可能有二个地热的热储层,而在冈底斯山一带,通过超导磁力仪的磁大地测深,发现在35公里之下,可能有岩浆库的存在^⑨。

根据目前大量实际资料的分析,岩浆的和变成的类花岗岩,在自然界都可能存在。不少浅成岩浆类花岗岩体,主要通过构造作用取得空间,而一些新、老中—深成岩浆类花岗岩侵入体,主要通过构造作用和侵吞、融蚀、同化以及交代部分围岩而占有空间。为了识别变成的与岩浆的类花岗岩,地矿所二室变质岩组研究提出了一些识别两类岩石的标志^⑩。

近十多年来,国外随着板块构造的发展,进行了以下几方面的工作:

1. 继续并加强了实验岩石学的试验。魏利(Wyllie 1971)和勃朗等(Brown et. al. 1970)对辉长岩、花岗闪长岩及其组成矿物的熔融试验,得出了有关岩石矿物熔融的相应温度压力与深度区间。艾地加和扑列特(Edgar and Platt, 1971)在饱和水条件下,对石英—钠长石—钾长石系的高温高压实验研究结果,受到从事类花岗岩工作的地质人员的重视;但从事前寒武纪变质地层工作的一些人员,仍坚信固态下易熔易挥发组分的离子扩散

① 徐克勤、孙明志、叶俊, 1978, 华南两个成矿系列花岗岩类及其成因特征, 第二届全国矿床会议论文。

② 章崇真, 1981, 华南花岗岩的成因类型及其演化系列, 南岭花岗岩学术讨论会论文。

③ 杨超群, 1981, 华南燕山期花岗岩类的成因类型及其地球化学专属性, 南岭花岗岩学术讨论会论文。

④ 刘家远, 1981, 论南岭花岗岩的成因分类, 南岭花岗岩学术讨论会论文。

⑤ 洪大卫, 1981, 华南花岗岩类中的两类黑云母及其岩石学意义, 南岭花岗岩类学术讨论会论文。

⑥ 宜昌地质矿产研究所花岗岩组, 1981, 广东阳春盆地两类花岗岩对比及成因探讨, 南岭花岗岩类学术讨论会论文。

⑦ 秦炳生、蒋日球, 1981, 广东沙尾含钼花岗岩岩浆演化趋势与矿化特点, 南岭花岗岩类学术讨论会论文。

⑧ 地质部地质简报, 1981, 第30期。

⑨ 中国地质科学院地矿所二室变质岩组, 1978, 识别混合花岗岩类的若干标志, 《地质矿产研究》第二期。

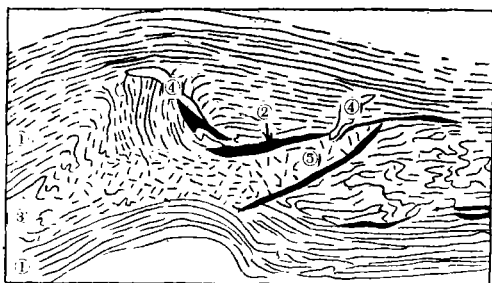
的交代作用。

2. 接受类花岗岩由岩浆结晶生成的人们, 为了判别熔融岩浆的原岩性质, 不少岩石学家试以不同角度进行了工作。如: (1) 1974 年洽帕尔和怀特 (Chapell and White)^[18] 主要根据岩石化学的变化试行划定了两个第一级的类花岗岩型: ①即经过一个沉积旋迴的岩石所派生出来的“S”型, ②完全从火成来源的原岩所派生出的“I”型。1979 年怀特^[29] 在西尔弗 (Silver, 1979)^[26] 研究的基础上, 又划分出“M”型, 所见岩石多数为英云闪长岩或奥长花岗岩, 化学成分特点是钾低钙高, 其熔融原岩推想应为玄武质岩石。罗伊色尔等 (Loiselle & Wones 1979) 和考林斯 (Collins et. al. 1981) 又划分出“A”型^[19], 主要是熔点高, 非造山期偏碱性而低钙的长英质岩石。但其划分所用的参数尚在逐步改进中。(2) 利用常量元素、痕量元素与同位素的成分以推定类花岗岩的成因与历史。痕量元素常比常量元素的意义更大。痕量元素又分两类: 一种易于进入结晶过程所生成的矿物中; 另一种不易代替常量元素进入矿物, 在岩浆结晶过程中常留在熔体中。其他元素如 Be、Nb、Ta、Sn、Th、U、Pb、Cs、Li、Rb、Sr 和稀土族等常见于伟晶岩中, 被列入“不相容元素”。其中 Rb、Sr、Th、U 和 Pb 是用其同位素以研究岩浆。例如为辨别岩浆熔自洋壳或陆壳, 常借助 Sr^{87}/Sr^{86} 比值, 加以论证。(3) 利用氧逸度以区分岩浆来源。其原理是, 设想深部 (上地幔或下地壳) 比中深 (中深陆壳) 含还原物炭质岩层的氧逸度要大。帕弗 (Puffer, 1972)^[21] 对花岗岩类岩石研究, 曾以含铁矿物做为指标。石原舜三^[28] 按照类花岗岩磁化率之强弱, 又分出所谓磁铁矿型与钛铁矿型, 它与“I”型与“S”型不能相比, 在日本的实际工作中有一定适用性, 但还存在许多不肯定因素。

3. 地壳内岩浆库存在的部位问题。由于岩浆的性质十分接近于为水或水汽所充填的热碎裂岩石, 尚难以物性遥测而确断岩浆体。但经过重力、地震和磁力资料的综合分析, 一致认为在地下一定深度有岩浆主体之存在。现知地区有美国黄石公园、阿勒色的卡特迈·瑞敦特 (Katmai Tridont) 区、勘察加半岛中的一些区域和日本。有的在大陆内部, 有的在陆壳与洋壳接触带附近。

4. 最重要和最有实际意义的是经过野外仔细观察研究而得到的切合实际的资料。兹以下列不同例子说明。(1) 波兰拉达克—斯尼兹尼克 (Ladak—Sniznik) 前寒武系地区, 在细粒片麻岩中出现粗粒类花岗岩, 而邻近类花岗岩的片麻岩均显示塑状的柔皱构造。这一事实说明类花岗岩形成时与周围岩石在物理条件上的接近性^[28] (图1)。(2) 加拿大的不列颠哥伦比亚滨海优地槽侵入杂岩产于晚第三纪以前的强变质岩区, 从同侵入作用的安山岩墙受到类花岗岩的改造, 论断侵入作用、变质作用与火山作用的三位一体关系。^[23] (图2)。(3) 美国加州西拉·内瓦达山脉给文士山 (Mt. Givens) 的花岗闪长岩体北端呈一灯泡状, 邻近围岩为片岩、石英岩与少量钙质角闪岩。岩体与围岩界线清晰, 未见任何混染现象。由接触带到岩体中心, 经过系统采样与岩石学和化学的仔细研究, 认识到岩体边缘岩石为均粒英云闪长岩, 具明显叶理, 平行于接触带。向内叶理逐渐消失, 岩性更富长英质, 并出现斑晶, 从英云闪长岩逐渐过渡为均粒→斑状花岗闪长岩, 然后为斑状花岗岩。但在岩体内部又存在一马蹄形细均粒含角闪石的花岗闪长岩体, 此岩体之边缘又出现叶理或平行排列的角闪石线。向内又过渡为粒状长英质更多的花岗岩, 最内为长英岩核。在矿物组分上, 从岩体边缘到中心, 铁镁质矿物减少, 石英与钾长石增加, 斜长石牌号降低, 单矿物成

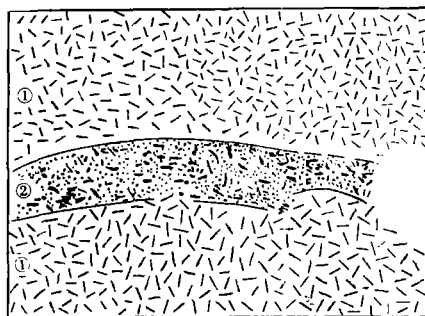
分的变化, 铁镁矿物的MgO含量不仅向岩体内部降低, 而且从晶核到晶缘也降低。斜长石中An组分也从晶核到晶缘降低。给文士山岩体解释为同源岩浆次递侵入, 从边部到中心, 从高温到较低温不断固结的结果。成为岩浆结晶类花岗岩的一个模式^[16] (图3)。给文士山岩体是尼瓦达岩基的一部分, 而整个岩基从岩浆开始结晶到全部固结, 长达一亿三千一百万年。(4) 秘鲁中—新生代滨海岩基是一个由辉长岩、英云闪长岩和花岗岩组成的侵入体, 位于卡底勒拉西部, 长达1600公里, 其构造和成分与以垂直运动为主的克拉通内安底斯带



(据Teissyre简化)

图1 类花岗岩与片麻岩之关系

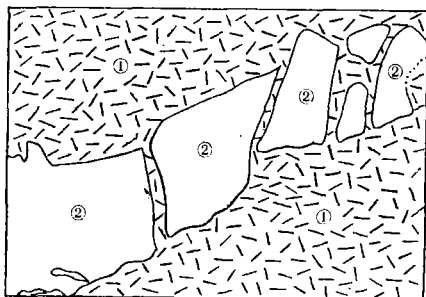
①细粒薄纹层片麻岩 ②黑云母化角闪岩碎块之夹层
③具塑性流动揉皱的层纹片麻岩 ④石英脉 ⑤具云母
定向排列的粗粒类花岗岩



(据Roddick简化)

图2A 深成侵入杂岩中之同侵入岩墙

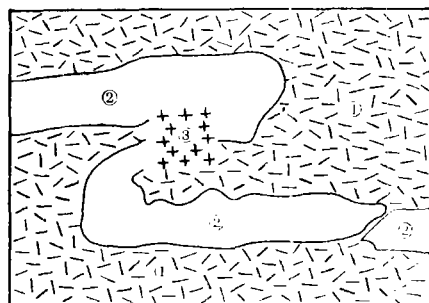
①花岗闪长岩 ②原岩为安山—玄武质岩墙, 由于
渗透交代作用而生出斜长石、钾长石、黑云
母和角闪石



(据Roddick简化)

图2B 深成侵入杂岩中之同侵入岩墙

①花岗闪长岩沿②安山—玄武质
岩墙的节理侵入



(据Roddick简化)

图2C 深成侵入杂岩中之同侵入岩墙

①花岗闪长岩之塑性运动导致②安山—玄武质岩墙
褶皱在褶皱引张处形成③伟晶岩

的活动有联系。其侵位完全受断裂成长的控制, 岩浆沿一条巨型单线状构造开辟的通道上上升到地壳上部, 最后成为数百个单独的侵入体。此炽热岩体组合的活动时期长达七千万年, 并通过次火山环状杂岩而到达地表, 呈火山锥出现。岩基的岩石可分成性质截然不同的许多侵入岩单位 (Units), 岩单位的同缘序列组成大岩单位 (super unit) 或岩套, 沿着岩基的延长方向测定岩单位的出露范围, 显示在岩石成分上可分割成节段。总体上看, 这种岩石节段与安底斯山的构造与成矿节段是互相符合的。再者, 在时间上大岩单位或岩套代表岩浆生成与分异的独特节律 (Rhythms), 而此种节律一个接着一个地发展, 随着时间的演变, 岩浆的总酸度在增加而总份量在减少。最后还从逐步增厚的陆壳之下的

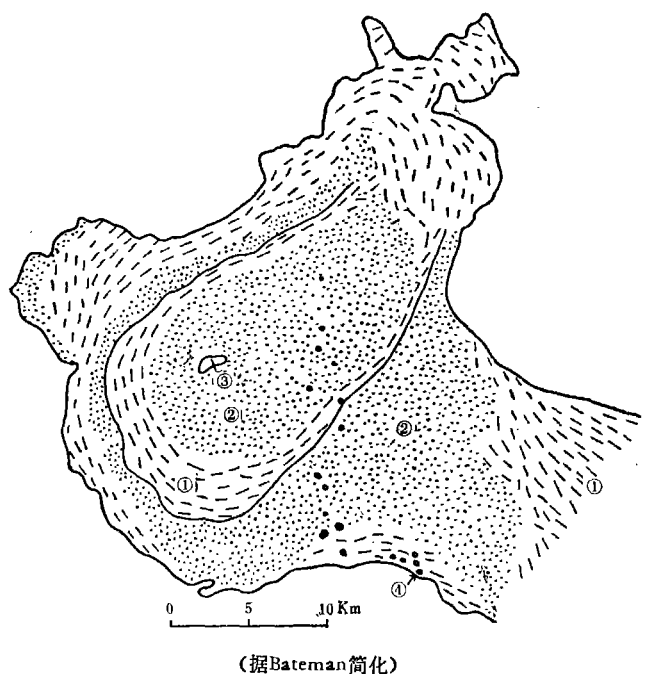


图3 岩浆结晶类花岗岩岩体内部变化以给文士山北端的花岗闪长岩体为例

①具叶理相②斑状相③长英岩相④系统采样位置

一个相当“不适应的”消减模式的角度，讨论了各个单独熔体发生的方式，特别是讨论了在其发生时辉长岩所起的引发作用^[20]。

以上国内外已知资料说明，类花岗岩的成因是复杂多样的，但亦有共同之处，不论超变质的再生岩浆，混合岩化的熔融状态，深熔作用熔体，部分重熔的粥状熔体或玄武岩浆的分异物，都不同程度地意味着粒状晶质的类花岗岩是从一种热流体中结晶出来的，这种含有一定份量熔体（热流体）的天然物质就是岩浆。

二、构造—岩浆—金属成矿作用

从岩浆作为类花岗岩形成的一个主要方面，来探讨其与金属成矿的关系。这是一个牵涉学科较多的问题，首先是牵涉到地质构造观点问题。我国有板块—断块、地槽—地台以及地质力学等各学派的不同认识。桂尔德 (Guild, 1972) 根据板块观点，认为板块俯冲到深处而被熔化，形成岩浆，其中包含各种矿石物质。此岩浆上升到消减带以上的陆壳中，在一定阶段可以形成矿床。他以南美安底斯山脉为例，认为那里的活火山就是与大陆块体以下深部消减带所产生的岩浆有关，安底斯山滨海的许多矿产就可能与此种构造岩浆活动有关。各种类型矿床断续相连成带与海岸平行，在秘鲁与智利成矿省的铁矿带最接近海岸，而铜矿则距岸较远、海拔较高，铅锌矿的位置有的比铜矿距岸更远，有的则出现在铁矿带与铜矿带之间，这一设想确实可将构造运动、岩浆活动与成矿作用联系起来，成为“三位

体”。皮切尔(Pitcher, 1977)^[20]根据近年对安底斯山类花岗岩的工作, 认为沿着安底斯山脉有一大陆以内的单独线状构造, 对用俯冲模式的解释, 就给予一个“不适合”的评语。再从前述内华达和加拿大滨太平洋的实例看, 这种“三位一体”的见解, 在北美西部就更难简单解释了。

我国东部与北美洲西部陆块上的构造迹象就其对太平洋海底之活动关系而言, 大致相比, 有同有异, 欲运用这一消减带成矿设想并使之发展一步, 还需要更多的实际工作与思维加工。现仅将当前我国已有构造岩浆与矿床资料加以初步概括, 以供讨论。

在论证构造的性质与规模时, 传统方法视沉积性质、结构与厚度为主要因素之一。近年在我国东部几个中生代断陷盆地的钻探证明, 由地层累积厚度所预测的基底深度往往大于实际基底深度。较晚沉积物不仅盖在早沉积岩层之上, 而且在其前缘又直接盖在基底之上。这是盆地沉积退复现象, 显示盆地被沉积所充填的过程中, 其基底不断的张开, 且沉积底部常有玄武质、安山质等熔岩之夹层, 这种断陷盆地往往呈北北东或北东向。这种伸张究竟系局部现象为其临近的同向隆起带收缩所抵销; 还是为整个地壳的伸张, 尚有待证实。但远比过去由地层累积厚度推断基底洼陷的深度为小是可以肯定的。因此, 仅从地表所测地层累积厚度以推断侵入体的埋藏深度, 也是不能完全令人信服的。与北东向断层垂直的北西向张裂之存在, 已是许多地质学者所公认的事实。这一组在华南, 特别是滨海地带尤为发育。而在西北部, 西起伊宁经玉门, 沿祁连山以至宝鸡, 则是规模最大的北西向断裂带。

此外还有近南—北向的断裂带, 以银川—龙门山—昆明大断裂带为主, 为我国东西两个成矿域的分界线。

以褶皱为主的近东西向或北西西向的褶断系, 在长江以北主要有两大系, 横贯全国, 也就是从塔里木到华北地块的古中国陆台(据任纪舜)的南北边缘。北系西起天山, 经北山、阴山到燕山地区; 南系西起昆仑山脉经秦岭到大别山。长江以南以龙门山至昆明大断裂带为界, 又可分为东西两部。东部东西向褶断系以南岭为代表; 西部则为青藏高原上唐古拉山、岗底斯山及喜马拉雅山等近东西向山脉, 到横山脉一律转为南北向的弧形褶断系。应特别提出的是这些褶断系与断裂带性质不同, 是以挤压为主的地壳缩短的地带。在昆仑山(据姜春发)、秦岭和大别山都形成扇形的翻花复背斜; 而在大别山与燕山北部, 甚至形成底辟构造, 将更深部的超铁镁质岩石挤了上来。

以上近南北与北北东向断裂带和近东西与北西西向褶断系两套大构造相互交切, 形成了中国东部的“构造骨架”,^[14]结合北东向与北西向的次一级褶皱与断裂, 这一种近南北向缩短而近东西向可能伸张的大地构造总形势是类花岗质岩浆活动的前题。在全国地质图上, 一目了然, 几乎所有类花岗岩体均分布于这几套构造系或带上。

我们在地面的观察是水平的, 而研究的问题却是垂直的。这除了可借助物探资料外, 近年有的人还研究了断裂向深部的变化。在褶皱系的沉积盖层中, 岩性层理常控制造山运动变形期间的构造样式, 而且以岩层的褶皱和推覆体的发育为主。但是在深处, 处于巨厚沉积盖层之下的结晶基底中, 则往往以发生韧性变形为特点, 从而使基底形态发生巨大变化(席布生, 1977)^[24]。在断裂带, 断裂在地壳表层为脆性, 断层产物主要是杂乱角砾岩和断层泥; 而到深部, 则表现为韧性, 断裂产物以糜棱岩系为主。脆性转变为流动韧性的

深度随着断层性质有所不同。在伸张为主的正断裂带转变深度估计大于40公里。在褶皱系以挤压为主的逆断裂带约为15公里。由于地质环境之差异,引张断裂带与挤压褶皱系内,塑型性流层形成的深度差别可达20余公里。古中国地台上所出露的类花岗岩体远不如褶皱系内的为多,这可能是原因之一。

至于类花岗岩之来源,虽然 Rb/Sr^{86} , Sr^{87}/Sr^{86} 和初始 Sr^{87}/Sr^{86} 等比值可作为一个判别因素,但 Rb^{87} 随着时间的增长衰变为更多的 Sr^{87} ,因而用其初始 Sr^{87}/Sr^{86} 比值以论证古老大陆的前寒武纪类花岗岩的岩浆性质更有用处。用于晚近的岩体,如美国加州西拉内华达岩基,岩体东西边部的同位素年龄为210—132百万年,只有中部近北南向一细条为90—79百万年。虽在岩体内勾划出初始 Sr^{87}/Sr^{86} 比值的等值线(图4)^[16],但与岩性和同位素年龄并不谐调。这表明以任意几个样品所测定的数据来论定岩浆成因,其可靠性尚难定论。

中国大陆上类花岗岩体的产状根据已有资料大致可以分为三类:

1. 巨大类花岗岩基,其分布一般有一定方向,在褶皱断裂系中常呈长条状,平行于褶皱系,局部可能有明显的切割构造。类花岗岩石大都为均粒块状,有的具巨晶,有的也具叶理,与邻近变质岩极为相似。有的与围岩呈过渡性质,许多有伟晶岩和混合岩与之伴生。

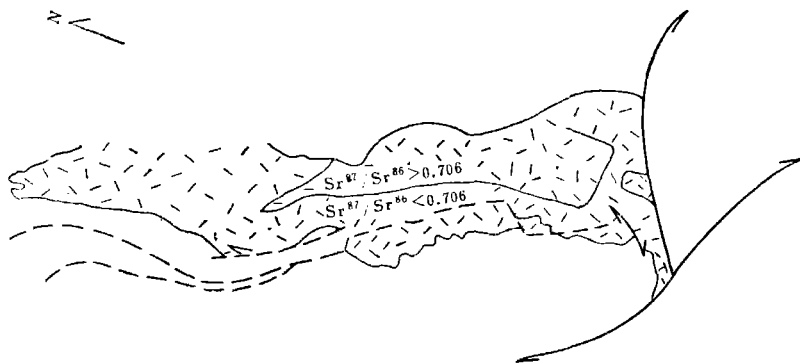


图4 美国加州西拉内华达岩基 Sr^{87}/Sr^{86} 比值示意图

2. 沿断裂带分布的小岩基、岩株或断续延长的不规则岩体。多数为中等结晶岩石,有的具结晶分异。围绕岩石常发生接触变质晕,由矽卡岩、角岩或大理岩所组成。并有距岩体越远变质程度越低之规律。

3. 与构造关系不明的零散小侵入体与次火山体。岩石多呈均粒、似斑或斑状,星散分布于前两类岩体或其他围岩之内。岩体围岩有破碎或揉皱形变,碳酸质或铁镁质围岩,常产生变质晕,而硅铝质围岩则变质晕不明显。

成矿作用一词系指地壳中分散的金属元素经过类花岗岩的岩浆活动,以及其热能等影响,富集而成为有经济价值的矿体而言。除了上述Be、Nb、Ta、Sn、W、Th、U、Pb、Cs、Li、Rb、Sr和TR等“不相容元素”常常集中在残浆而与类花岗岩有成因关系外,Fe、Cu、Zn、Co、Ni、Au也常与类花岗岩有空间上或成因上的关系。至于Sb、Hg元素,有的脉状矿呈带状分布在类花岗岩体的外围,但它们之间的成因联系尚有争论。现就主要矿产的成矿作用,结合构造—岩浆的背景,试述如下。

1. 太古代, 在华北地块周边及断裂带广泛分布的斜长片麻岩、紫苏片麻岩和混合岩的基础上有晚期第三类星散分布的辉长质、闪长质及花岗质小侵入体, 和注侵的钾质伟晶岩。在鄂豫边界有时代待定的不规则长条状花岗岩基(?), 在零星的基性岩体中有时形成透辉石—磷灰石—磁铁矿的综合矿石, 在二道洼基底砾岩中有沙金矿, 这说明早期变绿岩中可能产金。现知主要为Fe-Au组合。

2. 元古代的类花岗岩体多形成于元古代晚期。在辽南、鲁东、燕山以北, 开始有花岗岩大岩体和岩基。除在阿尔金山、九岭山与龙门山到西昌会理一带均与山脉平行且呈长条状出现外, 其他均为零散小岩体。岩石包括从辉长岩、闪长岩、花岗闪长岩(九岭山)、花岗岩到正长岩及伟晶岩。此期的矿床有与角斑岩、奥长花岗岩相关的Fe、Cu矿(大红山)和Cu-Pb、Zn矿(拉拉厂); 与花岗闪长斑岩有关的细脉浸染状Cu矿(中条山); 与花岗岩可能有关的Au矿(胶东、辽南、吉南、燕山、内蒙、东秦岭、桐柏山等); 与花岗岩有关的云英岩型脉型Sn矿(广西元宝山, 云南安宁, 四川会理)、Sn-Cu-Zn(广西四堡)、矽卡岩型Sn-Fe矿(泸沽)、伟晶岩中之Li-Be-Ta矿(山西关帝山)以及大理岩中可能受热液改造的交代Pb-Zn矿(关门山)。

3. 下古生代类花岗岩分布的较有规律。主要均在褶皱系中。(1) 在黑龙江, 以花岗岩为主。(2) 在秦岭, 祁连山至新疆一带, 岩石组合有辉长岩、闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩及正长质岩石。在河南已变质而具叶理。(3) 主要在华南加里东褶皱带, 由混合花岗岩、花岗闪长岩、花岗岩及少量补充侵入白云花岗岩。主要露布于东西向的南北两带。北带西起越城岭, 经诸广山到武夷山北端; 南带西起云开大山, 经广州至武夷山南端。另在都庞岭与连阳之间有北西向延展之岩体, 岩体露头为岩基及岩株状。与花岗岩有关的矿产有Sn矿(上犹岩体)、W-Sn矿(彭公庙, 都庞岭)和Sn-Cu矿(万洋山)。与花岗闪长岩有关的有Au矿(大宁永和)。

在祁连山区有与角斑岩、花岗岩、闪长岩有关的Cu矿与Pb、Zn矿及大理岩中的交代Pb-Zn矿(锡铁山), 相似的Pb-Zn矿也见于川西(国宝山)。

4. 上古生代—三叠纪(海西—印支期)类花岗岩主要分布在我国北部的海西期褶皱系, 均呈长条岩基出现。在大、小兴安岭, 张广才岭, 长白山区呈十分巨大的岩基。岩石组合由辉长岩、闪长岩至花岗岩, 共有三个旋回, 而以花岗岩占绝对优势。另外, 还有一长条形的岩基位于昆仑山之北部, 断续延长达2200余公里。第三长条形大岩基见于澜沧江褶皱系, 南北长约300余公里, 以上第二、三条岩基由辉长岩、闪长岩与花岗岩组成, 也是花岗岩占大多数。在华南则见于大容山及武夷山的東西两侧, 均略呈北东向延长。零星露头还见于塔山。大容山为含堇青石的黑云母花岗岩—二长花岗岩, 武夷山东坡为压碎黑云母花岗岩, 有的为变质片麻状花岗岩。

北方地槽区在东北有与闪长岩(264—294百万年)有关的矽卡岩型Fe、Cu矿(三道沟); 与花岗闪长岩(291百万年)有关的斑岩Cu、Mo矿; 与小花岗岩有关的Fe、Cu、Pb、Zn、稀土元素矿, 小型斑岩Cu矿, 斑岩Mo矿以及与基性岩有关的Cu-Ni矿。

在燕山地区, 有与辉长岩—苏长岩—斜长岩等有关的岩浆型Fe矿(大庙式)。在阴山、北山至新疆的褶皱系中, 有与花岗岩有关的改造型Fe-Nb-Ta矿(白云), 交代型Cu-Pb-Zn矿(霍克气), 矽卡岩型的Pb-Zn矿(花牛山)、Cu矿(辉铜山与宁夏)和W矿(天山

区),与钠质正长岩或细晶闪长岩有关的矽卡岩型Fe矿(雅满苏或天湖)和热液交代型的Fe矿(式可布台),以及伟晶岩型的Be-Li-Nb-Ta矿(阿尔太)。此外还有脉状Au矿(阿尔太)和其他Cu、Pb、Zn等矿点。

在龙门山—昆明断裂带,有辉长岩中碱性伟晶岩型的Zr-Nb-Ta矿(会理),以及著名的基性岩浆型V-Ti-Fe矿(攀枝花)。

在华南,此时期的成矿作用主要表现为与花岗岩有关的Sn矿(如诸广山小江岩体202百万年,姑婆山岩体232百万年和广西西江岩体203百万年)。^[12]

5. 侏罗—白垩纪燕山期花岗岩,产状可分三种形式,(1)受褶皱断系的控制。主要见于西藏—横断山脉弧形褶皱系中,大部呈长条岩基出现,特别在弧形转弯地带最为发育。其次在秦岭、宝鸡至大别山一段,也以不规则长条形岩基断续出现。(2)严格受断裂的控制。东南滨海省区(包括浙、闽、赣、湘、桂、鄂、皖),呈东西向、北东—北北东向或北西向的不规则小岩基、岩株或小岩钟密集出现。(3)秦岭—大别山一线以北的广大地区则为与断层有关和非构造的零散分布的岩体、小岩体和次火山体。滨海地带较多,向大陆内地,除在断层附近外,逐步稀少,银川—龙门山以西则几乎绝迹。

在云南南部有与白垩纪碱性花岗岩有关的Sn-Cu-Nb-Ta矿(箇旧)和矽卡岩型的W矿(文山)。

东南滨海省区类花岗岩的种类、岩石化学、演化以及矿化花岗岩的成矿模式,以及花岗岩与Be、W、Sn、Mo、Bi、Pb、Zn等矿产的成因关系,已在“南岭花岗岩地质学”一书中详加论述^[12],兹不赘述。值得提出的是:(1)所有大型矿床均在大岩体伸出的顶端小岩体之上或周围产出。(2)燕山晚期(白垩纪)的岩体多北西向分布,如昆仑关到大厂,许多晚期的Mo-Pb-En矿在海滨地带也多呈北西向的串珠状分布,如赤路Mo矿到铅山Cu-Pb-Zn-W矿。(3)富锡磁铁矿的特殊矿石。

西藏—横断山脉燕山褶皱带中有与花岗岩有关的云英岩型Sn矿带(云龙,腾冲),矽卡岩型Cu矿(中甸雪鸡坪红山),矽卡岩型Fe矿(安多,邦夏乡),与花岗斑岩有关的交代型Pb-Zn矿(剑川金顶),①与花岗闪长斑岩有关的斑岩Cu矿(江达、玉龙)②。

长江中下游的类花岗岩包括辉长岩、闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩、石英斑岩和石英二长岩、偏碱性辉石闪长玢岩、二长岩与正长岩等,钙碱系列与碱钙系列两套岩石。钙碱系列的石英闪长岩开始形成于早侏罗世初期(195m. y.),先是形成矽卡岩型Fe矿(大冶式),至侏罗白垩纪形成Cu-Fe矿(铜官山式),其后在早白垩世出现与花岗闪长岩有关的Cu-Fe-S矿(城门山)以及斑岩Cu-Mo矿(沙溪、德兴)和斑岩型W-Mo矿(阳储岭),碱钙系列的偏碱辉石闪长岩开始形成于中侏罗世,在早白垩世形成玢岩Fe矿(宁芜式),演变至晚白垩世与正长岩、霞石正长岩有关的Cu-Au矿(铜井式)③。

华北地块燕山期类花岗岩包括早晚二期,早期岩套生成于侏罗纪,常作北西向分布。它又分为二幕,第一幕由含辉长岩包体的闪长岩、石英闪长岩(147—149百万年)和二长

① 云南省地质局,云南冶金勘探公司资料。

② 宁奇生等报告。

③ 郭文魁,长江中下游的构造,岩浆和成矿作用问题,富铁矿找矿理论和方法汇编,冶金出版社。

岩(145百万年)组成,在阜平杂岩系中常见燕山期小侵入体,从边部闪长岩过渡为内部的花岗闪长岩,或边部花岗闪长岩过渡为内部的花岗岩。 Rb/Sr 比值为0.1—0.5,与Fe-Co矿(邯邢式)有成因关系,并可能与Cu、Pb、Zn、Mo有关联。第二幕为二长花岗岩,富钾,可能是Mo矿之母岩。晚期岩套一般作北北东向分布,为偏碱富硅的花岗岩岩套(113.6—124.2百万年)含析离条纹钾长石、微斜长石、少量低钙的斜长石与黑云母。有褐帘石及稀有元素重矿物^①。此外,主要在燕山区还出现花岗正长岩与碱性正长岩的零散小岩基与小岩体,有的穿插花岗岩。这三套岩石分布于华北地块的南北边缘,地块内断裂带交接之处。从地块南北边缘太古界隆起区到震旦—寒武系的拗陷区,有从Au、W、Mo矿向Cu-bP-Zn矿变化之趋向。此外,还有非构造的类花岗岩,呈小岩体,如产于山西吕梁山关帝山早元古界的偏碱性花岗岩,其中有含黑钨矿的石英脉,并有Sn、Mo、Nb、Ta矿化。另在五台山南有与Au-Mo-Cu-黄铁矿有关的小花岗岩,在后峪有与Cu矿和Au矿化点有关的石英斑岩等。

在东北海西褶皱断区的吉林海西花岗岩基分布区,有与燕山期较小斜长花岗岩有关的矽卡岩W矿和斑岩Mo矿,在大兴安岭有与燕山期花岗岩有关交代型含锡磁铁矿Fe-Sn矿床,以及与碱性花岗岩有关的浸染型稀有元素矿床。

6. 新生代的类花岗岩极少,只有华山花岗岩与大厂花岗岩有新生代早期的年龄测定数据,是否可靠,尚待进一步验证。另在藏南有同褶皱的花岗岩条带^[13],在台湾有渐新世闪长岩中的斑岩Cu矿和英安岩中的Cu-Au矿。

三、几个重要问题

1. 类花岗岩的岩浆来源尽管还存在着争论,但在形成金属矿床方面,除供给热能外,还提供了相应的矿石物质。只是由于岩石类别不同,如辉长闪长岩和偏碱超酸的花岗岩所释出的金属元素组合也有所不同,前者多亲铁元素,后者多亲石元素。

2. 燕山运动及与之有关的岩浆活动所形成的金属矿产远比以前更为多种多样。这种与成矿有关的类花岗岩的踪迹在银川—龙门山断裂带以西,昆仑山以北的地区近乎绝迹,故将银川—龙门山—昆明断裂带视为东西成矿域的界线,仍不失其现实意义^{[9][14]}。

3. 褶皱系与断裂带既控制了岩浆活动,同时也控制了有关金属元素的成矿作用。在中国东部,除台湾新生代褶皱断裂系外,大陆上东部成矿域具有“格状构造骨架”的特点^[14],在两组构造系(带)交汇之处,常为金属矿产更为密集之处,也是多期成矿作用迭加强化之场所。

4. 在时空发展方面,类花岗岩像是以古中国陆台为中轴,向南向北经历了不同的过程^[1]。在古中国陆台之华北地块内,太古代晚期即有结晶类花岗岩之形成,此花岗岩的初始 Sr^{87}/Sr^{86} 比值显示地块陆壳的形成应更早。其后,除元古代末期有类花岗岩形成外,直到燕山期才有沿断裂或非构造的类花岗岩小岩基或小岩体出现。古中国陆台以南,随着陆壳向西南与向东南的逐步成长扩大,历次地壳运动均有类花岗岩之形成。以华南为例,从

① 北京地质研究所报告。

元古代晚期开始,经加里东期、海西—印支期直到燕山期,各期均有类花岗岩的发育,而燕山期发育达到顶点。古中国陆台以北,邻近陆台边缘虽开始有少数加里东岩体之出现,而类花岗岩在上古生代晚期最为发育。至燕山期只有沿断裂或非构造的小岩体出现。虽然每一次地壳运动的相应岩浆活动,大多显示出从基性到酸性、碱性的演化趋势,但就最为发育的燕山期类花岗岩在空间上的变化,可以看出在华南主要为花岗闪长岩—二长花岗岩—黑云母花岗岩岩系,其中以黑云母花岗岩为最多。在华北地块,则是含辉长岩包体的闪长岩—石英闪长岩—石英二长岩—二长花岗岩—花岗岩系,且有较多正长岩出现。而在东北区大体上为黑云母花岗岩—白岗岩—碱性钾长花岗岩—花岗正长岩—文象花岗岩岩系。因此华南、华北和东北的岩浆,显然来源不同。因而与类花岗岩有关矿产的元素组合也不相同。

5. 上述资料,可以清楚地看出类花岗岩小岩体内外所伴生的矿产远比大岩基,特别是长条形大岩基所伴生的为多^[9],这似乎已为大家所公认。且大岩基周围往往没有可识别的金属元素分带。而小岩体(如江西曾家垅,广东一六)附近则常有清晰的金属元素分带现象。这很可能是由于小岩体为隐伏大岩体的顶端,更富于容易上升的挥发流体的结果。但也不可忽视大岩基,因大岩基经常是由复式多期岩体所组成,在其中寻找非构造性小岩体或蚀变区,仍有发现相应矿产之可能。

6. 与W、Be、Nb、Ta和稀土元素共生的Sn,一般认为是陆壳来源。全世界锡矿集中在几个成矿区,我国滇西与缅、泰、马相连的南北向褶皱断裂成矿带以及华南成矿省是其中的两个重要的产锡区。据埃文斯(Evens, 1980)统计,全世界锡矿床与不同时期类花岗岩有关的百分比如下:中生代63.1%,海西期18.1%,加里东期6.6%,前寒武纪3.3%。我国华南成矿省从西到东,从元古代末期,经加里东、海西—印支到燕山各期造山运动后,均有与类花岗岩有关的锡矿形成,不过最多、最大的锡矿床产于燕山期。很多地质学家认为:华南类花岗岩来自该区下古生界或前寒武系的深源物质,且当部分熔融而形成类花岗岩时,原来岩层中的锡也被活化了。屡次熔融,屡次富集,以至到中生代成为既多且大的锡矿床,这像是一套完整的假说。但是最近大西洋中脊的海底调查,发现了锡的矿化作用,这一事实说明锡的终极来源,也与其他金属一样,应是地幔。这确实是一个值得注意的问题,也牵涉到我们对金属矿产的找矿方向。

主要参考文献

- [1] 翁文灏, 1920, 中国矿产区域论,《地质汇报》2号, 9—24页。
- [2] 谢家荣, 1936, 中国之矿产时代及矿产区域,《地质论评》, 1卷3期, 363—380页。
- [3] 黄汲清, 1945, 中国主要地质构造单位,《地质学报》甲种20号。
- [4] 孙 肅, 1957, 花岗岩的起源问题,《地质论评》, 17卷1期。
- [5] 谢家荣, 1963, 论花岗岩及花岗岩化的研究为区测及找矿工作服务,《地质快报》12期。
- [6] 程裕淇等, 1963, 变质岩的基本问题和工作方法, 地质出版社。
- [7] 闻 广等, 1963, 再论岩浆岩成矿专属性,《地质学报》, 43卷4期, 278—393页。
- [8] 南京大学, 1964, 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系。
- [9] 郭文魁, 1965, 我国主要成矿条件的基本特征,《科学通报》3月号, 189—201页。
- [10] 贵阳地球化学研究所, 1974, 论花岗岩成因问题。

- [11] 郭文魁, 1978, General Aspects of the Geological evolution in China, Proceedings of the third Conference on Geology and Mineral Resources of Southeast Asia, Bangkok.
- [12] 莫柱荪等, 1980, 南岭花岗岩的地质学, 地质出版社。
- [13] 涂光炽等, 1981, 西藏南部花岗岩类的特征和演化, 《地球化学》。
- [14] 郭文魁, 刘兰笙, 余志杰, 1982, 中国东部成矿域与成矿期的基本特征, 《矿床地质》1卷 1期
- [15] Albers, John P. 1981, A lithologic-Tectonic Framework for metallogenic provinces of California, Econ. Geol. Vol. 76, №. 4, pp. 765-790.
- [16] Bateman, Paul. C. et. al., 1977, Solidification of the Mont Givens Granodiorite, Sierra Nevada, California, in "Plutonism in relation to volcanism and metamorphism" I. G. C. P. Circum Pacific Plutonism project.
- [17] Burnham, C. W., Ohmoto H. 1980, Late-Stage processes of felsic magmatism in "Granitic magmatism and related mineralization", Soc. of Mining Geologists of Japan, №, 4, pp. 1-11.
- [18] Chappell, B. W., and White, A. J. W., 1974, Two Contrasting Granite Types, Pacific Geology, pp. 173-174.
- [19] Collins, W. T., Beams S. P., White A. J. W., Chappell B. H., 1981, Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia, manuscript.
- [20] Pitcher, W. S., 1977, The Anatomy of a Batholith, in "plutonism in relation to volcanism and metamorphism" I. G. C. P. Circum-pacific project.
- [21] Puffer, T. K., 1972, Iron bearing minerals as indicator of intensive variables pertaining to granitic rocks from the Pigmatitic point Area, Colorado, Am. J. Sci. Vol. 272, ppp. 273-289.
- [22] Read, H. H., 1956, The granite Controversy. Thomas Murby & Co., London.
- [23] Roddick, J. A. et. al., 1977, Relation between plutonism, metamorphism and volcanism in the Coast Mountains, British Columbia, in "Plutonism in Relation to volcanism in the Coast Mountains, British Columbia, in "Plutonism in Relation to volcanism and metamorphism" I. G. P. Circumpacific project.
- [24] Sibson, R. H., 1977, Fault rocks and Fault mechanisms, J. Geol. Soc. vol. 133, part 3.
- [25] Shunso Ishihara, 1976, The magnetite-series and ilmenite series granitic rocks, [Min. Geology, 27, 5, pp. 293-305.
- [26] Silver, L. T., 1979, Peninsular Ranges batholith, a case study in continental margin magmatic ore setting, characteristics and evolution, Geol. Soc. Am. Abstracts with programs Vol. 11, №, 7, p. 517.
- [27] Mehnert, K. R., 1968, Migmatite and the granite problem, Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London.
- [28] Teisseryre, Herryk, 1980, Precambrian in South-Western Poland, Geologica Sudetica, Vol. 15, №. 1.
- [29] White, A. J. R., 1979, Sources of Granite magmas, Abstracts of Geol. Soc. Amer. Abs Prog. 11, p. 539.

ON GRANITOIDS RELEVANT TO METALLOGENY

Guo Wenkuei

(Research Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences)

Abstract

To begin with a general review about the argument upon the origin of granitoids since late eighteen century, this paper gives, at first, a brief account of the progresses in the granitoid studies approached from various aspects, especially in those made during the latest decade. As to the formation of granitoid, apart from the classical theory of residual differentiates from original basaltic mother magma, there are also other conceptions such as anatexis, palingenesis, ultrametamorphism, migmatization, granitization and partial melting of preexisting rocks, formulated by separate authors from discrete regions at different times. Although the intents of the various conceptions are somewhat different, but they all imply that the pre-existing rocks appeared to have been transformed, to some extent, into a sort of melt (hot fluid) at the ultimate stage of various processes. Such melt would give rise to consistent geological effect as original magma should do. Granitoids may be crystallized from the original magma or the neo-melt in more or less the same way. In this sense, this paper, then, tries to deal with the relationship between granitoids and metallogeny in China.

Based upon the present documents available, the granitoids of Chinese Continent can be tentatively generalized, according to their characters and mode of occurrence in different tectonic units, into three major groups: (A) Large batholiths in faulted fold systems are usually elongated in form, parallel to the fold structure, locally marked by cutting the structure. They are, mostly made up of equigranular massive granitoids. Some have megacrystals in addition and some others show, themselves, foliation structure which look much like that of the adjacent metamorphic rocks. Still, some appear to gradually merge into the country rock. Many such granitoid batholiths are associated with pegmatite or migmatite. (B) Small batholiths, stocks and intermittently stretching irregular small masses distributed along fracture zones or deep faults, are mostly composed of medium grained crystalline rocks characterized by such features as resulted from fractional crystallization and

some marginal assimilation of country rocks. Around the intrusive body usually presents contact metamorphic aureole of various facies as Skarn, hornfels and marble etc. and the grade of metamorphism remarkably decreases away from the intrusive. (C) Anorogenic sporadic small intrusive or subvolcanic bodies located in either the above stated two kinds of igneous masses or the country rocks are represented by equigranular to porphyritic rocks. Country rocks around the intrusive body usually show transformation of fracturing, crushing, brecciation or crumpling. There may be some contact aureole in carbonate and mafic country rocks but obscure in felsic country rocks.

As a result of spatial and temporal analysis of Granitoids, six remarkable points about the metallogeny of China have been put forward as follows:

(1) Whatever be their origin, granitoids do provide not only heat but also some ore materials for the formation of ore deposits. Different metal association appears to be given off from different variety of granitoid. For example, siderophile metallic elements often show affinity to mafic granitoid as diorite while lithophile elements, to subalkalic, ultra-acidic granitoid.

(2) Much more ore deposits of various types have formed along with tectono-magmatism since Yenshanian movement than those prior to the movement. There are scarcely any yenshanian granitoid related to metallization in the terrain to the north of Kunlun mountain range and west of Yenchuan-Longmenshan fracture zone. It seems, therefore, reasonable to take the Yinchuan-Longmenshan-Kunming tracture zone as the boundary between West China and East China metallogenic domains.

(3) The nearly east-west trending faulted fold system, contractive in nature, and the north-northeast trending fracture zones, expansive in nature, are the major tectonic factors controlling magmatism as well as metallogeny. The East China metallogenic domain is characterized by "tectonic framework bone" except for Taiwan Cenozoic fold system. Those areas where the two sets of the major tectonic units intersect each other are usually rather concentrated with ore deposits than elsewhere. It is in those areas where occur multi-metallizations, i. e. earlier metallization super-imposed by later ones, and hence metallogenesis get enhanced.

(4) Take the East China metallogenic domain as an example. The palaeo-China continent appears to be an axial plate from which the development of granitoid down to the south underwent rather different process as compared to that occurred up to the north. Although the temporal evolution of magmatic activity tends to be, as a rule, from basic to acidic and finally alkalic in nature during every vigorous movement since the end of

Archaean to Yenshanian, the spatial variation of the most developed Yenshanian granitoids appear remarkable in different metallogenic provinces of South, North and Northeast China. In South China, the granitoid is represented by granodiorite-monzonitic granite-Biotite granite rock series dominant in biotite granite. In North China massif (eastern part of palaeo-China continent), the granitoid consists of diorite with lots of Gabbro inclusions, quartz diorite-admellite-monzonitic granite-granitoid rock series. Still present are many syenite bodies. But, in Northeast China metallogenic province, the granitoid is biotite granite—alaskite—potash granite-granosyenite rock series. The different rock series should reflect themselves different in origin and in relevant developing process and, therefore, different in ore element association.

(5) It is clear that a great amount of ore deposits is often associated with smaller granitoid bodies rather than with large batholiths especially those elongated belt-like batholiths. No recognizable metallic zoning has been found around the large batholith, but there is evidential ore zoning around small igneous bodies. It is highly probable that the small bodies may be the apex of concealed large intrusive as revealed by air photo in many cases and rich in volatile flux ascending from below. However, most of the large batholiths are composite and made up of multiple phases of intrusion. It is still possible to find anorogenic small intrusive bodies or hydrothermal altered areas and corresponding ore deposits within the batholith.

(6) Associating with W, Be, Nb, Ta and rare elements, the tin is commonly believed to be of continental crust origin. In south China metallogenic province, separate tectonic movements took place at the end of proterozoic, caledonian, Hercynian-Indosinian and Yenshanian periods from west to east successively. Near the late stage of each movements, always formed tin deposits in affinity to granitoid. But most of the significant tin deposits occurred properly during Yenshanian. Many Chinese geologists have proposed that the granitoids relevant to tin deposits in South China might have originated from rather deep sources of Precambrian or Lower Palaeozoic rocks. While the rocks were involved in the process of partial melting, the tin originally in them might get activated too. Repeated melting gave rise to repeated tin enriching and till Yenshanian the enrichment attained such a high grade as to make the granitoid able to form economic tin deposits. However, the recent discovery of subsea tin mineralization at the midridge of the Atlantic Ocean indicates that the ultimate source of tin, same as other metals, should be attributive to mantle rather than crust.