

中国大型-超大型金矿床时空分布及其成矿地质背景

Temporal-spatial distribution of large and superlarge gold deposits in China and their metallogenic geological background

王科强, 牛翠祎, 张 峰, 喻万强

(中国人民武装警察部队黄金地质研究所, 河北 廊坊 065000)

WANG KeQiang, NIU CuiYi, ZHANG Feng and YU WanQiang

(Gold Geological Institute, Chinese People's Armed Police Force, Langfang 065000, Hebei, China)

摘 要 大型-超大型金矿床具有代表性、典型性, 加强大型-超大型金矿床的成矿背景研究, 可更加全面地认识金矿床形成的各种控制因素, 为成矿区划工作提供判别标准, 提高找矿区划与成矿预测工作的针对性、有效性。文章从中国已知的 106 个大型-超大型金矿床的空间分布、时间分布分析入手, 探讨了影响中国大型-超大型金矿床形成的前寒武纪结晶基底、岩浆岩、大型构造、深层构造等各种地质因素。结果发现中国金矿床与国外相比存在着差异性, 有其独特性, 进而从中国独特的大地构造环境、大地构造演化历史角度探讨了造成这种差异的原因。

关键词 地质学; 成矿背景; 大型; 超大型

大型-超大型金矿床具有代表性、典型性, 可以很好地反映金矿床的形成和分布规律, 可作为地质历史演化过程的标志。加强大型-超大型金矿床的时空分布、成矿背景研究, 可更加全面地认识、了解其形成的制约因素, 建立区域找矿模型指导金矿床的寻找, 提高金矿找矿区划与成矿预测工作的针对性、科学性、有效性。此外, 中国的金矿床与国外相比, 在许多方面存在着差异。如世界上 20 世纪发现的金金属储量超过 200 t 的金矿床就达 85 个, 超过 500 t 的金矿床有 14 个(戴自希等, 2004), 而中国金金属资源量超过 100 t 的仅有 7 个; 我国金矿床类型多, 但至今未发现像南非的兰德型、乌兹别克斯坦的穆龙套型、美国的霍姆斯塔克型、加拿大的赫姆洛型以及环太平洋成矿带的火山-次火山岩型(斑岩型)等超大型的金矿类型; 成矿时代上, 国外具有“一老一新”的特点, 即形成于稳定克拉通内的太古代金矿床与形成于环太平洋成矿带的第三纪金矿床, 成岩成矿时差小; 而中国的金矿床主要形成于侏罗纪-白垩纪, 成岩成矿时差大。加强大型-超大型金矿床的时空分布与成矿地质背景研究, 将金成矿作用与中国独特的大地构造演化历史结合起来, 可以从深层次上探讨造成差异的原因。

本文统计了中国大型规模以上金矿床 106 个, 其中超大型 7 个, 特大型 22 个, 大型 77 个, 并对其成矿时代进行了划分(表 1)。

1 空间分布

中国大-超大型金矿床在空间上大部分分布于大陆(或地台)及基底构造层隆起区的边缘。沿塔里木-华北古板块南北两缘, 金矿床呈近东西向带状展布; 在大兴安岭-太行山-豫西-鄂西-湘西一线以东广

大地区, 金矿床总体上呈近南北向或北北东向展布; 在西南地区, 金矿床呈向北东方向凸出的弧形带状分布 (图 1)。

表 1 中国大型-超大型金矿床一览表

矿床名称	规模	成矿时代	矿床名称	规模	成矿时代
河北崇礼东坪	特大	晚古生代	河南桐柏老湾	大	侏罗纪—白垩纪
河北宽城峪耳崖	特大	侏罗纪—白垩纪	河南桐柏银洞坡	大	早古生代
河北灵寿石湖	特大	侏罗纪—白垩纪	湖北大冶鸡冠嘴	大	侏罗纪—白垩纪
河北迁西金厂峪	大	侏罗纪—白垩纪	湖北嘉鱼蛇屋山	大	侏罗纪—白垩纪
河北宣化小营盘	大	侏罗纪—白垩纪	湖北阳新鸡笼山	大	侏罗纪—白垩纪
内蒙古阿拉善左旗朱拉扎嘎	大	晚古生代	湖南安化廖家坪	大	侏罗纪—白垩纪
内蒙古敖汉金厂沟梁	大	侏罗纪—白垩纪	湖南常宁水口山	特大	中元古代
内蒙古包头哈达门沟	大	晚古生代	湖南平江黄金洞	大	中元古代
辽宁丹东市五龙	大	三叠纪	湖南桃源沃溪	大	中元古代
辽宁凤城小佟家堡子	特大	侏罗纪—白垩纪	湖南新邵大新	大	中元古代
辽宁阜新排山楼	大	侏罗纪—白垩纪	湖南溆浦江湾	大	侏罗纪—白垩纪
辽宁盖州猫岭	特大	侏罗纪—白垩纪	广东高要河台	大	三叠纪
吉林安图海沟	大	侏罗纪—白垩纪	海南乐东抱伦	大	三叠纪
吉林桦甸二道甸子	大	晚古生代	广西凌云明山	大	侏罗纪—白垩纪
吉林桦甸夹皮沟	大	晚古生代	四川甘孜四通达(丘洛)	特大	三叠纪
吉林珲春小西南岔	大	侏罗纪—白垩纪	四川南坪马脑壳	大	侏罗纪—白垩纪
黑龙江勃利老柞山	大	晚古生代	四川平武银厂	大	侏罗纪—白垩纪
黑龙江东宁金厂	特大	侏罗纪—白垩纪	四川壤塘金木达	大	侏罗纪—白垩纪
黑龙江嘉荫平顶山	大	侏罗纪—白垩纪	四川松潘东北寨	特大	侏罗纪—白垩纪
黑龙江嘉荫团结沟	特大	侏罗纪—白垩纪	贵州安龙戈塘	大	侏罗纪—白垩纪
黑龙江漠河砂宝斯	大	侏罗纪—白垩纪	贵州晴隆老万场	大	侏罗纪—白垩纪
黑龙江嫩江争光	大	侏罗纪—白垩纪	贵州兴仁紫木幽	大	侏罗纪—白垩纪
黑龙江逊克东安	大	侏罗纪—白垩纪	贵州贞丰烂泥沟	超大	侏罗纪—白垩纪
安徽铜陵马山	大	侏罗纪—白垩纪	贵州贞丰水银洞	特大	侏罗纪—白垩纪
福建上杭紫金山	超大	侏罗纪—白垩纪	贵州贞丰岩上	大	侏罗纪—白垩纪
江西德兴金山	超大	中元古代	云南东川播卡	大	侏罗纪—白垩纪
山东莱州仓上	大	侏罗纪—白垩纪	云南鹤庆北衙	大	三叠纪
山东莱州焦家	超大	侏罗纪—白垩纪	云南墨江金厂	大	侏罗纪—白垩纪
山东莱州新城	特大	侏罗纪—白垩纪	云南元阳大坪	大	侏罗纪—白垩纪
山东莱州三山岛	特大	侏罗纪—白垩纪	云南镇沅老王寨	大	侏罗纪—白垩纪
山东平邑归来庄	大	侏罗纪—白垩纪	西藏谢通门洞嘎	大	新生代
山东龙口大磨曲家	大	侏罗纪—白垩纪	陕西丹凤八卦庙	大	侏罗纪—白垩纪
山东牟平邓格庄	大	侏罗纪—白垩纪	陕西略阳煎茶岭	大	侏罗纪—白垩纪
山东蓬莱后大雪	大	侏罗纪—白垩纪	陕西太白双王	大	侏罗纪—白垩纪
山东乳山金青顶	大	侏罗纪—白垩纪	陕西潼关桐峪	大	侏罗纪—白垩纪
山东招远大尹格庄	特大	侏罗纪—白垩纪	陕西镇安金龙山	特大	侏罗纪—白垩纪
山东招远东风	特大	侏罗纪—白垩纪	陕西周至马鞍桥	大	侏罗纪—白垩纪
山东招远河东	大	侏罗纪—白垩纪	甘肃礼县金山	大	侏罗纪—白垩纪
山东招远河西	大	侏罗纪—白垩纪	甘肃礼县李坝	特大	侏罗纪—白垩纪
山东招远玲珑-台上	超大	侏罗纪—白垩纪	甘肃临泽银水沟	大	晚古生代
山东招远夏甸	大	侏罗纪—白垩纪	甘肃碌曲拉尔玛	大	侏罗纪—白垩纪
山东招远谢家沟	大	侏罗纪—白垩纪	甘肃玛曲大水	特大	三叠纪
河南灵宝出岔-乱石沟	大	侏罗纪—白垩纪	甘肃岷县鹿儿坝	大	晚古生代
河南灵宝大湖	大	侏罗纪—白垩纪	甘肃岷县寨上	特大	侏罗纪—白垩纪
河南灵宝四范沟	大	侏罗纪—白垩纪	甘肃肃北黑刺沟	大	早古生代
河南灵宝文峪-东闯	超大	侏罗纪—白垩纪	甘肃文县石鸡坝	大	侏罗纪—白垩纪
河南灵宝杨砦峪	大	侏罗纪—白垩纪	甘肃文县阳山	超大	侏罗纪—白垩纪
河南栾川北岭	大	侏罗纪—白垩纪	青海海西滩洞山	特大	晚古生代
河南栾川狮子庙	大	侏罗纪—白垩纪	青海曲麻莱大场	特大	三叠纪
河南洛宁上宫金矿	大	侏罗纪—白垩纪	新疆哈巴河多拉纳萨依	大	晚古生代
河南嵩县庙岭	大	侏罗纪—白垩纪	新疆托里哈图(齐 I)	大	晚古生代
河南嵩县祁雨沟	大	侏罗纪—白垩纪	新疆伊宁阿希	特大	晚古生代
河南嵩县前河	大	侏罗纪—白垩纪	新疆伊宁塔吾尔别克	大	晚古生代

资料截止日期: 2007 年 3 月。

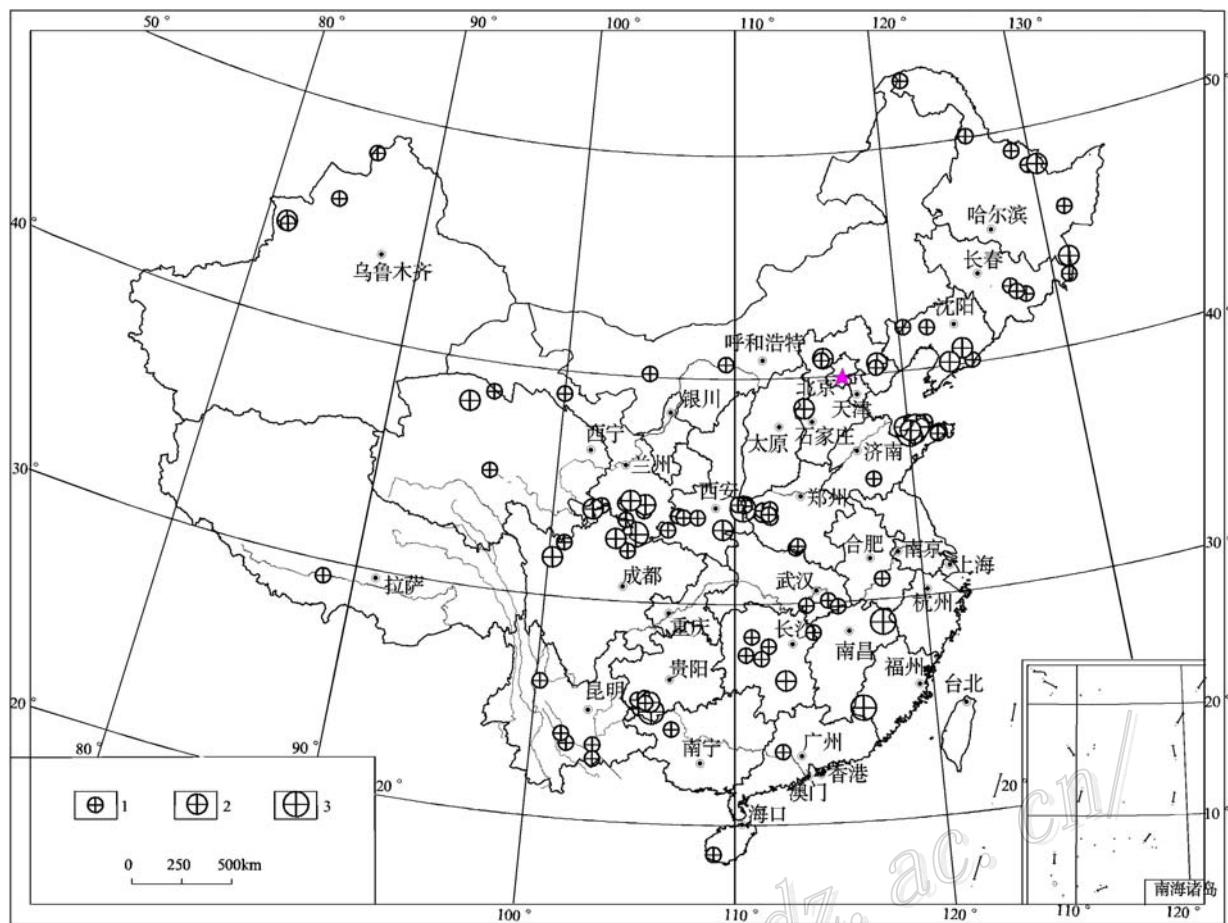


图 1 中国大型-超大型金矿床空间分布图

1—大型金矿床 (20~50 t); 2—特大型金矿床 (50~100 t); 3—超大型金矿床 (>100 t)

赋存于太古宇—古元古界一套普遍绿化了以镁铁质火山岩为主的变基—中基性火山岩系和部分沉积岩系中, 主要分布于华北地台北缘的燕辽 (河北小营盘、金厂峪)、夹皮沟等地区。

产于元古宙浅变含碳质碎屑岩、泥质岩、碳酸盐岩中的大型-超大型金矿床主要分布在华北陆块元古宇拗陷边缘、扬子陆块元古宇隆起边缘、华南褶皱隆起边缘等地, 并受深断裂控制。集中分布在华北地台北缘西段 (内蒙古朱拉扎嘎)、辽东丹东—营口 (辽宁猫岭、四道沟、小佟家堡子、五龙, 吉林二道甸子)、豫南桐柏—大别 (河南银洞坡、老湾)、康滇地轴南端 (云南播卡)、江南古陆 (江西金山、湖南黄金洞)、粤西 (广东河台) 等地区。

产于古生代—三叠纪含碳质碎屑岩、泥 (硅) 质岩、碳酸盐岩中的大—超大型金矿床分布于扬子地台周边的古生代、中生代褶皱带内, 主要有滇黔桂 (广西明山、贵州戈塘、老万场、紫木垭、烂泥沟、岩上、水银洞等)、陕甘川 (东北寨、马脑壳、丘洛、嘎拉、大水、忠曲、拉日玛、坪定、阳山)、中西秦岭 (金龙山、寨上、马鞍桥、八卦庙、李坝、双王等) 等地区。

产于花岗岩类侵入体内外接触带中的大—超大型金矿床主要分布于: ① 前寒武纪结晶基底隆起区的构造-岩浆活动带中, 受中生代重熔型花岗岩控制。如华北地台周边的胶东、小秦岭、燕辽、赤峰、乌拉山—大青山地区; ② 受中生代酸性小岩体控制, 主要分布于长江中下游 (湖北鸡笼山、鸡冠嘴、安徽马山)、湖南水口山—临武 (湖南水口山)、雅鲁藏布江 (西藏洞嘎) 等地区。③ 与晚古生代碱性杂岩有

关金矿床分布在华北地台北缘隆起区中段的张宣地区（河北东坪）。

与显生宙镁铁质、超镁铁质岩有关的大型金矿床主要分布在哀牢山地区（云南金厂、老王寨）、中秦岭勉略构造混杂岩带南缘（陕西煎茶岭）、西准噶尔（新疆哈图）等地区。

产于中、新生代陆相火山岩系中的大一超大型金矿床金矿床主要分布东北东部、山东中部、熊耳山及东南沿海火山岩带，即东部环太平洋火山岩带的外带（黑龙江东安、金厂、团结沟、山东归来庄、河南祁雨沟、福建紫金山等）；其次分布于西天山的晚古生代火山岛弧带（新疆阿希、塔吾尔别克）。

产于风化壳中的红土型大金矿床分布于长江中下游地区（湖北蛇屋山）。

2 时间分布

对我国大型-超大型金矿床的成矿时代进行了划分和统计（表2），侏罗纪-白垩纪是我国大型--超大型金矿床最主要的成矿期（图2），其次是晚古生代、三叠纪、中元古代、早古生代和新生代。侏罗纪-白垩纪金矿床主要分布在贺兰山-龙门山-横断山以东的广大地区，受西太平洋弧后大陆边缘活动带控制。

表 2 各成矿期金矿床数量统计表

成矿期	中元古代	早古生代	晚古生代	三叠纪	侏罗纪-白垩纪	新生代
矿床数	5	2	13	7	78	1
百分比/%	4.7	1.9	12.3	6.6	73.6	0.9

资料截止日期：2007年3月。

晚古生代金矿床主要分布在塔里木—华北古板块北缘及其以北的褶皱区；三叠纪、新生代的金矿化，主要分布在西南地区；中元古代的金矿化主要分布于扬子地块的东南边缘，成矿时间具显著区域性特征。三叠纪成矿期以前，金矿成矿带主要呈东西向延伸，成矿作用北强南弱。三叠纪成矿期以来，金矿成矿带多呈北东向展布，成矿作用东强西弱。

3 大型-超大型金矿床成矿的地层背景

3.1 地台周边的大多数大型-超大型金矿床产于前寒武纪结晶基底出露区

前寒武纪（包括太古宙和元古宙）占地球历史时间的5/6，是地球演化历史最漫长的阶段，也是最重要的造壳时期。现代地壳的规模在前寒武纪已基本完成，主要地质作用为壳内物质的活化再造。中国大陆地表前寒武纪岩石占1/3，估计占地壳的85%以上（孙大中，1999）。华北和华南前寒武地壳经历了五次以上的构造变动（马杏垣，1987）。华北地台周边地区（张宣、赤峰、冀东、辽西、夹皮沟、胶东、小秦岭等地区）及扬子地台东南缘、西缘地区集中了相当数量的大-超大型金矿床。其中金矿床的分布与前寒武纪结晶基底的分布在空间上具有一致性（图3）。即使是与中生代花岗质岩浆岩有关的金矿床，花岗质岩浆岩亦主要是来源于太古宙老变质岩的深部重熔作用，矿床位于结晶基底分布区的壳源重熔、同熔花岗岩或复式杂岩体周围，远离结晶基底的花岗质杂岩体中一般很难见到大-超大型金矿床。如河南小秦岭地区金矿床大都分布于文峪岩体东南侧，流体包裹体及微量元素研究表明（徐九华等，2004），该区金矿的成矿流体大部分不是晚燕山期花岗岩侵位后衍生的，而与花岗岩的起源相似，是太华群深熔作用的同源产物（不混溶产物）。它们在燕山期构造热事件中沿着各自通道上升侵位，分别成岩和成矿。

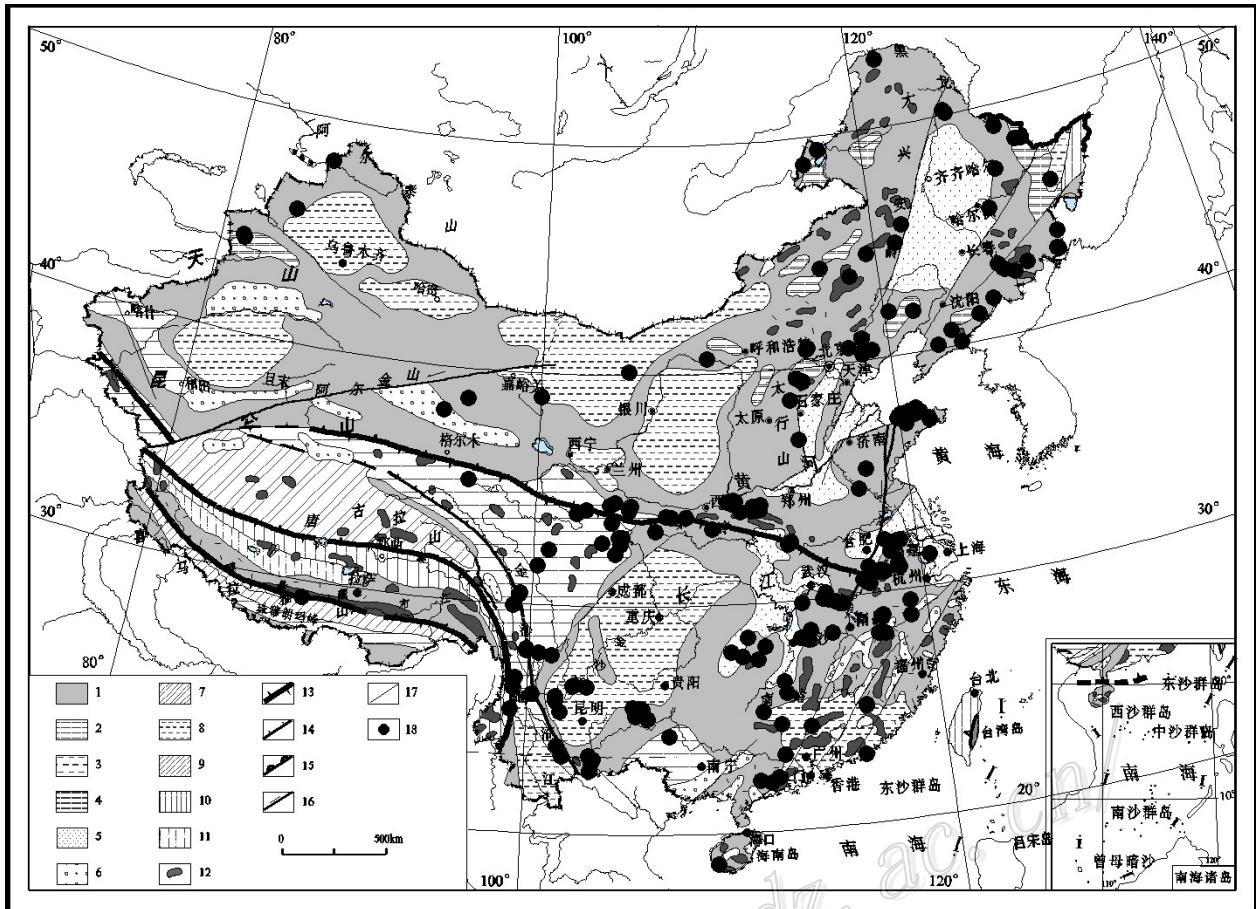


图 2 侏罗纪-白垩纪古构造图与大-超大型金矿床分布图(底图据刘训, 2002 修改)

- 1—古生代前基底隆起; 2—印支期基底隆起; 3—稳定型内陆盆地; 4—燕山期含煤盆地; 5—晚燕山期断陷盆地; 6—山间-山前盆地;
7—早燕山期活动陆棚(燕山期被动大陆边缘); 8—海侵区; 9—活动陆棚; 10—大陆斜坡; 11—晚燕山期边缘海; 12—侵入岩;
13—地壳对接带; 14—地壳叠接带; 15—地壳俯冲带; 16—后期平移断裂; 17—同沉积断裂; 18—大-超大型金矿床

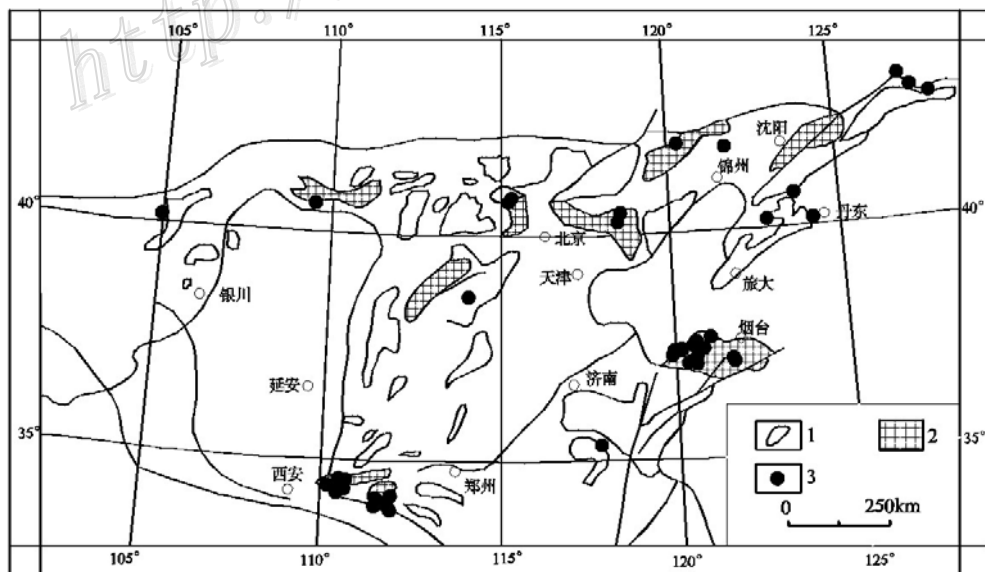


图 3 中国东部地区太古宙结晶基底与大-超大型金矿床空间分布图(底图据罗镇宽, 1998)

- 1—太古宙; 2—太古宙绿岩带; 3—大型-超大型金矿床

究其原因,一是太古宙地壳薄、热状态高、壳幔作用强烈,其形成的镁铁质-超镁铁质岩石是地幔金的携带物和储存物,含金丰度高,且多以可溶性金形式存在;同时,火山喷气和火山热液亦可将地幔金带出,被凝灰质、炭质、硅铁质和泥质等沉积物吸附,在基底的一定层位和岩性中获得初步富集,成为金成矿的直接矿源之一。如在小秦岭、张宣、胶北及鲁西泰山群中分别采集了远离金矿区的片麻岩包体中以变质镁铁质岩石为主的 203 件样品(陆松年等,1997)。测试结果表明(表 2),小秦岭、张宣、胶北金矿密集区初始地壳金丰度值高,浓集系数分别为 20.61、9.32、13.00,而非金矿密集区的鲁西泰山地区浓集系数仅为 3.55,说明结晶基底中地壳金丰度对金矿密集区的形成有明显的制约。从稳定同位素看,受基底控制的金矿床围岩硫、铅同位素具有地幔硫、铅的特征,而矿石硫、铅同位素又与围岩相似。如夹皮沟矿石铅同位素与绿岩中斜长角闪岩铅同位素误差只有 3%。内蒙古赤峰金矿集中地区陈家杖子、安家营子金矿床的铅同位素资料显示成矿物质至少经历了 3 个阶段的演化历史(韩发,2006):在 2.846~2.475 Ga 期间,它们从上地幔中分离出来,储集在建平杂岩中;在 2.522~2.460 Ga 期间,它们经历了变质一分异作用之后,储集在新生陆壳中;在燕山早一中期(0.19~0.14 Ga),构造-岩浆事件把它们从建平群变质岩中活化出来,形成了金矿床。二是前寒武纪结晶基底往往出露于构造隆起区,预示着深部的岩浆作用,且有过不止一次的构造抬升过程。在基底的构造抬升过程中,易形成具有叠加构造特点的剪切带(较晚期的韧-脆性剪切带叠加在较早期的韧性剪切带上)、退变质作用及滑脱面,对金元素的壳内再分配及预富集有利。如胶东金矿床的形成经历了太古宙“原始矿源岩系”、新元古代“衍生矿源岩系”、中生代侏罗纪“直接矿源岩系”的形成与成矿三个阶段(李士先等,2007)。太古宙时期为胶东金矿形成的“雏型期”,来自地幔(或地核)的携带丰富金质的中基性岩浆的喷发,形成了唐家庄岩群和胶东岩群的初始矿源岩系,之后经历了迁西期和阜平期-五台期等构造旋回的变形变质和岩浆侵入作用,特别是古元古代早期(2 300 Ma 左右)变质作用形成胶东北东向展布的麻粒岩相变质热背斜,在胶东北部形成低角闪岩相金相对较高的地球化学背景区或少量的变质热液金矿点,成为胶东金矿金质的主要来源之一。新元古代为胶东金矿形成的“预富集期”,华北、扬子两大板块造山碰撞带的强烈作用(800 Ma 左右),在胶东“原始矿源岩”的基体内发生大面积的岩浆侵位活动,富含 K、Na、CO₂、H₂O、F、Cl 等挥发组分的热流体将原始矿源岩的金活化,自定位中心向岩体的边缘扩散迁移,在侵入体的边缘形成金元素的高背景区,形成衍生矿源岩系,为区内中生代侏罗纪“直接矿源岩系”的形成与成矿打下了坚实的基础。

表 2 金矿密集区与非密集区初始地壳金丰度及浓集系数对比(据陆松年等,1997)

元素含量	平均值	最大值	最小值	标准差	样本数	浓集系数
小秦岭地区	45.1249	68.0000	25.0000	13.0740	21	20.61
张宣地区	20.4214	56.0000	4.0000	9.2535	70	9.32
胶北地区	28.4694	68.0000	10.8000	13.9667	72	13.00
泰山地区	7.7750	52.0000	2.5000	7.9164	40	3.55

注:浓集系数=分区金元素丰度均值/地壳金元素克拉克值。

总之,前寒武纪结晶基底经历了长期的地质作用,具备了有利的成矿地质环境、地球化学场和成矿的物质基础,对大-超大型金矿床的形成有利。显生宙以来的成矿作用是在古老的岩石圈的基础上发生的,显生宙之前长达三十多亿年的占地球历史近 5/6 的岩石圈中元素的原始分布和早期分异对成矿作用不容忽视。此外,前寒武纪初始地壳的规模及金丰度的不均一,导致了大-超大型金矿床在前寒武纪结晶基底中的分布具有不均一。

3.2 火山岩对大-超大型金矿床的控制作用

中国东部处于环太平洋火山岩带的外带, 东部沿海火山盆地内及其边缘的基底相对隆起区, 广泛发育中生代钙碱性中-酸性火山岩、火山碎屑岩、次火山岩, 在其中形成了一批与火山-次火山岩有关的大-超大型金矿床。如黑龙江东安、团结沟、金厂, 山东归来庄, 河南祁雨沟, 福建紫金山等金矿床。其次, 西天山在晚古生代离散板块边缘的火山岛弧带中的陆相火山岩系中形成新疆阿希、塔吾尔别克大型-特大型金矿床, 西准噶尔在安齐断裂带上, 形成有与基性火山岩有关的金矿床。

矿床大多数分布于中生代断陷盆地边缘, 如团结沟金矿床位于乌拉嘎盆地东南缘, 金厂金矿床位于太平岭隆起与老黑山断陷的交接部位, 东安金矿床位于逊克火山盆地中宝山隆起带与库尔滨及阿廷河火山凹陷交接部位。矿体受火山机构控制明显, 赋存于构造盆地的边缘断裂、破火山口环状、放射状断裂, 火山角砾岩筒以及火山口附近的其它断裂中。

需注意的是, 中国大陆东部边缘从中生代以来处于弧后的大陆活动边缘。这里大面积分布的火山岩主要不是洋壳重熔形成的, 而是在太平洋板块俯冲挤压影响下由陆壳活化重熔形成的, 没有成带产出的火山浅成低温热液金矿床。但东部大陆边缘广泛分布有前寒武纪结晶基底, 当其被重熔时, 其中所含的金也就有条件活化成矿。如团结沟金矿床, 铅同位素证明, 至少部分物质来自下伏的黑龙江群。

4 中-酸性岩浆活动对大-超大型金矿床的控制作用

我国大多数金矿床的空间分布与花岗岩类侵入体密切相关, 尤其是与碱性花岗岩。有些矿床的金矿体直接产于岩体内部。在时间上这些金矿往往形成于岩体侵位之后, 但应属同期产物, 这表明金成矿过程中有岩浆活动的积极参与。与金成矿最密切的花岗岩类主要系基底变质岩重熔再生的产物, 其多受构造活动带控制, 大都位于汇聚板块边缘、深大断裂发育地带。岩体规模较小, 出露面积 $0.1 \sim 1 \text{ km}^2$ (少数为规模较大的复式或杂岩体)。岩石类型多为花岗闪长岩-二长花岗岩组合等中-酸性多期次侵入之杂岩体, 属钙碱性-碱性岩系列。岩体分布区往往发育各种岩浆晚期分异形成的脉岩。

我国东部地区产于花岗岩中的大型-超大型金矿床主要与燕山期岩浆活动有关。如胶东地区中生代侏罗纪 (205~137 Ma), 太平洋板块向欧亚板块俯冲、郯庐断裂带大规模的左行平移, 产生了一系列的北北东、北东向控矿断裂构造, 同时伴有构造-岩浆热事件, 来自地幔的中基性成分的岩浆上涌与下地壳的变质基底岩浆混合形成中酸性岩浆, 沿东西向构造带底辟式上升侵位, 来自地幔的热流体, 携带 H、O、S、Cl 等成矿组分和挥发分熔融“原始矿源岩系”和“衍生矿源岩系”, 形成胶东以壳幔混合岩浆作用为主的侵入体。其成岩过程中分异出来的含矿流体和大气降水掺和并携带被活化萃取的金质, 形成一个新的岩浆-流体-成矿系统, 金质与挥发分、碱质 (K、Na 等) 等形成易溶络合物进入流体相, 在一系列物理、化学条件影响下, 含矿流体由高能向低能带迁移, 在已形成的脆性断裂裂隙中沉淀富集成矿, 成矿年龄为 126~120 Ma。

内蒙古赤峰金厂沟梁大型金矿床围绕燕山期对面山侵入体 5 km 范围内, 受以岩体为中心的放射状断裂控制。燕山地区的峪耳崖特大型金矿床直接产于都山岩体外围的燕山期中酸性小侵入体内。小秦岭文峪-东闯超大型金矿床赋存于太古宙基底隆起带内, 其变质围岩的原岩普遍具有较多的中基性火山物质, 含金石英脉矿体明显围绕文峪岩体分布 (距岩体 3~4 km)。东坪、哈达门沟金矿与碱性岩 (二长岩或钾长花岗岩) 有关, 矿体产于岩体的内、外带。长江中下游马山、鸡笼山、鸡冠嘴等大型金矿或金铜共生矿床与燕山期石英闪长岩、花岗闪长斑岩有密切的时空和成因联系。

西南地区 (川西、滇西与西藏等地区) 的大型-超大型金矿床主要与印支期、燕山期、喜马拉雅期的构

造岩浆活动带有关。与金成矿有关的侵入岩除中-酸性岩体外,基性-超基性岩亦可形成大型金矿床。如三江哀牢山地区墨江金厂和镇沅老王寨两大型金矿床中金主要来自富镁的超基性岩及其邻近的基性火山岩。矿体多为似层状,除少部分在蚀变超基性岩及玄武岩内部外,大部分在超基性岩体与玄武岩之间的古生界围岩中。

5 大-超大型金矿床形成的构造背景

从区域性层次看,构造运动常能诱发沉积、岩浆、变质和流体作用,以及改变区域地球物理场的特征,从而在地壳的各个构造单元内发育一些特定的岩石建造及矿床成矿系列(翟裕生等, 1999)。成矿作用过程复杂,影响矿床形成的因素众多,其中构造是成矿的关键因素,其重要性无论怎样强调也不过分。构造活动的长期性、脉动性和继承性,有利于维持一个足够长的古地热异常场、稳定的热液对流系统、稳定的地球化学障和稳定的成矿环境等。构造的多期活动和不同层次的叠加,有利于成矿物质的反复叠加富集,汇聚在同一有限空间形成大型-超大型金矿床。

构造对金矿的形成具有分级控制作用,裂谷、隆起带、深大断裂带、碰撞带(陆-陆、弧-陆)、古大陆边缘等控制了金矿区(带)的展布;接触带、断裂裂隙带、韧性剪切带、层间破碎带、基底与盖层之间的不整合面、火山-次火山机构、褶皱枢纽转折端等控制了金矿田、矿床的展布。这里着重分析控制大-超大型金矿床形成的大型构造背景。

5.1 深大断裂带对大-超大型金矿床的控制作用

深大断裂大多是板块结合带或地体拼接带、裂谷(陷)边缘带以及板块转换带等,且往往是一些“复性”、“长寿”断裂,规模巨大,成带出现,长者达数千公里。具有深度大、延伸长、活动历史悠久和多具张性的特点。据已有的地学断面成果,它们大都是下延至中下地壳低速高导层或莫霍面的铲式断裂,部分断裂带已影响到上地幔软流圈。深大断裂的发育,为深部壳幔物质上移提供了良好的通道,是形成幔源金矿或受幔源岩浆热液影响的其它类型金矿的有利空间。

由中国主要深大断裂及大型-超大型金矿床分布图(图 4)可以看出,大型-超大型金矿床大多沿已知的深大断裂带(包括深大断裂派生出的二级、三级断裂)展布,并受其控制。如燕辽地区的大型-超大型金矿床分别受康保-赤峰、丰宁-隆化,崇礼-赤城与密云-青龙深断裂带控制;河台大型金矿床受粤西吴川-四会深大断裂控制;金沙江-哀牢山及甘孜-理塘等大断裂控制着该区大型-特大型金矿床展布;胶东地区大型-超大型金矿床受沂沭深大断裂的次级断裂三山岛、新城-焦家、招远-平度、牟平-乳山 4 条大断裂带控制;小秦岭数百条含金石英脉严格受近东西向大断裂带的控制;陕甘川三角区一系列大型-超大型金矿床主要产于岷江、鲜水河、白龙江大断裂带上及其附近。此外,我国金异常的分布与主要断裂构造分布格局亦基本一致。

中国东部的近东西向的断裂带与北北东向的断裂带互相交切,呈格子状展布。近东西向断裂构造受古亚洲构造体系影响,在前寒武纪时即已基本奠定;北北东向断裂构造受滨太平洋构造体系控制,形成于中生代。两者交叉部位是金成矿作用最强烈的地区,是成矿最有远景的地区。如在中朝准地台北缘东西向断裂构造带与胶辽北东向断裂构造带的复合部位,发现有吉林海沟、二道甸子、夹皮沟、小西南岔多处大型金矿床。

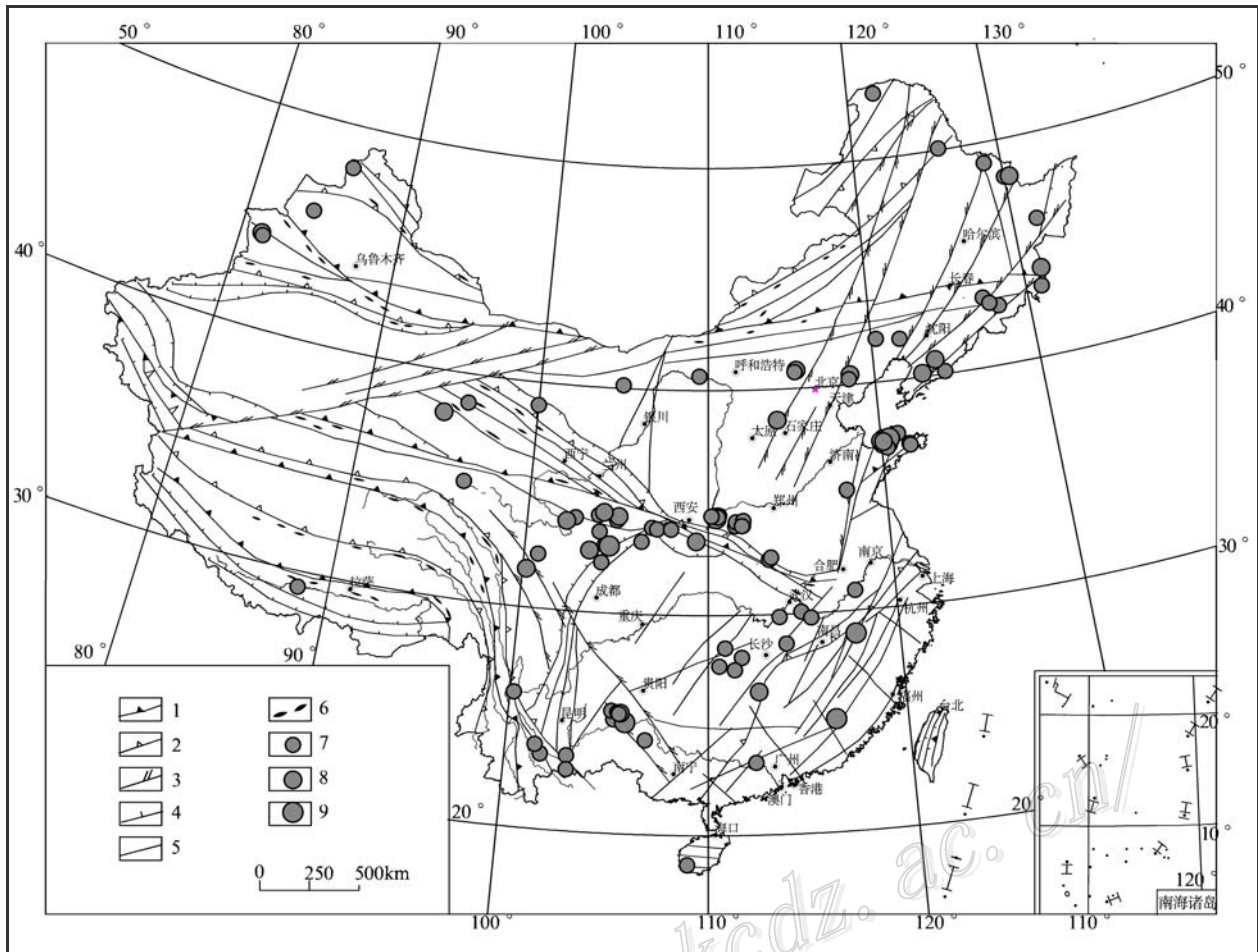


图 4 中国主要深大断裂及大型-超大型金矿床分布图（底图据程裕淇，1994）

1—板块结合断裂带；2—地壳拼接断裂带；3—走滑断裂带；4—逆冲推覆断裂带；5—断裂；6—蛇绿混杂岩；7—大型金矿床；
8—特大型金矿床；9—超大型金矿床

5.2 古陆块边缘的裂谷带、造山带、断陷带对大-超大型金矿床的控制作用

据边缘成矿理论，大部分金属矿床在空间上沿着大地构造单元和地质体的边缘部位，即沿异相交接带分布（G.Gala, 1981）。中国主要金成矿区带和大型-超大型金矿床多产在古陆块边缘，环绕古陆块边缘的裂谷带、造山带（增生褶皱带）、断陷带分布，比世界其它地区表现得明显，是中国金矿成矿的一个显著特点。

中国大陆由华北陆块（中朝陆块的一部分）、扬子陆块和塔里木陆块及若干个微陆块（如柴达木、羌塘、佳木斯等）组成。众多陆块和微陆块的拼接、镶嵌部位为造山带。正因为陆块小、数量多，陆块的边缘活动带和陆块间的结合带就占有较大的面积，即古大陆边缘在中国很发育，且有其复杂的构造动力类型和形成扩展增生的历史（王鸿祯等，1995；翟裕生，1998）。据已有的地质、地球物理和地球化学研究资料，不同大地构造单元具有不同的地质环境和地质发展史，大陆边缘交接地带的地壳薄，壳-幔作用强烈而频繁，易产生大型线性构造-岩浆活动的构造环境，韧性剪切带、超壳断裂带、深熔岩浆岩广泛分布，含矿流体汇聚，矿源丰富，有巨大的地热异常，各层圈和各地体间的物质和能量交换频繁，是成矿作用显著的地质构造单元（翟裕生，1998）。而且古陆边缘一般都有长期活动历史，有利于成岩成矿作用的反复发生和成矿物质的多次叠加，是形成大型-超大型金矿的最佳成矿环境。

华北古陆块边缘甚或外侧增生带是大型-超大型金矿床的主要分布区,金矿床多为含金石英脉型或含金破碎带蚀变岩型。绝大部分赋存于太古宇变质岩系及与之有关的中-酸性岩浆岩中,经历了从太古宙到中生代的多次富集,最终在燕山运动晚期定位成矿。其形成和处于古陆块的侧向增生体或陆块之间的连接带中,与绿岩带关系密切。如乌拉山-大青山、燕辽、清原-桦甸、胶东、小秦岭等成矿区(带)中的一系列大型-超大型金矿床。

扬子陆块东南边缘依次有古元古代、加里东期、海西期一系列古岛弧褶皱带(孙启祯, 2001)。印支期和燕山期又受到印度洋板块和太平洋板块的挤压。在长江中下游、雪峰古隆起、幕府山隆起形成一系列大-超大型金矿床。中国微细浸染型金矿床主要分布于扬子陆块西南、西北边缘的滇黔桂三角区、龙门山地区。

5.3 基底构造层隆起区、隆起或坳陷地块的边界转折内角区及边缘带对大-超大型金矿床的控制作用

基底隆起区可能是地幔异常引起,或深部岩浆房活动引起上拱形成区域性穹窿,并往往是一些古老含金丰度较高的矿源层(岩)分布区。这种构造区的内部因受挤压作用,常常伴随大断裂的产生,这些断裂往往是岩浆熔体或矿化热液侵位与活动的场所,有利于金矿床的形成。

华北陆块的密云、青龙-山海关、赤城-崇礼、丰宁-隆化、建平、太行山、胶东、小秦岭等隆起区,扬子陆块的江南古陆、康滇地轴,华南加里东造山带内的大瑶山、云开、遂昌-建瓯等隆起区,兴安华力西造山带内的佳木斯隆起区等都是大型-超大型金矿床比较集中的成矿区,并同时受基底断裂带控制。

隆起或坳陷地块的边界转折内角区及边缘带,特别是锐角区,是最重要的弯曲剪应力集中区,是断裂构造和岩浆热液活动的最有利环境,是最有利于岩浆热液类矿床形成聚集的大地构造特定部位(李维明, 2003)。例如:豫西小秦岭、熊耳山地区中的大型-超大型金矿床位于二级大地构造单元山西中隆的西南锐角区;河北张家口-崇礼-赤城地区中的大型-特大型金矿床位于山西中隆的东北锐角区;胶东金矿集中区中的大-超大型金矿床位于辽东-胶东中隆起的西南锐角区;夹皮沟、海沟金矿集中区中的大-超大型金矿床位于辽东-胶东中隆起的东北锐角区;东北寨、马脑壳、李坝、双王、阳山大型-超大型金矿床位于松潘-甘孜地块的东北锐角区。

6 壳-幔结构对大-超大型金矿床的控制作用

根据区域重、磁地球物理资料和地学断面成果(程裕淇等, 1994),中国岩石圈具有显著的不均一性。稳定陆块与活动带的深层构造有着明显差异。总体上看,深层构造呈东西向和南北-北北东向分带,其中南北-北北东向分带居于主导地位。两者交切成块,构成了不同规模的块、带结构,是晋宁-印支期古板块“南北分野”和现代板块“向洋分带”框架的深层表现(图 5),反映了中、新生代以来的地球动力学特征。

中国大陆自西而东,深层结构有明显阶梯式分带现象,西部地壳压缩加厚;中部地壳厚度比较稳定;东部地壳向东减薄,渐次向太平洋洋壳过渡,并与东部大陆的盆岭构造景观相对应。主要的南北-北北东向深层构造陡变带有 3 条,它们是显著的重力梯级带和地壳厚度的陡变带,同时也是上地幔的低密度带,地貌上大多构成山链。自西而东为:①贺兰山-龙门山陡变带,构成中国大陆地质-地球物理作南北-北北东向分带的中轴;②大兴安岭-武陵山陡变带,为中国东部最显著、规模最大的北北东向重力梯级带,代表滨太平洋强烈活动带的西部边界;③中国东部陆缘陡变带。上述深层构造陡变带,将我国划分为 4 个壳-幔带:西部幔坳带(I)、中部过渡带(II)、东部薄壳带(III)、陆缘海域幔隆带(IV)。近东西向的深层构造陡变带主要有天山-赤峰陡变带和昆仑-秦岭陡变带 2 条。昆仑-秦岭带与贺兰-龙门山南北带,将中国大陆分为各具特点的 4 个大的深层构造区。

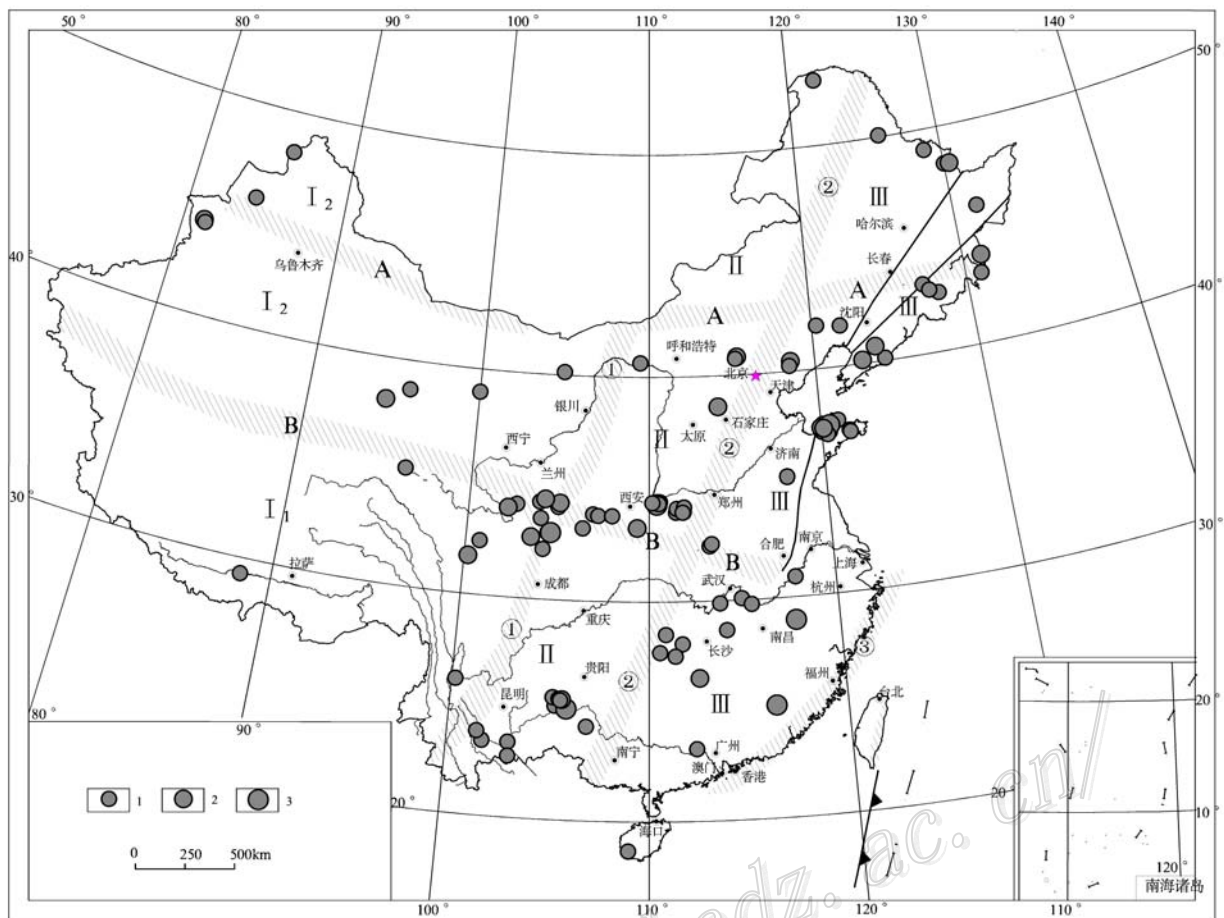


图 5 中国大型-超大型金矿床在主要深层构造区带中的分布 (底图据程裕淇, 1994)

1—大型金矿床; 2—特大型金矿床; 3—超大型金矿床; I₁—西部南区幔坳区; I₂—西部北区幔坳区; II—中部深层构造过渡带; III—东部薄壳带; IV—陆缘海域幔隆带; A—天山—赤峰陡变带; B—昆仑—秦岭陡变带; ①—贺兰山—龙门山陡变带 ②—大兴安岭—武陵山陡变带; ③—中国东部陆缘陡变带; ④—菲律宾海板块西缘陡变带; 粗黑线为走滑断裂带

由图 5 可以看出, 中国的大型-超大型金矿床除东部地区沿南北—北北东向郯庐深大断裂带成串状分布外, 其他大多沿活动带的壳-幔构造带及其附近分布, 且在近东西向的昆仑-秦岭陡变带与南北—北北东向的贺兰山-龙门山陡变带交汇部位形成了阳山等一大批大型-超大型金矿床。究其原因, 主要是活动带的壳-幔构造有较大的不均匀性, 壳-幔物质运动及其相互作用比较剧烈, 不同方向活动带的交汇部位更是如此, 有利于大型-超大型金矿床的形成。而稳定地块壳-幔构造比较均一, 壳-幔物质运动及其相互作用较缓慢。其特点一是莫霍面起伏比较平缓, 但华北地块莫霍面局部起伏显著, 形成一系列北东向的幔隆与幔凹, 说明现代活动性较大。二是地壳分层比较清晰, 下地壳较薄, 壳、幔间界线清楚, 上地幔顶部无明显异常地段。三是壳内低速, 高导层不很发育或连续性差。上扬子地块上地幔硬体部分形成较早, 僵化程度较高。上述特点使得在稳定地块内不利于大—超大型金矿床的形成, 这同时很好地解释了为何华北地块内沿构造断裂带形成众多大—超大型金矿床, 而扬子地块只在周边形成中小型金矿床。总之, 壳幔演化与金成矿的关系研究, 为开展成矿预测, 圈定矿床分布的远景预测区, 推测矿床赋存的有利构造部位和物源区提供了深部控矿因素。

下面以秦岭地区为例探讨壳—幔构造是如何影响金矿床形成的。秦岭金矿带由NE向SW可依次分出 5 个矿化亚带：小秦岭—熊耳山强矿化亚带、北秦岭弱矿化亚带、中秦岭强矿化亚带、南秦岭弱矿化亚带、松潘—甘孜强矿化亚带。各亚带均呈NWW向，带间距约 50 km。强矿化亚带形成有特大型、超大型矿床，弱带大矿亦少见，其构成了秦岭金矿带在平面上的矿化强弱的分布规律，具有方向性、成带性、等距性、逆变性的特点（关连绪等，2006）。

秦岭地区依据大地构造格局和壳幔结构（图 6）可分为小秦岭—熊耳山、北秦岭、南秦岭和松潘—甘孜（北部）4 个构造单元，分别以武（山）洛（阳）、岷（县）丹（凤）和迭（部）石（泉）（亦称玛沁—略阳断裂）壳幔型断裂带为界。壳幔结构不同，所分割的构造单元—上地壳的构造样式亦有所不同。如由于岩石圈深层扩张，西秦岭和松潘—甘孜构造单元虽然都反映出上、中、下 3 层结构，但是前者比后者上地壳变薄，中地壳变厚，同时，后者相对前者俯冲。

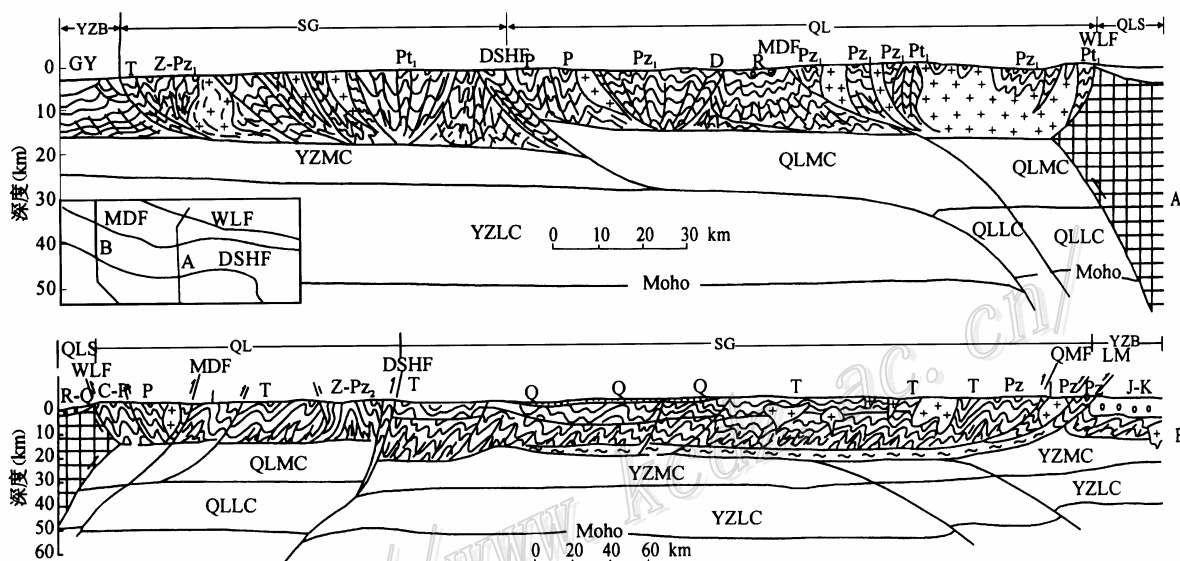


图 6 横跨秦岭造山带和松潘—甘孜造山带壳—幔结构断面图（深部资料据汤中立，黄承熊，1998）

QLMC—秦岭中地壳；QLLC—秦岭下地壳；YZMC—扬子中地壳；YZLC—扬子下地壳；Moho—莫霍面；QLS—祁连山造山带；QL—秦岭造山带；SG—松潘—甘孜造山带；YZB—扬子地块；WLF—武洛断裂；MDF—岷丹断裂；DSHF—迭石断裂。在断面位置图中的粗线表示地壳结构断面位置

金矿带时空定位原因，在于三大壳—幔型断裂带所代表的三大陆—陆碰撞带的时空定位。中秦岭强矿化亚带的时空定位，在于岷丹断裂及其次级构造带的时空定位；小秦岭—熊耳山强矿化亚带的时空定位，在于武洛断裂及其次级构造带的时空定位；松潘—甘孜强矿化亚带的时空定位，在于迭石断裂及其次级构造带的时空定位。由于三大壳—幔型断裂带所代表的三大陆—陆碰撞带的形成有先后之分，因此它的控矿构造带及其金矿亚带的形成也有先后之分：中带最早（始于华力西晚期），岷丹控矿构造带形成于晚印支期，中秦岭强矿化亚带形成于燕山早期；北带次之，武洛控矿构造带形成于燕山期，小秦岭—熊耳山强矿化亚带形成于燕山晚期；南带最晚（始于印支晚期），迭石控矿构造带形成于燕山期—喜马拉雅早期，松潘—甘孜强矿化亚带形成于燕山晚期至喜马拉雅早期（阳山超大型金矿床锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 121.4~130.2 Ma，41.8~55.3 Ma。齐金忠等，2003）。总之，壳—幔结构制约着大陆碰撞的时空，大陆碰撞的时空制约着控矿构造带及其金矿带、大—超大型金矿床的时空。

7 大-超大型金矿床形成的地球化学背景

形成大型-超大型金矿床的充要条件是要有巨大的成矿物质供应量。区域地球化学资料表明,地球上存在着富金的地球化学块体,在这些地球化学块体中由于成矿元素供应量巨大,在其后漫长的多期的地质过程中,逐步在块体中地质条件有利的地域内富集而形成大型-超大型金矿床。发育大型-超大型金矿床的地球化学块体内地球化学模式表现出明显的一系列由高到低多层套合异常与逐步浓集的趋势,即局部异常被区域异常所包裹,而区域异常又依次被更大规模的地球化学省所包裹(翟裕生等,2004)。我国已知的主要金成矿区(带)总体上与金地球化学块体分布范围及其展布趋势相一致。

贺兰山-龙门山-横断山以东的东部地区滨太平洋成矿域金异常突出、丰度高、异常多、规模大。金异常多呈EW向、NE向和NEE向分布,其中EW向连带成片产出,反映了与金成矿有关的一些东西向基底构造。燕辽、胶东、小秦岭、熊耳山、赣东北、湘西、粤西-桂东(云开)、海南、滇黔桂、川西和陕甘川等金成矿区(带)形成于相应的地球化学省中。特别值得指出的是,在扬子陆块,环绕四川盆地、贵州和湘西北,形成了一个巨大的环状金异常带,包容了湘西、粤西-桂东、滇黔桂、川西、陕甘川等5个地球化学省,面积达80万km²,构成了一个独特的金地球化学模式,在其中形成一批重要的成矿区带及一系列大-超大型金矿床(胡云中等,2006)。

古亚洲成矿域金的背景偏低,异常规模较小,多呈孤岛状、串珠状。其中形成的金矿床亦大多呈单点分布,如阿希-塔吾尔别克、哈图、大水、滩间山、团结沟等。

8 结论与讨论

上文从不同侧面探讨了我国大-超大型金矿床形成的地质背景,这与我国独特的大地构造环境有关。

中国疆土辽阔,地处古亚洲、特提斯和滨太平洋三大构造域的交汇区,主体位于现今阿尔卑斯-喜马拉雅和环太平洋两大巨型板块动力学边界夹持与交汇处的欧亚板块的东南顶角地区,处于全球现今特别活跃与复杂的构造部位。我国地壳是一个历经长期发展演化的复杂拼合大陆,大地构造演化历史主要经历4个大的阶段(张国伟等,2001):①太古宙-早元古代原始地壳克拉通化阶段,为非统一的早期陆壳的形成与演化阶段,其中包括太古宙和古元古代两个演化时期;②中、新元古代大陆边缘或陆内盆地演化阶段,各主要陆块从扩张裂解到彼此汇拢出现华夏超级大陆群(王鸿祯,1996);③新元古代末期至中生代初期(Z-T₂)欧亚板块拼合,古欧亚大陆形成,为中国现今大陆主体拼合演化阶段;④中生代大陆板缘俯冲碰撞与陆内构造演化阶段。宏观上,大地构造雏形以华北地块、塔里木地块和扬子-华南地块为核心,周边围绕一系列显生宙的褶皱造山带并间夹着众多小地块镶嵌而成,在此基础上叠加了太平洋板块和印度板块俯冲所产生的一系列增生、活化与改造后形成现今的构造格局(孙培基等,1996)。总之,中国现今大陆是由一些小克拉通(准地台)、众多微陆块和造山带组合而成的复合大陆。在地质历史上,华北、扬子、塔里木等小克拉通和众多微陆块位于冈瓦纳和西伯利亚两个巨型大陆的交接、过渡地带,属两者之间的转换构造域。这决定了中国古生代和中生代早期的造山作用并不是巨大洋盆消失后,两个巨型陆块主体间的直接的硬碰撞造山,而是其复杂大陆边缘间的软碰撞造山(任纪舜等,2000),造成了中国大陆金成矿的多样性和复杂性。

中国地处环太平洋成矿带外带,造成与火山-次火山作用有关的浅成低温热液-斑岩型金矿不发育,不典型。中国产于前寒武纪陆块区的金矿床国外相比,亦存在明显差异。国外产于前寒武纪陆块区在新太古代末期已完全克拉通稳定化,形成结晶基底,古元古代已是沉积盖层,稳定且多为未变质变形岩层,在其

中直接形成产于花岗岩-绿岩带中的绿岩型金矿床,成矿高峰期为 2 850~2 650 Ma。中国大陆是在显生宙才形成的,形成过程中,依次受古亚洲洋、特提斯-古太平洋和印度洋-太平洋三大动力体系控制,具有多旋回、分阶段演化特征,形成古亚洲、特提斯和环(滨)太平洋三大构造域。各陆块在前寒武纪时期就显示出规模小而破碎,活动性强,遭受多期构造变动与改造的特点,小、微陆块的软碰撞和多旋回缝合作用产生多旋回复合造山带、多旋回叠合盆地和多旋回构造-岩浆-成矿作用。结果造成:① 太古宙绿岩带不发育且不典型,普遍遭受高级变质作用,岩浆活动多期而强烈,早期陆壳历经多次再循环的增生拼合与克拉通化,缺少稳定的元古宙巨型、大型沉积盆地,而广泛发育裂陷式火山-沉积盆地等。② 显生宙以来,贺兰山-龙门山-横断山以东的东部地区进入欧亚大陆东南边缘演化阶段。早侏罗纪时,伊泽奈崎板块与太平洋板块先后以 NMW 向、近 EW 向向欧亚大陆俯冲,使在三叠纪形成的统一的欧亚大陆东南边缘重新受到构造作用,在中国东部形成大兴安岭-太行山、长白山-辽东-胶东和东南沿海三条与金成矿作用有关的北东及北北东向构造-岩浆岩带。同时,古老的東西向构造再次活化,强烈活动。伴随着岩石圈减薄、强烈的构造-岩浆活及相关的变质作用,使中国东部岩石圈(乃至上地幔)不同深度岩层中的金等成矿物质活化、迁移、富集,金在自太古代至中生代漫长的地史时期中经过多次的富集,最终形成各种类型的金矿床。显示成矿作用长期性、多阶段性、继承性的特征,且由早到晚成矿有逐步增强的趋势,并在侏罗纪-白垩纪(208~65 Ma)达到高峰(王科强等,2000),围岩时代与成矿时代存在着巨大的时差。大多中生代金矿床是叠加在前寒武成矿期之上的继承性成矿,脱离变质基底金的成矿作用背景,单纯强调中生代成矿是不全面的(范永香,1992)。

大型-超大型金矿床的形成条件极其复杂,涉及到矿源是否丰富,成矿环境是否合适,地区壳幔作用方式、强度是否得当等。在成矿背景研究方面,建议一是加强成矿区带的地球动力学分析,从岩石圈与相邻圈层物质和能量迁移交换的角度探讨成矿组分的分散与富集机制,用岩石圈演化过程所控制的成矿地质环境的时空演化规律来阐明成矿时空规律,最后指出在什么地质年代的何种地质体中寻找形成于什么构造背景的何种类型的金矿床。通过建立不同成矿区带的不同找矿模型指导金矿床的找寻。二是重视以全球地质构造为背景的成矿地质背景研究,尤其重视我国周边和近邻国家的地质成矿背景的研究。如俄罗斯远东地区的巴列依、达拉松,吉尔吉斯坦的库姆托尔等超大型金矿床距离我国边境不超过 100~200 km,其建立的找矿模型和成功的找矿经验值得借鉴。

参考文献

- 戴自希,王家枢,编著. 2004. 矿产勘查百年[M]. 北京:地震出版社. 216-221.
- 程裕祺,主编. 1994. 中国区域地质概论[M]. 北京:地质出版社.
- 范永香. 1992. 论金矿床的形成演化特点及预测意义[J]. 地质科技情报, 11(3): 67-70.
- 关连绪,王科强,黄辉,等. 2006. 秦岭大陆碰撞金成矿机制与金矿带时空定位[J]. 地质论评, 52(4).
- 韩发. 2006. 如何解释陈家杖子金矿的铅同位素资料[J]. 矿床地质, 25(5).
- 胡受奚,王鹤年,等. 1998. 中国东部金矿地质学及地球化学[M]. 北京:科学出版社.
- 胡云中,任天祥,马振东. 2006. 中国地球化学场及其与成矿关系[M]. 北京:科学出版社.
- 李士先,刘长春,安郁宏,王为聪,黄太岭,杨承海. 2007. 胶东金矿地质[M]. 北京:地质出版社.
- 李维明. 2003. 地块角区及边缘带有利成矿的板壳力学解释[J]. 黄金地质, 9(1).
- 任纪舜,王作勋,陈炳蔚,等. 2000. 从全球看中国大地构造-中国及邻区大地构造图简要说明[M]. 北京:地质出版社.
- 孙培基,韦永福,主编. 1996. 当代中国金矿地质[M]. 北京:地震出版社.
- 孙启祯. 2001. 边缘成矿概论[M]. 北京:地质出版社.
- 王科强,董建乐,等. 2000. 中国金矿床成矿时代及其特征[J]. 黄金地质, 6(1).
- 徐九华,等. 2004. 小秦岭文峪-东沟金矿床流体包裹体的微量元素及成因意义[J]. 地质与勘探, 40(4).
- 翟裕生,等著. 1999. 区域成矿学[M]. 北京:地质出版社.
- 翟裕生,彭润民,向云川. 2004. 区域成矿研究法[M]. 北京:中国大地出版社.
- 张国伟,张本仁,袁学诚,等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京:科学出版社.