

# 中国层控矿床时空分布特征

朱上庆

(中国地质大学,北京)

**内容提要:** 矿床的时空分布规律是矿床学的重要内容之一。层控矿床是受构造运动、沉积作用和岩浆活动相互作用的结果。因而,层控矿床的时空分布特征与特定的大地构造单元、含矿建造和岩浆活动的时间和空间演化规律有关。

层控矿床的成矿时代,由于其成矿的复杂性和成矿时间的不确定性,我们只能以地质-构造的巨旋回为准,分为太古宙、元古宙和显生宙的古生代和中-新生代四期。

层控矿床在空间上的分布特征,也具有明显的时控性和旋回性。

**主题词:** 中国层控矿床 矿床的时空分布 成矿巨旋回

## 一、前言

矿床的时空分布规律是矿床学,包括内生矿床、外生矿床和变质矿床,当然也包括层控矿床在内的重要内容之一。对层控矿床的时空分布规律的了解,不仅对矿床本身的成因认识有重要意义,而且对矿床的勘查和找寻具有更为重要的价值。

内生矿床的时空分布,主要受岩浆作用的时间和空间演化规律控制<sup>[1]</sup>;外生矿床的时空分布则受古地理、古气候和古沉积环境在时间和空间上的演变规律的控制。变质矿床,包括岩浆-变质矿床和沉积-变质矿床两大类,前者受古岩浆作用和变质作用的双重影响,后者则受古沉积环境和变质作用的双重控制。

层控矿床是受构造运动、沉积作用和岩浆活动的相互作用的结果,有部分层控矿床还受变质作用的影响。因而,层控矿床的时空分布规律与其特定的大地构造单元、含矿建造和岩浆活动的时间和空间演化规律有关。

## 二、中国主要层控矿床的时空演化特征

层控矿床既然受一定的地层层位的控制,因而也具有明显的时控性<sup>[2]</sup>。但是,层控矿床的成矿时间不像单成因的沉积矿床那样有明确的地层和时间概念。因为,层控矿床的形成往往是复成因和多期次的,所以,层控矿床的成矿时间往往经历了一个比较漫长的时间间隔。它至少包含了表生作用期和后生作用期,有些复杂成因的层控矿床所经历的成矿历程更是复杂而漫长的。上述两大成矿期的时间间隔在不同的层控矿床中是各不相同的。

根据含矿建造及矿化特征,我们<sup>[3,4]</sup>曾把层控矿床划分为“准同生”层控矿床和“后生”层控矿床两大类。“准同生”层控矿床,如火山-沉积岩建造中的块状硫化物矿床和红色碎屑岩

建造中的 Cu-U 矿床等, 它们的成矿时代与含矿建造的形成时代基本上是同时的, 或相隔不是很远, 大约不超过同一沉积盆地演化或大地构造旋回, 矿体与围岩之间整合程度较高, 而“后生”层控矿床, 如层控砂卡岩矿床, 它们所经历的同生沉积期和后生叠加改造期的时间间隔较大, 有时相隔一个甚至几个大地构造旋回。

“准同生”层控矿床的成矿时代基本上可以含矿建造的形成时代为代表。“后生”层控矿床的成矿时期, 如果前后相差不到一个大地构造旋回, 我们也可以含矿建造的时代来代表, 如果相差超过了一个大地构造旋回, 则必须以矿石形成比较集中的后生叠加作用时期为代表。

层控矿床的成矿时代, 由于有上述复杂性和不确定性, 我们只能以地质-构造演化的巨旋回为准, 分为太古宙、元古宙和显生宙的古生代和中-新生代四期, 如表 1 所列。

1. 太古宙层控矿床: 25 亿年前的太古宙, 经历了长达 15 亿年之久的地核与地幔, 以及地幔与地壳的分化阶段, 形成了“原始”地壳。这时期的“原始”地壳, 厚度不大, 到处活动性都很大, 火山活动十分强烈, 特别是基性-超基性火山喷溢是太古宙具有全球性的特征。

太古宙基性-超基性火山岩及侵入岩, 经低级区域变质后形成“绿岩带”, 我们也可以称之为“绿岩建造”。它富含 Fe、Mn、Cr、Ni、Co、Cu、Au 等成矿金属元素, 因此, 太古宙绿岩建造中的 Fe、Cu、Au 等层控矿床是这时代的特色。

我国太古宙成矿学一直是矿床学界所关注的问题之一。但是, 到目前为止, 仍然有许多问题悬而未决。首先是绿岩带问题和绿岩带金矿问题, 其次是阿尔果马式条带状铁质建造 (BIF) 和诺兰达型火山-块状硫化物矿床 (VMS) 的成因问题。

我国太古宙地体有比较可靠的同位素年龄数据, 主要分布在华北的冀东和辽吉地区。

据钱祥麟等<sup>[5]</sup>研究, 冀东太古界分迁西群和滦县群。前者同位素年龄为 35—27 亿年, 属早太古代, 含火山型及沉积-火山型硅铁建造; 后者同位素年龄为 27—25 亿年, 属晚太古代, 含火山型及火山-沉积型硅铁建造。他们认为两者均为阿尔果马式 (BIF), 平均含 Fe 30% 左右, 除含铁氧化物和硅酸盐外, 还含少量黄铁矿 (1—3%) 及更少量的黄铜矿、磁黄铁矿等。这些硫化物沿石英及硅酸盐颗粒之间或石英条带和硅酸盐条带之间呈浸染状或细条带状分布, 具有层控性。但是, 到目前为止, 冀东太古界中尚无层控 Cu、Zn 或 Au 矿床报导。

辽吉地区的清原和桦甸太古界是国内了解得比较清楚的两处太古宙花岗岩-绿岩带地体。清原太古界由鞍山群红透山组和紫苏花岗岩-石英闪长岩-花岗岩 (TTG 岩组) 组成, Rb-Sr 等时线年龄为 29 亿年。在红透山组第三岩段中赋存了与变火山-沉积岩建造有关的 Cu-Zn 矿床——红透山矿床。矿石中金属硫化物含量 64—83%, 因而是比较典型的太古代 VMS 型矿床。桦甸太古宙地体中产有著名的夹皮沟含金石英脉型矿床。据研究, 它们都是后生成因的脉状矿床。但是, 产于红透山组的“薄层互层带”中部的条带状黑云母-斜长石-石英片麻岩、条带状磁铁矿-铁闪石-石英片岩和黑云母-角闪石片岩中的浸染型富金条带, 含 Au 1—3g/t, 最高达 21g/t, 是值得重视的层控型金矿化。

此外, 山西五合金刚库变火山-沉积岩建造中的 Cu-S 矿床和山西西榆皮变火山-沉积岩建造中的 Pb-Zn 矿床可能是属于晚太古代的 VMS 型矿床。根据上述情况, 早太古代层控矿床和晚太古代层控矿床的含矿建造和成矿特点上存在一定的差别, 它们构成了一个成矿巨旋回。

表 1 中国主要层控矿床时空分布简表

Table 1. Temporal-spatial distribution of major stratabound deposits in China

矿床类型	成矿时代	成矿区					
		中-新生代巨旋回	240Ma	古生代巨旋回	600Ma	元古宙巨旋回	2500Ma
前寒武纪成矿区	古优地槽					西裘变火山沉积岩建造中Cu-Au矿床 拉拉厂富钠质细碧角斑岩建造中Cu矿床 大红山变火山沉积岩建造中Fe-Cu矿床	西榆皮变火山-沉积岩建造中Pb-Zn矿床 火山型及火山沉积型BIF矿床 红透山变火山-沉积岩建造中Cu矿床 火山型及沉积火山型BIF矿床
	古冒地槽					东川碎屑岩-碳酸盐岩建造中Cu矿床 白云鄂博碳质千枚岩-白云岩建造中Fe、REE矿床 狼山地区碳质板岩-石英岩建造中Pb-Zn-Cu矿床 胡篁黑色页岩建造中Cu-Co矿床	
古生代成矿区	古生代褶皱带			陕甘青碳酸盐岩建造中Hg-Sb矿床 山柞-西成复理石-碳酸盐岩建造中Pb-Zn矿床 锡铁山-红沟变火山岩建造中Pb-Zn矿床 白银厂-小铁山变火山岩建造中Cu-Pb-Zn矿床		桐柏变火山-沉积岩建造中Ag-Pb-Zn矿床 铁炉子-铜峪变火山-沉积岩建造中Cu矿床	
	古生代地台区			杉树林-矿山厂碳酸盐岩建造中Pb-Zn矿床 凡口-泗顶碳酸盐岩建造中Pb-Zn矿床 锡矿山硅质碳酸盐岩建造中Sb矿床 湘黔碳酸盐岩建造中Hg矿床 花垣碳酸盐岩建造中Pb-Zn矿床		银冶岭-高板河-碳酸盐岩建造中Pb-Zn-Ag矿床	
中-新生代成矿区	滨洋带 太成平矿	五部陆相火山-碎屑岩建造中Pb-Zn矿床					
	特提斯成矿带	金顶红色碎屑岩建造中Pb-Zn矿床 呷村变火山-沉积岩建造中Ag-Pb-Zn矿床		澜沧老厂中、基性火山岩-碳酸盐岩建造中Pb-Zn矿床 墨江紫色砂砾岩-板岩建造中Au矿床 佛子冲碎屑岩-碳酸盐岩建造中Pb-Zn矿床			
	大陆内部活化区	江西层控砂卡岩建造中Pb-Zn-Ag矿床 长江中下游层控砂卡岩建造中Cu-Au矿床 黔桂滇碳泥质碳酸盐岩建造中微细浸染Au矿床					

2. 元古宙层控矿床: 随着地幔-地壳继续分化, 陆壳大范围增生, 元古宙早期, 出现了在太古宙花岗岩-绿岩带褶皱基底上的第一套粗碎屑岩建造——含 Au-U 砾岩建造。它的出现标志着早元古代稳定陆块的形成。

由于高地热梯度发生了变化, 元古代槽-台开始分化。地槽的性质也明显地分出“优地槽”和“冒地槽”; 火山活动逐渐趋向局部化。

从晚太古代开始有了低等生物繁殖, 因而, 早元古代的大气圈和水圈的组成开始发生变化, 并处于过渡性质。这时除了继续有利于生成绿岩带及其中的 VMS 型矿床外, 并发育了与陆源碎屑岩-碳酸盐岩建造有关的苏必利尔湖型 BIF 和霍姆斯塔克型金矿床。

苏联阿尔丹地盾边缘, 贝加尔褶皱带外带早元古代红色碎屑岩建造中的乌道坎铜矿床, 是世界著名的超大型铜矿床之一, 据说是世界上最古老的红层铜矿。它的出现, 标志着大气圈已富含游离氧, 不再是古老的还原性大气圈了。

我国早元古代优地槽型层控矿床有陕西铁炉子-铜峪, 云南大红山和四川拉拉厂等变火山-沉积岩建造中的 VMS 型矿床。

我国早元古代冒地槽型层控矿床有山西中条山胡家峪-篦子沟黑色页岩建造中的 Cu-Co 矿床, 和辽宁产于辽河群大理岩-白云质大理岩建造中的青城子 Pb-Zn 矿床和大石桥菱镁矿矿床。

随着大陆增生, 陆壳增厚, 槽-台进一步分化, 火山活动也进一步局部化。中-晚元古代除了仍然有产于优地槽中的层控矿床, 如河南桐柏刘山岩富钠质细碧-角斑岩建造中的 Zn-Cu 矿床和浙江西裘变火山-沉积岩建造中的 Cu-Zn-Au 矿床外; 有大量产于冒地槽中的层控矿床, 如内蒙狼山地区产于碳质千枚岩-石英岩建造中的 Pb-Zn、Cu 矿床, 大青山地区产于碳质千枚岩-白云岩建造中的世界闻名的超大型白云鄂博 Fe-REE 矿床, 还有河南桐柏围山城变火山-沉积岩建造中的 Ag-多金属矿床, 云南东川红色碎屑岩-碳酸盐岩建造中的 Cu-Co 矿床。此外, 分布于我国江南古陆中的湘西 W-Sb-Au 矿床, 目前所知, 大部分为后生脉状矿床, 但其中也有部分矿床具层控性。

中、晚元古代地台型矿床, 国外以分布于非洲中部的超大型“铜带”矿床为代表。在我国北方有分布于华北地台北缘的银冶岭、高板河、关门山、八家子等产于长城系高于庄组碳硅泥质白云岩建造中的 Pb-Zn-Ag 矿床。后两者据敬成贵、杨敏之<sup>①</sup>研究, 明显受燕山期岩浆热液的叠加改造。此外, 在华南有湖北兴山黑色页岩建造中的 Ag-V 矿床, 滇东北金沙厂、五星厂碳酸盐岩建造中的 Pb-Zn 矿床和滥泥坪碳酸盐岩-碎屑岩建造中的 Cu 矿床。此外, 在河北庞家堡宣龙铁矿层底部, 常州沟组与串岭沟组之间, 发现一层 Pb-Zn 矿化是应以引起重视的。

总结元古宙层控矿床的成矿规律, 可以看出, 早元古代与中、晚元古代之间有明显的差别。早元古代的层控矿床以优地槽型矿床为主, 而中、晚元古代的层控矿床则冒地槽型矿床和地台型矿床较为发育。因此, 早元古代层控矿床和中、晚元古代层控矿床构成了元古宙成矿巨旋回。

3. 古生代层控矿床: 从 6 亿年前显生宙开始, 地壳的发展进入了一个新的历史阶段, 即

<sup>①</sup> 敬成贵、杨敏之, 1988, 全国第三届层控矿床地质及地球化学会议论文摘要汇编

古生物的空前繁育。其中早古生代以海生无脊椎动物为主,由这些动物所分泌和聚集的硬壳和骨骼从震旦纪末期就已开始出现。它们和一些藻类一起可以形成小的生物丘,构成一个有利于层控矿床形成的微环境。藻类植物从晚太古代就已经开始,到中、晚元古代形成一次高峰,到古生代早期又形成一次更为强烈的高峰。在全球范围内,从早寒武世至中志留世,在滞流环境中形成以低等藻类和浮游动物遗体所组成的腐泥质页岩-石煤建造广泛分布。其中含有多种成矿金属,其含量之高,大大超过太古-元古宙的绿岩建造,十分有利于层控矿床的形成。晚古生代以后的生物成矿作用则表现为陆生生物,特别是陆生植物参与了成煤、成油及金属矿床的成矿作用。

“古生代”是从生物演化的角度划定的。从大地构造和成矿旋回来看,加里东旋回,在我国以及世界上许多地方,其下限包括了晚元古代的震旦纪;而海西旋回,在很多地区,其上限包括了中生代三叠纪的一部分。

从全球范围来看,古生代的大地构造格局是从太古代和早、中元古代古陆的碎裂化之后形成的新生地槽系和夹持其间的古陆块残余或台块相嵌而成。古生代的槽-台格局,一般与早、中元古代以前的构造走向无关。

我国新-蒙-满加里东优地槽系和海西冒地槽带是夹在西伯利亚台块和华北台块之间的陆间地槽系、加里东地槽系与海西地槽带之间虽然存在着明显的角度不整合,但是在空间上,它们往往相伴而行。有时,如祁连山加里东优地槽系和昆仑-秦岭海西(或海西-印支)冒地槽系,在空间上有一定距离,但它们之间明显地存在着时间上的继承性和空间上的迁衍性。

古生代地台区的加里东旋回和海西(或海西-印支)旋回之间,除在华南地台上表现为不整合关系,即其基底为加里东地槽褶皱系,其上第一个盖层为海西-印支构造层;在华北地台和扬子地台上则是连续的,或只有假整合关系。

我国早古生代优地槽型层控矿床有吉林放牛沟,甘肃白银厂、小铁山,青海锡铁山、红沟等产于火山-沉积岩建造中的VMS型矿床。

我国早古生代冒地槽型层控矿床,到目前为止,了解甚少。仅广西佛子冲浅变质碎屑岩-碳酸盐岩建造中的Pb-Zn矿床和云南墨江紫红色砂砾岩-板岩系与超基性侵入岩接触处的Au矿床。这两处层控矿床,可能都受后期岩浆热液叠加的影响。

我国早古生代地台型层控矿床可以湘西-黔东南产于碳酸盐岩建造中的Hg矿床和湖南花垣产于碳酸盐岩建造中的Pb-Zn矿床为代表。

晚古生代优地槽型层控矿床,在我国仅云南澜沧老厂产于中、基性火山岩-碳酸盐岩建造中的Pb-Zn矿床一处。老厂Pb-Zn矿床附近也有后期的花岗岩侵入。因而,在其深部有岩浆热液叠加的Cu矿化。

晚古生代冒地槽型层控矿床,在国内主要分布在秦岭地区。北带有山柞、凤太、西成等产于复理石-碳酸盐岩建造中的Pb-Zn-Ag矿带,东西绵延500km;南带有从鄂西北经陕南至甘青一带的Sb-Hg矿带,东西长超过1000km。

晚古生代地台型层控矿床,在国内主要是产在华南地台上的广东大宝山、凡口、红岩、马口,湖南耒青-白云铺和广西泗顶、北山等产于碳酸盐岩建造中的Pb-Zn-硫铁矿矿床和产在扬子地台上的江苏栖霞山、湖北黄梅、贵州杉树林和云南会泽矿山厂等产于碎屑岩-碳酸

盐岩建造中的Pb-Zn-菱铁矿矿床。

综上所述,古生代层控矿床,包括早古生代的加里东旋回和晚古生代的海西旋回,构成了一个成矿巨旋回。前者以优地槽型与火山-沉积岩建造有关的VMS型矿床为主,后者则以冒地槽型黑色页岩-复理石建造和地台型碳酸盐岩建造有关的Au、Pb-Zn或Pb-Zn-Cu-Ag矿床广泛发育。

4. 中-新生代层控矿床 全世界范围内,从晚三叠世印支运动以后,大地构造的演化历史又进入了一个崭新的时期。目前全球范围的板块构造及其相互作用是印支运动以后,中-新生代的大地构造格局。除地中海-特提斯地槽系沿袭了部分古地中海-特提斯的构造线之外;其他,如环太平洋岩浆-构造带以及太平洋、大西洋和印度洋中几条长度超过万公里的巨型洋中脊系统都是新生的,基本上不同于古生代的构造体系,而且其规模和影响范围也大大超过了古生代地槽系及其相当者。

中-新生代构造体系,在我国也清楚地进入了一个新的体制。我国地处欧亚板块东部,除了最东南的台湾省,它直接位于西太平洋火山岛弧带上之外;内陆腹地距离太平洋海沟-消亡带有一定距离。我国内陆腹地处在既受来自东方的太平洋板块俯冲的影响;又受来自西南方的印度次大陆板块的碰撞影响。因而,我国中-新生代的构造和岩浆活化现象十分强烈。特别是我国东部, NNE 的新华夏构造线几乎影响了大半个中国,而且横跨在中-新生代以前的所有的大地构造单元之上。在东北,它横跨在古生代褶皱系之上;在华北,它横跨在地盾、地轴和地台之上;在华南,它横跨在江南古陆、华南加里东褶皱系和其上的晚古生代地台之上。

在我国东部滨太平洋活化区,沿 NNE 方向形成了一系列大型的凹陷和隆起区。在凹陷中沉积了巨厚的陆相火山岩、碎屑岩、蒸发岩和可燃有机岩建造;在隆起区则有大量再生花岗岩质岩浆侵入。对层控矿床来说,目前已知的类型有:与陆相火山-碎屑岩建造有关的 Cu-U, Pb-Zn, Ag-Au 矿床, 碳泥钙质岩建造中的微细浸染型 Au 矿床, 层控砂卡岩型 Fe-Cu-Au, Pb-Zn-W 矿床和复杂成因的层控 Sn-多金属矿床。

5. 我国层控矿床存在的问题 综上所述,我国层控矿床,从矿种和类型来说,是比较齐全的。其中有些矿种,如Hg、Sb、REE等是我国的优势矿种。但是,若干与国民经济发展有重大影响的矿种,如Fe、Cu、Pb-Zn、Ag、Au等,与世界同类型矿床相比,存在不少差距。因而,有必要总结我国已有的层控矿床的时空分布规律,对比国外同类型矿床,找出差距和问题,以促进对我国层控矿床的研究。

我国前寒武纪层控矿床,缺失典型的与绿岩带有关的Au矿床,缺失世界上最富有而又具有时代特色的含Au、U砾岩矿床,缺失苏联乌道坎早元古代红色碎屑岩建造中的Cu矿床,缺失南澳大利亚晚元古代的富铁质的角砾岩建造中的Cu-Au-U-REE矿床,缺失或缺少早、中元古代的苏必利尔湖型BIF、Fe-Mn矿床。

此外,从质和量来说,东川Cu矿与中非铜带相比相差甚远;我国已知与黑色页岩-白云岩有关的Cu、Pb-Zn矿床与澳大利亚的麦克阿瑟河-芒特艾萨-布罗肯希尔矿床相比也是相差甚大。

造成以上缺陷的原因,如果不是因为找矿不足或失误的话,可能是由于我国太古代克拉通比较零散,规模不大,绿岩带又不够“肥沃”。其次,可能是我国早、中元古代大地构造活

动性较强,因而矿质易于流失而不集中。

我国古生代层控矿床,对比国外,也存在不少差距和问题。我国缺少如西班牙-葡萄牙之间的伊比利亚VMS矿带,缺少西德麦根-腊梅尔斯卑格那样的Pb-Zn矿床,缺少苏联乌拉尔-哈萨克斯坦那样规模巨大的有色-贵金属矿带,缺少北德盆地那样分布广泛的含铜页岩型Cu、Pb-Zn矿床。此外,也缺少北美地台上,数量多、品位高的密西西比河谷型铅锌矿床。

我国中-新生代层控矿床,虽然近年来有较大的发展和突破,但是,缺失与蛇绿岩套有关的塞浦路斯型Cr、Fe、Cu-Zn-Au矿床,缺失南欧阿尔卑斯型Pb-Zn矿床以及与火山岩有关的Hg、(Sb)、Ag-Au矿床。我国西藏-滇缅构造带中有多达4条以上,长逾千公里的蛇绿岩带,以及我国东南部大量分布的火山岩-次火山岩,其中的含矿性,绝不会止于目前所了解到的一些斑岩矿床和规模不大的Pb-Zn、Ag-Au和非金属矿化。

我国的新一蒙-满褶皱带以及华北地台区,对于层控矿床来说,尚为空白区,有待开发、研究。

### 参 考 文 献

- [1] 郭文魁等 1987 1:1,000,000 中国内生金属成矿图 地图出版社
- [2] 涂光炽等 1988 中国层控矿床地球化学 第三卷 科学出版社
- [3] 朱上庆、黄华盛、范三川、师其政 1985 中国层控铜铅锌矿床的时间与空间分布特点 国际交流地质学术论文集 地质出版社
- [4] 朱上庆、黄华盛等 1988 层控矿床地质学 冶金工业出版社
- [5] 钱祥麟、崔文元、王时麒、王关玉 1985 冀东前寒武纪铁矿地质 河北科学技术出版社

## TEMPORAL AND SPATIAL DISTRIBUTION OF STRATABOUND DEPOSITS IN CHINA

Zhu Shangqing

(China University of Geosciences, Beijing)

### Abstract

Temporal and spatial distribution of mineral deposits is an important subject in the study of mineral deposits. Stratabound deposits result from the interaction between structural movement, sedimentation and igneous activities. The temporal and spatial distribution of stratabound deposits are hence closely related to specific tectonic units, ore-bearing formations and magmatic phases.

1. Stratabound deposits in Archeozoic era: of the early Archeozoic, there are Qianxi iron ore deposit in volcanic and sedimentary volcanic Si-Fe formation and Hongtoushan copper deposit in meta-volcanosedimentary formation; of the late Archeozoic, there are Luanxian volcanosedimentary BIF type deposit and Xiyupi lead-zinc deposit in meta-volcanosedimentary formation.

2. Stratabound deposits in Proterozoic era: of the early Proterozoic eugeosynclinal deposits, there are Tieluzi-Tongyu, Dahongshan and Lalachang VMS type deposits in meta-volcanosedimentary formations; of the early Proterozoic miogeosynclinal deposits, there are Hujiayu-Bizigou copper-cobalt deposits in black shale formation, Dashiqiao megnesite deposit in calcic and dolomitic marble formation; of the middle-late Proterozoic deposits, besides the eugeosynclinal and miogeosynclinal deposits, there exist platform deposits such as Yinyeling and Gaobanhe lead-zinc-silver deposits in Carbonaceous-siliceous-argillaceous dolomite formation.

3. Stratabound deposits in Paleozoic era: of the early Paleozoic eugeosynclinal deposits, there are Baiyinchang, Xiaotieshan and Xitieshan VMS type deposits; of miogeosynclinal deposits, there are Fuzichong lead-zinc deposit and Mojiang gold deposit; of platform deposits, there are West Hunan-East Guizhou mercury and lead-zinc deposits.

Of the late Paleozoic eugeosynclinal deposits, there is only Laochang lead-zinc deposit; of miogeosynclinal deposits, there are huge lead-zinc-silver and mercury-antimony ore zones in the Qinling folded belt; of platform deposits, there are well-known Fankou, Heqing and Siding lead-zinc deposits in carbonate formations.

4. Stratabound deposits in Meso-Cenozoic era: in the Tethyan belt, there are Gacun silver-lead-zinc deposit and Jinding lead-zinc-celestite deposit; in the inland remobilized belt, there are Guizhou-Guangxi-Yunnan triangular area of ultrafine disseminated gold deposits and stratabound skarn copper-gold deposits in the middle and lower reaches of the Yangtze River; in the Peri-Pacific belt, there are Wupou lead-zinc deposit in the continental volcanosedimentary formation.

In conclusion, types of stratabound deposits in China are quite complicated, and among them stratabound mercury, antimony and REE deposits are superiority commodities in the world. Nevertheless, some economically most important ores such as iron, copper and gold are rather deficient as compared with the same types of stratabound deposits in other countries of the world.

The Archean cratons in China are rather small in size and scattered in distribution, and the greenstone belts seem not "fertilized" enough. The tectonic environments of early and middle Proterozoic are relatively mobile. The ore substances are therefore likely to be concentrated.

In addition, there are over four ophiolite belts longer than one thousand kilometers within the Tibet-Yunnan-Burma belt, and there are large quantities of Meso-Cenozoic volcanics and subvolcanics in Eastern China. It is reasonably expected that more stratabound deposits will be found in these areas.

Moreover, the huge Xinjiang-Mongolia-Manchuria folded belt and the North China platform are almost blank areas in the prospecting for stratabound deposits, and require further investigation and development.