地质矿产部地质调查局“八五”专项研究课题

金矿密集区的基底特征与成矿作用研究

——以小秦岭、冀北和胶北金矿密集区为例

陆松年　李怀坤　李惠民
杨春亮　胡正德　蒋明媚　著

地质出版社

登录号	99918
分类号	P618.5101
种次号	002

地质矿产部地质调查局
“八五”专项研究课题

金矿密集区的基底特征与成矿作用研究

——以小秦岭、冀北和胶北金矿密集区为例

S710.25

陆松年　李怀坤　李惠民
杨春亮　胡正德　蒋明媚　著







地质出版社
·北　京·

图书在版编目（CIP）数据

金矿密集区的基底特征与成矿作用研究：以小秦岭、冀北和胶北金矿密集区为例/陆松年等著. -北京：地质出版社，1997.5
ISBN 7-116-02333-X

Ⅰ.金… Ⅱ.陆… Ⅲ.①金矿床-基底-特点-研究-中国，华北地区②金矿床-成矿作用-研究-中国，华北地区 Ⅳ.P618.510.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字（97）第 05369 号

地质出版社出版发行
（100083 北京海淀区学院路 29 号）
责任编辑：王 津 周继荣 王 璞
责任校对：田建茹
*
北京印刷学院实习工厂印刷 新华书店总店科技发行所经销
开本：787×1092 1/16 印张：7.375 图版：2 页 字数：167000
1997 年 5 月北京第一版·1997 年 5 月北京第一次印刷
印数：1—400 册 定价：12.00 元
ISBN 7-116-02333-X
P·1749

前　言

《金矿密集区的基底特征与成矿作用研究——以小秦岭、冀北和胶北金矿密集区为例》一书是地质矿产部“八五”专项基金《小秦岭、冀北和胶北金矿域基底特征及成矿作用主要特征对比》研究课题的成果总结。近10年来，我国黄金地质勘查和科研工作取得了令人瞩目的进展。随着一批大型金矿床的新发现，对金矿成矿作用的主要特征和规律的认识也产生了飞跃。同时，随着研究工作的不断深入，也出现了一系列新的地质问题亟待科学工作者去探索和寻求答案。这些问题主要包括如下三个方面。第一，金矿床往往在区域分布上表现出明显的趋群性，从而构成金矿床分布的密集区。这种矿床分布的不均一性主要受何种因素的制约？在现代科学技术条件和认识水平上，能否探寻这种制约金矿床密集区分布的主要地质因素？第二，在金矿密集区内，金矿床分布受到诸如地层、构造、岩石、区域地质发展史等多种复杂因素的直接或间接制约，能否在实践中找出控制金矿床分布的主要控制因素？如何去发现这些主控因素？第三，金矿床存在化探和物探异常，利用物化探异常找金积累了许多成功的经验。在地质上，在金矿床密集区、矿田和矿床分布区有无地质异常存在？能否根据地质异常圈定矿体，指导普查找矿工作。上述三个问题是从黄金普查找矿的实践中提出的重要基础地质问题，并且应用性极强。针对金矿密集区的区域成矿规律和找矿方向问题，我们于1993年向地矿部原直管局申请了《小秦岭、冀北和胶北金矿域基底及成矿作用主要特征对比》的研究课题，加入了探索和研究新一轮黄金地质研究难题的行列。课题于当年7月获得批准，并启动研究。经过两年多的努力，课题组成员8次分赴小秦岭、张宣、承德、胶北和泰山地区，通过对金矿密集区和非密集区的前寒武纪变质基底和众多大、中、小型金矿床的考察，搜集了大量第一性野外资料，并开展了相应的室内分析研究工作。我们在充分借鉴和利用前人资料的基础上，根据研究者的思路和第一性资料，完成了这部专著。

所谓成矿域，系指不同成因、不同时代、不同规模的一种或多种矿床在空间上分布相对集中的地域，亦即成矿集中区或密集区。李上森等（1990）在《国外元古宙铅-锌-铜多金属矿产研究进展》的专著中，把全球划分为六个主要自然成矿集中区。每个集中区内，都有一个或几个特大型矿床作为骨干，带着一批大、中、小型矿床，显示出空间上分布相对集中的特点。嗣后，陆松年等又对此概念做了进一步限定和阐述，并将集中区统一改称为矿床密集区。

现将金矿密集区的概念作如下初步定义：

第一，金矿密集区是一个比矿床、矿田规模更大的区域，其面积可达数千或上万平方公里；该区具有相似的地壳演化历史和特征；

第二，区域内储量密度$\left(\frac{\text{区域储量/全国储量}}{\text{区域面积/全国面积}}\right)$可达数十甚至上百；

第三，区域内有一些大型、特大型金矿床作为骨干，带动着一大批中、小型矿床和矿

点；

第四，区域内分布有众多不同时代、不同成因的金矿床，表现出成矿继承性和变异性的特点；

第五，在金矿密集区探明的储量应在全国占有一定的地位（本书建议一个金矿密集区的金矿储量应占全国的3%—5%以上）。

当前，我国最重要的金矿密集区首指胶北。该区在不足2万km^2的范围内分布着新城、三山岛、仓上、台上、大尹格庄、望儿山等一批大型金矿和星罗棋布的中、小型矿床，使该区在占全国不足0.2%的范围内占有了全国金矿储量的25%，储量密度提高了一百多倍。类似的金矿密集区还有小秦岭、冀西北的张家口-宣化、冀东的遵化-青龙和吉林的夹皮沟等。辽西和内蒙古乌拉山有望成为新的金矿密集区。

在地质学家致力于寻找单个大型、特大型矿床的过程中，逐步认识到成矿域的重要性。一个不容忽视的地质事实是，每个特定成矿域的形成都在一定程度上受到基底和地壳演化特点的制约。例如：徐克勤等（1987）在研究中国钨矿形成的大地构造背景时指出，钨矿伴随的花岗岩类主要属改造型，含钨花岗岩来自大陆地壳，基底岩石中钨元素的初步富集是形成钨矿的重要控制条件。沈保丰等（1992、1995）在研究中国花岗岩-绿岩带金矿时也明确指出，早前寒武纪在强烈的、多次的海底火山喷气作用过程中，形成了具有一定产出层位的金矿床和矿源岩。尔后在构造变动、变质作用、交代作用和岩浆活动中，使金元素活化、迁移、富集，在有利的构造部位形成脉型金矿。绿岩带和原生金矿床形成后，在后期构造-岩浆活动作用下，又可形成壳源重熔岩浆热液型和砂砾岩型金矿床。他们都强调了基底对金矿域（即金矿密集区）形成的重要意义。

我们选择胶北、小秦岭和张宣金三角等三个金矿密集区作为研究重点，力图探索为什么分别分散在华北地块东部、南缘和北缘的这三个地质体会有那么丰富的金矿储量，特别是胶北地区，面积不足全国的0.2%，却占有全国金储量的25%？许许多多的研究者，都在认真探索这个问题，力图揭开胶北富金之迷。无可置疑的是，前人的研究成果从不同角度，例如有的偏重于矿床定位的构造体系的研究，有的侧重于矿床蚀变带的研究，有的则专门研究与金矿有关的花岗岩特征等来揭示胶北富金的原因和形成机理。我们抱着和同行们相同的愿望，企盼为揭开自然界之谜尽一份努力。尽管离最终揭开谜底还有一段距离，但我们针对前人研究工作中的薄弱环节，从大陆地壳演化重大热-构造事件与成矿作用的时空耦合关系入手，通过石英脉中锆石U-Pb测年着重探索金矿的定位时代，研究与金矿成因有关的花岗岩类岩石钕同位素地球化学特征，探索它们与基底岩石的亲缘关系；同时，从壳-幔分离形成的初始地壳成矿元素丰度的统计分析中，初步揭示了深部地壳乃至地幔的不均一性问题。

通过本书的详细论述，对胶北等三个金矿密集区的基底及成矿特征的认识无疑前进了一步。但鉴于自然界的极其复杂和自然规律的深奥，尽管我们付出了艰辛的劳动，要揭开这三个金矿密集区的“谜底”，认识它们的规律，还需持之以恒的努力。在本书的开篇中，研究者首先要感谢地矿部原直管局在经费上的支持，特别是叶天竺总工程师自始至终的关心与帮助。同时，感谢天津地质矿产研究所沈保丰研究员在经常性的讨论和交换意见过程中，给执笔者的启迪。感谢部地调局朱明玉、白冶对研究工作的关心和鼓励，以及黎世美、黄建军、梅华林、陈安蜀等在工作过程中给予的支持。最后要特别感谢王鸿祯院士、叶天

竺总工和马福臣、刘如琦、杨敏之等三位教授在百忙中审阅了本书的初稿，提出了宝贵的修改意见以及对作者所取得的研究成果的高度评价和鼓励。由于本书作者知识的局限性，书中的错误及不足，深望专家、同行批评指正。

著　者

1997 年元月

目　　录

前　言

第一章　前寒武纪变质基底及对金矿密集区的制约 ……（1）

第一节　小秦岭前寒武纪变质基底 ……（1）

一、斜长角闪岩-片麻岩组合 ……（3）

二、上太华亚群孔兹岩系 ……（3）

三、变质基底中新的同位素测年结果 ……（4）

第二节　冀北（张宣地区）前寒武纪变质基底 ……（6）

一、麻粒岩-片麻岩组合——桑干杂岩 ……（7）

二、上层基底结构——艾家沟岩组 ……（15）

第三节　胶北早前寒武纪变质基底 ……（16）

一、胶北早前寒武纪地层序列 ……（17）

二、胶北早前寒武纪变质基底的双层结构 ……（17）

第四节　变质基底与金矿的关系 ……（27）

一、下层基底结构是赋矿重要空间部位 ……（27）

二、变质基底中初始地壳金丰度对金矿床形成的制约 ……（27）

三、变质基底抬升过程中形成的构造面对金矿床的制约 ……（28）

第二章　金矿成矿作用的时间研究 ……（29）

第一节　当代成矿时代研究方法的重要进展 ……（29）

一、U-Pb 法 ……（29）

二、等时线法 ……（30）

第二节　同位素测年方法的局限性 ……（32）

一、Rb-Sr 法 ……（33）

二、Sm-Nd 法 ……（33）

三、U-Pb 法或 Th-Pb 法 ……（33）

第三节　金矿成矿时代分析 ……（34）

一、小秦岭金矿密集区的成矿时代 ……（34）

二、冀北张宣地区金矿密集区的成矿时代 ……（39）

三、胶北金矿密集区金矿成矿时代 ……（44）

第四节　小结 ……（53）

第三章　金矿定位的空间研究 ……（54）

第一节　小秦岭金矿密集区 ……（54）

一、金矿床的空间分布特点 ……（54）

二、变质核杂岩与金矿床的空间定位 ……（56）

三、岩浆活动对金矿化的制约 ……（57）

第二节　冀北（张宣地区）金矿密集区 ……（59）

一、下层变质基底结构中的北西向控矿带 …… (61)
二、碱性岩是重要的赋矿地质体 …… (61)
第三节 胶北金矿密集区 …… (65)
一、鲁东块体不是异地块体 …… (67)
二、胶北与胶南大地构造关系的讨论 …… (67)
三、燕山期深熔型花岗岩的内外接触带是最重要的控矿部位 …… (70)
第四章 初始地壳金丰度与金矿密集区的关系 …… (76)
第一节 地壳类型和成矿物质来源分类 …… (76)
一、地壳类型 …… (76)
二、成矿物质来源 …… (78)
第二节 三个金矿密集区与泰山地区的初始地壳金丰度对比 …… (78)
一、样品采集及异常值的处理 …… (78)
二、金等成矿元素浓集系数对比 …… (81)
第五章 成矿作用特征对比及区域地质异常预测准则 …… (86)
第一节 成矿作用特征对比 …… (86)
一、大规模高金丰度初始地壳的存在 …… (86)
二、金矿预富集的重要性 …… (87)
三、显生宙地壳活化再造的决定性作用 …… (87)
四、金矿床定位空间的复杂性 …… (87)
第二节 金矿地质异常预测准则 …… (88)
一、区域地质构造准则 …… (88)
二、地质年代准则 …… (91)
三、区域地球化学准则 …… (93)
四、岩浆活动准则 …… (94)
五、构造准则 …… (98)
结 语 …… (100)
参考文献 …… (104)
附表一 …… (107)
附表二 …… (108)
图版说明及图版 …… (110)

第一章　前寒武纪变质基底及对金矿密集区的制约

小秦岭、冀北和胶北等三个金矿密集区均位于前寒武纪变质基底分布区内或其周边，二者在空间上呈现出非常密切的关系。这种空间关系可能由三方面的原因造成，第一，前寒武纪变质基底形成过程中有同生或准同生金矿床的形成，时间上的同步造成金矿床与变质基底空间上的共生关系；第二，变质基底形成以后，在后期热-构造事件影响下，形成优化的构造空间，这种构造空间在变质基底中突出地表现为韧-脆性剪切带和变质核杂岩形成过程中的滑脱面，它们有利于金的沉淀与富集，因而也造成金矿床与变质基底空间位置的重叠；第三，变质基底作为后期活化再造的花岗质岩浆的物源，与花岗岩共同从深部地壳抬升到浅部地壳因而与花岗质岩浆活动有关的金矿化发生在花岗岩与变质基底的接触带，这样，造成金矿床与变质基底的紧密共生。为了说明前寒武纪变质基底与金矿密集区在时间、空间和成因上的内在联系，本章将分别阐述小秦岭、冀北（张宣地区）和胶北等三个地区前寒武纪变质基底的基本特征和重要热-构造事件的演化序列。

第一节　小秦岭前寒武纪变质基底

小秦岭是以北部的太要-大湖峪-武家山断裂和南部的巡马道-小河-周家山断裂所围限的腰果形地质体，面积仅约千余平方公里。地质体主要由经受角闪岩相变质为主的变质基底组成，俗称“太华群”。在太华群内分布有文峪、娘娘山、华山、老牛山等规模较大的燕山期花岗岩和其它时代、性质不同的规模较小的岩浆岩体（图 1—1）。

太华群是华北陆块南缘，豫陕一带前寒武纪变质基底的统称。其时代主要依据登封一带太华群中所获得的年龄资料（如 Sm-Nd 等时线年龄 2509±16Ma ，李曙光等，1987；2556±244Ma ，李志昌，1988）而归入新太古代。但迄今为止，小秦岭太华群尚未获得令人信服的太古宙年龄资料。黎世美等最新研究报告中[1]汇总了该区同位素年龄结果，但也不能提供表壳岩形成时代的科学证据。

小秦岭的前寒武纪变质基底，包含了两大成因岩石类型，一类属于地层系统的表壳岩，另一类属于古老的经受变质、变形的深成侵入体。侵入体与表壳岩所占面积之比约为 4∶1。从整个变质基底的岩石组合特点判断，应归入花岗岩-绿岩组合（胡受奚等，1988；李俊建等，1992；黎世美等，1994）。经笔者实地考察，小秦岭前寒武纪变质基底的双层结构十分明显，其下层由 TTG 质片麻岩和太华群中由镁铁质火山岩组成的“金硐岔组”（又称闫家峪组）所组成，系一套斜长角闪岩-片麻岩组合的变质结晶地壳；而上层为一套富铝、富碳的变质沉积地壳，具有孔兹岩系组合特点。下层占据小秦岭的轴部，上层分布在小秦岭地

[1] 黎世美、黄建军等，小秦岭地区花岗岩-绿岩地体金矿地质特征及找矿靶区预测研究报告，1994。

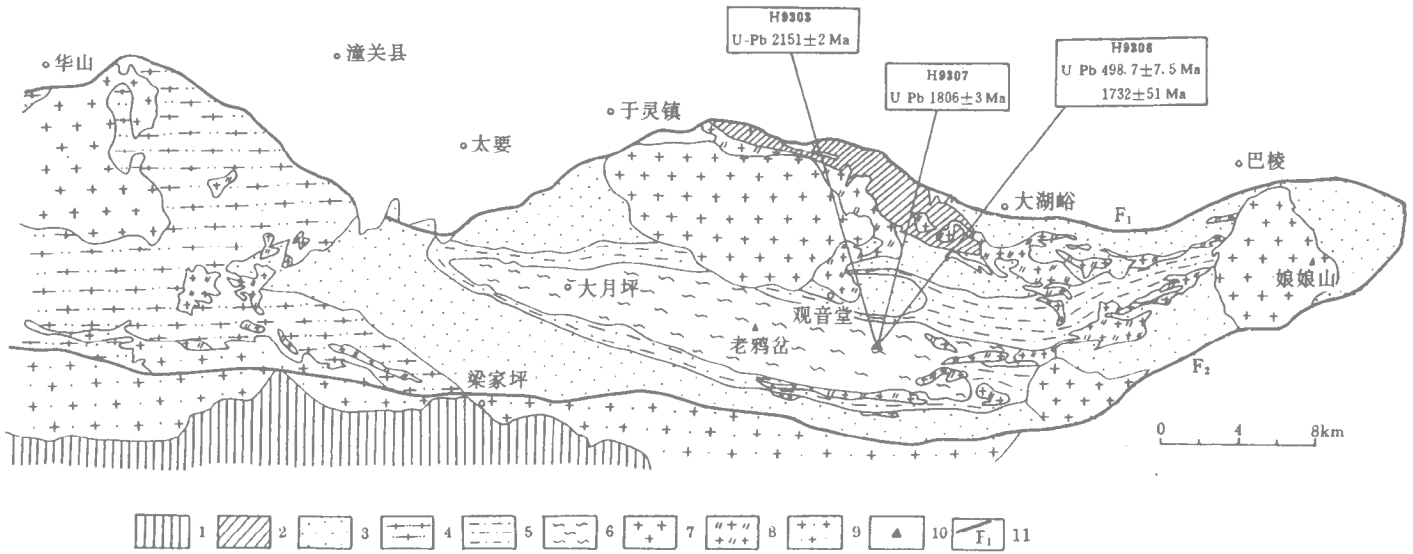


图 1—1　小秦岭地区地质图

1—中上元古界；2—上太华亚群孔兹岩系中大理岩-钙硅酸盐岩组合；3—上太华亚群孔兹岩系中黑云斜长片麻岩-变粒岩组合；4—花岗质片麻岩夹基性岩包体；5—上太华亚群孔兹岩系中石英岩-石墨夕线黑云片麻岩组合；6—下太华亚群斜长角闪岩-片麻岩组合；7—花岗岩；8—伟晶状花岗岩；9—黑云(角闪)二长花岗岩；10—同位素年龄样品点；11—区域边界断裂

区的南北两侧。迄今为止，该区的金矿床，特别是规模较大的金矿床主要分布在斜长角闪岩-片麻岩组成的下层结构中。这一规律现象在所研究的三个金矿密集区均可发现。

一、斜长角闪岩-片麻岩组合

小秦岭的斜长角闪岩-片麻岩组合是该区最重要的金矿床围岩组合。该组合由表壳岩和TTG质片麻岩所组成。我们讨论的变质基底与金矿密集区的关系，实质上就是要解决这一岩石组合与金矿的联系问题。

1. 斜长角闪岩

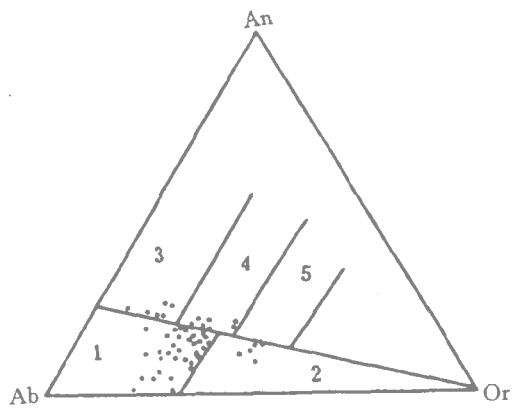
组成小秦岭轴部的斜长角闪岩-片麻岩组合中，斜长角闪岩属于表壳岩系列，前人认为原岩属镁铁质火山岩，多将其归于太华群下部，或称闾家峪组（林宝钦等，1989；李俊建等，1992）或称金硐岔组（黎世美等，1994）。但无论在闾家峪还是在金硐岔，建组地点的斜长角闪岩均在TTG质片麻岩中呈规模不等的包体存在，很难建立完整的地层层序，以“组”级地层单元命名不是很恰当的。因此，本文恢复早期秦岭区测队的使用名称，以下太华亚群统称本区下层基底结构中的表壳岩系统。

根据李俊建等（1992）资料，下太华亚群中主要岩石类型为斜长角闪岩及少量角闪岩。原岩主要为大陆拉斑玄武岩。

2. TTG质片麻岩

TTG质片麻岩构成斜长角闪岩-片麻岩组合的主体，早期研究报告中曾将这部分片麻岩视为地层，随着研究工作的深入，已逐步认识到这些片麻岩的主体属于古深成侵入体。小秦岭的这类片麻岩一般具有中到中粗粒花岗变晶结构、片麻状构造，主要矿物组合为斜长石、石英、云母和少量角闪石。根据主要元素成分换算的标准矿物，在奥康诺图解上投影，集中分布于奥长花岗岩区，部分落在英云闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩区（图1—2）。

本区TTG质片麻岩受到伟晶岩脉体的注入，成为宏观上一大特色。伟晶岩脉由粗粒—伟晶状微斜长石、石英、斜长石组成，呈脉状或不规则状穿切片麻岩。在小秦岭地区伟晶岩脉活动几乎遍及全区，它是继TTG岩浆侵入以后的又一次早期热-构造事件的产物。



1—2 小秦岭太古宙TTG质片麻岩的An—Ab—Or图（据李俊健等，1992）

1—奥长花岗岩；2—花岗岩；3—英云闪长岩；4—花岗闪长岩；5—石英二长岩

二、上太华亚群孔兹岩系

构成变质基底上层结构的岩石组合主要为一套变质沉积岩。在地层划分和命名上多有分歧。但一致的意见是将由石英岩、夕线石片麻岩、石墨长石片麻岩组成的观音堂组划为上亚群的最下部，而将由钙镁质大理岩组成的焕池峪组置图于最上部。二者之间除部分不属于地层系统的侵入岩（已强烈变形）和构造岩应剔除外，保留的主要为变粒岩、浅粒岩和磁铁石英岩。因此上太华亚群呈现一套由碎屑岩为主过渡为以碳酸盐岩为主的沉积序列特

征，且其中富含石墨、夕线石、石榴子石，具有孔兹岩系沉积岩组合特点。

上、下亚群之间见不到原始不整合接触关系，而代之为强烈变形或层间滑脱。二者之间多已被 TTG 质片麻岩所焊接，而在陕西善车峪剖面，上、下亚群之间贯入伟晶岩。伟晶岩中夹有斜长角闪岩岩块，辉长辉绿岩脉又贯入伟晶岩。显然这一界面受到长期热-构造活动影响。下文介绍的同位素测年资料和变质核杂岩的构造分析，将证明这一界面受到长约 2.0Ga 的多期热-构造事件改造，是本区地壳演化和成矿作用的缩影。

三、变质基底中新的同位素测年结果

由于斜长角闪岩的 Sm-Nd 分析结果尚未最终完成，难以讨论它的时代和演化问题，现就测定的片麻岩和伟晶岩的年龄结果作一介绍。

1. 片麻状黑云母花岗岩（H9303）

样品采于河南省灵宝金矿金硐岔矿区 31 号脉 4号坑内，岩石为黑云母花岗岩，具片麻状构造，岩性与周围出露的大面积片麻岩相同。样品新鲜，代表性好。

岩石样品中分选出来的锆石群中的 4 个颗粒锆石，均为紫红色透明短柱状，结晶不太完好，晶棱晶面均不清楚（图版 Ⅰ—1）。

测定方法为单颗粒锆石 U-Pb 化学法，测定结果分别见表 1—1 和图 1—3。U-Pb 年龄为 2151±2Ma。

表 1—1　金硐岔矿区片麻状黑云母花岗岩（H9303）锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量 (ng)	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量 (μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})		$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	紫红色透明柱状	20	1444	713	0.47	643	0.09214	0.4308 (0.0019)	7.924	0.1334 (0.0002)	2309	2222	2143
2	紫红色透明短柱状	20	2118	788	0.76	571	0.1032	0.3183	5.926 (0.026)	0.1350 (0.0001)	1782	1965	2164
3	紫红色透明短柱状	10	861	336	0.067	1386	0.08039	0.3609 (0.0012)	6.443 (0.035)	0.1295 (0.0005)	1986	2038	2091
4	浅紫红色透明短柱状	30	479	214	0.22	853	0.05862	0.4115 (0.0015)	7.233 (0.031)	0.1275 (0.0003)	2222	2141	2064

表中括号内数值为测试误差值，数据隐含 ± 号 .余表类同。

谐和线年龄值为 2151±2Ma。

2. 伟晶岩 （H9307）

样品采自金硐岔矿区 11 号检查站南伟晶岩露头区，分选出了两粒自形程度较好的晶体（图版 Ⅰ—2）。测定结果（表 1—2，图 1—4）表明，锆石的三组表面年龄（$^{206}Pb/^{238}U$、$^{207}Pb/^{235}U$、$^{207}Pb/^{206}Pb$）非常接近，样品落在谐和线上，U-Pb 同位素年龄为 1806±3Ma，精度较高。

3. 地质解释

所测片麻状黑云母花岗岩和伟晶岩的 U-Pb 年龄可分别代表两类岩石中锆石的形成时

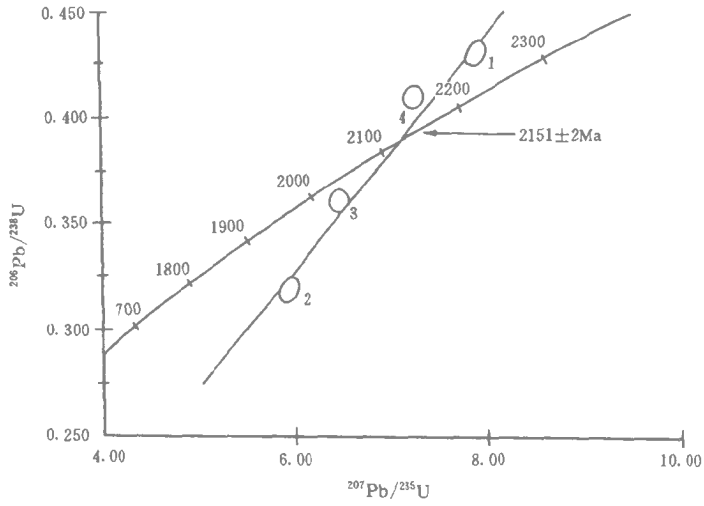


图 1—3　金硐岔矿区片麻状黑云母花岗岩（H9303）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

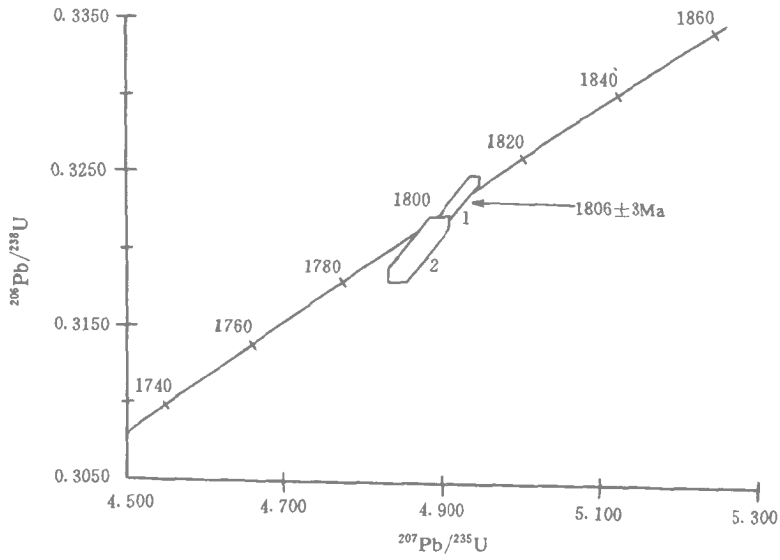


图 1—4　金硐岔矿区伟晶岩（H9307）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

代，即反映了黑云母花岗岩和伟晶岩的形成时代。伟晶岩的侵入滞后于黑云母花岗岩约 345Ma，它们应属于两期热事件的产物。

片麻状黑云母花岗岩的 U-Pb 年龄表明，它不属于太古宙 TTG 质花岗岩系列，而应归入早元古代 TTG 质花岗岩浆活动的产物。迄今为止，本区未获得＞2500Ma 的花岗岩的 U-Pb 年龄资料，至少说明太古宙的岩浆活动不甚强烈。相反，本区早元古代受到的热事件影响（包括 2151±2Ma 的黑云母花岗岩的侵入和 1806±3Ma 的伟晶岩的形成）却是十分明显

表 1—2　金硐岔矿区伟晶岩（H9307）锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量 (ng)	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量 (μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})		$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	紫红色透明长柱状自形晶	50	907	317	0.016	30139	0.1426	0.3235 (0.0015)	4.925 (0.024)	0.1104 (0.0002)	1807	1807	1806
2	紫红色透明短柱状自形体	30	765	278	0.080	2709	0.1841	0.3203 (0.0022)	4.871 (0.038)	0.1103 (0.0004)	1791	1797	1804

谐和线年龄值为 1806±3Ma。

的。这与地处华北陆台北缘的张宣地区和陆台东部的胶北地区热事件存在显著差异。但使人感到惊异的是，内蒙古集宁一带也有小秦岭地区 1800Ma 左右的伟晶岩的强烈活动，陆台南北两缘相距近千公里，却有同样性质同一时代的岩浆活动产物，说明华北陆台在吕梁—中条活动（～1.8Ga）期间克拉通化过程中南、北两缘的部分相似性。

第二节　冀北（张宣地区）前寒武纪变质基底

张宣地区处在华北陆台北缘，太古宙变质基底曾称为“桑干群”、“崇礼群”、“崇礼杂岩”等。现据地层典的意见，将冀晋内蒙古交界的太古宙变质基底统称为“桑干杂岩”。在张宣地区它展布于尚义-崇礼-赤城大断裂以南长 175km，宽约 50km 的 8750km² 范围内。桑干杂岩的主体系一套酸性侵入杂岩体，它由不同时期、不同成分和不同变质程度的花岗岩所组成。麻粒岩相表壳岩在已片理化的花岗岩中呈规模不等的包体或残块存在。由于遭受了强烈的构造活动、区域变质作用和混合岩化作用，造成了该区多期的变质与变形。区内变质岩石种类复杂、构造形态多样，原始层理及层序难以恢复。

本区地层系统最早曾划为 4 个组，自下而上为西葛峪组、水地庄组、化家营组和涧沟河组，后又在涧沟河组之上划出具孔兹岩系特征的艾家沟组。1991 年河北地矿局第三地质队在进行 1∶5 万区调工作中，采用构造-岩石组合填图法，将原先划分的西葛峪组、化家营组作为古深成侵入体，其余地层系统仍保留。新的地层系统为涧沟河组、水地庄组和艾家沟组。

作者经过实地调查后认为，区内绝大部分变质岩是不同时期、不同类型的岩浆侵入体，经过变质变形改造而成为片麻岩的。除艾家沟一带保存的表壳岩规模稍大外，其它地点的表壳岩主要呈规模较小、形态多样的包体分布于片麻岩中，系一套深变质的麻粒岩-片麻岩组合。依据露头情况很难恢复表壳岩的层序。露头尺度所见“层理”，实际上多为后期构造的面理。显然，对这套变质杂岩再按群、组、段的叠置地层法建立地层序列将有较大的随意性和主观性。但为了和相邻地区的构造-岩石组合划分相一致，本文将艾家沟组从桑干杂岩中划出并建立艾家沟岩组，它是一套具孔兹岩系特征的副变质岩组成的表壳岩，岩性主要为含石墨黑云斜长片麻岩、含石墨斜长变粒岩和大理岩，而桑干杂岩中表壳岩主体是镁铁质火山岩和 BIF。

王魁元等[1] 在研究本区金矿地质时，将太古宙变质基底划分为西葛峪钾长花岗片麻岩区、水地庄英云闪长片麻岩区、小营盘-水晶屯构造变质杂岩带、崇礼花岗闪长片麻岩区和水泉沟-后沟偏碱性杂岩带等五个构造亚区。这种划分突出了每个构造分区中占优势的岩石组合，如西葛峪一带原先所划的西葛峪组，实际上主体为片麻理化了的钾长花岗岩，水地庄一带则为英云闪长片麻岩所占据。中科院地质所的一批研究者对本区变质基底做过翔实的研究工作，继沃麻坑一带发现高压麻粒岩相岩石后（翟明国等， 1992），提出了高压麻粒岩相混杂岩带的认识。他们将本区沃麻坑一带的高压麻粒岩与怀安蔓菁沟一带的高压麻粒岩联系起来，形成一个北东走向的宽 2km、长 达 150km 的混杂岩带，该带以南的西葛峪为碰撞钾长花岗岩分布区，碰撞带以北则为麻粒岩-片麻岩深变质带。而王仁民等（1994）将沃麻坑一带高压麻粒岩作为东西高压麻粒岩带的一部分，怀安蔓菁沟则为另一北东走向高压麻粒岩带的组成部分，对构造区的划分与中科院地质所的大相径庭。上述不同认识既反映了近年来研究工作的不断进展，也说明麻粒岩相区复杂的地质背景。

张宣地区前寒武纪变质基底像小秦岭一样具有双层结构特点，所不同的是前者变质程度更深，达麻粒岩相；而上层结构孔兹岩系的分布面积较小。本文将下层变质结晶基底称为桑干杂岩，主要为一套麻粒岩-片麻岩组合，而上层结构的孔兹岩系从桑干杂岩中划出，称为艾家沟岩组相当于邻区的集宁岩群的一部分。双层结构基底在区域上的展布见图 1—5。

一、麻粒岩-片麻岩组合——桑干杂岩

张宣地区的桑干杂岩由麻粒岩-片麻岩组合组成，主体是太古宙晚期一元古宙初期的深成花岗岩，由于经受了多期强烈变质、变形，普遍发育片麻理构造。片麻岩中分布规模不等的基性麻粒岩和铁建造，其中的麻粒岩成因较复杂。由于缺少鉴别喷出成因的结构和构造标志，系表壳岩还是侵入体多有争论。从同位素年代学和示踪资料判断，呈包体出现的基性麻粒岩既有前花岗岩侵入期的，也有同侵入甚至后侵入期但遭受强烈变形的基性岩石（朱志澄等译，1992；王楫等，1995）。 桑干杂岩所在地区可划分出三个构造亚区：一是崇礼-赤城断裂以南，常峪口-张全庄糜棱岩带以北，称为崇礼深变质岩区，大体上包括原涧沟河组和化家营组，是张宣金矿床主要分布地区之一；二是常峪口-张全庄糜棱岩带以南原水地庄组分布区，系英云闪长质片麻岩分布区；再向南原西葛峪组分布区，则为钾长花岗片麻岩所占据。后两个区主要由两套性质不同，但侵入时代相近的深成侵入体所组成。

（一）崇礼深变质麻粒岩-片麻岩区

该区为桑干杂岩分布面积最大的地区，北为崇礼-赤城大断裂,南为常峪口-张全庄糜棱岩带。该区呈近东西向延长，出露长约 80km ,宽 约 20km ，偏北部有偏碱性正长岩侵入体。侵入体南接触带和小营盘-水晶屯一线是两个金矿床密集分布地带。

对该区的基本组成的认识存在较大分歧。有人认为基性变质岩系占 70%以上（王仁民等，1994），有的则认为系一套复杂的杂岩带（王魁元等，1994)[1]，主体是酸性深成侵入体。我们的基本认识是，本区具有高级区的许多共同特点，但后期岩浆活动强烈，使本来已经很复杂的地质状况变得更加复杂。基本的岩石组合至少显示两期重大地质事件的影响：早期——基性麻粒岩原岩的形成，晚期——紫苏花岗岩和 TTG 岩套的侵入。在 TTG 岩套形

[1] 王魁元等，燕辽地区花岗岩-绿岩地体金矿类型、控矿条件及靶区预测研究报告， 1994。
[1]

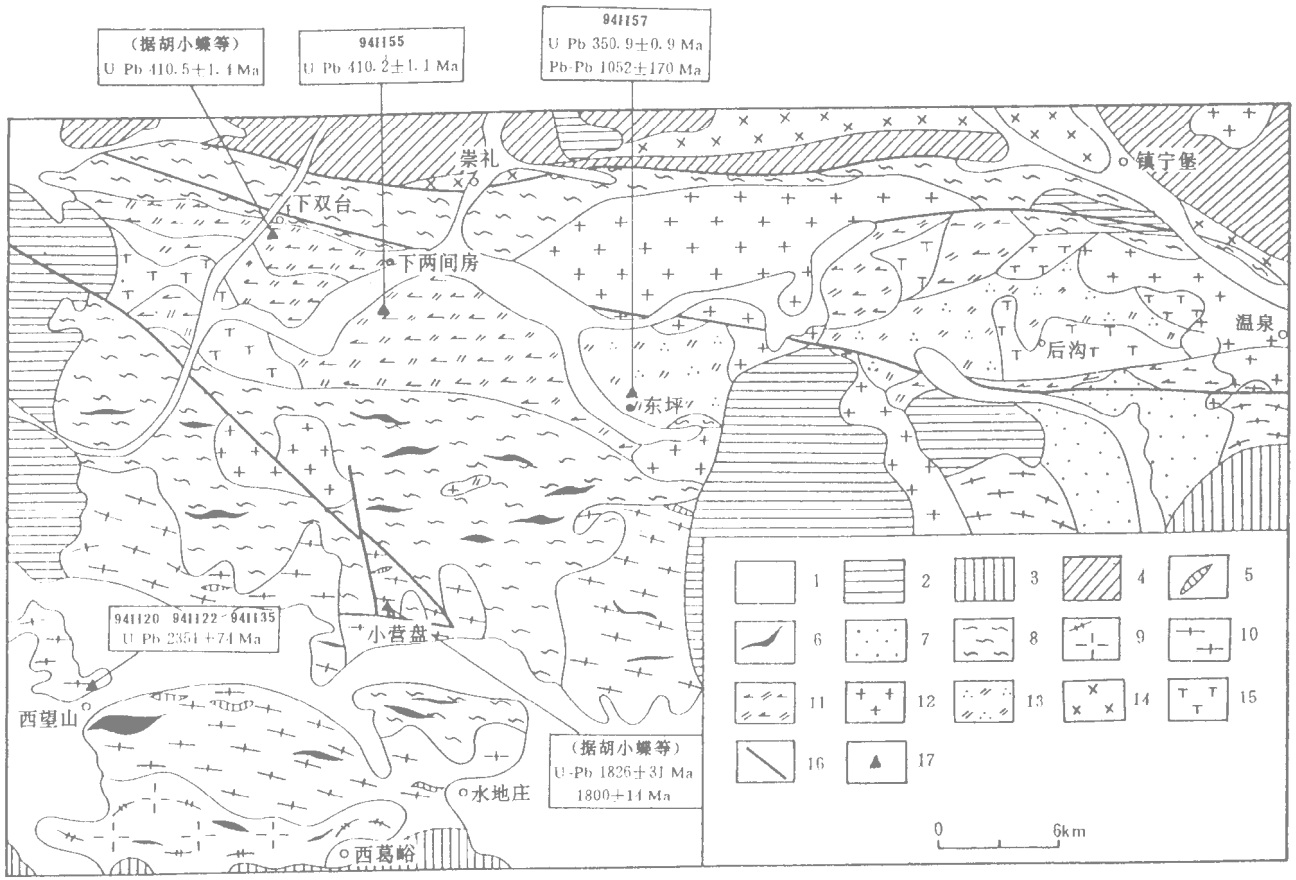


图 1—5　张宣地区地质图

1—第四系；2—侏罗系；3—中上元古界；4—下元古界红旗营子群；5—磁铁石英岩（麻粒岩相变质）；6—超基性-基性岩包体；7—艾家沟岩组；8—桑干杂岩；9—西葛峪钾长花岗片麻岩；10—水地庄英云闪长质片麻岩；11—（辉石）角闪二长岩；12—燕山期花岗岩；13—石英二长岩；14—元古宙花岗片麻岩；15—正长岩；16—断层；17—同位素年龄样品点

成以后，仍具有一定规模的辉长岩体的侵入。本区与常峪口-张全庄糜棱岩带以南并没有本质的差别，主体是由深成花岗岩组成的片麻岩，麻粒岩主要呈规模不等的包体赋存于片麻岩之中。

（二）水地庄英云闪长片麻岩-麻粒岩区

该区范围西起西望山、东望山和青边口，东至水地庄，北部为常峪口-张全庄糜棱岩带所截，南部为西葛峪片麻岩区，面积约 100km²。

水地庄片麻岩区的片麻理和包体长轴表现为一个完整的卵形构造。片麻岩的化学组成与英云闪长岩及二长花岗岩的相当。表壳岩及其它岩石包体在西望山、东望山和青边口一带有较大规模分布。主要岩性为二辉麻粒岩、紫苏斜长花岗岩和磁铁石英岩。

（三）西葛峪钾长花岗片麻岩-麻粒岩区

本区以钾长花岗片麻岩为主，约占本区面积的 85%，此外有 15%的包体。钾长花岗片麻岩在颜色上可分为两类：一类是灰白色，另一类是红色。前者规模较大，后者则以众多小规模侵入体为特征，且侵入在前者中，但它们的矿物成分基本相同。主要由条纹长石（30%—50%）、斜长石（5%—35%）、石英（20%—35%）及少量黑云母、石榴子石和角闪石组成。

钾长花岗岩的化学组成以富钾为明显特点，$K_2O/Na_2O>1$，在 An-Ab-Or 图中样品点均落入花岗岩区；并具有稀土元素总量高、轻重稀土之间分馏程度大、轻稀土明显富集的特点。李永刚等（1994）曾详细研究过此类花岗岩的地球化学特点，认为它们属后碰撞型花岗岩，Rb/Zr 值低，多小于 3。

（四）桑干杂岩同位素年代学及地球化学的新成果

近年来我所和有关单位的地质同行在本区及邻区获得了一系列同位素测年成果，现将这些成果汇总列于表 1—3。

我们在研究工作中对桑干杂岩中的片麻岩和基性麻粒岩也作了年代学和 Nd 同位素示踪研究工作，现将新的成果简介如下。

1. 片麻岩的 U-Pb 年龄

在张宣西望山和盘长河沟（采样位置参见图 1—5）分别采集了 94H20（奥长花岗岩）、94H22（英云闪长片麻岩）和 94H35（英云闪长片麻岩）等三件样品，这三件样品中所含锆石具有十分相似的表观特征：均为浅黄色、浅紫红色和无色透明的短圆柱状、浑圆状晶体，表面遭受过明显熔蚀圆化（图版Ⅰ—3、4、5）。应用 U-Pb 同位素化学稀释法各测定了两粒锆石样品，共获得 6 组 U-Pb 同位素年龄值（表 1—4）。这 6 组年龄值在谐和图上基本构成一条不一致线，与谐和线的上交点年龄为 2351±74Ma（图 1—6）。该数值与前人结果在误差范围内接近。

测试样品的主要元素及稀土元素含量列于表 1—5、1—6，稀土元素图谱见图 1—7。应用 U-Pb 测年资料与 Nd 同位素示踪资料对比，$t_{U\text{-}Pb}$ 与 T_{DM} 仅相差 200Ma 左右（表 1—7），样品的 ε_{Nd} 值（用 U-Pb 年龄计算）均为正值（图 1—8）。这些特征表明，样品的 U-Pb 年龄可代表岩浆结晶年龄。岩浆岩的源岩没有很大的地壳滞留年龄值（以 T_{DM} 为代表），表示初始地壳从地幔形成后很快又受到深熔而形成英云闪长质-奥长花岗质岩浆。

表 1—3　桑干杂岩、恒山杂岩同位素年龄数据表

地　点	层　位	方　法	年龄值（Ma）	资料来源
内蒙古兴和	桑干杂岩中包　体	Sm-Nd	2947±69.5 ε_{Nd}=1.27±0.6	本　文
山西恒山	恒山杂岩中包　体	Sm-Nd	2851±76 ε_{Nd}=5.52±0.24	田永清（1992）
			2818±86 ε_{Nd}=2.27±0.54	
河北怀安	蔓菁沟高压麻粒岩	Sm-Nd	2677±94 ε_{Nd}=4.0±0.8	郭敬辉（1993）
河　北 张家口	桑干杂岩中基性麻粒岩	Sm-Nd	2402±73 ε_{Nd}=1.6±0.7	沈其韩（1994）
内蒙古兴和	桑干杂岩中基性岩脉	Sm-Nd	1951±15 ε_{Nd}=1.9	王楫、陆松年（1995）
山西恒山	义兴寨灰色片麻岩	U-Pb	2520 （原文未附误差）	田永清（1992）
内蒙古包头市 山和原沟	桑干杂岩中基性表壳岩	Pb-Pb 蒸发法	2433±9 2302±18 1746±7	王楫、陆松年（1995）
内蒙古兴河	桑干杂岩中包　体	U-Pb	2392±8 2336±3 1781±10	
		Pb-Pb	2434±9 2236±5 2124±12 1968±6 1782±13	
	桑干杂岩中的紫苏花岗岩	U-Pb	2373±40	
		Pb-Pb	2384±5 2344±14	
	桑干杂岩中的酸性脉	Pb-Pb	1796±17	
河北张家口	桑干杂岩中的紫苏花岗岩	U-Pb	2390±24	胡小蝶、王魁元（1994）
	英云闪长岩	U-Pb	2390±19	
	钾长花岗岩	U-Pb	2351±9	
河北怀安	水沟口英云闪长质片麻岩	U-Pb	2402^{+9}_{-7}	郭敬辉（1994）
	马口市紫苏花岗岩	U-Pb	1820 （未附误差值）	
	蔓菁沟高压基性麻粒岩	U-Pb	1833^{+23}_{-24}	
山西天镇	钾质花岗岩	U-Pb	2144^{+47}_{-36}	
内蒙古兴和	桑干杂岩中片麻岩	U-Pb	2467^{+54}_{-35}	沈其韩（1990）
	桑干杂岩中片麻岩	Rb-Sr	2284±50	

表 1—4　张宣地区 TTG 质岩石（94H20、94H22、94H35）锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量(μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})	(ng)	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	浅紫褐色透明长柱状晶体	10	343	175	0.064	616	0.2242	0.4002 (0.0020)	8.326 (0.084)	0.1509 (0.0013)	2170	2267	2356 ±14
2	浅紫褐色透明浑圆状晶体	20	341	117	0.035	1749	0.189991	0.2931 (0.0015)	5.635 (0.044)	0.1394 (0.0008)	1657	1922	2220 ±10
3	无色透明浑圆状晶体	15	129	102	0.31	93.2	0.2225	0.4204 (25)	8.664 (0.131)	0.1495 (0.0020)	2262	2303	2340 ±23
4	无色透明浑圆状晶体	15	137	64	0.066	378	0.2018	0.3601 (0.0021)	7.022 (0.114)	0.1414 (0.0021)	1983	2114	2245 ±25
5	深紫红色浑圆状柱体	20	203	95	0.14	330	0.08748	0.3801 (0.0019)	7.525 (0.070)	0.1436 (0.0011)	2076	2176	2271 ±13
6	深紫红色浑圆状晶体	35	225	97	0.046	1750	0.1117	0.3869 (0.0019)	7.822 (0.051)	0.1466 (0.0006)	2108	2211	2307 ±7

谐和线年龄值：1—6 号数据点，**上交点年龄值：**2351±74Ma。

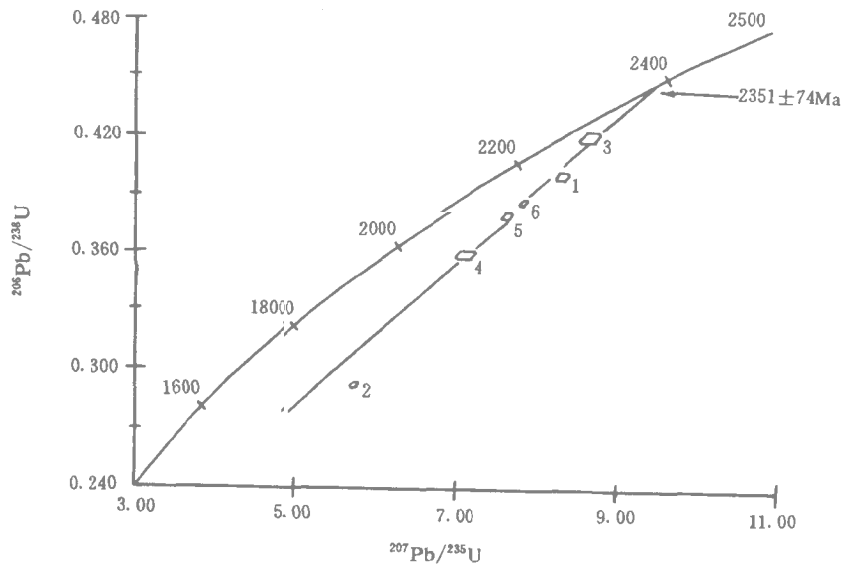


图 1—6　张宣地区 TTG 质岩石（94H20、94H22、94H35）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

表 1—5　张宣地区古酸性侵入体的主要元素组成（w_B，%）

样品编号	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	灼减	CO_2	H_2O^+
94H20	76.00	12.34	0.08	1.56	0.07	0.92	0.89	3.90	3.42	0.07	0.02	0.32	0.14	0.32
94H22	64.00	15.33	0.81	4.22	0.43	4.93	2.97	2.28	3.94	0.10	0.14	0.74	0.35	0.48
94H35	63.62	15.93	1.06	3.89	0.48	3.14	2.66	3.00	4.42	0.10	0.07	1.38	0.55	0.89

表 1—6　张宣地区古酸性侵入体的稀土元素组成（w_B，10^{-6}）

样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
94H20	34.66	60.25	6.31	23.22	4.09	0.45	3.03	0.35	1.67	0.34	0.85	0.12	0.76	0.10	7.10
94H22	19.11	36.62	4.12	17.85	3.55	0.89	3.02	0.38	1.70	0.31	0.89	0.13	0.85	0.10	7.59
94H35	38.74	65.66	6.45	25.25	3.88	1.28	3.51	0.40	2.29	0.56	1.69	0.24	1.63	0.21	12.1

样品编号	ΣREE	LREE/HREE	$(La/Yb)_N$	δEu
94H20	136.2	17.864	30.114	0.379
94H22	89.52	11.130	14.845	0.820
94H35	151.79	13.415	15.694	1.053

表 1—7　张宣花岗质片麻岩 $t_{U\text{-}Pb}$ 与 T_{DM} 值的比较

样品号	$t_{U\text{-}Pb}$（Ga）	T_{DM}（Ga）
94H20	2.351±0.074	2.605
94H22		
94H35		2.540

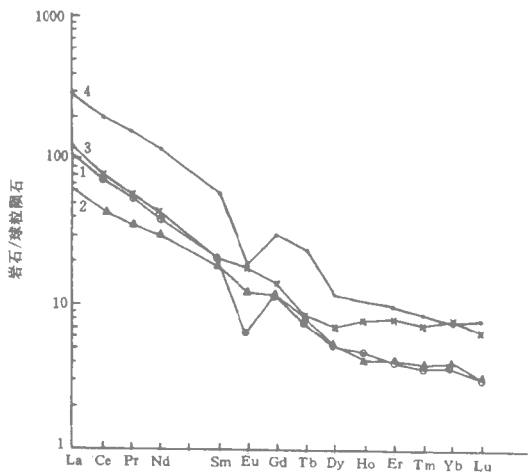


图 1—7　张宣地区酸性侵入体稀土元素地球化学特征

1—西望山奥长花岗岩（94H20）；2—西望山紫苏花岗岩（94H22）；3—涧沟河英云闪长岩（94H35）；4—承德紫苏花岗岩（94H93）

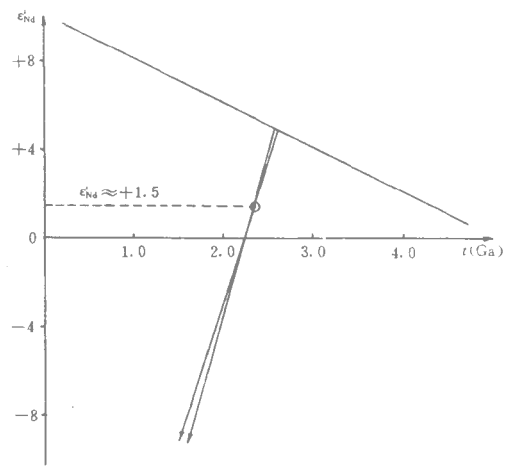


图 1—8　张宣花岗质片麻岩的 ε_{Nd}-t 图解

t=2.351 Ga 时，作图得到的 ε_{Nd} 值为＋1.5 左右

2. 麻粒岩的 Sm-Nd 特征

在涧沟河、水地庄、西望山、西葛峪和沃麻坑分别采集了 5 件样品做 Sm-Nd 同位素研

究，采样点位置参见图 1—5。这些样品的主要元素化学成分相近（表 1—8），属于铁镁质岩石；稀土元素总量较低，轻、重稀土元素分异不明显，铕为正异常或不明显的负异常（表 1—9，图 1—9），表现出幔源或受到轻微大陆壳混染的铁镁质岩石的特征。

表 1—8 张宣地区桑干杂岩中麻粒岩包体的主要元素组成（w_B，%）

编 号	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	灼减
94H11	49.71	14.03	1.74	11.65	1.14	10.84	6.61	0.40	2.25	0.24	0.10	0.21	0.78	1.36
94H13	50.28	12.95	4.17	11.21	1.65	9.35	5.98	0.69	2.18	0.24	0.20	0.21	0.45	1.25
94H23	48.33	15.38	1.17	8.19	0.56	12.14	9.13	0.28	2.51	0.18	0.05	0.55	0.95	1.48
94H34	49.00	11.97	1.73	7.56	0.39	10.17	12.93	1.02	2.08	0.18	0.08	0.28	2.49	3.01
94H71	48.28	14.74	3.44	10.28	0.98	11.96	6.71	0.46	1.90	0.23	0.05	0.07	0.66	1.32

表 1—9 张宣地区桑干杂岩中麻粒岩包体的稀土元素组成（w_B，10^{-6}）

编 号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
94H11	6.4	13.52	1.73	9.41	2.81	1.04	3.45	0.61	3.82	0.81	2.36	0.34	2.14	0.31	17.98
94H13	14.28	29.50	3.77	18.35	4.63	1.46	5.59	0.95	5.42	1.14	3.14	0.46	2.99	0.42	24.77
94H23	3.57	6.62	0.72	3.91	1.11	0.54	1.71	0.30	2.11	0.46	1.30	0.18	1.21	0.15	9.83
94H34	18.09	35.18	3.77	18.99	3.15	0.93	2.57	0.30	2.17	0.43	1.21	0.18	1.17	0.15	9.97
97H71	3.88	8.23	1.32	5.79	2.12	0.79	2.59	0.30	3.39	0.73	2.09	0.32	2.13	0.30	16.56

编 号	ΣREE	LREE/HREE	$(La/Yb)_N$	δEu
94H11	48.75	2.522	1.975	1.033
94H13	92.1	3.58	3.154	0.887
94H23	23.89	2.22	1.948	1.211
94H34	88.29	9.793	10.21	0.981
94H71	33.98	1.868	1.203	1.043

Sm-Nd 分析结果列于表 1—10，其特点是 Sm/Nd 值及 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值均较高，前者平均为 0.2375，后者为 0.1602，与我国基性麻粒岩平均值（0.2449，0.1624）（陆松年等，1996）较接近。T_{DM}从 3.531Ga 至 2.753Ga，均值为 3.121Ga。由于所计算的 Nd 同位素参数相互偏离较大，因而不能构成同一等时线给出年龄。这些同位素参数的相互偏离可能有两种主要原因：一是同期同源岩浆受到地壳不同程度的混染，二是不同期岩浆活动的反映。参照所测样品的稀土元素资料和邻区的研究成果，可以认为，张宣地区在中太古代甚至更古老的时期就已有基性岩浆活动。

沈其韩等(1994)在西望山一带获得了一组较好的基性麻粒岩的等时线年龄（表 1—11，图 1—10）。原作者认为代表了表壳岩的地层年龄。但这一组等时线年龄值 2402±73Ma，T_{DM}的均值 2635Ma 与前述的片麻岩的 U-Pb 年龄和 T_{DM}值十分接近。倘若这些基性岩为喷出地表的表壳岩，何以能够与同期的深成侵入体共处地壳的同一空间？是否以这类基性岩作为深成酸性侵入体同期的侵入岩更适合？这一涉及桑干表壳岩的界定及时代的问题需要进一步研究。

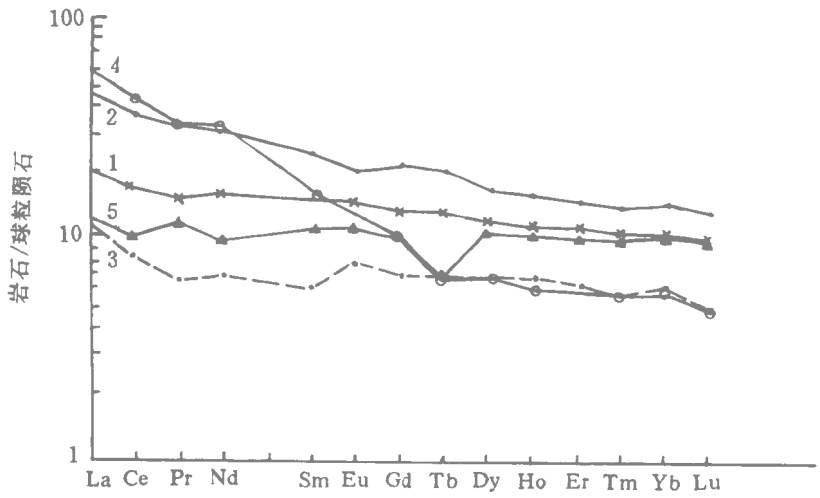


图 1—9　河北张宣地区太古宙铁镁质岩石稀土元素图谱

1—西葛峪麻粒岩（94H11）；2—水地庄麻粒岩（94H13）；3—西望山麻粒岩（94H23）；4—涧沟河麻粒岩（94H34）；5—（赤城）沃麻坑麻粒岩（94H71）

表 1—10　张宣地区桑干杂岩基性麻粒岩 Sm-Nd 分析结果

样品号	Sm (10^{-6})	Nd (10^{-6})	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(t)$	T_{DM} (Ga)	T_{CHUR} (Ga)	I_{Nd}	$f_{Sm/Nd}$
94H11	2.6739	9.1566	0.176543	0.512475	−3.18	3.952	2.753	1.231	0.509268	−0.1025
94H13	4.6265	18.6134	0.150268	0.511884	−14.71	3.356	3.022	2.463	0.508885	−0.2361
94H23	1.4752	5.2835	0.168913	0.512263	−7.315	3.407	2.999	2.050	0.508918	−0.1413
94H34	3.6452	19.7405	0.111635	0.510923	−33.454	2.736	3.300	3.052	0.508487	−0.4325
94H71	2.0322	6.3340	0.193967	0.512689	0.995	2.221	3.531	−2.880	0.508158	−0.0139

表 1—11　Sm-Nd 同位素分析结果

序　号	样　品　号	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	T_{CHUR}	T_{DM}
1	Z29257	0.127000	0.511625	2211	2666
2	Z29289	0.181300	0.512469	1688	3181
3	Z29290	0.122000	0.511548	2219	2645
4	Z29292	0.109800	0.511377	2276	2646
5	Z29293	0.114600	0.511419	2257	2648
6	Z29294	0.107700	0.511353	2195	2750

（据沈其韩等，1994）

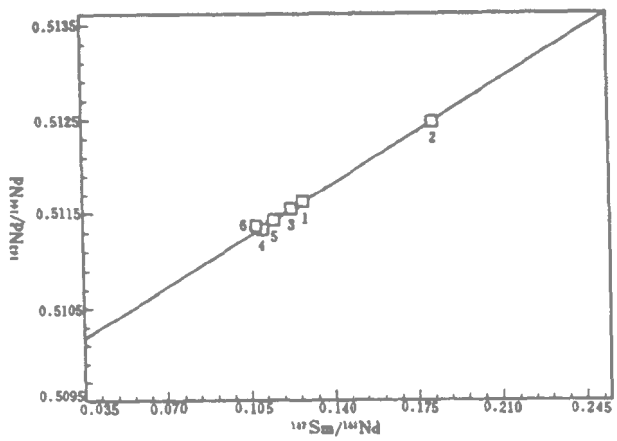


图 1—10　Sm-Nd 全岩等时线图

（据沈其韩等，1994）

在图 1—10 的 Sm-Nd 全岩等时线图上，样品 9294 的点位稍有偏离，如全部 6 个样品（$N=1—6$）进行计算，年龄结果为：

$t=2369\pm125$（2σ）Ma　$I_{Nd}=0.50964\pm10$（2σ），$\varepsilon_{Nd}=+1.4\pm1.2$；

如 5 个样品（$N=1—5$）进行计算（9294 除外），其结果为：

$t=2402\pm73$（2σ）Ma，$I_{Nd}=0.50961\pm6$（2σ），$\varepsilon_{Nd}=+1.6\pm0.7$

二、上层基底结构——艾家沟岩组

本岩区赤城县炮梁乡附近，发育了一套富铝片麻岩，前人称艾家沟组，置于桑干杂岩表壳岩层序的顶部。本文将该组从桑干杂岩中单独划出，称为艾家沟岩组，认为是和邻区集宁岩群形成时代相当的孔兹岩系，组成变质基底的上层结构。

艾家沟岩组与桑干杂岩的岩石组合差异极大，后者是深成侵入片麻岩占优势，其中包裹着规模不等、形态各异的以镁铁质麻粒岩为主的包体。而在艾家沟岩组分布区，深成侵入体较少，主要为一套副变质岩，按岩性组合可分为三类。第一组合为斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩夹磁铁石英岩，原岩为凝灰岩、泥砂质岩和含铁石英岩。片麻岩中的似层状或透镜状磁铁石英岩，厚度可达数米，局部富集地段可以民采。第二组合为一套含榴角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、石墨片麻岩和大理岩。原岩系泥砂质岩、含炭泥质岩和碳酸盐岩石。第三组合主要为含夕线石榴斜长片麻岩、石墨变粒岩、石墨黑云片麻岩等。石墨片麻岩和石墨变粒岩与富铝夕线石片麻岩呈互层产出。石墨矿层厚度达百米以上，延伸稳定，长达数公里，已构成工业矿床。该组合最能体现孔兹岩系特点，它以富铝、富碳的副变质岩为主，变质程度可达高角闪岩至麻粒岩相。

虽然本岩区分布面积仅 $30km^2$ 左右，但一套富铝孔兹岩系的存在表明，张宣地区和邻区的集宁兴和桑干杂岩、集宁岩群及小秦岭的下、上太华亚群及下节论述的胶北的胶东岩群、荆山群／粉子山群一样，深变质基底均显示双层结构的模式特点，而金矿床主要赋存于双层结构的下部变质基底中。所以艾家沟岩组的建立是很必要的。本区与集宁地区相比，艾家沟岩组的规模比集宁岩群小得多，这与张宣地区剥蚀深度更大，上部变质基底保存较少有关。

根据上述分析，可将张宣地区变质基底特点小结如下：

（1）张宣地区变质基底由桑干杂岩和艾家沟岩组组成，形成双层结构模式。双层结构的下层系麻粒岩-片麻岩组合，主体是深成侵入体形成的片麻岩；麻粒岩相表壳岩以铁镁质岩浆岩为主，呈规模不等的包体赋存于片麻岩之中。而上层则为孔兹岩系，是具有早期沉积盖层性质的相对稳定盆地中的沉积地层，但变质程度已达高角闪岩相至麻粒岩相。变质基底中，以下层麻粒岩-片麻岩组合中赋存的金矿床数量为多且规模大。

（2）全区按构造-岩石组合特点，划分出崇礼、水地庄、西葛峪和艾家沟四个区，前三区为桑干杂岩分布区，艾家沟区则为孔兹岩系所占据。崇礼、水地庄和西葛峪等三区虽然片麻岩的组成特点有差异，但都被同期不同演化阶段的 TTG 岩套所占据，片麻岩中的表壳岩有相近的特点，不能将张宣地区再分为二个古老的“地体”。

（3）根据地质、地球化学和同位素年龄资料，可将张宣地区早前寒武纪重大地质事件年代格架建立如下（表 1—12）。

表 1—12　张宣地区早前寒武纪重大地质事件年代格架

中元古代	长城系盖层沉积
1800Ma	吕梁运动，基底最终克拉通化，剪切带、退变质带形成（金矿成矿期）
～1800—2000Ma	基性岩脉、伟晶岩脉侵入（主要在西部邻区）
早元古代 ～2400Ma	钾质花岗岩侵入（2351±9Ma）
	英云闪长岩侵入（2390±19Ma）
	麻粒岩相岩石抬升（2390±24Ma）
	基性岩浆板垫（2402±73Ma）
2500Ma	紫苏花岗岩侵入（?），麻粒岩相变质
新太古代	孔兹岩原岩沉积
2900Ma	紫苏斜长花岗岩侵入（?）
中太古代	基性岩浆活动　≥2900Ma

第三节　胶北早前寒武纪变质基底

胶北金矿密集区曾习称为“胶东金矿密集区”，而“胶东”则系引用“胶东半岛”这一地理名称。但实际上“胶东金矿密集区”与“胶东半岛”在地理分布范围上仍略有差异。本书根据山东地矿局地层分区的意见（张增奇等，1994），以王台—五莲为界，北为胶北前寒武纪地层小区，南为胶南地层小区。分布在胶北地层小区的诸多金矿床构成胶北金矿密集区，它是我国最重要的金矿密集区，也是目前探明、保有、新增储量最大的成矿区。全国已探明的 10 处特大型金矿，胶北就占有 7 处（罗镇宽等，1993）；此外，胶北还有大型金矿床十余处，中小型金矿床几十处。近十多年来，胶北金矿地质研究取得了许多重要成果，数百篇研究论文和许多专著相继问世。

胶北金矿床和早前寒武纪花岗岩-绿岩带及中生代壳源深熔花岗岩有不可分割的成生

联系。杨敏之等[1] 认为该区金矿床是三个大的地质历史-地质热事件作用的结果：太古宙-早元古代矿源层的形成，早元古代末区域变质作用和中生代时期绿岩带的强烈改造-壳源深熔花岗岩-脉岩形成及成矿作用。

本节重点阐述胶北早前寒武纪变质基底的特征及重要热-构造事件的时序。中生代深熔花岗岩及成矿作用特点将分别在第二章和第三章予以介绍。

一、胶北早前寒武纪地层序列

根据山东地矿局地层清理小组张增奇等（1994）的意见，胶北早前寒武纪地层包括太古宙胶东岩群和早元古代的荆山群／粉子山群。清理后的胶东岩群废弃了原来的英庄组，自下而上仅包括唐家庄、齐山和林家寨等三个岩组。实际上，胶东岩群作为地层单元是很勉强的，在整个胶东变质岩区，几乎 90% 以上为早前寒武纪花岗质片麻岩所占据，表壳岩呈包体形式赋存在片麻岩中，构成典型的斜长角闪岩-片麻岩岩石组合。这一组合具有花岗岩-绿岩带的特征。与前述小秦岭和张宣地区相似，以包体形式赋存在片麻岩中的表壳岩主要由变质的镁铁质火山岩组成，虽然露头区表壳岩岩性有所差异，但要建立具有上、下层位关系的地层系统是比较困难的。本文作者不主张在这类变质、变形强烈的地区在岩群之下建立岩组，而将片麻岩中的表壳岩系统统称为胶东岩群。

在斜长角闪岩-片麻岩组合的周边，南有变质较深的荆山群出露，北有变质较浅的粉子山群出露。二者之间的层位关系争论已久。一种意见认为荆山群的变质程度高于粉子山群，在地壳剖面结构上，荆山群应处于更下层的位置，因此荆山群的时代可能老于粉子山群；另一种意见认为荆山群与粉子山群在原岩建造及含矿性方面颇具相似性，二者只是由于所处构造位置不同而造成变质相的差异，它们可能是同时异相的产物。

目前我们没有足够的科学根据支持上述两种分歧意见的任何一方。考虑到山东地层清理小组的权威性，在地层系统上接受张增奇等的划分意见。但文中仍介绍了我们的研究成果，供今后工作中参考。

二、胶北早前寒武纪变质基底的双层结构

胶北早前寒武纪变质基底像小秦岭、张宣地区一样，具有双层结构特征（图 1—11）。下层为斜长角闪岩-片麻岩组合的变质结晶地壳，上层由富铝、富碳的变质沉积地壳组成，为一套孔兹岩系。虽然不像小秦岭那样，金矿床主要集中在下层，但就本区两类结构对比，下层中的金矿床仍多于上层。

（一）下层基底结构的斜长角闪岩-片麻岩组合

以栖霞县为中心的斜长角闪岩-片麻岩组合，其主体为 TTG 质片麻岩，斜长角闪岩、角闪石岩、变粒岩等多呈规模不等的包体散布在片麻岩中。这些包体成分复杂，但以斜长角闪岩为主，包体除主要为表壳岩外，还包括不同时代的遭受变质和变形的侵入体。

1. 片麻岩

下层基底结构中的片麻岩曾作为地层系统归入原胶东群。随着研究工作的深入，已将这部分具有片麻理构造的深成侵入体从地层系统中予以剔除。从野外调查和已获得的年龄资料分析，胶北基底中的片麻岩包含了不同时代、不同性质的花岗岩侵入体，但目前的研究程度不能按单元、超单元对其进行划分。根据同位素年龄资料，胶北早前寒武纪至少可

[1] 杨敏之等，胶东花岗岩-绿岩地体金矿床类型、成矿模式、找矿方向， 1994。

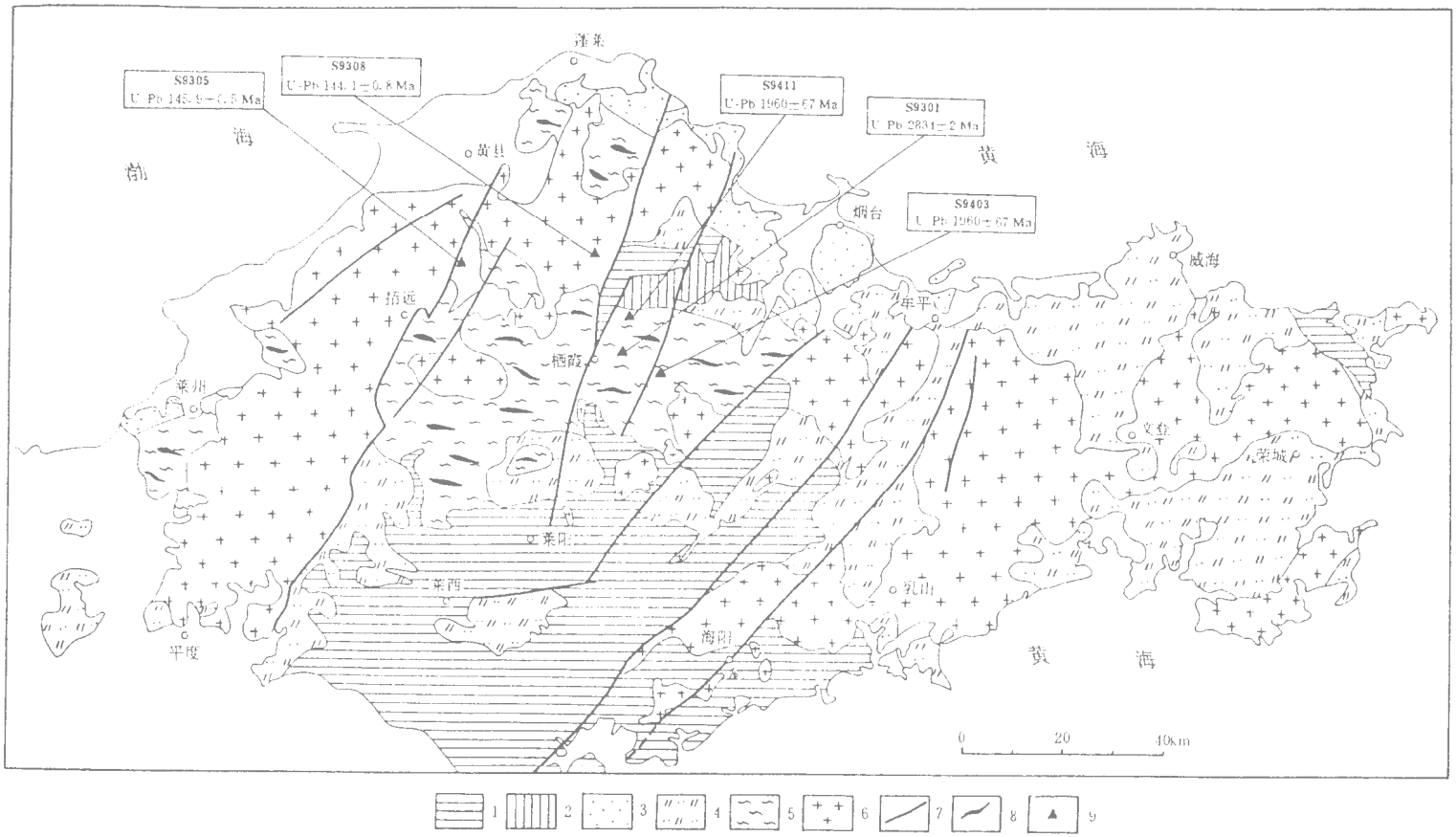


图 1—11　胶北地区地质图

1—侏罗系；2—中上元古界；3—粉子山群；4—荆山群；5—胶东岩群；6—花岗岩；7—断层；8—变质超基性-基性岩包体；9—同位素年龄样品点

划分三期花岗岩侵入事件。

第一期发生在中太古代末至新太古代初期，以上曲家村英云闪长岩体为代表，微量锆石 U-Pb 年龄为 2858Ma（王来明等，1992，原文未注误差值）。我们用单颗粒锆石 U-Pb 同位素稀释法验证后获得了相近的结果（表 1—13，图 1—12）。采自上曲家村北的灰白色条纹状英云闪长岩(S9301) 中的锆石多为紫红色或紫褐色透明柱状晶体，其长／宽为 2/1—5/1，表面均发生了较强的熔蚀圆化（图版 Ⅰ—6），用同位素稀释法测定的年龄为 2834±2Ma，用 Pb-Pb 蒸发法测得 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 2830±5Ma。该类锆石的形成年龄应该是代表第一期岩浆事件发生的时代。另外，该样品中有极少数锆石为紫红色不规则粒状，表面亦受强烈熔蚀圆化（图版 Ⅰ—7），其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 2671±13Ma，这可能是第一期岩体受第二期英云闪长岩浆作用影响的反映。全岩 Sm-Nd 分析计算的 T_{DM} 为 2818Ma（表 1—14），与所获得的 U-Pb 年龄值接近，暗示本区早期英云闪长岩可能为地幔部分熔融的产物，或者地幔形成玄武质岩浆后，很快又产生部分熔融，造成英云闪长岩的上侵。

表 1—13　胶北栖霞县上曲家村英云闪长岩（S9301）锆石 U-Pb同位素年龄测定结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量 (μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})	(ng)	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	深紫红色透明短柱状	10	945	560	0.012	13267	0.05103	0.5481 (0.0025)	15.19 (0.07)	0.2010 (0.0002)	2817	2827	2834
2	浅紫红色透明短柱状	10	244	155	0.14	240	0.1143	0.4671 (0.0027)	12.02 (0.11)	0.1866 (0.0014)	2471	2606	2712
3	深紫红色不规则粒状	10	190	137	0.20	174	0.04626	0.5163 (0.0032)	12.95 (0.13)	0.1819 (0.0014)	2684	2676	2671

该样品用 Pb-Pb 蒸发法测得的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为：2830±5Ma；3 号数据点谐和线年龄值：2671±135Ma；1、2 号数据点上交点年龄值：2834±2Ma。

表 1—14　胶北（栖霞）TTG 质片麻岩 Sm-Nd 分析结果

样品编号	岩性	地点	Sm (10^{-6})	Nd (10^{-6})	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd}^{0}	T_{DM} (Ga)	I_{Nd}	$f_{Sm/Nd}$
S9301	英云闪长岩	上曲家	2.6120	22.3860	0.07050	0.510486	−41.979	2.818	0.509174	−0.6416
S9411	花岗岩	十八盘	7.1696	36.5916	0.118455	0.511635	−19.565	2.413	0.509751	−0.3978
S9419	英云闪长岩	十八盘	5.0986	26.0185	0.118470	0.511810	−16.152	2.137	0.510143	−0.3977

样品由地矿部天津地质矿产研究所同位素室分析。

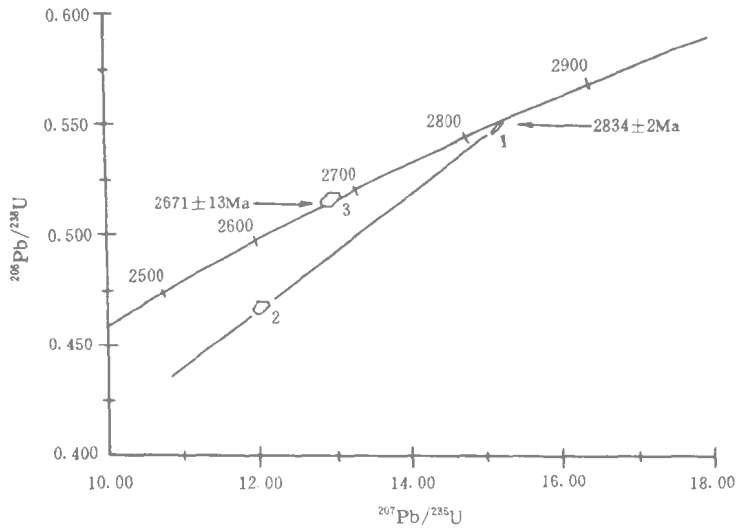


图 1—12　胶北栖霞上曲家村英云闪长岩（S9301）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

该样品中锆石群以 2834±2Ma 年龄者为主，其 Pb-Pb 蒸发法年龄为 2830±5Ma

第二期英云闪长岩发生在新太古代晚期，已知的侵入体出露在上曲家村英云闪长岩之南（图 1—13）。微量锆石 U-Pb 年龄分别为 2664Ma、2615Ma 和 2610Ma（王来明等，1992）.

第三期花岗岩形成于早元古代晚期，单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 1960±67Ma，发现于栖霞县城以东骂阵口一带（S9411），现为条带状花岗质片麻岩。它以富 SiO_2（72.90%）和富 K_2O（3.93%，$K_2O/Na_2O=1.51$）为特征（表 1—15），稀土元素图谱呈现右倾和铕明显亏损的特点（图 1—14），LREE/HREE=6.957，$(La/Yb)_N=7.993$，$Eu/Eu^*=0.529$（表 1—16）。单颗粒锆石 U-Pb 同位素测年结果见图 1—15 和表 1—17。从骂阵口花岗质片麻岩中选出的测年矿物锆石，呈紫红色透明柱状、不规则状和浅紫红色半透明不规则状，表面熔蚀圆化强烈（图版 I—8，9），测得四组锆石的 U-Pb 同位素年龄是不谐和的，其数据点组成的不一致线与谐和线的上交点年龄为 1960±67Ma，代表原花岗岩的形成年龄，与 T_{DM}（2413Ma，见表 1—13）的时差为 507Ma。上述地球化学特征表明骂阵口早元古代花岗岩应为地壳深熔产物。

表 1—15　胶北（栖霞）TTG 质片麻岩化学分析结果（w_B，%）

样品编号	岩　性	地点	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	灼减	CO_2	H_2O^+
S9411	花岗岩	十八盘	72.90	11.92	0.91	2.93	0.49	2.13	0.77	3.93	2.60	0.08	0.08	1.00	0.28	1.03
S9414	英云闪长岩	十八盘	62.98	16.03	1.84	3.59	0.92	4.98	1.98	1.63	3.44	0.09	0.16	1.94	0.48	1.10
S9424	斜长岩?	十八盘	51.40	25.09	2.30	1.08	0.16	9.86	1.44	1.83	4.26	0.05	/	2.28	0.07	1.96

样品由地矿部天津地质矿产研究所化验室分析

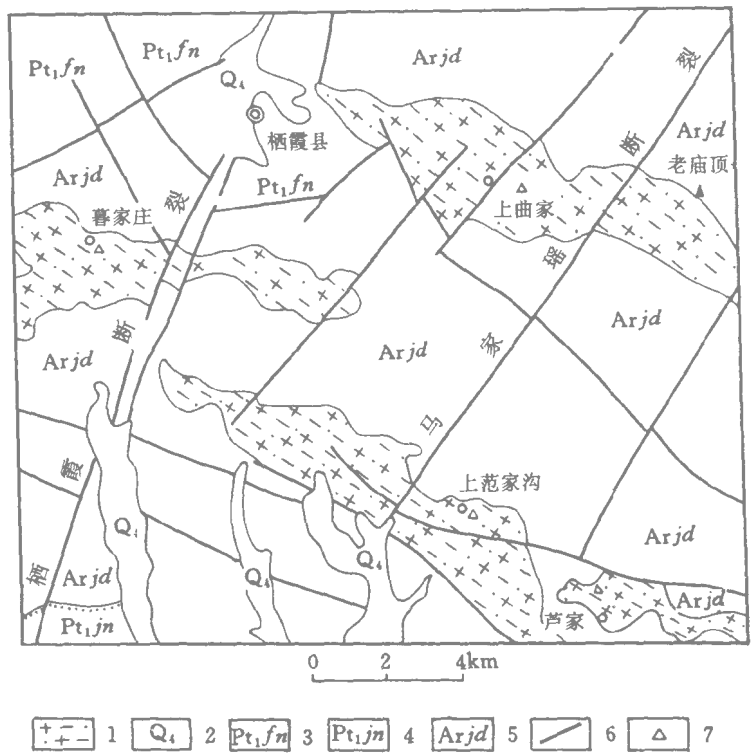


图 1—13　栖霞地区 TTG 质片麻岩采样位置图

(据王来明等，1992)

1—太古宙英云闪长岩；2—第四系；3—下元古界粉子山群；4—下元古界荆山群；5—太古宇胶东群；6—断裂；7—同位素年龄取样点

表 1—16　胶北（栖霞）TTG 质片麻岩稀土元素分析结果（w_B，10^{-6}）

样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
S9411	48.3	83.5	9.09	38.05	7.33	1.3	7.79	1.2	7.1	1.48	4.2	0.61	3.99	0.59	33.18
S9419	28.96	52.9	5.84	24.62	4.72	0.92	4.38	0.68	3.75	0.74	1.97	0.25	1.52	0.22	16.22
S9424	2673	5092	587	1846	252	496	273	36	174	30	80	14	91	37	1120

样品编号	ΣREE	LREE/HREE	$(La/Yb)_N$	δEu
S9411	214.53	6.957	7.993	0.529
S9419	131.47	8.731	12.581	0.616
S9424	11681	14.893	19.396	2.730

岩性及地点同表 1—15，样品由地矿部国家测试中心分析。

根据现有资料，胶北早前寒武纪变质基底中的片麻岩至少可以分为三期，分别为中太古代末期—新太古代早期、新太古代晚期和早元古代晚期。在主要元素成分演化上具有从早到晚，SiO_2 和 K_2O 增加的趋势(见表 1—15)。但每一期侵入活动必然包括更复杂的演化趋势，只是目前的研究程度还不能揭示每期侵入活动的演化细节。

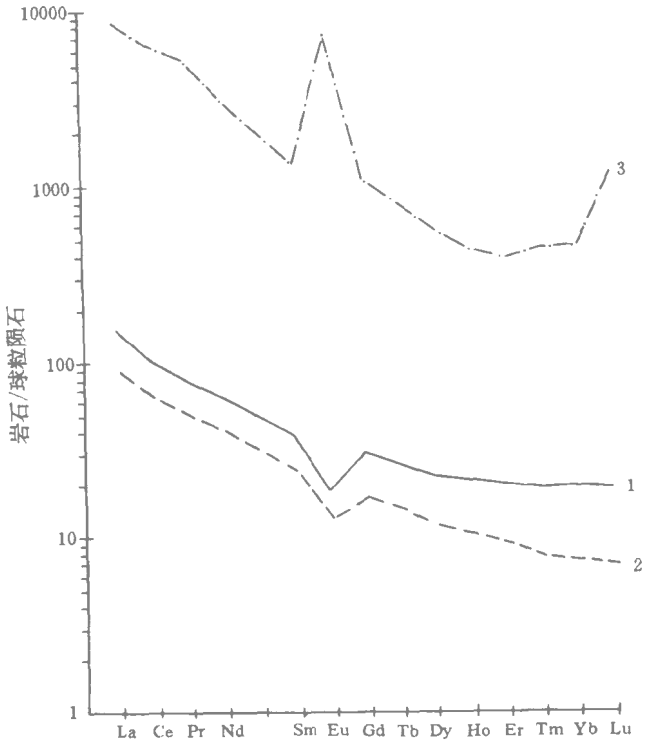


图 1—14　胶北早元古代 TTG 质岩石稀土元素配分模式图

1—S9424（十八盘）；2—S9411（骂阵口）；3—S9419（十八盘）

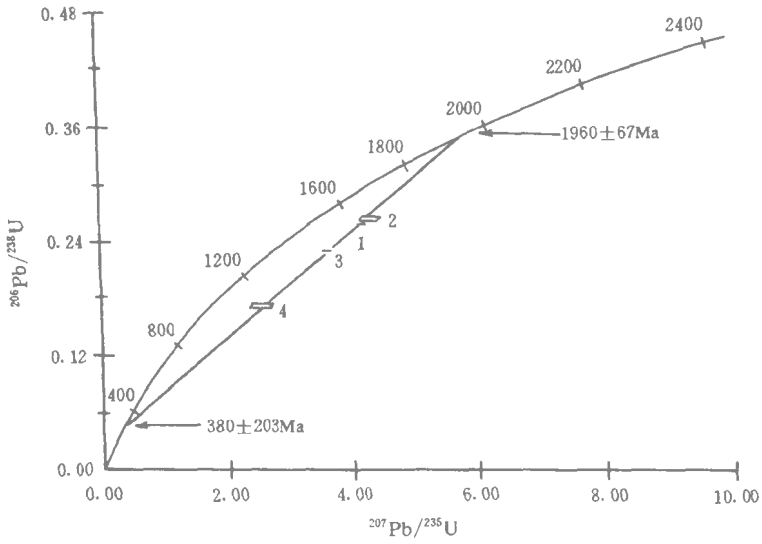


图 1—15　栖霞骂阵口花岗片麻岩（S9411）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

表 1—17　栖霞骂阵口花岗片麻岩（S9411）锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量 (ng)	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量 (μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})		$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	紫红色透明柱状晶体	10	301	81	0.0044	4780	0.04798	0.2639 (0.0010)	4.189 (0.061)	0.1151 (0.0015)	1510	1672	1882
2	紫红色透明柱状晶体	15	110	42	0.078	168	0.1422	0.2630 (0.0016)	4.325 (0.173)	0.1192 (0.0045)	1505	1698	1945
3	紫红色透明不规则状晶体	10	378	97	0.044	605	0.07011	0.2312 (0.0010)	3.598 (0.072)	0.1128 (0.0021)	1341	1549	1846
4	浅紫红色半透明不规则状晶体	10	430	133	0.25	96.2	0.1472	0.1726 (0.0016)	2.523 (0.200)	0.1060 (0.0080)	1026	1279	1732

上交点年龄值为 1960±67Ma；下交点年龄值为 380±203Ma。

笔者等曾在栖霞十八盘采集一“浅色岩”标本，呈脉状赋存于十八盘英云闪长岩中，野外定命为奥长花岗岩，但主要元素与稀土元素均出现异常，主要元素中 SiO_2 仅为 51.40%，而 Al_2O_3 高达 25.09%，稀土元素总量则达到 11681×10^{-6}，是富稀土元素的样品。由于课题组于 1995 年底才获得分析结果，对该样品的地质意义正在进一步研究中。

2. 斜长角闪岩

在胶北早前寒武纪斜长角闪岩-片麻岩组合中，除少数地点外，斜长角闪岩主要呈露头尺度的包体赋存在片麻岩中（图版 Ⅰ—1）。这些斜长角闪岩及少量角闪岩在化学成分上差异很大，从超铁镁质到铁镁质（表 1—18），但未出现富 MgO 的科马提岩应有的主要元素特征。稀土元素则体现超铁镁一铁镁质岩石一般具有的稀土元素总量低、图谱曲线平直、铕异常不明显的特点（图 1—16，表 1—19）。而 Sm-Nd 分析资料则表明它们具有复杂的成因：第一，它们的 Sm-Nd 同位素参数值，特别是样品的初始比值 I_{Nd}、T_{DM} 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值相差悬殊，说明不是同时、同源样品，因而不能构成 Sm-Nd 等时线；第二，样品的 T_{DM} 值从～3.5Ga 变化到～2.28Ga，清楚地表明其成因的复杂性；8 件斜长角闪岩类样品的 T_{DM} 可以归为 4 组：一组最老的样品＞3.0Ga，第二组在 3.0Ga 前后，第三组 2.5Ga，最年轻的则为 2.279Ga（表 1—20）。从胶北年龄图谱中（图 1—17）可以看出，胶北地区肯定存在中太古代（＞2.8—2.9Ga）甚至古太古代（＞3.2—3.3Ga）的地壳，由于这些先存的古老地壳的存在，造成对后期壳-幔分离产物的不均一混染，是形成本区所测样品 T_{DM} 值离散的主要原因。值得注意

表 1—18　胶北（栖霞）变质基底中变质（超）镁铁质岩石化学分析结果 (w_B,%)

样品编号	岩性	地点	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	MnO	P_2O_5	灼减	CO_2	H_2O^+
S9403	斜长角闪岩	轱辘磨	50.01	14.61	2.34	9.16	0.94	9.42	7.65	0.66	2.68	0.18	0.16	1.96	0.48	1.26
S9404	角闪岩	轱辘磨	40.90	9.41	4.08	14.79	4.31	11.96	8.64	0.98	1.48	0.23	0.30	2.63	1.11	1.36
S9422	角闪岩	下马家河	44.74	13.24	5.75	11.89	1.74	10.53	7.00	0.39	2.17	0.28	0.14	1.92	1.38	0.17

样品由地矿部天津地质矿产研究所化验室分析。

表 1—19　胶北（栖霞）变质基底中变质（超）铁镁质岩石稀土元素分析结果（w_B，10^{-6}）

样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
S9403	11.57	25.30	3.34	16.40	3.78	1.25	3.62	0.49	3.15	0.66	1.80	0.25	1.59	0.22	14.16
S9404	33.04	65.08	7.96	39.87	8.35	2.55	7.47	1.13	5.00	0.84	2.07	0.26	1.33	0.20	17.10
S9422	6.57	16.86	2.87	12.04	4.4	1.44	5.97	0.98	6.67	1.37	3.19	0.45	2.74	0.42	27.73

样品编号	ΣREE	LREE/HREE	$(La/Yb)_N$	δEu
S9403	73.42	5.233	4.805	1.031
S9404	175.15	8.571	16.404	0.979
S9422	65.97	2.028	1.583	0.870

岩性及地点同表 1—18，样品由地矿部国家测试中心分析。

的是角闪岩样品 S9404 给出了较新的 T_{DM}值（2.279Ga），这类超铁镁质岩的 T_{DM}值应接近它的形成时代，联系到前述骂阵口花岗质片麻岩 1906±67Ma 的 U-Pb 年龄，有理由推测本区在早元古代晚期尚有一次十分强烈的热-构造事件的发生。这期事件为中生代玲珑花岗岩的形成提供了重要物源。对此，下文还将详细讨论。

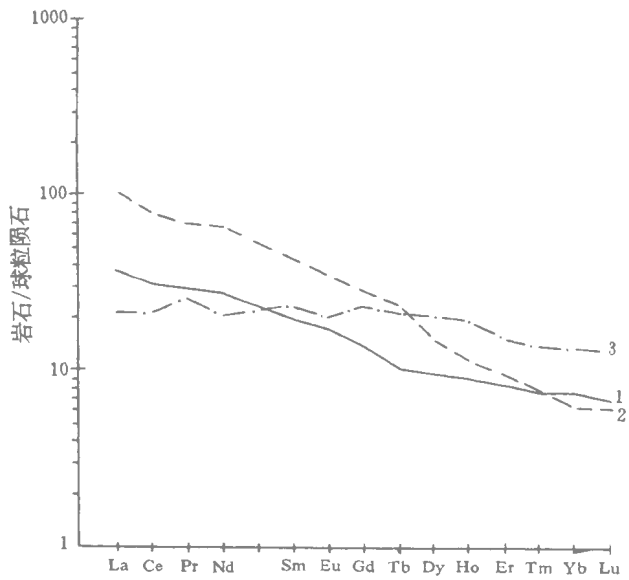


图 1—16　胶北（栖霞）变质基底中变质（超）铁镁质岩石稀土元素配分模式图

1—S9404；2—S9403；3—S9422

（二）上层基底结构的孔兹岩系

据张增奇等资料（1994），组成上层基底结构的荆山群和粉子山群属于早元古代，各分为 6 个组（表 1—21），可能是同期异相产物。

荆山群由一套高铝片岩、大理岩、石墨岩系、片麻岩、透闪透辉岩组成，以富含晶质石墨矿和高级麻粒岩—高角闪岩相为特征。荆山群与下层基底结构的斜长角闪岩-片麻岩的接触关系均为韧性剪切构造接触。

表 1—20　胶北（栖霞）变质基底中变质（超）铁镁质岩石 Sm-Nd 分析结果

样品编号	岩性	地点	Sm (10^{-6})	Nd (10^{-6})	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd}	T_{DM} (Ga)	I_{Nd}	$f_{Sm/Nd}$
S9307 (1)	斜长角闪岩	三里店	3.4510	14.747	0.1415	0.511477	−22.648	3.503	0.508198	−0.2806
S9403	斜长角闪岩	轱辘磨	3.5187	15.4356	0.13758	0.511635	−19.565	3.013	0.508897	−0.3006
S9404	角闪岩	轱辘磨	8.6232	39.8627	0.13078	0.511905	−14.299	2.279	0.509941	−0.3351
S9410	斜长角闪岩	骂阵口	4.7391	19.6960	0.145464	0.511672	−18.844	3.277	0.508521	−0.2605
S9422	角闪岩	下马家河	4.3421	13.7757	0.190557	0.512681	0.839	3.068	0.508819	−0.0312
S9432	斜长角闪岩	刁崖后	1.6263	7.6508	0.128509	0.511799	−16.366	2.406	0.509761	−0.3467
S9434	斜长角闪岩	大杨家	30.2783	176.1415	0.103923	0.511283	−26.432	2.579	0.509516	−0.4717
S9438	斜长角闪岩	庙东	4.2987	19.3116	0.134573	0.511799	−16.366	2.589	0.509501	−0.3158

样品由地矿部天津地质矿产研究所同位素室分析。

粉子山群为一套含铁岩系变粒岩、高铝片岩、大理岩、含石墨岩系，变质程度为低角闪岩相，与其下的胶东岩群呈韧性剪切接触。

表 1—21　胶北荆山群与粉子山群地层划分与对比

<table>
<tr><td>上覆地层</td><td colspan="6">蓬　莱　群</td></tr>
<tr><td rowspan="10">下元古界</td><td colspan="2" rowspan="2">芝罘群</td><td colspan="4">兵　营　组</td></tr>
<tr><td colspan="4">老　爷　山　组</td></tr>
<tr><td rowspan="8">荆山群</td><td rowspan="2">陡崖组</td><td>水桃林片岩段</td><td rowspan="8">粉子山群</td><td colspan="2">岗嵛组（片岩）</td></tr>
<tr><td>禄村石墨岩系段</td><td colspan="2">巨屯组（石墨岩系）</td></tr>
<tr><td rowspan="2">野头组</td><td>定国寺大理岩段</td><td rowspan="4">张格庄组</td><td>三段（大理岩）</td></tr>
<tr><td>祥山透辉变粒岩段</td><td>二段（透闪变粒岩）</td></tr>
<tr><td rowspan="2">禄格庄组</td><td>光山大理岩段</td><td>一段（大理岩）</td></tr>
<tr><td>安吉村片岩段</td><td colspan="2">祝家夼组（变粒岩、片岩、石英岩、大理岩）
小宋组（变粒岩）</td></tr>
</table>

（据张增奇等，1994）

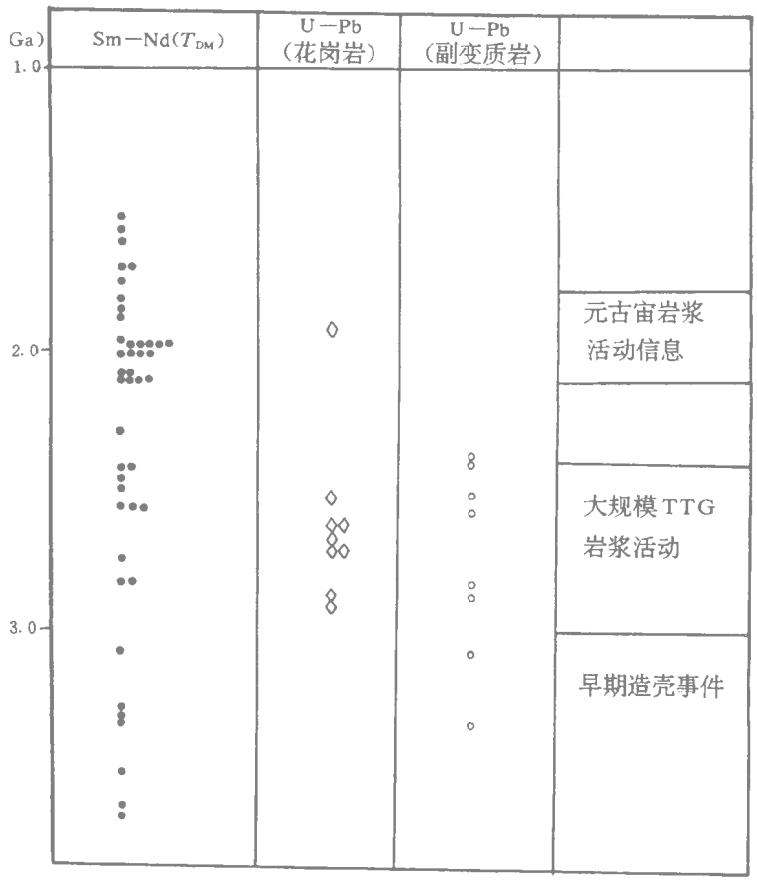


图 1—17　胶北同位素年龄谱系

副变质岩 U-Pb 年龄为荆山群和粉子山群中锆石 U-Pb 年龄数据

通过近几年的区调工作发现，粉子山群与荆山群为韧性剪切接触，二者空间关系因地而异。在福山塔顶一带见荆山群禄格庄组片岩构造叠置在粉子山群之上。同时，梅华林在荆山群和粉子山群变质泥质岩中测得的 pTt 轨迹(图 1—18)显示出荆山群与胶东岩群具有密切的空间共生关系，构造位置上属于同一地质体范畴。粉子山群对于胶东岩群-荆山群组成的地质体具有“异地”性质。荆山群、粉子山群形成以后，胶东岩群-荆山群组成的地质体逆冲在粉子山群之上。这一结果与福山出露的地质现象一致。

荆山群和粉子山群中已获得众多的同位素年龄资料（见图 1—17），除纪壮义等已公布的 U-Pb 年龄数据外，杨敏之等（1994）❶ 也获得了新的单颗粒锆石新成果。但锆石赋存的岩石均为副变质岩，因而这些锆石的 U-Pb 年龄最可能代表源区岩石年龄，而不能精确确定荆山群和粉子山群的地层时代。从现有的同位素年龄和地质资料出发，将二者置于早元古代是最佳方案。

❶ 杨敏之等，胶东花岗岩-绿岩地体金矿床类型、成矿模式、找矿方向，1994。

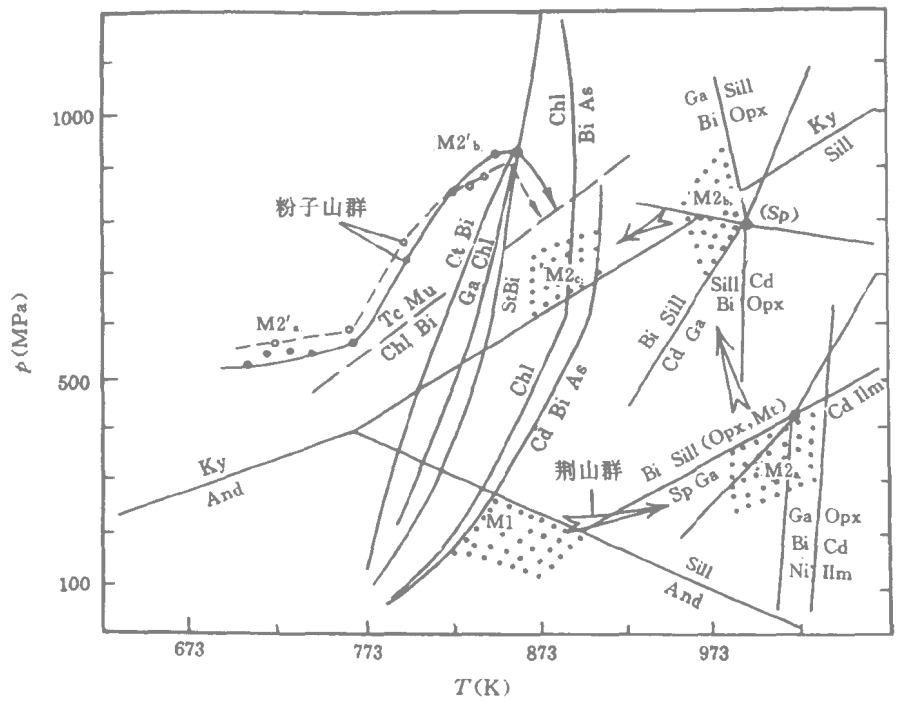


图 1—18　胶北荆山群和粉子山群 pTt 轨迹演化图

第四节　　变质基底与金矿的关系

华北的金矿密集区，包括小秦岭、张宣和胶北地区在内，在空间上均与前寒武纪变质基底有密切的关系。虽然，在成矿定位时间上，金矿地质研究者还有分歧，但金矿与变质基底的密切联系是有共识的。前人在阐述前寒武纪变质基底的重要性时，多从“矿源层”的角度去强调。沈保丰等则强调变质基底中的花岗岩-绿岩带与金矿形成关系密切，他们的一系列研究成果（沈保丰等，1992，1995）深入地探讨了花岗岩-绿岩带的特征及与金矿床时、空、成因联系。

我们在研究小秦岭等金矿密集区的工作中，就前寒武纪变质基底与金矿之间的关系取得了下列主要认识。

一、下层基底结构是赋矿重要空间部位

华北陆块大面积分布前寒武纪变质基底，基底中赋存的金矿床空间上的分布是极不均一的。根据小秦岭等实际资料分析，在具有双层变质基底结构的地区，以下层变质基底结构的斜长角闪岩-片麻岩组合或麻粒岩-片麻岩组合为赋存金矿床的最佳岩石组合。即使在双层基底结构不明显的冀东或夹皮沟等金矿密集区，金矿床也赋存在上述组合中。沈保丰等将这两类组合均归为花岗岩-绿岩带或该带中的一个组成部分。

二、变质基底中初始地壳金丰度对金矿床形成的制约

前人对变质基底中各类岩石金丰度做过大量测定，尽管岩石中金丰度差异极大，且地

区之间也有明显不同，却还是坚持“矿源层”一说。他们不仅将变质基底金丰度高的视为“矿源层”，原因是可以为成矿作用提供丰富的金；而且将变质基底含金丰度低的也视为“矿源层”，认为基底中的金已被活化萃取。这种对“矿源层”的分析过于笼统，不能令人信服。

我们在研究工作中，吸取前人的经验与教训，将成矿物质来源分为 4 类（详见第四章），即地幔储源（终极源）、初始成矿源、中间源和直接源等。从地壳演化的角度考虑，前寒武纪是造壳的主要时期，也是提供初始成矿源的最重要时期。一个地质单元金矿总量主要取决于初始地壳的规模和初始成矿源的金丰度。形成小秦岭等三个金矿密集区的一个重要条件是太古宙初始地壳发育，同时初始地壳中金丰度均高于地壳克拉克值的 10—20 倍（见第四章）。这就是说，华北陆块金矿密集区分布的不均一性与前寒武纪初始地壳的规模及金丰度有着密切的联系。

三、变质基底抬升过程中形成的构造面对金矿床的制约

变质基底中剪切带对金矿床的形成有明显的控制作用。近年来研究成果表明，含金剪切带通常具有叠加构造的特点，即较晚期的韧-脆性剪切带叠加在较早期的韧性剪切带上，同时形成明显的退变质作用。另一类构造面，即变质核杂岩形成过程中的滑脱面也是重要的控矿构造。这两类构造面均与基底的构造抬升，即基底的剥露有关。

现在一些研究变质构造的地质界同行比较重视中新生代的变质核杂岩的研究，而对早期变质基底的剥露现象研究不够，其原因之一是早期构造面受到后期构造的叠加改造不易辨认，同时确定剪切构造带的运动时间难度太大，同位素年龄很难界定构造形成的时间。但华北陆块一个不容忽视的事实是无论是太古宙晚期，还是早元古代，都有不整合面存在。不整合面以上系变质前的沉积岩或未变质沉积盖层，界面以下为不同变质相的变质基底。例如：内蒙古呼和浩特市附近早元古代角闪岩相变质的二道洼群以变质底砾岩不整合在麻粒岩相变质基底之上（王楫等，1995）；冀北、冀东可发现中元古代长城系常州沟组未变质的底砾岩不整合在太古宙变质基底之上。这些现象说明华北陆块早前寒武纪变质基底有过不止一次的构造抬升过程。

华北变质基底的早期构造抬升过程中，不但有较浅层次剪切带叠加在较深层次剪切带之上，有退变质作用的形成，而且和岩浆活动是同步的。因为华北陆块演化过程中后期的改造太强烈，我们还不能完全证明早期热-构造事件就已形成大型-超大型金矿，但早期热-构造事件对金元素的壳内再分配及预富集的作用（如变形分异形成的含金石英细脉，见第三章第一节）应该是存在的。因此，在今后工作中进一步加强金矿预富集作用的研究，对变质基底中金矿床分布的不均一性及定位预测将有重要意义。

第二章　金矿成矿作用的时间研究

矿床是地壳演化过程中特定阶段的产物，其定位时代对于矿床成因的确定、成矿过程各种事件时间维的标定及找矿方向的确定均具有十分重要的理论和实际意义。目前，成矿时代的研究已成为矿床学、区域地质学和大地构造学中不可缺少的内容。然而，由于矿床形成的复杂性、多期性和测年方法及对象的局限性，往往对成矿时代产生很大争议。例如对我国著名的白云鄂博超大型铁-稀土矿床历来有同生和后生之分歧。袁忠信等（1991）坚持同生成因说，认为该矿床与海底火山喷气作用有关，成矿时代为中元古代；而赵景德等通过对交代 U-Pb 和 Ar-Ar 年龄的测定，提出了成矿作用的时间顺序，认为该区热液活动始于 1.2 Ga，稀土矿化则主要发生在 0.6—0.4 Ga 之间，支持白云鄂博矿床属于后生热液交代成因。

对广泛分布于华北陆块前寒武纪变质基底中的金矿成矿时代更是众说纷纭，概括起来有两种倾向意见：一种意见认为金矿与中生代花岗岩有关，成矿时代为燕山期；另一种意见认为除燕山期为重要成矿期外，太古宙末（～2.5 Ga）和早元古代末期（～1.8 Ga）也是重要成矿时期，如夹皮沟、小营盘、金厂峪和排山楼等大型金矿均可能在前寒武纪已基本成型。

裴荣富等（1993）在阐述成矿年代学重要性时指出：它是研究金属成矿省历史演化的钥匙，只有通过它才能打开金属成矿省演化规律。然而成矿年代研究本身又受到诸多因素的制约，虽然我国近年来获得了许多矿床的成矿时代信息，但对年龄数据，不同的学者又有不同的地质解释。本章试图通过对成矿时代实际资料的解剖和分析，讨论各种测年方法的适用性及局限性，同时介绍有关三个金矿密集区金矿成矿时代的新成果。

第一节　当代成矿时代研究方法的重要进展

近年来，测年技术飞速发展，新技术方法不断涌现，并被迅速应用于矿床成矿时代的研究中。传统的利用与矿体有关的地质体（如地层、岩体等）相互关系间接测定成矿时代的方法，已趋向被更准确、直接地测定与矿石共生的矿物年龄的测年方法所取代（毛德宝，1992）目前，应用的测年方法很多，如测定蚀变或矿石矿物（如热液锆石、金红石、榍石、白钨矿、白云母、辉钼矿等）的 U-Pb、K-Ar、^{40}Ar-^{39}Ar、Rb-Sr、Sm-Nd 和 Re-Os 年龄及流体包裹体的 Rb-Sr 年龄等（李华芹等，1993）。

一、U-Pb 法

U-Pb 法除广泛地应用测定火山岩地层、岩浆岩侵入和变质事件的年龄外，还用来测定成矿时代。U-Pb 体系较其它体系的优越之处在于 U 有两个同位素衰减成两个 Pb 同位素。通过 U-Pb 丰度及 Pb 同位素成分的分析，可获得 3 个年龄值（$^{207}Pb/^{206}Pb$，$^{207}Pb/^{235}U$ 和 $^{206}Pb/^{238}U$）。这些年龄值的差异可指示在同位素平衡以后，该体系受到干扰的程度。目前，国

内除不能测定高精度离子探针 U-Pb 年龄外，已应用微量矿物法、单颗粒矿物 Pb-Pb 蒸发法和单颗粒矿物 U-Pb 稀释法测定了大量的年龄数据。在测定对象中，以锆石占绝对优势。

80 年代还在国内外广泛应用的微量锆石 U-Pb 年龄法，由于单颗粒锆石测年方法在国内的推广而遇到了严重挑战。当样品中锆石以一个时代一种成因类型为主时，微量锆石 U-Pb 年龄值与单颗粒锆石值比较相近。但如果锆石成因复杂，则微量锆石 U-Pb 法获得的是混合年龄，数值往往是不可靠的。愈来愈多的研究成果表明，锆石群很少是单一成因的，成分复杂的锆石群常使常规的微量锆石法给出的 U-Pb 年龄难以确切的解释。

在 U-Pb 测年技术方法方面，西方发达国家，如澳大利亚、美国、加拿大等处于领先地位。澳大利亚继离子探针质谱仪 SHRIMP、SHRIMP Ⅱ 问世以后，现正在研制一台分辨率和灵敏度均极高的名叫 SHRIMP7000 的离子探针。在加拿大， U-Pb 稀释法测年技术水平极高，可以将相差 10Ma 的地质事件区分开。目前，国外对成矿作用的高水平的研究采用的是 U-Pb 法，测定对象是矿体中的热液成因矿物如锆石、榍石、金红石、锐钛矿等。甚至通过不同世代的与矿石矿物共生的矿物年龄的测定，能够比较精确地给出矿化作用持续的时间。这在南非巴布顿地区、加拿大阿比提比等地区的一些重要金矿的成矿作用年代的研究中均有十分成功的范例（J. C. Claorelong et al. . 1990；C. E. J. de Ronde et al. ，1991） 。国外同行除了对测年技术本身的提高十分重视外，他们对测年对象如锆石、榍石、金红石等的成因研究也已取得很多成果。如 H. H. Bostock 等（1994）利用扫描电镜对岩浆锆石、变质锆石进行微观结构研究，发现一些锆石的内部微观结构是比较复杂的，岩浆结晶锆石显示对称的环带，变形作用过程中形成的锆石显示复杂的环带，剪切作用过程中形成的锆石显示不规则状环带，而有的锆石则是由内部具环带的核和外部透明的、无环带的变质重结晶生长边组成的。A. P. G. Abraham 等（1994）最近对不同成因的榍石进行了较深入的地球化学特征研究，发现岩浆成因、变质成因和热液成因的榍石，在 Th/U 值、REE 及微量元素特征等方面均有明显的差别。所有这些针对测年矿物的微观结构及地球化学特征等方面的富有成果的研究工作，对于测年数据作出合理的地质解释均是十分必要和有效的。

二、等时线法

等时线法应用较多的包括 Rb-Sr 法、Pb-Pb 法和 Sm-Nd 法。等时线法需要一个或更多的必不可少的前提——属于同源岩套的样品，具有相近的同位素初始比值，放射性母-子体系在成岩或热-构造事件后应处于封闭体系。从已发表的文献看，并非所有等时线都能满足上述要求，其中有些等时线属于人为的或混合等时线，其年龄往往没有明确的地质意义。现以 Sm-Nd 等时线法为例，说明等时线法应用中应注意的问题。

得到样品的 Sm-Nd 分析数据后，一般应掌握三个环节：首先，确定样品的取舍，哪些样品应构成等时线，哪些样品应予以剔除，即对等时线合理性进行判别；其次，再计算那些应构成一条等时线样品的相关系数、等时线年龄和其它参数；最后，对等时线年龄的地质意义作出科学的解释。在上述三个环节中，第一和最后一个环节容易被忽略或简单化，而对第二个环节则比较重视，因为地质人员总是希望能够获得他认为满意的年龄数据。事实上，对于任何一条等时线，上述三个环节都是地质人员应该谨慎对待的。即在进行等时线年龄计算前，必须有一个判别过程。因为在等时线年龄的计算过程中，增加或减少一个样品就可能获得不同的年龄值。因此应该去掉主观性或随意性，而要科学地和合理地进行判别。同时对地质年龄的解释必须有区域地质学、岩石学、地球化学和其它测年数据的佐证。

一些学者已经充分注意到等时线年龄绝不是简单的数学统计问题。例如江博明等（1988）利用泰山地区测定的 37 个样品，可组成 13 条等时线（表 2—1）。原作者选择斜长角闪岩的 2740±74Ma 的等时线年龄，或组合的斜长角闪岩和灰色片麻岩的 2697±53 Ma 的年龄作为玄武质和英云闪长质岩浆原始的定位时间。

表 2—1　泰山杂岩 Sm-Nd 等时线计算总表

等时线年龄样品（组合）	样品点数	输入误差（%）		t（Ma）±2σ	I_{Nd}±2σ	ε_{Nd}±2σ	平均加权偏差
		$\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}$	$\frac{^{143}Sm}{^{144}Nd}$				
全部斜长角闪岩	12	0.5	0.004	2820±163	0.50917±19	+3.8±0.5	1.9
全部斜长角闪岩	12	0.5	indiv.	2840±160	0.50914±160	+3.8±0.5	3.0
斜长角闪岩（12）＋角闪石岩（3）	15	0.5	indiv.	2740±74	0.50926±8	+3.5±0.3	3.7
斜长角闪岩（12）＋角闪石岩（3）	15	0.5	0.003	2718±78	0.50929±9	+3.4±0.3	3.5
斜长角闪岩＋角闪石岩＋灰色片麻岩＋变粒岩	24	0.5	0.004	2697±35	0.50931±4	+3.3±0.3	2.8
斜长角闪岩＋角闪石岩＋灰色片麻岩＋变粒岩	24	0.5	indiv.	2708±38	0.50930±4	+3.4±0.3	4.4
全部灰色片麻岩	7	0.5	0.004	2593±162	0.50939±12	+2.2±1.8	2.9
全部灰色片麻岩	7	0.5	indiv.	2596±164	0.50939±12	+2.2±1.8	3.7
灰色片麻岩（7）＋变粒岩（2）	9	0.5	0.004	2599±172	0.50938±13	+2.2±1.9	3.3
灰色片麻岩（7）＋变粒岩（2）	9	0.5	indiv.	2620±223	0.50936±17	+2.4±2.5	7.0
花岗岩	7	0.5	0.004	2395±60	0.50955±4	+0.2±0.8	1.3
花岗岩	7	0.5	indiv.	2392±74	0.50955±5	+0.2±0.9	4.8
花岗岩＋花岗片麻岩 CF84-80	8	0.5	0.004	2450±140	0.50952±10	+1.0±1.7	7.0

注：indiv. 为输入各比值的测定误差。

资料来源：江博明等，中国太古代地壳演化——泰山杂岩及长期亏损地幔新地壳增生的证据，1988。

笔者也用样品组合方法，处理过阜平群 16 个 Sm-Nd 分析数据（陆松年等，1994）。根据不同样品的组合可以得到从 2800Ma 到 2500Ma 的等时线年龄。新疆库鲁克塔格地区太古宙托格拉克布拉克杂岩中斜长角闪岩曾报道过 3300Ma 的 Sm-Nd 等时线年龄（胡霭琴等，1992），但增删一些样品后即可得到 3000Ma 的数值，二者相差近 300Ma。这样随意组合所得到的年龄值是很难选择的，因此必须用一种科学的方法来客观地判断等时线样品取舍。

Whitehouse（1988）利用 ε^t_{Nd}—t 的相应关系来判断 Nd 同位素是否均一化。方法是在 ε^t_{Nd}—t 图中做出每个样品理想状态下的 ε^t_{Nd} 演化直线。如果这些直线构成一个直线束，其会聚点即是等时线年龄，而它们与亏损地幔演化线（DM）的交点，即为作图法得到的模式年龄（图 2—1）；如果会聚点不在 DM 线上或邻近处，则模式年龄应为岩石的形成时代，等时线为样品在热-构造事件中 Nd 同位素均一化的时代。根据原作者的意图，那些不构成会聚点的样品应属剔除之列。

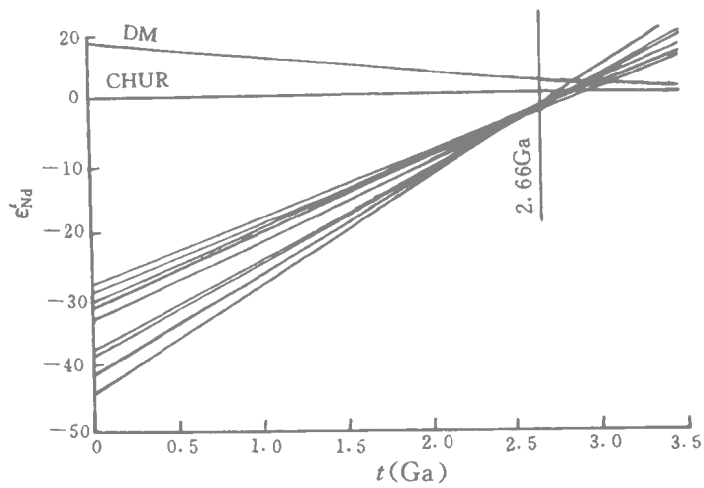


图 2—1　钕同位素演化图，表示在 2.6Ga 会聚的单个样品演化线

（资料来源：Whitehouse M. J. . 1988）

DM—亏损地幔演化线；　CHUR—球粒陨石均一源

笔者根据构成等时线的三个基本条件曾提出利用同位素参数 I_{Nd}^{t}、T_{DM}和 ε_{Nd}^{t}来判别等时线的合理性（陆松年，1994）。其理论依据是组成等时线样品应具有相近的初始比值 I_{Nd}^{t}，而 I_{Nd}^{t}与模式年龄 T_{DM} 和 ε_{Nd} 具有很好的相关关系，因此利用模式年龄即可判断等时线年龄的合理性，决定样品的取舍。

Sm-Nd 等时线是否合理的判别方法和程序同样可用于 Rb-Sr 和 Pb-Pb 的等时线判别。即通过对模式年龄的计算，揭示样品之间同位素初始比值的差异，以决定样品的取舍。经过判别所计算的等时线年龄，在理论上更符合等时线的要求。

有经验的地质工作者深知要取得一条合理的和理想的等时线是相当困难的，因此总是想方设法地把握好从采样、测试、判别、计算和地质解释的每一个环节。即便如此，由于等时线方法自身的限制，有时还是不能获得令地质人员满意的等时线年龄数据。

除上述介绍的 U-Pb 法和等时线法外，目前我国应用于成矿时代的研究方法主要是测定矿化过程中形成的含钾矿物如白云母、金云母、绢云母等的 K-Ar 法、Ar-Ar 法，含铀矿物独居石、磷灰石等的 U-Pb 法。李华芹从法国引进的石英包裹体 Rb-Sr 等时线法也已逐步应用。另据作者所知，直接测定矿石矿物，如辉钼矿的 Re-Os 法也已问世。最近两年作者等也尝试利用 U-Pb 法测定含金石英脉中的单颗粒锆石年龄来确定金矿的成矿时代，但这仅仅是一个开端，正如下文指出的，还有一些关键性问题需要解决。

第二节　　同位素测年方法的局限性

各种测年方法对于所需解决的问题既有一定的适用性，也有一定局限性，如云母类和长石类矿物封闭温度较低，K-Ar 体系易受扰动，一般不适宜测定前寒武纪已变质矿床等问题，本文不再赘述。作者在此仅强调国内应用较广的 Rb-Sr、Sm-Nd 和 U-Pb 法所存在的局限性问题，以引起同行在工作中注意。

一、Rb-Sr 法

Rb-Sr 等时线法在应用于成矿时代研究时，多测定全岩、矿物和石英包裹体。全岩 Rb-Sr 等时线法多解决成矿围岩的时代，是间接应用于成矿时代的研究方法，而蚀变矿物、蚀变带或矿体中石英包裹体的 Rb-Sr 等时线法则是直接的测定成矿时代的方法。陈好寿、李华芹（1991），张振海等（1993）均报道过这方面的测定结果。

Rb-Sr 矿物或包裹体等时线法像所有等时线方法一样，要求样品同源、具有相近的同位素初始比值和形成后处于封闭体系，否则可能给出错误的混合或人为等时线年龄数据。作者曾以 Sm-Nd 法为例做过详细分析（陆松年， 1994）。实际上 Rb-Sr 等时线法也存在合理性判别问题，即如何科学地判定等时线上的样品哪个应剔除或被保留的问题。

判别样品是否同源或在长期的地史过程中能否保持封闭体系，同位素初始比值 I_{Sr} 是一个重要的判别函数，而锶模式年龄 T_{Sr} 与 I_{Sr} 具有密切相关关系，所以 T_{Sr} 也是一个重要的判别函数。正像作者指出的那样（陆松年， 1995），只要通过 T_{Sr} 的计算，运用密集点群的判别方法即可较合理地筛选等时线上的各个样品。被保留样品组成的等时线即为合理的等时线，其年龄可视为矿物或包裹体形成或经历一次热事件后 Rb-Sr 均一化的时代。

由于矿床的形成一般都经过多次矿化阶段或多期成矿作用的叠加，如何保证被测试样品基本符合等时线的理论要求是一个难题。除在野外或室内详细研究成矿的多期性和阶段性，仔细挑选属于同一成矿期次的蚀变矿物或石英包裹体，认真研究矿物共生和矿物共生组合外，作者重申必须对组成等时线上的样品进行科学的而不是人为的筛选过程。在下文实例分析中读者将会注意到人为的或混合的等时线所造成的问题。

二、Sm-Nd 法

与 Rb-Sr 法一样，Sm-Nd 法也被间接或直接地应用于测定成矿时代。 Sm-Nd 全岩等时线法主要应用于测定前寒武纪时期镁铁质火山岩和侵入岩的形成时代，同时 Nd 同位素地球化学也广泛应用于物源的示踪。矿石和矿石中矿物的 Sm-Nd 等时线年龄可用于直接测定成矿时代，但目前报道的数据远比 Rb-Sr 年龄少。虽然 Sm-Nd 体系在地质演化中抗各种地质事件影响的能力较强，但在热液活动过程中 Sm 和 Nd 似乎常处在一种开放体系，造成各种 Sm-Nd 参数的失常，以致无法获得合理的等时线年龄。

合理地选择测定样品需在详细的地质研究基础上进行，同时对测定结果需要经过密集点群的判别，否则会给出错误的年龄信息。

上述 Rb-Sr 和 Sm-Nd 等时线都是一种严格的定年方法，而不是简单的仅由几个测定结果给出的一个年龄数据。方法本身要求样品同源、具有相近的同位素初始比值和处于封闭体系。理论上的这种严格的制约就决定了实践工作中往往很难得到一条科学的、合理的等时线年龄。在进行成矿时代研究时，运用等时线方法必须强调有坚实的地质基础，特别是对成矿过程期次的划分和矿物组合特征必须有详细的了解。对同一世代矿物进行等时线测年时要有精确的实验测定结果，并对测试结果进行合理的判别后才可能获得一条有用的等时线年龄数据。

三、U-Pb 法或 Th-Pb 法

过去统称的 U-Pb 法，由于 U-Pb 和 Th-Pb 年龄的不一致而被 U-Pb 法所代替。Th-Pb 年龄数据很少，文献中极少使用这类方法测定成矿时代，但在某些特殊矿区在含铀少而钍多的矿物中也有使用 Th-Pb 年龄的情况。

U-Pb 法由于测定对象主要是含铀矿物，但在成矿过程中形成的含铀矿物较少，所以除独居石、褐帘石、磷灰石等少量 U-Pb 年龄数据外，这种方法研究成矿时代反而不如 K-Ar、Rb-Sr 和 Sm-Nd 体系等测年方法普遍。

U-Pb 法本身已有多种测定方法，包括微量矿物法、颗粒矿物 U-Pb 化学法和 Pb-Pb 蒸发法以及高精度离子探针方法。对各种方法的优缺点作者（陆松年， 1995）已做过详细说明，在此不再赘述。目前看来，利用高精度的单颗粒矿物 U-Pb 法测定蚀变带或矿体中含铀矿物，如锆石、金红石、独居石、褐帘石、榍石、锐钛矿、磷灰石等的年龄对于研究成矿时代是一种有前途的测年方法。

作者等近年来测得一些矿区含金石英脉中的锆石 U-Pb 年龄，其中包括张家口小营盘、冀东金厂峪、胶东玲珑、马家窑和河南小秦岭等金矿，部分资料将在本章予以介绍。根据作者的实践，有两个问题应引起注意：第一，含金石英脉中锆石的含量一般很少（从无到微量），每公斤样品中多数为 1—5 粒锆石。由于数量少、分选困难，将难于普遍推广使用。因此作者已转向测定金红石等热液矿物；第二，如何证明锆石是与金矿同期形成而不是从围岩中捕获的？对此作者等已从地质背景和锆石成因的研究中着手解决这一问题。实践提示我们，不能将含金石英脉中锆石 U-Pb 年龄简单地视为成矿年龄，必须做深入细致的配套研究工作。

第三节　　金矿成矿时代分析

成矿时代的确定是一项重要而复杂的研究任务，尽管在小秦岭、张宣和胶北等三个金矿密集区已经获得了大量的同位素测年资料，但这绝不等于这些年龄数据都能够标定成矿过程中某一地质事件的时代。下文将在分析前人资料基础上，结合我们的研究成果，对成矿时代进行讨论。

一、小秦岭金矿密集区的成矿时代

（一）研究概况

小秦岭地区的金矿成矿时代，从地质上分析大致有三种意见：一种意见认为金矿基本上赋存在变质基底中，而燕山期花岗岩中并未见金矿床的产出，主成矿期应在早前寒武纪（沈保丰等，1994）；另一种意见认为本区金矿围绕燕山期岩基分布，是燕山期岩浆活动的产物（黎世美等，1994）；第三种意见将本区金矿视为拆离-变质核杂岩的产物，成矿作用发生于拆离的晚期阶段（王志光等，1996）。但能够证明本区成矿时代的同位素年龄资料很少，除栾世伟报道的石英脉中长石 K-Ar 年龄（66.5—67.7Ma）等少数资料外，未见其它文献报道过本区金矿成矿时代的同位素年龄资料。

持燕山期成矿观点者的主要的间接依据是，在小秦岭金矿密集区中，与最主要的金矿类型——热液石英脉型金矿密切相关的脉岩有辉长辉绿岩、辉绿（玢）岩、正长斑岩和云煌岩等，根据野外观察到的相互穿切关系，它们形成的先后顺序依次为：①辉长辉绿岩，②辉绿（玢）岩，③正长斑岩和④云煌岩，而含金石英脉形成的时间介于③和④之间。前人测定的年龄数据有：①辉长辉绿岩 K-Ar 年龄 418±12.4Ma，②辉绿岩 K-Ar 年龄 147.9Ma，辉绿玢岩 K-Ar 年龄 166.8Ma，③正长斑岩全岩 K-Ar 年龄 213.1±5.7Ma，④云煌岩 K-Ar 年龄 75.9Ma。栾世伟等（1990）据矿脉、岩脉和岩体的关系（图 2—2），建立

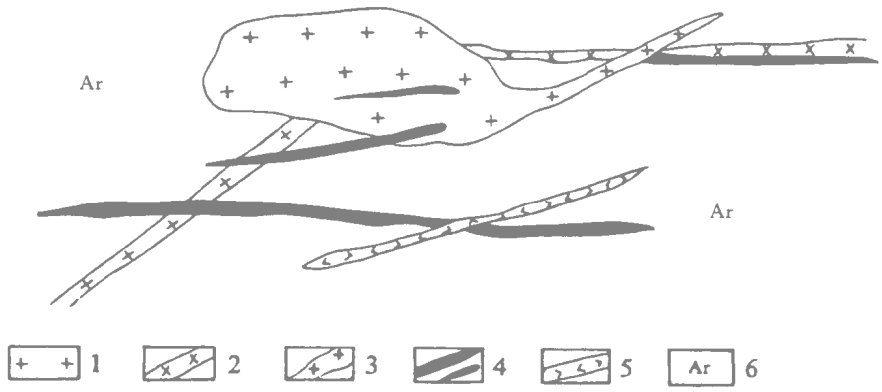


图 2—2 矿脉、岩脉与岩体相互穿插关系示意图

（据栾世伟等，1990）

1—晚燕山期花岗岩，K-Ar 同位素年龄 1.00—1.30 亿年；2—辉绿岩脉（墙），K-Ar 同位素年龄 1.48—2.13 亿年；3—派生花岗岩脉；4—含金石英脉；5—煌斑岩脉，K-Ar 同位素年龄 0.76 亿年；6—太古宙太华群

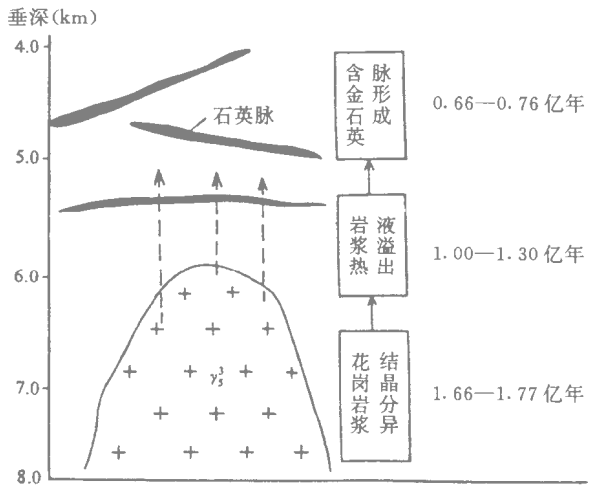


图 2—3 花岗岩与含金石英脉形成时间的对应关系演化图

（据栾世伟等，1990）

了它们之间对应关系的演化图（图 2—3）。

（二）U-Pb 测年新结果

1. 辉长辉绿岩

小秦岭地区，许多金矿区分布着众多的辉长辉绿岩，当地的金矿研究者多认为它们与金矿有密切的成生联系。辉长辉绿岩呈脉状产出，长度多大于 200m，最长可达数千米，厚度 2m 至数十米不等，走向以东西向为主。辉长辉绿岩一般较新鲜，主要矿物为斜长石（45%—55%），未蚀变者（An=80—85）和普通辉石（30%—40%），次要矿物为石英（一般<5%），主要元素及稀土元素含量见表 2—2 和表 2—3。

表 2—2　小秦岭基性脉岩的化学成分

岩　性	样品数	氧化物含量（w_B，%）											
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O^+	灼碱
辉长辉绿岩	2	54.95	1.30	14.60	1.27	8.71	0.13	4.67	7.14	1.98	2.59	0.47	0.12	0.63
辉绿（玢）岩	3	54.24	1.58	14.22	3.46	8.27	0.15	4.31	6.64	2.32	2.66	0.43	0.91	1.57
维诺格拉多夫基性岩平均		48.25	2.08	14.90	4.17	7.61	0.21	6.93	8.27	1.72	3.30	0.56	1.47	

岩　性	样品数	微量元素含量（w_B，10^{-6}）								
		Au①	Ag	Cu	Pb	Zn	Cr	Co	Ni	Mo
辉长辉绿岩	2	16.9								
辉绿（玢）岩	3	5.3	0.14	56.1	28.0	138.8	301.3	47.6	243.2	3.9
维诺格拉多夫基性岩平均		4	0.1	100	8	130	210	45	160	1.4

据黎世美、黄建军等，小秦岭地区花岗岩-绿岩地体金矿地质特征及找矿靶区预测研究报告，1994。

①Au 元素的单位为 10^{-9}。

表 2—3　小秦岭基性脉的稀土元素含量（w_B，10^{-6}）及特征值

岩　性	样品数	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
辉长辉绿岩	2	64.47	140.1	14.81	67.94	11.78	2.40	9.57	1.25	6.31	1.35	3.99	0.52	3.41	0.46	44.58
辉绿岩	3	23	21	2.7	9.4	2.6	0.9	2.4	0.6	3.1	0.8	2	0.3	2.1	1.5	19
维诺格拉多夫基性岩平均		27	4.5	4.1	21	5.1	1.1	5.1	0.8	2	1	2	0.2	2	0.6	20

岩　性	样品数	ΣREE	LREE/HREE	$(La/Yb)_N$	$(La/Sm)_N$	$(Gd/Yb)_N$	δEu
辉长辉绿岩	2	328.36	11.22	12.23	3.14	2.37	0.70
辉绿岩	3	72.4	4.73	7.09	5.07	0.97	1.11
维诺格拉多夫基性岩平均		76.5	4.58	8.74	3.04	2.16	0.67

据黎世美、黄建军等，小秦岭地区花岗岩-绿岩地体金矿地质特征及找矿靶区预测研究报告，1994。

用以测定 U-Pb 年龄的辉长辉绿岩采于河南灵宝金硐岔矿区主运道西口，样品编号 H9306，从中选出两种不同类型的锆石：一类为无色柱状晶体，透明度较差，系辉长辉绿岩形成时的自生锆石（图版Ⅱ—2）；另一类锆石为浅紫色透明短柱状晶体，表面发生较强熔蚀圆化改造，似为捕获的先存锆石（图版Ⅱ—3）。对上述两类锆石各测了一个 U-Pb 同位素

年龄(表 2—4)，两个数据点均落在谐和线上（图 2—4)。无色透明短柱锆石的 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄为 498.7±7.5Ma，这较前人获得的 418±12.4Ma 的 K-Ar 年龄大 80Ma。该颗粒锆石 U-Pb 年龄数据为确定辉长辉绿岩侵位时代提供了新证据。至于紫红色短柱状锆石，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 1732±51 Ma，这一年龄代表的是一先期地质事件发生的时代，可能与辉长辉绿岩无直接关系。

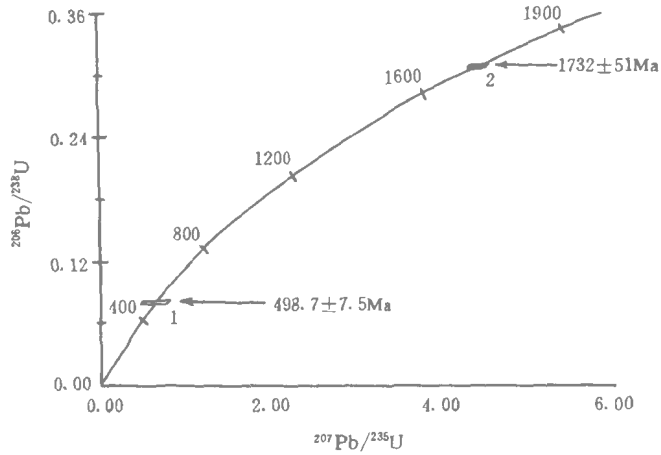


图 2—4　金硐岔矿区辉长辉绿岩颗粒锆石 U-Pb 年龄谐和图

498.7±7.5Ma 这一颗粒锆石 U-Pb 年龄的重要地质意义在于，一方面它给出了研究区该类辉长辉绿岩的形成时代；另一方面它也限定了占小秦岭金矿密集区 95%以上的热液石英脉型金矿的最终形成时代应新于 498.7Ma。

表 2—4　河南灵宝金硐岔矿区辉长辉绿岩颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量(μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})	(ng)	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	无色透明短柱状晶体	5	338	48	0.045	123	0.3016	0.0804 (0.0012)	0.6239 (0.1672)	0.0563 (0.0143)	498.7	492.3	462.6
2	紫红色透明短柱状晶体	10	192	96	0.15	147	0.2778	0.3070 (0.0018)	4.487 (0.134)	0.1060 (0.0029)	1726	1729	1732

2. 含金石英脉

前文已述及，对成矿时代的研究不外乎两种途径：一是测定围岩及与成矿作用有一定成生关系的脉岩的时代来间接推断成矿时代；一是测定矿石矿物或理论上与矿石矿物同生的热液矿物等的年龄来直接测定成矿时代。前述辉长辉绿岩的锆石 U-Pb 同位素年龄测定，就是为了间接限定研究金矿的成矿时代，而下面将要介绍的含金石英脉中锆石的 U-Pb 同位素测定，则是试图直接测定成矿作用发生的时代。

用于 U-Pb 同位素年龄测定的样品（编号 H9301）采自河南灵宝金硐岔矿区 9 号井内

50m 处的 9 号脉，为多金属硫化物金矿化石英脉，其金品位横向上变化很大，该采样点处矿化很弱，石英脉呈白色。围岩为花岗质片麻岩。从该含金石英脉中选出三种锆石：①紫红色透明不规则状晶体，测得其一个颗粒 U-Pb 同位素年龄数据点落在谐和线上，其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 1812±8Ma；②无色透明柱状锆石，该类锆石的 U-Pb 同位素年龄数据点亦落在谐和线上，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄为 511.1±1.2Ma；③浅黄色透明浑圆状晶体，其 U-Pb 同位素年龄数据点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄为 661±17 Ma（表 2—5，图 2—5）。

表 2—5　金硐岔矿区 9 号含金石英脉（H9301）锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量 (ng)	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量 (μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})		$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	紫红色透明不规则状晶体	10	982	409	0.23	529	0.2487	0.3242 (0.0016)	4.952 (0.033)	0.1108 (0.0005)	1810	1811	1812
2	无色透明柱状晶体	5	5026	519	0.082	799	0.3033	0.0825 (0.0003)	0.649 (0.011)	0.0571 (0.0009)	511.1	507.9	493.6
3	浅黄色透明浑圆状晶体	5	158	62	0.092	42.4	0.2329	0.1080 (0.0031)	0.926 (0.431)	0.0621 (0.0273)	661	665	679

注：H9301 号样品 1 号数据点 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄值为 1812±8 Ma；2 号数据点 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄值为 511.1±1.2Ma；3 号数据点 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄值为 661±17Ma。

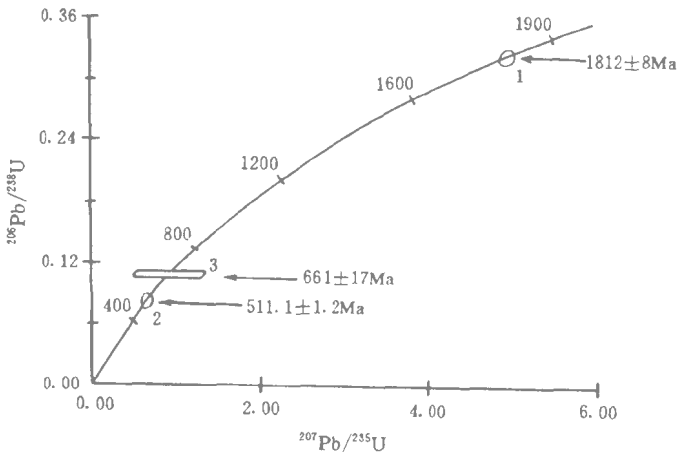


图 2—5　金硐岔矿区 9 号含金石英脉中锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

从实验角度讲，上述三类锆石的 U-Pb 同位素年龄是非常精确可靠的，但是对它们的地质意义的解释十分困难。前已讨论过，研究区石英脉型金矿的成矿时代应晚于辉长辉绿岩的 498.7±7.5Ma 的年龄。可见上述三类锆石均不是含金石英脉自生的锆石，它们的年龄均

不反映成矿时代。它们的地质意义可能是，①紫红色透明不规则状锆石，其颜色与我们同时测的该区内年龄为 1806±3 Ma 的伟晶岩中的锆石相同，二者年龄在实验误差范围内亦是一致的，至于其不规则状外形似乎是由于较大锆石颗粒在碎样过程中破碎的结果（图版Ⅱ—4），但不能排除其为石英脉捕获伟晶岩中锆石的可能。②石英脉中挑选出的透明混圆状锆石（图版Ⅱ—5），其外形颇似捕获晶特点，是先存锆石受热液熔蚀圆化的结果。③无色透明柱状锆石（图版Ⅱ—6），其$^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄与前述辉长辉绿岩中锆石年龄接近，二者形态特征亦相似。因此所测定的三粒锆石都不能直接给出含金石英脉成矿时代的年龄信息。这三组年龄除 1812±8Ma 与本区伟晶岩活动时代、511.1±1.2Ma 与辉长辉绿岩脉的侵入时代相吻合外，661±17Ma 所代表的地质意义尚不能确定。

H9301 样品的测定结果表明，对含金石英脉中单颗粒锆石 U-Pb 年龄进行地质解释时要持十分谨慎的态度，它既可能给出的是成矿时代的年龄信息，也可能反映的是成矿前地质事件的年龄信息。

二、冀北张宣地区金矿密集区的成矿时代

对张宣金矿密集区成矿时代也有三种不同的意见，与小秦岭地区不同的是，本区有更多的同位素年龄资料支持各自的看法，现将前人的成果简介如下。

（一）对成矿时代不同认识的年龄依据

1. 小营盘金矿

地质上对小营盘金矿的不同认识在第三章将作详细介绍。近年来胡小蝶等（1994）测定了小营盘金矿石英脉中的锆石，获得了单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 1826±31Ma 和 1800±14Ma（表 2—6，图 2—6）。该年龄值与高凡等（1990）报道的表示退变质作用发生时间的 Rb-Sr 年龄值接近。因而原作者认为，它代表了退变质过程中形成的小营盘金矿的成矿时代。

表 2—6 小营盘金矿含金石英脉中锆石 U-Pb 法测试结果

点号	样号、名称及锆石特征	质量（μg）	质量分数		同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
			U (10^{-6})	Pb (10^{-6})	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	钾长石英脉，浅紫红色透明不规则状晶体	30	219	90	284	0.07297	0.3311 (0.0013)	5.096 (0.094)	0.1116 (0.0019)	1844	1836	1826
2	含金石英脉，浅紫红色透明短柱状晶体	20	196	92	191	0.1907	0.3235 (0.0012)	4.925 (0.066)	0.1104 (0.0014)	1807	1807	1806
3	含金石英脉，深紫红色透明短柱状晶体	20	216	99	226	0.2232	0.3216 (0.0014)	4.860 (0.145)	0.1096 (0.0031)	1798	1795	1793
4	1325-5，含金石英脉，无色透明不规则状晶体	20	221	90	610	0.2477	0.3215 (0.0012)	4.869 (0.060)	0.1098 (0.0012)	1797	1797	1797

注：$^{206}Pb/^{204}Pb$ 已对空白(Pb 50pg，U 2pg）及稀释剂做了校正，其它比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素．括号内的数字为 2σ 绝对误差。

测试单位：天津地质矿产研究所同位素室。

资料来源：胡小蝶等，“张宣地区花岗岩-绿岩地体金矿类型、控矿条件及成矿预测”研究报告。

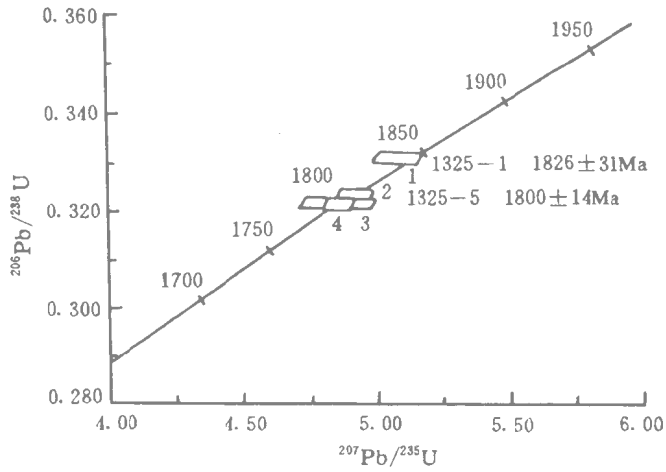


图 2—6 小营盘金矿含金石英脉中锆石 U-Pb 谐和图

宋瑞先等（1994）则依据小营盘含金石英脉中大量钾长石 K-Ar 年龄集中在 235—266Ma 之间，在承认成矿过程多阶段漫长演化历史过程的同时，认为主成矿期为海西晚期。

2. 东坪金矿

多数研究者从地质上分析认为，东坪金矿与水泉沟-后沟碱性岩有成生联系。但也有人认为其与中生代花岗岩有成生联系。

本区碱性岩已获得大量 K-Ar 年龄（见表 2—7，蒋心明等，1992❶），年龄多在印支—燕山期。张招崇（1995）曾统计过有关该区碱性杂岩体的 K-Ar 年龄（图 2—7），除个别 Rb-Sr 等时线年龄达 784.81Ma 外（曾广策，1992），主要分散于 120—280Ma 的较大时间跨度内，且大多数集中于 190—200Ma，并据此指出“岩浆活动的主期在印支期”。

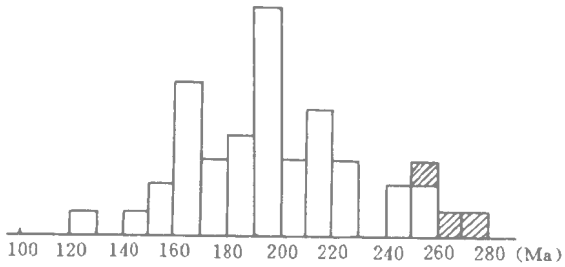


图 2—7 水泉沟杂岩体年龄分布直方图

（据张招崇，1995）

空格为 K-Ar 年龄；阴影为 Rb-Sr 等时线年龄

最近又报道了角闪碱长正长岩中角闪石的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 327.4±9Ma（宋国瑞等，1996），成岩时代提前到海西期。但有关金矿成矿时代的年龄资料却多集中在 157—177Ma 之间（K-Ar 法），二者时差长达 150Ma，这和东坪金矿与碱性岩有成生联系的看法相悖。卢德林等（1993）曾提出东坪金矿的形成应与其东南方向的晚期花岗岩有关，碱性岩只是作为金矿床的赋存围岩，二者成因上没有联系。

显然，东坪金矿成矿时代的确定已经涉及到成因及找矿方向等一系列重要地质问题。我们在前人工作基础上又进行了新的探索。

❶ 蒋心明等，张宣地区与偏碱性杂岩体有关的金矿床成矿规律及找矿方向研究，1992（科研报告）。

表 2—7　水泉沟-后沟偏碱性杂岩 K-Ar 同位素表

编　号	产出位置	岩　类	代号	K-Ar 年龄（Ma）	平均年龄（Ma）	测定对象	备　注
	转枝莲	辉石闪长岩类	$h\delta_5^1$				未取样，因蚀变强
89P-63 89P-23 89P-27	下二道河 下双台 营盘地	角闪正长岩类	$\zeta_5^{2\text{-}1a}$	228.68±5.4 199.04±49 187.79±435	205.17	全岩	可代表第二期主要岩石
89P-61	下两间房	中细粒正长岩		257.38±5.87		全岩	与 Ar_1 接触 受斜长片麻岩影响
89-194 89P-57 89P-145	东坪 西坪 东坪	中细粒正长岩 含霓辉正长岩类	$\zeta_5^{2\text{-}1b}$	157.37±3.61 171.87±3.99 161.99±4.14	165.145	钾长石	可代表第三期主要岩石
89-376 90-56 90-59	后沟山顶 砖楼叉口 西沟北	碱长正长岩类	$\zeta_5^{2\text{-}2a}$	126.02±3.11 140.9±3.20 178.92±4.02	148.55	钾长石	可代表第四期主要岩石
89P-28 89P-32 90-40	后中山 场　地 郝家沟后山	含霓正长岩 伟晶正长岩 含霓正长岩		178.19±4.08 180.08±4.17 198.71±4.5		钾长石 钾长石 全岩	
P5-25 P5-6	小赵家沟 北沟源头	石英正长岩类	$\zeta_5^{2\text{-}2b}$	212.55±4.84 129.81±3.07	129.81(?)	全岩	可代表第五期主要岩石
A-94 89-184 89-121 90-70-1	东坪 1 号脉 东坪 1503 坑 中山沟金矿 后沟金矿	钾化正长岩		169.35 左右 127.48±2.9 155.47±3.77 141.02±4.00		钾长石 全岩 全岩 钾长石	可代表成矿年龄蚀变钾长石

（二）东坪金矿成矿时代讨论

1. 碱性岩的 U-Pb 年龄

为尽量避免矿化过程中热液作用等后期地质事件的影响，我们在远离东坪金矿外围的下三道河村西采石场，采集了石英二长岩大样（编号为 94H55），挑选其中的锆石进行 U-Pb 同位素年龄测定。该采样点岩石露头新鲜，显微镜下进行薄片观察表明，受后期蚀变、风化作用等影响均较微弱，因此可以认为岩石中自生锆石的 U-Pb 同位素体系应基本保持其原始状态而未受后期地质事件的扰动。下文中将要介绍的它们的数据点均落在谐和线上这一事实似乎也证实了这一点。所以，这些锆石的形成年龄可以代表该石英二长岩的成岩年龄。

选作测年对象的锆石呈浅紫红色透明不规则状（图版 Ⅱ—7）。用化学稀释法测得了完全谐和的颗粒锆石 U-Pb 年龄为 410.2±1.1Ma（表 2—8，图 2—8），这和胡小蝶等（1994，内部报告）获得的中山沟角闪二长岩的颗粒锆石 U-Pb 年龄 410.5±1.4Ma 完全一致。这一测年成果表明，东坪附近的石英二长岩和中山沟内的角闪二长岩，是同时异地异相的岩浆产物，均形成于 410Ma 左右，属加里东末期或海西早期。

表 2—8　下二道河偏碱性杂岩体石英二长岩中锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量(μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})	(ng)	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	浅紫红色透明不规则粒状	40	1161	105	0.31	359	0.3174	0.06627 (0.00029)	0.5038 (62)	0.0551 (0.0006)	413.6	414.3	417.7
2	浅紫红色透明不规则粒状	50	542	39	0.022	2949	0.2159	0.06483 (0.00034)	0.4857 (0.0116)	0.0543 (0.0012)	405.0	402.0	384.9
3	浅紫红色透明不规则粒状	20	732	66	0.15	216	0.1577	0.06579 (0.00036)	0.5017 (0.0201)	0.0553 (0.0021)	410.7	412.8	424.8

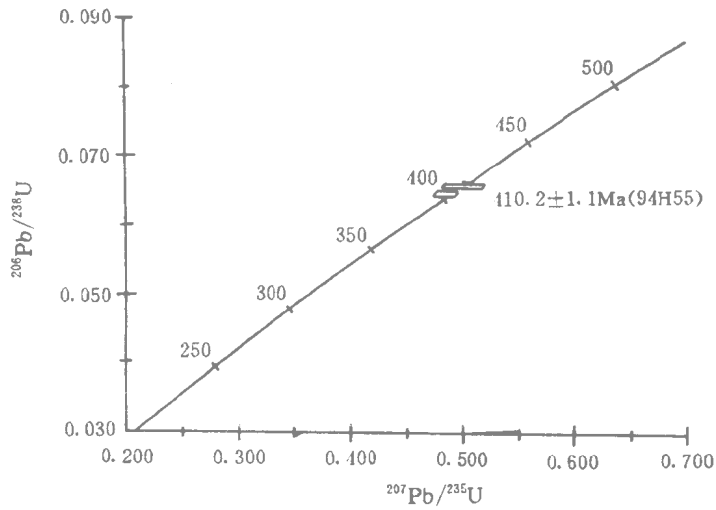


图 2—8　石英二长岩中锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

2. 东坪金矿成矿时代

东坪金矿是我国在碱性岩中发现的第一个大型金矿床。它位于燕辽沉降带与内蒙古地轴交界部位的南侧，北距崇礼-赤城深断裂 10km 。其直接围岩为水泉沟-大南山偏碱性杂岩体的石英二长岩。

对东坪金矿的成矿时代，前人多认为是海西晚期—燕山期，所依据的是水泉沟偏碱性杂岩体的 K-Ar、Rb-Sr 年龄数据及十分少量的有关金矿脉的 K-Ar 年龄数据。例如宋瑞先(1992) 依据东坪金矿脉的两个 K-Ar 单样年龄 169.62Ma 和 204.17Ma ，认为系海西期成矿。前人为探索东坪金矿的成矿时代作了很大的努力，但由于测定的对象钾长石等的 K-Ar 体系的封闭温度较低，因此它们的年龄往往代表最晚期的热事件年龄。而最晚期的热事件可能是成矿作用，此时 K-Ar 年龄能够反映成矿时代，但也可能是成矿后的热事件，此时 K-Ar 年龄就不能反映成矿时代。所以仅仅用钾长石等矿物做测定对象，采用 K-Ar 方法来确

定成矿时代，基础是不够牢靠的。

为了从多元同位素体系的角度探讨成矿时代，我们于东坪金矿 1464 平巷 1 号脉采集了为主矿化期产物的第三期钾化蚀变带的钾长石石英脉样品（编号 94H57），挑选其中的锆石进行颗粒锆石 U-Pb 年龄测定。从该石英脉中选出两类锆石，一类为浅紫红色透明柱状晶体，测得其年龄为 350.9±0.9Ma，它较金矿围岩的形成时间晚 60Ma，这类锆石具较好的晶形（图版 Ⅰ—8），反映其为石英脉中自生结晶锆石而不是受熔蚀的捕获晶，年龄应代表东坪金矿主矿化期的发生时代；另一类锆石为无色透明圆柱状晶体，表面有熔圆的痕迹，为捕获晶（图版 Ⅱ—9），其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 1052±170Ma，这可能代表成矿热液在运移过程中获取的捕获晶锆石的先存地质体的形成时代（表 2—9，图 2—9）。

表 2—9　东坪金矿主矿化期钾长石英脉中锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量 (ng)	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量 (μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})		$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	浅紫红色透明短柱状	20	668	48	0.12	211	0.05565	0.05658 (0.00021)	0.4196 (0.0113)	0.0538 (0.0014)	354.8	355.8	362.2
2	浅紫红色透明长柱状	20	991	73	0.26	175	0.04861	0.05484 (0.00031)	0.4058 (0.0155)	0.0537 (0.0019)	344.2	345.8	357.2
3	无色透明圆柱状	10	277	29	0.010	753	0.1654	0.09233 (0.00091)	0.947 (0.087)	0.0744 (0.0064)	569	677	1052
4	浅紫红色半透明短柱状	20	1056	137	0.36	63	0.04753	0.05567 (0.00029)	0.4109 (0.0134)	0.0535 (0.0016)	349.3	349.5	351.3

上述颗粒锆石 U-Pb 年龄数据的获得，较为精确地确定了东坪金矿的主矿化期发生在 350.9Ma 左右，为海西早期，这校正了前人对东坪金矿成矿时代的海西晚期—燕山期的模糊认识。可见东坪金矿是在其直接围岩石英二长岩定位以后约 60Ma 的岩浆期后热液作用过程中形成的。它与碱性岩体在时间上和空间上均有着十分密切的成生联系，而与周围众多的燕山期岩体和岩脉似无直接的成因联系。这为进一步在冀北水泉沟-后沟碱性杂岩体分布区寻找金矿指明了方向。当然，不排除该区燕山期花岗岩及岩脉在有利部位形成金矿的可能性。

我们所获得的东坪金矿主矿化期年龄 350.9±0.9Ma，是目前所获得的有关东坪金矿成矿时代的较为可靠的测年数据。它较其围岩的形成时代 410.2±1.1Ma 年轻 60Ma，这是完全符合成岩成矿的客观演化规律的。1993 年 3 月，涂光炽先生在烟台召开的“国家重点黄金科技攻关项目”协调会上曾就成岩、成矿的时间差问题指出：如果一个岩浆体凝固了，然后产生高温热液，至形成矿床，一般讲这一成岩、成矿的时间差不超过 30Ma，而金矿则不同，往往发现金矿的形成时间和成岩时间差得甚远。东坪金矿及其围岩的成岩、成矿演

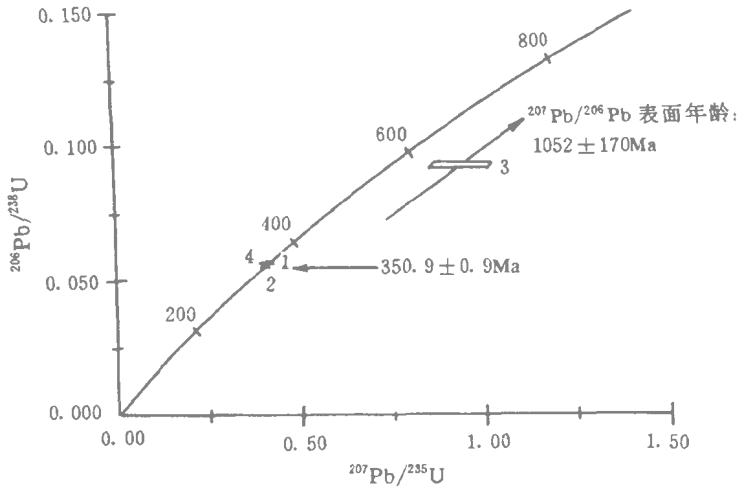


图 2—9　东坪金矿主矿化期钾长石英脉中锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

化的历史也证实了涂光炽先生的这一精辟论断。

三、胶北金矿密集区金矿成矿时代

胶北是我国最重要的金矿区，是目前探明保有和新增储量最大的成矿区。该区内绝大多数金矿床赋存于壳源深熔花岗岩内。因此，区内大面积分布的壳源深熔花岗岩的成因及形成时代等问题的研究，对于探明金矿化过程发生的时代及其演化规律，进而指明进一步找矿勘探的方向等均是至关重要的。以下从占整个胶北金矿区金矿储量 86.3%的招-掖金矿带（该区四条金矿带最西部的一条）中花岗岩的成岩时代研究入手，讨论区内与花岗岩有关的金矿成矿时代。

（一）玲珑花岗岩

1. 研究现状概述

玲珑花岗岩沿北东向分布于玲珑矿田、灵山沟-朱桥、旧店-招凤顶等地，出露面积 2238km²。由片麻状中粒黑云母花岗岩、片麻变斑状中粒黑云母花岗岩、片麻状含石榴子石黑云母花岗岩等组成。对玲珑花岗岩的成岩时代争议颇多，主要有以下不同的认识：①太古宙（郭文魁，1950；施性明等，1981；桑隆康，1984）；②元古宙（长春地质学院，山东 807、805 地质队，60 年代；王鹤年，1988；裘有守，1988）；③印支或燕山期（湖北地质研究所，1974；胡世玲，1987）；④也有相当一部分从事胶北地质的研究者认为玲珑花岗岩是一个元古宙—燕山期多期次侵位的复式岩体（徐金方等，1989；李兆龙等，1993）。可见，前人对玲珑花岗岩成岩时代这一涉及找矿勘探工作战略部署的重大基础地质问题的认识存在很大分歧。为了验证前人诸多不同看法，我们采用单颗粒锆石 U-Pb 化学法对玲珑花岗岩进行了定年研究。

2. 单颗粒锆石 U-Pb 同位素测年新成果

测年样品采自招远市罗山金矿竖井大磨坑采场，为特别新鲜的片麻状钾长斑状黑云母花岗岩。显微镜下观察该花岗岩具有如下特征：含 55%左右它形粒状石英，斜长石和正长

石各占 20%左右，表面均发生绢云母化，可能是受后期成矿热液蚀变的结果，正长石晶体边部遭受硅质交代作用、发育蠕虫状石英；另有 5%左右的黑云母，其褐黄色-暗绿色多色性十分明显。

选出的作为测年对象的锆石有两种类型：其一为无色或浅棕色透明自形柱状晶体（图版Ⅱ—1），长／宽值为 2/1 至 4/1，此类锆石占选出锆石总量的 95%左右；其二为浅紫红色透明柱状晶体（图版Ⅱ—2），表面略受熔蚀圆化，此类占 5%左右。采用目前颇受地质界推崇的颗粒矿物 U-Pb 同位素化学稀释法，对上述两种锆石进行了年龄测定，其结果见表 2—10 和图 2—10。

表 2—10　罗山金矿竖井北大磨坑采石场玲珑花岗岩（S9305）锆石 U-Pb 同位素年龄

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量(μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})	(ng)	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	浅棕色透明短柱状	20	1820	59	0.21	154	0.0768	0.02262 (0.00012)	0.1504 (0.0080)	0.0482 (0.0024)	144.2	142.2	110.1
2	无色透明短柱状	20	1061	25	0.0025	7655	0.0934	0.02351 (0.00013)	0.1659 (0.0122)	0.0512 (0.0035)	149.8	155.9	249.0
3	无色透明细长柱状	20	357	19	0.12	61.5	0.1264	0.02140 (0.00034)	0.1439 (0.0414)	0.0488 (0.0133)	136.5	136.5	136.4
4	无色透明细长柱状	20	488	23	0.12	76.0	0.1320	0.02224 (0.00035)	0.1491 (0.0422)	0.0486 (0.0130)	141.8	141.2	130.3
5	紫红色透明柱状(表面稍磨圆)	30	469	234	0.040	1436	0.0589	0.4489 (0.0015)	11.414 (0.042)	0.1840 (0.0003)	2394	2558	2689

注：1—4 号数据点的谐和线年龄为 145.9±0.5Ma。

1—4 号数据点是第一类锆石的测定结果，在谐和图上均基本落在谐和线上，它们的线年龄为 145.9±0.5Ma，是该类自形锆石的结晶年龄，可以用来代表采样处花岗岩体的侵位时代，这样就较为精确地限定了该处花岗岩的定位时代为燕山早期。5 号数据点是第二类锆石的测定结果，该点落在谐和线的稍下方，略显放射成因铅丢失，其结晶年龄可以近似地用其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄 2689±3Ma 来代替。这一新太古代的年龄信息的地质意义有两种可能的解释：①该类锆石是燕山早期花岗岩浆侵位时从围岩（原胶东群表壳岩或古老的英云闪长岩等岩体）中捕获的先存锆石，其年龄代表围岩的年龄；②是该燕山早期花岗岩的源岩在发生重熔、变成岩浆的过程中残留的源岩的锆石，其年龄反映源岩的年代信息。结合第三章玲珑花岗岩 Sm-Nd 资料的分析研究，2689±3Ma 的锆石属于捕获晶的可能性较大。

（二）郭家岭花岗闪长岩

1. 研究现状概述

郭家岭花岗闪长岩是胶北花岗岩类的一种主要类型，有关该岩体的成因及其与金矿的

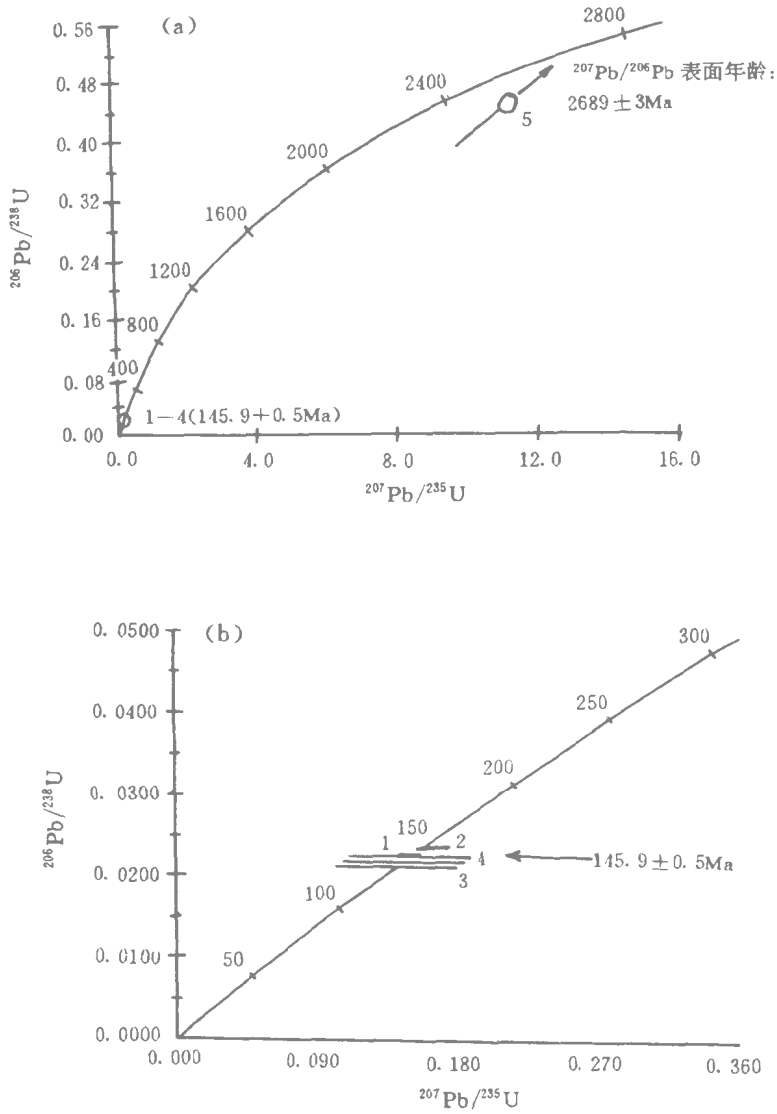


图 2—10　罗山金矿竖井北大磨坑采石场玲珑花岗岩（S9305）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

关系一直众说纷纭。胡世玲（1987）和王炳成（1988）认为它们是由胶东群偏基性的斜长角闪岩类混合岩化的结果；徐金方等（1989）和曲晓明等（1995）认为是壳幔混合的产物；李兆龙等（1993）主张是交代成因壳源重熔花岗岩；林景仟等（1994）则认为它们是来自地壳深层胶东群斜长角闪岩类的部分熔融。前人对郭家岭花岗闪长岩体定位时代的认识分歧不大，多认为属燕山早期（山东 805 地质大队，1967；山东地质综合研究队，1976；山东地质六队，1984；汤立成，1989；李兆龙等，1993），当然也有人认为属燕山晚期（徐金方等，1989）或印支晚期（曲晓明等，1995）由于受科学技术发展阶段的历史局限，前人在探讨该岩体就位时代时所依据的同位素年龄数据主要是利用 K-Ar 法和 Rb-Sr 法测得的。这些测年方法本身存在着一定的局限性，造成已获得的众多年龄值比较分散，分布于

100—200Ma 之间。这可能是造成前人对该岩体形成时代认识上差异的主要原因。

2. 单颗粒锆石 U-Pb 同位素测年新成果

测年样品采自蓬莱大夺沟郭家岭岩体，为斑状黑云母花岗闪长岩，钾长石斑晶发育，斑状结构。正长石被石英交代现象比较普遍，形成交代穿孔或发育蠕虫状石英；斜长石发育清晰的聚片双晶。这两种长石均遭受后期绢云母化蚀变作用。角闪石占 10%左右，其褐黄色-绿色多色性十分明显，另外含 5%左右的黑云母。

从该花岗闪长岩样品中选出的锆石，表观上看似为比较单一的淡紫色或无色透明柱状自形晶体（图版Ⅲ—3），长／宽值为 3/1 至 4/1。但经颗粒锆石 U-Pb 同位素稀释法进行年龄测定，发现存在两类具有不同地质意义的锆石。测年结果见表 2—11 和图 2—11。

表 2—11 蓬莱大夺沟郭家岭花岗闪长岩（S9308）锆石 U-Pb 同位素年龄

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量(μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})	(ng)	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	浅紫红色透明长柱状	30	382	13	0.066	137	0.1551	0.02243 (0.00017)	0.1513 (0.0162)	0.0489 (0.0049)	143.0	143.1	143.9
2	浅紫红色透明长柱状	30	663	28	0.19	96	0.1181	0.02277 (0.00017)	0.1539 (0.0145)	0.0490 (0.0043)	145.2	145.3	148.4
3	浅紫红色透明长柱状	60	1075	40	0.099	703	0.1060	0.03324 (0.00017)	0.4249 (0.0051)	0.0927 (0.0009)	210.8	359.6	1482
4	无色透明长柱状	60	721	21	0.067	577	0.1430	0.02557 (0.00015)	0.2489 (0.0066)	0.0706 (0.0017)	162.8	225.7	945
5	无色透明长柱状	50	794	56	0.80	62	0.1163	0.02819 (0.00018)	0.3127 (0.0079)	0.0805 (0.0018)	179.2	276.3	1208

注：1、2 号数据点谐和线年龄值：144.1±0.8Ma；1—5 号数据点上交点年龄值：2666±281Ma；下交点年龄值：142±8Ma。

1、2 号数据点落在谐和线上，表明其 U-Pb 同位素体系未受后期地质事件的影响而发生重设。该二数据点的谐和线年龄为 144.1±0.8Ma，它和前述罗山金矿区玲珑花岗岩的颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄 145.9±0.5Ma 一致，代表郭家岭花岗闪长岩的形成时代。可见郭家岭花岗闪长岩和罗山金矿区的玲珑花岗岩（如果不能说是全部玲珑岩体的话）是同时异地异相的岩浆产物。3—5 号数据点所测定的锆石尽管与 1、2 号数据点的锆石在外观特征上无甚区别，但其 U-Pb 同位素组成却迥然不同，该 3 个数据点构成一条恰好通过 1、2 号数据点的不一致线。由这 5 个点共同组成的不一致线与谐和线的下交点年龄为 142±8Ma，这在误差范围内与 1、2 号数据点的谐和年龄是一致的；上交点年龄为 2666±281Ma，表明这些锆石载有非常古老的新太古代年龄信息，这说明这些锆石可能含有非常古老的内核。该不一致线的下交点年龄与 1、2 号数据点的谐和年龄趋于一致，且数据点均接近于下交点，说明在燕山早期岩浆冷凝结晶过程中，围绕这些古老的锆石内核（很可能是该花岗闪长岩的源岩在重熔过程中残留的锆石）生长了较厚的一层 U-Pb 同位素，组成与 1、2 号数据点

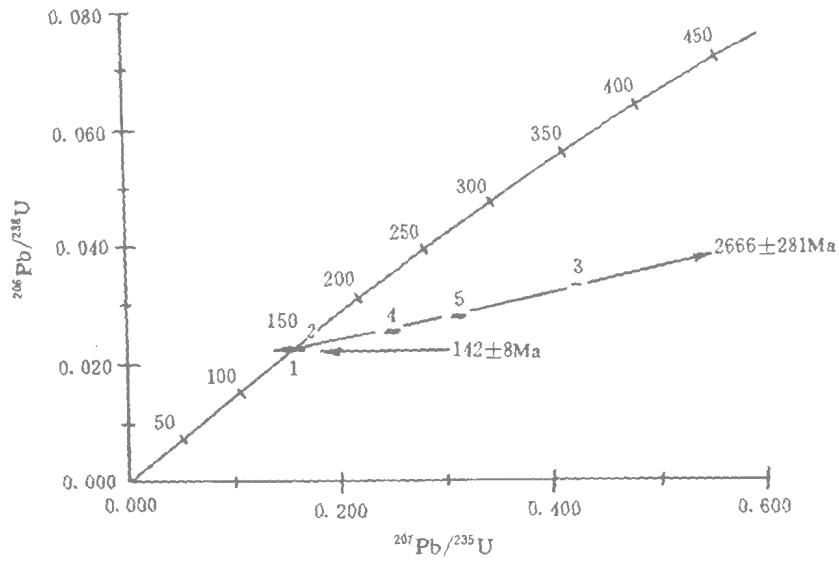


图 2—11　蓬莱大夺沟郭家岭花岗闪长岩（S9308）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

所代表的锆石完全一致的新生锆石包层，当然它们的外观特征也就无甚差异，因为它们是在同时、同一物理化学环境中长成的，只是有的有核、有的无核。另外，这些古老的核发育较厚的新生包层的过程应该是比较漫长的，这似乎说明郭家岭花岗闪长岩形成演化过程中冷凝速率是比较缓慢的。该花岗闪长岩中比较普遍的长石受石英交代穿孔或形成蠕虫状结构的现象所反映的存在一个较长的岩浆晚期热液阶段，似乎也证明岩浆冷凝结晶的速率较慢。

（三）玲珑金矿含金石英脉锆石 U-Pb 同位素测年新资料

测年样品采自玲珑金矿东山坑 130 中段 51 号脉，为金矿化石英脉。采样点处脉宽 15m 左右，其中有黄铁矿矿脉和暗色石英条带。该脉的金平均品位为 1g/t（最高品位 20g/t，最低品位 0.2—0.3g/t），采样点处金品位＜1g/t。围岩为粗粒（斑状）黑云母花岗岩（属玲珑岩体），见有后期伟晶岩、细晶岩脉贯穿其中。

该金矿化石英脉中含有三种不同类型的锆石：①无色透明长柱状自形晶体；②紫红色透明短圆柱状晶体；③浅紫红色柱状小晶体。经扫描电镜观察分析，这些锆石均表现出不同程度的熔融圆化，似为捕获的先存锆石。它们的 U-Pb 同位素测年结果亦表明不是自生的热液锆石。测年结果见表 2—12 和图 2—12。上述三种锆石有各自不同的生成时代。无色透明长柱状自形锆石的生成年龄以其 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄来代表，为 314.1±8.8Ma；紫红色透明短圆柱状锆石的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 2443±41Ma，可以近似地代表其生成年龄；浅紫红色柱状细小锆石的结晶年龄以其 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄 1836±51Ma 来代表。上述年龄值均老于石英脉围岩的颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄 145Ma。因此，这些锆石不可能是自生锆石，它们的年龄也就不能反映成矿时代。

表 2—12　玲珑金矿 51号脉（S29311） 锆石 U-Pb 同位素年龄

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量(μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})	(ng)	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	无色透明长柱状	5	588	130	0.24	3654	0.04887	0.04994 (0.00143)	0.3497 (0.1895)	0.0508 (0.0261)	314.1	304.5	231.2
2	紫红色透明短圆柱状	5	202	141	0.085	153	0.1689	0.4501 (0.0033)	9.857 (0.266)	0.1588 (0.0038)	2396	2422	2443
3	浅紫红色柱状小晶体	5	906	182	0.13	139	0.1667	0.1276 (0.0006)	1.975 (0.060)	0.1123 (0.0031)	774	1107	1836

注：1 号数据点 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄为 314.1±8.8Ma；2 号数据点 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 2443±41Ma；3 号数据点 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 1836±51Ma。

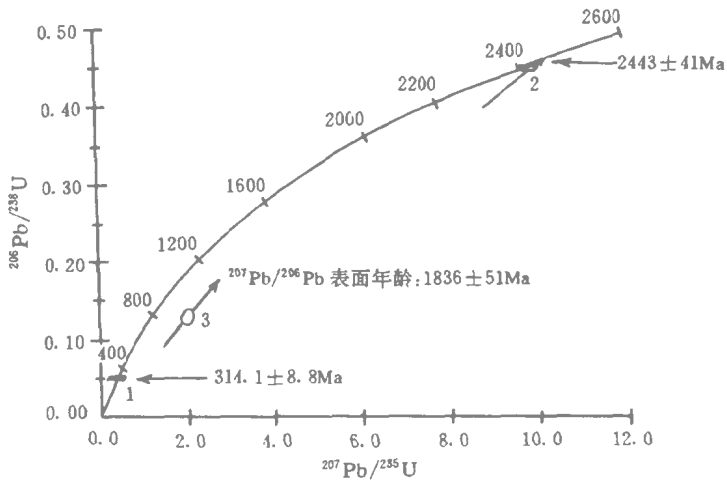


图 2—12　玲珑金矿 51 号脉 （S29311） 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

（四）玲珑岩体、郭家岭岩体及有关金矿形成时代讨论

根据上述颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄，罗山金矿区的玲珑花岗岩和蓬莱大夺沟的郭家岭花岗闪长岩的形成时代基本一致（前者为 145.9±0.5Ma，后者为 144.1±0.8Ma）。这不同于前人普遍持有的郭家岭岩体晚于玲珑岩体的观点。产于不同地点的这两个岩体形成于同一时代的事实，恐怕不是一种偶然的巧合，而可能是客观地质事实的必然反映。笔者推测：玲珑复式岩体的大部分（如果不是全部的话）和郭家岭岩体同时形成于燕山早期（145Ma 左右）。至于前人所获得的大量老或新于 145Ma 的 K-Ar、Rb-Sr 年龄，可能主要是测年方法本身的局限性而造成的偏差（当然有不少 K-Ar、Rb-Sr 年龄是接近于 145Ma 的）。

前人对胶北招-掖金矿带成矿时代的研究做过大量的工作。如骆万成、伍勤生（1987）根据焦家、玲珑西山和马家窑金矿床的近矿蚀变岩的水云母 Rb-Sr 等时线年龄指出：区内金

矿最主要的矿化期为 105—120Ma。又如李兆龙等(1993)根据玲珑岩体、郭家岭岩体以及有关脉岩的侵位序列和当时已有的有关同位素地质年龄数据，推断金矿脉形成时代为120Ma。再如张振海等(1993)据其所获得的 Rb-Sr 等时线年龄认为成矿作用是多期次的：灵山沟金矿主矿化期为 188.94±4.24Ma，“应该是招-掖金矿带至今为止最早的一次金矿化”玲珑矿田西山矿区 108 号脉主矿化期为 100.74±3.58Ma；焦家矿田界河金矿主矿化期为 46.522±2.90Ma，“可能是胶西北最晚的一次金矿化”。可见，前人对金矿化时代的认识主要集中于燕山期，但具体来讲还是存在一定分歧的。如果以我们所获得的玲珑岩体、郭家岭岩体的 145Ma 的颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄作为基准，那么与该岩体有成生关系的金矿的形成时代应该是在 100Ma 前后。

张振海等（1993）通过对蚀变带中绢云母、钾长石、铬云母和粘土矿物的 Rb-Sr 研究，获得了有意义的地球化学信息。本文作者利用前人在玲珑金矿、灵山沟金矿和界河金矿的原始测定资料进行了 Rb-Sr 同位素参数的计算（表 2—13），发现该区金矿蚀变带中的矿物除绢云母外，其它各类矿物 Sr 的初始比值离散度很大，这或许表明在热液蚀变过程中形成的矿物有老的物质的混入，或处于开发体系，未能实现 Sr 的均一化。因此，根据表 2—13 的结果，经过密集点群的微机程序判别，灵山沟和界河金矿所测样品不能构成密集点群，也不能构成合理的等时线，故给出的等时线年龄值得商榷。但玲珑金矿所测 8 个样品的资料，经判别后剔除了其中 Sr 初始比值异常的 LET04A 和 LET02A 两个样品，由其它 6 个样品组成了 108.3±0.6Ma 的等时线，I_{Sr}为 0.708933，相关系数 0.99993。该等时线年龄近似地代表了玲珑金矿的成矿年代。

表 2—13　胶东招-掖金矿带玲珑、灵山沟、界河金矿 Rb-Sr 分析资料

样品编号	样品名称	Rb (10^{-6})	Sr (10^{-6})	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	t_{Sr} (Ga)	I_{Sr}
LT06	绢云母	253.682	6.54	113.8780	0.886080±0.000036	0.1121580	0.7045645
LET04D	绢云母	285.411	35.07	23.5853	0.745402±0.000024	0.1218728	0.7045496
LET04B	绢云母	235.634	44.13	15.4572	0.734222±0.000031	0.1351256	0.7045352
LET04C	绢云母	188.439	94.41	5.7701	0.719927±0.000019	0.1884333	0.7044669
LET03	绢云母	73.156	52.99	3.9902	0.717272±0.000039	0.2264574	0.7044199
LET04E	绢云母	223.044	310.55	2.0753	0.715094±0.000020	0.3671546	0.7042460
LET04A	绢云母	165.572	341.46	1.4010	0.713996±0.000019	0.4964089	0.7040855
LET02A	绢云母	167.225	362.41	1.3332	0.714600±0.000063	0.5571794	0.7040101
LT04	钾长石	229.331	535.32	1.2278	0.714582±0.000033	0.6073419	0.7039475
LT07	钾长石	186.310	556.61	0.9671	0.713633±0.000024	0.7111032	0.7038181
LT05B	铬云母	220.270	1559.89	0.4080	0.712104±0.000024	1.605373	0.7026963
LT05A	铬云母	81.783	1901.25	0.1243	0.711463±0.000012	11.70536	0.6889860
JT13	粘土矿物	337.922	145.02	6.7341	0.716451±0.000046	0.124375	0.7045475
JT04	钾长石	337.303	407.26	2.3928	0.713408±0.000036	0.265442	0.7043718
JT10	钾长石	128.808	603.89	0.6162	0.712575±0.000024	1.04004	0.7034071
JT09	矿化蚀变的郭家岭花岗岩	88.993	648.36	0.3965	0.711990±0.000043	1.63899	0.7026538
JT08		58.108	463.09	0.3625	0.712185±0.000038	1.88710	0.7023399
JT05		43.035	71.02	0.1655	0.712026±0.000020	6.27569	0.6966004

注：原始数据据张振海等（1993）。

根据作者对招-掖金矿 Rb-Sr 等时线年龄的判别，否认招-掖成矿带存在～188Ma、-100Ma 和～46Ma 三个成矿期的结论。根据目前资料，仅有玲珑金矿 108.3±0.6Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄是可以接受的，且与区域年代学研究成果吻合。

（五）马家窑金矿成矿时代讨论

马家窑金矿是胶北产在下层变质基底中金矿床的代表。该矿床位于栖霞县城东部，由充填在 NNW 和 NW 向断裂中的两组石英脉构成，容矿围岩为胶东岩群的斜长角闪岩及英云闪长质片麻岩。关于马家窑金矿床的成因尚有不同认识。一种观点认为属于变质热液型金矿，主要依据是金矿赋存在胶东岩群变质基底中，在矿体附近未见燕山期花岗岩，且矿脉延伸方向为 NW 向，与中生代 NE 向断裂体系方向不一致；另一种意见认为马家窑金矿属岩浆中温热液成因，设想深部有岩浆岩侵入体，金矿是深部岩浆热液产物。并根据与矿脉共生的花岗岩的 K-Ar 年龄为 240Ma，切割矿脉的晚期煌斑岩 K-Ar 年龄为 150Ma（李兆龙等，1990），推断成矿时代应在印支—燕山期，与本区变质作用时差太大，不应属于变质热液金矿。

1. 马家窑金矿成矿的铅同位素信息

在同位素体系中，以 Pb 体系最复杂，由于作为窥视铅源特征的方铅矿、黄铁矿等低铀矿物中除普通铅外，还可能包含有异常铅，同时在地史演化过程中由于放射性 U-Pb 体系的加入，除单阶段演化模式外，又产生了两阶段及多阶段演化模式。数据分析的复杂性和计算过程的繁琐性，常使地质人员如坠云海。有的学者断言铅模式年龄无地质意义，有的则完全依据模式年龄推断铅来源的层位。作者认为低铀矿物（$U/Pb\approx0$）铅同位素数值可能反映铅源特征、与成矿有关的时代信息、矿床成因信息及演化过程中受到的混染等，因此不能简单地运用单阶段模式年龄作为成矿时代，但这并不等于在 Pb 同位素体系中丝毫不包含时代的烙印。

胶东金矿大多数为燕山期成矿， Pb 同位素数值也显示这一时代金矿的几乎一致的特征。但马家窑等矿区三个铅同位素比值明显低于其它各矿床，也明显低于中生代岩体中钾长石的 Pb 同位素数值（表 2—14）。同时，本矿区方铅矿、黄铁矿中，根据 Pb 同位素计算的模式年龄高于其它矿区，μ 值则低于其它矿区，表明铅来源于一个较老的低放射性铀区。

表 2—14　马家窑金矿 Pb 同位素特征

编　号	测试对象	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ	μK	Th/U
S-01	方铅矿	16.421	15.177	37.071	8.925	39.024	4.232
S-02	方铅矿	16.413	15.227	37.338	9.037	41.112	4.403
S-03	方铅矿	16.389	15.191	37.224	8.964	40.266	4.374
S-04	方铅矿	16.504	15.246	37.102	9.054	39.320	4.203
S-05	方铅矿	16.423	15.402	37.040	9.430	41486	4.258
M-21	黄铁矿	16.483	15.211	37.059	8.984	38.362	4.187
M-23	黄铁矿	16.649	15.279	37.244	9.091	39.322	4.186
M-26	黄铁矿	16.476	15.314	37.567	9.213	42.888	4.505
A3-2	钾长石	17.460	15.481	37.965	9.353	39.270	4.063

注：原始数据 A3-2 据张理刚（1993），其余摘自李兆龙等（1993）。

因此，不应排除马家窑矿床的形成时代较老的可能性。由于在大量分析的矿石铅同位素资料中，异常铅存在的判别并不很困难，根据有利用价值的普通铅资料即可看出胶东各金矿床 Pb 同位素的异同。马家窑等金矿床与多数金矿床 Pb 同位素的差异不能排除时代的烙印，因此该区应存在多期成矿的可能性。

2. 含金石英脉单颗粒锆石 U-Pb 年龄

采自马家窑金矿的含金石英脉（样品编号为 S94-13），经分选后获得的锆石群主要为浅紫红色透明、半透明长柱状晶体（图版 Ⅲ—4）和浅紫红色透明短圆柱状晶体（图版 Ⅲ—5），表面均遭受了较强的熔蚀圆化。利用颗粒锆石 U-Pb 稀释法测得四组锆石 U-Pb 同位素年龄数据（表 2—15，图 2—13），在谐和图上数据点均落在谐和线的稍下方，表明锆石发生了一定程度的放射成因铅丢失。由这四个数据点拟合的不一致线与谐和线的上交点年龄为 2506±55Ma，下交点年龄为 1326±459Ma，该上交点年龄可解释为马家窑金矿含金石英脉中锆石的形成年龄。

表 2—15　马家窑金矿含金石英脉（S94-13）锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量 (ng)	同位素原子比率					表面年龄值(Ma)		
点号	锆石特征	质量 (μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})		$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	浅紫红色透明长柱状	10	218	115	0.050	581	0.07226	0.4558 (0.0022)	10.16 (0.13)	0.1617 (0.0018)	2421	2450	2474
2	浅紫红色透明短圆柱状	20	140	86	0.18	222	0.07796	0.4569 (0.0028)	10.30 (0.25)	0.1626 (0.0036)	2438	2462	2483
3	深紫红色半透明长柱状	10	1033	476	0.12	1071	0.2113	0.4314 (0.0018)	9.362 (0.111)	0.1574 (0.0017)	2312	2374	2428
4	浅紫红色透明短柱状	20	118	66	0.15	178	0.07064	0.3976 (0.0020)	8.652 (0.131)	0.1578 (0.0022)	2158	2302	2432

注：谐和线年龄值：上交点年龄 2506±55Ma；下交点年龄 1326±459Ma。

马家窑金矿床赋存在上曲家村英云闪长质片麻岩内，该片麻岩原岩应为古侵入体，已测定的 U-Pb 年龄＞2.8Ga(见第一章)。从马家窑金矿含金石英脉中获得的 2506±55Ma 的年龄值比围岩年轻了 300Ma 左右，似乎不能将锆石解释为围岩的捕获晶。但本区变质基底中有多期岩浆活动的记录，脉石英中的锆石似乎又不能完全排除捕获之成因。因此，对这一年龄值的解释处在两难之中。研究者在冀东金厂峪金矿含金石英脉中也获得 2500Ma 左右的锆石 U-Pb 年龄，对这一年龄值的地质解释也遇到同样的难题，是反映捕获晶的年龄，还是反映含金石英脉形成过程中热液锆石的结晶时代？问题的关键是，目前的研究水平还不能鉴别出含金石英脉中热液锆石和捕获晶（包括岩浆结晶锆石和变质重结晶锆石）之间的本质差异。尽管我们从含金石英脉中已经测得几组锆石 U-Pb 年龄，而且有一些可能反映成矿时代，但由于缺乏对热液锆石的认识，因而其全部数据的地质意义还不够明确。

对马家窑金矿来说，我们的基本认识是它的矿物铅同位素特征与招-掖金矿带中金矿床和中生代花岗岩中各种矿物的铅同位素存在一定的差异，成矿不应属于同一时代。马家窑金矿成矿作用的发生应早于招-掖金矿带。我们测定的马家窑金矿床中的 2506±55Ma 的锆石 U-Pb 年龄提供了一个重要参考值，即马家窑金矿可能是太古宙晚期的变质热液金矿床。

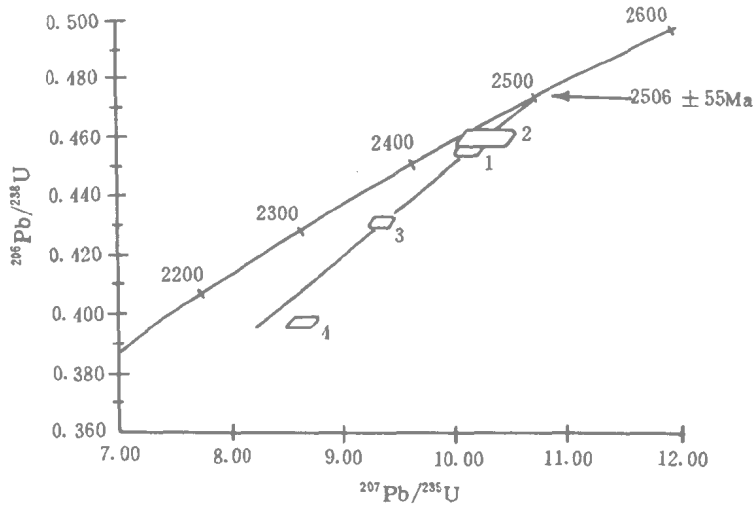


图 2—13　马家窑金矿含金石英脉（S94-13）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

第四节　　小结

金矿成矿作用时代的研究是既重要又十分棘手的问题。我们在前人工作基础上，主要利用单颗粒锆石 U-Pb 测年方法测定了小秦岭、冀北（东坪）、胶北（玲珑、马家窑）等金矿床含金石英脉中锆石的 U-Pb 年龄及其围岩的 U-Pb 年龄。其中关于张宣地区碱性岩和胶北地区的玲珑花岗岩和郭家岭花岗岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄对于确定这些岩体的形成时代无疑提供了重要的年龄数据，是这些岩体形成时代研究工作中一个质的飞跃。有了这些年龄值才使我们对东坪金矿、玲珑金矿含金石英脉中的锆石 U-Pb 年龄提出了大胆的解释。东坪金矿的含金石英脉是一种钾长石石英脉，而不是纯石英脉，由于钾长石的出现，使我们获得了较多的锆石颗粒，测得的锆石 U-Pb 年龄 350.9±0.9Ma 与围岩 410.2±1.1Ma 相比，时差不到 60Ma，我们将该年龄值推测为东坪金矿的成矿时代。而玲珑金矿含金石英脉中锆石 U-Pb 年龄均大于玲珑花岗岩的锆石 U-Pb 年龄值，因此已获得的三组年龄均不反映成矿时代。马家窑金矿等含金石英脉中锆石 U-Pb 年龄提供了重要的参考年龄数值，但不能排除马家窑金矿为早期变质热液矿化作用产物的可能性。

通过两年多的探索研究，我们一方面看到单颗粒锆石 U-Pb 测年方法的优越性，同时也认识到这种方法在研究成矿时代的局限性。第一，石英脉中的锆石群肯定具有多来源多成因，从锆石群中鉴别出和挑选出属于与石英脉同时代形成的热液锆石，无论从理论上，还是从实践上都是比较困难的。目前我们只能在借鉴包括围岩形成时代在内的其它资料的基础上，对含金石英脉中锆石 U-Pb 年龄的地质意义作出判断；第二，大多数含金石英脉中锆石含量甚微，1kg 样品约含 1 粒锆石，因而给分选、测年都带来困难。有鉴于此，我们已转向测定某些金矿床中含金石英脉的金红石研究，以及利用与矿脉共生的脉岩中锆石 U-Pb 年龄的测定，来限定金矿的成矿时代。我们相信有了这一轮的工作基础，在下一轮的研究工作中将会取得更重要的进展。

第三章　金矿定位的空间研究

金的成矿过程经历了长期和复杂的演变，但在现代科学技术水平条件下，人们还不能完全掌握成矿轨迹的每一个环节。而金矿床定位的空间和时间则是研究者必须致力于研究的课题。在叙述了金矿床定位时间问题以后，本章主要针对矿床的空间定位，从区域的角度阐述我们的看法和依据。

第一节　　小秦岭金矿密集区

小秦岭地区的金矿床主要为石英脉型。分布在豫、陕两省小秦岭地区的石英脉型金矿脉约 1200 余条，其范围西起华山脚下，东到灵宝-朱阳盆地西北边缘，南、北以小河和太要断裂为界，区域性金矿床呈东西向长约 80km 宽为 7—15km 的不规则带状分布，与前寒武纪变质基底，特别是下层结构的斜长角闪岩-片麻岩组合的空间展布形态一致（图 3—1）。

一、金矿床的空间分布特点

小秦岭金矿床在空间分布上有如下特点：

第一，金矿床集中分布在下层基底结构的斜长角闪岩-片麻岩组合中，上层结构的孔兹岩系变质地层中金矿床数目少、储量小（表 3—1）。黎世美等(1994，科研报告）认为绿岩地层下部金硐岔组和中部洞沟组为主要含矿层位，而我们更强调构造-岩石组合对金矿床的制约。

表 3—1　小秦岭变质基底中含金石英脉统计表

变质基底	石英脉数	占总脉数的比例（%）	＞1000m 的石英脉	
			数　目	所占比例（%）
上层结构	248	30.2	4	9.3
下层结构	573	69.8	39	90.7

注：基础数据引自王亨治、栾世伟，小秦岭金矿成矿地质条件与富集规律研究报告，1984。

第二，金矿床空间分布与燕山期黑云母二长花岗岩的关系，存在明显不同的认识。小秦岭与胶北的差异是，在二长花岗岩体的内接触带迄今未发现金矿床，主要矿床分布于距岩体 2km 以外的变质基底中。部分研究者认为可能受花岗岩热场和成矿热场控制，而另一部分研究者则认为本区金矿床的形成与燕山期花岗岩在成因上没有联系，空间上也未构成共生关系，不能依据燕山期花岗岩的分布对金矿床进行定位预测。

第三，金矿床的分布受构造控制明显。大致有三种看法：一是认为小秦岭金矿床受韧-脆性剪切带控制，该剪切带形成于早前寒武纪（沈保丰等，1994）；二是金矿床总体上的分布格局与褶皱有关，其具体产出位置严格受韧-脆性剪切带控制，控制大矿的剪切带规模大，最长可达 16km 以上（栾世伟等，1990）。还有一种意见认为，小秦岭金矿床分布格局受变

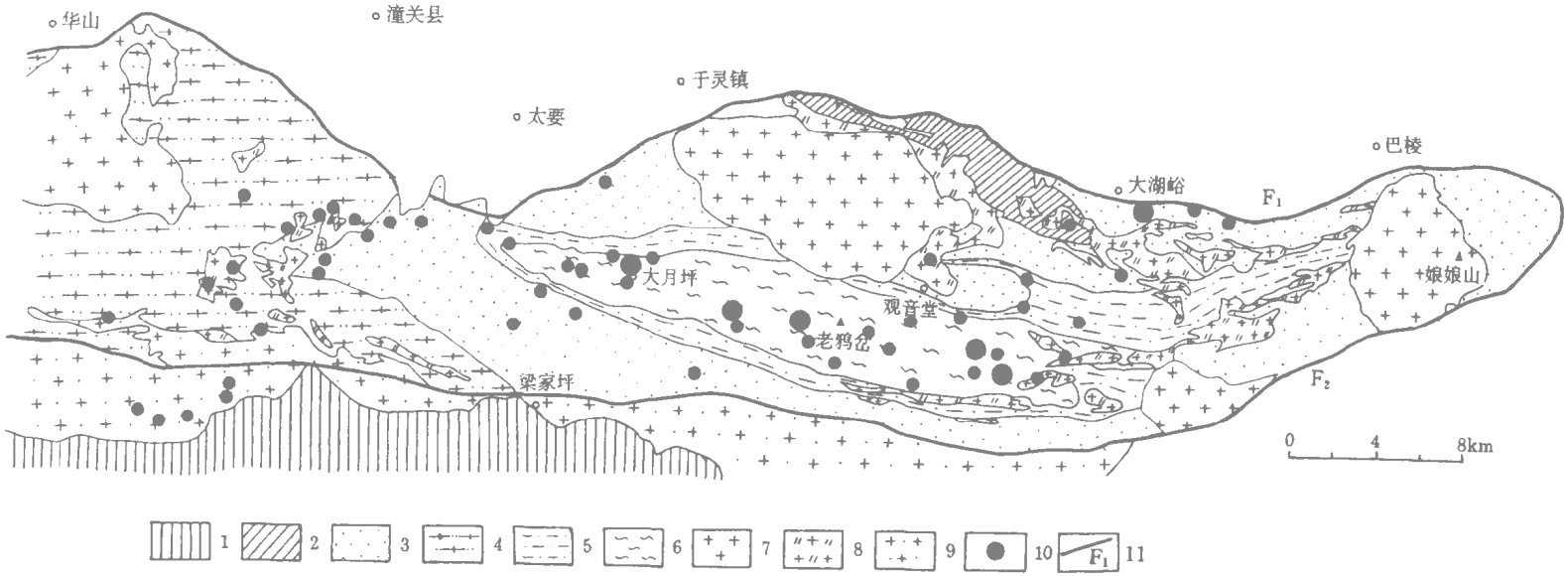


图 3—1　小秦岭地区金矿地质图

1—中上元古界；2—上太华亚群孔兹岩系中大理岩-钙硅酸盐岩组合；3—上太华亚群孔兹岩系中黑云斜长片麻岩-变粒岩组合；4—花岗质片麻岩夹基性岩包体；5—上太华亚群孔兹岩系中石英岩-石墨夕线黑云片麻岩组合；6—下太华亚群斜长角闪岩-片麻岩组合；7—花岗岩；8—伟晶状花岗岩；9—黑云（角闪）二长花岗岩；10—金矿床；11—区域边界断裂

质核杂岩内的多层次伸展构造控制。现根据以上特点，侧重剖析控制金矿床空间分布的构造体系。

二、变质核杂岩与金矿床的空间定位

根据王志光（1996）的研究，华北陆块南缘分布着一系列在中新生代伸展构造运动背景中形成的拆离-变质核杂岩。这些变质核杂岩集中分布在由早前寒武纪变质基底和中元古界熊耳群组成的华熊地质体内（图 3—2）。单个变质核杂岩走向近东西-北东向，大者沿走向绵延近百公里，小者仅数公里。其核部由早前寒武纪变质基底组成，盖层则为熊耳群火山岩及中上元古界官道口群碎屑岩-碳酸盐岩和第三系红层。

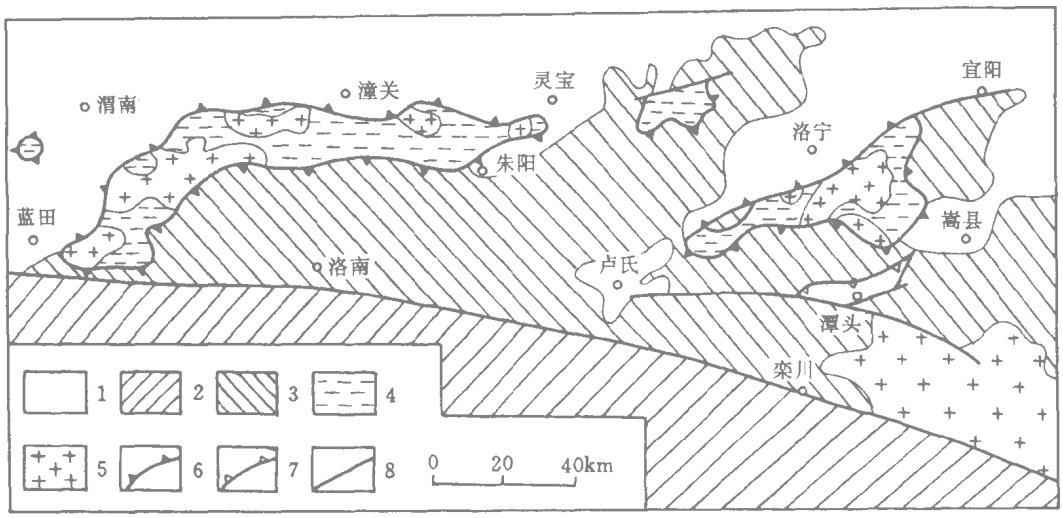


图 3—2　华北陆块南缘变质核杂岩构造分布略图

（据王志光，1996）

1—中新生界砂砾岩、冲积物；2—北秦岭构造亚带中上元古界—古生界；3—华北地块南缘中上元古界；4—太古宇太华群变质岩系；5—燕山期花岗岩；6—主拆离断层；7—次级拆离断层；8—区域性断裂

小秦岭是华北陆块南缘变质核杂岩中出露面积较大的一个，属于地垒型变质核杂岩。由变质基底组成的变质核呈断块状高高隆起，熊耳群盖层沿拆离带急剧下滑，并被新生界覆盖。

王志光等阐述了位于变质基底与熊耳群之间的主拆离带及盖层拆离滑脱体系中次级滑脱断层的特征及对金矿床空间定位的意义。而对于小秦岭变质核杂岩来说，变质基底内部，上、下层结构之间的拆离构造对金矿床的空间分布有重要意义。

小秦岭上、下层基底结构之间的拆离带，呈“面型”平缓展布于大湖峪、周家山、大泥沟、武家山等处，其主要标志是糜棱岩、超糜棱岩的出现。在下拆离盘的斜长角闪岩-片麻岩区，发育了一系列近东西向的韧-脆性剪切带，成为金矿床的主控构造。区内金矿床与变质核杂岩的成生联系表现在：

（1）矿化在空间上受到变质核杂岩构造的控制，矿化规模与拆离带及其上、下盘剪切带的发育程度密切相关。

（2）已有的成矿年龄资料与变质核杂岩主要形成期一致。在变质核杂岩隆起中心均有燕山期花岗岩的侵入，而呈岩基状的文峪、华山等侵入体已大面积出露，表明构造剥蚀深度较大，变质核杂岩的主形成期在侵入体就位以后。而栾世伟等（1990）测得的含金石英脉长石 K-Ar 年龄 66.53—67.7Ma ，略晚于本区燕山期花岗岩的年龄，相当于变质核杂岩晚期的年龄。

虽然小秦岭变质核杂岩与金矿床的分布有密切关系，但仅仅用构造定位尚不能解释为什么金矿床富集在下层基底结构中，而上层结构孔兹岩系金矿床分布很少的原因。笔者认为这与下层结构中斜长角闪岩等铁镁质岩石的存在，其中的高金含量及变形分异有关。关于本区斜长角闪岩的金含量还将专门讨论。这里仅就变形分异作用对金的富集作一简述。

下层变质基底中的近 E-W 向剪切带控制了大型金矿床的分布，处于剪切带中的斜长角闪岩分异出数厘米到数米宽的石英脉。石英脉与剪切面理低角度相交，显微镜下石英斜长角闪岩中的石英主要出现在弱应力区，表明无论在区域上，还是在微区，剪切带内都存在变形分异。由于剪切作用，含水矿物（如角闪石）的晶格破坏，包体破裂，产生了以 H_2O+CO_2 为主的流体体系，粒状矿物被溶解， SiO_2 等与 H_2O 形成水化物；同时角闪石中含有的 F^-、Cl^- 以及黄铁矿被溶解的 S^{2-} 等对岩石中金进行萃取，形成含金氯络合物和含金硫络合物。而剪切带内压缩区是粒状矿物生长的理想区。这些流体向压缩区迁移、沉淀、生长。从三维空间看，剪切区是流体上升的通道，压缩区是流体水平扩散的场所。按照 Bell（1989）的认识，变形分异可出现在高角闪岩相到低麻粒岩相岩区。高温麻粒岩区由于塑变流动，而不能产生有效的变形分异，即不能出现矿物溶解和沉淀，不利于金矿的形成。由于变形分异只出现在片理化后的变形阶段，因此小秦岭下层变质基底中，随着深层次的韧性剪切作用，变形过程中应有一次金的富集作用。这次富集发生在小秦岭基底抬升过程中，并伴随有变质核杂岩的形成和韧-脆性剪切带的叠加，为金矿床的最终形成和定位奠定了基础。

小秦岭金矿床赋存在早前寒武纪变质基底的斜长角闪岩-片麻岩组合区，受剪切带的明显控制。空间定位受到基底中高金含量的斜长角闪岩及变形分异作用过程中金的初期富集的制约。最终由于变质核杂岩的形成，韧-脆性剪切带叠加在早期韧性剪切带之上，从而使金矿床的空间定位呈现出与下层基底结构及剪切带的密切共生关系。

三、岩浆活动对金矿化的制约

小秦岭至少从早元古代开始，发生过多期次的大规模的岩浆活动，形成不同类型的岩浆岩。岩浆活动是区域地质演化历史中热-构造事件的集中表现，又是使金从稳定状态变为活动状态的重要条件。除第一章介绍的本区有 2151±2Ma 的 TTG 质花岗岩的大规模侵入和 1806±3Ma 的伟晶岩的普遍发育外，还有加里东期辉长辉绿岩脉（墙）的贯入及燕山期花岗岩基的形成。有关它们形成的年龄资料可参见第二章。

栾世伟等（1990）认为，小秦岭含金石英脉与燕山晚期花岗岩的侵入表现出明显的对应关系。在空间分布上以花岗岩岩基为中心，含金石英脉多产于距花岗岩的 2—7km 的范围内。用热力学方法计算的金矿化深度（3.8—5.9km）与花岗岩侵位深度（6—8km）也基本一致，表现出它们在深度维上的对应。对金矿床矿物包裹体成分研究表明，成矿溶液的溶剂基本上由水组成。而华山、文峪两大花岗岩基的形成，可以为金的活化迁移提供充足的水介质。由花岗岩浆结晶分异作用溢出的以水为主的热水溶液，在相应的构造条件下，从

岩体向外运移、成矿。小秦岭地区在成矿过程中表现出从燕山期花岗岩呈放射状向外矿化的方向性，还可从一系列矿床地球化学研究中得以证实。第一，以花岗岩为中心，成矿温度由近而远逐步降低。第二，矿物和矿物包体中硫、氧、碳同位素组成及其变化，反映出花岗岩与含金石英脉之间的亲缘关系，其中以硫同位素变化趋势较明显（图 3—3）。$\delta^{34}S$ 值由花岗岩向外围，正值减少，负值增大。第三，稀土元素配分模式的研究表明，花岗岩、花岗岩体内石英脉和含金石英脉的稀土元素配分曲线基本一致，证明三者之间的亲缘关系。上述研究成果为论证燕山期花岗岩与含金石英脉的空间配置关系提供了基础资料。

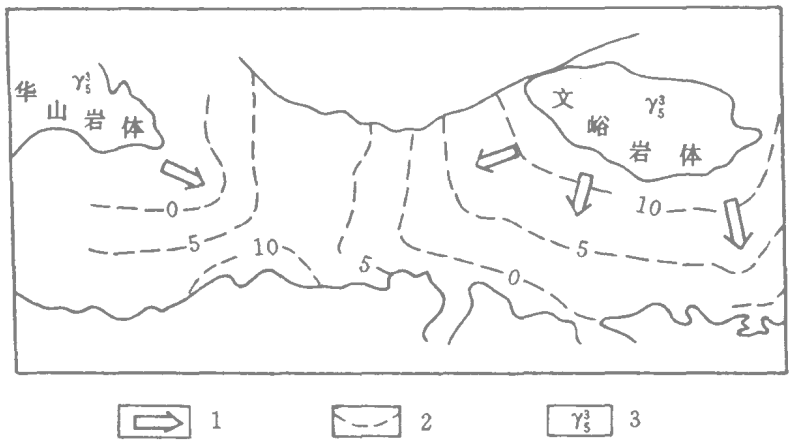


图 3—3　小秦岭金矿硫同位素变化趋势示意图

（据栾世伟，1990）

1—矿源运移方向；2—硫同位素等值线（‰）；3—燕山期花岗岩

以小秦岭金矿密集区与胶北金矿密集区金矿床空间分布位置进行对比，前者几乎全部形成于花岗岩基外围的前寒武纪变质基底中，而后者则主要集中在岩体的内、外接触带。这种差异性和两个地区地壳的演化特点有明显的关联。在小秦岭地区，早期的金矿预富集是很明显的。虽然燕山期花岗岩的侵入起了再次富化作用，且定位空间与更晚的变质核杂岩的滑脱面一致，但这些只是在早期金矿富集带上起了追踪和叠加作用。前述韧性剪切带中含金石英脉与斜长角闪岩的关系证明构造变形分异对含金石英脉的形成有制约作用，而这种构造变形的深度应发生在中地壳层次，而不是燕山期花岗岩侵入时变质基底所处的深度（6—8km）。因为在这样的深度，不可能使变质基底发生变形分异，变形分异作用的发生需要在更深的层次内。

从小秦岭金矿床区域性分布特点判断，金矿床与 4 个花岗岩基并不存在必然联系，这是与胶北金矿密集区的本质差别。与金矿床空间分布关系最密切的花岗岩主要是文峪岩体，次为华山岩体（仅表现在其东南侧）。在燕山期花岗岩侵入前，小秦岭就存在近 EW 向韧性剪切带，剪切带内就曾发生变形分异的金矿预富集，甚至金矿床的形成。而燕山期花岗岩形成过程中，在娘娘山岩体及老牛山岩体周围由于没有先期预富集的金矿地质条件，虽有花岗岩的发育也不能成矿。但文峪和华山岩体附近，有先期预富集的金矿地质体和构造空间，因而形成叠加富化。就小秦岭的金矿密集区而言，前寒武纪变质基底中金矿预富集条件的研究是金矿床预测中最基本的和最重要的。我们的认识是，下层变质基底的斜长角闪

岩-片麻岩组合是金矿床赋存的最重要空间，该组合中早期剪切带变形分异是造成金矿床预富集的条件，燕山期花岗岩侵入和变质核杂岩形成过程中的热-构造叠加造成金矿床的再富集和最终定位。没有早期的预富集，就没有后期的叠加和富化，因此小秦岭地区金矿床形成的先决条件是预富集。

第二节　　冀北（张宣地区）金矿密集区

张宣地区目前已发现大型金矿两处（小营盘和东坪金矿），中型金矿 5 处（张全庄、后沟等），小型金矿及金矿点上百处（图 3—4）。除极少数矿床的围岩为超基性侵入体（如金家庄金矿）和花岗斑岩（如响水沟金矿）外，矿体主要分布于桑干杂岩麻粒岩-片麻岩组合和水泉沟-后沟碱性岩体内。根据区内各金矿床围岩类型、矿脉特征，可分为三种金矿类型（表 3—2，银剑钊，1995），其中以小营盘型和东坪型为本区主要类型金矿。

表 3—2　张宣地区金矿类型划分表

金矿类型	赋矿围岩	矿石(脉)类型	成矿介质	容矿构造	矿床附近有无岩体（矿床四周6km以内）	代表性矿床（点）	矿床规模
小营盘型	斜长角闪质岩石（麻粒岩、变粒岩、混合岩）	贫硫化物石英脉型为主，部分蚀变岩型	（超）变质热液为主，少量循环大气降水	韧性＋脆性	－	小营盘金矿	大型
				脆　性	＋	水晶屯金矿	中型
					－	韩家沟金矿	中型
					＋	席麻湾金矿	小型
					＋	黑土沟金矿	
张全庄型	超基性岩体-透辉岩	富硫化物石英脉型	（超）变质热液、岩浆热液、循环大气降水	脆　性	＋	金家庄金矿	小型
	花岗斑岩				＋	响水沟金矿	小型
	斜长角闪质岩石				－	大营盘金矿	小型
					＋	张全庄金矿	中型
东坪型	碱性杂岩体	贫硫化物石英脉型为主，部分蚀变岩型	（超）变质热液、循环大气降水，混合岩化-重熔、交代热液	脆　性	＋	东坪金矿	大型
					＋	后沟金矿	中型
					－	中山沟金矿	小型
					＋	黄土梁金矿	中小型
					－	西坪金矿	小型
					＋	北沟金矿	小型
					＋	桃沟金矿	小型
					－	赵家沟金矿	小型
					＋	于家庄金矿	矿点
					＋	下双台金矿	小型
					＋	下两间房	矿点

注：“＋”代表有，“－”代表无。　　（据银剑钊，1995）

在分析张宣金矿密集区矿床定位空间问题时，首先遇到的棘手问题是该区众多的金矿床是同一热-构造事件的产物，还是两期或多期成矿作用的结果？虽然这一问题本质是矿床

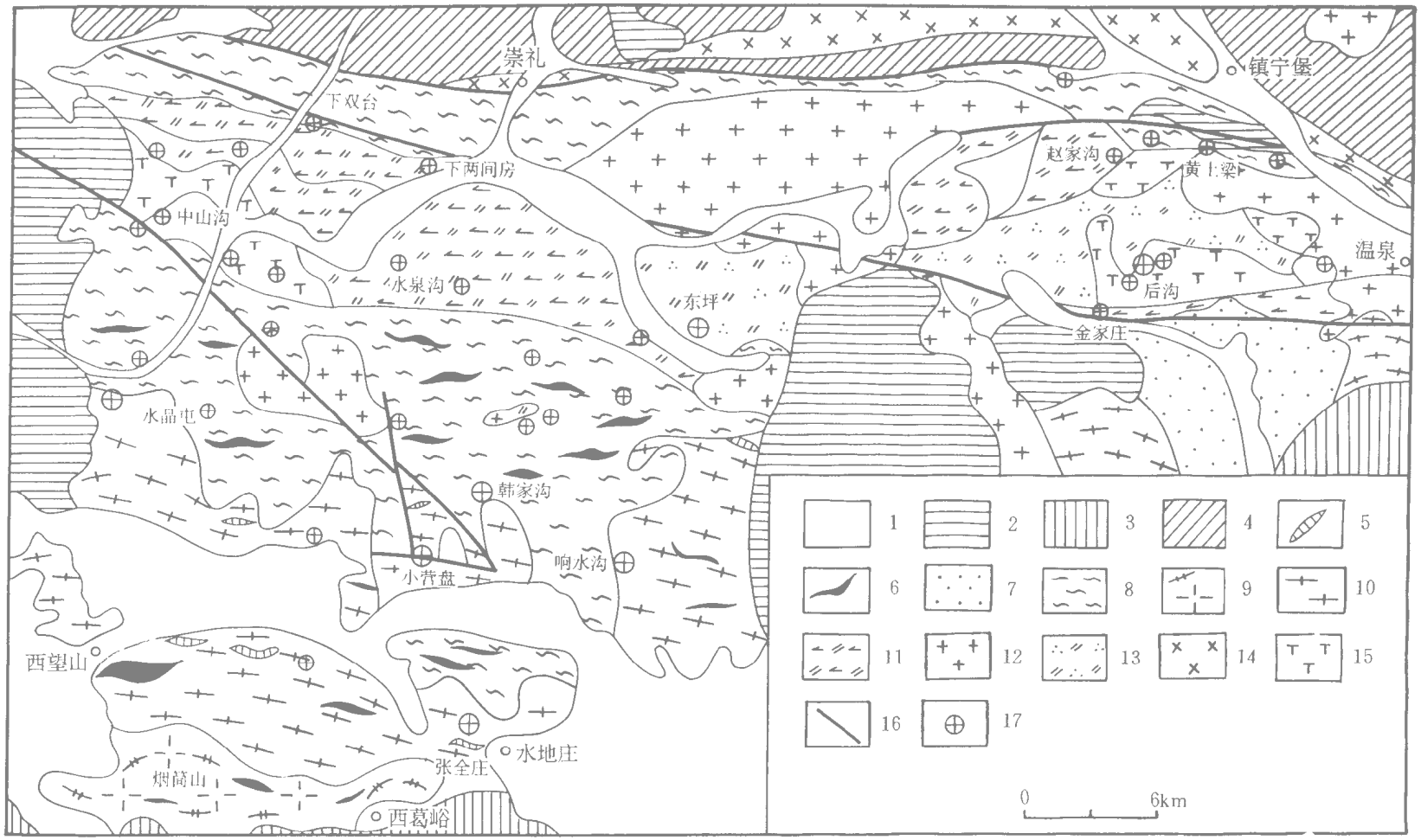


图 3—4　张宣地区金矿地质图

1—第四系；2—侏罗系；3—中上元古界；4—下元古界红旗营子群；5—磁铁石英岩（麻粒岩相变质）；6—超基性-基性岩包体；7—艾家沟岩组；8—桑干杂岩；9—西葛峪钾长花岗片麻岩；10—水地庄英云闪长质片麻岩；11—（辉石）角闪二长岩；12—燕山期花岗岩；13—石英二长岩；14—元古宙花岗片麻岩；15—正长岩；16—断层；17—金矿床（点）

定位的时间问题，但定位时间又直接影响到矿床定位的空间问题。

目前较多的文献中阐述了张宣地区金矿床与碱性岩的密切联系，其中以宋瑞先等(1993)为代表。他们认为不但分布于碱性岩内接触带的金矿床，如东坪、西坪、中山沟、后沟、西水沟、北沟、赵家沟、黄土梁等及岩体外接触带的金矿床如下双台等与碱性岩有关，而且在距碱性岩 5—10km 的桑干杂岩分布区内的金矿床，如小营盘、大营盘、韩家沟、水晶屯等一系列含金石英脉也与碱性岩有关，是碱性岩演化的产物。另一些研究者（胡小蝶等，1994，科研报告；王魁元等，1994，科研报告）则倾向于——小营盘等赋存于桑干杂岩中的金矿床是吕梁一中条运动过程中，高级变质基底在构造抬升过程中退变质作用的结果——的认识。其依据是在赋矿的韧性剪切带中叠加了韧-脆性剪切带，产生明显的退变质作用。而分布于碱性岩内接触带及外接触带附近的金矿床才与碱性岩有关。还有一些研究者提出与上述两种看法不同的见解，如卢德林认为碱性岩只是作为金矿的赋矿围岩，而与金矿的形成没有成因联系，与金矿作用有关的是印支—燕山期花岗岩（卢德林，1993）。银剑钊（1995）在强调本区金矿床为同一大地构造事件产物时，并不认为与碱性岩有密切联系，而提出了似卤水含金矿源层的概念，认为处于地壳内 5km 左右深度的似卤水含金矿源层可在热事件过程中向上运移成矿。

从区域成矿作用的角度来看，区内金矿床一是赋存于崇礼-赤城深断裂以南，常峪口-张全庄糜棱岩以北的崇礼深变质的桑干杂岩区；二是赋存在水泉沟-后沟碱性岩的内接触带。碱性岩对全区金矿床的形成和定位起了举足轻重的作用，但崇礼深变质的桑干杂岩区高含金量的基性麻粒岩和桑干杂岩演化过程中的金的富集也是不可忽视的因素。

一、下层变质基底结构中的北西向控矿带

张宣地区小营盘型金矿和部分张全庄型金矿主要受崇礼深变质杂岩区内的 NW 向构造带的控制。该构造带分布于张全庄一小营盘—水晶屯一带（见图 3—4），断续延长约 32km，这是一组有长期演变历史、具明显的多期构造形迹的断裂带。按其走向大致可分为 NW 和 NWW 向两组。一些重要的金矿床如小营盘、张全庄、韩家沟、大营盘、响水沟、水晶屯金矿都产生于这一构造带中。在这个带上的主要矿床大致呈等间距分布（4—6km）。

这一构造带早期表现为低角度逆冲推覆剪切带。根据剪切带牵引构造和 a 线理（175°∠13°）判断，剪切带由南向北逆冲。由于逆冲抬升，麻粒岩相岩石从下地壳抬升，形成明显的退变质带(图 3—5)。在小营盘金矿区这一低角度逆冲剪切带成为主要控矿构造（图 3—6），且麻粒岩相斜长透辉麻粒岩成为退变质产物斜长角闪岩中的残骸（高凡等，1990）。

张全庄一小营盘一水晶屯 NW 向构造带复杂的演化历史和对金矿空间定位的制约，不能不引起人们的注意。如果说这一构造带中的金矿最终定位和水泉沟-后沟碱性岩的发育有关，那么吕梁运动期间形成的逆冲推覆和退变质作用，至少造成金矿的预富集，为最终形成该带的大、中型金矿床创造了条件。

二、碱性岩是重要的赋矿地质体

区内发育有大量的显生宙侵入岩体（表 3—3），但以水泉沟-后沟碱性岩与金矿的空间关系最密切。碱性岩体是东坪式金矿的赋矿围岩。从现有资料分析，绝大多数金矿床产于杂岩体内接触带，且南接触带的矿床和已探明的金矿储量超过北接触带。根据碱性岩与金矿床密切的成因和时空关系分析，本区碱性岩可以说是重要的含金建造，但是在过去的文献中多将碱性岩作为贫金地质体，其与金矿的关系及成矿规律几乎无人提及。事实上碱性

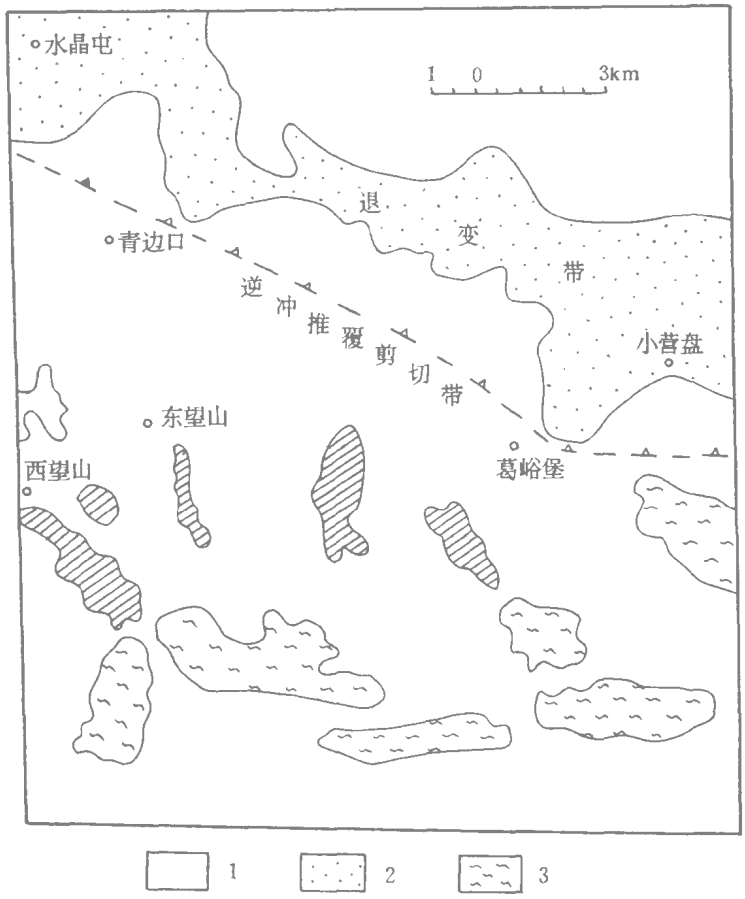


图 3—5　小营盘-水晶屯逆冲推覆剪切带及变质退化带简图

（据中国地质大学改编）

1—TTG 岩套；2—退变质带；3—深变质的表壳岩

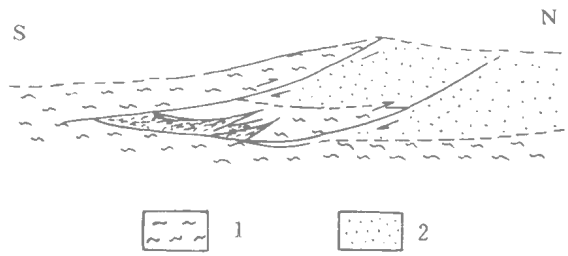


图 3—6　小营盘矿区逆冲推覆剪切带剖面示意图

据中国地质大学改编）

1—麻粒岩相岩石；2—退变角闪岩相岩石

岩与金矿的关系远比文献中已经所总结的要密切得多。在新生代碱性火山岩中已经发现超大型浅成热液金矿床，如新爱尔兰岛 Lihil 金矿储量达 500t，赋矿围岩为碱性火山角砾岩。

表 3—3　区内部分中生代花岗岩体概况

序号	地名	岩石名称	出露面积（km^2）	主要矿物名称及组构	年龄值（Ma）	产状	金矿化情况	备注
1	水泉沟-后沟	正长杂岩体	440	岩体五次侵入，为杂岩体，有辉石闪长岩、角闪正长岩、正长岩、碱性正长岩、石榴霓辉正长岩、石英正长岩。矿物成分：正长石、钠长石、石英，少量更长石、透辉石、霓辉石、钠闪石、角闪石，副矿物：榍石、锆石、磷灰石、石榴子石、磁铁矿，稀土矿物：独居石、氟碳矿、褐帘石	K-Ar 法：129.81—205.17	岩墙或岩带	岩体内有后沟金矿，岩体边缘有东坪金矿	与东西向断裂有关
2	谷咀子	巨斑状花岗岩	26	斑晶含量 50%，有条纹长石、石英、更长石。条纹长石占斑晶总量 60%，石英占 30%—40%。基质：更长石 30%—35%、条纹长石 30%—35%、石英 25%—30%、黑云母 1%。块状构造，似斑状结构。基质为花岗结构。副矿物：磷灰石、磁铁矿、锆石、萤石	K-Ar 法：187、188、156	弧形岩株	岩体内接触带和外接触带金矿体较多	与东西向断裂有关
3	响水沟	斑状花岗岩	1	钾长石 30%，中更长石 40%，石英 20%—25%，黑云母 5%—10%。副矿物：磷灰石、磁铁矿。斑晶主要为条纹长石、石英，少量中更长石，含量达 50%。巨斑结构，基质为等粒花岗结构	K-Ar 法：171、166	肾状岩株	岩体中矿化，有矿体产出	受南北向及北西向断裂控制
4	温泉	碱长花岗岩	60	钾长石 40%—50%，石英 25%—35%，斜长石 20%—35%，少量黑云母、绿泥石、角闪石，局部可达 10%—15%。副矿物：磁铁矿、钛铁矿、锆石、磷灰石、金红石、独居石、榍石、萤石、自然铅。块状构造，巨粒花岗结构，分中心相和边缘相	K-Ar 年龄偏大，岩体见侏罗纪地层捕虏体	岩株	杨家村见有金矿体	与东西向断裂有关
5	红花梁	黑云母花岗岩	100	中更长石 30%—35%，钾长石 35%—40%，石英 20%—30%，黑云母 5%。副矿物为磁铁矿、榍石、磷灰石、电气石、锆石、褐帘石。块状构造，斑状结构	K-Ar 法：133.52 115.8	蝌蚪状岩基	枯杨树断裂中见金矿化	与东西向断裂有关
6	长地庄	正长岩体	0.075	中心相为正长岩，边缘相为正长闪长岩。中心相：斜长石 50%—55%，正长石 30%—35%，少量黑云母、石英。二长结构、自形粒状结构。边缘相：半自形粒状结构、二长结构，由钠长石、正长石、透辉石、黑云母、磁铁矿、磷灰石组成	K-Ar 法：149	椭圆形岩株		受南北向断裂控制
7	北栅子	黑云母花岗岩	14	主要矿物为钾长石、斜长石、石英，次要矿物为黑云母、角闪石。具花岗结构，块状构造	K-Ar 法：106.7 184.8	小岩株		受北西向断裂控制

目前世界范围内与碱性岩有关的金矿床多为浅成火山热液金矿床，因为碱性岩多以浅成岩及喷出岩产出。张宣地区中深成碱性岩中产生如此多的金矿床在世界上是很独特的（蒋心明等，1992，科研报告）。目前，我们对碱性岩与金矿关系的研究还很不深入，但必须强调张宣碱性岩的含金潜力，特别是东坪金矿查明了越来越多的储量。有理由相信，碱性岩本身既是含金建造又是赋矿的重要空间。

为了探索该岩体的演化踪迹，我们分别在岩体西、中、东部的下双台、三道河和后沟采集了角闪正长岩、正长岩和碱长正长岩等3件样品，Sm-Nd测定的结果见表3—4。同位素参数显示该岩体受到不均一混染，表现为钕同位素初始比值I_{Nd}^{t}和钕模式年龄彼此差异较大。它们和下节将要介绍的胶北中生代花岗岩的钕同位素特征形成鲜明的对照。后者大范围内采集的样品，钕同位素高度均一，而本区在不足450km^{2}范围内采集的样品却有较大的离散。以410Ma作为碱性岩的侵位年龄来计算ε_{Nd}值，则ε_{Nd}^{t}变化于-3.3——-13.8之间，可判断它们系地壳深熔的产物。

表3—4　水泉沟-后沟碱性岩Sm-Nd分析结果

样品号	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd}^{0}	ε_{Nd}^{t}	T_{DM}(Ga)	T_{CHUR}(Ga)	I_{Nd}^{t}	$f_{Sm/Nd}$
94H54	0.114556	0.512250	−7.569	6.962	1.382	0.721	0.511210	−0.4176
94H55	0.162753	0.512275	−7.081	4.281	2.604	1.626	0.509480	−0.1726
94H70	0.110638	0.511703	−18.239	5.321	2.132	1.652	0.510150	−0.4375

三个样品的稀土元素特征也表现出极大的差异（表3—5，图3—7）。下双台角闪正长岩显示较明显的轻、重稀土分异；三道河正长岩稀土总量低，轻重稀土分异明显；而后沟碱性正长岩显示稀土元素的高度富集，较之世界碱性岩稀土平均总量405×10^{-6}和科拉半岛碱性岩1795×10^{-6}都高得多。前人在后沟采集的样品，稀土总量极低（13.3×10^{-6}—35.2×10^{-6}），未见94H70如此异常高值。该样品是属于特殊情况，还是反映后沟一带某一类碱性岩的超常富集稀土特征，有待进一步工作。

表3—5　水泉沟-后沟碱性岩稀土元素分析结果（w_B，10^{-6}）

样　号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
94H54	38.87	68.34	7.94	34.94	6.60	1.98	5.55	0.62	3.53	0.70	1.89
94H55	5.08	13.45	2.16	9.78	2.82	1.00	2.84	0.38	1.82	0.38	1.07
94H70	786.00	2412.00	292.00	883.00	152.00	77.00	140.00	260.00	112.00	24.00	61.00

样　号	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE/HREE	δEu	$(La/Yb)_N$
94H54	0.25	1.54	0.23	14.73	172.98	11.088	0.986	16.667
94H55	0.15	1.21	0.16	10.83	42.30	4.281	1.083	2.772
94H70	14.00	96.00	33.00	950.00	5108.00	9.095	1.606	1.203

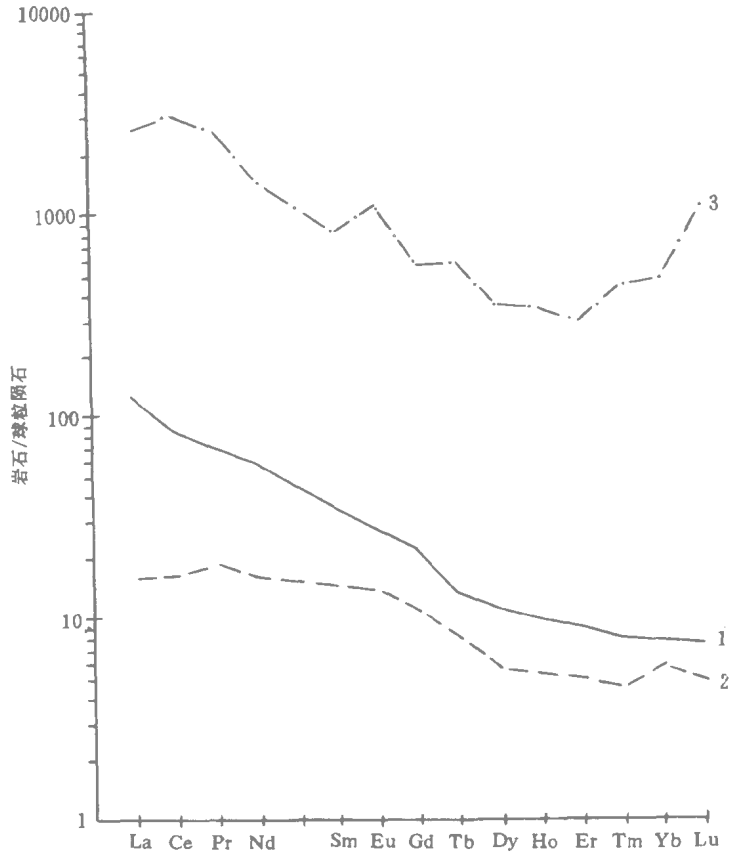


图 3—7　水泉沟-后沟碱性岩稀土元素配分模式图

1—94H70（后沟）；2—94H54（下双台）；3—94H55（三道河）

第三节　胶北金矿密集区

胶北金矿密集区可分为招-掖、牟-乳、蓬莱-栖霞和文登-荣城 4 个成矿带，其中以招-掖金矿带规模最大，牟-乳次之，其余两个带仅发现一些中小型金矿。从成因上划分，绝大多数属与花岗岩浆活动有关的热液矿床，只有栖霞马家窑等小型矿床属变质热液金矿床。

区内中型以上矿床均产在玲珑、郭家岭、昆嵛山等花岗岩体内部或接触带附近，离开了这类岩体矿化就不好（图 3—8）。

断裂带的控矿作用十分明显，它们控制了区内特大型蚀变破碎带型金矿床，包括新城、焦家、三山岛、大尹格庄、台上、东风、仓上等几个特大型金矿床和众多的中小型矿床。如三山岛断裂控制了三山岛和仓上金矿床；上庄-望儿山断裂控制了上庄、河东、河西、望儿山金矿床；招平断裂带上有台上、大尹格庄、东风特大型金矿床等。“围着异常转，跟着构

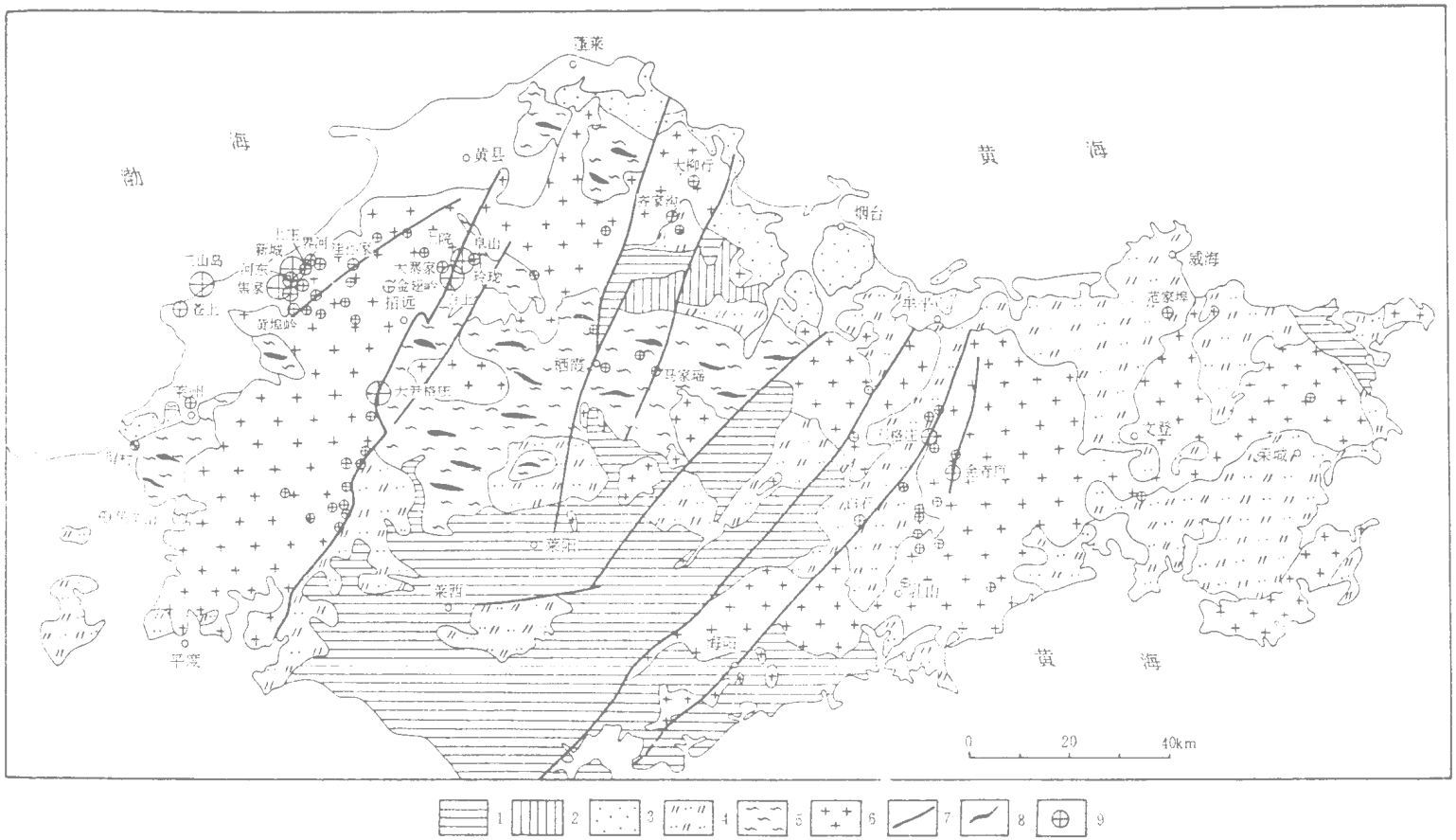


图 3—8　胶北地区金矿地质图

1—侏罗系；2—中上元古界；3—粉子山群；4—荆山群；5—胶东岩群；6—花岗岩；7—断层；8—变质超基性-基性岩包体；9—金矿床

造走”，地质工作者从实践中总结的找矿经验，突出地说明了构造控矿的重大意义。

对胶北金矿密集区空间定位的构造研究已经有许多重要的研究成果问世，并为广大地质工作者所接受，无需在此重复。一个深层次的问题是为什么胶北有规模如此之大的花岗岩体的发育？为什么有如此良好的构造空间？为什么有如此丰富的金矿矿源？华北陆块内还能发现第二个胶北金矿密集区吗？我们和许多其他研究者一样，对上述问题进行了探索。

一、鲁东块体不是异地块体

郯庐断裂带是华北陆块内部一条巨大的左旋走滑断裂，断裂带两侧的变质基底不能直接对比，特别是山东境内以泰山为主体的鲁西块体与断裂带以东的鲁东块体在变质基底的组成及重大热-构造事件对比上存在显著差异，因而对断裂带两侧块体的演化历史形成了诸多不同看法。贾东等（1990）较早提出，鲁东块体是中生代才拼贴到华北陆块而成为陆块的组成部分的，其拼贴带即为郯庐断裂；暗示鲁东块体相对于华北陆块来说为异地块体。

本文作者在阐述华北大陆地壳形成和演化时，阐述了如下观点（陆松年等，1995、1996）：

（1）前寒武纪由于缺少公认的蛇绿岩、蓝片岩等区分地质体边界的客观标志，因而在对地质体的划分及边界的界定上存在分歧是必然的结果。当前地学界应寻求划分前寒武纪不同地质单元的准则。

（2）作者依据年代学和同位素示踪资料，初步阐述了华北陆块早前寒武纪演化的阶段性特征。华北最初存在几个独立的微陆核（Micronuclear），U-Pb 或 Sm-Nd 年龄资料揭示在冀东曹庄、辽宁鞍山白家坟子、山西吕梁、河南登封、胶南莒南及甘肃敦煌杂岩分布区有＞3.6Ga 的古老地壳残留存在，这是迄今为止华北陆块最老的地壳信息。3.6Ga 以后至太古宙末是围绕微陆核发育的多个块体（Massif）的发育阶段，其中侧向增生和垂向增生对块体生长具有同等重要意义。第三阶段则是发生在太古宙末至元古宙初期的块体汇聚阶段，大面积发育的 TTG 质花岗岩对块体汇聚起了焊接作用，其结果是形成太古宙华北克拉通（Craton）。早元古代的裂解，在华北克拉通之上形成新的克拉通内或边缘裂谷盆地，地幔虽有添加，但其数量及规模远不及太古宙的地壳生长。至早元古代末吕梁—中条运动期间,再次发生汇聚作用，完成华北陆块（Block）的生长过程，陆块基本成形。其后的大陆生长只发生在少数活动带中。

（3）从上述华北陆块的生长过程可见，它从来就不是“铁板一块”，而是从微陆核开始不断生长和汇聚的结果。但是组成华北陆块的诸多块体一个基本的特征是太古宙为主要造壳期。这与秦岭、扬子、华南（即华夏）及兴安地区存在本质的差别。鲁东块体的 Nd 同位素示踪资料及重要热-构造事件的年龄谱系和特征具有与华北陆块其它块体相近的特征。依据目前的资料，不能将鲁东视为中生代拼贴到华北陆块的异地地质体。因此发现第二个胶北金矿密集区不是没有可能的。

二、胶北与胶南大地构造关系的讨论

为了探索胶北金矿密集区的成因，一批研究者从更广阔的区域角度进行了认真的探索。胡受奚等（1993）提出胶北地块周边地体（胶东南-苏东北-黄海地体和胶南地体）向胶北的俯冲，不仅为胶北块体内部形成大规模花岗岩提供了物质基础（K_2O、Na_2O、SiO_2 等），而且为特大型金矿床和大中型金矿床提供了充足的成矿物质来源。这种探索已经较之早期的“矿源层-断裂带-深熔花岗岩”三位一体的认识又深化了一层。但随之而来的新问题是，胶

南向胶北是中生代时俯冲的吗？胶南俯冲岩块提供物源和矿源能够提出令人信服的证据吗？

秦岭-大别-苏北-胶南是一条巨型陆-陆碰撞带，这已成为目前的共识。越来越多的学者认识到，该造山带并不是一个统一的地质单元，它既席卷了扬子陆块的北缘，也包含有华北陆块南缘成分，并且其中可能有“中间地块”的地质体，经历过自元古宙至中生代的长期演化。

胶南的前寒武纪变质基底具有华北陆块基底的 Nd 同位素特征——从太古宙大山沟岩组和元古宙胶南岩群的 6 件斜长角闪岩样品计算的 T_{DM}值＞2.5Ga，其中大山沟岩组的 5 件样品 T_{DM}全部＞3.0Ga（表 3—6），这是华南地区所不具备的 Nd 同位素参数特征。根据胶南地区出露的前寒武纪变质基底特征及 Nd 同位素示踪资料，胶南前寒武纪变质基底应属于华北陆块的组成部分。但在早元古代，胶南受到晋宁运动的强烈影响，晋宁期花岗岩广泛发育，锆石同位素年龄集中在 731—897Ma 区间（表 3—7）。

表 3—6　山东胶南莒南县大山沟岩组斜长角闪岩 Sm-Nd 分析结果

层　位	样　号	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	T_{DM}（Ga）	ε_{Nd}^{t}	ε_{Nd}^{0}	$f_{Sm/Nd}$
大山沟岩组	PI-TW1	0.1220	0.511141	3.311	2.706	−29.202	−0.3798
大山沟岩组	PI-TW2	0.1184	0.511100	3.254	2.839	−30.002	−0.3981
大山沟岩组	PI-TW3	0.1583	0.500600	4.219	0.678	−20.248	−0.1958
大山沟岩组	PI-TW4	0.1593	0.511854	3.633	1.993	−15.293	−0.1876
大山沟岩组	PI-TW5	0.1320	0.511338	3.617	2.029	−25.359	−0.2984
胶南岩群	Pt-1	0.1220	0.511640	2.497	4.516	−19.468	−0.3798

表 3—7　胶东—胶南地区晋宁期花岗岩及有关岩石的同位素年龄

序号	岩　性	采样地	测定方法	年龄值（Ma）	测定日期	备　注
1	黑云斜长片麻岩	莒南	锆石 U-Pb 法	897±43	1988	山东区调队①
2	白云斜长片麻岩	莒南	单颗粒锆石法	888	1988	山东区调队①
3	片麻岩（花岗岩）	诸城	锆石 U-Pb 法	818±52	1991	中国地大②
4	片麻岩（花岗岩）	诸城	锆石 U-Pb 法	783±18	1991	中国地大②
5	二云二长片麻岩	五莲	锆石 U-Pb 法	731±68	1993	胡克等
6	榴辉岩	诸城	锆石 U-Pb 法	788±10	1993	王来明等
7	榴辉岩	荣成	锆石 U-Pb 法	730±12	1994	胡克等
8	片麻状二长花岗岩	威海	锆石 U-Pb 法	752.6	1994	胡克等
9	片麻状花岗闪长岩	荣成	锆石 U-Pb 法	896±16	1994	胡克等

①莒南、三界首幅 1∶5 万区调报告，1988；②石门、理务关幅 1∶5 万区调报告（验收稿），1991

晋宁期花岗岩的主要岩性为片麻状黑云二长花岗岩，其次为含榴二长花岗岩、角闪二长花岗岩、花岗闪长岩等。它们普遍遭受了角闪岩相变质作用和强烈的韧性变形作用。

区域上，晋宁期花岗岩构成了面积巨大的构造-岩浆岩带，出露面积超过 500km²（胡克

等，1996），是胶南晋宁运动最主要、最明显的标志。

沿胶南与胶北地质体分界的五莲-荣城断裂及胶南内部，存在成群、成带断续出露的榴辉岩带（曹国权等，1990；韩宗珠等，1993）。榴辉岩带的出现被视为俯冲边界的标志。目前有关榴辉岩的形成时代争议较大。因为用不同方法所测得的同位素年龄差异太大，给地质解释带来很大困难。如曹国权（1990）曾汇总过该区榴辉岩的年龄资料，K-Ar 年龄有 1559±33Ma（洙边环河崖），828±12Ma（梭罗树 8 号岩体），而多硅白云母的 ^{40}Ar-^{39}Ar 法平均年龄为 721.5±13.7Ma。新近测得的锆石 U-Pb 年龄则落在晋宁期范围。王来明等（1994）报道的诸城榴辉岩为 788±10Ma，胡克等（1996）报道了荣城 730±12Ma 的榴辉岩 U-Pb 年龄。

我们用单颗粒锆石 U-Pb 化学稀释法测定了著名的青岛仰口榴辉岩的年龄。共测定了 6 粒锆石，由其中 5 粒锆石给出的谐和年龄为 707±16Ma，另一粒 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 1036±42Ma（图 3—9，表 3—8）。从测定结果分析，707±16Ma 可能代表榴辉岩形成过程中重要地质事件的年龄。而 1036±42 属于捕获晶，亦或榴辉岩原岩的年龄信息尚难判断。利用扫描电镜进行锆石颗粒形态分析发现，榴辉岩中锆石形态复杂，呈柱状或卵圆状、晶体棱角不清（图版Ⅲ—6，7），且有至少两期的生长历史。砂薄片观察见有具有浑圆状内核的锆石，上述 1036±42Ma 的年龄信息可能即是这些内核的反映。

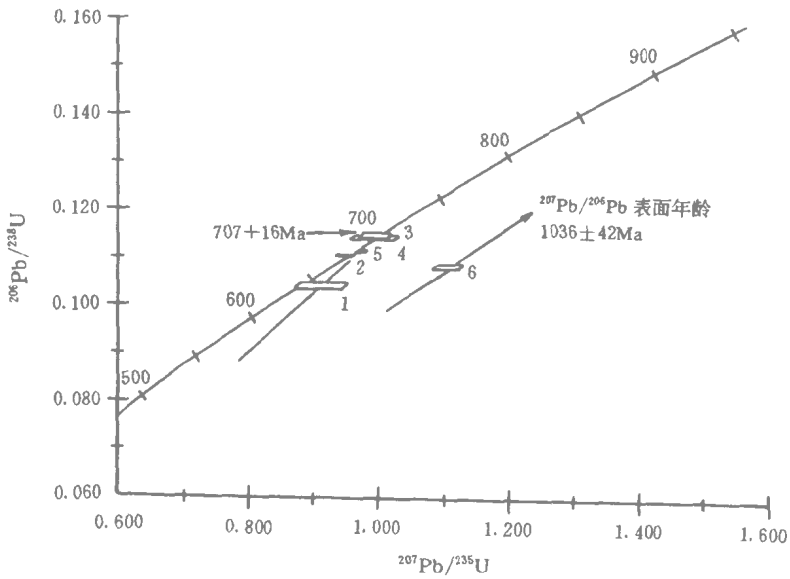


图 3—9　青岛仰口榴辉岩（S94-59）锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

除去上述颗粒锆石 U-Pb 年龄外，我们还测得同一样品中的颗粒金红石 U-Pb 年龄，它介于 180—200Ma 之间。这一新的年龄资料信息使得颗粒锆石 U-Pb 年龄有两种可能的解释：第一，具有 1036±42Ma 年龄值的锆石为榴辉岩原岩中的捕获晶，具 707±16Ma 年龄值的锆石代表榴辉岩原岩中的结晶锆石，而封闭温度约为 400℃ 的金红石的 U-Pb 年龄代表榴辉岩抬升的年龄；第二，707±16Ma 的锆石代表榴辉岩的变质年龄，180—200Ma 的金红

石代表榴辉岩折返至地壳浅层次、地温降至 400℃ 左右的时代。由于榴辉岩要保持它内部独特的矿物平衡，不可能在岩石圈深部滞留很长时间，因此在榴辉岩俯冲至深部后必须迅速折返至地壳的浅层次。根据金红石 U-Pb 测年的初步结果，青岛仰口榴辉岩的形成与折返的起始时间必然大于 180—200Ma。但我们目前缺少对 707±16Ma 锆石类成因矿物学的证据。在进一步研究工作以后将可能对上述年龄值作出科学的解释。

从已经获得的年龄值判断，胶南向胶北的俯冲至少发生在印支晚期，它与胶北燕山期花岗岩的形成时差超过 50Ma，它们是两期热-构造事件的产物。现有的年代学资料不支持胶北花岗岩与金矿的形成同胶南向胶北俯冲有成因联系的推断。

表 3—8　青岛仰口榴辉石（S9459）锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果

样品情况			质量分数		样品中普通铅含量 (ng)	同位素原子比率					表面年龄值（Ma）		
点号	锆石特征	质量 (μg)	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})		$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	无色透明长柱状晶体	15	290	36	0.019	804	0.2458	0.1042 (0.0006)	0.912 (0.038)	0.0635 (0.0025)	639	658	724
2	浅紫红色透明不规则状	10	2489	285	0.021	3517	0.1214	0.1107 (0.0004)	0.948 (0.017)	0.0621 (0.0010)	67.7	677	678
3	无色透明短柱状晶体	30	227	35	0.068	432	0.3198	0.1147 (0.0005)	0.993 (0.037)	0.0628 (0.0022)	700	700	700
4	无色透明浑圆状	20	226	31	0.024	739	0.2126	0.1149 (0.0004)	0.995 (0.024)	0.0628 (0.0014)	701	701	701
5	浅紫红色透明不规则状	30	594	76	0.068	924	0.1976	0.1116 (0.0004)	0.974 (0.010)	0.0633 (0.0006)	682	691	718
6	浅紫红色透明短柱状晶体，表面略熔蚀	10	604	74	0.010	1432	0.1814	0.1088 (0.0005)	1.107 (0.024)	0.0738 (0.0015)	666	757	1036

注：6 号数据点 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄值为 1036±42Ma；1—5 号数据点上交点年龄值为 707±16Ma。

三、燕山期深熔型花岗岩的内外接触带是最重要的控矿部位

在前人十分强调断裂控矿的基础上，我们注意到胶北金矿密集区内燕山期深熔型花岗岩的内、外接触带是金矿床赋存的重要空间。这一点与小秦岭地区存在着显著的差异。对于胶北的花岗岩已有十分深厚的研究基础，表 3—9 列出了几个主要岩体的地质、地球化学特征（李兆龙等，1993）。

众所周知，胶北的金矿床多数赋存于壳源深熔花岗岩内。金矿床与花岗岩的密切成生联系促使地质学家对该区花岗岩进行了多学科的综合性研究，并取得大量的成果。但 90 年代以前，人们多认为金矿化与某一具体花岗岩体相关联，即认为金矿化由某一岩体直接衍生而成，或认为金矿化与郭家岭花岗岩联系最密切（戚长谋等，1991），或认为金矿化是栾家河岩体衍生而成（姚凤良，1991；刘连登，1991）。但事实上，区内的壳源深熔花岗岩几

乎都产出有金矿床。因此，金矿化的形成不能单从某一岩体来考虑，而应从整个区域的地壳演化角度加以研究。在这方面杨敏之等（1994，科研报告）近年来的研究取得了较好的成果。

表 3—9　壳源深熔花岗岩系列花岗岩的地质、地球化学标志表

主要特征 \ 岩体		玲珑岩体	郭家岭岩体	滦家河岩体	昆嵛山岩体	三佛山岩体
岩石名称		片麻状黑云母花岗岩	斑状花岗闪长岩	二云母正长花岗岩	二长黑云花岗岩	黑云正长花岗岩
地质产状		沿东西—北东(40°)向分布	沿 40°—50° 方向分布	沿 45° 方向分布	沿 45°方向分布	沿 30° 方向分布
矿物含量	石英(%)	26.39	22.00	30.54	30.50	32.5
	钾长石(%)	34.09	21.97	30.50	35.45	38.20
	钠更长石(%)	35.53	46.06	35.61	30.03	24.50
	黑云母(%)	3.46	角闪石 6.15	2.53	3.37	3.80
	白云母(%)	0.53	0.82	3.82	0.65	1.00
	薄片数(片)	23	13	13	25	12
副矿物		锆石、磷灰石、金红石、绿帘石	榍石、金红石褐帘石	磷灰石、萤石磁铁矿	锆石、磷灰石榍石	磁铁矿、褐帘石
岩石化学指数	δ①	2.29	2.29	2.18	2.53	2.72
	DI②	86.43	77.68	87.48	88.28	88.11
	ρ③	2.57	2.60	2.62	2.81	2.73
	$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$	0.55	0.57	0.51	0.81	0.88
	K_2O/Na_2O	0.89	0.89	1.03	0.92	1.19
	$100\times K_2O/(K_2O+Na_2O)$	47.12	47.13	50.80	47.95	56.67
	K_2O+Na_2O	8.15	7.81	8.11	8.55	8.55
	$100\times Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$	24	29.08	22.20	20.7	72.6
	$ANKC$	1.03	0.94	1.07	1.01	0.93
	样品数(个)	74	43	25	22	12
痕量元素	Rb/Sr	0.41	0.14	0.71	0.204	0.480
	Sr/Ba	0.10	0.17	0.096	0.15	0.36
	K/Rb	345.27	375.33	303.87	754.5	151.36
稀土元素	LREE	123.92	123.07	51.60	49.00	134.48
	HREE	3.63	3.89	5.82	5.034	20.79
	δEu	0.98	1.05	0.90	1.239	0.779
$^{87}Sr/^{86}Sr$		0.7102	0.7120	—	0.714	0.7035
K-Ar 或 Rb-Sr 等时线年龄(Ma)		156±5.1	135±1.0	126.2±0.8	134.4±3.81	98.69±2.43

①$\delta=\dfrac{(K_2O+Na_2O)^2}{SiO_2-43}$；②$DI$—分异指数；　　（据李兆龙等，1993）

③$\rho=\dfrac{100\ [1-CaO/\ (CaO+K_2O)]}{(SiO_2-40)}$。

胶北的花岗岩大致可分为两类，即壳源深熔型和同熔型。同熔型花岗岩主要沿胶北与胶南的边界分布，包括海阳、三佛山、院格庄、石岛和崂山花岗岩等，它们与金矿床的关系不密切。壳源深熔型花岗岩则分布在胶东岩群组成的前寒武纪下层基底结构的东西两侧，西侧有玲珑、郭家岭和磁山等复式岩体，东侧有昆嵛山和鹊山两个复式岩体。这类岩体与金矿化的成生联系密切，许多大型、超大型金矿床的围岩均为这类花岗岩。

杨敏之等（1994，科研报告）最近总结的有关壳源花岗岩时代和成因的认识，代表了在该区工作过的许多研究者的倾向性看法，现概述如下。

第一，该区壳源深熔花岗岩经历了长期的地质演化，是多期多阶段侵入的复式花岗岩体。其形成顺序从早期到晚：在招-掖地区为双顶岩体→云山岩体→崔台岩体→罗山岩体→郭家店岩体、滦家河岩体、毕郭岩体→欧家夼岩体（以上为玲珑复式花岗岩的组成部分）→郭家玲复式花岗岩体。同位素年龄为 2122Ma→1816.8Ma→498.9Ma→297.36Ma→217.35Ma→109.53Ma。在牟-乳地区为红石头岩体→鹊山岩体→垛崮顶岩体→敦北山岩体→晒字岩体→将军石岩体。同位素年龄为 1518.56Ma→740.57Ma→702.63Ma→661.69Ma→521.1Ma→112.86Ma。

第二，花岗岩位于前寒武纪变质基底边缘的强烈活化改造带，其源岩为胶东岩群和荆山群。区内玲珑、昆嵛山等复式花岗岩体等边部片麻状、似片麻状构造发育，有大量的胶东岩群和荆山群岩石的残留体。残留体与花岗岩在岩性及组构上呈渐变过渡关系，地层层理与岩体似片麻理的产状一致。

第三，尽管对玲珑、郭家岭、昆嵛山复式花岗岩体划出时代不同的多个小岩体，但整体的成岩方式是一致的，都属于壳源深熔型花岗岩类型。招-掖、牟-乳两区花岗岩在岩石组成、地球化学特征上的差异性，是物源区差异的结果。招-掖地区源岩以胶东岩群为主，牟-乳地区以荆山群为主。

第四，岩浆演化晚期有大量脉岩群的发育，它们与金矿定位时间接近，空间上密切共生，是找金的重要标志（详见第五章）。从变质基底的形成到金矿床的定位，其演化模式如图 3—10 所示。

对于胶北金矿密集区，前人已建立了完整的研究体系，积累了丰富的研究资料，我们仅对壳源深熔花岗岩中的几个岩体做了同位素地质年代和地球化学的补充性研究工作，取得了一些新的认识。

（一）Sm-Nd 分析结果及其地质解释

胶北显生宙花岗岩已有 20 件样品的 Sm-Nd 分析资料（表 3—10），这些资料显示胶北花岗岩的 T_{DM} 值有明显集中现象，主要集中在 1.8—2.1Ga 区间。造成这一现象可能有两种原因，一是花岗岩属于壳-幔混合的产物，即在侏罗纪末的造壳活动中受到先存的古老地壳的混染，使 T_{DM} 值比岩浆侵入年龄高得多；二是这些花岗岩属于地壳活化再造的产物，它们的 T_{DM} 值继承源岩的特征。按前人倾向性意见，认为胶北花岗岩是胶东岩群或荆山群的深熔产物，花岗岩地球化学特征显示壳熔特点，若推断正确，则花岗岩应继承胶东岩群的钕同位素特征，T_{DM} 值应比～2.0Ga 大得多。若推断属于壳-幔混熔，与花岗岩的其它地球化学特征又不吻合，且混熔很难造成大面积钕同位素的均一化。因此，笔者比较倾向于第二种解释，即胶北花岗岩属于壳熔产物，但其源岩未必是胶东岩群或荆山群，而可能是一个～2.0Ga 的初始地壳。在侏罗纪末，它的深熔形成了玲珑花岗岩复式岩基和牟-乳花岗岩带。因

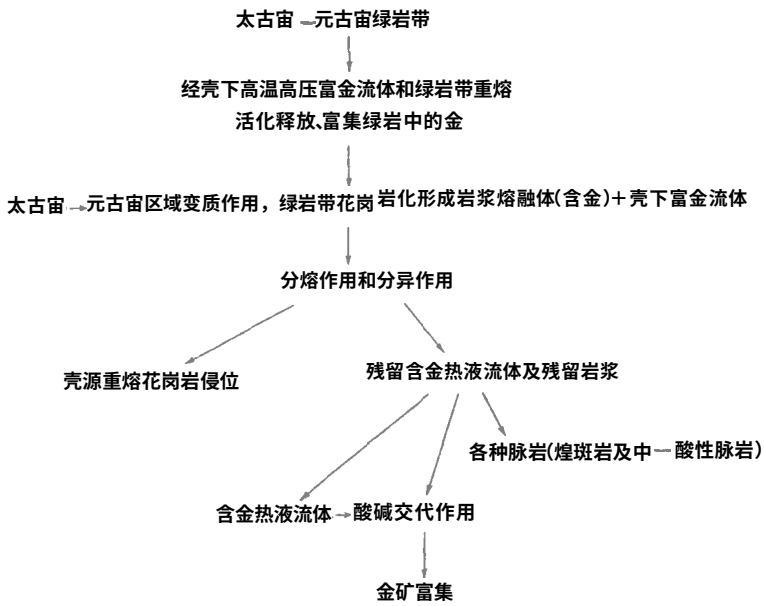


图 3—10　胶北金矿床形成与演化模式图

（据杨敏之等，1994，科研报告）

此胶北花岗岩才具有 ～2.0Ga 的钕模式年龄，它反映的是深熔前源岩的壳-幔分离时间。这套源岩可能为 ～2.0Ga 形成的基性岩浆板垫。按照研究者的推断，胶北地壳深部存在较大的基性岩浆板垫（Undercrusting 和 Overcrusting），中生代的地壳活化再造，造成它的部分熔融，形成了大面积分布的花岗岩。

（二）同位素测年结果的地质意义

我们对玲珑花岗岩中具有片麻状构造的双顶岩体和郭家岭花岗岩进行了单颗粒锆石 U-Pb 测年研究，获得的 U-Pb 同位素年龄为 145.9±0.5Ma 和 144.1±0.8Ma ，同时在双顶岩体中还测得太古宙捕获晶的年龄信息，具体测定结果见第二章。

对郭家岭花岗岩的测年结果与前人资料比较吻合，能够为地质界同行所接受，而玲珑花岗岩中双顶岩体的单颗粒锆石年龄与部分研究成果大相径庭，估计会产生较大争议，因此有必要对双顶岩体的年龄作出判断。

双顶岩体形成于早元古代的认识主要来源于 Sm-Nd（徐金方等，1989）和 Rb-Sr（王鹤年等，1991）等时线年龄资料。我们相信分析的结果和计算的准确，问题是对于这些等时线年龄的地质意义如何进行解释。

从前述表 3—10 中可以看出，双顶岩体的测试样品的等时线年龄和 T_{DM}是很接近的。如果将该测定结果解释为岩体的形成年龄，那么 ～2.0Ga 即为该岩体壳-幔分离的时间，照此推断，岩体属于幔源花岗岩而不是壳源深熔花岗岩，同时会获得相近的 U-Pb 测年数据。江博明等（1988）在研究泰山地区前寒武纪花岗岩时，将 Sm-Nd、Rb-Sr 等时线年龄 T_{DM}和 U-Pb 年龄值相近的花岗闪长岩解释为富集地幔部分熔融的直接产物，而不是壳源花岗岩。笔者曾深入讨论过壳-幔分离的初始地壳和壳源深熔花岗岩多元同位素地质年龄之间的关

表 3—10　胶东地区花岗岩 Sm-Nd 同位素资料

地　点	样　号	Sm (10^{-6})	Nd (10^{-6})	Sm/Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε_{Nd}^{0}	ε_{Nd}^{t}	T_{DM} (Ga)	T_{CHUR} (Ga)	I_{Nd}^{t}	$f_{Sm/Nd}$
双 顶	J8752	2.8550	21.3530	0.1337	0.080879	0.511426	−23.612	5.672	1.972	1.592	0.510376	−0.5888
双 顶	J87538	2.9010	21.5330	0.1347	0.081476	0.511427	−23.623	5.656	1.980	1.590	0.510365	−0.5858
双 顶	J87540	3.4840	24.9190	0.1398	0.084552	0.511461	−22.960	5.640	1.987	1.596	0.510355	−0.5701
双 顶	J87543	3.6340	23.6640	0.1536	0.092882	0.511471	−22.765	5.369	2.110	1.709	0.510180	−0.5278
双 顶	J87533	2.4870	18.7010	0.1330	0.080443	0.511285	−26.393	5.336	2.125	1.769	0.510159	−0.5910
双 顶	87535	0.7340	16.2190	0.0453	0.027352	0.511285	−26.393	6.655	1.523	1.217	0.511011	−0.8609
双 顶	8613mt	0.4860	3.1140	0.1424	0.086089	0.511465	−22.882	5.598	2.006	1.613	0.510328	−0.5623
双 顶	J87518	2.6780	20.0750	0.1334	0.080694	0.511443	−23.311	5.721	1.950	1.567	0.510407	−0.5898
双 顶	8613Bi	1.9670	10.4430	0.1884	0.113900	0.511455	−23.077	4.345	2.575	2.169	0.509521	−0.4209
晒 字	J86973	0.9570	10.6770	0.0896	0.054208	0.511500	−22.199	6.544	1.574	1.216	0.510939	−0.7244
晒 字	J86974	2.7660	17.8330	0.1551	0.093798	0.511595	−20.346	5.676	1.970	1.542	0.510379	−0.5431
晒 字	J86965	1.7130	11.5350	0.1485	0.089799	0.511512	−21.965	5.593	2.008	1.602	0.510325	−0.5435
晒 字	J86975	3.0200	20.9440	0.1442	0.087214	0.511474	−22.706	5.583	2.013	1.617	0.510318	−0.5566
玲 珑	S9305	3.0220	24.0370	0.1257	0.0760	0.511488	−22.531	5.962	1.840	1.456	0.510563	−0.6136
蓬 莱	S9308	11.4070	78.0010	0.1462	0.0884	0.511701	−18.278	6.141	1.758	1.317	0.510679	−0.5506
东蒿阳	S9445	0.3505	1.8243	0.1921	0.116153	0.511806	−16.230	5.408	2.092	1.571	0.510206	−0.4095
院各庄	S9449	4.7839	27.5818	0.1734	0.104857	0.511652	−19.234	5.413	2.090	1.633	0.510209	−0.4669
王家口	S9454	1.2515	7.2948	0.1716	0.103718	0.511734	−17.634	5.707	1.956	1.479	0.510399	−0.4727
晒 字	S9455	1.4621	9.0011	0.1624	0.098202	0.511618	−19.897	5.578	2.015	1.575	0.510315	−0.5008
上口村	S9456	3.8622	22.64	0.1706	0.103133	0.511828	−15.801	6.011	1.817	1.318	0.510595	−0.4757

注：前 13 个数据据徐金方等（1989），余为本次研究资料。

系(陆松年等,1995)。其中最好的鉴别标志就是等时线年龄、T_{DM}与 U-Pb 年龄三者的关系。虽然前人未曾对双顶岩体做过精确的 U-Pb 年龄测定,但双顶岩体的 T_{DM}和 t_{Sm-Nd}(等时线年龄)相近,将 t_{Sm-Nd}解释为岩体的形成时代,等于是将双顶岩体已视为幔源花岗岩。倘若 U-Pb 测年结果与上述测定值相近,不但证实 ~2.0Ga 年龄值确为岩体形成时间,而且会修正其它地球化学方法所判定的"壳源深熔花岗岩"的标志。然而, U-Pb 测年结果并不能否定双顶花岗岩属"壳源深熔型",而且进一步肯定了这一结论。现在获得的多元同位素体系年代学关系是 $T_{DM} \approx t_{Sm-Nd} \approx t_{Rb-Sr} > t_{U-Pb}$。这种年龄值的关系,对于未受过麻粒岩相变质的花岗岩来说,最好的解释是,将与 T_{DM}等相近的数值视为花岗岩物源的平均地壳滞留年龄,而 U-Pb 年龄则为花岗岩的结晶年龄,严格地说是其中锆石的计时年龄。

测定的双顶岩体 U-Pb 测年样品采集于玲珑金矿附近,是在本区有多年工作经验的山东省冶金地勘局杨士望高级工程师亲赴野外指导下采集的特别新鲜、具有片麻状构造的样品,排除了非双顶岩体的可能性。测年工作由我所李惠民副研究员完成,保证了测年数据的精度和可靠,结果是可信的。

第四章　初始地壳金丰度与金矿密集区的关系

趋群性和不均一性是金矿床空间分布的重要特点。胶北等金矿密集区蕴藏如此丰富的金矿储量，而另一些地区，包括像鲁西泰山等发育太古宙花岗岩-绿岩带的地区却很少发现成群的大、中型规模的金矿床。这一现象促使地球科学家从各个方面进行了研究，并提出许多假设。假设之一，是地史过程中地幔含金量在空间上存在不均一性。金矿密集区受控于含金量高的地幔区，而金矿非密集区对应于含金量正常或亏损的地幔区。但前人并没有为这一假设提供有说服力的依据。我们在研究工作中，从地壳演化的角度，对金矿密集区内初始地壳的金丰度进行了初步探索，获得了有益的启示。

第一节　地壳类型和成矿物质来源分类

在研究前寒武纪大陆地壳的形成和演化过程中，研究者（陆松年等，1995，1996）将地壳曾分为四个端元类型（图 4—1），即初始地壳、活化再造地壳、沉积再造地壳和沉积自生地壳等。随后，又在此基础上对成矿物质来源作了相应的划分。

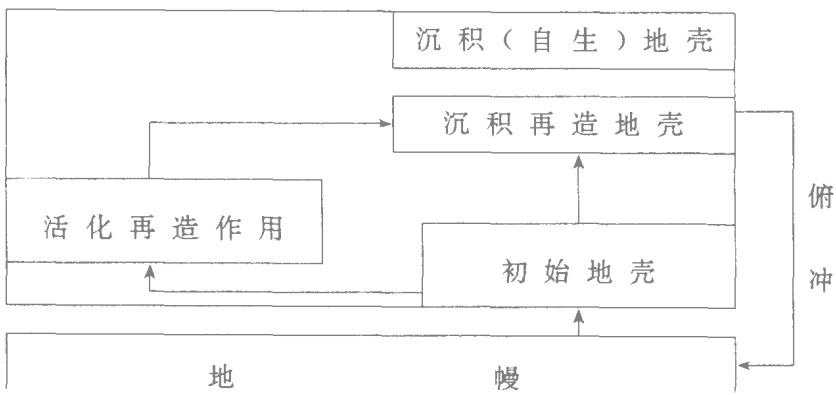


图 4—1　大陆地壳的四种类型及其相互关系

一、地壳类型

1. 初始地壳

它是地幔部分熔融的产物。由于地幔的添加物往往是铁镁-超铁镁质岩石，所以这类岩石组成初始地壳的主体。但在富集型地幔中，它的部分熔融有时也能直接形成中酸性的初始地壳（江博明等，1988）。

在整个地球历史演化过程中，都有壳-幔分离作用的产生，都能形成初始地壳。但前寒

武纪时期是初始地壳形成的最主要时期，现代地壳物质 90% 以上是在前寒武纪时期由地幔供给的。显生宙只是在洋中脊和岛弧带等少数线状活动带有地幔添加，地壳演化的主要形式是先存地壳的各种再造作用。

除了应用岩性大致判别地壳类型外，同位素年代学和地球化学资料是判别初始地壳的有效手段。通常，初始地壳的 U-Pb 年龄和 Sm-Nd 等时线年龄及亏损地幔模式年龄的峰值一致或接近，稀土元素图谱呈现平直或缓倾斜、无铕异常或正铕异常的特点。

2. 活化再造地壳

先存地壳在地壳中、深层次发生部分熔融而形成的新地壳称为活化再造地壳。活化再造地壳是地幔演化的第二序次的产物，故多以酸性花岗质岩石为主，但有少量的铁镁质岩石。铁镁质岩石可能是深层次超铁镁质岩浆板垫部分熔融的产物。

前寒武纪时期的初始地壳经历过长期而复杂的演变。当这些初始地壳处在中、下地壳层次时，最易作为活化再造地壳的物源。我国大量钕同位素示踪资料和年代学资料证实，不但许多太古宙 TTG 质花岗岩源于早期初始地壳，而且中生代花岗岩也多由前寒武纪初始地壳的部分熔融而形成。

活化再造地壳的特点是地壳滞留年龄明显大于它们的侵位年龄，即 $T_{DM} > t_{U\text{-}Pb}$，或 $T_{DM} \gg t_{U\text{-}Pb}$。

3. 沉积再造地壳

先存地壳在构造剥离过程中，抬升至地表，受到剥蚀、搬运和沉积，形成新的地壳。这类地壳在形成过程中，水圈、气圈和生物圈起了很重要的作用，与前两类结晶地壳所受的地质营力完全不同。

沉积再造地壳的物源来自受剥蚀的先存地壳，它的组成以细-粗碎屑岩为主，地球化学特征反映蚀源区的特征。

4. 沉积自生地壳

与沉积再造地壳的区别是它的物质来源不是先存地壳的供给，而是由生物作用或者生物化学作用形成的地壳，如微生物碳酸盐岩、放射虫硅质岩和蒸发岩等。这类地壳的地球化学特征往往保留地史中水圈、气圈和生物圈的重要信息。通过对该类地壳的研究，已积累了丰富的 Sr 的年代效应以及 C、O 稳定同位素特征的资料。

在上述四种地壳端元类型中，在目前没有更好的对象能够了解前寒武纪时期的地幔的情况下，早前寒武纪初始地壳是我们研究的主要对象。这是因为初始地壳是壳-幔分离的直接产物，它的特征和金丰度最逼近当时的地幔。同时，前寒武纪是最重要的造壳时期，尽管现在的地壳的绝大部分为活化再造地壳等非初始地壳，但其源岩主要为前寒武纪时期形成的初始地壳，因此，通过对主要是前寒武纪形成的初始地壳的元素组成的研究，基本上可以反映一个地区现存地壳的整体元素组成。早前寒武纪的初始地壳在地史过程中受到多次再造，其中的金元素受到多次再分配。如果金只保留在初始地壳中，不经受再分配，则是不可能富化成矿的。所以，在前寒武纪露头区，通过地质和地球化学研究，就能够确定初始地壳的残留，可以较易测定初始地壳的金丰度。如果说前人对地幔不均一的认识是建立在理论的推测上，那么测定初始地壳的金丰度，证明初始地壳的金丰度的不均一性则可进入操作阶段。无疑，这在矿床学的理论与实践的探索上是一次大胆的尝试。

二、成矿物质来源

根据地壳类型和成矿作用特点，成矿物质来源也可分为四种类型，即地幔储源（终极源）、初始矿源、中间源和直接源（图 4—2）。

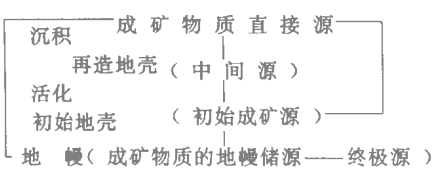


图 4—2 成矿物质来源分类

1. 地幔储源

地幔中的含矿元素笼统称为地幔储源或终极源。从理论上分析，地幔中成矿元素丰度不但在空间上不均一，而且在时间上也是变化的。有的学者在分析太古宙巨大的含金潜力时，认为太古宙地幔金的丰度值高，而这种高丰度是核-幔对流造成的(Dobretsov，et al.，1992)。这种推测在理论上是站得住脚的，因为地核中金的含量可以高于地幔数千倍以上，但是要证明前寒武纪时期的核-幔对流，至少在目前还不能提供直接的科学证据。

由地幔储源直接形成的矿床属幔源矿床。许多超铁镁-铁镁质岩石中的铜-镍矿、铂矿就属于此类。此时，地幔中的成矿元素既是储源，又是成矿物质的直接源。

2. 初始矿源

初始地壳中的成矿元素为初始矿源。由于初始地壳是地幔熔融的直接产物，其中成矿元素类型及丰度应反映地幔的特征。同时，初始地壳成为活化再造地壳的重要物源，在地壳活化再造过程中金的总量受到初始地壳中金的总量的制约。一个贫金的初始地壳，在活化过程中很难形成成群的大、中型金矿床，这叫做“巧妇难为无米之炊”。而大规模的富金初始地壳，在活化过程中必然有较大的几率形成金矿密集区。

3. 中间源

赋存在活化再造和沉积再造地壳中的成矿物质构成中间源，它是初始矿源再分配的结果。与初始矿源丰度相比，中间源既可能贫化，也可能富化。

4. 直接源

为矿床形成直接提供成矿物质来源的矿源，称为直接源。由于成矿热液从直接源萃取成矿物质，与背景值相比，成矿直接源呈现明显的亏损场特征。直接矿源的亏损程度及规模是预测具体矿床的重要标志。

第二节　三个金矿密集区与泰山地区的初始地壳金丰度对比

为了了解小秦岭、冀北（张宣）和胶北金矿密集区初始地壳的金丰度特征，在对三个地区地壳类型研究的基础上，分别采集了以变质铁镁质岩石为主的共 212 件样品，进行了包括金元素在内的 19 种成矿元素的分析。同时为了与金矿非密集区对比，在鲁西泰山岩群中又采集了 40 件样品。样品由冶金部物化探研究院测试。

一、样品采集及异常值的处理

样品的采集对象主要是在采集区内远离金矿区的铁镁-超铁镁变质岩，包括基性麻粒岩、斜长角闪岩和角闪岩。这些岩石主要呈包体形式赋存在片麻岩中。同位素示踪资料表明，它们具有较古老的地壳滞留年龄（T_{DM}一般大于 2.5Ga，详见第一章），是古老初始地壳的残留。

为了避免高含量异常值的影响，19 种元素中以金元素为标准，剔除了大于标准差 3 倍的所有样品，余下的样品分区进行了均值等参数的计算。计算结果见表 4—1～4—4。

表 4—1　小秦岭地区初始地壳成矿元素平均值（$N=21$）

元　素	平均值	最大值	最小值	标准差
Au	45.1429	68.0000	25.0000	13.0740
As	0.8619	3.40000	0.5000	0.6667
Sb	0.3910	0.7000	0.3000	0.0873
Bi	2.3000	4.6000	0.6000	1.1122
Hg	0.0450	0.2500	0.0050	0.0681
Cu	50.9476	114.9000	17.1000	29.0036
Pb	26.6476	104.5000	14.5000	20.2779
Mn	1019.9050	7103.8000	179.4000	1410.8950
W	2.6238	3.5000	2.4000	0.2278
Ni	25.2143	50.6000	3.6000	13.4940
Sn	1.4048	2.5000	0.7000	0.5482
Cr	49.0905	134.7000	5.7000	28.6733
B	7.8429	28.7000	4.3000	5.9102
Ti	2800.1670	6586.5000	1108.2000	1466.7830
V	107.0429	240.2000	12.2000	62.0118
Mo	0.8757	4.4900	0.2100	1.1150
Ag	0.1852	0.4700	0.0700	0.1015
Zn	110.7952	267.6000	22.5000	62.9132
Co	14.4857	23.5000	2.6000	6.5194

注：Au 含量单位：10^{-9}，其它元素含量单位：10^{-6}。

表 4—2　张宣地区初始地壳成矿元素平均值（$N=70$）

元　素	平均值	最大值	最小值	标准差
Au	20.4214	56.0000	4.0000	9.2535
As	1.6986	7.6000	0.5000	1.3395
Sb	2.7743	102.0000	0.30000	12.2111
Bi	0.3133	1.4000	0.0300	0.1362
Hg	0.0207	0.0300	0.0200	0.0026
Cu	43.0886	242.0000	6.0000	43.0721
Pb	19.2029	85.7000	1.4000	15.6505
Mn	946.1858	1925.0000	354.0000	299.9078
W	2.6000	3.7000	2.1000	0.3655
Ni	48.0614	500.0000	2.2000	74.6330
Sn	1.7014	9.7000	0.6000	1.5137
Cr	134.9900	1020.0000	4.9000	253.1161
B	6.7386	19.2000	3.7000	3.0522

续表

元　素	平均值	最大值	最小值	标准差
Ti	2367.5150	7783.0000	297.0000	2012.5860
V	95.1471	594.0000	3.4000	106.0464
Mo	0.7806	11.9000	0.1800	1.4078
Ag	0.2719	1.0300	0.0600	0.2237
Zn	63.3300	209.0000	14.1000	30.9673
Co	18.0614	66.7000	1.0000	15.0417

表 4—3　胶北地区初始地壳成矿元素平均值（$N=72$）

元　素	平均值	最大值	最小值	标准差
Au	28.4694	68.0000	10.8000	13.9667
As	0.9736	4.2000	0.5000	0.7117
Sb	0.9792	19.0000	0.3000	2.2076
Bi	0.3000	0.3000	0.3000	0.0000
Hg	0.0233	0.1100	0.0200	0.0144
Cu	46.2306	249.0000	3.0000	51.5630
Pb	108.4597	3741.0000	2.4000	468.3273
Mn	981.4444	4034.0000	385.0000	555.9413
W	2.4403	2.8000	2.1000	0.1836
Ni	48.1514	182.0000	2.5000	45.2346
Sn	1.2639	4.9000	0.4000	0.9484
Cr	93.0458	614.0000	7.1000	120.6843
B	6.4931	43.2000	3.0000	6.4108
Ti	2126.2500	7616.0000	267.0000	1082.8860
V	75.4375	224.0000	4.2000	55.9234
Mo	0.3131	4.2800	0.0800	0.5323
Ag	0.1568	1.0100	0.0400	0.1511
Zn	86.3778	409.0000	14.4000	55.4201
Co	16.7181	39.9000	1.2000	12.4040

注： Au **含量单位：** 10^{-9}，**其它元素含量单位：** 10^{-6}.

表 4—4　泰山地区初始地壳成矿元素平均值（$N=40$）

元　素	平均值	最大值	最小值	标准差
Au	7.7750	52.0000	2.5000	7.9164
As	5.0900	59.0000	0.5000	11.4598
Sb	0.6500	4.3000	0.3000	0.7825

续表

元　素	平均值	最大值	最小值	标准差
Bi	0.3000	0.3000	0.3000	0.0000
Hg	0.1175	0.4200	0.0300	0.0827
Cu	94.1150	232.8000	16.5000	53.7760
Pb	15.2525	42.1000	6.0000	7.6472
Mn	1507.7980	2668.9000	686.5000	413.0083
W	2.5075	2.8000	2.2000	0.1366
Ni	258.9400	500.0000	44.2000	144.1425
Sn	2.8975	13.2000	1.4000	2.1541
Cr	386.4200	1000.0000	66.5000	292.1123
B	27.9575	204.6000	5.0000	35.8119
Ti	4014.6230	9883.7000	2318.0000	1652.5340
V	190.7650	295.7000	79.8000	49.3674
Mo	0.4390	1.5400	0.2500	0.2219
Ag	0.3493	1.0600	0.1100	0.2091
Zn	119.7100	229.8000	29.3000	41.5487
Co	63.3575	282.1000	13.8000	47.6589

注：Au含量单位：10^{-9}，其它元素含量单位：10^{-6}。

二、金等成矿元素浓集系数对比

分别以地壳克拉克值（黎彤，1992）和全部测试样品的平均值为基础，分区计算了浓集系数（C_1＝分区成矿元素均值／地壳克拉克值，C_2＝分区成矿元素均值／全部样品成矿元素均值），计算结果见表4—5、6。

表4—5　小秦岭等地区初始地壳成矿元素的浓集系数（C_1）

地　区	Au	As	Sb	Bi	Hg	Cu	Pb	Mn	W	Ni
小秦岭	20.61	0.42	0.63	12.1	0.44	0.91	1.90	0.94	2.32	3.10
张　宜	9.32	0.84	5.47	1.65	0.20	0.77	1.37	0.89	2.30	5.91
胶　北	13.00	0.48	1.93	1.58	0.23	0.83	7.75	0.90	2.16	5.92
泰　山	3.55	2.50	1.28	1.58	1.14	1.68	1.09	1.38	2.22	31.85

地　区	Sn	Cr	B	Ti	V	Mo	Ag	Zn	Co
小秦岭	0.48	0.38	0.69	0.45	0.75	0.61	2.47	1.45	0.59
张　宜	0.59	1.06	0.60	0.38	0.66	0.55	3.62	0.83	0.73
胶　北	0.44	0.73	0.57	0.34	0.53	0.22	2.09	1.13	0.68
泰　山	1.00	3.04	2.47	0.64	1.33	0.30	4.66	1.57	2.65

表 4—6　小秦岭等地区初始地壳成矿元素的浓集系数（C_1）

地　区	Au	As	Sb	Bi	Hg	Cu	Pb	Mn	W	Ni
小秦岭	1.93	0.42	0.22	4.50	1.04	0.93	0.52	0.95	1.04	0.29
张　宣	0.87	0.84	1.89	0.61	0.48	0.78	0.38	0.88	1.03	0.55
胶　北	1.22	0.48	0.67	0.59	0.54	0.84	2.13	0.91	0.96	0.55
泰　山	0.33	2.51	0.44	0.58	2.72	1.71	0.30	1.40	0.99	2.97

地　区	Sn	Cr	B	Ti	V	Mo	Ag	Zn	Co
小秦岭	0.80	0.30	0.71	1.05	0.99	1.57	0.78	1.27	0.55
张　宣	0.97	0.84	0.62	0.89	0.88	1.40	1.15	0.72	0.69
胶　北	0.72	0.58	0.59	0.80	0.70	0.56	0.66	0.99	0.64
泰　山	1.65	2.40	2.55	1.51	1.76	0.79	1.47	1.37	2.42

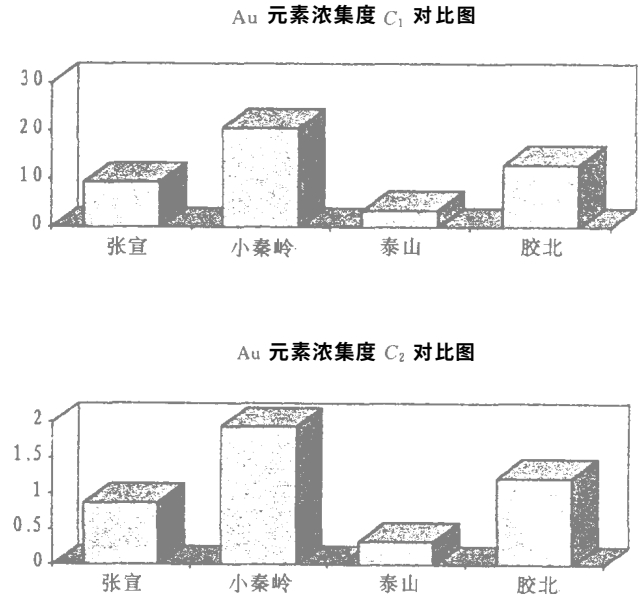


图 4—3　小秦岭等地区初始地壳金丰度（以浓集系数 C_1 和 C_2 表示）对比图

从图 4—3 中可以清楚地看出，小秦岭金矿密集区初始地壳金的丰度最高，胶北和张宣依次降低。而非金矿密集区泰山岩群中初始地壳金的丰度仅为小秦岭的 1/6 左右。如果这一研究成果是有意义的，那么泰山地区（蒙荫大断裂以北）形成金矿密集区的几率是很小的。

图 4—4、5 显示了各区 19 种成矿元素浓集系数的图形，多数成矿元素的丰度低于或接近于克拉克值。唯张宣和泰山地区 Ag 的丰度较高，是否能够指示银矿的潜力？

上述的探索仍是初步的，其一，测试样品是否有足够的代表性还要继续验证；其二，对照性样品太少。如能多选择几个非金矿密集区那将有更好的说服力。但初步的结果已令研究者受到鼓舞，因为现在获得的结果和预先的估计是接近的。小秦岭是一个有很大潜力的

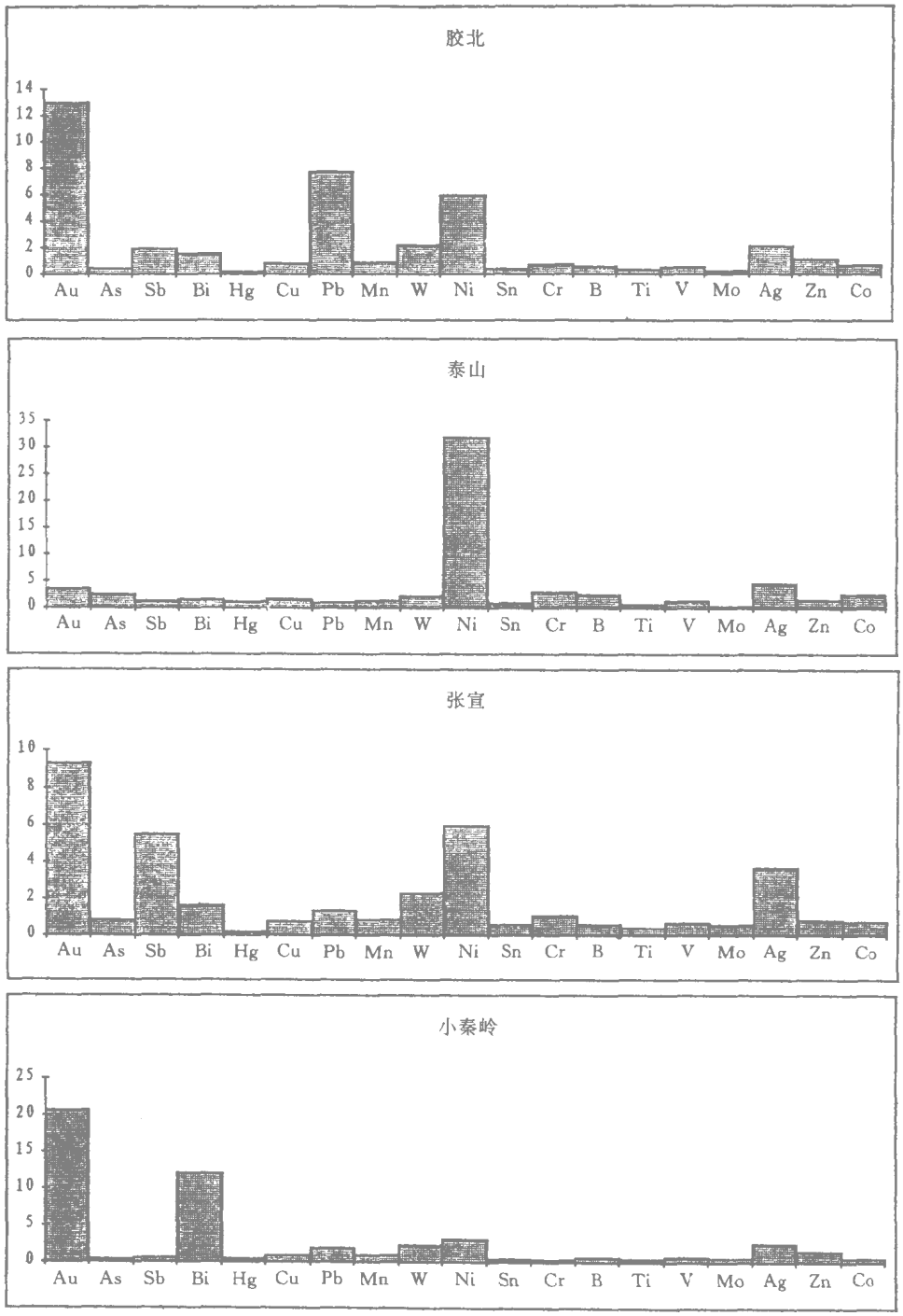


图 4—4　小秦岭等地区初始地壳中 19 种元素浓集系数 C_1 对比图

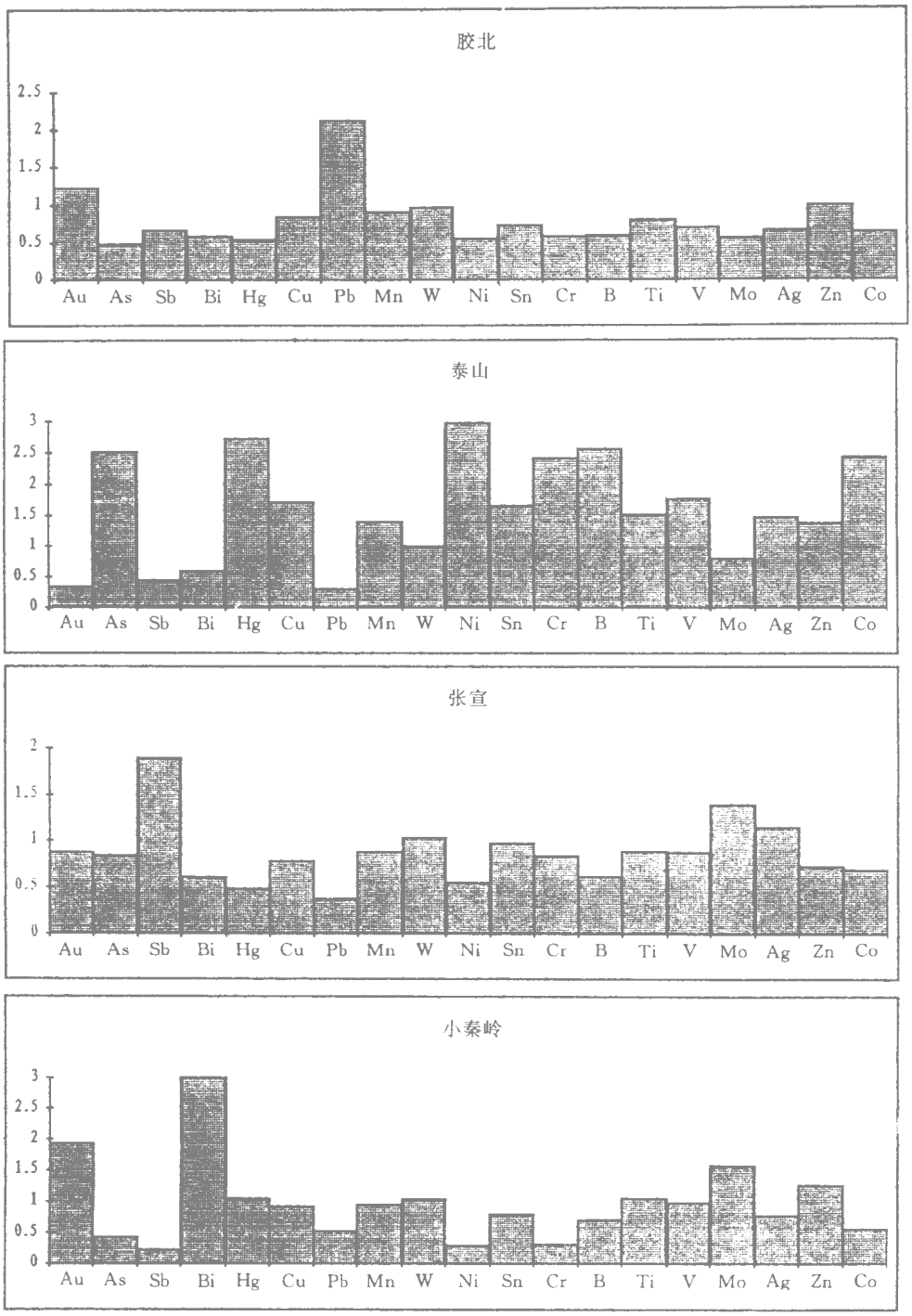


图 4—5　小秦岭等地区初始地壳中 19 种元素浓集系数 C_2 对比图

金矿密集区，如果它像胶北那样有同等规模的初始地壳，那么该区有可能形成近两个胶北金矿密集区的金矿储量。而现在除小秦岭外，熊耳山又构成另一新的金矿密集区，其中一个重要因素是该区有丰富的初始矿源。胶北和张宣金矿密集区都从初始矿源的高金丰度得到验证。而现今仍为非金矿密集区的泰山地区在未做深入研究之前，有三种可能性：第一，曾经存在过许多金矿，但已剥蚀殆尽；第二，由于研究程度不够，尚未发现存在的地下许多金矿体；第三，成矿前景不佳。经过初始地壳金的丰度的研究，笔者倾向第三种可能性。同时结合我们的实际调查结果，在泰山地区形成金矿密集区的可能性很小。但蒙荫断裂以南地区则应另当别论，不应和泰山地区同等对待。

第五章　成矿作用特征对比及区域地质异常预测准则

小秦岭、冀北和胶北金矿密集区虽然分别处于华北陆块的南缘、北缘和东部，变质基底中表壳岩及TTG质片麻岩的形成时代相异，矿床定位的空间和时间也不尽相同，但它们却有更多的相似之处。本章将首先阐述三个金矿密集区成矿作用特征的对比，继而讨论金矿地质异常预测准则。

第一节　成矿作用特征对比

表5—1对小秦岭等三个金矿密集区成矿作用主要特征进行了对比。下面仅阐述形成金矿密集区的最重要的条件。

表5—1　小秦岭等金矿密集区成矿作用特征对比

	小　秦　岭	冀　　北	胶　　北
大地构造位置	华北陆块南缘	华北陆块北缘	现处华北陆块东部，原始位置在东南缘
赋矿围岩	变质基底	变质基底及碱性岩	变质基底及花岗岩
基底特征	具双层结构	具双层结构	具双层结构
基底赋矿围岩组合	下层基底的斜长角闪岩-片麻岩	下层基底的麻粒岩-片麻岩	下层基底的斜长角闪岩-片麻岩
表壳岩时代（下层基底）	可能为新太古代	中太古代	中太古代
TTG岩石形成的主要时代	～2.15Ga	～2.4Ga	新太古代
初始地壳含金丰度（C_1）	20.61	9.32	10.00
与成矿有关的侵入体的时代及性质	成矿与燕山期花岗岩关系不清	加里东晚期—海西早期（～410Ma）碱性岩	燕山期（～145Ma）花岗岩
主控构造	早期剪切带＋晚期滑脱带	推覆带＋退变质带、碱性岩内接触带	韧-脆性剪切带、花岗岩接触带
主要成矿类型	石英脉型	石英脉型＋蚀变岩型	石英脉型＋蚀变岩型
主要成矿时代	燕山晚期—喜马拉雅早期	海西早期	燕山晚期
近矿围岩蚀变	黄铁绢英岩化	硅化、钾长石化	黄铁绢英岩化、钾长石化

一、大规模高金丰度初始地壳的存在

华北陆块所有金矿密集区都位于我们所划分的下层变质基底结构的斜长角闪岩-片麻

岩或麻粒岩-片麻岩组合之中或其附近。这说明了金矿成矿作用与下层变质基底的内在联系。但是并不是具有上述变质基底结构就一定有金矿密集区的存在，因此二者又没有必然联系。通过我们的初步研究，只有在那些具有大规模高金丰度初始地壳的下层变质基底中才有可能形成金矿密集区。所谓大规模高金丰度初始地壳是指：该地壳类型属于壳-幔分离形成的初始地壳，初始地壳的金丰度高于地壳克拉克值的 10 倍以上，该初始地壳形成的规模大，且成为后期活化再造地壳的物源。因此，该初始地壳主要应形成于早前寒武纪，因为晚期壳-幔分离的初始地壳，即使有高的金丰度，若不重新活化，也不能重新分配和富化。

二、金矿预富集的重要性

具有高金丰度的下层变质基底在其演化过程中经历过十分复杂的演变，就对金矿成矿作用而言，构造抬升过程中的预富集对金矿密集区的形成起了重要作用。

华北变质基底大多数经历过角闪岩相或麻粒岩相的中、深变质作用。表壳岩必然经历过构造埋藏作用而深埋于中、下地壳层次。在深层次的温压条件下金很难沉淀富集，然而当处在中、深层次的变质基底构造抬升时，不但会造成金的活化再分配，而且变形分异或韧-脆性剪切带的发育都可能造成金的预富集，乃至形成金矿床。这种金的预富集部位往往是后期成矿作用最有利的部位。小秦岭金矿密集区的形成是晚期滑脱构造带叠加在早期金矿预富集带（变质基底剪切带的变形分异带）成矿的例证，而胶北马家窑金矿极可能是早期金矿成矿作用的产物。

三、显生宙地壳活化再造的决定性作用

前述两个条件是形成金矿密集区的先决条件，而显生宙地壳活化再造对华北陆块金矿密集区的形成起了决定性作用。

前人的研究成果比较强调燕山期花岗岩对金矿成矿的重要性，认为花岗岩是金矿化最重要的热源。实际上，金矿对岩石类型的选择并没有专属性，从超基性岩类到花岗岩类，每一种侵入岩都可能与金矿有成生联系。问题的实质在于：第一，大规模碱性岩（冀北）和花岗岩（胶北）的发育主要是地壳深熔作用的结果，地壳活化再造的侵入体既是热-构造事件的产物，本身又是热源，促使金的活化再富集；大规模侵入体的发育反映了大规模的热-构造运动，同这些侵入体有成生联系的金矿床的形成也是地壳活化再造的反映和产物。第二，为什么有些侵入体能够形成许多规模大的金矿床（如胶北、冀北），而另一些侵入体附近则没有金矿床（如小秦岭的娘娘山、牛心山岩体）？除了岩体周围是否有金的预富集地带外，侵入体原岩的特征可能起了制约作用。这一点目前我们还不能提供有说服力的证据，但胶北等地花岗岩 Nd 同位素示踪结果表明这些侵入体的前地质历史即原岩组成、特征及金丰度可能对侵入体的“造金”能力起了制约作用。第三，尽管华北陆块与金矿有关的许多岩体形成于燕山期，但这既不等于燕山期花岗岩都能成矿，也不能说非燕山期侵入岩不能成矿。冀北碱性岩两个样品的单颗粒锆石 U-Pb 年龄提供了与金矿有关的侵入体形成于加里东晚期的证据。侵入体对金矿的时控并不是金矿成矿作用的本质。只要有大规模的地壳活化再造和活化再造的原岩具有某种特殊性，其形成的侵入体，不管是古生代，还是中生代都能造就许多金矿床。

四、金矿床定位空间的复杂性

金矿床定位空间是十分复杂的问题，从前人资料和第三章的阐述中，我们可以看到金矿床既定位于变质基底的剪切带、岩性突变带、滑脱带，又可以定位于侵入体的内、外接

触带。但是我们的研究成果表明，下层变质基底和一些侵入体的接触部位制约了金矿床的赋存空间。同样的构造部位，如剪切带或滑脱带若发育在上层变质基底的孔兹岩系或沉积盖层中，其金矿床发育的规模和数量则远不如下层变质基底中的金矿床。同时，下层变质基底中早期金矿化形成的预富集或金矿床，若没有后期构造叠加也很难形成大型或数量较多、储量较丰富的金矿床，胶北马家窑等变质热液金矿即是最好的例证。

前人曾将金矿的形成高度概括为“矿源-热源-构造”三位一体的模式。我们在前人工作基础上进一步做了限定或扩展，提出华北形成金矿密集区的四个最重要的条件。其中的两个先决条件或基本条件是：前寒武纪变质基底中曾经存在的大规模高金丰度的初始地壳和变质基底在早期构造抬升过程中的金的预富集作用；另外两个形成密集区的重要条件分别是：显生宙（华北主要是中生代）大规模的地壳活化再造和活化再造过程中形成的有利构造部位（侵入体周边）及与早期预富集带叠加的部位（早期剪切带＋滑脱带等）。

第二节　　金矿地质异常预测准则

现代地球物理和地球化学勘查方法的进展给金矿普查勘探带来新的生机。通过物、化探方法所发现的许多金矿床证明这些找矿方法的实用性和诱人的前景。相比之下，传统的地质找矿规律的研究滞后于现代找矿方法学的快速发展，这就需要地质学家打开新的思路，寻求新的出路。

物、化探找矿的基本思路是在确定“背景值”的基础上圈定“异常”，再通过对“异常”的深入研究去发现矿床。那么地质上是否存在“地质异常”，能否发现“地质异常”，能否通过“地质异常”的研究快速而准确地圈定矿体？许多地质学家为此付出了艰辛的劳动，而且已经取得了可喜的进展。赵鹏大等（1991）认为“地质异常是在结构、构造或成因序次上与周围环境有着明显差异的地质体或地质体组合”。因而，从成矿预测角度研究成矿地质背景与地质异常特征及其相互关系具有重要意义。这一思路与物、化探找矿方法的思路是不谋而合的。

王世称等（1994）在利用综合信息进行成矿预测的基础上，提出了“地质背景研究与地质异常研究相结合”等五条成矿系列预测的基本原则，给了我们重要启示。我们主要强调地质历史演化过程中重大热-构造事件与成矿地质事件的耦合关系，抓住主要矛盾进行剖析。因而无论在阐述成矿作用特征或者进行成矿预测时，都十分强调基底对成矿作用的制约，以及成矿作用物源、矿源和时间维的研究。离开这些问题的深入研究，就无法探讨前述的耦合关系，也无法讨论地质异常的特点和预测。下面，我们主要从区域的角度讨论地质异常的预测准则。

金矿密集区预测的目标是在“陆块”或“活动带”级别的大地构造单元内，圈出像本文研究的小秦岭、冀北或胶北这样区域（几千乃至上万平方公里）和规模的有利的金矿密集区。根据笔者等多年的积累及本次研究成果，提出下列五条区域预测准则。

一、区域地质构造准则

（一）具有太古宙变质基底的地质体

中国的大陆地壳形成于前寒武纪。其中，华北和塔里木陆块的大陆地壳主要形成于太古宙，而天山-兴安、秦岭、扬子和南华等地质单元则主要形成于元古宙（表 5—2，图 5—

1)❶。根据现有资料分析，具有太古宙基底的华北陆块以金、镍、铁矿为其特色，而具元古宙基底的地质单元则盛产铅-锌-银和钨、锡、钼。就金矿而言，具有太古宙变质基底的地质体比具有元古宙变质基底的更有利于形成金矿密集区。

表 5—2　中国 Nd 同位素地球化学块特征对比

	太古宙块	元古宙块
包含的构造单元	华北陆块和塔里木陆块	扬子陆块、南华和秦-巴活动带
T_{DM}	绝大多数＞2.4Ga	绝大多数＜2.4Ga
大陆生长峰期	太古宙，华北的峰期为 2.6—3.0Ga 及 3.2—3.6Ga	元古宙，华南的峰期在 1.6—1.8Ga 左右
$^{143}Nd/^{144}Nd$ 及 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 特征	在同一的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值条件下，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值较低；在同一 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值情况下，$^{147}Sm/^{144}Nd$ 值较高	在同一的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 值条件下，$^{143}Nd/^{144}Nd$ 值较高；在同一 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值情况下，$^{147}Sm/^{144}Nd$ 值较低
I_{Nd}	总体上显示较低的值	总体上显示较高的值

这一条区域预测准则有三个含义：第一，中国最重要的已知金矿密集区，如冀北、冀东、夹皮沟、胶北和小秦岭等，无一不具有太古宙变质基底；第二，在具有太古宙基底出露的塔里木和佳木斯等地质单元应注意金矿密集区的探索；第三，秦岭、扬子和南华虽然主造壳期发生在元古宙，但同位素示踪资料仍预示某些地区存在隐伏的太古宙变质基底，应充分注意金矿床与深部古老变质基底的关系。

（二）具有花岗岩-绿岩带的构造-岩石组合

在太古宙变质基底的各类岩石组合中，以花岗岩-绿岩带对金矿的形成最为有利。我们理解的花岗岩-绿岩带并不严格地反映变质深浅，如文献中习称的高级区（麻粒岩-片麻岩带）和低级区（花岗岩-绿岩带），而是不受变质程度制约的以铁镁质火山岩为主的火山-沉积岩系和大规模同构造期花岗岩（TTG 岩套）共同组成的构造-岩石组合。花岗岩-绿岩带既有中低级变质的，如鲁西、清原、五台山、色尔腾山等，也有中高级变质的，如冀北、冀东等花岗岩-绿岩带❷。在太古宙变质基底的构造-岩石组合中，除花岗岩-绿岩带外，还有以副变质岩为主的变质沉积岩组合（如阜平群），以富铝变质沉积岩为主的孔兹岩系是最典型的变质沉积岩组合（如集宁岩群、荆山群等），它们的含金能力远不如花岗岩-绿岩带。

对那些具有以铁镁质火山岩为主组成的火山-沉积岩系列，虽然与绿岩序列相似，但没有大规模的同构造期的富钠的花岗岩的共生，则不归入花岗岩-绿岩组合。我国有些地区元古宙的地层具有似绿岩序列，但不像太古宙的组合，与深成侵入体共生形成特有的花岗岩-绿岩带。我们将这些构造-岩石组合归入（会聚边缘的）拉斑玄武岩和钙碱性火山岩-杂砂岩序列，以与花岗岩-绿岩带有所区别。其本质的差异在于前者没有形成大规模的活化再造作用。显而易见，壳内金元素的再分配和再富集没有花岗岩-绿岩带强烈。这种序列的含金

❶ 陆松年等，前寒武纪大陆地壳演化路径示踪，1995，科研成果报告。
❷ 沈保丰等，中国花岗岩-绿岩地体金矿地质特征、矿床模式及远景预测，1995，科研成果报告。

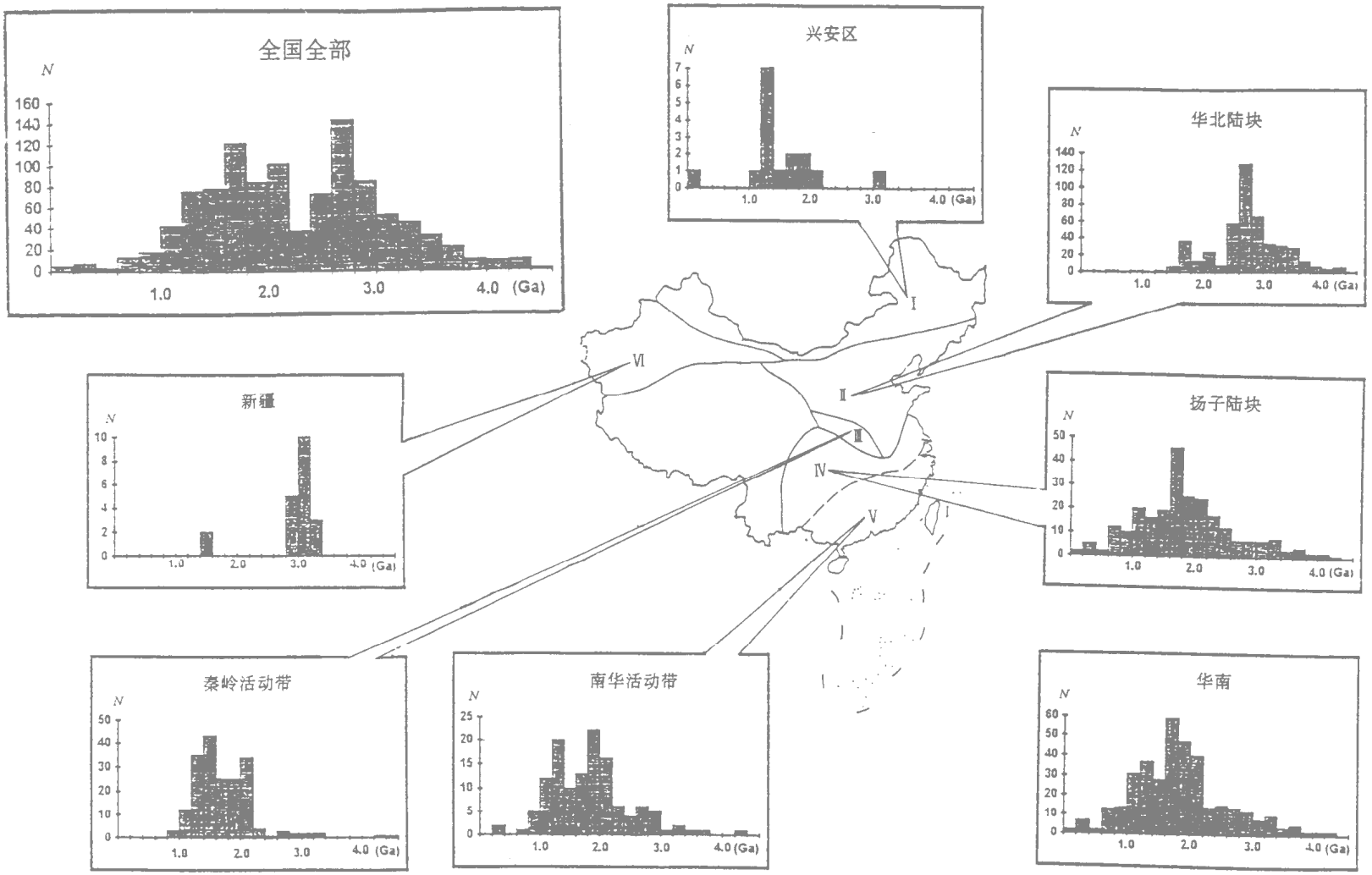


图 5—1　全国及各分区 T_{DM} 频数分布图

性在有些地区如青海柴达木南缘的金水口群已显示出巨大的含金潜力，只是由于研究程度不够，是属于花岗岩-绿岩带，还是属于拉斑玄武岩-杂砂岩序列，尚需进一步研究。但无疑这种序列的含金潜力是值得重视的。

（三）变质基底双层结构中以下层结构最佳

在变质基底中，无论是花岗岩-绿岩带，或者由几种构造-岩石组合共同组成的地质体，只要出现变质基底的双层结构，其中下层结构含金均优于上层结构。前文对此已做了详细阐述。其中不但像小秦岭这类双层结构十分明显的地区，下层的斜长角闪岩-片麻岩组合中含金能力明显优于上层的孔兹岩系组合，就是在像冀北这样双层结构不十分明显的地质体中，艾家沟岩组组成的上层结构几乎不含金矿，金矿主要集中在下层结构的桑干杂岩发育区和水泉沟-后沟碱性岩体内。

正如下文所要指出的，金矿田（带）与构造-岩浆活动带有密切的时、空和成因联系。在变质基底的双层结构中，下层结构不但是太古宙时期的构造-岩浆活动带，而且也是显生宙时期强烈的构造-岩浆活动带。因此，双层结构中的下层与金矿关系密切，而上层结构是相对稳定带，特别是岩浆活动不如下层结构强烈，因而其中的金矿远不如下层结构发育。

（四）位于陆块周边的太古宙变质基底比陆块内部的有利成矿

中国最重要的金矿密集区（不是单独的矿床！）既不分布在具有太古宙变质基底或花岗岩-绿岩带基底的陆台内部，也不分布在应力高度集中的活动带内，而是围绕着陆台的周边分布。这一基本地质事实为地质界同行所共识。我们阐述这一准则时，强调下列三点意见：①根据现有资料，华北陆块的定型经历了始一古太古代多个微陆核的出现；中—新太古代围绕微陆核的垂向和侧向增生形成多个块体；太古宙末一元古宙初期块体的汇聚形成太古宙克拉通；和早元古代的克拉通裂解及再次汇聚形成陆块等四个重要发展阶段。现在金矿密集区发育的部位就曾经是陆块发展过程中每个块体的边缘，构造-岩浆活动带所处的位置。因此，地史中该部位就有利于成矿。②金矿密集区的空间位置必然和陆台的演化有成生联系。陆台周围不但岩浆活动强烈，而且在构造上正处于应力强大的线性造山带与应力相对弱的华北透镜岩块的交接部位（详见下文），是金矿体赋存的最有利空间。③从区域成矿作用的角度来预测密集区，华北陆块内部的五台、太行和泰山等区都不如陆台周缘的花岗岩-绿岩带发育区。但这不等于说陆台内部不能发现金矿床，而仅是密集区在不同构造部位出现几率的一种比较和预测。

二、地质年代准则

已知的金矿密集区与某些时代的花岗岩-绿岩带的密切关系，显示了金矿形成的时控特点。这是有利的区域成矿预测准则之一。

（一）中国太古宙划分方案

1989 年国际地科联通过的元古宙三分方案，已为国际同行所广泛使用。由于中国的实际情况，对古元古代与中元古代的分界年龄 1.6Ga 不如 1.8Ga 的吕梁一中条运动的时限明显和重要，因而在中国的地质文献中，多用 1.8Ga 的年龄界线做为早元古代和中元古代的分界。然而，目前国际上仍无对太古宙统一的划分方案，因此，使用的术语和含意往往不够明确。90 年代以来，国际前寒武纪地层分会已经致力于全球的太古宙时代划分工作，并提出以 3.6Ga、3.2Ga 和 2.8Ga 为界，太古宙四分为始太古代、古太古代、中太古代和新太古代。在分会建议方案的基础上，陆松年等（1996）提出以反映太古宙重大热-构造事件

的花岗质岩石的 U-Pb 年龄为依据，建议以 3.8Ga、3.3Ga 和 2.9Ga 为界对太古宙进行四分。从国际前寒武纪分会的研究和讨论趋势分析，太古宙四分意见不会有根本的改变，只是分界年龄的选择还需进行磋商和确定。有关前寒武纪时代划分的不同方案可参见表 5—3.

表 5—3　早前寒武纪划分建议方案

国际划分方案①		本文使用方案②	
元古宙	中元古代	元古宙	中元古代
	1600 Ma		1800 Ma
	古元古代		早元古代
	2500 Ma		2500 Ma
太古宙	新太古代	太古宙	新太古代
	2800 Ma		2900 Ma
	中太古代		中太古代
	3200 Ma		3300 Ma
	古太古代		古太古代
	3600 Ma		3800 Ma
	始太古代		始太古代

①太古宙划分为国际前寒纪地层分会征求意见方案。　　（据陆松年等，1995）

②太古宙划分为中国代表建议的一种划分方案。

（二）中国花岗岩-绿岩带分期

作者认为，中国花岗岩-绿岩带主要分为三期，即中太古代、新太古代早期和新太古代晚期。确定花岗岩-绿岩带的时期有两个准则：第一，必须符合花岗岩-绿岩带的定义。有些作者将华南的某些元古宙似绿岩层序划为花岗岩-绿岩带，依据的是表壳岩序列特征。而本文除此之外，还强调有大规模同构造期花岗岩共生，因此正如前文所述，未将华南的部分地层序列归入花岗岩-绿岩组合。第二，主要依据表壳岩的地层时代。这是因为在花岗岩-绿岩组合中的花岗岩与表壳岩虽属同一构造期，但仍有不同跨度的时差。特别是我国华北地区，新太古代晚期花岗岩活动特别强烈，如仅仅根据花岗岩的年龄，很多花岗岩-绿岩带将归入新太古代晚期，那将不能够反映花岗岩-绿岩带的分期特征。

第一期有规模的花岗岩-绿岩带形成于中太古代，包括张宣地区桑干杂岩、晋北恒山杂岩和胶北的胶东岩群分布区。其特点是该期表壳岩形成的时代较早，接近或大于 2.9Ga；变质程度达角闪岩相至麻粒岩相；表壳岩在花岗片麻岩中多呈规模较小的包体存在。

第二期花岗岩-绿岩带分布范围最大，时代为新太古代早期，包括冀东遵化一带分布的遵化岩群、辽宁清原群、吉林夹皮沟群、鲁西泰山岩群、豫陕太华群等分布区。其特点是该期表壳岩的时代多在 2.7—2.9Ga 之间，变质相以角闪岩相为主，表壳岩保留的规模较大，具有更多的经典花岗岩-绿岩带的特征。

第三期花岗岩-绿岩带形成于新太古代晚期，表壳岩时代年轻于 2.7Ga，如内蒙古色尔

腾山群、山西五台群、冀东北的单塔子群、冀东的滦县群、双山子群分布区。一般说该期的绿岩层序保存较好，保存的规模也较大，变质程度从角闪岩至绿片岩相。

在上述太古宙的三期花岗岩-绿岩带中，以新太古代早期的花岗岩-绿岩带中赋矿能力最好，冀东、夹皮沟、小秦岭金矿密集区均与这一期花岗岩-绿岩带有关。其次为中太古代花岗岩-绿岩带，如冀北、胶东金矿密集区的绿岩时代为中太古代。虽然，该期花岗岩-绿岩带变质程度可高达麻粒岩相，下地壳的温压条件不利于金矿的沉淀，但在后期构造抬升过程中所发生的构造叠加及退变质作用，特别是显生宙地壳活化再造过程中所形成的碱性和酸性侵入体也造成在高级变质的中太古代花岗岩-绿岩中金的析出，形成储量可观的金矿密集区。第三期花岗岩-绿岩带虽然最典型，但目前表现的含金能力不如其它两期。

花岗岩-绿岩带在时代上表现出的含金性差异的内在原因还不很清楚。笔者猜测可能有两个原因：第一，金是地核中的富集元素，在中太古代和新太古代早期绿岩形成过程中，曾发生明显的核-幔对流，造成该时期地幔异常富金。而绿岩中铁镁质-超铁镁质岩浆活动（包括火山喷发和岩浆垫托）是地幔部分熔融的直接产物，承袭了地幔金的特点。相反，新太古代晚期核-幔对流已经平息，此前从富金地幔中萃取的物质使得此时的地幔已经相对贫金，因而造成初始地壳金丰度的差异，最终导致该期花岗岩-绿岩带含金性较差。第二，第三期花岗岩-绿岩带与前两期比较，总体上活化再造程度差，无论是同构造期花岗岩的发育或构造期以后，特别是显生宙岩浆活动都不如其它两期发育。活化再造程度的差异制约了不同时期花岗岩-绿岩带含金性的差异。

三、区域地球化学准则

前人在阐述区域地球化学准则时或从地层、岩体的含金量去探讨，或从不同地壳层次的金丰度去讨论。我们在本次研究工作中首次对初始地壳金丰度进行了探索。第四章对此做了详细阐述。尽管对该项工作的探索还是初步的，但我们相信区域地球化学场对金矿密集区的形成起了十分重要的制约作用。

地质事实告诉我们，矿床在空间和时间上的分布都是极不均一的。造成这种不均一的根本原因可能与地幔成分的不均一性有关。为了探索地幔成分的不均一性，地质学家做了各种努力，例如从玄武岩中地幔包体的研究来探索地幔组成，从地壳成分推测地幔的不均一性等。我们从地壳演化的角度考虑，既然前寒武纪是全球地壳生长的最重要时期，那么主要为壳内金元素再分配和富集过程中形成的金矿床必然和壳内活化再造作用的发生紧密联系。前寒武纪形成的初始地壳是壳内活化再造的主要物源，活化再造的过程也是初始地壳中金元素活化、重新分配的过程。从根源上探索，控制一个地质单元内与地壳活化再造或沉积再造作用有关的金矿总量是初始地壳含金量的函数。初始地壳规模越大，含金量越高，能够被萃取和集中富化的金含量越多，形成的金矿总量就越大。因此，在区域地球化学场研究中，我们紧紧抓住前寒武纪初始地壳金丰度这一主要矛盾进行剖析。初步研究结果表明，小秦岭等金矿密集区内初始地壳金丰度高于地壳克拉克值的 10 倍以上，而金矿非密集区的泰山岩群初始地壳金丰度只有小秦岭的 1/6 左右。当然，现有的研究成果还不能够完全说明问题，下一步我们将逐步开展对华北，乃至全国前寒武纪变质基底中初始地壳成矿元素丰度的探索，从一个侧面了解区域地球化学场的特点。那时我们将有比较充分的根据，肯定或否定或修正我们现有的看法。

在区域地球化学场研究中，除了突出对初始地壳的鉴别、强调金丰度外，还应注意对

铅同位素资料的分析和应用。已有的资料表明，每一个金矿密集区内铅同位素比值都有一个峰区（图 5—2），大型金矿如小秦岭、小营盘、金厂峪、玲珑金矿等都与该区域内铅同位素比值的峰区相一致，而一些小型金矿如胶北马家窑金矿的铅同位素特征和区域特征存在明显差异。华北金矿密集区矿物铅同位素的另一个特征是与太古宙（辽宁红透山 Cu-Zn 矿）或元古宙（东升庙等，图 5—3）铅同位素特征对比，铅同位素比值较高，表明显生宙铅演化的特征，说明华北许多大型金矿定位时间较晚。虽然矿物铅同位素特征尚不能作为金矿密集区的重要预测准则，但充分利用这部分资料，对确定矿床相对定位时代和探索矿床规模还是有帮助的。

四、岩浆活动准则

在控制金矿密集区的诸多因素中，以花岗岩类为主的侵入体的发育是最重要的控制因素之一。这里所指的花岗岩不是花岗岩-绿岩带中同构造期花岗岩，而是指构造期后的侵入体。根据华北的资料，中生代侵入体与成矿关系最密切，但华北北缘的加里东晚期—海西早期的碱性杂岩体也控制了金矿成生作用。

（一）花岗岩的比例与金矿密集区的关系

Vielzeuf（1990）根据造山带中花岗质岩石的比例将造山带分为富花岗岩和贫花岗岩两种类型。富花岗岩造山带包括欧洲的海西造山带、澳大利亚东部的 Lachlan 褶皱带和喜马拉雅带北部；仅有少量花岗岩分布的贫花岗岩带指斯堪的那维亚加里东造山带，中、西阿尔卑斯和中、新生代的 Pyrenean 带。他将造山带中花岗岩丰度的差异归因于造山带中主要岩石类型的差异，认为在造山过程中以古老基底再造为主时，则没有大量花岗岩的形成。相反，当造山作用席卷到大量“湿”的沉积岩和低级变质岩时，在构造增厚过程中将形成大量的花岗质岩石。

我们认为不仅仅造山带中花岗岩的比例有差异，陆台区内不同岩块的花岗岩比例也有差异。例如，胶北总面积 12864km^2，中生代花岗岩出露 5551km^2，占 43%（李兆龙等），显然是一个富花岗岩的岩块，而鲁西泰山地区则属于贫花岗岩的岩块。

就华北陆台而言，花岗岩的大量发育显然是有利于金矿形成的。究其原因不仅仅是众多文献中所指出的花岗岩是重要的“热源”，而且大规模的花岗质岩石的侵入本身就表明发生了强烈的地壳活化再造，随着区域内热-构造事件的发生，壳内金元素必然有一次再分配过程，在合适构造部位金矿的沉淀是理所当然的。相反，在花岗质岩石比例低的区域，缺少强烈的地壳活化再造和相应的金元素的再分配，成矿几率低于花岗岩比例高的岩块。但目前我们还不能贸然得出花岗岩比例越大对金矿越有利的结论，因为华南许多花岗岩十分发育的地区并不盛产金，似乎花岗岩类型和物源特点对金矿的形成也起重要的制约作用。

作者在第二章剖析了小秦岭等金矿密集区内侵入体的时代和地球化学特征，从华北陆台资料分析，与金矿有利的花岗岩都是呈富碱的特点（表 5—4）。同时，许多金矿床分布在岩体的内、外接触带，多数不超过岩体边界 7km（表 5—5）。尽管我们强调金矿有多期成矿作用，但同时也并不否认后期岩浆活动，特别是中生代花岗岩与金矿的重要成生联系。

（二）煌斑岩与金矿的成生联系

煌斑岩是一种具有斑状结构，铁镁至超铁镁质成分，富含挥发分的碱性、钙碱性脉岩。在金矿区内最常见的是钙碱性煌斑岩，主要包括云斜煌斑岩、闪斜煌岩及云煌岩。

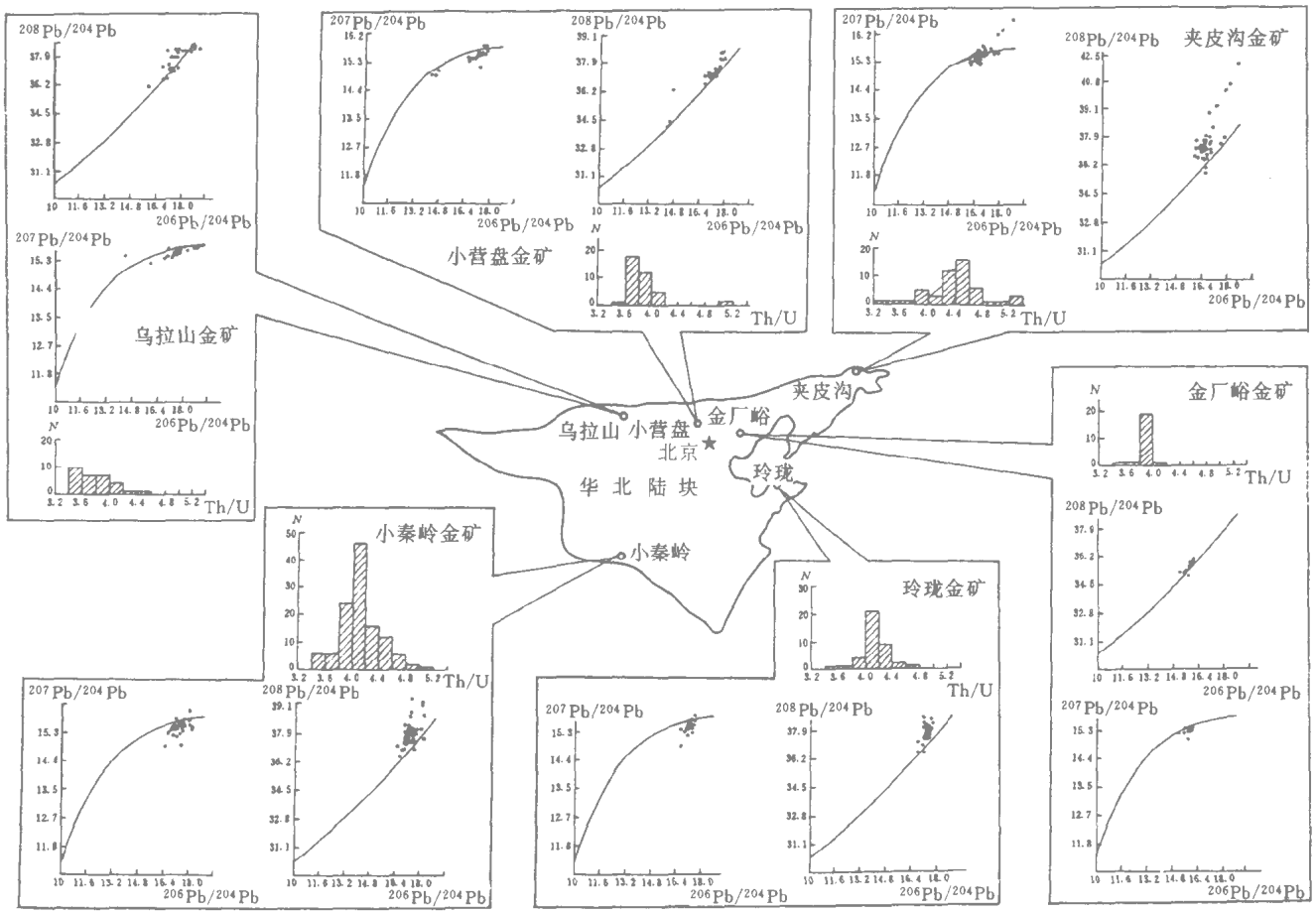


图 5—2　华北乌拉山等 6 个大型金矿床铅同位素特征

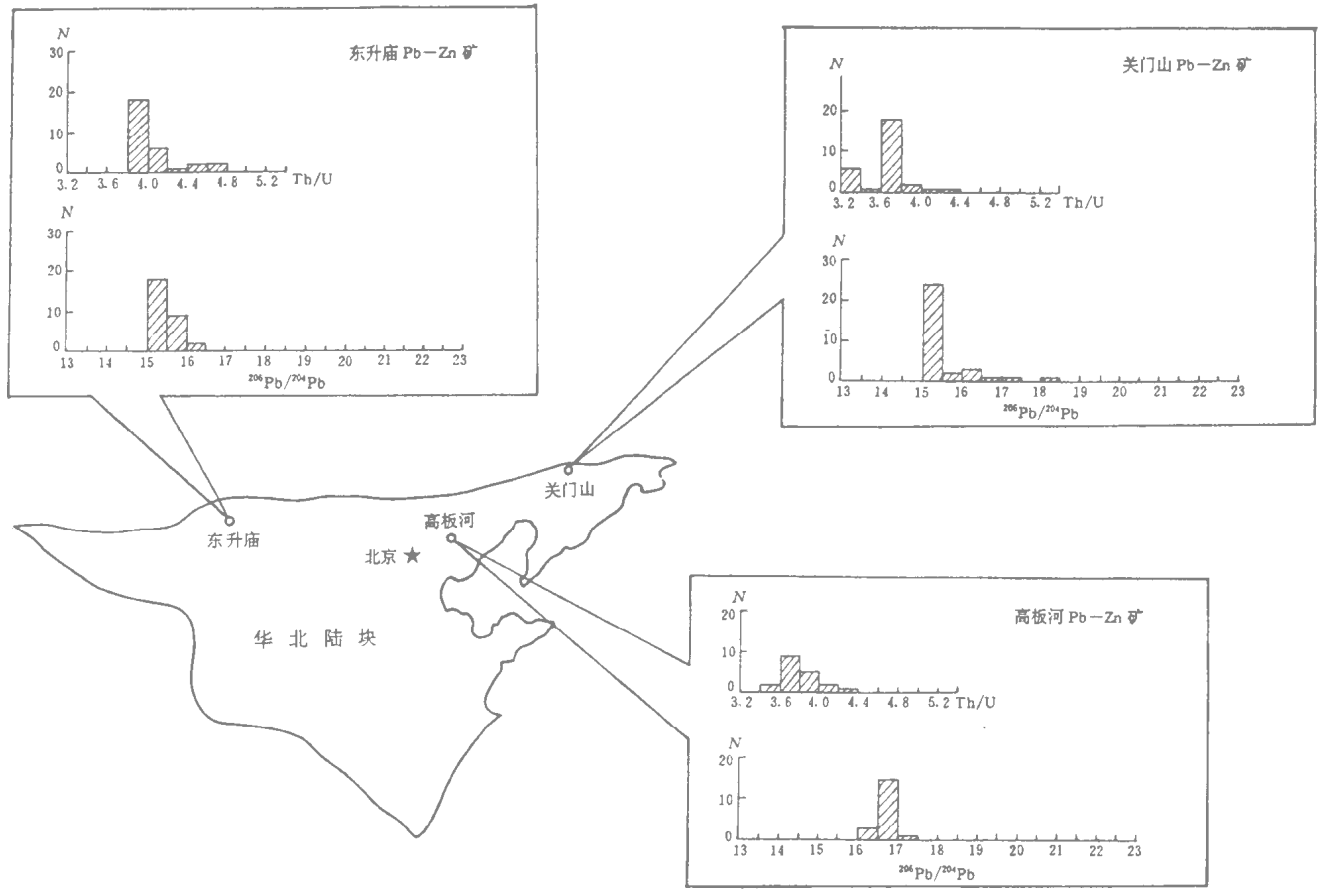


图 5—3　东升庙、高板河、关门山等元古宙喷气沉积 Pb-Zn 矿矿物铅同位素特征

表 5—4　与金矿有关的岩体化学成分特点

岩体(样数)	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	CaO (%)	K_2O (%)	Na_2O (%)	K_2O+Na_2O (%)	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}\times 100$
夹皮沟 钾质花岗岩(16)	71.08	13.90	2.07	3.97	3.33	7.30	1.19	54.38
金厂峪 青山口花岗岩(3)	75.45	12.81	0.20	4.48	4.79	9.27	0.94	48.33
小秦岭 文峪花岗岩(3) 华山花岗岩(18)	72.30 71.75	15.52 14.68	1.37 1.16	4.44 4.41	4.07 4.53	8.51 8.94	1.09 0.97	52.17 49.33
胶东 玲珑花岗岩(37)	72.22	14.37	1.83	4.08	3.99	8.07	1.02	50.56
张家口地区 东坪二长岩(34) 石英二长岩(6)	63.51 70.84	17.25 14.44	1.49 0.86	4.86 4.08	5.53 4.96	10.39 9.04	0.88 0.82	46.78 45.13

注 据程玉明等,夹皮沟金矿带花岗岩-绿岩地体金矿的成矿规律与成矿预测,1994,研究报告。

表 5—5　深熔花岗岩与金矿床的关系

岩　体	岩体产出特征	金矿产出部位	矿床规模	到矿床中心距离 (km)
夹皮沟钾质花岗岩带	带状分布,哑铃形,长 50km,宽 2—10km,岩体中绿岩包体多,单颗粒锆石年龄 2505Ma	岩体外接触带,矿床空间分布方向与岩体一致	大型 中型 小型	1.8—2 0.5—2.4 0—4
张家口二长杂岩带	带状分布,长 55km,宽 5—8km,岩性与岩石组构变化大,海西期侵位	矿体内、外接触带,矿床(点)分布方向与岩带走向一致	东坪式	0—1
冀东青山口花岗岩	长椭圆状,长 8.6km,宽 3.6km,中生代构造岩浆活化而成	岩体外接触带	大型	2.2

注 资料来源同表 5—4。

国内外越来越多的事实证明，钙碱性煌斑岩与金矿化存在着密切的时空关系。我国许多金矿密集区，包括胶北、小秦岭在内都广泛存在这种成生关系。例如胶北玲珑矿田欧家夼一九曲一蒋家一带，有不同规模的脉岩 300 余条，平均超过 10 条/km^2，而矿体附近脉岩的密度更是远远超过此数。

煌斑岩与金矿脉往往沿同一方向和具有相同性质的构造裂隙充填。据胶北招-掖成矿带内 458 条控制脉岩和金矿体的裂隙构造统计，在走向为 20°—60° 的裂隙构造中，控制了

82.3% 的脉岩和 68.7% 的金矿脉（孙林等，1991）。岩脉与矿脉之间互相穿插、包裹现象比比皆是，表明岩脉与矿脉的密切时空联系。

除煌斑岩外，其它类型的岩脉如闪长玢岩、石英闪长玢岩与金矿的关系也很密切。它们往往是一次热-构造事件过程中接近尾声的反映。虽然脉岩有成矿前、成矿期和成矿后之分，但同一期热-构造事件中的岩脉与矿脉形成的时间还是比较接近的。因此，脉岩群的发育，特别是煌斑岩脉岩群的发育是金矿床存在的标志。

五、构造准则

在一个有利于形成金矿密集区的地质单元内，有利的构造部位的发育无疑对金矿床的定位空间起着决定性作用。在前文中，我们曾分析了变质核杂岩构造、岩体接触带的控矿意义；在这里我们再次强调剪切带对金矿形成的重要作用。众所周知，大规模的韧性剪切，一方面可以产生强烈的摩擦，为含金流体的生成提供热动力条件，又提高了使其迁移的压力梯度，从而驱动含金流体在岩石孔隙内流动；另一方面可以使岩石产生极高的位错，促使含金流体向上迁移，在合适的温、压和空间条件下沉淀富集。因此，韧性剪切带也是控制金矿密集区的条件之一。

韧性剪切带对金矿的制约表现为三方面：即含金流体来源、运移通道和赋存空间（刘如琦等，1992）。

1. 含金流体来源

韧性剪切带通常是一个规模很大、影响深度也很大的高应变带。其活动和与之有关的

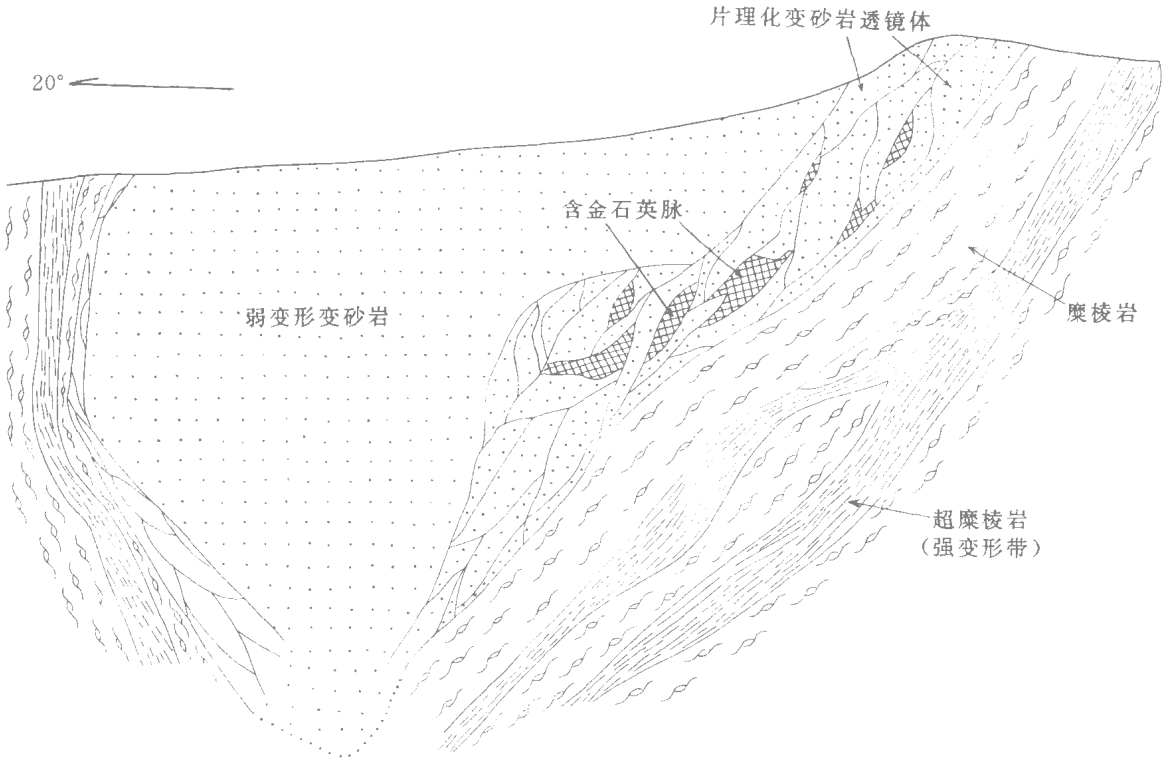


图 5—4　丹东韧性剪切带金矿的构造控制条件

（据刘如琦等，1992）

其它深部因素，如大陆边缘俯冲作用、深部地壳的伸展作用等，都能产生活动性较大的流体。韧性剪切带深部，CO_2 使角闪岩相岩石脱水，产生富 CO_2 流体，使 Au^0 氧化为 Au^+，并与从岩石溶解出的硫化物络合，将深部的金携带至浅部。当这种流体顺剪切带微裂隙迁移时，又与围岩进行广泛的化学反应。剪切热、矿物变形产生的应力梯度和矿物粒度细化均足以提高反应速度（Cameron，1990）。

2. 迁移通道

剪切带动态性变形，增强了岩石的连通性，成为含矿流体通道。当元素浓度和温度条件适宜并具有一定的应变速率梯度时，含矿流体必定向自由能低的较为封闭的空间聚集。在韧-脆性和脆性阶段生成的裂隙，往往既是迁移通道，又是金矿沉淀场所。

3. 储存空间

金矿最好的储存空间，是韧性剪切带中有较好封闭条件的构造部位。一些地区的研究成果表明，金矿体既不发育于强变形的超糜棱岩带，又不形成于弱应变的透镜化岩块内部，而是在弱应变透镜化岩块边缘的“鳞片状”带内（图 5—4）或韧-脆性及脆性阶段生成的张裂隙与剪裂隙中。弱变形鳞片状透镜块体之间（图 5—5）也许能够提供更大区域范围内全息找矿的新思路。

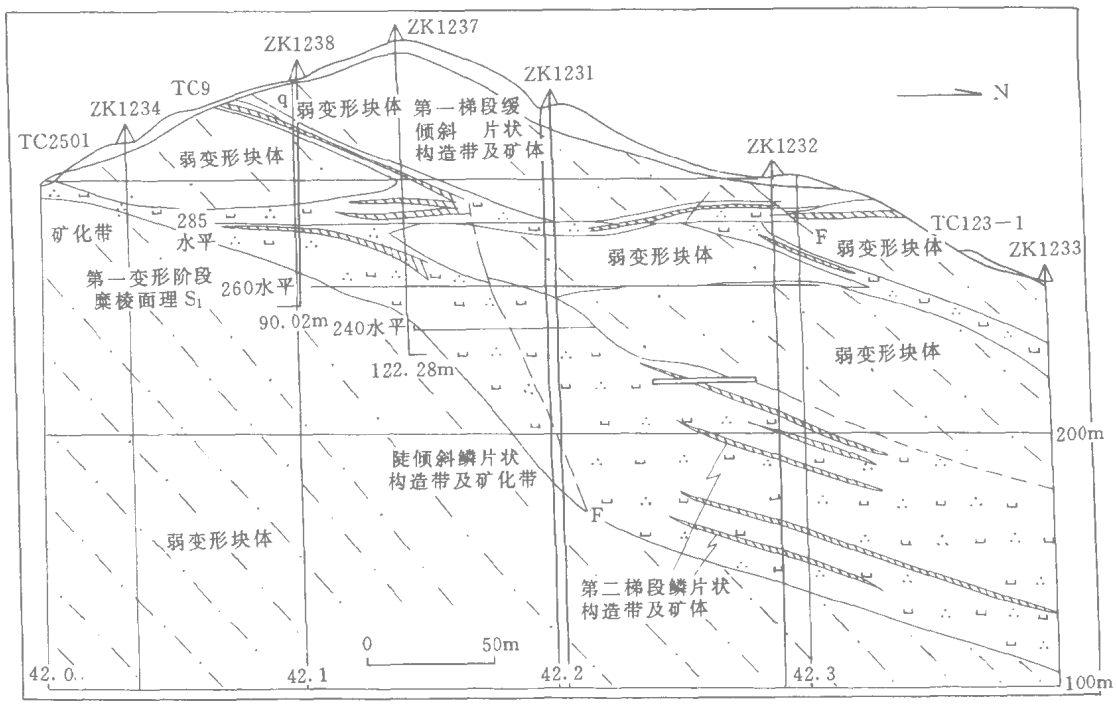


图 5—5 金矿矿体分布的构造部位

（据屈奋雄等，1994）

结　　语

小秦岭、冀北和胶北是发育在华北陆块周缘最重要的金矿密集区，我们在对这三个金矿密集区的研究工作中，自始至终贯彻了从地质背景到矿床形成演化的思路，提供了沿地史轨迹研究区域成矿背景的例证。通过近三年的艰苦探索，对上述三个地区形成金矿密集区的深层次内因取得了新的认识。

（1）前寒武纪变质基底与金矿化存在密切的成生联系。通过研究揭示了小秦岭等三个地区的前寒武纪变质基底存在双层结构特点。所谓双层结构系指由斜长角闪岩-片麻岩或麻粒岩-片麻岩组合组成的下层变质结晶基底和由孔兹岩系组成的上层变质沉积基底。在双层基底中，下层变质结晶基底是最重要的赋矿岩石组合，而上层变质沉积基底与金矿化的成生联系不密切。这一客观规律不仅适用于小秦岭等三个金矿密集区，也反映了华北陆块其它金矿密集区的基本特点。

（2）探索了下层变质结晶基底与金矿化成生联系的原因。这些原因主要包括如下三个方面。第一，下层基底主要岩石组合为一套以基性岩为主的表壳岩以及一套以 TTG 为主的深成侵入体。TTG 质片麻岩占据下层基底出露面积的 80％以上，基性岩石在片麻岩中多呈规模不等的包体形式存在。这一岩石组合的特点反映了形成下层基底过程中，有过强烈的地幔添加（造壳）和地壳活化再造。这些重要的热-构造事件对金矿初始源的形成乃至预富集起了重要作用。而上层结构反映了相对稳定的地质环境，缺少强烈的造壳和地壳活化再造，形成金矿的先天条件不足，因而与金矿化关系不够密切。第二，变质基底形成以后，在后期地史演化过程中，特别是在构造抬升过程中往往形成叠加在早期深层次韧性剪切带之上的韧-脆性剪切带、退变质带或拆离滑脱带。这些构造部位是金矿定位最有利的构造部位。地质事实表明，位于上、下变质基底之间的主拆离滑脱带并不是最有利的控矿带；主滑脱带之下，位于下层变质结晶基底中的次级滑脱面或剪切带才是金矿床赋存的最重要定位空间，因而呈现出下层基底与金矿床密切的空间联系。第三，下层变质基底不但是早期的构造-岩浆活动带，而且也制约了后期构造-岩浆活动。小秦岭等地显生宙的岩浆活动，无论是碱性岩还是花岗岩，均主要侵位于下层基底，而较少在孔兹岩系中出现。显生宙岩浆侵入体对金矿床的最终富集、定位起了重要作用。由于下层基底中大量显生宙岩体的侵入，也造成金矿床与下层基底分布空间的重合。因此，下层变质结晶基底与金矿床的成生联系绝不是偶然的地质现象，而是下层变质结晶基底本身特点和演化的必然结果。

（3）下层变质基底中初始地壳金丰度对金矿密集区的形成有明显的制约。在揭示了下层变质结晶基底与金矿密切成生联系的原因后，我们又发现尽管金矿密集区均赋存在下层变质基底发育的地区，但发育下层基底的地区未必都能够形成金矿密集区。这一客观事实促使我们从成矿物质来源的研究上寻求答案。我们在研究工作中将成矿物质来源分为地幔储源（终极源）、初始成矿源、中间源和直接源等 4 种类型。研究工作中着重对初始成矿源进行了较深入的剖析。所谓初始成矿源是壳-幔分离形成的初始地壳中所含的成矿物质。前寒武纪是初始地壳形成的最主要时期，初始地壳又是壳内活化再造或沉积再造地壳的主要

物源，因此，一个地质单元内与地壳再造作用有关的金矿（如岩浆期后热液金矿、变质热液金矿、沉积型金矿等）总量主要取决于初始地壳中金的含量，即初始地壳的规模和金丰度。初始地壳规模越大、金丰度越高，形成金矿密集区的可能性就越大；相反，初始地壳规模小、金丰度低，形成金矿密集区的可能性就小，所谓“巧妇难为无米之炊”。我们通过261件样品的测定，经过筛选异常值后，计算的小秦岭、冀北和胶北初始地壳中金丰度平均值分别为地壳克拉克值的20.61、9.32和13.00倍；而金矿非密集区的泰山地区，初始地壳金丰度仅为地壳的3.55倍，只有小秦岭的1/6左右，初步证明金矿密集区初始地壳金丰度高，而金矿非密集区初始地壳金丰度低。这一重要成果具有十分重要的潜在理论价值，第一，前人对矿床分布不均一性推测为与地幔不均一性有关，这种推测尽管为广大地球科学家所接受，但如何证实地史过程中地幔的不均一性则难于操作。我们从研究初始地壳矿化元素丰度入手，揭示了不同地质单元内初始地壳矿化元素丰度的差异，这种不均一性至少控制了广义的再造型（非幔源型）矿床的不均一性分布。这样，为探索矿床分布的不均一性提供了初步的研究思路和途径。第二，如果确定金矿密集区的形成与初始地壳金丰度存在着某种正相关关系，那么通过大范围内初始地壳金丰度的对比，有可能发现区域性初始地壳高金丰度异常区，从区域地球化学场的角度提供寻找金矿密集区的依据。这一思路倘若在实践中被证实有效，那么在找矿理论和实践上都将是重要的突破。

（4）对金矿成矿时代进行了深入研究。在剖析当代测年方法适用性和局限性基础上，强调了对锆石进行成因矿物学研究和对等时线年龄进行合理性判别的重要性。利用当代先进的单颗粒锆石U-Pb化学法，成功地测定并获得冀北碱性岩、胶北花岗岩的精确定年资料。采于冀北崇礼南下三道河村的二长岩U-Pb年龄为410.2±1.1Ma，胶北玲珑片麻状花岗岩的U-Pb年龄为145.9±0.5Ma，郭家岭花岗岩为144.1±0.8Ma。并且对前人所认为的冀北碱性岩形成于海西—印支期及玲珑花岗岩形成于元古宙的K-Ar、Sm-Nd和Rb-Sr资料做了客观分析和再解释，阐述了上述碱性岩和花岗岩形成于加里东晚期—海西早期和燕山期的证据。由于这些地质体形成时代的精确测定，为金矿成矿时代研究提供了科学基础，才有可能对含金石英脉中锆石U-Pb年龄做客观的解释。另一方面，上述年龄资料为研究区内地史演化提供了重要的时间维依据。在金矿成矿时代的研究方面，除上述研究工作外，主要进行了两方面工作，一是直接测定含金石英脉中锆石U-Pb年龄，揭示金矿的形成时代，二是对已有的年龄资料，主要是胶北的Rb-Sr等时线年龄资料进行二次开发和研究。研究成果表明，冀北东坪金矿含金钾长石石英脉中单颗粒锆石U-Pb年龄为350.9±0.9Ma，与赋矿围岩碱性岩的时差为59.3Ma。鉴别出胶北有效成矿的Rb-Sr年龄为108.3±0.6Ma，与赋矿围岩时差为34Ma。揭示了金矿化与碱性岩或花岗岩演化过程中的联系。在对含金石英脉中锆石研究中，还发现锆石群具有多期多成因特点，因此含金石英脉中锆石U-Pb年龄未必都能反映金矿的形成时代，对已测得的小秦岭、玲珑和马家窑金矿U-Pb年龄报道的同时，认真分析了它们可能代表的地质意义，并进一步明确进行多元同位素测年的重要性，指出了研究成矿时代的新途径。

（5）根据研究者直接测定的16件样品近60组U-Pb年龄数据、38件Sm-Nd分析和数十件稀土元素及主要元素资料，揭示了小秦岭等三个地区地质历史演化过程中造壳和地壳活化再造的时间及特点，从地史演化的角度阐述了热-构造事件与成矿作用的耦合关系。在小秦岭等三个金矿密集区，尽管地史演化过程中某些重要热-构造事件发生的时间不尽相

同，但它们在下列几个方面有着共性：第一，太古宙的造壳曾形成过规模较大、金丰度高的初始地壳；第二，新太古代或早元古代发生过大规模的地壳活化再造，造成大量 TTG 质侵入体的发育；早期造壳和稍晚的地壳活化再造形成了控制后期金矿的下层变质结晶基底；第三，发生在 1.8Ga 左右的吕梁—中条运动使华北变质基底发生过显著的构造抬升，与之相随的韧-脆性剪切带、滑脱带及退变质带的形成造成金矿预富集或形成金矿床，是华北陆块地史演化中一次重要的成矿期；第四，各个金矿密集区都有与金矿成生联系密切的显生宙热-构造事件的叠加，在小秦岭是燕山期花岗岩的侵入和后期变质核杂岩的形成，在冀北为加里东晚期—海西期早期碱性岩的侵入，而在胶北则为燕山期大范围的壳源深熔花岗岩的发育。它们为金矿密集区的最终形成起了决定性作用。研究区内主要大、中型金矿都打下了这些地质事件的烙印。根据研究者的实际资料并结合前人研究成果，论述了华北陆块早前寒武纪发展的阶段性，阐述了鲁东为华北陆块的组成部分，不赞成鲁东为中生代拼贴到华北陆块上的异地体的意见，因而从理论上分析在华北陆块上有找到与鲁东相似地质体的可能性。一个值得重视的与鲁东相似的地质体可能位于皖北—鲁西南（不包括泰山地区），这是华北南缘又一个值得重视的找矿地区。研究者还从地史演化角度讨论了胶南与胶北的大地构造关系。胶南大山沟岩组 5 个斜长角闪岩的 Sm-Nd 资料，证明它们具有华北太古宙 Nd 同位素地球化学块的特征，太古宙时期胶北与胶南应属同一变质块体，但晋宁运动时期胶南被卷入强烈的造山带之中，广泛发育了晋宁期花岗岩，同时研究者测得的青岛仰口榴辉岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄 707±16Ma 的数据为本区晋宁运动的确定提供了新证据。但是胶南与胶北的裂解和碰撞可能是多期的，榴辉岩中金红石 U-Pb 年龄（180—200Ma）提供了印支期、燕山期折返地质事件的年代信息。研究者正在进一步揭示胶北金矿密集区南缘的地史演化轨迹，以便更好地理解形成金矿密集区的深层次原因。

（6）从区域研究角度，提出了发现区域地质异常的五条准则，其中对变质基底的分析、地质年代预测准则、以研究初始地壳金丰度为基础的区域地球化学场准则、剪切带的叠加等都是比较新颖和有实用价值的预测准则，可以在普查找矿工作中应用和检验。

但是，正如我们在前言中阐述的那样，尽管我们在对金矿密集区区域成矿规律性的研究工作中迈出了一步，但离揭开形成金矿密集区的谜底还有一段很长的路要走。根据我们的工作实践，下列几个方面的研究工作是迫切需要加强的。

第一，开展大范围（如整个华北陆块）前寒武纪初始地壳成矿元素丰度研究，可通过低密度取样，迅速查明大范围内初始地壳矿化元素丰度不均一性状况。通过与已知矿床密集区或大型、超大型矿床空间分布的对应性研究，进一步验证我们的思路和初步成果，待新的研究成果问世后，将有可能对初始地壳成矿元素丰度与矿床密集区的成生联系作出进一步结论。

第二，研究工作中发现，有些深成侵入体如冀北碱性岩、胶北花岗岩与金矿化时、空关系十分密切，而另一些则似是而非（如小秦岭华山岩体）或没有明显的成生联系（如小秦岭牛心山岩体、冀北谷嘴子岩体等）。我们将与金矿床有密切成生联系的侵入体称为含金侵入体，而金矿床则是该侵入体演化晚期的产物。判别含金侵入体及非含金侵入体亦是研究工作中的当务之急。我们猜测它们之间的根本差异可能在于源岩性质和特点。但现有的研究成果不足以揭示它们的差异性，同位素示踪方法和岩浆岩流体的研究可能提供新的信息。如果我们能够从方法学上有所突破，找到含金与非含金侵入体的区别标志，将对指导

普查找矿工作有重大的现实意义。

第三，成矿年代学的研究仍然应该放在重要位置。成矿时代的精确确定将在金矿成矿规律的研究和普查找矿工作中发挥重要作用。我们对含金石英脉锆石 U-Pb 年龄的测定虽然提供了成矿时代的重要信息，但仍有明显的局限性。开展对含金石英脉中其它含铀矿物如金红石、磷灰石等颗粒矿物的年龄测定，特别是通过与矿脉共生的成矿期、成矿前、成矿后脉岩中含铀矿物（主要是锆石）的年龄测定将有可能对成矿时代进行制约，新一轮研究将会获得新的进展。

第四，成矿密集区区域成矿规律的认识深度离不开区域地质背景的翔实研究，要把握住与成矿作用耦合的重大热-构造事件这一重大环节，下一轮特别要重视预富集带的标志及部位的研究，这对于普查找矿工作是具有重要价值的研究工作。

第五，我们通过对小秦岭、冀北和胶北等三个金矿密集区的研究，提出了变质基底的双层结构问题，并强调了下层变质基底有利成矿的认识，但这绝不等于上层变质基底中就不能成矿。同时，我们的研究工作尚未触及到变质基底以上的沉积盖层中成矿作用的研究。小秦岭变质核杂岩的确定给了我们重要启迪，即大陆伸展构造中形成的拆离断层是重要的控矿构造，不仅仅在变质基底中的拆离断层是金矿体赋存的有利部位，而且在沉积盖层中许多拆离断层也是赋矿的有利部位。像小秦岭、冀北和胶北等金矿密集区内由于初始地壳的含金丰度高，在沉积盖层的有利部位同样有可能形成规模可观的金矿床。因此，在今后的研究工作中加强大陆伸展构造体系的研究，加强沉积盖层中拆离断层和金矿成矿作用耦合性研究将必然打开一种新的找矿局面。我们期望从本次研究工作中得到的这一点启迪能够应用于今后的科研和地质工作，并能够取得重要的进展。

我们对金矿密集区的区域成矿规律研究才刚刚起步，虽然有一些新的想法和取得了一些成果，但毕竟还是很初步的，有待在实践中不断修正和提高。在结束本课题研究工作之际，再次感谢地矿部地调局提供了研究经费使我们有机会在金矿区域成矿规律性研究工作中验证我们已有的想法，并在实践中取得新认识和提出了新问题。

本专著中 U-Pb 颗粒锆石定年工作由李惠民副研究员完成， Sm-Nd 分析资料由林源贤研究员提供，稀土元素分析由地矿部国家测试中心完成，主要元素分析由我所测试室承担，19 个成矿元素分析资料则由冶金部保定物化探研究院测试完成。这些测试数据为我们完成课题研究任务发挥了重要作用，研究者向上述专家和单位致以诚挚的谢意。书中插图由钟新宝清绘，文字打印、排版由我所计算机室完成，我们也向他们表示感谢。

参 考 文 献

王炳成. 山东胶西北金矿的控矿因素及成矿的关系. 山东地质，1991，1：74—88.

王仁民，赖兴运，董卫东等. 冀西北晚太古代碰撞带的一些证据，见：钱祥麟，王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化北京：地震出版社， 1994，7—20.

王世称，陈永清. 成矿系列预测的基本原则及特点. 地质找矿论丛，1994，4：79—85.

王来明，鄢毅民. 山东栖霞地区太古宙英云闪长岩. 山东地质，1992，1：80—87.

王来明等. 山东榴辉岩的生成时代——单颗粒锆石 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄. 科学通报，1994，39（19）：1788—1791.

王志光. 华北地块南缘拆离-变质核杂岩构造及其形成机制. 见：八五地质重要科技成果学术交流会议论文汇编. 北京：地质出版社， 1996.

王楫，陆松年等. 内蒙古中部变质岩群同位素年代格架. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊，1995，29：1—7.

王鹤年. 胶东中元古代玲珑花岗岩及其后期叠加改造作用的地质、地球化学证据 南京大学学报（地球科学版），1988，1：105—118.

王鹤年 山东焦家金矿矿床地球化学研究. 见：胶东金矿地质科技研讨论会论文选编. 北京：国家黄金局出版社，1991. 220—228.

毛德宝. 太古宙绿岩带金矿床研究的若干进展. 国外前寒武纪地质， 1992，4：42—53

刘如琦等. 丹东韧性剪切带的变形特征及其与金矿化的关系. 见现代地质学研究文集. 南京：南京大学出版社，1992，108—121

刘连登. 胶东西北部脉状金矿的矿源与成矿. 见：胶东金矿地质科技研讨会论文选编. 北京：国家黄金局出版社，1991. 135—140.

卢德林等. 东坪金矿成矿时代研究. 矿床地质， 1993，2：182—188.

朱志澄等译 C. W. 帕斯赫尔等著. 高级片麻岩区野外地质工作方法 北京：地质出版社， 1992，1—153.

李上森，卢祥生等. 国外元古宙铅-锌-铜多金属矿研究进展. 国外前寒武纪地质，1989（4）—1990（1），1—217.

李兆龙，张连营等. 胶东马家窑金矿地质地球化学特征及矿床成因. 地质找矿论丛，1990，5（3）.

李兆龙，杨敏之等著. 胶东金矿床地质地球化学 天津：天津科学技术出版社， 1993，1—300.

李华芹等. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用 北京：地质出版社， 1993，1—114.

李俊健等，豫西小秦岭太古宙花岗岩-绿岩带. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊. 1992，26—27：293—304.

李志昌等. 钐-钕法实验条件研究和地质应用. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊， 1988，13：1—23.

李曙光等. 河南中部登封群全岩 Sm-Nd 同位素年龄及其构造意义. 科学通报，1987，22：1728—1731.

李永刚，郭敬辉，翟明国等晋冀交界地区太古宙末钾质花岗岩的成因及构造意义见：钱祥麟，王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京：地震出版社， 1994，187—198.

江博明等. 中国太古代地壳演化——泰山杂岩及长期亏损地幔新地壳增生的证据. 中国地质科学院地质研究所所刊，1988，18：33—57.

曲晓明，王鹤年. 郭家岭花岗岩的时代与成因 地质找矿论丛，1995，3：24—33.

陈好寿，李华芹. 云开隆起金矿带流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄. 矿床地质，1991，4：333—341

沈保丰，彭晓亮，骆辉等 华北陆台太古宙绿岩带的地质地球化学特征. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊，1992，26—27：151—164.

沈保丰，李俊健，骆辉. 豫西小秦岭金矿的成矿地质特征见：张贻侠，刘连登主编. 中国前寒武纪矿床和构造. 北京：地震出版社， 1994，78—99.

沈保丰，骆辉，李双保等. 华北陆台太古宙绿岩带地质及找矿. 北京：地质出版社， 1995，1—180.

沈其韩，张宗清，耿元生等. 冀西北大东沟富石榴子石基性变质岩的岩石学、地球化学和同位素年龄. 见：钱祥麟，王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化 北京：地震出版社， 1994，120—129.

宋国瑞，赵振华. 东坪式金矿成矿规律及成矿预测. 见：中国地质学会 8·5 科技成果交流会论文集. 北京：地质出版社，1997（印刷中）.

宋瑞先. 张家口地区水泉沟二长岩体的成因及其与金矿的成生联系. 见：金矿地质论文选集（一）. 北京：地质出

版社，1990，82—92.

宋瑞先等河北金矿地质．北京：地质出版社，1994，1—406.

陆松年．Sm-Nd 等时线年龄合理性判别．中国区域地质， 1994，2：148—159.

陆松年．大陆地壳演化时代维的确定及存在问题．新疆地质，1995，1：13—19.

陆松年，杨春亮，李怀坤等．华北地台前寒武纪变质基底的 Sm-Nd 同位素地质信息．华北地质矿产杂志，1995，2：143—153.

陆松年，李惠民，李怀坤等．成矿过程多元同位素体系的时代信息．地质找矿论丛，1995，3：14—23.

陆松年等．中国前寒武纪演化同位素示踪．见：八五重要科技成果学术交流会议论文选集北京：地质出版社， 1996

陆松年等．建议的中国太古宙划分方案．华北地质矿产杂志，1996，1：37—42.

林宝钦，陶铁镛等 豫陕小秦岭地区太古代主要含金地层特征研究．见：中国金矿主要类型区域成矿条件文集(3)．北京：地质出版社， 1989，1—46.

林景仟等．胶辽半岛中生代花岗岩．北京：科学出版社，1994.

罗镇宽，关庸等．中国金矿床概论天津：天津科学技术出版社， 1993，1—308.

赵鹏大，池顺都．初论地质异常地球科学， 1991，3：241—248.

姚凤良．招掖金矿带的控矿条件及找矿方向探讨．见：胶东金矿地质科技研讨会论文选编，北京：国家黄金局出版社，1991．15—24.

施性明，赵稀等．山东招远一带花岗质岩石基本特征及实验研究 长春地质学院学报， 1981，1：45—56.

郭文魁．山东招远玲珑金矿区岩石及构造之形式．地质论评，1950，16 (1)，64—65.

骆万成，伍勤生．应用蚀变矿物测定胶东金矿的成矿年龄．科学通报，1987，16：1245—1248.

胡克等．胶南一胶东地区的晋宁运动．见：八五地质科技重要成果学术交流会议论文汇编．北京：地质出版社，1997（印刷中）.

胡世玲．山东玲珑和郭家岭岩体的同位素年龄及地质意义．岩石学报，1987，3：83—89.

胡受奚，林潜龙等．华北与华南古板块拼合带地质和成矿．南京：南京大学出版社，1988，1—558.

胡受奚等，胶北地体富集的构造环境．地质找矿论丛，1993，1：1—10.

胡霭琴，格雷姆·罗杰斯．新疆塔里木北缘首次发现 33 亿年的岩石．科学通报，1992，7：627—630.

栾世伟，陈尚迪．小秦岭金矿主要控矿因素及成矿模式．地质找矿论丛，1990，4：1—15.

张招崇．冀北小泉沟偏碱性杂岩体中云辉闪长岩的发现及其地质意义．岩石矿物学杂志，1995，1：9—18.

张理刚等．中国东部中生代花岗岩长石铅同位素组成与铅同位素省划分．科学通报，1993，3：254—257.

张增奇等．鲁东前寒武纪地层清理意见．山东地质，1994，10：14—27.

张振海，张景鑫，叶素芝．胶东招-掖金矿带金矿化蚀变带 Rb-Sr 等时线的研究及测定贵金属地质， 1993，1：26—34.

徐克勤，程海．中国钨矿形成的大地构造背景．地质找矿论丛，1987，3：1—7.

徐金方，沈步云，牛良桂，郑文深．胶东地块与金矿有关的花岗岩类的研究 山东地质， 1989，2：1—125.

袁忠信等．内蒙古白云鄂博铌、稀土、铁矿床的成矿时代和矿床成因．矿床地质，1991，2：59—70.

高凡，高旅．燕山早前寒武纪岩石退变质作用．北京：地质出版社，1990，1—224.

贾东，何永明，施央申 鲁东联合地体的走滑拼贴构造研究．见：现代地质学研究文集（上）．南京：南京大学出版社，1992，130—137.

桑隆康玲珑花岗岩的成因与演化．地球科学，1984，1.

曹国权等．山东胶南地体及其边界断裂（五莲-荣城断裂）的构造意义．山东地质，1990，1：1—15.

戚长谋，林景仟，王成金．胶东金矿的成矿与找矿模式见：胶东金矿地质科技研讨会论文选编．北京：国家黄金局出版社， 1991，25—29.

银剑钊．华北太古宙地块脉状金矿成矿的一种新模式——以河北张家口-宣化金矿化集中区为例 华北地质矿产杂志，1995，99—108.

裘有守等．山东招远一掖县地区金矿区域成矿条件．沈阳：辽宁科学技术出版社， 1988，1—268

韩宗诛等．胶东-鲁南早元古代双变质带及其地质意义．山东地质，1993，1：18—30.

黎彤．地壳元素丰度的若干统计特征．地质与勘探，1992，10：1—7.

裴荣富，吴良士．金属成矿省的地质历史演化和成矿年代学研究新进展．矿床地质，1993，3：285—286.

翟明国等．中国华北高压麻粒岩的发现及初步研究．中国科学，1992，12 (B)，1325—1330.

Cameron，E. M.．　**由深部韧性剪切带氧化变质作用衍生的金：理论模式．科技情报，**1990，1：81—86.

Abraham，A. P. G.，Davis，D. W. and Kamo，S. L.．Geochronological constraints on late Archean magmatism deformation and gold-quartz vein mineralization in the northwestern Anialik River greenstone belt and igneous complex，Slave Province，N. W. T.，Can.．J. Earth Sci.，1994，31：1365—1383.

Bell，T. H. and Johnson，S. E.．Porphyroblast inclusion trail：the key to orogenesis. J. Metamorphic Geol.，1989，7：279—310.

Bostock，H. H. and Van Breemen，O.．Ages of detrital and metamorphic zircons and monazites from a pre-Taltson magmatic zone basin at the western margin of Rae Province. Can.．J. Earth Sci.，1994，31：1353—1364.

Claore-Long，J. C. et al.．Archean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt，constraints on the timing of gold mineralization. Earth Planet. Sci. Lett.，1990，98：109—128.

de Ronde，C. E. J.，Kamo，S.，Davis，D. W.，de Wit.，M. J. and Spooner，E. T. C.．Field，geochemical and U-Pb isotopic constraints from hypabyssal felsic intrusions within the Barberton greenstone belt，South Africa：Implications for tectonics and the timing of gold mineralization. Precambrian Res.，1991，49：261—280.

Dobretsov，N. L. et al.．Precambrian ophiolite belts of southern Siberia，Russia and their metallogeny. Precambrian Res.，1992，58：427—446.

Vielzeuf，D. et al.．Granites，granulites and crustal differentiation. In：D. Vielzeuf and Ph. Vidal (eds.)，Granulites and Evolution，1990，59—85.

Whitehouse，M. J.．Granulite facies Nd-isotopic homogenization in the Lewisian complex of northwest Scotland. Nature，1988，331：705—707.

附表一　Sm-Nd 分析结果

样　号	层　位	地　点	Sm (10^{-6})	Nd (10^{-6})	Sm/Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$
S9301	岩体	栖霞上曲家	2.6120	22.3860	0.1167	0.070500	0.510486
S9305	岩体	罗山金矿	3.0220	24.0370	0.1257	0.076000	0.511483
S9307	胶东岩群	栖霞三里店	1.4700	3.8370	0.3831	0.231600	0.513215
S9307 (1)	胶东岩群	栖霞三里店	3.4510	14.7470	0.2340	0.141500	0.511477
S9308	岩体	蓬莱	11.4070	78.0010	0.1462	0.088400	0.511701
S9403	胶东岩群	栖霞牯辘磨	3.5187	15.4356	0.2280	0.137580	0.511635
S9404	胶东岩群	栖霞牯辘磨	8.6232	39.8627	0.2163	0.130780	0.511905
S9410	胶东岩群	栖霞骂阵口	4.7391	19.6960	0.2406	0.145464	0.511672
S9411	岩体	栖霞骂阵口	7.1696	36.5916	0.1959	0.118455	0.511635
S9419	岩体	栖霞十八盘	5.0986	26.0185	0.1960	0.118470	0.511810
S9422	胶东岩群	栖霞下马家河	4.3421	13.7757	0.3152	0.190557	0.512681
S9424	岩体	栖霞十八盘	0.3397	2.1312	0.1594	0.096363	0.511017
S9432	胶东岩群	栖霞刁崖岩	1.6263	7.6508	0.2126	0.128509	0.511799
S9434	胶东岩群	栖霞大杨家西	30.2783	176.1415	0.1719	0.103922	0.511283
S9438	胶东岩群	栖霞庙东	4.2987	19.3116	0.2226	0.134573	0.511799
S9441	岩体	徐各庄西	7.0276	39.5028	0.1779	0.107552	0.511981
S9442	胶南岩群	徐各庄西	1.8894	8.4808	0.2228	0.134687	0.511889
S9445	岩体	东蒿阳	0.3505	1.8043	0.1921	0.116153	0.511806
S9449	岩体	院各庄	4.7839	27.5818	0.1734	0.104857	0.511652
S9454	岩体	王家口	1.2515	7.2948	0.1716	0.103718	0.511734
S9455	岩体	晒字	1.4621	9.0011	0.1624	0.098202	0.511618
S9456	岩体	上口村	3.8622	22.6400	0.1706	0.103133	0.511828
94H11	桑干杂岩	西葛峪	2.6739	9.1566	0.2920	0.176543	0.512475
94H13	桑干杂岩	水地庄	4.6265	18.6134	0.2486	0.150268	0.511884
94H20	岩体	西望山	3.7706	22.9227	0.1645	0.099445	0.511187
94H22	岩体	西望山	3.2293	18.5568	0.1740	0.105207	0.511296
94H23	岩脉	西望山	1.4762	5.2835	0.2794	0.168913	0.512263
94H34	桑干杂岩	洞沟河	3.6452	19.7405	0.1847	0.111635	0.510923
94H35	岩体	洞沟河	2.8892	20.6096	0.1402	0.084751	0.510990
94H54	岩体	下双台	6.2689	33.0808	0.1895	0.114566	0.512250
94H55	岩体	三道河	2.9746	11.0494	0.2692	0.162753	0.512275
94H70	岩体	后沟	0.3433	1.8759	0.1830	0.110638	0.511703
94H71	桑干杂岩	沃麻坑	2.0322	6.3340	0.3208	0.193967	0.512689
94H91	单塔子群	单塔子村南	3.5655	13.8591	0.2573	0.155534	0.512518
94H92	岩体	单塔子村南	5.0501	28.6128	0.1765	0.106703	0.511351
94H93	单塔子群	单塔子村南	10.3556	68.6015	0.1510	0.091260	0.511067

附表二　U-Pb 同位素测年新成果

序号	样品编号	岩　性	采样位置	双目镜下观察锆石特征	锆石 U-Pb 同位素年龄
1	94H20	奥长花岗岩	冀北西望山	浅黄色、浅紫色透明短圆柱状、浑圆状晶体，表面发生溶蚀圆化	测得锆石的 U-Pb 同位素年龄是不谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄分别为 2356±14Ma 和 2220±10Ma。测得两组锆石的 U-Pb 同位素年龄是不谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄分别为 2340±23Ma 和 2245±25Ma。测得两组锆石的 U-Pb 同位素年龄是不谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄分别为 2271±13Ma 和 2307±7Ma。以上 3 个样品共 6 个数据点组成的不一致线与谐和线的上交点年龄为 2351±74Ma
2	94H22	英云闪长片麻岩	冀北西望山	浅紫红色、无色透明短柱状、浑圆状晶体，表面发生溶蚀圆化	
3	94H35	英云闪长片麻岩	冀北盘长河沟	深紫红色透明浑圆状晶体，表面发生溶蚀圆化	
4	94H55	石英二长岩	冀北下三道河村　西	浅紫红色透明不规则状晶体	测得三组锆石的 U-Pb 同位素年龄是谐和的，其$^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄的统计权重平均值为 410.2±1.1Ma
5	94H57	钾长石英脉	冀北东坪金矿	浅紫红色透明柱状晶体①，无色透明圆柱状晶体②	测得第①类锆石的三组锆石的 U-Pb 同位素年龄是谐和的，其$^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄的统计权重平均值为 350.9±0.9Ma，第②类锆石的一组锆石的 U-Pb 同位素年龄是不谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 1052±170Ma
6	S9301	灰白色条纹状英云闪长岩	山东栖霞县东上曲家村北	浅紫褐色透明柱状晶体，长/宽为 2/1—5/1，表面有不同程度的圆化(溶蚀)	用 Pb-Pb 蒸发法测得一组锆石的$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 2830±5Ma，用同位素稀释法测得两组锆石的 U-Pb 同位素年龄是谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄分别为 2834±2Ma 和 2671±13Ma
7	S9305	片麻状钾长斑状花岗岩	山东招远罗山金矿竖井北	95%以上为无色或浅棕色自形柱状晶体①，长/宽为 2/1 或 4/1；不足 5%的为浅紫红色透明柱状晶体②	四组自形晶锆石①的 U-Pb 同位素年龄是谐和的，其$^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄的统计权重平均值为 145.90±0.5Ma。一组磨圆状捕获晶锆石的 U-Pb 同位素年龄是不谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 2689±3Ma
8	S9308	斑状黑云花岗闪长岩	山东蓬莱大夼沟	透明长柱状自形晶体，长/宽为 3/1—4/1	两组自形晶锆石的 U-Pb 同位素年龄是谐和的，其$^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄统计权重平均值为 144.1±0.8Ma。另有 3 组锆石的 U-Pb 同位素年龄是不谐和的，它们的数据点组成的不一致线与谐和线的上交点年龄为 2666±281Ma，下交点年龄为 142±8Ma

9	SZ9311	含金石英脉	山东招远玲珑金矿	有三种年龄不同的锆石：无色透明长柱状晶体①，紫红色透明短圆柱状晶②和浅紫红色柱状小晶体③	测定了三组不同年龄的锆石，它们的年龄分别为 314.1±8.8Ma，1836±51Ma，2443±41Ma
10	S9411	条带状花岗片麻岩	山东栖霞骂阵口村北	紫红色透明柱状、不规则状晶体，浅紫红色半透明不规则状晶体，表面发生溶蚀圆化	四组锆石的 U-Pb 同位素年龄是不谐和的，其数据点组成的不一致线与谐和线的上交点年龄为 1960±67Ma
11	S9413	含金石英脉	山东栖霞马家窑金矿	浅紫红色透明柱状、深紫红色半透明柱状晶体，表面发生溶蚀圆化	四组锆石的 U-Pb 同位素年龄是接近谐和的，其数据点组成的不一致线与谐和线的上交点年龄为 2506±55Ma
12	S9459	榴辉岩	山东青岛仰　口	据年龄将锆石分为两类：无色透明浑圆状、不规则状和浅紫红色透明不规则状晶体①，浅紫红色透明不规则状晶体，表面略溶蚀圆化②	五组锆石的 U-Pb 同位素年龄是谐和的或非常接近谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄的统计权重平均值为 707±16Ma，另有一组锆石的 U-Pb 同位素年龄是不谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄为 1036±42Ma
13	H9301	含金石英脉	河南灵宝金硐岔金矿	测得三种不同生成时代的锆石：浅紫红色透明不规则状晶体①，无色透明柱状晶体②，浅黄色透明浑圆状晶体③	三组不同年龄锆石的 U-Pb 同位素年龄都是谐和的，它们的年龄分别为 1812±8Ma，511.1±1.2Ma，661±17Ma
14	H9303	片麻状花岗岩	河南灵宝金硐岔金矿	紫红色透明短柱状晶体，表面溶蚀圆化	四组锆石的 U-Pb 同位素年龄是接近谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄统计权重平均值为 215±2Ma
15	H9306	辉长辉绿岩	河南灵宝金硐岔金矿	两类锆石：无色透明短柱状晶体①，紫红色透明短柱状晶体②	两类不同年龄锆石的 U-Pb 同位素年龄是谐和的，其年龄值分别为 498.7±7.5Ma，1732±51Ma
16	H9307	伟晶岩	河南灵宝金硐岔金矿	紫红色透明柱状晶体	两组锆石 U-Pb 同位素年龄是谐和的，其$^{207}Pb/^{206}Pb$ 表面年龄的统计权重平均值为 1806±3Ma

图版说明及图版

图　版　Ⅰ

1. 紫红色透明短柱状锆石， H9303 片麻状黑云母花岗岩，河南灵宝金矿金硐岔矿区， ×330
2. 紫色短柱状自形锆石， H9307 伟晶岩，金硐岔矿区， ×150
3、4、5. 短圆柱状（卵圆状）锆石， 94H20，94H22、94H35TTG 质岩石，张宣地区，放大倍数分别为×470，×470，×600
6. 紫褐色透明长柱状锆石， S9301 英云闪长岩，山东栖霞上曲家村，×600
7. 紫红色不规则状锆石， S9301 英云闪长岩，山东栖霞上曲家村， ×530
8. 紫红色透明柱状锆石， S9411 花岗质片麻岩，山东栖霞骂阵口， ×360
9. 浅紫色半透明不规则状锆石， S9411 花岗质片麻岩，山东栖霞骂阵口，×470

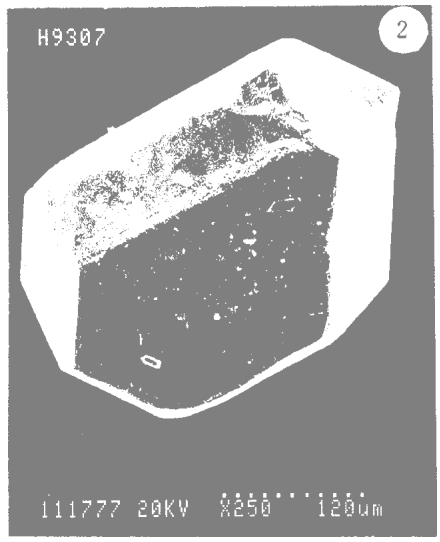
图　版　Ⅱ

1. 斜长角闪岩（黑色）呈透镜状产于强烈褶曲变形的英云闪长岩（灰白色）中，山东栖霞李家圈西， ×1/130
2. 无色自形柱状锆石，H9306 辉长辉绿岩，金硐岔矿区， ×430
3. 浅紫色透明不规则柱状锆石， H9306 辉长辉绿岩，金硐岔矿区， ×600
4. 紫红色透明不规则状锆石， H9301 含金石英脉，金硐岔矿区， ×200
5. 浅黄色透明浑圆状锆石， H9301 含金石英脉，金硐岔矿区， ×260
6. 无色透明柱状锆石， H9301 含金石英脉，金硐岔矿区， ×320
7. 浅紫红色透明不规则状锆石， 94H55 石英二长岩，冀北下三道河村西， ×240
8. 浅紫红色透明自形柱状锆石， 94H57 钾长石英脉，东坪金矿，×240
9. 无色透明卵圆柱状锆石， 94H57 钾长石英脉，东坪金矿， ×360

图　版　Ⅲ

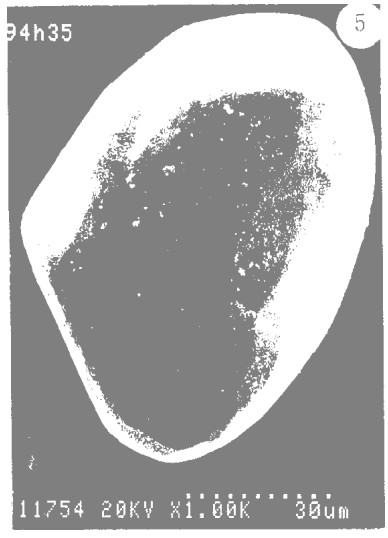
1. 无色透明自形长柱状锆石， S9305 片麻状黑云母花岗岩，胶北罗山， ×210
2. 浅紫红色透明柱状锆石， S9305 片麻状黑云母花岗岩，胶北罗山， ×300
3. 无色透明自形柱状晶体， S9308 斑状花岗闪长岩，蓬莱大夺沟， ×250
4. 浅紫红色长柱状锆石，S9413 含金石英脉，马家窑金矿， ×360
5. 浅紫红色透明卵圆柱状锆石， S9413 含金石英脉，马家窑金矿， ×600
6. 无色透明卵圆状锆石，S9459 榴辉岩，青岛仰口， ×360
7. 无色透明长柱状锆石，S9459 榴辉岩，青岛仰口， ×180
8. 无色透明柱状锆石，内有卵圆状核， S9459 榴辉岩青岛仰口，×480
9. 紫红色不规则金红石，S9459 榴辉岩，青岛仰口， ×600


1
0KV 028*3NM


H9307
2
111777 20KV X250 120um


3
1744 20KV X800 38um


94h22
4
11749 20KV X800 38um

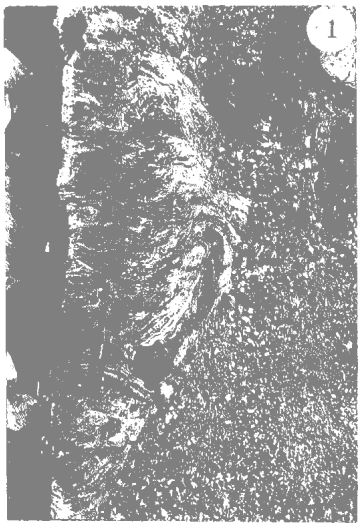

94h35
5
11754 20KV X1.00K 30um


6
930747 20KV 015*3NM


7
930748 20KV 017*3NM


8
KV X600 50um


s94-11
9
111773 20KV X800 38um

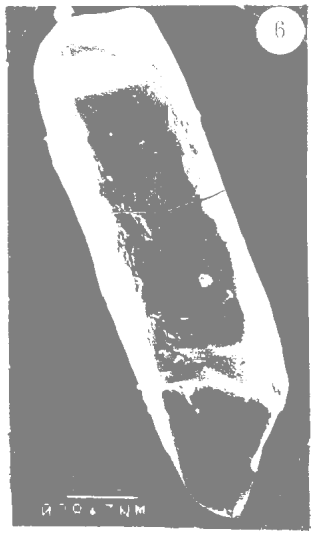

1


2
44724 20KV 021*3NM


3
020714 20KV X1.00K 30um

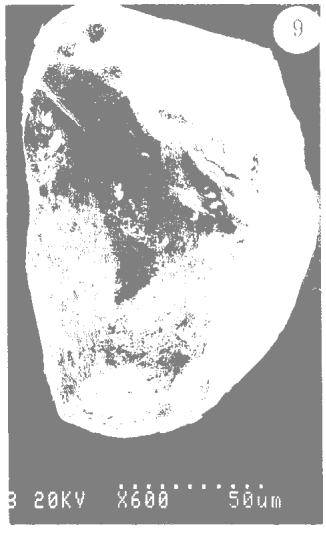

4
4411 20KV 046*3NM

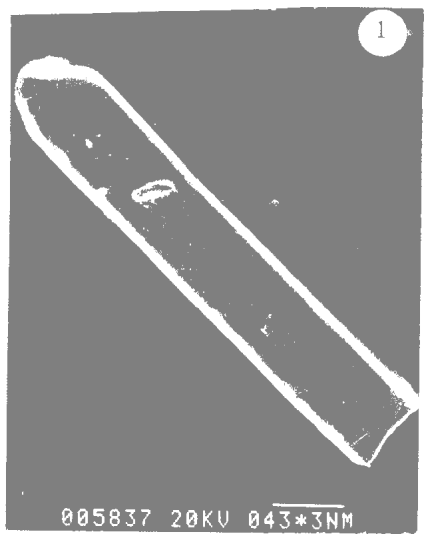

5
944408 20KV 035*3NM


6


94H55
7
111730 20KV X400 75um


8


9
20KV X600 50um

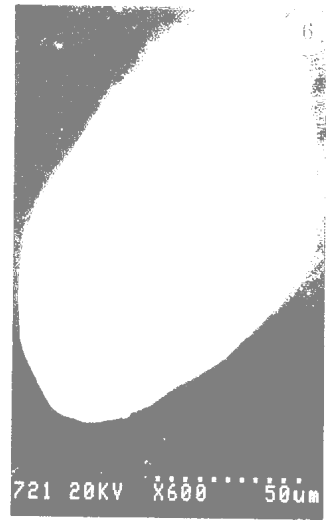

1
005837 20KV 043*3NM

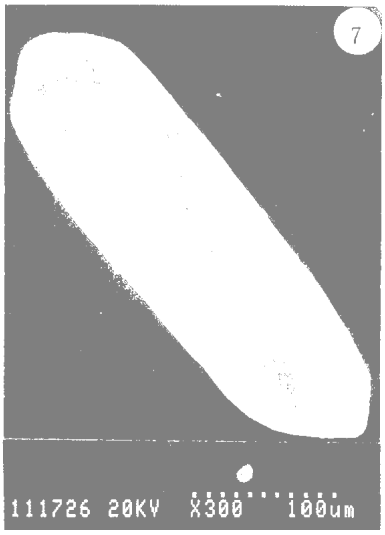

2
020715 20KV X500 60um


3

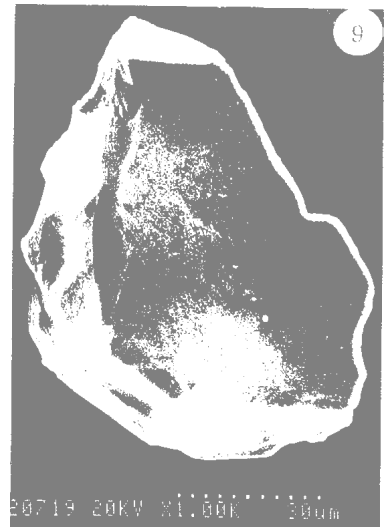

14 20KV X600 50um


s94-13
5
111715 20KV X1.00K 30um


6
721 20KV X600 50um


7
111726 20KV X300 100um


8


9
20719 20KV X1.00K 30um

前　言

《金矿密集区的基底特征与成矿作用研究——以小秦岭、冀北和胶北金矿密集区为例》一书是地质矿产部“八五”专项基金《小秦岭、冀北和胶北金矿域基底特征及成矿作用主要特征对比》研究课题的成果总结。近10年来，我国黄金地质勘查和科研工作取得了令人瞩目的进展。随着一批大型金矿床的新发现，对金矿成矿作用的主要特征和规律的认识也产生了飞跃。同时，随着研究工作的不断深入，也出现了一系列新的地质问题亟待科学工作者去探索和寻求答案。这些问题主要包括如下三个方面。第一，金矿床往往在区域分布上表现出明显的趋群性，从而构成金矿床分布的密集区。这种矿床分布的不均一性主要受何种因素的制约？在现代科学技术条件和认识水平上，能否探寻这种制约金矿床密集区分布的主要地质因素？第二，在金矿密集区内，金矿床分布受到诸如地层、构造、岩石、区域地质发展史等多种复杂因素的直接或间接制约。能否在实践中找出控制金矿床分布的主要控制因素？如何去发现这些主控因素？第三，金矿床存在化探和物探异常，利用物化探异常找金积累了许多成功的经验。在地质上，在金矿床密集区、矿田和矿床分布区有无地质异常存在？能否根据地质异常圈定矿体，指导普查找矿工作。上述三个问题是从黄金普查找矿的实践中提出的重要基础地质问题，并且应用性极强。针对金矿密集区的区域成矿规律和找矿方向问题，我们于1993年向地矿部原直管局申请了《小秦岭、冀北和胶北金矿域基底及成矿作用主要特征对比》的研究课题，加入了探索和研究新一轮黄金地质研究难题的行列。课题于当年7月获得批准，并启动研究。经过两年多的努力，课题组成员8次分赴小秦岭、张宣、承德、胶北和泰山地区，通过对金矿密集区和非密集区的前寒武纪变质基底和众多大、中、小型金矿床的考察，搜集了大量第一性野外资料，并开展了相应的室内分析研究工作。我们在充分借鉴和利用前人资料的基础上，根据研究者的思路和第一性资料，完成了这部专著。

所谓成矿域，系指不同成因、不同时代、不同规模的一种或多种矿床在空间上分布相对集中的地域，亦即成矿集中区或密集区。李上森等（1990）在《国外元古宙铅-锌-铜多金属矿产研究进展》的专著中，把全球划分为六个主要自然成矿集中区。每个集中区内，都有一个或几个特大型矿床作为骨干，带着一批大、中、小型矿床，显示出空间上分布相对集中的特点。嗣后，陆松年等又对此概念做了进一步限定和阐述，并将集中区统一改称为矿床密集区。

现将金矿密集区的概念作如下初步定义：

第一，金矿密集区是一个比矿床、矿田规模更大的区域，其面积可达数千或上万平方公里；该区具有相似的地壳演化历史和特征：

第二，区域内储量密度$\left(\frac{\text{区域储量}/\text{全国储量}}{\text{区域面积}/\text{全国面积}}\right)$可达数十甚至上百；

第三，区域内有一些大型、特大型金矿床作为骨干，带动着一大批中、小型矿床和矿

点；

第四，区域内分布有众多不同时代、不同成因的金矿床，表现出成矿继承性和变异性的特点；

第五，在金矿密集区探明的储量应在全国占有一定的地位（本书建议一个金矿密集区的金矿储量应占全国的 3%—5% 以上）。

当前，我国最重要的金矿密集区首指胶北。该区在不足 2 万 km^2 的范围内分布着新城、三山岛、仓上、台上、大尹格庄、望儿山等一批大型金矿和星罗棋布的中、小型矿床，使该区在占全国不足 0.2%的范围内占有了全国金矿储量的 25% ，储量密度提高了一百多倍。类似的金矿密集区还有小秦岭、冀西北的张家口-宣化、冀东的遵化-青龙和吉林的夹皮沟等。辽西和内蒙古乌拉山有望成为新的金矿密集区。

在地质学家致力于寻找单个大型、特大型矿床的过程中，逐步认识到成矿域的重要性。一个不容忽视的地质事实是，每个特定成矿域的形成都在一定程度上受到基底和地壳演化特点的制约。例如：徐克勤等（1987）在研究中国钨矿形成的大地构造背景时指出，钨矿伴随的花岗岩类主要属改造型，含钨花岗岩来自大陆地壳，基底岩石中钨元素的初步富集是形成钨矿的重要控制条件。沈保丰等（1992、1995）在研究中国花岗岩-绿岩带金矿时也明确指出，早前寒武纪在强烈的、多次的海底火山喷气作用过程中，形成了具有一定产出层位的金矿床和矿源岩。尔后在构造变动、变质作用、交代作用和岩浆活动中，使金元素活化、迁移、富集，在有利的构造部位形成脉型金矿。绿岩带和原生金矿床形成后，在后期构造-岩浆活动作用下，又可形成壳源重熔岩浆热液型和砂砾岩型金矿床。他们都强调了基底对金矿域（即金矿密集区）形成的重要意义。

我们选择胶北、小秦岭和张宣金三角等三个金矿密集区作为研究重点，力图探索为什么分别分散在华北地块东部、南缘和北缘的这三个地质体会有那么丰富的金矿储量，特别是胶北地区，面积不足全国的 0.2% ，却占有全国金储量的 25% ？许许多多的研究者，都在认真探索这个问题，力图揭开胶北富金之迷。无可置疑的是，前人的研究成果从不同角度，例如有的偏重于矿床定位的构造体系的研究，有的侧重于矿床蚀变带的研究，有的则专门研究与金矿有关的花岗岩特征等来揭示胶北富金的原因和形成机理。我们抱着和同行们相同的愿望，企盼为揭开自然界之谜尽一份努力。尽管离最终揭开谜底还有一段距离，但我们针对前人研究工作中的薄弱环节，从大陆地壳演化重大热-构造事件与成矿作用的时空耦合关系入手，通过石英脉中锆石 U-Pb 测年着重探索金矿的定位时代，研究与金矿成因有关的花岗岩类岩石钕同位素地球化学特征，探索它们与基底岩石的亲缘关系；同时，从壳-幔分离形成的初始地壳成矿元素丰度的统计分析中，初步揭示了深部地壳乃至地幔的不均一性问题。

通过本书的详细论述，对胶北等三个金矿密集区的基底及成矿特征的认识无疑前进了一步。但鉴于自然界的极其复杂和自然规律的深奥，尽管我们付出了艰辛的劳动，要揭开这三个金矿密集区的“谜底”，认识它们的规律，还需持之以恒的努力。在本书的开篇中，研究者首先要感谢地矿部原直管局在经费上的支持，特别是叶天竺总工程师自始至终的关心与帮助。同时，感谢天津地质矿产研究所沈保丰研究员在经常性的讨论和交换意见过程中，给执笔者的启迪。感谢部地调局朱明玉、白冶对研究工作的关心和鼓励，以及黎世美、黄建军、梅华林、陈安蜀等在工作过程中给予的支持。最后要特别感谢王鸿祯院士、叶天

竺总工和马福臣、刘如琦、杨敏之等三位教授在百忙中审阅了本书的初稿，提出了宝贵的修改意见以及对作者所取得的研究成果的高度评价和鼓励。由于本书作者知识的局限性，书中的错误及不足，深望专家、同行批评指正。

著　者

1997 年元月