普通高等教育地质矿产类规划教材

矿 田 构 造 学

翟裕生　林新多　主编

地质出版社

(京) 新登字 085 号

内 容 提 要

矿田构造学是介于矿床学和构造地质学之间的边缘分支学科，是地矿工作者应当具备的专门知识。

本书是为适应地矿工作需要和教学要求而编写的，全书共 12 章。第一章阐述矿田构造的研究意义、内容、方法和研究历史；第二章论述矿液运移的动力、通道和方向；第三、四、五、六章分别介绍褶皱构造、断裂构造、侵入体构造和火山构造对成矿的控制作用；第七、八、九、十章分别论述内生矿床、沉积矿床、变质矿床和层控矿床的成矿构造类型和特点；第十一章论述了矿田构造的若干时空分布规律；第十二章介绍了研究矿田构造的几种基本方法。

本书可作为高等学校地质、矿产和矿山地质类专业教材，也可供地质生产和科研人员参考。

※ ※ ※

普通高等教育地质矿产类规划教材

矿 田 构 造 学

地质矿产部教材编辑室编辑

翟裕生 林新多 主编

责任编辑：陈 磊

地 质 出 版 社 出版

(北京和平里)

中国地质大学印刷厂印刷

(北京海淀区学院路 29 号)

新华书店总店科技发行所发行

开本：787×1092 1/16 印张：13.75 字数：324000

1993 年 5 月北京第一版·1993 年 5 月北京第一次印刷

印数：1—2000 册 定价：6.70 元

ISBN 7-116-01193-5/P·1007

前　言

矿田构造学具体研究各种构造形迹和构造作用对矿床、矿体的形成和分布的控制作用，包括控制矿体形态、产状、结构、规模及后期改造的各种地质构造因素，因而对普查、勘探、预测、评价和采矿工作都有实际意义。矿田构造学还重点研究成矿诸因素中的构造作用与成矿物质聚积的相互关系，以便更全面深入地认识成矿作用机理，因而又有着理论意义。因此，矿田构造学是一门有理论意义和实践价值的边缘分支学科，是广大矿产地质工作者包括矿山地质工作者应该掌握的一种专门知识。

我国一些高校中的地质矿产类专业自 60 年代以来就陆续开设矿田构造课程，作为大学生的必（选）修课或作为研究生的专修课，通过该课程教学，给学生以矿田构造的基本知识和工作方法，取得了良好的效果。大家一致认为有必要开设该课。但是迄今却没有一本正式出版的矿田构造教材。为了弥补这个不足，矿床学课程教学指导委员会委托我们编写这本教材。

经过近三年的努力，我们根据多年来从事矿田构造教学和研究的体会，吸取兄弟院校在教学中的有益经验，参阅国内外有关文献资料，经过综合整理，编写成该书稿。

本稿共分十二章，三部分。第一部分共六章，包括绪论、矿液的运移、各种构造形迹对成矿的控制，第二部分共五章，分别论述了岩浆—热液矿床、沉积矿床、变质矿床和层控矿床的构造特征和构造控制。在上述基础上，重点讨论了矿田构造的若干时空分布规律；第三第分即第十二章介绍了矿田构造的研究方法，包括一些常用的基本方法和一些较新颖的技术方法。

教材内容是按课程教学大纲安排的，份量是按 40—50 学时掌握的，考虑到目前还缺乏适于自学用的矿田构造资料，所以本书的篇幅稍加扩大，以便于学生自学。

在编写过程中，我们运用构造研究与矿床成因研究相结合的原则，将构造作为成矿作用的一个重要组成部分加以阐述；同时，也采用广义的构造概念，既包括变形构造，也包括各种岩石的原生构造和后生构造，这些构造经常结合一起，共同控制矿床、矿体的形成。由于矿田构造是介于矿床学、构造地质学以及地球化学之间的边缘学科，因此在书中讨论问题时势必涉及到矿床学和构造地质学等学科的有关内容，但尽量减少重复。

本书由翟裕生、林新多任主编，章节分工是：翟裕生——第一、二章和第十二章第一节；林新多——第三、四、十一章；池三川——第十章和第十二章第二节；姚书振——第五、六、七章；五思源——第八、九章、第十二章第六节；吴淦国——第十二章三、四、五节。池三川对全书文稿进行了修改，翟裕生、林新多负责全书的统编和定稿。

在编写过程中，地矿部教材编辑室、中国地质大学（北京、武汉）教务处和矿产地质系给予大力支持，全部插图由中国地质大学（武汉）绘图室清绘。莫彩芬、黄方方同志清抄和整理了大部分文稿。在编写过程中还引用了各兄弟单位提供的有关资料，在此一并表示衷心的感谢。

书稿完成后承蒙胡受奚、冯本智二位教授认真审阅，提出宝贵意见，使本书质量得以提高，谨致诚挚的谢意。

编　者

一九九一年十二月

目　录

前　言

第一章　绪　论 …… 1

第一节　构造与成矿的关系 …… 1

第二节　控矿构造的分级 …… 2

第三节　矿田构造的研究意义和研究内容 …… 3

第四节　矿田构造的特点及研究方法 …… 4

第五节　矿田构造研究简史 …… 6

第二章　矿液的运移 …… 9

第一节　概述 …… 9

第二节　矿液运移的动力 …… 9

第三节　矿液运移的通道 …… 11

第四节　矿液流向和通道的研究 …… 16

第三章　褶皱构造的控矿作用 …… 23

第一节　概述 …… 23

第二节　褶皱构造类型及其对成矿的控制 …… 27

第三节　叠加褶皱及其对成矿的控制 …… 31

第四章　断裂构造的控矿作用 …… 36

第一节　概述 …… 36

第二节　断裂的形成 …… 36

第三节　断裂构造对成矿的控制 …… 38

第四节　劈理和片理对成矿的控制 …… 47

第五节　韧性剪切带及其对成矿的控制 …… 48

第六节　推覆构造和剥离断层对成矿的控制 …… 52

第五章　侵入体构造的控矿作用 …… 55

第一节　概述 …… 55

第二节　侵入体的形态、产状及其影响因素 …… 55

第三节　侵入体内部构造及其控矿作用 …… 57

第四节　侵入接触构造及其控矿作用 …… 60

第五节　多期次侵入构造对成矿的控制 …… 67

第六节　岩墙与成矿的关系 …… 68

第六章　火山构造的控矿作用 …… 70

第一节　概述 …… 70

第二节　火山穹窿构造及其对成矿的控制 …… 71

第三节　破火山口构造及其对成矿的控制 …… 76

第四节　火山-构造洼地、线性火山构造及其对成矿的控制 …… 80

第五节　次火山岩构造及其对成矿的控制 …… 82
第六节　火山-构造矿化模式 …… 87
第七章　内生矿床的成矿构造 …… 89
第一节　概述 …… 89
第二节　岩浆矿床的成矿构造 …… 89
第三节　伟晶岩矿床的成矿构造 …… 95
第四节　矽卡岩矿床的成矿构造 …… 98
第五节　岩浆热液矿床的成矿构造 …… 103
第八章　沉积矿床的成矿构造 …… 109
第一节　概述 …… 109
第二节　海相沉积矿床的成矿构造 …… 110
第三节　海陆交互相沉积矿床的成矿构造 …… 119
第四节　陆相沉积矿床的成矿构造 …… 123
第九章　变质矿床的成矿构造 …… 127
第一节　概述 …… 127
第二节　区域变质矿床的成矿构造 …… 130
第三节　接触变质矿床的成矿构造 …… 138
第四节　混合岩化矿床的成矿构造 …… 140
第十章　层控矿床的成矿构造 …… 142
第一节　概述 …… 142
第二节　控制层控矿床的区域构造 …… 142
第三节　层控矿床的矿田和矿床构造 …… 145
第十一章　矿田构造的若干时空规律 …… 158
第一节　成矿前构造 …… 158
第二节　成矿期构造 …… 159
第三节　成矿后构造 …… 161
第四节　矿田构造发展史 …… 162
第五节　构造的等距性 …… 164
第六节　构造的分带性 …… 171
第十二章　矿田构造研究方法 …… 178
第一节　大比例尺矿田构造制图 …… 178
第二节　深部构造研究及制图 …… 183
第三节　控矿构造的岩组分析 …… 189
第四节　构造-岩石物理分析 …… 191
第五节　构造地球化学方法 …… 195
第六节　遥感影像在矿田构造研究中的应用 …… 200
主要参考文献 …… 210

第一章 绪 论

第一节 构造与成矿的关系

矿床是一定的地质作用的产物。一个矿床的形成需要多方面的有利地质因素的综合，构造是其中的重要因素。在具有成矿物质和含矿流体的前提下，构造对成矿经常起到基本的甚至是主导的作用。

从成矿的全过程看，构造对成矿的控制作用可归纳为以下十个方面：

1.作为矿床形成的地质构造环境，如各种类型的构造盆地常是形成沉积矿床的有利环境，而断裂构造-岩浆活动带则是多种内生矿床的产出地带。

2.构造活动过程中释放的能量（主要是热能）为成矿作用提供能源，还可以作为含矿岩浆和各种流体运移和汇集的重要动力。地质观测资料和实验模拟资料均表明，热液、石油、天然气等在岩石中的赋存状态是受构造因素控制的。例如，在压应力区的岩石中的热液因受挤压而向毗邻的拉张区运移；在其他有利条件的配合下，热液中的矿质可在拉张区的一定部位聚集成矿。

3.构造作用形成的断层、裂隙带和剥离孔洞等因其具有很高的渗透性，可以作为含矿流体运移的通道。通常将这种构造通道称为导矿构造或运矿构造。岩浆成因热液或变质热液向地壳浅部运移需要导矿构造，而地表水和浅层地下水向深处流动也需要导矿构造作通道。

4.构造作用形成的各种开放空间，如断层、裂隙、空洞以及地表的汇水盆地等均可作为成矿物质堆集的场所，因而在很大程度上决定着矿体的形态、产状和空间位置。

5.成矿物质在各种流体中的状态和数量受控于温度、压力、Eh 和 pH 值等条件，而这些条件可以因构造状态的改变而产生变化。譬如，当含矿流体从狭窄裂隙通道进入宽大的破碎带时，压力和温度突然减低，溶液流速由快减慢，且与围连岩石的接触表面积在增大，因而增强了它们之间的化学反应，导致沉淀出矿石或／和脉石矿物。由于气化作用，发生气液分离，酸碱分离和成矿物质浓度变化，也可导致矿质的沉淀。总之，地应力和应变作用影响成矿的物理化学因素（T、p、C、Eh、pH 等），这些参数在应力场的不同部位是有差别的，因而对矿液运移和矿石沉淀起着不同的作用。

6.不同的构造条件引起不同的成矿方式，形成不同的矿床和矿体类型。如矿质在断裂中充填形成矿脉，而顺岩层充填交代则形成层状矿体，如含铜砂岩。又例如，斑岩型矿床是在地壳较浅部位的脆性岩石中通过较为迅速的沉淀机制（沸腾）生成的，而矽卡岩型矿床则是在深度较大、韧性程度较高的围岩中以较缓慢的渗透交代作用方式形成的。某些矿物组合的产出与成矿的构造条件也有一定关系，如氧化物、硫化物、硫酸盐等矿物常出现在同一矿田（床）的不同构造位置。

7.构造活动的多期次，是导致成矿的多期、多阶段的重要原因，这在热液矿床中尤为

明显，常表现为早晚不同阶段矿脉间的重叠和穿插关系。

8.构造是形成各种规模的矿化分带（区域分带、矿床分带、矿体分带等），包括矿床等间距分布的重要控制因素。例如，对预测隐伏矿床（体）有重要意义的矿化垂直分带（如赣南粤北地区钨矿脉的"五层楼"构造）在很大程度上是受构造垂直分带性（如构造断裂性质、构造岩和孔洞发育程度等随深度而变化）的制约。构造分带性常是矿田（床）中有用组分（元素或矿物）呈垂直分带的根本原因。

9.在一定的条件下，显著的构造活动可以直接形成有用的矿物或岩石，如粘土、滑石、石棉、蓝晶石、瓦板岩等及其他一些有用的构造岩和动力变质岩。

10.矿床形成以后的构造改造，大多数矿床（除一些新生代产生的矿床如砂矿外）都不同程度地经历过成矿后的改造，这包括矿床空间位置、矿体产状、矿石组构以及矿物成分的种种变化。构造改造作用既可以破坏矿体的连续性和稳定性，给找矿和采矿工作带来困难；也可使某些类型矿体（如沉积变质铁矿）褶皱加厚（主要在向斜部位），增加了单位体积内的矿石储量，从而有利于开发。矿床构造特征对于原生矿床在地表附近的风化改造也有重要影响，如位于地表矿体中或其旁侧的断裂破碎带有利于地表水和地下水的渗流，因而能促进矿体中氧化带的发育。

由上述可知：（1）构造对于各类矿床（岩浆矿床、热液矿床、沉积矿床、风化矿床和变质矿床等）的形成和分布都有控制作用；（2）在成矿作用的各个环节上构造都起一定作用，都有一定影响；（3）构造对矿床的形成、演化和成矿后的改造都有影响，都起作用。也即是说，构造对成矿的控制是无处不在、无时不在的。构造是成矿的基本控制因素，是成矿作用的有机组成部分。如果说成矿物质是"物源"，含矿流体是"介质"，则构造是提供含矿流体和矿质得以迁移的能源、动力、空间场所和调整矿石沉淀所必需的热力学条件。所以事实上矿床的形成和矿床的分布主要是受构造因素控制的。

第二节　控矿构造的分级

找矿实践和科学研究的资料表明，不同尺度的构造控制不同级别的成矿作用。大地构造从宏观上控制成矿区（带）的形成、演化和时、空分布规律，而矿田和矿床构造则具体控制矿床、矿体的形成、分布和空间位置。

陈国达教授按控矿构造的规模，将各类构造归纳为大、中、小三级。大型构造因素是构造区和构造系，中型构造包括褶皱、断层和火成岩体构造，小型构造有节理和劈理等。其中构造区（即通称的大地构造）包括沉积建造、岩浆建造、变质建造和构造热动力等多方面的成矿作用。大地构造因素既对成矿的物质来源、历史背景、区域环境、产生条件和发育过程起控制作用，又对矿床的产出状态、改造情况和在区域中的时、空分布起控制作用。所以，大地构造是最高级别的综合性的控矿构造因素。中、小型构造包括火成岩体构造，对矿床形成的位置以及在小范围内的分布有直接的控制作用。在习惯上，矿田构造就是指控矿的中、小型构造。

任何一级含矿区中都包含有各种性质的中、小型构造，同时又在大地构造中占有一定的地位，具有一定的大地构造发展史。因此，在大、中、小各级构造之间，具有密切的关系。在研究构造控矿时，要强调大地构造研究与中、小型构造研究相结合。针对任务和对

象的不同，可以各有重点。研究大区域成矿规律（如中国东部金属成矿规律），应以大地构造为重点，但要在中、小构造研究的基础上进行。研究矿田构造，则以中、小型构造为主，但也必须与大地构造联系起来。

矿田构造是大地构造包括成矿区（带）构造的一个组成部分。当研究矿田构造时，如对矿田所在的区域大地构造性质有系统的认识，则对所研究的矿田构造有更深刻的认识和理解。反之，对矿田构造的实地观测和深入分析，常能帮助认识矿田所处的大地构造环境和性质。在某种意义上讲，矿田构造的某些特征常是大地构造性质的"指示剂"和"缩影"。

矿田是地壳上的某一成矿显著地段，包含着在地质构造、物质成分和成因上具有联系的两个以上的矿床和矿点。矿田的面积一般为十几平方公里到百余平方公里，沉积矿田常具有更广阔的面积。

矿田构造是指在矿田范围内，控制各矿床的形成、改造和空间分布的地质构造因素的总和。

矿田中包括若干个矿床。矿床构造是矿田构造的组成部分。矿床构造是指控制矿体在矿床中分布规律及矿体形状、产状、规模的地质构造因素的总和。

矿床中包括若干个矿体。矿体构造是矿床构造的组成部分。矿体构造是指控制单个矿体的形态、产状以及矿体内部结构的构造要素，包括控制富矿段（或称矿柱）的构造要素。

上述各不同级别的概念中，都既包括构造形迹和岩石组构特征，又包括构造控矿机理和发展历史；既包括地表的控矿构造，又包括深部构造。因此，各级控矿构造研究都是立体加时间的"四维"研究内容，涉及构造控矿的时空整体结构。

第三节　矿田构造的研究意义和研究内容

一、矿田构造研究的意义和任务

从前述的构造与成矿的关系中可以看出，构造是成矿的基本控制因素。如果说研究大区域的构造控矿作用和矿床分布规律，对区域矿产预测和普查找矿工作有战略指导意义；那么，研究矿田和矿床构造则可更具体地认识和掌握控制矿床（体）形成、改造和分布的控制因素，对于大比例尺矿床预测、找矿、详查、勘探、采矿均有着实际意义。

通过矿田构造研究，可以查明矿田内成矿构造发展史和矿床的时、空分布规律，以作为找寻未知矿床（体），提供勘查后备基地的地质依据。

通过矿床构造研究，阐明矿床中各矿体的分布规律，认识矿体位置和形态的构造要素，据以预测和探寻新的矿体，扩大已知矿床（山）的远景。

通过矿体构造研究，可以追溯矿体的隐伏地段，预测富矿段的产出部位，为勘探设计和开采方案提供关于矿体形态、产状、大小、展布和构造特点的依据。

矿田构造研究的基本任务是：

1.研究构造与成矿关系的基本原理；

2.研究各类构造的控矿作用；

3.研究各类矿床的构造控矿特点；

4.研究矿田构造与区域构造的关系。

总之，矿田构造研究的基本任务是回答下述问题，即：探讨矿田和矿床形成的地质构造条件，查明矿床和矿体为什么产于此处，并且会有这样的形状、产状和体积，如何在类似的地质构造条件下找到同类的矿床；也就是说其基本任务是解决矿产预测问题。

二、矿田构造研究的主要内容

1.研究岩石的物理力学性质，包括岩石的基本力学性质、岩石变质（形）后的力学性质、不同深度下岩石的力学性质、地层剖面中不同岩石类型力学性质的差异对变形特征的影响等，以及上述性质对成矿和矿化分布的控制作用；

2.研究各种控矿构造类型，包括原生层状构造、褶皱、断裂、裂隙、劈理、片理、侵入岩体构造、火山构造、重力构造等在一定地质环境中的发生、演化历史及对成矿的控制；

3.研究控矿构造的演化期次和发展阶段，包括成矿前构造期、成矿间构造期和成矿后构造期以及每期构造的发生、发展阶段及它们对成矿的控制和破坏作用；

4.研究控矿构造体系和构造分带性（包括水平构造分带、垂直构造分带）对矿床和矿床系列的形成和分布的控制作用。

5.研究矿液的运移与构造条件的关系，包括导矿构造、储矿构造对矿液运移和矿质沉淀的控制作用。

6.研究矿石堆积的构造圈闭条件（成矿构造圈闭），包括富矿体（段）形成的构造（—岩石）条件。

7.按矿床的成因类型研究各类矿床的构造特征及成矿的构造条件，如岩浆矿床、热液矿床、沉积矿床和变质矿床等。这种研究方法与前述按构造类型研究控矿意义的方法是相辅相成的。

8.研究矿田构造与区域构造的关系。一个矿田的构造特征在很大程度上决定于其所在的区域构造背景，因此要注意研究区域构造对矿田构造的控制和影响。

除上述八点外，探索和采用矿田构造的新的研究方法和手段，引用新技术和新方法到矿田构造研究工作中，也是值得重视的研究内容。

第四节　矿田构造的特点及研究方法

一、矿田构造的特点

与不含矿的中、小型构造相比较，矿田构造具有以下几个特点：

1.矿田构造是区域构造的一部分，是含有矿床、矿体的这一部分。

2.矿田构造活动的多期次性。具有一定规模的构造活动一般都具有长期发展过程，而这一点对矿田构造更为突出。这是由于一个矿床的形成需要对能量、矿质浓度、温度、压力等的多次调整（通过构造作用和地球化学作用），以造成成矿物质的高度富集。这种多次调整表现为构造的多阶段性和成矿作用的多期多阶段性。

3.构造与含矿流体的相互作用也是矿田构造的一个特点。矿田中的变形构造和岩石中的原生构造作为含矿流体的运移通道和矿石堆积地，是"物化"了的构造；同时，富含挥发组分、内能较大的气化流体可以沸腾、隐蔽、爆发等形式产生新的构造岩，如角砾岩筒等。它们是重要的储矿构造类型，并以其特殊的形成机制和与蚀变、矿化的密切联系而有

别于一般的构造变形．尤其在内生和变质矿床中，构造因素是在与矿液的相互作用，与成矿物理化学作用的紧密联系过程中起到控矿作用的。

由上述矿田构造与一般构造的差异可知，矿田构造学与一般构造地质学有其相同的一面，也有独特的一面．矿田构造学利用构造地质学的原理和方法来研究矿田构造的类型和形成机理，这是二者共同性的一面；矿田构造学还研究构造与成矿的关系，这是矿田构造研究不同于一般构造研究的方面，是其特殊性。

矿田构造研究既以一般构造研究为基础，又能充实和丰富一般构造研究．因为，通过矿田构造的深入研究，特别是坑道中和钻孔岩心中揭露的构造现象，可以提供更多的构造信息，发现更多的构造类型、构造作用机理和小尺度的构造细节，因而能丰富构造地质学的研究内容，推动构造地质学的深入和发展。

二、矿田构造的研究方法

矿田构造的研究内容基本上是属于地质构造范畴的．因此，矿田和矿床的详细地质构造制图（大比例尺地质制图）及有关控矿构造条件的研究一直是矿田构造研究的基本方法，并在不断改善和提高．由于矿田和矿床是有一定深度的三维的地质体，因此，开展大比例尺立体地质制图是研究矿田构造的重要手段，并扩展到深部制图和各种专门的制图方法。

岩石和矿石组构分析（即显微构造分析）对解决某些宏观难以解决的问题有其独特的作用．运用岩组分析不仅可以确定含矿褶皱、断层和裂隙的成因．鉴别岩石、矿石所经历的变形历史，并能确定矿体位移的性质和方向．通过微观和超微观的手段研究矿石组构，能了解矿体矿石在构造应力场中的位置及矿石生成后的变形情况。

物探和化探方法已卓有成效地运用于矿田构造研究．利用物探方法（电法、磁法、重力、地震以及放射性物探等方法）能发现隐伏构造、隐伏岩体和矿体，探查它们的延深情况．由于化探测试技术的改善，已能广泛运用原生晕、次生晕以及气体测量等方法查明隐伏的导矿构造和储矿构造，了解矿化地段的范围和矿石富集部位。

70 年代以来，利用遥感影像（卫片和航片等）来判别控矿的线性构造和环形构造等大、中型构造已获得良好效果．随着电子计算机的普及，已广泛利用数学分析和电算技术来定量地研究构造控矿作用并进行统计预测。

矿田构造地球化学方法近年来受到重视．它研究矿田、矿床范围内构造要素的地球化学特征、构造活动对元素迁移富集的制约以及地球化学场与构造应力场的关系等．也应用矿物包体研究提供的温度、压力、浓度等信息来探讨矿液的来源和构造通道。

构造控矿的模拟实验研究，包括采用高温高压技术，可以模拟构造变形对成矿元素（如铜、金、汞等）迁移和富集的控制作用，元素的构造动力分带、成矿元素在裂隙中沉淀的机理等．这对建立构造控矿理论基础，探索构造成矿机制有重要意义。

古水文地质条件研究对探讨矿液的流向、流速和通道，认识隐伏控矿构造也有一定作用。

以上简要地介绍了矿田构造的研究方法，对其中几种主要的研究方法，还将在第十二章作详细论述。

第五节　矿田构造研究简史

一、矿田构造研究的历史阶段

古代矿工们已经认识到构造对矿体形态和产状的控制作用，并学会利用一些明显的构造迹象（断层、裂隙、破裂带等）作为找矿的标志。但是，专门的构造与成矿关系的研究，只是随着矿业生产的扩大从本世纪初期才开始的。自那时以来，矿田构造研究大体上经历了由浅入深、相互交叉的三个发展阶段：

第一阶段，在本世纪的前叶，矿田构造的研究着重在单个构造要素对成矿的控制，如褶皱控矿、断裂控矿、裂隙控矿、侵入接触带控矿等。研究矿体形态、产状、空间分布与构造的关系，提出了成矿前、成矿期和成矿后构造等概念，并分别探讨其控矿作用。这些研究基本上是描述性的。当时，苏联较重视矿田构造的研究，开展了较为系统的研究工作，并在30年代确定了这个方向。最早开出矿田构造课程的是苏联的 A.B.Королев (1936)。他和 B.M.Крейтер 等都曾划分了矿床构造的成因类型。这一阶段中，积累了大量实际资料，为矿田构造研究奠定了基础。

第二阶段，大体是从50年代起，由于第二次世界大战后经济和科技的发展，对矿产的需求与日俱增，人们进一步认识到矿田构造研究的重要性，开始全面研究构造对成矿的控制。这个阶段的主要特点是，在研究单个构造要素控矿的基础上，注意研究矿床生成的地质构造背景，研究矿田构造与区域构造的相互关系，以探讨矿床的空间分布规律。在这方面，李四光倡导的地质力学的构造体系控矿研究起到了突出的作用。李四光等认为，地壳中矿产的分布是受着双重控制的：其一，是成矿的物质条件，其二，是成矿的构造条件。由于成矿物质的迁移、聚集和分布受着后者的制约，所以事实上矿产的分布规律主要是受构造体系控制的。我国学者广泛研究了不同时期构造体系的发生、发展、复合、转变以及它们与成矿作用的关系，这对煤、石油和金属矿产的预测，取得了好的效果。在50—60年代，前苏联曾就矿田构造与区域构造的关系，矿床的时空分布与不同构造类型的关系、矿田和矿床地质制图专门方法等进行了较为全面的研究工作。欧美一些国家相继开展了对矿田矿床构造的综合分析，他们利用力学原理分析构造成因，进行模拟实验，以查明构造和矿石的形成机理。在这个阶段中，对构造控矿作用的理解也更为广泛，除了构造应变产生的构造要素外，还注意到研究岩浆成因构造、火山构造、沉积构造和变质构造等对成矿的控制。

总的看，这个阶段已将单个构造与构造体系的研究结合起来，总结了构造的等距性、分带性、对称性等对成矿的控制。注意探讨表层构造与深部构造的关系，构造应力场研究也取得成效。

第三个阶段，70年代以来，地质科学技术的发展日新月异，矿田构造研究已成为加快找矿勘探速度、提高找矿勘探效益的重要手段。人们在实践工作中认识到，为了解决难度甚大的隐伏矿床的勘查问题，仅仅研究构造要素和构造体系已经不够了，因为单就构造本身来说，很多条件都是有利成矿的，但真正含矿构造只占构造形迹中很少一部分，因此，要把成矿的构造因素与其它因素的研究结合起来，将构造研究和矿床成因研究结合起来，把成矿的地质构造条件和物理-化学条件结合起来研究，把构造应力场研究与地球化

学场研究结合起来，把成岩成矿过程中物质的迁移、富集和构造应力场的形变演化历史结合起来进行研究，以便深入探索构造活动与成矿作用的内在联系，深入认识矿床的形成机理和形成环境。这是当前矿田构造研究的一个突出特点和发展趋势。

在当前，矿田构造研究工作已经达到三个基本方面（单个构造控矿、构造体系控矿、构造研究和矿石成因研究结合）互相渗透平行前进的阶段。矿田构造的理论基础和工作方法正在整理和系统化。矿田构造学正在成为矿床学和构造地质学之间的一门边缘学科。

二、我国矿田构造研究概述

我国地质学家比较重视构造地质学的研究，主要是注意大地构造、区域构造与成矿规律的研究，对矿田、矿床构造的研究开展较晚。50 年代，引进了苏联等国学者研究矿田构造的一些方法和经验，对单个矿床和矿田构造的研究较多。60 年代以来，广泛开展了以地质力学为理论基础的构造体系控矿研究，比较深入地研究了一些矿田和煤田、油田的构造控矿条件，并在成矿预测中取得成效。

70 年代以来，随着矿产勘查工作的发展，包括找寻隐伏矿床的任务的加重，广大地质工作者越来越认识到研究矿田构造的重要性，普遍加强了对矿田构造的研究。地质、冶金、有色、煤炭、石油、化工、建材、核工业部以及黄金部队等部门的地质工作者深入研究了大量矿田、矿床的地质构造，积累了丰富资料，提出构造控矿的规律性认识。

在矿田构造的理论基础和工作方法方面，陈国达（1978）的《成矿构造研究法》是一部重要的代表作。他在这本专著中系统深入地论述了各级构造包括矿田、矿床构造的控矿作用以及成矿构造的研究方法。他还倡导加强对构造地球化学的研究。

杨开庆（1982）在地质力学构造体系控矿理论的基础上提出"动力成岩成矿"理论，认为构造不但是控岩控矿的条件，而且还能成岩成矿，它以构造动力引发与地壳物质调整的关系为研究的总方向；以构造运动中的成岩成矿过程为主攻对象；以形变与形成、建造与改造、构造与岩相等彼此的成生演化规律的地质历史分析为基本方法。

翟裕生（1965）提出把不整合面作为一种控矿构造类型，强调了不整合面不仅对外生矿床而且对内生成矿作用的意义。他（1981）系统总结了侵入岩体的接触带构造及其控矿作用，并提出侵入接触构造体系控矿的论点。他和他的同事林新多、池三川等主张将成矿构造研究和矿床成因研究相结合的研究思想。他们在大量实际研究工作的基础上，总结了构造对成矿的种种控制作用，认为构造是成矿的基本控制因素，是成矿作用的有机组成部分。他们在《矿田构造学概论》（1984）中系统提出矿田构造的研究内容和研究方法，并于 1961 年起率先在地质院校中开设矿田和矿床构造课程。

曾庆丰（1966）对南岭钨锡矿田构造进行过系统的研究，他对成矿裂隙的生成机理和脉状矿床的构造分析有创造性的认识，并在此基础上系统总结了热液矿床的矿田构造特征和成矿条件，划分了矿田构造形成、发展和破坏的三个阶段。在研究方法上，他强调要从宏观研究、显微构造和岩组分析三个方面来研究矿田构造。这些都集中反映在他的专著《论热液成矿条件》（1986）中。

总的看来，矿田构造研究在我国开展较晚，矿田构造学的基础理论和研究方法还不完备，还缺乏较为完整的理论体系，目前正处在系统积累资料和深入探索阶段。

三、矿田构造研究的趋势

当前，矿田构造研究的趋向是：

1.深入研究典型矿田，矿床（包括超大型矿床）的成矿构造因素，并把这种研究与成矿区（带）构造乃至地壳深部构造的研究结合起来，以利于在区域中找寻新的隐伏矿床；

2.开展对控矿构造因素和其它控矿因素的结合研究，如矿田构造地球化学及其它新的研究领域，在研究中，将物质、运动、空间、时间有机结合起来，将构造作用与成岩、成矿结合起来，全面、历史地研究构造与成岩、成矿的关系；

3.以地质构造研究为基础，同时运用数学、物理、力学、化学等学科的原理和方法来综合研究控矿构造，提高研究的精度和定量化程度；

4.研究地壳中各种构造环境下的构造条件、水动力条件和岩石物理化学性质间的联系，深入地探讨矿液流动与停积的各种因素；

5.加强基础地质工作，深入细致地观测各种控矿因素和矿田（床）地质特点，这是做好矿田构造研究的前提和基础。

第二章　矿液的运移

第一节　概　　述

含矿流体或简称矿液是成矿物质的载体，是汲取、溶解、携带、搬运成矿物质的介质，是形成矿床的必要物质基础．通过含矿流体的汲取、运移和沉积聚集，成矿物质得以从分散状态转变为富集状态．所以，含矿流体的运动，是成矿必不可少的基本条件．而各种成因的岩石孔隙和裂隙则是影响和控制矿液运移的通道和矿石堆积场所．因此，研究矿液运移与构造活动的关系，就成为矿田构造乃至矿床学研究的一个重要方面．

研究矿液运移在理论上和实际上都有重要意义．它能提供有关成矿物质来源、运移和富集等问题的科学依据，有助于深入认识成矿机理、成矿分带、构造控矿和矿化富集规律及分布趋势，为认识和判断矿体的位置、产状、形态、厚度和组分变化情况提供根据，这对于找矿勘探，特别是深部矿体预测具有现实意义．

含矿流体的类型较多，包括岩浆、矿浆（富矿熔浆）、岩浆气化热液、地下水热液、变质热液、混合岩化热液和复合热液等．它们产于不同的地质构造环境，有着不同的发生发展过程，并在适宜条件下形成不同的矿床类型．但是，它们在地壳中的运动又有一定的基本共同规律．本章着重讨论矿液（主要是热液）运动的一般规律及其与构造的密切关系，包括矿液运移的动力、通道、流向等，以及研究和判断矿液流向和通道的一些常用方法，以及便于初学者掌握运用，并为本书以后各章节论述构造控矿作用，打下一个基础．

第二节　矿液运移的动力

含矿溶液由于其本身具有的内压力，或是构造应力的驱动下，由原在地向压力减小的方向运移，在地壳中主要是由深部向浅部上升运移．推动矿液运移的动力是什么呢？有各种解释，归纳起来，主要有以下几种：

1.矿液的内力：矿液本身具有活动能力（内能、内压）．大量矿物包裹体的测温测压资料表明，热液矿床形成温度多在 100—500℃之间，具有较大的热能．压力在几十到几百个 10^5Pa 之间，高温热液矿床常在 1000 个 10^5Pa 上下．矿物中气相包裹体的出现和多相包裹体的存在说明矿液曾经多次沸腾，说明矿液具有较高的内压力．这种热能和压力能推进矿液向地壳中压力较低的地段运移，岩浆中的高温高压气液可从岩浆中析出，向围岩的孔隙中扩散，或以火山喷发形式迅猛地到达地表．

2.上覆岩层的静压力：热液的运动直接与上覆岩层的巨大压力有关．在沉积岩系堆积后的下沉和压实过程中，由于沉积盆地中各地段坳陷幅度有差异，岩性（包括岩石密度）和厚度不同、岩层被压缩的程度不同，因而造成不同部位的静压力差．在这种静压力差的作用下，引起层间水（包括热卤水）向压力小的方向转移．靠近盆地中心为坳陷最深地

段，沉积厚度大，所承受的压力最大，因而热液沿层而上向压力较小的盆地边缘运动（图2—1），或沿断裂带垂直向上运动。

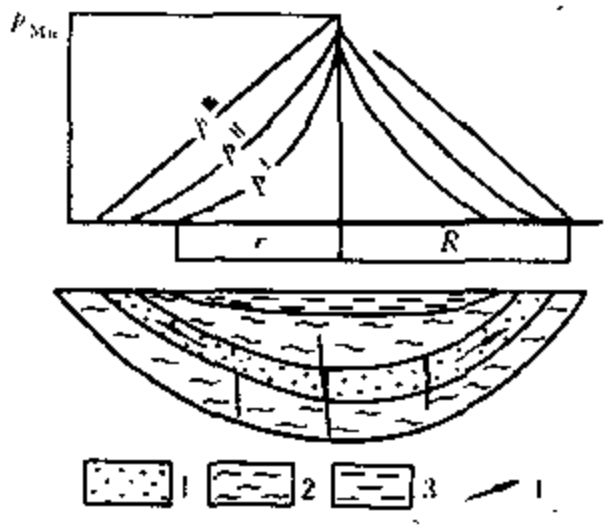


图 2—1　初始型水文地质动力系统中压力的分布

（据 A.A.Карцев,1971）

1—含水砂、砂岩；2—粘土岩；3—沉积盆地中的地表水；4—地下水运动方向，$p_{M.n}$—最大塌陷带的地层压力；p^{I},p^{II},p^{III}—某地段上的地层压力；r—某地段与最大塌陷带间的距离(m)；R_k—最大塌陷带与地层在地表出露处的距离(m)

随着深度的增大，地壳岩石的静压力也在增大，根据地球物理资料，地壳不同深度的静岩压力即围压值见表 2—1。

从对比分析中可以看出，由于有岩石围压的存在，单有矿液的内压力还不足以开辟自己前进的道路，还需要借助于其它力量。

3.构造应力：在构造应力作用下，岩石发生形变破裂，为矿液的流动和沉淀提供了有利的空间。由于构造应力的驱动，使矿液由挤压区向压力较小的张开区流动。这种由于压力差引起的矿液流动在内生矿床中是一种普遍现象。

由于构造活动的脉动性，上升矿液的流动常具有断续的脉动性质。当一次矿液充填沉淀之后，经过又一次构造活动，则又生成新构造通道或重新打开了旧通道，又使矿液重新流动。由于岩浆成矿热液成分的演化，因而在不同成矿阶段的成矿组分，有较明显差别，造成不同的矿物组合和矿化分带。

4.封闭裂隙的真空虹吸作用：A.Г.别捷赫金（1954）指出，热液运动的原因主要是压力差。在成矿裂隙生成阶段，即在封闭裂隙生成的瞬间产生真空状态，如果这种裂隙的一端插入热液聚集地段，则热液因压力差而被吸入到裂隙中。同时，由于热液在深部所受上覆岩层的静压力，使溶液挤入裂隙而上升。

5.局部热源引起的热液环流：当上升岩浆或地热流向地壳浅处运动时引起局部增温，其附近岩层中的地下水被加热，比重减轻，内压增加，因而能向上部的开放裂隙运动。而原来温度较低的水则因重力而下降，当靠近局部热源后被加温，又向上部运动，如此往复循环，则围绕局部热源形成不同温度的地下水热液对流系统(图 2—2)。

表 2-1　地壳不同深度围压值

深　度(km)	围压(10^5Pa)	
	陆　壳	洋　壳
1	270	100
2	540	200
3	810	300
4	1080	400
5	1350	500
10	2700	

近年来，对不同地质环境中的热液对流系统（大陆上、海底下）的成矿作用有了更多的了解。热液对流系统或环境对大洋中块状硫化物矿床，对斑岩型铜、钼矿床以及卡林型等金属矿床的形成，都起到重要的作用。这是因为热液对流系统可以充分淋滤花岗岩中或其它围岩中的金属元素，再在裂隙系统中沉淀富集成矿。

除上述热液对流成矿方式外，W.R.Henley（1973）还提出了另一种热液成矿方式。

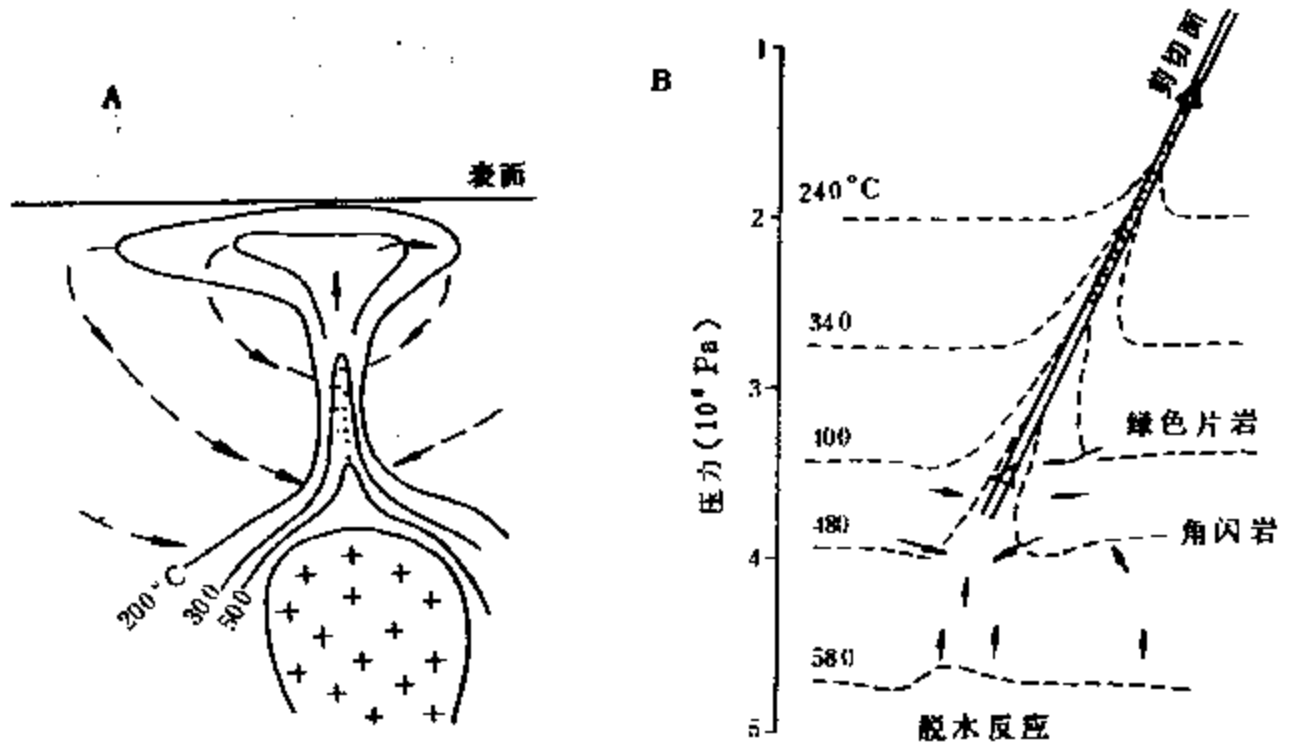


图 2—2　地下水热液对流体系图（A）和巴西 Morro Velho 矿床矿液运移示意图（B）
(据 Henley，1973)
黑点为矿石富集部位；曲线为等温线；箭头示液体流向

他以巴西的 Morro Velho 金矿为例（图 2—2）．该矿床有金矿石 20×10^6t，含金量 3×10^8g．金可能由围岩淋滤而来．围岩经历了由绿色片岩到角闪石相的转变之后，释放出重量为 2%的水．这些高温热水淋滤出围岩中的金沿剪切带上升到约 2km 的浅部沉淀成矿．

总的看来，矿液在地壳中的流动，既有内因，又受外因影响．尤其是规模较大，持续时间较长的热液活动，更与构造活动有密切关系．热液活动的过程也常是构造发生发展的过程．因此，在矿田构造研究中，应该把二者有机结合起来，即热液本身活动能力与构造环境、构造作用结合起来．

第三节　矿液运移的通道

矿液在地壳中的流动是在岩石的空隙中进行的．岩石空隙包括岩石孔隙和断裂裂隙两类．

1.岩石孔隙中的矿液运移

岩石孔隙包括原生孔隙和次生孔隙．原生孔隙指成岩过程中形成的孔洞和裂隙，例如沉积岩中的粒间孔隙和层间裂隙，火山岩中的气孔等．次生裂隙是岩石形成后由后生作用形成的，如火成岩冷却和石灰岩发生白云岩化时的体积收缩等．成矿裂隙沿着这些孔隙渗流和沉淀，形成细脉状、浸染状或网脉状矿石或矿化．各类岩石中的孔隙度是不同的，沉积岩中的石灰岩，其孔隙度为 5—20%，砂岩为 5—25%，页岩为 10—30%；安山岩为 10—15%，而花岗岩则较小（0.2—1.5%）．对矿液流动的效应，具有决定意义的是有效孔隙度，即互相连通的孔隙的体积与岩石总体积之比，用百分数表示．页岩虽然具有高达 30%的孔隙度，但连通性甚差，因而，矿液在其中的流通情况反而不如只有 10%±孔隙度，但孔隙互相连通较好的石灰岩．加之石灰岩易于溶解，因而可以扩大孔隙的体积，并

放出 CO_2 而增加溶液的活动性，因此，石灰岩对矿液的流通和成矿是有利的围岩之一。

常见岩石的孔隙度见表 2—2。单从岩石的物理性质角度来分析，孔隙度大且连通性好的岩石一般对矿液流动和成矿是有利的。由于表中所列数字是在常温常压下实验测试的，它与成矿时处于较高温度、较大压力状态显然不同。所以，这些数据只有相对的参考意义。

矿液在岩石孔隙中的运动以渗流的形式进行。由于孔隙在岩层中的分布密集且较均匀，相互连通性好，且主要存在于沉积岩中。因此，孔隙水的分布比较均匀连续，含水层内水力联系密切，且常具有统一水位的含水层。孔隙水的运动状态多属于层流运动，绝大

表 2—2　常见岩石的孔隙度

岩石种类	干容量 (g/cm^3)	孔隙度 (%)	岩石种类	干容量 (g/cm^3)	孔隙度 (%)
花岗岩	2.6–2.7	0.5–1.5	页　岩	2.0–2.4	10.0–30.0
粗玄岩	3.6–3.5	0.1–0.5	石灰岩	2.2–2.6	5.0–20.0
流纹岩	2.4–2.6	4.0–6.0	白云岩	2.5–2.6	1.0–5.0
安山岩	2.2–2.3	10.0–15.0	片麻岩	2.9–3.0	0.5–1.5
辉长岩	3.0–3.1	0.1–0.2	大理岩	2.60–2.7	0.5–2.0
玄武岩	2.8–2.9	0.1–1.0	石英岩	2.65	0.1–0.5
砂　岩	2.0–2.6	5.0–25.0	板　岩	2.6–2.7	0.1–0.5

(据高磊等,引自程裕生,1982)

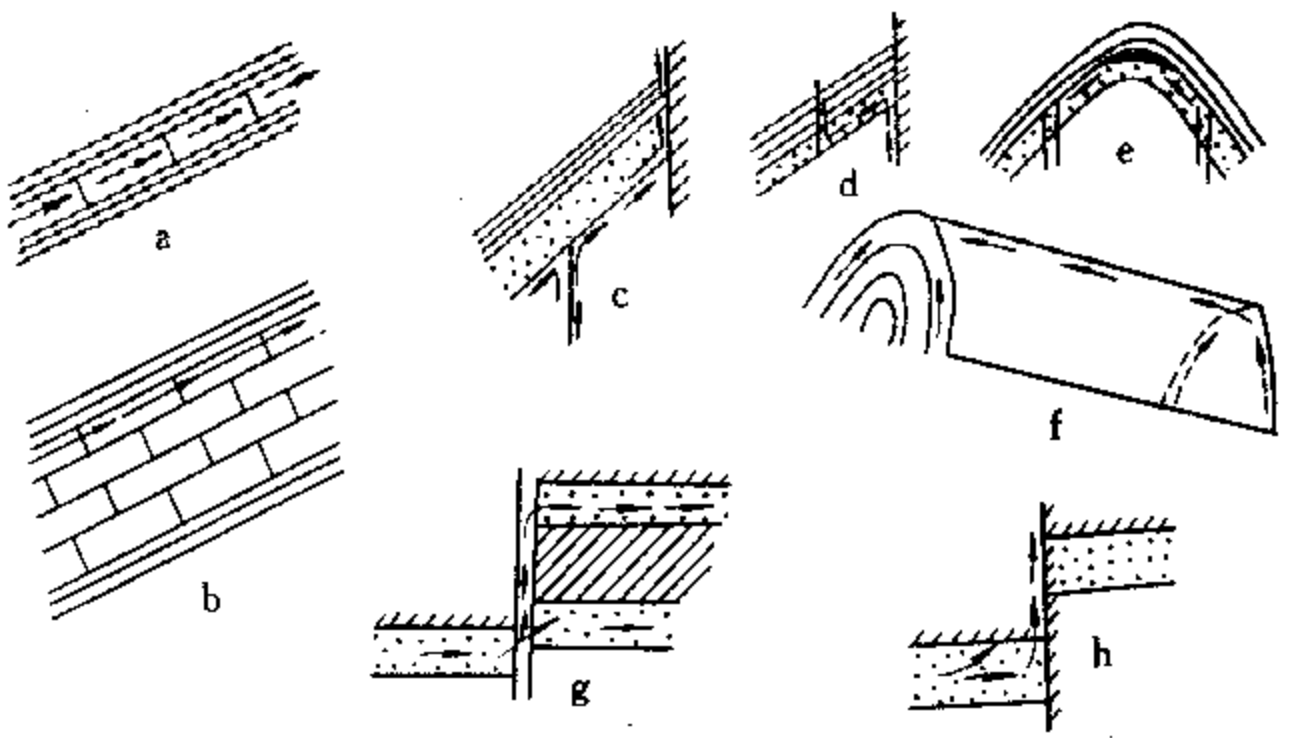


图 2—3　矿 液 运 移 图

(据 A.Б.科罗列夫（1958）和林新多（1982）资料编制)

a—沿透水层；b—沿不透水层之下；c—沿岩层翘起方向；d—沿岩层倾向；e—沿背斜翼部；f—沿背斜脊线；g—矿液沿数层岩层分流；h—当岩层被不透水面断开时

部分遵从达西（1973）的线性渗透定律.

矿液沿岩石的孔隙运移，经常有两个主要因素在相互作用，一个是矿液的运移趋势，另一个是岩层对矿液的屏蔽作用．矿液由于具内压力的作用，其运移趋势主要是向上流动，但局部也可以出现向下流动的情况，例如矿液向上运移时遇到阻挡，而其侧下方又有低压带存在时，则矿液可以局部地向下运动（图 2—3，d)．最常见的矿液运移趋势见图 2—3.

岩层的屏蔽作用主要决定于岩石的孔隙度和渗透性，在成层岩石中矿液总是沿孔隙较大的岩层流动，而孔隙很小的岩石是不利于矿液的流动，并对矿液的上升起着屏蔽作用．矿液在岩石孔隙中流动，并在断裂带中泄水堆积成矿的实例可以苏联杰兹卡兹甘层状铜矿为例．图 2—4、图 2—5 表示了铜矿床集中在古沉积盆地边缘的泄水区以及含矿地下水的运动方向.

2.断裂和裂隙中的矿液运移

岩石的断裂和裂隙是矿液运移的主要通道．裂隙的类型众多，力学性质差异大，其含水和导水的性能也相差悬殊．张性断裂裂隙的张开度大，含水空间大，导水能力强，尤其是断裂带的中心部位导水性最强.

扭性断裂的张开度小，含水空间不大，所以导水能力较弱．但因各组节理相互切割、

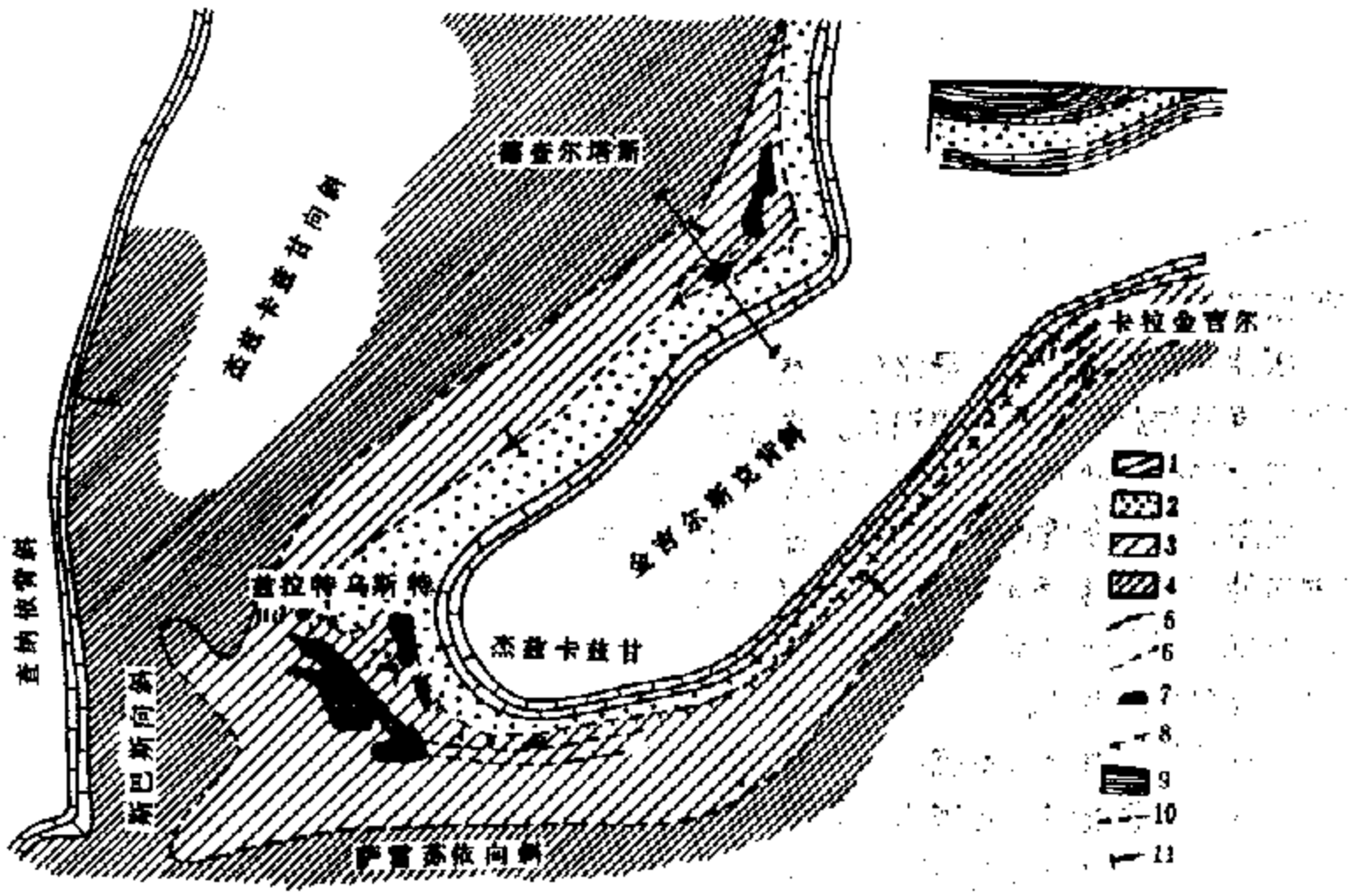


图 2—4　灰色砂岩的位置及拉依蒙道夫层范围内金属矿物的分布
(据 Л.Ф.Наркелюн, 1962)
1—下石炭维宪统及纳缪尔组砂质—碳酸盐类岩石；2—杰兹卡兹甘岩系下部亚系的岩石；3—拉依蒙道夫层灰色含矿砂岩；4—拉依蒙道夫层褐色及带红—褐色砂岩，无矿的；5，6—为砂岩染色变化界线（5—确定的；6—推测的)；7—矿藏；8—拉依蒙道夫层砂岩下伏带在地表的出露；9—杰兹卡兹甘岩系上部亚系（在剖面上）的岩石；10—金属矿物带的界线；11—岩层倾向.
金属矿物带，以下列矿物为主：Ⅰ—黄铜矿及方铅矿，Ⅱ—斑铜矿，Ⅲ—辉铜矿．平面图上未表示出拉依蒙道夫层以上的层

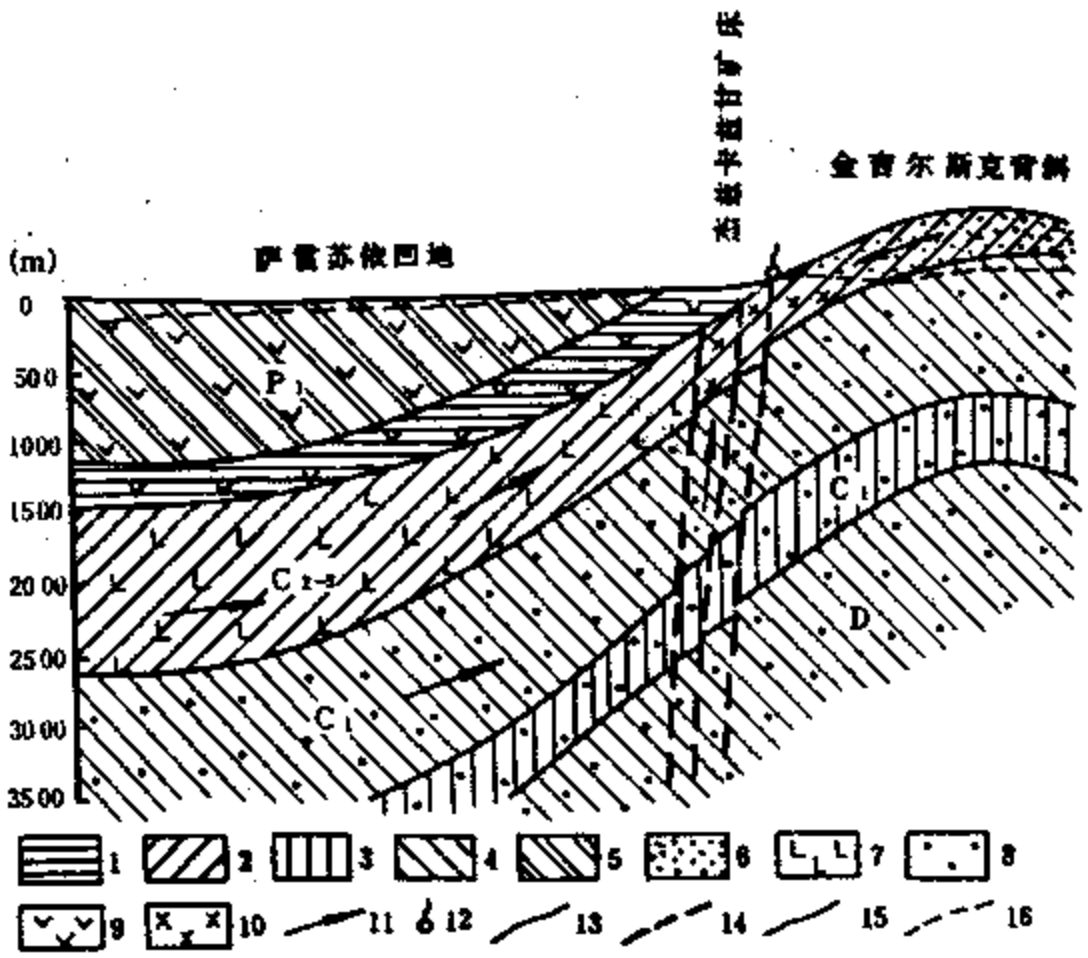


图 2—5　杰兹卡兹甘矿床形成条件古水文地质示意图（二叠纪末）

(据 Л.Ф.Нарисков,1962)

1—主要为粘土隔水层；2—砂岩、粉质岩及泥岩互层；3—主要为碳酸盐岩石；4—陆源岩以及碳酸盐岩互层；5—带石膏及岩盐的碳酸盐岩及陆源岩，具以下矿化度(g/kg)的水：6—淡的及微咸的氯—重水；7—氯化物及硫酸盐—氯化物氯水，达 15—25g/kg；8—氯化物甲烷水，部分为硫化氢水，达 30—35g/kg；9—氯化物水，达 270—350g/kg；10—氯化物及硫酸盐—氯化物含钠水与氯化物甲烷及硫化氢水混合带（砂岩中灰色染色发生及层状矿藏形成带）；11—地下水运动方向；12—泉；13—地层界线及沉积时代；14—断裂带；15—岩性界线；16—水化学带界线

交叉而连通，所以，裂隙之间通常都有水力联系。一般地说，其富水条件介于张性断裂与压性断裂之间。

压性断裂的含水性和导水性较差，尤其是压性断层中心的构造岩部位（糜棱岩、断层泥等）更是如此。这些断层泥和糜棱岩因其透水性差而对矿液流动起阻挡作用。如果压性断层再次经过构造变动，则容易变为开口裂隙，使其导水性能明显增强。

裂隙岩石的介质特征与孔隙岩石不同，由于裂隙大小悬殊，分布不均匀，并且有一定的方向性，所以渗透水流在大裂隙中阻力小，流动快，在小裂隙中阻力大，流动慢，因此，裂隙岩石中的水流具有非均质性和各向异性。若大、小裂隙组合起来，则形成复杂的网脉状裂隙导水系统。

在网脉状裂隙导水系统中，大小裂隙具有不同的水力传导能力。小裂隙张开度小，导水能力弱，但数量多，且密集，因而常有较大的储水量。张开度大但分布较稀疏的大型断裂裂隙具有很强的导水能力，它们在裂隙网络中起着汇水管道的作用。当这些大型断裂裂隙与区域中主要的构造通道连接时，能将矿液集中起来并输送到主要构造通道中去，并进一步向地壳浅部的低压带流动。

3.导矿构造与储矿构造

根据构造在矿液流动和堆积中所起的作用，可以将成矿构造分为导矿构造和储矿构造。导矿构造是沟通矿液并引导它进入矿田、矿床范围内的通道。储矿构造是矿质沉淀成矿的场所，它是矿体就位，并决定矿体形态、产状、大小的构造条件。有时导矿构造和储

矿构造是一致的．通常所称的控矿构造包括了导矿构造和储矿构造．储矿构造也称容矿构造或含矿构造．

断裂构造（主要是张性断裂）是矿液运移的最主要构造类型，它是引导矿液上升、流动的最有利通道，也往往是矿液沉淀的良好场所．断裂构造常常是热液矿床的直接控制因素．

某些规模较大的断层、剪切带、破碎带和角砾岩带是常见的导矿构造．这些地段中岩石的破碎程度和渗流性都高，它们切割较深，一旦与矿液源地沟通，由于矿液温度较高、压力较大，因而较易于在导矿构造中上升和通过，有利于成矿元素的搬运、携带和扩散．在剧烈褶皱地区，某些陡倾斜的有利于矿液流动的岩层或岩系也可以构成矿液上升的重要通道．在多数情况下，导矿构造本身不产有矿体，只有一些热液蚀变或矿化现象．

导矿构造也是多级次的，有主干导矿构造和二级、三级等的次级导矿构造，矿液多由主干导矿构造分散到次级导矿构造，然后再进一步进入规模更小的储矿构造，在那里沉淀堆积成矿．

除断裂构造外，岩层中的层面和层间错动等也是矿液运移的良好通道和沉淀场所．矿液沿岩层的流动与石油、天然气矿床的运移聚集机理基本相同．当渗透性良好的岩层与导矿断裂交接时，常作为次级导矿构造，而决定了矿液流动的方向和路线．

一些储矿构造，如背斜轴部虚脱部、压性断裂与透水层交汇处等，它们明显起到封闭矿液的作用，又被称为圈闭构造（或成矿圈闭）．矿液进入构造圈闭之后，由于停留、聚集，而使矿液的浓度、温度以及压力、pH 值、Eh 值等发生变化，破坏了矿质溶解在热液中的平衡状态，因而造成矿石的沉淀堆积．形成矿石的成矿构造圈闭可划分为：断裂圈闭、褶皱圈闭、侵入接触圈闭、地层圈闭（沉积圈闭）、复合圈闭等．

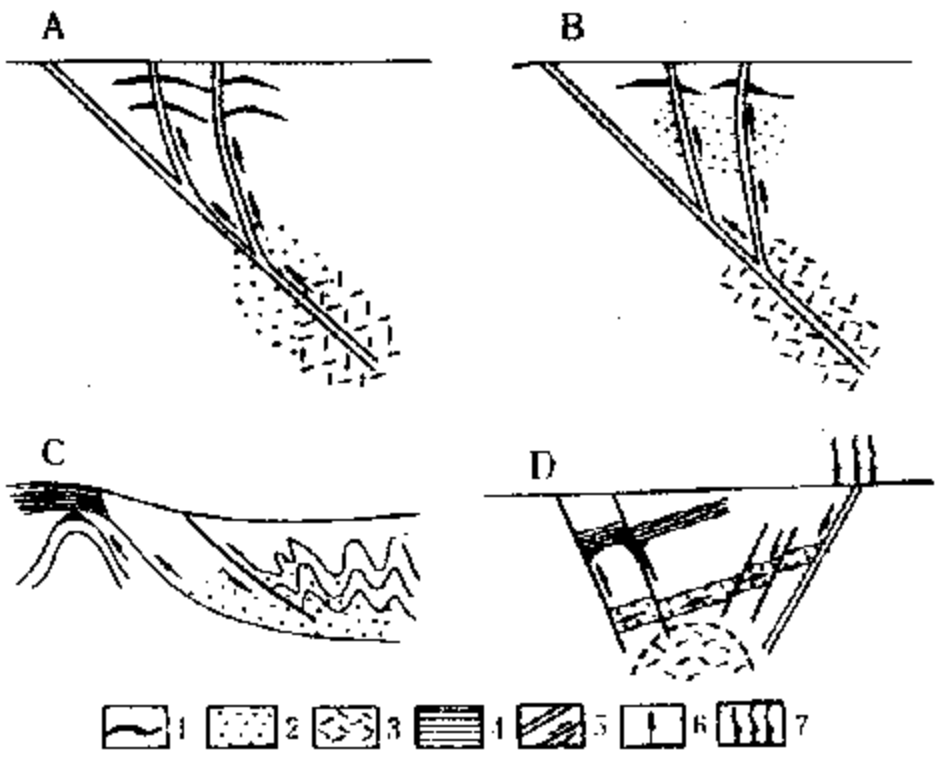


图 2—6　热液矿床的几种构造-矿化模式
（据翟裕生，1984）
A—上升热液及深原矿质；B—上升热液和浅源矿质；C—盆地深部地层水向盆地边缘运移并成矿；D—下降大气水汲取矿质再沿断裂上升成矿．
1—矿体；2—矿源层或矿源地；3—热源区；4—遮挡层；5—断层（热液通路）；6—热液运移方向；7—大气降水

矿液在储矿构造包括圈闭构造中的停积，并发生成矿物质的沉淀．造成矿质沉淀的主要原因是：①温度、压力和组分浓度的变化，引起动平衡体系的破坏，导致物质的沉淀；②氧化还原反应；③pH 值的变化；④水解作用；⑤不同成分溶液的互相混合，从而改变了溶液的成分、浓度乃至 Eh 和 pH 值，破坏了原体系的平衡而发生沉淀．⑥构造因素：不少热液矿床如 Pb、Zn、Hg、Sb、重晶石、萤石矿床等多产于构造相对启开的泄压热液体系，特别是在热液受阻部位最有利．在此部位，热液的温

度、压力突然减低，能量突然释放，致使溶液的物理化学性质突然改变，从而破坏了溶液的化学平衡，使矿物沉淀下来。

显然，影响矿质沉淀的原因是多方面的，上述因素也常常不是单一的，而是互相影响的，更多的是各种因素综合造成的。

图 2—6 综合反映了在热液矿床中各级控矿构造的组合情况，及其与矿源、热源位置的相互关系，其中包括了大气降水在断裂和岩层中的运动趋势。

第四节　矿液流向和通道的研究

研究矿液流动方向和构造通道对于认识矿床和矿体的产出位置、寻找隐伏矿床有重要的意义，因此在找矿勘探工作中，都注意矿液流向的研究。但现在见到的绝大多数矿体，都是地史上某一时期地质作用的产物。它们的发展演化过程是看不到的，只能从这一过程所留下的产物和痕迹去探索其原来的发展过程，即由现在的静态去追溯过去的动态，所以

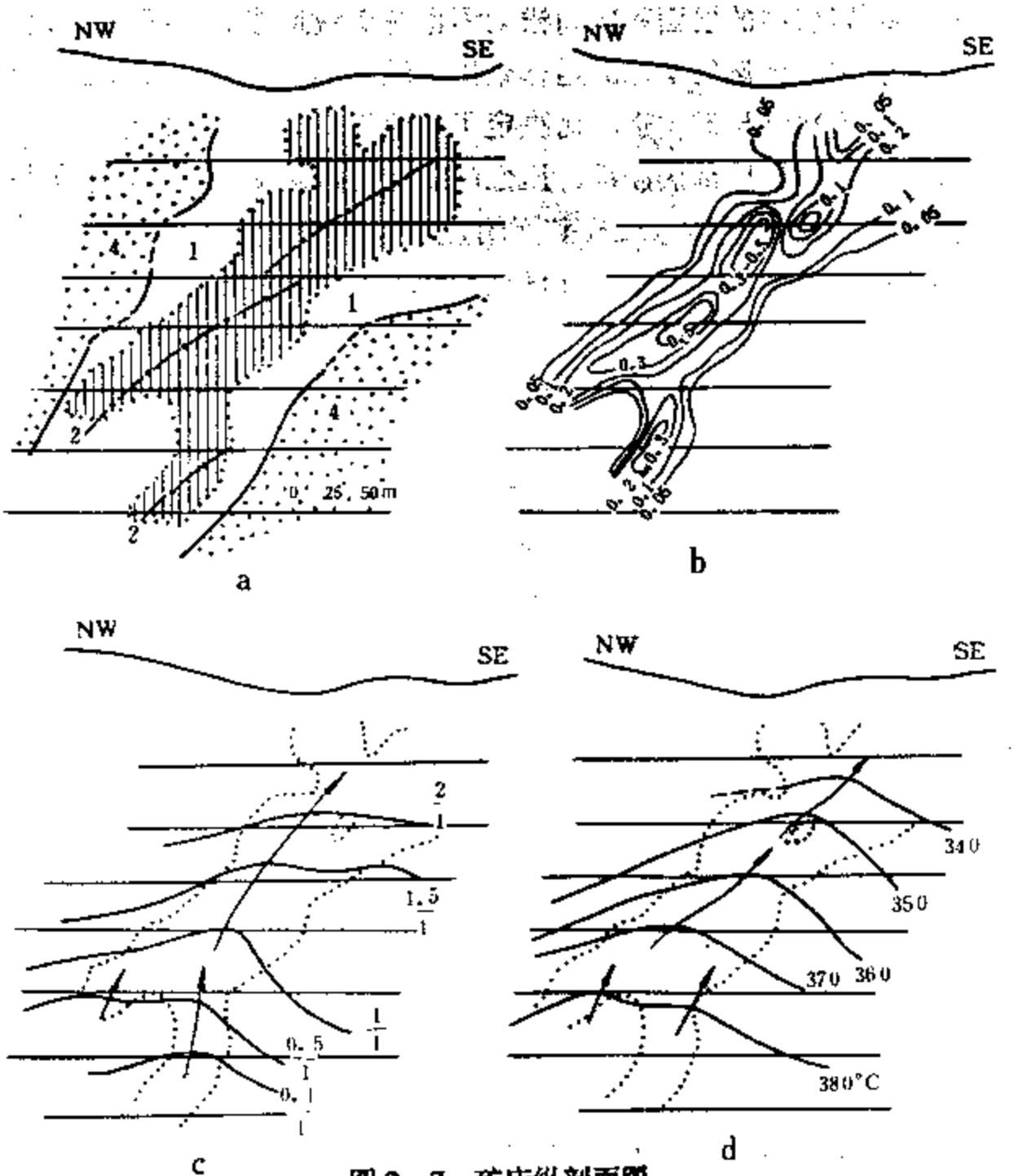


图 2—7　矿床纵剖面图

(据曾庆丰,1966)

a—断裂厚度与矿体关系；b—钴含量等值线；c—铅锌比值线；d—成矿温度等值线；1—断裂张开最大区；2—张开区峰线；3—矿体；4—张开较小区

研究矿液流向问题是一个复杂而困难的问题.

矿液沿岩石的孔隙及断裂、裂隙运移时，随着温度、压力逐渐下降，充填交代作用的不断进行，矿液的成分和物理化学条件在不断的变化，于是沿着矿液通道自下而上（垂直）、由中间向两侧（侧向），矿化、蚀变及有关元素含量和组合情况也随之发生变化，甚至矿物结晶的形态和结构也受矿液流向的影响．因此，可以根据这些变化的标志，去探索矿液运移的通道和方向．下面列举几种常用的方法．

1.成矿构造和矿体产状分析：这是研究矿液流向和有关导矿构造的主要方法．矿液运移与构造的关系主要表现在：①各种构造结构面的组合情况及构造破裂的应力状态，以判断挤压区和张开区；②构造和矿体的产状要素，如走向、倾向、倾角、延深、张开特征等；③遮挡层与透水层的分布与产状等．

曾庆丰等在研究塔山热液脉状矿床时认为，该矿床的成矿断裂以北西向最发育，大部分矿体都集中在该组断裂中．该组断裂属平移—正断层，上盘向 NW 以 50° 角度向下倾斜错动．在充填成矿阶段，断裂在中部张开最大，而根据坑道编录资料，这个最大张开区正是主矿体产出位置（图 2—7）．这说明北西向成矿断裂是矿液上升的通道，而其中张开最大区段则形成了一个圈闭的储矿构造．从钴含量、铅锌比和成矿温度等的等值线图也佐证了这个判断的正确．

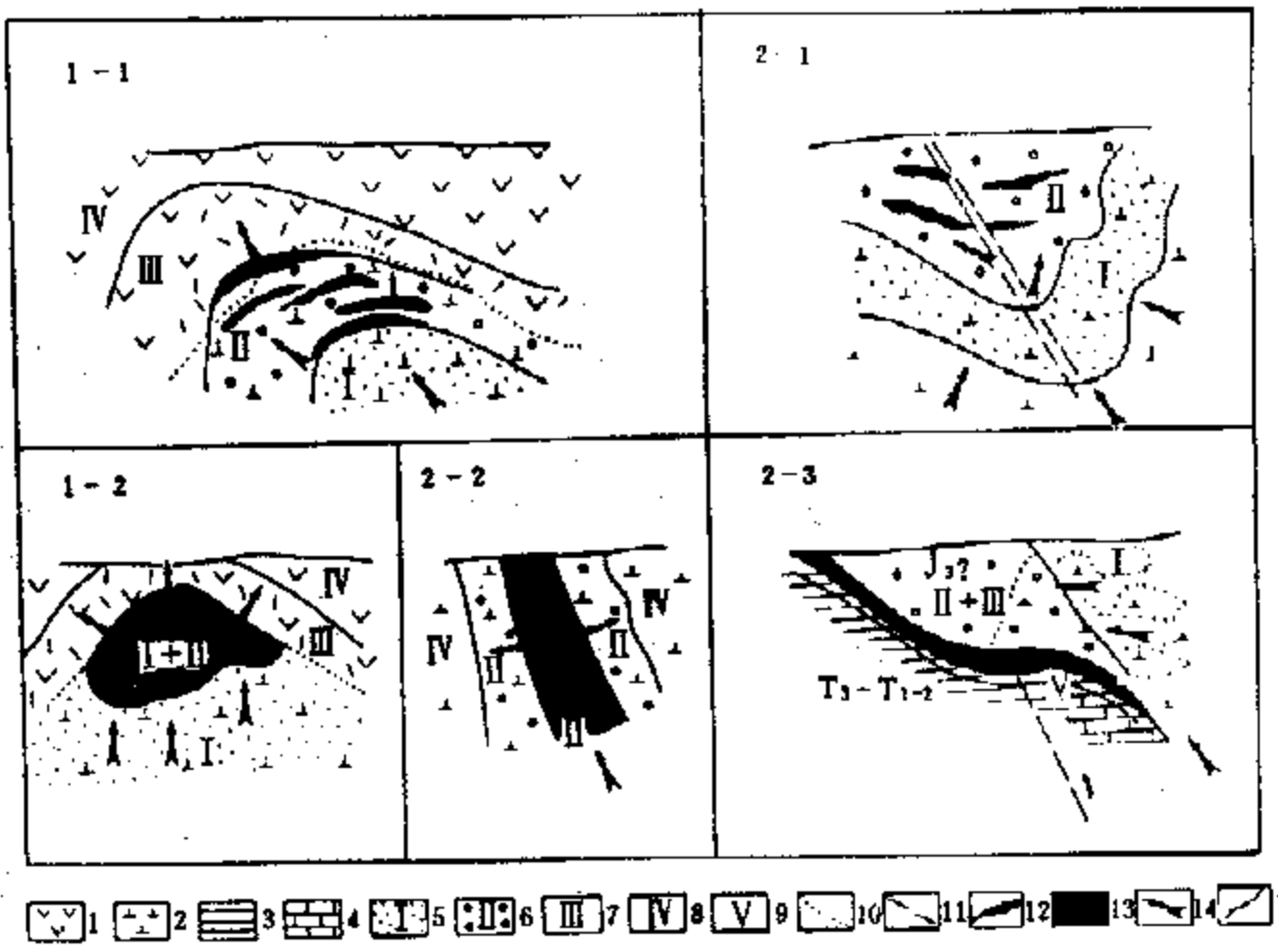


图 2—8　利用矿化蚀变分带指示矿液运动方向

（据长江中下游铁矿研究组 1979）

1—面型矿化蚀变带（1—1 梅山、陶村—南山、罗河，1—2 凹山铁矿）2—线型矿化蚀变带（2—1 太山，2—2 吉山，2—3 钟九铁矿）1—安山质火山岩；2—辉长闪长玢岩（或辉长闪长岩）；3—砂页岩；4—石灰岩；5—下部浅色蚀变带（硅质蚀变带）Ⅰ；6—中部深色蚀变带（铁、镁、钙质蚀变带）Ⅱ；7—上部浅色蚀变带（硅铝质蚀变带）Ⅲ；8—强蚀变岩石Ⅳ；9—角岩化、大理岩化带；10—接触界线；11—断裂；12—矿体；13—角砾岩构成的矿体；14—成矿溶液运动方向；15—蚀变带界线

2.蚀变类型及强度的变化

当矿液沿控矿构造上升，遇到易于交代的岩石，矿液通过扩散或渗透等方式，与围岩发生化学成分上的交代，形成围岩蚀变．由于矿液成分的逐渐变化以及化学元素活动性的差异，形成蚀变分带现象．一般是由高温蚀变矿物组合向较低温蚀变组合演变．因而，根据围岩蚀变的分带现象，可以判断矿液的运移方向．

安徽罗河铁矿床产于中生代火山岩盆地中，矿体产于次火山岩辉石闪长玢岩顶部与安山质火山岩接触带附近．围岩蚀变强烈，厚达 400 多米，由下而上为：下部浅色蚀变带、中部深色蚀变带，上部浅色蚀变带．矿体产于下部浅色蚀变带中．根据清楚的蚀变分带，可以判断矿液的运移方向（图 2—8）．

3.组分的地球化学分析

矿液在运移过程中，随着物理化学条件的改变，在不同地段往往析出不同的组分和形成品位不均的矿石．因此，在矿体中诸元素的地球化学行为、性状、晶出的先后次序和矿物共生组合等方面的特征，必然会反映出成矿过程中矿液运移的情况．

在一个成矿阶段中，成矿物质从含矿溶液中先后有秩序地沉淀出来而造成沉淀分带．这种有秩序的沉淀与金属元素的稳定序列有关，如 As＞Hg＞Sb，又如 Ag＞Pb＞Zn，Cu．稳定性小的元素先晶出，大的后晶出，由此造成相应的分带现象．在铅锌矿床中，矿体上部以方铅矿为主，下部以闪锌矿为主的现象在许多矿区中可以见到．例如，苏联沙拉依尔铅锌矿床（图 2—9）．

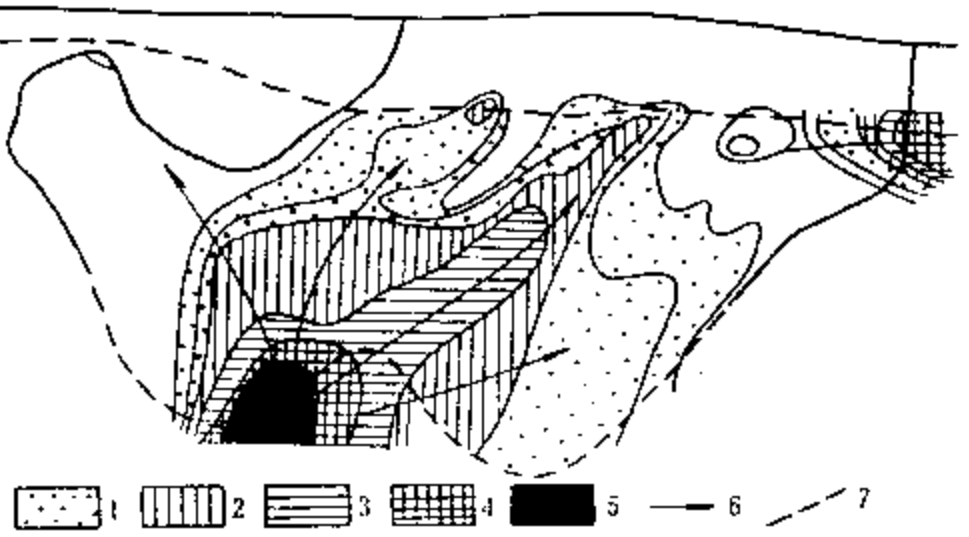


图 2—9　沙拉依尔矿床纵剖面图

（据 Г·Л·巴斯别洛夫，A.C.拉布霍夫，1971）

Zn／Pb 比值：1—从 5 至 10；2—从 10 至 25；3—从 25 至 50；4—从 50 至 100；5—大于 100；6—含矿溶液运移的方向；7—矿体界线

在矿体中的微量元素含量的变化是有规律的，也即随着矿液运移，沉淀出的主矿物中微量元素的含量有的逐步升高，有的逐步降低，而且是一个连续的过程．因此，利用微量元素的这种变化同样也可以确定矿液流向．

长江中下游地区陆相火山盆地中的玢岩铁矿中常含有钒，它以类质同像形式产于磁铁矿中，而类质同像的强度又与温度有关．随着矿液的运移和温度的降低，V_2O_5 在磁铁矿中的含量逐渐减少．因此，查明 V_2O_5／TFe 比值的变化有助于了解矿液运移通道和流向．

矿液由深处向浅处上升，由断裂向两侧运移，V_2O_5／TFe 值也因此由高到低变化．

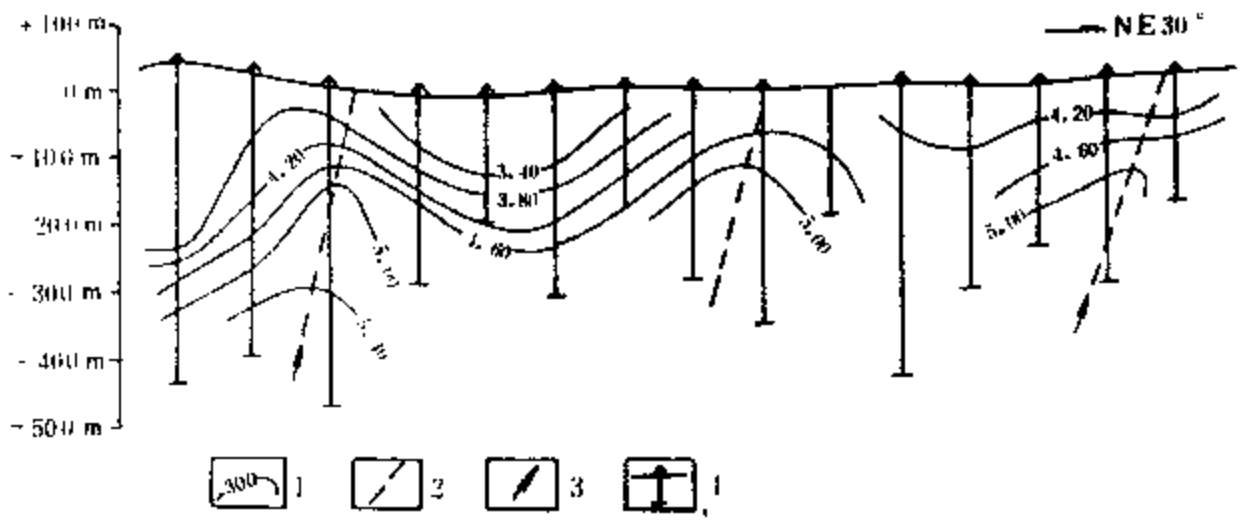


图 2—10　陶村—南山Ⅰ线剖面 V_2O_5 / TFe 滑动平均等值线图
(据林新多等,1981)
1—V_2O_5 / TFe 滑动平均等值线；2—运矿断裂；3—矿液流动方向；4—钻孔

林新多等（1981）采用趋势面分析法，根据高趋势值圈出的长轴方向判断隐伏的导矿构造和矿液流向。结果表明，陶村—南山铁矿床中北北东向主断裂为主要导矿构造，而北西、北东、北西西向次级断裂的次级导矿构造和储矿构造（图 2—10）。

4.热力学分析

矿液的运移是由高压带向低压带方向流动，而在流动过程中，矿液的温度一般也由高变低。随着矿液温度的降低，成矿物质不断析出，因此测定矿物的形成温度的变化也可帮助恢复矿液运移的方向。

对造矿矿物温度压力的测定，目前主要用矿物气液包裹体分析，或用热力学计算、实验矿物和组分相平衡以及同位素法等。

为了探讨矿液运移通道和方向，在区分不同矿化阶段后，再在不同标高、在相等距离的地点系统地采集同类的样品，进行均一法或爆裂法测温，编制等温线图。例如，曾庆丰等在研究赣南钨矿时所测的黑钨矿形成温度等值线图（图 2—11），图中显示出在矿区中部有一高温带（390—385℃），沿高温带的位置向上方标出矿液运移的方向，所得结果与 WO_3 / Sn 等值线图（图 2—12）是一致的。

矿液总是从高压区向低压区运移，所以系统测定成矿压力对判断矿液运移方向有重要

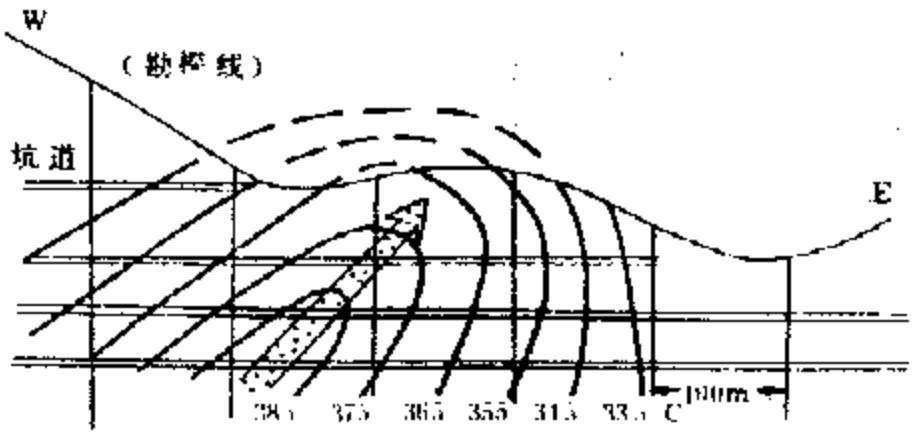


图 2—11　黑钨矿形成温度等值线图
(据曾庆丰、杨柏林，1965)
(箭头表示矿液运移方向)

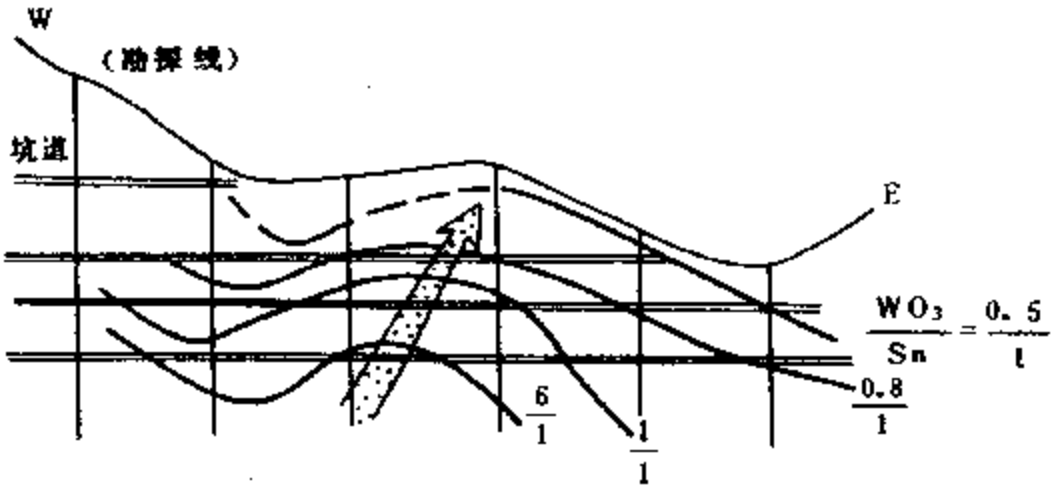


图 2—12　钨、锡等比值线图
(据曾庆丰、杨柏林，1965)
(箭头代表矿液流动方向)

意义．利用包裹体测定压力是目前行之有效的途径．其先决条件是必须存在 CO_2 的气液三相共存的包裹体（水，液体 CO_2，气体 CO_2），因为 CO_2 与 H_2O 部分地互相混溶与压力有关．

5.矿物结晶特征及光学性质

决定矿物晶体发芽生长的因素是多种多样的．因素之一是结晶物质的来源和补给情况．矿液的流向和流速对晶体形貌和内部结构也都有一定影响．矿液流速一般是缓慢的，当矿液从某个方向源源不断地供给结晶的物质，那么晶体在这一方向的晶面上生长就较快，而相反的一面则要差些．这就影响到矿物的外形和内部结构特征的不均匀性．因此，研究晶体生长的规律，可为初始矿液运移情况提供重要信息．这种方法一般适用于裂隙充填型矿床．

进行该项研究，要在野外选择自形晶矿物，如石英、萤石、电气石、黑钨矿、锡石、黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿等，系统地收集定向标本，在室内制作定向光片和薄片，并进行观测．

根据曾庆丰等对南岭一些矿床的研究，下列的一些矿物结晶物征可以用来判断矿液在小范围内运移的方向（图 2—13）．

1.晶形的不对称性．一般来讲，有规律的最发育的晶面往往表示物质补给方向；

2.晶体内部生长环带的差异性．环带的宽窄反映晶面生长速度的快慢，也即物质补给的充分程度；

3.晶体生长的完整性．一般来讲，物质补给的越充分，晶体生长越完整，而晶体外形的不完整相对反映了物质补给的不足；

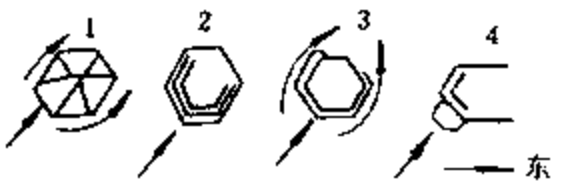


图 2—13　石英生长特征图
(据曾庆丰，1978)
1—晶体不对称；2—内部生长环带的差异性；3—晶体生长不完整；4—定向平行连生（箭头表示物质补给方向）

4.平行连生的定向性．在矿物主晶体生长过程中，在朝物质补给的方向上，有时可以生长出另一小晶体，也即有连生的小晶体根植于主晶体内部的生长环带上．根据这种现象也可帮助判断矿液运移的方向．

在图 2—13 中，上述各种结晶特征都显示出矿液是沿箭头所指方向流动的，从这个方向上不断供给矿物结晶时的所需物质．

在矿液运移过程中，随着成矿温度和化学组分的不断变化，矿物的某些物理性质包括光学性质也必然发生相应变化．因此，矿物某些光学性质的系统变化，也为矿液运移提供一定的信息．吴思本等（1977）曾利用矿床中金云母折光率的变化来研究安徽钟九铁矿床的矿液流向．结果表明，金云母的含铁量越高，折光率 Ng 越大．其所反映的规律性与磁铁矿测温结果相一致，说明该矿床中矿液自下部沿断裂交汇处上升，然后向南运移扩展．

6.同位素分析

在一些矿床中，某些元素的同位素组成常有一定的方向性变化．这种变化的规律性与矿液流向和矿质沉淀次序有一定关系．

在一些硫化物矿床中，硫同位素 $\delta^{34}S$ 值与成矿温度高低呈负相关，温度高时，$\delta^{34}S$ 值低，温度低时，$\delta^{34}S$ 值高．这种同位素分馏系数与温度呈负相关的规律性可用来判断矿液运移的动向（图 2—14）．

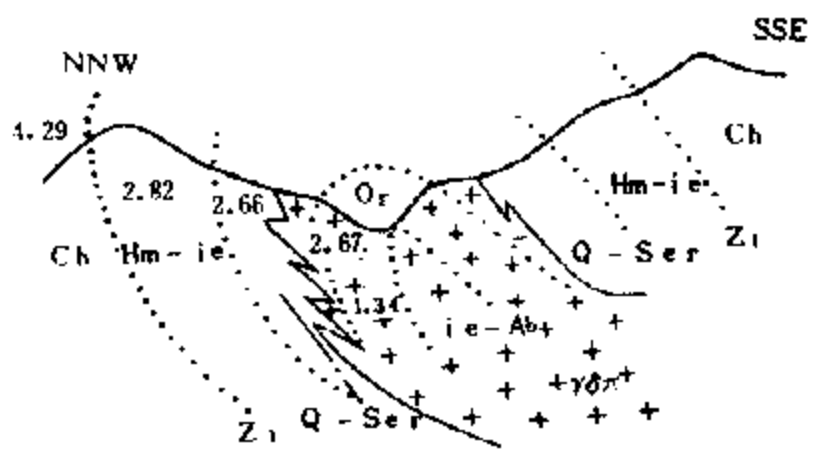


图 2—14　斑岩铜矿蚀变带及硫同位素组成变异图
（据桂林冶金地质研究所，1979）
Z_1—下震旦系浅变质岩；$\gamma\delta\pi$—花岗闪长斑岩；ie—Ab—伊利石—钠长石化带；Or—钾长石化带；Q_2—Ser—石英—绢云母化带；Hm—ie—水白云母—伊利石化带；Ch—绿泥石化带；图中数字为；$\delta^{34}S‰$平均值

江西德兴斑岩铜矿由花岗闪长斑岩岩体向外，蚀变分带依次为：（1）伊利石—钠长石化带，（2）钾长石化带，（3）石英—绢云母化带，（4）水白云母—伊利石化带，（5）绿泥石化带．在岩体内，硫化物(相当于第 2 带)的 $\delta^{34}S‰$值平均为 1.34，接触带（相当 2、3 带之间）为 2.67，外接触带（相当 3 带）为 2.66，再往外（水白云母—伊利石化带）为 2.82 和 4.29（绿泥石化带）．硫化物 $\delta^{34}S‰$ 值由里向外，由下而上呈有规律的递增（图 2—14），成矿温度由岩体内的 360—300℃向外至 270℃，而外带的黄铁矿则低及 170℃．这种自岩体内向外递减的规律与该区黄铁矿由内向外相对富集^{34}S的同位素变异相对应．这从一个侧面反映了矿液运移的方向性．

在热液铅锌矿床中，铅同位素值也有一定的方向性变化．也可利用这种变化来研究矿液的流向．

由上述可见，矿床中同位素的方向性变化可为矿液的流动和演化提供一定的依据．虽然目前积累的资料还较少，但这是探讨矿液运移的一个新途径，值得今后深入工作．

综合上述，可知研究矿液流动是一个复杂而重要的工作．在分析矿液运移方向及运矿构造时，应注意以下几点：

1.这一工作应以地质观测为基础，实验研究必须与矿床地质的实际情况相结合，要仔细研究矿体产状、矿物组合、矿化过程和围岩蚀变等．在野外观察的基础上，再进行室内研究．在工作中应针对矿床特点，必要时采用多种方法，从各个侧面互相配合，才有可能得出较为正确的判断．

2.矿液是多成因、多类型的，矿质和矿液也是多源的．同时，成矿作用又是一个长期

发展演化的过程，可区分为若干个成矿阶段。每个阶段中矿液的性质、它们运动的方式、路线和方向也不全相同。因此，需要分别研究不同阶段的矿液通道和流向。

3.成矿溶液就其来源方向，可来自深处，也可来自侧面。矿液源可有点型（一个或几个源头），线型、面型或复合型。在脉状矿床，多为点型、线型，而在斑岩型或火山岩型矿床中则多为面型。

4.矿液流动通道主要是断裂，也可以是接触带构造、岩石孔隙及其它构造。由于断裂裂隙常是成群成组出现，所以在矿田和矿床中矿液上升的通道可以是一个或数个。这些通道可是直线、曲线或折线。矿液流向可以是自下而上的上升（内生成因的矿液），也可以是自地表或地表附近向下流动，也可以向侧方平缓流动（侧向）。流速也是不均匀的，有时缓慢，有时较快，有时沸腾，在火山活动过程中气液则迅猛爆发。这些都与矿液所处深度、构造应力的不均匀性、岩石物理化学性质、破碎程度和断层泥发育程度等因素直接有关。

总之，探索矿液运移问题涉及矿床地质的诸多方面，需要综合考虑多种因素和运用多种手段，尤其是要从矿床实际出发，才可能获得较好的效果。

第三章　褶皱构造的控矿作用

第一节　概　　述

褶皱构造是成层岩石中分布广泛的构造，它对成矿不论是直接的还是间接的都起着明显的作用。

一、褶皱构造对矿田及矿床的控制

褶皱构造常控制着矿田及矿床的分布，无论是背斜轴部、向斜轴部还是褶皱翼部都可有矿床的产出。现有资料表明，背斜及复背斜的轴部控制成矿的机率较高。其原因是背斜轴部矿液易于聚集，且破裂发育，易于为岩浆侵入及矿液运移提供有利条件。

向斜构造对成矿的控制也不应忽视，巨大的变质条带状铁矿常产在区域复向斜带中(如乌克兰的克里沃罗格)。一些内生铁、铜矿床也产于向斜中（如宁芜向斜盆地铁矿、大团山铜矿）。因此，要根据成矿地段的具体构造环境来判断是背斜还是向斜构造对成矿最有利。

此外，褶皱地层中的不整合面、假整合面、层间破碎带以及各种断裂裂隙也易为岩浆侵入和矿床形成创造良好的环境。

褶皱构造控制矿床形成的例子可举湖南锡矿山锑矿区（图 3—1）。该矿区主要构造为一北北东走向（新华夏系）向两端倾没的复式背斜，轴部为中、上泥盆统灰岩、页岩，两翼为下石炭统灰岩，复背斜的西翼被一走向北北东、向北西西倾斜的断层所切断。断层的东侧发育有四条斜列的小背斜，组成多字型构造，已发现的有工业价值的矿体几乎全部赋存于四个小背斜的轴部。

褶皱构造控制侵入岩体产出从而间接控制矿床产出是十分普遍的现象。控制岩体侵入的背斜

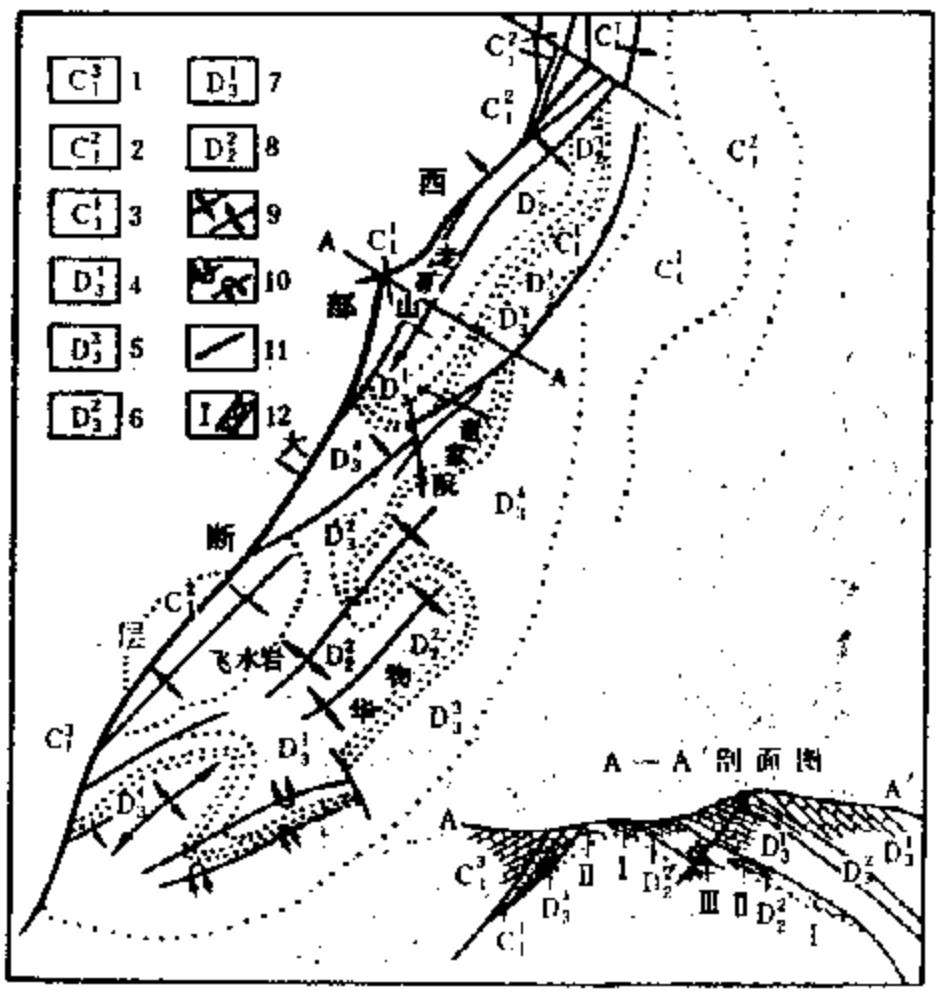


图 3—1　锡矿山锑矿区地质构造图
(据湖南冶金地质二四六队,1986)
1—石磴子灰岩；2—孟公坳灰岩；3—雪峰山砂岩；4—马鞍脑灰岩；5—泥塘里含铁层；6—兔子坳灰岩；7—长龙界灰岩；8—七里江灰岩；9—背、向斜轴；10—倒转褶曲；11—断层；12—矿层及编号

构造有以下几种类型:

1.背斜轴部;

2.背斜倾伏端;

3.背斜轴向转折端;

4.背斜轴面倾向变化处;

5.背斜与斜切断裂交汇处;

作为例子可举黑龙江多宝山斑岩铜矿床（图 3—2），该矿区的地层主要为奥陶系多宝山组，分为一、二、三岩性段，背斜轴由北向南，从北北西转为北西西向，在其上重叠有与褶皱轴走向近于一致的一个带状构造断裂系统。在褶皱的转折处，侵入有斜长花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩等岩体，在以后的构造—热液活动中形成了斑岩型铜矿。

又例如安徽铜官山矿田（图 3—3），该矿田为一个北东东向的背斜构造，褶皱走向弯曲呈"S"形（西南段为 N50°W，中段为 NE32°—34°，北东段为 NE50°—60°），而且轴面产状在各段变化也很大。在中段为正常背斜，褶皱轴面近于直立，但两端则为倒转背斜，西南段褶皱轴面向北西倾斜，东北段则向南东倾斜，很明显，这是以褶皱轴为轴水平扭力作用的结果，中段扭力最为集中，剪切面特别密集，加上纵向和横向断裂的配合，

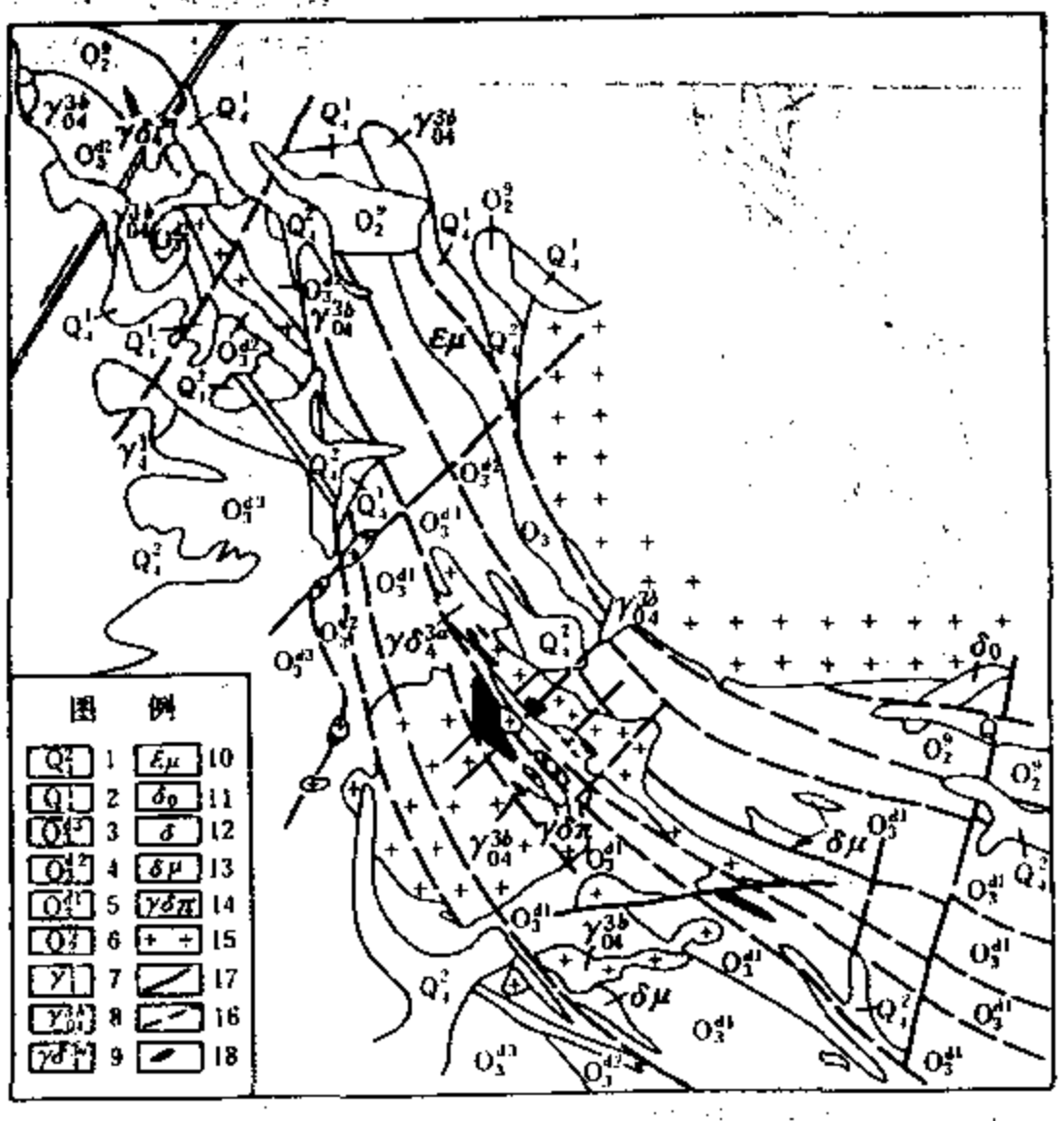


图 3—2　黑龙江多宝山矿区地质构造图

（据长春地质学院、黑龙江地质四队，1977）

1—现代沉积；2—砂砾石粘土；3—第三岩性段；4—第二岩性段；5—第一岩性段；6—关乌河组；7—海西期花岗岩；8—斜长花岗岩；9—花岗闪长岩；10—英安玢岩；11—石英闪长岩；12—闪长岩脉；13—闪长玢岩；14—花岗闪长玢岩；15—更长花岗岩；16—实测断层；17—推测断层；18—铜矿体

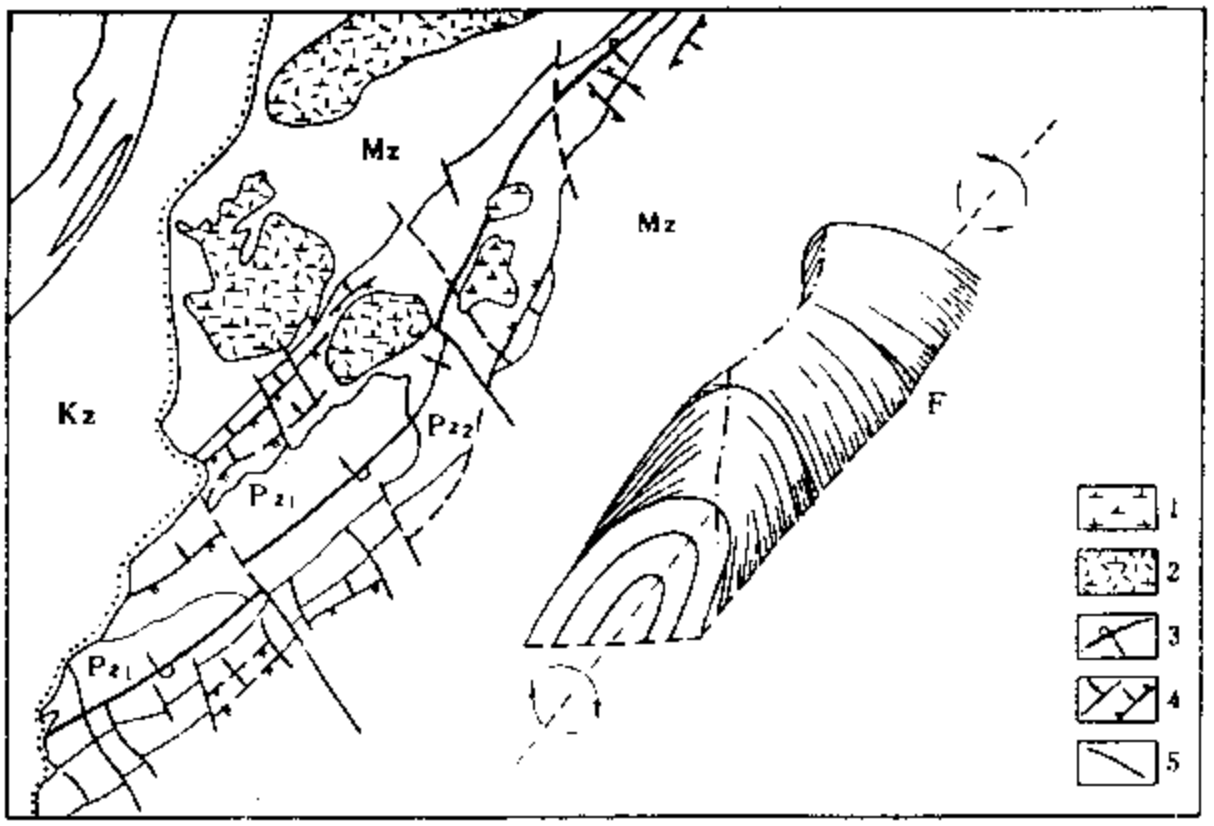


图 3—3　安徽铜官山矿田背斜构造略图

(据陈国达，转引自周顺之，1983)

示扭转背斜的轴面倾向变化对矿床的控制，矿床集中在背斜的中段，在下图为形成作用的力学分析

K_2—新生界；M_2—中生界；Pz_2—上古生界；Pz_1—下古生界；1—闪长岩及闪长玢岩；2—石英闪长岩；3—背斜及产状；4—正断层及逆断层；5—平移断层

使石英闪长岩岩浆沿此侵入，形成喇叭状筒状体．并向背斜轴部呈顺层超覆，并将成矿的有利层位—C_2—C_3 地层覆盖在其下，这些因素的综合，控制了主要矿体的产出．

二、岩石的物理及化学性质对矿体的控制

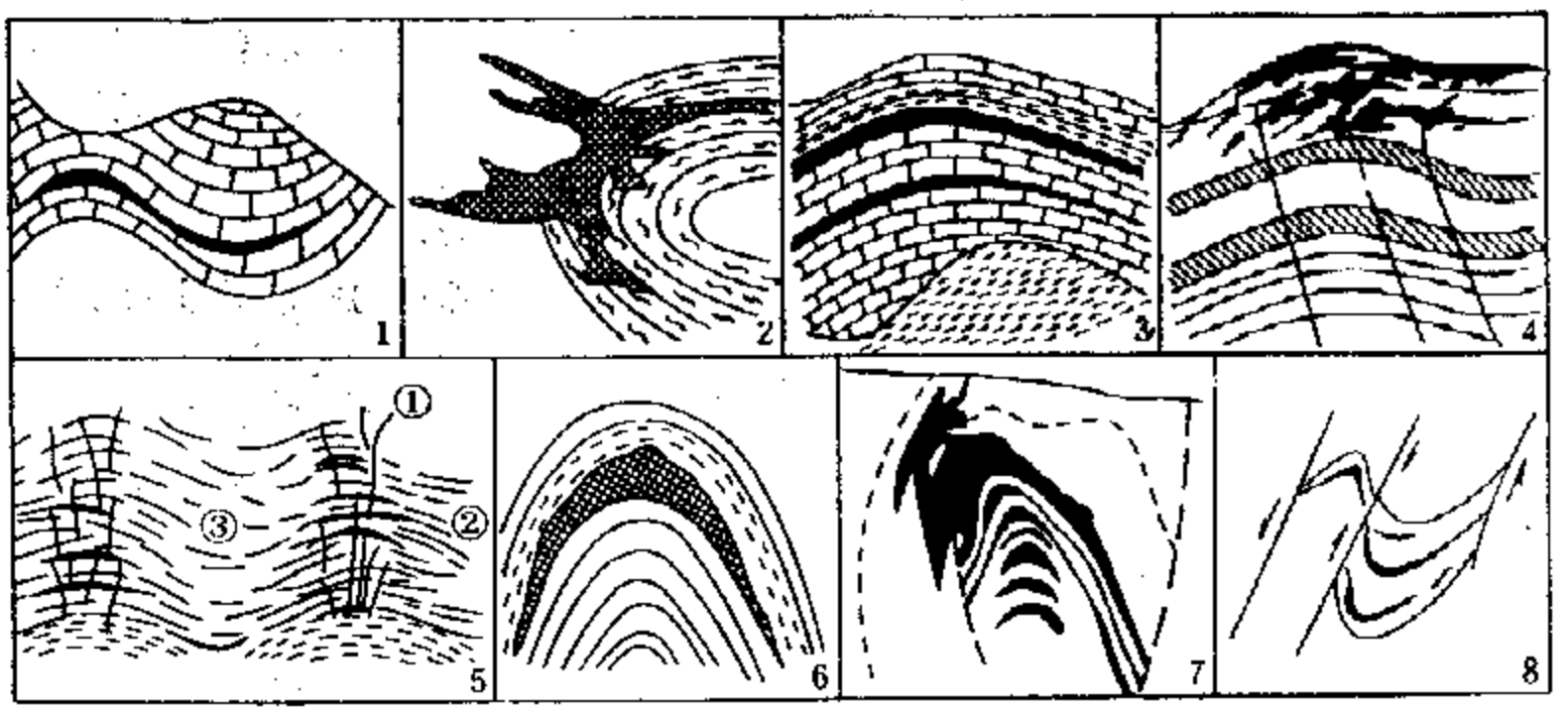


图 3—4　热液矿床中几种鞍状矿体

(据周顺之，1983)

1—背斜轴部及向斜槽部的鞍状矿体，后者可称为"倒鞍状"矿体（湖南某钨锡矿）；2—平卧背斜轴部沿裂隙及片理发育的复杂鞍状矿体（辽宁某铜矿）；3—页岩作为屏蔽层，含矿溶液沿硅质灰岩层理交代而形成的鞍状矿体（山西繁峙铅矿床）；4—细脉浸染型矿化富集于背斜轴部而成的鞍状矿体，并见有错切层理的含矿细脉（赣南某钨矿床）；5—白云岩及白云质灰岩中：①密集的方铅矿、闪锌矿条带；②组成鞍矿体，并见有后期方铅矿脉；③细脉（贵州西部铅锌矿）；6—比较常见的鞍状矿体；7—多层鞍状矿体，上部矿体比较厚大，向下逐渐变小，呈新月形（云南某铁矿）；8—断层拖褶等形成的鞍状及倒鞍状矿体

褶皱构造本身的形态复杂，组成褶皱的岩石类型又有多种，并常伴有不同性质、不同产状的断裂裂隙．因此所控制的矿体形态也各异．图 3—4 是热液矿床中的几种鞍状矿体．从图中可以看出无论是背斜还是向斜均可控制矿体，但以背斜为主．控制矿体的要素可以是层间剥离，可以是断裂、裂隙，也可以是由于围岩岩性有利于交代，有的则是不透水层起着遮挡层的作用．

矿体在褶皱岩层中的产出常与岩石的物理力学性质和化学性质有关．最常见的是矿体产在不透水层之下的有利岩层中，这是由于隔水岩石作为物理化学屏障阻挡了含矿溶液的活动，而在下部的有利岩层中堆积成矿．产于有利岩层中的矿体一般为似层状、透镜状．

此外，地层中的不整合面和假整合面在褶皱过程中也易于张开而被矿液所充填（图 3—5）．岩层中的古岩溶、盐溶角砾岩也是成矿的有利部位．

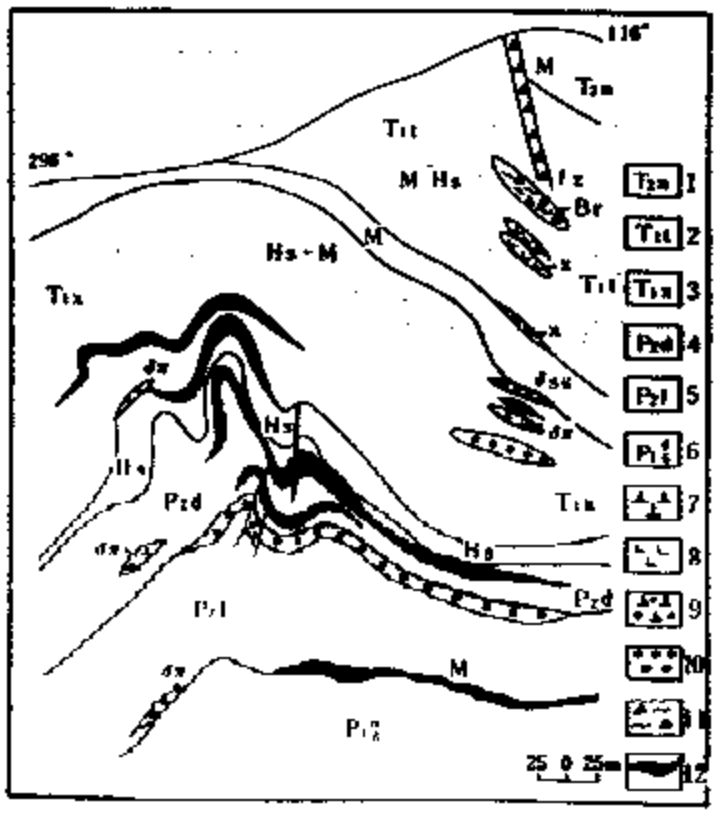


图 3—5　铜陵老鸦岭矿床剖面（假整合面控矿）
（据安徽 321 队，1983）
1—南陵湖组；2—塔山组；3—小凉亭组；4—大隆组；5—龙潭组；6—孤峰组；7—闪长斑岩；8—煌斑岩；9—矽卡岩化闪长岩；10—透辉石石榴石矽卡岩；11—角砾岩；12—铜矿体

产在有利构造部位的有利岩层中的矿体，除矿源层外，一般主要与岩石的化学成分、孔隙度有关．在化学成分相似的情况下，孔隙度的大小则起着关键性的作用．而在孔隙度相似的情况下，化学成分则起着决定性的作用．有时二者综合起着作用．

有利岩层在不少地区表现为多层性，在一些矿田中则表现为有利岩系（或含矿岩系）．研究矿田及矿床中的有利岩系对指导找矿具有重要意义，例如黔东湘西汞矿带中，汞矿的分布与有利岩系的关系十分密切．该区地层为寒武系，它是一套地台浅海相页岩、泥质碳酸盐、浅海及泻湖相碳酸盐建造，呈旋回式，寒武系中的中、下寒武统碳酸盐建造为含矿岩系，它又可分为：上覆层（ϵ_2^{8-10}）、上容矿层系（ϵ_2^{3-7}）、覆盖层（ϵ_2^{2}—ϵ_1^{5}）、下容矿层系（ϵ_1^{4b}–ϵ_1^{3}）和下伏层（ϵ_1^{2}–ϵ_1^{1}）等五个单位．上覆层和覆盖层由泥质白云岩、泥质灰岩及与其互层的底部页岩所组成．下伏层为杂色页岩及少量与其互层的顶部泥灰岩所组成．上容矿层系由质地较纯的薄层条带状白云岩夹多层蚀变厚层角砾状、多孔状变晶白云岩组成．下容矿层系则由条带状白云岩和灰岩组成，由于其中夹有 10—25m 的页岩（ϵ_1^{4a}），又可细分为两个容矿层系．在这三个容矿层系中具体含汞的层位有ϵ_1^{3-2}—ϵ_1^{3-6}、ϵ_2^{3}、ϵ_2^{5}、ϵ_2^{7}等含矿层．这些含矿围岩质地较纯．而具有层纹和褐色宽条带状的细粒薄层白云岩与灰岩，以及蚀变成因的变晶白云岩虽见有矿染、矿化现象，却很少工业矿体．页岩和泥质白云岩中均不赋存矿体，也不发生矿染．这显然与岩层的岩性组分、组构特点和物理力学性质有关．产于不同含矿层中的汞矿，规模和矿化类型也有差别，含矿层以产于ϵ_2^{5}、ϵ_2^{7}、ϵ_1^{4b}层中者为多，以产于ϵ_2^{5}、ϵ_1^{3}、ϵ_2^{3}层中者为最大，它

们是找矿勘探的主要对象。但ϵ_1^3层汞矿仅见于万山，尤其ϵ_2^3层者仅万山杉木童一处。

第二节　褶皱构造类型及其对成矿的控制

褶皱构造按其成因可分为：纵弯褶皱、横弯褶皱、压柔褶皱、底辟褶皱、流褶皱、热流变褶皱、由岩体上拱形成的同步褶皱。这些不同成因的褶皱的形态和形成条件各不相同，因此其控矿特点也不相同。

一、纵弯褶皱

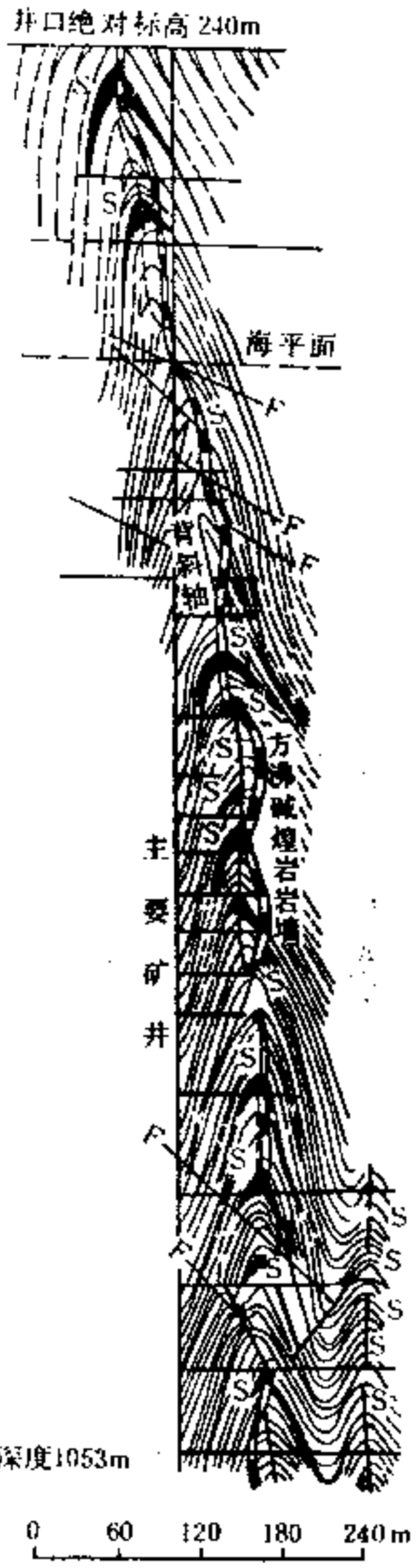


图 3—6　本迪哥多层鞍状矿脉图
(据 R.W.Boyle 对 H.Herman 的修改图，1979)

岩层中的纵弯褶皱是在水平应力作用下形成的，它是自然界最常见的一种褶皱类型。

在纵弯褶皱发生过程中，由于相邻岩层的相对错动（滑动），在褶皱的枢纽部分常形成剥离空洞，对成矿十分有利，这种剥离空洞可以有数层，十三至数十层，由此可形成多层鞍状矿体（图 3—6）。

A.B.科罗列夫和 П.A.舍赫特曼，把岩石的性质分为三种，即脆性岩石、塑性岩石及负荷性岩石，它们的变形特征如图 3—7 所示。两种不同力学强度的岩层组合时，由褶皱作用产生的鞍状剥离空间和断裂裂隙的模式见图 3—8。

此外，在纵弯褶皱过程中形成的同心褶皱的岩层厚度在褶皱的不同部位是保持不变的。而夹于较脆硬岩层之间的薄的塑性岩层常形成拖褶皱，根据拖褶皱的方向可以帮助确定岩层的顶、底板，即确定地层关系，判别地层是否倒转等。拖褶皱中也可有矿体产出。当薄的脆性岩层夹于塑性较大的岩层中，由于岩层的弯曲和滑动而形成构造透镜体（香肠构造）。这种脆硬岩层被两组细小的剪裂隙或横向张裂隙分割成一个个块体，然后发生移动并形成一个个透镜体。碳酸盐岩层有时呈现为香肠体，在这种情况下常有矿体赋存在其中。

二、横弯褶皱

横弯褶皱是由于垂直应力作用形成的一种褶皱类型，而垂直应力又有二种情况，一是由于平缓岩层之下的构造岩块的隆起而形成，另一是由于侵入体的向上压力而形成。

1.断块褶皱

断块褶皱是由于构造断块在上隆过程中形成的褶皱，在断块上面的岩层受拉伸发生弯曲，结果形成挠

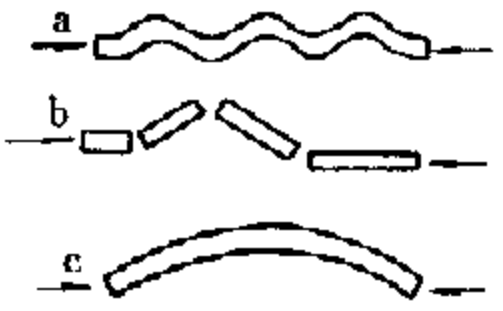


图 3—7　不同类型岩石变形示意图
(据 A.E.科罗列夫，1958)
a—可塑性岩层；b—脆性岩层；c—负荷性岩层

曲。褶皱在整体上呈箱状形态，挠曲处可产生断裂。在平缓褶皱地段易发生层间断裂带和破碎带，易于形成似层状、鞍状矿体（图 3—9）。

2.同步褶皱

同步褶皱是由于侵入岩体的上隆作用而形成，它的特点是岩层褶皱与侵入岩体的顶面呈同步起伏。褶皱的形态与侵入体的规模有关，侵入体规模大者，褶皱比较开阔，侵入体规模小者，相应褶皱比较紧闭，同步褶皱的强度具有从接触带向围岩逐步减弱的趋势。

侵入体在上拱形成同步褶皱后，由于岩浆的冷凝收缩，往往带动岩层发生层间剥离，形成剥离空洞而有利于成矿。

三、压柔褶皱

压柔褶皱是在纵弯褶皱形成过程中层间滑动很有限的情况下发生的，压柔褶皱可为具有次级复杂向斜的简单箱状褶皱或具二、三个峰的压柔褶皱（图 3—10）。在二、三个峰的褶皱的次级向斜部位常形成剥离空洞并伴有大量的破碎，为成矿提供了良好的条件。在

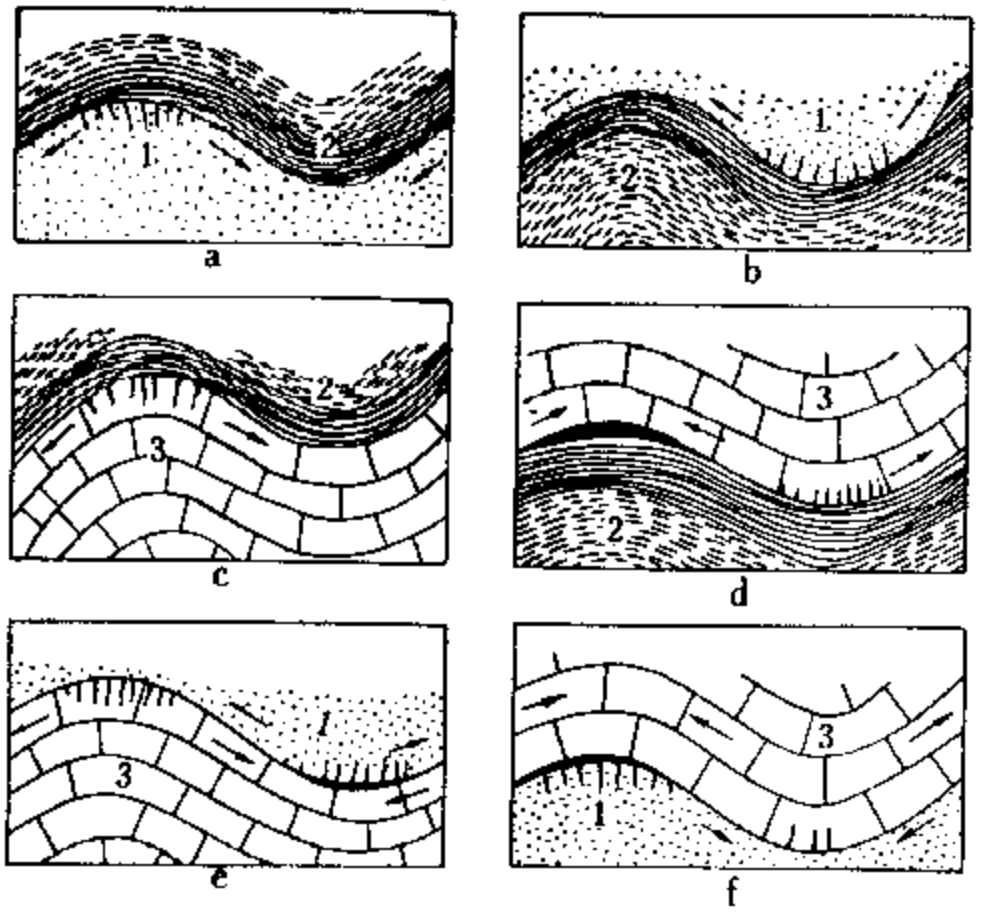


图 3—8　两种不同岩层褶皱作用的结果
(据 A.Б.科罗列夫，1958)
a—上覆可塑性岩层，下伏脆性岩层，只是在背斜上脆性岩石才破碎并形成断裂裂隙，岩层并无剥落；b—上覆脆性岩层，下伏可塑性岩层，只是在向斜上部脆性岩石中才能破碎并形成断裂裂隙，岩层并无剥落；c—上覆可塑性岩层，下伏负荷性岩层，岩层之间产生局部剥离，在负荷性岩层的背斜部位形成断裂裂隙，但容易愈合；d—上覆负荷性岩层，下伏可塑性岩层，在负荷性岩层之下的背斜部位形成剥离和鞍状空洞，在向斜部位形成愈合断裂裂隙；e—上覆脆性岩层，下伏负荷性岩层，在脆性岩层的向斜中形成层间剥离、鞍状空洞和断裂裂隙，在背斜部位产生愈合断裂；f—上覆负荷性岩层，下伏脆性岩层在负荷性岩层之下形成剥离和鞍状空洞，在背斜上部脆性岩层破裂并出现断裂，在负荷性岩层的向斜中形成愈合的断裂裂隙。1—脆性岩层；2—可塑性岩层；3—负荷性岩层

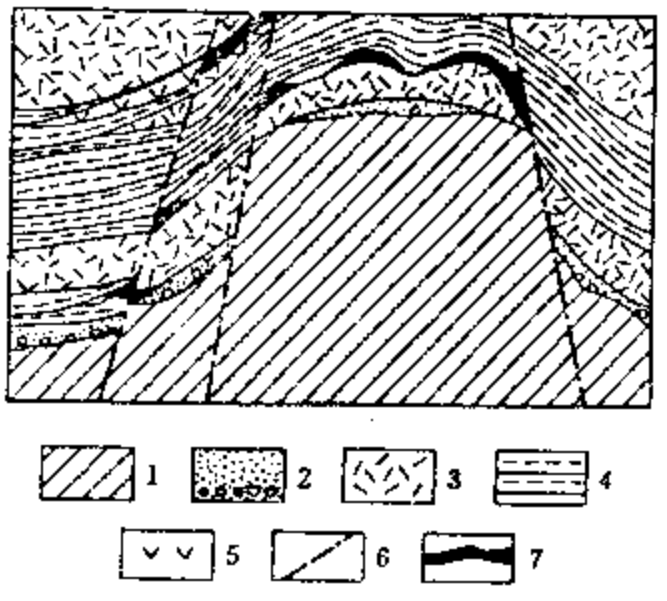


图 3—9　鲁德内阿尔泰断块褶皱中的矿田剖面略图
(据 Г.Ф.罪科夫列夫，1985)
1—早古生代变质岩；2—5—泥盆纪火山-沉积岩：2—砂岩和砾岩；3—石英钠长斑岩及其凝灰岩；4—页岩、粉砂岩；5—辉绿岩、玢岩及其凝灰岩；6—断裂；7—矿体

一些矿区中，垂直沉积岩层走向的岩墙、侵入体，特别是侵入体的构造接触带，可以在褶皱形成时限制岩层的滑动而形成压柔褶皱，并控制矿体的产出。

四、底辟（刺穿）褶皱

底辟褶皱是在横弯条件下穹形褶皱形成时产生的。褶皱核部塑性较大的岩石向上运动，起初顶部岩层厚度较小，而后来塑性岩石刺穿上覆塑性较小的岩层。这些塑性岩石可以是灰岩（图 3—11）。因为它们在足够大的压力下具有很强的塑性变形能力。许多膏盐层也具有这样的能力，在应力作用下可以进入较高的部位和较新的地层中。在塑性岩石向上运动的过程中，在底辟体与周围岩层之间常形成断裂，岩石破裂。在底辟体的顶部也常形成角砾岩（图 3—12）。

五、流褶皱

流褶皱具有非常复杂的形态，在表层温压不高的条件下，只有饱含水的高塑性岩石（如岩盐、石膏、煤层、泥岩等）才能产生流动而形成流褶皱。在高温高压下，即在相当大的深度或强烈变质作用的条件下，既使原来比较脆性的岩石也会成为塑性岩石而产生流褶皱。在强烈变质作用条件下，上述褶皱形成的晚期阶段可以出现剪切面。沿着这些剪切面岩石发生滑动和位移，使褶皱形态更加复杂，不少地质学家称这类褶皱为剪切褶皱。

流褶皱的研究对于成矿时代较老的沉积矿床和沉积变质矿床甚为重要。因为它常改变矿体的形态和产状，并使其复杂化。在流褶皱发育过程中，在应力作用下，塑性岩石物质产生迁移，这种迁移总是由翼部向核部聚集，使核部矿体的厚度增大，进而形成厚大矿体，而翼部矿体变薄，甚至缺失（图 3—13），此时矿体全部集中在褶皱核部。

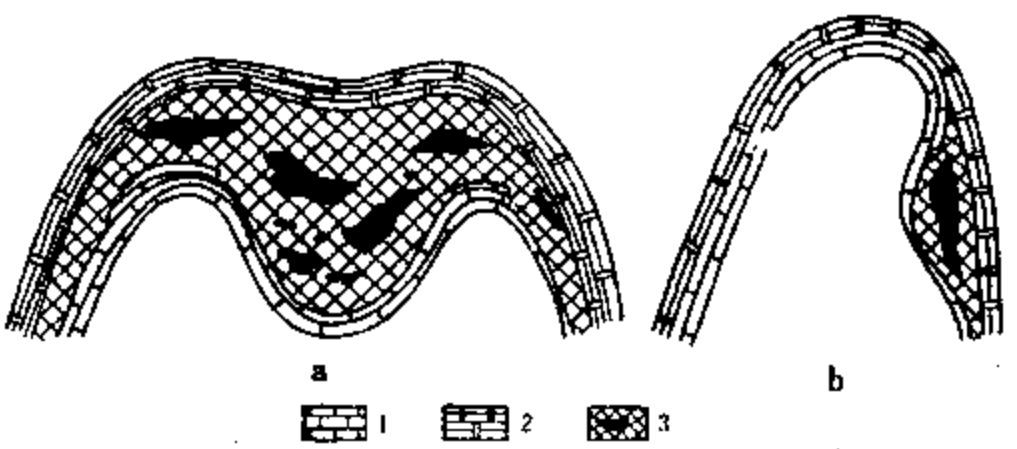


图 3—10　不伴随层间滑动而形成的剥离空洞
(据 В.И.沃尔弗松，1955)
a—在背斜轴部带有剥离的矿化压柔褶皱；b—在背斜翼部带有剥离的矿化压柔褶皱：1—薄层状灰岩；2—顶盘页岩；3—含锑汞浸染矿石和矿巢的角砾岩

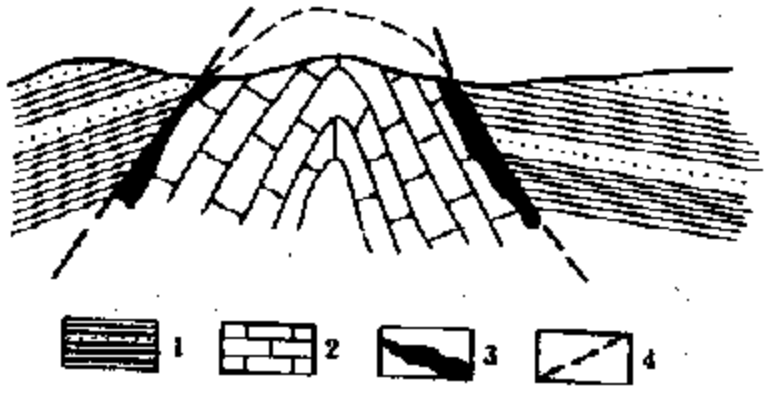


图 3—11　刺穿褶皱所形成的矿体
（据 Ф.И 沃尔弗松，1965）
1—灰质粉砂岩；2—石灰岩；3—矿体；4—构造断裂

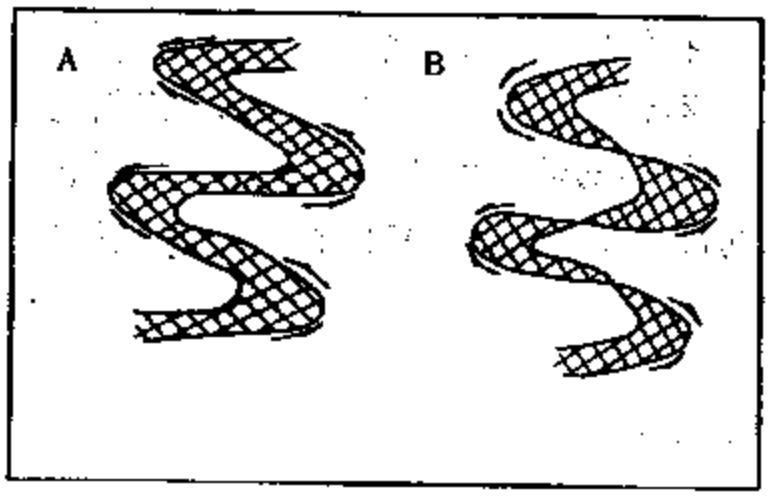


图 3—13　相似褶皱变形的物质迁移
A—示相似褶曲变形物质由两翼向核部迁移形成核部加厚翼部变薄；B—示物质进一步由翼部向核部迁移，甚至在翼部缺失

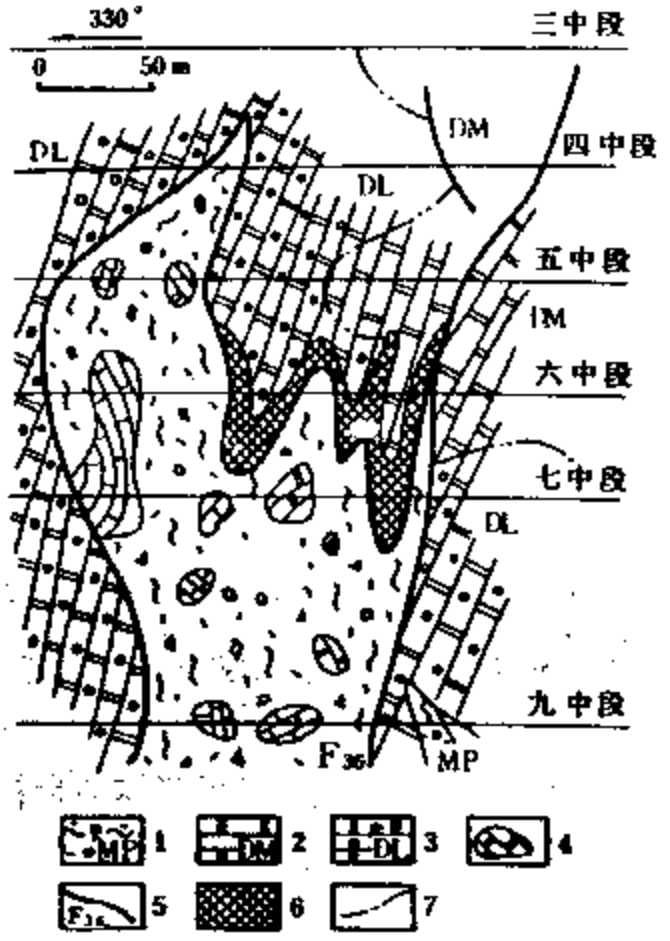


图 3—12　云南凤山铜矿床刺穿（底辟）构造与矿体产出剖面图
（据吴礼锟，1989）
1—刺穿（底辟）角砾岩；2—青灰色白云岩；3—褪色白云岩；4—刺穿体中的大角砾（示意）；5—断裂及其编号；6—铜矿体；7—褪色界线

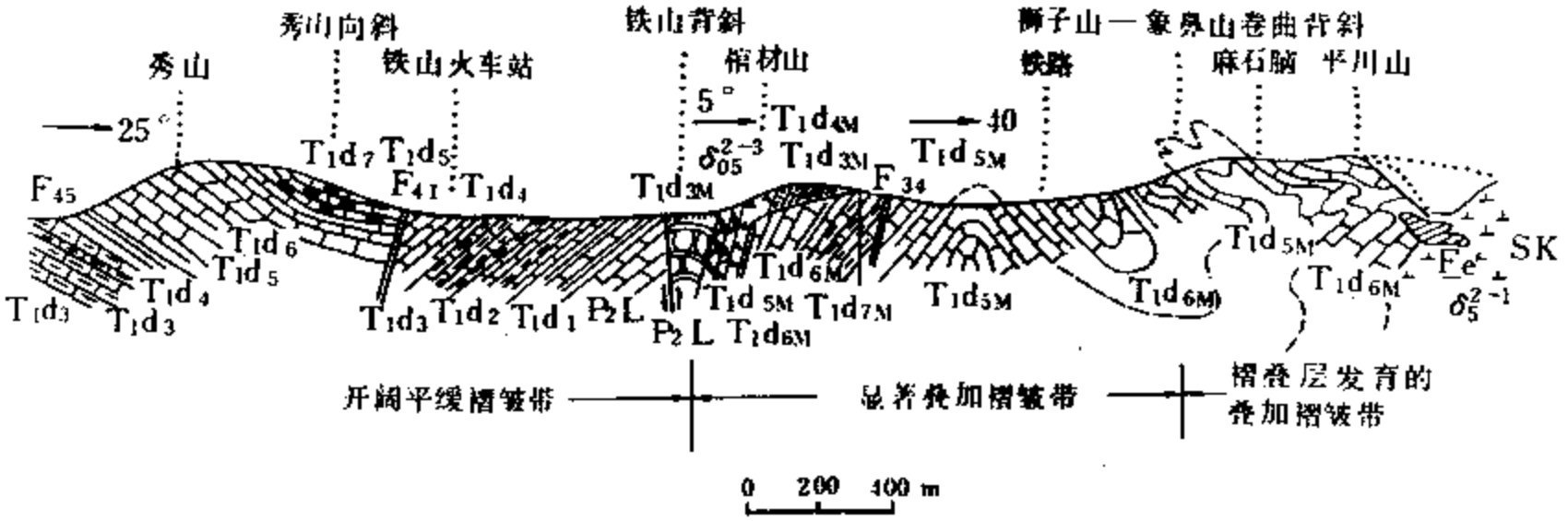


图 3—14　秀山—棺材山—象鼻山构造剖面图
（据石准立等，1981）
T_1d_7—下三叠统大冶群第七段花斑状灰岩；T_1d_6—下三叠统大冶群第六段薄层，中厚灰岩夹白云质灰岩；T_1d_5—下三叠统大冶群第四段中厚层、薄层偶含碳质页岩；T_1d_3—下三叠统大冶群第三段薄层含泥质条带灰岩；T_1d_2—下三叠统大冶群第二段薄层灰岩与泥灰岩互层夹中厚层灰岩；T_1d_1—下三叠统大冶群第一段页岩夹泥灰岩；P_2L—上二叠统大隆组；δ—中细粒闪长岩；Fe—铁矿体；SK—透辉石砂卡岩（注：地层代号（如 T_1d_5 等）后加 M 均为灰岩变质的大理岩）

六、热流变褶皱

热流变褶皱是一种接触热动力变质构造，它是在岩体侵入过程中由于岩浆的热动力作

用，使岩层具有较高的塑性，并变形为热流变褶皱，其主要特征有：

1.褶皱形态复杂多样，可有不对称歪斜褶皱．紧密同斜褶斜、倒转平卧褶皱、相似褶皱、紧密尖棱和圆滑褶皱、花边褶皱、褶皱香肠构造、层间香肠构造、层内无根褶皱等．

2.热流变褶皱的强度具有从接触带向围岩逐渐变弱的现象（图 3—14）．

3.褶皱的规模大小不一，变化很大．

4.经常叠加在早期褶皱之上．

热流变褶皱并不是在岩体四周均匀发育，它们一般较多地分布于中深成岩体的前缘带，而中深成岩体的前缘带又往往是矽卡岩矿床的产出部位，所以热流变褶皱又可以作为一种间接的找矿标志．

第三节　叠加褶皱及其对成矿的控制

一、概述

在地质构造发展过程中，褶皱作用的发生往往不止一次，应力方向也不尽相同．一次褶皱叠加在另一次先成褶皱之上的构造现象称为叠加褶皱．

叠加褶皱分布很广，尤其在变质岩地区最为常见．在沉积岩分布区也有出现．

造成叠加褶皱的原因可以是由于不同时代褶皱构造的叠加，也可以是同一时代不同构造体系的重叠，还可以是由于一次连续的构造变形过程中应力方位的变化．

由于二次或二次以上褶皱构造的叠加,先成褶皱的形态特征及产状变化制约或影响着第二次褶皱的特征,而第二次褶皱又对第一次褶皱进行改造，并由此造成新的构造格架．具有面状构造的地质体经历多次褶皱变形，有可能有多次褶皱变形的叠加，但往往不能多次改变其构造格架的基本特征．一般来讲只有二期或三期主要的褶皱变形就形成了较稳定的构造格架，以后的褶皱变形往往只是对其略有改造与强化．

在叠加褶皱强烈地区易于造成岩层层序的混乱，加上不同岩性在变形过程中的特点不同，因此，叠加褶皱是一种比较复杂的构造现象，在实际工作中必须从三度空间来观察，才较易识别．

叠加褶皱识别的主要标志有：

1.褶皱轴面的再次褶皱；

2.褶皱枢纽的强烈起伏变化；

3.高角度的倾竖褶皱的存在；

4.与褶皱同时形成的面理（劈理、片理）和断裂面发生弯曲；

5.两种不同方向的片理有规律的交切（穿插）；

6.香肠构造发育地区，钩状褶皱的存在；

7.脉体发生褶皱（岩脉、石英脉等）．

叠加褶皱对形成时间较早的矿床的改造起着十分重要的作用，同时它也对岩体的侵入以及矿体的形式起着控制作用．

二、叠加褶皱的类型

叠加褶皱的形式十分复杂，根据两个褶皱系的相互关系可分为：

1．共轴叠加褶皱，这种叠加褶皱是在两期褶皱的应力方向基本相同的情况下形成的，如果两期褶皱的轴面一致，则表现为后期褶皱仅将先存褶皱进一步压紧，或在其缓翼形成轴向一致的较小褶皱，但这种情况一般不易识别是一次还是几次变形的结果．如果两期褶皱的轴面不一致，则可根据剖面上先存褶皱的轴面弯曲来判断（图 3—15）．

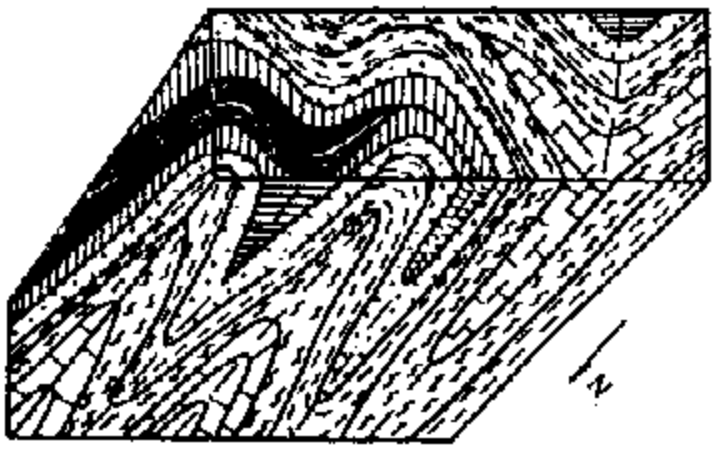


图 3—15　共轴的背形及向形构造立体模式
（据贾楠一，1983）

2．正交叠加褶皱，这种叠加褶皱是在两期褶皱的应力方向呈高角度相交时形成的．由于先存褶皱的轴面未受到明显的影响．故在剖面上叠加变形是不明显的．

如果第一期褶皱为轴面近直立的开阔褶皱，则后期的强烈的褶皱横跨其上并使先存褶皱沿其枢纽方向分段发生起伏而形成平面上的网格构造（图 3—16）．如果早期褶皱十分强烈．两翼岩层紧闭甚至同斜时，因这时两翼的岩层实际上已近于平行，容易在垂直轴面的方向上失稳，从而形成两翼岩层弯曲形态一致的重褶叠加．当早期褶皱强度中等，两翼岩层交角在 90° 左右时，要使褶皱了的岩层纵向再次褶皱并保持岩层的连续性，早期褶皱的几何要素必然要发生迁移，形成移褶叠加．

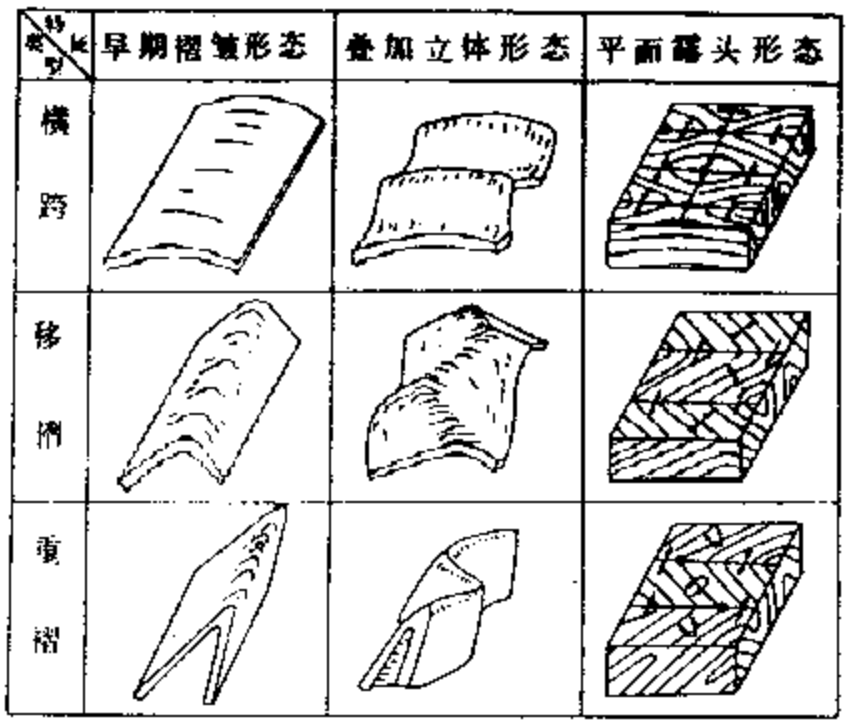


图 3—16　纵弯褶皱叠加的基本类型（图中露头形态与立体形态的产状有关）
（据杜恩清，1986）

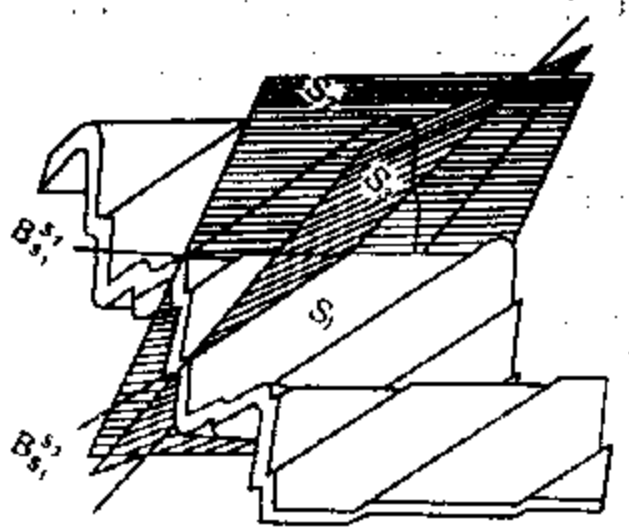


图 3—17　斜交叠加褶皱
（据 F.J.特纳，1978）

3.斜交叠加褶皱，这种叠加褶皱是在两期褶皱应力斜交的情况下形成的，这种叠加褶皱不仅类似第一种褶皱在剖面上显示出来，而且类似第二种叠加褶皱在平面上显示出来（图 3—17），如果两期褶皱叠加显示网格状的话，则为菱形格架．

三、叠加褶皱对矿体的改造

叠加褶皱对形成时间较早的沉积矿床及沉积变质矿床矿体形态产状的改造十分显著，通过细致的研究，查明其变形历史对指导找矿具有十分重要的意义．

例如内蒙温都尔庙铁矿变质岩系经受了多次褶皱的叠加，通过细致的工作，发现该区

至少经历四期（次）构造变形，并均与侧向水平挤压有关．现以哈尔哈达褶皱为例（图3—18）．

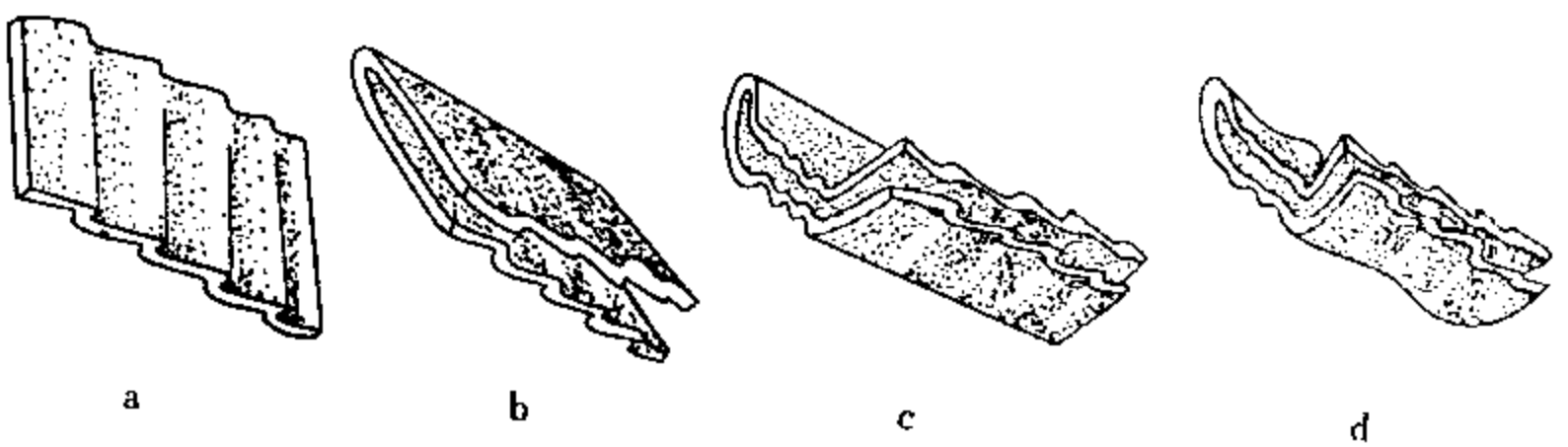


图3—18　哈尔哈达褶皱序列演化模式图
（据胡骁等，1984）

第一期褶皱的挤压方向与性质难以确定，在这期变形过程中曾发生铁质组分的相对富集，局部集中于小褶皱转折端．

第二期褶皱明显受南北向水平挤压力控制，而且主应力来自北方，形成大型紧密平卧褶皱，在此过程中，一方面使有的矿层再次局部富集集中，另一方面使有的矿层被褶至地表浅处，遭受剥蚀．

第三期南北向挤压作用使b再褶皱形成哈尔哈达复式向形构造，在复式向斜的扬起端，裙边褶皱完好，造成铁矿体遍地分布的状况．

第四期为东西向挤压，虽然强度小，但使已经复杂的褶皱更加复杂．由于这期褶皱作用的结果，在复式向形的扬起端，大量出露品位较低的哈尔哈达组底部的纹带状含铁石英岩和铁质碧玉岩，而在复式向形东端的哈尔哈达一带则以桑达来音组顶部品位较高的铁矿层为主，成为矿区铁矿的主要开采地段．

四、叠加褶皱对成矿的控制

叠加褶皱对成矿的控制既可表现在直接控制热液矿床的形成，又可表现为对岩体产出位置的控制，并进而对矿体的控制．

如贵州万山汞矿带，该地区经受过多期的构造运动，褶皱、断裂均很发育．

褶皱构造有：（1）北北东向褶皱，规模较大，纵贯全区，如凤冕背斜、玉铜向斜等；（2）“横跨褶皱”，以北西西向（280°—310°）最为发育（图3—19），按其规模可分为：一级“横跨褶皱”，仅分布在玉铜向斜的南东翼上，从北向南依次有大碉喇倾伏背斜、茉莉坪倾伏向斜、万山倾伏背斜，向家地倾伏向斜和酒店塘倾伏背斜等，它们大致呈等间距出现、轴线向西倾伏；二级横跨褶皱有二种类型：一种是被次级褶皱、挠曲复杂化的复式背斜或向斜；另一种为许多近乎同向的次级褶皱呈一狭长展布的褶皱带，它们长几百米到几千米以上，并可穿越玉铜向斜至其西北翼；三级到四级横跨褶皱，即发育在二级横跨褶皱之上的次级小褶曲，单个长数米、数十余到百余米．此外尚有少量北东东向的横跨褶皱，分布局限；（2）北东向褶皱：这种褶皱规模不大，地表少见．

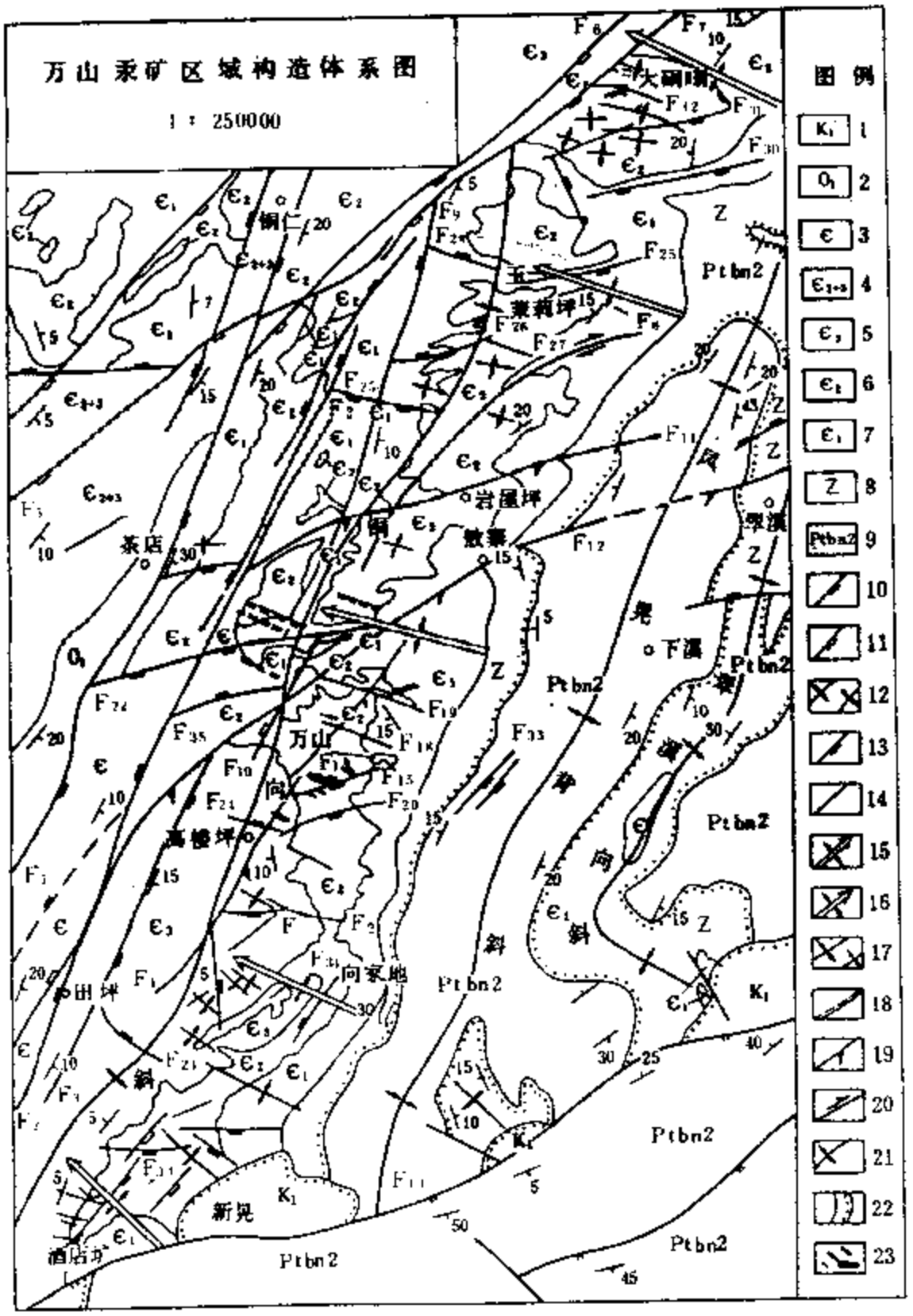


图 3—19　万山汞矿区区域构造体系图

（据李璀茂，1979）

1—下白垩统；2—下奥陶统；3—寒武系；4—中上寒武统；5—上寒武统；6—中寒武统；7—下寒武统；8—震旦系；9—上板溪群；10—12 新华夏系；10—主干断裂；11—伴生断裂；12—背向斜轴；13—华夏系断裂；14—东西向构造断裂；15—18 横跨褶皱；15—半背斜轴；16—半向斜轴；17—背向斜轴；18—褶曲带；19—21 帚状构造；19—张扭性断裂；20—扭性断裂；21—弧形背斜；22—整合及不整合地层界线；23—汞矿床

断裂构造有：属于东西向构造的压性断裂；属于新华夏系的北北东向压性断裂及其伴生的北东东向扭性断裂和北西西向横张断裂，属于华夏系的北东向压性断裂以及万（山）岩（屋坪）及大硐喇两个帚状构造。

在该区北北东向矿带上，北西西向的横跨褶皱对成矿起了明显的控制作用；

一级横跨褶皱或二级横跨褶皱与新华夏的北西西向横张断裂（有时是北东东向扭性断裂）的有机配合，几乎控制了该区所有的汞矿床。特别当二级横跨褶皱出现在北北东或北东向断裂与北东东或北西西向断裂相交的北东锐角区内，往往是主矿体或富矿体的主要集

中部位。

三至四级的横跨褶皱及其伴生的同级断裂则控制着矿体的分布，辰砂及其共生的金属矿物、脉石矿物大量沉淀在与三到四级横跨褶皱有成生联系的纵横张裂、破碎带、层间剥离裂隙中。

第四章　断裂构造的控矿作用

第一节　概　　述

断裂构造包括各种断层和裂隙，对许多矿床的形成和分布起着重要的控制作用，为了了解成矿规律和进行成矿预测必须对它作充分的研究。在内生矿床中，断裂常常是岩浆、热液上升和运移的通道和矿液沉淀（储矿）的空间，因而了解不同期次、规模含矿断裂的空间分布、相互关系和产状变化，则有助于认识矿床形成规律，从而进行成矿预测。

很多外生矿床（如煤、石油、盐类矿床以及一部分金属矿床）的沉积场所是受断裂控制的盆地和坳陷，断裂构造直接控制了矿床的空间分布、沉积速度和保存条件等。层控矿床的形成常经历两次以上的成矿作用。某些层控矿床也可以说是产于一定层位中的裂隙矿床，矿体受地层及断裂的双重控制。因面在找矿过程中，不但要寻找有利层位，也要寻找有利构造。

变质矿床在形成过程中常产生断裂裂隙，沿这些断裂活动的热液，常可使成矿组分进一步富集，形成矿体或富矿体（如鞍山式铁矿床中的某些富矿体），因而使矿体产状更趋于复杂。在各类矿床中，成矿后的断裂均可使矿床受到明显的改造、破坏甚至缺失。但是一些盐丘和油、气可因成矿后断裂而富集。一些沉积和变质型矿床因受褶皱使矿床重复而增加单位面积内的储量。另外，成矿后断裂可能对叠加改造矿床有重要意义。

第二节　断裂的形成

物体的形成通常可用三轴椭球体来表示。三轴椭球体可以清楚地表示出应变轴的空间方位和每一应变主轴的相对应变值。在三个相互垂直的主应变轴中，A 轴是最大拉伸轴，C 轴是最大压缩轴。在平面应变（AC 面）的情况下，B 轴保持不变。在自然条件下发生体积应变时，拉伸总是沿 A 和 B 两个轴发生的（此时，B 轴为次拉伸轴），而 C 轴是最大压缩轴。

由于在水平应力作用下，在平面上可以形成两组共轭剪裂隙和一组张裂隙，在剖面上也可以形成两组剪裂隙和一组张裂隙。这样从理论上讲，在水平应力作用下可以形成六组裂隙。常用立体变形椭球体来表示它们（图 4—1）。由于变形的程度不同，故可分为主变形和次变形。由于不是在所有矿区都能观察到立体变形，往往只有平面变形或剖面变形，因此一般常用平面椭球表示应力状况。

在一次构造应力作用下，有时只发育一组裂隙（张裂隙或剪裂隙），有时可产生两组裂隙，而生成多组裂隙的情况也并不少见，但其中往往是一组或两组裂隙较为发育，次要裂隙易被忽略，因此在实际工作中要给于适当的重视，这样才能建立起立体变形的概念，从而更深刻地认识应力状况和裂隙发育规律。

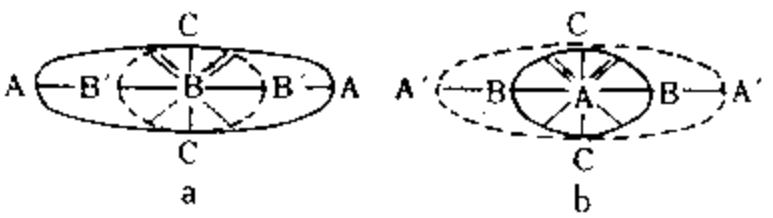


图 4—1　在水平应力作用下的立体椭球
（据曾庆丰，1986）
a—水平变形为主；b—垂直变形为主

大多数褶皱是在水平挤压应力作用下形成的。变形可以是剖面变形（垂直变形）（图 4—2a）和平面变形（图 4—2b）。前者应变椭球体的 A 轴是直立的，B 轴是水平的；后者 A 轴是水平的，而 B 轴是直立的。对这二种变形的关系有两种观点：一种认为是先后关系，即认为在褶皱早期，上覆岩层的负荷小，伴随背斜的拱起 A 轴（拉伸轴）是直立的，到一定程度后，不易再向上拉伸，此时拉伸轴变为水平，而使沿褶皱枢纽方向拉伸；另一种观点认为两种变形是深度不同造成的，在浅部 A 轴为直立的，而在深部 A 轴是水平的。

在水平挤压应力作用下，发生垂直变形时，伴随褶皱形成的断裂主要是走向平行于褶皱轴而倾向相反的两组逆断层性质的剪裂隙，以及一组水平的张裂隙。在强烈挤压作用下，剪裂隙可发展为逆断层，它们多见于褶皱翼部，并近于平行岩层面。在褶皱倒转的情况下，这种逆断层往往平行于褶皱面。但这种逆断层以单组出现为多，两组共扼的较少见。在水平挤压作用下形成的褶皱，轴部往往产生局部的引张，形成平行于褶皱的张裂隙。它们在空间上呈扇形分布，发育程度决定于岩层厚度、褶皱曲率的大小以及岩石脆性的强弱。这种裂隙多见于背斜轴部，而在向斜轴部少见，这是由于向斜所处的位置较深，

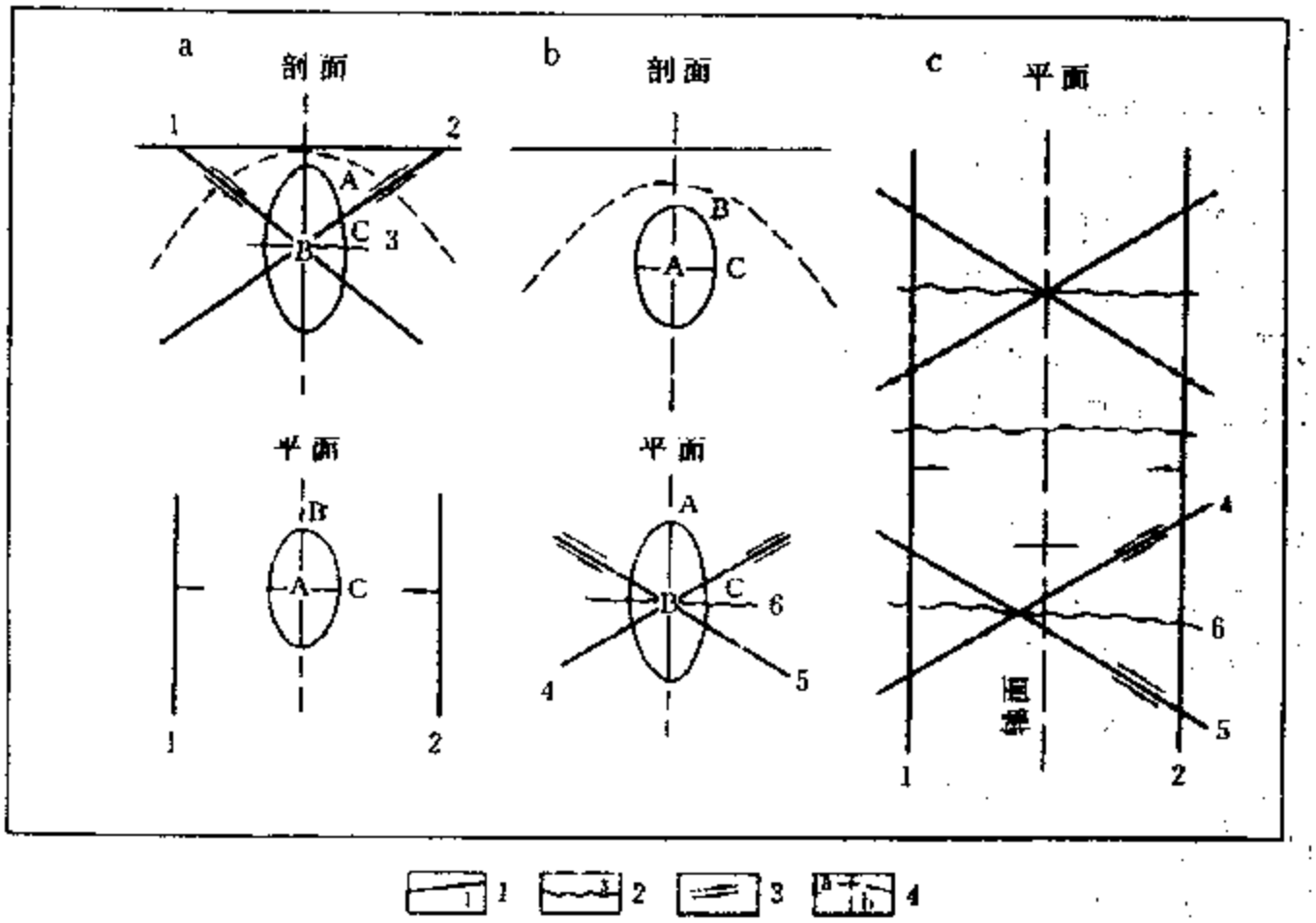


图 4—2　纵弯背斜形成时裂隙发育简图
（据 A.B.涅克，转引自 Ф.И. 沃尔弗松，1985）
应变轴和裂隙的位置：a—褶皱的岩层直立拉伸时；b—褶皱的岩层水平拉伸时，c—与褶皱伴生的裂隙的方位综合简图，1—剪裂隙及其裂隙系；2—张裂隙及其裂隙系；3—沿剪裂隙的错动方向；4—褶皱的位置（a）及其轴面（b），A、B、C 为主应变轴

所受围压较大的缘故。

岩层在水平挤压应力作用下，当发生平面变形时，形成的裂隙主要是两组与轴面斜交的剪裂隙（扭性裂隙）和一组垂直于褶皱轴的张裂隙。在强烈水平挤压应力作用下，沿两组与轴面斜交的剪裂隙可发展为扭性断裂（张扭或压扭），这种扭性断裂本身又可派生次一级的裂隙。此外，在水平挤压应力作用下还可形成垂直褶皱轴的张裂隙。由于这种裂隙平行于挤压应力方向，在挤压过程中沿褶皱轴方向的地段，可以发生进程的差异而产生水平的扭力，因此这种张裂隙可进一步发展为张扭性断裂。

第三节　断裂构造对成矿的控制

一、断裂构造对矿田矿床的控制

断裂构造在成矿过程中常起着岩浆、热液通道的作用，但往往只是在断裂的某些有利部位才有矿田及矿床的产出。据 П.Д.雅科夫列夫的资料，矿田及矿床只是分布在以下地段（图 4—3）：a—沿走向弯曲的地段；b—断裂分支处；c—主干断裂派生的旁侧羽裂；d—两组断裂共轭处；e—两组断裂交叉处。区域性断裂的有利地段能够控矿的原因在于这些地段岩石易于破碎，是岩浆和矿液易于渗透的通道。

受大断裂一侧或两侧的次级断裂所控制的矿田及矿床在我国较多。如山东玲珑金矿（图 4—4）、甘肃金川镍矿等。受两组或两组以上断裂的交汇处所控制的内生矿田或矿床的例子在国内外均为常见。这是由于在两组或两组以上断裂的交汇处，岩石破碎强烈，易于岩浆及矿液的活动。例如苏联西雅库特地区达尔登金伯利岩田（图 4—5），在该地区构造断裂有四组：北东向、北西向、近南北向和近东西向。前三组断裂分布相当广泛，最后一组呈零星出现。而金伯利岩主要产在北东向断裂与其他方向断裂的交汇处。两组断裂的交汇控制矿田的另一种形式是基底断裂与盖层断裂的交汇，基底断裂为岩浆上侵的通道，盖层断裂为控岩及控矿的空间。在我国东部一些矿田及矿床中，一个矿田中的几个矿床从总体看与东西向构造有关（较老的构造），而具体又直接受 NNE 向构造的控制。受这样的构造控制的矿田及矿床又往往具有明显的等距性并组成网格状构造。在帚状断裂及 S 形断裂的拐弯处，是应力集中的部位，也易于岩浆的侵入而形成矿。同样，在断裂与背斜轴部交切处，也易于岩浆的侵入或矿液的上升而成矿（图 4—6）。

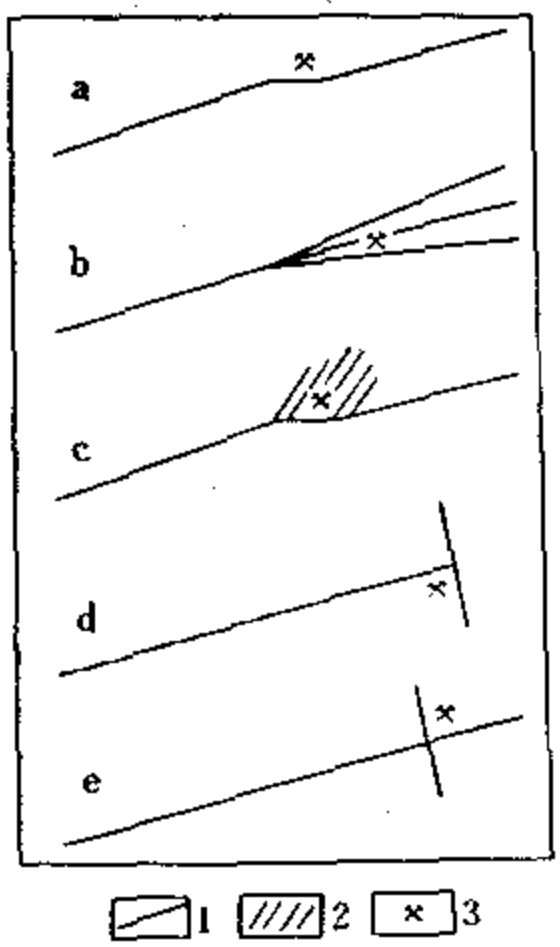


图 4—3　断裂构造中易成矿部位示意图
（据 Ф.И.沃尔弗松，1985）
a—产于断裂弯曲；b—分支；c—旁侧羽裂；d—与旁侧断裂共轭；e—交叉（e）地段；1—大断裂；2—羽状裂隙；3—矿田和矿床

对沉积矿床和层控矿床来讲，同生断裂

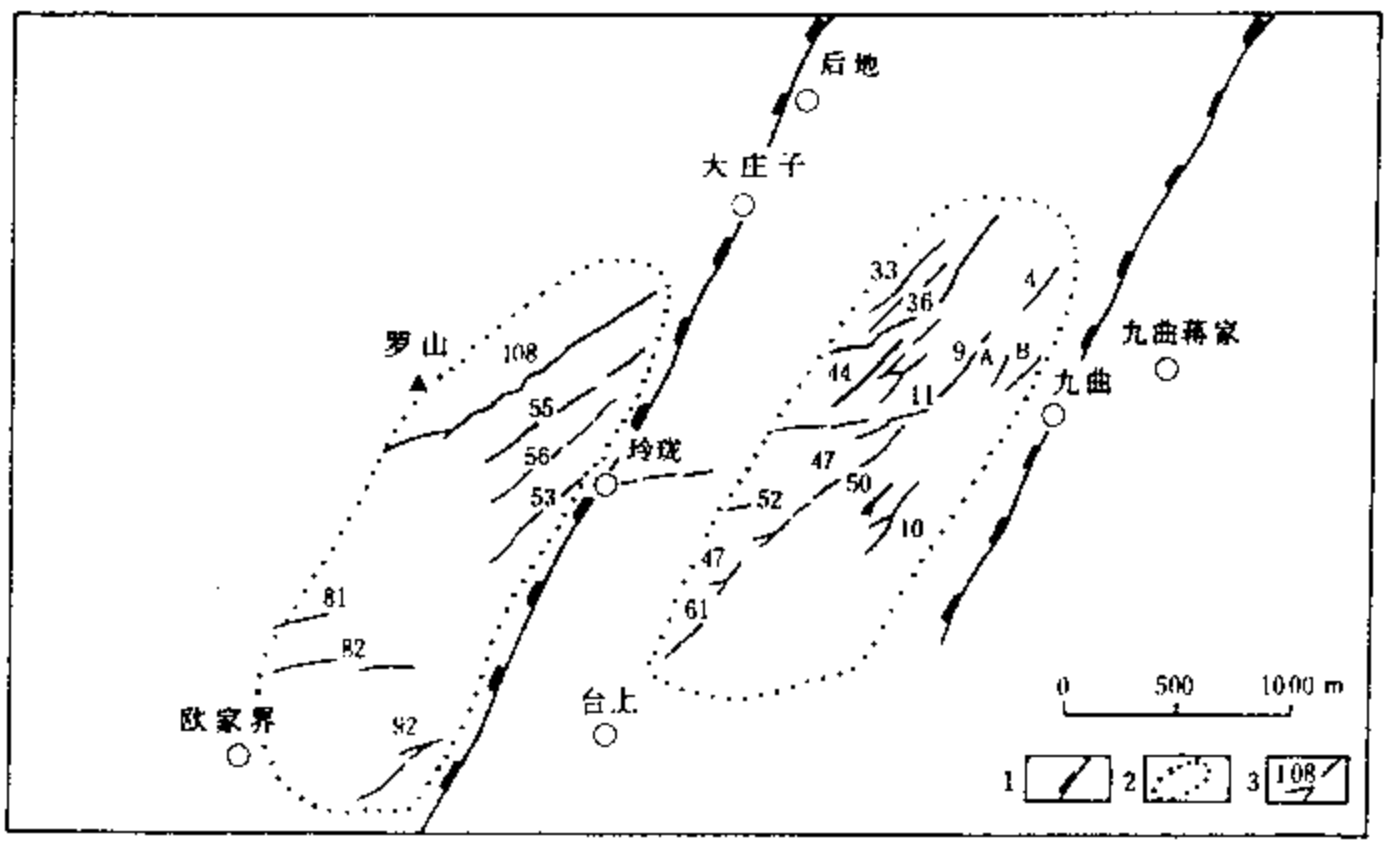


图 4—4　玲珑金矿田导矿断裂与矿化富集关系
(据刘志刚，1983)
1—主要导矿断裂；2—矿化富集地带；3—工业矿体或矿化富集地段

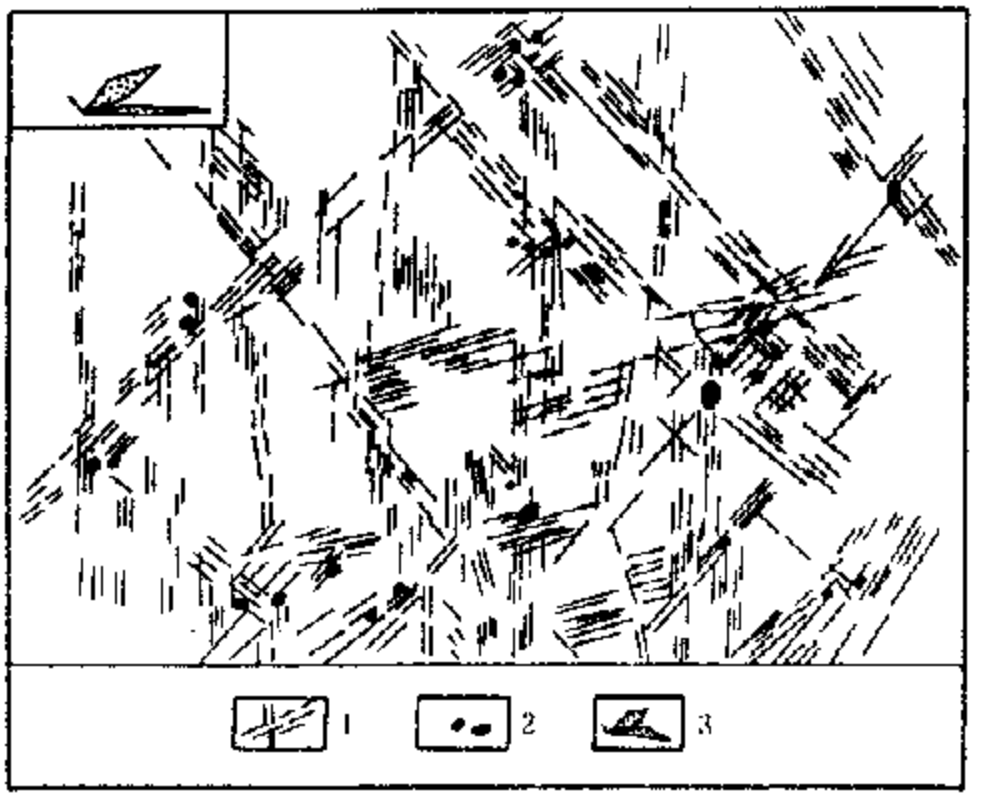


图 4—5　达尔登金伯利岩田的构造断裂、金伯利岩体的位置和方位
(据 П.Ф.伊万金，1989)
1—根据航空照片判读的构造断裂；2—金伯利岩体；3—金伯利岩体平面上的长轴方位玫瑰图

常常是控制矿床产出的主要因素。它首先表现在对沉积盆地和火山沉积盆地的控制作用。这种成矿前的同生断裂控制着沉积盆地的边缘，也即控制着盆地内沉积地层及矿层的分布范围。盆地常为地堑式或半地堑式，如我国中—新生代的含煤盆地及红色含盐、铜、铅锌

等矿床的盆地。由于主要的同生断裂在盆地沉积过程中不断地活动而使盆地不断下陷，因此可使盆地中形成巨厚的矿层。同时由于它的间歇性活动，以及在不同阶段活动的强度不同，因此可造成含矿层在岩相，岩性上发生变化或形成各种不同的韵律。在盆地内又可发生与主断裂伴生的次级同生断裂。这种同生断裂的活动可以造成盆地中的次级凸起和凹陷，有着不同的沉积厚度，在凹陷带沉积厚度大，而在凸起部位沉积厚度薄甚至没有沉积。作为同生断裂直接控矿的例子可举广东凡口铅锌硫矿床（图 4—7）。该矿床产于泥盆系中，但在主断层两侧，中上泥盆统碳酸盐地层厚度有十分明显的变化，在 F_{001} 断层带东侧的厚度比西侧突然减薄，从 D_{2h} 至 D_{3x}，断层西侧总厚度不少于 680m，而在东侧则只有 450m 左右，各个分层厚度也相应变薄，而由此断层带继续往东，全部碳酸盐地层的总厚度进一步变薄至 180m 左右。此断层带即为同生断层，它控制了该矿床的产出。

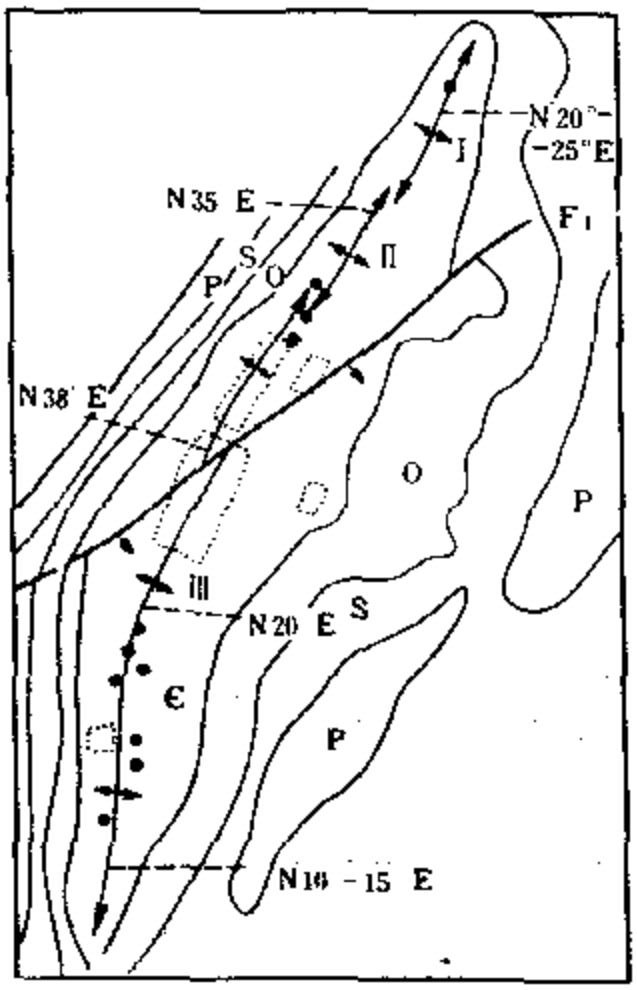


图 4—6 务川矿带略图
（据杨科伍等，转引自周顺之，1983）
Ⅰ—茅坝背斜；Ⅱ—金鸡岭背斜；Ⅲ—木油厂背斜；F_1—银钱沟断层；黑圆点代表矿床；木油厂背斜与银钱沟断层交汇处为木油厂矿床产出的部位

二、断裂构造对矿体的控制

（一）矿体的分布与断裂的关系

矿体的产出与断裂构造常有密切的关系，但通常直接产在大断裂中的矿体较少，较多的矿体产出于大断裂附近的次一级断裂中，或受大断裂附近多组次级断裂的控制。如湖南水口山铅锌矿床，矿化带及矿体群明显受 F_1、F_2 两条倾向相反的逆断层所组成的“地垒”状构造所控制（图 4—8）。由于 F_1、F_2 断层延深大，故成为良好的运矿构造，将来自深部的矿液输送到上部有利含矿层位中的次级裂隙中交代成矿。

两组或两组以上断裂的交汇常常控制着矿体、矿柱的产出。此外，在这种交汇处也是风化作用及氧化作用易于发生的部位，如某风化型稀土矿床及云南个旧锡矿床中的氧化矿体（图 4—9）即为例证。许多脉状矿床中矿体直接受裂隙构造所控制，裂隙构造可表现为单组，也可为两组，有的则为多组。其组合形式复杂多样，表现为平行式、交错格状式、雁行式、环状、放射状、S 形、扇形等多种组合形式。有的断裂可与褶皱组合在一起控制矿体。

岩石的化学性质是影响矿体局部产出的重要因素，当断裂通过有利于发生交代作用的岩层时，矿化则易于富集（图 4—10）。当同一断裂切过不同物理及化学性质的岩石时，由于岩石化学性质的不同，在不同岩层中可以有不同的成矿方式。在化学性质活泼的岩层

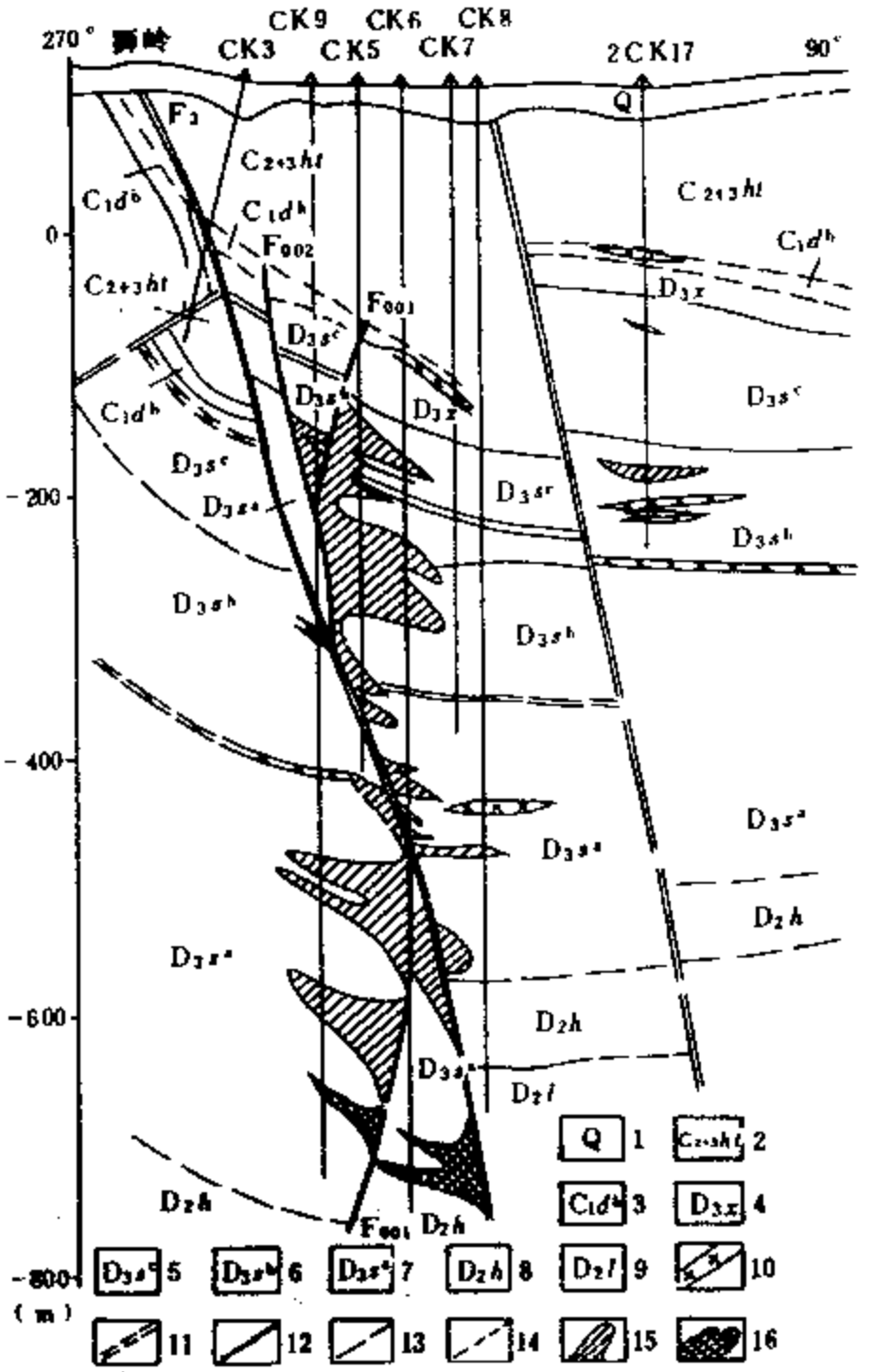


图 4—7　凡口矿区 203 线剖面图

(据顾应琚，1987)

1—第四系；2—中上石炭统壶天群；3—下石炭统大塘阶上部；4—上泥盆统锡矿山组；5—7—上泥盆统皇岗岭组；9—中泥盆统老虎头组；10—辉绿岩；11—成矿断层；12—古断裂；13—地质界线；14—平行不整合线；15—铅锌矿体；16—黄铁矿体

中发生交代作用，而在稳定的岩层中仅为裂隙充填。即使围岩均易交代，由于其化学成分的差异，也可形成不同的矿物组合。

断裂对矿体的控制作用还可表现在它对矿液的遮挡作用。大致有三种情况：1）断裂本身具有大量的构造泥阻止了矿液的上升而成矿；2)断裂中充填有不透水的岩墙而遮挡成矿；3）由于断裂作用而使不透水层覆盖于断层上盘而阻挡了矿液并使之成矿。

(二）断裂的张开部位对矿体的控制

在自然界各种性质的断裂都可以产出有矿体，但矿体并不一定沿断裂均有分布，断裂的张开部位往往是矿体产出的有利地段。断裂面沿走向及倾向其产状常常发生变化，因而断裂面往往是弯曲的，有的是锯齿状的。断层产状变化的原因，一是因为断裂往往是

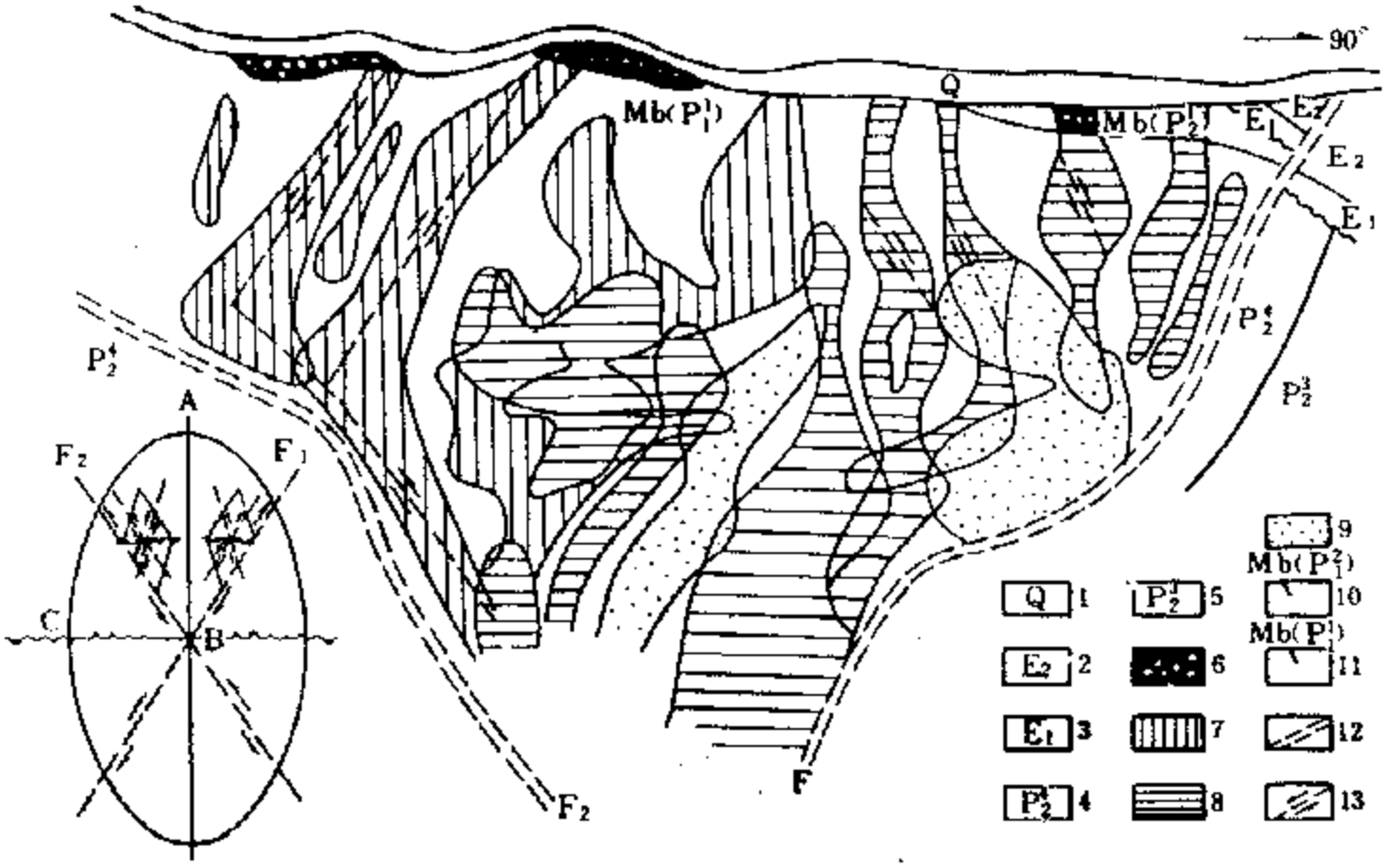


图 4—8　水口山铅锌矿矿体纵投影图
(据池三川，1965)

1—浮土；2—红色矿页岩；3—红色底砾岩；4—砂质页岩；5—绢云母砂页岩；6—铁帽；7—铅锌矿体；8—黄铁矿体；9—铅锌矿化；10—大理岩化茅口灰岩；11—大理岩化栖霞灰岩；12—主断裂；13—断裂（图内英文字母代表地层时代）

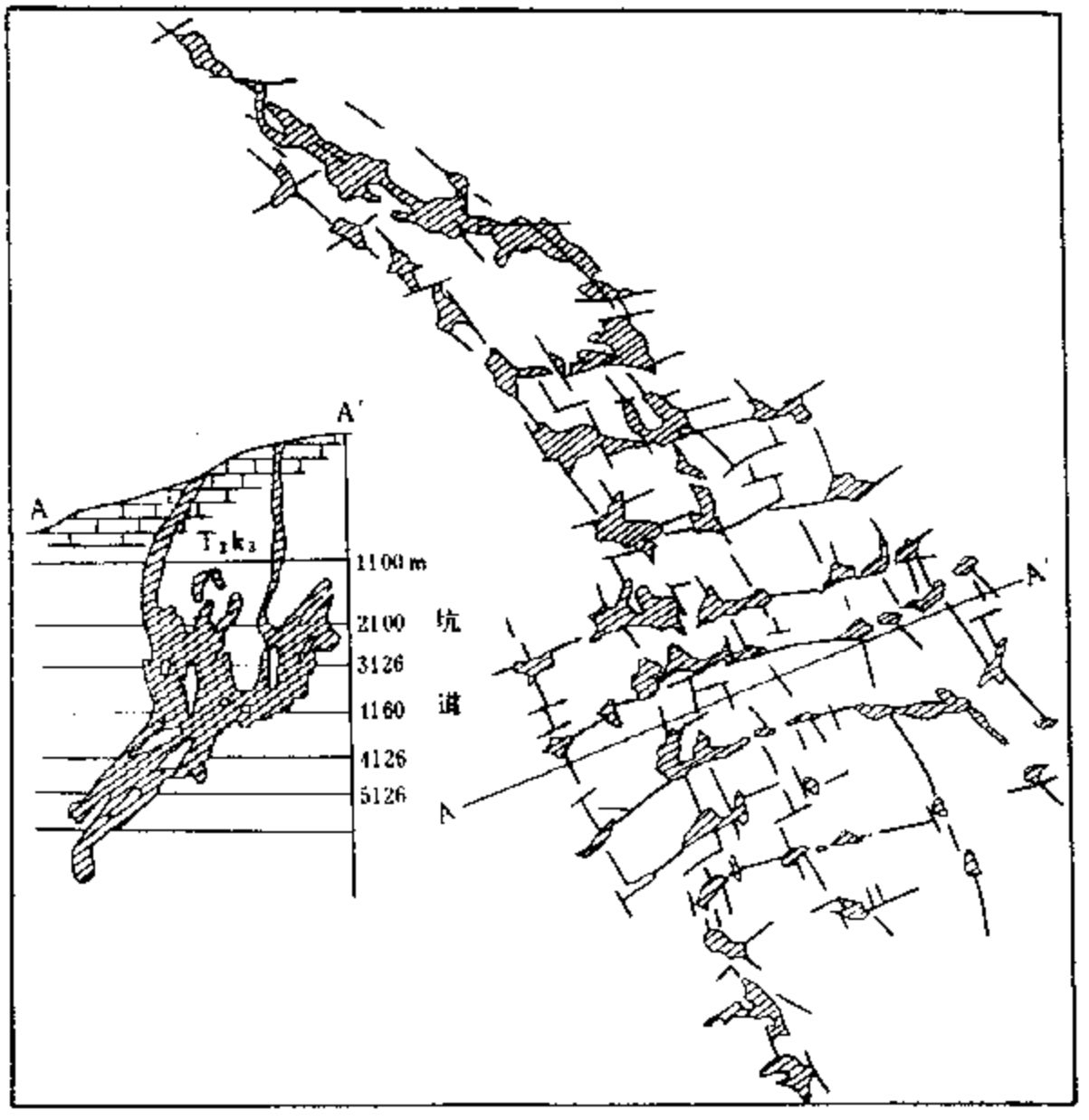


图 4—9　在 NNW 和 NEE 两组裂隙交叉处发育的风化型柱状矿体
(据马拉格 22 号矿体群，云锡勘探队，转引自周顺之，1983)

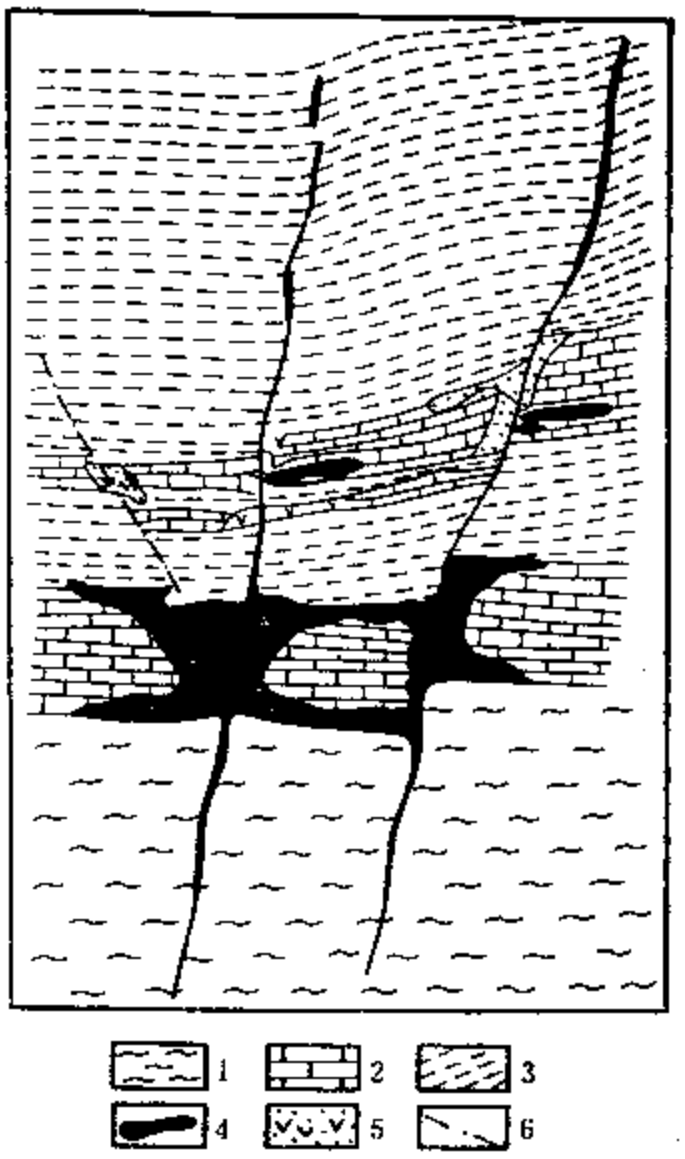


图 4—10　断裂与有利岩层交汇形成的矿体

（据 P.A.陶考夫，转引自 Ф.И.活尔弗逊，1985）

1—花岗岩化副片麻岩；2—大理岩；3—黑云母副片麻岩；4—沿层交代的浸染状矿石和斜切的脉状矿体；5—砂卡岩；6—弱矿化断裂

断裂走向或倾向发生偏转的部位，以及层间断裂通过向斜转折端的部位。断面凹部位实际就是破裂加宽地段，矿液汇集于此时流速降低，从而使矿质易于沉淀。

（三）羽状及雁行状裂隙对成矿的控制

断裂旁侧（一侧或两侧）的岩石，在断裂面扭动过程中可以形成羽状裂隙。羽状裂隙基本有三组，即与主断面斜交的张裂隙、剪裂隙，以及与主断面平行的剪裂隙，后者发育较少，而前二者也不是经常同样发育的，有时只有羽状张裂隙，有时只有羽状剪裂隙。在弯曲断裂错动过程中，在不同部位发生的在两组以上裂隙的基础上发育起来的，最为常见的是在两组剪裂隙基础上发生的拉伸，形成追踪裂隙。二是在同一应力作用下不同岩石破碎时所遵循的两个剪切面的夹角不同，当断裂切穿不同岩石时，走向（或倾向）就会在接触面上发生拐折，即所谓断层折射（图 4—11）。事实上即使是同一岩石其内部结构也不全是均匀的，再加上断裂发生时边界条件的限制等，故自然界延展较长而又笔直的断层是很少见的。

由于断裂面是弯曲的，在同一应力下，不同部位受力情况不同，因而在某些地段形成了微张开，为成矿提供了有利空间，在这些地段往往形成厚度较大的矿体或矿柱。微张开发育部位如图 4—12 所示，即逆断层中产状变缓处；正断层中产状变陡处；左旋平移断层中走向偏左部位；右旋平移断层中走向偏右部位。我国一些地质工作者在研究铀矿时，发现断面凹对矿化具有重要的控制作用。断面凹即断层面的凹面，它往往存在于压性断裂舒缓波状弯曲的波谷部位、构造体系的复合部位，某些弧形断裂的最大弯曲处，

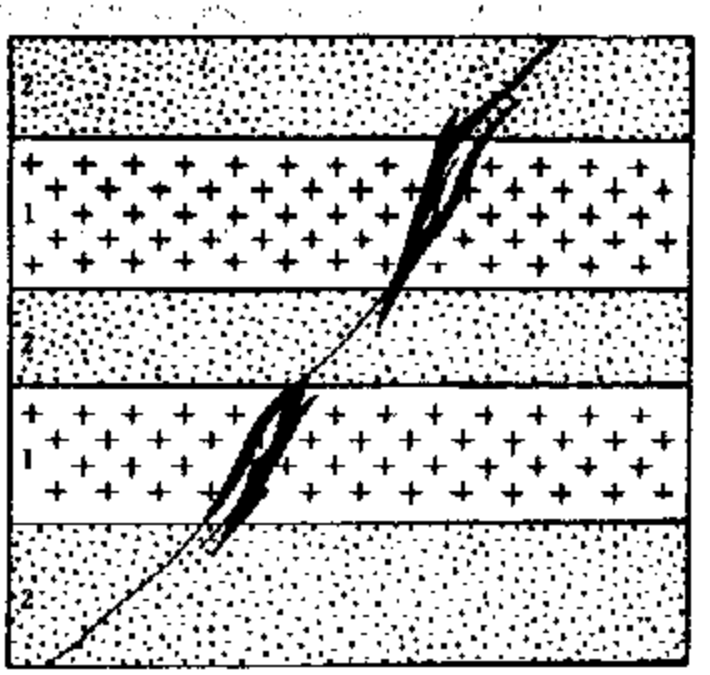


图 4—11　断层折射示意图

（据 В.И.斯米尔诺夫，1982）

1—脆性岩石，2—塑性岩石，黑色为矿脉

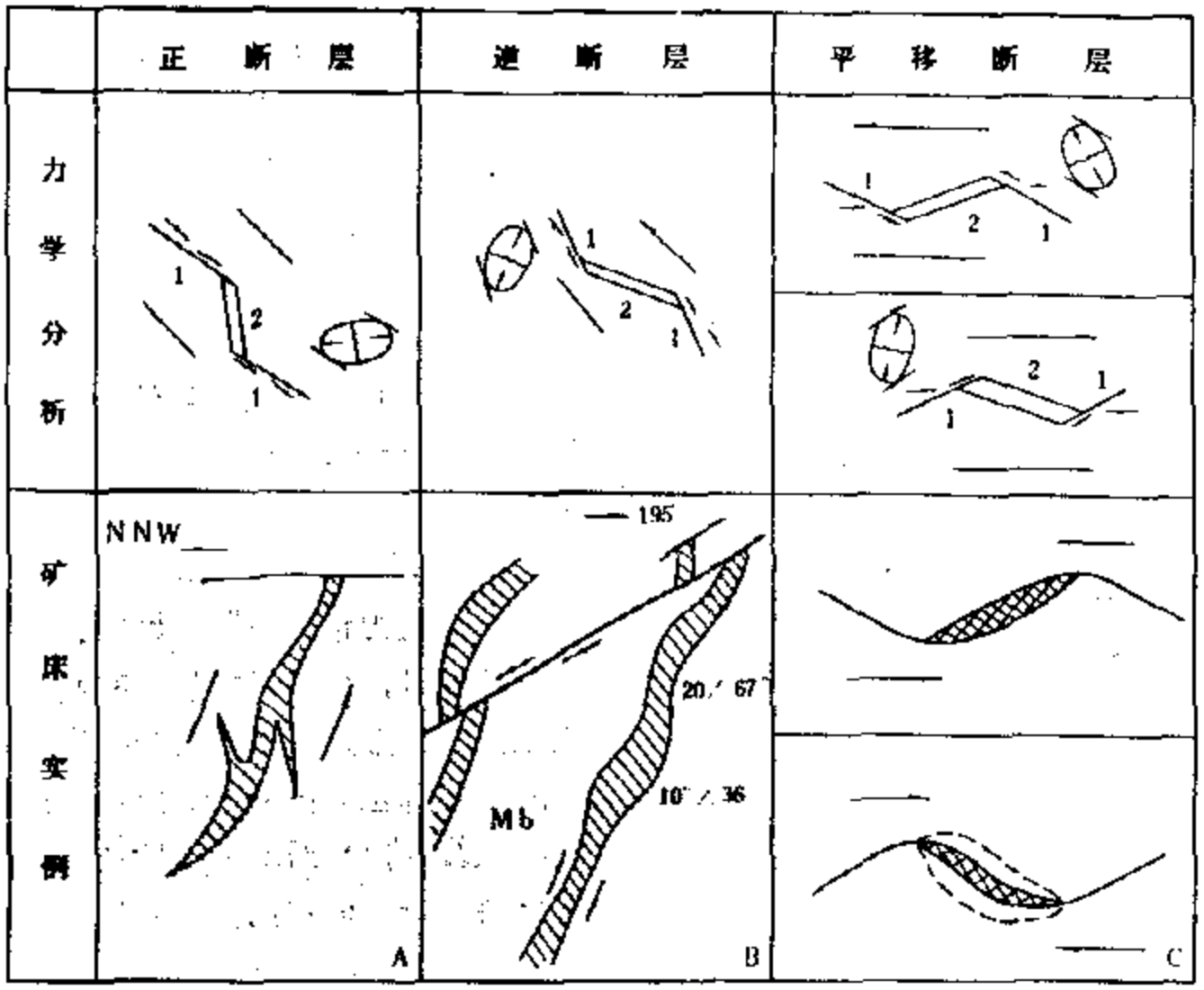


图 4—12 断层产状变化与矿体、矿柱的关系
(引自周顺之，1983)

1—摩擦面（闭合地段）；2—膨胀面（张开地段、矿体、矿柱形成的有利位置）A—湖南吊马垅铅锌矿 2 号脉横剖面简图；B—湖南猫仔垅铜铅锌矿在逆断层沿倾向转缓部分形成矿柱：Mb—大理岩；C—湖南东岗山铅锌矿田中矿柱形成于左旋断层拐弯引张处（上），广西桃花矿田金矿脉富矿段（矿柱）形成于右旋断裂拐弯引张处（下）

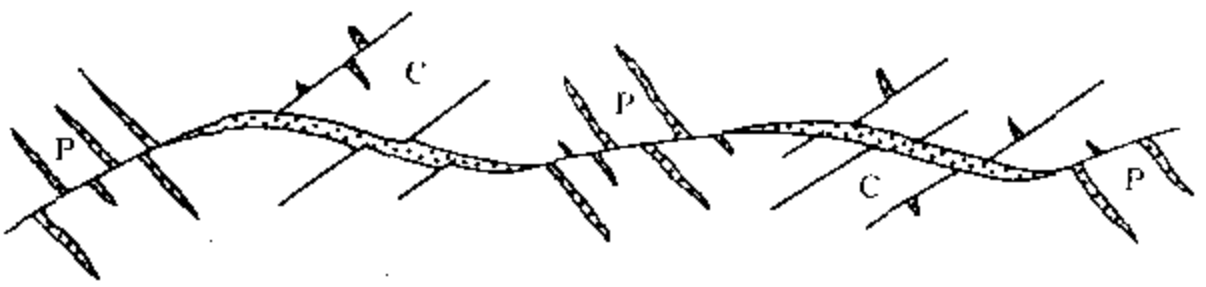


图 4—13 沿走向弯曲的矿化裂隙伴有羽状剪裂隙（C）和张裂隙（P）
(据 B.车尔尼雪夫，1957)

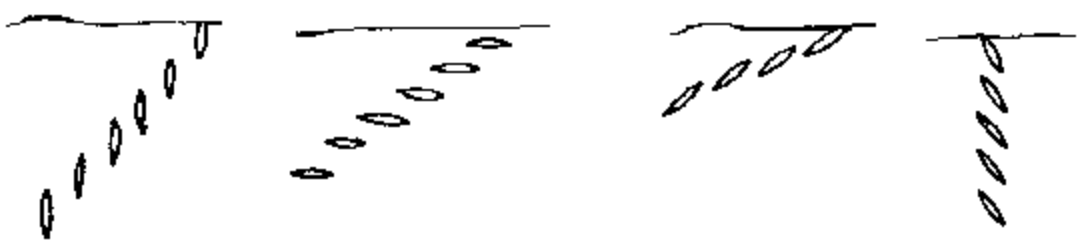


图 4—14 雁行矿脉的几种产出形式
(据林新多，1982)

羽状裂隙不同，据 B.车尔尼雪夫的资料（图 4—13），在主断裂磨擦部分易发生张裂隙，而在张开部分发生剪裂隙。产于羽状裂隙中的矿体往往比产于主断裂中的还多，这是由于

后者常常是运矿构造．在羽状裂隙与主断裂面交汇处有时则可形成富矿．如羽状裂隙正好发育在有利岩层中，则矿化更易集中．

雁行排列的形成机理与羽状裂隙的形成相似，也是在一对扭力的作用下形成的，不同的是并没有主断裂面的发育．由剖面上的扭力作用造成的雁行矿脉则有不同延深（图 4—14），掌握雁行脉的分布特征，对找矿具有重要意义（图 4—15）．

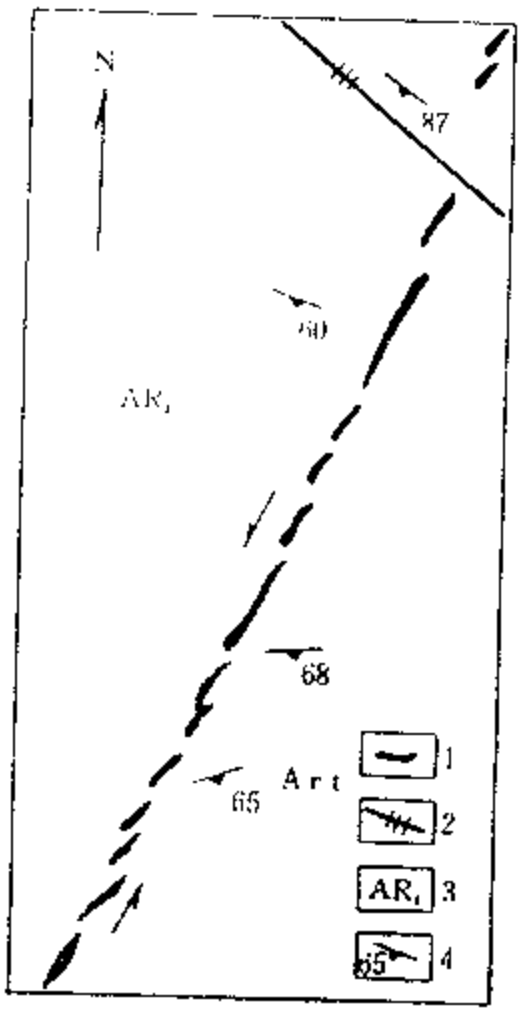


图 4—15　矿脉中小脉体排列型式
（据山东地质七队，引自孙殿卿，1987）
1—矿体；2—挤压带；3—泰山群片麻岩；4—片理产状

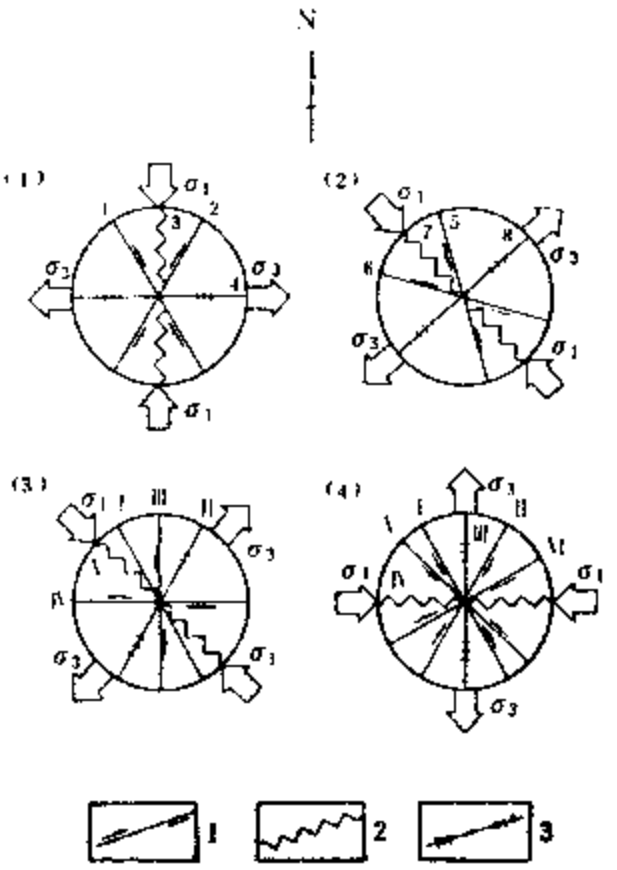


图 4—16　叠加断裂与构造应力场
（据李鹤唐，1981）
1—扭性断裂；2—张性断裂；3—压性断裂

三、叠加断裂及其对成矿的控制

在自然界构造的多次活动是一种普遍现象，早期形成的断裂由于其本身是一个构造薄弱面，当晚期的构造活动时，极易继承原有的断裂，但力学性质可以改变，这种断裂的多次活动现象称之为叠加断裂．由于断裂面多次的活动和力学性质的转化，必然在断裂所影响的范围内，使岩石破碎程度和孔隙度增大，加之断裂的多次的启闭，因而极有利于矿液的进入而成矿．因此研究断裂的叠加和性质的转化对了解成矿时构造的特点具有重要意义．

多期活动的叠加断裂在不同期（阶段）其力学性质不尽相同，因此在同一结构面中可以出现不同的结构特征．如甘肃东部的铀矿化绝大多期分布于北北东向断裂之中．在这些北北东向断裂上，都不同程度地显示某些压性、扭性的特征，同时还有张性及扭动方式相反的迹象，这些现象说明该组断裂面曾经多次活动过，不同阶段具有不同性质．经研究，该组断裂最初为张性，有梳状石英脉充填；以后，石英脉被破碎为角砾，并被硅质脉所胶

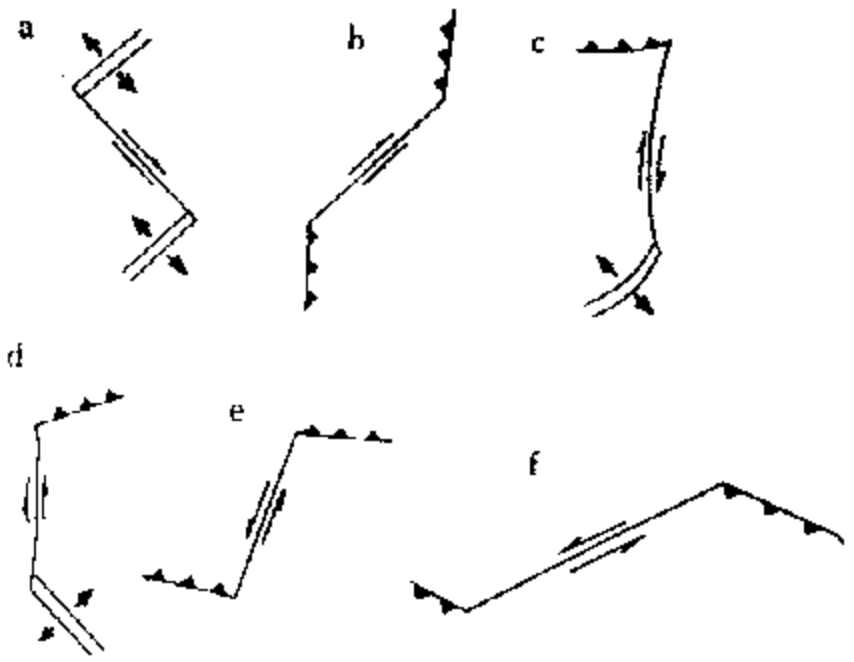


图 4—17　沿断裂面滑动产生拉张与推闭部位的几种情况
（据孙枢等，1988）

结。这两期活动反映了北北东—南南西方向的挤压，断裂面为张性。第三期，石英角砾被压扁，并围绕角砾出现挤压甚烈的劈理和片理。被压扁的砾石长轴与劈理、片理的走向相互平行，而与断裂的走向斜交，反映了断裂的性质除以压性为主，还兼顺时针扭动，大体反映了曾受过东西向的挤压。第四期的应力状况同第三期，再后，挤压劈理、片理又被碾碎为断层泥，并有大量水平擦痕，反映顺时针方向的扭动。该组断裂的多次活动和性质的转化，常伴有相应的岩浆热液活动。所形成的脉体大致有五期，依次为石英脉期、硅质脉期、黄铁矿期、萤石脉期和碳酸盐期。其中第二期脉体已有铀矿化，而以三、四期矿化最好。

经研究，地壳中的线状构造一般是四组，最多是六组，它们是以 X 型剪切断裂型式存在的。李震唐（1981）认为断裂的多次叠加最终极限组数也不会超过六组，一般为四—五组。在地质体遭受水平挤压应力作用下，最终形成四组（走向）、三种力学类型的断裂。其中 X 型扭性断裂走向夹角设为 60°，图 4—16—（1）是在南北向压力作用下产生

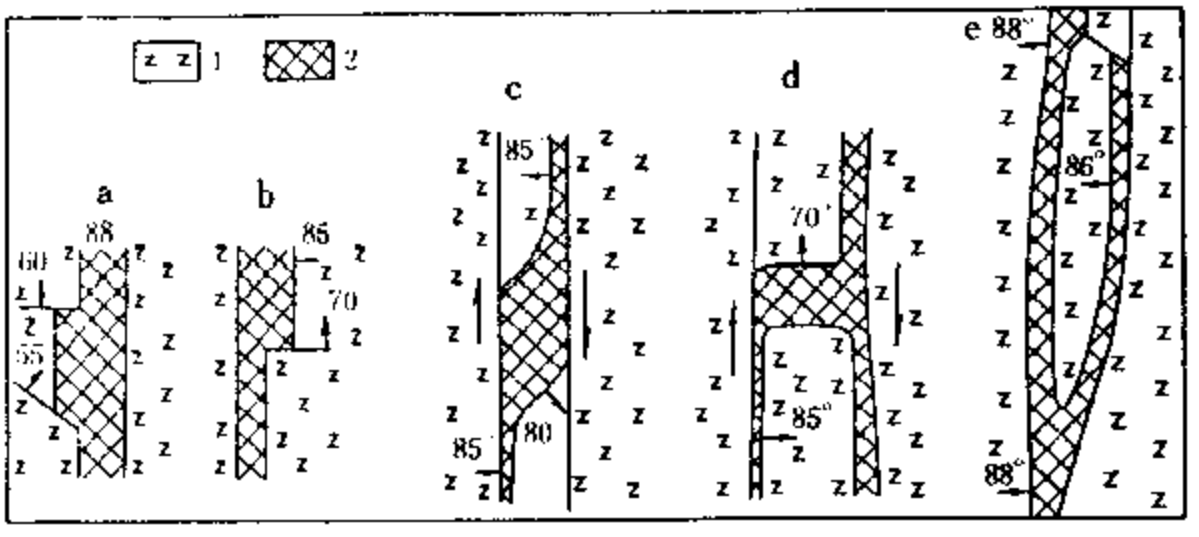


图 4—18　芒切哥尔斯克矿床中各种形态的矿脉
（据 П.В.利亚林，引自 Ф.И.沃尔弗松，1985）
a、b—矿脉厚度的阶梯状变化；c—矿脉由一条裂隙向另一条裂隙过渡；d—平行脉的连接；e—脉体分叉
1—辉岩；2—矿脉　箭头表示成矿过程中沿裂隙的运动方向

的断裂，图 4—16—（2）是北西—南东压力下产生的四组断裂．但在第一次已遭受南北向挤压而形成四组断裂后，第二次经受北西—南东向挤压时，仅能新产生第Ⅴ组断裂(张性)（图 4—16—（3)），原 3．4 组变为扭性断裂（Ⅲ、Ⅳ组），1 组变为左旋平移断裂，2 组变为压性的Ⅱ组断裂．当第三次再受东西向挤压时，地质体内也只是五组断裂或增加一组新断裂Ⅵ（图 4—16—（4)）．

正如前面已经提到，走向弯折的断层或多组方向的断层在沿某一方向发生滑动时，可以产生拉张部位和推闭部位（图 4—17)，了解这些特点可以帮助分析一些矿体局部产出的原因（图 4—18)．

第四节　劈理和片理对成矿的控制

一、劈理对成矿的控制

劈理可形成于褶皱过程中（图 4—19)，也可以与断裂有关（图 4—20)。它既可以作为矿液上升通道，又是容矿空间，在某些交代矿床中又起到使矿液易于渗进岩石内部的作用．但因劈理通常是褶皱或断裂派生的小构造，故往往只是其它控矿构造的组成部分．例湖南柿竹园钨矿床中，地层属泥盆系，其中余田桥组（D_3s）由中厚层灰岩、薄层泥质条带灰岩、泥质灰岩组成，劈理发育，是矽卡岩型矿床的主要矿化围岩．钨锡矿体与矽卡岩基本一致，劈理主要起着矿液通道的作用，矽卡岩是热液沿灰岩劈理流动并进行渗透的结果．直接充填于劈理中的矿体少见，在其附近矿区中则见有铅锌及黄铁矿细脉充填于劈理中。



图 4—19　褶皱作用时发生的五类劈理
(据 B.Ю.斯米尔诺夫，1985)
a—平行于褶皱轴面的主劈理；b—倒扇形劈理；c—层劈理；d—破劈理；e—拖劈理

二、片理对成矿的控制

片理是发育较完善的流劈理，是在定向挤压作用下形成的，多见于变质作用带中，在一些大断裂旁侧也见有分布不广的片理化带．片理对矿化的控制与劈理相似，既为矿液通

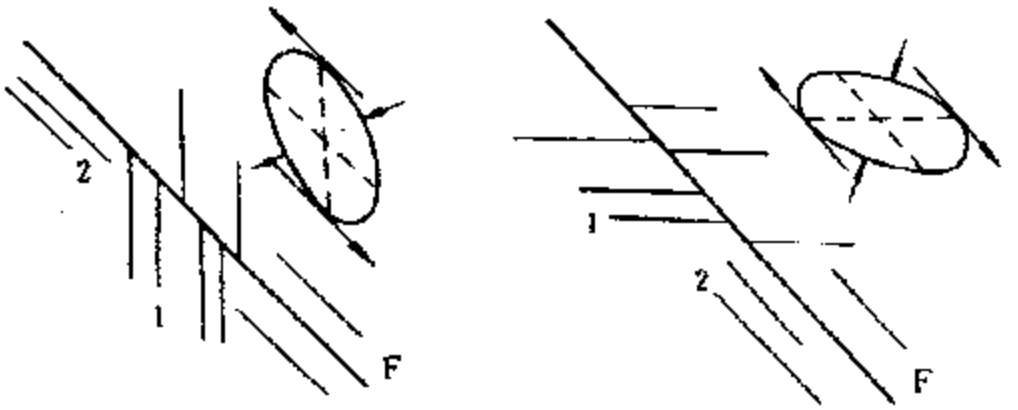


图 4—20　断层产生的破劈理
(据陈国达，1978)
左—逆断层；右—正断层；1、2 代表两组剪切劈理面

道、容矿场所，也因其使岩石破碎而利于交代作用的进行。

受区域性片理带控制的矿床，其矿带延伸方向与片理带延伸一致，片理化带与其它成矿前构造（如断裂）交汇地段则控制了矿床的分布。矿体呈似层状、透镜状、串珠状、细脉状和网脉状，常成群出现，产状多与片理一致，少数斜交片理，似层状、透镜状矿体规模较大，延长和延深可达数十米至数百米；脉状矿体则一般较小、且大小常较悬殊。主断裂两侧之片理带，在断裂矿化时也常有矿化，但规模一般较小。

第五节　韧性剪切带及其对成矿的控制

一、剪切带的基本类型

剪切变形是地壳岩石变形中最常见的一种形式，岩石的剪切变形可以表现为从脆性到韧性的一系列变化过程，故可把剪切带划分为三种类型：

1.断层或脆性剪切带

通常所说的断层可被认为是剪切带的一种特殊类型。在带的两侧边界之间存在明显的不连续性，剪切带的两盘几乎未经受应变。近断面附近少量岩石也可能角砾岩化。这种断裂带通常是在造山应力作用下岩石发生脆性破裂形成的（图 4—21—a）。

2.脆—韧性剪切带

这是一种过渡类型的剪切带，它有二种表现形式。

（1）似断层牵引现象的脆—韧性剪切带（图 4—21—b）；

（2）雁列脉形式的脆—韧性剪切带（图 4—21—c）。这种剪切带没有明显的界面，但在剪切带内部有由剪切运动而派生的拉伸应力下形成的呈雁行状排列的张裂隙，反映岩石的脆性破裂。

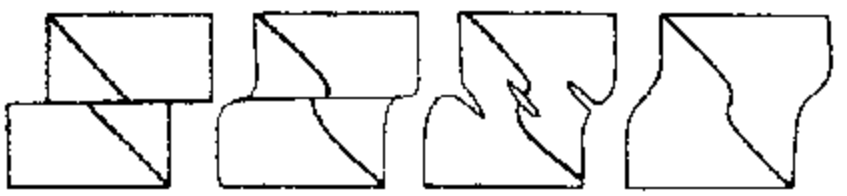


图 4—21　剪切带的类型
（据 J.G.Ramsay，1980）
a—脆性；b、c—脆—韧性；d—韧性

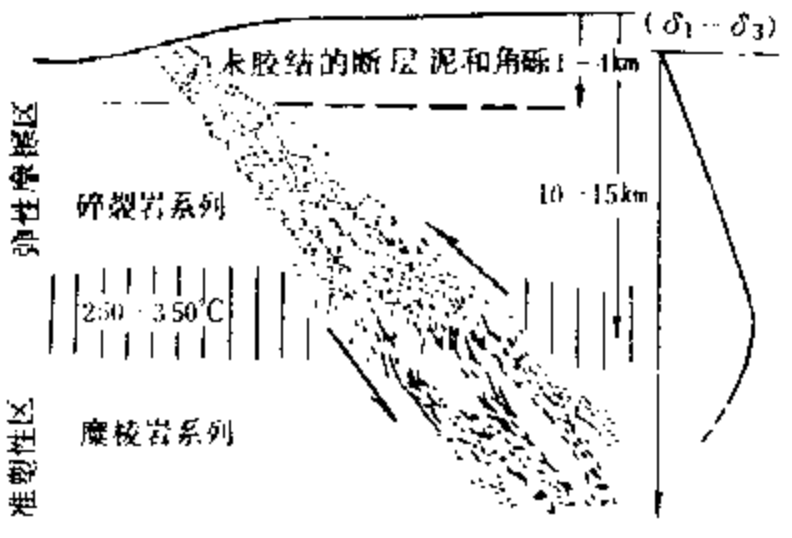


图 4—22　理想断层的双层模式
（据 C.Sibson，1977，郑亚东简化，1985）

3、韧性剪切带

韧性剪切带（图 4—21—d）是由高度应变过的岩石构成的线性地带。没有明显破裂面，但两侧岩石发生了剪切位移。剪切带与围岩间无明显界线，围岩中的标志层可以连续地穿过剪切带，它们可以发生偏斜或改变厚度，但仍保持其连续性。韧性剪切带的特征反映岩石在变形时一般处于塑性或准塑性状态。

上述三种剪切带类型可表现在随深度变化而过渡，脆性与韧性（包括半塑

性或准塑性）变形的分界大约在地壳内距地表 10—15km 这一深度范围内，从脆性到韧性变形转化的温度大约在 250—350℃左右.（图 4—22）. 此外，三种类型是互相有联系的，韧性剪切带中当剪应变量达到一定值时也会出现宏观上的不连续性，可变成韧性断层. 早期韧性剪切带是一个构造薄弱带，常成为晚期脆性断层发育的地带，即对晚期断裂活动起着控制作用.

二、韧性剪切带的特征

1.韧性剪切带是地壳较深层次的构造变形，它可以见于各种岩石之中，沿韧性剪切带可见有变质现象. 韧性剪切带的分布形式有二种：一种是平行带状韧性剪切带，另一种为共轭韧性剪切带，表现为两组不同方位的剪切带相交切，其中一组具有右旋剪切位移，另一组具有左旋剪切位移，这种构造经常把基底岩石切割成大小不等的菱形块体，即所谓的菱形构造.

2.韧性剪切带中的岩石主要是糜棱岩系列的岩石. 根据重结晶程度和结构特征，可将糜棱岩系列的岩石分为糜棱岩和变余糜棱岩两大类，通常所谓的糜棱岩是指前一类. 然而两者之间并没有截然的界限. 糜棱岩的粒径极细，强烈破碎的粉状物质乃是同构造期重结晶的新颗粒集合体，微细的角砾主要是原岩矿物颗粒塑性变形的残碎斑晶或是塑性变形的残核. 核幔构造是糜棱岩中所特有的、也是很常见的构造. 它是变形晶粒（"核部"）被其重结晶的细小晶粒集合体（"幔部"）所环绕的一种显微构造. 核幔构造是动态重结晶作用的结果（动态重结晶是指在较高温度下，变形与重结晶同时进行的过程；动态重结晶形成新晶粒的粒度，只决定于热变形时的流变应力而与变形温度无关）. 当动态重结晶作用继续进行时，随着应变量的增加，幔部也逐渐向核部扩展，直至完全取代整个残余的变形晶粒，所以糜棱岩的细粒化主要是通过动态重结晶过程完成的，最终可导致原岩结构和构造的完全消失，形成细粒糜棱岩.

变余糜棱岩是晶粒的变形构造全部或几乎全部由重结晶晶粒取代了的深部构造岩. 它的主要特点是重结晶程度高，粒度较粗. 具不对称构造、面理和线理. 表现在由剪切运动而导致的不对称小褶纹和眼球状构造（嵌入细粒基质中的残斑斑晶和变斑晶），普遍发育面理和线理以及条带状和透镜状构造. 上述片理化或面理化、碎裂作用和变斑晶作用是同时发生的. 此外，变余糜棱岩带常伴随交代作用和混合岩化、甚至花岗岩化.

3.剪切带中常发育面理与线理，面理包括片麻理、片理和劈理，线理包括矿物拉长线理，各种形态复杂的褶皱枢纽等. 韧性剪切带中连续变化的应变主拉伸轴方向控制了带内流劈理或片理的优势方位，形成特征性的 S 形组构，这种发育于剪切带内的面理，常用 S_s 表示. 这种面理不平行于剪切方向或位移方向. 在韧性剪切带中发育的另一种面状组构是糜棱岩面理，常用 S_c 表示. 它们平行于剪切带的边界面，其上常有与剪切方向相一致的滑动线理. 这种糜棱岩面理是由于简单剪切作用使矿物旋转、定向和新生矿物或重结晶矿物及其集合体的长轴方向的优势方位而表示出来. 在野外地质工作中，可以因均质块状的地质体中局部地出现 S 形面状构造或者是存在一系列平行排列的滑动面而识别韧性剪切带. 需要注意的是，有的地区韧性剪切带是发育于已经过长期变形和变质过程的古老基底岩石或具有层理或脉体的岩石之上，原先已存在的面理和线理构造在遭受剪切作用之后则会出现更为复杂的情况，这在实际工作中是需要加以注意的.

4.鞘褶皱是韧性剪切带的标志性构造之一．该类褶皱的外形酷似刀鞘，故得名"鞘褶皱"．鞘褶皱的规模一般较小，常为几厘米，至几十米、上百米．它的轴面和枢纽都与剪切带的糜棱岩面理、拉伸线理等特征性构造有关．褶皱轴面与剪切带糜棱岩面理的交角随剪应变的增大而减小，甚至可以平行．而当鞘褶皱的轴面与糜棱岩面理平行时，其枢纽可能平行于剪切带的拉伸线理，即与剪切运动方向一致．

鞘褶皱在不同断面上形态各异，而且常为不对称的褶皱形态．为研究方便，在许多文献中将鞘褶皱的长轴（平行运动方向）确定为 X 轴，垂直于 X 轴的另外两个长、短轴分别确定为 Y 轴和 Z 轴（图 4—23）．鞘褶皱的枢纽在轴面内常为弯曲状、呈圆弧形或抛物线形．在垂直 X 轴的剖面上（YZ 面），多为不对称或不协调的褶皱（图 4—24），其轴面走向常为剪切方向，矿物沿 X 轴方向拉长，还可见到小型的石香肠构造．垂直 Z 轴的剖面，即 XY 面，褶皱不明显，但矿物拉伸线理很发育．

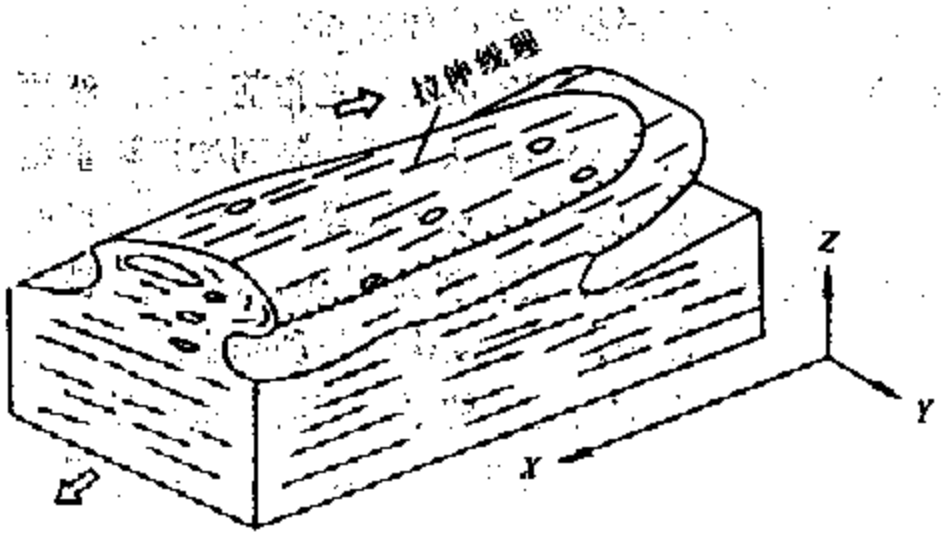


图 4—23　鞘褶皱在不同断面上的形态特征示意图
（引自郑亚东，1985）

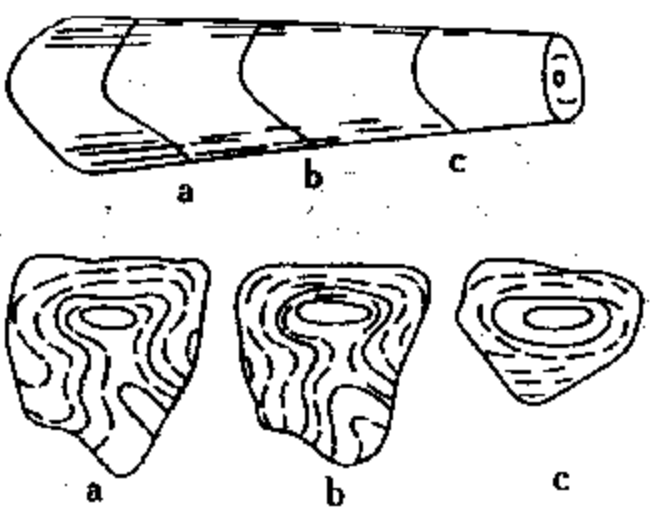


图 4—24　垂直 X 轴断面上鞘褶皱形态素描图
（据许温复，转引自郑亚东，1985）
标本长 20cm，a、b、c 断面间距约 6cm

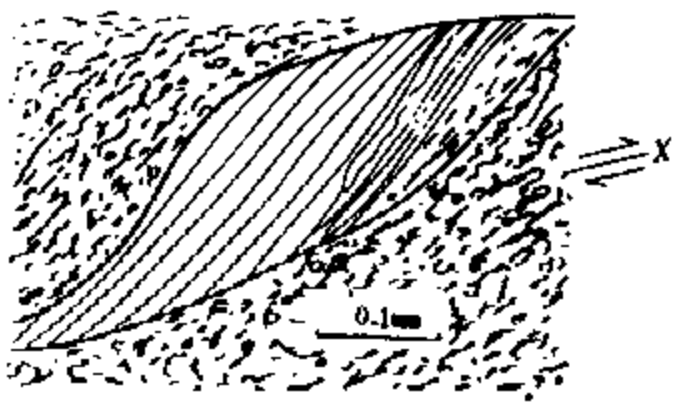


图 4—25　绢云石英糜棱岩中的白云母鱼
（据周建勋，1990）
基质成分为绢云母及石英



图 4—26　石英绢云糜棱岩中的长石碎斑系
（据周建勋，1990）
椭圆形碎斑成分为长石，拖尾及其余部分为绢云母、石英及泥质矿物

5.韧性剪切带中常见一些微观特征是确定韧性剪切带存在的标志．如云母鱼，它是一种外形如鱼的云母残斑，在糜棱岩中常发育（图 4—25），在 XZ 切面上可见它的两个尾端发生弯曲并分别向 X 方向收敛，同时（001）解理面也发生相同的变形．云母鱼的形成

一般是先经过破碎作用，即由大的晶片经机械破碎成为较小的晶片，然后，云母片进一步遭受了塑性变形，沿解理面发生滑移，在两尾端发生塑性弯曲最终达到解理面垂直主压应力方向这一稳定位置定向排列，在这过程中，云母还可以发生化学分解，成为绢云母及泥质物质．又如长石碎斑系，它是由长石碎斑加上两端两条不对称拖尾组成，碎斑的矿物可为斜长石或钾长石，拖尾则主要是长石分解产物，如绢云母、石英及泥质矿物（图 4—26）。

此外，在变斑晶的两侧可出现压力影，石英中可出现波状异常消光，长石和黑云母等晶体在塑变临界范围内时其双晶纹和解理纹发生明显的揉皱和弯曲，当超过临界时，已弯曲的晶体可被折断而形成扭折结构造等，这些现象均可作为确定韧性剪切带时参考之用．

三、韧性剪切带与矿化的关系

据目前研究，韧性剪切带与金矿的关系密切．如广东河台、辽宁丹东、山东玲珑金矿等．但矿化均与韧性剪切带中的脆性破裂有关（图 4—27）．此外，据孙桂(1990) 的研究，甘肃金川镍矿的超基性岩体的产出与成岩前的脆—韧性剪切带有关．

产于韧性剪切带中的金矿通常有其逐步富集的过程，在糜棱岩化过程中，剪切作用可以使原岩中的含量很低的金发生迁移，在糜棱岩中形成浸染状、细脉浸染状贫矿石．在有的矿床中含金量与糜棱岩带变形强度呈正相关（图 4—28）．而在糜棱岩阶段之后叠加于其上的脆性变形阶段发生时，由于劈理、片理和裂隙的发育，导致岩石孔隙度的增大，有利于后期热液的活动和矿质的析出，因此在此阶段可形

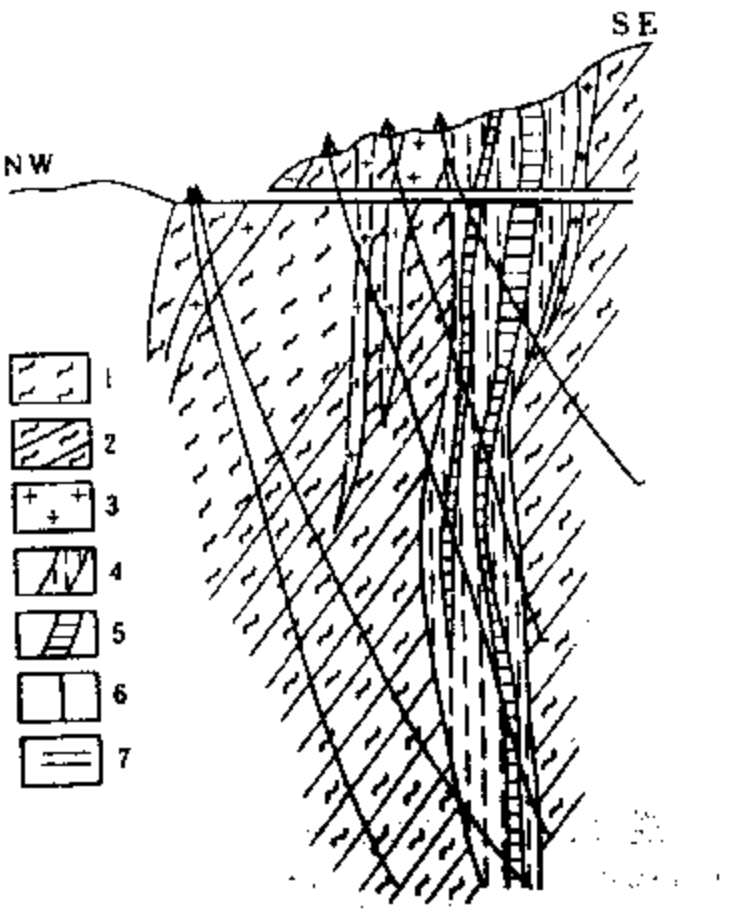


图 4—27　广东河台金矿糜棱岩带及矿体产状示意图
（据王鹤年等，1989）
1—混合岩；2—混合岩化片岩；3—伟晶岩；4—千糜岩；5—矿体；6—钻孔；7—坑道

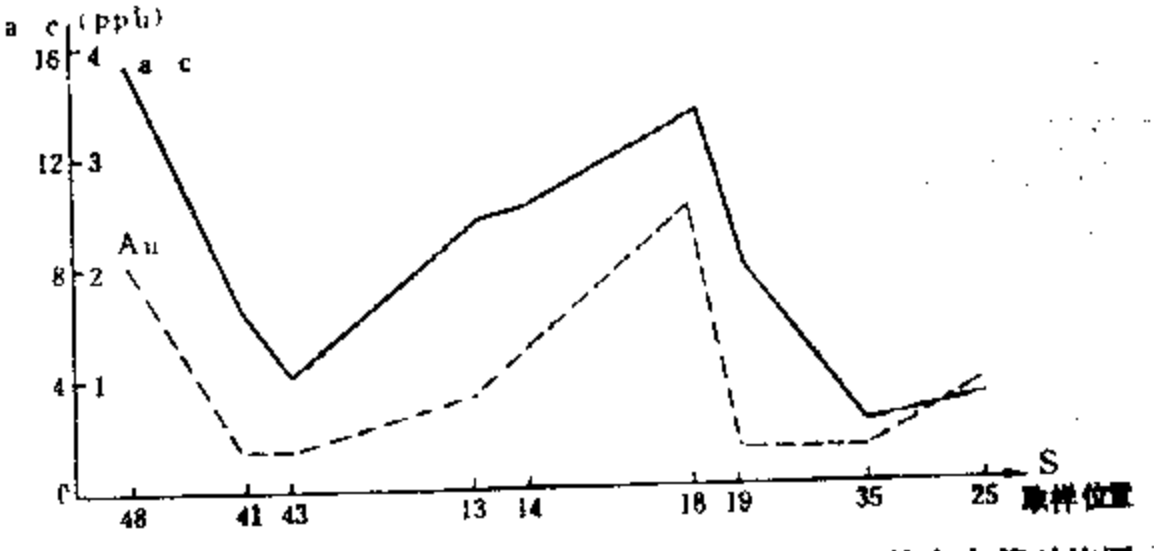


图 4—28　丹东五龙金矿糜棱岩带变形强度（a／c）与其含金值对比图
（据吕贻峰等，1989）

成脉状的以及蚀变岩型的富金矿。

第六节　推覆构造和剥离断层对成矿的控制

一、推覆构造及其对成矿的控制

推覆构造是地壳中由于水平挤压作用而形成的强烈挤压带，近些年来大量研究表明，它是一种广泛发育的一种构造型式，并与成矿有着密切的关系。推覆构造由三部分组成，其核心是逆冲断层，垂直位移最大也不过数公里，但其水平位移则可达几十乃至几百公里，上盘为推覆体（逆冲席），下盘称掩覆体，推覆体是沿逆冲断层搬运来的构造岩席，故一般构造复杂，褶皱和断裂发育，尤其是在逆冲断层的前锋部位更为显著。掩覆体变形一般较轻微或是根本就未发生过变形和位移的原地岩系（图 4—29）。

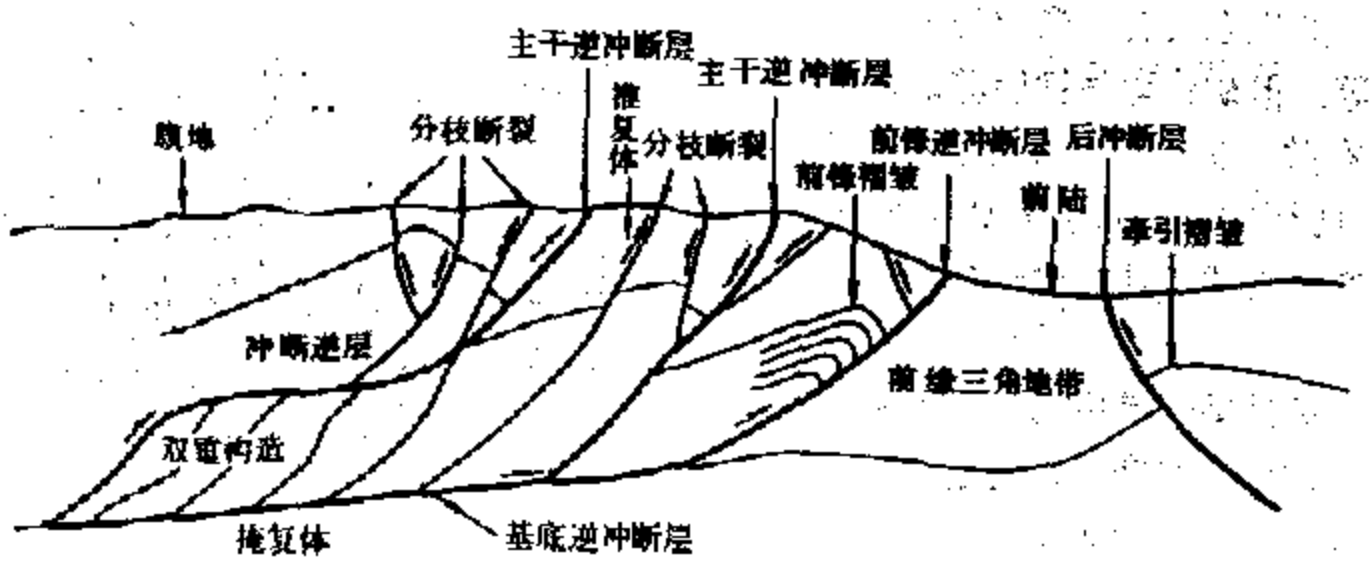


图 4—29　推覆构造模式图
（据汤锡元，1988）

逆冲断层大都组成平行排列逆冲带，成叠瓦构造。其中断距比较大、延伸比较长的断层称为主干逆冲断层；断距较小的次级断层称分支断层；推覆构造最前端的主干逆冲断层为前锋逆冲断层，推覆体沿后者逆冲在前陆地区之上。逆冲断层常见的是呈上陡下缓凹面向上的犁状断层，但也有少量的逆冲断层陡直地深切入基岩，消失在深部韧性剪切带中。

逆冲带在浅层多为近于平行的叠瓦构造，但向深处往往变缓共同收敛在一个统一的基底逆冲断层面上，形成逆冲断层系。由一系列相邻断层间所夹持的上宽下窄的推覆体可以级成叠瓦扇，基底逆冲断层以下的岩层是基本未变形或变形轻微的原地岩系，造成基底逆冲断层上下构造形态极不协调的现象。逆冲带中的一些次级逆冲断层可以向上逐渐靠拢而连接在一起，组成顶板逆冲断层，同时向下也可互相连接组成底板逆冲断层，这些次级逆冲断层所围限的断块称断夹块，断夹块与围限它们的顶、底板逆冲断层一起形成“双重构造”。

推覆体常见老地层逆冲到新地层之上，但也有新地层逆冲在老地层之上，在逆冲断层倾角平缓地形起伏大的地区飞来峰往往广泛出现，有时候也可能形成构造窗。推覆体的两端或其内部有时还常产生一些平移断层，其方向一般与逆冲方向一致。逆冲带的断层倾向大多与构造逆冲的方向相反，但也有一些逆冲断层的倾向与逆冲方向相同的，后者被称作

后冲断层。后冲断层多是逆冲作用时受到刚性物体阻抗产生的反作用力被动形成的，断层的倾角一般较大。

推覆体构造的研究不仅对石油的勘察有重要意义，它同样对金属矿床的分布起着明显的作用。如推覆构造发生的先存层状矿体（如含铜黄铁矿体）中，当逆冲断层与矿层呈小角度相交或平行时，则可能使原有块状硫化物矿体发生流化和压熔（溶）与迁移。据关玉祥（1989）资料，围绕着福建广平推覆构造有数十个多金属矿（床）点，大多数赋存于推覆构造有关的断裂带中，物化探成果资料表明，龙凤场一文经—广平 Pb—Zn—Cu—Mo—Cr 地球化学高背景值是受广平推覆构造控制的，其中的大田—苏桥推覆构造则控制着大田龙凤场多金属矿床的产出。

二、剥离断层及其对成矿的控制

由脆性剪切变形形成的高角度正断层，向深部常成铲形而变缓，最后可联合形成一个较大规模的低角度正断层，称为剥离断层。它使浅层次的新岩石直接盖于较深层次的老岩石之上，就像地面的剥蚀作用使下面的岩石逐渐出露于地表那样，构造剥离作用使地壳深部的岩石逐渐上升而出露于地表。古老的剥离断层可由于后期挤压作用发生褶皱而使其产状变陡，甚至倒转。它的识别标志，在于它常与其一侧老岩石的面理接近平行，而与另一侧较新地层的层理有一轻微的交角。

表 4—1　剥离断层与冲断推覆构造对比表

	剥离断层	冲断推覆构造
地层层序	地层缺失,使地层柱变薄	地层重复,使地层柱增厚
运动方向	上盘相对向下,水平伸展	上盘相对上冲,水平收缩
糜棱岩发育	主要在下盘	主要在上盘
变质相带	变化迅速,从上盘不变质或轻微变质可突变到下盘的较深变质相	造成变质相带的重复和倒置
伴生断层组合型式	掀斜断块	叠瓦状冲断层

剥离构造具有以下特征：

1.由于近水平拉伸，上部地壳发生变薄从而在剖面上造成地层柱的普遍减薄或部分缺失，使上盘较浅层次的新岩石直接与下盘较深层次的老岩石呈断层接触，而且没有层序的倒置或重复。

2.由于分层正向剪切，断层上下盘岩石的变形特征具有明显的差别，高应变带一般在下盘邻近断层区出现，岩石普遍糜棱岩化或构造片岩化，而且其新生面理与剥离断层面近于平行，其运动方向与剥离断层的运动方向一致。因此，剥离断层的上下盘岩石在变质相带上也相应变化迅速，而且不会像推覆构造那样，常常造成变质相带的重复或倒置。

剥离断层与冲断推覆构造的差别见表 4—1。

剥离断层控矿的例子可举付昭仁等所研究的湖南桃林铅锌矿床．该矿床位于江南古陆中段北缘，其南为巨大幕阜山花岗岩杂岩体，矿田的主要控矿构造为桃林断裂带，这条沿近东西向延伸的中—缓倾斜的含矿破碎带实际上是环绕幕阜山变质核杂岩的一条正向剪切的剥离断层．幕阜山变质核杂岩体是由元古代冷家群板岩和燕山晚期多次侵位的二长花岗岩组成（图 4—30），其应变从中心向边缘带逐渐强化，在岩体内表现为从糜棱岩化岩石到致密的糜棱岩，周边的板岩亦动力变质为构造片岩带，桃林断裂带正是在这动力作用带基础上脆性剪切破裂而成，并与其上盘白垩—第三纪的铲形正断层系向下联合为一条剥离断层．桃林铅锌矿田由六个串珠状矿床组成，矿体从东到西分别赋存于花岗质糜棱岩、碎

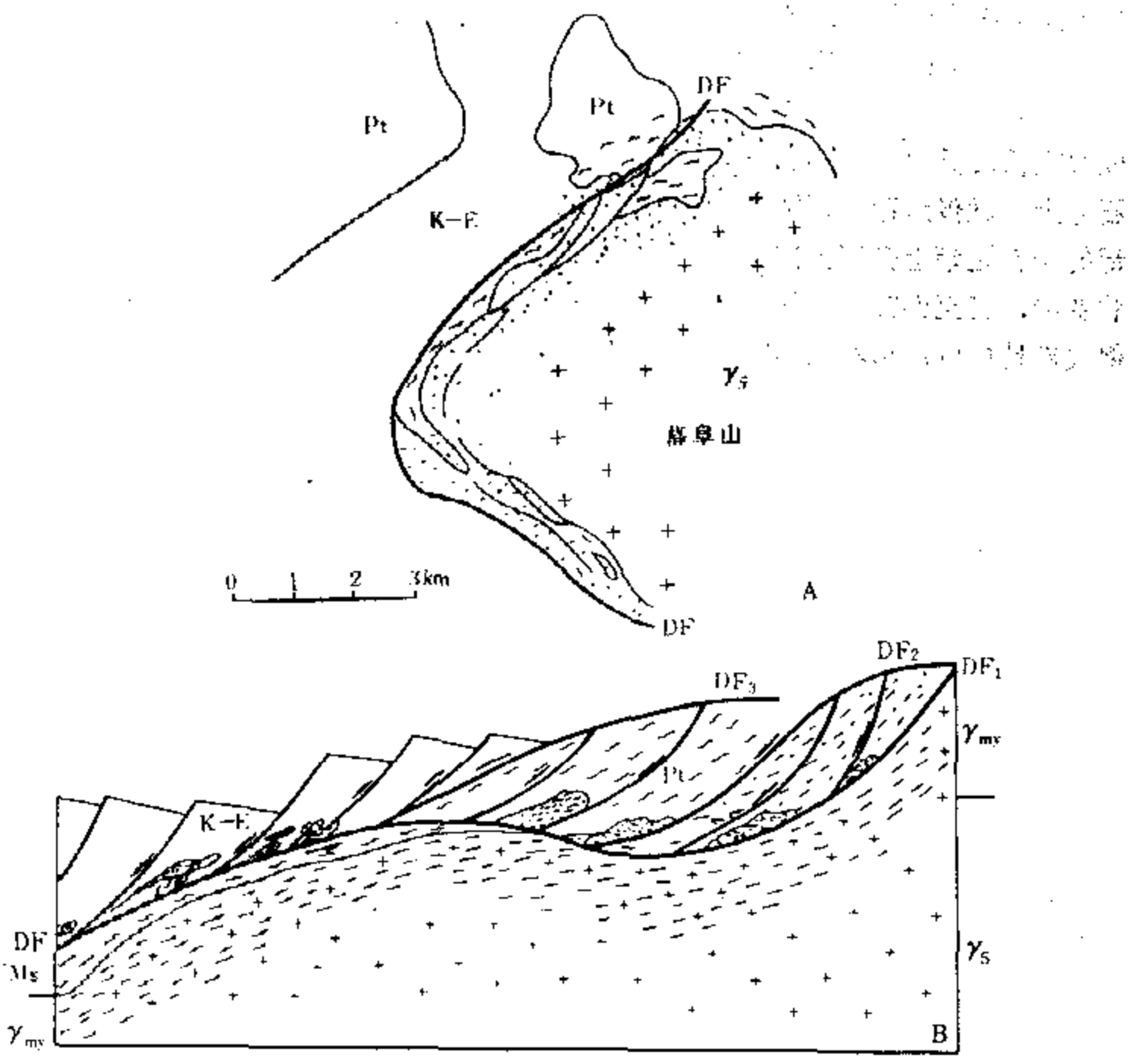


图 4—30　A—幕阜山变质核杂岩体构造略图 B—桃林铅锌矿的剥离断层控矿模式（剖面）
（据付昭仁等，1991）
K—E：白垩—第三纪红色砂泥岩盖层；Pt—冷家溪群；γ_5—燕山晚期二长花岗岩；
γ_{my}—花岗质糜棱岩；Ms—构造片岩；DF—剥离断层；黑色网部分为矿体

裂构造片岩及上白垩系角砾岩带中，均向 NW 方向侧伏，并与糜棱岩、构造片岩的拉伸线理指向一致．而每一条支断层则控制着矿床内中温—低温的矿物分带．又例如安徽怀宁成矿区，环绕元古界董岭变质核的四周发育有多层次的剥离断层，为闪长岩体侵位提供了空间，并为线部的泥质岩石直接盖在下盘容矿岩层之上，为成矿提供了良好的条件．

第五章　侵入体构造的控矿作用

第一节　概　　述

大多数内生矿床与侵入体有一定的空间、时间或成因联系，矿体既可产生侵入体的内部，也可产在接触带或邻近的围岩中．与侵入体有关的矿产类型众多，矿产资源相当丰富．因此，研究侵入体构造包括接触带构造，具有重要的理论意义和实际意义。

侵入体构造研究的基本内容包括:

1.研究侵入体的形状、产状及与围岩的接触性质和相互关系;

2.研究侵入体内部构造及其对成矿的控制;

3.研究侵入体与围岩接触带构造及其对成矿的控制;

4.研究侵入杂岩体中的岩相划分、多期次侵入构造对成矿的影响;

5.研究岩墙与成矿的关系。

此外，还有侵入体构造分带与成矿、侵入构造一矿化模式等研究内容，将在本章和其它章节中加以阐述。

第二节　侵入体的形态、产状及其影响因素

一、侵入体形态和产状的确定

确定侵入岩体的形态和产状是研究侵入体构造的基础．通常是在详细地质测量的基础上采用综合方法确定的，主要有地质方法、地球物理方法和遥感地质方法等。

地质方法是根据地质观测和研究结果确定侵入体的形态和产状的方法．如根据接触面的产状、流动构造（流线、流面和带状构造等）的特点、接触变质带以及岩体边缘相的范围和宽窄变化等来确定岩体的形态和产状。

地球物理方法已被广泛用于确定隐伏岩体形态和产状，如根据重、磁异常的形态、大小、轮廓及强度等，推断侵入体的规模、形态和产状；对航磁异常化极上延处理，推断岩体在不同深度的形态和规模变化情况；用激发极化法对含金属硫化物岩体范围确定等，均已收到较好的效果。

遥感地质研究也可对岩体形态、产状的确定起辅助作用．特别是对于侵入岩在风化剥蚀特征、地形、植被、色调等方面同围岩有明显差别时,更易从视野广阔的航、卫片中解译出它的全貌．姚书振等（1990）通过对长江中下游地区航、卫片中所反映出的环形构造与成岩成矿关系的研究发现,在成岩成矿过程中，由于岩浆热动力、冷凝收缩及含矿流体作用的影响，可形成三种成因类型的环形构造，即隐伏岩浆房环、岩浆柱（热柱）环和蚀变矿化晕环,并且,它们的环径逐渐减小，它们在航、卫片上均有明显的显示．根据它们的排列组合形式，结合地质、物探资料分析，可以推断侵入体形态、产状的空间变化特征。

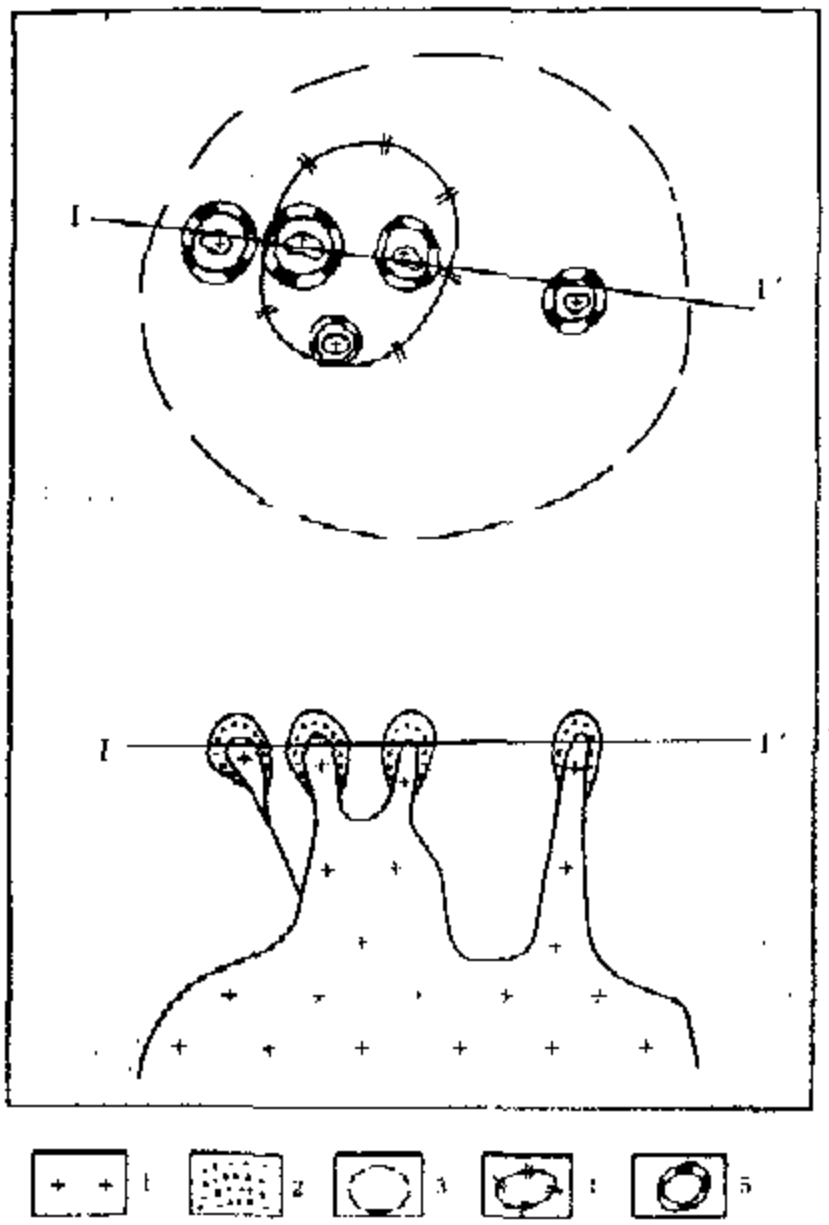


图 5—1 小瓦岩体分布区环形构造与岩体—矿化系统关系示意图
（姚书振等，1990）
1—花岗闪长岩类；2—蚀变矿化晕；3—岩浆房（岩基）环；4—岩浆（岩）柱环；5—蚀变矿化晕环

如在浅成含矿小斑岩体分布区（如江西九瑞、鄂东南地区）岩浆岩生长系统往往具有"三层结构"的特点，即浅部含矿小岩体、中深部为岩浆（岩）柱、深部为隐伏岩浆房（岩基）（图 5—1）．这一推断与地质、物探研究成果基本吻合．

二、影响侵入体形态和产状的主要因素

按照构造型式，自然界的侵入体主要分为三类，即片麻岩穹隆、整合侵入体和不整合侵入体．但是，由于岩体的形成受多种因素的影响，每个岩体都有各自的特点，形态各异．大量的野外和室内研究资料表明，侵入体的形态和产状主要取决于：（1）岩浆上升侵位机制和侵位时构造活动特征；（2）岩浆的机械活动性和化学活动性，而这两种特性又是由其成分包括挥发分的含量决定的；（3）岩浆侵位深度及侵位时围岩构造特征等．

A.Castro（1987）曾对深成花岗岩侵位机制进行了系统研究，认为其主要的上升侵位机制是：穹隆作用、底辟作用、岩脉扩张作用、顶蚀作用、火山口陷落作用等．在不同侵位机制和地质构造活动条件下所形成的岩体构造型式是不同的．片麻岩穹隆常是花岗岩化的中心，平面上呈圆形、椭圆形，多有花岗岩居中，其外围绕着混合岩、片麻岩．它们是穹隆作用和底辟作用的产物，在穹隆发育过程中需要重力不稳定性、再活化（即局部熔融）和韧性差减小等因素密切配合．若在穹隆发育过程中伴随区域变形，则能产生演变穹隆和同构造期"片麻状底辟"，太古界变质岩区的片麻岩穹隆大多是这种类型．按照地壳和上地幔中岩脉扩展的现代理论，岩脉扩张作用是岩浆迁移的主要形式，岩浆沿张性断裂上升．若花岗质岩浆在就位时没有同时发生区域变形（水平缩短、剪切等），则形成不整合的深成岩体，在其顶部有顶蚀作用发生．基性岩浆能够通过断裂或岩脉扩张到达地壳上部，是由于均衡调节引起刚性地壳下沉的结果．如果侵位发生于非造山区的膨胀阶段，即以火山口陷落的方式侵位，则形成环状杂岩体．若岩浆侵位与区域变形同时发生，以气球膨胀方式就位，生成整合深成岩体．整合深成侵入体是同构造（造山）期的；而不整合侵入体往往是构造（造山）晚期的；有时同一岩基内可出现这两种类型，它们是不同构造发展阶段的产物．

整合深成岩体为主动侵位，对围岩有强烈的改造，通过围岩变形，接触面的产状与区域构造线协调一致，并平行于岩体的长轴，岩体常呈卵形．而不整合侵入体是被动侵位的，围岩在侵位期间不发生变形，岩体的形态产状没有一定的形式，受围岩先存构造的控

制比较明显。此外，还有介于二者之间的过渡类型。

在地壳浅部，岩浆侵入围岩，经常是沿着一定的构造薄弱带乘虚而入。这些构造薄弱带包括背斜轴部、断层、裂隙、破碎带、不整合面、层理等。当岩浆侵位于褶皱的厚层脆性岩石（如砂岩、凝灰岩）时，往往在断裂及其交叉部位产生岩墙状、岩筒状和岩株状岩体。岩浆沿层状岩系构造薄弱带（层间破碎带、不整合面等）侵位时，常形成岩床、岩盘状岩体。

充填在张开空间室中的岩浆侵入体，通常是一些强烈分异的岩体，同化作用和自变质作用广泛发育，脉岩相表现明显。这些岩体与围岩为不整合接触，捕虏的围岩碎块数量较多。

花岗岩浆粘度大，对围岩的机械作用强，甚至可将围岩裂隙挤开深入其内部，形成穿插接触。而粘度小、流动性较大的基性、超基性岩浆则往往缺乏对围岩肢解作用的标志。当岩浆浅侵位且顶板围岩为不透水层或浅部岩浆冷凝形成不透水外壳时，岩浆中的挥发份迅速向岩体顶部聚集，当内压力超过围岩围压及围岩强度，则可产生隐蔽爆发作用，形成隐蔽爆发角砾岩体（墙）。

此外，岩体形成之后，若与围岩一起遭受区域构造作用，可产生构造侵位（冷侵位）的侵入体，即将已固结的岩体又推移到一定的构造部位，使其与另一些围岩，主要是时代较新的岩石呈"假侵入"关系。

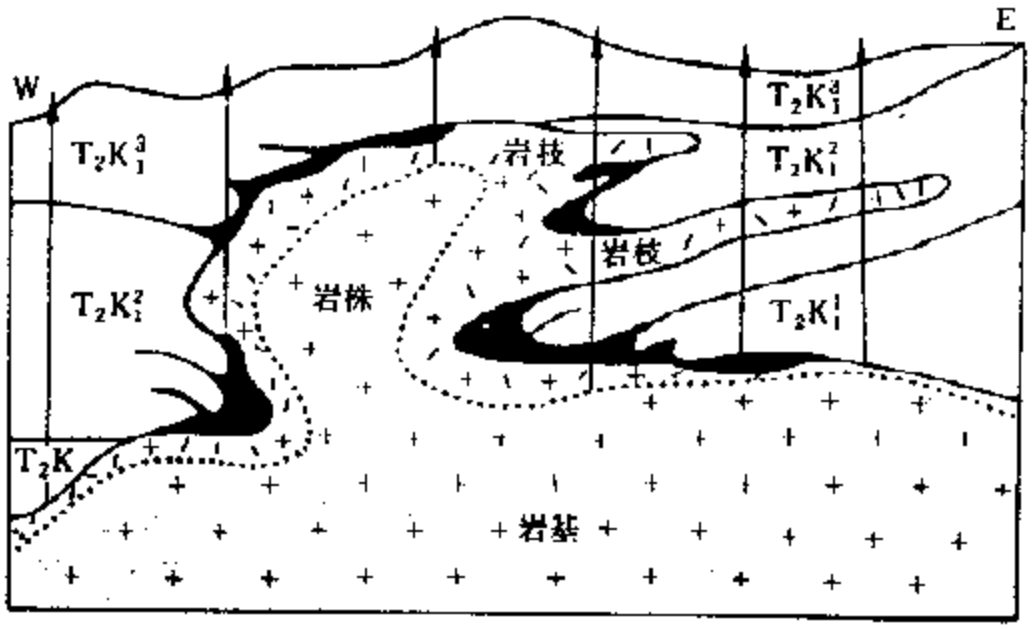


图 5—2　云南个旧花岗岩体剖面图

（转引自翟裕生等，1984）

需要特别指出的是，只有少数侵入体（如整合侵入体）的产状是较简单的，多数侵入体尤其是大型侵入体的产状是复杂多样的。如云南个旧花岗岩体深处为岩基，浅处为岩株，顶部和边缘为岩枝，还有不少岩脉共生，矿体形态产状也复杂多样（图 5—2）。在找矿勘探过程中，尤其在预测深部矿体时，应充分考虑这些差异。

第三节　侵入体内部构造及其控矿作用

侵入体内部构造，包括岩体的原生构造和叠加于岩体之上的次生构造。侵入体原生构造是指岩浆侵位、冷凝、固结直到形成岩石的过程中所产生的构造，包括火成堆积、原生流动构造和原生破裂构造等。次生构造包括断层、破碎带、片理化带等。下面分别叙述这些构造对成矿的控制作用。

一、火成堆积构造

在一些基性-超基性岩体中，由于结晶重力分异作用的多旋回性，不同成分的矿物晶

体群有规律地依次晶出沉淀，反复多次，形成具韵律层带构造，表现为不同成分的岩石逐层交替呈带状、条带状，彼此平行或近于平行．每一层岩石可厚几毫米到几米，甚至几十米或更厚．J·威廉赛（1966）认为这是一种"沉积的火成建造"．L·韦杰和G·布朗(1968）认为，这种韵律层带状构造是由"火成堆积"作用形成的，即在稳定的地质环境中，在基性、超基性岩浆演化的早期阶段，熔浆中液相占主导地位，熔体密度不大，早晶出的比重大的矿物不断下沉到熔体底部，下沉的晶体形成堆积状，由底部依次逐渐向上堆积，这种作用类似于机械沉积作用的成岩过程，故名．

我国西昌地区攀枝花、白马、红格，南非布什维尔德、加拿大穆斯科克斯、格陵兰的斯加卡尔加德等基性、超基性含矿岩体都具有明显火成堆积构造，其中的铬铁矿或钒钛磁铁矿矿体通常为层带状，多层产出，产状稳定，韵律结构明显．

二、原生流动构造

侵入体的原生流动构造是在岩浆流动过程中形成的，包括层状流动构造（流层）和线状流动构造（流线）．流线和流面的形成条件相同，都发育在侵入体的边缘及顶部，因为这些地段岩浆与围岩的摩擦作用明显，岩浆的差异运动显著，层流作用发育．

与流动构造有关的矿床是在岩浆结晶分异阶段形成的．矿体多呈层状、似层状、扁豆状等，平行于流层分布并随着流层的弯曲而弯曲．矿体厚度自几厘米到几十米，常集中在岩体的边部，只有在较宁静的环境下才在岩浆的底侧形成底部矿体．

与原生流动构造有关的岩浆矿床有铬铁矿、铂矿、钛磁铁矿、铜镍硫化物矿床和稀土、磷灰石矿床等，主要见于大型的基性、超基性侵入岩体中．

三、原生破裂构造

原生破裂构造产生于岩浆凝固的后期阶段，即侵入体基本成岩时，至少是在岩浆体的边缘和顶部已经冷凝成岩时．这种构造主要是在内力影响下而不是在外力作用下产生的．按其成因可分为两大类：(1）岩浆冷缩和岩浆动力作用形成的原生破裂；(2）水力（流体压力）破裂．

(一）岩浆冷缩和动力作用形成的原生破裂

它们是在岩浆冷凝收缩和内部岩浆动力作用的影响下形成的原生破裂构造，包括横节理、纵节理、层节理、斜节理、边缘节理及边缘逆断层等，其形成机理和控矿作用简述如下：

1.横节理（Q)：是一种垂直流线分布张性节理，发育于侵入体顶部，是由于侵入体外圈冷凝收缩时，内部岩浆向上流动导致的垂向挤压应力与由岩浆沿流线方向向西侧流动导致的水平方向的拉伸应力所致．在横节理中常见有后期岩脉和矿脉充填，矿体规模一般较大．

2.纵节理（S)：发育在侵入体顶部平缓流线部位，为与流线走向一致的陡倾斜节理，其成因尚不清楚．纵节理的含矿性不及横节理，矿体小而密集，常成群分布．

3.层节理（L)：大致平行于接触面，其成因与垂直于接触面方向上的冷凝作用有关，属于张节理性质，在侵入体顶部最发育，其中常充填有小型矿脉．

4.斜节理（D)：发育于侵入体顶部，与流层斜交．其形成方式是上下方挤压应力产生的一对共轭剪切面发展而成．沿这种节理的两壁常发生错动，进一步发展成为正断层．沿斜节理充填的矿体，一般延伸较长，形态单一，剖面上常作雁行状排列．

5.边缘节理：发育在陡立侵入体的边缘带，并且常延伸到围岩中。边缘节理倾向于侵入体中心，常呈雁行排列。这种节理是由向上流动的岩浆同已凝固的边缘之间的差异运动剪切作用诱导的张应力作用的结果，属张节理性质。这种节理的含矿性较好，经常是延伸较长。

6.边缘逆断层：多见于陡立侵入体的边缘接触带，倾向侵入体中心，呈叠瓦状排列。其成因可能是由于侵入体边缘剪切作用产生的一组剪裂面发育而来，也有一部分是由上述边缘张节理的进一步发展而成。边缘逆断层常与边缘节理一起，成为重要的控矿构造，常充填有矿脉群。

（二）水力（流体压力）破裂

这种原生破裂是岩浆冷凝结晶过程中发生的"退化沸腾"或"二次沸腾"作用导致岩浆体系内流体压力急剧增大所引起的断裂、裂隙和角砾岩带（体）。这种退化沸腾在岩浆体系内产生的瞬间压力可达数千巴（$n \cdot 10^5$Pa），大大超过已固结岩浆岩和围岩的抗张强度，促使它们产生破裂。这些破裂常形成于侵入体的顶部，由岩体冷凝壳自下而上扩展，直达顶部围岩（图 5—3），产状陡立。

据 J.W.Philips（1972）对水力断裂发展机制的研究，断裂扩张与延伸是骤然发生的，断裂一旦形成就使热液前锋的压力突然下降，促使热液迅速涌入断裂中。如岩石的抗张强度甚小，则流动热液可连续地引发水力张性断裂。如岩石的抗张强度较大，则在发生第一次水力断裂后，首先热液以高速流入断裂，然后当其流动至断裂末端时，热液压力增大，直至超过最小主应力与断裂末端的岩石抗张强度时，复又快速发生第二次水力张性断裂。这是一种脉动式的断裂形成与发展过程。若多股相互分离的热液同时上升，则可导致平行断裂成组、成群出现，形成断裂带，甚至生成角砾岩体（带）。

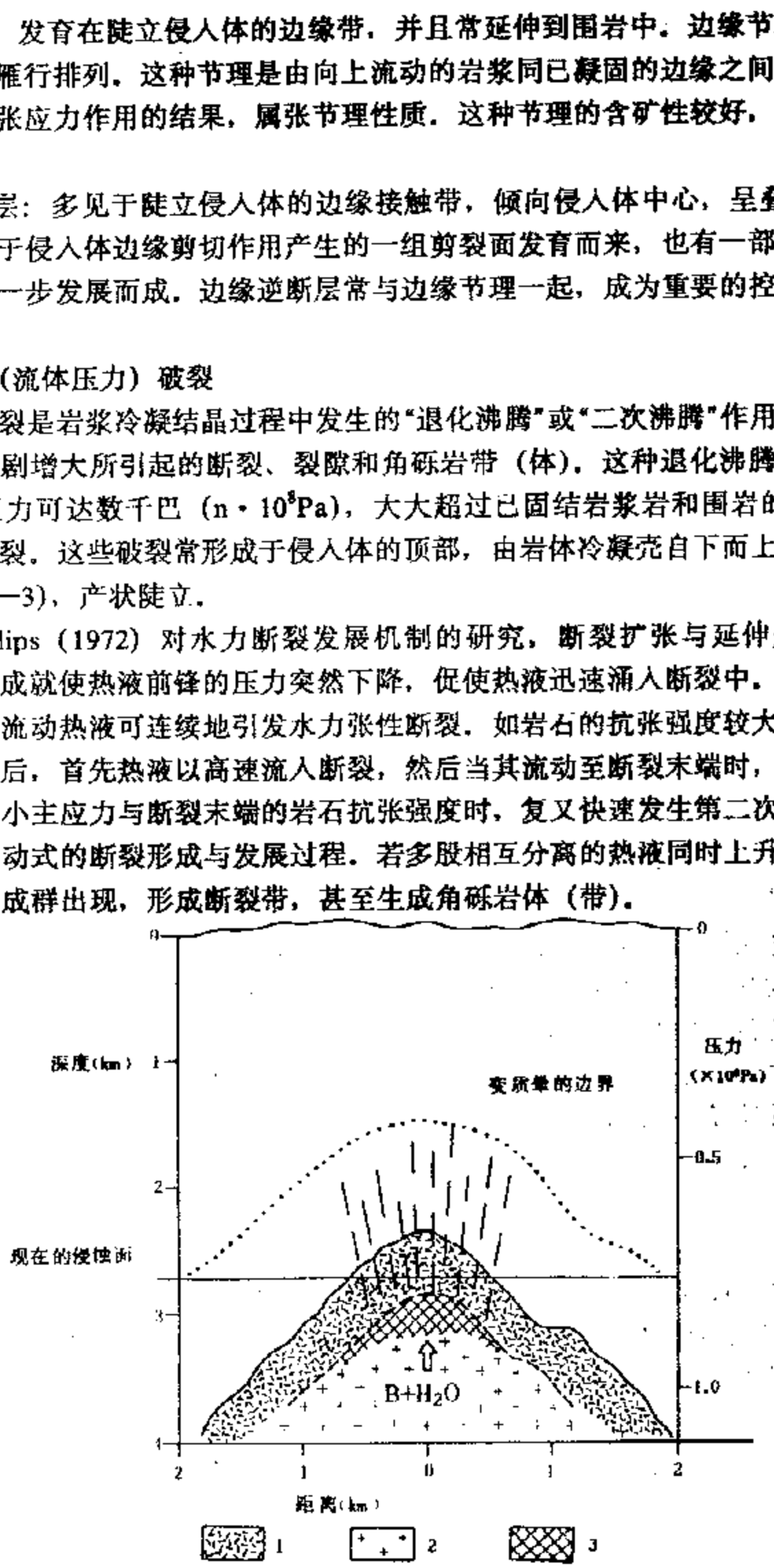


图 5—3　花岗岩顶部 B、H_2O 的富集、冷凝壳的形成与断裂的发展
（据 Taylor，1978）
1—准固相花岗岩冷凝壳；2—花岗岩浆；3—硼、水富集带

水力破裂通常在中浅成岩体顶部和接触带附近较发育。由于这些断裂裂隙生成、发展与气液活动密切相关，而成为重要的容矿构造。它们对斑岩型、斑岩-矽卡岩型及部分矽卡岩型矿床的形成起重要的控制作用。

姚书振等（1990）在研究湖北铜山口斑岩-矽卡岩复合型铜（钼）矿床时发现，该矿床形成过程中，含矿岩浆有两次明显的退化沸腾，一次出现在钾硅化-矽卡岩化阶段，一次发生在石英-硫化物阶段，流体瞬间压力可达 1.45×10^{8}Pa—1.65×10^{8}Pa，导致岩体内外一定范围内岩石破裂，形成水力裂隙系统。它们主要分布在岩体中上部和外接触带 30—50m 宽的范围内，为含矿流体上升运移提供了良好的通道，也是重要的容矿构造。它们与岩体冷缩裂隙、围岩中的构造裂隙等联合控制了该矿床蚀变矿化的进程和空间展布特征。根据於崇文（1988）研究，云南个旧老厂锡-多金属矿田中，岩体顶部电气石细脉带的形成明显受水力断裂生成和发展的制约。

原生破裂构造除上述成因外，也可以是由于在复合岩体中另一次岩浆侵入活动所引起的应力作用的产物。因此在复合岩体中，早期侵入岩相中的原生破裂构造常较复杂，其裂隙的生成和矿脉的充填常呈多期多阶段性。

四、叠加构造—侵入后构造变动

侵入体的叠加构造是指侵入体形成后发生的重叠其上的构造变动，最常见的是断层、裂隙、片理化、破碎带等。

侵入体中的侵入后断裂构造是广泛发育的。这些断裂常切割侵入岩体，使岩体的形态、产状及内部构造发生改变，因而掩蔽了岩体的原生构造，改造了原始接触带，并可能使侵入体与围岩的关系变得模糊不清。一般情况下，次生叠加构造常具有区域性质，它们不仅在岩体中出现，也在周围的岩层中出现，而且具有相似的性质。在另一些情况下，叠加构造则只发育在侵入体的个别地段，具有局部分布的特点。

叠加的构造裂隙可以重复原生节理的产状，也可与之斜交。

侵入体的叠加构造对矿体的形成和分布有着重要的影响。它们可以改变或破坏产于原生构造中的矿体，也可以作为后期成矿溶液的通道和矿石堆积地点，还可以阻碍矿液通过，使矿化被局限在一定的地段。

第四节　侵入接触构造及其控矿作用

侵入岩体的接触带构造（简称侵入接触构造）是一种重要的控矿构造类型。在多数内生矿床中，侵入接触构造是地温梯度异常高的地段，有利于含矿流体的运动和矿质的转移，直到形成矿石的堆积。

侵入接触构造通常分为内、中、外三个带。内接触带指岩体的边缘相带；中接触带也叫正接触带，即相当于侵入接触面；外接触带指围岩受侵入接触变质而成的局部性变质带，如大理岩带、角岩带和石英岩带等。

实际资料表明，与接触带构造有关的矿床，矿化常集中在接触带的偏斜和转折部位，因此，研究接触带构造时，首先要注意观测接触面的产状及其变化。

在系统查明接触面产状的基础上，可以区分开陡斜接触与缓平接触、超覆接触与掩盖接触、整合接触与不整合接触、单层接触与多层接触等不同情况。这些接触状态对成矿的

影响（有利或不利）要具体分析.

一、侵入接触构造的基本类型（图 5—4）

1.简单接触带：由单纯的侵位作用造成，岩体与围岩的界限清楚，岩体一侧显示冷凝边，有时有冷缩节理和流动构造，围岩一侧有接触热变质．这种接触带多见于浅成的小侵入体，含矿性差．

2.混染接触带：当侵入岩浆与围岩成分差别较大且岩浆化学活力强时，常发生混染甚至同化作用，形成混染岩石接触带，界限模糊不清．在发生混染和同化作用时，可能有某些成矿组分富集．也可由于混染岩石成分不均一，结构疏松，易于遭受后期热液交代作用，从而有可能产生矿化．

3.构造叠加接触带：岩体接触带生成后，又受到区域构造的叠加，因而形成复合的接触—断裂带、接触—破碎带和接触—角砾岩带等，致使原始接触构造的整体或局部受到改造，进一步成为利于矿液渗流和矿石停积的构造薄弱带．在很多矿区中，它们是主要的控矿构造．

4.多次侵入接触带：在一些复合侵入体中，由于岩浆的脉动式侵入而生成多次侵入接触带．早期次侵入岩体作为后期次岩体的围岩，而后期次岩体则傍依、穿插或切割、包围早期次岩体，因而构成新的接触构造系统．当矿化与早期岩体有关时，后侵入岩体可破坏早已形成的矿体，如大冶铁山岩体中晚期的闪长岩体既穿切包裹了磁铁矿体和含矿矽卡岩．若成矿与晚期岩体有关，矿体则常局限在晚期岩体接触带附近（图 5—5）．

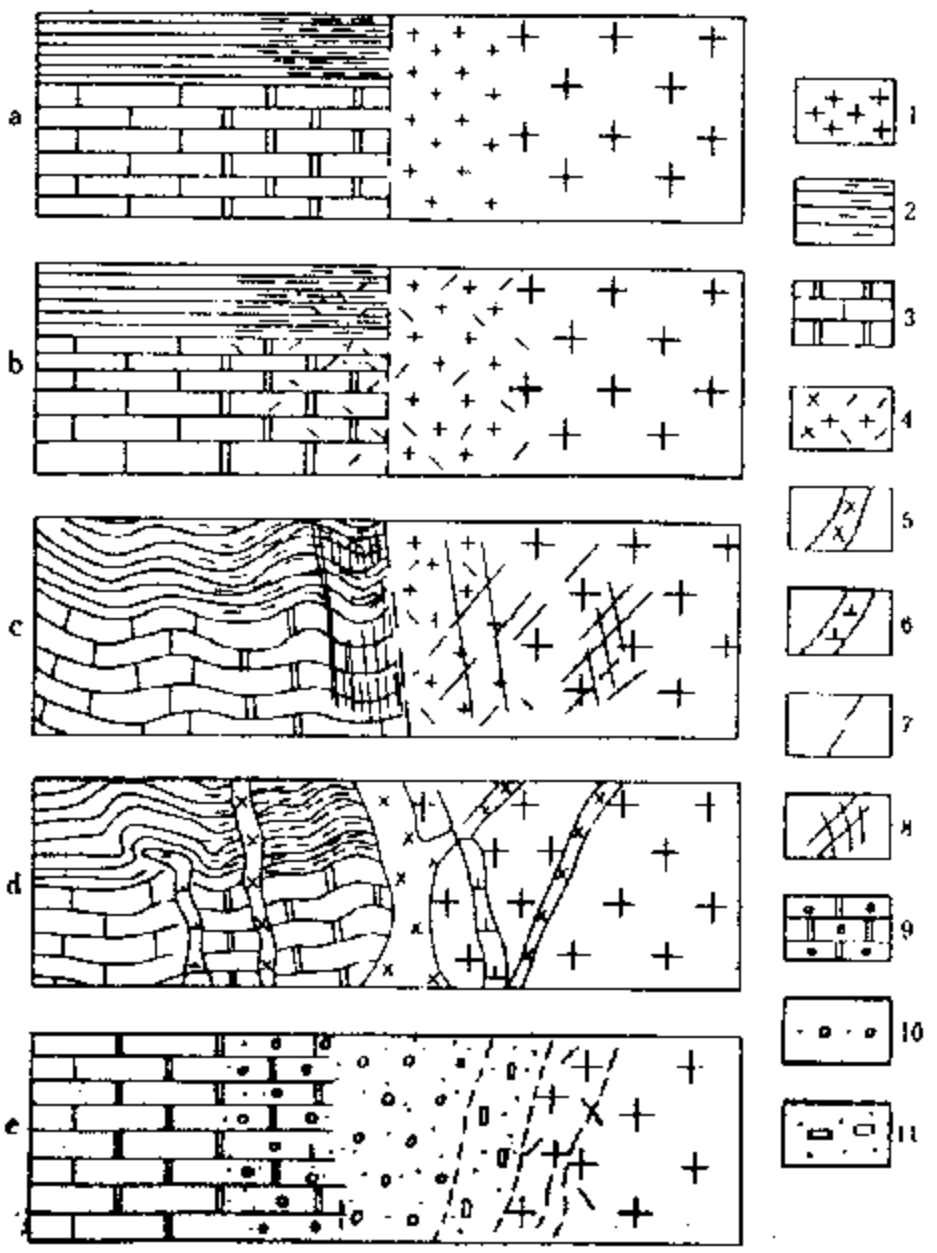


图 5—4　侵入接触带的基本类型示意剖面

（翟裕生，1984）

a—简单接触带；b—混染接触带；c—构造叠加接触带；d—多次侵入接触带；e—热液蚀变接触带；1—侵入岩及其边缘相；2—页岩及角岩；3—石灰岩及大理岩；4—混染岩；5—中性岩脉；6—基性岩脉；7—断层；8—裂隙；9—矽卡岩化大理岩；10—矽卡岩；11—矽卡岩化侵入岩

5.热液蚀变接触带：富含挥发组分的岩浆就位后或地下热水在接触带附近环流时，孔洞和裂隙发育的接触带就成为热液活动的有利空间，因而经常发生种种热液蚀变，包括矽卡岩化及其它蚀变．在蚀变过程中，常能导致某些金属矿物的富集．岩石经蚀变后物理、化学性质的剧烈变化，也是后来矿质沉淀堆积的重要条件．

以上几种基本的接触带构造类型或分别单独出现，或其中的几种互相重叠，构成复杂

的接触构造。

二、侵入接触构造的发育阶段

岩浆从侵入、就位到固结成岩是一个漫长的发育过程。根据岩体地质测量、造岩矿物组构分析和同位素年龄资料，一个具有一定规模的侵入体，从其就位、冷凝到完全固结，需经历很长时间，有时可达几至十几百万年。相应地，其接触带构造也有一个发展过程。据已有的研究资料，可归纳为四个阶段（翟裕生等，1984）：

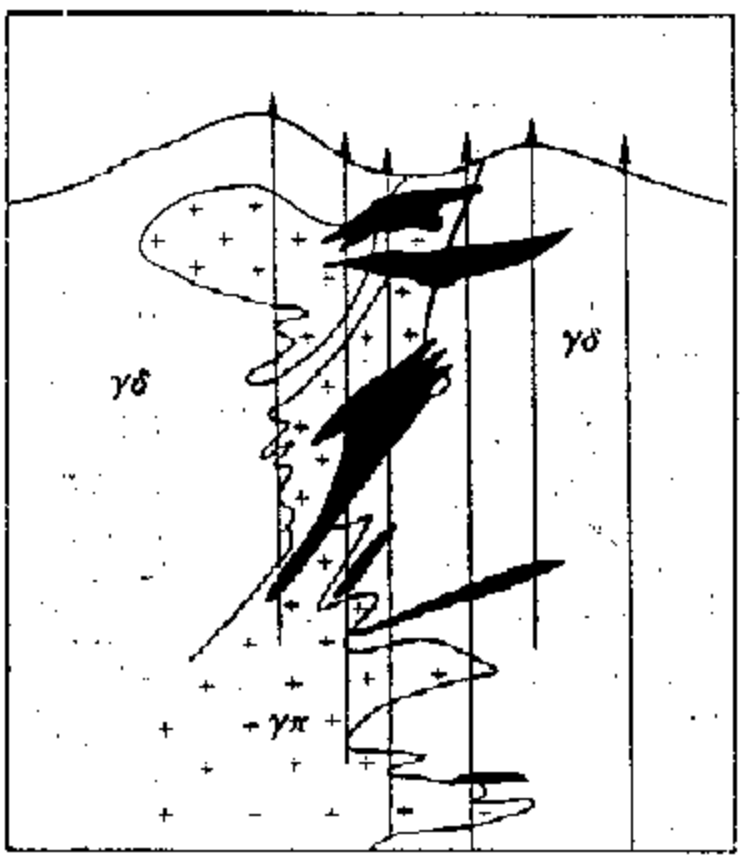


图 5—5　福建某斑岩铜矿的复合岩体剖面示意图
（据陈国达，1978）
1—花岗闪长岩株；2—花岗斑岩及斜长花岗斑岩；3—铜矿体及钻孔

1.岩浆侵入阶段：岩浆一般是利用构造薄弱带侵位的。由于岩浆机械活动性和化学活动性的差异以及围岩岩性和构造不同、岩体侵位机制不同，对围岩机械和化学改造作用有的较强（如主动侵位岩体），有的较弱（如被动侵位岩体）。

2.流动构造阶段：岩浆继续侵入，扩大体积，炽热岩浆的烘烤作用使围岩发生热变质甚至发生塑性流变，而岩体内部基本上仍为熔融状态，顺应侵位空间而缓慢流动，形成前面已介绍过的各种原生流动构造。

3.破裂构造阶段：随着岩浆热能的消耗和挥发组分的相继析出，侵入体首先是边缘相渐趋固结，塑性形变逐步被脆性形变所代替，因而进入以破裂构造为主的阶段。侵入接触带逐渐转化为一个构造弱化带，岩浆析出水气和岩体附近地下循环热水形成热液系统，沿着接触带及附近地段渗流，并与围岩发生作用而形成矿石堆积。

4.叠加构造阶段：岩体完全固结后，又经过区域构造叠加，在上述三个构造阶段的基础上产生新的叠加构造系统。

上述侵入构造的四个阶段大体上顺序发生，又相互重叠交错，尤其在大型岩体中，各阶段此起彼伏，情况比较复杂。实际工作中，可以在对岩体详细填图的基础上，利用岩体原生、次生构造、接触变质带的规模和组构、各种岩脉、矿脉以及蚀变矿物脉的相互产出关系等情况，逐次地将上述接触带构造的各发展阶段建立并区别开来。

实践表明，研究接触构造的发展阶段，查明各阶段构造特征及其对成矿的控制作用，区分出成矿前、成矿期和成矿后构造，不仅有利于划分成矿期和成矿阶段，而且对找矿勘探工作也是很有帮助的。

三、侵入接触构造的特点和侵入接触构造体系

与褶皱、断裂等构造变形比较，侵入接触构造具有以下的特点：

（1）伴随有不同程度的变质作用产物，包括热变质、热动力变质以及某些情况下的同化混染等现象；

(2) 具有复杂的立体构式，经常是环绕岩体的封闭的且有复杂形态的构造—岩石带；

(3) 由深到浅的垂直方向贯入以及某些近水平的顺层贯入；

(4) 经常利用和改造其它构造形式，如褶皱、断裂等，而在侵入接触构造形成后又常有褶皱、断裂构造的叠加；

(5) 在形成机制上，物质的机械运动（侵入、塑性流动、破裂等）和化学作用（扩散、热变质、接触交代作用等）紧密结合，是一种较为高级的构造变动；

(6) 具多变性，正是由于参与接触构造变动的因数和参数多于一般的构造型式（如至少增加了岩浆热动力），其形变特征必然是复杂多变的。

由此可以看出，侵入接触构造是一种复杂的物质运动形式。每一种侵入接触构造都有其自身的体系。

关于接触构造体系，如上述侵入接触构造是一种复杂的、独特的构造类型。在接触带范围内，岩浆侵入作用、岩石的变形和变质作用以及经常存在的热液活动等都交织在一起，并在它们的作用下产生出内接触带、正接触带、外接触带以及各带内一系列的构造形迹和构造岩。这些构造要素是互相联系的，在时间演化上有阶段性，在空间分布上有分带性，在形成机制上是有联系的整体，因此，所谓接触构造或侵入接触构造，不仅指一个接触面或一个狭窄的带，而是侵入岩浆与围岩之间的热力的、机械的和化学的作用的综合产物，是构造、岩浆、围岩、热液等多种因素联合作用所形成的一个构造体系，翟裕生(1979) 称之为侵入接触构造体系。这个构造体系的基础或主体是在同一期岩浆侵入作用中形成的。岩浆的热力、机械力和当时区域中的局部应力是导致产生这个构造体系的动力，后来的叠加构造则是这个体系中的次生成分。在其它有利因素（矿质来源、矿液运移、一定的物理化学条件）配合下，在接触带发育的一定阶段和一定空间中形成矿石堆积，构成了成矿接触构造体系（翟裕生，1979）。

针对接触带构造是一个构造体系这一特点，在研究接触构造时，应努力查明侵入岩体所在的区域构造位置，从岩体的总体产状和围岩与岩体的总体关系出发，在掌握接触构造体系特点的基础上，仔细解剖每个构造部位和每个发展阶段的特点，以便认识矿化局部富集的构造因素，这样有利于揭示构造与成矿的内在联系和整体关系。

四、侵入接触构造体系的分带

侵入接触构造体系的原生分带取决于在岩浆侵入和冷凝过程中各种成因的地质构造要素在空间上的有规律分布。如前所述，内接触带指岩体的边缘相带（包括岩体原生构造、围岩捕虏体和析离体等）；中接触带即正接触带，其中包括侵入接触面；外接触带指围岩的热变质和热动力变质带等。上述各带的宽度和变质、变形程度取决于侵入岩体的规模、产状、侵位深度、侵位方式、挥发分含量以及围岩的物理化学性质和构造状态等因素。

在上述原生分带的基础上，又有后来的断层、裂隙、脉岩和矿化叠加时，则形成复杂的构造—蚀变—矿化分带。

侵入接触构造体系的分带又分为水平的和垂直的。水平分带比较易观察，一般分为内、中、外三带，每带中又可按照构造和岩相进一步细分。垂直分带比较复杂，影响因素更多。岩体侵位方式及岩体所接触到的不同构造层的岩石、构造特点对接触构造体系的形成有重要影响。岩浆侵位机制和定位地质构造环境不同，侵入接触构造体系的特征各异。

为了研究接触构造体系中矿化局部富集的特点，应着重了解成矿前各带的物理、化学

性质，包括侵入岩和围岩的化学成分、组构、强度、破裂程度、孔隙度和渗透率等，这些因素和参数不同，对矿液的渗滤和矿石的沉淀就会有不同影响，这是造成接触带范围内矿化不均匀性和分带性的重要原因．例如，在水口山铅锌矿床接触带的各种岩石中以矽卡岩化大理岩的裂隙度和渗透率为最高，因而成为铅锌矿石的主要富集地段．

另外，在矽卡岩型金属矿床中，早期比较高温的矿化往往只集中在一、二个岩相-构造带内，分布比较局限．而比较晚期的中低温矿化，则经常沿着叠加在各带之上的次生裂隙广泛分布，其矿化范围比较宽，在不同的带中，矿体形态和矿石构造也有区别．如鄂东铜山口铜钼矿床，在花岗闪长斑岩体边缘带的密集原生破裂构造带中，形成细脉浸染状矿石，在正接触带的矽卡岩带中，形成由块状、斑点状及浸染状矽卡岩型矿石组成的环绕岩体分布的筒状矿体，在外接触带的层间破碎带中则形成多层似层状矿体．

由于侵入接触构造产状复杂多变，对其进行研究时应注意细节观测但又不应局限于细节的分析；还应多注意控制矿化空间分布的主干构造，尤其是控制大矿、富矿产出的深部构造要素；注意矽卡岩矿床成因的多样性，以便依据浅部地质和矿床资料分析深处存在富矿、多层接触带和多层矿化带以及新的含矿层的可能性．例如宁芜地区含矿的辉长闪长玢岩，既通过中、上三叠统，又侵入到侏罗-下白垩火山岩系，因而分别在岩体与青龙群-黄马青组接触带、岩体顶缘以及火山岩层中，形成"三层楼"式的矿化分带．

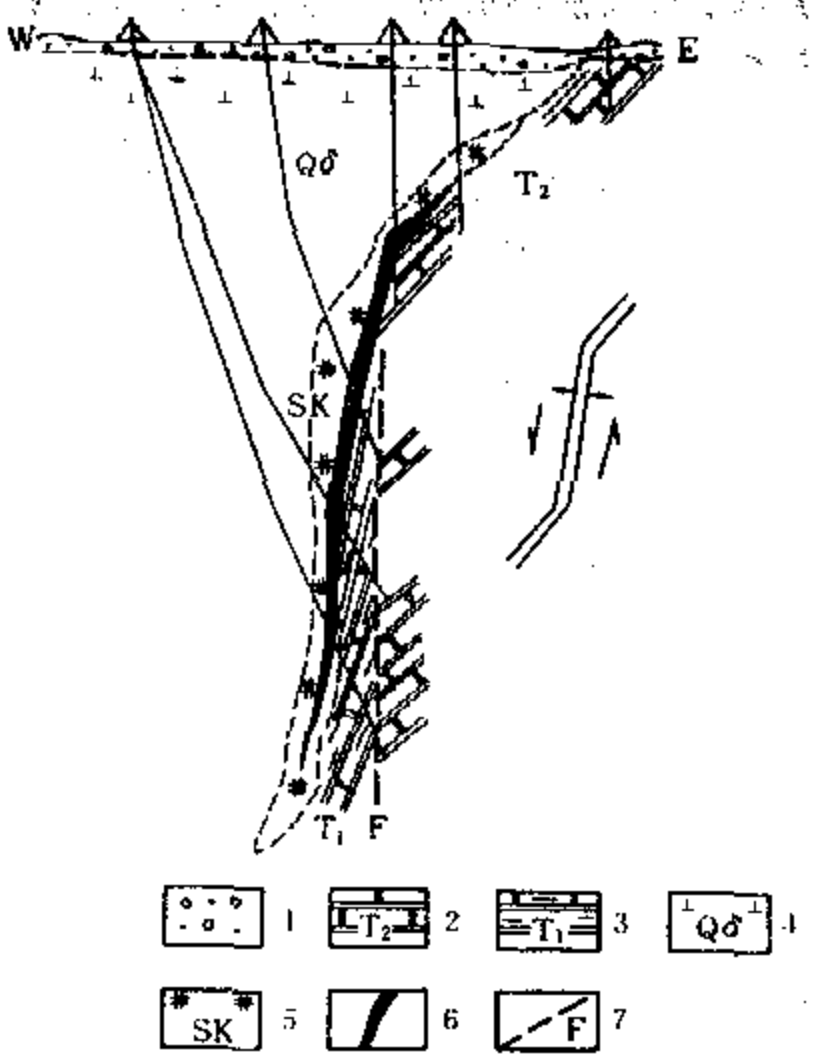


图 5—6　铜官山铜矿田 104 线地质剖面图
（据 812 队，转引自陈国达，1978）
1—第四系；2—薄层状大理岩；3—条带状大理岩；4—石英闪长岩；5—矽卡岩；6—矿体；7—断层

综上所述，侵入接触构造体系的时间发展和空间展布的情况说明，在一个发育完整的侵入接触带范围内，先后经历了正常温度→增温→炽热→降温→新的正常温度变化过程以及侵入前围岩构造→岩浆侵入构造→岩浆流动构造→岩浆破裂构造→后期叠加构造等构造变动阶段．而在每个阶段中，接触带内各地段的温度、压力及应力状态又不尽相同．阶段发展，温压依带递变，因而构成错综复杂的分带现象．它们又进而控制了蚀变、矿化的形成、发展和空间分带．因此，在矿田构造研究中，将构造分带、蚀变分带和矿化分带三者结合研究，常能收到良好的效果．

五、几种典型的控矿接触带构造

在系统研究我国东部地区 20 个矽卡岩型铁、铜、钨、锡、钼和多金属矿床以及国外同类矿床的基础上，发现以下几种典型的接触带构造，对成矿尤其是大中型矿床比较有利．

1.断裂-接触带构造（或称接触—断裂带构造）：在接触带的基础上又有断裂构造叠加，产状平直陡峻，是控制大中型矿床的主要接触构造类型，如安徽铜官山铜矿田（图 5

—6)、鄂东金山店岩体南侧的张福山铁矿床等.

2.多次侵入接触带构造：生成机理及其特点已如前述．这种构造近年来屡有发现．如湖南邓埠仙钨矿、司徒铺钨矿、澳大利亚塔斯曼尼亚的钨锡矿床，福建某铜矿（见图 5—5）等．据已有资料分析，在含钨、锡等的花岗岩类复合岩体中，多期次侵入活动明显，工业矿床主要与较晚期次的侵入岩相有成因联系。在一些斑岩型和矽卡岩型铜钼矿床中，也见矿化与中晚期岩相有关。在多期次侵入接触带上，矿化也具有多期次，如前苏联阿尔泰—托波卡铜矿床（图 5—7）.

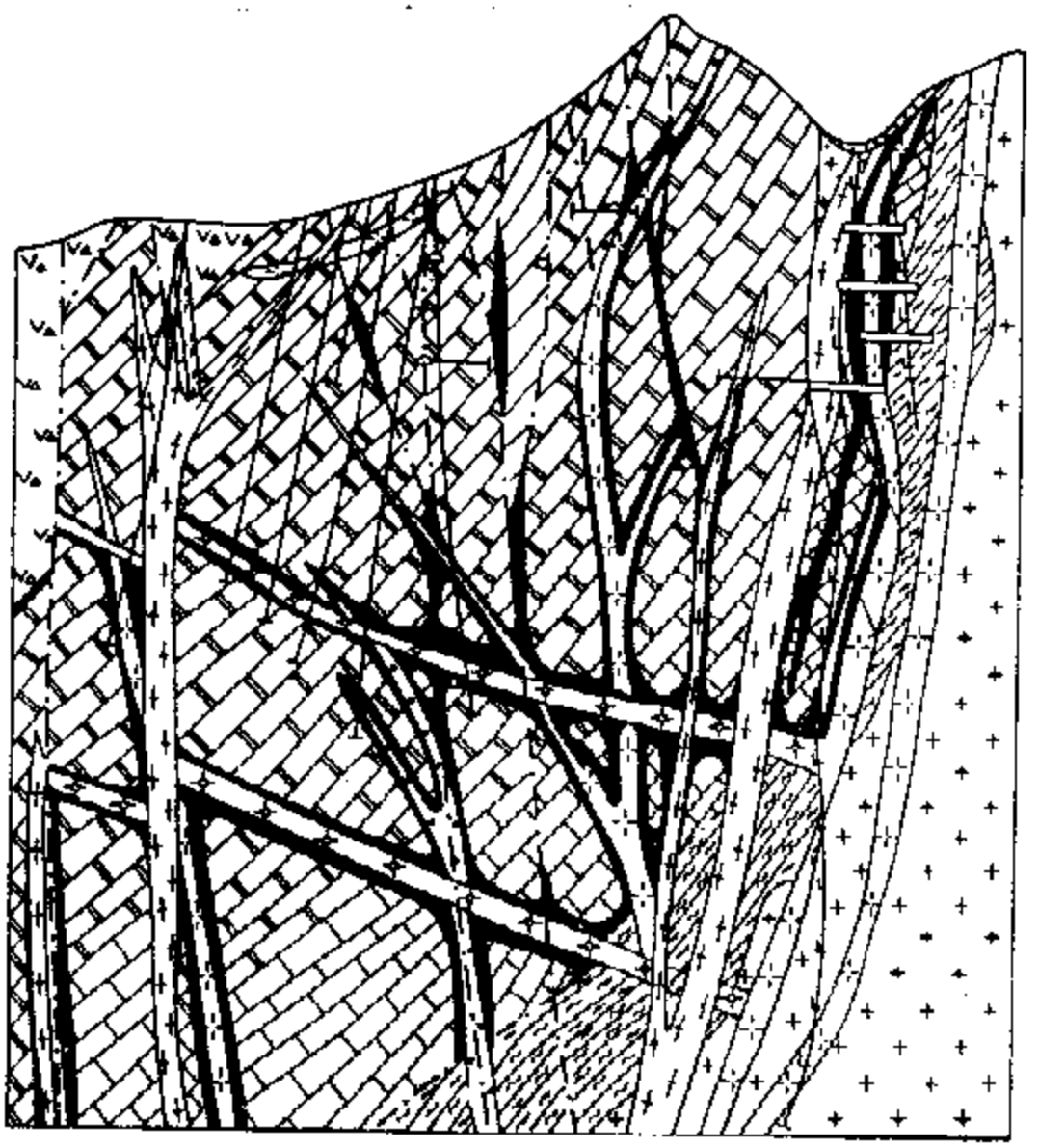


图 5—7　阿尔泰—托波卡铜矿床地质剖面图
（据 И·考斯拉考夫等，转引自格·费·雅科甫列夫，1982）
1—第四系堆积物；2—凝灰岩和安山玢岩质凝灰角砾岩，凝灰质砂岩（C_1）；3—块状和厚层灰岩（C_1）；4—石灰岩和白云岩（D_{2-3}）；5—变质片岩（Pz_1）；6—辉绿玢岩；7—石英斑岩；8—花岗斑岩；9—粗斑花岗闪长斑岩；10—正长花岗闪长斑岩；11—中长花岗闪长斑岩；12—花岗闪长岩（C_2）；13—断裂；14—矽卡岩型矿体

3.接触热动力变质构造：这是岩浆侵入石灰岩等围岩，在岩浆热力和动力的双重作用下，使围岩发生显著的塑性变形而形成的一种接触构造．常显示为流变褶曲，与区域构造形迹显然不同．这种构造常使接触带及附近围岩的产状复杂化，对于矿体的空间分布有一定的控制作用，如大冶铁矿床（见图 3—12）.

4.接触—圈闭构造：这是侵入岩体接触面与围岩中有利岩层搭配而成的一种复合圈闭构造．如鄂东程潮铁矿、宁镇地区的韦岗铁矿等．捕虏体构造实质上也是一种圈闭构造（图 5—8b）.

5.叠加褶皱接触带构造：在叠加褶皱的背斜与背斜重叠部位，经常是岩浆入侵的有利地段，也有利于在岩体顶缘及围岩层间剥离带中形成矿床．矿体呈顶厚边薄的马鞍状．如灵乡广山铁矿（图 5—8a）、鄂东铁山岩体东北缘的小洪山铁矿等.

6.复合接触构造：侵入体与有利层位、地层界面、裂隙带等构造交切时，构成接触带上有利于矿液流动和矿石沉淀的局部构造，是最为常见的控矿接触带构造，如云南个旧锡矿床和安徽铜官山铜矿床（图 7—11）.

六、侵入接触构造—矿化模式

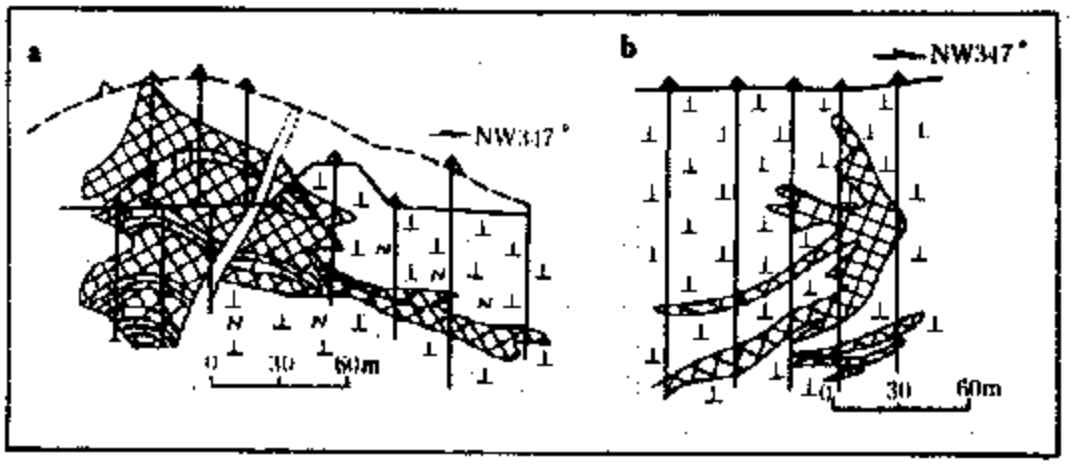


图 5—8　灵乡广山产在叠加褶皱接触带（a）和㵎房体（b）中的铁矿体

（姚书振、林新多、周宗桂等，1983）

1—大理岩；2—闪长岩；3—钠化闪长岩；4—辉绿岩脉；5—铁矿体；6—已开采地形及矿体

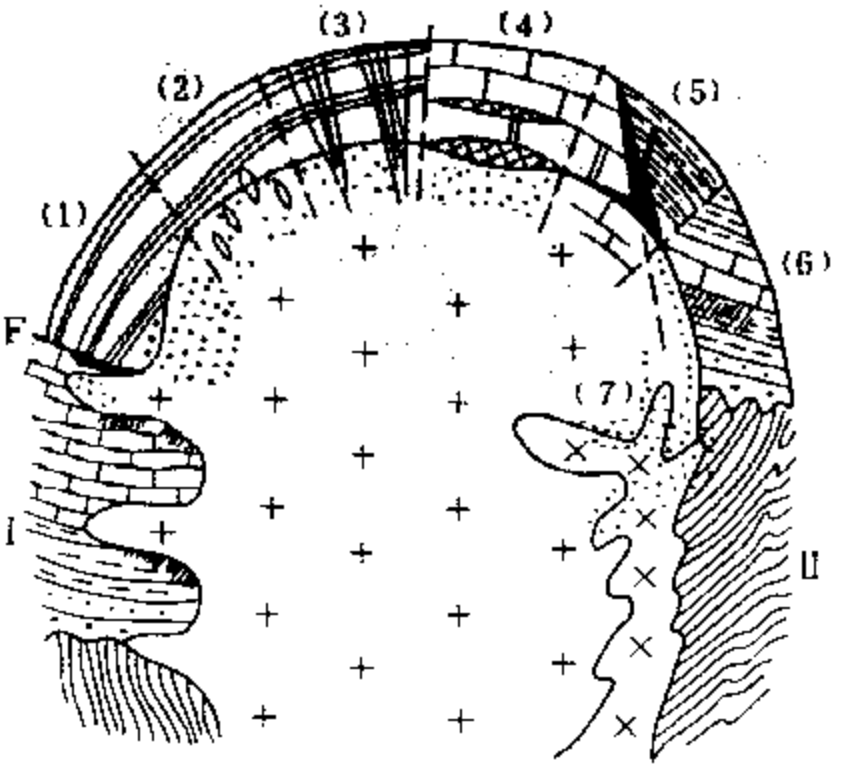


图 5—9　侵入接触构造-矿化模式图

（翟裕生，1979）

1—岩浆自变质矿床；2—伟晶岩矿床；3—高温脉型矿床；4—接触交代型矿床；5—内外接触带的充填或贯入型矿床；6—沉积-接触改造矿床；7—斑岩型矿床；8—后期侵入岩；9—侵入岩体；10—砂页岩；11—石灰岩；12—泥质岩；13—砂砾岩；14—变质岩系．Ⅰ—多层状接触带及伴生的矿化；Ⅱ—多次侵入接触带及伴生的矿化

以上扼要介绍了有关接触带构造的几个问题．但是，接触带构造只是成矿的一个条件，是否能在某一具体接触带成矿以及形成什么类型的矿床，关键还在于是否有矿质来源和矿石堆积的物理化学条件．正是由于只有在少数条件下才具备这些找矿前提，因此，在实际工作中，应尽可能把接触构造研究与成矿物质来源、成矿方式等问题的研究结合起来，以期对矿产预测和找矿工作有实际的帮助．

侵入接触构造对多种矿床类型的控制作用，可以综合为图 5—9 的理想模式。模式中形象地显示出接触带构造对岩浆自变质矿床、伟晶岩矿床、高温脉型矿床、接触交代矿床、斑岩矿床等的控矿作用，模式图的下部也表现了多层状接触带中的矿化和多次侵入接触带中的矿化。

第五节　多期次侵入构造对成矿的控制

前面已经简单地提到一般侵入接触构造对成矿的控制，这里进一步讨论与复合岩体或侵入杂岩体有关的构造及其控矿作用。

一套侵入杂岩是指在成因上有关联的，在相似地质条件下先后侵入、并且同属于某一地质时代的一套岩石。在一套侵入杂岩内，侵入期的数目可达 4—5 个以上，一般按侵入顺序命名，如第一期、第二期等。所占体积最大，在侵入杂岩中起决定作用的岩石，称为主要侵入期岩石。就第一次侵入的岩浆来说，如果其结晶产物只占较小体积，往往被称为"初始侵入期"。位于主要侵入期岩石发育区或其周围接触带中的、在脉岩侵入前形成的一些不大的侵入体，可称为"补充侵入体"。

不同侵入期的岩石成分可能很不相同，例如第一期是辉长岩，第二期是花岗闪长岩，第三期是花岗岩。由不同成分的几期侵入岩石组成的侵入体，称为多期侵入体。经常见到的情况是：头几期的岩石一般偏基性，后几期的岩石一般偏酸性和碱性。当不同期的侵入岩矿物成分和化学成分没有大的差别时（如第一期为粗粒花岗岩，第二期为中粒花岗岩，第三期为细粒斑状花岗岩），这种侵入体通常被称为多次侵入体，以此强调成分相同或相似的岩浆熔融体曾发生过多次侵入。

在国内外的一些金属矿田中，经常发现含矿侵入体是多期次脉动式侵入造成的，而成矿物质多数在晚期次侵入体中富集或矿体紧紧伴随在这些晚期侵入体之后。造成这种现象的原因值得进一步研究。

我国南方一些钨矿床中，多期次侵入构造控矿是明显的，可将一些矿区的材料综合为下图（图 5—10）。

图中三种矿化的时、空位置是有区别的，因此，在部署找矿工作时，不能笼统地以整个杂岩体接触带作为工作的靶区，而应依据不同情况，具体地找寻与矿化关系密切的侵入岩，并追溯其有利的控矿构造。

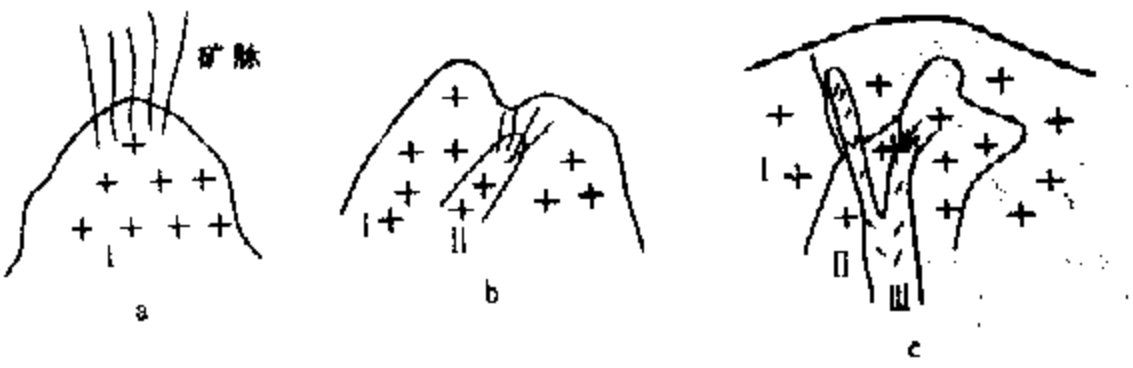


图 5—10　多期次侵入构造对矿化空间的控制
（据翟裕生，1984）
Ⅰ—Ⅲ代表花岗岩类岩体侵入期（次）；细黑线代表脉状矿体

基于上述原因，在研究侵入岩体与矿化的关系时，既要注意侵入体构造的空间分带性（包括各种构造要素的自内向外的规律分布），又要研究岩浆侵入在时间上的延续性和脉动性，即多期次的侵入。若这种延续演变的过程中，岩浆化学成分特别是成矿组分的浓度发

生变化，则要找出其在一定空间、一定时间内富集成矿的可能性，查明具体的空间位置。我们认为，这是研究矿化分布规律时必须注意的一个重要问题。

第六节　岩墙与成矿的关系

很多内生金属矿田中经常有岩墙（脉）存在，其中一部分与矿化有一定的空间和时间联系。

一、岩墙与矿化的空间关系

在气水热液型矿田和矿床中，岩墙与矿体的空间关系主要有六种类型：

1.岩墙和矿体在矿区中可同时见到，但各自产在独立的断裂、剥离构造中（图 5—11a）。

2.岩墙被矿脉切割，例如乌拉尔的别辽佐夫金矿的梯状矿脉（图 5—11b）和澳大利亚晨星矿山中的矿脉。

3.岩脉切穿矿脉（体）（图 5—11c），如前苏联赫鲁斯塔利锡矿床。湖北灵乡广山铁矿中，辉绿纷岩墙切割矽卡岩型铁矿体。

4.岩墙以后的矿脉充填在岩墙接触带旁的羽状裂隙中（图 5—11d），如加拿大的佩朗金矿床。

5.成矿前岩墙和矿脉并列充填在裂隙中（图 5—11e），这在很多矿床中可见到。

6.岩墙含有细脉-浸染状矿化（图 5—11f）。

岩墙与矿化的空间关系，一方面与二者形成的先后有关，另一方面与岩墙和围岩的机械性质有关。例如坚硬性脆的岩墙分布在机械性质相近的围岩中时，岩墙和围岩中裂隙情况近似，矿脉生成于围岩的一定裂隙系统中，同时穿切岩墙，矿脉沿接触面分布的情况很少见。若围岩为塑性时（如页岩），矿化仅限于岩墙内部的裂隙系统。而塑性岩墙分布在坚硬围岩中时，若其它条件有利，矿脉常产在岩墙与围岩的接触带。

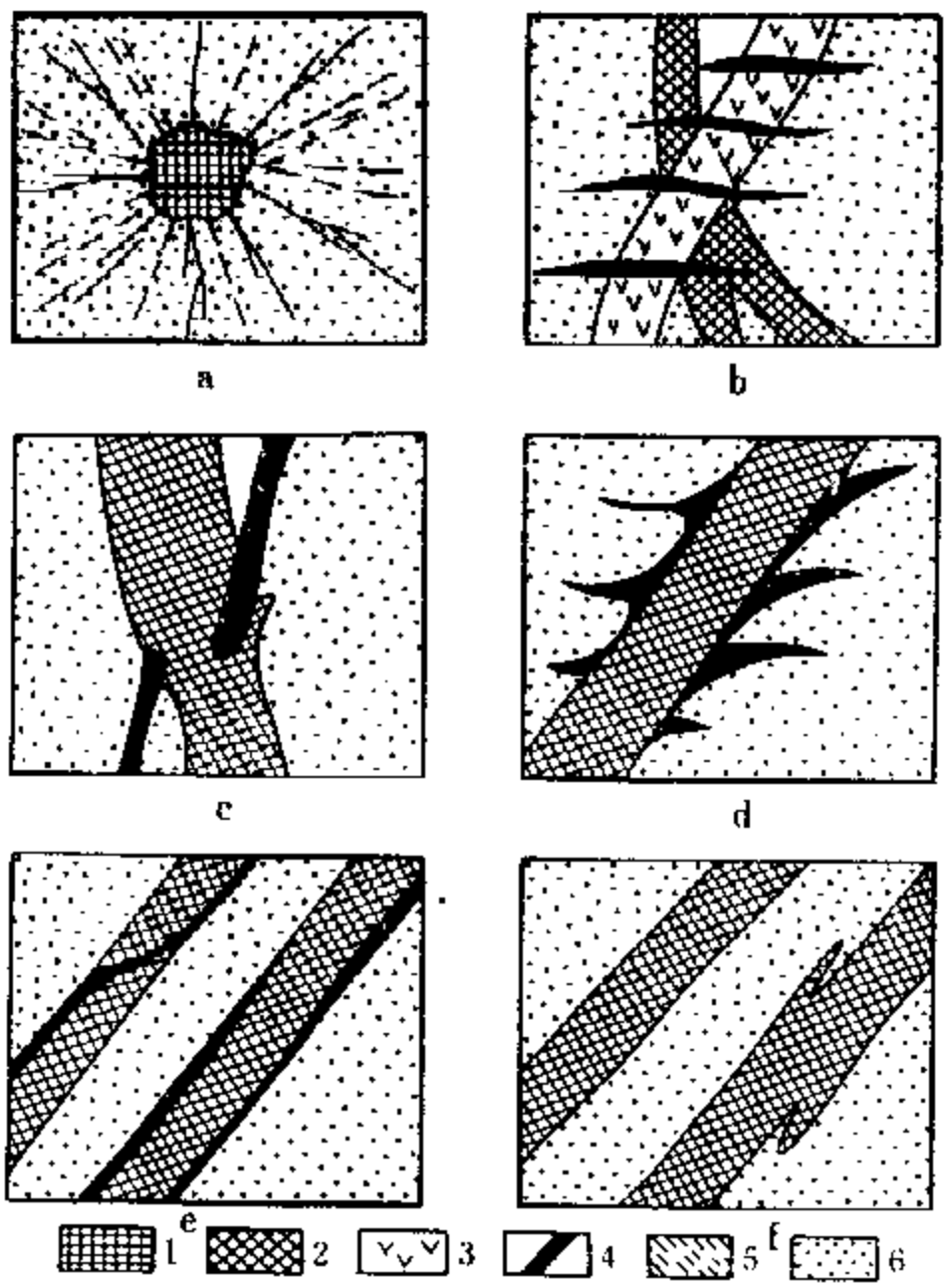


图 5—11　热液矿体和岩墙的相互关系
（据 В·И·斯米尔诺夫，1982）
a—放射状分布的岩墙（黑线）和矿脉（断线）；b—矿脉切穿两个系统的岩墙；c—岩墙切穿矿脉；d—矿脉充填于岩墙旁的羽状裂隙中；e—矿化沿岩墙的接触带发育；f—矿化在岩墙发育；1—火山岩株；2—基性岩墙；3—酸性岩墙；4—矿石；5—浸染状矿石；6—围岩

二、岩墙与矿化的时间关系

矿床地质工作中经常利用岩墙来确定成矿的时代范围，因为在一个区域地质发展史中，判断岩墙的时代和位置比较容易，再在此基础上查定矿化与岩墙的相对时代。

在岩浆矿床和伟晶岩矿床中，岩墙生成一般晚于矿体，而在气成热液矿床中，岩墙生成时间有的先于成矿，有的晚于成矿。

鉴别岩墙与矿化的相对时间关系的标志主要有：

1.岩墙和矿体的穿插关系，这是确定二者时代关系的重要标志之一。

如果岩墙在先，则被矿体穿插，甚至岩墙沿着含矿裂隙发生位移，岩墙在靠近矿体处可发生强烈变形。有矿化细脉穿入岩墙中，或在矿脉中见有被矿石胶结的岩墙角砾。

当岩墙晚于矿体并切过矿体时，常利用以下的标志：

(1)矿体的破碎物被岩墙胶结,岩墙充填在矿体的晶洞中;矿体中存在有岩墙的分支等。

(2)成矿后岩墙不仅切过矿体,而且切过了矿体中的空洞或矿物集合体定向生长的带。

(3) 在成矿后岩墙的两侧，矿脉的数目和厚度是一致的（在未被暴露地表并受到剥蚀的条件下）。如果这点不符合，就除非证明沿岩墙发生位移，或者找到能解释这种现象的另外原因，否则认为岩墙是成矿后的结论是不可靠的，因为当成矿前岩墙本身不易被交代时，矿体就分布在两侧，也就是说二者的接触关系是比较复杂的。

2.矿体和岩墙中的捕虏体

研究矿体中的岩墙角砾或岩墙中的矿体角砾，对于鉴别矿体和岩墙的相对年龄是很有意义的。在矿体中找到岩墙的角砾，可以证明矿体是比较晚的，但必须证明这种角砾不是由成矿后的断裂把它搓入的。若能见到矿化小脉穿入岩墙角砾或矿化围绕岩墙角砾成环带状构造，则说明岩墙生成早于矿体是很可靠的。

如果岩墙中存在矿体捕虏体，可用来证明矿体生长早于岩墙，但需要做专门详细的研究，因为在这种情况下，也可能是由于矿化交代了岩墙中的某种岩石捕虏体而成的。如果证实了矿石角砾完全与主矿体分开并且不存在与矿体相近的同成分的细脉，则可以认为岩墙是成矿后的。

此外，如果岩墙是成矿后的，则它可以使矿体或其矿石角砾变质，但这仅限于包含这些角砾的岩墙本身是处在没有热液蚀变的条件下。

3.矿体与岩墙的变质现象

岩墙和矿体中的变质现象可以作为确定两者生成先后的一个标志。成矿热液可以使成矿前岩墙变质，而且可以很强烈。但在具体研究时还需要了解区域变质和岩浆自变质作用的存在情况，为此要把与矿体接触的岩墙以及距矿体较远的岩墙的岩石变质现象进行对比，因为有时成矿后岩墙中也可由于晚期岩浆的自变质作用或区域变质作用而造成某些交代现象。

确定岩墙是成矿后的标志应该是使矿体变质，这样的标志是比较容易找到的。例如，当矿体中含有菱铁矿时，由于菱铁矿只在 500℃以下时才是稳定的，在岩墙接触带上可以转变为磁铁矿。在岩脉穿过碳酸盐脉的地方，可有石榴石和辉石发育。当矿体含有自然铋，在其被岩墙穿切时，自然铋可以由于岩浆侵入热力的影响而熔化，并析入岩墙之中。

在近岩墙处矿石的重结晶也是一个标志。

根据上述情况，要正确地解决矿体和岩墙之间的年代关系，就应对二者的接触带进行多方面的详细研究。

第六章　火山构造的控矿作用

第一节　概　　述

一、火山构造的含义

火山构造是指火山作用形成的各种构造要素．这包括火山喷溢、爆发以及地表下火山侵入体（次火山岩体）及其周围岩石中产出一系列构造形迹．一个发育良好的未经破火山口发育阶段的火山构造往往由火山锥、火山口、火山通道和次火山岩体等要素构成．

火山锥是指火山喷发或喷溢出地表的火山物质环绕火山喷发中心堆积而成的锥状地质体．

火山口是指火山颈顶部的凹陷，是火山物质向外喷发或溢流的主要出口，它一般发育在未经剥蚀的现代火山锥的顶部，在古火山地区往往不再保存．

火山通道是指火山岩浆源与地表相连接的构造管道，是岩浆从岩浆房经由火山口喷出地表的通路．在火山通道中充填有管状熔岩、火山角砾岩、凝灰岩等，又称火山颈．

次火山岩体（又称潜火山岩体）是指与相应的火山岩同源，由同期，同一火山作用形成的浅成-超浅成侵入体．它们多数产在火山机构或火山口附近的裂隙中，与相应的火山岩密切共生．

不同类型的火山作用及其发展历史不同，所形成的火山构造也不同．在中心型火山作用区，由于岩浆上拱及喷出物的大量堆积，形成穹状隆起构造；在裂隙型火山作用中则形成线型火山构造；在火山活动的一定阶段，由于岩浆大量喷出及中心断块下陷则形成具有环状、放射状断裂的破火山口构造；次火山岩侵入过程中还形成一些有特色的次火山岩构造．每一种火山构造有其特殊性和复杂性．此外，在火山构造的形成过程中，往往还有区域地质构造因素参与，使火山岩区构造更加复杂．

实际资料表明，火山岩区分布有一系列具工业价值的金属矿产，如铁、铜、钼、钨、铅、锌、金、银、铀和稀有、稀土金属以及大量的非金属矿产资源，如金刚石、自然硫、珍珠岩、萤石、明矾石等．研究火山构造对找寻火山成因矿床有重大意义．

二、火山构造的类型

根据火山构造的成因及构造特征，可划分为：火山穹隆构造、破火山口构造，火山-构造洼地、线状火山构造和次火山岩构造，它们决定了矿田与矿床的位置，它们的次级构造单元（详见表6—1），则决定了矿床与矿体的位置．

需要说明的是，大陆火山构造和海底火山构造，就其成因及构造特征来说极为相似，但所处环境不同．在工作中可根据火山建造加以区分．如分布在蛇绿岩建造、细碧角斑岩建造和绿色凝灰岩建造中的火山构造及其有关矿床，是在海底火山活动中形成的．其中，除火山-次火山岩外，常有海相火山-沉积或沉积岩系共生．

表 6—1　火山成因矿田与矿床构造类型

矿田（矿床）构造	矿床(矿体)构造	实　　例
一.火山穹窿构造	1.火山穹窿轴部的火山通道构造 2.火山穹窿斜坡上和穹窿间的同火山洼地构造 3.火山层理构造 4.火山穹窿顶部放射状裂隙构造	滥留金铁矿(苏)释加内 No-1 黑矿矿床(日本) 安徽何家小岭铜硫矿 坎拉依特多金属矿床(美)
二.破火山口构造	1.破火山口中的火山通道构造 2.环状.圈锥状.放射状断裂构造 3.具中心型构造的环状.圈锥状.放射状岩墙 4.火山层理构造	布留登铜矿(智利)锡尔兆顿金一银一多金属矿床(美) 阿尔诺碳酸岩矿床(瑞典) 青海红沟黄铁矿型矿床
三.火山一构造洼地	1.火山层理构造 2.层间断裂构造	阿塔苏铁锰矿(前苏联) 阿塔苏铅锌矿(前苏联)
四.线性火山构造	1.线性火山通道构造 2.断裂构造 3.火山层理构造	鲁德诺哥尔斯克铁矿(前苏联) 阿尔乌留克金矿床(前苏联) 江苏大平山铜矿
五.次火山岩构造	1.原生裂隙构造 2.角砾岩体构造 3.接触带构造 4.断裂构造	安徽大东山铁矿 安徽凹山铁矿 河南八宝山铁铜硫矿床 丘基卡马塔铜矿床(智利)

第二节　火山穹窿构造及其对成矿的控制

一、火山穹窿构造的特点

火山穹窿构造是指岩浆物质向地表运动或向外喷溢时形成的大型穹状隆起。其中一类是由中心型火山喷发—喷溢物堆积而成的大型穹隆，实际上它是未经破火山口发育阶段的中心型火山锥或层火山；另一类是由火山岩区的岩浆向地表垂直上拱而形成的穹状隆起；也有上述两种原因复合而成的。

火山穹隆构造平面形态是圆形、椭圆形、剖面上呈拱形。在卫星图像上多呈清晰的环形影像。规模大小不一，巨大的火山穹隆直径可达数十公里，小者仅数百米。

火山穹隆既可分布于地槽区，也分布于地台活化区。值得指出的是，地槽早阶段形成的火山穹隆构造形态除与陆相火山岩区穹隆构造相同外，经常发育一种特殊的形态类型—

双斜构造形态（图 6—1）。这种构造形态从表面上看是平缓的短轴背斜构造，由最晚期的火山物质构成。火山岩层顶部呈凸起构造形态，底部则呈负向构造形态，即它是由上部的背斜和下部的向斜构成的凸镜状构造。在双斜体内有利成矿部位是利于交代的岩层和不同渗透性岩层的接触带；连接双斜体脊部和屏蔽层的陡倾斜的破碎片理化带。

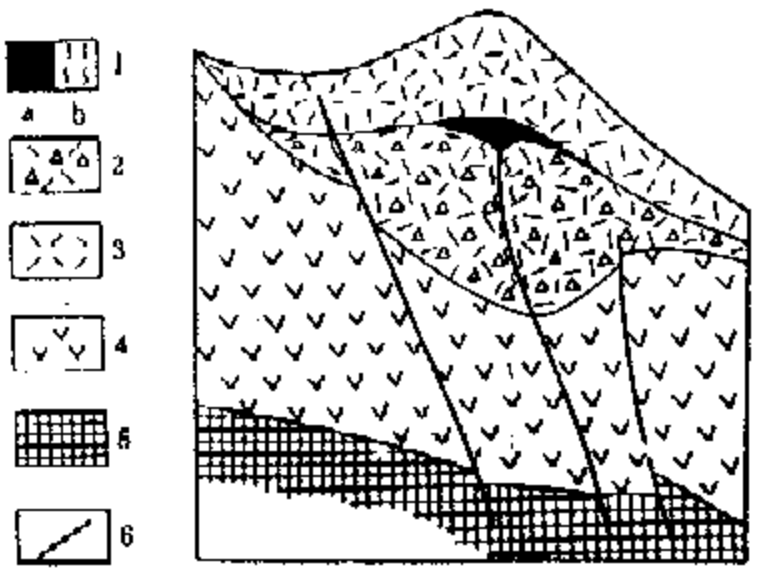


图 6—1　火山双斜构造示意图
（据 Г·Ф·雅科甫列夫，1979）
1—矿体；a—致密矿石；b—细脉浸染状矿石；
2～3—酸性火山岩；2—火山喉道、近通道带；
4—基性火山岩；5—火山基底杂岩；6—断裂

大型火山穹隆构造往往就是矿田赋存的场所，小型火山穹隆往往是矿床的产地。如美国西沙斯塔多金属矿田就是一个很好的实例。在那里，铅锌矿床产在使火山穹隆构造复杂化的小穹隆中（图 6—2）。属于这类构造控制的矿床有西班牙、塞浦路斯、前苏联、日本、我国白银厂等黄铁矿矿床，玻利维亚的锡、银矿床，许多铀-钼建造矿床，非洲的许多碳酸岩矿床等。

受火山穹隆构造控制的矿床或矿体主要产在穹隆轴部的火山通道带、次火山岩体以及不同物性岩层的层间裂隙或原生层理、各种断裂和片理化带中。

二、火山穹隆轴部的火山通道构造及其控矿作用

在火山穹隆轴部常存在火山通道构造，如果把火山穹隆构造视为一级构造，那么火山通道即为二级构造。单个火山通道直接控制矿床和矿体的产出，是重要的容矿构造之一。

火山穹隆中的火山通道常是无破火山口的火山通道，它们常呈筒状、锥状及更复杂的形态。产状直立或陡倾，其直径介于几十米到几公里。

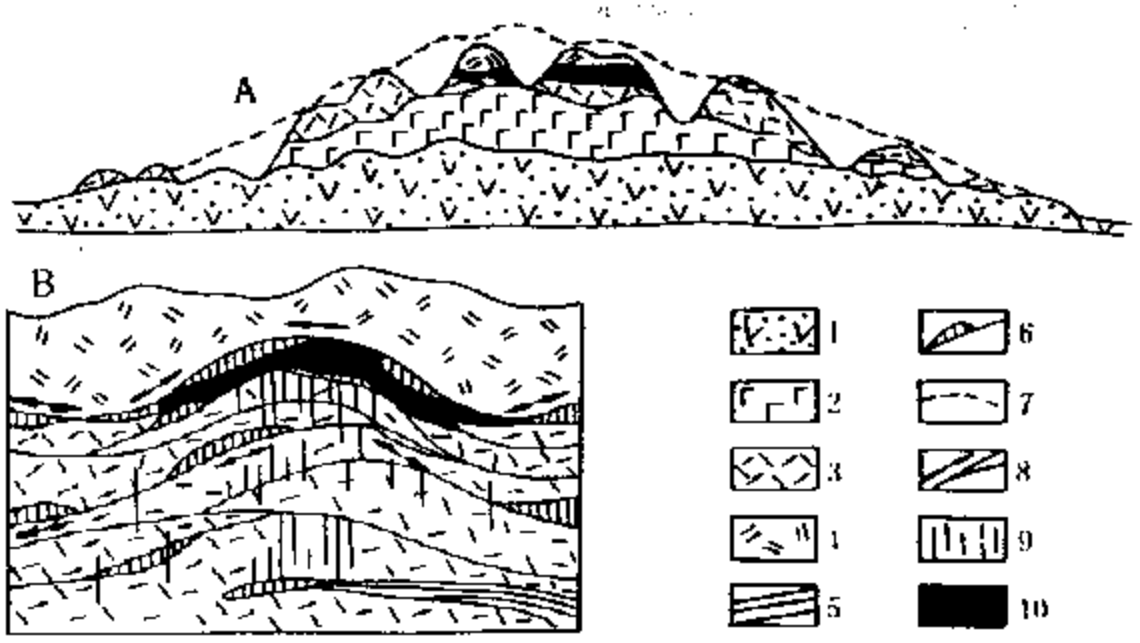


图 6—2　美国西沙斯塔多金属矿田的火山-穹隆构造的结构
（据 A.Киннель，转引自 Г·Ф·雅科甫列夫，1984）
A—矿田地质剖面；B—Мальмот 矿床地质剖面
1—绿岩；流纹岩建造地层；2—下部地层；3—中部地层；
4—上部地层；5—硅质页岩；6—火成碎屑岩夹层；
7—页岩屏蔽层的底界；8—岩石层理面；9—劈理裂隙；10—矿体

关于直立的火山通道及其伴生构造形成的原因，B·B·傅加茨基(1978)在研究安加拉—伊利姆和安加拉—卡特斯克区磁铁矿矿床的控制构造后，提出了火山通道和其伴生的裂隙角砾岩带形成的波动机制的观点。在那里主要的控矿构造是直立的火山通道、线状(常是放射状)裂隙带，以及近水平的和缓倾斜的裂隙角砾岩带（图 6—3）。这种构造体系的形成，是由于地震过程中，由地面和其它界面反射回来的多种应力波，波振面干涉导致形成骨架状共振带。它们组成相互直交的近水平(缓倾斜的)和垂直的引张—挤压体系。形

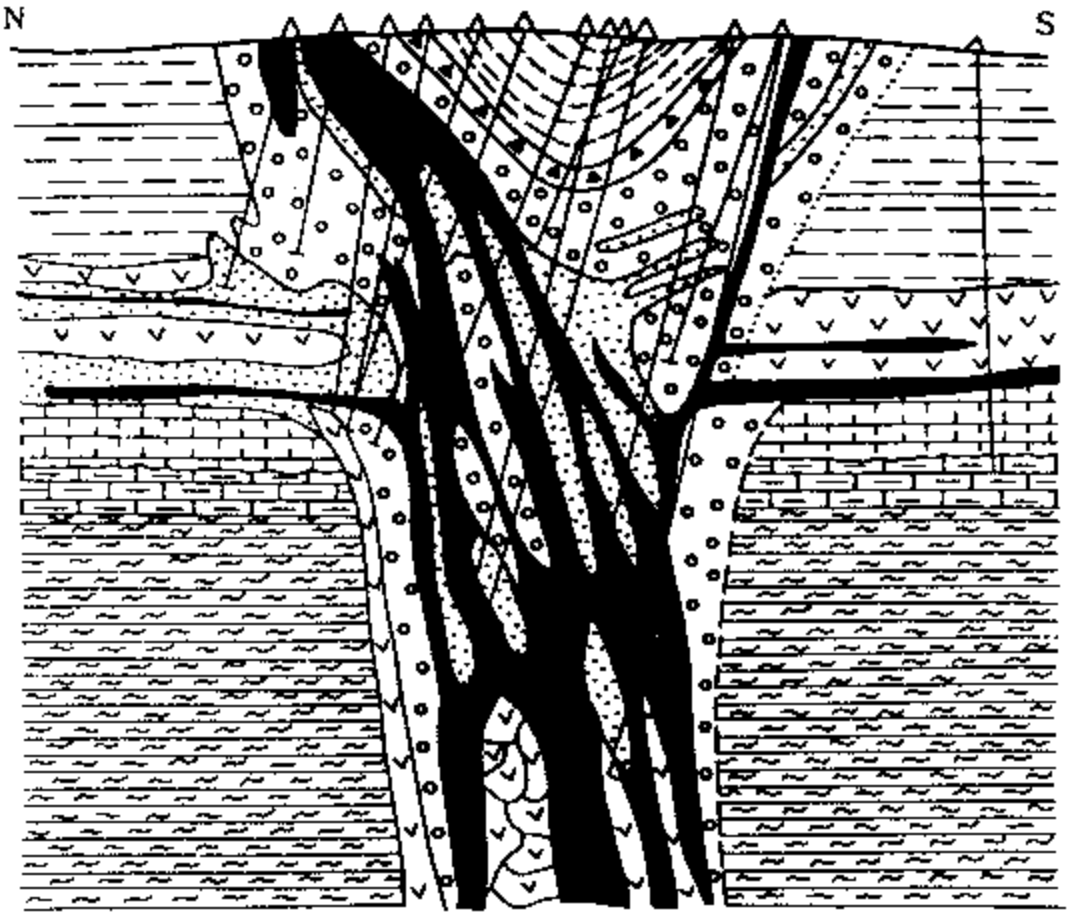


图 6—3　湟留金矿床地质剖面图

(据　B·B·博加茨基，1978)

1—三叠系凝灰岩，凝灰角砾岩，层凝灰岩；2—石炭系砂岩，粉砂岩，炭质页岩，煤；3—下奥陶统石灰岩和砂岩；4—中上寒武统陆源红层；5—a.粗玄岩床和岩脉；b.角砾状粗玄岩；6—交代岩（砂卡岩和绿泥石—闪石—蛇纹石化岩石）；7—角砾状细脉—浸染状磁铁矿矿石；8—富磁铁矿矿石；9—碎屑状再沉积的磁铁矿，赤铁矿和褐铁矿等矿石

成骨架状近直立和水平的断裂体系，以及过渡性的（倾斜的）裂隙—角砾岩构造。它们全是高渗透带，可作流体物质（熔融体、热液、气流）运移的通道和良好的成矿场所。从现有资料看，在火山活动的初期和火山活动过程中强烈的地震频繁出现，因而作为火山通道构造形成的初始因素，B·B·博加茨基的解释是合理的。但在火山喷发和喷溢、岩浆侵入及后期构造作用过程中对其进行了强烈的改造。我们现在所看到的火山通道构造，是构造-岩浆作用的最终产物。

火山通道的控矿作用取决于火山通道的内部结构。一般情况下，具有多相分异良好的次火山岩充填的及具有高渗透性充填物的火山通道,具有良好的含矿性,矿化深度也较大。

根据火山通道的形状、充填物成分以及它们的机械物理性质，可分为四种，其矿化特征也有明显的差异：

1.具同心或浑圆形断面的筒状火山通道

这类火山通道（图 6—4a）充填物主要是凝灰岩，其次为熔岩和熔岩角砾岩，属气体爆发成因，熔岩喷出起次要作用。产在这种通道中的矿床分布最广，规模也较大，矿体多为筒状、柱状以及巢状和网脉状。如安拉加—伊利姆区的磁铁矿—赤铁矿矿床，美国托马斯（Tomas）山脉的萤石—硅铍石矿床，我国安徽何家大岭铁矿。

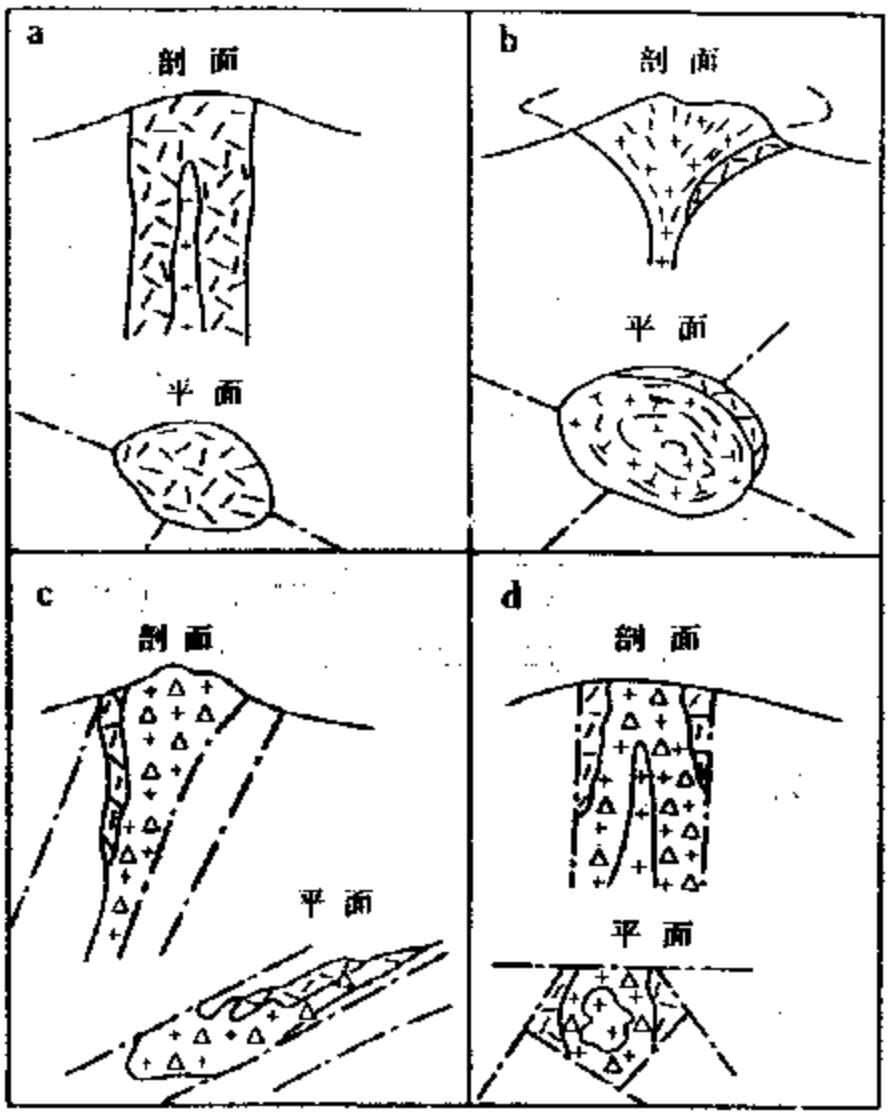
在何家大岭铁矿床中，矿体产在火山通道内的粗面安山角砾岩及裂隙密集带中，呈不规则筒状，矿体水平断面呈椭圆形，向北西陡倾斜，倾角约 80°。矿石构造为角砾状、块状，局部有浸染状。矿化强度与角砾岩的孔隙度成正比。高矿集中于火山通道的上部，属热液充填交代型矿床。

2.圆锥状火山通道

圆锥状火山通道（图 6—4b）的充填物主要是熔岩，也有少量熔岩角砾岩和凝灰岩。其成因主要是一次或多次岩浆活动时的熔岩喷发形成的，喷发时伴有少量气体爆发。矿化仅富集在高渗透性的裂隙—角砾岩带中，矿体主要为脉状和网脉状。如科罗拉多、喀尔巴阡山等 Au—Ag 矿，玻利维亚的许多锡矿床。圆锥状岩颈的平缓地段常是矿化的有利部位。

3.断面呈多角形的筒状火山通道

这类火山通道是受多组断裂控制的（图 6—4d），水平断面呈多角形，很少见。主要为熔岩和熔岩角砾岩所充填，与之有关的矿床尚未见报导。



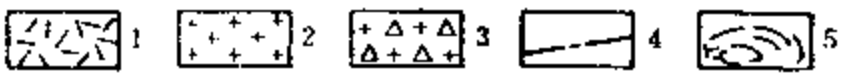


图 6—4 无破火口的火山通道

（据 Ф·И·沃尔弗松、П·Д·雅科夫列夫，1985）

a—具同心的或浑圆形断面的火山通道；b—圆锥状的火山通道；c—线状断面的火山通道；d—数组断裂围成的多角形断面的筒状火山通道；1～3—火山通道相岩石：1—凝灰岩；2—熔岩；3—熔岩及熔岩角砾岩；4—断裂；5—流动构造及其产状

4.复杂（复合）形态的火山通道

复杂（复合）形态的火山通道分布很广，其充填物常是混合型的，包括熔岩、熔岩角砾岩和凝灰岩等。是由气体爆发和熔岩喷发交替形成的，形态也较复杂。在这类火山通道中常形成筒状和复杂形态的矿体，前苏联中哈萨克斯坦产有次生石英岩型的矿床和非洲一些产有稀有金属碳酸岩型矿床的复杂火山通道可作为典型实例。

三、火山穹窿斜坡上及穹窿间的同火山洼地构造及其控矿作用

同火山洼地形成时间与火山穹窿相近，常与火山穹窿相连或分布于其周边，呈负地形。其中除火山产物外还堆积有碎屑质、泥质和硅质沉积物。这类构造对火山热液（喷气）—沉积型的黄铁矿型铜矿、黑矿矿床以及铁锰的氧化物矿床的形成有重要意义。在火山喷发的晚期或间歇期，当含矿气液沿断裂或片理化带到达海底时，由于物理化学条件改变，矿质或通过化学沉淀方式，或与尚未固结的沉积物的相互作用沉淀成矿。有时形成在穹窿斜坡上的矿石，在海水冲刷或气体爆发作用下破碎，沿斜坡向下滑动，再在洼地中堆积成矿。受洼地构造控制的矿体多为与层理整合的似层状，透镜状。日本釋加内 No—1 黑矿矿床（图 6—5）是很好的例子。

四、火山层理构造的控制作用

火山层理构造是重要的控矿构造之一。火山岩层构造控制的矿体，按成因可分为三种类型。

1.火山热液交代型

它们常形成于火山喷发作用的晚期或间歇期。当含矿热液沿断裂、片理化带运移到易被交代的火山层理时，沿层间裂隙或孔隙渗透交代，富集成矿。这种方式形成的矿体大多呈似层状、透镜状。

属于此类的有某些火山，次火山热液交代型的黄铁矿型矿床，石英镜铁矿矿床，磁铁—赤铁矿矿床、明矾石矿床等。前苏联南乌拉尔的图宾，"十九大"等黄铁矿型矿床和我国安徽何家小岭铜硫矿床等较典型。

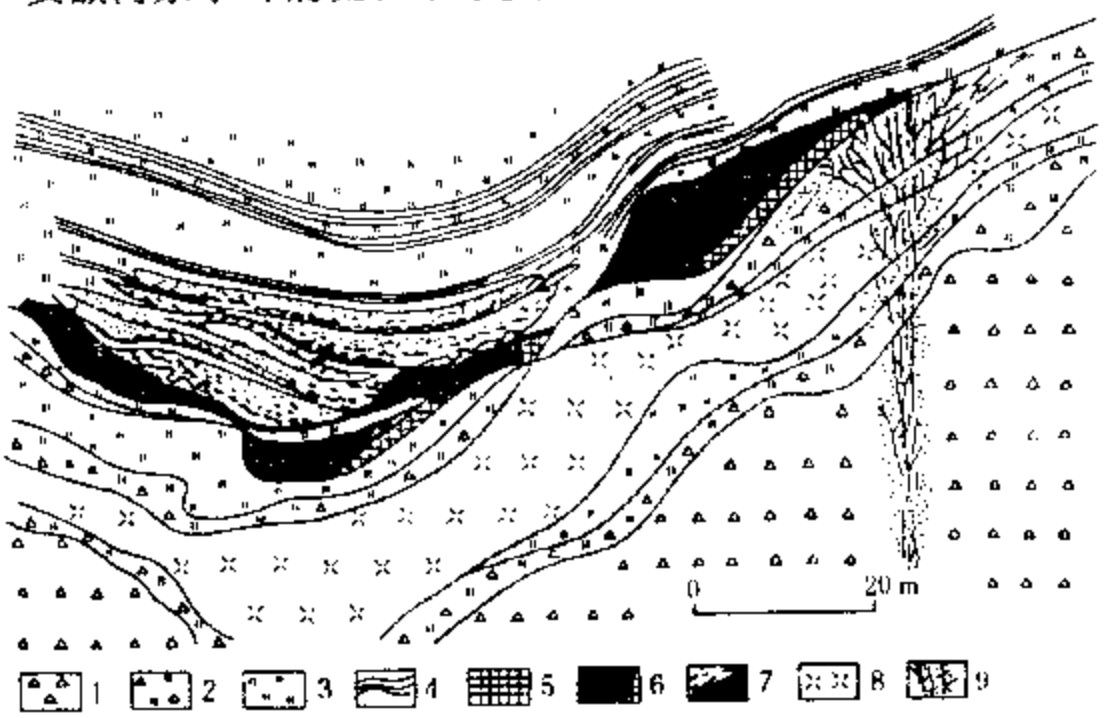


图 6—5 No—1 矿床地质剖面图

(据楔原良道，转引自成都地院《矿床学》，1978)

1—1 流纹岩、火山角砾岩；2—凝灰角砾岩；3—凝灰岩和火山砾、凝灰岩；4—泥岩；5—黄铁矿；6—黄矿；7—黑矿；8—石膏；9—硫化物细脉

2.火山喷发—沉积型

当火山喷发时，已分异的有用组份和岩浆相继喷至地表和空中，通过自重分异作用堆积成矿。其特征是成层性明显，矿体呈层状、似层状产出在火山碎屑岩中。大多为贫矿，具浸染状构造，有时也形成富矿石，富矿呈凸透镜状或似层状产于贫矿层中或底部，二者为渐变过渡关系，矿床规模一般较小。如我国华南等地产于新生界玄武岩质火山碎屑岩中的钛铁矿矿床。

3.火山喷溢型

在火山喷溢阶段，火山岩浆深部分异作用形成的矿浆溢出火山口外，堆积于火山口周围地段而形成矿床，矿体受层理构造控制，呈层状、透镜状。矿石具有块状、气孔状构造，流动构造亦较发育。云南大红山铁铜矿床中部分矿体属此类。这种成因的地表相矿体，有时可见同火山口相的矿浆贯入式矿体相连产出。

五、火山穹窿顶部放射状裂隙构造及其控矿作用

这种裂隙主要分布在火山穹窿中部火山颈周围，呈放射状产出，产状以陡立为主。它们是在岩浆上升时对上覆地层的冲击作用和上隆膨胀作用产生的，属张性裂隙。这种构造控制的矿体多是热液充填型的脉状矿体。如美国坎拉依特多金属矿田。

值得指出的是，在火山穹窿构造中，受上述构造单元控制的矿床或矿体往往围绕火山通道成群出现。而且一个矿床的形成常需要两种或两种以上的构造要素的有利配合。这在找矿勘探中应加以注意。

此外，在火山穹窿构造中，常有大量次火山岩侵入，而次火山岩及其伴生构造对成矿又有非常重要的控制作用，这将在本章第五节中详述之。

第三节　破火山口构造及其对成矿的控制

一、破火山口构造的含义和特点

破火山口构造是一个或一群火山顶部沉陷（塌陷）后形成的一种火山构造。

按其成因可分为两类：

1.爆发式破火山口：由于火山的多次猛烈爆发，崩塌了火山口上部的巨量岩石而形成的。与这一类破火山口有关的矿床较少。

2.沉陷（陷落）式破火山口：由局部地壳的大型柱状断块沉陷而成。其沉陷的原因是火山源范围内存在着空隙，而空隙的产生，可能是由于岩浆物质大量喷出地表，围岩的同化作用，气体的逸散、岩浆向四周大量侵位，该处岩浆的凝固收缩以及其它一些因素引起的。

根据 R·L·史密斯和 R·A·贝利（1962，1968）的研究，某些破火山口形成之后，经过一段时间，原先沉陷的断块又会上升，形成"复活破火山口"或"复活火山沉陷"，并提出了"复活破火山口"的七阶段演化模式（图 6—6）。

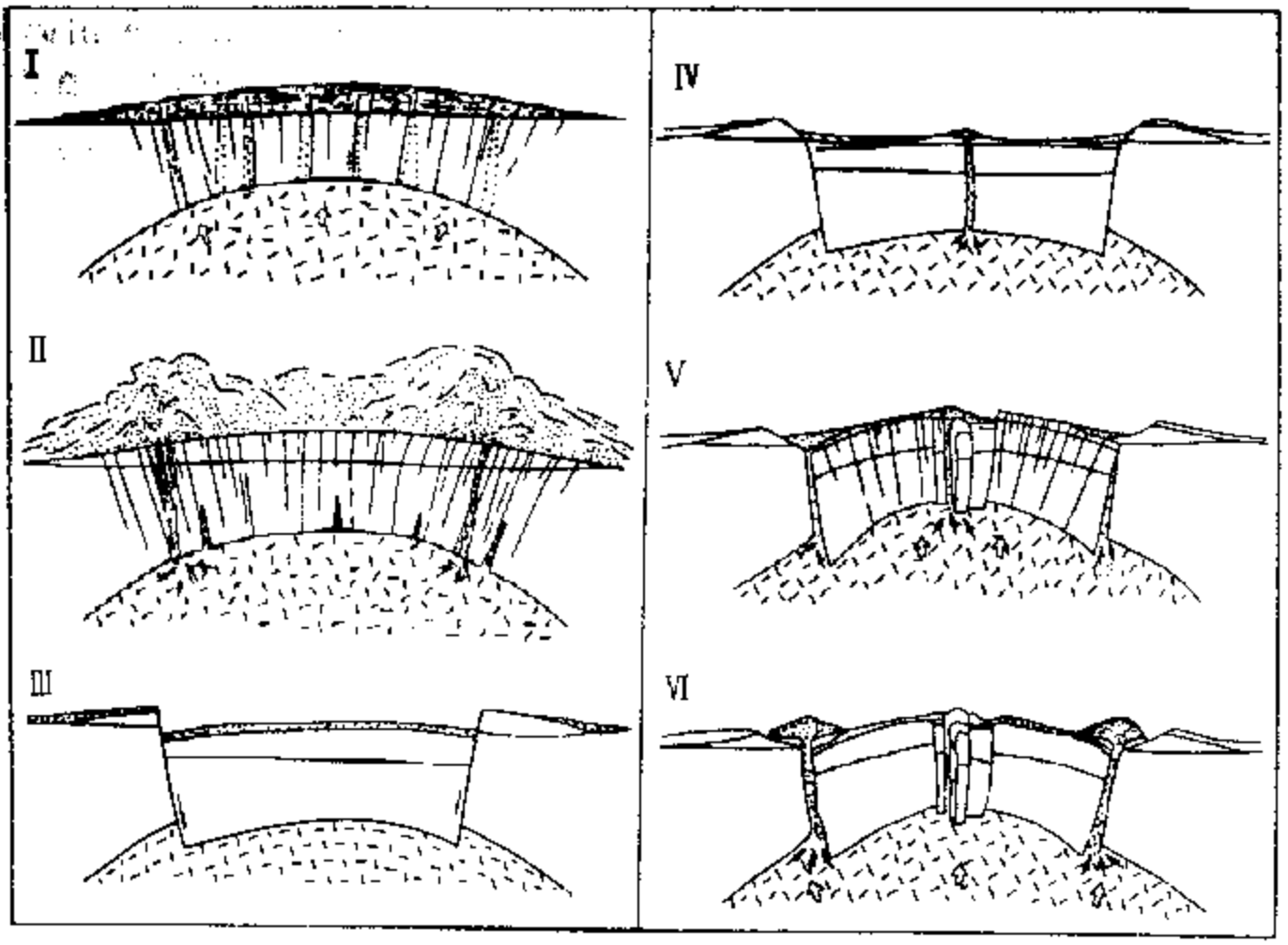


图 6—6　破火山口发育阶段示意图

（据 R·L·史密斯等，1962）

Ⅰ—区域性膨胀和环状裂隙的产生；Ⅱ—形成破火山口的喷发；Ⅲ—破火山口的塌陷；Ⅳ—复活前的火山活动和沉积作用；Ⅴ—复活穹起作用；Ⅵ—主要环状裂隙的火山活动；最后为喷硫和温泉活动

破火山口既发育于地台、地槽区，也发育于地盾区，其位置受长期发育的基底深断裂或区域断裂控制，常发育在这些断裂的相交、转弯、分叉处。

破火山口形成多与中心型火山作用有关，所以平面形态以椭圆形、圆形为主，也有不

规则状的．直径一般为几到几十公里，也有达百余公里的（如美国新墨西哥州马基昂巨型破火山口）．地形上往往是呈中心下凹的盆地，四周有火山岩系构成的陡崖．破火山口内部的岩层近水平或向中心缓倾斜，边缘的岩层倾角稍陡（10°—30°），外围的岩层呈围斜状向外倾斜．

破火山口周边往往发育环状、圆锥状的断裂或岩墙、大型破火山口内部常发育较多的次生石英岩体、火山杂岩体、火山通道或角砾岩体，辐射状断裂、岩墙（脉）也很常见．上述构造单元在卫星图像上呈现出较复杂的线环结构，以子母环与辐射状线型构造组合较常见．

构成破火山口的物质以多相火山—深成杂岩为特征。在地盾、地台区多数为超基性—碱性和碳酸岩杂岩，在地槽褶皱带和活化地台区则为流纹岩—英安岩建造、流纹岩建造和流纹—花岗岩建造．其中往往有大量的熔结凝灰岩和凝灰岩物质．

大型破火山口为控制矿田的一级火山构造。由于破火山口的形成多经历长期复杂的地质作用，如断裂的产生、火山喷发、次火山岩的侵入等交替进行，导致多种成矿构造的形成和成矿作用的发生．因此，在含矿破火山口区矿床（体）常成簇成群产出。产在破火山口构造中的矿床主要有铜、金、银、铍、铀、稀有金属碳酸岩和其它金属矿床．

在破火山口矿田范围内，控制矿床和矿体产出的主要构造单元是火山通道，次火山岩体、岩墙、爆发岩筒和各种断裂构造．

二、破火山口中的火山通道及其控矿作用

破火山口构造中的火山通道构造，根据其是否存在环状、锥状、放射状断裂可分为：

1.无环状和放射状断裂的筒状火山通道（图 6—7a）

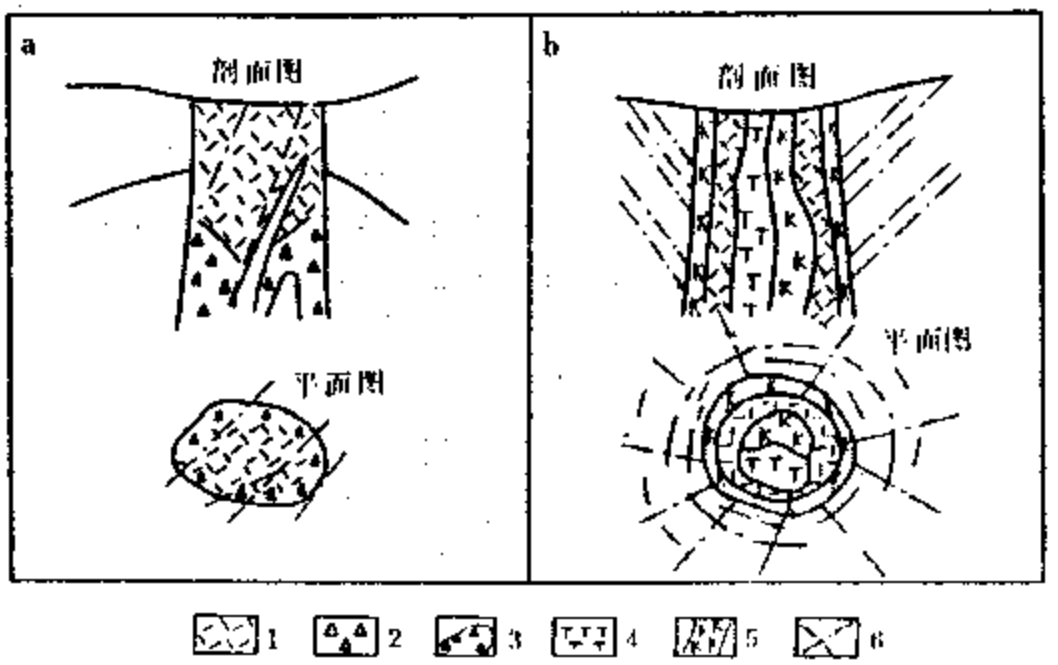


图 6—7　具下陷破火山口的火山通道构造
（据Ф·И·活尔弗松、П·Д·雅科夫列夫，1985）
a—无环状、圆锥状和放射状断裂的火山通道；b—发育环状、圆锥状和放射状断裂的火山通道；火山通道相岩石：1—凝灰岩；2—熔岩角砾岩；3—塌陷（环状）角砾岩；4—次火山岩体；5—碳酸岩；6—断裂

这类火山通道属爆发成因，经历了火山口下陷阶段．通道内充填物主要是凝灰岩，少数为凝灰岩和熔岩角砾岩．边部塌陷角砾岩发育，利于矿液渗透，充填交代成矿．受这类火山通道控制的矿体有：1）沿火山通道边缘发育的具环状断面的筒状、柱状矿化角砾岩型矿体与脉状矿体组合，如墨西哥皮拉列斯铜—电气石矿床；2）火山通道内的巢状矿体，其形成与成矿期断裂叠加有关，如美国的霍普纳瓦哈铀矿床．

2.具环状、圆锥状、放射状断裂的筒状火山通道（图 6—7b）

这类火山通道充填物是混合型的，其形成过程十分复杂，与多次的岩浆活动有关．沿这类火山通道边缘分布的环状构造要素是在火山活动的开始阶段产生，最后形成于火山活动末期地面断块的陷落和坍塌时期．

受这类构造控制的矿体有：1）通道内环状侵入体接触带中的交代型矿床，如墨西哥的阿古奇列莹石—硅铍石矿床；2）火山通道内的柱状矿体与火山通道放射状、锥状矿体组合，如瑞典阿尔诺稀有金属碳酸岩矿床；3）火山通道内的具环状断面的矿化角砾岩筒状矿体以及巢状和不规则状矿体，如智利布雷登（Braden）铜矿床.

三、环状、圆锥状、放射状断裂及其控矿作用

环状（圆锥状）断裂及其一部分（半环状和弧形断裂）通常具有直立或近于直立的产状．圆锥状断裂则常常向环状构造的中心倾斜（向心倾斜），偶尔也背离中心倾斜（围斜）．断裂性质既有张性的，也有剪性的．这些断裂还常伴随有放射状的大型断裂．

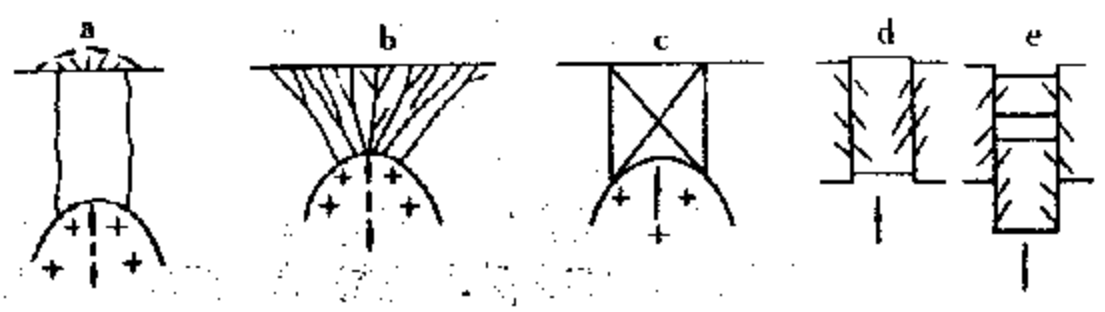


图 6—8 环状圆锥状断裂形成机制的可能模型

（据 B·A·维夫斯基，1979）

已有许多学者对环状和圆锥状断裂的形成机制进行了研究．B·A·涅夫斯基在综合了大量的地质资料并参考了实验资料的基础上，提出了五种可能的成因机制模型（图 6—8）：1）在岩浆向上或向下的垂直压力作用下形成环状（圆锥状）张裂隙（图 6—8a）：2）在岩浆向上或向下的垂直压力作用下产生大量的圆锥状向心倾斜的张裂隙（图 6—8b）；3）在岩浆自下而上的压力作用下，在圆锥状岩块中产生圆锥状向心倾斜和围斜的剪裂隙（图 6—8c）；4）在环状地垒形成过程中产生向心圆锥状张性羽裂隙（图 6—8c）；5）在环形地垒形成过程中产生围斜张性羽裂隙．其中第一和第二种机制模型是主要的．

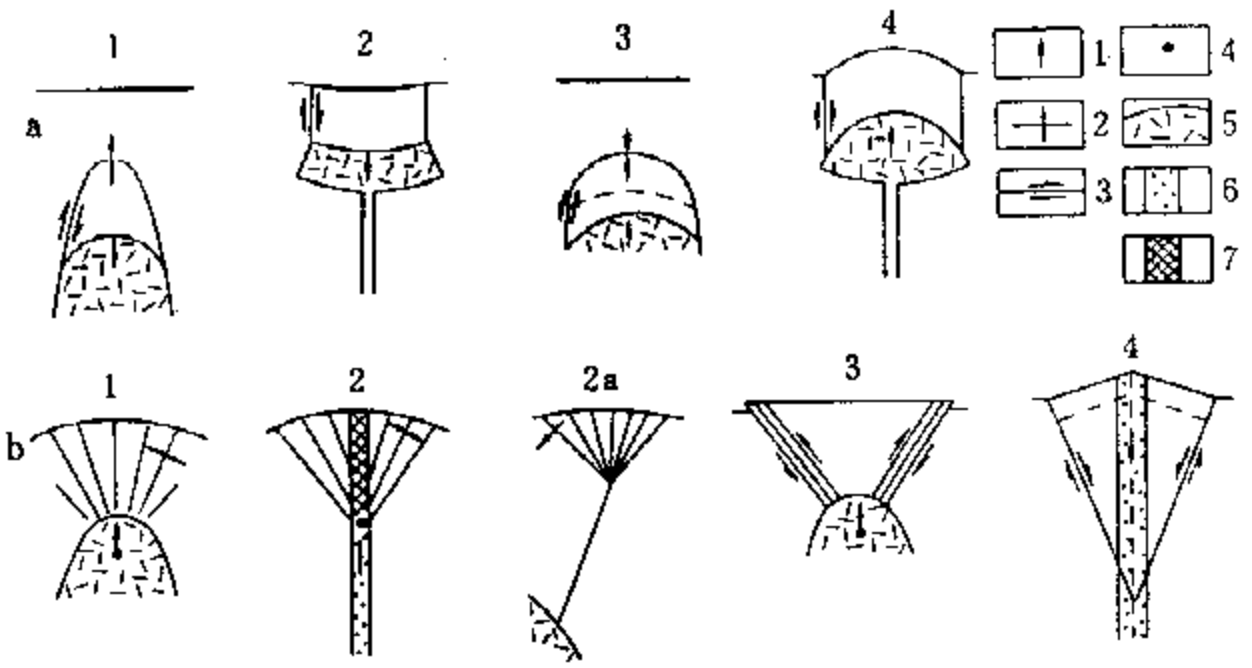


图 6—9 环状（a）和圆锥状（b）断裂形成机制的可能理论模型

（据 Е·В·斯维什尼科夫，转引自 Ф·И·沃尔弗松，1985）

1—单向压力的方向；2—拉张断裂；3—剪切断裂；4—圆锥状断裂的几何中心；5—岩浆源；6—喷气充填的火山通道；7—岩浆岩充填的火山通道

E·B·斯维什尼科夫曾提出环状、圆锥状断裂形成机制的可能的理论模型（图 6—9）。认为环状断裂的形成机制是边缘岩浆源向顶板的单向主动压力（图 6—9a）造成的。岩浆房压力降低时可出现模型 1 的情况。如果岩浆源所处的深度不大，断裂就可能有另外的形成机制。在这种情况下，气体体积因岩浆体积的减小而增加，因而具备了形成环状断裂和破火山口的条件（模型 2）。模型 3 和 4 表示的是不同深度的岩浆源中压力增加时环状断裂发育的情况。

圆锥状断裂的形成机制模型如图 6—9b。模型 1 和 3 表现的是关于岩浆源向顶部的压力增加时形成圆锥状断裂的情况，而模型 2 和模型 4 相当于中心式火山作用过程中圆锥状断裂发育的特点。

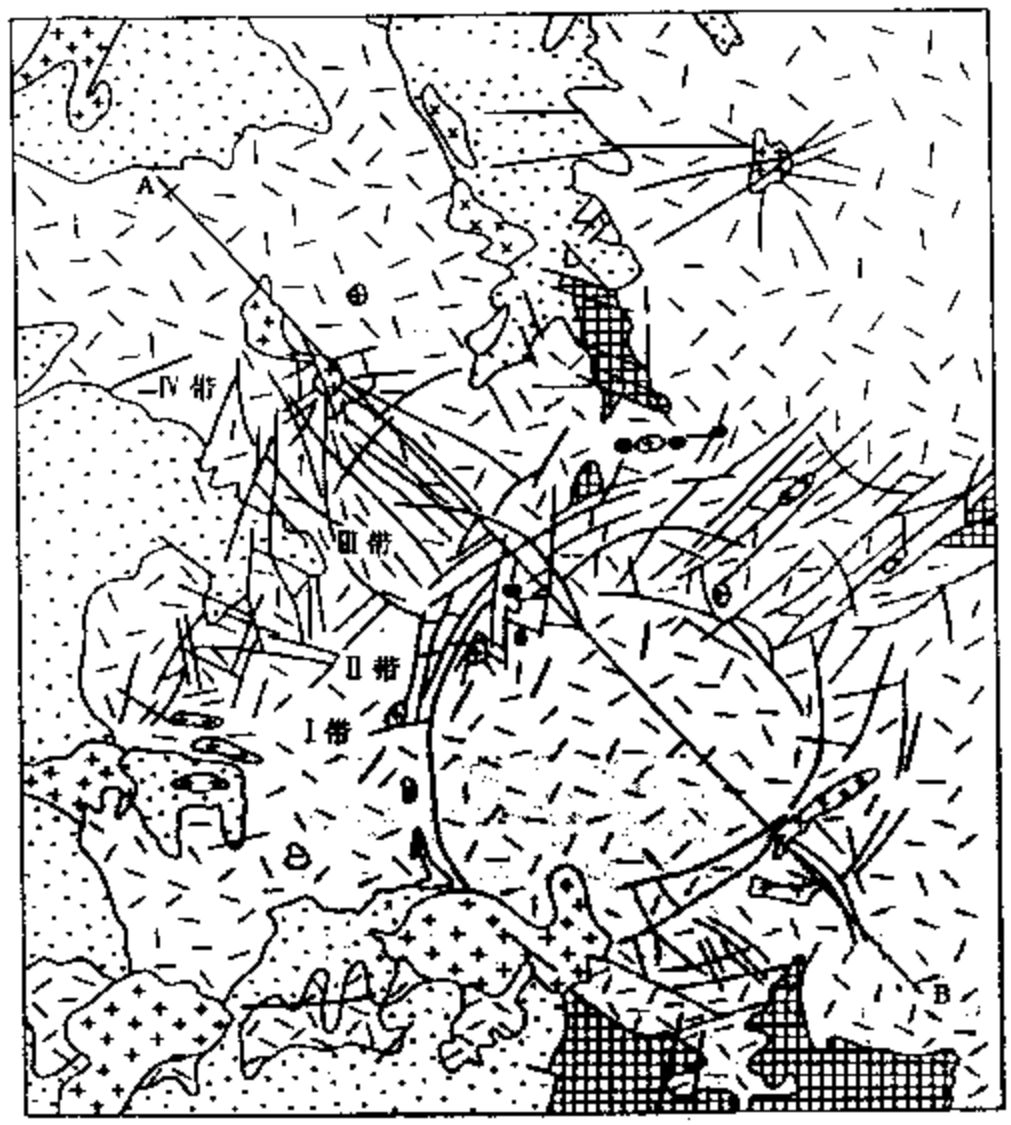


图 6—10　锡尔弗顿含矿破火山口构造图
(В·С·Бербанку，转引自Ф·И·沃尔弗松等，1985)
上—地质图；下—剖面图
1—前寒武纪岩石（侵入岩、沉积岩和变质岩）；2—古生代和中生代沉积岩层；3—早第三纪侵入岩；4—第三纪火山建造；5—晚第三纪侵入岩；6—大断层，包括矿化断层；7—小断层、大裂隙、岩墙和矿脉

环状、圆锥状、放射状断裂为重要的控矿构造，产出的矿体多为脉状、网脉状，它们的空间组合受断裂形态及组合特点的控制。此外，在断裂交叉点上往往形成筒状和圆柱状矿体。如美国科罗拉多的锡尔弗顿金-银多金属矿田（图 6—10）。

四、具中心型构造的环状、锥状或放射状岩墙的控矿作用

在破火山口构造中常分布着一些环状、圆锥状和放射状岩墙。在剥蚀较深的地区，它们以中心杂岩体的形式出现。对某些岩浆矿床来说，环状、圆锥状和放射状岩墙本身就是矿体，一些含稀有稀土、磷灰石-磁铁矿的碳酸岩型矿床较典型。其中，碳酸岩可呈中心岩株、圆锥状、环状或放射状岩墙产出。它们的产出与全体爆发作用形成的上述构造要素密切相关。例如：科拉半岛的科夫多尔矿床和瑞典的阿尔诺矿床。

在含矿破火山口构造中，除上述主要构造要素外，火山层理构造也常是重要的容矿构造单元，它们常控制火山热液-沉积型（如青海红沟黄铁矿型铜矿），充填交代型及少部

分岩浆喷溢型矿床（体）产出（如智利拉科铁矿）。

综上所述可知，在火山岩地区，破火山口构造是控制矿田产出的最重要的控矿构造之一。在大多数情况下，矿床或矿体既产在破火山口构造特有的环状、圆锥状、放射状断裂、岩墙及次火山岩构造中，部分受火山层理构造控制，它们常围绕火山通道构造成群出现。一般说，最大的筒状和柱状矿体往往赋存在断裂交切处、火山通道和爆发岩筒中。所以，破火山口内的火山通道、爆发岩筒以及断裂交切处是寻找大矿富矿的构造标志。

第四节　火山—构造洼地、线性火山构造及其对成矿的控制

一、火山—构造洼地及其对成矿的控制

火山—构造洼地一般属构造—岩浆活化区的盖层构造，其基底由前寒武纪变质岩或古生代侵入岩和强烈变动的火山—沉积岩组成。洼地的平面形态为浑圆状或不规则状。火山—沉积岩层通常向洼地内部缓倾，沉积物厚度不大（近 1.5km）。在洼地的火山—沉积盖层之下一般隐伏有老的基底深断裂，在洼地形成时，这些老断裂复活并切入到洼地的岩层中。此外，在洼地内部，尤其是在它的底部形成平缓的层间断裂，而各种成分的次火山岩体和岩墙以及火山角砾岩体则均赋存在陡倾斜的断裂中。与破火山口构造不同的是火山—构造洼地没有发生地壳块体较大规模的下陷（Ф·И·沃尔弗松和 П·Д·雅科夫列夫，1985）。

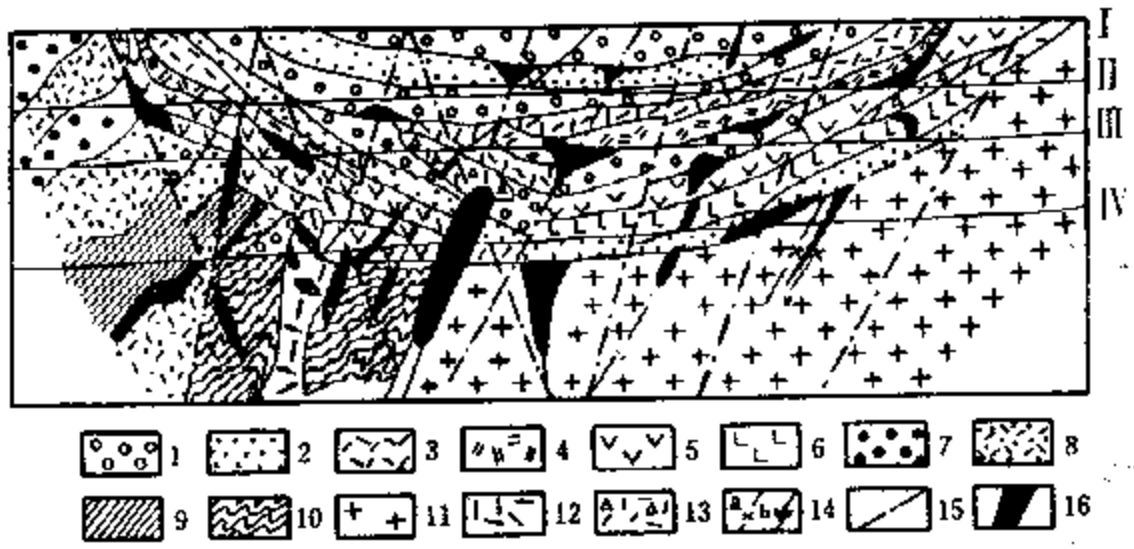


图 6—11　具有不同侵蚀切割水平的火山—构造洼地的矿床分布略图
（据 В·М·Константинов，转引自 Г·Ф·雅科甫列夫，1984）

造山阶段产物：1　砾岩，2—砂岩，3—6—不同成分的火山岩（3—玄武岩，4—安山岩，5—英安岩，6—流纹岩）；地槽型陆源地层：7—砾岩，8—砂岩，9—粉砂岩、泥岩；基底岩石：10—片岩、片麻岩—片岩；11—花岗岩类；12—潜火山岩体；13—古火山机构；14—酸性岩墙（a）和中性岩墙（b）；15—断裂构造；16—矿体。
I—IV—不同的侵蚀切割水平：I—侵蚀不深，II—中等侵蚀，III—强烈侵蚀，IV—深侵蚀

与火山构造洼地有关的矿床有汞、金、银矿和多金属矿床等。矿体分布在陡倾斜和缓倾斜的层间断裂中，而且主要富集在洼地的地层中。矿体主要为似层状、次为脉状和不规则网脉状。如前苏联阿塔苏铁、锰、铝、锌矿床。基底岩石中的矿体比较少见。

根据由造山阶段火山岩组成的具体地段侵蚀切割的程度和火山—构造洼地的结构特

点，在地表可以确定各种不同类型的矿床，并且各段的远景也不同（图6—11）。如B·M·Константинов研究了侵蚀切割对某个分布有各种不同构造形态类型的矿床的含矿火山—洼地的影响。

二、线性火山构造及其控矿作用

线性火山构造是由裂隙型火山喷发作用形成的。线性火山构造受深断裂和区域断裂控制，一般规模较大，延伸较远，可达数十公里或更多。

火山喷发物呈带状分布。顺展布方向岩性岩相和厚度变化小，而垂直方向变化急剧。火山碎屑岩在裂隙型火山通道本身及其附近厚度大，粒度较粗，向外急剧变薄、变细。基性熔岩流的情况相反。

在线性火山构造中，发育有裂隙型的火山通道和次火山岩体，它们占整个线状构造延伸。在构造变宽的地方，偶尔出现大型的椭圆形火山机构。

线性火山构造常为控制矿田或矿床的一级火山构造。如前苏联哈萨克斯地区的一些线状火山构造中，形成了具有火山成因的喷气—交代型有色金属硫化物矿床。我国西北甘青地区亦有一些线状火山构造控制的矿田（床），如青海错沟—石居里火山岩带呈北西向线状展布，主体由早奥陶世沿断裂溢出的玄武岩、辉绿岩组成一北西向火山岭，两翼分别为对称分布的玄武质火山碎屑岩，来源于火山岭的基性火山质砾岩、砂岩以及硅质岩等。沿该火山岭有多个火山热液型铜锌和铜铅锌（银、金）多金属硫化物矿床（点）产出。

在线性火山构造中，矿床和矿体分布在火山通道构造、次火山岩构造、断裂裂隙及层理构造中。

（一）线性火山通道及其控矿作用

线性火山构造中的火山通道构造主要为线形，也有筒状和其它复杂形态的。它们是由于与线状断裂有关的气体喷发和熔岩喷发交替作用形成的。常为凝灰岩、熔岩及熔岩角砾岩充填（图6—4c）。属无破火山口的火山通道构造之一。

由于控制火山通道的基底断裂的继承性活动以及通道充填物具有较大的孔隙度和良好的渗透性，故使其成为良好的储矿场所。多形成复杂的浸染交代矿体和沿通道内及附近断裂分布的脉状矿体，矿石类型复杂，矿化范围宽阔，矿化深度较大，可达0.5—1.5km。如前苏联鲁德诺哥尔斯克铁矿床。

（二）断裂构造的控矿作用

在线状火山构造中，纵向和横向的断裂叠加强烈，它们多属于构造成因的断裂。在火山通道及次火山岩体的边缘，常出现平行或交错产出的断裂。

前苏联阿尔马雷克矿区中，由于同时代的火山通道相和次火山相的火山岩构成的线状火山构造，在缓倾斜线状断裂与火山通道相岩石及次火山岩体交切处形成岩石强烈蚀变（次生石英岩化），并产出金矿体，其特点是具角砾状构造和胶状构造，而且矿体上部和矿上岩层含银、砷和锑等，矿体下部和矿下岩层含锌、铅、铜、钼和铋等。

（三）火山层理构造对成矿的控制

火山岩的层间或层内的裂隙带、角砾岩带以及岩性差异界面等也是线性火山构造中常见的容矿构造之一。受这种构造控制的矿体常呈似层状或透镜状，矿体下盘多有较陡立的断裂构造作为矿液运移的通道。

江苏某细脉浸染状铜矿床可作为典型实例。该矿床中，矿体产于晚侏罗世龙王山组粗

安质火山岩中，矿体为走向 NE38° 的透镜体群，略向北西倾斜（倾角＜10°），沿倾向呈斜列展布，矿体长 1100m，最大宽度 240m，最大厚度达 120m．矿体直接受火山岩中平缓的层间破碎带以及裂隙带控制．走向 NE38° 的基底断裂可能是导矿构造．

第五节　次火山岩构造及其对成矿的控制

一、次火山岩构造的含义、特点

次火山岩构造是指在次火山岩发育过程中所形成的构造要素的总和．

由于次火山岩体是在浅成一超浅成的环境下形成，岩体的迅速冷凝和高压流体的强烈作用，使岩体内部的原生裂隙及角砾岩体十分发育．成矿期构造裂隙叠加也比较强烈．而热流变构造不发育．

在剥蚀较浅的火山岩区，它们常作为前述火山构造中的控矿构造单元之一．在强烈剥蚀区，它们常成群成带分布，形成次火山岩群．其空间分布上受构造断裂控制，多组断裂交汇部位常是次火山岩田及与其有关的矿田（斑岩型、玢岩型矿田和矿床）产出的有利部位．次火山岩体的接触带、原生裂隙、各种成因的角砾岩体及叠加的构造裂隙等则直接控制矿床和矿体的产出位置、形态、产状及矿床的规模．

二、次火山岩体原生裂隙构造的控矿作用

次火山岩体中原生裂隙构造很发育，主要有水压裂隙（见第五章）、边缘冷缩裂隙带、层带状裂隙带、钟状构造等，它们常成为重要的容矿构造．

1.边缘冷缩裂隙带

产于次火山岩体内侧，由密集的层节理组成，成群出现，并伴有斜节理．它们与接触带及岩体边部的片理化带大致平行产出．

在小岩瘤边缘形成的冷缩裂隙，常控制小型富矿脉产出．如安徽凹山玢岩铁矿床边部的磁铁矿脉成群出现，彼此平行（图 6—12）．

2.层带状冷缩裂隙带

层带状冷缩裂隙带是一种比较复杂的冷缩裂隙，多产在较大的次火山岩体的隆起部位．由于岩体较大、埋藏较深（与小岩瘤比），不同地段冷凝先后不同，逐步逐段"退缩式"冷却，致使裂隙系统发育也不均匀．裂隙发育带与不发育带平行相间出现，形成层带状构造．当这些缓平的多层状裂隙与有些陡立的裂隙连通时，能构成大规模的矿化裂隙带．它们控制的矿体显示一定的方向性，大致呈似层状或透镜状，与岩体接触带表现平行趋势，而且是多层的（图 6—13）矿化深度可达 200—300m．矿石为均匀浸染状、细网脉状及"角砾状"贫矿．这种构造可形成大型贫矿，如安徽省的陶村及南山深部的大型贫铁矿．

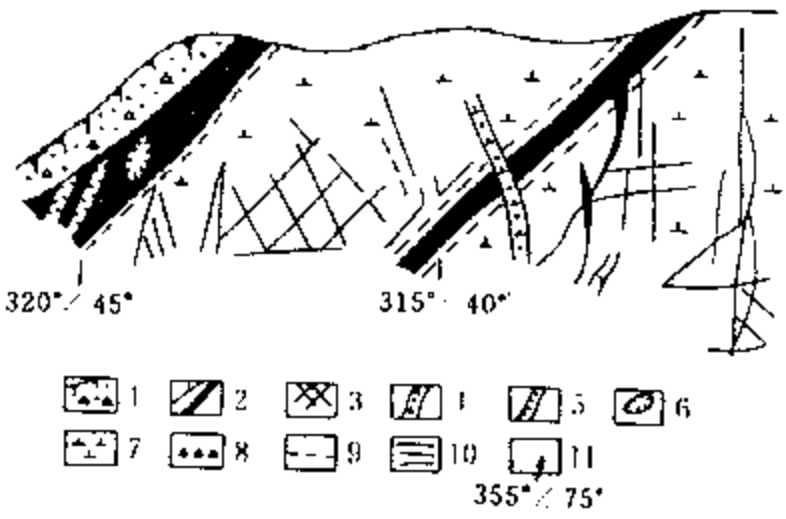


图 6—12　凹山 115m 台阶部面（旧采坑）图
（据程裕生等，1972）
1—坡积层；2—磁铁矿脉；3—网状裂隙；4—细粒闪长玢岩脉；5—磷灰石脉；6—伟晶阳起石；7—辉长闪长玢岩；8—断层角砾岩；9—片理化带；10—节理；11—产状

3.钟状构造

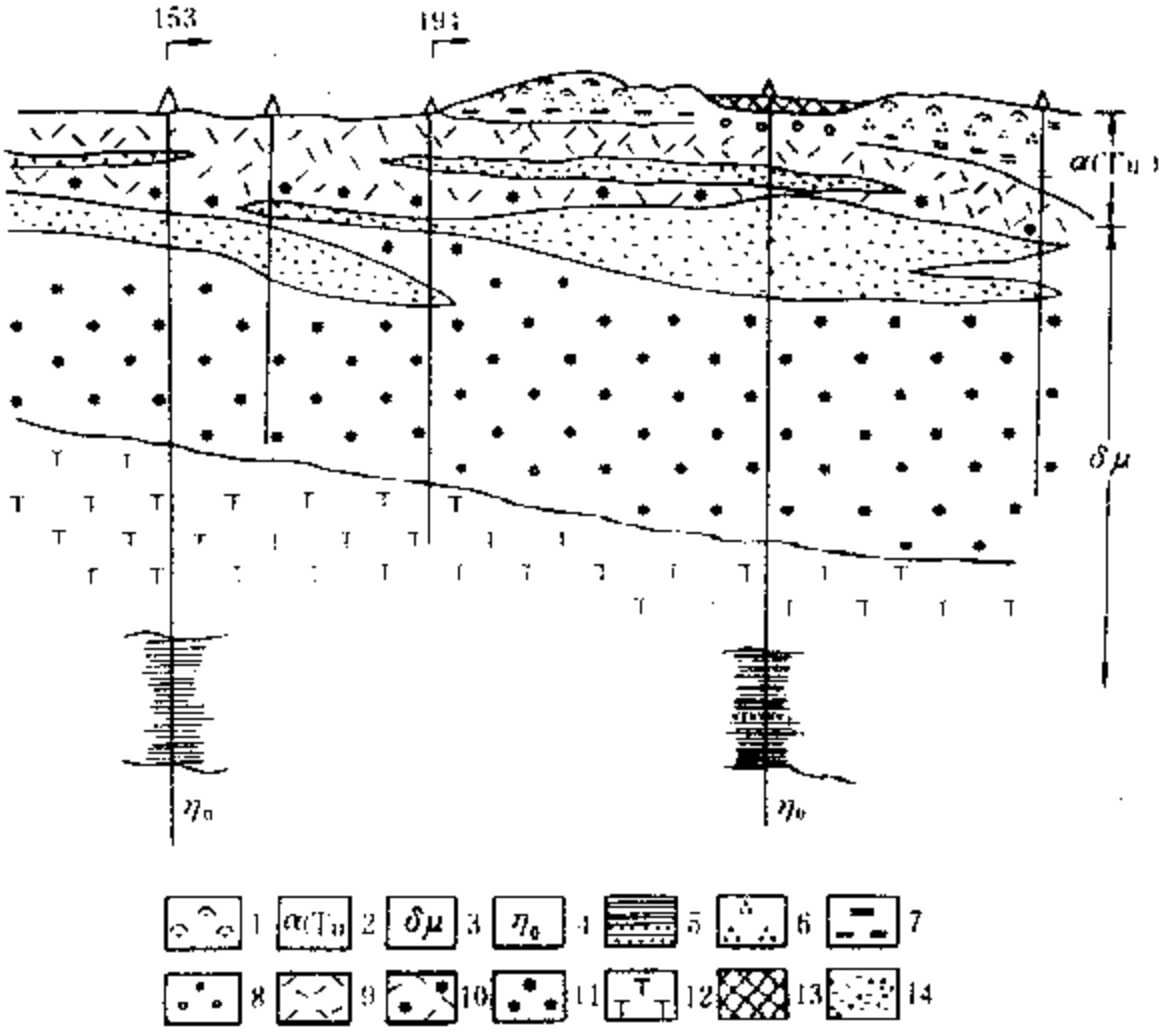


图 6—13　陶村—南山铁矿纵剖面图

(据宁芜研究项目编写组，1978)

1—高岭石岩；2—安山岩（凝灰岩）；3—辉长闪长玢岩；4—花岗岩类；5—角岩（变质砂岩）；6—石英岩；7—黄铁矿—绿泥石—钠长石岩；8—透辉石—石榴子石岩；9—磷灰岩—阳起石（透辉石）—钠长石（蚀变的方柱石）岩；10—磷灰石—阳起石—钠长石岩；11—阳起石—钠长石岩；12—含透辉石—钠长石岩；13—块状假象赤铁矿；14—钠长石（蚀变方柱石）—磷灰石—磁铁矿矿石

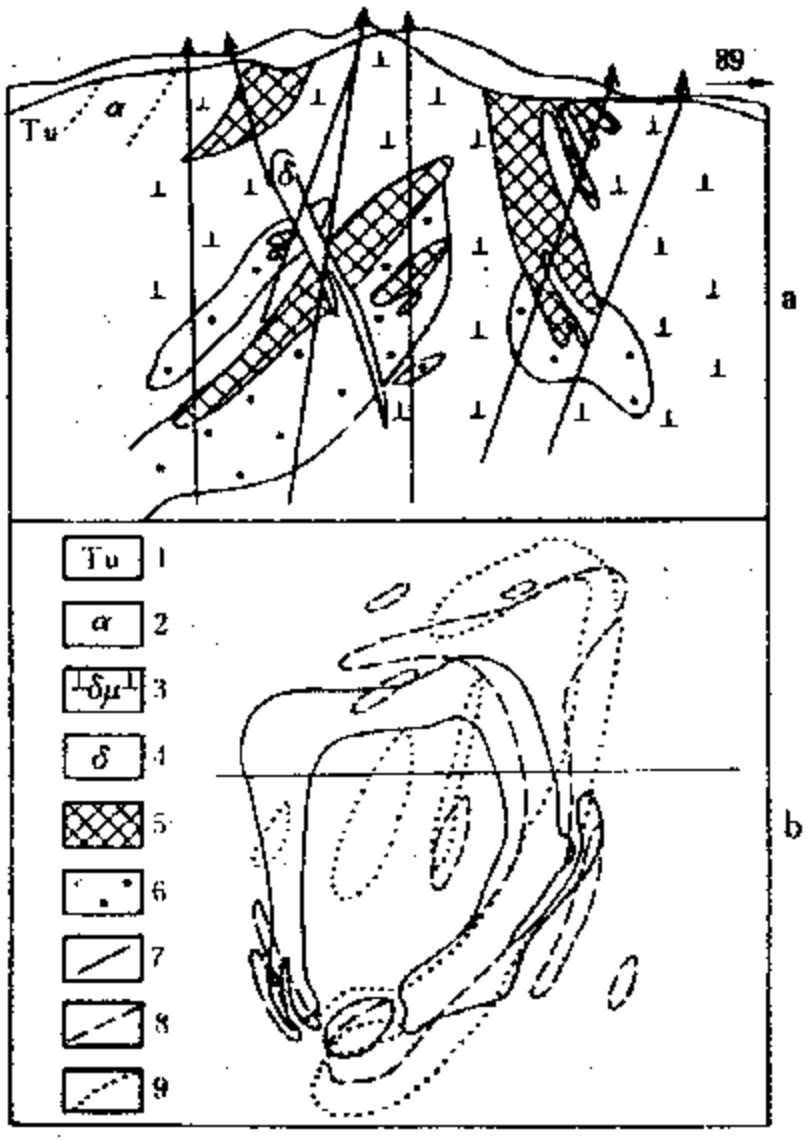


图 6—14　大东山铁矿矿体投影及剖面图

(安徽 322 队，转引自翟裕生等，1978)

a—O 线剖面图；b—矿体投影平面图

1—凝灰岩；2—安山岩；3—辉长闪长玢岩；4—闪长玢岩脉；5—铁矿体；6—透辉石化岩石；7—+25m 水平；8—-25m 水平；9—-75m 水平

钟状构造是次火山岩体边缘冷缩裂隙带中比较独特的类型。它们多出现在侵入部位较高的小型岩瘤中。当这些岩瘤侵入火山岩层时，岩瘤顶面凸起，应力集中，围岩裂隙发育，岩体外壳冷缩迅速，内侧岩浆退缩，冷却壳下产生暂时虚脱，并可伴随有局部的塌陷，形成平行于岩瘤外壳的钟状裂隙，其截面常呈环状。这种裂隙的性质是张性的，由于张开空洞大，有利于后来的矿液或矿浆充填，形成钟状矿体，矿石品位较高，多为富矿体。如安徽大东山铁矿床（图 6—14）。

三、角砾岩体构造及其控矿作用

角砾岩体构造是浅成岩浆作用的一种特殊形式，多数情况下同浅成侵入体和次火山岩紧密伴生，并与金属矿化有密切的空间和成因上的联系，是次火山岩矿床的重要控矿构造。许多斑（玢）岩型矿床，如斑岩铜矿、钼矿、金矿、锡矿、汞矿、铀矿、稀有金属矿床、玢岩铁矿及金刚石矿床都赋存在角砾岩体构造中，含矿的角砾岩体按成因不同可分为：隐蔽爆发角砾岩、塌陷角砾岩和侵入-接触角砾岩。

1.隐蔽爆发角砾岩体及其控矿作用

隐蔽爆发角砾岩体是指在地下一定深度由气体爆发作用形成的角砾岩体。这是火山岩分布区最重要的控矿构造类型之一。其形成机理是：在火山岩浆演化的一定阶段，常形成高含挥发分的岩浆。当这种岩浆迅速上升到地壳浅部，物理化学条件骤变，主要是突然降压时，导致岩浆具有盈余能量并迅速气化和分熔，挥发分在岩浆柱顶部大量聚集。剩余能量释放引起气体产生强烈的地下爆炸（破）作用，由热能、内能转变为机械能，使周围的岩石强烈破碎，形成隐蔽爆发角砾岩体。爆发作用产生的角砾岩，也可以在高速上升的气流作用下（流化作用）做远距离迁移，从而形成"侵入角砾岩体（脉）"。隐蔽爆发角砾岩主要有以下特征：

1）它们主要分布在次火山岩或浅成岩体的顶部及附近的围岩中。有些则受断裂控制，产在各种岩石中，分布在断裂的弯曲、交切及分叉部位。

2）它们与围岩呈"侵入状"接触关系。常呈筒状、蘑菇状、不规则状、脉状、岩墙状等，一般上大下小，随深度增加而逐渐尖灭。

3）角砾大小不一，一般几毫米到几十厘米，大的可达几米，无分选性，有明显位移。角砾多呈棱角状，有时也见有半浑圆状到浑圆状。在"侵入角砾岩体"中则以后者为主。

4）组成角砾岩体的角砾主要是斑岩（玢岩）和附近围岩的角砾。也有少量来自深部岩石的角砾。胶结物主要是气成热液矿化和同源熔浆物质，也有同成分的碎屑物。

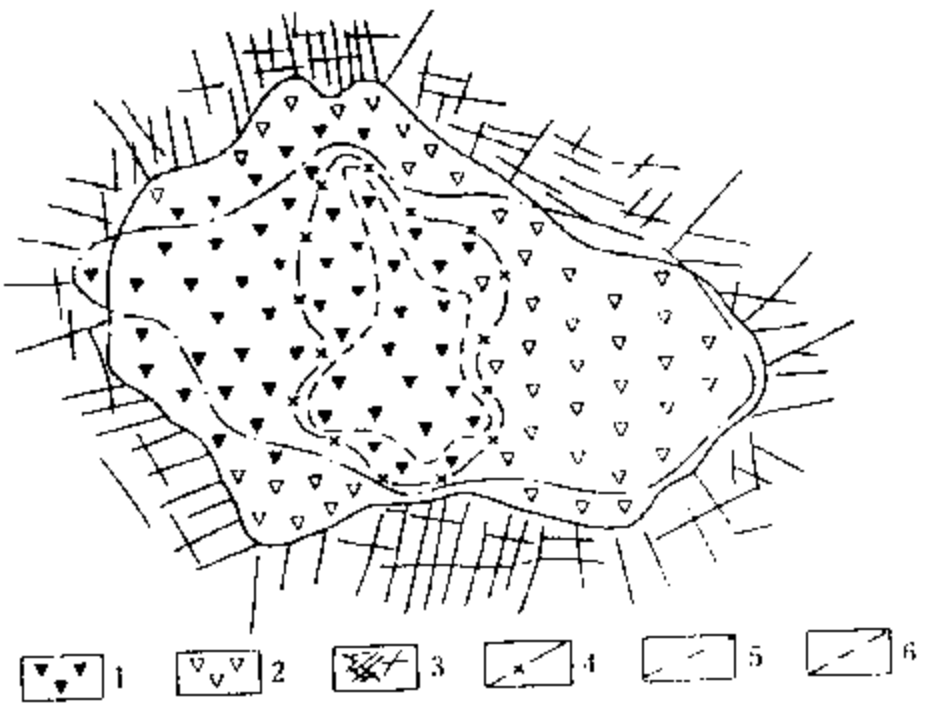


图 6—15　欣下锡矿床中央岩筒平面简图
（据 H·H·索洛维耶夫）
1—强角砾岩化带；2—弱角砾岩化带；3—节理裂隙发育的次火山花岗斑岩；4—石炭-绿泥石细脉界线；5—普通工业矿石界线；6—工业富矿界线

5）常具明显的构造分带。一般从中心向外为：强角砾岩化带→弱角砾岩化带→裂隙化岩石带→裂隙不发育的围岩（图 6—15）。在裂隙化岩石带内侧常出现压性弧形断裂及放射状断裂。

6）隐蔽爆发角砾岩通常都具有较强烈的热液蚀变，但含矿性差别较大，一般与分异良好的侵入体伴生的角砾岩体，有成矿期断裂叠加和矿化蚀变具多阶段性的角砾岩体含矿性较好。

由于隐蔽爆发角砾岩体疏松多孔，是矿液渗透和充填的有利场所，当有充足的含矿热液来源时，能够形成大型矿床，如安徽凹山玢岩铁矿、智利的埃尔—萨尔瓦多、秘鲁的托克帕拉斑岩铜矿等。

隐蔽爆发角砾岩体中的矿化富集常见有三种形式：1）全筒式——整个角砾岩体都富集成矿（如安徽凹山铁矿、城门山铜钼矿床）；2）矿化富集于角砾岩体周边，横断面呈环状、半环状（如纳米比亚楚梅布多金属矿床）；3）复合式——筒状矿体或环状矿体与围岩中脉状、网脉状及其它类型矿体结合，共生产出。一些碳酸岩型和钍—稀有金属热液矿床和不少斑岩铜矿都属这种类型。

在角砾岩筒中，矿石多为角砾状，矿石矿物大都和气成矿物一起赋存在角砾孔隙中呈胶结物的形式出现，也有部分呈细脉状和浸染状产出。在某些矿床中（如铁矿床、黄铁矿矿床中）可形成块状富矿石。

2.塌陷角砾岩体及其控矿作用

塌陷角砾岩通常位于次火山岩体上部，是由岩石塌陷形成的。引起岩体顶部岩石塌陷的原因可能有以下几点：

1）岩体冷凝过程中的收缩裂隙和虚脱空洞，进一步发展成为局部的塌陷作用。

2）聚集在岩体冷却壳下的气泡出熔而引起塌陷作用。D·L·诺顿（Norton）认为，当深成岩体与富水围岩接触时，表面迅速凝结成一个相对不透水的固体壳。岩浆水不断从当时仍处于半熔融状态的岩体中出溶向上部运移，在冷却壳下聚集一个气液空间（气泡）。随着蒸气压力的增大，就会发生穿透作用，当冷却壳中存在张力（冷却壳进一步冷缩、与围岩摩擦及构造应力影响）时穿透作用更易发生，使气体沿冷却壳中形成的裂隙逸散，蒸气压力降低，导致气泡顶部和边部的岩石坍塌，充填了原来气泡占据的空间，形成塌陷角砾岩体。

3）隐蔽爆发角砾岩筒的顶部，因震裂和塌陷作用而形成塌陷角砾岩。

塌陷角砾岩往往分布在岩体顶部，平面上呈椭圆状，剖面上呈盆状或筒状。角砾岩体的成分，下部主要是岩体本身的碎块和角砾，顶部可以出现围岩角砾和碎块。角砾主要呈棱角状，板状角砾常见。在岩体（筒）边部和顶部接触带附近，板状断裂和石板状角砾尤为发育。

岩筒中岩块上下错落，具有大量空洞，是良好的储矿构造，如墨西哥卡纳内阿矿区杜鲁斯塌陷角砾岩筒和安徽凹山铁矿床顶部的塌陷角砾岩体，前者控制了环状铜矿体的产出，后者则是富铁矿产出的部位。

安徽凹山铁矿床是隐蔽爆发角砾岩和塌陷角砾岩联合控矿的典型实例。

该矿床位于凹山辉长闪长玢岩体的瘤状凸起部位，是受多种构造要素控制的大型铁矿床。控制主要矿体产出的角砾岩体，平面上呈椭圆形，剖面上呈中部膨大的筒状（图 6—

16)。中下部为隐蔽爆发角砾岩，棱角状辉长闪长玢岩角砾广泛发育，位移明显，胶结物为磷灰石-阳起石-磁铁矿，岩筒边缘有弧形断裂发育，主要形成中—低品位矿石，总体呈偏态蘑菇状。上部角砾岩带中，角砾比较规整，多为矩形和枕状及带有刀把式"尾巴"的碎块，并保留有原生平缓节理以及断陷岩块，发育大量伟晶状矿石和张开空洞，总体上呈盆状，说明这种角砾岩是岩体顶部塌陷作用形成的。它是凹山矿床富铁矿石产出的主要部位。

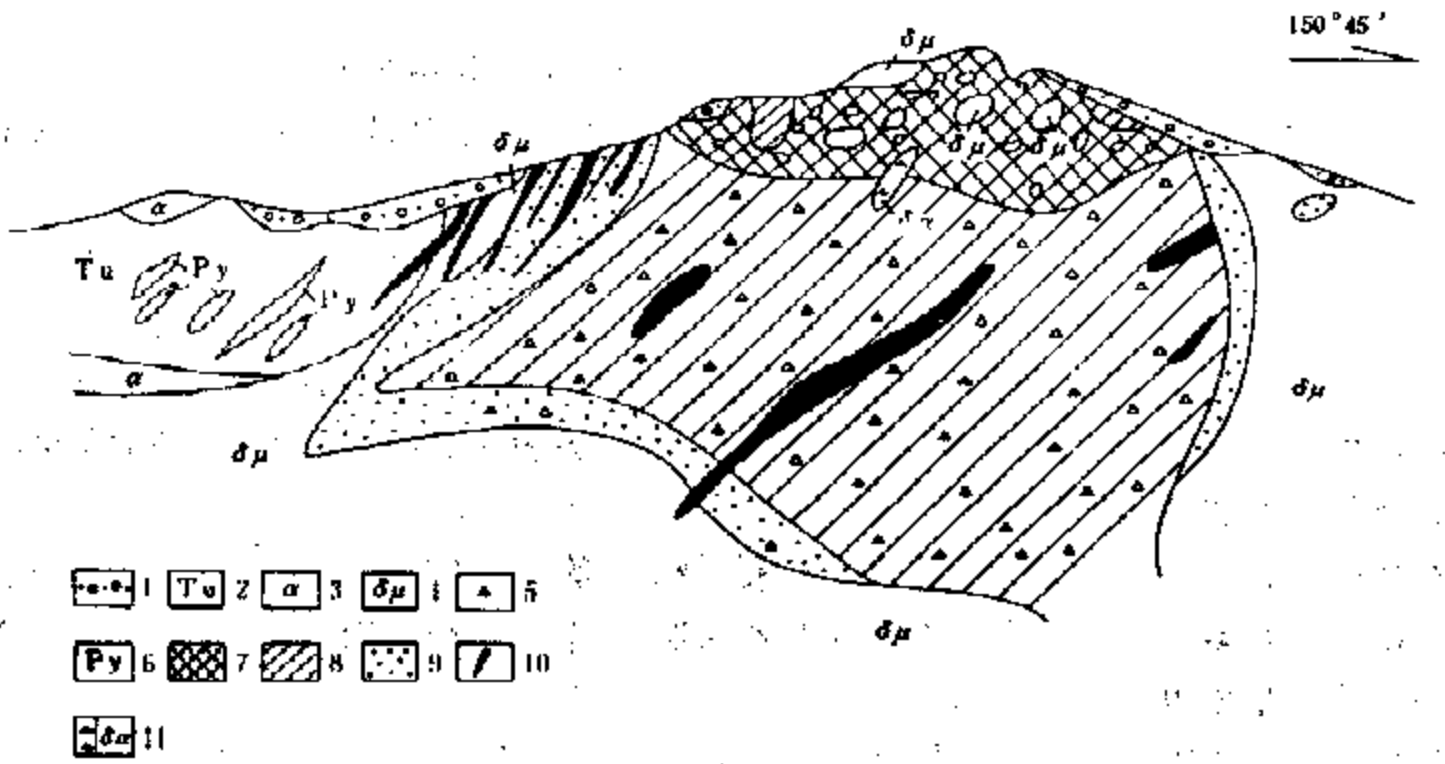


图 6—16　凹山铁矿床地质剖面图
(安徽 322 队，翟裕生等补充，1978)
1—第四系坡积物；2—凝灰岩；3—安山岩；4—辉长闪长玢岩；
5—隐蔽爆发角砾岩和充填交代角砾岩；6—黄铁矿矿石；7—顶部塌陷角砾岩带（富铁矿石带）；
8—中品位铁矿石；9—贫铁矿石；10—富铁矿石；11—细粒闪长玢岩岩脉

此外，该矿床中边缘冷缩裂隙带和构造裂隙带也很发育，前者控制了部分富矿脉产出，后者则主要叠加在角砾岩体上，也是导致角砾岩体中矿化富集的重要构造因素。

3.侵入-接触角砾岩及其控矿作用

这种角砾岩是岩浆机械侵入时，对围岩发生冲击作用致使围岩破碎而形成的。它产生于冲击力最集中的部位——侵入前缘带。其分布严格受接触带的控制，在岩体和围岩性质差异大时较发育。常见于次火山岩体与前火山岩系岩石（灰岩、砂岩、页岩）的接触带上，往往呈透镜状、似层状产出。角砾成分复杂，主要为岩体和各种围岩角砾，并为岩浆岩所胶结，角砾大小混杂，并有轻度位移，常遭受矿化、碳酸盐化、硅化等。

单一的侵入-接触角砾岩含矿性较差，而断裂复合侵入-接触角砾岩带常成为重要的控矿构造。宁芜凤凰山、前钟山、和睦山等地，就是产于这种构造中的气液充填-交代矿床。矿体和角砾岩体的形状相似，主要呈似层状、透镜状。角砾岩化强烈地段，矿体有变厚趋势。矿体中常残留有围岩的角砾。

四、侵入接触带构造的控矿作用

次火山岩和围岩的接触带构造，也是常见的储矿构造之一。在一些矿床中，它常和其它类型构造结合控矿。在另一些矿床中，矿体的产出主要受接触带构造控制。参见第五章第四节。

第六节　火山-构造矿化模式

上面所述的火山构造及其所控制的矿床，都不是孤立存在的，它们形成于一定的火山作用阶段，在空间上分布有一定的规律，成因上有联系。但不同的构造类型所控制的矿床类型和矿化特征又有一定的差异。研究这种规律性，对找矿勘探有一定的指导意义。

在一个未经破火山口发育阶段的中心型火山作用区内，围绕火山活动中心，可以同时存在多种火山构造控制的矿床和矿体。这种火山构造及其有关的矿床，形成时代相近、空间上密切共生，成因上有密切联系，可以用一个简单的火山构造-矿化模式加以概括（图6—17）。

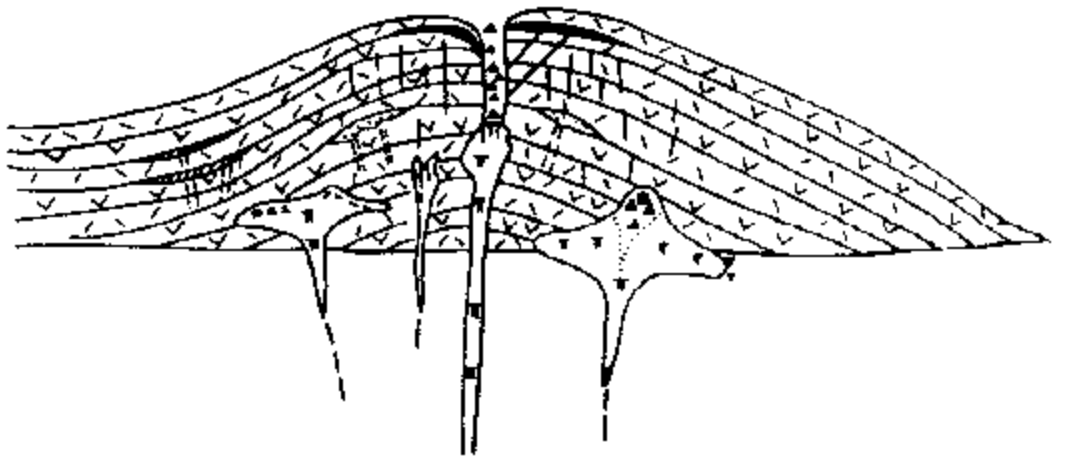


图 6—17　一个简单的火山构造-矿化模式图
（据姚书振，1984）
1—前火山岩系；2—火山熔岩；3—火山碎屑岩；4—次火山岩；5—火山通道相角砾岩筒控制的矿体；6—火山层理构造控制的喷发-沉积和喷溢型矿体；7—火山层理构造控制的充填交代型矿体；8—同火山洼地构造控制的矿体；9—隐爆爆发角砾岩控制的矿体；10—塌陷角砾岩控制的矿体；11—原生冷缩裂隙构造控制的矿体；12—侵入接触构造控制的矿体；13—断裂裂隙构造及其控制的矿体

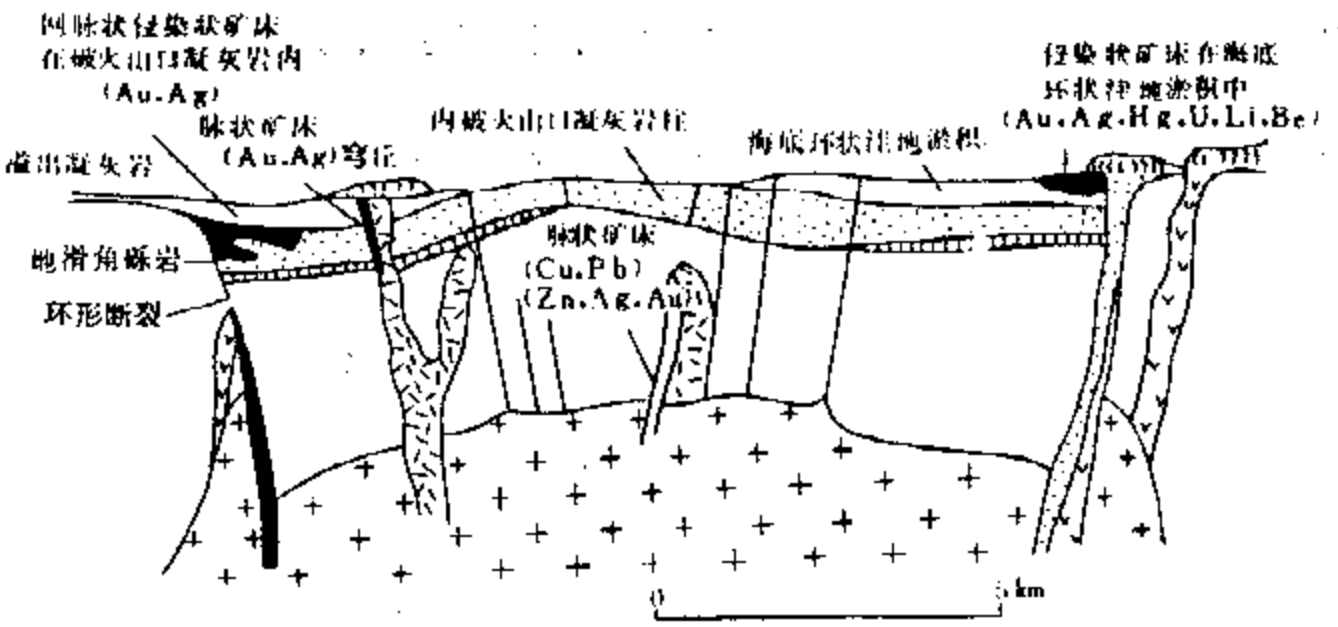


图 6—18　与谷型破火山口有关的可能矿床理想模式
（据 R·H·Sillitoe，1984）

经过破火山口发育阶段的火山构造，由于火山喷发堆积、塌陷、穹起、岩浆侵入、断裂叠加和热液活动的多次发生，形成多种结构较繁杂的破火山口构造及其有关矿化。R·

H · Sillitoe（1984）曾探讨了破火山口构造对金、银矿床的控制，初步建立了有关的理想模式（图 6—18）。

线状火山构造及其有关的矿化也有自己的特点，有待进一步研究和总结它们的规律性。

第七章　内生矿床的成矿构造

第一节　概　　述

内生矿床是矿田构造学研究的主要对象，它包括岩浆矿床、伟晶岩矿床、矽卡岩矿床、热液矿床和火山成因矿床等。内生矿田和矿床的形成和分布受多种构造要素的综合制约。但由于矿床类型不同，构造的控矿型式也是多种多样的，不同类型矿床的构造各有其特点，但又有一定的规律性。因此，在研究单个构造要素及其控矿作用的基础上，进一步对已知矿田（床）构造进行综合研究和划分出矿田构造类型，对深入理解成矿机理、总结成矿规律、指导已知矿床外围和深部以及未知区的找矿工作均有指导意义。

对于内生矿田和矿床构造的分类有多种方案。一种方案是以构造类型为基础划分矿田构造类型，如Ф·И·沃尔弗松和П·Д·雅科夫列夫（1985）将内生金属矿田和矿床划分为八类：1）位于被断裂破坏的褶皱中的；2）位于断裂中的；3）产于侵入体的断裂-接触带中的；4）产于层状岩体中的；5）产于多期的环状（中心式）侵入体中的；6）产于火山岩建造中的；7）产于爆发岩筒区的；8）产于复合构造中的矿田和矿床。其中每一类又分出若干亚类，而矿体构造则是按矿床成因类型来划分和描述的。

另一种方案则是以矿床的成因类型为基础并与构造类型结合进行分类的，如翟裕生等（1984）将内生矿田的构造类型划分为：1）岩浆矿田构造；2）伟晶岩矿田构造；3）矽卡岩矿田构造；4）热液矿田构造；5）火山-次火山矿田构造；6）层控矿田构造等六大类，每类中包括若干构造亚类。又以构造为基础划分矿床构造类型（褶皱构造、断层构造、裂隙构造、侵入体构造、火山构造、层控构造、复合构造），并细分出66种容矿构造。

我们认为，在矿田与矿床构造研究和分类中，将矿床成因和构造类型结合起来考虑是重要的。以矿床成因系统为纲，以构造为基础进行矿田和矿床构造分类与研究，能更好地反映构造与成矿的密切关系和构造控矿规律。下面我们将按这一思路介绍岩浆-热液矿床中各成因类型矿床的控矿构造特征的。

第二节　岩浆矿床的成矿构造

一、岩浆矿田（床）产出的构造环境

岩浆矿床与各类岩浆岩，特别是基性-超基性岩有密切的时、空和成因联系。深断裂及有关基性-超基性岩体的岩性和内部结构是岩浆成矿作用的最重要控制因素，岩浆矿床分布于不同大地构造单元中的构造-岩浆活动带（区）内。

产在地槽褶皱带中的含矿基性-超基性岩体，多沿主褶皱幕之后的深大断裂分布。如我国西藏沿雅鲁藏布江深大断裂产出的超基性岩带，是我国最大的铬铁矿矿带，罗布莎铬

铁矿床即产在该带中。前苏联乌拉尔含铬、铂的超基性岩带、我国内蒙的含铬超基性岩带均沿地槽褶皱带中的深大断裂分布。产在这种构造地质环境中的含矿岩体常见呈岩墙状或似岩墙状产出，成岩成矿期构造叠加较明显，脉状、透镜状矿体发育（如西藏罗布莎）。有些甚至遭受后期褶皱作用改造，如前苏联库辛（Кусин）钛磁铁矿矿田。

近年来，愈来愈多的研究成果表明，一些产于地台、地盾区及基边缘的岩浆矿田（床）及其母岩许多都位于大陆裂谷带中。如东非裂谷中部地区的鲁夸湖裂谷地带，广泛发育基性-超基性杂岩，这些杂岩体是从下元古代开始的裂谷作用的产物，岩体多系层状侵入体，如著名的布什维尔德岩体、罗得西亚（津巴布韦）大岩墙、坝帕拉古鲁杂岩体等均属此类。一些铁、钛、铬、铂族元素岩浆矿床的形成都与裂谷密切有关的深断裂、基性超基性侵入体的生成有关。与碳酸岩体有关的铌、钽稀有元素矿田（床）也是大陆裂谷带具有普遍意义的典型矿床（田），诸如东非裂谷、莱茵裂谷、圣劳伦斯裂谷、奥斯陆裂谷内均有此类矿田（床）。一些与铜镍硫化物矿床有关的基性-超基性岩体也常在大陆裂谷带发育，如我国力马河矿床产于攀西裂谷带中。西西伯利亚的诺里尔斯克矿床（Glazkovsky 等，1977）也是重要的实例。

金刚石矿床的成矿母岩金伯利岩，是大陆裂谷破裂早期阶段的典型产物，大多数的金伯利岩的年代为中—新生代，并限于产在稳定的克拉通内或者边缘，克拉通上升期间沿着深断裂或穹隆体上发生侵入，有的发生在地堑或转换线性构造带内。在安哥拉 1200km 长的碱性杂岩带内有 94 个金伯利岩岩筒；我国山东一带金刚石也都与郯庐裂谷有关；格陵兰西南部的金伯利岩墙是在该大陆与加拿大大陆破裂和分离的早期侵入的。

我国攀西裂谷带是在攀西古老的太古代结晶基底和元古代的褶皱基底上发生和发展起来的。它属于康滇裂谷带的一部分，古生代以来，与北西向的泸霍断裂带和北东向的龙门山断裂带组成三叉裂谷，向南延伸至云南境内。裂谷发展的过程大致可划分为四个阶段（冉信国，周宏仁，1982）：1）裂前台背斜隆起及初始阶段；2）裂谷破裂阶段；3）裂谷形成阶段；4）裂谷沉陷阶段。在初始阶段（加里东期），破裂规模不大，仅在沿安宁河裂谷两侧次级断裂中形成一些脉状、透镜状小岩体。围岩若有碳酸盐岩夹层，则形成似层状和小岩盆状基性-超基性岩体。岩体为拉斑玄武岩系列的铁镁质基性-超基性岩，形成铜、镍硫化物矿床，如力马河铜镍矿和丹巴铜镍、铂矿床。在裂谷破裂阶段（海西早期），张裂规模扩大，沿安宁河裂谷和攀枝花裂谷形成分异良好的层状基性-起基性岩体大规模侵入。这种层状岩体为偏碱性-碱性玄武岩系列的铁质基性-超基性岩，生成巨大规模的钒钛磁铁矿矿床，如攀枝花、红格、白马等矿田（床）。这种含矿岩体构成一条南北长达 300 多公里的成矿带。岩体主要分布在隆起区，断续集中于裂谷带内呈锯齿状、剪切拉张发育的断裂地区，这一特定的构造格局，控制了矿田的分布。此后，张裂扩大并延至地表，形成海西晚期的规模壮观的峨眉山玄武岩溢流，伴有铁、铜、金矿化。在裂谷沉陷阶段（印支-燕山期）生成一些碱性岩墙、岩脉群和岩体，以含烧绿石型铌钽稀土矿床为特征。并有花岗岩侵入，有关矿产为多金属矿、锡矿和金矿。

除上述与中深成侵入岩有关的矿田（床）外，还有一些矿床（田）产在地槽、地台区沿深断裂喷发-侵入所形成的火山-次火山岩建造中，受火山构造控制。

二、岩浆矿田和矿床的构造类型

岩浆矿田和矿床的构造类型主要有五种：产于层状侵入体中的矿田（床）；产于似脉

状、透镜状及复杂形态侵入体中的矿田（床）；产于环状（中心型）侵入体中的矿田(床)；产于爆发岩筒（脉）区的矿田（床）；产于火山构造中的矿田（床）。

(一) 产于层状侵入体中的矿田（床）

这类含矿岩体主要呈大型盆状或似层状产出，岩体分异良好，常具有明显的韵律结构，矿体多呈稳定的层状、似层状，形成大型矿田（床）。矿床类型受岩石建造和岩浆分异作用控制，主要有：1）超基性岩中的铬铁矿矿床、铂矿床（布什维尔德）；2）基性岩中的钒钛磁铁矿矿床（我国攀枝花）；3）超基性-基性岩中的铜镍硫化物矿床（如肖得贝里）。

我国四川攀枝花钒钛磁铁矿矿床位于攀西裂谷带中部。含矿岩体沿安宁河深断裂带产出，为一长 35km、宽 2km 左右的单斜层状岩体，主要由辉长岩类岩石组成。岩体层状构造发育而形成韵律式多层矿体（图 7—1），矿体厚数米至数百米，延长数公里至 20 余公里。属晚期岩浆分凝式铁矿。

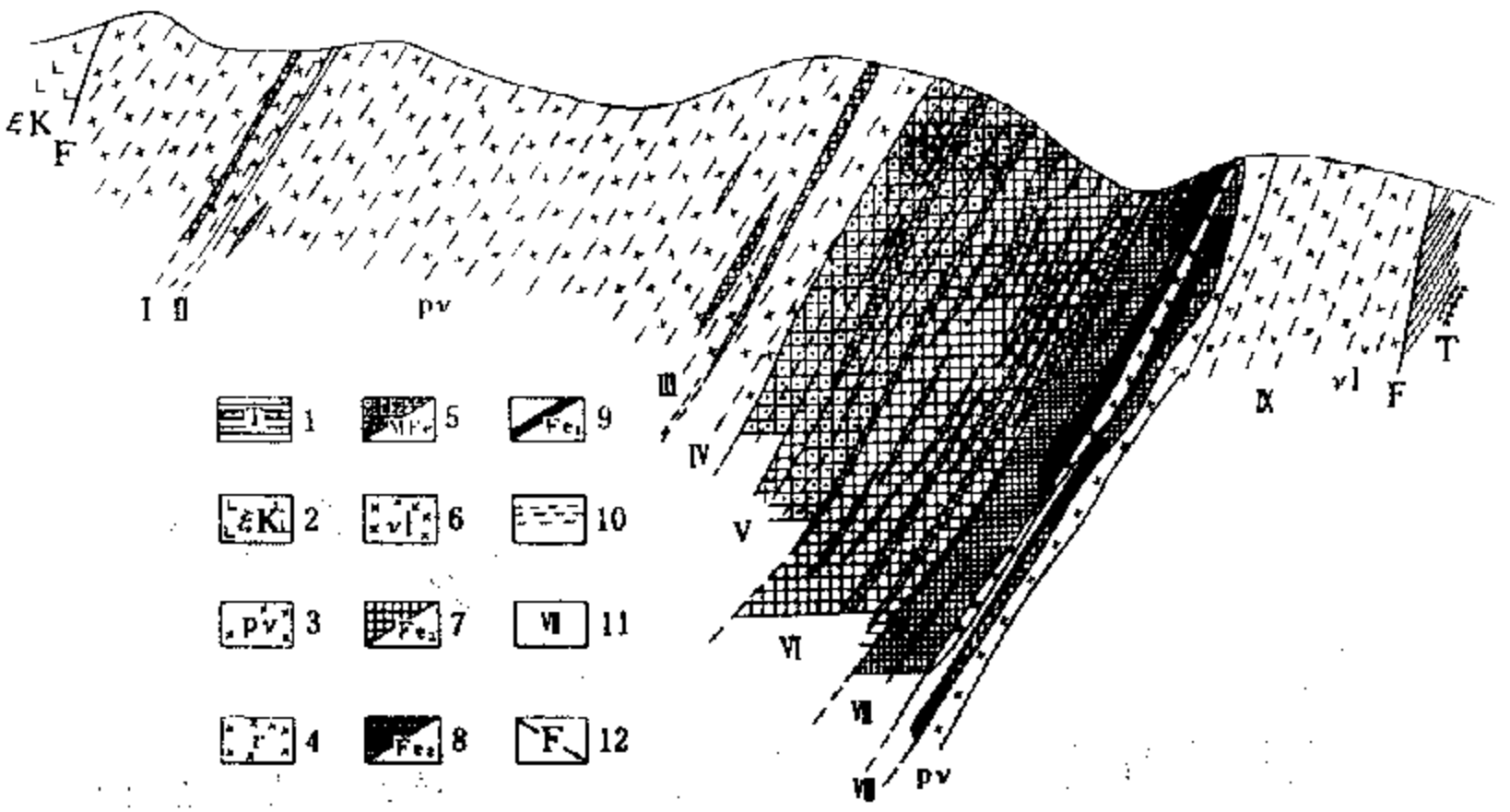


图 7—1 攀枝花似层状钒钛磁铁矿床剖面图

(转引自袁见齐等，《矿床学》，1985)

1—上三叠统砂页岩；2—角闪正长岩；3—粗粒辉长岩；4—层状细粒辉长岩；5—层状含铁辉长岩；6—细粒辉长岩；7—稀疏浸染状矿体；8—致密浸染状矿体；9—致密块状矿体；10—辉长岩层状构造；11—矿带编号；12—断层

(二) 产于似脉状、透镜状及复杂形态侵入体中的矿田（床）

这类矿田（床）在我国较发育。含矿岩体主要沿深断裂、深断裂旁侧的次级断裂和深断裂与次级断裂的交切部位产出。岩体形态多样，常见有似脉状、透镜状、豆荚状、漏斗状及不规则状等。岩体分异良好，相带清楚，但无明显韵律结构，多期次侵入明显。有同成矿期断裂叠加，贯入式矿体发育，表明它们是在构造较动荡的环境下形成的。与其有关的矿田（床）有：1）产于超基性岩中的铬铁矿矿田（西藏罗布莎矿田）；2）产于超基性-基性岩中的铜镍硫化物矿田（床）（甘肃金川矿床）、铂矿（云南朱布矿田）；3）产于基性岩中的钒钛磁铁矿田（河北大庙矿田）。

西藏罗布莎含矿纯橄榄岩-斜辉橄榄岩体沿雅鲁藏布江深大断裂带大致呈东西向展布，呈一倾向南的陡倾斜的岩墙状复式岩体，处于岩体不同部位的近东西向的三个含矿构造挤压带主要是含纯橄岩异离体的斜辉橄榄岩带中的构造挤压带，控制了大多数贯入式工业矿体（图 7—2）。矿体大多呈脉状、似脉状或挤压透镜状、扁豆状。此外，还有少量受流动构造控制的浸染状、条带状小矿体。

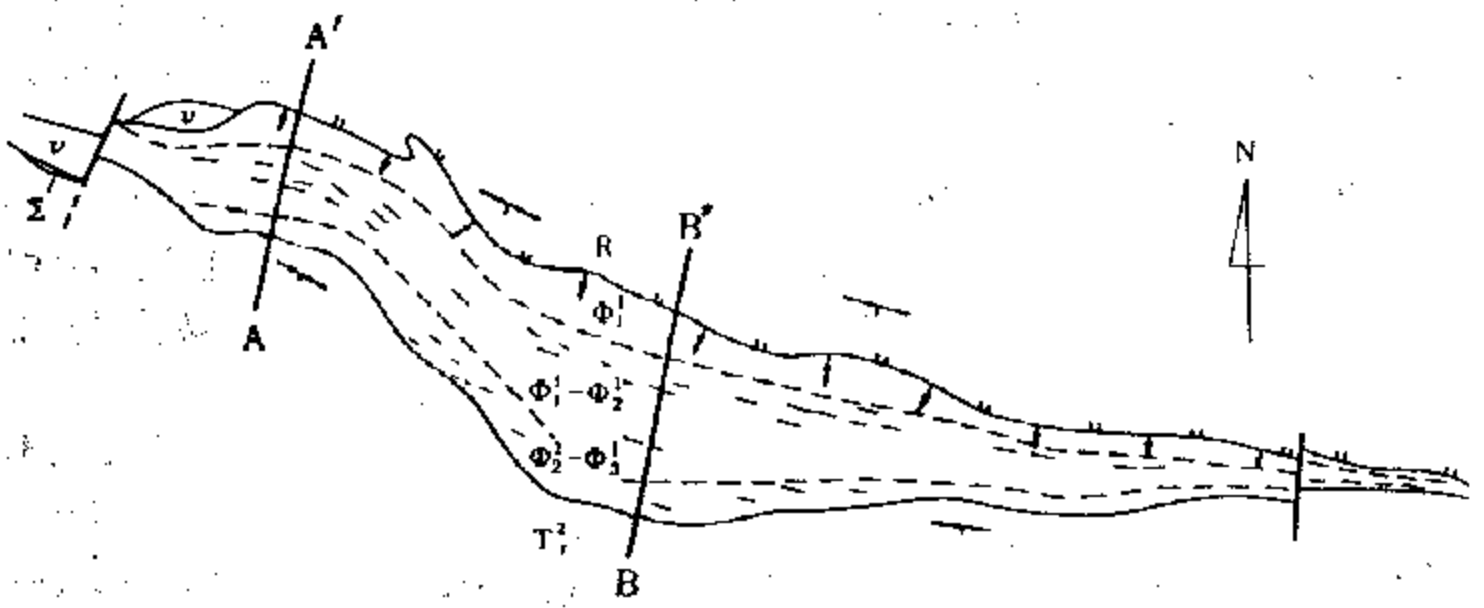


图 7—2　西藏罗布莎含铬超基性岩体平面及剖面图

（西藏地质二大队，1977）

1—第三系；2—上三叠统；3—纯橄榄岩；4—含纯橄榄岩异离体的斜辉辉橄岩；5—斜辉辉橄岩—橄榄岩；6—辉石岩；7—超基性岩；8—矿体；9—断层；10—晚期杂岩体

河北大庙钒钛磁铁矿田产在不规则状苏长岩-斜长岩杂岩体中，主要产出矿浆贯入式矿体。有利的构造部位有：1）岩体边部邻近动力变质带的张裂隙（黑山矿床）；2）斜长岩体中及其与矿染辉长岩接触带附近的近南北向的张扭性断裂带（如大庙矿床）；3）斜长岩体边部交切张裂带（头沟矿床）。这些控矿裂隙多是受构造改造的原生裂隙。

（三）产于环状（中心型）侵入体中的矿田（床）

这类岩体多是由多期次侵入的超基性-碱性杂岩或含碳酸岩的超基性-碱性杂岩构成，平面形态常呈环状。它们可以分为：1）同心环带状岩株；2）岩盆状锥形岩体；3）充填在锥形裂隙的环状、半环状岩墙系，裂隙往深部收缩或撒开；4）前三类的复合岩体。

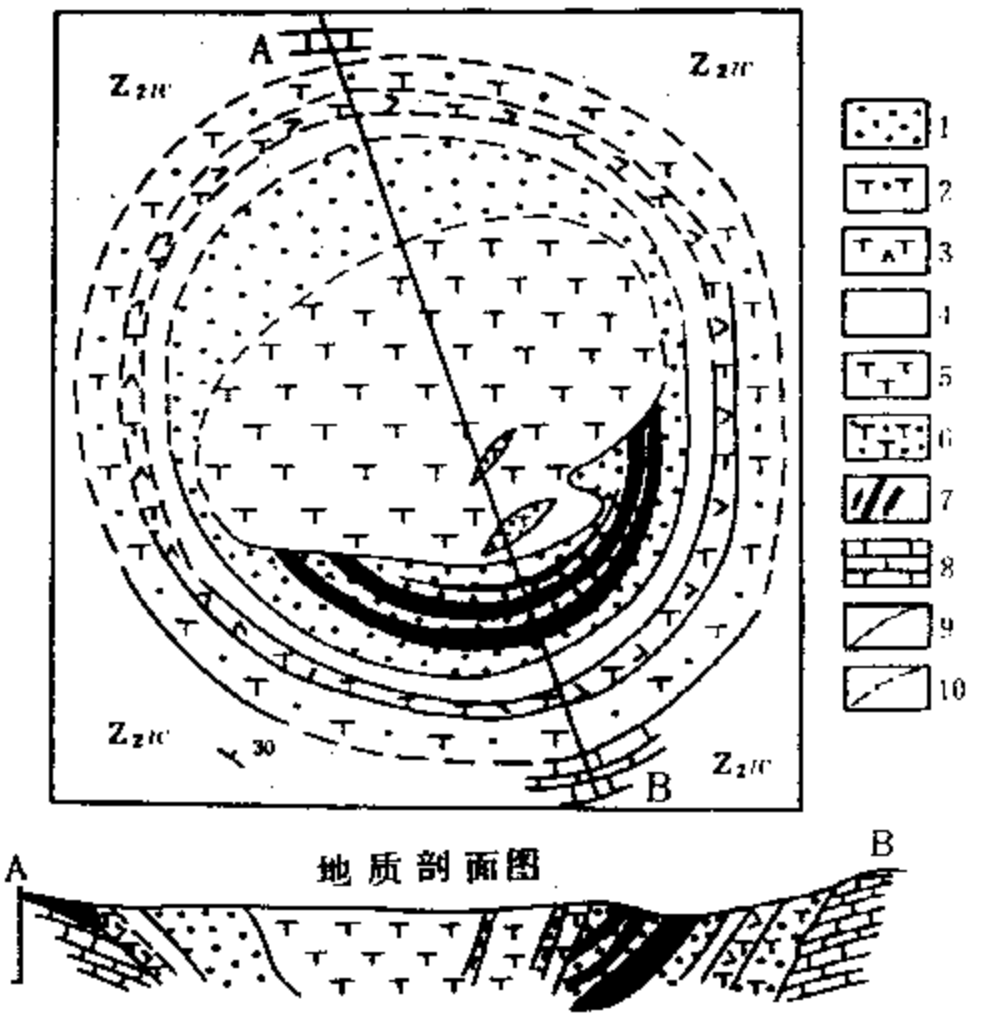


图 7—3　河北矾山杂岩体地质图

（据冶金部 516 队资料，转引自侯增谦，1990）

1—辉石岩-黑云辉石岩（一期）；2—钛榴石辉石正长岩（二期）；3—辉石正长岩（二期）；4—正长辉石岩（二期）；5—正长岩类（三期）；6—红色正长岩（三期）；7—铁磷矿层；8—震旦系白云岩（Z_{2w}）；9—地质界线；10—推测地质界线

与环状（中心型）侵入体有关的矿床（田）有产在超基性-碱性-碳酸岩杂岩中的稀有、稀土元素、磷灰石矿田（床）（科夫多夫、阿吉诺矿床）；产在碱性岩体中的霞石-磷灰石矿床（希宾内矿床）；产在超基性-碱性岩中的磁铁矿-磷灰石矿田（床）（河北阳原-矾山矿田）。矿体常见有半环状、圆锥状、放射状及少量柱状。

河北矾山铁磷矿是一典型实例。含矿岩体位于北西向右所堡-松枝口断裂和近东西向南口-遵化断裂交汇部位。岩体平面上呈环状，剖面上向中部收缩，总体呈锥状（图 7—4），有三次侵入活动，从早到晚依次为：黑云母辉石岩-辉石岩，钛榴石辉石正长岩-正长辉石岩，正长岩类。铁磷矿体呈半环状产于第一期岩石中。据侯增谦（1990）研究，该矿床是岩浆熔离矿床。

（四）产于爆发岩筒（脉）区的矿田（床）

金伯利岩筒（脉）中的金刚石矿田和矿床分布在爆发岩筒（脉）区。这类矿田中含矿岩筒和岩脉的产出主要受深断裂和次级断层和裂隙的控制。角砾岩筒多产在两组或两组以上断裂交汇部位，岩脉则主要受次级断层和裂隙控制，它们常成群出现。根据容矿构造特征可以分为三个构造亚类：1）以金伯利岩筒为主的矿田，如前苏联西亚库特地区达尔登矿田；2）以金伯利岩脉为主的矿田（床），如我国山东、辽宁的一些矿田；3）混合型矿田（床）。

辽宁东部某地的金伯利岩区可作典型实例。本区位于东西向构造带和北北东向构造带复合部位、断裂构造发育。矿群总体呈北北东向展布，其中可划分出五个平行的北东东向矿带（田），每带中均有许多金伯利岩成组成群产出（图 7—4）。脉状金伯利岩发育，其次为筒状。

脉状金伯利岩大多走向北东 70°—75°，受密集裂隙或断层控制，具雁行排列的特点，一般为右列。

管状金伯利岩，往往成群出现，与岩脉相伴生，大多数产于多组断裂交汇部位，形态复杂，剖面上常呈筒状、扁豆状、长轴方向大多为北东东向或近东西向。

三、岩浆矿床的矿体构造类型

岩浆矿床（包括火山—次火山型）的矿体构造类型综合如图 7—5。图中反映了矿床形成的主要构造岩石环境和矿体构造类型，共 12 类：1）火山、次火山岩中贯入式矿体；

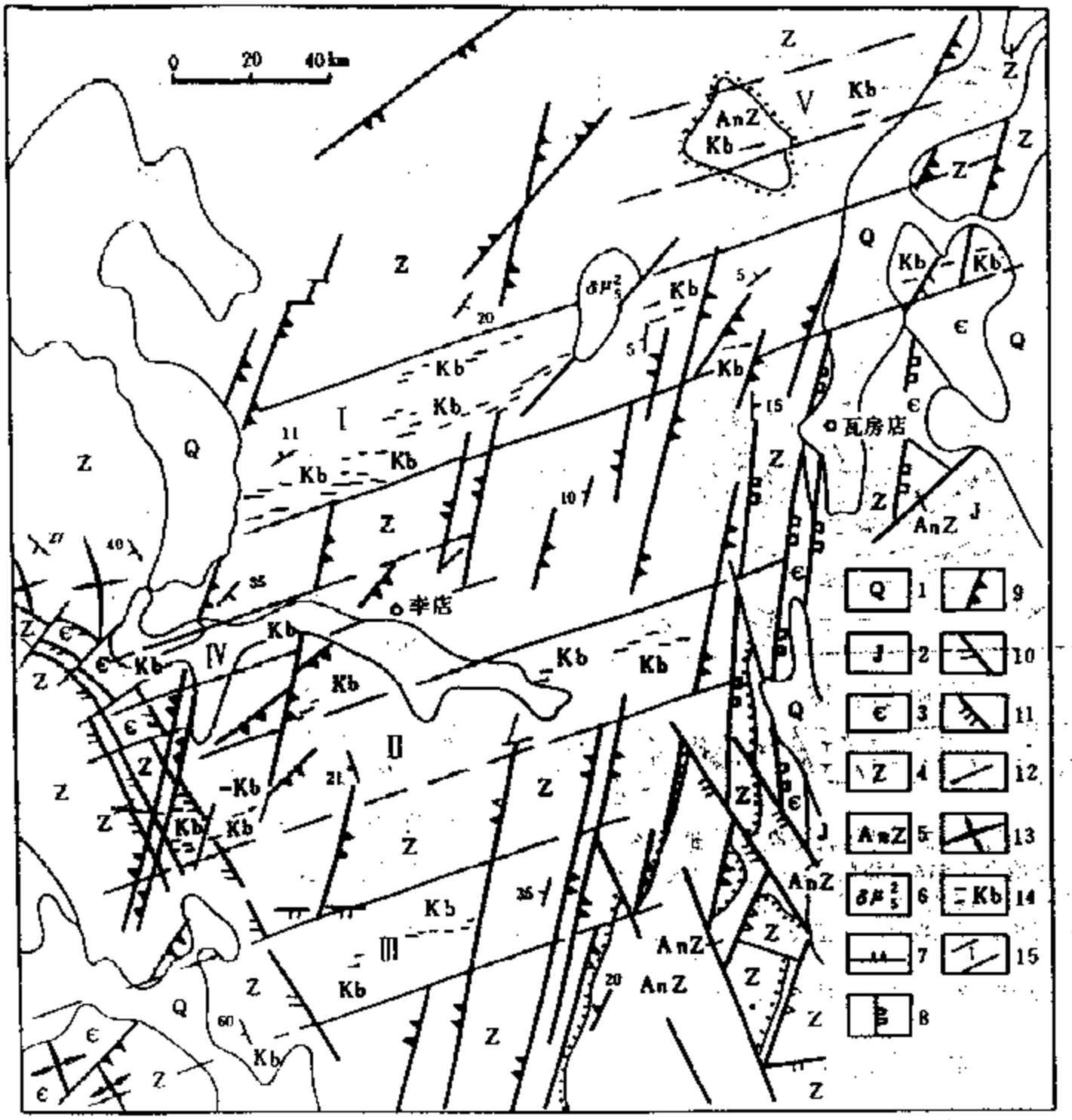


图 7—4 金伯利岩体展布示意图

(据李开善等，1981)

1—第四系；2—侏罗系；3—寒武系；4—震旦亚界；5—前震旦亚界；6—闪长玢岩；7—纬向构造；8—经向构造；9—新华夏系构造；10—旋扭构造；11—北西向构造；12—断裂；13—褶皱；14—金伯利岩体；15—矿带及编号

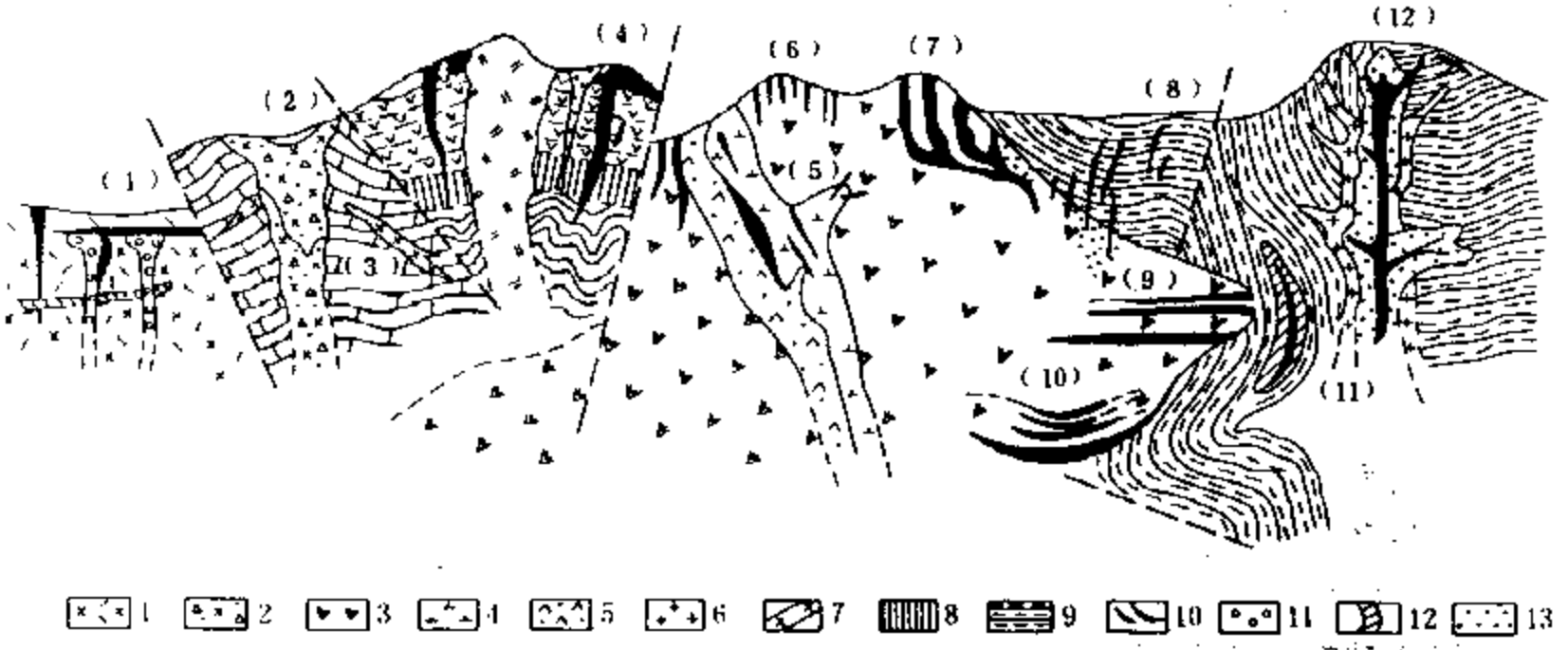


图 7—5 岩浆矿床主要矿体构造类型综合示意图

(据池三川，1979)

1—正长岩或正长斑岩；2—角砾云母橄榄岩；3—辉橄岩；4—基性岩；5—中性岩；6—花岗岩；7—金伯利岩脉；8—熔结凝灰岩；9—千枚岩；10—矿体；11—次火山岩体；12—晚期脉岩；13—碳酸岩体

(图内各数字分别代表各控矿构造类型，与文字相对应)

2) 金伯利岩筒；3) 金伯利岩脉；4) 岩被状及贯入式复合型矿体；5) 岩浆多期次侵入带中的矿体；6) 原生节理中的矿体；7) 复合型矿体；8) 产于围岩裂隙中的贯入式矿体；9) 层带状矿体；10) 底部矿体；11) 围岩弯曲部位的矿体；12) 圆柱状、圆锥状、放射状矿体及其复合型矿体。

第三节　伟晶岩矿床的成矿构造

一、伟晶岩矿田和矿床产出的构造环境

伟晶岩在空间分布上明显受构造控制，主要分布在构造活动带，如地槽褶皱带、古地地块边缘断裂带、不同构造单元的结合地段。在这些地区，伟晶岩常沿大的褶皱、断裂束展布而形成伟晶岩带，断续延伸达几十公里到几百公里，宽几公里到十几公里。如内蒙西部的东西向伟晶岩带、新疆阿尔泰近东向伟晶岩带。

伟晶岩通常与花岗岩具有成因联系，并与其密切共生。也有一些伟晶岩带发育在无花岗岩出露的地区，它们或是混合岩化晚期阶段的产物，或是其母岩暂时尚未被剥露，前者常分布在片麻岩中的混合岩带内。此外，尚有一部分与基性-超基性岩和碱性岩有关的伟晶岩。

在伟晶岩带中，伟晶岩矿田的产出受到次一级的构造控制，取决于区域构造的发展状况及其地质构造特征。常分布在一些构造薄弱带内，例如背斜的轴部、花岗岩体与变质岩的接触带，不同时代的地层接触带，以及各种断裂带中。根据 A·U·金兹堡（1952）的研究，伟晶岩矿田的环境很大程度上取决于剥蚀深度，可划分出三种可能情况。

在剥蚀深度不大（≤2km）的情况下，伟晶岩田可分布在深部隐伏的花岗岩穹隆的顶部围岩中。伟晶岩一般沿大断裂呈狭长的带状展布。

在中等剥蚀（4—6km）的情况下，伟晶岩田分布在花岗岩体的外接触带上，而且宽度相当大，它们常常发育在独立的花岗岩穹隆露头之间的围岩中，并与单独的侵入体具有空间联系。

在剥蚀深度较大（>6km）的情况下，形成宽广且边界模糊的伟晶岩田和岩带。它们分布在花岗岩体与围岩的接触带、岩基顶盖的深部拗陷、混染岩、捕虏体、平缓接触带及花岗岩体平面上的弯曲部位。

不论何种剥蚀深度下，伟晶岩田常位于顶盖岩石的走向弯曲部位。

二、伟晶岩矿田和矿床的构造类型

按照主要的控矿构造要素及其组合特征，伟晶岩矿田（床）构造可分为以下几种主要类型：1) 产于与区域复背斜平行的断裂系统中的矿田；2) 产于背斜褶皱转折端由纵向或横向穿切脉组成的矿田；3) 产于背斜轴起伏地段的链状伟晶岩矿床；4) 产于侵入岩体中的伟晶岩矿田（床）；5) 产于纵向或横向褶皱中由整合和斜交脉组成的矿床；6) 产于背斜中由整合的鞍状脉组成的矿田（床）；7) 产于花岗岩体顶部穹隆附近的矿田（床）。

(一) 产于与区域复背斜平行的断裂系统中的矿田（床）

该类矿田中，花岗岩沿复背斜轴部侵入，伟晶岩产在岩体的外接触带和残留顶盖的围岩中，受平行褶皱轴的纵向断裂控制，呈带状展布。单伟晶岩体充填在次级断层或裂隙中，形成密集的脉体群（带），如我国某地伟晶岩矿田（图 7—6）。

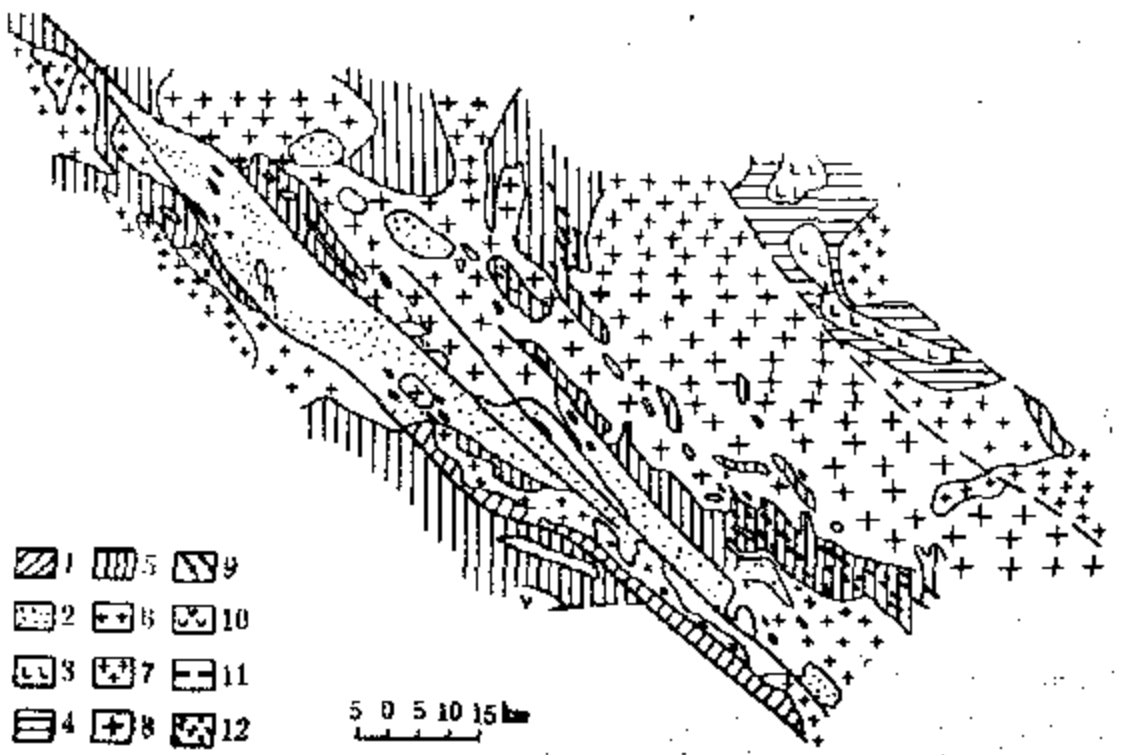


图 7—6　某地伟晶岩矿田地质图

（据查贝齐等《矿床学》，1979）

1—早泥盆世灰岩及页岩；2—中泥盆世砂岩及页岩；3—中泥盆世粉岩及凝灰岩；4—晚志留世页岩及砂岩；5—前寒武纪(?) 变质页岩；6—片麻岩化花岗岩；7—块状花岗岩；8—斑状花岗岩；9—断裂带中花岗岩及细晶裂隙侵入体；10—闪长岩及辉长岩；11—断裂；12—伟晶岩脉

（二）产于背斜转折端由纵向或横向穿切脉组成的矿田（床）

这类矿田广泛分布在具近水平轴的Ⅱ、Ⅲ级背斜中，它们通常位于构造的转折端地带，并平行转折端延伸，一般长度大（有时达 1—3km）、宽度小（＜100—200m），深度也不大。伟晶岩体常分布在围岩的背斜带的张裂隙中，较密集。这类构造类型常是稀有金属和云母矿床所特有的。

（三）产于背斜轴起伏地段的链状伟晶岩矿田（床）

这类矿田（床）的显著特点是伟晶岩体呈链状（雁行状）分布。一系列脉体从褶皱的一翼到另一翼切穿整个褶皱构造。所有伟晶岩脉呈狭长带状垂直于褶皱轴分布。滑动褶皱所特有的岩层滑动现象造成了伟晶岩矿床和单体伟晶岩脉在褶皱构造两翼沿不同方向倾伏的突出特点。脉体延深一般不超过 100—200m。如前苏联卡累利阿的彼尔齐—瓦拉卡云母伟晶岩（图 7—7）。

（四）产于侵入岩体中的伟晶岩矿田（床）

湖北幕府山地区的含铌—钽花岗伟晶岩田属这种类型。该区花岗岩体沿东西向构造带与北东向构造带的交切处侵入，区内伟晶岩分布在接触带附近的岩体内和附近的围岩中，厚度在 1m 以上者有数千条。空间上受岩体内原生裂隙、构造裂隙及变质岩中的片理和裂隙控制。一般是脉状产出、具工业意义的脉体一般长几百米，厚几米到几十米，延深几百米以上。

（五）产于纵向或横向褶皱中由整合和斜交脉组成的矿田（床）

这类矿田（床）中，伟晶岩脉在褶皱翼部呈板状，在转折端呈鞍状出现。与层整合的空洞是在褶皱作用过程中产生的。伟晶岩矿田沿岩层走向延伸，宽度不大。整合伟晶岩常伴生有穿切脉，这些穿切脉主要分布在逆断层型斜交剪切裂隙中，如前苏联捷普辛云母伟

晶岩矿床。

（六）产于背斜褶皱中由整合的鞍状脉体组成的伟晶岩矿田（床）

这类矿床分布于Ⅱ、Ⅲ级或更低级次级的横向褶皱中，并受到岩层横向褶皱的控制。有时一个大型褶皱控制了整个矿田。有的整个矿床的脉体呈复杂的鞍状体出现（图 7—8），或在一个矿床中出现一系列鞍状伟晶岩体，而其中每一个伟晶岩体均产于单独的背斜剥离空洞中。

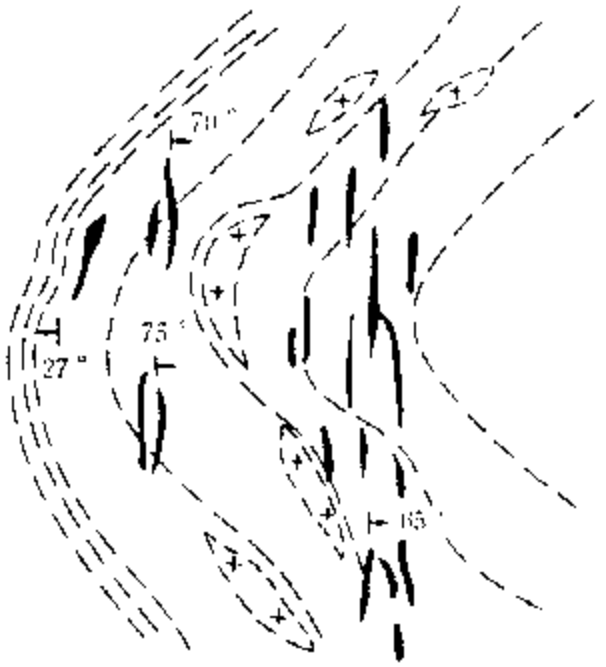


图 7—7　彼尔齐—瓦拉卡矿床平面示意图
（据 Ф·Р·阿别勒岑等，1977）

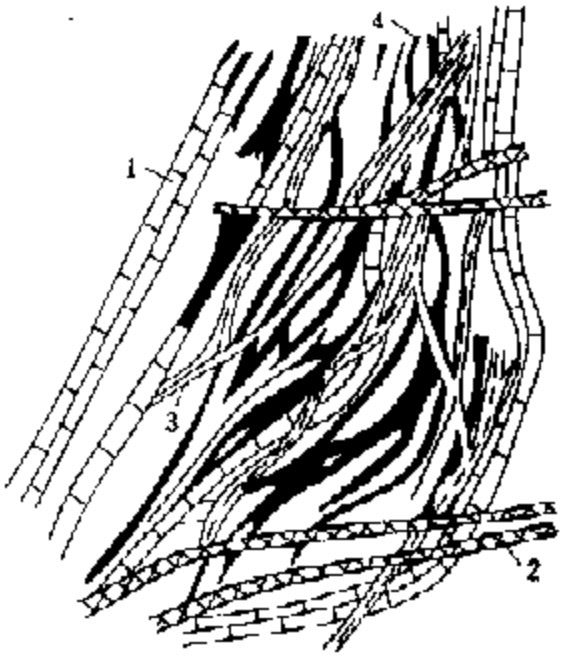


图 7—8　东西伯利亚某矿床平面图
（据 И·Н·季莫大谢娃，1977）
1—大理岩；2—破碎带；3—片理化带；4—伟晶岩脉

（七）产于花岗岩体顶部穹隆附近的伟晶岩矿田（床）

这类矿床通常分布在岩体顶部穹隆附近。根据充填空间的不同，可以细分为产于花岗岩中的条带状、囊状（同生型）伟晶岩矿床、冷缩裂隙中的矿床及花岗岩体断裂中的矿床等三种类型。

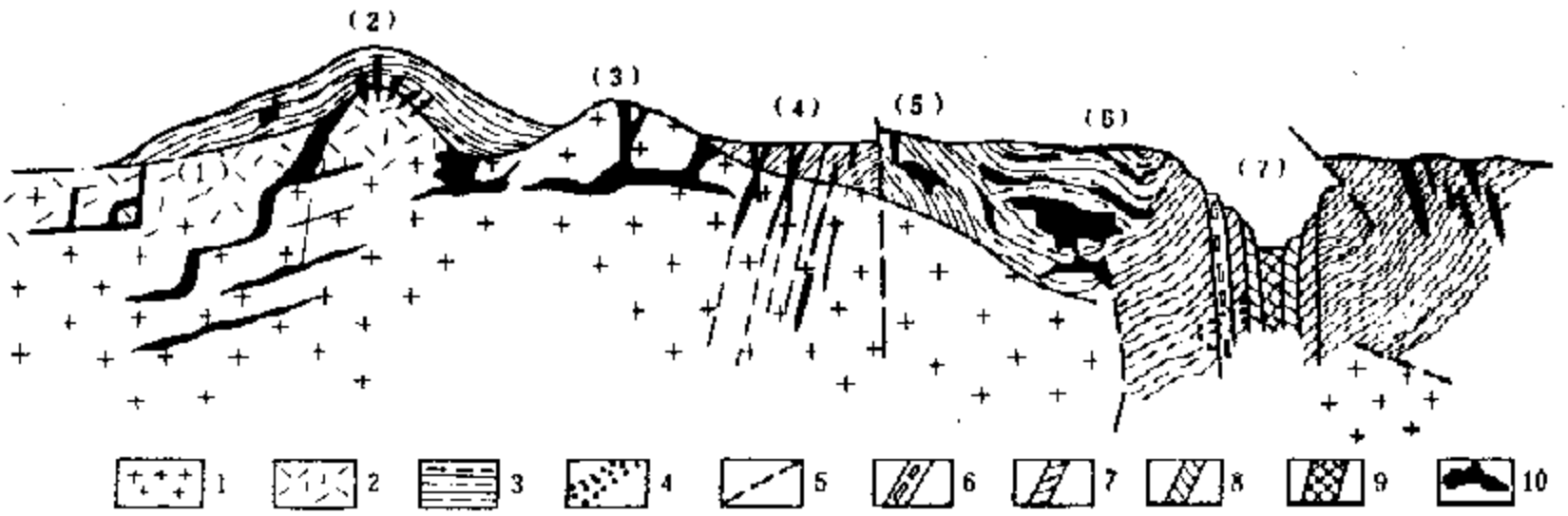


图 7—9　伟晶岩矿床主要矿体构造类型综合示意图
（据池三川，1979）
1—花岗质岩石；2—岩体边缘相岩石；3—千枚状板岩；4—叠加构造；5—断层；6—块状微斜长石带；7—文象带；8—块状斜长石带；9—石英块；10—矿体
（图内各数字分别代表各控矿构造类型，与文字相对应）

三、伟晶岩矿床的矿体构造

伟晶岩矿床的矿体构造类型可分为7类（图7—9）：1）岩体内几组冷缩裂隙中的矿脉；2）岩体顶部矿脉；3）岩体内平缓和陡立矿脉；4）围岩中陡立矿脉群；5）围岩中平缓矿脉；6）层间各种形态的矿脉（体）；7）带状构造的矿脉（叠加）等。

第四节　矽卡岩矿床的成矿构造

一、矽卡岩矿田（床）产出的构造地质环境

矽卡岩矿田（床）常产在中酸性或中基性侵入岩与碳酸盐类岩石及其它岩石的接触带中，其形成和分布主要受构造、侵入体及围岩的成分和物理力学性质等因素的影响。

这类矿田（床）经常成群出现，多产在地槽及活动性较强的地台的边缘或断裂拗陷带内。这些地带经过长期大幅度沉降，堆积了巨厚的碳酸盐岩建造，构造—岩浆活动强烈，易于形成矽卡岩型矿床。如我国长江中下游断裂拗陷带的矽卡岩型铁、铜、金矿床；吉林

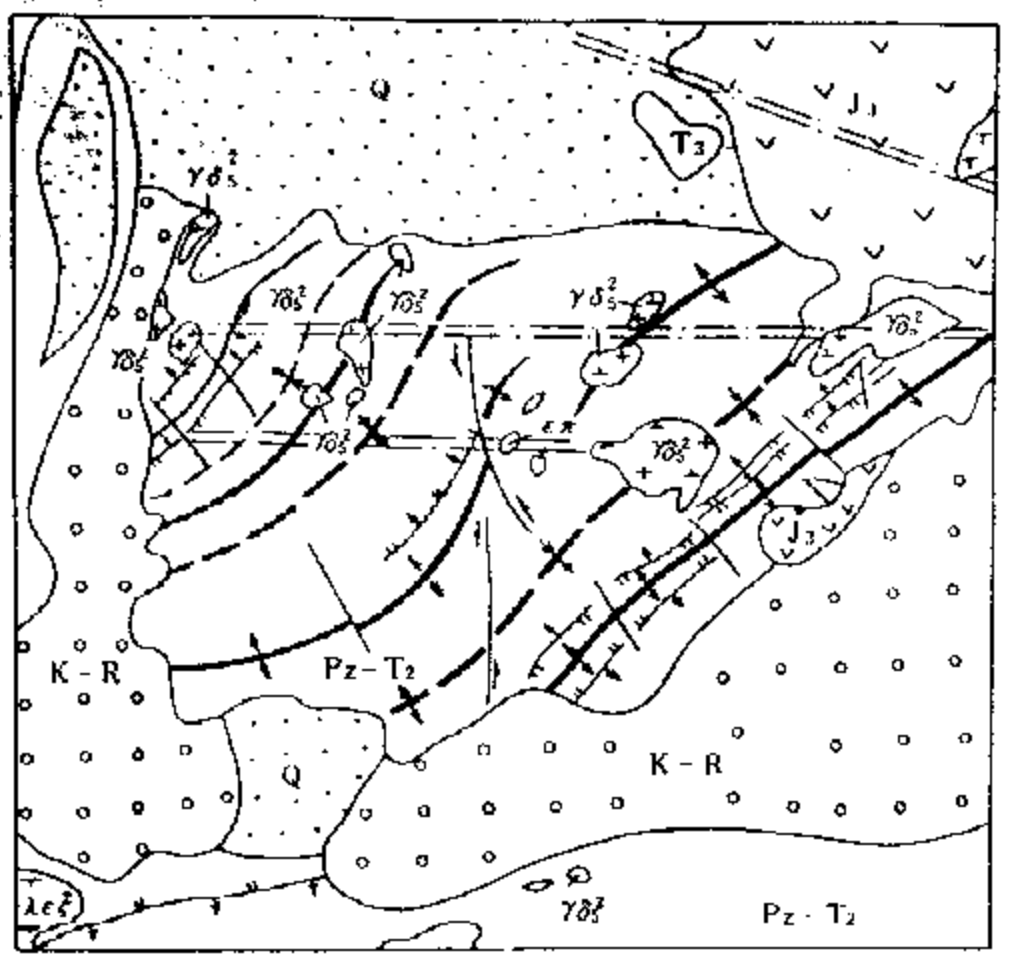


图7—10　安徽铜陵地区控岩控矿构造示意图
（据陈国达，1978，修改）

1—古生界—中三叠统碳酸盐岩—碎屑岩建造；2—上三叠统黄马青组；3—上侏罗统火山岩组；4—白垩—第三系红色碎屑岩组；5—第四系；6—花岗岩；7—正长斑岩；8—石英正长岩；9—背斜轴；10—向斜轴；11—逆断层；12—正断层；13—平移断层；14—地质界线；15—隐伏基底断裂（据航磁资料）

地槽内的矽卡岩型有色金属矿床；燕辽沉降带的矽卡岩型钼、铜矿床等。

构造对矽卡岩矿田和矿床的分布起重要的控制作用。近年来，对长江中下游铁铜金成矿带的研究表明（翟裕生等，1990），一些规模较大的岩石圈断裂是含矿岩浆从上地幔或下地壳向上运移的主要通道，它们决定了该成矿带内几个主要成矿亚带的展布，一些长期活动的基底断裂（壳断裂）则控制了次级成矿亚带的产出，例如，铜陵成矿亚带（图 7—10）。盖层大断裂的交汇部位、不同方向褶皱叠加部位、断裂与褶皱复合部位（特别是褶皱倾伏端和褶皱轴弯曲部位）是含矿岩体和矽卡岩矿田（床）产出的有利空间。

二、矽卡岩矿田（床）的构造类型

矽卡岩矿田（床）产出受侵入接触构造体系的制约（翟裕生，1981），而侵入接触构造体系由于多种因素的影响（如岩体的规模、形态、产状、侵位深度、接触性质、围岩岩性、构造及交代作用等）而有多变性。因此，矽卡岩矿田（床）构造类型也多种多样。现根据它们的主要控矿构造要素及其组合，划分出下列类型：1）产于中—大型侵入体侧翼接触带的矿田（床）；2）产于中—大型侵入体顶缘接触带的矿田（床）；3）产于小侵入体分布区的矿田（床）；4）产于层脉复合接触带中的矿田（床）；5）产于褶皱区层间构造中的矿田（床）。每个类型中包括几个亚类。

（一）产于中—大型侵入体侧翼接触带的矿田（床）

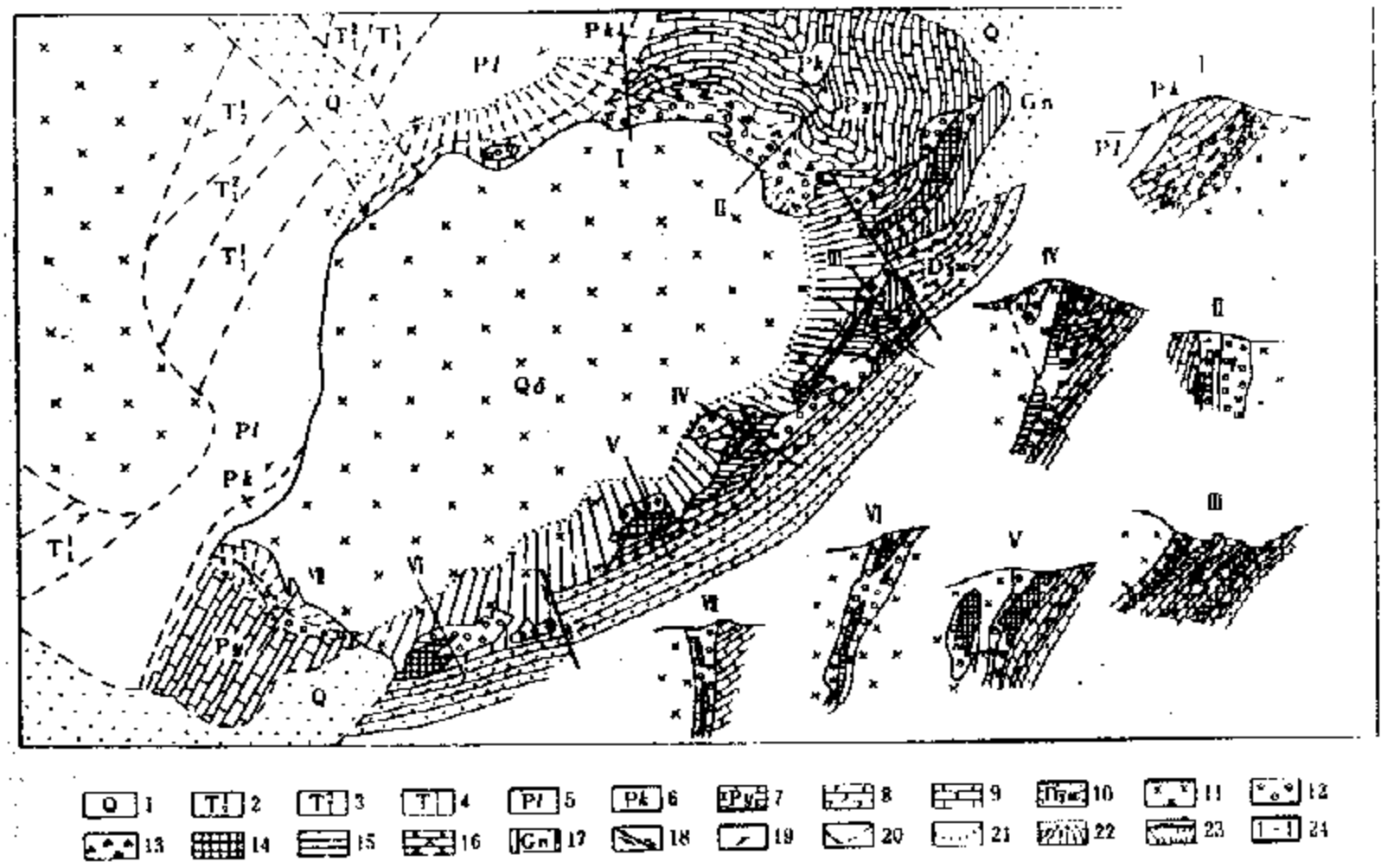


图 7—11　铜官山岩体接触带地质构造图

（据翟裕生等，1981）

Ⅰ—笔山西；Ⅱ—笔山东；Ⅲ—老庙基山；Ⅳ—小铜官山；Ⅴ—老山；Ⅵ—宝山；Ⅶ—白家山

1—现代堆积；2、3、4—青龙灰岩；5—龙潭煤系；6—孤峰层；7—阳新灰岩；8—白云岩；9—大理岩；10—石英岩及粉砂岩；11—石英闪长岩；12—石榴石矽卡岩；13—辉透石矽卡岩；14—磁铁矿矿石；15—磁黄铁矿矿石；16—蛇纹岩或蛇纹石化透辉石矽卡岩；17—铁帽；18—主断层；19—岩层产状；20—地质界线；21—岩体（—135m）界线；22—岩体内倾接触带；23—岩体外倾接触带；24—剖面线

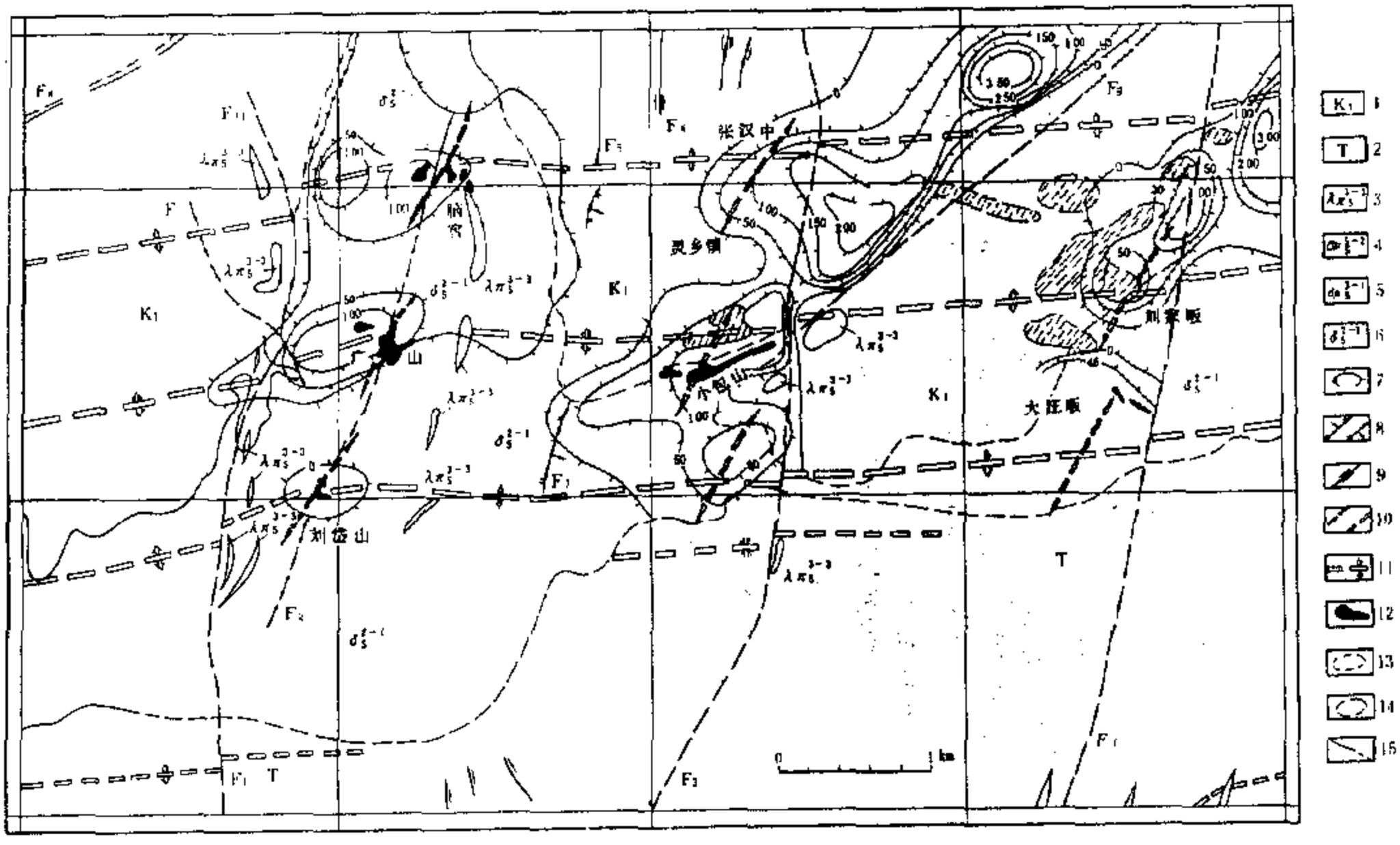


图 7—12　大冶灵乡铁矿田构造地质图

(姚书振，1983)

1—白垩系；2—三叠系；3—流纹斑岩；4—辉绿玢岩；5—闪长玢岩；6—燕山早期闪长岩；7—岩体顶面隆起；8—正断层及逆断层；9—平移断层；10—实测与推测背斜与向斜；11—早期背斜；12—铁矿体投影；13—采空矿体投影；14—隐伏矿体投影；15—实测及推测地质界线

这类矿田中岩体出露面积较大，多为几十到百余平方公里．常是遭受较强烈剥蚀的中深成侵入体．在岩体侧翼接触带的有利成矿部位形成矿田（床）．最主要的构造亚类有：

1.断裂—侵入接触带构造中的矿床

产于这类接触带构造中的矿床数量大，它们受接触带和断裂破碎带的复合控制．因为这些断裂常继承性活动，成为成矿流体的运移通道，赋存矽卡岩及富矿体产出以及控制晚阶段叠加矿化的分布．所以在断裂—接触带构造中常是大矿、富矿产出的部位，而矿体形态、产状则受接触带产状的影响，如安徽铜官山矿田（图 7—11）．

2.产在多期（次）侵入接触带中的矿床

在多期侵入接触带，岩浆多期侵入，围岩热动力变质变形强烈，常出现流变褶皱构造，成矿期断裂构造叠加明显，并伴随多期多阶段矿化蚀变作用发生，因而是大矿、富矿产出的最佳部位．湖北铁山、程潮等大型铁矿、湖南柿竹园超大型钨、锡多金属矿床均产在这种接触带构造中．

3.产在断裂—捕虏体中的矿床

这种构造常发育在岩体内接触带，在一些矿床中它们成为主要的控矿构造，矿体常呈透镜状、囊状、柱状等，如湖北铜录山大型铜铁矿床、鸡冠咀铜金矿床，前苏联乌拉尔古姆别依白钨矿矿床．

（二）产于中—大型岩体顶缘接触带中的矿田（床）

这类矿田（床）产于剥蚀程度较浅的岩体顶缘部位，捕虏体—残留体构造、叠加褶皱、同步褶皱构造是主要的控矿构造类型，以湖北大冶灵乡铁矿田较典型．

灵乡铁矿田（图 7—12）位于灵乡岩体南西端顶缘接触带，分布着大小近 10 个矿床，他们多位于北部东向与近东西向褶皱叠加和断裂复合部位，呈等距离产出．容矿构造有三种：1）具叠加褶皱特点的大理岩残留体、捕虏体，矿体呈鞍状和燕尾状等，侧向较长，垂深较小；2）产于平缓接触带凹兜构造中的矿体，呈扁豆状、透镜状，规模较大；3）产在断裂裂隙中的富矿脉．总的特点是矿体垂向延深小、矿化较分散．

（三）产于小侵入体分布区的矿田（床）

在小侵入体分布区，含矿岩体常为小型斑岩体，它们多产在基底断裂与盖层断裂交汇部位及其与褶皱交切处．在斑岩体集中发育地段是矿田产出的有利部位．长江中下游的九（江）瑞（昌）地区有典型性（图 7—13）．该区的矿床产出受斑岩体及侵入接触构造的联合控制，形成矽卡岩—斑岩复合型矿床．其控矿构造及矿化特征是：1）产于侵入接触带中的圆筒（半圆筒）状矽卡岩型矿体；2）斑岩体内受裂隙构造控制的细脉浸染状矿体（带）；3）隐爆角砾岩筒型矿体；4）产于层间破碎带中的似层状矿体；5）沉积—改造型矿体．而每个矿床中，其中 1—2 种是最主要的典型矿床有武山铜矿床、城门山铜、铁、硫矿床等，都具有多位一体的产出特征．

（四）产于层、脉复合接触带中的矿田（床）

产于层、脉复合接触带中的矿田（床），是指有利成矿岩层、断裂、裂隙带及岩墙与岩体组成的复合接触构造体系中的矿田（床）．在这类矿田（床）中成矿有利层位较多，形成矿体的形态及规模变化较大，有时可形成"几层楼"式的成矿模式．个旧矿田即有此特点，它们成矿有利部位是：1）大岩体外围的小岩体中矿化富集；2）构造破碎带与接触带

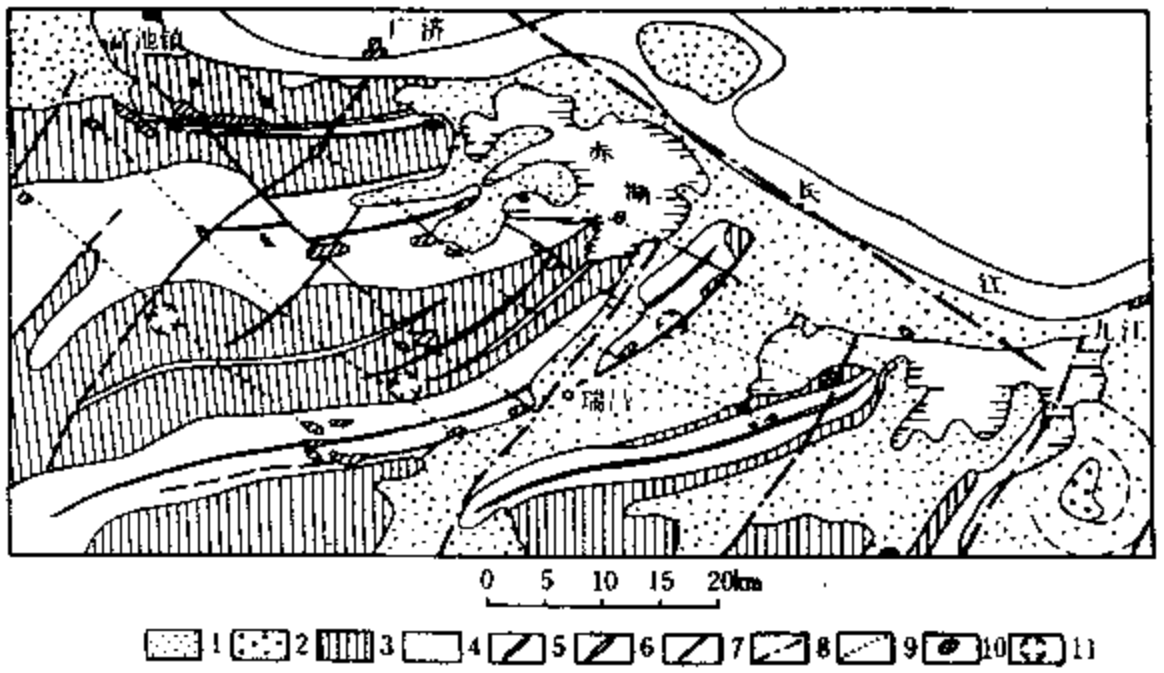


图 7—13　九瑞地区构造复合控岩控矿图

（据江西地质局，1977，简化）

1—第四系；2—第三系；3—上古生界；4—下古生界；5—背斜轴；6—向斜轴；7—断层；8—隐伏断层；9—张应力迹线；10—斑岩体；11—卫片解释环形影象

相交切处，在接触带形成矽卡岩型矿体，一部分矿液又沿断裂或层间断裂运移而形成脉状和似层状矿体；3）复杂（复合）接触带有利成矿，但形成的矿体也较复杂。在安徽铜陵狮子山矿田中，在网格状岩墙系统间深部有沿假整合面的冬瓜山、老鸦岭似层状铜矿，三叠系青龙灰岩中有正接触带上的胡村后山铜矿和内接触带的西狮子山铜矿，还有角砾岩筒中的东狮子山铜矿。组成了矿田的"五层楼"成矿模式。

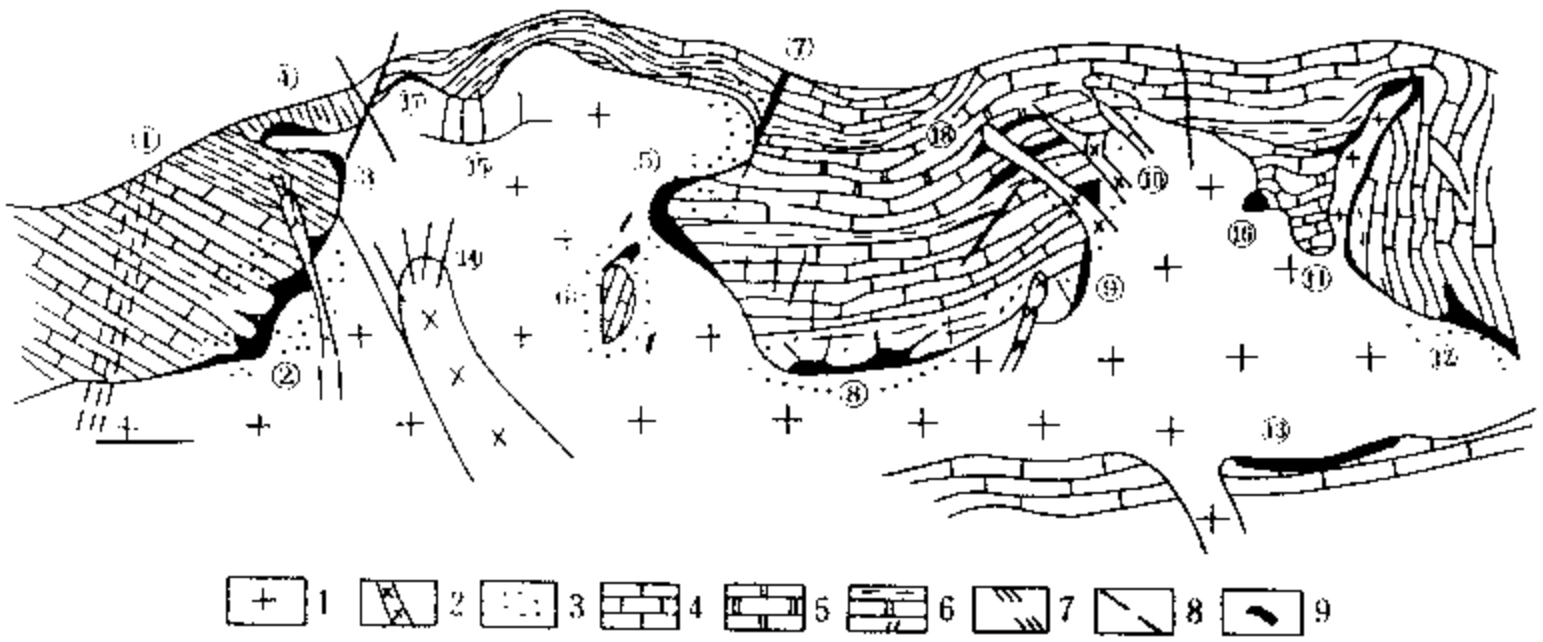


图 7—14　侵入接触构造中各种控矿的地质构造因素

（据翟裕生，1984）

1—侵入岩；2—后期侵入岩及脉岩；3—矽卡岩及其它蚀变岩；4—石灰岩；5—白云质灰岩；6—页岩；7—裂隙带；8—断层；9—矿体

（图内符号代表构造类型，与文字相对应）

（五）产于褶皱区层间构造中的矿田（床）

这类矿田或矿床范围内无岩浆岩体出露，但可见成矿后的脉岩。如安徽长龙山铁矿田中，长龙山、顺风山等矽卡岩型铁矿床的矿体，沿泥盆系五通组砂岩与石炭系中上统黄

龙、船山组碳酸盐岩间的假整合面产出，与褶皱同步弯曲．矿田内仅见有少量成矿后脉岩．

此外还有一些矽卡岩矿床产在火山角砾岩筒中，如前苏联安加拉—伊利姆地区的矽卡岩铁矿（图 6—3）等．

三、矽卡岩矿床的矿体构造类型

矽卡岩矿床的主要矿体类型有（图 7—14）：1）裂隙附近矿体；2）缓接触带矿体；3）岩舌下矿体；4）岩体顶部矿体；5）岩体超复部位矿体；6）捕虏体内矿体；7）断裂—接触带中矿体；8）岩体凹部矿体；9）陡接触带矿体；10）岩体与岩脉交叉部位的矿体；11）小岩体接触带上筒状矿体；12）接触—层间破碎带中的矿体；13）底部接触带矿体；14）再侵入接触带上的矿体；15）岩体原生节理中的矿体；16）流变褶皱中的矿体；17）同步褶皱中的矿体．

第五节　岩浆热液矿床的成矿构造

一、岩浆热液矿田（床）的构造环境

岩浆热液矿床是由岩浆期后热液通过充填或充填—交代等作用形成的．与其有关的矿产种类多、工业价值大，它包括大部分有色金属矿产、稀有和分散元素矿产、贵金属矿产和许多非金属矿产等．因此，它们常是矿田构造学研究的主要对象．

这类矿田（床）在地壳中分布广泛，但主要产出在地槽演化晚期和地台强烈活化时期形成的断裂—岩浆—成矿带中，成矿母岩以花岗岩类侵入体最为重要．例如我国南岭地区是世界著名的岩浆热液型钨、锡、多金属矿床（田）分布区，该区地壳经历了地槽—准地台—大陆边缘活动带三个大地构造发展阶段．在加里东运动及早期地槽发展阶段和加里东运动后的准地台发展阶段，主要形成沉积或火山—沉积的矿层和矿源层．岩浆侵入活动微弱，成矿也较差．晚三叠世后，该区进入大陆边缘活动带阶段，构造活动加剧，以断块活动为主，北北东—北东及东西向深断裂的活动，导致燕山期大规模的花岗岩侵入，并形成丰富的 W、Sn、稀有稀土和多金属矿床．它们空间展布受深大断裂控制明显．几乎所有二级成矿带均沿北北东—北东向深断裂分布，如赣江—吴川深断裂带，北段为钨矿带，南段为多金属、W、Sn 矿带．该带中，分布着许多大型、特大型矿床，如漂塘、本样园、西华山、淘锡坑、大宝山等一系列矿床．不同方向深大断裂的交汇部位，明显形成矿化集中区，如北北东向于山—恩平深断裂与花山—大东山—三南深断裂的复合部位，形成三南 W 矿床密集区，其中有著名的大吉山、岿美山、锯板坑等大型矿床．

应该指出，岩浆热液矿床的成矿带、成矿亚区等虽然与深大断裂的分布或它们的交汇处有关，但是矿田、矿床并非直接产于其中，一般只产在深大断裂上盘的浅层部位，受次级构造控制．不仅我国南岭地区是这样，其它地区也具有相似的规律．如 B.Wertz (1974) 研究了北美西部科迪勒拉（Cordillera）线性构造与矿化的关系，认为热液矿床并不直接产于线性构造的交切或分支部位，而是距这些部位约 16—80km 的地段，矿床产在其派生的第三级或第四级构造附近（其距离小于 1.5km），四、五级断裂的交切处．

岩浆热液矿床的成矿流体具有温度较低和易于流动的特点，因而在成矿过程中可沿断层和裂隙远距离迁移，在适当的物理化学条件下沉淀成矿．它们既可产于岩体接触带附

近，又可分布在远离接触带的围岩中，对围岩岩性无明显的选择性．部分岩浆热液矿床可与岩浆矿床或矽卡岩矿床伴生，在这种情况下它们常分布在后两者的外围，并且是成矿作用晚期（阶段）的产物．大多数情况下，以独立的岩浆热液矿田（床）产出，在矿田(床）范围内构造和热液活动具多阶段性，形成明显的矿床分带．

由上述可知，对岩浆热液矿田（床）形成起主要控制作用的是断裂（断层和裂隙）、侵入体（特别是花岗岩类）和岩浆析出的含矿热液．褶皱构造和围岩岩性等具有次要意义．

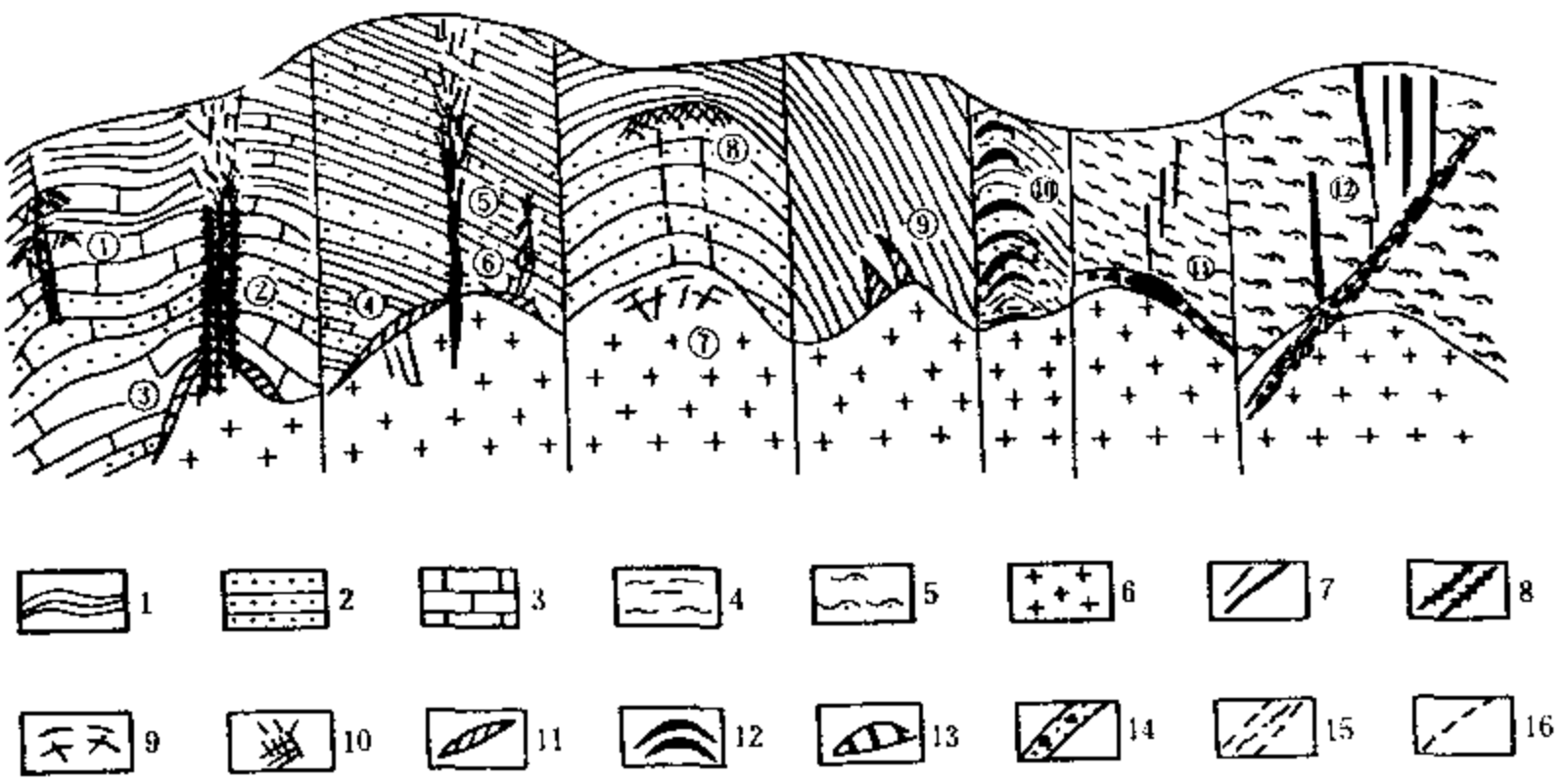


图 7—15　热液矿田（床）构造类型综合剖面示意图

(姚书振，1991)

1—页岩；2—砂岩；3—碳酸盐岩；4—浅变质岩；5—中深变质岩；6—花岗岩类；7—脉状矿体；8—伴有矽卡岩化的脉状矿体；9—受冷缩裂隙控制的矿体；10—充填交代型矿体；11—云英岩型矿体；12—充填型鞍状矿体；13—矽卡岩型矿体；14—含矿张性断裂；15—含矿韧性（脆韧性）剪切带；16—运矿断裂

(图中编号①—⑫代表各种构造类型，与正文对应)

二、岩浆热液矿田和矿床的构造类型

对岩浆热液矿床来说，按其产出的地质环境和控矿构造特征，基本可划分为三大类：1）产于岩体凸起顶部和围岩裂隙带中的矿田（床）；2）产于断裂复杂化的褶皱中的矿田(床)；3）产于断层带中的矿田（床）．其中，又可进一步分出若干构造亚类（参见图 7—15）．

(一) 产于岩体凸起顶部和围岩裂隙带中的矿田（床）

这种类型的矿田和矿床，以发育在花岗岩凸起顶部和附近围岩中的热液型钨锡矿床最典型．当围岩为碳酸盐岩时，形成伴随矽卡岩化的石英脉型矿床（图 7—15②），有时在接触带上有矽卡岩型矿床（体）产出（图 7—15③），广西水岩坝矿田较典型．围岩为硅铝质岩石时主要形成伴随云英岩化的石英脉型矿田（床）（图 7—15⑤、⑦），在我国江西、湖南等地广泛发育．有时在岩体内外接触带发育云英岩型矿床（图 7—15④、⑤、⑨）．石英脉型矿田和矿床按照构造组合形式可划分为下列构造亚类：

1.受平行裂隙群控制的矿床（图 7—16A）

江西荡坪钨矿床较典型，矿区内九百余条矿脉成群平行分布于花岗岩内接触带，控矿

裂隙具张性或张扭性，多属原生冷缩裂隙。

2.受梯状裂隙构造控制的矿床

常发育在被相邻的两条断层所限的岩层中。江西大吉山矿床最典型，该矿床含钨石英脉走向北西，相互平行密集成组，各大组大致以等间距沿垂直脉走向的方向分布，两端被互相平行的两条北东向断层所限，形成典型的梯状构造。前苏联列寥佐夫矿床、美国亚拉巴马州的霍奇山金矿床也是典型实例。

3.受斜列（雁行）式裂隙群控制的矿床（图 7—16B）

石英脉型矿床呈斜列式产出者居多，容矿裂隙属同一产状系列，并具有同一力学性质，甚至还具有大小相近的规模和等距分布的特点。属同期同一应力场的产物，张扭、扭性裂隙均可形成。广西珊瑚矿田长营岭钨锡矿床、湖南圳口钨矿床均较典型。细脉带型钨矿床，也常见细脉带之间呈斜列式产出，如江西木梓园钨矿床。

4.受两组交叉网格状裂隙群控制的矿床

容矿裂隙是同期构造变形形成的共轭剪裂隙系统，它们呈正交网格（图 7—16C）或菱形网格状（图 7—16D）产出，控制矿脉的生成和展布。如江西灵潭矿区含钨石英脉产在北北西和北东东两组共轭剪裂隙中组成正交网格状，在矿床北段北东东向矿脉不发育，主要产出北北西向矿脉群，菱形网格状矿脉群在西华山钨矿区可见及。

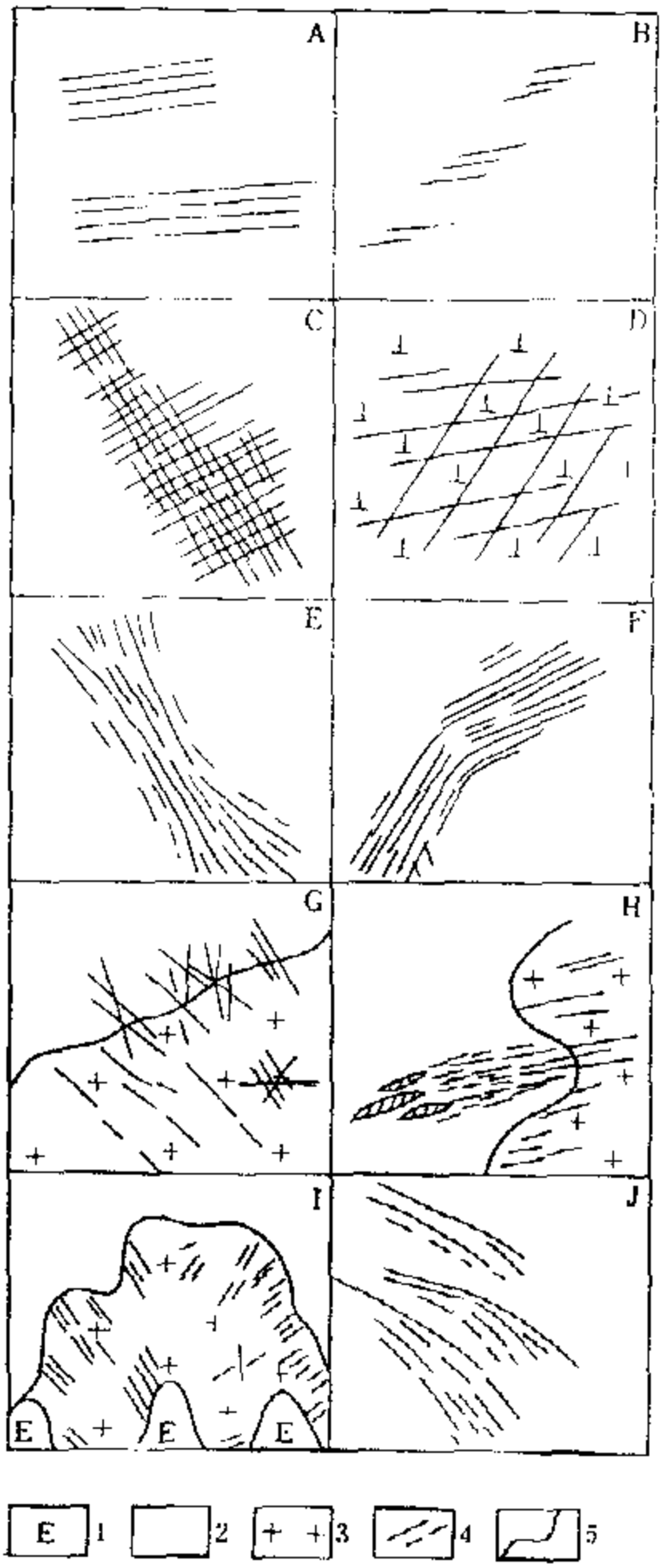


图 7—16 脉状钨矿床（田）构造类型示意图
（姚书振，1991）
1—第三纪覆盖层；2—古生界沉积岩及变质岩；3—燕山期花岗岩；4—矿脉；5—地质界线
（图中编号 A～J 代表构造亚类，与正文相对应）

5.受束状裂隙控制的矿床（图 7—16E）

主要在围岩中，江西岿美山矿床是典型实例。在那里矿脉产于由浅变质岩组成的次级背斜轴部，矿脉单体和群体均呈北西走向，总体上呈中间收缩、两端撒开的束状，它们与背斜轴方位一致，容矿裂隙具张剪性特征，很可能在其成生过程中复合了背斜轴部的纵张

裂隙（江西地质科学研究所，1985）。

6.受膝状裂隙群控制的矿床（图 7—16F）

江西崇义何树岭钨矿产在花岗岩体外接触带中，矿脉群在平面上呈膝状弯曲，与岩体接触界线大致平行，可能和岩浆侵入活动期间的应力叠加有关。

7.受多组交叉裂隙群控制的矿床（图 7—16G）

有几组裂隙同时存在、彼此相交展布，控制交叉式含矿石英脉产出，尤其在接触带附近表现明显，如江西信丰石骨山钨矿床。

8.受火炬型裂隙群控制的矿床（图 7—16H）

见于江西平案脑—墨烟山地区，脉体和脉群走向均为北东东，岩体内主要为稀疏石英大脉，浅变质岩中依次出现密集的细脉和大脉混合带、主要由石英线脉组成的矿化标志带，总体呈一平放的火炬状。

9.受扇形或钟状裂隙群控制的矿床

这些裂隙群主要发育在岩体内，属原生冷缩裂隙。

江西信丰月岭钨矿区矿脉产在花岗岩内，岩体呈向北凸出的半圆形，矿脉群总体呈向北撒开、向南收敛的扇形（图 7—16I），控矿裂隙是横张冷缩裂隙。

捷克斯洛伐克钦诺维茨锡矿床则主要受钟状冷缩裂隙群控制（参见图 7—15⑦），产于花岗岩岩钟顶部。

10.受帚状裂隙群控制的矿床（图 7—16J）

江西茅坪钨矿是实例之一，在那里含钨石英脉群向北西西方向收敛，向南东方向撇开，形似扫帚。含矿裂隙属左旋扭应力场作用下形成的张扭性裂隙群。

11.受山字型裂隙群控制的矿床

容矿裂隙群组合呈似山字型。以湖南白云仙钨矿床为例，含钨石英脉群一部分呈向南凸出的弧形分布；一部分呈近南北向发育在前者的凹面（北面），并在接近弧形脉群时尖灭。总体呈似山字型展布。容矿裂隙早期为压扭性，成矿时显示张性特征。

云英岩型矿床的矿体是含矿热液沿密集细小裂隙渗透交代形成的，常呈柱状、等轴状及穹状体等，常分布在花岗岩穹窿顶部，简称穹窿型矿体。有时伴有脉状或网脉状矿体。构成几个特殊的矿田（床）构造类型。

12.穹窿型或穹窿—脉型矿床（图 7—15④），如前苏联齐诺维茨锡矿床、蒙古南兹尔钨钼矿床。

13.穹窿—网脉型矿床（图 7—15⑧），如前苏联哈萨克钨、锡、稀有元素矿床。

14.外接触带的柱状、不规则状云英岩型矿床（图 7—15⑨），如前苏联哈萨克斯坦的鲍古蒂钨矿床。

（二）产于断裂复杂化的褶皱中的矿田（床）

褶皱构造控矿作用，在第三章中已述及。岩浆热液矿田产出的构造部位多为断裂交切的背斜构造的转折端、翼部、倾伏端等，褶皱中的层间（状）构造、剥离空洞及断裂构造是主要的控矿要素。按其成矿构造特征可划分出以下几个主要类型：

1.褶—断复合控制的矿床（图 7—15①）

在这类矿床中断裂既是矿液运移通道又是容矿构造之一，褶皱构造中的假整合面、岩性差异的层界面、层间破碎带、有利岩层等控制似层状、透镜状矿体产出，构成层—脉复

合型矿床，广西新路白面山锡石硫化物矿床较典型。

2.在褶皱翼部或转折端发育似层状、透镜状及形态复杂矿体的矿床（图 7—15⑧）

在这类矿床中，断裂仅起矿液通道的作用，层间构造及有利岩性是主要容矿构造。如鲁德内阿尔泰断块褶皱中的多金属矿田和矿床（图 3—2—4）和南哈卡西亚的铜矿点和萤石矿点。

3.产于相似褶皱转折端发育多层鞍状矿脉的矿田（床）（图 7—15⑨）

澳大利亚本迪戈金矿田最典型，矿田中发育 15 个平行排列的背斜成矿带，其中有五个具有重要的工业意义。矿体充填在背斜转折端砂岩与页岩层间鞍状剥离空洞中，鞍状矿脉在剖面上多次重复出现，通常被陡立的运矿断裂连接起来。

4.产于枢纽陡倾伏的褶皱中的矿床

其特点主要是，矿体在褶皱转折端发育，呈鞍状、S 形、筒状、透镜状等，沿褶皱枢纽倾向延深较大，水平断面规模较小。这类矿床常分布在前寒武系，其次为早古生代变质岩层中，如美国霍乌姆斯捷伊克金矿床。

（三）产于断层带中的矿田（床）

根据控矿断层（带）的特征，可划分为以下几种主要类型：

1.产于剥离断层（系）中的矿田（床）（图 7—15⑪）

它们常分布在变质杂岩核周围，受剥离断层系控制，第四章所述的湖南桃林铅锌矿是典型实例。据 J.E.Spencer 等（1986）研究，美国盆岭区的许多金、银、多金属矿床都与剥离断层作用有直接或间接关系。

2.产于韧性剪切带中的矿田（床）（图 7—15⑫）

主要发育在变质岩分布区，对金矿田（床）的形成和分布有重要的控制，广东河台、山东玲珑、辽宁丹东等地金矿床（田）较典型。但矿化均与韧性剪切带中的脆性破裂有关，详见第四章。

3.产于推覆构造或逆掩断层中的矿田（床）

这类矿田（床）主要发育在古生代以来的盖层分布区，受推覆构造或逆掩断层系控制。如我国福建大田龙风场多金属矿床；美国加利福尼亚州的"母矿脉"（金矿脉）沿逆断层带断续延伸达 195km。

4.产于陡立断裂（正断层、逆断层、走滑断层等）带中的矿田（床）

很常见，如湖南东坡矿田一些铅锌矿床、黄沙坪的铅锌矿床、前苏联萨顿铅锌矿床均属该类型。

应该指出，在上述各构造类型中矿化富集部位也是多种多样的，如主断裂弯曲处，分枝断裂中、主断裂与分枝断裂交汇处，次级断裂交汇处等等，矿体形态、产状也多样化。实际工作中，可根据主要控矿构造形式，进一步划分出构造亚类。此外，一般容矿断裂均具有多次活动的特点，断裂性质也是多变的，通常成矿发生在其引张阶段。

三、岩浆热液矿床的矿柱构造

关于该类矿床的矿体构造，已在第三、四、五等章及本章多次涉及到，不再赘述。在这里，仅介绍重要的矿柱构造类型。

矿柱是指矿床或矿体中那些富矿体或富矿段。有许多学者对热液矿床的矿柱构造进行过研究，Ф·И·沃尔弗松等（1985）将其分为 3 类 12 亚类型：

(一) 构造因素起主导作用形成的矿柱

这种类型矿柱形成时，其围岩是同一种岩石，构造是矿柱形成的主导因素。根据矿床产出部位可分为7个亚类：1）富集在张裂隙或在矿化过程中发生张开的剪裂隙中的矿柱；2）矿化期相邻岩块沿剪切断层位移，从而使断层弯曲部位张开形成的矿柱；3）近平行的剪断层系构成的断裂带中的矿柱；4）断层以锐角相接部位的矿柱；5）羽状裂隙与主干断层相交部位中的矿柱；6）两组或两组以上剪切断层相交部位中的矿柱；7）剪裂隙交叉部位中的矿柱。

所有这些类型的矿柱其横断面大多数呈等轴状或透镜状，只有第1）种类型的矿柱呈脉状。这些类型中常见和具有重要意义的为第2）、5）和7）三种。

(二) 围岩的物理性质起主要作用形成的矿柱

这种类型矿柱常处于产生不同变形的各种岩石的接触带或临近接触带部位。根据其产出的部位细分为四个亚类：1）产在含矿断层被成矿前横向断层构造泥所限制地段的矿柱；2）产在被含矿断层切过的不同成分岩层的接触部位的矿柱；3）产在被含矿断裂切过的侵入体或岩墙的接触带上的矿柱；4）产在被含矿断层切过的脆性岩石捕虏体中的矿柱。

这些矿柱，在平面图上，均具有等轴状或透镜状形态。

(三) 围岩的化学性质起主要作用形成的矿柱

这种类型矿柱只有一种，即产在被含矿断裂切过的有利于被矿石矿物交代的岩层中的矿柱。这类矿柱通常是缓倾斜，甚至是水平的，一般呈伸长的带状。

本章着重介绍了岩浆矿田（床）、伟晶岩矿田（床）、矽卡岩矿田（床）和岩浆热液矿田（床）产出的构造地质环境及主要构造类型，有关火山—次火山矿田（床）的构造地质环境和主要构造类型已在第六章中作了详细介绍。

第八章　沉积矿床的成矿构造

第一节　概　　述

一、沉积矿床成矿构造含义

控制陆源风化物质及海底喷发物质的迁移、分异、沉积成矿的构造称为沉积矿床的成矿构造．例如，在陆内断陷盆地的发生、发展过程中，伴有盐类物质的搬运、沉积分异和埋藏成矿．

本书讲的"沉积矿床成矿构造"是指控制"沉积矿床"及"沉积弱改造矿床"的构造，前者的矿床如铁、锰、铝、磷、粘土、盐类、燃料的沉积矿床，后者指各种硫化物、碳酸盐的沉积矿床．

二、沉积矿床成矿构造分类

从不同角度出发，有不同分类．

(一) Г·Ф·雅科甫列夫分类

1.陆地构造类型　控制陆相沉积或堆积成矿的构造，可进一步分为剥蚀构造、侵蚀构造、岩溶构造．

2.海底构造类型　海相沉积成矿的构造．进一步分为滨海构造、砂洲及礁体构造、不整合面构造．

3.同沉积期构造　也称同生构造，它是与沉积成矿同时发生，并对沉积成矿起同步控制作用的构造，可进一步分为盆地构造、隆起构造．

(二) 本书分类

二十世纪七十年代以来，海洋地质、海洋物探、海洋化探的研究有迅速发展，尤其是板块构造、地质力学理论的建立和发展，对沉积成矿研究是一个推动．本书结合新的研究成果，考虑到矿床成因分类，提出三大类：海相沉积矿床成矿构造、海陆交互相沉积矿床成矿构造、陆相沉积矿床成矿构造，其沉积相不同，所反映的沉积构造环境也不同．具体划分见表 7—1．其中二级分类是控制矿田的基本构造类型，还可以进一步划出三级的或四级的等．

三、沉积矿床成矿构造特点

沉积矿床成矿构造按不同层次总体上有如下几点特征：

1.矿体构造：控制单个矿体的构造包括层理、不整合面、假整合面、岩溶构造以及某些由重力形成的重力构造．矿体呈层状、透镜状、扁豆状，夹于沉积岩系中．矿体与围岩整合或微角度不整合，界限清晰或一般清晰．所控矿石构造以微条带状为主，还有角砾状、胶状、块状等．

2.矿床构造：控制矿床的构造常为三级沉积盆地中的洼地，亦即三级沉积盆地控制矿床．沉积成矿后，由于构造运动引起含矿岩系变形，矿体常位于背斜转折端或向斜翼部，或两者兼有．

3.矿田构造：控制有成因联系的诸矿床的构造盆地，或火山机构。亦即矿田常受二级构造盆地控制，这些二级盆地寓于一级盆地之中，各二级盆地周缘一般有同生断裂围切。

4.成矿带（区）构造：诸矿田产于克拉通化板块内部断陷带，也产于板块边缘造山带（岛弧）及碰撞带。前者产出的主要矿床是沉积间断面上方沉积岩系中的铁、锰、铝、磷、粘土等沉积矿床，呈面状分布；后者主要是与火山喷发有关的硫化物矿床，沿构造线呈带状分布。

表 8—1　沉积矿床成矿构造分类简表

一级划分	二级划分	实　　例
海相沉积矿床成矿构造	海岭沉积构造盆地	东太平洋隆黑烟囱硫化物
	深海沉积构造盆地	大洋锰结核矿床
	弧前沉积构造盆地	日本别子 Zn—Cu 矿床
	弧间沉积构造盆地	日本内之岱 Zn—Cu—Pb 矿床
	弧后沉积构造盆地	渤海盆地油气田
	陆缘裂谷沉积盆地	内蒙古东升庙 Zn—Pb—黄铁矿矿床
	陆架沉积构造盆地	湖北荆襄磷矿床
海陆交互相沉积矿床成矿构造	波状拗陷沉积盆地	山东淄博铝土矿矿床
	断裂拗陷沉积盆地	辽宁阜新煤矿床
	沿海障壁沉积盆地	加拿大萨斯卡彻温盐类矿床
	沿海残留沉积盆地	死海盐矿床
陆相沉积矿床成矿构造	山间内陆断陷盆地	青海察尔汗盐矿床
	克拉通内陆断陷盆地	南非兰德 Au—U 矿床
	岩溶内陆沉积盆地	南美加买加铝土矿矿床
	风化洼地沉积盆地	广西富贺钟砂锡矿床

第二节　海相沉积矿床的成矿构造

一、概述

（一）概念

控制海相沉积矿床形成的构造要素及构造作用，称为海相沉积矿床成矿构造。该类构造包括海岭盆地、深海盆地、弧前盆地、弧间盆地、弧后盆地、陆缘裂谷盆地、浅海陆架盆地等，它们形成于造山（褶皱）运动期前，相当于海进成矿期，成矿于海底扩张到俯冲阶段。

地质历史上，海洋广泛分布，主要的沉积矿床形成于海洋环境。因此，在沉积矿床成

矿构造中，海相沉积矿床成矿构造成为主要的研究对象。

（二）特点

海相沉积矿床成矿构造所控含矿沉积建造基本有四类：

1.海岭盆地含矿建造为基性熔岩及火山喷发沉积建造；

2.岛弧盆地的为基—中酸性火山岩夹陆源沉积岩，或陆源沉积岩夹火山喷出岩；

3.裂谷盆地的为基性火山岩-碎屑岩-页岩-白云质碳酸盐岩建造；

4.浅海盆地的为页岩-碳酸盐岩建造，及滨海带的碎屑岩或泥灰岩类等。

所控矿床类型，自海岭→洋盆→岛弧→陆架→滨海方向，分布有块状黄铁矿型多金属矿床（塞浦路斯型）、大洋结核型锰矿床、层状铜多金属矿床（别子型）、层状贱金属硫化物矿床（黑矿型）、层状银多金属矿床（银硐子型）、火山岩-白云岩型层状锰矿床（乌申斯克型）、页岩-白云岩型层状锰矿床（瓦房子型）、砂岩-页岩型层状铁矿床（宜龙式）。总的说，从深海带→半深海带→浅海带，火山物质减少，陆源物质增多，表明了空间上构造由相对活动带到相对稳定带的转变。

所控矿体以层状、扁豆状、透镜状为主，与围岩整合，也见有低品位脉体（一般不达工业要求）穿插，系后期改造的产物，尤其是硫化物矿床中，这种现象较普遍。一般说，中心式火山机构所控制的矿床，以喷发通道为中心，呈环带状分布；而裂隙式喷发者，则呈带状分布。

传统上将沉积矿床的构造环境分为优地槽型、冒地槽型、台型，它们大体上分别相当于板块构造的造山带、裂谷带、陆缘带，前者为海岭、洋盆．岛弧沉积建造在板块碰撞时的褶皱表现，中者相当于弧后盆地或地壳被拉薄（强烈）的拗拉槽．后者则是基底稳定的浅海盆地．例如：中—晚元古代（长城纪—震旦纪）时，狼山北侧为初始弧盆环境，形成了若干铜多金属矿床；南侧为陆缘裂谷带，形成了铅锌-硫铁多金属矿床；而再向南的华北地台内部的拗陷带边缘，则广泛分布着宣龙式铁矿；它们皆呈东西向带状分布。

二、矿床构造类型

1.层状矿床构造　即沉积层控制矿体的构造．矿层、岩层属同一层，只是局部有用组分聚集达工业要求时，被圈定为矿体．矿体呈层状、透镜状，与围岩整合。

2.层间沉积成矿构造　为沉积岩层层间构造．所控矿体呈扁豆状、透镜状，矿体与围岩间整合或微角度相交．后者为后期构造运动所致。

3.不整合面洼地构造　为差异剥蚀的负地形，控制透镜状矿体。

三、矿田构造分析

海相沉积矿田构造一般可分同生沉积构造和后生变形构造两类，前者具有成矿意义，后者具有改造意义，两者在找矿上皆具重要性．

1.海岭（洋隆）沉积构造盆地

二十世纪八十年代初以来，人们在东太平洋海岭上发现了"黑烟囱"和"白烟囱"(1981)（图 8—1），黑烟进入海水，沉淀出磁黄铁矿，含锌达 25%，或含铁 20—40%、含铜 2—6%，Co、Pb、Ag、Cd 等含量甚微．白烟混入海水，沉淀的主要是重晶石．说明大洋扩张脊喷发的主要物质是 Fe—Cu—Zn，而显著贫 Pb、Ag。

地中海中塞浦露斯特拉多斯块状 Fe—Cu 硫化物矿床全部产在下枕状熔岩顶端或内部，自下而上分石英或石英硫化物脉带、硅质矿带、黄铁矿（含 Cu）带、赭石带．石英

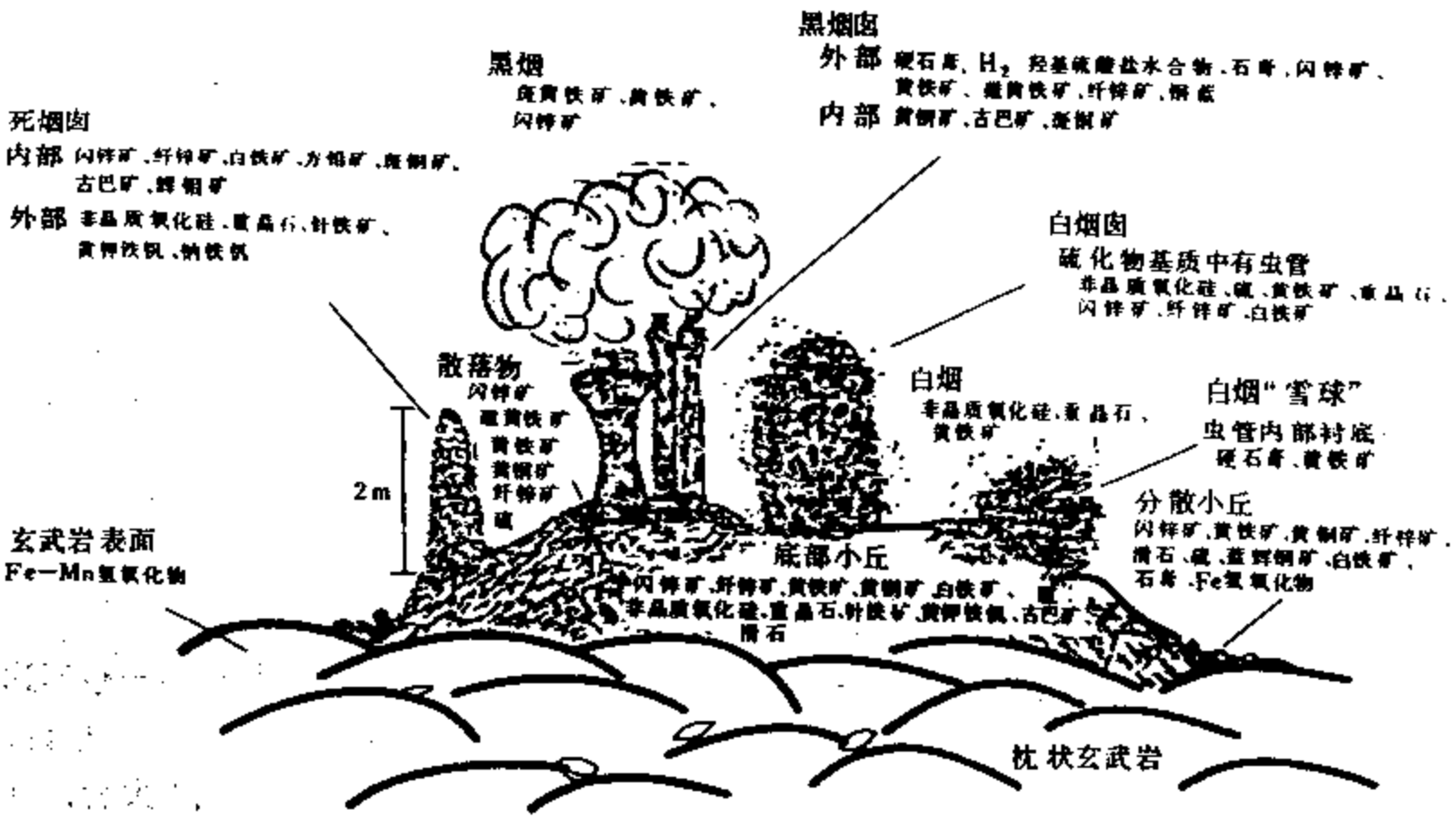


图 8—1 在东太平海洋隆观察到的气液喷发构造类型
(转引自 Maynard J.B., 1983)
这些小丘可能与塞浦路斯的"赭土"相似

包裹体测试资料表明，其温度近350℃，盐度近海水，结合同位素研究，认为成矿溶液是海水。海水在洋底喷发沉积物中溶滤出成矿物质并带出喷发口，在氧化条件下，Fe、Mn、Ba 在海水中沉淀。其中 Fe^{2+}的 Eh 值低于 Mn^{2+}的；因此，Eh 值递减时，首先 Fe 沉淀，Mn 则分散在远离喷出口，Ba 沉淀在 Mn 之后（图 8—2），这样，形成了 Fe→Mn+Ba 的相序。此外，高温热液中的 SO_4^{2-}还原为 S^{2-}，与 Cu、Zn 结合成硫化物，在热液通道内或出口附近沉淀。因此，块状硫化物矿床通常产于下部，而铁、锰矿层沉积在顶部。

一般说，海岭盆地成矿模式为：

（1）为 Cu—Zn—S 块状硫化物，其中黄铁矿和白铁矿约占 50%，不含或微含 Pb，伴生 Fe、Mn 堆积；

（2）含矿岩系自下而上为超铁镁

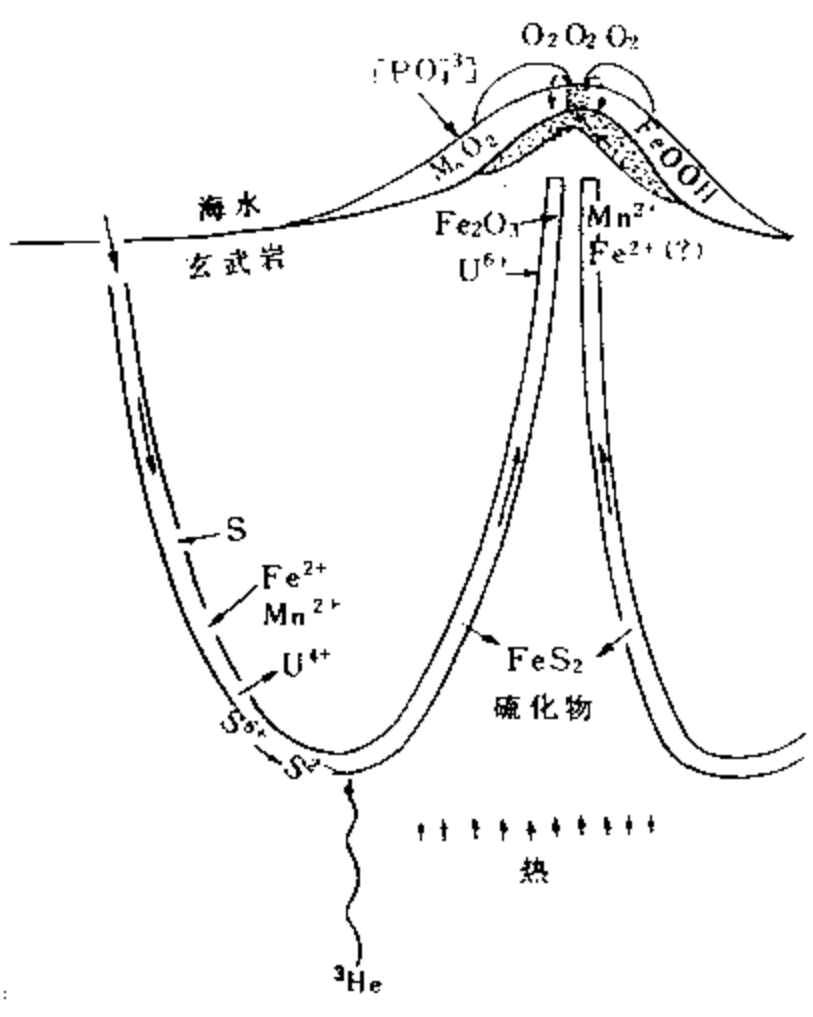


图 8—2 海水-热液体系模式
(转引自 Maynard J.B., 1983)
水平比例尺和垂向比例尺未定，但横跨顶部的距离可能为 100—200m，深为 2km，注意 F_e 和 Mn 的分离

质岩石（包括蛇纹岩）、辉岩、席状岩墙（杂岩）、块状硫化物、Fe 和 Mn 的氢氧化物、玄武质枕状熔岩、远洋沉积物及燧石；

(3) 成矿于拉张的构造环境、其后由于板块碰撞而入造山带；

(4) 在拉张作用下，海水在喷发物中对流溶滤出成矿物质，于席状岩墙顶部及枕状玄武岩下部成矿；

(5) 若扩张速度加快，成矿强度也加强。该类矿床的现代实例有加拉帕戈斯、东太平洋阿曼等，当然对它们的研究与鉴别仍将继续，也不免有争议。

2.深海沉积构造盆地

现代大洋广布锰结核，资源量约 1.7×10^4Gt，其中 Mn4000Gt、Ni164Gt、Cu88Gt。有三种产出地区：

(1) 仅有陆源碎屑岩区，如北冰洋，无近代火山活动；

(2) 有陆源也有火山物质区，如大西洋、印度洋、太平洋；

(3) 火山活动区，如太平洋海岭附近。

由于 Mn 较 Fe 具有强的化学活动性，结果 Fe 的氧化物及氢氧化物堆积在喷发中心的海岭盆地，而 Mn 的氧化物及其氢氧化物堆积在海岭附近的大洋盆地。

3.岛弧沉积构造盆地

岛弧盆地（图 8—3）可进一步分为：

(1) 弧前沉积构造盆地，也称外弧槽，位于岛弧靠大洋一侧，接受着火山喷发物质及陆源物质的混合或交替沉积。

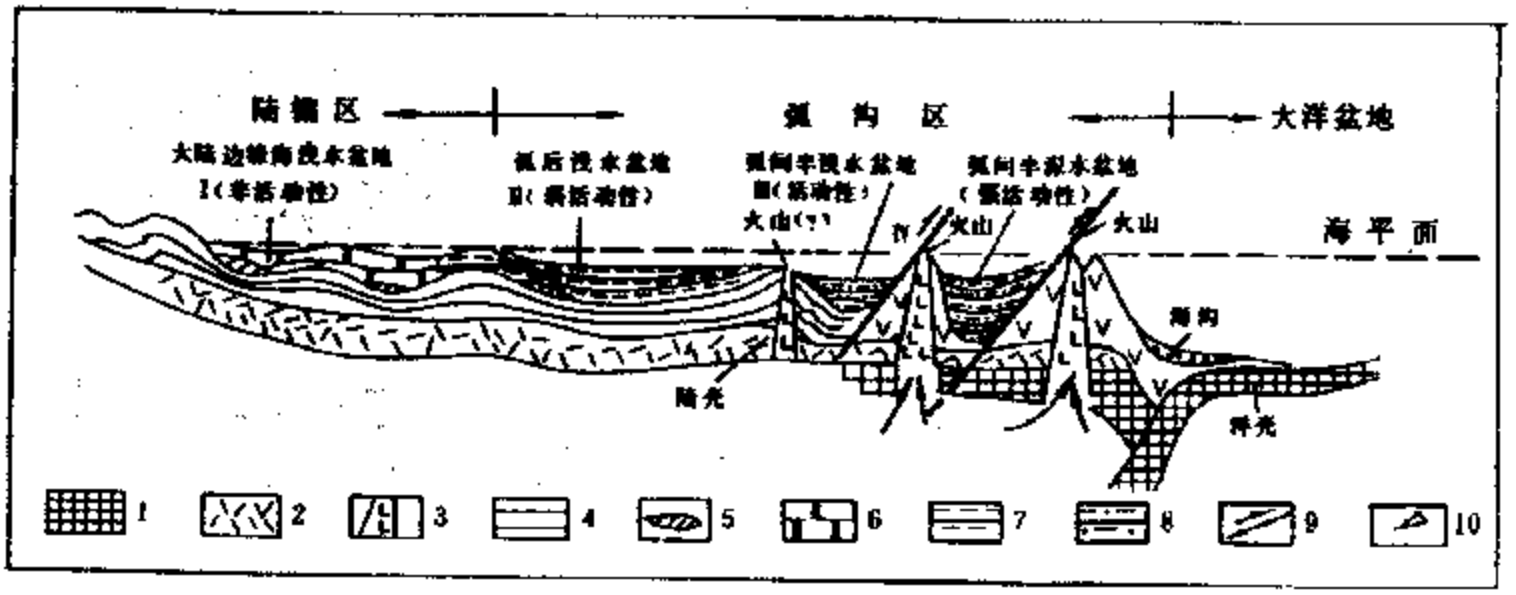


图 8—3 中国南方晚元古代—早加里东期古板块构造和沉积盆地示意图
(引自涂光炽等《中国层控矿床地球化学》第 2 卷，科学出版社，1987，略有修改)
1—洋壳；2—陆壳；3—火山；4—震旦系；5—下寒武系含磷建造；6—碳酸盐岩建造；7—含钒硅页岩建造；8—硬砂岩复理石、类复理石建造；9—深大断裂；10—超基性岩体；
Ⅰ—康滇古陆；Ⅱ—黔中隆起；Ⅲ—江南古陆；Ⅳ—武夷山—云开大山隆起带

(2) 弧间沉积构造盆地，为岛弧扩张带，广泛分布着海相火山喷发熔岩、凝灰岩。

(3) 弧后沉积构造盆地，分布于岛弧与大陆板块之间的构造盆地，是由于岛弧的隆起，使部分海水与大洋分隔或半分隔而成，这种盆地有以硅铝层为基底的，或者建筑在老岛弧之上，也有以硅镁层为基底的。

岛弧盆地中形成的主要矿床类型是块状硫化物矿床，它可分为早期岛弧型 Cu—Zn 矿

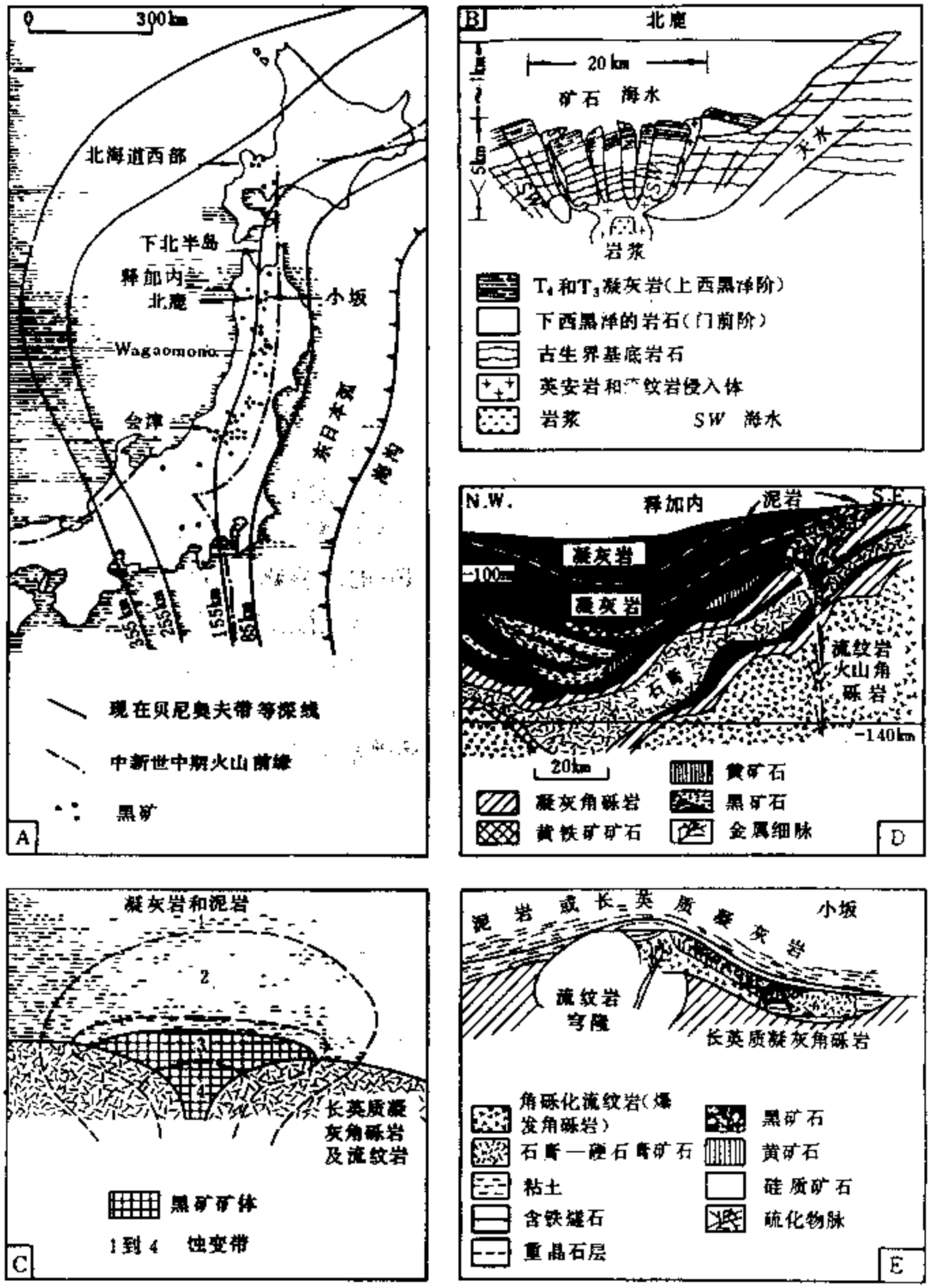


图 8—4 日本黑矿矿床成矿构造系列图

(转引自 Hutchion C.S.，1983)

(A) 黑矿矿床—它们的分布与贝尼奥夫带深度及火山前缘的关系；(B) 根据北鹿地区所做的海底破火山口中矿体形成的模式；(C) 矿体周围的粘土蚀变带：(1) 蒙脱石、沸石、方石英；(2) 绢云母、绢云母—蒙脱石、Fe／Mg—绿泥石、(钠长石、钾长石)；(3) 绢云母、绢云母—蒙脱石、Mg—绿泥石、高岭石；(4) 石英，绢云母，Mg—绿泥石；(D) 矿床横剖面：释迦内矿；(E) 小坂矿山典型黑矿矿体的示意剖面

床和壮年岛弧型 Cu—Zn—Pb—Ba 矿床。

早期岛弧型 Cu—Zn 矿床发生于陆壳较薄处，或仅有硅镁层处。如产于日本四国晚古生代石炭—二叠系的别子型 (Besshi-type) 层状黄铜矿—黄铁矿矿床，这类矿床的矿体产于镁铁质片岩与泥质和砂质片岩互层中；矿体顶、底板皆为石英片岩，与围岩整合；矿

石由黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、磁黄铁矿组成，缺方铅矿．该矿床沉积后遭受了中生代三波川造山运动中的绿片岩相改造．

壮年岛弧型 Cu—Zn—Pb—Ba 矿床产于具有较厚硅铝层的环境，如产于中新世绿色凝灰岩中的日本黑矿型矿床（图 8—4），该类矿床沿日本岛弧分布长达 1500km，宽 100km，火山岩和沉积岩厚 3000m．一般矿床自下而上分为含铁燧石层、重晶石带、黑矿带、黄矿带、黄铁矿带、石膏带、硅质带，但这些带并不是在所有矿床中都发育齐全．矿石构造有条带状及角砾状两种．矿带受控于断陷盆地，矿床受破火山口及塌陷构造控制．50%的矿床产于北鹿地区盆地内，矿床大致环绕盆地边缘产出，矿床有集群性．

图 8—5 上（A）显示了成熟（壮年）岛弧水下边缘盆地中黑矿矿床与弧顶陆相火山岩型金-银碲化物、斑岩铜矿的空间关系，它们构成了成熟岛弧不同构造部位的成矿系

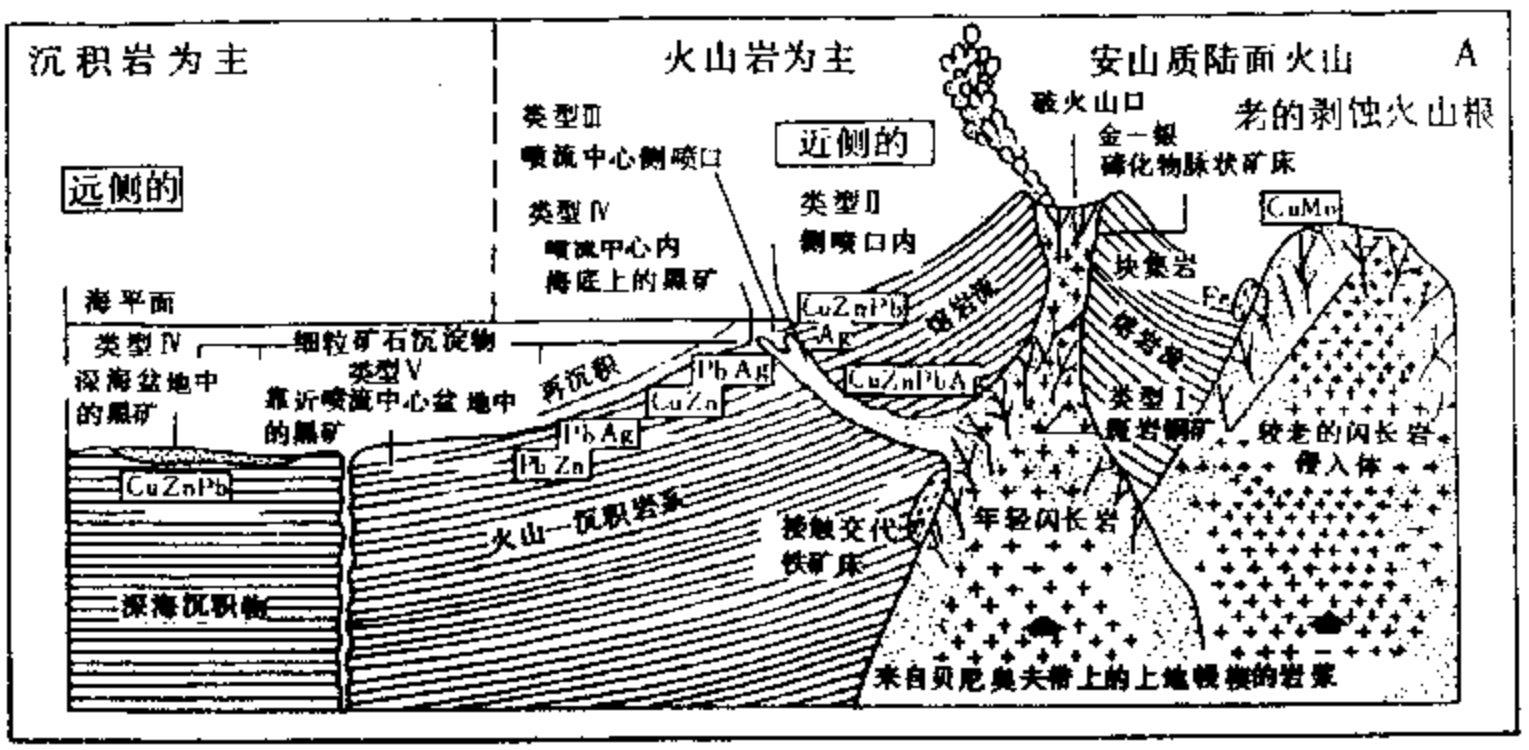


图 8—5 岛弧构造成矿系列

(A) 火山岛弧横剖面的示意图，表示黑矿矿床系列与斑岩铜矿床系列之间的关系（据 Colley，1976）；

(B) 岛弧消亡板块边缘的示意横剖面，表示矿床沉积作用的可能位置（据 Garson M.S.，和 Mitchell A.H.G.，1976）

列；下图（B）显示了别子型、黑矿型、斑岩型、塞浦路斯型（来自海岭）块状硫化物矿床的空间关系。

此外，岛弧盆地中还常见热泉沉积，如西太平洋现代岛弧中的新不列颠岛（属巴布亚新几内亚）的热泉水（马图皮港、塔拉塞亚）化学分析表明，热泉中 Na、K、Mg、Ca、Cl、SO_4^{2-} 的丰度与海水中的十分接近，而热泉中 Mn、Fe、Cu、Zn、Pb、As 的丰度是海水中的几十至 2 万倍。在塔拉塞拉（Talasea）热池中，除有铁的氧化物，还有高达 10%的铁硫化物，它们为黄铁矿与白铁矿。沉积物中主要有用元素 Fe、Mn、Zn、Cu、Pb 富集，显然 Pb 的大量出现，有别于洋中脊。图 8—6 为塔拉塞亚热池平面及剖面图，反映为一个半封闭的海盆地。

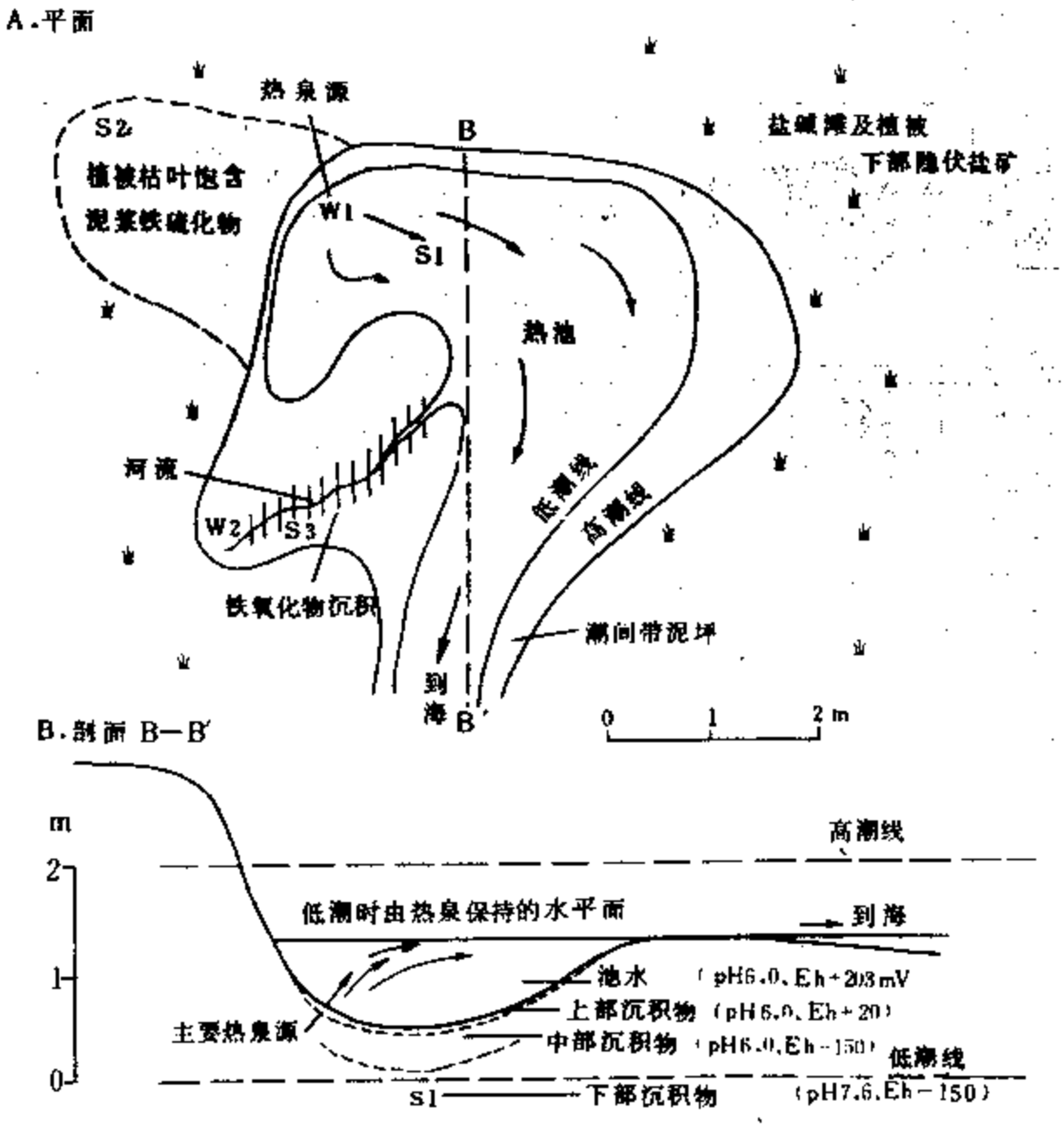


图 8—6　新不列颠岛塔拉塞亚含铁硫化物热池平面及剖面图
(据 Ferguson.J., Lambert I.B.和 Jones H.E., 1974)
W1 为水样品编号；S1 为沉积物样品编号

4. 陆缘裂谷沉积盆地

分布于大陆边缘，有的与岛弧平行，有的与岛弧斜交。有的裂陷较深，导致基性岩浆上涌；有的裂陷较浅（地壳拉薄），仅有热泉喷出，或谷中海水被地幔岩浆加热。"喷气矿床"主要产于此种环境中。

现代陆缘裂谷首推红海及波斯-阿曼湾，分布于印度洋北岸。红海裂谷中已查明有十八个海渊（次级海盆），其中近 2000m 深的 AtlantisⅡ海渊中，在约 50km^2 的海域中，分

布着平均 20m 厚的含金属沉积物．Fe29%、Zn3.4%、Cu1.3%、Pb0.1%、Ag54ppm，沉积物间隙卤水 8%．估算储量：$Zn32.2\times10^5$t、$Cu8.05\times10^2$t、$Pb0.8\times10^5$t、$Ag45\times10^2$t、Au45t．

研究表明，裂谷自早元古代就已经开始出现．许多层状银铅锌矿床产于此种环境．裂陷、沉积、成矿三者紧密联系．至于火成岩，只要与该类矿床有关，一概都是基-中酸性岩组分的，它们均位于沉积建造的下部（Norman，1978）．事实上，层状铅锌银矿床赋存的盆地内部或附近，总有一些基-中酸性岩浆活动．

例如加拿大西部的沙利文巨型铅锌矿床（>1.7Gt 矿石量），产于元古界帕赛尔（Purcell）超群（厚 20km，17—8.5Ga）的奥尔德里季（Aldridge）组（厚 6.5km，17—13Ga）中（图 8—7）．矿体呈大透镜状，夹于 30—90m 厚的粉砂岩及页岩内；顶板为石英岩，底板局部有厚达 60m 的砾岩；主要金属矿物有磁黄铁矿、黄铁矿、闪锌矿、方铅矿．在西部，矿体上部富 Pb，Ag 与之正相关；Pb、Ag 向东渐减；Zn 分布普遍．锡石呈浸染状产在西部硫化物矿石中，也出现在裂隙及褶皱枢纽部位．帕赛尔超群有 5000m 厚的熔岩，奥尔德里季组中的玄武质 Moyie 岩床在许多地方占实测剖面岩石一半，绝大部分矿床与 Moyie 岩床中的一条脉状方铅矿的同位素组成相似，单阶级年龄 1200—

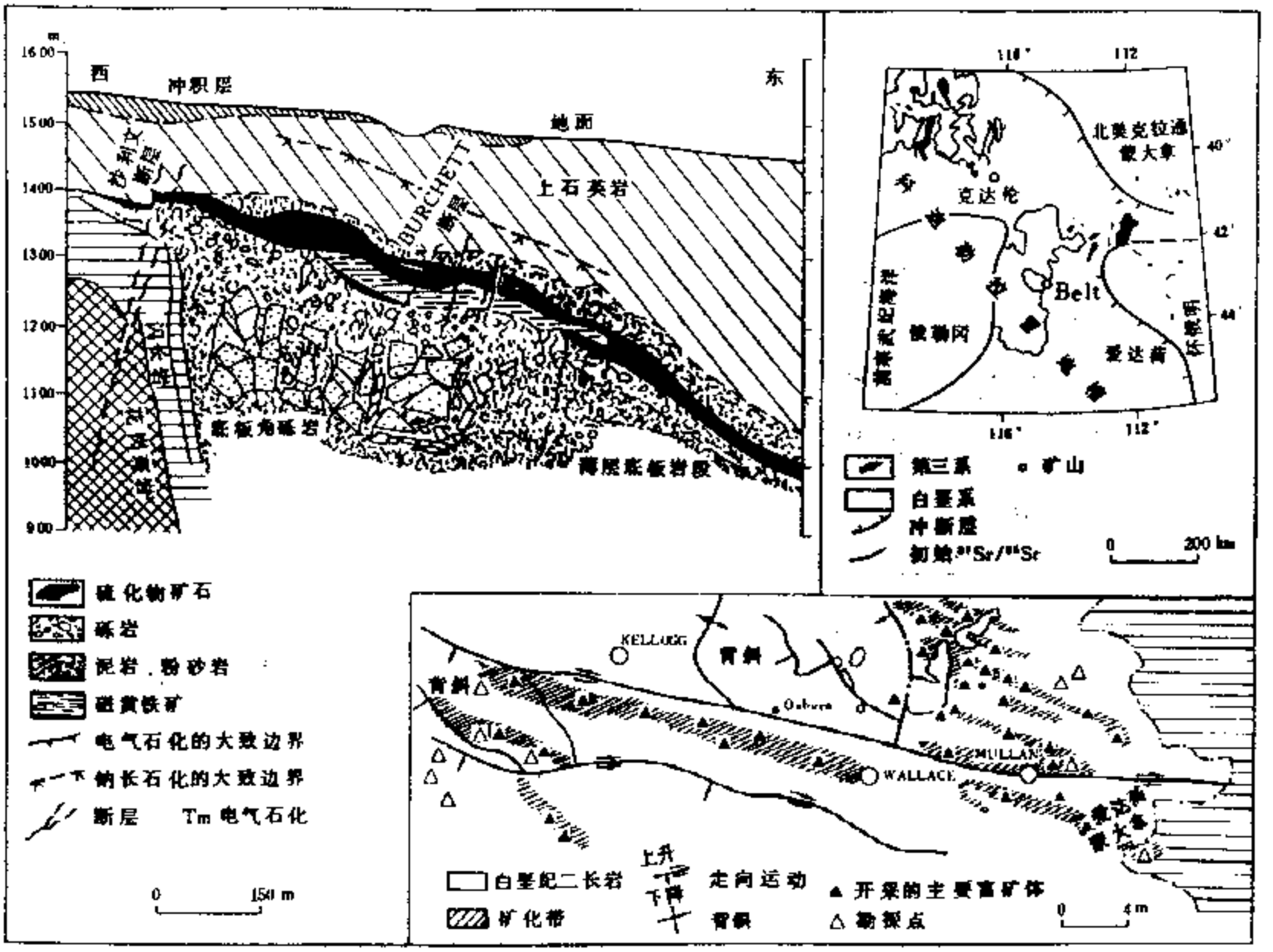


图 8—7　北美洲西部前寒武纪拗拉槽中的矿化
Belt 盆地与寒武纪克拉通边缘关系的轮廓；沙利文矿体的剖面
（据 Thompson，R.I.等，1976）；
爱达荷州克达伦矿带地质图（据 Hobbs，S.W.等，1968）

1400Ma，奥德里季组的 Rb–Sr 法测得年龄 1265Ma．据深部地震反射资料，沙利文附近有一东西走向的元古代裂谷．矿石 $\delta^{34}S$ 值为−10.4—+4.7‰，且条带状磁黄铁矿发育在炭质层中，表明了盆地流水不畅．因而认为是一个位于大陆板块边缘夭折了的裂谷带，或拗拉槽（Mitchell A.H.G.，Garson，1976）．类似的实例还有澳大利亚的 Mt.Isa 铅锌矿、McArthur 河谷铅锌矿等，它们皆成矿于中元古代（1.65Ga）．

近年来，对陕西柞水–山阳矿田泥盆系中银多金属矿床研究，提供了我国的一个典型实例（图 8—8）．其含矿岩系自新而老为（剖面）：

铁白云质结晶灰岩与绿泥石千枚岩互层；

银铅多金属矿层（体）；

绿泥绢云千枚岩，向上为绿泥千枚岩；

粉砂质板岩夹灰岩透镜体；

细粒石英砂岩夹粉砂质板岩．

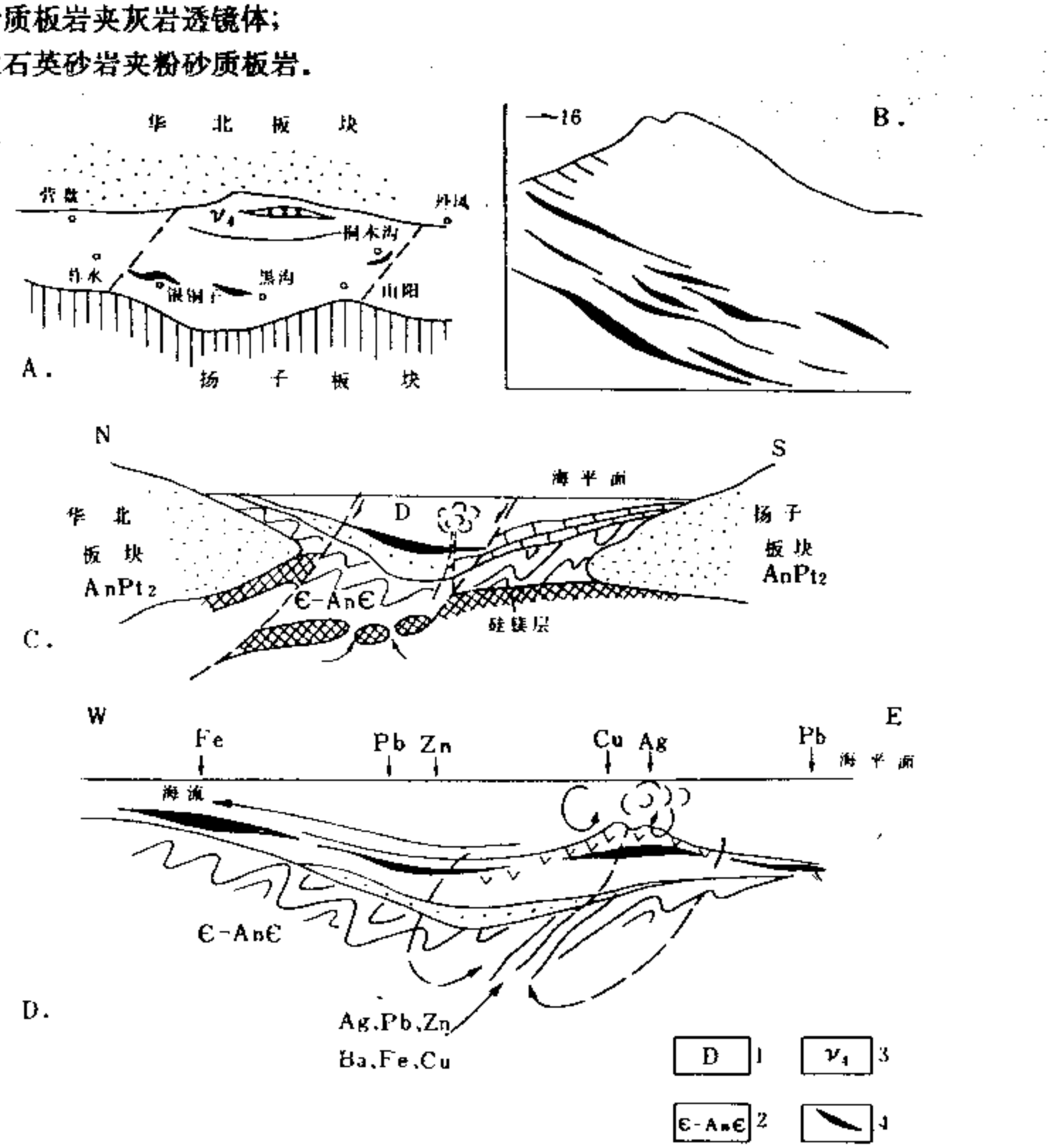


图 8—8　陕西柞水–山阳银多金属矿田成矿构造系列模式
（据王思源，1990）
1—泥盆系；2—寒武系—前寒武系；3—海西期基性侵入岩；4—银多金属矿体；$AnPt_2$—前中元古界

矿体呈层状、透镜状，与围岩整合，界限清楚。金属矿物：黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、黝铜矿、银黝铜矿、硫银锑铅矿、硫锑铜银矿、深红银矿、自然银、螺状硫银矿等。非金属矿物：重晶石、钠长石、石英、玉髓、铁白云石、菱铁矿等。

矿体中的层状重晶石岩及似碧玉岩提供了宏观的海底喷发证据，岩石化学、微量元素、稀土元素（$\delta Eu=0.7—0.8$）、铅同位素等，皆说明绿泥石千枚岩及绿泥绢云千枚岩为中基性喷发岩。矿田南缘山阳—凤镇超壳断裂北侧的桐木沟火山角砾岩的分布，说明了海西期本区为海底喷发带（图 8—8—A）。

该矿处于北西西向造山带，华北板块与扬子板块于加里东期碰撞，海西期该碰撞带又被拉张，成为扬子海北部边缘裂谷。

5.陆架沉积构造盆地

陆架盆地指基底为克拉通的陆缘浅海盆地，它的向海一侧是大陆坡或陆缘裂谷。浅海盆地上的次级盆地可因断陷、礁隆、沙隆而产生。整个盆地通常伴随地壳拉张而下沉，导致海侵；伴随挤压而上升，导致海退。是海相磷、锰、铁沉积成矿的良好环境。

世界上磷酸盐的供应约 82%来自沉积矿床。现代富磷沉积物，一是在南北纬 40° 之间的低纬度区，另一是在大陆架上。例如西南非洲、北美东南部、北美加利福尼亚州南部的近海。现代大洋中磷酸盐几乎是饱和的，只是含量不匀，温暖的表层水约含 0.01ppm，冷的深层水含 0.3ppm。富磷深层水若被洋流搬至浅层，温度升高，压力降低，磷酸盐沉淀。推测古代形成磷矿也应有此机理。例如震旦纪荆襄磷矿产于扬子克拉通北缘浅海盆地，寒武纪昆阳磷矿产于扬子克拉通西南边缘浅海盆地等。

第三节　海陆交互相沉积矿床的成矿构造

一、概述

（一）概念

控制海陆交互相沉积矿床形成的构造要素及构造作用，称为海陆交互相成矿构造。

该类矿床构造皆分布于近海地带。成矿构造有波状拗陷盆地、断裂塌陷盆地、沿海障壁盆地、沿海残留盆地。它们形成于造山运动过程，相当于海陆交互期，成矿于板块挤压阶段。图 8—9 显示了海陆交互相环境及成煤模式。它包括了滨海冲积平原、泻湖海湾、三角洲、滨海岛屿的一些环境。

（二）特点

1.海陆交互相沉积成矿构造所控制含矿建造有：

（1）泻湖盆地的石灰岩-泥灰岩-白云岩-盐岩的蒸发岩系，系由封闭-半封闭的水盆地在干旱-半干旱环境中蒸发而成；

（2）沿海沼泽盆地中的碎屑岩-粘土岩-炭质页岩-煤的煤系地层，系封闭的海水在潮湿环境中因淡化导致植物生长所致；

（3）沿海准平原化盆地中的粘土岩系，与煤系关系密切，其中产有沉积型铝土矿。

2.所控矿床主要有沉积铝土矿矿床、沉积粘土矿床、盐类矿床、煤矿床。

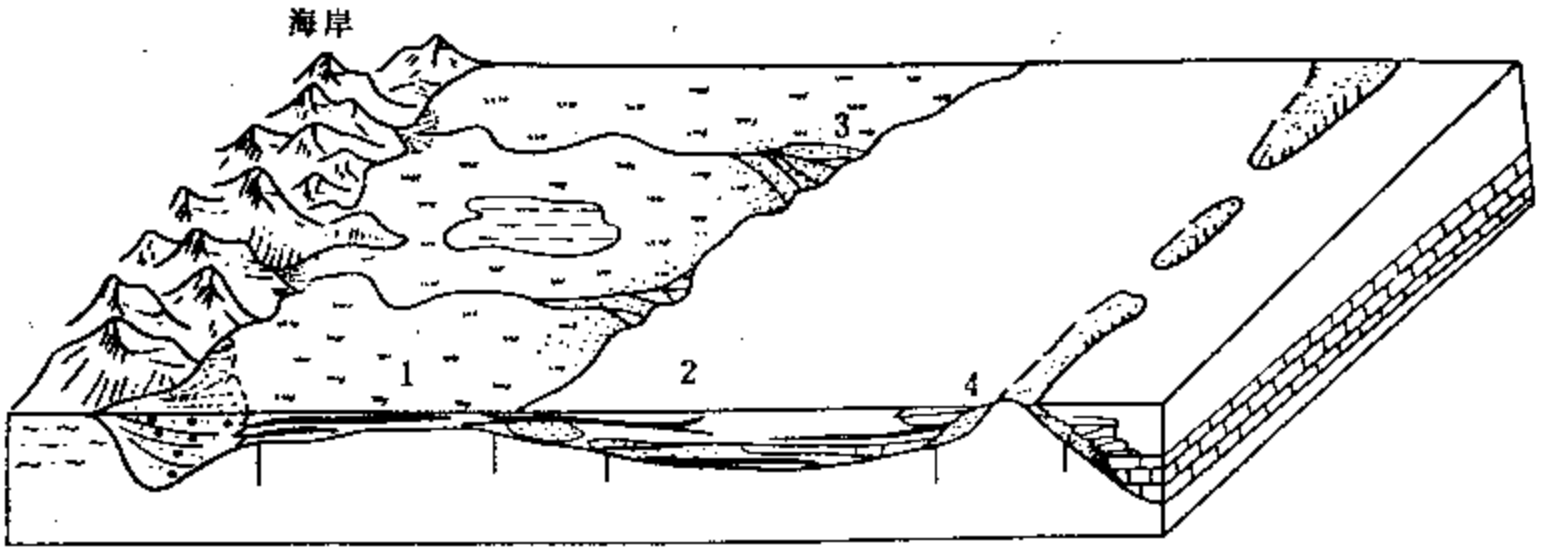


图 8—9　海陆交互相沉积盆地模式
(引自李明潮等《中国主要煤田的浅层煤成气》，科学出版社，1990)
1—滨海冲积平原亚型；2—泻湖海湾亚型；3—三角洲亚型；4—滨海岛状亚型

3.所控矿体呈层状、透镜状，与围岩整合，顺层分布，一般产在地层厚度较大处。

4.这类矿床皆位于古克拉通地块边缘拗陷区。例如，华北地台周缘石炭—二叠纪的铝土矿和煤。

5.加里东末期，中国大陆普遍隆起。古陆（硅酸盐岩）边缘的下古生界碳酸盐岩风化为红土型铁铝质风化壳。及至海西期，地壳局部下沉，伴随海侵，上述风化壳被改造（冲刷→沉积），不久就出现了海陆交互相的煤系及与之有关的锰、铝、粘土等矿床。例如北方的太原期，南方的测水期形成的有关矿床。

二、矿床构造类型

1.不整合面和假整合面构造　长期隆起的克拉通，因剥蚀形成凹凸不平的盆地。这些不平整的凹陷决定了上覆岩系底部矿体的位置及其形状。例如贵州遵义沉积锰矿产于下二叠统硅质灰岩假整合面上方的二叠统煤系地层底部，含锰层为灰黑色粘土页岩。总体长5000m，宽1000m，厚3.5m。它们断续分布在很大的范围内。

2.差异升沉凹陷构造　由于地壳运动，导致沉积基底的差异升沉，沉降的凹陷部位沉积厚度大，是矿体赋存的最有利部位。多次差异升降就会产生若干层矿体。例如辽宁牛心台耐火粘土矿床，产于中奥陶统灰岩假整合面上方的上石炭统及下二叠统的煤系地层中，自下而上发育了G、D、B、A层粘土矿，矿体呈层状、透镜状，与围岩整合。

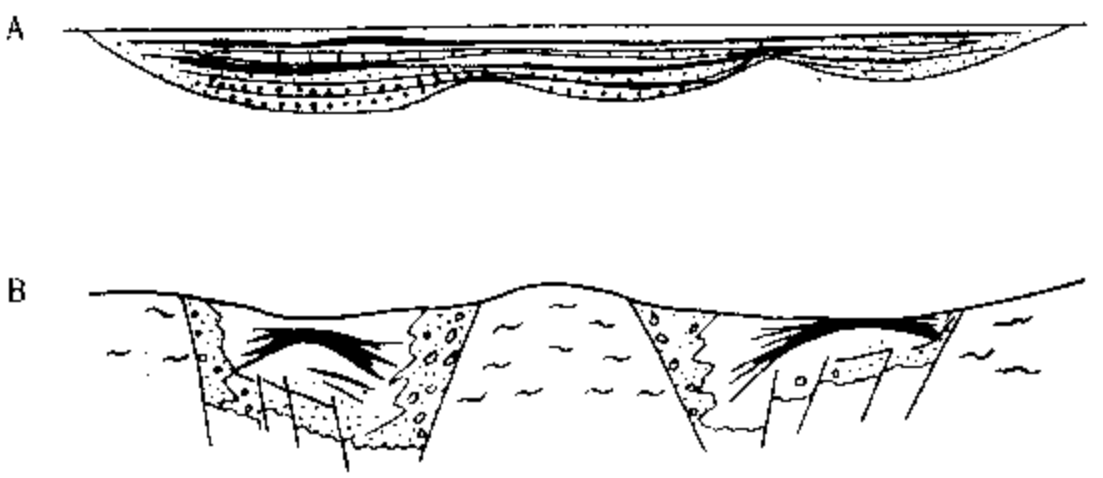


图 8—10　克拉通地块上发育的构造盆地类型
(转引自《矿床学》，地质出版社，1985)
A—波状拗陷盆地；B—断裂拗陷盆地

三、矿田构造分析

海陆交互相沉积矿田的后生变形构造一般不太复杂，多为开阔型褶皱，主要由于它们已具备了一个克拉通化基底，但继承性断裂常较显著。控制沉积成矿的是构造盆地，这些盆地有巨、大、中、小的不同级别，其中控制矿田的通常是中型盆地。研究这些盆地的成矿构造，需要结合盆地基底岩系和基底岩系形成的大地构造环境进行，例如：它们的基底是古岛弧带，还是碰撞裂谷带。

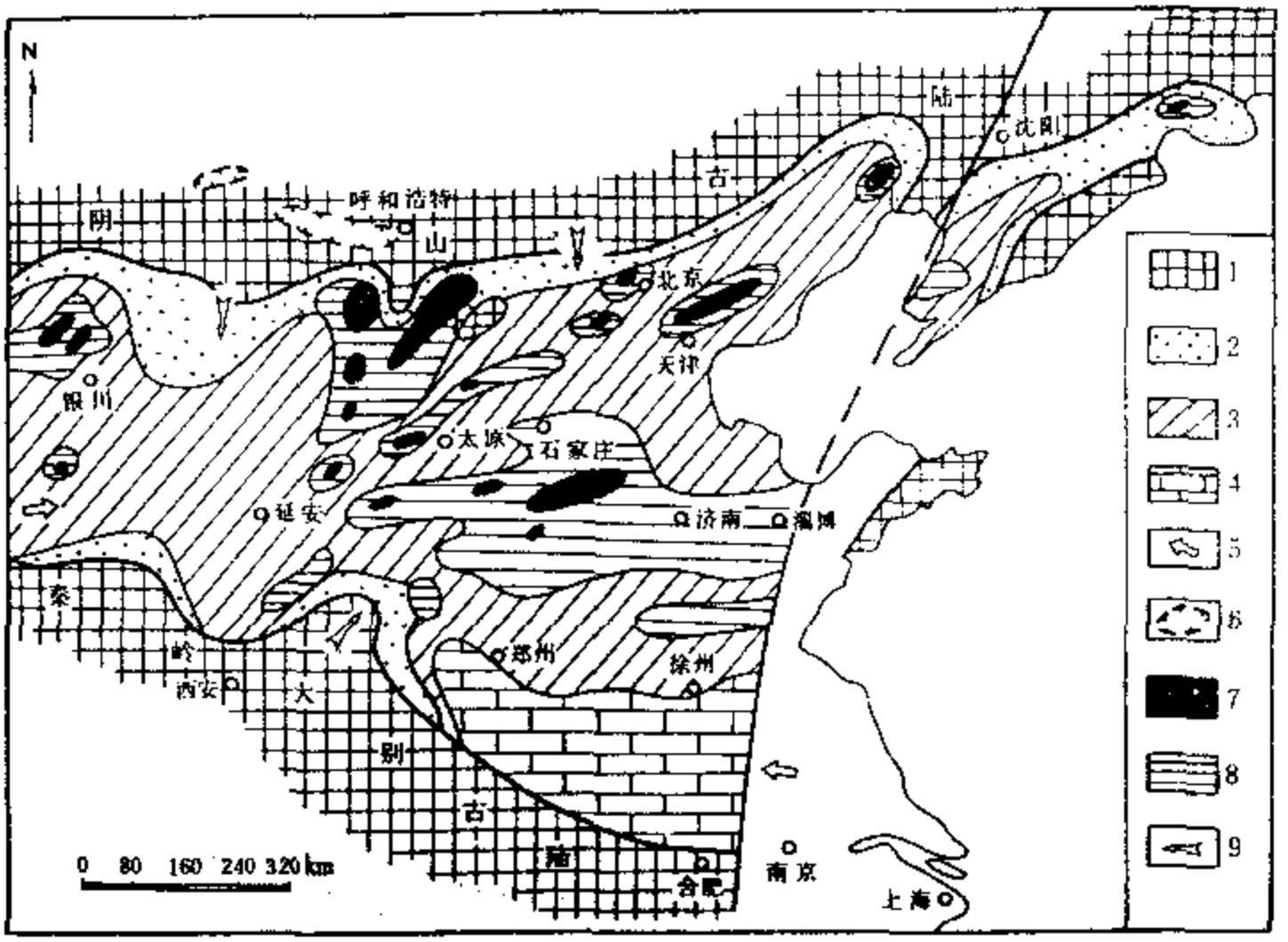


图 8—11　中国北方晚石炭世太原期古地理图

（转引自李明瀚等《中国主要煤田的浅层煤成气》，科学出版社，1990）

1—古陆；2—滨岸砂砾岩区；3—滨海砂泥岩区；4—浅海灰岩区；5—海侵方向；6—山间盆地；7—泥炭沼泽发育区（煤厚＞10m）；8—泥炭沼泽较发育区（煤厚 5—10m）；9—物质补给方向

1.波状拗陷沉积盆地

这种沉积盆地是由于构造运动引起基底拗褶，基底比较连续，拗陷沉降幅度由中心向边缘逐渐减小，所控矿层中心厚，边缘薄，在空间上，矿田与矿田之间，层位较稳定，便于横向对比，(图 8—10—A)。

华北地台上以下古生界为基底的晚古生代的各级沉积盆地，其分布区北界阴山，南界秦岭，西至贺兰以西，东为郯城—庐江断裂所限（图 8—11）。在这一广大的区域内，广泛产有煤，但几个大型煤田主要分布在这个克拉通的中—北部泥炭沼泽发育区。这意味着海西期区域构造的主导力主要来自北部西伯利亚板块对华北板块的脉动性碰撞，在板内造成了陆壳波动，形成了海陆交互环境。图 8—12 反映了各煤田主要产于波状拗陷带中。这些带发育有浅海潮下碳酸盐岩相、滨海潮坪相、滨海湖泊相、三角洲相、河口沙坝相、潮坪沙坝相、泻湖海湾相、沼泽和泥炭沼泽相，是典型的海陆交互相带。

2.断裂拗陷沉积盆地

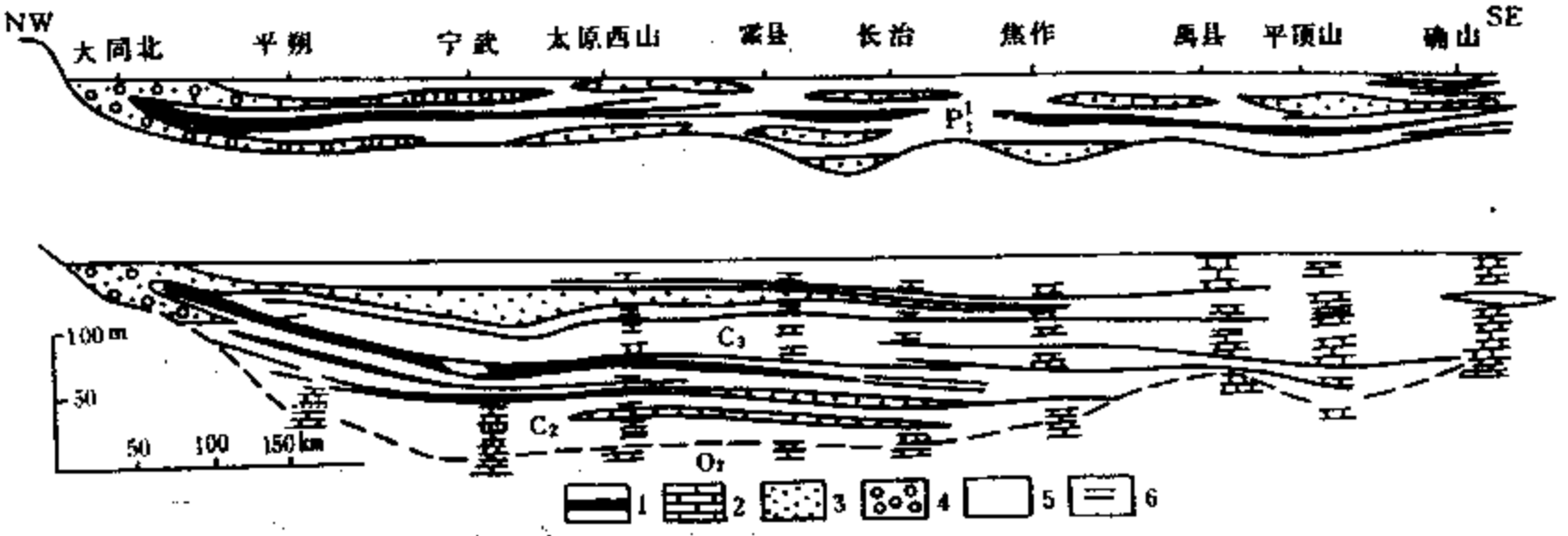


图 8—12　大同—确山山西组（上）和太原组（下）沉积剖面示意图
（转引自李明潮等《中国主要煤田的浅层煤成气》，科学出版社，1990）
1—煤层；2—灰岩；3—砂岩；4—砾岩；5—泥岩；6—铁铝岩

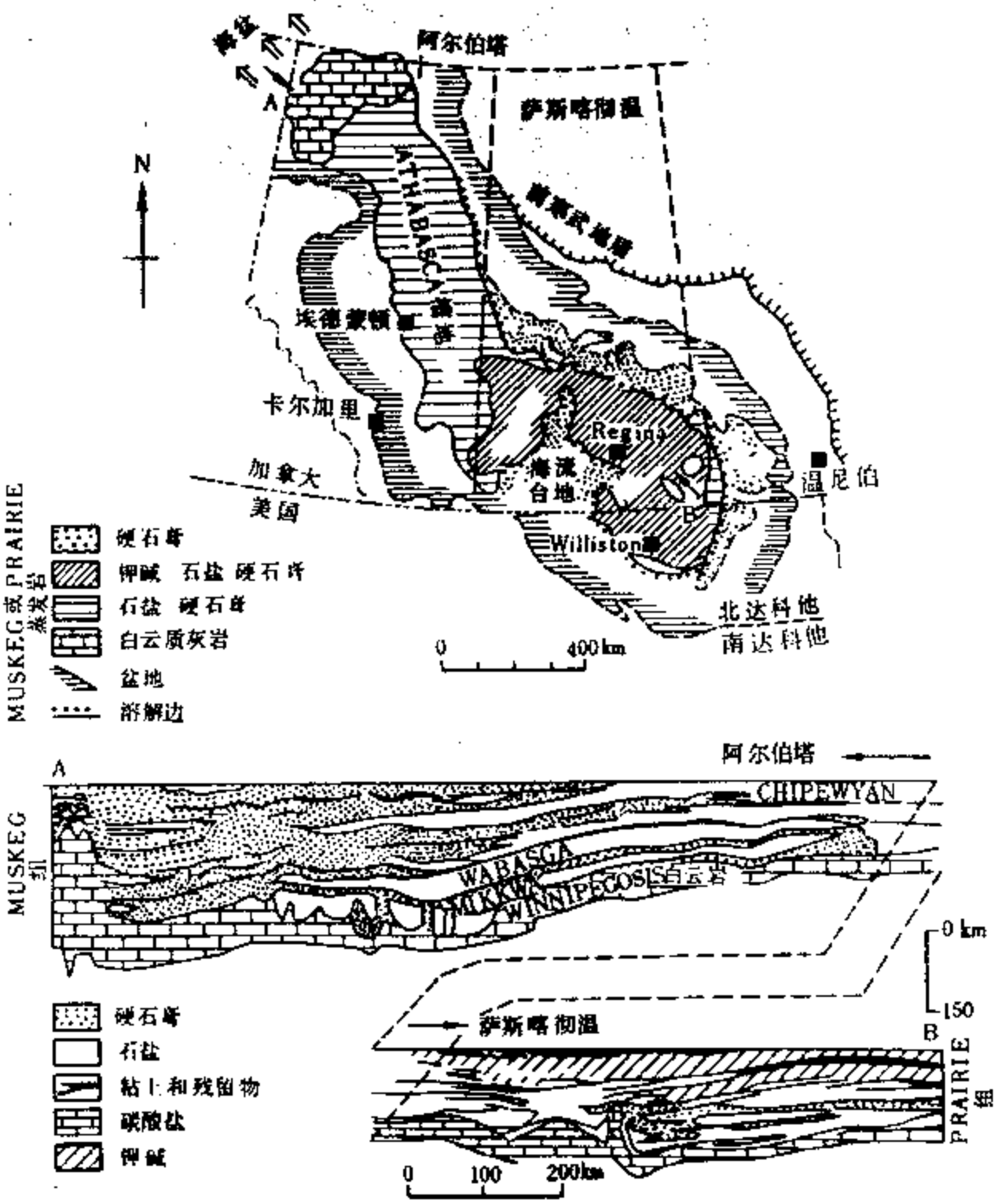


图 8—13　加拿大萨斯喀彻温盐类矿床沉积盆地
（转引自 Hutchison C.S.，1983）
北美洲西部泥盆纪 Muskeg–Prairie 省区

由于构造运动，先前或同时产生的断裂控制断块下沉所形成的盆地．盆地基底常被次级断裂切割，造成基底岩系的不连续（图 8—10—B）．

例如奥地利萨尔察赫河谷（Salzach Valley）西南部哈伦（Hallein）盐矿床，产于上二叠统中，其上被中三叠统白云岩覆盖．该矿床位于阿尔卑斯造山带北部，为一陆缘断裂拗陷盐盆地．其后由于来自西南方向的推挤．该矿床被作为大型推覆体向东北方向推移．

3.沿海障壁沉积盆地

它们以克拉通化老岩系为基底，与广海隔绝或半隔绝，伴随干旱蒸发而形成盐类矿床．

例如加拿大西部萨斯喀彻温盐类矿床产于中泥盆统 Muskeg 或 Prairie 组蒸发岩系中．该岩系沉积在大陆克拉通下陷的 Williston 长条盆地中．盆地西北方与广海相通，其间由碳酸盐礁杂岩堤坝充当障壁岛（图 8—13）．

第四节　陆相沉积矿床的成矿构造

一、概述

（一）概念

大陆内部的控制陆相沉积矿床的构造要素及构造作用，称为陆相沉积矿床成矿构造．

陆相沉积矿床成矿构造可分为山间内陆断陷盆地构造、克拉通内陆断陷盆地构造、岩溶内陆盆地构造等．它们皆形成于造山或造陆运动期后．这些盆地为拉张断陷、流水冲蚀、差异风化等作用所形成．

（二）特点

1.陆相沉积矿床成矿构造所控含矿建造或含矿主岩为一套碎屑岩、碎屑岩-粘土岩、碎屑岩-粘土岩-白云岩等岩石组合，表明为一封闭或半封闭的构造盆地．

2.所控矿体多为扁豆状、透镜状，与围岩整合．其矿床构造以沉积层状构造为主，另外还有不整合面构造、底辟（穿刺）构造、圈闭构造等．

3.整个沉积成矿盆地往往就是一个矿田，例如：察尔汗盐田（N—Q）、阜新煤田（J_3—K_1）．盆地基底可以是古老变质岩系，也可是较老地层．整个盆地起伏不平，单个矿床受二级或三级构造盆地控制．次级盆地位置及其形态可由沉积厚度及沉积相得到较好的反映．

4.各矿田一般受造山带控制，沿造山带呈带状分布，例如柴达木盆地中各盐湖沿加里东—印支期造山带呈北西西向分布．

5.所控矿床有冲积砂矿、蒸发盐矿、沉积铁矿、沉积锰矿、沉积铝土矿、沉积粘土矿、湖相硅藻土、沼泽煤矿、石油等．

6.成矿构造环境为克拉通内陆以及克拉通化造山带．

二、矿床构造类型

1.沉积层状成矿构造　矿体呈层状、透镜状，与围岩整合，界限清楚，系受正常沉积形成的层面构造的控制．盐类矿床以及铁、锰、铝、粘土矿床，还有煤矿床具此种构造类型．

2.基底构造面成矿构造　指盆地基底的不整合面或假整合面．前者常堆积铁、锰的湖

相沉积矿床，后者常堆积铝土、粘土、煤的沉积矿床。它们主要与大陆风化有关，矿体皆聚积在风化凹地中。

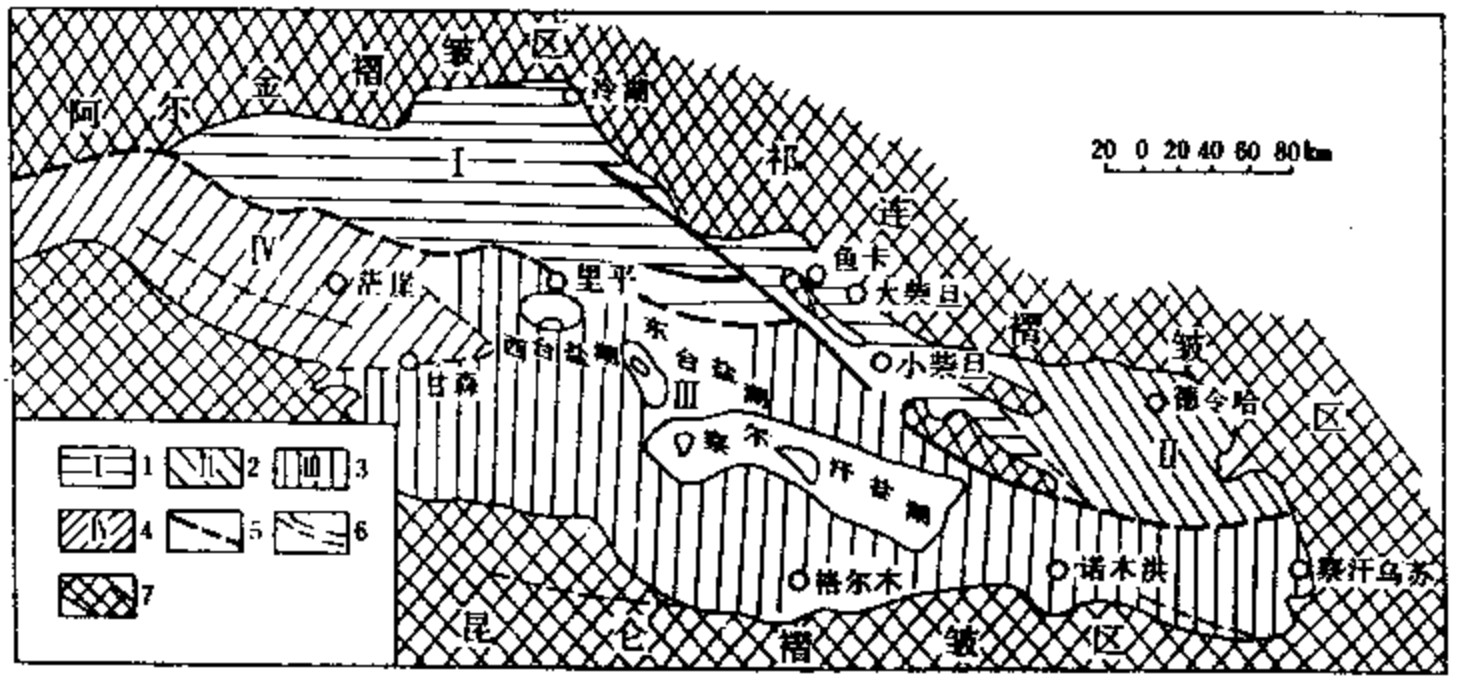


图 8—14　青海察尔汗盐田构造环境图
（转引自中国地质大学《矿床学实习指导书》，1987）
1—北部隆起区；2—德令哈坳陷；3—达布逊坳陷；4—芒崖坳陷；
5—构造单元界线；6—断裂及推测断裂；7—褶皱区（山地）

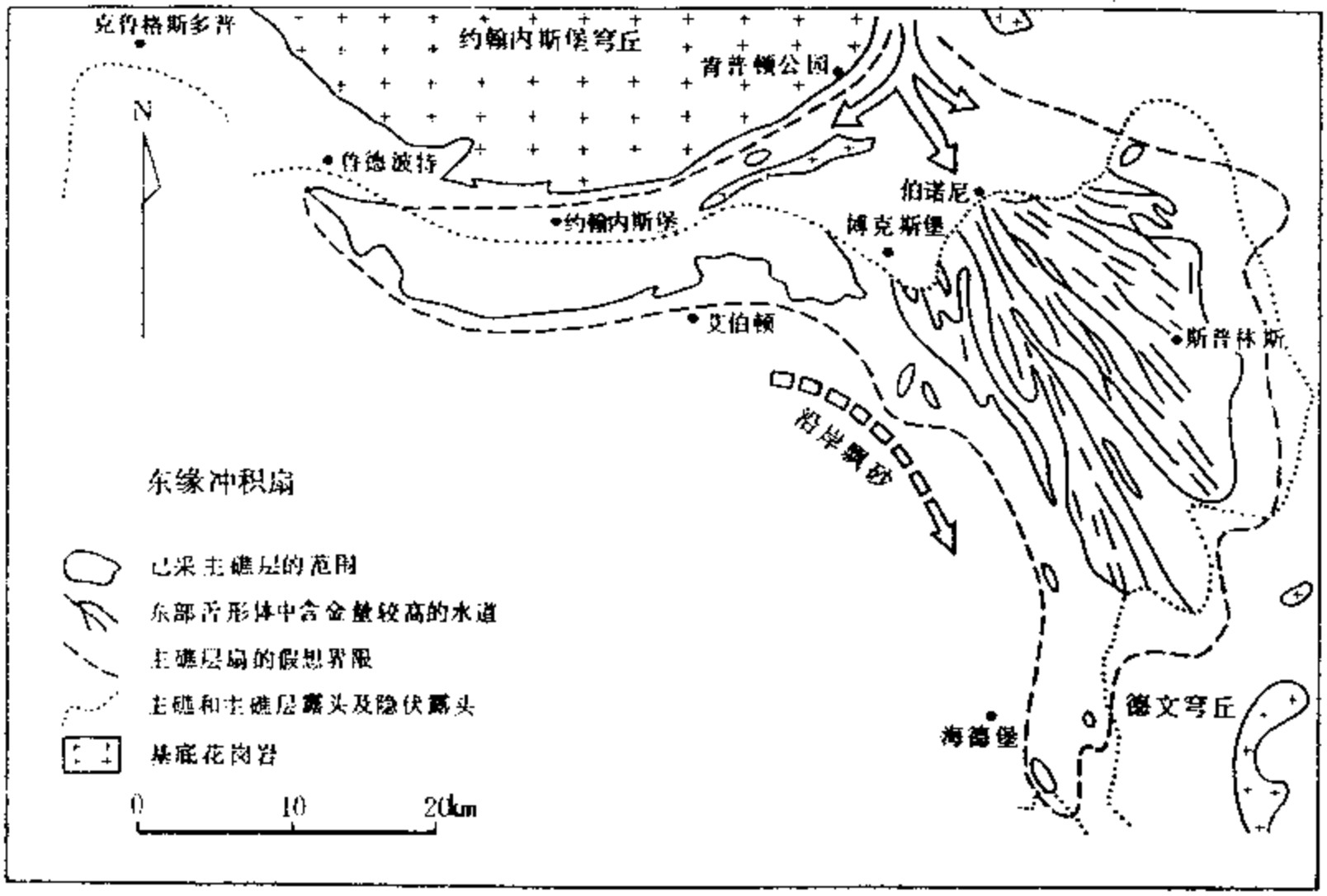


图 8—15　威特沃特斯兰 Au–U 矿床典型的沉积背景
图中表明在一个巨大的湖泊中，可能有受沿岸漂砂影响的冲积扇
（转引自 Maynard J.B.，1983）

3.喀斯特地形成矿构造　是岩溶一崩塌而形成的崎凹不平的沉积盆地．矿床呈透镜状、囊状堆积在低凹处．例如湖南隆回自竹坪砂金矿发育于泥盆系石灰岩中的地下溶洞，地表河水将地表砂金带入落水洞聚积，形成了岩溶砂金矿床．

4.底辟成矿构造　在构造或重力的不均衡的挤压下，塑性矿体向上方压力小的部位运动并刺穿上覆围岩的构造．虽然这种构造是后生的，但所控盐丘使盐矿更集中，盐丘上的穹状构造常构成储油的圈闭构造．例如新疆塔里木盆地边缘拗陷带分布着与油田有关的大量盐丘．

当原盐层埋深 2500—3000m 或更深，温度约为 100℃，压力 600kg／cm^2 时，石盐则会流动，沿构造软弱带上升成为盐丘．若受水平挤压，就会向背斜转折端集中．当遇到逆冲断层，盐层同样会向斜方运动，形成不连续的块体．

三、矿田构造分析

在陆相沉积成矿中，整个矿田就是一个构造沉积盆地．

1.山间内陆断陷沉积盆地

它们形成在古老造山带内，因其后古老断裂重新活动，所控断块下沉而形成陆内封闭盆地．这些断裂常是俯冲带中的深断裂，因而断陷盆地除了接受陆源成矿物质，也常有深部物质随热泉上升参与成矿．

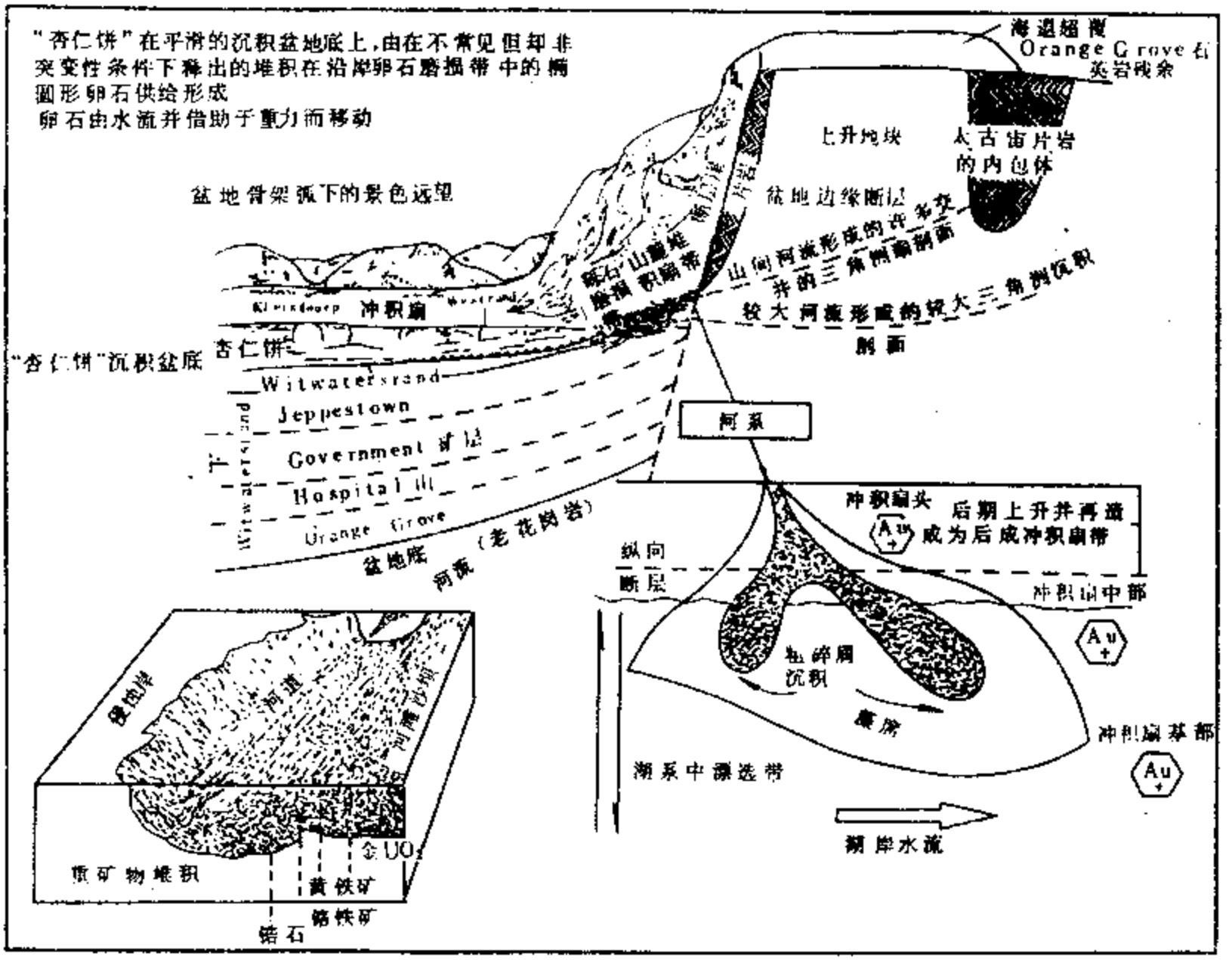


图 8—16　威特沃特斯兰德冲积金矿田

上图：示意剖面．下左图：河沟中的砂矿床；下右图：冲积扇系统的示意平面图．金太细而不能沉积在扇头相中，它的最高富集是在冲积扇中部舌状体．晶质铀矿的最高沉积还在金的高峰处稍向下坡的地方

(转引自 Hutchison C.S.，1983)

青海察尔汗盐田北部为祁连山加里东期造山带，南部为昆仑山印支期造山带，该盆地位于两大构造单元的接合带上（图 8—14）。柴达木盆地北缘分布有大柴旦热泉喷发的硼盐湖，其西冷湖一带则有油气田。前者是由一系列分布于花岗片麻岩断裂破碎带中若干温泉提供矿质的，水温 70—72℃。

2.克拉通内陆断陷沉积盆地

古老的克拉通经长期风化剥蚀，有用物质被释放，这些有用物质包括离子、胶体、重矿物等。断裂作用形成的克拉通内陆湖，为这些有用物质的聚集提供了场所。

南非威特沃特斯兰德早元古代金-铀古砂矿，产在卡普瓦尔太古宙克拉通之上的断陷盆地中，盆地长 350km，宽 200km。有 6 个金矿田。到 1972 年止，已采金 28722t，铀 76012t；平均含量金 10ppm，铀 280ppm。矿体富集于盆地西北边缘的冲积扇中。砂金多呈条线状及交错层状，暗示冲积扇上河系呈辫状交错状分布。盆地内为淡水湖或内陆海，但无与广海相通的证据，未找到海相沉积物。研究认为：矿床中的金是从太古宙含金绿岩带中释放出来的。而晶质铀矿则是来自绿岩带中较年轻的花岗岩（图 8—15、8—16）。

3.岩溶内陆沉积盆地

地下水及重力塌陷作用，造成了石灰岩区的岩溶盆地，盆地底部凹凸不平，洞穴发育，是岩溶型铝土矿富集的良好场所。它与沉积型铝土矿一样，假整合于较老的石灰岩岩系之上。铝质来源仍是一个悬而未决的问题，一般认为部分来自灰岩中的"泥质"，另一部分来自火山灰。例如南美加买加铝土矿矿床无例外的充填堆积在古新统和渐新统的落水洞中。

第九章　变质矿床的成矿构造

第一节　概　　述

一、变质矿床成矿构造含义

控制变质矿床及受变质矿床形成的构造要素及构造作用称为变质矿床成矿构造。

变质矿床强调的是岩石或矿床在固态或熔融态下在原位的变质，主要表现在矿物成分、矿石组构、矿体形态上的变化，它有别于水成的沉积矿床及气液叠加改造的层控矿床。

二、变质矿床成矿构造分类

Г·Ф·雅科甫列夫（1981）把变质矿床成矿构造分为三类：

1.花岗片麻岩穹窿和断块构造类型：指花岗片麻岩区的控制变质矿床的成矿构造。进一步分为穹窿构造、断块构造。穹窿构造核部通常有花岗岩、片麻岩或混合花岗岩，与断块构造常相伴产出。一般为几到几十公里的规模。

2.绿片岩向斜带构造类型：指火山-沉积岩受了角闪岩相和绿片岩相变质作用，其中的褶皱控矿构造进一步可分为褶皱-断裂构造、褶皱-裂隙构造。

3.挤压带构造类型：指控制与动力变质岩和超变质岩同生的变质矿床的构造。进一步分为挤压-流褶皱构造、挤压-片理构造等。区域挤压带中的局部带控制矿田，这种局部带长度几—几十公里，宽几百米—几公里。

变质矿床成矿构造较其它成矿构造类型更为复杂，但这类成矿构造仍与矿床成因有密切关系。因此，本章从成矿作用角度划分出三大类：接触变质矿床成矿构造、区域变质矿床成矿构造、混合岩化矿床成矿构造，具体划分见表9—1。

表9—1　变质矿床成矿构造分类简表

一级划分	二级划分	实　例
区域变质矿床成矿构造	地盾绿岩带变质矿田构造	阿扎尼亚斯威士兰金矿床
	克拉通盆地变质矿田构造	加拿大苏必利尔铁矿床
	陆缘造山带变质矿田构造	内蒙古霍各乞铜-多金属矿床
接触变质矿床成矿构造	缓接触带接触变质矿田构造	湖南鲁塘石墨矿床
	中深接触带接触变质矿田构造	湖北铁山大理岩矿床
	复杂围岩接触变质矿田构造	北京周口店红柱石矿床
混合岩化矿床成矿构造	地盾挤压带混合岩化矿田构造	辽南宽甸硼镁铁矿床

三、变质矿床成矿构造特点

1.矿体构造：如原岩或原矿体为水成的，则矿体受原始层面构造所控制。变质后的矿体较规则，规模也较大，矿体形态一般呈层状、似层状、透镜状、串珠状、马鞍状等。与围岩整合或微角度相交；若为火成成因的，则矿体构造较复杂，矿体形态也不规则。变质矿床的矿石构造主要与挤压、错动有关，常见揉皱构造、块状构造、片麻状构造、角砾状构造等。

2.矿床构造：控制矿体的构造因矿床成因类型不同有很大区别：①接触热变质成因矿体一般保留变质前的产状，因而也就受变质前的构造控制，常见各种褶皱构造、单斜构造等，产于岩体的围岩中。②区域变质成因矿床的矿体一般与区域变质发生同步变形。③混合岩化成因的矿体较复杂，一般产于混合岩与围岩接触带的复杂构造部位。

3.矿田构造：控制有成因联系的诸矿床常是紧密状复背斜。它们一般初始为沉积盆地，其后经造山运动成为复式褶皱带。其褶皱中心一般为原沉积盆地中心。

4.成矿区（带）构造：该类控制矿田形成的构造发育于造山带中，这些造山带或者是俯冲剪切型，或者是陆间碰撞型，或者是两者的复合。

四、变质成矿研究中的热动力学原理

人们早已发现，区域岩石变质相的分带，一般自下而上为：榴辉岩相、麻粒岩相、角闪岩相、绿片岩相、沸石相（图 9—1），各相与矿产种类有一定对应关系，例如角闪岩相中的铁，绿片岩相中的金，沸石相中的铅锌等。

通过观测，上述变质相主要与压力及温度有关。随压力增大，温度升高，变质相升

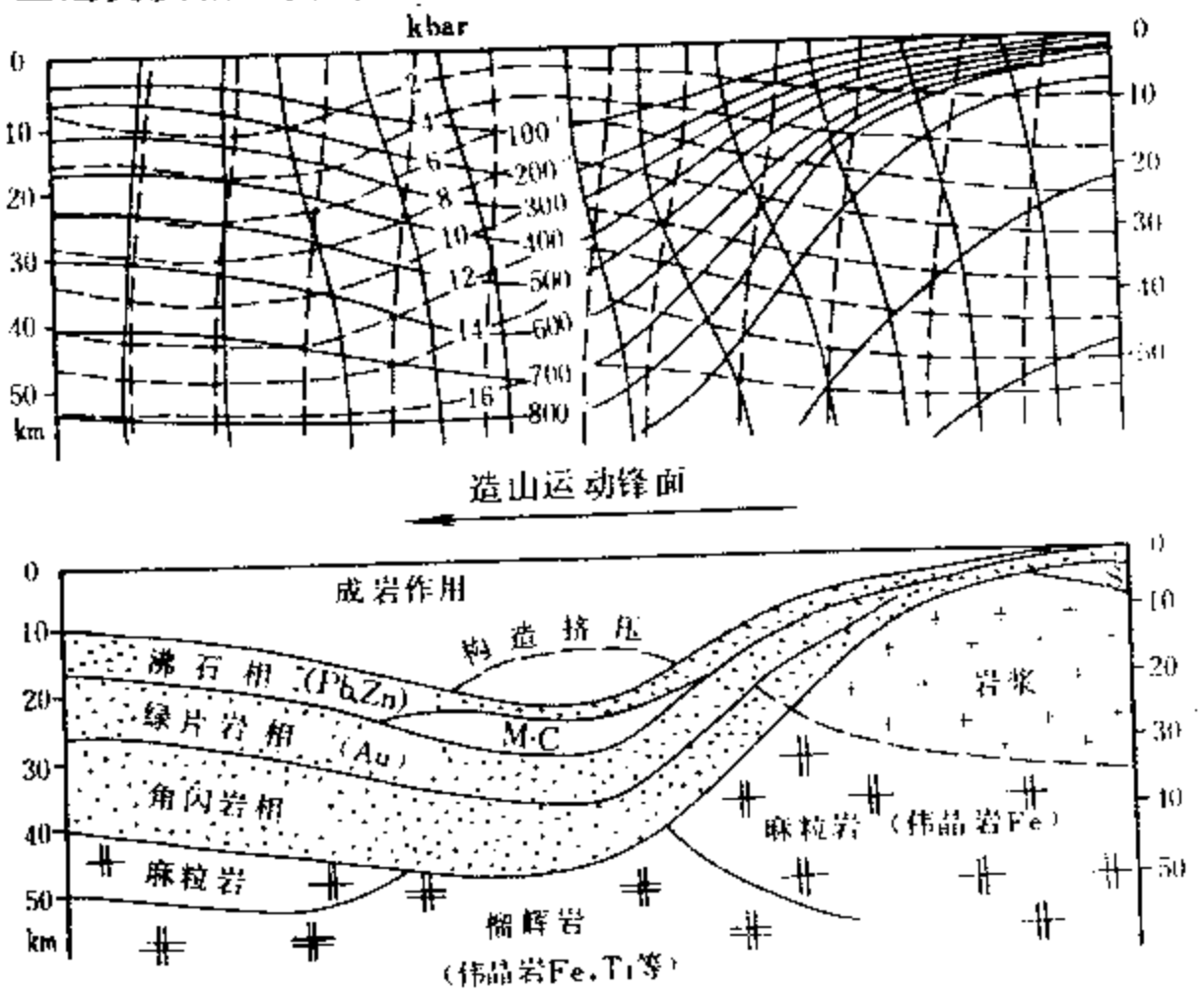


图 9—1　造山运动中的区域变质相带

(转引自杨敏之《变质岩原岩建造研究》，1981)

A—从右到左造山运动锋面地壳温度、压力特点；

B—变质相与 P、T 变化于地壳区内；M.C—蓝闪石片岩；S—透长石岩

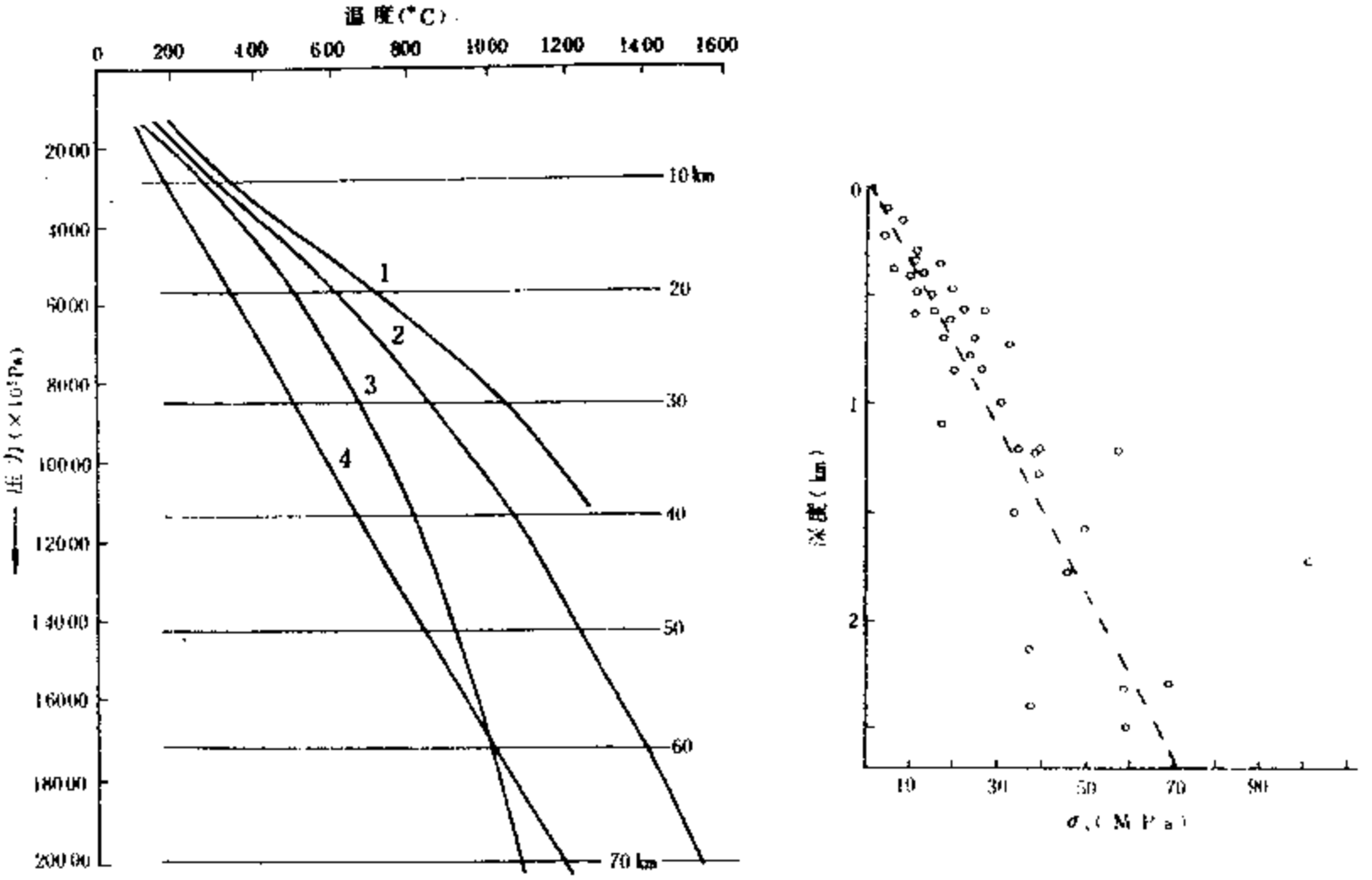


图 9—2　变质作用中的温度、压力、应力图解

(转引自北京大学《地质基础》，1975)

左.地下不同深度的压力和温度曲线（四条曲线系不同作者测算结果）

右.深度在 100m 以上的垂直应力的大小；虚线为理论盖层压力，假设密度为 2700kg／m^3

(据 Gay N.C.等，1978)

级；而压力及温度又与深度有关，随深度增大，温度升高，压力增大（图 9—2）。

引起岩石变质的热力主要来自地幔，热梯度导致岩石圈的变质相分带．另外无论板块拉张或俯冲都会引起地幔岩浆上升，也引起岩层变薄或增厚，使局部岩石变质，就出现了变质相的不均匀．A.W.Bally（1980）研究了北美、南非、欧洲、澳大利亚等地变质作用中的温度、压力关系，指出温度变化会引起应力变化，由公式：

$$\sigma_{th} = \alpha \cdot E \cdot \Delta T / \ (1-v)$$

式中：σ_{th} 为热应力，α 为线性热膨胀系数，E 为杨氏模量（弹性系数），ΔT 为温度差，v 为泊松比（大约为 0.25）．由公式可知，对于一个两侧受限制的岩石单元，温度升高，诱发压缩应力；温度下降，产生张应力．当地温梯度为 2.5℃／km 时，每减薄 1km 覆盖层，产生的热应力为−150 至−30MPa 的张应力．这些应力远远大于剥蚀和隆起而引起的应力．因而，可以预料，地壳上部张应力大约为 10MPa．许多种岩石的拉张强度小于 10MPa，就必然形成宏观与微观的裂隙或节理．

引起岩石区域变质的另一个因素是板块俯冲或挤压，导致褶皱，这种作用在造山带表现尤为显著．聚敛型板块边缘包括活动边缘（安第斯型）、岛弧带（日本型）和大陆碰撞带（阿尔卑斯型）等、Ernst1975 年建立了"聚敛板块边缘变质相类型模式"，该模式显示聚敛边缘自浅而深分布着：沸石相、葡萄石—绿纤石相、绿片岩相、绿帘闪岩相、闪岩相、麻粒岩相、榴辉岩相。

都城秋穗（1972）提出了双变质带的概念。表述为:①岛弧内，火山通道（热轴）附近为低压高温变质带，形成红柱石、堇青石等典型矿物，热轴部分主要是角闪岩相，有时可达麻粒岩相，几乎所有低压带都有辉长岩体，大体与区域变质作用同时形成;②在俯冲带的大洋一侧，由于剪切、俯冲，形成高压低温变质带，出现蓝闪石一硬柱石片岩相。上述双变质带成了鉴别岛弧存在的一个重要标志。

第二节　区域变质矿床的成矿构造

一、概述

（一）概念

地壳运动中，由于温度及压力作用，引起广大区域内的岩石变质，伴随而产生矿床的构造要素和构造作用，称为区域变质成矿构造。

该类构造因时代不同有显著的区别。例如，太古代广泛发育的火山喷发以及褶皱变质，以后演化为地盾，它有着独特的成矿构造；而显生宙的褶皱造山则不同，它们多围绕前寒武纪地盾呈带状分布。各构造旋回间有相似，有不同，但是一个不可逆转的过程。故将区域变质成矿构造划分为：太古代区域变质成矿构造、早元古代区域变质成矿构造、晚元古代区域变质成矿构造、显生宙区域变质成矿构造。

（二）特点

1.区域变质成矿构造主要控制的是太古界中的绿岩带建造、板块碰撞带中蛇绿岩建造(变质残余的大洋壳)、岛弧区的角闪岩及绿片岩建造、裂谷区的复理石建造等。

2.所控矿床类型，对于受变质矿床来说，主要取决于原矿床类型，例如沉积磷矿床受变质为变质磷矿。因而需要研究控制原生矿床的构造条件，以及褶皱变质时变形构造对矿床的改造及其错动。对于变成矿床来说，主要取决于物理化学条件、变质原岩及原矿床类型，例如岛弧带中低压高温条件下由沉积粘土岩变质而成的红柱石片岩。

3.所控矿体以层状、似层状、马鞍状、不规则状为主，受变质矿床的矿体与围岩界限清楚，变成矿床的矿体与围岩间呈渐变关系。

4.所控矿床皆沿构造带呈带状分布，在构造复杂部位，例如旋扭构造处矿床集中，是因为该部位是热力、应力集中区，也是控制原生含矿建造的构造有利部位。

5.区域变质矿床的构造环境可分为地盾型、冒地槽型、优地槽型。地盾是太古代（>26Ga）或前太古代时，微薄洋壳及部分沉积物自洋底褶皱隆起，伴随超变质作用而形成的古老地块（包括绿岩带和高变质区)；随后，自元古代起才开始出现了陆板块（地盾）的分裂、扩张、俯冲和碰撞，也就出现了洋中脊—俯冲带的优地槽、大陆边缘冒地槽以及与之伴生的各类变质矿床。

二、矿床构造类型

1.背斜转折端矿床构造：控制鞍状矿体，由于构造挤压，导致原矿体物质由两翼向转折端运移，因而此处矿体厚，品位高。例如鞍山铁矿。

2.向斜轴部矿床构造：这种构造对沉积变质铁矿床来讲尤其重要，铁矿层在其初始阶段即沉积于构造凹陷地带，随着凹地的缓慢下沉而形成了多层矿体；之后，由于水平应力的作用而发生褶皱，使原来沉积于凹地中的铁矿体继承性地富集于向斜构造之中。在褶皱

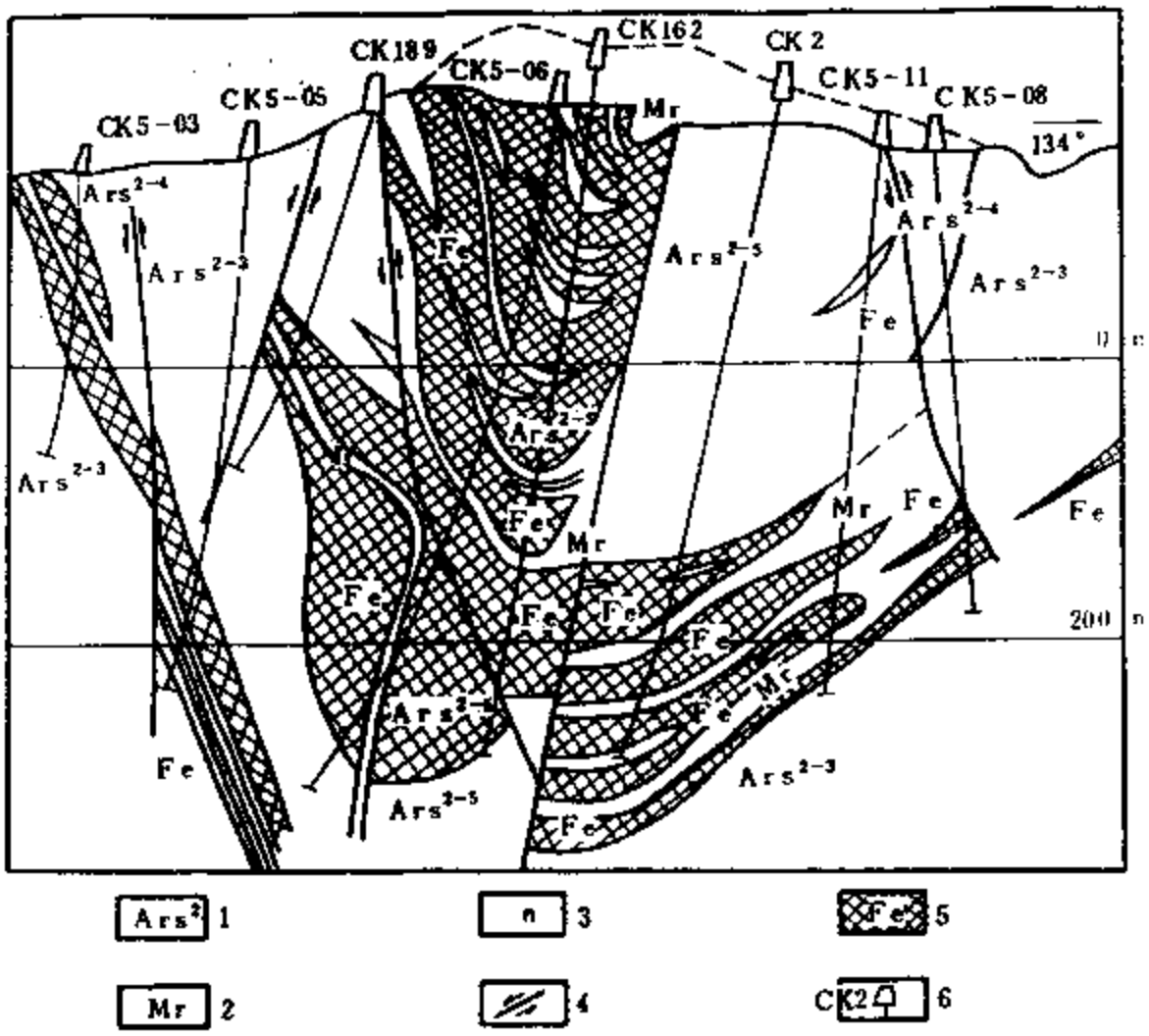


图 9—3　水厂铁矿床 5 号勘探线剖面图

(转引自翟裕生等，1984)

1—太古界桑干群三屯营组二段；2—混合花岗岩；3—碱性岩（未分）；4—断层；5—铁矿；6—钻孔及编号

过程中，受挤压力的作用，温度逐渐增高而使之发生塑性流动，遂使矿体在两翼变薄，核部加厚（图 9—3）。

3.复合矿床构造：由挤压、剪切、褶皱、推覆，导致各种构造复合，也显著地改变了物理化学环境，成为复杂的矿床构造。

三、矿田构造分析

变质矿田构造从构造历史角度看，可分为同生构造和变生构造。前者指控制原生建造的构造；后者指变质成矿或矿床受变质改造时的构造；前者主要包括同生断裂、火山机构、沉积盆地等，后者包括褶皱构造、推覆构造、旋扭构造等。因此，研究变质矿田的成矿构造要兼顾这两个方面。

1.地盾绿岩带变质矿田构造：绿岩带是呈带状分布的绿片岩相的镁铁质—超镁铁质火山岩及其伴随的变质沉积岩。绿岩带分布于太古代花岗岩、花岗片麻岩构成的地盾区，带长可达数百 km，是太古带地壳的一个非常独特的性质。在北美、印度、澳大利亚地盾及津巴布韦克拉通上这些特点尤其清楚，其中孕育若干矿田。

Glikson（1976）和 Collerson 及 Fryer（1978）提出了绿岩带的成因模式是（图 9—4）：（1）90°／km 以上的地热梯度产生了麻粒岩相地壳；（2）超镁铁质—镁铁质地壳由于地幔底辟而发生局部下沉；（3）下沉的榴辉岩或镁铁质麻粒岩部分熔融产生斜长花岗岩；（4）斜长花岗岩底辟的差异升降运动产生了绿岩槽地，绿岩带在花岗岩体之间向下断陷的向斜部位产出；（5）大约 2000Ma 时，一次全球范围的角闪岩相深熔变质事件产生了较年轻的钾质花岗岩和正长岩，上升并散布到地壳的高部位，其来源很可能是较老的斜长

花岗岩．例如，明尼苏达州东北部一个绿岩带形成于 2750—2700Ma 之前，包括绿岩和花岗岩在内的所有岩石的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值全低于 0.7009，说明绿岩不会是花岗闪长岩或富钾地壳岩石的重熔产物，而起源于上地幔的部分熔融。

与绿岩带有关的矿床可归结为：①超基性—基性侵入—喷发岩内的硫化物镍矿床；②火山岩中阿尔戈马式铁矿床；③与中酸性火山岩有关的 Cu—Zn—Fe 硫化物矿床；④花岗岩侵入时金—石英脉型矿床及金—碲化物型矿床。

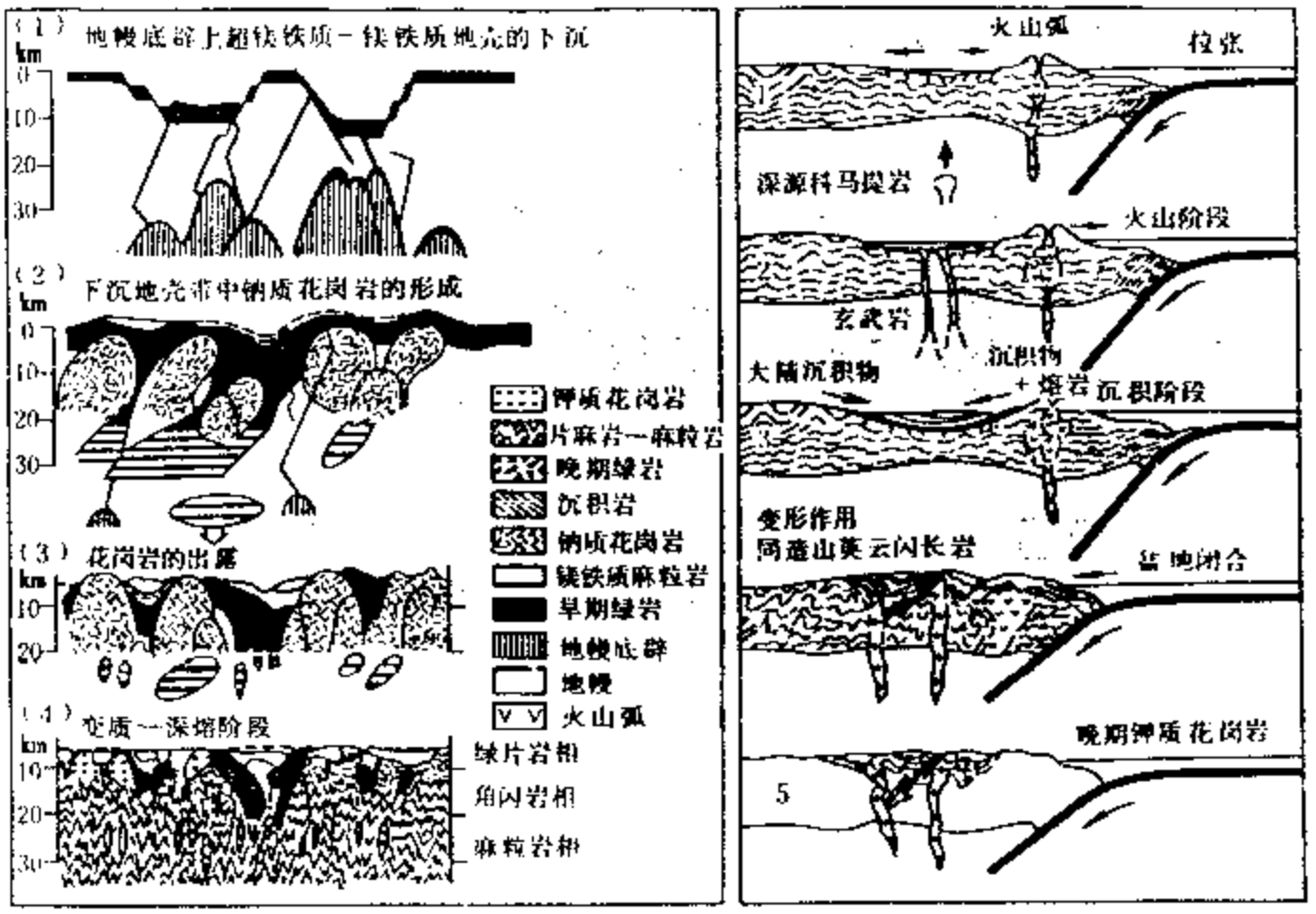


图 9—4　绿岩带及边缘盆地演化模式

左图 太古宙绿岩带演化模式：(1) 地幔底辟上的裂开阶段；(2) 榴辉岩或辉石岩部分熔融产生钠质花岗岩阶段；(3) 花岗岩底辟的垂直运动产生绿岩槽地阶段；(4) 2000Ma 时深熔作用产生较年轻的花岗岩和变质岩阶段。
右图 Tarney 等的边缘盆地模式（1976），表示与智利南部白垩纪相似的弧后裂开、引张、褶皱和火成活动序列
(转引自 Hutchison C.S.，1983)

(1) 绿岩带型硫化镍矿床：铁—镍—铜矿床与科马提岩系内的超镁铁质岩流或浅成岩床共生，或与拉斑玄武岩和火山成因的变质沉积岩在一起。

Auhacusser (1976) 提出了太古代火山—沉积绿岩带的矿化模式（图 9—5）：①绿岩带早期的超镁铁—镁铁质岩系是硫化镍的最初来源，硫化镍聚积在科马提岩流底部，其后活化而进入绿岩带褶皱时的裂隙中；②锌—铜硫化物常伴有 Au 或 Ag 与绿岩带的长英质爆发喷气活动同源，以后被安山岩流覆盖；③褶皱过程，发生绿片岩相变质和花岗岩岩株就位，岩浆热驱动了卤水环流，使金和硫化物从镁铁质—超镁铁质中活化，转移到褶曲的绿岩带裂隙中。

(2) 绿岩带型铁矿床：铁建造为主要由铁岩（含铁＞15%）组成的岩石建造。可分燧石质的和含燧石质的，厚度几米到几十米，也可超过 300m，下伏火山岩常有蚀变。加拿大安大略省中北部苏必利尔湖铁矿产于 Michipicoten 盆地中。该盆地面积 112km×48km，由 Michipicoten 群（早于 2500Ma）的镁铁质和长英质火山岩、碎屑沉积岩和铁

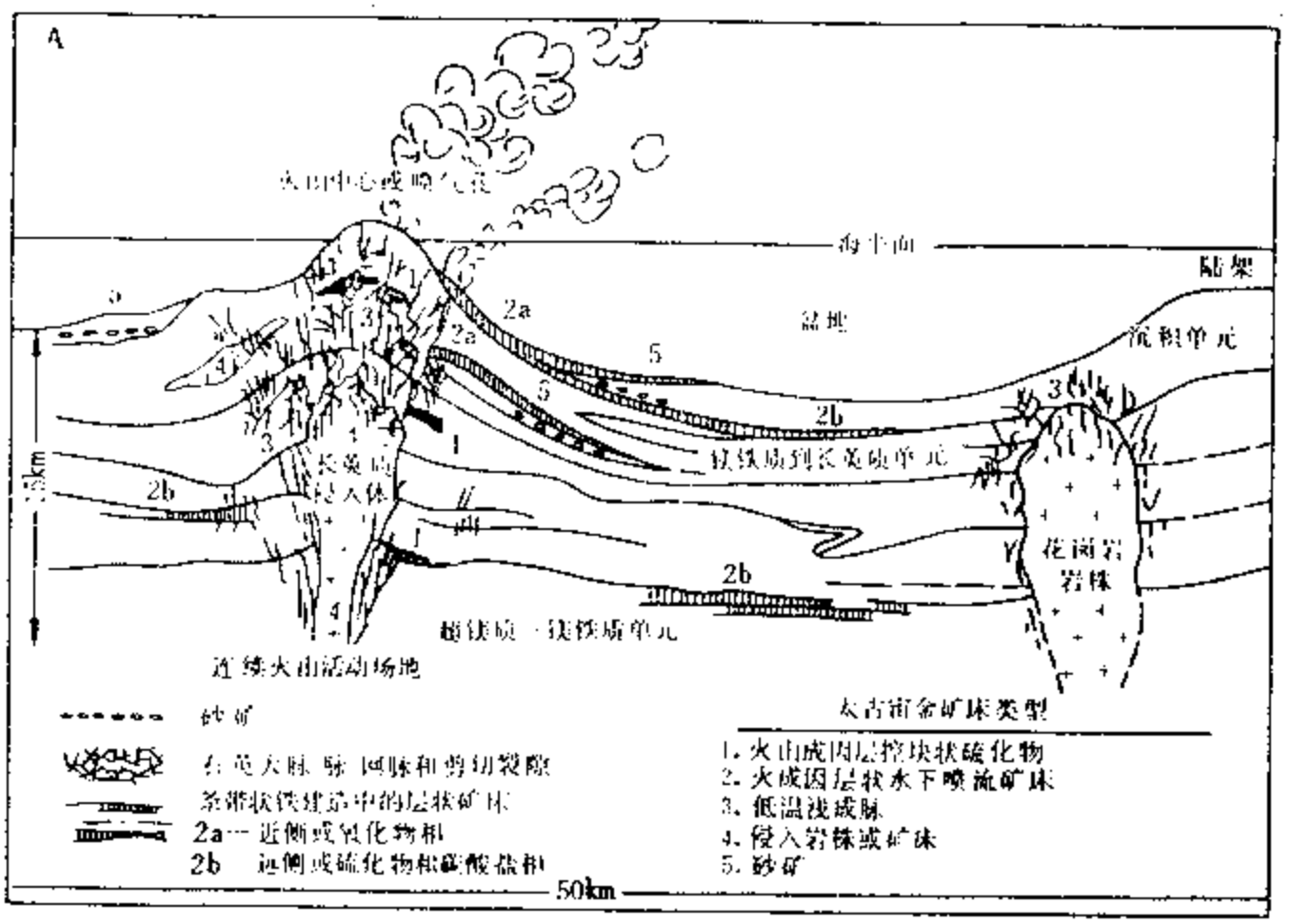


图 9—5 太古宙绿岩带矿化模式

A—太古宙火山-沉积绿岩带盆地的示意图解，表示矿化与火山-喷流活动的可能关系；
B—绿岩带早期相金和硫化物的层状矿床与铁建造伴生的模式；
C—由于绿岩带褶皱形成的断裂中的晚期脉的沉积作用，在低于 400℃时环流卤水达到金的最优沉积阶段
(转引自 Hutchinson，C.S.，1983)

建造组成。地层厚度从西到东，由 300m 到 1200m。下部主要是安山岩具枕状构造，伴有岩墙侵入。盆地东—中部为长英质火山碎屑岩、薄而连续的碎屑沉积物以及更新的镁铁质火山岩，西部为新铁镁质火山岩的巨厚层碎屑沉积岩。火山岩属拉斑玄武岩系和钙碱性系列间。铁建造位于盆地东部—中部长英质喷出岩和镁铁质岩流的接触部位。铁建造由上而下为（Helen 及 Gudeau 剖面）：

⑤中性火山熔岩（流）；

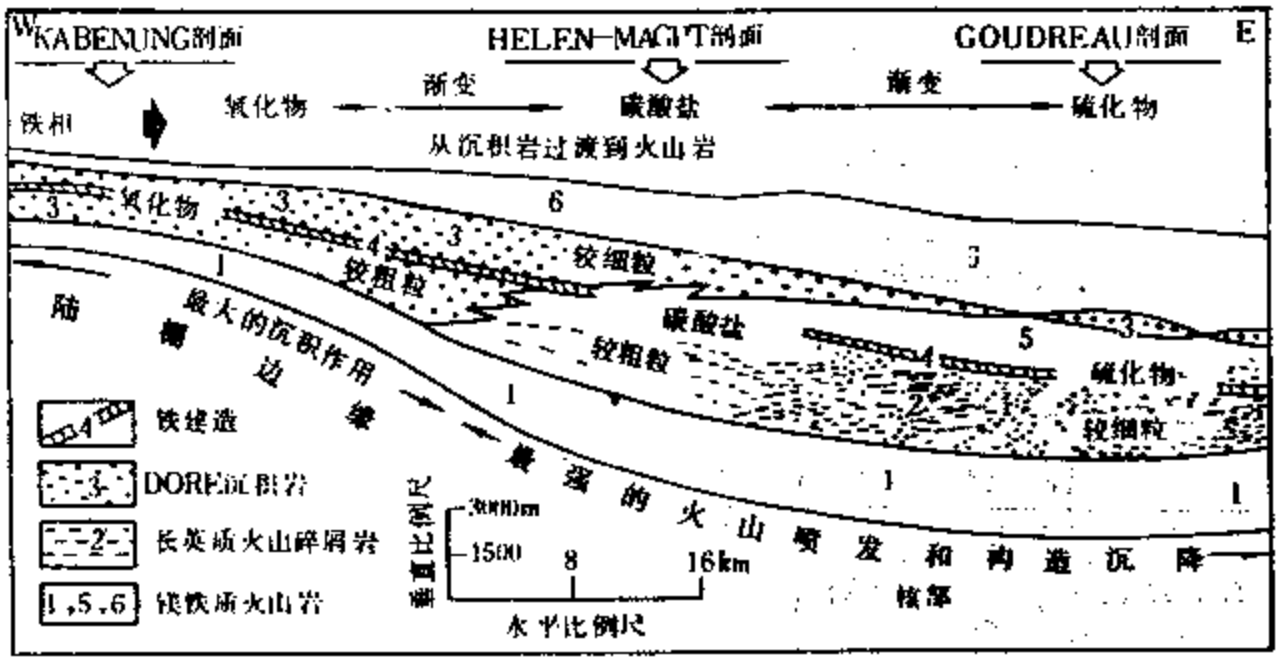
④条带状燧石层：一般厚 30—60m，最厚 304m；

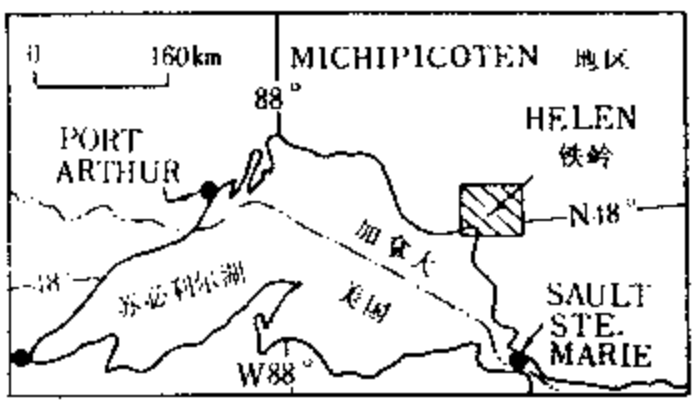
③硫化物层：一般厚 3—9m，最厚 36m；

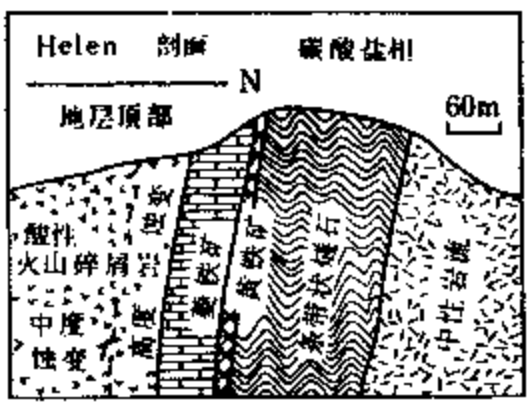
②碳酸盐层：透镜状，主要为菱铁矿，少量黄铁矿、磁铁矿、磁黄铁矿、硅酸盐，一般厚不到 60m，最厚 106m。

①酸性火山碎屑岩。

西部离火山口一定距离的盆地边坡上为正常沉积岩夹含燧石为主的氧化铁相，以非鲕状为特征（也偶尔存在鲕粒）．图 9—6 显示了该矿床的分带．Kimberley（1978）称其为“浅火山平台铁建造（Shallow Platform iron formation）”，为阿尔戈马式，是产于较浅水斜坡上．另一类为安大略省的 Savant 式，为磁铁矿—燧石铁岩建造，产于浊流岩上方泥质岩中，为更远离大陆边缘较深水的斜坡上．总之，火山岩岩石化学表明，绿岩型条带状铁矿床的成矿构造环境一般相当于现代岛弧及其附近．很明显，中国的鞍山式条带状含铁石英岩建造与安大略地区的铁岩建造是相当的．







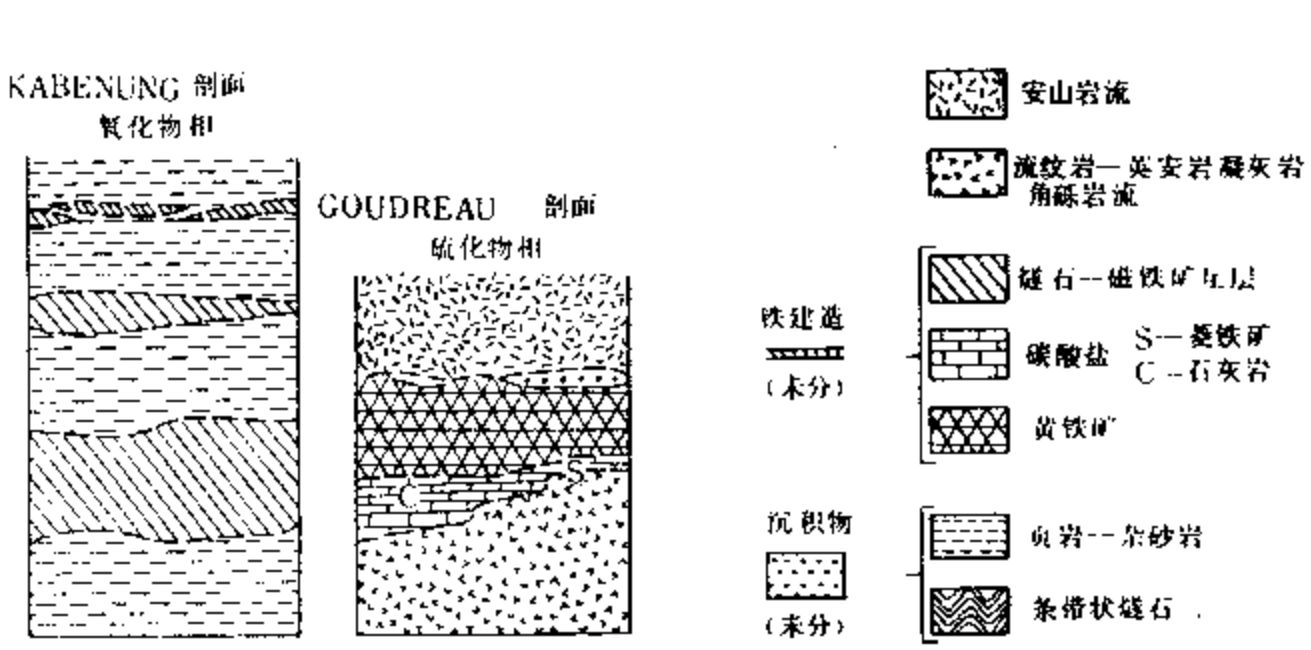
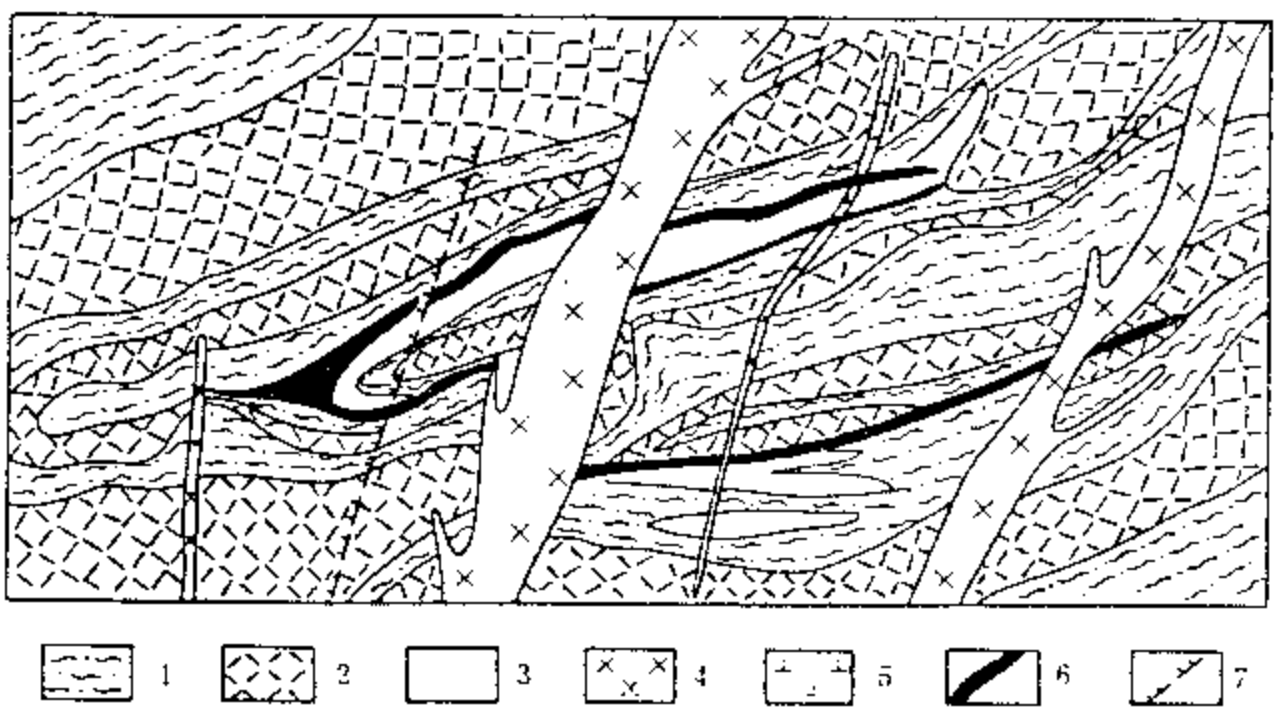


图 9—6　加拿大苏必利尔湖东北部 Michipicoten 盆地
阿尔戈马型铁建造东西向剖面和不同岩相的典型地层剖面
（据 Goodwin A.M.，1973）

(3) 绿岩带型块状贱金属硫化物：为锌—铜—黄铁矿型，金、银有较高含量，铅少量．主岩为玄武岩—流纹岩，具拉斑玄武岩和钙碱性岩性质．代表性的矿床有我国辽宁北部的红透山矿床和加拿大诺兰达地区的 Kidd Creek 矿床，它们都是产于早太古宙绿岩带中的 Cu—Zn 型块状硫化物矿床．其中，诺兰达地区的 Kidd Creek 矿床（图 9—7），剖面自下而上为：蚀变超基性岩、流纹岩—火山碎屑岩、矿体、安山岩．矿石含



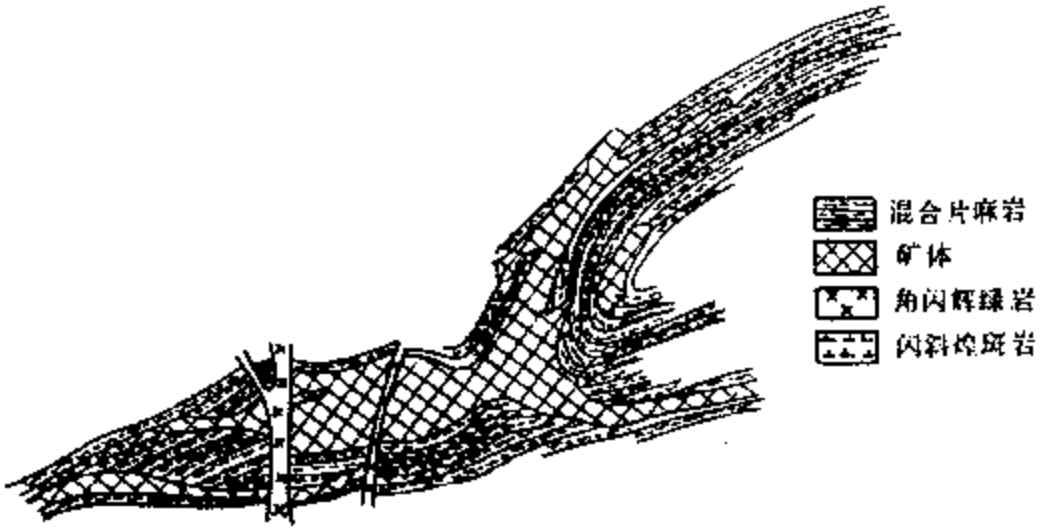


图 9—7　辽宁红透山铜矿地质图
(转引自长春地质学院《矿产地质基础》．地质出版社，1979)
1—黑云母片麻岩—变粒岩；2—角闪片麻岩；3—黑云母及角闪石片岩互层带；
4—辉绿岩；5—煌斑岩；6—矿体；7—断层．下图为 253m 水平断面图

Zn9.75%、Cu1.52%、Pb0.40%、Ag134.4g／t、Sn 局部辽宁红透山铜锌矿床产于太古界鞍山群红透山组中的黑云母斜长片麻岩和角闪石斜长片麻岩组合中，经强烈混合岩化，形成含黑云母或角闪石的各种混合片麻岩和混合花岗岩．变质岩原岩可能为钙碱性火山岩—沉积岩建造．据徐丹阶（1982）研究，它们的变质年龄为 28.84×10^{6}a（黑云母，Rb—Sr 法）．矿田构造为北东东向复背斜（图 9—7）．矿体以似层状为主，也有柱状、囊状、不规则状，已揭露 8 个矿体，单矿体厚 70cm—80m，延长最大 550—600m，延深大于延长 2—10 倍．矿石中，黄铁矿、磁黄铁矿为主，其次为黄铜矿、闪锌矿、偶见毒砂、辉钼矿．铜品位 1—2%，高者达 10%，锌 1.5—2.5%，伴有金银、镉、硒、钴、铋、铟、镓

等．致密块状构造，也有条带状、角砾状、粗粒斑状构造，自矿体中心向外蚀变有：堇青石化、金云母化、绿泥石化、硅化．原岩恢复为沉积岩及基性火山岩．早期辉绿岩脉被交代甚至成工业矿体．混合岩舌伸入含矿层时，矿体延伸增大，含矿层凸入混合岩部位，常为矿体赋存地段．矿体附近奥长伟晶岩，常矿化为工业矿体．矿石硫化物 72 件样品 $\delta^{34}S$ 为—0.6—+2.4‰，说明硫来源于地幔．石榴石黑云斜长片麻岩常含 Cu200—400ppm、Zn400—800ppm，近矿围岩 Cu0.14%，Zn0.64—1.08%，说明矿石中铜、锌与沉积建造同源，也来自上地幔。

红透山矿床经历了复杂的构造演化历史，据张秋生等（1984）研究认为，原矿成因属海底火山喷气（沉积）矿床，相当于 R·拉奇（1977）所说的近火山成因块状硫化物矿床．从堇青石化岩的产状特征判断，可能为蚀变岩筒型矿床（图 9—8 上）。

原有矿床在第一次强烈塑性变形过程中转化为紧密褶皱型矿体（图 9—8 中），复位后的褶皱轴向近南北，同时形成片麻状矿石构造；在第二次较强变形中，硫化物矿体向叠加褶皱产生的低压区发生物理迁移（图 9—8 下），脆性矿物黄铁矿在迁移过程中基本不动，韧性矿物的活动能力由小到大为：磁黄铁矿、闪锌矿和黄铜矿．这种变质—重就位的矿体，虽发生了较大规模的物理迁移，但并没有超越含矿层的范围，所以在区域上仍表现为矿体具有严格的层控型。

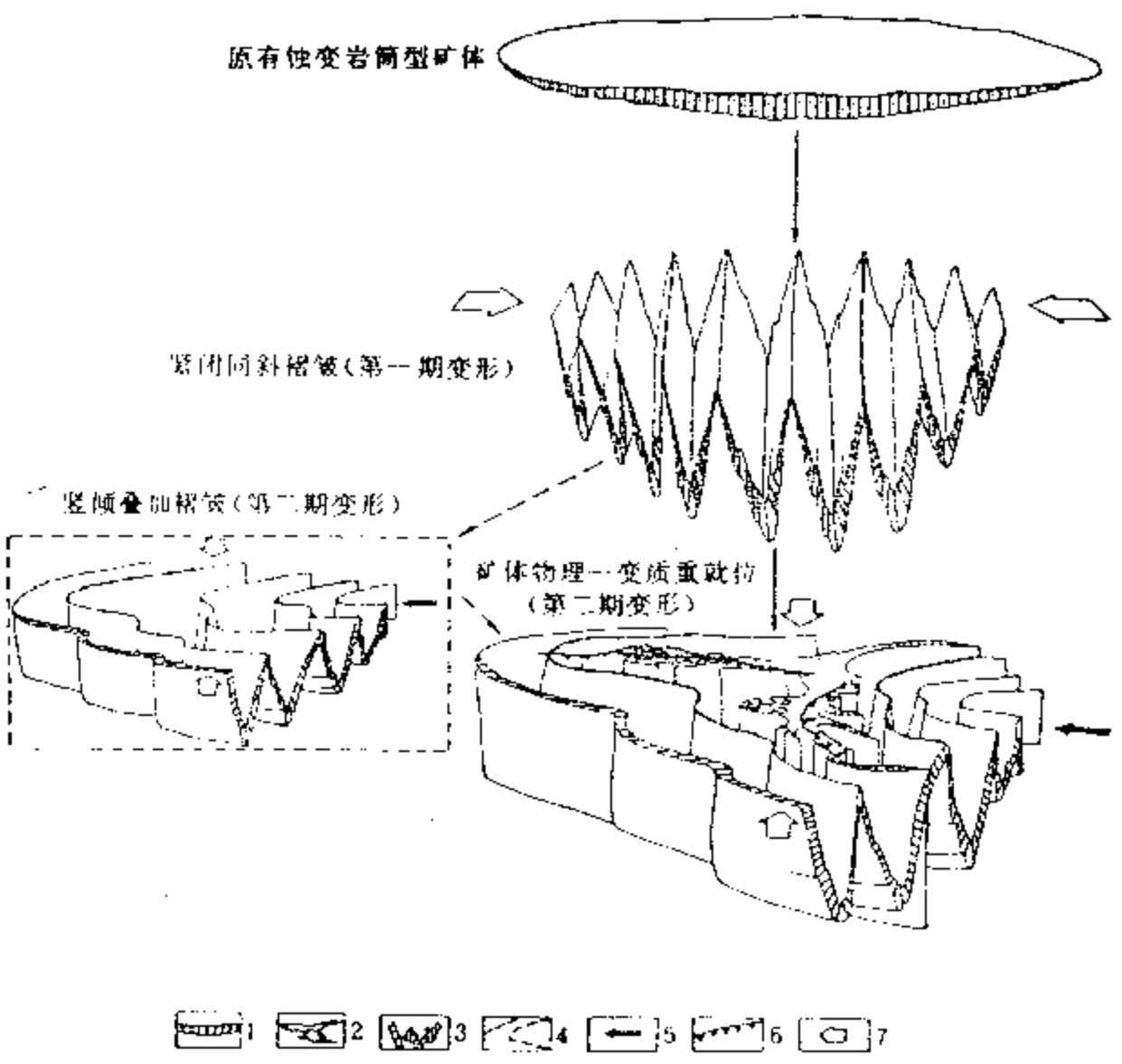


图 9—8　红透山矿床变质—重就位模式图

（据张秋生等，1984）

1—原有块状硫化物矿体；2—变形过程中生成的复杂脉状矿体；3—变形过程中未迁移的含矿围岩；4—褶皱枢纽；5—向形褶曲轴；6—与褶皱相伴的韧性断层；7—变形的应力方向

(4) 绿岩带型金矿床：是金矿的一个重要类型，占世界金储量的 20%左右。绿岩带中的铁镁质和超铁镁质火山岩富含金，常因其后花岗岩的作用引起活化富集。其变质强度相当于绿片岩相上部（450—550℃），300—400℃时含 Au 石英脉填。南非金矿化优先发育于绿岩中富含火山岩单元和条带状铁建造内。绿岩带层序：下部超镁铁质单元（Sebakwian）、镁铁质—长英质单元（Bulawayan）、粘土—砂质沉积岩单元（Shamvaian），下超镁铁单元的玄武岩和橄榄岩质火山岩是大多数金矿化的原生主岩。津巴布韦 100 个较大的矿山中，30 个是与 Sebakwian 组伴随的层状矿床，7 个是块状硫化物型，56 个是石英大脉型，7 个是层控浸染型。

2.地盾区克拉通盆地的变质矿田构造：太古代大陆壳（克拉通）的形成，为早元古代克拉通盆地成矿奠定了基础。理论及事实皆表明，克拉通一旦形成，就开始了拉张、断陷、拗陷或局部变薄，于克拉通内部及边缘成矿。例如山西中条山铜矿带产于华北克拉通

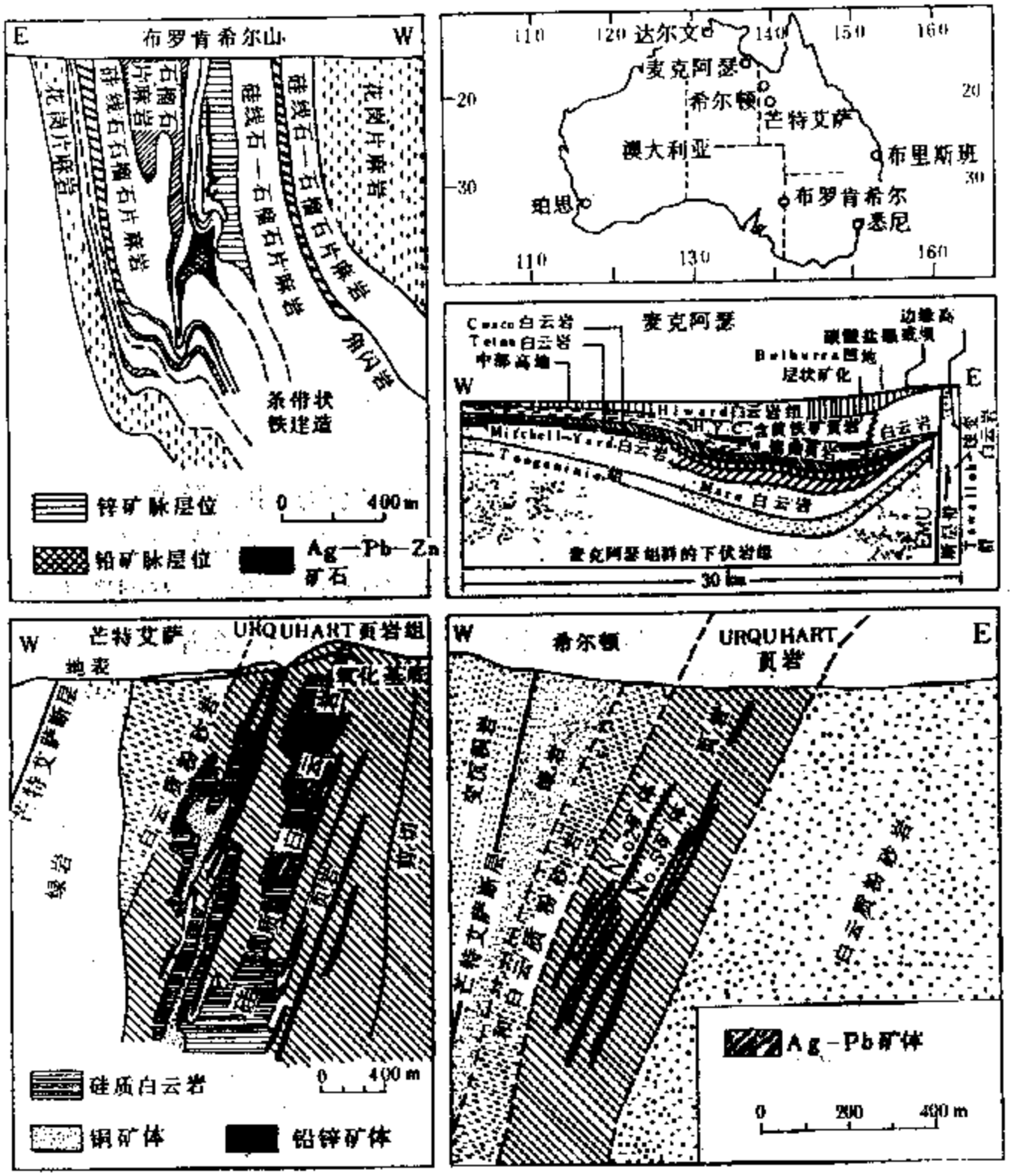


图 9—9　澳大利亚元古宙大型层控矿床

（转引自 Hutchison C.S.，1983）

麦克阿瑟地区示意剖面；昆士兰希尔顿矿床剖面；芒特艾萨矿山剖面；布罗肯希尔矿山剖面

内部裂陷中，一般说，成矿与火山建造不直接相伴，但与邻近建造中的火山岩间接伴随，这一点与太古代成矿显著不同。该区80%以上的建造是沉积岩，区域变质后成为结晶片岩、石英岩、大理岩、片麻岩、混合岩及花岗岩。

（1）条带状铁矿床：1900—2500Ma间是世界最大铁矿沉积期，矿层厚度常超过100m，西澳大利亚和前苏联西南部可超过2000m，一般侧向延伸远，例如加拿大东部的1100km范围内尚可能对比。铁岩以明显的条带构造为特征，少有鲕状结构。主要矿物成分：细粒石英或燧石、铁质层状硅酸盐、含铁碳酸盐、氧化铁、硫化铁、钠铁角闪石。苏必利尔湖西部的梅萨比和Gunflint铁建造，经济价值大，研究程度较高。苏必利尔湖铁矿的总构造环境被认为是沿古老克拉通的陆表海环境，一般没有火山岩产出。

（2）片麻岩建造型块状硫化物矿床，这类矿床的代表首推澳大利亚东部的布罗肯希尔铅—锌—银矿床，矿体呈透镜状产于矽线石—石榴石片麻岩中，岩石达麻粒岩相，受强烈挤压，紧密褶皱，矿体具同弯曲特征（鞍状），矿体总长4500m，延深840m。矿石由黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、磁铁矿组成，矿石总量2Gt，平均品位大约Pb12%、Zn12%、Ag115ppm。铅模式年龄1600Ma，片麻岩年龄1700Ma，两者相当，该矿田南部与硫化物矿床同层位（也有的偏上）的是条带状铁建造（图9—9），其间隔有厚层的石榴石—斜长石片麻岩地块，角闪岩虽属次要，但很常见。

3. 陆缘造山带区域变质矿田成矿构造。如果说太古代是地盾自洋底隆起期，早元古代是地盾拉薄及分裂扩张期，那末，中元古代则是板块俯冲期，这为广泛存在的中元古代岛弧及陆缘裂谷所证实。

与该类构造有关的主要有灰质白云岩型铅锌—黄铁矿矿床、炭质板岩型铅锌矿床、硅质岩型铜—多金属矿床。

华北板块北缘造山带中蕴含着上述诸矿床类型。狼山造山带形成于中—晚元古代，据研究，此时期华北板块北邻蒙古洋，其边缘拉张，在狼山（其基底为华北克拉通断片）南侧形成陆缘裂谷盆地，北侧为弧后裂谷盆地。伴随海底火山喷发，南侧形成东升庙、炭窑口等铅锌—黄铁矿矿田，北侧形成霍各乞等铜—多金属矿田。至中元古代末到晚元古代，裂谷封闭，褶皱为狼山造山带。

第三节　接触变质矿床的成矿构造

一、概述

（一）概念

控制接触变质矿床形成的构造要素和构造作用，称为接触变质矿床成矿构造。与其它变质矿床的区别在于它产于岩体外接触带，具有热变质相及接触变质晕。

接触热变质矿产有：石墨、矽线石、红柱石、大理岩等，它们皆与深—中深成的大—中型中酸性岩体有关，受热梯度、围岩性质、构造闭等因素控制，产于造山期后或地台活化期。在我国，燕山期是最重要的成矿期。图9—10显示了岩体深度和热梯度间的关系，"深成岩"热梯度平缓，有利于充分热变质，且有清楚的热变质分带；"浅成岩"热梯度陡，不利于充分热变质，热变质分带也不甚清楚。例如广西芒场燕山晚期花岗岩体（Rb—Sr年龄81—96Ma），深约2600—3000m，其围岩——钙泥质岩类自深而浅热变质为：

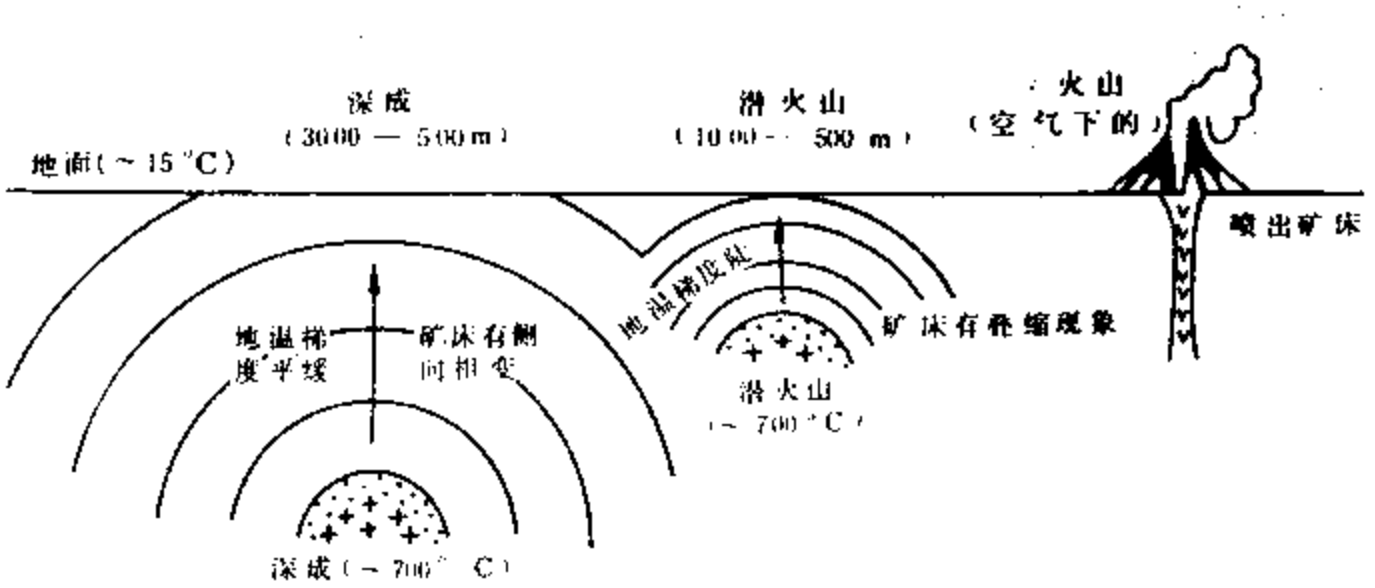


图 9—10　不同深度侵入体的热梯度特点

(转引自冯钟燕等，1984)

黑云母—红柱石角岩、透辉石—石榴石角岩、透闪石角岩等，呈明显的分带（系列）。条带状泥岩（角岩化）充当了良好的热圈闭层。

（二）特点

1.该类矿床多与中性至酸性岩基及岩株有关，岩体可提供足够成矿的热能。成矿于中深至中浅成，该部位的静岩压力及热量扩散速度皆适中。当某些深成岩与围岩处在地热平衡状态时，便没有接触热变质作用。

2.矿床主要产于接触带的碳酸盐岩及泥质岩中。多产于向斜的一翼，这实际上是由于岩体受背斜控制所致。

3.所控矿床类型自正接触带→近外接触带→远外接触带，为变成矿床→半变成矿床→原岩。

4.矿体皆产于外接触带，呈层状，与围岩整合，一般保留热变质前的原岩产状。它们多绕岩体呈环带状分布。

5.接触变质成矿构造环境，根据大型花岗岩体产出构造部位可知，它们多产于造山带。陆壳重熔（S）型，或壳幔同熔（I）型花岗岩多为造山运动之后另一期构造运动的产物，它们与区域的板块挤压、俯冲有关。例如，华南加里东期造山带于燕山期时，由于太平洋板块自南东向北西的推挤与俯冲作用，导致了大面积的花岗岩侵入，伴随而发生了热变质成矿作用。

二、矿床构造类型

1.层状构造：控制层状矿床，取决于原始沉积层状构造及岩性。例如纯灰岩与炭质页岩互层，纯灰岩则易大理岩化，形成层状大理岩矿体。

2.圈闭构造：若围岩为纯灰岩夹炭质泥岩，岩体侵入于纯灰岩中，则外围炭质泥岩构成了圈闭层。由于炭质泥岩相对导热性差，将大量热量封闭于纯灰岩中而使之大理岩化。例如，湖北铁山、广西大厂等地皆有这种作用。

三、矿田构造分析

1.缓接触带接触变质矿田构造：指侵入体与围岩层理斜交的接触构造。该种接触关系有利于热传导，形成较宽的热变质晕圈。例如湖南郴州西南 50km 处的鲁塘石墨矿，产于

印支期金湘源花岗岩与上二叠统乐平组煤系（硅质岩、砂页岩夹煤层）接触带，花岗岩侵入于该煤系构成的向斜的东翼，呈极缓倾斜接触，结果形成了规模大、埋藏浅的石墨矿床．石墨矿呈层状、透镜状，有两层，单层长 12—40m，厚 0.2—2m．

2.中深成接触带接触变质矿田构造：中深成岩基或岩株的接触带有利于热变质成矿，这主要与压力适中、温度扩散较慢有关．

例如湖北铁山燕山早期闪长岩体侵入于三叠系石灰岩中，位于铁山背斜北翼．该岩体东西长 24km，南北宽 5km，面积 120km^2．为中深成侵入体．外接触带产有十分丰富的大理岩矿．

3.复杂沉积围岩接触带接触变质矿田构造：如果沉积围岩岩性有两种以上，就可能产生多种矿化类型．

例如：北京周口店房山花岗闪长岩．为燕山晚期侵入体，呈椭圆形岩株产出，出露直径约 7.5—9km，面积 54km^2，侵入于上元古界、寒武系、奥陶系的灰岩夹泥质岩和泥盆系、石炭系、二叠系的泥质岩中．一般接触产状倾向围岩，倾角 70°—85°左右，特征为西陡东缓．热变质特点为：

①东南边缘由于接触界面较缓，热变质带较宽．

②该岩体为中深成，热变质带发育．

③围岩中石灰岩因热变质由岩体向外分为：大理岩、大理岩化灰岩、结晶灰岩、未变质灰岩．大理岩和灰岩均具有工业价值．

④泥质岩由岩体向外分为：矽线石带、铁铝榴石—十字石带、红柱石带、黑云母带(距岩体约 1km)．其中红柱石带赋存有红柱石工业矿体．

第四节　混合岩化矿床的成矿构造

一、概述

(一) 概念

控制混合岩化矿床形成的构造要素及构造作用，称为混合岩化矿床成矿构造．与其它变质矿床成矿构造的区别首先在于它控制的是古老地盾区的混合岩化带．

混合岩化是区域变质进一步作用的结果，是伴有熔融、渗透、注入、交代而成矿的．它们主要分布于太古代地盾区以及以后强烈挤压的造山带．

(二) 特点

1.混合岩化成矿构造控制片麻岩-变粒岩-角闪岩-混合花岗岩含矿建造．这种构造是原始地壳活动带．

2.所控矿床类型主要有混合岩化型块状铁矿床、混合岩化型块状铜锌矿床、混合岩化型硼矿床，混合岩化型金矿床等．

3.所控矿体呈似层状、透镜状，伴有脉状穿插，与围岩界线一般清楚，总体顺层，局部切层．围岩有蚀变现象．

4.所控矿床与构造线展布一致，受一定层位控制．

5.混合岩化成矿构造环境根据建造、变形构造等，可推断为地盾形成过程中的构造强烈挤压活动带，它是压应力集中区，导致了含矿区域变质岩的重熔、交代等的成矿作用．

二、矿床构造类型

1.接触带构造：是一种混合花岗岩及花岗质混合岩与围岩的接触构造，它是成矿流体活动的场所。例如，早元古代宽甸群含钠变粒岩-角闪质岩建造中的硼镁铁矿矿体，主要产于混合杂岩与钠长变粒岩接触带（具沉积变质改造特点）。

2.断裂构造：混合岩化过程，可有含稀有及稀土金属组分的残余岩浆沿断层或片麻理注入，形成脉状伟晶岩矿床。混合岩化晚期，通常伴随热液活动，矿液沿断层或片麻理充填，形成脉状矿体。例如：混合岩化型石英脉金矿床。

混合岩化成矿作用及其成矿构造，是很复杂的研究课题，需要研究控制原含矿建造的构造，以及发生混合岩化成矿时的构造作用。这都关系到地壳发展早期的构造-变质-成矿作用的演化，需要专门的研究和探索。

第十章　层控矿床的成矿构造

第一节　概　　述

层控矿床是构造运动、岩浆活动和沉积作用的综合产物，它不仅受地层、岩相（岩性）控制，也受沉积作用的物理化学条件和区域构造控制。仅是矿床或矿源层的分布和产状就直接、间接受构造控制或影响（例如火山沉积矿床，各种盆地中沉积矿床等）；其后来的叠加、改造和再造作用及其来自岩浆、热水、变质或地下水等活动，也直接与构造发育的多阶段性密切相关。因此说，层控矿床的形成和改造均受构造的明显控制。

大量实际资料表明，层控矿床的形成经历了一个复杂的过程，具有如下若干特点：首先是它的成矿物质来源复杂，既可以来自围岩本身，也可以来自基底岩石或深源；其次是成矿的长期性，它的形成往往延续几到几十个 Ma，甚至是跨越两个构造期，大多经历了互相联系又密切相关的同生成矿作用和后生成矿作用两个阶段。其中，沉积成矿作用和火山-沉积成矿作用常可使成矿物质初步富集，因而是形成大型层控矿床的基本前提。而后来的岩浆热液或其它来源热液的叠加改造和构造控制则是工业矿体定位的关键因素。因此，层控矿床的成矿构造不仅具有各类矿田构造的一般特点，而且还有因同生沉积作用、成岩作用、应力变形作用、后生叠加改造作用和再造作用而产生的自己固有的控矿构造类型和特点。

构造对层控矿床的控制，就大范围来说，可以控制层控矿床在区域上的时间、空间展布，小范围来说可以控制矿床（体）的形状、产状、矿石类型及后生变化等。自 K·H·乌尔夫（1976—1985）和 D·D·克里姆（1980）等有关层控矿床的著作问世后，常将矿层与地层、层控与层序融为一体，从而提出层序、层滑（层间滑动）和层控密切相关。相应在矿用构造研究中也有主张"地层、断层和矿层三位一体"的论点（孙岩，1984）。只有系统研究"层"、"相"、"位"，才能全面地认识层控矿床中矿层的垂直分带、水平分带、顺向及逆向分带，以至后生分带和脉动分带等诸种规律。

第二节　控制层控矿床的区域构造

区域构造对层控矿床的控制，在某种意义上说，比大地构造更为重要，比具体的层状小型构造更为宏观和全面。层控矿床一般受以下四种区域构造控制：

一、克拉通内部裂谷系或克拉通边缘裂谷系

就世界范围看，元古界层控矿床是很发育的，它们大多受深断裂带的控制，呈线状分布。许多层控铜矿床内部都存在着 Cu、Pb、Zn 等成矿元素由下而上的垂直分带现象。这种断裂带是克拉通内部或其边缘的裂谷带，与断裂同时形成沉积盆地。火山热液或深部热流沿断裂系统由深部上升，几乎在沉积的同时进入沉积物中。一些著名的矿带或矿田，如扎伊尔—赞比亚铜带就是产于或靠近克拉通盖层镶边基底内，美国密西西比河谷型铅锌矿床则主要产在克拉通盖层内钙质和白云质建造中。图 10—1 即表示叠加在一个理想的克

拉通地块上的这一大类矿床的最重要产出位置。北美洲和中部非洲的一些层控型铜矿带大多分布在离海沟较远的元古界以及二叠系和三叠系地台型沉积物中，而岩浆-热液叠加型铜矿带则产于海沟附近或两侧的显生宙褶皱带中。

中国湘黔一带层控汞矿带内，有大量规模巨大的断裂发育，它们与密如蛛网的次级褶皱、断裂相互组合，形成了一个从地表到地下深处的中低温热液环流体系。汞矿带既受古地理控制，又受构造制约。此外，层控金、锑、钨综合矿床大多也受大断裂、褶皱（主要为背斜）控制，少数受穹隆构造、区域性片理化带控制。例如我国湘西沃溪—冷家溪矿带、青海同德—泽库—河南锑、锡、汞矿带等均受这类压扭性区域断裂控制（兼受褶皱控制）。据统计，我国也有不少层控矿床产在活化克拉通区内，如广东石碌铁矿床、内蒙古白云鄂博铁—稀土—铌矿床。

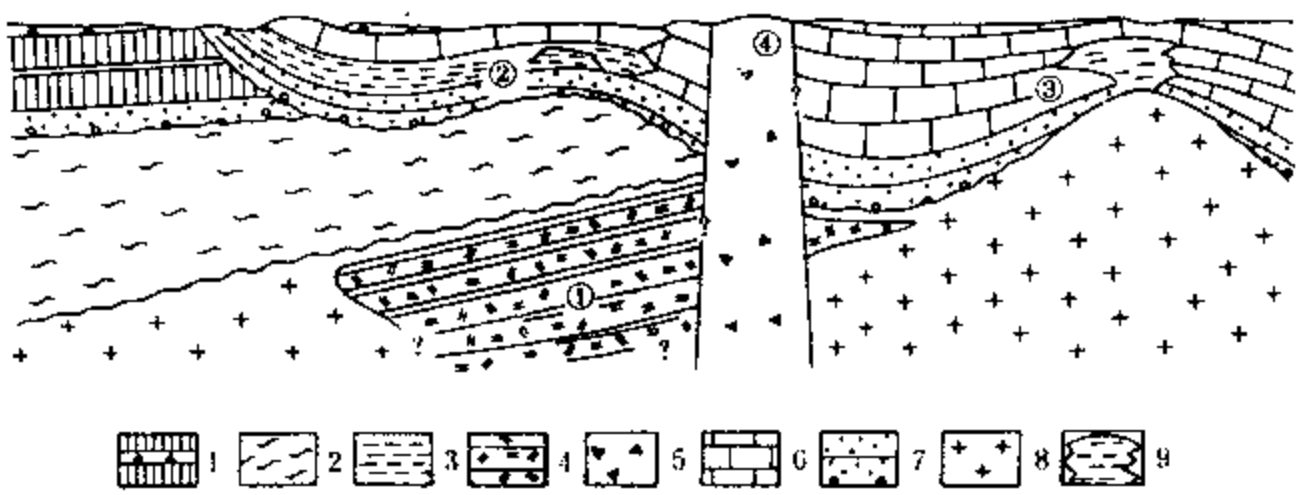


图 10—1　克拉通区理想横断面及有关矿床位置
（据 P·吉尔莫尤，1976）

1—高原玄武岩；2—片岩和片麻岩；3—泥质沉积物；4—层状铁镁质—超铁镁质侵入岩；5—超碱性（碳酸盐岩）、超铁镁质侵入杂岩；6—灰岩和白云岩；7—砂岩（砂质）和砾岩；8—片麻岩和混合岩；9—矿：①～④为产于不同部位的矿床：①产于层状基性杂岩内的铜-镍（铂族金属等）矿床；②产于或靠近克拉通盖层镁质基底内的层状铜（钴-铀-钒）矿床；③主要是产于钙质和白云质克拉通盖层内的铅锌（铜）矿床；④与超碱性、碳酸盐岩杂岩共生的铜（铁、铌等）矿床

二、区域性块状隆起和单斜构造

长期活动的区域性断裂，首先对褶皱的形成起着重要的作用，这些断裂常将古老的基底切割成一个个构造块体，这些块体的多次沉降控制沉积物堆积和火山岩层形成。例如前苏联矿山阿尔泰断块褶皱中的多金属矿田（床），即在泥盆纪次火山岩体和海西期侵入岩墙就位于这些断裂时形成。在横剖面上，断块褶皱呈箱状形态（参见图 3—11）。在兹梅伊诺戈尔斯克和维尔胡宾（Верхубин）等矿田中，褶皱核部为加里东构造块体的奥陶纪变质岩，翼部为中泥盆世沉积—火山岩。在背斜鞍部，这些岩层形成平缓的褶皱并构成复杂的穹隆状。褶皱两翼，因层间断裂带和破碎带发育，对层控矿体最为有利。在我国粤北地区，古隆起加断裂是形成大型层控矿床（凡口、红岩）的必要条件；古坳陷加断裂则是形成大宝山式矿床的必要条件。美国的霍姆斯塔克型金矿床和我国黑龙江东风山铁—钴—金矿床，一般成矿的有利构造—岩相部位也是地台隆起边缘坳陷区的条带硅铁建造。我国康滇地轴上的东川铜矿带的南带（包括易门矿带和红龙厂矿带），空间分布受南北向展布的次一级成矿盆地内单斜构造控制，其北带（包括东川矿带和通安矿带）则受东川块状隆起控制（图 10—2）。

三、区域性断裂带、韧性剪切带.

区域性断裂带常是决定构造—地质环境的主要因素之一，大多数层控矿田赋于断裂带一侧或被大断裂所圈闭，它们不论在矿源层形成期或是其后叠加改造期皆起着主要的作用．最有利成矿的地段是：沿走向弯曲的地段断裂旁侧分支处，主干断裂派生的旁侧羽裂，两组断裂共轭处或交叉处，断裂的产状变化或内部结构复杂的破碎地段．前苏联吉日克鲁特锑—汞矿田位于基萨尔岭的北坡，其东、西两侧均为近 SN 向大断裂，而其南部边界则为一条区域性 NE 向逆掩断层，古生代地层逆掩到侏罗系之上（图 10—3）．矿床内的岩层也形成箱状褶皱其核部为碳酸盐岩，翼部为陆源碎屑岩．页岩和灰岩接触带上的拖曳褶皱，表明褶皱核部发生过从北向南（向转折端方向）的总体运动．整个褶皱，尤其是其南部为大量的陡倾斜断裂所复杂化．其规模最大、分布普遍的是近 SN 向的逆断层以及 NE 向的平移断层．这些断裂大都是成矿前的，而且不只一次地活动过．在它们与层间同褶皱剪切带相交的地段，含矿硅化角砾岩和产于其中的矿体厚度均最大．

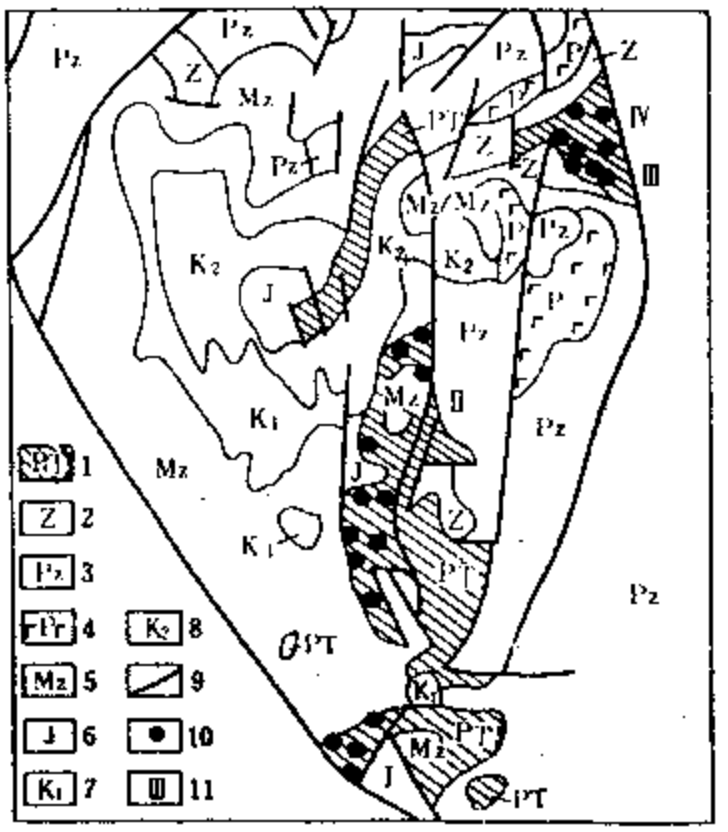


图 10—2　康滇地轴各铜矿带分布示意图
（据沈苏，1975）
1—昆阳群、会理群；2—震旦系；3—古生界；4—二叠系；5—中生界；6—侏罗系；7—下白垩统；8—上白垩统；9—断裂；10—矿床；11—矿带；Ⅰ—红龙厂矿带；Ⅱ—易门矿带；Ⅲ—东川矿带；Ⅳ—通安矿带

在研究层控矿田构造时，还应注意许多盖层构造型式受基底构造及区域大断裂所控制，是它们导致了盖层中构造型式的产生。矿田构造为区域构造的组成部分，明显受区域

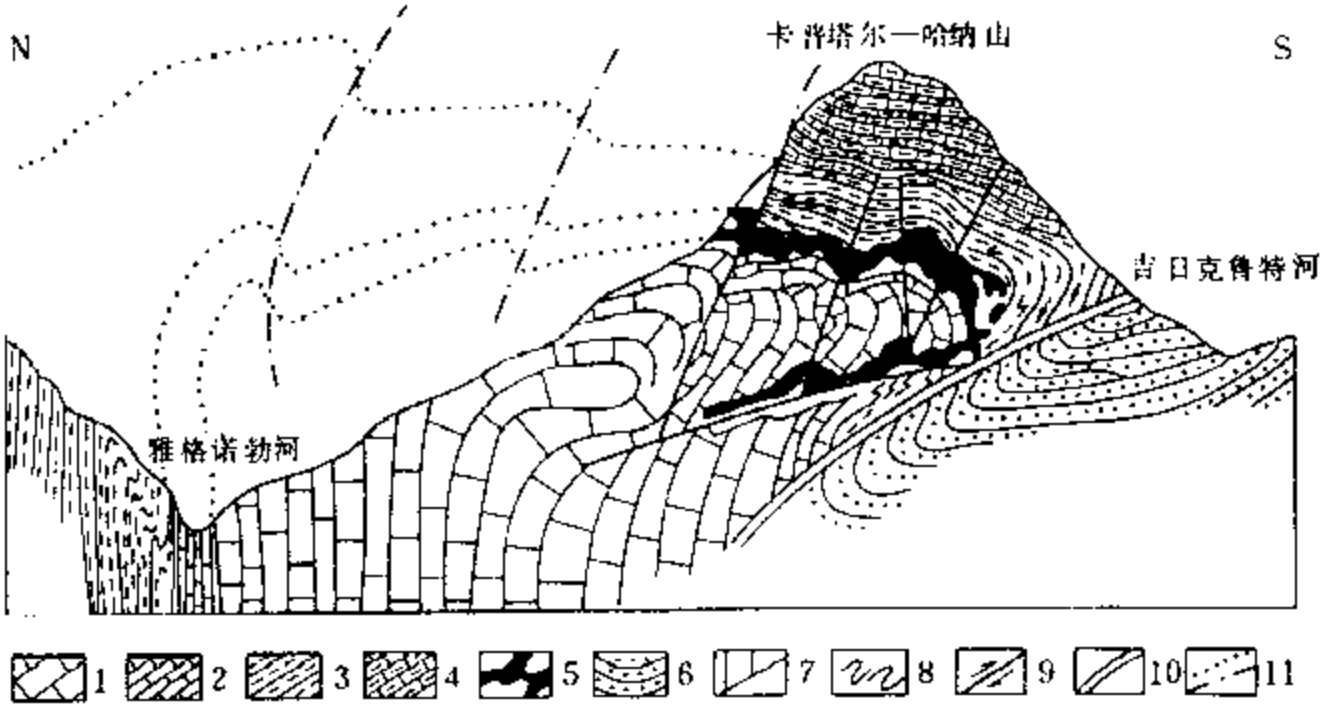


图 10—3　吉日克鲁特锑—汞矿床剖面略图
（据 И·З·科林等，1983）
1—厚岩灰岩和白云岩（S_2—D_1）；2—层状灰岩（D_1）；3—页岩夹灰岩（C_3—C_1）；4—层状灰岩（C_1）；5—层间石英硅质角砾岩；6—页岩和砂岩（J）；7—断裂；8—拖曳褶皱；9—岩层运动方向；10—阿尔卑斯逆掩断层；11—褶皱被剥蚀部分中的岩层接触界线和推测断裂

构造控制，它统一于区域构造应力场中，我国华南地区 EW 向古老基底（Pt）之配套构造——NE 及 NW 向两组大断裂，控制着盖层（D）中—大型层控矿田（床），如广西北山硫、铅、锌矿田，广东红岩硫铁矿矿田，广东凡口铅锌矿田等等．各矿田中，矿床（点）均呈 EW 或 NE、NW 向分布．

世界上大多数层控金矿床（如加拿大赫姆洛等），均与大型断裂带（剪切带或片理化带）有关，它不仅是含金热液上升的通道和富集场所，具有控矿意义，而且证实构造活动与成矿作用是同时的，具有重要的成矿机制意义．这类剪切带，是一种成矿和控矿的韧性和脆-韧性剪切构造体系．它表现为一套已片理（叶理）化和糜棱岩化的并多经受了热液蚀变和含有工业矿体的岩石组合．它们位于狭长的长期活动的地壳薄弱带（即所谓"构造通道"）内，一般呈线性分布，长几到几十 km，宽几十至几百 m，延深千余 m 以上．

四、构造盆地对层控矿床的控制

构造盆地，包括断陷盆地、山间盆地和山前盆地等的分布是受构造体系控制的，常处在构造活动比较强烈的地区．沉积盆地是矿源层形成的必要条件，沉积岩相带的分布大体上与盆地边缘平行．沉积层的厚度和分选性及化学分带虽然也与水动力及气候、生物条件有关，但主要取决于构造活动的强度和频度．作为沉积建造的重要控制条件的海水进退规模、岩相古地理和气候变化等也都受构造运动的制约．我国超大型层控矿床，如云南金顶铅锌矿、贵州务川汞矿及广东凡口铅锌矿等，均座落在封闭状态的聚矿盆地（含盐盆地）中或边缘．盆地边缘是构造运动较活跃的地带，常是海相沉积物和陆相沉积物、海水和淡水的交替混合地带，加上长期的差异升降运动，地层的褶皱和断裂变形，有利于深部热流和成矿物质的向上运动及堆积．它们的含矿层相变和厚度变化十分剧烈，这是由于同生断裂不断活动的结果．我国南方中生代陆相红层砂岩铜矿，一般位于含铜古陆周围的断陷盆地或褶皱带及其边缘的山间盆地和山前盆地中．例如，湘南层控矿床的控矿构造条件是：(1) 古构造盆地中的局部隆起（或穹窿），尤其是叠加隆起的边缘；(2) 多组断裂的发育地段，尤以 NNE 向与其它断裂的交汇处；(3) 主干断裂旁侧的次级裂隙或层间裂隙；(4) 某些岩体的接触带．

第三节　层控矿床的矿田和矿床构造

在矿田范围内，层控矿床与层状构造（专指构造层界面、岩层界面和物性不连续面的相对滑动而形成的各种构造、褶皱构造及断裂构造的关系最为密切．矿田内矿体所赋存的位置，除受层理构造、同生构造、礁体相控制或直接产于含矿有利层位中的矿床（体）外，凡经后期改造、叠加而再富集的矿床（体），往往与层间断裂构造、层间破碎剥离构造、褶皱虚脱构造、层间挤压揉皱构造、层间剪切滑动构造、假整合和不整合构造、古岩溶构造等密切有关，有时还出现多种构造形迹的复合控矿．由于这些构造的控制，把含矿层、矿源层及此层位以外的成矿物质经活化迁移而聚集于该岩层的有利构造部位，形成为工业矿体．

一、层理构造

层面上下岩层由于矿物成分，颗粒大小、结构、物性（最佳孔隙度）、机械性质、颜色、胶结物等方面有差异，故可形成明显的界面．此种界面不仅代表特殊的物理化学环

境，而且是一个构造薄弱面，可成为热水流动的通道和矿物沉淀的场所。成矿时，含矿热水的液压和结构面的面压的对比关系起重要作用。只有当液压超过面压时，含矿热水才能进入结构面，或继续运移，或相对长期地停留成矿。一般来说，只有当构造控制方向与有利岩层的排列方向一致时，才能增加矿化的机会。如果构造的产状与岩层在空间的排列呈高角度相交时，就易于造成矿化空间的不连续；如果不利岩层作为遮挡层位于含矿区段的上部，则位于其下部的构造断裂及有利岩层可促使含矿热水的集中和成矿物质的相对富集。凡在容矿岩系相变较大的地段，即可见到某些岩段或岩层趋于尖灭，或在层状岩石沉积过程中，在碳酸盐岩中形成的沙坝以及沉积物堆积时在斜槽中产生的滑坡褶皱，往往均有利于成矿或成富矿。凡岩层褶皱同时又受到巨大的平移控制而产生的层间破碎、剥离、挠曲等部位，常是矿化最富集的部位。夹在岩层内的某些软弱层，由于生成不协调的褶皱，如层间拖褶皱及其它复杂的小构造，也有利于成矿。

层理构造对于成矿控制作用，除有利层位本身可以直接控矿外，还可以反映在以下四个方面：

1.岩层层面的发育常会影响岩层的物理性质。一般情况下，层理面发育则易受张力作用，使其裂隙度增大，特别是顺层裂隙增多；

2.薄层理发育的岩层，产生层间剥离滑动的可能性较大，有利于成矿；

3.岩层层理越多，其化学性质一般越复杂，故越有利于成矿交代作用的进行；

4.层理的密集程度越高，越有利于原始孔隙度和后生裂隙的发育，也越有利于成矿。

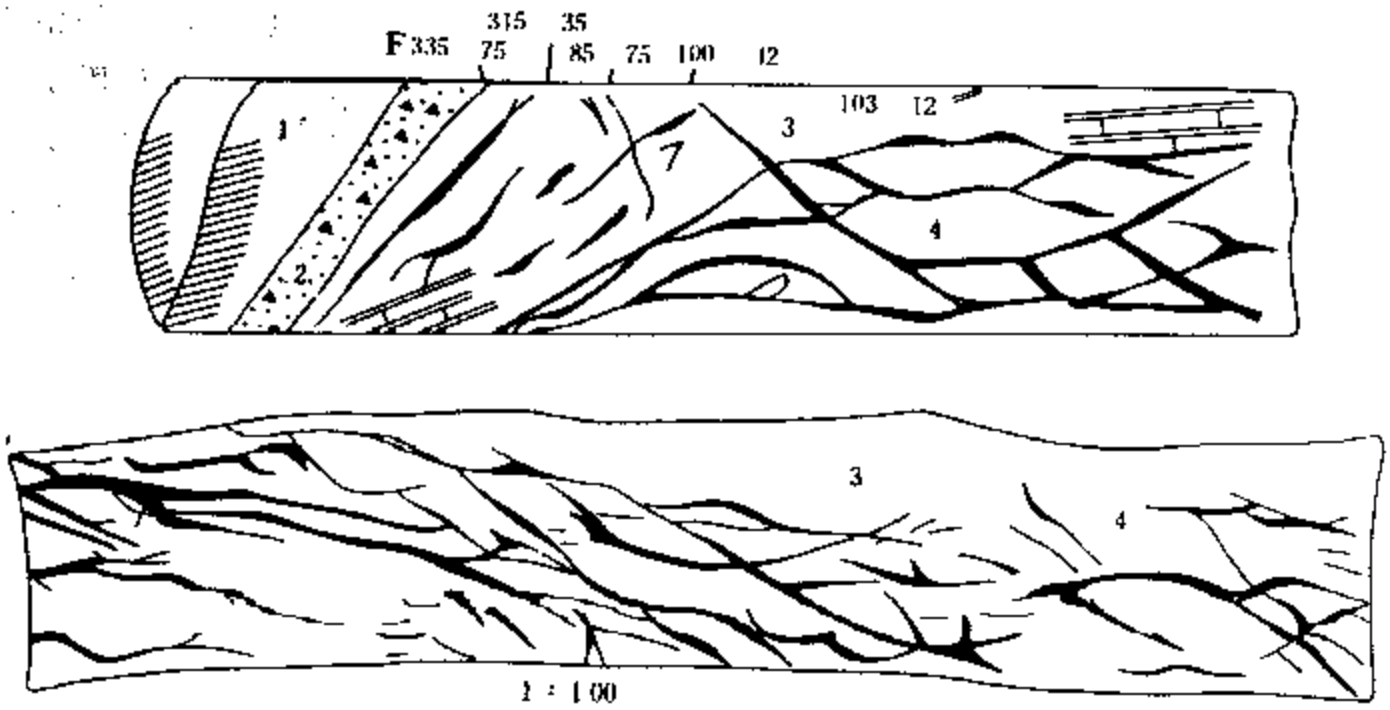


图 10—4　层间菱形，不规则网脉状辉锑矿脉
(据刘光模等，1980)
1—薄层灰岩；2—断层及破碎带；3—中厚层不纯灰岩；4—网脉状矿体

云南金沙厂、五星厂等层控铅锌矿床中，矿化明显受层理构造控制。湖南锡矿山锑矿田，在薄至中厚层状不纯灰岩中形成的层间滑动和层间剥离空洞及裂隙也明显表现出对矿化的控制（图 10—4）。层滑大多产在上覆岩层间。层滑断裂的结构面力学性质为复胜面，表明在成长过程中发生过构造叠加和力学性质的转化。据刘迅（1987）报导，江西武山北矿带矿体产状与地层产状相一致，均受五通组和黄龙阶之间假整合面及层间破碎带控

制．奥地利弗尔别尔塔尔层控白钨矿矿田内，白钨矿发育于石英-千枚岩系中所包含的数米厚的碳酸盐岩层位中．白钨矿产在富石墨的碳酸盐岩中（图 10—5），亦产在石英岩和黑色板岩的薄层层理面上．它形成浸染状和薄细脉分凝体，并向着通常弱硅化的白云岩岩层方向富集．

在不同岩层或不同岩石之间，由于压力等引起的不均匀溶解作用，所形成的缝合线构造（在碳酸盐岩中也叫柱石构造）与层面的关系可以是平行的、斜交的或垂直的，或几组缝合线相交成网状（图 10—6）．在缝合线两侧往往见到有矿物或颗体的溶蚀造成的相互穿插现象，也常见草莓球粒黄铁矿（因硫化物不易溶解）．缝合线构造不仅可用来确定成岩时间和层位，而且有时也对铜、铅、锌、汞、锑矿化起引导作用．在一些层控矿床中，硫化物矿石或浸染矿化可以顺简单层理或交错层呈线状或面状分布，也可以经压溶作用形成沿缝合线分布的单纯硫化物缝合线或断续相间的线层．例如广西北山，中泥盆统大型铅锌硫矿床的下部生物灰岩中，虽岩层面不太清楚，但缝合线构造却很发育，有不少细晶黄铁矿及炭质物沿缝合线分布．湖南花垣鱼塘寨铅锌矿床，含矿层（清虚洞组 ϵ_1^3）中的层间裂隙和缝合线等小构造即是控制矿化的部位．尤其灰岩的第二期缝合线构造中有较多的铅锌矿化．

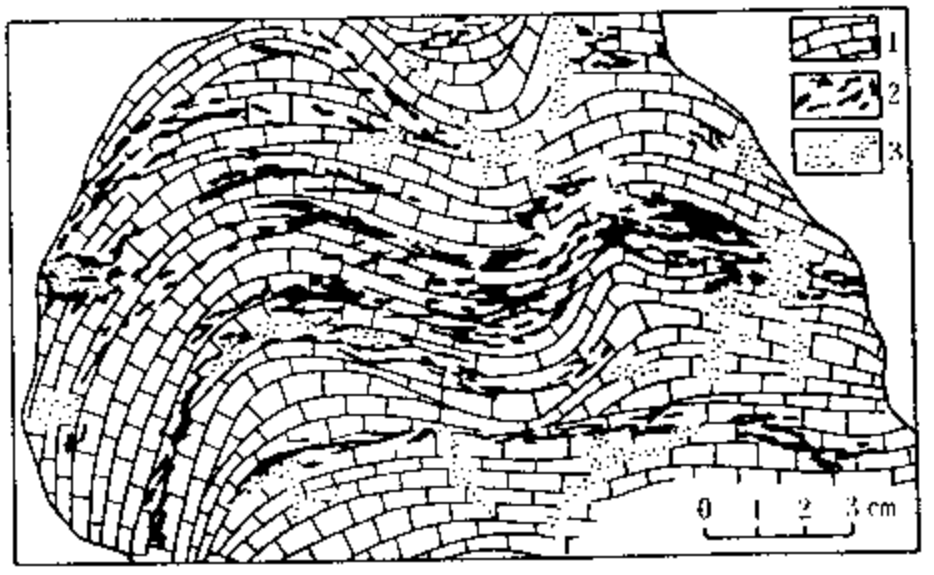


图 10—5　白钨矿矿化分布图
（据 K·H·乌尔夫，1983）
1—富石墨石灰岩；2—白钨矿；3—晚期方解石-白云石细脉

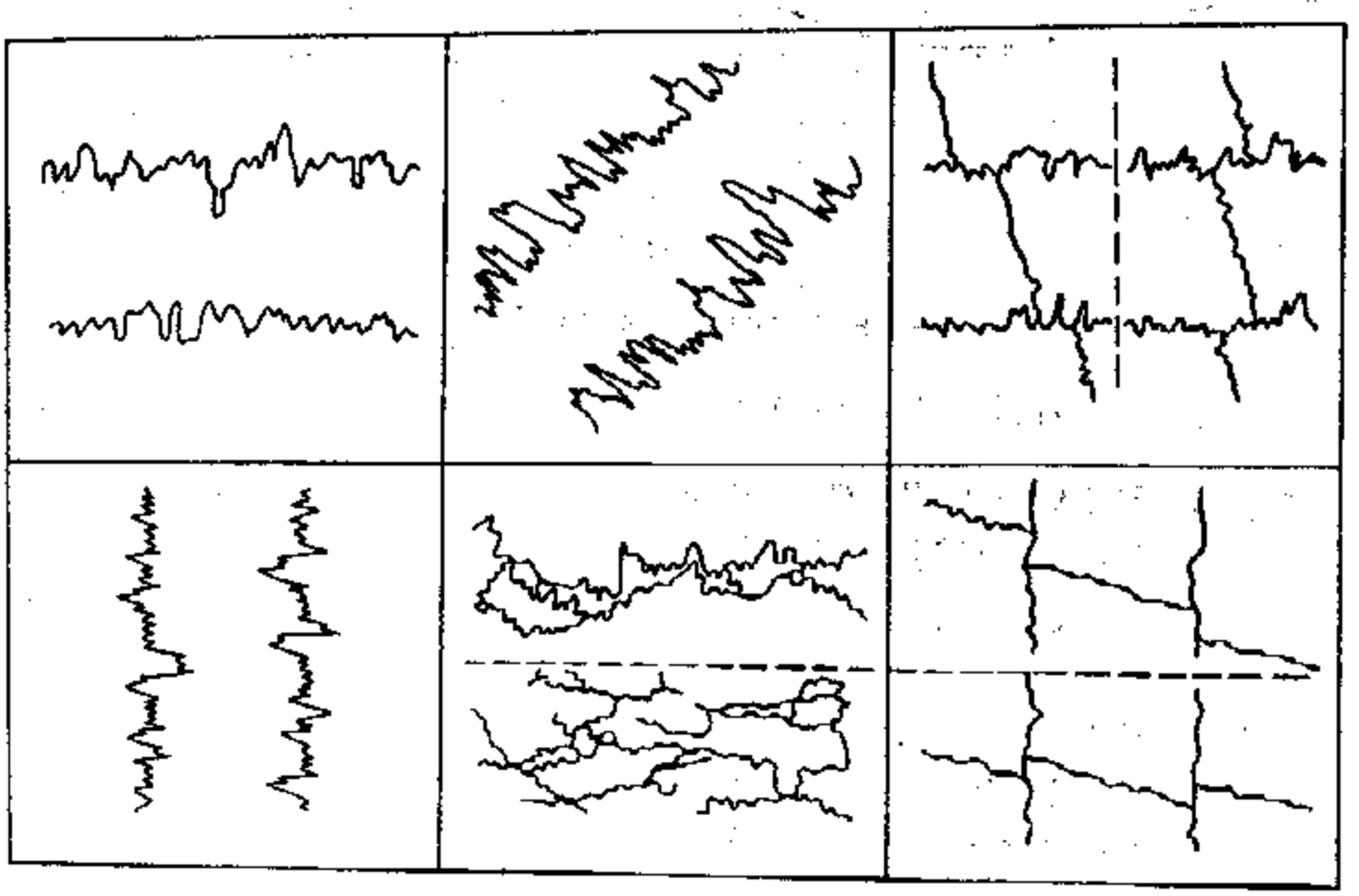


图 10—6　各种缝合线构造综合图

二、同生构造

同生构造可分为沉积期构造和成岩期构造两类。前者包括岩层沉积阶段在水底下或露出水面时所产生的各种原生小构造，如斜层理、卷曲层理（也称卷曲构造、滑塌构造）、波痕、层面印痕和遭受古地震波冲击而形成特有的网状构造等；后者是沉积物在固结期内，于脱水收缩或被压实过程中所产生的各种原生构造，如同生节理（进一步发展即成为同生断层）、面包状构造（主要发生在钙质岩石的顶面）和同生褶曲构造等。后者的控矿意义较大，而且不少控矿的同生断层往往又与同生褶曲具有力学上的联系，常有规律地出现在褶曲的某些特定部位。

在地台沉积时期，存在着同生断层，在这类断裂带内或附近，是许多层控铅锌矿床就位之处。如广东凡口铅锌矿床80%以上矿石储量产在F_3号古断裂带内或两侧。

同生断层按其延伸方向可分为顺层的纵向的和横切岩层的横向的同生断层。同生断层常产于平缓的沉积层中。随沉积、火山-沉积物的堆积同时发生的也称生长断层(Growth fault)，它贯穿于同一地层单元之中，为典型的正断层。横过这类断层从上升盘到下降盘，地层或含矿层会明显加厚，沿着断层，地层的断距向下增大（图10—7），常在下降盘发育逆牵引构造。

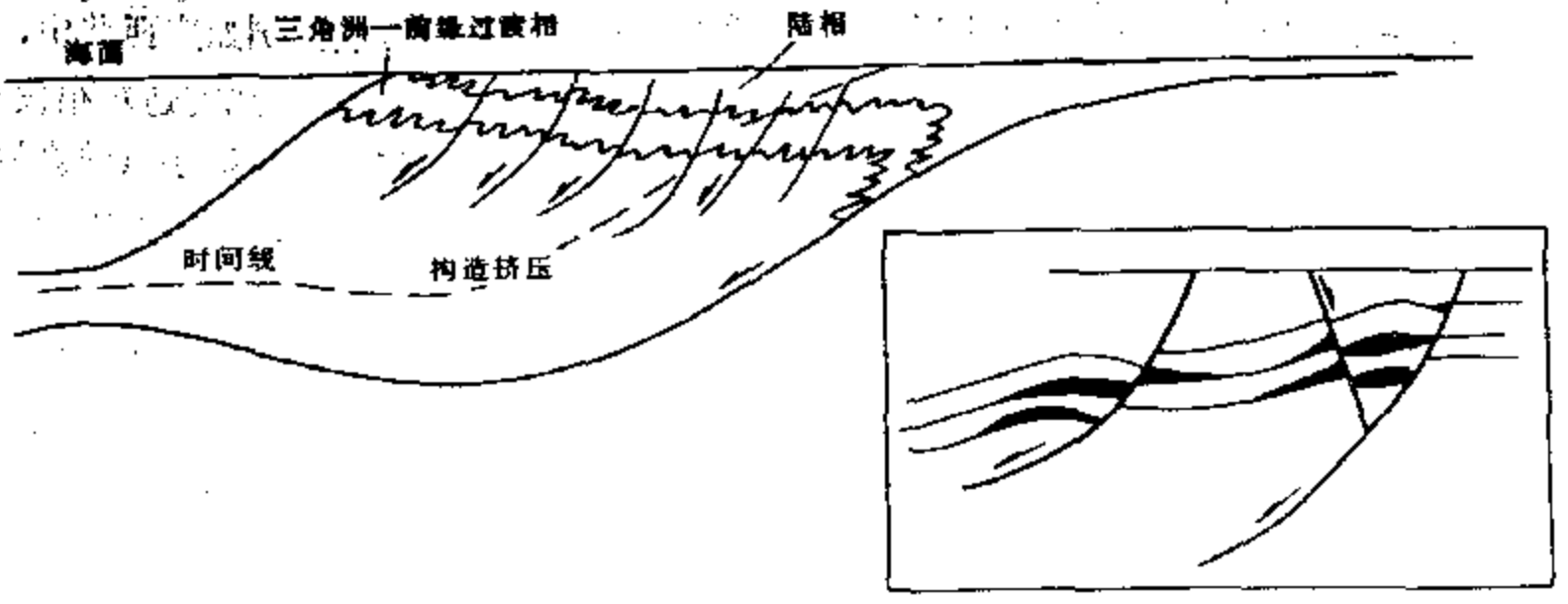


图10—7　大型三角洲中的层控矿床位置
（转引自R·L·斯坦顿，1976）
（反映生长断裂、滚动背斜与含矿层之间关系的横剖面图）

这种断层是在火山-沉积物堆积的同时，因重力作用而形成。常见于三角洲环境与盐丘环境中，也见于内陆断陷盆地的边缘。

同生断裂的活动不仅可以造成盆地的次级凸起和凹陷，并控制着沉积层的厚度；它可能作为一定的汇水区域的地下热水的排泄点，而在沉积阶段就直接向海盆提供来自下部沉积建造中的成矿物质，使邻近断裂带的沉积物中某些元素含量相对增高；它还是沟通处于不同成岩阶段的具有不同水温和水质类型的孔隙水的重要通道，是成岩成矿作用的重要控制因素。在同生断层附近常有同生角砾（或角砾状矿石）分布。如凡口层控铅锌矿床的古断裂（F_3），就是一条同生断层（参见图4—8）。它在泥盆系、石炭系堆积过程中发生间歇性活动，使C_1d（大塘阶）到D_3t（天子岭组）地层受到切割，但未影响$C_{2+3}ht$（壶天

群)．矿体均分布于同生断层两侧的狭窄范围内（长 3000m，宽 200—300m，延深 800m)．从表面看，这是个受断裂控制的热液矿床，但从矿石结构（胶状）和矿床特征(无蚀变等）看，又具备同生沉积特征．此外，象洛泽河铅锌硫矿床、金顶及滇东北铅锌矿床等，均与同生断层有关．贵州水城杉树林铅锌矿体还受层间滑动的同生纵断层控制．总之，在靠近同生大断裂（带)，常有层控矿床成群分布，这是由于这些同生断裂（带）往往伴有断鼻构造或蚌壳状构造，它们与同生大断层组成局部的成矿构造圈闭。

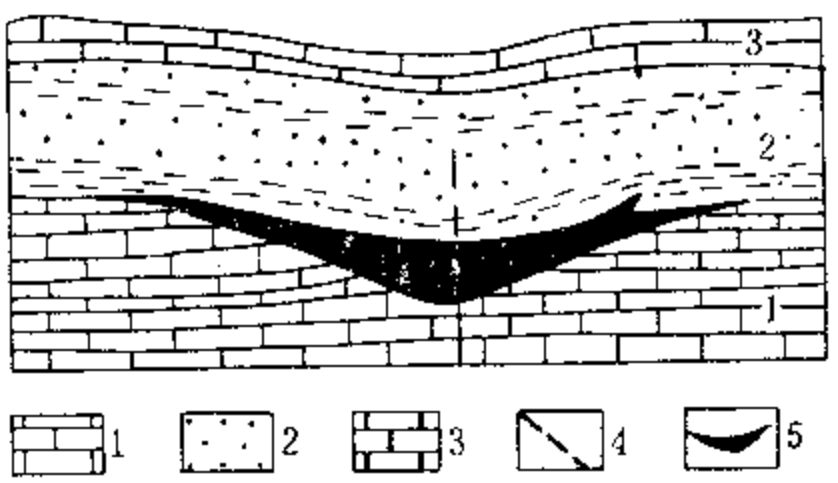


图 10—8　示铅锌矿体在中心断裂左右对称分布
(据 R·L·斯坦顿，1976)
1—吉纳维夫石灰岩；2—罗西克拉尔砂岩；
3—利维阿斯石灰岩；4—断裂；5—铅锌矿体

70 年代以来，世界各地发现一些层控不整合脉型铀矿床，如澳大利亚的东阿利格特矿带和加拿大的阿萨巴斯卡斯矿带，均可能系同生横切断层控矿．某些产在碳酸盐岩层中铅锌矿床，一般就位于主要区域断裂交叉点的有关礁复合体附近．由于礁体能使这类建造的储集性能较其周围的灰岩有所提高，并使含矿热水渗入到礁体中．象加拿大派因帕特矿区，这类断层显示出发育于基底岩石的古老特征，断层在礁体及其共生的沉积物的沉积期间和沉积之后仍继续活动．有时也反映出与构造和成矿作用相一致的同生沉积作用（图 10—8)．

由于同生构造尤其是同生断层，在成岩期和成岩后常遭到不同物质的充填和后生构造的叠加，致使常不易辨认，需要作精细研究才可能辨别。

三、褶皱构造

在岩层褶皱特别是紧闭褶皱轴部的虚脱空间和挠曲部位，易于形成张开裂隙，常常是含矿热水流动和矿质沉淀的有利部位．这些部位由于层面弯曲滑动，受压剪作用而形成的新矿物总是向褶皱转折端移动和向褶皱同时产生的张裂隙中移聚。

有利于层控矿床（体）赋存的褶皱部位是：塑性流动褶皱的核部，拖曳褶皱的轴部，不协调箱状褶皱的内核，"相似"褶皱枢纽部位，弯滑褶皱翼部层间和层内破碎带、劈理带，同心褶皱顶部，底辟褶皱破碎带、遭受剥离的压柔褶皱等。

（一）塑性流动褶皱构造

此类构造对于变质热水和超变质热水型层控矿床来说尤其重要，因为此类矿床(体）具有明显的塑性变形特征．在塑性变形过程中，矿体和含矿层在流动褶皱作用下可明显加厚．但在褶皱的两翼，其厚度明显变薄，并同时出现有矿物定向平行排列．典型的矿例如美国霍姆斯塔克金矿床、澳大利亚布罗肯希尔铅锌矿床（图 10—9)，河南银洞坡

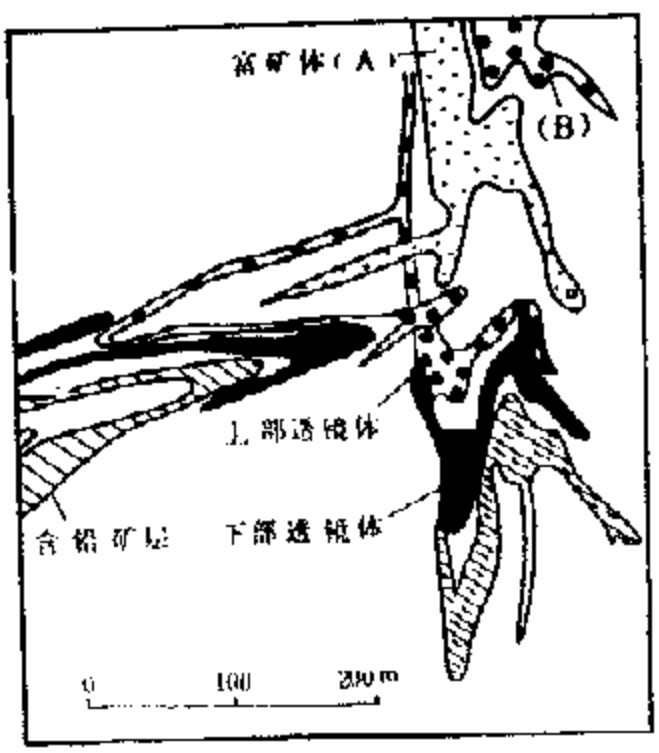


图 10—9　布罗肯希尔矿床内的流动褶皱构造平面图
(据 B·A·鲍恩等，1978)

金矿床，吉林四道沟、二道甸子等金矿床的含金石英脉也大多聚集在背斜轴部及剪切带、层间破碎带等构造部位。其实，这类褶皱在一套包括有塑性较强的岩层中，在应力作用下，同样可以产生平行层理的物质流动，导致膨缩作用和柔褶作用，使岩层局部增厚或减薄，故亦称为层间挤压柔褶构造。

（二）拖曳褶皱（牵引褶皱）构造

它是由于层间滑动拖曳而形成的小的不协调的褶皱，变形限于塑性层中，对于上下岩石基本无影响。赞比亚恩卡纳（Nkana）层控铜矿床中的拖曳褶皱构造（图 10—10），由于含铜硫化物具有较高的塑性流动特性，故相应地在拖曳褶皱轴部得到明显的富集，矿体厚度相对增加了 50%。

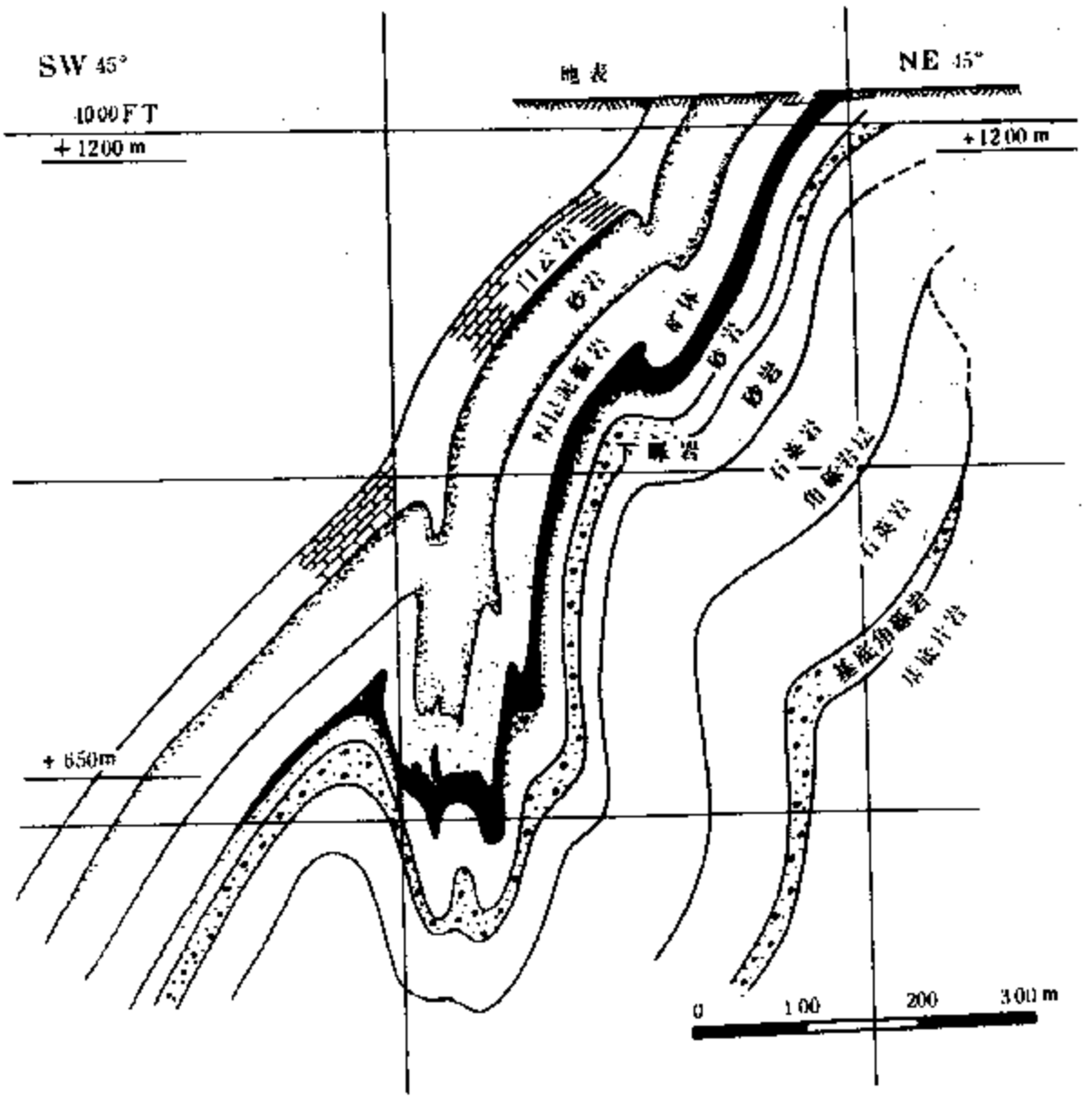


图 10—10　受拖曳褶皱控制的铜矿体

（据 V·D·弗莱史彻等，1976）

（三）不协调箱状褶皱构造

此类构造是由于塑性流动引起上覆岩层形变而形成的。一般分为内核与外层两部分，两者之间存在明显的不协调关系：外层构造简单，多呈不对称箱状，陡翼甚至发生了倒转；内核发育有大量小褶皱，造成岩层的突然增厚。小褶皱的情况比较复杂，但多数轴面在一定范围内彼此平行（图 10—11）。这类不协调箱状褶皱构造对层控矿床（体）起着明显的控制作用。

四、断裂构造

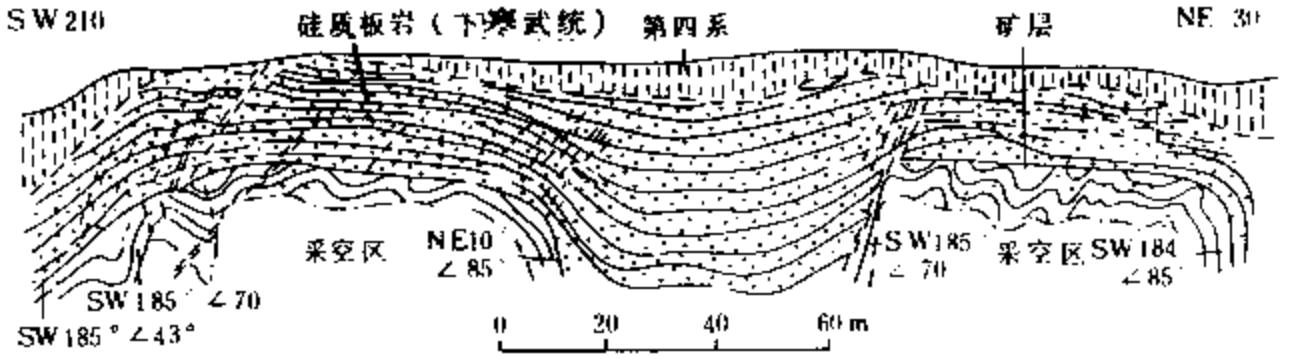


图 10—11　湖北杨家堡层控钒矿床南系场西壁素描图

（据杨巍然，1983）

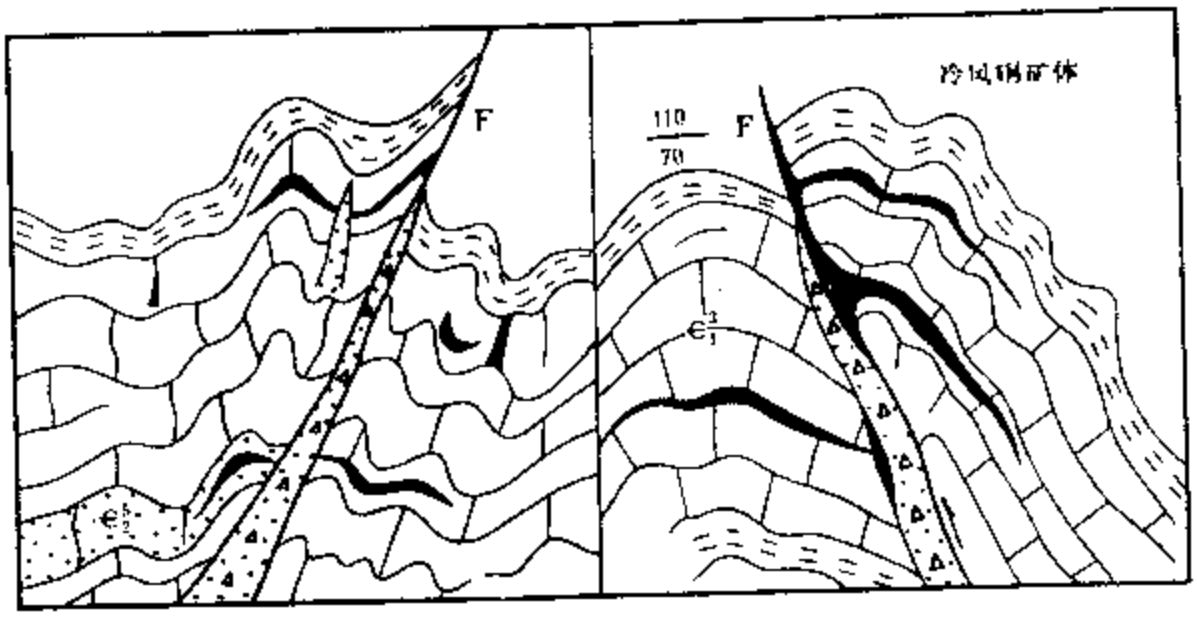


图 10—12　受褶皱和断裂控制的汞矿床（体）

（转引自花永丰，1980）

1—泥质岩层；2—碳酸盐岩；3—层间破碎带；4—断层角砾岩；5—矿体

某些层控矿床是受地层及断裂构造双重控制的。我国大多数层控汞矿床的矿体产出，均受断裂构造（层间平移断层、逆掩断层、破碎带等）的控制。褶皱加"一刀"的构造条件有利于赋存工业矿床（体）（图 10—12）。受层间断裂控制的矿体多呈似层状和透镜状。例如湖南沃溪金—锑—钨矿床，矿体赋存于板溪群马底驿组板岩的层间断裂及派生裂隙中，产状与岩层产状基本一致，彼此平行分布，沿走向呈舒缓波状产出。在断层产状有陡缓变化地段，矿脉亦有明显的狭缩和膨大现象。

在一些层控矿床中，规模较小的断裂也可起到导矿构造的作用，当其穿过有利岩层（或矿源层）时，矿液可向围岩中渗透而交代成矿。若有利岩层之上覆盖有不透水层时，则更为有利。就汞锑矿床而言，一般矿体多呈似层状、不规则透镜状，如有一系列断裂与不透水层之下的有利岩层相交，则可能成串珠状或瓜藤状矿体产出。如果有利的薄岩层与断裂相交，可形成不规则矿体（参见图 4—12），甚至筒状穿层矿体。有时断裂与不透水层之下的有利岩层组成良好的成矿圈闭，而形成假鞍状或镰刀状矿体。

五、假整合和不整合构造

假整合和不整合面，不仅是构造薄弱带，岩石易于破碎、产生断裂，而且界面上下的岩层因经不同程度的变质和风化作用，是机械物理性质和化学成分有明显差异的界面，是

明显的地球化学障壁面，故而有利于含矿热水在其间流动并发生沉淀分异作用，导致某些成矿物质的集中，故是层控矿床的重要的控矿构造。近年来，陆续发现不少产在不整合构造中的矿床，象铁、铜（图 10—13）、铅锌、金、砷、汞、钛、黄铁矿等。尤其在地壳运动频繁、构造层众多、中小型侵入体较为发育的地区更为多见。

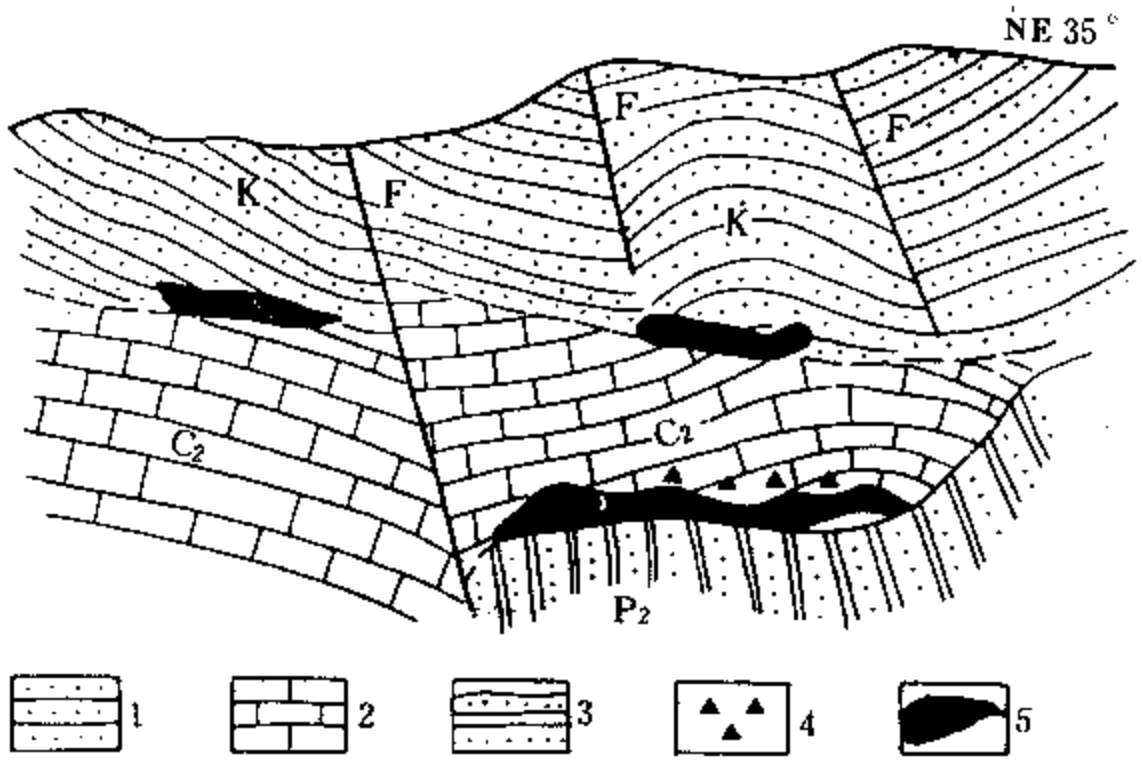


图 10—13　产在两个不整合面上的铜矿体
（据湖南地矿局 417 队资料改编）
1—白垩纪碎屑岩；2—晚石炭世灰岩；3—中二叠世煤系；4—含矿破碎带；5—富铜矿体

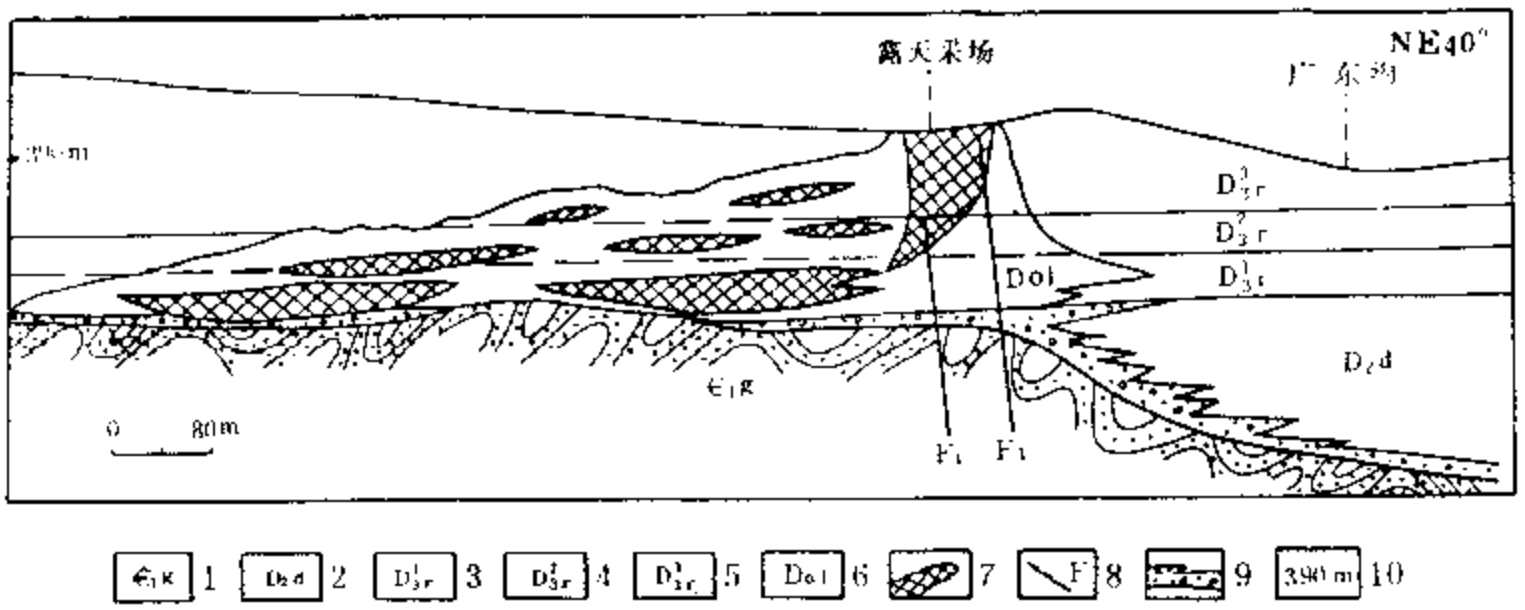


图 10—14　广西泗顶铅锌矿床横剖面示意图
（转引自徐新煌，1985）
1—寒武统清溪组；2—中泥盆统东岗岭组；3～5—上泥盆统融县组一至三段；
6—蚀变白云岩；7—矿体及编号；8—断层；9—底部砂砾岩；10—海拔高度

由于在不连续的介质中，在构造应力作用下，沉积间断面常可形成剥离空间、导致含矿热水的流通和沉淀富集。当不整合面不很平坦，在下伏岩层中有河谷、冲沟、溶洞以及其他地貌形态时，可称为侵蚀不整合面，特别有利于成矿。像美国密西西比河谷型铅锌矿床，许多矿层的上下或其附近，常有不整合面存在。据研究，它可以起到下列作用：影响下伏碳酸盐岩层中岩溶与塌陷的发育，成为有利的构造圈闭；影响上覆岩层的分布，由于

侵蚀面平整，造成上覆岩层的局部尖灭、厚度变化和相变，成为有利的岩性圈闭；不整合面本身常成为热水侧向运移的重要通道．例如，广西泗顶铅锌矿体则分布于距不整合面 0—120m 范围内的上泥盆统融县组 1—3 段地层内（图 10—14），露天开采的是受古岩溶控制的Ⅴ号矿体．云南烂泥坪铜矿床（图 10—15）还直接赋于陡山沱组及下伏不整合面之上．其中一号矿体呈扁豆状赋存于基底角砾岩、石英岩及泥质石英砂岩（Z_{T1}）中及紧接不整合面的下伏昆阳群变质岩层内，产状与基底角砾岩、泥质砂岩和不整合面的产状基本一致．

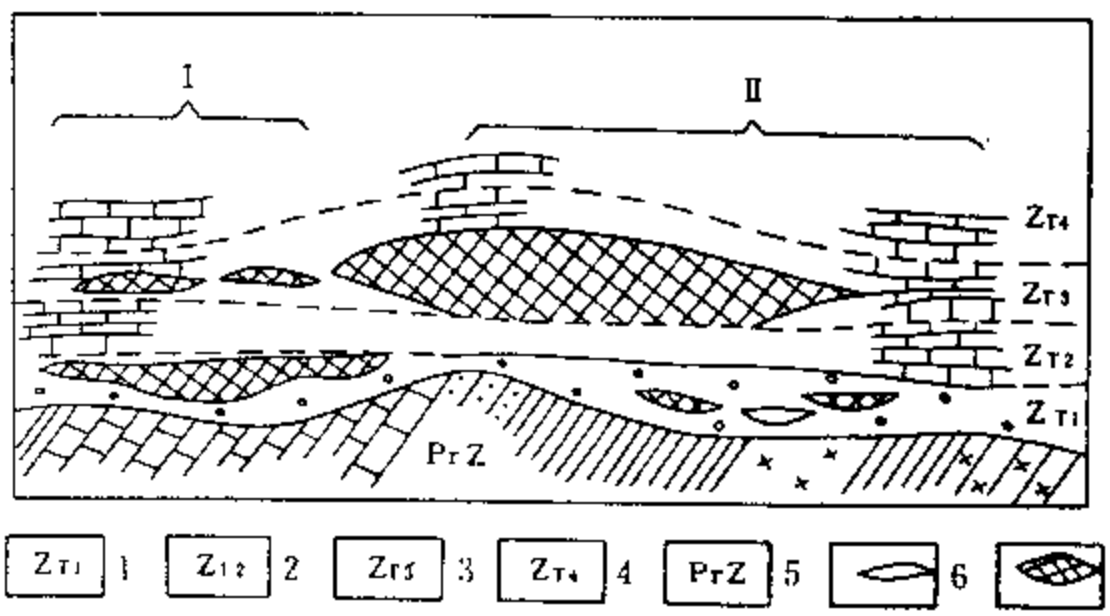


图 10—15　云南滥泥坪铜矿床示意剖面图
（据钱荣耀等，1974）
Ⅰ—蔡农坡；Ⅱ—黑矿尖子；1～3—陡山沱组第一～三层；4—灯影组白云岩；5—昆阳群；6—硅质铁矿；7—铜矿体

在碳酸盐岩中，不整合面常促使岩溶构造、溶解角砾岩等发育，因而能产生巨大空隙和溶洞．不规则的不整合面有可能造成尖灭层、覆盖褶皱沉积、山麓堆积和其它有利于矿化的构造．

在构造、岩浆活动频繁的拗陷带，如湘赣粤拗陷带中不整合面控制成矿的意义较大．这些地区中除前寒武系基底少量出露外，主要由晚古生代碳酸盐岩层、侏罗纪含煤岩系、侏罗—白垩纪火山岩系、第三纪红色岩系等多个构造层组成．当燕山期的岩浆—热液活动，穿过不同的构造层时，矿体常产在不整合面、假整合面的邻近岩石中以及侵入体接触带中．在有的地区，几个不同时期的假整合面和不整合面都含矿，因而形成了成矿多层性的模式（图 10—16）．

六、古岩溶构造

由于地下水对可溶性岩石的溶解、浸蚀、塌陷等作用所形成的构造，统称为岩溶构造．当埋藏的古岩溶构造经受热水的作用后，能使其矿物成分复杂的堆积物的某些组

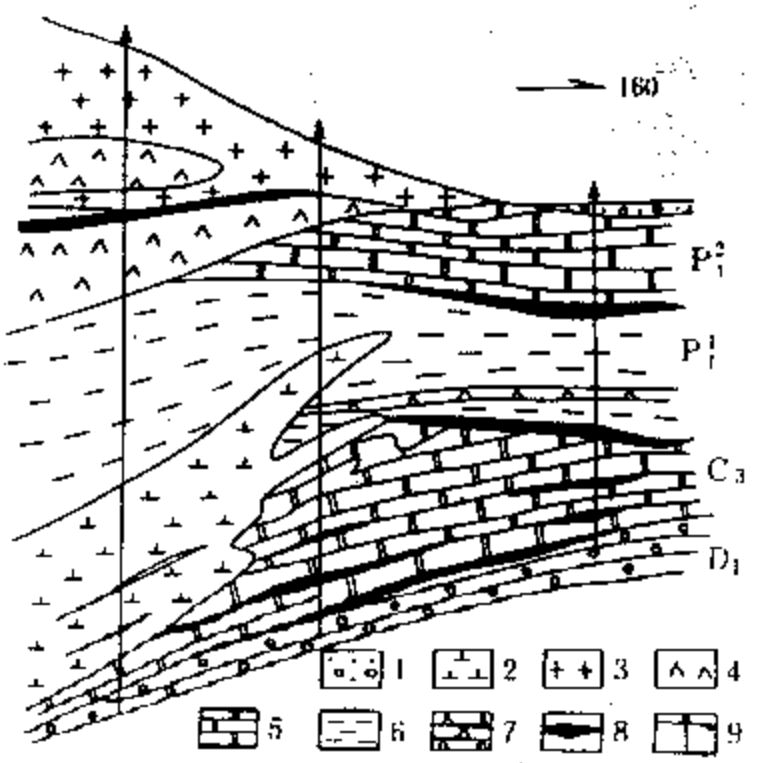


图 10—16　某地硫—多金属矿床剖面图
（转引自翟裕生，1965）
1—第四纪沉积；2—石英斑岩；3—花岗岩；4—砂卡岩；5—大理岩；6—砂页岩；7—石英岩；8—硫化物矿体；9—钻孔

分发生迁移，结构、构造发生明显改变而形成新的复杂的次生矿物组合．当现代岩溶作用浸蚀到古代岩溶型矿床（体）的位置时，就会产生新的叠生成矿作用．

受岩溶构造控制的矿床（体），一般规模变化较大，但质量好、品位富．矿体大多产在古岩溶洞壁上和断裂发育处及地下水淋滤而成的溶洞坍塌带上，形态与岩溶构造及岩溶角砾岩带的形态有明显的关联．矿石中常具塌陷角砾岩以及皮壳状、环带状和葡萄状等结构、构造．成矿物质可以是原地的，通过残余作用富集；也可以是外来的．

受古岩溶构造控制的矿床实例很多，如意大利撒丁岛上阿雷纳斯方铅矿-白铅矿-重晶石矿床，即是受多种岩溶构造控制（图 10—17），寒武-奥陶纪上升期发生岩溶作用并形成低品位（含 Pb3—4%）岩溶矿石堆积；海西期花岗岩的侵入使各种成矿元素活化，从而在热变质晕内形成高品位（含 Pb 达 10%）富矿体；海西期以后的准平原化作用，部分地重新加深了寒武-奥陶系之间的不整合和岩溶作用，而且矿石（矿物）也随之发生重新分布，于是在还童岩溶的最底部堆积了小而致密的方铅矿矿体．

我国辽宁关门山，广西泗顶和北山，江苏栖霞山等铅锌、硫矿床，广西百色水晶矿床，贵州冰洲石矿床等都有部分矿体直接受古岩溶构造控制．

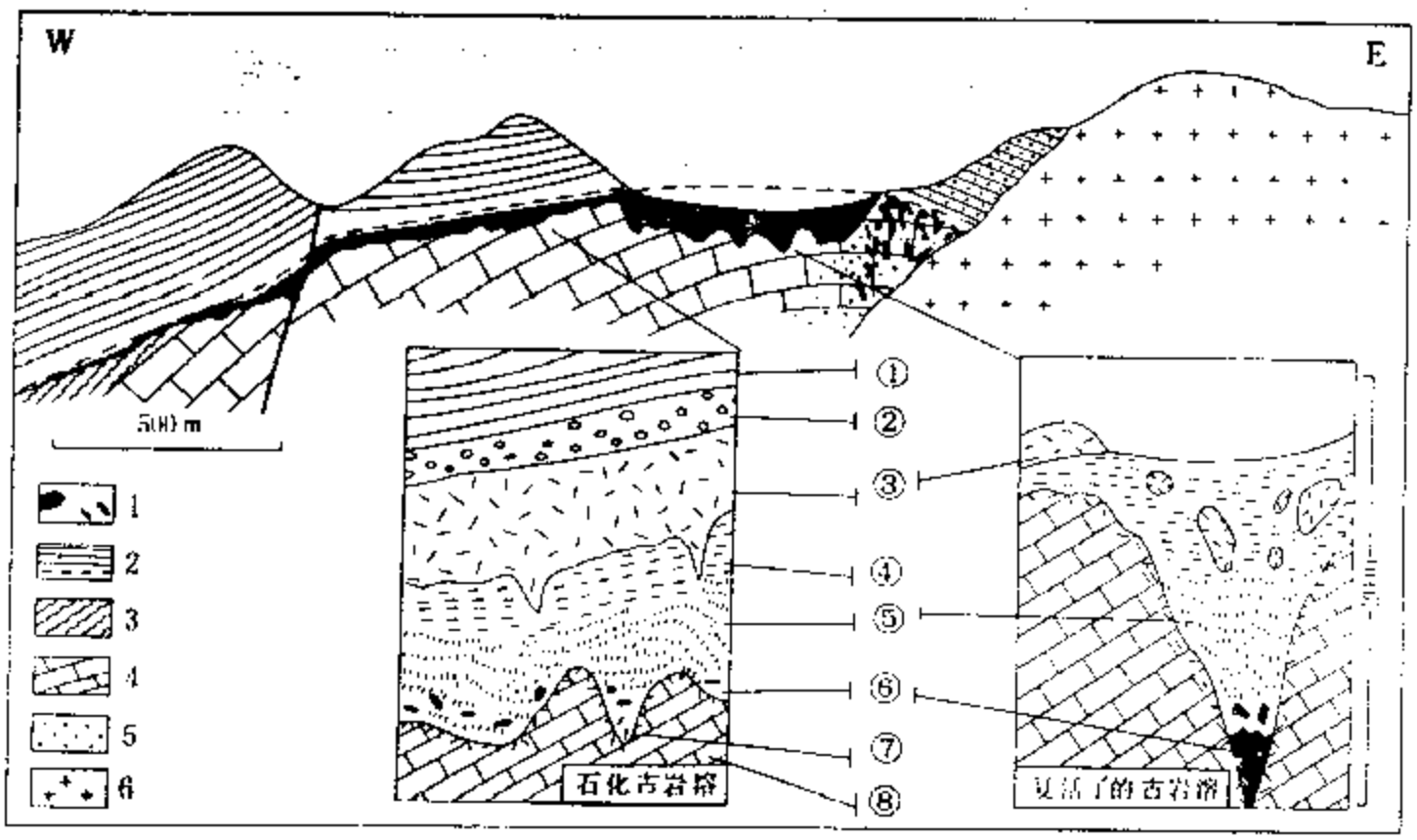


图 10—17　阿雷纳斯矿床剖面示意图

（据 P·朱法迪资料改绘，1976）

1—富矿体；2—奥陶纪板岩和底砾岩；3—寒武纪板岩和粉砂岩；4—寒武纪灰岩（白云质）；5—花岗岩热变质晕；6—海西期花岗岩①板岩；②砾岩，含重晶石，偶含 FeAsS、FeS_2、PbS、ZnS；③块状石英，含重晶石和硫化物呈散晶体细脉；④红土，几乎不含矿；⑤黑色粘土，含白铅矿和方铅矿；⑥白色粘土（Archifotio）脉型方铅矿；⑦表生蚀变灰岩；⑧正常灰岩

七、复合构造

层控矿床不仅可以整合的似层状矿体产出，也可呈不整合的脉状产出．后者多是穿时、穿层的．故此，层控矿床（体）可受单一类型的构造控制，也可有各种类型的构造要素结合起来控制．这种形成复合构造的联合形式可能有很多，但不是所有的都具有重要意义．若干构造要素联合控制矿床的最重要的条件是构造裂隙交切有利矿化的成层岩石．实

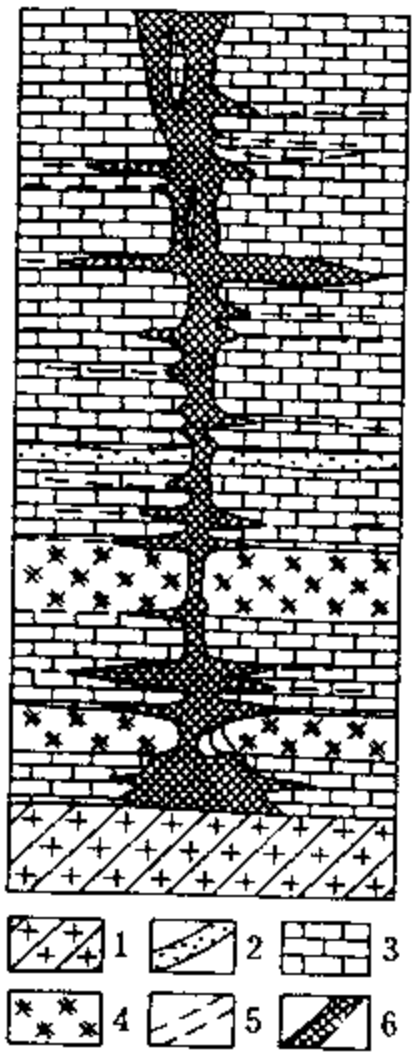


图 10—18　列别季金矿床的复合构造示意图
(据 Ю·萨福诺夫)
1—基底结晶岩石；2—砂岩；3—碳酸盐岩；4—层状侵入体；5—裂隙；6—矿体

际资料表明：大多数矿源层与其它岩层一起经受褶皱，其本身即是褶皱构造中的一个组成部分，另外也因倾伏背斜、倒转背斜、复向斜中的次级背向斜扬起等褶皱构造的挤压作用，使岩层急剧转折，应力相对集中，构造裂隙发育而造成穹窿构造、层间剪切滑动构造，规模不一的舒缓波状弯曲以及各种不同的层间节理和破碎带、层间虚脱和剥离空间。

国外与复合构造控制有关的，有前苏联的列别季金矿床(图 10—18）及穆龙套金矿床（受层间剪切复合构造控制)、保加利亚的马达多金属矿床（图 10—19）及色得毛契尼茨层控铅锌矿床等。我国有江苏栖霞山层控铅锌矿床（图 10—20)，在这个矿床中，层间滑动纵断裂（F_2）交切 NW 向横断裂，构成主控矿构造；不整合面破碎空间和古岩溶构造为扩大了容矿空间（使 NEE 向矿带呈瘤包状膨大）的配置构造。控矿构造似乎起始于印支期，定型于燕山期。另外像贵州晴隆大厂锑矿田内各个矿床，均产于茅口灰岩侵蚀面上，峨眉玄武岩底部的特定层位——大厂层（P_2d）中，受层位控制极明显。但具体的控矿构造是 NNE（20°—30°）向的褶皱和断裂构造，其中尤其是断裂带、背斜轴部的剥离空间、平行褶曲的剥离部位，对锑矿富集更为有利。山西胡家峪铜矿床，也因为受到后期多种构造的控制而使矿化富集，小型背斜、向斜的翼部和转折端，以及这些构造中的层间裂隙和节理常常是最好的控矿部位，加上有塑性围岩起遮挡作用，对成矿十分有利。

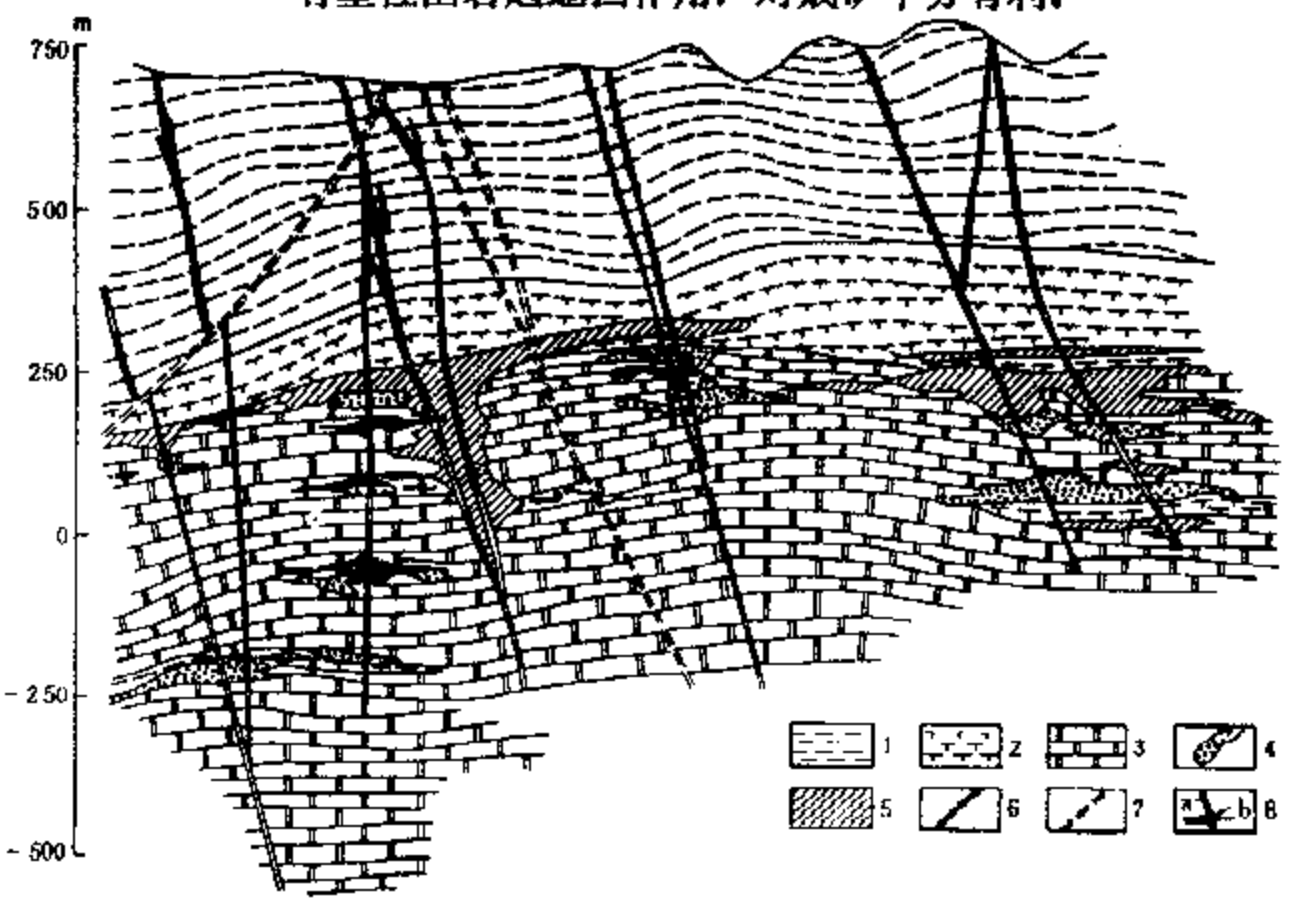


图 10—19　保加利亚马达铅—锌矿床复合构造图
(据 A·恰尔拉贾诺夫)
1—细粒黑云母片麻岩；2—细晶质片麻岩；3—大理岩；4—矽卡岩；5—矽化；6—成矿前断裂；7—成矿后断裂；8—铅—锌矿体；a—脉状的；b—交代的

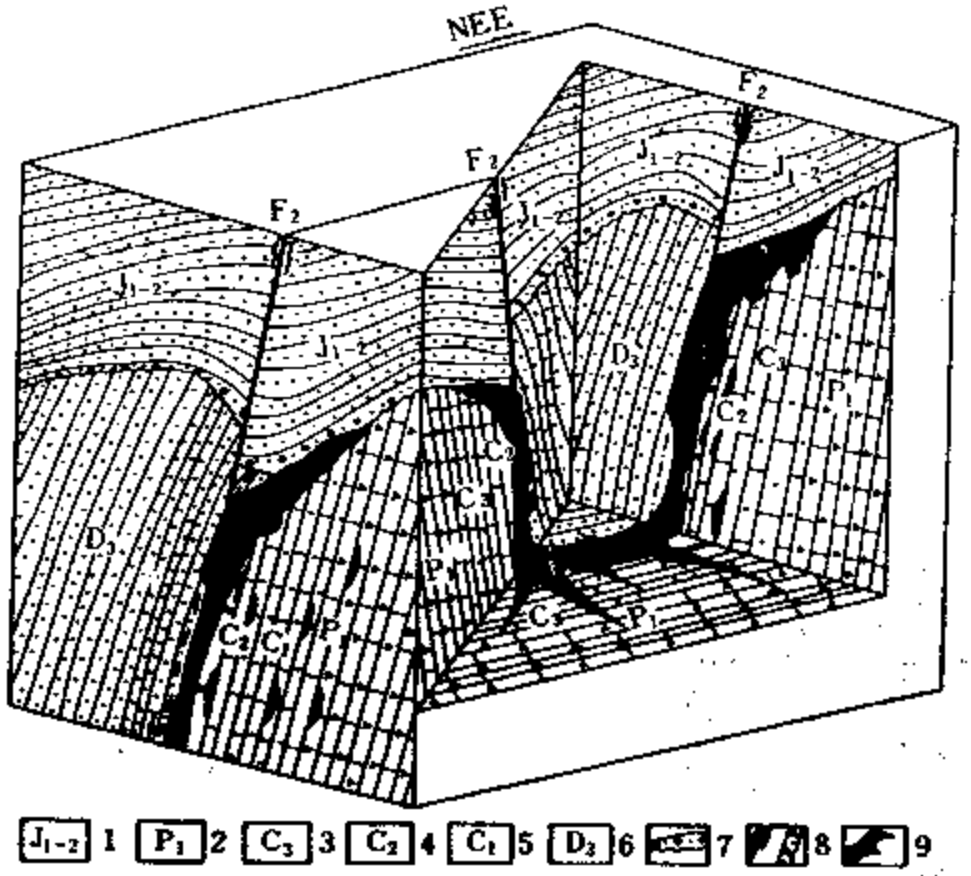


图 10—20　栖霞山铅锌矿控矿构造立体示意图

(转引自张晏华，1989)

1—象山群；2—栖霞组；3—船山组；4—黄龙组；5—下石炭统；6—五通组；7—不整合及底砾岩；8—断裂及破碎带；9—矿体

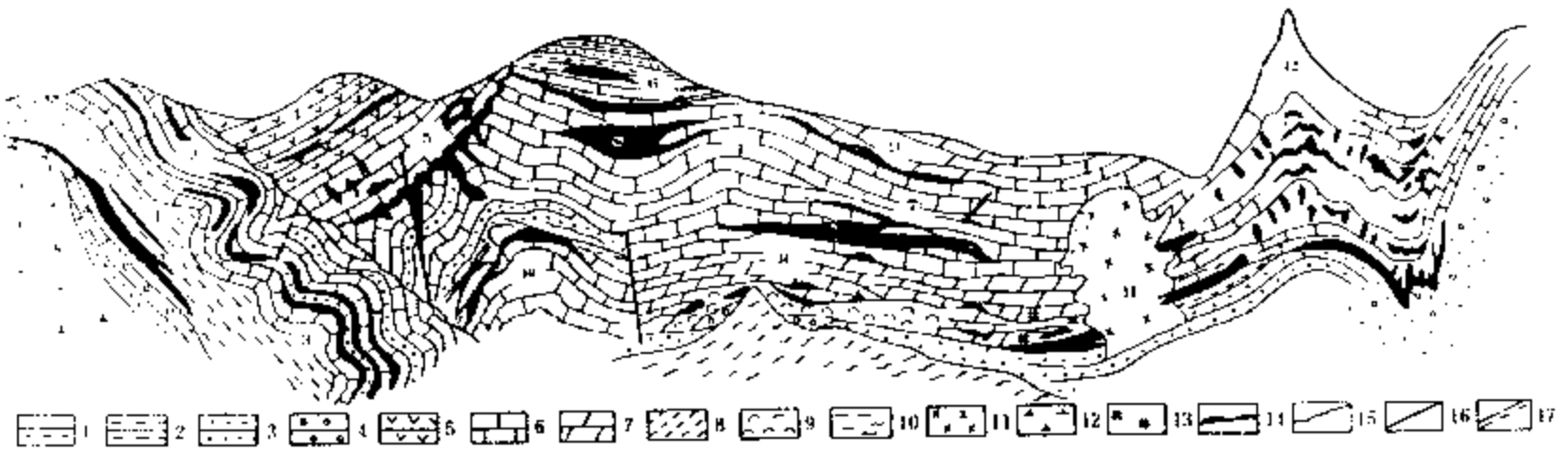


图 10—21　层控矿床主要控矿构造类型综合示意图

(据池三川，1979)

1—硅质、泥质、灰质亚复理石沉积；2—页岩；3—砂岩；4—砾岩；5—火山岩；6—灰岩；7—白云岩；8—炭质、泥质岩石；9—碳体相岩石；10—古老基底；11—石英闪长岩；12—闪长岩；13—矽卡岩化；14—矿体；15—不整合和假整合面；16—断层；17—裂隙

(图内各数字分别表示各控矿构造类型、与文字相对应)

由于受静压力、构造应力的挤压及重力的作用，岩层常会增温，当层间及层内存在断裂带、角砾岩带或孔隙度较大的地段，含矿热水即可沿着这些构造孔洞流动并最后沉淀下来．具体的例子有：山西老宝滩层控铜矿床，区内地层大多为单斜层，由于受 NW—SE 向挤压，在局部地段内形成 NE—SW 向同斜背，向斜及层间破碎带，为后期铜质叠加富集准备了场所，目前已知主矿体均产在此带内．云南大红山层控铁—铜矿床，也明显受复合构造——不对称的红山向斜和断裂控制成矿。

综上所述，控制层控矿床就位的构造类型至少可分以下十三类（图 10-21）：①不透水遮挡层之下的矿床（沙利文型——泥质岩型）；②层间剥离空间控制的矿床；③同生褶曲控制的矿床；④火山层理构造控制的矿床；⑤假整合和不整合构造及古岩溶构造控制的矿床（密西西比河谷型——碳酸盐岩型）；⑥层间及层内破碎带（剪切滑动带）和角砾岩带控制的矿床；⑦断裂与有利岩层交会处的矿床；⑧碳酸盐岩礁体相控制的矿床（密苏里东南型——碳酸盐礁型）；⑨有利岩层（高渗透率）中和不同岩性交界面上的矿床；⑩层间张裂带控制的矿床；⑪有利岩层与侵入岩体接触带构造交会处的矿床（安徽铜陵地区的层控矽卡岩型）；⑫塑性流动褶皱构造（霍姆斯塔克型——变质绿岩型）和拖曳褶皱构造控制的矿床（赞比亚恩卡纳型——长石质粗砂岩型）；⑬构造盆地和复合构造控制的矿床（色得毛契列尼茨型——白云质灰岩型）等等。

今后在开展对层控矿床研究和评价时，应着重注意“层”、“相”、“位”，在充分分析有利成矿的地层位及其中已初步富集的岩相带外，应对后期叠加、改造再富集成矿的构造部位着重进行探讨。

第十一章　矿田构造的若干时空规律

任何一个矿床的形成总是经历了漫长的地质构造发展过程，掌握控矿构造的时间演化规律及空间的展布规律，对于矿床、矿体的预测工作具有十分重要的意义。根据构造与成矿作用的时间关系，可将控矿地质构造的发展阶段划分为成矿前构造、成矿期构造和成矿后构造。控矿构造的空间展布规律主要表现在构造的等距性，构造的分带性以及各种构造体系（如侵入接触带构造体系等）的形成。

第一节　成矿前构造

一、成矿前构造的特征

成矿前构造是指成矿作用前已存在的构造要素，它经常是控制着矿田、矿床和矿体总体展布的基本因素。成矿期构造也往往是继承成矿前构造的一部分而发生的，因此，研究成矿前构造对找矿具有很重要的意义。

对沉积、沉积变质矿床来讲，成矿前构造主要是指控制沉积的盆地以及盆地边缘的断裂。

对内生矿床来讲，成矿前构造包括以下五个方面：

1.控制岩浆-矿化活动的区域构造：包括各种断裂、褶皱以及上隆或坳陷等。

2.成矿前地层的原生成层构造：包括岩层的层理面、假整合面、不整合面以及在成矿作用之前业已形成的盐溶角砾岩和古岩溶等。

3.成矿前中深成侵入体及次火山岩体的原生构造、接触带构造以及火山机构。

成矿前中深成侵入体及次火山岩体的标志有：（1）同位素年龄早于成矿年龄；（2）岩体内有矿化或近矿蚀变；（3）岩体的接触带（包括复杂接触带）控矿；（4）矿化或蚀变有以岩体为中心向外的分带现象；（5）岩体中没有矿石的俘虏体或岩体切过矿体的现象，但矿体切割侵入岩体。

成矿前深成侵入体和次火山岩体的原生构造以及由于岩体的侵入而形成的环状裂隙、同步褶皱和流变褶皱等构造均属于成矿前的构造。

4.成矿前脉岩所充填的断裂裂隙以及成矿前脉岩中的冷却裂隙。

成矿前脉岩的标志有：（1）脉岩中有矿化或矿化细脉穿入；（2）脉岩遭受矿化作用前或同时的蚀变作用；（3）矿脉延伸被脉岩所阻挡，在接触处矿脉多呈喇叭状；（4）脉岩中不具有矿石的角砾，但矿体中可有脉岩角砾。

成矿前脉岩中的冷缩裂隙可以是平行脉壁的裂隙、也可以是垂直于脉壁的冷缩梯状裂隙。

二、成矿前断裂

成矿前断裂包括那些作为岩浆和矿液通道的断裂，其规模大小不一，既不延伸很长的大断裂和环状断裂，又包括具体控制岩脉和矿脉的小型断裂。在大多数情况下，侵入体的

节理、沉积岩的顺层裂隙和变质岩的顺片理裂隙以及与褶皱有关的或叠加于其上的穿层断裂，均属成矿前断裂。在成矿作用开始前，这些断裂一般是闭合的或已为各种岩浆岩充填，但它们仍然是最易于后来应力释放的一个薄弱带。临近成矿时，断裂复活，含矿溶液沿之运移，并在合适地点发生矿石堆积。需要注意的是，含矿裂隙并非总是继承成矿前断裂，其中一部分可以是新生的。

成矿前断裂的标志有：

1.断裂中分布有矿体、矿化、成矿前或成矿时的蚀变，或矿体、矿化带、蚀变带切过断裂；

2.断裂对矿液流动起阻挡作用，紧靠断裂带（面）矿体常呈喇叭状；

3.断裂中无矿石角砾，但有矿化或蚀变交代成矿前角砾现象。

4.断裂控制着矿床，矿体展布的格局，或断裂二侧矿脉具明显的不对应性；

5.控制上述断裂的高一级断裂。

第二节　成矿期构造

一、成矿期构造及其研究意义

成矿期构造为矿石形成过程中发生的构造变动，从时间上来讲，应包括从矿化作用开始至矿化作用全部结束之间所发生的构造活动。对内生矿床，尤其是矽卡岩矿床及热液矿床来说，成矿期构造经常是多期多阶段的。成矿期构造可以继承成矿前构造、也可以是新生的构造。

研究成矿期构造的意义：

1.由于成矿期构造往往直接控制着矿体，因此研究成矿期构造，了解构造性质、产状、各组成矿期断裂裂隙的组合关系，及其与有利层位的交切关系，就能了解矿体的分布、形态及产状。

2.在矿石沉淀作用过程中经常发生多次的构造活动，由于构造的多次活动，构造间的交错与重叠，矿液也常呈脉动式运动，矿石沉淀具有断续的性质，造成矿体内部结构的复杂性，因此研究成矿期构造可以帮助了解矿体内部结构产生的原因。

3.上述的构造—矿液脉动现象，随着时间的推移在空间上有所转移，可形成矿床及矿体的脉动分带现象。因此了解每一矿化阶段的构造性质、矿化特征及分布范围，则有助于认识矿化分带的特征及原因，这对找矿有重要意义。

4.研究成矿期构造可以帮助了解富矿体的分布，富矿体既可形成于某一矿化阶段，如产于两组断裂的交汇处、断裂拐弯处、裂隙膨大、分叉处等。也可以由于多阶段的矿化重叠而成。尤其是不同阶段的矿化在同一断裂中重叠，且具有前后一致的有用组分，则更易形成富矿体。

5.对层控矿床及叠生矿床来讲，研究成矿期构造可以帮助查清矿源层中有用组分的活化转移机制以及它的集中过程；帮助查清原生沉积矿体被改造以及叠加的过程。

6.成矿期构造是整个地质发展历史的一部分，因此研究成矿期构造可以帮助了解矿床的发展史。

二、成矿过程中的应力状况分析

在成矿过程中矿液进入含矿裂隙大多数是在构造拉伸条件下发生的，即裂隙是在构造作用下发生张开时伴随着矿液的进入。这里存在着三种情况：

1.构造裂隙与矿液的进入同步发生。如湖南安化司徒铺白钨矿区，在印支晚期早阶段到晚阶段，每一阶段的构造活动均伴随着矿脉的充填（图 11—1）。

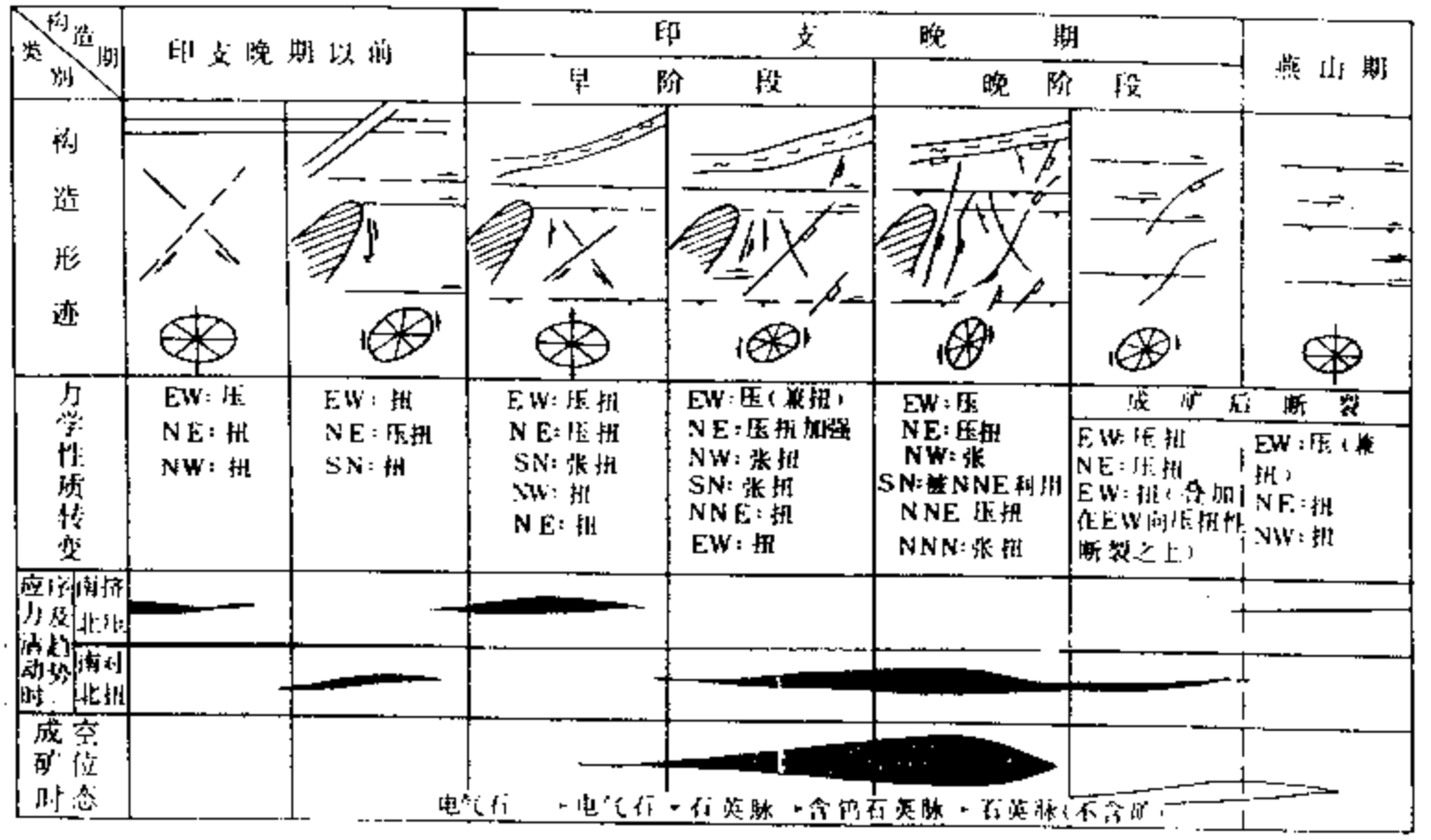


图 11—1　湖南安化司徒铺白钨矿区构造应力场变化简图
（据刘钟伟等，1983）

2.构造裂隙的发生与矿液的进入不同步。即成矿裂隙的发展可分为两个阶段：第一阶段为成生阶段，第二阶段为张开充填阶段，这里又存在二种情况：

（1）成生阶段主要是在水平挤压作用下形成的一套裂隙系统，在形成裂隙过程中并不发生矿化。而第二阶段即张开充填阶段才形成矿化，造成裂隙张开的原因在于成矿区域中不均匀的上隆作用，即由于自下而上的垂直应力造成的各个方向的裂隙的张开，并伴随矿液的充填（图 11—2）。

（2）无论是成生阶段还是张开充填阶段都是在不同方式的水平应力作用下发生的，即在不同的构造体系交替作用过程中，在某个体系作用时可能不成矿，而在另一个体系作用时则伴随成矿。

在成矿过程中，由于构造的多次活动和矿液的多次充填，在空间上可以出现以下三种情况：

1.同一裂隙多次张开，不同阶段的矿化重叠在一起，形成复杂结构的矿体，并易形成富矿体；

2.不同矿化阶段所形成的构造裂隙

在空间上总体是接近的，故出现在一个矿代地段多阶段的矿脉互相穿插的复杂现象。

3.不同矿化阶段的构造裂隙在空间上分布不一致（或仅有一小部分在空间上重叠）。

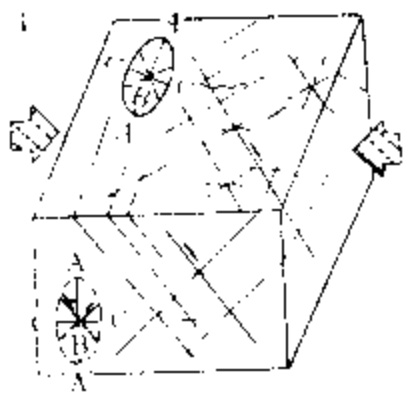
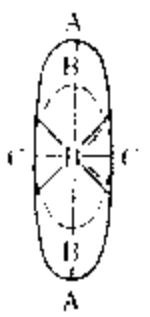
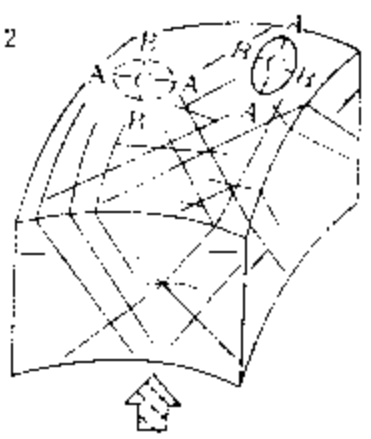
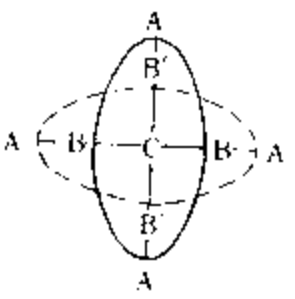
发展阶段	立体示意图	应变图(平面投影)	说　　明
成生阶段	1 	3 	矿裂的成生阶段主要是由于水平挤压作用的结果(这里未涉及与褶皱同生的复杂情况)。在平面上形成两组共轭剪性矿裂及一组横向张性矿裂；在剖面上出现两组共轭压性矿裂及一组近水平的张性矿裂。形变—破裂过程经常反映空间体形变特点，故可用两个相互垂直的面应变图来表示（以水平C轴为中心），并以主、次相区分（分别用实线、虚线）。
张开充填阶段	2 	4 	矿裂的张开充填阶段主要是成矿区域不均匀的上隆作用的结果（图示成矿时期的隆起作用，并非特指背斜轴部）。这时成生阶段的挤压作用为拉伸作用所代替，从而使纵向、横向和斜向的矿裂张开并为上升的矿液所充填。由于矿脉经常同时产于几个方向的矿裂中，故可用两上相互垂直的应变图来表示(以直立的C轴为中心)，并以主、次相区分（分别用实线、虚线）。

图 11—2　成矿裂隙发展阶段解析图
(据曾庆丰，1978)

在这种情况下，易于形成脉动分带。

第三节　成矿后构造

成矿后构造是指发生在成矿作用以后的构造。对多阶段成矿的矿床来讲，成矿后构造系指矿化作用全部结束后所发生的构造。

成矿后构造对矿床、矿体起着破坏和改造作用，有时也可起再富集作用。

褶皱构造对沉积矿床及沉积变质矿床的成矿后变化起着重要的作用，它表现在形成一系列褶皱和相应的构造（断裂、裂隙、劈理或拖褶皱等），而使矿体的产状发生明显的改变（图 11—3）。此外，由于强烈的褶皱经常能使广泛分布的矿层集中，归拢在较小的空间范围内使矿量集中若干倍，有利于勘探和开采工作。太平山铁矿区 117m 水平断面图。

成矿后的褶皱构造对内生矿床的改造主要见于成矿时代较老的矿床中，而中、新生代形成的内生矿床少见有成矿后褶皱的影响。

成矿后断裂构造对矿体的影响很大，主要表现在它经常改变矿体的厚度和产状，有的甚至发生大断距的位移。成矿后断裂可以是独立的系统，不同于成矿前、成矿期的断裂，也可以是继承和叠加在老的断裂构造之上。

成矿后断裂的辨别标志：

1.当成矿后断裂横切或斜切矿体时，在断裂两侧一般均能找到其相应的矿体，在断裂

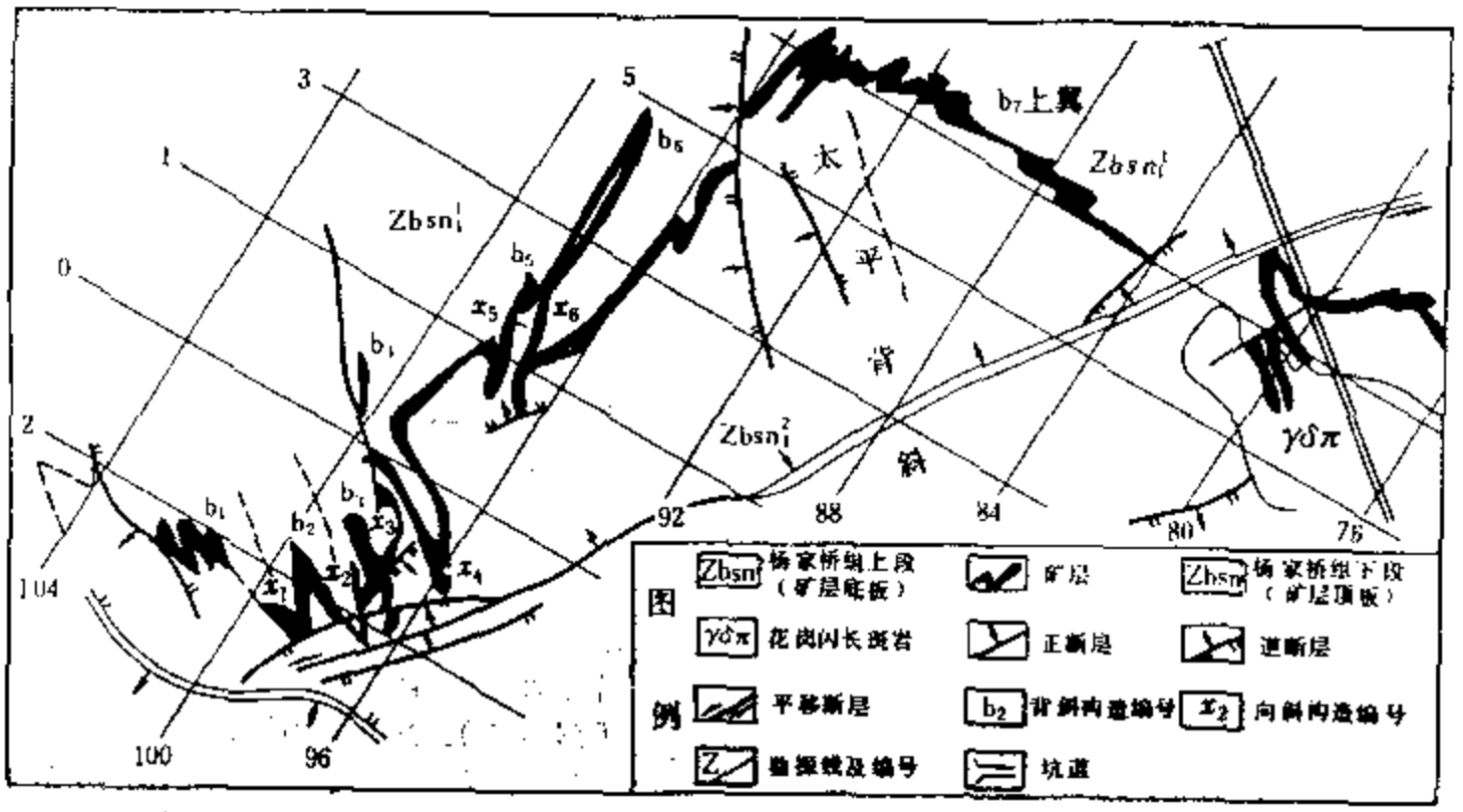


图 11—3　太平山铁矿区 117m 水平断面图
(据戴元裕，1986)

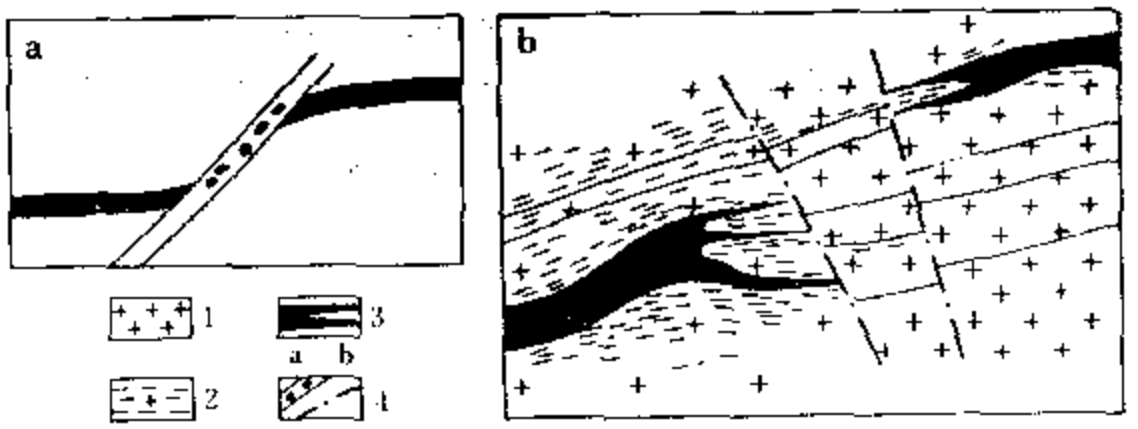


图 11—4　成矿后断裂的实例
(据 T.M.凯科娃.转引自 Ф.И　沃尔弗松，1985)
a—在成矿后断裂中见到矿石碎块，而在邻近断裂处微微弯曲；b—钠拉赫钦矿床矿脉的错位
1—花岗岩；2—片理化花岗岩；3—矿脉；4—含矿石角砾的成矿后断裂（a）和成矿后裂隙（b）

中有矿石角砾，并主要分布于二个被错断矿体之间（图 11—4）。

2.矿脉与成矿后断裂交汇处常有牵引现象，断裂两侧矿脉的产状与厚度可有变化。

3.矿体内可见断层滑动镜面、断层泥或擦痕，断裂二侧矿体可见氧化现象，在断裂中可有表生矿物充填；

4.如矿体或矿化蚀变带与围岩为断裂接触，而围岩中毫无矿化或蚀变，则该断裂应为成矿后断裂；

5.穿过矿体的成矿后脉岩所充填的断裂也应为成矿后断裂；

6.在矿体中或附近的无胶结物的结构松散的断裂一般为成矿后断裂。

第四节　矿田构造发展史

研究矿田构造发展史是矿田构造研究的一个重要内容。对它的研究能够更深刻地认识

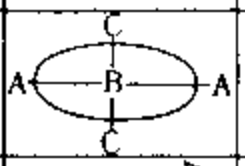
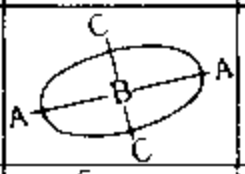
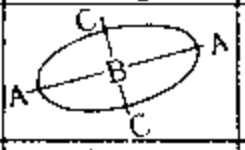
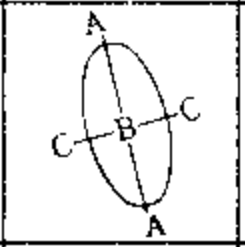
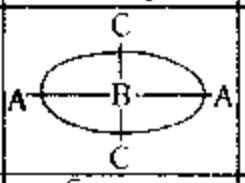
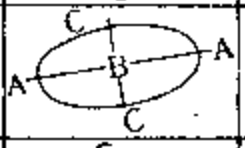
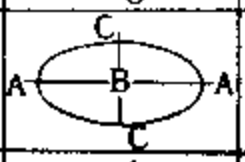
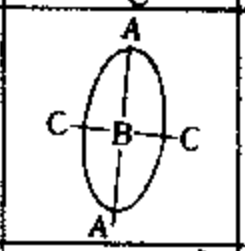
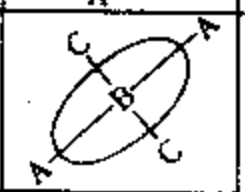
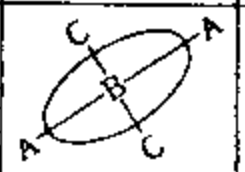
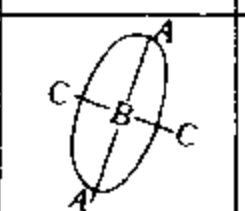
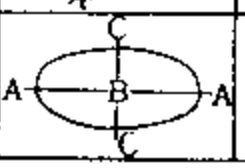
时期		应变图	说明
加里东	褶皱期		寒武系地层发生一系列东西向褶皱
印支—燕山	褶皱期		形成矿区内主体褶皱，泥盆、石炭、侏罗纪地层总体呈NNE—NE向展布
燕山	褶皱期		在矿区地层中形成一系列近东西向小型褶皱，并叠加于主体褶皱之上，使主褶皱轴发生拐弯
第一期	侵入岩浆期		第一期岩浆均呈残留体、捕虏体出现，主挤压轴方向系根据岩体流线推测
第一	成矿期		形成一系列NE60°－75°的雁行张性小脉
第二期	侵入岩浆期		呈岩株状产出，岩枝沿南北走向张性裂隙贯入
第二	成矿期		矿脉主要沿NNW350°方向的张性裂隙充填
第三期	侵入岩浆期		呈小岩株产出，岩枝沿南北向张性裂隙贯入
第三	成矿期		矿脉主要沿NW—NNW及NEE向二组剪裂隙充填
第四期	侵入岩浆期		主要呈岩枝、岩脉产出，沿NW向张裂隙和近南北向剪裂隙贯入
第四成矿期	第一阶段		矿脉沿NW向张裂隙和NWW、NNW向二组剪裂隙充填
	第二阶段		矿脉主要沿NW向张剪性裂隙充填，少量沿NNW压剪性裂隙充填
	第三阶段		沿南北向张裂隙和NE向剪裂隙充填，形成一系列碳酸盐细脉

图 11—5　湖南瑶岗仙脉状钨矿的构造—岩浆—矿化史
(据林新多，1985)

容矿构造的特征、空间分布规律，成生机理及变化。

内生矿田构造发展史的研究大致分下列步骤：

1.查明矿田形成的地质背景；

2.确定岩浆热液矿化蚀变史，划分为若干阶段；

3.分别确定每一个岩浆活动和矿液活动阶段的构造特征；

4.总结岩浆矿化蚀变构造史。

在实际工作中，必须区别构造形成的先后关系，并对每期、每阶段的构造形迹分别地加以研究，只有同期次形成的构造，才能组合配套，进行力学分析，恢复其应力场。在上述工作基础上，便可按照矿田构造的发展过程由老到新地把应变图串联排列起来，恢复构造控矿作用的发展史和应变史。

现以湖南瑶岗仙脉状钨矿床为例。

该矿区中分布的地层有寒武系、泥盆系、石炭系、侏罗系和第四系。矿区附近主要褶皱为北北东向，但在矿区内则转为北东东向，在背斜的转折端有燕山早期复式岩体的侵入。花岗岩分四次侵入，依次为中粗粒斑状黑云母花岗岩，中粗粒白云母花岗岩，中细粒斑状黑云母花岗岩，中细粒白云母花岗岩。每期花岗岩侵入之后均有矿化作用发生，因此共有四期矿化：第一期矿化是以在泥盆系砂页岩中形成大量

石英细脉及细脉浸染型白钨矿化和石灰岩中的矽卡岩型白钨矿体为特征，只有少量矿脉穿入第一期花岗岩中；第二期矿化是形成含较多辉钼矿、伴少量绿柱石的黑钨矿石英脉，以大脉为主，为本区的主要工业矿脉之一；第三期矿化为成分简单的黑钨矿石英脉，矿脉数少；第四期矿化可分为三个阶段，Q_4^1（代表第 4 期第 1 阶段，下同）为该矿床中最有工业意义的矿脉，黑钨矿石英脉中矿物成分复杂，以含锡石为特征，Q_4^2 为本矿床最后一个具工业意义的矿化阶段，黑钨矿石英脉中含有大量硫化物．Q_4^3 为碳酸盐阶段，无工业意义．

在该地区，燕山运动时期存在北北东—北东向、近东西向和近南北向三个构造体系，它们的交替活动造成不同时期的矿脉具有不同的产状和特性．第一期形成北东东向张性小脉，第二期形成近南北向的张性矿脉，第三期形成北西和北东东向二组剪性矿脉，第四期第一阶段主要形成北西西向剪切矿脉．

总结瑶岗仙钨矿的构造—岩浆—矿化史如图 11—5 所示．

第五节　构造的等距性

一、构造等距性的控矿意义

地壳中某些构造形迹在空间上展布具有等距性的特点早已引起人们的注意，并应用于找矿实践　取得了明显的效果．

等距离构造是地质作用过程中的变形产物，它受到多种因素的制约，它的基本特点有二，一是构造带或构造形迹的空间展布具有规律的定向性，这种定向性展布反映了地块所经受的区域或局部应力作用的方式和方向；二是若干构造形迹或构造带呈等距产出，有的甚至出现规律性的变化．如河南安林矽卡岩型铁矿，矿田之间距离为 8—9km；矿床的间距为 4—5km；矿体的间距，按矿体的大小，其间距分别为：2—2.5km、1.0—1.25km、0.5—0.65km。

等距离构造的排列方式已知的有并列式（即平行式）；雁列（斜列式）；弧形等间距；菱形格状（两组断裂交叉）等间距；环状等距离，多出现在火山岩地区，一些断裂的火山机构为中心，呈同心环状等距分布．在一些穹隆构造（岩体上顶构造、底辟构造）中，可能出现以穹隆高点为中心，由内向外的等距分布的环形构造；角等距，围绕火山机构可能出现角等距的放射状断裂．在一个地区或矿床中可以出现多种形式的等距离构造（图 11—6）。

等距离构造在不同级别，不同序次，不同性质的构造形迹中均可出现，并表现为不同的组合类型．

二、不同级别等距性构造

地壳上不同地区或矿田范围内表现为等距离展布的构造形迹，规模大小相差悬殊，既有巨型构造带等距离，也有象小如节理之间的等距离．

巨型等距离构造及其控矿作用在我国、北美大陆、非州南部表现均很明显．我国境内

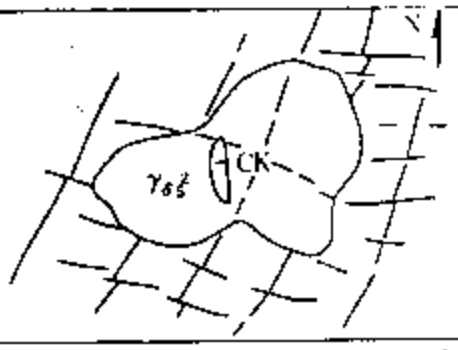
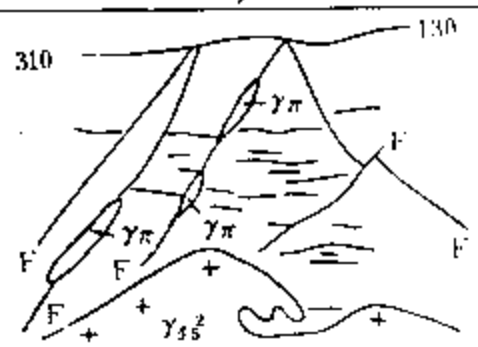
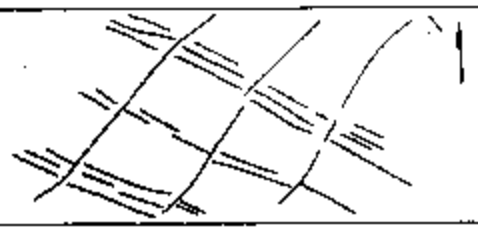
类型	空间构式示意图	主要特征	形成机理
平行等距		北东向断裂平行等距展布，间距2–2.5＜KM．具多次活动特征．北西组（或北西西）组形成较晚．规模较北东组小	在剪应力作用下形成
		矿脉在岩体凸起上部，平行等距排列，间距为40M左右．次一级矿脉同样略呈等距排列	当应力波进入非均匀介质时，在界面进行反射和折射；由于波的迭加、双曲干涉作用而形成
		细脉组平行等距细脉延伸较远．平直．脉组间距为40—60M	细脉和细脉组的形成与剪应力作用和波的迭加作用有关
斜列等距		裂隙被方解石脉充填联结单个同列体中点与岩层走向平行	在顺层滑动过程中，形成的剪切斜列
		早期形成剪切裂隙被方解石脉充填，等距展布，与早期裂隙呈直角的为派生的张裂隙	在剪一张力作用下形成．先表现为剪切，而后有张脉迭加
		裂隙被方解石脉充填，不规则．近似等距	在张力作用下形成，受剪切作用改造

图11—6　铜山岭矿田裂隙构造空间展布构式图
（据张湘炳，1986）

等距离展布的三条巨型纬向构造带中，间距平均为8°左右，它控制了我国不同矿产种类的空间布局：

天山—阴山构造带：大致分布在北纬40°30′—42°30′之间，这一带主要有铁、镍、铬，其次有钒、钛、铜、铅、锌等金属。

秦岭—昆仑构造带：位于北纬32°30′—34°30′之间。主要产有铬、镍、铜、钼、铁等矿产。

南岭构造带：位于北纬23°30′—25°30′，系多种构造体系复合地带，包括赣南、湘南、粤北、桂东北地区，是我国有色、稀有和稀土金属的宝库。主要以石英脉型黑钨矿和矽卡岩型白钨矿最为发育。

这种巨型构造的等距分布规律在北美大陆上也有显示，1969 年 J.库廷纳发现美国和加拿大境内最重要的内生矿床（如肯德贝里、布兰德、苏必利尔、比尤特、苏利文等）也都集中分布于每隔 10° 的三个东西向构造成矿带中.

作为区域性大构造的等距构造可以我国南岭地区为例.

在该地区分布有东西向构造、北东向构造、南北向构造和北西向构造，它们分别控制着与成矿有关的花岗岩带，空间上构成了"米"字型构造格架，其中以东西向构造与北东向构造最为发育，并呈现出等距离构造.

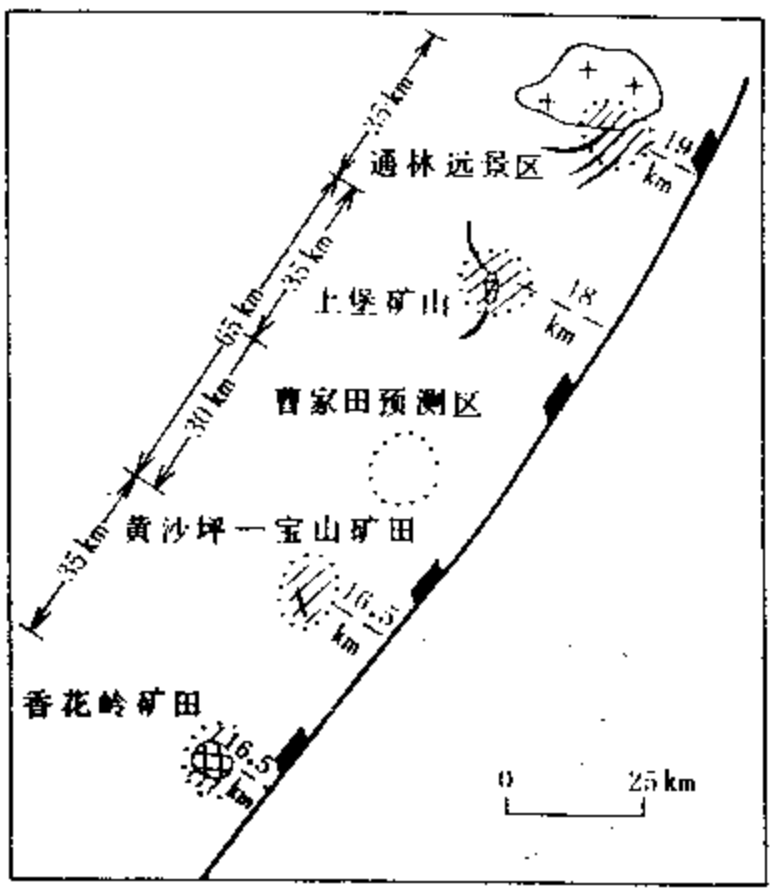


图 11—7　永兴—临武矿带示意图
(据湖南地质研究所，转引自熊成云等，1987)

区域构造控制等距离的矿田分布可举湘南永兴—临武矿带的例子. 在北北东向断裂的西北侧，自北东向南西依次分布有通林远景区，上堡矿区，黄沙坪—宝山矿田、和香花岭矿田，它们之间的距离分别为 35km、65km 和 35km. 根据等距离规律预测在曹家田地区（图 11—7）应有矿床的产出，经钻孔施工已初步得到验证.

在矿床范围内，矿脉带及矿体的等距性颇为常见，如江西大吉山（图 11—8）和湖南铜山岭（参见图 11—6）等地.

三、不同序次等距离构造

在内生矿田、矿床中常常可以见到在同一方式的构造应力场作用下的同一地块，在其变形过程中出现一连串性质不同、方位不同的结构面而呈现等距离分布的现象. 不仅高序次等距离构造能控制矿体，而且低序次派生等距构造也可控制矿石的堆积.

我国赣南地区钨矿床的矿脉数以万计，从研究程度较高的几十个工业矿床来看，这些众多的矿脉在方向和形态上都有十分明显的规律性，就方向而言主要发育九个优势脉组(表 11—1)，其中右列北西西组，左列北东东组及左（右）列东西组占有主导地位，工业意义最大.

通过详细研究，发现该区主要容矿裂隙属剪切裂隙，容矿裂隙的单体在平剖面中都呈规律的侧列式；部分群体（裂隙带）在平面上也呈侧列状，且单体之间及裂隙带之间常具等距构造.

根据优势脉组容矿裂隙的产状、力学性质及发生的时间和排布特征，可以看出它们在多数场合是北东 35° 方向压扭性断裂带的低级序次裂隙系统. 北北东控矿断裂带的多级序断裂结构模式如图 11—9 所示. 图中 1、2、3、4 序次断裂裂隙所控制的矿脉均具有等距性.

表11—1　赣南脉状钨矿优势脉组简表①

脉组名称	矿脉产状特征			典型脉组
	走向	倾向	倾角	
Ⅰ左型东西组	85°—100°	主要北倾	65°—75°	西华山北组，上坪矿区
Ⅱ右型东西组	80°—85°	北	70°±	荡坪矿区，盘古山南组
Ⅲ右型北东东组	65°—75°	主要北倾	70°—75°	西华山南组，陡上矿区大脉
Ⅳ左型北西组	290°—305°	北东或北西	70°—80°	黄沙芭蕉坑组，下桐岭细脉带，小龙松寺区，色子背矿区
Ⅴ右型北西西组	285°—295°	北北东	70°—80°	大吉山北、中、南组
Ⅵ左型北西西组	280°—285°	南	70°—80°	盘古山中、南组
Ⅶ右型北北西组	330°—340°	南西或北东	75°—80°	岿美山矿区、淘锡坑北组
Ⅷ左型南北组	355°—5°	东或西	75°±	小龙麻疯山东区
Ⅸ右型北北东组	30°—35°	南东	75°—89°	小龙麻疯山东区

①表内左、右型与容矿裂隙的左、右旋相对应　　（据钟南昌 1985）

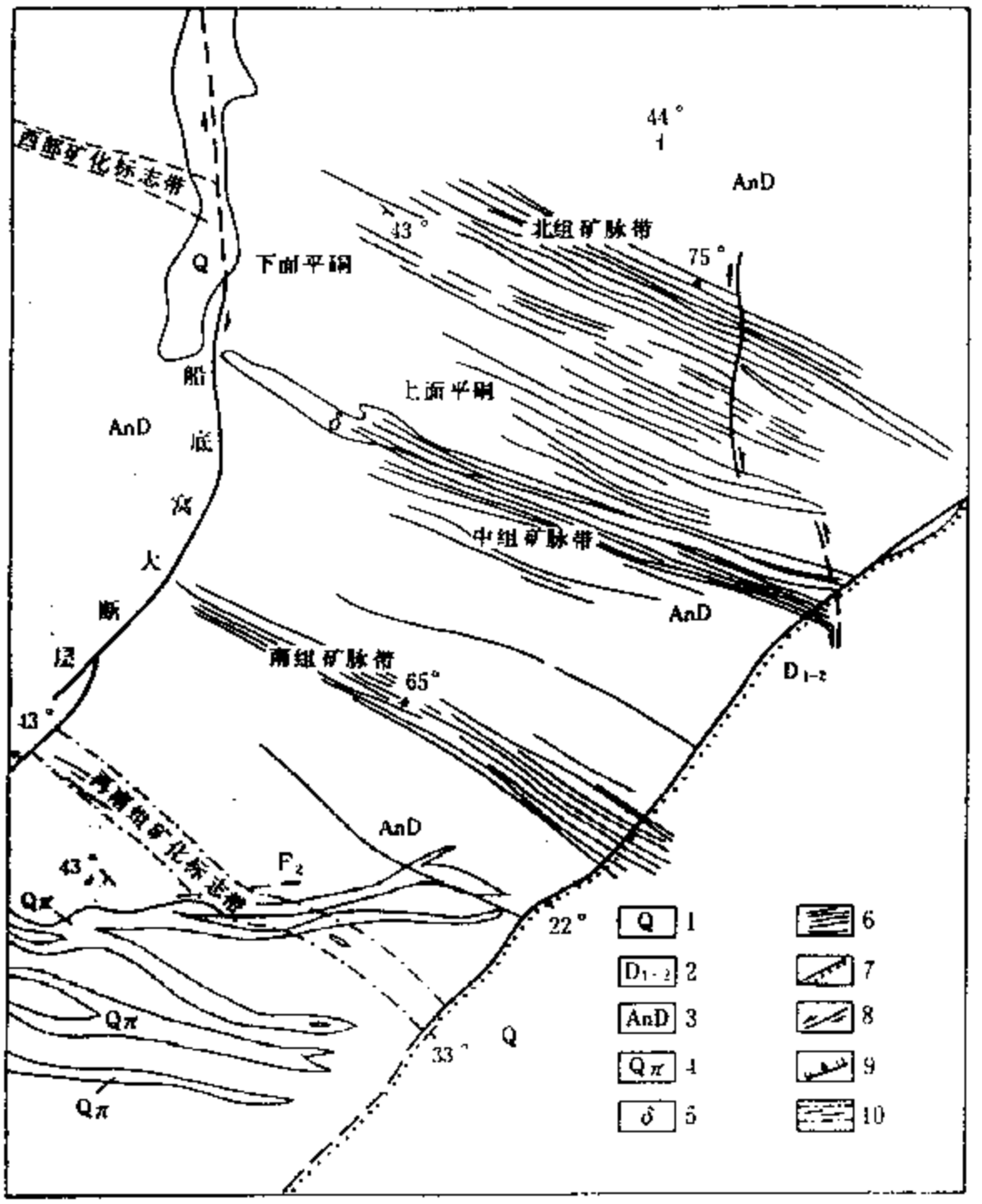


图 11—8　大吉山钨矿地质图

(据江西冶金地质勘探公司，1978)

1—第四系；2—中下泥盆统；3—前泥盆系；4—石英斑岩；5—闪长岩；6—含钨石英脉；7—不整合界线；8—平移断层；9—正断层；10—矿化标志带

四、不同力学性质等距离构造

有时在同一矿田内，不同力学性质的构造形迹之间有着不同的等间距，其力学性质可以是压性的，也可以是扭性、张性，或者是过渡类型的；可以是由简单挤压作用形成的构造型式，或者是由对扭运动产生的构造型式。

辽宁杨家仗子钼矿床中，沿花岗斑岩一侧发生的逆断层形成了较平缓的张性裂隙和较陡的剪裂隙，分别控制了矽卡岩和钼矿体的等距离产出（图 11—10）。

五、复合（叠加）式等距离构造

主要指两个构造体系的断裂或褶皱复合（或叠加）部位所具有的等距离排列现象，如河南某地区（图 11—11）东西向构造与北北东向构造复合部位等距离地控制着成矿小岩体的分布，利用此规律进行成矿预测取得了明显的效果。

六、等距离构造形成的机制

等距离定向构造的形成机制是比较复杂的，根据国内外有关的实际资料，产生构造等

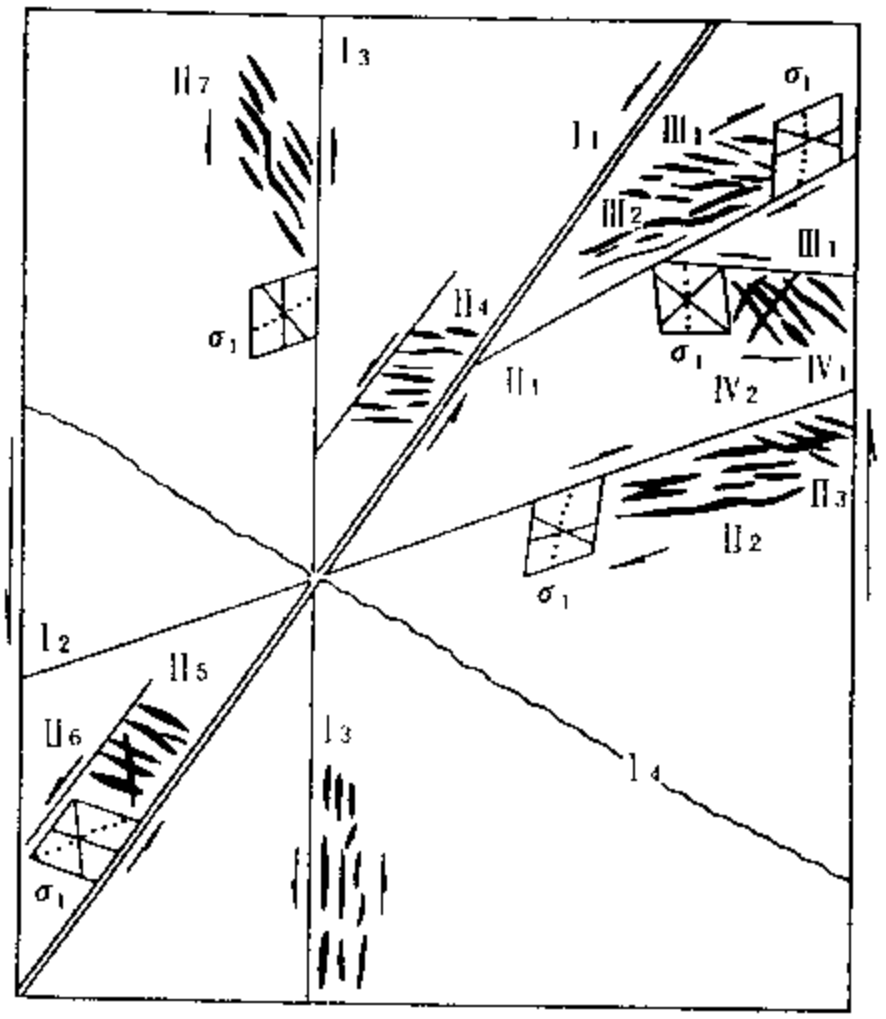


图 11—9　赣南地区优势矿脉组容矿裂隙形成的构造机制
（据钟南昌，1985）
Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ分别为第 1、2、3、4 序次断裂（裂隙）；平行四边形示局部应变方式；箭头示应力方向；黑粗线示矿脉；6_1 为力偶区最大主应力轨道；$Ⅰ_1$ 为左行压扭性断裂；$Ⅰ_2$、$Ⅰ_3$ 为扭性断裂

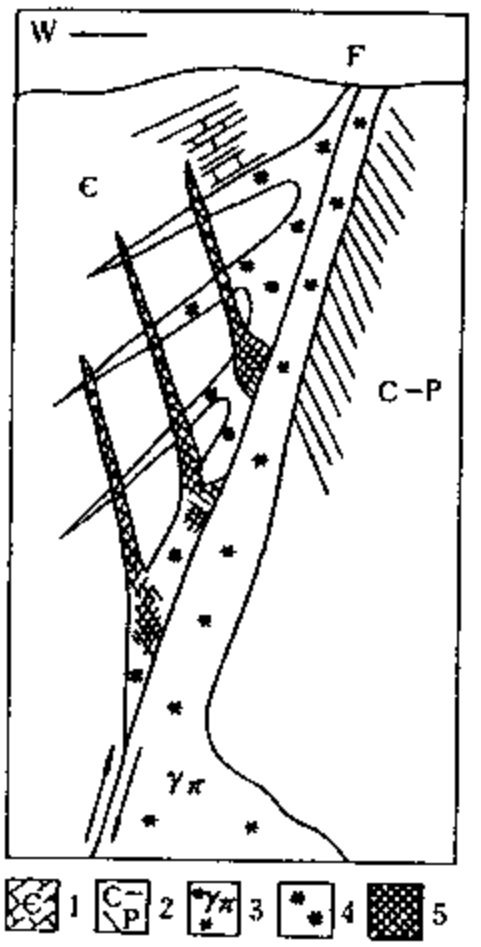


图 11—10　辽宁杨家杖子钼矿床断层侧羽裂隙控矿构造示意图
（据肖垂斌，转引自陈国达，1978）
1—寒武系灰岩；2—石炭二叠系碎屑岩；3—花岗斑岩；4—砂卡岩；5—钼矿体；F—断层，箭头示断层两壁相对运动方向

距离规律的可能原因有：

1.由于扭应力作用而形成的等距离构造，例如雁行褶皱、雁行断裂，以及两组断裂相交而成的网格式构造。这种等距离构造的实质可能是反映了地应力在地块中的等距离释放。有的学者（J.库廷纳）曾根据一些矿床资料的分析，提出等距离构造是受一组应力轨迹网所支配的，并用经验轨迹网对捷克的伊赫拉伐矿区的未知矿脉进行预测，发挥了有效的作用。

2.由于压应力作用而形成的波状起伏构造，如平行展布的褶皱带中，背斜与向斜等距离规律分布。这种构造的成生与地应力的均匀分布和岩块介质均质性等因素有关。从物理观点来看，均质的岩块在地应力作用下，压应力的传递具有波动性，大体上是以正弦曲线式进行，所以相应的褶皱变形也具有等距离的趋势。

3.由于不同构造体系复合（叠加）而成的横跨和交叉点等距离构造。这种构造是不同方向、不同方式的应力叠加形成的。在岩块介质相对均匀的情况下，横跨隆起部位之间或横跨坳陷部位之间的等距离现象较为明显。这种构造形迹的复合部位的变形强度大或断裂切割较深，对矿化较为有利。

七、等递差距规律及其对成矿控制

与等距离构造有所不同的是，在自然界还存在一种等递差距规律，它的形成可能与在

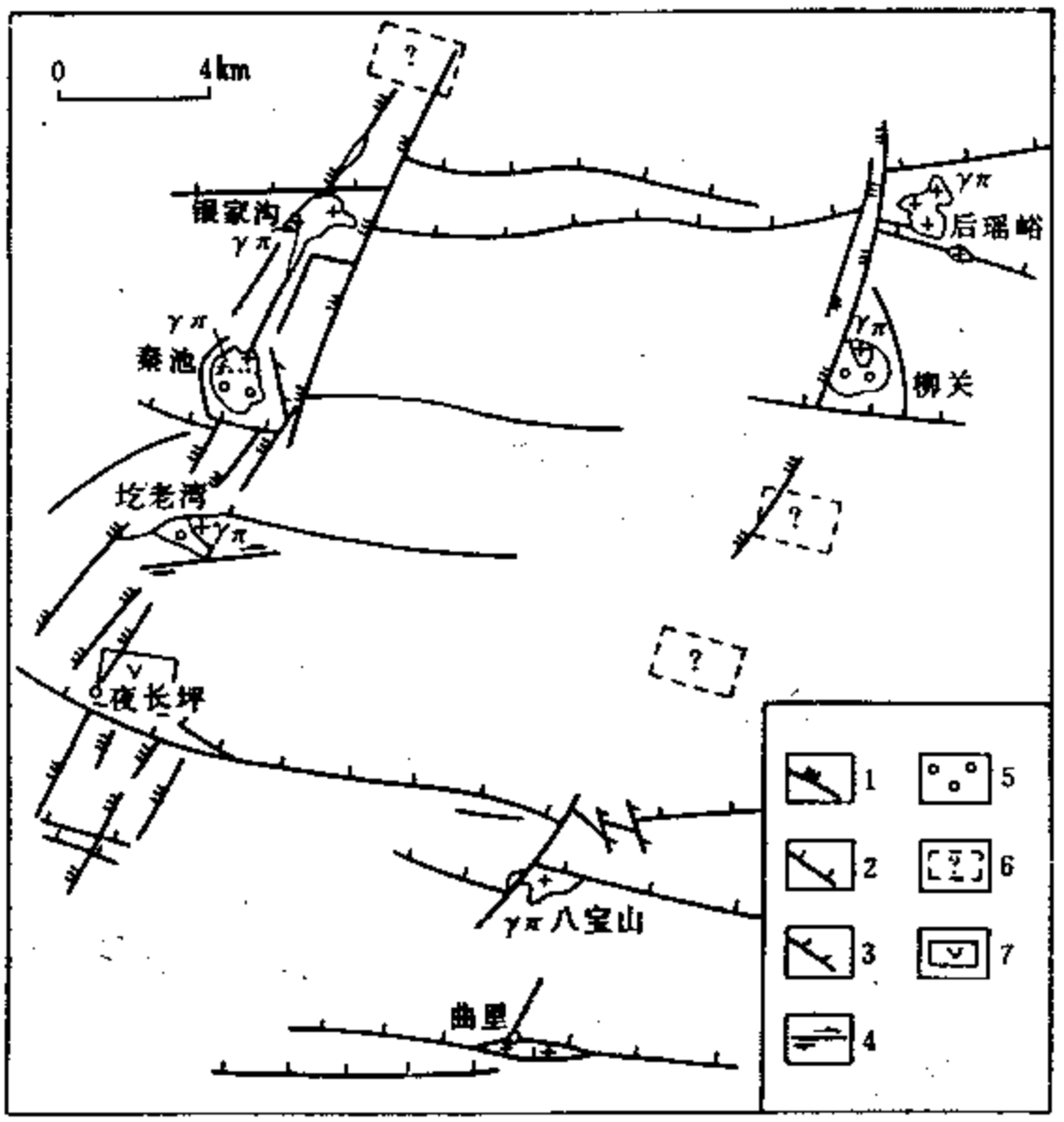


图 11—11　豫西某地区等距离构造与成矿小岩体关系略图

(据谭忠福等，1974)

1—压扭性断层；2—张性断层；3—张扭性断层；4—扭性断层；

5—火山角砾岩；6—隐伏矿床予测区；

7—已验证有矿的隐伏矿床予测区；r_2—花岗斑岩

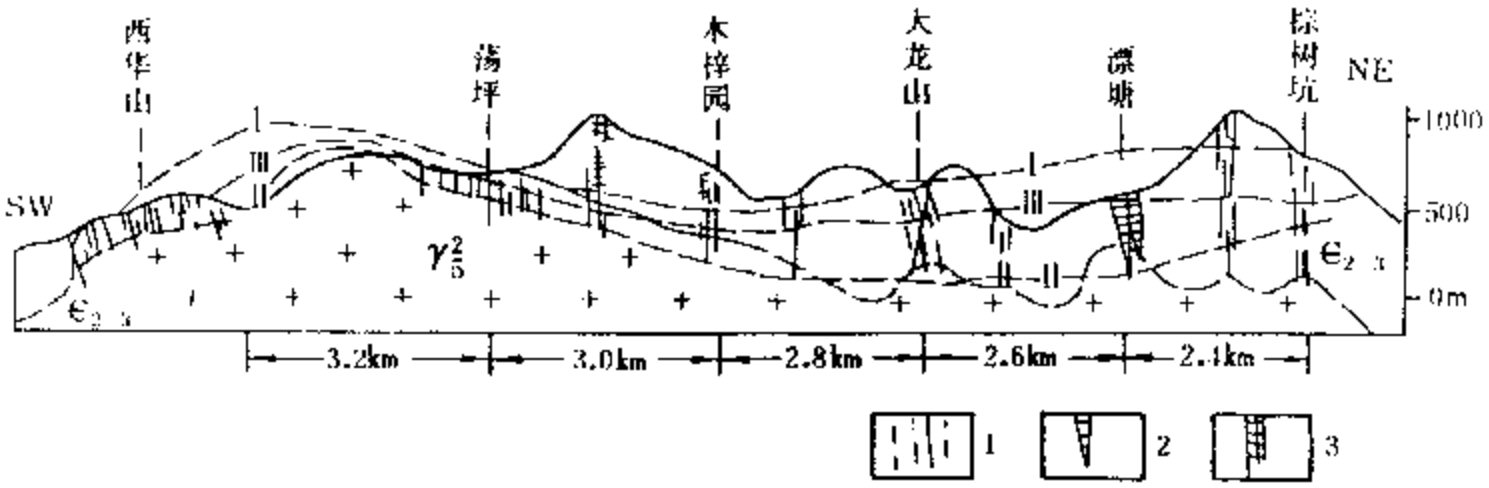


图 11—12　赣南亚矿带纵向地质剖面图

(据杨明桂，1981)

1—石英大脉型矿体；2—石英细脉带型矿体；3—矿化标志带；t_{2-3}—中上寒武统；

γ_5^2—燕山早期黑云母花岗岩；Ⅰ—各矿床主要工业矿体上界连线；

Ⅱ—各矿床主要工业矿体下界连线；Ⅲ—各矿床主要工业矿体最好部位连线

一定范围内的相同介质中，应力波传递过程的逐渐衰减有关。如赣南的西华山、荡坪、木梓园、大龙山、漂塘、棕树坑等矿床之间（图 11—12），间距分别为 3.2、3.0、2.8、2.6、2.4km，其递差距为 0.2km。又如湘南黄沙坪矿床 AF_3 断裂中的四个矿体群，自南西向北东，间距依次为 250、200、150m，递差距为 50m（图 11—13）。

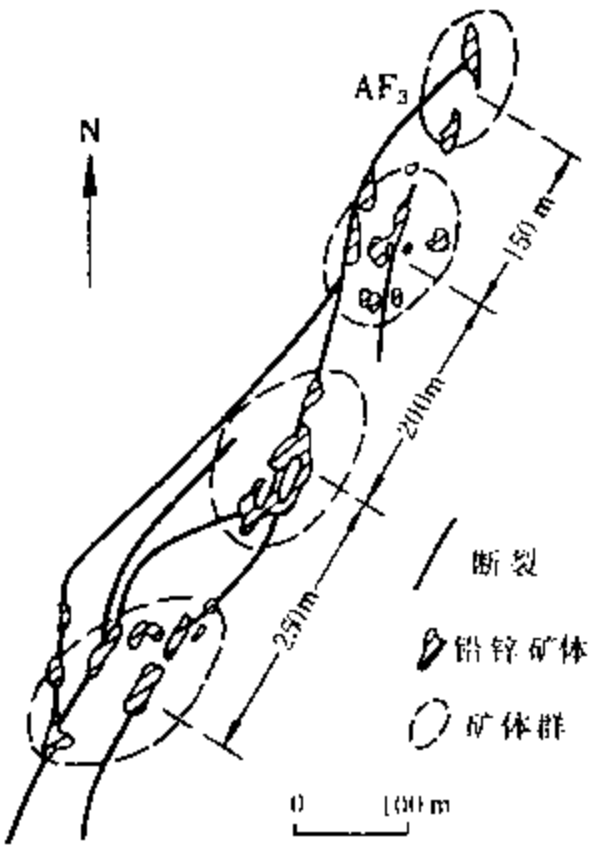


图 11—13　内沙坪矿区 AF_3 断裂带铅锌矿体分布图
（据湖南地质研究所，转引自熊成云等，1987）

第六节　构造的分带性

构造的分带性是研究控矿构造分布规律的重要内容之一，对于预测隐伏矿体具有重要的意义。构造的分带性可表现为水平分带与垂直分带，对深部预测来讲，垂直分带尤为重要。对某些地区或某些矿床来讲，水平分带与垂直分带具有一致性，在这种情况下，研究水平分带的规律大有助于深部预测工作。

一、单一构造要素的分带

单一构造要素的分带是构造分带中一种常见现象，可表现在单一断裂裂隙、褶皱、矿体、岩体乃至岩石的物理力学性质等方面。它不仅具有规律性变化的水平分带，而且垂直分带也很明显（图 11—14）。例如一个压性（或压扭性）结构面，自破裂面中心向两侧，大致可划分为：断裂泥砾带→挤压片理带→构造透镜体带→密集裂隙带，并相应地具有一套构造岩。上述四个带中，前三个带可归为主干构造，第四个带即密集裂隙带可称为派生构造或伴生构造。在很多内生金属矿床中，经常看到从矿化裂隙中心向外，矿石构造依次由块状、角砾状、网脉状逐渐过渡到稀疏细脉，直到矿化消失。这可能就是破裂面的分带在控制矿化作用方面的反映。

在一些断裂裂隙充填脉型矿床中，断裂裂隙构造的垂向分带直接控制矿化的垂直分带，矿石类型受构造岩的类型所制约。如一些低序次的断裂在其形成发展过程中，由于应力条件和围岩条件的限制，自下而上断距越来越小，最后形成大量的裂隙而使断裂消失。在这种近于树枝状的断裂裂隙中，充填的矿脉就具有下部为大脉，上部为细脉的分带特点。如果有合适的岩层发生交代形成顺层矿体的话，就构成了"+"字型或"T"型矿脉。

我国地质工作者对南岭地区含钨石英脉进行了详细研究，提出了"五层楼"分带模式，

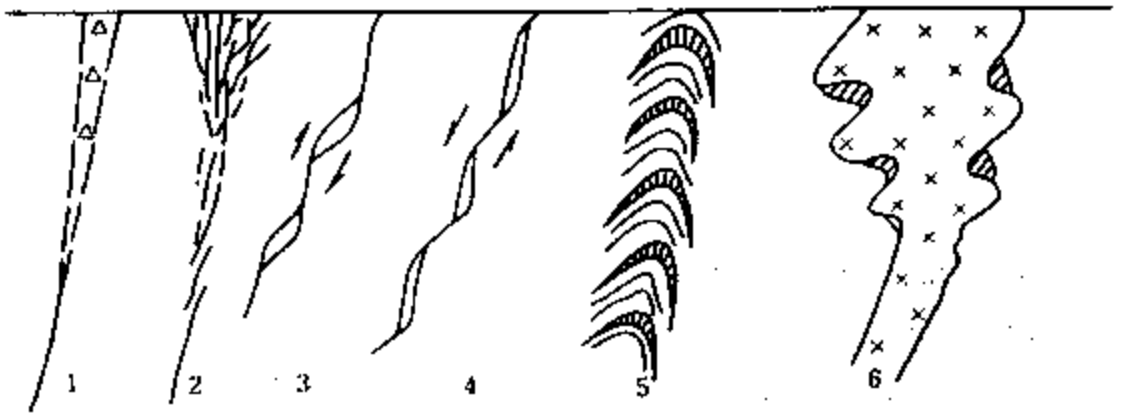


图 11—14　单一构造要素的垂直分带综合剖面示意图
(据翟裕生，1982)
1—张性裂隙；2—压性、压扭性裂隙；3—弯曲断面上的逆断层；4—弯曲断面上的正断层
5—鞍状背斜剥离空间多次出现；6—弯曲接触带多次出现对矿化的控制

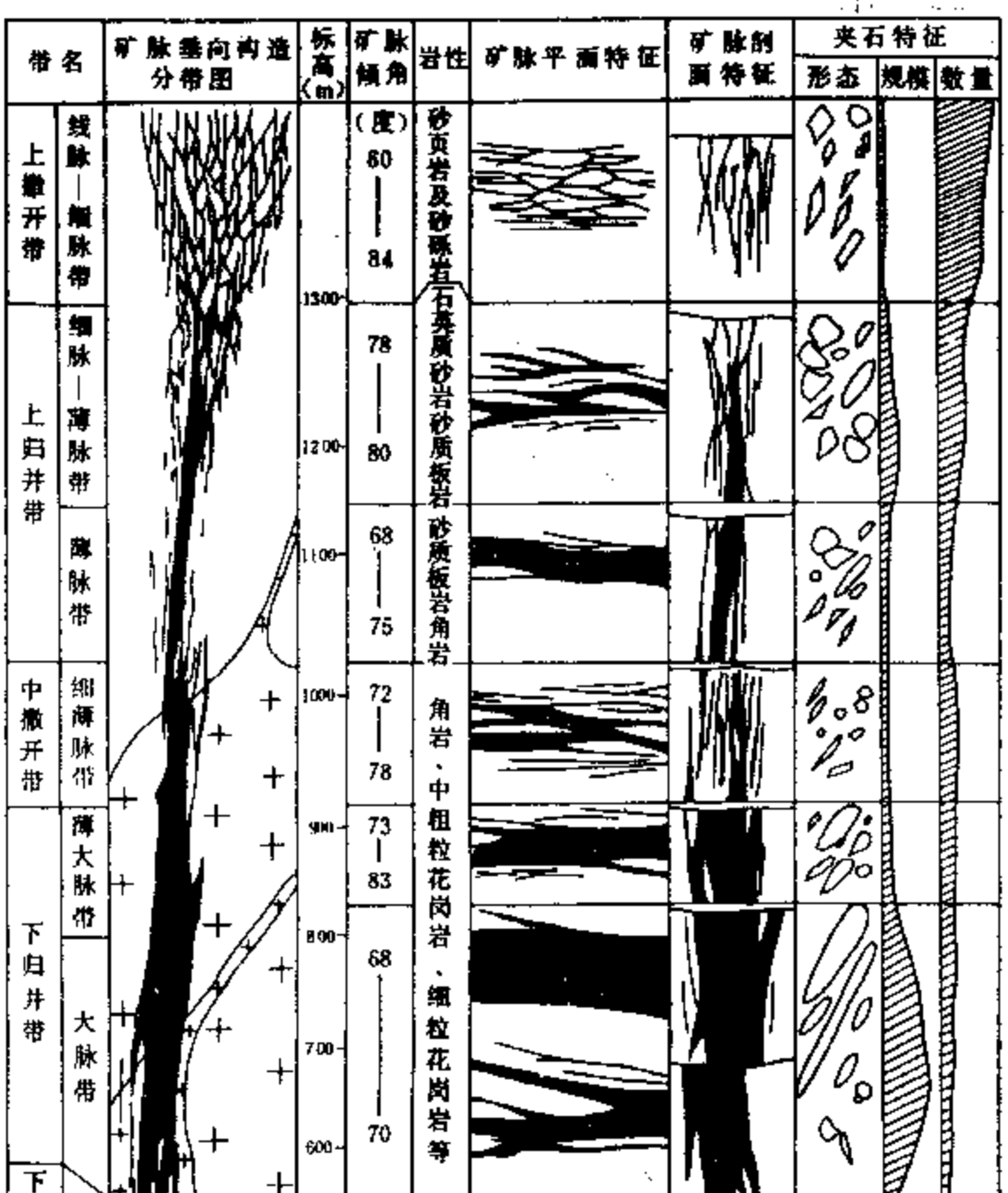


图 11—15　瑶岗仙黑钨矿床 49—501 矿脉分带图
(据林新多等，1987)

在找矿工作中发挥了巨大作用．这种"五层楼"分带主要发育在浅变质岩系中，而矿脉的下

部则发育在花岗岩体中。矿脉从地表到深部，可划分为五个带：1—微脉（矿化标志）带；2—密集细脉带；3—密集中脉带；4—大脉带；5—稀疏大脉带。上述各带中除第1带为矿化标志带外，其它各带均有工业意义。

需要注意的是，不同钨矿床的矿脉分带不尽相同，在实际工作中要具体分析。图11—15为湖南瑶岗仙钨矿床49—501脉的矿脉垂直分带图，该矿脉系由上部49号脉和下部501号脉二个斜列脉组合而成，矿化上下连续，但矿脉形态变化较为复杂，它表现为上部平行矿脉带宽度大，向下变小。按其内部矿脉的分支归并特点，可将矿脉自上而下分为上撒开带、上归并带、中撒开带、下归并带和下撒开带。又据脉幅的宽度可分为：线脉（＜1cm）—细脉（1—10cm）带、细脉—薄脉（10—50cm）带、薄脉带、细脉—薄脉带、薄脉—大脉（＞50cm）带、大脉带和细脉带（根部带）。各带形态特征自上而下有以下的变化规律：

1.上部平行脉条数多，往下变少，至根部又略变多，但在中撒开带的矿脉条数、含脉密度比其上下两个脉带要多。

2.主脉幅宽度是上下小；中间大，但中撒开带正是二条矿脉头尾相接处，因此脉幅宽度变小，一般矿脉的形态上部复杂下部简单，不受中撒开带的影响。

3.含脉率总体上为上部低，向下逐渐增高，至根部带又变低，说明49-501脉是一个整体，即在成矿过程中裂隙的最大张开部位是在49—501脉的中下部。

4.该组矿脉上部成矿裂隙具有多组方向，发育北西西、北北西向的剪裂隙，北西向的

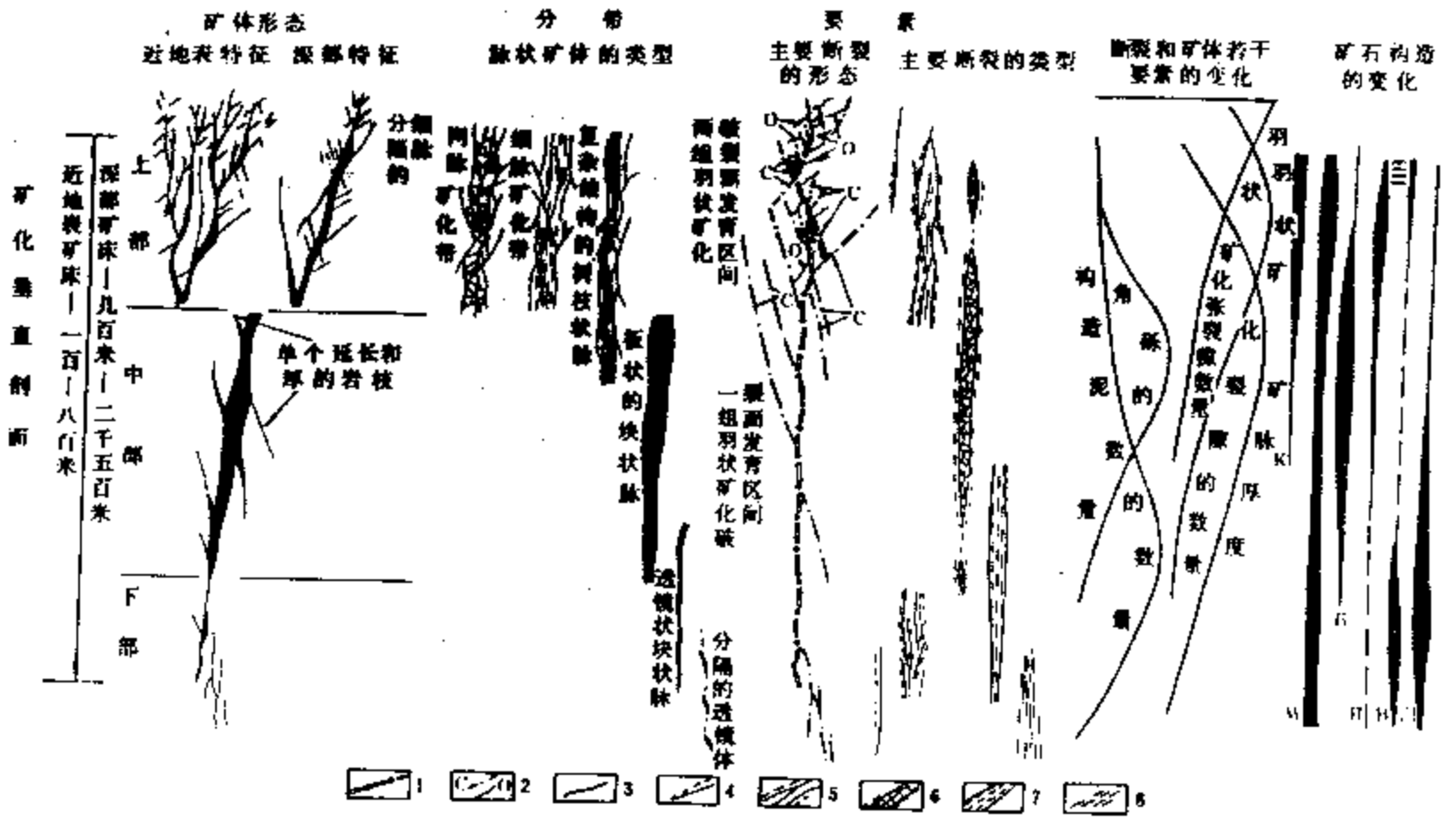


图11—16 脉状铅锌矿床垂直构造分带综合略图

(据E·M·涅克拉索夫，1980)

1—主断裂；2—羽状裂隙：C—剪切裂隙，O—张裂隙；3—不具有磨擦泥的"干"的剪切面；4—充填有细薄成矿前磨擦泥的剪切面；5—互相接近近于平行的剪切面系统，有的是"干"的，有的伴有磨擦泥；6—分布于剪切面和与其伴生裂隙中的破碎带；7—充填有厚5—10cm成矿前构造泥的构造裂隙；8—片理化带，矿石构造：K—柱状，齿状，棒状和梳状；M—块状；6—角砾状；П—细脉（带状），带状，网状；В—浸染状和斑点—浸染状；ПВ—浸染和细脉浸染状；Л—透镜状和透镜-斑点状

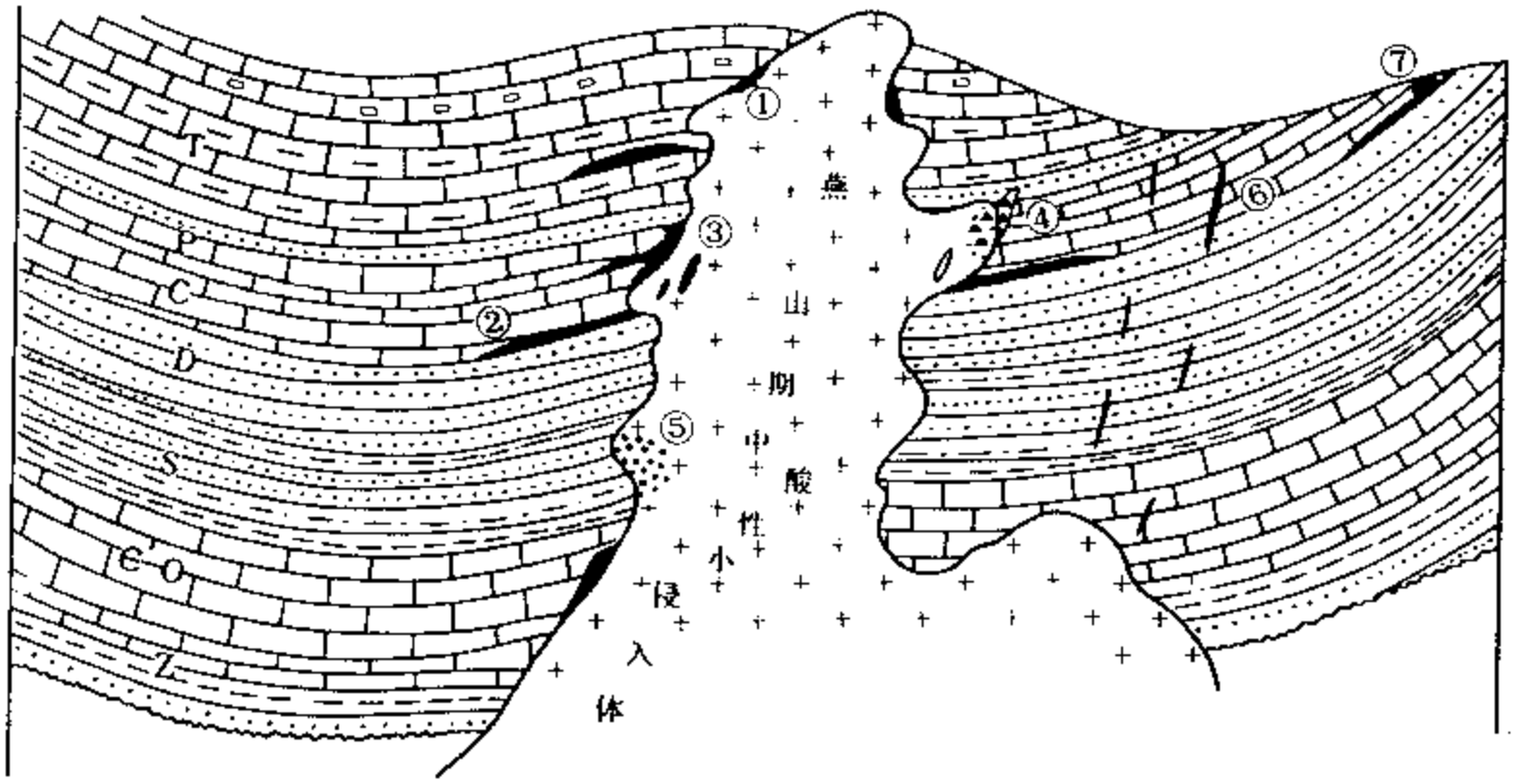
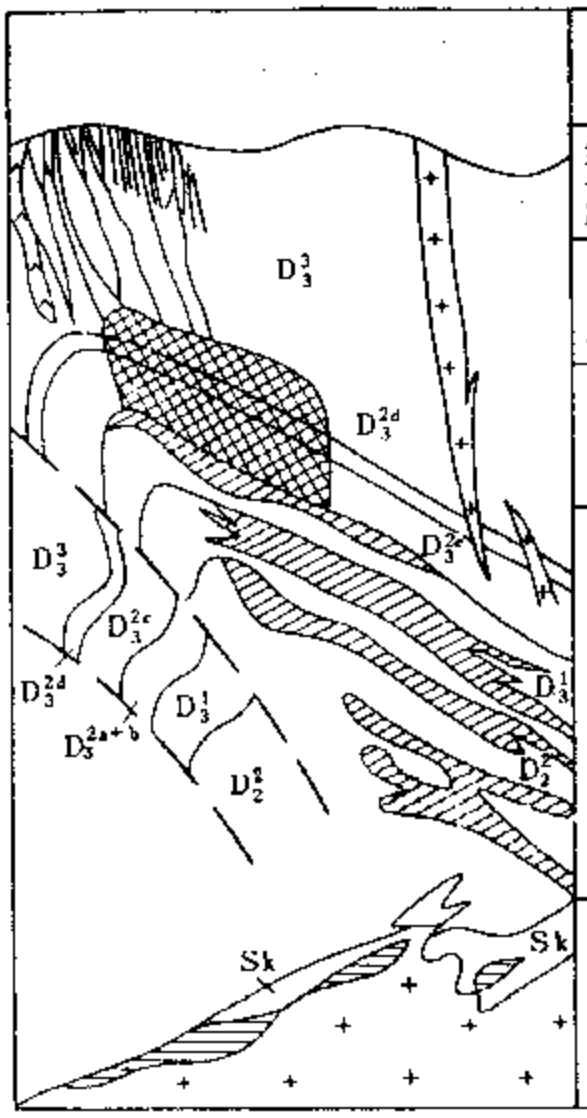


图 11—17　贵池地区铜矿床（点）空间定位综合模式

（据安徽 324 队，1987）

①—接触式；②—层控式；③—捕虏体式；④—角砾岩式；⑤—细脉浸染式；⑥—脉状充填交代式；⑦—铁帽式



顺序	矿床类型	矿体形态	矿体中矿物、元素分布特征					围岩蚀变
			矿石矿物	特征元素	Sn（%）	Cu（%）	Zn（%）	
第一层	找矿标志	微细脉	磁黄铁矿 黄铁矿，褐铁矿		0.1 / 0.2			硅化、黄铁矿化
第二层	裂隙脉型锡石—硫化物矿体	大脉	锡石、铁闪锌矿、黄铁矿、毒砂、脆性硫锑铅矿	Sn、Zn、Pb、Sb、As	2.065	0.063	4.386	硅化、绢云母化、碳酸盐化、黄铁矿化
第三层	密集细脉交代型锡石—硫化物矿体	细脉带	黄铁矿、铁闪锌矿、脆硫锑铅矿、锡石、毒砂、辉锑矿	Sn、Zn、Pb、Sb、S、As	0.77 / 1.44	0.07	2.10 / 3.34	硅化、黄铁矿化、电气石化、大理石化
第四层	细脉网脉浸染交代型锡石—硫化物矿体	层状似层状	锡石、铁闪锌矿、磁黄铁矿、毒砂、黄铜矿、斑铜矿、黄铁矿	Sn、Zn、Pb、Cu、Sb、S、As	0.77 / 1.44	0.07	2.10 / 3.43	硅化、电气石化、角岩化、碳酸盐化、黄铁矿化、局部夕卡岩化、
第五层	夕卡岩型铜锌矿体	似层状透镜体	磁黄铁矿、铁闪锌矿、毒砂、黄铜矿、锡石、斑铜矿	Zn Cu Sn	0.23	0.44 / 1.00	3.37	复杂夕卡岩化，大理岩化

图 11—18　广西大厂矿田矿床模式图

（据高志斌，1982）

张裂隙，北东向的剪压性裂隙，其中以北西和北西西向裂隙最发育，它们构成网脉状矿体。矿脉中夹石形态各异，也反映了多组裂隙发育的特点，随着裂隙向下延深，北西西向剪裂隙较突出，其它方向的裂隙明显减少，逐渐变成了单方向的矿脉。矿脉中夹石形态简单较规则，由棱角状趋于透镜状。

前苏联学者 E.M.涅克拉索夫在研究前苏联脉状铅锌矿床后总结了该类矿床的垂直构造分带综合略图（图 11—16），与我国脉状钨矿床的矿脉垂直构造分带颇有相似之处。

二、矿床构造分带

矿床构造分带主要表现为矿床中多种构造要素的综合性分带。由于构造要素的多样性，因此矿床构造分带的组合形式繁多，其中包括多组断裂构造控制的矿床分带，与侵入体有关的综合构造分带，与次火山岩体有关的构造分带等。

多组断裂裂隙控制的矿床垂直分带可举湖北程潮铁矿为例。在该矿床形成过程中，由于受南北向的挤压应力作用，形成了多组裂隙，其中主要有两组，一组缓向南倾（倾角 8°—20°）的张性破碎带，另一组向南倾（倾角 50° 左右）的压性断裂。在垂向分布上，上部以平缓张性破碎带为主，而下部则以压性断裂为主，因此，上部以平缓矿体为主，下部则为陡倾斜矿体。江西德兴铅锌矿床的构造分带则表现为上部为沿火山岩系的层面和不整合面发育的比较次要的平缓矿体，下部为产在千枚岩中陡倾斜断裂中的主要矿体。

与侵入体有关的矿床构造分布比较复杂，总体来看具有体—带—脉—层或体—带—层—脉的构造分带（图 11—17），"体"为岩体内部构造，控制着岩体内的斑岩型等矿化；"带"为正接触带构造，控制着沿岩体接触面分布的矿体；"脉"产于围岩中受断裂裂隙控制的斜切矿脉；"层"受有利岩层或层间断裂控制的矿体。这种体—带—脉—层的分带在不同矿区发育情况不一，有的只有其中二、三种。在有的矿区则情况更为复杂，如广西大厂矿田，自岩体接触带向外依次形成：沿接触面发育的似层状、透镜状矿体，沿层间断裂发育的层状、似层状矿体，受背斜转折端控制的细脉-网脉状矿体，受裂隙控制的大脉型矿体，和作为找矿标志带的微细矿脉（图 11—18）。

在一些与花岗岩侵入体有关的金属矿床中，构造-矿化分带的另一种形式是自岩浆岩体向上，先是塑性变形带（流变褶皱），再递变为脆性变形带（断裂、裂隙等），最上部为近地表的地下水流动带。其中塑性变形带即为矿液运移带，而脆性变形带为矿石堆积带，在地下水位以上为矿石指示带。

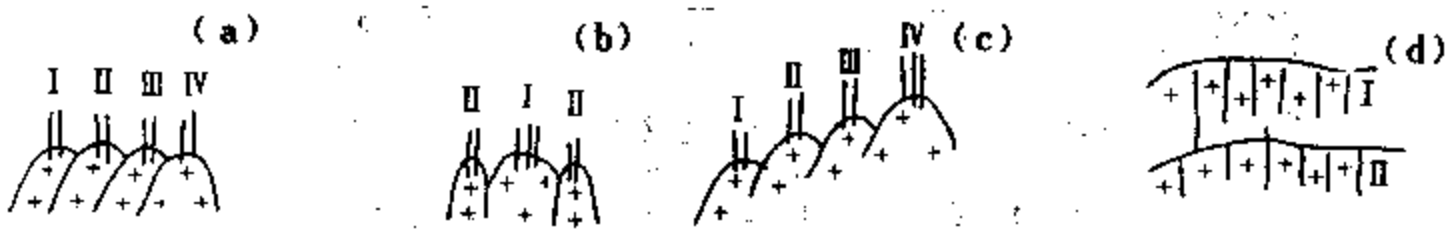


图 11—19　脉状钨矿多期次成矿的若干模式
（据林新多，1989）

对多期次岩体侵入的矿床中，脉状矿床的构造分带则表现为多期多阶段不同方向的裂隙的空间组合，如图 11—19 所示，a 图为多期次岩体在水平方向依次侵入，并分别形成矿脉，b 图为早期次岩体在中间侵入，并形成矿脉，晚期次岩体分布于早岩体的二侧，并形成晚期矿脉，c 图为多期次岩体沿侧向依次侵入，并分别形成矿脉，d 图为早期岩体侵入并形成矿脉之后，晚期岩体在其下部侵入，所形成的矿脉与早期矿脉构成"双层"结构。

三、区域构造分带

在区域范围内，由于不同地段所处的大地构造位置不同，分布的区域地层不同、岩浆岩体的侵位深度及剥蚀深度不同，往往表现出控矿构造的类型不同．如图 11—20A 所示，在湘南地区柿竹园一带出露地层为中上泥盆统碳酸盐层，在岩体侵入之后，主要形成接触带上的矽卡岩-云英岩型钨矿，少量为沿灰岩层间破碎带分布的整合型铅锌矿体；而在瑶岗仙一带的地层主要为寒武系、中泥盆统的砂页岩系，少量为中上泥盆统灰岩，在花岗岩侵入后在硅铝质地层及岩体中主要发育大量的裂隙，充填形成含钨石英脉，而在灰岩中交代形成似层状的矽卡岩型白钨矿体．在桂北地区（图 11—20B）里松一带为大岩基出露地区，矿化很差，只在新路一带在碳酸盐地层的顶悬体中形成交代型矿体及水岩坝一带的小型脉状矿床；而在珊瑚一带则岩体埋深较大，在岩体突出部位之上的碳酸盐地层中发育大量裂隙充填形成含钨石英脉群，矿床有一定规模．

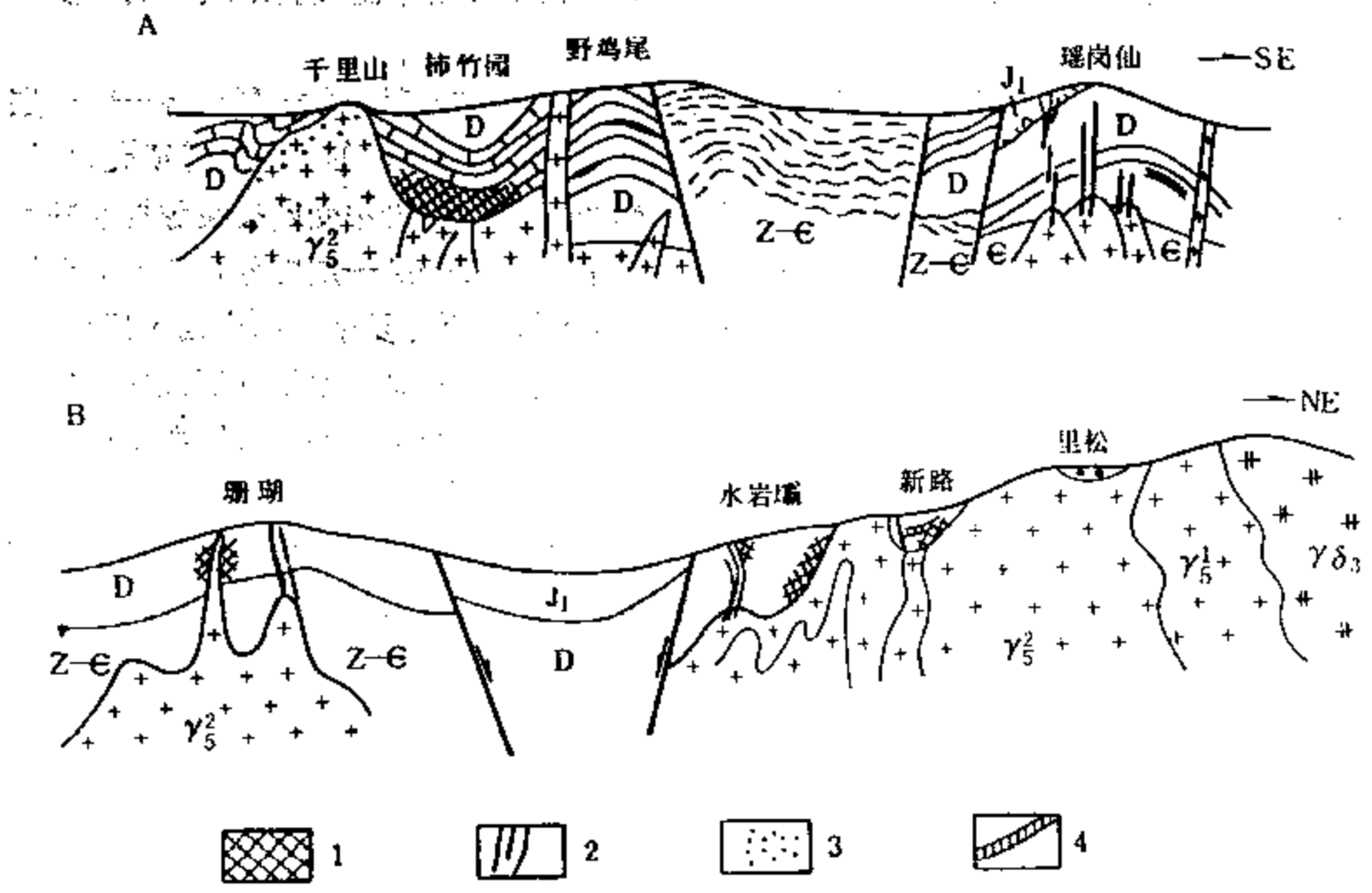


图 11—20　湘南（A）和桂东北（B）区域构造—岩浆岩—矿化的综合剖面
（据程裕生，1985）
1—矽卡岩型；2—石英脉型；3—云英岩型；4—层状型

区域构造垂直分带表现在褶皱类型、断裂类型及内部结构、岩石破碎特征及其物理力学性质等随深度的变化，这与温度、压力、岩石地层年龄、岩石的变质和变形程度有关，一般它们都随深度的增大而增大．而这些因素又与区域中构造层的分布有关．在不同的构造层中，构造特征一般有显著区别，因而其中的内生矿床的分布特征也有重大差别．现以湘中某锑矿为例加以说明．湘中某锑矿区分布有前泥盆系和中上泥盆统二套地层，成矿前断裂切过了二个构造层，由于二个构造层中岩性的明显差异和褶皱构造的不同，控矿构造也明显的不同，在加里东期褶皱基底中，褶皱紧密，岩石的物理力学性质差异不明显，锑

矿体一般受小型的断裂裂隙控制，形成小规模的脉状矿体，而在印支褶皱带中，各种岩石的物理力学性质、化学性质的差异明显，可以分出透水层和遮挡层，各种构造薄弱面在一定条件下可以发生张开，并且断裂裂隙构造（包括角砾岩）发育，在这种情况下，在平缓的背斜构造的轴部形成似层状、透镜状矿体，页岩的遮挡层作用明显。

第十二章　矿田构造研究方法

第一节　大比例尺矿田构造制图

矿田和矿床的大比例构造制图是研究矿田构造的基本方法，也是查明构造及岩性特点对金属矿床形成所起作用的基本方法。

一、目的和任务

大比例尺矿田构造制图的主要任务是查明矿体的形状、产状和规模，及矿田中的地质构造特征；弄清控制成矿的构造和岩石等因素；说明何处最有希望存在新的矿体，从而最终发现这些矿体。具体包含以下任务：

1.准确查明矿体的形状、产状、规模和数量，矿体与岩石的接触界限，以及矿体旁蚀变带的分布情况；

2.含矿层的时代、岩性、产状、分布及其构造形态；

3.矿田内存在的构造要素，包括构造性质、形态产状、规模、形成时代，构造活动期次和顺序，以及构造对成矿的控制作用和成矿后的破坏作用；

4.矿田内岩浆岩的岩石单元划分，不同岩石单元间的时空关系，以及矿本（化）与岩浆岩的时空关系；

5.除上述外，对矿田内存在的其它控矿因素进行观测研究；

6.制定矿田内的构造—矿化模式，进行构造成矿预测。

矿田构造制图的原则和方法与一般的（通常的）大比例尺地质制图是一致的，只是更加突出构造因素，重点阐明矿田内构造对成矿的控制。

大比例尺矿田构造制图经常用于研究程度较高地区和很有希望的勘查靶区，以便指导勘探工作及矿区深部和外围的找矿工作。

大比例尺矿田地质构造图是全面反映矿床（体）所处地质构造条件的综合性图件，又是进行勘探和采矿为目的而进行各种施工所依据的基础图件。因此，必须精确、细致、全面地进行调查、观测与制图，以确保图件的质量。

二、图件比例尺的选择

首先要根据制图的目的与任务确定图件的比例尺，同时也要考虑矿床的成因类型、控制因素、矿产种类及其分布数量，而且要根据资料的丰富程度和精确程度。一般情况下，矿床地质构造图的比例尺为 1∶2000—1∶5000，在这种比例尺的图上应能划分出厚度≥1m 的含矿层。为了查明矿床在整个矿田中分布规律及矿床的地质构造背景，需要编制矿田地质构造图，比例尺一般为 1∶10000，少数为 1∶25000 或 1∶5000，在这种图上需要标出厚度≥10m 的含矿层和长度≥100m 的线性构造要素。

根据不同矿床成因和不同构造条件，通常采用的编图比例尺是：

1.沉积型矿田一般用 1∶10000—1∶25000，大矿床用 1∶10000；

2.内生矿田一般用1∶10000的比例尺，当构造特别复杂时，用1∶5000比例尺；

3.单个金属矿床用1∶2000到1∶5000比例尺，前者最常用。当矿床的地质构造简单时可用第二种比例尺；

4.构造非常复杂的矿床制图时可用1∶1000的比例尺；

5.在对小而又极复杂的矿床制图时，需编制1∶100、1∶200和1∶500的中段平面图或局部地段素描图。

三、地表观测与制图

地表的详细观测是大比例尺制图的基本工作。矿体和岩石、构造的地表露头是认识矿床地质特征的最基本的信息，因此，应当运用矿物学、岩石学、构造地质学、地层学和矿床学的原理和方法进行详细的观察、测量、记录、绘图、照相和采样。特别对于有代表性的能说明问题的露头点更应如此。当露头不好，覆盖层较多时，应进行剥土、探槽、浅井等，以获得人工露头，进行研究。为了保证编图的精度，对于一些基本的观测点，应进行仪器测量标定方位。

在露头和露头之间进行观察和追溯时，应注意矿脉、岩层、断层、破碎带、接触带、热液蚀变带等沿走向的变化，包括形态产状和物质成分的局部变化，并分析造成这种变化的原因。所有观察应在现场加以综合和分析，有矛盾时，应反复查证，尽可能在现场加以解决。

除了追溯和描绘那些对了解矿化分布规律特别重要的构造线或岩层外，构造图必须反映整个矿田地质构造的全貌，包括从找矿角度来看似乎没有价值的线性构造。

在大比例尺构造制图过程中，要注意工作区的找矿标志，尽可能利用找矿标志来发现矿体。经验表明，发现矿体乃是有目的性找矿的结果。如缺乏找矿意识，即使观测点非常密集，发现矿体露头的机会依然很小。

在进行矿田（床）构造制图过程中，要注意利用航片和卫片。因为航片和卫片能全面、准确、动态地反映工作区的多种地质构造和地貌现象，能帮助我们认识矿田及外围的线性构造、褶皱构造、环形构造、沉积岩层和侵入岩体等的整体图像。采用大比例尺的卫片、航片图像，经过有经验的地质勘查人员的解译，再加以实验室各种方法的图像处理，一般能对矿田构造制图提供丰富的有用信息。因此，在矿田和矿床构造制图中必须使用航片、卫片。

在进行矿田构造制图时，必须系统搜集和充分利用地球物理资料，包括磁法、电法、重力和放射性测量等探测成果。这不仅对露头不良地区有重大意义。就是在露头良好地区，也可利用物探资料帮助认识构造及矿化向地下的延伸和变化，有助于全面认识矿田的地质矿化特征。在很多金属矿床中，利用地球化学测量的资料，能帮助判断构造（主要是断裂、裂隙）的性质、规模、产状和含矿性，研究矿田和矿床的地球化学特征，认识深部矿化的标志，进行矿产预测。

所取得的地球物理和地球化学资料必须立即绘在构造地质图上并对它们进行仔细分析，对发现的矿致异常应当用山地工程或钻探加以验证。

四、坑道观测与制图

坑道（包括勘探坑道和矿山坑道）观测在矿田构造研究中占有很重要的地位。通过坑道观察特别是对大量坑道的观察，了解矿体和围岩向深部的变化，建立矿田（床）构造的

三维概念．如果说，地表观测和制图是仅以地表现象为依据，是表层认识，是研究矿田构造的初级阶段，那么，以坑道观测延伸地表观测，使平面上研究发展为立体的研究，使对矿田构造的认识更为精确，这是矿田构造研究的深入阶段或详细阶段．尤其在出露不良地区和构造复杂地区，坑道观测有更重要的意义．

坑道中的岩石、矿石比较新鲜，构造现象保存较好，尤其在新开掘的探矿坑道中和深部坑道中更是如此，一般未受到或轻微遭受氧化作用，断层面擦痕、断层泥的矿物成分与化学成分都保留了原始状况，因而更便于观察和制图．再有，坑道能提供立体（顶、底、两壁或四壁）的地质现象，能直接观测一些小型构造的产状变化和矿体的空间变化．坑道附近的废石堆上堆集了在坑道掘进过程中所揭露的各种岩石包括矿化蚀变岩石以及具有小型微型构造的岩石，也能提供有益的信息．因此，应充分利用坑道提供的这些有利条件，加深对矿田构造特征的认识，提高制图的质量．

坑道开掘有个过程，尤其是长坑道需要较长时间才能完成，因此，坑道的观测和编录必须随着掌子面的推进及时、经常地进行，以便及时了解所揭露的矿化及构造现象，而不致于因坑道向前掘进而使原有掌子面被剥去或因坑道支护被掩盖而失去观测机会，或因岩石风化或烟熏等污染而使地质现象模糊不清而影响观测．

坑道观测的基础工作是对坑道掌子面、顶板、底板和井壁进行地质编录，常采用 1∶50—1∶100 的比例尺进行素描，有些重要地段可采用 1∶10 或 1∶20 的比例尺．在水平

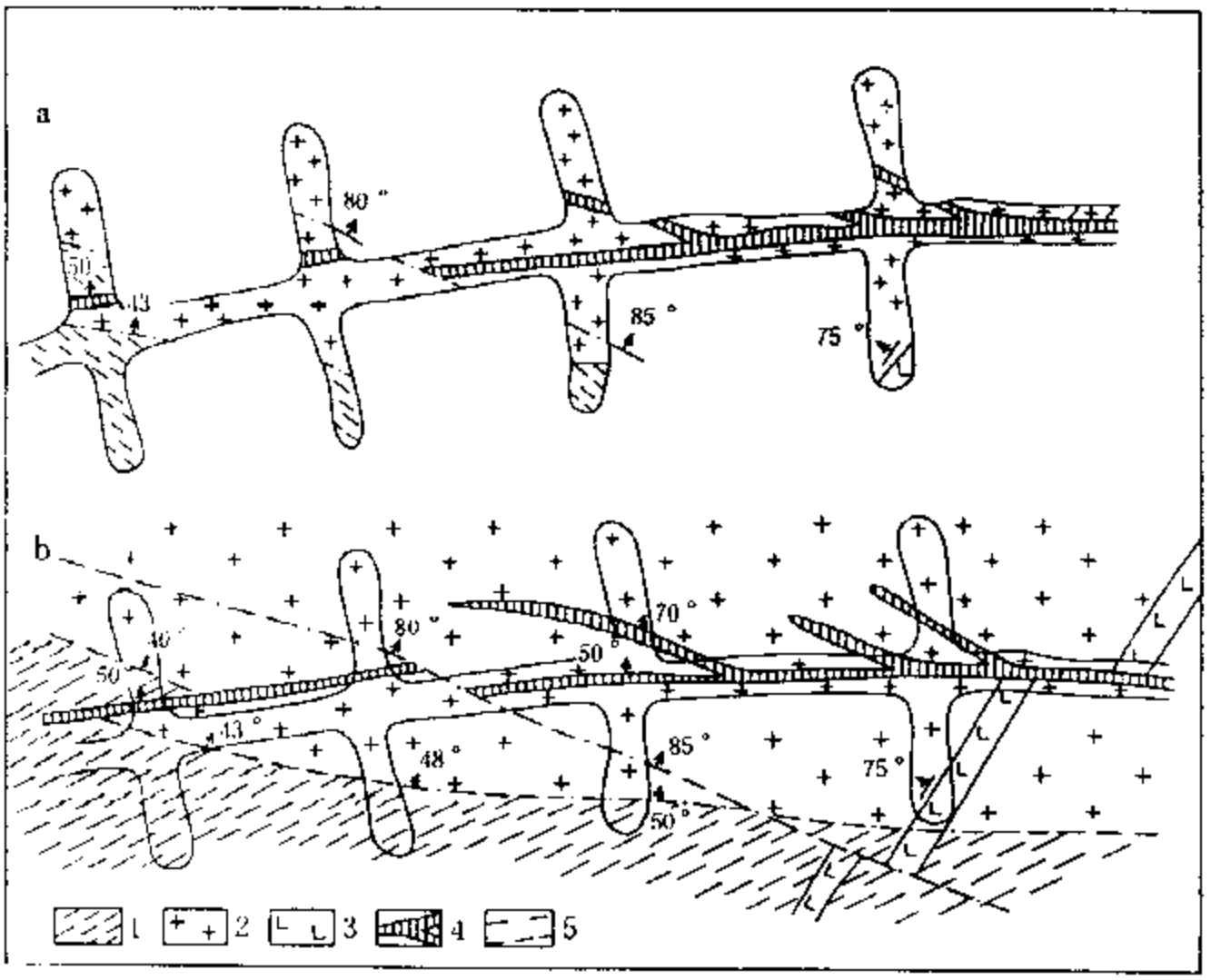


图 12—1　根据水平坑道编录资料编制的中段地质图

（据 Ф·И·沃尔弗松等，1985）

a—标示坑道编录资料的矿山测量平面图　b—坑道之间用外推法所编制的中段地质图

1—片岩　2—花岗岩　3—辉绿岩墙　4—矿脉　5—实测和推测的成矿后断裂

坑道中不仅测绘顶板，也要测两壁，在垂直坑道中（如天井）必须测绘四个壁。将顶板和两壁的编录压平伸展成平面时，称为展视，根据大量的展视图的连接可编制出坑道中段平面图。

作坑道编录时，应尽可能细致观测、详细记录，必要时要照相和采样，要清晰地表示出断裂构造、小型褶皱构造、裂隙、角砾岩、破碎带；要查明断层的擦痕强度和产状；记录是否有断层泥的特征；要标出矿体产状及矿体旁测的蚀变现象。要将各种岩石和矿体的



图 12—2　凹山铁矿床地质构造图

（据翟裕生等，1978）

1 富铁矿石；2—中、贫铁矿石；3—磁铁矿脉；4—褐铁矿铁帽；5—石英镜铁矿脉；6—黄铁矿化带；7—闪长玢岩脉；8—辉长闪长玢岩；9—凝灰岩；10—安山岩、粗面岩；11—顶部塌陷角砾岩范围；12—网格状裂隙带范围；13—断裂；14—横张断裂；15—剪裂隙；16—断层角砾岩（成矿前）；17—断层角砾岩（成矿后）；18—岩层产状；19—流面；20—层节理；21—片理化带

接触带、各种构造要素标于图上．对于矿体与构造、围岩、侵入岩的时间和成因关系显示清楚的坑道，必须作为重点，进行详细的素描和照相．

坑道观察的主要成果集中在坑道中段地质图上．当矿床构造比较简单时，则地质制图在于把坑道顶板上观察到的主要岩层、构造和矿体直接绘在坑道平面图上。在构造复杂的矿床中，需要更详细的研究，要进行更大比例尺的素描．在上述工作基础上，可将坑道中编绘的地质构造界限合理地外推到坑道之间的未揭露地段，编制该中段统一的平面地质图．(图 12—1)．中段地质图实际上是地面以下不同水平面上矿床的大比例尺地质图，根据矿床构造的复杂性和矿体大小，中段平面图可按 1∶200 到 1∶1000 的比例尺绘制．

五、钻探岩心观测

岩心观测是了解矿床深部情况的重要手段．在有些矿床中，只用钻探进行深部探矿，则岩心观测是直接观察深部矿化和构造情况的唯一手段．岩心体积虽小，但是连续取样，可以看到岩石、矿化和构造的连续变化情况．当钻孔数量较多时，还可以通过勘探线剖面图，加上地表及坑道观测资料，可以了解矿床的全貌．

岩心观测除能了解地层、岩石、矿体（化）的总体垂向变化外，对于断层破碎带、角砾岩、裂隙密集带和片理化带等一些构造细节，也能提供很好的信息．由于一般在构造破碎带中岩心采取率减低，地下水活动明显，岩石矿石的风化程度加深，因而需要特别细致的观察，不应放弃任何一个细节，并需作出全面的分析．

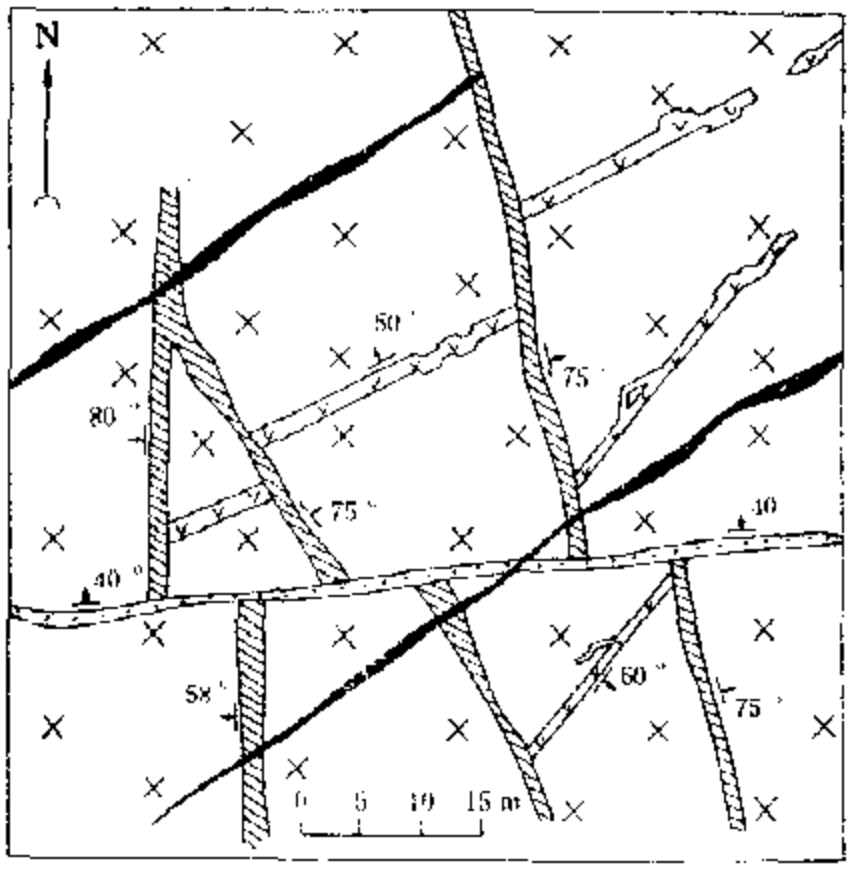


图 12—3　某地段地质简图（卡贾兰矿区）
(Ф·И·沃尔弗松，1985)
1—石英闪长岩；2—煌斑岩墙；3—石英—黄铁矿脉；4—石英—辉钼矿脉；5—碳酸盐脉；6—产状

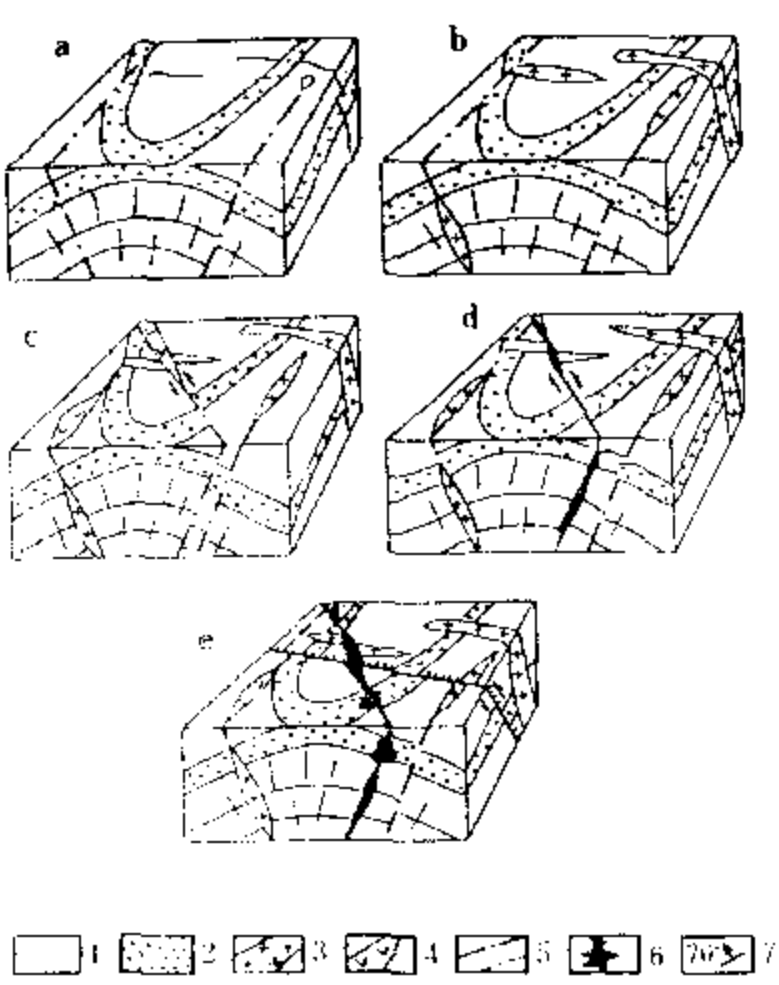


图 12—4　某地段地质构造形成的主要阶段
(据Л·И·卢金，转引自Ф.И.沃尔弗松等，1985)
1—页岩；2—砂岩；3—花岗斑岩；4—煌斑岩；5—成矿后断裂；6—矿体；7—产状 a—岩墙形成前阶段（褶皱形成并伴有断裂形成）；b—花岗斑岩墙侵入；c—煌斑岩墙侵入；d—成矿阶段；e—成矿后阶段

六、综合编图和综合分析

通过上述的地面、坑道和岩心观测，结合遥感、物探、化探资料的综合分析，可以编制出内容全面的矿田（矿床）构造地质图（图 12—2）以及一系列垂直矿体走向的地质构造剖面图和平行矿体走向的纵剖面图。必要时，还可以编制立体图和制造空间模型来获得关于矿体形状产状的空间概念。立体图使我们能在平面上用投影法清晰地观察到矿田矿床构造的三维空间全貌。用透明塑料或玻璃制造的矿田矿床立体模型使我们可从各个方向上观察，并获得关于矿田构造的完整概念。

在矿田构造制图过程中，一个重要任务是研究查明矿田构造的发展历史。大多数矿床是在长时期内，在逐渐发展的地质构造背景上形成的。一些裂隙被矿物集合体所充填，可是这些裂隙又被后期充满矿物质组分的更晚期裂隙所切割，并且往往伴随着位移（图 12—3）。详细查明各种矿脉的矿物质及矿脉间的相互关系，可以查明矿田构造的形成历史。所以要非常注意对矿床形成过程中发生的运动标志进行观察，尽力找到矿石角砾岩及矿脉间的交错现象。同时，也要配合进行岩石、矿石的显微组构研究，以便从微观和宏观的结合上提供更多有关矿石和构造的年代关系的信息（显微组构研究方法见另节）。

在进行上述工作的基础上，在获得足够的地质构造和矿化的资料的基础上，在对矿田构造型式和演化阶段有基本认识的条件下（图 12—4），可以拟定该矿田（矿床）的构造—矿化模式，以形象地阐明矿田构造的基本特征及构造控矿机理。

在掌握矿田内主要控矿构造和岩石的基础上，可以拟定适用于本矿田和附近地段的找矿的构造标志和岩石标志，并依据对构造控矿的认识和这些标志进行构造成矿预测。

第二节　深部构造研究及制图

随着地表露头矿的日趋减少、为扩大浅部矿床的远景及在三维空间划定预测区，人们已普遍将目光转移到寻找隐伏矿床（体）和难以被人们识别的新类型矿床。

近年来，由于人们直接观测到了海底正在形成的块状硫化物矿石及苏联超深钻在地下 12km 深处发现富含金属热液等重要事实，促使人们更注意把现代成矿作用的观测和深部地质的研究看成推动矿床学发展的动力。深部地质研究的主要内容，首先是查明深部构造的特点及分布情况，以及它们对成矿的控制。研究深部构造对认识成矿物质的来源和运移与堆积途径，成矿带与构造带之间的关系，岩体的横向和垂向构造分带，认识矿化的垂直分带和隐伏矿床（体）的分布规律，寻找地表没有明显标志的矿床（体）……等有重要的意义。

本节所涉及的深部构造范围主要指控制矿田、矿床分布的地壳较浅部位，一般是钻探控制范围，大致在地下几千米的深度。

一、深部构造研究的任务和内容

深部构造的研究以编制距地表深度 2000m 以内的大比例尺深部构造图的形式来实现。它是在不同构造层内，对具体矿种远景已有基本认识的地区和构造范围内进行的，其深度限于用现代手段可以直接探测和研究，对深部矿产开采量有利可图的范围内。深部构

造填图的任务是:

1.首先编制出地质底图，以便对区域内具体矿种作出可靠的评价;

2.查明控制矿床（体）分布的地层、构造和岩浆作用的基本特点及隐伏层位和层面的地质构造单元，以便编绘出全区地质矿产分布图;

3.查明区内构造的主要特点（形迹、方向、产状、派生性、导岩导矿作用……），准确地连接主要构造要素、各种岩石和矿体的接触界线，以便能编绘出深部构造图及剖面图（图 12—5);

4.查明一定类型隐伏矿床（体）的远景地段和面积，并对控制矿化和矿床（体）的构造进行分类。尤其要查明（研究）被掩盖的地质界面的情况，尤其是直接、间接影响矿化位置的控矿界面，如导矿界面和储矿界面的情况（图 12—5);

5.对已发现的矿化作出初步评价，并确定进一步详细找矿的范围。

总之，深部构造研究是将地质构造、地球物理、地球化学、古地磁、矿物学、航测以及钻孔等的定性、定量资料综合在一起，以对本区及邻区已充分研究过的露头地段为基础，将所获得的有关该区地壳形成和演化的各种信息进行综合地质解释及三维图像处理及成图。只有选择多种方法，合理利用所有信息，才能保证深部构造研究的科学性和找矿效果。

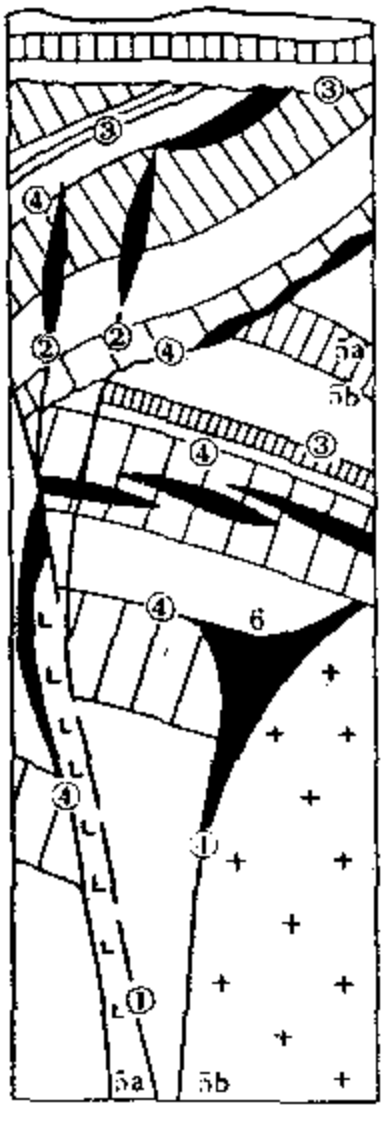


图 12—5 构造界面（综合柱状图）
1—导矿界面；2—导矿（含储矿）界面；3—假整合、不整合界面；4—储矿界面；5a—有利成矿的岩面；5δ—不利成矿的岩石；6—矿体

二、深部构造研究的综合方法

实践证明，前述的各种方法中，地球物理资料因其探测深度大，包含最重要的深部地质构造信息，因而是研究地壳三维结构的基本手段。在进行深部地质填图工作中，地球物理资料有助于圈定强磁性或明显弱磁性的侵入体，有助于追索断裂和热液蚀变带，有时还可用于追索矿体。还可用它来编制隐伏面（隐伏层）的地质图、地质剖面图（剖面深度超过了直接研究的范围）及控矿地质构造立体模型。地球物理资料也是在深部地质填图地段上布置钻孔包括构造孔的主要依据。因此，被研究面积内深部地质构造填图的效果，与地球物理资料的质量和地质解释的可靠性有直接关系。当然，作为地球物理调查目标物的地质体，也应具备以下三个条件：即与要找的矿产有空间位置上的关系；现有的地球物理方法有可能找到矿；所选择的工作方法在经济上是合理的。

为了合理地布署地球物理探测工作，为了充分利用物探所获得的各种信息并提高地质构造解释的精度，从设计到编绘地质图件的所有阶段，都要有地质人员和地球物理人员共同完成解释地球物理资料，然后共同编写报告，并综合运用逐步近似法，定性和定量解释等方法，以完整地提取信息。

除此之外，综合方法也要合理选择和分析该区地球化学资料（尤其是与深部矿化关系

密切的资料)、地质资料和钻孔资料……。

前苏联在深部地质填图过程中，为了解决找矿任务，而将野外调查和室内研究的各种方法，按其地质找矿效益和经济成本列出它们的效果（表 12—1）。

表 12—1　深部填图过程中解决找矿任务的各种野外研究方法的效果（据 JI·A·利特文等，1981）

任　务	航测	磁法勘探	重力勘探	地震勘探	电法勘探	岩性地化研究并在地表选取样品探部岩性地球化学研究	水地球化学研究并在地表选取样品	水地球化学研究并在地表选取样品	生物地球化学研究	原子地球化学研究	局部提炼金属法	岩心钻探	钻孔地球物理法（电荷法、无线电透视接触极化曲线法）	测井
找矿准则的研究														
构造控制	+	++	++	++	+							++		+
岩浆控制		++	++	++								++		+
地层—岩性控制		++	++	++	+							++		
找矿标志的研究														
无矿热液蚀变岩石		++	++	+	++[1]	+[3]++[3]	+[1]	++[1]				++		++
矿体引起的地化异常						++[6]++	+	++	++[2]	++	++			
矿体引起的地球物理异常		++[3]	++[4]	+	++[5]									
已查明矿化显示估计量		++	++	+	++	+++		+			++	++	++	++
以及查明与矿体有关的地球														
物理和地球化学异常														

注：-+—典型情况下方法的高效性；+—多数情况下方法的中效性或个别情况下的高效性；1—硫化物热液蚀变岩石；2—主要在干燥气候区；3—对于磁铁矿和其它几类矿石；4—对于铬铁矿和其它几类矿石；5—对于硫化物组成的矿石；6—活动形式法的变种

三上列的各种方法中还缺遥感方法．在我国和其它国家都有用遥感手段获取深部矿源层、含矿岩层、隐伏含矿岩体和构造信息的实例．

三、矿田立体地质制图

矿三立体地质填图是研究深部地质构造特征并进行深部隐伏矿床预测的重要手段，也是与一定区域中深部构造研究密切配合的．根据我国和前苏联的已有经验，立体地质填图主要是在研究程度较高、资料比较充分的已知矿田和矿田外围有找矿远景地段进行的，其主要是立体地查明矿田及外围远景地段的控矿地质构造特征、深部成矿的可能情况与有主矿预测，直接或间接地指出深部找矿靶区．

所谓"立体地质填图"，是以透视投影的方法编制找矿区的立体地质图．它是运用综合找矿手三进行普查找矿的具体实施．也就是建立起一个勘查系统工程．其主要任务包括两项（张天义，1988）：一是运用区域成矿模式，在空间、地面、地下范围内捕捉与成矿

有关的地质、地球物理、地球化学及遥感信息；二是利用这些信息解析与成矿有关的隐伏地质体、深部地质构造，直接或间接地指明勘探靶区。

鄂东南地质大队（1990）在阳新岩体西北段开展的1∶2.5万立体地质填图与成矿预测的基本做法（面积160km^2）是：

1.选择和建立解释剖面（控制剖面或基准剖面），剖面选择要通过已知矿床和成矿构造有利部位，剖面间距2—4km。

在上述选定的剖面上进行1／1万—1／2.5万地质、化探、磁法、重力、电测深等综合剖面测量，收集剖面上已有钻孔地质资料和物性参数，专门施工一定数量的构造—参数钻孔，与此同时进行地质-地球物理和岩石标本的研究和推断解释，建立地质剖面（控制剖面）。

2.根据1／1万地质测量和已建立的地质控制剖面，结合航卫片解释和野外补充调查，编制1／2.5万地质图，配合适当的浅钻揭露第9系，编制1／2.5万磁法、电测深资料，结合已建立的地质控制剖面，编制不同中段地质图（-250、-500、-750、-1000m标高）。

3.编制立体图，将地质剖面图和不同中段地质图，用透视图解方法，编制剖面立体透视图、中段立体透视图，制定立体模型。

4.通过立体地质填图，查明工作区范围内地层、岩浆岩和构造主要特点，系统、完整地收集工作区三维空间的各种信息（隐伏构造、隐伏岩体、隐伏接触带、隐伏大理岩体、

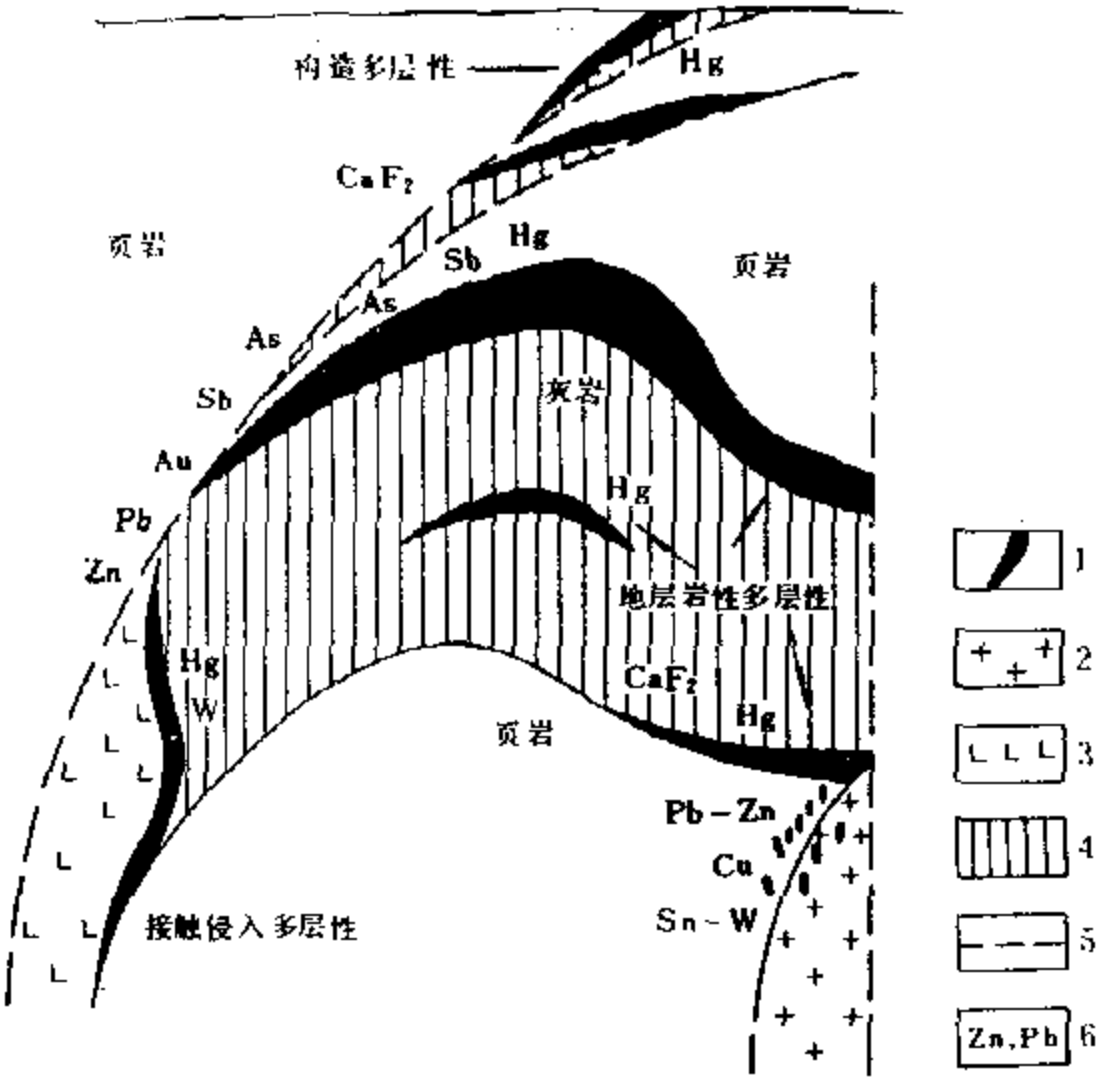


图12—6　矿化多层性综合剖面图

1—含矿层和矿体；2—花岗岩类岩石；3—蛇纹石化超基性岩；4—接触带；5—断裂；6—矿物—元素分带

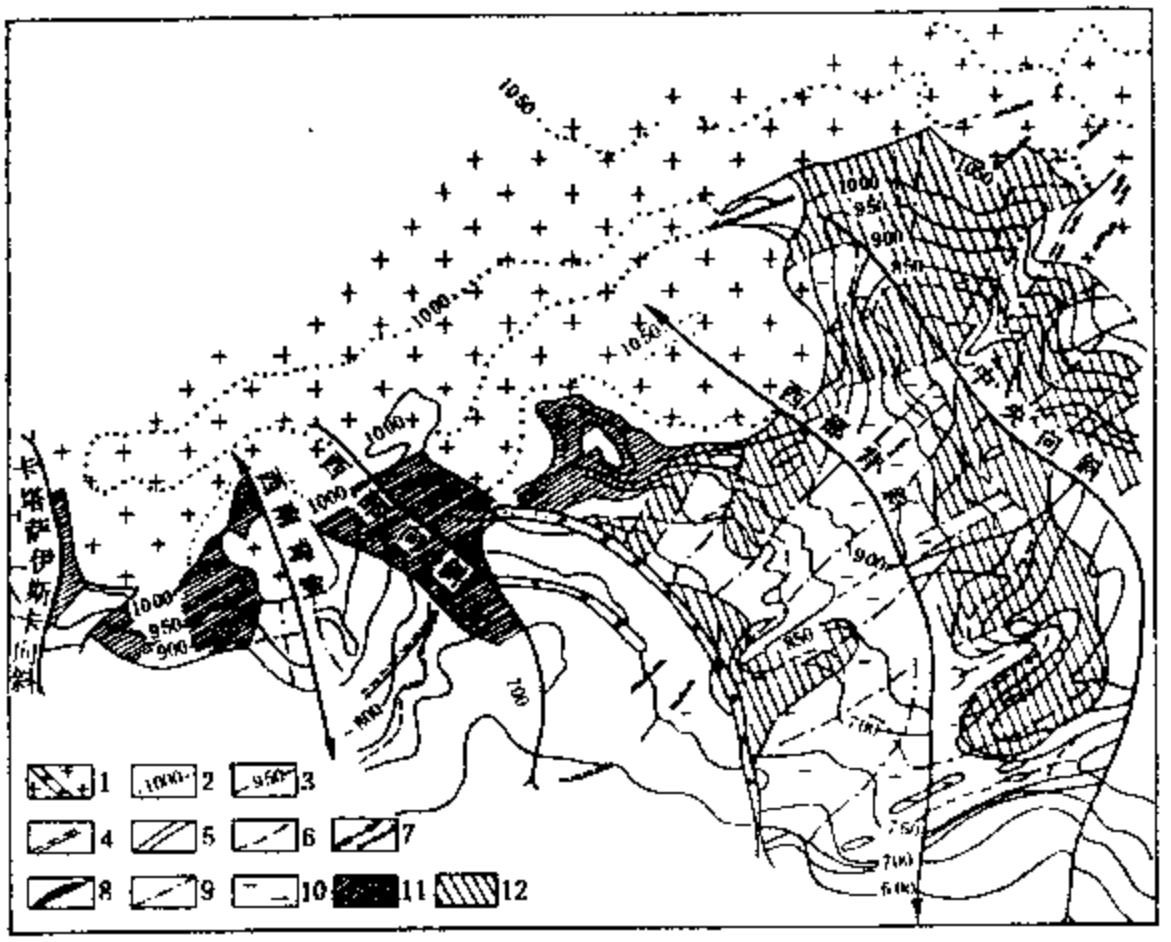


图 12—7　接触型矿床的构造预测图

(据 П·А·舍赫特曼等，1979)

1—岩浆岩；2—花岗岩的接触面（恢复的）等深线；3—沉积岩之下的接触面等深线；4—断裂；5—灰岩下页岩的分布界线；6—地表下 200 米的接触深度线；7—褶皱轴（背斜和向斜的）；8—矽卡岩露头；9—构造块段的界线；10—矽卡岩化不利性指数；11—工业矿石面积；12—预测矿化面积

蚀变分带、矿体的垂直分带、已知矿床（体）形成条件和分布规律，找矿标志及深部综合物探信息等）。筛选出对找矿行之有效的地质、地球物理、地球化学等方面的信息，利用在地表显示的物化探变异信息和三度空间上的地质找矿信息，确定预测指标，预测深部隐伏矿床（体）。

成矿预测运用矿田矿床系列组合模式和矿床地质-地球物理-地球化学综合成矿模式，根据相似性原理，以地质类比法为基础，结合构造分析法和逻辑信息进行综合成矿预测。

综上所述，深部构造研究和制图又大多与立体地质填图相配合，所划分的预测单元也多是立体单元，变量取值不仅仅局限于地表所反映的情况，是全面考虑变量三度空间的变化，在立体范围综合取值。

四、深部构造填图及构造预测

在研究地壳深部构造问题中，大多数学者认为地壳层-块模式最接近实际情况，不同级别的断块和分隔这些断块的块间带（深断裂带）构成了地壳构造的格局。每个断块都具有独特的地质结构特点和地球物理特征（物理场参数、速度剖面、地壳分异性、岩石物理性质等）。块间带则为断块之间的深断裂带，沿着这些带，断块在垂直方向上、也在水平方向上发生差异性位移。因此，深断裂及其派生的各种次级断裂是深部构造研究的重要对象。

深断裂的存在可根据直接标志（地质观察、钻探、地震勘探、电法勘探）确定，也可根据间接的地质标志、地球物理（局部异常）标志、形态标志和其它标志推断。根据这两类标志确定的可靠程度要用图例反映出来，也可用专门的符号来反映（表示）深断裂的下

列特征：(1) 被该断裂破坏的产物的体积（标明该断裂在主要成矿时期的表现性质）；(2) 有岩浆活动、热液活动和变质活动产物存在；(3) 关于断裂深入到莫霍面的资料；(4) 关于形态显示的资料（正断层、逆断层、大逆掩断层、平移断层等），也可利用重力均衡反映深部构造的方法来发现不同方向的直线（即长波重力异常）。

组成具体断块的物质成分和特征的资料，虽对认识每一块段和整个地壳的深部构造很有意义，但当前还没有一种仪器可以全面地解决这一问题。仅能按间接标志，而且是针对一般埋藏不深的、已根据地表露头作过很好研究的地段及观察到的地球物理参数的综合研究来解决的。

深部构造图的编制，在国外，尤其在前苏联是较流行的。它以某一地区范围内的深部构造总和和体现这一地区深部构造特点的诸因素，作为编制该图的决定性原则。在这种图上要求能反映出本地区成矿模式及造成矿化多层性的主要原因（图 12—6）；对控矿因素影响的地带（按级别表示），用等深或等距线圈出控矿因素的均一区段（即控矿因素均等的地段），用预测储量数字对它们的含矿性做出估价（也是以"已知对象的信息扩展到其它面积"为原则）。编图的基础是控矿地质构造的几何化，即在地质构造底图上填绘出构造界面来。该区以哪种控矿界面为主，就编哪种矿体几何化的立体图。例如，层状矿体就以顺层（面）编图；脉状矿体以裂隙面编图；接触带矿体以接触面编图（图 12—7）等。若控矿界面较平缓或较陡的构造，则分别用等深线或等距线来表示。为查明该区深部地质构造背景，在 1∶1 万或 1∶5 万的深部构造图上必须表示出长度 ≥ 100m 的线性构造要素来。

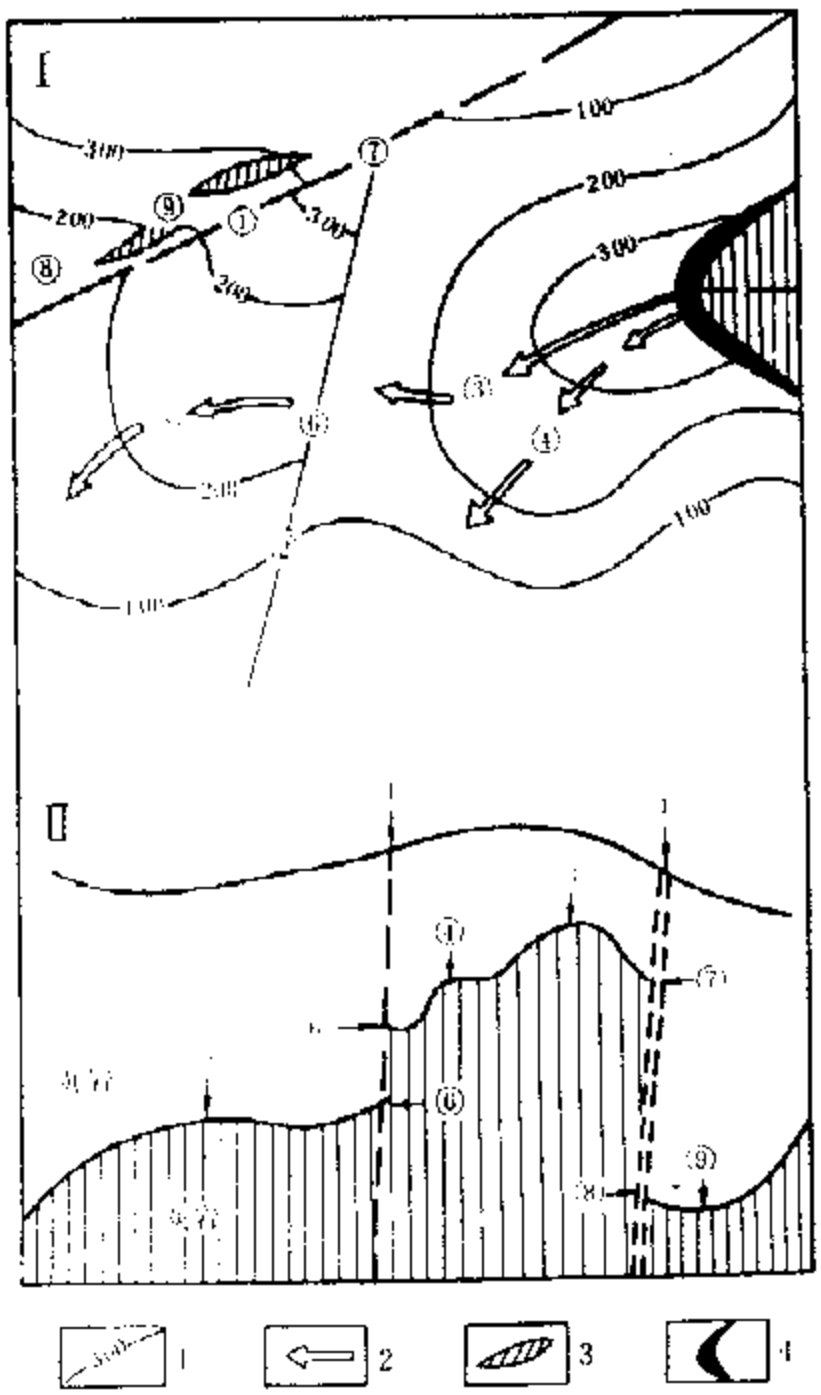


图 12—8　关键性的地质构造线（①—⑨）
Ⅰ—构造平面图；Ⅱ—构造剖面图；1—主要含矿岩系（灰岩）顶板等高线；2—背斜和向斜（画细线的）褶皱脊线"伏角"方向；3—充填矿体；4—鞍状矿体

在深部构造研究的基础上，一般也同时为预测找矿目的而编制构造预测图。这种构造预测图是在地质构造底图上填绘出各种控矿界面，可用来定量地估计：1.各构造单元特别是控矿构造单元空间位置测定的准确程度；2.需验证的远景地段的面积；3.预测储量和预测资源的数量和质量；4.相当准确地确定对所作预测进行验证所需的地质勘探工作量。

总之，在完成多种手段综合研究以后进行预测找矿时，必须完成以下任务：1.查明地质产物的分布条件并进行内生矿化作用

(近矿交代岩、元素分散晕、矿上宏观指示物……）的制图，编制矿体资料卡片；2.确定控矿因素（构造的、岩相、地层的、岩浆岩的）及含矿层的产出深度、聚矿界面的形态、断裂和侵入体的位置等近似定量值，查明这些因素之间及矿化与每一种因素之间相关联的性质和程度，并划分控矿因素的等级及它们影响的深度及范围，确定其中的有利值、中值、不利值的界限；3.建立矿田（床）的立体模型（构造几何化），进行模型的运动学分析，确定成矿阶段的应变图像；4.用图解法在立体模型上表示出决定矿体空间分布的各级控矿因素，划分出地质上（构造上）的均一地段及其分类和分型，编制资料卡片集。并评价各种类型均一地段的含矿构造及含矿性，查明远景区的（立体的）密集分布的有利于矿化的均一地段（图 12—8）；5.应用类比法（以预测的远景区类比已确定的矿化地区），分析两者相吻合的地段，评价新的远景区。并及时根据新资料修正构造预测图，正式编制矿田构造预测图，彻底查明新的隐伏的含矿构造。

当然，近代深部构造的研究方法，大多只适合于厚达 500m 的非磁性沉积杂岩覆盖区。至于火山岩被和厚度更大的沉积盖层区，则还没有成熟的深部地质填图方法。

第三节　控矿构造的岩组分析

一、概述

岩石组构分析（又称岩组学或岩组分析）是奥地利学者 Sander 教授于 1930 年创立的。其理论和方法已有了较大的发展，在构造地质和矿田构造研究中得到广泛的应用。

变形岩石组构分析是用统计的方法研究天然岩石及其组成单位在空间上的向量性质，恢复岩石变形时的应力方位和运动型式。它以岩组图的形式来表达岩石组构空间方位和排列特征，并可籍此来研究控矿构造形成和演化历史，恢复古构造应力场。

岩组分析是显微构造研究的重要方法，它必须密切结合野外地质构造观测和其他显微构造分析（晶格位错、光性异常、扭折带、双晶纹和变形纹、压力影和砂钟构造等），进行综合研究和对比，才能对岩组图作出合乎地质构造实际的解释。

关于岩组分析的工作程序和具体方法，因有多种文献专门介绍，限于篇幅，在此从略。读者可根据教学要求参阅本书末所列的有关书刊。

二、控矿构造岩组分析实例

1.控矿剪性断裂的岩组分析

某矿床的矿脉主要充填于北西向平移断层中，少数充填在北东向断层中，二者在平面上交叉成"X"型，矿脉平直规则，根据其形态、支矿脉排列的规律性及其他特征，初步认为控矿断裂为右行剪性断层。为了证实这种判断，进行了岩组分析。在水平切片所测定的石英光轴投影图（图 12—9b）的大圆上，沿断裂走向出现了两部分对称的极密部，属 S 构造岩组构。极密部的位置与破裂面 S（ab 面）的走向吻合，即石英光轴定向方位与错动方向（岩组轴 a）一致，它是由水平的剪应力所引起的。

对靠近北东向控矿断裂所作岩组分析结果示于图 12—9—c 中。该图是水平切片测定的石英光轴投影图，在大圆边缘上出现两对对称的极密部，并有形成 ac 环带的趋势，图

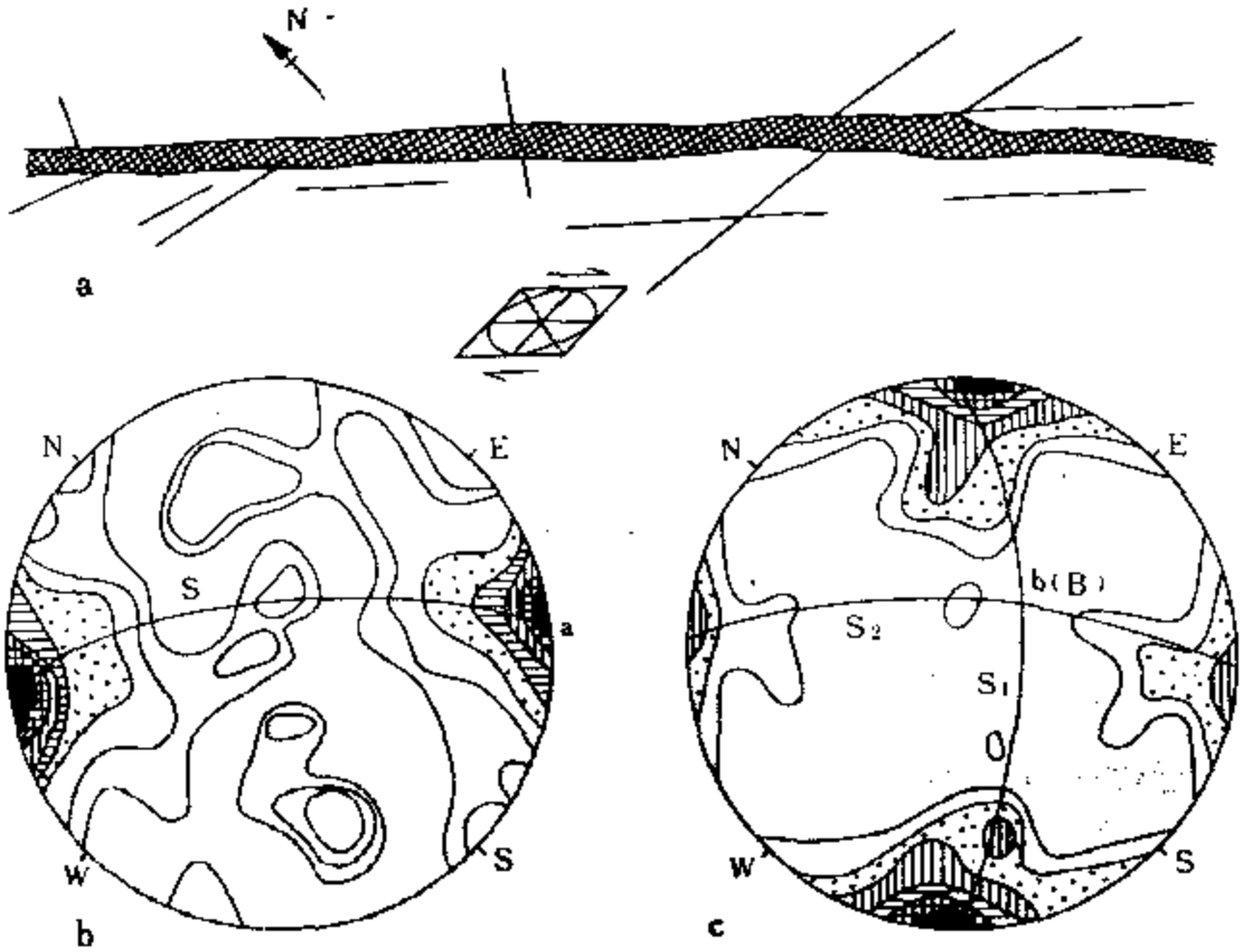


图 12—9　矿脉及其围岩岩组图

(据曾庆丰, 1986)

a—北西向矿脉及其支矿脉平面素描图；b—北西向剪性成矿断裂围岩石英光轴图水平切片，150次测定、0.5—1—2—4- 6—8—10%；c—北东向剪性成矿断裂围岩石英光轴图水平切片，150次测定，1—2—3—4—6—8%

中最密的一对所示方向与北东向控矿断裂走向相符合，而相当于前述北西走向控矿断裂的方位则呈现出水平的次密部，这表明石英光轴是沿两个剪裂面的方向作定向排列，但以某一方向为主，另一方向为次。图中两个剪切面的交线为岩组轴 b，可视为 B 构造岩。上述分析证明，这两组控矿断裂是在南北向压应力作用下形成的一对共轭剪性断裂。

2.侵入接触热动力变质构造的岩组分析

湖北大冶铁山矿床的构造线呈北西西向展布，构造形迹为印支运动形成的北西西向褶皱及其伴生断裂。燕山期中酸性岩浆岩体侵入到三叠系大冶群灰岩中，接触带附近的灰岩已变为大理岩。侵入接触构造的走向与印支运动形成的构造方位一致，这里统称 S_1。

图 12—10 是外接触带大理岩代表性岩组图。图 12—10a 为方解石全光轴方位图，其特点是具有较完整的 ac 环带、多个极密、以 ac 面为对称面的单斜对称，岩组坐标轴 b 为二次对称轴，S_1 恰与 ab 面重合。因此可以推断，此单斜对称岩组的形成与 S_1 所代表的构造有关。那末，这种方解石光轴组构的定向可能与印支运动或热动力变质构造有关，也可能是二者叠加所致。对远离接触带的灰岩样品进行 x 光岩组分析，结果表明方解石颗粒的所测晶粒在空间上均匀分布，方解石光轴不具优选方位。对比接触带和远离接触带两种样品光轴定向特点，可以认为，接触带方解石光轴定向是由于热动力变质构造引起的，而造成本区基本构造格架的印支运动对岩石的微观组构的形成没有明显的影响。

根据 Turner 的 C—T 图法，观测了图 12—10a 的同一薄片中 50 个具明显 e 双晶颗粒，编制出 C—T 图（图 12—10b）。为了便于观察主应力轴现今的空间方位，该图投影

面已转换为地理水平面，具较好的轴对称，T 轴集中分布在大约 30° 的小圆内。小圆中心为旋转椭球体的旋转轴，相当于 σ_3，其方位为 20°＜30°；C 轴是大圆环带，环带宽约 30°，方位 NW—SE，这意味着 σ_1 与 σ_2 大体相等。代表早期构造的 S_1 与旋转轴斜交，说明形成 e 双晶定向组构的应力系与 S_1 无关。对上述 50 个具明显 e 双晶的颗粒测定光轴方位，表示在图 12—10c 中。C 轴的优选方位集中在约 30° 的小圆内，它与全光轴方位图（图 12—10a）的单斜对称不同，而是具轴对称，而与图 12—10b 的对称相同。该图也说明 e 双晶是与 S_1 无关的晚期变形的产物。

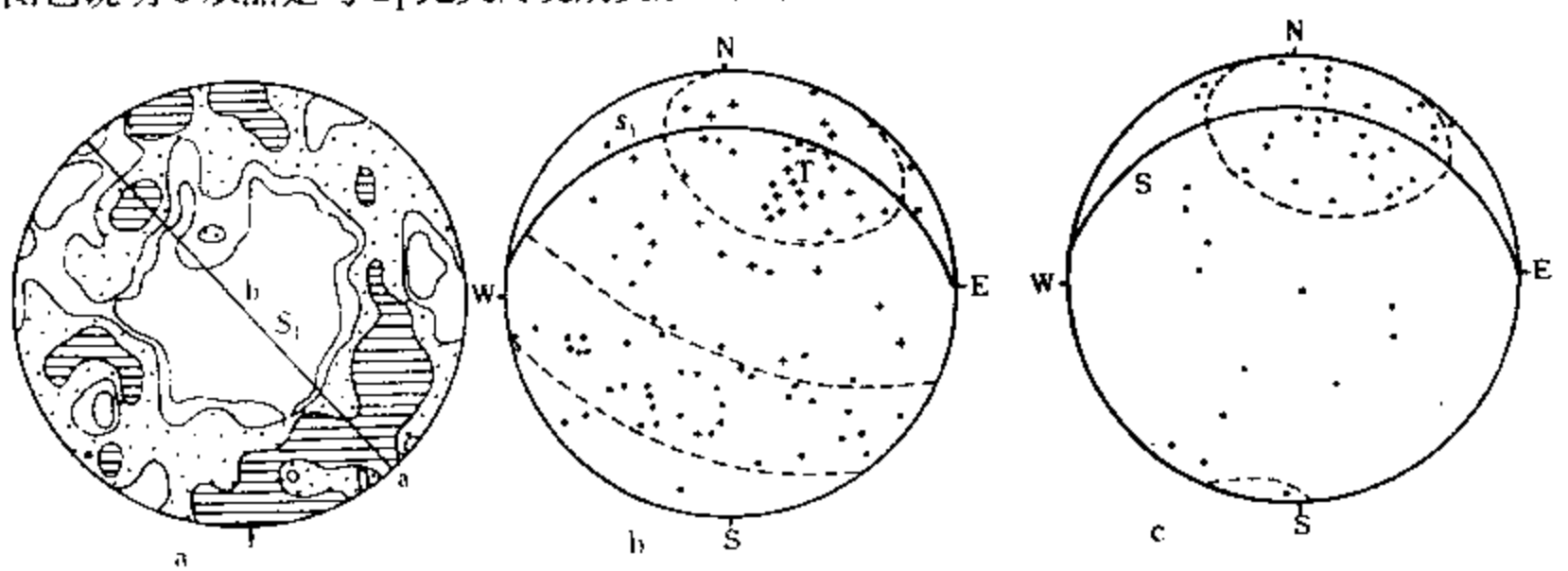


图 12—10　同一标本的岩组图
（据郑伯让等，1989）
a—方解石全光轴方位投影等密图；b—方解石 C—T 图；c—50 个具 e 双晶的方解石光轴方位投影图

第四节　构造-岩石物理分析

矿田构造研究的构造-岩石物理分析法是一种综合的构造物理分析方法，是近年来在传统的岩石物理力学性质分析基础上，借鉴石油地质和地球物理上的一些研究成果而发展起来的。随着理论上的深化和方法上的完善，加上现代计算技术，越来越显示出它具有较大的实用价值。

一、基本原理和方法

构造-岩石物理分析的基本原理是利用成矿过程中岩石的物理力学性质（如岩石的密度、硬度、孔隙度、渗透率、饱水性、力学生质及变形特征等）对成矿的影响，而构造应力作用和成矿作用又必然会改变岩石的物理力学性质，对比成矿前后岩石的物理力学性质及不同岩石和不同构造部位成矿元素浓度的分布规律来探讨不同性质的岩石和构造对成矿的控制作用，进而预测成矿的有利地段。

由于岩石的物理力学性质对弹性波的传播反应敏感，因而可以用测定弹性波传播速度的方法来研究岩石的物理力学性质，进而研究构造变形场，并结合物质场的研究来探讨构造控矿作用。

在矿田和矿床构造研究中，该方法有助于解决以下几个基本问题：

(1) 查明矿石的成因类型及其与围岩的相互关系；

(2) 划分出有利于矿液运移和作为屏蔽层的岩石类型；

(3) 确定岩浆岩的形成深度和查明岩体构造与成矿的关系；

(4) 岩石物理力学性质对矿化富集的控制作用；

(5) 参予成矿预测。

测定岩石传播弹性波速度的方法有两种：

(1) 将岩石制成二面平行的薄板（厚约 1cm），利用频率较高的换能器（探头）和超声波测试仪测定纵波速度（V_P）和横波速度（V_S）。然后，利用本节第二段介绍的经验公式统计求出反映岩石力学性质的有关参数。此外，可以在所研究的矿床范围内，较均匀地采集岩矿石标本，分别测得 V_P、V_S，并勾绘出相应的等值线图，这将有助于研究岩矿石的分布规律和岩石变形特征。

(2) 采集岩矿石定向标本并切制成定向薄板，将其固定在带方位刻度的支架上用类似前述的方法测定 V_P、V_S。一般一块岩石薄板要有规律地测几十个点，然后勾绘出带方位的等值线图和计算求出各向异性参数（图 12—11）。

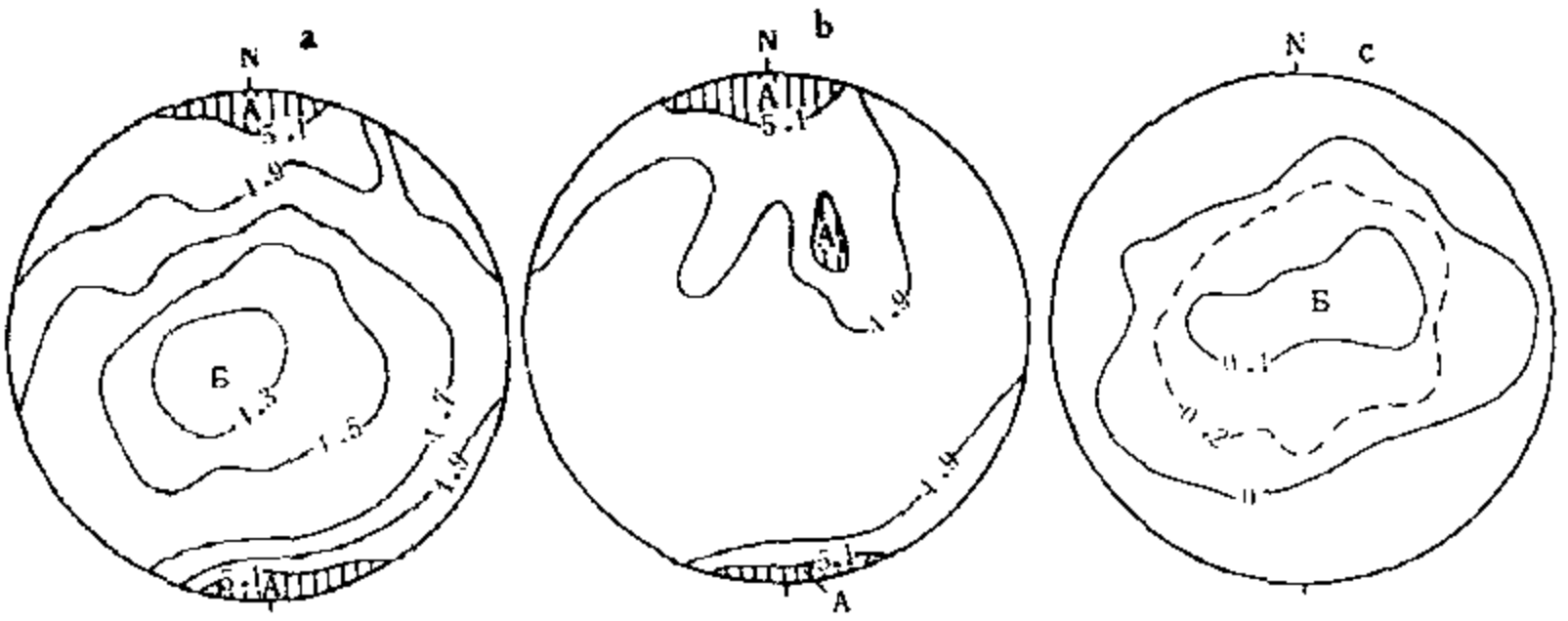


图 12—11　前苏联矿山阿尔泰某矿床杏仁玢岩传播弹性波速度等值线图
（据 В.И.Старостин，1988）
a—绝对干燥样品，b—饱和水样品（V_P：4.3—4.5—4.7—4.9—5.1km / s），c—$\triangle V_P$（0—0.2—0.4km / s）

用测定定向岩石标本传播弹性波速度的方法可以研究岩石中孔隙、微裂隙的主要排列方位。

构造应力作用不仅可以使组成岩石的矿物产生定向排列，而且可以使岩石中的孔隙和微裂隙产生变形、变位而形成有序排列的孔隙带。图 12—11a，b 是样品在完全干燥（一般在 105℃烘箱内经 24h 烘干）和水饱和的两种情况下分别测得 V_P 所编绘出的等值线图，c 是根据上述 V_P 的差值（$\triangle V_P$）编绘出的等值线图。干燥条件下测得的 V_P，其各向异性是岩石中矿物颗粒定向排列和孔隙、微裂隙有序排列的综合反映，水饱和条件下的 V_P 等值线图基本上只反映矿物定向排列的规律，$\triangle V_P$ 则是有序排列孔隙带的反映，其极大值中心代表了孔隙带极点的方位。

利用测定变形岩石传播弹性波速度的方法也可以求得变形轴的方位。图 12—12 是对

同一块岩石定向标本分别用测定 V_p 和岩组分析方法所获得的结果。样品来自产于凝灰质粉砂岩中的石英脉。脉体由白色颗粒均匀的石英组成，脉中发育的节理在宏观上统计规律不明显。a、b 两图大体上是相似的，但前者提供的信息相对后者要多。a 图中存在明显的极小值，它垂直于高值带，可以有把握地确定 a、b、c 三个变形轴的方位。

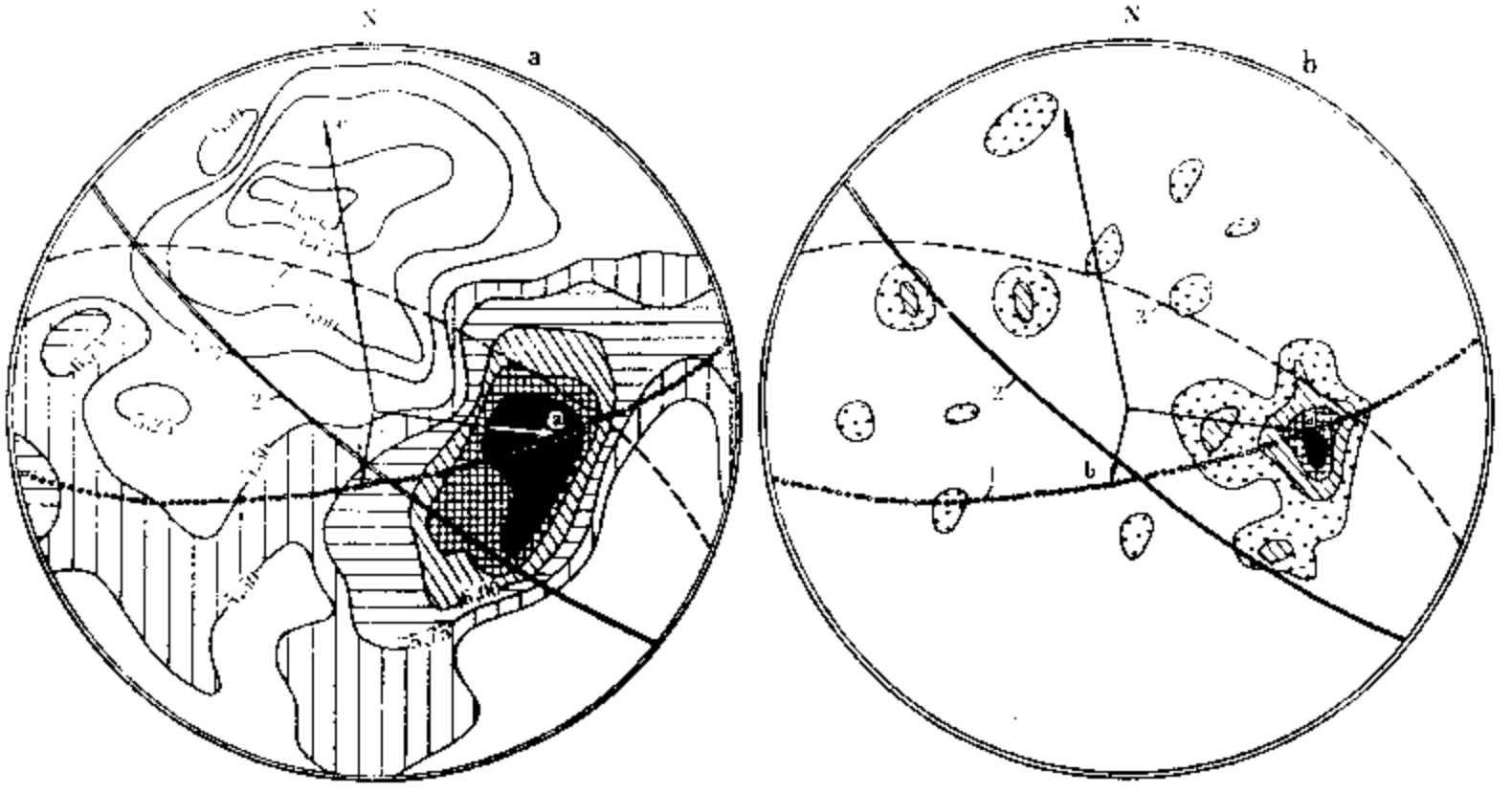


图 12—12　石英颗粒定向图解（据 В.И.Старостин，1988）
a—纵波速度（V_p）等值线图；b—岩组图（160 个颗粒，等密线：3—6—9—12%），1—片理面；2—层理面；3—石英脉与围岩的接触面

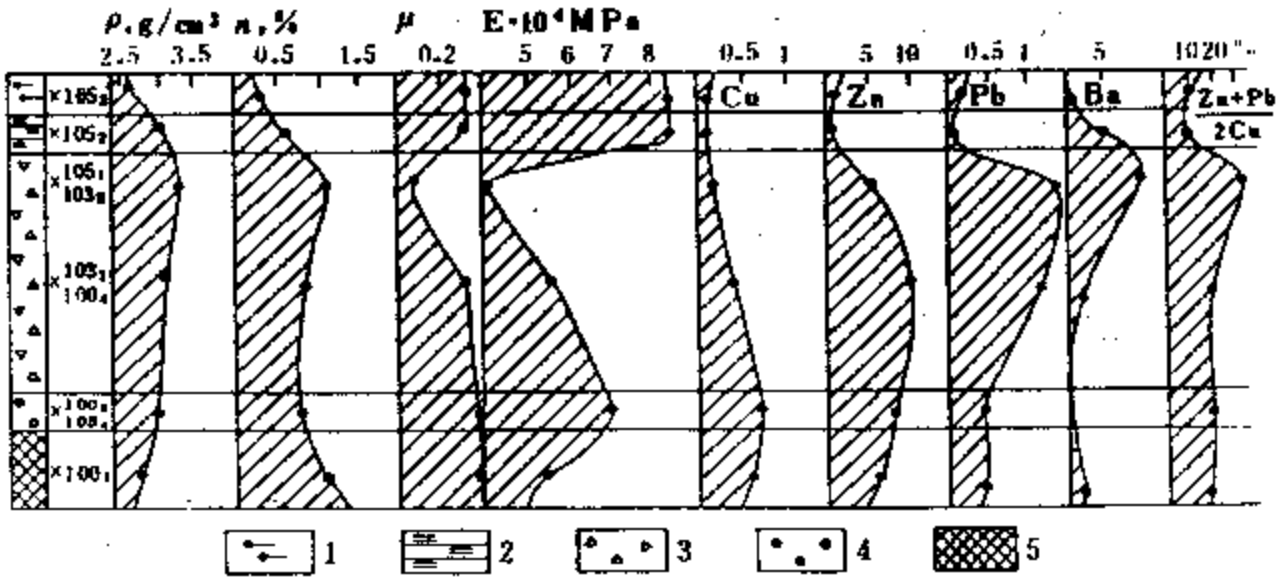


图 12—13　过水压穹隆构造中心岩石物理力学性质和元素含量变化剖面图
（据 В.И.Старостин，1988）
1—粉砂岩；2—层状硅质岩；3—石英重晶石多金属矿石；4—铜锌矿石；5—含铜黄铁矿矿石

在获得反映岩石物理力学性质的有关参数后，用下式求得综合构造-岩石物理系数（$K_{ПК}$）：

$$K_{ПК}=\frac{1}{8}\sum_{1}^{8}\left[\left(K_n+K_e+K_{np}+K_d\right)-\left(K_p+K_Б+K_m+K_\tau\right)\right]$$

式中 K_n 为有效孔隙度，K_e 为饱和水常数，K_{np} 为渗透率，K_d 为矿物或碎屑颗粒大小，K_p 为

密度，κ_e 为弹性模量，κ_m 为岩石硬度，κ_t 为强度．上述 8 个参数均是经过标准化后才参加计算的．大量研究表明，当 $\kappa_{nk}=0$ 时，岩石在成矿过程中接近中性；$\kappa_{nk}>0$ 时，有利于交代和渗透，是容矿岩石；$K_{nk}<0$ 时，岩石起屏蔽作用．

二、应用实例

1.实例一

在前苏联矿山阿尔泰的马列耶夫（Малеев）黄铁矿多金属矿床中，水压爆炸构造广泛分布，爆发角砾岩是主要的容矿围岩．研究表明，这种构造的重要特征是岩石的物理力学性质呈规律的带状变化（图 12—13）．水压穹窿构造的顶板为粉砂岩，其下为含浸染状、囊状矿化的石英-碳酸盐-重晶石角砾岩．这些角砾岩密度大，但仍比粉砂岩的孔隙

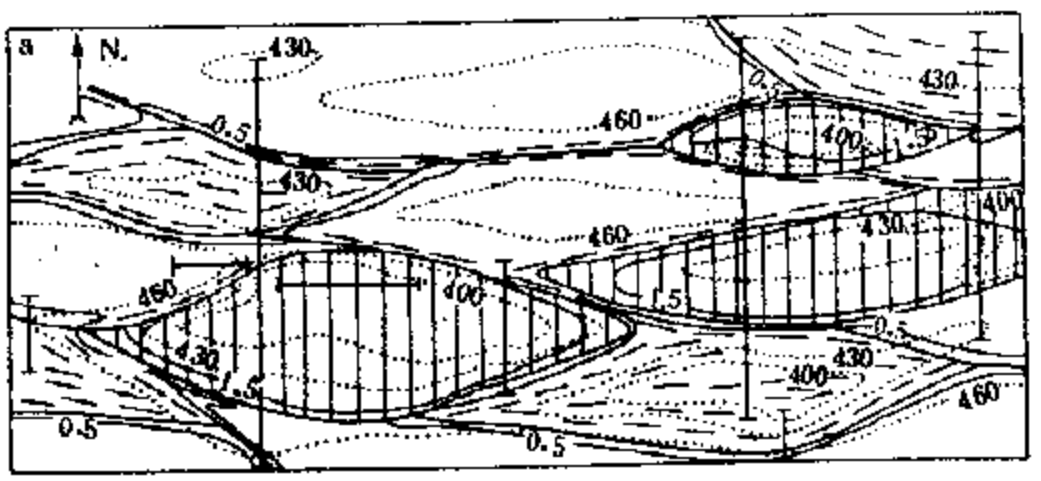


图 12—14　季申矿床某中段结构特征（据 И.В.Вихсньсв）

a—构造—岩石物理略图，b—铜含量等值线图，c—铅含量等值线图．1—刚性块体；2—刚性程度低的块体；3—塑性岩石及块体之间的片理化带；4—Kmx 等值线；5—德拜温度等值线；6—详细地球化学和岩石物理采样剖面；7—<10；8—10～100；9—>100（假定单位）；10—刚性块体轮廓

度（n）高，是脆性岩石，其力学性质参数为：$\mu<0.1$，$E<4\times10^4$MPa．在爆炸角砾岩体内，矿物组合、岩石物理力学性质均具对称分布的特征，向下部岩石密度、孔隙度减小，而弹性强度增大；从下向顶板，均一温度增高、包裹体中水含量增加，而 CO_2、H_2S 浓度降低．岩石物理力学性质和成矿流体温度、包裹体成分的这种垂直分带使成矿元素 Pb、Zn 也对应地具有分带性而形成似层状矿体．

2.实例二：

苏联学者 Ц.В.Викентьев（1984），对季申（Тишин）层控铅锌矿床进行过详细构造-岩石物理研究．矿床产于中泥盆统片理化火山沉积岩层中，矿体呈陡倾斜透镜状．矿区内动力变质构造十分发育，特别是发育各种规模的枢纽陡倾的流动褶皱和轴面劈理，刚性和弹粘性岩石、石英脉形成香肠体．已查明区域绿片岩相变质作用对形成镶嵌透镜状构造和成矿组分再分布起了重要的作用．

Викентьев 根据综合构造-岩石物理系数（或称 Кпк）和德拜（Дебаи）温度圈定了矿床中的特征的透镜状块体，在这些透镜体的边界上发育片理化带和破碎带．每个块体内部岩石物理力学性质或多或少是均一的，而在其边部则是急剧变化的，Кпк 等值线可用来较准确地圈定块体的范围和指示矿化的富集部位．在透镜状块体内，有色金属元素含量总体上都比较高，而其边部则主要富集铜、铅、钴等元素．图 12—14 为某一中段 Кпк 值和铜、铅浓度等值线图．从图中可以看出，铜富集在相邻透镜体的连接部位，而在块体中心铜含量不高；铅的高含量仅位于块体内且在边部形成与块体形状一致的狭窄富铅带，而块体中心和块体以外均贫铅．区域变质和构造变形引起成矿元素的调整和重新分布，使矿石成分发生局部变化，从岩石物理力学性质的研究可以来评价成矿的有利部位．

第五节　构造地球化学方法

一、概述

构造地球化学是介于构造地质学和地球化学之间的一门边缘学科．它是运用构造地质学和地球化学的基本原理和方法，研究地壳运动过程中化学元素及其同位素受构造应力作用而产生的迁移、分散、富集等再分配过程和规律的一门新兴学科．与矿田构造研究密切相关的是研究矿田和矿床的构造应力场、构造变形场与成矿元素地球化学场之间的成因联系及它们的演化规律．构造地球化学是构造地质学和地球化学共同开辟的新的研究方向．

化学元素的迁移离不开力和能量．地壳中每一质点都处在构造应力场、地球化学场和地球物理场等联合场的作用下，化学元素能够向地壳的某一部位发生迁移而富集成矿，是构造应力场和地球化学场等综合作用的结果，表现为岩石变形和变质、地球化学场的不均一性，从而形成构造单元和构造形迹控制下的地球化学异常．这种由构造应力作用导致的构造变形和化学元素聚散是一个统一的物理化学系统，叫做构造地球化学系统．例如，在一些岩石中常见的压溶作用就是在构造应力作用下，压溶性元素向引张区迁移并产生有序沉淀的构造地球化学现象．

构造地球化学的研究内容十分广泛，但目前尚无统一的认识．总体上讲，构造地球化学的基本研究内容是：在构造应力场的制约下，元素的地球化学行为和元素与构造应力场

的时空演化一致性规律．目前，大多数学者根据构造规模的大小来划分构造地球化学的研究范围，如大地构造地球化学、区域构造地球化学、矿田和矿床构造地球化学、显微构造地球化学等．

构造地球化学的研究方法吸收了构造地质学、地球化学及其相关学科的现代研究方法，运用综合手段来开展上述内容的研究工作．就矿田和矿床构造地球化学研究来讲，可归纳为以下四项研究内容，按其先后顺序，实际上也是矿田和矿床构造地球化学研究的基本工作步骤❶．

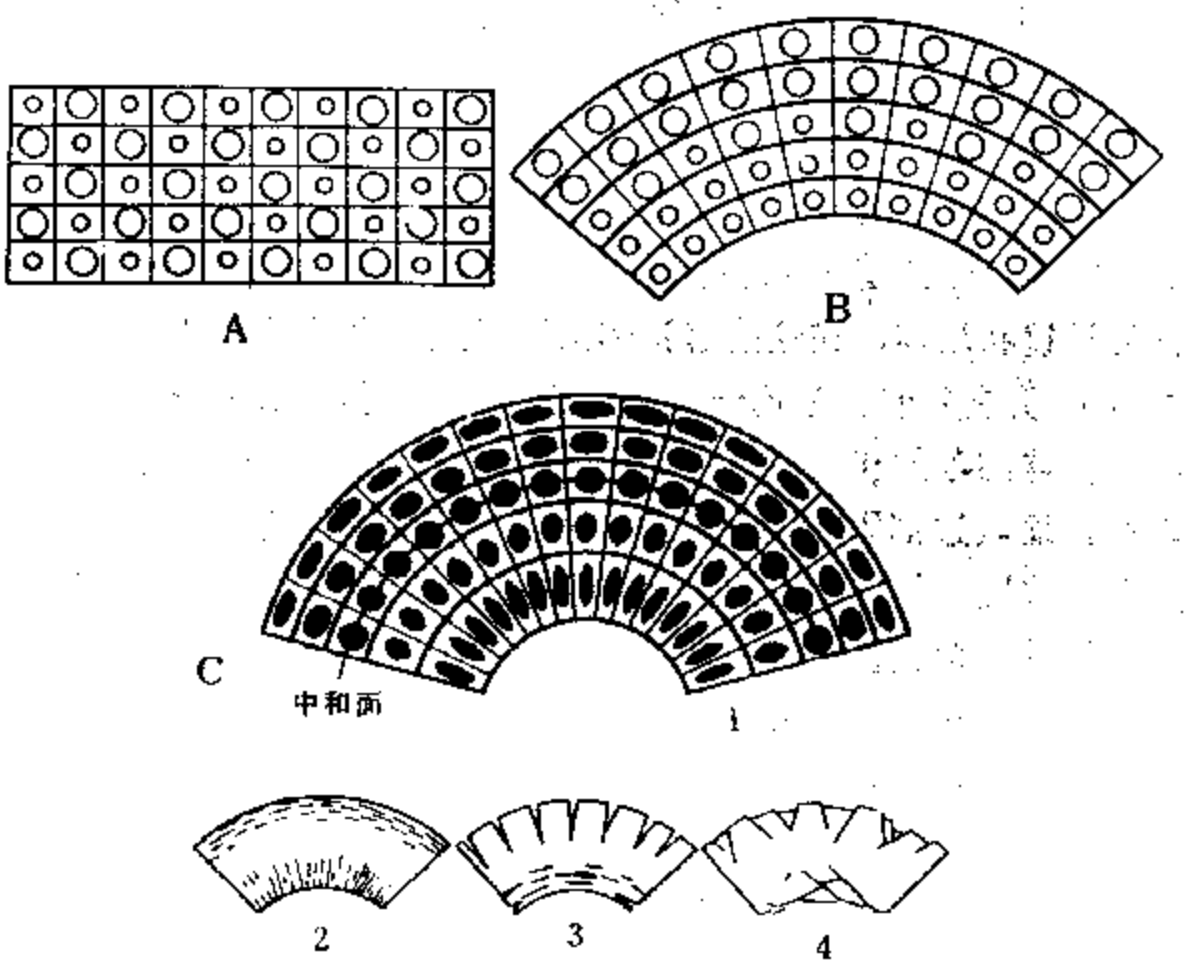


图 12—15　金属板弯曲实验示意图
（据 J.G.Ramsay 等，1987）
A—弯曲前金属板中不同大小原子的均匀分布；B—弯曲后不同大小原子的重新配置情况；C—中和面褶皱的特点：①—应变分布样式；②—劈理；③—张裂；④—剪裂

①从宏观和微观上查明各项构造形迹的几何学、运动学和动力学特征；

②分析矿田和矿床构造的组合规律及形成期次，反演构造应力场及其更叠史，尤其是恢复与成矿密切相关的构造应力场；

③探讨构造地球化学系统中构造应力场控制下的成矿元素的地球化学行为及聚散史，建立构造地球化学模式；

④通过模拟实验，进一步证实和定量研究化学元素在构造应力作用下，伴随着岩石变形和变质所产生的活化、迁移和富集的规律．

二、构造形迹的一般地球化学特征

关于构造形迹的地球化学特征问题目前仍处于探索阶段，这里仅根据现有研究程度和资料归纳如下，有待在今后深入研究过程中不断修改和补充．

---

❶邓兆伦等，1983，成矿构造学（武汉地质学院地质力学系讲义）．

(一) 褶皱构造地球化学特征

由两种金属组成的合金板的弯曲实验表明，合金板弯曲以后，原子半径较大的金属元素相对富集在中和面外侧的引张区，而原子半径较小的金属元素则富集在中和面内侧的挤压区（图 12—15）。类似现象在地质上亦有表现。如苏联学者 A.И.切列特尼钦柯(1977) 研究阿尔泰地区深成岩体时，发现当酸性—基性岩一起受褶皱构造控制时，背斜核部酸性岩的产出部位在基性岩上方，向斜则相反，而中性岩大多位于二者之间。这说明，在侧向挤压力作用下，伴随着纵弯褶皱的形成，上侵岩浆发生构造地球化学分异，离子半径较大的元素向褶皱的引张区迁移，离子半径较小的元素则富集在挤压区，从而形成不同成分的岩浆岩在褶皱构造中的垂向有序分布（图 12—16）。

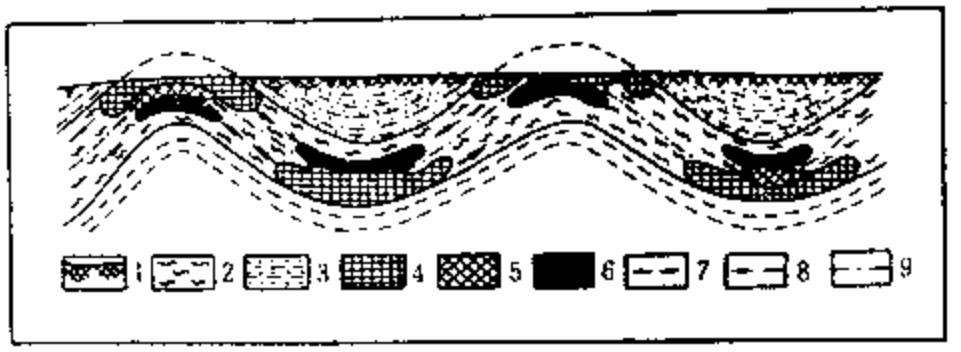


图 12—16　由褶皱构造地球化学特点形成的不同类型岩浆岩分布规律示意图
(据陈国达，1978)
1—侵蚀面；2—片麻岩；3—沉积岩；4—酸性岩；5—中性岩；6—基性岩；7—压缩带；8—拉张带；9—滑动面

对于较为常见的纵弯褶皱来说，物质是由两翼向转折端迁移，形成翼薄顶厚的相似褶皱形态。那些塑性流动不明显的岩层则因层间滑动而产生顶部虚脱、层间剥离和由翼部剪切作用而产生的逆冲断层。这些构造部位是相关化学元素的浓集区。图 12—17 表示在纵弯褶皱的层状矿层中，不同部位成矿元素 Cu、Fe、Sb 含量不同。褶皱转折端引张区和翼部剪切带是上述元素的高浓度区，而核部挤压区则是低浓度区，反映在主成矿期之后，因褶皱作用上述元素从中和面内侧的挤压区被压出，而迁移到中和面外侧的引张区和翼部剪切带沉淀富集，说明不同的构造空间和应力环境不仅可以提供成矿物质停积的场所，而且可以驱使化学元素迁移和富集。

受褶皱控制的化学元素异常的平面形态一般为圆形、椭圆形、环状、半环状；横剖面上谷峰分明，在平行的相邻横剖面上相同元素的含量同步增减；平面和剖面上异常均具对称性；常常表现为单个异常规模不大，但连续成带分布，形成规模较大的异常带。由于异常与组成褶皱的地层层位有关，为层控同生矿。所以，异常形态反映了褶皱的形态。据此，可以在褶皱构造的掩覆区，利用构造地球化学的方法来圈定隐伏褶皱的范围和形态，推断含矿层的位置和延伸方向。

(二) 断裂构造地球化学特征

断裂是重要的控矿构造型式。巨型行星式断裂带是重要的聚矿构造带。M.A.法沃尔斯卡娅（1971，1974）的研究表明，大陆上的某些聚矿构造带在相应纬度的洋底沉积物中 Fe、Mn、Co 也最为富集，呈东西向带状延伸。因此，可以认为矿床是地壳深部构造的地球化学指示剂。

矿田和矿床尺度的断裂构造地球化学特征主要表现为沿断裂带的构造动力分异作用、构造动力变质作用、氧化—还原作用和水解—脱水作用等。

近年来，对断裂带的构造动力分异作用研究较多，初步归纳出压剪性断裂带中造岩元

素稳定的次序依次是：Si、Fe、Mg、Al、Ca、Na、K。这个次序基本上反映了由断裂中心向外，元素离子半径增大的分布规律。在内蒙古白乃庙铜(铅)矿田中，一条东西向断裂带的构造岩由断裂带中心向两侧大致具对称的分带性，反映应力作用强度由中心向两侧逐渐减弱，带内成矿元素 Cu、Mo、Pb、Zn 含量高于两侧围岩，说明该断裂为成矿期或成矿前断裂。但不同元素含量的高值位置又不尽相同，Cu、Mo 相似，Pb、Zn 大致同步变化，反映成矿期次不同。此外，在断裂挤压最强烈的部位，K_2O+Na_2O 的含量明显低于两侧变形较弱的部位和带外围岩（图 12—18）。这是由构造动力造成的物质调整和化学元素再分配的结果。

构造动力变质作用一般表现为冷变质作用和热变质作用。前者形成脆性碎裂岩系列的构造岩，后者形成塑性变形的糜棱岩系列的构造岩和蚀变岩。在断裂带中常常可以见到构造动力分异作用形成的化学元素浓集分带和构造动力变质作用形成的构造岩分带具有较好的相关性。

氧化-还原作用和水解-脱水作用是矛盾的两个方面。一般说，压性断裂形成时的氧化作用不突出，而张性断裂中主要表现为氧化作用和水解作用。因此，挤压区（带）提供易形成金属硫化物矿床（如铜、镍硫化物矿床）的构造环境，而拉张区（带）则是有利于形成金属氧化物矿床（如铁矿床）的构造环境。

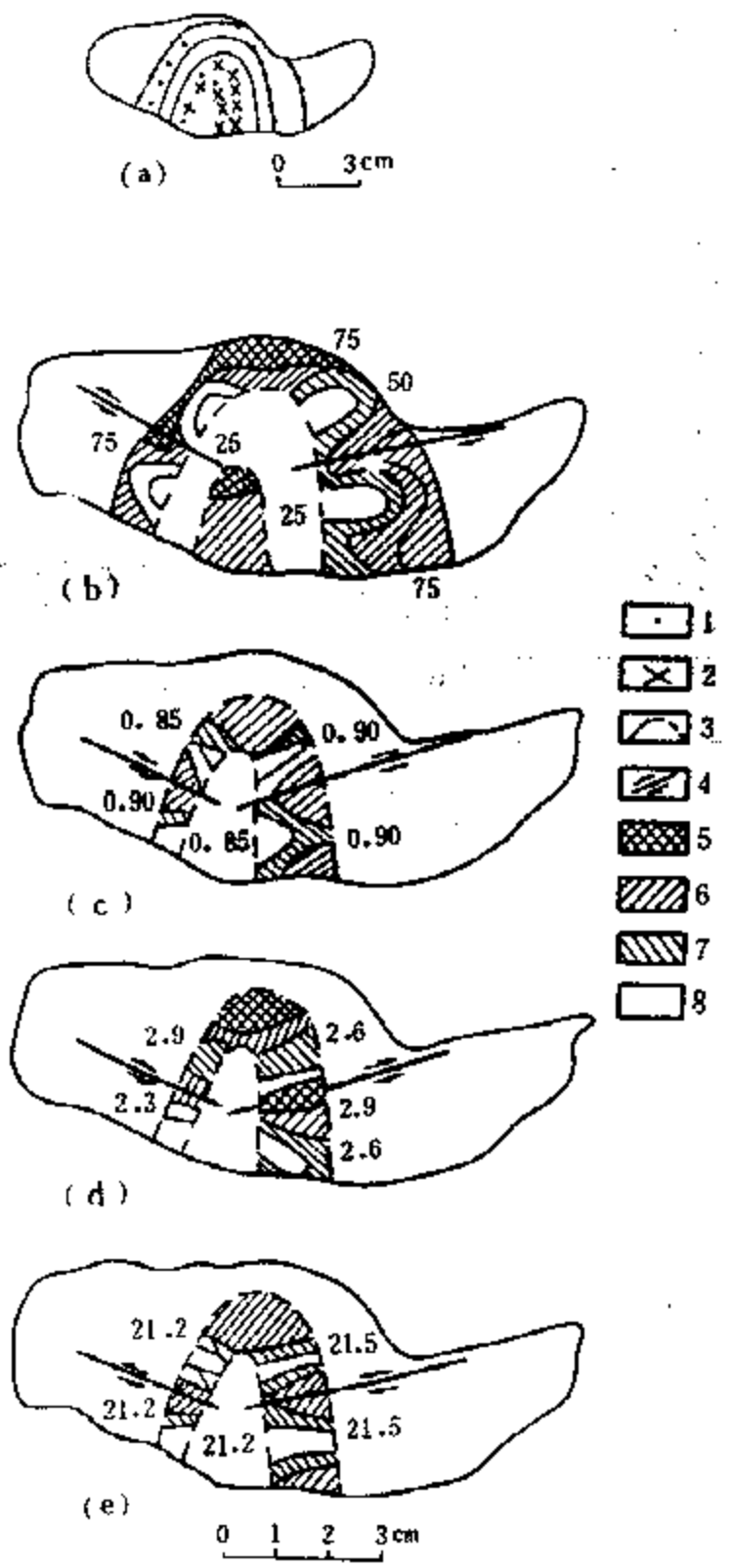


图 12—17　纵弯褶皱中成矿元素等浓度线
(据 В.И.Старостин 等，1981)
1—激光光谱测试点；2—x 射线测试点；3—金属硫化物层界线；4—剪切带；a—褶皱形态；b—黄铁矿中的铜含量（假定单位）：(5—>75，6—50～75，7—<50，8—<25)；c—闪锌矿中铁含量（%）：(6—>0.90，7—0.85～0.90，8—<0.85)；d—黝铜矿中铁含量（%）：(5—>2.90，6—2.60.～2.90，7—2.30～2.60，8—<2.30)；e—黝铜矿中锑含量（%）　(6—>21.5，7—21.5，8—<21.2)

三、构造地球化学实验研究

为了进一步论证和定量研究构造应力驱动化学元素发生迁移和聚散的构造环境和物理化学条件，构造地球化学实验研究是矿田构造工作必不可少的研究内容，也是重要的工作环节

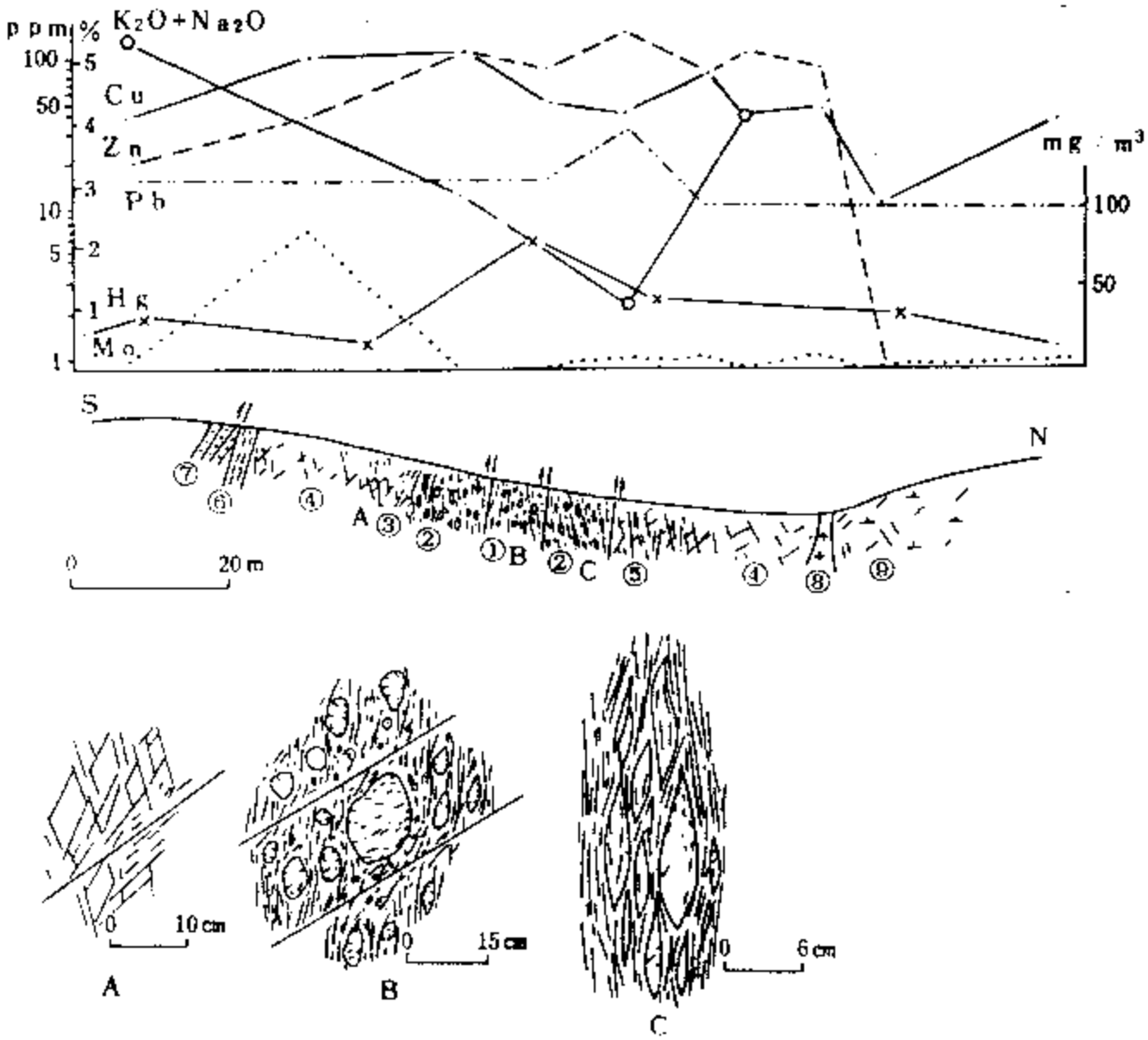


图 12—18　白乃庙铜（钼）矿床断裂构造地球化学剖面

（据李东旭等，1987）

①—糜棱岩化碎斑岩；②—透镜状碎斑岩；③—碎裂岩（压碎岩）；④—稀疏菱形块体；⑤—夹透镜体压碎岩；⑥—后期糜棱岩；⑦—石英岩；⑧—花岗岩脉；⑨—石英闪长岩

之一。

目前的实验研究主要是在带有围压和高温的动三轴压力机上进行。实验之前，应充分研究有关矿区的岩石、矿石和矿物的成分、成矿元素分布规律、宏观和微观构造特征、构造变形机制、构造应力场，然后根据上述研究结果推测构造变形和化学元素聚散的物理化学条件、应力作用方式、方向和大小、变形持续时间等。根据相似原理，确定实验条件（温度、围压、差异应力、溶液、时间等）进行实验。由于这种研究采用"反序"工作步骤，因此，应适当改变实验参数，反复多次进行实验，才有可能取得较为满意的实验结果和对地质研究结论提供合理的佐证。

杨开庆等（1984）通过对海南石碌铁矿的构造地球化学研究，认为褶皱叠加引起白云岩和含铁砂岩发生固态流变而使铁铜元素富集。在褶皱过程中，由于压剪应力作用，含铁砂岩中的硅质因压溶而不断向白云岩扩散迁移，并且随白云岩的塑性流动而与其产生化学反应，形成透闪石透辉石岩。由于含铁砂岩不断发生去硅作用而由贫矿变为富矿，同时因塑性流动而在顺层滑脱剥离空间形成似层状富矿体。在小型褶皱中可以清楚地看到硅、铁及少量钾质在虚脱部位集中，并可见不同岩石、矿物因动力分异造成的垂直 ab 变形面的分带现象。根据上述研究结果，以矿区白云岩和含铁砂岩进行混合样品的高温高压实验研究，模拟出铁出现在低压区，铜在稍高应力作用区富集，高压区则出现显微晶质透闪石、

透辉石和隐晶质碧玉、燧石等矿物．实验结果与构造地球化学研究的结论基本一致。

第六节　遥感影像在矿田构造研究中的应用

一、概述

利用遥感仪器通过电磁波摄取的物体影像称为遥感影像，它包括航天遥感影像与航空遥感影像两类。

遥感影像有十分清晰的构造图像及丰富的地质内容，利用一定方法和手段提取遥感成矿构造信息的过程，称为遥感成矿构造影像解译，包括矿田构造及其区域背景．而解译图的应用是需要经过地质分析及地质调查的。

遥感影像在矿田构造研究中的应用步骤一般是:

1.资料汇集阶段:①收集研究区的 1∶100 万、1∶50 万的卫片及 1∶5 万、1∶2.5 万航片，也可以是特制的更大比例尺的，例如 1∶10000.②收集区域及矿田地质资料，包括文字及图件资料.③收集区域及矿田的化探及物探资料.

2.遥感影像解译阶段：首先根据像片边缘的经纬度找出研究后，然后识别构造形迹、构造图像，及其与区域构造的关系．最后将聚脂薄膜或透明纸蒙在遥感象片上绘出构造地质内容，一般先用铅笔勾画，再上墨成图.

3.对照地质图与地形图标上地名及已知的矿床、矿点.

4.分析这些矿床、矿点与遥感构造影像的相互关系，并结合地质、化探、物探资料作出成矿解释，推断未知区的成矿.

5.选点进行实地检查，对重点区段可施以简便的揭露工程，例如槽探、剥土等.

实例：美国科罗拉多州中部贵金属及贱金属成矿区包括两个主要成矿区．已查明，成矿主要受断层及剪裂带控制．利用卫片预测时，先用立体镜解出卫片中的线性及环形构造，作出解译图（图 12—19)；然后根据破碎程度、侵入体、火山机构等的分析，圈出直径为 14km 面积约 165km^2 的 10 个最佳远景区（图 12—19A)；再与同一张该地区同比例尺矿产图对比，发现 10 个远景区中有 5 个与已知矿区（Bt、Lv、Ck、Tm、Bz、Al、Cc）重合，说明解译的准确性是比较高的（图 12—19C)；最后设计了一个计算机程序，绘出卫片上断裂交汇频率等值线图（图 12—19D)，与立体镜解译的吻合.

二、遥感构造影像解译方法

包括目视解译法、影像增强解译法、电子计算机解译法.

(一) 目视解译法

应用正片，用眼睛或借助于放大镜直接解译的方法．该方法方便易行，是最基本的解译方法.

1.目视解译的一般原则

(1) 从"已知"到"未知"，例如已知的花岗岩体、沉积岩性、矿化等与构造的分布关系，观察它们的形态、结构、色彩（灰度)，以推断未知的．这条原则必须遵循，否则，将欲速则不达.

(2) 先整体后局部：先抓大轮廓，尤其是大的断裂构造，再解译细节.

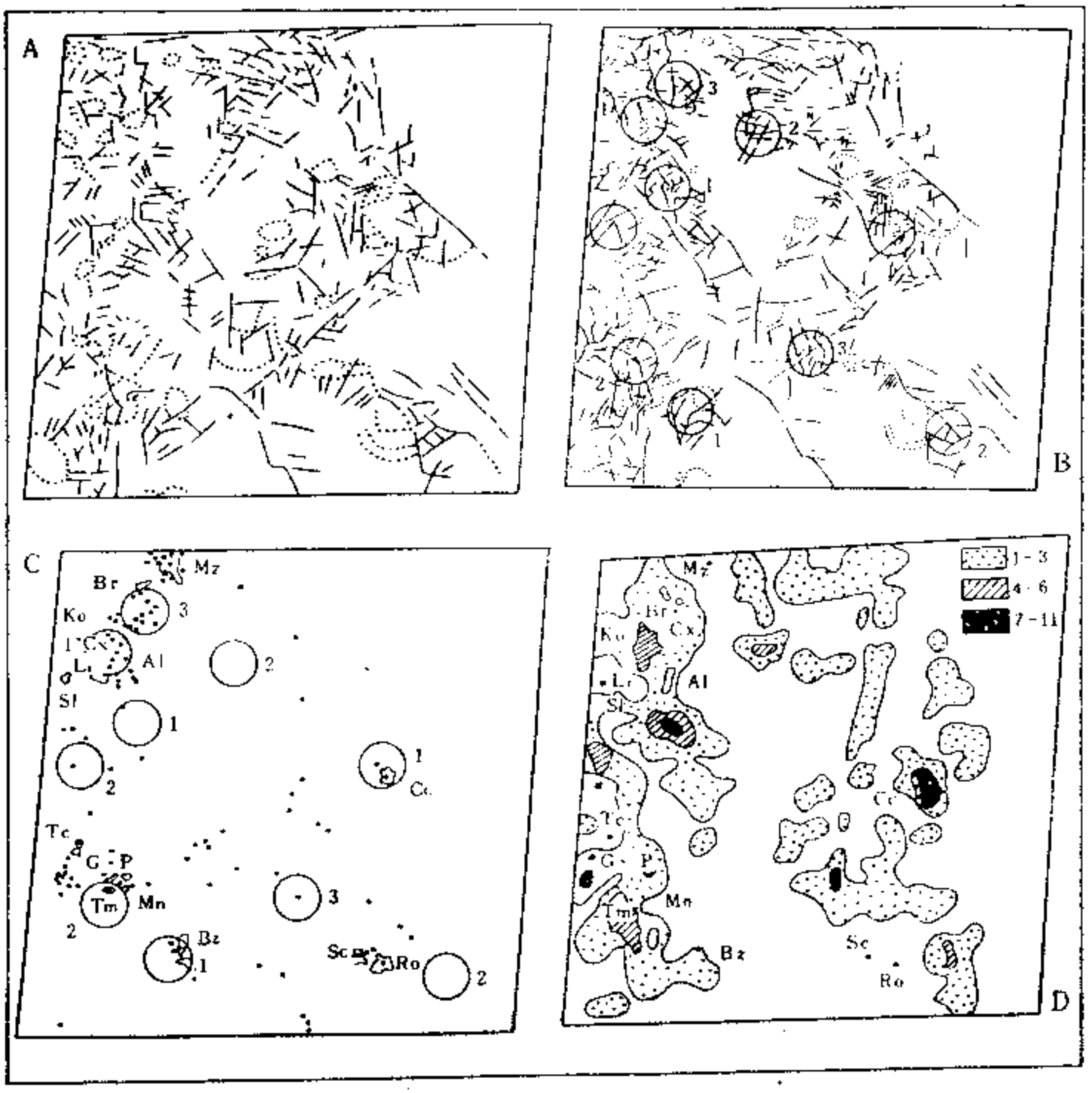


图 12—19　美国科罗拉多州中部贵金属及贱金属成矿构造卫星像片分步解译图

(转引自池三川，1988)

A—从卫片上解译出的线性和环形构造（实线为清晰的，虚线为中等清楚或推测的，点线为环形构造）；B—选定的 10 个远景区（数字表示优先顺序）；C—已知矿区和选定远景区的关系（小黑点为矿点，不规则小圈为已知矿区，字母为已知矿区名称代号）；D—图象线交会密度等值线（图例中数字表示每一单位面积图象线交汇密度）

(3) 先易后难，先解出露地表的构造，再解深部的、隐伏的构造。

2.目视解译常用方法：

(1) 直判法：用直接的解译标志对卫星像片或航空像片上的地质影像直接观察，加以辩认的方法。例如明显的断层、岩体等。

(2) 对比法：与标准的图像对比进行解译的方法。例如某七波段（MSS7）卫生像片的岩性、断层、水系等是已知的，可以此为标准，解译其它七波段的。

(3) 邻比法：如果像片上某一部位模糊时或标志差异不明显，可将该部位与周围地区相比较，进行判断，将明显的形迹"延伸"解出，但必须有证据，不应武断。

(4) 对照法：是将遥感像片与已有地质图对照解译，一则检查解译的准确程度，二则可建立本地区解译标志，还可以修正或补充已有地质图的内容。另外，将卫片与航片对照解译，也可收到良好的效果。

(5) 素描法：将遥感像片的线状及环状等构造形迹用密集的点、线素描出来，素描时注意它们的微妙关系，可以加深解译并取得形像的效果，得到矿田构造体系图。

(二) 电子—光学仪器解译方法

也称影像增强解译方法。是应用光学原理，通过光学仪器，使原来不清晰的遥感影像变得清晰，或加强了影像的某些彩色特征的方法。其中特别是假彩色的应用，所谓假彩色是并不同于地质体的真实颜色的色彩，而是人为给定的颜色，目的是为了突出某一信息，例如矿产。常用的方法：

(1) 假彩色合成方法：又叫软片法。是运用同一目标，不同波段的软片的正片，配合特定的滤光片，如红、绿、蓝三种色调，通过光学系统或电视系统，使它们精确地重叠在一起形成假彩色的方法。是应用假彩色合成仪器完成的。

(2) 假彩色密度分割法：又叫单软片-电子光学技术。是通过光电变化将影像的密度分割成若干等级，并以不同颜色来表示不同密度等级，得到等密度假彩色影像的方法。是应用数字彩色图像分析仪完成的。

(3) 空间滤波影像增强技术方法：是应用会聚透镜能进行傅里叶变换的原理，在透镜的前后焦平面上恰好是做了一次傅里叶变换的光学处理。若令相干光源（激光）照射一张细丝网格，在透镜后方焦平面上出现网格的傅里叶频谱，而在像平面上复现网格的影像(图 12—20)。若将光圈、光栏、狭缝等遮挡物置于焦平面上，就能改变像的频谱。例如，若在焦平面上插入一种狭缝，则只能通过单独一行的频谱分量。该方法对识别断裂等线性构造是特别有效的。

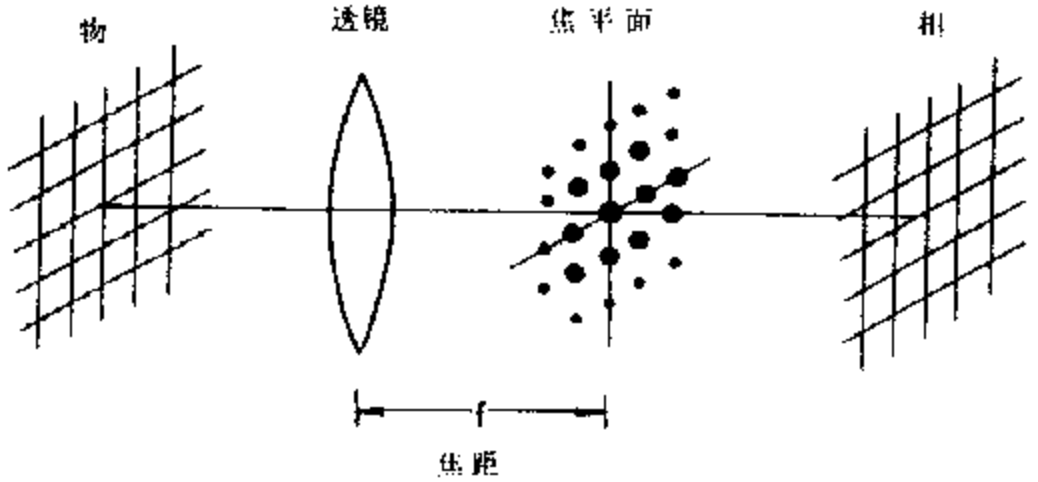


图 12—20　会聚透镜的二维傅里叶变换示意图
(引自北京大学地理系遥感组，1978)

(三) 电子计算机解译法

计算机解译用的是影像数字化磁带，也可用胶片和纸质像片，但需要先进行影像模／数转换，变成数字化磁带。主要方法有：

(1) 图像运算法：通过仪器将光信息转化为电信息，再将不同的电压用不同数字表示，就可以用计算机进行运算。最常用的是比值（除）法，高比值相当于高电压，在影像上为明亮区，反之为暗色带。例如某地板岩、千枚岩的 MSS4 和 MSS2 波段比值为 0.5—1.3，而砂岩的为 1.7—1.8。

(2) 图像识别法

对物体进行特征分类，也称模式识别。

先学习后分类方法：又叫训练场地法、监督学习法。先让计算机掌握某图像特征，称为监督学习过程，或掌握图像识别规则过程；再对新样本进行识别分类。具体方法是：先从研究区选择一些有代表的训练场地，这些场地的岩性标志和光谱特征都是已知的；让计算机检验场地的一部分分类单元，算出每种标志类型在各波段（通道）数据中的统计特征参数，如平均值、标准偏差、协方差、离散度等；这些参数是分类识别的统计量度标准，有了它就会得到判决或决策规则；然后拿这个规则去对其余已知样本点进行试验性的识别分类，以检验这个决策规则的效果；如果分类精度很高，这个规则就得到通过，即可以应用这个决策规则去对一定范围的遥感影像进行自动识别分类。

边学习边分类方法：又叫非监督学习方法、自适应法、空间积群法、点群分析、簇分分析。是边学习边建立边改进决策规则，直至分类为止的方法。理论依据是：各类样本具有内在相似性，把各样本在空间分布按相似性分割或并成集群，再与地面实况比较，决定每群属哪一类。如果分类合理就输出，不合理（由误差检出器显示）就修改决策规则，直至符合实际情况为止。例如，以 MSS4、MSS5、MSS7 三波段光谱亮度为坐标轴的三维空间，每个数据点可根据三个亮度值定位，同类物质由于具有相同的光谱信息特征，将积群于一定空间位置形成点群。点群的含义需通过地面检查确定，例如点群反映为岩体等。

三、成矿构造解译方法

（一）解译标志

用卫星遥感图像进行矿产解译，常将标志分为颜色标志和图形标志两大类。

1.颜色标志这种标志又称颜色异常。它显示矿产颜色的最常见的为黄和绿，其次为红、蓝等。这些颜色异常呈斑状、环状、线状、带状，反映受构造控制的。应用图像增强

表 12—2　消色地质体的电磁波特征与象片上影象色调的关系

地质体的电磁波特征			象片的影象色调			
吸收率%	反射率%	原生色调	灰阶	标准色调	变色一*	变色二*
0–10	90–100	白	1	白	灰白	白
10–20	80–90	灰白	2	灰白	淡灰	
20–30	70–80	淡灰	3	淡灰	浅灰	
30–40	60–70	浅灰	4	浅灰	灰	灰
40–50	50–60	灰	5	灰	暗灰	
50–60	40–50	暗灰	6	暗灰	深灰	深灰
60–70	30–40	深灰	7	深灰	淡黑	
70–80	20–30	淡黑	8	淡黑	浅黑	浅黑
80–90	10–20	浅黑	9	浅黑	黑	
90–100	0–10	黑	10	黑	黑	黑

表 12—3　地质体的原生色调与象片的影象色调的关系

地质体的原生色调	象片的影象色调			
	灰阶	标准色调	变色一*	变色二*
	(1)	(白)		
淡黄	2	灰白	白	
黄、褐黄	3	淡灰		淡灰
深黄、橙色、浅红、浅兰	4	浅灰	浅灰	
红色、兰色	5	灰		灰
深红、紫红、淡绿、深兰	6	暗灰	暗灰	
绿色、紫色	7	深灰		深灰
深绿	8	淡黑	淡黑	
墨绿	9	浅黑		浅黑
	(10)	(黑)		

*　变色一、变色二：是指由于洗印过程中的曝光时间过长、过短，或其它原因所引起的色调变异

表 12—4　不同图形标志

构造图形	线（带）形构造	环（圈）形构造
构造类型	软硬岩性界面	火山机构
	地层层面	环状、放射状岩墙群
	地层不整合面	盐丘、底辟构造
	线（带）状断层地形	岩体、同心圆状岩体分布
	岩脉、岩墙露头	爆发岩筒
	节理裂隙（带）	构造岩块
	破碎带	热动力岩块
	断层线（带）	向斜、背斜、短轴背斜、穹隆
	岩体带状分布	弧形、环形断裂；旋扭构造 隆起、凹陷、陨石坑

和图像技术处理，可以使异常更加明显，再与已知矿产颜色对比，圈定预测区。

黑白像片上，色调的深浅以灰阶（灰标）表示。灰阶一般分为白、灰白、淡灰、浅灰、灰、暗灰、深灰、淡黑、浅黑、黑十级。消色地质体及彩色地质体的原生色调与影像色调的对应关系见表 12—2 及表 12—3。通过色调对比，区分岩性、构造、矿产。

2.图形标志　遥感图像上存在着显著的线形和环形影像，它们多与地质有成因关系(表 12—4) 常常是成矿、导矿和容矿的重要因素。尤其是"透视"信息，反映出地下较深处的地质构造特征，提供了十分宝贵的资料，例如隐伏岩体、古火山机构等。

(二) 矿田构造解译实例

例 1　对美国阿拉斯加 Nabesna Quadrangle 地区遥感影像解译，方法是：解译出图像中各地质体颜色异常，并以美国地质协会制定的全美岩矿标准色谱作为根据，将其编号，制成表格，并与地质、物探资料对比 (表 12—5)，得出如下规律:

1.颜色异常与航磁异常无明显关系，120 个颜色异常中仅有 10 个与航磁有关。

2.颜色异常与线性构造吻合较好，58%的异常出现在线性构造 1km 的范围内。

3.颜色异常与已知矿产吻合很好，32%的异常出现在已知金属矿床或铁帽 1km 范围内，55%相对应于热液蚀变区，25%的相对应于其它地质现象，20%的尚未解译。总的看来，颜色异常的 70%与热液蚀变区有关。

例 2　对广西丹池带及邻区遥感影响解译，方法是：解出图像中的线性构造与环形构造，然后与地质图进行对比，确定已知的地层时代、岩体，推断未知的。得出如下认识 (图 12—21):

1.图像显示，自芒场到宜山是一深大断裂带 (丹池深断裂)，是扬子板块 ($AnPt_2$) 与华南造山带的分界断裂。

2.分布于海西期构造层中的环形构造与已揭露的大厂、芒场隐伏岩体有一致性，分布于丹池深断裂附近。

3.已知的芒场、大厂、五圩、北香矿田皆与环形构造有关。

在上述工作基础上，王思源 (1990) 等芒场矿田采用了先学习后分类的计算机处理，具体做法是：将待测地区划分为 $2\times2cm^2$ (卫片 1∶50 万) 的 23 个网格，选用六个构造变量，先在大厂等已知成矿区训练，再根据训练组均值、各待测网格的变量，按下列公式计算各待测网格的相似距离 (D):

$$D(Y,\ X)=\left|\sum_{i=1}^{n}\overline{X}-X_i\right|$$

式中 YX 为网格号；$\overline{X}$为训练组均值；Xi 为待测网格内变量值；n 为变量数。最后将所求的全部相似距离值 (D) 作频率变化曲线，并要求正态分布。该曲线上凡小于第一拐点的所有 D 值，均可视为最佳远景区。结果得出最佳远景区位于芒场矿田西侧的罗富背斜和丹池大断裂通过的部位，即龙灯、罗更、里牙预测区。经地表查证，罗更环形中的水系沉积物中 Zn、As、Pb 皆有高丰度，同时有锡石、黄金的重砂异常。环形构造是背斜、隐伏岩体、蚀变、矿化的综合反映，是找矿的重要标志。

例 3　对美国阿拉斯加州和加拿大西部遥感影像解译，改变了过去对该区成矿受向北突出的区域弧形构造—岩相控制的认识，发现为北东及北西向两组深断裂的交叉，1970—1971 年勘探证实。以此指导，又找到了几个铜钼矿床，它们皆受北东及北西向断裂交汇控制，但总体又与主断裂平行 (图 12—22)。

表 12—5　颜色异常与地质、地球物理资料的对比表

（美国阿拉斯加 Nabesna Quadrangle 地区的实测资料）

异常编号	近似真色	假色	地质图注记	与航磁资料对比	线性异常的方向及关系	与已知矿产的关系	异常产生的可能原因
1		暗绿	闪长杂岩 (J)		NW 与之重合	铁帽	闪长岩与石英闪长岩的蚀变
2		暗绿	闪长杂岩 (J)		NW 与之重合	铁帽	闪长岩与石英闪长岩的蚀变
3		暗绿	闪长杂岩 (J)		NW 靠近		碎裂岩蚀变而成
4		暗绿	闪长杂岩 (J)		NW 与之重合		碎裂岩蚀变而成
5		灰黄	火山岩 (P)		NW 靠近	附近有铁帽	火山岩蚀变而成
6		灰黄	灰岩 (T)		NW 重合		灰岩
7		暗绿	超铁镁质岩 (K)		N 靠近		硅质碳酸岩与超铁镁质岩
8	亮褐	灰黄	深成岩 (K)		E 靠近		石英二长岩蚀变而成
9	红橙		冰川沉积 (Q)		NW 靠近		不知成因
			冲积沉积 (Q)				
10	灰黄		绿岩、灰岩 (T)				灰岩
11	灰绿	中黄	绿岩、灰岩 (T)		NW 靠近	Pb、Ag 铁帽	灰岩蚀变而成
12	黄灰		绿岩、灰岩 (T)		NW 靠近		灰岩
13	绿黄		绿岩、灰岩 (T)			附近有 Cu	灰岩
14	暗黄	亮绿	海相沉积岩 (J、K)		NE 靠近		铁与含碳酸盐的岩石蚀变而成
15	暗绿黄		熔岩 (Q)		NE 靠近		流纹岩穹丘
16		暗绿	熔岩 (Q)				橙玄玻璃凝灰角砾石
17	暗绿黄	暗绿	熔岩 (Q)				流纹英安岩穹丘
18	暗绿		熔岩 (Q)	高	E 靠近		流纹英安岩穹丘
			海相沉积岩 (J、K)	高	E 重合	Cu、Au	石英闪长岩蚀变而成
19	深暗绿		未分的闪长岩(J、K)			Pb、Ag、Zn	
			灰岩			Zn	
20		亮蓝绿	Chisana 组 (K)		NE 重合	铁帽	火山岩蚀变而成
⋮			⋮		⋮	⋮	⋮
⋮			⋮		⋮	⋮	⋮
⋮			⋮		⋮	⋮	⋮
120	黄灰		Chisana 组 (K)		E 靠近	铁帽	火山岩蚀变而成

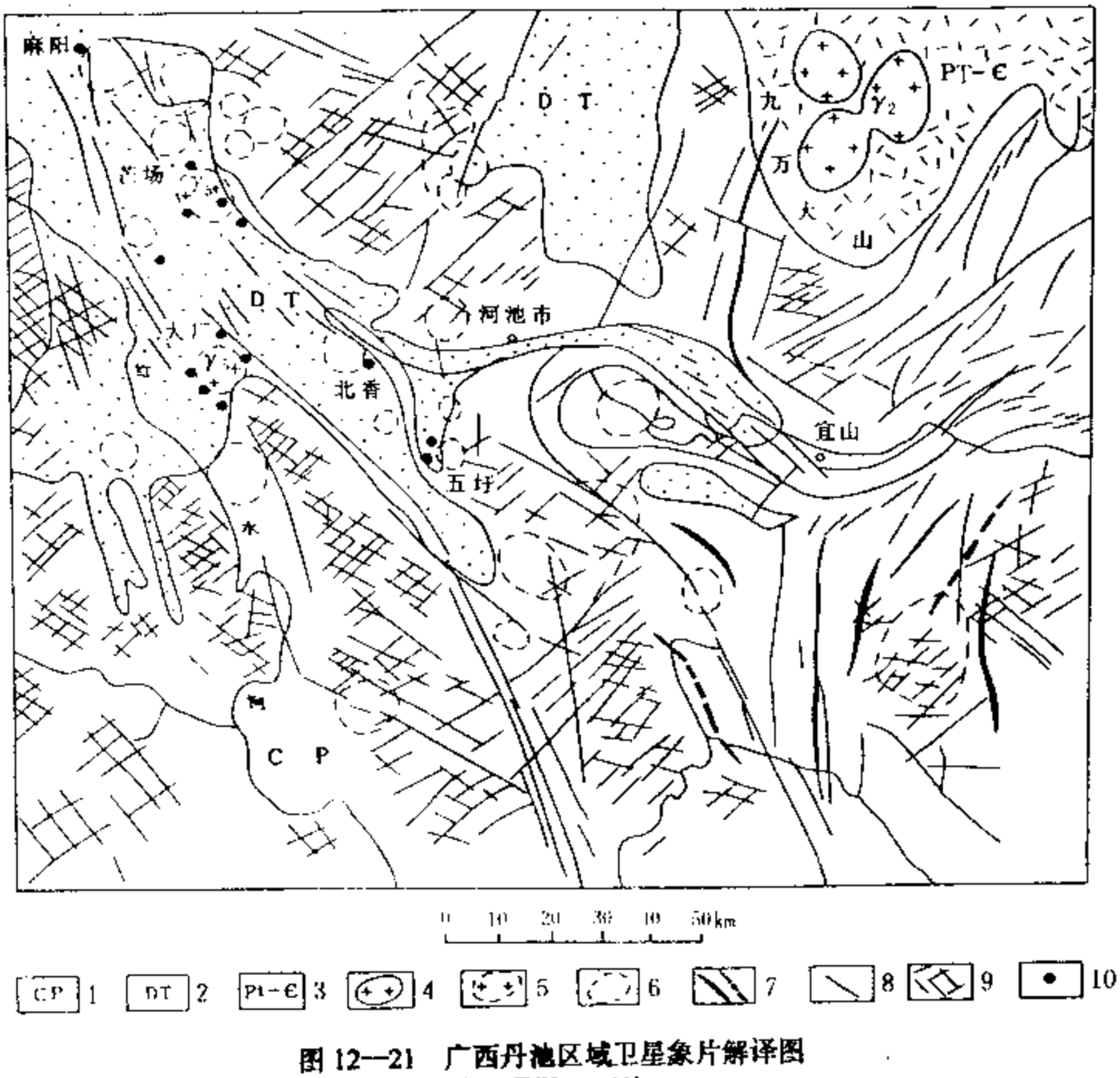


图 12—21 广西丹池区域卫星象片解译图

(据王思源，1990)

1—石炭—二叠系；2—泥盆—三叠系；3—元古界—寒武系；4—雪峰—加里东期花岗岩；5—隐伏的黑云母及斑状花岗岩；6—环状及块状构造；7—褶皱轴；8—断层；9—格状构造；10—锡多金属矿床

例 4 湖北封山矿田是鄂东南重要铜金矿产地，包括封山洞、鸡笼山和李家湾等矿床．矿田南北两侧为志留系砂页岩、泥盆系五通砂岩、石炭系碳酸盐岩、二叠系灰岩和含燧石结核灰岩夹煤系；矿田中部主要为三叠系大冶群灰岩、白云质灰岩和白云岩．岩浆活动较强，以形成一系列小规模的斑岩体（株）及岩脉、岩枝为特征，这些斑岩体及岩枝大致呈 NW285° 方向分布．矿田的构造主要有一组近东西向的褶皱以及近东西向、北西西—北西向和北东向断裂．几个主要斑岩体都分布在鸡笼山—苗田山近东西向复式倒转向斜的核部，矿床均与斑岩体有关，既有斑岩型矿化，也有矽卡型矿床．该区的遥感影像特征为:

1.岩体矿田的小规模斑岩体，构成较低的地貌，在 TM4、7、3 合成图像上，以灰白色调和浅蓝色调为特征；在 TM4、5、3 (HIST'EQ) 图像上，主要为浅蓝色调．在 KL 变换处理图像上，岩体的揭露部分为红色，未揭露部分为黄色．因此，从色调的变化上，基本可以确定岩体的位置．

2.地层志留系—泥盆系碎屑岩，在 TM4、7、3 和 TM4、5、3 (HIST'EQ) 图像上为褐色调，有黑色阴影，表面粗糙，垂直地层走向的小冲沟发育；石炭系—三叠系碳酸盐

[107] Богацкий. В. В., 1986. Механизм формирования структур рудных полей. «Недра» .

[108] Шахни. Н. С., 1960. "К вопросам о механике образования сколовых нарушений".

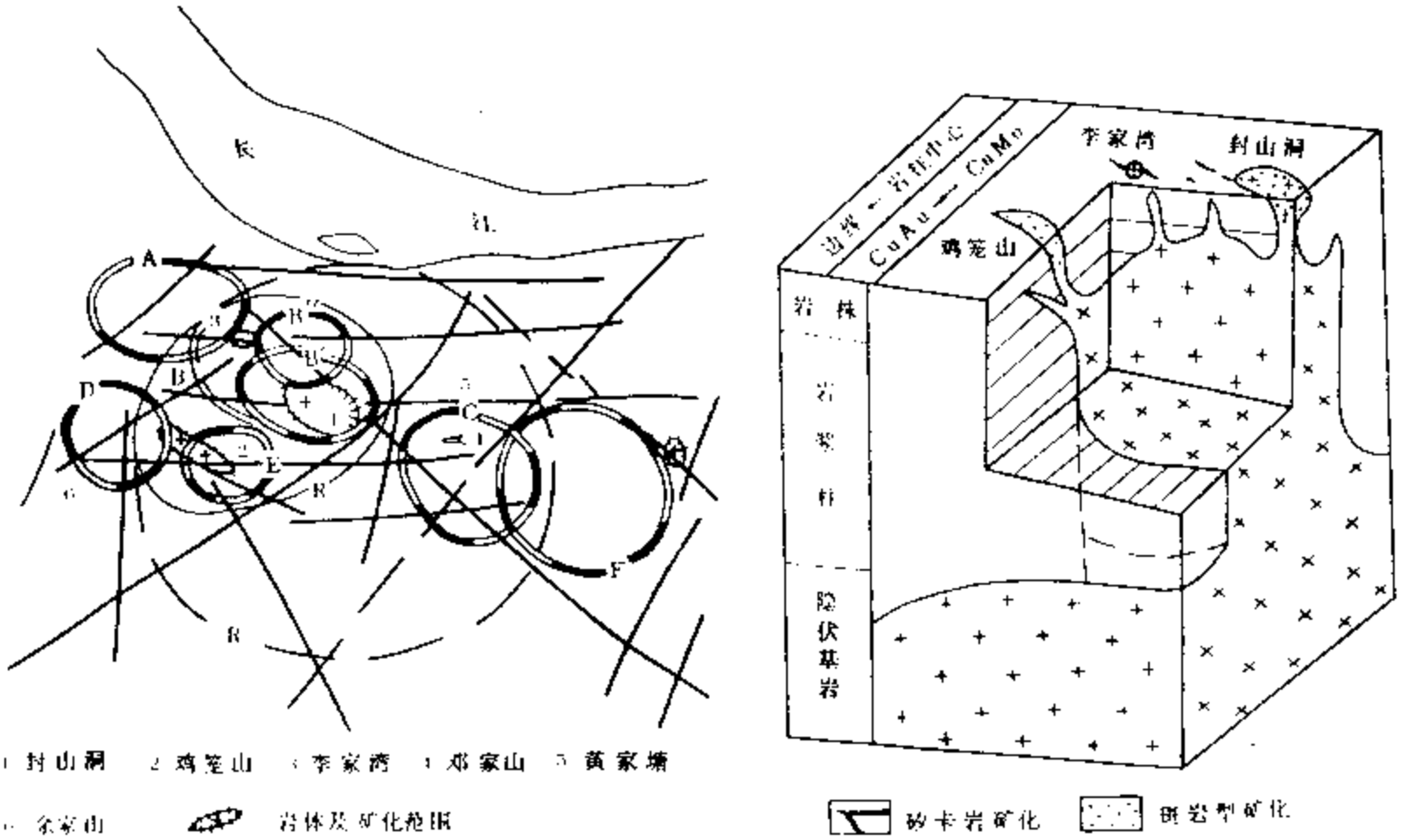


图 12--23 湖北封山矿田岩浆矿化示意图及环形构造解译图
(据翟裕生等，1990)

岩，在 TM4、7、3 和 TM4、5、3 (HIST'EQ) 图像上，也为褐色，但表面较平滑，冲沟不发育，与碎屑岩的界线清晰。

3.构造环形构造影像：矿田环形构造主要有反映深部岩基的环 R，反映矿化蚀变的环 A、B、C、D、E 和 F（图 12—23）。

反映深部岩基的环(R)，范围较大,近圆形，直径约 9000m，面积约 350 多 km^2，环的边界比较清晰，尤其东西两侧有明显弧形山脊地貌。该环几乎包括了全丰山矿田的范围，矿田主要岩体和矿床均在环内。

R′环范围小于 R 环，呈椭圆形，长轴 5800m，短轴约 4600m，环的边界清晰，封山洞、李家湾、鸡笼山岩体和矿床均位于该环的范围之内，R′环可能是介于深部岩基和浅部含矿岩体之间的中间岩浆柱或称热流柱的影像.

蚀变矿化晕环 A 和 B、C 和 F，D 和 E 为分别呈北西向排列。A 和 B，C 和 F，为叠套环，D 和 E 为外切环。A 环和 B 环分布在封山洞矿床和李家湾矿床，形态为椭圆形，长轴为北西向，边界都比较清晰；D、E 环近圆形，与 A、B 环平行排列，分布在鸡笼山矿床；C 和 F 环主要控制了黄家塘、邓家山等小斑岩体或岩枝。

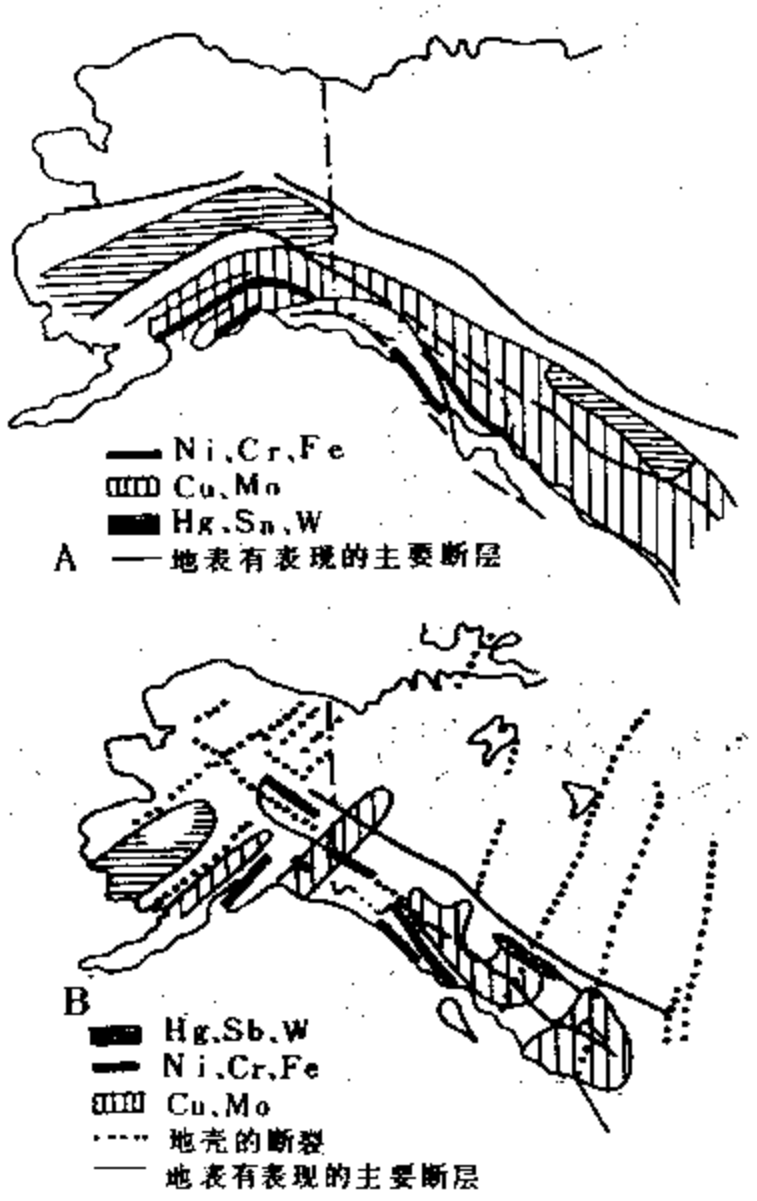


图 12—22 美国阿拉斯加州育一塔纳诺地区成矿构造卫象解译
(据 Lathran，转引自朱亮璞等《遥感图象地质解译教程》，1981)
A—利用卫星影像前受向北突出的弧形岩相带分布控制的一般构造与矿化关系的概念模式；B—由"雨云号"人造卫星和地球资源卫星影像分析取得的线性构造和矿化关系的模式。

线性构造：线性构造主要有近东西向、北东向和北西向，组成了矿田的网格构造格架。主要斑岩体和矿体产在东西和北西向构造的交点附近。

4.矿化和蚀变矿化产于斑岩体接触带或岩体内部，矿化与斑岩体在地段上一致,主要矿化位于蚀变矿化环的长轴部位。如封山洞和李家湾矿床恰在 B 环的长轴部位，呈北西向展布。鸡笼山矿床主要在 E 环的长轴位置。从色调上看，在子区局部放大图像上有明显的色调异常，在主矿体部位有粉红色调晕，地层围岩为绿、黄色调，岩体因被第四系覆盖，主要为浅蓝色调。因此，矿化和蚀变主要是以色调异常和在环形影像中的特殊位置为特征.

[34]关玉祥，1989，"初论福建推覆构造"，福建地质，第8卷第1期

[35]M·Б·魏罗达耶夫斯卡娅等，于志鸿译，1980，"黄铁矿型矿床的控矿和容矿构造"，《国外黄铁矿型铜矿》，地质部情报研究所

[36]H·D·B·威尔逊编辑，武汉地质学院矿床教研室译，1977，《岩浆矿床（论文集）》，地质出版社

[37]A·T·纳德里特著，汤中立等编译，1989，"铂族元素矿床"，《国外铂族元素的地质矿床及资源分析》（译文集），兰州大学出版社

[38]甘肃省地质矿产局第六地质队，1984，《白家坦子硫化铜镍矿床地质》，地质出版社

[39]王鹤年等，1989，"广东河台糜棱岩带蚀变岩型金矿床的地球化学研究"，矿床地质，第8卷第2期

[40]翟裕生、黄民智、池三川，1981，"安徽铜官山矿床的构造特征及其对矿化原生分带的影响"，《矿田构造与成矿》，地质出版社

[41]韩雄刚，1986，"湘南地区铅锌矿床构造特征及构造体系控矿规律"，《南岭地质矿产文集》（第二集），地质出版社

[42]侯增谦，1990，"河北阳源—矾山环状杂岩体的岩浆不混溶成因及矾山式铁磷矿床成因探讨"，矿床地质，第9卷2期

[43]李开善等，1981，"辽宁东部构造体系对金伯利岩的控矿作用"，《第二届全国构造地质学术会议论文选集》，第二卷，地质力学，地质出版社

[44]翟裕生、池三川、姚书振，1981，"长江中下游铁矿床的构造及成矿模式"，《第二届全国构造地质学术会议论文选集》，第二卷，地质出版社

[45]杨明德等，1990，"浙东南陆相火山岩型铅锌（银）矿床的成矿作用"，矿床地质，第9卷3期

[46]王吉、余和通，1990，"玲珑金矿田花岗岩中韧性剪切带与成矿的关系"，矿床地质，第9卷3期

[47]肖宗瑶等，1984，《中国斑岩铜（钼）矿床》，地质出版社

[48]宁芜研究项目编写小组，1978，《宁芜玢岩铁矿》，地质出版社

[49]桂林冶金地质研究所情报室编，1974，《矽卡岩矿床八十例》，冶金工业出版社

[50]池三川、师其政，1981，"西藏某铬铁矿床成因分析"，地质科学，第2期

[51]Г·Ф·雅科甫列夫著，李上男译，1989，《矿床与火山构造》，地质出版社

[52]翟裕生，1981，"侵入接触构造及其控矿作用"，《矿田构造与成矿》，地质出版社

[53]武汉地质学院矿床教研室宁芜铁铜小组，1978，"凹山带铁矿床地质特征及成矿的构造条件"，《宁芜火山岩铁铜矿床会议选集》，地质出版社

[54]周信国、周宏仁，1981，"攀西古裂谷带内生成矿作用及其找矿方向的探讨"，《康滇大陆古裂谷带研究进展报告》，第一卷

[55]何起祥，1978，《沉积岩和沉积矿床》，地质出版社

[56]长春地质学院，1979，《矿产地质基础》，地质出版社

[57]李明朝等，1990，《中国主要煤田的浅成煤成气》，科学出版社

[58]李春昱、郭令智等，1986，《板块构造基本问题》，地质出版社

[59]王仁民、游振东、富公勤，1989，《变质岩石学》，地质出版社

[60]王思源、潘其云、赵兴元等，1990，《芒场层控型锡多金属矿》，中国地质大学出版社

[61]J·赫奇逊著，张炳熹译，1990，《矿床及其构造背景》，地质出版社

[62]A·W·巴利季著，贺明静译，1990，《板块内部动力学》，地质出版社

主要参考文献

[1]袁见齐、朱上庆、翟裕生主编，1979，《矿床学》，地质出版社

[2]翟裕生、石准立、曾庆丰、林新多等，1981，《矿田构造与成矿》，地质出版社

[3]陈国达，1986，《成矿构造研究法》，地质出版社

[4]Ф·И·沃尔弗松等，1957，《矿田与矿床构造研究问题》，地质出版社

[5]В·М·克列特尔著,冯祖钧译，1958，《矿田与矿床的构造》，地质出版社

[6]翟裕生　1981，"矿田矿床构造的研究内容和研究方法"，《矿田构造与成矿》地质出版社

[7]翟裕生主编，1984，《矿田构造学概论》，冶金工业出版社

[8]翟裕生，1984，"关于矿田构造研究的若干问题"，地质论评 30 卷 1 期

[9]В·И·斯米尔诺夫著,矿床地质学翻译组译，1985，矿床地质学，地质出版社

[10]冯钟燕等，1984，《矿床学原理》，地质出版社

[11]Ф·И·沃尔弗松、П.Д.雅科夫列夫编著，吴淦国译，《矿田和矿床构造》，1989，中国地质大学出版社

[12]曾庆丰，1986，《论热液矿床成矿条件》，科学出版社

[13]林新多、姚书振等，1981，"长江中下游玢岩铁矿中隐伏控矿构造的研究"，《矿田构造与成矿》，地质出版社

[14]Е·А·巴斯科夫著，沈照理译，1981，《成矿规律研究中的古水文地质分析》，科学出版社

[15]朱上庆、池三川主编，1992，《层控矿床及找矿》，地质出版社

[16]A.B.科罗列夫、П.А.舍赫特曼著,周廷坤译，1958，《岩浆期后金属矿床及其地质分析法》，地质出版社

[17]翟裕生，1965，"不整合面对内生成矿作用的意义"，地质论评，第 23 卷第 5 期

[18]石准立等，1981，"湖北铁山铁铜矿床的接触热动力变质构造特征、形成机制及其控矿作用"，《矿田构造与成矿》，地质出版社

[19]吴礼银，1989，"易门铜矿的控矿构造"，云南地质，第二期

[20]胡受奚、周顺之等，1983，《矿床学》，地质出版社

[21]贾楠一，1983，"叠加褶皱构造格架的基本类型"，中国区域地质，第四辑，地质出版社

[22]杜思清，1986，"纵弯褶皱叠加的褶移现象和移褶叠加褶皱"，地质论评，32 卷 4 期

[23]孙岩等，1983，"破裂理论与矿田构造问题"，桂林冶金地质学院学报，第 3 期

[24]李兴唐，1981，"叠加断裂形成机制及其与构造应力场演化关系"，地质科学，3 期

[25]徐朝章等，1986，"浙江武义—永康萤石矿田的控矿构造机制"，成都地质学院学报，第 1 期

[26]曾允孚等，1987，《南岭泥盆系层控矿床》，地质出版社

[27]钟南昌，1985，"江西脉状钨矿优势脉组的容矿裂隙"，《南岭地质矿产文集》，第一集，地质出版社

[28]刘志刚，1983，"珍珑金矿田控矿构造研究"，长春地质学院学报，第 3 期

[29]郑亚东等，1985，《岩石有限应变测量及韧性剪切带》，地质出版社

[30]吕贻峰等，1989，"丹东五龙金矿韧性剪切带发育特征及其成矿作用"，地球科学，第 1 期

[31]周建勋，1990，"粤西河台金矿糜棱岩中的微观韧性剪切指向标志"，黄金地质科技，第 2 期

[32]汤锡元，1988，"推覆构造的特征及其与油气的关系"，西安地质学院学报，第 10 卷第 2 期

[33]张种谷，1989，"宁镇地区推复体构造及其应力分析"，地质与勘探，第 7 期

[90] Шахов, Ф.И., 1964, «Геология жильных месторождений». Издат. Наука, pp.12—33

[91] Бородаевская, М. Б., Кривцов А. И., Тишаков (цнитри) В. Б. 1975, " Рудоконтролирующиеся рудовмещающие структуры колчеданных месторождений", «Советская Геология», No4.

[92] Яковлев, Г.Ф., 1979, "Вулканоченные структуры рудных полей", «Геология Рудных Месторождедий», No. 3

[93] Смирнов, В.И, Казанский.В.И, Леверов.Н.П., 1973, «Роль физико—механических свойств горных пород в локализоции эндогенных месторождений». Издательств. Наука, М.

[94] Вольфсон, Ф. И. Крейтер, В. М.Лукин, Л. Н., 1957, "Основные итоги изучения структур рудных полей и месторождений В СССР", «Изд. АНСССР.Сер, Гео» No. 11

[95] Авдокин, В. В., 1980, "Структурно—морфологические типы и околорудные породы колчеданно—полиметалических месторождений северо—западной части Рудного Алтая", «Геология Рудных Месторождений», No2

[96] Апельцин, Ф.Р., 1977, «Общие теоретические основы и методы прогнозирования, поисков и оценки минеральноро сырья», Недра.

[97] Лукин, Л. И. Вольфсон, Ф. И., 1978, «Геологические структуры эндогенных рудных месторождений», Наука.

[98] Батацкий, В.В., 1978. Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. Издательство «Наука».

[99] Шило, Н. А., 1978, Металлогения ртути северного сегмента тихоокеанского рудного пояса., М. «Наукаа».

[100] Федорчук, В. П., 1983, Геология Ртути, М., Недра.

[101] Некрасов, Е. М., 1980, Структурные условия локалкзаций жильных свинцово—цинковых месторождений, М., Недра.

[102] Яковлев, Г.Ф., 1982, Геологические структуры рудных полей и месторождений, Изд. Мгу.

[103] Невский, В. А, 1979, Трещинная тектоника рудных полей и месторождений, М., Недра.

[104] Белоусов, В. В., 1986, структурная геология, изд, Мгу.

[105] Старосин, В.И., 1988 Палеотектонические режимы и месанизмы форлкрования структур рудных месторождений, М., Недра.

[106] Бородаев, Ю.С. и др., 1988, Лабораторные методы иеследования минералов, Руд и пород, изд.Мгу.

[63]王仁民、贺高品、陈珍珍．1987．《变质岩原岩图解判别法》．地质出版社

[64]朱上庆等编著．1988．《层控矿床地质学》．冶金工业出版社

[65]徐珏著．1988．《广西丹池地区矿田构造》．北京科学技术出版社

[66]王思源．1988．"层控矿床之矿田构造研究"．河南地质．第2期

[67]张曼华．1989．"江苏栖霞山铅锌矿成矿构造及矿床成因"．《中国科学院长沙大地构造研究所集刊》．第3号．科学出版社

[68]张湘炳．1986．"铜山岭成矿作用"．大地构造与成矿学．第10卷1期

[69]孙宝善．1983．"赤柏松矿区构造控岩规律"．吉林地质．第3期

[70]П·Ф·伊万金等著,古方译．1989．"金伯利岩形成作用的阶段和金刚石形成条件的演变"．国外地质科技．第4期

[71]陈毓川等．1989．《南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质》．地质出版社

[72]刘钟伟等．1983．"安化县司徒铺白钨矿区地质构造特征及其控矿作用"．湖南地质．第2卷1期

[73]蒋顺时．1986．"华中地洼区地洼成矿的构造专属性"．大地构造与成矿学．第10卷3期

[74]孙殿卿等．1987．《隐伏矿床预测》．地质出版社

[75]翟裕生、林新多、池三川、姚书振．1980．"长江中下游铁矿床成因类型及成矿系列探讨"．地质与勘探．第3期

[76]宜昌地质科学研究所、河南省地质局四队．1978．"豫西区域构造分析及其隐伏小岩体的构造预测"．《国际交流地质学术论文集（1）》．地质出版社

[77]赣南构造体系研究组．1978．"赣南构造体系与钨矿分布关系"．《国际交流地质学术论文集（1）》．地质出版社

[78]李东旭、周济元等．1986．《地质力学导论》．地质出版社

[79]池三川编著．1988．《隐伏矿床（体）的寻找》．中国地质大学出版社

[80]张秋生等．1984．《中国早前寒武纪地质及成矿作用》．吉林人民出版社

[81]П.А.利特文著,周翅凡等译．1984．《深部地质填图》．地质出版社

[82]Ю.И.塞金著．阎立本译．1986．《深部构造图的编制原则》．国外地质科技．第3期

[83]В.П.费多尔丘克著．刘燕平译．1988．"利用详细构造预测图作为集体承包矿床勘探的地质依据"．国外地质科技动态 NO·11

[84] Dunning, F. W. and Evans, A. M., 1986, Mineral deposits of Europe, the Initution of mining and metallurgy, the mineralo—gical society.

[85] Maynard, J.B., 1983, Geochemistry of sedimentary ore deposits. Spring—Verlag New York Heidelberg Berlin.

[86] Ferguson,J. and Lambert, I. B., 1974, Iron sulphide formation talasea, New Britain, P. N. G., Mineral deposits (Berl) by Springer—Verlag.

[87] Королев, В.А., 1973, 《Зависимость структур рудных полей и месторождений от состания вмещающих толщ》, Наука, Москва

[88] Лапухов, А.С., 1975, 《Зональность колчеданно—полиметалических месторождений》, Новосибирск, Наука

[89] Смирнов, В.И.1979, 《Кадчеданные месторождения мира》, Недра, Москва