目　录

引言…… 1
矿田和矿床的火山构造…… 2
含矿火山构造的分类…… 2
矿区和矿田的正形火山构造和正形火山-构造成因构造…… 8
矿区和矿田的负形火山构造和负形火山-构造成因构造…… 20
矿田的火山根部类型和其他类型的火山构造…… 47
矿床的火山构造和火山-构造成因构造 …… 50
含矿火山构造的深部情况及其演化…… 82
现代火山作用区和年轻火山作用区含矿火山构造的深部情况及其演化…… 82
早期地槽火山作用区含黄铁矿火山构造的深部情况及其演化…… 94
造山带和活化区含矿火山构造的深部情况及其演化… 118
古火山学分析…… 141
古火山学分析的基本原则…… 141
火山构造的保存程度…… 146
含矿古火山的地质学研究方法和制图…… 151
专门地质图和古火山地质略图…… 154
含矿火山建造的详细古火山学分析…… 155
古火山再造…… 161
地球动力学分析…… 179
含矿火山构造的模拟…… 203
找矿的古火山学前提…… 209
结论…… 216
参考文献…… 217

引　言

在地质勘探工作的各个阶段，不研究含矿构造，其中包括火山成因的地质构造，就不可能对矿床进行预测评价，也不可能增加矿产储量。目前，火山作用在各种矿床的形成和分布中的重要意义已经得到公认。

通过 В·И·斯米尔诺夫和许多其他的苏联学者，以及苏联以外的地质学家的著作已经确立了黄铁矿型矿床和热液矿床对火山建造的专属性，如铁、锰、铜、铅、锌、汞、锑、钨、铍、金、银、铀等金属矿床，以及金刚石、硫、高岭土、重晶石、萤石、冰洲石、宝石、建筑材料及其他种类的矿物原料。现在，由火山作用形成的矿床被划分为：火山-沉积矿床、火山矿床、潜火山矿床和深成火山矿床以及复合矿床。矿田的位置和结构、火山矿床在矿田中的分布以及矿体的形状、大小和产状等都取决于火山构造及其构造单元的特点。

作者引用火山构造的现代分类法，探讨了矿田和矿床的火山构造，并特别注意到这样一些问题，例如火山构造的深部结构，火山构造的演化和成矿作用以及矿化分带与火山构造的关系。描述了含矿火山构造的现代研究方法，提出了把这些方法最合理地组合起来的建议；也探讨了大比例尺成矿预测工作和火山矿床找矿工作中常用的一些古火山找矿准则。

在研究含矿火山构造这一课题和本书的撰写过程中，作者曾多次向 В·И· 斯米尔诺夫院士请教，为此向他表示真诚的感谢。作者也感谢Д. И. Горжевский 教授提出了宝贵的意见，这些意见在本书准备出版时得到了充分的考虑。

矿田和矿床的火山构造

在火山热液矿床和黄铁矿型矿床的分布方面，以及在产于火山建造中的各种矿产的矿化富集方面，火山构造都起着重要的作用[16、19、39、43、46]。其他成因类型的某些矿床，例如某些岩浆矿床、碳酸岩矿床或矽卡岩矿床也产于这种构造中，因此也不能排除它们与火山作用的联系。所以，火山构造控制着许多矿床的矿化作用，如某些岩浆型铜镍矿床、矽卡岩型铁（镁磁铁矿）矿床、铅锌矿床、黄铁矿型铜、铅、锌矿床，火山热液型汞、锑、锡、铍、金、银、铀、萤石、重晶石、硫、压电光学原料和其他原料矿床，热液-沉积型铁、锰、铝、铜、铅锌矿床以及其他矿种的一些矿床。

含矿火山构造的分类

探讨火山构造的分类时，首先应当注意到两种主要的火山形态：正形态（主要为堆积形态）和负形态或者破裂形态[20]。层火山（火山锥）以及更小的火山——火山穹丘（熔岩丘、喷出穹丘）为正形态。负形构造有破火山口（爆发破火山口、塌陷破火山口）、火山地堑、火山槽、潜火山洼地等。Э. Н. Эрлих 还划分了第三种类型——火山双楔体（бикливали）。这种火山形态处于前两种形态之间的过渡位置中[17]。近来，对火山形态的认识大大提高了，建立了新的火山构造类型，对于构造应力对形成这些火山构造，特别是对形成破裂构造的影响赋予了更大的意义[21、31、40等]。

与火山作用有关的构造通常是复杂的、复合成因的——火山-

构造成因构造❶。因为形成这些火山构造时，不仅岩浆作用，而且构造作用也起着巨大的作用。构造作用决定了：1）火山建隆对一定构造类型（隆起、断裂交汇部位或共轭部位等）的专属性；2）在火山、破火山口和其他火山形态形成时起作用的构造应力；3）构造应变，它表现为各种断裂、裂隙带和其他可以被与火山源有联系的含矿溶液所利用的构造。

但是，在许多情况下，原生火山形态是主要的，它们决定着含矿构造的外貌。为此首先要谈一谈堆积形态。这种形态称为火山构造。由遭受强烈剥蚀作用影响的火山的根部组成的地质体也应当属于火山构造。要注意到火山颈、岩颈、潜火山岩体和深成火山岩体的发育范围[3,44]。把火山成因构造划分为火山构造和火山-构造成因构造是纯属人为的，但是，无论是在理论上，还是在实际工作中，这种划分却具有一定的意义，在分析矿床普查、矿床预测和矿床评价的地质前提时特别重要。

根据规模大小，火山构造和火山-构造成因构造以及与其规模相当的含矿区可以划分为三类：1）含矿火山-构造带：а）全球性的火山-构造带及与其相应的成矿带（例如，东亚成矿带）；б）分布有成矿省和组成成矿省含矿带的区域性火山带和火山-构造带（例如，西马格尼托哥尔斯克（磁山）优地槽带和与其相应的黄铁矿型成矿带）。2）矿田（有时是矿区和矿结）的火山构造和火山-构造成因构造。3）决定矿床分布和矿体构造-形态特点的火山构造和火山-构造成因构造及其构造单元。第一类构造的规模为几千公里（全球性的）和几百公里(区域性的)，第二类达几十公里，第三类为几百米—几公里。这种规模分级也是人为的，在具体描述某一类构造的过程中将对它们再做更具体和更详细的说明。本书将探讨第二类和第三类构造。

因此，在火山构造和火山-构造成因构造中可以划分出各种各样的构造类型[20,21,31,40]。其中许多是含矿的。同时，某些由未

---

❶ 原文是вулкано-тектонические структуры，中译“火山-构造成因构造”，前一个“构造”是指构造运动。

表 1　矿区和矿田的火山构造分类

构造类型	构造亚类	特　　征	实　　例
正形火山构造和火山-构造成因构造	线状构造	区域性正形火山构造，包括一系列火山穹丘构造和破火山口构造，由分异的含矿建造所组成，代表性构造为火山脊（垅）、火山-构造隆起及线状火山口、潜火山岩体和深成火山岩带	具有黄铁矿型矿带的线状火山-构造隆起——Макан-Гайск（南乌拉尔）
	火山穹丘构造	由各种不同岩相的连续分异为成分相反的建造所组成，呈产出有矿区的大型火山-构造隆起、层火山——简单层火山（没有破火山口阶段）和复杂层火山（有破火山口阶段），矿田分布于层火山中	火山-构造隆起：Алейск（矿山阿尔泰）Кафанск（小高加索），层火山：Сибайск（南乌拉尔），西Шаста（美国）、Ханнешин（阿富汗）
	火山双棱体构造	由分异建造组成的区域性火山双棱体，由于火山岩超量填充了火山-构造洼地而形成的火山脊，矿区位于大型的火山双棱体构造中，矿田位于中型的火山双棱体构造中	Макан 火山双棱体（南乌拉尔）
负形火山构造和火山-构造成因构造	火山-构造成因洼地	充填有玄武岩质（在槽中）、安山岩和流纹岩质（在裂谷中）火山建造，呈产出有含矿带和含矿区的线形洼地（槽或裂谷），为单成的（简单的——一个阶段形成，复杂的——多阶段形成）和复成的火山-构造洼地，矿田分布在火山构造洼地中	Домбаровск 和 Бля-винско-Кинделинск 槽（南乌拉尔）、Хингано-Олонойск 裂谷（东锡霍特-阿林）、Лашкерекск 单成洼地（中亚）和 Тен-фуровек 复成洼地（东锡霍特-阿林）

续表

构造类型	构造亚类	特　　征	实　　例
	破火山口和破火山口状洼地	由巨厚的(1—2km)安山质和流纹质(熔结凝灰岩)火山岩地层所充填的塌陷破火山口（在浅源岩浆源之上），可划分为顶部洼地和边缘(岩浆源)洼地、单成洼地和复成洼地（具陷落和隆起的断块），以及具侵出充填物的破火山口，矿区和矿田产于洼地中。破火山口状洼地规模小，特点是充填其中的火山岩具特殊类型而厚度小（1km以内），矿田位于破火山口状洼地中	破火山口：锡尔弗顿（美国科罗拉多州）、Казкудук（南哈萨克斯坦）、Бриннеровск（东锡霍特-阿林）；破火山口状洼地：Блявинск（南乌拉尔）、Успенско-Раздольнинск（矿山阿尔泰）
	间火山洼地	位于强烈活动的中性，特别是酸性火山作用源区之间，其中有矿田产出	Ленногорск洼地（矿山阿尔泰）
	潜火山洼地	与穹形隆起之上的地下爆发和塌陷有关：为线形洼地，以及伴随着形成爆发岩筒的等轴状洼地；含矿带和矿区产于线形洼地中，矿田产于等轴状洼地中	Балейск（后贝加尔）
火山根部构造等	岩颈、潜火山岩体和深成火山岩体发育区	为火山机构（通常是中心式火山机构）强烈侵蚀的地区的特征；主要由安山岩和流纹岩建造的火山岩组成；围岩为火山基底（有时为古老岩石）	托马斯稀有金属区(美国)

续表

构造类型	构造亚类	特　　征	实　　例
	扇形构造	为环状构造的一种特殊类型，是地堑状和地垒状扇形断块的组合，由各种不同建造的火山岩组成，或者是破火山口和破火山口状洼地的扇形断块，较少见有火山穹丘构造的扇形断块；产有金属矿田	Золотушинск 扇形断块（矿山阿尔泰）

分异的均一建造和岩相组成的火山构造（例如，玄武岩高原、盾形火山）含矿性很差。但是，它们可以作为较晚期的含矿构造赖以发育的基础（基底），层火山或双楔状火山就属于这样的火山构造，如在南乌拉尔就是这样[2、14、17、37]。作者曾在1968年就对矿田和矿床的火山-构造成因构造提出了一个分类，1976年又增补了优地槽的含矿火山构造。近年来积累的大量文献资料和多年来研究的资料，已经允许我们依据其他作者的分类，首先是В·И·斯米尔诺夫、Ф. И. Вольфсон和П. Д. Яковлев的分类来制订一个新的矿田火山构造分类[44]。在这个分类中，对矿区和矿田的火山构造作了一些更明确的说明（表1）。

根据这个分类，本书描述了决定矿区和矿田位置的大型火山构造的特征，列举了矿区和矿田的结构特点，因为这些特点决定了矿田范围内火山矿床的分布。

局部性火山构造及其构造单元决定了火山矿床的构造-形态特点，它们的分类稍有不同。

现在，已制订出了与火山作用有关的矿床地质构造的分类[44]。该分类的基础是В. С. Коптев-Дворников、Е. Б. Яковлева和М. А. Петрова 提出的火山岩岩相分类、Е. Ф. Малеев研究火山岩相围绕火山活动中心呈带状分布时提出的分类，以及В·И·斯米尔诺夫所发展的一些观点[15、21、35]。

在这个分类中，首先注意到了火山作用产物围绕着位于地下3—5km深处、为大型火山或火山群提供喷发物质的浅源岩浆源分布的垂直分带性。在垂直方向上划分了三个带：喷发-侵出带，或者地表-近地表带（深达十米）；潜火山岩带（由几十—几百米到1km）；深成火山岩带（大于1km）。第一带的特点是地表火山作用相——侵出岩相、熔岩相、火山碎屑岩相和凝灰沉积岩相发育。第二带和第三带有时合并成一个带——火山的根部带。在这两个带中，常见有岩颈、潜火山岩体和深成火山岩体聚集在一起。垂直分带能否发现则与相应的侵蚀切割程度（浅、中、深）有关，无论是古火山，还是现代火山都是如此。由于古火山区中矿田呈块状镶嵌结构，即使在同一个矿田范围内，火山的垂直分带也常常是不一样的。

其次，在分类中还注意了某一范围内火山岩相的分布特点，并划分了各火山岩相对火山活动中心分布的岩相带，即火山口-近火山口带、过渡带和外缘带。

火山成因的矿床、矿体和矿石的分布特点也具有水平分带和垂直分带的特征，这与上面述及的火山岩相和由它们组成的构造呈带状分布的特点完全一致。

根据上述特点，作者曾把火山构造划分为内喷发带、火山口-近火山口带和潜火山岩带的火山构造。后来，又对这个分类补充了一些有关含矿火山构造的新资料。因此，可以使过去有关矿床火山构造的概念更加详尽，并对所划分的构造类型增添几个新类型。

因此，可以把局部性控矿火山构造分成以下几类：

Ⅰ．内喷发带构造——早期原生喷发构造和晚期原生喷发构造、原生喷发-构造成因构造。

Ⅱ．火山口-近火山口带构造：1）火山颈（岩颈），2）火山穹丘（熔岩丘、侵出岩穹丘），3）局部性火山双楔体，4）局部性火山洼地（顶部洼地、间穹丘洼地等），5）扇形火山-构造断块。

Ⅲ。潜火山带构造：潜火山岩体和深成火山岩体的内、外接触带构造。

此外，在每一类矿床构造中，都有一些象同火山断裂、裂隙、高片理化带和节理带这样的构造单元，有时还有同火山褶皱。

矿区和矿田的正形火山构造和正形火山-构造成因构造

在矿床分布方面，这类火山构造的意义比负形火山构造的意义要小，但是，还是有相当大的意义。同时，正形火山构造，特别是正形火山-构造成因构造比负形构造更加多样化。这由以下几点可以说明：

首先，在大型火山-构造隆起的背景上常常形成各种不同类型的火山-洼地构造，火山-构造洼地、破火山口和破火山口状洼地。

其次，在正形火山成因构造（火山-构造成因构造、火山-穹丘构造）中常有侵入体侵入，这些侵入体是火山岩-深成岩组合的晚期产物，与其有关的不仅有火山热液矿床，而且还有碳酸岩型、矽卡岩型、云英岩型和深成热液型矿床。因而，产于正形火山成因构造中的各类矿区、矿田和矿床，其类型要比分布在负形火山-构造中的更加多种多样。趋向产于负形火山-构造中的主要是火山热液矿化发育的矿区和矿田。

第三，某些破火山口（所谓的再生破火山口）常常因内部的穹形隆起而复杂化，在隆起中形成有末期侵入体及与其有关的矿床。

第四，最主要的在于，以存在有局部火山构造及特征的矿区和矿田常产于正形火山构造中，它们既产于火山隆起（层火山）中，也产于火山-构造隆起（断块）中，在局部火山构造中发育有黄铁矿型矿床和火山热液矿床。火山热液矿床中常见有各种不同矿种的矿床：有色金属、贵金属、稀有金属和其他金属矿床，以

及非金属原料矿床。这些矿床的构造-形态也是各种各样的：整合层状、切层脉状、网脉状，复合型矿体特别常见。

正形火山-构造分布在地壳的不同大地构造带中——优地槽带、晚期地槽带、造山带、构造-岩浆活化区和老地台区的火山带中[19]。这些大地构造带在许多著作中均有所叙述[3、6、13、17、15、34、38、40、44等]。

线状火山-构造

这种构造（长几十—几百公里，宽几米—几十公里）通常由十分均匀、分异很差的火山建造——玄武岩质的、安山岩质的或者流纹岩质的建造组成。因此，它们富集矿化的远景一般很小。但是，如果线状火山-构造由分异建造组成，并且具有不连续的块状镶嵌结构，那么，在线状火山带内，就会出现火山-穹丘构造和破火山口构造，它们可以作为长期发育的火山成矿中心。这种结构不均匀的线状构造，有利于在这种成矿中心的一些矿田中发生矿化富集，常有有色、稀有、贵金属和放射性金属的工业矿床。

线状构造既可以呈正形火山机构（垅、脊）和火山-构造隆起（例如，地垒式背斜），也可以呈火山-构造洼地形式的负形火山构造，它们的性质将在下一节中详细描述。趋向产于火山-穹丘机构和破火山口中的矿田常分布在与大型线状构造有关的含矿带中。

区域性一级火山构造通常受深大断裂控制，是黄铁矿型成矿省特有的构造，例如，乌拉尔型黄铁矿成矿省。南乌拉尔的黄铁矿型成矿带集中于线状火山机构范围内：火山脊、垅或者火山-构造隆起（图1）及其他的区域性正形构造中。根据 М. Б. Бородаевская、А. И. Кривцов 和 В. Б. Шишаков 的资料，这些区域性正形构造是在古岛弧系的内带形成的。这些构造由未分异的玄武岩质建造、不连续的流纹岩质-玄武岩质建造和连续的玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩建造组成。与此有关的矿床为含铜

黄铁矿矿床。在线状火山机构的斜坡上分布有局部构造(层火山、破火山口状洼地等)，矿田产于这些局部构造中，而矿体则产于这些含矿构造的某些构造单元中。

产于断裂和裂隙中的线形火山口属于局部火山构造，它们常与岩墙状潜火山岩体共生。例如，在中哈萨克斯坦顺着这种构造发育有次生石英岩。但是，就是在那里，由硫化物组成的矿体（脉、网脉、矿柱）也常常只局限在线状构造与横断裂或斜断裂的交切部位；侵出岩体和其他形态的火山也集中在这样的部位中。

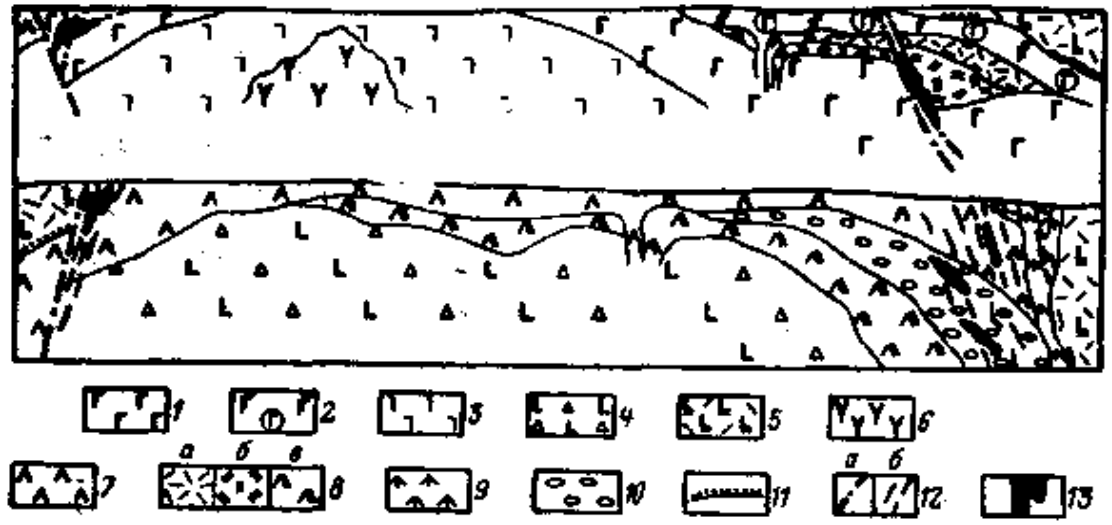


图 1　南乌拉尔火山隆起和黄铁矿成矿带的横向地质剖面图
（据M. Б. Бородаевская和А. И. Кривцов）

1—细碧岩；2—细碧质火山角砾岩；3—辉绿岩；4—安山玄武玢岩质凝灰岩；5—斜长安山玄武玢岩质凝灰岩；6—安山玢岩；7—英安玢岩；8—英安质凝灰岩：*а*—玻屑凝灰岩，*б*—晶屑玻屑凝灰岩，*в*—岩屑晶屑玻屑凝灰岩；9—流纹斑岩；10—火山泥流状岩石；11—凝灰粉砂岩和凝灰砂岩；12—构造破坏：*а*—断层，*б*—片理化带和裂隙带；13—矿体

火山-穹丘构造

火山-穹丘构造为各种不同规模的穹状（平面呈圆形或椭圆形）正形火山构造或者火山-构造成因构造的总称。穹丘构造主要由各种各样的火山岩组成，有时还夹杂有一些沉积岩。在这种构造中，发育有各种各样的火山岩——喷出相、火成碎屑岩相、

侵出相和潜火山岩相，主要是火山口-近火山口带和过渡带的火山岩。按成分，它们主要属于安山岩、也常常为英安岩和流纹岩，较少为玄武岩。过去由于在矿区和矿田中没有进行古火山再造，因而这类构造被认为属于构造成因的各种不同规模的构造——穹形隆起（结构复杂时划归复背斜），穹丘或者短轴背斜。目前已经发现这些构造具备火山成因或者火山-构造成因的性质，并且无论在地槽区（乌拉尔、阿尔泰、高加索等），造山区（中哈萨克），还是在活化带（苏联东北部、后贝加尔、美国、玻利维亚等）以及在地台区的古火山区中，都在控矿方面起着重要的作用[16、34、35、46]。

火山-穹丘构造及规模与其相当的含矿区可划分为三类：1）产出有矿区的大型火山-构造隆起（直径为几十——二百公里），其构造特点决定着矿田的位置；2）中等规模（几公里—几十公里）的火山构造（层火山）和次级火山-构造隆起，其中有矿田产出；3）由矿床中发育的火山穹丘（熔岩丘、侵出穹丘等）组成的小型火山构造（几十—几百米）。

大型火山-构造隆起 这种一级构造是一种复杂的构造，其基础是一些构造作用形成的正形构造，这些正形构造有的是经受了多次的隆起作用有的是经受了比相邻凹陷带下沉得慢一点的凹陷作用。含矿火山-构造隆起是火山成矿的中心，通常发育在次级地槽（矿山阿尔泰、小高加索、巴尔干山脉）或者造山区（中哈萨克斯坦）内已经固结的褶皱基底中，以及在地台基底或者活化带的中间地块中（后贝加尔、苏联东北部和远东、巴尔干地区的罗多彼地块等）。这些大地构造单元具有相当厚的大陆型地壳，有时是过渡型地壳。因此，它们是由安山岩、英安岩和流纹岩成分的火山岩及少量玄武岩组成的。例如，由安山岩建造火山岩构成的火山成因的Кафанск短轴背斜就属于这种构造。因而 Кафанск 短轴背斜应当认为是一个火山-构造隆起，Кафанск 黄铁矿成矿区就产于该隆起中。

阿尔泰多金属成矿带的火山成因大背斜可以作为另一个例

子。根据Г. Ф. Яковлев和М. Ф. Микунов 的意见，这些隆起（阿列伊斯克、Синюшинск隆起）是矿山阿尔泰泥盆纪时期火山-构造作用形成的构造（图2）。在隆起区发育有中泥盆统-弗兰阶玄武岩-流纹岩建造火山口-近火山口岩相带和过渡岩相带的火山岩、泥盆纪和较新的海西期花岗岩。厚度较大（1—3km）的酸性火山岩、部分基性火山岩集中在隆起的边坡上，在那里，它们通常形成洼地——火山-构造作用形成的次级构造，并且各种岩相的火山岩都可与沉积岩层互层，沉积岩的数量向火山-构造隆起的中心部位逐渐减少，在中心部位出现红色沉积物，基性火山岩减少（流纹岩亚建造）。在这些部位，可以观察到不整合现象，泥盆系的厚度减少到500m；这一切都是多次交替隆起和沉陷作用造成的。

向着分隔上述隆起的地槽凹陷方向，酸性成分的熔岩、熔岩角砾岩和粗粒火山碎屑岩的数量逐渐减少，细粒凝灰物质和沉积物的含量、基性火山岩的数量增加，在这里，基性火山岩的空间分布与额尔齐斯挤压带型深大断裂有关。在凹陷处堆积了很厚（3—5 km）的陆源-玄武岩建造的地层。

火山隆起具有块状镶嵌结构的特点，表现在被几组不同走向的断裂切割成一些火山-构造断块（二级的洼地和隆起）。常常与深大断裂（纵的北西向断裂或者横的近东西向断裂）有关的火山-构造洼地一般沿断裂方向延伸达几十公里。例如位于额尔齐斯深大断裂上盘的滨额尔齐斯火山-构造洼地。有些被几组方向的断裂限定了边界的构造单元，好象破火山口状洼地（Успенск、Большеречанск）。与火山-构造隆起相比，火山-构造洼地可以占据各种各样的构造位置。内部洼地（Успенск）的特点是基性火山岩不发育、沉积岩、凝灰沉积岩层和硅质岩层则广泛分布，并且这些岩层构造变动很弱；边缘洼地位于火山-构造隆起和地槽凹陷接界带中，表现为深大断裂或区域性断裂；在这些堆满了火山岩（其中包括基性火山岩）的洼地中，岩石遭受了强烈的变形和变质作用。

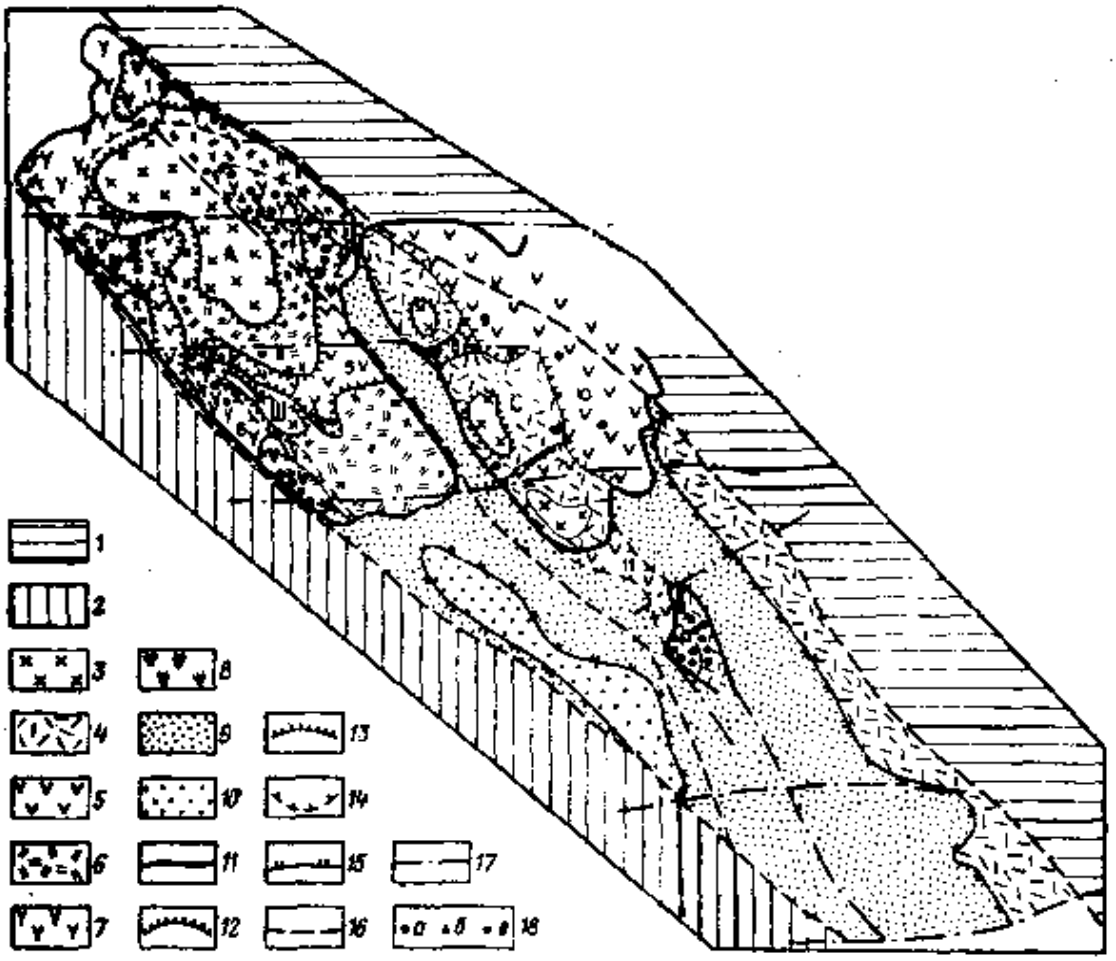


图 2　矿山阿尔泰火山成矿中心分布图

（据Г. Ф. Яковлев、М. Ф. Микунов、В. В. Авдонин）

1—戈尔诺阿尔泰斯克地区；2—Кальинск 地槽系；3—火山隆起的中部；4—埃费尔亚建造；5—晚埃费尔杂岩体；吉维齐-早弗兰亚建造杂岩体的连续发育区；6—流纹岩为主区，7—流纹岩和玄武-流纹岩区，8—岩性不连续的玄武岩-流纹岩区；陆源建造；9—地槽凹陷陆源建造，10—地背斜陆源建造；边界线；11—Ⅰ级火山成矿中心，12—火山成因的二级地背斜，13—14—火山-构造洼地（13—早期的，14—晚期的），15—地背斜；区域性断裂；16—一级断裂，17—二级断裂；18—矿床：*а*—多金属矿床，*б*—重晶石-多金属矿床，*в*—黄铁矿-多金属矿床

火山成矿中心：А—Алейск、С—Синюшинск、Р—Ревнюшинск、Ш—Шемонаихинск。火山-构造洼地：1—Таловско-Рубцовск、2—Змеиногорск、3—Успенско-Раздольнинск、4—Приубинск、5—Большереченск、6—滨额尔齐斯、7—Лениногорск、8—Снегирихинск、9—Сакмарихинск、10—Листвяжная、11—Березов-Тургусунск

矿山阿尔泰所有的黄铁矿-多金属工业矿床均与泥盆纪早地槽期的玄武岩-流纹岩建造共生。在该区的矿床分布方面，具有

很大意义的首先是一级火山-构造隆起：例如，在Алейск和Синюшинск隆起区有黄铁矿-多金属矿床，分别占主要金属总储量的55%和44%。矿区位于使一级火山-构造隆起复杂化的二级火山构造中——火山-构造隆起和洼地中，它们是长期发育的火山成矿中心。矿田的位置主要决定于三级火山-穹丘构造（层火山等）、间火山洼地等。根据作者的意见，更小的构造——火山穹丘（熔岩上、侵出岩穹丘）、间穹丘洼地、层火山的顶部洼地、潜火山岩体和深成火山岩体的接触带、同火山断裂和裂隙带等决定了矿床的分布和构造形态的特点。

层火山 矿田通常分布于层火山中。层火山与中心式火山作用的具体表现有关。这种火山构造在许多火山带中都很常见，它们可以形成于活动带的各个不同的发育阶段，但是，在造山作用阶段和活化阶段特别发育。火山-穹丘构造产于由于断裂破坏而复杂化了的缓倾斜的背斜顶部和挠曲中，通常位于长期发育形成的断裂的交汇部位。它们在平面上呈圆形或者略呈椭圆形，直径由几公里至15km；高一二百米。在横剖面上，它们的形状近似于边坡陡峭（达40°）的截锥；当具不对称结构时，坡度较缓，为10—20°。在古火山区，火山-穹丘构造通常发生形变，倾角很陡，例如，在Тишинск矿田（矿山阿尔泰）就是这种情况。

火山-穹丘机构的基底可以是盾形火山的玄武岩(南乌拉尔)，多半则是沉积杂岩和变质杂岩（矿山阿尔泰）。这种机构的下部由安山岩，有时也由玄武岩组成，上部由酸性火山岩——英安岩、流纹岩组成。构成层火山的有熔岩被和不同粒度的凝灰岩（大多数是粗碎屑凝灰岩），它们与凝灰质沉积地层互层。呈岩盖、岩株和岩床产出的潜火山岩体和侵出岩体(特别是侵出火山-穹丘构造中的侵出岩体），以及火山颈和岩颈起着很大的作用。因此，火山-穹丘机构应当属于火山口-近火山口带的构造。

上述地质体的产状和形状，特别是其接触带的形状和产状，以及凝灰岩夹层和各种火山构造单元，包括同火山断裂（环状断裂、放射状断裂）和裂隙带，在矿床的分布和矿化富集方面都具

有重要的意义。与此有关的矿体，一方面是由致密矿石和细脉浸染状矿石组成的层状和透镜状矿体，它们产于古火山口环上的平缓的层理构造中，以及使层理复杂化的小（直径为几百米至二公里）侵出穹丘中（例如，矿山阿尔泰、乌拉尔、日本的黄铁矿型矿床）。充填小的穹丘间洼地和其他洼地的凝灰质沉积地层中产有同生层状的热液-沉积矿体（乌拉尔的Сибай、Левиха）。另一方面，相互交切的同火山断裂和裂隙带控制着陡立的矿体，且多半是细脉浸染状矿体；在个别矿床中见有柱状、巢状矿体，以及产于火山口中的矿楼。这些类型各不相同的矿体组合起来，常常形成了复杂的矿床。

与这种火山-穹丘构造有关的矿田实例很多，如美国西沙斯塔铅锌矿田（图3）；南格鲁吉亚的Маднеульск黄铁矿-多金属矿田和Пладаурск铁矿田；南乌拉尔的Сибайск黄铜矿矿田、Учалинск黄铜矿矿田及其他矿田；矿山阿尔泰的Тишинск等黄铁矿-多金属矿田。

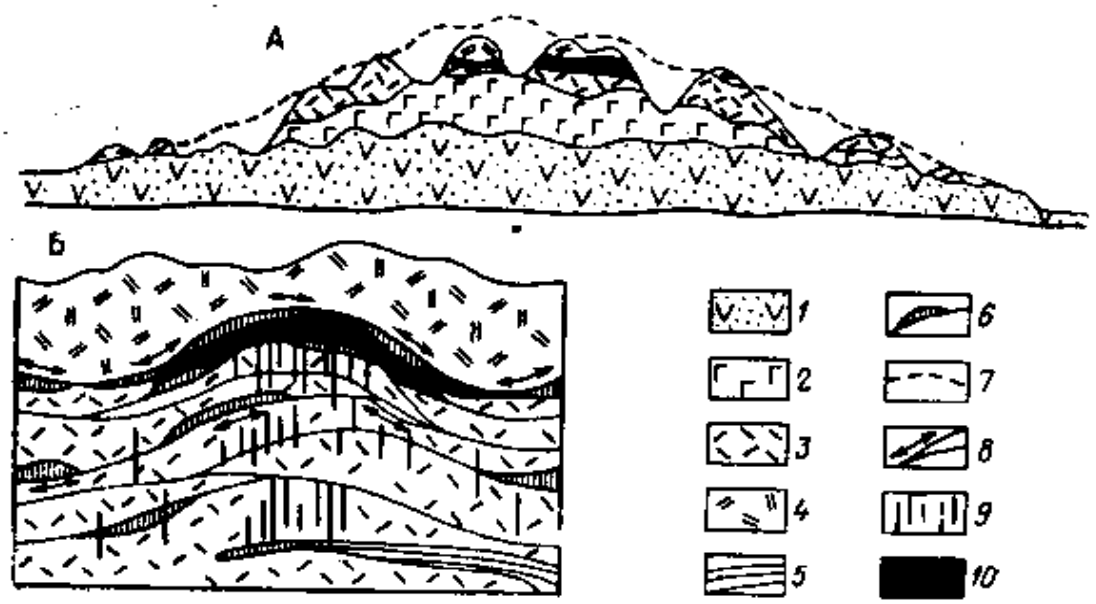


图 3　美国西沙斯塔多金属矿田的火山-穹丘构造的结构
（据А.Кинкель）

А—矿田地质剖面；Б—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

火山-穹丘构造的结构有的简单（没有破火山口发育阶段），也有的复杂（有破火山口发育阶段）。在第一种结构中，层火山照例是一个火山口，并且火山口表现不明显，常常被酸性成分的岩颈或潜火山岩体所充填；因此，热液的运移就靠同火山断裂和裂隙带进行。顶部洼地缺失或者表现很弱。这种结构比较简单的古火山，例如可以以Сибай矿田（南乌拉尔）为代表。在那里，顶部附近的平缓洼地位于火山-穹丘的斜坡上，成矿作用也主要发生在火山-穹丘的斜坡上，因此，矿体的结构简单——为整合矿体或透镜状矿体。

层火山常常是较大型的火山，有时还具有好几个火山口。层火山的火山口带经受了彻底的改造，常充填有好几个世代的岩颈、侵出岩体和潜火山岩体，既有酸性成分的，又有其他成分的。这种火山口常常很便于矿液通过，在火山口中形成了垂直延伸的细脉-浸染状的柱状矿体。在火山口顶部常产生破火山口洼地，其中充填了沉积-凝灰质地层和玄武岩。在这些充填物中可以形成产状平缓的层状矿体，并且多半是热液-沉积矿石。这种热液-沉积矿体与火山口中的陡立矿体在一起，常常形成构造形态复杂的黄铁矿型矿床，分布在矿田的范围之内。矿山阿尔泰的Николаевск矿田等可作为这类矿田的一个例子。

含铜黄铁矿矿田一般产于火山-穹丘的中部（小高加索的Алавердск矿田、Кафанск矿田和其他矿田）。黄铁矿-多金属矿田照例位于火山-穹丘构造的斜坡上，这种火山-穹丘构造由于小型火山、侵出岩穹丘和熔岩丘，以及潜火山岩体的形成而复杂化了（矿山阿尔泰Тишинск矿田和其他矿田——图4）。

在阿富汗（勒吉斯坦沙漠），Б.Я.Вихтер, Г.К.Еременко和В.М.Чмырев查明并描述了一个含磷灰石—磁铁矿和稀有金属矿化的上新世-第四纪Ханнешин火山碳酸岩杂岩体。杂岩体中有形成中心式火山机构的碳酸岩和裂隙式溢流的白榴石响岩。Ханнешин碳酸岩火山构造（底部直径6.5km）比周围的平原高出700—750m。它是一个遭受强烈侵蚀的古火山，岩浆通道系统和

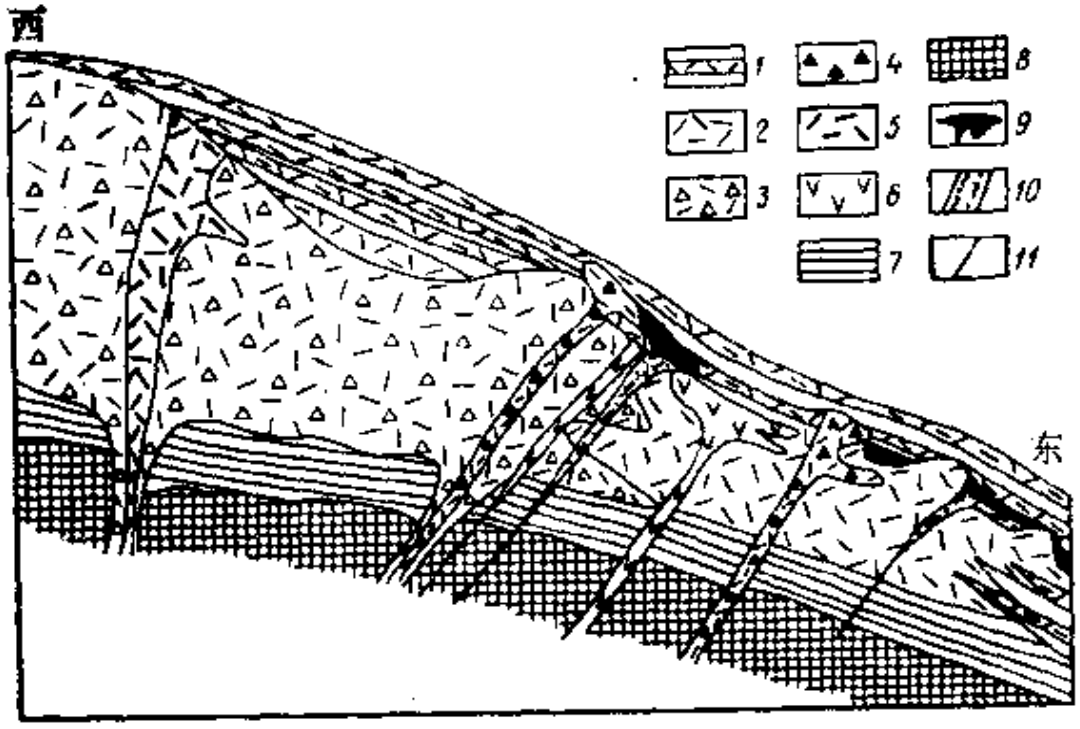


图 4　火山-穹丘构造的地质剖面图，矿山阿尔泰的Тишинск矿田分布在斜坡上

各带的酸性火山岩相：1—外缘相，2—过渡相，3—火山口-近火山口相，4—5—潜火山岩相和火山侵出相(5—含有自碎岩浆角砾岩)；6—基性潜火山岩；7—沉积岩层；8—火山基底的古生代杂岩；矿体：9—致密矿石，10—细脉浸染状矿石；11—断裂

残余凝灰岩锥出露得非常清楚（图5）。在锥体的中部，岩层的倾角为40—50°，在边缘为10—30°。在岩浆通道系统的中部充填了直径大约3 km的黑云碳酸岩岩株。后者的周围有许多铁白云石-重晶石碳酸岩侵出岩体，它们穿切和捕虏了黑云碳酸岩。在杂岩体中发现有以下岩石变种（从早到晚）：1)形成锥体的碳酸岩凝灰岩和沉凝灰岩；2)中心岩株的浅灰色黑云碳酸岩；3)环状黑色铁白云石-重晶石碳酸岩侵出岩体及与其有关的火山泥流角砾岩；4)小型侵出岩株的灰色致密方解石碳酸岩、方解石碳酸岩岩流的熔岩角砾岩，以及产于其中的厚层火山口凝灰岩和火山口块集岩；5)碳酸岩岩墙；6)白榴石响岩。

应当强调指出，火山构造（无论是正形构造，还是负形构

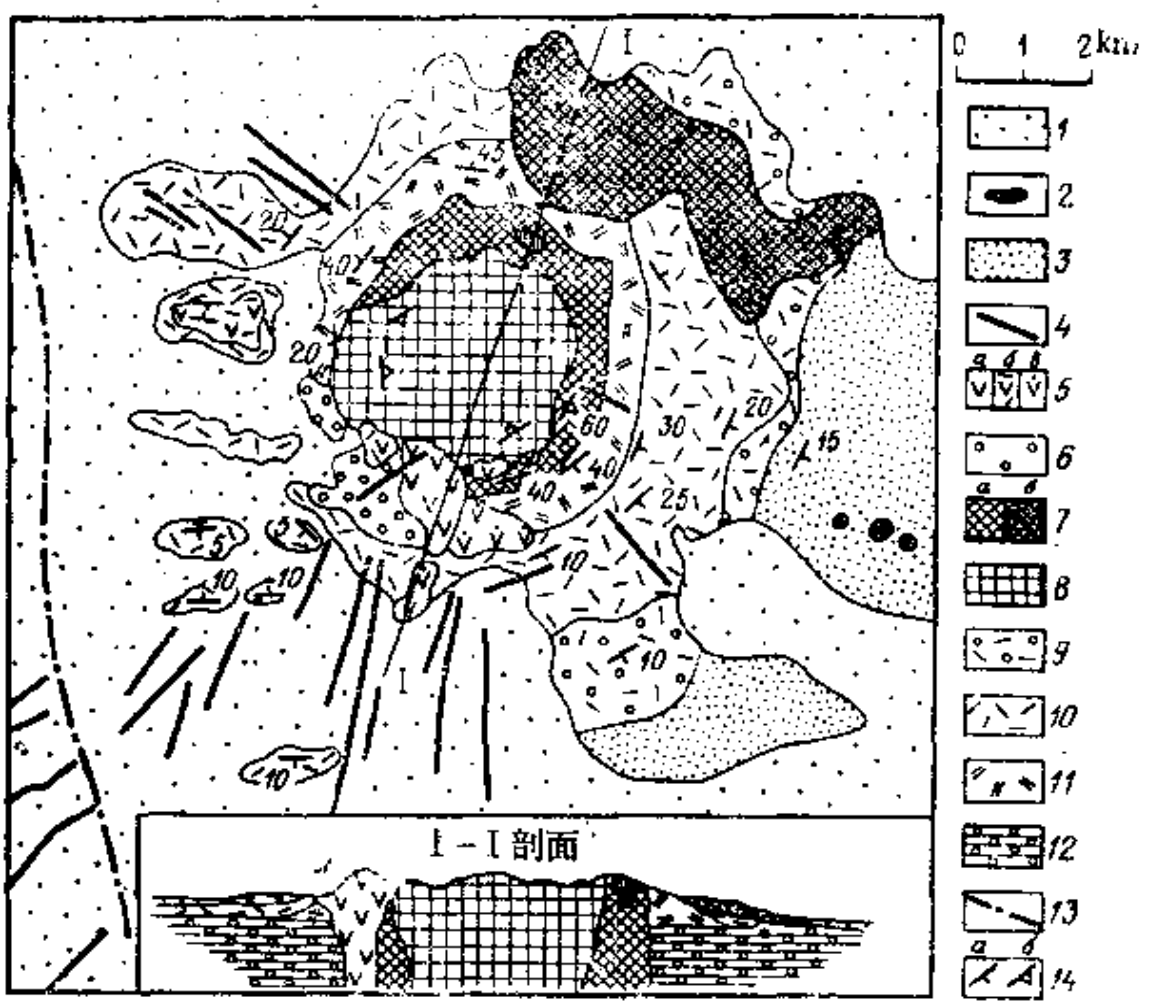


图 5 阿富汗Хаджигак碳酸岩火山的结构略图

(据Б.Я.Вихтер, Г.К.Еременко, В.М.Чмырев)

1—现代风成沉积物；2—白榴石响岩；3—凝灰质砂岩；4—方解石碳酸岩岩墙；5—方解石碳酸岩：а—火山口相，б—熔岩流，в—块集岩；6—含有各种碎屑的厚层碳酸岩凝灰岩；7—铁白云石-重晶石碳酸岩：а—火山口相，б—凝灰角砾岩；8—黑云碳酸岩；9—绿色粗粒碳酸岩凝灰岩；10—橙黄色的碳酸岩凝灰岩和沉凝灰岩；11—砖红色的碳酸岩凝灰岩；12—上第三系砾岩；13—航片上确定的断裂；14—产状要素：а—层理，б—流动构造

造）及其各个部位，特别是扇形断块，凡经受了长期的、常常是继承性的发展的，往往具有比类似的更简单的构造具有更复杂的构造特点，从而有利于成矿。大型矿床常常正是位于这类构造中。

双楔状火山构造

双楔状火山构造是在南乌拉尔的黄铁矿成矿省中发现的，可

能在其他尚未进行十分详细研究的地区也有大量发育。根据Э.Н.Эрлих的意见，在古火山洼地中就地形成的正火山-构造形态和火山形态都属于这类构造，它们既可以是区域性的，也可以是局部性的[17]。在剖面的中部，岩层产状具有逐渐变化的特征：即由下部层位的向斜转变到上部层位的背斜。这种构造形态是火山岩（尤其是粗粒火山碎屑岩相和熔岩相）对火山-构造洼地和破火山口超补偿的结果。这种现象一般发生在火山作用由滨海—海相条件向陆相条件过渡的情况中。因此，这些原来是负地形的火山形态在地形上就常常表现为火山脊、火山垅和火山高原。在南Ирендык和Маканг-Гайск黄铁矿成矿带中已经发现有双楔状火山构造的形态。

有一个这种双楔状火山带，在横剖面上呈高5 km、宽15—20 km、长几十——二百公里的双凸透镜形态。边缘断裂所限定的地带以强烈凹陷的形式出现了大幅度（5 km）的下降运动。因此，这种区域性双楔状火山构造是火山-构造作用形成的。它的结构决定着发育有局部性双楔状火山构造的矿田的位置（例如，Маканг矿田等）。在这种构造的边部常见有同火山断裂和裂隙带，脉状矿体就产于这些断裂和裂隙带中。在双楔状火山构造的中部，在火山角砾岩和凝灰岩与渗透性小的岩石（如熔岩）的接触带中，控制了整合的层状或者透镜状矿体的分布，在矿体的下侧顺着导矿的裂隙带和片理化带可以见到细脉-浸染状矿石(图6）。

在Маканг-Гайск带的北部，火山岩由三层组成，自下而上为安山-玄武岩、安山英安岩和英安岩，由它们构成了一个局部双楔状火山[17]。安山-玄武岩层剖面的上部岩石在基底上构成了由断距为150—250m的断裂分割开来的隆起亚带和凹陷亚带。安山英安岩地层的火山岩不仅充填了这些凹陷，而且在其上形成了正火山形态。这套地层形成一组厚达250m，宽500—700m，岩层倾角为10—30°的双凸透镜体。组成该建造的上部地层，使前一火山作用阶段形成的古地形被填平。

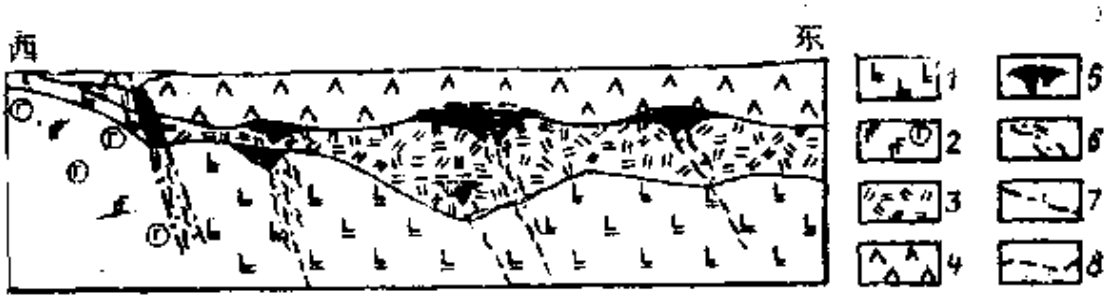


图 6　南乌拉尔产有含铜黄铁矿矿田的双楔状火山构造
（据А.И.Кривцов）
1—细碧质火山角砾岩；2—安山玄武玢岩；3—英安玢岩凝灰岩；4—安山英安玢岩；含铜黄铁矿矿石；5—块状矿石，6—细脉-浸染状矿石；7—同火山断裂；8—片理化带和裂隙带

矿区和矿田的负形火山构造和负形火山-构造成因构造

在含矿的火山构造中，许多地质学家都特别注意古火山区火山-构造作用形成的负形构造[2,3,13,16,17,19,20,25,40,44等]。这是因为这些构造在铁、铜、铅锌、金、银、锡、钼、铀和其他金属矿石以及非金属原料——冰洲石、萤石、重晶石、高岭土等原料的控矿中起着重要的作用。火山成因的矿床——热液矿床、热液-交代矿床、热液-沉积矿床、复合矿床主要产于火山洼地中；它们具有各种各样的矿体形态——层状、脉状、网脉状和更复杂的形态。在古火山省中，与负形火山构造作用有关的矿化作用比与正形火山构造有关的矿化作用更常见。例如，Н.П.Лаверов分析了分布在苏联和美国太平洋带的大陆火山带中50个矿区资料之后发现，绝大多数（80%）矿区都产于火山洼地内部或产于其边缘破火山口带中。

在火山-构造作用形成的负形构造中，破火山口最为发育，对破火山口的分类和含矿性已经有所研究，其中包括П.Д.Яковлев所作的研究。他把这种构造划分为四类：1)爆发破火山口——没有环状和放射状断裂；2)具有圆柱形塌陷断块的破火山

口；3)复合型破火山口——具中心塌陷断块的爆发破火山口；4)隐火山洼地[3]。

在远东的火山带中，Г.М.Фремд在火山-构造作用形成的内生矿床控矿负形构造中分出了三类这种构造：1)火山带基底在构造错动时形成的火山-构造洼地；2)在浅部岩浆源之上的顶板塌落而形成的破火山口状洼地；3)由于第二类构造叠加在第一类构造上而形成的复合火山-构造洼地[40]。

在乌拉尔、阿尔泰、高加索、日本和其他地区的早地槽期古火山省内黄铁矿型铜、铅和锌矿床的分布上，已经发现各种火山-洼地构造都具有重要的作用[2,11,37,44]。在这些地区划分出了槽状（裂谷状）洼地、破火山口状洼地、间火山洼地和间穹丘洼地，它们具有不同的规模，并在黄铁矿型矿化的控矿方面起着不同的作用。

由于新资料的不断涌现，含矿负形火山-构造的地质-成因分类也不断地得到完善，负形火山构造在各种火山带和火山区中的位置及其在各火山带和火山区发展历史中的地位更加明确。这些构造的规模大小〔通常分为特大型的（全球性的），中型的（区域性的）和小型的（局部性的）〕及与其有关的含矿区（成矿带、矿区和矿田、矿床）的相应规模也可以确定。

根据大量资料的分析并考虑到已有的各种分类，可以把含矿负形火山构造划分为以下几类（见表1）：1)火山-构造洼地；2)破火山口和破火山口状洼地；3)间火山洼地和4)隐火山洼地[41]。

火山-构造洼地

属于火山-构造洼地的有线状和等轴状地堑型凹陷，在这种洼地的形成过程中，既有构造作用，又有火山作用。但火山作用对于形成某种火山-构造的意义是不相同的。正如早就发现并得到年轻火山作用区（堪察加、千岛群岛）地球物理资料证实的那样，火山作用对于破火山口的开始形成是起了积极作用的。在上述火山-构造洼地的形成过程中，断块构造也起了主要作用。

根据Г.М.Фремд[40]的意见，具有决定意义的似乎是和全部地质作用过程都有关的构造因素（穹隆、边缘凹陷的发育等）。这种洼地的形成，是由于基底断块陷落的结果，与其伴随的，常有大量的、主要是原始岩浆的裂隙式喷出和爆发作用，然后形成各种岩浆分异产物。这类洼地的边界是深大断裂体系及其派生的直线形断裂体系，较少为弧形断裂体系。洼地的含矿性决定于特殊深大断裂的成矿特点。

火山-构造洼地在地球上的所有大地构造带中都有分布，它们是在各构造带的不同发育阶段形成的。首先，它们常见于与这些构造带初期形成阶段有关的优地槽中。例如，在南乌拉尔山脉的西坡，Блявинско-Кивдерлинск带（槽）就属于地槽早期洼地，在那里有含铜黄铁矿矿床产出；而在东坡(在Муголжары)则分布有Домбаровск黄铁矿成矿带（裂谷式凹陷）。应当强调指出，在矿山阿尔泰型次级地槽中，在地槽发育的早期阶段，火山-构造洼地（内部洼地和边缘洼地）就使大型的火山-构造隆起或者优地背斜复杂化了[44]。其次，火山-构造洼地通常与造山区或者古老地台活化区的大型穹形隆起有关。在那里，洼地见于这种穹隆的中部或其边缘[40]。第三，裂谷也属于火山-构造洼地，它们分布在大陆（地台）及大洋中脊上。

在古火山构造中，使造山带和地台活化区的穹形隆起复杂化的火山-洼地构造对控矿作用的意义最大。

火山-构造洼地的规模很大：线形洼地（槽地、裂谷）长几十甚至一二百公里，宽几公里到一二十公里，等轴状洼地直径为数十公里。因而它们是火山-构造作用形成的区域性构造，其中有含矿带或含矿省产出。它们决定着矿田的位置，而使洼地复杂化的较小的火山构造则决定了矿田的结构。与大型火山-构造隆起一样，这种构造也是一级火山成矿中心[5,29]。

火山-构造洼地被看作是构成岩石圈上部并发育岩浆作用和成矿作用的主要构造单位。

火山-构造洼地可以划分为（见表1）：1)火山成槽地，2)火

山成裂谷，3)单成火山-构造洼地（简单和复杂的）和4)复成火山-构造洼地。

火山成槽地 是优地槽的较大型火山-构造槽地的一部分。它们分布在固结构造——地台、中间地块、地背斜隆起的边部，在固结构造与地槽凹陷的结合部。这种槽地具有块状镶嵌结构，其边部为深大断裂，在深大断裂中常出现超基性岩带（这证明它们可能与上地幔有关）。在这些槽地中，拉斑玄武岩广泛发育。由于拉斑玄武岩形成时既没有与地壳物质发生相互作用，也没有在过渡岩浆源中经过分异作用，因此，拉斑玄武岩的广泛发育决定了与这类构造有关的成矿省中的黄铁矿型矿床具有基性岩剖面的特点（富钴、镍、贫金、砷等）。大型火山-构造槽地，其组成建造、火山构造和火山矿床的这些特征及其他一些特征，可以以北Мугоджары为例加以说明[12,14]。Домбаровск矿带位于乌拉尔的这个黄铁矿型成矿区，它分布在马格尼托哥尔斯克地槽凹陷和东乌拉尔大背斜隆起的接合部，其中充填了大量的晚志留世-早泥盆世优地槽早期发育阶段的玄武岩和硅质玄武岩建造，这些火山岩都是裂隙式喷溢产物。然后，形成了早-中泥盆世的不连续玄武岩-流纹岩建造，它使槽地在早期地槽地段就封闭了，并且这个建造的酸性岩部分只有潜火山岩相的钠质流纹斑岩。

Домбаровск火山槽地具有块状镶嵌结构。它被纵向、横向和斜切三组断裂切割为一个个火山-构造断块，各断块均遭受了不一样的陷落，有时还有相对隆起。沿断裂形成了一些狭窄的槽地型局部断裂凹陷。其中有一个这种槽地构造称为 Весенне-Домбаровск槽地。该槽地中有一个矿田，其特征是具有陡倾的断裂，这些断裂划定了二级和三级火山-构造断块的边界（图7）。这种断裂构造中分布有一些酸性和基性的潜火山岩体，它们集中在纵向和横向断裂的交切部位。含铜黄铁矿矿床的扁平透镜状矿体和脉状矿体就产于这种部位。有时这些矿体跟与岩石层理整合并产于酸性潜火山岩体缓倾斜部分的缓倾斜矿体结合在一起（如“十月革命50周年”矿床）。在这种情况下，矿化规模明显增

大。由于晚期地槽阶段在相邻的火山构造隆起中形成了辉长-斜长花岗岩建造的成矿后侵入体，在上述矿床中，矿石和近矿交代岩遭受了改造——受变质和再生。Блявинск 矿田所在的 Блявинско-Киндерлинск 黄铁矿型矿带（南乌拉尔西坡）也属于槽地构造。

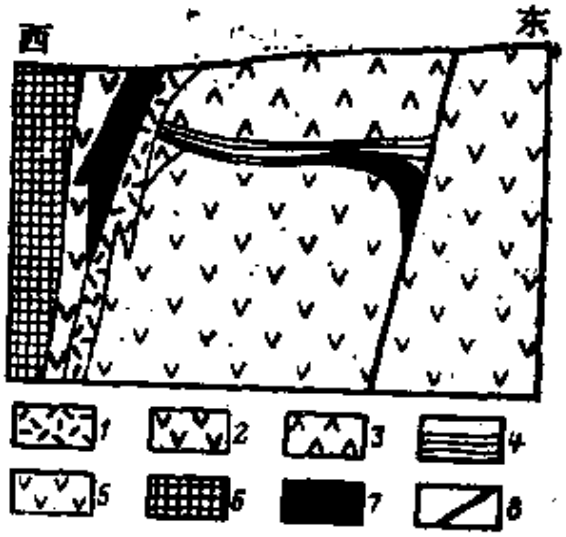


图 7　南乌拉尔火山槽地和黄铁矿矿田的结构
（据M.Б.Бородаевская、А.И.Кривцов、В.Б.Шашаков）
潜火山岩墙：1—酸性岩，2—基性岩；3—安山-玄武玢岩；4—沉积地层；5—玄武玢岩和辉绿岩；6—火山槽地的基底杂岩；7—矿体；8—断裂

火山成裂谷　在地球上分布更广。它们在时代、规模、构造形态、火山作用的规模、火山作用产物的化学成分（经常极为多种多样），热流值、磁场结构和其他特征上都很特殊。E. E. Милановский 和其他一些研究者根据裂谷区的空间位置和深部结构，把全球性和区域性裂谷系和裂谷带划为三种裂谷区：大陆（内陆）裂谷区、陆间裂谷区和洋内裂谷区。前两类裂谷又划分为地台后和造山后裂谷。大陆型地台后裂谷（东非裂谷、贝加尔裂谷）以碱性岩浆活动为特点，而造山后裂谷（科迪勒拉裂谷）的特征则是钙-碱性岩浆活动；陆间裂谷（例如红海裂谷）也是以钙-碱性火山作用为特征。在洋中脊裂谷（大西洋裂谷、太平洋裂谷）中，玄武质岩浆作用的产物发育。

除了上述裂谷带以外，Г. М. Фремд 认为还可以划分出洋-

陆裂谷系。本身也是由一系列区域性裂谷构造组成的全球性东亚火山带就属于这种裂谷系。例如，在东锡霍特-阿林、兴安-鄂霍茨克和其他火山岩带的晚白垩世造山构造环境发现有这种裂谷系。在那里，洼地是一些产于深断裂带中的长数十公里（直到100km）的地堑。根据Г. М. Фремд和В. И. Рыбалко的意见，这类构造（Ноттинск、Селенчинск等）与中锡霍特-阿林构造缝合线有关。大量纵向延伸的断裂把裂谷底切割成一系列位移幅度很大的狭窄断块。洼地边缘同样具有阶梯状结构。裂谷洼地中充满了酸性和中性火山岩，剖面下部还有粗粒火山-沉积碎屑岩。地层总厚度达1500m。安山岩是裂谷洼地中常见的火山岩，并且主要是熔岩。它们分布在洼地的边缘，有时也分布在洼地内部的纵向断裂中，在这些地方形成长条形熔岩区。

例如，延伸几十公里的线状火山-构造地堑和凹陷就属于上述的这种构造，这些地堑和凹陷的成因与晚中生代的活化作用有关。裂谷洼地位于基底断块中，与具有花岗岩类岩石基底的相邻刚性断块（地垒型）相比经受了稳定沉陷。在相邻刚性断块区，环状、等轴状火山-构造洼地和火山-穹丘构造是在另一种构造环境下发育形成的。例如，根据 А. П. Ван-Ван-Е和А. Б. Игнатьев的意见，侏罗纪和白垩纪次地台沉积物堆积到叠加在基底沉积变质地层之上的中生代凹陷中之后，在线形火山-构造地堑（兴安-Олонойск）和凹陷（Сутарск）中出现了受区域性断裂控制的安山岩-玄武岩火山活动。以后，又发生了酸性岩浆的喷出。而在末尾阶段，则是大量喷出熔结凝灰岩、酸性火山岩侵出和花岗岩侵入。断块内部的地质构造、火山、破火山口和其他火山构造的产生，均和裂谷洼地的火山活动时期有关。这些地堑状凹陷（例如，兴安-Олонойск地堑）的特点是锡矿化作用，在较少数情况下还有锑矿化和其他矿化现象。

单成火山-构造洼地 这种洼地呈地堑状盆地，属于Г. М. Фремд第一类火山-构造成因构造[14]。即属于主要是在构造-岩浆活化时期由于断块的构造活动而形成的火山-构造洼地。洼地

的上部构造层由火山-沉积岩和火山岩组成，这些岩石中又侵入有同源岩浆侵入体。洼地的基底通常由前寒武纪的变质岩或者古生代的侵入岩和遭受了强烈变动的沉积-火山地层组成。

这种洼地呈等轴状或略呈椭圆形（长40—50km，宽10—25km）。洼地的内部结构呈浅盆状：四周的地层产状呈内倾（倾角达30°，有时更大），而中心（大）部分则呈水平产出。这种构造的边缘地带，发育有直线形或弧形的阶梯状断裂系，断裂中通常充填有侵出岩、潜火山岩体和花岗岩、花岗闪长岩及其他成分的岩墙。它们与基底的深大断裂有关。对于上部构造层来说，这些断裂是隐伏断裂，以挠褶、裂隙带或出现上述岩浆岩体的形式表现出来。此外，在洼地的基底和上覆地层中，尤其是在层状地层中，常见有平缓的层间断裂和破碎带。无论是在洼地的火山-沉积地层中，还是在基底岩石中（隐伏断裂带），这些构造单元(陡倾断裂、裂隙带、挠褶和平缓断裂）可为矿化作用所利用。矿体呈脉状、网脉状和层状。

火山-构造洼地中有有色金属（铜、铅、锌）、稀有金属(锡、钼、锑、汞)、贵金属、放射性金属矿床，以及非金属原料（萤石等)。在洼地中还见有火山机构（线状机构、层火山等）的残余。火山-构造洼地表现了负的重力异常，其周围（在这种构造范围以外）的重力均为正异常。

在大陆火山区发育的火山-构造洼地中，控矿因素决定于洼地内部基底刚度是否增加，在非均质剖面中，酸性火山岩的分布是否占优势、断块构造是否广泛发育、导岩浆导矿液断裂的位置等。这些因素决定了这种火山-构造成因构造内部的矿床分布。在洼地中，矿床受纵向断裂控制，并且集中于纵向断裂与横向断裂和斜交断裂的交汇部位（图8)。这些矿床的特点是以产于火山岩和沉积岩互层的分层中的层状矿体、平坦的网脉状和充填裂隙的脉状矿体。有时脉状矿体可以延伸到基底岩石之中。

单成火山-构造洼地可以分出简单（一个阶段）和复杂（多阶段）洼地两种，Г. М. Фремд、В. И. Рыбалко、В. П. Бор-

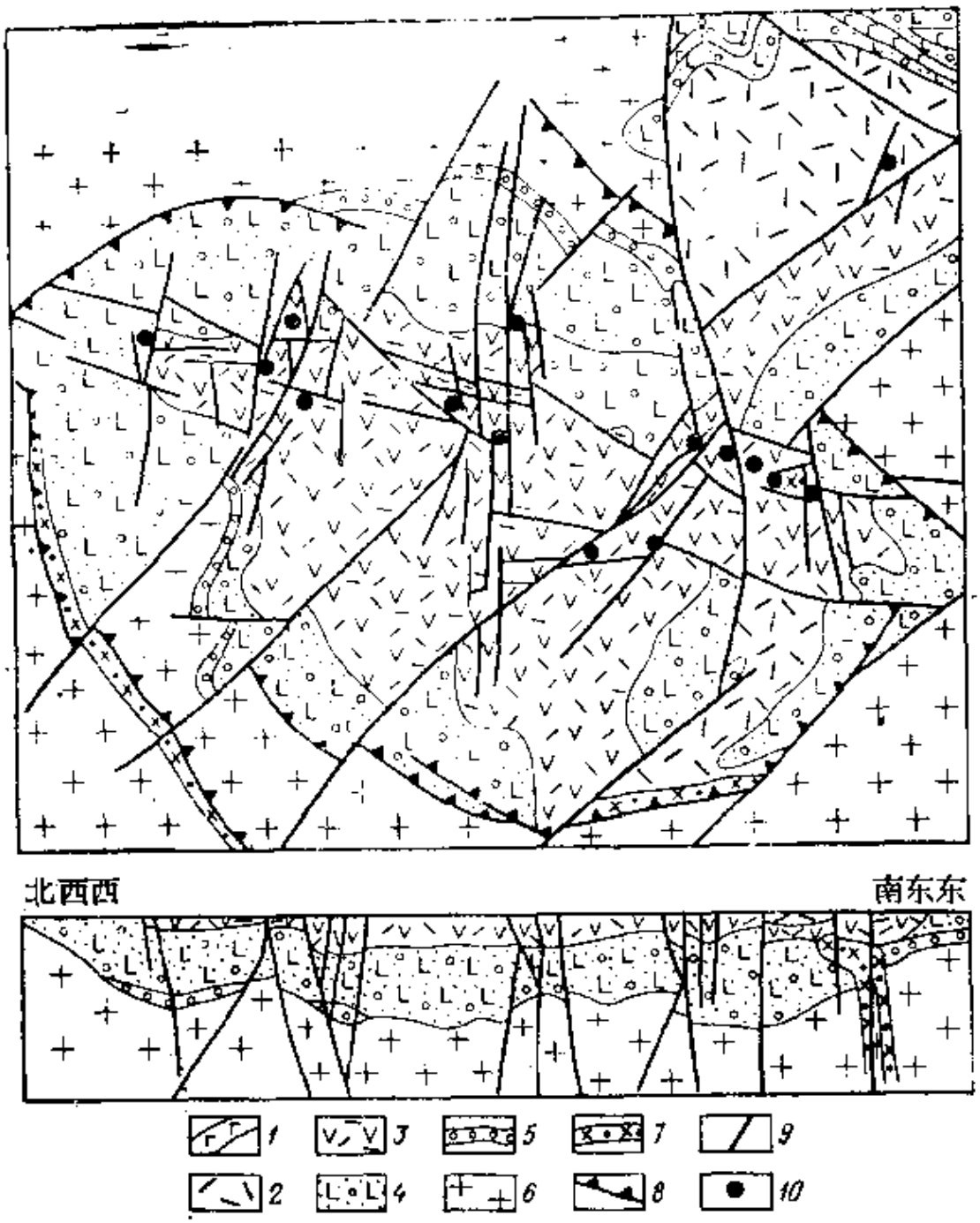


图 8　含矿火山洼地的结构略图

（据И. С. Модников等）

1—安山玢岩和安山玄武玢岩；2—流纹质及流纹英安质熔结凝灰岩和凝灰岩；3—流纹质及粗面流纹质熔结凝灰岩和凝灰岩；4—各种成分的沉积岩和火山岩；5—底砾岩；6—洼地的基底岩石（变质片岩、花岗片麻岩、花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩）；7—花岗斑岩岩墙、正长-闪长岩岩墙；断裂：8—环状断裂，9—纵向断裂和横向断裂（放射状断裂）；10—矿床

овков和А. П. Ван-Ван-Е以东锡霍特-阿林、兴安-Баджальск和其他火山带为例，对这两种洼地进行了研究。

简单火山-构造洼地的特点如下：一个阶段形成，在洼地剖面的下部充填有火山-沉积岩层和纯喷出岩相火山岩——厚300—800m的安山熔岩，在中部为凝灰岩，上部为厚达1200m的酸性凝灰岩和熔结凝灰岩；火山口和近火山口带的岩石不发育；主要以裂隙式溢出为特点。

在东锡霍特-阿林带中常见到的简单火山-构造洼地中，产出有锡石-硅酸盐建造和锡石-硫化物建造的锡矿床和矿点，矿体呈长条形，但厚度小，与褶皱基底边缘的阶梯状断裂有关，而洼地内部则缺乏矿化现象。

复杂火山-构造洼地是几个阶段形成的；洼地中充填的火山岩层的厚度达几千米（比简单洼地中的火山岩层厚度加倍）；其特点是火山岩相（其中包括侵出相和潜火山岩相）多种多样；火山口-近火山口带的火山岩发育。这种洼地中的矿化现象也很复杂，例如А. Е. Антонов在Лашкерек洼地（中亚）、В. П. Боровков和А. П. Ван-Ван-Е在远东的Каменушинск洼地所发现的矿化现象。

Лашкерек洼地（面积300km²）位于库拉明山脉中部。洼地的环形带布满了火山机构、小侵入体和矿点。矿化作用和火山-构造洼地的带状联系使А. Е. Антонов把它和相邻地区一起看作是一个独立的矿区来研究。

Лашкерек洼地的基底为早中石炭世晚地槽阶段安山岩建造的火山岩。这种构造是在中晚石炭世早造山作用阶段的安山-英安岩建造形成时期作为叠加的同沉积凹陷而发育形成的。后来，在早二叠、早三叠世晚地槽阶段的建造形成过程中，由于补偿沉陷的结果，它转变为火山-构造洼地，分布在东北部高渗透带中。除了北东向、北西向和近东西向的线形断裂外，还可以划分出一种半环状断裂。它们是在二叠纪流纹岩火山作用期间，洼地下陷的过程中，在洼地的边部形成的；沿半环状断裂形成了断

距达1km的正断层。

中石炭世的绢云母-明矾石矿化作用和石英-硫化物矿化作用与晚地槽阶段有关，而具有碲化物的石英-多硫化物建造、具有黝铜矿的石英-银-方铅矿建造等含矿建造则与造山阶段的火山建造有关。

岩浆岩和矿化现象的分布受北东向和北西向的高渗透性地带控制，并且矿带走向与后者（北西）一致。Лашкерек洼地的大多数矿化现象在空间上与侵出岩体、潜火山岩体和火山颈的分布一致。在完全分布在高渗透带相互交切的部位及与其他方向的断裂交汇部位的矿田（Кочбулак、Лашкерек矿田等）也发现有这种关系。

白垩纪的Каменушинск火山-构造洼地（面积200km²）可作为另一个例子，它位于沿Буреинск地块东缘通过的兴安-Баджалбск火山带的中部。根据В. П. Боровков和А. П. Ван-Ван-Е的资料，洼地是由于古生代基底的断块沉陷而形成的，并位于北西向和北东向断裂体系的交汇部位中。洼地呈椭圆形，它的长轴方向和火山带的总体方向一致。相对于该火山带而言，它是一个火山-构造作用形成的次级构造。在白垩纪的三个火山岩组合中，可以划分出盖层相、近火山口相、火山口相、侵出相和潜火山岩相。火山作用产物的成分变化为：玄武岩—安山岩—安山英安岩—流纹岩—花岗斑岩；熔结凝灰岩的火山作用广泛发育。

Каменушинск洼地的结构为断块结构，并且在不同的断块中占优势的是不同的岩石组合及其火山机构的形态。这就允许在考虑断块的地质特征时可以按不同的方式来评价洼地不同部位内生矿化的找矿远景。最有远景的部位是被基底裂开式贯穿断裂所限制的深陷断块。在深陷断块中，晚白垩世的火山作用更是多种多样。因此，岩浆期后作用也发育得更广泛；后者相应于Каменушинск火山-构造洼地的带状结构也呈带状分布。据А. П. Ван-Ван-Е资料，洼地中可划分出四种构造-岩相带：1）环状断裂和岩墙；2）外带——火山碎屑岩相；3）内带—侵出岩相；

4）中心带——近火山口带。外带广泛分布着凝灰岩、凝灰质沉积岩层和侵出岩体近接触带相岩石。外带岩石的岩石学成分和化学成分，极不均匀；它们的特征性蚀变是泥化作用。该带对辉钼矿、砷和萤石的网脉状矿化最为有利。在近火山口带中发育的主要是火山口相、爆发岩筒和潜火山岩体。该带有锡矿化和铜矿化，还同时形成了次生石英岩、黄铁长英岩和绿帘石岩。

火山作用的逆演化有时为复杂火山-构造洼地所特有的性质。据В. П. Боровков，Белоянск火山-构造地堑可以作为这种洼地的例子，该地堑是位于两条深大断裂交汇部位的Бадырск火山-穹丘建造的一部分。

基底的构造改造对这类洼地的形成有很大的影响。矿山阿尔泰的泥盆纪（早地槽）火山-构造洼地（地堑）就是按照这种方式发育形成的，它们的形成与切割火山-构造隆起（火山地背斜）——Алейск隆起、Синошинск隆起和Ревнюшинск隆起的基底深大断裂和大型区域性断裂有关[5]。

由于Н. П. Лаверов和А. Е. Толкунов、Л. В. Барсуков、А. Б. Каждан、В. А. Невская和其他研究者的工作[19]，已经查明了产于大陆火山带造山火山-构造洼地中的矿床的构造-形态特征。

这类洼地中已知矿床的构造-形态特点与一系列构造因素和岩性因素都有关：1）陡倾或者缓倾断裂构造是否发育，2）是否有中性和酸性岩墙和岩墙状岩体，3）物理-机械性质（强度、孔隙度）和化学性质（例如，还原性）都有利的岩石的分布范围。

复成火山-构造洼地 对于活化火山带——鄂霍茨克-楚科奇带、锡霍特-阿林带等火山带来说，复成火山-构造洼地是十分典型的火山-构造洼地。根据Г. М. Фремд的意见，它们的形成是由于破火山口，即第二类火山-构造洼地叠加在上述第一类火山-构造洼地上的结果。在基底断块下陷的过程中，最先形成了复杂的火山-构造洼地，其中填满了很厚的火山岩地层；然后，由于爆发火山活动时伴随发生的近地表岩浆源的顶板塌陷，出现了塌

陷破火山口，使得原有的构造复杂化了。因此，在复成火山-构造洼地的发育过程中，前几个阶段起积极作用的正是构造作用，而在较晚的几个阶段中，则是火山作用。

这类洼地分布在造山带和地台活化区，常充填有至少两种建造，其中每一种建造都是在相应的火山作用阶段形成的，它是熔岩被相、火山口相、侵出岩相和潜火山岩相的总和。这些火山岩相是在一定的火山作用阶段形成的，与这些建造的规律性成分演化有关。早期建造的岩石主要是玄武岩和安山岩成分的熔岩，它们沿基底下陷不深的洼地边缘发育；与其有关的有产于边缘断裂中的岩墙和岩颈（裂隙式火山的根部）。晚期的流纹岩建造由熔结凝灰岩、凝灰岩、侵出岩和潜火山岩组成，它们分布在洼地中心下陷最深的部位。

火山-构造洼地充填的是成分相对应的岩石建造（玄武岩—安山岩—流纹岩建造）。这种岩浆组合的原因是从深部岩浆源溢出的玄武岩逐渐被壳源的流纹岩喷发作用所取代。大量的岩浆物质冲出地表，使得洼地得到了超额补偿并形成了火山高原，因此，这些构造表现的不是负地形，而是正地形，完全是Э. Н. Эрлих的双楔状火山构造。

复成洼地的特征是复杂的内部结构和断裂构造的多样性。在断裂构造中还可以划分出弧形断裂（通常为正断层）和贯穿断裂。弧形断裂和与火山构造作用有关的放射状断裂共轭。贯穿断裂是在活化过程中形成的，这两种成因类型的断裂，一方面使洼地具有“康卡”型构造（根据В. И. Влодавц的定义）的特点，另一方面，又决定了它们具有内部断块镶嵌结构的特点。“康卡”型构造是由于双重塌陷（大的和小的）的发育而产生的，双重塌陷的四周一般是环状正断层。塌陷最深的是洼地的中部，而洼地的边缘地带陷落的幅度较小；位移幅度的变化范围为数百米。内部断块结构决定了洼地底部的陷落不均一——由一二十米到1.5 km。

洼地的不均匀结构是地壳破碎及其某些断块下陷（或者抬

升）的结果。洼地基底的构造断块在下陷后又再次受到了抬升（在向上的岩浆压力作用下），同时伴随有再生破火山口的形成。因此，火山-构造洼地的内部断块结构既是基底断块结构的反映，也是火山-构造活动的结果。在固结基底的下陷断块中，由于在相邻褶皱区构造运动影响下产生的深大断裂的活动，常常形成这种洼地，并伴随有强烈的火山活动。

属于复成火山-构造洼地的典型火山构造，有被侵蚀的塌陷破火山口、层火山和火山-穹丘构造、多成因喷出岩、岩颈和火山颈、潜火山岩体（岩墙、岩株等）。在这些火山构造中起重要作用的是被侵蚀的塌陷破火山口，它表现为环状杂岩型的火山根部构造。在破火山口中，经常可见塌陷构造和中心岩株连在一起；同时在破火山口中常发育有半环状正断层，在半环状断层内部有潜火山岩株，外部则是熔结凝灰岩分布区。这类构造的另一个重要组成单元是以酸性复成火山和安山质层火山为代表的中心式古火山。这些古火山的火山锥体一般都被侵蚀掉了，但是，还保留下来了火山口带和近火山口带，它们在地形上表现得很清楚。潜火山岩墙和岩株产于盆地边缘的火山或者边缘断层中，它们往往标志着火山作用阶段和火山-构造形成的结束。

复成洼地中，钼、铜、铅、锌、萤石、稀有金属和其他矿种的内生矿床的分布均受穿切断裂和区域性边界断裂——基底断裂的控制。火山构造单元决定了洼地内部内生矿化作用的分布位置，也决定了矿体的形态特征。火山-构造洼地之所以有利于矿化的富集有以下几个原因：1）导矿通道和洼地的空间位置吻合；2）容矿构造分布在具有长期分异发育性的断块中；3）容矿构造与有利于矿石沉淀的围岩有关。

火山-构造洼地中常有一些成矿区，其中包含着一些随洼地的结构特点不同而作不同分布的矿田。例如，根据 А. П. Игнатьев 的意见，这类矿田可划分为两类。

第一类矿田属于内部洼地的矿田：这类矿田本身又可以分为两个亚类。第一亚类的矿田与产于区域性断裂交汇部位的中心式

火山机构（复杂的火山颈、爆破角砾岩筒）有关。其矿化作用受产于断裂交汇带中的细小裂隙系以及沿环状断裂位移时形成的顺层断裂的控制；容矿岩石为近火山口相和火山口相的流纹岩；矿体为硫化物（方铅矿、黄铜矿、黄铁矿等）的矿巢、细脉带和浸染状矿化。第二亚类的矿田构造为塌陷破火山口、或者位于几组方向的断裂交汇部位——伴随着岩颈形成而产生的区域性裂隙带的洼地下陷断块。容矿岩石为熔结凝灰岩和火山角砾岩。

第二类矿田属洼地外带的矿田。使层火山复杂化的破火山口可以看作为第一构造亚类。这种洼地产于正断层中，直径大小为几公里；洼地中充填了安山质和英安质熔岩和凝灰岩。矿田中火山口相和近火山口带的火山岩发育，同时还有同源的安山岩岩墙、辉绿岩岩墙、流纹岩岩株和长岗斑岩岩墙。稀有金属矿化作用沿着流纹岩潜火山岩体接触带中的复杂裂隙系发育。最强烈的硫化物矿化作用（铅矿化等）和网状矿脉的膨胀部分常见于接触带的弯曲处和缓倾斜部位（屏蔽、构造矿储）。第二类矿田的第二构造亚类属于裂隙式复成喷出岩，它分布在洼地边界上的主要断裂带内。在那里，矿田的构造位置决定于半环状断裂与放射状断裂和裂隙交汇的部位。在喷出岩体的边部矿石品位常常增高。

破火山口和破火山口状洼地

本节将讨论塌陷破火山口，这种破火山口是呈圆形或者椭圆形的火山洼地，其直径大小为几公里到50km。据E. K. Мархинин，它们的形成是由于位于3—5km深处和更深部位、并为大型火山或者火山群提供喷出物质的浅源岩浆源之上的顶板岩层沿环状断裂塌陷的结果。这种情况与由于火山喷发引起岩浆水平的下降有关。并且，破火山口底常常沉陷几百米，有时为1.5—2km。

这种破火山口主要发育在造山带中，老地台活化区和褶皱区也有分布。它们常使大型穹形隆起复杂化，并被充填了巨厚的火山岩地层，主要是酸性成分的火山岩——熔结凝灰岩。这种构造的发育有时相当复杂，并因此在破火山口内部产生隆起，隆起中

又有花岗岩侵入体，它是火山岩—深成岩组合的一个组成部分。

破火山口的含矿性取决于浅源岩浆源中的分异作用特点和岩浆与基底岩石的相互作用。根据Г. М. Фремд的意见，塌陷破火山口属于第二类的火山-构造作用形成的构造。决定破火山口发育特点、形态和其他特点的主要因素，是浅源岩浆源的能量和火山机构的大小。构造作用在这里起着次要作用，只不过应当强调指出，上述构造总是位于几组大型线形断裂的交汇部位，并且在这种构造的形成过程中，线状断裂又不断得到改造。破火山口本身的特点是发育边缘断裂、环状断裂和弧形断裂，火山机构或者具有共同岩浆源的一群彼此邻近的火山，就是顺着这种断裂陷落下去了。有时放射状断裂也发育。与相邻地段相比，破火山口通常重力值较低；同时，在熔岩充填的中心断裂和近破火山口断裂带中，常形成很强的磁异常。

在破火山口中，常常分布有具有以下矿床的矿省和矿田：铅锌和铜（滨海区的Николаевск、南哈萨克斯坦的 Казкудук、美国的锡尔佛顿）、锡（滨海区）、铍（墨西哥的Агуачилле）、贵金属（苏联的东北部、美国的Крипл-Крик）、铀、碳酸岩（斯堪的纳维亚、非洲）等矿床。

产于破火山口构造中并以矿床构造和矿体形态多样性为特点的矿田例子是科罗拉多州的锡尔佛顿金银多金属矿田。这个矿田是一个塌陷破火山口（直径约13km），由于破火山口的形成产生了环状、锥状和放射状断裂及裂隙（图9）。由前寒纪变质岩和古生代及中生代沉积岩形成的老基底上，在第三纪时形成了由中、酸性熔岩、凝灰岩和角砾岩组成的地层。然后，在火山岩分布区的中部形成了破火山口，破火山口的形成经历了两个阶段。第一阶段，在破火山口的边部喷出了酸性熔岩（流纹质）和火山碎屑岩，构成了新的火山岩地层。第二阶段，发生了强烈的沉陷，同时形成了环状断裂和放射状断裂，其中充填了安山质或流纹质潜火山岩岩墙。在喷出了大量火山物质的浅源岩浆源之上的柱状断块进一步下陷的过程中，发生了断裂和裂隙的改造，并伴随有多

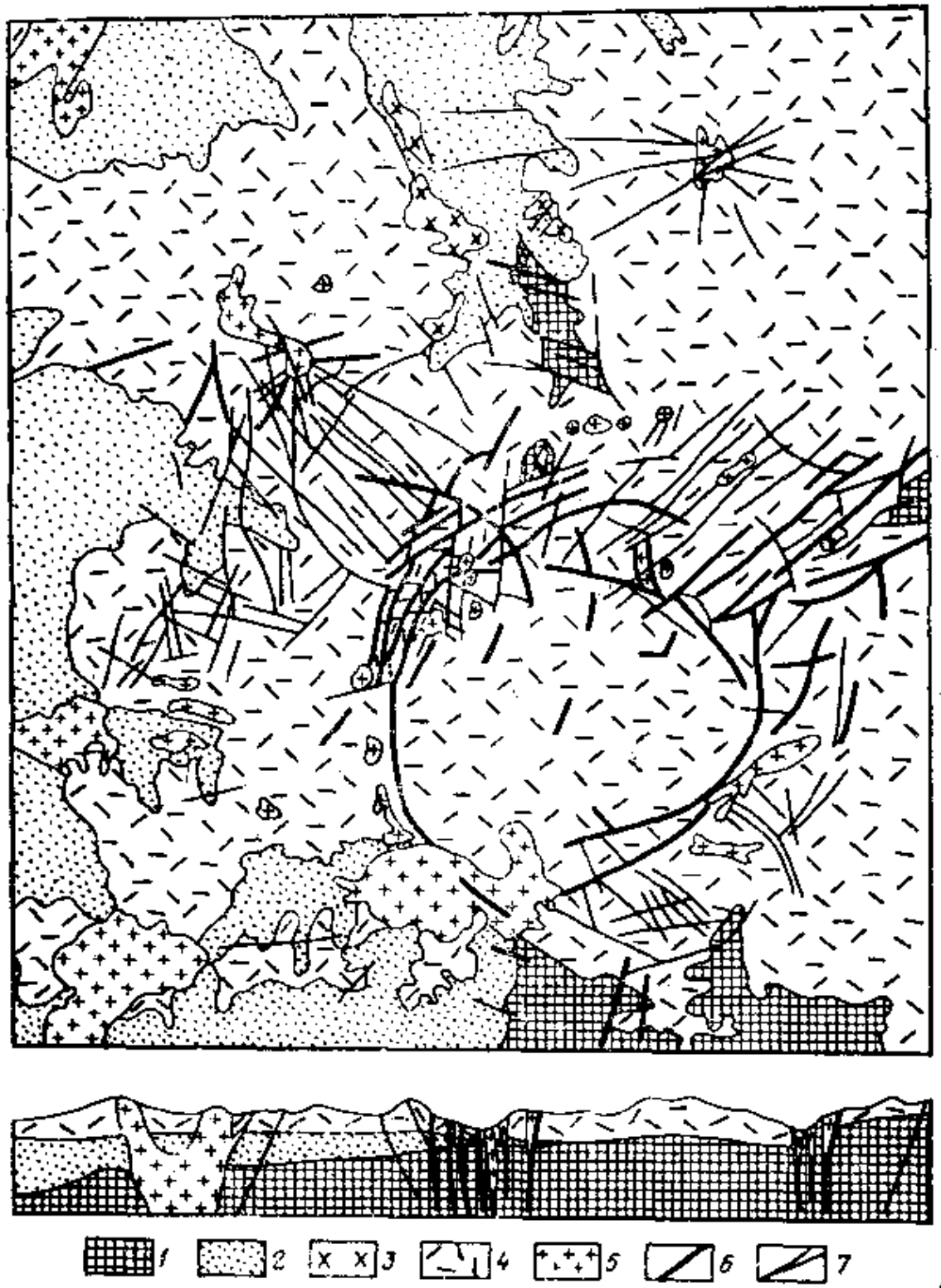


图 9　锡尔佛顿破火山口的结构略图

（据В. Барбелк）

1—前寒武纪岩石（沉积岩、侵入岩、变质岩）；2—古生代和中生代的沉积地层；3—老第三纪侵入岩；4—老第三-新第三纪的火山岩建造；5—新第三纪侵入岩；6—大型断层，包括矿化断层；7—小型断层和大型裂隙，其中有岩墙和矿脉产出

阶段的矿化作用。矿化作用以金矿脉、含银矿脉和铅锌矿脉为代表，矿脉沿破火山口形成作用第一阶段的火山口状洼地的边缘分布。

根据形态成因特点，塌陷破火山口可分为两类：顶部破火山口和浅（源）破火山口。

顶部破火山口 形成于基性和中性火山作用发育区。它们的直径可达12km，形成于大型火山机构——盾形火山或者层火山的中心（近火山口）部位。一般为塌陷洼地（有时为爆发洼地）。洼地的边界照例是环状断裂，只有火山的顶部沿环状断裂塌陷了；洼地的边部呈阶梯状结构。这种洼地充填的是破火山口内部的火山喷出产物，因为在盾形火山的顶部破火山口中（例如亚美尼亚的Aparana、中哈萨克斯坦的Жантау）形成了层火山[13]。充填顶部破火山口的粗粒集块凝灰岩、熔岩和带状流纹岩常常覆盖着薄层的火山成因粉砂岩、粉砂泥岩、层状泥质凝灰岩分层和破火山口湖的其他沉积层。形成火山机构的破火山口前、破火山口后阶段的地层产状不整合，以及破火山口底部的高度各不相同，是火山不整合的典型特征；破火山口底的陷落幅度为300—500m。

某些破火山口在现代地形上反映很明显。在顶部破火山口中，往往见有规模很大的酸性侵出岩体和环状岩墙。具有这种结构的有Тенфуровск破火山口（直径约12km），它位于东锡霍特-阿林火山带并使同名火山的上部（底部直径约20km）复杂起来。在现代地形上，这种盆地就是底平边陡的盆地，其边部要高出底部几百米。破火山口具有负的重力异常和较低的磁场值，主要是负的ΔT值。破火山口边部的特征是具有明显正负交错的磁场，这显然和大量的岩墙及侵出体有关。

破火山口的边界为环状断裂系，环状断裂向火山中心作陡倾斜，是一个断距达一二百米（总断距在1km以上）的阶状断裂系。在破火山口的中部有遭受了强烈热液蚀变的英安岩侵出岩体，并伴随有铅锌矿化。在近火山口部位常见有众多的潜火山相

流纹岩岩墙；在破火山口的外部边缘，在环状断裂带中，常见有流纹岩侵出岩体和岩颈。在这个带的热液蚀变岩石中，有贵金属的矿化现象。

根据В.Н.Зеленугин的资料，对于基性岩和中性岩占优势的火山岩发育区来说，其特征是巨大复成的、主要是盾形火山的大型顶部塌陷破火山口（直径约10—12km）。在平面上这种破火山口呈等轴状，近似于圆形。沿环状断裂塌陷的塌陷幅度为一二百米到1km。

形成这类构造的火山活动，其产物为安山岩和安山玄武岩，但是，在顶部破火山口形成前的火山活动阶段，喷出了大量英安质火成碎屑岩，形成类似于熔结凝灰岩的凝灰岩。在大多数情况下，中酸性岩石的矿物特点和岩石化学特点表明，这些岩石是安山玄武岩岩浆分异作用的产物。火成碎屑岩性质的浮岩和似熔结凝灰岩的凝灰岩（厚度为几十米，个别情况达300m）主要在破火山口之外沿其边缘分布。在破火山口形成之后，破火山口中的火山活动并未终止：常常在经过一定时期的间歇之后，在破火山口内部又形成由中性岩并主要为酸性岩组成的层火山和喷出穹丘。火山-沉积地层也分布广泛。

浅（源）破火山口 它们主要发育于以酸性岩为主的火山岩分布区——中生代，经常为白垩纪的大陆边缘火山带和大陆内部火山带（鄂霍次克-楚科奇、东锡霍特-阿林、兴安-Баджальск等）。属于这类破火山口的构造洼地，其特点是位于浅源岩浆源之上的火山或火山群沿环状断裂塌陷。这类破火山口的直径可达40km（有时更大），其边界为断层面向火山口中心陡倾斜的环状断裂和弧形断裂。塌陷幅度在500—800m以上的火山机构的围斜构造常常受到变形——沿环状断裂带，岩层变成内倾产状。只有在塌陷火山机构的中心以及破火山口之外的地带，火山锥岩层的原始围斜产状才能保留下来。由于断层破坏，这类破火山口的内部呈断块结构[12]。Хокуроко矿区（日本）就产于这类破火山口中，该矿区分布有黄铁矿型多金属矿床[47]。

浅（源）破火山口可划分为两类：简单（单成的）和复杂的（复成的）。

简单浅（源）破火山口 直径为20—30km，呈浅的盆地状结构；破火山口边缘从陡的内倾产状向中心方向迅速转变为水平产状。在这种破火山口中，火山机构往往完全塌陷，塌陷幅度达800m。破火山口中充填着酸性，有时是中性成分的各种熔岩和火成碎屑岩，主要是熔结凝灰岩和带状流纹岩。凝灰岩作同心分布——破火山口的中心为粗粒凝灰岩，边部为细粒凝灰岩。

在破火山口的中心部位常见有由熔岩组成的复成岩颈，或者潜火山岩岩株。在复成岩颈的附近还见有更小的岩颈和侵出穹丘，它们呈小链状分布在破火山口附近的环状断裂中。充填破火山口的火山岩，与出露在破火山口之外，有时出露在近破火山口带，偶尔也呈小岩体出现在破火山口内部的侵入岩是同源岩浆岩。在描述东锡霍特-阿林带中的简单浅源破火山口时，Г.М.Фремд和В.И.Рыбалко将破火山口划分为：具有中心熔岩岩颈的破火山口；具有中心熔岩岩颈和环状熔岩侵出岩体的破火山口；具有中心潜火山岩岩株和环状侵入体的破火山口。

根据В.Ф.Штифанов的资料，Казкудук破火山口（哈萨克斯坦）可以作为这类破火山口的一个实例。在这个破火山口中产出有一个与该破火山口同名的矿田，矿田中有一多金属矿床和一系列矿点。这个破火山口在由晚古生代造山期安山岩-英安岩建造组成的中心式火山的原地形成，其边界是很浅的环状断裂，破火山口被横向断裂和纵向断裂切割成了许多断块。这些断裂又被花岗斑岩岩墙和流纹岩岩墙所充填。在重力场和磁场中，火山机构呈环带状结构，可以划分出陷落断块和隆起断块。

在洼地的中心部位出露有三个由酸性和基性凝灰岩组成的火山口。凝灰岩被酸性侵出岩体切割，而酸性侵出岩中又发育有带状交代岩。Казкудук矿床产于火山口构造中。矿体呈筒状，与火山喷出口的外形一致。由闪锌矿、方铅矿、黄铜矿组成的细脉-浸染状硫化矿石富集在石英-绢云母-碳酸盐成分的交代岩的

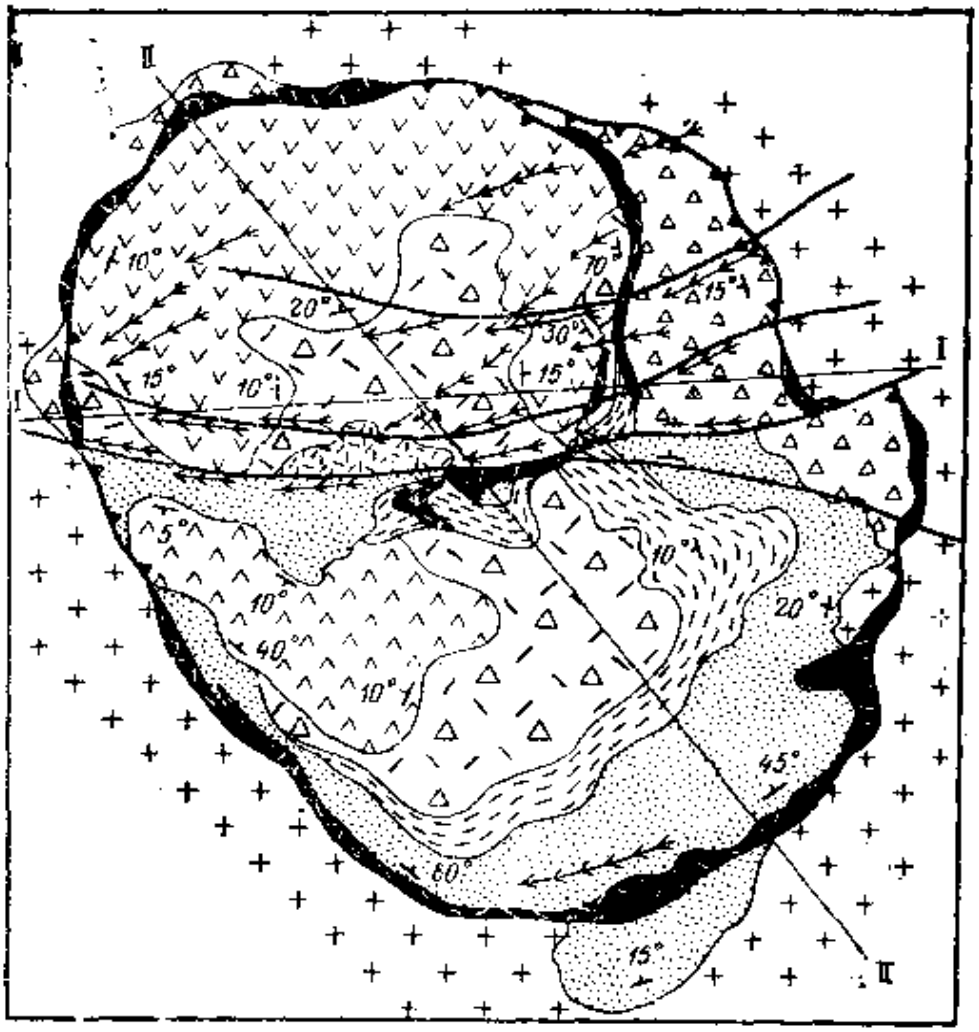
内带。交代岩的特征是具有正常的磁场，局部具有重力异常和激发极化异常。

复杂浅（源）破火山口 为特大型火山机构所特有的破火山口，因此，破火山口本身可以很大（直径40—50km）。它们与简单的破火山口不同，具有较长的发育史（几个火山阶段），有时火山口内的火山作用和侵入作用还相互作用，因而自然也就具有较复杂的内部结构。它们属于火山-构造作用形成的复成构造，在含矿性方面，它们比简单（单成）的破火山口更具前景。

复杂破火山口分为三个亚类：具有塌陷中心断块的、具有隆起中心断块的、具侵出充填岩体的。

具有塌陷中心断块的复杂破火山口与维苏威式火山结构相同，由两个相互“叠加”的洼地组成。外部洼地（直径可达50km）的形态与浅源破火山口相似。洼地往往主要由粗粒凝灰岩和凝灰块集岩，还有少量熔结凝灰岩充填。内部破火山口与顶部洼地类似，直径不大（达5km）。在它形成之后，火山作用的特点明显发生变化——形成很厚的熔结凝灰岩和凝灰岩地层。火山喷发主要是从内部破火山口脊上产生的新火山中心进行喷发。在内部破火山口或在其边缘断裂带中，常见有一些不大的侵出体和侵入体，其上有时还有穹状隆起的火山岩（这已是向具有隆起中心断块的复杂破火山口过渡）。例如，Г.М.Фремд和В.И.Рыбалко把Бринверовск，Курумнск等火山构造划归为具有塌陷中心断块的双重破火山口。

作为复杂破火山口的一个实例，让我们来看看一个塌陷破火山口。该火山口产出几个具有稀有金属热液矿床的矿田。这种含矿破火山口见于褶皱区活化的中间地块和活化的年轻地台中，多分布在深大断裂的交汇部位。В.А.Невский、Н.П.Лаверов和А.Е.Толкунов划分了两种类似的破火山口，它们的内部结构、发育史和矿床分布不同。其中第一类大致相当于已经详细描述了其特征的、具有陷落断块的复杂浅源破火山口。这些破火山口的内部结构特点是成分变化由基性到酸性的火山岩盖层，火山作用



I－I 剖面



II－II 剖面

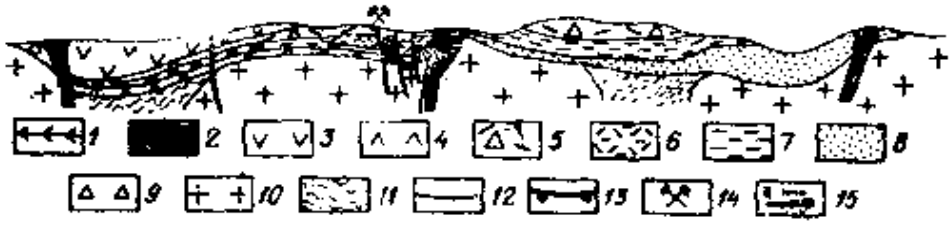


图 10　含矿破火山口的结构

（据В. А. Невский、Н. П. Лаверов、А. Е. Толкунов）

1—花岗斑岩、辉绿岩和煌斑岩岩墙；2—流纹岩和花岗斑岩侵出岩；3—流纹质熔结凝灰岩；4—霏细岩穹丘；5—火成碎屑岩地层中的流纹质凝灰岩和角砾岩；6—石英斑岩穹丘；7—流纹质凝灰岩；8—凝灰质砂岩、沉凝灰岩和英安质凝灰岩；9—安山玄武岩质熔岩块集岩；10—似花岗岩；11—片岩；12—直线式穿层断裂；13—破火山口弧形断裂；14—矿床；15—矿体（脉状、网脉状和层状矿体）

晚期阶段产生的破火山口断裂和位于破火山口内的矿床。主要的环状构造是破火山口的边缘断裂，它控制着酸性潜火山岩体和喷出穹丘的分布（图10）。还可以划出中心断块沿其发生强烈塌陷的一些破火山口内的环状断裂。但是，在矿床分布方面，起着主要作用的是线形构造断裂：穿层断裂（集中断裂）和出现在花岗岩基底上，但在火山盖层，特别是在其上部层位就逐渐消失的隐伏断裂。矿床和矿体正是赋存在隐伏断裂中（断裂仰向尖灭部位）和基底岩石隆起部位，以及线形断裂和内部的环状断裂共轭和交汇部位。

此外，火山岩的物理-机械性质也具有重要意义；其中最有利于成矿的就是岩石强度低、弹性模量不高和泊松系数不大，以及孔隙度较高的岩层。具低孔隙度的火山-沉积岩夹层和熔岩盖层则起屏蔽作用。垂直矿化范围为600m到1km，有时更大。

具有中心隆起断块的复杂浅源破火山口，其特征是区内不仅可以出露低层位的火山岩，而且也有褶皱基底出露。这里也常见有侵入体，并且侵入体的形成可能还是形成中心隆起的原因。中心隆起通常遭到强烈破坏，只能根据受强烈侵蚀的岩颈的存在和火山岩相的同心状分布来确定火山喷发中心。隆起断块通常具有阶状结构。在隆起断块的范围之外，有一段火山岩层呈穹丘状稍稍向上隆起；在洼地的其余部分，火山岩层几乎呈水平产出，只有在沿边缘断裂处才向破火山口内部呈陡倾产出。有时隆起断块在洼地中处于不对称的位置。这种复杂的破火山口见于东锡霍特-阿林火山带、堪察加（Начжет、阿尔恰洼地）和其他地区。

例如，在鄂霍次克-楚科奇带，具有侵出充填物的破火山口很常见。根据Н.В.Ичетовкин和Р.Б.Умитбаев的意见，这些火山机构的外貌呈圆形（直径15—30km），受互相配套的直线形断裂和环状断裂共轭的断裂体系控制，顺着这些断裂，机构内部可以塌陷数百米。

在断裂带中有环状浅成侵入体和斑岩岩墙产出。简单破火山口常使层火山复杂化，同时形成不大的侵出穹丘。我们所指的这

种火山构造与简单破火山口是不一样的，它们几乎完全被酸性成分的非层状熔结凝灰岩、火山碎屑熔岩和熔岩所充填，形成巨大的侵出体。侵出岩呈带状结构：内部的岩石呈侵入岩外貌，外部的岩石为喷出岩外貌（逐渐向熔岩被过渡）。因此，可以划分为侵出岩体、喷出-侵出岩体、喷出-侵出-侵入岩体或者侵出-侵入岩体。它们是在一个（单成）或者几个（复成）阶段形成的。有些情况下，复成岩体中晚期阶段的岩浆岩是一样的，如流纹岩；在另一些情况下，却可以有几种不同的岩石，如流纹岩、粗面流纹岩和粗面安山岩。

在边缘断裂带中，发育有含贵金属的热液石英岩；但在石英岩的内部，却没有发现含矿的产物。

对上述构造来说，侵出岩浆作用的规模通常是巨大的。喷出-侵出岩体和侵出-侵入岩体实际上就是顶板岩石熔化以后而冲出地表的侵入体。根据火山作用特点，它们可以作为面式喷发或者区域性喷发作用的代表（据R.戴里）。这就可以把它们和前两种与中心式火山作用有关的复杂破火山口区别开来。因此，完全有理由把这种破火山口作为独立的火山-构造类型分出来。但是，它们也可以归入侵出型正形环状火山构造。

顶部破火山口和浅（源）破火山口仅在形态上和形成机理方面发现有相似之处。两种破火山口都是由于崩塌性喷发的结果，而使浅源岩浆破火山口的顶板强烈下陷之后，顶板塌陷或遭破坏的条件下产生的。它们之间的差异特别大，这决定于它们与不同岩浆的联系：第一类与幔源岩浆有关，第二类与壳源岩浆有关。

但是，有些火山-构造（其中包括破火山口）及与其共生的矿化现象是幔源岩浆源和壳源岩浆源相互作用的结果，这种火山-构造可能多得多。被玄武岩充填从而使由酸性火山作用产物组成的层火山和火山-穹丘构造的中部复杂化的顶部洼地，就是这种火山-构造的例子。分布有黄铁矿-多金属矿田的矿山阿尔泰也见有这种顶部洼地。由火山作用异旋性演化产物所组成的火山-构造也可能属于这种破火山口。它们不仅仅是近代火山作用区（主要

是岛弧）的特点，根据Е.Е.Милановский的意见，它们还是中亚美尼亚火山带上新世-第四纪火山作用区的特点。但是，根据М.Б.Бородаевская和А.Е.Кривцов的资料，在盾形火山上发育的这种顶部破火山口和在作为古岛弧体系形成的古火山区地带（乌拉尔、北高加索）也时有发现[2]。某些黄铁矿型矿田就是与古岛弧体系有关。结构复杂的Блявинск复成破火山口状洼地（南乌拉尔西坡）可以认为是其中最典型的实例之一。这个破火山口状洼地中分布有一个同名矿田。规模较小（直径为几公里）的顶部洼地使层火山火山机构的中心部位复杂化；在这些洼地中分布有含铜黄铁矿矿床或者单个的矿体。Гайск矿床（南乌拉尔东坡）可作为这类矿床的一个例子。

破火山口状洼地 见于具有早期地槽火山作用的黄铁矿成矿省中；它不同于造山阶段和古大地构造活动带活化阶段破火山口的是充填洼地的火山岩和其他岩石的岩石类型、岩石厚度小、洼地规模较小（由几公里到12km），与破火山口形成阶段产生的火山-穹丘构造的规模相当。它们在平面上呈圆形或椭圆形，沿线状区域性断裂带略有拉长。线状区域性断裂和弧形断裂一起，限制了破火山口状洼地的边界；在内倾闭合构造中见有半环状断裂（南乌拉尔Блявинск洼地）。层火山的根部见有断裂，与层火山顶部洼地的边缘断裂不同。

象破火山口一样，破火山口状洼地的特点也是具有放射状断裂，与弧形断裂一起限定了扇形断块的边界。在洼地中，这些断块是按不同的方式发育起来的。其中有些断块具有长期形成的特征，在破火山口附近地带尤其如此，那里形成了新的火山中心，其中充填了巢状火山、侵出岩和潜火山岩体。破火山口附近地带扇形地块的渗透性和活动性可能有助于热液循环、交代岩和金属矿层的形成。

在破火山口状洼地中，古火山的基底杂岩是乌拉尔型黄铁矿成矿省中的玄武岩，或者是阿尔泰型黄铁矿成矿省中的受变质沉积岩层。洼地本身具有双层结构。下层为基性、中性和少量较酸

性的火山岩（熔岩、熔岩角砾岩和火成碎屑岩，在火山口-近火山口带为粗粒火成碎屑岩）。它们常常组成边坡角为5—40°的火山锥（通常是不对称的）。缓坡可以和定向喷发形成的玄武岩高原连成一片，南乌拉尔Майск古火山的形成就是这样。在层火山的喷出口中常见有酸性成分的侵出岩和潜火山岩。

上层由充填破火山口状洼地的酸性火山岩组成，并且这种破火山口状洼地可能是通过为层火山提供喷发物的浅源岩浆源之上的地壳塌陷而形成的。洼地中充填了厚几百米的层状火山地层和凝灰质沉积地层。因此，这种火山-洼地构造不同于造山阶段和活化阶段形成的破火山口，在后者中，充填破火山口的火山岩（通常是熔结凝灰岩）的厚度常达一二千米。在破火山口状洼地中，酸性火山岩是较晚期的连续建造或者对立性建造产物。它们的产状平缓，在洼地的中部，几乎呈水平产出，在边部即破火山口边缘带为倾斜的产状（达40°）。

破火山口状洼地通常分为简单的（单阶段）和复杂的（多阶段）两类；简单破火山口状洼地是在一个火山作用阶段中形成的，复杂破火山口状洼地形成于两个火山作用阶段。作者又把简单洼地划分为破火山口形成作用开始阶段的洼地和成熟阶段的洼地。第一种洼地的特征是在火山-穹丘构造的底板上形成了环状和半环状断裂，顺着这种断裂，在破火山口边缘带发生了不太大的塌陷。断裂中充填有含矿建造发育阶段结束时的侵出岩和潜火山岩体。根据И.Б.Серавкин的资料，在南乌拉尔，属于这种环状构造的有产出有金属矿田的Майск构造；在矿山阿尔泰，根据Е.И.Филатов的资料，为Садовушинск构造，Семеновск矿床就产在这个环状构造中。黄铁矿型矿床位于环状断裂和放射状断裂的交汇部位。

成熟阶段破火山口状洼地的特点是具有双层结构（例如，南乌拉尔的Бакр-Тау-Абесайск洼地）。下层为火山口-近火山口带的基性、中性和酸性火山岩（在矿山阿尔泰仅发育酸性火山岩），它们组成了沿环状断裂塌陷下去的层火山。充填洼地上部

层的岩石为酸性火山岩（在乌拉尔型火山区）或者基性火山岩（矿山阿尔泰型火山区）。在这两种情况下，火山岩均与沉积地层互层，形成厚一二百米、产状平缓的层状地层。

复杂洼地是经过几个阶段才形成的。根据В.И. Старостин、А.П.Паленова和Г.Ф.Яковлев的资料，象南乌拉尔Блявинск洼地这样的复杂洼地是由两个建造——连续建造和对立性建造的火山岩所组成。在那里，层火山经历了长时间的发育过程，曾不止一次地隆起和沉陷。在扇形-近破火山口断块中，形成了巢状火山群、侵出体和潜火山岩体[26]。这些经长期发育形成的断块也是其他洼地和环状构造的特征，它们还在同火山阶段就遭受了强烈的构造改造和热液改造。这种洼地一般也产有黄铁矿型矿床。与长期继承性地发育起来的大型层火山不同，在破火山口状洼地中，火山物质和有用组分的分布常常很分散。因此，在这些洼地中产出的矿床通常为中、小型矿床。

火山间洼地

这种类型的洼地，其规模大小不等：大型火山间洼地中有矿田产出；小型穹间洼地（几百米——二公里）中产出有某些矿床的矿体。本节将介绍大型火山间洼地，它分布在强烈火山作用岩浆源——层火山之间，并且离它有一定的距离，火山作用一般为中心式的。火山间洼地的直径可达12km，有时沿断裂略有伸长。它们通常是较大型区域构造的一部分。例如在矿山阿尔泰，就是位于火山地背斜中的内部火山-构造洼地的一部分[5]。上述洼地中主要充填的是外缘相的凝灰质沉积岩和火山混合岩地层，但是也有过渡相带的岩石，特别是在剖面底部。还见有各种不同成分的岩石，多半是酸性岩，也有混合凝灰岩。常发现有一些不大的酸性火山作用中心，其中含有热液-沉积矿床和热液-交代矿床（矿山阿尔泰的Ридлер-Сокольно矿床）。在这含矿省中，远离火山中心形成的火山间洼地也是常见的洼地，其中分布有象Рубцовск、Степное等这样的矿田。

在矿山阿尔泰，研究得极为详细的Лениногорск火山间洼地产于近东西向的断裂带中，该断裂切割了Синюшинск火山-构造隆起。洼地处于对相邻地带有影响的两个强烈火山作用区之间，Лениногорск矿田位于洼地的北部。洼地中充填有早埃费尔火山阶段的产物。早埃费尔火山阶段开始是酸性火山作用，最后是凝灰-沉积岩层和基性火山岩的堆积。酸性火山喷发中心仅出现在洼地的边缘带，特别是在Риддер-Сокольное矿床所处的Риддер-Сокольное机构附近的扇形断块中（图11）。

成矿作用的开始与早埃费尔阶段凝灰-沉积地层的堆积有关，根据Г.Н.Щерба、И.В.Покровский和О.А.Ковриго的意见，那时就形成了第二 Ридверск矿体的热液-沉积矿石[4]。以后，火山-沉积物质逐渐充填了Лениногорск洼地，这些物质主要是来

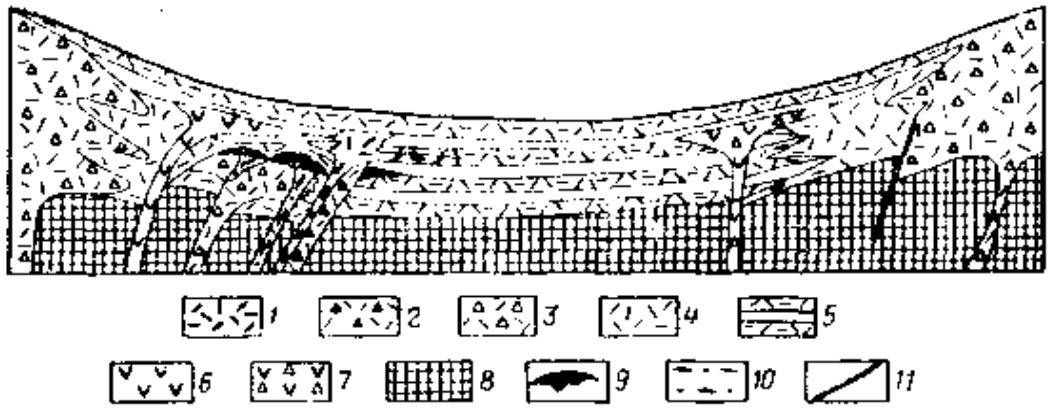


图 11　阿尔泰产有Лениногорск矿田的火山间洼地的地质剖面
（据В. В. Попов、В. И. Старостин, Г. Н. Щерба）
酸性火山岩相：1—潜火山岩相和侵出相，2—同1，含有自碎岩浆角砾岩；3—火山口-近火山口相，4—过渡带相，5—远离火山口相；基性火山岩相：6—潜火山岩相，7—火山口-近火山口相，8—火山根部的岩石组合；矿体：9—致密状矿石矿体，10—细脉-浸染状矿石矿体；11—断层

自在该阶段发生强烈火山作用的相邻地带。洼地中最后发生的火山爆发是在晚埃费尔时期。这时，流状斑岩组合的流纹质侵出岩和潜火山岩体侵入到尚未石化的沉积物中。Риддер-Сокольное多金属矿床成矿末期形成的热液-交代矿石，和喷出岩及潜火山岩共生[5,38]。

隐火山洼地

有时洼地往往不是与爆破火山作用有关，而是与地下爆破有关。在岩浆发生地下爆破时，只形成近地表或者浅成的爆破岩筒，它由自碎岩浆角砾岩和爆破角砾岩组成，这些角砾岩通常是火山岩深成岩组合的一部分。这种洼地也称为隐火山构造。由于从岩浆源上来的气体爆破或者穹形隆起（按И. И. Томсон和М. А. Фаворская的观点为局部岩浆源构造）之下岩浆房的形态变化，在这些穹隆中发育了线状、放射状和环状断裂。随着相当于大型环状向斜（非洲的碳酸岩岩田、美国的肯塔基-伊利诺伊铅锌、重晶石、萤石矿床的矿田等）或者地堑（后贝加尔Балейск矿田）的洼地的形成，发生了岩石断块的塌陷。在裂隙和断裂中，形成了脉状矿体和交代矿体，在裂隙和派生裂隙的交汇部位有矿柱形成。筒状、株状和不规则状岩体产于爆破岩筒（隐火山洼地中最典型的岩浆岩体）中[3]。

矿田的火山-根部类型和其他类型的火山构造

属于这种构造的首先是火山-根部的岩颈、潜火山岩体和深成火山岩体发育区，以及扇形火山-构造的发育区，无论是对火山-穹丘构造，还是对环状构造火山洼地，这都是一种特殊的类型或单元（见表1）。

岩颈、潜火山岩体和深成火山岩体的发育区

火山机构遭受强烈侵蚀切割时出露的火山根部构造，是火山口相、岩颈，以及潜火山岩体和深成火山岩体的发育区[3,44]。这些火山岩体既可以发育在层状的火山-沉积地层中，也可以在组成火山杂岩基底的较古老的岩石中发育。潜火山岩相岩石的形成深度为几十米到1km；它们由似喷出岩的火山岩组成。根据 В. С. Коптев-Дворников、Е. Б. Яковлева 和 М. А. Петров的资

料，这种火山岩具有许多特点，例如，有聚合斑状结核等[15]。深成火山岩相岩石的形成深度大约为1km以上。按岩石学特点，它们近似于侵入岩组合的小侵入体和岩墙的岩石。但是，与这些侵入岩不同，它们还有一些火山岩的特点，例如，在酸性深成火山岩中，起胶结作用的基质中还保留有一些玻璃质。无论是潜火山岩相，还是深成岩相的岩石都可以组成年代、成分和形态（岩床、岩盖、岩株、岩墙等）各不相同的岩体。

在某些古火山省中，火山口相（岩颈）、潜火山岩体和深成火山岩体相当发育，形成了不同规模的带和区。它们是发生在区域性深大断裂中的线形火山作用或者中心式火山作用的火山根部构造。中心式火山作用的位置常常决定于几组方向的断裂交汇部位或共轭部位。例如，在这些部位中，分布有稀有金属矿田，以及托马斯山脉型（美国）萤石和铀-萤石矿脉。在火山根部构造的矿田中，通常发育的是地质结构复杂的矿床。有些矿床的矿体，既可以分布在潜火山岩体和岩颈的内、外接触带中，也可以分布在褶皱基底的岩石中。断裂带还控制了较晚期的中性亚碱性岩和基性岩岩墙的分布。在岩墙形成之后，接着就形成了组成矿床上部层位中网状矿脉的矿石，在下部层位中则组成矿脉和矿脉带。

Н.П.Лаверов和В.И.Казанский描述的矿田也可以作为火山根部构造的一个例子。在那里根部带为一个潜火山岩岩体系，它们充填着形成由流纹岩建造火山岩充填的晚古生代火山-构造洼地形成时产生的断裂。流纹斑岩、花岗斑岩和花岗正长斑岩的潜火山岩体和深成火山岩体含矿性特别好（图12）。它们呈岩盖产于基底局部隆起的边部。这些岩体受到分布有特大型矿体的断裂和强烈发育的裂隙带所切割。

流纹质潜火山岩体形成于厚度不大的喷出岩盖层之下，有时，这种喷出岩可以被同样成分的线状侵出岩穿透。较晚期的深成火山石英斑岩、花岗斑岩和花岗正长斑岩见于复杂岩体的中部。这些岩石的各个变种不仅在岩石成分上和岩石化学成分上，

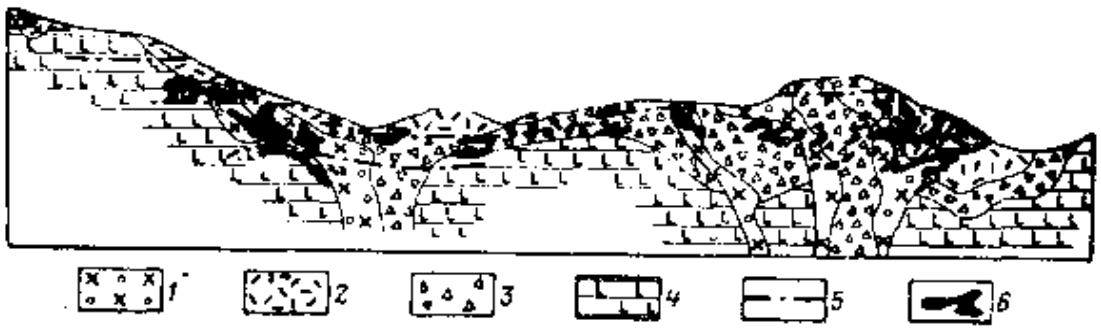


图 12　矿田火山-根部构造的纵向剖面
（据Н. П. Лаверов、Б. Л. Рыбалов、Е. П. Сонюшкин、Л. В. Хорошилов）
1—花岗斑岩和花岗正长岩；2—石英斑岩和霏细岩；3—碎屑斑岩；4—安山玄武岩盖层；5—断裂；6—矿体（网状脉）

而且在物理机械性质、特别是孔隙度上均有差别。孔隙度向岩体接触带有规律地增长，这在相当大的程度上决定了富矿石富集在接触带中。潜火山岩岩体中，原生构造裂隙相当发育；在成矿作用期间，原生构造裂隙的重新活动为网状矿脉的形成创造了有利的条件。网状矿脉的形态则取决于容矿潜火山岩体和岩颈的形态。

扇形火山-构造

除了中心式火山构造（火山-穹丘构造、破火山口构造等）外，Б. И. Берман还划分出了扇形火山构造，作为中心式构造的一个特殊类型。这种构造的形态特点是具有扇形地块(四到六个，很少再多)。这些扇形构造的内部结构可以互不相同；其中有些是沉陷的断块，以火山-构造盆地为代表，另一些则相对处于上升的位置（其中出露有古老杂岩）。控制扇形构造发育的主要原因是地质物质的压实作用-分散作用，并在重力场特征上有相应的反映。

扇形构造的形成方式可以有两种。根据 Б. И. Берман 的观点，扇形构造与最早产生的中心式构造不同，早期阶段的扇形构

造可能只是一个扇形地块（喷发凹地或者喷发带）。以后，由于在这个扇形地块之外出现了别的作用（侵入体侵入、地堑的形成作用），在第一个扇形地块上“逐渐叠连”新的扇形地块——直到形成一个完整的圆形封闭。这些构造有时是在整整一个纪或更长的时期内形成的。扇形构造的规模变化为几公里到几百公里，即相当于矿区，有时相当于矿田。

在一个扇形构造被另一个扇形构造超覆的地区，发育有联接两个构造同心交切点的线状断裂——即所谓的脊索构造。它们的形成反映了在应力波干扰区产生的最强烈应变，并且应力来自超覆构造的中心。

扇形结构还常常表现在构造形态上，尤其是在相邻扇面的两个凹陷（例如，湖泊凹陷）的结合部位；它们之间有高地，所以，它们基本上形成一个统一的扇形构造形态。

中心式构造具有同心（“离心”）环带、地球化学环带和成矿环带，同样，扇形构造也是成矿组分强烈分异的先决条件。成矿组分分异作用表现最明显的部位是：1)相对运动幅度大的断块结合部位；2)脊索构造的发育部位。

作为中心式火山构造——火山-穹丘构造、破火山口和破火山口状洼地构造的一部分扇形（扇面）火山-构造断块，可以通过其他途径形成[44]。

扇形断块的规模通常不大（几百米到一二公里），它往往决定着矿床在矿田中的位置或者矿体的构造形态特点。因此，将在下一章节详细说明扇形断块的性质。

矿床的火山构造和火山-构造成因构造

局部性控矿火山构造的分类见表2。此外，在每一类的构造中都包括象同火山断裂、裂隙、高片理化带和裂隙带等属于构造成因的构造，而同火山褶皱则要少得多。

表 2　矿床火山构造分类

构造组	构造类型	简要特征	实例
内喷发带	早期原生喷发构造	与各种成分的熔浆液相析出有关，反映在熔岩和熔岩-凝灰岩层的内部结构上	苏必利尔湖铜-沸石矿床（美国）
	晚期原生喷发构造	熔岩席和熔岩垫中收缩形成的原生裂隙构造和洞穴	通古斯陆向斜暗色岩中的含方解石原生喷发洞穴
	原生喷发-构造作用形成的构造	重新活动的晚期原生喷发裂隙，各种原生喷发构造和构造破坏（断裂和裂隙）的组合	黄铁矿型矿床，Уруп（北高加索）、黑矿型（日本）
火山口-近火山口带	火山口构造	与各种不同的火山建造都有关，多半是与酸性成分的火山建造有关；主要位于断裂交汇处；根据形态可分为筒状的、锥状的、岩墙状的等；由熔岩、熔岩角砾岩和凝灰岩组成	Агата 萤石矿床（中亚）、Хопи-Навахо钨矿床（美国）
	火山穹丘	熔岩丘、熔岩-侵出岩穹丘和侵出岩穹丘，由英安岩和流纹岩组成	黄铁矿型多金属矿床：Николаевск（矿山阿尔泰）、Сакаиаи（日本）
	局部火山-洼地构造	充填有凝灰质沉积岩层，有时为玄武岩；洼地构造可分为：使火山-穹丘构造复杂化的顶部洼地（层火山等）；穹间洼地	顶部洼地的黄铁矿型矿床：Рулихинск、Камышинск、(矿山阿尔泰)，Похольск（南乌拉尔）；穹间洼地的黄铁矿型矿床：Стрежанск、Гуселяковск（矿山阿尔泰）
	局部双模状火山构造	由中性和酸性组属火山岩组成；并被同火山断裂和裂隙带所复杂化	Юбилейное 含铜黄铁矿矿床（南乌拉尔）

续表

构造组	构造类型	简 要 特 征	实 例
火山口-近火山口带	扇形火山-构造断块	为具镶嵌断块结构的破火山口、破火山口状洼地和火山-穹丘构造的一部分；由不同成分和岩相的火山岩所组成	黄铁矿型矿床，Семеновск（矿山阿尔泰），Блявинск、Комсомольск（南乌拉尔）
潜火山岩带	内接触带和外接触带、潜火山岩体和深成火山岩体	为各种成分的潜火山岩体和深成火山岩体内接触带的原生潜火山构造（早期和晚期的原生裂隙构造），这些岩体的接触带被构造运动所复杂化	Чибаргата萤石-多金属矿床（中亚）、Баия Mape金-多金属矿床（罗马尼亚）

内喷发带构造

内喷发带的火山构造为某些与火山活动有关的矿田和矿床所特有。这些矿床包括近地表的低温铜-沸石矿床（美国苏必利尔湖等）、与酸性喷出岩共生并和分布在墨西哥、南玻利维亚、美国（内华达州）、苏联（小兴安岭）火山盖层中的锡矿；气成的硫和汞、热液-沉积的铁和锰，以及铜、铅锌和其他金属矿床。

一组喷发相的岩石（熔岩、火山碎屑岩）可以在复杂透镜状沉积-火山地层中形成盖层、岩流和岩层。在这些地层的内部结构上，原生构造起了很大的作用。原生构造与熔岩的凝固作用有关，并且其表现形式各种各样，如球状或枕状结构，杏仁状构造，复杂的岩流顶、底板形态，以及原生裂隙等。内喷发带的这些地质构造可以称之为原生喷发构造，其中分为早期原生喷发构造，主要表现在喷出岩的构造特点上，和表现为喷出岩与凝灰岩或沉积岩互层等现象，以及晚期原生喷发构造或原生裂隙构造，是由于收缩或其他效应而产生的。原生喷发构造常常与其他类型的火山构造（例如火山口构造）结合在一起，也与构造作用形成的构造如同火山断裂、裂隙等结合在一起。在后一种情况下，它们

为火山-构造作用形成的构造。

因而内喷发带构造可以划分为三类：早期原生喷发构造，晚期原生喷发构造（裂隙构造）和原生喷发-构造作用形成的构造。

早期原生喷发构造 这种构造见于Костомукшск铁矿床这样的地区。根据M. Б. Раевская的资料，在这个地区的中心式火山机构的山坡上，可以看到长英麻粒岩（流纹英安岩）建造的喷出-沉积地层中的相分带现象（图13）。组成火山岩地层和火山-沉积岩地层的有火山-沉积成因的磁铁片岩和磁铁石英岩，其单层厚度可达35m，产于酸性火山岩剖面的上部。在这里，火山岩与晶屑凝灰岩及成层的沉凝灰岩互层。铁矿层从火山中心向东尖灭，这就证明了铁的来源与火山作用有关。

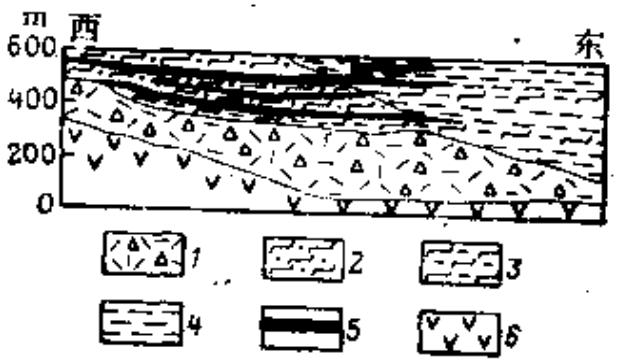


图 13 卡累利阿Костомукшск铁矿区长英麻粒岩（流纹英安岩）建造中的内喷发构造
（据M. Б. Раевская）
1—块集凝灰岩和角砾凝灰岩；2—晶屑凝灰岩；3—薄层凝灰岩和沉凝灰岩；4—韵律性沉凝灰岩；5—磁铁石英岩和磁铁片岩；6—基性喷出岩

原生喷发构造很好地反映在产于西伯利亚地台暗色岩中的热液矿床中。根据A. Н. Агеев和Л. С. Погодин的资料，在通古斯陆向斜中，矿物原料产于晶洞-晶槽中。晶洞-晶槽可分三类：早期原生喷发的有两类，它们是：1)熔浆喷溢到水介质中形成的（球间空隙）；2）气泡和气流在外壳固结了的岩层内部聚集形成的；3)外壳冷却过程中，顶板岩石变形时形成的晚期原生喷发堆积体。

第一类晶槽空洞是玄武岩在水下溢出时产生的，玄武岩熔岩具球状、枕状构造。由于发生喷溢作用的湖泊深度不大，这种构造只是盖层（5—10m）下部岩石的特征。方解石与蒙脱石和沸石共生，充填着玄武岩或者杏仁状熔岩中的球间空隙（图14）。热液堆积物的形态主要呈巢状。矿物原料在球状熔岩中的富集只与熔岩的构造特点有关，并且这种构造特点是在喷出岩凝固时形成的，即围岩构造属于早期原生喷发构造。

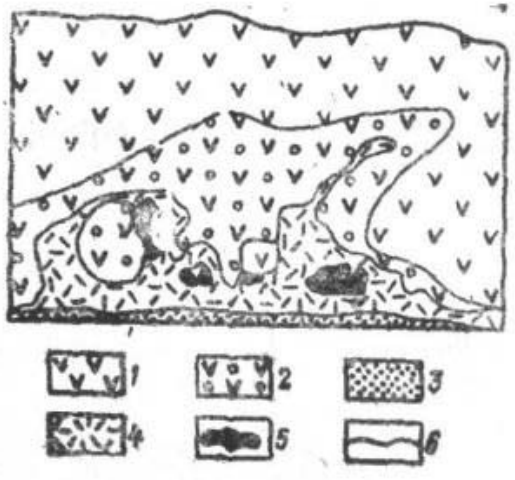


图 14　内喷发带的含矿构造
（含方解石地层的结构详图，据К. К. Атабаев）
1—玄武岩；2—杏仁状熔岩；3—凝灰砂岩；4—球间空隙的碎屑物质；5—热液形成物（方解石、沸石等）；6—地质界线

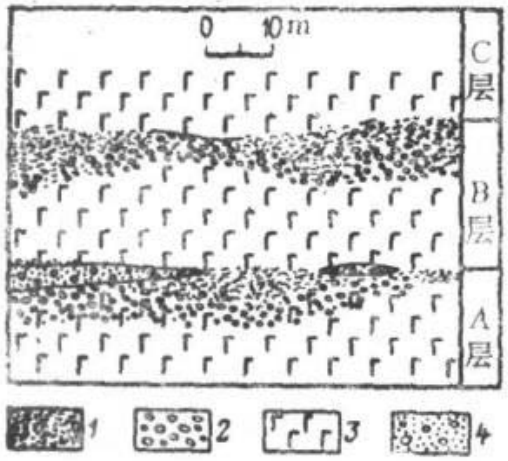


图 15　美国苏必利尔湖矿床中的早期原生喷发构造（剖面）
（据У. Уайт）
1—角砾岩化的强烈矿化杏仁状熔岩（杏仁岩）；2—具星散状矿化的杏仁状玄武岩；3—块状玄武岩；4—矿化砾岩的透镜体

美国铜-沸石矿床（苏必利尔湖）的构造就属于该亚类。在那里，呈层状矿体产出的那部分矿体分布在由杏仁状玄武熔岩组成的盖层上部，在杏仁状玄武熔岩中，大杏仁状孔洞由自然铜和沸石充填（图15）。

晚期原生喷发（裂隙）构造　这种构造见于位于通古斯陆向斜暗色岩中的某些热液矿床的某些地段。那里发育有具有复杂结构的玄武岩熔岩盖层。方解石矿化作用集中在裂隙强烈发育的地

段和见于厚层的杏仁状熔岩中的原始（原生喷发）洞穴中。含方解石的原生喷发洞穴（据 Е. Я. Киевленко为岩浆岩型）呈等轴状和穹隆状形态。这些洞穴是富含挥发分的熔岩在冷却过程中形成的。

与盖层顶板挠曲有关的裂隙构造是由于熔岩流顶部快速冷却形成的。这个过程伴随着形成一个坚硬的薄壳，在坚硬薄壳的下面，有液态岩浆的运动。在熔浆流动过程中，薄壳发生变形：产生了穹隆、熔岩长垣、凹陷和收缩裂隙系统。硬壳下每一熔岩的脉动或流动都造成了局部的应力场。穹形膨胀的地段处于张力环境，在那里形成放射状和同心圆状的“楔形”裂隙（图16）。

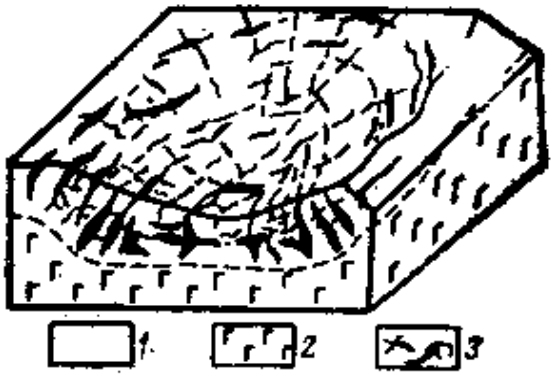


图 15　晚期原生喷发构造
（据A. Н. Агеев和Л. С. Погодин）
玄武岩：1—杏仁状玄武岩，2—块状玄武岩；3—方解石晶洞

在收缩凹陷的张力带中，形成“倒楔”型的同心圆状和放射状裂隙，它们也垂直于岩层顶板。有些裂隙中充填有熔浆。在收缩带和张力带的交界处也产生了与顶板近于平行的裂隙。熔岩流中部的进一步大量结晶，导致体积收缩、断块不均匀下降，与熔岩流顶板平行的裂隙微微张开。

原生喷发-构造作用形成的构造　在某些矿田中，原生喷发构造，特别是晚期的原生喷发构造（断裂构造），由于构造运动的影响，经常在成矿之前重新活动。在另一些矿田中，则常见有原生喷发构造与构造破坏如断裂和裂隙组合在一起。由于这种联合，常产生原生喷发-构造作用形成的复杂构造。例如，在由B·

И·斯米尔诺夫和Т. Я. Гончаров首次划分出来的乌鲁普(Урул)型黄铁矿矿床的某些矿田和日本黑矿型黄铁矿-多金属矿床中，均发现有这种复杂的构造[34]。这些矿床的层状矿体产状平缓，与一般由英安岩或流纹岩组成的熔岩流顶板整合接触。矿体完全象顶板形态那样高低不平，同时，在洼地处厚度增大，在隆起处厚度减小。热液-沉积矿床的原生喷发构造与沉积矿床的层状构造十分相似，并在一定的条件下，可以归为这一类构造。但是，矿田和矿床中内喷发带的整合层状构造常常与近火山口带或者潜火山岩带的切割性原生火山构造或者构造作用形成的构造（切割岩石层理的裂隙和断裂）组合在一起。由于这种构造破坏，常常形成脉状岩体、线形蚀变带和其他的岩石蚀变带。因而，上述矿田的特征是具有原生喷发-构造作用型的复杂组合构造。

火山口-近火山口带的构造

属于这一类矿床火山构造的局部构造有火山口、火山穹丘、火山-洼地（顶部洼地和穹间洼地）、双楔状火山和扇形火山-构造断块。

火山口构造 不仅硫、汞、砷等喷气矿床，而且许多火山热液矿床（含铜黄铁矿、黄铁矿-多金属、锡、金、银、铀等矿床），以及某些砂卡岩矿床（例如，安加拉-伊利姆斯克地区的镁磁铁矿矿床、南斯拉夫的Стари-Трг多金属矿床）和碳酸岩矿床都与火山口（岩颈、火山颈）有关。这种类型的含矿构造广泛发育于阿尔卑斯、中生代、古生代和前寒武纪的褶皱区和地台活化带中；它们在地中海（巴尔干山脉、高加索）和太平洋（后贝加尔、远东、千岛群岛、堪察加半岛、美国科罗拉多州等）地区也有分布。

矿体近地表形成条件和潜火山形成条件的组合（0—2000m）决定了产于火山口构造中的矿床的许多特点：垂直分带和水平（同心圆）分带，表现为中心带的高温共生组合被边缘带较低温的共生组合所取代；由于温度和压力明显下降，以及原生岩浆水

和天水的混合而具有套叠现象；成矿作用的阶段性；热液-沉积矿石和热液-交代矿石共生；矿层之上有矿石碎块层；有成矿后岩墙和构造破坏[16,34]。

火山口通常沿区域性断裂（通常是深大断裂）呈链状分布。深大断裂从地槽带和地背斜带交界处通过，分布在中间地块和地台的边部。火山口集中在纵向断裂和横向构造破坏——断裂或褶皱（短轴背斜、穹丘）相交汇的部位。个别火山颈和岩颈产于大型断裂与其次级断裂的共轭部位，和不同方位的较小断裂的交汇部位。这种火山构造具有各种不同的形态：圆锥形、圆柱形、岩墙状和更复杂的形态；产状直立和陡立。其直径大小为几百米到几公里（通常为0.5—2km）。

火山颈常充填着火山角砾岩（苏联南喀尔巴阡山脉、美国托马斯山脉的某些火山颈）、熔岩和熔岩角砾岩（匈牙利 Harnar矿床）、上部层中的凝灰岩，有时是层状凝灰岩（苏联安加拉-伊利姆斯克地区等）；有时为混合充填。火山颈被侵蚀作用揭露到不同深度，而充填物类型随侵蚀深度的不同而变化，在 Хопи-Навахо地区的铀矿床（美国）中可以很好地观察到这种现象。在那里，侵蚀浅的火山颈由层状凝灰岩组成，而侵蚀深的火山颈（超过500m）则由熔岩和熔岩角砾岩组成。有些矿区和矿田，例如，在南喀尔巴阡的汞矿床、安加拉-伊利姆斯克地区的铁矿床等矿床中，可以见到一系列大小、形状、产状、充填物类型和侵蚀切割作用（多火山口构造）各不相同的火山颈。

矿化分布和矿体形态不仅决定于火山颈岩石的成分、构造特点、物理机械性质，而且还决定于火山口构造所特有的原生（原生火山）节理：即锥状的、环状的、放射状的，有时为层状的和由于爆破作用和形成火山颈而形成的其他裂隙。构造成因的线形断裂和裂隙相当常见，它们通常继承其交汇部位产出有火山口的那些区域性断裂的方向。所有这些构造都发育在火山口带以及近火山口带。因而，矿床的火山构造可以划分为三类：由充填火山口的火山岩的原生结构造成的早期原生火山构造；表现为原生裂

隙的晚期原生火山构造；原生火山-构造作用形成的构造，即复合构造。在复合构造中，除了前两种构造外，构造裂隙也参与了控矿作用。

矿体可以分为：火山口内的（安加拉-伊利姆斯克地区的克拉斯诺雅尔斯克、Коршуновск；非洲的姆贝亚、南喀尔巴阡的Нагиаг等），近火山口的（美国圣胡安地区的矿床、哈卡斯的Карасук）和复合矿体（安加拉-伊利姆斯克地区的Рудногорск、意大利的Монте-Амиата、南斯拉夫的Стари Трг等）。火山口内型矿床的矿体是管状的、锥状的和网脉状的矿体，以及边缘环状矿体和线形脉状矿体。边缘环状矿体和线形脉状矿体对于近火山口型矿床更为典型。第三类矿床的特征是产于火山口-近火山口带不同部位的矿体连成一体，上部层位中的矿脉系逐渐转变为网状脉带和网状脉，这种变化决定于断裂和大断裂的分叉和尖灭特点，以及劈理的发育程度（意大利的Монте-Амиата、秘鲁的Токепала等矿床）。含矿裂隙的产状通常是直立或者很陡、有时是缓倾斜的，甚至是水平的，这见于被火山颈穿透的地台盖层中或者在由层状凝灰岩充填的部位。

南喀尔巴阡山的一个汞矿床可以作为火山颈矿床的实例。在那里，平面上呈椭圆形的安山玄武岩岩颈周围是一圈厚0.2—12m的爆破角砾岩环带（图17）。角砾岩由棱角状的安山玄武岩角砾、泥板岩角砾和矿岩角砾组成，胶结物为凝灰沉积物质。胶结物常常发生矿化——含有方解石、石英、白云石、重晶石和辰砂，在角砾中形成星散矿化、矿巢和细脉。

Arata萤石矿床（中亚）的构造可以作为容矿火山口构造的另一个例子。该矿床位于长期活动的贯穿性断裂带中。根据A. Е. Толкунов、В. И. Каликин和И. Г. Максимова的资料，矿床的地质构造和热液矿脉的控矿作用决定于火山颈的形态、产状和内部结构（图18）。Arata矿床是于潜火山环境——从地表到500—1200m深处形成的，垂直矿化距离为400—500m。

火山穹丘 火山穹丘可以划分为相互之间呈规律性变化的三

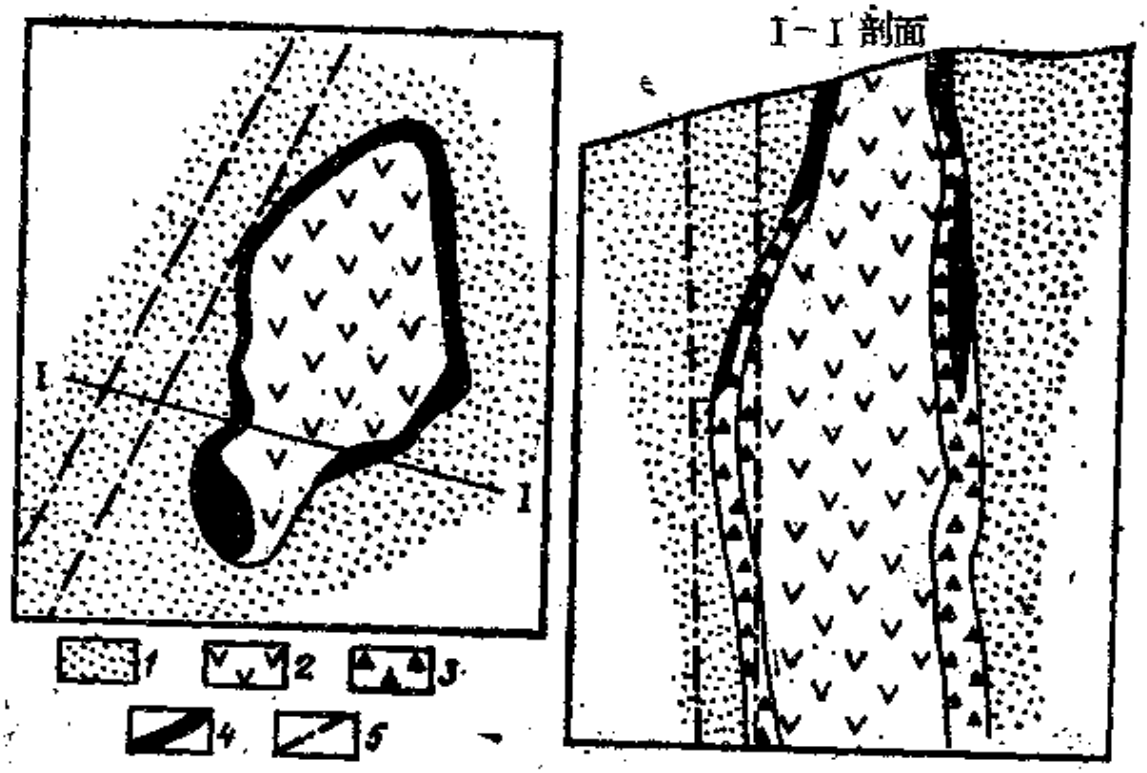


图 17　南喀尔巴阡汞矿床的火山口构造
（据Б. В. Мерличу）
1—始新世的沉积地层；2—安山玄武岩；3—安山玄武质火山角砾岩；4—矿体；5—断裂

种形态：喷发的（熔岩丘）、喷发-侵出的和侵出的。喷出的呈穹丘形态，除下部根部带外，产状一般是整合体，其带状结构；在喷出穹丘的上部岩石发生破碎，并且岩石碎块与沉积物混在一起；这些岩石碎块见于上覆的侵出-凝灰-沉积岩层中。带状结构是由于侵出体的内部（或下部）由具有潜火山岩特征的岩石组成，而外部（上部）则由熔岩角砾岩、凝灰岩和沉凝灰岩组成。

所有这三种穹丘可以在矿田和矿床中同时见到，有时甚至在一个地段内也可同时见到。在这方面，与中新世滨海流纹岩建造有关的日本黄铁矿型多金属矿床很有意义[48]。例如，在Косака矿床中，所有三种形态都出现了。矿体主要由热液-沉积矿石组成，在这里，它们主要与酸性成分的侵出丘和喷发-侵出穹丘有关。这里的矿体及产于火山穹丘中的其他火山矿床中的矿体都分布在穹丘的斜坡上和穹间洼地中，例如Саканаи矿床。

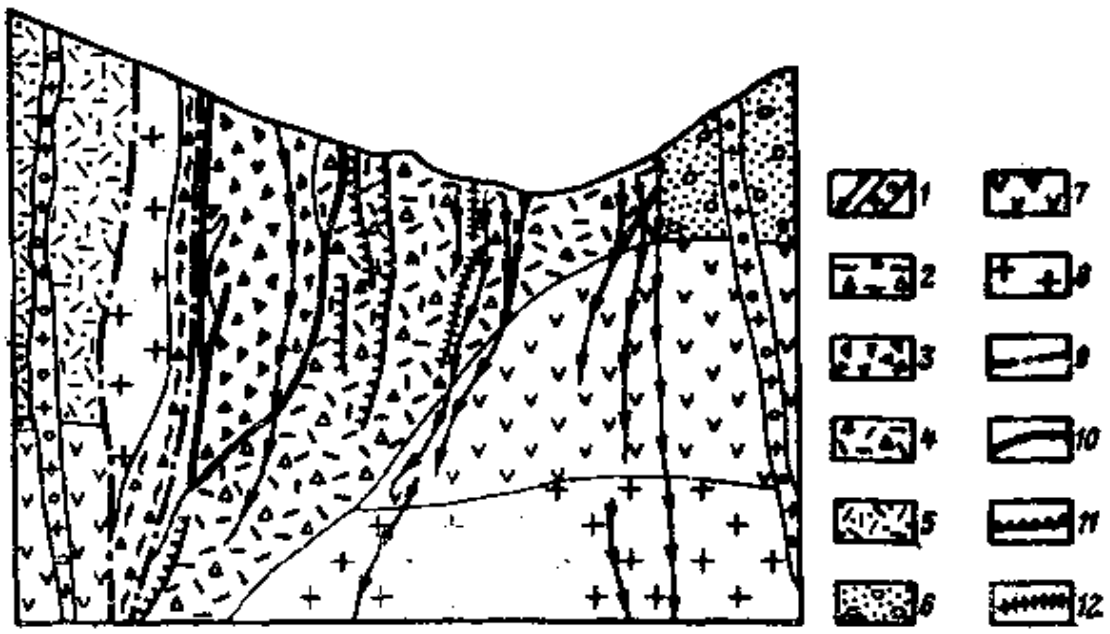


图 18　产于火山口构造中的Агата萤石矿床（中亚）的地质剖面图

（据А. Е. Толкунов、В. И. Калинкин、И. Г. Максимова）

1—晚二叠世火山期后的辉绿岩岩墙和煌斑岩岩墙；晚二叠世Агата容矿火山的火山口相；2—晚期流状霏细岩，3—石英斑岩的块集岩和熔岩角砾岩，4—早期霏细岩和石英斑岩；Агата古火山周围的二叠纪岩石；5—火山凝灰岩、角砾岩和熔结凝灰岩，6—凝灰质砂岩、砾岩，7—安山英安质熔岩和凝灰岩；8—晚志留—早泥盆世的花岗岩类；9—构造断裂；矿脉：10—石英-萤石-多金属矿脉，11—重晶石-多金属矿脉，12—方解石-多金属矿脉

根据В. В. Авдонин的资料，酸性成分的火山穹丘在矿山阿尔泰的黄铁矿型多金属矿床中也有发育。产出有尼古拉黄铁矿型多金属矿床的复杂火山穹丘就是一个鲜明的例子[5]。根据В. А. Наумов的意见，在这里，火山穹丘核部为潜火山岩体，而根据А. Н. Барышев的资料，则是一个侵出体；В. В. Авдонин、А. Л. Дергачев 和В. И. Старостин 认为，火山穹丘由晚弗兰期的潜火山岩和侵出岩构成（图19）。

后一种观点是以下列资料为依据的：1）流纹斑岩与下伏的钙质粉砂岩及超覆其上的酸性凝灰岩呈假整合接触；2）该岩体的内部具分带结构，3）组成穹丘的岩石呈喷发外貌，特别是穹丘的边缘部分；4）在埋藏的酸性凝灰岩（已处在下部层位）中，有流纹斑岩的碎块，而且这种碎块常保持着柱状形态，类似于侵出岩体中

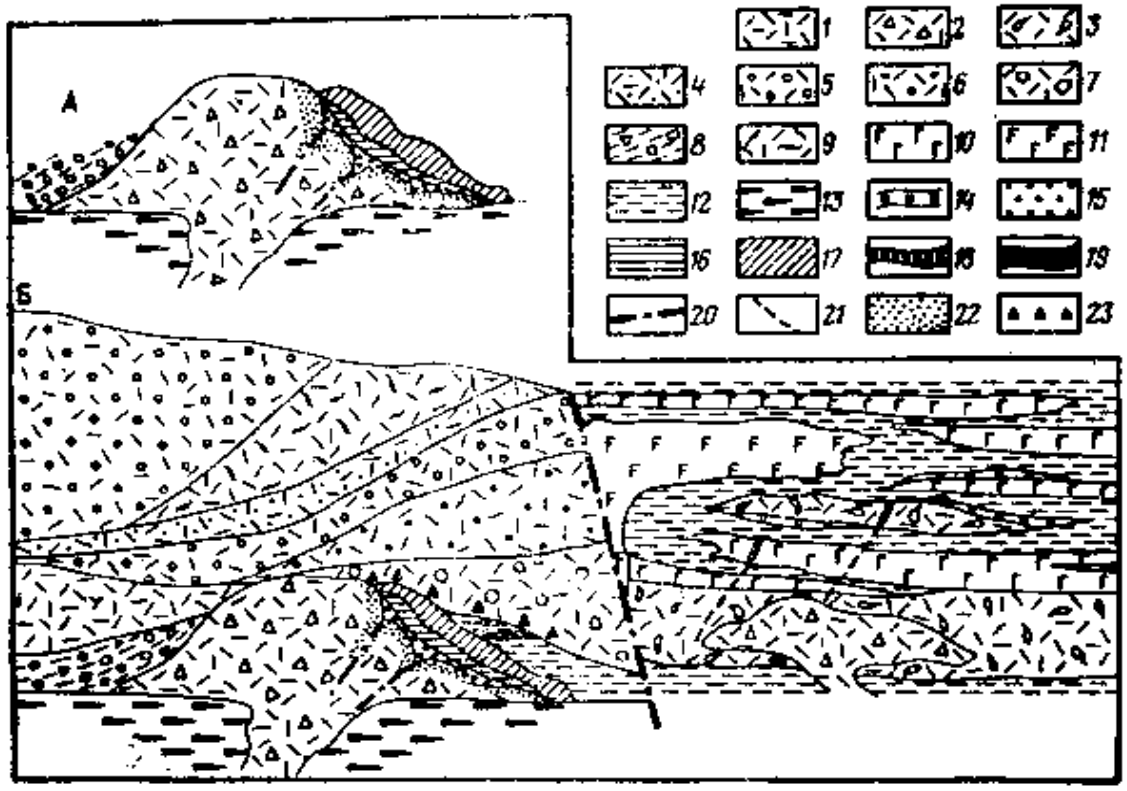


图 19　矿山阿尔泰 Николаевск 矿床火山-穹丘构造的形 成阶段
（А—侵出阶段，В—破火山口阶段）
（据В. В. Авдонин图件重绘）

流纹斑岩：1—喷发的，2—侵出的；3—熔岩角砾岩；凝灰岩：4—细粒凝灰岩，5—中粒凝灰岩，6—火山砾和粗凝灰岩，7—块集凝灰岩；8—崩塌角砾岩；9—熔结凝灰岩；10—玄武玢岩；11—潜火山玄武玢岩；12—粉砂岩；13—钙质粉砂岩和石灰岩；14—石英岩；矿石：15—黄铁矿和黄铜矿的细脉-浸染状矿石，16—黄铁矿和黄铜矿的致密矿石；17—铜-锌黄铁矿和黄铁矿多金属矿石，19—脉状多金属矿石；20—断层；21—裂隙；22—热液蚀变岩石；23—矿层

部所特有的柱状节理；5)在穹丘斜坡岩裙的含火山弹凝灰岩中有具同样岩石成分和岩石化学成分的碎块。

侵出岩体呈透镜状，沿倾向延伸达0.7km，而最大厚度约为220m。潜火山流纹岩在火山穹丘中部构成平面形态为等轴状的岩体。这种岩石的特征是柱状节理，并且岩体内节理柱的长轴方向是变化不定的。穹丘边部由侵出-喷出流纹岩所组成，这些流纹斑岩的外貌与潜火山流纹斑岩相近，但具有非常清楚的流纹、没有柱状节理，斑晶也较小。火山穹丘的斜坡上，发育有多孔、多泡流纹斑岩的流状熔岩角砾岩、酸性的火山弹凝灰岩和凝灰质

粉砂岩。新月形（平面上）矿体产于流纹斑岩侵出体与晚弗兰期酸性成分的围岩粗粒凝灰岩的接触带中。在上部，矿体陡倾斜（50—60°），向深部逐渐变平缓，与侵出体顶板地形完全一致，并在深约350m处尖灭。在矿体中，常见有纵向（沿厚度方向）分带和横向分带，这种分带表现为矿物类型和矿石构造的变化。从矿体的下盘到上盘，依次为细脉-浸染状的黄铁矿矿石、致密的黄铁矿和黄铜矿矿石、致密的铜-锌矿石，最后为多金属矿石。

侵出穹丘对其他火山热液矿床也起着控矿作用。矿石一般分布在侵出岩与其周围火山岩的接触带中，例如Николаевск矿床。在这种情况下，接触带起着主要的构造作用。但是，也见到一些矿床中的矿体分布在侵出岩体的根部带（图20）。矿体产于霏细岩的内接触带，并且集中在其产状剧烈变化的地段。矿体由细脉-浸染状矿石和浸染状矿石组成，其分布常常和霏细岩中的流理方向一致。

局部火山-洼地构造这种构造以顶部洼地、穹间洼地及其他

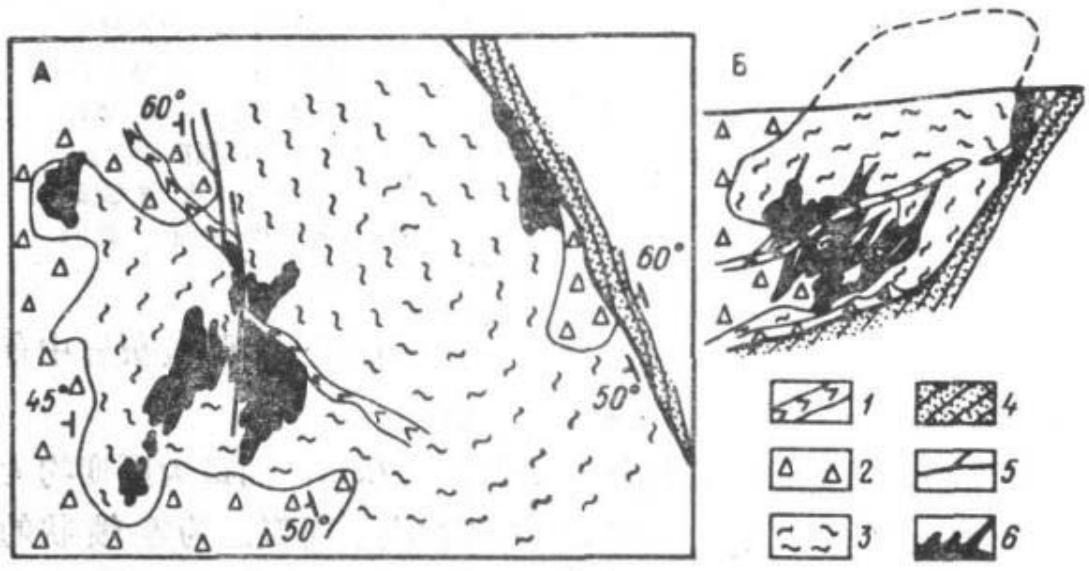


图 20　含矿霏细岩侵出穹丘的结构——根部结构

（А—平面图，В—剖面图）

（据 Н.П. Лаверов、Б. Л. Рыбалов、Е. П. Сонюшкин、Л. В. Хорошилов）

1—微晶闪长岩岩墙；2—霏细岩熔岩角砾岩；3—霏细岩；4—沉积岩；5—断层和裂隙；6—矿体

不大的洼地为代表。顶部洼地是一种直径大小为几百米到一、二公里的局限构造。通常使由酸性火山作用产物组成的层火山及其他中心式火山-穹丘构造的穹顶部位复杂化。

顶部洼地或者是平坦的洼地，例如，在Сибай黄铜矿矿床（图21）和矿山阿尔泰的黄铁矿-多金属矿床——Рудихинск、Камышинск及其他矿床中，在这些地方形成整合的层状富矿体（图22），或者是清楚地表现为具有陡壁和底部强烈塌陷的火山口-破火山口洼地。

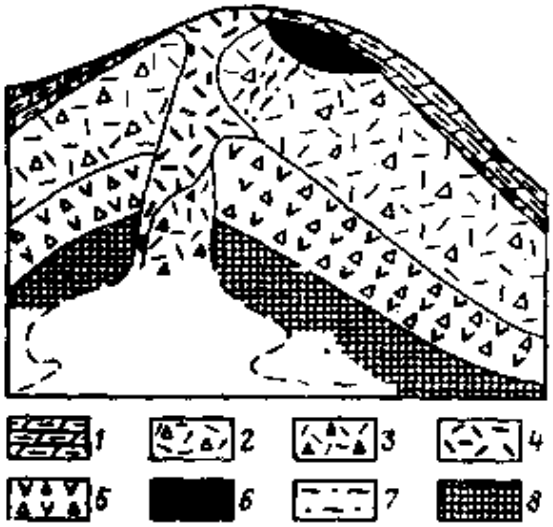


图 21 具有顶部洼地的Сибай火山-穹丘构造的地质剖面图
（据В. С. Шарфман）
火山岩相：1—4—酸性火山岩（1—远离带，2—火山口-近火山口带，3—火山口带，4—潜火山岩带），5—火山口-近火山口带的中性火山岩；黄铜矿矿石：6—致密状矿石，7—交代岩中的细脉-浸染状矿石；8—火山基底杂岩组合

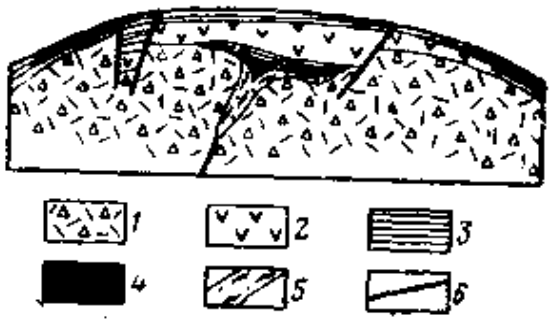


图 22 阿尔泰黄铁矿-多金属矿床——Камышинск、Рудихинск矿床中火山-穹丘顶部洼地的结构略图
（据В. В. Авдонин和И. О. Гариков）
1—火山口-近火山口相的酸性火山岩；2—玄武玢岩（熔岩）；3—沉凝灰岩和沉积岩层；矿石：4—致密状矿石，5—浸染状矿石；6—断层

南乌拉尔Подольск矿床的构造可以作为这种顶部洼地的例子。根据Б. П. Клемин等地质学家的资料，在那里，具有破火山口塌陷的南Подольск火山被划分为大型（约150km²）层火山。

在相对破火山底部抬升了300—700m的南Подольск火山-穹丘的突出部位，分布有一些火山-穹丘隆起，Подольск矿床就分布在其中的一个火山穹丘隆起中。顶部洼地使中部的隆起复杂化。根据А. Г. Жабин和В. П. Клемин的资料，顶部洼地中产出有一个整合的热液-沉积矿体（图23）。В. П. Клемин描述了吉维琴期（中泥盆世）凝灰-沉积岩层中，即矿体上盘近水平产状的地球化学晕。根据他的意见，地球化学晕是由于后继热液活动形成的，是成矿作用的直接延续。应当注意，有些地质学家（例如Ю. А. Болотин和А. А. Богомол）认为，Подольск矿床属于与酸性潜火山岩体有成因联系的热液-交代矿床。

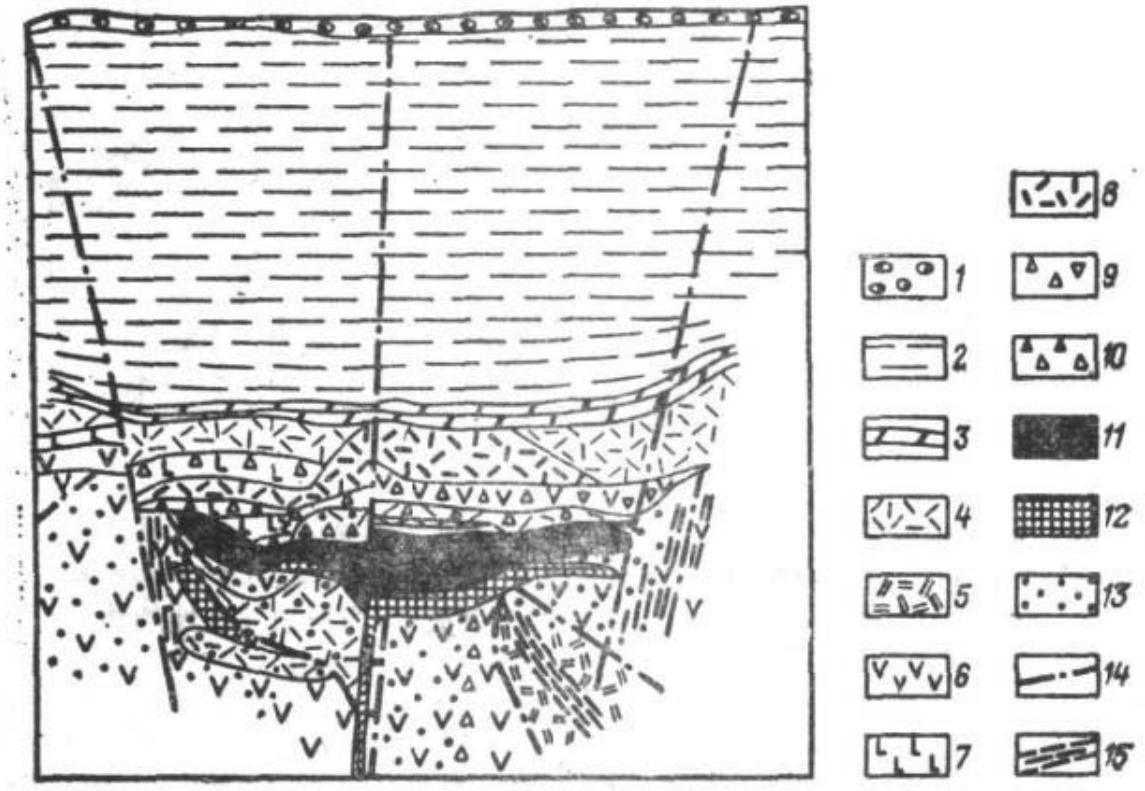


图 23　南乌拉尔Подольск黄铜矿矿床容矿顶部洼地的地质剖面图

（据В. П. Клемин）

1—新生代的松散沉积层；2—吉维琴期凝灰-沉积地层（Улутаус组）；埃费尔期岩石（Карамалыташ组）；3—硅质岩、泥质硅质岩（Бугулы-гыр层），4—凝灰岩和凝灰质砂岩，5—英安斑岩，6—安山玢岩，7—辉绿岩，8—酸性潜火山斑岩；9—角砾岩（岩浆角砾岩、构造角砾岩）；10—含矿块的岩浆角砾岩；块状矿石；11—锌铜矿石，12—磁黄铁矿矿石；13—热液-交代蚀变岩石中的浸染状的硫化物矿石；14—构造断裂；15—片理带

在遭受到强烈改造的火山口带之上也可以形成顶部洼地，并且在火山口带范围内，洼地底部可以多次塌陷。这种顶部洼地经常充填着产状平缓的凝灰-沉积层和玄武岩。那里的热液-沉积矿体常常与一般由产于火山颈中的细脉-浸染状热液-交代矿石组成的陡倾矿体组合在一起（图24）。

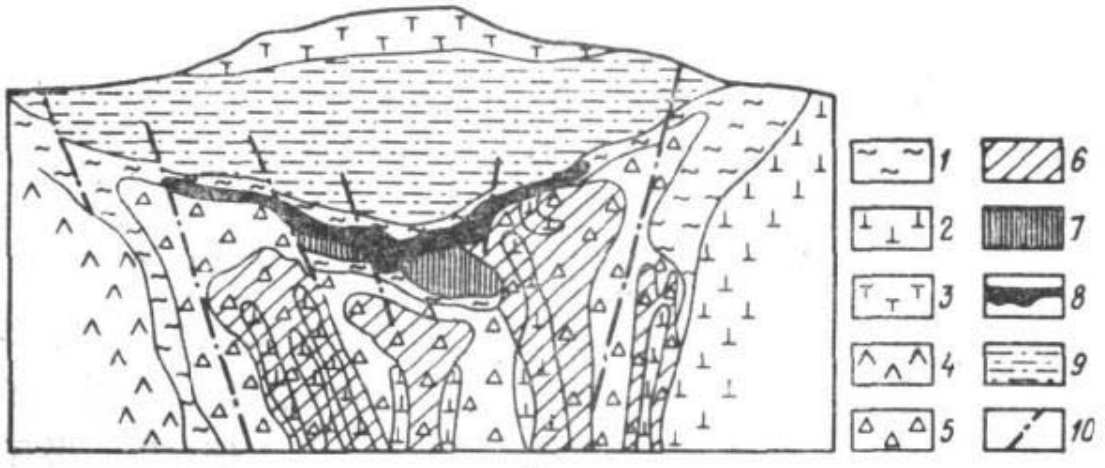


图 24　日本Инами多金属矿床火山口带之上的局部顶部洼地的地质剖面图

（据X. Макаима）

1—高岭土化岩石；2—流纹英安岩；3—英安岩；4—安山岩；5—英安质火山角砾岩；矿石：6—细脉-浸染状硫化矿石，7—石膏矿石；9—泥岩；10—断层

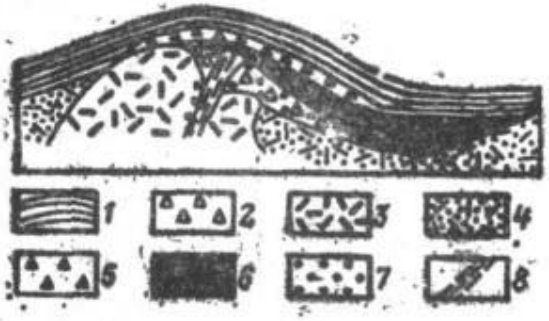


图 25　日本Сакаиаи矿床中火山-穹丘斜坡和穹间洼地的概要地质剖面图

（据T. Сато）

1—泥质页岩和沉凝灰岩；2—流纹质角砾岩；3—流纹岩穹丘；4—流纹质凝灰岩；5—矿石碎屑；6—致密状硫化矿石；7—浸染状硫化矿石；8—脉状硫化矿石

穹间洼地也是古火山地形上的一种不大的凹陷地区，它常常在酸性成分的侵出穹丘、熔岩丘和其他火山穹丘之间产生。洼地

的规模同穹丘一样（几百米到一二公里）。有些黄铁矿-多金属矿床的矿体就产于这类洼地中，例如日本的Саканаи矿床（图25）。

在矿山阿尔泰黄铁矿-多金属矿床——Стрежанск、Шубинск、Гусляковск等矿床进行古火山分析时，恢复出了这种洼地。这些洼地的直径为700—1000m，深190—500m。洼地中堆积了单一的细粒沉积物——沉凝灰岩和凝灰质粉砂岩，向剖面上部则转变为碳质泥岩层，而向洼地的边部，则逐渐被细粒沉积物所代替（凝灰质砂岩）。

在以有利的水动力学环境为特征的局部洼地中，通常形成层状的热液-沉积黄铁矿、黄铜矿或者黄铁矿-多金属矿体。沿导矿通道（断层或裂隙带）常形成同种成分的细脉-浸染状矿石。有时同生矿化作用仅表现为出现黄铁矿，但是，与末期火山作用有关的晚期热液-交代矿石也可以在间火山洼地中形成整合矿体。

分布在不大的双楔状火山之间的局部洼地可以划归为穹间洼地，这就象А. И. Кривцов和О. В. Минина在南乌拉尔的矿床中所发现的那样，例如Юбилейное矿床[17]。主要由热液沉积物型矿石组成的黄铜矿的整合层状矿体也产于这种洼地中。正如古火山再造所证明的那样，成矿作用曾经多次发生，并且都是主要利用了相应火山地层顶面的古地形洼地。因此，在黄铁矿型矿床，首先是在热液-沉积矿床的控矿方面，局部古火山洼地起了很大的作用。例如，在Касаргинск黄铜矿矿床（南乌拉尔）中，所有热液-沉积成因的矿体都产于同火山古洼地中，远离吉维琴期酸性含矿火山作用的中心。层状和薄层状的整合矿体集中出现在火山-沉积岩层的层位中。

常见有一些结构特别复杂的局部洼地。例如，根据А. Н. Гераков、Н. И. Еремин等研究者的资料，南乌拉尔的Осеннее黄铜矿矿床就分布在这种洼地中。这种构造中充填有早泥盆世—埃费尔期的玄武岩、致密硅质岩和碧玉蛋白石岩（图26）。洼地的形态呈圆形，向北东东方向略有延长，与断裂带的走向一致。

由于存在一些大小为300×200m的次级梳状隆起和洼地，造成洼地具有复杂的内部结构。矿体为浅盆状热液-沉积矿层。大量的潜火山岩体和侵入岩体切割矿层并使矿石变质。

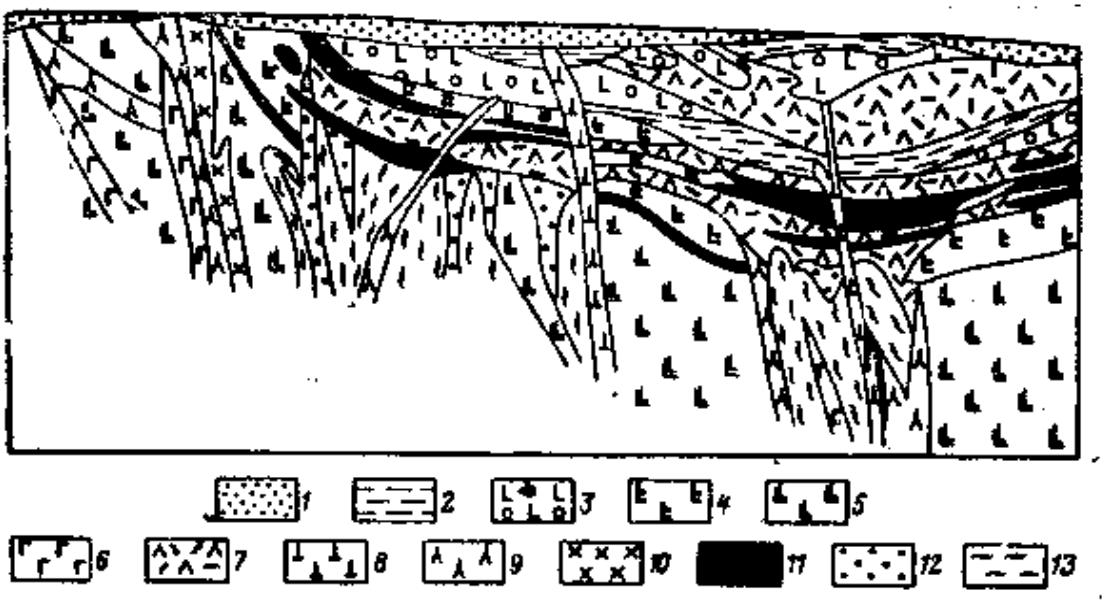


图 26　南乌拉尔Осеннее矿床中顶部洼地的地质剖面图
（据А. Н. Гераков、Н. И. Еремин等）
1—第四纪沉积物；早泥盆世—埃费尔期火山岩：2—致密硅质岩、绿玉 蛋白石岩，3—5—玄武熔岩（3—大枕状熔岩，4—大—中等枕状 熔 岩，5—巨晶斜长斑状熔岩），6—潜火山粒玄岩，7—潜火山流纹英安斑 岩；侵入 体 和岩墙：8—辉长岩，9—辉长辉绿岩，10—正长闪长岩；矿石：11—致密矿 石，12—浸染状矿石；13—交代岩（绿泥石交代岩、绿泥石-绢云母 交 代 岩等）

局部火山岩双楔体　由于А. И. Кривцов和О. В. Минин的调查研究，在南乌拉尔发现了这种类型的构造。它们发育在玄武岩高原或区域性火山岩双楔体的斜坡上，常由火山口-近 火 山口带酸性和中性成分的粗粒碎屑火山岩组成[17]。产于 火 山 岩双楔体中的矿床为黄铜矿矿床，并且其矿体的分布决定于一些容矿构造，例如，有利于交代置换的岩层层位、具有不同渗透率的岩层的接触带、在双楔体穹形部位与屏蔽层组合在一起的陡倾斜破碎带和片理化带（图27）。在火山岩双楔体的边部，断裂和裂隙 带发育，常有脉状矿体形成。在这种构造的中部，在火山角砾岩和凝灰岩与渗透率较低的岩石（例如熔岩）接触带中常形成整合的

层状或透镜状矿体，在矿体下盘的导矿裂隙带中充填有细脉-浸染状矿石。与双楔状火山构造有关的黄铜矿矿床的规模一般不大；这种矿床处处可见，例如Маканск矿田。这种构造的分布和控矿作用，可能暂时还没有搞得太清楚。

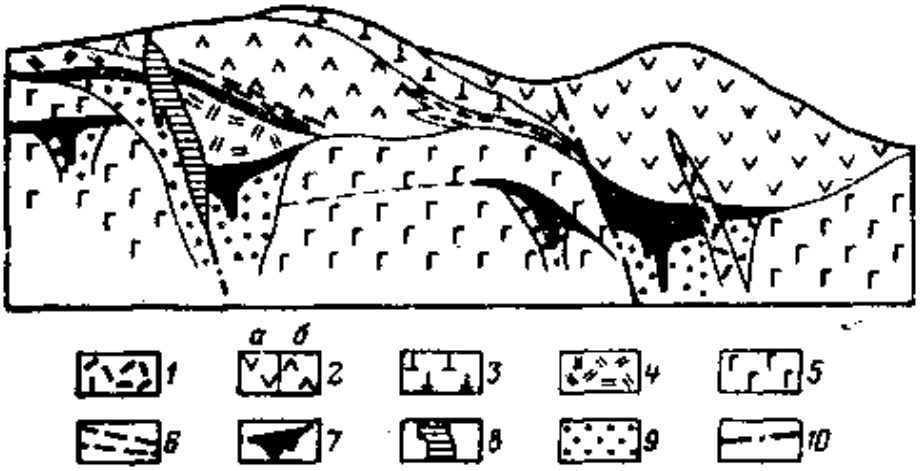


图 27 Юбилейное黄铜矿矿床双楔状火山构造的古火山再造图（剖面图）

（据О. В. Минина）

1—潜火山流纹英安斑岩；2—英安岩层：а—上层，б—下层；3—上玄武岩层；4—安山英安岩层；5—下玄武岩层；6—火山混杂岩夹层；黄铜矿矿体：7—以热液沉积矿体为主，8—热液-交代矿体；9—具细脉-浸染状黄铁矿矿化的绢云母岩；10—断层

扇形火山-构造断块 这种断块是火山-穹丘构造的一部分，在破火山口和破火山口状洼地中特别常见。它们的产生是这些较大型构造呈镶嵌断块状结构和组成这类构造的断块发育不均衡的结果。断块的边界多半是环状（半环状）和放射状断裂，因此，称之为扇形构造。

在洼地中，近破火山口带常被切割成若干这样的断块，在南乌拉尔的Блявинск破火山口状洼地、矿山阿尔泰的Садовушинск环状构造等地发生的情况就是这样。例如，在第一个洼地中，近破火山口带的扇形断块长期独立发育，在近破火山口带中形成了Блявинск和Комсомольск黄铜矿矿床，它们产在该带的半环状和线形构造与放射状断裂交汇部位（图28，А）。这种扇形断块的特点是形成时间长，断块中巢状火山群和酸性侵出岩体集

中，布满了具有同样成分的潜火山岩体、有巨大的热液交代岩晕。

根据Е. И. Филатов和其他研究者的资料，矿山阿尔泰的Семеновск多金属矿床分布在使Садовушинск环形构造复杂化的扇形火山-构造断块中（图28，В）。根据А. В. Черных和М. П. Астафьев的资料，该区Золотушинск和Новозолотушинск矿床的位置也决定于它们在使Успенск洼地复杂化的火山穹丘隆起的扇形断块中（图28，В）。这种洼地是在两个火山作用阶段——埃费尔和吉维琴-早弗兰期形成的；结果形成了含矿的玄武-流纹岩

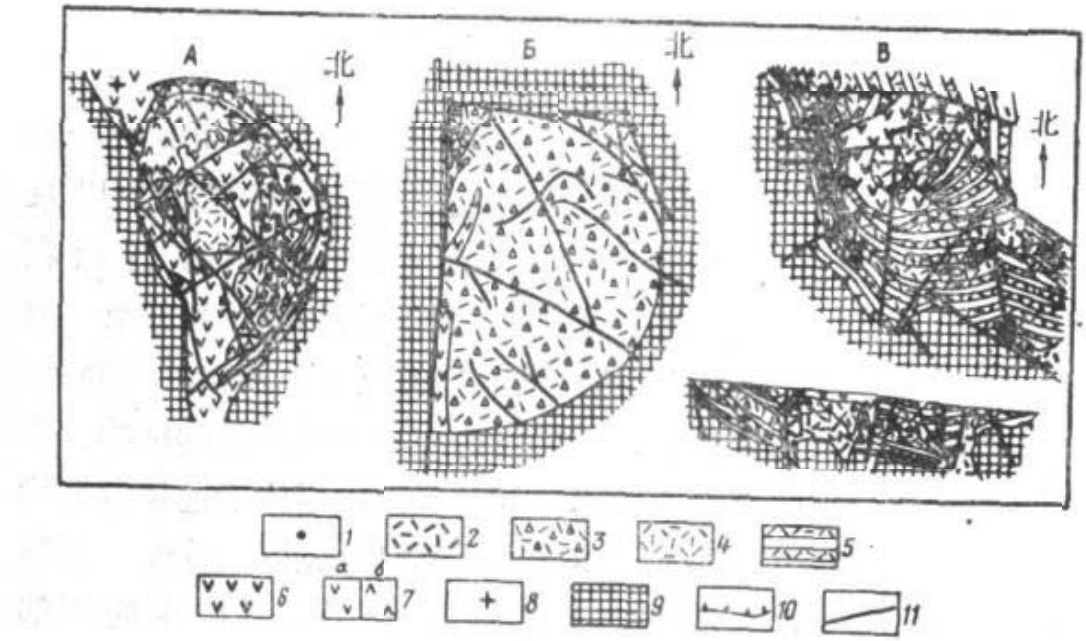


图 28　火山-构造作用形成的含矿构造——具扇形断块的破火山口状洼地的结构略图

А—Блявинск（据А. П. Паленков和В. И. Старостин）、Б—Садовушинск（据Е. И. Филатов）、В—Успенск（а—平面图，б—剖面图，据А. Ф. Черных和М. П. Астафьев）

1—矿床和矿化点；火山岩相：2—5—酸性火山岩（2—潜火山岩和侵出岩相，3—火山口-近火山口带，4—过渡带，5—外缘带），6—基性成分的潜火山岩，7—火山口-近火山口带（*а*—基性岩，*б*—中性岩），8—火山作用中心；9—火山构造基底的杂岩；10—破火山口状洼地的界线；11—断裂

建造。在早期阶段，洼地的结构可能是简单的；晚期，由于内部穹丘中火山口相火山岩的分布十分广泛，并且有酸性和基性成分的潜火山岩体，因而使洼地结构复杂化了。在近破火山口带的西

带，以巢状火山群发育为特点。Золотушинск矿田位于这些火山中心的斜坡上。在矿床分布方面，破火山口状洼地的结构特点，首先是近破火山口带中长期发育的扇形断块的特点具有重要的意义。

潜火山岩带构造

在火山区的结构和发展史上，潜火山岩相和深成火山岩相的岩石起着很大的作用，与这些火山岩共生的常常有火山成因的黄铜矿矿床、黄铁矿-多金属矿床、金-银矿床、锡矿床、汞矿床、铀矿床和其他矿床。

潜火山岩体和深成火山岩体的形态、产状和内部结构决定着矿床和矿体的构造形态特点，这是由于这些岩浆岩体和矿化作用的形成深度相同，产于相同的火山-构造作用形成的构造，以及它们具有矿物-地球化学联系和热力学形成条件的共性。既然在控矿方面具有重要意义的是上述内接触带内岩体的结构特点（原生潜火山构造）、经常由于构造运动而变得复杂化的接触带的形态（断裂接触带）及外接触带中环绕这些岩体的围岩的结构，那么，我们就来研究研究潜火山岩体和深成火山岩体的近接触带构造。例如，根据Н. П. Лаверов及其同事们的资料，潜火山岩体的内部结构决定着矿体的构造-形态特点。其中网状矿脉的下部界面决定于潜火山岩体的接触带形态，而上部界面则具有较复杂的形态，因为矿化作用利用了成矿作用前就受到改造的构造裂隙（图29）。

通古斯陆向斜中的某些热液矿床也可以作为例子。根据Е. Я. Киевленко的资料，这些矿床产于岩墙状和岩株状的潜火山岩暗色岩岩体中，其岩性为粒玄岩和粒玄玢岩、辉长粒玄岩和其他岩石。这些岩浆岩体顺着断层形成线状带，并且由于上述岩性变种的岩石成互层而呈带状结构。产于强烈蚀变（沸石化、绿泥石化）粒玄岩中的方解石巢状体趋向于分布在被破碎带和裂隙带复杂化了的潜火山岩岩体的弯形部位（图30）。

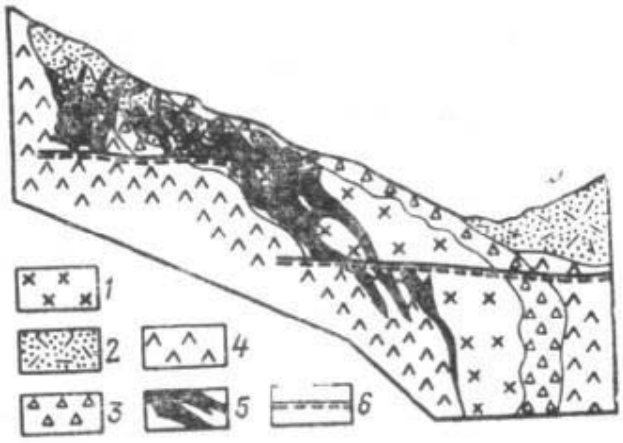


图 29　产于潜火山岩体中的柱状网状矿脉的结构

（据Н. П. Лаверов、Б. Л. Рыбалов、Е. П. Сонюшкин、Л. В. Хорошилов）

1—花岗正长斑岩；2—石英斑岩；3—流纹质碎屑熔岩和熔岩角砾岩；4—安山岩和安山凝灰岩；5—矿体；6—断层

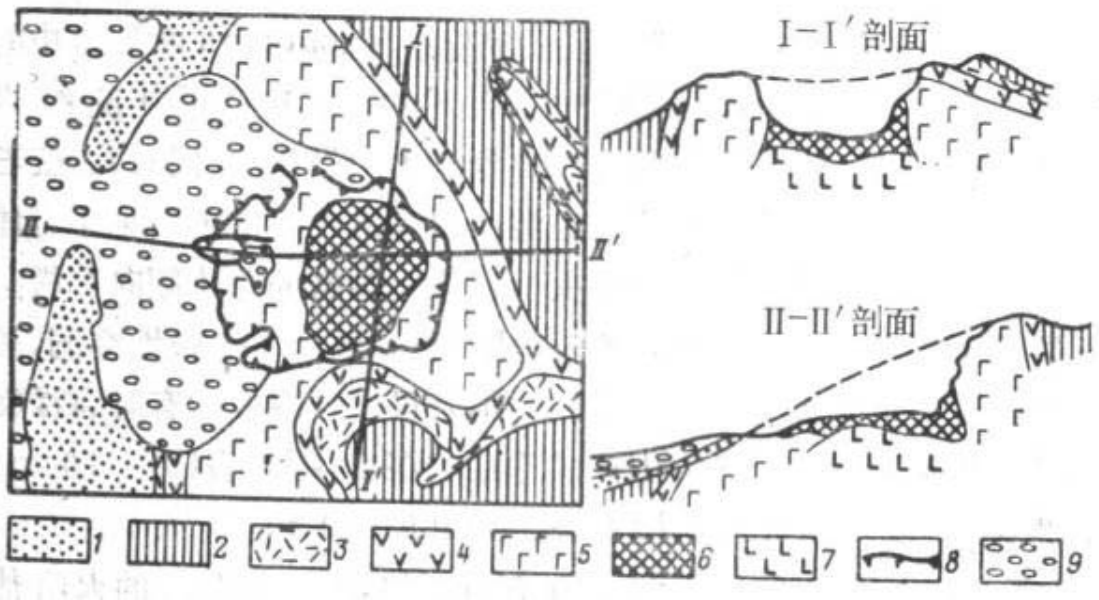


图 30　产于粒玄岩潜火山岩体中的矿床的地质结构略图

（据К. Ф. Гурьянов）

1—冲积层；2—热液蚀变凝灰岩；3—粒玄玢岩；4—细粒粒玄岩；5—中、粗粒粒玄岩；6—含方解石巢状体的辉石-沸石岩；7—方沸石化粒玄岩；8—露天采场边界线；9—废石场

南乌拉尔、小高加索、矿山阿尔泰、巴尔干和其他成矿省的一些黄铜矿矿床和黄铁矿-多金属矿床总是或多或少地与潜火山岩体有关。例如，在Блявинск矿田，Б. И. Старостин划分了两

类主要的黄铜矿矿床，它们都与早泥盆世酸性成分的潜火山岩体共生。Блявинск和Комсомольск矿床属于第一类，其矿体产于被构造作用弄复杂化了的潜火山岩体与起构造-岩性屏蔽层作用的志留纪喷出辉绿岩的接触带中，以及在潜火山岩体的内接触带中（见图28，А）。属于第二类的是一些小矿床——Яман-Касинск、Разумовск和其他矿床，矿体产于潜火山岩体中发育的破碎带和裂隙带中。矿化呈网脉状矿体出现。

除同火山断裂之外，在Блявинск矿田的控矿作用中，具有一定意义的还有原生火山裂隙（特别是第二类矿床）、位于潜火山岩体接触带中的自碎岩浆角砾岩，以及潜火山岩体内部结构和接触面形态等因素。南斯拉夫的Бор黄铜矿矿床，以及中亚的Чибаргат萤石-多金属矿床可以作为是矿体产于潜火山英安岩岩株中的另一些实例。据А. Е. Толкунов和И. Г. Максимова，Чибаргата矿床分布在长期活动的贯穿性Чибаргата断裂带中的晚古生代的Карабаш大陆型火山洼地中。矿床产于由流纹岩及其自碎岩浆角砾岩组成的晚二叠世潜火山岩体中(图31)。萤石矿化呈复杂的树枝状脉系分布在潜火山岩体中，富矿石见于岩体的边部。矿柱向西陡倾，与潜火山岩体接触带的总体倾向和横向断裂的倾向一致。岩石的物理-机械性质导致产生了张性空洞，被矿石充填。在交代蚀变（石英化、绢云母化）围岩中有时有浸染状矿石和矿巢分布。潜火山成矿作用的深度(距地表600—700m)是推测的；矿化的垂直范围看来约为400—500m。

Б. Ланг详细地说明了Байя Маре地区(罗马尼亚)的火山热液金-多金属矿床的特征。这些矿床分布在喀尔巴阡山的内(火山)弧中。该区连续出现了三期晚第三纪的火山作用——安山岩火山作用（西部）、英安岩火山作用（中部）和安山岩火山作用（东部）。每一期火山作用都是从爆发（火成碎屑岩）开始，然后熔岩溢出，最后以形成潜火山岩体和矿床而告终。已有资料证明，较早形成的潜火山岩体和矿体被较晚形成的潜火山岩体和矿体所切割[45]。

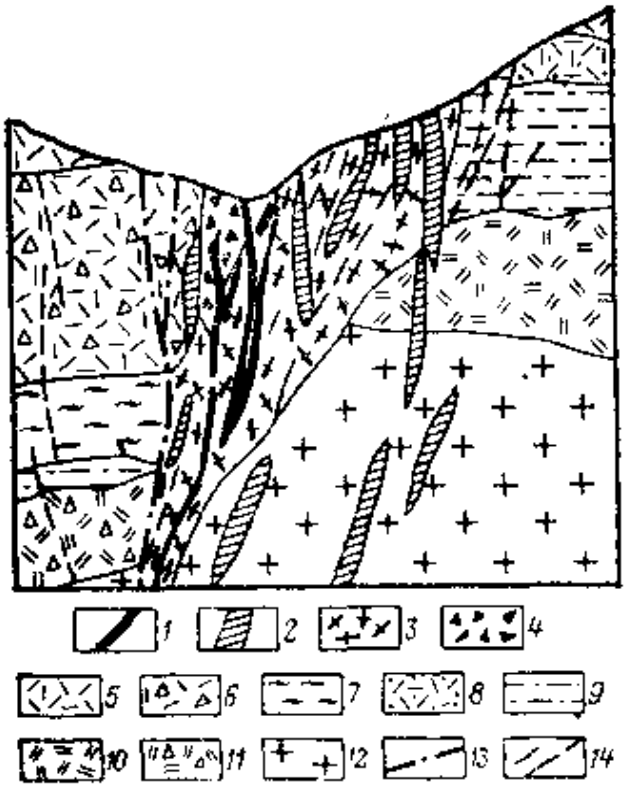


图 31　产于流纹岩潜火山岩体中的 Чибаргат 萤石矿床的地质剖面图

（据А. Е. Толкунов、П. Г. Максимов）

1—萤石-多金属矿脉；2—石英-硫化物矿脉；潜火山岩体：3—流纹岩，4—流纹质自碎岩浆角砾岩；5—流纹质熔岩和火山灰凝灰岩；6—流纹质熔岩和块集凝灰岩；7—熔结凝灰岩；8—流纹质凝灰岩；9—凝灰质砂岩；10—英安质熔岩和凝灰岩；11—英安质和安山质熔岩角砾岩及凝灰岩；12—花岗闪长岩、花岗岩；13—断层；14—裂隙带

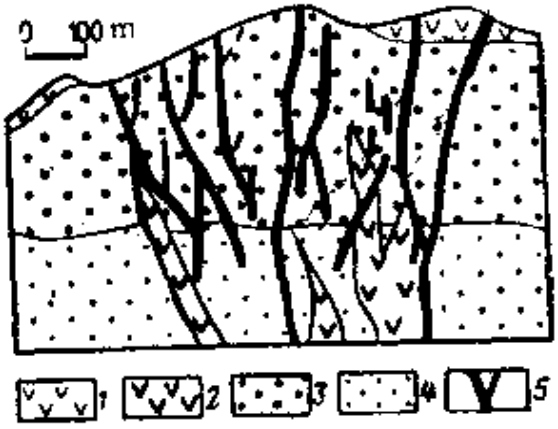


图 32　Херия矿床的地质剖面图

（据M. Баркоп和Б. Лапг）

晚第三纪地层：1—2—辉石安山岩（1—熔岩，2—潜火山岩体），3—沉积岩层；4—早第三纪沉积岩层；5—矿脉

矿床沿火山带近南北向的中轴线分布，在这里，火山岩的厚度最大。矿脉主要形成矿脉系。围岩为熔岩、火山碎屑岩，有时为沉积岩；有些情况下，矿脉在构造上多产于火山颈和潜火山岩岩墙中。平行矿脉系与潜火山岩岩墙关系密切，这种紧密联系可以Херия多金属矿床为例加以说明。该矿床中的矿脉见于潜火山岩体的仰向尖灭部位（图32）。

上述的潜火山岩带构造不仅对火山-热液矿床，而且对岩浆矿床的控矿可能也起重要作用，例如，产于由西伯利亚地台暗色岩建造岩石（辉长辉绿岩、苦橄岩、粒玄岩）所组成的潜火山岩体（岩床等）中的诺里尔斯克地区的铜镍矿床。

同火山断裂和裂隙

这一类断裂构造，无论是在形成各种类型的火山-构造成因的构造方面，还是在控矿方面，都具有重要意义。同火山断裂多半是正断层，常常发育在活动性不同、沉积-火山岩层厚度各异的火山断块分界处。产于这种构造中的主要是线形分布的火山颈、潜火山岩体和深成火山岩体。断裂破坏多半呈断裂和裂隙带形式出现，是含矿热液的导矿通道，因此，热液-沉积黄铁矿型矿床的根部，都在这里呈交代岩带和下盘的细脉-浸染状矿石带出现。它们在Кафан型黄铜矿矿床中有时也具有独立的意义。

在呈脉状或者网脉状产出的金-银矿床、稀有金属矿床和其他矿床中，同火山裂隙和裂隙带起着主导作用。在这种情况下，应注意断裂破坏经常是隐伏断裂，在上部构造层中逐渐消失。例如，根据Н. П. Лаверов和其他地质学家的资料，分布在容矿火山杂岩底部深大断裂带之上的上部层位中的同火山断层中，充填有潜火山岩墙。矿脉产于断裂的仰向尖灭部位（图33）。除线形破坏外，环状、半环状和弧形同火山断裂和裂隙也广泛发育。

在鄂霍次克-楚科奇带火山热液矿床的裂隙构造中，А. И. Калинин划分出了一群岩浆成因的容矿构造，它们是局部火山-构造的构造单元。在这群构造中，有同火山破坏型构造——等轴

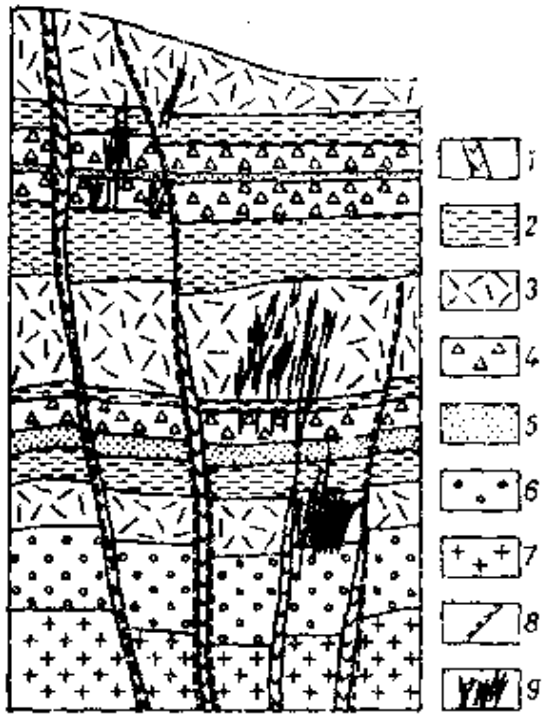


图 33　隐伏同火山断裂和裂隙中的矿脉带结构
（据Н. П. Лаверов）

1—石英斑岩岩墙和霏细斑岩岩墙；2—霏细岩盖层、流状石英斑岩和熔结凝灰岩；3—流纹质凝灰岩、石英斑岩质凝灰岩和石英斑岩质碎屑熔岩；4—流纹斑岩和石英斑岩的熔岩角砾岩；5—凝灰质砂岩和块集岩；6—英安岩熔岩胶结的熔岩块集岩、砾岩；7—基底花岗岩；8—同火山断裂和裂隙带；9—矿脉

火山-构造体的环状和放射状裂隙及线形侵出岩的断裂。第二群构造包括容矿断裂，为长期活动的区域性断裂的一部分；区域断裂可分为两个类型——单系统无派生断裂的和多系统有派生断裂的。在两群构造的所有构造种类中，根据与层理和流理的关系可分为切层亚类和整合亚类。其中每一类构造都具有相当独特的成矿条件，从而控制了矿体规模、矿体数量和矿体厚度、矿体的构造形态特点、矿化分布深度、矿柱控制因素各不相同的许多矿床。

在控矿方面，不仅与火山构造的构成和形成有紧密联系的断裂系统（环状系统、放射状系统），而且由穿透性基底断裂造成的断裂破坏也都起着重要作用。这种断裂穿进火山建造中，它们

属于在火山构造的形成阶段产生的同火山断裂。这点可由潜火山岩墙、线状分布的火山颈和侵出岩体都产于这种断裂中而得证明。

据В. Я. Асманов，远东Курмиджинск古破火山口中的铜-锡矿化正是产于这种沿褶皱基底穿透性断层向上发育的断裂中（图34）。Курмиджинск古破火山口是具有中心隆起的复杂塌陷洼地。穿透性深大断裂活动时，洼地构造也受到变形，因此，各火山-构造单元没有典型地表现出来。洼地中充填着晚白垩世的安山质火山岩，不整合于侏罗纪的复理石地层之上。安山岩和

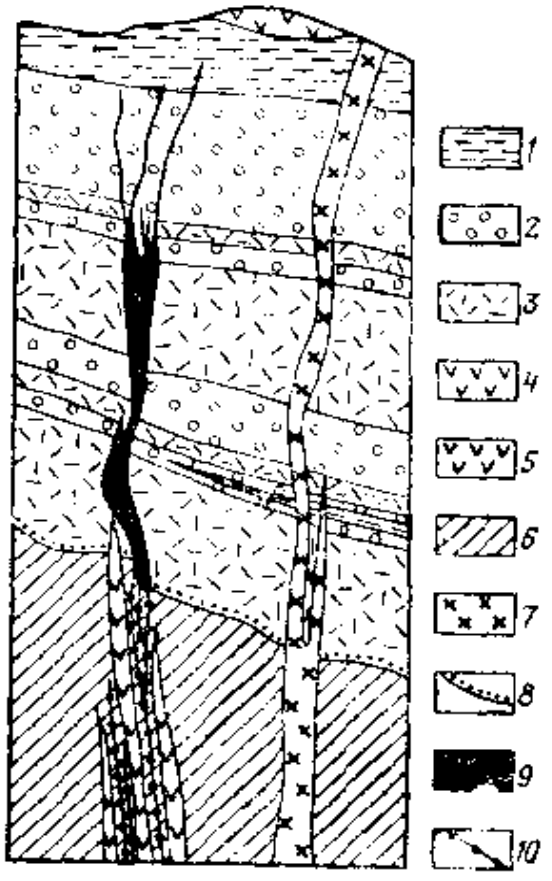


图 34　产于远东Курмиджинск古破火山口穿透性断裂中的热液矿脉

（据В. Я. Асманов）

上白垩统：1—湖相凝灰沉积岩层，2—砾岩，3—流纹英安岩质凝灰岩，4—安山岩熔岩，5—潜火山安山岩；6—侏罗纪的复理石地层；7—闪长粉岩；8—构造不整合界线；9—热液矿脉；10—石英-电气石细脉

安山英安岩的潜火山岩岩墙，与花岗闪长斑岩和闪长玢岩的岩株及岩墙一样，多产在上述断裂中。所有岩浆产物都是火山-深成组合的组成部分。

主矿化带受与南北向基底深大断裂有关的横穿性裂隙构造控制。矿体既产于侏罗系中，也产于上白垩统火山岩中。侏罗系与白垩系之间的构造不整合是重要的控矿界面。断裂的形态特点取决于围岩地层的结构，表现为热液矿脉带的构造分带。热液矿脉是石英电气石岩的脉状矿体，被含锡石和硫化物的石英脉和细脉所切割。各热液矿脉带中表现出清楚的垂直矿化分带性，以锡为主的矿石向上被铜-锡矿石所取代。在矿脉带的尖灭处，在主要分布于青盘岩中的矿石中，铅占优势，含少量锌。

上述实例再次强调了在火山-构造的结构和形变中，特别是在控矿方面基底（在该情况下为穿透性断裂）的巨大作用。

含矿火山构造的形变

只有在不出现成矿期后构造变动的矿床中，火山构造才是没有变形的构造。含矿火山构造的形变对造山区和活化带最为典型。早期地槽杂岩中的原生矿床构造，大都受到形变，在中乌拉尔，挤压带发育，黄铜矿矿田中发生了容矿火山构造的畸变[17]。例如，含矿双楔状火山好象相对于原始位置转了70—80°。在以后的变形过程中，火山-穹丘构造和其他正形构造呈火山短轴背斜硬核的形式保存下来。洼地则经受了最复杂的变化，在构造形变过程中，有时可以转变为背斜构造。

澳大利亚布罗肯希尔受变质黄铁矿-多金属矿床的构造可以作为成矿期后变形火山构造的一个实例[49]。这种构造多分布在前寒武系杂岩中。根据澳大利亚地质学家的观点，该矿床中的原生硫化矿石是同生矿石。它们是在早元古代火山作用衰灭时形成的，并以条带状矿体的形式在火山-沉积建造的火山岩相和沉积岩相的线形接触带中沉积下来，现在的矿床构造，包括被断裂带复杂化了的布罗肯希尔背形构造褶皱，是在三个形变阶段形成

的。前两个阶段是在高级进变质作用条件下进行的，第三阶段是在退变质作用条件下进行的。第一阶段形成伏卧等斜褶皱，岩层和矿体的地层顺序似乎是倒转的。在第二阶段，元古代的褶皱地层再次发生褶曲，形成背形构造（正形构造，据В.Е.Хаин）和向形构造（负形构造）。这两种构造中岩石的地层顺序是相反的；例如，向形构造的核部由最古老的片麻岩组成；矿体中的分带也相反。矿体的形态也发生了变化：常在褶皱枢纽部位见到厚度变大的鞍状矿体。

根据Г.В.Ручкин和其他地质学家的资料，在Холоднинск黄铁矿-多金属矿床（滨贝加尔地区北部）中，热液-沉积矿石的层状矿体也遭受过变形和变质作用。变形作用分四个阶段；第一阶段形成了等斜褶皱、纵向断裂和片理化带，第二阶段形成了开阔的不对称褶皱（背形构造和向形构造）；同时，原有的早期片理化带和断裂受到改造。在第三阶段，出现了轴部陡倾的膝状紧闭褶皱，而第四阶段，则在前几个阶段的较大型构造的翼部产生了轴面近于水平的剧烈褶皱群。在时间上相近的前两个阶段，形成了Холоднинск矿床的主要构造，并出现了角闪岩相的变质作用。在第二阶段期间，矿石经受了重结晶作用、再沉积作用和再活动（再生作用）。再生作用也发生在第三阶段，当时在张性纵向断裂和倾斜裂隙中沉积了再生的细脉-巢状矿石。第四阶段发生了矿体的进一步变形，包括矿体沿正断层-逆断层有不大的位移；但在这个阶段中没有发现矿石经受了任何改造。

产于象东北挤压带(Юбилейно-Снегирихинск、Тишинск矿床等)或者额尔齐斯挤压带(Белоусовск、额尔齐斯、Березовск、Новоберезовск等）这样的活动带中的阿尔泰矿床中，火山构造及与其有关的矿体经受了强烈的变形，而矿石则经受了变质作用和再沉积作用。在这方面Белоусовск矿床很有意义，在该矿床的各个部位见有一个背形构造褶皱被断层和三组不同时代的片理化带所复杂化。

据В.И.Старостин和В.А.Лычаков，该矿床的形成经历了

四个阶段（图35）。第一阶段——同火山阶段（中—晚泥盆世），形成了线形火山-构造洼地，洼地中堆积了火山-沉积地层和热液沉积矿石，可能还有热液-交代矿石。在第二阶段，洼地回返，伴随形成等斜背斜及岩石和矿石的动热变质。在第三阶段，产生了背形构造褶皱，发生了矿石的重新分布，局部地方矿石发生选择性熔融，形成分布在晚期构造裂隙中的岩墙状矿体。第四阶段的特点是出现了褶皱期后变形作用：剪切带发育、构造和矿体进一步复杂化。

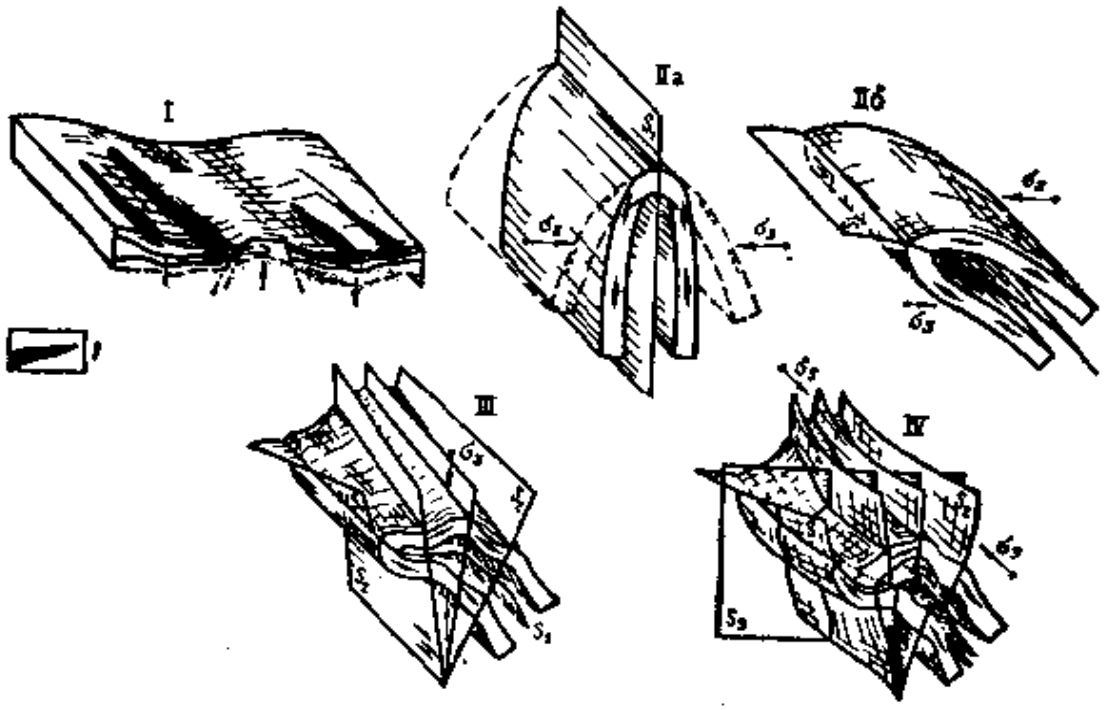


图 35 Белоусовск矿床的形成阶段

（据В.И.Старостин和В.А.Лычаков）

I—同火山作用阶段，II—等斜褶皱构造形成阶段（IIа—紧闭背斜形成阶段，IIб—具倾向南西方向的倒转褶皱），III—背斜式褶皱形成阶段，IV—褶皱期后变形阶段。1—矿体；轴面：S_1—紧闭背斜褶皱的轴面，S_2—背斜式褶皱的轴面，S_3—第三期变形作用的褶皱阶段；$б_3$—主压应力方向

各种古火山区的容矿火山构造

Н.П.Лаверов和А.Е.Толкунов特别重视形成容矿火山构造的大地构造条件[7-19]。这些条件决定了构造类型，相应地也决

表 3　火山带中的各类容矿构造

（据Н.П.Лаверов、Е.А.Толкунов）

容矿火山构造的大地构造位置	岩浆岩建造的典型岩石系列	主要的矿石建造	容矿构造	实例
优地槽区不同规模的火山岩带	不连续或者连续分异的玄武岩—流纹岩（铁镁质）系列	黄铜矿、黄铁矿-多金属、重晶石-多金属、铁矿石等建造	洼地构造；相互接近的古火山群和火山成因隆起的孤立大型古火山；大型断层、挤压带和片理化带	太平洋、地中海、乌拉尔-蒙古、大西洋优地槽带北支的成矿省和成矿区
后地槽造山区不同规模的火山岩带	安山闪长岩（含二长岩）系列	斑岩铜-钼建造、钼矿石、矿脉、金-锑矿、多金属矿、汞矿石建造	有破火山口和无破火山口的火山-构造洼地；火山-穹形隆起；边缘环状、弧形和放射状断裂带	太平洋、地中海造山带周围和中间地块中的成矿省和成矿区
	流纹岩-花岗岩（含花岗正长岩）系列	稀有金属、铍、铍-萤石、多金属、钼-铀、萤石-多金属矿石建造		
构造-岩浆活化区不同规模的火山带和单独的古火山	粗面岩、碱性玄武岩-流纹岩系列	铀-萤石、萤石-铍、锡、铜-钼、金-锑、汞-锑等矿石建造。 钍-铈、钛-铀矿石建造	近断裂带的洼地和塌陷破火山口；火山穹丘；具有火山口相和潜火山岩相及半深成侵入体的长期活动的大型断裂带	后地台造山作用的成矿省和成矿区：亚洲东南部太平洋褶皱带、地中海褶皱带的中间地块
古地台火山区	暗色岩系列	铁矿石建造	单独的古火山	西伯利亚地台的成矿省和成矿区

续表

容矿火山构造的大地构造位置	岩浆岩建造的典型岩石系列	主要的矿石建造	容矿构造	实例
	超基性-碱性岩系列	含磷灰石、金云母的碳酸岩中的稀有金属矿石建造	爆破岩筒和火山口	东欧、西伯利亚、非洲、印度半岛、巴西等地台的成矿省和成矿区
	金伯利岩系列	含金刚石建造	同上	西伯利亚、非洲、印度半岛、巴西等地台的成矿省和成矿区

定了黄铁矿型矿床、火山成因矿床、热液矿床和其他与火山建造有关的矿床的地质结构，矿化富集的规律性，以及各种含矿火山构造的研究方法。他们把容矿火山构造分为四大类，分别形成于以下四个区域：优地槽区、后地槽（造山）区、构造-岩浆活化区和地台区。该分类考虑到了含矿火山产物的大地构造位置、它们的形成条件、由火山作用表现形式的差异造成的特殊情况和构造面貌（表3）。

含矿火山构造的深部情况及其演化

现代火山作用区和年轻火山作用区含矿火山构造的深部情况及其演化

火山构造的深部情况一般是根据深部地震测深（ГСЗ）、大地电磁测深（МТЗ）和重力测量等地球物理资料来建立的[36]。根据С.Т.Балест的资料，原生岩浆源位于地壳与地幔之间的过渡层中（厚20—30km），由位于20—30km深处的软化带构成。这个带的特征是异常的不均匀，并造成地震波消失及电导率增高。该带一般解释为现代火山带之下地幔物质的出熔带。

富钾和挥发分的岩浆分离物是在中压带形成的。横向压力梯度，特别是在毕乌夫带，即在岩石圈的上部层位，随着毕乌夫带俯冲角度的减小而逐渐增大。在深部物质的密度呈线状变化的地带附近，灼热的流体逐渐对岩石圈进行热侵蚀，因此，产生了软流圈顶板呈底辟辞形式向上隆起（软流圈岩浆体），因为在这种特殊的“收集槽”中聚集了易流动的物质。堪察加半岛之下的玄武岩岩浆产生区位于震源带之上，即位于深度不超过100km的地方，更确切地说，是位于榴辉岩地障之上（深度小于50—60km），因为根据Б.Н.Пискунов和В.И.Федорченко的观点，矿物和包体，特别是与花岗岩包体的临界共生条件可以看作是矿物形成条件的深度（压力）限定参数。岛弧火山作用的产物中缺失花岗岩包体也说明了岛弧下面的岩浆形成深度[36]。

按А.А.Вежеевская的意见，晚第四纪和现代在堪察加半岛出现的区域性玄武岩火山作用区之下，缺失近地表的边缘岩浆源。同中心式火山的玄武岩（有次无斑隐晶质玄武岩变种）相

比，这类玄武岩未经分异，结晶程度低，这就证实了A. A. Вежеевская的上述观点。区域性玄武岩火山作用在成因上与地台的暗色岩火山作用相似，差别仅在于火山作用规模较小[36]。

正如М.И.Зубин等火山学家认为的那样，在某些条件下，在以岩墙状水下火山通道为特征的区域性火山作用区，可以形成岩床状岩浆侵入体，这些岩浆侵入体以后可以逐渐转变为边缘岩浆源。这可以为长期活动的中心式火山的存在创造条件。在这种中心式火山中，岩墙和边缘岩浆源是岩浆补给系统。以后又产生破火山口，岩浆物质只从边缘岩浆源进入到破火山口中[36]。

“岩浆成因”的原生岩浆源决定了火山作用的类型，也决定了次生（边缘）岩浆源（“岩浆沉淀池”——магмаотстойник）的类型。边缘岩浆源位于地壳上部2—10km深处，并为单个的火山（例如，阿瓦恰火山）或者火山群（克留切夫火山群）提供喷发物质。原生岩浆源和次生岩浆源靠一个岩浆柱连接在一起。为大Толбачинск断裂北部裂隙式喷发（1975—1976）提供物质的边缘岩浆源位于2—3和7—8km深处。Г.Б.Григорян和其他研究者根据超声波地震模拟资料，确定其中的原生岩浆源的规模为：近南北向的长轴大于5km，而近东西向的短轴为2.4—3.2km[36]。

正如С.А.Федотов等研究者所推测的那样，在边缘岩浆源中发生了岩浆的位移。例如，在大Толбаинск火山中，高镁弱碱性的拉斑型玄武岩（北部断裂）是由深度不大的地方喷溢出来的，这种岩石限于与近东西向的构造带有关。铝质玄武岩熔浆是从浅部喷出的（南部断裂）。据A.A.Вежеевская，这类区域性火山作用的产物普遍沿着整个堪察加半岛北东向断裂带分布。在大Толбачинск火山中，这些原生岩浆源独立活动，但是在边缘岩浆源中，岩浆则被混合在一起，形成过渡成分的玄武岩。根据А.С.Федотов的资料[36]，岩浆进入边缘岩浆源时的初始温度和岩浆源表面的温度之差为100—200℃；这足以引起岩浆混合所必须的对流作用。

玄武岩岩浆柱由上地幔经岩石圈上升的机理是一个复杂的过程，包括伴随着熔融作用和物质对流迁移到构造薄弱带中的岩浆上升作用。在过渡岩浆源中，原生岩浆和地壳物质相互作用常导致硅酸盐岩浆的熔融、挥发分的活化及金属（铜、铅、锌）从岩浆和地表物质中萃取出来，并转移到成矿作用中去，在边缘岩浆源之上产生火山成矿中心（M. M. Василевский 的观点）。C. A. Федотов指出，堪察加大型火山中心之间的距离大约为29km。A. H. Барышев认为，在黄铁矿成矿省中，火山成矿结点（中心）之间的距离约等于30km（“黄铁矿成矿间距”）。

根据B. C. Шеймович和A. B. Колосков的资料，火山岩区的晚期花岗岩类相是在地壳边缘的安山玄武岩岩浆源的最后形成阶段产生的，因那时深部（地幔）岩浆发生带中止了对它的补给，它和深部岩浆发生带的岩浆关系仅表现为流体化作用。在这个阶段，边缘岩浆源作为一个独立的地质体逐渐发育起来，并且流体化作用支持并在某种程度上延长了岩浆源的活动性，它可以通过流体化作用，也可以通过同化作用来增加岩浆源的体积[36]。根据B. C. Шеймович的意见，火山区岩浆杂岩晚期形成阶段特有的破火山口形成作用以及熔结凝灰岩的成分，特别是其包体（残影体）的性质，证明了上述推测。岩浆杂岩体演化的早期相和晚期相的岩石化学性质的相似性，也同样证明了这一点。根据最终形成了比早期相火山岩更酸性和更碱性的岩石来判断，岩浆流体成分中有水、氧化硅和碱金属氧化物。因此，地幔和地壳物质都参与了酸性岩浆的形成作用。

火山构造的演化问题，具有重要的理论意义和实际意义，可以现代火山活动区和年轻火山活动区（堪察加半岛、千岛群岛）发育的各种含矿火山构造为例来加以探讨。

堪察加新生代火山带是一个大型金属成矿带，它由一系列的火山-构造成因构造组成。这些火山-构造成因构造是在不均匀的褶皱基底上形成的，并由玄武岩-安山岩-流纹岩建造组成。根据C. E. Апрелков和Ю. M. Пузаков的资料，火山-构造成因构造

形成于两个阶段：第一阶段形成洼地，伴随有喷发产物的堆积和火山机构的产生，第二阶段，在火山构造被不均匀抬升、火山机构遭到破坏和侵蚀的背景上，喷出活动逐渐衰减[4]。

由于这样发展的结果，处于不同成熟阶段和退化阶段的各火山-构造就具有一定的垂直矿化分带和同心状矿化分带的特征。在火山机构的外部，产生浸染状交代硫矿体，并出现汞和砷-汞矿化。在硫质喷气孔中沉积了辰砂、黑辰砂、自然硫、二硫化铁。在火山基底中（侵出相和早期火山岩的水平上）集中了各种各样的低硫化物矿化，有时还与汞矿石和锑-汞矿石组合在一起。火山-构造成因构造的深部（深成火山岩相）是出现多金属、稀有金属、铜-钼和其他矿化的地带。

在火山-构造的基底中（结晶基底的水平上）常形成局部的熔融源区和热液变质作用源区，使许多金属（如围岩中的锡）活化，还使较早期浸染状矿石和近矿晕中的其他元素如铜、钼、铅、锌等也重新活化[4]。

矿石的形成是在火山-构造成因构造的整个活动的发展期间出现的一个断断续续的过程。矿化的垂直分带特点大致相应于元素及其化合物的活动性（挥发性）序列。矿石组分的富集程度取决于火山-构造成因构造形成时的持续时间和成矿作用的强度。对于某一具体构造来说，都有一个最佳成矿时期，即大部分矿石的形成时期。但是，这个时期在整个火山带中不是同时的，并且和地质事件的一般年代周期也不一致[4]。

在年轻的火山活动区，其中包括在堪察加半岛，可以划分出两类破火山口——简单的和复杂的，В.С.Шеймович曾描述过这些破火山口的发育史。Паужетск洼地属于第一类破火山口，Анавгайск火山-构造成因构造属于第二类破火山口（复活——再生——破火山口）。两种洼地均与前第四纪（晚第三纪）的火山作用有关，但是它们的发育史不同，因此，它们的结构和含矿特点也有所区别。

Паужетск洼地 位于堪察加南部，是在Паужетск安山玄武

岩质层火山中就地形成的。破火山口呈椭圆形（25×16km），分布在局部重力值最低处，但第四纪火山（Кошелевск、Камальск火山）的特征则是正的重力异常。在上新世末，Паужетск火山构造曾是一个深700—900m，具筒形壁的洼地。它的形成与巨厚的熔结凝灰岩的喷发有关，根据钻探资料，熔结凝灰岩位于1km深处。日本和北美第四纪的破火山口也具有这样的结构。在Паужетск洼地中没有发现上新世末或早更新世的破火山口后的岩浆作用现象。破火山口后的强烈火山作用复活于更新世末，表现为形成英安岩质侵出岩和侵出穹丘（从安山岩成分到流纹岩成分）、流纹岩质岩流和侵出体。人们常常把这种破火山口内部岩浆作用的火山作用与现代的Паужетск热液系统联系起来，并用南堪察加地区第四纪的东堪察加火山岩带叠加在中堪察加带之上来解释该破火山口的这种晚期活化作用。

形成Паужетск洼地的第一阶段（晚第三纪晚期）没有同时产生破火山口内部的岩浆作用。第二阶段的特点是火山作用非常发育，与第一阶段相隔的时间非常长，并由现代的地热表现出来。

复杂的晚上新世Анавгайск破火山口位于堪察加半岛的中部，其形成时间更长。根据В.С.Шеймович的资料，Анавгайск破火山口为一环状构造（直径约30km），开始经历了塌陷阶段，后来，由于中、酸性岩浆物质上升，中部发生了正回返。在上新世的晚期，由于酸性火山岩的大面积喷出，在那里形成了叠加在安山玄武岩层火山系统之上的火山构造洼地。

后来，洼地又转变为正形构造（由于岩浆物质的上升）。后者的特征是在上部层及与其共生的局部潜火山岩体和侵出岩体中发育火山岩分布广泛、四周为环状断裂和弧形断裂、断块镶嵌结构（“碎碟结构”）。构造断块和处于断块之间的、狭窄的构造错动火山-沉积岩带位于破火山口的内部隆起之中；在隆起范围之外，层状沉积岩层呈水平产状。

侵出火山作用主要出现在破火山口内部及其周围地区，并伴

随有不断的热液活动，导致青盘岩和次生石英岩广泛发育。汞矿化既出现在破火山口的环状断裂中（Апапель、Агликач、Крапивная 呈矿现象），也出现在破火山口的中部，并且多产出在受侵蚀的火山构造中，例如，Чемпур矿床。岩浆源的现代活动形成了沿破火山口构造的环状断裂分布的温泉（Апапель、Быстринск温泉等）。现代的破火山口类似物为 Узон-Гейзерная 破火山口热系统。也许可以把Вэллис破火山口认为是Анавгайск构造的第四纪类似物。这些破火山口称之为再生破火山口。火山区最强烈的成矿热液活动正是与这些再生破火山口有关。复杂的破火山口，其中包括再生破火山口，应当属于火山-矿化中心[29]。

Ю.П.Масуренков 和 Л.А.Комкова 以分布在堪察加半岛东南部的Налачевск穹丘-环状构造为例，详细地研究了现代火山活动地区含矿火山构造的演化和深部结构（图36）。这个火山构造为产于洋陆共轭带中的现代火山带的一部分；位于纵向和横向深大断裂的交汇部位[22]。

在Налачевск构造中，前晚第三纪阶段形成了印度尼西亚型的岛间椭圆形盆地（图37，Ⅰ）。在褶皱、造山作用和准平原化之后，Налачевск构造开始形成。在第一阶段发生了垂直运动回返，并由于回返而形成了具边缘凹陷的椭圆形穹丘（见图37，Ⅱа）。进一步演化包括了构造内部结构的复杂化，表现为一些更小的等轴状构造——隆起和洼地相互连续穿插（见图37，Ⅱб、Ⅲа、Ⅲб和Ⅲв）。

在Налачевск环状-火山构造中，使其构造复杂化的构造叠生作用（телескопирование）和向心发育表现得相当清楚。连续的穹丘和凹陷的形成作用证明，一种形态力图补偿另一种形态：穹隆中产生洼地，洼地中出现穹丘，最后在穹丘中产生破火山口。因此，正的和负的垂直（更确切地说为径向的）运动是互相有关的，它们的特征是加速和减缓，以及运动的正负方向反复交替，构造运动的幅度逐渐减小。高度出现方向性变化：第一阶

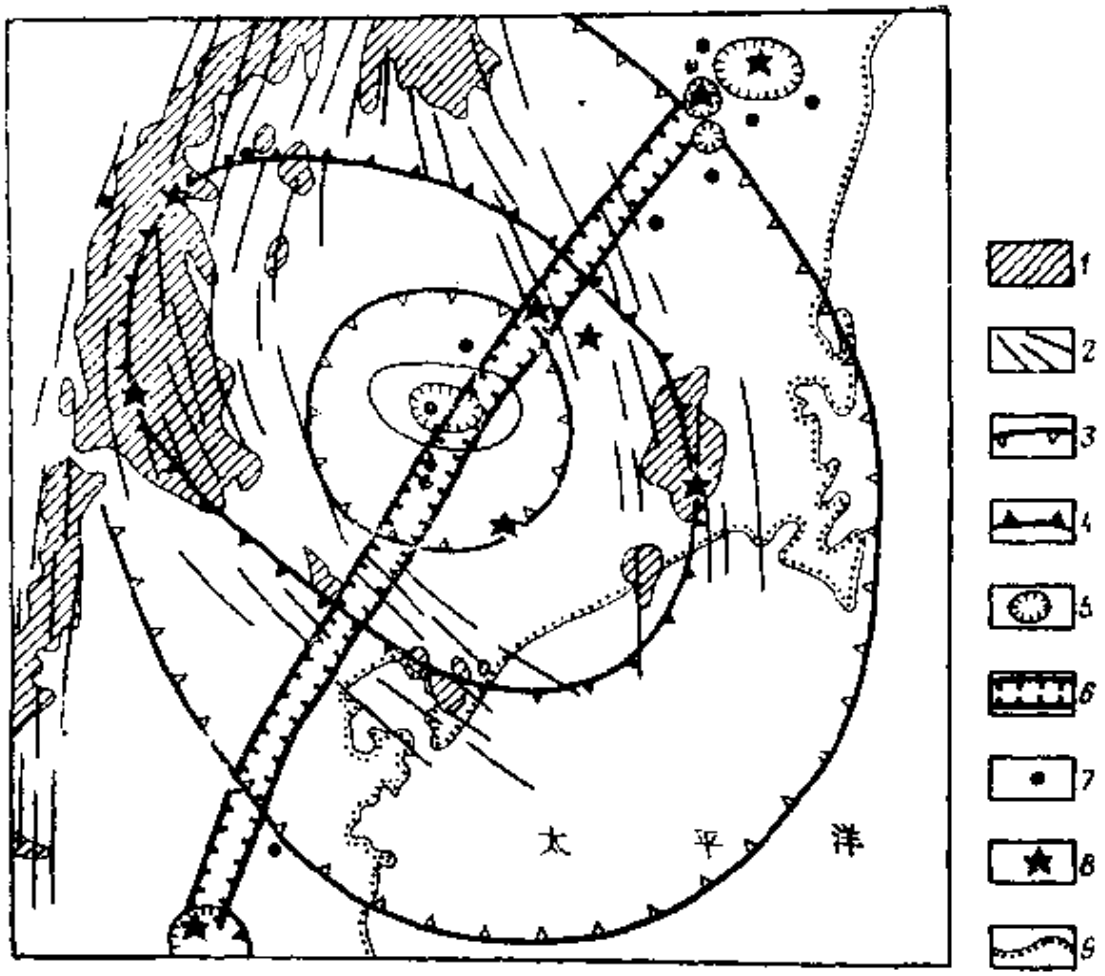


图 36 Налачевск穹丘-环状构造的位置
(据Ю.П.Масуренков和Л.А.Комкова)

1—下部构造层的岩石露头（上白垩统—下第三系）；2—下部构造层褶皱构造的走向；3—4—环状构造的边界线，3—沿白垩系基底表面的凹陷分布，4—沿白垩系基底表面的突起和隆起分布；5—中更新世—全新世的破火山口；6—热谷；火山；7—熄灭的第四纪火山；8—活火山；9—海岸线

段高度低，第二阶段和第三阶段开始时为中等，第三阶段结束时高。

Налачевск构造的演化经历了100ма以上的时间，基本上与已知的地槽系统发育的阶段性和长期性相当。但是，构造演化中还可见有韵律性，表现为穹状-环状构造作同心带状分布和向心形成，也就是每一新韵律都比上一个韵律的影响面积为小，形成时间也逐渐缩短。

根据Ю.П.Масуренков和Л.А.Комкова的意见，环状构造

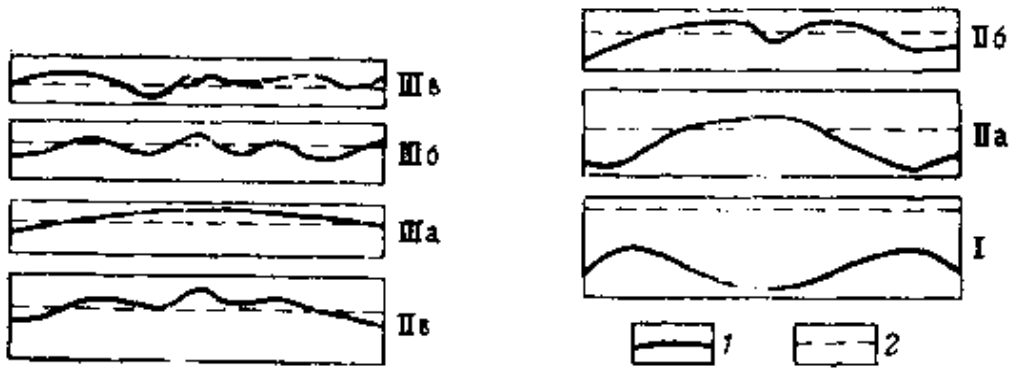


图 57 Налачевск穹丘-环状构造中的垂直运动机理
（据Ю.П.Масуренков和Л.А.Комкова）
白垩系—早第三系基底的可能情况：I—沉积作用的结束阶段；IIа—IIв—新新世—上新世；IIIа—IIIв—上新世—第四纪。1—基底界面；2—海平面

的规模（直径达200km）也取决于扰动的深度，扰动深度可达150—200km，即地球的深部层位——上地幔。上地幔的特点是具有密度颠倒的非均质层状构造。由于这个原因，在Налачевск构造的基底上，地球的深部层也许有一个上升的底辟体（软流圈岩浆体）。在地表可见相对隆起和陷落的地段呈同心交替。这种穹丘-环状构造的等轴同心分带常常是和与构造带有关的区域构造线相结合[22]。

在岩浆作用的演化发展方面，有活动性向心位移的现象，并且这种活动性位移发生在区域性线状不均一的背景中。最早期的岩浆产物（白垩纪—早第三纪）集中在火山构造的边缘。中新世的岩浆活动出现在整个构造的范围内，但是，岩浆作用最强烈的地方是在其中心附近。上新世—第四纪，穹丘-环状构造的中心火山作用最强烈。各种火山-深成杂岩有规律地相互交替：火山杂岩主要形成于隆起期及隆起稳定期，而近地表相（潜火山相、深成火山相）杂岩则形成于补偿隆起的穹隆洼地形成期。

最强烈的热液活动与深部层位（上地幔）上来的内生物质流和能量流的最大密度相对应。同时，伴随着岩浆形成作用带侵位到地球的上部层位，并在那里形成半深成、深成火山侵入体和潜火山侵入体。热液活动与这些侵入体有成因联系。因为这些近地

表的岩浆杂岩及其上面的负形火山-构造形态最有利于热液活动的广泛发育。闭塞的地下水盆地是内生能量和物质的收集槽，对成矿作用具有重要意义。存在这种地球化学障的构造前提是在穹丘背斜顶部中存在着负形构造（槽、地堑、破火山口）。

由于饱和流体的地表水渗流，在穹丘-环状构造中，热液交代作用表现的主要形式为岩石的等体积交代改造。因此，在这种构造的早期形成阶段发育硅质交代岩和绿岩型交代岩，中期阶段发育青盘岩，而在结束阶段形成粘土化岩和次生石英岩。

在穹丘-环状构造的形成过程中，成矿作用的强度水平下降[22]。在相当于地槽沉积作用和岛弧形成作用阶段（白垩纪—早第三纪）的下层（早期阶段）中，在水下条件下堆积了含有火山-沉积铁矿和锰矿的厚层硅质岩建造。在中层（中期阶段）最强烈的成矿作用带移至深几百米的地方——接近于近地表侵入体（潜火山岩体、深成火山岩体）的顶板。目前，成矿作用带可能分布在1—2km的深处，因为较上部的层位处于地表物理化学条件带中。

因此，穹丘-环状构造（贯穿的、岩浆源的、火山成矿中心等）是一种单元构造，它们的充分的独立性可以证明这一点，但它们与区域整体又紧密相连。单元构造在火山带中广泛分布，并在这些活动带的构造演化和物质演化中起着很大作用。穹丘-环状构造分为几类高级的链状组合，组成不同的火山带，并沿火山带的轴部——岛弧分布。在穹丘-环状构造的中心——即在中心穹隆中，分布有地貌上呈孤岛状的火山群。

根据Ю.П.Масуренков等研究者及Л.И.Базанова的资料，Карымск的火山-构造成因构造的发育可以作为堪察加地区穹丘-环状构造演化的另一个例子。这个构造是在上新世—全新世火山作用时期经过四个阶段（韵律）形成的，其中每一个阶段都可划分为两期（幕），每一期都有自己特有的岩石组合和火山-构造成因构造组合。在第一期中，由于强烈的爆发喷发作用，形成了大面积的火山碎屑岩和熔结凝灰岩盖层，喷发产物充填在火山-

构造洼地中。在第二期中形成了层火山和盾形火山[4]。

在第一阶段（上新世）产生了缓倾斜的构造穹丘；第二阶段（早、中更新世）和第三阶段（中更新世—晚更新世中期）表现为穹丘形成作用和破火山口形成作用重新相互更叠，并形成层火山。第四阶段（晚更新世—全新世）的发展有巨大的局部因素影响。一个完整的作用可以分解为几个独立的部分。穹丘具有破碎断块的性质，在断块的不同部位，火山作用的时间也不同。但是，上述韵律结构的基本规律性仍然保持不变。

象Налачевск构造中的情况一样，Карымск构造中的火山-构造作用的演化整体上是有方向性的：爆发破火山口的面积不断缩小、火山作用的持续时间和韵律层中火山岩的体积不断减少、火山-构造活动向穹丘中心转移、穹丘破碎和沉陷。例如，在穹丘背斜顶部的破火山口洼地的面积相应为（km^2）：1500、800、385、75，造成这些洼地相互连续套叠在一起。火山作用的单位强度用熔结凝灰岩的体积与相应洼地面积之比来计算，单位强度开始是逐渐增加，以后又逐渐减少。除了构造形成作用的退化之外（第四火山韵律的破火山口面积达到最小临界值），这些资料也证明了全新世火山-构造作用的结束。因此，在形成熔结凝灰岩的爆发作用过程中，对立性很强的玄武岩岩浆和流纹岩岩浆的通道并存于环状火山-构造成因构造的中心。熔结凝灰岩、与其共生的凝灰岩、块集岩和包裹体成分证明了对立熔融体的位移[22]。

南堪察加半岛的Мутновск穹丘-环状构造可以作为火山作用演化及与其有关的热液系统演化的又一实例。它的构造单元是火山（Мутновск火山、Горел火山）、构造崩落带（Жирновск）、火山侵出体（Двугорбая山、Скалистая山、Каменная山）和花岗岩类岩体（Ахомтенск）。在火山构造中，第四纪的酸性火山作用可划分为三个形成阶段：1）喷发阶段，它标志着酸性产物开始沿断块边界喷发；2）沿相同的断裂形成安山英安岩的火山侵出体；3）英安岩，有时有流纹岩的面式裂隙溢出。根

据地震震源（四级）的趋势分析，И.Б.Симбарев发现在Мутновск穹丘-环状构造之下30—70km深处存在着一个无地震区[4]。

Мутновск断块的热液系统是在花岗岩类或安山英安岩质火山侵出体分布地段形成的。热液作用是英安岩质火山-侵出作用的爆发活动的初期阶段后开始发育，并在较基性的“早”期安山岩、安山英安岩和英安岩质熔岩呈裂隙式溢出之后终止的。这种作用是在上述熔岩沿着破火山口塌陷的环状和弧形断裂溢出之后表现最强烈，并局限于弧形断裂和线形断裂交汇部位。全新世的玄武岩溢出位于最大张力带中，因此，不会导致形成明显的热液蚀变带。

在中堪察加火山带的北部，曾由Л.Л.Ляшенко详细描述过的中新世—早第四纪古火山（直径30—35km）可以作为双楔状火山构造演化的一个例子。这个古火山分布在早—中中新世的陆源基底之上，并被破火山口塌陷和较小的寄生火山构造复杂化。形成双楔状火山的火山岩的特征是产状平缓（10—15°），并在剖面上形成一个双凸透镜体[4]。

火山的形成以玄武熔岩的裂隙溢出开始，然后，在层火山形成之后，堆积了很厚的（1000m），主要为基性和中性火成碎屑岩(爆破指数为70)的中间层，继而形成安山岩和英安岩的潜火山岩体。这个阶段的热液活动表现为青盘岩和低温次生石英岩的大面积发育。下一阶段以安山岩和玄武岩熔岩（爆发指数为15）的溢出结束，形成厚达500m的地层。在这个阶段形成了破火山口和安山玢岩及安山英安岩的潜火山岩体，与此有关的是泥化作用及前一阶段的次生石英岩的高温变质作用。

火山产物和热液产物的带状分布特点如下：

1．火山口带（火山中心部位），80—95%由喷出岩组成。喷出岩已改造成为次生石英岩（有硫砷铜矿-块状硫砷铜矿矿化），并受到多次侵入作用的切割。在侵入体的外接触带有斑岩铜矿矿化。

2．过渡带，位于火山山麓，它是喷出岩向在剖面上明显占优势的火山碎屑岩和凝灰质沉积岩过渡的相过渡区。热液活动沿着放射状断裂分布，表现为低温次生石英岩，其中含有交代成因的工业硫矿石。硫矿石是在火山山麓地层充水的条件下，在稳定的构造环境中由于热液硫质喷气孔作用的结果而形成的。

3．外带，它与火山机构的边缘一致，外带中环状断裂发育，沿环状断裂发生了破火山口的塌陷和潜火山岩体的侵入。热液作用表现为大面积的泥化作用，及沿断裂形成单矿物石英岩和蛋白石岩。斑岩铜矿矿化局限于火山构造形成末期的中性潜火山岩体的外接触带中。

通过对现代火山活动区和年轻火山活动区发育的各种火山构造（火山-穹丘构造、火山-洼地构造、双楔状火山构造）的深部结构、演化和含矿性的研究，得出几点结论。

常常分布有火山成矿中心的火山构造是长期形成的断裂火山带的一部分，并且这种断裂火山带是由连续分异的或者不连续的建造组成[29]。根据地球物理资料，这种构造与分布在地壳上部2—10km深处的边缘岩浆源有关。这种岩浆源通过岩浆柱而与原生“产岩浆的”的岩浆源——软流圈岩浆体（上升底辟体）联接在一起。这些地幔物质的析出物位于减密作用带中，分布在20—30km深处和更深处。

某些火山构造（例如洼地）的特点是发育时间较短，亦即洼地的形成只经历了一个阶段，并且洼地中充填有玄武岩-流纹岩建造的岩石，紧接着就是洼地的抬升和遭到破坏。矿化分带表现如下：低温近地表的汞、砷、硫矿化现象分布在洼地（硫化作用）的中部，洼地边部的岩石受到交代蚀变；较高温的深成火山矿化现象（多金属、铜-钼和稀有金属矿化）分布在一定的深处。Вэлпис型再生（复活）破火山口形成时间长，例如，Аванпайск破火山口。在破火山口塌陷和被酸性火山岩充填之后，这种破火山口就进入了改造阶段，同时形成内部隆起、酸性潜火山岩体和侵出体、断块镶嵌构造。与第二阶段火山作用有关的矿化为汞矿化

——近破火山口带中的呈矿现象和破火山口中部的矿床。再生破火山口是火山成矿的中心，最有含矿远景。

穹丘-环状构造经受了更加复杂和更长时间的演化。它们的形成经历了三四个阶段，有时分两个阶段形成。早期形成破火山口，并同时喷出厚层火山碎屑岩和熔结凝灰岩。晚期形成破火山口内部的层火山。这种穹丘-环状构造的特点是向心式发展：洼地或者爆发破火山口的面积缩小、火山作用韵律持续时间和韵律层中的火山岩体积减少、火山-构造活动趋向于穹丘中部(套叠)。无论是构造，还是火山作用和矿化作用的产生都表现为向心趋势。

早期地槽火山作用区含黄铁矿火山构造的深部情况及其演化

正如许多地质学家对现代火山作用区和古火山作用区（堪察加半岛、苏联东北部、阿尔泰、乌拉尔、高加索、斯堪的纳维亚、比利牛斯、巴尔干、日本等地）的研究所证明的那样，含矿火山构造和与其有关的成矿作用一样，其特点是具有长期和复杂的发育历史[14、39、43]。这就再次令人信服地证明了В·И·斯米尔诺夫发展的、关于矿床系列具有多时代和多成因的概念，其中也包括黄铁矿型矿床系列[34]。本节将主要探讨南乌拉尔和矿山阿尔泰的古火山省，以及其他一些地区的含黄铁矿火山构造的演化问题。

南乌拉尔的黄铜矿省

根据许多地质学家，首先是М. Б. Бородаевская、С. Н. Иванов、А.И.Кривцов、В.А. Прокин、И. Б. Серавкин、П.Ф.Сопко、В.С. Шарфман的研究资料，目前，南乌拉尔含黄铁矿构造的发展史是这一类构造的代表。

南乌拉尔的马格尼托哥尔斯克（磁山）优地槽位于大洋型地壳之上，该地壳后来转化成过渡型地壳，甚至局部地方转变为大

陆型地壳。这样地壳厚度曾经增加了，但尽管如此，目前还是减薄了：地壳的总厚度为44—47km，玄武岩层的厚度为25—35km。

正如重力研究和地震研究中所发现的那样，西磁山含黄铁矿带位于康拉德面深部隆起的斜坡上，含黄铁矿成矿带产于康拉德面的凹陷中。玄武岩层接近地表(1—4km深处)时，由玄武岩或者安山玄武岩组成的火山岩带成矿作用弱：其中仅见有黄铁矿的矿化现象。同时，В.П.Клемин划分出了一些更深的局部性凹陷——Бурибайск、Подольск、Сибайск-Гайск、西Баймак和东Баймак等凹陷。黄铁矿型的铜、锌工业储量绝大多数产于上述凹陷中。

由于在这些局部性凹陷中康拉德面下沉，出现黄铜矿和铜-锌黄铁矿型矿床及呈矿现象的带状分布。例如，Бурибайск凹陷（深4—5km）的特点是有黄铜矿矿床（Cu:Zn＝2:1），Подольск和Сибайск-Гайск凹陷（深6—10km）的特点是有铜-锌黄铁矿型矿床（在Сибайск和Подольск矿床中Cu:Zn＝1:1，在ГайскCu:Zn＝1:2）。

位于5—12km深处的玄武岩层的层面（康拉德面）呈波浪状时，分布在距玄武岩层层面最近的断块中的矿床的铜储量最大，相反，在矿床距玄武岩层面最远的地方则锌储量增加。

正如Н.И.Халевин和А.М.Виноградов所发现的那样，在上述深部凹陷的背景上，含黄铁矿矿田（例如Сибайск矿田和Гайск矿田）产于标准反射水平层的穹形隆起中。例如，在Гайск矿田之下，这类隆起的水平规模为10—20km，隆起幅度为6—7km，距地表的最大深度为5km。关于这一隆起的性质问题，作者作了几种推测：1)这一隆起或者相当于过渡性火山源区穹隆的表面，或者相当于被晚期产物覆盖了的最古老的古火山的表面；2)这一隆起可能是“花岗片麻岩层”的顶板；3)不排除是热液循环的裂隙带。但是，考虑到在现代火山之下（例如在堪察加半岛），大约也在这种深度上存在有边缘岩浆源，作者认为这是Гайск古火山的根部带。

黄铁矿型矿田和矿床的火山构造主要形成于岛弧阶段，它总是分布在大洋阶段发育形成的更古老、通常也是更大型的火山构造中。优地槽开始阶段的特征是出现巨厚的玄武岩建造和硅质岩-玄武岩建造，它们充填火山槽，形成夏威夷型和冰岛型裂隙火山和盾形火山。这样的火山机构是在原生拉斑玄武岩熔浆由地幔岩浆源产生区向地表迅速上升的条件下产生的。根据B.C.Шарфман和P.M.Костина的资料，这种情况发生在拉张的构造环境中，不会促使岩浆发生分异作用，也不会促使挥发组分和有益组分的聚积作用。

在盾形火山发展的结束阶段，形成顶部和边缘破火山口状洼地，岩浆物质向地表运动的单一性被根部系统不很大的阻留所破坏。在这个阶段产生了过渡岩浆源，这种岩浆源的活动是脉动式的，因而有助于岩浆的分异和流体及有益组分的聚积。不连续的玄武岩—流纹岩建造就是这样形成的。这种建造的酸性岩部分组成不大的巢状火山、侵出穹丘和潜火山岩体。因此，在晚期火山作用幕，拉张环境被挤压—拉张的脉动式地球动力学环境所取代[4]。

由连续玄武岩—安山岩—流纹岩建造组成的层火山、穹形火山和双楔状火山构造形成期间，火山作用的演化反映了不同深度位置的岩浆源的作用。在不同层次的岩浆源中发生了岩浆的阻留和分异作用。同时，在已经是大陆型的地壳中发生了根部系统的分支、位移和停留；因此，组成火山-构造隆起的酸性火山岩的体积得以扩大[4]。

根据М.Б.Бородаевский、А.И.Кривцов和其他研究者的资料，乌拉尔的含铜黄铁矿矿床，以及矿床所处的火山构造的形成历史，也象在其他地区一样，是一个长期而复杂的过程。成矿作用是多次完成的，经历了好几个阶段，各阶段之间还有火山喷发作用及含矿建造（连续的和不连续）的形成期间发生的原生火山-构造的变形作用。含矿构造和在区域变质作用和接触变质作用影响下受到改造的矿体的较晚期变形作用也有所表现，在中乌

拉尔活动带尤其如此[2,7*]。

П.Ф.Сопко和他的合作者在探讨铁镁质型或矿带中的地槽早期黄铁矿成矿作用的火山-构造演化的典型模式时，着重指出这种演化与成矿作用阶段相关的一些特殊情况。在早期阶段，火山作用的演化是在拉张环境中完成的，因此产生了一些初始凹陷（火山槽）。初始凹陷被深海沉积物和裂隙式玄武岩所充填。晚期阶段具有逐渐挤压的环境特征，表现为拉张—挤压条件在时间上和空间上明显地，经常性地交替出现。在晚期阶段中，形成了火山垅—槽形洼地这样的区域性构造对。在张性环境地区，后来就依次形成了以下火山-构造：1）熔岩玄武岩高原和玄武岩流纹岩高原；2)盾形火山和细碧岩-玻璃质碎屑岩穹丘；3)分异岩石组成的中心式火山，包括层火山和酸性喷发-侵出穹丘；4)塌陷破火山口；5)中性和酸性熔岩-火山碎屑岩高原。

当转变为挤压环境时，发生挥发性物质的大量逸出。含矿热液形成于火山旋回的晚期，黄铁矿型成矿作用发生在中心式火山构造中，即细碧岩-玻璃质碎屑岩穹丘、火山穹丘机构、破火山口和破火山口状洼地中[8,28]。

上述情况应当用最典型的，最好是对火山构造演化作过研究的矿田和矿床为例来举例说明之。

由于破火山口状洼地的发育经历了一个、两个和更多个火山阶段，因此，可以划分为简单洼地（单阶段形成）和复杂洼地（复阶段形成）两类。在第一类构造中，在同一个阶段范围内亦可表现出分期性：破火山口形成作用初期的洼地（单期洼地）和成熟期洼地（双期洼地）。

初期的破火山口状洼地的特点是在层火山底板上分布有环状和半环状弧形断裂，沿断裂有时在近破火山口带发生不大的沉陷。这些断裂由酸性成分的侵出岩体及晚期的潜火山岩体所占据。弧形断裂和放射状断裂限定了扇形断块的边界，这些断块同样也经受了不太大的垂直位移。在这种弱形变的层火山的斜坡上分布有含铜黄铁矿矿床，它通常分布在扇形断块中并产于半环状

断裂和放射状断裂的交汇部位。П.ф.Сопко和И.Б.Серавкин描述过的具有同名矿田的Майск古火山可作为这种构造的例子。

成熟期的破火山口状洼地也产生于具有强烈塌陷的层火山中，通常位于层火山的中部。这种洼地一般充填着酸性火山岩或者各种各样成分的火山岩，主要是火山碎屑岩。潜火山岩体和深成火山岩体广泛分布，后者是在为古火山提供喷发物质的边缘岩浆源在深部固结而成的岩枝；地球物理研究结果表明，它一般分布在地下几公里深处。

Маканск破火山口状洼地属于上述的这种构造，它是在一个火山阶段期间形成的，但是经历了几个时期，其中每一个时期都伴随有黄铁矿成矿作用。在那里，玄武岩盾形火山的山坡上（火山作用的第一阶段）形成了安山玄武岩层火山（第二阶段）。在中部，层火山本身又被洼地复杂化了（第三阶段）。洼地中充填了晚志留世—早泥盆世连续分异建造的安山岩和英安流纹岩成分的火山岩地层。

所有铜-锌硫化物矿体都位于这套地层下部分层的岩石中或者在它与下部火山岩地层的接触带附近。多金属透镜状矿体分布在较高的地层层位上——在喷出-火山碎屑岩分层的酸性岩石中。最大的矿体呈半环状，产于洼地的陡坡中（图38）。

侧向分带表现为：在接近洼地西南边界的Маканск断裂的方向上以陡倾斜构造单元和矿体（根部带）为主，而相反地在北东方向则逐渐以缓倾斜的构造单元和矿体为主。火山岩相的侧向分带大致也有同样的反映：潜火山岩体和熔岩流集中在矿田的西部，而火山-沉积岩相则分布在中部。

其中产有同名黄铁矿矿田的Маканск顶部洼地的演化是长期的，这与И.Б.Серавкин和В.И.Макаров的资料一致。第一阶段，在环状断裂系统所包围的洼地中，开始时堆积了破火山口内部杂岩下部的火山碎屑岩地层，并在火山碎屑岩地层中形成了层状黄铁矿型热液-沉积矿体，在矿体的下盘形成了脉状热液矿体（根部带）。

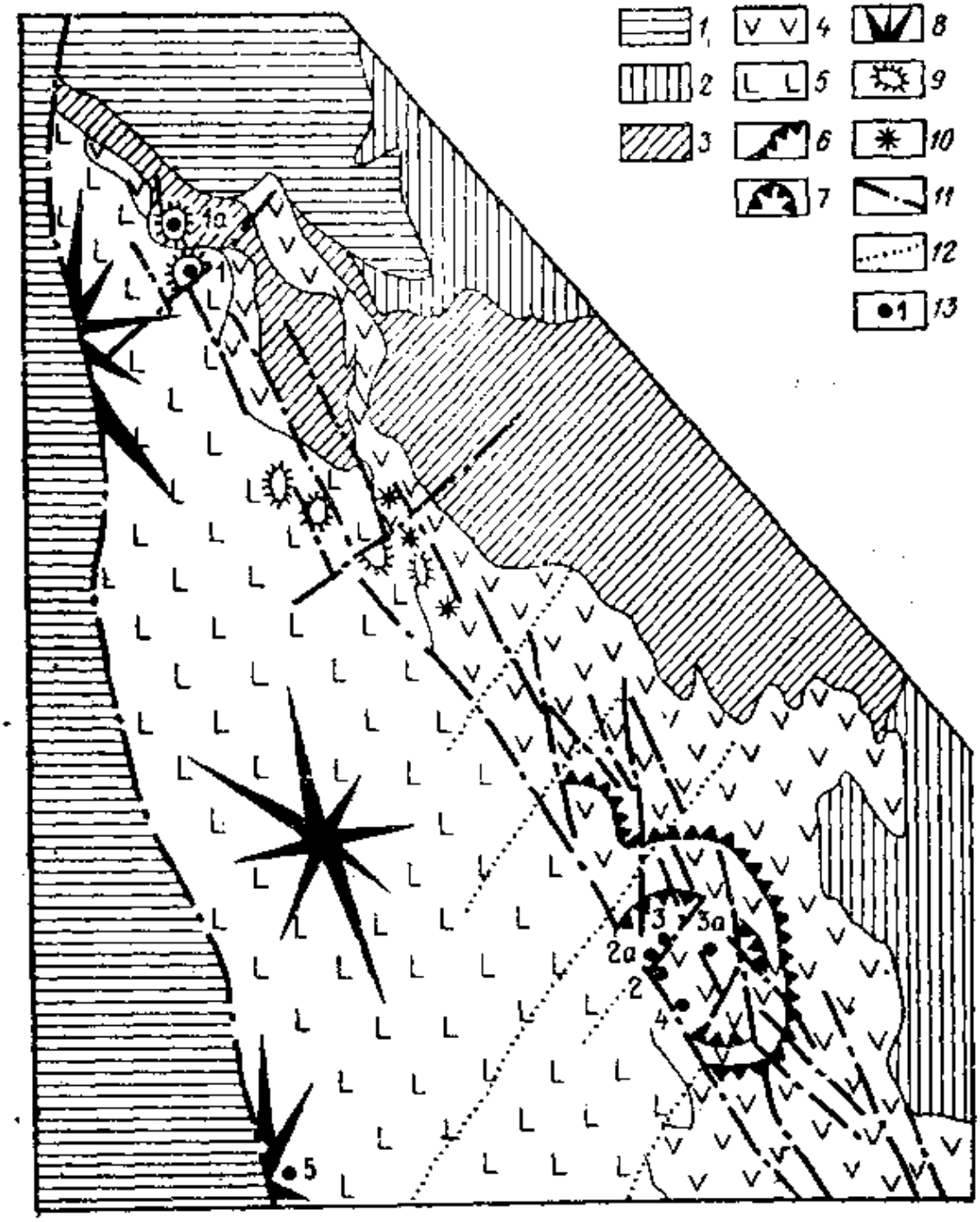


图 38 Маканск矿田的构造位置

(据И.Б.Серавкин)

组：1—зилаирск组 ($D_3fm—C_1t_1$)，2—улутауск组(D_2gv)，3—иренык组 ($D_1—D_2e$)；晚志留世—早泥盆世连续火山建造的亚建造：4—玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩亚建造，5—玄武岩—流纹岩亚建造；6—Маканск安山岩—玄武岩层火山；7—Маканск顶部破火山口；8—玄武岩盾形火山；9—细碧岩熔岩穹丘和火山渣穹丘；10—小的中、酸性火山作用中心；已查明的断裂破坏，11—根据地质资料确定的，12—根据地球物理资料确定的；13—Маканск矿田中的含铜黄铁矿矿床；1,1а—Юбилейн矿床，2,2а—Маканск矿床,3,3а—Октябрьск矿床,4—南Маканск矿床，5—Бурибайск矿床

在第二阶段中形成了酸性岩浆柱，在破火山口内部杂岩的上部为流纹岩-英安岩成分的熔岩和侵出岩，而在较深层位上则为早期的潜火山岩体和深成火山岩体。这个时期表现为铜-锌的主要成矿期，矿化发育于早期黄铁矿底部和潜火山岩体的接触带中。

在第三阶段中，由于Маканск断裂带(在所有火山阶段和火山幕期间的导岩（浆）和导矿断裂）中的剪切断裂活动和潜火山岩墙的侵入，形成了最晚期的成矿作用——多金属成矿作用。后来，在Маканск火山-构造的火山后形变过程中，在活动时间最长的断裂带中发生了成矿物质的活化作用。

Блявинск破火山口状洼地是一个通过两个火山阶段形成的复杂构造。最初，它是火山槽的一部分，火山槽中充填了厚层的硅质岩-玄武岩建造，其边界为近南北向的断裂，断裂中分布有超基性岩带。然后形成了层火山，在层火山的斜坡上产生了半环状断裂，近南北向的断裂又重新活动。沿着这个断裂系统，开始形成破火山口状洼地，在洼地中近破火山口带塌陷最强烈。这个带中的夹在放射状断裂之间的某些扇形地段中，分布着大量的巢状火山、火山穹丘和安山玢岩及英安玢岩的潜火山岩体。这时，志留纪玄武岩-英安岩建造的堆积作用宣告结束。在志留纪，曾经产生了热液-沉积和热液-交代成因的含铜黄铁矿和黄铁矿-多金属矿化现象[5,38]。

在晚志留世重新形成了玄武岩层火山，早泥盆世的玄武岩层火山经受了破火山口形成作用期。Блявинск洼地中部堆积了英安岩成分的熔岩和矿石，现在仍然保持着原始的水平产状。在活动的近破火山口地段中形成了早泥盆世的侵出岩体带和潜火山岩体带，与其有关的矿床为Блявинск矿田的含铜黄铁矿矿床(Блявинск矿床、Комсомольск矿床等)。这时，最终形成了早志留世—晚泥盆世的玄武岩-流纹岩建造。

矿田形成于水平拉张同时发生纵向带状缩短的地区[38]。每一火山阶段的早期，都以具有垂直构造力的作用为特征(图39)，

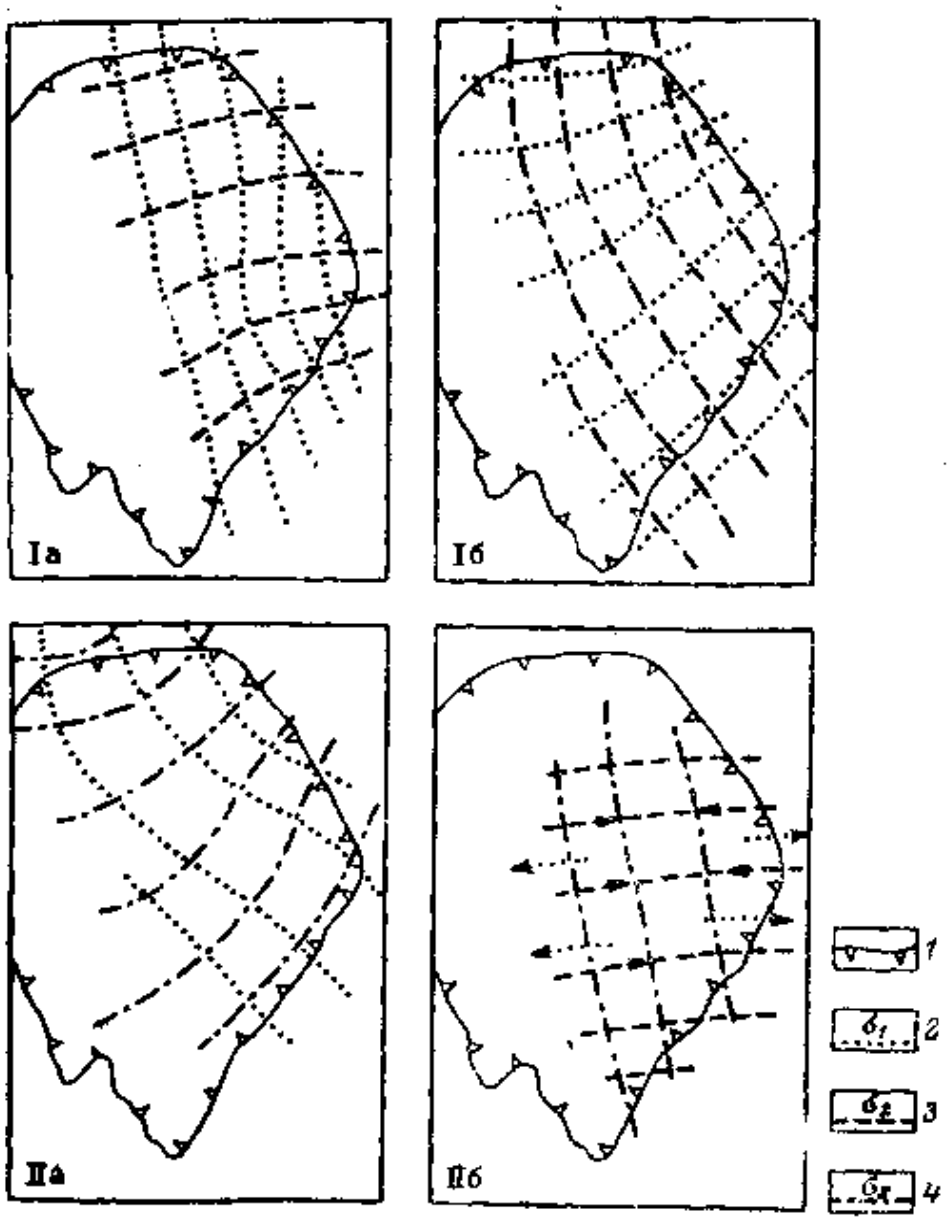


图 39　Блявинск洼地各形成阶段的应力场示意图

（据В.И.Старостин）

I—志留纪同火山阶段（Ia—早期火山阶段——兰多维列（志留系）、温洛克、早罗德洛时期（早志留世），Iб—晚火山阶段—晚罗德洛时期（晚志留世）；II—早泥盆世同火山阶段，晚火山期（亚期：Iа—第一亚期，IIб—第二亚期）

1—Блявинск向斜的现代界线；主要的正常应力轴：2—代数上的最大值，3—平均值，4—最小值

最开始时力的方向为从上向下，晚期方向变化不定。早期发生了熔岩的溢出、凝灰岩的喷发及热液-沉积矿石的形成。在晚火山

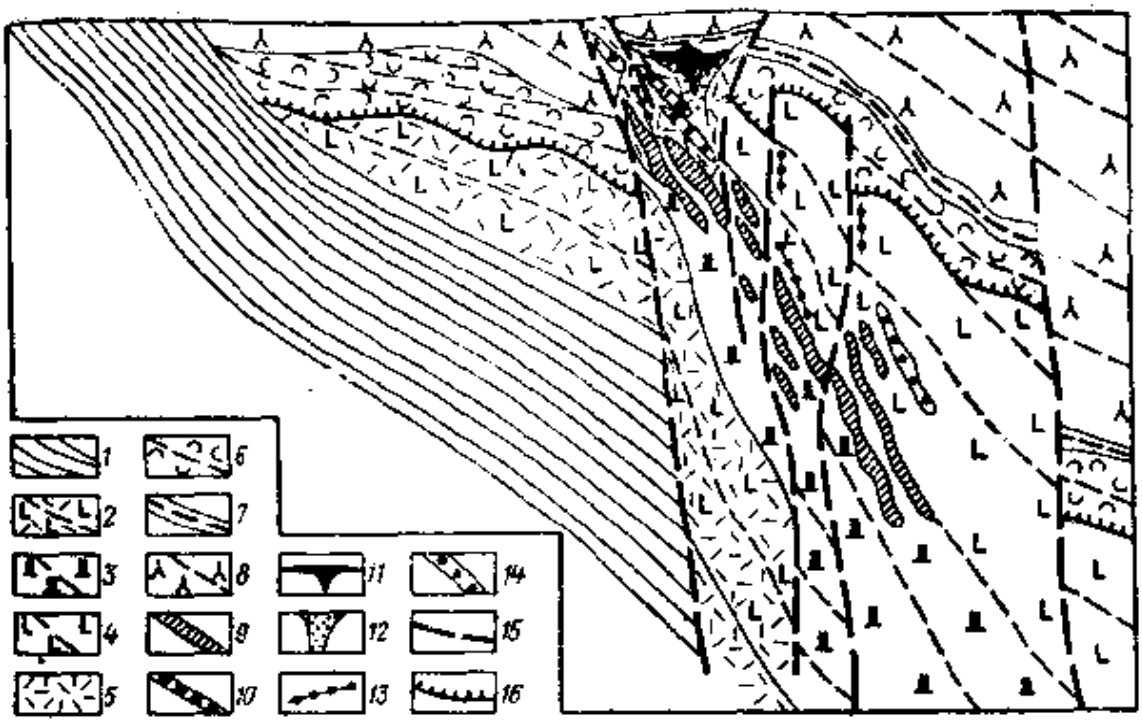


图 40 Гайск矿床北部的简略剖面图

（据М.Б.Бородаевский、В.С.Требухин和Ю. В. Никешин 利用 В.П.Сементин的资料修制）

1—洼地基底的凝灰沉积岩；2—安山英安岩地层的火山碎屑岩和熔岩；3—流纹岩地层的绢云母化、石英化和黄铁矿化岩石；4—英安岩地层的崩塌块集岩和火成碎屑岩；5—矿化的绢云母-石英交代岩；6—流纹英安岩层的凝灰岩和红色石英斑岩；7—凝灰质砂岩、硅质岩、具过渡层的玄武质火山渣凝灰岩夹层；8—杏仁状辉石-斜长石斑状玄武岩的熔岩和凝灰岩；致密矿石；9—黄铁矿和贫的黄铜矿矿石（下层）；10—铜、锌含量高的黄铜矿矿石和铜-锌黄铁矿矿石（中层）；11—富黄铜矿（包括斑铜矿）和铜-锌贫铁矿矿石（上层）；12—细脉浸染状矿石；13—再沉积的硫化物细脉；14—含黄铁矿矿石碎屑的凝灰岩层；15—长期活动的同火山断裂；16—火山不整合界线

期，水平应力已发生作用：最先，与火山-构造带的主方向垂直，然后，与火山-构造带的轴向平行。在这几个时期形成了晚期潜火山岩体、热液-交代矿石，发生了原始火山-构造的形变。

其中有同名矿田产出的 Гайск 破火山口状洼地是在大型火山-穹丘构造的地点形成的。根据М.Б.Бородаевский等地质学家的资料，洼地由喷出相、侵出相和火山碎屑岩相的岩石组成，这些岩石都属于埃费尔期的玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩建造。它被纵向的同火山断裂切割成若干阶状下陷的构造断块——

板地（图40）。Гайск矿床的所有矿体都趋向于轴部断块。它们集中于三个层位，下面两个层位的矿体和酸性成分的围岩火山岩一起经受了变形：由于同火山陷落，原来呈水平产状的矿体向东陡倾。晚期成矿火山作用的结束阶段形成的上层的矿体具有复合形态：它呈缓倾斜状整合矿体，在下部，则呈陡倾的切层矿体（根部带）。

每一层矿体都产在使大型火山-构造洼地复杂化的古地形盆地中，成矿作用以热液-沉积为主。在Гайск矿床中，矿石的分带是复杂的，因为它是在几个成矿作用阶段形成的，并且各阶段之间有火山作用和变形作用。除原始成矿作用外，在活动构造带附近还发生了成矿物质的再沉积，因而原始矿体变富了，特别是分布在上部矿层中的Стержнев矿体[2]。

О.В.Минина以Юбилейн矿床为例揭示了双楔状火山-构造及与其有关的矿化作用的演化史。该矿床分布在由玄武岩类岩石组成的火山隆起的斜坡上，并产在酸性火山岩发育的部位，酸性火山岩位于志留纪—早泥盆世的玄武岩-流纹岩建造剖面的上部。矿床的特点是控矿构造形成时间长（五个阶段），而且成矿作用在四个层位上发生的时间不同。成矿作用的演化表现为：从控矿构造形成早期（有利于前两种成矿作用的古火山洼地）到晚期（随着洼地被火山作用产物充填而形成的双楔状火山构造），热液-沉积成矿和沉积-交代成矿的重要性逐渐减小，而热液-交代矿化的意义逐渐增大。在双楔状火山构造范围内，热液矿体受控于同火山断裂和裂隙。

据О.В.Минина，在Юбилейн矿床中，已知的每一个含矿构造的形成阶段都具备一定的特点。

第一阶段表现为玄武岩的溢出和被火山-沉积地层及黄铁矿矿体充填的小洼地的形成。然后，这些构造逐渐扩大或形成近断裂的盆地（图41，Ⅰ）。矿体由热液-沉积型矿石和取代未石化的沉积物的沉积-交代型铜-锌黄铁矿矿石组成。在矿体下盘一侧有细脉-浸染状矿化的切层带。

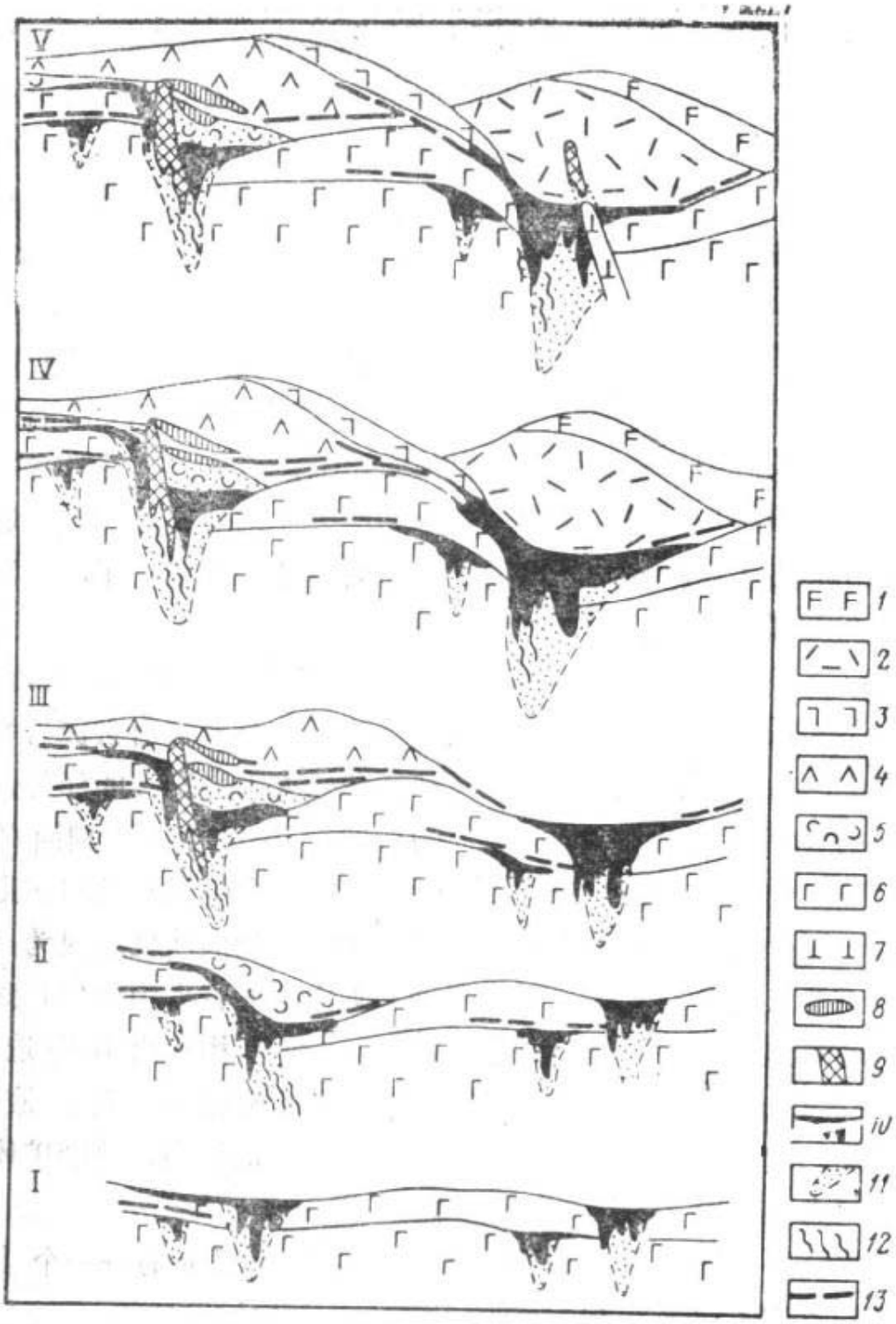


图 41　南乌拉尔Юбилейн矿床中双楔状火山-构造的发育史
（据O.B.Минина）

I—V—双楔状火山-构造的形成阶段。志留纪—早泥盆世不连续建造的火山岩：1—6—地层（1—上玄武岩地层，2—上英安岩地层，3—中玄武岩地层，4—下英安岩地层，5—安山-英安岩地层，6—下玄武岩地层）；7—潜火山流纹英安斑岩；矿体：8—热液-沉积矿体，9—热液-交代矿体，10—复合矿体；11—含细脉-浸染状矿化的绢云母交代岩；12—片理化带；13—火山-沉积岩夹层（未按比例尺）

在第二阶段，古洼地和矿体发生变形，洼地中堆积了安山岩-玄武岩地层，发生了同生矿体的增长（见图41，Ⅱ）。

在第三阶段，洼地持续凹陷和形成铜-锌黄铁矿矿体。同时伴随有沿断裂发生的陷落和英安岩地层的堆积。这导致某些洼地得到再补偿并转化为双楔体。顺着早期同生矿体发生位移的长期活动的断裂中形成了陡立的热液矿石透镜体，它们与早期同生矿体一起形成复合矿体（见图41，Ⅲ）。

在第四阶段矿体进一步变形，出现了第二次韵律的英安岩火山作用，同时伴随有新的双楔状火山构造的形成（见图41，Ⅳ）。

与第五阶段有关的是流纹-英安斑岩的潜火山岩墙，线形交代带和透镜状含铜黄铁矿矿体的形成，它结束了含矿玄武岩-流纹岩建造的形成过程（见图41，Ⅴ）。

В. А. Прокин等研究者以位于Узельтинск矿田中的含铜黄铁矿矿床为例，演示了火山-穹丘构造成矿作用的多成因性和多时代性。矿床由中泥盆世的不连续建造组成，它形成于三个时期。开始是同火山时期，这时在近喷出口洼地的环境中，除凝灰沉积地层外，还堆积了热液-沉积的贫铜黄铁矿矿石（图42，Ⅰ）。在下一个时期，早期矿体被酸性成分的凝灰岩和熔岩覆盖，在洼地原地形成了由侵出相和潜火山相的火山岩组成的穹丘。穹丘的两翼被碎裂带和片理化带所复杂化，沿着这些带发生了同生矿体的位移和破碎（见图42，Ⅱ）、再结晶作用和部分矿石的再生作用。在第三时期，热液成矿作用持续时间比开始时期要长得多；形成了带状含铜黄铁矿矿体和近矿交代岩的宽阔矿晕。

这种火山构造和黄铁矿成矿作用的演化也是南乌拉尔其他含铜黄铁矿矿床（Сибай、Джусинск等矿床）的特点。应该提到，在中乌拉尔，根据С. Н. Иванов、А. И. Кривцов、Е. С. Контарь、Ю. М. Столяров和其他地质学家的资料，矿床遭受到的变形作用要强烈得多：原来呈水平产出的火山岩和黄铁矿矿体被“直立起来”，矿石的变质非常强烈，例如，Левихинск、Дегтярск和其他矿床。因此，对这些矿床来说，首先面临的任

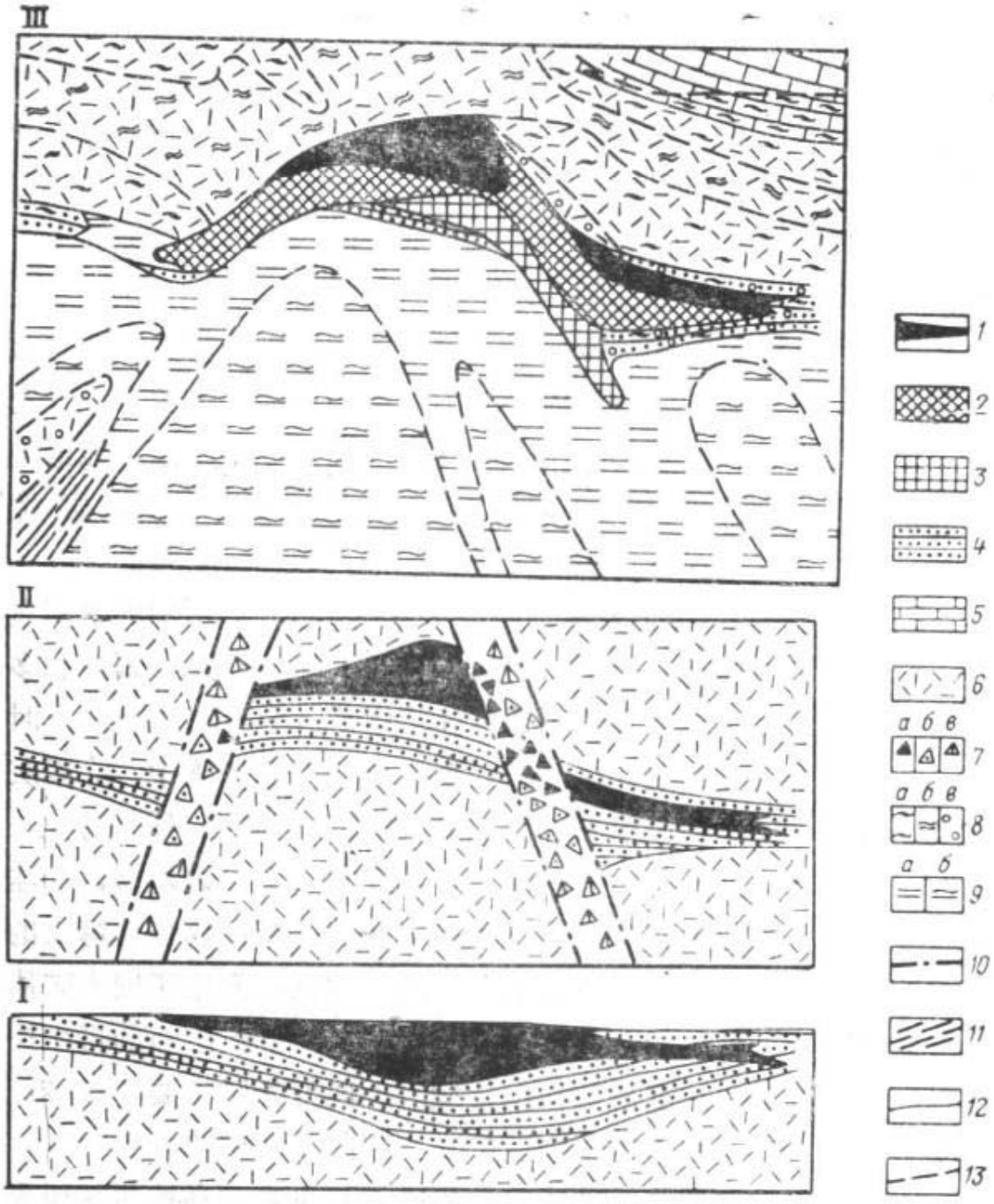


图 42　南乌拉尔Узельгинск矿田含铜黄铁矿矿床构造发育史

（据 В. А. Прокин、П. Я. Ярош 和 В. В. Масленников）

时期：Ⅰ—喷气-沉积时期，Ⅱ—穹隆形成时期（地垒-背斜），Ⅲ—热液-交代时期

1—喷气-沉积黄铁矿矿石和铜矿石；热液-交代矿石；2—铜-锌矿石，3—黄铁矿矿石和铜矿石；4—层状沉凝灰岩；5—石灰岩；6—流纹英安岩、英安岩及其凝灰岩；7—构造角砾岩：а—矿石角砾，б—沉凝灰岩角砾，в—酸性火山岩角砾；8—部分蚀变的岩石；9—交代岩：а—绢云母-石英岩，б—绢云母-绿泥石-石英岩；10—断裂；11—片理化带；12—地质界线；13—推测的交代岩发育界线

务是再造原始的火山-构造和矿床。

矿山阿尔泰的黄铁矿-多金属成矿省

象在南乌拉尔一样，阿尔泰矿田和矿床的火山构造形成于早期地槽（前岛弧）时期。在中、晚泥盆世的几个火山作用阶段期间，那里形成了以钠-钾系列的酸性火山岩占优势的玄武岩-流纹岩建造。火山作用的演化特点，其中包括火山作用的独立性和异旋性，由火山-构造隆起的中心向其边缘的移动等等，决定于厚层固结基底（古褶皱基底、中间地块型的大背斜隆起），以及断块镶嵌结构的存在。断块镶嵌结构是由于和额尔齐斯挤压带型深大断裂共轭的纵向、横向或者对角线断裂的发育而造成的。

根据地球物理的研究资料，矿山阿尔泰黄铁矿成矿省是叠加在总厚度为44—49km（花岗岩层的厚度为26—29km）的大陆型地壳之上；在个别地段（在玄武岩层的隆起之上），大陆型地壳发生基性岩化并向过渡性地壳转化（据П. Ф. Иванкин、В. Н. Любецкий、П. С. Ревякин和В. С. Кузебный 的资料）。矿山阿尔泰位于康拉德面的隆起之上。与这种隆起相对应的有一个正的重力异常，它的形成是莫霍面玄武岩层和花岗岩-变质岩层隆起的总结果，也可能还有花岗岩-变质岩层基性岩化程度增高带来的影响[5]。

莫霍面由Алейск大背斜带向南东东方向倾伏。康拉德面形态较复杂。在其总体向南东倾伏的背景上，在矿山阿尔泰地区，明显地出现了一个核状隆起。在该隆起范围内，玄武岩层层面的深度为16—18km，向东北和向西南逐渐增加到22—24km。在矿山阿尔泰的西北部，特别是在深大断裂带中，由于玄武岩层的位置较高（在Алейск带为8—12km），玄武岩浆具有更强烈的影响——在那里基性熔岩广泛分布；火山岩中以钠质系列的岩石占优势。向南东方向，玄武岩层的位置逐渐下降，降至18—20km深处[5]。根据Е. И. Филатов和Е. П. Ширай的资料，结果在那里出现了较强烈的钾质系列酸性花岗岩类的岩浆作用。

泥盆纪的火山作用发育不均匀，尤其是表现在火山-构造洼地的形成方面，这种洼地开始是在矿山阿尔泰的主要构造——火山构造隆起（Алейск、Синюшинск、Ренюшинск——见图2）的内部形成，然后在该构造的边部形成。正如Г.Ф.Яковлев和М.Ф.Микунов认为的那样，产于该区域性洼地（线形的、等轴状的）中的有黄铁矿型矿带、矿结和矿区。在这种洼地构造的范围内，可以出现各种各样的局限性火山构造[5]。正形构造中有层火山、火山-穹丘机构和局限性火山隆起。在负形构造中有火山间洼地、破火山口状洼地和顶部洼地。

现在，由于В.В.Авдонин、Т.Я.Горжевский、В.И.Чернов、Е.И.Филатов、Г.Н.Щерба等地质学家的研究，已经查明了火山构造形态及与其有关的黄铁矿型成矿作用的演化规律。根据这些材料，下文将对矿山阿尔泰含矿火山构造作一些概述。

根据В.В.Попов、Г.Н.Щерба和其他研究者的资料，其中有同名矿田产出的Лениногорск火山洼地（见图11）的边界是近东西向的半环状断裂，该断裂切过Синюшинск火山-构造隆起的中部。在洼地中，含矿的Риддер-Сокольное机构是一个边界为放射状和弧形断裂的扇形断块。В.И.Старостин等人认为，Лениногорск洼地基本上形成于埃费尔期的两个火山作用阶段。

早埃费尔阶段以酸性火山作用开始，以火山-沉积地层的堆积和基性火山岩的喷发结束[27]。在这个阶段，产生了各种不同的构造形态：大型火山-穹丘机构、破火山口状洼地和近破火山口带的局部性火山穹丘。到早期埃费尔期火山作用熄灭时期开始了黄铁矿型成矿作用的沉积期，根据И.В.Покровский、Б.Л.Чепрасов和Г.Н.Щерба的资料，在此期形成了一些黄铁矿型矿床，其中包括Риддерск二号矿体。

在早埃费尔阶段，构造应力场的特征是拉张应力和挤压应力的定向都比较平缓，导致出现剪切断裂。在断裂中富集了多金属

网脉状矿石——热液-沉积矿体的根部。根据С. А. Сандомирский的资料，陡倾斜的断裂裂隙中充填有在该阶段末期形成的基性岩岩墙。

在晚埃费尔阶段，火山作用在位于Синюшинск隆起斜坡中的边缘洼地中强烈发育。在这个阶段属于间火山型的Лениногорск洼地中，由于酸性侵出岩体和潜火山岩体的形成而中断了沉积物质的堆积。根据Е. Б. Яковлева和Г. Ф. Яковлев的意见，这些岩体属于流状斑岩杂岩。Риддер-Сокольное矿床的热液-交代矿石可能与这些杂岩有关。因此，晚埃费尔阶段初期的特点是构造环境相对稳定。较晚期的构造运动活化导致裂隙和横向坳陷的褶皱进一步发育，并在裂隙中形成了多金属矿脉。在热液-交代成矿作用的结束阶段，在沉积盖层之下穹丘的剥离带和碎裂带中形成了重晶石-多金属矿石的透镜体。水力构造在含矿穹丘的形成过程中可能起了决定性的作用，根据以该矿床西南部二号矿体为例进行模拟发现的构造应力场分带性和应力场结构可以说明这一点[38]。

在下一个海西构造幕中（侵入阶段和侵入后阶段），发生了火山构造的某种变形作用和成矿物质的重新分配（热液-变质阶段）。

有同名矿田产出的Николаевск层火山位于Алейск火山隆起的西南坡。根据В. В. Авдонин、А. Л. Дергачев、В. А. Наумов和其他地质学家的资料，Николаевск层火山形成的时间长，经历了两个火山作用阶段——吉维琴-早弗兰阶段和晚弗兰-早法门阶段，其中每一阶段又可划分为两个时期。第一阶段形成了火山-穹丘构造。第二阶段期间火山-穹丘构造复杂化——产生了充填着基性喷出岩的顶部洼地和潜火山岩岩墙（见图19）。根据В. В. Авдонин的意见，Николаевск层火山是规模和保存程度均不同的一些流纹质喷出-熔岩穹丘的综合体。在依次连续形成的穹丘构造中，每一穹丘构造上面都覆盖有熔岩流和凝灰沉积岩层。所形成的层火山高约1km，底盘直径约3km。

Николаевск矿床分布在结构复杂的火山穹丘斜坡上。中部见有潜火山岩，边部为侵出的流纹斑岩，并且在流纹斑岩中产出有新月形矿体。黄铁矿型成矿作用经历了两个阶段。早期阶段相应地形成热液-沉积成因的晶质含铜-锌黄铁矿矿石，在矿体的上盘发育有细脉-浸染状矿石（根部带）。晚期阶段沉积了黄铁矿-多金属成分的金属矿石。矿床中还有较晚期的矿化作用和位于顶部洼地火山岩裂隙中的矿化。

B. B. Раткин描述过的Орловско-Опенышевск矿田所处的火山-构造洼地，分布在Приубинск区域性洼地的东南部。在埃费尔演化阶段形成了一个层火山，它被充填有基性火山岩的顶部洼地复杂化了。层火山中有许多由流纹斑岩（属流状斑岩杂岩）组成的侵出穹丘。在吉维琴期出现了强烈的酸性火山作用，火山作用的中心位于Приубинск洼地的西北部，Шемонаихинск矿田就分布在那里。

黄铁矿-多金属矿床和呈矿现象有规律地分布在层火山构造中。Опенышевск矿床的矿体分布在一个使近火山口带的侵出穹丘复杂化的不大的洼地中。根据B. B. Раткин的资料，该矿床及其他金属矿床中的黄铁矿型多金属矿石和其他矿石是在埃费尔时期通过热液-沉积作用的方式形成的，而热液-交代成因的重晶石-多金属矿石则是在较晚时期（可能是在吉维琴时期）形成的。但是，在火山成矿作用的早期和晚期之间也可能有较长时间的中断，就象在Шемонаихинск矿床中那样。在晚泥盆世的花岗岩类的作用下，矿石遭受了接触变质作用。花岗岩类的岩浆后活动只表现为铜矿化发育。

Шемонаихинск火山-构造洼地产出有一个同名矿田，与上面所述的火山-构造洼地相隔一个Хребта山的火山-构造隆起。这个洼地早在埃费尔期就已经开始形成，它经历了长期的演化过程。在吉维琴期形成了由酸性火山岩组成的层火山。在早弗兰期，这个层火山由于火山-构造洼地的形成而复杂化，洼地的西北边界为深大断裂，在东北部被断裂切割成一系列断块。在洼地

下沉最大处充填着基性火山岩。Шемонаихинск矿床分布在其中的一个洼地中。根据Ю. И. Демин、И. В. Ведяева和Н. Е. Сергеева的资料，在该矿床中，成矿作用是一个多时代和多成因的过程。在吉维琴期的早期阶段，形成了含铜-锌黄铁矿矿石的热液-沉积矿体。第二期（可能是个独立的阶段）以黄铁矿-多金属型热液-交代成矿作用为特征。在第二阶段——晚泥盆世(?)，沉积了重晶石-多金属矿石。这种矿石的形成机制与 В. И. Старостин认为分布在水力穹丘中的Риддер-Сокольное矿床的这类矿石相似。但是，在这里矿石却是与剪切型断裂附近的裂隙带有关。早期矿石和晚期矿石的形成有一个很大的时间间隔，在这个时间间隔期间发生了辉长-闪长岩的侵入，矽卡岩类的形成、早期矿石的变质作用和再沉积作用。

根据Е. И. Филатов和其他研究者的资料，在矿山阿尔泰的西北部发现复杂的火山-深成构造有三个主要的发育阶段。第一阶段，在拉张条件下，前泥盆系基底发生差异陷落，溢出基性和酸性熔岩，形成中心式和裂隙式火山机构。该阶段末期，火山活动加强，火山构造复杂化。与这一阶段有关的矿床为热液-沉积和热液-交代成因的黄铁矿-多金属矿床。第二阶段，沿环状断裂发生了火山机构的塌陷和晚泥盆世半深成辉长辉绿岩的侵入，与辉长辉绿岩一起发育了无工业价值的含铜青盘岩矿化。第三阶段，在花岗岩类形成时，洼地和局部性火山构造最终得以形成，脉状无工业价值的石英-多金属矿化作用得到加强。三个阶段的矿化作用均集中在局部性火山-深成岩构造的边缘。

分布在这种活动带中的阿尔泰矿床中，例如在东北挤压带、Юбилейно-Снегирихинск挤压带、Тишинск挤压带、额尔齐斯挤压带（Белоусовск、额尔齐斯、Березовск、Новоберезовск等矿床）中的矿床中，火山构造及产于其中的矿体经历了强烈的变形作用，矿石遭受了变质作用和再沉积作用。根据Н. Н. Шатагин和其他地质学家的资料，Юбилейно-Снегирихинск矿床可以作为这种复杂构造的一个典型实例。该矿床位于

变质程度达到绿片岩相的中泥盆世火山岩和沉积岩中。矿床构造的形成可分四个阶段：泥盆世的同火山阶段（图43，Ⅰ、Ⅱ）、早海西（早石炭世）褶皱阶段（Ⅲ）和晚海西（二叠纪）断块褶皱阶段（Ⅳ）。由于火山构造作用，在第一阶段形成了层状的整合矿体，第二阶段形成了潜火山岩体，在第三阶段，矿体和围岩同时受到挤压，形成近南北向的等斜褶皱。第四阶段，在近东西向的地堑型向斜形成时，早海西期的褶皱被复杂化，褶皱的脊线以及矿体均具有很陡的产状。

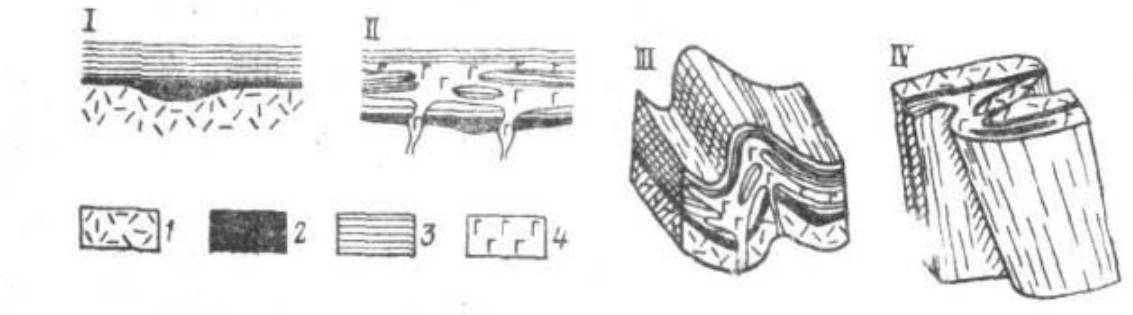


图 43 Юбилейно-Снегирихинск矿床构造的形成阶段（Ⅰ—Ⅳ）

（据Н. Н. Шатагин、Р. И. Кужахметов和С. И. Фомин）

1—凝灰岩、熔岩角砾岩和流纹斑岩质熔岩；2—黄铁矿-多金属矿石；3—硅质粉砂岩；4—潜火山辉绿岩和辉绿玢岩

中亚细亚和哈萨克斯坦的黄铁矿-多金属成矿省

据 П. В. Панкратьев 的资料，在天山铅锌成矿省中，矿床与不同时代的外地槽型火山作用有关。它们可以分为纯火山成因的矿床和过渡型火山矿床。纯火山成因矿床分布于叠加在前古生代大陆之上的近地槽凹陷中的卡拉库姆-塔吉克边缘地块的北部[28]。安山岩-英安岩-流纹岩建造的含矿酸性火山岩充填着负形火山构造：阶梯状地堑型向斜、线形地堑、塌陷破火山口等。

硫化矿石和交代岩围绕火山中心呈带状分布：中部为较高温的共生组合，边部为低温共生组合。成矿机制也有变化：在火山口内和近火山口带主要是交代作用，在外缘带主要为热液-沉积作用。

外缘火山矿床分布在充填有泥盆—石炭系的火山-碳酸盐建造的叠加性和继承性的坳陷中。铅锌矿床分布在边缘火山带(Учкулач、Кульчулак、Сумсар矿床)或其相邻地带（北Чаткальск山、Каратау矿床）发育有容矿碳酸盐杂岩的部位。这些部位的火山岩属于不连续建造，与泥盆纪玄武岩-流纹岩建造的火山岩相似。过渡型（外缘型）火山矿床的特征是与火山-构造成因构造没有直接的联系，并且经常远离火山-构造成因构造。

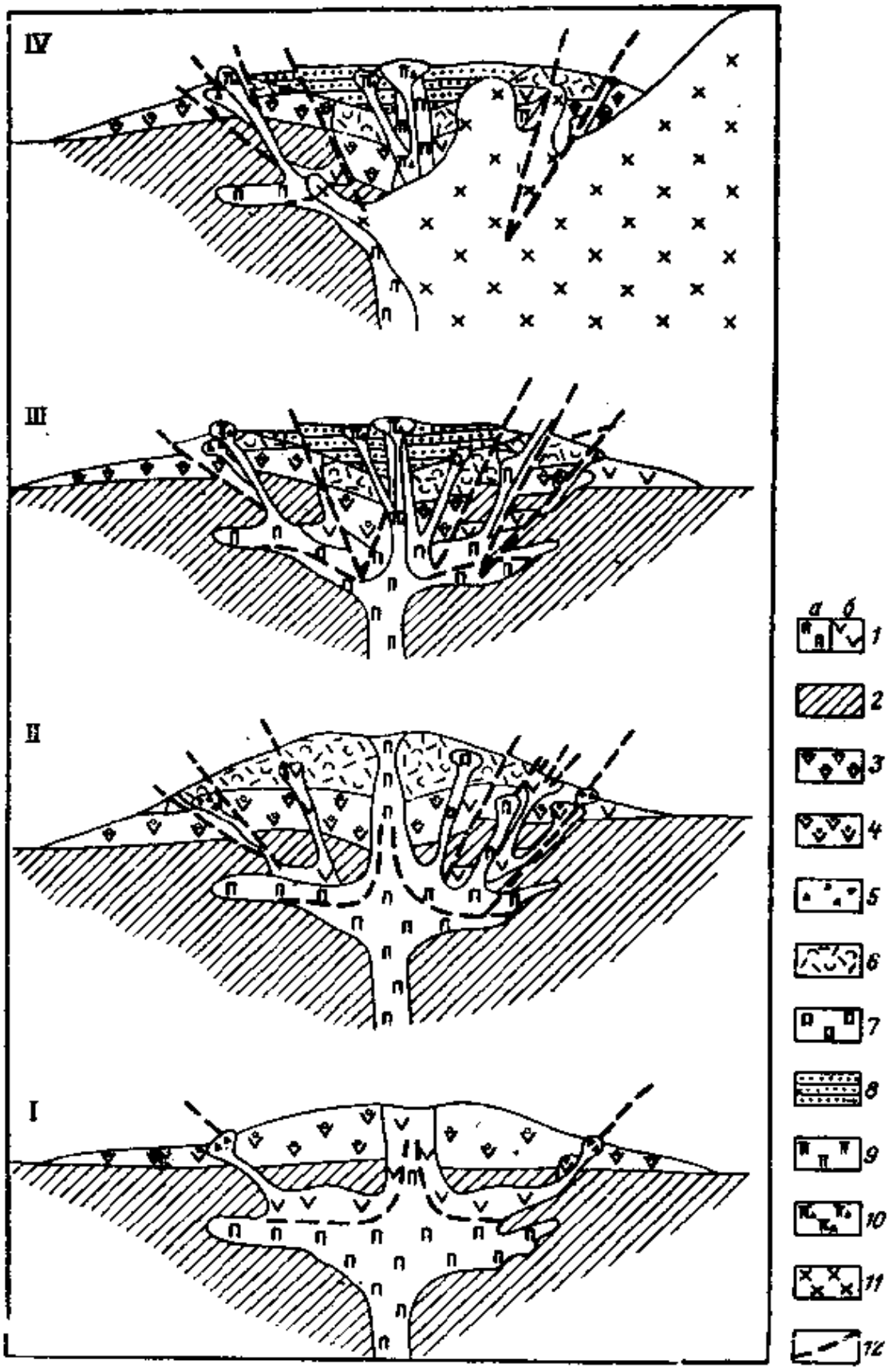
晚杜内—早维宪期吉沙尔山脉（南乌兹别克）的黄铁矿型火山成矿构造发育在天山西南部的次级地槽中，该地槽形成于卡拉库姆-塔吉克边缘地块中。在地槽演化的早期阶段形成了火山-构造洼地。后来，洼地中又发育了中心式火山机构（直径达200km的酸性侵出穹丘）。穹丘的根部可见中性和基性成分的潜火山岩岩墙和岩株。火山作用最强烈的部位是在宽4—8km、彼此相距20—30km的深大断裂带的交汇处。火山机构的形成是火山作用异旋性演化的结果：从第一幕的流纹岩火山作用到最后一幕的安山玄武岩火山作用。

根据Н. Н. Биндеман的资料，黄铁矿-多金属矿床和矿点（Хандиза、Чинарсай、南Карасан、Сулукуль等）的形成经历了三个阶段。第一阶段的海底热液-沉积矿石（占矿石总体积的5—15%）产于距喷发中心几百米远的局部性槽地中。

第二阶段的热液-交代矿石组成透镜状矿体（往往在上盘有分枝）分布在距侵出穹丘300—600m的地方。在矿体的下盘常见细脉-浸染状矿化带。第三阶段的细脉-浸染状矿化作用（5—15%）叠加在侵出火山岩和构成火山-构造的所有岩石上[28]。

北Нуратинск火山构造是在古生代中期，在天山中部和南部分界处发展起来的火山带的一部分，А. А. Кустарников对它的演化作过详细研究。该火山构造于地槽初期开始阶段形成，喷出了许多连续分异建造的岩石，形成一个中心式复成火山。与此同时，也向地槽盆地底部喷出了含铁物质[28]。

在早—中泥盆世，形成了小型火山-构造链，堆积了以火山


IV
III
II
I
а
б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

碎屑岩为主的酸性岩石。在发生这种酸性火山作用的同时，铅、锌、钡、铁这样的组分也被带出并沉积在海盆中。在早石炭世的碱性橄榄玄武岩形成时期，围岩遭受了青盘岩化，围岩中析出了铁，形成黄铁矿矿化带。由于火山活动时间上的持续性和空间上的相近性，产生了自成矿作用系统，包括被热液搬运的地槽盆地底部的成矿物质的沉积和矿石进一步遭到热液-交代改造。成岩作用、构造作用和区域变质作用的过程都促进了在北Нуратинск火山构造中形成多时代的复成矿床[28]。

据А. Д. Каипов和А. К. Каюпов，哈萨克斯坦的Акбастау-Кусмурун矿田产于火山-构造洼地中。在其面积不大（50km²）的范围内，却广泛发育着成分相近、但岩相不同的奥陶纪岩石（喷出相、火山口相、近火山口相、侵出相、潜火山相和深成火山相的岩石）。这些岩石的特点是分布有规律而厚度异常大（2.5—3km）。控制着火山岩分布的弧形断裂和放射状断裂非常发育。

这种塌陷破火山口型式的崩塌破火山口型火山-构造成因构造的形成与供给火山的边缘（近地表）岩浆源的活动有关。根据地质资料，边缘岩浆源可能位于3.5—2km深处。在这个深度范围内原地形成了规模不大的等轴状（直径达6km，与破火山口的直径等大）的闪长岩-石英闪长岩侵入体。破火山口呈环带状结构，其边缘断断续续地分布着一个块集凝灰岩岩环和受弧形和放射状断裂裂隙系统控制的向心倾斜的潜火山岩体和岩墙带。破火山口的中心（也就是溢出和喷出中心）位于放射状断裂的中

图 44　Акбастау和Кусмурун矿床中火山构造的形成阶段
（据А. К. Каюпов和А. Д. Каипов）

1—岩浆岩：а—安山玄武岩，б—安山岩；2—基底岩石；3—下部地层的喷出岩（Ⅰ阶段）；4—潜火山的天蒸隐晶质安山英安玢岩；5—安山岩和安山英安岩的爆发角砾岩；6—中部地层的喷出岩-火山碎屑岩（Ⅱ阶段）；7—潜火山的斜长石-辉石安山玄武玢岩（Ⅱ阶段）；8—上部地层的火山-沉积地层（Ⅲ阶段）；9—潜火山的斜长石-辉石玢岩（Ⅲ阶段）；10—火山口相斜长石-辉石安山玄武玢岩及其熔岩角砾岩；11—晚奥陶世的闪长岩、石英闪长岩；12—断层

心。

破火山口的形成经历了三个火山作用阶段，第四阶段——火山期后（侵入）阶段与第三阶段之间隔着一个褶皱阶段（图44）。

破火山口塌陷可能始于下部地层形成之后，也就是大量喷出中部地层的粗粒火山碎屑凝灰岩之前。在火山碎屑岩系堆积的结束阶段，火山活动明显减弱，岩浆物质在供给火山的边缘岩浆源中结晶，这一岩浆源看来通过地球物理方法也能证明。持续的爆发-侵出作用伴随有放射状和弧形断裂网的产生，沿着这些裂隙断块经受了不同幅度的剪刀状内倾沉陷。岩浆源长期演化的结果就是岩石遭受强烈的热液交代作用，并发育了火山期后和侵入期后形成的铜矿化和多金属矿化。

该矿田中已知有两个矿床——Акбастау和Кусмурун和10多个矿点。矿石叠加在同生黄铁矿矿体之上。据А. Д. Каипов、А. К. Каюпов，矿石局限在近火山口处的同火山裂隙（断裂）——放射状（Акбастау、Джусаны等）和弧形（Кусмурун等）断裂带中。

最后，应该着重指出南乌拉尔和矿山阿尔泰黄铁矿成矿省的深部结构、火山构造演化及其含矿性的某些特点。

乌拉尔型和阿尔泰型黄铁矿成矿省中的地表总厚度大约相等。但是，在矿山阿尔泰，甚至在玄武岩隆起之上的花岗岩层的厚度也比南乌拉尔的大。深部结构的这种特点决定了含矿建造的类型：南乌拉尔省为铜-锌黄铁矿成矿省，而矿山阿尔泰省则为多金属-黄铁矿成矿省。

在南乌拉尔，黄铁矿成矿田位于玄武岩层凹陷内的局部隆起中；康拉德界面位于5—12km深处。这种隆起多半是边缘岩浆源或者岩浆源群。在矿山阿尔泰，玄武岩层比邻区的为高，但其最小深度为8—12km，而南乌拉尔的玄武岩层在某些地段却接近地表。

火山构造及与其有关的黄铁矿成矿作用的发展是一个复杂而漫长的过程。

在南乌拉尔，由玄武岩和安山岩组成的早期玄武岩盾形火山或者层火山逐渐被破火山口状洼地所代替。在洼地中，通常在近破火山口的内带形成小型的火山构造，如充填着凝灰沉积地层的一些小洼地。在这些小洼地的地方常产生由酸性火山岩组成的穹丘和双楔体，有时还产生饱含侵出岩体和潜火山岩体的扇形火山-构造断块。在以洼地构造为主的局部构造的早期发育阶段，经常在几个层位上堆积热液-沉积矿石，并形成整合矿体。同时在根部带形成热液-交代型细脉浸染状矿石。在火山构造演化的晚期阶段形成的细脉-浸染状矿石和脉状矿石有时具有独立的意义。

因而在南乌拉尔，黄铁矿型成矿构造的形成特点是未补偿的凹陷被火山岩超补偿代替，开始为基性火山岩，然后是中性火山岩，最后为酸性火山岩。因此，在局部性洼地中组成正形火山构造（穹丘构造和双楔体构造）的酸性岩石是容矿岩石。矿体分布在这些构造的几个层位上，并经常受局部性洼地的控制。在中酸性和酸性火山作用演化过程中曾多次地产生这种局部性洼地[2,17]。

在矿山阿尔泰的区域性火山构造洼地中，早期阶段通常发育了由酸性岩石组成的层火山，它们在晚期阶段常常产出了一些局部性火山-构造，多半为由酸性火山岩形成的火山穹丘（侵出穹丘、熔岩丘），有时为充填有凝灰沉积岩层和玄武岩的顶部洼地。在那里，同样可以见到成矿作用具有一定的方向性：早期为热液-沉积型黄铁矿-多金属矿化，晚期为热液-交代型重晶石-多金属矿化。矿石不仅利用了火山成因构造，而且也利用了构造成因构造（裂隙等）及复杂成因的构造（水力穹丘）。

火山构造和黄铁矿型成矿作用定向演化的总特点包括以下几点：1）产于断裂交汇部位，即活动最强烈部位中的火山构造呈同心分布；2）火山构造的规模逐渐缩小，总面积也相应缩小，火山构造通常具套叠特点；3）下部含矿层位（通常位于地下）中为整合层状矿体，在上部含矿层位（经常出露在火山构造表面）逐渐变为切割性矿化带和矿体。

后一种情况是有利的找矿标志，在地质勘探工作中应该注意。

造山带和活化区含矿火山构造的深部情况及其演化

下面将以苏联几个火山区和火山带为例来探讨关于含矿火山-构造深部情况及其演化的问题。此外，还要谈谈西伯利亚地台（通古斯陆向斜）活化时期产生的某些火山构造。

在鄂霍次克-楚克奇火山带中（ОЧВП），穹丘-环状构造分布广泛，它们是边缘岩浆源的表现形式之一，并且空间上、可能成因上也与各种类型的内生矿化作用有关。

Н. В. Ичетовкин和А. П. Фадеев描述过的Неорчанск构造属于鄂霍次克-楚克奇火山带近马加丹段中的大型穹丘-环状构造[4]。根据组成这个构造核部的基底岩石（维尔霍杨杂岩的陆源沉积岩）和侏罗-白垩纪部分火山岩的重力图分析，发现有一些未出露的花岗岩类岩体。这些岩体在5—10km深处汇成一个统一的岩体，其规模和形态可能与边缘古岩浆源相当。水平梯度等值线密集并与该隆起的地质边界大致吻合，有力地说明了这个火山构造具有环状特点。穹状隆起的磁场符号变化不定，而周围则是稳定的负磁异常。

穹状构造的核部局部为充填一些不大槽地的晚侏罗—早白垩世中基性火山岩所覆盖。这种槽地的形成，标志着Неорчанск火山-环状构造形成的开始。在过渡带为阿尔布-赛诺曼期（晚白垩世）的凝灰质地层，而在边缘地带则代之以出现晚白垩世的酸性火山岩。在第二阶段，它们形成了大型的同沉积槽地。这些火山岩的堆积来源于复成层火山。在第二阶段末期，在该火山构造的西南部形成了一个穹丘，同时逐渐形成了一个花岗岩类岩体、许多潜火山岩体和流纹岩岩墙。第三阶段——赛诺曼阶段，在正在扩展中的穹丘-环状构造的边缘地带形成了破火山口和边缘地堑，

其中充填了大量熔结凝灰岩；形成了亚碱性浅色花岗岩的裂隙式侵入体；它们与其周围的侵入体一起，构成环状构造。在这个阶段，穹丘中心向北东方向迁移，同时穹丘大为扩大。岩墙的构造分布形式与热液矿脉的分布形式极为相似，这可能说明它们具有共生关系。

在晚赛诺曼期的结束时期（阶段），穹丘进一步发展，并进一步往北东方向迁移。矿化的环带状分布着重说明了这种构造的特点：核部为锡矿化和钼矿化，过渡带为多金属矿化，边部为金银矿化。

活化区各种不同类型的岩浆（首先是火山）成因构造的形态特点、演化和深部情况可以后贝加尔为例来加以探讨，在后贝加尔地区 Д. И. Горжевский、В. Н. Козеренко、Н. А. Фогельман、В. С. Зорина和其他地质学家以及Ж. В. Семинский都作过这方面的研究，他们的研究结果涉及到中生代的火山构造，综述如下[32]。

这个地区的特点是火山杂岩和侵入杂岩广泛分布，且主要是酸性岩石。它的发展经历了两大阶段：前中生代阶段和中生代活化阶段。前中生代阶段形成了地槽型基底构造。在中生代阶段则形成了一系列的火山系，包括大型火山带、火山链环（火山成因的）、火山带和火山-构造成因构造。后者是空间上和成因上紧密相关的火山形态（即火山机构）的总和。据 Г. М. Фремд 和 В. И. Рыбалко，这是一些原始火山中心。在后贝加尔的一个火山旋回（或者阶段）期间（如早中生代），在这些火山作用中心范围内，发生了岩浆作用和成矿作用。它们是结构、成矿作用构造条件和物理化学条件各异的一些火山成矿中心。上升的火山-构造洼地、层火山和破火山口、火山深成构造及其他不同规模的断断续续的火山带的构造，都属于这种火山矿化中心。在这些地方，内生矿化作用也分布不均匀，只局限于火山成矿中心。

组元火山-构造成因构造（单元火山形态）是一个阶段或一幕期间火山作用的具体表现形式。它们是在岩浆物质的作用下，

由于单个喷出通道的活动而形成的，其代表性产物有火山颈、岩颈、穹丘（侵出穹丘、熔岩丘）、熔岩流、熔岩被等等。

在后贝加尔，前中生代基底的地背斜断块中的火山作用最为发育。内生构造环境的特点是构造活动为穹形断块型，断裂构造变动和贯入构造变动占主要位置，构造圈具有高度渗透性，并且在不同的构造中和不同的区域发展阶段，构造圈的渗透性有的是分散的，有的是集中的。

构造-岩浆活化区的主要构造单元是被宽广的洼地构造(色楞格-维季姆、Агинск、滨额尔古纳等）分隔开来的穹隆（贝加尔、Даурск、斯塔诺夫等)。根据Г. И. Менакер，在深部，与穹隆对应的是地壳变质-花岗岩层的厚度增加，而玄武岩层的顶板则凹陷。相反，洼地构造的特点是玄武岩层的顶板隆起；变质花岗岩层只局部发育，并且厚度不大。

火山建造的组成不仅取决于补给岩浆源的形成深度和火山作用的演化特点，而且也取决于火山区之下地壳结构的个性。例如，在沿额尔古纳火山区及其相邻地带可以划分出两类断块：1）与洼地对应的铁镁层断块（花岗岩-沉积岩层的厚度为0—1 km)，洼地中产有84%以上的侏罗纪喷出岩（中生代中期)，主要是安山岩(78%)、潜火山岩和侵入岩(花岗闪长岩和闪长岩)；2）与构造穹隆对应的硅铝层断块（花岗岩-沉积岩层的厚度为1—7km)，其特点是酸性系列的深成岩和火山深成岩分布广泛。

在后贝加尔各种各样的内生成矿作用均与中生代活化阶段的火山构造有关。热液矿床多半形成于火山作用产物呈结状分布的火山区。

火山区的特点是成矿作用极为强烈并且多种多样。在这里，区域性火山作用与大型复成火山的活动常常结合在一起。产生复杂的火山岩组合，玄武岩、安山岩及流纹岩岩系广泛分布。在这种情况下，火山作用过程为多幕的，它们的发展常常是同旋性的，虽然有时也有异旋性发展。所有这一切都证明，地壳和上地幔中岩浆形成作用的前锋位置变化很大，也说明深部岩浆源和浅

部岩浆源处于长期稳定的状态。浅部岩浆源主要在结束期发挥作用。在浅部岩浆源的作用下，堆积了酸性火山岩的层状地层，它后来又被侵出体和潜火山岩体所切割。根据作者的资料，在矿山阿尔泰玄武岩-流纹岩建造的三个形成阶段中（埃费尔、吉维琴-早弗兰和晚弗兰-早法门阶段）[1]，每一阶段的结束期大致也都能见到这样的环境。

与南乌拉尔和其他地区一样，后贝加尔的酸性火山作用是继承性地发展起来的：它出现在前几幕的玄武岩-安山岩火山中，并反映出岩石在火山机构形成过程中的逐渐更替。

因此，形成了构造圈的集中渗透性，即岩浆渗透性和热能渗透性的组合。显然，集中渗透性是在岩浆分异（或分馏）最完全的条件下产生的，最后在边缘岩浆源中析出了热水溶液。这是最有利的内生成矿条件。这种条件普遍见于洼地型火山带中。地球深层的热状态特点是能量长期流出，因而导致主要形成负形构造——破火山口、火山-构造洼地和其他洼地[32]。

在后贝加尔，具有独立特点的酸性火山作用分布区中，常见成分单一且贫的矿化作用。火山作用的源区为近地表源区。这种火山带的特征是热液渗透性分散，但也很强烈。岩浆的渗透性仅具次要意义。只有在个别情况下才产生由地幔补给的长期的火山活动中心。在中生代火山大旋回期间，内生环境并不是固定不变的。例如，早中生代旋回所特有的分散渗透性（Верхне-Хилокск火山区）在中中生代即被集中渗透性（滨额尔古纳、Даурск和其他火山区）所代替。在晚中生代，内生环境方面的差异基本上消失——在后贝加尔所有火山区都发生了的玄武岩岩浆溢出与深大断裂有关。地球物理资料证明，这种岩浆的源区位于上地幔（距地表80—120km）[32]。

火山热液矿床产于火山-构造成因构造——岩浆作用和成矿作用的中心。岩浆因素和构造因素起着主要的控矿作用。岩浆因素决定于与相应的矿床组合有关的是哪些岩浆建造的发育。各种不同的火山构造反映了岩浆源的形成阶段和岩浆源的演化特点。

例如，成熟期火山机构（例如，破火山口）的形成说明岩浆源的发育进入最后阶段，往往以热液成矿溶液的析出而告终[32]。

Ж. В. Семинский 制定了晚中生代含矿构造的一个形态成因分类，并指出了它们的深部特点（图 45）；这个分类对侵入体以及对各种各样的火山构造都作了探讨。该分类的最后一种形态是沉积盆地。所划分的所有构造形态类型都有不同规模的热液矿化作用，其中也包括火山构造本身的矿化作用[32]。最高温的热液矿床与侵入型构造形态有关，而低温热液矿床则与火山-沉积构造和沉积构造有关。从第一类到最后一类构造，外生成矿作用的作用，包括地下水成矿作用的作用，逐渐增加，因此，渗透作用的作用也增加。

石英-黑钨矿建造和石英-锡石建造的矿床是在气化作用参与下形成的（含矿云英岩）。中低温的矿化（铅、锌、萤石）与潜火山相侵出穹丘机构有关，与层火山和破火山口也有关。在火山-沉积盆地通常出现低温矿化(萤石、雌黄、雄黄、辉锑矿等)。对于后两种构造来说，其特点是深成高温超临界流体与层间渗透水一起流动，这就决定了主要形成层状矿化、矿化作用具有细分散的特点、微弱的近矿围岩蚀变晕很宽、岩性控矿因素起决定性作用等。

因此，火山成因构造就是火山成矿中心，它们形成一个统一的形态成因系列，其地质特点和成矿特点逐渐变化[32]。

Е. Г. Песков以哈萨克斯坦和苏联东北部为例，描述了具有玄武岩-安山岩火山作用的造山区广泛分布的火山-深成穹丘构造的形成机理。这种构造的直径不超过 30km，为中心式同心带状火山，但一般都遭受了侵蚀。花岗岩类深成岩体（直径15—20 km）常位于构造的中心部位，周围经常是隆起的火山机构基底，而边部则是由熔岩和凝灰岩组成，它们和侵入岩一起组成一个火山-深成岩组合。岩浆作用的演化是具同旋性的：火山-构造的底部由原始（玄武岩、安山岩）岩浆产物组成，而酸性的分异岩石出现在结束阶段；稍晚，发生了中心深成岩体的侵入。象底辟体

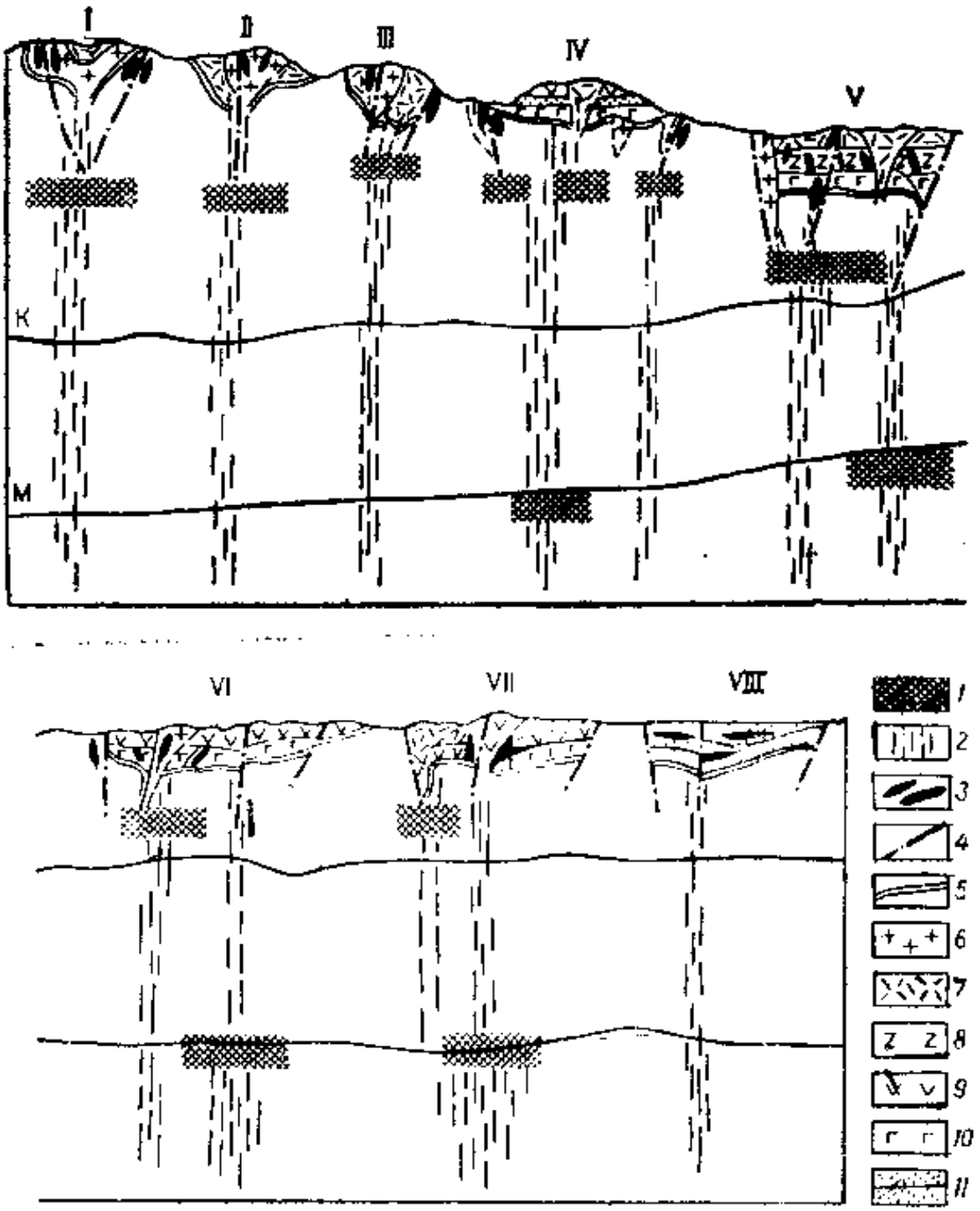


图 45　后贝加尔晚中生代构造的结构、构造位置和含矿性示意图

（据Ж. В. Семинский）

1—推测的岩浆源区；2—热流运动路线；3—矿化部位；4—断层；5—构造边界线；6—侵入岩（花岗岩、花岗闪长岩）；火山岩：7—流纹岩，8—英安岩，9—安山岩，10—玄武岩；11—沉积地层。K—莫拉德面，M—莫霍面。Ⅰ—Ⅷ—岩浆成因构造的形态成因类型：Ⅰ—侵入构造形态；Ⅱ—火山-侵入机构；Ⅲ—火山-喷出机构；Ⅳ—层火山；Ⅴ—古破火山口；Ⅵ—火山构造盆地；Ⅶ—火山-沉积盆地；Ⅷ—沉积盆地

一样，深成岩体对围岩产生机械作用。结果在构造的核部形成了箱状背斜，其形态与深成岩体的形状完全一致。在深成岩体的陡接触带附近，围岩岩层明显上翘，而在上接触带之上，褶皱的平坦顶部则呈“碎盘子”构造。在侵入体周围，可见放射状和弧形断裂，火山机构的一些扇形断块就是沿着这些断裂在垂直方向上彼此相对位移。

侵入体形成以后，热液活动广泛出现，同时伴随铜、铅锌和砷的矿化作用。矿体和交代岩既可以分布在火山机构的岩石中，也可以分布在深成岩体中。基底岩石中也有分布。根据地质学、古生物学和放射性资料判断，单个古火山的火山-深成活动和热液活动的总持续时间，可能不超过一个世[28]。

根据Г. М. Фремд和В. И. Рыбалко的意见，复成火山-构造洼地的形成是一个经历了几个火山作用时期的多期过程。基底的深断裂产生于初期阶段，但基底的某些断块发生沉陷。基性岩浆沿着洼地或基底分裂断块边缘的断裂由深部源喷溢出来，并形成裂隙式火山和盾形火山（爆发系数低）。火山喷发开始是发生在水下，然后是在陆面环境中。

在中期，火山喷发的爆发性增强，喷发产物的成分发生变化，出现似玄武岩岩浆的分异岩石：安山岩、英安岩。大型构造断块继续下陷，构造盆地继续发育。然后发生了强烈的裂隙式喷发，洼地充满了熔结凝灰岩和凝灰岩。在熔结凝灰岩爆发以后，去气岩浆形成了大量酸性成分的，复成侵出岩体、潜火山岩体和深成火山岩体，它们产于线形和弧形断裂之中。

在晚期产生了中心式火山赖以喷发的边缘壳源岩浆源，这些近地表岩浆源的顶板发生塌陷并形成了破火山口洼地。这个时期以形成复杂的侵入体而告终。

在结束期，火山构造稳定下来。未混染的玄武岩岩浆沿深大断裂喷出地表，形成了高原玄武岩盖层、盾形火山和火山渣锥。

根据Г. М. Фремд和В. И. Рыбалко的资料，雅库特洼地和其他相似类型的构造可作为锡霍特-阿林火山带地区中复成火

山-构造的例子。在那里，锡和锡-多金属矿化分布在洼地边缘的断裂带中。这些矿化在边缘断裂带中与洼地发育的第二阶段中形成的酸性侵出体和潜火山岩体共生。

A. A. Бухаров 以沿贝加尔火山带为例建立了火山构造及与其有关的热液成矿作用的地球动力学演化模式。在该火山带的初期形成阶段，由于水平拉张作用产生了地堑状凹陷，同时伴随有区域性裂隙式火山作用——溢出经过深部分异的玄武岩、安山玄武岩和安山英安岩熔浆[4]。

大量的玄武岩进入地壳，同时地幔流体的流量增加，促进了凹陷区的扩大和岩浆源向花岗岩-变质岩层转移。早期火山岩发生花岗岩化，在挤压带出现线型带状变质作用，并因此形成含有稀有金属矿化的石英-碱性交代岩。在挤压带中，常常形成深熔花岗岩和再生-交代花岗岩的岩浆源，主要是独立花岗岩类的岩浆源。硫化物矿化与深成交代岩共生。

由于岩浆岩接近地表，常常导致大量火山碎屑岩和熔结凝灰岩喷出，形成复杂的火山-构造成因构造、多边形的塌陷破火山口、环状侵入体、挤出穹丘等。在深成变质过程中的火山作用进一步演化，构造张力的脉动性促进了在异地岩浆源中形成流变型（реоморфический）熔体，熔体上升到地壳的近地表部分并形成无根的潜火山岩体和侵入岩体，在岩体之上产生了中心式火山。

锡矿化与异地岩浆源有关，多金属和其他硫化物矿化则与火山-构造成因构造的青盘岩有关，铜-金矿化与火山口相及火山的基底岩石有关[4]。

据E. A. Александрова 和 B. C. Зорина，中哈萨克斯坦晚古生代造山火山-构造成因构造的演化方式如下。二级火山-构造成因构造（扇形分裂断块，直径为60—70km的火山-构造洼地）发育在巴尔哈什大穹隆中。这个大穹隆是一个大陆式隆起——深源的中心式火山-构造成因构造。二级构造的产生可能是由于不同强度的热流分布不均匀（“斑点状”分布，所致，这也是现代

火山作用区所特有的特点。在内生流的影响下，在结晶基底中，20—30km 深处形成了再生岩浆源，并且岩浆沿着弧形和放射状断裂大量上升。巴尔哈什大穹隆的特点是区内抬升和拉张的状态稳定不变，因而保证了内生热、亲铁元素和亲铜物质赖以上升的深大断裂的形成；硅铝层基底是再生岩浆和亲石成矿元素的源区。这一切保证了各种不同金属和类型的矿床共生在一起：如云英岩型钨矿和钼矿、深成热液型斑岩铜矿、近地表火山矿床等[26]。

在岩浆源之上的上部构造层中，最初形成了火山穹丘构造，然后，它遭受到塌陷并转变为火山-构造洼地，分布在基底相对隆起的断块中。

巴尔哈什大穹隆中的穹隆-断块构造具有离心特点：大穹隆轴部附近的大型火山-构造的发育比其他构造发育得早，也最复杂，边缘带的大型火山构造形成较晚。扇形断块决定了大穹隆内部的成矿分带性，而不同级别的环状火山-构造机构则是控矿构造，其中有矿区存在。

据 К. А. Азбель 和 М. Р. Бурукаевая，准噶尔阿拉套山系的晚古生代火山作用以具有明显的旋回性为特征，并且每一旋回都是以形成层火山的安山岩类的火山作用开始，而以流纹岩类的火山作用结束，表现为沿着线形和环状深大断裂大量喷出熔结凝灰岩[28]。喷出中心局限于二级和更高级别的火山-构造成因构造（洼地、地堑、破火山口）中；这些构造的直径为数十公里。构造环境的多次更替造成了安山岩（地幔）火山作用和流纹岩（地壳）火山作用有规律地多次更替，铜矿化和贵金属矿化与安山岩火山作用有关，稀有金属矿化和流纹岩火山作用有关。斑岩铜矿和斑岩铜钼矿床的形成与混杂岩浆有关。混杂岩浆是由于上升的地幔安山质岩浆和地壳熔出的酸性岩浆混合在一起而产生的[28]。

在南哈萨克斯坦的泥盆纪火山带中，А. А. Зиновьев-Лебедев、А. Е. Толкунов 和 Г. И. Фролов 把深达地壳玄武岩层的、由 Джалаир-Найманск 区域构造线分枝出来的深大断裂所

控制的火山构造划分为三类：线形构造、破火山口构造和小穹丘构造。

线形火山构造多分布在边缘深大断裂中，其特点是在断裂的局部地段具有多期火山作用套叠、大型多期火山构造广泛发育、熔岩和磨拉石占优势。造成这种特点的原因是构造运动的方向强烈变化（拉张挤压交替进行）、陡倾斜潜火山岩体和深成火山岩体的形成。

破火山口构造分布在由陆源杂岩组成的地背斜内部的稳定凹陷断块中，这种构造位于线形断裂和环状断裂交汇的结点上，其特点是广泛出现大的单期火山构造、熔结凝灰岩和凝灰岩占优势、形成各种成分的潜火山岩床和岩墙。

第一类和第二类火山构造的总特点如下：火山构造是长时期形成的，断断续续经历了三个阶段(期)，火山构造不止一次地遭到破坏；酸性和中性熔岩的喷出频繁交替；开始时期安山玄武岩占优势，中期和结束期为流纹岩和石英斑岩占优势；潜火山侵入体多次侵入，有时也有深成火山岩体侵入；火山构造发育伴有区域镶嵌断块结构的复杂化，并且岩浆渗透带专属于纵断裂、正交断裂和环状断裂；火山作用区域从开始到结束逐渐缩小，火山作用局限于中部陷落最大的部分（构造的向心发育）；火山机构类型的更替——由结构复杂的多期古火山机构和破火山口到简单的单个穹丘和潜火山岩体。

小穹丘构造分布在由闪岩、结晶片岩和花岗片麻岩所组成的稳定的横向隆起中，其特征为：单阶段形成，超酸性火山岩占优势，在线形断裂交汇点上形成相距很近的小穹隆区，结构简单的单个的潜火山岩体发育[28]。

主要被酸性侵出岩和潜火山岩体充填的复杂破火山口的形成过程很长.这种复杂破火山口也属于侵出型正形环状火山-构造。B. A. Невский、H. П. Лаверов和A. E. Толкунов曾描述过一个这种复杂破火山口[25]。这种破火山口的基底顶面呈镶嵌断块结构——可见局部性凸起和洼地。具有带状结构的大型不对称穹丘

（直径1.5—2.5km）由一系列潜火山岩体和小侵出穹丘形成；其底盘和周围是古老的花岗岩类和覆盖花岗岩的盖层火山。穹丘的根部顺着边缘的环状深大断裂分布，部分是顺着内部的弧形和线形构造断裂分布。晚期火山穹丘由流纹质火成碎屑斑岩和熔岩斑岩、花岗正长斑岩的潜火山岩株和弧形岩墙形成，最后，又都受到了火山作用结束期形成的爆发岩筒的侵入。所有这些岩石都遭到显微文象斑岩和辉绿玢岩岩墙的切割。

除环状、半环状、放射状和线形构造断裂及裂隙之外，在喷出穹丘顶部的近破火山口带还产生了水平的断裂裂隙。在断裂的进一步活动过程中，沿断裂形成了断层泥。从火山活动开始就发育起来了的边缘环状断裂决定了破火山口的分布、大型侵出体和晚期填充穹丘的形成和潜火山岩体的侵入，而在与破火山口的其他构造单元，特别是和与线形构造断裂结合在一起时，则决定了矿床的分布。矿床是分布在与岩浆源相通的长期活动断裂、边缘破火山口断裂和线形构造断裂交汇部位的穹形火山（侵出穹丘）中。在岩浆期后阶段，热液沿这些断裂循环。看来，破火山口基底的结构特点，特别是花岗岩类的隆起，对矿床的分布具有重大影响。

矿化呈陡倾的不规则状矿化带、透镜体和矿柱以及缓倾斜的网脉状矿体。矿体见于火山岩体和潜火山岩体的根部带，主要是产于最晚期的潜火山岩体——花岗斑岩和花岗正长斑岩中，绝大多数局限于具有有利的物理机械性质的岩石中，顺着锥形围斜构造带的缓倾斜裂隙及其与垂直构造和裂隙交汇的地方分布。在这种矿床中，矿化的垂直规模由几百米到1 km，有时更大。

复杂侵出穹丘的形成可分为几个阶段：1）在侵入的酸性岩浆的压力作用下产生边缘环状断裂；2）形成环状地垒和超覆其上的大型侵出穹丘；3）形成晚期穹形火山；4）在陷落的近地表岩浆源之上发生环状断块的地堑状塌陷并产生塌陷破火山口、产状几乎是水平的断裂裂隙和锥形围斜构造断裂带和裂隙带，以及外部和内部的弧形断裂；5）晚期潜火山岩体的侵入，在近破火

山口带中形成局部性半环状断裂；构造断裂的再活化；6）碎屑熔岩（爆发岩筒的产物）侵入到穹形火山中；7）构造断裂的复活和新环状断裂的发育及早期环状断裂的位移，区域性岩墙的侵入；8）构造断裂和环状断裂的活动恢复、裂隙复活并出现岩浆期后的矿化现象。

Ю. А. Иванов曾描述过由晚二叠—早三叠世的酸性火山岩组成的Ата-Кумкол火山机构（中亚细亚）的演化。在这些火山岩中可划分出以下岩相：喷出相（熔岩、熔岩角砾岩、熔结凝灰岩、凝灰岩）、火山口相（熔岩、熔岩角砾岩）和潜火山岩相（岩盖、岩墙），潜火山岩相由石英斑岩、花岗斑岩和正长花岗斑岩组成，分布在放射状和环状裂隙中[28]。

产于Кумбельск深大断裂中的Ата-Кумкол火山机构具有复杂的结构，并且是一个中心式的双顶火山。火山源区的深度为9—14km。Ата和Кумкол火山的活动可分为三个阶段：1）地表火山作用产物的填积；2）形成由酸性潜火山岩组成的岩盖；3）形成Бабайтагск破火山口，同时产生环状和放射状断裂。

据Ю. А. Иванов，流纹岩火山作用和成矿作用之间有一个时间间隔，在这个间隔期间形成了一些基性岩岩墙。Ата-Кумкол火山构造中有一矿田，其边界与喷出相火山岩的尖灭带一致。Кумбельск深大断裂是导矿通道，伴随着形成破火山口状构造发生局部性塌陷而微微张开的破火山口内部和边部的正断层，以及在破火山口范围之外挤压形成的逆断层则为容矿通道。

所有的内生矿化都集中在火山机构底盘附近，在离机构复原表面0.2—3km的深度范围之内，距中心的火山颈的半径长度为20—30km（图46）。低硫化物的铋矿化和铜-钼矿化距火山的距离最小（4—8km），它们的可能形成深度为1.5—2km。稀有金属矿化多分布在破火山口的边界上，其形成深度大约为1.5—1km。萤石-多金属矿化和多硫化物的铋矿化距火山口最远（14—30km），形成深度0.2—0.7km。该区矿化的垂直规模为0.3—0.8km。根据爆裂法测温资料，矿床主要矿石矿物的形成温度在200—340℃

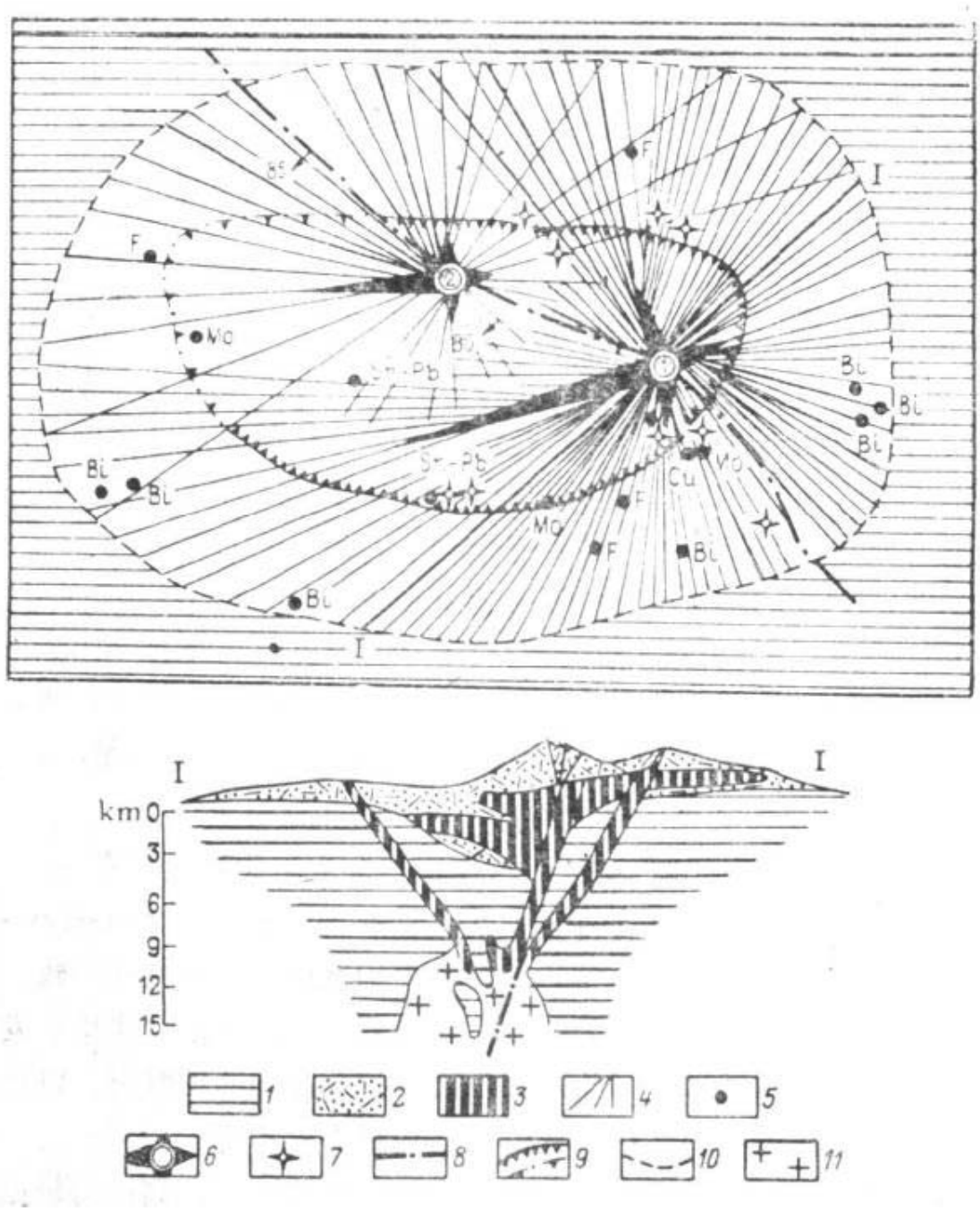


图 46　Ата-Кумкол火山机构再造及其中内生矿床的分布略图
(据Ю. А. Иванов)

1—基底岩石；流纹质火山岩：2—喷出相（剖面），3—潜火山岩相（剖面），4—喷出相(平面)；5—内生矿化的矿点；6—火山口（1—Кумкол，2—Ата)；7—寄生火山口；构造单元：8—Кумбел断层，9—Бабайтагск破火山口边界线，10—火山岩的分布界线；11—已固结的火山源区

之间变化[28]。

各种矿化作用表现了明显的相对于Бабайтагск破火山口和

相对于中心式火山口的分带性，矿化时代比辉绿岩岩墙新，矿石的矿物组成相近，成矿深度和成矿温度的范围窄——这一切都说明了该区的成矿作用是一个统一的岩浆期后中温成矿作用阶段。围岩的成分是重要的控矿因素：细脉-浸染状矿化分布在花岗闪长岩中，网脉状稀有金属矿化分布在流纹岩中，脉状萤石矿化分布在青盘岩化花岗闪长岩中[28]。

据A. E. Антонов，中天山的火山构造及与其有关的矿化作用经历了两个发育阶段：中-晚石炭世阶段为同沉积物坳陷阶段，同时堆积了中性火山物质（安山岩—英安岩建造），这个阶段发生中等硫化物和低硫化物建造的脉状矿化作用；在早—晚二叠世阶段，火山构造演化成充填有酸性火山岩的局部性叠加的火山构造洼地，最后以形成脉状多金属矿化而告终。

一系列标志（套叠性、胶状构造、低温成矿作用、爆发岩筒等）证明这两种类型的矿化都是火山成因的矿化。矿点相对于火山构造呈带状分布：多金属矿点主要分布在酸性火山岩中并多产在火山-构造洼地的环状地带中，而硫化物矿点则多分布在由安山岩-英安岩建造的火山岩组成的外带中，对于这两种类型的矿点来说，容矿构造都是火山颈和潜火山岩体的交切接触带，断裂拐弯和共轭处，熔岩、凝灰岩、熔岩角砾岩和凝灰角砾岩的交互层，而致密的侵出岩则是盖层[28]。

И. А. Айзеншгат把Чаткало-库拉明地区晚古生代构造-岩浆活化作用的时期划分为三个阶段：1）早期火山阶段（中—晚石炭世），形成了线形火山-构造洼地，洼地中充填着粗面安山岩-安山岩建造的火山岩；2）侵入阶段（早二叠世），这个时期在断块隆起中形成了小型花岗岩类斑岩侵入体及与其有关的铜-钼矿化和铅锌矿化；3）晚期火山阶段（二叠—三叠纪），这时在深大断裂交汇部位形成了环状洼地，洼地中充填着粗面玄武岩-流纹岩建造的火山岩，与其有关的矿化为各种近地表的火山-热液矿化——萤石矿化、铜矿化等。

在各种矿田中，侵出穹丘和潜火山穹丘（成分从安山岩到英安

岩）都有发育。其中古相火山岩分布在火山-构造的边缘，新相火山岩分布在火山-构造的中部。岩层平缓地向构造中部倾斜，穹丘核部是在结束阶段形成的。自碎潜火山角砾岩分布广泛。

在火山-穹丘机构中，常见交代岩相和矿化作用呈同心带状分布：分布在核部的是第一个无矿的绿帘石-方解石-钠长石带的交代岩，其外围是具有金属矿化的泥岩带，在泥岩带之外是第二个无矿的绢云母-绿泥石-绿帘石青盘岩带。矿点产在穹丘核部的边缘，在放射状和同心状裂隙中。它们分布在两个建造之间的界面上、潜火山岩体的接触带中、切割性断裂中和爆破角砾岩中，并经常分布在盖层之下。

由于穹丘构造发生了塌陷，核部周围的岩石强烈破碎，因此，在这里产生了含矿溶液的高渗透带，并促进了成矿沉淀。

含矿火山-构造是长时间发育形成的（从中石炭世到整个三叠纪），共经历了四个阶段。在石炭纪形成了侵出穹丘，由于塌陷作用，在穹丘中形成了放射状和同心状裂隙；在二叠纪，侵入型岩浆作用导致产生了花岗岩类的斑岩岩墙；二叠—三叠纪，穹丘核部周围的老裂隙复活，新裂隙产生，并发生了矿化作用；在阿尔卑斯阶段，火山构造被破坏，火山构造的某些部分还沿断裂发生了位移。

Самгарск环状构造（直径达20km）位于库拉明复背斜中，形成于晚古生代末（造山期后）。Г. Т. Тавжибаев 把该构造的形成史划分为两个阶段：火山阶段和深成阶段。火山阶段可能长约2Ma。形成Самгарск构造的总持续时间大约10Ma。它的基本轮廓是形成于早期的火山阶段。这个阶段的开始类似于Вэллис型构造演化的早期。由于中心断块沿环状断裂塌陷而形成破火山口；产生环状岩墙，然后在中心断块中形成大型（直径达16km）的潜火山岩岩体。

在深成岩阶段开始时，有白岗岩岩盖侵入，而在末期，产生了半深成的闪长玢岩和花岗斑岩岩墙，形成一个延伸到环状构造之外的岩墙带。该构造后来被流纹岩-淡色玄武岩和粗面粒玄岩

建造的潜火山岩体所复杂化。

Самгарск环状构造控制了稀有金属和铜-铋矿点，矿点产于环状断裂中，主要产于多次作为潜火山岩相和深成岩相侵入体通道的那些部位[28]。

Ф. И. Исламов和А. Е. Антонов研究了Лашкерек火山-构造洼地（破火山口）和分布在边部、半环状断裂所包围的同名矿田（多金属矿化）的演化。由于晚古生代大量喷出酸性火山岩时破火山口的内部发生了补偿性塌陷，形成了半环状断裂。

内部断块发生塌陷时，在洼地边缘的半环状断裂带中形成了一种挤压环境，它促进了近平行的断裂系的形成。同时，应力矢量沿半径方向指向洼地中心[29]。许多矿带与半环状断裂的羽状断裂有关，而主矿带（Лашкерек-Тезкульск矿带）则与半环状断裂近于平行，与线状正断层-逆断层呈锐角相交。因此，Лашкерек矿田容矿构造的产生是在火山-构造洼地中部发生补偿沉陷过程中，次生应力作用的结果。

在中天山的库拉明带，С. Я. Лапидус研究了晚古生代 Шаваз-Дукентск造山火山-构造洼地的发育过程。该洼地的发育经历了好几个阶段，从中石炭世到晚二叠世，并且在这个洼地的边缘断裂附近，形成了火山槽地——Карабашск、Чилтенск 和其他火山槽地（直径达20km）。它们遭受了破火山口作用，并被流纹岩建造的凝灰岩、熔结凝灰岩、熔岩、侵出岩和潜火山岩所充填，与流纹岩建造有关的矿化有萤石矿化[28]。

Б. Л. Овчинников和其他地质学家指出了Чаткальск 山某一火山构造中的近地表矿化和交代岩的分布特点。在那里，晚古生代火山建造形成于叠加在中古生界基底之上的不同时代的套叠火山-构造洼地中。矿田的大地构造位置决定于南北向深大断裂和渗透性升高的，以晚古生代火山喷出中心为标准的近东西向带的交汇部位。矿田形成于该区火山作用末期（早二叠世），由于潜火山侵入体侵入的结果而产生的短轴穹丘隆起的轴部，并且短轴穹形隆起是一个有同火山断裂系统的楔形构造断块。

由于沿着矿田边界断裂的错动，在矿田内部形成了北西向的局部性构造拉张带，导致北东向的断裂张开并充填了矿脉（在缓倾斜的建造间和建造内构造的屏蔽层之下）和辉绿岩-文象斑岩建造的岩墙。矿化富集在石英-冰长石-碳酸盐脉中（其形成经历了四个阶段），同时伴随有泥化。随着侵蚀断面的水平高度不同，矿床中成矿元素的分布特点逐渐改变：在上部层位中，锑、砷、钼和铋等元素沉淀，而铅、锌和铜则被带出；随着深度的增加，锑、砷和铋的丰度逐渐减少，而铅、锌、铜和锡则逐渐增加。研究这些规律性可以推定研究对象的侵蚀面深度，也可以对隐伏矿点进行预测[28]。

Т. Ш. Шаякубов等地质学家以Чаткало-库拉明地区为例，证明了火山作用、交代作用和成矿作用与造山构造有联系。在最重要的造山构造中，划分出把该区切成断块结构的北东向和北西向两组深大断裂，以及南北向和东西向两组线形贯穿性构造变动带，它们对火山作用、火山-构造、交代岩区和矿化区的分布都有影响。早造山期和晚造山期的安山岩和安山英安岩的大面积分布区位于断块的中部，在那里，它们位于沿贯穿性构造变动带分布的局部性线形火山-构造中。更晚期流纹质火山作用的环状火山-构造分布在断块的顶部和安山英安岩分布区的边缘（库拉明断块），而安山英安岩分布区的中部为贯穿性构造变动带的交汇部位[28]。

在这里，晚古生代的火山作用伴随着形成成矿前的、在晚造山阶段开始时最广泛出现的区域性（青盘岩）和局部性（次生石英岩区和泥化带）交代岩。二叠纪时，火山作用的结束表现为次生石英岩分布规模的缩小，青盘岩化作用呈定向性发展，较高温的共生组合被较低温的共生组合代替、交代岩的稀有金属-多金属成矿作用得到加强。

决定区域成矿面貌的矿田（大多数在库拉明断块中）与次生石英岩共生。矿田通常产于线形火山-构造与贯穿性构造变动带交汇的结点上。产于二叠纪火山-构造中的矿田与上述交代岩没有这样紧密的联系。各种类型的矿化都伴随有不同深度相的近矿

交代岩（矽卡岩、钾长绢云岩、黄铁细晶岩、泥化岩等），并经常受到潜火山口相和侵出火山岩相，以及与火山岩共生的断裂系统的控制。这两个阶段矿化作用的特点都是不连续和比相应的火山作用明显滞后[28]。

Камчикск火山-构造洼地位于Чаткало-库拉明带的中部，Е.В.Толкачев描述过它的形成阶段。这个环状洼地的形成与二叠纪火山作用的发育有关，二叠纪火山作用的形成发生于两个阶段，每一阶段又都可以划分为五个旋回。

第一阶段的超酸性火山作用经历了三个旋回。在第一、第二旋回开始时，堆积了很厚的各种碎屑凝灰岩的韵律层，而在第三旋回开始时堆积了熔结凝灰岩。每一旋回都以形成侵出穹丘和溢出熔岩而结束。在第一阶段结束时，岩浆熔融体在近地表的岩浆房和岩浆通道中进行固结，形成潜火山岩体、岩颈、同火山的放射状岩墙和环状岩墙；也形成了含石英-方解石-萤石-多金属矿化和稀有金属矿化的同火山和火山期后环状及放射状矿脉。在现代侵蚀面上，流纹质亚建造的火山岩组成Камчикск环状火山-构造洼地的外缘，约占其面积的10%。

粗面玄武岩的火山作用经历了两个旋回，每一旋回主要都是形成潜火山岩体。第四旋回的火山活动具有强烈爆破的特征。它以侵出体和潜火山岩体的形成而告结束，造成这种状态的原因是火山机构的断块运动和岩浆物质由边缘岩浆源向更上部层位中运移。在固结过程中形成了花岗斑岩和流纹斑岩的潜火山岩体。第五旋回的各种潜火山岩体（正长-闪长岩、正长岩、石英正长岩、文象斑岩）集中在洼地的中部，充填环状-构造的是它的根部，覆盖相则被侵蚀。

收缩裂隙的广泛发育与第二阶段末期岩浆源的固结作用有关。一部分收缩裂隙被酸性岩墙充填，而另外的则作为石英-萤石、碳酸盐-重晶石-多金属、石英-铜-铋和其他矿化的成矿就位构造。某些达到原生岩浆源的更深的裂隙是基性熔融体的通道，通道的根部呈辉绿岩、混杂岩和更复杂的岩墙形式见于现代侵蚀面

上。

Х.С.Таджидинов在南帕米尔划分出了一些具有强烈构造-岩浆活动的地质异常区，把它们看作是岩浆成矿结（面积达500 km^2）和岩浆成矿区。后者是由一系列具有共同的构造-岩浆演化史、空间上共轭的岩浆成矿结联合而成的[28]。

产于深大断裂切过构造断块之处的岩浆成矿结是火山-构造成因构造（洼地、隆起）。岩浆作用从形成基性、中—基性成分的火山岩开始，逐渐为花岗质岩浆作用所取代，最后形成中基性火山岩或潜火山岩，有时也形成酸性的火山岩或潜火山岩。某些矿结（矿区）成矿作用的主要特点就是矿化成分和形成条件极为多种多样：岩浆的（火山的、潜火山的、深成的）、变质的和火山-沉积的。在南帕米尔划分出了23个岩浆成矿结[28]。

А.Ф.Гончарук,В.В.Науменко和В.А.Степанов查明，在外喀尔巴阡山上新世的岩浆源（очаговые）构造在热液矿化的分布中起着一定的作用。这几位作者把这种构造理解为构造-岩浆活化作用的一种局部性表现形式。这种表现形式的成因既与岩浆物质的直接作用（上升、喷出）有关，也与伴随着岩浆形成作用而发生的作用过程（深部层位岩石的密度减小、形成岩浆源）有关[4]。

上新世的岩浆源构造、中新世的火山-构造成因构造形成于晚第三纪喀尔巴阡-Паннонск大穹隆演化的晚期。这些玄武岩-安山岩-流纹岩质建造的构造和热液型汞、砷和铋矿化的发育部位位于同心状深大断裂中，这些断裂分布在大穹隆的内构造带与外构造带的分界处。有人划分了两种一级构造：简单的(直径40—50km)和非均质的(80—120km)。Бужорск岩浆源构造属于第一种构造，它由直径为10—15km的火山-穹丘构造组成。第二种构造从形态上反映了穹形复杂断块隆起（Рунск、Солотвинск)和穹形断块构造隆起。穹形复杂断块隆起中，主要是直径为25—30km的环状岩浆源火山穹丘构造。矿化与非均质的岩浆源构造（也与矿结同名）有关。

在一级非均质岩浆源构造中，汞矿化的侧向分带性表现为产于火山-穹丘构造中的火山成矿作用被分布在与矿区相应的构造隆起区范围内的远成热液成矿作用有规律地更替。铅、锌、锡、钼为火山成矿发育区的标型成矿元素；砷、锑为远成热液成矿的标型成矿元素。

岩浆源火山-穹丘构造的特点是同心状（相对于中心火山-侵入隆起）地球化学分带性，而这种分带性又被更高级的分带性所复杂化。这种高级分带性与侵出和侵入-穹丘构造有关。地球化学分带的总形式表现为下列成矿地球化学组合的更替，从中心到边缘为：铜、钼、锡、铋（汞）——铅、锌（汞、锡、铜、钼）——汞（铅、锌）。

汞矿成矿结仅产于大型不均质岩浆源构造中，根据这种专属性可推测含汞溶液“原生”源的位置具有较大深度(60—80km)。独立的成矿地球化学分带性的出现，可能证明了“次生”成矿脉动岩浆源有一个垂向分异系列[4]。

现在来详细论述一下西伯利亚地台火山-构造的特点(以通古斯陆向斜的火山-构造为例)。

Ю. И. Дараган-Сущев强调了通古斯陆向斜晚古生代—早古生代高原玄武岩火山作用的韵律性及其对矿产预测的意义。例如，西伯利亚地台中的矿产的工业富集集中出现在一个狭窄的纬向带内，分布在下通古斯和Нидым盆地中，并与Нидым组底部的球状熔岩发育区有关。在高渗透性地带，所有火山成因的地层中都可见自然铜的矿化现象，但是，在陆向斜的北部，自然铜的工业堆积只局限于碳酸盐岩中[2]。

据А. И. Скрипник，陆向斜南部暗色岩建造的火山岩是在几个阶段期间堆积形成的。巨厚的（1500—1600m）基性火山岩建造的形成过程结束于早三叠世末。火山岩建造中产出有所有的矿床和矿点：磁铁矿矿石、方解石矿化、铅锌和铜的硫化物、钡天青石和彩石。这是与地幔岩浆源有关的热液交代产物；所有的矿点中有60%以上都受火山-构造成因构造的控制。后者通常沿

着火山-构造洼地的边缘分布，并且构造表现得越明显，成矿作用表现得就越复杂，规模也就越大[28]。

根据В.Г.Домышев的资料，通古斯陆向斜南部的早中生代火山-构造成因构造与特大型的地台内的区域构造线——安加拉维-柳伊深大断裂共轭。与多幕岩浆作用有关的部分火山-构造是在以下降运动为主的差异运动的背景上产生的。还有一些这样的地区，在这些地区，二级火山-构造成因构造（岩浆源构造）和三级火山侵入杂岩广泛分布，这是安加拉-伊利姆型铁矿床最典型的地区。其中大多数为复杂的地质体（爆发岩筒），在这种复杂的地质体中聚集了暗色岩建造的爆发岩、侵入岩和交代蚀变岩。在岩浆期后的补偿沉陷（幅度达200m，有时更大）阶段，这些地质体中的原始岩石产状变复杂了。在结束阶段，许多火山-构造中发生了中—低温含矿热液的强烈对流。

二级火山-构造成因构造与深位岩浆源相对应，平面上呈椭圆形或者呈环状。它们由几个相距很近的火山岩筒组成[28]。

最后应该着重指出造山带和活化区火山构造的深部结构、演化和含矿性的某些特点；它们在很大程度上与现代火山活动区和年轻火山活动区的这类火山-构造相似。例如，由于深部层位减密作用和其他作用造成的原生岩浆源和次生岩浆源的形成深度大致相同。原生岩浆源的深度由一些地区的60km到另一些地区的120km。复成岩浆的源区位于20—30km的深处。直径为5—6km的边缘近地表岩浆源分布在几公里到10km（有时达14km）的深处。

分布在活化区（例如在东后贝加尔）的穹形隆起的深部结构具有变质花岗岩层厚度增加（达7 km）和玄武岩层的顶板凹陷（达20km）的特征。相反，洼地构造中第一层的厚度小（<5 km），并且只局部发育；但是，洼地之下的玄武岩层的顶板却是隆起的，位于13—15km深处。据此，可划分出两类含矿火山构造：穹隆区的硅铝层和对应于洼地区的硅镁层。硅铝层中产出的是具稀有金属矿化（锡、钼）的酸性火山-深成岩组合。洼地中充填的主要是具有铅、锌、砷和萤石矿化的基性和中性火山岩。

活化区的构造极为多种多样。例如在后贝加尔，有以下形态的成因系列构造：侵入构造、火山-侵入构造、火山-侵出构造、层火山构造、古破火山口、火山-构造成因构造、火山-沉积盆地和沉积盆地[32]。随着这些构造的形成，以及其他地区，其中包括造山区这类构造的形成，边缘岩浆源由较深的层位逐渐向近地表层位中迁移。

含矿火山构造的形成是长期的，经历了几个（三四个）阶段，持续时间从几百万年到几千万年。

穹形隆起不仅经受了向心发展过程，也经受了离心发展过程。例如，在巴尔哈什大穹隆地区，大型火山-构造开始是在轴部形成，然后是在边缘形成，同时，穹隆被切割成一些扇形断块。相反，准噶尔-巴尔哈什地区的晚海西环状火山-构造经常是在使穹形隆起复杂化的造山盆地中形成，具有向心发展的特点：火山槽的规模缩小，环状和锥状断裂的意义增加了，并在这些断裂中产出有流状斑岩杂岩的火山岩。

穹丘-环状构造也经受了复杂的演化过程，例如，苏联东北部的Норчанск构造。在那里总隆起的背景上产生了火山槽，然后形成穹隆，同时形成花岗岩侵入体。在这之后，在边缘带中形成了破火山口和地堑，在结束阶段，又重新形成穹丘。

经常见于造山区和活化区的复杂破火山口构造也是长期发育形成的，随着早期喷出的基性和中性熔岩被晚期酸性火山岩所取代而断断续续地形成，火山作用的分布区逐渐缩减，最后只局限于沉陷最深的中心部位，亦即这种构造也具有向心发展的趋势。

火山作用、火山构造和矿化作用发展过程中常见的周期性（例如在准噶尔阿拉套），决定于火山作用和地壳不同深度层的关系：地幔成因的安山岩类火山作用、中心式火山（层火山）、铜矿化和贵金属矿化等是旋回开始时所特有的，而旋回结束时的特征则是流纹岩壳源火山作用沿线形深大断裂发育。在地幔和地壳火山作用的迁移过程中，形成了混染岩浆，斑岩铜矿和斑岩铜-钼矿床都与这种混染岩浆有关。

长期演化（例如，在Чаткало-库拉明地区）是火山-构造洼地所固有的性质，洼地开始是线形的，然后被改造成为环状火山洼地。接着，在其中心形成由粗面岩组成的再生破火山口套叠到环状火山洼地中，最后，产有潜火山岩岩墙带的线形构造活化。每一类构造形成都与从中性岩发展到酸性和碱性岩石的火山作用韵律有关。

应该着重指出，环状火山构造和火山-深成岩构造与线形构造带的结合具有重要作用；火山颈、火山穹丘或潜火山岩体，即分布有矿床或矿体的局限性构造形态都产于它们的交汇部位。小型穹丘构造经常是在一个阶段中形成的。但是，大型火山穹丘，其中包括侵出岩穹丘，常常具有十分复杂的结构，要经过几个阶段才能形成。

对于含矿性来说，岩浆渗透性和热渗透性具有重要的意义。渗透性可以是分散的，尤其是对于火山构造演化的早期更为特征；这种分散的渗透性不利于矿化富集。另一种渗透类型是集中渗透，常见于晚期阶段，这时火山-构造表现为向心发展，它们互相叠加在一起。这种渗透性使得浅部与地壳深部层重新发生联系，其特征是矿化富集，可以形成矿床。

在上述造山区和活化区的火山构造中常常表现出成矿地球化学的分带性，例如，在Неорчанск环状-穹丘构造、喀尔巴阡的火山-穹丘构造中就是这样。在构造的形态成因系列中，矿床的成因类型和矿化成分都发生变化：云英岩型高温稀有金属矿床与侵入构造共生，中温和低温铅、锌、萤石矿床与火山成因构造有关，而含萤石、雌黄、雄黄和辉锑矿的低温矿床则与火山-沉积洼地共生[32]。火山构造中也常常出现垂直分带，例如，在Чаткальск地区[28]。矿化的水平分带和垂直分带彼此之间往往紧密相关，例如在Ата-Кумкольск火山-构造中就是这样。

古火山学分析

古火山学分析的基本原则

古火山学是火山学的一个独立分支，它致力于古火山作用及其活动产物的研究。在苏联，古火山学作为研究古火山的理论独立出来已经是35年前的事了。当时，А. Н. 查瓦里茨基划分了狭义火山学和死火山研究的界线前，称死火山的研究为“火山地质学或古火山学”。А. Н. 查瓦里茨基着重强调了现实主义方法在古火山学研究过程中的意义。由于В. И. Влодавец、И. В. 卢奇茨基、Е. Ф. Малеев、А. Е. Святловский、Г. М. Фремд、Т. И. Фролова 等学者的研究，古火山学得到了进一步的发展[20、31、40]。

古火山学的研究引起了许多地质学家的注意，因为火山建造中产出含有多种矿产的火山矿床和火山-沉积矿床。因此，在火山建造含矿性的研究方面取得了很大的成绩。现已查明，在各种不同大地构造环境（地槽、造山带、地台和活化地台）中形成的任何年代（从前寒武纪到整个新生代）的火山建造都具有工业含矿性。

古火山学分析一般是在由不同时代火山建造组成的成矿省中进行，如新生代（堪察加、千岛）、中-新生代（苏联东北部、滨海地区、南高加索、喀尔巴阡山）、古生代（西伯利亚、乌拉尔、阿尔泰、哈萨克斯坦、中亚细亚）和前寒武纪（卡累利阿、科拉半岛、乌克兰、西伯利亚）火山建造组成的成矿省。在研究黄铁矿型火山成因矿床（矿区和矿田）的分布时，М. Б. Бородаевский、С. Н. Иванов、А. И. Кривцов、Н. П. Лаверов、В. А.

Прокин、Н.С.Скрипченко、П.Ф.Сопко、В.С.Шарфман等地质学家制定的详细古火山学分析方法具有很大的意义[2、17、19、30、33、37、42]。

由于火山建造的层理复杂、火山地层的结构不均匀、岩相和厚度变化不定，常常缺乏动物区系的特征，使得火山建造的研究有一定的困难。由于在各个构造岩相带和断块中火山作用过程发育不均匀，火山作用从一个带逐渐迁向另一个带，往往不得不涉及到火山建造的范围和年龄界线及生物地层或者岩性单位不相适应的情况。古火山区的火山机构常遭到强烈剥蚀并被较年轻的地层所覆盖。在强烈构造错动带中，火山杂岩多次经受了变形作用，结果形成了伏卧等斜褶皱、背形褶皱和向形褶皱、动力变质作用带、高片理化带和其他使古火山再造复杂化的特殊变质构造。

古火山学分析是在由含矿火山建造或火山-深成岩组合组成的成矿省中进行研究工作的重要方法之一。古地质学研究是追溯研究方法的综合。目前，这种方法正在矿区、矿田和矿床中得到应用，目的是研究矿床，特别是研究多时代复成因矿床的形成理论和分布特点，以及用来检验已有的矿产预测准则及找矿准则并找出新的准则。这种综合方法包括古地理法、古岩相法、古水文地质学法、古岩浆法（包括古火山学方法）、古动力学方法和其他追溯分析方法，其主要目的是再造矿床的形成条件和保存条件。只有进行全面的分析，才能对各种各样的实际资料进行系统化并相互联系起来进行研究。这种实际资料包括：矿体和围岩的成分、结构和埋藏条件、它们的变质作用、气液包裹体的成分、矿床的构造位置等。根据Е.А.Басков、В.С.Домарев和Л.В.Рундквист的资料，这样的研究可以查明产生矿石富集、矿体进一步保存和剥蚀的原因。

例如，曾经有人为了查明火山洼地中铀矿床的形成条件而进行了综合性古地理研究[19]。发现大型的近地表铜、铜、铀、多金属、重晶石-多金属、萤石等矿床常与这种类型的大陆型古构造

有关。这些火山成因矿床的热液矿体形成于破火山口和区域性岩墙的形成过程中，是在火山活动的末期形成的。

岩石的物理-机械性质在成矿过程中起了很大作用。Н.П.Лаверов和В.Л.Барсуков以一个含矿古火山洼地为例建立了一个立体模式，在这个模式中标出了物理-机械性质各不相同的各种原始岩石，因此也阐明了发生热液循环的条件。

А.А.Иэк、В.С.Требухин等研究者以Гайск矿田为例再造了含铜黄铁矿矿石的古水动力控矿条件。В.И.Старостин分析了矿田和矿床，其中包括火山成因黄铁矿型矿床的古地球动力学的形成环境。

据В.И.Робонен、С.И.Рыбаков等地质学家的资料，对于古老的或位于挤压带（例如，阿尔泰的额尔齐斯）的火山建造来说，古环境再造问题相当复杂，包括建立火山岩的原始岩相隶属关系、火山岩成分及其成因类型、查明各个熔岩流或者凝灰沉积地层的原始产状[23]。其次，还要确定各个火山岩相在剖面中的原始空间位置和地层位置。根据这些情况可再造火山机构和火山构造，研究它们与褶皱构造之间的相互关系。象火山作用的古地理环境和大地构造环境、火山作用对沉积作用和成矿作用的影响等类问题也要解决。此外，还要恢复自变质作用和火山成矿作用的原始条件，为此要“除去”较晚时期的叠加成矿作用——热液成矿作用、矽卡岩成矿作用和变质成矿作用等的影响。

详细古火山学分析的任务 这种分析是在矿区和矿田范围内进行，以便查明与火山作用有关的矿床的分布规律，包括：1）查明火山构造的地质地貌标志；2）详细划分含矿建造，精确确定它们的边界，区别在一定阶段、具体地带和具体构造中形成的火山杂岩、火山杂岩的地质学、岩石学、岩石化学和地球化学特点；3）研究容矿火山岩和火山-沉积岩的岩相（熔岩相、火山碎屑岩相、侵出相、火山口相、潜火山岩相和深成火山岩相等）、各种岩相在垂向和侧向上的分带；4）根据火山岩相（地表相、潜火山岩-深成火山岩相）的垂直分带研究和其他标志，确定火山机构的

保存程度（剥蚀、侵蚀、埋藏和变形）；5）区分含矿火山构造和火山-构造成因构造；6）确定使这些构造变形的褶皱幕；7）查明含矿构造的演化阶段——成矿前、成矿期、成矿后；8）编制古火山再造图；9）查明含矿火山带中的矿结和矿田分布规律；10）研究矿床的构造-建造-相的专属性，即矿床与火山杂岩及其岩相、含矿火山构造和火山-构造成因构造类型及其决定矿体和近矿交代岩分布的构造单元的关系；11）查明局部性火山矿化中心、它们的发展史、矿化位置和成因类型（热液-沉积、热液-交代、混合成因等）；12）确定形成火山构造和成矿作用的动力地质条件；13）建立火山矿床的古火山学找矿准则及在大比例尺成矿预测中利用古火山学分析结果。

矿区和矿田的古火山学分析方法 这种分析既是传统研究方法，也是最新研究方法的综合。它是在专门地质图的基础上进行的，对矿区而言，地质图的比例尺为1:100000——1:50000，对矿田而言为1:25000——1:10000（及更详细的），并且矿区或矿田地质图必须用航空摄影方法编制。这种分析包括以下内容：1）火山机构的地质地貌分析，有时还要同时进行构造形态分析；2）火山地层的详细古建造分析；3）火山岩的详细古岩相分析（和划分出火山岩在垂向和横向上的发育带），在古火山研究过程中它是一个主要的方法；4）火山岩的岩石学、岩石化学和地球化学研究；5）地球物理（磁法、电法、重力、地震等）资料的分析，目的是精确确定火山机构，特别是埋藏火山机构的结构，揭示出古火山的根部和矿田，确定含矿边缘岩浆岩的深度，总之，就是查明火山成矿中心；6）分析与各种火山构造、火山岩相、交代岩相和矿石类型有关的地球化学异常；7）古构造研究，包括查明火山岩的原生和次生分带性、矿物的线形定向（应用显微构造分析法）、火山成因构造单元和构造成因构造单元——裂隙、褶皱等；8）火山岩、交代岩和矿石的岩石物理分析，目的是划分按物理机械性质对矿化有利还是不利的岩石类型，查明由于变质作用和其他作用造成的这些性质的演化；进行这种分析时可同时编

出岩石物理图、略图和剖面图；9）构造物理学研究，用于研究复杂火山-构造成因构造各演化阶段中的构造应力场；10）构造-岩石物理学分析，包括通过借助于超声波用专门仪器测量弹性波（纵波、横波、表面波）的传递速度的方法来查明火山岩、交代岩和矿石的原生（岩组）和次生（变形）的各向异性；11）熔融包裹体的温压地球化学研究，目的是确定火山岩的形成温度；12）进行各个不同发育阶段的古构造再造，无论是单个的火山构造和火山-构造成因构造，还是矿区或矿田的构造都要进行再造（这是古火山研究的基本方法之一）；13）矿田和矿床各种火山-构造和火山-构造成因构造的模拟；14）结合含矿火山杂岩的建造、岩相和构造特点，分析不同成因和时代的矿石分布特点；15）形成火山构造和成矿作用的地球动力学分析；16）资料的电子计算机数学处理方法；17）制定古火山学找矿准则。

应用上述古火山学研究方法时，现实主义方法很重要。由于火山-构造成因构造及与其共生的矿床是一种复杂的，通常是复成因和多时代的产物，在这里，把各种不同的研究方法完完全全地都罗列出来了。但是，这些含矿构造和火山矿床的类型取决于它们对某种火山带（岛弧、大陆边缘或大陆内部的火山带等）类型的专属性，因此，对一个矿区或矿田进行详细古火山学分析时，应当注意从中选择一套最合理的研究方法。

对于早期地槽、造山带和地台区以及活化带的矿田来说，这种研究的条件是不同的。例如，在发育有早期地槽火山建造（乌拉尔、阿尔泰等）的黄铁矿型成矿区和位于造山区和活化带的火山带中（苏联东北部、远东、后贝加尔、中哈萨克斯坦）的稀有金属矿区及金银矿区都进行了古火山学研究，比较一下这两个地区的古火山学研究，就应当能看出这个问题。尤其是在后一类地区，为了查明能说明矿区特点并决定着矿田位置的各种大型火山构造（岩浆源构造、破火山口构造、环状构造等），形态构造研究方法应用很广。在由早期地槽火山建造组成的黄铁矿型成矿区中，这种分析方法不太有效，因此，一般不用。

火山构造的保存程度

选择古火山学分析方法组合时，火山的保存程度（侵蚀程度、变形程度、埋藏程度）很重要。地质研究（包括古火山再造）的基本方法是地质制图。一般是大比例尺制图或详细制图，这要视研究对象的大小而定。在火山杂岩的制图过程中，应当考虑到火山杂岩可能隶属于哪种建造（地槽建造、造山带建造、地台建造或活化区建造）以及火山岩的岩相特点和成分特点，不仅要考虑是否存在成层的（通常是强烈变质的、透镜状的）火山地层，而且也要考虑是否有火山口相、侵出相和潜火山相岩石。一个地区某种岩石类型的分布特点决定于原始火山构造的保存程度。在年轻火山作用区，特别是现代火山作用区，火山构造一般比由中生代、古生代或前寒武纪火山建造组成的地区保存得更好。

侵蚀切割程度 可以划分出一些侵蚀切割深度各不相同的地区——浅、中、深切割地区。切割深度不同（弱侵蚀、中等侵蚀和深侵蚀）的火山岩，其地质构造、岩石学、岩相及其他一些特点也不同（表4）。

在弱侵蚀的火山中，大多数火山地形的形态没有发生变化。这种火山见于现代火山作用区和年轻火山作用区。在中等侵蚀的火山中，例如，中哈萨克斯坦晚古生代及远东中生代的一些著名火山，火山地形的形态一般没有被保存下来，但火山的根部也未出露。

深侵蚀火山表现为火山构造的根部出露，呈复杂的放射状-环状裂隙系统，裂隙中充填有各种不同形态的潜火山岩体。在中心部位（浅部岩浆房中）可见深成火山侵入体甚至花岗岩类的深成岩体。在中哈萨克斯坦的深侵蚀火山中，晚古生代的中心式和裂隙式（线形）火山很著名。这些火山一般没有经过变形，以缓倾斜、没有受到褶皱破坏的火山岩产状为特征。这种现象也常见于地台区（例如，西伯利亚地台）——即地台的盖层火山。同时，

表 4　根据侵蚀切割深度划分的火山机构分类

（据В. В. Попских）

火山机构	典型特征				实例
	地质构造特征	岩石学特征	岩相特征等	地球物理特征	
弱侵蚀的火山机构	地形上有所表现的火山机构，主要火山地形为破火山口和洼地，侵出穹丘、放射状裂隙、环状和扇形断裂，不整合、火山口岩石的柱状节理	火山口岩石的喷出岩外貌（熔岩、凝灰岩、凝灰熔岩和角砾岩），具流纹状、多孔状、杏仁状构造等	在火山岩中近火山口相占优势，岩石具低温蚀变（泥化、明矾石化等）	由火山地形造成的等轴状磁异常，在爆发成因的顶部破火山口之上的低重力场值	火山，Головина，Менделеева（千岛群岛），阿瓦恰火山（堪察加半岛），阿拉加茨火山、大Ани达克、Гузгюлу（亚美尼亚）
中等侵蚀的火山机构	被侵蚀掉穹丘的火山机构残余（方山）、岩颈，破火山口和含火山地层残余的地堑，放射状-同心状裂隙构造，潜火山岩体和侵入岩体	出现具深成火山岩外貌的岩石	出现次生石英岩和青盘岩，以及在火山地层中出现基底岩石	环状磁异常	Жантау、Серек（中哈萨克斯坦）、Каменушинск火山机构（小兴安岭）
深侵蚀的火山机构	主要为具有圈斜构造和内倾闭合特征的火山岩、环状构造，深侵蚀的破火山口和洼地、仅在陷落最深的断块中保留下来的火山，环状破火山口的中心和边部的半深成侵入体	呈半深成岩的全晶质结构	基底岩石、次生石英岩和青盘岩广泛发育	环状磁异常，与侵入体有关的低异常值	古火山机构：Миндя、Кугульдур、Машак、Байназар、Жантау、Актогай（中哈萨克斯坦）

褶皱区早期地槽发育阶段的古火山，特别是挤压带和地盾中的古火山岩却常常遭到极强烈的变形作用，例如，在苏联东北部和阿尔泰额尔齐斯挤压带、中乌拉尔，以及卡累利阿、加拿大、澳大利亚和其他古老（前寒武纪）火山作用地区的古火山。某些情况下，在一定条件下还可以进行“火山深部岩浆源带”的划分[24]。

在这里所讨论的根据侵蚀切割深度对火山机构进行的分类并不总是能与其火山杂岩的时代相符合[13]。例如，在卡累利阿的前寒武纪建造中，中等侵蚀和弱变动的火山机构被保存下来了。

В.Г.Тихомиров根据剥蚀切割的程度，对火山机构进行了与上述分类稍有不同的分类。第一切割水平（到300m）——火山机构没有遭到破坏或者弱剥蚀；第二切割水平（平均300—500m）——仅保存了原始火山形态的某些部分；第三切割水平（500—3000m），通常为古老地区所特有的，火山地形完全被剥蚀，偶然可见花岗岩岩体的顶部，看来，它们属于火山-深成岩共生组合；第四切割水平（500—4000m）——火山地形也同样被剥蚀掉了，但是，除火山盖层、火山口相和潜火山相的岩石外，广泛出现花岗岩体；第五切割水平（约5000m）——主要见到火山机构的根部，火山-深成岩组合的各种侵入岩[24]。

在矿山阿尔泰的古火山省中，每一个火山构造、火山-构造断块和火山-矿化中心都表现了某种切割水平的特征。这个地区是中等和深侵蚀火山的分布区。同时，各种不同的火山岩相见于第二、第三和第四切割水平中（据В.Г.Тихомиров）。根据不同的占优势的火山岩相，可在垂直方向上区分出三个火山岩相分布带：地表-近地表带、潜火山岩带和深成火山岩带。

火山矿床的形成深度和火山构造的侵蚀切割程度使预测矿床的大体构造-形态类型成为可能，正象В.М.Константинов以含矿火山-构造洼地为例所做的那样。

火山构造的埋藏程度 古火山构造形态的保存程度不仅仅决定于侵蚀切割深度；对于古火山地区来说，它们还决定于以后古火山的地质发展历史。В.Г.Тихомиров把古火山区划分为以下

几个类型：1）埋藏的、完全被准平原化甚至被更年轻地层侵海超覆的；2）埋藏的、部分被剥蚀和埋藏的；3）第二次出露的，即在覆盖以后经受了新的隆起和再次剥蚀；4）出露的（现代和最新的），经受了隆起，但是没有被年轻沉积物覆盖[8]。整个矿山阿尔泰属于第二类古火山区，但是，某些火山-构造断块可能经受了多次隆起和剥蚀，即可能属于第三类古火山区。

火山构造的变动程度 在由几乎同一时代的火山杂岩组成的同一类地区，它也往往是不同的。乌拉尔和阿尔泰黄铁矿型矿田的火山-构造成因构造就是这种例子。

弱构造变动的火山机构（所谓的平缓褶皱构造）见于复背斜的弯形部位（矿山阿尔泰的Лениногорск和Змеиногорск矿田）或者复背斜的陷落区（青年矿床的矿田、以苏共第十九次党代会命名的矿田和南乌拉尔的其他矿田）。

象 Николаевск、Верхубинск、Золотушинск、Стрежанск（矿山阿尔泰）、Гайск、Сибайск、Учалинск、Блявинск（南乌拉尔）等这样的矿田，其特征是火山机构的变形程度中等；它们通常分布在复背斜的翼部。

在 Тишинск、Белоусовск、Березовск、Зыряновск（矿山阿尔泰）、Джусинск、Дегтярск（中乌拉尔）和其他矿区，表明有强烈变形的火山构造。它们通常位于挤压带中。

因此，火山构造的变形程度在很大的程度上取决于它们相对于区域构造成因构造的位置。这类问题已经在相应的章节中讨论过（见图4、35）。在这里我们还要用一个例子，来举例说明含矿构造的形成、它们的变形和侵蚀。高加索 Кацдаг 黄铁矿-磁黄铁矿-多金属矿床含矿火山构造的演化阶段已由Л. Л. Чичинадзе 和 В. И. Старостин 阐明（图 47）。矿床的形成经历了三个阶段：早期褶皱阶段（同火山阶段）、晚期褶皱阶段和褶皱期后阶段。在第一阶段期间形成了两个黄铁矿-多金属矿化层位，它们发育在局部性洼地构造中的火山机构的斜坡上。在这时还产生了同沉积褶皱。在晚期褶皱阶段，形成了后生黄铁矿-多金属矿床并

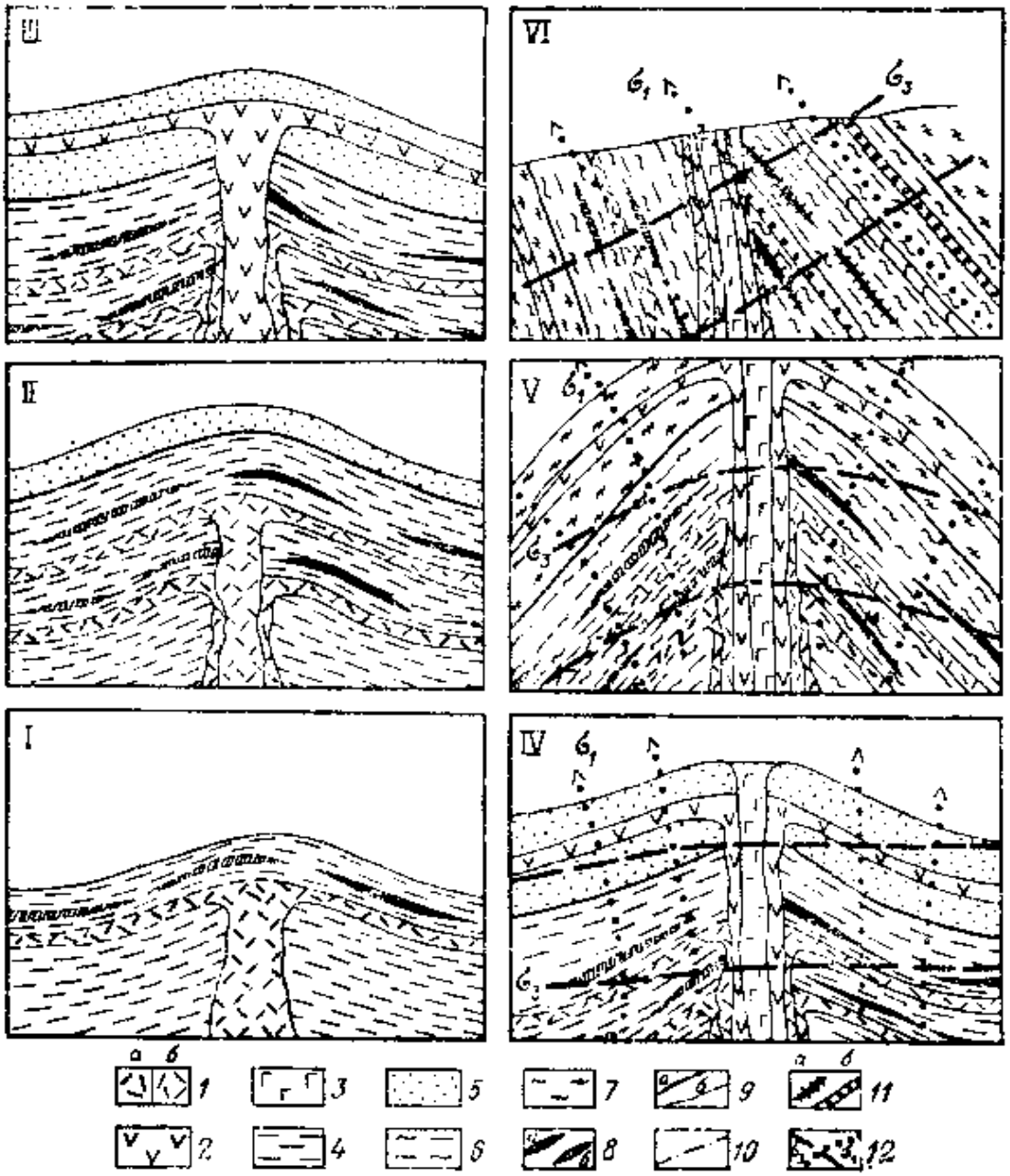


图 47　高加索Кавдаг矿床构造主要形成阶段的古火山学再造

(据Г. Г. Чичинадзе和В. Й. Старостин)

阶段：Ⅰ—Ⅳ—早期褶皱阶段，Ⅴ—Ⅵ—晚期褶皱阶段。1—流纹岩、流纹英安岩：а—第1期，б—第2期；2—安山岩、安山英安岩；3—玄武岩、安山玄武岩；4—粉砂岩、泥岩；5—砂岩、粉砂岩；6—千枚岩化页岩地层；7—页岩、粉砂岩和砂岩互层；8—层状黄铁矿型矿体：а—已勘探的，б—推测的；9—界线：а—地层界线，б—岩性界线；10—横断裂；11—矿体：а—后继的层状黄铁矿-磁黄铁矿-多金属矿体，б—后生的细脉-浸染状磁黄铁矿-多金属和铜-磁黄铁矿-多金属矿体；12—古构造应力轴，σ_1—张应力，σ_3—压应力

在正常和倒转褶皱中发生了岩石的揉皱。在褶皱期后阶段，火山构造复杂化（褶皱进一步向南倒转，逆掩断层和逆断层大量出现）。此后，含矿构造遭到侵蚀。

含矿古火山的地质学研究方法和制图

这套制图方法包括：1）根据航空照片和卫星照片的解释来研究古火山的地质地貌研究方法（形态构造分析）；2）专门的地质制图，同时应用地球物理和地球化学的古火山研究方法（古火山学制图）。

根据这些研究资料就可以编制出专门的含矿火山杂岩地质图。古火山图根据古岩相图编制，而岩相图又是根据古建造原理进行古岩相分析的结果。本节还要叙述某些研究人员提出的编制含矿火山建造发育区的专门地质图的几种方法，以及有关这类地区其他几种图件的某些观点。

火山建造的地质地貌制图方法 应用这种方法时同时要对航片、卫片、雷达（无线电）测量的资料进行解释，此外，还要分析已出版的各种图件和进行地面地质地貌观察。在现代火山区或者年轻火山区运用这些方法最为有效，正象 И. К. Волчанская、В. С. Зорина、И. В. Мелекесцев、Э. Н. Эрлих 等研究者所做的那样[4、13、20、21、28]。

在火山岩的原始形态保存完好或者破坏轻微的地区，应用地质地貌方法可以查明不同类型的火山机构，并对它们进行再造。已经制定了各种不同火山形态的解释标志，如层火山、盾形火山、火山渣锥、侵出穹丘、岩墙、破火山口、爆发漏斗、熔岩被、熔岩流、块集碎屑流和定向爆发沉积层。

在古火山区应用上述方法进行火山制图往往困难很大，因为古火山区的火山岩受到变质，火山构造遭受了强烈的、甚至很深的侵蚀切割，而且常常被埋藏起来。但是，近几年来已制定了这种火山的研究方法和制图方法；在 В. В. Донских、В. Н. Зеле-

пугин 和 И. И. Кронилов 的方法参考书中，这些方法阐述得最详细。古火山通常是位于穹形火山机构或破火山口中作围斜状产出的熔岩被、凝灰岩被、侵出岩、火山口相岩石和潜火山岩的残余保存下来；也见有放射状和环状裂隙，它们是火山岩具有围斜产状和内倾产状地段的边界，并被潜火山岩岩墙所充填。深成火山侵入体在火山构造的中部，由于侵蚀作用而被揭露。在解释航空照片和其他照片的过程中，以及通过地质地貌的方法进行研究时，这些构造单元是可以发现的。在地形上，它们表现为密集的或弧形弯曲的单面山坡及其他地貌单元，这就可以更有把握地对火山岩盖层、火山颈（岩颈）、侵出穹丘、潜火山岩床和岩盖，以及破火山口进行制图。这种古火山研究的基本手段也适应于造山区，在地台区的活化带也要注意使用[13]。

古老的优地槽区（乌拉尔、阿尔泰、北高加索、卡累利阿等）古火山岩的保存程度低。其岩石经常发生变质，火山一般都遭受深侵蚀、形变和埋藏。但是，在这样的地区可以有弱变质和弱形变的火山建造带，在这些地方可以查明和恢复火山机构[5,26-28]。

Е. Н. Станкевич和Н. Н. Тальская在研究黄铁矿成矿省，尤其是在研究南乌拉尔的黄铁矿成矿省时，采用了优地槽区古火山制图和再造的地貌方法[26]。例如，他们发现在Блявинск矿田中，火山岩分布区在大比例尺的黑白航空照片上表现为浅灰色和反差很大的色调，地形上为受到细小的树枝状水系切割的地形。在火山岩区，潜火山岩体具有较浅的色调，表现为模糊的白色斑点，逐渐过渡到它们之间的灰色部位，并常有蜂岩式露头，这是潜火山岩体得以分辨出来的特点。岩墙形成蜿蜒延伸的峰顶。潜火山的辉长辉绿岩岩体在彩色航空照片中可以根据棕色的分布范围圈定出来，该色调比基性喷出岩深。在喷出岩区的黑白照片中，可以根据布满宽谷的均匀地形辨别出来，而在谱带彩色照片中则表现为深蓝色。在某些地段中，可以根据航空照片来追索产于凝灰岩中的玄武岩流，或者反之，追索熔岩中的凝灰岩层。火山岩

地层的褶皱特点可根据解译得很好的页状层来建立，也可以根据各种不同成因的构造线——地层、岩层或熔岩流的界线来确定。

Ю. С. Каретин在对中乌拉尔绿岩带的志留纪火山产物进行制图时阐明了各种火山变种的地貌标志。这个研究区在很大程度上对南乌拉尔的火山带来说也非常典型。同时，它又具有特殊性，具有一系列的有利因素，包括褶皱程度低，侵蚀切割不深等等，结果保留了由弱变质岩石组成的，几乎未受变形的火山。

火山杂岩及由其组成的火山机构的地貌标志如下：1)喷出岩通常组成不对称的高地（往往具有峭壁的单面山）；2)侵出穹丘和潜火山岩形成明显的，往往没有蠕岩式露头的帐篷式小岗；3)岩墙形成线形延伸的峰顶；4)层火山型火山机构通常由正地形的大型岩块反映出来；5)熔岩的性质和其产状特点可以根据节理形态来确定；6)喷出岩以厚层和不明显的块状节理为特征，有时以块状节理为特征；7)在普通岩石块度的条件下，棱柱状节理、明显不对称节理（柴垛型）和交叉直线型裂隙系统为潜火山岩体和岩墙所特有；8)在辉绿岩中，有时见有假球状和假柱状的球状同心节理。

И. О. Гариков、В. Я. Пашев、Б. Л. Палесико等地质学家在对矿山阿尔泰泥盆纪火山杂岩进行古火山学研究的过程中，由于对航空照片进行了解译，顺利地划分了火山-沉积地层，查明了潜火山岩体和火山构造。

在喷出岩、特别是沉积岩分布区，主要由酸性岩组成的潜火山岩体和脉状岩体表现十分清楚。它们以较浅的色调、特征的直线形态（岩墙、岩床）、微刻蚀的块状地形为特点。通常它们在地形上稍高一点，并且与围岩的接触界线非常清楚。基性潜火山岩体由于颜色较暗而显示出来，特别是当它们分布在酸性岩石中时更加明显。

主要由酸性岩组成的火山构造往往在地形上就有反映。由于在近火山口部位块状坚硬岩石（熔岩、熔岩角砾岩、潜火山岩体、侵出岩）广泛发育，火山构造常形成正地形。古火山的火山颈经

常由块状坚硬岩石组成，往往是由石英化岩石组成，它们占据的位置最高。外缘带岩相分布区照例被埋藏于厚层松散沉积物盖层之下。因此，不仅岩石的物理性质，而且火山地形（古地形）特点也意义重大——例如，充填前火山洼地的外缘带相的岩石，在地形上一般形成低地。

М. И. Лидейко在西南阿尔泰地区既运用形态构造分析法来查明线形构造（不同等级的断裂，其中包括同火山环状断裂、挤压带、基底隐伏断裂）和体积-面积形态构造（断块、穹隆、穹隆-断块、穹丘-环状构造，其中包括火山-穹丘构造等）。

专门地质图和古火山地质略图

同一般的地质图相比，专门的地质图包含有关于古火山作用方面的补充信息。为了编制好火山岩发育区的地质图，特提出如下一些相应的建议[13]。在这种图件上，应当对火山杂岩进行划分，而在火山杂岩发育区则应当划分出各种不同岩相的火山岩——地表盖层岩石或层状岩石（喷出岩、火山碎屑岩、火山碎屑-沉积岩）、近地表岩石（火山口相岩石、侵出岩）、潜火山岩等。人们常常要说明火山岩的成分、构造和结构特点。在这样的地区，以对一定构造的专属性、构造形成的阶段性等为特点的火山-构造成因构造是地质制图的重要对象。

在某一个火山阶段形成的一个属于统一的火山杂岩，可以包含构成同时代火山（地面火山构造及其位于火山基底中的根部）的全部火山岩。在大比例尺地质图上，火山杂岩的年代用颜色（比地层表上采用的色调深）和字母数字符号来表示。这种符号除了年代以外，还可以表示火山杂岩的发育程度和其成分。一定类型的火山（线形的、盾形的和层火山的）用一种细线条来表示。火山杂岩的火山口相和潜火山相岩石可以用花纹和较密细的线条组合来表示，也可以用附加符号来表示，以此证明它们属于非地层岩石。火山颈的边界线用特殊的线条表示，而火山岩和交代岩

的岩石成分则用地质图上采用的标准符号表示。

层状火山岩的岩相按其距喷发中心的远近来分类，可以划分为以下几个带：近火山口带、过渡带和外缘带。与此相应，用于表示岩石成分和岩相的花纹也要缩小。

在图上，同火山断裂用一些专门的线条来表示：例如，破火山口（环状）断裂用破火山口一侧呈齿状的双线表示，放射状断裂用粗黑线表示。环状岩墙、放射状岩墙、标准层和其他构造单元经常不按比例尺表示。内倾岩性地层层位，以及破火山口中的闭合构造单元和火山穹丘围斜构造的构造单元用岩石的产状要素来表示。

矿床和矿点、交代岩带和地球化学晕及地球物理矿化异常要标绘到矿产图上或者标在所谓的载矿量图上。

专门地质图应当附有：1）综合的地层柱状剖面图和建造柱状剖面图，以及能说明单个火山机构特点的局部性柱状剖面图；2）通过各种主要火山机构的纵向和横向剖面图。

В. С. Шарфман 建议编制古火山地质略图。在这种略图上，地质学原则可以稍有简化，例如，不表示松散沉积物或对沉积地层不分层；在这种图中，仅标出火山中心的位置，裂隙式、中心式和其他形式的火山作用区，古火山的火山口带和近火山口带，破火山口带的火山岩相[42]。此外，还要表示出同火山断裂和其他岩浆通道断裂，标出一些地球物理资料，以使火山中心、破火山口、推测性过渡岩浆源等的位置更精确。在这种图上要标出与火山活动有关的交代岩带、矿床和矿点，以及各种异常——地球物理（磁、电等）异常和地球化学异常。

含矿火山建造的详细古火山学分析

在大比例尺的古火山学分析过程中，应进行详细的含矿火山建造的研究，明确它们的分布范围，划分在一定火山作用阶段和具体的火山带、断块或构造中形成的火山亚建造和杂岩。为了进

一步进行建造划分，应当查明地质、岩石物理、岩石化学和地球化学的特点。要根据是否有火山活动间断、从一个阶段到另一个阶段构造面是否发生变化、火山作用性质是否有变化（表现为一定的岩相、火山构造类型占优势、火山作用产物的岩石化学特点和地球化学特点）来划分建造单位。

由于利用了详细古火山学分析方法，在矿山阿尔泰西北部的哈萨克斯坦地区成功地把中-晚泥盆世含矿的玄武岩-流纹岩建造划分出三个亚建造，它们是在三个大的火山作用阶段形成的：埃费尔阶段、吉维琴-早弗兰阶段和晚弗兰-早法门阶段[1,5]。每一个亚建造又可分为两组杂岩：早期的流纹岩杂岩和晚期陆源-玄武岩杂岩。这就说明所划分出来的每一个阶段的火山作用都是逆向演化的。在详细古火山学分析过程中，还查明了更细微的地质学、岩石化学、以及亚建造和杂岩的其他特点。

在确定由火山岩组成的地质构造形态成因类型的各种方法中，Е. Ф. Малеев 等火山学家制定的古岩相分析法具有主要的意义[15,20,21]。古岩相分析是建立在火山机构内和机构附近的各种不同成因类型的火山岩呈规律性分布的基础之上。该方法的应用前景远大，因为每一类火山机构都与一定的火山岩岩相组合相对应。因此，甚至在岩石受过构造变动而遭受强烈变质的火山区，根据火山残余也可以再造火山机构。

不同类型和形成深度的火山矿床和火山岩及与其伴生的火山-沉积地层的相应岩相紧密相关。火山成因矿床的分布具有侧向和垂向分带的特点，这种分布特点和火山岩的带状分布有关。正因为如此，不仅对于查明矿田和矿床中的火山构造和火山-构造成因构造，而且对于大比例尺成矿研究和预测新的、通常未出露地表的火山矿床和矿体，古岩相分析都有意义。

古岩相制图过程中的最重要任务就是再造火山机构。进行这项工作的目的是查明火山机构的类型、喷发特点、火山产物的成分、解译火山构造的结构和发展史，阐明火山作用的发展规律。

最近几年在矿山阿尔泰西北部（东哈萨克斯坦地区）完成的

正是这种古岩相制图。这个地区最有利于进行这项工作，因为中-晚泥盆世含矿玄武岩-流纹岩建造剖面具有很充分的动物群根据，可以划分出亚建造和杂岩来，也因为火山机构出露相当完全，并且构造变动相对较弱[1]。

古岩相分析工作的特点如下[5]：

1．划分和研究不同成分的各种火山岩岩相：熔岩相、火山碎屑岩相、火山-沉积岩相、侵出岩相、火山口相、潜火山岩相、深成火山岩相以及由它们组成的岩体（盖层、侵出岩体等）。上述火山岩相具有许多标志：地质的、岩石学的、构造的、结构的、岩石化学的和地球化学的等等，这些标志在各种图书和参考书中已经作了详细描述[5,11,13,15,...]。作为对火山岩相进行分类工作最完善的实例之一，可以看看Г. Я. Гончаров 对阿尔泰、高加索和其他古火山区黄铁矿型成矿省制定的分类（表5）。

2．确定由互层（透镜）的或相互关系复杂的火山岩、火山-沉积岩和沉积岩组成的地层的岩相属性，并建立可以划分出相应岩相的地方性剖面。因此，在古岩相制图过程中，要对剖面的各个部分进行归类，即根据岩相总和确定所研究的那部分剖面形成期间占优势的相条件。通过比较各种相应岩相在剖面中所占优势的方法，可以查明火山口-近火山口带、层火山斜坡、侵出穹丘的中心部位、穹形部位和前锋部位、间火山和穹丘间洼地、破火山口的中心部位和近破火山口带等等所固有的剖面类型。这些剖面类型是制作古火山图的基础。

3．进行相的分类，确定相的分布区（带），例如，确定相分布区与中心式或线形火山活动的活动中心的关系，即注意火山作用产物的侧向分带。同时也应当考虑火山岩堆积的古地理条件（海洋、滨海、地面条件）。Е. Ф. Малеев 提出的火山岩相按带分类法应用最广，他划分了火山口-近火山口带、过渡带和外缘带。这反映在附有剖面图和某岩相带的局部性古岩相柱状图的古岩相图或矿区和矿田略图上[21]。

4．查明火山作用产物相对于地表之下几公里深处、补给大

表 5 火山岩岩相分类

相大类	相亚类	相	相的分布*	亚相	地质体形态	岩石类型
地表类	地面（大陆）亚类	近喷出口相	几百米—几千米（0.5—1.5km）	喷出亚相、爆发亚相、熔结凝灰岩亚相	熔岩被、熔岩流、透镜体	熔岩、熔岩角砾岩、熔结凝灰岩、凝灰岩、烧结的（浮岩、火山渣）、块状的、含火山弹的
	滨海亚类	火山（火山坡）相	1—10km（达3km）	喷出亚相、火山碎屑岩亚相、火山泥流亚相	熔岩层、熔岩被、岩层	熔岩、中-粗粒的火山砾凝灰岩、火山泥流
	中深海亚类	远火山（山麓火山）相	10—100km（3 km以上）	再沉积火山碎屑亚相、火山—陆源亚相	层、薄层	细碎屑的凝灰岩、沉凝灰岩、火山泥流、凝灰质沉积岩
深部类	近地表亚类	火山口相	0—100m	喷出亚相、火山角砾岩亚相	穹丘、岩颈、碑状火山颈（火山柱）	熔岩、熔岩角砾岩、火山角砾岩、穹丘角砾岩和火山口角砾岩
	小深度亚类 中深度亚类	潜火山岩相	0.1—1.5km	潜侵入亚相（不大的侵入体）；侵入角砾岩亚相	形态复杂的岩体、岩盆、岩株、岩床、岩墙、岩脉	熔岩、自碎岩浆角砾岩和爆发角砾岩

* 地表相类指离火山通道的距离（括号内提供的为矿山阿尔泰的参数）对深部相类而言，指埋藏深度。

型火山或火山群的边缘岩浆源位置的垂直分带性，例如在堪察加（Авачинск 或者克留契夫火山群）就是这样做的。在垂直剖面中可以划分出几个带：1)地表—近地表带（达几十米）；2）潜火山带（几十—几百米到1km）；3)深成火山带（深于1km）。地表火山岩相（喷出相、火山碎屑岩相、侵出相、火山混合岩相等）在第一带发育；第二带和第三带经常连在一起形成火山根部带，以岩颈、潜火山岩体和深成火山岩体集中为特点。

在查明垂直分带的过程中，要考虑到古剥蚀和现代剥蚀，以及侵蚀的程度。由于古火山区呈断块镶嵌结构，这种剥蚀和侵蚀的程度甚至在同一个矿区内也往往不相同。随后可以在一个不大的范围内观察具有不同垂直分带的相邻断块，并把它标在构造-岩相图上。垂直分带在古再造略图和剖面图中表现最为直观，在这种图中，可以看出不同火山作用形成阶段中各带的位置。

因而，在火山机构范围内及其边缘，岩相组成火山岩相带，形成有规律的组合。最终火山-岩相带构成火山构造。本书第一部分详细描述了各种类型的火山构造，在此不再赘述。划分古岩相剖面类型的重要方法之一是古火山再造，关于这个问题将在下面详细叙述。这里只指出古火山再造一方面有赖于岩石、各个火山-构造及其某些部分的地方性（局部性）岩相标志，而另一方面，可以根据单个区段来说明整个剖面的岩相类型的性质和阐明相应的火山-岩相带。

在古岩相制图过程中，往往要修正地质图，因为火山岩体、各种岩石之间和剖面各部分之间的相互关系可以得到新的、更有根据的解释。这一情况特别适合于对潜火山体、侵出体和熔岩体的划分原则的确切说明，因为在地质制图过程中，这些岩体不总是能够划分开来。

为了在矿山阿尔泰对泥盆纪火山建造进行古岩相制图，曾经制定了一个图例。该图例基本上包括了有可能也应该划分出来的所有各种岩相。该图例也预见可以根据岩相相对于火山机构的位置来进行岩相分类。在古岩相图上，建造单位（建造、亚建造、

杂岩）用各种不同的颜色和细线条来表示；同时，用颜色或细线条的色调、强度来表示每一个火山杂岩组成中的岩相类别。在杂岩的色彩背景上还用花纹来区分岩相分布带，以此强调火山机构的存在。根据详细的古岩相分析资料，可以建立附有建造-岩相柱状图和剖面图的矿区（比例尺1:100000—1:50000）和矿田(1:2500—1:10000）的构造-岩相图。

在古岩相分析过程中，总是要确定火山杂岩、各个分层和层位的厚度，以帮助查明火山作用的类型（裂隙式、中心式和区域型）和确定古火山喷出中心的位置。此外，正如И. Б. Серавкин所强调的那样，通过厚度的详细分析还可以发现火山地层内部结构的某些细节：尖灭特点、不整合产状和端面接合存在与否、是否存在岩相过渡等[23]。

А. И. Паленков和В. И. Старостин曾经对Блявинск破火山口状洼地的各个发育阶段编制了一些沉积-火山岩岩相分布图和厚度分布图[5,38]。在再造阿尔泰区域火山-构造的过程中，Г. Ф. Яковлев和М. Ф. Микунов分析了矿山阿尔泰火山建造的厚度。在矿田范围内也研究了各火山岩分层和沉积地层的厚度，例如И. О. Гариков在Рулихинск矿床、Ю. И. Демин在Шемонаихинск和Орловск矿床的研究。

一定的指数可以用来表达一个建造式杂岩中不同成分和岩相属性的火山岩体积，也可以用来对这些建造单位彼此间进行对比。例如，很早以前就已经采用了爆发指数（E）这种表达式，按А·里特曼的意见，爆发指数是喷出产物的体积（a）与喷出物质的总量（b）之比：$E=100a/b$。

Е. Ф. Малеев还提出了几个指数[21]：1)火山岩的酸度指数（E），用来表示酸性火山岩的体积（a）与火山产物总量（b）之比：$E=100a/b$；2）火山指数（R），表示爆发产物的体积(a）和块状熔岩流物质的体积（c）之和与喷发物质总量（b）之比：$R=100\ (a+c)/b$；3)火山成因指数(V)，表示含有一定数量的火山产物的岩石体积（d）与包括沉积岩在内的建造岩石总体积（z）之

比：$V=100\,d/z$；4)火山岩改造程度指数（P），目的是要确定已被改造的火山-陆源物质的数量与喷出产物总量的对比 $P=100(t+r)/(a+J+t+r)$，式中J——熔岩体积；t——再积火山碎屑的体积；r——火山-陆源岩的体积；a——火山碎屑岩的体积。

为了查明所划分的各种杂岩或建造组成中的喷出岩、火山碎屑岩和火山混合物质的体积，В. М. Граиик 建议利用系数K来计算，因为K能说明给定地段中岩石形变（揉皱）程度的特点[2]。这个系数反映平直层的宽度与其在挤压状态下向水平平面的投影的宽度之比。使用这种方法时，要在每一具体情况下，根据垂直构造走向编制的地质剖面图来确定K；然后再计算其平均值。火山物质的体积（V）按公式：$V=K\cdot S\cdot h\cdot c/100$来计算。式中$S$——建造在水平面上的投影面积；$h$——建造的平均厚度；$c$——建造中火山物质的平均含量。在计算火山物质的体积时，建议考虑在侵蚀过程中被剥掉的地层，用古地理再造的方法来确定建造在水平面上的投影面积。

古火山再造

在古火山学研究过程中，古再造在研究火山作用的演化规律方面起很大作用。根据И. В. Лучицкий 的意见，它包括用于不同的目的和不同规模的许多工作[20]。首先，要搞清单个火山机构或火山群的形态、结构和组成，火山喷发的特点和类型，某一火山阶段中火山作用的发展史。这种古火山再造称为局部古火山再造；其特点如矿山阿尔泰黄铁矿成矿省的古火山再造[5]。

其次，要查明各火山区或火山带的不同构造-岩浆阶段的火山建造分布规律；这种研究在进行区域性古火山再造时进行，例如，在矿山阿尔泰中部和西北部的几个主要的火山带，如Лениногорск、Приубинск、滨额尔齐斯、Большереченск、Бутачихинск 等古火山洼地中[1]。

第三，借助于全球性古火山再造来查明整个地球的火山作用发展规律。

第四，为了查明其他星球上的火山活动特点，正在着手进行行星古火山再造。

古火山图（略图） 是根据古火山再造编制而成的，目的是确定形成火山作用的时空规律[19]。古火山图是按阶段编制的：编制成图系，每一张图都能反映一定的火山活动阶段。在图上要表现出该阶段火山活动的古构造条件和古地理(陆地、岛弧和海洋)条件。把地质图和古岩相图的资料以概括性再造的形式填绘到古火山图中。

在古火山图中，要反映如下一些内容：1)对应于某一火山作用阶段的火山建造、亚建造和杂岩，以及它们的形成条件(地表、地下)；2)火山岩相（喷出相、火山碎屑岩相、侵出相、火山口相、潜火山相和深成火山相）、岩相的分布带（火山口-近火山口带、过渡带和外缘带），即沿垂向和纵向上的岩相分类；3)火山构造和火山-构造成因构造的边界线；4)火山前断裂和同火山断裂——线形的、环状的、放射状的；重点是可能为导岩浆通道（带）的那些断裂；5)分布在火山构造中的侵入杂岩——该火山作用阶段火山岩-深成岩组合的组成部分；6)能说明某一阶段和类型的火山作用特点的定量指标，主要岩石类型之间的比值（爆发指数等）；7)火山期后热液岩石（石英岩、青盘岩等）的发育范围；8)在同一火山作用阶段中形成的矿床。

古火山图（略图）要附有古再造剖面。根据各阶段古火山略图系的资料分析，可以阐明许多问题：火山作用的演化、火山作用与构造的关系、火山作用的古地理条件、火山-构造的类型和形成史、火山成矿作用的古火山条件和分布规律。

根据古火山图的比例尺和用途，可以分为三类：小比例尺的（1:500000—1:1000000)——适用于火山带（一览图)；中比例尺的（1:100000—1:200000)——适用于火山-构造体系或其某些部分；大比例尺的（1:10000—1:50000)——适用于矿区和矿田，

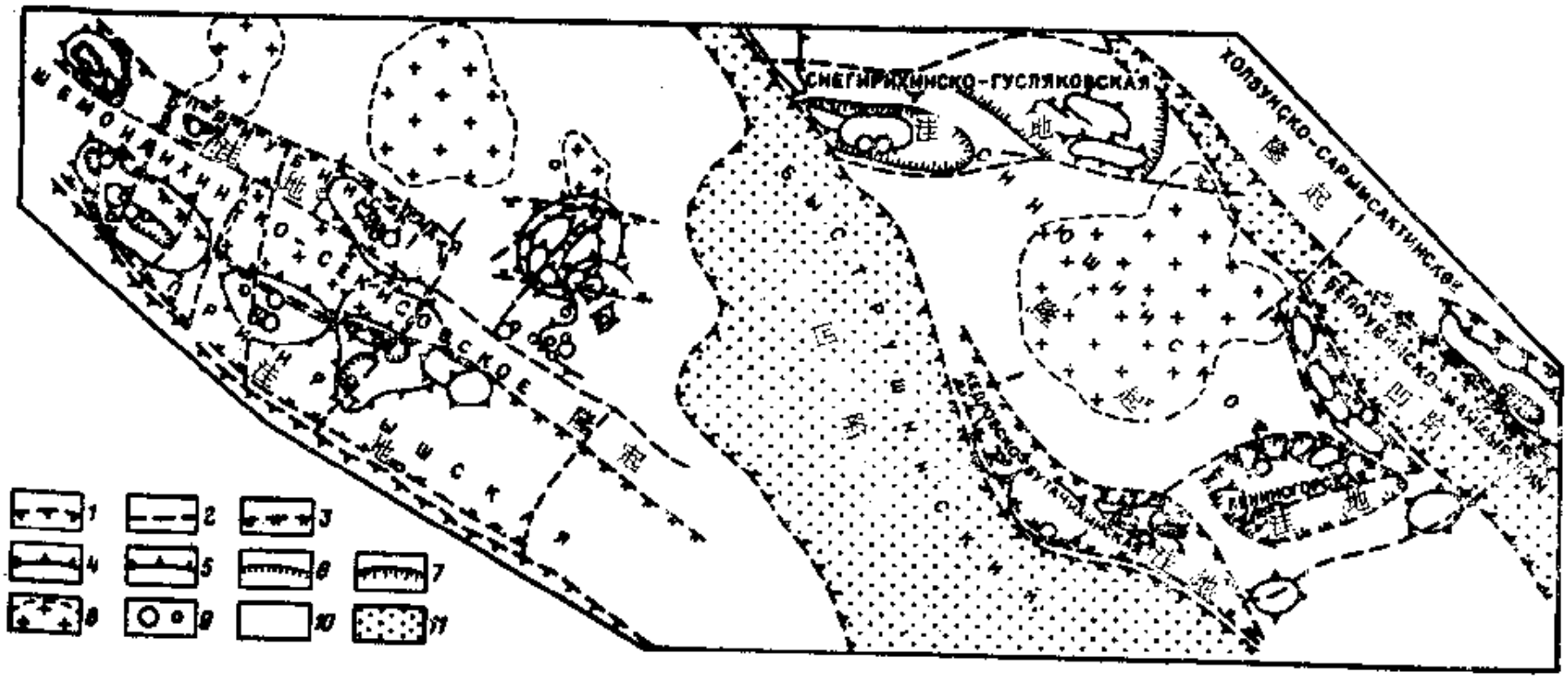


图 48　矿山阿尔泰中部埃费尔阶段和吉维琴-早弗兰阶段的古火山略图

（据В. В. Авдонин）

1—火山构造隆起的界线；2—区域性同火山断裂；3—区域性火山-构造洼地的界线；4—层火山；5—侵出的熔岩穹丘；6—顶部洼地；7—破火山口状洼地；8—火山作用结束阶段形成的花岗岩岩体；9—矿床和矿点；10—火山隆起地区，其中堆积了玄武岩-流纹岩建造的岩石；11—凹陷，为陆源建造的堆积区

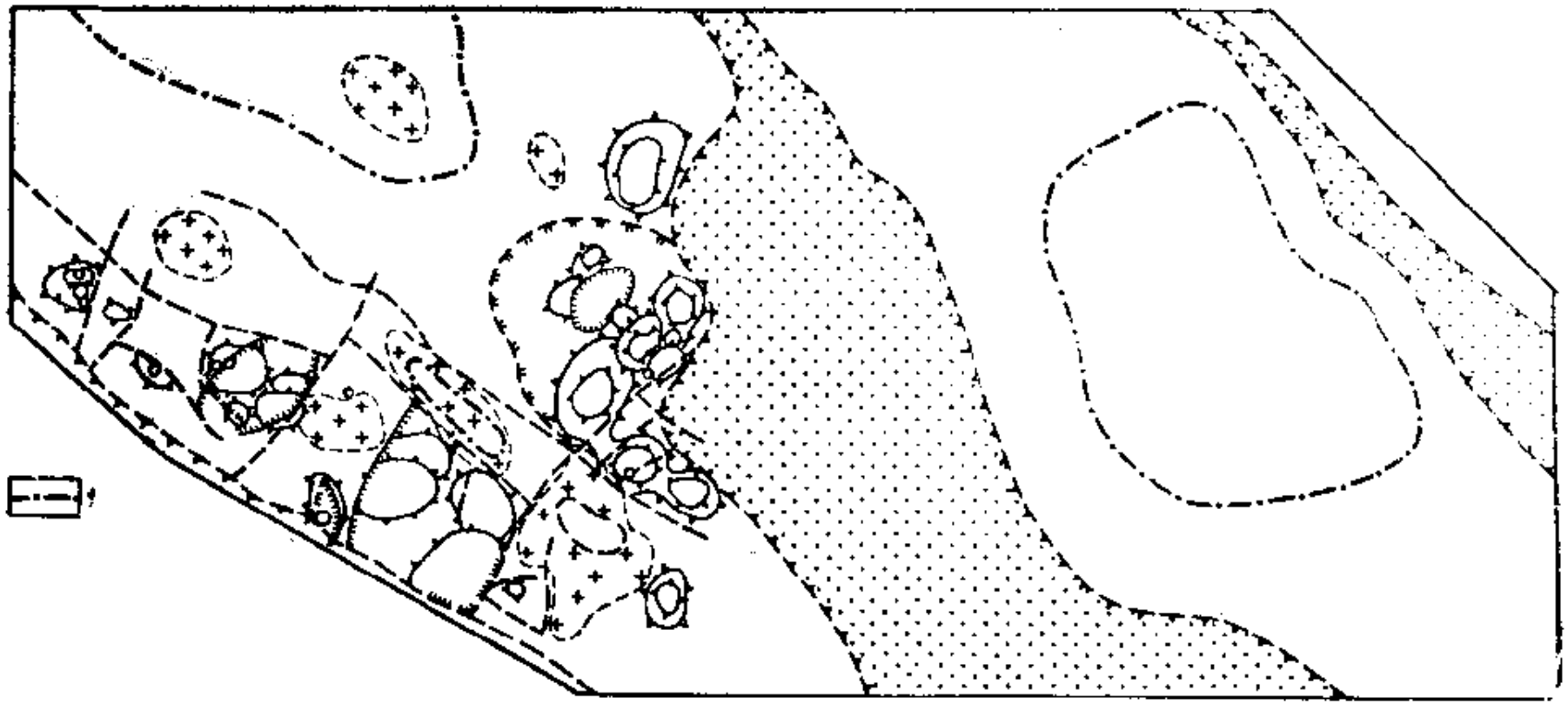


图 49　矿山阿尔泰中部晚弗兰-法门阶段的古火山略图

（据 В. В. Авдонин）

1—侵蚀地区的边界线。其他图例见图48

有时还利用更详细的古火山图来说明一些火山-构造成因构造；在某些情况下，古火山图还附有火山机构的立体图。

矿山阿尔泰中部和西北部的古火山略图是分四个阶段编制的：即埃费尔、吉维琴-早弗兰、晚弗兰-早法门和法门阶段。它们包括了一些大型火山-构造洼地——Лениногорск、Кедровско-Бутахинск、Приубинск、Снегирихинско-Гусляковск、滨额尔齐斯等（图48、49）。根据这些略图可以确定每一阶段和上述每一种构造的火山作用演化的基本特点。确定火山作用的一些总体特征，既包括洼地之间，也包括每一洼地内部的火山作用异旋性发育、运移。

局部古火山再造 这种用大比例尺——1:50000、1:25000、1:10000进行的再造工作通常是古火山学分析的一部分，通过这种再造，可以查明矿区或矿田的结构特点，矿区或矿田中矿床（首先是黄铁矿型和火山热液型矿床）的分布规律。

古火山机构再造工作的基本方法是业已研究出来了的古岩相分析法。古火山学研究以火山构造的古再造而结束。在古火山省和挤压带中，进行古再造有很大的困难，但是在最近几年中，在澳大利亚、斯堪的纳维亚、加拿大和苏联（乌克兰地盾和卡累利阿，以及阿尔泰挤压带中）的前寒武纪杂岩中已经成功地进行了再造工作[14、38、44、49、50]。

除了古岩相分析之外，进行火山构造再造工作对构造研究也是有很大的意义。根据П. Ф. Сопко的意见，这种研究包括两方面内容。第一是鉴定原生火山构造及其构造单元，其中包括同火山断裂和裂隙，第二是查明强烈改造原生构造的次生（构造）变形作用[23]。在研究火山建造的原生构造单元的过程中，除了火山构造的残条之外，还要搞清熔岩流、喷出岩盖层、火山碎屑岩和沉积岩的原生层理，查明它们的相互关系以及内部结构的特点，杏仁体和碎屑的分布与定向，球状岩枕、火山渣、柱状节理和板状节理等的形态和产状。

即使在前寒武纪的强变质岩石中（例如在卡累利阿，火山岩

变质达角闪岩相，有时被花岗岩化），也还会保存下一些原生构造，如熔岩中的杏仁石构造和流状构造、凝灰岩中的碎屑构造。根据这些标志可以判断这些岩石的成分和岩相，确定熔岩流的顶板和火山产物的其他特点，而根据这些特点又可以恢复火山构造。根据流理、流动构造的空间定向，它们与围岩的接触关系，节理的特点和定向，在进行构造分析时可以确定潜火山岩体和深成火山岩体的形状和产状。也可以发现经常充填有次火山岩体的放射状、环状及其它的同火山裂隙和断裂系统。

查明次生构造形变即在于确定火山岩体的次生倾斜度，原始火山形态的畸变，划分出叠加的片理化带、节理带和破碎带、断裂、褶皱构造等。还应当考虑到上述构造有些可能是在火山作用过程中产生的（同火山构造），有些则可能是在火山作用结束以后产生的，有的还是在火山作用结束相当长的时间以后产生的火山期后的）。

古火山学研究 古火山学研究的主要目的是研究火山带中局部性和区域性火山-构造及火山-构造成因构造的详细结构和形成史，火山作用的性质、特点及其发育阶段。这些信息是评价论证构造含矿性和拟定辅助性找矿标志和找矿前提所必须的。目前，已经制定出了各种各样的再造方法和措施。这些方法和措施可以按一定的顺序来进行，这取决于具体的目的和任务，首先取决于工作的规模。根据作者及其同事对南乌拉尔和矿山阿尔泰构造的多年研究经验，建议使用以下一些方法[3]。

首先，最好先区分区域性再造和局部性再造。前者适用于包括有一系列区域性火山-构造成因构造，其中每一个构造都以长期多阶段火山作用为特点的大区域。这种再造方法的主要用途是弄清火山作用的一般特点，火山作用的阶段性和基本演化方向。在这种研究中，区域性火山-构造成因构造发育和结构的比较分析占据着重要地位。要特别注意构造的含矿性，阐明矿床的分布规律，划分主要的矿化阶段。区域性再造工作用中比例尺(1:200,000—1:100,000)进行。“阿尔泰古构造图”以及由B. B. Авдонин为矿

山阿尔泰中部编制的古火山略图（见图48、49）可以说是区域性再造工作很成功的例子。

详细得多的矿山阿尔泰西北部古火山图和略图也属于区域性再造图（图50）。古火山图编制方法的基础是地质制图和地质资料的分析，其中包括各个带和各个部分剖面的对比。古岩相分析具有重要的意义；即使是区域性古火山再造，也不可能没有专门的古岩相制图，哪怕是有基本控制区也好。航片资料的解译结果、地球物理研究和构造物理方法已被广泛应用。对于评价火山作用的特征、火山作用的演化和含矿性来说，具有重大意义的是岩石化学特征：不同构造中的火山杂岩的岩石化学特征可以证明构造发育的相对独立性，着重搞清相对最大型构造的位置造成的构造特点，举例说明演化的方向性，为金属成矿专属性提供依据（见图2）。

编制分阶段的古火山图和略图是反映出根据火山学分析查明的规律性的基本方法，它本身也就是这类分析方法之一种。古火山略图与剖面图相结合，可以使我们一目了然地了解到火山带的形态和构造、火山成因的黄铁矿型矿床的分布规律和构造专属性。

详细再造的结果常常直接标绘在区域性古火山图中，在区域性古火山图的编制过程中它们应用很广，因为它是整个区域其余没有进行详细工作部分的控制性地段。

区域性古火山图是构造-成矿分区的基础，是有关每一火山区进一步的具体古火山学找矿前提和找矿标志的信息来源，因此，在预测研究中起着重要的作用。

局部性火山-构造和火山-构造成因构造的再造过程中，所使用的方法、措施与上略有不同。由于某些类型的构造控制着矿床和矿田的分布，这就决定了必须通过古再造的方法来研究局部性构造的内部结构和形成阶段。详细的古岩相分析是再造局部性构造的基础。这种分析方法常用来对组成一定火山机构的火山杂岩进行详细的古岩相填图，及用于查明岩石的基本相变规律，即相在

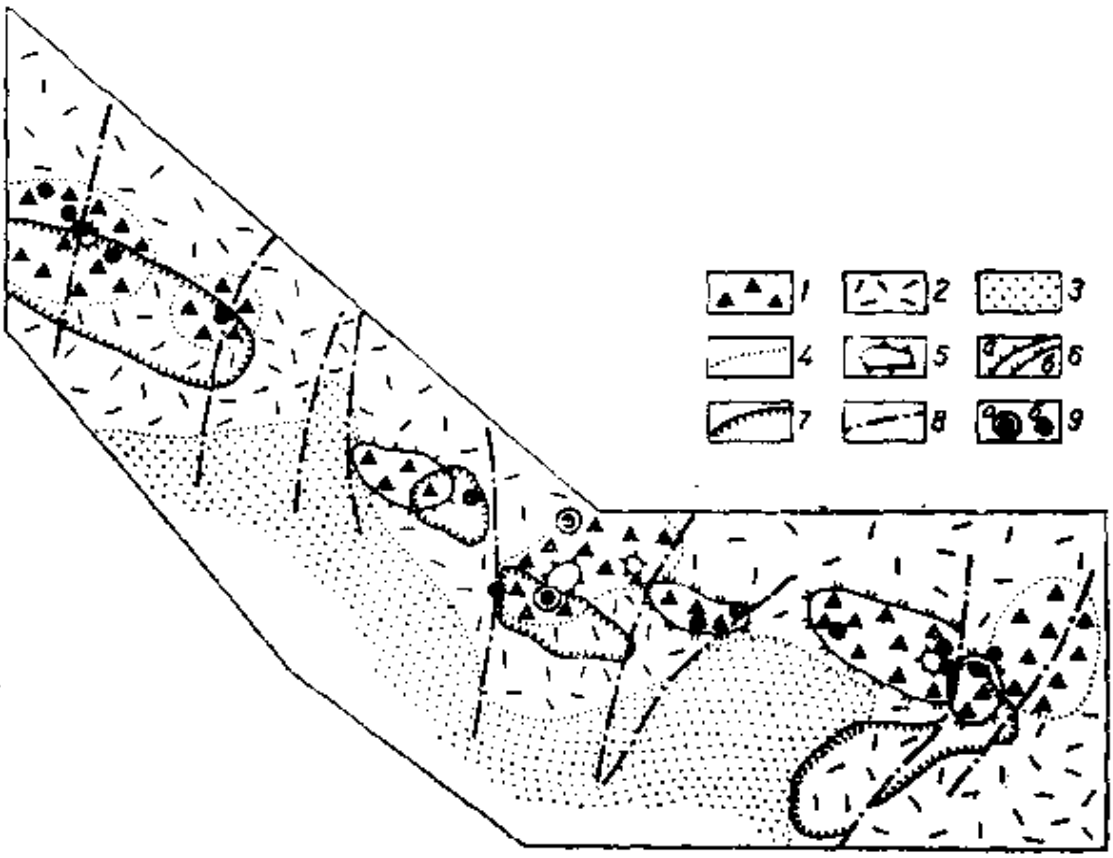


图 50　矿山阿尔泰 Шемошаихинск 矿区吉维琴-早弗兰阶段的古火山略图

（据В. В. Авдонин和И. О. Гариков）

不同带的火山岩相：1—近火山口带，2—过渡带，3—外缘带；4—相带界线；5—火山颈；6—火山穹丘：*а*—单成的，*б*—复成的；7—火山构造洼地；8—同火山断裂；9—矿床（*а*）和矿点（*б*）

空间上（侧向和垂向）的变化，最终可以恢复火山机构各个部位被侵蚀的部分。最复杂的问题之一就是确定火山产物的成因类型。根据我们的经验，要解决这个问题，首先应该研究岩石和岩相的相互关系，解释各种改造作用的先后顺序。

一个地区分布最广的火山构造类型可以根据喷发特征预先确定出来。要做到这一点，首先要根据以前进行的地质测量和地质勘探工作的资料来查明各种岩石（火山岩、火山-沉积岩、沉积岩）的相互关系。岩石，首先是所有类型的碎屑岩的岩石学研究结果有助于使这些信息更加确切。在这方面，从碎屑岩得来的信息大

概最多。碎屑的成分和大小，它们之间的相互关系，特别是与胶结物的相互关系，有无分选现象，层理，外来的混入物（例如，花岗岩类等）——所有这些信息都可以阐明占优势的喷发类型的特征提供很有价值的材料。

在应用这一套进行的古火山学研究工作之中，还有一项查明局部性构造的形态特点的工作。只有对那些出露很好，或者用山地工程和钻孔揭露出来的，并经过详细研究过的构造才可以进行这项工作。

在研究火山构造，特别是在对火山构造进行分类时，在岩石产状陡立的褶皱带进行详细制图的结果具有一定的价值。例如，在 Кедровско-Бутачихинск 带，火山-穹丘构造的许多形态特点就是在填图过程中查明的。在那里，由于岩石的产状很陡，几乎直立，地质制图实质上是一幅研究得很详细的剖面图。

与区域性再造一样，在详细再造过程中古地理环境的确定具有重要的意义。古地理环境一般是在古岩相制图过程中查明。

应当专门注意研究沉积岩。沉积岩的岩相特征是阐述负形构造（间火山洼地、破火山口状洼地，特别是顶部洼地）特点的基础。在层火山和火山穹丘构造的再造过程中，沉积岩相的研究起着不小的作用。在研究局部性火山-构造时，利用岩石物理、温压地球化学和岩石化学方法也可以获得一些重要的资料。其中每种方法都可以在很大程度上帮助确定岩相，以及提供有关构造形成顺序和其组成岩石的相互关系的补充性信息（有时是决定性的信息）。

针对每一个火山阶段，编制包括各阶段及各阶段之间发生的全部改造作用的系列剖面图，是最常用的研究局部性构造的方法，同时也是反映局部性构造古再造成果的方法。

确定各种相和各种成分的火山作用发育带，根据层状火山-沉积地层中沉凝灰岩和沉积岩夹层确定的岩层产状（古火山洼地中为向心倾斜、火山穹丘中为离心倾斜）、熔岩流或熔岩被顶底板结构的差异，整合和交切性潜火山岩体与围岩的相互关系（接

触带产状），同火山断裂和裂隙，以及许多其他的标志特征都可以说明火山杂岩和火山构造的内部结构。但是，火山构造经常遭受到强烈侵蚀，仅仅留下一些火山机构的残余，况且这些火山机构的残余还往往被更年轻的凝灰质地层和沉积地层所覆盖。因此，不仅对单个的火山构造必须进行古再造工作，以便阐明它们的结构及其与叠加褶皱和断裂构造的相互关系，而且对整个矿区、矿田或矿床也必须进行古再造工作。

在遭受弱剥蚀作用的条件下（例如，由酸性岩组成的未被侵蚀的火山穹丘）以及弱变动（平缓褶皱）且沉积-火山地层出露相当完全的条件下，古火山再造工作比较简单。这样的条件多半见于中新生代的火山岩区（例如小高加索），但有时也见于古生代的火山岩区中（南乌拉尔，以及阿尔泰的几个黄铁矿矿田，尤其是在Лениногорск矿田）。

但是，在许多矿区和矿田，特别是在挤压带中，火山构造强烈变形，岩石产状很陡，甚至直立，且往往出露不够完整，在这种情况下，火山机构的复原就是一个非常复杂的问题，例如在中乌拉尔(Левихинск等)、南乌拉尔(Юбилейн、Узельгинск——见图41、42)，以及矿山阿尔泰（Тишинск、Белоусовск、Юбилейно-Снегирихинск等——见图4、35）的含黄铁矿矿田中，但是在最近几年，这个问题也已经解决[2,17,37,38,44]。

这类地区火山-构造成因构造的长期发育史应当从构造的形成开始查起，一直到剥蚀和埋藏。火山-构造成因构造的主要发育阶段常用一系列古火山略图和剖面图来详细说明，依次揭示它的发育史。在其最大比例尺的图中应当标出与火山建造和火山-深成建造有关的不同成因和不同年代的变质岩、交代岩和矿点。对每一阶段最好要查明构造应力场，构造的构造-岩石物理类型，火山岩、交代岩和矿石的岩石物理性质组合。根据所有这些资料的分析和对含矿构造的模拟，就可以预测有利于形成火山矿床工业矿体的古地质条件。

含矿火山构造的地球物理研究方法 地球物理方法用于解决

找矿勘探工作、详细地质填图和金属矿床构造研究中的各种问题。矿床的工业成因类型和矿床种类大部分取决于围岩的成分、沉积岩、岩浆岩和变质岩相，地质构造的类型。各种围岩和矿石的特点是都具有确定的物理性质和机械性质，因此，可以借助于地球物理方法来区分沉积岩、岩浆岩及变质岩杂岩和与之共生的矿石，确定侵入体的成分、形态和埋藏深度，查明火山口带和其他火山带，发现主要的褶皱构造和断裂构造，分出和追索标准层、岩墙带、矿体等[13,26]。

地球物理是一种矢量场，因为除物理参数的数值外，它们还具有作用方向的特征。地质（构造、岩石、矿物-地球化学）场和地球物理场虽然差别很大，彼此之间都有成因联系。随着一个区域的结构不同，其地球物理场和地质场可以是简单的、复杂的和极复杂的。同时，某一个矿区都有其特有的参数平均值，即区域具有正常场，在正常场的背景上可以划分出异常区。

在矿区和矿田范围内常应用地球物理方法来划分各种火山杂岩的分布区、不同成分和相的火山岩，目的是要恢复火山构造和进行喷出岩的年代对比。在重力测量图上，大型火山-构造洼地是沿着最大的重力梯度带分布，其中部重力值较低，因为主要由酸性火山岩组成，而其周围则是较致密的变质沉积岩地层。通过详细的重力测量工作可以准确地确定接触边界的倾角、火山岩厚度等。

要划分不同成分的火山岩并查明其分布范围，可以用磁法测量（航空磁测之后再用地面磁法勘探线来精确确定分布区边界），以及某些电力勘探研究和放射性测量。火山地层产状很陡时，可以利用电测剖面的方法。电测深法可以用来对新相的喷出火山碎屑杂岩的垂直剖面进行分层。古地磁法用于剖面研究和火山产物的对比，这种方法包括通过取定向样品然后测量其组成岩石的极性的方法来确定标准层。

地球物理方法可以查明火山构造的残余物。例如，在航磁测量过程中，中心式火山构造表现为等轴状异常。在大多数情况

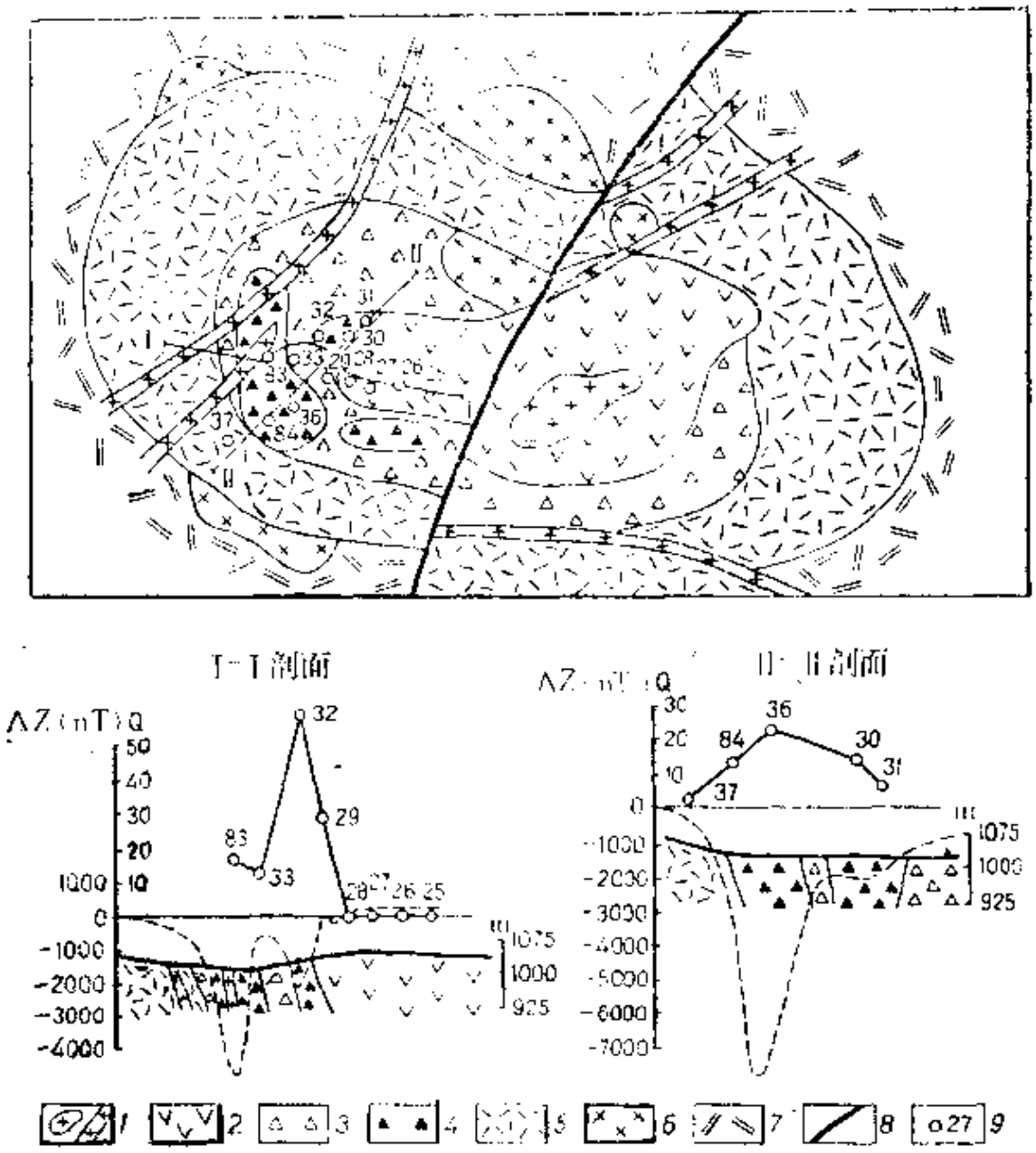


图 51　哈萨克斯坦Жантау火山地质略图附岩石的磁特征资料
（据В. В. Допских和И. Н. Кронидон）

1—正长斑岩的小岩体和岩墙；2—第三幕火山活动的粗面流纹斑岩；3—第二幕的粗面流纹岩质块集熔岩角砾岩；4—同3，但基性熔岩的碎屑占优势；5—第一幕的粗面流纹斑岩的凝灰熔岩和熔岩；6—较古老火山的闪长玢岩和安山玢岩；7—覆盖的火山岩；8—断裂；9—定向样品的采集点及编号

下，火山口相岩石的特点是具有较大的剩余磁化率，以及较高的放射性。它们之间的差别可以是很大的，因此，火山颈上面的异

常甚至可在航空地球物理测量中确定出来。地面磁法测量，以及伽马光谱测量可以明确异常的特点和火山口带的边界。在中哈萨克斯坦（例如，Жайтау－图51）、喀尔巴阡、小兴安岭和其他古火山省的火山中，火山口相岩石的剩余磁化率 ΔZ 显著增加，同时，其符号与喷出岩的相反。

地球物理方法还可以用来确定古火山在地壳结构中的位置。例如，在Гайск矿田（南乌拉尔）用地震法确定了标准反射层具有穹形隆起。这也可能是供给Гайск火山的边缘岩浆岩，Гайск含铜黄铁矿矿床就与Гайск火山有关。

南乌拉尔的含铜黄铁矿矿床(Учалинск、Подольск、Юбилейн、Октябрьск、Озерное等)产于火山-穹丘构造中和酸性火山作用的中心，据В·И·斯特拉霍夫和А. А. Цветкова，火山-穹丘构造和酸性火山作用中心分布在由于局部异常引起的应力场中，它们分布的方式很不相同，与构造的规模和酸性火山岩与基性火山岩的体积比有关。例如，在Учалинск矿区，这种构造表现为负异常（半径平均为3和5km），所有已知的矿床和矿点多产出在构造的边部和中心。

控制矿床并为潜火山岩体、岩墙和交代岩所充填的同火山断裂构造的延伸方向为线形负异常或其异常链方向。覆盖在含矿火山构造之上的火山-沉积地层和沉积地层一般填充向斜，与下伏火山岩相比，它们的密度较小。在重力场中，它们的特点是重力值较低，而在平均半径为3和5km的局部性异常的异常图中，它们表现为负异常，在这个背景之上，其山坡上可能产出有交代岩带和矿体的埋藏火山-构造成因构造，表现为局部性的正异常。

В. П. Клемин 引证了一个古火山立体制图的有意义的例子。Подольск矿田（南乌拉尔）与该古火山有关。该火山的立体制图是在分析剖面地震勘探（反射波法）、重力测量和岩心资料的基础上进行的。在那里有一个层火山叫做南Подольск层火山（具有规模为3×4km的塌陷破火山口），由志留-泥盆纪火山杂岩所组成。它周围是一些埋藏在中—上泥盆统的凝灰质沉积地层之下

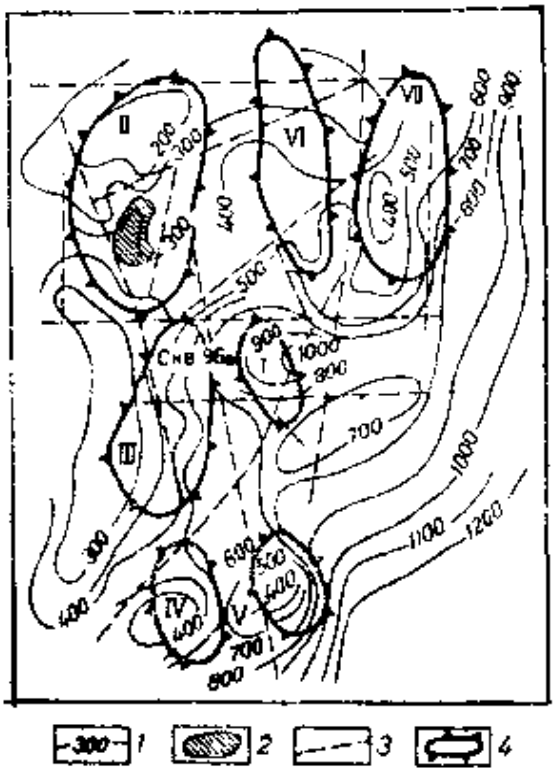


图 52 南Подольск层火山的构造略图

（由В. П. Клемин、Ю. Н. Петров、И. И. Чернова编绘）

1—Улутауск组（D_2—D_3）凝灰质沉积岩层的等厚线；2—Подольск矿体在地表的投影；3—根据重力测量、地震勘探和电法勘探的资料发现的断裂构造；4—重力场升高的区域，说明有单个的火山-穹丘隆起（Ⅱ—Ⅶ），可能还有具有硫化矿化作用的隆起带，以及南Подольск层火山的塌陷破火山口（Ⅰ）

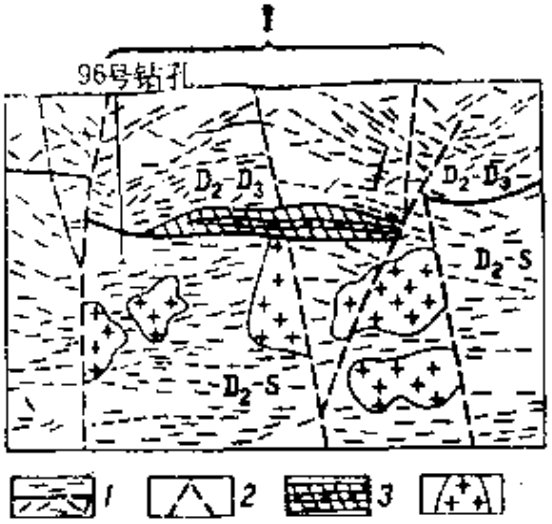


图 53 南Подольск层火山塌陷破火山口的地震剖面

（据В. П. Клемин）

1—反射波法面及划分凝灰沉积地层（D_2—D_3）和喷出岩石（D_2—S）的条件反射层；2—根据地震勘探资料划分出来的断裂构造；缺失反射面的地带；3—推测具有热液-沉积黄铁矿矿化；4—由酸性潜火山侵入体和推测性热液-交代黄铁矿矿石所充填。Ⅰ—南Подольск层火山的塌陷破火山口

的局部性火山-穹丘。Подольск含铜黄铁矿矿床就产于这种火山-穹丘的一个穹丘中（图52，Ⅱ）。分布在层火山边缘地区的这些局限性火山构造，在平面上表现为局部性重力异常，根据重力极大值确定，其平均半径为1.5km（见图52，Ⅱ—Ⅵ）。重力极大值主要表示火山的边部和含黄铁矿火山岩的位置。由于塌陷破火山口的形成而复杂化了的火山中部（图53）表现为重力值较低的应力场，并且其中部又被局部性重力极大值所复杂化。

中部具有塌陷破火山口并为酸性潜火山岩体所充填的古火山发育区，其特点是具有类似的物理场。Гайск、Сибай 和南乌拉尔其他含铜黄铁矿矿床都属于这个范围。

为了对潜火山岩体及其伴生的自碎岩浆角砾岩的隐伏含矿构造进行填图，И. В. Елисеева、Г. Ю. Малашов 和 В. И. Пятницкий 提议使用中央地质勘探研究所制定的电磁场地质剖面偶极频率测深法（ДЧЭ）。在一个研究地段中，电阻率的低值对应于主要为酸性火山岩的岩石组合，而高值则对应于侵入岩和火山-沉积岩组合。借助这种方法，确定了各种成分的火山岩组合的厚度及其底板的结构特征，证明了过去关于潜火山岩体相当发育的推测。浅部矿化不仅在空间上，而且在共生关系上也可能与潜火山岩体有关。偶极频率测深法可以测定 500—1000m 深度范围内火山成因矿床构造的某些特点。

矿田和矿床火山构造研究过程中的找矿勘探地球化学 原生地球化学晕的查明不仅具有找矿意义，而且也有助于查明含矿地质构造的类型和特点。原生地球化学晕是成因上与矿体一致的东西，其构造形态特点取决于这种情况下火山成因构造的特点。

这些地球化学晕的规模和形态是极为多种多样的，据Л. Н. Овчинников、С. В. Григорьян 和其他研究者的资料，它们取决于地质-构造环境，矿体的埋藏条件、规模和外形，围岩成分、围岩的物理特性（首先是孔隙度）、近矿交代岩的类型，岩墙组合的表现形式等的多样性。原生晕与矿体是同生的，因此，也会遭受到形变作用。所以可以利用原生晕来再造成矿作用的原始环境。

А. П. Трофимов研究过的 Белоубинск 复向斜（矿山阿尔泰）黄铁矿-多金属矿床的火山构造可以作为一个明显的例子。在 Белоубинск 复向斜中可以划分出两种矿床类型：火山热液-交代型（Чекмарь）和火山-沉积型（Шубинск）。

第一类型的矿床产于火山-穹丘构造中，与火山口相和近火山口相酸性岩共生。矿体呈由细脉-浸染状矿石组成的蘑菇状网

脉形态，向上部层位逐渐扩大（图54）。矿石垂直分带特点，表现为从下向上黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿矿石被重晶石-方铅矿-闪锌矿矿石替代。工业矿石形成于两个阶段：铜-锌阶段和铅锌阶段。由矿体的中部向边部和向深部有热液-交代组合带的更替：石英、石英-绢云母、石英-绢云母-绿泥石。据В. И. Старостин和А. П. Трофимов，矿床构造形成于垂直挤压和水平放射状拉伸的环境中。

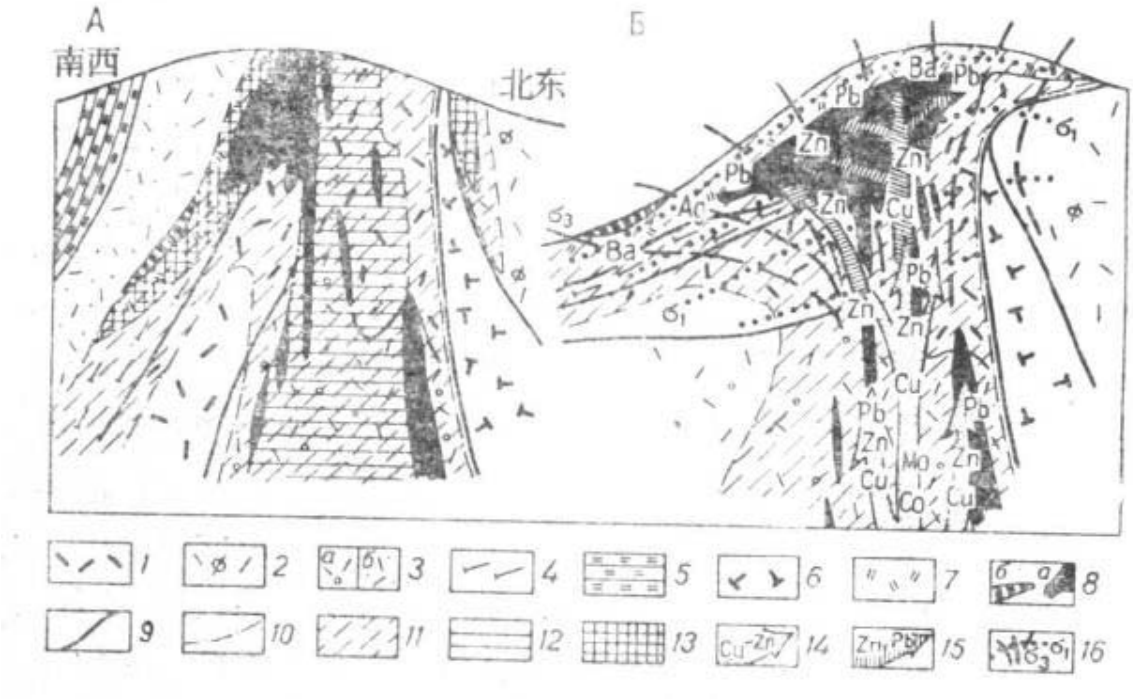


图 54 Чекмарь矿床的地质-地球化学剖面图（А）和古再造图（Б）
（据А. П. Трофимов）

успенск组（D_2ef_2us）：1—2—流纹斑岩（1—侵出的，2—喷出的），3—流纹斑岩质凝灰岩（а—玻屑的，б—岩屑的），4—沉凝灰岩、凝灰质粉砂岩；5—белоубинск组（$D_{2-3}bl$）粉砂岩；6—潜火山流纹斑岩（D_2）；7—微晶石英岩；8—矿体：а—热液-交代型，б—火山-沉积型；9—地质界线；10—地球化学晕的边界线；11—综合地球化学晕（Cu + Pb + Zn）；12—13—按 $Pb + Zn/Cu^2$ 比确定的地球化学晕（12＜0.1；13＞100）；含矿溶液的运移方向和各阶段的地球化学分带：14—铜-锌带，15—铅锌带；16—法向应力主轴：$б_1$—极大，$б_3$—极小

火山-沉积型矿床多产在充填着间火山韵律性互层的火山-沉积岩和陆源岩石的洼地中。矿体形态为致密的透镜体、带和层（图55），其走向与洼地走向一致，由密集浸染的或块状的层状

黄铁矿、黄铜矿和铜闪锌矿矿石组成。同样也是根据这些作者的资料，认为成矿作用的地球动力学条件的特点是具有水平作用挤压和拉伸应力的环境。

火山热液-交代型矿床的原生地球化学晕呈蘑菇状，垂直规模相当大，为非常明显的垂直延伸式离心分带（从下向上为：Co、Mo、Cu、Zn、Pb、Ba），明显不对称（见图54）。火山-沉积型矿来的地球化学晕的特征是垂直规模不大而水平规模很大，呈带状形态，具韵律结构，具相同的垂向和侧向分带系列（从下向上和由中心向边部：Co、Ni、Mo、Cu、Zn、Pb、Ba——见图55）。

А.П.Трофимов建立了岩石的物理机械性质与火山热液-交代型矿床（Чекмарь矿床）的原生地球化学晕的关系。在多孔的强渗透性岩石中产生了宽阔的地球化学晕，其周围则是坚硬的、弱渗透性岩石变种。Cu、Co、Mo晕发育于具有较高的有效孔隙度（$П_{эф}$）值和假定瞬间饱和（A）的岩石中，这些岩石弹性小、综合岩石物理系数（$K_{пх}$）值高。在$П_{эф}$、A值较低、弹性较大、$K_{пх}$值较低的岩石中，Zn、Pb、Ba晕最宽。

据Г.И.Засухин和其他研究过含铜黄铁矿矿床的地球化学家的资料，在南乌拉尔，开放式、闭合式和双层式构造的含矿性地球化学标志的组合是有区别的。志留系和泥盆系陡倾斜地层中线形褶皱带内的开放式火山构造（例如，Маканск矿田），其特征是根据成矿元素标型组合查明的地球化学异常呈带状分布。结构复杂且长度大（达40km）的线形地球化学异常都与这种带状地球化学异常有关。在具有工业矿化的地段，地球化学异常带的厚度一般变小。在闭合式构造中，分布有志留系和泥盆系的产状平缓的喷出岩和火山碎屑岩，它们组成中心式火山机构。在火山机构中可见复杂的闭合晕（例如，在Октябрьск矿床）。为了评价闭合式构造的远景，除了研究岩石的总的标型组合的成矿元素成分外，也应该研究硫化物浸染体的地球化学特点，以及应用专门的方法——对汞、碘、碱金属进行分析。

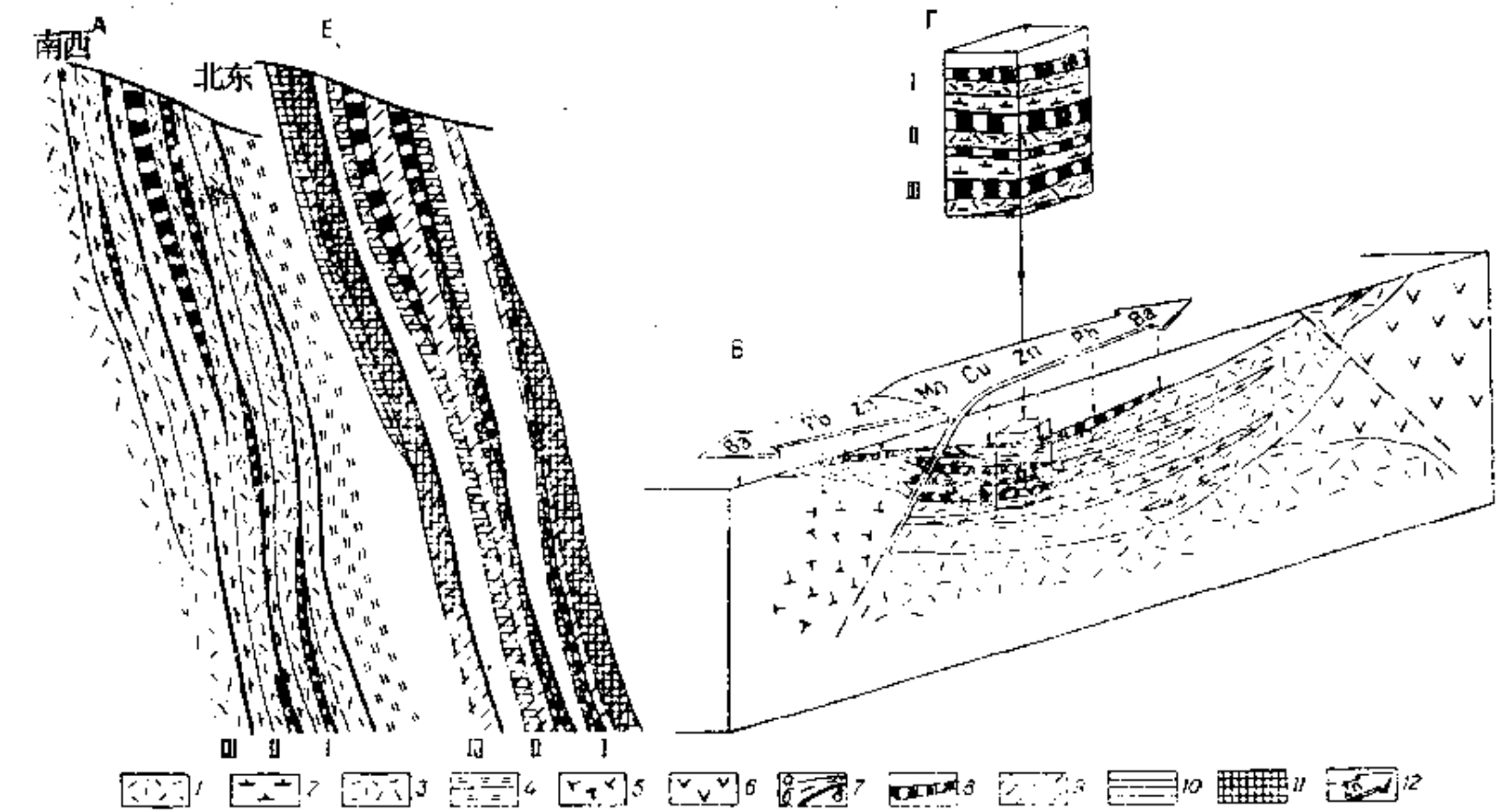


图 55 Шубинск矿床的地质剖面图（А）、地球化学剖面图（Б）及古构造再造图（В），附矿石分带结构图（Г）
（据А.П.Трофимов）

Успенск组（D_2 ef us），1—细屑凝灰岩、沉凝灰岩、凝灰质粉砂岩，2—安山玄武砂岩及其凝灰岩；3—流纹斑岩；4—Белоубинск组的粉砂岩（D_{2-3}bl），5—潜火山流纹斑岩（D_{2-3}）；6—潜火山辉绿岩；7—界线：а—地质界线，б—地球化学界线，в—韵律界线；8—矿体；9—综合晕；10—11—Pb×Zn/Cu²比值晕（10<0.1，11>100）；12—含矿溶液的运移方向和地球化学分带。Ⅰ—Ⅲ—火山沉积韵律

在双层构造发育区，下层含矿火山构造（例如在Подольск矿床中）埋藏于上层的凝灰质沉积地层之下。分布在下层的那部分地球化学晕具有明显的带状结构，与交代岩分带相当吻合。内生晕也波及到上层地层中，并在地表呈环状或链状异常出现。由于同一矿源成矿期后热液活动而形成的硫化物，其地球化学晕通常与矿体的地球化学晕相近，但是用普通的方法发现不了它的垂直分带性。由于这种异常的存在，使我们可以预测深达1.5km的矿体。根据地球化学晕的特点，在具有带状地球化学晕的地区可以确定含矿火山构造的侵蚀切割深度，相应地也能确定矿体的产状。

地球动力学分析

本章是根据В.И.Старостин的资料和观点编写的。

根据详细研究火山矿床时所获得的大量实际资料，已经发现火山矿床具有多成因和多时代性质。因此，解译矿田和矿床的构造、制定这些构造的形成机理及与其有关的构造应力场的再造方法等问题具有越来越重要的意义。此外在今天，没有进行专门的构造物理学和岩石物理学研究，就不可能进行有科学依据的目标找矿。因为在这两方面进行研究之后，可以确定岩石和矿石的古应力-应变状态[38]。

研究方法 关于地质构造发育动力学的概念是由于对具体矿石研究对象进行综合构造-岩石物理分析而逐渐形成的。这种分析的目的，是为了查明在含矿构造各形成阶段中的古构造应力场，并通过对岩石和矿石的物理机械性质的研究确定矿床产生和受改造的条件。其根据是详细地质制图、岩石物理、构造物理和显微结构研究方法的资料。

所有这些方法的应用，要把野外和室内工作有机地结合起来。野外研究可以查明矿床地质结构的基本特点，提出摆在研究者面前的课题，目的明确地采集实验研究样品和进行专门的观察，填绘好次生热液-交代蚀变晕和区域变质相图件，划分出各

种不同的构造岩相带等。

在岩石物理方法中，矿床构造分析的主要方法之一就是岩石和矿石的超声波结构分析。这种分析方法的基础是理论上已经建立、实验中也通过检验的固体弹性和结构的规律性相互关系。根据定向标本中方位测量的资料建立起来的超声波波速光率体，可以用来评价研究对象的弹性各向异性。光率体的形状和弹性参数的绝对值是矿物成分、形成条件，以及变质改造特点和强度的函数。古构造应力场的复原要通过构造物理、显微结构和岩石物理方法来实现。

构造物理方法 包括根据剪切裂隙的共轭体系、断裂裂隙的位置、层理的位置、褶皱形态及其他构造要素确定古构造应力场主轴（法向轴和切向轴）的空间位置。剪切裂隙的共轭性要根据一系列特征来确定：裂隙的归并、互相交错、移动方向（符号）的对立性、在裂隙方位总体变化的条件下裂隙夹角的恒定性，具有相似的分布广度和与区域构造的关系，相似而单一的矿物充填作用。

以上所列举的所有标志并不是一成不变的，最近几年О.И.Гущенко、П.Н.Николаев和В.Д.Парфенов对这些标志作了大量补充。О.И.Гущенко提议根据在断裂面上的位移总和来鉴别共轭性的图解法。一对具有共同运动平面的裂隙必将能符合这种条件；在与给定裂隙具有相同运动平面的裂隙中，其位移矢量与运动平面轨迹的切线一致，但位移方向与给定裂隙原始测量方向相反的裂隙，就被认为是共轭裂隙。

П.Н.Николаев发现，裂隙共轭体系在图解中的分散是相互对称的，而分散的方向总是与法向主应力的作用方向一致。如果分散方向对着对称平面，那么法向主拉伸应力则顺着对称平面定向。在相反的情况下，法向主挤压应力将顺着平面对称定向。一般情况下，在地质结构均匀或单个的大型区域构造范围内，形态特征和运动特征的稳定性是共轭裂隙的典型特征。在确实可靠地查明存在有同时产生的断裂裂隙对（或者断裂体系）的条件下，法向主应力轴的定向可以按以下方式确定：最小应力轴（σ_3）平

行裂隙之间的锐角等分线；最大应力轴（δ_1）平行裂隙之间的钝角等分线；中等应力轴（δ_2）平行两条裂隙的交切线。张裂隙总是垂直最大张应力轴分布。

根据褶皱构造的产状要素也可以再造应力轴的位置。为此，必须在野外条件下搞清褶皱的形成机理。自然界中分布最广的褶皱有两种类型：纵向弯曲和横向弯曲。在纵向弯曲的褶皱中，应力场具有以下定向：δ_3轴在垂直轴平面的方向上起作用，δ_2轴与脊线位置一致，而δ_1轴则与这两个轴（δ_3和δ_1）都垂直。在横向弯曲的褶皱中，δ_1轴和δ_3轴分布在与脊线垂直的垂直平面上（δ_3轴为垂直轴，而δ_1为水平轴），而δ_2轴则与脊线一致。

构造岩的运动分析方法被В.Д.Парфенов作为研究的基础，这种分析方法的实质就在于对位置方向的空间分布作统计研究，其中包括双晶和断口叶片中的滑动槽和位移向量。根据统计研究资料，可以恢复对某些断口或双晶建立起来的法向视应力主轴$\delta_{2\ 1,2,3}$。法向应力主轴$\delta_{1,2,3}$（$\delta_1 \geqslant \delta_2 \geqslant \delta_3$）的定向要符合相应视应力主轴总体的平均统计性位置。

与研究共轭断裂的传统构造物理方法相比，利用位移方向来再造应力具有许多优点，其中主要是在进行运动分析时不必划分出裂隙的主共轭系统而又能有足够的把握来查明两个（有时三个）应力场。所制定的这种方法的重要长处是无论在肉眼研究条件下，还是在显微研究研条件下，它都有统一的单位制，因此，可以比较测量结果。

在实际工作中，应力场的再造工作可以归结如下。在矿床的露天采场和每一个地质点的露头上，都要测量层理、断裂和滑动槽的产状要素，并且尽可能地对具有不同位移方向的几组裂隙体系都进行测量，同时还要确定裂隙出现的频率。有细脉存在时，要确定主脉系和派生脉系，查明脉系和断裂体系之间的年代关系。此外，还要采取含重晶石和碳酸盐的岩石的定向标本，然后用它磨制定向薄片。

把对每一地质观察点再造的主应力轴$\delta_{1,2,3}$投影到地质图和剖

面上；再把同名应力轴的投影点彼此连接成曲线。分析各种连线相对于断裂构造的位置（或者更确切地说，是分析通过平面中主位移方向和断裂极点的平面相对于断裂构造的位置）之后，根据这些连线确定出位移方向的空间位置。此外，还要划分出应力场结构类型相似的各区，并确定各区划分边界的性质。

对用重晶石岩和方解石脉制做的定向薄片进行**显微结构分析**时，要查明双晶面和断口叶片的结晶符号，并从光学方向和动力学方向之间的已知关系出发，计算它们的法向应力视主轴。然后，就象确定相应的统计平均视应力轴的空间定向那样，把主应力轴$\delta_{1,2,3}$的空间定向确定出来。

利用张开角一般不超过90°的圆锥范围内的视应力主轴可以分出一个应力场。对于每一断裂来说，则都根据下式来计算系数So：$S_o=\sin\alpha\cos\lambda$，式中$\alpha$与$\lambda$分别为$\delta_3$方向与相应滑动平面和位移线之间的夹角；然后，把系数值和该体系的裂隙频率进行对比。在裂隙频率高的条件下，如果S_o低（0.15—0.2），就可以把这个体系归于其他的应力场。

显微变形标志的分析　是在含石英的岩石中再造应力场的方向的重要方法。属于这类标志的有波状消光和变形片晶。变形片晶是一些狭窄的(约2μm)平面显微结构或带状显微结构。实验表明，片晶与张性应力轴相交45—55°。它们是由于在与石英(0001)晶面平行的平面上剪切变形而形成的结果。法向主应力轴的定向可以用Е.Хансен、И.Берг、И.Картер、М.Фридмен和К.Рэле制定的三种方法进行恢复，即共轭片晶法、光轴重新定向法、箭头法。这三种方法都是以片晶极点和石英颗粒光轴的统计测量资料为依据的，在这三种方法同时应用的条件下，可以有根据地再造古构造条件。

共轭片晶法　是建立在单个颗粒中应变构造的定向应当与造成矿物集合体变形的法向主应力轴的定向有统计性联系的基础之上。对岩石中变形片晶极点的主要定向进行研究后表明，片晶极点或者形成两个彼此相隔大约90°的极密，或者是形成两个包括

极密在内的带。根据许多研究者的推测，以后又通过实验证实，变形片晶形成于高剪切应力的平面中，可以用来恢复法向主应力轴。在石英晶体具有原始不规则定向并遭受了挤压（$\delta_1=\delta_2$）的岩石中，片晶极点在投影图上应当形成与δ_3轴相距45°的小圆环，这样的圆环是在δ_1附近产生。在遭受比较一般的应力状态（$\delta_1>\delta_2>\delta_3$）影响的岩石中，片晶极点的最大富集应当形成两个极密，它们与δ_3呈大约45°的夹角，并位于δ_1—δ_2平面上。但是，当必须确定位于该平面中的两个轴哪一个轴相应于挤压，哪一个轴相应于拉张时，这种方法的可靠性最小。

光轴重新定向法的基础是，在石英颗粒中通常有一些变形较大和较小的部位，并且变形较大的部位以具有较密集的片晶为特征。波状消光的存在证明了石英晶体的结构是在变形过程中不均衡地生长起来的，并且在片晶较多的部位生长较快。因此，在颗粒变形程度不同的部位，石英光轴的定向原来就是不同的。在费氏台上测量出单个石英颗粒变形程度不同的各部位的石英光轴位置后，用大圆弧的一段弧线连接起来，就可以得到一张图，根据该图可以确定引起变形的法向主应力的应力轴定向。同时应当注意，在颗粒变形较强的部位中，石英光轴（C_1）比变形较弱的部位的石英光轴（C_0）更接近于δ_2，而包含C_1和C_0的平面，在一些颗粒中也包含δ_1和δ_3（$\delta_1>\delta_2>\delta_3$）。

箭头法考虑如下。在实验变形石英岩中和天然变形石英岩中对形变片晶极点及其周围的石英颗粒部分的光轴（C_1）的相对定向进行研究后表明，凡是既包含片晶极点，也包含C_1轴的平面，都包含δ_1和δ_2（$\delta_1>\delta_2>\delta_3$）。把变形片晶极点和包含片晶的石英颗粒的光轴的相应测量资料投在图上，并用大圆弧的一段弧线把它们连起来，弧线上标出指向片晶极点方向的箭头。这样根据少量数据画出来的图可以用来确定法向主应力轴的位置，并且图上的箭头可指出δ_1轴的方向。

为了正确运用上述方法，必须考虑以下一些意见：1)是否采用箭头法和光轴重新定向法与石英C轴是否在有水的时候发生过

重新定向无关，因为这两种作用发生在相同的温度压力条件下，其结果是很相近的；2）上述方法只适用于含有片晶的石英晶体，且要求片晶与（0001）面夹角为10—30°；对于构造岩来说，这种定向最为常见；3）最好采用一套富含石英的定向岩石薄片来进行研究；石英光轴和形变片晶的测量数应不少于30—60。

用上述方法确定法向主应力轴定向的精度，取决于用于磨制薄片的定向样品的采集精度，费氏台上结构要素定向的测量精度，在施密特网上绘图的精度等，一般为5—10°。

岩石物理方法的基础是根据岩石和矿石的物理机械性质来再造古构造环境。目前超声波结构分析最完善，它可以查明弹性波光率体的空间定向，而弹性波本身又与现存或曾经有过的应力场呈有规律的联系[98]。

岩石构造、岩石构造-形变和脆性变形等弹性性质的各向异性是在古构造应力场的作用下形成的。它与矿物颗粒定向的程度有关，与宏观、微观、超微观裂隙体系也有关。在均匀静水压力条件下形成的岩石和矿石，大多数情况下都是弹性各向同性的。其中的各向异性可能是晚些时候在动力变质作用影响下出现的。

考虑到岩石结构和弹性各向异性的复杂的多成因-多时代性质，研究一下主要的几类纵超声波光率体和它们形成前经历的可能的地质动力学环境模式也许会有所裨益。但是，这样的光率体太多了，因为每一地质作用都可以导致在岩石和矿石中形成一大套构造变形。甚至在同一个成因系列中，例如沉积岩系，目前也很难给出一个囊括所有光率体类型和亚类的特征说明。因为各个阶段的成岩条件变化很大，无论是在真正的沉积作用阶段中，还是在沉积成岩改造阶段中，成岩条件都会有变化。因此，在早期阶段，对所获得的有关岩石成分、结构及其弹性光率体资料进行解释时，我们要避开成因问题来探讨由于不同大小的裂隙（微观的、超微观的）和造岩矿物不同定向程度造成的光率体形态。

由裂隙度引起的弹性各向异性可以预先测定，弹性波波速通过显微裂隙和孔洞时会降低，并且裂隙越多，弹性波与裂隙的交

角越大，其速度降低也越明显。在岩石中发育的裂隙具有允许液体充满其中的形态和规模（即有效孔隙度）的情况下，通过实验可以评价裂隙在构成岩石总体各向异性中的作用。在这种情况下要对两种状态的样品进行研究：绝对干燥状态和最大饱和水状态。既然裂隙和孔隙总是降低纵波的速度，那么在饱和样品的波速图上纵波的速度将比在干燥样品的波速图上的高，或者至少相等。由第一种图减去第二种图的影响，就可以得到一个新图。在新图上反映出只是由微裂隙定向造成的弹性波各向异性。在这种图上，最大速度增量与微裂隙体系平面的垂直线方向一致。

最常见的微裂隙定向有三种：不规则的、面状的和线状的。第一种情况下，在速度增量图中，弹性光率体呈球状。在第二种情况下，呈扁平的椭球体。在第三种情况下，呈纺锤状或拉长的旋转椭球体。如果在岩石中发育有两组（或两组以上）的微裂隙，那么在图上就可以得到一个具有几个极大和极小的复杂光率体。以下将把所描述的这种破裂类型称为微裂隙型，以便把它和更小的超显微裂隙分开。

按体积，由总（绝对）孔隙度减去有效孔隙度，可以估计出超微裂隙度和孔隙度。但是，通过实验来查明超显微裂隙的空间定向是很复杂的，并且从实验快速的需要来考虑也是不适当的，因此，常利用建立在岩石物理图和显微结构图对比基础上的间接方法。例如，在含石英的岩石中，变形片晶属于超显微裂隙。对于这些岩石来说，具有标出了纵波速度增量和变形片晶极点的图解后，我们可以估算显微裂隙和超显微裂隙体系定向的一致程度。在变形岩石中，这两个等级的裂隙的定向经常一致。在早期研究阶段确定这种事实可以大大减轻进一步对矿石进行的构造分析工作。这两个等级的裂隙的地球动力学解释没有什么差别。它们之间的区别仅在于显微裂隙的大小超过细粒岩石基质的粒度，而在同种岩石中超显微裂隙则不会超出造岩矿物和造矿矿物的单个颗粒的大小，并且其统计平均值与它们相当（长几十—几百微米）。

对由于同一古构造应力场而产生的大裂隙体系、显微裂隙体系和超显微裂隙体系的实验研究和野外研究的资料进行分析和对比，说明它们的空间定向完全一致。因此，利用由M.B.Гзовский、О.И.Гущенко和П.Н.Николаев制定的关于共轭断裂体系和利用它们来再造古构造变形条件的理论完全可用于解释各种裂隙体系的空间定向。在所有的情况下，最大挤压方向将与共轭断裂之间的锐角等分线一致；中间应力将沿两条断裂的交切线的方向发生作用，而最大拉张应力则沿钝角等分线定向。在岩石物理图解以及在裂隙度图解上，可以发现一些极大值对称偶（纵波的速度增量）或极小值对称偶（各向异性系数），其中每一对称偶本身又具有不对称结构。根据П.Н.Николаев的研究，这类现象可以用三种因素来解释：1)在漫长的裂隙形成过程中，变形体应力状态的定向和大小发生了变化；2)在断裂形成过程中，应力值强烈分散，因此，出现构造性质的这种统计学特点；3)由于物体破裂而发生被破坏岩石静止状态的恢复。在一定的剪切应力范围内，这种作用将会在剪切角不断增加的情况下进行到底。因而，在一个均匀应力场对岩石长期作用的条件下，在剪切角等于该类岩石和具体变形条件最小剪切角时，岩石开始形成裂隙。这个过程以剪切角稍大时产生的断裂的出现而告终。在剪切裂隙的位置上形成的裂隙将由相对挤压轴转向张力轴方向。

由造岩矿物和造矿矿物定向引起的弹性各向异性在自然界十分普遍。它见于沉积岩、岩浆岩和变质岩中，并且在所有的情况下均取决于其组成岩石的矿物集合体的有序程序。定向构造和结构的性质经常是由在某一带中占优势的岩石和矿石热力学形成条件或热力学改造条件所造成。在这两种过程中，由Е.И.Паталаха所确定的水塑性、劈理和变质作用等塑性流动机制起主要的作用。

在大小为10 × 10 × 10cm的样品中，如果在平面内分布着两组互相正交的构造线，这样的平行平面体系将是典型的单元构造型式。平面或者是劈理（据Е.И.Паталаха的观点），或者是岩浆

岩体的流理，或者是水塑性流面。线体系对应于按以下方式相对于显微流动褶皱定向的构造坐标a轴和b轴的位置：a——垂直于分布在褶皱轴面上的褶皱脊线，b——与脊线一致，c——垂直于褶皱轴面。在纵波波速各向异性系数图解中，c轴的方向为最小值方向，ab面为系数值升高带，a轴和b轴分别为主极大值和次极大值的方向，后者不总是表现得很明显。所描述的这种各向异性系数分布图符合于这样一种应力场模式：挤压方向为c轴方向，而拉张方向为a轴方向，b轴方向则是中间应力方向。

因此，有两种主要的弹性各向异性参数光率体类型。第一种类型与不同规模的裂隙体系都有关，而第二种类型则只反映由于平移不连续-层流所形成的固体构造要素。第一种类型的特点是具有两个对称的各向异性系数极小，并且这两个极小都具有不对称结构。第二类型具有一个表现很清楚的极小和一个系数值增高带，在增高带中分布有一个或者两个极大。它总是与原生或次生流动构造有关。

在现实研究对象中，所探讨的这两种极端类型经常同时出现，使得弹性参数光率体的形态大大复杂化。为了评价每一种类型在所研究物质的总体各向异性中的作用，必须在对目标进行研究的各个阶段都收集详细的显微构造、岩石学和岩石物理等方面研究的资料。应当特别强调的是要对所取得的结果进行总体分析：把它们标在剖面图、平面图、略图和立体图上；与地质结构的特点紧密联系；进行古再造；划分容矿构造的形成阶段和期次。

火山构造的地球动力学形成环境　火山构造是在地壳中发育的整个地质构造序列中不可分割的一部分，它们的形成规律性自然也是普遍规律。现代大地构造学上，有两个研究褶皱和断裂的研究学派：力学和热力学。第一个学派是把构造单元作为一定的地质体在外构造力作用下的形态演化结果来研究。

第二个学派强调了岩石本身内部性质的巨大作用——认为岩石通过一定的方式发生变形的能力取决于它们的流变学特点和热力学环境。在这种情况下，物理化学（物理化学地质力学）的作

用增加，物理化学作用能够在构造应力值低的条件下形成复杂的褶皱形态。两个学派都是以控制地质构造形成的实际作用为根据的，因此，必须对它们给予同等程度的重视。对区域褶皱系和全球褶皱系的分析工作进行几何学和热力学处理的类似综合方法，在В.В.Белоусов、Е.И.Паталаха、В.В.Эза 和其他地质学家的著作中也曾提到过。

任何一种岩石变形机制都可以导致同时产生一套各不相同的构造单元，形成特殊的“构造共生体”。根据Е.И.Паталаха的意见，这指的是各种不同类型和不同规模的构造的综合。它们是由在一定时间间隔期间存在的同一构造条件对岩石和矿石作用而形成的。

М.В.Гзовский根据褶皱构造和断裂构造的几何分析资料及构造物理模拟的结果，对地壳变形机制提出了一个最完善的分类，他划分了七个主要类型：横向挤压和纵向挤压、附有纵向带状延伸的水平挤压、横向弯曲、水平拉张、水平和垂直的纵向带状剪切[38]。

目前所累积的大量关于矿床形成和改造的地球动力学条件的资料表明，不管热力学变形条件怎样，也不管成矿作用的地质环境如何多种多样，可以把造成全部含矿构造和环境分成两类——挤压环境和拉张环境，其中每一种环境本身又是由几个类型和亚类组成。

拉张的地球动力学环境的特点是法向应力和切线应力（在空间上和绝对值上）具有这样的相互关系：岩石和矿石的变形作用导致岩石和矿石体积及裂隙空间的增大，以及形变客体应力状态水平的普遍下降。根据变形机制这类环境划分为两个类型：横向弯曲（断块冲压隆起）和水平拉张（裂谷型开断层）。

在形成各种各样形态和规模的断块背斜褶皱、地垒背斜、短轴穹丘、火山环状构造和侵入环状构造的过程中，起作用的是横向弯曲机理。热重力浮升构造（底辟褶皱、花岗片麻岩穹丘）和水压构造都属于这类构造。这类构造环境的特点是压应力方向

（最小法向主应力）的定向总是很陡，而拉张应力和中间应力的定向则是水平的或者微微倾斜的。

地质资料和С.А.Сандомирский对构造物理环境进行电子计算机模拟的结果表明，在断块褶皱形成过程中（而这几乎总是发生在形成多期次火山机构或者比较局部性的构造时，特别是在火山穹丘形成时），常常产生断裂渗透带，渗透带由上隆断块的边缘向上和向中心扩展，最后形成渗透率较高的、具有张裂隙网的穹形地区，构成一种与众不同的构造圈闭。

这时形成的应力场的特点是在冲压区附近压应力最大，而在穹形张裂区张应力最大。这种应力场各向异性可以成为液相由挤压区向拉张区运移的动力。此外，假如地质剖面是由相当脆的岩石组成的地层，并在穹形张裂带上部边缘位置上，这种岩石覆盖着屏蔽性岩石，就会产生有利于形成液体贯入透镜体的条件。

矿山阿尔泰的Чекмарь、Риддер-Соколь和Малеевск矿床的短轴穹隆构造，以及中哈萨克斯坦Майнаинск矿田的背斜式地垒火山构造可作为在自然界实现这些先决条件的例子。

火山短轴穹隆中的矿体是一条条单个的矿脉，在剖面上，矿脉向上逐渐为网状脉所取代，在更高位置处则被产于石英-重晶石穹隆内部的层状和不规则状矿体所取代。

В.И.Старостин在Риддер-Соколь矿床的西南第二矿体对应力场的明显分带性和应力场结构（根据模拟结果）进行了极为详细的研究。在那里，石英-重晶石穹丘和网状矿脉的上部与断裂的穹状区一致，而网状脉的下部和单个矿脉组成的矿脉带则分布在断裂区。在挤压区相对应的剖面段没有重要矿体。这种含矿穹丘的形成模式与岩石物理-机械性质方面的资料一致。容矿剖面由相当脆的中泥盆统Крюковск组的火山-沉积岩地层组成（泊松系数为0.1—0.2；杨氏模量为6.5—8.0·10⁴MPa），其上覆岩层为少孔的粉砂岩（泊松系数为0.2—0.3；杨氏模量为5.5—6.5·10⁴MPa）。

根据地质资料和模拟资料确定的穹丘构造形成顺序是这样

的；在一个地区的构造运动加强的时期，发生了基底的局部性断块运动。在上升速度较快的断块上面的各个部位中，不仅发育了裂隙体系，而且还出现了层间水的水动力学运动。

后来叠加的地球动力学条件引起了成矿溶液的强烈运移，无论是来自早古生界基底的矿化溶液，还是来自火山-沉积岩剖面下部的矿化溶液，都沿着断裂面和裂隙带大规模向上运移到位于Крюковск组凝灰岩顶板中的粉砂岩层的底板中。

由于断块多次活动，发生了液体的脉动式侵入。随着溶液的逐渐进入，产生了液态透镜体；由于体积不断增加，液态透镜体顶起并局部推开了层状粉砂岩。在构造方面，被顶起来的沉积岩层呈穹丘状，穹丘的高度达到几十米，直径达数百米。

穹丘的形成是由于两个被一个相对稳定时期分隔开来的大型贯入岩系侵入的结果。据Б.Л.Чепрасов，成矿沉积作用发生于两大阶段：а）含铅锌的石英-碳酸盐-重晶石阶段；б）含铅锌的绢云母-碳酸盐阶段。根据这位研究者的意见，影响了矿石物质和脉石物质分布和沉积不均匀性的构造脉动的次数达到了几十次。研究矿体的矿物成分时，发现贯入体的化学成分随时间的变化而变化。

在形成透镜体的第二阶段之初，液体的侵入引起早期堆积在透镜体中的矿物质的迁移，因为早期堆积的矿物质还未完全固结；侵入体被破碎成不同大小的碎块，以及呈塑性揉皱。矿化溶液的贯入导致透镜体的体积增加，Б.Л.Чепрасов认为增加了一倍多。这时，超压溶液使早期堆积的矿化物质“碎块”和“碎屑”发生位移，并把它们搬运到液态透镜体的边缘。在液态透镜体内部发生搬运作用期间，碎块改变了定向，沿边缘局部发生了揉皱；构造应力场消失以后，在重力的作用下，它们沉降到透镜体的底部，在那里深入到液态沉积物中。

不能排除，在每一个液态透镜中的矿化组分发生分异作用的过程中，一方面，液体的脉动式中断供应起了作用，另一方面在多次地震振荡过程中发生的矿化质点沉降也起了作用。构造应力

消失以后，液体停止进入裂隙中，贯入式热液火山作用也宣告结束。液态透镜体这时处在了重力作用之下：上覆的沉积地层和海水层对它施加压力。看来，透镜体的体积逐渐减小了，因为部分溶液渗入到周围的沉积物中去了。

随着压力的消失，还处在液态的矿化介质中析出了气泡，后来，这些气泡呈圆洞、气孔和空洞的形状保存在固体矿物中，包上了一圈矿物晶簇。以后的构造运动加强，造成切割早期形成的矿体的断裂构造，并在断裂中以脉、细脉等形式沉积下新的物质。

有时，还可以分出一种由В.Н.Назаров在Малеевск矿床所发现的“彗星状”小矿体。“彗星”的头部由重晶石-铅矿石组成，并具有明显的上接触界面。尾部为由重晶石-多金属细矿脉和浸染体组成的矿裙。它垂直于围岩和矿石的层理展布。

在所研究的这些情况中，水压构造作用是成矿沉积作用的特定因素。它的作用在于把构造物理作用和水动力作用有利地结合起来，在早期阶段导致出现液态透镜体，增加液态透镜体的体积，使液态透镜体之上的塑性岩层呈穹状向上抬升；而在晚期阶段，则导致在沉积剖面中形成富含矿石组分的矿化透镜体。

在Чекмарь矿床中，А.П.Трофимов 和А.И.Прокопенко建立了典型的含矿火山穹隆构造(见图54、图56、57)。在对第一层位编制的岩石物理图解中（见图56），已经发现有超声波纵波波速升高带，各向异性的极大和极小。岩石物理图解的空间分析可以证实该构造西南部的地质结构。在微晶石英岩、沉凝灰岩和致密黄铁矿-闪锌矿矿石的图解中，查明的具极大的波速增值带顺着该构造的半环展布，而极小则垂直于岩石的产状。

矿床中心部位由流纹斑岩及其凝灰岩组成，图解呈圆形特点，极小分布在中部，而极大则分布在边部。根据在同一个层位沿着共轭裂隙和含矿石英脉对矿床构造进行的构造物理分析的资料，发现张应力（σ_1）方向近于水平，而压应力（σ_3）则与它垂直（见图57），并且翼部压应力的定向近于水平，而在中部则近

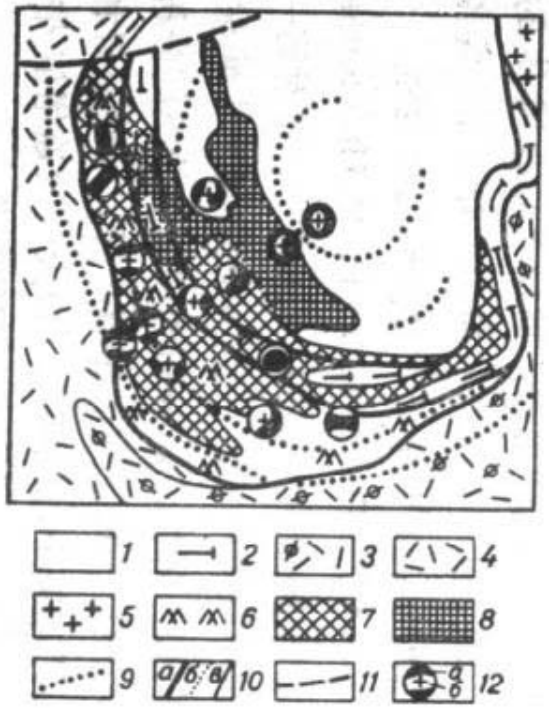


图 56 Чекмарь矿床第一层位的构造-岩石物理略图

（据В.И.Старостин、А.П.Трофимов和А.И.Прокопенко）

1—流纹斑岩及其玻屑凝灰岩；2—凝灰粉砂岩；3—粗面流纹斑岩质熔岩；4—岩屑晶屑凝灰岩；5—潜火山流纹斑岩；6—热液微晶石英岩；矿体：7—主要的铅锌矿体，8—铜-铅锌矿体，9—法向拉张应力轴δ_1；10—界线：а—岩石分层界线，б—矿石类型界线，в—其他界线；11—断裂构造；12—岩石和矿石弹性各向异性系数值极大（а）和极小（б）的构造岩石物理图解

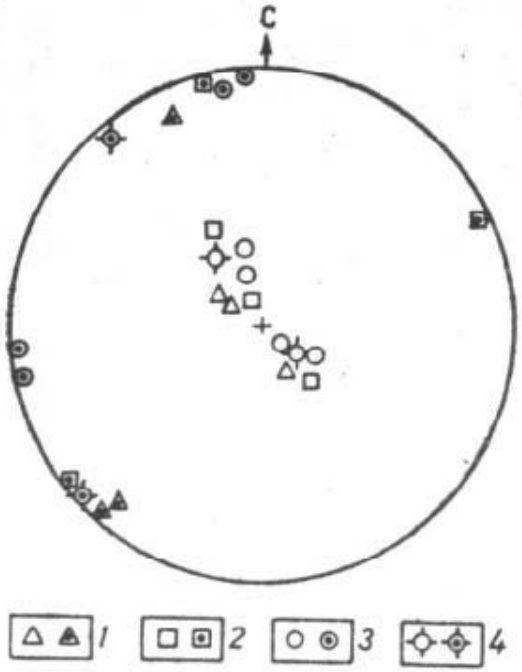


图 57 应力裂隙挤压轴和拉张轴（带点的符号）及不同成分的细矿脉的定向

（据В.И.Старостин、А.П.Трофимов和А.И.Прокопенко）

矿脉：1—含铜黄铁矿矿脉，2—铅锌矿脉，3—无矿石英脉；4—未充填的裂隙和断裂

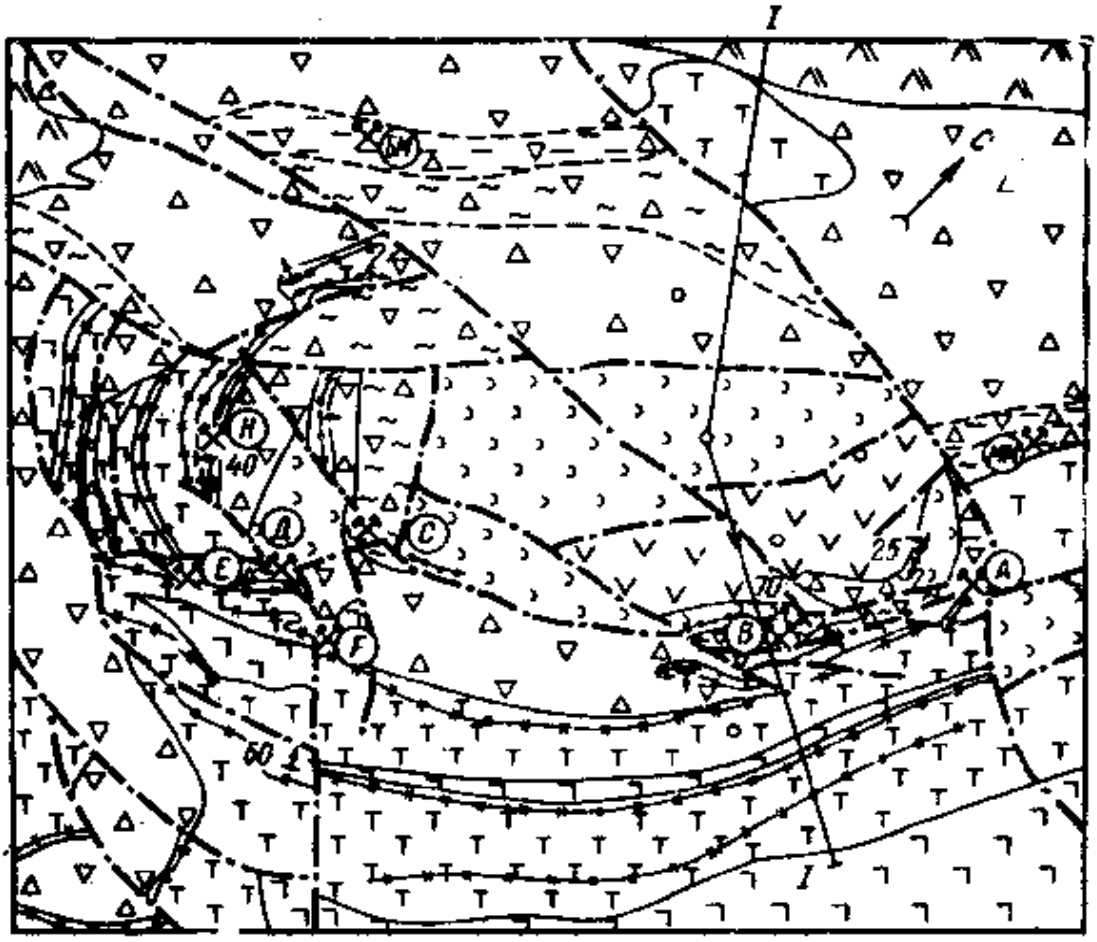
于垂直。这与对细矿脉的定向测量数据进行统计处理的结果非常吻合。所测量的细矿脉是热液交代矿化的主要部分，是该矿床主要价值之所在，并且细矿脉和裂隙形成同心放射状体系。

对共轭裂隙体系、断裂、细矿脉和地质-构造资料的分析，和根据岩相方法和构造-岩石物理方法进行古再造，可以象矿物形成作用一样把构造形成史划分为两个阶段——由早期和晚期两个火山亚阶段组成的同火山阶段和火山期后阶段。在早期火山亚阶段中形成了侵出穹丘。穹丘的根部为大型流纹质潜火山岩体、出露在矿床的东北翼。这个时期，在穹丘的上部及其斜坡上沉积了灰色的热液型微晶石英岩。这种岩石在穹丘岩石中的整合产状、构成褶皱、上部赤铁矿化和它们被碳酸盐沉积物整合超覆等现象，证明它们属于早期火山亚阶段的产物。穹丘构造周围的岩石为酸性凝灰岩、沉凝灰岩和碳酸盐岩。

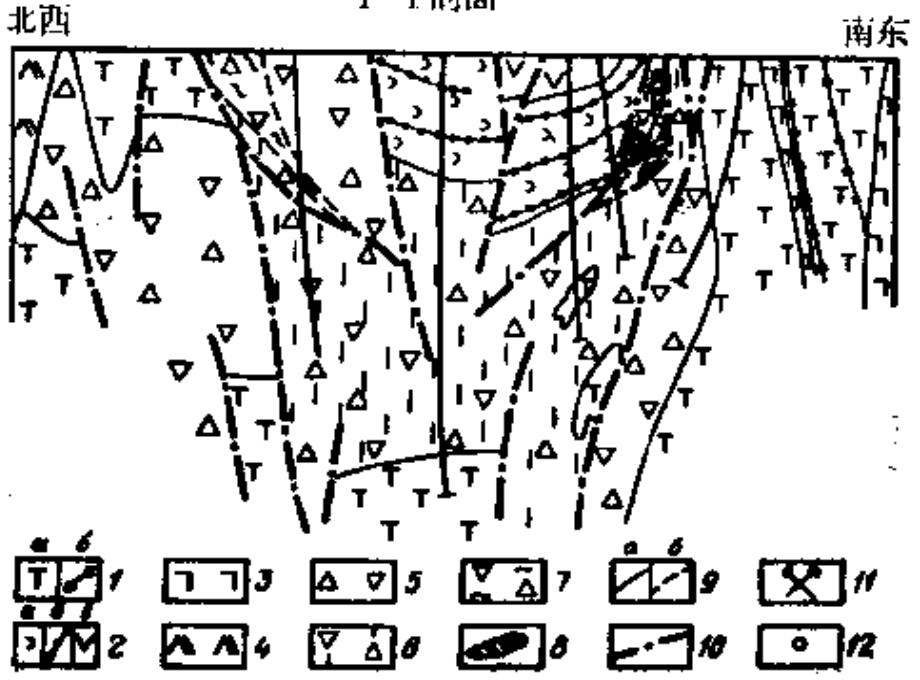
因火山岩弹性各向异性而恢复的该亚阶段的应力场，其特点是挤压力呈很陡的扇形定向和拉张力呈水平同心定向。对于晚期火山亚阶段的两个矿化期(第二期和第三期)来说，古构造应力场是根据充填了黄铁矿-黄铜矿-闪锌矿、石英-闪锌矿和石英-闪锌矿-方铅矿成分的细脉的共轭裂隙来复原的。它实际上是继承性的，类似于在早期火山亚阶段就已存在的古构造应力场：拉张力是水平定向，而挤压力则是垂直定向。在火山期后阶段，变形作用导致火山穹丘被改造成短轴背斜褶皱。同褶皱裂隙的分析表明，在这个阶段，拉张力和挤压力都是在水平面上起作用。

所获得的资料证明，发生成矿作用时，该矿床火山穹丘构造的应力场是拉张力呈水平，挤压力近于垂直。地球动力学条件决定了原始地球化学晕和矿体的形态。最初用两种独立的专门研究方法——构造物理方法和构造岩石物理方法来分别制图和证明了的这种类型的构造，无论是在Белоубинск复向斜，还是在其范围之外，都对大比例尺找矿预测有意义。

火山-构造地垒属于在横向弯曲机理的作用下形成的最大型构造。Майкаин矿田的构造就是这种类型的地垒组成的，М.П.



I—I 剖面



Щебуняев和В.Д.Парфенов对其地质学、构造物理学和构造岩石物理学作了详细的研究。

根据М.П.Щебуняев的资料，矿田产于北东走向的正断块褶皱构造中，褶皱构造由中奥陶统火山岩组成，潜火山相、火山口相和近火山口相岩石广泛发育，并且贯入了比较大型的深成岩体。地垒位于近东西向的Майсор-Торатск深大断裂与该区常见的北东向断裂构造的交汇部位。长期活动的断裂构造把毗连的复理石-硬砂岩凹陷和地垒分隔开来。组成矿田的岩石属于Майкаинск岩系，由三个组组成（由下往上）：жериккудук组、поселков组和кураминск组（图58）。

Жериккудук组可划分为由玄武玢岩、隐晶岩、球颗玄武岩、微晶辉绿岩与硅质粉砂沉凝灰岩组成的一个亚组（1000—2000m）和由粗面安山玄武岩与凝灰岩层、碧石、硅质泥岩组成的一个亚组（600—1000m）。潜火山岩相为辉长辉绿岩和安山玄武岩。

Поселков组包括安山玄武质和安山质的凝灰岩、角砾岩和熔岩（300—400m）。潜火山岩相为安山玄武岩岩床和角砾化安山岩-安山英安岩的大型岩体。在地垒边缘及其范围之外，该组的火山岩逐渐被再沉积火山碎屑-硬砂岩所取代。

Кураминск组发育在紧靠矿田的边缘地带，由混合成分和基性成分的凝灰岩、中酸性火山岩的熔岩角砾岩、基性的玻璃碎

图 58 Майкаин矿田的地质结构
（据М.П.Щебуняев）

1—жериккудук组：а—玄武岩、微晶辉绿岩、粗面安山玄武岩，б—碧石；2—поселков组：а—凝灰岩和安山玄武质熔岩，б—韵律性层状凝灰岩的各个层位，в—安山质熔岩和角砾岩；3—潜火山辉绿岩、辉长辉绿岩；4—潜火山流纹英安岩；5—潜火山安山岩——安山英安岩；6—安山岩—安山英安岩中的玢岩；7—安山岩—安山英安岩中的片岩；8—矿体；9—界线：а—地质界线，б—岩相界线；10—断裂构造破坏；11—矿床（БМ—大Майкаин，ММ—小Майкаин，Н—Новое，А—Майкаин-А，В—Майкаин-В，С—Майкаин-С，Д—Майкаин-Д，Е—Майкаин-Е，F—Майкаин-F）；12—钻孔（平面图上）

屑岩、再沉积火山碎屑岩夹硅质岩层组成（350—500m）。伴随该地层组的形成，在矿田西部有大量中酸性岩墙、大型角砾化流纹英安斑岩质岩体侵入，并形成了角砾岩化粗面安山玄武岩的火山颈岩系。该组的岩石成分在很大范围内变动。容矿杂岩的形成以无斑玄武岩和微晶辉绿岩岩墙侵入到поселков组片理化安山岩-安山英安岩中而宣告结束。Майкаин组的岩石遭到了绿帘石-绿泥石化阶段的绿岩变质作用。赤铁矿矿化大面积（剖面下部）发育。

该矿田的主要构造是中部的短轴向斜、它是继承破火山口而发展起来的，几乎是一个规则的椭圆形，其延长方向总体呈北东向（见图58）。该矿田的所有主要矿床都分布在向斜的两翼。短轴向斜的核部充填着поселков组的火山岩。向斜内的最大弯曲（下陷）大约为400m。在现代构造中，поселков组岩石分布段好象是罩在大型潜火山岩体之上的天棚。

在矿田中，可以划分出北西向和近东西向两组断裂，后者的走向逐渐变为北东东向和北东向。通过对地层化火山岩分布特点的分析，可以得出一个结论，即那里发育了一个椭圆—同心断层体系，沿断层发生了поселков组火山岩的沉陷。

在现代剖面中，角砾化安山岩-安山英安岩的潜火山岩体占据了相当大的面积。这是一个平面上呈半椭圆形的岩体，其长轴大约为10km。在横剖面上，它是岩盖和岩盆的聚形，西部是它的线形部分，东部是它的等轴状部分。岩盆的隆起边缘出露在短轴向斜的边部，充填着短轴向斜中的破火山口裂隙和某些断裂构造。安山岩和安山英安岩为含斜长石、角闪石-斜长石、黑云母-石英-斜长石的变种，呈聚合斑状结构，基质为微晶-显微花岗变余结构。

环状的片理化带是容矿构造，它分布在产于火山颈处的安山岩-安山英安岩岩盆中，并继承了象流动层理和节理裂隙这样的一些原始构造要素。所有最大型的和具有工业价值的矿床都分布在被Майкаин深大断裂复杂化了的中部短轴向斜的东翼，并构

成主矿带。

在原始岩浆改造作用中及随后的片理化作用中，安山英安岩可以从基本上不渗透的（综合岩石物理系数 $K_{п}$ 等于－0.55）变成对成矿交代作用极为有利（$K_{п}=0.24\div1.89$）的岩石。围岩粗面安山玄武岩的 $K_{п}$ 不高（－0.34），而поселков组的盖层粗面安山玄武岩质凝灰岩和熔岩则以 $K_{п}$ 值最低（由－1.04到－1.26）为特征。

根据样品声测剖面的结果，可以划分出四类岩石物理图式，它们在不同程度上与各种各向异性的岩石相对应。地球动力特征的研究证明，所有各种各样的客体成矿前的变形作用特征都是一样的，这一点从存在极值表现最清楚的图式（第一类和第二类）也可以看出来，无论是在жериккудук组的粗面安山玄武岩中，还是在切割它们的潜火山容矿安山岩和安山英安岩中，以及在起成矿屏蔽作用的поселков组安山玄武质凝灰岩和熔岩中都可以得出这样的结论。在矿石中，缺失第一类图式。根据岩石物理资料，发现变形作用分三个阶段（同火山阶段、成矿前阶段和成矿阶段），其中最重要的是第二阶段，它导致形成了非均匀的片理化渗透带及局部性构造-岩石物理屏障。

В.Д.Парфенов在Майкаин露天采矿场进行的详细构造物理研究和显微结构研究（图59），查明了一系列古构造应力场：逆断层、正断层和平移断层。所有应力场的结构都是复杂的不均匀结构，造成这种结构的原因是存在有极不均匀的地质结构。逆断层应力场都具有相似的形式：在露天采矿场的大部分地段，σ_2 轴在应力场中的投影线呈平坦的近南北向分布，而 σ_3 轴则呈平坦的近东西向展布，只有在露天采矿场的南部见有相反的情况。在矿带中发现有一个明显的应力轨迹线弯曲；在矿带的西部和东部再造结果发现了缺失平移断层变形区。

正断层应力场的特征是，σ_2 轴呈平缓的北西向和 σ_1 轴呈北东向分布，同时 σ_3 轴则陡立。在露天采矿场的大部分平移断层应力场中，σ_1 轴近南北向展布，而 σ_3 轴则为北西西方向，但是，在矿

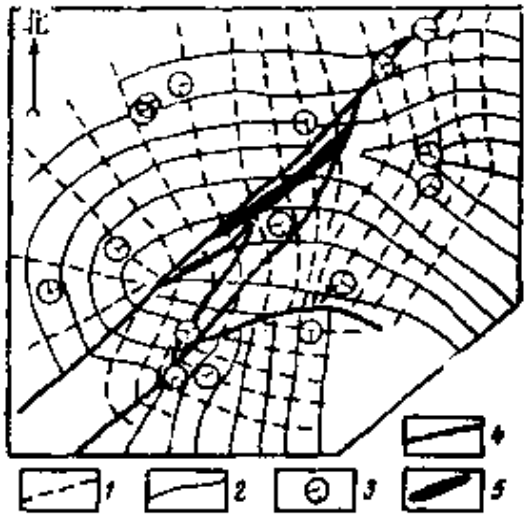


图 59　根据Майкаин矿床（露天采矿场）构造中的断裂恢复的应力场

（据В.Д.Парфенов）

法向主应力的轨迹：1—中间应力（σ_2），2—最小应力（σ_3）；3—根据断裂再造出来的应力轴定向图；4—断层；5—矿体

带范围内，这两根应力轴的方向有明显的变化。σ_3轴向北西方向变陡。应力轴相对于矿带的这种定向表明，这个时期应力轴的位置沿矿带向右发生位移。

虽然重晶石被挤压成强烈的、局部形成小褶曲的褶皱，但在Майкаин矿床的重晶石中，还没有发现过双晶。可见重晶石中的塑性变形作用是通过滑移的方式来实现的，就象矿山阿尔泰多金属矿床中的重晶石那样。有可能，这是由于在矿床构造的深部存在有大得多的围压力，而差压则较小，因此，使双晶化作用没有产生影响。

已经进行过的研究表明，在火山期后时期，在成矿前、成矿期和成矿后都存在有各种不同类型的古构造应力场：平移断层应力场、逆断层应力场和正断层应力场。无论是根据裂隙，还是根据细脉都可以发现这些应力场的存在。看来，它们的发育一方面是由于内应力作用同期性造成的，另一方面又是由于矿床构造在变形过程中复杂化造成的：把一个完整的矿床构造分割成越来越小的断块。因此，一种应力场被另一种应力场取代（例如，平移

断层应力场被正断层应力场取代）完全是合乎规律的现象，是岩石破裂过程的总体特征。实验证明，在岩石破裂过程中，应力状态经常发生变化，并且主要表现为σ_3值的减少。在由于原始破裂而形成的岩块中，在另一种次生的应力场条件下可以发生进一步的破碎和位移。次生应力场的结构取决于岩块的形态和规模。甚至在同一个变形阶段（或时期），一种应力场也可以被另一种应力场取代。

应力场复杂而不均匀的特点是构造应力状态的另一个普遍规律，它是由构造的不均匀性造成的：如有各种不同方向的接触界面、断裂等等。这时，在断裂或断块的某些部位，应力的轨迹线遭受到强烈的弯曲；在那里，也可以有各向同性的区域（缺失平移断层变形的地方）。有时，在应力轨迹线通过为断裂所包围的断块边界时，应力轨迹线呈S字状，这说明沿这些断裂发生的构造位移其方向是不同的。

在Майкаин矿田中，工业矿石是在中奥陶纪含黄铁矿玄武岩建造的最后形成阶段，通过热液-交代作用的方式形成的。根据细矿脉和断裂体系的分析查明的古构造应力场类型决定了含矿溶液的循环规模和方向，成矿期和成矿后的变形特征，并形成了矿化带的主要构造特点。Майкаин火山隆起史的特点在于有两类构造环境。早期以断块的垂直运动和侵出岩-喷出岩-潜火山岩杂岩的广泛分布为特征。晚期处于水平平移断层环境与派生的正断层型和逆断层型应力场相结合，促进了线形构造的发育。

水平拉张的机理在某种程度上与横向弯曲的机理有关。对水平拉张机理可以划分出一系列亚类。对于大型构造（裂谷带、火山槽地）来说，在地壳一定部位的水平拉张可能是区域性或全球性膨胀（隆起）的一部分，这时，在这类构造的穹顶部位从上向下发育阶梯状正断层，而其周围的断裂如果到达岩浆房则成了岩浆上升的通道，引发火山作用并控制侵入杂岩的分布。在较小的范围内，这种机理表现在任何短轴状构造的形成过程中。

伴随着水平纵向收缩的某种线形带的水平拉张机理属于另一

个亚类。它的特点是拉张力和挤压力都处于水平位置，而中间应力则处于垂直方向，但是不会导致出现水平平移。出现这种情景的原因是所研究的地堑状构造是在复杂分异发育的隆起背景中形成的，因为隆起构造中的各个断块具有不同的位移速度。在这种情况下，发生了两个古构造应力场的叠加（加和）。在这两个应力场中，有一个应力场的拉张方向与另一个应力场的中间应力方向一致，但符号相反。结果产生了新的应力场，在新的应力场中，拉张力的原始位置得以保持。但是，中间应力和挤压力的方向发生了变化。上述情况对于形成各种不同成因类型的矿床具有特别重要的意义。正是在具有相似古构造条件的火山槽地的某些部位，形成了Блядинск矿田的含铜黄铁矿矿床（见图39、58）。

挤压地球动力学环境常导致封闭岩石和矿石的裂隙-孔隙空间，使它们整体变得致密起来。这些作用过程常常伴随有同构造重结晶作用，孔隙溶液排出，并促使更致密的矿物共生组合发育。挤压环境可以划分为两个类型，一般的挤压和剪切，但它们之间划分不出明显界线来。

一般挤压环境包括横向、纵向和水平挤压等挤压机理，其特点是在整个大岩区范围内变形应力的分布比较均匀。这种挤压环境的固有特点是矿化物质的局部性迁移、大部分岩石中发育变形作用、形成香肠状构造、逆断层、逆冲断层、俯冲断层、塑性流动褶皱和纵向挤压褶皱。

下一类地球动力学环境与剪切变形作用有关，剪切变形既可以是水平的，也可以是垂直的。它们的特点是附属于大型断裂，在时、空上表现出非常的不均匀性、变形应力相差很大。这类环境的条件与透镜状构造的构造带中发生的由于剪切离散层流形成的缝合线褶皱的形成环境极为相符。对于剪切带内部结构的研究来说，划分构造相和进行构造相填图是极有效的。有关构造相的概念是由Е.Х.Паталаха提出来的，他推测存在有十个构造相，这十个构造相根据变形程度又可以合并成三类：低度变形、中度变形和高度变形。

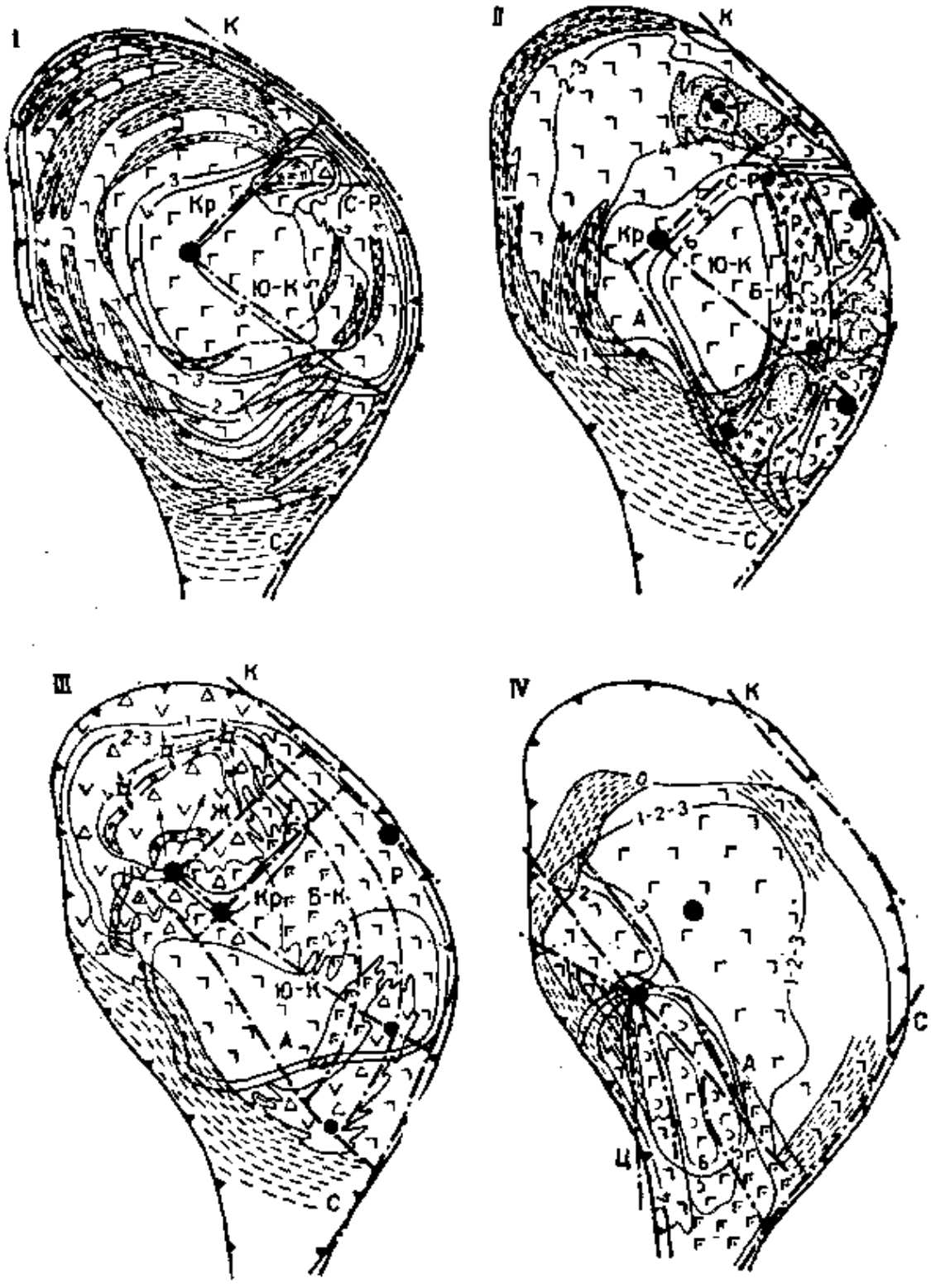
与间火山洼地、火山-构造洼地共生的黄铁矿-多金属矿床是一类分布很广的矿床，这类矿床的形成与剪切环境有关。洼地的空间分布照例是受大断裂控制，而内部结构的特点则取决于火山作用的特点。分布在矿山阿尔泰的 Белоубинск 向斜中的 Шубинск矿床就产于这类局部性古洼地中（见图55）。

洼地具桶圆体形状，沿岩石倾向近东西向延伸；洼地的规模大，直径大于 1000km，所充填的沉积物厚度大约400m。在海西期褶皱作用过程中，向斜的岩石被挤成陡立的褶皱，该洼地被改造成了近于直立（倾角80—85°）的火山沉积岩透镜体，其走向为北西方向。与此同时，产生了以类似方式定向的巨大片理化带、层间破裂带和层内断裂带，这些构造破坏带常常被晚期的脉石英所充填。

矿体的产状与围岩一致，主要由黄铁矿、闪锌矿和黄铜矿所组成，较少见到方铅矿、黝铜矿、毒砂和白铁矿。矿体的空间位置和火山-沉积岩的韵律性紧密相关，表现为铜-锌矿化对韵律上部的专属性，而含铜黄铁矿和黄铁矿矿化则专属于下部。矿床为火山-沉积成因的标志是：韵律结构和不对称结构，产状与层理一致，成岩改造作用的标志表现为陷落构造、与沉积堆积同时的位移和同时对含矿夹层及非矿夹层的挤压。块状韵律性层状黄铁矿、含铜黄铁矿和铜-锌矿石是在同火山阶段与围岩同时形成的。

在矿床构造的发展史上，可以划出两个阶段：同火山阶段和火山期后阶段。两个阶段都经历了侧向挤压的环境。在同火山阶段，南北向的挤压力呈水平分布，东西向的拉张力也是呈水平分布，在这样的条件下，产生了一个古洼地，其中发生了火山-沉积成矿作用。在火山期后阶段，在东西向的水平和倾斜挤压条件下，发生了古洼地东部的塌陷。古构造应力场可根据共轭的同火山裂隙体系、共同褶皱构造单元、矿脉、晚期裂隙体系及用超声波纵波速度各向异性系数表示的光率体来恢复。

与火山作用同时形成的矿床，既可以在任何一种地球动力学环境中形成，也可以在各种不同的地球动力学环境组合（一种环境依次被另一种环境取代）中形成。古构造环境的重要特点就是



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16

它们活动的脉动性。机械应力水平的升高和降低可以促使热液循环活跃起来，并经常决定着成矿作用的阶段性发育。

成矿作用前、成矿作用期和成矿作用后存在的各种局部性和区域性（地球动力学和构造-岩石物理学）条件的结合，导致了形成一整套共生容矿构造，对于地壳的不同热力学带（浅带、中带和深带），容矿构造组合有本质上的区别。在具体的地质-构造环境中，一定的构造环境更替（其中每一次更替都对应于一套独特的构造）可以形成一个地球动力学旋回。在该旋回的任何阶段和任何时期都可以产生工业矿石的富集。

含矿火山构造的模拟

模拟，是计算、编制或者制造模式、对模式进行测量和各种不同研究等工作的总和。对模式和研究客体要根据相似理论并利用公式（含相似因子的判据）进行比较。所谓相似因子，就是模式参数（例如，规模、时间、温度、应力、强度等）与用来说明模拟客体特征的类似参数的比值。模拟方法在地质学研究中广泛应用，但在矿田和矿床构造研究方面，其中包括对产于火山构造中的矿床的研究方面，即在古火山地质分析方面则还刚刚开始。

根据A. A. Трофимов的意见，在各种各样的矿田和矿床模

图 60　Блявинск火山-构造成因构造志留纪形成阶段各期（Ⅰ—Ⅳ）火山-沉积岩的岩相和厚度分布略图
（据А. П. Паленков和В. П. Старостин）

1—玄武玢岩；2—辉绿岩；3—球颗玄武岩；4—英安斑岩和流纹斑岩；5—基性凝灰岩；6—基性火山集块角砾岩；7—安山玢岩质凝灰岩；8—粗屑混合凝灰岩；9—沉凝灰岩；10—硅质和泥质页岩；11—推测的火山机构中心：а—大型的，б—中型的，в—小型的；12—火山喷出方向和熔岩流的运动方向；13—凝灰岩中碎屑粒度减小的方向；14—断裂（К—Каланск，Ю-К—南Комсомольск，Кр—Карьерный，С-Р—北Разумовск，С—Станцион，Б-К—Блявинско-Комсомольск，Р—Разумовск，А—Алчембаево-Зареченск，Ж—Жириклинско-Комсомольск，Ц—Цесовск）；15—厚度等值线（单位：米）：1—小于300，2—300—400，3—400—500，4—500—800，5—800—1000，6—1000—1200；16—Блявинск火山-构造成因构造的边界线

拟方法中可以划分为四类：1)图解法（矿田和矿床的地质图、地质平面图和剖面图；等值线构造图和立体图）；2）体积-模型法（地形、刻蚀、格架和透明模型）；3)物理法（偏光光性法、构造-岩石物理法和其他方法）；4)数学法（数学模拟法、数字模拟、结构和函数模拟，或者控制模拟）。

本书已经探讨过目前在矿区、矿田和矿床中的古火山区进行研究时运用的那些模拟方法。编制构造-岩相图、古火山图及其他图件，以及古再造工作都属于这种模拟。下面我们再说说其他几种模拟方法。

构造等值线图 这种方法是由图解表示（模拟）含矿地质构造，特别是火山-构造的方法，现在，由于要寻找各种成因的隐伏矿床和隐伏矿体，其中包括与火山作用有关的隐伏矿床（火山矿床、黄铁矿型矿床），这种方法开始用得越来越广。这种图的编制是П. Ф. Иванкин提出的对深部矿田进行形态成因分析的重要组成部分。

在构造等值线图（略图）中，要标绘出被埋藏的含矿火山构造、构造-岩性面及其他有控矿意义的地质要素。

在矿山阿尔泰，最先进行这种工作的是 В. Н. Выдрин，他是在兹密依诺果尔斯克区的 Корбалихинск 矿田完成这项工作的。他编制了一套构造图系，目的是要查明中泥盆统沉积-火山地层下部层位的断块构造，因为这个层位的岩石是黄铁矿-多金属矿床的围岩。在这些图中，等值线用来标绘早古生界和中泥盆统杂岩之间的不整合面、含矿地层的厚度。含矿地层的厚度在局部性火山-构造断块中呈有规律地变化——由隆起区中的最小厚度到陷落断块中的最大厚度。由于有了这类图件确定了已知构造及其边缘断裂的同火山特点，因而更有效地完成了隐伏矿床的找矿工作。

最近几年，在许多黄铁矿省中，发现局部性火山-穹丘构造、双楔状火山构造，尤其是火山洼地构造对有色金属矿石的黄铁矿型矿体的富集具有重要意义。已经对许多矿田和矿床画出了一些

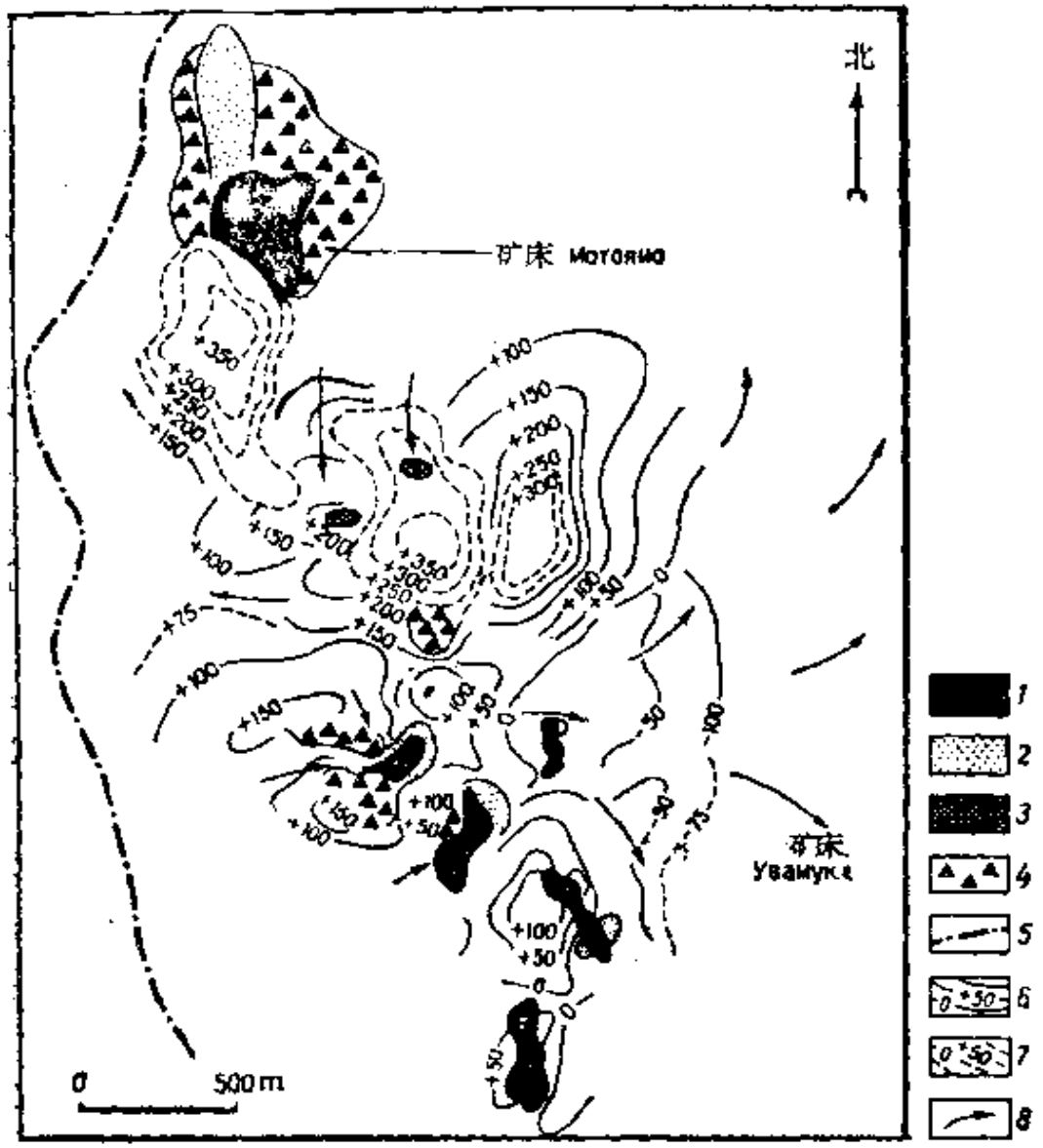


图 61　日本Косака矿田中流纹岩穹隆和黄铁矿-多金属矿体的构造分布略图

（据E. Хорикоши和T. Сато）

1—硫化矿体；2—石膏矿体；3—网脉带和浸染带；4—Мотояма火山角砾岩；5—Увамуки火山建造分布的西界；6—熔岩穹隆表面等值线（海拔，米）；7—推测的侵蚀穹隆部分的等值线；8—推测的火山碎屑流方向

用等值线标绘含矿构造的图件(略图)。例如，由 А. И. Кривцов、А. И. Паленков、В. И. Старостин、О. В. Минин等在乌拉尔，Н. С. Скрипченко、В. М. Юбко等在北哈萨克，И. О. Гариков、Ю. И. Демин 等在阿尔泰，Е. Хорикоши、Т. Сато在日

本进行的这类工作。А.И. Паленков和В.И. Старостин编制了一种这样的略图（图60），在图中他们标出了Блявинск火山-构造成因构造志留纪火山作用阶段各期火山-沉积岩的岩相和厚度分布情况。在另一张Косака（日本）矿田构造略图中，由流纹岩组成的火山穹隆和产于这些穹隆斜坡上的黄铁矿-多金属矿体一目了然（图61）。

区域古略图和古火山剖面 Н.С. Скрипченко、Н.Д.Заболотный、В.И.Щеглов和В.М.Юбко对根据古火山构造的定量模拟编制详细预测图的方法进行了研究。现在已经研究出了二维模式的绘图方法和分析方法：即古火山剖面法和区域古略图法。

古火山剖面 编制古火山剖面的必要条件是要查明地质界线、地质界线的原始空间位置要可以唯一性地加以肯定；例如，细粒沉积岩层指明沉积古盆地的底部很平坦，近于水平。在这些界线的基础上，还要通过对详细岩性-地层柱状剖面图上的地层进行总的地层对比，再造出一个古剖面来。

编制古剖面时的原始资料准备工作，包括画出顺着剖面线方向的所研究客体的地质剖面展开图，这样就可以避免因褶皱、断裂等构造破坏的影响而在确定岩性-地层柱状剖面图的位置时犯错误。

古剖面分析分两个阶段进行。首先目测评价分析客体反映在剖面图上的各种参数的变异性（厚度、岩性成分等）。其次，利用电子计算机和趋势分析法研究描述岩石性质的定量数值或者其组合性质（不同岩石类型的相互关系，岩石的矿物成分和粒度成分等）在剖面上的分布特点。火山杂岩古构造的研究可以用两种剖面来进行：沿走向的剖面和垂直走向的剖面。

区域古略图 是根据趋势分析法，通过在已知坐标中计算研究指数值（杂岩的厚度、按成分、岩相和成因划分的岩石变种）而编绘的。照例第三级趋势图与原始信息量最相适应，一般都用它来作为编制略图的原始资料。В.М.Юбко对大拉宾斯克矿田的古构造编绘了区域古略图和古火山剖面。所有的计算都是根据В.

И. Шеглов编制的程序用电子计算机完成，共编制和研究了13幅区域略图，指明了不同杂岩、组和层位的厚度分布，以及不同岩相和成分的火山岩单位含量分布（图62）。

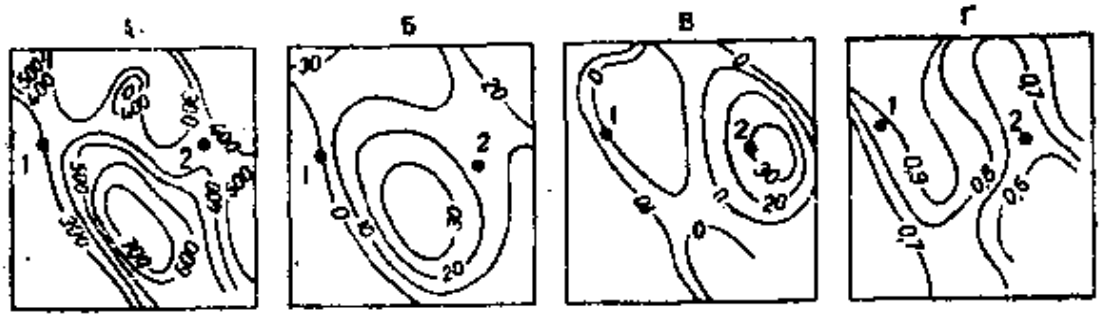


图 62　用趋势分析方法编制的大拉宾斯克矿田火山岩的区域古略图

（据В. М. Юбко）

А—кизплкольск组上部组合的总厚度、斑岩及其凝灰岩层，Б—картджюртск组底板硅质页岩的厚度，В—кпзикольск组顶板流纹斑岩岩盖的厚度，Г—кизикольск 组中基性熔岩的比例。Бескесск（1）和Быковск（2）矿床的含铜黄铁矿矿体的位置（用点表示）

下面我们根据上述方法来对大拉宾斯克矿田的古构造进行分析，该矿田由泥盆纪的火山岩组成，分三个建造，自下而上为：辉绿岩建造、流纹岩-英安岩-安山岩-玄武岩建造和似玄武岩建造。在古构造中，以北西向的线形构造单元占多数，包括虽Ⅰ级（横切面约 10km）、Ⅱ级（2—4km）和Ⅲ级的古隆起和古洼地。矿田产于Ⅰ级古凹陷中，在凹陷的轴部发育了Ⅱ级洼地构造，而在边缘则是线形-链状的正形构造。

比较不同时代火山杂岩的厚度图和研究特征岩石类型的趋势面分布图，使В. М. Юбко发现古构造演化随火山作用演化而演化的特点。

在火山作用的早期阶段，形成了均一的辉绿岩建造，产生了槽状凹陷，凹陷的轴部产于深部形成的导浆断裂体系中。

在中间阶段堆积了连续建造的火山岩，这种火山岩与Передовой山脉西北部的层状含铜黄铁矿矿化共生，槽地的轴部继续继承性地发展；在古凹陷的边缘和周围形成了具酸性火山作用中心的Ⅱ级和Ⅲ级构造。

古火山构造最终形成阶段的特点是高级构造单元进一步形成和火山中心分离，这就决定了似玄武岩玢岩建造的火山岩分布的位置。Н.С.Скрипченко和А.С.Тамбиев发现，致密的含铜黄铁矿矿体产于古洼地的斜坡上，而细脉-浸染状矿化带既分布在正形古构造单元中，也分布在负形古构造单元中。

数学模拟或者控制模拟 使各种不同物理性质的现象都结合在一起，它们具有相同的，描述作用过程的方程式形式，即它是建立在数学相似理论的基础上的。在这种模拟方法中，已经有四种模式：1)用模拟计算机进行研究的模拟模式；2)用电子计算机进行计算的数学模式；3)用电子模拟设备研究的结构模式；4)函数模式或者控制模式。作为一个例子，我们现在来看看第一类模拟。

А.А.Пэк曾用模拟电流力学装置进行模拟的方法（ЭГДА法)来研究热液矿床的形成条件，А.Н.Гераков曾经也用来研究含铜黄铁矿矿床。ЭГДА法的基础是液体在多孔介质中的渗流（按达西定律）和电流在导体中的流动（按欧姆定律）之间的数学相似性。因此，借助于电流可以模拟渗流。模型用导电纸做成可以观察到所分析的渗流区与模型中的几何参数、渗流特点和边界条件的一致性。

问题的解决要通过电流求积仪进行，最后要画出一个电流线和等压线组成的流体动力学网。流体动力学网可以指示溶液流结构的空间特点，根据这种流体动力学网可以计算出主要的特征值：水压梯度、水流渗流速度和流量。借助于古流体动力学模拟已经查明由位于屏蔽层之下的T形矿体组成的含铜黄铁矿矿床的成矿沉积环境和条件；在容矿片理化带的凹陷区产生透镜状矿体膨胀的原因，具有不同渗透率的介质分界处的成矿沉积条件（例如在不同屏蔽层之下的成矿条件)，以及在低渗透率介质与上覆高渗透率介质分界处的成矿条件。在石化和非石化饱和水沉积物、以及和沉积盆地水的结合部位中形成热液-沉积矿石时，这些都是可能的。

在研究富集矿柱（如金矿床）的一般裂隙构造的含矿溶液流

体动力学渗流条件时，用这种模拟法（ЭГДА法）和类似的计算方法发现，在与具有平行边界的裂隙的主干渗流带中的水压和溶液流相对渗流速度相比，角砾岩化、屏蔽作用、裂隙凹陷、裂隙分支和岩枝发育的部位发生水压和溶液流相对渗流速度下降。溶液状态的这种变化，与其他的物理化学因素一起，可能导致成矿物质的析出。流体动力学特征的变化程度取决于裂隙构造的形态特点。目前，正如所举实例说明的那样，对矿床形成的地质-构造条件的再造工作正越来越紧密地与成矿作用的物理化学条件的模拟结合起来。

找矿的古火山学前提

含矿建造的古火山学分析，火山矿床、黄铁矿矿床和其他矿床分布规律的查明，这些矿床对一定区域性火山-构造、局部性火山-构造、火山建造和岩相的专属性等等，可以看作是寻找这些矿床的古火山学前提；不同类型和规模的含矿火山构造都起着重要的作用。В. В. Авдонин和作者与其他地质学家一起曾以矿山阿尔泰为例制定了这种寻找黄铁矿-多金属矿床的古火山学准则。需要查明的还有火山-地质构造（区域古火山学）、建造、岩相和火山-构造（局部性的、古火山成因的）等准则，以补充已有的找矿前提[5]。

火山-地质构造准则 它们表现为西南阿尔泰多金属矿带对火山-构造体系的专属性。火山构造体系位于毕鸟夫带型额尔齐斯深大断裂的上盘。这个体系是在岛弧前阶段和岛弧阶段形成的。造成火山构造体系具有断续性结构的原因是由于存在有长期发育的、不同规模的火山成矿中心，其中火山隆起是最大的最富矿的火山矿化中心。它们的特点是岩浆和矿化呈同心式分带：中部出现流纹质杂岩和重晶石-多金属矿床，过渡带为玄武岩-流纹岩杂岩和黄铁矿-多金属矿床、边缘带为似玄武岩杂岩和含铜黄铁矿矿床。

建造准则 首先，它们是以阿尔泰矿床与早期地槽玄武-流纹岩建造的关系为根据的。玄武-流纹岩建造充填了在加里东地背斜或者中间地块中发展起来的，因而也是在大陆型地壳中发展起来的次生地槽。含矿建造有以下特点：酸性火山岩明显优势于基性火山岩，火山岩为钾-钠系列，具有多金属成矿特性；出现反旋回火山作用现象，表现为由酸性火山岩组成的层火山在破火山口形成期间，被充填着玄武岩的顶部洼地复杂化。此外，还发现含矿杂岩具有独特的岩石学特点：在钾含量增高和喷发前岩浆熔融体高度熔离分异的条件下，形成了铝和钡含量增高的多金属矿石；含铜黄铁矿矿石与钠质系列的杂岩共生。

岩相准则 含铜黄铁矿和铜-锌黄铁矿多产在近火山口带的火山岩岩相中，黄铁矿-多金属矿床则多产在过渡带和外缘带的火山岩岩相中，重晶石-多金属矿床也多产于这两个带的火山岩岩相中，但是，围岩含有碳酸盐岩和硅质岩石。含矿杂岩剖面最上部的、标志着火山作用结束而同时气体-热液活动又加强的火山-沉积地层，最有找矿远景。这些火山岩、火山混杂岩、硅质岩和陆源-碳酸盐岩互层的各个分层充填在局部性洼地中。

火山-构造准则 含黄铁矿地区和地带见于使火山隆起复杂化的区域性火山-构造洼地中。无论是内部的（破火山口状、线状的），还是边缘线形洼地，只要其火山作用特点是从内部洼地逐渐向边缘洼地独立地发展，都可能是这样。洼地被同火山断裂切割成许多火山构造断块——局部性洼地和隆起。局部性火山构造以复杂化了的层火山为代表，其中产有矿田，而黄铁矿-多金属矿体则产于这种构造的各个构造单元中。使层火山复杂化的因素为顶部洼地、侵出穹丘、侵出-熔岩穹丘、破火山口状洼地、间火山洼地、近破火山口带的扇形断块、火山口构造、潜火山岩体和深成火山岩体的内外接触带。对于热液-沉积矿体的产生来说，局部性洼地最有利，而对热液-交代矿石来说，则是其他类型的构造较有利；经常见到某些矿床同时出现，共同产在联合型火山-构造成因构造中。

进行黄铁矿-多金属矿床预测时，也广泛地把找矿标志（地球物理、地球化学和其他标志）和古火山学前提及其他地质学前提结合起来一起使用。不同结构的原生地球化学晕与不同类型的黄铁矿-多金属矿体有关（见图54、55）。А. П. Трофимов 划分的各种成因类型和构造类型的矿床，其化学晕形态特征的不同决定了深部找矿的方向也不同。与热液-交代矿石有关的地球化学晕具有复杂的蘑菇状外形，说明在火山穹丘构造中向深处有可能追索到矿体，也说明矿化作用具有分散的特点。韵律性层状地球化学晕是火山-沚地构造中成层的块状矿石呈韵律状分布的矿体的特点。

М. Б. Бородаевская和А. И. Кривцов研究了寻找隐伏黄铁矿型矿床的条件[18]。在含矿建造的剖面中，矿体的位置取决于局部性因素组合，其中起重要作用的是构造、岩相等因素。根据СЭВ分类，乌拉尔的大部分含铜黄铁矿矿床属于第一类，亦即为隐伏的，以前曾有露头在古地表上。而覆盖地层属于晚期形成的含矿建造或者是另一个建造的火山岩；各种含矿建造同时出现的现象非常常见。

容矿地层和上覆地层遭受的构造变动很弱，或者相反，遭受了强烈构造变动。在第一种情况下，要获得有关潜在含矿建造内部结构的资料，必须采用构造钻探，以便划分建造剖面并确定可能的控矿层位。在第二种情况下，在露头上可以确定建造的内部结构，但是，也要借助于构造钻探来查明它们向深部变化的特点。

М. Б. Бородаевская和А. И. Кривцов 建议为解决一系列矿床地质学问题而按以下顺序进行普查找矿工作：1)查明含矿的火山建造；2）确定剖面控矿部分的位置及剖面中矿石富集的岩性-地层层位；3)火山岩的岩相划分；4)解译潜在含矿区的一般构造；5)建立和划分同火山构造单元，查明它们受较晚期作用改造的特点和程度；6)查明火山岩受改造作用的性质；7)地球化学和地球物理异常的解译和解释；8)根据后来经过钻探验证的一套标

志选择有可能发现矿体的地区[18]。

由此可见，查明起控矿作用的火山构造类型及其结构单元以及以后的含矿构造的形变作用具有很大的意义。

上述作者强调指出，在含铜黄铁矿工业矿体的形成条件中，同火山构造变动的强度也是一个重要因素[18]。例如，在双楔状火山构造中，相互交切的脉状和网脉状矿体就常常受同火山断裂构造的控制（见图41）。同火山断裂构造可以作为寻找该类隐伏矿床的古火山学标志。在双楔体的基础上发育起来的古火山洼地最有利于寻找热液-沉积型矿体。根据О. В. Минина的意见，在控矿构造的共轭部位，有可能发现联合型矿体[18]。

已经经过详细研究的Гайск矿田的古火山构造，其特点是保存完好，矿化作用向深部延伸的幅度很大（大于2km），是一个明显的天然地质标准。М. Б. Борядавская、В. С. Требухин 和Ю. В. Никешин以它为例，探讨了对含黄铁矿的火山构造和成矿沉积环境进行古火山再造的原则，目的是要拟定出一套寻找隐伏矿体的找矿准则[18]。Гайск构造的古再造和黄铁矿矿体分带性的分析表明，Гайск矿田向深部还有远景；在下部层中有可能发现新的矿体。在外围地区，在Гайск型矿化上，有远景的是构造上活动的火山构造，以复杂的破火山口火山为代表。

正如已指出的那样，根据Н. П. Лаверов及其他地质学家的资料，许多与造山阶段火山-构造洼地有关的矿床都分布在具有强烈的大陆型火山作用的褶皱区[19]。В. М. Константинов 根据矿床在火山-构造洼地中的位置（根据深度因素）把这些矿床划分为三类：上带、中带、基底或者下带。根据围岩的成分又可以把矿床划分为五个亚类，已知每一亚类中都有一些其结构与许多构造-岩性因素有关的构造形态类型。根据这些作者所提议的分类，早在普查测量工作阶段就可以预测矿床的可能构造-形态类型。例如，在充填洼地的岩石中，如果有富含有机质的多孔状含闪锌矿的熔岩或者砂岩层位，就可以预测这些岩层中可能产出的隐伏矿体；如果在充填洼地的喷出-沉积建造中有古火山机构存在，就

可以把它看作是有利于成矿富集的构造。

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63）。В. М. 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。显然，理论上可以提出很多各种各样的侵蚀切割类型，但是，实际上划分出四种具有一定切割特征的基本区域类型是合适的。

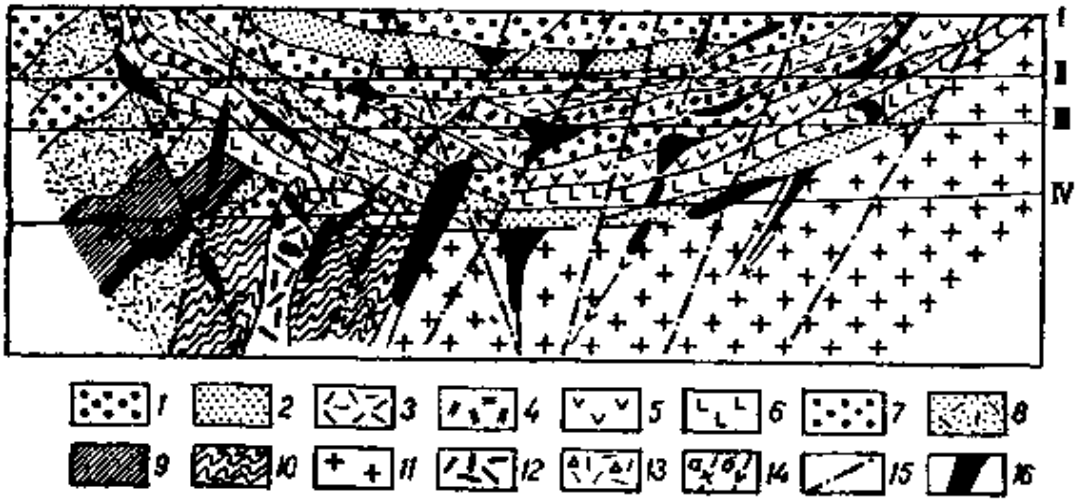


图 63　具有不同侵蚀切割水平的火山-构造洼地的矿床分布略图

（据В. М. Константинов）

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（а）和中性岩墙（б）；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

第一类区域侵蚀不大。矿床通常为盲矿床或者出露很差。具有这种侵蚀水平的地区最有远景。但是，在这类地区进行普查和勘探的费用相当高，必须使用一套昂贵的综合地质-地球物理找矿方法和矿物-地球化学找矿方法。弱侵蚀的火山-构造洼地地区

属于第二种类型。在这种条件下，保存了所有构造-形态类型的矿床，这些地区的远景基本上与第一种类型一样，但是，找矿的费用则要少得多。第三类区域为强烈侵蚀区，在那里可以发现出露在地表的矿床或者盲矿床。在第四类区域中侵蚀切割很深。如果矿床的上部没有被地表风化作用破坏，发育在那里的矿床可以出露地表。但这种地区的远景很小。

M. M. Константинов曾经详细说明了另一种矿化作用的多层性，这种类型分布在叠加的地堑状凹陷中，地堑状凹陷由白垩纪的火山-沉积地层组成。在剖面的上部，广泛发育交代置换作用，导致在酸性喷出岩和炭质粉砂岩的接触带中形成层状矿体。随着深度的增加，脉状矿体越来越多，并且矿体向北倾，与穹隆构造斜坡的倾向一致。在更低的层位中，有可能发现受到流纹岩层屏蔽的隐伏矿体（图64）。火山凹陷的边缘是有远景的，在那里可以到陆源基底和下部流纹岩地层的接触带中去进行找矿（用地球化学方法）。根据锑、汞等化学晕可以找到隐伏的矿体。

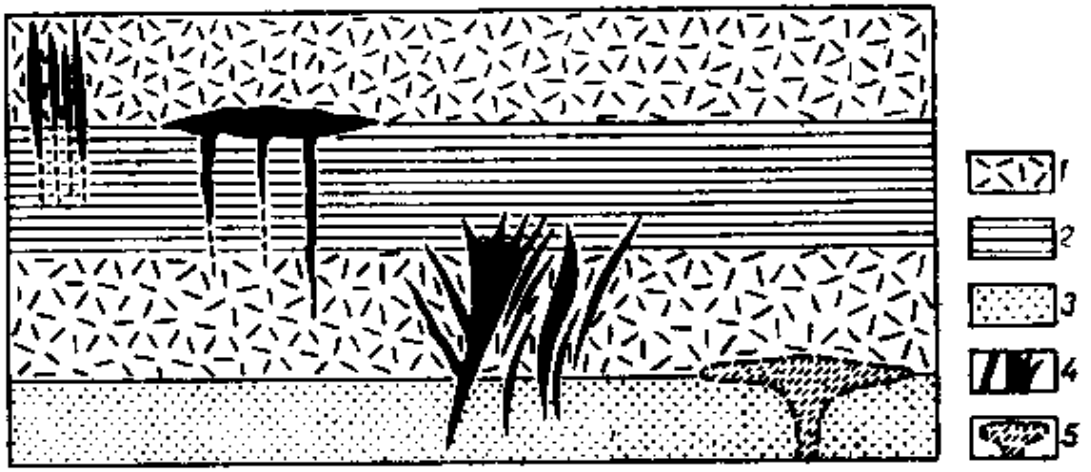


图 64　火山层剖面中的矿化位置

（据M. M. Константинов）

1—酸性喷出岩；2—炭质粉砂岩；3—砂岩；4—矿化；5—推测的矿化

最后，我们再来看看后贝加尔进行找矿工作时建议考虑的找矿准则和标志（其中包括构造-火山标志）的组合[32]。

在这个地区的各个部位，找矿工作进行得比较好，对出露最好的矿区都进行过研究。大多数情况下，矿体产在主要形成具有

稀有金属矿化的深成岩和火山-深成岩机构的穹隆构造中。负形火山机构主要发育在洼地带，这些地方的露头一般都不好。为了进行普查找矿工作，必须大量进行构造-地球物理工作和矿山钻探工作。这些构造中的矿体常常是层状矿体，与层状地层整合接触。它们可以产于下部层位中，在与基底的交界处或者在火山-沉积地层之下。矿体在地表可能出露很差。火山构造含矿性的地质找矿准则不仅取决于矿体本身的形成特点和产出特点，而且还取决于在热液活动之前和热液活动过程中发生的整个火山作用和构造作用过程。找矿准则可以划分为五类[32]。

1. 大地构造准则 反映有利于形成工业矿化的构造环境(在基底构造带、区域造山构造或者活化构造带中的位置，与区域性断裂的关系，地壳的结构和组成等)。

2. 岩石学准则 考虑火山活动的特点(火山建造与幔源或者壳源火山活动的关系、火山作用的同旋性或异旋性发展、火山作用的阶段性)、火山组合的岩石化学特点和地球化学特点、它们的岩相组成。

3. 构造-火山准则 包括了能反映矿体形成过程中火山构造作用的全部作用结果，如火山系统的类型、火山-构造成因构造的类型及各单元火山形态的特点。

4. 构造-岩石学准则 取决于对矿化富集有利的周围环境(围岩的物理-机械性质、断裂构造的特点和强度、剖面的非均匀性、是否存在屏蔽面)。

5. 矿物学准则和标志 这一类包括火山系统的金属专属性问题、火山系统的区域性和局部性地区化学特点、热液作用的物质表现、热液活动在空间上的表现强度和特点。

结　论

矿区、矿田和矿床火山构造的分类指出，在矿化富集作用过程中，火山-构造成因构造起了很大的作用。在火山-构造成因构造中的同火山断裂通常是导矿通道，但是，有时也是容矿构造。在矿床和矿体的分布方面，火山成因的构造单元：内部喷发构造、火山口构造、双楔状火山构造等具有不小的意义。它们也决定着矿体的构造-形态特点。

分析不同大地构造带中含矿火山构造的深部结构和演化，对比它们与现代火山作用的特点，可以发现有以下共同的特点：地壳深层与上层相互作用；供给密集火山群喷发物质的浅源酸性火山岩浆源分布在1—5km深处；火山构造及与其伴生的矿化作用具多阶段性，矿化作用围绕火山中心呈带状分布。

此外，位于具有不同大地构造环境的地带的火山构造还具有许多深部结构特点和发育特点。1.在造山带和活化区，具有相当厚的花岗岩层，那里的浅源岩浆比早期向斜带中更具独立性。2.在后者中常常发生正形火山构造被火山-洼地构造取代的现象，在火山洼地构造中堆积下热液-沉积成因的矿石（乌拉尔的黄铁矿成矿省等）。在造山带和活化区中，前几个发育阶段的负形火山构造常常被火山-穹隆构造所取代，在这种火山穹隆中常产出有潜火山侵入岩，有时还有酸性成分的深成侵入体（再造破火山口）；无论是火山成因的，还是深成的矿化，例如金-银矿化或者稀有金属矿化，都与侵入体共生。

纵观组成这一套古火山学分析方法的各种研究方法表明，其中最主要的是对火山作用产物进行详细的古岩相分析，同时沿垂向和侧向划分出各种火山岩相的分布带。根据这些在专门图件上所得的资料再进行火山构造的古再造工作。

根据含矿建造的古火山学分析、火山热液型、黄铁矿型和其他类型矿床分布规律的查明，可以找出找矿的古火山学前提。

参 考 文 献

1. *Авдонин В.В., Баранов В.Д., Яковлев Г.Ф.* Металлогеническое районирование Рудного Алтая на палеовулканологической основе. – Геол. руд. месторождений, 1982, № 4, с. 54–68.

2. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Яковлев Г.Ф.* Рудоконтролирующие структуры колчеданоносных провинций. – Разведка и охрана недр, 1978, № 2, с. 10 – 15.

3. *Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д.* Структуры рудных полей и месторождений. М., Недра, 1975.

4. *Вулканизм и вулканоструктуры.* Тбилиси, Мецниереба, 1980. (Тезисы докладов V Всесоюзного вулканологического совещания).

5. *Вулканогенные* колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая) /Под ред. Г.Ф. *Яковлева*. М., изд. МГУ, 1978.

6. *Геологические* структуры эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1978.

7. *Геолого-структурные* методы изучения эндогенных рудных полей. М., Наука, 1982.

8. *Геология* и структуры рудных полей и рудных районов Южного Урала. Уфа, 1979.

9. *Глобальные* палеовулканические реконструкции и тектоника. Вулканические палеоструктуры и механизм их образования. Хабаровск, 1979. (Тезисы IV Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).

10. *Глубинное* строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976. (Краткие тезисы Всесоюзного симпозиума).

11. *Гончарова Т.Я.* Фации вулканогенных пород. – Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 428–431.

12. *Горжевский Д.И., Макеева И.Т.* Стратиформные месторождения цветных металлов. М., изд. ВИНИТИ, 1982. (Итоги науки и техники, "Рудные месторождения", вып. 12).

13. *Донских В.В., Зелепугин В.Н., Кронидов И.И.* Методика геологической съемки древних вулканов. Л., Недра, 1980.

14. *Колчеданные* месторождения мира/ Под ред. В.И. Смирнова. М., Недра, 1979.

15. *Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А.* Вулканогенные породы и методы их изучения. М., Недра, 1967.

16. *Котляр В.Н.* Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970.

17. *Кривцов А.И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М., Недра, 1979.

18. *Критерии* и методика поисков скрытых колчеданных месторождений на Урале. Уфа, 1979.

19. *Лаверов Н.П.* Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах. – В кн.: Минеральные месторождения. М., 1972, с. 34–45.

20. *Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971.

21. *Малеев Е.Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., Наука, 1975.

22. *Масуренков Ю.П., Комкова Л.А.* Геодинамика и рудообразование в куполько-кольцевой структуре вулканического пояса. М., Наука, 1978.

23. *Методы* палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975. (Материалы II Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).

24. *Методы* составления палеовулканологических карт. Новосибирск, Наука 1979. (Материалы III Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).

25. *Невский В.А., Паверов Н.Н., Толкунов А.Е.* Структурно-морфологические особенности урановых месторождений в кальдерах проседания. – Атомная энергия, 1976, т. 40, вып. 2, с. 155–161.

26. *Основные* принципы и методы составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканологических областях/Под ред. Г.Ф. Яковлева. М., Недра, 197..

27. *Попов В.В.* Сопоставление условий формирования свинцово-цинковых стратиформных и колчеданных месторождений. – Сов. геология, 1982, № 8, с. 21–31.

28. *Проблемы* палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев, Наукова думка, 1981. (Тезисы докладов V Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).

29. *Прогнозная* оценка рудоносности вулканогенных формаций/М.М. Василевский, Ю.М. Стефанов, Б.И. Широкий и др. М., 1977.

30. *Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М., Недра, 1977.

31. *Святловский А.Е.* Структурная вулканология. М., Недра, 1971.

32. *Семинский Ж.В.* Вулканизм и гидротермальное оруденение в активизированных областях. М., Недра, 1980.

33. *Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., Недра, 1972.

34. *Смирнов В.И.* Фактор времени в образовании рудных месторождений. – Геол. рудн. месторождений, 1970, № 6, с. 3–15.

35. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. 4-е изд. М., Недра, 1982.

36. *Современный* вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явления. Тбилиси, Мецниереба, 1980. (Тезисы докладов V Всесоюзного вулканологического совещания).

37. *Сопко П.Ф.* Структурный контроль колчеданного оруденения и типы колчеданных месторождений и их рудных полей. – В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 322–332.

38. *Старостин В.И.* Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М., Недра, 1979.

39. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.

40. *Фремд Г.М.* Типизация и генезис палеовулканов и отрицательных вулкано-тектонических структур. – В кн.: Палеовулканы и вулкано-тектонические структуры. Владивосток, 1981, с. 7–21.

41. *Щерба Г.Н.* Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – Сов. геология, 1974, № 9, с. 66–81.

42. *Шарфман В.С.* Рудоносные вулканические постройки в раннегеосинклинальных формациях Урала. – Докл. АН СССР, т. 203, 1972, № 1, с. 186–187.

43. *Эволюция* вулканизма в истории Земли. М., 1973. (Труды I Всесоюзного палеовулканологического симпозиума).

44. *Яковлев Г.Ф.* Геологические структуры рудных полей и месторождений. М., изд. МГУ, 1982.

45. *Barbi Lang.* The Base Metals–Gold Hydrothermal Ore Deposits of Baia Mare, Romania. – Econ. Geol., 1979, v. 74, № 6, p. 1336–1351.

46. *Gilmour P.* Strata-bound massiv pyritic sulfide deposit + a ...ew. – Econ. Geol., 1971, v. 66, № 8, p. 1239–1244.

47. *Koud R., Koida H.* Ring structures, resurgent cauldron and ore deposits in the Hokyroku Volcanic field, Northern Akita, Japan. – Kodzan Tucuuy, Miniwg Geologi, 1978, v. 28, №4, p. 233–244.

48. *Lambert J.B., Sato T.* The Kuroko and Associated ore Deposits of Japan: Review of Their Features and Metallogenesis. – Econ. Geol., 1974, v. 69, № 8, p. 1215–1230.

49. *Laing W.P., Marjoribanks R.W., Rutland R.W.R.* Structure of Broken Hill Mine Area and its Significance for the Genesis of the Orebodies. – Econ. Geol., 1978, v. 73, №6, p. 1112–1136.

50. *Ores and Structures.* Geologiska Foreningens Stocholm, Forhandlingar, Stockholm, 1977, v. 99, №56.