

国外地质科技资料选集之五

火山岩与火山喷发作用

华东地质科学研究所

1973年10月

毛主席语录

路线是个纲，纲举目张。

鼓足干劲，力争上游，多快好省地建设社会主义。

开发矿业。

外国一切好的经验，好的技术，都要吸收过来，为我所用。学习外国必须同独创精神相结合。

中国人民有志气，有能力，一定要在不远的将来，赶上和超过世界先进水平。

我们不能走世界各国技术发展的老路，跟在别人后面一步一步地爬行。我们必须打破常规，尽量采用先进技术，在一个不太长的历史时期内，把我国建设成为一个社会主义的现代化的强国。

团结起来，争取更大的胜利。

目 录

1. 关于原始喷发相的研究.....	(1)
2. 论次火山岩相.....	(43)
3. 剥蚀的古火山筒带和近筒带的标志.....	(60)
4. 根据火山喷发物再造火山喷发作用.....	(70)
6. 论火山-沉积成矿作用	(76)
7. 关于次火山岩-热液矿脉形成的深度	(84)
8. 论浅成侵入体伴生的隐蔽爆发岩及其在金属矿床形成中的作用.....	(87)
9. 摩洛哥布阿兹尔地区的镍钴矿床.....	(94)
10. 论现代泥炭堆积和煤层形成的若干问题.....	(105)
11. 关于第二十四届国际地质会议.....	(110)

关于原始喷发相的研究

我们将凡是其生成同喷发到地表上的火山物质有关，并且其产状通常与沉积成因的岩石相一致的所有火山岩都列入喷发相的生成物中。这就是熔岩、熔岩角砾岩以及火山碎屑岩所有变种，其中包括熔结凝灰岩(игнимбрит)。按照一系列标志(岩浆物质成分、火山活动的性质、同火山机构的接近程度等)，可将这些火山岩划分出若干个大类。

A. H. 查瓦里茨基(1956)写道：“我们的名词学(不同于英国的名词学，在那里不能作出这种区别)能够制定出不同的名词类别：喷发(эффузия)，它标志着形成熔岩流和熔岩被的液体活动岩浆的喷溢。喷出(экструзия)，乃是标志出现在地表上粘稠不流散的、并堆积成岩钟和喷出岩栓的熔岩。最后，迸发或者爆发(взрыв或эксплозия)，就意味着岩浆爆炸成各个不同部分，并导致火山碎屑产物(火山灰、火山砾、火山弹火山岩块)的堆积。

因此，按照原始喷发相火山生成物中的构成条件可划分为三种不同亚相的岩石：

- 1) 流状熔岩亚相(熔岩流、熔岩被的熔岩和熔岩角砾岩)；
- 2) 喷出亚相(熔岩、自生岩浆角砾岩以及岩钟的其他岩石)；
- 3) 爆发亚相(火成碎屑岩和火山—沉积岩)。

上述三种亚相当中的第一种亚相岩石(见图1)是在液体(玄武岩)岩浆或者被挥发物饱和的安山岩和流纹岩岩浆的喷溢过程中形成的，这类岩浆沿地表很有移动能力，常常达到相当大的距离。

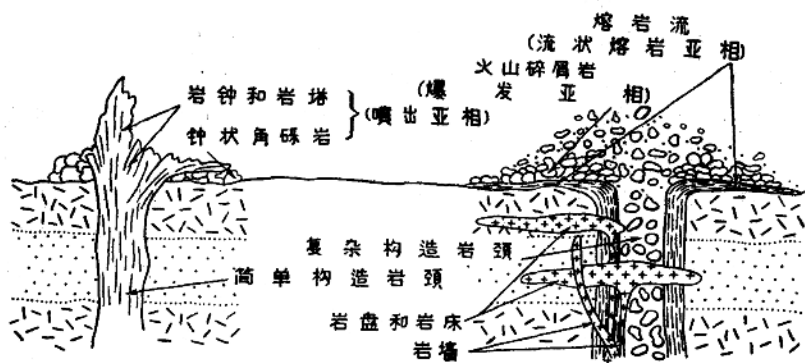


图1 不同相和亚相火山生成物的对比关系

原始喷发相(熔岩流、火山碎屑岩、岩钟和岩塔)，亚相(岩盘、岩床、岩墙)，火山管道相(简单构造岩颈和复杂构造岩颈)

喷出亚相岩石是在粘稠岩浆的挤出情况下形成的，有时其性质近似于固体（列文逊—列星格等，1933），在地表上这类岩浆在直接位于导浆通道附近呈岩钟形式和珀累碑状火山颈型的火山柱形式凝固的。不应该从上述所谓的喷出角度来看，正如Г.М. 加彼也娃、E. B. 贝科夫斯卡娅、B. H. 柯特良尔等人所做的那样，这类火山岩是靠粘稠熔岩形成的，但是，这类熔岩是在地表以下某些深度呈岩墙、岩盖、岩床（次火山岩相）形式侵入和凝固的，或者是在导浆通道（火山管道相）中侵入和凝固的。

我们将凡是其生成与火山爆发活动（凝灰岩、熔结凝灰岩等）有关的所有火山成因碎屑岩（火山碎屑岩和火山—沉积岩）都归属到爆发亚相中（见图1）。

在一定时间过程内，火山活动性质的所有变化，例如，岩浆物质成分的变化，喷发性质和喷发强度的变化等，都最充分地反映在原始喷发相岩石中。研究原始喷发相岩石的物质成分和分布特征，也使我们有可能判断出某些领域范围内火山活动的特征。依据距离火山机构的远近程度，在某些情况下的这类相生成物当中能够划分出下列条件形成的岩石：а）在近火山管道条件下形成的岩石（厚层的熔岩流、岩钟、粗粒碎屑凝灰岩和块状角砾岩等）。б）在离开火山管道某些地段上形成的岩石（中粒和细粒碎屑凝灰岩、中性和基性成分的熔岩、熔结凝灰岩等）。в）在远离火山机构的地段上形成的岩石（细粒碎屑和微细粒碎屑凝灰岩以及火山沉积岩）。

关于火山活动（平静喷溢、不同强度爆发等）出现的性质和类型的正确概念乃是重要的，一般地说，火山活动同岩浆的化学变化有紧密关系，但是，也取决于其他许多因素。

在陆上喷发和水下喷发时形成的原始喷发相火山岩通常都具有熔岩和凝灰岩的颜色和构造、分选程度和凝灰岩的产状条件特征，以及沉积岩共生组合特征，等等。

很遗憾的是，关于水下和陆上条件下形成的火山岩的区别标志，目前尚研究的不够完善，其中某些在文献中提到的常常矛盾重重。譬如，Ю. А. 库兹涅佐夫（1955）认为，就形成在陆上条件的火山岩而言，应该具有下列特征：典型的凝灰岩夹层，熔岩流表层存在坚硬岩壳，孔隙度或者杏仁状构造，广泛发育火山玻璃，黑云母和角闪石的暗化现象，等等。然而几乎所有这些标志，在某种范围内也为形成在水下不大深度条件下的熔岩所具有，这种熔岩同含有标准海成动物化石的沉积成因岩石相互交替。F. 沃尔弗（Wolf, 1914）和 B. M. 谢尔盖也夫斯基所援引的一些鉴别标志也不足为凭。有时他们与 Ю. А. 库兹涅佐夫所指出的标志恰恰相反。其中，F. 沃尔弗和 B. M. 谢尔盖也夫斯基认为，水下喷发的熔岩几乎经常伴随有凝灰岩，而且具有明显的杏仁状构造，其中许多具显著的渣孔状构造。按照这些研究者的意见，水下喷发的凝灰岩比陆上喷发的凝灰岩具有较致密的组织和很大的均质性，主要是按照比重经受了分选，而不是按照粒度经受了分选。此外，水下喷发时形成的岩石常常占据很大的面积，因为在水中的火山物质可长时间处于悬浮状态，并且被水流所搬运。

在我们对哈萨克斯坦泥盆纪和石炭纪沉积物的观察过程中，未曾在古老火山沉积物凝灰岩分布中发现类似的差别。按照我们的意见，颜色、构造和结构特征，以及重结晶作用的性质和强度差别乃是较为重要的标志。这个问题在第七章中将要详细进行研究，这里只强调指出，陆上条件形成的酸性成分的熔岩同水下条件形成的岩石相比较，前者常常对次生粗粒质粗显结构的集合重结晶过程显示出很大的倾向性，在发育最终阶段的

某些情况下，粗粒质粗显结构则明显地成为“木块”结构生成物。

古老地形的性质，无论是火山前的地形（可以作为熔岩流移动通道的河谷及其他等），或者是火山地形本身（以前喷发的熔岩流表层、火山斜坡的陡度、火山口以及小火山口等），对于喷发相岩石的产状特征，特别是对在陆上条件形成的喷发相岩石的产状具有重大的影响。

因此，在研究喷发相岩石的填图过程中必须查明下述情况：

- 1) 喷发岩浆物质的物质成分；
- 2) 岩浆物质成分在时间上（剖面上）和空间上的交替次序；
- 3) 火山作用的出现条件（陆上的或者水下的）；
- 4) 火山喷发的性质，在喷发过程形成的火山生成物（在平静的喷溢和喷出时，形成熔岩和熔岩角砾岩；在爆发时，形成凝灰岩和其他火山碎屑岩）；
- 5) 火山生成物远离火山机构的程度。

在大多数情况下，地质人员当进行一般路线踏勘观察时能够取得上述问题的答案，同时鉴定岩石并决定岩石的程序和产状条件。

最近时期，我们通常使用下述这样一些最简单的，但是非常明显和可靠的标志，利用这些标志曾查明大部分地区，其中包括哈萨克斯坦地区。

1. 哈萨克斯坦泥盆纪和石炭纪地层中的酸性成分火山岩和与之成互层的沉积岩，当其形成在陆上火山作用时，其特征是呈浅红—褐色、紫灰色，有时几乎是黑色，而当其形成在水下条件时，则以淡绿色、浅黄色或者浅蓝—灰色为特征。这种情况既与火山喷发时岩石的形成条件有密切关系（熔岩与空气中的氧相互作用时出现赤铁矿），也与后来的岩石改造性质有紧密关系（如蚀变的红色岩石和绿色岩石的性质）。

但是，毫无疑问，根据剖面中存在含有海成或湖成动物化石的沉积岩和凝灰—沉积岩夹层，及形成在水盆中薄层的具有特征的沉积岩夹层，能够最可靠地判断出关于火山活动的水下性质或岛弧性质（什维佐夫等，1958）。有时，我们在火山—沉积岩中发现植物化石残骸，在多数情况下，证明其为陆上火山喷发性质的湖成条件。

2. 在火山岩生成物中存在凝灰岩和火山角砾岩，则证明为爆发性质的火山活动，而存在熔岩和熔岩角砾岩时则证明为喷发或喷出性质的火山活动。某些研究人员曾推荐，计算熔岩和火成碎屑的比例关系，可按照下述公式测定该火山机构的爆发指数（李特曼，1936）：

$$K_{\text{экспл}} = \frac{V_{\text{экспл}} \times 100}{V_{\text{эф}} + V_{\text{экспл}}}$$

式中 $K_{\text{экспл}}$ ——爆发指数，而 $V_{\text{экспл}}$ 和 $V_{\text{эф}}$ 则为爆发和喷发物质的体积。

但是，对于古老岩层来说，这一公式则不能经常测出。

3. 粗屑生成物——块状火山角砾岩、粗碎屑凝灰岩、火山砾层和火山弹层的广泛发育，以及厚层的、迅速尖灭的酸性熔岩流的大量分布程度，通常都证明这些岩石为近火山管道条件下的生成物。与此相反，在剖面中常常发现按粒度等（就水下火山活动而言）分选标志的细粒和中粒碎屑凝灰岩居多时，则证明这些岩石的形成位置离火山机构很远。沉积岩胜过火山岩以及多数情况下出现火山—沉积岩，有时也证明了这一点。关于火山机构接近程度问题的较为确切的资料，通常我们是在对某些地区同一年代岩层的

剖面进行对比和比较分析之后取得的。

上述标志只能作为最一般的标志来进行研究，决不是作为完全的和无条件的标志。正如下面所阐述的，在每一个具体情况下，对于正确恢复古老火山作用的原来状态，必须有大量的补充观察，以便有根据地判明影响形成原始喷发相的火山岩和火山-沉积岩的诸因素。如所周知，沉积岩层或者火山-沉积岩层的个别夹层的产状要素的测定，乃是查明火山沉积物产状之最可靠的测量方法。在某些情况下，关于岩石产状问题我们也可以根据火山碎屑物质的层理来判断，以及根据熔岩流的顶部或底部来查明。

熔岩中流状体的单独测量应当认为是可靠程度最小，因为一般来讲，流状体使具有粘结熔岩流特征的褶曲和涡流出露，所以自然不能反映出正常的成层薄岩层的产状。但是对流状体的大量测量，在许多情况下也能提供熔岩流的产状概念。

熔岩流（流状熔岩的亚相）

这类亚相岩石的形成同沿地表移动能力很强的液体（玄武岩）岩浆或者被挥发物饱和的安山岩浆以及流纹岩浆的溢流有紧密关系。

虽然现代熔岩（А.Н.查瓦里茨基、В.И.弗洛达维茨、С.И.纳博科等）和古老熔岩的岩石学特征和化学特征研究程度很高，但是这两种熔岩的地质学，也就是产状和形态学、内部构造以及同围岩的相互关系，截至目前仍然阐明较差。

熔岩流的凝固在其形成中是按下述方式分带的（自上而下）：玻璃质外壳——多泡沫状熔岩——致密熔岩——多孔状熔岩（斯洛克，1950）。关于上述这样一些带在具体熔岩流中的大小范围和鉴别标志的资料，则取决于熔岩流的成分和条件、熔岩流流经该地表的地表性质以及其他很少遇到的因素等。

古老熔岩流的地质学研究乃是艰难的任务，在填图时并非经常都能行得通的，因此要求有补充研究。1:50000地质测量时不用附加工时消耗就可以作出许多观察，特别是在露头良好的条件下，具备垂直剖面 and 良好的航空相片更容易作出。

研究熔岩流的构造不仅对复原火山活动的条件具有意义，而且对于查明缺失沉积岩夹层的火山岩层产状和查明金属矿床的构造都具有意义，就是说，这种研究能够帮助解决实际问题。

基性（玄武岩和安山玄武岩）成分的熔岩流

众所周知，玄武岩成分的熔岩常常形成不同长度的熔岩流和占据数万平方公里巨大面积的熔岩被（例如，亚库特暗色岩区、德干半岛和冰岛的玄武岩高原等）。熔岩被的形成通常与裂隙喷溢有密切关系。在冰岛发现靠拉基火山玄武岩现代裂隙喷溢形成的最大熔岩被，其占有的面积达565平方公里。Е.К.乌斯齐也夫（1961）描述过与南阿纽伊山脉中部莫尼河谷地区的裂隙喷溢有关的玄武岩流，该熔岩流的长度为50公里，其宽度为2公里，而在河谷轴部的厚度变化为40—50米，其南斜坡的厚度为5—10米。А.К.乌坎捷尔斯曾描述过哥伦比亚河流域的中新世玄武岩巨大岩流，其厚度为50米，离熔岩流供给裂隙的距离延伸到80公里。

就大小范围而言，与中心式喷溢有关的熔岩流最小，南阿组伊山脉某一地区的熔岩流，与阿组伊火山活动有直接关系，离火山延伸到16公里。这一熔岩流的前沿部分形成高度为15—20米的阶地。在火山喷口附近熔岩流的宽度变化自200—430米，在莫尼河谷中的宽度为1500—2200米，在火山麓附近的厚度为2—5米，而在河谷中的厚度则达到50—60米。此外，E.K. 乌斯齐也夫曾描述过阿组伊火山活动的褐色和红色的细小多泡状和粗大多泡状熔岩的不大熔岩流。这些小熔岩流的厚度不超过0.4—1.2米，而长度则为0.5公里。

在基性熔岩流当中首先应该划分出陆上喷发熔岩和水下喷发熔岩。

必须指出，关于基性成分水下熔岩典型代表的描述，例如乌拉尔和其他地区的细碧岩，曾有许多著作阐述（见B.A. 查瓦里茨基的专题学术著作，1946；《古火山作用问题》专集，1963以及其他著作）。这里仅仅简略地指出这些岩石构造的某些有价值的细节。

在基性熔岩的水下溢流或蠕动的情况下，有时在水盆中形成橙玄玻璃角砾岩（橙玄玻璃碎屑岩）。在许多情况下，发生熔岩流完全分裂成个别的碎屑和球状体（图2）。在古老的固结岩层中，所有这些生成物酷似火山角砾岩、粗砾岩或者火山弹层。



图2 枕状熔岩

左边为通过熔岩流的概略剖面图。右边为单个《枕状体》的放大球截面；凸出的上部分和凹下的下部分可以利用来鉴定岩层层序（柯姆波顿，1962）

所谓的球状熔岩就是在其凝结过程碎裂成个别球状体或者不同大小球体的熔岩（玄武岩或者玄武质玢岩），在这些球体之间充填有细碎屑，有时充填有玄武玻璃质贝壳状碎屑或者沉积碎屑，而沉积碎屑常常是硅质的，有时是泥质的或碳酸盐物质。枕状熔岩（也是玄武岩或者玄武质玢岩）就是由具玻璃质外壳的蘑菇状熔岩赘生物组成的一种熔岩，这类熔岩并不是互相分开的个别岩体，而是与狭窄的熔岩堤紧密相关。所谓的橙玄玻璃碎屑角砾岩（李特曼，1964）或者橙玄玻璃角砾岩，就是由玄武岩成分的玻璃质碎屑组成的一种岩石。而这类玻璃质碎屑则是由于橙玄玻璃玄武岩的破碎形成的，其中包括水底条件下玄武岩熔岩流迅速冷却时枕状熔岩玻璃质外壳的破碎而形成的。这类岩石在空间上通常与枕状熔岩有紧密关系，但是有时可见到单独存在。

在许多情况下，枕状熔岩组成水下熔岩流的顶部，同时超覆块状熔岩。个别枕状熔岩体之间的界线是不平整的，削平的或者波状的，有时这些枕状岩体经过熔岩堤同块状

熔岩密切联系(皮恰穆特胡, 1963)。

似球体和枕状体熔岩的有代表性特征乃是其中气泡呈同心圆分布(见图2), 按照弗利尔(Fuller, 1931)的意见, 这类岩体常常具有弧形顶板和平坦的底板, 因此应该仍属于液体熔岩中形成的。

在枕状熔岩体中一般可观察到块状结核和表层薄壳, 有时为带状薄壳, 其间分布着孔隙熔岩。在这些岩体中常常发现玄武球粒结构和放射状裂隙(见图2)。枕状体和似球体的横断面一般为数厘米到一米。

M.A. 季良罗娃(1959)曾作过关于球状熔岩文献的最认真评论, 以及关于南卡列里这类熔岩资料的详细描述。季良罗娃特别细致地研究了球状熔岩形成物的条件和机理, 同时划分出如下的基本要素:

1) 熔岩的粘稠程度首先取决于这些熔岩流动时的成分和温度。同时能够产生表面张力作用, 熔岩应该完全处于液体状态, 即就成分而言应该是基性熔岩。

2) 冷却速度或者温度间隔时间, 在这一时间过程中熔岩应该仍然是液体, 以便能够形成球状体。

3) 对形成熔岩滴而言, 其流出速度应该是不大和不固定的, 因为不然的话将形成连续的熔岩流。这一要素既取决于内部(导浆通道中)的压力, 也取决于外部(大气、水柱)的压力。

4) 应该产生表面张力, 如果重力作用为其他力的作用相互补偿的话(主要靠球体中熔岩的多孔性和挥发物饱和度等)。

按照M.A. 季良罗娃的意见, 如果形成球状熔岩必须是上述因素的有力结合, 这种结合只有在水底喷发条件下才能产生。

E.И. 古林诺娃(1960)在其著作中指出, 通古斯盆地的玄武岩枕状熔岩既形成长度达数十米的不大透镜体, 也形成延伸达数公里的巨大熔岩流。枕状熔岩的厚度变化从0.5到20米, 稀少情况达40米。这类枕状熔岩常常只是产在熔岩流的下部, 沿剖面则变为块状玄武岩。在多数情况下, 枕状熔岩以球状变种为代表, 有时有枕状熔岩。

球状熔岩是由直径大小从0.2到6米(轴比例为1.5:1和2:1)玄武岩成分的扁球体组成的, 而这些扁球体的空间则为松散的火山岩碎屑物质所充填。大扁球体的中心部分的特点是, 具有变嵌辉绿结构和钠粗安结构, 而边缘部分则是空隙充填结构和杏仁状构造。扁球体的表部发育一薄层(1—2厘米)玻璃质玄武岩壳。E.И. 古林诺娃曾在不大的熔岩流中观察了枕状熔岩在块状玄武岩表层呈肾状阶梯形式存在。这些阶梯的长度达到1.5米, 其特点是发育有杏仁状熔岩碎屑。充填到球体和枕状体间隔中的物质是由一些尖嘴状碎屑或挠曲的瓦块状碎屑组成, 这些碎屑直接在扁球体和枕状体附近呈宽到5厘米的带, 平行熔岩表层作定向排列。碎屑物质被热液矿物——沸石、方解石、绿泥石等胶结。

按照古林诺娃的意见, 这些枕状熔岩的形成是发生在湖成盆地中, 而且在许多情况下, 仅仅熔岩流的下部是在水下面冷却的。古林诺娃指出, 该类熔岩同层凝灰岩、凝灰砂岩以及凝灰砾岩有密切关系, 这类岩石具有在水介质中形成的标志(薄层平行层理和斜层理, 存在淡水动物化石和植物化石等)。

根据E.И. 古林诺娃的意见, 球状熔岩的形成决定于液体熔岩流同水接触时碎裂成

各个滴状岩体的性能，这种破碎性能酷似工业条件下碎矿渣的生产过程。古林诺娃曾叙述过在莫斯科铸石工厂进行的试验，当成分近似超基性岩的熔流体流下水时，瞬息间即碎裂成大量的小物体。应当指出，安德逊（1908）观察过自然条件下枕状熔岩的形成过程，他曾经看到当地上熔岩流流进海中时熔岩即碎裂成各个肾状体。

按照 E.И.古林诺娃的意见，细碎屑球粒间物质主要是靠沿同心圆裂隙剥离扁球体玻璃碎屑以及这些碎屑接着即粉碎而形成的。当熔岩同水接触，熔岩起泡沫和四溅时也会形成若干数量的碎屑，以及通过扁球体外壳裂隙挤出半晶质熔岩时，也可能形成若干数量的碎屑。

作为东哈萨克斯坦玄武熔岩水下喷溢的实例，可举出 E.Б.雅科夫列娃描述过矿区阿尔泰法兰统下部的枕状熔岩。枕状熔岩体的规模变化从0.5米到1.5米，具凹下和凸出的不平坦表层。有时“枕状体”直接相互迭压，但是在枕状体之间常常可观察到为赤铁矿化的钙质物充填的中间物。上述岩石之最大的特征是广泛发育杏仁状构造。在某些情况下杏仁体达到如此之多，以致总体积超过固结物质的体积。杏仁体的形状大部分为不规则的、浑圆形的，有时为长形的椭球体，大小变化从数毫米到1—2厘米，有时遇到长度达3—5厘米的很大杏仁体。大部分杏仁体是由碳酸盐组成，有时这些杏仁体则由绿泥石或者石英组成。通常杏仁体平行于“枕状体”的边缘沿长方向排列，同时形成同心圆带。

E.Б.雅科夫列娃在上述那种沉积物中发现了酷似泥质板岩的透镜状岩层，但是这类岩层含有玄武岩成分的尖嘴状熔岩碎屑，同时缺乏一些矿物或其他岩石的碎屑。一般就成分和构造而言，这些碎屑互相之间极为近似。其大小范围不同：直径从数毫米到数厘米。可以推测，我们在该地将发现在水底条件下玄武岩不大熔岩流溢流时形成的橙玄玻璃角砾岩（或者玻璃碎屑岩）。

✓ 在陆上喷溢的玄武岩和安山玄武岩熔岩流中，通常可以发现清晰的带状分布。这种分带不管是在年轻的和现代的熔岩中，或者古生代的熔岩流中都能发现。

E.К.乌斯齐也夫（1961）曾经描述南阿组伊山脉地区（莫尼河流域）两个粗面玄武岩熔岩流，显然，这类粗面玄武岩是在冰川期后，甚至是现代时期流出的。熔岩流的一部分下部层的厚度超过30米，并且覆盖着莫尼河流域的淤积层，其上部发育着次一级的薄层（1.5—2米）熔岩流。E.К.乌斯齐也夫将莫尼河流域的熔岩流构造自上而下地划分为三个层位（覆层），但是未计算薄层（1—3毫米）玻璃外壳，这三层是：

1) 多孔状熔岩，其中上部以细孔状熔岩（0.1—0.4米）为主，而下部则以粗孔状熔岩（0.3—4米）为主。

2) 致密熔岩（从1米到20—30米）。

3) 多孔状熔岩（从2到5米）。

在上部覆层的细孔状熔岩中发现有细小的（从0.2到2毫米）向垂直或水平方向延伸的球形孔隙。在上部熔岩流多孔状熔岩的下层中发现少量的气孔，而在下部熔岩流中则存在管状小洞和多孔状圆柱。

我们在萨雷苏—捷尼兹分水岭的日维特—法兰层中观察到了一些个别的熔岩流和熔岩被，其厚度达30米，可追索到的长度达数公里。在另一种情况下，一些不同厚度（从2—3米到10—20米）的熔岩流沿走向经过100—200米后，急剧地为沉积岩所取代。在

剖面上既观察到了酸性成分的沉积岩、凝灰沉积岩和火山岩当中的玄武岩和安山玄武岩熔岩的单独熔岩流，也可以观察到基性熔岩和中性熔岩的依次迭加熔岩流。

基性成分熔岩流之上部和下部界线既清晰而明显，然而一般地说，不稳定。当熔岩迭加时可观察在熔岩物质流进到下伏沉积岩和其他岩石的凹处和不平坦表层中（图4），其中包括不大的（数厘米）裂隙，以及自下伏岩层滚进的一部分碎屑（图3）。

在熔岩同下伏岩石的接壤处和滚入碎屑的周围常常可以观察到内接触变质带和外接触变质带。内接触变质导致赤铁矿、绿泥石的某些富集，有时富集有石英或碳酸盐。这样一些接触变质带的厚度一般不超过1—2厘米。也可以将厚度有时可达

到0.5—1米的多孔状（杏仁状）熔岩的出现地段归属于内接触变质带。内接触变质带的厚度也不超过数厘米。外接触变质的特征是出现在酸性成分的沉积岩和凝灰岩带内，在这类带内出现含石英绢云母、石英碳酸盐成分及其他成分的细粒集合体生成物的褪色作用和重结晶作用。

如果沉积岩迭压在熔岩之上，有时可以见到象沉积在熔岩表层不平处，裂隙甚至是张开空洞中的薄层沉积物（图5）。此外，基性成分和中性成分熔岩中的紫色泥质板

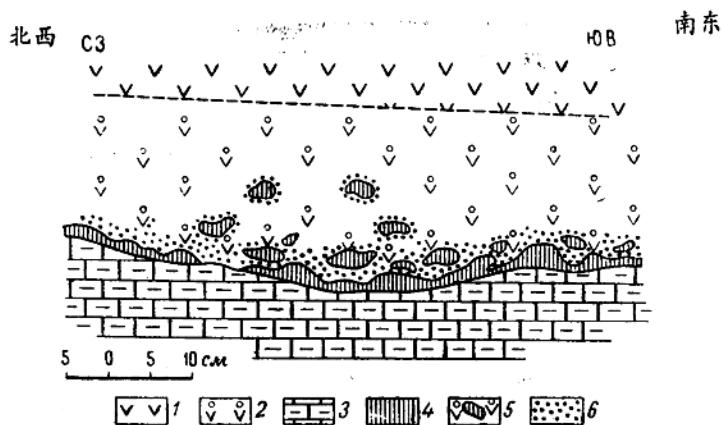


图3 玄武玢岩熔岩中滚进的钙质泥板岩碎屑。中泥盆世—晚泥盆世。萨雷苏—捷尼兹分水岭

1—玄武玢岩；2—杏仁状玄武玢岩；3—钙质泥板岩；4—由于熔岩流在钙质泥板岩中的作用而形成的石英—碳酸盐细粒质集合体；5—重结晶的钙质泥板岩碎屑；6—熔岩流底板中和碎屑岩周围的赤铁矿化

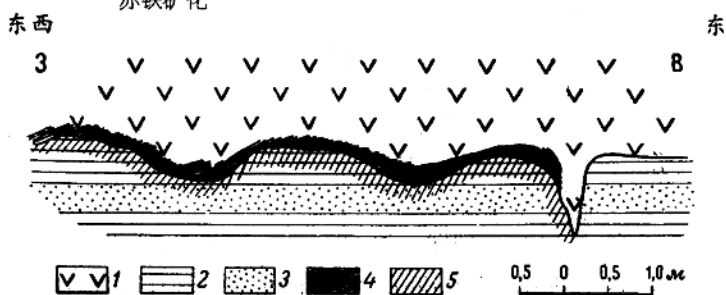


图4 具砂岩—泥质沉积物的安山玄武玢岩熔岩流下部界线的性质。萨雷苏—捷尼兹分水岭

1—具灰绿岩结构的安山玄武玢岩；2—泥质板岩和粉砂岩；3—细粒砂岩；4—安山玄武玢岩中的内接触变质带（赤铁矿化和玻璃结构）；5—沉积岩中的外接触变质带（重结晶作用）

岩、层状凝灰岩以及硅质岩石在许多情况下都形成具有极其复杂和稀奇古怪轮廓的交错脉状生成物，以及泥质板岩和层凝灰岩等轴状结核体，它们聚集成一些小链和珠串状带（图6）。这样一些“脉”和“结核”的大小变化范围从5厘米到1—2米。有时在玄武玢岩中可见到泥质板岩和其他岩石的分枝“脉”，这些“脉”的界线常常清晰、明显。

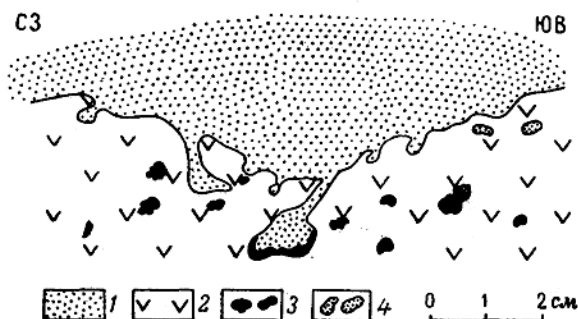


图5 具沉积物质沿张开空洞小通道渗透的杏仁状玄武玢岩不平坦表层的薄层硅质粉砂岩产状。中泥盆世—晚泥盆世。萨雷苏—捷尼兹分水岭
1—薄层硅质泥板岩，2—玄武玢岩，3—为热液矿物（绿泥石、石英等）充填的空洞，4—为沉积的硅质粘土物质充填的空洞



图6 安山玄武玢岩熔岩流渣状外壳中紫色凝灰粉砂岩的珠串状沉积“岩脉”中泥盆世—晚泥盆世。萨雷苏—捷尼兹分水岭
1—安山玄武玢岩的熔岩角砾岩；2—凝灰粉砂岩

在熔岩和熔岩流上部界线附近的围岩中，以及熔岩流同“岩脉”和“结核”的接壤处没有发生蚀变现象，就是说，到超覆沉积物沉积时及“岩脉”和“结核”形成时，熔岩已经冷却了。可以作如下推断，这样一些“岩脉”和“结核”（有时人们将它们称为“沉积岩脉”）的形成决定于熔岩流冷却时裂隙、岩囊和其他表层不平处的出现：即在熔岩喷溢的间隔过程中，这些张开着的、稀奇古怪地弯曲成裂隙、漏斗形凹陷和开形空洞已为火山碎屑和沉积物质所充填。没有接触蚀变，可以将这样的“沉积岩脉”按外形与其相似的、在炽热熔岩运动时滚入的沉积岩碎屑区别开来。

我们已经研究过的萨雷苏—捷尼兹分水岭玄武玢岩和安山玄武玢岩的某些熔岩流具带状构造特征，这决定于从熔岩流底板到顶板的熔岩物质的化学成分和矿物成分的有规律变化。例如，人们可以见到熔岩化学成分的某些变化表现在熔岩表部的还原方面，也就是说，发生了熔岩流物质的分异现象。

熔岩流中出现更为明显的带状分布与熔岩物质的结构构造标志的变化有紧密关系。根据这些标志在许多熔岩流中可以划分出如下几个带：下部带、中部带、过渡带以及表部或者渣状带（图7）。

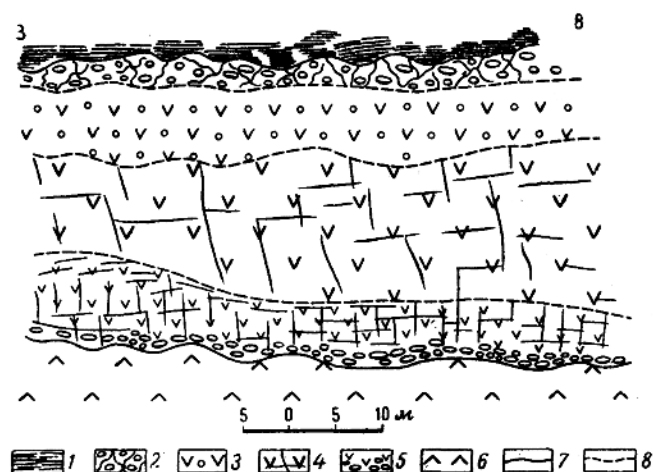


图7 某一安山玄武玢岩的熔岩流构造略图

中泥盆世—晚泥盆世。萨雷苏—捷尼兹分水岭

1—凝灰泥质板岩；2—具大量杏仁体和细脉的火山渣外壳（玻晶交织结构的安山玄武玢岩）；3—过渡带（块状和杏仁状安山玄武玢岩的相互交替）；4—熔岩流的中部（具辉绿结构的安山玄武玢岩）；5—熔岩流的下部（具间填结构的安山玄武玢岩，其下部为杏仁状结构）；6—下伏熔岩流的玄武玢岩；7—熔岩流的界线；8—熔岩流内部个别带的界线

对熔岩流的下部和中部来说，其特点是发育玄武玢岩和安山玄武玢岩的绿灰色变种，并具粗玄结构、辉绿结构、残余填间结构，斜长石和辉石的粗大个体。

在过渡带和火山渣带内可观察到广泛发育的杏仁状结构，以及出现紫褐颜色（过渡带）和淡红褐颜色（火山渣带）。同时过渡到残余玻晶交织结构（火山渣带）和残余填间结构，有时则为显微粗玄结构（过渡带）。

近表层带的特点是广泛发育大量的石英—碳酸盐及其他细脉。在这一带内出现玄武玢岩和安山玄武玢岩的熔岩角砾岩，其中大小从0.5到5厘米的杏仁状安山玄武玢岩的稜角状碎块也是为同一成分的熔岩物质所胶结。这样一些火山渣状生成物的特点是，在平面图上具不规则轮廓，其大小变化范围从1—2米至数十米。

过渡带则以块状构造和杏仁状（多孔状）构造的熔岩块段不规则相互交替为特征。

在下部带，即接近熔岩流的中部的杏仁状构造块段的大小不超过数十厘米；其形状常常呈不规则或者透镜体，而透镜体的长轴的方向大致平行于熔岩流表层。上述杏仁状构造块段范围有所扩大，主要在熔岩流的上部，而块状构造大小达数十厘米的段块只是偶然地见于其中（图8）。

所有过渡带的厚度均在1米到5—10米范围内，而近表层（火山渣）带的厚度则不超过2—3米。

根据上述存在的分带性，有可能将吉维齐—弗兰期的基性和中性熔岩的厚层划分出一些个别熔岩流，并查明其喷流量。

在厚度不大（2—5米）的熔岩流中，上述分带性在许多情况下则不存在或者不太明显。譬如，某些熔岩流整个地由基质为残余玻晶交织结构、填间结构和交织结构的紫色杏仁状玄武岩组成。其中仅仅能划分出上部火山渣带（淡红褐色、规模大和很大数量的杏仁体、交切岩枝），而下部带、中部带以及过渡带则不能清楚地划分出。

杏仁体的广泛发育乃是吉维齐—弗兰期的玄武岩和玄武岩熔岩流的典型特征，对其形状、规模以及分布的研究，在许多情况下能够帮助查明熔岩物质的产状要素。杏仁体的最大数量见于近表层带内，在该带内杏仁体往往占岩石体积的50%以上。在近表层外壳中除去圆形和椭圆形的小杏仁体外，有大杏仁体（从1毫米到5—10毫米）和很大的杏仁体（达到50—100毫米），其中不规则弯曲轮廓的杏仁体居多数，以及平行于熔岩流表层排列具椭圆形的、珠串状的杏仁体。在近表层岩壳范围内杏仁体的分布不规律；在一些块段内杏仁体比较大，而在另外一些块段内则比较小。常常见到杏仁体相互联接在一起。

对熔岩流的过渡带来说，其特点是发育圆形的或者等轴-不规则相互分隔开的杏仁体，而且均匀地分布在熔岩物质很大的块段范围内。其数量变化不同，从一些块段占5

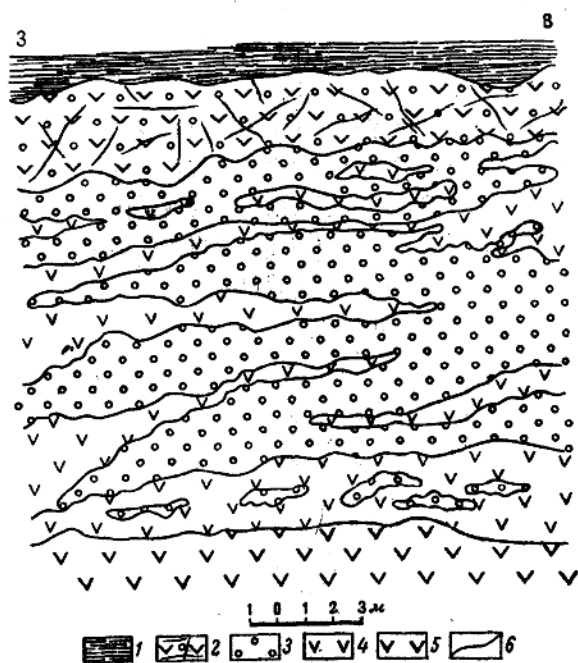


图8 中泥盆世—晚泥盆世沉积物中某一玄武岩熔岩流过渡带的构造图。

萨雷苏—捷尼兹分水岭

- 1—凝灰泥质板岩；2—具大量杏仁体和细脉的火山渣外壳；3—过渡带的杏仁状变种；
- 4—过渡带的块状变种；5—熔岩流中部的熔岩；6—结构构造变种的界线

—10%到另一些块段占20—30%。

在熔岩流的中部杏仁体具有不大的数量(5—10%)。

亦可观察到发育在熔岩流最下部扁平杏仁体的有规律交替,其定向排列常常重复熔岩流下部界线的轮廓(图9和图10),随着向熔岩流中部接近越成为等轴的和圆形杏仁体。在滚到熔岩中的异类包裹体附近,出现杏仁体数量急剧增大。在这样一些包裹体附近的杏仁体常常具复杂不规则轮廓的透镜体形状,有时由于存在连接堤则成珠串状形状。在许多情况下,这样的珠串状杏仁体集积成一些平行于包裹体碎块轮廓排列的小链条,或者成扇形分散并围绕着包裹碎块的小链条。大概,外来碎块的存在决定了大量气流的出现,这是靠熔岩成分不平衡和包裹物质的存在而造成的。

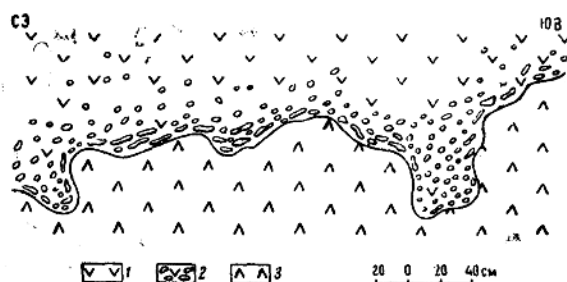


图9 安山玄武玢岩熔岩流底部杏仁体的分布。中泥盆世—晚泥盆世。萨雷苏—捷尼兹分水岭

1—一块状安山玄武玢岩; 2—杏仁状安山玄武玢岩;

3—下伏熔岩流的玄武玢岩

因此,在基性成分熔岩物质中出现大量扁平定向排列的杏仁体,在多数情况下证明接近于熔岩流的底板,而鲜艳褐色火山渣变种和大量交切细脉的存在则证明接近于熔岩流的顶底。诚然,同时必须考虑到上面描述的熔岩碎块附近,也可能出现定向排列的杏仁体。

厚层熔岩流中的玄武岩熔岩以发育垂直于熔岩流表面的裂隙系统为特征,而发育角柱状节理或柱状节理则是另一些熔岩的特征。这些“柱状体”互相之间紧密毗连,在断面上酷似马路面的石块。这样一些节理的实例见于冰岛(“巨人路”)、南高加索地区(巴什—加尔尼熔岩流)以及其他一些地区。譬如,在勘察加维留琴火山附近的熔岩流中,根据 A.H.西林(1962)的资料,在剖面上看,发育有各种不同完整程度的圆柱、六角柱以及多角柱。这类节理的存在,大多数研究人员解释为熔岩在其冷却过程的收缩现象,按照 A.H.西林的意見,熔岩在其停止运动以后的弱粘稠性、逐渐和均匀冷却乃是其辅助条件。

多数研究人员都指出垂直方向的柱状节理的性质变化。例如, A.H.查瓦里茨基(1950)在描述巴什加尔尼熔岩流时写道:“熔岩流和熔岩被中的稜角柱互相连接成规则的柱列,达到数十米的高度,通常自上而下地布满着,宛如建筑物的柱形,首先成层,其稜柱状节理变为不规则的节理,同时组成弯曲和分散的,然而较小的粗柱状体,

再向上则过渡为粗大角柱状节理或块状节理，最后，则应为上部层”。

A.K. 沃捷尔斯将哥伦比亚河的玄武岩流描述为两层柱状节理：在下部出现较粗的柱状节理，通常显现出明显的柱体，这是借助于向上生长而形成的，而在上部则发育着脱离熔岩流顶板的较细小的规则柱状体。在它们之间呈水平裂隙的界线大致分布在离熔岩流顶板 $\frac{2}{3}$ 的距离上（图11a）。

按照A.K. 沃捷尔斯的资料，根据两层柱状节理的位置，可以在熔岩流中鉴定出熔岩流动的方向（图116）。沃捷尔斯认为，如果在顶板和底板中柱状节理出现以后熔岩运动有所恢复，那么在熔岩流的中部当冷却时则形成柱状体，并且倾向于喷出源地的熔岩流一侧（如果对于熔岩流下部节理进行研究的话），A.K. 沃捷尔斯事先提醒不要犯错误，同时指出，倾斜的柱状节理是借助于另外一种方式形成的，即在不平坦的地形条件下形成的，如果熔岩流围绕丘陵或山岩等流过。必须指出，在稀少情况下，可于古老岩层中成功地应用这些资料，以查明熔岩物质流动的方向。



图10 分布在被玄武岩成分熔岩流截夺的岩块周围的杏仁体。萨雷苏—捷尼兹分水岭

1—块状玄武玢岩；2—杏仁状玄武玢岩；3—钙质泥板岩

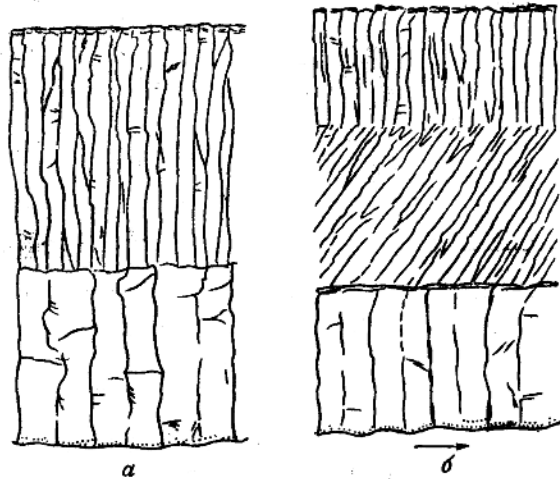


图11 玄武岩成分熔岩流中柱状节理图。据A.K. 沃捷尔斯，1963年。

熔岩流中部柱状节理的倾斜体(δ)能够测定熔岩物质运动的方向(作为流动方向的指示物)

从较少见到的一些古老岩层中，然而形成在陆上条件下的基性成分熔岩流有意义特征中，应当指出管状空洞、多孔状圆柱、熔岩筒以及熔岩通路的存在。

所谓的管状空洞就是垂直的或者几乎垂直的直线状空洞，或者稍微弯曲的管状洞，其直径从5到10毫米（图12）。管状洞的长度达1.5—2米，而有的地方管状洞甚至穿透整个熔岩。管状洞的侧壁通常为平整的，或稍微不平的，具有厚度为1毫米的玻璃边缘。杜托伊特（1907）曾描述过南非德腊肯山脉中的这类空洞，苏格兰山地的地方官也曾描述这类空洞，E.K. 乌斯齐也夫描述莫尼河流域熔岩流中的这类空洞。

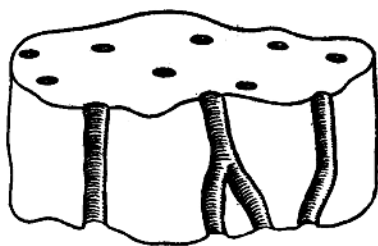


图12 粗面玄武岩熔岩中的管状空洞。第四纪沉积物。南阿纽伊山脉。据E.K. 乌斯齐也夫

多孔状圆筒是杜托伊特第一次在非洲的辉绿岩中描述过。它们就是一些直径为3.5厘米以上圆筒形状的熔岩块段，其中充满了垂直拉长的小气孔（图13）。在圆筒侧壁附近这些小气孔，有时溶合一些不规则的岩洞，这类岩洞将圆筒同周围的致密熔岩分隔开。

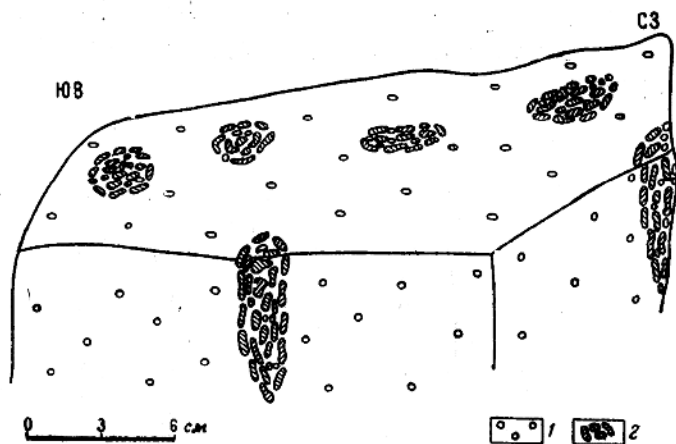


图13 安山玄武岩中的多孔状圆筒。志留纪。北哈萨克斯坦
1—杏仁状安山玄武岩；2—绿泥石的粗大不规则形杏仁体。

管状空洞和多孔状圆筒的形成与蒸汽流造成的熔岩裂口有关，而蒸汽则靠炽热熔岩物质作用于充满水或充满冰的沉积物和下伏熔岩流而形成的。

熔岩管。A.K. 沃捷尔斯（1963）和某些其他研究人员曾经描述，就是熔岩流中直径为数十米的开形空洞或涵洞。其形成同从熔岩流中流出的熔岩支流有紧密关系。它们常常见于陡倾斜地区，在该地熔岩流前部首先停滞不前，接着被冲破，从而造成熔岩流未冷却部分的排出管。