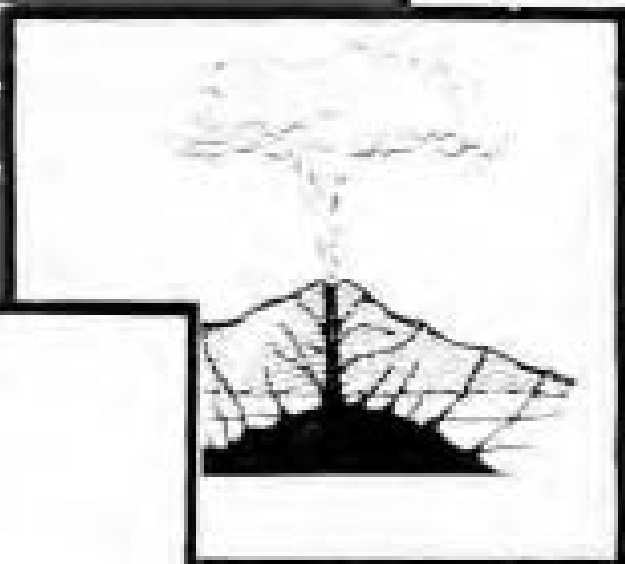


基础地质工作方法丛书

火成岩 的野外描述

冯 玉 林 编 著

地质出版社



ISBN 7-116-00261-3/P·03

国内定价： 7.00 元

科 目： 220—42

基础地质工作方法丛书

火成岩的野外描述

R·S·索普 G·C·布朗 著

王章俊 郑长胜 译

蒋荫昌 李鸿超 校

地质出版社

内 容 简 介

《火成岩的野外描述》一书是火成岩教科书的补充，它涉及了在野外研究火成岩的全部内容。简单明了地阐述了手标本、露头描述，以及火成岩产出形式与接触关系、野外制图和解析的技术方法，强调了火成岩研究与研究沉积岩、变质岩野外描述的不同之处。是在校高年生和初、中级野外工作者不可不读的一本参考书。

**The Field Description of
Igneous Rocks**
R. S. Thorpe G. C. Brown
Open University Press, 1985

基础地质工作方法丛书
火成岩的野外描述

R·S·索普 G·C·布朗 著
王章俊 郑长胜 译
蒋荫昌 李鸿超 校

责任编辑：王曙

地质出版社出版发行
(北京和平里)

地质出版社印刷厂印刷
(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销

开本：787×1092¹/₃₂ 印张：6.125 字数：133000
1990年8月北京第一版·1990年8月北京第一次印刷
印数：1—1900册 国内定价：4.00元
ISBN 7-116-00262-5/P·531

译 者 的 话

这是伦敦地质学会和Open大学出版社联合出版的系列手册之一。内容包括野外工作、野外技术、装备和野外观察的范围、重要性和解释；露头、手标本描述、样品搜集和野外现象的解释；火山岩和侵入岩单元，火山岩、小侵入体、深成岩组合的产状；钙碱性、碱性、镁铁—超镁铁质、斜长岩和紫苏花岗岩组合；火成岩的变质作用。

本手册涉及面广，但叙述简明扼要，具有很强的实用性，可以提高学生和初中级技术员野外工作的能力，同时携带方便，查阅容易，是进行野外工作必备的指南。

本书的1—7章由王章俊同志翻译，8—12章由郑长胜同志翻译，蒋荫昌教授和李鸿超研究员对全书进行了通校。

译 者

1989.3

目 录

1	绪言	1
1.1	野外工作的重要性	1
1.2	火成岩与区域构造的关系	2
1.3	野外工作的地质解释	6
2	野外技术	8
2.1	初步研究	8
2.2	设备	10
2.3	野外记录	11
2.4	采集标本	14
2.5	观察范围	15
3	火成岩露头的描述	16
3.1	节理	17
3.2	岩脉和接触面	19
3.3	流动条带和火成纹理	27
3.4	野外观察小结	32
4	手标本及其解释	33
4.1	采集野外标本	33
4.2	颜色和成分	35
4.3	结构、粒度和组构	40
4.4	矿物鉴定	45
4.5	野外标本的命名	53
4.6	野外标本中的包体	63
5	火成岩体的产状	68

5.1	火山岩单元	68
5.2	侵入岩单元	74
6	火山岩	84
6.1	熔岩流	84
6.2	火山碎屑岩	98
6.3	火山岩野外特征小结	113
7	小侵入体	114
7.1	岩墙和岩床	114
7.2	火山颈和火山角砾岩筒	124
7.3	高位次火山岩侵入体	127
7.4	小侵入体的野外特征小结	128
8	深成岩 I: 钙碱性组合	130
8.1	8—11 章 介绍	130
8.2	一般特征与产状	132
8.3	金属矿化作用	140
8.4	有特色的花岗状结构	145
8.5	变质晕	148
8.6	钙碱性侵入体的野外特征小结	149
9	深成岩 II: 碱性组合	152
9.1	定义、一般特征与产状	152
9.2	独特的碱性岩类及其矿物学特征	156
9.3	碱性侵入体的野外特征小结	159
10	深成岩 III: 镁铁质—超镁铁质岩石组合	161
10.1	一般特征与产状	161
10.2	大陆镁铁质—超镁铁质侵入体	163
10.3	蛇绿岩杂岩体	168
10.4	镁铁质—超镁铁质侵入体的野外特征小结	173
11	深成岩 IV: 斜长岩质和紫苏花岗岩质组合	175
11.1	斜长岩质组合	175

11.2 紫苏花岗岩组合	178
11.3 斜长岩质和紫苏花岗岩质侵入体的野外特征	
小结	179
12 变质作用	180
12.1 火成岩的变质作用	181
12.2 混合杂岩	186
附录	190

1. 绪 言

1.1 野外工作的重要性

地质学的所有研究,无论是采用本书所阐述的方法,简单地描述火成岩,还是把野外搜集到的资料,以及岩石样品的实验室分析结果和地球化学、地球物理资料,作为解释研究的根据,它们都要以野外工作为基础。如果对所采样品之间的野外关系和测区内的地质情况不进行详细地观察,那么就不能对这些资料做出解释。由于对基本的野外关系认识不全面,将地球化学和地球物理资料解释错了,这样的例子是很多的。因此,如果对野外地质情况了解得很差,那么依据所搜集的样品和野外测量结果所做的全部研究同样也就不可靠了。反之,深刻地了解野外地质情况,就奠定了可靠的地质解释的基础。

火成岩研究通常是先野外后实验室。火成岩的地质填图,将涉及《基础地质填图》(Barnes, 1981)一书所介绍的各种方法,但火成岩研究还包括岩石学和矿物学的研究,为确定岩石起源和年龄而做的地球化学和同位素分析,在野外,为确定各类岩石在地下的分布,还用到地球物理测量。此外,许多火成岩还与有经济价值的特殊矿化类型有关,而这些矿化又总是通过野外工作去发现和评价的。为此,正确了解研究样品的野外特征和野外关系是十分重要的。本手册

将介绍在野外如何从手标本、野外露头来观察火成岩，直到如何从区域性的野外关系上去观察火成岩；这些观察为火成岩的许多其它研究提供了依据。

1.2 火成岩与区域构造的关系

火成岩是熔融或部分熔融物质，即岩浆固结后的产物。这些岩石可分为两大类，即喷出地表的喷出岩和在地下结晶为侵入体的侵入岩。依据矿物成分，火成岩可划分为富铁镁矿物（如橄榄石、辉石）的暗色岩、中色岩和富长英质矿物（如长石、石英）的浅色岩。还可以依据粒度把火成岩分为三类，肉眼不能辨认其中单个晶体的细粒岩和肉眼可见其中单晶的中粒岩（平均粒径1—5mm）以及粗粒岩（平均粒径>5mm）。火成岩的分类将在第4章详细论述。

一些具有明确意义的岩石组合中，存在着矿物成分和野外关系不同的火成岩，这些岩石组合中往往包括产于陆壳和洋壳等特定区域内的岩石，并表现出与围岩的特殊关系。这就反映出在该种区域构造模式下，火成岩的侵位和形成方式。因此，下面讲一下与区域构造相关的火成岩组合的特征。

地壳构成了地球外部硬壳即岩石圈的最上部，它可以分成几个相互关连的运动的大“板块”。虽然多数读者可能熟悉板块构造原理，而且本书主要是一本野外指导书，但是，简要地概括一下板块构造，将为理解火成岩组合的概念及其相互间的关系提供一个有益的格架。不过，板块构造模式是建立在全球地球物理资料基础上，并综合了许多区域地质研究的成果。区域研究的面积通常为几到几十平方公里，而构造板块的面积通常达几千平方公里。所以，要想毫不含糊地

把个别小面积的火成岩划归于特定的板块构造环境，几乎是不可能的。

板块边界有四种类型。

(i) 建设型板块边缘或洋脊，在这里两个板块的洋壳部分正在分离，从而容许岩浆上涌并固结而形成新的洋壳。

(ii) 破坏型板块边缘，是两个板块正在聚合的地方，从而一个板块沉没在另一个板块之下，最终为地幔所消溶或“消失”。与此过程相伴随的是，在地幔内、在俯冲岩石圈板片上及其上方生成一系列的岩浆。这种板块边缘可产于大洋岩石圈和大陆岩石圈上，并分别形成岛弧及活动大陆边缘。

(iii) 保守型板块边缘，是两个板块彼此相对滑动的断层。因此，岩石圈既不增生，也不消减，火成活动数量小。

(iv) 碰撞带，在这里，两个岛弧和（或）两个大陆已经碰撞。因此，洋壳物质的俯冲业已终止。碰撞带的特征是有广泛的岩浆喷发和侵入，并在碰撞之后火成活动还常常持续很长一段时间。

就体积而言，99%以上的火成活动发生在建设型和破坏型板块边缘以及碰撞带，有些火成活动出现在板块内的局部地方，如夏威夷的火山以及与东非裂谷系有关的那些火山。

根据火成活动的板块构造环境，可将其分为表 1.1 所列的几类。

建设型板块边缘的火成活动，导致了洋壳的生成。洋壳的成分和构造是根据以下几方面研究得知的，这包括研究从洋底打撈上来的岩石，包括证明地壳具有层状构造的地震研究，还包括被认为是属于洋壳碎屑的、较老岩石的层序研究。这一系列证据表明，洋壳是由玄武质岩流层、玄武岩或

表 1.1 与板块构造相应的火成活动分类

	板 块 边 缘				板 块 内	
	建 设 型		破 坏 型	碰 撞 型	大洋	大 陆 (±裂谷 作用)
	边缘盆地 (弧后扩 张中心)	洋脊 (大洋 盆地)	岛弧(过渡到 活动的大陆边缘)	大陆-大陆碰 撞带和大陆- 岛弧碰撞带		
喷 出 岩	玄 武 岩		玄武岩—安山 岩(弧岛内)安 山岩—英安岩— 流纹岩(活动大 陆边缘内)	英安岩—流纹岩	玄武岩—安山 岩—流纹岩*	
侵 入 岩	辉 长 岩		辉长岩—闪长 岩(岛弧内)、闪 长岩、花岗闪长 岩和花岗岩(活 动大陆边缘内)	花 岗 岩	辉长岩—闪长 岩—花岗岩*	

* 这些岩石类型与在板块边缘形成的类似岩石类型，在成分和矿物学上有明显的不同，在板内环境，可见到一些较罕见的富碱岩石类型。

粒玄岩岩墙、辉长岩和橄榄岩组成的。这些岩石构成一独特的岩石组合，它们在古老的造山带中可被识别出来，并被称作蛇绿岩组合。对这种岩石组合的识别，显然具有重大的古地理意义。对此将在10.3节中予以详细描述。

大洋岩石圈通过海底扩张作用自洋脊分离，一般约在200Ma内、又返回到破坏型板块边缘处的地幔内。大洋岩石圈下潜到地幔同时，在俯冲洋壳及上覆地幔内还发生部分熔融，形成了成分上从玄武岩经安山岩到流纹岩成分的岩浆。这些岩浆侵入地壳，或喷出地表，或作为辉长岩、闪长岩和花岗岩而侵位于深部。在某些地方，这种岩石的侵位导致下部地壳的熔融，其结果，在破坏型大陆边缘，主要是闪长

岩、花岗闪长岩和花岗岩成分的侵入体侵位时,伴有安山岩、英安岩和流纹岩的喷出作用。侵位于活动大陆边缘的侵入岩,形成了闪长岩—花岗岩成分的侵入杂岩线性岩带,被称作岩基。据信,下伏于岩基的是些变质岩。因此,岩基组合就成了破坏型板块边缘的特征,对此将在第8章中予以介绍。

陆壳的成分大致与安山质成分的火成岩类似。大部分陆壳,想来是现今见于岛弧及破坏型大陆边缘的那种类型的火成活动所形成的。地壳是随岩浆和变质活动以及隆起、侵蚀和沉积作用而不断演化的。因此,地壳主要由变质岩、火成岩和薄的沉积岩盖层组成。陆壳因为年龄较大且地质历史复杂,所以其构造比洋壳更加多变。因此,陆壳明显的复杂构造以横向和垂向的迅速变化为特征,在沉积盖层已被侵蚀的隆起地段上,暴露出侵位于地壳深部的、各种各样的火成岩和变质的火成杂岩(12章)。

形成于远离板块边缘处(位于表1.1板内各处)的火成岩,可具有独特的产生方式,例如、高原熔岩的平伏岩席(5.1节)、大陆裂谷内不整合的深成岩浆岩体以及整合或不整合的辉长岩侵入体(第8章)。这些火成岩具有特征的成分;的确,侵位于板块内局部地方的许多岩浆,具有特殊的富碱质的化学成分,这一点在其矿物学上也有反映(第9章将论述碱性侵入岩组合)。

这本野外指南的编排,强调了在特征地壳区内火成岩组合的产状。表1.1总结了火成岩组合与板块构造的关系。第2—5章论述了在火成岩地体中进行野外观察的方法,第5章还介绍了这些观察结果的解释。最后,6—12章则从区域地质和构造的因果关系方面,研讨火成岩组合的典型特征。

1.3 野外工作的地质解释

在野外，研究火成岩有两种不同的对策。举例来说，一种是“客观地”从事野外研究，不持偏见地记录下观察结果，以便在野外工作之后，能依据所搜集到的证据做出解释；另一种是，带有特殊目的地去完成一项地质研究计划。例如，寻找一些有经济价值的矿床或采集特定岩类的样品。在这些情况下，为搜集矿化作用的证据，寻找特定岩石类型获得或支持或反驳某一特定假说的证据，有目的的进行野外工作是十分自然的了。与此同时，为避免纯主观性的探索，要十分合理地去规划野外工作，以“证明”或“推翻”某一特定的假说。这两种对策是互补的，并且应随实践过程使之系统化并修订所研究的假说。在进行野外工作或其他地质活动时，应该牢记矿山地质学家Ira B. Joralemon所说过的一段富有哲理的话：

地质学家决不能局限于任何一种学说，并且长时期的支持此学说的证据，否则将被它所左右而不能自拔，他应当把每个理论都当成可试用的钥匙而不是靠山——而且他必须随时准备在一个更有新意的学说出现之际抛弃其它提法 [Ira B. Joralemon (1940), Mining Congress Journal pp. 35—36]。

会出现什么情况则取决于个人的爱好和经验（这从书本里或大学课程中是学不到的），因此，在野外工作期间，应时刻想到野外观察的重要意义，而不要采取极端的对策。要注意，仅仅记录下野外的观察结果，而不考虑它们的意义，则犹如使野外资料去符合一个事先想好的假说一样，这几乎是

有害的。尽管如此，即使在野外未能评价观察结果的意义，但精确的野外资料还是具有永恒的价值。

要记住，你所采用的研究方法和对野外资料的解释，将取决于你的经验，同时也反映了你对区域地质和岩石组合的理解程度。对野外观察结果的解释，需要了解野外的岩石组合，而对这些组合的了解又取决于野外地质学工作。野外地质学工作又是建立在对岩石所进行的详细而系统的野外研究的基础之上的。本手册即叙述了在野外如何进行火成岩的研究。

2. 野 外 技 术

用于一特定研究项目的技术，显然取决于该项目的目的和研究对象。这些技术可以包括大范围（几百平方公里）的路线测量填图^①，或依据各单独露头的细致描述而进行的小区域（几平方公里）的详细填图。对于某些研究来说，可以使用已出版的地区地质图，以便采集不同岩石单元的样品用于薄片研究和化学分析。尽管研究的目的和对象有明显不同，但应着重指出，整个地质工作都是以精确的地质图为基础的。而且如果不能对精确地质图精度范围内的野外产状做出仔细描述，就不能对观察结果（如薄片描述，矿物学分析和化学分析）进行解释。

2.1 初步研究

从根本上说，必须假定要填绘路线测量的区域的或详细的地质图（参见 Barnes 1981第三章）。那么在这种情况下，最好是先用几天的时间对野外地区进行有计划的踏勘，尔后，再着手需费十几周乃至数月的详细研究。所做填图工作的性质或所使用的底图的性质，都决定着野外的实际工作，例如要准确地圈绘出火山建造的分布和体积，可能就需要详细地进行野外制图和测量地层剖面。对于侵入岩来说，要绘制复

① 国内也常称之为普查。

杂的接触关系，就必须以1:10000比例尺填绘各单个露头，偶尔还要采用更大的比例尺（如1:2500）。在上述两种情况下，初步勘察就可以对地区主要岩石类型的大体分布做出评价。

对于所有的地质研究来说，重要的是先拿到详细的地形图、航空照片，如果可能的话，还要有已出版的地质图。当使用一个地区已出版的地质图时，还应包括任一形式的已写成或已出版的说明书，以便知道怎样准确地使用这张地质图。要记住，已出版的图并非都是完美无瑕的，而且，始终要估价你的野外观察结果对前人所做的解释究竟支持和反对到什么程度；在某些情况下，当另有不同的解释可能更为合适时，试图证明已出版的图件正确与否是很花费时间的。出野外之前，先要研究可利用的图件和航空照片，这有助于制定野外工作计划（并复制要带到野外的图件）；例如，为了节省时间起见，在很少有机会能找到好露头的地段穿越一下就够了。

把地质图（如果已出版）上的详细岩性界线、主要露头和采石场转绘到地形图或航空照片上，对涉及地球化学采样的野外研究是很有帮助的。在不能够确定有否露头的地方（或没有地质图可引用的地方），那么，可能就要花费很多时间去寻找合适的露头，特别是冰川作用过的低洼地区。首先要观察那些显而易见的地方，包括海边悬崖（在海岸区！）、河流剖面、道路和铁路切割截面以及建筑工地，尤其是大的工程项目，如大坝和隧道等。采石场通常能提供良好的剖面，但是在去之前，应该先同场主联系以核实是否能进入，要想勘测私人土地上的露头，总应获得许可才行。

在露头位置确定之后，首先要决定必须检查多少个露头以及检查的详细程度如何，这些决定还取决于研究项目的目

的以及时间、路途的难易程度和天气等。对于路线测量地质调查来说，应该研究少数几条间距适当的剖面，但是，如果对某一个特定的岩类（如火山岩单元或火成岩侵入体）进行填图，那么就没有捷径可走，而应检查所有可以找得到的露头，同时还要更加注意那些可能表现出重要细节的露头。

首先应从远处观察露头，以确定任一总体构造特征，并通过评价总体构造特征来决定它们是否与火成岩体的产出方式有关（参见第3章）。然后，应对露头进行更加周密的研究，以观察是否发生小规模的变化，并决定这些构造特征是否值得详细描述。对于所有观察的露头，重要的是记录下它们的主要地质特征，其中包括露头的总体特征以及对采集样品所做的记录（详见第3章和第4章）。

2.2 设 备

特定项目所需要的设备，取决于此项工作的详细目标。对于几乎所有的项目来说，必不可少的设备有：锤子（重约1kg）、笔记本（连同适量的钢笔、铅笔和橡皮）、罗盘及倾角仪、钢卷尺或尺子和手持放大镜，照像机是非常重要的。要采集样品时，应携带一把锤把结实的重锤（约2—3kg）、防水标志、塑料或布制样品袋。对于详细地质填图来说，配备一个20—30m长的钢尺是特别有用的。进行大比例尺研究时，用立体镜来研究航空照片是有用的。一个地质工作者（无论在何地）都必须配备合适的靴子和与天气条件相适应的衣服。最后，一定要携带小型急救箱。

在Barnes的书中（《地质制图基础》1981）列出了野外装备的详细清单。在那里，读者可以看到对各种装备的详细

说明，如锤子（2.1节）罗盘和倾角仪（2.2节）、手持放大镜（2.3节）、卷尺（2.4节）、图套（2.5节）和野外记录本（2.6节），这些通常都是很有用的。从坚硬岩石上打下样品时，必须配带安全眼镜。对于大多数火成岩研究来说，采集样品是非常重要的。甚至在进行简单的地质填图时，也应采集小块标本，并贴上标签，以便与其它露头的岩石进行对比（参见3和4章）。在采集用于薄片研究和化学分析的大块岩石样品时，应尽量剥去风化表面，为此，带一个一头有小凿的地质锤是很有用的。

2.3 野外记录

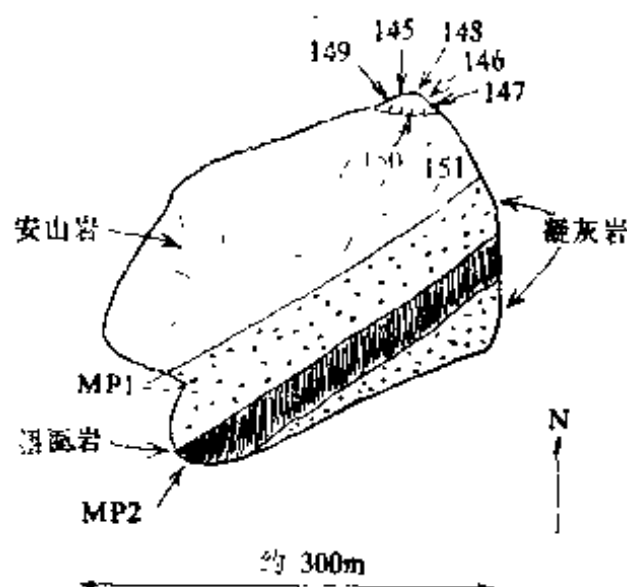
要培养适当地详细记录的能力，虽然需要一些经验，但是，一开始最好是把野外记录做得尽可能地详细些。如果这样做了，你就会有一套完整的记录。随着经验的积累，就能比较容易地推敲出适合于这一研究项目的文体和细节的野外记录方法；野外记录做得过分详细总比过于简单好。最糟的是，从遥远的、难以跋涉的野外地区回来时，却发现野外记录的某些方面缺乏细节的描述并且记忆也模糊了。野外记录如不完全，可以使一个地区所做全部工作和到遥远露头去处所花的努力，变得一文不值。

由于大多数野外工作的结果都应该在野外进行记录，所以，野外记录本和野外地图提供了野外观察结果和所采标本的最重要的记录。因此，野外记录本和野外图就成了必不可少的装备，应认真书写、妥善保管。总要记住在记录本的封皮上写上你的姓名和住址。你的记录本是十分重要的，多数情况下，在每天的野外工作结束时，有必要把观察露头和采

集标本的详细描述誊抄到一个专用记录本上，以防一旦遗失了野外记录本而丢失至关重要的资料。无论是进行路线测量还是依据已出版的地质图进行采样，都应该在野外记录本上标示出每个露头并予以描述和编号。在露头不好的地区内，标明各个露头并予以编码是比较容易的，这些可标注在航片或地图上，并记录在记录本中，例如，“位于Anglesey Parys山顶废弃风车东南100m处，几个直径约100m的浅色火山岩小丘”。在连续出露的岩区里，必要的地方，应用罗盘法算定一些小的露头区并把它的位置标在地图上。采集标本的位置也应标注在地图上，并在野外记录本上予以描述（见2.4节）。最后，尤为重要是要充分而完善地描述露头，这样，那些希望采集岩石标本，以验证你的观察结果或把这些结果推广到其它方面的研究人员，就能独立地定出露头的位置。图2.1就是对火成岩露头进行描述和采集标本的例子。

(a) 1981.6.10 星期四

Moel-Y-Penmaen; Penmaen 农场 (G.R. SH338387) 北北东300m 处的一个多边形小丘，其面积约 $300 \times 150\text{m}$ (参见 Mately 和 Heard, 1930, 图版16)。



山丘由NE—SW走向的火山碎屑岩和熔岩组成；露头南侧含有中细粒层理欠佳的凝灰岩和灰色无斑隐晶质熔岩(?)粗面岩，MP2)；露头的中部为中粒火山碎屑岩，层理欠佳(标本 MP1)。山丘的北部为灰色块状、流动斜长石斑晶安山质熔岩。于山丘东北角的Olisvsted采石场，采有标本LL145—151 (7个样品)，标本LL145—148 采自山丘地平面或向上约1m处，标本LL150在约4m处，标本LL151在约6m处。

(b) 1981.12.27 星期日

出露在Trapicha建筑群之北约3km处，河流切割的火山岩剖面(准确位置标在航片上)。

河谷东侧峭壁由均质浅灰色有少量斜长石斑晶的安山岩质/英安岩质熔岩组成。这些熔岩的气泡不多且多呈块状/板状节理。上露暗色橄榄斜长玄武岩/玄武质安山岩岩流。接触清晰且界线明显，以安山岩岩流风化面上约1m大小的渣状气孔玄武岩质岩块为标志。熔岩上覆富晶体、贫浮石的熔结凝灰岩，其细粒基质中含有长石、石英、黑云母和Fe-Ti氧化物。熔结凝灰岩含有少量的岩屑和浮石碎屑(最大岩屑约0.5cm)，并且未溶结或熔结很差。这里所见的熔结凝灰岩，看不到内部的再分层现象。河谷西侧是一比较年轻(?)的英安岩岩丘，具有板状节理，其走向有局部变化，但总地倾向河谷，这些节理决定了熔岩丘的外貌。与较老(?)熔岩的接触面不曾出露，但可假定它是在冲积层(河谷内的转石)之下。

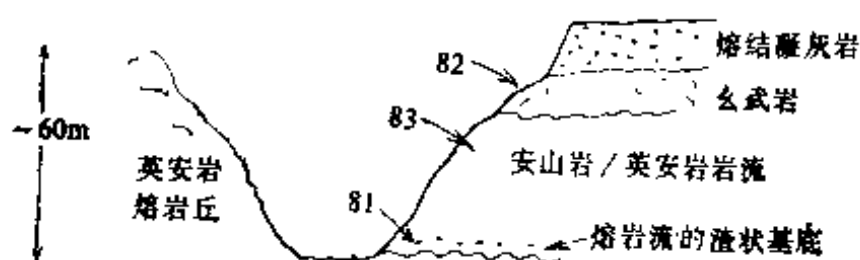


图 2.1 火成岩露头及所采集标本的描述举例

(a) 英国古生代火成岩露头素描；(b) 阿根廷西北部第三纪火成岩露头剖面图。注意素描图和剖面图的用法、体积的记录方式和缩写的用法，例如，用V. f. g代表极细粒等(见Barnes, 1981)

标本81 采自海拔 3980m 安山岩悬崖底部的岩块，为斜长石斑晶安山岩，可借独特的斑状结构区分出。

82 海拔高度 4020m 的玄武岩露头，玄武岩基质中含有少量极细粒的橄榄石和斜长石斑晶。

83 安山岩。在玄武岩之下，出露有已风化成粉红色的渣状岩流的顶部。熔岩具有良好的流动条带，而表现出富含斑晶和贫斑晶的条带。标本具粒/块状斑状结构、与81相同，但斑晶为普通角闪石(?)或橄榄石(?)斜长石。

野外记录必须真实，并确切地描述所观察到的现象，其中可以包括在野外所做（或想象的）解释或推测，但应与直接的野外观察结果明确区分开。描述你所观察到的火成岩特有的所有特征、大小、形状和方位（如倾向、走向）等是十分重要的。同时还应按一定的比例做出精确的素描（或拍照）。照片的位置和拍摄的内容应记在记录本上。

2.4 采集标本

一般来说，标本应从原地出露的露头上采集，除非无原地的露头可采，而对一个岩块的位置又提不出有依据的怀疑才采用之；例如，上不去的悬崖其底部有大量与崖顶相同的岩块。如果所需标本只是用来制做薄片和与其它露头对比，那么可以采取较小的新鲜岩块，大约只 200—300 g 就可以了。如果岩石中有定向组构，那么就要在标本上注明组构的方位（倾向、走向和顶底面）。如果标本是用来做化学分析的，则要采集比较大的标本；用于多种目的的标本，有一拳头大的新鲜岩石标本就够了（约 1—2kg）。为了某些目的，例如，采集用于分离单矿物或同位素年龄测定的标本，就必须大一些（2—3kg）。从统计角度来看，一块粗粒岩石，如

花岗岩的有代表性的样品，应比细粒岩或玻璃质熔岩的样品大得多。尽管粗粒岩石的样品以采集大标本最为理想，但实际考虑，采集样品的规格可能会受运输条件等的限制。

对于在野外采集标本来说，精确地标注野外编码是至关重要的。编号模糊或难以辨认的标本是毫无用处的。对于大多数岩石的采集工作来说，至少要用黑色防水毛笔标注一次，并将其装入不易破损的塑料袋内或用报纸包好。为了避免野外编号在运输途中、于帆布背包内（或其它地方）被磨掉或被弄得模糊不清，作为安全措施，把一张纸写上号码放在标本袋内是值得的。正如要做野外记录一样，应将标本的位置标在地图或航片上，并在野外记录本上做一简述。这样就足以将此标本与其它的区别开来，防止鉴定标本时发生混淆；举例来说，如“浅灰色斜长角闪（？）斑状安山岩，沿岩脉表现出蚀变为少许绿泥石和绿帘石（2块）”（详见第4章）。

2.5 观察范围

在野外踏勘前，准备工作是从审查地质图或航片开始，并可包括去野外做短期的初步踏勘（2—3天），同时进行路线测量。在准备工作之后，其余的野外工作包括，进行各种比例尺的观察，先从观察用以解释各个露头的手标本开始，然后再利用露头资料去解释更大范围的地质情况。在许多地质研究中，正如在第3、4章所介绍的，无疑要扩大上述观察范围。

3. 火成岩露头的描述

在完成研究准备工作之后，才能到野外真正开始对火成岩进行研究。在此阶段，为了立即确定岩石类型，研究者总是急着到露头上去。不过这里提出一个比较谨慎的研究方法：要站得离每个露头远一点，在进行更详细的观察之前，先记录它的总体特征。尤其是要寻找那些可以根据各露头特征推断火成岩岩体产状及性质的线索。首先，在野外记录本中记录下你的位置，派定露头编号，在离露头约10—20m的地方观察露头并评述其总体形态。例如，“Bluebel农场（后墙下面）；G. R. 462381；露头编号84—01—05（使用年—月—露头序号）；岩石呈暗粉褐色，表面致密均匀，宽约10m，高1.5m。被冰磨光，具垂直节理——节理面不规则，平均间距约20cm”。按这种方式在你进行周密研究和采集标本之前，就记录了可能出现的所有明显特征。诸如，节理、岩脉、接触面、流动条带以及捕虏体的产状等等。如果该露头确实显示有任何一种大型的特征构造，那么正好练习一下做一张野外素描，可能的话，并将其拍摄下来。切不可忘记在野外素描图和照片目录表上注明观察方向、使用的比例尺和露头的编号（注意，本章使用的某些术语其定义见表4.2、4.3和4.4，如果仍遇到不熟悉的术语，还必须进一步查阅参考书。）

3.1 节 理

火成岩露头常见的最明显特征是有几组近于平行的、相隔几厘米至几米的裂缝或裂隙，它们被称作节理。例如，图3.1中花岗岩采石场的开采面上，就有三组显著的节理，其中有两组近乎直立（一组平行于图面，另一组垂直于图面），而另一组则是水平的。在侵入火成岩岩体中的节理，其成因是复杂的，但可将其归因于以下三点：(i) 因岩浆结晶时发生体积收缩而形成的节理，它们与侵入体岩壁呈简单的几何关系，因此可用来推测岩体的形态（第5章）；(ii) 由侵入期后区域构造应力所产生的节理，它们通常延伸到侵入体之外，并且与围岩中的节理图案相对应；(iii) 因负载围压消除所引起的膨胀——使先期节理组加宽，并可增大节理的密度或产生不同方位的新节理。在未经显著深埋，且未遭受变



图 3.1 英国Cumbria Shap花岗岩采石场的开采面
表示出平行和垂直开采面的明显的直立节理和一组间隔较宽的水平节理。视野宽度30m

形或断层作用的小侵入体和喷出火成岩体，其内部的节理通常只与冷凝或收缩产生的张力相关。当填绘节理的方位、倾向和走向时（如图3.2中），要记录好每个露头上所测节理组的平均间隔，以便尔后根据与其它露头的对比做出解释。

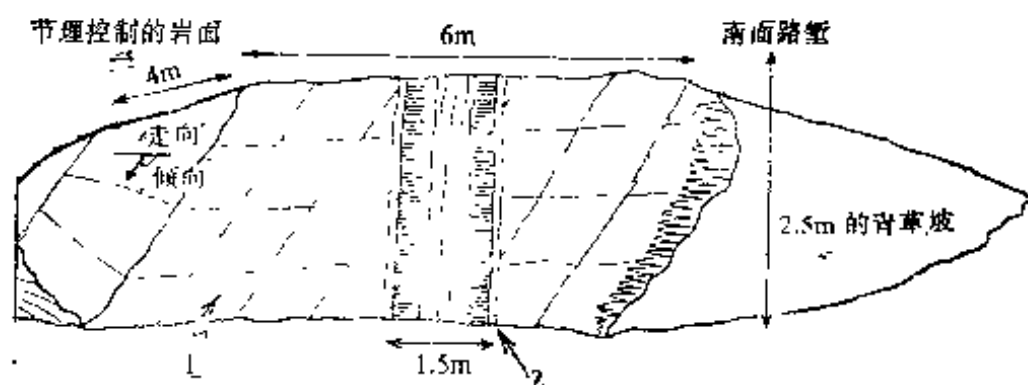


图 3.2 野外现场素描图。表示出被垂直岩墙切割的、具节理的花岗岩

1—具有明显节理的、块状粗晶质花岗岩；

(i) 西倾 70° 的节理，间隔约1m；(ii) 水平节理，间隔也约为1m。

2—直立的“玄武岩”岩墙，具走向N—S、与细粒冷凝边呈直角相交的细密水平节理，平均间隔约1cm；中粒粒玄武岩岩墙中央1m宽处具直立节理，节理不连续、分散间距约10—30cm

断层是于其相对两侧已发生相对运动的面状构造或节理。在均质花岗岩内，发生过位移的两侧难于“对应”起来，断层是难以辨认的。不过，应该记录到沿节理出现的断层擦面（在断层两盘侧面上、平行于运动方向的小沟或擦痕，见图3.3）以及压碎角砾化的岩石或破碎角砾化的岩石，因为这两者都是断层现象的证据。这种角砾岩化作用可以导致形成一种被胶结的断层角砾岩，在某些情况下，尤其是在含有软岩层的地方，岩石可被压碎成一种软的、未胶结的粘土状物质，称为断层泥。

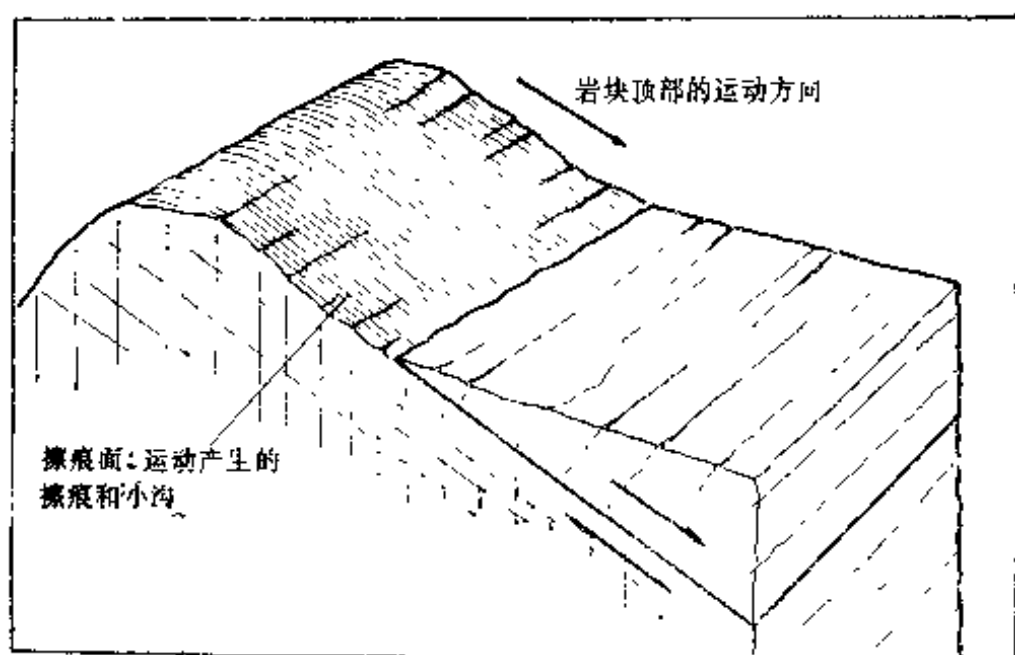


图 3.3 说明断层面上细擦痕或擦痕面发育情况的块段图

3.2 岩脉和接触面

岩脉是产于火成岩和围岩内的席状体或板状体。

热液脉是白色的，通常由石英或方解石组成。它们的宽度可从几毫米到1m，在火成岩体内最为常见。利用后面章节（表4.6）中所叙述的硬度和解理试验，可以把岩脉的矿物组分分为石英或方解石等，这些脉石物质既可沉淀在先存节理内，也可沉淀在新形成的节理内。如果火成主岩是冷的，岩脉往往是直边的，反之，当岩脉物质与炽热的、新近结晶的火成岩发生反应，则产生具有不规则边或扩散边的岩脉。热液脉的长度通常远远大于其宽度，典型的是长比宽大100—1000倍，其厚度常有变化，可收缩、可膨胀、可分枝也可转弯，也可以从直立到水平地呈任一角度产出。在热液岩脉测到的一批倾向与走向数据，以及对其侧向连续性的观察

结果，可为区域应力场提供有益的信息，还可为热液成脉作用与那些供给热以促进流体流动的、出露或隐伏的火成岩体之间的关系提供有用的信息。

偶尔也可发现复杂的岩脉。它们含有几套不同的、呈带状排列的矿物（见图3.4），这些带从脉壁到岩脉中央，具有一定的排列顺序。各带矿物组分的变化，反映了变化着的矿物种类是随着时间的推移、从流经岩脉的炽热流体中沉淀出来的。从而产生了沿脉壁延续的矿物带，它们通常是低温热液矿物（典型的如石英→方解石序列）且在岩脉中央可能留有空洞。金属硫化物，如铁硫化物（黄铁矿）、铜铁硫化物（黄铜矿）和铅硫化物（方铅矿）等，可构成矿脉的次要组分。图3.4是复杂矿脉的野外素描图，这是记录岩脉细节的一种好办法。

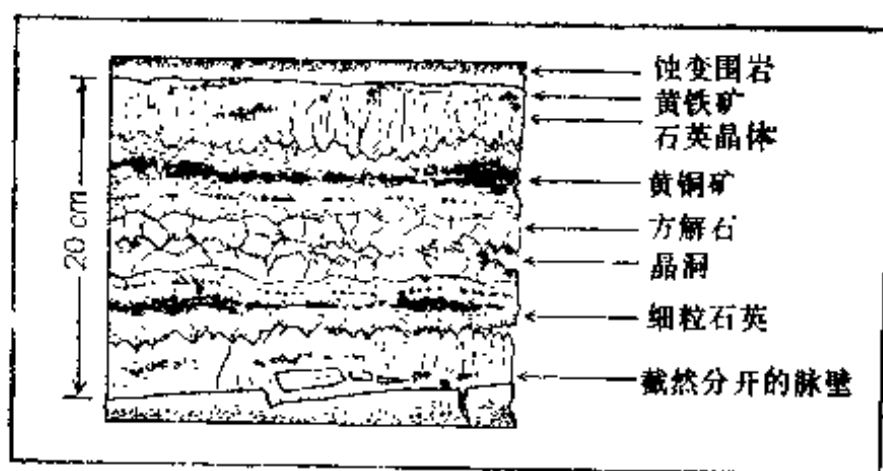


图 3.4 复杂热液矿脉的横剖面素描图

渗透过节理的热液流体，常常引起主岩两侧的蚀变作用，例如，能把长石分解成粘土等软矿物的化学反应。如果沿节理很少有或没有矿物沉淀，那么围岩蚀变就是说明过去发生过热液作用的唯一标志了（例如，图3.5中的暗色云英

岩脉——由花岗岩派生的次生云母、绿泥石和石英)。

石英、方解石，有时还有其它碳酸盐的岩脉，都是通过岩浆期后的热液作用从热水中沉淀出来的；在火成岩侵入体内，也常见到其它岩浆晚期的岩脉：细晶岩脉和伟晶岩脉。

细晶岩是细粒长英质（即一般呈浅色的）结晶物质的岩脉，通常颜色比其主岩的浅（白色或粉红色）（图3.6）。细晶岩也许代表着大部分岩浆业已结晶时，侵入体内剩下的、相对富氧化硅的残余岩浆。如果

这部分岩浆尔后贯入到侵入体的固结部分时，那么，它就会迅速冷凝并形成细粒的，主要以石英和长石晶体为主的细晶岩脉。在花岗岩类侵入体中细晶岩尤为常见。从它不具冷凝边（见下文）可以判断，它们通常是被注入到炽热的固结物质中。

伟晶岩是极粗粒的具有火成结构物质的岩脉（图3.7），它们通常含有与其主岩相同的矿物，即石英、长石、云母，偶尔有角闪石。有些伟晶岩偶尔包含外来的矿物大晶体，如磷灰石、电气石（图3.8，表4.6）；绿色绿柱石（ $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ ）及黄色至淡紫色的锂辉石（ $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ ）。如同细晶岩一样，伟晶岩被认为是结晶侵入体的残余熔体，但它与细晶岩不同的是，形成伟晶岩的硅酸盐液体常富含水份和其它挥发份（如氟和硼）及稀有微量元素（因含前已指出的外来矿物

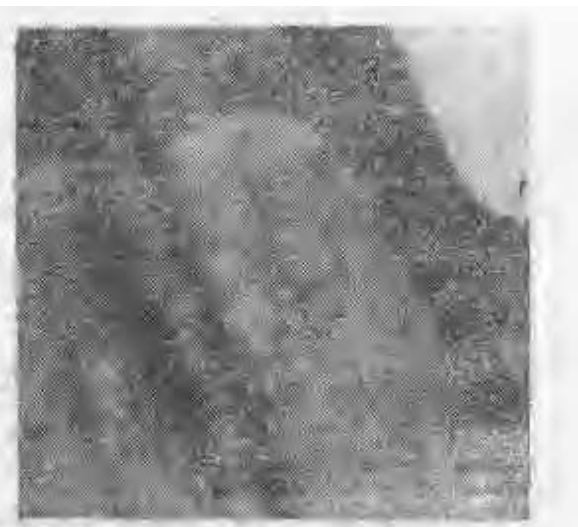


图 3.5 北Cornwall Cligga Head花岗岩内的暗色云英岩带
当热液流体沿着暗色带的轴部渗透过节理时，主岩花岗岩经围岩蚀变而形成云英岩。云英岩带的平均宽度约为10cm



图 3.6 苏格兰Skye Isle Cuillin杂岩内，切割粗粒辉长岩的浅色细晶岩和中色细粒辉长岩岩脉

图3.10及正文讨论了据交切关系所推导的相对时代。图中锤长35cm



图 3.7 Cornwall Castles-an-Dinos钨矿边缘含黑钨矿的热液石英脉

石英脉宽40cm，侵入热变质页岩中（BGS照片）



图 3.8 Cornwall Luxulyan花岗岩内的伟晶岩
表示出黑色针状电气石晶体的发育情况，拍照面积为 $25 \times 15\text{cm}$

故)。这些挥发份使伟晶岩液体的凝固温度下降，从而容许形成特有的大晶体（长可从1cm到几米）。简单的、均质火成结构的伟晶岩不具矿物分带，称为简单伟晶岩；沿着沿脉伸长方向有矿物分带，且常有外来矿物的伟晶岩，称为复杂伟晶岩。

热液石英脉、细晶岩和伟晶岩常紧密共生，有时借多次充填作用占据同一个复杂的裂隙，有时相互交切。它们最常见于花岗岩侵入体中，因为形成花岗岩的岩浆通常都富含挥发份，这些挥发份集中在残余的液体内，从而增强了液体的活动性。在热液石英脉、细晶岩、伟晶岩的形成阶段，炽热侵入体的外皮将冷却而形成一坚硬的表层，它们在下伏岩浆房变冷时压力变化的影响下，与相邻的围岩一起，产生裂隙和节理，这些相互连通的裂隙和节理为晚期液体所充填；这些液体可结晶成网状脉，在某些情况下（如在西南格陵兰花岗岩Cu—Sn矿区），这些岩脉可能成为具有经济价值的金属矿化的主岩。因为常见这种网状脉中岩脉的数目朝向接触面方

向增多，所以，在试图圈定火成侵入体与其围岩的接触带时，细心填绘岩脉密度对指导野外工作是有利的。

细晶岩和伟晶岩显然都能超越其侵入主岩的边界而作为切割围岩的岩脉出现。这意味着，岩脉可能呈与其围岩先存组构不整合的席状侵入体。这种侵入体称为岩墙，且在其宽度约为1m时，可称之为细晶岩岩墙或伟晶岩岩墙。（注意，在横切面上，岩墙为一直边岩脉。较常见的岩墙形态将在7.1节中与其它小侵入体一起描述。）

通常认为，细晶岩和伟晶岩形成于同一主岩浆结晶作用的晚期，但是，在一个露头的范围内，人们有时会发现新一代的岩浆，这也许是老侵入体在原地重新发生了熔融作用，切割了稍老的、却相关的火成岩。也有与主岩不是共生关系的伟晶岩或细晶岩，花岗岩的岩浆贯入先前的镁铁质（通常是暗色）火成岩体矩形节理组即一特例（图3.9a），这就是所谓的网状岩脉形成作用。因为镁铁质岩浆的结晶温度一般比长英质的高，所以，在镁铁质岩浆结晶阶段，岩体内温度能引起主岩局部熔融而产生花岗质液体。尔后，这种液体可能渗入正在冷却的镁铁质岩体及其周围的节理中，此过程即所谓的后期成脉作用（back-Veining）（图3.9b）。

在炽热的火成物质与冷的主岩相接触的情况下，接触面的内侧常形成较细粒的冷凝边。接触面的性质和冷凝边的宽度，均取决于侵入岩浆与其主岩之间的温度差。此温度差可反映出下列因素：如岩浆侵位的原始深度和岩浆的成分（因为基性岩浆比酸性岩浆的结晶温度高）等。侵位于热围岩中的大多数侵入体，很少显示出边缘冷凝的迹象，但接触面却已遭受了塑性变形。由于发生横穿边界的重熔作用，接触面可以是扩散式的，或者当岩浆渗入热变质的围岩中时，



图 3.9a 法国中央地块Le peyron处, 花岗岩侵入辉长岩并
形成网脉
辉长岩呈现为被节理所限制的浑圆状岩块 (Jean Dodier, 1973)。幅
长30cm



图 3.9b 由于伴生的Cailliaud辉长岩的加热作用, Coire Uaig-
neich花岗岩在第三纪玄武岩中的后期成脉作用
苏格兰Skye Camannary湾。拍照面积约12×25cm

接触面可能遭到破坏。在这些情况下，虽然可以通过粒度、颜色和矿物学特性等的对比将接触面识别出来，但是，接触面两侧的物质都是结晶质的。在相反的情况下，侵位于地壳浅部较冷围岩中的侵入体，常显示有岩浆迅速冷却的冷凝边（图3.10）。其宽度为几毫米至几米，与之相毗邻的围岩则可表现出各种明显的接触变质迹象（详见8.5节）。在网状脉及后成脉杂岩（图3.9）的特殊情况下，浅色和暗色岩石有时表现出不规则的接触关系，这表明不混溶的长英质和镁铁质岩浆是同时侵位的。在这些情况下，通常是首先凝结了的镁铁质物质，使得紧靠它的、直到结晶历史过程晚期还保持为流体的长英质熔离体表现出冷却现象。

一般来说，在描述涉及火成岩的接触带时，应在二维平面上测量接触的方位，如有可能，更应从三维空间上测量它的方位，以便帮助你从一个露头到下一个露头去追踪它的特征。记录下岩脉、细晶岩、伟晶岩和冷凝边的方位、岩石类型和几何形态。所有这些特征，都和发生在火成岩体与寄主岩石接触面上（或接触面附近）的物理作用紧密相关。同时还要记录下接触带的其它任何特征，诸如，围岩包体（捕虏体）的产状以及周围岩石的接触变质作用等，并利用5.1和5.2节所讲的、研究火成岩岩石单元几何形态的一些指导，去阐明接触关系的总体情况。

最后，如果一个露头含有几组相交的节理、岩脉、岩墙和其它接触面，那么确定它们的关系对建立地质事件的先后次序是非常有用的。例如，从图3.6可以看出，粗粒主岩（辉长岩）首先被具扩散边缘的浅色细晶岩脉切割，尔后又被靠近辉长岩具有冷凝边的暗色细粒岩脉（实际上是岩墙）所切割。继而，一组NE—SW向节理（左下边）又切割了看来比

图 3.10 粗粒辉长岩（顶部）
与细粒辉长岩（底部）间的接
触面

在接触处，细粒辉长岩的冷凝
边表现为一层节理化的、薄的
（约1cm厚）玄武岩，这表明
细粒辉长岩是侵入于粗粒辉长
岩中的。照片下半部的细脉是
由石英成脉作用形成的。苏格
兰Skye岛 Cuillin 杂岩。拍照
面积约8×5cm



辉长岩更具脆性断裂特征的岩墙和细晶岩。还不能完全肯定的是，NW—SE向的一组节理（右上角和中部偏左的细晶岩）可能要老得多；看来这是可能的，那么图中的NW—SE向的细晶岩脉，就是形成在这组节理中的一个节理裂隙内。

3.3 流动条带和火成纹理

流动条带和火成纹理，在露头上是容易识别的，它们是在岩浆已部分结晶、晶体和熔体共存时产生的。条带现象也可能产生于沿熔岩流线方向优先发育的气泡（即气泡化作用）。例如，流动条带状流纹岩熔岩（图3.11）就有颜色稍显不同的平行条带，其宽度只有1cm或1mm，它们是在粘性熔岩流动过程中，由玻璃或部分脱玻化层条纹化而产生的。

在中性和镁铁质成分的、粘度较小的熔岩中，早期形成的矿物平行排列也可表现为平行于流动方向的条带，在某些类型的安山岩和玄武岩中，长石就具有这种典型的特征。

各类侵入体都可发育较大规模的流动构造，它们既可以是岩浆从源区流向侵位地带时形成的，也可以是在岩浆房内发生连续对流作用形成的。在花岗岩质岩石内，形状完好的大长石斑晶（有时称之为巨晶）（图3.12）平行排列，在靠近侵入体边缘处尤为常见，在这里也有被流动作用所排列的包裹体。不言而喻，当侵入体中出现矿物的或包裹体的优选方位时，为了获得其完整的立体图，必须研究同一个露头上的几个出露面。注意，应特别细心区分粗粒火成岩中的流动条带与变质作用所形成的片麻状条带（见第12章）。



图 3.11 黑曜岩表面的细流动条带构造
注意玻璃质岩石的贝壳状断口（右侧）。拍照面积 $9 \times 6\text{cm}$

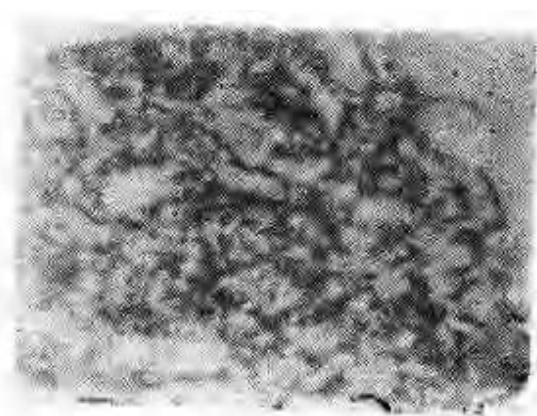


图 3.12 Cornwall Land's End 斑状花岗岩中长石斑晶的流动排列（近于平行）
拍照面积约 $20 \times 12\text{cm}$

在强烈斑状化的花岗岩中的长石斑晶，其成因是一个有争议、悬而未决的问题。最简单的解释是把它们说成是早期形成的斑晶矿物。但一些花岗岩岩石学研究者提出的生长方式是，它们有时生长在包裹体内、有的横穿包裹体与花岗岩

之间的接触面或穿入细晶岩岩墙，这些情况说明，斑晶系形成于岩浆晚期阶段或岩浆期后阶段。由于在岩浆期后可能生长出大粒长石，在这种情况下就用巨晶这个术语而不用斑晶一词了。对这个问题感兴趣的读者，需将长石晶体与花岗岩组构间关系的野外证据与实验室内的镜下研究及地球化学研究结合起来考虑。

另一种类型的矿物成层现象，并不是由于岩浆流动简单地形成的，它常见于辉长岩中，偶尔也见于闪长岩和花岗岩侵入体中。它们表现的形式，是呈交替的和重复的片状层或较薄的（ $<2.5\text{ cm}$ ）富含浅色矿物的纹理（图3.13），并被称之为火成纹理。在火成纹理中，普遍保存有交织晶质火成结构，且偶尔具有排列成纹层的、形状完好的晶体，它被看成是起因于两种作用的结合。第一种作用涉及一定类型的晶体的优选堆积，这可能是密度引起的，不是象流动条带现象那样属岩浆流动搬运的结果。这种大规模的结晶分异作用，可导致形成明显成层的岩浆房，其中存在着完整的过渡情景，底部为最镁铁质的岩石（即主要是铁镁矿物）过渡到顶部为最长英质的岩石（即主要是长石以及少量的铁镁矿物）——例证见第10章。

有一种火成岩称为晶体堆积岩，其中，经母岩浆结晶分

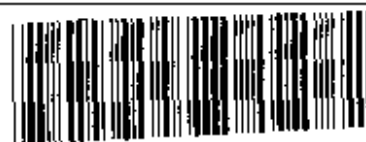


异聚集到一起的矿物颗粒，构成了纹层的骨架（其详细的分类命名见Irvine, 1982, J. Petrol. 23, 127—162）。

涉及火成纹理成因的第二种作用，可能与巨大岩浆房内的大规模化学的和矿物学的局部分层作用有关（一层只几厘米到几米），这种层理（ $>2.5\text{cm}$ ）和纹理（ $<2.5\text{cm}$ ）是由岩浆原地分异、而非大规模析离下沉所形成的。举例来说，图3.13中的细纹层很可能代表着这样一个过程，首先局部晶出更富镁铁质矿物，紧跟着是与之密切共生的、更富长英质矿物的局部结晶。与此同时，在巨大岩浆房的其它不同部位，也可能正在形成着类似的纹理。在野外描述这类露头时，要估测主要是长英质的层理和主要是镁铁质的纹理中的矿物成分比例，因为这两种纹理所含的矿物组分实质上都是相当的，但其比例是不相同的。还要记录纹理的宽度及所测纹理的方位，因为它们常常几乎与岩浆房的底面相平行。然后，综合许多露头提供的野外证据，就可概括出该层状侵入体所代表的区域内、主要的化学和矿物学分层作用的程度。

在大的火成侵入体内，结晶作用过程可一直保持有晶体和液体的混合物共存，因此，可以产生出各种各样的构造，而这些构造，正常讲是与沉积岩有关的。例如，图3.14表示的一系列交互出现的粗粒辉长岩与细粒辉长岩（靠近照片底部），其上被几层更细粒的、具节理的辉长岩覆盖（左上）——整个序列又被几个世代的细晶岩和细粒辉长岩岩墙所切割。偶尔，在层的边界是明显的、并存在强烈的反密度梯度（例如，橄榄岩覆盖在浅色辉长岩之上）的地方，在岩石变硬之前可产生塑性变形，就象一岩层刺穿另一岩层，而形成火焰状构造和负荷印模（图3.15），它们看起来极象沉积

727024



0127393



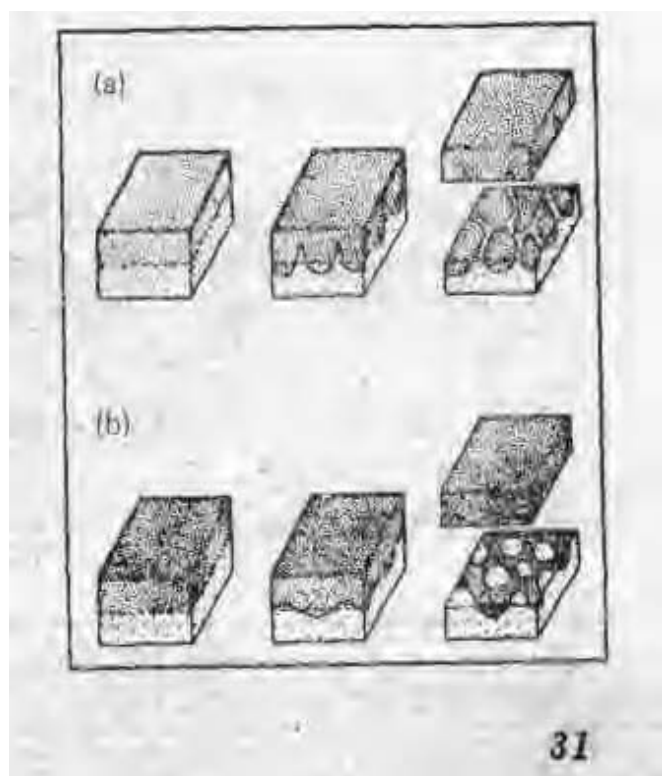
图 3.14 不规则条带状粗粒和细粒辉长岩向上(和向左)变为细粒辉长岩, 并被几个世代的细晶岩和辉长岩岩墙所切割

岩墙明显地从照片中右部向左上角延伸。注意, 主要节理与辉长岩单元的走向成直角, 而且只有细粒辉长岩才被岩脉切割。摄于苏格兰 Skye 岛 Cuillin 杂岩。锤长 35cm

图 3.15 纹层状火成岩内的火焰状构造(a)和负荷印模(b)发育过程图解

火成岩在最后固结之前, 逆向的密度梯度引起塑性变形(即暗色的物质比浅色的物质重)

(a) 中的浅色物质的粘度比 (b) 中的低, 因此分别形成较窄的火焰状构造及较开阔的负荷印模。在 (a) 和 (b) 中, 从左向右依次表示出构造随时间的演化



建造中的那些构造(这些术语的解释见Tucker, 1982)。同样的, 也可识别出沟槽构造和块体滑塌构造; 有关火成条带、火成纹理和火成构造等的其它实例将在以后章节、特别是在第10章中讨论。

3.4 野外观察小结

本章包括在野外描述各个火成岩露头所必需的主要内容。还为处理火成岩体的历史和产出方式时, 应该怎样解释观察到的现象, 提出了一些初步意见。第四章再通过阐述在野外应怎样描述和命名火成岩手标本, 以弥补这里探讨的不足。最后, 表3.1是核查在每个露头所做观察时用的; 为了便于野外参考, 要与表4.9结合起来使用。

表 3.1 描述火成岩露头的核对表
(供描述手标本时与表4.9结合使用) ①

-
1. 记录好野外位置, 对露头进行编号, 并描述从远处看到的露头的总体形态和任一明显特征, 在必要的地方, 做野外素描并拍几张照片。
 2. 记录主要节理组的方位和间隔, 并确定这里是否存在断层作用的任何证据。
 3. 如果露头上显示有岩脉、细晶岩、伟晶岩、岩墙或简单的接触面, 那么就要确定不同岩类的性质, 尤其是接触面附近的岩性; 测量线状和面状构造的方位(一个或多个), 并根据切割关系推断其先后顺序。
 4. 如果露头上有流动条带或火成纹理, 就要确定条带的性质和方位。在有火成纹理的情况下, 还要检查各单元间的明显边界, 以找出它属“假沉积”构造的证据。
 5. 详细记录后要综合其矿物学特征, 并为存在的主要岩石类型做暂时的(野外)命名。
-

① 按此方案所做的野外描述实例见图4.12。

4. 手标本及其解释

4.1 采集野外标本

如果确认一个露头含有火成岩，那么，为了调查其它的露头、填绘火成岩体的形状和形式以及研究岩体的产状，就需要详细研究岩石的类型。在新鲜破裂面上要比在风化面上更容易识别火成岩固有的特征，不过有时却恰好相反，风化面对鉴别粗粒镁铁质岩石就比较合用。可是，要记住风化作用所影响的深度是有变化的，在细粒的岩石仅达表面以下几毫米，在粗粒的或严重裂隙化的岩石以及固结不好的火山碎屑岩、则可达几米（在过去或现在是潮湿的热带区域，风化深度至少会增加10倍，参见图4.1）。其实，成功的野外鉴定无需穿过整个风化表层，而得到几小块岩石（一般长、宽和高只有几厘米）就可以了。如果要采集用于显微镜研究和（或）地球化学分析的样品，则需要较大的标本（10—20cm），并尽可能要新鲜（见2.4节）。在地下深处的未风化物质，或许经受过高温和岩浆期后的热液蚀变作用，从而改变整个火成岩的总体化学特征和矿物学特征，使它们更易于遭受地表风化作用。通过手标本中的次生矿物，可以很容易地认出蚀变效应来（见4.4节）。

在野外，给火成岩命名可做到什么程度呢？因为火成岩的物理特征范围很广泛，所以，给新鲜标本一个野外名称可

能是件十分简单的事情。例如，甚至在一个小区域进行详细研究时，其中哪些乍看起来非常相似的连续喷发的熔岩，通过实践，采用系统的研究方法，就可能培养出敏锐目光观察出手标本上细微的变化。在野外记录好火成岩标本的下列主要特征，将有助于鉴定。

1. 颜色：可初步暗示出标本大致的化学成分和矿物成分。

2. 结构、粒度和组构：它们与晶体生长的速度和顺序相关。

3. 矿物学特征：火成岩中常有2—4种主要矿物。对粗粒岩石来说，主要矿物的数量和性质，其相对丰度和内在关系可为岩石鉴定提供明确的指导。许多细粒岩石也含有一些有助于鉴别的大晶体。在鉴定细粒岩石的许多例子里，难以充分利用上述1—3点特征，在野外也难以做出比“细粒灰色熔岩”更详细的描述。此外，还要记录并不属于岩石鉴定的内容，例如4。

4. “外来”物质的包裹体。这些可在标本上看到，并应单独描述，因为它们在确定火成岩体的产状和成因时是很重要的。

本野外指导手册所述的火成岩命名包括上述判断准则中的前三项，利用这三项准则，可以给岩石标本以简单的野外命名。一旦根据实验室研究结果了解到火成岩的确切化学成分和（或）矿物成分，就常采用几种更为详细的、但基本上是类似的分类方案予以命名。其中有些分类方案，是根据在显微镜下所观察到的矿物比例（矿物的实际统计比），而另外的一些分类方案，则是通过岩石化学成分计算，推导出一系列具有固定化学成分的规定矿物（标准矿物）的理论比



图 4.1 Madeira 岛 Deserta Grande 玄武岩岩熔岩流中强烈风化层的表面

玄武岩层交替地遭受到雨水的水化和烈日的烤干，这种作用使岩石破裂，并使得在相继到来的雨季里有更多的水渗入。这常常导致形成了这里所看到的、包围着较新鲜岩石核心的球状水化壳；壳的物质已遭受到化学淋滤，现已由软而易剥离的氢氧化物和氧化物组成。不要把这种球状风化与熔岩中的枕状构造相混淆（参见图6.5）

例，并以此作为分类的依据。虽然这两种分类方案都可用来对中粗粒火成岩进行分类，但是，对玻璃质岩石和细粒岩石则总是要在实验室内、根据化学成分才能进行正确分类。通常在岩石的实际矿物成分与标准矿物成分之间几乎没有什么差异。不过，值得推荐的是，如果已进行了实验室研究，那么就应该使用IUGS（国际地科联）在火成岩分类学分会上提出的体系（见附录 I）对你的命名进行重新修订。

4.2 颜色和成分

大多数野外标本命名，需要人们对它的硅酸盐矿物成

分的自然变化情况有个了解(4.5节)。各硅酸盐矿物的化学成分,是在一定的范围内变化的(表4.1),因此可以说,岩石的矿物成分和化学成分密切相关。这种关系也表现在野外标本的最明显的特征——即其颜色上,而标本的颜色又反映着其组成矿物的颜色。

下列术语既可用来描述矿物个体的特征,也可用来描述火成岩中实际矿物或标准矿物成分中主要矿物的特征。

(a) 对主要矿物成分为一种或多种矿物的火成岩,均可以采用如下术语:

长英质=长石+副长石+氧化硅(例如长石类、副长石类和石英)(副长石一词是根据副长石矿物命名的,如石榴石+霞石)。

镁铁质=镁+铁(如橄榄石、辉石)镁铁质矿物可称之为铁镁质矿物(铁+镁)

(b) 对以火成岩标准矿物成分出现的矿物,对以一种或多种标准矿物作为主要组分的岩石,可采用如下术语:

硅铝质=硅+铝(如石英、长石类和副长石类)。

铁镁质=铁+镁(如橄榄石、辉石)。

尽管你的大多数观察与岩石的新鲜面有关,但是,风化面的颜色尤其是细粒火成岩的风化面颜色通常是值得注意的。因为化学风化作用往往会在镁铁质矿物含量高的岩石中、富集起一些中色到暗褐色的不溶残余组分(表4.1),如果大多数矿物是长英质的,那么它也会使浅褐色和白色的残余物聚集起来,所以风化面的颜色可提供有关岩石成分的初步线索。大多数火成岩的新鲜面呈暗灰至浅灰色、绿灰色或褐色,不过,许多浅色岩类也具有紫色到粉色的变种。简而言之,岩石从暗色到浅色的变化,是由于从不同成分岩浆中

结晶出暗色和浅色矿物的不同组合造成的（详见4.5节）。

记录了风化面颜色之后，对火成岩野外标本进行分类的第二步，就是确定岩石新鲜面的颜色是属于天然颜色的哪一级别，如果可能的话，则要根据所估计的镁铁质矿物所占的总百分比记录它的颜色指数（见图4.2）；术语如下：

淡色的 (0—33%)
中色的 (34—66%)
暗色的 (67—100%)

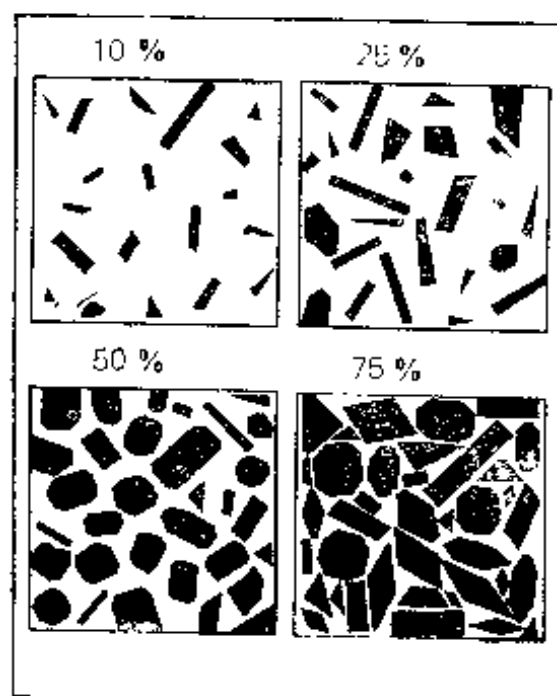


图 4.2 用以估计火成岩二维平面上镁铁质矿物含量的对比图

因为暗色矿物对视觉有较大的影响，在野外报告中，往往把颜色指数估计得过高，所以，这张图在野外更有其使用意义

请注意，长英质或镁铁质这两个术语，也同样可以用来描述岩石的总体颜色，它们分别指富含长英质矿物以致岩石呈浅色，或富含镁铁质矿物以致岩石呈暗色；这两个术语也就分别成了淡色的和暗色的同义词。

表 4.1 火成岩中一些主要硅酸盐矿物的
典型化学成分①(wt%)

在手标本上区分这些矿物和其它矿物的特征见表4.6

长英质矿物	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
石英	100	—	—	—	—	—	—	—
正长石	65	18	—	—	—	—	17	—
钠长石	69	19	—	—	—	12	—	—
钙长石	43	37	—	—	20	—	—	—
白云母	15	38	—	—	—	—	12	5
霞石	42	36	—	—	—	22	—	—
镁铁质矿物								
橄榄石	40	—	15	45	—	—	—	—
辉石(普通辉石)	52	3	10	16	19	—	—	—
角闪石(普通角闪石)	42	10	21	12	11	1	1	2
黑云母	40	11	16	18	—	—	11	4

① 硅酸盐矿物由原子格架构成，其中形成离子的元素呈不同的组合，总是与氧相键合，因此，通常所引用的分析结果，总是处理为简单氧化物为形式，而不用元素形式。

还应注意，在大多数矿物族中，在着原子格架的相同种位置，会分布着不同的离子而产生的成分变化（例如，在许多矿物族中，会发生Fe和Mg之间或Na和Ca之间的替代）。

估测颜色指数的准确性，取决于标本的粒度。例如，在手持放大镜下仔细观察粗粒岩石新鲜面，所估计出的颜色指数，误差不应超过实际值的10%（图4.3），但对细粒岩石来说，颜色指数就更加难以确定了。颜色指数显然不适用于玻璃质岩石（4.3节）。在用放大镜不能把玻璃质岩石中的各个单晶辨认出来的情况下，最好记录标本颜色的总体特征，这样就可避免以后由于估测颜色指数值不确切而得出错误的结论。

在岩性十分类似的粗粒岩石区工作时，如花岗岩侵入体，岩石颜色指数介于5—25%，那么就容许在野外工作中使用淡色、中色和暗色这些前缀词与“花岗岩”一词相连结，以分别描述那些对于整个侵入体来说，其镁铁质矿物含量低于、等于和高于平均值的标本。

由于火成岩的颜色反映了其所含的矿物成分，因而也就反映出它的化学成分，所以颜色指数也就传递了有关岩石化学成分的某些信息。从表4.1可以明显看出，若以传统的氧化物形式来表示，则大多数火成岩的最主要化学组分就是二氧化硅—— SiO_2 。按重量来说，几乎所有的火成岩都含有40—70%的 SiO_2 。二氧化硅的含量愈高，则岩石中长英质矿物的含量也必定愈高，而其颜色指数则愈低；而就其镁铁质矿物含量来说，正好相反。

火成岩的颜色指数分类与较常用的地球化学分类显然是相似的，后者是根据火成岩的二氧化硅含量将其分为酸性、中性和基性三种类型。地球化学分类可以溯源到把硅酸盐矿物错误地归类于假设的硅酸盐那个时期。虽然酸性、中性、基性和超基性这些术语是根据火成岩化学分析中 SiO_2 的丰度（表4.2）严格定义的，但在野外也可不严格地使用；例如，大多数长英质淡色岩被描述为酸性岩。表4.2就是在描



图 4.3 颜色指数分别为50、30和10的三块等粒的粗粒火成岩标本

上边标本是暗色的，左下角的标本是介于中色与淡色之间的，右下角的标本是淡色的

表 4.2

地球化学术语	SiO ₂ (wt%)	颜色指数的 ^①	可用的野外
	的界限	大致范围	描述术语
酸性	>65	5—25	淡色的或长英质的
中性	52—65	25—55	中色的
基性	45—52	55—85	} 暗色的或 镁铁质的
超基性	<45	85—100	

① 注意：这里有一个一般的相关关系，长英质或硅质岩石是淡色的，其颜色指数低，化学成分属酸性；而镁铁质或铁镁质岩石是暗色的，其颜色指数高，化学成分属基性或超基性。但是这一概括也有例外，例如，由富钙斜长石构成的岩石称为斜长岩，它们是长英质或硅质的淡色岩石，其颜色指数低，但化学成分却属于基性或中性。与此类似，钠、钙和镁碳酸盐所构成的岩石称为碳酸岩，它们都是淡色岩石，颜色指数低，但化学成分属超基性。

述火成岩颜色时，所使用的有关不同术语的简便对比表，一般说来，在野外描述时，最好使用表中右侧的术语。

虽然已较详细地叙述了颜色对确定岩石成分的意义，但是，在给火成岩标本进行野外命名之前，显然还要考虑其它方面的因素。因此，不要匆忙地下结论，而是在记录了岩石新鲜面和风化面的颜色之后，还要考虑野外标本的其它特征——它们的结构和矿物含量。

4.3 结构、粒度和组构

总起来说，火成岩的晶体组分与玻璃（如果出现的话）之间的关系被称作结构。在描述野外标本的结构时，应做如下观察：

1. 岩石的粒度，它能反映出岩石的结晶速度。

2. 组构，或晶体的几何特征和排列方式，有可能时，须观察所存在矿物的数目及矿物晶体的特征形态或结晶习性。

3. 标本总的均匀性（即标本是否是均一的、等粒的或含有矿物析离体、条带和不规则包裹体等）。

这些特征都可提供有关岩浆结晶物理条件的线索，它们和标本的颜色（通常与其化学成分相关，例如，花岗岩不同的颜色一般要比辉长岩的浅），结构等反映了岩石的形成历史和产状（详见第五章）。例如，快速冷凝可导致玻璃的形成，而在岩浆喷出地表且平静地迅速冷却时，如在熔岩流中，则可在多处发生晶体成核作用，往往形成在野外通常不能识别的微细颗粒。相反，在侵位于地下的侵入体中，缓慢冷却，则在相对是少的晶核位置发生结晶作用，而形成易于观察到的大晶体。

粒度通常是最明显的结构特征，在用放大镜观察标本之后，就能将它归入表4.3中的某一种类型。

表4.3中的术语，很容易用于大体上是等粒（等粒级）的岩石中。但是，有许多标本却是斑状的（图4.4）；在其较细粒的基质中，具有成群的、于早期形成的大斑晶。在这种情况下，应记录这群晶体的真实粒度。请注意，另一种描述斑状结构的简写方法，就是在一旦鉴别出斑晶矿物之后，在英文描述中将带连字符的形容词“-斑状的”与矿物名字一道使用，如图4.4a所示含长石斑晶的花岗岩。但是，可以证明，不借助于实验手段，那些非斑状的（无斑隐晶质的）标本就不能继续描述下去了。所推荐使用的野外名称，诸如“细粒长英质或细粒镁铁质岩石”，是以前者可能主要含有长

石而后者主要含有镁铁质矿物为依据的。

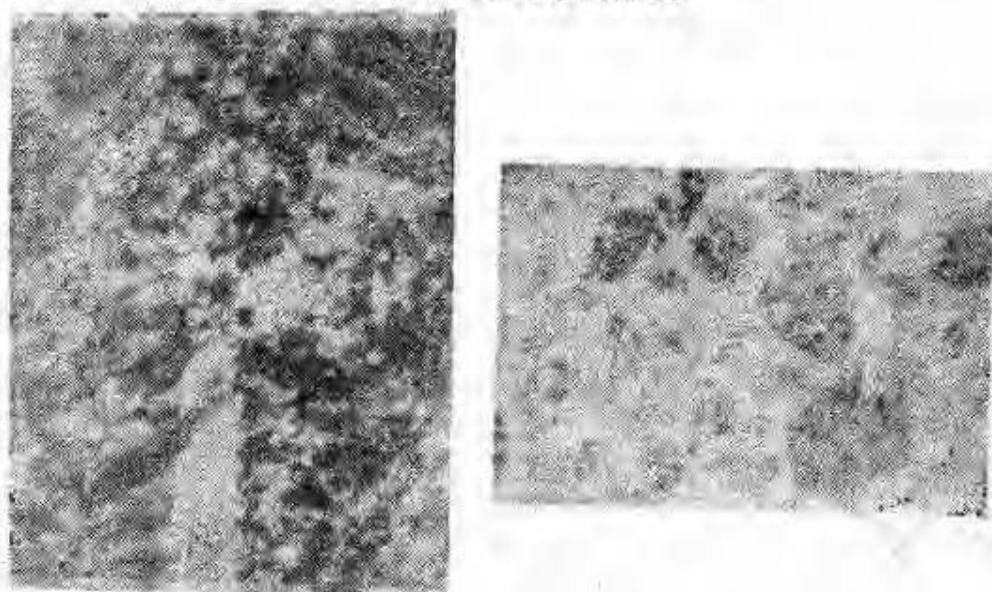


图 4.1 斑状结构的实例

(a)花岗岩中长石矩形斑晶(注意,靠近图下部的晶体为双晶)最长约2cm。粗粒基质含有较多的长石及灰色玻璃质石英粒和黑色板状黑云母。

(b)在另一灰色安山岩质熔岩的隐晶质标本上,黑色的部分呈菱形的为角闪石斑晶。拍照面积为9×6cm

表 4.3

细粒①	在野外借助放大镜,几乎辨认不出晶粒间界,平均粒径<1mm。如果岩石是玻璃质的,可使用“玻璃质”这一术语。
中粒②	借助放大镜可辨认出大多数晶粒间界,平均粒度1—5mm。
粗粒②	实际上用肉眼就能辨认出所有晶粒间界,平均粒径>5mm。

① 细粒的和玻璃质的岩石,其结构均可称无斑隐晶质。

② 中粒的和粗粒的岩石,在结构上约可称为显晶质的。

描述中粗粒岩石的下一步骤,是检查它们的结构,也就是晶体的形状及其彼此间的关系。

首先对岩石中不同类型晶体的特征进行比较和对比。能在岩浆中自由结晶的矿物将形成晶形完好的晶体,在野外标本的二维表面上,它们会呈现规则的、边界平直的横截面,

通常为矩形（参见表4.6常见晶体习性）。在大多数火成岩的结晶过程中，几种矿物在竞争着可利用的空间，而只有最先结晶的晶体，如所见到的某些斑晶，将具有良好的晶形。可以用三组术语来描述晶面的发育程度，最常用的一组术语见表4.4左列（并参见图4.5）。

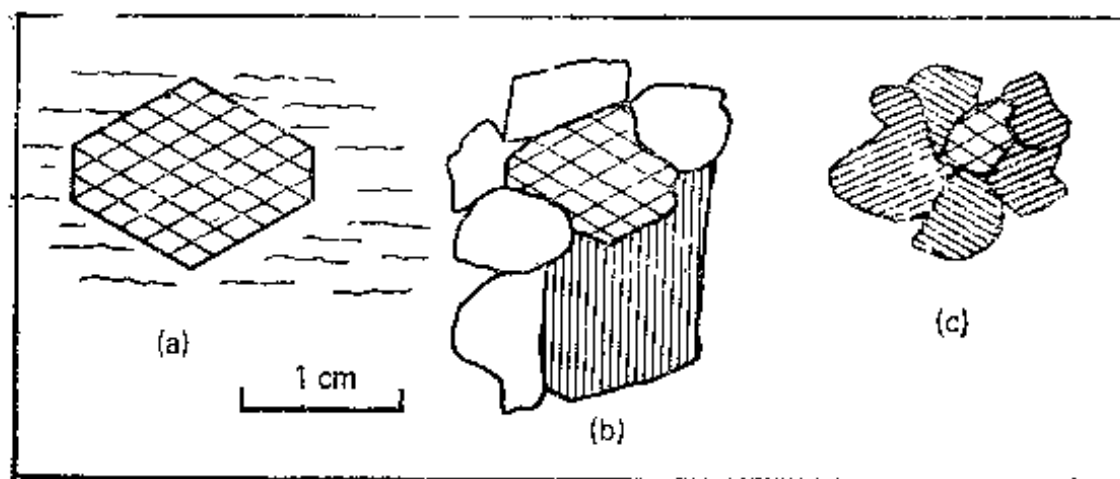


图 4.5 角闪石自形晶 (a) 半自形晶 (b) 和他形晶 (c) 的素描图（解理交角为 60° 和 120° ，参见表4.6）

表 4.4

优先使用的术语	同义词	同义词	定 义
Euhedral (自形的)	Idiomorphic	Automorphic	完全被其特征晶面包围的晶体
Subhedral (半自形的)	Hypidiomorphic	Hypautomorphic	只被其部分特征晶面包围的晶体
Anhedral (他形的)	Alloidiomorphic	Xenomorphic	不具其任何特征晶面的晶体

在理想的情况下，粗粒岩石的颗粒形状十分清晰，那么，就有可能对整个岩石的颗粒形状组构进行分类。根据晶

体总的形态，在等粒岩石中，可分出如表4.5所示的三种结构。

表 4.5

术 语	同 义 词	定 义
Euhedralgranular 自形颗粒	Panidomorphic granular	大部分晶体是颗粒均一的自形晶
Subhedralgranular 半自形颗粒	Hypidiomorphic granular	大部分晶体是颗粒均一的半自形晶
Anhedralgranular 他形颗粒	Allotriomorphic granular (花岗状和似花岗状结构仅用于硅质岩石)	大部分晶体是颗粒均一的他形晶

表4.5的结构类型之间的界限，并非规定得很严格，因此，使用这些术语常带有很大的主观性。此外，一种岩石可能不宜单纯地归入哪一类型，比如，约含50%自形晶和50%他形晶的岩石，最好描述为具有自形与他形粒状混合结构。

在描述了单个晶体及其间内在联系之后，还要注意其余的结构特征，即岩石总体的均匀性。在手标本上，大多数火成岩都是相当均匀的，但偶尔也可以通过能看得见的、拉长晶体的排列，显示出流动条带（图3.12），这在细粒岩石的风化面上，常常最为醒目（图3.11）。因为流动构造是平行于运动方向发育的，所以其方位的测量将有助于填绘熔岩层序。在粗粒岩石中，表现为交替出现的浅色层纹与暗色层纹的矿物纹理，可能是由结晶分异作用产生的（正如3.3节和图3.14中所述），或者，也可能是其它均质火成物质经高级变质作用所产生的（详见第12章）。如果在野外，不仅对手

标本，而且对整个露头认真做好层纹的颜色、结构、方位和规模等的记录，则在所有情况下，都能容易地对野外资料做出解释。

细粒熔岩时常含有杂乱分布的球状或次球状空洞，即所谓的气孔，其截面通常只有几毫米。多孔结构及其空洞为次生矿物所充填的伴生现象——杏仁状结构，将在第六章中讨论（图6.3）。

本节所介绍的结构，都是在火成岩的野外研究中经常见到的。在野外，这个表可作一般性的指导，但它并不包括所有的结构。应牢记，即使在你不能识别特定手标本上的结构特征时，最好的准则就是，在适当的场合用野外素描体现你所做的精确观察。关于这方面的更多的实例以及其它在手标本上不常看到的结构，将在本野外指导书的以下章节中加以叙述。

4.4 矿物鉴定

在火成岩的野外描述中，最能提供信息、但也是最难办的工作就是组成矿物的鉴定。火成岩由大量的或主要的矿物以及极少量的次要矿物组成。大量的矿物和少量的矿物可以分别称作主要矿物和副矿物。主要矿物是那些为岩石命名所必需的矿物，它们通常是大量矿物，例如，花岗岩中的石英，但有时也少量出现，例如橄榄玄武岩中的橄榄石。副矿物是那些含量甚少、以至于岩石命名时可以忽略不计的矿物，例如辉长岩中的铁钛氧化物，或花岗岩中的黑云母。

尽管大多数岩石中仅含有两三种主要矿物和少许副矿物，但在野外要鉴定出所有的主要矿物也是不太容易的，而

要给副矿物命名常常是不可能的，这种情况对于细粒镁铁质岩石来说更是如此，因为其中的许多镁铁质矿物都具有相似的外貌。甚至在粗粒淡色岩石中，也难以区分其中不同的矿物，尤其是斜长石与碱性长石更难区分。不过，当你根据经验掌握了矿物的特征以及经常在一起产出的组合类型时，你就会更加相信你对岩石的命名了。值得牢记的是，大多数的火成岩都代表着一种矿物组合，这些矿物几乎都是在彼此呈化学平衡的状态下、从岩浆中结晶出来的。举例来说，镁铁质矿物橄榄石与辉石或者黑云母与角闪石是经常在一起产出；但其它组合，如橄榄石和黑云母组合则十分罕见。在火成岩中，最常见的几种组合将总结在书后面的岩石分类图中；尤其是要注意图4.7中的总结。针对野外工作的目的，几乎没有必要为鉴别岩石标本内一种或两种以上的主要矿物而花费时间；用显微镜进行这项工作会取得极大的成效。

在观察岩石颜色和结构的过程中，你会对各个矿物的大致数量和某些特征形成深刻的印象，下一步就是借助表4.6来鉴定其中的一些矿物。该表从颜色、解理、光泽、结晶习性和硬度等五个主要方面总结了矿物的特征。一般说来，最好从鉴定浅色长英质矿物开始，因为这些矿物通常是最容易识别的。有关表4.6用法有如下几点说明：

(i) 颜色 与对岩石来说一样(4.2)节，它是矿物的一种明显特征，反映了矿物的总化学成分，一般说来，碱(碱土)硅酸盐(Na、K和Ca硅酸盐)是浅色的，而富含过渡元素的、尤其是Fe的硅酸盐矿物是暗色的。

(ii) 解理 是矿物沿着其原子结构中联结力薄弱的、严格限定的平面裂开的趋势。解理面是能均匀反射光线的平面，并常常增强了光泽(见下文)；例如，刚刚破裂的长石

晶体可显示有轻微锯齿状的边缘，用放大镜可观察到，它是由许多呈 90° （或近 90° ）相交的平整解理面组成的（图4.6）。云母的一组完全单一的解理可形成明亮的反光面，且使得云母常可用小刀或指甲剥下小的薄片来。相反，辉石和角闪石中的解理只是偶尔在颗粒内表现为细条纹；更为独特的特征是自形晶的横截面（辉石和角闪石的横截面分别为八边和六边菱形，见表4.6）。

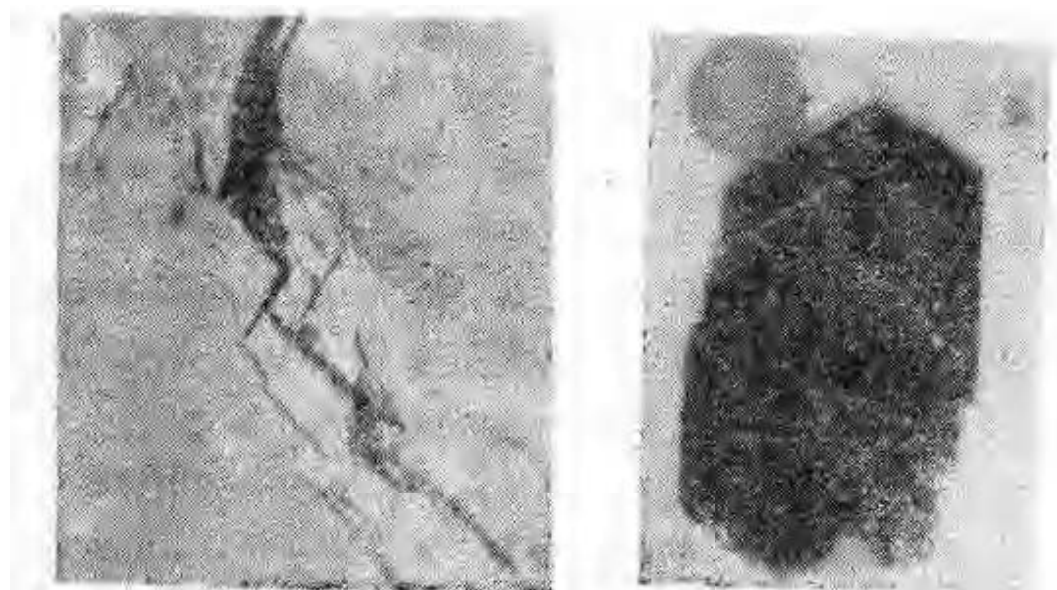


图 4.6 长石和云母的解理

(a) 长石，具有两组合约呈 90° 角的完全解理；(b) 云母，只有一组极完全解理，图中此解理与图面平行

(iii) 光泽 它表述了矿物的反光特性，当转动标本直到矿物表面、尤其是解理面被光照射时，才能确定光泽。光泽变化可从暗淡（无光泽）、经树脂状和丝绢状变化到明亮；明亮的光泽可以是金属光泽、玻璃（glassy）光泽或玻璃状（vitreous）光泽。从字面上讲，后者与前者相同，但这里的定义稍有不同，属何种光泽则取决于所指的矿物。一个对透射光来说不透明的、有鲜明颜色的硅酸盐矿物，可能具有象釉瓷一样的玻璃状光泽，角闪石和辉石的清洁的晶体

就是这样的。反之，类似半透明（微透明）或透明的矿物可以显示玻璃光泽（如石英和新鲜的橄榄石）。

（iv）结晶习性 是指自形晶有代表性的几何形态。当然，火成岩中大多数晶体并不是自形的，而且，手标本上显示的是切过三维矿物颗粒的横截面的、任意的混合的形态，在能找到有代表性的形状之前，有必要检查许多矿物颗粒

（例如只有观察到一个近似于特定的横切面平面时，才能区分出辉石和角闪石的结晶习性）。有些矿物在大多数自形的横截面上具有非常清楚的典型轮廓，例如，板条状长石横截面是长而窄的，但呈矩形；石榴石为菱形十二面体或四角三八面体；电气石为针状。其它矿物，如石英和橄榄石就很少呈自形晶。双晶是晶体在一个共同原子结构面的两侧向不同方位生长所形成的。在长石的大晶体上，偶然可见到双晶，这时它为在手标本上区别碱性长石（仅具简单双晶，图4.4a）与斜长石（具简单和复合双晶）提供了唯一的实用途径（见表4.6）。双晶现象最好是在阳光下转动解理面或晶面来观察；各个双晶与最佳反射稍有角度时就能被看到，而在手标本上，通常只在碱性长石中才见到它们。

（v）硬度 是一种与晶体内原子键联强度以及均匀性有关的特性，并可用硬度从1到10的、但是非线性增长的简单硬度计——摩氏硬度计来描述。如果矿物颗粒大而且新鲜（风化的颗粒常常比原生的软），则用指甲（硬度约为2）、铜币（硬度约为3.5）、钢制刀片或地质锤（硬度约为5.5）做一系列刻划试验，就可以判断出矿物颗粒的硬度。例如用铜币或小刀可以容易地刻划云母或方解石；刀片刻划长石十分困难，但石英则总能轻易地刻划小刀。

表4.6列出了产在粗粒火成岩中可鉴别出来的10种最常

表 4.6 火成岩手标本中的矿物特征

矿 物	颜 色	解 理	光 泽	结 晶 习 性	硬 度
长英质 矿 物 石 英	无色， 在暗色矿 物 周 围 时，它呈 浅灰色， 透明	无断口， 不规则或 弯 曲	玻璃光 泽，有闪 亮	“三方锥”状罕见， 通常呈不规则状，他形 晶	7
碱 性 长 石	白色或 粉红色， 有时为橙 色或黄色	两组解 理呈90°， 不易见到	通常光 泽暗淡， 有时为丝 绢光泽或 玻璃状光 泽	板状晶体，闪亮的解 理面，可显示简单双晶。 可以看到细长的矩形 “板状”页片或不规则 状、块状斜长石时，可 以称条纹长石	6
斜长石	白色和 绿色，粉 红色或黑 色罕见	两组解 理几乎呈 90°，不易 看到	通常光 泽暗淡， 有时为丝 绢状或玻 璃状光泽	板状晶，有闪亮的解 理面可是复合平行双晶	6—6.5
霞 石	白色至 浅灰色	两组不 完全解理， 偶尔有一 组明显的 解理	油脂状 光泽、玻 璃状光泽	通常出现在微晶基质 中；偶尔呈晶体集合体	5.5—6
白云母	无色至 浅褐色或 绿色	一组极 完 全 解 理，裂成 薄而易弯 曲的小片	闪光， 银质和珍 珠状光泽	板状晶体有时呈六边 形，在伟晶岩中尤为常 见	2—2.5

续表

矿 物	颜 色	解 理	光 泽	结 晶 习 性	硬 度
镁铁质 矿物 橄榄石	橄榄绿, 黄绿色, 有时为褐 色	解理不 发育, 常 见断口	新鲜的 呈玻璃光 泽, 蚀变 的呈玻璃 状光泽	常为浑圆状他形晶, 偶尔呈二维相等的板状 晶形	6—7
辉 石	黑色至 暗绿色或 褐色 黄绿色	两组完 全解理 交角约 为 90°	新鲜的 呈玻璃状 光泽, 蚀 变的辉石 光泽暗淡	四边或八边柱状晶 体, 偶尔见板片状解理, 成为两组直交解理。霓 石多呈针状	6
角闪石	黑色至 褐黑色或 暗绿色 暗蓝色	两组 完全解 理呈 120°	新鲜的 呈玻璃状 光泽, 蚀 变的光泽 暗淡	柱状或菱形晶体常显 示解理; 钠闪石多呈针 状	5—6
黑云母 (云母)	黑色至 暗褐色或 绿色	一组极 完全解理 裂成薄而 易弯曲的 片	非常闪 亮	薄板状晶体, 偶尔呈 六边形, 在熔凝灰岩和 酸性熔岩中尤其如此	2.5—3
电气石	黑色, 种 但其变种 可呈蓝色、 红色或绿 色	解理不 发育	玻璃状 光泽, 闪 亮	细长柱状、针状晶体, 有时见纵纹, 常呈晶簇 产出; 偶尔见具条纹的 弯曲面	7
常见副 矿物 磷灰石	浅绿色 至黄绿色	解理不 发育	玻璃状 光泽	常呈自形晶, 次六方 晶体, 有时呈纤维状	5

续表

矿 物	颜 色	解 理	光 泽	结 晶 习 性	硬 度
镁铁质 矿物 橄榄石	橄榄绿, 黄绿色, 有时为褐 色	解理不 发育, 常 见断口	新鲜的 呈玻璃光 泽, 蚀变 的呈玻璃 状光泽	常为浑圆状他形晶, 偶尔呈二维相等的板状 晶形	6—7
辉 石	黑色至 暗绿色或 褐色 黄绿色	两组完 全解理 交角约 为 90°	新鲜的 呈玻璃状 光泽, 蚀 变的辉石 光泽暗淡	四边或八边柱状晶 体, 偶尔见板片状解理, 成为两组直交解理。霓 石多呈针状	6
角闪石	黑色至 褐黑色或 暗绿色 暗蓝色	两组 完全解 理呈 120°	新鲜的 呈玻璃状 光泽, 蚀 变的光泽 暗淡	柱状或菱形晶体常显 示解理; 钠闪石多呈针 状	5—6
黑云母 (云母)	黑色至 暗褐色或 绿色	一组极 完全解理 裂成薄而 易弯曲的 片	非常闪 亮	薄板状晶体, 偶尔呈 六边形, 在熔凝灰岩和 酸性熔岩中尤其如此	2.5—3
电气石	黑色, 种 但其变种 可呈蓝色、 红色或绿 色	解理不 发育	玻璃状 光泽, 闪 亮	细长柱状、针状晶体, 有时见纵纹, 常呈晶簇 产出; 偶尔见具条纹的 弯曲面	7
常见副 矿物 磷灰石	浅绿色 至黄绿色	解理不 发育	玻璃状 光泽	常呈自形晶, 次六方 晶体, 有时呈纤维状	5

续表

矿 物	颜 色	解 理	光 泽	结 晶 习 性	硬 度
次生矿物 (参见表 8.2) 方解石	白色、半透明	三组菱面体解理	玻璃状光泽, 而玻璃光泽者罕见	在火成岩中常呈粒状或纤维状, 常出现于岩脉或晶洞等之中, 注意与稀盐酸的反应	3
沸石族	白色, 浅黄色或浅绿色, 罕见粉红色、红色或蓝色	不同的矿物类型解理不一样	常为玻璃状光泽或丝绸状光泽	充填于孔洞中的块状或粒状晶体, 尤其是杏仁体; 放射状、纤维状晶簇或针状晶体	5—6
粘土矿物类	白色至浅褐色和绿色	完全解理但在手标本上看不到	光泽暗淡	在火成岩中主要呈交代长石的细粉末状集合体	1
绿帘石	浅黄色和苹果绿色, 褐色和红色的罕见	一组完全解理	玻璃状光泽	晶习可变, 常为细长晶体、针状晶体和放射状集合体, 在热液脉和囊状体中为粗粒结晶质变种	6—7
绿泥石	中等绿色至暗绿黄色	一组完全解理, 产生薄薄的片	光泽暗淡至珍珠状和“云母”状光泽	在火成岩中常呈细粒的集合体, 有时呈交代镁铁质矿物的薄板片	2—3
黄铁矿	铜黄色, 偶尔呈褐色或黑色	解理不发育	金属光泽, 斑烂的锈色	常见完好的立方体晶面, 偶尔具条纹。粒状集合体, 在火成岩的岩脉中尤其如此	6—6.5

见矿物具有代表性的资料，还包括 8 种含量较高的副矿物，每种副矿物的含量很少超过岩石体积的 10%。尽管磷灰石、榍石、石榴石和白榴石有时形成易于辨认的自形晶，然而，三种不透明的铁钛氧化物矿物，却往往充填在主要硅酸盐矿物的间隙中，他们在手标本上具有相似的外貌。表中所列出的次生矿物（即岩浆期后的矿物）包括：（a）在熔岩中所看到的杏仁体矿物（如方解石、沸石）；（b）切穿火成岩露头的热液脉中的矿物（如方解石、绿泥石以及石英）以及（c）在次岩浆温度下，在普遍遭受热液蚀变、混合岩化和风化作用的岩石内，那些交代原始硅酸盐的次生矿物（如交代长石和云母的粘土矿物和（或）绿帘石；交代镁铁质矿物的绿泥石）。

4.5 野外标本的命名

在描述中粒或粗粒岩石的野外标本时，应估计要鉴定的每种矿物所占岩石体积的百分比，你不认识的矿物也要估计含量，并简要地记录下它们的特征供以后参考。开始，可参用图 4.7，把所观察到的颜色、结构和矿物含量综合起来得出岩石标本的野外名称。如前面所指出的，大多数火成岩的天然化学组分中， SiO_2 的含量变化在 40—70% 之间，且随着岩石中长英质矿物含量的增加而升高，随而其镁铁质矿物含量的增加而减少。这些资料展示在图 4.7 的前面，其左边为酸性、富含氧化硅的岩石，最右端为超基性岩石。

尽管在初步的岩石鉴定工作中，此分类方案很适用于野外中一粗粒岩石的鉴定，但中一粗粒岩石常有可能更进一步地采用国际地科联所确定的精确分类（见附录 I）。地科联

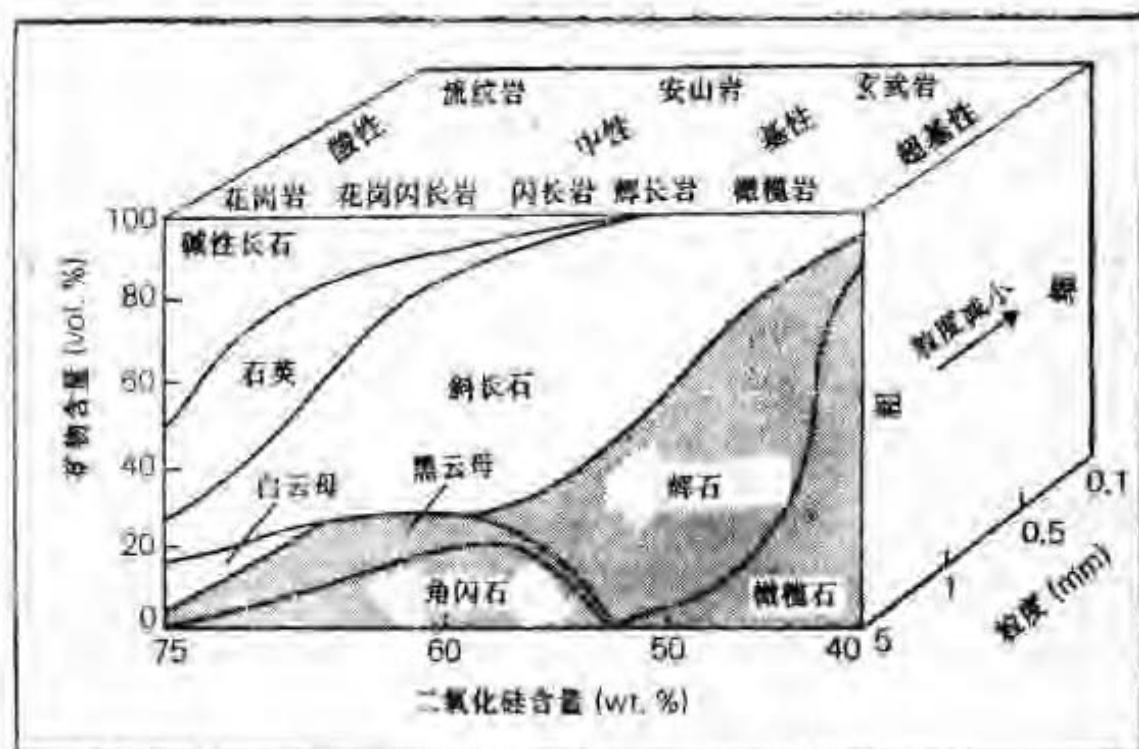


图 4.7 运用颜色指数 (图的前面表示出依岩石中 SiO_2 含量不同导致的浅色及暗色矿物的近似百分比)、常见的硅酸盐矿物 (在野外可以识别的) 和粒度 (向图中纵深变小) 对火成岩进行初步分类的图解

分类方案主要运用岩石中各种长英质矿物〔Q = 石英, A = 碱性长石类, P = 斜长石类, F = 副长石矿物 (即表 4.6 中的霞石、白榴石, 但是还有其它副长石矿物; 这些矿物除 SiO_2 含量较低外, 与长石有相似的化学组分, 常通称为副长石矿物) 的相对含量, 对镁铁质矿物 (包括火成岩中铁钛氧化物、碳酸盐和副矿物) 含量小于 90% 的所有岩石进行分类。图 4.8 是 Q A P F 分类图解的简化方案, 在野外可凭经验非常成功地使用此方案, 尤其结合图 4.9—4.11 使用时, 效果更为令人满意。

首先讨论石英占长英质矿物 20—60% 的典型岩石, 如果

估计出碱性长石与斜长石的相对比例，那么（参见图4.9）就可把这些岩石确切地命名为碱性花岗岩、花岗岩、花岗闪长岩和英云闪长岩。如果做不到这一点的话，则可将任一含有20—60%石英的标本暂时定名为“花岗岩类”。图4.9说明了镁铁质矿物出现在花岗岩类岩石、以及出现在正常地有“浅色”和“暗色”前缀词的岩石区内的常见含量。与此相似，含少量石英的或不含石英及少量副长石矿物的岩石，可以根据其长石含量将岩石划分为碱性正长岩、正长岩以及一大类富含斜长石的岩石——闪长岩、辉长岩及以后要讨论的、不太常见的斜长岩（比较图4.8和4.10）。严格地说来，闪长岩与辉长岩的区别在于斜长石的成分，前者的斜长石所含钠长石分子（ $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ）必须大于50%，而后者斜长石所含钙长石分子（ $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ）必须大于50%。由于在野外不能鉴别出不同的斜长石，因此，推荐使用第二个特征——常见镁铁质矿物的特征（图4.7）——初步把闪长岩（含黑云母和角闪石）和辉长岩（通常含辉石）区分开来。应再次强调，在有可能时，须要借助于尔后的显微镜研究，运用较详细的QAPF分类方案（图4.8及附录I）重新审定那些暂时的野外命名。

在迄今所介绍的岩石类型中，存在两个主要的酸性—中性—基性地球化学系列或组合，它们的产状各不相同（因此，将在第8、9章中分别讨论它们）。

（i）大量产出的是花岗岩—花岗闪长岩（英云闪长岩）—闪长岩—辉长岩系列（参见图4.7），常称作钙碱性组合。

（ii）少量产出的是碱性花岗岩—碱性正长岩—正长岩—副长石正长岩（通常为霞石正长岩）系列，称为碱性组

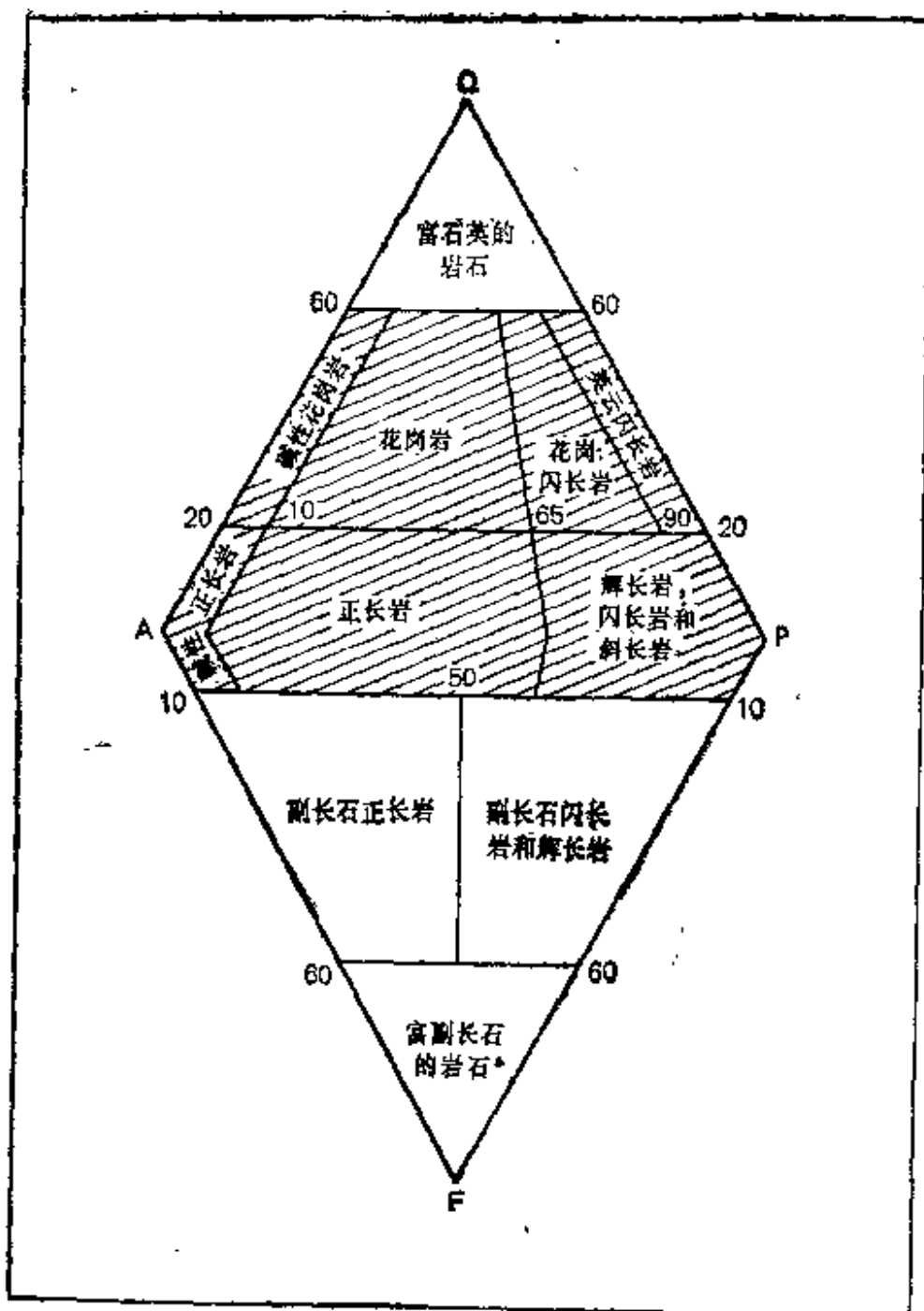


图 4.8 运用硅铝质矿物含量对野外中粗粒岩石进行命名的QAPF简化图解 (详见正文和附录 I)。

大多数火成岩落入阴影区

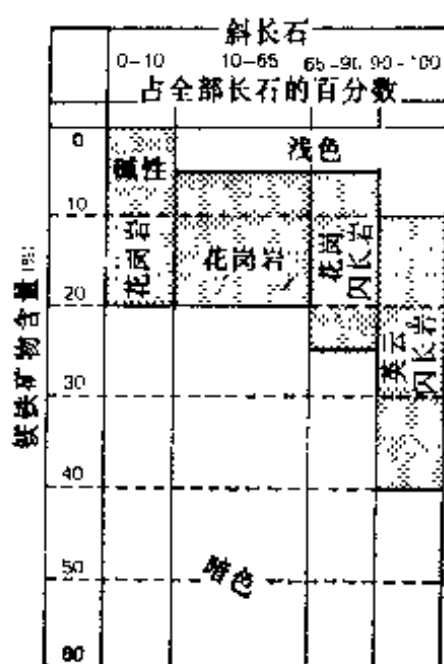


图 4.9 花岗岩类岩石中斜长石含量的增高（从左到右）与镁铁质矿物含量的关系

斜长石含量（自左至右）以在全部长石中所占百分比表示，图中所规定的花岗岩类岩石，其石英含量限于占硅铝质矿物的20—60%

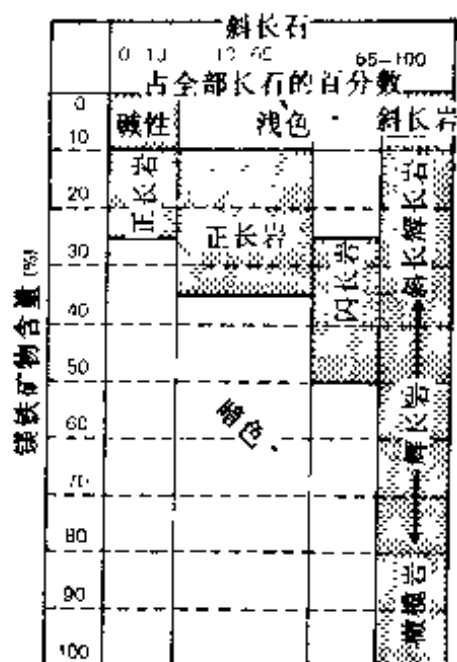


图 4.10 常见岩石中斜长石含量的增高（自左至右）与镁铁质矿物含量的关系图

斜长石含量以在全部长石中所占百分比来表示，图中岩石，其石英含量通常不到硅铝质矿物含量的20%。闪长岩与辉长岩之间的区别见正文所述，这里使用的名称在后面章节中有更精确的定义

合。

根据化学成分比，诸如 $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Cox, Bell 和 Pankhurst, 1979)，这两个组合具有严格的地球化学定义范围，但从图4.8—4.10中可以看出，其地球化学差异可在长石的性质上反映出来，而在镁铁质矿物的含量上则反映得不太明显。碱性系列的岩石具有相对少的镁铁质矿物（如图4.10中的碱性正长岩和正长岩），替代它们的，在碱性系列岩石的低氧化硅（基性）端的岩石（在图4.8上延至更靠

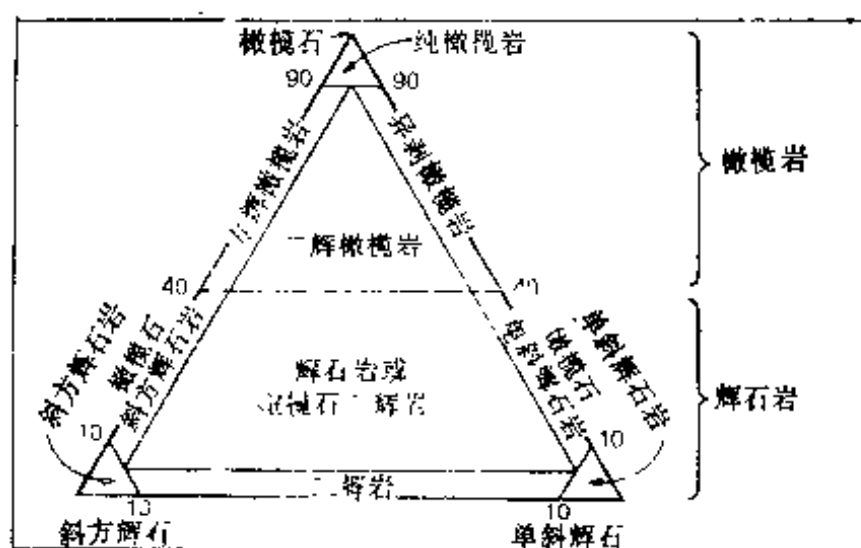


图 4.11 以橄榄石、斜方辉石和单斜辉石比例投绘的、用于超镁铁质岩（镁铁质矿物的含量等于或大于90%）分类的三角图解
最常见的超镁铁质岩是二辉橄榄岩和方辉橄榄岩

近副长石的顶点)，霞石是典型的大量矿物。与在闪长岩和辉长岩中辉石和角闪石均为暗褐色和黑色相反，碱性岩中少量的镁铁质矿物通常是很有特色的，包括醒目的绿色或深蓝色碱性辉石（霓石）和碱性闪石（钠闪石）（在表 4.6 中对比了霓石及钠闪石与普通的辉石及角闪石的化学式）。从而为区分碱性花岗岩与钙碱性花岗岩提供了第二个特征。例如，前者经常出现深蓝色针状角闪石，而后者则出现黑色柱状角闪石和（或）云母（详见第 8 及第 9 章）。

在低氧化硅的超基性岩石中、需要讨论两个重要的岩类（参见图 4.10）

- (i) 浅色岩类，即斜长岩；
- (ii) 暗色岩类，即橄榄岩和辉石岩。

斜长岩是以斜长石为主的浅褐色或白色的单矿物岩。其

镁铁质矿物含量大于约15%的变种称斜长辉长岩。它们有时与碱性岩（诸如正长岩、霞石正长岩）共生，有时与层状镁铁岩—超镁铁质岩共生（详见第9、10章）。与斜长岩类相反，那些实际上不含长石但含大量镁铁质矿物（>90%）、颜色从深绿色或褐色到黑色的岩石总称为超镁铁岩。根据镁铁质矿物的特定组合，超镁铁质岩可以进一步分为辉石岩（辉石>60%），橄欖岩（橄欖石>40%）和其它几种在野外难以识别的次要岩石类型（图4.11）。纯橄欖岩，一种橄欖绿色的单矿物岩，其橄欖石含量为90—100%。它是最有特色的岩石，但能否从其它岩类识别出它来，则取决于对斜方辉石与单斜辉石的区分鉴定，这在手标本上有时是难以做到的。斜方辉石一般比单斜辉石具有更浅的褐色或绿色，而且有时被风化成红褐色，但也有极个别例外。单斜辉石则呈暗褐色、绿色或黑色。可以利用晶形和解理将绿色斜方辉石及橄欖石区别开来（表4.6）。不过在某些超镁铁质岩石中，有以鲜绿色铬透辉石形式产出的特别醒目的单斜辉石（ $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ 含有百分之几的 $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ 分子）。

迄今所讨论的火成岩，基本上都是由硅酸盐矿物所组成，但是，还存在极少数的火成岩类，即所谓碳酸岩，其碳酸盐矿物的含量（按体积比）大于50%，它既可作为喷出熔岩，又可作为侵入岩墙及岩栓产出。利用所出现的主要碳酸盐矿物，可把碳酸岩进一步分成方解石（ CaCO_3 ）碳酸岩、即黑云碳酸岩（Sovites）以及白云石〔 $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$ 〕碳酸岩、即常呈米色或浅黄色的镁云碳酸岩，和主要组成矿物为黄褐色菱铁矿的含铁碳酸岩。尽管这些火成岩是罕见的，但是，它们在许多地区与碱性岩共生。

本节迄今所介绍的术语（参见图4.8—4.11），都是专门

应用于粗粒火成岩的。对于较细粒的岩石来说，如果在手标本上可鉴定出这些为命名岩石所必要的矿物，则应该使用同一名称（见表4.3，亦见表4.8），但在其前应加上形容词“中粒”或“细粒”（如细粒花岗岩）。不过，在细粒或中粒镁铁质侵入岩的特殊情况下，常使用粒玄岩一词（在美国用辉绿岩一词），该词与细粒或中粒辉长岩一词同样得到广泛使用。

虽然大多数中粒岩石的矿物成分与上述常见岩石的一样，但有一类呈小侵入体产出的岩石，却具有独特的矿物成分和结构：即煌斑岩。它们是中粒中色或暗色（偶尔属超镁铁质）的斑状岩石，在含有长石和（或）副长石矿物的基质中，具有黑云母和（或）角闪石的斑晶。煌斑岩可以含有热液方解石和各种沸石，而且原生的火成矿物也常被广泛蚀变成方解石和沸石。由于颗粒细、基质受蚀变，因而难以对它们做进一步分类；表4.7给出的是一简化的分类方案。

虽然每一类粗粒岩都有一类与之相对应的细粒岩（表4.8），但是，细粒岩还单有一套名称。细粒岩中不同斑岩所具有的矿物学特征及其颜色，常可为其野外命名提供足够的资料；习惯上常用岩石的斑晶矿物作为描述性形容词（见表4.8）。表4.8中所列的斑晶矿物并不是全都必定出现在每种有代表性的岩类中，但实际上，大多数斑岩都是依据所出现的斑晶来命名的，例如，斜长石辉石斑状安山岩，橄榄石斑状玄武岩。在有疑问的情况下，尤其是对于隐晶质的标本，则推荐使用细粒长英质岩或细粒镁铁质岩等术语。火山岩的命名将在第6章中详细讨论。最后，表4.9的核对表是为了在野外描述和命名火成岩时，便于参考本书而提供的。图4.12就是这样一个把标本描述与在采样露头所做的观察融为

表 4.7 煌斑岩分类表

长 英 质 矿 物		镁 铁 质 矿 物		
长 石	副长石	黑云母， 辉石 ± 橄欖 石	角 闪 石 (普通角闪 石)，辉石 ± 橄欖石	角闪石 (铁 角闪石，钛角 闪石)①，辉石， 橄欖石，黑云母
碱性长石 > 斜长石	—	云煌岩①	闪正煌斑岩②	—
斜长石 > 碱性长石	—	云斜煌斑岩②	闪斜煌斑岩②	—
碱性长石 > 斜长石	长石 > 副长石	—	—	霞闪正煌斑岩③
斜长石 > 碱性长石	长石 > 副长石	—	—	闪煌斑岩③
无长石	玻璃或副长石	—	—	沸煌岩③

① 钛角闪石是碱性火山岩中常见的富钛和镁的角闪石。

② 这些岩石称作钙碱性煌斑岩。

③ 这些岩石称作碱性煌斑岩。

表 4.8 细粒岩类，其相应的中粒和粗粒岩石及可能出现的斑晶矿物 (参见表6.1)

细 粒 岩 石	相应的中粒 和粗粒岩	常见的斑晶矿物
长英质 (淡色)		
流纹岩	花岗岩	石英，碱性长石
英安岩	花岗闪长岩	石英，斜长石
粗面岩	正长岩	碱性长石，偶见镁铁质矿物
响 岩	霞石正长岩	碱性长石，霞石或白榴石，偶见绿色碱性辉石
镁铁质 (中色至暗色)		
安山岩	闪长岩	斜长石，辉石或角闪石，偶见石英或黑云母
玄武岩	辉长岩	斜长石、辉石、橄欖石

一体的实例 (使用的方法已在第 3 章中叙述过，并在表 3.1 中做过总结)。

露头描述

AKDNAMVKCHAN 5—11—83

Achnaha村西南800m路沟处Ge467680路东侧，露头序号83—11—126

不连续露头33×2m高（最大值），明显呈均质的块状暗灰色岩石，具有平缓节理，被不太均质的中褐色岩石（宽约15m的岩墙？）所切割，岩墙向南倾约70°（离开了北边已填入图的中心部分），因此，可能是环状岩墙。岩墙具有规则的斜节理和一些平缓节理。

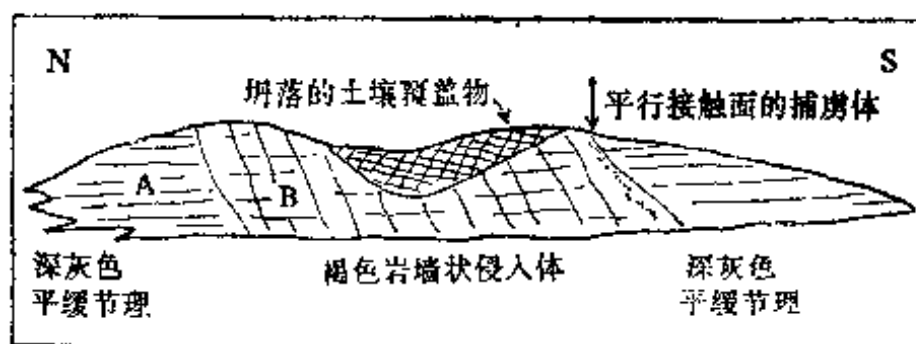


图 4.12 野外记录本上的记录实例。用表3.1和4.9给出的方案描述的苏格兰Ardnamurchan露头细节

节理 平缓，节理间隔约20—30cm，向露头顶部密度增大，岩墙内每米均有几条倾斜的节理，但在露头中部则较稀疏。

接触面 明显，但主岩的捕虏体只产出在岩墙南缘10—20cm的边缘带内。其捕虏体的平均大小约为5cm，未被熔融且棱角明显，接触面产状 $275^{\circ}/72^{\circ}$ （南缘） $268^{\circ}/74^{\circ}$ （北缘）。

冷凝边 只在岩墙边缘10cm范围内，岩墙变成较细粒但并非是隐晶质的，岩墙内的粒径是均匀的中粒（平均粒径约1—2mm）。

标本A = 83—11—126A，B = 83—11—126B

标本A 均匀等粒粗粒岩石，新鲜面与风化面之间有轻微的差异。约有50%的自形浅灰绿色长石，树脂状光泽，可见双晶。约有20%的不规则他形橄榄石（深绿色），约有30%的黑色辉石，偶尔可见银灰色金属颗粒（钛铁矿）。橄榄石辉长岩。露头范围内可有少许变化，可变为含长石30%、镁铁质矿物70%，但无明显的带状构造。

标本B 中粒到细粒的斑状岩石，颜色指数约为30，长条状斜长石斑晶占岩石的20%，它们的平均长度为2mm，且平行于岩墙的倾向。基质的50%为石英和长石，其余是深褐色的玻璃质矿物（新鲜面黑色）——辉石？岩墙的岩石可能是长石斑状石英粗玄岩。在岩墙边缘变成为浅褐色的细粒物质。

4.6 野外标本中的包体

岩浆体在上升到其侵位或喷发位置的过程中，来自周围岩石或岩浆房四壁及顶板的固体岩石碎屑，被合并掉或作为外来物质保留在固结的火成岩内。这些外来物体即所谓的捕虏体，或有时称为包体（但切不可与捕虏晶相混淆，捕虏晶是外来矿物颗粒作包裹体）。形状细长且界线不清楚的捕虏体称为析离体（不过此术语也用于以不同方式形成的类似构造）。捕虏体的规模可从花岗岩内小到只有几毫米的暗色晶体斑块，直到落入岩浆体内的几十米大的围岩块体。尽管很容易证明，那些小捕虏体事实上都是被火成主岩物质所包围的，但对于几十米大的明显包体来说，就难以证实了，因为它们可以是顶板的一部分或为把侵入体分隔成几部分的围岩（详见第5章）。处于另一种均匀岩石组构内的大多数捕虏体，可立即在手标本研究范围内就被识别出来。捕虏体有两种主要类型：（i）具残余变质—沉积结构的捕虏体；（ii）具火成结构的捕虏体。

（i）属于第一种范畴的捕虏体，是一些外来岩石的碎块，它们是在岩浆完成结晶作用之前掉到岩浆房里来的，或是在岩浆上涌时被吞入岩浆房的。未受到干扰的沉积岩组构，如层理，可被保存在这些典型的带棱角的包体中（图4.13 a）。但是，更为常见的是，这些捕虏体会遭受岩浆的热作用，多少有些变质，从而形成细条带的角岩结构。喷发到陆壳的熔岩流中的捕虏体，对于研究地壳和上地幔的构造是非常有用的，因为熔岩流在穿过地球各层时采集了大多数

层圈的标本（如上地幔的橄榄岩，下地壳的高级变质岩，上地壳的页岩和石灰岩）。

为侵入岩浆所吞没的围岩捕虏体，常显示有与岩浆发生反应的证据。在其反应的最高级阶段，会导致捕虏体发生部分同化作用、残留下浑圆状暗色包体，这些包体富含重结晶的黑云母和角闪石（图4.13 b），并且有明显的火成结构。侵入体内的捕虏体，在数量上常从侵入体的边缘向其源区富集（参见第5章），因而在填图时是有用的，在捕虏体平行于侵入体围岩排列时，尤其如此。

(ii) 火成成因的捕虏体：包括常见于火山岩内时常被称为“结核”瘤状体的橄榄石和橄榄岩捕虏体（图4.13 c），以及自岩浆房四壁并入于残余岩浆内的、先前存在的火成岩体的碎块，或早期结晶的火成物质碎屑（图4.13 d）。所有的与其主岩岩浆同一起来源的、具火成结构的捕虏体，称作同源捕虏体。同源包体一词专用于来自同一岩浆、并代表早期结晶火成物质的火成捕虏体（如图4.13 d）。不过，一般说来这些术语都具有成因含义，所以在对火成岩岩体完成岩石学分析和岩石成因学方面的分析之前，应谨慎使用这些术语。在花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩中，火成成因的和沉积成因的捕虏体尤为常见，研究这些捕虏体，对了解这类岩浆的起源、演化和侵位方式具有重大意义（例子见 Didier, 1973）。当研究捕虏体时，在所有的情况下，包体周围的反应边——主岩之矿物学的变化形式之一，（典型地）表现在捕虏体边缘几厘米范围之内，这一证据表明，它们曾发生过熔蚀。捕虏体不止是边部发生熔融后又重新结晶，它们还可以发育出与主岩极其相似的、火成岩具有的矿物和火成结构等特征；这种包体常被称作阴影捕虏体（图4.13 e）。



图 4.13 a 火成岩中的捕虏体
苏格兰南Upland的Criffell花岗闪
长岩内，角岩化板岩的黑色棱角
状捕体



图 4.13 b Cumbria Shap花
岗岩中，角岩化板岩的部分熔融
的捕虏体
注意该捕虏体周围的浅色反应边

图 4.13 c Canary岛Lanzar-
ote细粒玄武岩熔岩（暗灰色）
内，粗粒结晶橄榄石瘤状体的
一部分
（浅灰色代表橄榄绿色）

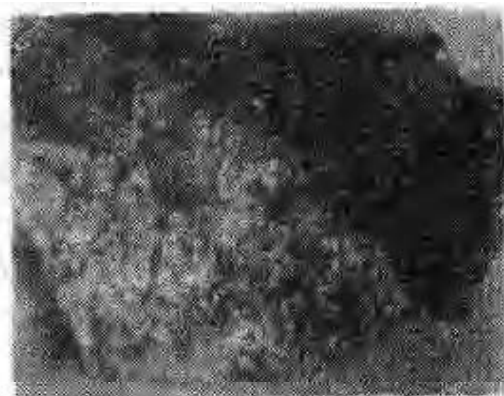


图 4.13 d 苏格兰Battock山粗粒花岗岩中，微晶花岗岩的
同源包体

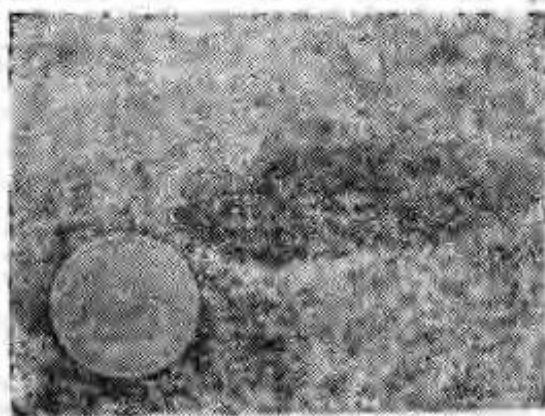


图 4.13 e 产出于法国阿尔卑斯Quatre Tours 花岗岩内的花岗闪长岩中的、中色正长岩的阴影同源包体

阴影化是由于同源胞体的部分分解及其与寄主岩浆的化学平衡

表 4.9 野外火成岩手标本描述核对表

(供描述露头时与表3.1一起使用)

1. 观察岩石露头的风化面，注意结构和颜色；有时风化面可为矿物的相对硬度及其成分提供线索（例如，斜方辉石和橄榄石的红褐色风化残留物）。

2. 从露头上，采集具新鲜面的有代表性的标本并予以编号。为薄片或分析工作采集标本时，为了减轻以后的工作和运输负担，要尽量在野外把风化物质凿掉。

3. 记录新鲜面的颜色，在有可能时，要估计颜色指数。

4. 用放大镜观察颗粒：

(a) 如果岩石是隐晶质的，要注意任一其它的结构特征并记录长英质或镁铁质的成分（见表4.2）。

(b) 记录岩石的粒度，粗粒、中粒或细粒（见表4.3），并注意矿物间的结构关系（见表4.4和4.5）。

(c) 如果岩石是斑状的，要记录粒度及斑晶与基质的结构关系。

5. 记录岩石的均质程度，出现的层理、纹理、流动条带、气泡和其它的特殊的结构特征，如包体等（4.6节）。

6. 估计所出现的不同矿物的数目和比例，如果可能的话，要记录下每一矿物的颜色、解理、光泽、结晶习性和硬度，为了鉴定它们，可使用表4.6。

7. 结合你的观察，给标本以野外名称，对中粒和粗粒岩石可使用图4.8—4.11，对斑状细粒岩石可使用表4.8。

据此表方案所做的野外描述实例见图4.12。

最后，作为一条总的指导方针，应对所见到的捕虏体的颜色、结构、矿物成分和边缘，与其主岩分开来描述。对于捕虏体的进一步研究，如测定方位，估计其变化性及在寄主岩石中所占的体积等，都将取决于野外工作的性质和目的。

5. 火成岩体的产状

5.1 火山岩单元

火山岩可分为熔岩和火山碎屑岩两大类。熔岩是指熔融的喷发岩及其固结的产物；火山碎屑岩则是由被火山爆发活动所破碎的物质组成。火山碎屑岩是由两类沉积物形成的。空降沉积物是当火山碎屑物质受到喷发并自空中降落、堆在火山周围而成。火山碎屑流沉积物，则是由流体基质（气体或液体）中的火山岩固体碎屑，自火山向外搬运形成的。与熔岩相同，这样的沉积物也都集中在火山附近的山谷和凹陷内。大多数分布广泛的火山碎屑沉积物，可以形成覆盖着地面的大规模地层单元，并可在火山周围形成高原状地形。

尽管常把熔岩流视为火山的主要产物，但所有的火山喷发，既喷出熔岩也喷出坚硬的火山碎屑物质。与玄武岩质火山、如夏威夷火山喷发主要喷出熔岩（大于80%）相反，在岛弧和活动大陆边缘的许多火山，主要喷出安山岩质产物，其中熔岩少于10%，而火山碎屑岩大于90%。再者，尔后的野外研究，往往对喷发的火山碎屑岩的比例估计过低，这是因为火山碎屑物质常被风迅速吹散，或在沉积后会比等体积的固体熔岩更快地受到侵蚀所致。因此，要当心，很可能你已把许多岛弧和大陆边缘的火山中的熔岩表示得太过分了。

火山的形态是多种多样的，这主要取决于所喷出物质的

成分，因而也就取决于喷发的方式（参见第6章）。在野外调查过程中，应注意所研究的岩石有可能属于哪一种规模的火山形态。最宽广的火山区可以包括几个平坦或缓倾斜的玄武岩熔岩高地。它的面积可达 10^5km^2 ，因为它们产于大陆区内，因而在地质历史中得以保存下来。玄武岩质火山主要由熔岩所组成，且呈宽广的盾牌状，故称盾形火山，其直径可达100—200km。有些火山可以是一些很大的、不连续的火山形体，但是由于它们主要呈海岛产出，故在地质历史中很少被保存。

许多火山，尤其是安山岩成分的火山，既含有熔岩，也含有火山碎屑物质，并且呈陡而不规则锥形，就这一意义上来说，它们都是复合火山。这种火山由流入火山周围凹陷处的熔岩流和喷发的火山碎屑物质构成，其直径通常为10—40km（图5.1）。尽管熔岩一般都局限于火山区，但伴生的火山碎屑物质却能沉积在远离火山的地方。例如，细粒火山碎屑物质就可被风搬运到1000km以外或更远的地方。通过认真的野外和室内研究，就可以将这些沉积物（无论是保存在海洋沉积物内还是在大陆沉积物内）与某一个别喷发进行地层对比。但是，当这些沉积物分别因风向和地形坡度而散布在不同方向上时，就难以对源自同一火山的空降沉积物及流动沉积物进行对比了。大量的火山碎屑流可在大陆区内形成盾形或高原状火山，因此，很可能会比玄武岩质盾形火山更容易保存下来。火山碎屑流可以移动100km左右，其体积可达 3000km^3 ，因而由火山碎屑流沉积物组成的盾形或高原状火山，其覆盖面积可达 $10^5—10^6\text{km}^2$ 。

最小的火山构造，是由一次短暂的火山喷发形成的，并可含有各式各样的火山锥和火山喷发物，这些火山构造包

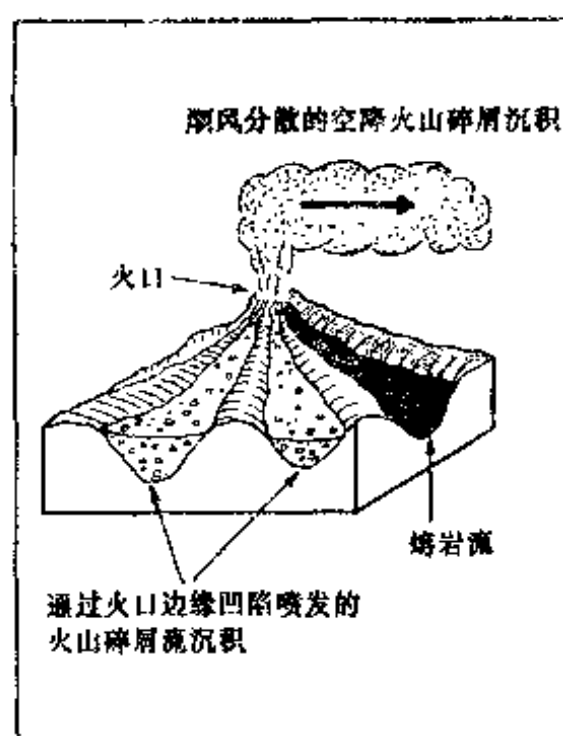


图 5.1 自复合火山喷出的熔岩流（加了阴影）及火山碎屑的各种形态

括，由基性和中性物质组成的火山碎屑锥，以及粘性较大的酸性熔岩组成的、边侧陡立的熔岩流及穹窿。这种火山构造的直径一般为1—2km，并可在较大火山之上或在其附近形成所谓的寄生火山。

根据以上对火山形态和火山产物的描述，显然可知，一个单独的火山地区，以它所具有的各种各样的火山沉积物为特征。这些沉积物可以是同时形成的，而对陆地复合火山来说，则可用沉积组合随距火山口的远近有变化来阐明之（图5.2）。中央带（约在距中央火口2km之内）的特点是，具有熔岩通道（尔后作为火山颈、岩墙和岩床出露处），并伴有沉积在火口附近的、分选差的粗粒火山碎屑物质。近火口带（距中央火口约5—15km）熔岩流的比例较高，并伴有各种各样的火山碎屑流沉积。远火口带（约在中央火口5—15km之

外，并延伸至该火山以外）的特点是，火山碎屑流沉积物与被风自火山吹散的细粒空降沉积物伴生。这些沉积物可与沉积岩、诸如湖泊沉积的沉积岩成互层。火山碎屑锥、火山碎屑流和火山碎屑穹窿，可以产出在这三个带中的任何一个带内。因此，甚至对于年轻的火山来说，也难以对比出各个熔岩流、火山碎屑空降沉积和火山碎屑流沉积与哪一次火山喷发有关。

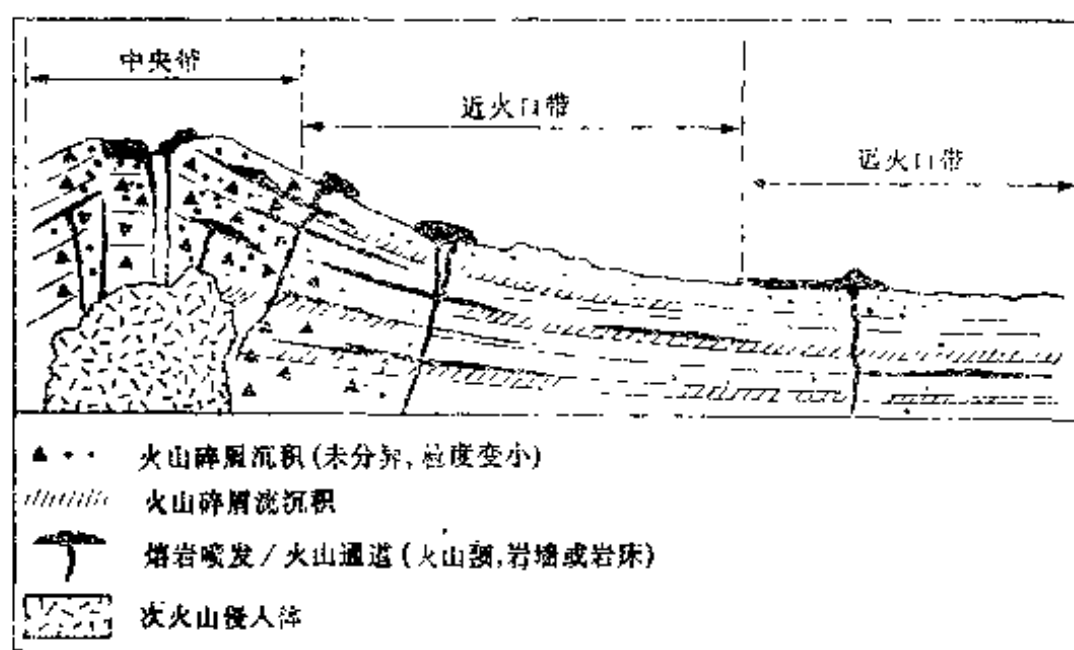


图 5.2 大的复合火山喷发形成之火山岩中岩相变化
示意剖面

中央带、近火口带和远火口带的独特的特征见正文

通过对接触面的研究，可以确定火山岩单元的形态。对于熔岩，上下接触面一般都不规则的，而且下接触面可以贴着较老岩石的风化面。在下接触面贴着较老熔岩的地方，可能存在来自上覆熔岩流底部与下伏熔岩流顶部的不规则碎块状物质混合物。熔岩流常在低洼地区内变厚，因此，熔岩与较老岩石间的接触面是复杂的；在许多地方，当进行横向

追踪时，将会发现接触面紧贴着一个起伏相当大的面，并不代表一个可以追踪很远的简单地层接触。当熔岩被喷发到切穿较老熔岩的山谷里时，情况就更加复杂了，因为在这种情况下，不同时代的熔岩流可以出露在相似的构造层上（图5.3）。对于横向延伸更远的火山岩单元来说，可根据用于沉积岩的简单叠加原理来确定时代关系（见Tucker，第2章）。

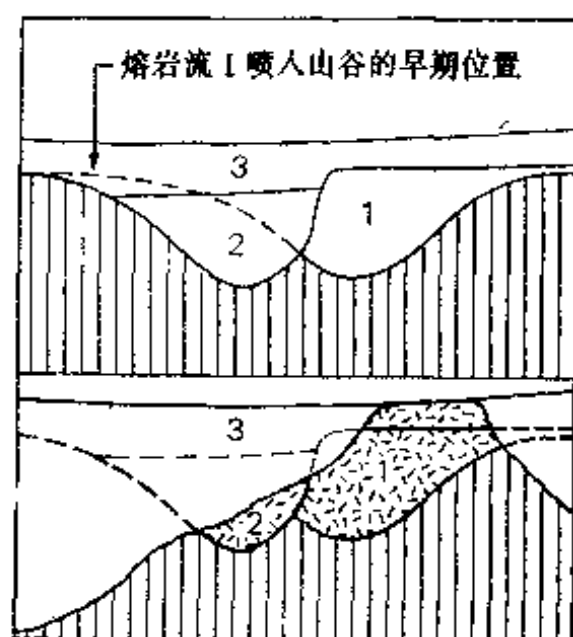


图 5.3 不同的侵蚀作用对喷发的熔岩流的影响

流入排放通道的熔岩流 1、2 和 3，其逐次喷发作用，是与沿着熔岩流边缘发生的侵蚀作用交替进行的。虚线表示排放通道以前的位置。在早期的熔岩流 1 喷发之后，后期的熔岩流，如 2，可位于较低高程上。因此产生了一个假的（视）地层顺序，它与真的喷发顺序不同。

在下边的剖面图左侧，假的（视）顺序（自基底开始）为 2—1—3

当流体熔岩（时常是玄武岩质熔岩）反复喷发在起伏不大的地区上时，就形成大面积堆积的高原熔岩（图5.4）。沉积岩，诸如湖泊沉积，可以在熔岩流间形成互层。由于高原熔岩的侧向展布大，这些互层的接合处常可视为区域地层接触面。因此，在熔岩流几近水平的地方，接触线将接近于地

形等高线。但是，在许多场合下，通过认真的填图发现，熔岩厚度的变化要比在野外所看到的更大，因此，有必要对周围地区的各个高原熔岩流进行仔细的追索和测量。

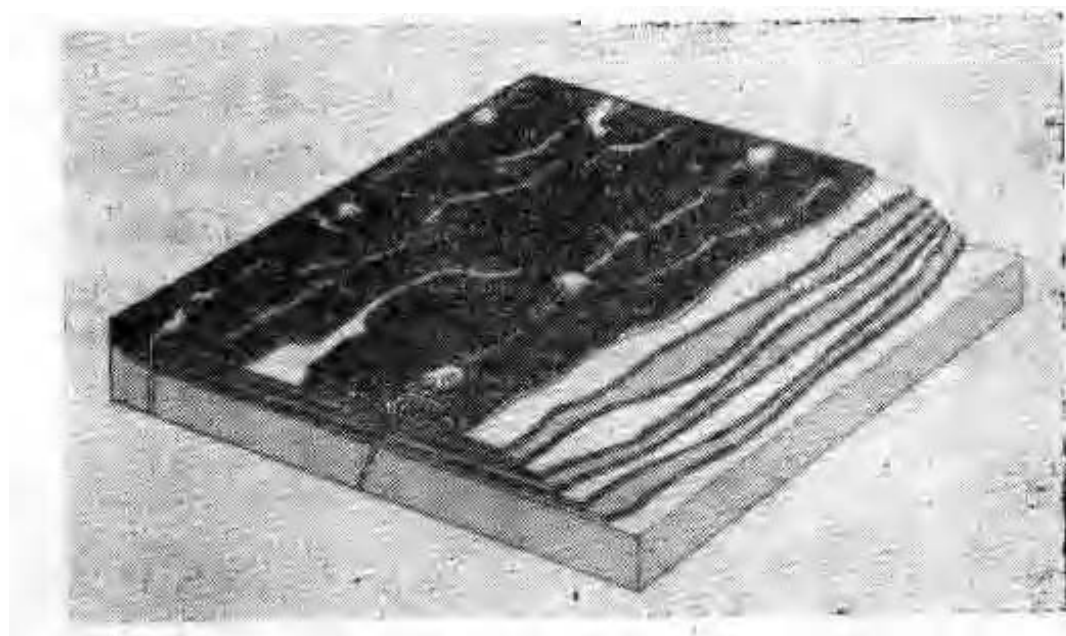


图 5.4 裂隙喷发的高原熔岩（加了阴影）的形态

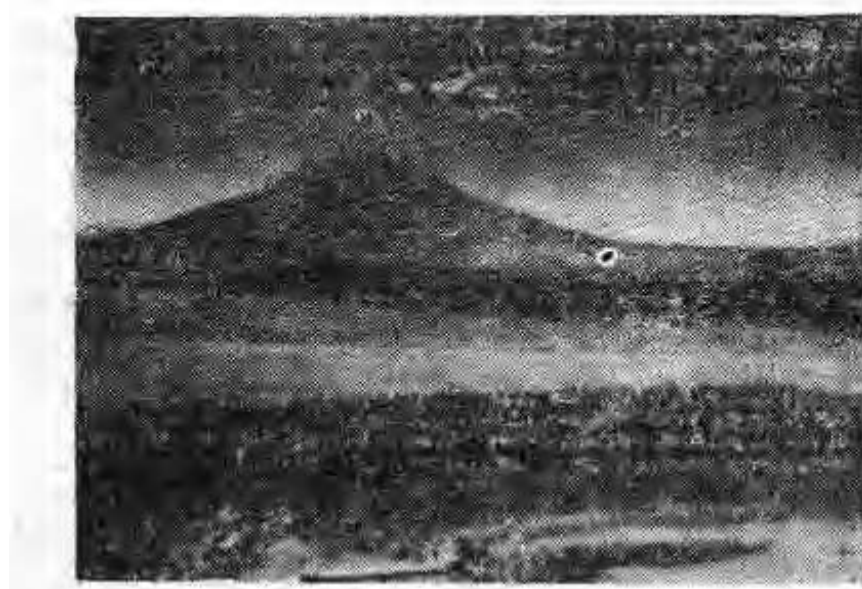


图 5.5 北智利熔凝灰岩高原

河流峡谷中露出厚约25m的熔凝灰岩，在图片背景处的San Pedro 复合火山海拔6000m，约高出高原2000m；并有一年轻的熔岩流（加了暗色）从火山底部的小寄生火山碎屑锥中喷出

火山碎屑单元间的接触面相似于上述熔岩间的接触面。小体积火山碎屑流的接触面还受到地形的制约，大体积的火山碎屑流，尤其是熔凝灰岩（见第6章）可以作为地层单元而在广大区域范围上进行追索（图5.5）。对它们的清晰的上、下接触面，可采用与沉积岩相似的程序进行追索和填图。最后，要记住，许多火山碎屑岩在形成之后都受到过水（或风）的再沉积。因此，火山碎屑岩里亦有与沉积岩相类似的接触关系、沉积构造和相变，并可用与沉积岩相同的程序进行填图（见Tucker, 1982, 第二章）。

5.2 侵入岩单元

5.2.1 小侵入体

侵入体在大小及其与围岩的关系方面都有很大的变化，且一般可按大小将其分类为：

（i）小侵入体 其平均最小尺寸为数十米或更小，它们的侵位相对靠近地表。

（ii）深成侵入体 通常侵位于很深的地方，大小以公里计。

在图5.6和5.7中，示意性地表示了小侵入体最常见的形态。岩墙（图5.6）是侵位时近于直立的席状侵入体，因此，它与主岩（如缓倾斜的沉积岩）呈不整合接触。由于这种产状所表现的位置关系，岩墙露头几乎不受其产出的围岩地形的影响，在地质图上，通常几乎为一直线，且其方向在几公里有时在几十公里的范围内保持不变。岩墙的宽度从厘米级（通常把小岩墙称为岩脉，参见3.2节）到以几百米计，但一般平均宽度大约为1—5m。由于这个宽度太小了，在大比例

尺地质图上也难以准确地标绘出来。所以，岩墙通常用均一的或“惯用”的宽度（象大比例尺地形图上的公路那样）来标绘。

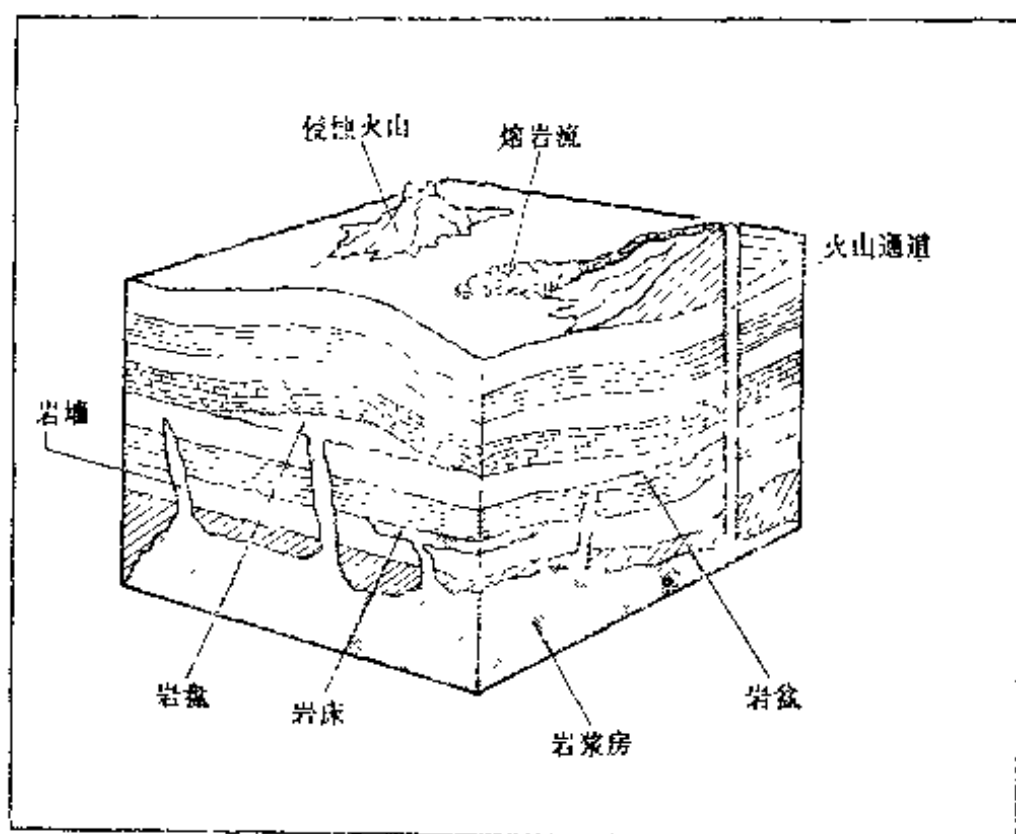


图 5.6 小侵入体的形态及其与次火山岩浆房可能存在的关系
岩床岩盘和岩盆都大致是整合的，而岩墙则是不整合的板状侵入体（参
见图7.1—7.4）

侵位时几乎是水平的席状侵入体称为岩床。它们常侵位于水平的或缓倾斜的沉积岩内。在这种情况下，岩床可与地层大体整合，在地质图上，看来就象是沉积层序的一部分。与周围地层大致整合、其它形状的侵入体，底部近于水平、上面凸起的泡状岩体称作岩盖，而盘形侵入体则称为岩盆；二者的大小可以有很大变化，从几米大的小岩体直到几百公里大的巨大地块，与较小的小侵入体有明显的不同。整合侵入体可作为地层单元来填图，但是，这种侵入体的厚度可以

发生急剧变化，且可从穿过一个单元超覆到另一个单元之上（见图5.6和7.4节）。岩墙和岩床两者展布面积都可达数千平方公里，有时表现出与地表火山作用相关的证据。

虽然大多数岩墙具有线性特征，但是，有些岩墙却与具席状侵入体特征的、在露头面上呈环形分布的中央杂岩体有关；这些岩墙称作环状侵入体，并根据接触面的产状（图5.7）分为两类。一类是环状岩墙，它所具有的直立的和向外倾斜的接触面通常指明，侵位是由于在张应力场内中央柱状块体沉降而发生的（图5.7a）。环状岩墙的厚度最大可达1—2km，但较常见的为几百米。它们可以单独产出，也可以作为复合单元产出，整个环状杂岩体的总直径为5—10km。另一类是锥状岩席，它呈单个小侵入体产出，其露头被称作围岩“屏蔽”的弯曲岩席所隔开。与环状岩墙相对照，锥状岩席的形态必定表明侵位是由中央锥形块体的抬升造成的，而这就说明，在侵入过程中，岩浆房的顶板抬升了。在数量上，环状岩墙远多于锥状岩席，但在苏格兰第三纪火山岩区内，锥状岩席却尤为常见。因为环状岩墙的侵位机制涉及中央块体的沉降（图5.7a），所以这些环状侵入体有时就与侵位在该块体之上的、较平坦的板状小侵入体相伴生（图5.8）。这些小侵入体包括有将在7.3节中记述的高位花岗岩。注意，这种席状高位侵入体在形态上与侧面陡倾斜的深成侵入体是不相同的。

在研究小侵入体的过程中，应注意追索接触面及测量地层剖面。大多数接触面是复杂的；小侵入体和深成岩体通常显示有陡倾斜的接触面。由于多以这种接触面的形态和区域分布来确定侵入体的三维形态，因此，确定其产出形态和判定所有面状接触面的形态、方位以确定其整体几何形态就尤为

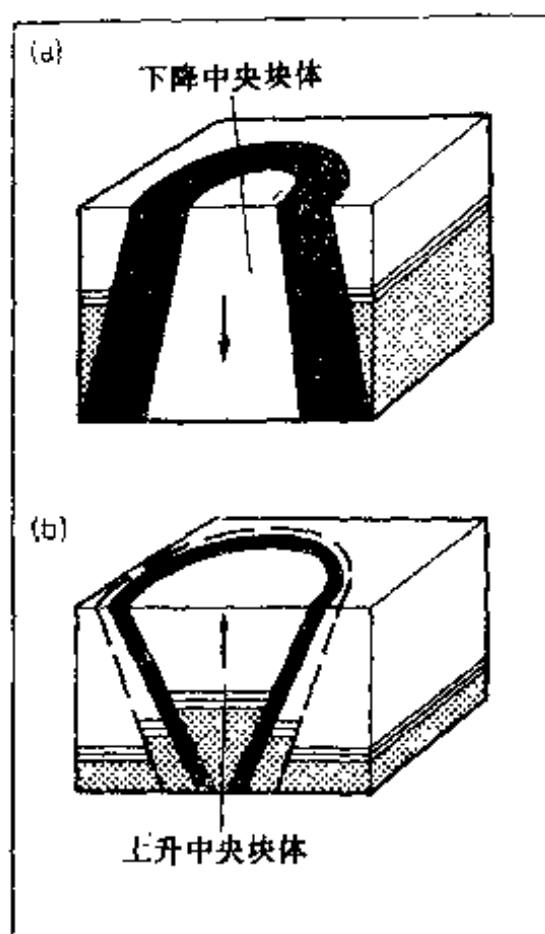


图 5.7 单个环状岩墙 (a) 及一组锥状岩席 (b) 的块段图

理想化地表示了其形态、露头及其与水平的层状围岩之关系等特征

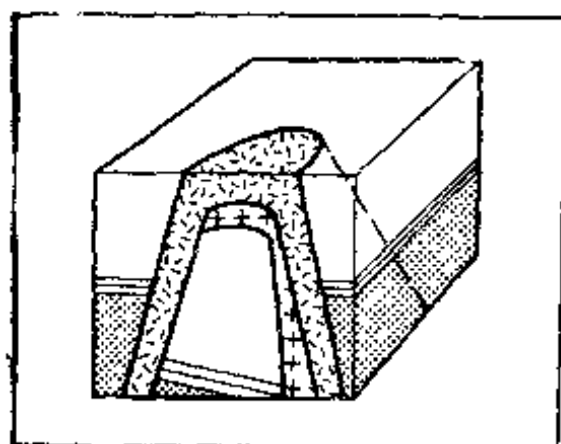


图 5.8 由于中央块体沉降而侵位的两个小侵入体的块段图 (参见图5.7a)

理想化地表示了其形态、露头及其与水平围岩的关系等特征

重要了。对于许多小侵入体而言，当有充分的三维露头来确定其倾角和走向时，就有可能定出接触面的位置。

5.2.2 深成侵入体

粗粒深成岩大多数呈宽50—150km、长500—1500km的狭长侵入体产出。它们表现为受侵蚀的山岳地带。这种狭长的深成岩体称作岩基，它们通常由一批横断开的较小的侵入

体组成，这些小侵入体包括具圆形露头、直径5—50km的岩体（字面上称为深成岩）以及具有陡倾斜接触面的环形侵入体。地表面积小于100km²的圆形侵入体有时称作岩株。图5.9表示出了被侵蚀的岩基内这些小侵入体的特征。如图所示，主要的接触面都是向外倾斜的，而在侵入体具有不规则的顶板处，可以剩下那些被火成岩包围的、不规则下凸的顶板围岩的露头。它们被称作顶垂体，可以根据图5.9表示的露头样式来鉴别。虽然可以依据接触面的分布状态来判断深成侵入体在地表下的形态，但是，根据下述变质晕的界限也可获得另外的线索。

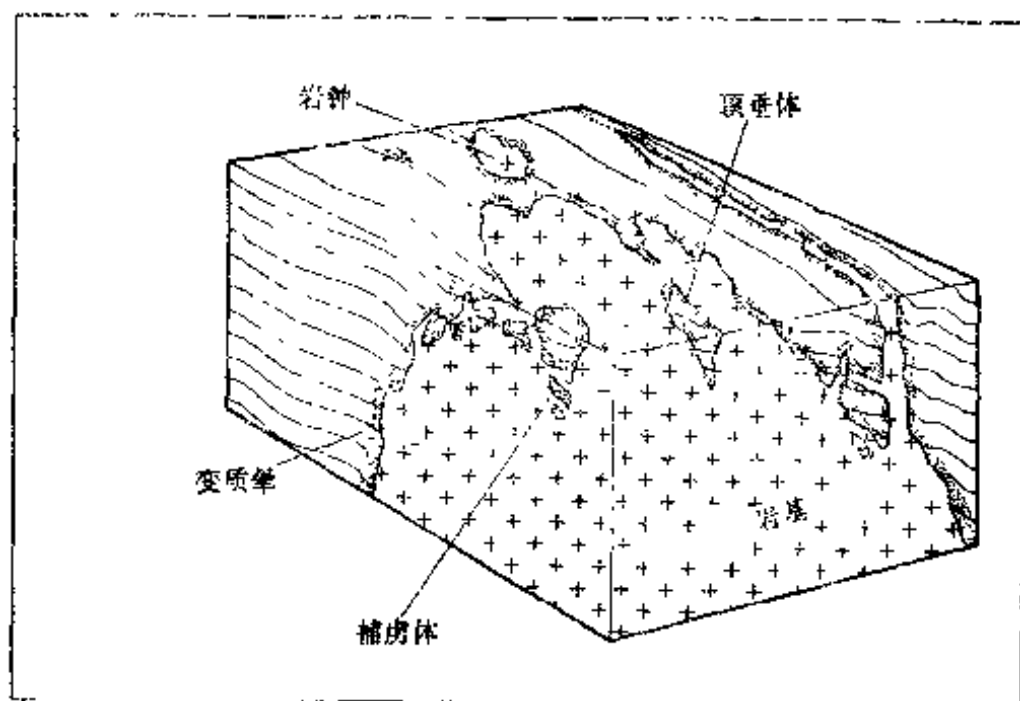


图 5.9 岩基（具十字符号）的一部分及其片岩状围岩（波浪状线条）的块段图

接触面附近密点所画的部分，反映了由变质晕产生的接触变质幅度

可以用几个方面的证据来确定深成岩与围岩间接触面的方位和分布状态（参见3.2、3.3节）。这些证据包括，类似于小侵入体冷凝边的细粒接触带的特征。在火成岩内可以看到

流动构造的地方，不管他们是流线，还是斑晶或矿物组构的优选方位，都可看成是平行于接触面的，因而，可用以推断接触面的产状。但是，这种方法必须慎重使用，因为侵入体内部的许多矿物组构与接触面是无关的。

深成岩时常具有几组节理，它们与接触面呈大角度相交、或与之平行（图5.10）。而且如在某处能区分这些节理，则节理式样也可提供关于接触面方位的线索。从包体及捕虏体的产状也可获得相似的证据（参见图4.13），在包体、捕

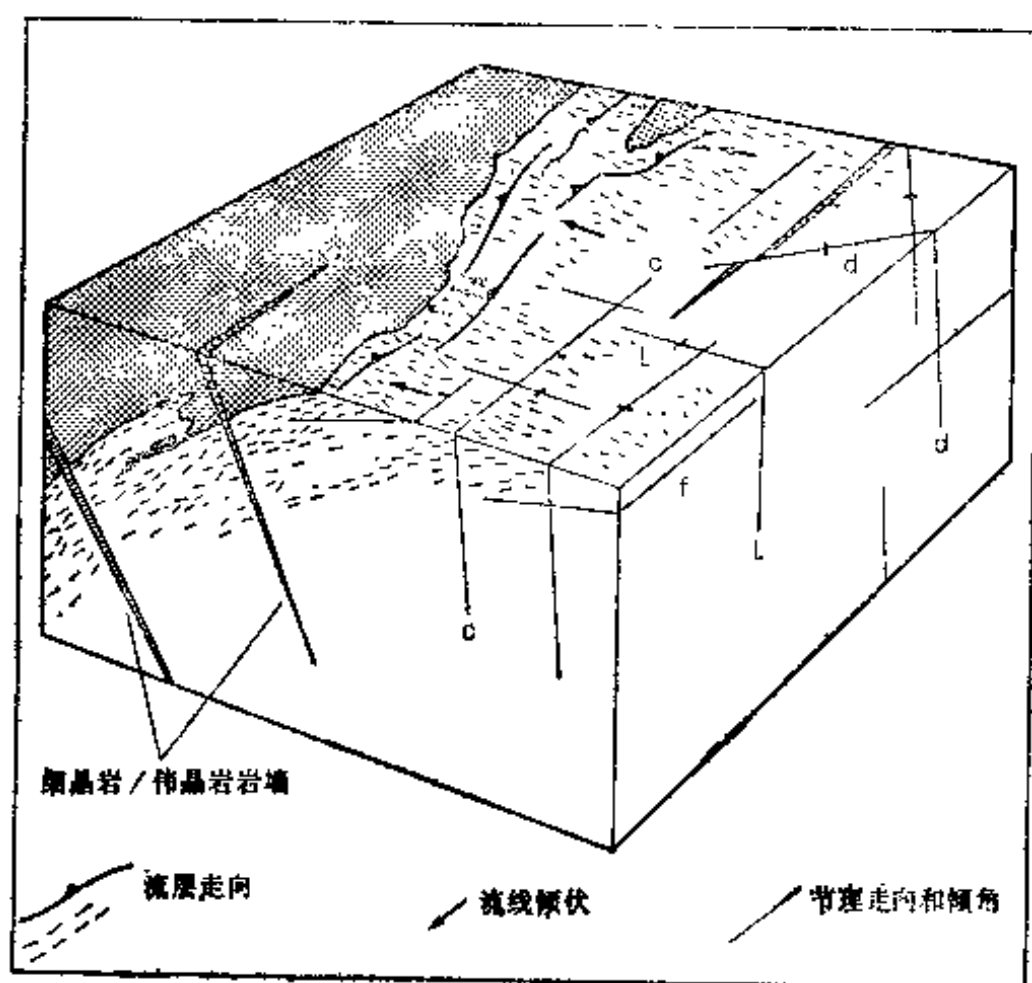


图 5.10 表示侵入体内流动构造与节理体系之间关系的块段图

c = 横节理，d = 斜交节理，f = 平卧节理，l = 纵节理

房体显示出优选方位的地方，如反映着与接触面相平行的流动时，也可用它们来判断接触面的分布状态（见4.6节）。在试图确定某深成岩与它的、由早期深成岩组成的主岩之接触面的位置和产状时，应考虑侵入体的所有这些特征。

除了深成岩内的构造之外，围岩的构造也能提供有关接触面产状和方位的线索。例如，深成岩周围热变质作用的程度就可提供线索；这种变质作用大致都集中在与侵入体接触处，因此，被称作变质晕。变质晕的外界可划在围岩结构和矿物学特征开始觉察出变化的地方，而且常在几百米的距离内，变质作用的程度在向火成岩体的方向上增强（图5.9）。8.5节总结了产于变质晕内的结构和变质矿物等特征。侵入体周围的接触变质带，其宽度可从几厘米到几百米，它反映了侵入体的大小和温度、冷却速率以及围岩的构造、成分和原始温度。

图5.11表示一个高位花岗岩侵入体周围的变质晕。当侵入体侵位于具有层理或劈理面的岩石中时，则在构造与接触面呈高角度相交的地方，变质带的范围大于构造与接触面平行的地方（图5.11a）。这说明，热和热气沿层理和劈理面比垂直层理和劈理面更容易运移。与此类似，石灰岩和页岩中的接触变质带分布最广，因为这些岩石比起砂岩来，对热变质作用更加敏感。如图5.11b所示，在侵入体侵位于成分非常均一的围岩中时，则可用变质带的范围来推断接触面的产状。因此，应特别注意围岩的构造和成分以及热变质晕的范围。

5.2.3 侵入岩总的特征

与火山岩之间的接触面相比，小侵入体及深成侵入体的接触面都复杂得多，可称之为平直状、锯齿状、犬牙状、波

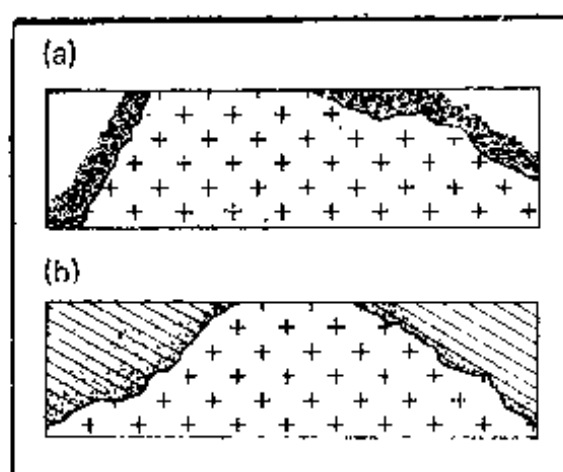


图 5.11 (a) 侵入岩 (具有十字符号) 与其围岩间的火成接触面的剖面图

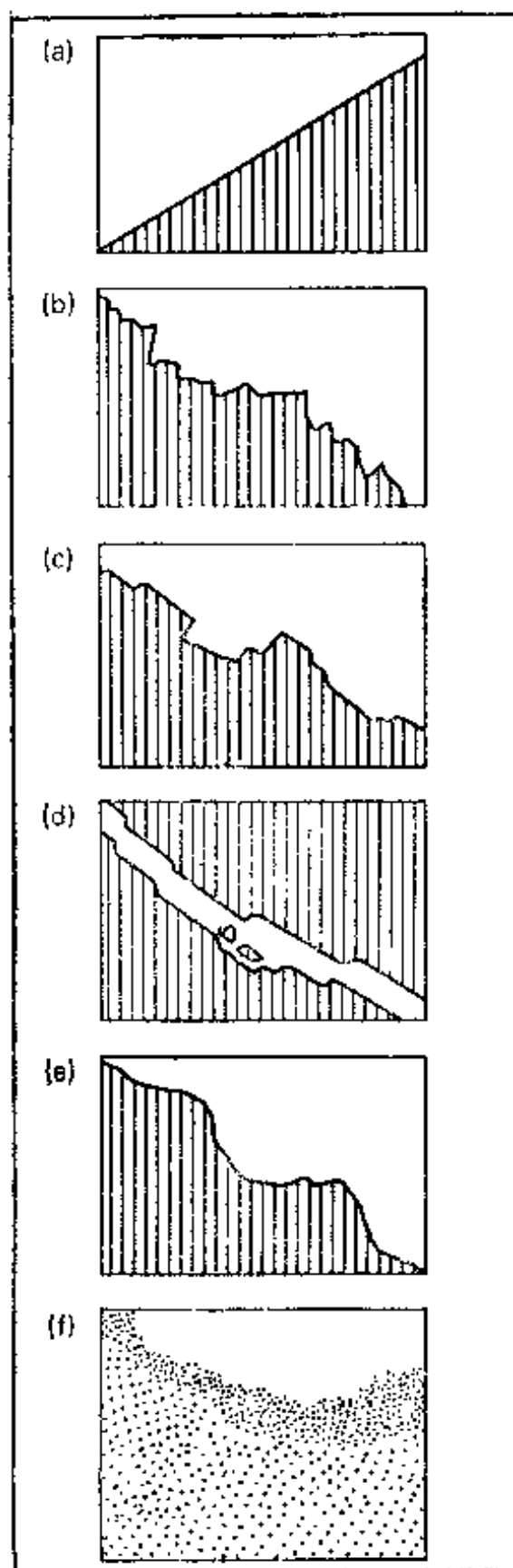
图中右侧的围岩遭受变质作用的范围 (具黑点部分) 大, 但与左边的围岩相比, 这只是由于右侧的侵入接触面是缓倾斜的

(b) 侵入岩 (具有十字符号) 与层状围岩 (绘有线条) 间的火成接触面的剖面图

左边的层状围岩层理与接触面斜交, 在较宽的带内 (具黑点部分) 遭受了变质作用

状或扩散状 (图5.12)。平直状、锯齿状或犬牙状的接触面表明, 岩浆是侵入于比它冷的、脆性围岩的裂隙中, 对板状侵入体的犬牙状、吻合状接触面 (图 5.12d) 来说, 这两种接触面可具有相吻合的形态, 但时常有捕虏体自外壁脱离并为岩浆所包围。更近似于波状或舌状的接触面表明, 在侵入期间围岩发生过某种塑性变形, 因此, 暗示着这种围岩比具平直状或锯齿状接触面的围岩更热一些 (可能由于是在较深处侵入的)。在某些情况下, 侵入岩石间的接触呈扩散状 (图 5.12f), 这就是说, 一个侵入体贴着另一个侵入体, 二者都没有变冷, 侵位时二者必处于相似的较高温条件。

可以通过直接或间接的方法来确定火成岩的年代关系。最简单的办法就是采用冷凝接触边 (见图3.6及3.10)。一般



来说, 侵位于较老岩石的年轻火成岩, 在贴近前者处都受到了冷凝, 而较老的岩石则可表现有接触变质的证据。但是, 在极少数情况下, 来自冷凝的证据可能并不明确, 例如, 火成岩体侵入热的围岩就能形成未受冷凝的接触面。与此类似, 较冷的酸性岩浆侵位至热的基性岩浆内时, 则会在靠着同生酸性岩浆处形成玄武岩质冷凝接触边。尽管存在这些复杂情况, 火成接触面一般都能为火成侵入体的相对年代提供最明显的指示信息。确定

图 5.12 横剖面上所见的
各类火成接触面

空白部分是侵入岩, 围岩则画了条纹 (见 f)。接触面是平直的 (a); 呈锯齿状的 (b); 呈犬牙状的 (c); 呈犬牙状或吻合状的 (d); 呈波状的 (e); (f) 图表示在火成侵入体 (空白部分) 与围岩 (稀点部分) 间的扩散接触面 (密点部分)。这些接触关系可在几厘米至几米的范围内观察到

年代关系的间接方法有：接触变质作用，存在于其中的捕虏体，以及侵入体与区域断层、节理和褶皱构造的关系等。在围岩与火成侵入体表现出相似的构造的场合，则表明，这些侵入体的年代显然要早于产生区域构造的构造活动。相反，许多火成侵入体与围岩的构造不同，并且（或）比围岩的构造简单，则说明侵入体较年轻。