

P642

L36

230

土木工程系列书

土木工程 工程地质学

李中林 李子生 主编
乔 兰 宿文姬 赵 奎 编
邹海洋 刘勇健



A0919545

华南理工大学出版社
· 广州 ·

内 容 简 介

本书系统地阐述了工程地质的基本原理、工程地质勘察、工程地质环境评价和常见岩土工程问题的处理。全书分四篇,共十五章,并有附篇。第一篇为基础地质知识;第二篇为岩土的工程地质特征;第三篇为工程地质勘察,阐述了工程地质勘察方法,对城市规划、工业与民用建筑工程、道路与桥梁工程、地下建筑工程、水利水电工程、港口工程等工程地质问题进行了分析,根据我国现行勘察规范提出勘察要点,对特殊岩土勘察作了较全面的介绍;第四篇为工程地质环境评价及常见岩土工程问题的处理,对地质体赋存环境、工程地质环境质量评价、人类工程—经济活动对工程地质环境的影响进行了论述;对边坡工程、基坑工程、地下工程和地基稳定性评价与处理以及地下水控制作了较详细的介绍;附篇为赤平极射投影—实体比例投影方法及其应用。

本书可作为高等学校土木工程专业的一本教材和研究生的参考用书,亦可供土木工程设计和科研人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

土木工程:工程地质学/李中林,李子生主编. —广州:华南理工大学出版社,1999.8
ISBN 7-5623-1467-5

- I. 土…
- II. ①李…②李…
- III. 土木工程-地质学
- IV. TU①

华南理工大学出版社出版发行

(广州五山 邮编 510640)

责任编辑 刘赞华

各地新华书店经销

华南理工大学印刷厂印装

*

1999年8月第1版 1999年8月第1次印刷
开本:787×1092 1/16 印张:17.75 字数:443千
印数:1—3000册
定价:25.00元

前 言

本教材是以教育部 1998 年 7 月颁发的《普通高等学校本科专业目录》中土木工程专业培养目标而编写的。

根据非工程地质专业的土木工程技术人员应具备的工程地质知识,本教材简要介绍了基础地质、岩土体工程地质性质的基本知识,重点介绍了工程地质勘察、工程地质环境评价及常见岩土工程问题的处理。由于土木工程的工程地质涉及范围很广泛,内容取舍既要注意本学科的系统性,还应力求反映当前国内外工程地质理论和实践的新成就。

本教材由北京科技大学、华南理工大学、中南工业大学、广东工业大学和南方冶金学院共同编写。书中第六章(第 2、3、4 节)、第七章、第十章(第 4 节)、第十四章(第 4 节)由北京科技大学乔兰编写;第五章、第九章(第 1、2、3、5 节)、第十章(第 1、2、3、5、6 节)由华南理工大学宿文姬编写;第二章、第三章(第 2、3、4、5 节)、第六章(第 1 节)由中南工业大学邹海洋编写;第十一章、第十五章由广东工业大学李子生编写;第十四章(第 1、2、3 节)由广东工业大学刘勇健编写;序、第一章、第三章(第 1 节)、第四章、第十二章、第十三章、附篇由南方冶金学院李中林编写;第八章、第九章(第 4 节)由南方冶金学院赵奎编写。李中林、李子生主编。

全书由中国科学院地质研究所王思敬院士、许兵教授、丁恩保教授、王存玉教授审稿,他们在百忙中进行了认真的审阅,提出了许多宝贵的修改意见。在编写过程中得到参编院校和华南理工大学出版社有关领导的大力支持和帮助。为此,对他们表示衷心的感谢。

由于编者水平有限,书中会有不少缺点、错误,诚恳希望读者批评指正。

编 者

1999 年 6 月

第一篇 基础地质知识

地质学是一门研究地球的科学,地球的表层——地壳是地质学的主要研究对象。工程地质学是地质科学的一个分支,是研究人类工程活动与地质环境相互作用的一门学科。因此,在系统学习工程地质学之前,必须具备必要的基础地质知识。如各种地质作用、地质现象、矿物岩石、地质构造、第四纪地质与地貌、水文地质等。

第一章 地壳与地质作用

地球是绕太阳转动的一颗行星,它是一个旋转椭球体。通过大地测量与地球卫星测量,地球的赤道半径为 6 378.160km,两极半径为 6 356.755km;地球的扁平率为 1/298.25。

研究资料表明,地球不是一个均质球体,而是具有圈层构造的球体。其外部圈层分为生物圈、水圈和大气圈;内部圈层分地核、地幔和地壳(图 1-1)。

地核是由铁、镍组成,平均密度超过 $10\text{g}/\text{cm}^3$ 。

地幔处于地壳和地核中间,也称中间层或过渡层。根据物质成分和所处状态不同,可分为上地幔和下地幔。上地幔主要由铁、镁、硅酸盐类物质组成,也称橄榄层;下地幔主要是由金属氧化物和硫化物组成。

地壳表层是人类工程活动的场所,地壳也是地质学的主要研究对象。



图 1-1 地球内部构造示意图

第一节 地壳

地壳是地球表层的一个坚硬外壳,是由固体岩石构成,其平均密度为 $2.8\text{g}/\text{cm}^3$ 。地壳的平均厚度约为 17km,有些地方厚,有些地方薄,厚度极不均匀。大陆地壳比较厚,最厚的地

方可达 70km,平均约为 35km;海洋地壳薄,最薄的地方不到 5km,平均只有 6km。

一、地壳的分层构造

组成地壳的岩石除地壳最表层的沉积岩外(沉积岩约占地壳岩石总量的 5%),其余主要为岩浆岩。根据岩石的物质组成,地壳可分为两层(图 1-2)。

(1) 硅铝层 地壳上部岩石的化学成分富含硅、铝,故称硅铝层。构成硅铝层的岩石相当于花岗岩类,又称花岗岩层。

(2) 硅镁层 地壳下部岩石的化学成分除硅、铝外,铁、镁相对增多,称硅镁层。构成硅镁层的岩石相当于玄武岩类,又称玄武岩层。

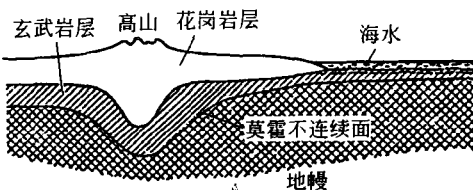


图 1-2 地壳构造断面图

二、地壳的物质组成

通过大量岩石化学组分分析,得出组成地壳的化学成分以 O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、H 等为主。美国地质学家和化学家克拉克(F. W. Clarke)用数十年时间,在全球各地采集大量有代表性的岩石标本进行化学分析,于 1889 年首次提出地壳中 50 余种元素的分布量。为纪念他在这方面的巨大贡献,国际上决定把各种元素在地壳中含量的百分比称为克拉克值。地壳中主要元素的克拉克值如下:

| | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 氧(O) | 49.13 | 硅(Si) | 26.00 | 铝(Al) | 7.45 |
| 铁(Fe) | 4.20 | 钙(Ca) | 3.25 | 钠(Na) | 2.40 |
| 钾(K) | 2.35 | 镁(Mg) | 2.35 | 氢(H) | 1.00 |

可见地壳中九种主要元素占了地壳总重量的 98.13%,其中氧几乎占了一半,硅占 1/4 强,其它九十余种元素只占 1.87%。可见地壳中元素的含量是极不均匀的。如工业上有较大经济意义的 Cu、Pb、Zn、W、Sn、Mo 等元素,在地壳中平均含量极小。地壳中的化学元素不是孤立、静止地存在,它是随着地质环境的改变而不断地变化。

第二节 地质作用

根据地球内部放射性同位素蜕变速度,地球从形成到现在大约经历了 45~60 亿年。在这漫长的地质历史进程中,它一直处在永恒的不断运动之中,其成分和构造时刻都在变化着。过去的大海经过长期的演变而成陆地、高山;陆地上的岩石经过长期日晒、风吹雨淋被逐渐破坏粉碎,脱离原岩而被流水携带到低洼处沉积下来,结果高山被夷为平地。海枯石烂、沧海桑田,地壳面貌不断改变,具有了今天的外形。由自然动力引起地壳或岩石圈,甚至地球的物质组成、内部结构和地表形态变化和发展的自然作用,统称为地质作用。

有些地质作用进行得很快,很激烈,如山崩、地震、火山喷发等,可以在瞬间发生,造成地质灾害。有些地质作用进行得十分缓慢,不易被人们所察觉。据 1950 年测量资料表明,近百年中,荷兰海岸下降了 21cm,平均每年下降了 2mm。我国喜马拉雅山的珠穆朗玛峰,近一百多万年来,升高了 3 000m,每年平均升高 3mm,这是人们感觉不到的。这就是说,缓慢的变化

过程,如果经历漫长的时间,也能引起地壳发生显著的变化。

地质作用按其动力能的主要来源和发生作用的主要部位不同,可分为内力地质作用和外力地质作用两大类。

一、内力地质作用

内力地质作用简称为内力作用,是由地球转动能、重力能和放射性元素蜕变的热能等所引起,主要是在地壳或地幔中进行。内力地质作用包括地壳运动、岩浆作用、变质作用和地震等。

1. 地壳运动

由地球自转速度的改变等原因,使得组成地壳的物质不断运动,并改变它的相对位置和内部构造,称为地壳运动。它是内力地质作用的一种重要形式,也是改变地壳面貌的主导作用。

按地壳运动的方向,可分为升降运动和水平运动。

(1) 升降运动 是地壳演化过程中,表现得比较缓和的一种形式。地壳几度海陆变迁,当今全球仍有不少地区在缓慢上升或下降。例如,芬兰南部海岸以每年1~4mm的速度上升;丹麦西部海岸则以每年1mm的速度下降;我国西沙群岛的珊瑚礁,现已高出海面15米,珊瑚礁是在海水深0~80m内生长的,说明西沙群岛近期是处于缓慢上升的。在同一地质时期内,地壳在某一地区表现为上升隆起,而在相邻地区则表现为下降沉陷。隆起区与沉降区相间,此起彼伏、相互更替。

地壳的升降运动,对地壳表层沉积岩的形成有很大影响,不仅控制了沉积岩的物质来源和性质,同时也影响沉积岩的厚度和空间分布。因为地壳上升形成的隆起区,是生成沉积岩的物质成分的供给区;地壳下降形成的凹陷区,是沉积物堆积并转化为沉积岩的场所。

(2) 水平运动 是地壳演变过程中,表现得较为强烈的一种运动形式。一般认为,水平运动是形成地壳表层各种构造形态的主要原因。地球是一个急速旋转的椭球体,当其高速旋转时,产生巨大的离心力,它和地球的重力,都在对地壳起作用。它们相互抵消后,还产生一种指向赤道的水平方向的挤压力。当地球自转角速度变化时,这些力的大小、方向也随之变化,同时产生一种与变化方向相反的力,称惯性力。所有这些力都在对地壳施加影响,且地壳各圈层的物质成分及其物理化学状态等,都存在着差异。水平运动使地壳岩石受到挤压、拖曳、旋扭等,从而使地壳岩层发生强烈的褶皱和断裂。

地壳运动在空间上和时间上发展是不均衡的。在同一地质时期,不同地区地壳运动的方式和强度不同。有的地区运动强度大,称为活动区;有的地区运动强度小,称为稳定区。在同一地区,不同地质时期地壳运动的方式和强度亦不同。有时表现为比较稳定状态,长期缓慢运动;有时表现为比较活动状态的剧烈运动。

在漫长的地质历史中,地壳运动有一定的规律性,总是由长期缓慢运动转化为急速剧烈运动,使地壳发展历史显示一定的阶段性。总之,地壳运动可使岩层褶皱、断裂,改造地表起伏乃至海陆变迁,还会导致全球的气候变化。此外,地壳运动还促进岩浆作用、变质作用和地震。因此,地壳运动是地壳发展演变的主导因素,是最主要的内力地质作用。

地壳运动又称为构造运动。发生在晚第三纪末和第四纪的构造运动,称为新构造运动。

2. 岩浆作用

岩浆是地壳深处的一种富含挥发性物质的高温高压的粘稠硅酸盐熔融体,其中含有一些金属硫化物和氧化物。岩浆的化学成分以 O、Si、Al、Fe、Ca、Na、Mg、K、H 等为主,通常以 SiO_2 、 Al_2O_3 等氧化物形式表示。 SiO_2 是岩浆中含量最多的组分,根据 SiO_2 含量的不同,可分为酸性、基性岩浆。岩浆中所含的挥发性组分以 H_2O 为主,此外还有 CO_2 、 SO_2 、 H_2S 等。

在地壳运动的影响下,由于外部压力的变化,岩浆向压力减小的方向移动,上升到地壳上部或喷出地表冷却凝固成为岩石的全过程,统称为岩浆作用。由岩浆作用而形成的岩石,叫岩浆岩。岩浆作用有两种方式:

(1) 喷出作用 地下深处的岩浆直接冲破地壳喷射或溢流出地面冷却成岩石的过程,叫喷出作用,也称火山作用。火山喷发时,一般情况下是先有大量的气体、固体物质喷射到天空,引起雷电交错、狂风暴雨,并伴有地鸣、地震现象,接着喷溢出大量的岩浆,随后慢慢停熄而宁静。

岩浆喷出时有液体、固体、气体三种物质。气体组分主要来自地下的岩浆,部分为岩浆上升过程中与围岩作用产生;主要是水蒸气,占 60%~90%;其次是 CO_2 、 CO 、 SO_2 、 NH_3 、 NH_4 、 HCl 、 HF 、 H_2S 、 Cl 、 S 、 N 等。液态物质称熔岩流,是岩浆喷出地表后,损失了大部分气体而形成的;其成分与岩浆类似,亦可根据 SiO_2 含量多少分为基性熔岩和酸性熔岩。固体物质是由熔岩喷射到空中冷却凝固或火山周围岩石被炸碎而形成的碎屑物质,故称火山碎屑物。

岩浆喷出作用,按其通道可分为:裂隙式,熔浆沿岩层裂隙溢流出地面,溢流出的岩浆多为易流动的基性熔浆,在地表分布面积广,常形成熔岩被;中心式喷发,熔浆沿着喉管状的通道喷出地面,中心式喷发是现代火山喷发的主要方式,且常成群出现。

通常把人类历史有过记载和至今正在活动的火山叫活火山。人类历史中无记载的火山叫死火山。人类历史中有过记载而现在停止活动的火山叫休眠火山。例如,我国黑龙江省德都县五大连池火山,是 1719—1721 年间先后数次喷发而形成的,至今处于休眠状态。

(2) 侵入作用 岩浆从地下深处沿各种软弱带上升,往往由于热力和上升力量的不足,或因通道受阻,不能到达地表,只能侵入到地下一定深度冷凝成岩石,这一过程称为侵入作用,所形成的岩浆岩称为侵入岩。岩浆在侵入过程中,可以在不同深度下凝固。在地壳不太深处冷凝形成的称浅成侵入岩,在地下深处冷凝形成的称深成侵入岩。

由于岩浆岩形成深度不同,直接影响到岩浆冷凝时的温度、压力的大小,冷凝速度的快慢以及挥发物质的散失等。因此,喷出岩、浅成侵入岩、深成侵入岩三种岩浆岩,岩石的成分、结构和构造等都有明显的差别。

3. 变质作用

在地壳演变过程中,在地下一定深度的岩石受到高温、高压及化学成分加入的影响,在固体状态下,发生一系列变化,形成新的岩石,这一过程称变质作用。由变质作用形成的岩石叫变质岩。

(1) 影响变质作用的因素 影响变质作用的主要因素为温度、压力、化学成分的加入。

① 温度 温度是岩石产生变质作用的基本因素。温度增高,大大增强了岩石中矿物分子运动的速度和化学活动性,使矿物在固态条件下发生重结晶作用,重新组合形成新矿物。地下温度增高,是由地热、岩浆热和动力热引起的。

② 压力 地壳某一深处的压力,一是静压力,是上覆岩层对下伏岩层的压力,随深度而

增加。静压力使岩石体积缩小,密度增大。另一种是动压力,是由地壳运动而产生的。动压力具有一定的方向性,它可以使岩石破裂、变形或发生塑性流动。

③化学成分的加入 外来组分主要来自岩浆分化出来的气体和液体,与围岩发生交代作用,生成新的矿物。如岩浆中的F、Cl、B、P等成分与围岩发生化学反应生成萤石、电气石、方柱石和磷灰石等。

上述三种影响变质作用的因素,不是孤立的。如地壳运动产生动压力外,还将动能转化为热能。地壳运动又常伴有岩浆活动,而引起新的化学成分的加入,并带来大量的岩浆热。

(2) 变质作用的类型 根据引起变质作用的基本因素,可将变质作用分为三个类型:

①接触变质作用 是指岩浆侵入到围岩中,由于岩浆的热力与其分化出来的气体和液体,使围岩发生变质。因此,引起接触变质作用的主要因素是温度和化学成分的加入。前者表现为重结晶作用,如砂岩变成石英岩;石灰岩变成大理岩等。后者则是岩浆分化出来的气体和液体渗入到围岩裂隙或孔隙中,发生交代作用,如石灰岩变成的砂卡岩等。

②动力变质作用 因地壳运动而产生的局部应力使岩石变形和破碎,但成分上很少发生变化。动力变质作用主要影响因素是压力,温度次之。大的动压力使岩石破裂而形成断层角砾岩和糜棱岩等;同时,矿物也发生重结晶现象。动力变质作用多发生在地壳浅处,且常见于较坚硬的脆性岩石中。

③区域变质作用 区域变质作用通常在大的区域范围内发生,是一种与强烈地壳运动密切相关的变质作用。其深度由几公里至几十公里,压力为10kPa以上,除了静压力外,还有由地壳运动引起的动压力叠加;温度为150~900℃,热量来源主要有地幔上升的热流、局部的动力热和岩浆热。

因此,区域变质作用是地壳深处的岩石在高温高压下发生的变化,并有外来化学组分的加入,是各种因素的综合。所形成的变质岩多具片理构造,如片岩等。

4. 地震

地震是地壳快速振动的现象,是地壳运动的一种强烈表现。火山喷发可引起火山地震,地下溶洞或地下采空区的塌陷引起陷落地震,山崩、陨石坠落等也可引起地震。但这些地震规模小,且影响范围也小。而绝大多数地震是由地壳运动造成的,称构造地震。地壳内各部分岩石都受到一定的力(即地应力)的作用,地应力作用未超过岩石弹性极限时,岩石产生弹性变形,并把能量积蓄起来;当地应力作用超过地壳内某处岩石强度极限时,就会发生破裂,或使原有的破碎带重新活动,所积蓄的能量突然急剧地释放出来,并以弹性波的形式向四周传播,从而引起地壳振动,产生震撼山岳的地震。可见地震是一种自然现象,是由地应力引起岩石积蓄能量和急剧释放能量的地质作用。

构造地震活动频繁,影响范围大,破坏性强,对人类生存造成巨大的危害。全球每年约发生500万次地震,绝大多数属于微震,有感地震约5万次,造成严重破坏的地震约十几次。1960年5月22日智利发生了全球最大的一次地震(8.9级),灾情极为严重,由地震引起的特大海啸浪高20m,海啸横穿太平洋,5月24日到达日本东海岸,浪高4~7m,伤亡数百人,沉船109艘。

根据一千多年来的地震历史资料及近代地震学研究分析,全球的地震分布极不均匀,主要分布于新构造运动较为活跃的两条地震带:一条是环太平洋地震带,另一条是地中海至南亚地震带。我国正处在这两大地震带中间,是多地震活动的国家,其中台湾省大地震最多,新

疆、四川、西藏地区次之。近几十年来,我国宁夏、辽宁、河北等省先后发生过大地震。

(1) 震源和震中 地壳内或地幔中发生振动的地方叫震源;震源在地面上的垂直投影叫震中,震中附近的地区叫震中区;震源到震中的垂直距离称震源深度。震源深度一般为几公里至 300km 不等,最大深度可达 720km。按震源深度不同,将地震分为浅源地震 (<70km)、中源地震(70~300km)和深源地震(>300km)。大多数地震属浅源地震。

(2) 震级和烈度

①震级 是表示一次地震释放能量大小的量度。震源释放的能量越大,震级越大。震级是以地震仪记录的地震波最大振幅来计算的。震级 (M) 和震源释放出的总能量(E) 之间的关系,见表 1-1。

表 1-1 震级 M 和震源释放出的总能量 E 之间的关系

| M | E (J) | M | E (J) |
|-----|----------------------|-----|----------------------|
| 1 | 2.0×10^6 | 6 | 6.3×10^{13} |
| 2 | 6.3×10^7 | 7 | 2.0×10^{15} |
| 3 | 2.0×10^9 | 8 | 6.3×10^{16} |
| 4 | 6.3×10^{10} | 8.5 | 3.6×10^{17} |
| 5 | 2.0×10^{12} | 8.9 | 1.4×10^{18} |

由表 1-1 可以看出,震级每增大一级,能量 E 约增加 30 倍。一个 7 级地震释放出来的能量(2.0×10^{15} J) 相当于 30 个两万吨级原子弹爆炸释放的能量。

一般来说,小于 2.5 级的地震,人们感觉不到,称微震;2.5~4 级地震,称有感地震;5 级以上地震开始引起不同程度的破坏,称为破坏性地震或强震;7 级以上的地震称为大震。已记录的最大地震震级未超过 8.9 级,这是由于岩石强度不能积蓄超过 8.9 级的弹性应变能。

②烈度 是指某一地区发生地震时地面及建筑物遭受破坏的程度,一次地震只有一个震级,但地面不同范围的烈度各异,距震中越近,烈度越高;距震中越远,烈度越低。震中附近的烈度,叫震中烈度。根据地面建筑物受破坏程度和影响程度,将地震烈度划分为 12 度。其标准如下:

1~2 度:人无感觉,只有地震仪才能记录到;

3 度:夜静时人能感觉到有轻微震动;

4~5 度:人有明显的震动感,室内物品有些摇摆和尘土掉落现象;

6 度:人行走不稳,房屋会遭受轻微损坏出现裂缝,室内物品倾倒,尘土下落;

7~8 度:大部分建筑遭破坏,质量差的会倒塌,高大烟囱产生断裂,人畜会有伤亡;

9~10 度:房屋严重损坏或倒塌,地面裂缝,部分铁轨变形,山区出现滑坡,湖泊、水库有大浪出现,人畜伤亡较严重;

11~12 度:地动山摇,绝大部分建筑物倒塌,地面严重变形,人畜伤亡惨重,造成巨大损失。

震级和烈度既有联系又有区别,震级好比炸弹的炸药量,烈度相当于炸弹爆炸后对不同地区的破坏程度。烈度不仅与震级有关,同时还与震源深度、震中距以及地震波通过的介质条件等多种因素有关。震中烈度与震级及震源深度的关系大致如表 1-2 所示。

表 1-2 震中烈度与震级、震源深度的关系

| 震中烈度 震级 | 震源深度 (km) | | | | |
|------------|--------------|------|-----|-----|-----|
| | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 |
| 2 | 3.5 | 2.5 | 2 | 1.5 | 1 |
| 3 | 5 | 4 | 3.5 | 3 | 2.5 |
| 4 | 6.5 | 5.5 | 5 | 4.5 | 4 |
| 5 | 8 | 7 | 6.5 | 6 | 5.5 |
| 6 | 9.5 | 8.5 | 8 | 7.5 | 7 |
| 7 | 11 | 10 | 9.5 | 9 | 8.5 |
| 8 | 12 | 11.5 | 11 | 10 | 10 |

(3) 烈度和工程设计的关系 震级和烈度虽然都是地震的强烈程度指标,但烈度对工程设计有着更密切的关系。我国是一个多地震国家,进行土木工程设计一定要进行抗震设计,这就要求研究和预测不同地区在今后一定时期内的地震烈度,作为工程强度验算与选择抗震措施的依据。

①基本烈度 是指在今后一定时期内,某一地区在一般场地条件下可能遭受的最大地震烈度。基本烈度所指的地区,是一个较大的区域范围。因此,又称为区域烈度。

鉴定和划分各地区地震烈度大小的工作,称为烈度区域划分,简称烈度区划。烈度区划应采取地震地质与历史地震资料相结合的方法,进行综合分析,深入研究活动构造体系与地震的关系,才能做到较准确的烈度区划。一个地区基本烈度定得准确与否,对该地区工程建设的关系甚为密切。如烈度定得过高,提高设计标准,将造成人力和物力的浪费;烈度定得过低,降低设计标准,一旦发生较大地震,将造成惨重损失。

②场地烈度 区域内一个具体场地的烈度与区域烈度一般是有差别的。在烈度高的区域内可以包含烈度较低的场地,而在烈度低的区域内也可以包含烈度较高的场地。这种差别主要是受局部地质构造、地基条件、地形变化等因素所控制。通常把这些局部性控制因素称为小区域因素或场地条件。

在场地条件中,首先应注意的是局部地质构造。例如,活断层常是局部烈度增高的主要原因;发震断层及其邻近地段不仅烈度高,而且常有断裂错动、地裂缝出现。其次应注意地基条件,如地层结构、土质类型、地下水埋藏深度、地表排水条件等;软弱粘土层、可液化砂土层和地层严重不均一地段;地下水埋藏较浅、地表排水不良的地段。还应注意地形条件,开阔平坦的地形对抗震有利;峡谷陡坡、孤立山包、突出的山梁等地形对抗震不利。

因此,在一个区域内根据具体场地条件调整后的烈度,在工程上称为场地烈度。一般在场地选址时,应进行专门的工程地质和水文地质调查工作,查明场地条件,确定场地烈度,对工程设计具有重要意义;可以避免重就轻,选择对抗震有利地段布置工程;使工程设计所采用的烈度更切合实际情况,避免偏高或偏低。

③设计烈度 在场地烈度的基础上,考虑具体工程的重要性、抗震性和修复的难易程度,根据规范进一步调整,得到设计烈度,亦称设防烈度。设计烈度是设计中实际采用的烈

度,是工程强度验算和选择抗震措施的主要依据。

二、外力地质作用

由地球范围以外的能源所引起的地质作用。它的能源主要是来自太阳辐射能以及太阳和月球的引力等。其作用方式有风化、剥蚀、搬运、沉积和成岩。外力地质作用的总趋势是削高补低,使地面趋于平坦。

1. 风化作用

在常温常压下,地壳表层的岩石在原地发生的物理和化学变化过程,叫风化作用。按风化作用的因素不同,可以分为三类:

(1) 物理风化作用 岩石在风化过程中,只发生机械破碎,而化学成分不变。引起物理风化的主要因素是温度的变化、水的冻结和结晶胀裂等。如沙漠地区,岩石白天被阳光照射,温度可达 $60\sim 80^{\circ}\text{C}$,夜间温度降至 0°C 以下,岩石随温度变化反复膨胀和收缩,胀缩转换愈快,岩石破坏愈速。此外,充填在岩石裂隙中的水冻结及盐溶液的结晶都会使岩石裂隙胀大而破坏岩石。

(2) 化学风化作用 岩石在水、氧、二氧化碳及各种酸类的化学反应影响下,引起岩石和矿物的化学成分发生变化。在化学风化作用过程中,水起着重要作用,水是一种天然的溶剂。由于岩石性质及产生化学风化作用的因素不同,作用方式也不同。化学风化作用主要方式有溶解作用、水化作用、水解作用等。

(3) 生物风化作用 是指岩石在动植物的影响下所引起的破坏作用,既有机械破坏又有化学分解。如生长在岩石裂缝中的植物,其根部挤压岩石,并分泌出酸类破坏岩石中的矿物以吸取养分。岩石孔隙中的细菌和微生物又析出各种有机酸、碳酸等,对岩石和矿物起着强烈的破坏作用。

上述三种风化作用总是同时存在,互相促进的,但在具体地区可以有主次之分。岩石的风化是由表及里,地表部分受风化程度最显著,由地表往下受风化作用的影响逐步减弱以至消失。因此,在风化岩层剖面的不同深度上,岩石的物理力学性质有明显差异。从工程地质的角度,一般把风化岩层自上而下分为四个带:

① 剧烈风化带 也称粉碎带,岩石已彻底风化破坏,残余的原生矿物完全被粉碎,基本上由风化产生的细粒次生矿物组成,抗剪强度低、压缩性大;并产生了粘性、可塑性、膨胀性和收缩性等新的性质。

② 强风化带 也称碎石带,由一触即碎的母岩碎石和大量风化矿物组成;有时有可溶盐析出,抗剪强度大为降低。

③ 弱风化带 也称块石带,岩石原有裂隙已扩展,并产生大量的风化裂隙,岩石被分割成大小不均的碎块,在裂隙面上出现次生矿物,力学性质与原岩有明显区别,抗压和抗剪强度显著降低。

④ 微风化带 也称整石带,肉眼看不出岩石风化碎裂迹象,外观上与新鲜岩石无明显区别,但岩石颗粒间的联结因受风化的影响而受到一定的削弱,岩石的力学性质稍有变化,抗压和抗剪强度有所降低。

2. 剥蚀作用

将风化产物从岩石上剥离下来,同时也对未风化的岩石进行破坏,不断改变着岩石面

貌,这种作用称为剥蚀作用。其地质营力有风、流水、冰川和海浪等。因此,剥蚀作用可分为风的吹蚀作用、流水的侵蚀作用、地下水的潜蚀作用、冰川的刨蚀作用、海水和湖水的冲蚀作用等。

3. 搬运作用

风化剥蚀的产物,在地质营力作用下,离开母岩区,经过长距离搬运,到达沉积区的过程,叫搬运作用。其地质营力主要是风和地表流水,次为冰川、地下水、湖水和海水。搬运方式可分为三种:

(1) 拖曳搬运 被搬运的岩块粗大,被风或流水在地面上或河床底滚动或跳跃前进,并在搬运过程中逐渐停积于低洼地方或沉积于河床底部,少部分被带入海中。

(2) 悬浮搬运 被搬运物质颗粒较细,随风在空气中或浮于水中前进,浮运距离可以很远。我国西北地区的黄土就是从很远的沙漠地区以悬浮方式搬运来的。

(3) 溶解搬运 被搬运的物质溶解于水中,以真溶液和胶体溶液状态搬运,搬运距离长,一般被带到湖盆和海洋中沉积。

4. 沉积作用

被搬运的物质,经过一定距离后,由于搬运介质的动能减弱、搬运介质的物理化学条件发生变化,或在生物的作用下,被搬运的物质从搬运介质中分离出来,形成沉积物的过程,叫沉积作用。沉积作用的方式有:机械沉积作用、化学沉积作用和生物沉积作用。

5. 成岩作用

使松散沉积物转变为沉积岩的过程,称成岩作用。成岩作用可分为:压固作用,先沉积的松散碎屑物,在静压力作用下,水分被排出,逐渐被压实、固结成岩;胶结作用,可溶介质分离出的泥质、钙质、铁质、硅质等充填于碎屑沉积物颗粒之间,经过压实,使碎屑颗粒胶结起来,形成坚硬的碎屑岩;重结晶作用,粘土岩和化学岩的成岩过程中,由于温度和压力增高,物质质点发生重新排列组合,颗粒增大,称重结晶作用。一般是成分均一,质点小的真溶液或胶体沉积物,其重结晶现象最明显。

第二章 矿物与岩石

地壳和地球内部的化学元素,除极少数呈单质存在外,绝大多数是以化合物的形态存在。这些具有一定化学成分和物理性质的自然元素和化合物,称为矿物。而由一种或多种矿物以一定的规律组成的自然集合体,称为岩石。岩石是各种地质作用的产物,是构成地壳的物质基础。组成地壳的岩石,按其成因可分为三大类:即岩浆岩、沉积岩和变质岩。

第一节 矿物

地壳中已发现的矿物有三千多种,除个别以气态(如碳酸气、硫化氢气等)或液态(如水、自然汞等)出现外,绝大多数均呈固态。而构成岩石的主要矿物只有二十多种,这些组成岩石的主要矿物称为造岩矿物。

一、矿物的形态

固态矿物按其质点(原子、离子、分子)有无规则排列,可分为晶质矿物和非晶质矿物。

造岩矿物绝大多数是晶质矿物。晶质矿物的内部质点作规则的排列,所以在适宜的生长条件下,这种有规律的排列使晶体具有一定的内部结构构造和几何外形。例如,岩盐中的 Na^+ 和 Cl^- ,在三维空间作等间距重复排列,组成立方格子状构造,其几何外形为立方体(图 2-1)。不同的晶质矿物,因内部结构不同,则晶体的几何形态也不相同,如方解石多为菱面体,云母则为片状,黄铁矿因生长条件不同可呈立方体或五角十二面体等。非晶质矿物的内部质点呈无规律的排列,杂乱无章,故没有一定的几何外形,如蛋白石、玛瑙、火山玻璃质等都是非晶质矿物。

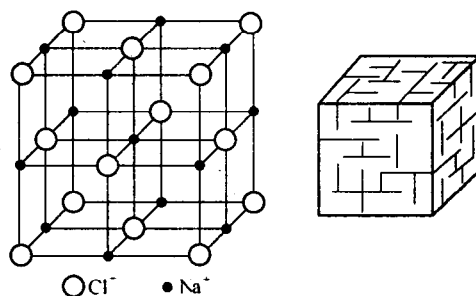


图 2-1 岩盐的晶体内部构造和晶体形态

在自然界,晶质矿物很少以单体出现,而非晶质矿物则根本没有规则的单体形态,所以常按集合体的形态来识别矿物。矿物集合体形态往往反映了矿物的生成环境。常见矿物集合体形态有:

- (1) 晶簇 在同一基底上生长出许多同类矿物的晶体群。如水晶簇、方解石晶簇等。
- (2) 纤维状 由许多针状、柱状或毛发状的同种单体矿物,平行排列成纤维状。如石棉、纤维石膏等。
- (3) 粒状 大小相近,不按一定规律排列的晶体,聚合在一起形成粒状集合体。依颗粒大小可分为粗粒状、中粒状和细粒状。
- (4) 钟乳状 钙质溶液或胶体,在岩石的孔洞或裂隙中,因水分蒸发,从同一基底向外

逐层生长而成的圆锥形或圆柱形矿物集合体。这种集合体最常见于石灰岩溶洞中，如由洞顶向下生长而形成下垂的钟乳体，称为石钟乳；由下向上逐渐生长的称为石笋；石钟乳和石笋相互连接时，就形成了石柱。

(5) 鲕状 胶体物质围绕着某质点凝聚而成一个结核，一个个细小的结核聚集成集合体，形似鱼卵。如鲕状赤铁矿。结核颗粒大小如豆者称为豆状；形似肾状者，称为肾状集合体，如肾状赤铁矿、肾状硬锰矿等。

(6) 土状 单体矿物已看不清楚，呈疏松粉末状聚集而成的集合体。如高岭土。

(7) 块状 矿物细小紧密集合在一起，无一定排列形式。如蛋白石，块状石英。

二、矿物的物理性质

矿物的物理性质取决于矿物的化学成分和晶体构造。因此，矿物的物理性质是肉眼鉴定矿物的主要依据。下面着重介绍用肉眼和简单工具就可分辨的若干物理性质。

1. 颜色

它是矿物对不同波长的可见光波吸收和反射程度的反映。可分为自色、他色和假色。

(1) 自色 矿物本身所固有的颜色。如：黄铁矿呈现铜黄色、方解石为白色。

(2) 他色 矿物由于外来有色物质的混入呈现的颜色。如石英是无色透明的，常因有色的杂质混入而呈现紫色、玫瑰色、烟灰色等。

(3) 假色 由矿物表面的氧化膜或解理面所引起的光线干涉作用造成的颜色。

2. 条痕

这是指矿物在白色无釉瓷板上摩擦时所留下粉末痕迹，即矿物粉末的颜色。条痕显示自色，例如赤铁矿有红色、钢灰色、铁黑色等多种颜色，而条痕总是樱红色。故条痕具有重要的鉴定意义。

3. 光泽

这是指矿物表面对可见光反射的能力。根据矿物光泽的强弱分为：金属光泽、半金属光泽和非金属光泽。

(1) 金属光泽 反射性很强，类似金属磨光面上的反射光，闪耀夺目。如方铅矿、黄铁矿等。

(2) 半金属光泽 类似于一般金属的光泽，但较为暗淡。如磁铁矿、铬铁矿等。

(3) 非金属光泽 按其反光强弱可细分为金刚光泽，如金刚石、闪锌矿；玻璃光泽，如水晶、萤石；油脂光泽，如石英断口上的光泽；丝绸光泽，如石棉、石膏；土状光泽，如高岭石。

4. 透明度

矿物容许可见光透过的能力，称为透明度。透明度取决于矿物的化学性质与晶体构造，但又明显和厚度有关。因此，有些看来是不透明的矿物，当其磨成薄片时(0.03mm)，却仍然是透明的。据此，透明度可分为如下三级：

(1) 透明的 绝大部分光线可以通过矿物，因而隔着矿物的薄片可以清楚地看到对面的物体。如无色水晶、冰洲石(透明的方解石)等。

(2) 半透明的 光线可以部分通过矿物，因而隔着矿物薄片可以模糊地看到对面的物体，如闪锌矿、辰砂等。

(3) 不透明的 光线几乎不能透过矿物，如黄铁矿、磁铁矿、石墨等。

5. 硬度

矿物抵抗外力刻划、压入、研磨的能力,称为矿物的硬度。一般采用两种矿物对刻的方法来测定矿物的相对硬度。硬度对比的标准,选用10种不同硬度的矿物组成,称为摩氏硬度计:

| | | | | |
|--------|-------|--------|-------|---------|
| 1° 滑石 | 2° 石膏 | 3° 方解石 | 4° 萤石 | 5° 磷灰石 |
| 6° 正长石 | 7° 石英 | 8° 黄玉 | 9° 刚玉 | 10° 金刚石 |

摩氏硬度只反映矿物相对硬度的顺序,它并不是矿物的绝对硬度的等级。在测定某矿物的相对硬度时,如被方解后刻划,而不能被石膏刻划,则该矿物的相对硬度在2°~3°之间,可定为2.5°,常见的造岩矿物的硬度,大部分在2°~6.5°,大于6.5°的只有石英、橄榄石、石榴子石等少数几种。为了方便起见,常用指甲(2°~2.5°)、小铁刀(3°~3.5°)、玻璃片(5°~5.5°)、钢刀片(6°~6.5°)来测定矿物的相对硬度。

6. 解理和断口

晶质矿物受打击后,能沿一定方向裂开成光滑平面的性质,称为解理。裂开的光滑平面称为解理面。矿物受打击后,沿任意方向发生不规则的断裂,其凹凸不平的断裂面称为断口。

晶质矿物之所以能产生解理,是由于内部质点规则排列的结果,解理常平行于一定的晶面发生。不同矿物解理方向的数目不一,有一个方向的解理,如云母;有二个方向的解理,如长石;有三个方向的解理,如方解石;有四个方向的解理,如萤石。根据解理面的完全程度,可将解理分为:

- (1)极完全解理 解理面非常平滑,极易裂开成薄片,解理面大而完整,如云母。
- (2)完全解理 解理面平滑,矿物易分裂成薄板状或小块,如方解石。
- (3)中等解理 解理面不甚平滑,如角闪石。
- (4)不完全解理 解理面很难出现,常出现断口,如磷灰石。

矿物解理的完全程度和断口是互为消长,解理完全时则不显断口;解理不完全或无解理时,则断口显著。如不具解理的石英,则只呈现贝壳状断口,自然铜具锯齿状断口。

还可以根据矿物的比重大小来鉴别矿物,如方铅矿、重晶石、黑钨矿等大比重矿物,手感很沉。此外,滑石有滑腻感,方解石遇盐酸起泡,有的矿物还具有磁性、弹性、挠性、发光性等,都可以作为鉴别矿物的依据。

三、常见造岩矿物及鉴定方法

组成三大岩类的造岩矿物种类并不多,常见的造岩矿物及其物理性质,见表2-1。

鉴定矿物的方法很多,其中以内眼鉴定最为简便和迅速。肉眼鉴定矿物是凭借放大镜、小刀、磁铁等简便工具,对矿物的外表形态及物理性质等进行肉眼观察。一般是先确定矿物的硬度、光泽、解理和比重,因为这些物理性质是比较固定的;然后观察矿物的颜色、形态和透明度等;并注意矿物是否具有磁性、发光性或挠性,如酸是否起泡等特征,逐步缩小范围,最后定出矿物的名称。

肉眼鉴定矿物是一种粗略的方法,一般是野外工作中常用,要精确地给矿物定名,需取样进行室内鉴定,一般常把试样切成薄片,在偏光显微镜下进行鉴定。

表 2-1 常见造岩矿物的主要特征表

| 矿物名称 | 化学成分 | 形 状 | 颜色 | 条痕 | 光泽 | 硬度 | 解理与断口 | 比重* | 其 他 |
|------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|------------|-----|--------|---------|----------------------|---------|-----------|
| 黄铁矿 | FeS ₂ | 立方体或粒状等 | 铜黄色 | 黑绿 | 金属 | 6~6.5 | 参差状断口 | 4.9~5.2 | 晶面有条纹 |
| 褐铁矿 | Fe ₂ O ₃ ·nH ₂ O | 块状、土状、钟乳状 | 黄褐、深褐 | 铁锈色 | 半金属 | 4~5.5 | 二组解理 | 2.7~4.3 | 可染手 |
| 赤铁矿 | Fe ₂ O ₃ | 块状、鲕状、肾状 | 赤红、钢灰 | 砖红 | 金属至半金属 | 5.5~6 | 无解理 | 4.9~5.3 | |
| 石英 | SiO ₂ | 粒状、六方棱柱状或呈晶簇 | 乳白或无色及其它颜色 | 无 | 玻璃或油脂 | 7 | 贝壳状断口 | 2.6 | 晶体柱面有横条纹 |
| 方解石 | CaCO ₃ | 菱面体、粒状 | 无色 | 无 | 玻璃 | 3 | 三组完全解理 | 2.7 | 滴盐酸起泡 |
| 白云石 | CaCO ₃ ·MgCO ₃ | 粒状、块状 | 白带灰色 | 白 | 玻璃 | 3~4 | 三组完全解理 | 2.8~2.9 | 滴热盐酸起泡 |
| 石膏 | CaSO ₄ ·2H ₂ O | 纤维状、板状 | 白色 | 白 | 丝绸 | 2 | 三组解理—组完全 | 2.3 | 具挠性 |
| 橄榄石 | (Mg, Fe) ₂ SiO ₄ | 粒状 | 橄 榄 绿 | 无 | 玻璃 | 6~7 | 贝壳状断口 | 3.3~3.5 | 不与石英共生 |
| 辉石 | (Ca, Mg, Fe, Al) ₂ [(Si, Al) ₂ O ₆] | 短柱状 | 黑绿色 | 灰绿 | 玻璃 | 5~6 | 二组中等解理(86°) 平坦状断口 | 3.3~3.6 | 晶体横断面近八边形 |
| 角闪石 | (Ca, Na) ₂₋₃ (Mg, Fe, Al) ₅ [Si ₆ (Si, Al) ₂ O ₂₂](OH, F) ₂ | 长柱状 | 绿黑色 | 淡绿 | 玻璃 | 6 | 二组中等解理(86°) 锯齿状断口 | 3.1~3.6 | 晶体横断面近八边形 |
| 正长石 | KAlSi ₃ O ₈ | 板状、短柱状 | 肉红色 | 无 | 玻璃 | 6 | 二组中等解理正交 | 2.6 | 有时可见卡氏双晶 |
| 斜长石 | (Na, Ca)[AlSi ₃ O ₈] | 板状、柱状 | (灰)白色 | 白色 | 玻璃 | 6 | 二组中等解理(86°) | 3.1~2.7 | 有聚片双晶 |
| 白云母 | KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀](OH, F) ₂ | 片状、鳞片状 | 无色 | 无 | 玻璃、珍珠 | 2~3 | 一组完全解理 | 3.0~3.2 | 其薄片有弹性 |
| 黑云母 | K(Mg, Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH, F) ₂ | 片状、鳞片状 | 黑或棕黑 | 无 | 玻璃、珍珠 | 2~3 | 一组完全解理 | 2.7~3.1 | 其薄片有弹性 |
| 萤石 | CaF ₂ | 立方体、八面体、粒状 | 黄、绿、蓝紫等色 | 白色 | 玻璃 | 4 | 四组完全解理 | 2.3 | 受热发蓝、紫色荧光 |
| 石榴子石 | (Ca, Mg)(Al, Fe)[SiO ₄] ₃ | 菱形十二面体、四面角三八面体、粒状 | 褐、棕红、黑色 | 无色 | 玻璃、油脂 | 6.5~7.5 | 无解理 | 3.1~3.2 | |
| 绿泥石 | (Mg, Al, Fe) ₁₂ [(Si, Al) ₈ O ₂₀](OH) ₁₆ | 板状、鳞片状 | 绿色 | 无 | 油脂、丝绸 | 2~3 | 一组完全解理 | 2.8 | 其薄片有挠性 |
| 蛇纹石 | Mg ₃ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₈ | 板状、纤维状 | 浅至深绿 | 白 | 油脂 | 3~4 | 一组中等解理 | 2.5~2.7 | 具滑感 |
| 滑石 | Mg ₃ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₂ | 块状、叶片状 | 白、黄、绿 | 白或绿 | 油脂 | 1 | 一组中等解理 | 2.7~2.8 | 具滑感 |
| 高岭石 | Al ₂ [Si ₂ O ₇](OH) ₄ | 土状、块状 | 白、黄色 | 白 | 土状 | 1 | 一组解理、土状断口 | 2.5~2.6 | 有吸水性、可塑性等 |

* 按规定应称“相对密度”但《国家标准 GB50021-94 岩土工程勘察规范》仍保留了“比重”这个指标,故本书亦用“比重”。

第二节 岩浆岩

岩石是矿物的集合体,是各种地质作用的产物。由于地质作用的性质和所处环境不同,不同岩石的矿物组合关系也不同,则岩石具有一定的结构和构造。

岩石的结构:是指岩石中矿物的结晶程度、颗粒大小和形状及彼此间的组合方式。

岩石的构造:是指岩石中矿物集合体之间或矿物集合体与岩石的其它组成部分之间的排列方式及充填方式。岩石的构造能反映出岩石的外貌特征。

岩浆岩又称火成岩,占地壳总质量的95%,在三大岩类中,岩浆岩占有重要的地位。

一、岩浆岩的产状

岩浆岩的产状是指岩浆岩体的形状、大小、深度以及与围岩的关系。由于岩浆岩形成条件和所处的环境不同,其产状是多种多样的。其主要产状有以下几种(图2-2)。

1. 岩基

(1)岩基 是一种规模巨大的深成侵入岩浆岩体,其横截面积超过100km²,常常可达数百至数千平方公里。构成岩基的岩浆岩主要由全晶质粗粒花岗岩组成。

(2)岩株 是岩基边缘的分枝,在深部与岩基相连。岩株切穿围岩,其横截面积为几平方公里至几十平方公里,规模比岩基小得多。

(3)岩盘和岩盆 岩浆顺裂隙上升,侵入岩层中,形成一个上凸下平的似透镜状岩体,与围岩呈平整的接触关系。岩盆与岩盘一样,其不同点是顶部平整,而中央向下凹,形似面盆,故称岩盆。

(4)岩床 是由流动性较大的岩浆,沿着岩层层面贯入而形成的板状岩体。其表面无明显凸凹,厚度为数米至数百米不等。

(5)岩墙 是指岩浆沿岩层中的裂隙侵入而形成的板状侵入体,它切穿围岩。岩墙的规模大小不一,厚度从几厘米至数公里,延伸从几米到数十公里。形状不规则的岩墙或其分枝,称岩脉。

此外,还有喷出岩的产状,如熔岩流、熔岩被和火山锥等。

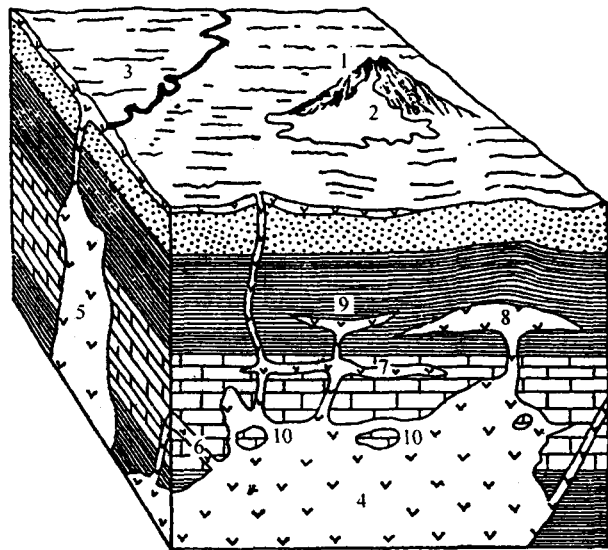


图2-2 岩浆岩的产状

1—火山锥;2—熔岩流;3—熔岩被;4—岩基;5—岩株;
6—岩墙;7—岩床;8—岩盘;9—岩盆;10—捕虏体

二、岩浆岩的物质组成

1. 岩浆岩的化学成分

地壳中存在的元素在岩浆中几乎都有,O、Si、Al、Fe、Mg、Ca、Na、K、Ti元素在岩浆岩中