

第二章 地壳

第一节 地壳的组成物质

教学目的：了解地壳组成物质，矿物的基本性质并运用其肉眼鉴定重要矿物

教学方法：讲课与标本讲解，室内实习结合

教学手段：岩矿标本，偏光显微镜

一、地壳化学成分

在 108 种已知化学元素中，自然界存在 92 种，并有 300 余种同位素。1924 年，F. W. 克拉克与华盛顿依据来自世界各地的 5 159 个岩石样品首次测定了 16km 厚度内地壳中的 63 种化学元素的平均重量百分比即元素的丰度，所获数值后来被命名为克拉克值(表 2—1)。其后半个世纪中，一些学者重新测定后对克拉克值进行了修正，但除碳的排序后移外，其余主要元素丰度并没有大的变化。克拉克值表明氧与硅两元素共占地壳总重量的 74% 左右，铝、铁、钙、钠、钾、镁 6 元素共占 24% 上下，即八大元素的丰度共占 98%，其他所有元素不超过 2%，许多元素的丰度仅在 $n \cdot 10^+$ ， $n \cdot 10^0$ ，甚至 $n \cdot 10^{-1}$ 以下，例如金和铂均在 $n \cdot 10^{-9}$ 量级，银则在 $n \cdot 10^{-8}$ 量级。高丰度元素的地球化学行为对地壳的矿物组成将发生积极影响。地壳中主要元素的克拉克值

二、矿物

(一) 矿物是单个元素或若干元素在一定地质条件下形成的具有特定理化性质的化合物，是构成岩石的基本单元。自然界中单质矿物为数极少，而化合物构成的矿物则占绝大多数。大部分矿物为晶质固体，亦有少数呈液态和气态，如自然汞、石油与天然气。

(二) 矿物的形态：

有一向的柱状或针状，两向延伸的板状和片状，三向等长的立方体、八面体等；集合体形态有纤维状和毛发状；鳞片状；粒状和块状。坚实集合体称为致密块状，疏松的则称土状。放射状、簇状、鲕状和豆状、钟乳状、葡萄状、肾状和结核状等，都是特殊形态的集合体。

（三） 矿物光学性质：

包括透明度、光泽、颜色及条痕。透明度分透明与不透明两类。光泽分金属光泽、半金属光泽与非金属光泽三类，后者又分金刚光泽、玻璃光泽、油脂光泽与松脂光泽、丝绢光泽、珍珠光泽、土状光泽等。颜色由矿物化学成分与内部结构决定，如黄铜矿、孔雀石、辉钼矿分别呈铜黄、翠绿和铅灰色。条痕是锐器割划矿物后其粉末的颜色。

（四） 矿物的力学性质

包括硬度、解理、断口、弹性等。矿物的硬度通常采用摩氏硬度计确定，分十级测定其相对硬度，而以滑石、石膏、方解石、萤石、磷灰石、正长石、石英、黄玉、刚玉与金刚石分别作为硬度 1-10 的代表矿物。解理是指矿物受外力作用沿一定结晶方向分裂为解理面的能力。分极完全解理、完全解理、中等解理、不完全解理和极不完全解理五级。断口是矿物受打击后形成的断裂面，主要有贝壳状、参差状、锯齿状、平坦状四类。此外，一些矿物如云母薄片和石棉纤维具弹性，绿泥石与滑石具有弯曲后恢复原状的挠性，自然铜、金、银等具有金属键的矿物还具有延展性，可被锤击成薄片或拉长成细丝。

（五）主要造岩矿物与常见矿物

在已知的 3 000 余种天然矿物中，硅酸盐类与其他含氧盐类各占 1 / 3，而重量分别占 75%和 17%，可见上述两类矿物是地壳的主要造岩矿物。其他氧化物、氢氧化物、硫化物及硫酸盐、卤化物与自然元素共占矿物种类的 1 / 3 和地壳重量的 8%。

1. 主要造岩矿物 包括石英、钾长石、斜长石、云母、角闪石、辉石和橄榄石七种。

石英(SiO_2) 发育单晶并形成晶簇，或为致密块状、粒状集合体，无解理、晶面具玻璃光泽，贝壳状断口为油脂光泽，硬度7，比重2.65，质纯者称为水晶，无色透明。含杂质者分别呈不同颜色。各类岩石中都较常见。

长石 包括钾长石 KAlSi_3O_8 、钠长石 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 和钙长石 $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ 三个基本类型及总称斜长石的、由钠长石与钙长石按不同比例混合形成的多种过渡性产物，如更长石、中长石、拉长石、培长石等。其共同特征是单晶体呈板状，白色或灰白色，玻璃光泽，硬度6.0~6.5，比重2.61~2.65，有两组近似正交的完全解理。钾长石单晶多呈柱状肉红色，玻璃光泽，硬度6，比重2.54~2.57，两组完全解理相互垂直。各类岩石中均常见。

云母 白云母单晶体为短柱状或板状、集合体为鳞片状，具平行片状极完全解理、薄片无色透明、珍珠光泽，硬度2.5—3.0。黑云母 $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH}, \text{F})_2$ 特点与白云母相近，惟颜色随含铁量增加而变暗，多呈棕褐色或黑色。为酸性岩浆岩、砂岩和变质岩组成者。

普通角闪石($\text{Ca}, \text{N.}$): $-(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_3(\text{Si}, \text{Al})_7\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ 单晶体为长柱状或针状，暗绿至黑色，玻璃光泽，硬度5—6，具两组平行柱状中等至完全解理，性脆，常见于中酸性岩浆岩和某些变质岩中。

普通辉石(Ca, Na) $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_6\text{O}_{20}]$ 成分与角闪石相似，但多 Fe, Mg 而无 OH ，单晶体为短柱状，集合体为粒状，绿黑色或黑色，玻璃光泽，硬度5.5—6.0，解理与角闪石相近但交角更大，常见于基性、超基性岩浆岩。

橄榄石(Mg, Fe): $[\text{SiO}_4]$ 粒状集合体，浅黄绿至橄榄绿色，颜色随铁含量增加而加深，玻璃光泽，硬度6—7，性脆，不完全解理，为基性、超基岩岩浆岩的重要组成矿物。

此外，常见矿物还有石墨 C，黄铁矿 FeS_2 ，黄铜矿 CuFeS_2 ，方铅矿 PbS ，闪锌矿 ZnS ，赤铁矿 Fe_2O_3 ，磁铁矿 Fe_3O_4 ，褐铁矿 $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ，萤石 CaF_2 ，方解石 CaCO_3 ，白云石 $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ ，孔雀石 $\text{Cu}_2[\text{CO}_3](\text{OH})_2$ ，硬石膏 $\text{Ca}[\text{SO}_4]$ ，石膏 $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ，磷灰石 $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{Fe}, \text{Cl})$ ，以及大量硅酸盐矿物，各种粘土矿物。

三、岩浆岩

造岩矿物按一定的结构集合而成的地质体称为岩石，依据其成因可分为岩浆岩、沉积岩和变质岩三大类。

(一) 岩浆和岩浆活动

岩浆是来自上地幔的高温熔融状物质，主要成分为硅酸盐、金属硫化物、氧化物和部分挥发物。当其沿岩石圈破裂带上升侵入地壳时，冷凝结晶形成侵入岩；喷出地面则迅速冷却凝固形成火山岩或喷出岩。

(二) 岩浆岩的矿物组成

依据矿物组成的差别，岩浆岩可分为四类。

1. 超基性岩 二氧化硅含量小于 45%，多铁、镁而少钾、钠，主要矿物为橄榄石和辉石，代表岩石为橄榄岩。
2. 基性岩 二氧化硅含量为 45%~52%，主要矿物为辉石、钙斜长石，亦有少量橄榄石和角闪石，代表性岩石为辉长岩、玄武岩。
3. 中性岩 二氧化硅含量 52%~65%，主要矿物为角闪石与长石，兼有少量石英、辉石、黑云母等，代表性岩石为闪长岩、安山岩、正长岩与粗面岩。
4. 酸性岩 二氧化硅含量 65%以上，多钾、钠而少铁、镁，主要矿物为长石、石英和云母，代表性岩石为花岗岩与流纹岩。

(三) 岩浆岩的产状、结构与构造

地壳中的岩浆岩体有不同形状和规模，与围岩的接触关系、形成时的深度与构造都有差别，因而产状各异。岩浆喷出地表形成喷出岩，在地壳深处冷凝形成深成侵入岩，在浅层冷凝则形成浅成侵入岩。依据岩体形状及与上

覆岩层的关系，可分为整合侵入体(如岩盆、岩盖、岩床、岩鞍)与不整合侵入体(如岩株、岩瘤、岩脉)两类。

岩浆岩中矿物的结晶程度、集合体形状与组合方式也因形成条件与产状不同而各异。上述侵入岩①岩：一种形体庞大的岩体，表面常达100km'左右。延长方向常与一亡覆岩层褶皱轴走向一致。花岗岩体常呈岩基产出。②岩盆：盆状侵入体，整合侵入。层状辉长岩常呈岩盆产生。③岩床：层状侵入体，整合侵入。基性岩常呈岩床产出。④岩盖：中心较厚、底部平整的盖状侵入体，整合侵入。⑤岩鞍：位于背斜或向斜鞍部的侵入体，整合侵入，规模较小。⑥岩株：树干状侵入体，不整合侵入，出露面积不大。⑦岩浆底辟：岩体近球状，穿透上覆岩层，不整合侵入。⑧岩瘤：瘤状侵入体，大小与岩株相近。⑨岩脉：又名岩墙，直立或倾斜的板状侵入体，不整合侵入。⑩捕虏体：岩浆侵入时捕获的围岩碎块，形状大小不一，多残留于岩体边缘。⑪喷出岩⑫火山锥：火山熔岩和火山碎屑在火山口周围堆积的锥状体，大小不一。为中心式喷发建造。⑬火山颈：火山喷发时，岩浆的通道，为熔岩和火山碎屑充填后形成柱体。⑭火山口：火山喷发岩浆冲出地表时的出口，其下为火山颈。多为一漏斗状凹地，深浅大小不一，深度可数百米，直径可以从几百米至1000m左右。⑮熔岩流：从火山口或火山裂隙流出的岩浆流，冷却后形态多样。⑯熔岩被：岩浆向四方流布，大面积覆盖地面后冷凝而成，多为基性岩浆形成。

特征充分反映在岩石的结构与构造上。常见的岩浆岩结构包括喷出熔岩因快速冷却，不及结晶而形成的玻璃质结构；熔岩内较慢冷却形成的隐晶质结构；岩浆在地下缓慢冷却充分结晶而成的显晶质结构，又分细粒、中粒、粗粒和伟晶结构；冷却速度先慢后快，先形成粗大晶体即斑晶，后形成细粒或微粒晶体即基质从而形成的斑状结构。

岩浆岩的构造主要有：(1)因矿物排列无定向而形成的块状构造；(2)矿物成分、结构、颜色、粒度杂乱排列或分布不均匀而形成的斑杂构造；(3)保留熔岩流动形迹，矿物与气孔定向排列而致的流纹构造；(4)气体逸出

后残留的气孑 L 构造；(5)喷出岩气孑 1 被次生矿物充填而形成的杏仁状构造。

(三) 岩浆岩的主要类型

前日述及，依据化学成分与矿物组成，岩浆岩可分为酸性、中性、基性和超基性岩四类；依据其结构、构造与产状又可分为深成岩、浅成岩和喷出岩三类。综合两种分类即得出综合的分类(表 2—2)。例如，花岗岩是由显晶等粒的长石、石英和少量云母组成，具块结构的深成酸性岩类；流纹岩则为与其组分相同，但结构构造有别的喷出岩。

四、沉积岩

沉积岩是由成层堆积于陆地或海洋中的碎屑、胶体和有机物质等疏松沉积物固结而成的岩石。其成岩过程大致如下：原有沉积物不断被后续沉积物覆盖而与上层水体隔离，有机质在厌氧环境中分解产生各种还原性气体，碳酸盐矿物溶解为重碳酸盐，某些金属元素的高价氧化物还原为低价硫化物，软泥中水的矿化度增加，介质由酸性氧化环境变为碱性还原环境，沉积物重新组合形成新的次生矿物，胶体脱水陈化为固体，碎屑物经压缩、胶结作用固结为岩石。若埋藏很深，还可产生压溶、交代与重结晶作用，使晶体变粗和岩体进一步压固(图 2—2)。

先成岩石风化产物、火山喷发沉降物、生物成因的各种有机物，甚至宇宙尘，都可成为沉积物的物质来源。故沉积物依据其成因与性质可分为以下三类：(1)碎屑沉积物如砾、砂、粉砂和粘土；(2)化学沉积物如氧化物、硅酸盐、碳酸盐、硫酸盐、卤化物等；(3)有机沉积物如泥炭、珊瑚礁。

(一) 沉积岩的基本特征

沉积岩具有层理，富含次生矿物、有机质，并有生物化石。层理是指岩石的颜色、矿物成分、粒度、结构等表现的成层性。层纹相互平行者为水平层理，表明其形成于较平静的水域，层纹相互交错，局部倾斜或呈弧形者为交错层理。可能形成于河流、三角洲或滨海环境。层的界面即是层面。相邻

两界面间岩层厚度大于 1 m 的称为块层，1—0.5m 为厚层，0.5—0.1 m 为中厚层，0.1—0.01 m 为薄层，<0.01 m 则是微。沉积岩具有碎屑结构与非碎屑结构之分。通常情况下沉积岩由岩石碎屑、矿物碎屑、火山碎屑及生物碎屑等构成，其中包括砾(粒径>2mm)、砂(2—0.05 mm)、粉砂(0.05—0.005 mm)和泥(<0.005 mm)等不同粒级的物质。各粒级沉积物使沉积岩具有砾状结构、砂状结构、粉砂状结构或泥状结构。同时，碎屑颗粒分布的均匀与否表现为分选性强弱，磨损程度不同表现为圆度差异(圆、次圆、次棱、棱状)，也都是碎屑结构的特征。化学沉积物与生物化学沉积物不具碎屑结构而分别有类似岩浆岩的晶质结构以及生物构架结构。

沉积岩层面呈波状起伏，或残留波痕，雨痕、干裂、槽模、沟模等印模，或层内出现锯齿状缝合线或结核，均属沉积岩的原生构造特征。

(二) 沉积岩的主要类型

1. 碎屑岩类 主要指母岩风化碎屑经搬运再堆积后经胶结而成的岩石，包括①砾岩与角砾岩，具砾状结构。前者经长途搬运砾石圆度为圆形或次圆形；后者未经搬运或运距很短，砾石圆度为次棱或棱形(图 2—3)。②砂岩。具砂状结构，颜色多样，按砂粒粒径可分为粗砂岩(2—0.5 mm)、中粒砂岩(0.5—0.25 mm)、细砂岩(0.25—0.05 mm)。依砂粒矿物成分可分为石英砂岩、长石砂岩、杂砂岩等。据胶结物还可分为钙质胶结的、硅质胶结的、铁质胶结的等，命名时可采用胶结物+粒径+矿物成分的方式，如钙质胶结中粒石英砂岩、钙质粗粒长石石英砂岩等。③粉砂岩。具粉砂状结构，颗粒细小、断面粗糙，矿物以石英为主，兼有少量长石与白云母，多钙质、硅质与铁质胶结。

2. 粘土岩类 具泥状结构，由粘土矿物及其他细粒物质组成，硬度低。固结好而无层理的为泥岩，固结较好并有良好层理的为页岩，固结差的则为粘土。页岩依据胶结物或附加成分又可分为钙质页岩、铁质页岩、碳质页岩和油页岩等。

3. 生物化学岩类 多由化学和生物化学形成物组成并主要见于海相或湖相沉积物，具显晶或隐晶结构、鲕状或豆状结构、生物结构，成分单一而

种类繁多，且常为单矿岩，如铝质岩、铁质岩、锰质岩、硅质岩、岩盐等。应特别提及的是硅质岩、石灰岩与白云岩。①硅质岩。其矿物主要为 SiO_2 ，质坚性脆，常含有机质，色灰黑，大部具非碎屑结构。主要物质来源有两种，一是由硅质生物骨骼堆积而成，如硅藻土与放射虫硅质岩，二是由海底火山或热泉分泌 SiO_2 凝聚而成。含 FeO ，者为碧玉，具同心圆构造者为玛瑙，质轻多孔者为硅华。②石灰岩。色灰、灰白或灰黑，由方解石组成，性脆，遇稀盐酸有泡沫反应。具碎屑结构者，其碎屑来自海底碳酸钙沉积、动物介壳、骨骼或海水中的 CaCO_3 ，凝聚质点；具非碎屑结构者，其方解石微粒多由生物化学作用、化学作用， CaCO_3 重结晶作用或生物骨架作用形成。石灰岩极易被溶蚀形成喀斯特地貌。③白云岩。其组成物质为白云石，由化学沉积或 CaCO_3 被白云石交代而成，前者具细粒或微粒晶质结构，后者保持石灰岩结构特征。色浅灰或灰白，少数为深灰。粒状断口，遇稀盐酸无泡沫反应。白云岩与石灰岩间存在两种过渡性岩石，即以白云石为主含方解石的钙质白云岩和以方解石为主含白云石的白云质石灰岩。

五、变质岩

(一) 变质作用与变质岩

固态原岩因温度、压力及化学活动性流体的作用而导致矿物成分、化学结构与构造的变化统称变质作用，其形成的岩石即为变质岩。变质作用基本上是在固态岩石中进行的，因而本质上有别于岩浆作用。变质岩既继承了原岩的某些特点，也具有自己的特点，如含有变质矿物，具有变成构造与变余构造等。温度、压力与化学活动性流体是控制变质作用的三个主要因素。当地热、岩浆侵入时传向围岩的热以及岩石断裂、错动与挤压产生的热使岩石温度上升到 180°C 以上，甚至接近一般岩石的熔融温度即 $800\text{—}900^\circ\text{C}$ 时，岩石矿物和元素活动性增强，从非晶质变为晶质，或由一种矿物变为另一种新矿物。压力包括静压力、流体压力和定向压力，导致岩石体积压缩，形成密度大的新矿物或控制化学反应过程，从而对岩石变质发生影响。化学活动性流体即以 H_2O 和 CO_2 为主并包括一些易挥发与易流动的物质，来源于岩石

孔隙水、矿物结构水、岩浆分泌与地壳深部分泌的热液，可促进某些元素的溶滤、扩散、迁移与岩石变质。

(二) 变质作用类型与常见变质岩

1. 动力变质作用 构造运动引起的定向压力使原岩碎裂、变形及一定程度的重结晶，称为动力变质，主要发生于断裂带。相应的变质岩有构造角砾岩、碎裂岩、糜棱岩等。①动力变质作用带；②接触变质作用带；③交代变质作用带；④区域变质作用带 ⑤超变质作用(混合岩化)带。I. 岩浆岩；II. 沉积岩

2. 接触热变质作用 发生于侵入体与围岩接触带，围岩受热后矿物发生重结晶、脱水、形成变晶结构与新矿物。代表性岩石为斑点板岩、角岩、大理岩、石英岩等。

3. 接触交代变质作用 也发生在侵入体与围岩的接触带，其实质是高温下岩浆分泌的挥发性物质与热液通过与围岩的交代作用使后者化学成分发生变化，形成新矿物。代表岩石为碳酸盐与中、酸性岩浆交代形成的矽卡岩。

4. 区域变质作用 区域性构造运动导致的深广范围的变质作用，最深可达20km，最广可至 $n \times 10^4 \text{km}^2$ ，广泛见于古老结晶基底及褶皱带，代表岩石有板岩、千枚岩、片岩、片麻岩、变粒岩、麻粒岩等。 5. 混合岩化作用或超变质作用 是区域变质与岩浆作用间的一种过渡性地质作用。一方面是高温使岩石发生部分熔融形成酸性熔体，另一方面是自深部分泌出富含钾、钠、硅的热液。熔体与热液与变质岩发生化学反应形成各种混合岩，如混合花岗岩。

第二节 构造运动与地质构造

教学目的：了解地壳运动的概念，掌握地质构造分析和鉴别方法，学会阅读地质。

教学方法：讲课与讨论结合，室内模型观察，教学录象和读图实习

教学手段：视频资料，地质构造模型

一、构造运动的特点与基本方式

(一) 构造运动的一般特点

构造运动主要是地球内动力引起的地壳机械运动，但经常涉及更深的构造圈。构造运动使地壳发生变位变形，形成各种地质构造，促进岩浆活动与变质作用。构造运动具有普遍性、永恒性、方向性、非均速性、幅度与规模差异性等一般特点。任何区域和任何间，构造运动都在不断进行。快速构造运动如地震常常造成灾难性后果、缓慢构造运动很难凭感官觉察。但进的测量手段已使东非大裂谷的扩张、印度板块的向北推进、日本列岛的飘移和喜马拉雅山的不断隆升等事实变得无可置疑，许多地层与古生物化石的发现也证实了目前相距遥远的大陆，过去曾有紧密的联系。即使非常缓慢的构造运动也不是均速进行的。3 亿年前喜马拉雅山还是浩瀚的古地中海的一部分，4 000 万年前开始隆升时年平均速度不过 0. 05 cm，而 1862-1932 年间，上升速度增为 1. 82cm / a。20 世纪的最后 30 年，其上升速度又增到 5 cm / a 以上。以至世界最高峰珠穆朗玛峰海拔 8 848. 13m 很快成为历史纪录，目前已达到 8 850m 高度。

构造运动规模与幅度的差异性很容易理解。洋脊几乎涉及整个海洋，单个的转换断层通常只波及 100km 级范围。青藏高原的整体隆升发生在 2x10⁶km² 级广大区域内，而柴达木盆地的相对下沉区不过占其 1 / 20。同样，自老第三纪以来喜马拉雅山的隆升幅度已超过 10 000m，黄土高原不超过 2000m。

(二) 构造运动的基本方式

1. 水平运动 水平运动是地壳或岩石圈块体沿大地水准面切线方向的运动。相邻块体因水平运动而相互分离、分裂，或相向汇聚，或侧向错位，年速度通常只有数毫米至数厘米。

2. 垂直运动 垂直运动即块体的升降运动。地壳因上升运动而隆起形成山地与高原，因下降运动而拗陷形成盆地与平原。陆地上的海相沉积，高山上的海洋生物化石，山地与高原上的多级古夷平面、分水岭上的古山谷冰川遗迹，山坡上的阶地与河流冲积物，不同地层间的古剥蚀面，海底的陆相地层及相应矿产，冲积平原上的埋藏古土壤与埋藏阶地……都是地壳升降运动的证构造运动与岩相、建造和地层 4i-触关系 从地层的岩性、岩相、厚度与接触关系上，都

可发现构造运动的痕迹。沉积岩的组分、结构、构造与化石特点也能综合反映地层的岩相古地理情况。沉积厚度也可大致反映地壳沉降的幅度。

二、构造运动与岩相、建造和地层接触关系

(一)岩相

沉积岩的岩相通常分为海相、陆相和过渡相三大类，以下又可各自细分，如海相之分为深海相、浅海相；陆相之分为河流相、湖泊相、沼泽相、滨海相等。地壳上升时岩相从海相向陆相转变，沉积物粒级增大，厚度变小，形成海退层序。反之，地壳下沉则形成海侵层序。升降频繁，沉积物类型复杂多变；构造运动相对稳定，沉积物类型也相应简单化。浅海相地层厚度极大，说明地壳大幅度下沉，深海相地层很薄甚至缺失，则表明该地区曾经历大幅度上升直到成为陆地。

(二)沉积建造

彼此有共生关系的地层或岩相的组合，或岩性大致相同的沉积物组合，就是沉积建造。一个建造相当于大地构造旋回的一定阶段。基本建造类型有三：

1. 地槽型建造 主要由海相地层组成的、厚度很大，无沉积间断或仅有极短间断、产生于强烈构造下降区的建造。岩浆岩与火山碎屑岩也分布较广。
2. 地台型建造 以陆相碎屑沉积为主，厚度不大，未受强烈构造变动，地壳升降幅度均较小的地台上的建造。岩浆岩分布也较少。
3. 过渡型建造 兼有地槽型与地台型建造的特征但以碎屑岩占优势，陆相沉积与湖相沉积分布广泛，海相沉积只见于剖面下部。

(三)地层的接触关系

主要分为整合、假整合与不整合三类，可以清楚反映构造运动的某些特点。

1. 整合

指相邻新老地层产状一致且相互平行，时代连续，没有沉积间断，表明两种地层是在构造运动持续下降或上升而未中断沉积的情况下形成的。

2. 假整合

又称平行不整合，指两相邻地层产状平行但时代不连续。表明曾发生上升运动使沉积作用一度中断，而后下沉堆积了上覆新地层。

3. 不整合

又称角度不整合，指上下两地层产状既不一致，时代也不连续，其间有地层缺失。表明老地层沉积后曾发生褶皱与隆升，沉积一度中断而后再下沉接受新沉积。

上述三种接触关系均系沉积岩间的关系。侵入岩体与围岩间，后期沉积岩与前期侵人体间也存在一定的接触关系，即：

4. 侵入接触 指侵人体与围岩的接触关系。侵入体边缘有捕虏体，接触带界面不规则，围岩有变质现象，表明围岩形成在先，岩浆活动或构造运动在后，即围岩老而侵人体新。

5. 侵人体的沉积接触 指后期沉积岩覆于前期侵人体所形成的剥蚀面之上的接触关系。明侵入体形成后因构造上升而遭受剥蚀，而后下沉堆积了上覆新地层，上覆地层年轻而侵入体老。

三、地质构造

岩层或岩体经构造运动而发生的变形与变位称为地质构造。地质构造是构造运动的形迹。引起地质构造的力主要有压应力、张应力和扭应力三类。分别形成压性、张性与扭性构造。层状岩石受地应力作用后，构造变动表现最明显，主要有水平构造、倾斜构造、褶皱构造和断裂构造四种类型。

(一) 水平构造

水平岩层虽经垂直运动而未发生褶皱，仍保持水平或近似水平产状者，称为水平构造。在未受切割情况下，同一岩层形成高原面或平原面，受到切割而顶部岩层较坚硬时，则形成桌状台地、平顶山或方山。软硬岩层相间时形成层状山丘

或构造阶地。我国第三系红色砂砾岩产状平缓，遭受侵蚀后常形成顶平、坡陡、形状奇特而多样化的丹霞地貌。不仅东部地区，中西部也同样发育此类地貌。

(二) 倾斜构造

岩层经构造变动后层面与水平面形成夹角时，即为倾斜构造。褶曲、断层或不均匀升降运动都可造成岩层的倾斜。其产状以走向、倾向和倾角三要素确定(图2—6)。倾斜构造上部岩层比较坚硬时，经过剥蚀作用常形成单面山与猪背岭等典型地貌。单面山山脊走向与岩层走向一致，两坡明显不对称，与岩层倾向相同的山坡即顺向坡坡面平整、坡较缓且坡体较稳定，与倾向相反的山坡即逆向坡坡面不平整、坡度较陡且坡体不稳定。猪背岭因岩层倾角一般大于 40° ，因而脊峰更突出，但两坡较对称。

(三) 褶皱构造

岩层在侧向压力作用下发生弯曲的现象称为褶皱，其中的单个弯曲则叫褶曲。褶皱能直观地反映构造运动的性质和特征。

褶曲包括若干形态要素或几何要素，例如，褶曲岩层的假想面称为轴面，褶曲岩层的中心称为核，轴面与岩层层面的交线称为枢纽，其倾斜则称倾伏，等等。褶曲有两种基本类型，即上凸的背斜和下凹的向斜，两者并存且共用一个翼。按轴面产状褶曲可分为四类：轴面直立，两翼岩层倾向相反而倾角相近者称为直立褶曲。轴面倾斜、两翼岩层倾向相反、倾角不等者为倾斜褶曲。轴面倾斜，两翼倾向相同者为倒转褶曲。此时其一翼地层层序正常，另一翼地层层序颠倒。轴面产状近于水平，两翼上下重叠且一翼地层层序倒置，核部张裂发育者为平卧褶曲。依据枢纽的产状，褶曲可分为水平褶曲与倾伏褶曲两种类型。依据横剖面形态，又可分为尖棱形、扇形、圆弧形、箱形等多种形态类型。此外，按照褶曲的长宽比也可进行分类，当长度为宽度的10倍以上时称为线状褶曲；长度为宽度的3—10倍时称为短轴褶曲；不足3倍则上凸者为穹形褶曲，下凹者为盆状褶曲。各种形态的褶曲在受到剥蚀后形成不同的构造地貌，如短轴褶曲易形成之字形山脊，穹状构造发育为穹状山丘等。

(四) 断裂构造

岩石因所受应力强度超过自身强度而发生破裂，使岩层连续性遭到破坏的现象称为断裂，虽破裂而破裂面两侧岩块未发生明显滑动者叫做节理，破裂而又发生明显位移的则称断层。节理面可光滑平直，亦可粗糙弯曲、有张开的也有闭合的。在重力和风化作用下，节理可逐渐扩大。风景名胜区的所谓“试剑石”、“一线天”等，绝大多数即是张开的节理面。

断层由断层面、断层线、断层盘和断距等要素组成。断层面是岩层或岩体发生断裂时的破裂面，断层线是断层面与地面的交线。断层面两侧的岩块称为断层盘，其中位于倾斜断面之上者为上盘，位于倾斜断面之下的为下盘。两盘相对位移的距离则是断距。

按照两盘相对位移的特点进行分类，上盘相对下降的断层是正断层。上盘相对上升的是逆断层。其中断面倾角大于 40° 为冲断层，小于 25° 为逆掩断层。沿断层走向即在水平方向上发生位移的是平移断层。两盘沿断面某一点发生旋转的是转捩断层或枢纽断层。断层面直立的是垂直断层。

若干断层常常构成巨大的断裂带，其中断层的组合形式非常复杂。例如，数条产状相同的平行正断层组合为阶状断层，正断层与逆断层相间分布时上升盘形成地垒，下降盘形成断裂构造与地震、褶皱、岩浆活动等常有成因上的联系，其分布也常与地震带、褶皱带、岩浆活动带相接近。在野外工作中主要依据断层摩擦光滑面即镜面、断层擦痕，与擦痕方向垂直的陡缓坡连续过渡的小陡坎即阶步、拖曳褶皱、构造线不连续、断层角砾岩与磨砾岩、断层泥、密集节理、地层的重复与缺失等地质现象，断层崖、断层三角面、断层悬谷、错断山脊等地貌现象，以及泉水带分布、地下水矿化等水文地质现象对断层进行判别。

第三节 板块构造学

教学目的：了解现有的大地构造学派，掌握并理解地槽地台学说和板块构造学说，并用此理论分析地壳构造演化和主要地质现象。

教学方法：讲课与教学录象和教学图件结合

教学手段：视频资料，挂图

一、板块构造学

板块构造学说是在大陆漂移说和海底扩张学说基础上发展起来的。因此讨论板块构造问题须从大陆漂移学说开始。

(一) 大陆漂移

1915年，魏格纳(A. Wegener)根据大西洋两岸陆地轮廓具有相似性，某些动物种属相同，非洲与南美发现同一种古生物化石，非洲南部与南美布宜诺斯艾利斯出现同样的二叠系地层，挪威—苏格兰间的一条加里东褶皱带在大西洋后重现于北美的加拿大与美国，印度、澳大利亚、非洲、南美洲与南极等现代气候差异极大的地区均发现石炭二叠纪冰川遗迹等理由提出，中生代地球表面存在一个统一大陆即联合古陆。侏罗纪后联合古陆开始分裂并各自漂移，逐渐形成现今的海陆分布格局。由于当时对洋底地壳认识的局限性，魏格纳虽然指出了地球自转离心力与日月引潮力对古陆分离的可能影响及花岗岩壳在玄武岩壳上漂移的假设，毕竟没有也不可能对大陆漂移的原因及驱动力等问题作出令人满意的解释。因此学说提出后即遭到不少人反对并被淡忘。直至20世纪50年代以后海洋地质与地球物理研究迅速发展，尤其是古地磁方面的发现才使大陆漂移说再现生机。各大陆岩石现代磁纬度、地磁极同古磁纬、古磁极的巨大差异，表明大陆发生了显著的位移。古磁极移动轨道既是复原古大陆的证据，也是大陆漂移的证据，迪茨与霍登据此绘制了新的大陆漂移图，而布拉德(E. C. Bullard)等应用电子计算机技术成功进行了大西洋两侧陆块的拼接。

(二) 海底扩张说

始于20世纪30年代末尤其是二战结束以来的海底考察，发现海洋虽然历史悠久，海底却很年轻，几乎根本不存在时代早于侏罗纪的地层，海底沉积物很薄，火山也较少。这表明海底年龄仅有数亿年。迪茨(1961)和赫斯(H. H. Hess, 1962)据此各自提出了海底扩张假说。据傅承义(1974)概括，其要点为：

- 1) 年速度为1厘米至数厘米的地幔物质对流是地壳运动的最主要动力。
- 2) 对流发生在岩石圈下厚达数百千米，强度很小的软流圈内，对流产生的拽力并不作用于地壳底部，而是作用于70—100km深的岩石层底部。
- 3) 海底为对流循环顶端。对流由发散区向外扩张，并在数千千米外汇聚流入地下。海岭热流较高，为对流上升区，海沟为下降区。海岭两侧地形崎岖，

死火山与平顶山离海岭愈远而年龄愈老均系海底扩张的结果。

4) 对流形态决定于地球内部结构而与大陆的位置无关。大陆处于压应力作用下因而形成褶皱，逆掩断层等挤压型构造，海洋盆地则处于张应力形态之下。大陆只是随硅镁层漂移。

5) 海底及其沉积物在对流汇聚区下沉，一部分受挤压，变质而与大陆熔接，另一部分则沉入软流层。

6) 海底年龄仅有 2~3 亿年，整个海底 3~4 亿年即可更新一次。

7) 地球体积基本恒定，海洋盆地面积也基本上不变。

愈来愈多的证据证实海底确实在扩张。例如，古地磁测定结果表明洋底地磁正反向磁极异常带在大洋中脊两侧呈对称分布，同位素定年法测定的地层倒转年代表明其年代也是从大洋中脊向两侧呈对称变化。

(三) 板块构造说

20 世纪 60 年代后期的板块构造学说，把海底扩张、大陆漂移、地震与火山活动等地质现象纳入一个统一的理论体系之中，用统一的动力学模式解释全球构造运动过程及其相互关系，是海底扩张假说的具体引伸。

板块学说的立论依据在于，地表岩石圈并非浑然一体，而是由被诸如大洋中脊、岛弧、海沟、深大断裂等构造活动带所割裂的几个不连续的独立单元，即板块构成的。几大板块的相互作用是大地构造活动的基本原因。由于板块的强度很大，主要的变形只能发生在其边缘部分。换言之，即板块内部比较稳定，各板块间的接合部才是活动带。因此，大陆边缘并不是板块的边界，海岭、岛弧和大断裂才是板块边界所在。

对流带动板块由大洋中脊或海岭向两侧扩张，在岛弧地区或活动的大陆边缘沉入地下软流层完成对流的循环。

板块的边界有三种类型：

1) 扩张(或增生)型边界。是新地壳增生的地方，喷出物多为玄武岩；以张应力产生的正断层和节理为主；地震震源较浅，烈度也不大。如美洲板块与非洲板块之间的边界等。

2) 俯冲(或汇聚)型边界。见于两个板块汇聚、消减的地方。又可分为两种：①岛弧海沟型边界，即质量较重的大洋地壳俯冲到较轻的大陆地壳之下重

返地幔；俯冲一侧皆为深长海沟，被挤压抬升的一边则形成岛弧和海岸山脉；多火山、地震、超深断裂及叠瓦式逆掩构造。如太平洋板块与亚欧板块之间的边界。

②地缝合线型边界，当两个大陆板块汇聚时，在原弧沟系中发生碰撞，于是产生大规模的水平挤压，褶皱成巨大的山系。多强烈地震，分布亦广。

二、地槽—地台说

其基本论点是：地壳运动主要受垂直运动控制，地壳此升彼降造成振荡运动，而水平运动则是派生的或次要的。驱动力主要是地球物质的重力分异作用。物质上升造成隆起，下降则造成凹陷。主要的构造单元有地槽和地台两类，地台是由地槽演化而来的。

（一）地槽区是地壳活动强烈的地带，在地表呈长条状分布，升降速度快，幅度大，接受巨厚的沉积并有复杂的岩相变化，褶皱强烈，岩浆活动频繁。地槽发展初期以不匀速的下沉为主，接受巨厚沉积，并有基性岩浆活动，沉积物以陆源碎屑为主。随着下沉的幅度增大，沉积物由粗变细，乃至出现碳酸盐类沉积。后期受强烈挤压抬升，沉积物由细变粗，产生强烈褶皱和断裂，同时出现中、酸性岩浆活动和变质作用，最后形成突起的褶皱带。地槽经过强烈隆升运动后，活动性减弱，长期剥蚀夷平后逐渐转化为地台。

（二）地台区是地壳较稳定的区域，升降速度和幅度较小，构造变动和岩浆活动也较弱。由于其前身系由地槽转化而来，故下部为紧密褶皱和变质基底；上部沉积了较薄的盖层，常形成宽阔的褶皱，构造形态较地槽区简单。沉积盖层被剥蚀而露出古老的褶皱基底时则称为地盾。地台与地槽之间具有过渡性质的地区，常分出另一种构造单元，称为山前拗陷或边缘拗陷带。

构造运动具有强弱交替的周期性和阶段性。稳定期，构造运动较和缓，主要表现为缓慢升降运动。活动期构造运动和岩浆活动等都比较频繁，主要表现为强烈褶皱和隆起，形成巨大的山系，故有人称为造山运动。构造运动的周期性决定地壳发展具有阶段性。地球上发生的比较强烈和影响范围较广的构造运动称为构造运动期或造山运动幕。如加里东运动期、海西运动期、燕山运动期、喜马拉雅运动期等。槽台学说极少涉及现代海洋的构造和演变，具有一定局限性。地槽转化为地台一说也不够全面。地台区并不是固定不变，只是相对稳定的一种构造

单元。因此，地台和地槽都不是地壳发展的最后形式，彼此可以转化。据此，陈国达(1956)认为，地壳构造除地槽与地台外，还存在一个新的构造单元——地洼区(原称活化区)。这一观点现已发展为地洼学说。

地洼说认为，在地壳发展过程中，活动区和稳定区可以相互转化，不仅地槽区可以转化为地台区，地台区也可以转化为地洼区，这种转化绝不是简单的重复，而是由简单到复杂、由低级到高级的螺旋式发展。地洼本身也不是地壳发展的最后形式和阶段，也可能转化为更新的构造单元。地洼说的出现使传统大地构造理论增加了新的内容。

三、地质力学学说

这是地质学家李四光创立的一种学说，其基本观点是，全球地质构造的展布并非杂乱无章，而是具有一定的方向和方位。在地壳运动的一定动力方式的作用下，必将形成相应形式的构造应力场与构造体系。按照李四光的解释，构造体系是指“许多不同形态、不同性质、不同等级和不同次序，但具有成生联系的各项结构要素所组成的构造带以及它们之间所夹的岩块或地块组合而成的总体”。该学说确立的构造体系有三种，即纬向构造体系、经向构造体系和扭动构造体系，并认为地球自转及其角速度的变化所引起的地壳水平运动是推动地壳构造变动的主导因素。

第四节 火山与地震

教学目的：了解火山与地震成因，并学会地震预报的基本方法

教学方法：讲课与讨论结合

教学手段：视频

火山与地震都是快速构造运动，不仅发生在地壳中，还涉及更深的构造圈。火山与地震是人们可以直接观察和感知的自然现象，对自然环境与人类生活都有不利影响。

一、火山

(一)火山的类型与分布

岩浆喷出地表是地球内部物质与能量的一种快速猛烈的释放形式，称为火山喷发。火山喷出物既有气、液体，也有固体。气体以水蒸汽为主，并有氢、氯化氢、硫化氢、一氧化碳、二氧化碳、氟化氢等。液体即熔岩，固体则指熔岩与围岩的碎屑，如火山灰、火山渣、火山豆、火山弹、火山块等。

火山喷发型式有两类。一是裂隙式喷发，多见于大洋中脊的裂谷中，是海底扩张的原因之一。陆上则仅见于冰岛拉基火山等个别地方。二是中心式或管状喷发，又可分为①夏威夷型或宁静式：只喷发熔岩而没有火山碎屑；②培雷型或爆炸式：喷发时产生猛烈爆炸现象。岩浆酸度愈高、气体含量愈多，其爆炸性也愈强。③中间型：喷发特点介于前两者之间，依喷发力递增顺序又可分为斯特朗博利型、武尔卡型、维苏威型等。

火山几乎无例外地分布于大小板块边界上。大洋中脊裂谷中的任何一地都可能喷出熔岩，据估计每年喷出的火山固液体物质达 4km^3 ，而陆地上不足 1km^3 。汇聚型板块边界上火山活动尤其强烈而频繁，但火山并不分布于海沟附近，而是在与之有一定距离的岛弧一侧。据认为这是由于较

(二)火山地貌

自钓鱼岛至小兰屿就有 20 余座火山。云南腾冲、新疆火山地貌在地表分布很广。裂隙式喷发在海底形成洋脊和洋盆，在陆上则形成大面积的玄武岩高原，如巴西南部高原，印度德干高原，埃塞俄比亚高原，我国内蒙古东南部的玄武岩高原等。中心式喷发形成的火山地貌，常见的有如下几类(图 2—23)：

- 1) 灰渣火山锥。主要由火山碎屑物在喷口周围堆积成的锥形体，如菲律宾的马荣火山。
- 2) 富硅质熔岩穹丘。流动性小、富含硅质的熔岩形成穹丘，如腾冲火山中的覆锅山和台北大屯火山中的个别火山体。
- 3) 基性熔岩盾。流动性大的基性熔岩流反复喷出堆积而成的盾状体，如夏威夷火山。
- 4) 次生火山锥。古火山锥再喷发使锥顶破坏和扩大成环形凹地，并在其中再产生新的火山锥，如维苏威火山。
- 5) 复合火山锥。多次喷发的火山碎屑和熔岩呈层状混合堆成的火山锥，或巨大火

山锥上生长许多小火山锥。如意大利埃特纳火山高达 3 700m 的大火山锥上分布有 300 多个小型岩渣火山锥。

6) 破火山口。有些爆炸式喷发的火山，喷发时堆积物很少却形成一个大的爆破口。如 1815 年印尼坦博腊火山爆发，火山上部大约失去 $7 \times 10^6 \text{ mt}$ 物质。又如 1883 年喀拉喀托火山爆发冲开一个深约 300 多米的大坑，致使海水突然灌进火山口。

7) 火山塞。填塞在火山喷管中的大块凝固熔岩，在火山锥被剥蚀后露出地表，形如瓶塞美国怀俄明州的“鬼塔” (Devil's Tower)。

8) 火山口湖。火山口积水可形成湖泊，如白头山的天池。

二、地震

地震是构造运动的一种特殊形式，即大地的快速震动。当地球聚集的应力超过岩层或岩体所能承受的限度时，地壳发生断裂、错动，急剧地释放积聚的能量，并以弹性波的形式向四周传播，引起地表的震动。轻微地震至少也要放出 10^3 — 10^8 J 的能量，足以使 $1 \times 10^4 \text{ t}$ 重的物质升高 1m。一个 8.5 级的大震，其能量约为 $3.6 \times 10^{17} \text{ J}$ ，比一颗氢弹爆炸释放的能量还大，相当于一个 106kW 发电站连续十年所发出的电能总和。

地震只发生于地球表面至 700km 深度以内的脆性圈层中。地震时，地下岩石最先开始破裂的部位叫做震源。按其深度可分为浅源地震 (深约 70km 以内)、中源地震 (70—300km) 和深源地震 (300—700km)。震源在地面上的垂直投影位置叫震中。从震源发出的地震波在地球内部传播的称为体波；体波又可分为横波和纵波。地震时，纵波较快传播到地面。