

一、火成岩概述

斑岩(porphyry)



以斑状结构为特征的火成岩的总称。以结构特征对岩石的命名。斑岩一词，由玢岩演变而来。玢岩由 G.阿格里科拉于 1546 年首先引入文献，用以描述埃及的淡紫色、具斑点的岩石。此后很长时期内，斑岩和玢岩分别泛指变化了的具斑状结构的粗面质的安山质岩石。

多数岩石学家认为，大多数斑岩和玢岩在化学成分上属于中性岩和酸性岩，因此常见的斑晶是石英、碱性长石和斜长石。其中石英常发育六方双锥，具高温石英外形；碱性长石常为透长石、正长石和歪长石，具隐条纹构造或亚显微条纹构造；斜长石一般是中长石，常受岩浆熔蚀，或生成钠质斜长石膜，也可以因岩浆流动作用，构成斜长石的聚合斑晶。习惯上，将含碱性长石和石英斑晶，或只含其一的斑状结构的岩石，称为斑岩，如花岗斑岩；将含斜长石斑晶的，称玢岩，如闪长玢岩。如含斜长石又兼有碱性长石和（或）石英斑晶，仍称为斑岩，如花岗闪长斑岩。含大量自形（有时半自形）铁镁矿物斑晶的斑状岩石，一般为中、基性或

超基性脉岩，称作煌斑岩。辉绿玢岩是指含斜长石斑晶的基性浅成岩。钠长斑岩和苦橄玢岩分别是含钠长石斑晶和橄榄石斑晶的斑状浅成岩。无论是斑岩或是玢岩，都是岩浆作用两阶段结晶的产物。因此，它们的斑晶和基质之间矿物粒级悬殊。斑晶由早阶段岩浆结晶产生，形成于地下较深部位；而细粒或隐晶质基质为浅位晚阶段岩浆结晶产物。就最终侵位深度而言，斑岩和玢岩都属浅成岩，并常呈岩墙、岩脉、岩床或小侵入体产状。斑岩和玢岩随斑晶数量的减少和斑晶与基质之间粒度大小的接近而过渡为深成岩，如斑状花岗岩是相当于花岗斑岩的深成岩或半深成岩；又随斑晶数量减少和基质粒级减小（直至隐晶质或玻璃质）过渡为喷出岩，如斑状流纹岩是相当于浅成相的流纹斑岩的喷出岩。与斑岩或玢岩有关的金属矿产，常称为斑岩铜矿、斑岩钼矿、斑岩钨矿、玢岩铁矿等，它们都是与浅成岩浆作用和岩浆期后作用有成因联系的重要矿床。有些半风化的粗面质或粗安质斑岩，因含人体所需的多种微量元素，并被溶出，而称为药石——麦饭石。

辉绿岩(diabase)



成分相当于辉长岩的基性浅成岩。显晶质，细-中粒，暗灰-灰黑色，常具辉绿结构或次辉绿结构。辉绿结构指辉石的平均粒径大于斜长石平均长度，呈现一颗辉石包裹许多斜长石的现象；如果辉石平均粒径小于或近似于斜长石平均长度，则呈现辉石局部地包裹斜长石或与斜长石相间，称为次辉绿结构。对于辉绿结构和次辉绿结构的成因的说法不一，一般认为是由于浅成条件下矿物结晶顺序的早晚所形成。含较多填隙石英，或含由石英和正长石构成的填隙文象状交生体的辉绿岩，称石英辉绿岩，或拉斑辉绿岩；含沸石、正长石、霓辉石或霓

石的，称碱性辉绿岩。易变辉石和紫苏辉石可以出现于石英辉绿岩中，橄榄石则可出现于碱性辉绿岩中。

辉绿岩常呈岩床、岩墙、岩脉和岩席，也呈岩颈或岩株充填于玄武岩火山口中，辉绿岩的上述产状，是它区别于辉长岩和玄武岩的主要标志。大规模的辉绿岩侵入体，如众多的辉绿岩岩床或厚 300~400 米的辉绿岩板状地质体，往往出现于上覆盖层为中等厚度（约 2000~3000 米）的条件下，其原因是岩浆易于顺层或沿裂隙贯入。辉绿岩是上等建筑石料和铸石原料。

超基性岩(ultrabasic rock)



火成岩的一个大类。 SiO_2 含量小于 45%。常与超基性岩并用的术语是超镁铁岩，指镁铁矿物含量超过 75% 的暗色岩石。大多数超基性岩都是超镁铁岩。超基性岩在地球上的分布有限，出露面积不超过火成岩总面积的 0.5%，而且主要是深成岩。

主要造岩矿物是橄榄石、斜方辉石、单斜辉石和角闪石。次要矿物为石榴子石、云母和斜长石等。副矿物有铬铁矿、尖晶石、钛铁矿、金属硫化物、铂族矿物和磷灰石等。蚀变矿物为各种蛇纹石、绿泥石、次生角闪石、滑石、水镁石、伊丁石、皂石、碳酸盐矿物、玉髓和次生石英等。

可分为深成岩和喷出岩，通常包括橄榄岩、苦橄岩、科马提岩、麦美奇岩、金伯利岩、玻基橄榄岩、玻基辉石岩等。其中橄榄岩是超基性岩中最常见的岩石。含有一定数量碱性镁

铁矿物的超基性岩为碱性超基性岩，此类岩石一般与碱性岩共生，故划入碱性岩系列。根据橄榄石、辉石和角闪石的相对含量以及国际通用分类方案，将超基性深成岩划分为若干岩石类型：①纯橄岩，橄榄绿色，橄榄石含量占 90% 以上。副矿物为铬尖晶石等，其量不超过 10%。橄榄石为镁橄榄石和贵橄榄石，粒度由数毫米至数厘米，晶粒粗大的可形成巨晶纯橄岩。纯橄岩在超基性岩中以独立岩相、透镜体、脉体、铬铁矿体的岩石外壳等形式产出。当岩石中出现大量斜长石时，过渡为橄长岩，一般被划为基性岩类。②橄榄岩，主要由橄榄石和辉石组成，是超基性岩中最常见的岩石类型。③辉石岩，主要由辉石和橄榄石组成。根据辉石的种类、含量又可分为不同的岩石类型。具镶嵌结构、粒状结构、包含(橄)结构等。辉石岩在超基性岩和基性—超基性杂岩中呈单独岩相和岩脉产出。④角闪石岩，主要由角闪石组成，可含少量橄榄石、辉石、斜长石和金属矿物。角闪石一般为褐色普通角闪石。在大颗粒角闪石中常包含橄榄石，从而形成包含(橄)结构。⑤玻基橄榄岩，是一种超基性暗色熔岩，常与碱性玄武岩伴生。岩石具斑状和似斑状结构，斑晶为橄榄石和含钛普通辉石，基质为黄褐色玻璃或由含钛辉石、金属矿物和少量斜长石组成的微晶集合体。当岩石中辉石含量超过橄榄石时可过渡为玻基辉石岩。苦橄岩是橄榄岩的浅成—喷出相。主要产状是岩床、岩墙等小侵入体，其次是玄武质熔岩下部堆晶相。主要由橄榄石(含量为 50~70%)和辉石组成。辉石多为普通辉石、含钛普通辉石，有时也出现铬透辉石、斜方辉石、基性斜长石、棕色角闪石、云母和金属矿物，偶尔见磷灰石。岩石为暗绿色，具微晶结构、粒状结构、嵌晶结构、填间结构等，常与玄武岩和辉绿岩伴生。当苦橄岩具斑状结构时则过渡为苦橄玢岩。超基性岩在化学成分上属硅酸不饱和系列。除辉石岩外， SiO_2 的含量均小于 45%， Al_2O_3 、 Na_2O 、 K_2O 含量低，而 MgO 、 FeO 含量很高。超基性岩多经蚀变作用，其中 H_2O 、 CO_2 含量往往较高，致使岩石的化学成分变化很大。

超基性岩的镁铁比值 $\text{MgO} / (\text{原子比})$ 或含镁系数 $\text{MgO} / +\text{MgO}$ 是具有重要意义的特征数值。根据这些数值可分为镁质超基性岩、铁质超基性岩和富铁质超基性岩。

超基性岩常见的、较典型的结构有粒状结构、镶嵌结构、包含(橄)结构、网络结构、海绵陨铁结构，有时可出现变形、出溶和曲折结构等。

超基性岩经常发生蛇纹石化、绿泥石化、透闪石化、次闪石化、滑石化、碳酸盐化、水镁石化和硅化等次生蚀变。其中以蛇纹石化最为常见。蛇纹石化超基性岩在地表或断层带内，经长期风化淋滤作用常形成由玉髓、蛋白石、菱镁矿、褐铁矿、高岭石等组成的风化壳。

根据超基性岩产出的地质环境和形态可分为：①独立的超基性岩体，其中又分层状和似层状基性—超基性侵入体，产于相对稳定的地质构造环境中、出露面积为几平方公里至数万平方公里不等。岩体的岩性具有明显的垂直分带和层状韵律构造。南非布什维尔德杂岩体是典型的层状岩体，中国康滇地区、秦巴地区有层状岩体出现。非层状基性—超基性侵入体，出露于不同构造单元。分布于造山带的岩体呈陡倾斜的单斜或岩墙状，分布于稳定区的岩体多具同心环状构造岩体一般以纯橄岩、橄榄岩和辉石岩为主，但往往伴生辉长岩。在具环状构造的岩体的中央部分多为偏基性岩相。中国燕山、龙首山等地均有分布。②蛇绿岩套中的超基

性岩，此类岩石出露于蛇绿岩套的最底部和堆积岩相的下部，前者是板块俯冲和缝合线上的上地幔岩局部熔融后的残余物，后者多为岩浆结晶的辉石岩、橄榄岩和橄长岩。③碱性玄武岩和金伯利岩中超基性岩岩石包体，在中国和世界许多碱性玄武岩和金伯利岩中出现尖晶石二辉橄榄岩和石榴子石二辉橄榄岩的包体。它们是玄武岩和金伯利岩喷发时所携带的上地幔岩石碎块，有时也称之为幔源包体。④现代洋底超基性岩，在现代洋壳中存在超基性岩。它的成因与大洋中脊残留地幔有关。⑤陨石超基性岩，已陨落的石陨石绝大多数由超基性岩组成。

与超基性岩有关的矿产主要是铬铁矿、铜镍矿、钒钛磁铁矿、铂矿、金刚石等。

响岩(phonolite)



成分与霞石正长岩相当的喷出岩。用锤击打这种岩石，丁当作响，故名。浅绿或浅褐灰色，脂肪光泽，致密。常具斑状结构，有时为无斑隐晶结构。主要矿物成分是碱性长石、似长石和碱性暗色矿物。有时有铁黑云母和贵橄榄石。碱性长石以透长石为主，次为歪长石、正长石、钠长石；而斜长石少见。似长石中常见的有霞石、白榴石、方沸石、方钠石、黝方石、蓝方石等。辉石多含钠质，常见霓辉石和霓石，有时有透辉石和钛辉石。角闪石也以富钠质为特征，如棕闪石、红钠闪石、钠铁闪石、钠闪石。只以斑晶形式出现。副矿物有磁铁矿、磷灰石、锆石、榍石、三斜闪长石、黑榴石等。

按岩石中似长石种类,把响岩分为以下种属:①霞石响岩,通称响岩。主要由碱性长石、霞石和碱性暗色矿物组成。具规则晶形轮廓的透长石、霞石、碱性辉石常构成斑晶。如果基质中霞石较多,常形成自形的六方形和长方形切面,则称为响岩结构;如果基质以碱性长石为主,且晶体近于平行排列,霞石、碱性暗色矿物充填于长石微晶之间,则称粗面结构。②白榴石响岩,为灰白色或深灰色岩石,具斑状结构。透长石、白榴石和少量碱性辉石常构成斑晶,但不具霞石斑晶。有时白榴石仅见于基质中。白榴石中常含辉石、磁铁矿、磷灰石、透长石等包裹体,呈放射状或同心圆状排列。白榴石不稳定,常被透长石、钾霞石等交代而保留白榴石假象,这种响岩称假白榴石响岩。按似长石种属还可分出方钠石响岩、方沸石响岩、蓝方石响岩和黝方石响岩。响岩平均化学成分(%)为: $\text{SiO}_2 57.45$, $\text{TiO}_2 0.41$, $\text{Al}_2\text{O}_3 20.60$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 2.35$, $\text{FeO} 1.03$, $\text{MnO} 0.13$, $\text{MgO} 0.30$, $\text{CaO} 1.50$, $\text{Na}_2\text{O} 8.84$, $\text{K}_2\text{O} 5.23$, $\text{H}_2\text{O} 2.04$, $\text{P}_2\text{O}_5 0.12$ 。

响岩是一种很少见的岩石,约占有所有喷出岩的 0.1% 常呈小岩流或充填于破火山口中。一般见于碱性岩分布区。中国山西紫金山、江苏娘娘山、辽宁顾家和西藏巴毛穷宗有分布。

角斑岩(keratophyre)



泛指富钠的海相硅铝质中性喷出岩。与细碧岩伴生,且有成因联系。由德国地质学家 C. W. 冈贝尔于 1874 年提出。原指产于德国的菲希尔特山的一种含钠长石的、野外肉眼观察极近似粗面岩的喷出岩。此类岩石的特征矿物是钠长石或钠长石—更长石。此外还有绿泥石、绿帘石、方解石。暗色矿物为黑云母和辉闪石类。角斑岩大多为斑状结构,显微镜下可见石

英斑晶，且常有溶蚀现象。长石斑晶往往变化为绢云母和高岭土的集合体。闪石类矿物都是含钠质高的自形晶，但易变化为纤维假象角闪石。有时含辉石。基质中可含石英，很少见到玻璃质。角斑岩中常赋存有经济价值的矿床。如西班牙的里奥廷托的硫化物多金属矿床、中国甘肃白银厂的含金银多金属黄铁矿型铜矿床。也有人把日本的黑矿矿床与以上两矿床对比。

细碧岩(spilite)



一种隐晶质、富钠贫钙、含钠质斜长石的基性火山岩。细碧岩一词由 A.布龙尼亚于 1827 年提出，用以描述无斑或少斑、高钠富次生矿物的喷出岩。细碧岩的 SiO_2 含量（重量%）与玄武岩的相仿，但变化范围较大，约 44~55%；富碱，并常以 Na_2O 含量（一般为 4~6.5%）显著高于 K_2O 为特征。细碧岩的基本矿物组分是酸性斜长石（即钠长石或更长石）、绿泥石和铁钛氧化物，有时含绿帘石、阳起石、方解石和少量石英，偶尔含辉石和橄榄石。

细碧岩的结构构造与玄武岩的相仿，但以填间结构、间粒结构和块状构造为常见。细碧岩常以海底熔岩流的形式产出。与水接触的熔岩的前峰或表层因淬冷作用，其中的钠长石和（或）辉石微晶，呈骸晶结构，铁钛氧化物呈树枝状结构；同时可能出现枕状构造，它的形态指示岩流顶面（枕状体向上突起和弯曲）和底面（向枕状体中心内凹或向下呈楔形）。枕状构

造主要形成于水下斜坡，而不是在平坦的海底或地、洞穴中。细碧岩也可以具气孔构造、杏仁构造以及火山碎屑结构，但其数量和发育程度低于玄武岩。细碧岩还可形成小侵入体。细碧岩一般与角斑岩、石英角斑岩以及相应成分火山碎屑岩共生,称为细碧-角斑岩系；也可以与橄榄岩、辉石岩以及辉长质杂岩等组成蛇绿岩套。

细碧岩的成因，尚有争议，存在以下 3 种流行的观点：①由细碧岩岩浆结晶形成，因为在细碧岩中见到众多的钠长石自形斑晶和燕尾状钠长石骸晶；②海底玄武岩在其结晶晚期或结晶后不久，其中的钙质斜长石受海水中钠的置换，转变为钠长石，多余的钙参与了富钙的绿帘石和方解石的生成，由此产生细碧岩；③玄武岩经埋藏变质作用形成细碧岩。

玄武岩(basalt)



基性火山岩。是地球洋壳和月球月海的最主要组成物质，也是地球陆壳和月球月陆的重要组成物质。1546 年，G.阿格里科拉首次在地质文献中，用 **basalt** 这个词描述德国萨克森的黑色岩石。汉语玄武岩一词，引自日文。日本在兵库县玄武洞发现黑色橄榄玄武岩，故得名。

玄武岩主要矿物是富钙单斜辉石和基性斜长石；次要矿物有橄榄石、斜方辉石、易变辉石、铁钛氧化物、碱性长石、石英或副长石、沸石、角闪石、云母、磷灰石、锆石、铁尖晶石、硫化物和石墨等。

按 SiO_2 饱和程度和碱性强弱,玄武岩被分为两大类:①拉斑玄武岩(即亚碱性玄武岩),是 SiO_2 过饱和或饱和的岩石。不含橄榄石和霞石,以含斜方辉石、易变辉石为特征。它的 SiO_2 与全碱的关系是 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{SiO}_2-39)$ 的值小于 0.37。②碱性玄武岩, SiO_2 不饱和,富碱。含橄榄石和副长石(如霞石)、沸石等,后两种矿物有时与碱性长石或钾质中长石、钾质更长石一起,呈填隙物产于基质中;不含斜方辉石、易变辉石,仅含富钙的单斜辉石,即透辉石质普通辉石。 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{SiO}_2-39)$ 的值大于 0.37。上述两类玄武岩的进一步命名,一般以特征矿物为依据。其中重要的种属是粗面玄武岩(碱性长石的含量超过长石总量 10%)、碧玄岩(副长石或沸石含量较高,并含橄榄石)、碱玄岩(不含橄榄石,其他同碧玄岩)、霞石岩及白榴岩(副长石为主要浅色矿物,不含或很少斜长石)、更长玄武岩(又名橄榄粗安岩,一种富含更长石的碱性玄武岩)、中长玄武岩(又名夏威夷岩,一种含中长石的碱性玄武岩)、细碧岩(含钠长石或更长石的海相拉斑玄武岩)、苦橄玄武岩(富含自形橄榄石的拉斑玄武岩)、高铝玄武岩(Al_2O_3 大于 16.5%、矿物组成介于橄榄玄武岩和碱性玄武岩之间的造山带暗色岩石,已不常采用)。

月球玄武岩是构成月球的主要岩石之一,由月球外层约 200 公里深处形成的岩泉,经多次喷发(至少 5 次)在月表结晶(约 1050°C)而成。是月球上最年轻的岩石,形成于距今 33~37 亿年间,几乎相当于已知的地球最古老岩石。月球玄武岩细粒、多孔,主要由辉石、斜长石和钛铁矿组成。其中辉石含量约 50~59%,普通辉石多于易变辉石;斜长石约 20~29%,为培长石或钙长石;钛铁矿含量约 10~18%。次要矿物有橄榄石、铬铁矿—钛尖晶石、陨硫铁、铁、方英石、金红石、磷灰石、白磷钙矿、铜、云母、镍黄铁矿及若干尚未鉴定出的矿物。月球玄武岩的化学成分变化较大,特别是 Al_2O_3 和 FeO ,分别变化于 7~25%和 5~25%之间,一般以贫硅,富钛、铁为特点。

玄武岩结晶程度和晶粒的大小,主要取决于岩浆冷却速度。缓慢冷却(如每天降温几度)可生成几毫米大小、等大的晶体;迅速冷却(如每分钟降温 100°C),则可生成细小的针状、板状晶体或非晶质玻璃。因此,在地表条件下,玄武岩通常呈细粒至隐晶质或玻璃质结构,少数为中粒结构。常含橄榄石、辉石和斜长石斑晶,构成斑状结构。斑晶在流动的岩浆中可以聚集,称聚斑结构。这些斑晶在玄武岩浆通过地壳上升的过程中形成(历时几个月至几小时),也可在喷发前巨大的岩浆储源中形成。基质结构变化大,随岩流的厚薄、降温的快慢和挥发组分的多寡,在全晶质至玻璃质之间存在各种过渡类型,但主要是间粒结构、填间结构、间隐结构,较少次辉绿结构和辉绿结构。

玄武岩构造与其固结环境有关。陆上形成的玄武岩,常呈绳状构造、块状构造和柱状节理;水下形成的玄武岩,常具枕状构造。而气孔构造、杏仁构造可能出现在各种玄武岩中。在爆发性火山活动中,炽热的玄武质熔岩喷出火口,随其着地前固结程度的差异,形成不同形状的火山弹:纺锤形火山弹、麻花形火山弹、不规则状火山弹,以及牛粪状、饼状、草帽状或蛇形和扁平状溅落熔岩团。

玄武岩分布广泛，遍及各大洋和各大洲。主要呈岩被、岩流产出，并经常伴生一些玄武质火山碎屑岩。少数玄武岩呈岩墙、岩床、岩株或其他形式的浅成侵入体。

玄武岩的产状表现为两种喷发方式：①裂隙式喷发，往往构成大面积的泛流玄武岩，裂隙式喷发通道经常表现为与玄武岩成分相仿的岩墙群，但它们往往被后来的岩流掩埋而不易发现。中国西南部大面积分布的峨眉山玄武岩即是一例，它形成于晚二叠世，分布面积约 26 万平方公里，一般厚度为 600~1500 米，西部最厚处达 3000 米以上，属拉斑玄武岩类，显著富 TiO_2 。在泛流玄武岩中，单个岩流平均厚度约 10~100 米，流动距离可达 100~150 公里以上一个地区的玄武岩往往由几次或几十次喷发形成，喷发间隔时间可长可短，有的长达几十万年。②中心式喷发，构成玄武岩火山锥及其邻近的熔岩流和火山碎屑岩。中国东部，北起黑龙江，南至海南岛的广大地区，是一个以碱性玄武岩为主、兼有拉斑玄武岩的复合岩区，喷发于新生代，以中心式喷发为主，有数百座火山锥，尤以黑龙江-吉林、内蒙古高原、集宁-大同、南京地区、云南腾冲、广东雷琼地区和台湾为丰富。

按产出的构造环境，玄武岩分 4 种：①发育于深海洋脊的玄武岩。大致以每年 1.5×10^4 吨速率自洋脊涌出，属拉斑玄武岩类，故又名深海拉斑玄武岩，以低含量的 K_2O 、 TiO_2 、全铁和 P_2O_5 、高含量的 CaO ，区别于其他玄武岩。由于海底扩张，来自洋脊的深海拉斑玄武岩成为洋壳的主要组成。②发育于洋盆内群岛和海山的玄武岩。一般由拉斑玄武岩和碱性玄武岩复合构成，其成因可能与上地幔热柱活动有关。③发育于岛弧和活动大陆边缘的玄武岩。一般近深海沟一侧和早期发育的是拉斑玄武岩，规模大，分布广，并可能是细碧角斑岩系列的组成部分；向大陆方向，碱含量增高，为碱性玄武岩，但也可以有拉斑玄武岩与之共生，它们形成于岛弧和造山活动最后阶段或稳定以后，通常规模较小而零散。所谓的高铝玄武岩以及共生的安山岩、英安岩、流纹岩等，出现于岛弧和造山带发育的中期。太古代晚期绿岩带的拉斑玄武岩，在成分和产状上可能相当于新生代岛弧的拉斑玄武岩。④发育于大陆内部的玄武岩。它包括由裂隙喷发的大规模泛流拉斑玄武岩和少量的碱性玄武岩，它们受陆壳花岗岩物质混染。

玄武岩由玄武岩浆结晶形成。据推断，美国夏威夷和俄罗斯堪察加的玄武岩浆直接来自地下 60~90 公里深处，并常挟带近似上地幔的基本组成即二辉橄榄岩成分的深源捕虏体。因此，玄武岩浆起源于上地幔。利用玄武岩捕获的上地幔岩石包体，模拟进行的熔融试验表明，玄武岩浆可以由二辉橄榄岩部分熔融产生。

与玄武岩有关的主要矿种是铜、铁、钛、钒、钴、冰洲石等。与玄武岩中二辉橄榄岩深源包体有关的某些橄榄石、石榴子石以及来自玄武岩的富铝普通辉石、刚玉、锆石等巨晶，可以作为宝石。此外，有些玄武岩是铸石、岩棉、石灰的理想原料，火山灰可作肥料用，与火山活动有关的矿水可作医用。

粗面岩(trachyte)



SiO₂ 近于饱和而碱质较高的中性喷出岩。与粗面岩相当的深成岩是正长岩。其 SiO₂ 平均含量为 60%左右, Na₂O+K₂O 为 8~13%。粗面岩一般具块状构造, 有时呈流状构造。通常有数量不等的斑晶, 基质为全晶质粗面结构, 当碱性长石微晶呈宽板状或近等轴粒状无定向排列时, 称正长斑岩结构。有时可见球粒结构。粗面岩主要由碱性长石组成, 并含少量斜长石、石英和铁镁矿物。据次要矿物种属, 可对粗面岩作进一步命名, 常见的有石英粗面岩、黑云母粗面岩、钠闪粗面岩、霓辉粗面岩、白榴粗面岩和蓝方粗面岩等。其中前两种岩石称钙碱性粗面岩, 后三种称碱性粗面岩。

关于粗面岩的成因, 一种观点认为粗面质岩浆是派生岩浆, 并且主要与岩浆同化作用有联系。另一种观点认为是碱性玄武岩浆分异作用的产物, 分异作用有两种演化趋势。一是向碱度增大的方向发展, 即碱性玄武岩→粗安岩→粗面岩→响岩; 二是向酸度增大的方向发展, 即碱性玄武岩→粗面岩→碱性流纹岩。

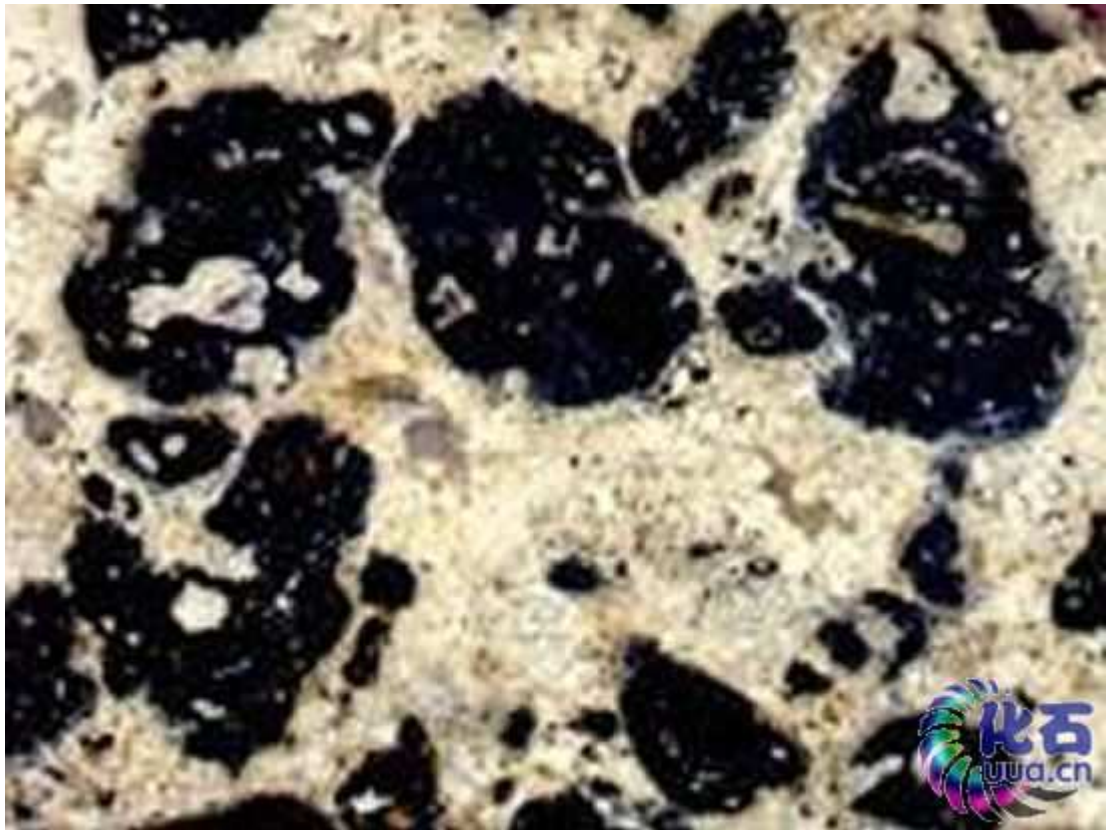
二长岩(monzonite)

一种中性侵入岩。碱性长石和斜长石含量大致相当, 石英含量<5%。英文名 mon-zonite 来自阿尔卑斯山区的一个地名 Monzone。中国部分二长岩的化学成分: SiO₂ 为 56~62%, Al₂O₃ 为 16~20%, Fe₂O₃ 为 2.6~3%, FeO 为 1.8~4.1%, MgO 为 1~1.7%, CaO 为 4~6.4%, Na₂O 为 3.9~5.4%, K₂O 为 2.9~4%。按主要暗色矿物成分, 分角闪二长岩和云辉二长岩等。深成相二长岩的特征结构是自形斜长石和自形、半自形暗色矿物被他形钾长石所包裹, 称二长结构。浅成相可具斑状结构, 斑晶为斜长石和钾长石, 称二长斑岩。二长岩

可呈独立小岩株状产出，也可与正长岩、闪长岩伴生形成杂岩体。与二长岩有关的矿产主要是夕卡岩型铁矿。



粗安岩(trachyandesite)



成分与二长岩相当的、介于粗面岩和安山岩之间的火山岩。粗面安山岩的简称。呈白、灰、浅黄或红色。斑状及粗面结构，气孔一块状构造。斑晶主要由斜长石（中长石、更长石）和暗色矿物组成，基质主要为斜长石及碱性长石。有的斜长石斑晶由钾长石镶边，形成正边结构。有的碱度大的粗安岩还含有碱性暗色矿物（如霓辉石、钛辉石）以及很少的似长石。粗安岩化学成分的平均含量为： $\text{SiO}_2=56.00\%$ ， $\text{CaO}=6.87\%$ ， $\text{Na}_2=3.56\%$ ， $\text{K}_2\text{O}=2.60\%$ ，以 SiO_2 、 $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 、 K_2O 较高， CaO 较低，而与安山岩不同。在 SiO_2 对 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 关系上，它介于碱性玄武岩与粗面岩之间，是偏碱性岩石。据 $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ 比值，可以进一步划分： >1.5 的为钠质粗安岩； <1.5 的为钾质粗安岩。

粗安岩是在构造运动从活动趋于稳定时期火山喷发的产物，常见于晚造山期；或见于构造上相对稳定的地区。其岩浆主要来源于受深断裂影响的上地幔。粗安岩或与玄武岩、安山岩、流纹岩等共生，或与碱性玄武岩、粗面岩、响岩等共生。产状以中心式喷发的为主，大多为熔岩与火山碎屑岩互层产出。中国江苏、安徽的中生代火山岩中，常见粗安岩，并与铁、铜、黄铁矿矿床等有成因联系。

中性岩(intermediate rocks)



火成岩的一个大类。 SiO_2 含量为 52~65% (重量%)、长石含量显著高于其他矿物。色率一般为 20~35，呈中色—浅色。代表性岩石（喷出岩和侵入岩一一对应）是安山岩和闪长岩、粗安岩和二长岩以及粗面岩和正长岩，它们的全碱含量依次递增， CaO 含量则依次递减， Na_2O 与 K_2O 的相对含量，由 $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$ 变化至 $\text{Na}_2\text{O} \geq \text{K}_2\text{O}$ 或 $\text{Na}_2\text{O} = \text{K}_2\text{O}$ 。安山岩和粗面岩是两类常见的中性火山岩，它们的典型结构分别是交织结构（又称安山结构）和粗面结构。角斑岩是成分与粗面岩近似的富钠海相中性火山岩，它与细碧岩一起构成独立的钠质海相火山岩系列。玻安岩是高镁、低钛的安山质岩石，与拉斑玄武岩、细碧岩一起构成岛弧的早阶段火山岩系。冰岛岩是低铝、富铁的安山岩。安山岩可与玄武安山岩、英安岩、流纹岩组成钙碱性岩石系列，冰岛岩可与大量玄武岩以及英安岩、流纹岩组成拉斑质岩石系列，它们同属亚碱性岩系，产于活动大陆边缘或火山岛弧。一些富钾的安山岩、粗安岩、粗面岩，可以与玄武岩组成一套独特的岩石，称为橄榄安粗岩组合，也产于岛弧或活动大陆边缘以及裂谷带。鉴于中性岩既可以与基性岩或酸性岩密切共生，也可以与碱性岩有亲缘关系，因此它的成因十分复杂。即使是安山岩，也因它产出构造环境不同而有不同的成因解释。

碳酸岩(carbonatite)



在空间上和成因上与碱超基性杂岩体有关的、主要由碳酸盐矿物组成的火成岩。carbonatite 一词由挪威地质学家及矿物学家 W.C.布勒格于 1921 年正式引入地质文献。

岩石呈浅灰至灰白色；粒状结构，细至粗粒，有时呈巨晶结构；常为块状构造，有时见原生条带、球粒和球体构造。化学成分特殊，与一般硅酸盐岩浆岩相比，富 CaO 及 CO_2 ，贫

SiO₂ 及 Al₂O₃; 与沉积碳酸盐岩相比, 富 SiO₂ 及 Fe、Mg、Al、Ti、P 等的氧化物,而 CaO 及 CO₂ 较低。主要组成矿物为方解石、白云石及铁白云石, 偶尔见菱铁矿。此外,还富含多种(180 种左右)次要矿物和副矿物, 如辉石类、金云母、磷灰石、天青石、铈族稀土氟碳酸盐矿物、磁铁矿、铌钽矿物、铀钍矿物、萤石、碳硅石等。一般根据所含碳酸盐矿物分为: 方解石碳酸岩、白云石碳酸岩、铁白云石碳酸岩和菱铁矿碳酸岩等。碳酸岩主要呈中心型侵入杂岩体产出, 产状有中心岩株体、环状、锥状及放射状岩墙、岩床、岩流及岩被等。已知中心岩株由顶到底达 1 万米。碳酸岩常发生强烈分离结晶作用、熔离作用和碱交代作用。碳酸岩的分布与深断裂有关, 主要产于古老地台边缘断裂系及褶皱带内中间地块断裂带。空间上它经常与碱性岩—超基性杂岩体或金伯利岩共生。除南极洲外, 所有大陆都有碳酸岩的分布。

成因说法不同, 有下列几种: ①超基性岩浆衍生的碳酸盐岩浆结晶生成;②碱超基性岩浆分离出的富 CO₂ 热液交代碱性岩或超基性岩生成;③富 CO₂ 的含矿热液充填围岩裂隙形成碳酸岩伴生的矿产种类多,这是它与其他岩浆岩的重要区别。主要矿产有铈族稀土、铌、铀(钍)、铁、钛、磷、铜、铅、锌、蛭石、萤石及碳酸盐原料等。

酸性火山玻璃岩(acid volcanic glass)



黑曜岩、松脂岩和珍珠岩的统称。其组成物质的 80~100% 为火山玻璃,是流纹质和英安质岩浆在地表快速冷凝的产物。三者主要的区别是含水量不同,其中黑曜岩含水量很低(<1%),松脂岩含水量很高(一般为 4~10%),珍珠岩居中(一般为 3~4%)。黑曜岩呈深黑色,具玻璃光泽;松脂岩呈深灰色,带深褐色调;珍珠岩有两种,一种为深灰—黑色,具珍珠状裂开,另一种珍珠球粒与周围胶结物的颜色不一,一般球粒呈褐红色,胶结物为浅灰绿色。

火山玻璃岩特别是珍珠岩具有膨胀性强(可比原体积扩大 20~30 倍)、密度低、导热性低和化学惰性工艺性能,因而被人们用做隔热材料、助滤剂、油类吸附剂,以及农肥和农药的添加剂,是一种重要的非金属矿产。珍珠岩常与沸石和膨润土等矿产相伴生。火山玻璃岩一般呈火山穹丘和熔岩的边缘相产出,在火山灰流凝灰岩席内呈似层状、透镜状或团块出现。边缘相的火山玻璃岩具块状构造或角砾构造;火山灰流凝灰岩中的玻璃岩常具熔结凝灰结构;珍珠岩具珍珠结构。酸性火山玻璃岩普遍存在不同数量的斑晶、微晶和雏晶,常见的斑晶是透长石或石英,微晶主要是透长石,雏晶为球粒状、串珠状、针状或羽状。火山玻璃岩除少量结晶物质之外,其“玻璃”部分也并非完全玻璃态的非结构物质。在“玻璃”部分中存在大量的硅氧四面体(SiO_4)和造岩元素的阳离子。这些硅氧四面体不同程度地键合或聚合呈链状、环状、层状或三维骨架,其与结晶相的主要区别是硅氧四面体的连接是高度无序的,所以“玻璃”的物理化学性质很不稳定,有不断向有序化和结晶相转化的趋势,而且在热液和下渗水的作用下很容易发生沸石化、蒙脱石和其他粘土类矿物化等的蚀变作用。

金伯利岩(kimberlite)



一般认为是一种碱性或偏碱性的超基性岩。是具斑状结构和（或）角砾状构造的云母橄榄岩。1887 年发现于南非的金伯利(Kimberley),故名。是产金刚石的最主要火成岩之一。

矿物组成包括：①原生矿物。主要是橄榄石，其次是金云母和透辉石，副矿物有铬铁矿、钛铁矿、钙钛矿、磷灰石等。②岩浆末期蚀变矿物。主要是蛇纹石和方解石或白云石。③包体矿物。常含有上地幔超镁铁和镁铁质岩石包体及其破碎后的矿物捕虏体，以及岩浆中晶出的巨晶，如镁铝榴石，含硬玉分子的单斜辉石，某些大颗粒、半自形的橄榄石、斜方辉石、单斜辉石以及页理化、扭曲和具膝折的金云母大晶体等。

常具斑状结构、细粒结构和火山碎屑结构。块状构造和角砾状构造。呈斑状结构的，斑晶主要为橄榄石和金云母，橄榄石呈浑圆状并普遍受到强烈的蛇纹石化和碳酸盐化蚀变；基质呈显微斑状结构，由橄榄石、金云母、磁铁矿、铬铁矿、钛铁矿、钙钛矿、磷灰石等组成。呈角砾状构造的，角砾成分复杂，有来自上地幔的碎块，也有来自浅部围岩的碎块。大量角砾的存在反映了金伯利岩岩浆具有爆发作用的特征。此外，在中国和世界某些金伯利岩岩筒中，普遍含金伯利岩球，俗称“凤凰蛋”，从樱桃到鸡蛋大小，是原生金刚石矿床的找矿标志之一。

化学成分有以下特点：①属硅酸不饱和岩石，与超基性岩平均成分相比， SiO_2 偏低 (3.5%)， $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ， $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 。② MgO/SiO_2 近于 1，当岩石强烈碳酸盐化时， Mg (被 Ca 替代，使 $(\text{MgO} + \text{CaO})$ 含量与 SiO_2 近于相等)。③岩浆富含 H_2O 及 CO_2 ，导致岩石强烈蚀变。④在微量元素方面，含一般超基性岩所共有的以 Cr 、 Ni 、 Co 为主的相容元素和含 Rb 、 Cs 、 Ba 、 Sr 、 Zr 、 Nb 、 Th 、 REE 、 P 等为主的不相容元素 REE 主要含在钙钛矿和磷灰石中。金伯利岩以 LREE 很富集的简单线形 REE 配分型式和 La/Yb 比值大部分为 80~200 为特征，比大多数其他幔源镁铁质、超镁铁质岩浆岩高，这一特征反映了金伯利岩母岩浆的特征。

金伯利岩常呈岩筒、岩墙产出。有经济价值的原生金刚石矿床产于岩筒中。岩筒的面积一般不足 1 万平方米，少数达 1 平方公里，最大的未超过 2 平方公里，常成群出现，著名的南非金伯利岩就是由十多个著名的岩筒组成的岩筒群。金伯利岩岩墙厚度小，一般小于 2 米，但长度大，最长达 65 公里，成群出现则构成岩墙群，少数呈环状岩墙。金伯利岩岩床、金伯利岩火山口、火山口湖以及火山沉积是少见的。金伯利岩形成的地质时代，自太古宙延续至新生代，就世界范围看，主要形成于中生代晚期，但在一个相当规模的金伯利岩带或区域往往是多时代的。

金伯利岩成因仍在探索中通过橄榄岩— $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 系统的高压高温实验研究，金伯利岩岩浆被认为是在富 CO_2 条件下由金云母、菱镁矿、石榴二辉橄榄岩组成的碳化橄榄岩地幔在 $40\sim 50 \times 10^4$ (帕)和 $1000\sim 1300^\circ\text{C}$ 的温压条件下的似低共熔作用产生的。并提出了来自地幔深部的以 C-H-O 为主的还原蒸汽的释放和渗透的底辟模式，使得在 260 公里上下深度的大陆地盾地温线切割了橄榄岩— $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 系统的固相线，从而发生了部分熔融和熔融底辟体的绝热上升。由更深部位快速上升的金伯利岩岩浆可能形成携带金刚石的金伯利岩。对存在 C-

O-H 流体的地幔橄榄岩的熔化条件(P.T.fO₂)已开展研究,这将有助于大陆下的地幔的金伯利岩岩浆和金刚石成因的认识。

普遍认为,形成金伯利岩并富含金刚石的最有利的大地构造环境,是具有古老大陆克拉通地壳和其后长期有稳定盖层的地域。

不是所有的金伯利岩都含金刚石,含金刚石较富的金伯利岩岩体已知为数不多。尚未解决的一个问题是金刚石是由富 CO₂ 的金伯利岩岩浆直接晶出的还是混入金伯利岩中的上地幔捕虏晶,还是两种情况都存在。已知上地幔石榴二辉橄榄岩和榴辉岩中赋存有金刚石。虽然尚有不同的看法,但人们对含金金刚石的贫与富常有以下经验性或统计的规律:①具火山碎屑结构的金伯利岩,若富含镁铝榴石二辉橄榄岩、方辉橄榄岩和纯橄岩等上地幔包体或其矿物包体,则金刚石富且质量好,含地壳围岩碎屑多的,则较贫。②具斑状结构的金伯利岩含金刚石较富,呈显微斑状结构的较贫。③富含橄榄石且颗粒粗大的金伯利岩,含金刚石富,而富含金云母的金伯利岩,含金刚石贫。④橄榄石含 Mg 和 Cr 越高,含金刚石也越富,铬铁矿含量高和铬铁矿中 Cr/(Cr+Al)>90%, 金刚石含量高, 富 Cr 贫 Al 的透辉石(Cr₂O₃>1.2%)含量较多以及镁铝榴石含 Cr 高(Cr₂O₃>2.5%), 金刚石含量也高。

橄榄岩(peridotite)



橄榄石和辉石组成的超基性深成岩。橄榄石一般为镁橄榄石和贵橄榄石;辉石为斜方辉石和单斜辉石;少量矿物有石榴子石、云母、斜长石等;副矿物为铬尖晶石、钛铁矿以及其他金属矿物。在中国西藏的一些超基性岩中还发现了金刚石、石墨、碳硅石、锆石等矿物。在化学成分上橄榄岩以 SiO₂<45%、贫碱、富镁铁为特征。新鲜岩石为橄榄绿色,具粒状结构、镶嵌结构、包含(橄)结构、网络结构、填间结构、海绵陨铁结构、变晶结构、出溶结

构、扭折结构。橄榄岩的蚀变作用有蛇纹石化、滑石碳酸盐化、绿泥石化、透闪石化、次闪石化、水镁石化、伊丁石化、皂石化、硅化等，其中以蛇纹石化最为常见。在蛇纹石化过程中橄榄石多变为利蛇纹石，斜方辉石多变为绢石。

根据橄榄岩中辉石的种类和相对含量又可分为方辉橄榄岩、单辉橄榄岩和二辉橄榄岩。当岩石中出现原生角闪石时则过渡为角闪橄榄岩类或角闪石岩。橄榄岩可形成单独岩体或独立的岩相、玄武岩和金伯利岩的岩石包体、蛇绿岩套底部的残余上地幔岩石碎块。与橄榄岩有关的矿产有铬铁矿、铜镍矿、钒钛磁铁矿和铂矿等。

安山岩(andesite)



中性的钙碱性喷出岩。与闪长岩成分相当。**andesite** 一词来源于南美洲西部的安第斯山名 **Andes**。分布于环太平洋活动大陆边缘及岛弧地区。产状以陆相中心式喷发为主，常与相应成分的火山碎屑岩相间构成层火山。有的呈岩钟、岩针侵出相产出。安山岩火山的高度最大，一般高 500~1500 米，个别可达 3000 米以上。

安山岩的色率一般为 20~35，手标本上呈灰、黑、红、紫、褐等色，蚀变后呈绿色，斑状结构。斑晶主要为斜长石及暗色矿物。其中斜长石以中长石、拉长石为主，常具环带及熔蚀结构。常见暗色矿物有辉石（普通辉石、紫苏辉石）、角闪石和黑云母。基质主要为交织结构及安山结构（玻基交织结构），由斜长石（更长石、中长石为主）微晶、辉石、绿泥石、安山质玻璃等组成，碱性长石、石英少见，仅个别填充于微晶间隙中。副矿物以磷灰石

及铁的氧化物为主。气孔、块状构造,有的气孔被方解石、石英、绿泥石等充填,形成杏仁构造。

安山岩中 SiO_2 含量变化较大(52~63%), 平均含量为 58.17%。98.5%的安山岩的 SiO_2 过饱和,出现标准矿物石英(多小于 15%)。安山岩按 SiO_2 含量可分为两种:含 52~57%的为玄武安山岩;含 57~63%的为安山岩安山岩的里特曼指数,即 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/(\text{SiO}_2-43)$ 比值,一般小于 3.3,属钙碱性安山岩平均化学成分为 $\text{SiO}_2=52.4\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3=17.17\%$, $\text{CaO}=7.92\%$, $\text{Na}_2\text{O}=3.67\%$, $\text{K}_2\text{O}=1.11\%$, 以 SiO_2 较低, CaO 较高,全碱小于 5.5%, $\text{Na}_2\text{O}>\text{K}_2\text{O}$ 为特征。安山岩与玄武岩常不易区别,一般认为, $\text{SiO}_2>52\%$,色率 $<40\%$ 的为安山岩;反之玄武岩。

从岛弧、活动大陆边缘向大陆内部,安山岩的碱度一般变大,钾质增高。安山岩类在造山隆起区,随构造活动的加强,多向流纹岩方向演化;而在凹陷区,随构造活动的减弱,常向粗面岩,甚至响岩方向演化。

关于安山岩的成因,通常有 3 种看法。①分异说,认为安山岩是玄武岩浆分异产物,其主要根据是,安山岩常与玄武岩共生,而且两者的(Sr)/(Sr 初始值相似)。②同化说,认为安山岩是玄武岩浆同化花岗质大陆壳的结果,其主要根据是,安山岩成分介于玄武岩与花岗岩之间,而且安山岩主要分布于大陆壳区。③从板块构造运动论说安山岩浆起源,即当大洋板块俯冲于大陆板块之下时,洋壳及其上覆沉积物受高温、高压影响,转变为角闪岩、石英榴辉岩,再经部分熔融可形成安山岩浆;此岩浆上升进入地幔楔形区后可与地幔岩反应成辉石岩,再经部分熔融,能形成安山岩浆;大洋沉积物中水及水化的大洋壳中水,在俯冲到一定深度时脱出,上升至上覆的地幔楔形区,使地幔富水,富水地幔部分熔融也能形成安山岩。实验资料证明,在压力 3×10 (帕时),安山岩的熔点最低;而且 $1\sim 1.5\times 10$ (帕时),富水橄榄岩部分熔融即可产生安山质熔体。第三种安山岩成因观点现在被多数人接受。

安山岩是很好的建筑材料,又是化工上的耐酸材料。有关的矿床有铁、铜、金、银、铅、汞等,矿床主要与安山岩的青盘岩化有关,中国台湾省的金瓜石金矿及墨西哥银矿均属此类型。

酸性岩(acid rock)

火成岩的一个大类。 SiO_2 含量大于 65% (重量%)、富长石和石英。色率一般小于 15,呈浅色。代表性岩石(喷出岩和侵入岩一一对应)是英安岩和花岗闪长岩、流纹岩和花岗岩。霏细岩是隐晶质无斑或少斑的流纹岩;黑曜岩、松脂岩和珍珠岩是一些含不等量水的、成分与流纹岩相仿的玻璃质酸性火山岩(见酸性火山玻璃岩);花岗岩和花岗闪长岩又合称为花岗质岩石或花岗岩类岩石(有时还扩大包括石英闪长岩)。紫苏花岗岩因含紫苏辉石而得名,但它是一组与高级变质作用有关的侵入岩或变质岩系列;环斑花岗岩因具特征的长石的环斑结构而得名,它可以由岩浆结晶形成,也可以是变质成因。同样,分布最广泛的花岗岩的成因,也多种多样。因此,作为上部陆壳主要组成的酸性岩,特别是其中的花岗岩,是人们认

识大陆地壳形成的重要窗口。各种花岗岩类岩石常包裹数量不等的岩石包体，与其寄主的花岗岩相比，包体的粒度较小、颜色较深、铁镁矿物含量较高。它们可以是捕虏体、同源包体、残留体、残影体或因岩浆混合作用而形成的淬冷包体。因此，包体的类型和组合是识别花岗岩类成因和深部地壳组成的重要依据之一。与酸性岩有关的最重要矿产是钨、锡、铍、铜、铅、锌、铁、金、铌、钽、稀土以及沸石、叶蜡石、明矾石、萤石等。

花岗岩(granite)



一种显晶质酸性深成岩。以长石、石英浅色矿物为主，总量一般超过 80%。肉红色至浅灰色。相应的喷出岩是流纹岩。granite 一词于 1596 年首次提出,用以形容一种粒状的岩石。

石英为花岗岩的主要矿物，其量为 20~50%。长石以钾长石为主，斜长石为次，长石总量一般为 60~70%。暗色矿物主要为黑云母，有时伴有白云母、普通角闪石或（和）辉石。色率一般低于 10。副矿物含量通常小于 1%，偶尔高达 3%，常见的有磁铁矿、钛铁矿、锆石、磷灰石和榍石等。

常呈半自形等粒结构，其中暗色矿物具有较完整的晶形，长石常具部分的晶形，但斜长石形态一般较钾长石完整，石英一般为他形。按平均粒径可有细粒、中粒和粗粒之分。花岗岩有时也具有特征的文象结构，表现为钾长石和石英的规律连生，石英在钾长石中呈定向排列，犹如象形文字。花岗岩有时呈斑状结构，斑晶主要为长石和石英,称斑状花岗岩。在花岗岩中,可以存在各种岩石包体。按成因大致可分 3 种类型：①捕虏体，为不规则的围岩碎块，富集于岩体边部。它们与岩浆发生不同程度的反应，是岩浆侵入作用的重要标志。②析离体,由岩浆早期结晶的矿物凝聚而成,一般色率较高，但粒径与周围岩石无明显差别。③残

留体和残影体,是早期岩石受到交代作用逐渐被改造为花岗质岩石时由于改造不彻底而在岩体内留下了早期岩石的残迹,隐约可见原有岩石的层理和片理。此外,有些花岗岩,特别是碱性花岗岩和碱长花岗岩,常可见晶洞构造。洞壁内有石英、电气石、绿柱石等晶簇生长,洞体大小不均,一般为几毫米,有时达数十厘米。由于花岗岩浆冷却结晶过程中的收缩作用,在岩体内部可发育原生节理,即纵节理、横节理和水平节理等。在自然营力的长期作用下,由于某些岩块的崩落,常造成陡峭的峰峦,是理想的游览胜地。驰名中外的黄山风景区便是由花岗岩组成的。

花岗岩类是构成大陆地壳的主要岩石类型之一,广泛分布于不同时代的褶皱带和前寒武纪地盾区。中国花岗岩类的分布广泛,尤其在中国东南和东北诸省,分布更为集中。中国东南花岗岩出露面积达 20 余万平方公里,约相当于该区总面积的 1/5。

碱性岩(alkaline rock)



火成岩的一个大类。通常含似长石和(或)钠质辉石(碱性辉石)和(或)钠质角闪石(碱性角闪石)。

分类 碱性岩在化学成分上($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)与 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiO}_2$ 分子数的比值大于 1:1:6。其中 Al_2O_3 或 SiO_2 不足,或两者均不足。据此可把碱性岩分为 3 个亚类:① SiO_2 充足或过量, Al_2O_3 不足,岩石主要由碱性长石、钠质辉石和(或)钠质角闪石组成,可以有石英存在。如碱性花岗岩、碱流岩、英碱正长岩。② Al_2O_3 充足或有余, SiO_2 不足,岩石由长石、似长石、云母、角闪石、普通辉石、刚玉等组成,如云母流霞正长岩等。③ SiO_2 和 Al_2O_3 均不足,岩石由似长石、钠质辉石和(或)钠质角闪石、异性石、碱性长石等组成,如霞石正长岩。

火成岩分类与大部分碱性岩有关。碱性岩中必须含似长石和(或)钠质辉石和(或)钠质角闪石。因此,暗色矿物对碱性岩分类具有十分重要意义。苏联岩石学家 H.A.叶里谢也夫等的分类着重强调了暗色矿物的作用。

时、空分布 碱性岩多分布在地盾地台的边缘隆起区或裂谷带和已固结的褶皱带中。常出现在构造—岩浆旋回晚期和末期。分布常受规模较大的断裂所控制。在少数情况下,也有同造山运动的碱性岩体。较稳定的地质环境是生成碱性岩浆的重要条件,因为:①在此种地区热梯度较缓,岩浆来源较深,构造运动较少,岩浆分异易趋完善;②岩浆处于相对封闭系统,挥发组分不易逸失而得以集聚;③混入组分较少。另一方面,岩浆的上升又不得不借助大的断裂及构造运动。但碱性岩浆在活动过程中并非完全处于被动地位,其本身的动力也起着积极作用。碱性岩常构成环形及锥形岩体(特别是在地台区),此种断裂便是岩浆本身动力的产物。

碱性岩浆活动各地质时代都有,并有规律性。例如:自斯堪的纳维亚半岛、俄罗斯的科拉半岛经西伯利亚至俄罗斯东部环太平洋地区,碱性岩岩浆活动在时代上依次由老至新;斯堪的纳维亚半岛的碱性岩浆活动多在元古代及古生代;乌拉尔、哈萨克斯坦、西伯利亚的碱性岩多为古生代(加里东期、海西期)的产物;俄罗斯东部环太平洋地区新生代(喜马拉雅期)的碱性岩流很发育。这些地区碱性岩浆活动在时代上依次由老到新。总的说,古生代以前的碱性岩以侵入体占优势,而中、新生代的碱性岩则以喷出岩居多。

有关的矿产 与碱性岩有关的有经济价值的成矿矿物主要为 Nb、Ti、Zr、REE、Al、Be 的氧化物、硅酸盐;Ca 和 REE 的磷酸盐也具重要意义。

碱性岩浆的成因 碱性岩浆生成的途径很多,难以用任何一种理论概括全貌。美国岩石学家 N.L.鲍温认为基性岩浆由于辉石的结晶分离作用,可产生硅酸不饱和的碱性熔体。正长石的非一致熔融和白榴石的聚集,可由硅酸饱和的岩浆产生含似长石的岩石。角闪石的结晶分离或下沉作用及角闪石和黑云母的熔蚀可生成硅酸不饱和的碱性岩浆。前苏联岩石学家..保尔卡诺夫和..叶利谢耶夫认为霞石正长岩常与碱性辉长岩组合;而正长岩常和霓霞岩-磷霞岩在层状侵入体中出现,是受结晶分异作用的原理所制约。他们强调碱性岩浆侵位时的重力浮选作用。前苏联岩石学家..列文生—列星格认为液体不混溶作用在岩浆发展过程中是一个重要因素。前苏联地质学家..毕利宾发展了原始玄武岩浆在结晶前的岩浆分异作用的假说。他认为引起这种分异作用的原因是由于在这种熔体中离子组合成络合物分子构造,这些分子的扩散速度不同,使岩浆室边缘带生成碱度很高的岩相。美籍加拿大地质学家 R.A.戴利,前苏联岩石、矿床学家、地球化学家..科尔任斯基,英国矿物学家 C.E.蒂里,中国岩石学家吴利仁等认为由花岗岩浆生成霞石正长岩等碱性岩的过程中,围岩(特别是碳酸盐、含盐层、基性岩、超基性岩)对岩浆的同化、混染作用不容忽视。一些岩石学者用含挥发分的透岩浆溶液的交代作用解释固结的褶皱带中碱性花岗岩类和碱性辉长岩类岩石的成因。前苏联岩石学家..库兹涅佐夫以基性岩和超基性岩生成时与其相伴随的一种原始富含碱质的“透岩浆溶液”相作用,来说明碱超基性岩的成因。霞石化被许多岩石学者确认,而霓长岩化对

碱性岩的生成亦有重要意义。一些碱性片麻岩亦被认为是交代作用的产物。R.A.戴利认为当玄武岩浆侵位时，自沉积岩进入其中的水导致粗面岩质分异物的发育。

闪长岩(diorite)



全晶质中性深成岩。主要由斜长石（中—更长石）和一种或几种暗色矿物组成，后者总量一般为 20~35%。不含或仅含少量的钾长石，一般不超过长石总量的 10%。不含或含极少量石英，其量不超过浅色矿物总量的 5%。暗色矿物以角闪石为主，有时有辉石和黑云母。副矿物主要有磷灰石、磁铁矿、钛铁矿和榍石等。19 世纪初、中期，闪长岩和辉长岩的划分标准分歧较大，命名混乱。至 20 世纪初，取得基本一致的意见：以斜长石的牌号 An50 为界，小于 An50 称闪长岩；大于 An50 称辉长岩。

闪长岩一般呈半自形粒状结构，有时斑状结构。常呈块状构造。闪长岩分布有限，在整个火成岩分布面积中闪长岩不及 2%。多数呈岩株、岩墙、岩床、岩盖等小型侵入体产生。既可呈独立岩体，也可与其他深成岩，特别是花岗岩类岩石伴生。闪长岩有的直接来自中性岩浆的结晶作用；有的是通过花岗岩浆同化富钙、铁、镁质岩石而成；也有的是基性岩浆在深部结晶分离的结果。闪长岩常见的次生变化有钠长石化、绿帘石化、绢云母化等。中国华北及长江中下游地区与铁、铜矿床有成因联系的岩石主要是闪长岩、石英闪长岩和闪长玢岩。

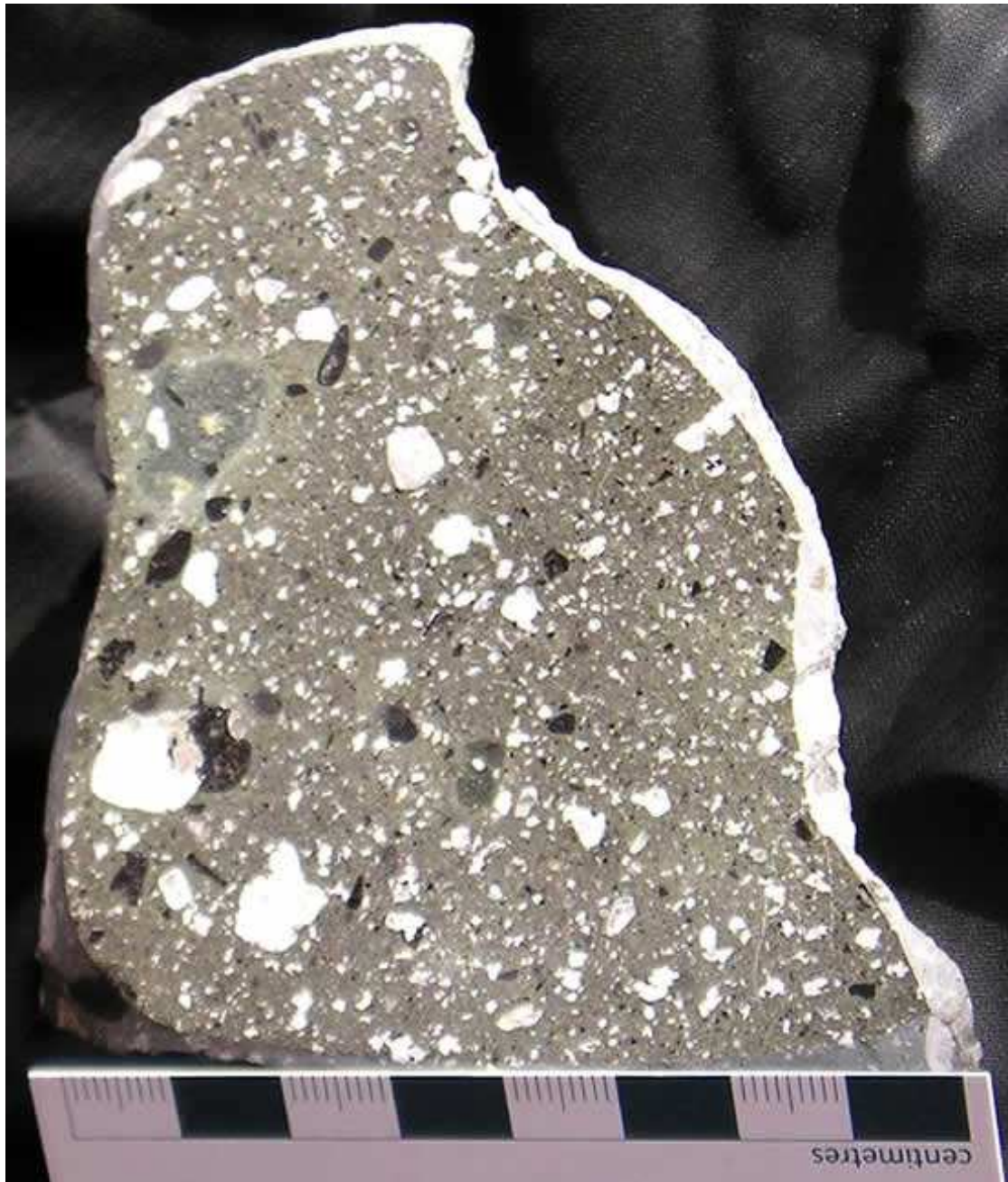
英安岩(dacite)



介于安山岩和流纹岩之间的、相当于花岗闪长岩和石英闪长岩成分的隐晶质火成岩。灰色、浅红色或浅绿色。主要由斜长石（更长石或中长石）、石英和碱性长石组成，含少量铁镁矿物（黑云母、角闪石或辉石），其中石英含量一般小于 20%，碱性长石含量显著低于斜长石。并随石英和碱性长石的增加或减少，过渡为流纹岩或安山岩。英安岩的结构和化学性质也介于流纹岩和安山岩之间。

煌斑岩(lamprophyre)

一类深色、具煌斑结构、含较多挥发组分的中、基性或碱超基性火成岩。常呈岩墙产出。煌斑岩的 SiO_2 含量一般为 30~56%（重量），富 FeO 、 MgO 、 Na_2O 和 K_2O （前两项含量合计约 14~27%，后两项约 3~10%）。此外， H_2O 、 CO_2 、 S 、 P_2O_5 、 Ba 和稀有元素含量显著高于化学成分类似的其他火成岩。因此，煌斑岩在矿物成分上的特点是：富铁镁矿物，如橄榄石、辉石、角闪石和黑色云母等；总含量一般大于 35%，使岩石呈暗色；同一种铁镁矿物往往同时出现于斑晶和基质中；斑晶中铁镁矿物呈自形（有时半自形），构成煌斑岩特有的煌斑结构；长石和副长石限于基质中；方解石和沸石以及其他水热矿物多半是原生矿物，有时它们与副长石等一起，构成眼球体（常见于碱性煌斑岩中），它由熔体不混溶作用，形成于水气压力升高、熔体沸腾的岩浆结晶晚期；黄长石可出现于碱超基性煌斑岩中；此外，煌斑岩还可含不定量的磷灰石、榍石、磁铁矿、绿泥石、蛇纹石、滑石、硫化物等。



根据所含矿物的组合情况和相对含量，可以对煌斑岩作进一步命名。其中闪正煌岩、闪斜煌岩、云正煌岩和云斜煌岩等四种钙碱性煌斑岩是最常见的,它们常与后造山期花岗岩花岗闪长岩和闪长岩共生，常包裹各种岩石捕虏体和长石、石英捕虏晶以及长石、铁镁矿物巨晶。方沸碱煌岩、黑云沸煌岩、霞闪正煌岩和霞闪斜煌岩等为碱性煌斑岩，较少见，常含碱性长石、普通辉石、钛普通角闪石和磷灰石巨晶，并可含二辉橄榄岩、辉石岩包体和麻粒岩捕虏体。黄长煌斑岩是罕见的碱超基性煌斑岩，常包裹二辉橄榄岩包体以及单斜辉石、斜方辉石、黑云母、角闪石巨晶。后两类碱性和碱超基性煌斑岩与碱性杂岩和（或）火成碳酸岩共生。

煌斑岩除呈岩墙产出外，还可以呈岩脉、岩床或岩颈产状。

关于煌斑岩的成因，说法不一，流行观点有以下几种：①由上地幔岩石在富 CO_2 等挥发组分条件下,经部分熔融产生，类似于金伯利岩成因。②由形成花岗质岩石的残余岩浆，分异出基性岩浆，从而结晶出煌斑岩。③由富挥发组分的玄武岩浆结晶而成,挥发分 H_2O 和 CO_2 促使煌斑岩中黑云母和角闪石等自形斑晶的形成、运动、浮起和圆化。④由于水热气流的碱交代作用，使玄武岩脉转变为煌斑岩。⑤岩浆液态不混溶作用或同化混染作用，也能形成煌斑岩。

钾镁煌斑岩是一类煌斑岩状、呈次火山或喷出产状的火成岩。它在化学上富 K_2O 和 MgO ，有时还富 TiO_2 ，但 SiO_2 基本饱和。它的特征矿物是石榴石金云母、钾-碱镁闪石和硅钙钾石。主要岩石是透辉白榴岩、白榴金云煌斑岩、金云白榴斑岩和镁铁白榴金云火山岩，它们有时呈凝灰岩状外貌产出。钾镁煌斑岩可含金刚石，澳大利亚西部阿吉尔火山通道(Argyle Diatreme)就因钾镁煌斑岩富含金刚石（每吨岩石中含 1.03 克）而著名于世。由于钾镁煌斑岩常与金伯利岩共生，因此它的成因就与金伯利岩的形成相联系，有人认为它是中、低压力下金伯利岩浆的分异产物。

火成岩



一般指岩浆在地下或喷出地表冷凝形成的岩石。又称岩浆岩。是组成地壳的主要岩石。形成于不同的地质构造背景下，与许多金属和非金属矿产有密切的成因联系。因此，对火成岩的研究在地质学中占有重要的位置。

igneous rocks 一词,原意是指由地下深处的炽热的岩浆(熔融或部分熔融物质)在地下或在地表冷凝而形成的岩石。不少人认为火成岩与岩浆岩(magmatic rocks)是同义词，把这两个术语并用。但有一部分火成岩，特别是部分花岗岩，并不是岩浆冷凝产物，而是在较高温

度下,由其他岩石在固态下,经过交代、改造、转变而成。因此,火成岩的含意,应理解为具有一般火成岩特征的(包括产状、结构、构造和矿物共生组合)在高温或较高温条件下形成的岩石。1972年在加拿大蒙特利尔召开的国际地质联合会岩石学分类委员会火成岩分类分会决定采用火成岩一词。

火成岩主要由长石、石英、云母、角闪石、辉石和橄榄石等硅酸盐矿物及少量的磁铁矿、钛铁矿、锆石、磷灰石和榍石等组成。这些硅酸盐矿物被称为造岩矿物,是火成岩分类和定名的依据。

造岩矿物按化学成分的特点和颜色,分为2类:①硅铝矿物。这类矿物除石英外,为不含铁、镁的铝硅酸盐矿物,如长石和似长石类矿物。由于它们的颜色浅,故也被称为浅色或淡色矿物。②铁镁矿物。为富镁、铁、钛、铬的硅酸盐和氧化物矿物,如橄榄石、辉石、角闪石和黑云母等。由于颜色深,故被称为深色或暗色矿物。上述两类矿物在火成岩中含量的比例是火成岩鉴定和分类的重要标志。火成岩中铁镁矿物的含量(体积%),通常称为色率。根据火成岩中色率的大小,可大致推断岩石的化学成分和性质,从而确定它们属于那一类岩石。色率的大小与岩石比重和颜色有关。一般,色率大的,颜色较深,比重较大。多数常见的火成岩的比重为2.6~3.4。

按造岩矿物在火成岩中的含量和在分类中的作用,又可分为3类。①主要矿物,指在岩石中含量多,并在确定岩石大类名称上起主要作用的矿物。例如一般花岗岩中的主要矿物是石英和长石,没有它们或二者缺一,就不能定名为花岗岩。②次要矿物,如果在岩石中含量少于主要矿物,对于划分岩石大类不起作用,只能在确定岩石种属时起一定作用的那些造岩矿物;如花岗岩中的黑云母,含量等于或大于5%,可定名为黑云母花岗岩。对花岗岩来讲,黑云母的存在与否,不影响大类名称,只是确定其种属不同而已。③副矿物,指岩石中含量很少(有时还不到1%),在分类命名中一般不起作用的矿物,如锆石、榍石、独居石、磁铁矿等。但当它们的含量有一定意义时,则在确定岩石的种属上起作用,如锆石型花岗岩、榍石型花岗岩等。

按矿物与成岩的关系又可分为下列各种:①原生矿物,是直接从岩浆中结晶而成的矿物。②次生矿物,即岩石冷凝后,遭受内生或外生的气液作用而产生的矿物,如由橄榄石变化生成的蛇纹石等,有时次生蚀变作用广泛发育,就影响到火成岩的命名,如变花岗岩、变玄武岩、细碧岩及钠黝帘石化辉长岩等。③他生矿物,由岩浆同化或捕虏围岩所生成的矿物,如花岗岩浆同化了泥质围岩产生一些富铝的他生矿物,如堇青石、红柱石等。

火成岩的结构(texture)是指岩石中矿物的结晶程度、颗粒大小、晶体形态、自形程度以及它们之间的相互关系等;构造(structure)是指岩石中不同矿物集合体之间或矿物集合体与其他组成部分之间的排列和充填方式等。火成岩的结构和构造反映岩石中的矿物或玻璃质组成岩石的方式,也说明火成岩的形成条件。例如,主要由钾长石、斜长石和石英组成的花岗岩是在地下深处由岩浆缓慢结晶形成的,颗粒比较粗大,其中的长石,特别是斜长石大多数是半自形的,而石英呈他形。当与花岗岩成分相同的岩浆喷出地表,冷凝后形成流纹岩时,组成

岩石的矿物成分虽基本上与花岗岩相似，但矿物颗粒的特点（如晶体大小、形态等）并不相同,甚至常常含有未结晶的玻璃质,这些矿物或玻璃质组成岩石的方式也与花岗岩不一样。所以结构和构造，不仅可用来鉴定岩石，作为火成岩分类的标志，而且可借以探讨岩石的形成条件。

二、沉积岩概述

浊积岩(turbidite)



浊流沉积形成的各类沉积岩的统称。常见的有硬砂岩质浊积岩、碎屑灰岩质浊积岩，还有多种浊流成因的岩石类型。典型浊积岩的特征如下：①较粗砂级浊积岩常有粒级递变层理。这种层理特征为由下向上变细，但各部分分选都不好，都有极细的充填物质。由水流逐渐减弱形成的向上变细的层理称分选层理，以各部分分选均好，底部较粗粒部分没有极细粒成分，可以区别于浊流型的递变层理。②浊积砂岩及粉砂岩层段，不发育大、中型交错层理和不保存波痕。但可有波纹交错层理，常发育变形层理。主要反映密度较高和沉积较迅速。③浊积岩层的底面上常发育各种突出形状的底面铸模。最突出的特征为槽模。浊流头部富粗物质，流速大，有较强的侵蚀力，常在流经底部泥质表面时形成一系列有方向性的各种伸长形态的冲槽，而短时间即被砂级等浊积物充填，因而在砂岩层等底面形成这种铸模，而且其细而低的一端指向上游。还常见由于迅速而整体沉积的浊积砂在底部软泥上的不均匀荷重而形成不规则的荷重模，有些砂还深陷软泥中形成泥岩层中的荷重囊。还有浊流底部携带的硬物体在

稍硬化的泥底上拖曳或跳跃形成各种零星的铸模，如沟模、跳槽等。④浊积砂岩的岩石类型多系暗色富粘土基质的硬砂岩，显示深水性、浑浊和迅速沉积的特征。⑤浊积岩中的粗碎屑一般不形成砾岩；因富泥、砂，仅形成含砾泥岩、含砾砂岩，有时还有含砾灰岩等。

广义的浊流沉积体系和浊积岩还包括一些滑塌沉积和伴生的一些其他沉积物重力流沉积。还命名有滑塌浊积岩或滑动浊积岩等。还有浅水区风暴浪形成的浪成浊积岩，但现在往往归入风暴岩中。这些所谓的浊积岩或浊流沉积体系中的其他沉积物重力流沉积等均分布不广，岩性上往往有各自的沉积特征或有部分典型浊积岩的特征。但其粗碎屑一般也较少形成真正的砾岩，而多为砾岩质泥岩、砾状灰岩，以及含砾泥岩、含砾砂岩、含砾灰岩等。

A.H.鲍马根据复理石中极其发育而且分布范围广的典型浊积岩层的研究，把浊积岩单元分为 5 个段，通常称为鲍马层序或鲍马序列：Ta 为正粒级递变段，由较粗的含砾砂岩或碎屑灰岩等组成，向上略细的正递变层理发育，还常发育各种底面铸模，以槽模为特征；Tb 为下部中粒质平行纹层段，系高流态下的平层底形形成，表示浊流已具牵引流性质；Tc 为水流波纹纹层段，后改称变形纹层段；Td 为上部细粒质平行纹层段，纹层由清到不清楚，反映流速变缓；Te 为泥质段，上部可能为泥灰质。实际上很少见到完整的鲍马层序。对此，鲍马以浊流依次呈圆锥状沉积来解释，近基浊积岩常发育完整序列，远基浊积岩下部层序依次缺失。此外，高密度流一般为阵发性的，前一次浊流沉积的上部可被后一次浊流的侵蚀作用所剥蚀。因而，鲍马又区分 3 种情况：缺失底部的序列、削蚀顶部的序列、底部缺失和顶部削蚀联合序列。

1950 年后数年中，学者们曾认为在造山带分布广的砂岩、页岩互层的复理石中只有砂岩属浊积岩，而页岩为远洋、半远洋沉积，但后来逐渐证明浊积岩序列中的细粒层同样是浊流成因，属流的尾部。有些研究者着眼广义的浊流沉积体系，建立广义的以典型浊流沉积为主的序列。

典型的浊积岩层常在侧向上异常稳定，分布面积可达 1 万至 10 万平方公里以上在活动带累积厚度很大，可达数百至千米，有些被称作复理石。虽然因富泥质、分选差，或还受些变质而储集性欠佳，但因多频繁互层，在油田中常形成较好的生储盖组合，在美国已有成数十亿桶石油产自浊积岩储层。浊积岩及现代浊流沉积中还有储量巨大的深海性矿产资源远景。

碎屑岩(clastic rock)

由母岩经物理崩解作用形成的碎屑岩物质，通过机械搬运、沉积，成岩作用而形成的岩石。全称陆源碎屑岩。如将泥质岩划归这类岩石，则其总量约占全部沉积岩的 65~89%。陆源碎屑岩包括 4 种基本组成部分：碎屑（颗粒）、杂基、胶结物和孔隙。杂基和胶结物又合称为填隙物。它们之间的组合关系，反映了沉积物形成时的流体的类型、沉积物的形成过程，以及沉积环境的某些特征。

本类岩石按碎屑粒度可划分为砾岩（角砾岩）、砂岩、粉砂岩和泥质岩。这些岩石在物质组成、结构、构造，以及岩石组合和岩体特征诸方面均有明显差异。深入研究这些内容对恢复古环境具有重要意义。此外，许多矿产资源,如 煤、石油、天然气、地下水、砂矿床、层控矿床，以及若干非金属矿床，都与陆源碎屑岩密切相关。



泥灰岩(marl)

通常指由粉砂及泥级碳酸盐与粘土矿物混合组成的一种松、软、易碎的较新的沉积岩。常呈灰、黄、绿等色，也有深色的。按重量碳酸盐成分占 30~70%，矿物主要为方解石，白云石、文石少见，菱铁矿更少。粘土矿物有伊利石，蒙脱石、高岭石不常见。副组分有石英、海绿石、长石、磷灰石族、铁矿物、有机质等。有时全无陆源碎屑。显微镜下可见方解石，为碎屑状。海相的常有有孔虫壳及颗石碎片。细密，宏观上一般不显层理，成岩后可呈次贝壳状断口。

分布广泛的海相泥灰岩常含原地生成的化石和微体化石的残体，说明其沉积于安静海盆，有些还远离大河入海口。与三角洲有关的从其中生物来看，水深不大。湖相的属安静浅水环境产物。



硅藻土(diatomite)

以蛋白石为主要矿物组分的硅质生物沉积岩。主要由硅藻的遗骸组成。硅藻在生长繁衍的过程中，吸取水中胶态的二氧化硅,形成由蛋白石构成的硅藻壳,而硅藻土即由 80~90% 甚至 90% 以上的硅藻壳组成。此外，含有大量的粘土矿物铁的氧化物和炭有机质等。硅藻土的外形为块状或页岩状，颜色有白色、灰绿色、暗绿色及蓝灰色等，硅藻含量越大、杂质越少，则颜色愈白，质愈轻，其比重一般为 0.4~0.9。

由于硅藻体具有很多的壳体孔洞，使硅藻土具多孔质构造，孔隙度达 90~92%，吸水性强。硅藻颗粒细小约为 0.001~0.5mm，使硅藻土细腻、润滑。硅藻土不溶于 HCl、H₂SO₄ 和 HNO₃,但溶于 HF 和 KOH。



滑积岩(olistostroms)

滑塌堆积形成的沉积岩。或称滑积岩层。以泥质沉积物为主，含不均一的分散硬石块，小者如卵石，大者为达数立方公里的巨型岩块。这类岩层一般是泥质或灰泥质沉积岩层占优势的层系。它是一种混杂堆积，是在重力作用为主的影响下或某种构造作用力的牵动下，产生大规模滑移，破裂，崩塌，破碎，以及带动泥质物形成的半塑性流动等形成的。以富泥质、碎石和巨型滑动块及崩塌块为特征。有人把深海里连续的搬运和沉积过程中的滑塌沉积物并入泥石流沉积物，即滑塌岩块可被泥石流携带而搬运，即泥石流岩这个新术语包括泥石流沉积和滑积岩，巨型的滑动块和崩塌岩块往往分布在泥石流沉积之中或偏上部聚集。以前也有人认为野复理石由泥石流沉积形成，可能有这种泥石流岩或滑积岩。

滑积岩层的形成常与构造有关，故也常形成有关的层控矿床。中国滇西北兰坪县金顶铅锌矿含在滑积岩层中，还有脉状或层状天青石及含银、镉等十多种元素的各类矿物产出。

平流岩(contourite)

由平流沉积物或原有沉积物经改造而形成的沉积岩。又称等深岩。来自极地的冷流，流向赤道，又从海底返回，而沿海底斜坡下部的等高线成水平流动的一种底流，被称为等高线流，或译称平流。一般多砂、泥质平流岩和碳酸盐质等平流岩，常产于复理石等深水相层系中。与浊积岩相比，平流岩的特点为：①层较薄，一般厚度小于5厘米；②有向上变粗和变细的粒序和突变的底界和顶界；③普遍有平行纹理和往往呈单向的交错纹理，纹理由经淘积

的重矿物或深水有孔虫壳而显示；④岩性为较细的砂、粉砂、粘土，分选好，粘土基质含量较低，常仅占 0~5%。

一般泥质平流岩可能是平流长期搬运过程中沉积形成的，砂质平流岩则可能是由浊流等带入底流活动区的先成沉积产物，经平流部分或全部改造再沉积而成的。沙质平流岩中的长形石英颗粒常有定向，形成顺平流方向排列的组构，表明平流有牵引流性质。现代的泥质平流沉积物以粉砂和粘土为主，具薄层理，类似湖相层理，但较模糊。很多研究证实，海底平流广泛存在，有一些深海沉积物或属平流沉积或被平流改造，故平流对深海沉积有重大影响。鉴别深海沉积物中的平流沉积和远海相地层中的平流岩的研究工作日益受到重视，尤其从浊积岩层系中识别出平流岩，以正确认识复理石等深海性沉积地层有重要意义。

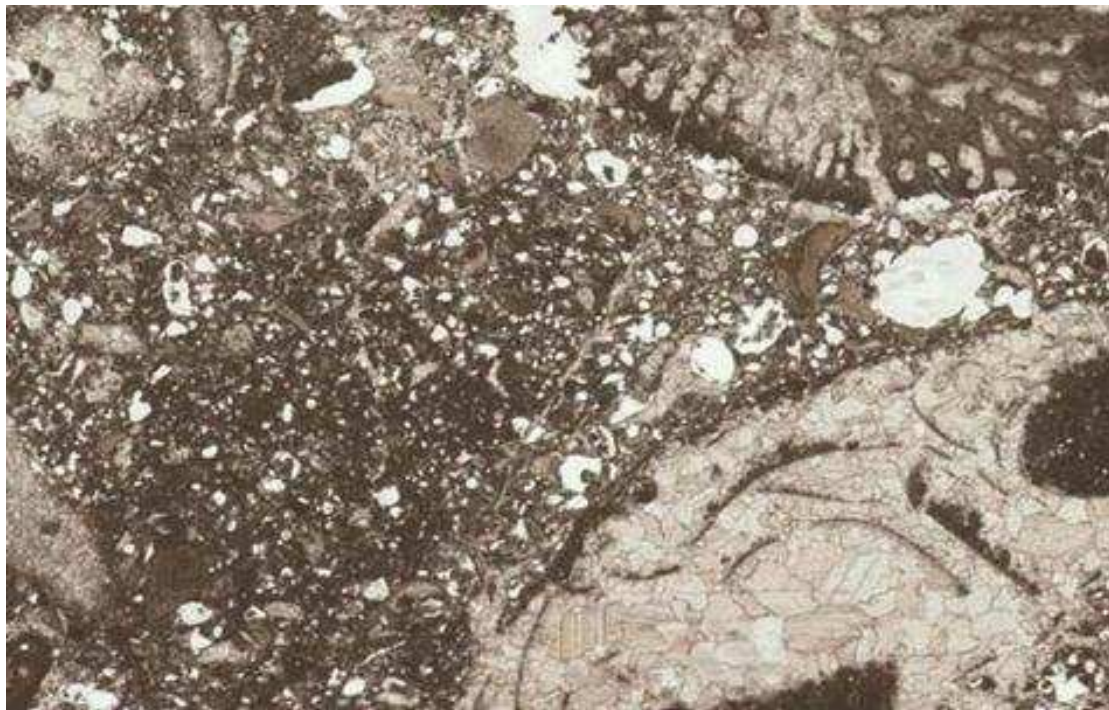


风暴岩(tempestite)

在风暴影响下在海洋和水盆地中形成的沉积岩。过去所称的浪成浊积岩实属风暴岩。风暴岩是一种密度流沉积，但常含很多风浪破坏下伏的正常天气沉积物所产生的撕裂片或内碎屑，还有被破坏的生物碎屑等。海洋中飓风等风暴可掀起涌浪，造成大片海面升高，海水流速增大，波浪传播加深；近岸的风暴潮常比正常高潮高出数米，潮差可比一般的大潮差大一倍多；波浪传播的深度常达几十米以上，远远超过好天气的正常浪基面的深度，甚至还导致

近 200 米深的外陆棚的底流。风暴潮退潮可产生向海密度流，携有陆棚边缘的沉积物质，至潮下或陆棚上形成粒级递变层或在浅处形成发育丘状洼状等交错层理等的沉积层。

风暴作用特点为不但有高速流动，还有强的往复运动，方向时常改变，或有旋卷，而能量则在不太长时间内很快衰减。所以，风暴作用常将底部细物质簸出，常使风暴流形成密度流，在风暴衰减期迅速沉积。早期风暴作用对下伏沉积有侵蚀作用，形成侵蚀基底面，有冲刷和侵蚀坑，形成充填构造。同时还可挖掘出浅埋藏物质，尤其生物体，使用底部物质混合，并形成混杂的生物组合。底部的大和重的个体生物在风暴作用中还可聚集成滞留层。常见的风暴岩如风暴介壳岩，含大部分破碎和少量完整的介壳，形成介壳灰岩，介壳砂岩，介壳粉砂岩等。多腕足类，双壳类，软体动物和海百合茎等化石，常具混杂的特征。组成的岩层厚几毫米到几厘米，或达十多米，常呈透镜状、口袋状。多位于侵蚀硬底上。常有寒武系的层内钙质砾岩，或称砾屑灰岩，竹叶状灰岩等。其刚性扁平内碎屑常呈杂乱状或涡卷状排列，无一定方位，表明受强烈振荡水流影响。



蒸发岩(evaporites)

在封闭、半封闭的环境中，由于干旱炎热气候条件下强烈的蒸发作用而形成的化学沉积岩。又称盐岩。蒸发岩中最常见的盐类矿物有天然碱、苏打、芒硝、无水芒硝、钙芒硝、石膏、硬石膏、石盐、泻利盐、杂卤石、光卤石和钾石盐；有的盐湖中还有固体硼砂矿物或含硼、溴、碘的卤水。

蒸发岩一般具有结晶结构，有时可再结晶为数毫米甚至数厘米的巨晶结构。一般是层状构造，往往也呈角砾状、泥砾状的次生构造，并形成盐溶角砾岩。蒸发岩的形成是由于封闭条件下水体蒸发、金属离子和酸根富集的结果。把一盆海水放在阳光下自然蒸发，随着盐类矿化度的升高，会顺次结晶出方解石、白云石、石膏、硬石膏、石盐等蒸发盐类矿物。

蒸发岩的主要类型有石膏岩—硬石膏岩、钙芒硝泥岩、石盐岩、光卤石岩和钾石盐岩等。由于不同地区或不同成岩时代陆地水和海水的化学性质不同（如氯化物型、硫酸盐型和混合型等），产生了含不同盐类的矿物组合的现代盐湖和不同盐类组成的古代盐类矿床。中国青海柴达木盆地中的察尔盐湖，沉积了光卤石矿层，青海和西藏的一些盐湖中有硼矿沉积。内蒙古、新疆的一些现代盐湖中天然碱相当丰富。中国云南勐野井存在由钾石盐组成的固体钾盐矿层，但储量很小，在加拿大、前苏联和德国有很大储量的钾石盐矿床，是世界范围内的钾肥矿产供应地；泰国和老挝有古代的固体光卤石矿床；中国河南吴城发现了古代的固体天然碱矿床。盐湖或与固体盐层有关的地下卤水包括多种稀有元素，如硼、溴、碘、铯、锂等，都具有综合利用价值，西藏的盐湖中发现了含锂和铯的沉积矿物。



锰质岩(manganese rocks)



富含锰矿物的化学沉积岩。在其沉积过程中也受到生物化学作用的促进。原生的沉积锰质岩主要是碳酸锰质岩，次生的锰质岩是含氧化锰的锰质岩。沉积锰质岩主要由软锰矿、硬锰矿、褐锰矿、水锰矿、黑锰矿和菱锰矿等 6 种含锰矿物组成。此外,常与菱锰矿在一起的还有锰方解石。菱锰矿和锰方解石也可由氧化富集转变为氧化锰矿石。碳酸盐锰质岩具泥晶玉细晶结构，与赋存锰质岩的石灰岩的结构一致。次生锰质岩一般呈胶状结构。锰质岩在赋存岩层中具有条带状构造，透镜体构造，角砾状构造等。次生充填的氧化锰可成裂隙充填构造。锰质岩常在浅海和湖盆地中形成，在海洋近岸一侧的滨后湖盆中最为常见。这种沉积环境中常有藻类、浮游生物、钙质壳生物和其他微生物繁殖，促进了锰质的交代，形成锰方解石或菱锰矿。锰质岩的原生岩形成于水盆地弱还原的较深水部位；次生岩则是地表或近地表氧化带溶解碳酸盐后淋滤沉淀产生的。

氧化物型锰质岩有 4 种产状：①在浅海或海缘湖盆地内部,沉积于相对较远岸的一侧，成为含有软锰矿或褐锰矿的锰质页岩；②在原生碳酸盐锰质岩的风化带，由于风化、淋滤而形成次生的氧化锰矿，以混合锰矿物（硬锰矿）为主；③基性岩、超基性铁镁质的风化壳之上，呈皮壳状硬锰矿或锰土等松散沉积物；④分布于大洋深处的硅镁质洋壳表面的含锰结核，如太平洋洋底中局部可形成丰富的铁-锰结核层,每平方米内可包含几十千克这类铁-锰结核。锰质岩的主要类型有黑色页岩型锰质岩、硅质岩型锰质岩、泥晶灰岩型锰质岩、石灰岩、生物石灰岩型锰质岩和风化淋滤型锰土锰质岩。锰质岩是提取锰的原料。

铁质岩(ferruginous rocks)



富含铁矿物的化学或生物化学沉积岩。主要铁矿物有赤铁矿或镜铁矿、磁铁矿、针铁矿或褐铁矿、菱铁矿、鲕绿泥石和黄铁矿等。铁质岩的结构和构造因主要含铁造岩矿物不同而异。赤铁矿铁质岩、针铁矿或褐铁矿铁质岩以及鲕绿泥石铁质岩等具胶状结构。部分黄铁矿铁质岩及镜铁矿铁质岩等具胶状和结晶体状结构。菱铁矿铁质岩具结晶体状结构。氧化铁质铁质岩和菱铁矿铁质岩一般都具有成层构造,其中赤铁矿和鲕绿泥石铁矿还具肾状、葡萄状、结核状构造。黄铁矿铁质岩和褐铁矿铁质岩常具团块状、透镜状或豆荚状构造。铁质岩在浅海、滨岸、湖泊盆地中,经化学沉积作用形成。

微生物和藻类的活动往往促进铁质岩的沉积而形成铁矿。河北元古宙的赤铁矿中发现藻类化石,华北石炭纪煤系底部的黄铁矿中见到细菌活动的痕迹,都说明生物的作用。湖北二叠纪菱铁矿中含有机质明显也是生物活动促进铁质岩形成的证据。沉积—变质型和岩浆热液型这类铁质岩或矿石的铁质来源与火山活动有关。铁质岩是炼钢的重要原料。

粉砂岩(siltstone)

粒径为 0.0625~0.0039 毫米的粉砂占全部碎屑 50%以上的碎屑岩。按颗粒的大小,粉砂岩又可分为粒径为 0.0625~0.015 毫米的粗粉砂岩和粒径为 0.015~0.0039 毫米的细粉砂岩。粉砂岩的主要碎屑成分是石英,还有长石、云母、绿泥石、粘土矿物和多种重矿物,但很少岩屑。

粉砂岩中的碎屑颗粒一般为棱角状，圆化的少见，这是因为颗粒太小，不易磨圆。粉砂岩常具薄的水平层理及至显微水平层理，以及小型沙纹层理、包卷层理等。粉砂岩形成于弱的水动力条件下，常堆积于湖、湖泊、沼泽、河漫滩、三角洲和海盆地环境。



砾岩(conglomerate)

粒径大于 2 毫米的圆状和次圆状的砾石占岩石总量 30% 以上的碎屑岩。砾岩中碎屑组分主要是岩屑，只有少量矿物碎屑，填隙物为砂、粉砂、粘土物质和化学沉淀物质。根据砾石大小，砾岩分为漂砾(>256 毫米)砾岩、大砾(64~256 毫米)砾岩、卵石(4~64 毫米)砾岩和细砾(2~4 毫米)砾岩。根据砾石成分的复杂性，砾岩可分为单成分砾岩和复成分砾岩。根据砾岩在地质剖面中的位置，可分为底砾岩和层间砾岩。底砾岩位于海侵层序的底部，与下伏岩层呈不整合或假整合接触，代表了一定地质时期的沉积间断。如河北唐山震旦系底部长城统石英岩质砾岩。层间砾岩整合地产于地层内部，不代表任何侵蚀间断。如中国北方寒武系和奥陶系的竹叶状灰岩。

砾岩的形成决定于 3 个条件：有供给岩屑的源区；有足以搬运碎屑的水流；有搬运能量逐渐衰减的沉积地区。因此，地形陡峭、气候干燥的山区，活动的断层崖和后退岩岸是砾岩形成的有利条件。巨厚的砾岩层往往形成于大规模的造山运动之后，是强烈地壳抬升的有力证据。砾岩的成分、结构、砾石排列方位，砾岩体的形态反映陆源区母岩成分、剥蚀和沉积速度、搬运距离、水流方向和盆地边界等自然条件。愈靠近盆地边界，沉积物的粒度愈大，

其中陆源碎屑总含量也愈高。这些对岩相古地理的研究都是非常重要的。此外，古砾石层常是重要的储水层，砾岩的填隙物中常含金、铂、金刚石等贵重矿产，砾岩还可作建筑材料。



硅质岩(siliceous rocks)



由化学或生物化学作用形成的以二氧化硅为主要造岩成分的沉积岩。也称燧石岩。一般含 SiO_2 在 80% 以上，常可达 95% 以上。其中 SiO_2 矿物不是来自碎屑，而是来自生物的硅质骨骼、壳体或碎片，由化学作用直接沉淀或交代作用产生。火山活动可提高海洋中的硅质含量，也是硅质岩中硅的主要物源。硅质岩中主要矿物是蛋白石、玉髓和自生石英。硅质岩有两大类结构。一类是生物结构，在硅质岩中显微镜下可看到放射虫、硅藻或硅质交代残留的钙藻等。另一类是非生物的化学沉淀结构。原生沉淀的硅质一般是非晶质结构，但是经过成岩作用，非晶质蛋白石转变为结晶质玉髓和石英，成为结晶质结构。硅质岩分为层状硅质岩和结核状硅质岩，以及不规则交代的硅质岩等构造。硅质岩有由硅质壳生物堆积的、化学沉淀的、成岩结核化的和硅质交代碳酸盐岩的等数种成因。但是海水中硅质的富集往往与火山活动带来的硅质有联系。

硅质岩分为 3 类：

①生物硅质岩,如由放射虫球状体堆积而成的放射虫硅质岩；主要由硅质海绵骨针堆积并由化学沉淀的 SiO_2 胶结形成的海绵硅质岩；主要由硅藻组成，并由粘土质充填或混杂胶结而成的硅藻土。放射虫硅质岩又可分两大类,一类是地槽型放射虫硅质岩,与深海洋壳型蛇绿岩、混杂岩共生，在中国西藏的三叠系—侏罗系、新疆的寒武系—奥陶系和内蒙的泥盆系中都有这类放射虫硅质岩;另一类是地台型放射虫硅质岩,与浅海碳酸盐岩和碎屑岩共生，出现在地台的裂陷带，在中国广东下二叠统的当冲组和江浙一带的鸡山组都有这类放射虫硅质岩。硅藻土在陆相湖泊中沉积较丰富，在中国的山东、吉林和云南等地，有多处第三纪沉积的硅藻土矿床。

②化学硅质岩，由沉积的或交代碳酸盐或其他矿物的 SiO_2 为主要成分的岩石，质地坚硬，一般称为燧石岩。含氧化铁杂质的,称铁质碧玉岩,常呈红色、绿色或黄色；含有机炭的，称炭质碧玉岩，常呈黑色；燧石岩和碧玉岩在元古宙的地层中经常出现。

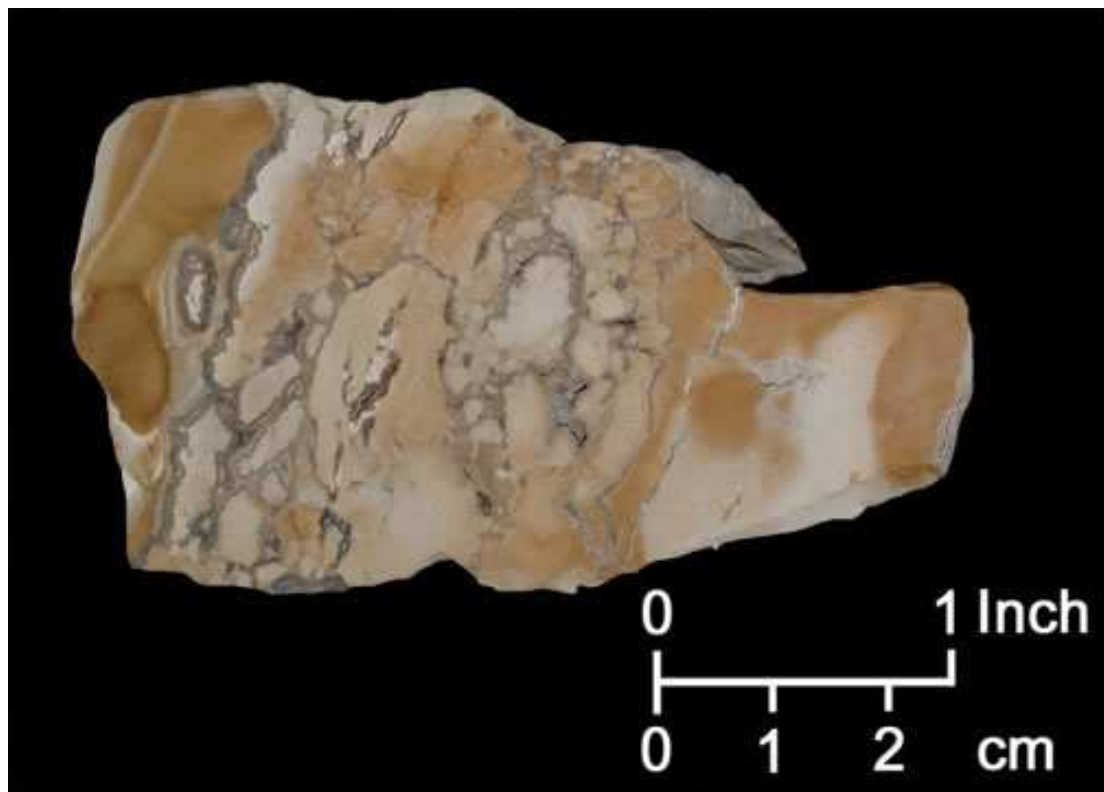
③凝灰硅质岩，由脱玻化玻屑为主要造岩成分的蛋白石岩，又称瓷土岩。其中蛋白石呈超显微状球体集聚状，孔隙多，质地较轻，含少量粘土成分，是火山灰沉积在湖、海中改造而成的一种特殊的硅质岩。凝灰硅质岩或瓷土岩常出现在中生代以后的地层中，例如在黑龙江、嫩江一带有其分布。

磷质岩(phosphatic rocks)

富含磷酸盐矿物的化学—生物化学沉积岩。又称磷块岩。 P_2O_5 含量大于 5~8%。磷酸盐矿物主要是磷灰石的变种，常见的有羟基磷灰石、碳磷灰石、氟磷灰石和氯磷灰石。有些磷质岩中含铈、镧等稀土元素，而成为稀土磷质岩。在显微镜下沉积磷质岩呈隐晶结构，层状构造，与黑色页岩、硅质岩或碳酸盐岩互层，有时呈透镜状、结核状或内碎屑团块或角砾状构造。磷质岩也可成犬牙交错构造与泥晶石灰岩渐变或过渡。磷灰岩主要类型有磷块岩，一般是成层的，含磷品位较高, P_2O_5 含量在 12% 以上；磷质页岩或磷质泥灰岩，一般是黑色

页岩或硅质岩层内夹层， P_2O_5 含量 8~12%；含磷沉积岩，含磷结核的页岩或灰岩，磷质部分胶结的砂岩等的 P_2O_5 含量为 5~8%；鸟粪磷块岩，含磷极高，一般在 30% 以上。

磷质岩主要有三种成因。①海洋沉积。由海洋生物骨骼中分解出的磷质或海底火山喷发析离在海水中的磷质被上升的海洋水流带到浅海台地富集而成。这种成因的磷质岩呈稳定的层状，也可呈结核状，是工业用磷矿的主要类型。②风化残积。在含磷质岩石（岩浆岩（见火成岩）、变质岩或沉积岩）的风化带由于淋滤而形成残坡积磷质岩或洞穴堆积，使分散的磷质聚集为较富的磷质岩；③主要是海鸟的粪便堆积而成，在中国西沙和南沙群岛有鸟粪磷块岩分布。磷质岩主要用于制造磷肥，也用于化学工业如制药品、火药等。



铝质岩(aluminous rocks)

富含氧化铝和铝硅酸盐矿物的化学沉积岩。又称铝土岩或铝矾土。 Al_2O_3 含量大于 40%， Al_2O_3/SiO_2 比值大于 2.5 的铝质岩称为铝土矿。铝质岩中主要含铝矿物有三水铝石、一水铝石和勃姆石。常含有高岭石和伊利石。铝质岩一般具胶体结构，矿物颗粒细小，常小于 0.01 毫米；常有内碎屑状颗粒结构。铝质岩可具有鲕状、豆状等结构和葡萄状、块状、凝块状构造，有时成角砾状凝块结合体构造。

铝和铁一样都是原岩风化过程中趋于稳定的元素，因此铝质岩常常出现在原岩风化壳滞留带中。中、基性岩浆岩或巨厚石灰岩经风化，残留的 Al_2O_3 进入水盆地沉淀而形成铝质岩，未经远程搬运而在原地或近地堆积则形成红土型铝土矿。固结成岩后再次溶塌堆积的铝土矿是一种特殊的铝质岩。

铝质岩按成因可概略地分为下列 2 类:①残积铝质岩,产于基性岩和中基性岩的强烈风化带。著名的牙买加及邻区的红土型铝土矿属于这种类型,中国福建和海南岛也有这类铝质岩分布。②沉积铝质岩,具有层位稳定的特点,一般分布于碳酸盐岩侵蚀面之上。中国的贵州、河南、山西等地的寒武系或奥陶系石灰岩与石炭纪含煤岩系之间的侵蚀面上,广泛发育沉积铝质岩或铝土矿层。一般红土残积型铝质岩是以三水铝石为主要含铝矿物,而沉积型铝质岩是以一水铝石为主要含铝矿物。沉积的铝质岩或铝土矿层,经过岩溶作用塌陷再堆积而成为块状铝质岩或铝土矿是一种特殊的例子,在广西一带存在这类铝质岩。

石灰岩(limestone)



主要由方解石组成的碳酸盐岩。常简称灰岩。古代石灰岩则是由低镁方解石组成。石灰岩成分中经常混入有白云石、石膏、菱镁矿、黄铁矿、蛋白石、玉髓、石英、海绿石、萤石、磷酸盐矿物等。此外还常含有粘土、石英碎屑、长石碎屑和其他重矿物碎屑。现代碳酸钙沉积物由文石、高镁方解石组成。

分类主要有两种:一种是化学成分的分类,多被化工等部门采用;另一种是结构多级分类,多被地质、石油等部门采用。

20 世纪 50 年代末至 60 年代初提出的石灰岩结构分类主要有：①福克分类。该分类根据异化颗粒、泥晶基质、亮晶胶结物为三角图的三端员组分，将石灰岩划分为淀晶粒屑灰岩、泥晶粒屑灰岩和以泥晶方解石为主的正常化学灰岩。此外还划分出原地礁灰岩和重结晶灰岩。②顿哈姆的结构分类。是以颗粒和泥晶（或灰泥）为两端员组分的分类。将石灰岩分为 4 类,即颗粒岩、泥质颗粒岩、颗粒质泥岩、泥岩。③中国学者的结构成因分类方案。

砂岩(sandstone)



粒径为 2~0.0625 毫米的砂占全部碎屑 50%以上的碎屑岩。砂岩由碎屑和填隙物组成。碎屑成分以石英为主，其次是长石、岩屑、白云母、绿泥石、重矿物等。碎屑主要有三个来源：陆源的、盆内的（大部分为碳酸盐砂）和火山源的，其中以陆源的数量最多。砂岩占沉积物总体积的 1/4,仅次于泥质岩。砂岩能提供许多地质历史的重要信息。砂岩的碎屑成分是探索物源区的线索，它们的定向构造指示古水流方向，砂体几何形态反映沉积环境。砂和砂岩构成了石油、天然气和地下水的重要储集层。磁铁矿、钛铁矿等砂矿都是重要的沉积矿产。许多砂和砂岩都可应用于磨料、玻璃原料、建筑材料等。

砂岩的主要类型有石英砂岩、长石砂岩和岩屑砂岩。

①石英砂岩,石英及硅质岩屑的含量占砂级碎屑总量 95%以上，仅含少量或不含长石、岩屑和重矿物。碎屑颗粒常以单晶石英为主，磨圆度和分选性都比较好，成分成熟度和结构成熟度都是最高的。

②长石砂岩，长石碎屑含量占砂级碎屑总量 25%以上。其中石英含量 <75%，可含较多的云母和重矿物。胶结物主要为钙质和铁质，常含粘土杂基。

③岩屑砂岩，岩屑含量占砂级碎屑总量 25%以上。其中石英含量<75%,并可含少量长石(<10%)，重矿物含量较高，而且种类复杂。胶结物常为硅质和碳酸盐质，常含杂质。

油页岩(oil shale)



又称油母页岩，一种高矿物质的腐泥煤，为低热值固态化石燃料。色浅灰至深褐，含有机质和矿物质；有机质的绝大部分不溶于溶剂，称油母。油页岩是人造石油的重要原料。经低温干馏可得页岩油、干馏气和页岩半焦。

油页岩主要是由藻类等低等浮游生物经腐化作用和煤化作用而生成。一些微小动物、高等水生或陆生植物的残体，如孢子、花粉、角质等植物组织碎片，也参与油页岩的生成。

油页岩外观多呈褐色泥岩状，其相对密度为 1.4~2.7。油页岩中的矿物质常与有机质均匀细密地混合，难以用一般选煤的方法进行选矿。含有大量粘土矿物的油页岩，往往形成明显的片理。

泥质岩(argillaceous rocks)



粒径小于 0.0039 毫米的细碎屑含量大于 50%、并含有大量粘土矿物的沉积岩。又称粘土岩，疏松的称为粘土，固结的称为页岩和泥岩。泥质岩是分布最广的一类沉积岩。地球表面大陆沉积物中的 69% 是页岩，在整个地质时期所产生的沉积物中，页岩占 80%。因此，泥质岩的系统研究，对地壳物质成分的演化，追溯地壳表层的发展史，推论古沉积环境都是非常重要的。大多数泥质岩是母岩风化产物中的细碎屑，呈悬浮状态被搬运到水盆地中，以机械方式沉积而成。由铝硅酸盐矿物的分解产物在原地堆积或在水盆地中通过胶体凝聚作用而形成的泥质岩是比较少见的。因此，从形成机理来看，泥质岩应属于陆源碎屑岩。

泥质岩常见结构有：①泥质结构。主要由小于 4 微米的颗粒组成，因而岩石致密均一。当含粉砂和砂时，则形成各种过渡类型结构，如粉砂泥质结构、砂泥质结构等。②鲕粒和豆粒结构。粘土质点围绕核心凝聚而成，直径小于 2 毫米的称鲕粒，大于 2 毫米的称豆粒，常见于胶体成因的粘土岩中。③同生砾屑结构。粘土物质沉积后，尚未完全固结，受到流水冲刷形成砾屑，又被粘土物质胶结而成。粘土岩的构造分宏观构造和显微构造。宏观构造中最显著的是由于粘土矿物的定向排列而呈现出的剥裂性，在页岩中最常见。常见的显微构造有：由极细小的鳞片状粘土矿物杂乱分布而成的鳞片构造，多见于泥岩中；由纤维状粘土矿物错综交织而成的毡状构造和由片状粘土矿物定向排列而成的定向构造。常在静水环境中形成，也可以是压实作用的结果。

泥质岩的主要岩类有下列几种：

①高岭石粘土（岩），又称高岭土，因首先发现于中国江西景德镇附近的高岭村而得名。

②蒙脱石粘土（岩），主要由蒙脱石组成，常含少量白云母、绿泥石、碳酸盐矿物、石膏、有机质以及未分解的火山凝灰物质等。岩石常呈白、粉红、淡绿、浅黄等色。

③伊利石粘土（岩），是以伊利石为主的分布最广的一类粘土(岩)，但经常含有其他粘土矿物，以及石英、长石、云母等碎屑和有机质。岩石常呈灰、黄褐等色，水平层理发育。

④泥岩和页岩。泥岩是块状的不具纹理或页理的泥质岩，页岩是具纹理或页理的泥质岩。

沉积岩



成层堆积的松散沉积物固结而成的岩石。曾称水成岩。是组成地壳的三大岩类(火成岩、沉积岩和变质岩)之一。沉积物指陆地或水盆地中的松散碎屑物，如砾石、砂、粘土、灰泥和生物残骸等。主要是母岩风化的产物，其次是火山喷发物、有机物和宇宙物质等。沉积岩分布在地壳的表层。在陆地上出露的面积约占 75%，火成岩和变质岩只有 25%但是在地壳中沉积岩的体积只占 5%左右，其余两类岩石约占 95%。沉积岩种类很多，其中最常见的是页岩、砂岩和石灰岩，它们占沉积岩总数的 95%。这三种岩石的分配比例随沉积区的地质构造和古地理位置不同而异。总的说，页岩最多，其次是砂岩，石灰岩数量最少。沉积岩地层中蕴藏着绝大部分矿产，如能源、非金属、金属和稀有元素矿产等。

沉积岩是由风化的碎屑物和溶解的物质经过搬运作用、沉积作用和成岩作用而形成的。形成过程受到地理环境和大地构造格局的制约。古地理对沉积岩形成的影响是多方面的。最明显的是陆地和海洋，盆地外和盆地内的古地理影响。陆地沉积岩的分布范围比海洋沉积岩

的分布范围小；盆地外沉积岩的分布范围或能保存下来的范围，比盆地内沉积岩的分布或能保存下来的范围要小一些。大地构造环境对沉积岩的形成及其以后的变化有多方面的制约。例如在陆内造山带形成山前粗碎屑砾岩层序；在陆内断陷盆地、洼地和山前拗陷盆地，可形成湖泊、干盐湖或湖沼沉积；在稳定大陆块或克拉通之上的陆表海内，常形成厚度不大的砂质岩或碳酸盐岩组合；在大陆与火山岛弧之间或弧后海沟一带，可形成厚度很大而且包含火山岩和火山碎屑岩的韵律层状沉积岩；在大陆架到深海的斜坡带形成滑塌堆积岩或混杂岩等。

古气候对沉积岩的形成的影响在陆地范围内非常明显。在干旱古气候条件下，形成大面积的陆相红色粗细碎屑岩，这是由于沉积物中的氧化铁常氧化为三氧化二铁。潮湿气候条件下，有机质丰富，进入沉积物中使沉积岩颜色成为暗灰或黑色。盐类在炎热干旱气候形成，煤炭在温暖潮湿气候聚集，都说明古气候对沉积岩形成是有制约作用的。生物在地质历史时期的进化，繁盛或衰亡对沉积岩的形成有明显影响，元古宙时期还未出现大量的海生动物群，因此，世界各地的中、晚元古代地层都包含大量叠层石藻灰岩，据认为在显生宙以后大量海生动物出现并以食藻为生，因而叠层石灰岩大为减少。在石炭纪，全球性的植物繁茂，形成了大量煤炭层。古水动力条件对沉积岩的形成的影响表现为不同的水流条件形成不同的沉积或造成不同的结构构造。山前和河流的水流主要是由高处流向低处的定向水流，常形成分选差的、具单向交错层理的洪积和冲积沉积。在滨海带，潮汐带主要是往复流动的双向水流，常形成分选好的、具鱼骨状交错层理的滨海和潮汐沉积。在海洋中还有风暴流、浊流等深流造成碎屑岩的结构、构造和造岩成分的差异。此外，有些沉积岩形成后还受到地下潜水流的影响，使石灰岩发生白云岩化和硅化等次生变化。此外，冰川和风也可搬运碎屑物，在特定条件下，形成冰碛岩和风成岩。

沉积岩分类考虑岩石的成因、造岩组分和结构构造 3 个因素。一般沉积岩的成因分类比较粗略，按岩石的造岩组分和结构特点的分类比较详细。

外生和内生实际上是指盆地外和盆地内的两种成因类型。盆地外的，主要形成陆源的硅质碎屑岩，但是陆地的河流等定向水系可将陆源碎屑物搬运到湖、海等盆地内部而沉积、成岩；盆地内的，形成的内生沉积岩的造岩组分，除了直接由湖、海中析出的化学成分外，也可能有一部分来自陆地的化学或生物组分。因此，可简单地概分为 2 类：①陆源碎屑岩，主要由陆地岩石风化、剥蚀产生的各种碎屑物组成。按颗粒粗细分为砾岩、砂岩、粉砂岩和泥质岩。②内积岩，主要指在盆地内沉积的化学岩、生物-化学岩，也可由风浪、风暴、地震和滑塌作用将未充分固结的岩石破碎再堆积，成为内碎屑岩。内积岩按造岩成分分为铝质岩、铁质岩、锰质岩、磷质岩、硅质岩、蒸发岩、可燃有机岩（褐煤、煤、油页岩）和碳酸盐岩（石灰岩、白云岩等）。此外，由不同性质的水流可形成不同沉积岩。如浊流作用形成浊积岩，风暴流作用形成风暴岩，平流作用形成平流岩，滑塌作用可形成滑积岩，造山作用前后常可分别形成复理石和磨拉石。



三、变质岩概述

片岩(schist)

完全重结晶、具有片状构造的变质岩。片理主要由片状或柱状矿物（云母、绿泥石、滑石、角闪石等）呈定向排列构成。片柱状矿物含量较高，常大于 30%。粒状矿物以石英为主，可含一定量的长石，一般少于 25%。

由于原岩类型和变质作用程度不同，可形成不同的片岩：①云母片岩。主要由云母、石英和中酸性斜长石组成,可出现富铝的变质矿物,如十字石、蓝晶石、铁铝榴石、堇青石及红柱石等。原岩可以是粘土岩、粉砂岩或中酸性火山岩，主要是中级区域变质作用的产物。②钙硅酸盐片岩岩石中除云母石英外，以含较多的钙、镁(铁)硅酸盐矿物和少量方解石为特征。原岩主要为泥灰质沉积岩及部分英安质和安山质火山碎屑岩。常为中低级区域变质作用的产物。③绿片岩。主要由绿泥石、绿帘石、阳起石、斜长石和石英组成，一般由基性火山岩经低级区域变质作用形成。④角闪片岩。主要由角闪石和部分石英组成，有时含少量帘石、斜长石、黑云母及碳酸盐类矿物。原岩为中基性火山岩或泥灰质沉积岩。主要为中低级区域变

质作用的产物。⑤蓝闪石片岩。具有低温高压的矿物组合，如蓝闪石、硬柱石、文石、硬玉等，可含黑硬绿泥石、绿泥石、钠长石、石英及阳起石等矿物。原岩主要为基性火山岩及硬砂岩。⑥镁质片岩。主要由叶蛇纹石、绿泥石、滑石等片状矿物组成，可含阳起石、菱镁矿、石英等矿物。变质程度较高时，可出现透闪石、阳起石、镁铁闪石和直闪石。原岩为超基性岩及部分极富镁的碳酸盐岩。常为低级区域变质作用的产物。



榴辉岩(eclogite)

主要由绿辉石和石榴子石组成的高压变质岩。其中绿辉石为含透辉石、硬玉等的单斜辉石，石榴子石为含钙的铁镁铝榴石。可含石英、蓝晶石、顽火辉石、橄榄石、金红石、硬柱石等，有的还含普通角闪石、黝帘石、榍石等矿物，但不含斜长石。榴辉岩一般为深色，粗粒不等粒变晶结构，块状构造，比重较大，呈块状体或层状体产出。常以次要的特征矿物命名，如蓝晶石榴辉岩等。榴辉岩的化学成分与玄武岩相似，产状和成因比较复杂。

榴辉岩可作为包体产在金伯利岩中；也可在石榴橄榄岩侵入体中呈条带产出；可与麻粒岩相和角闪岩相的岩石伴生；也可在高压变质带的蓝片岩中出现。产状的不同，反映了榴辉岩成因的复杂性。关于榴辉岩的成因，主要观点有：榴辉岩是在地幔形成的，是地幔物质在一定深度的结晶产物，或是地幔岩石部分熔融的残留体；榴辉岩是玄武岩在大陆地壳深部条件下的变化产物；榴辉岩是在高岩压下，由玄武质岩浆结晶形成；榴辉岩是地壳深部变质作用的产物，压力极高， $1.1\sim 1.5\times 10^9$ 帕，最高可达 3×10^9 帕，温度范围较宽， $450\sim 750^{\circ}\text{C}$ 。



冲击岩(impactite)

由原岩经冲击变质作用改造而成的一种特殊的变质岩。在月球、金星、火星、水星和地球上均有分布，但地球上已保存不多。它由部分或全部熔化的单成分和复成分玻璃以及岩石和矿物的碎屑组成。

冲击岩的分类和命名研究不够，各家意见尚不一致。有人根据冲击岩的岩性特征，分为冲击熔渣和冲击玻璃(假玄武玻璃)两种。有的根据冲击岩的产出特征、岩石的结构构造、碎屑颗粒大小以及基质类型等特点，划分为碎屑状冲击岩和块状冲击岩。德国的里斯陨石坑的紧靠冲击或爆炸中心位置上，有一种已固结的角砾状岩石，其玻璃基质中含有角砾状碎屑，外表与火山凝灰角砾岩或浮石状凝灰岩相似,但具有明显的冲击变质标志,此种岩石即是一种碎屑状冲击岩或译作陨击角砾岩。块状冲击岩含冲击成因玻璃至少在 10%以上,一般都在 50~60%，根据岩性特征，可以进一步划分为 2 个亚类:①由单成分玻璃或其结晶产物组成，并保留了原岩构造特点的块状冲击岩，是由原岩直接冲击熔化造成，后来未发生混合。②由

复成分玻璃或其结晶产物组成并彻底消除了原岩构造特点的块状冲击岩，是在熔融体位移时发生高度混合的条件下生成的。

还有根据冲击变质转化的程度和物质位移的程度的综合分类。也有人把硅酸盐类岩石和矿物，经超高速冲击变质而生成的冲击玻璃分为岩石玻璃和矿物玻璃。



大理岩(marble)

主要由方解石、白云石等碳酸盐类矿物组成的变质岩。在中国由于云南省大理县盛产这种岩石而得名，一般常称大理石。在商业上和工艺技术上往往把磨光后能够作装饰用的富钙的岩石（如结晶灰岩、白云岩）和某些蛇纹岩等也称为大理石，但在地质学上大理岩则限于碳酸盐类变质岩。

大理岩是由石灰岩、白云质灰岩、白云岩等碳酸盐岩石经区域变质作用和接触变质作用形成，方解石和白云石的含量一般大于 50%，有的可达 99%。但是除少数纯大理岩外，在一般大理岩中往往含有少量的其他变质矿物。由于原来岩石中所含的杂质种类不同（如硅质、泥质、碳质、铁质、火山碎屑物质等），以及变质作用的温度、压力和水溶液含量等的差别，大理岩中伴生的矿物种类也不同。例如，由较纯的碳酸盐岩石形成的大理岩中，方解石和白云石占 90% 以上，有时可含有很少的石墨、白云母、磁铁矿、黄铁矿等，在低温高压条件下方解石可转变成文石；由含硅质的碳酸盐岩石形成的大理岩中，在中、低温时可含有滑石、透闪石、阳起石、石英等，在中、高温时可含有透辉石、斜方辉石、镁橄榄石、硅灰石、方镁石等，在高温低压条件下可出现粒硅钙石、钙镁橄榄石、镁黄长石等；由含泥质的碳酸盐

岩石形成的大理岩中，在中、低温时可含有蛇纹石、绿泥石、绿帘石、黝帘石、符山石、黑云母、酸性斜长石、微斜长石等，在中、高温时可含有方柱石、钙铝榴石、粒硅镁石、金云母、尖晶石、磷灰石、中基性斜长石、正长石等。

大理岩一般具有典型的粒状变晶结构，粒度一般为中、细粒，有时为粗粒，岩石中的方解石和白云石颗粒之间成紧密镶嵌结构。在某些区域变质作用形成的大理岩中，由于方解石的光轴成定向排列，使大理岩具有较强的透光性，如有的大理岩可透光 2 厘米，个别大理岩的透光性可达 3~4 厘米，它们是优良的雕刻材料。大理岩的构造多为块状构造，也有不少大理岩具有大小不等的条带、条纹、斑块或斑点等构造，它们经加工后便成为具有不同颜色和花纹图案的装饰建筑材料。



大理岩除纯白色外，有的还具有各种美丽的颜色和花纹，常见的颜色有浅灰、浅红、浅黄、绿色、褐色、黑色等，产生不同颜色和花纹的主要原因是大理岩中含有少量的有色矿物和杂质，如含锰方解石组成的大理岩为粉红色，大理岩中含石墨为灰色，含蛇纹石为黄绿色，含绿泥石、阳起石和透辉石为绿色，含金云母和粒硅镁石为黄色，含符山石和钙铝榴石为褐色等。

大理岩分布很广，在世界各地前寒武纪的地盾和地块中生代、古生代以后的变质活动作用的地区内均有出露。大理岩往往和其他的变质岩共生，有的呈厚度不等的夹层产出，有的

则以大理岩为主夹杂其他的变质岩，厚度可达数百米。含有大理岩地层的同位素年龄距今最大可达 37.6 亿年。中国大理岩的产地遍布全国，其中以云南省大理县点苍山为最著名，点苍山大大理岩具有各种颜色的山水画花纹，是名贵的雕刻和装饰材料。北京房山大大理岩有白色和灰色两种。白色大理岩为细粒结构，质地均匀致密，称为汉白玉；浅灰色大理岩为中细粒结构，并具有各种浅灰色的细条纹状花纹，称为艾叶青。这两种均是优美的雕刻和建筑材料。广东云浮、福建屏南、江苏镇江、湖北大冶、四川南江、河南镇平、河北涿鹿、山东莱阳、辽宁连山关等地都产有各种大理岩。

角岩(hornfels)

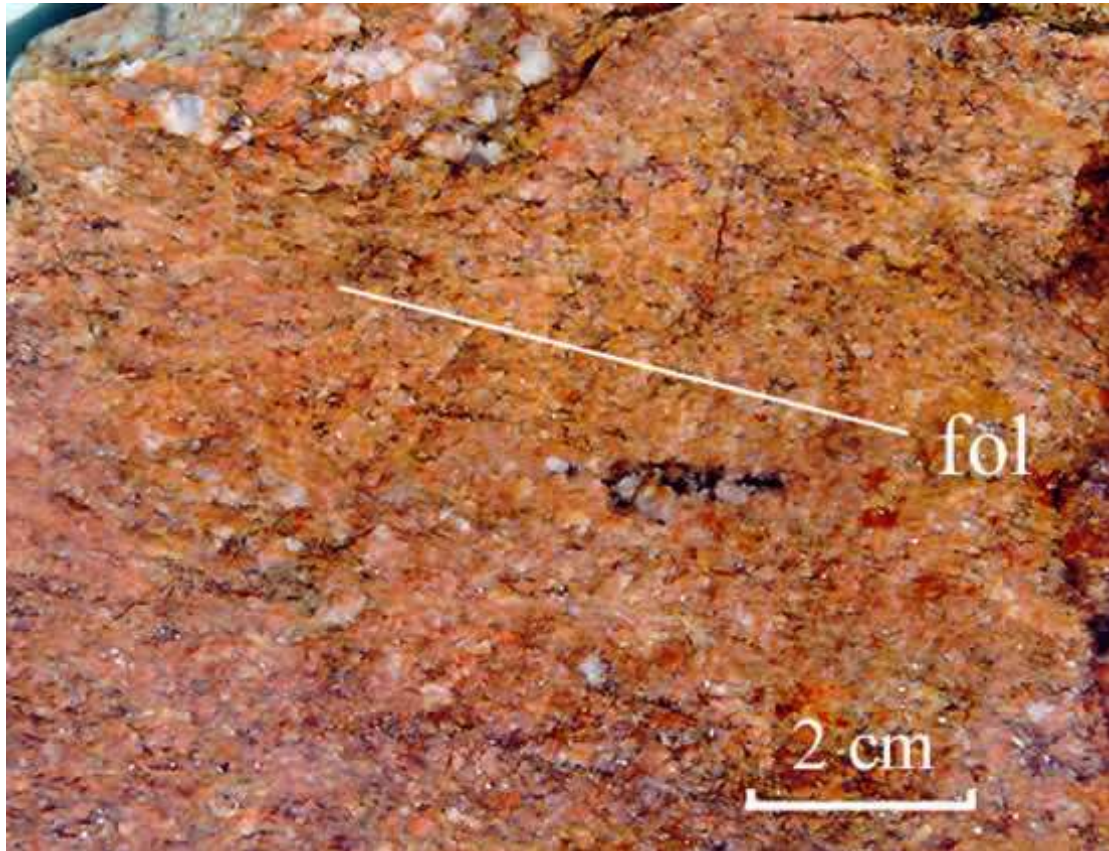


具有细粒变晶结构和致密块状构造的热接触变质岩。又称角闪岩。岩石中新生成的矿物有石英、长石、黑云母，可见红柱石、堇青石、石榴子石、夕线石、角闪石、辉石等。原岩可以是泥质、粉砂质、砂质沉积岩，也可以是各种火山岩。角岩常按所含主要矿物和特征变质矿物种类进一步命名，如长英角岩、堇青石黑云母角岩等。热接触变质作用形成的角岩，常与某些非金属矿床伴生，如石墨、刚玉、红柱石等。

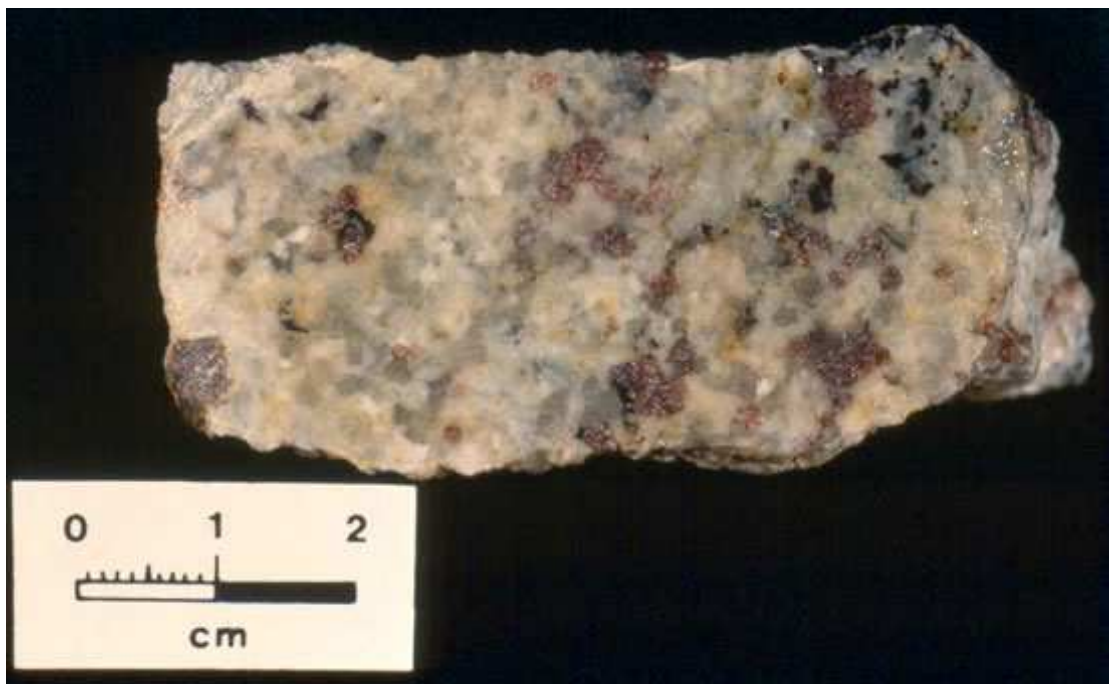
变粒岩(leptynite)

以长石和石英为主、具细粒变晶结构的区域变质岩。其中长石含量大于 25%，片、柱状矿物含量小于 30%，粒度一般小于 0.5 毫米。片麻状构造不明显，常有微细层理或条带状构造，有时具韵律构造。粒度增大时，可过渡为片麻岩。片、柱状矿物小于 10% 时，称为浅粒岩。变粒岩是由半粘土质岩石或中、酸性火山岩，经区域变质作用形成。变粒岩中可有石榴子石、角闪石、辉石等矿物。比较特殊的变粒岩有电气石变粒岩、不含石英的钾长变粒岩和钠长变粒岩、含钙硅酸盐矿物的变粒岩等。

变粒岩在中国分布广泛，辽东半岛、 山东半岛、 河北东部、山西北部等地均有大量出露。其中常有重要的矿产，如硼矿、铁矿、蓝晶石矿及石墨矿等。



孔兹岩(khondalite)



含石墨富铝的片岩、片麻岩夹大理岩和石英岩的区域变质岩组合。又称孔兹岩系。最早发现于印度格勒亨地东南部孔兹人居住地区，故名。其矿物组合为石榴子石、夕线石、石英和石墨。以后把在印度其他地区、缅甸、斯里兰卡等地相同类型的变质岩均称孔兹岩。

20 世纪 80 年代对孔兹岩提出了新的看法，认为孔兹岩系由下列各种岩石组成：①含和不含石榴子石的花岗片麻岩、注入片麻岩或混合岩；②含和不含石榴子石的石英—长石变粒岩和片麻岩；③含石榴子石的黑云母片麻岩；④石榴子石-夕线石-石墨片岩和片麻岩；⑤结晶灰岩、钙硅酸盐岩和钙质麻粒岩；⑥石英岩、石榴子石—石英岩、石榴子石麻粒岩、磁铁石英岩。孔兹岩系的原岩，一般认为属于稳定的陆棚浅海沉积物。对其中高铝岩石的成因，有人认为属古风化壳，有人认为它是由变质沉积岩在麻粒岩相条件下，经部分熔融后的残留物。也有人认为某些地区孔兹岩系的原岩为典型的浊流沉积物。孔兹岩系中的矿产，以同生沉积的石墨、夕线石、大理岩、晶质磷矿等非金属矿产为主。

白片岩(whiteschist)

以蓝晶石和滑石共生为特征的高压变质岩。多呈灰白色或浅褐色，具片状构造。有时肉眼见蓝晶石呈柱状，以 C 轴平行于岩石的线理排列。可含有石英或铁镁铝榴石。蓝晶石和滑石组合是 $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ 体系中的低温组合，在高温条件下稳定的组合是蓝晶石和铝直闪石、蓝晶石和顽火辉石或夕线石和顽火辉石。一般认为蓝晶石和滑石组合是绿泥石和石英组合脱水反应所生成。水饱和的条件下，蓝晶石和滑石的稳定区是：水压大于 10×10 (帕,温度为 $650\sim 850^\circ\text{C}$)。从白片岩的岩石化学成分判断,它的原岩应是基性火山凝灰岩或富镁泥质岩,但有些变质辉长岩也可出现蓝晶石和滑石的组合。形成白片岩的变质作用多发生在地壳深部，岩压是变质的主导因素，但流体超压亦不容忽视。由于后期的构造抬升，蓝晶石和滑石组合常被低压矿物组合所代替。

蓝晶石和滑石组合不应与过去德文文献中的“白色片岩”(weiß-schiefer)相混淆。有些学者把不含长石但含少量金云母和镁绿泥石的白云母石英片岩称为“白色片岩”，它是花岗岩和片麻岩经低温剪切变形和交代作用的产物，不是高压变质岩。

夕卡岩(skarn)

主要由富钙或富镁的硅酸盐矿物组成的变质岩。矿物成分主要为石榴子石类、辉石类和其他硅酸盐矿物。细粒至中、粗粒不等粒结构，条带状、斑杂状和块状构造。颜色取决于矿物成分和粒度，常为暗绿色、暗棕色和浅灰色、比重较大。根据成分可分为以下几种：①钙质夕卡岩，是交代石灰岩形成的。主要矿物有石榴子石（钙铝榴石-钙铁榴石系列）和辉石（透辉石-钙铁辉石系列），有时含有符山石、硅灰石、方柱石、绿帘石、磁铁矿、碳酸盐类矿物和石英。②镁质夕卡岩，是交代白云岩或白云岩化灰岩形成的。标型矿物有透辉石、镁橄榄石、尖晶石、金云母、硅镁石、蛇纹石、韭闪石、硼镁铁矿、磁铁矿和白云石。③硅酸盐夕卡岩，是硅酸盐岩石受交代作用形成的。其成分与钙质夕卡岩相似，最典型的矿物是方柱石。

夕卡岩一般是侵入体附近的碳酸盐岩或硅酸盐岩经接触交代变质作用形成的。其他成因的、具有夕卡岩矿物组成的类似岩石，前苏联学者分别称为：①夕卡岩类，指由不纯的碳酸盐岩石，如泥灰岩、钙质凝灰岩和类似岩石变质而成；②近夕卡岩，指由长石、石英、方柱石或绿帘石组成的并与侵入体一侧的夕卡岩相毗邻的岩石；③似夕卡岩，指矿物组成与夕卡岩相似而成因尚不能确定的岩石；④自反应夕卡岩，指由超基性岩、碱性超基性岩同辉长岩发生钙交代作用而形成的岩石。夕卡岩通常按主要矿物直接命名，如石榴子石夕卡岩、透辉石夕卡岩等。与钙质夕卡岩有关的矿产有铁、钴、铜、铂、钨、钼、铅和锌、金、锡、钨、铌、稀土和铀等；与镁质夕卡岩有关的矿产有硼、铁-锌和金云母等。



灰色片麻岩(grey gneiss)

泛指在太古宙高级变质区广泛分布的主要由长石和石英组成的片麻岩类。长石以富钠质斜长石为主，钾长石主要为微斜长石，并含有少量的黑云母、角闪石、透辉石等暗色矿物。片麻状构造比较明显。具有英云闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩的化学成分。经常与麻粒岩、斜长角闪岩、富铝片麻岩、条带状磁铁石英岩等伴生。分布面积约占太古宙高级变质区的80%，主要分布区有格陵兰、加拿大、南非和印度等地。

在中国主要出露于华北陆台的太古宙高级变质区。经多种同位素方法测定、最老的年龄可大于36亿年，被认为是地球历史中最古老的硅铝质岩石。关于灰色片麻岩的成因，存在不同的看法。①认为它们是变质沉积岩，根据是一些含夕线石、堇青石、石榴子石等富铝矿

物的长英质片麻岩与比较均匀的、含黑云母和角闪石的灰色片麻岩，呈互层状共生。因此，认为它们是长石砂岩、硬砂岩和富铝沉积岩等经角闪岩相—麻粒岩相变质作用和变形作用所形成。②认为它们是变质火山岩及火山沉积岩，其化学成分可以与绿岩带的火山岩或火山碎屑岩相比，属英安岩-安山岩成分的钙碱性火山岩，经变质和变形作用所形成。③认为它主要是英云闪长岩、奥长花岗岩、花岗闪长岩等深成侵入体经变质和变形作用形成，根据是在灰色片麻岩中可见未变形和未叶理化的英云闪长岩呈岩枝状斜切较老的岩石，它们的岩石化学和地球化学特征与沉积岩明显不同。这一认识，已成为早前寒武纪地质研究中的主要观点。但是灰色片麻岩的成因比较复杂，有些问题尚待进一步研究。



紫苏花岗岩(charnockite)

是一类与高级变质作用有成因联系的早前寒武纪含紫苏辉石的中酸性侵入岩或变质岩。由紫苏辉石、石英、斜长石和碱性长石组成。当其中的斜长石含量超过碱性长石时，称为紫苏花岗闪长岩；反之，为狭义的紫苏花岗岩。

紫苏花岗岩常呈粗粒块状或片麻状，花岗结构，比重 2.67 左右，颜色较深。石英呈烟灰至浅蓝色，可含极细小金红石、富锆矿物或有众多裂隙和 CO₂ 包裹体；斜长石为更长石或中长石，常见钠长石律双晶和反条纹构造；碱性长石为正长石或微斜长石，往往呈现条纹构造（条纹相的成分常为更、中长石）；普遍含紫苏辉石，多色性显著；石榴子石是紫苏花岗岩的特征矿物；有时含少量单斜辉石、普通角闪石和黑云母。全岩的 SiO₂ 含量（重量%）一般为 70% 左右，K₂O>Na₂O，K₂O 约 3~7%，ΣREE、LREE/HREE 和 δEu 变化大。

紫苏花岗岩形成于高温 ($>700^{\circ}\text{C}$)、高压 (>15 公里深度) 麻粒岩相变质岩区，是高级区域变质成因的火成岩或与麻粒岩互层的变质岩。它出露于经过深度侵蚀的前寒武纪基底杂岩，常与麻粒岩，有时与斜长岩共生。



麻粒岩(granulite)

在高温条件下形成的区域变质岩。矿物成分主要有紫苏辉石、透辉石和斜长石，普通角闪石和黑云母亦较常见，有时还有条纹长石、石英、石榴子石、堇青石和蓝晶石等，副矿物主要有金红石和钛铁矿等。麻粒岩的定义已趋统一，例如，它是麻粒岩相变质的岩石，长石有一定的含量，无水铁镁矿物中紫苏辉石为主要特征矿物，结构主要是花岗变晶结构等。但在铁镁矿物和长石含量等方面，尚有分歧。一种意见认为麻粒岩中的铁镁矿物含量不大于 30%，其余应为浅色矿物，暗色矿物含量超过 30% 者不归入麻粒岩类。另一种意见认为麻粒岩中暗色矿物含量可达 80~85%。还有的认为麻粒岩中紫苏辉石的含量应占暗色矿物的一半以上。麻粒岩形成时，水压大大小于固体总压，温度大致为 $700\sim 900^{\circ}\text{C}$ ，压力为 $0.7\sim 1.2\times 10$ (帕,相当于 25~40 公里的深度。关于麻粒岩的成因，一种比较普遍的看法是：原先位于地壳上部的原岩因某种构造作用而埋藏到地壳深部，由于高温变质作用，形成了麻粒岩相的矿物组合。

70 年代以来,有的地质学家提出了一种以深成作用为基础的板底垫托机制的新看法，他们否认麻粒岩原岩的上地壳性质，认为麻粒岩的原岩是上地幔派生的岩浆岩，岩浆从下面直接垫托于地壳底部，从高温开始冷却，并在麻粒岩相条件下结晶。有的学者提出了另一种板底垫托机制，强调麻粒岩形成于科迪勒拉型大陆边缘，原岩为俯冲洋壳部分熔融的产物。麻

粒岩主要属早前寒武纪，在太古宙分布最广,其他时代少见。在麻粒岩分布区有丰富的矿产,如金、银、铬、镍、铂、铜、铅、硼、石墨、压电石英、宝石、云母、金红石、夕线石、磷矿等。因此，这些地区是重要的普查找矿区。



斜长角闪岩(amphibolite)

主要由角闪石和斜长石组成的中、高级区域变质岩。又称角闪岩。角闪石和斜长石的含量相近。可含少量石英、铁铝榴石、黑云母、单斜辉石和斜方辉石。常为中、细粒纤状变晶结构，可具有块状、条带状或芝麻点状构造。关于斜长角闪岩的原岩类型和成因，岩石学家看法不一。斜长角闪岩的原岩可以是辉长岩和辉绿岩等侵入岩、玄武质熔岩或凝灰岩、泥质灰岩或钙质页岩等，但是要准确鉴定由不同原岩形成的斜长角闪岩，需要对斜长角闪岩的产状、接触关系、结构构造、矿物成分、地球化学和副矿物特征等作综合研究。



绿片岩(green schist)



主要由绿泥石、绿帘石、阳起石和石英等绿色矿物组成的、具片状构造的低级区域变质岩。又称绿色片岩。

矿物成分主要为绿泥石、绿帘石、黝帘石、阳起石、斜长石和石英。斜长石一般为钠长石,有时为更长石,可含少量云母和碳酸盐类矿物。原岩为基性火山岩、凝灰岩、硬砂岩及铁质白云质泥灰岩等。绿片岩进一步命名时,常以最多的暗色矿物作为基本名称,如绿帘绿泥片岩、绿泥阳起片岩等。

片麻岩(gneiss)



主要由长石、石英组成,中粗粒变晶结构和片麻状或条带状构造的变质岩。关于片麻岩的含义及其与片岩的区分标志,各国岩石学家的看法不尽一致。英国和美国主要根据岩石的构造(片状或片麻状)来区分片岩和片麻岩,北欧一些国家主要根据长石含量来区分,长石含量高的为片麻岩,含量低的为片岩。在中国,片麻岩指矿物组成中长石和石英含量大于50%,其中长石大于25%的变质岩。

片麻岩的原岩类型和形成条件比较复杂。按原岩主要有下列类型:①富铝片麻岩。由富铝的粘土质岩石经中高级变质作用形成。主要由石英、酸性斜长石、钾长石和黑云母组成,常含夕线石、蓝晶石、石榴子石、堇青石等富铝变质矿物当 SiO_2 不足时,可出现刚玉,富碳时可出现石墨。②斜长片麻岩。由中基性火山岩及火山质硬砂岩经变质作用形成。主要由斜长石、石英及绿泥石、云母、角闪石等组成,可含少量辉石、石榴子石等矿物。常见类型有黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩等。③碱性长石片麻岩。由酸性火山岩及长石砂岩经变质作用形成。主要由钾长石、酸性斜长石、石英及少量黑云母角闪石等组成。④钙质片麻岩。

由钙质页岩及部分中、基性火山岩、凝灰岩经变质作用形成。主要由斜长石、石英、云母、角闪石、透辉石、阳起石等矿物组成，可含方解石、白云石、方柱石、钙铝榴石等矿物。

片麻岩的进一步命名，可按特征变质矿物、片柱状矿物和长石种类进行，如石榴黑云斜长片麻岩、夕线石榴钾长片麻岩等。片麻岩在前寒武纪结晶基底和显生宙的造山带中均有大量分布，在世界各大陆如北欧的波罗的地盾、北美洲的加拿大地盾、非洲大陆、印度半岛、澳大利亚和中国的华北陆台等地均有分布。片麻岩中常赋存大量非金属矿产，如石墨、石榴子石、夕线石等。片麻岩可做建筑石材和铺路原料。

千枚岩(phyllite)



显微变晶片理发育面上呈绢丝光泽的低级变质岩。典型的矿物组合为绢云母、绿泥石和石英，可含少量长石及碳质、铁质等物质。有时还有少量方解石、雏晶黑云母、黑硬绿泥石或锰铝榴石等变斑晶。常为细粒鳞片变晶结构，粒度小于 0.1 毫米，在片理面上常有小皱纹构造。原岩为粘土岩、粉砂岩或中酸性凝灰岩，是低级区域变质作用的产物。

因原岩类型不同，矿物组合也有所不同，从而形成不同类型的千枚岩。如粘土岩可形成硬绿泥石千枚岩；粉砂岩可形成石英千枚岩；酸性凝灰岩可形成绢云母千枚岩；中基性凝灰岩可形成绿泥石千枚岩等。千枚岩可按颜色、特征矿物、杂质组分及主要鳞片状矿物进一步划分为银灰色绢云母千枚岩、灰黑色碳质千枚岩及灰绿色硬绿泥石千枚岩等。千枚岩分布很广，可形成于不同地质时代。

板岩(slate)



岩性致密、板状劈理发育、能裂开成薄板的低级变质岩。组成板岩的矿物颗粒很细，难以用肉眼鉴别。由于原岩成分没有明显的重结晶现象，新生矿物很少，以隐晶质为主，常有变余结构和构造。在显微镜下可见一些细小的不均匀分布的石英、绢云母、绿泥石等矿物。但大部分仍为隐晶质的粘土矿物及碳质和铁质粉末。常见残留的泥质、粉砂质或凝灰质结构和变余层理构造，有时有斑点构造。原岩为粘土岩、粉砂岩或中酸性凝灰岩。板岩裂开的方向与原岩层理无关，而与它们受应力作用的方向有关。板岩可根据颜色或所含杂质进一步划分，如碳质板岩、钙质板岩、黑板岩等。如出现少量空晶石等变斑晶或斑点状集合体，可称为空晶石板岩、斑点板岩等。

板岩在经受区域低温动力变质作用的地区分布广泛，如中国北方早元古宙的沱群，南方晚元古宙的板溪群和昆阳群都有大量的板岩。

变质岩

变质作用形成的岩石。是组成地壳的主要岩石类型之一。在变质作用中，由于温度、压力、应力和具有化学活动性流体的影响，在基本保持固态条件下，原岩的化学成分、矿物成分和结构构造发生不同程度的变化。变质岩的主要特征是这类岩石大多数具有结晶结构、定向构造(如片理、片麻理等)和由变质作用形成的特征变质矿物如红柱石、蓝晶石、十字石、堇青石、蓝闪石、硬柱石等。



变质岩构造按成因分为：①变余构造，指变质岩中保留的原岩构造,如变余层理构造、变余气孔构造等;②变成构造，指变质结晶和重结晶作用形成的构造，如板状、千枚状、片状、片麻状、条带状、块状构造等。

习惯上先按变质作用类型和成因，把变质岩分为下列岩类。①区域变质岩类，由区域变质作用所形成，如板岩、千枚岩、片岩、片麻岩、绿片岩、斜长角闪岩、麻粒岩、榴辉岩、蓝闪石片岩等。②热接触变质岩类，由热接触变质作用所形成，如斑点板岩、角岩等。③接触交代变质岩类,由接触交代变质作用所形成,如各种夕卡岩。④动力变质岩类,由动力变质作用所形成,如压碎角砾岩、碎裂岩、碎斑岩、糜棱岩等。⑤气液变质岩类,由气液变质作用形成,如云英岩、次生石英岩、蛇纹岩等。⑥冲击变质岩类。由冲击变质作用所形成。在每一大类变质岩中可按等化学系列和等物理系列的原则，再作进一步划分。在早期的分类方案中，还出现过从原岩的物质成分与类型出发，再依次按变质作用过程中发生的变化与生成的岩石进行的分类。所有这些分类,原则不尽相同,强调的分类依据也有差别。原岩类型和变质作用性质是变质岩分类的两个主要基础，但原岩类型的复杂性和变质作用类型的多样性，给变质岩的分类带来许多困难。以变质作用产物的特征（变质岩的矿物组成、含量和结构构造）对变质岩进行分类，将成为今后的主要趋势。

变质岩在地壳内分布很广，大陆和洋底都有，在时间上从太古宙至现代均有产出。在各种成因类型的变质岩中，区域变质岩分布最广，其他成因类型的变质岩分布有限。区域变质岩主要出露于各大陆的前寒武纪地盾和地块以及显生宙各时代的变质活动带（通常与造山带紧密伴生）。区域变质岩在地盾和地块上的出露面积很大，常为几万至几十万平方公里，有

时可达百万平方公里以上，约占大陆面积的 18%。前寒武纪地盾和地块通常组成各大陆的
稳定核心，而古生代及以后的变质活动带,常常围绕前寒武纪地盾或地块，呈线型分布,如加
拿大地盾东面的阿巴拉契亚造山带、波罗的地盾西北面的加里东造山带、俄罗斯地块南面的
华力西造山带和阿尔卑斯造山带等。有些年轻的变质活动带往往沿大陆边缘或岛弧分布，这
在太平洋东岸和日本岛屿表现明显，它们的分布表明大陆是通过变质活动带的向外推移而
不断增长的。在另一些情况下，变质活动带也可斜切古老结晶基底而分布，它们代表大陆经解
体而形成的陆内地槽，并将发展成新的台槽体系。

20 世纪 60 年代以来，还发现在大洋底部的沉积物和玄武质岩石之下，有变质的玄武岩、
辉长岩等岩石的广泛分布，它们是由洋底变质作用形成的。由岩浆作用形成的各种接触变质
岩石，仅局限于侵入体和火山岩体周围，分布面积有限，但分布的地区却十分广泛，在不
同地质时期和构造单元内均有产出。由碎裂变质作用形成的各种碎裂变质岩，分布更有限，
它们严格受各种断裂构造的控制。变质岩在中国的分布也很广。华北地块和塔里木地块主
要由早前寒武纪的区域变质岩和混合岩组成，并构成了中国大陆的古老核心。震旦纪以后
的变质活动带则围绕或斜切地块呈线型分布。

变质岩分布区矿产丰富，世界上发现的各种矿产,变质岩系中几乎都有,许多特大型矿床，
如金、铁、铬、镍、铜、铅、锌、滑石、菱镁矿等。主要分布于前寒武纪变质岩中，其成因
大多与变质岩的形成有关。其他如与夕卡岩有关的铁矿床、铜铅锌等多金属矿床、与云英岩
有关的钨锡钼铍铌矿床等，也与变质岩的形成有关。



原创者：地质酋长



酋长工作室出版社

