



火山岩造岩矿物特征

武汉地质学院 邱家骧

火山岩为高温、淬火、低压、脱气、氧化等条件下的产物，它与侵入岩形成环境不同，因此，火山岩中的矿物也与侵入岩不同。研究这些差异，对火山岩的矿物与岩石鉴定，岩相与成因分析等，都有很大意义。作者初步归纳出火山岩中常见造岩矿物的十个特征（以镜下鉴别特征为主），很不成熟，欢迎指正。

一 高温性

火山岩的形成温度一般为900~1200℃，基性熔岩湖中高达1300℃。因此，火山岩中造岩矿物也以高温为特征。

火山岩中的斑晶是在高压、通常富含挥发份的地下深处及上升过程中晶出的，它也是高温矿物。其原因可能是：（1）原为低温矿物，但在岩浆上升及喷出地表后，气体氧化燃烧，放出结晶潜热，熔点降低等，使低温矿物改造为高温矿物；（2）原为高温矿物，由于迅速喷出，突然淬火，来不及转变为低温矿物，仍为高温状态。基质形成于地表，其中矿物为高温淬火条件下产物，更应为高温矿物。高温矿物又称淬火矿物，也是原生矿物，为新相火山岩的特征矿物。

高温矿物可通过低温矿物加热取得，如斜长石加热至1080℃变为高温斜长石，微斜长石加热至1070℃变为透长石等。

高温矿物常见的有高温斜长石、富钾斜长石、透长石、富钡透长石、钠透长石、歪长石等长石类矿物；黄长石、易变辉石、低钙普通辉石、低钙铁普通辉石、铁辉石等辉石类矿物；白榴石、黝方石、兰方石、富钾硅霞石等副长石类矿物；褐色普通角闪石、玄武角闪石（角角闪石）、暗化角闪石、氟

角闪石等闪石类矿物；氧黑云母（棕红色，又称红云母）、暗化黑云母、氟云母等云母类矿物；β石英、鳞石英、方石英等石英类矿物。还有火山玻璃等，亦属高温矿物范畴。

火山岩与侵入岩中同一矿物的成分变化不同，成分不一。如单斜辉石，火山岩中成分变化主要为硅灰石（Wo），斑晶Wo多，基质Wo少，Wo量与+2V（光轴角）为正消长关系；而侵入岩中成分变化主要为斜铁辉石（Fs），早期Fs多，晚期Fs少，Fs量与折光率为正消长关系。在同一压力条件下，温度愈高，Wo量愈低；在同一温度条件下，压力愈大，六配位铝的量愈大。玄武岩成分的熔体缓慢冷却，则铝易成四配位进入斜长石；而快速冷却，则铝易成六配位进入辉石。所以，玄武岩比辉长岩的斜长石量少，且玄武岩中单斜辉石中铝含量多。骤冷与高压相似，高压下形成的辉石，也是铝多。

火山岩与侵入岩除形成温度有别外，还存在有压力及挥发份的不同。如压力大、挥发份多才能生成的矿物——白云母、电气石等，在火山岩中不出现；又如紫苏辉石本身不含挥发份，但须在比较富含挥发份条件下形成，故除侵入岩外，只见于火山岩斑晶中，且在喷出过程中易与熔浆中的透辉石组分反应为易变辉石，故易变辉石常构成紫苏辉石斑晶外环或形成基质中微晶。

一些矿物中与温度有关的某些成分，可帮助我们估计其形成温度。如钛磁铁矿中的TiO₂、斜长石中的An、碱性长石中Or、单斜辉石中CaO、橄榄石中MgO、霞石中的SiO₂及Kp（钾霞石）等。目前，火山岩温

度计,以应用共生矿物中共有组分分配量者为多,比较好的有钛铁氧化物温度计、斜长石温度计、新的二长石温度计,还有活度计算的温度计等。

高温矿物中不含挥发份者,其比重常比侵入岩中者低,如斜长石加热为高温变种后,其比重一般降低0.002~0.010,而含挥发份者,高温矿物的比重反而比侵入岩中者高,如角闪石加热800℃后,比重从3.175变为3.215。前者与加热后密度变小有关,后者则是由于挥发份逃逸的影响大于密度变小所致。

高温矿物的有序度最低。如火山岩中斜长石之有序度小于侵入岩。侵入浅者小于侵入深者。以堪察加为例,火山岩相为0.0~0.45,超浅成相为0.25~0.80,浅成相为0.70~0.90。除斜长石有序度外,钾长石之三斜度、-2V也与有序度成正消长关系。以宁芜地区岩浆为例,火山岩中斜长石有序度<0.4,钾长石三斜度<0.4, -2V<65°;次火山岩中斜长石有序度0.4~0.8,钾长石三斜度0.4~0.7, -2V=55~85°,侵入岩中斜长石有序度>0.8,钾长石三斜度>0.6, -2V>80°。

高温矿物产状及形成温度也是多种多样的,有的确为高温形成,有的则为低压产物。如铁橄榄石在碱性酸性火山岩中,或成斑晶,或围绕紫苏辉石成反应边,或在基质中与磷石英等共生,或见于石泡及气孔之中。后者产状表明,它并非高温产物,而是压力不大、温度不高的条件下形成。一些高温矿物,如方石英、磷石英等,实际上有的为高温生成,有的为温度不太高、但压力较低条件下的产物。

二 准稳定性

高温矿物是准稳定的,在冷凝后长期地表低温条件下会自动变为稳定的低温矿物。一般新生代火山岩多为高温矿物,中生代部分变为低温矿物,古生代则多为低温矿物。在气成热液、风化蚀变作用下,尤其是地槽褶皱带、构造变动强烈的条件下,即使新生代火山岩中也会全为低温矿物组成。低温矿物又叫成岩矿物,是古相火山岩及一些变质

火山岩的特征矿物。对于结晶的高温矿物,从高温变低温,常见的变化有:

(1)有序度变大 如高温斜长石变为低温变种,有序度变大,可达0.8~1.0,而且透明度变低(乳白色),环带变模糊,钠长石变为肉红色,2V_{NP}变大,光符从负变正。反映在消光角法测定斜长石号(用低温曲线,⊥Mp切面)上,与实际号之差值是:第四纪差10~15号,第三纪差6~9号,中生代差2~7号。

(2)晶系变化 高温β石英为六方系,变为低温α石英后,即为三方晶系(虽然火山岩中β石英的六方双锥假象不变)。高温透长石为单斜系,三斜度为0.0,变为低温后可成为单斜—假单斜(三斜)系正长石,在变质火山岩中,常见三斜系微斜长石,有的三斜度达到1.0。钾长石先是有序度变大,后是三斜度大。颜色从无色变为肉红色。

(3)出溶为不同矿物相 即固溶体分解作用。高温时呈固溶体产出的一个相的均匀矿物,在低温下有的出溶为不均匀的两个相。如碱性长石高温时为均匀、一个相的矿物,低温时Or与Ab有限混溶,出溶为条纹及反条纹构造,变为不均匀的两个相矿物组成。条纹有x条纹(小于1μ)、隐条纹(1~5μ)、微条纹(5~100μ)、条纹(100~1000μ,即0.1~1mm)之分。有的须用X光或镜下才能测定。又如易变辉石在高温下为一个相,低温时则将变为斜方辉石,易变辉石中CaO为9.5%,斜方辉石中CaO仅1.6%,易变辉石转变为斜方辉石,则剩余7.9%CaO,所以斜方辉石中出溶成层纹状透辉石,它∥(100)面(>100个层纹/mm),或∥(001)面(<100个/mm)。

(4)矿物种属大变,变为其它矿物集合体 如白榴石在>650℃时为等轴系,<650℃时则变为正方系(假等轴系),出现0.01的重折率及(110)聚片双晶,是一轴晶正光符。温度再低,这种正方系白榴石也不稳定,常变为其它矿物集合体。如有的变为正长石、钾霞石集合体,即2KAlSi₂O₆→KAlSi₃O₈+KAlSiO₄。还有的变为正长石、方沸石、绢云母、钠长石等集合体。

对于不结晶的高温产物,如火山玻璃,

从高温变为低温,则表现为脱玻化现象(详见脱玻性)。

此外,如橄榄石的蛇纹石化、皂石化、滑石化,斜方辉石的绢石化,角闪石、黑云母的绿泥石化,长石的高岭土化、绢云母化等,虽与表生及交代作用有关,但也应是上述变化的继续。

岩石中矿物的变化顺序,一般从基质开始,基质中又以玻璃质最易变化。斑晶则以暗色矿物首先变化。一般温度愈高的矿物,愈先、愈易变化。

三 同质异形性

火山活动的岩石,由于生成环境的不同,虽同一成分的岩浆,可生成不同矿物组合,乃至不同岩石,称之为同质异形性。

(1) 火山颈岩与喷出熔岩同质异形

如美国加州拉森峰1915年喷出的英安岩,充填在岩颈中者为角闪石、黑云母英安岩,而喷出地表的熔岩则变为辉石英安岩。

(2) 火山岩与次火山岩同质异形

据里特曼研究,如同为基性岩浆,由于温度、压力、挥发份不同,在矿物、含量、色率、碱度上变化更大。如次火山岩为角闪黑云正长辉长岩,矿物含量(%):正长石16,斜长石36,黑云母32,角闪石14,磁铁矿2,色率为48%。喷出成火山岩后,则变为霞石白碧玄岩,矿物含量(%):白榴石27,霞石3,斜长石36,普通辉石20,橄榄石13,磁铁矿1,色率为34。二者差别很明显,易误认为不同岩浆产物。

(3) 同一次火山岩同质异形

如苏联某地次火山岩一花岗斑岩四块标本有四种不同含量(表1)。

表 1

矿物	标本 1	标本 2	标本 3	标本 4
长 石	39	20	16	7
石 英	4	4	1.5	1.5
黑云母	3	4.5	0.5	0.5
基 质	54	71.5	80	91

又如宁夏地区同为中基性成分含玢岩铁矿的次火山岩,据结构从全晶质近等粒结构

到玻基斑状结构,即可分为辉长闪长岩、辉长闪长玢岩、玄武安山玢岩三种。辉长闪长岩之斜长石70.9~72.1,辉石16.5~21.7,辉长闪长玢岩之斜长石60.2~69.0,辉石12.7~25.1;玄武安山玢岩中斜长石48.9~63.3及辉石7.5~12.8%组成斑晶,其它为隐晶质基质。显著地反映了侵入深度的区别,由浅成相到近地表相变化。

(4) 同一火山岩同质异形 以苏联勘察加第四纪熔岩为例,每类岩石有5~6种不同的斑晶组合:

①英安岩一流纹英安岩类: PL + PX + Q (很少); PL + PX + Amf ± Q; PL + PX + Amf + Bi ± Q; PL + Amf + Bi + Q; PL + Bi + Q。

②安山岩一安山英安岩类: PL + PX; PL + PX + Amf ± Q; PL + OL + PX + Amf ± Q; PL + OL + PX; PL + Amf; PL + Amf + Bi + Q。

③玄武岩一安山玄武岩类: OL; OL + PX; OL + Amf + PX ± Bi ± PL; PL + OL; PL + OL + PX ± Q; PL + PX。

即使为同一英安流纹岩成分岩浆,由于结晶程度不同,可定出下列四种不同岩石名称(表2):

表 2

结晶程度	透长石	石英	斜长石	暗色矿物	岩石名称
全晶质	透长石	石英	斜长石	暗色矿物	流纹英安岩
玻璃质20%		石英	斜长石	暗色矿物	英安岩
玻璃质50%			斜长石	暗色矿物	安山岩
玻璃质100%				暗色矿物	黑曜岩

压力不同,矿物含量不同。如橄榄拉斑玄武岩熔浆实验表明,温度固定为1200~1300°C,压力<10kb时,橄榄石>斜方辉石;12.5kb,斜方辉石>橄榄石;>15kb,斜方辉石>橄榄石。

冷却速度不同,矿物含量也不同。如玄武岩成分冷却慢者,主要矿物为辉石+斜长石;冷却快者,主要为富铝贫钙辉石,常不见斜长石。某些只见辉石的月岩及基性成分的玻基辉石岩,即为骤冷产物。

(5) 同一矿物同质异形 在斜长石及

石英粒度、斜长石号码、环带等方面都有差别。如斜长石在斑晶8~10%的英安岩中,(001)长度最多的为0.2~0.4mm;而在斑晶30~35%的英安岩中,粒度加大,最多的为0.6~0.8mm。又如流纹岩中石英斑晶,含量10%者,最多的粒度为0.3~0.7mm;含量10~20%者,0.5~0.9mm;含量20~35%者,0.9~1.1mm。岩石中斜长石实测号码与岩石化学分析计算的标准斜长石号码比较,火山岩差值最大(差20号±),侵入深100~1000m者次之(差17~20号±),深1000~1500m者差值小(差7号±),深>2000m者基本无差值(差≈0号),总之,火山岩斜长石斑晶实测比火山岩岩石化学计算者号码偏高最多。斜长石环带有无及正反,环带量也不同,统计表明:在侵入岩中无环带者占66.5~79.4,而喷出岩中仅占22.6~23.8;侵入岩中正环带16.5~24.3,喷出岩中27.0~27.4;侵入岩中反环带4.1~13.7,喷出岩49.2~50.0%;火山岩总的以环带、尤其反环带为多见。

同为单斜辉石,在拉斑玄武岩、高铝玄武岩、碱性玄武岩中,矿物及化学成分是不同的,如矿物成分上,拉斑玄武岩中以易变辉石常见,高铝玄武岩中以紫苏辉石较多,碱性玄武岩中以钛辉石及次透辉石发育为特征。又如化学成分上,从前者到后者,一般辉石斑晶中的 W_o 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Na_2O 含量也相应增加。

同一共生矿物中同一成分量相同,也是喷出岩温度高于侵入岩。如斜长石温度计,反映来源深度的 P_{H_2O} 不同,即有不同计算公式,列 $P_{H_2O-0-1kb}$ 者如下:

$$P_{H_2O-0} \ln \lambda / \delta + 1.29 \times 10^4 \phi' / T \\ = 10.34 \times 10^{-3} T - 17.24。$$

$$P_{H_2O-0.5kb} \ln \lambda / \delta + 1.29 \times 10^4 \phi' / T \\ = 11.05 \times 10^{-3} T - 17.86。$$

$$P_{H_2O-1.0kb} \ln \lambda / \delta + 1.29 \times 10^4 \phi' / T \\ = 11.14 \times 10^{-3} T - 17.67。$$

式中 $\delta = \frac{X_{Ab}}{X_{An}}$ 由斑晶号算出,

$$\lambda = \frac{X_{Na} \cdot X_{Si}}{X_{Ca} \cdot X_{Al}} \text{ 及 } \phi' = X_{Ca} + X_{Al} - X_{Si} -$$

X_{Na} , 为基质中 SiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 量算出。

如62.8号斜长石玄武岩:0kb者1228°C, 0.5kb者1179°C, 1.0kb者1145°C。又岩31.9号斜长石流纹岩:0kb者975°C, 0.5kb者927°C, 1.0kb者867°C。总之, P_{H_2O} 愈大,温度愈低。

四 同名异光性

火山岩与侵入岩同名矿物,由于温度、压力、结构、成分等差别,在光性上也常有很大差异,在含有挥发份与无挥发份矿物中表现不同,分述于下:

(1) 不含挥发份的矿物 火山岩与侵入岩中者,同名矿物一般在成分上没有不同,折光率变化也很小,而光轴角变化却很明显。如橄榄石在火山岩中者比同成分侵入岩中者2V小3~4°,而且2V与成分关系上,火山岩橄榄石不如侵入岩明显。斜方辉石在火山岩中比侵入岩中者-2V大5~15°(在 $En=40\sim75\%$ 范围内)。单斜辉石在火山岩中比侵入岩中者+2V大10~16°。斜长石中钠长石变化最明显,-2V在侵入岩中比火山岩差58°,光符从正到负。钾长石则变化更大,-2V在侵入岩中比火山岩差144°,光轴面从 $\perp(010)$ 变为 $\parallel(010)$ 。因为2V变化大,故斜长石及钾长石用2V作为确定有序度的方法之一。此外,侵入岩与喷出岩中同名矿物在消光角、光率体轴位置等方面也有较大的变化。

(2) 含挥发份的矿物 由于火山岩中角闪石、黑云母成分有变化: Fe_2O_3 高、挥发份少、OH被O代替等,故折光率、色散、重折率、颜色等皆有变化。如普通绿色角闪石加热750°C变褐色,阳起石加热后, Ng 、 $Ng-Np$ 、 $NgF-Ngc$ 变大, $Ng\Delta C$ 及-2V变小,<400°C时为绿色,400~500°C褐色,>600°C暗褐色,仅从折光率来看,加热从20~800°C, Np 从1.618→1.641, $Ng=1.638\rightarrow1.671$,而 $Ng-Np$ 从0.020→0.030。火山岩中与侵入岩、变质岩中含铁量相等的普通角闪石,其折光率最高,如 Ng ,比花岗岩中者大0.023。又如黑云母加热后,烧失量、 Fe_2O_3/FeO 、 $Nm(No)$ 变大, Fe_2O_3

/FeO与黑云母颜色有关, 1/2 时为绿色, 1/2~1 时为褐色, >1 时为红色, 喷出岩中常见红色云母, 又称红云母。宁芜娘娘山区同成分岩石中不同产状的黑云母, 其特点不同(表 3)。

山东蒙阴火山岩与次火山岩中角闪石、黑云母也有区别(表 4)。

表 3

黑云母所在岩石	No 多色性	暗化强度	No 平均值	含铁量 %
火山岩	棕 红	强暗化	1.6447	26.5
浅成次火山岩	红 褐	弱暗化	1.6374	28.0
深成次火山岩	深 褐	未暗化	1.6332	22.0

表 4

矿 物	普 通 角 闪 石 (五 个 平 均)						黑云母(五个平均)
种属及光性	种 属	多 色 性	Ng	Np	Ng-Np	2V	Nm
次火山岩	绿色角闪石为主, 个别为褐色角闪石	暗绿—浅黄绿色	1.690	1.670	0.020	84°	1.652
火山岩	褐色角闪石	红褐—浅褐色	1.716	1.678	0.038	80°	1.653

火山岩中同名矿物的光性差别也很大, 以长石为例:

张家口中生代酸性火山岩中碱性长石斑晶, -2V 与冷却速度有关, 变化很大。同一层火山岩中, -2V 变化为 20°(顶部 -2V 小); 同一标本中 -2V 变化为 18.5°; 同一晶体中 -2V 变化为 14°。

汉诺坝第三纪碱性玄武岩中歪长石巨晶, 在同一晶体上, 熔岩中 -2V = 40~44°, 变化范围 5°; 火山角砾岩中 -2V = 39~45°, 变化范围 7°。歪长石之消光角也有变化, 但一般仅 4~5°。

斜长石之有序度变化也很大, 以苏联勘察加第四纪火山岩为例, 斜长石号码愈高, 一般有序度变大: <30 号者, 有序度 0.0~0.25; 30~50 号者, 多 0.12~0.50; >50 号者, 多 0.20~0.55。同一成分(如 50~60 号)斜长石, 有序度变化范围可从 0.0~0.8。同一晶体中有序度也有很大变化, 如安山岩及安山英安岩中正环带斜长石, 核心为 43~66 号, 边缘为 41~55 号, 有序度核心为 0.20~0.22, 边缘为 0.0~0.20; 又如流纹岩中正环带斜长石, 核心为 22~65 号, 有序度为 0.25~0.60; 边缘为 23~32 号, 有序度为 0.0~0.30。

对于浅成岩来说, 斜长石号码与有序度常成正消长关系, 与火山岩相似; 而深成侵入岩的斜长石号码与有序度常成反消长关系, 与火山岩不同。但是, 不论是浅成或深

成侵入岩, 与火山岩中不同之处是, 对于正环带斜长石, 火山岩从核心向边缘有序度变小, 侵入岩则相反。

所以发生上述光性上差异, 可能与①高温向低温转化或原来温度不同, 故结构、有序度不同, 光性不同; ②均一矿物出溶为不同相及存在环带, 成分及光性不均一; ③挥发份矿物氧化、脱气、Fe₂O₃增多、失重加大等, 使成分及某些光性变化。因此, 测定火山岩矿物光性时, 应分清部位, 多测几个进行统计, 还应选择火山岩矿物的鉴定图表, 以免差错。

五 自形性

火山岩多斑状结构。斑晶有原生、次生之别, 应予区别: 原生者主要成因是: ①深处结晶, ②多于共结比成分析出, ③过冷却, 围绕少数中心生长; 次生者成因是: ①变质时同成分聚集成大晶体, ②杏仁体变质重结晶, ③长石化斑晶。火山岩中原生的斑晶形成于液态熔浆之中, 能自由生长而不受限制, 故多为自形晶。斑晶的自形性, 是火山岩的特征之一。

火山岩与侵入岩不同之处是, 侵入岩深度大者多为等粒自形程度差的结构; 侵入深度小者才常见斑状结构。一般说, 斑晶数量愈少, 则形成集合斑晶(由斑晶在熔浆中流动聚集成)的情况也愈少, 斑晶易于自形。因此火山岩中一般集合斑晶少于次火山岩及

浅成岩,而自形晶则多于浅成岩及次火山岩。侵入深度与斑晶含量的关系,可以某地花岗岩斑岩为例:深度 $>2\text{km}$,深度愈大斑晶愈少;深度 $<2\text{km}$ 时,则深度愈小斑晶愈少;深度 $<0.5\text{km}$ 者,斑晶体积与基质体积的比值小于 $0.2\sim 0.5$;深度 $0.5\sim 1\text{km}$ 者为 $0.6\sim 0.8$;深度 $1\sim 2\text{km}$ 者则为 $1.4\sim 2.5$ 。

火山岩中富镁的橄榄石与侵入岩中者相似,由于结晶温度一般为 $1195\sim 1305^{\circ}\text{C}$,故多为早期晶出产物。但与侵入岩中不同之处是:自形程度很高(六边形),常有很好的柱面解理,其中次生矿物富 Fe_2O_3 (伊丁石、褐绿泥石、包林皂石、赤铁矿等)等。火山岩中橄榄石(伊丁石)多自形,在夏威夷海岸还可见到风化玄武岩堆积的自形橄榄石砂广泛分布。解理发育的玄武岩中的橄榄石与单斜辉石镜下易于混淆,最方便的是在锥光与单偏光下联合观察光轴面与柱面解理关系:光轴面 $\parallel$ 柱面解理的是辉石;而 $\perp$ 柱面解理的是橄榄石。

火山岩与侵入岩中常见矿物自形程度差别最大的是浅色矿物。如玄武岩中斜长石的集合斑晶常按(010)、(001)或(021)面相拼接。单个晶体多比辉石结晶早,自形程度高,形成辉绿、粗玄、含长、拉斑玄武、间隐等结构。而在较深的侵入岩中多为同时晶出的辉长结构。又如安山岩中,也是斜长石结晶早,常见暗色矿物晶形受斜长石限制或包裹斜长石斑晶。还有粗面岩中钾长石及响岩中的副长石也常结晶较早或较自形,形成正斑结构、响岩结构等。石英在侵入与喷出岩中晶形变化最明显,在侵入较深岩石中,皆为结晶最晚的、不规则状的低温 α 石英;而在喷出岩中,则出现早期晶出的高温 β 石英,它为六方双锥状,断面六边或四边形。前者为花岗结构,后者为斑状结构;前者他形,后者自形。

斜长石与辉石在常压下结晶温度相近(基性熔浆实验),辉石 $1150\sim 1280^{\circ}\text{C}$ 晶出,斜长石 $1160\sim 1240^{\circ}\text{C}$ 晶出,但浅色矿物早晶出之原因似与共结比有关:(1)辉石与斜长石共结比,随着压力降低,向透辉石方向移动。因此,在侵入岩中相当于共结成分的岩浆,辉石与斜长石同时结晶,但在

火山岩压力降低的条件下,斜长石先晶出。(2)辉石与斜长石共结比也与斜长石成分及辉石量有联系。一般斜长石60~70号与40~50%辉石共结,而50号斜长石与30~40%辉石共结。由于玄武岩中斜长石号码一般 >50 (50~80号,平均60号),因此斜长石多比辉石结晶早。

基质中微晶矿物的自形程度也与矿物含量有关,一般含量大者,自形程度高。如响岩中碱性长石含量大于副长石,则碱性长石微晶为完整的长条形,呈粗面结构;反之,副长石量大于碱性长石,则碱性长石微晶为不规则他形,填充于副长石间隙之中,常呈响岩结构。

流纹岩中斑晶石英除呈高温假相之自形晶外,还很少出现侵入岩中的他形的应力石英。应力石英常见者有:①环状,折光率内高外低,似自生加大石英,可能与静压力下加入外环有关;②波状,消光呈扇状、带状等,多与定向应力有关。无波形消光石英在流纹岩中约占91%。

玄武岩、安山岩、流纹岩中还常见石英捕虏晶,在它的周围常见火山玻璃及辉石的外环。石英捕虏晶可来源于各种岩石,如见到不规则包体(尘点状)及针状包体(电气石等),多来自侵入岩;如见到规则包体(长石、云母、磷灰石、锆英石、绿帘石、黄玉、磁铁矿等),多来自变质岩。

鳞石英、方石英除原生的见于火山岩基质中(或在微晶斜长石、辉石之间隙中呈他形产出,或与碱性长石呈显微文象交生)外,有的为脱玻化产物,有的见于石泡中(属于与透长石共生的气液成矿物,呈楔状、针状、八面体状、环状等产出)。

气孔中充填的石英为次生石英,常与蛋白石、玉髓共生,有的混有绿泥石、粘土等,他形粒状为主(个别为六方柱状,长轴 $\perp$ 孔壁),气孔中部比边部的石英粒度大。硅化石英也以粒状为主,聚散不均,大小不一,成脉成串、乱穿乱插,要注意硅化的次生石英应与流纹岩、英安岩中的自形 β 石英相区别。

六 不完整性

不完整性在火山岩中的表现,一是自形

斑晶受熔蚀、碎裂而不完整；二是基质来不及很好结晶，而成为不完整的晶体——雏晶、骸晶、微晶等。致使火山岩中的斑晶与基质，皆有不完整的现象。

(1) 斑晶不完整性 分熔蚀、碎裂述之于下：

①早期晶出的斑晶，在其上升后，压力下降过程中产生熔蚀现象。对于无水硅酸盐熔体来说，压力下降1000大气压，矿物熔点一般可下降15°，致原晶出斑晶不稳定；而对于含水硅酸盐熔体，如Ab—Or—Q—H₂O系，压力下降后，石英与碱性长石的同结线向石英端元方向移动，即石英结晶区变小，长石结晶区变大，原晶出的石英斑晶不稳定而熔蚀。加以岩浆上升后，低价铁变为高价铁，伴随氧化反应放出大量热量，某些气体的燃烧，矿物晶出放出结晶潜热以及同质异相变体的相变放出反应热（如β石英→α石英，每克可放出3卡热量）等等，使岩浆温度一度升高，促进了熔蚀现象的发生。熔蚀常有以下特点：(a)与自由面多少有关，先是角，其次是棱，最后为面。总是向近圆形方向发展。(b)由表及里，从边部港湾状熔蚀向内部钻孔状熔蚀，也有的从内部熔蚀。(c)熔蚀以石英最容易，钾长石其次，斜长石较难。(d)石英熔蚀边及孔穴呈不规则状，长石受解理影响，常呈平行沟状、方形格状熔蚀。(e)大斑晶熔蚀最强，第二代熔蚀变弱，愈是浅处晶出的熔蚀愈差，愈近自形，如金伯利岩中橄榄石。(f)固熔体(如斜长石)矿物环带中也可见有熔蚀现象，熔蚀面常切过环带，中部比边部基性。在火山岩中，常见多次熔蚀再生的环带。岩浆中斑晶结晶后，由于残余岩浆的物理化学条件改变，有时早生成的斑晶与岩浆或溶液反应，也可波蚀成卵形及眼球状，称为眼斑结构，如超基性、基性岩中橄榄石及酸性岩中长石，常被蚀成近圆形。

②斑晶在爆发、冲击及淬火、冷缩过程中，常见碎裂、裂纹现象。碎裂结果为晶屑，除火山爆发外，还有隐蔽爆破产物，并有快速上升冲击形成的自碎晶屑。碎裂斑晶有的来自岩浆中，有的来自固化岩石。裂纹主要与斑晶淬火、结晶轴膨胀系数不同、不

均匀收缩、内应力加大，以及多形转变的体积变化有关。如β石英向α石英转化时，体积收缩，每一单位分子体积收缩2.4%，鳞石英向β石英转化时，体积收缩12.4%，而且收缩时各结晶轴不一致，如β石英→α石英，c/a轴的比值有千分之五的快速变化，因β石英的c=5.47、a=5.00、c/a=1.094，而α石英c=5.40、a=4.90、c/a=1.099，二者c/a的差值为0.005，即0.5%的差异收缩，故产生裂纹。骤冷的长石斑晶也常见不规则的弯曲裂纹。在铸石及基性火山岩中，快速冷却者，其橄榄石还普遍见到 $\parallel(010)$ 及 (100) 裂开的解理，冷却愈快解理愈发育。斑晶裂开后，挥发份从高压变为低压时膨胀释放，造成涡流，在滚动中使碎裂斑晶进一步裂开。裂开差的则形成可拼性的碎斑结构；裂开强的为晶屑熔岩结构。它与变质作用的压碎裂纹不同处是常不见波形消光。碎裂斑晶之晶屑常见的特点是：a)无解理的矿物常呈不规则棱角状，如石英。b)有解理脆性矿物常沿解理裂开，呈带棱角之阶梯状，如长石。c)有解理弹性矿物，易于折扭成拆梯状、扭带状，如黑云母。

(2) 基质中晶体不完整性 火山岩基质为地表骤冷产物，其中微晶、骸晶、雏晶较多，常为一些发育不全的晶体。结晶从低级阶段向高级阶段发展，一般顺序是雏晶、骸晶、微晶。

雏晶为结晶初期的晶芽，粒度一般较小，尚不具结晶物质特征，正交镜下无光性。其形状有球状、串珠状、棒状、针状、发状、羽状等。其中球状者是最原始状态，也是最基本形态，有的中心为磁铁矿等作为结晶中心。球状串联即成串球状、针状，进而呈发状、羽状等形态。

雏晶进一步发展为骸晶，已具结晶性质，有光性及大致的晶体轮廓，但仍不够完整，是由于结晶物质优先供应晶体的顶点及晶棱，故生长较快成骨架，而其它部位生长慢，供应不足而空缺不全，于是成骸晶。如斜长石呈燕尾状，磁铁矿呈“回形”不规则状，橄榄石则沿晶棱发育为柱状骸晶，如在冷却更快的条件下，则沿橄榄石角顶生长成梳状骸晶。在酸性火山岩中，常见的骸晶为

粒状组成的霏细结构及放射纤维状组成的球粒结构。

最常见,又有意义的为球粒结构。酸性者由石英(方石英或 β 石英)加长石(透长石、高正长石、高温斜长石)或仅由长石纤维组成,基性者由辉石、长石纤维组成。其核心为磁铁矿或铬铁矿等。球粒有单层、多层之分;也有放射状、分裂状、同心环状不同。铸石中放射状球粒系垂直铬铁矿等晶面生长,先成花瓣状、渐次为球状;分裂状球粒系分叉斜长石分裂所成;同心环状球粒则类似李泽干根环效应产物。一般核心部分对称愈高,球体对称也愈高:核心为气泡,则开始即为放射状;核心为八面体矿物,则首先为花瓣状;核心为长柱状斜长石,则为椭圆形,长轴与斜长石一致。如无核心,则辉石呈羽状交织结构。安山岩中球粒据有人研究认为:其形成温度为 $900\sim 1000^{\circ}\text{C}$,生长速度为: 10^{-9}cm/秒 。

晶体进一步发展,则形成微晶,但有的仍保留微晶状态,光性已正常,易于鉴别其矿物成分。除磁铁矿等常形成圆、椭圆、不规则的尘状集合体外,其它辉石、长石类矿物等以长宽比大于一般晶体为特征,其不完整性主要表现为“长而不宽”上。如单斜辉石在斑晶中为短柱状,而微晶多为顺 c 轴延伸之细长柱状、长宽比达10,或为长度更大的发状、螺旋状微晶辉石;碱性长石、斜长石斑晶以宽板状为主,微晶也比斑晶长宽比大,沿 a 轴延伸成薄板状,一般比值为 $5\sim 10$;但成分愈基性,微晶个体愈大、发育愈全;而岩浆愈粘,单体愈薄;粗面岩中透长石微晶也是长形,但比 SiO_2 略少的安山岩中斜长石微晶发育较好,且定向性明显,似与岩石中碱高使粘度略小有关。

七 不平衡性

火山岩中斑晶结晶早、多期产出,又来不及与熔浆反应;而基质形成晚及来不及晶出等。因此,火山岩中矿物成分常变化很大,很不平衡,主要表现如下:

(1)人工实验的不共生矿物能共生 据实验,石英不能与橄榄石共生,但在尼日利亚、苏格兰等地有铁橄榄石与 β 石英共生

外,在希腊塞克雷得斯和美国加利福尼亚的一些 SiO_2 饱和的英安岩中,也有橄榄石存在,或成斑晶,或成辉石之反应边,或在基质中与磷石英共生,甚至富镁的橄榄石也可与石英共生于一次喷出的玄武岩中,橄榄石见于底部成斑晶,石英则见于顶部,或成斑晶,或潜存于基质之中。石英也可与副长石类 SiO_2 不饱和矿物共生。

(2)斑晶环带发育 在斜长石、辉石、橄榄石、碱性长石等斑晶中常见环带。据统计,中酸性火山岩中具环带之斜长石占斑晶之 $40\sim 97\%$,其中安山岩类平均 85% ,流纹岩类平均 77% 。环带斜长石成分变化很大,如印度群岛二辉玄武岩中差35号,夏威夷安山岩中差50号,在堪察加安山岩中的斜长石环带边缘与核心差值可达60号,个别达83号;在基性岩中差值较小,酸性岩中差值较大。单斜辉石在大同玄武岩中,核心比边缘 W_o 最大差达 18% ,边部一般 W_o 低,有的含 Fs 多,呈暗色外环。在科摩罗群岛碱性玄武岩中,橄榄石斑晶也有环带,中心为 $F_o = 86$,边部 $F_o = 77$,但多数须X光或电子探针方能显示。在粗面岩、响岩中,透长石及歪长石斑晶也见有环带结构。

有些环变化更大,发生种属变化。如斜长石外有透长石环(庐纵区粗安岩),橄榄石边部有易变辉石外环(拉斑玄武岩中常见),普通辉石外有钛辉石(第三纪碱性玄武岩巨晶)或霓石(宁芜区碱性岩)外环等。在碱性岩中单斜辉石多富钛、钠、钙、具砂钟及环带外,有的具霓辉石、霓石、铁透辉石、透辉石质普通辉石外环。

火山岩中斜长石环带,据统计,正环带占 34.4% ,反环带 36.7% ,韵律环带 28.9% ,与深成岩、变质岩不同之处是,火山岩中韵律环带最多(深成岩与变质岩各为 4.7% 及 0),但不如深成岩正环带(41.4%)多,不如变质岩反环带多(96.2%)。环带现象随时代变老而减弱。环带的成分与宽度反映岩浆结晶温度与持续时间之热动态演化;而通过不同环带之成分—宽度相关图的对比,又可以反映岩浆稳定与否及晶体在岩浆中动荡升降情况。

(3)斑晶比正常者基性 如玄武岩中

比同成分侵入岩易于见到橄榄石；安山岩中辉石常见，而不是闪长岩中常见的角闪石；流纹岩中也能见到辉石，而不是花岗岩中云母。在安山岩、英安岩、流纹岩、粗面岩中有的还见到 $\text{Fa}30\sim90\%$ 的橄榄石。斜长石斑晶也比侵入岩中基性的多，如安山岩斜长石号可达70~90，与玄武岩无法区别；流纹岩斜长石号可达30~50，比花岗岩基性；在玻基流纹岩中还可见到50~70号斜长石斑晶。火山岩中实测斜长石号比岩石化学成分计算的标准斜长石号高， SiO_2 愈多的火山岩，二者号码的平均差值也愈大。据统计， $\text{SiO}_2 = 50\%$ 时，差8.6号； $\text{SiO}_2 = 55\%$ ，差14.3号； $\text{SiO}_2 = 65\%$ ，差18.6号； $\text{SiO}_2 = 75\%$ ，差24.3号。而同一岩石化学成分之火山岩斑晶比侵入岩中斜长石平均约大16~20号。

(4) 基质比正常者酸性、碱性 如宁芜玄武安山质及安山质熔岩基质中斜长石微晶一般为24~38号，角砾熔岩斜长石微晶为17~20号，角砾凝灰岩微晶仅16~17号，基质中隐晶质及玻璃质更为酸性、碱性，其折光率为1.5402~1.5335，它们 SiO_2 大致为58~61%， $\text{Na}_2\text{O} \approx 4.8\sim5.0\%$ ， $\text{K}_2\text{O} \approx 2.2\sim2.5\%$ 。据统计，如火山玻璃占岩石的1/3，折光率 <1.50 者，则将有10%以上的石英潜伏其中。由于斑晶与基质两极分化，故①根据火山岩中矿物成分（斑晶）与化学成分定名常不一致，如宁芜据斑晶定为玄武安山岩及安山岩者，据化学成分则为玄武粗安岩、粗安岩；有些地区从斑晶定为超基性的玻基辉石岩、玻基辉橄岩者，化学成分只能定为基性玄武岩；而真正超基性玻基辉橄岩，虽不见碱性长石及副长石，但 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 可达35~7.0%，与霞石碱玄岩等典型碱性岩的碱量相当，总的来看，火山岩化学成分定名多比矿物定名偏酸性、碱性些，所以必须二者结合定名才比较正确可靠。②斑晶与微晶差值大。如墨西哥玄武岩中斜长石斑晶与微晶差30号，宁芜玄武安山岩中差33号，在次火山岩中，大斑晶平均55~69号，小斑晶42~54号，微晶29~32号，最大差37号。在玻基流纹岩中，有的斑晶为拉倍长石，而基质为钠更长石。辉石在斑晶中与微晶中2V

可差 45° （斑晶2V大，Wo多）；橄榄石的斑晶比微晶含Fo可多34%，有的碱性火山岩中斑晶为透辉石、普通辉石、铁紫苏辉石、钛辉石，而微晶则为霓石、霓辉石，碱度大增。拉斑玄武岩中斑晶比基质辉石中 SiO_2 、 Cr_2O_3 高；而 TiO_2 低；碱性玄武岩、尤其碱玄岩中反之。

八 多包裹性

火山岩中斑晶包裹体较多，有早期、同期、晚期之分，有固态、气态、液态之别，总的是以玻璃包裹体及气体包裹体发育为特征。斜长石斑晶中常见辉石、斜长石等微晶及火山玻璃包体；白榴石中常见同心圆状或放射状分布的辉石、尖晶石、磁铁矿、磷灰石、玻璃质等包体；黝方石中常见黄铁矿、磁黄铁矿等呈疏点状、细格状沿(110)分布的包体；橄榄石中常有铬尖晶石、钛铁矿、镁铬铁矿、磁铁矿等包体等；在副矿物中也有包体，如磷灰石中常见铁质包体。

火山岩斑晶中最多的玻璃质包体，尤以石英斑晶中常见，在月岩中也曾见到。它是一种固态包体，是包裹了硅酸盐熔体快速冷却产物。玻璃质包体中除火山玻璃外，常与“气孔”共生。“气孔”为玻璃质冷缩或主矿物与玻璃质冷缩系数不同所产生，“气孔”中气体极少，基本上为真空状态。

火山岩与侵入岩玻璃质包体不同之处，一是火山岩中玻璃质包体不与主矿物共生；二是除了古相火山岩及蚀变、变质火山岩外，火山岩中玻璃质包体不见雏晶。

火山岩中玻璃质包体与气液体包体之主要区别是，前者常呈褐、棕、绿色，冷冻时不变化，边界不清楚，“气孔”多而不圆、不会活动，压碎时几乎无气体放出，在大于 600°C 以上才有明显变化等等。

火山岩中玻璃质包体测定成岩温度一般也采用均一法，即在高温下（ $1000^\circ\text{C} \pm$ ）使玻璃质与“气孔”平衡，使“气孔”消失。如不考虑压力的话，消失时的温度即为成岩温度的下限，如流纹岩 $930\sim1190^\circ\text{C}$ 以上（日本千岁、八总、足尾、纪州），凝灰岩 $870\sim1000^\circ\text{C}$ （日本千岁），苦杆岩（东非） 1021°C ，月岩 $1065\sim1210^\circ\text{C}$ 。

玻璃质包体主要成分可用电子探针等测定,测成分前应使其达到均一。包体成分与所在岩石成分有关,如酸性火山岩中者,以高硅为特征, SiO_2 达71.42~76.54%;月岩中者,以高铁、钙为特征, FeO 30.6~32.9%、 CaO 10.7%。次要成分可用激光电子探针测定,如Cu、Ag、Zn、Pb、Sn等。

一般火山岩中以斜长石斑晶为多,其中玻璃质包体也较发育,有玻璃质包体者,据统计约占斑晶的10%±,尤其在斜长石斑晶之解理、裂隙处更为发育,其成因可能有三:①斑晶快速生长,夺取同成分尚未晶出之斜长石熔体;②斑晶上升过程中,一度部分熔蚀成的熔体,又被后来继续生长的斜长石包裹于斑晶之中;③包裹物中除部分熔蚀之斜长石熔体外,还有未结晶之基质熔体混入,一起被包裹。

斜长石中玻璃包体有真、有假。真包体是斑晶结晶过程中包裹的物体。假包体是斑晶生成后,后来熔蚀钻入的熔体。

在火山岩基质之斜长石微晶中,偶而也见到小的玻璃包体。

玻璃包体的数量常与具熔蚀现象并包裹有基质的环带斑晶量,及岩石淬火程度为正相关关系。大量统计说明,具熔蚀环带及包有基质的斑晶在喷出岩中为10%±,含玻璃质包体者占5%±;而具熔蚀及包有基质斑晶在喷出岩中为50%±,含玻璃包体者增至13%±。又具熔蚀环带及包有基质的晶体同一数量(如为40%),则熔岩层之中部(冷却慢)含玻璃包体之斑晶量为10%±,淬火边(浮岩状)熔岩中为22%±,同成分浮岩(冷却最快)中为40%±。

斜长石斑晶中还常见具熔蚀现象的环带斜长石核心,也类似一种包体。它在酸性火山岩中占14%,在中性火山岩中占25%。核心的包体成分比边缘的基性,号码差值很大,如有些安山岩中,核心为67~91号,边缘为28~38号,差值最大达63号;流纹岩中,核心为65~75号,边缘为36号,最大差值为39号。这种包体形态不规则,具明显的熔蚀边缘,其形成可能有以下三个阶段:①在深处结晶为斜长石斑晶。②岩浆上升,压力降低,深处带来的斑晶部分熔蚀。③在较低压力

下,较酸性斜长石围绕熔蚀斑晶继续结晶。

磷灰石的包体在我国火山岩中,初步见到两种类型:一为“宁芜型”,包体呈环状分布;另一为“鄂东型”,包体顺柱面排列,构成“解理”状密纹。凡是具包体之磷灰石,皆具有多色性,如宁芜区, N_o =烟灰—浅蓝灰色, N_e =浅褐—浅粉红色,吸收性 $N_o > N_e$ 。在火山岩及较浅的次火山岩中常见到这种具多色性的磷灰石。在山东蒙阴地区,据人工重砂研究,次火山岩中磷灰石自形程度、含量、粒度比火山岩中的大,在颜色、形态、分布上也不同:次火山岩中的为无色—浅蓝色,长—短柱状为主,多分布于基质中,而火山岩中的为无色—浅黄色,短柱状、粒状及针状,多包裹于斑晶之中。宁芜区磷灰石在岩石中含量约593~2637克/吨,成分上皆属富氟及稀土的氟磷灰石,但不同深度及不同岩石中磷灰石之 N_o 平均值是不同的,而以火山岩中折光率最低,以宁芜区为例:火山岩1.6331,次火山岩1.6342,热液脉1.6364,辉长岩1.6371,花岗岩1.6448。

九 异常(逆)反应性

形成火山岩斑晶的地下环境与其喷出地表后的环境是完全不同的。所以,火山岩中氧化系数($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$)最高,如南天山英安质火山岩大于0.6,而次火山岩则为0.4。同时,在火山岩基质中,大量出现高价氧化铁矿物—赤铁矿质点;斑晶中含低价铁的硅酸盐矿物,部分变为高价铁,出现磁铁矿等矿物。因为环境不同,早期形成的斑晶变得不稳定,除熔蚀外,并被新的高温、富氧、无水的矿物所反应、替代,与正常的反应现象不同或相反,称之为异常(逆)反应。具异常反应的矿物,轻则边缘,形成异常反应边;重则内部,皆被新的矿物所代替;由于冷却较快,它们多为粒度很细的集合体或个别为纤维状集合体组成,不易识别其矿物成分。分述不含及含挥发份的矿物异常反应特征如下:

(1) 不含挥发份矿物 如橄榄石出现含磁铁矿的富镁橄榄石的暗色边缘,紫苏辉石有易变辉石边环或易变辉石、磁铁矿等细粒集合体边缘,石英有辉石及火山玻璃边缘,黝

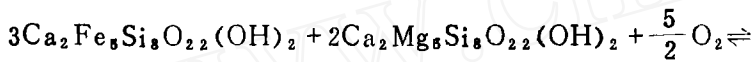
方石有霓辉石细粒集合体及纤维状外环等。

(2) 含挥发份矿物 在碱性火山岩中的黑云母, 向外有角闪石、然后霓辉石反应边缘, 或是常见的岩石中的角闪石、黑云母暗化现象。最普遍的是暗化, 暗化与熔蚀现象伴生, 暗化是由含挥发份的矿物变为高温、氧化高铁多, 不含挥发份的矿物集合体, 常富含磁铁矿, 色暗, 似皆由磁铁矿组成, 称暗化边。如角闪石之暗化边一般宽 0.006~0.03mm, 以 0.01~0.02mm 为主, 黑色不透

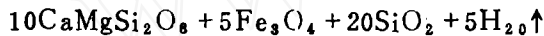
明。在晶体棱角处暗化宽, 晶面处暗化窄, 暗化弱者或较大晶体仅边缘暗化, 暗化强者或较小晶体甚至全部暗化。它生成于岩浆上升很浅处或地表条件。据人工加热实验, 在一个大气压下, 普通角闪石在氮气中加热到 1050℃, 暗化析出磁铁矿; 黑云母的暗化温度约为 840~1050℃。

值得指出的是, 角闪石、黑云母斑晶在火山岩中暗化或反应, 并非全部变为磁铁矿, 其反应式大致如下:

①普通角闪石的反应式



角闪石

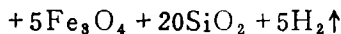


辉石 磁铁矿 石英

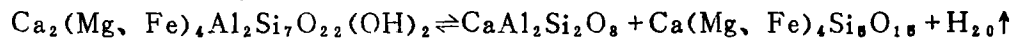


角闪石

辉石



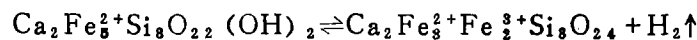
磁铁矿 石英



角闪石

钙长石

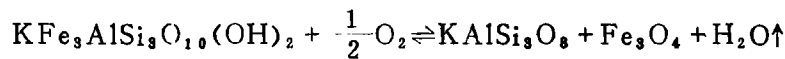
易变辉石



角闪石

氧角闪石

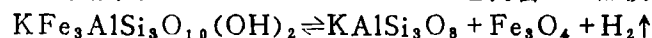
②黑云母的反应式



黑云母

透长石

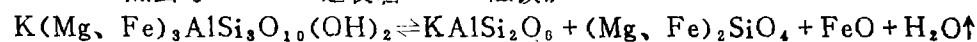
磁铁矿



黑云母

透长石

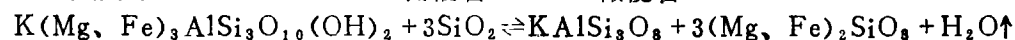
磁铁矿



黑云母

白榴石

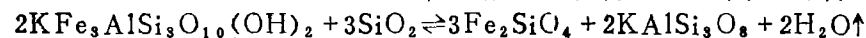
橄榄石



黑云母

(取自熔浆)透长石

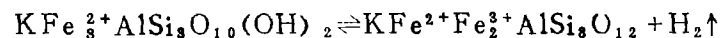
单斜紫苏辉石



羟铁黑云母

铁橄榄石

透长石



黑云母

氧黑云母

总的看来, 火山岩中由于 H_2O 或 H_2 的逃逸, 则反应式总是向右方进行, 不管它从周围加不不进氧, 或是否从熔浆中吸取 SiO_2 。

角闪石或暗化为辉石、石英、磁铁矿集合体; 或变为钙长石、易变辉石集合体; 或变为氧角闪石(玄武角闪石)。

黑云母或暗化为透长石、磁铁矿集合

体,或变为白榴石、橄榄石,或变为透长石、单斜紫苏辉石,或变为氧黑云母(红云母)等。

暗化现象除见于火山岩中外,也可见于近地表的次火山岩中,高温高压的实验也证明,酸性岩浆中黑云母稳定范围约为 $P_{H_2O} > 300$ 巴,而 $< 300 \pm$ 巴时(深度小于 $1 \text{ km} \pm$),则不稳定而分解。

不含挥发份的矿物,如橄榄石、辉石、斜长石、石英等,既可见于斑晶中,也可见于基质中成微晶。而普通角闪石、黑云母在地表条件下(低压、脱气)是不能形成的,所以它们只见于斑晶,而在基质中不见。但富含氟的角闪石与黑云母则可在高温低压下形成,在个别火山岩中曾见到这种无暗化的含氟挥发份矿物。

十 脱玻性

火山岩在过冷却及粘度大增的条件下,离子、原子、分子及原子、离子群来不及规律组合,而成为玻璃质,所以玻璃质实际上为过冷却固态的溶液。它与溶液之区别,仅在于玻璃质是不流动的,玻璃质中也存在 SiO_2 四面体,但是它不对称、不规律,因此在统计数值上是均质的。

成分愈酸性的火山岩,结晶程度一般愈差,如从基性到酸性,斑晶含量愈少,据统计:玄武岩(110个)斑晶占31.8%,安山岩(108个)26.4%,英安岩(21个)21.9%,流纹岩(41个)仅13.0%。斑晶愈少的火山岩基质中,一般易于出现玻璃质,如黑曜岩、珍珠岩、松脂岩多为酸性成分,斑晶含量一般 $< 8\%$ 。在基性火山岩中的玻璃质较少,常见于熔岩淬火边及火山碎屑物(玻屑、浆屑及浮岩碎块等)中,或成枕状熔岩外壳,或在水下骤冷碎裂成的玻质碎屑中。酸性火山玻璃质岩石—黑曜岩、珍珠岩、松脂岩经高温焙烧膨胀,可成膨胀珍珠岩,优质的色浅,玻璃——松脂光泽, $\text{SiO}_2 70\% \pm$,含铁量 $< 1\%$,全玻质结构。它有广泛的工业用途。其膨胀性能主要是由于其中含水,岩浆中水由于急速冷凝、粘度大,来不及逸去,成极小水泡分散(十几万个/ mm^3)凝析于玻璃质中。其中黑曜岩 H_2O^+ 最少, $<$

2%;珍珠岩次之,2~6%;松脂岩最大, $> 6\%$ 。膨胀系数与颜色深度、斑晶量、脱玻化程度、FeO量呈反相关关系。

大多数硅酸盐矿物晶体之比重、折光率比玻璃质要大。如将其熔为玻璃质,则比重减小,如橄榄石减16%,辉石减12~14%,角闪石减7~12%,石英减17%,钠长石减9%,钙长石减2.7%;折光率也明显降低,从2~3个主折光率变为一个折光率,易于测定。

火山岩玻璃的化学成分、种属与其折光率、比重有关,一般折光率、比重愈大,基性程度愈高。尤其明显的是折光率与 SiO_2 量关系密切,据折光率测定的 SiO_2 ,精含量常 $< \pm 2\%$,只要测出火山玻璃或火山岩粉末熔化淬火的人工火山岩玻璃的折光率值,即可方便地确定火山岩中 SiO_2 含量,还可大致地确定其它氧化物含量。而从折光率的变化范围,也易于确定火山岩的一系列种属名称,以钙碱性火山岩为例:超基性岩折光率(N)一般 > 1.620 ,玄武岩1.620~1.57,玄武安山岩1.57~1.56,安山岩1.56~1.53,安山英安岩1.53~1.52,流纹英安岩1.52~1.51,英安流纹岩1.51~1.50,流纹岩 < 1.50 。中基性、基性岩为正突起,中酸性、酸性岩为负突起,中性安山岩则有正有负。粗面岩、石英粗面岩的折光率与安山英安岩及流纹英安岩相似。对于碱度大的岩石,其折光率值一般偏低,如我国东部中生代碱钙性火山岩的折光率值,比钙碱性岩一般要低0.005~0.010。

玄武玻璃一般为黑色,镜下褐色,折光率1.57~1.59,完全无水的可达1.625。这种玻璃易于水化而成为澄玄玻璃,澄玄玻璃为褐、黄、灰色,镜下呈黄到无色,折光率1.52~1.54,含水最多达32%, H_2O 多则折光率N低,最低为1.47。玄武玻璃常含有橄榄石、辉石、斜长石等原生矿物微晶,澄玄玻璃常与脱玻化伴生的沸石、蒙脱石、蛋白石及石膏等共生。

玄武岩中常见方沸石,有次生的,也有原生的,它与玄武玻璃的区别是无色、具解理以及折光率小于树胶。

火山玻璃是不稳定的,会自动趋向结

晶,即脱玻化作用。酸性火山玻璃的脱玻化实验表明,可分为三个阶段,形成不同的结构:第一阶段为含有玻璃质的霏细结构及孤立的球粒结构;第二阶段为不见玻璃质的球粒状、束状或梳状、显微嵌晶状、球粒状结构等;第三阶段为显微花岗结构或显微花斑结构。

玻璃质脱玻化在古老的人工造的玻璃中也可见到。如苏格兰郭巴屯发掘出来的200年前古老玻璃中即见到重结晶的放射物质。脱玻化发生于固体状态下,促进脱玻化一般有以下几个条件:除需较长的时间外,还需适当的水分,一定的温度及压力。水为活动组分,可增加玻璃质中质点运动,缺乏水分就不能脱玻化,因此与地球年代相似的陨石中玻璃质,由于缺水,仍为玻璃质。水在地壳上部及地表常见,有地下、也有地表水,尤其裂隙发育处水易于活动、赋存,还有火山热液及侵入期后热液等,所以在火山碎屑岩、珍珠结构及流纹构造岩石中易于脱玻化。脱玻化从裂隙开始,有人认为珍珠结构是玻璃质冷却过程、脱玻化过程中体积缩小产生的,而有的则认为珍珠结构(据实验)并非冷缩产物,而与低温低压下水化及水的分布不均有关。温度升高有利于玻璃质中质点的活动及重新排列,地热、来源喷出、侵入岩之烘烤、热变质及热液活动等,直接影响着脱玻化的时间,据实验及理论计算资料表明,由玻璃质变为霏细结构,在300°时须100万年,400°时只须几千年。压力来自上覆地层及构造活动,压力能促进脱玻化,因为玻璃质变为结晶质,体积变小。受压及区域变质火山岩易于脱玻化。火山岩喷出后被埋于地下,受到一定压力,加以火山热等影响,又有一定的温度及水分,易于脱玻化。而在火山灰流温度较高的中部,比顶部更易于脱玻化。新生代火山玻璃常见,中生代部分脱玻化,古生代多已不见玻璃质。

玻璃质由于染色元素分散,一般色深,故酸性的黑曜岩多呈黑色。酸性火山玻璃在地表脱玻化后,变为隐晶质长英矿物及高价铁矿物(赤铁矿、褐铁矿)等,肉眼颜色多为浅红、黄、褐色;基性火山玻璃在地表脱玻化后,变为隐晶质斜长石、高价铁矿物及

次生的绿泥石等,肉眼多呈紫红色、深绿色。

在温度骤降至结晶温度以下时,也可形成与脱玻化类似的结构。如 $Ab-An-H_2O$ 系,在过饱和水($\approx 10\%$),5000巴压力下, $An\% = 5$ 钠长石熔体,结晶温度为800°C。过冷却到750~650°时结晶,为板状晶体;过冷却到600°C以下,则形成球粒状结构。

脱玻化与过冷却皆可形成霏细、球粒结构,它们的主要区别如下:

(1)霏细结构 为极细粒、他形、镶嵌状的长石(钾长石、钠长石、歪长石)石英集合体组成。如颗粒间界线模糊但很不规则、粒度较小、呈显微隐晶结构者,为脱玻化产物;如颗粒间界浅清晰且比较规则、粒度较大、呈显微花岗结构者,为过冷却形成。

(2)球粒结构 为纤维状透长石、方英石等围绕结晶中心成放射状球体,常具十字形消光。如球粒切穿流纹构造,或自裂隙壁生长成不完整的球粒,球粒量大,相互邻接,分布于隐晶、霏细结构之中者,为脱玻化产物;如流纹绕过球粒,球粒形态较完整,岩石中球粒数量少,彼此孤立地分布于玻璃质之中者,为过冷却形成。

脱玻化所形成的结构,除球粒、霏细外,常见的还有束状、梳状结构。束状由一个中心向两端呈放射状生长的、多由高温长石纤维组成的圆锥体,切面呈扇形。梳状垂直(或近于垂直)冷却面生长、由高温长石、方英石纤维组成,又称脊状结构。脱玻化结构根据形态,还可分出羽状、微粒状结构等等。

火山碎屑岩中玻屑常见,是气体骤胀炸碎之浮岩孔壁,故多为凹面多角形,如未炸破则仍会保留气孔。玻屑多 $<0.5mm$ 。酸性者“Y”及“U”形,凹面多,无色;中性者“I”形,不规则扁平形,浅色;基性者不规则多角形,多孔形,水滴形,褐色。

酸性脱玻化常有两个阶段:早期为显微隐晶质,粒度小而模糊,仅有隐约光性,不能定出成分;晚期为显微显晶质,可见到由长英质细粒矿物组成的霏细及梳状结构等。

在浆屑中，脱玻化形成之结构，有的是单一的，有的是双重的。如有的浆屑只见梳状，或只见球粒状，或只有霏细状；有的则边部为梳状结构，中部为球粒状或微粒状结构等。

脱玻化程度在浆屑中（据宁芜娘娘山观察）有以下现象：较大的浆屑比小的脱玻化强；同一浆屑内部比外部脱玻化强；成分上较酸性、富含挥发份的脱玻化强。脱玻化形成的矿物与岩石成分有关：中酸性浆屑脱玻为长英（透长石、石英）质矿物，碱性浆屑脱玻为钾长石。脱玻化过程中还可以形成一

状金红石、尘点状赤铁矿等铁钛矿物。

脱玻化的火山碎屑岩、火山玻璃岩及杏仁体中，常有不少沸石类矿物，尤其是中生代酸性火山岩区。不能把脱玻化岩石全部看成长英矿物，应以X射线鉴定其是否有沸石。因为酸性火山玻璃密度2.1~2.2，与沸石密度相似；而且由火山玻璃改造为沸石比长英矿物容易。故火山玻璃在孔隙多、适当温度、低压、富水的条件下，易于蚀变、脱玻化为沸石。我国目前陆续发现的斜发沸石、丝光沸石矿床，有广泛的工农业用途，更值得注意。



日本的金矿资源

早在760年间，日本就在北上山地发现了砂金矿床，产出的金也向国外出口。其后陆续发现过一些金矿（见表），均在日本列岛的东南海岸。

明治年间，日本加强了金矿资源的开发利用，并从台湾、朝鲜等地大量进口金银矿石。

日本的主要金矿

种 类	产 出 地	发现年月
砂金	北上山地	760年
砂金	伊豆	1300年
原生矿	伊豆佐渡金矿	1601年
金银矿	九州鹿儿岛	1868年前
与铜矿伴生	伊豆加增野金矿	1952年
石英脉金矿	广岛福山市甲山金矿	1969年
“ ”	兵库县大泊金矿	1977年

战后，日本的金银生产逐渐恢复。冶炼厂生产的主要原料来源是：回收由海外大量输入的铜、铅、锌矿石中的伴生金以及黑矿等其他矿种的副产品，而从单纯金银矿床中产生的金，年产量不足2吨。

下面，就日本金矿地质方面的最近情况，作一概要介绍。

位于兵库县赤穗市丸山地区的大泊金矿，原是为作为硼锰锌石被开采的，局部矿石因含硅太高，无工业价值，曾被废弃。后来该矿山的Y氏再度调查，证实硅质部分的矿石就是高品位的金银矿石。硼锰锌石山一下变成了价值20亿日元的宝山。

这件事引起了人们的极大兴趣。在发现大泊金矿之前，其周围就发现过一些与别的矿种共生的金。如生野矿

山的多金属硫化物矿床，棚原矿山的含铜磁硫铁矿矿床以及金铈矿床中都有金的分布。而象大泊金矿这种含硫化物少的石英脉型金矿，因露头不易氧化，故往往难以发现。如在10年前开发的该类型的广岛甲山金矿，过去一直未被地质工作者发现，却由一农民委托有关单位分析了白色脉石英岩块之后被确认的。

大泊金矿所在的矿床分布区域，被以白垩纪后期的流纹岩以及英安岩所覆盖。岩体主要由熔结凝灰岩构成，赋存于该类岩体中的多金属浅成矿床，多集中在北东部，在其西侧则赋存有与白垩纪后期酸性侵入岩伴生的含铜磁硫铁矿床。大泊金矿正好位于后类矿床的南缘。

从见矿部位的矿脉规模看，宽3.5~4米的矿脉的平均品位Au=40克/吨。金银矿物有辉银矿、辉铜矿、银矿、琥珀等，另有少量闪锌矿、黄铜矿，是以Au—Ag矿物、Ag—S矿物以及Ag—S—Sb矿物为主的矿物共生组合。矿石结构有条状构造与角砾状构造、石英脉中的条状构造均受硼锰锌石化，两者的关系将是今后研究的一个课题。

在金矿地质方面，另外还有一件事引起了人们的兴趣。根据由最近的地震活动形成的活断层，地质的、地形的观察推断的断层和区域构造线的方向，都与过去的构造活动、加增野金矿所在的矿脉群的模式非常类似，换言之，从大地构造学的角度来看，形成伊豆半岛的中新世以后的安山岩、石英安山岩等火山岩类，在沿着大地构造带东缘发育的同时，其次级的活动场所经常变动着。因而，从中新世之后，构造运动、火成活动、矿化作用和变质作用等一系列的循环，就断断续续地进行着。在加增野金矿外圈的奥山铜矿，其矿化带以铜矿脉为主，而其上部露头均富含银，这种不同矿脉在投影面上的重叠，可以认为是不同期矿化的结果。该地区金矿脉往深部延伸的可能性很小。

据《地质新闻》1979年第1期摘编