第三章　岩　　石

第一节　概　　述

滇黔桂地区中下三叠统的岩石主要有碳酸盐岩、碎屑岩、蒸发岩、硅岩、火山岩及侵入岩等，碳酸盐岩和碎屑岩分布最广。碳酸盐岩包括石灰岩及白云岩。石灰岩及白云岩又可根据其结构、构造和特殊的成因，进一步划分为若干个岩石类型。碎屑岩及其他岩石亦可根据其结构、构造、成分和特殊的成因，进一步划分出一些类型，参看表 3-1。

表 3-1　滇黔桂地区中下三叠统的主要岩石类型

碳酸盐岩	石灰岩	颗粒石灰岩 颗粒质石灰岩 含颗粒石灰岩 灰泥石灰岩(泥晶石灰岩)	
		特殊类型石灰岩	蠕体石灰岩 叠层石石灰岩 重力流石灰岩 等深流石灰岩 玛瑙纹石灰岩
	白云岩	粉晶白云岩 细晶白云岩 中晶－粗晶白云岩 颗粒(质)白云岩 藻白云岩	
碎屑岩		砾岩 砂岩 粉砂岩 泥岩 浊积岩	
硅岩		结核状硅岩 似层状硅岩	
蒸发岩及溶塌角砾岩			
火成岩	火山岩		
	侵入岩	中酸性侵入岩 中基性侵入岩	

第二节　石　灰　岩

根据石灰岩的结构、构造和特殊的成因，可把滇黔桂地区中下三叠统的石灰岩划分为颗粒石灰岩、颗粒质石灰岩、含颗粒石灰岩、灰泥石灰岩(泥晶石灰岩)、蠕体石灰岩、叠层石石灰岩、等深流石灰岩、重力流石灰岩、玛瑙纹石灰岩等类型。

一、颗粒石灰岩

1. 颗粒

滇黔桂地区中下三叠统的石灰岩中的颗粒，主要为鲕粒，其次为内碎屑、化石碎屑、藻屑、球粒等。

(1)鲕粒

在本地区中下三叠统中，鲕粒是最常见的颗粒，其直径大多为 0.25－2mm。根据鲕粒的内部结构，可将本地区的鲕粒再划分为正常鲕、表鲕、复鲕、负鲕、单晶鲕、多晶鲕、藻鲕等。

正常鲕具发育密集且较清晰的同心层。鲕核多为内碎屑，偶见化石碎屑(图版Ⅰ-1)。在阴极发光显微镜下，同心纹层均匀地呈蓝黄一橙黄色，反映同心纹层之间在化学成分上无明显变化。这种鲕粒是在较强水动力条件下形成的。

表鲕亦称薄皮鲕，鲕核直径大于同心层厚度。鲕核大多为内碎屑。粒径常较正常鲕大，圆度不及正常鲕(图版Ⅰ-2)。较大的鲕粒直径及较薄的同心层反映了这种鲕粒形成时的水体动力条件较正常鲕强，但成鲕时间不长。

复鲕是包含两个或两个以上核心或较小鲕粒的鲕，常见于含表鲕较多的石灰岩中(图版Ⅰ-3)，成鲕时的水体动力条件亦较正常鲕强。

负鲕亦可称溶蚀鲕。由于鲕粒内部结构的不均一性，故较内碎屑等其他颗粒更易遭受淋滤作用，有时其内部全被溶蚀掉只剩下一个表皮壳子。本区负鲕的外壳层常具氧化环边。

单晶鲕及多晶鲕是负鲕又被方解石晶粒充填而成。单晶鲕内部由一个方解石晶体组成，多晶鲕内部由多个方解石晶体组成。其内部的方解石晶体在阴极发光显微镜下呈蓝灰色至暗褐色。方解石晶体为淡水或混合水沉淀产物。在下三叠统具潮坪沉积特征的钙质粉砂岩、泥岩中，常夹含鲕粒灰泥石灰岩透镜体，其中鲕粒大多为单晶鲕或多晶鲕(图版Ⅲ-1,2)。

藻鲕较大，直径可以从几毫米至几厘米(图版Ⅶ-3)。其同心纹层不规律，有时凸凹起伏或时断时续而使鲕粒呈梅花状。在阴极发光显微镜下，这种鲕粒的同心层呈明暗相间的不均匀发光。这是因为蓝绿藻在生长过程中对 Mn^{2-}、Mg^{2-} 等有选择性吸收作用，使之在其内富集，故富有机质纹层呈明亮的玫瑰红至深红色；而灰泥或含陆源粘土的灰泥物质阴极发光性较差，呈暗褐色至暗灰色光。藻鲕一般为潮间带和浅水潮下带中等水动力条件下的产物。

(2)内碎屑

本地区中下三叠统的石灰岩普遍含有内碎屑，但含量不及鲕粒。内碎屑粒径大多 0.05－2mm 之间，一般 0.25－1mm，常与鲕粒伴生。在本区的颗粒石灰岩中，随着颗粒含量增加，内碎屑的磨圆度亦渐增。在含颗粒石灰岩或颗粒质石灰岩中，内碎屑磨圆度较低；在亮晶胶结的颗粒石灰岩中，内碎屑磨圆度较高。事实上，随着水动力条件增强以及水体中碳酸钙含量的增高，内碎屑在被磨圆的同时，一部分内碎屑即成为鲕核，从而形成表鲕或正常鲕。

(3)化石(碎屑)

化石碎屑亦称生物碎屑(简称生屑)，也是本区中下三叠统石灰岩中的常见颗粒组分。它们在石灰岩中的含量一般 5%－25%，最高可达 70%左右。常见的化石碎屑有瓣鳃类、腹足类、棘皮类碎屑等。

瓣鳃类是本区中下三叠统中分布最广的生物化石。在滨海区及浅水台地区，瓣鳃类较常见，其壳壁较厚，保存不好，常呈碎片形式存在；在较深水沉积区，瓣鳃类化石含量明显减少，且属种单调，一般壳薄、纹饰简单、保存较好(图版Ⅱ-6)。在成岩作用中有时发生原地破裂、错断

(图版Ⅰ-1)。

腹足类的生活习性与瓣鳃类近似,均为广盐性生物。在台地区更常见,死亡后常被水体带至潮沟或其他较低能环境下堆积下来,常与瓣鳃类或棘皮类混杂堆积形成介壳层。

棘皮类在具浅水沉积特征的岩石中常见,局部含量可高达70%。因其生活需要温暖和清洁的海水,故在浅色厚层碳酸盐岩中尤其是在较纯的石灰岩中常见(图版Ⅰ-5)。

此外,还可见腕足类、珊瑚、介形虫、有孔虫和钙球(图版Ⅲ-4,5)等。

在黔南及广西,头足类在具深水沉积特征的碎屑岩中很发育,但在石灰岩中却较罕见。

(4)藻屑

藻屑是藻粘结格架或较大的藻粘结团块被破碎和磨蚀而成的颗粒,其中常具藻丝体或藻粘结结构。粒径一般为砂级,有的可达砾级。磨圆度从次棱角状至中等。

(5)球粒

这种颗粒直径一般为粉砂级:磨圆较好、分选较好、泥晶结构、颜色较深、基质常为灰泥(图版Ⅲ-3),形成于低能环境。在现代海洋中,在局限的温暖浅水环境中,如潮坪和泻湖中,常见这种颗粒[75]。

2. 颗粒石灰岩

颗粒含量大于50%的石灰岩称颗粒石灰岩。颗粒石灰岩在本区中下三叠统中广泛分布。

可根据不同的颗粒类型,把颗粒石灰岩划分为各种类型的鲕粒石灰岩(如正常鲕石灰岩、表鲕石灰岩等)、内碎屑石灰岩(如砾屑石灰岩、砂屑石灰岩等)、生物碎屑石灰岩(如瓣鳃类碎屑石灰岩、棘屑石灰岩等)。

亦可根据岩石的基质是亮晶方解石胶结物或是泥晶方解石即灰泥,把颗粒石灰岩划分为亮晶颗粒石灰岩和泥晶颗粒石灰岩;如果基质中亮晶和泥晶均有,亦可称之为亮晶—泥晶颗粒石灰岩。

在亮晶颗粒石灰岩中,颗粒含量可达60%,呈颗粒支撑结构。岩石色浅,常呈中—厚层至块状,有时其中发育交错层理。根据颗粒类型,又可划分出亮晶鲕粒石灰岩(图版Ⅰ-1,2,3,4)、亮晶生屑石灰岩(图版Ⅰ-5,6)、亮晶藻屑石灰岩、亮晶藻灰结核石灰岩(图版Ⅶ-3)。亮晶颗粒石灰岩形成于水动力条件较强的沉积环境,如水下隆起(滩)或潮汐水道。

在泥晶颗粒石灰岩中,基质主要为泥晶方解石,也可含一些亮晶方解石。主要颗粒类型为单晶鲕和内碎屑。岩石灰至深灰色,透镜状或中厚层状。泥晶鲕粒石灰岩为水动力条件或强或弱的潮汐潮道沉积,或者为结构退变或环境退变的产物。结构退变即原来在高能环境中形成的鲕粒被搬运到低能环境中去并在该环境中沉积下来。低能环境不能形成鲕粒,只能沉积灰泥,这样就形成了泥晶鲕粒石灰岩。环境退变即该地区原来为高能环境,形成了鲕粒,后来该环境退变为低能环境,不能再形成鲕粒,只能沉积灰泥,这样也可形成泥晶颗粒石灰岩。

二、颗粒质石灰岩及含颗粒石灰岩

颗粒质石灰岩是指颗粒含量50%—25%、灰泥含量50%—75%的石灰岩,亦可称颗粒质灰泥石灰岩。这类岩石在本区中下三叠统各阶均有分布。岩石一般为灰色至深灰色,中层至厚层。颗粒类型包括内碎屑、表鲕、藻鲕、生屑和藻屑等。除部分生屑为原地或近原地堆积、分选和磨圆均较差以外,其他颗粒的分选和磨圆均中等至较好,基质以泥晶方解石为主(图版Ⅱ-1,2,3,4)。颗粒质石灰岩为水能量条件中等至较弱的浅水碳酸盐台地和斜坡沉积产物。

含颗粒石灰岩是指颗粒含量介于25%—10%、灰泥含量75%—90%的石灰岩,亦可称含

颗粒灰泥石灰岩。这类岩石在本区中下三叠统各阶均有分布。岩石颜色呈浅灰至深灰色，中层至厚层。其中的颗粒以化石碎屑为主(图版Ⅰ-5,6)，亦见藻屑、钙球和放射虫(图版Ⅲ-4,5)。化石碎屑绝大部分为原地堆积，保存较好。含颗粒灰泥石灰岩一般形成于水动力条件较弱的沉积环境，如局限或开阔碳酸盐岩台地、过渡带斜坡以及较深水盆地环境。

上述三类石灰岩，即颗粒石灰岩、颗粒质石灰岩和含颗粒石灰岩，由于其内部结构的差异性，它们的成岩后生变化常较明显。常见的成岩变化有胶结作用、溶蚀作用(图版Ⅲ-1,2)、重结晶作用(图版Ⅰ-5)和白云化作用。颗粒石灰岩中的白云化作用包括准同生白云化作用和准同生后白云化作用。如有的鲕粒石灰岩，其中鲕粒形成时的水体很可能具高 Mg^{2+}/Ca^{2+} 比，很可能在成鲕时鲕粒内部的准同生白云化就开始了[76,77]。这种颗粒石灰岩在偏光显微镜下可见鲕粒内部发生了白云化而填隙物或胶结物无白云化迹象(图版Ⅰ-3，Ⅸ-1,2,3,4,5)；在阴极发光显微镜下，可见鲕粒内部的白云石晶体和整个鲕粒本身发光性一致，说明鲕粒内部白云石的形成环境与成鲕环境无明显变化。准同生后白云化作用在颗粒石灰岩中则表现得更加广泛。经常可见填隙物发生了强烈的白云化而颗粒内部白云化很弱或未发生白云化。有时填隙物与颗粒均发生了白云化作用以致难以区别出颗粒和填隙物，即岩石已变成了白云岩。

三、灰泥石灰岩(泥晶石灰岩)

灰泥石灰岩是指颗粒含量小于10%或不含颗粒的石灰岩，亦可称无颗粒灰泥石灰岩或无颗粒石灰岩，亦称泥晶石灰岩。这类岩石在本区中下三叠统的各阶均广泛分布。一般为灰色至深灰色，薄至中层为主，亦见厚层至块状。常发育水平纹理。层面可见水平虫迹(*Helminthoida* 蠕虫迹?)。常见球粒、放射虫和钙球。有时含少量生物碎屑，如瓣鳃类、介形类碎屑。当岩石中的泥质或粉砂含量达到一定程度(通常为25%)时，即成为泥质灰泥石灰岩或泥砂质灰泥石灰岩(图版Ⅳ-6)，而逐渐向碎屑岩过渡了。

这类岩石一般形成于水体较安静的沉积环境。在开阔台地海、局限台地海、斜坡带以及较深水盆地区均有分布。而要确定其确切的沉积环境，还必须综合考虑其沉积序列、沉积构造、古生物和古生态特征以及地球化学指标等因素。

灰泥石灰岩的成岩后生变化包括胶结作用、压溶作用和重结晶作用等。由于泥晶石灰岩结构较均一，其压实(压溶)作用常不易观察。灰泥石灰岩中微窗孔孔隙的变形和减小是机械压实作用的可靠标志[78]；而广泛发育的缝合线构造则是化学压溶作用的常见现象。当灰泥石灰岩中含有一定量的陆源粘土物质和有机质时，其中的有机质演化往往对压溶作用的进行产生重大影响，有可能使岩石中由于成分分异而出现“蠕虫状”构造。重结晶作用使灰泥石灰岩中灰泥由泥晶(小于4μm)首先向“微亮晶”的细粉晶—粉晶(4—30μm)转变。但是，石灰岩中的“微亮晶”并不全部是泥晶的重结晶产物。泥晶石灰岩的成岩研究表明，显生宇的泥晶石灰岩可分为两种主要类型，即主要原始成分为方解石的泥晶石灰岩和主要原始成分为文石的泥晶石灰岩。前者的特征是方解石晶体中不含文石残迹，晶体相对较小，小于4μm，为泥晶级。后者的特征是新生变形的方解石晶体中含许多文石残迹，而作为胶结物的方解石晶体中未见文石残迹，其晶体相对较大，一般4—10μm，相当于细粉晶。即细粉晶石灰岩一部分为泥晶石灰岩重结晶的产物，而相当一部分为新生变形产物。当重结晶作用强烈时，这两类泥晶石灰岩都将变成晶粒石灰岩。

四、蠕体石灰岩

蠕体石灰岩亦称蠕虫状石灰岩。蠕体石灰岩由蠕体和基质组成。在露头上，蠕体颜色较基质深，一般宽 1－2mm，长度稍大一点，呈椭圆状、圆状、不规则斑状及蝌蚪状。蠕体呈星点状“悬浮”于基质中，有时可见其大致顺层分布。蠕体与基质界限清楚，在偏光显微镜下，可见蠕体颜色较浅，主要由较纯的细粉晶方解石组成；有时在蠕体边缘可见板状或条状的自生钠长石，偶见自生石英晶体与自生钠长石晶体共生；在蠕体内部常见自生黄铁矿晶体或其假晶（图版Ⅳ-3，4）；基质颜色较深，含较多泥质，二者呈渐变关系（图版Ⅳ-1）或呈微缝合线接触（图版Ⅳ-2）。在本区，蠕体石灰岩主要分布于奥伦阶永宁镇组，偶见于印度阶和安尼阶。浅灰色至灰色，薄层至中厚层。其中至今未发现广海窄盐性生物化石，偶见广盐性生物有孔虫和腹足类等。在丘北腻脚，可见薄层蠕体石灰岩之下为鲕粒石灰岩透镜体。推测蠕体石灰岩形成于水体较浅含盐度稍高的局限台地海环境。

关于蠕体石灰岩的成因，历来争议较大，计有凝聚说、机械成因说和生物扰动说等。在下扬子地区下三叠统扁担山组石灰岩中，一些“蠕体”呈弯曲管状、分叉管状，常切割纹层；它们可能是生物扰动的产物[51]。但这一类“蠕体”石灰岩在本区尚未见到。

在滇黔桂地区早中三叠世，含有机质和粘土矿物的灰泥物质沉淀以后，便进入了成岩作用阶段。随着埋藏深度的增加，上覆静压力的增大和地温的升高，灰泥沉积物中分散的有机质开始水解，产生有机酸[79]。在有机质富集区，水解作用结果形成局部酸性微环境，导致泥晶方解石溶解；另一方面，灰泥沉积物中粘土矿物在上覆压力和富含有机质的水解产物 CO_2 的水溶液的共同作用下，常游离出 K^+、Na^+ 等造岩元素，在局部形成碱性微环境。这种环境有利于自生钠长石、黄铁矿形成。上述泥晶方解石溶解后产生的富含 Ca^{2+}、HCO_3^-、CO_2 的溶液在压力驱动下，当运移至碱性微环境之后，便重新沉淀出 $CaCO_3$，形成较纯净的微亮晶（细粉晶级）方解石集合体。在周边残积粘土矿物的包围下，这些再生沉淀出的微亮晶方解石集合体呈蠕虫状星布于含泥或泥质石灰岩中。镜下可见残积粘土矿物与微亮晶方解石集合体（蠕体）有时呈过渡关系（图版Ⅳ-1）。如果上覆静压力或构造应力继续作用于蠕体石灰岩，化学压溶作用[80]就会在蠕体和基质之间进一步进行。在显微镜下可见，随着压溶作用的强化，蠕体与基质之间由过渡关系变为缝合线接触关系（图版Ⅳ-2）。即本区奥伦阶常见的蠕体石灰岩的形成，可能与原始灰泥沉积物中的有机质演化有较密切的关系，而同期和随后的压实作用使蠕体和基质分异更加明显化了。

五、叠层石石灰岩

叠层石石灰岩主要分布于黔中、黔西南及滇东南的安尼阶和拉丁阶。岩石呈中、厚层状。叠层石一般呈波状，亦见柱状的。柱状叠层石高可达 30cm，宽可达 8cm。柱状叠层石和波状叠层石纹层均细而密（图版Ⅳ-5）。露头剖面上富藻纹层因抗风化能力稍强而常凸出，而富屑纹层则常凹入。波状叠层石一般形成于潮上带和潮间带上部，柱状叠层石一般形成于潮间带下部和潮下带上部。有时在同一厚层叠层石石灰岩中，岩层下部叠层石呈柱状，上部则变为波状。这反映了该岩层沉积期间环境的变化，即水体的变浅，能量的减弱。叠层石石灰岩由于其特定的形成环境，很容易遭准同生白云化而变为叠层石白云岩。在惠水青岩及开远马者哨的拉丁阶露头剖面上，在每一个沉积旋回下部见叠层石石灰岩，在上部见叠层石白云岩和藻粘结白云岩等，构成了诸多向上变浅的沉积序列景观。

六、重力流石灰岩

本区早中三叠世沉积的一个显著特色，就是有发育良好的各种类型的重力流沉积的石灰岩。它们在广大区域内，呈连绵不断的长带，蜿蜒分布。这条长带大致沿福泉－惠水－紫云－贞丰－西林－广南－那坡－田阳－平果－邕宁－扶绥－崇左－凭祥一线分布，贯穿整个滇黔桂地区。在这个长带上，早中三叠世均有重力流沉积的石灰岩分布。这一重力流沉积的石灰岩有五种基本类型和六种组合。

1. 五种基本类型

本区中下三叠统碳酸盐重力流沉积的基本类型有五种，即滑动流沉积、岩屑流沉积、颗粒流沉积、浊流沉积及岩崩堆积。如图 3-1 所示。严格地说，岩崩堆积为重力沉积，不属重力流沉积。鉴于本区的岩崩堆积常与其他类型的重力流沉积伴随出现，并且在纵向上常过渡为其他类型的重力流沉积，故暂且将之置于重力流沉积范畴。

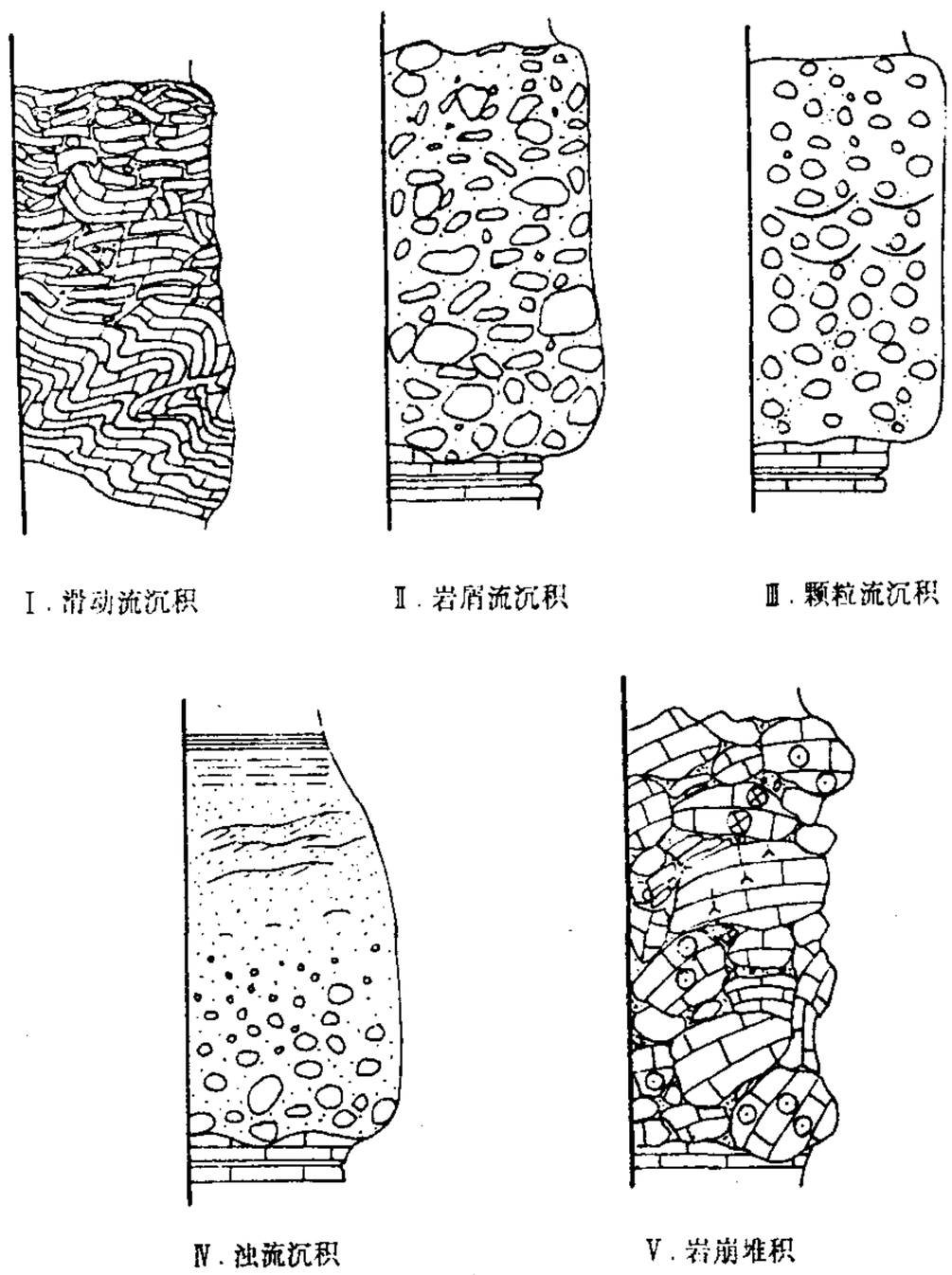

图 3-1 滇黔桂地区早中三叠世碳酸盐重力流沉积基本类型

Ⅰ. 滑动流沉积；Ⅱ. 岩屑流沉积；Ⅲ. 颗粒流沉积；

Ⅳ. 浊流沉积；Ⅴ. 岩崩堆积

(1)滑动流沉积

滑动流沉积常见于惠水青岩、罗甸边阳、崇左布哝等地的印度阶中。沉积序列的下部为强烈挠曲、褶皱并时见断裂的深灰色薄层泥晶石灰岩，为斜坡区近原地沉积；向上随着褶皱加剧，

薄层石灰岩岩层开始断裂、破碎；上部为完全断裂的石灰岩角砾组成的角砾石灰岩，角砾呈板条状，长轴大致定向排列。见图 3-1-I。在滑动流沉积的角砾石灰岩中，角砾以深水斜坡沉积的薄层石灰岩角砾为主要组分，含量可达 80%。颗粒支撑，长板条状角砾常呈缝合线接触。基质为砂屑和灰泥。与下伏薄层石灰岩呈渐变或突变接触；如为突变接触，下伏的薄层石灰岩常见因滑动牵引作用而产生的倒转滑移褶皱，有时还可见倒转褶皱的顶部被截切。

这类沉积是斜坡发展初期的产物。在灰泥沉积物沉积之后尚处于弱固结阶段时，由于斜坡下部的同生断裂活动或其它原因，斜坡逐渐变陡，致使灰泥沉积物顺坡向下滑动；由于滑速不均一，故沉积物发生塑性挠曲褶皱并进而发生断裂；如灰泥沉积物较厚，其内部流速不均则可以发育假“包卷层理”，并在沉积物内发育一系列剪切破裂面，在其底部开始出现因滑动摩擦而产生的灰泥及粘土泥浆(图版 Ⅵ-1)。随着滑速的渐增，沉积物破裂的加剧，可出现角砾滑动流，其间产生的少量细碎屑充当基质，为刚形成的滑动流流动起到润滑剂的作用，加速了滑动流的下滑，并将下伏沉积物的因差异滑动而产生的褶皱突起部切碎为板条状角砾，并随之一道滑动。当其滑至缓坡处堆积下来，就形成了滑动流沉积(图版 Ⅷ-1)。

在扶绥东门及罗甸边阳等地，见这类角砾石灰岩上部含一些浅水台地沉积的亮晶鲕粒石灰岩、含生屑石灰岩及细晶白云岩等角砾，这些角砾大致呈等轴状至近椭球状，砾径大小不等，但大都较板条状石灰岩角砾大(图版 Ⅷ-2,3)。台地沉积石灰岩角砾的出现，说明这一滑动流沉积的物源区除了斜坡本身，还包括台地区。这可能是因为斜坡基底的同生断裂活动较剧，致使台地边缘沉积崩塌跌落至斜坡上，加入到了滑动流之中。滑动流沉积中浅水台地碳酸盐岩角砾的出现，反映形成该滑动流的斜坡发育明显，坡度稍陡。

滑动流沉积的顶界较平整，或者向上与其它类型的碳酸盐重力流沉积呈渐变关系。

如果上述滑动流继续加速下滑，产生的越来越多的细碎屑混杂到较大的角砾中去，就开始向岩屑流发展了。

(2)岩屑流沉积

岩屑流沉积亦称碎屑流沉积，在本区中下三叠统碳酸盐重力流沉积中分布最广，有时连续沉积于滑动流沉积或岩崩堆积之上。单层厚度一般 0.5－30m。岩石中角砾大小悬殊，一般角砾大小 0.2－1m，磨圆差至中等，分选很差。来自浅水碳酸盐台地的亮晶颗粒石灰岩以及其他石灰岩的角砾大都呈近等轴状，含量变化较大，介于 30%－80%之间；斜坡区的板条状泥质石灰岩角砾时见塑性变形，常破碎至砂级和泥级而呈基质出现。岩石呈基质支撑结构，不显层理。具正粒序、逆粒序或不显粒序。与下伏岩层以侵实面接触；顶界有时不平，或者向上与其它类型重力流沉积呈过渡关系。见图 3-1-Ⅰ及图版 Ⅵ-2,3。

值得一提的是，在广西西林石炮剖面的下三叠统印度阶及奥伦阶中，发育一种较特殊的岩屑流沉积。该岩石呈深灰至灰黑色，厚层至块状，内部呈基质支撑结构。砾石粒径 2－20cm，大多 5－10cm，呈椭球体或近球体状，含量 20%－60%，大致呈正粒序。有时见砾石长轴定向排列。砾石成分包括亮晶鲕粒石灰岩、含生屑石灰岩和含硅质放射虫的泥质石灰岩等。有时还可见含晚二叠世的化石 *Palaeofusulina*(古纺)的石灰岩砾石。基质为含火山碎屑的泥质和灰泥。与下伏岩层呈冲刷侵蚀面接触；顶界较平缓。其上下层位的岩层均为含放射虫硅质泥岩和泥质粉砂岩韵律层，偶夹泥质石灰岩透镜体。基干剖面分析显示，该区下三叠统为深水盆地沉积。从这套岩层底部冲刷痕及内部定向的砾石长轴测得当时重力流流动方向为 55°左右，即重力流来自西南部斜坡，而砾石则多来自西南部的碳酸盐岩台地。从砾石的极好的磨圆度和较好的分选性，并考虑到该岩屑流沉积赋存的岩层的岩性，推测这套沉积可能为重力流二次(或多

次)搬运沉积的产物。第一次发育的岩屑流沉积于斜坡中下部之后,由于斜坡基部或盆地边缘的断裂作用等原因,导致了前期岩屑流沉积失稳,再次以岩屑流形式向盆地内部流动,并使一些因断裂作用产生的二叠系砾石加入其中,最终沉积下来形成了这套独特的岩屑流沉积。这种分析与该区早三叠世火山活动频繁的构造环境状况是吻合的。

(3)颗粒流沉积

颗粒流沉积见于本区紫云新民、罗甸边阳和崇左布嗹等地的下三叠统中,为"亮晶"砾-砂屑石灰岩沉积。颗粒以浅水台地沉积的石灰岩碎屑为主,亦含深水斜坡沉积的泥灰岩碎屑,含量可达80%,分选差至中等,磨圆较好,呈颗粒支撑结构。沉积层序的中下部常见碟状泄水构造,见图3-1-Ⅲ。在露头剖面上可清楚地看出颗粒呈"亮晶"胶结。但在显微镜下可看出这些"亮晶"胶结物并不具世代性,为晶粒状方解石集合体镶嵌而成,常见贴面接触。这些胶结物与颗粒的边界不清晰,常见胶结物交代颗粒从而使二者边界不清。这可能是颗粒在较深水斜坡沉积之后,在粒间胶结物的形成过程中,相互紧密堆积的颗粒在上覆静压力作用下产生压溶作用,不断向粒间补充Ca^{2-}、CO_3^{2}、HCO_3等物质,从而缓慢地结晶出了这种特殊的"亮晶"方解石。

颗粒流沉积很少作为独立的碳酸盐重力流沉积而存在于地层中。它向上向下常渐变为其它类型的碳酸盐重力流沉积。见图版Ⅵ-4。

(4)浊流沉积

浊流沉积在本区中下三叠统中较常见。主要由细砾屑石灰岩、砂屑石灰岩和含砂屑灰泥石灰岩组成。其中砂砾屑组分包括来自异地和原地的碳酸盐岩。粒径多在0.1—20mm之间,含量可达70%。单层厚度一般5—100cm,最厚可达数米。完整或不完整的鲍马层序均有。有的沉积序列中鲍马序列a段及b段特征明显,而c段的沙纹层理等构造发育不好,仅呈波纹状。但自下而上正粒序结构明显。见图版Ⅵ-5。浊流沉积与下伏岩层呈突变接触,或者向下与其它类型的重力流沉积物呈渐变过渡关系,前者底面发育各种印模构造。其上覆岩石为薄层泥晶石灰岩,或者向上与静水沉积的钙质泥岩呈连续过渡。图3-1-Ⅳ。

(5)岩崩堆积

岩崩堆积见于贞丰联合、安顺小革佬、扶绥东门、崇左布嗹一带的局部地区。岩石呈块状,其中的砾石主要来自浅水台地的已固结的石灰岩以及少量斜坡区的暗色薄层泥质石灰岩。来自台地的亮晶内碎屑石灰岩、具藻纹层的石灰岩和含颗粒泥晶石灰岩的岩屑,一般呈椭球状至近等轴状,棱角至次棱角状;来自斜坡区的岩石角砾常见塑性变形,常呈扁平板条状。角砾大小悬殊,大者露头直径可达15m,小者0.02m,常见者在50—300cm之间。呈角砾支撑,角砾间充填砂屑及灰泥,不显层理,不显粒序。这些都是崩塌堆积成因的特征。见图3-1-Ⅴ。

岩崩堆积在中三叠统中的分布较下三叠统广。在中三叠统,岩崩堆积的砾屑内偶见晚二叠世的*Palaeofusulina*(古纺),说明部分砾屑来自下伏的上二叠统岩石。这表明在中三叠世,斜坡带的基底的同生断层活动加剧,从而引起斜坡沉积下伏的较老岩层破裂,部分砾屑崩落到岩崩堆积之中。

2. 六种组合

上述各种类型的碳酸盐重力流沉积大都不是独立存在的,它们常以各种类型的叠置组合序列出现。重力流在流动过程中,由于外界环境变化,内部支撑机制也相应发生有规律的演化,这样就形成了不同的组合。在本区下三叠统中,常见的碳酸盐重力流沉积组合有下列六种。

(1)滑动流-岩屑流沉积组合

层序下部为具典型滑动流成因的板条状角砾石灰岩，其中偶见浅水台地沉积的近等轴状的石灰岩角砾；向上浅水台地沉积的石灰岩角砾组分渐增，细砾屑、砂屑和灰泥等充作基质的较细组分渐增，形成基质支撑的岩屑流沉积。该组合层序与上伏岩层（一般是薄中层泥质石灰岩）呈突变接触，界面常因岩屑流沉积顶部有巨砾漂浮而起伏不平。

滑动流-岩屑流沉积组合为碳酸盐重力流发育初期的产物。形成这种组合的重力流常起始于较缓的斜坡上部；至斜坡中部，流速加快，被搬运物的上部与水体开始混合，内部呈基质支撑结构；但重力流在尚未完全液化之前，便很快进入了较缓的斜坡中下部并快速地沉积下来。这种组合层序在罗甸边阳等地的下三叠统中发育明显。

(2)滑动流-岩屑流-浊流沉积组合

这种重力流沉积组合在纵向上岩性变化明显，其下部为强烈褶皱的薄层泥晶石灰岩至颗粒支撑的板条状角砾石灰岩，不含基质或基质很少，为滑动流沉积。中部为不显粒序或显弱正粒序的角砾石灰岩，岩石中基质含量增加，来自台地的角砾增多，为岩屑流沉积。上部为较细的砾屑石灰岩—含砂屑石灰岩，基质含量高，显正粒序，为浊流沉积。组合中各种沉积之间呈渐变过度关系。这种沉积组合可以是一次发育的重力流通过较陡的斜坡上部，于斜坡中下部较平缓的地方沉积下来所致；也可以是多期发生的重力流沉积叠置的结果。具体情况需结合纵横向追索结果以及区域构造综合分析判别。

(3)滑动流-岩屑流-颗粒流-浊流沉积组合

在贵州紫云的下三叠统中，这种组合甚为典型，总厚达50多米。序列下部为颗粒支撑角砾石灰岩，砾石主要为深水成因的板条状石灰岩角砾，含少量浅水成因的较大的角砾，角砾长轴呈明显的定向排列，为滑动流沉积，厚度较小。中部为基质支撑的角砾石灰岩，砾石中浅水成因的角砾含量增高，砾石大小悬殊，无定向组构，不显粒序结构，为岩屑流沉积。上部为“亮晶”胶结的细砾屑石灰岩，砾石的分选及磨圆均较好，偶见碟状泄水构造，为颗粒流沉积。顶部为具鲍马序列的砂屑石灰岩、钙质泥岩，为浊流沉积。

由于发育颗粒流的斜坡坡度常较岩屑流的大得多，故这套组合可能为一次重力流作用的产物，其间因突发事件使斜坡坡度增大；也可能是两次重力流作用的产物。本组合序列与下伏岩层呈突变接触，下伏的暗色薄层硅质泥岩、泥质石灰岩被揉皱、截切；与上覆硅质泥岩呈渐变过渡关系。其上下层位的薄层泥质石灰岩中均含硅质放射虫化石。从序列本身结构及其上下层位的岩性看，这套组合沉积于斜坡基部或深水盆地边缘。

(4)岩崩堆积-岩屑流沉积组合

这一组合见于安顺小革佬、贞丰联合等地。下部为浅水成因的砾屑支撑的巨砾石灰岩，向上很快变为基质支撑的砾屑石灰岩，砾屑包括浅水成因的近等轴状的砾石和深水成因的板条状的砾石。崩塌的巨砾沿斜坡下落的同时，对斜坡区沉积后尚未完全固结的灰泥沉积物等冲撞、挫揉、挖掘，使斜坡区沉积物发生破碎，形成较小的砾块，并被巨砾下冲而带动的水流裹挟向下运移。巨砾在下冲过程中相互撞碰亦产生一些较小砾块随流而下。巨砾以其较大的初始速度和较大的惯性位于重力流的前端。当运移至斜坡基部平缓处时，巨砾先堆积下来，随后而来的岩屑流沉积于其上。

(5)岩屑流-浊流沉积组合

这一组合在本区中下三叠统中较常见。为碳酸盐重力流发育至中晚期的沉积产物。下部为厚至中薄层含基质较高的砾屑石灰岩，一般略显正粒序。向上过渡为呈鲍马序列的砾屑石灰岩、砂屑石灰岩和钙质泥岩。见图版Ⅵ-6。组合中来自深水沉积的角砾含量较高，反映重力

流在斜坡中下部深水区流动了较长距离，最后于斜坡下部沉积下来。

(6)岩屑流-颗粒流-浊流沉积组合

见于罗甸边阳、崇左布哝等地的下三叠统中。在纵向上呈连续沉积。其中浊流沉积段厚度较小，C 段特征发育不明显，但整个浊流沉积段在光片上或薄片中均显良好的正粒序结构特征。见图版Ⅵ-4。与下伏岩层呈侵蚀突变接触。为斜坡下部沉积。

综上所述，可以看出本区中下三叠统重力流沉积的石灰岩，具如下特征：

①它们主要分布于一条介于浅水碳酸盐岩台地和深水盆地之间的过渡区环境中，即斜坡带上。这一斜坡带大体沿福泉－惠水－紫云－贞丰－西林－广南－那坡－田阳－平果－邕宁－扶绥－崇左－凭祥一线分布，贯穿整个滇黔桂地区。但也有少量重力流沉积分布于斜坡基部至盆地边缘地带。

②在纵向序列中，碳酸盐重力流沉积常以多种类型的重力流沉积组合出现。这或者是同一期的重力流的不同阶段的沉积，或者是间隔很短的不同期重力流的不同部位沉积叠加所致。

③在横向上，碳酸盐重力流沉积常呈席状或舌状赋存于正常沉积的岩层之中，这反映其具有线状碳酸盐碎屑供给源。

④在碳酸盐重力流沉积区内，愈靠近碳酸盐岩台地，重力流石灰岩中的角砾愈粗；愈远离碳酸盐岩台地，重力流石灰岩的角砾愈细。碳酸盐浊流沉积主要分布于斜坡下部及盆地边缘。

⑤本区中下三叠统斜坡区内断续分布的岩崩堆积以及岩屑流－颗粒流－浊流沉积组合的出现，提示在斜坡下伏的基岩中存在角度较陡的同生断裂。这一断裂时强时弱地活动。由这种断裂活动和(或)其他原因诱发的地震、海啸和特大风暴等对台地区和斜坡区的冲击，使浅水碳酸盐岩台地边缘的岩石破碎，从而供给碎屑，同时也使斜坡区沉积发生滑动和破碎，也提供碎屑。这些碎屑物质沿斜坡向下流动，就形成了碳酸盐重力流和碳酸盐重力流沉积。

七、等深流石灰岩

在惠水青岩、贞丰联合和崇左布哝等地的中下三叠统中，偶见颗粒石灰岩呈孤立的波丘或其顶面呈波状的薄层夹于泥质石灰岩或泥晶石灰岩中(图 3-2)。其波高一般 0.5－2cm，波长 5－10cm。颗粒石灰岩均很薄，厚约 0.5－5cm。颗粒为粉砂至中砂级大小的生物(常为有孔虫、薄壳瓣鳃类)碎屑、内碎屑和陆源石英等，偶见一些重矿物。其中介屑常凸面向上，基质为灰泥。内部单向砂纹层理发育。这种颗粒石灰岩颗粒含量甚高，常大于 70%。这种岩石与其上下层位的泥质石灰岩或泥晶石灰岩的界面清晰。

单剖面分析可知：这种颗粒石灰岩常发育于碳酸盐重力流沉积序列 E 段或 F 段上覆的岩层中，其丘状体或其波状薄层的上下层位的岩石均为泥质石灰岩或泥晶石灰岩，岩石颜色较深，其中水平纹理发育。

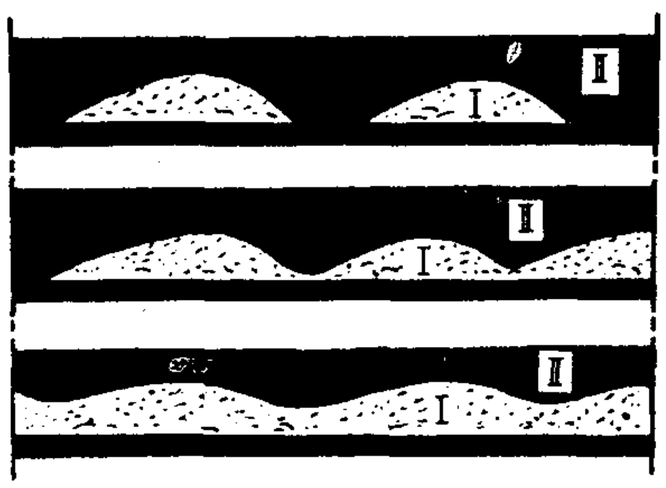

图 3-2　滇黔桂地区中下三叠统中等深流石灰岩

Ⅰ.颗粒石灰岩；Ⅱ.泥质石灰岩

综合分析岩性及沉积序列特征，可知这些颗粒石灰岩为等深流沉积，发育于斜坡下部。即在重力流活动的歇息期，平行于盆底的低速潜流沿斜坡基部流动，带来一部分外源碎屑的同时，对重力流沉积上覆的松散的生物介屑层或弱固结的泥质灰泥沉积物进行改造，沉积出碎屑颗粒透镜体或顶面呈波状薄层的高颗粒含量沉积。现代等深流沉积常见于大洋中的陆隆。古

代等深积岩可以指示斜坡带的存在，而等深积岩中小型斜层理的产状可以指示等深流流向，等深流流向可以反映斜坡走向。在青岩剖面，测得其流向为270°，在联合剖面为206°，在布哝剖面为250°。它们反映了滇黔桂地区中下三叠统斜坡走向的变化。

八、玛瑙纹石灰岩

1. 概述

在中三叠世，主要是在中三叠世拉丁期，在贵州及云南境内，主要在贵阳垄头－安顺－关岭扒子场－贞丰－兴义泥旦－开远马者哨一线，发育着一套具玛瑙纹构造的石灰岩，可简称其为玛瑙纹石灰岩。所谓玛瑙纹构造，是指呈网脉状充填穿插于石灰岩裂缝中的、或呈皮壳状层层包围岩石碎屑的、在颜色上呈玛瑙纹构造的、纤状、柱状或粒状的方解石所构成的一种颇为特殊的构造(图版Ⅴ-2,3)。这一具玛瑙纹构造的石灰岩大体沿中三叠统的“相变带”分布，即沿碳酸盐岩台地边缘向斜坡区过渡的地带分布。有人认为这种具玛瑙纹构造的石灰岩为礁石灰岩，因而在本区中三叠世拉丁期的“相变带”上发育了一个规模宏大的“黔南大堤礁”，“造礁生物”是红藻。玛瑙纹构造是“鉴别中三叠世生物礁”的“一大辅助标志”，因为在玛瑙纹中鉴别出大量的“红藻化石”[33-35]。有人认为这种玛瑙纹石灰岩为“生物滩”相石灰岩[40]。朱井泉(1992)认为这种玛瑙纹构造为次生构造，并不是生物礁[45]。

笔者等在本次工作中大致沿中三叠统拉丁阶碳酸盐岩台地边缘，即沿贵阳垄头－安顺－关岭扒子场－贞丰－兴义泥旦－开远马者哨一线，实测了3条中下三叠统剖面，观察了6条相同层位的剖面。在野外及室内工作期间，曾多次与朱井泉博士讨论玛瑙纹石灰岩成因。在本书的写作过程中，也曾向贵州石油指挥部地质研究所的刘炳温高级工程师和地质矿产部西南石油地质局零五工程处的杨宏高级工程师请教。下面是我们对这一具玛瑙纹构造的石灰岩及其相关碳酸盐岩的一些简要的介绍和看法。

2. 玛瑙纹石灰岩的岩性特征

具玛瑙纹构造的石灰岩由两部分组成，即主体石灰岩以及发育于这些石灰岩裂隙之中的或包裹石灰岩岩石碎屑的纤维状或柱状方解石。石灰岩为颗粒石灰岩或泥晶石灰岩或偶尔为叠层石石灰岩。纤维状或柱状方解石晶体的生长方向时常发生变化，在显微镜下常具“波状消光”现象(图版Ⅴ-6)。交错生长的纤维状、柱状方解石集合体在地表风化后颜色略有明暗差异而呈现毫米级玛瑙纹状环带。在阴极发光显微镜下，玛瑙纹呈深红色发光带与黄褐色至不发光带相间，显示它们生长(沉淀)时环境介质中微量元素发生了较显著变化，即玛瑙纹内部的不同环带可能形成于不同介质环境。在不同方向生长的玛瑙纹环带之间的空隙部，发育着粒状方解石集合体。纤维状或柱状方解石集合体呈条带状，粒状方解石集合体呈团块状(图版Ⅴ-2,3)。粒状方解石集合体在阴极发光显微镜下昏暗发光或不发光，可能为在近地表氧化条件下结晶的产物[81]。

3. 关于玛瑙纹石灰岩中的红藻

在本次工作中，我们曾磨制了大量的薄片并对之进行了认真的观察，并未曾在玛瑙纹中发现红藻，甚至未见藻类活动痕迹。但是，在玛瑙纹所依附生长的石灰岩中却可见到红藻化石，但均为破碎的，它们均作为岩石中的颗粒组分的形式出现。可作为造礁格架的呈生长状态存在的藻类化石，在野外剖面中及室内显微镜下均未发现。

4. 玛瑙纹石灰岩的沉积序列特征

玛瑙纹石灰岩分布于贵阳花溪垄头、关岭扒子场、兴义泥旦、开远马者哨等地的中三叠统

拉丁阶(在黔南一带称垄头组)。这些地区的拉丁阶可划分出两个岩性段。下段为白云岩段,自下而上主要为颗粒白云岩、叠层石白云岩和泥粉晶白云岩。在颗粒白云岩底部发育冲刷痕,在其内部发育板状、槽状和鱼骨状交错层理。在叠层石白云岩中发育纹层状、波状和丘状叠层构造。在泥粉晶白云岩的上层面发育小型龟裂纹及鸟眼构造。上段为石灰岩段,由泥晶石灰岩、含生屑石灰岩、藻灰结核石灰岩、内碎屑石灰岩和叠层石石灰岩或藻粘结石灰岩等构成多个沉积旋回。每一旋回的底部与下伏旋回的顶部均以冲刷侵蚀面接触;底部的中厚层颗粒石灰岩中常发育交错层理,反映沉积时水动力条件强;中部的亮晶或泥晶颗粒石灰岩常呈透镜状,横向分布不稳定,为水动力条件较强的潮汐渠道沉积;中上部常由藻灰结核石灰岩过渡至柱状、丘状叠层石石灰岩、波纹状叠层石石灰岩和藻白云岩,反映沉积时水动力条件逐渐变弱。而中上部岩石中常见盐类假晶、鸟眼构造及干裂纹构造,则说明水体甚浅,沉积物时常处于暴露环境。这一沉积序列,反映其沉积时自下而上水动力条件渐弱,沉积水体渐浅,展示了一个典型的向上变浅的特征。玛瑙纹石灰岩主要发育于这个向上变浅的沉积旋回的中部。这一沉积背景是不适宜生物礁发育的。

5. 玛瑙纹石灰岩的碳氧同位素特征

我们对玛瑙纹石灰岩中的各种类型的石灰岩、垂直石灰岩生长的纤维状方解石、柱状方解石和粒状方解石进行了稳定碳氧同位素测试。从表 3-2 可以看出:①叠层石石灰岩的碳氧同位素值最高,颗粒石灰岩及泥晶石灰岩次之。这反映自泥晶石灰岩、颗粒石灰岩至叠层石石灰岩的沉积水体盐度逐渐增高。②纤维状、柱状及粒状方解石的碳氧同位素值均较上述石灰岩的值明显降低,这反映其形成时水体已淡化。③自纤维状方解石、柱状方解石至粒状方解石,碳氧同位素值逐渐减小,这反映它们形成时水体淡化现象渐趋明显。④自叠层石石灰岩、颗粒石灰岩、泥晶石灰岩至纤维状方解石、柱状方解石和粒状方解石,Z 值逐渐降低。玛瑙纹中各种形态方解石的 Z 值接近 120 这个海水和淡水盐度临界值,说明这些方解石生成时水体已发生淡化,但还没有完全脱离海水环境。

表 3-2　拉丁阶玛瑙纹石灰岩碳氧同位素值(PDB‰)

样号	岩性或成分	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	Z
$T_{2LL\ 1}$	泥晶石灰岩	2.03	−4.69	149.87
$T_{2LL\ 2}$	颗粒石灰岩	2.58	−7.02	129.59
T_{2LL-3}	叠层石石灰岩	3.74	−5.53	154.53
$T_{2LL\ 1\ 1}$	纤维状方解石	1.93	−7.84	127.35
$T_{2LL\ 2\ 1}$	纤维状方解石	1.57	−6.60	127.23
$T_{2LL\ 2\ 2}$	柱状方解石	1.68	−9.82	125.8
$T_{2LL\ 4}$	粒状方解石	1.12	−11.37	123.94
$T_{2LL\ 5}$	粒状方解石	1.05	−12.25	123.34

注:T_{2LL-1} 表示样品为中三叠统拉丁阶的第一块标本。

上述碳氧同位素分析表明,玛瑙纹构造为次生成岩作用的产物。

6. 玛瑙纹石灰岩的古地理分布

这种玛瑙纹石灰岩分布于碳酸盐岩台地的边缘,恰与重力流石灰岩分布带毗邻。如前所述,在重力流发育的斜坡带的底部,很可能存在着同生断裂。这条断裂在拉丁期活动频繁且剧烈,一方面使深水盆地区不断下沉,浅水台地边缘持续上抬。另一方面,断裂活动产生的地震或

(和)因之而诱发的海啸或其他原因,使该地带沉积序列中的岩石破裂,这就给后期成岩作用过程中形成玛瑙纹石灰岩创造了条件。

7. 结语

综上所述,可知玛瑙纹是一种次生构造,玛瑙纹石灰岩不是礁石灰岩,蜿蜒数百公里的"黔南大堤礁"是不存在的。当然,并不排除在本区拉丁期,在其"相变带"的局部地点可以成礁。

第三节　白　云　岩

在本区中下三叠统中,白云岩产出层位较多,分布也较广。主要发育于奥伦阶(安顺组第二、三段;永宁镇组第四段)、安尼阶(关岭组下段)和拉丁阶(杨柳井组)。在印度阶(飞仙关组)亦含少量白云岩。按白云岩的产状和结构特征,可将它们分为泥晶—粉晶白云岩、细晶—中粗晶白云岩、颗粒白云岩和藻白云岩,见表 3-1。按白云岩的形成机理,可将其分为准同生白云岩和准同生后白云岩[28,52,82 84],兹分述如下。

一、泥晶—粉晶白云岩

泥晶—粉晶白云岩常呈浅灰色、灰黄色或蓝灰色,薄层至中层(薄层为主),厚度较稳定。在露头剖面的沉积序列中,泥晶—粉晶白云岩大多位于中厚层至块状粉晶—细中晶白云岩或云质(含云)石灰岩之上。常为自下而上的石灰岩—云质石灰岩—白云岩韵律的顶层。以泥晶或粉晶结构为主,含较多陆源粘土及石英砂,常见石膏和石盐假晶、鸟眼构造和窗格构造。图版Ⅸ-1。

在阴极射线作用下大多极弱—弱发光,少数不发光或中等强度发光;呈红褐色、暗红色至深红色。其中 Mn 含量 34—255ppm,一般小于 80ppm;Fe 含量较高,介于 4600—9900ppm,反映了岩石沉积于极浅水的较强氧化环境。Mn/Fe 比值非常低,可解释泥晶—粉晶白云岩的弱发光性。Sr 含量较低,介于 16—95ppm,低于正常海洋沉积碳酸盐岩的 Sr 含量;碳同位素值(PDB‰)—2.5 到—0.72,呈低负值到低正值。氧同位素值(PDB‰)—0.33 到—5.25,呈低负值。Z 值仅略大于 120。见表 3-3。对照现代碳酸盐的碳氧同位素特征,可知该 Z 值是因为沉积后期岩石受淡水淋滤影响而偏低(详见下述)。从其产状、结构特征及地球化学指标综合分析,可知泥晶—粉晶白云岩基本为干旱炎热气候下形成的准同生白云岩。

干热型准同生白云岩常含膏盐、或与膏盐层共生。在成岩作用过程中易被溶蚀淋滤,出现许多溶蚀孔隙或孔洞,使岩石易于垮塌。准同生白云岩中常夹的薄层角砾白云岩大都是其内部盐类物质溶蚀后岩石垮塌的产物。

二、细晶—中(粗)晶白云岩

细晶—中(粗)晶白云岩主要产于奥伦阶(安顺组)和拉丁阶(杨柳井组)。岩石呈灰色至浅灰色,偶见深灰色,中厚层至块状。在横向上厚度有所变化;在纵向上,常位于自上而下的薄层泥晶—粉晶白云岩、中厚层细晶—中(粗)晶白云岩、云质石灰岩、石灰岩韵律层的中下部。组成白云岩的白云石晶体直径一般 0.05—0.5mm,以细—中晶为主,偶见粗晶。晶体大小均匀,多呈半自形镶嵌状,少数为它形或自形。晶体表面较污浊,常见"雾心"现象(图版Ⅸ-2)。岩石中常见泥质斑块,生物碎屑与白云石晶体接触线呈锯齿状。岩石为沉积后成岩作用过程中交代作用的产物,属准同生后白云岩。其中生物碎屑在白云化之前已由高镁方解石转变成了稳定的低

镁方解石，故在白云岩化交代作用过程中保存了下来，成为岩石交代作用成因的直观证据。

细晶－中(粗)晶白云岩在阴极射线作用下较弱－中等发光，呈均匀的玫瑰红色至褐红色，不具有典型深埋藏成因白云岩的阴极照射发光性；Mn 含量 44－46ppm，Fe 为 2600－5600 ppm，Mn/Fe 比值很低，Sr 含量亦较低；这可能是其沉积时的水体介质中贫 Mn 和 Sr，也可能是其在白云化作用过程中这些元素大量丢失所至。$\delta^{13}C$ 为靠近零的低负值至低正值，$\delta^{18}O$ 为较低负值。从表 3-3 可以看出，细晶－中(粗)晶白云岩的微量元素，碳氧稳定同位素等地球化学指标与泥晶－粉晶白云岩的这些指标相似，这提示准同生后白云岩发生白云化时的交代作用环境与准同生白云岩形成时的沉积环境有一定的联系。

表 3-3　滇黔桂地区中下三叠统白云岩特征

岩石层号	岩　性	阴极发光特征	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Mn/Fe	Sr (ppm)	Ba (ppm)	$\delta^{13}C$ (PDB‰)	$\delta^{18}O$ (PDB‰)	盐度 Z
$T_{1yn\ 111-2}$	泥晶白云岩	弱发光-不发光　暗红色	46	9900	0.008	16	—	0.72	−4.25	126.66
$T_{2g\ 121-1}$	泥晶白云岩	弱发光　褐红色	255	4600	0.037	95	—	0.95	−2.30	128.10
$T_{2g\ 134\ 4}$	泥晶白云岩	较弱发光　暗红色					—	1.34	−0.33	129.88
$T_{2y\ 242-2}$	泥晶白云岩	极弱发光　红褐色	59	8200	0.007	36	—	−0.02	−3.25	125.64
$T_{2y-283-1}$	泥晶白云岩	弱发光　暗红色	34	8500	0.004	24	—	−2.50	−2.76	120.85
$T_{1yn-105-1}$	粉晶白云岩	弱发光　暗红色					—	−1.64	−4.20	121.85
$T_{1a\ 21}$	粉晶白云岩	中等发光　深红色	78	7200	0.011	60	—	0.18	−3.37	126.00
$T_{2y\ 250-2}$	细晶白云岩	较弱发光　玫瑰红色	46	2600	0.018	130	—	−0.43	−4.38	123.74
$T_{2y\ 280-1}$	中晶白云岩	中等发光　褐红色	44	5600	0.008	72	—	0.63	−2.68	127.25
$T_{2y\ 245\ 2}$	颗粒白云岩	中等发光　褐红-深红色					—	−1.12	−5.23	122.28
$T_{1a\ 11}$	颗粒白云岩	较弱发光　褐红色	61	8100	0.008	64	—	0.00	−3.42	125.59
$T_{1a\ 1}$	颗粒白云岩	弱发光　褐红-深红色					—	2.34	−3.88	130.16
$T_{2y\ 254-2}$	藻白云岩	弱发光　暗红-灰褐色	49	8400	0.005	47	—	2.14	−5.06	129.16
T_{1ag-19}	藻白云岩	弱发光　褐红色	150	11100	0.014	51	125			
$T_{2g\ 123-1}$	灰泥石灰岩	弱发光　桔红-暗红色						0.17	−4.91	124.70

注：① $T_{1yn-111-2}$ 代表该岩石样品为采自下三叠统永宁镇组第 111 层的第 2 个标本。下同。

② —代表该项测试值未检出。

③ 据 G. 福尔(1977)[86]，$Z=2.048(\delta^{13}C+50)+0.498(\delta^{18}O+50)$。

三、颗粒白云岩

颗粒白云岩在印度阶、奥伦阶、安尼阶和拉丁阶均有分布。按颗粒及粒间基质的结构和成分，本区中下三叠统的颗粒白云岩可分为三种类型。

1. 颗粒及粒间基质均为细晶白云石组成

这种类型的颗粒白云岩实际上是广义的颗粒白云岩和晶粒白云岩的过渡型，只不过颗粒石灰岩在发生白云化形成白云岩之后，呈晶粒结构，但尚可见原岩的颗粒残余。岩石中白云石晶体多呈半自形状，镶嵌接触。原岩颗粒表层含较多的泥质或有机质，故白云化之后仍呈现出颗粒残余痕迹。在有的颗粒的核心可见生物碎片残余。阴极射线照射下呈弱至中等强度发光，均匀褐红色至深红色。岩石中各组分的阴极发光相似，说明原岩的颗粒与基质沉积于相同的介

质环境，颗粒及基质发生白云化的介质环境亦相同。

2. 颗粒为细晶白云石组成，基质为泥晶白云石组成

颗粒由细晶－中晶白云石晶体组成，晶体呈半自形至自形，晶面污浊，常见“雾心”现象，粒内孔及粒内溶孔发育（图版Ⅸ-3，4）。颗粒之间为泥晶白云石，有时可见藻丝体。在阴极射线作用下岩石薄片显弱－较弱发光，呈不均匀的褐红－深红色。取颗粒组份进行化学分析，Sr 含量 64ppm，Mn 为 61ppm，均很低，而 Fe 含量很高，为 8100ppm，$\delta^{13}C$ 值为零至低正值，$\delta^{18}O$ 为低负值；即其地球化学指标与泥晶－粉晶白云岩的相似。从岩石的结构特征、阴极发光性质及化学分析指标可知，在颗粒白云岩中，粒间的泥晶白云石为准同生成因；颗粒则是在与准同生白云石相似的介质环境中沉积－重结晶形成。这类颗粒白云岩为滩（或准滩、雏滩）白云化的产物。为准同生－准同生后白云岩。

3. 颗粒为泥晶白云石组成，基质为细晶白云石或方解石组成

这是一类较特殊的颗粒白云岩，颗粒主要为鲕粒。鲕粒的同心层和核心均由泥晶白云石组成，而基质却为泥晶－细晶方解石，或泥亮晶基质中含少量白云石晶粒。图版Ⅸ-5，6。阴极射线作用下较弱至中等发光，呈不均匀的黄褐色至暗红色，基质常见明暗不一的环带发光现象。与第 2 种类型相反，这类颗粒白云岩中鲕粒为准同生白云石组成，而基质为成岩作用过程中胶结作用和不完全白云化作用的产物。其中鲕粒白云岩中的鲕粒在沉积作用时即发生了准同生白云化，即成鲕沉积环境的水体 Mg^{2+}/Ca^{2+} 比值较高，且水动力条件亦较强，围绕鲕核沉淀的文石晶体在鲕粒被埋藏进入胶结作用之前即发生了准同生白云化，而在其后的准同生后白云化过程中，也许由于鲕粒的外壳较致密，鲕粒内部没有发生变化，粒间的基质却发生了准同生后白云化作用。这种鲕粒白云岩可能发育于高度咸化的台地海内的滩中。这一类颗粒白云岩中的砂屑白云岩，推测为云坪沉积的准同生白云岩在快速海侵过程中被海水击碎搬运再沉积而成。前者见于安尼阶下部及拉丁阶上部，而后者见于印度阶下部。

四、藻白云岩

藻白云岩主要分布于拉丁阶和安尼阶顶部。藻白云岩发育较好的地段见开远马者哨和贵阳花溪的拉丁阶。藻白云岩包括藻粘结白云岩和藻叠层白云岩。

藻粘结白云岩　为藻丝体粘结各种颗粒（粉屑和砂屑）而形成。藻丝体及颗粒均由 1－5μm 的泥晶白云石组成。内部孔隙发育，孔隙多为纤状或粒状白云石或少量方解石充填（图版Ⅷ-5，6）。阴极射线作用下微弱发光，呈较均匀的褐红色，常见蓝灰色陆源石英粉砂光点；Fe 含量较其他各类白云岩均高，为 11100ppm。Mn/Fe 比值较低。据此可知其颗粒和藻丝体均在准同生期即发生白云化了。为准同生白云岩。

藻叠层白云岩　较藻粘结白云岩分布较广，产出的层位多，常见于拉丁阶，位于自上而下的白云岩－云质石灰岩－石灰岩的韵律的顶部。野外产状类似叠层石石灰岩。岩石薄片中明暗纹层相间，暗层含较多蓝绿藻藻丝体，但明暗层均由泥晶白云石组成，其中常含较多盐类假晶。藻叠层白云岩薄层常呈断续状和破碎状，风化面刀砍纹发育。阴极射线下弱发光，呈光点不太均匀的暗红色至灰褐色，不见环带发光现象。Mn/Fe 比值很小，反映岩石的沉积环境为较强的氧化环境。岩石 $\delta^{13}C$ 值均较其他各类白云岩的高，$\delta^{18}O$ 为较低负值，可能在成岩作用过程中与轻同位素交换反应有关。为准同生白云岩。

五、白云岩形成机制综述

将本区中下三叠统的白云岩及有关的石灰岩的稳定碳氧同位素值，投点到现代不同类型

海相碳酸盐沉积物的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 分布图[185]中并进行比较，如图 3-3。从图中可以看出，准同生白云岩的 $\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$ 值基本均落入“浅水软体动物及有孔虫”的同位素值分布范畴，而准同生后白云岩及石灰岩的同位素值落入“红藻”及“浅水软体动物及有孔虫”的同位素值分布范畴。滇黔桂地区中下三叠统的准同生白云岩的产状、结构特征及其地球化学指标，均反映其为干旱炎热型；而现代海洋中软体动物及有孔虫则大多数生活于盐度正常的温暖浅水环境中。本次测试的安尼阶石灰岩样品（$T_{2g\ 123\ 1}$），据基干剖面分析，属高盐度泻湖沉积产物，而其稳定碳氧同位素值落入现代红藻的同位素值分布区内。即本区准同生白云岩及有关石灰岩的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值与其所对应的现代沉积环境的同位素值明显地不吻合。

地质历史中的沉积物，在其沉积后的长期成岩作用过程中，可能与大气淡水进行了同位素交换反应，因而其 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值变低了，即出现所谓的“时代效应”[86]。基于“将今论古”原则，通过坐标变换以消除时代效应，如图 3-4。从此图可以看出：①本区中下三叠统的准同生白云岩的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 校正值较现代沉积蒸发岩的同位素值系统偏高。这是因为早中三叠世气候炎

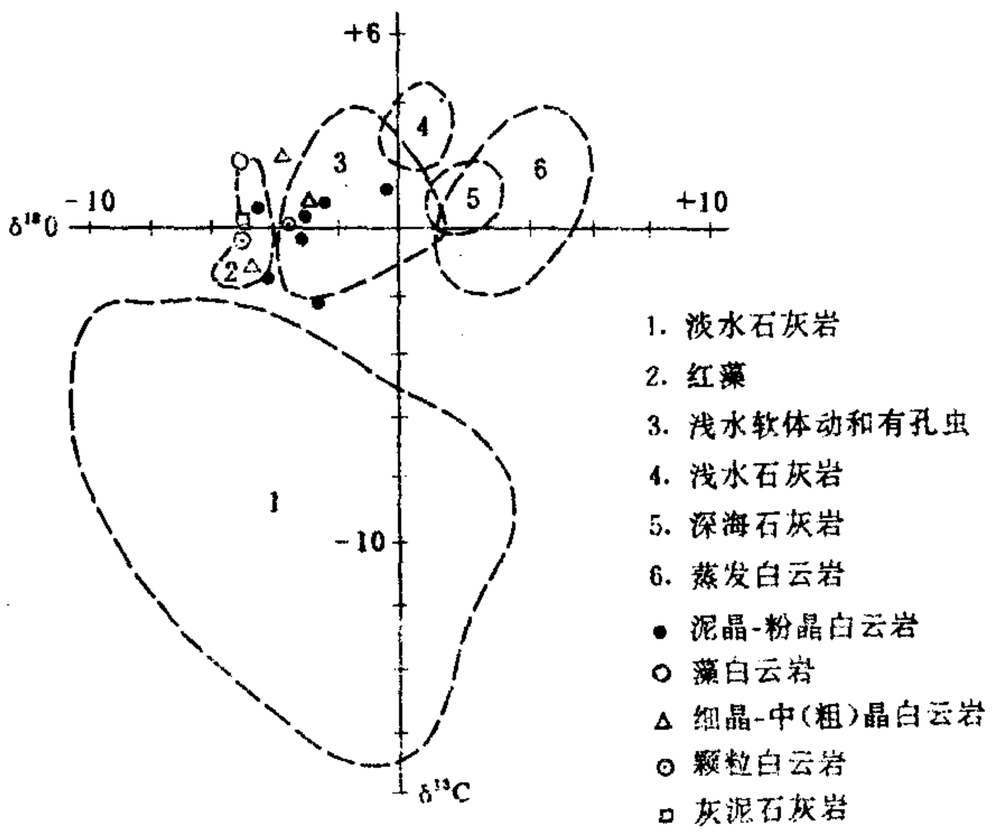

图 3-3　不同类型海相碳酸盐和本区的白云岩及石灰岩的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 分布图

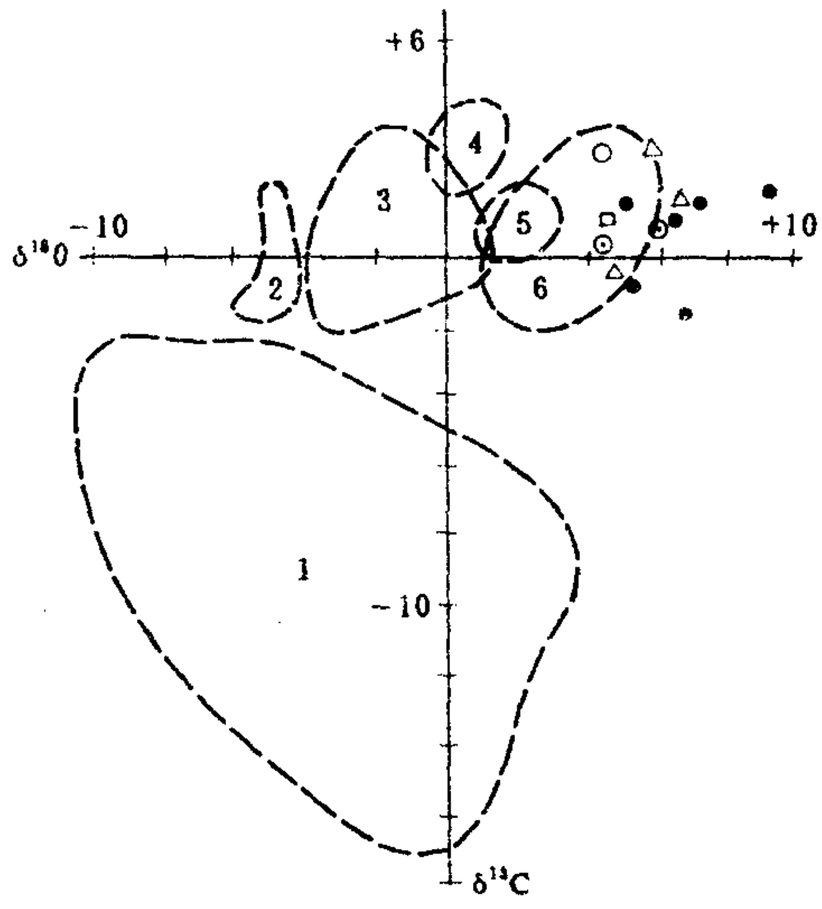

图 3-4　校正后的本区各种白云岩和石灰岩及现代不同类型海相碳酸盐的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 的分布（图例同图 3-3）

热，形成准同生白云岩的沉积环境多为蒸发潮坪或高咸化泻湖。②本区中下三叠统的准同生后白云岩及泻湖沉积石灰岩的同位素值均落入蒸发岩的范畴，说明本区准同生后白云岩发生白云化的环境介质类似于现代蒸发岩沉积环境介质，即高 Mg^{2-}/Ca^{2-} 比的咸化水介质。③校正后的准同生后白云岩同位素系统值较准同生白云岩的值稍低，呈连续变化关系。即准同生后白云化的介质来自准同生白云化之后的较高 Mg^{2-}/Ca^{2-} 比值的水介质的下渗。这说明本区的准同生后白云岩基本上为渗透回流白云化作用成因。

第四节　膏岩及溶塌角砾岩

一、膏　　岩

膏岩主要为钙硫酸盐矿物(石膏及硬石膏)组成的岩石。主要分布于黔中和黔北局部地区的奥伦阶上部及安尼阶。在黔中地区,中、下三叠统的膏岩总厚可达 100m 左右。在地表,膏岩均被溶蚀。本区膏岩为潮坪及局限台地沉积产物。

二、溶塌角砾岩

溶塌角砾岩主要见于奥伦阶(永宁镇组)上部和拉丁阶(杨柳井组)上部。岩石呈浅黄、浅灰或棕灰色。中—厚层为主,亦见薄层或块状。岩石中角砾大小悬殊,粒径 0.2—80cm ,一般0.5—10cm;含量 50%—70%。角砾呈棱角状,杂乱分布,无分选,无定向排列。在厚度较大的角砾岩内部,角砾大体呈层分布。角砾组分复杂,常见的有泥晶白云岩、泥质石灰岩等(图版Ⅷ-4)。但在厚度较薄的角砾岩中,其角砾成分较单一,主要为泥晶—粉晶白云岩角砾。在泥晶—粉晶白云岩角砾中纹理发育,常见石膏及少量石盐的假晶。岩石的基质主要为砂级至粉砂级碎屑以及灰泥和粘土等。

溶塌角砾岩常赋存于自上而下的泥粉晶白云岩—细中晶白云岩—泥晶石灰岩沉积序列上部。在横向上厚度变化大。在井下的相当层位产膏盐。这些膏盐层在地表成岩作用环境中,极易被大气淡水溶蚀淋滤。与此同时,膏岩层上覆的泥粉晶白云岩中的盐类矿物亦不同程度地被溶蚀。随着膏岩层的溶蚀殆尽以及其上覆的泥粉晶白云岩中的盐类矿物的溶蚀,其上覆岩层将发生垮塌。各种成分的的岩屑几乎同时杂乱地堆积一起,从而形成了溶塌角砾岩。

第五节　碎　屑　岩

一、砾　　岩

砾岩主要分布于滇东北的巧家—昭觉一带、滇东南的师宗—华宁—石屏一带以及滇西北盐源—宁蒗—永胜一带的下三叠统印度阶和奥伦阶。根据砾石成分,可将其分为玄武岩砾岩和粉砂岩—泥岩砾岩。

玄武岩砾岩　一般呈灰绿色和黄绿色,风化后呈黄褐色至红褐色,中厚层至块状。砾岩成分以玄武岩为主,含少量安山岩及砂岩等岩屑(图版 X-1)。砾石分选较差,粒径 0.2—20cm,一般 0.5—5cm,杂乱堆积,磨圆中等至较好,含量 50%—90%。以颗粒支撑为主。不显粒序或显正粒序。基质为玄武岩砂屑、粉屑及泥屑。单层厚 0.5—10m,横向厚度不稳定,或在横向上很快相变为砂岩。化石稀少,偶见植物碎屑,多被炭化。这类砾岩主要为沿剥蚀区边缘分布的冲积扇沉积。

在滇西北盐源甲米一带,发育巨厚的厚层至块状的砾岩,底部呈颗粒支撑,向上变为基质支撑,显正粒序。在砾岩中含岩屑砂岩透镜体。砾岩与具板状交错层理的岩屑砂岩组成韵律层。韵律层底部常发育冲刷面,见图 3-5。以甲米为中心,厚度向周围很快变薄。在砾岩内部发育的

砂岩透镜体中发现 *Lingula*(小舌形贝)化石。可能为水下冲积扇沉积。

粉砂岩及泥岩砾岩　见于滇东及黔西等地的印度阶。一般呈灰绿色，薄层至中厚层。砾石成份以泥质粉砂岩为主，亦见泥质砾岩。磨圆较差至中等，分选中等，粒径一般 0.5－5cm，含量不等。有时呈透镜体夹于泥岩及泥质粉砂岩之中，为潮汐水道沉积。常见于砂岩层下部，呈叠瓦状排列，为典型河流河床沉积。

二、砂　　岩

砂岩主要为岩屑砂岩和含岩屑石英砂岩。据岩屑成分及含量的不同，可进一步细分为玄武岩岩屑砂岩、含玄武岩岩屑长石石英砂岩及含中酸性火山岩岩屑石英砂岩。

1. 玄武岩岩屑砂岩及含玄武岩岩屑长石石英砂岩

玄武岩岩屑砂岩主要分布于滇西北、滇东及黔西的下三叠统、以及滇东南的中三叠统安尼阶。多数为细砂岩，亦见少量中、粗砂岩；颜色以灰绿色为主，风化后呈灰褐色；中－厚层状，见板状交错层理、槽状交错层理、羽状层理、脉状和波状层理，以及水平层理等。砂屑含量 70%－90%，成分以玄武岩岩屑为主，次为斜长石、石英碎屑等。颗粒多呈次棱角状至次圆状，分选中等至较好，基质主要为粘土(图版 X-2,3,4)。

在滇东－黔西地区的下三叠统中，自西向东，砂岩的组构有规律地变化：①岩屑砂岩中玄武岩岩屑含量逐渐降低，长石及石英碎屑含量相对增高。砂岩中颗粒粒径很快变小；②砂岩岩体由较大型透镜体状向中厚层状渐变；③砂岩中交错层由槽状占支配地位演化为板状交错层为主；④至赫章－六盘水一带，砂岩中波状及脉状层理以及砂岩上覆泥岩中透镜状层理非常发育。在沉积序列上部泥岩中，发现少量个体较小的腕足类 *Lingula* 等化石。这反映砂岩的沉积环境，自滇东至黔西，由辫状河变为曲流河以至潮坪，即由陆相沉积变为海相沉积，参看图 3-6。

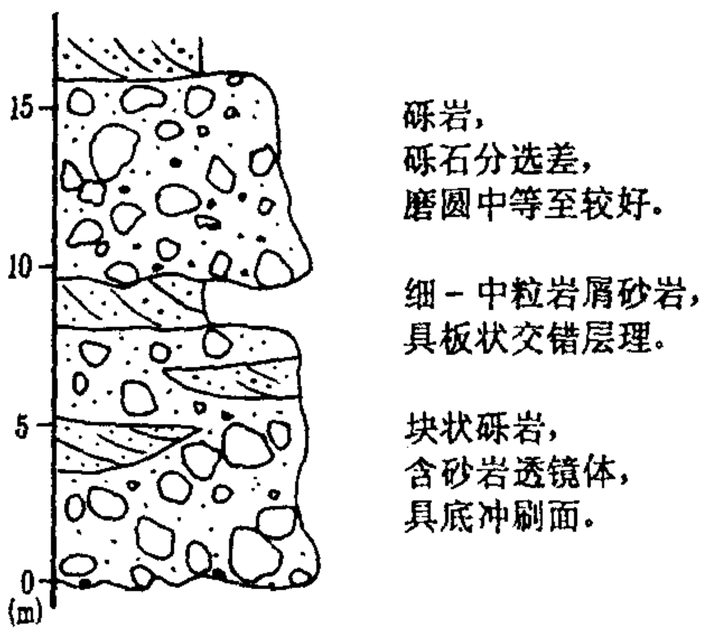

图 3-5　盐源甲米水下冲积扇沉积序列

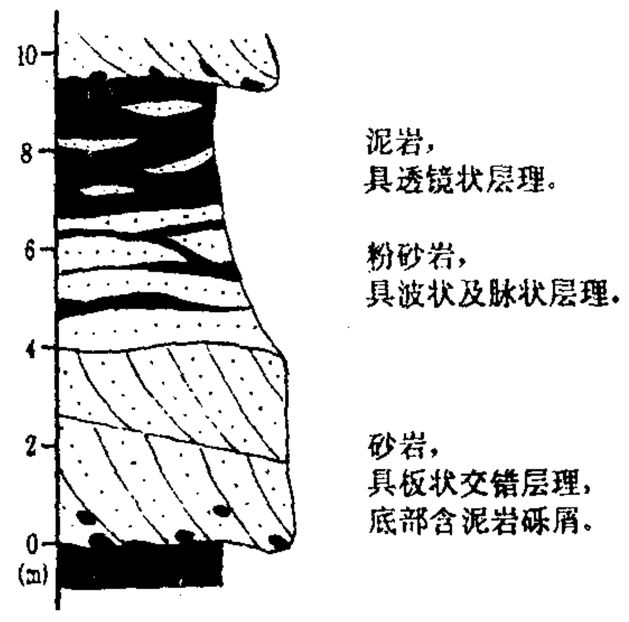

图 3-6　六盘水玉舍潮坪沉积序列

2. 含中酸性火山岩岩屑石英砂岩

这类砂岩分布于黔南、滇东南、桂西、桂北及桂中广大区域的中三叠统，尤其是中三叠统的拉丁阶。其内外部沉积构造类型多样，面貌新颖，具典型浊流沉积特征。详述见后。

三、粉砂岩

粉砂岩的产出层位及分布范围与砂岩相似，但更为广泛。粉砂岩多呈黄绿色及浅灰色，薄至中层。粉砂岩主要成分为石英，亦含少量长石及云母等，基质为粘土且含量较高(图版 X-6)。

在南盘江地区，下三叠统粉砂岩含量较高，粉砂岩中含较多火山粉屑，基质中火山尘及灰泥含量较高(图版Ⅹ-5)。岩石中常见自生黄铁矿(图版Ⅴ-4)。这反映这类粉砂岩为较深水海底沉积，沉积界面位于氧化界面之下，不时喷发的火山活动为粉砂岩沉积提供了一定量的物源。本区粉砂岩中常发育水平层理、小型交错层理和波状层理。有时其中含少量化石碎片，如植物碎片、瓣鳃类、腕足类等。常发生绢云母化，绢云母呈细小鳞片状。粉砂岩的沉积环境多样，从陆地的河流、湖泊到海洋的潮坪、滨海至盆地均有粉砂岩的沉积。要分析其沉积环境，必须根据其所在剖面的沉积序列、沉积构造、沉积结构以及岩性特征、岩体形态等多方面因素来综合分析判断。

四、泥　　岩

泥岩含量不等地广泛分布于中、下三叠统的各阶。在下三叠统，泥岩主要分布于滇西北、滇东、黔西、黔南、桂北及桂西南，并且自滇东向黔西、向桂西北，岩石中灰泥含量渐增；在中三叠统，泥岩广泛分布于滇西北、黔南及桂西、桂北广大地区。在滇西北、泥岩中灰泥和云泥含量较高，常与泥灰岩或泥晶－粉晶白云岩呈互层产出；在黔南、桂西及桂北，泥岩常与粉砂岩及砂岩组成巨厚的韵律层。泥岩的主要成分为粘土矿物，包括伊利石、蒙脱石及高岭石等。常见少量石英粉砂及细粒白云母片平行层面呈定向排列，有时见明暗相间的水平纹层，泥岩形成于水体安静的环境中。从浅水到深水、从陆相到海相均有分布。本区下三叠统的泥岩，从滇东至黔西，其中的灰泥含量增加，海相化石逐渐出现，其沉积环境由河流变为潮坪及滨海等。中三叠统的泥岩，在滇西北为泥灰坪或泥云坪沉积；在黔南、桂西及桂北等地，则属较深海浊流沉积。泥岩与粉砂岩一样，其沉积环境的确定，取决于对其本身及相关的多种单因素的全面分析综合判断。

五、浊　积　岩

在黔南、滇东南、桂西、桂北及桂中的广大地区，中三叠统主要由砂岩、粉砂岩和泥岩交替沉积组成，形成巨厚的韵律层组合。这种韵律层组合以其特殊而有规律的内外部沉积构造，在较大范围内稳定分布的岩层特性，以及在沉积序列之间具突变接触的底界及渐变的顶界，反映了它们的浊流沉积的成因。这些浊积岩的外部构造、沉积序列及其碎屑成分特点如下。

1. 外部构造

在本区的浊积碎屑岩中，外部沉积构造很发育。常见的外部构造见表 3-4。

表 3-4　滇黔桂地区中三叠统浊积岩常见的外部构造

形成机制		外部构造
水流冲刷侵蚀作用		槽模
水流牵引作用		拖铍痕(上凸)
水流携带物体的刻蚀作用	拖曳	沟模
	跳动	跳模、刷模、锥模
不均匀的重力负载作用		重荷模
水流与重力复合作用		旋卷构造(包卷层理)
生物觅食和栖居		生物扰动构造

槽模常呈舌状、匙状、三角形状(图版Ⅶ-1),均为一端圆滑突起,一端平缓俯倾。自圆滑突起端向平缓倾伏端的方向即为浊流流动的方向。槽模常存在于砂岩层的底面,为未固结的砂沉积充填到下伏软泥表面的冲侵坑中形成的铸模。它们的规模反映了形成冲侵坑的湍流的大小和强度。

拖皱痕常呈鱼刺状(图版Ⅶ-2),为浊流流动时湍流的搅动和平流的拖动共同作用于砂层的结果,在砂岩层面上产生向上皱起的拖皱痕。两侧的细皱痕与中央的主皱痕相交的锐角指向即为浊流的流向。

沟模、跳模、刷模及锥模为浊流底部携带的物体对下伏沉积物刻蚀产生的刻痕,再被砂体充填产生的铸模。

重荷模为尚未固结的砂体在重力作用下,不均衡地嵌入下伏的软泥或粉砂质软泥中,所形成无指向性的和形态各异的铸模。

此外,还有发育砂岩或粉砂岩之中的旋卷构造(包卷层理)和发育于细粒沉积物表面的生物扰动构造等。

2. 沉积序列

在浊积岩韵律层内,发育着独特的沉积序列即鲍马序列。完整的鲍马沉积序列包括 A、B、C、D、E 和 F 段。

A 段:粒级递变层段或粒序层段。浊积岩分布区的南部较北部更常见此段。为中厚层至块状含泥细粒岩屑砂岩。一般底部粒径较粗且常含砾石,向上变细,呈正粒序。但在部分厚层一块状递变层中,下部较细,中部较粗,上部变细,呈逆粒序和正粒序组合的双向递变现象。这是短时间内由后一次更强的浊流沉积叠加在前一次浊积物之上而形成的。此段内偶见碟状泄水构造。

B 段:下平行纹层段。本段在桂西、桂北最为发育。主要由中一薄层含泥细粒或极细粒岩屑砂岩组成。大致以颗粒的定向及粒径的变化而显示清晰的平行纹层。与上覆 C 段呈过渡关系,与下伏 A 段虽亦呈过渡关系,但二者在粒度及沉积构造上变化明显。

C 段:波纹层或旋卷纹层段。以桂西、桂西北地区发育较好。主要由薄层粉砂岩形成斜波纹层或旋卷纹层。偶见交错纹层。为浊流尾部呈较低速流态下的沉积。斜波纹层或略斜交或近平行叠置。此段中发育旋卷层理(图版Ⅺ-1,2),乃沉积速率较快时的沉积。

D 段:上水平纹层段。在本区非常发育,主要由薄层泥质粉砂岩或粉砂质泥岩组成。类似 B 段,但颗粒明显较细。以发育微细水平纹层为特征。

E 段:泥岩段。较常见,主要为中厚层泥岩组成,不显纹理构造。顶面常见水平虫迹(图版Ⅺ-3)。

F 段:生物介壳层段或含生屑泥灰岩段。主要发育于桂西及桂北局部地区,由薄壳瓣鳃类密集叠置堆积成薄层。有时其中介壳呈叠瓦状,反映介壳层曾受浊流间歇期底流的改造作用。在桂北、黔南等地,F 段为含生屑泥灰岩段,生物以薄壳瓣鳃类为主,呈定向排列或拉长状。在含介屑泥灰岩中,常含数量不等的泥及粉砂(图版Ⅺ-4)。

在本区中三叠统的浊积岩发育区内,常见的沉积序列计有六个类型,大多呈不完整的鲍马序列,参看图 3-7。

① A—B—C—D—E—F 段组合:由中细粒含岩屑砂岩向粉砂岩、泥岩及薄壳瓣鳃类等生屑层递变所构成。

② A—B—C—E—F 段组合:由中细粒含岩屑砂岩向粉砂岩、泥岩及薄壳瓣鳃类等生屑

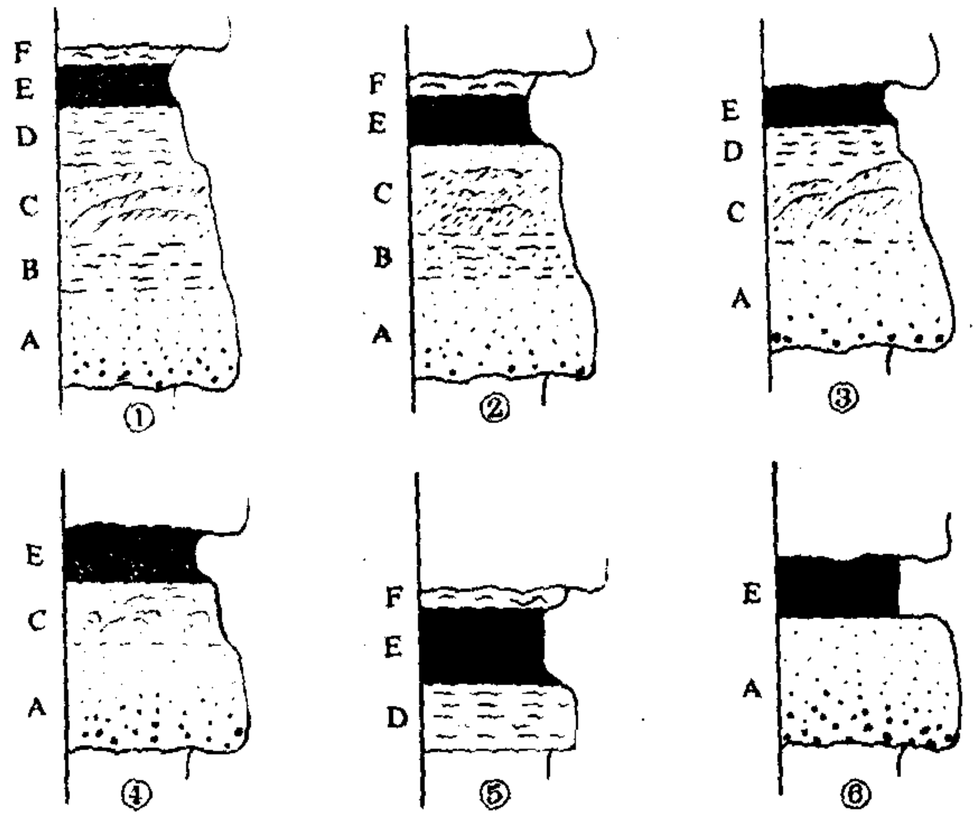

图 3-7　滇黔桂地区中三叠统浊积岩沉积序列类型

层递变所构成。

③ A－C－D－E 段组合：由细粒含岩屑砂岩向粉砂岩、泥岩递变所构成。

④ A－C－E 段组合：由细粒含岩屑砂岩向粉砂岩、泥岩递变所构成。

⑤ D－E－F 段组合：由粉砂岩向泥岩及瓣鳃类等生屑层过渡所构成。

⑥ A－E 段组合：由厚层砂岩和泥岩构成。

第①至第④类代表浊流从高流态到低流态过程中，由浊流首部、中部及尾部连续沉积，或首部、部分中部及尾部沉积而成。第⑤类代表浊流尾部的悬浮部分的沉积，此时浊流流体已脱离底界面，属低密度流。第⑥类为特殊型的沉积序列，A 段为中－厚层细砂岩，内部不具层理，仅显正粒序，底部具槽模等底部构造；E 段为厚层至块状泥岩，厚度一般小于 A 段。在浊流沉积物中，A－E 段组合浊积岩属近源高流态下的浊流沉积。但在本区，几乎在浊积岩发育的全部范围区内，A－E 段组合无规律地出现，可以与类型①至⑤任何一类岩石组合构成复合型的沉积序列。而且本区发育的浊积岩巨厚层，从大的沉积旋回来看，其内部未见向上粒度变细、岩层厚度变薄的水道充填沉积，也未见向上粒度变细、岩层厚度变厚的叶状推进体的沉积，而主要为薄－中厚层的砂岩与泥岩的韵律式互层。这反映本区浊积岩沉积序列不能用简单的扇形浊积岩推进模式解释。

至少在两种情况下可以形成“无海底扇”的浊积岩。第一种情况是浊积岩有较多的物源，这些物源均沿着海槽的边缘分布。浊流首先顺斜坡流向海槽轴部，然后始终与海槽保持大致平行的方向左右摆动地流动。因此，尽管海槽边缘部可以发育海底扇沉积，但很快即为顺轴流动的浊流破坏并混合。第二种情况出现于三角洲底区，由于物源区粒度的不同，或引发浊流的机制的不同，或斜坡的长度及坡度的不同，使三角洲斜坡上缺失单个的补给水道，以及三角洲舌体快速推进，形成无海底扇的浊流沉积[87]。基于剖面分析表明，滇黔桂地区的浊积岩发育区，在早三叠世时即为较深水碎屑岩盆地。到了中三叠世，重力流石灰岩类型的演变反映了当时的斜坡变陡，盆地区进一步下沉。盆地内不均衡的基底下沉，很可能在盆地内形成槽状的较深水的槽盆区，引导大规模的浊流沿槽盆区轴向运动。第六章的附图“拉丁阶厚度等值线图”就明显地揭示了这种槽盆区的存在；这可以说明本区较单调的砂岩与泥岩互层为浊流沿盆地中的槽盆区纵向流动和沉积的产物。在浊流发育高潮期，它可以由槽盆区向两侧溢出，在两侧的局部地

区发育近似扇状浊积岩。

3. 碎屑成分特征

滇东南、黔南、桂西及桂北地区的浊积岩含大量中酸性火山物质，包括火山岩岩屑和晶屑(图版 X-3)。这是本区中三叠统浊积岩成份的基本特征。

从岩性及地层厚度可知，在安尼期，桂西的百色－田林－西林地区为在早三叠世较深水盆地基础上发育起来的槽形凹陷沉积区，接受了巨厚的浊流沉积物。在沉降中心一带，即在浊流的主流地带，根据大量的槽模及沟模测得浊流流向介于 250°－290°之间，即物源位于东南方向。从百色、百康，至田林标屯，到较西北方向的西林石炮，浊积岩中石英含量分别为 45%、50%、57%，岩屑含量分别为 24%、20%、15%；这表明从近源至远源，浊积岩中的石英含量渐增，而岩屑含量则渐减。这说明安尼期的浊积岩只有单个物源。到了拉丁期，浊积岩中碎屑组分总体面貌与安尼期基本相似。在沉降中心带，由槽模、沟模测得的浊流流向亦与安尼阶的相似。但在这条沉降带的两侧，尤其在其北侧，有时出现近 NNW－SSE 的流向。而且，浊积岩分布区由东南至西北地区不再呈现石英含量渐增、岩屑含量渐减的规律。纵观全区单剖面分析资料，发现石英及岩屑含量变化不大，有时甚至出现沿着浊流流向方向的局部地区石英含量减少而岩屑增多的反常规现象。这说明拉丁期浊流的主流既继承了安尼期沿槽区纵向流动，同时亦开始溢出槽区向整个盆地区扩张。在主流水道的两侧发育了一系列支流补给水道，造成近源浊积岩和远源浊积岩互相叠置的现象。这反映了本区拉丁期浊流沉积基本上与国外大多数浊积岩发育区一样[87]，有主流水道亦有一系列的支流补给水道，从而造成无论是稳定组分石英和不稳定组分岩屑的含量变化都不大的特点。

在中三叠统浊积岩中，除中酸性火山岩屑以外，还可见泥岩、石英砂岩、硅质岩、碳酸盐岩及变质岩岩屑。

以上是本地区中三叠统浊积岩的成分特征。值得提出的是，其中并不含玄武岩岩屑；而在滇东和黔西地区的河流和潮坪沉积的碎屑岩中，玄武岩岩屑是相当多的。这说明两者的物源区是不同的。在中三叠世时期，浊积岩分布区以西为一个统一的广阔的浅水碳酸盐岩台地，这就基本上排除了浊积岩分布区的较粗碎屑组分由西面的玄武岩分布区搬运来的可能性。通过对浊积岩分布区较全面取样测试，发现安尼期与拉丁期浊积岩的化学成分非常相似[37]，SiO_2 含量均介于 60.46%－72.04%之间，K_2O/Na_2O 比值均小于 1。这与岩石中含较多的中酸性火山岩岩屑有关。这进一步说明沉积物物源可能为富含钠长石的中酸性岩浆岩的分布区。

综合本区中三叠统浊积岩的成分特征和浊流的流向等资料，可推测其物源区为桂东南的云开陆，与滇西的康滇陆无关。

第六节　硅　　岩

在滇黔桂地区中下三叠统中，在局部地区的某些层位中，发育少量硅岩。根据硅岩的产状，可将本区的硅岩分为两类，薄层硅岩及结核状硅岩。

一、薄层硅岩

薄层硅岩主要分布于黔南都匀、平塘及罗甸和桂北的南丹、河池、宜山等地的印度阶、奥伦阶及安尼阶。在黔南，在安尼阶底部，有一至数层薄层硅岩，以其层位稳定和分布较广，成为区域性地层划分的野外辅助标志。

薄层硅岩一般灰黑色至黑色，薄层状，岩性致密，有时发育水平层理。在桂北下三叠统中，偶见薄层硅岩与泥岩或薄层泥灰岩呈韵律互层。

薄层硅岩主要由玉髓和微晶石英组成，其含量一般60%－80%(图版Ⅺ-5)。有时可见硅质放射虫、陆源石英颗粒以及黄铁矿晶体。另外还有含量不等的泥质、灰质及凝灰质物质。泥质等在岩石中常顺层分布呈现细纹层构造。这反映它们为静水还原环境中的沉积，其沉积作用可能与生物化学作用或火山活动有一定联系[54]。

二、结核状硅岩

结核状硅岩发育于黔南的惠水、紫云、贞丰和罗甸等地中下三叠统石灰岩中，时常与重力流石灰岩同时出现。结核状硅岩常呈结核状、团块状或近似透镜状，大小从几厘米至几十厘米。通常称为燧石结核或燧石团块。主要产于灰至深灰色薄层至中层的泥质石灰岩或含生屑泥质石灰岩中。在薄层石灰岩中、结核状硅岩顺层断续分布，基本不切割围岩层理，显示层控特征；在中层泥质石灰岩中，时常可见结核状硅岩切割纹理(图版Ⅺ-6)。结核状硅岩主要由隐晶质玉髓及微晶石英组成，其中常见石灰岩残余，偶见瓣鳃类等生物碎屑，这些生物碎屑均已硅化。结核状硅岩是在成岩作用过程中硅化作用的产物。

第七节　火　成　岩

滇黔桂地区中、下三叠统的火成岩，按其产状和成因，可分为火山岩及侵入岩。火山岩又可分为火山凝灰岩和火山熔岩。

一、火　山　岩

1. 火山凝灰岩

本区火山凝灰岩主要分布于黔北、黔西、黔中、滇东南及桂中，赋存于安尼阶底部。火山碎屑组份包括玻屑、晶屑及岩屑，其中以玻屑为主。玻屑大多已发生去玻化作用，仅少数保持均质性，但仍具玻屑的一些形状特征；晶屑以石英为主，次为条纹长石和少许重矿物，长石发生了绢云母化及高岭石化，但仍可辨其晶形；岩屑主要为与玻屑和晶屑同源的熔结凝灰岩岩屑，且已发生了蚀变作用。

这类火山凝灰岩的成岩作用显著，主要是硅质的析出并再凝聚形成硅质豆粒。这种硅质豆粒表面光滑，呈球形或椭球形，具环带状构造和裂纹。在显微镜下见豆粒内部由隐晶质玉髓组成，局部玉髓呈米粒状集合体。因这类火山碎屑凝灰岩风化后大多呈绿色，且含硅质豆粒、故习称“绿豆岩”。在黔北、黔西、滇东南及桂中广大地区，这一“绿豆岩”层均发育于安尼阶底部，并以其稳定的产出层位、较大区域的分布和野外易辨认等特征，被视为划分安尼阶底界的标志层。

这类岩石的Na_2O/K_2O比值小于1，SiO_2含量62.08%－72.4%，Al_2O_3含量10.05－15.66%。化学成分显示其近于酸性火山岩。考虑到成岩作用和地表风化作用会使其中某些元素含量增加或减少，初步将这类火山碎屑凝灰岩归入中酸性火山喷出岩范畴。在整个滇黔桂地区，在这类火山凝灰岩中，颗粒的粒度分布是东粗西细，碎屑组份是向东南晶屑和岩屑含量增高。这类火山凝灰岩的物源区很可能与本区中三叠统浊积岩物源相同，即均来自桂东南地区。

2. 火山熔岩

本区火山熔岩主要分布于十万大山地区的中下三叠统中，包括基性的火山熔岩玄武岩和中酸性的火山熔岩。

玄武岩见十万大山地区北部的扶绥－柳桥－东门一带，以及南部的一些地区。岩石一般为黑色、灰绿色，风化后呈暗紫色至褐黑色，块状。气孔构造及杏仁构造较发育。岩石具斑状结构，斑晶为辉石及基性斜长石，偶见橄榄石。暗色矿物大多绿泥石化和绿帘石化。手标本中即可见斜长石的斑晶。镜下见岩石呈间隐结构，在杂乱分布的条状斜长石微晶所构成的间隙中，充填有隐晶质－玻璃质物质，图版Ⅻ-1。

中酸性火山熔岩分布于十万大山地区布哝等地的中下三叠统中，在地表已发生强烈的次生蚀变作用。

二、侵入岩

侵入岩主要包括十万大山地区的长石石英斑岩以及桂东南云开地区的花岗岩系列的酸性岩石。

长石石英斑岩为酸性浅成侵入岩。主要成分为石英、碱性长石（包括钾长石和钠长石）以及角闪石和少量辉石。具有明显的斑状结构，斑晶主要为石英和少量长石。石英的晶裂纹发育，见熔蚀港湾；长石斑晶常发生次生蚀变；角闪石等常析出高价铁、镁氧化物而呈现暗化边。基质为隐晶质（图版Ⅻ-2）。

桂东南地区的酸性侵入岩以花岗岩为主，其次为花岗闪长岩及石英闪长岩，还有少量正长岩、二长岩。大多侵入于古生界及中上三叠统，下侏罗统常覆盖其上。根据测定，其同位素年龄值为 2.02－2.38 亿年，相当于中晚三叠世。其下伏岩层可能为下三叠统。