

“构造—塌积”作用和古岩溶作用 在康家湾铅锌矿床成矿过程中的意义

刘清双

(中国有色金属工业总公司湖南地质研究所)



地质·矿床

康家湾铅锌矿床位于衡阳断陷盆地南缘、盐湖复式倒转向斜的次级构造——四坵田倒转向斜北端、康家湾隐伏短轴倒转背斜之上,距水口山铅锌矿田生产区(老鸦渠区)北东2公里(图1)。矿体主要产于 F_{12} 号逆断层的下盘,沿侏罗系与下伏石炭系、二叠系接触的不整合面附近形成的硅化破碎带中,个别矿体产于 F_{12} 号逆断层面上盘二叠系下统当冲组中。主矿体长2500米,宽150~700米,产状与硅化破碎带产状基本一致,均以 8° 左右的扬起角由南向北逐渐抬高。矿体多呈似层状,少数为透镜状,多层重叠产出,埋深590~159米。单个矿体长310~1490米,宽70~700米,平均厚度6.88米,全区平均品位: Pb 3.92%, Zn 4.5%, Au 2.68g/t, Ag 86.8g/t, S 13.9%,为一大型铅锌矿床,伴生的金、银、硫、镉等均已构成大型矿床规模。有用金属矿物为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、毒砂、自然金、金银矿、硫铜银矿、辉银矿;脉石矿物有石英、玉髓、方解石、绢云母等。围岩蚀变主要是硅化,次为碳酸盐化、绢云母化,少量萤石化,深部出现角岩化、夕卡岩化,属中温热液矿床。

在该矿床成矿过程中,“构造—塌积”作用和古岩溶作用对控矿(容矿)构造的形成具有十分重要的意义。本文着重讨论硅化破碎带的生成和发展及其对成矿的控制作用。不妥之处,敬请批评指正。

古地理环境

印支运动在矿田内表现为强烈的褶皱作用,致使泥盆纪至三叠纪沉积层全面褶皱,上升为陆,基本上结束了海相沉积史。伴随这次地壳运动,矿田内产生了一系列走向近南北、倾向西的倒转褶皱和与之平行的走向逆断层,构成矿田构造的雏型。这一时期,康家湾倒转背斜遭受了两种不同形式的风化作用:一是沿 F_{12} 号逆断层下盘,即倒转背斜顶部二叠系下统栖霞组灰岩和石炭系中上统壶天群白云岩,在岩溶作用下形成岩溶地貌,经构造作用破碎成角砾,堆积在地形低洼处,局部产生溶洞崩塌堆积作用,在溶洞中形成溶塌堆积物。二是 F_{12} 号逆断层上盘二叠系下统当冲组硅质岩、泥灰岩和部分二叠系上统斗岭组砂页岩、含煤岩系的部分岩石在构造—塌积作用下,沿陡坡坡底形成重力崩落堆积物,覆盖于岩溶地貌之上。这种塌积作用,伴随构造作用经历多次,形成厚达10~190米的塌积物层。印支运动晚期,康家湾一带相对沉降,侏罗纪地层以角度不整合沉积于塌积物层之上,将塌积物完好地保存下来,形成该区主要容矿层位的胚胎。

燕山运动早、中期,该区褶皱和断裂作用剧烈,使白垩纪地层呈区域性不整合于比它老的地层之上。伴随这次地壳运动,构造作用、岩浆活动和成矿作用都比较强烈。侏罗纪地层剧烈褶皱,局部形成尖棱形的背、向斜构造;纵贯矿田的 F_{12} 号逆断层再次复活,使局部方位发生偏转,且切割早成的南北向构造线;矿田内的火成岩体和稍后形成的各矿床,都是这一运动期的产物。燕山运动晚期,因断陷作用使长期处于隆起伏态的矿田北部形成指状拗陷区,接受白垩纪沉积,并构

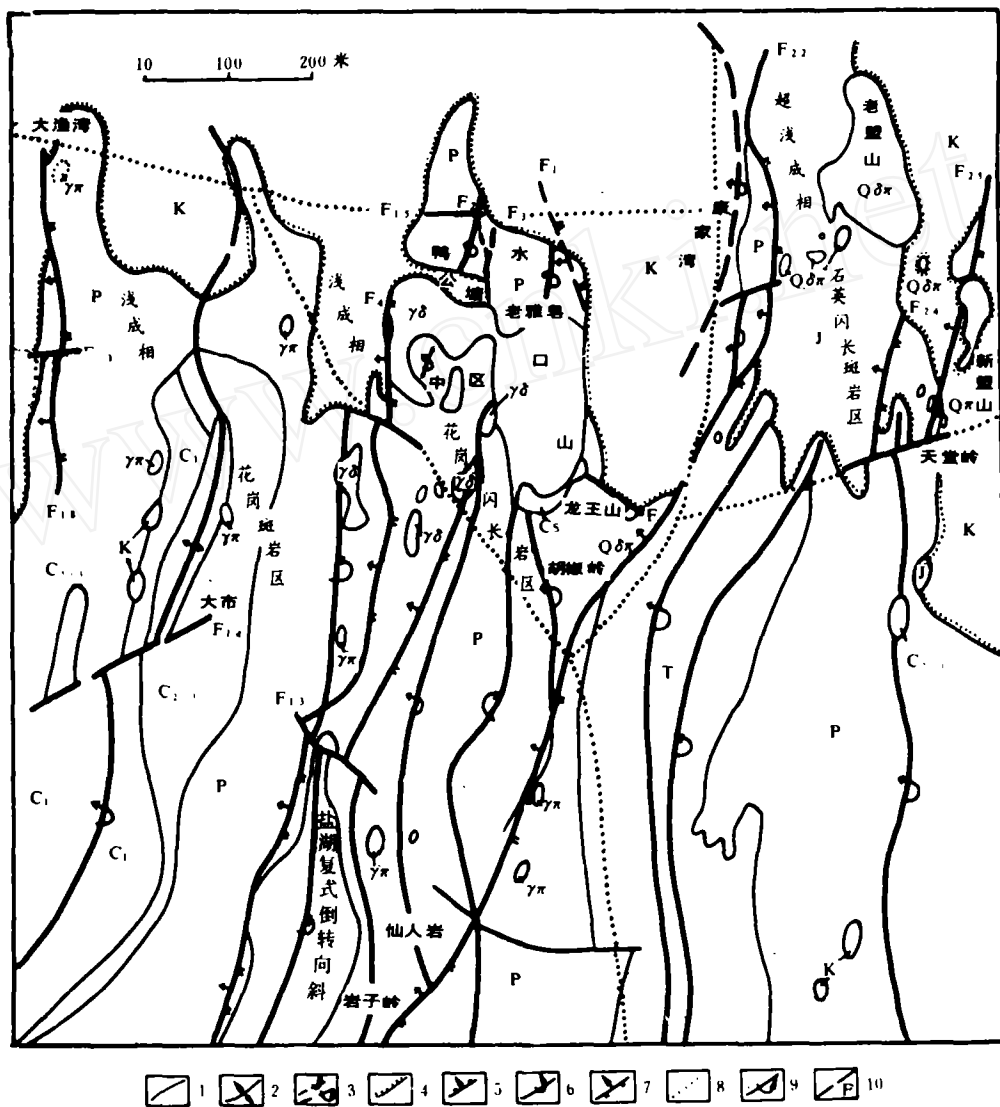


图1 矿田地质构造略图

(据湖南有色地质217队)

K—白垩系; J—侏罗系; T—三叠系; P—二叠系; C₂—中上石炭统; C₁—下石炭统;

γδ—花岗闪长岩; Qδπ—石英闪长斑岩; Qπ—石英斑岩; π—花岗斑岩; Cs—铁帽; l—地质界线

2—背斜轴; 3—隐伏倒转背向斜; 4—不整合界线; 5—正断层; 6—倒转背斜; 7—逆断层;

8—岩区界线; 9—倒转向斜; 10—性质不明断层

成衡阳断陷盆地南缘的一部分。

由于F₂₂号逆断层的多次活动和衡阳盆地断陷时产生的侧压力,造成堆积物层和古岩溶角砾层发生多次层间破碎、层间滑动和层间剥离的组合作用,又因成岩、成矿期的硅化作用,加剧了上述构造作用的进行,形成规模较大的硅化破碎带,为矿液的充分交代提供了有利场所和良好的

储矿空间。

硅化破碎带特征

前已述及,硅化破碎带是在构造—塌积作用和古岩溶作用的基础上,经后期构造作用发展而成的,

因此它的内部特征、规模、形态和产状都严格地受上述两种作用的控制。

硅化破碎带是该矿床最主要的容矿部位。它分布于F₂₂号逆断层下盘,在侏罗纪地层与下伏二叠纪、石炭纪地层不整合面附近,长2900米,宽400~800米。纵向上厚度变化较小,横向上西厚东薄,F₂₂号逆断层附近最厚达190余米,向东150~400米,可减小到8~12米,东距600~800米左右即尖灭,其尖灭端与侏罗系底部的不整合面相衔接。

从地表和深部钻孔资料得知,侏罗纪地层具较强烈的倒转褶皱,扭曲发育,轴面倾向西,倾角一般为40~60°,局部达70°以上;石炭纪、二叠纪地层的褶皱轴面亦倾向西,但倾角较缓,为20~40°。两者褶皱的差异可能与各自形成于不同构造运动期有关。硅化破碎带与上述各地层显示出明显的不协调现象,即与古岩溶角砾和塌积物堆积的原始形态和产状一致,走向北北东,倾向南东东,倾角浅部3~7°,深部50~70°,近F₂₂断层部位因受牵引作用影响,产状略有变化。

根据硅化破碎带中的角砾、岩块(系指硅化破碎带中成分相同的较大岩石块体),细碎屑和胶结物等特征以及形成机理的不同,可以把硅化破碎带大致划分为五层(图2):

A层 上覆层。为侏罗系下统高家田组石英长石砂岩及含煤岩系,局部见层间砾岩呈透镜状产出,与下伏B层呈断层接触。

B层 顶部层。岩性为硅化破碎角砾岩和岩块。角砾成分主要为砂岩、含砾砂岩、燧石岩、含砾泥岩;岩块岩性为砂岩、含砾砂岩、含砾泥岩、砂质粘土岩、含砾粘土岩、页岩。局部见岩块中含泥质有机质纹理及沉积层理。含砾岩石中的砾石成分较复杂,有砂岩、硅质岩、燧石、泥质岩石、脉石英等,砾石大小不一,滚圆度较好,具分选性和半韵律结构(照片1,2)。该层钽含量(0.00038%)大于铀含量(0.00027%),与地表层间砾岩相似。B层系断层切割上覆A层的一部分岩石和少量塌积物的组合,胶结物为硅质、泥质和铁质,它在硅化破碎带的走向和倾向上分布极不一致,含砾岩石的岩块仅局部产出,

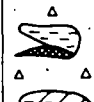
分层代号	分层名称	柱状图	岩性描述			
A	上覆层		砂岩夹透镜状含砾砂岩、含砾泥岩			
			断 层			
B	顶部层		角砾岩成分 砂岩、含砾砂岩、燧石岩、含砾泥岩	岩块成分 砂岩、含砾砂岩、砂质粘土岩、页岩、砾岩成分复杂,滚圆度好,具分选性	胶结物 硅质 泥质 铁质	其他 局部岩块具有有机质纹理及沉积层理 钍含量大于铀含量
C	上部层(塌积物层)		硅质泥灰岩、硅质岩、粘土岩、砂页岩 角砾以棱角状、次角状为主 同成分岩屑较多	粉砂岩、粉砂质泥岩、硅质岩 炭质砂页岩	硅质 水云母 氧化铁	见粘土质及球粒状粘土质硅质岩岩屑 钍含量大于铀含量 含化石
	下部层(岩溶角砾岩层)		燧石岩 灰岩 含砾石灰岩 白云质灰岩 白云岩 见少量同成分岩屑 角砾大小悬殊,分选性差,以角状、次角状为主	灰岩 含砾石灰岩 白云岩	水云母 碳酸盐 石英	含化石
					断 层	
E	下伏层		灰岩、含砾石灰岩、白云岩、含生物碎屑			

图2 硅化破碎带综合柱状示意图

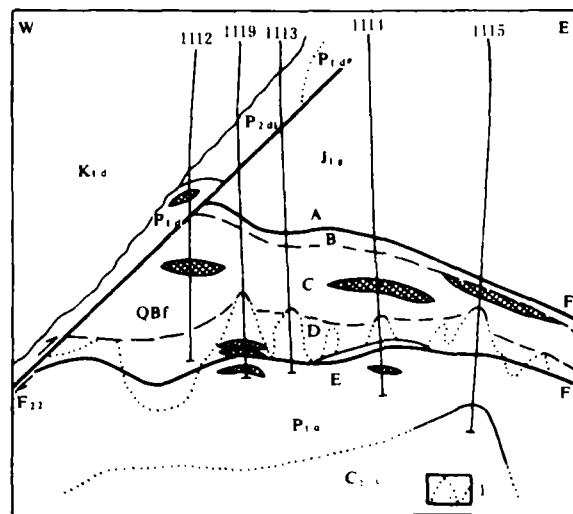


图4 111号剖面示意图

1—古地形线(其余图例同图3)

角砾岩的角砾成分因地而异,在多数剖面上该层

厚度较小、甚至缺失。

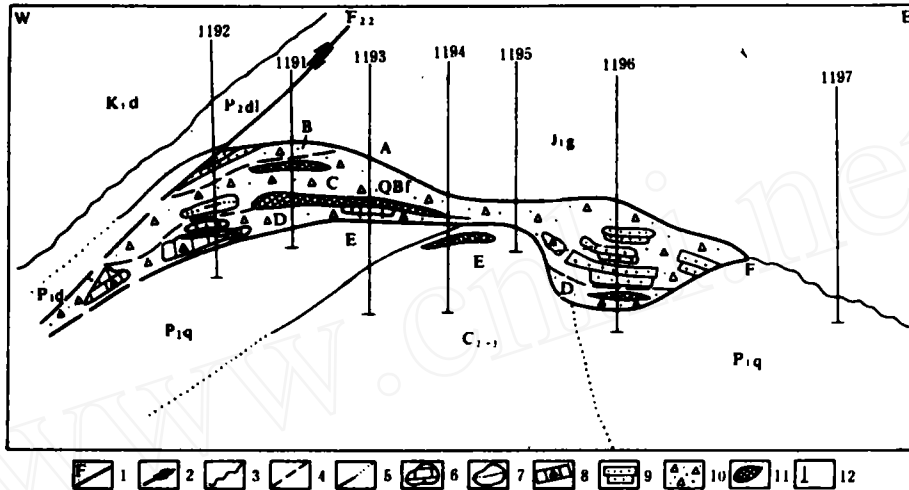


图3 硅化破碎带中角砾岩和岩块分情况(119线剖面示意图)

K₁d—白垩系下统东井组; J₁g—侏罗系下统高家田组; P₂dl—二叠系下统斗岭组;

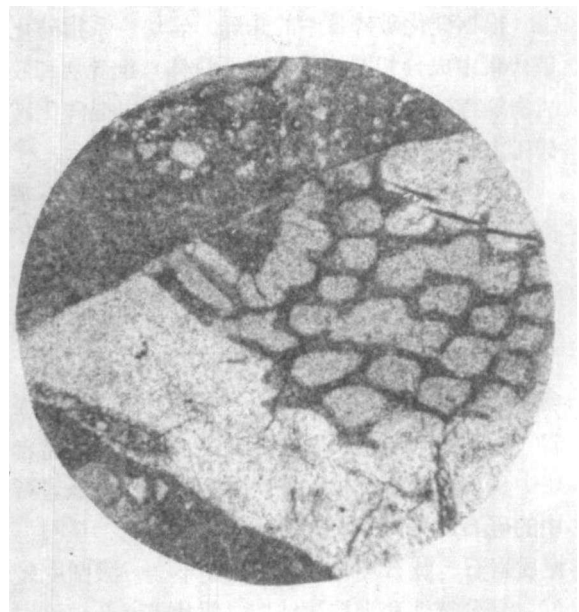
P₁d—二叠系下统当冲组; P₁q—二叠系下统栖霞组; C₁₋₂—石炭系中上统壶天群; QBf—硅化破碎带;

A—硅化破碎带上覆层; B—硅化破碎带顶部层; C—硅化破碎带上部层; D—硅化破碎带下部层; E—硅化破碎带下伏层; 1—断层; 2—逆断层; 3—不整合线; 4—硅化破碎带分层界线; 5—实测及推测地质界线;

6—灰岩岩块; 7—灰质砂岩岩块; 8—缝石灰岩岩块; 9—砂岩岩块; 10—硅化角砾岩; 11—矿体; 12—钻孔

C层 上部层 (即塌积物层)。由硅化破碎角砾岩、岩屑和岩块组成。角砾岩的角砾成分主要为硅质泥灰岩、硅质岩、硅质页岩、石英、粘土岩、砂页岩,不同岩性的角砾混杂,大小悬殊,角砾以棱角状、次棱角状为主(照片3)。岩屑为细碎屑物,其成分与角砾成分相同,尚见粘土质及球粒状粘土质的硅质岩岩屑,它们多充填在角砾之间的空隙中。胶结物为硅质、水云母及少量氧化铁。岩块以粉砂岩、粉砂质泥岩、硅质岩、炭质砂页岩为主,有的岩块尚见原始沉积的微层理构造(照片4),多含沉积—改造型细粒黄铁矿。

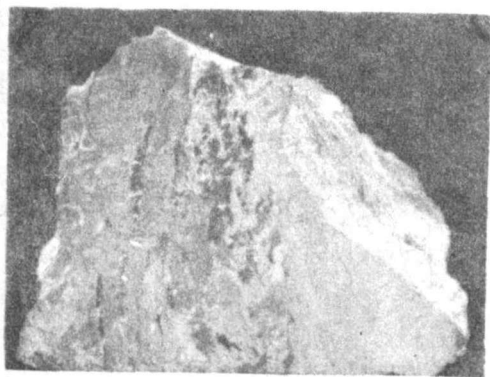
该层的硅化破碎角砾岩和岩块相间产出(图3)。每一小层角砾岩的角砾分选不好,大小混杂,局部可见在垂直方向上上小下大,在水平方向上边部小、中心大的宏观地质现象,显示出重力分选的似“韵律”结构。这种“韵律”结构在C层中多者出现5~9次。由于每次构造作用的时间和强弱不同,古地形的差异,致使每一“韵律”层在不同的剖面上厚度各不相同。该层钍含量(0.00041%)小于铀含量(0.00169%)。



照片1 B层含砾石英砂岩

3.5×8 正交偏光

上述地质特征表明,该层是岩石在经受强烈的风化剥蚀作用之后,受多次构造—塌积作用而形成的塌积物层。层中的角砾岩和岩块因受古地

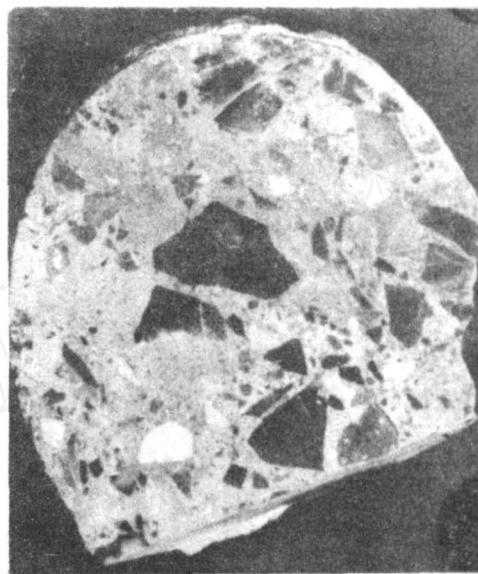


照片2 B层岩块中见泥砾沿一定方向排列(手标本)

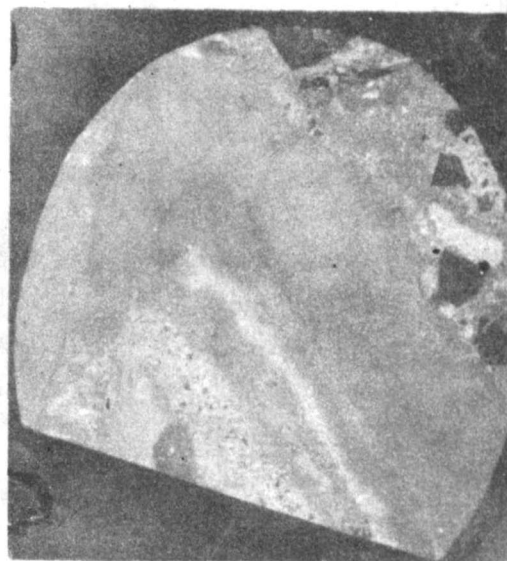
形等因素影响,在不同的剖面上其产出常常是变化的,并无一定“层序”。据本所数学地质组系统聚类分析和二组判别分析,认为该层的角砾岩和岩块基本上来自二叠系下统当冲组,少数来自上统斗岭组。

D层 下部层(即岩溶角砾岩层)。由角砾岩和岩块组成。上部角砾岩多,下部岩块多。角砾岩的角砾成分与C层截然不同,主要为燧石岩、灰岩、含燧石灰岩、白云质灰岩、白云岩,也混入了少量C层的成分。充填在角砾间隙中的细碎屑不多,其成分与角砾成分相同,属原地来源。角砾大小悬殊,分选性差,以棱角状、次棱角状为主(照片5)。胶结物为水云母、碳酸盐矿物及石英。岩块为断层所切割的下伏二叠系下统栖霞组和石炭系中上统壶天群中的部分岩石;其岩性为灰岩、含燧石灰岩、白云岩。该层的形成与古岩溶作用产生的岩溶角砾岩和岩溶地貌有关。

在B,C,D层的角砾岩中,角砾占55~60%,细碎屑占25~35%,胶结物占10~20%,角砾大小不一,大者20厘米以上,小者0.1~1.5厘米,一般为2~15厘米,可见大角砾中包含小角砾,给人以后期构造再破碎的印象。C,D层中的部分角砾含苔藓虫、腕足类、瓣鳃类化石,为二叠纪、石炭纪化石。为探讨硅化破碎带原岩的归属,曾在角砾岩的角砾、胶结物和泥岩岩块中采集了数十件样品进行化石鉴定,均未发现植物孢子花粉化石,故认为硅化破碎带原岩属陆相沉积物的可能性极小。康家湾倒转背斜由南向北逐渐抬起,各处角砾岩因地质环境的差异,其成分亦有区别。硅化破碎带南段,上部多为硅质页岩、

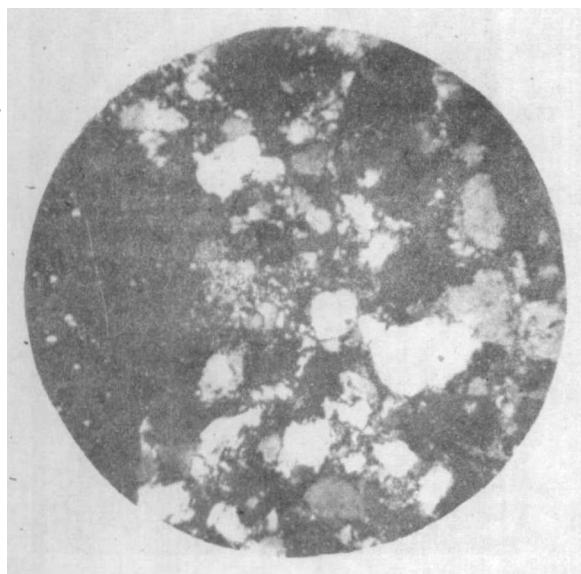


照片3 C层中因塌积作用形成的角砾岩(手标本)



照片4 C层岩块中尚有原始沉积的微层理构造(手标本)

泥灰岩、粘土岩、燧石岩角砾,下部多为含燧石灰岩、灰岩角砾;北段,上部多为硅质岩、燧石岩,含燧石灰岩、灰岩,下部多为白云质灰岩、白云岩。岩块在硅化破碎带中呈不规则状产出,其大小各处不一,悬殊甚大。据100×50米钻探网度控制,岩块最大延长和延深达100~200米,厚度在数米至十余米范围内变化。影响岩块大小的主要因素是构造作用的性质、古地形条件和岩石



照片 5 D 层中的角砾岩 (强硅化灰岩)

3.5×8 单偏光

可塑性程度高低。

E 层 下伏层。为二叠系下统栖霞组灰岩、含燧石灰岩及石炭系中上统壶天群白云质灰岩、白云岩。局部可见岩溶溶积角砾岩,角砾成分为灰岩、白云岩及砂岩、硅质岩等,呈棱角状产出。

综上所述,硅化破碎带的原岩是由不同时代(石炭纪、二叠纪、侏罗纪),不同成因(岩溶作用、塌积作用、溶积作用、断层破碎作用),不同成分(硅质岩、燧石岩、泥岩、泥灰岩、含炭质的灰岩及页岩、砂岩、粘土岩、灰岩、白云岩等)的岩块、角砾和岩屑在构造作用下混杂而成的。

硅化破碎带的形成机理

通过对硅化破碎带地质特征的分析研究,可以把它形成过程大致划分为三个阶段:

(一) 早期 古岩溶作用阶段。印支运动以后隆起的康家湾倒转背斜长期遭受风化剥蚀,古地下水位有一个较长时期的稳定阶段,有利于倒转背斜顶部和轴部的灰岩、白云岩发育古岩溶。矿区古地貌北高南低,坡角 8° 左右,地表径流速缓慢,加剧了古岩溶地貌的发展。 F_{12} 号逆断层上盘的泥灰岩、砂页岩、硅质岩隔水性能良好,更有利于古地下水循环和古岩溶作用。上述古地文和古构造对古岩溶的形成和发展创造了良好的

条件。

该区经受古岩溶作用的证据是岩溶角砾岩和溶积岩石的存在。岩溶角砾岩是古岩溶地貌经构造作用产生的残坡积物,分布在硅化破碎带底部;溶积岩是灰岩、白云岩层受地下水作用形成溶洞和裂隙,并被自身或外来物质充填后经固结作用而成的岩石,外形不规则,且切穿灰岩、白云岩层理,岩石经后期硅化作用而变得致密、坚硬。硅化破碎带以下100米范围内的灰岩、白云岩中,地下水活动较剧烈,古岩溶甚发育,矿体多而小。越过此范围,古岩溶作用减弱,无矿化存在,说明古岩溶作用和矿化活动在空间上的展布与古地下水水位标高有一定依存关系(图4)。应当说明,这种古岩溶作用并未结束,它贯穿于硅化破碎带形成的始终。

(二) 中期 塌积作用阶段。印支运动不仅使地层产生强烈倒转,而且伴随形成了一组与地层走向近乎一致的逆断层。 F_{12} 号逆断层就是这一运动期的产物。该断层为矿区内规模最大的断层,长6公里以上,走向南西—北东,局部发生偏转,倾向北西,地表倾角 60° 。有些地方近于直立,通过硅化破碎带处,倾角减至 20° ,越过此带则以 40° 左右角向下延伸。地表可见二叠系下统当冲组覆盖于侏罗系下统高家田组之上,垂直断距大于500米,可能属基底断裂。它在地表断续出露,大部分被白垩纪红层掩盖。该断层为复合性断层,经多次构造活动,断层上盘二叠系下统当冲组和部分上统斗岭组中的岩石,因构造—重力作用而崩落,堆积在倒转背斜顶部的岩溶角砾岩之上,形成厚达几米至190余米的塌积物。随后沉积的侏罗纪地层将塌积物完好地保存下来。

(三) 晚期 层间破碎阶段。燕山运动早中期,由于衡阳盆地的断陷作用和 F_{12} 号逆断层产生的侧压力,使岩溶角砾岩和塌积物带这一构造虚弱部位产生层间破碎、层间滑动、层间剥离,并切割了上覆、下伏地层的部分岩石,形成构造破碎带,再经成岩过程和后期热液活动的硅化作用,最后形成硅化破碎带。

由此可见,康家湾铅锌矿床硅化破碎带原岩的初始成因,即是塌积物和古岩溶角砾岩、溶积

岩等的组合：此容矿构造的形成，即是构造—塌积作用和古岩溶作用的结果。

硅化破碎带对成矿的控制作用

(一) 硅化破碎的形态、产状及规模对矿体的控制作用 硅化破碎带是康家湾铅锌矿床主要容矿构造，已知7个主矿体有5个赋存于此带，另有6个小矿体亦分布在此带中。矿体的形态、产状及规模均受硅化破碎带控制。距破碎带下盘100米范围内，即硅化破碎带下伏地层的灰岩、白云质灰岩中，见有19个小矿体产出，越出此范围尚未见矿体，据此可以认为，这些小矿体与硅化破碎带的形成有着内在联系。

矿体呈似层状，少数为透镜状，在硅化破碎带中多层次重叠产出，局部呈脉状产出。

矿体产状与硅化破碎带基本一致，走向近南北，倾向南东东，倾角 $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$ ，深部局部可达 75° 以上。矿体和硅化破碎带均以 8° 左右的扬起角由南北向逐渐抬起，局部有小起伏。矿体埋深590~159米。

硅化破碎带中的5个主体分布总长2500米，宽150~500余米。矿床中最大的1号矿体长1490米，宽70~520米，平均厚度8.65米，平均品位铅4.68%、锌4.26%。该矿体占全区铅锌总储量42%。

(二) 硅化破碎带厚度对成矿的控制作用

从硅化破碎带厚度等值线图(图5)可以看出，矿体赋存部位与硅化破碎带的厚度有一定关系。倒转背斜轴部是硅化破碎带厚度低值区；背斜西翼是厚度最大部位；背斜东翼厚度一般较小，局部较大。硅化破碎带厚度最大部位往往形成一个孤立的封闭容塌坑，其长轴方向近南北，个别为北西—南东。两容塌坑的过渡地带为容塌平台，已知矿体即产在容塌坑过渡到容塌平台的斜坡带上。矿体高品位区(铅加锌品位大于10%)则分布在斜坡带靠近容塌坑的一侧，即硅化破碎带厚度由厚变薄或由薄变厚的过渡地带，其等厚值20~60米。此处正处于康家湾倒转背斜顶部，极有利于矿质停积，形成富厚矿体。

(三) 岩比系数对成矿的控制作用 岩比系

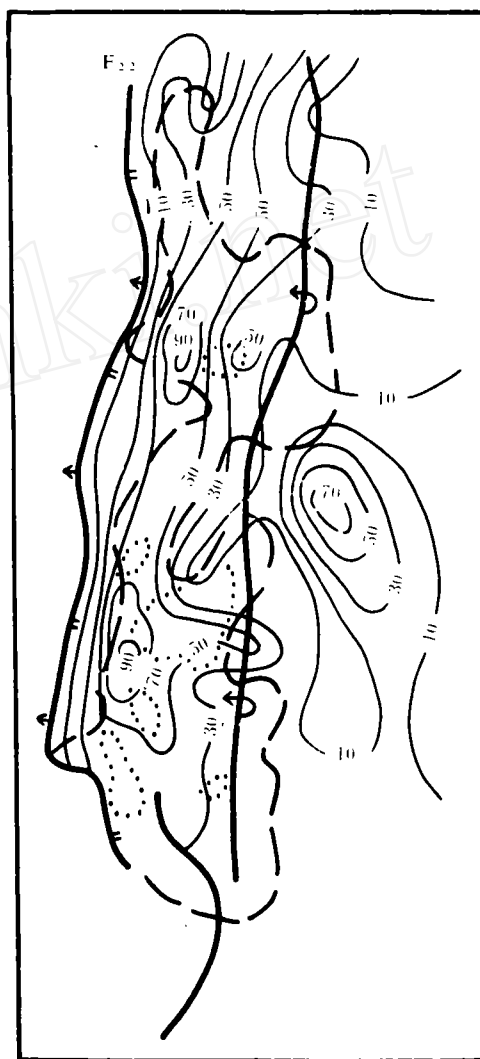


图5 硅化破碎带厚度等值线图(1:20000)

(据李能强图小修改、补充)

1—逆断层；2—倒转背斜轴；3—矿体界线；

4—矿体高品位区；5—硅化破碎带等值线及等厚线(米)。

数系指硅化破碎带中岩块的厚度和与角砾岩的厚度和之比值。从岩比等值线图(图6)可以看出，矿区南北沿倒转背斜轴两侧，各有一岩比系数值相对较大的地段，似作对称分布。背斜轴以西至F₂₂断层之间，即倒转背斜顶部是矿体的主要分布区；背斜轴以东的两个岩比系数高值区的西缘，控制了矿体分布的东部边界。矿体多产在岩比系数值大于0的部位，而品位高、厚度大的矿体，则分布在岩比系数发生较大变化、数值偏低(0.5

~2) 的范围内。此范围正是容塌坑向容塌平台开始过渡的斜坡地带。这里分布着较多的比重较小、厚度较大、层次较多的泥岩、粉砂岩、粘土质岩块。岩比系数的低值区和高值区多为矿体的低品位区：没有岩块产出，即岩比系数为0的地



图6 岩比等值线图 (1:20000)

(据李能强图示修改、补充)

- 1—逆断层；2—倒转背斜轴；3—矿体界线；
4—矿体高品位区；5—岩比等值线及岩比系数；

区，几乎无矿体。

(四) 岩性对成矿的控制作用 由于硅化破碎带与上覆、下伏地层的岩石，在物理性质上存在差异，在构造作用下极易产生层间破碎、层间

滑动和层间剥离，形成良好的容矿空间。正是构造作用这一本质因素决定了矿床形成的主要机理是物理作用，次为化学作用。矿液以充填为主，交代为次。矿石类型以致密块状、角砾状为主，次为浸染状。矿石结构以自形、半自形粒状、压碎结构、交代残余结构、固熔体分离结构为主。矿石构造以稠密浸染状、条带浸染状、交代充填和交代残留构造为主。

在成矿作用过程中，由于各成矿阶段含矿热液组份的差异，含矿围岩性质不同及其他物理化学条件的变化，使成矿物质某一组份相对集中，因而矿带略具分带现象。一般硅化破碎带上部硅质成分较高，多形成黄铁矿体；下部钙质成分较高，多形成黄铁矿、铅锌矿体；灰岩、白云岩中则为铅锌矿体。

容矿部位的上覆地层为二叠系上统斗岭煤系和侏罗系下统砂页岩、泥质粉砂岩，均为不透水或弱透水层，能起到良好的隔挡层作用，使硅化破碎带形成封闭或半封闭的低压储矿环境。当深处含矿热液沿着断裂系统上升、自由循环而进入该环境时，矿质便选择在构造的转换部位和构造斜坡带上停积、沉淀。

在硅化破碎带中，矿体主要赋存在泥岩、泥质粉砂岩、粘土岩、灰岩岩块下部的角砾岩中。岩块层次多，单体厚度大，往往其下部的矿体厚度亦大，层次亦多。特别是这些岩块下部由泥灰岩、含钙质页岩、粘土质岩石、灰岩等成分组成的角砾岩，其胶结物除硅质外，尚有钙质、泥质者，矿体厚度较大、品位较高(图7)。胶结物为单纯的硅质或石英的角砾岩，岩石致密坚硬，不利于矿液的充填和交代，一般不含矿或只含微弱矿化。

综上所述，得出如下主要结论：

1. 在构造—塌积作用和古岩溶作用下所形成的塌积物和岩溶角砾，堆积在康家湾倒转背斜之上，经侏罗纪沉积得以保存。在后期构造作用下，沿着不整合面附近产生多次层间破碎、层间滑动和层间剥离，使这些塌积物和岩溶角砾再破碎，并经多次硅化作用，最终形成硅化破碎带——良好的容矿构造。

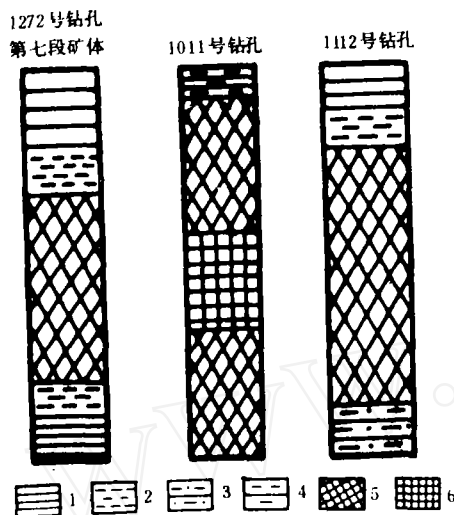


图7 钻孔含矿段岩性柱状示意图

- 1—硅化砂质泥质岩石；2—硅化泥岩；
3—炭质砂岩、砂质页岩；4—炭质页岩；
5—铅锌矿体；6—黄铁矿体

2. 矿体主要产出在硅化破碎带中，且下盘为隐伏倒转背斜顶部地段：矿体的形态、产状和规模均受硅化破碎带控制。

3. 有利成矿空间主要是在构造作用下形成的，因此矿体形态、产状和矿石特征都显示出成矿机理主要是物理作用，次为化学作用。

4. 硅化破碎带上盘有砂页岩作为盖层，形成封闭或半封闭的储矿环境，同时对矿液的流通起良好的屏蔽层作用，易积聚成矿。

5. 硅化破碎带中，有利岩性的岩块和角砾岩的层次多、厚度大，则矿体层次亦多、厚度亦大。

6. 形成富厚矿体的因素有：

(1) 硅化破碎带中，下盘为隐伏倒转背斜

顶部地段，为富厚矿体分布区；

(2) 富厚矿体产出在容塌坑向容塌平台过渡（即硅化破碎带厚度由厚变薄或由薄变厚）的斜坡地带，且靠近容塌坑一侧，其等厚值为60~20米范围内；

(3) 硅化破碎带中岩比系数值发生较大变化，且值偏低（0.5~2）的地段，多产出富厚矿体；

(4) 厚度较大的泥岩、泥质粉砂岩、粘土岩及灰岩岩块下部含泥质、钙质成分较高的角砾岩中，往往形成富厚矿体。

找矿标志及找矿方向

（一）找矿标志

1. 区域构造上，中新生代地层与下伏灰岩、白云岩地层呈不整合接触关系或两种不同岩性界面附近。

2. 地表掩盖下的地层具隐伏短轴倒转背斜构造，且有伴随的走向逆断层切割此种背斜轴部。

3. 研究古地文条件，寻找初始成因是由构造—塌积作用和古岩溶作用的组合而形成的快速堆积带；

4. 具多期构造作用，使塌积物和岩溶角砾经受层间破碎、层间滑动和层间剥离作用，并经硅化作用而形成硅化破碎带，地表具硅化现象。

（二）找矿方向

从构造—塌积作用和古岩溶作用对成矿有重要意义这一角度出发，认为中新生代断陷盆地边缘，包括断陷盆地中隆起部位的边缘是重要的找矿方向。具体预测区从略。

