

阴极发光技术在沉积学中的应用

田洪均

(成都地质学院沉积地质矿产研究所)

某些物质受能量激发会产生发光现象。由于激发能源不同而有类型不同的发光,由阴极射线激发而使矿物发光,叫做阴极射线致发光现象,简称阴极发光(Cathodoluminescence)。阴极发光曾被用来研究宝石和考古等,在沉积学领域内,主要是用来研究碳酸盐的成岩变化和碎屑岩的物源区。随着仪器的完善和理论的深入,目前阴极发光技术的运用范围已大为扩展。

一、物质阴极发光的基本原理

对于矿物的阴极发光原理,不少人用配位场理论和量子理论进行了比较合理的解释。但具体到每一种矿物,由于影响因素太复杂,定量解释非常困难。

Adirowitsch(1953)提出了一个能带模式对发光过程进行解释(图 1),他认为发光过程分三步进行:

—能量吸收(箭头 1,2)引起电子从电价带向传导带的转移。

—电子的短期或长期储存(箭头 4,5)。

—来自传导带的电子与离子激发元素重新结合而发生光子发射(发光),箭头 3。

按量子理论,能量吸收只能是分步地进行。即为激发晶体,必须有略高于电价带与传导带之间能量差的能量水准。晶体处于激发态(维持 10^{-8} 秒)时可通过发射光子而回到原始(低)能量状态。这些光子的能量略等于电价带与激活剂能态项之差(图 1);激活剂可以是微量元素,也可以是晶格的缺陷中心。该值对于各种晶体和激活剂都一样,因此可记录下一个狭窄的发射带。阴极发光是由于电子从电价带(2)或从激活剂(1)转移到传导带上,接着又重新结合(3)而引起的。相反,热发光是在高能极上储存的电子向传导带转移,紧接着又发生重新结合而引起的。因此,在可见电磁波光谱内,大多数晶体发光是由于有激活剂存在。除激活剂外,还有所谓的淬灭剂,它能吸收相同数量的由发光发射的能量,从而使发光熄灭。矿物发光往往是二者共同作用的结果。

目前已经认识到了有两种发光机制:一是由于晶格自身的缺陷而非沉积介质所引起的发光,称为内部发光中心,二是由于结晶时有杂质混入而引起的发光,称为外部发光中心。这些杂质有的是激活剂,有的是淬灭剂。而且同一杂质元素在不同矿物中所起作用有时完全不同。如 Fe 对碳酸盐是淬灭剂,但在长石中却是激活剂,各种矿物中的激活剂和淬灭剂如表 1。

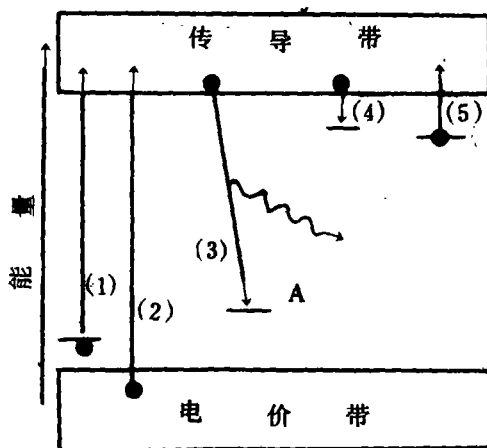


图1 晶质磷中的能带模式(据 Adiwitsch, 1953)

A—离子化激活剂能态项,(1)和(2)—电子激发;(3)—电子与离子激活剂重新结合形成特殊光线的发射(阴极发光);(4)—保留在电子收集器中的电子;(5)—热力影响而把电子带回传导带中(热发光)

E. Nickel (1978) 还从晶体配位场理论解释了发光现象。他认为发出光的波长取决于碱土金属离子与其配位体间的键距,以及所产生的场分裂参数。Linwood 和 Mdy1 证实碳酸盐红色的阴极发光与配位数为 6 的 Mn^{2+} 有关,而绿色或浅绿色发光与配位数为 4 的 Mn^{4+} 有关。

Pierson (1981)、Frank (1981)、Richter & Zinkernagel (1982)、Fairchild (1983)、Walker (1983, 1985) 对矿物阴极发光作了总结性论述:在任何温度条件下,晶体实际上处于热力学不平衡状态,晶格中的电子、原子和离子都无时无刻不在企图改变它们的位置。在晶体生长过程中,可能在银嵌晶体间因内部构造的弯曲而产生缺陷,比如原子、离子的缺失,非正常离子化的原子的存在,机械破损造成的表面扭曲和裂隙等。上述缺陷当受电子流轰击时更易于吸收能量而激化,这些部位即成为发光中心,成为来自阴极的电子流能量的吸收器。激发其晶格中电子轨道的变化,电子在不同能级轨道上的跃迁、放出射线。

二、几种主要造岩矿物的发光习性

(一)石英

石英的阴极发光颜色变化很大,主要有紫色发光、棕色发光和无发光三大系列。Zinkernagel (1978) 研究了来自不同源区石英发光与成因间的关系,结论是晶格有序度控制了发光颜色:

无发光石英	有序的晶格	α 型	低温
棕色石英	↓	↓	↓
紫色石英	无序的晶格	β 型	高温

表1 各种碳酸盐矿物、长石和石英阴极发光的颜色和波长
以及主要的激活剂和淬灭剂一览表,据 Amieux(1982)修改

矿物	激活剂	淬灭剂	波长(nm)	阴极发光颜色
方解石	Mn ²⁺		590	黄色(合成晶体)
	Mn ²⁺ > 20—40ppm, < 80ppm			
		Fe ²⁺ , Fe ³⁺		
低镁方解石 高镁方解石				桔黄色 红色
文石	Mn ²⁺		540	绿黄色(合成晶体)
六方碳酸钙	Mn ²⁺		595	黄色(合成晶体)
白云石	Mn ²⁺		675 597	红色, Mn ²⁺ 在 Ca ²⁺ 的位置上 桔约, Mn ²⁺ 在 Mg ²⁺ 的位置上
		Fe > 1%		无发光
	Mn ²⁺ > 30ppm			
	RE, Mn			白色, 黄色, 桔色, 红, 紫色
	Zn ²⁺ (Pb ²⁺)			淡蓝
菱镁矿	Mn ²⁺		677	红色
	?			蓝色
菱铁矿	?			桔色
菱锰矿	Mn ²⁺		590	黄色(合成晶体)
	Eu ²⁺		410	蓝色
毒重石	Mn ²⁺		677	红色(合成晶体)
	?			绿色
钠长石	Ti ⁴⁺		460	蓝色
	Fe ²⁺		550	绿色
	Fe ³⁺		700	红色
	Cu ²⁺		420	蓝色
	Mn ²⁺		570	淡黄—绿色
				合成晶体
钙长石	Fe ³⁺ > 1000ppm Ti ⁴⁺ > 500~1000ppm Mn ²⁺ 或 Fe ²⁺		550	红色 蓝色 黄色—绿色
石英	晶体有序		430 620—630	无发光 有序 蓝色、棕色 红色、紫色 无序
	Fe > Ti Ti > Fe			红色 蓝色
	SiO ₄ ⁴⁻ 四面体		455	蓝色
	缺陷中心		430	蓝色
	Al		620	
	Na H 填隙原子		289 374	紫外线 紫外线
	Si ³⁺		446	蓝色
	Mn, Al		650	红色
	晶体缺陷		650—690	α 石英中为宽的红色峰
	H ⁺ , ? Li ⁺ 填隙原子		510 430—450	绿色 蓝色 瞬时
	O ²⁻ 空位		260	紫外线

他认为 α 石英的暗蓝色发光不是由激活元素,而是由 SiO₄⁴⁻四面体自身引起的。从表 1 可知,在波长为 430、446 和 455nm 时至少可识别出三种不同的发射极值。因此蓝色发光石

英实际上包含了不同的蓝色调,这些结果表明蓝色发光是由许多不同因素引起的,一般认为是由各种晶格缺陷所致。但 Sprunt(1981)认为蓝色发光是因为含大量钛和少量铁,而红色发光是因为含铁多而含钛少引起的(表 1)。Grant 和 White(1978)则认为红色发光与含微量铝有关。

Ramseger 和 Mullis(1985)认为 α 石英发光取决于几个因素。棕色发光与晶体缺陷的丰度(由表蚀痕数量来确定)有关。颜色变至棕色可根据在波长 650nm 的红色峰的增加在分光镜下加以认识。晶体中的熄灭带或低发光强度带总是含有较多($>1500\text{ppm}$)的铝。Ramseger 还记录了瞬息的淡蓝和绿色发光,这些颜色清楚地表明了与石英晶体构造的关系。这也许是受到了储存在与晶体 C 轴平行的构造通道中带正电微量元素(H^+/Ti^+)的刺激而引起的。

总之,石英的发光颜色也许和多种因素有关,包括晶格有序度(温度),应变率、Ti/Fe 比、Al 浓度以及痕量的带正电离子(半径小)等。

(二)碳酸盐矿物

方解石和白云石能在较低的加速电压之下,发光较明亮而又稳定,因而研究起来较为方便。碳酸盐的阴极发光一般与杂质有关,即具外部发光中心。一般认为锰是主要的激活剂,而铁是主要的淬灭剂,但 Amieux(1982)却认为只有 Fe^{3+} 才是有效的,他还怀疑某些方解石的蓝色发光是由于晶格缺陷,而不是由激发元素引起的。Fairchild(1983)提出在 $\text{Fe}^{2+} < 1\%$ (Wt)时,Mn/Fe 是影响方解石、白云石发光强度的主要因素(图 2)。

Mn^{2+} 进入碳酸盐晶格致使其发光呈现黄—暗红和桃红。Sommer(1972)和 Amieux(1982)的研究表明,锰是代替碳酸盐晶格中的镁而不是钙,所以其发光颜色从低镁方解石(黄色)—高镁方解石(桔黄至红色)—白云石(砖红)越来越深。决定碳酸盐发光的淬灭剂和激活剂的下限,目前的看法大致接近,Ten Have 和 Heynen(1985)根据对 50 个人工合成的方解石的研究认为,方解石含 15—30ppm 的 Mn^{2+} , $\text{Fe}^{2+} < 200\text{ppm}$ 就足以引起发光。白云石含 $\text{Mn}^{2+} > 30—35\text{ppm}$, $\text{Fe}^{2+} < 300\text{ppm}$ 就能发光。可见 Mn^{2+} 在方解石中发光效率较之在白云石中强。岩石中 MgCO_3 每增加 10mol,发光就迁移 8.5nm 波长。

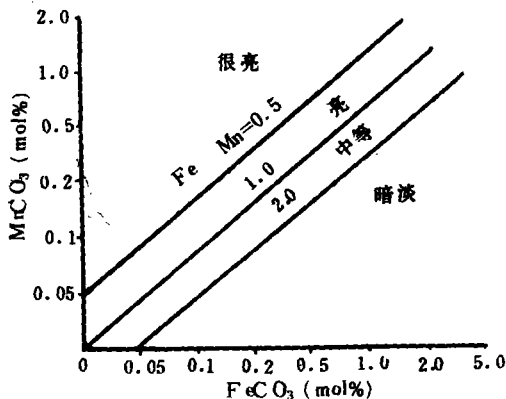


图 2 方解石发光强度与 Fe、Mn 关系(据 Fairchild, 1983)

Amieux(1982)认为方解石和文石的发光颜色和强度的变化受 Mg^{2+} 含量或锰的价态的

控制,也受铁的含量和价态的控制。 Mg^{2+} 含量或锰的价态发生变化会产生黄色到桔红色的发光,而铁的含量和价态的改变能引起从黄色到棕色,再变至无发光(图 3a)。

白云石发光为黄色或红色,主要取决于晶格中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的位置上是否有 Mn^{2+} 。在白云石中偶尔也见到白色、紫色或淡蓝色发光。可见发光的下限为含 Mn^{2+} 20—40ppm。随着铁含量增加,发光颜色从桔红经红棕变至棕黑色(图 3b),当铁含量大于 1.5% (=3.1% 的 $FeCO_3$),即使有大量锰存在的白云石也不发光。另外,白云石发光也因稀土元素或 Zn^{2+} 和 Pb^{2+} 的存在而引起。

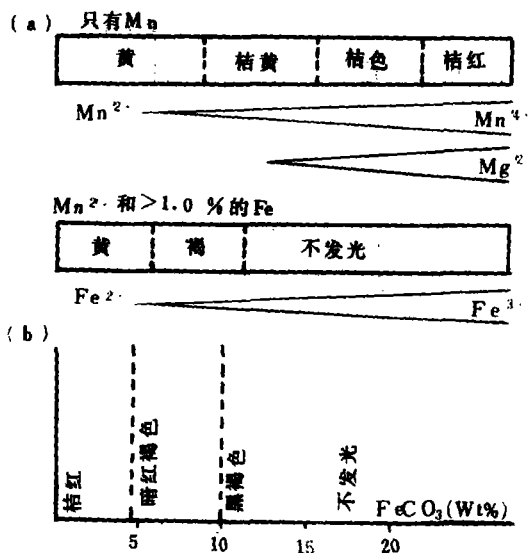


图 3 a、方解石阴极发光颜色与铁、锰化合价态间的关系
b、白云石—铁白云石发光系列中 Fe^{2+} 含量($FeCO_3\%$)
与发光颜色之间的关系

(据 Richter 和 Zinkernagel, 1981 修改)

(三)长石

长石类发光明亮,要求的电流和加速电压也较低。但长石的发光颜色变化很大(表 1),原因也不太清楚。

目前较公认的是认为自生长石不发光,这可借以区分成岩时形成的自生长石和碎屑长石。Mariano 和 Ring(1973)等人认为 Fe^{3+} 、 Ti^{2+} 、 Cu^{2+} 、 Mn^{2+} 等是长石发光的激活剂。亮蓝色由 Ti^{2+} 引起;红色至红外发光是由于 Fe^{3+} 代替了长石中的 Al^{3+} ;绿色是由于 Mn^{2+} 代替了 Ca^{2+} 。另外,长石的发光还具有方向性。转动矿物,发光也会随之而变化。

三、阴极发光在源区分析中的运用

传统的岩石学物源区分析中,重矿物的鉴定起着举足轻重的作用。自从阴极发光技术发明以来,不但给传统的重矿物研究注入了新的生命力,而且把含量很多,但用常规手段做源区分析有较大困难的石英推到了头等重要的位置。

(一) 石英

使用阴极发光研究砂岩源区主要是基于:砂岩中石英颗粒的发光特征可以和母岩中石英的发光性进行对比。

Zinkernagel(1978)把前述三种发光形成的单晶石英归入了特定的母岩组,奠定了石英作为源区分析的理论基础。他认为紫色发光石英出现于深成岩、火山岩及一些接触变质岩在高温条件下晶出的 β -石英,这种石英目前已处于低温石英稳定区域内。具棕色发光的石英主要见于低级变质岩内,形成温度稍低,在高级变质岩内也可出现。不发光的石英,系成岩作用期间形成,显然只局限于沉积岩,并且在后来的地质历程中也未经历过 300°C 以上的温度(表2)。

表 2 石英的阴极发光类型与有关的石英类型及形成条件

阴极发光类型	温度条件	出现情况		
(1)“紫色”的, (蓝紫色—红紫色)	超过 573°C “快速”冷却	火山岩	深成岩	接触变质岩
(2)棕色的	超过 573°C “缓慢”冷却	高级区域变质岩	变质的火成岩	
			变质的沉积岩	
	可达 300°C 至 573°C	低级变质岩	接触变质岩	
			区域变质岩	
			回火的沉积物(含自生石英)	
(3)不具阴极发光的	低于 300°C	沉积物中的自生石英		

显示高温石英的阴极发光,蓝色发光较强。而深成岩中的石英则以红色发光较强为特征。伟晶岩中的石英发光可以由淡蓝色、红色以至棕色,反映了稳定的冷却过程及形成时间的早迟。热液石英具白色发光,并具有明显的环带构造。

A. Matter 和 R. Ramseyer (1985)把高温发光石英(多为 β -石英)分为六种类型:淡蓝至蓝色、浅蓝黑色、蓝紫色、紫色、红色、棕色。这些发光类型的源区可通过检查某一结晶岩中石英的发光性而确定下来。

深成石英以及火山岩中的斑晶表现出很宽的发光颜色范围,从蓝到蓝紫再到紫色。这是因为火山岩中的斑晶是在深成或半深成条件下较早晶出的,所以二者有相似性。此外,斑晶石英一般表现出环带或不均一的发光颜色分布,据此可区别深成石英与火山石英。火山岩中的基质石英发红光,据认为是与自身较低的结晶温度和很高的结晶速度有关。

在一些古老砂岩中还可见到发光强度降低了的淡蓝黑色发光的石英,具强烈波状消光,表明已发生了塑性变形。还有一些石英因多边形化而产生了亚颗粒,这就破坏了波状消光和原来的蓝色发光,结果亚颗粒获得了极暗的淡棕黑色。多角形化和亚颗粒的形成往往伴随有温度的升高和重结晶作用。从淡黑色到淡棕黑色的变化,反应了动力变质作用的加强。

棕色石英是区域变质岩的特征。但对角闪岩和变粒岩的研究表明,在高温石英结晶的条件下(如接触带),石英在温度升高时发生重结晶又可转变为蓝色或蓝紫色发光。当其以碎屑石英出现时,很难与深成石英相区别。

成岩期生成的石英或者以自生矿物晶体出现,或者以加大边胶结物形式出现。虽然在一般情况下不发光,但当其经受了深埋浅变质作用($\geq 300^{\circ}\text{C}$)时可变为棕色,当其经受了接触变质作用时甚至可出现蓝紫色发光。

根据 Matter 和 Ramseger 等人的资料,我们总结出石英发光性与成因类型间的一般关系图:

1. 紫色系列石英—岩浆成因:

深成岩	浅成岩	火山岩
蓝—→蓝紫—→	紫红—→	红(基质); 瞬时高温、结晶快
>573°C, 结晶慢	>573°C, 结晶加快	紫(斑晶); 与深成条件相似
持续高温	温度稍低	

2. 棕色系列石英—变质成因:

浅变质岩	高级变质岩	动力变质岩
棕褐色—→	蓝紫色—→	浅蓝色—→浅棕黑色
α 型, 300—573°C	β 型, $\geq 573^\circ\text{C}$ 升温重结晶	<573°C、晶体变形、亚颗粒化

3. 无发光系列石英—沉积成因:

成岩自生	深埋浅变质
不发光—→	浅褐色
<300°C、有序、结晶慢、 α 型	$\geq 300^\circ\text{C}$ 、有序、部分重结晶、 α 型

了解了上述各种成因的石英的一般发光特征之后,就可以在仪器下对它们分别进行统计,从而确定其碎屑的主要来源。如果采集了盆边缘区的母岩,则可作发光的对比分析,准确地确定源区,甚至建立反剖面。不过石英发光较弱,且受热时颜色会发生变化,所以要求观察时快而准确,而且要尽可能使用高速胶片摄影。

Zinkernagel(1981)曾对德国缪斯特兰 1 号探井 2000—5956m 的泥盆、石炭系砂岩进行过阴极发光研究。他发现,已知三种石英发光类型在砂级组分内均可出现,但以棕色发光为主。在粗砂粒级中,呈紫色发光者增多,表明母岩以火成岩为主,他用点计法分别统计出棕色与紫色发光石英的百分含量,并求出二者的比值,称为“发光商数”。这样即可了解剖面不同深度上碎屑石英组分的变化,并可看出发光商数与平均粒级之间的关系。他还发现该井上石炭统砂岩内绢云母基质中的微晶石英不发光,可能是成岩期产物。

(二) 岩屑

岩屑自身比单矿物带有更多的源区标记,如果再加上阴极发光技术,对那些多晶石英的细粒变种,更是具有一锤定音的效果。在常规岩石显微镜下,多晶石英,特别是细粒的多晶石英,是很难区分是火成的还是变质成因的石英岩屑,但在阴极发光下,只凭颜色就能达到目的。另外,具次生加大边的石英岩状砂岩往往也很难与结晶岩相区别。但在阴极发光下,碎屑石英与不发光的自生石英胶结物分得一清二楚。不但如此,还可进一步根据这些细屑石英的颜色判断其母岩性质。

(三) 重矿物

重矿物常含稀土元素和过渡性元素,故一般都有较明亮的发光,即使粒度极细时也容易发现。据 Miller(1980)资料,石榴石呈暗绿色或黄色,锆石为黄、蓝、绿等色,电气石为鲜蓝或暗黄色。目前研究较多,应用较广泛的是磷灰石,但从所发表资料看,各家的看法还存在着较大分歧。

Portnov 和 Gorobert(1969)认为磷灰石的激活剂很多,除 Mg^{2+} 以外还有 Ce^{3+} 、 Sm^{3+} 、 Eu^{2+} 等,颜色有黄、绿、蓝、红等。其中蓝紫色者来自碳酸盐岩和铁镁—超铁镁质岩,淡紫色者

来自碱性岩,粉红—橙等色者来自花岗岩及其有关矿化带,黄色者来自变质岩中的金云母矿床。Miller(1980)则认为产于晶洞中的磷灰石发光为亮蓝色,产于热液脉者为微弱的蓝色,产于伟晶岩者为黄色,产于含稀有矿床的伟晶岩或碱性岩中的为红色—桔黄色,产于片岩者为紫色,基性岩者绿色,斑状基性岩者黄色。但 Matter(1985)认为沉积型的磷灰石,其发光也为桔红色。

研究磷灰石的发光特征不仅对于沉积岩,而且对于岩浆岩和矿床学都有很重要的意义。

(四)长石

长石碎屑用于源区分析有一定困难。这不但是因为同一种牌号的长石有不同的发光颜色,而且还因为许多长石的阴极发光具有极化特征。如正长石、钙长石和钾长石可能在一个方向上发蓝光,而在斜交这个方向上发红光(据 Gorz, 1978)。

Matter 等(1985)观察到长石的成分能影响其发光性,但规律并不很明显,如钾长石以白色和淡蓝为主,但也会出现红色、浅褐色;钙长石以褐色、蓝绿色为主,也有红色和蓝色;钠长石含钠高者多白色、粉红色,低钠者为黑褐色;更长石多为黄色、淡绿色;自生长石无发光。Sippel 等认为绿色发光可作为 $An > 11\%$ 以上的钙长石的标志,而 Geake 等则认为绿色是因为拉长石中镁交代钙而引起的。

尽管如此,对于一个具体的研究区而言,同时考虑到长石的发光性及其他特征,也可得到不少源区分析的信息。如 Matter 等(1985)就鉴别出了 4 种钾长石发光类型和 6 种高钠长石发光类型,以及各种钙长石发光类型。环带、裂纹、双晶和交生习性在发光照片上都能看到。这些信息有助于确定是单一还是多重来源,进而可用 Trevena 和 Nash 的三角图来确定原始母岩。

四、阴极发光在成岩作用研究中的应用

1. 在受到成岩改造的岩石中恢复和辨认原始结构、构造、生物化石等

在成岩改造强烈,甚至已重结晶了的碳酸盐岩和砂岩中,化石可以通过发光的不同而再现,一些重结晶了的鲕粒也可显示出不同颜色发光的轮廓。用计点器分别在透射镜下和发光下统计,就可从这种差值中找出重结晶程度。还可以区分亮晶是原生沉积的胶结物还是新生变形的产物(与周围基质发光一样)。对于光学显微镜下难以了解的新生变形,孔隙的演化史等,使用发光法都可得到满意的结果。例如 Walkden 和 Berry(1984)用发光技术研究了英国中部 Dinantian 灰岩中棘屑次生加大边的物质来源问题,他不仅根据加大边发光与周围基质不同而否定了它先由泥晶方解石新生变形而来,而且还根据其发光性与瓣鳃介壳模孔中充填的块状亮晶方解石相同的事实,证明加大边是由成岩溶液在棘屑周围溶解孔洞中充填沉淀而成。

在常规岩石显微镜下,石英碎屑与其次生加大边是很难区别开的。但在发光下,无发光的加大边与颗粒界线截然。这样就能正确统计出颗粒与胶结物的含量,并观察到石英群屑真实的磨圆、分选及受溶蚀等情况。石英、胶结物及孔隙的量都能用发光技术准确估计出来。因压溶而损失的孔隙量也能用 Beard 和 Wegt(1973)设计的压溶—孔隙关系图加以估计。

如果颗粒发生破裂,破裂后又愈合,或颗粒发生了旋转等用阴极发光仪均可看到,破裂的年代关系也能确定。特别是可判断破裂是发生在沉积之前还是之后。用发光照片还能区别出被方解石交代了的颗粒,如用其它方法,这些方解石可能被解释为充填孔隙的胶结物。一些被溶解了的和被粘土矿物交代了的颗粒只要在阴极发光下找到极少的交代残余,就能确定它原来是斜长石。这些例子表明,发光技术对恢复原岩组分非常有用。

2. 判断成岩温度及地热梯度

成岩期自生成因的石英不具阴极发光,只存在温度高于 300°C 时的深埋深变质岩或浅变质条件下才逐渐表现出棕色发光。Zinkernagel 在研究德国缪斯特兰 1 号探井时正是利用这一特征确认该井 5000m 深以下地温曾达到 300°C,因为在此以下石英胶结物显棕色发光,这种解释可由 Teichmüller (1963) 对该处煤级的研究得到印证。他认为到 1960m 深处平均镜煤反射率约为 5.3%,推测此剖面深部在石炭纪时曾达到 300°C,不过地温梯度因地而异,因而自生石英出现棕色发光的深度也因地而异。

3. 判断成岩溶液的性质及演化史

不同成因的方解石和白云石因含有不同数量的激活剂和淬灭剂元素而具有不同的发光性质。目前在碳酸盐发光颜色与生成溶液(海水、淡水或混合水)之间还没找到放之四海而皆准的一一对应的成因联系。但就某一特定的研究区而言,这种大致的对应关系还是存在的,而且是可以进行横向对比的。

田洪均(1987)研究了川西泥盆系的白云岩后发现,闭塞潮坪、泻湖相中由高 Mg/Ca 比的海水交代而形成的他形细—微晶白云岩,有序度低于 0.83,发光较强,为明亮的黄—桔黄色。说明形成于贫铁和 Fe/Mn 较低的海水潜流带,浅滩相及生物屑环境中由海水与淡水混合生成的白云石为细—中晶,有序度 0.97。发光较暗,为玫瑰红—暗褐色,推测为淡水带来了较多的 Fe^{2+} ,从而使发光强度大为降低,该剖面方解石胶结物的发光颜色变化也很大,第一世代方解石亮晶胶结物及生物体腔中的方解石发较亮的姜黄色光,这是从贫铁的海水中沉淀出来的;孔隙中心充填的第二或第三世代的粗大粒状亮晶方解石为暗褐—不发光,表明为富 Fe^{2+} 的晚期淡水潜流带或深部富 Fe^{2+} 地下水的产物,为了确定其中的一种可能性,还需做微区 Sr、Na 等微量元素含量分析,就本区而言,因 Sr 含量低于 150ppm,故推测为成岩溶液中有大量淡水混入。

与川西泥盆系的情况不同,Walkden 和 Berry (1984) 对英国 Dinantian 灰岩的研究表明,棘屑边缘溶孔中充填的是淡水成岩溶液。所以最外环的胶结物是典型的淡水产物,含 Mn^{2+} 少,不具发光,仅夹有极薄的亮带;此后淡水影响减弱,逐渐向深埋条件过渡,第二环具亮的发光,第三环中等亮度的发光,其 $\delta^{13}\text{C} = -2.1 \sim +1.8\text{‰}$, 平均 0‰ , $\delta^{18}\text{O} = -14.5 \sim -12.5\text{‰}$, 平均 -13.4‰ (PDB)。这是标准的深埋条件下,温度升高的产物。

除了研究各世代方解石胶结物的发光性以外,对白云石或方解石晶体内的环带构造也能推测成岩溶液性质的演化。这种环带可能由两种原因引起:①溶液中 Mn^{2+} 和 Fe^{2+} 相对浓度发生变化;②在晶体生长各阶段,溶液中 Mn^{2+} 浓度可能并不变化,但当结晶速度慢时, Mn^{2+} 就会从方解石晶格中排除,因而形成无发光或弱发光环带。因而通过生长环带的研究,能了解石化阶段及以后地下水性质的变化,海相早期胶结物和渗滤带晚期胶结物不同世代,不同期次等。 (下接 8 页)

mud, i. e. the chemical weathering products of the continental Al-silicates, whereas SiO_2 in the thin-bedded siliceous rocks was mainly stemmed from siliceous organisms which are made up of 30--60% of siliceous sponges and radiolaria.

(4) The diagenesis of the siliceous rocks

A series of diagenetic processes once took place after the deposition of the abundant siliceous sediments. Three diagenetic stages include: 1) the solution of silica gel or crystalline opal (Opal-A); 2) the reprecipitation (including silicification) and redistribution (i. e. differential deposition) of the disordered cristobalite (Opal-CT), and 3) the formation of microcrystalline quartz and chalcedony from Opal-CT by solid-solid reaction.

(上接 64 页)

Ebers 等(1979)研究了美国田纳西州某铝锌矿中脉石矿物白云石的发光环带。白云石发光为鲜红到暗红色。根据颜色深浅可分出六个不同环带,亮带高锰贫铁(锰约 0.05%,铁 0.3%),暗带高锰富铁(分别为 0.02%、0.6%)。铝锌矿主矿化期与 3a—5 带相对应。因此表明阴极发光带特征即可预测矿化发展阶段及矿化完整程度和最佳矿化期。

不少研究者认为发光技术研究胶结物环带构造和孔隙充填胶结物的发展阶段性,远比描片、染色及显微镜更准确。Meyer(1974、1978)研究了美国新墨西哥州圣克里门蒂山区长 16km 的密西西比系碳酸盐岩地层中胶结物环带,发现其发光特征完全可以作区域上的对比。Grover 和 Read(1983)在弗吉尼亚的奥陶系作了类似工作,认为其成岩作用变化的阶段性与埋藏过程中成岩溶液成分变化是一致的。他们甚至认为发光特征在无化石可对比的地层中作地层划分对比标志或指导地质填图都是可能的。

4. 确定各种成岩事件(胶结、压实、交代)的相对时间及期次

根据不同世代胶结物发光性的不同、根据不同时代及不同性质交代产物发光性的不同,以及各种压实组构(变形、破裂)与这些胶结、交代产物之间的空间关系,可以确定这些成岩事件的先后顺序。比如碎屑断裂面上有后期胶结物而缺乏前期胶结物的环带,可说明压实作用早于晚期而晚于早期胶结事件。Koopnick(1978)根据裂隙充填物发光特征,确定裂隙形成晚于第一期胶结作用,至第三期整个裂隙已全部充填,可见裂隙的形成和充填在第二、三期。

勘误:《岩相古地理》1989 年第 4 期目录中倒数第一行应为“……协作组办公室”;外文目录中倒数第 2 行“Working Group on……”应为“Working Group office on……”;P. 53 第 14 行的“八五三项建议”及倒数第 2 行“该项目的主项建议”中的“三”、“主”均应为“立”。