

从粘土矿物的转变讨论沉积成岩到 变质过程中的阶段划分

任磊夫 陈芸著
(北京大学地质系)

在沉积岩中粘土矿物是分布最广的一种矿物,它不仅存在于占沉积岩70%以上的泥岩及页岩中,而且在砂岩、石灰岩……等沉积岩中也有一定的含量,因而对粘土矿物在成岩作用过程中的转变的研究就具有普遍意义。粘土矿物这一质点性层状硅酸盐,对地球化学环境的变化反映又十分敏感,因而选择这类矿物的转变,作为标志是十分理想的;而这些标志又直接或间接指示着生成气的成熟度。

一、粘土矿物转变的一般规律

1. 蒙脱石及伊-蒙混层比的变化

这是一个典型的以水合阳离子及水分子作为层间物的2:1型粘土矿物,这个矿物被埋藏后,在一定的温度压力作用下,将有一部分水分子从层间失掉,造成层间塌陷,形成伊-蒙混层矿物。学者们常以实验室失去层间水的温度作为参考,列其为转变的温度。如H.F. 肖(H.F. Shaw, 1930)提出:

Ca-蒙脱石 $\xrightarrow{80-100^{\circ}\text{C}}$ 伊-蒙混层矿物 $\xrightarrow{130-180^{\circ}\text{C}}$ 伊利石

这两个阶段的温度,正好是钙蒙脱石脱水的温度,见热重微分曲线(DTG)(图1)。然而形成伊-蒙混层矿物只考虑温度条件是不够的,还必须考虑压力和pH值及水合阳离子条件,特别是 K^+ 离子条件。我们可以设想在 130°C 沸水中蒙脱石是不会脱掉层间水的,如果水中加KCl,即使是在常温下也会使蒙脱石d(001)间距减小,因而80— 110°C 作为伊-蒙混层矿物形成的温度未必可靠。

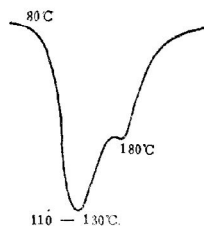


图1 钙蒙脱石DTG曲线

以下辽河油田为例,据陈永武同志的研究,在欢喜岭及兴—马地区的2800—2900米深处,伊-蒙混层度;蒙脱石层为15—35%,地温 $100-115^{\circ}\text{C}$;而高升地区在1900—1940米深处,蒙脱石层为10—20%,地温为 $80-85^{\circ}\text{C}$,这种反常现象就是由于高升地区当时具有泻湖性质富 K^+ 的结果,正是由于这个地区有足够的钾,所以这里同时出现混层海绿石。但在下辽河地区不管是哪个剖面都存在这样一个规律,就是随着深度的增加,伊-蒙混层度是蒙脱石层减少伊利石层增加,可以观察到蒙脱石层 $<10\%$ 。

近年来证实伊利诺斯州那里最早被格里姆定名的伊利石,也是一种间层度很低的混层矿物。而高升地区的地温在80—85℃能形成间层度 $<10\%$ ($d_{001}=10.2\text{Å}$),这一点也足以说明在有足够 K^+ 离子的条件下,温度 $<100^\circ\text{C}$ 也可以形成伊利石。

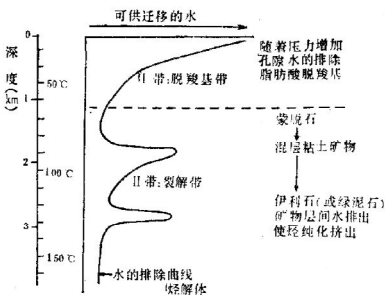


图2 烃的形成和蒙脱石成岩变化的关系
(据 Johns and Shimoyama, 1972)

这时烷烃进一步纯化,并被运移到储油空间去。当深度达3000米以上时,温度约为 150°C 以上,烃则发生解体。

混层矿物的间层性,可以是无序的,也可以是有序的。邓诺耶狄-塞根扎克 (G. Dunoyer de Segonzac 1970) 把有序混层矿物放在无序混层与伊利石之间的位置。如果是这样,在自然剖面上应该存在一个有序混层(累托石)带,但至今好象还没有人在自然剖面上发现这个带,而有序混层矿物的产出局限性很大,这是为什么?

蒙脱石层间水逸出形成混层矿物,不仅和温度有关,而且和体系的开放程度有关,如果是在一个开放体系中,矿物的层间水可随机逸出,层的塌陷也必然是随机的,因而形成无序混层。如果是在一个封闭体系中,矿物层间水排出必然造成一个气液封闭相,在一定的时间内则有可能充分调整极性层,使其成为有序间层。然而地层中在一定程度上都是开放体系,而封闭体系只能是局部的和暂时性的。因而有序混层矿物对成岩强度分析有多大意义还不好说。

2. 伊利石的开形指数与结晶指数的变化

陆源云母类矿物经过风化搬运而发生 K^+ 的析出,水化作用增强,于是这种所谓伊

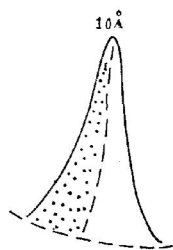


图3 开形伊利石峰形
图中阴影部分为开放部分是相
对于对称峰多出的部分

利石的矿物在X光衍射谱上在 10Å 峰处出现一个向低角度一侧拖大一个底脚(图3),峰的高度也降低了,对这种峰型的伊利石,称为开形伊利石。而随着埋藏深度的增加,成岩作用的强度增加,开放的部分逐渐收缩,峰的高度也开始增加,峰形逐渐趋于对称化。1969年邓诺耶狄-塞根扎克提出以库布勒指数(通常称为结晶指数)为基础并把 $I(002)/I(001)$ 的强度比作为横座标作图(图4),以库布勒指数5.5为成岩带与近变带的界线,以3.7作为近变带与变质带的界线。

库布勒指数是取半高峰的宽度,因而很难推广,因为不

琼斯 (Johns) 和下山 (Shimoyama)

1972年对蒙脱石在成岩中的转变与烃的形成关系绘了一个简明的图示(图2),表明沉积埋藏后随埋深增加而孔隙水逐步排出。深度约1000米左右,地温约 60°C ,主要的孔隙水大部排出,同时发生脂肪酸脱羧基。深度约在1500米,地温约 80°C ,蒙脱石部分层间水排出而转变成伊-蒙混层矿物,烷烃形成并被排出的层间水挤出来。当深度达2700米左右,温度约为 130°C ,伊-蒙混层矿物中的层间水全部排出,膨胀层消失而转变成伊利

同的仪器条件, 峰形峰高都会有所不同, 不但不同实验室的数据很难对比, 就是同一台仪器, 不同时间, 不同条件也很难对比。因而我们建议采用开形指数来衡量成岩变化强度。因为, 伊利石的开放形态总是在低角度一侧, 而随着成岩强度的增加, 开放部分逐渐收缩, 所以我们取 $d(001) 10 \text{ \AA}$ 峰顶点向下作垂线, 以其半高峰处两侧的宽在高度角一侧令其为 a , 低角度一侧令其为 b (图5), 则开形指数 $N_s = b/a$ 。这个指数原则上不会受到仪器条件的影响, 因为它是一个比例数。这个指数在 $N_s > 1$ 时是有效的, 当 $N_s = 1$ 时就应用结晶指数来衡量成岩强度。结晶指数是开形指数与峰高 h 的比, 即 $C_R = h/N_s$ 。这个结晶指数与库布勒结晶指数正相反, 他的指数愈小, 表示结晶度愈高, 这在一般习惯上是很不方便的, 我们采用的结晶指数愈大, 结晶度愈高。

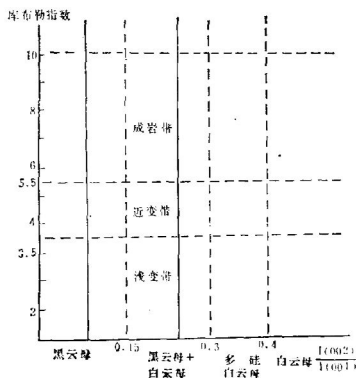


图4 伊利石的库布勒指数和八面体 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{MgO}$ 与 $I(002)/I(001)$ 关系由风化带、成岩带向变质带演化图示 (据 Dunoyer de Segonzac G., 1969)

另外统计这个指数时, 要用相同的岩石作对比, 而且主要是应用于陆源伊利石页岩, 因为它的前提条件是开放形态, 但是到近变质带 ($N_s = 1$) 时, 不管怎样成因的伊利石 (包括蒙脱石转变来的), 结晶指数都是适用的。

以下是两个统计例子 (图6及图7)。从图中可以看出, 随着深度的增加, 开形指数减小而结晶指数增加, 当开形指数趋近于 (等于) 1 时峰形趋于对称。这时将进入晚期成岩或晚期成岩的末段所谓的近变质带。如我国震旦纪页岩的 N_s 普遍等于 1, 它与板岩及千枚岩的区别是结晶指数 (C_R) 的大小不同, 而 N_s 值此时是没有意义的 (图6), 如果我们设想以震旦纪

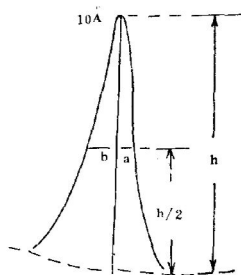


图5 计算开形指数与结晶指数图示
 $N_s = b/a$ (开形指数)
 $C_R = h/N_s$ (结晶指数)

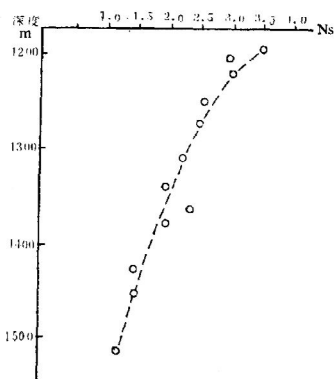


图6 庆36井1197—1550m深的伊利石开形指数 (N_s) 变化曲线

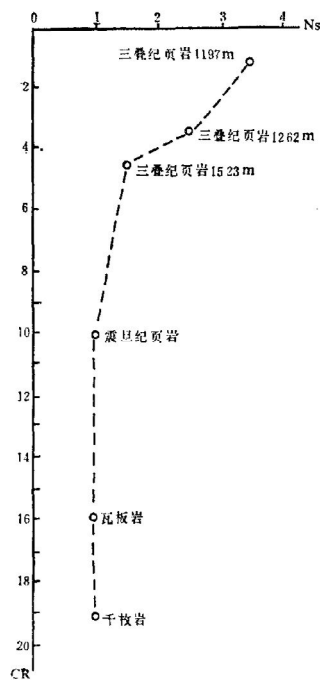


图7 N_s - C_R 图(以开形指数作横座标结晶指数为纵座标作图)

度,因为要使三斜高岭石转变成单斜二层结构的地开石,它的温度必须打破三斜键的稳定性,才能使八面体空位发生颠倒,使层内应力均衡。而假单斜无序高岭石是由八面体空位错乱造成的,它只要在成岩作用过程中具有一定的温度压力,就会出现一些二层结构的小畴区,这时它很象无序混层矿物,所以有人称其为高岭石与地开石的混层矿物。这就是为什么在差热分析中常常出现复谷性(图8),这种复谷性可以清楚地看出由高岭石→K-D混层→地开石转化的全过程。从图8可以看出,由640℃出现停顿到660℃复谷的出现到单一的660℃的吸热谷。这种地开石值得注意的是在500℃到570℃有一个平稳的下降阶。而热液成因的地开石一般不存在这个下降阶。成岩转变的地开石好象它的最高脱羟温度就是660℃,而热液成因的地开石最高脱羟温度是在700℃。高岭石消失的温度与埋藏的深度一般认为

页岩作为成岩晚期的变质作用前期的标准岩石,并令其 C_R 为10,我们就可以用 $C_R=10$ 作为晚期成岩阶段的下限,而 $C_R>10$ 则属于变质岩了。

3. 高岭石的无序度与多型转变

高岭石在风化带(如红土风化壳)多形成三斜晶系,但由于四面体顶面上的(OH)键的稳定性小于八面体(OH)面上键的稳定性,因而在搬运过程中,往往转变成假单斜无序高岭石。在淡水湖相往往是假单斜b轴无序的,而在海相带常出现c轴无序。在成岩早期这种无序性一般不会有明显的变化,但随着埋深度的增加,温度压力的加大,则d(001)的反射强度逐渐增加,峰值由7.3→7.15Å转化,说明晶格向有序化调整。但其b轴不整性好象是直到地开石出现还依然存在。我国北方石炭二叠纪底部的耐火粘土就是一个很好的例证。

地开石的出现,是由三斜高岭石在新的物理化学条件下八面体空位颠倒形成的呢,还是假单斜无序高岭石进行单斜有序化调整形成的呢?人们对这个问题注意的还很不够。我们认为随着成岩强度的增加,这两者可能

都存在,但前者可能需要较高的温度

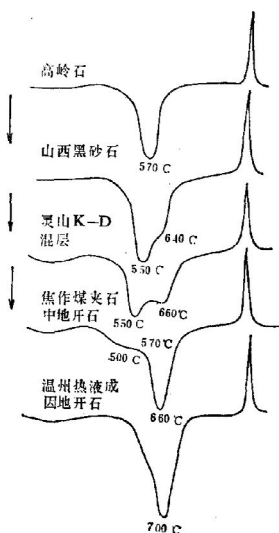
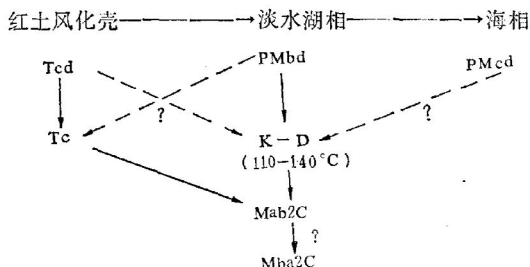


图8 从高岭石向地开石转变的差热曲线

是 $90-110^{\circ}\text{C}$, $1100-3000$ 米深, 但个别也有人报道在 5000 米深, 130°C 还有高岭石保存。我们认为这样一般地只用温度与深度来考虑是不够的, 还有一个重要条件, 那就是岩性, 一般来说, 页岩中的高岭石消失温度要高, 砂岩中高岭石消失温度要低一些, 而灰岩中高岭石一般不存在 (溶洞次生充填除外), 以碳酸盐胶结的砂岩中, 高岭石消失的温度可能是很低的。因而在研究成岩阶段划分时不应以其消失为界线, 而应以其多形转变与有序度为标志。

现将高岭石的多型转变简列下式:



4. 绿泥石及其多型转变

前面讨论的是二八面体矿物的转变, 但在富 Mg^{++} 的条件下, 也可以向三八面体转化。如蒙脱石, 就可以向蒙脱石—绿泥石混层转变, 这个过程是 Mg^{++} 在蒙脱石层中形成 $\text{Mg}(\text{OH})_2$ 层间物, (当然也可以形成蛭石与绿泥石的混层矿物), 这个过程可能是在富 Mg^{++} 的软泥水中完成的, 如在海洋中有足够的 Mg^{++} 、 Fe^{++} 则可以转变为一种质点性的绿泥石, 这种绿泥石多为 I b d 型。随着埋藏深度的增加这种无序绿泥石向有序化调整而形成 $\text{I b}(\beta=97^{\circ})$ 的绿泥石, 随着地壳的下降, 温度压力的加大, 则向 $\text{I b}(\beta=90^{\circ})$ 转变, 大约在浅变质带则转变为 $\text{II b}(\beta=97^{\circ})$ 绿泥石。这个规律是汉斯 (Hayes, J.B., 1970) 确立的, 其实例在我国多处都能见及, 还发现 II b 型绿泥石出现于浊沸石相带内, 因而 II b 绿泥石被证明是可以通过埋藏变质形成的。

绿泥石的多型通过 (005) 到 (006) 之间的 $hk\text{l}$ 反射一般区别是不困难的, 现在的问题是绿泥石尽管分布很广, 但在沉积岩中要分离出纯绿泥石来却很不易, 因而对多型鉴定也就相当困难。我们在工作中采用一个简而易行的方法:

(1) 根据 14Å 峰来判定绿泥石的存在与否。

(2) 找到绿泥石的 (060) 的位置 ($2\theta \approx 59-60.5^{\circ}$)。

(3) 在 (060) 前如果存在 1.565Å 峰可能为 II b 型; 如果出现 1.63Å 的峰可能为 $\text{I b}(\beta=90^{\circ})$ 型; 如果在 2.545Å 处有强峰存在, 原则上可定为 $\text{I b}(\beta=90^{\circ})$; 而 $\text{I b}(\beta=97^{\circ})$ 型在 (060) 前无峰, 在它 2.105Å 及 2.475Å 有两个明显特征峰。另外 II b 型绿泥石在 (005) 到 (060) 间的峰强度比其它各型高, 而且尖锐, 数目也多。

(4) 成岩过程中原则上不存在 a 型绿泥石, 只有在退变质带才出现 I a 型绿泥石 (热液蚀变质带也存在 a 型绿泥石), I a 型绿泥石在 (202) 2.39Å , 与 (200) 2.66Å 间有两个很弱的峰, 而 I b 型绿泥石在这一带有三个很明显的峰。

这样概略地判断粘土中绿泥石的多型还是可行的。

这里应该强调一下制样的问题,因为层状硅酸盐压片时很容易造成平行(001)选向性,而使绿泥石多型的特征峰减弱或消失,为了消除这种选向性,我们采用顶端开口压入法。方法很简单,就是用两片玻璃夹住有豁口的有机玻璃,将样品从顶端装入豁口压实,再把两边玻璃片取下来,便可以放在衍射仪上操作了。

5. 海泡石族矿物的转变

海泡石族矿物在自然界是一个典型高镁咸水盆地的自生矿物。这种矿物在成岩过程中的转变,国内外文献至今很少有人论及。而我国江西乐平、湖南醴陵的二叠系广泛分

布有海泡石-滑石页岩,我们对此初步作了一点研究工作(详在另文报道),认为这里的滑石是由海泡石在成岩作用过程中转变而成。海泡石是一种三八面体层链状结构的硅酸盐,随着深埋温度压力的增加,链缝中的水析出发生层链塌陷,从而转变成滑石(图9)。

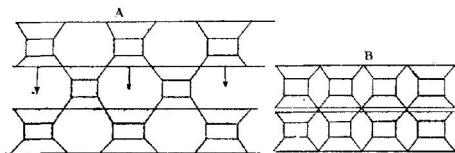


图9 海泡石层链塌陷转变成滑石图示

A. 海泡石层链塌陷图示 B. 转变成滑石层图示

这种转变开始发生局部塌陷,形成一些小滑石层晶畴,这时首先表现为海泡石(110)反射衰减并加宽,并在 $9.3 \text{ \AA}$ (相当滑石的(001))出现很弱的反射。当海泡石层链塌陷进一步增加,滑石畴区进一步扩大,则海泡石的(110)反射直线衰减,当其反射强度约为原强度的30%时,滑石的(001)反射则成为尖锐中等强度的峰,但向低角度拖一个大底脚。当海泡石的(110)反射全部消失时,则滑石的(001)反射变为

尖锐的强峰,但其底脚较宽(图10)。这是为什么呢?可能是因为层链塌陷(110)面网极易受到破坏,而层链塌陷尚未彻底改变原始海泡石($\beta=90^\circ$)时,(130)面网尚能残存,所以柳家湾的滑石是一个尚未真正转变成三斜对称的无序滑石(或者说是一个晶格不完善的滑石),一般谈到滑石很少有人提到无序滑石,它虽然是一个典型的2:1层状硅酸盐,但很少有人提到粘土状滑石,然而我国江西柳家湾、湖南醴陵的滑石页岩确是一种典型的无序粘土滑石。它具有极好可塑性,并有很大工业经济价值,这种滑石除以上谈到的X光衍射特征外,还表现在差热曲线上与正常滑石的不同(图11)。正常的滑石只在 950°C 有一个吸热谷,而由海泡石转变的滑石除 950°C 的吸热效应外,还在 870°C 和 150°C 分别有两个吸热谷。 150°C 可以解释为吸附水,而 870°C 热效应说明存在有两种(OH)键强度的键能,

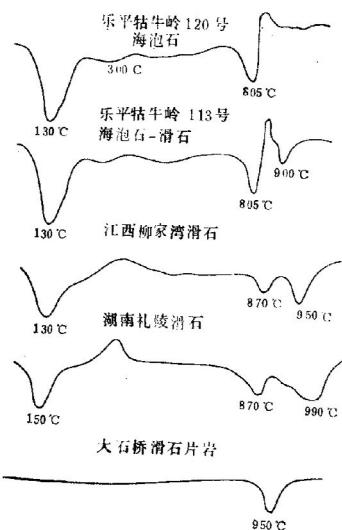


图11 江西的海泡石-滑石的差热曲线

这恰是压塌键的特点。而 113 号样品的滑石吸热谷是 900°C 比正常的滑石低 50°C 。

一般认为滑石要在 350°C 的条件下才能形成,而这种由海泡石转变成因的滑石,可能是在 150°C 以下形成的,因为在差热曲线上尚存 150°C 的失水谷,但是水以怎样的形式存在尚不清楚,这种无序滑石与正常滑石的关系,可能象伊利石与云母的关系一样(三斜滑石 $d_{001}=9.34\text{ \AA}$, 无序滑石为 $9.42\text{ \AA}$; 云母 $9.98\text{ \AA}$, 伊利石 $10.1\text{ \AA}$)。除以上五类较常见的矿物外,还有其它一些矿物,如海绿石的转化可由 1Md 型转变为 1M 型,在晚期成岩阶段转变为云母或黑云母,又如蛭石,在成岩过程中可以向绿泥石转化等等,其它就不一一列举了。

最后还应提一下粘土矿物的退变问题。一般说来地壳回返,上升没有达到风化带粘土矿物不会发生退变(局部蚀蚀或构造动力滑移面等那是另一回事),如果进入风化带可能发生退变现象,如伊利石开形指数增大,结晶指数变小,并可以向蒙脱石或高岭石转变;绿泥石可由 Ib 型向 Ia 型转变;高岭石因迁移可能发生假单斜无序化。因而研究成岩作用的样品必须是采自风化带以下的新鲜样品,所以最好通过钻孔岩心取样。另外还要注意地下水的影响,特别是酸性地下水会使伊利石发生丝缕化,并可向埃洛石转化(在长庆油田,这种现象是经常可以见到的),这些变化,即相当于苏联人所说的“后成作用”。

二、沉积成岩过程中的阶段划分问题

从前面一般的粘土矿物转变规律中可以看出,随着埋藏深度的增加,温度压力的加大,粘土矿物发生转变,如果物理化学条件是连续递变的,则粘土矿物的转化也是递变的,但当其发展到一定的阶段时,则发生质的变化。从沉积到成岩粘土矿物从量变到质变都表现在哪些方面呢?

(1) 表现在量的递变性上,主要有混层比与无有序度。

(2) 表现在质的规律性上,主要是从一种多型转变为另一种多型;从一种矿物转变为另一种矿物等。

粘土矿物从沉积成岩到变质过程中主要有两个质变阶段,第一个质变表现为伊-蒙混层转变为伊利石,无序绿泥石转变为 Ib ($\beta=97^{\circ}$) 有序绿泥石,高岭石转变为地开石,海泡石转变为无序滑石等为标志;第二个质变阶段是以伊利石转变为云母 (1M , 2M_1) (伊利石与云母的区别可用差热分析脱羟基的温度来鉴定),以及 Ib 绿泥石转变为 Ib 型绿泥石,无序滑石转变为三斜有序滑石等为标志。那么究竟应该怎样进行阶段划分呢?国内外学者有其不同的方案(表 1)。苏联学者并提出一个海相沉积成岩作用的深度下限,简列下表(表 2)。

苏联学者可能是把成岩理解为由松散的沉积物转变成块状整体的岩石称为成岩,在此之后,发生的变化称为后生作用。但这里有一个问题,那就是沉积物与沉积岩的界限在哪里,多大的压强,孔隙度是多少,这个“质”的界线在哪里,以上学者提出的深度是质的界线吗?如果是化学胶结好象并不需要 15 米就可以形成块状整体;若是粘土似乎 300 米还不能失去可塑性;要是没有或者很少有胶结物的沙,即或在 300 米以下还

可能是松散沙,如苏联曾发现下古生界的松散沙。因而“下界深度”并非本质,只能是某一个具体观察的结果,而不具普遍意义。事实上要规定一具有普遍意义的成岩作用

表 1

刘宝珪等 1980	普斯托瓦洛夫 1940	鲁 欣 1956	斯特拉霍夫 1956	G.邓诺耶狄-塞根扎克 1969
成 岩	早期成岩 (或同生作用)	同生作用 成岩作用	成岩作用 1. 氧化矿物阶段 2. 还原矿物阶段 3. 自生矿物重新分配	早期成岩带
后 生	晚期成岩 (或后生作用)	后生作用 1. 弱后生 2. 中后生 3. 强后生 4. 极强后生	后生作用	中期成岩带
变质作用	变质作用	变质作用	变质作用	晚期成岩带 近变带 变质带

表 2

作 者	成岩作用下界深度 (自海底算起,单位:米)	最大差值(平均)	
		温度(°C)	压力(大气压)
鲁 欣	15—20	0.5	6
什维佐夫	30—50	1.5	15
斯特拉霍夫	100—200—300	9	80
刘宝珪等		<200—300	<1000巴

下限是很困难的。刘宝珪等(1930)规定的温度<200—300°C,压力<1000巴,与苏联学者的数值相差悬殊,按其数值至少也相当于西方学者的近变带了。因而我们认为在找不到具有普遍意义的成岩作用的下限的情况下划分后生作用是没有意义的。

表 3

沉积阶段	蒙脱石	伊利石	高岭石	绿泥石	海泡石	有序混层
成 岩 作 用	早期 $S_{90}-I_{10}$ ↓ $S_{10}-I_{90}$	$N_s > 3.5$ ↓ $N_s \approx 1.5$	K_d ↓ K ↓ $K-D$	I_{bd} ↓ $I_{b\beta} = 97^*$	层链塌陷 ↓ 海泡-滑石	$I/S = 1:1$ C/S ↓ $I/S = 2:1$ 柯绿泥石 ↓ 绿泥石
	晚期 无序伊利石 $C_R \approx 7$ ↓ $C_R = 10$ 有序伊利石	$N_s \approx 1.3$ $C_R \approx 7$ ↓ $C_R = 10$	D ↓ N_2	$I_{b\beta} = 90^*$ ↓	无序滑石 ↓	Kaiberg ↓ 伊利石
变质作用	$1M-2M_1$ 云 母	$C_R > 10$ $1M-2M_1$ 云 母	叶 腊 石 ?	$I_{b\beta} = 97^*$	三斜滑石	云母 $I_{b\beta}$ 绿泥石

$S_{90}-I_{10}$ = 蒙脱石90% - 伊利石10%的混层矿物, K_d = 无序高岭石, K = 有序高岭石, D = 地开石,
 N = 珍珠陶石, $I_{b\beta}$ = $I_{b\beta}$ 绿泥石多型, $1M-2M_1$ = 云母多型, N_s = 开形指数, C_R = 结晶指数。

所以我们建议,原则上废除后生作用阶段,后生一词与同生作用一样只作为相对描

述语言使用, 而不作为一个独立阶段存在。从沉积埋藏到变质作用之前, 都应属于成岩作用的范畴, 它们之间的差异是强度的不同, 在此期间表现在多敏性粘土矿物上“质”的变化(有序化、混层消失、多型转变)主要有两个阶段, 因此我们建议把第一个质变阶段作为划分早期成岩与晚期成岩的界限; 第二个质变阶段作为划分晚期成岩与变质作用的界线(简列表3), 不同研究者可根据自己工作与生产上的需要, 在不同成岩阶段中划分亚段。比如研究生油的学者, 可根据伊-混混层比在早期成岩阶段内再划分三个亚段: I. 脱羧带 $I/S < 2/8$, II. 裂解带: $I/S = 3/7 - 7/3$, III. 烃纯化带: $I/S > 7/3$, 晚期成岩作用, 烃发生解体。根据工作需要, 也可以根据伊利石的开形指数与结晶指数把晚期成岩阶段划分为不同亚段, 总之, 有了准确的客观标志, 可能使用起来更方便一些。

(收稿日期 1983年12月23日)

主要参考文献

- [1] A. II. 列兹尼科夫, 1959, 沉积岩石学讲稿, 科学出版社。
- [2] 刘宝珩等, 1980, 沉积岩石学, 地质出版社。
- [3] Dunoyer de Segonzac, G., 1970, The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism, a review, *Sedimentology* 15, P.281-346.
- [4] Shaw, H. F., 1980, Clay minerals in sediments and sedimentary rocks. *Developments in petroleum geology*-2, P.53-85. Applied science publishers.
- [5] Hoffma, J. and Hower, J., 1979, Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers-application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, U.S.A. *Society of economic paleontologists and mineralogists special publication* No.28, P.55-77.
- [6] 须藤俊男, 1982, 地球科学における粘土の進展, 粘土科学, 第22卷, 第3号, 94-126.

ON THE DIVISION OF DIAGENESIS STAGES ACCORDING TO THE TRANSFORMATION OF CLAY MINERALS

Ren Liefu Chen Yunqing

(Department of Geology, Beijing University)

Abstract

This paper discusses the regularity of evolution of clay minerals during the process starting from sedimentation, diagenesis to metamorphism. Because of the difference in measuring conditions of different X-ray diffractions, it is difficult to compare data obtained when taking the peak width of illite as half of $10\text{\AA}$ reflections (Kubler, 1966) as the crystallinity indexes. So the authors propose the opening index of illite instead of Kubler's index, that is, to take $N_s = \frac{b}{a}$ at half $10\text{\AA}$ reflection and $C_R = \frac{h}{N_s}$ (see fig. 4) to describe opening illite and the parameter of diagenetic strength.

Based on the study of sepiolite-talc from Permian, Jiangxi Province, the authors suggest that the sepiolite changes towards talc when its layer-chain structure collapses.

Since there is no distinct low limit for diagenesis, it is suggested to abandon the term *anadiagenesis* as a stage of diagenesis, but it could be used as a relative description term.

The division of stages according to transforming marks of clay minerals are as follows.

Sedimentary stage		Smectite	Illite	Kaolinite	Chlorite	Sepiolite	Ordered mixed layer
Diagenetic	Early stage	$S_{90}-I_{10}$ ↓ $S_{10}-I_{90}$	$N_S > 3.5$ ↓ $N_S \approx 1.5$	Kd ↓ K	Ibd ↓ $Ib\beta = 97^\circ$	Layer-Chain Collapses ↓ Sepiolite-talc	Corrensite Kaiberg Rectorite
	Late stage	Opening illite ↓ Ordered illite	$N_S = 1$ $C_R = 7$ ↓ $C_R = 10$	K-D ↓ D ↓ N	↓ $Ib\beta = 90^\circ$ ↓	Disordered talc ↓	↓ Illite Chlorite
Metamorphic stage		1 M-2 M ₁ mica	$C_R = 10$ 1 M-2 M ₁ mica	Pyrophyllite	$Ib\beta = 97^\circ$	Ordered talc	Mica, I _b Chlorite

S-I, smectite/illite mixed layer, Kd, disordered kaolinite, K, ordered kaolinite, D, dickite, N, nacrite, Ib-I_b, polytypes of chlorite, 1 M-2 M₁, polytypes of mica, N_S, opening index, C_R, crystallinity index.