

辽河盆地西部凹陷粘土矿物的 成岩作用研究

陈永武 任磊夫

(石油勘探开发科学研究院地质所) (北京大学)

一、西部凹陷的粘土矿物

对辽河盆地西部凹陷兴隆台、马圈子、欢喜岭和曙光等地沙河街组不同深度的层位, 高升地区(属弱碱性和弱氧化—弱还原环境¹⁾的沙四段分别采样, 经X-光衍射、电子显微镜、化学分析和差热、红外等项目的分析鉴定, 研究区内的粘土矿物有:

蒙脱石 在全区较浅的地层(如欢喜岭地区小于1000米, 兴隆台地区小于1500米)中均有分布。其主要成份为二八面体的钙蒙脱石。

皂石 为黑色橄榄—辉石玄武岩的次生产物。矿物呈自形、半自形鳞片状(图版 I, 1)、其 $d(060)$ 为 1.54 \AA 。

三八面体皂石 其分布主要受玄武岩浆活动的控制, 接近玄武岩浆活动强烈的沙四期和沙一期的一些层位如高3-4-04井沙四段和锦2-19-6井沙一段中段较丰富, 且常与伊利石/蒙脱石混层矿物一起产出(图版 I, 2)。该矿物是皂石向蒙脱石退变的中间产物, 其退变过程中的一些变化见后所述。

伊利石 有陆源的和自生的两种成因, 区内均有分布, 但含量很少。陆源成因的, 其形态为棱角状和磨圆的鳞片; 而自生的则为长片状、自形假六方片状和细长片状的结合体(图版 I, 3)。自生伊利石多出现在大于2400米(欢喜岭)和2700米(兴隆台)的地层中。

高岭石 有陆源成因和自生成因的两种。具有陆源特征的高岭石主要见于泥质岩中, 具自生特征的高岭石(图版 I, 4)主要见于砂岩中。

绿泥石 一般出现在较深的层位中(如齐2-18-9井, 马522井, 欢2-8-19井)。根据X光衍射, 形态(图版 I, 5)等特征, 这些具有三八面体结构的绿泥石为沉积自生的。

伊利石/蒙脱石混层矿物(I/M) 为无序混层型。经测定I/M混层比¹⁾发现, 本区I/M的混层比变化较大, 表现在 $d(001)$ 值变化于 $10.3-15.3 \text{ \AA}$, 只是不同沉积、成岩环境中, 它们的混层比不同罢了。

1)据辽河油田勘探开发报告集109—150页, 1979年

海绿石 根据化学分析和X光衍射特征^①, 该矿物为含20%左右蒙脱石层的无序混层的海绿石。主要分布在高升地区和曙光局部地区沙四段距玄武岩很近的翠绿色泥灰岩中。

二、成岩作用期间粘土矿物的地球化学行为

粘土矿物在不同的沉积、成岩环境中, 无论在矿物的共生组合、矿物成份和粘土矿物的相互转化方面都发生了不同程度的变化。下面从粘土矿物共生组合、皂石的退变、陆源蒙脱石向 I/M 和伊利石转化及海绿石成因方面探讨本区粘土矿物在成岩作用期间的某些地球化学行为。

(一) 粘土矿物组合的变化

平面上, 兴隆台—马圈子—欢喜岭地区与高升地区在沙四期时是两个不同性质的沉积环境。垂向上, 成岩环境随着深度的增加而改变, 而粘土矿物组合的变化则正是这些环境的产物。

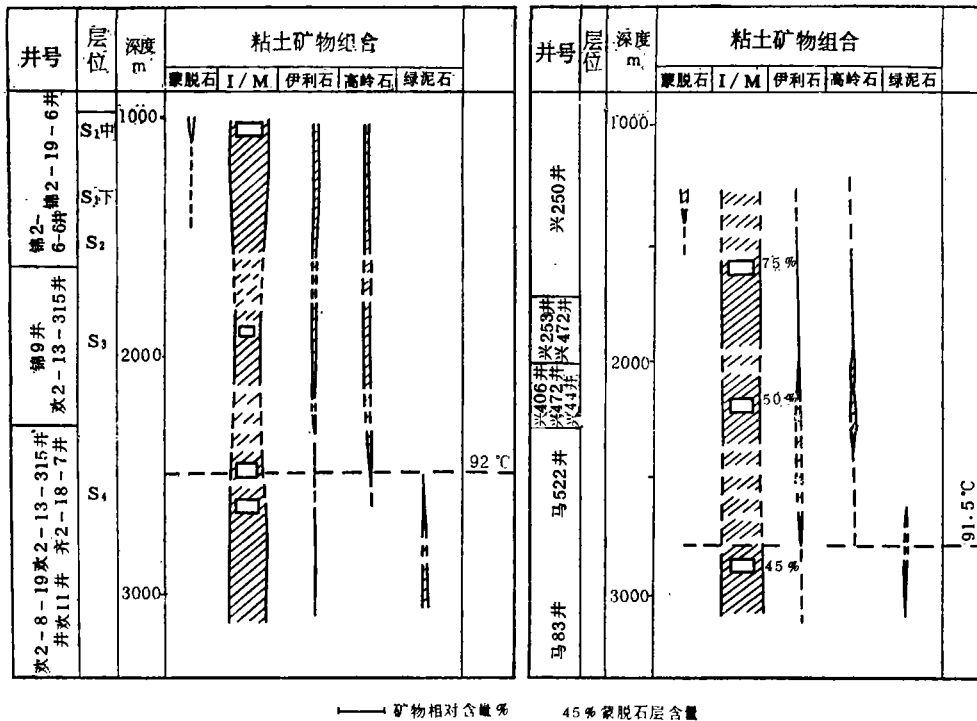
1. 欢喜岭—兴隆台—马圈子地区, 随着深度的增加, 基本上可分为两种组合(图1):

(1) 蒙脱石-伊利石/蒙脱石混层矿物-陆源伊利石-高岭石组合 该矿物组合分布于欢喜岭地区1000—2400米, 兴隆台地区1400—2700米的地层中。

蒙脱石只出现小于1000米左右深度的地层中, 大于1000米逐渐向 I/M 转变。I/M 混层矿物中蒙脱石层含量从1000米的90%左右减少到2400米的45%左右。随着深度的增加, 陆源伊利石、高岭石含量减少, I/M 含量增加。

(2) I/M混层矿物-自生绿泥石-自生伊利石组合 该矿物组合分布于欢喜岭地区

1)任磊夫, 1981, 下辽河裂谷沉积中混层海绿石的发现及成因的研究全国第一届粘土学术会议文件



左图I/M比值至上而下分别为90%、90%、45%、25%；右图I/M比值最下45%应为25%

图 1 不同深度的粘土矿物组合

Fig. 1 Clay mineral assemblages at different depth

2400米，兴隆台—马圈子地区2700米以下的地层中。该深度以下开始出现自生绿泥石和伊利石矿物，陆源伊利石消失，仍以I/M混层矿物为主，但矿物中蒙脱石层已减少到20—30%，有的可达10%。

2. 高升地区（以高3-4-04井为例），由于该区沙四段为一弱碱性（ $pH = 7.9 - 9.4$ ）， Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 含量较高¹⁾和受玄武岩浆喷发影响而形成富含铁的环境，所以，高升地区部分沙四段和沙三段的粘土矿物组合可分为三种（图2）：

（1）I/M混层矿物-陆源伊利石矿物组合主要分布于小于1900米深度的沙三段和部分沙四段地层中。I/M混层矿物中蒙脱石层含量从1400米的65%变化到1900米的20—25%。随着深度的增加，I/M混层矿物的相对含量逐渐减少，陆源伊利石逐渐消失，而三八面体蒙皂石含量逐渐增加。

（2）海绿石-三八面体蒙皂石矿物组合 分布在1800—1940米深度的沙四段地层中。随着深

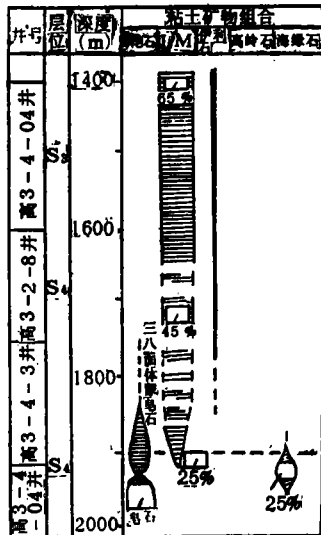


图 2 高升地区不同深度的粘土矿物组合

Fig. 2 Clay mineral assemblages at different depth in the Gaosheng area

度增加到1940米时，海绿石和三八面体蒙皂石完全代替了I/M混层矿物和陆源伊利石矿物组合。

(3) 皂石分布在1940米深度以下的蚀变玄武岩中，它主要以次生蚀变的自形、半自形晶产出。

(二) 皂石的后生退变及其与三八面体蒙皂石的关系

本区皂石产于蚀变玄武岩中，为玄武岩的次生矿物。在海解条件下，其结构、成份及形态均发生了显著的变化。

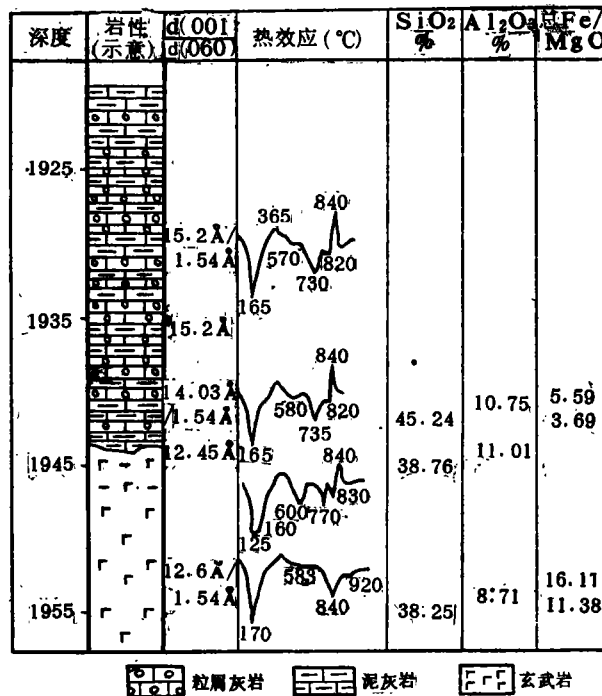
1. 皂石是三八面体蒙皂石的母体物质：

含皂石的蚀变玄武岩附近分布大量的翠绿色泥灰岩、泥质粒屑灰岩(图3)。蚀变玄武岩中的粘土矿物主要为皂石，随着接近沉积物，逐渐出现三八面体蒙皂石，至泥灰岩、泥质粒屑灰岩中，粘土矿物由陆源的I/M混层矿物和三八面体蒙皂石组成(图版I, 2)，如高3-4-04井，高3-4-3井。根据皂石和三八面体蒙皂石这种层位上的相互关系，皂石和三八面体蒙皂石之间有一定的成因关系。

2. 皂石退变过程中的一些变化(图3)：

(1) d(001)和d(060)值分别从12.6埃增加到15.2埃和从1.54埃减少到1.52埃、仍保持三八面体结构，部分向三八-二八面体结构转变。DTA热效应上代表脱(OH)的温度从840℃降低到三八面体蒙皂石的730℃。

(2) 化学成份发生的变化：玄武岩气孔中<2μ粒级的充填物(皂石)和翠绿色泥灰岩中<2μ粒级的化学成份如下：



图中总Fe/MgO比值分别为5.59/3.69、16.11/11.38

图3 皂石退化过程中的一些变化

Fig. 3 Variation of saponite during catagenesis (Well Gao 3-4-04)

表 1 玄武岩气孔充填物和附近地层中 $< 2 \mu$ 粒级的化学成份
Table 1 Chemical contents of materials ($< 2 \mu$) filled in basalt
voids and the adjacent strata

	深度(米)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	总和
玄武岩气孔充填物	1953.67	38.25	8.71	10.74	5.43	11.38	8.70	3.00	0.60			0.65	0.23	0.08	87.77 不包括水
"	1944	38.76	11.01												
翠绿色泥岩	1941.67	45.24	10.75	3.99	1.60	3.69	11.33	1.17	3.70	13.20	3.66	0.79	0.25	0.07	99.44

玄武岩中的皂石在后生退变过程中, SiO₂、Al₂O₃、CaO 的含量增加; Fe₂O₃、FeO、MgO 和 Na₂O 的含量大大减少。

(3) 形态的变化: 皂石为自形半自形的鳞片(图版 I, 1) 随着矿物的退变, 皂石鳞片转变成纤维状鳞片(图版 I, 2)。从以上可见皂石向三八面体蒙皂石转变的过程是一增加硅、铝和析出铁和镁的过程。这一转变不仅使其与新的环境达到平衡, 更重要的是这一退变为环境提供了大量的铁和镁, 为环境中沉积的陆源物质的成岩转变准备了丰富的物质条件。

(三) 蒙脱石和 I/M 混层矿物的变化

蒙脱石和 I/M 混层矿物向伊利石转变的基本情况如下:

1. I/M 混层矿物中蒙脱石层含量随深度增加而减少

将本区各处的 I/M 混层矿物中蒙脱石层的含量对深度作图可见(图 4): 随着深度的增加, I/M 混层矿物中蒙脱石层含量不断减少。不同地区蒙脱石层含量减少的速度不同: 欢喜岭地区从 1000 米处的 90—95% 减少到 2800—2900 米处的 20—30%; 兴隆台—马圈子地区从 1500 米处的 75—80% 减少到 2800—2900 米处的 35—15%; 高升地区从 1400 米处的 60% 左右减少到 1900—1940 米处的 10—25%, 可见高升地区 I/M 混层矿物中蒙脱石层含量随深度的增加而减少的速度要比其他地区快得多。

2. 小于 2 μ 粒级中某些化学成份的变化

(1) K₂O 含量随深度的增加而增加, 从 940 米处的 1.9% 增加到 2905 米处的 5.3% (欢喜岭), 其他地区的情况也类似(图 5)

(2) Na₂O, MgO 含量较稳定, 分别变化于 0.4—0.5% 和 2.5—3.5%, 兴隆台—马圈子地区 Na₂O 含量变化范围较大(0.42—1.62%)。

(3) SiO₂ 和 Al₂O₃ 分别有减少和增加的趋势, SiO₂ 从 50.66% 减少到 46.24%, Al₂O₃ 从 16.07% 增加到 23.81% (表 2)。

3. I/M 混层矿物向伊利石转变的晶体化学变化

四个不同深度的样品的化学成份表明, I/M 混层矿物在成份和结构上随成岩后生

作用的加强而向伊利石转变。

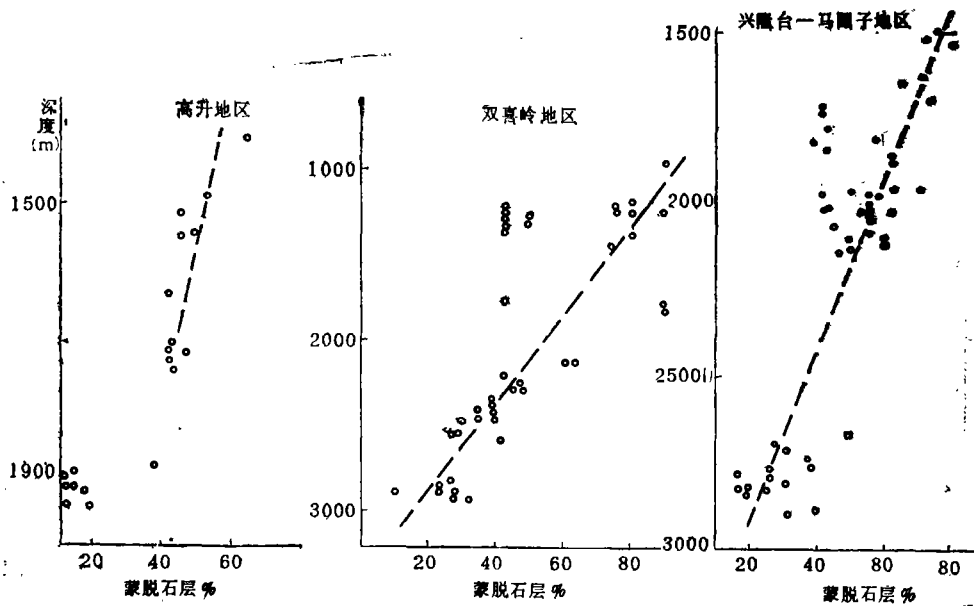


图4 西部凹陷I/M混层矿物中蒙脱石和深度的关系

Fig. 4 Relationship between the montmorillonite layer in I/M mixed-layer minerals and the depth in the western depression

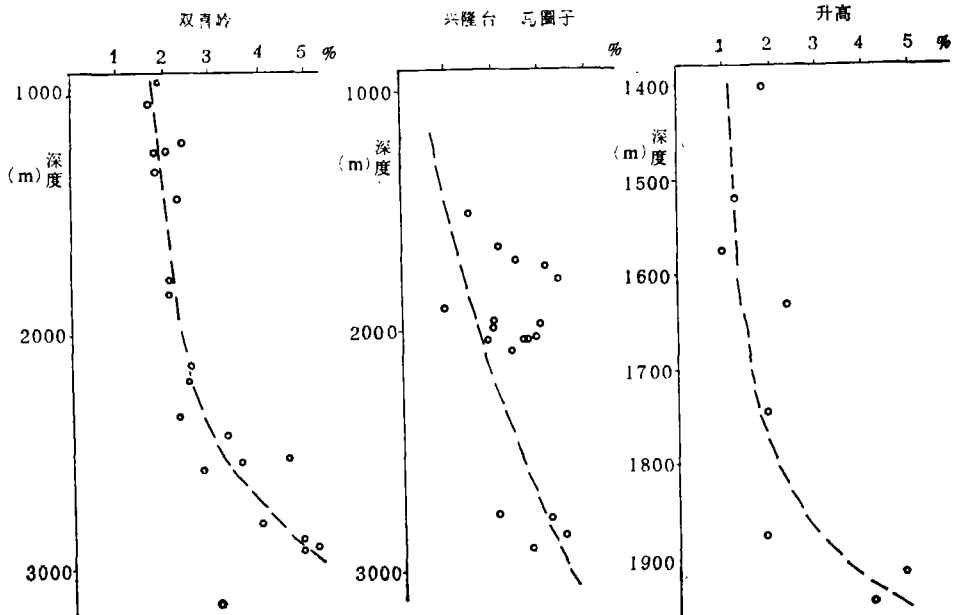


图5 各地区不同深度K₂O含量的分布

Fig. 5 Distribution of K₂O content at different depth in different areas

将化学成份和结构式列于表 2, 并将其结果投影在由叶腊石—绿磷石—云母三端元组成的三角图〔2〕上(图 7), 可见:

表 2 不同深度泥岩 < 2 μ 粒级的化学成份和结构式

Table 2 Chemical composition and structure formula of argillaceous rocks (< 2 μ) at different depth.

井 位	深度(米)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	F ₃ eO	NaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	总和	
1	欢2-8-19	2905.3	48.92	1.08	23.81	3.35	2.16	0.02	2.53	0.45	5.20	1.24	0.15	7.01	3.52	99.44
2	高3-4-3	1912.86	46.24	1.22	16.88	3.08	1.37	0.13	3.29	1.05	5.00	4.29	0.14	9.25	4.16	100.10
3	兴44	2073.5	50.66	0.52	16.07	3.71	1.89	0.04	2.90	0.76	2.40	3.89	0.36	11.00	5.44	99.64
4	兴253	1722.8	48.16	0.72	17.32	4.57	0.64	0.04	3.21	0.52	3.10	4.21	0.14	10.34	6.84	99.83
八 面 体 阳 离 子																
									四面体阳离子		层间的离子					
		Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ca	Ti	Mn	Σ	Si	Al	K	Ca	Na		
2		0.96	0.40	0.09	0.37	0.10	0.07	0.008	1.998	3.47	0.53	0.48	0.22	0.15		
3		1.22	0.21	0.12	0.32	0.10	0.03	0.003	2.003	3.79	0.21	0.23	0.21	0.11		
4		1.18	0.26	0.04	0.36	0.12	0.04	0.000	2.000	3.64	0.36	0.36	0.25	0.08		

(1) 随着成岩作用的增强, Al³⁺替换Si⁴⁺的数量增加而使四面体层电荷逐渐增加, 从0.21增加到0.53。

(2) 八面体层电荷较高, 变化于0.45—0.50之间, 是本区 I/M 混层矿物和蒙脱石的特征。

(3) 随着层电荷的增加, 更多的K⁺进入层间补偿负层电荷。这一结果与泥岩中K₂O含量重新分布的结果(图 5)是一致的。

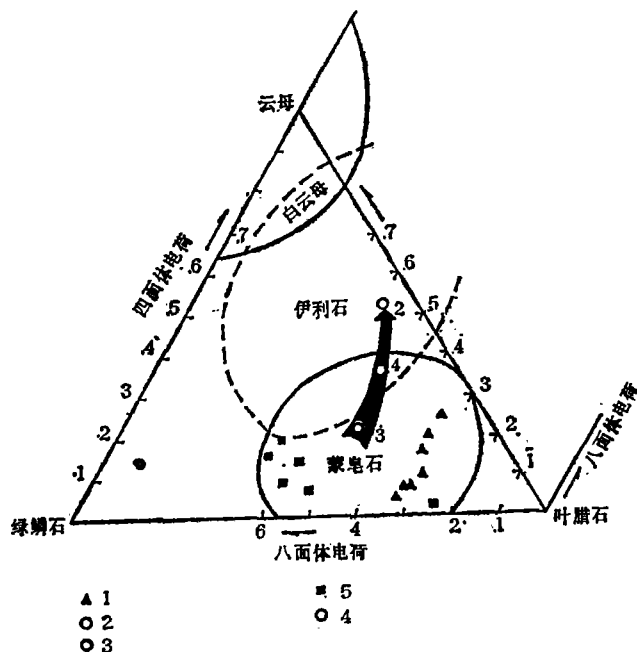
(四) I/M 混层矿物向海绿石转变

高升地区和曙光的局部地区(高 1-2-6 井, 高 3-4-04 井)距玄武岩很近的翠绿色泥灰岩中的海绿石, 是 I/M 混层矿物在成岩后生过程中其成份和结构变化的结果。

结构上, 该矿物 d(001) 值为 10.40 埃的扩散峰, 乙二醇处理后分裂成 10.05 埃和 12.53 埃两个峰²⁾表明其具有 20% 左右蒙脱石层的 I/M 无序则混层型结构。

成份上, 该矿物有以下几点特征(表 3):

(1) Fe³⁺_V、Fe²⁺_V 的数量高于伊利石和 I/M 混层矿物 (Fe³⁺_V 0.00—0.38, Fe²⁺_V: 0.00—0.10)^[4, 5], 但低于海绿石的平均含量 (Fe³⁺_V: 1.05, Fe²⁺_V: 0.17)^[6]。



1.俄怀明型蒙脱石 2.高2—4—3井, 1812.56m, S 3.兴253井1722.8m, S
4.兴44井27035.m, S 5.Cheto型蒙脱石

图6 蒙脱石→伊利石/蒙脱石→伊利石→云母序列的化学演化

Fig. 6 Chemical evolution sequence; M. → I/M → I → Mi.

表3 海绿石矿物的化学成份和结构式(高1-2-6井、1366.0米)

Table 3 Chemical composition and structure formula of glauconite mineral.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
45.64	1.03	12.23	9.55	1.62	0.10	4.84	1.02	5.05	3.40	0.54		
八面体						四面体		层间阳离子			蒙脱石层%	
Al	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mg	Ti	Mn	Si	Al	K	Na	Ca		
0.66	0.56	0.105	0.56	0.06	0.006	3.54	0.46	0.50	0.15	0.28		20

(2) Al_V³⁺的数量接近具20%蒙脱石层的无序混层的I/M(0.45)〔6〕。

(3) Mg_V的数量是本区海绿石的特征, 高于海绿石的平均含量(0.413)。

(4) K⁺的数量也接近于含20%蒙脱石层的无序I/M混层矿物。

(5) 将Al_V³⁺和Fe_V³⁺的含量投影在海绿石, 伊利石和过渡类型海绿石每半个单位晶胞Fe³⁺含量和四面体Al³⁺含量图上〔7〕, 其位置处于过渡类型的海绿石上。

以上结构和成份特征都表明该矿物是无序混层的伊利石/蒙脱石混层矿物中加入铁和钾等离子转变形成的。

三、控制粘土矿物地球化学行为的主要因素探讨

根据上述粘土矿物在成岩作用期间的某些地球化学行为和本区的地质条件，控制粘土矿物在成岩作用期间的地球化学行为的主要因素有以下几点：

(一) 环境的地球化学性质

环境介质条件对成岩作用的影响表现极为明显。整个地区尤其是沙四期早期，高升和曙光局部地区沉积环境介质受玄武岩喷发和盆地封闭的影响，具有弱碱性、弱氧化—弱还原的性质，而不同于欢喜岭、兴隆台等地。因此，高升、曙光的局部地区和欢喜岭、兴隆台地区在成岩作用期间无论是矿物组合、自生矿物的形成还是 I/M 混层矿物向伊利石转变的速度，都有很大的差异。

1. 沉积环境的地球化学性质

沉积环境的地球化学性质是发育成岩环境的基础，沉积环境不同，成岩作用后留下的产物也不同。上述的矿物组合就是这些沉积环境地球化学性质的反映。

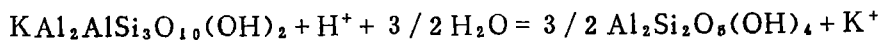
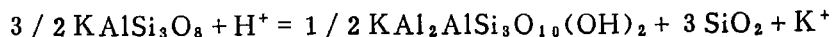
高升地区沙四期早期受鼻状隆起¹⁾和玄武岩喷发的影响，沉积了一些含泥质的粒屑灰岩。为一弱碱性—碱性(pH = 7.9—9.4)和弱氧化—弱还原(Eh = -50—+200mv)的沉积环境，同时受当时玄武岩海解的影响而富含Fe³⁺、Fe²⁺、Mg²⁺、Ca²⁺。在这样一个环境中，陆源的高岭石是难以保存的，在沉积或成岩早期就被溶解。因此，高升地区沙四段地层中从未有高岭石矿物出现，只有一些适应这种环境的 I/M 混层矿物和海绿石及三八面体蒙皂石矿物的存在。

而欢喜岭、兴隆台等南部地区沙四段则是一较开放的环境，受玄武岩海解的影响要弱些，矿物组合显然不同于高升地区，在小于2400米(欢喜岭)或2700米(兴隆台)的沙四段泥岩中高岭石矿物以具有磨蚀特征的陆源碎屑参加成岩后的矿物组合。

2. 成岩环境的地球化学性质

主要表现在地层的垂向序列上，不同深度的物理化学条件下，有不同的粘土矿物组合。欢喜岭地区小于2400米的地层中有陆源高岭石、伊利石和蒙脱石及蒙脱石层含量多的 I/M 混层矿物，而且砂岩中可见自生的蠕虫状高岭石。这与地层保存和继承了该区沙四期以后的滑坡相、浊流相和三角洲相对发育³⁾的环境特征有很大关系。

不同深度的砂岩中自生高岭石的形成与否则完全取决于成岩环境的性质，根据一些长石的实验^[8、9]，在海水或碱性环境中，钾长石向云母蒙脱石转变，而弱酸性—中性介质环境使钾长石向高岭石转变。



据油田水化学分析，区内小于1500米深度的地层油田水的pH = 6—7，大于1500米深

1) 郑长明, 1981 辽河裂谷型盆地油气富集的地质特征

这两个更替深度上的温度, 它们的温度极为相似(欢喜岭地区92℃, 兴隆台—马圈子地区91.5℃)。欢喜岭地区由于地温梯度高于兴隆台—马圈子地区, 所以粘土矿物组合发生更替的深度要比兴隆台—马圈子地区浅一些。

(三) 反应时间

通过兴隆台—马圈子地区马522井和欢喜岭地区欢2-8-19井、锦2-19-6井的I/M混层矿物中蒙脱石层及含量的比较(表4)可知: 前两口井深达2800—2900米,

表4 马522井、欢2-8-19井和锦2-19-6井泥岩中I/M混层矿物的蒙脱石层含量

Table 4 Montmorillonite layer contents of I/M mixed layer minerals in argillaceous rocks from the wells Ma522, Huan 2-8-19, Jing 2-19-6.

马522井			欢2-8-19井			锦2-19-6井		
层位	深度(米)	蒙脱石层	层位	深度(米)	蒙脱石层	层位	深度(米)	蒙脱石层
沙	2781.9	30%	沙	2804.5	30%	沙	1234.5	75%
	2788.5	30%		2849.5	25%		1215	75%
三	2807.8	30%	四	2859.5	20%	四		
	2825.9	20%		2875	20%			
段	2835.5	25%	段	2891	30%	段		
	2843.6	20%		2905	30%			

分别为沙二段和沙四段的地层, 欢2-8-19井的反应时间比马522井要长, 但是由于这两个井有相似的成岩环境, 所以I/M混层矿物中有相似的蒙脱石层含量。而欢2-8-19井与锦2-19-6井中1203—1235米的沙四段地层, 它们的反映时间基本上是一样的, 但由于深度不同造成的成岩环境有很大的差别而使I/M混层矿物中蒙脱石层含量有显著的差异。可见, 本区较新的地层在成岩作用期间, 反应时间的长短, 不是控制粘土矿物地球化学行为的主要因素。

(四) 压力

表5 锦146井、欢11井和欢2-8-19井泥岩中矿物组合、I/M混层矿物中蒙脱石层含量比较

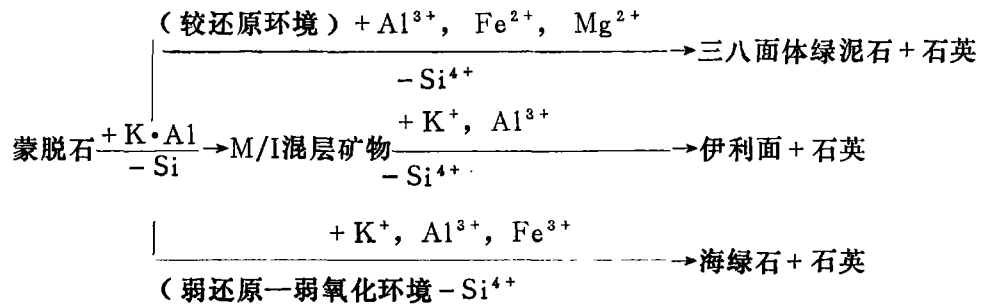
Table 5 Comparison between the mineral composition in argillaceous rocks from the wells Jing-146, Huan-11 and Huan 2-8-19 and the montmorillonite layer content in the I/M mixed-layer minerals

深度(米)/压力(公斤/厘米 ²)	层位	锦146井		欢11井		欢2-8-19井	
		矿物组合	蒙脱石层%	矿物组合	蒙脱石层%	矿物组合	蒙脱石层%
2529/683	沙四段			I/M混层矿物-自生伊利石-自生绿泥石			
2866/773.5 2919.5/788.4	沙四段					I/M混层矿物-自生伊利石-自生绿泥石	10—30
3137.5/848	沙三段上	蒙脱石-伊利石-高岭石	40—50				

锦146井和欢2-8-19井及欢11井中粘土矿物的变化比较(表5)可知:锦146井深达3140米处的I/M混层矿物中蒙脱石含量为40—50%,承受的静水压力为850公斤/厘米²左右,(按2.7公斤/厘米³计算);而欢11井和欢2-8-19井2500—2900米处I/M混层矿物中蒙脱石层含量为25—30%,甚至可达10%,所承受的静水压力为680—788公斤/厘米³。锦146井所承受的静水压力比欢11井和欢2-8-19井大,可是,矿物组合不仅有很大的差异,而且I/M混层矿物中蒙脱石层含量比欢11井和欢2-8-19井要多。可见本区上覆地层的静水压力对沉积物主要起着压实的作用,对粘土矿物地球化学行为的影响不太明显。

结 论

地球化学性质不同的沉积环境和成岩环境有着不同的粘土矿物组合。粘土矿物在这些环境中有着各自与环境物理化学条件平衡的地球化学行为。本区的陆源蒙脱石和I/M在成岩后生过程中的演变如下:



沉积、成岩环境的地球化学性质和地温是本区粘土矿物地球化学行为的主要控制因素。

本文得到辽河油田同志们的帮助,在此谨致谢意。

(收稿日期1983年11月19日)

参 考 文 献

- [1] Jonas, E. C. and Brown, T. E., 1959; Analysis of interlayer mixtures of three clay mineral types by x-ray diffraction. Jour. Sedi. Petrol. Vol. 29, pp77-86.
- [2] Fairbrige, R. W. and Bourgeois, J., 1978; The encyclopedia of sedimentology. Encyclopedia of earth science. Vol. VI. pp149-156.
- [3] Grim, R. E. and Kulbicki, G., 1961; Montmorillonite. High temperature reactions and classification. Am. Miner. Vol. 46, pp1329-1369.
- [4] Grim, R. E., Bray, R. H. and Bradley, W. F., 1937; The mica in argillaceous sediments. Am. Miner. Vol. 22, pp813-829.
- [5] Kodama, H. and Dean, R. S., 1980; Illite from Eldorado, Saskatchewan The Canadian miner. Vol 18. Pat. 1, pp 109-118

- [6] Weaver, C. E. and Pollard, L. D. , 1973; The chemistry of clay minerals developments in sedimentology 15. pp 26-45.
- [7] Porrenga, D. H. , 1968; Non-marine glauconitic illite in the lower Oligocene of Aardeborg, Belgium. Clay Miner. Vol. 7, pp421-430.
- [8] Rex, R. W. , 1964; Authigenic kaolinite and mica as evidence for phase equilibria at low temperature. Clays and Clay Miner. Proc. of the thirteenth national conference on and Clay minerals. pp. 95-104.
- [9] Divis, A. F. and Mckenzie, J. A. , 1975; Experimental authigenesis of phyllosilicate from feldspathic sands. Sedimentology Vol. 22, pp147-155.
- [10] Hoffman, J. and Hower, J. , 1979; Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometer; application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, U. S. A. Aspects of biogenesis pp55-79.
- [11] Veld, B. , 1977; Clays and clay minerals in nature and sythetic system Developments. in sedimentology 21 pp54-59.

STUDY ON DIAGENESIS OF CLAY MINERALS IN THE WESTERN DEPRESSION OF THE LIAOHE BASIN

Cheng Yongwu

(Scientific Research Institute of Petroleum Exploration
and Development, Beijing)

Ren Leifu

(Peking University)

Abstract

Different clay mineral assemblages and their replacement have been formed in different sedimentary and diagenetic environments in the western depression (Huanxiling, Xinglongtai and Maquanzhi):

1. Montmorillonite-I/M-illite-kaolinite mineral assemblage
2. I/M-authigenic illite-authigenic chlorite mineral assemblage

The weak acidic and weak alkaline environments were transformed into slight alkaline-weak reductive ones with the increase of depth and geothermal and montmorillonite and I/M turned into illite and trioctahedron chlorite.

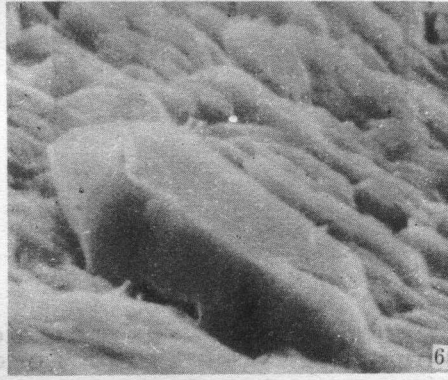
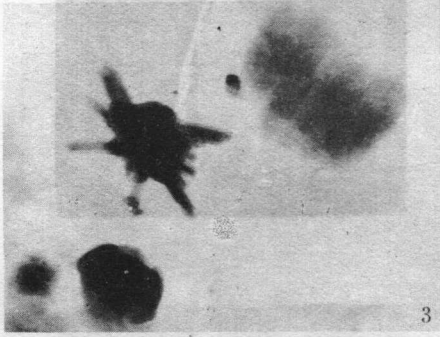
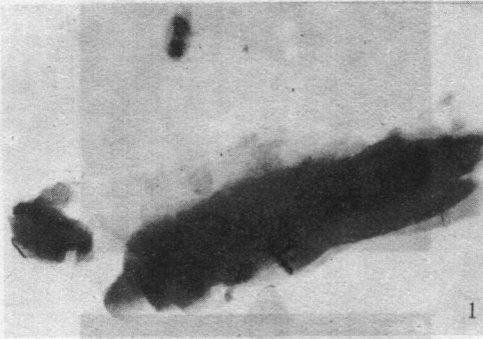
In the north region of the western depression (Gaosheng and the local area of Shuguang):

1. I/M-illite mineral assemblage
2. Glauconite-trioctahedron smectite mineral assemblage

3. Fe-saponite mineral

The Sha-4 stage in the area was a slight alkaline-weak reductive sedimentary environment without kaolinite mineral and Ca, $\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{2+}$ and Mg were rich in the environment due to the degeneration of the secondary saponite from basalt into trioctahedron smectite. Together with Fe and Mg, K and Al supplied by solubilized K and Al-bearing terrigenous minerals under the higher geothermal moved into I/M crystal lattices and thus forming glauconite.

The evidence of mineralogy has shown that the geochemical properties of the sedimentary and diagenetic environments are the principal factors which control low-temperature geochemical behaviors of clay minerals during the diagenesis, and secondly, the temperature also plays an important part during the diagenesis of clay minerals.



1. 自形一半自形片状皂石, 高3-4-04井, 1944米, $\times 10000$ 2. 纺锤状三八面体蒙皂石及I / M混层矿物, 高3-4-04井1941.6米 $\times 15000$ 3. 自生片状伊利石集合体, 马522井, 2843.6米, $\times 52500$ 4. 自生的书页状高岭石, 锦146井, 2133.5米 5. 自生的假六角形绿泥石和自生石英马522井, 2837.2米, $\times 2240$ 6. 自生石英 欢2-8-19井, $\times 2640$