

松辽盆地北部下白垩统下部 含浊沸石砂岩的成岩作用

杨宝星 林仲虔

(成都地质学院)

古世祥

(大庆石油管理局)

松辽盆地北部深层下白垩统的砂岩为成分成熟度很低的岩屑长石砂岩及长石岩屑砂岩。主要成岩作用有：自生粘土边、石英长石次生加大、斜长石的钠长石化、自生浊沸石，以及次生长石和浊沸石溶蚀等。斜长石的钠长石化作用是浊沸石析出的主要机制，而粘土矿物的转化则为浊沸石的沉淀提供了钠和硅的来源。

关键词 松辽盆地 砂岩 成岩作用 浊沸石

第一作者简介 杨宝星 女 52岁 副教授 石油地质

松辽盆地北部下白垩统下部（包括下白垩统泉头组一、二段和登娄库组）的储集层是一套低孔渗的浊沸石胶结砂岩。储层的低孔渗性和孔渗性不均一的特征，在很大程度上受控于成岩作用，因而对成岩作用的研究是分析储层发育、进行储层评价的重要内容之一。本文是在多年来大庆石油管理局勘探开发研究院所做工作的基础上^[1-3]通过铸体薄片、阴极发光分析、电子探针分析和扫描电镜等手段，对浊沸石砂岩的成岩历史尤其是浊沸石形成的机制进行了探讨，并讨论了主要成岩作用与孔隙的关系。

一、地质概况

松辽盆地位于我国东北，为中生代陆相沉积盆地。研究区为盆地北部松花江以北地区。研究对象为泉头组一、二段和登娄库组砂岩，简称深部砂岩储层（表1）。

盆地属大陆裂谷型，三叠纪—早侏罗世由于莫霍面的隆起，发生热隆作用，引起张裂构造。中晚侏罗世才裂陷形成了一些小面积、互相分割的地堑式盆地，沉积了一套滨湖沼泽相为主的砂岩、暗色泥质岩、砂质泥岩及煤系或煤线夹冲积扇的杂色砾岩，同时夹有多套火山岩或火山碎屑岩。

早白垩世沉积是在侏罗纪分割断陷盆地的基础上发育起来的。在成盆初始阶段的早白垩世登娄库早期，沉积范围仍受盆地底形制约，在古隆起较高的部位和断层的上升盘未接受沉

表 1 松辽盆地白垩系

统	组 (段)	油 层	含 油 组 合
上白垩统	明 水 组		浅部含油组合
	四 方 台 组		
下白垩统	嫩 江 组	黑帝庙油层	上部含油组合
	姚 家 组	萨尔图油层	中部含油组合
		葡萄花油层	
	青 山 口 组	高台子油层	下部含油组合
	泉 头 组 (K _{1g})	扶 余 油 层	
		杨大城子油层	
	登 娄 库 组 (K _{1d})		深部含油组合
上侏罗统			

积。登娄库晚期, 沉积范围进一步扩大, 地层连片。登娄库组为一套氧化环境下的冲积平原相和迁移的浅水湖相的紫红色泥岩与砂岩。细砂岩不等厚互层, 仅在局部地区发育暗色泥

和正长石的X-射线衍射衍射图谱,以及用双标酸—钾与亚硝酸钴钠对薄片进行染色后的结果,并结合镜下鉴定资料的综合统计表明,其中钾长石占10—40%不等, $An \leq 10\%$ 的斜长石(钠长石)占53—80%, $An > 10\%$ 的斜长石(主要为 $An = 10—30\%$)占0—25%。在上述三种长石中, $An > 10\%$ 的斜长石及钾长石均有不同程度的高岭土化或绢云母化,而钠长石则十分新鲜明亮,多数不具双晶,有的还具 $An > 10\%$ 的斜长石的假象或双晶。此外,还可见有斜长石向钠长石转化的过渡产物。由于物源区内缺少钠长石成分,因此钠长石在长石总量中占很大比例主要是成岩过程中钠长石化的结果。在阴极发光下钾长石为亮蓝色,钠长石化的斜长石为泥土状褐色。深层下白垩统砂岩中的长石普遍见次生加大,据电子探针测定结果,其加大边的成分与碎屑长石基本一致,自生钠长石加大边的成分比碎屑核心颗粒(钠长石化形成的)更纯。长石还常有被碳酸钙和浊沸石局部或大部交代的现象,也有少量长石帘石化或菱铁矿化或绿泥石化。

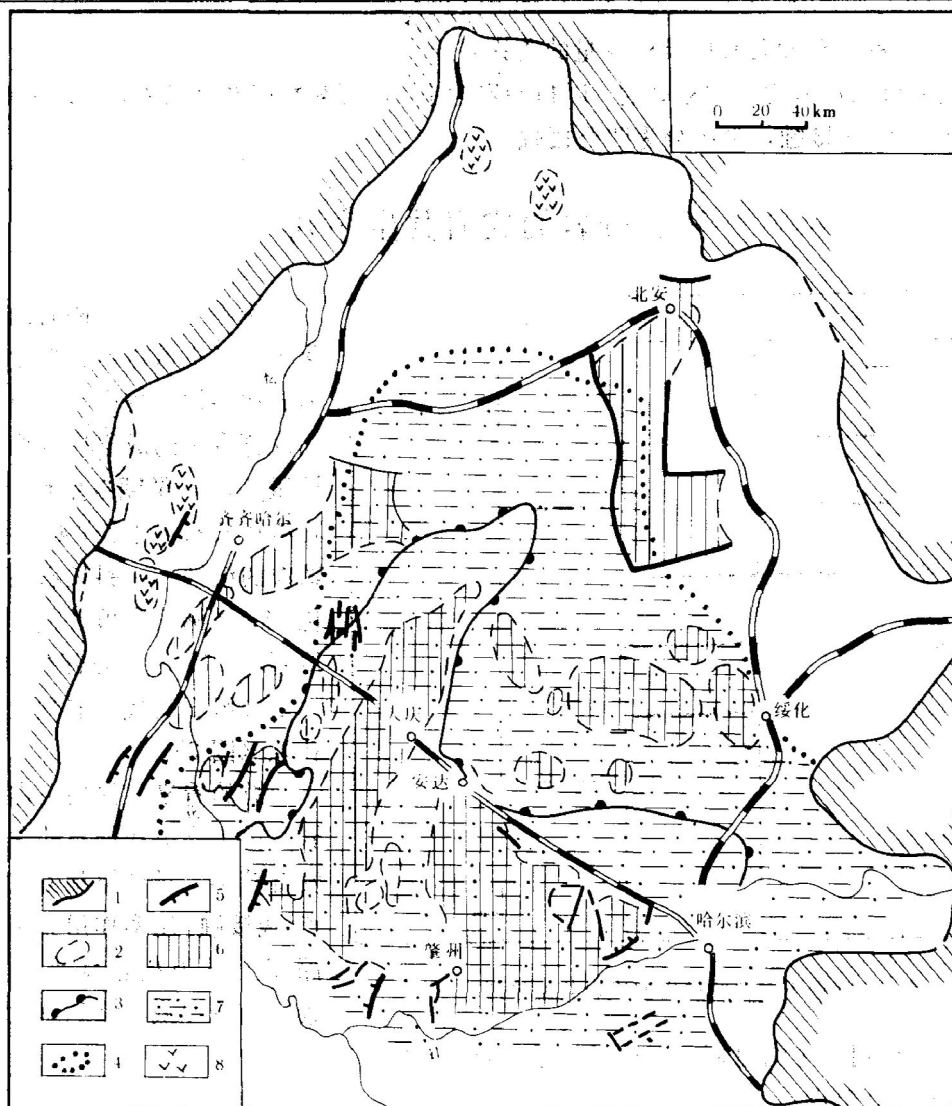


图1 松辽盆地北部深部地层岩性岩相分布略图

1—盆地边界，2—侏罗系分布区，3—登娄库组分布区，4—泉头组一、二段分布区，5—断层，
6—侏罗纪滨湖沼泽相砂泥岩，7—登娄库组和泉头组一、二段冲积平原和滨浅湖相红色砂泥岩，8—侏罗纪火山岩
(据大庆石油管理局勘探开发研究院，1987)

岩屑主要为酸性-中酸性喷出岩岩屑、沉积岩岩屑和少量侵入岩岩屑及变质岩岩屑。各种岩屑的含量受物源控制。部分岩屑也有被碳酸钙、浊沸石或菱铁矿局部交代的现象。

石英绝大部分为单晶石英。碎屑石英颗粒的阴极发光为紫、灰紫色或棕色，次生加大边不发光或呈很暗的褐色。用阴极发光照片统计次生石英加大的面积可占岩石薄片总面积的5—15%。石英颗粒也有被碳酸钙局部或大部分交代的現象。

下白垩统砂岩中杂基含量普遍较低，除少数样品外很少超过6%，平均为3.6%。砂岩中杂基含量的多寡和分布情况与成岩作用的历史关系密切，杂基含量较多的层段及砂岩中杂基分布较为集中的部位，机械压实作用较明显，反之，则石英长石多具明显的再生长现象。

以胶结物形式出现的粒间充填矿物或自生矿物在深层砂岩中含量一般小于10%，且随杂基含量的增多和颗粒填集的紧密而减少。其成分多为自生浊沸石，此外还有石英、长石（包

括钠长石)、方解石和硬石膏以及极少量的菱铁矿。

砂岩的粒度从粉砂岩—中粒砂岩,以粉砂岩为主。碎屑颗粒磨圆度较差,分选中等—差,颗粒填集多为点-线接触,少部分为凹凸接触。

三、砂岩的成岩共生序列

成岩作用	早期成岩阶段	中成岩早期	中成岩晚期	晚期成岩阶段
压实作用	——			
粘土边	——			
格架颗粒溶蚀	I		II	
石英长石次生加大		——		
斜长石钠长石化		——		
浊沸石充填及交代		——		
浊沸石溶蚀			——	
无铁方解石				——
铁方解石及菱铁矿				——

图2 深层下白垩统砂岩的成岩共生序列

深层下白垩统砂岩的成岩变化包括了机械压实、自生矿物的形成和溶蚀作用,其中与储集空间发育有关的成岩序列为:1. 机械压实;2. 早期自生粘土边;3. 石英和长石再生长;4. 砂岩格架颗粒的溶蚀;5. 斜长石的钠长石化;6. 浊沸石充填并交代部分碎屑颗粒;7. 浊沸石部分溶蚀;8. 少量方解石交代碎屑颗粒并充填孔隙(图2)。

总的看来,深层下白垩统砂岩,由于石英和长石的次生加大发育较早,颗粒填集方式一般为点-线接触,压实作用只在很浅的深度上成为孔隙减小的主要因素。随着埋藏深度的增加即进入

了以化学成岩作用为主的时期,形成了一系列自生矿物。

1. 粘土边的形成

粘土边是指垂直颗粒发育的平行纤状自生绿泥石(图版 I-1)和平行颗粒发育的片状绿泥石-水云母。它们环绕整个颗粒或部分颗粒边缘或沿粒间孔周边沉淀,在颗粒与颗粒接触处变薄但仍然连续。薄片可见石英次生加大边包围于粘土边之外(图版 I-2)或粘土边出现在次生加大边内部作为再生长间断的标志。这种粘土边,作为砂岩成岩阶段最早形成的自生矿物可与 Galloway^[4]在东北太平洋第三纪盆地的长石岩屑砂岩中观察到的粘土边对比,他认为那是 300—1000 m 深度内早期成岩的产物,是砂岩中不稳定的中酸性喷出岩岩屑在沉积后发生变化,使硅、铝、铁、镁等成分进入孔隙流体后在碎屑颗粒边缘形成的。

2. 石英长石的次生加大(图版 I-3, 4)

深部地层砂岩中石英和长石的次生加大是公认的。局部见到石英颗粒间成镶嵌状实际上是石英次生加大使粒间孔隙消失的结果。对碎屑石英及其加大边的元素成分进行微电子探针测定的结果,碎屑石英的二氧化硅含量均在 99% 以上,甚至 100%。次生加大石英的二氧化硅含量一般从 97—99%。其它各种微量元素的含量均很低,但可见次生加大边中的三氧化二铝(Al_2O_3)含量具分带性,普遍在加大边的靠碎屑颗粒一侧有一个含量较高带。结合石英再生长有时可延伸入挤压后的狭小颗粒粒间,形成不规则状自生石英充填的产状。可以认为,虽

然负孔隙度统计说明次生石英加大在埋深 500—700 m 时即开始, 但它的生长是分阶段的, 而且持续到颗粒填集相对较紧密时。次生石英生长的早期为富铝的水介质条件, 这种条件与风化地表水的渗入有关, 与砂岩中格架颗粒的溶蚀相吻合。石英再生长的高峰期则与粘土矿物中蒙脱石向蒙脱石-伊利石混合层转化(据大庆研究院王行信等研究是在埋深为 1200 m 左右)提供大量的硅有关。长石的次生加大不如石英发育, 比较石英胶结物和长石胶结物内部所包含的颗粒的接触强度统计结果可以看出, 长石次生加大发育时期与石英十分相近。

3. 粒间溶蚀孔及长石、岩屑粒内溶孔的发育 (图版 I-5)

主要表现为长石粒内沿解理的溶蚀和少量充填于粒间的长石的溶蚀, 有时亦可见到长石粒内呈蜂窝状溶蚀的情况。粒间溶蚀扩大孔的发育将部分粒内溶孔连通, 在一定程度上可提高孔隙度和渗透率。溶蚀长石的成分测定表明, 有三价铁离子的侵入。

从此类溶孔的分布来看, 平面上有一定的区域范围, 主要分布在安达-肇州地区。纵向上可见溶孔从距登娄库组顶部侵蚀面 30 m 开始发育, 延续至距顶面 200 m 以内, 而与层位并无直接关系。据大庆研究院的报告, 该区在构造上属于古中央断裂隆起带上的安达-肇州背斜带, 除登娄库早期未接受沉积外, 登娄库晚期是遭受剥蚀的隆起区。

此外, 登娄库组及其上的泉头组主要为氧化环境下的红色沉积, 有机质欠丰富, 脱羧基作用产生的有机酸极少, 不足以形成 6—9% 的次生溶孔。

综合上述岩石学特征和地质分析可认为此类溶孔是由地表水渗滤溶蚀的产物。

在深部白垩系砂岩中, 除裂隙外, 主要的储集空间为此类次生孔隙。

4. 斜长石的钠长石化及浊沸石的充填与交代 (图版 I-1)

薄片可见浊沸石胶结物紧随在石英、长石再生长之后形成(图版 I-3), 其产状包括交代部分长石和火山岩岩屑以及粒间充填等。一般出现于杂基较少, 孔渗性较好的砂岩中。

本区浊沸石多见于 1300 m 至 3300 m 的泉二段到登二段, 含量最高达 28%, 最低为 0.6%, 平均为 7.9%。在薄片无色透明, 低负突起, 一般可见两组较完全解理, 干涉色为 I 级黄白, 二轴晶负光性。

电子探针分析结果为 SiO_2 52.76%, Al_2O_3 20.71%, CaO 10.38%, Na_2O 0.07%, 其它 0.301%。浊沸石的析出除与斜长石和火山物质的水化作用有关外, 主要与斜长石的钠长石化关系密切。前一种作用主要表现为浊沸石沿解理交代长石颗粒或火山岩岩屑内的中长石斑晶。充填于粒间的浊沸石胶结物则主要是斜长石钠长石化的结果。由于钠长石化作用提高了孔隙水中钙离子的活度, 加之有大量溶解二氧化硅的存在, 更促进浊沸石在粒间沉淀。

5. 浊沸石的溶蚀 (图版 I-2)

浊沸石形成于高 pH 值的介质条件下, 一旦 pH 值下降则极易溶解, 形成粒间溶蚀孔。本区浊沸石胶结物的溶蚀多沿解理进行, 发育不普遍, 溶蚀程度也差异较大。轻度溶蚀者, 使解理缝扩大, 强烈溶蚀者仅在粒间溶孔内残留少量浊沸石。

造成本区浊沸石溶蚀的酸性水来自重质油的裂解。它同时也可使少量长石溶蚀或使原已形成的长石粒内溶孔稍有扩大。由于此阶段所析出的酸性水量有限, 且地层中浊沸石胶结物的含量一般不高, 故所形成的溶蚀孔隙也极有限。

6. 少量方解石交代及充填

方解石的交代与充填在深层砂岩中虽较为普遍但多为零星出现, 即方解石总含量不高。这是重质油裂解析出的酸性水在使部分浊沸石及碎屑长石溶蚀时, 一旦碳酸根离子达到饱和, 即

与溶液中钙离子结合形成方解石沉淀。经染色证实为无铁方解石, 阴极发光为亮黄色。无铁方解石形成之后, 又有少量铁方解石和菱铁矿充填少量孔隙并交代长石及无铁方解石。

四、浊沸石的晶出和斜长石的钠长石化

许多研究实例表明, 在含有火山物质组分的砂岩中常有浊沸石胶结物出现, 这种胶结物对砂岩的储集性有较大的破坏作用。过去相当多的人认为, 浊沸石只可能是高温条件下的产物, 甚至有人将浊沸石的出现作为油气产层的“死亡”线。近年来, 除新西兰、加拿大等地的实例外, 我国长庆油田的储层研究中亦发现了浊沸石在低温条件下(有的地区可以低到 60°C)就能形成, 而且浊沸石的溶蚀孔造成了相当可观的次生孔隙度。因此, 对浊沸石形成机制的研究在储层评价中将有十分重要的实际意义。

人们早就认识到浊沸石矿物的形成, 流体成分的控制胜过温度条件的控制。浊沸石只在高 pH 值和低二氧化碳分压的条件下才是稳定的。Crossey 等人^[5]运用浊沸石形成反应的热化学数据估计的结果, 进一步证明了控制浊沸石稳定性的独立变量是 pH 值、二氧化碳分压、钙离子活度以及温度。实验证明, pH 值大于 8 以后, 浊沸石的溶解度降低, 因此高 pH 值、高钙离子活度和 H_4SiO_4 活度、低二氧化碳分压, 以及一定的温度条件, 浊沸石即在水溶液中晶出。

从研究区内浊沸石在砂岩中出现的两种产状看, 可以把浊沸石的形成分为两个阶段。虽然这两个阶段似乎没有十分明确的界限, 但包括了两种不同的机理: 第一阶段可以认为是斜长石和火山物质水化而形成浊沸石, 火山玻璃+水 $\rightarrow$ 浊沸石的反应以及长石+水 $\rightarrow$ 沸石的反应都是已经得到公认的, 这种水化反应可使阳离子释放入水中, 提高孔隙介质的 pH 值, 同时水化效应是个放热效应^[6], pH 值的增大和温度增高都进一步增强了浊沸石化效应。水化反应可以在中成岩阶段的早期发生, 但由此机制形成的浊沸石含量很少。第二阶段主要为充填粒间的浊沸石胶结物的形成, 与斜长石的钠长石化作用有关。

深层砂岩的长石含量约为 50% 左右, 薄片观察鉴定中已见到了斜长石钠长石化的证据。此外, 为进一步研究长石中元素成分的变化, 本文采用了阴极发光和电子探针分析方法, 并配合染色法对长石成分在纵向上的变化作了系统的分析, 尤其是通过电子探针对砂岩样品中长石颗粒的元素成分进行点计法统计(每块薄片测定 30 个颗粒)取得了有意义的成果。砂岩中的长石以 $\text{An}<10\%$ 的斜长石(钠长石)为主, 其平均成分为 Ab 95.1%, An 3.3%, Or 1.6%。与美国已发表的资料对比, 可认为是火山岩来源的斜长石钠长石化的结果。美国南得克萨斯弗里奥砂岩的斜长石(来源于火山岩)经钠长石化作用后, 成分中含 96% 的钠长石分子。而美国加州斯蒂文砂岩中由侵入岩来源的斜长石钠长石化后含 80% 的钠长石分子。砂岩中含有少量 $\text{An}>10\%$ 的斜长石, 其平均成分为 Ab 78.3%, An 17.6%, Or 4.1%。

长石成分随深度有一定的变化趋势。以宋 3 井为例, 从泉四段向下到登娄库组砂岩的长石成分变化趋势为: (1) 钾长石含量略有减少, 从 30% 降至 26%; $\text{An}>10\%$ 的斜长石含量减少很快, 可从 40% 降至 10% 以下; 而 $\text{An}<10\%$ 的斜长石(钠长石)含量则从 25% 增加到 70%。(2) 斜长石成分中钙长石分子和钠长石分子的含量随着埋深可见有规律的变化, 宋 3 井泉三段的斜长石成分为酸性斜长石 Ab 70.5%, An 26.6%, Or 2.9% (更长石), 钠长石平均成分为 Ab 92%, An 5.9%, Or 2.1%。登三段几乎不含 $\text{An}>10\%$ 的斜长石, 而钠长石平均成分为

Ab 96.9%, An 0.8%, Or 2.3%。即随着深度加大, 斜长石系列的长石成分中钙长石分子减少而钠长石分子增多。总的看来, 在登娄库组中, 钠长石化已经达到了高峰。

下白垩统泉头组和登娄库组中的浊沸石胶结物存在的井深可从 1313.00 m 至 3820 m (表 2), 该层段的泥岩镜质体反射率测定值 R_o 在 1.0% 至 2.2% 之间, 从大部分数据所表现的发育

表 2 松辽盆地北部深部地层中浊沸石的分布

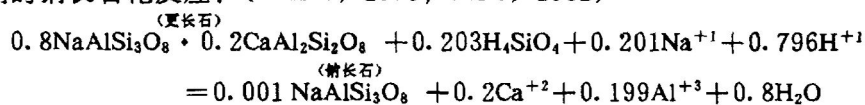
井号	浊沸石出现井深和层位						浊沸石发育层段和含量					
	顶 界			底 界			井 深	层 位	R_o 井深	含 量 %		
	井 深	层位	R_o 井深	井 深	层位	R_o 井深				最高	最低	平均
三深 1 井	1313.00	K_{1q2}	$\frac{1.41}{1412.29}$	2102.10	K_{1d3}	$\frac{1.98}{2101.29}$	1313.00—1314.42	K_{1q2}		12	0.56	4.71
							1928.54—2102.10	K_{1d4-d3}	$\frac{1.98}{2101.29}$	8.6	0.6	4.9
五深 1 井	<1306.10	K_{1q1}	$\frac{1.59}{1311.7}$	2037.88	K_{1d1}	$\frac{1.94}{1890.45}$	1306.10—1312.78	K_{1q1}		14	1	7.5
							1466.33—1474.36 1845.0—1940.5	K_{1d3-d2}	$\frac{1.94}{1890.5}$			
四深 1 井	1661.0	K_{1q2}		2393.09	K_{1d3}	$\frac{1.39}{2776.24}$		$K_{1q2}-K_{1q1}$		12	5	9.5
								K_{1d4-d3}		12	5	9.5
朝深 4 井	1880.0	K_{1q1}	$\frac{1.60}{2276.5}$	2669.53	K_{1d3}	$\frac{2.06}{2668.2}$	2380.87—2387.14	K_{1d3}	$\frac{1.99}{2665.0}$	18	2	7.9
							2572.76—2664.81					
朝深 2 井	2335.50	K_{1d3}	$\frac{1.40}{1734}$	2754.0	K_{1d3}	$\frac{1.74}{2801}$	2450.69—2568.55	K_{1d3}	$\frac{1.74}{2801}$	7.2	0.8	4.7
宋 3 井	2062.78	K_{1d4}		2232.30	K_{1d1}	$\frac{1.45}{2644.5}$	2062.78—2083.30	K_{1d4-d1}	$\frac{1.45}{2644.5}$			8.2
二深 1 井	2276.0	K_{1q1}		3078.0	K_{1d3}	$\frac{1.98}{3192.0}$	2276—2580	K_{1q1}		10	5	7.9
							2839—3078	K_{1d3}				10*
卫深 3 井	2156.97	K_{1q3}		2672.6	K_{1q1}	$\frac{1.93}{2624.95}$	2156.97—2672.60	K_{1q3-q1}	$\frac{1.93}{2624.95}$	10	7	8.5
肇 12 井	2387.91	K_{1q2}	$\frac{1.38}{2483.0}$	2935.0	K_{1d3}	$\frac{1.95-2.01}{2933.0}$						少量
肇深 1 井	2238.80	K_{1q2}	$\frac{1.24}{2479.9}$	2595.0	K_{1q1}	$\frac{1.56}{2650.0}$						少量
芳深 1 井	<2396.0	K_{1q2}		3028.0	K_{1d3}		<2396.0—2822.0	K_{1q2-q1}		28	12	20.4
							3022—3028	K_{1d3}		11.0	4.7	7.8
杏 4 井	1886.0	K_{1q3}	$\frac{1.21}{1781}$	>3393.0	K_{1d3}	$\frac{1.90}{2993}$	2899.0—>3393.0	K_{1d3}	$\frac{1.90}{2993}$	16	2	6.0
萨 5 井	1966.0	K_{1q2}		2530.0	K_{1q1}							
同深 1 井	2707.0	K_{1q2}	$\frac{1.90}{2750.0}$	3149.0	K_{1d4}	$\frac{2.10}{3098.0}$						偶见
松基 6 井	1906.0	K_{1q3}		3820.0	K_{1d2}	$\frac{2.18}{3453.0}$		K_{1q2-q1}	$\frac{2.18}{3453.0}$	19	2	7.8
								K_{1d4-d2}		8	2	5.3
任 6 井	<1375.30	J		1383.3	J	$\frac{1.19}{2089}$		J				7.51
双深 4 井	2567.70	J	$\frac{0.83}{2545.7}$	>2578.2	J			J		6.0	1.2	4.3

趋势看来,浊沸石明显发育层段的镜质体反射率约为1.9%左右。其中宋3井浊沸石明显发育层段的 R_o 值偏低与该井砂岩原始组分中长石含量较高、初始孔渗性好于其他井有关。

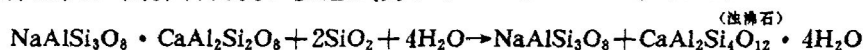
浊沸石明显发育层段的 R_o 值和我们统计的与斜长石完全钠长石化相应的 R_o 值(1.9—2.0%)是吻合的。因此,可以认为浊沸石的大量发育与完全钠长石化作用同时出现。而且,有意义的是,虽然泉一、二段的分析样品数量较少,但仍可见到泉头组和登娄库组的钠长石含量和钠长石成分中的Ab含量均有一截然变化,与登娄库组和泉头组之间普遍存在的 R_o 值的突然变化拐点(据高瑞祺、程学儒,1985)吻合,与两套地层所承受的热变质程度有很大间断有关。

上述事实有力地证明浊沸石形成的模式主要与斜长石的钠长石化作用有关。斜长石的钠长石化改变了孔隙流体中离子的成分,为浊沸石的产出提供了有利的孔隙流体化学条件,钠长石化的反应式可以写成:

初期的钠长石化反应:(Merino, 1975; Boles, 1982)



随着埋深加大,浊沸石沉淀,反应式为:(Boles & Coombs, 1977)



砂岩中普遍发育的次生石英加大已经证明了丰富的硅的存在,而初期反应所需的钠离子可由蒙脱石向伊利石的转化来提供。资料表明,浊沸石明显发育的层段亦即斜长石的钠长石化接近完全的层段,与蒙脱石-伊利石混合层粘土中蒙脱石消失的深度基本一致(表3),故可认为,这些蒙脱石层可能是钠和硅的重要来源之一。

表3 浊沸石发育层段与粘土中M/I混合层出现底界井深的关系

井 号	M/I混合层出现的底界井深 (m)	浊沸石明显发育层段 (m)	R_o %
芳深1井	2960.77	<2396.0—2822.0 3022—3028	
宋3井	2323	2062.78—2083.30	<1.40
五深1井	1885.22	1466.33—1474.36 1845.0—1940.5	1.94
朝深4井	2592.40	2380.87—2387.14 2572.76—2664.81	1.99
朝深2井	2451.0	2450.69—2568.55	1.74
同深1井	2702.0	偶 见	

总之,本文在对深部地层含浊沸石砂岩进行了岩石学特征研究的基础上,提出了砂岩成岩演化的模式。其中对浊沸石的析出与斜长石的钠长石化作用机制的探讨,以及对孔隙演化的认识当可对深层的储层评价提供参考。

参 考 文 献

- [1] 邢顺栓、张书贵,大庆油田,1982;(2)。

- [2] 杨万里等, 石油学报, 1985, 增刊。
[3] 杜博民、邢顺桂、周书欣, 石油与天然气地质, 1984, 5 (2)。
[4] Galloway W., Geological Society of America Bulletin, 1974, 85, 379—390.
[5] Crossey L. J., Frost B. R., Surdam R. C., AAPG Memoir 1985, 37.
[6] Surdam R. C., Boles J. R., 火山砂岩的成岩作用, 梅志超译自 SEPM 专刊, 1979, (26).

DIAGENESIS OF LAUMONTITE-BEARING SANDSTONES IN LOWER PART OF LOWER CRETACEOUS, NORTH SONGLIAO BASIN

Yang Baoxing Lin Zhongqian

(Chengdu College of Geology)

Gu Shixiang

(Daqing Petroleum Administration)

Abstract

Deep buried sandstones of Lower Cretaceous in North Songliao Basin are compositionally immature lithic arkose and feldspathic litharenite. The main diagenesis of the sandstones includes: authigenetic clay rim, quartz and feldspar overgrowth, albitization, authigenetic laumontite and the dissolution of feldspar and laumontite. The albitization of anorthosite is the primary mechanism for generating laumontite, whereas the transformation of clay minerals provides sodium and silicon for the precipitation of laumontite.