地信网论坛
BBS.3S001.COM

层序地层学与隐蔽圈闭预测

——以河南泌阳凹陷为例

陈文学　姜在兴　鲜本忠　邱隆伟　操应长　著

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

北京)
2.8

石油工业出版社

地信网论坛
BBS.3S001.COM

责任编辑：谭忠心
封面设计：龚维玉
责任校对：黄京萍

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

ISBN 7-5021-3411-5
9 787502 134112 >

ISBN 7-5021-3411-5/TE·2544
定价：18.00 元

石油大学
P618.13
06

地信网论坛
BBS.3S001.COM

层序地层学与隐蔽圈闭预测

——以河南泌阳凹陷为例

陈文学　姜在兴　鲜本忠
邱隆伟　操应长　著

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

石油工业出版社

地信网论坛
BBS.3S001.COM

内 容 提 要

本书以南襄盆地泌阳凹陷下第三系为例，研究了泌阳凹陷的层序地层格架、各层序地层单元在凹陷内的时空展布、不同时期不同构造位置沉积体系及沉积特征、成岩作用演化、储层评价、下切沟道的特征及其在层序地层学研究与油气勘探中的意义，并用可容空间变化图解法探讨了该凹陷内下切沟道的形成和充填机制。同时，讨论了层序地层学应用于陆相湖盆隐蔽油气藏勘探的理论基础和工作方法，并将之应用于泌阳凹陷的隐蔽油气藏勘探部署实践中。

本书基础资料翔实、内容丰富，可供石油公司、研究院所、高等院校等单位的石油地质工作者参考。

图书在版编目(CIP)数据

层序地层学与隐蔽圈闭预测/陈文学等著.
北京:石油工业出版社,2001.6
ISBN 7-5021-3411-5

Ⅰ.层…
Ⅱ.陈…
Ⅲ.地层层序-关系-隐蔽-圈闭-预测-河南省
Ⅳ.P539.2

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2001)第 032099 号

石油工业出版社出版
(100011 北京安定门外安华里二区一号楼)
北京乘设伟业科技排版中心排版
北京密云华都印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行
*
787×1092 毫米 16 开本 8.5 印张 205 千字 印 1—1000
2001 年 6 月北京第 1 版 2001 年 6 月北京第 1 次印刷
ISBN 7-5021-3411-5/TE·2544
定价:16.00 元

顶级地质论坛: http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

前　言

为了将在海相被动大陆边缘盆地中建立发展起来的层序地层学正确、有效地运用于陆相沉积湖盆中，迫切需要在陆相层序发育的成因、控制因素、沉积充填方式和各级层序边界识别及等时地层格架的建立等方面进行深入的研究。位于河南省南阳市内的泌阳凹陷是南襄盆地三个凹陷之一，为一小型山间断陷湖盆（有效勘探面积仅 800km^2），至今从未发现受海水影响的任何证据，具有典型的山间内陆湖泊沉积特征，所以，对泌阳凹陷进行层序地层学研究对于丰富陆相层序地层学理论具有一定的理论意义。另外，该凹陷自 70 年代发现油气以来便以“小而肥”著称，到目前该凹陷的勘探程度总体上已较高，已进入勘探中后期，大规模的、整装的构造油气藏和较易寻找的隐蔽油气藏的发现难度越来越大，勘探的重心已明显转移到规模较小、分布较分散的隐蔽油气藏勘探上来。本研究以层序地层学理论为指导，结合测井地质学和储层横向预测技术，充分利用测井、钻井、地震信息，首先建立起成因上相互关联的等时年代地层格架，再在此格架中进行地层分布形式、沉积环境和储层评价综合解释研究，进而进行隐蔽油气藏预测。这对于油田拓展勘探领域、明确进一步勘探方向以及“增储上产”都具有重要的价值。

本研究得到了中国石油化工集团公司、河南石油勘探局、胜利石油管理局物探公司和石油大学（华东）等单位的大力支持和帮助。参加研究的还有河南油田勘探开发研究院全书进、张志业、孙冲、罗向群、涂阳发、阎富旺、夏东领、赵追等。河南石油勘探局副局长邱荣华教授级高工对项目作了具体的指导，在此一并表示衷心的感谢。

作者

2001.4

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

目　　录

第一章　区域地质概况……(1)
第一节　区域地质背景与构造特征……(1)
第二节　地层组成及分布……(3)
第三节　勘探现状及存在问题……(4)
第四节　主要研究内容和研究思路……(6)
第二章　核桃园组层序地层学研究……(8)
第一节　各级层序地层界面的识别……(8)
第二节　层序地层划分……(21)
第三节　层序的类型……(25)
第四节　各层序单元的空间展布特征……(26)
第三章　沉积体系研究……(30)
第一节　相标志……(30)
第二节　单井沉积相、储层评价……(33)
第三节　沉积体系研究……(36)
第四节　沉积体系演化、砂体成因及展布……(46)
第五节　层序地层、沉积体系综合模式……(52)
第四章　成岩作用及储层评价……(57)
第一节　储层岩石类型及组分特征……(57)
第二节　成岩阶段划分及成岩演化……(59)
第三节　碱性成岩作用及其对储层的影响……(68)
第四节　成岩相……(72)
第五节　储集空间特征及其分带性……(73)
第六节　储层评价……(80)
第五章　重点地区高分辨率层序地层学研究……(83)
第一节　重点地区的选择……(83)
第二节　高分辨率层序地层学对比……(83)
第三节　重点层位沉积微相分析……(88)
第四节　储层地震特殊处理……(91)
第六章　泌阳凹陷下切沟道、低位扇的发现及其石油地质意义……(101)
第一节　基本概念……(101)
第二节　下切沟道、低位扇的识别标志及空间分布……(101)
第三节　可容空间变化与下切沟道的形成……(106)
第四节　下切沟道研究的地质意义……(113)
第七章　层序地层学在隐蔽油藏勘探中的应用……(115)
第一节　相关概念及泌阳凹陷隐蔽油气藏勘探概况……(115)

地信网论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第二节　应用层序地层学预测隐蔽油气藏的相关理论和方法……（116）
结论……（120）
参考文献……（121）
图版及图版说明……（123）

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

第一章　区域地质概况

第一节　区域地质背景与构造特征

一、区域地质背景

泌阳凹陷位于河南省南部唐河县与泌阳县之间，是南襄盆地内发育的一个次级凹陷，属于小型山间断陷，面积约 1000km^2，是叠置在秦岭褶皱带之上的一个中新生代断陷盆地（图 1－1）。其西北为社旗凸起，西部以唐河低凸起与南阳凹陷相隔，南部和东部毗邻桐柏山，东北部为伏牛山。其形成主要受北西西向的唐河—栗园断裂和北东向的栗园—泌阳断裂的控制，沉积沉降中心位于东南部边界断裂交汇处的安棚—安店一带。基底最大埋深达 8000m 以上，从南向北、从东向西逐渐抬升（图 1－2），整个凹陷在平面上呈端部北指的扇形展布，剖面上构成南深北浅的箕状凹陷。

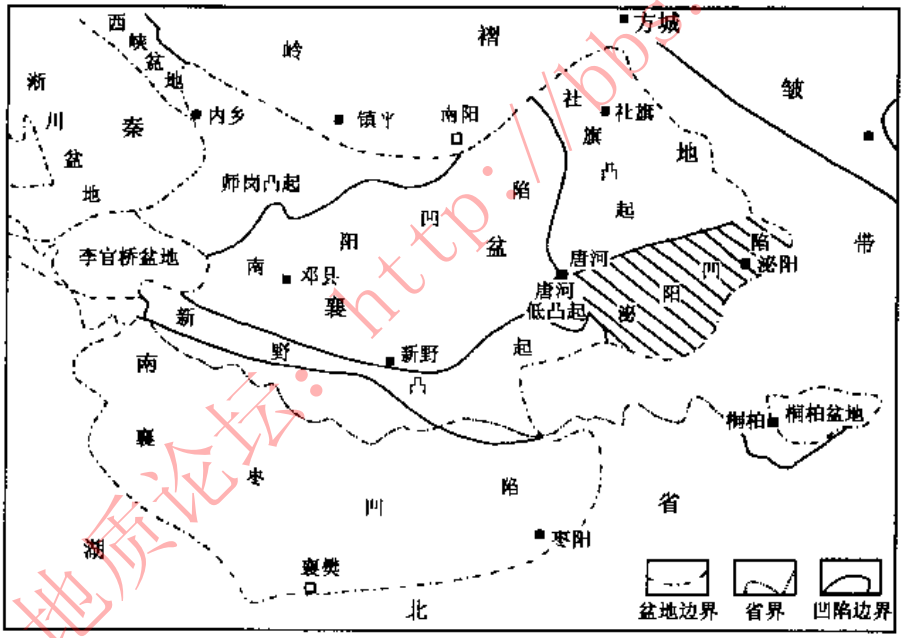


图 1－1　泌阳凹陷区域地理位置图

王尚文（1983）等认为，中国板块东部边界在中新生代的构造演化过程中有三次重要的成盆期，即晚燕山期（K_1），早喜马拉雅期（K_2—E_3）和晚喜马拉雅期（N_1—Q），后两期构造变动对泌阳凹陷都有不同程度的影响。凹陷在大地构造上位于扬子板块与华北板块结合部位的秦岭褶皱带上，是在统一的陆壳板块基底上发展起来的。

控制泌阳凹陷形成和发展的主要因素是断裂作用，按规模大致分为边界基底大断裂、盆内次级基底断裂和沉积盖层断裂三大类。其中边界基底大断裂控制着断陷的形成和发展，盆内次级基底断裂控制着凹陷内次级构造带的发展演化。北西西向的唐河—栗园断裂和北北东向的栗园—泌阳断裂决定了次级基底断裂的方向和性质。次级基底断裂主要发育在北部斜坡

地信网论坛
BBS.35001.COM

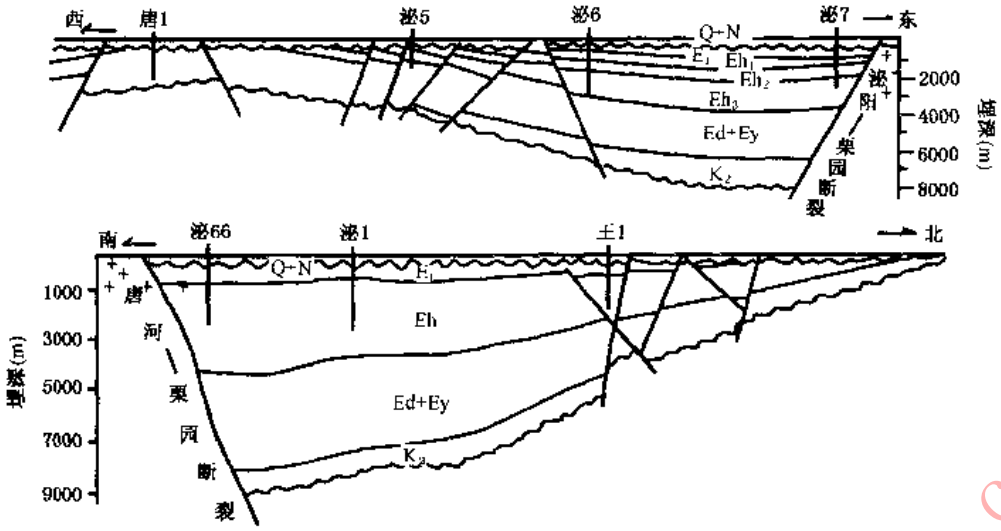


图 1－2　泌阳凹陷东西向、南北向构造剖面图

区。沉积盖层断裂也以北部斜坡区为主，主要是廖庄组沉积之后而形成的。

控制泌阳凹陷形成和发展的断裂体系大致有两种作用形式：早期（核二段沉积之前）以北北东向拉张应力为主，以北西西向下降为特征；晚期（核二段沉积之后）以北西西向拉张应力作用为主，以北西西向抬升为特征。而核二段沉积时期为两种应力转化的过渡时期，这时盆地沉降相对稳定，构造对沉积的控制作用相对减弱。

二、构造特征

受两期构造活动控制和其他因素的影响，该区区域构造有明显的差异，自北至南可分为三个构造单元，即北部斜坡带、中部深凹带和南部陡坡带（图 1－3）。

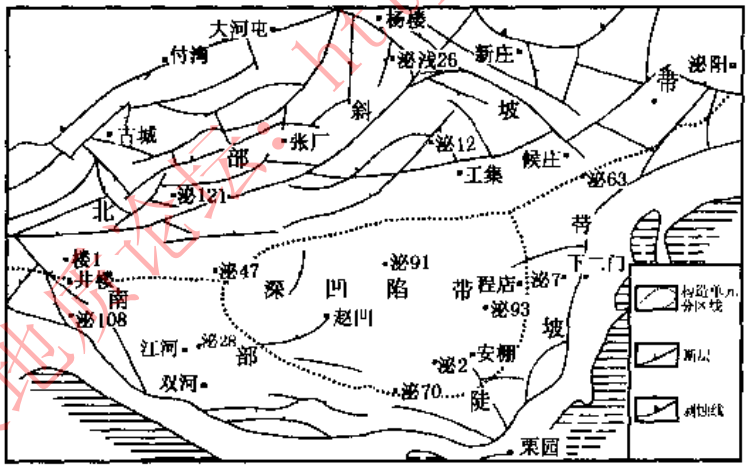


图 1－3　泌阳凹陷构造单元区划

1. 北部斜坡带

主要分布在井楼—泌 47—泌 63 井以北，为继承性单斜区，坡度较缓。从面积上看，几乎占整个凹陷的一半以上。区内沉积盖层断裂十分发育，主要由北东和北西向两组断裂构成。由于这两组断裂的交叉切割，使得斜坡带断块十分复杂。同时，还发育了一些由基底起伏和构造运动所形成的继承性鼻状褶曲。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

2. 南部陡坡带

分布于凹陷南部边缘，是唐河—栗园大断裂和泌阳—栗园大断裂的断裂面在水平面上宽逾 3km 的投影区。靠近大断裂处断层较发育，其局部构造的形成受断裂作用和沉积作用的双重控制。主要发育一些小型正断层、鼻状褶曲和逆牵引构造。

3. 中部深凹带

指北部斜坡带和南部陡坡带之间的凹陷中心地带，为沉降和沉积中心。此带构造简单，断裂不发育，局部构造受基底起伏的控制，以发育向斜为主。

第二节　地层组成及分布

泌阳凹陷的形成经历了晚白垩世的初始断陷期、早第三纪的主断陷期和晚第三纪的坳陷期三个发展时期。主断陷期是凹陷形成、发展的主要时期，又进一步可以分为初期断陷、稳定断陷、强烈断陷和断陷萎缩至消亡四个阶段。沉积充填作用主要发生在主断陷期，并与上述四个阶段相适应，分出初始充填、稳定充填、强烈沉降和湖盆萎缩四个沉积充填阶段。不同的沉积充填阶段各有特色。

泌阳凹陷基底为北秦岭褶皱带的秦岭群和二郎坪群变质岩系。下元古界秦岭群为一套混合岩、片岩和大理岩；下元古界二郎坪群是一套细碧角斑岩、片岩和大理岩。

凹陷内发育的沉积地层如表 1－1 所示。

表 1－1　泌阳凹陷地层简表

地质时代		地层			地层代号
第四纪—晚第三纪		平原—凤凰镇组			Q+N
早第三纪	中新新世	廖庄组			El
		核桃园组	核一段		Eh_1
	早新新世		核二段		Eh_2
	晚始新世		核三段	核三上段	$Eh_3^{上}$
				核三下段	$Eh_3^{下}$
	中始新—古新世	大仓房—玉皇顶组			Ed+Ey
晚白垩世		上白垩统？			
前白垩纪		前白垩系			

上白垩统：推测为洪积平原相沉积的棕红色砂砾岩夹棕红色砂质泥岩。发育在凹陷初始断陷期，是变质岩基底与玉皇顶组之间的沉积岩，地震剖面上显示为中—弱振幅，超覆在凹凸不平的基底反射之上，具有充填反射结构特征，沉积厚度小，分布范围仅局限于凹陷中心。

大仓房—玉皇顶组：为一套洪积平原相及硫酸盐湖相的紫红色泥岩、砂质泥岩与棕红色砂砾岩互层，顶部为紫红、灰绿色泥岩，集中含斑块层状石膏，总厚度达 3000～4000m。玉皇顶组发育在主断陷初期，最大厚度达 2000m，最大沉积速率达 130m/Ma。沉积时构造活动强烈，古

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

地貌起伏大，受北西向边界断裂和基底形态的控制，分布范围局限，沉降中心靠近唐河—栗园断裂一侧，沉积中心偏于凹陷西北部，凹陷东北部斜坡上基本无沉积或沉积层较薄。大仓房组是主断陷期稳定断陷阶段的产物，在区域分布上首次呈现出环带状特征，表明湖盆已初具雏形，但此时气候干热，雨量稀少，湖水极浅，属于浅水盐湖沉积环境，厚度约 2000m，最大沉积速率约为 180m/Ma。凹陷中的断裂活动仍以北西向为主，且对沉积体系的展布具有明显的控制作用。

核桃园组：分三段，基本上是主断陷期强烈断陷阶段的产物。

核三段主要为较深湖相的灰褐色—灰色泥岩、钙质页岩夹泥质白云岩、砂岩。上部白云岩集中，夹天然碱，中下部为深灰—灰黑色泥岩，夹白云岩和砂岩。厚约 1050～2000m。

核二段为碳酸盐湖相的浅褐色泥质白云岩与褐灰色白云质泥岩、泥岩互层，夹白云岩和天然碱，厚约 500～800m。

核三段至核二段总体上湖水较深，沉积分布较广，是凹陷内主要的生储油层段。此时边界断裂活动强度大，山高水深，沉积物补给处于欠饱和—饱和状态，凹陷持续强烈下沉，气候由干旱转为相对潮湿，出现了较深湖沉积。沿湖盆四周发育三角洲、扇三角洲、近岸水下扇砂体。总厚度达 1500～2800m，最大沉积速率为 500m/Ma。断裂活动仍以北西西向张性断裂为主，北北东向断裂在整个凹陷的演化中起着调节作用，其结果是沿唐河—栗园断裂一带发育有长桥、桂岸、平氏、杨桥、栗园等一系列扇三角洲和近岸水下扇，规模相对较大，而沿栗园—泌阳断裂一带仅发育了下二门处间歇性的小规模扇三角洲沉积。沉积中心和沉降中心呈北西向展布，与主边界断层基本平行。核三段沉积时期湖盆范围扩大，在垂向上展现为退积体系，核二段沉积时水体相对变浅，盐度升高，北部斜坡地层局部遭受剥蚀。

核一段以滨浅湖相的灰绿色泥岩夹页岩、砂岩和薄层泥质白云岩、油页岩为主，厚约 350～500m。此时边界断裂活动进一步减弱，沉降幅度减小，北部斜坡区仍然在抬升且接受更强烈的剥蚀。南部的近岸水下扇和扇三角洲几乎连成一片，仅可明确区分出桂岸和平氏两个主要的物源体系方向，与盆地东缘断层近于平行。沿南缘断裂的砂体开始收缩。最大沉积速率为 100m/Ma。

廖庄组：下部为河流—冲积平原相的棕红色泥岩与砂岩互层，厚 0～720m。包括王集、下二门以及已联为一体的双河与郑老庄等冲积砂体。该组上部沉积中发育石膏晶体和石膏脉，说明气候更加干旱。沉积末期凹陷开始抬升，沉积体遭受剥蚀，而以西北部斜坡剥蚀量最大，可达 1000m 以上。

上第三系凤凰镇组及第四系：岩性为棕黄色砂质粘土与砂砾岩互层，厚 0～200m。与下伏地层呈角度不整合接触。早第三纪末的构造抬升，结束了凹陷的断陷历史，进入到一个新的发展时期即拗陷充填阶段。该阶段为一套灰黄、灰绿色粘土和砂砾岩沉积，沉积速率约为 50m/Ma。

第三节　勘探现状及存在问题

一、勘探现状

泌阳凹陷的勘探自 1973 年以来大体经历了六个阶段，即凹陷的发现和定凹阶段（1973—1975）；主要油田的发现阶段——第一个勘探高潮（1976—1979）；勘探低潮阶段（1980—1983）；第二次勘探高潮阶段（1984—1988）；勘探相对低潮阶段（1989—1999）及第三次勘探发展阶段

地信网论坛
BBS.35001.COM

(2000 至今)。

通过 27 年的勘探,在泌阳凹陷已发现双河、江河、下二门、安棚、井楼、古城、付湾、杨楼、新庄、王集、赵凹等一批油田,形成了 150×10^4t 左右的产能。

泌阳凹陷自 1975 年投入勘探以来,已累计完成二维地震 7172.84km,三维地震504.43 km^2,占凹陷有效勘探面积的 72%,已基本覆盖整个凹陷。共完成探井 361 口,总进尺75.99 $\times10^4$m,地质浅井 153 口,进尺 11.8×10^4m,完成探井试油 230 口,试油层数 1152 层,获工业油气流井 155 口,探明地质储量 16622×10^4t。

泌阳凹陷二维地震测线平均密度为 1×1km,三维地震已基本覆盖整个凹陷。全凹陷探井密度达到 0.51 口/km^2,有效勘探范围探井密度 0.64 口/km^2,资源转化率达 59.2%,已进入高成熟勘探期。南阳凹陷二维测线凹陷北部地区≥2×2km,整个凹陷平均密度小于 1×1km,凹陷主体部位已被三维地震覆盖,探井密度 0.05 口/km^2,主体部位达 0.2 口/km^2,探明储量占总资源量的近 40%,已进入较高成熟勘探期。

二、存在问题

总体上看,目前泌阳凹陷已经进入勘探中后期阶段,以下几个问题表现较为突出。

1. 各地区勘探程度差异较大

就整个凹陷而言,泌阳凹陷的勘探程度已很高,但其中个别地区,如两个边界断层交汇处的南部陡坡区的勘探程度和研究程度都较低。另外,特别是在两边界断层的附近地区,尽管前人曾经做过不少地质、地震勘探方面的工作,但由于其地质情况复杂、地震反射层速度变化大而无规律,地震资料品质差,致使该区地质、构造等方面的不少基础问题尚有待进一步的研究和落实。

2. 地层划分与对比中的不等时性问题

由于油田的地层划分和对比一直沿用生物地层和岩性地层的方法,必然导致以前所划分出的地层单元存在一定的不等时性。这种地层的不等时性极有可能导致地层对比(包括区域对比和砂体小层对比)时出现"穿时"和"窜层"的现象,这对地层圈闭和岩性圈闭的勘探带来极大的困难,同时也会对油田开发方案的制定产生多方面的不利影响。

3. 对一些地质现象和圈闭性质、成藏条件认识不清

尽管经过前期的勘探,已经探明了一批新的含油区,但对这些含油区内油藏性质和成藏条件的认识存在一些问题,这些有待重新认识的或者不准确的"认识"一定程度上约束了勘探者的思维,影响了油田勘探决策的制定和实施。例如,经过 B118、B160、B191 井的钻探基本控制了一块新的含油区,但是以前对该区油藏的类型和成藏模式的认识一直局限在"断块油藏"的认识中。因为断块油藏的成藏规模和成藏条件都受到断块面积的大小、断层活动的强弱(断距的大小)和油源及油气运移通道的控制,这就无法解释 B160 井这样的小面积断块控制的"断块油藏"自投产以来的十几年中一直"高产"的现象。这说明原有认识可能存在不足之处,而往往"认识上"的提高和完善会直接指导新的油气藏(田)的勘探。

4. 隐蔽圈闭勘探的问题

自 80 年代以来,对隐蔽圈闭的勘探便被提上了议事日程,尤其是到如今隐蔽油气藏的勘探已成为新增储量和保证"稳产增产"的支柱之一。前人在这方面做了大量的工作,并取得了一定的成效。河南油田在 1998 年曾专门立项研究了泌阳凹陷东南部深洼区隐蔽圈闭,提出了

地信网论坛
BBS.35001.COM

一些新的勘探方法和技术，如多参数模式判别技术、土壤物性综合参数找油技术、土壤油气化探直接找油方法、热释光技术及电场差分直接找油技术和岩性探测技术等。这些新的勘探技术和方法丰富了油气勘探的手段，具有一定的开拓意义，但这些方法技术用于隐蔽油气藏勘探时美中不足的是忽略了隐蔽油气藏得以形成的地层和沉积基础研究。

第四节　主要研究内容和研究思路

一、主要研究内容

1. 层序地层研究

综合分析岩心、地震、录井、测井等资料，研究湖平面的变化规律，首先建立分区层序地层格架，在此基础上，按照湖平面统一变化的原理进行区域性层序地层对比，建立区域层序地层格架。

2. 沉积相研究

在对取心井的岩心进行细致观察、描述、分析的基础上，结合粒度、古生物、重矿物以及薄片等微观分析鉴定，进行单井相分析研究，然后在此基础上进行剖面相对比分析，从而建立全区沉积相综合模式。

3. 沉积体系研究

在综合分析区域构造特征、古水流、古地形等基础上，结合沉积相分析和层序地层分析结果，总结全区沉积体系的类型和分布，并探讨各沉积体系的沉积特征。

4. 砂体的成因和对比研究

在层序地层学分析的基础上，分区分析每套砂体的垂向湖平面的变化特征，寻找不同级序的层序地层界面，然后按照统一性原理进行砂体横向对比。结合层序地层学研究和沉积学研究，确定不同砂体的成因和分布规律。

5. 成岩作用和储层评价研究

对已发现的砂体进行成岩事件、成岩演化、储层分类和评价研究。

6. 储层地震地层学研究

利用时频、声波合成、砂体层位标定、测井约束反演、相对声阻抗等技术对沉积旋回、储层展布及储层物性进行研究和预测。

7. 成藏模式研究

通过沉积体系、砂体空间展布、层序地层模式、储层预测和成岩演化等方面的基础地质研究，结合该区构造演化、层序地层空间展布和内部结构、全区生储盖配置关系，指出目前剩余油的分布和主要勘探目标，总结包括沉积、层序地层、成岩和成藏的综合地质模式。

8. 隐蔽油气藏勘探及井位部署

在对重点目标区进行沉积微相、高分辨率层序地层对比和成藏条件研究的基础上，进行隐蔽油气藏勘探和探井部署。

二、研究思路

研究技术路线见图 1－4。

源动地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

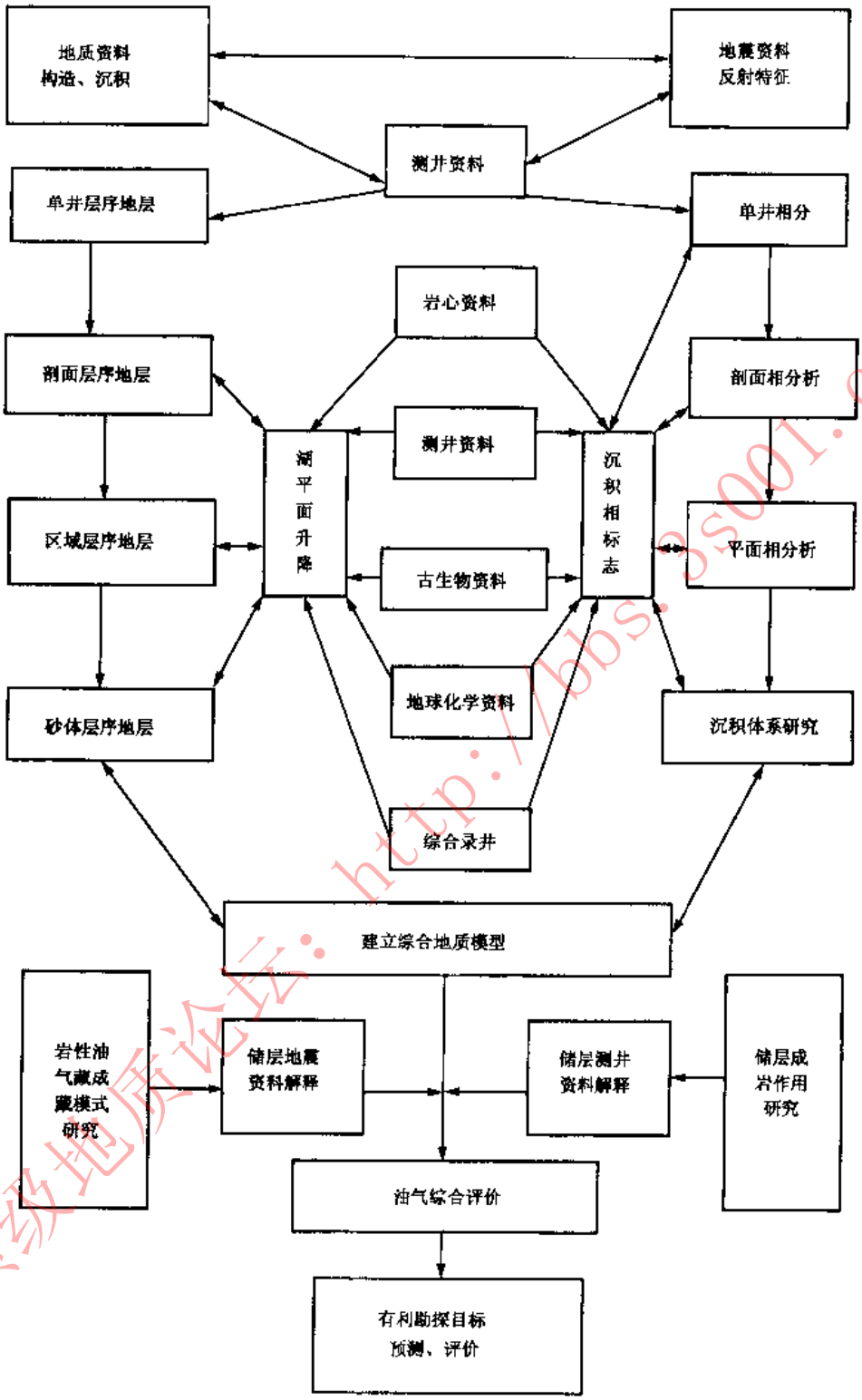


图 1－4　技术路线框架图

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第二章　核桃园组层序地层学研究

层序地层学通过对不整合、整合、初次海(湖)泛面、最大海(湖)泛面以及各级海(湖)泛面的识别和对比,从层序的划分入手,再细分体系域、准层序组、准层序类型,逐步进行研究,以期"提供一种更精确的地质时代对比、古地理再造和钻前预测储层、生油层和盖层的方法"。因此层序界面及体系域界面的识别和研究具有相当重要的意义。

层序特征主要包括两个方面的内容:一是层序边界的特征,二是层序内部反射结构特征。其中边界特征是识别层序类型的主要标志。区域层序地层学研究的主要内容便是通过对层序边界形成机理、识别方法、边界类型及特征等方面的研究,结合层序内部结构特征,建立泌阳凹陷核桃园组地层的等时地层框架体系,实现工区范围内地层的基本等时对比。

第一节　各级层序地层界面的识别

一、层序边界识别

层序是层序地层学分析的基本地层单元。它是由不整合面或与之对应的整合面作为边界,一个相对整合的、有内在联系的地层序列。因为下一层序的顶界面同时又是上一层序的底界,所以我们讨论泌阳凹陷核桃园组地层划出的四个层序的层序边界时,实际上只讨论各层序的底界和层序 IV 的顶界共 5 个层序的特征及识别标志就可以了。根据层序界面在地震、测井和沉积学、沉积地球化学、古生物学上的响应特征,可以对层序边界加以识别。

1. 矿物、岩石、沉积证据(层序界面的岩性特征)

根据"相序递变"规律,只有横向上成因相近且紧密相邻而发育着的相,才能在垂向上依次叠覆出现而没有间断。也就是说,横向上相距较远的相类型在垂向上相邻出现必然意味着其间存在一个沉积间断。这种相带的突变在钻井剖面中表现得尤为清楚。

层序 I 的底界、层序 IV 的顶底界面在岩性变化和相变上特征明显。层序 I 的底界面表现为大仓房组顶部红色、杂色含膏泥岩和核桃园组底部的灰色泥岩和砂岩之间的界面,界面以下自然电位曲线平直,视电阻率低,进入该界面之上后电阻曲线猛然增加,自然电位曲线幅度明显增加,这表示沉积环境发生了突变。

结合其他研究表明,底部地层为洪积相,向上陡然变为正常湖泊和三角洲沉积环境。

层序 IV 的底界基本上与核二段和核三段之间的界面相对应,岩性上核三段顶部为深灰色泥岩,局部夹粉砂质泥岩,自然电位曲线平直,视电阻率低且呈齿状,进入界面之上后岩性变化明显,特别是斜坡区变为砂砾岩夹泥岩沉积。层序 IV 的顶界面在井楼、古城地区被风化剥蚀,但在下二门、双河及王集地区都有显示,表现为截面以下发育一套灰绿色泥岩夹粉砂质泥岩,厚 50～10m 不等,自然电位曲线平直,视电阻率低。其上为棕红色泥岩、粉砂岩和杂色、灰黄色砂砾岩及砂岩的河流—冲积平原沉积,包括双河、下二门、郑老庄及王集四个冲积砂体,其中双河与郑老庄砂体已连为一体。

通过岩心观察,我们在位于凹陷南部陡坡带和北部缓坡带的 B203、B218、B191、B207 等井中均发现了不同程度的"红层"(棕红色、红褐色、棕褐色、黄色泥岩及部分粉细砂岩)现象,这种

地信网论坛
BBS.35001.COM

现象说明，该构造位置在沉积物沉积时曾经暴露陆上。所以，可以认为，这些“红层”对应的层位正位于层序的边界上或边界附近。表 2－1 是“红层”出现的层位及厚度的详细资料。

表 2－1　泌阳凹陷东南部部分井“红层”发育统计数据

井号	取心编号	岩性描述	深度(m)	层位
B203	2(5/54)	棕红色泥岩	2655～2561	Eh_3－Ⅲ底
	5(70/72)	红褐色泥岩	2839.5～2840.4	Eh_3－Ⅴ顶
	6(1～20/65)	红褐色泥岩	2840.4～2841.5	Eh_3－Ⅴ顶
B218	2(9～21/84) 2(46～57/84)	红色泥岩	2134.9～2144.1	Eh_3－Ⅳ顶
	3(6～28/116) 3(90～95/116)	红色泥岩	2144～2152.9	Eh_3－Ⅳ顶
B191	4(53～66/67)	红褐色泥岩	2599～2608	Eh_3－Ⅳ顶
B185	1(56/130)	棕褐色泥岩夹层	2864.2	Eh_3－Ⅳ顶
B207	1(1～50/59)	褐色泥与砾状砂互层	1807～1814	Eh_3－Ⅱ底
	2(1～47/47) 4(37～43/43)	红褐色细砾岩 (夹层)红色泥砾	1815.6～1824.1 1838～1839.2	
	5(44～59/59)	红棕色夹灰绿色泥岩	1841.7～1847	
	6	红褐色夹灰绿色泥岩	1850.4～1852	
B143	12(7/38)、 27 次	红褐色泥岩 红褐色泥岩	2493～2499 3011～3014.96	Eh_3－Ⅲ Eh_3－Ⅶ
B160	7 次取心	红褐色泥岩	2711.5～2717	Eh_3－Ⅳ

由表 2－1 可以看出，在 B207 井的核三段二砂组底部和 B185、B191、B218 井的核三段四砂组和 B203 井的核三段五砂组顶部“红层”发育。这说明在核三段二砂组底和核三段四砂组底对应地质时期，湖盆收缩，湖盆边缘地区地层暴露，遭受风化和削蚀。

2. 地球物理学证据

(1)地震剖面上的层序边界特征

地震剖面中几种特殊的反射波终止或消失现象——削蚀、上超和顶超——通常反映地层的角度不整合和超覆不整合的接触关系。

削蚀是指地震同相轴的顶部反射终止现象，既可以是下伏倾斜地层的顶部与上覆水平层间的反射终止(图 2－1)，也可以是河谷底面的侵蚀造成的下伏水平地层反射的终止(图 2－2)。它代表一种侵蚀作用，说明在下伏地层沉积之后，经过了较强烈的构造运动(抬升、剥蚀)或强烈的切割作用(河谷下切)。削蚀面是层序边界的组成部分。

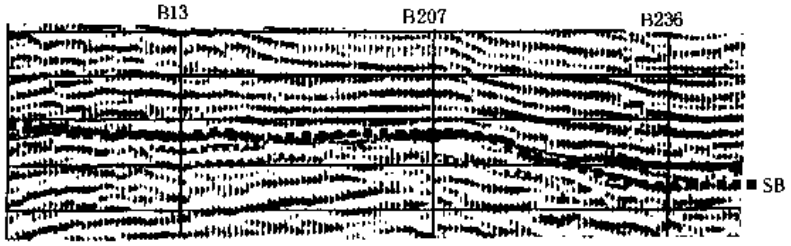


图 2－1　削蚀地震反射特征——层序边界

勘探地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

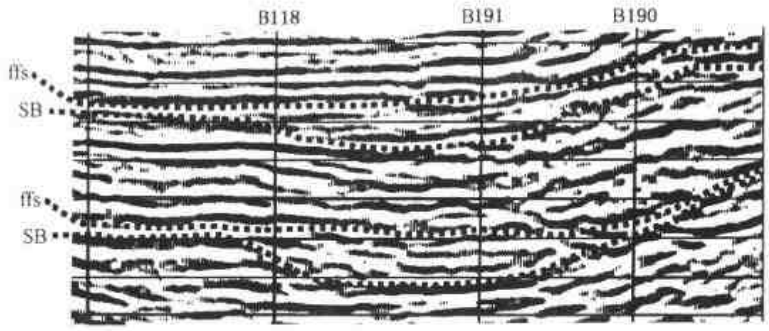


图 2－2　河谷下切成因的削蚀地震反射特征

上超是指地层沿原始倾斜面逐层向上终止，它代表水域不断扩大时逐层超覆的沉积现象，代表沉积物的向岸推进作用，表示层序底部在前期形成的层序界面上逐层上超（图 2－3）。另外，在较深水地区于高位域的深水细粒沉积上沉积的水下扇（或低位扇）沉积物在地震剖面上形成的杂乱充填上超地震相也是层序边界的一种间接识别标志之一。例如，在过 B188 井的东北方向的地震剖面上，1.6～1.7s 表现出非常明显的充填上超地震相（图 2－4）。

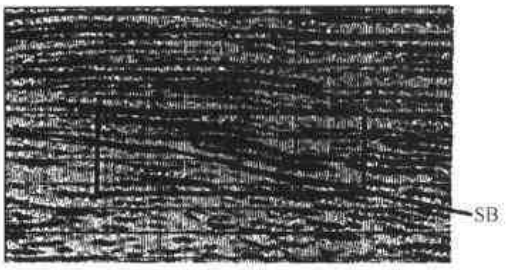


图 2－3　上超地震反射（王集三维）



图 2－4　充填上超反射特征

顶超是由无沉积作用的上界面上形成的反射终止现象，见于层序的顶界面，通常以很小的角度逐步收敛于上覆层序底面反射上，代表无沉积作用或水流冲刷作用的沉积间断，所以顶超面也是一种不连续面。

另外，值得特别说明的是，下超面的产生是由于沉积速度大于沉降速度，沉积物向盆推进的结果。只有在远离海岸的半深海、深海环境中，陆源物质供应不到，出现“水下沉积间断”后，上覆地层向层序边界的下超才属于绝对的下超，可为一种不整合标志。而在陆相湖盆中，由于湖盆面积小、物源近、陆源碎屑物质供应丰富，通常情况下只要湖泊存在，任何地方都存在沉积作用，只存在厚薄、粗细的差别而已。湖盆中下超面的形成是因为远源泥岩的沉积速率相对较低，使边缘沉积厚而凹陷中心沉积薄，造成反射同相轴从边缘向中心逐渐向下“收敛”，因此在湖相地层中下超面实际上是一种整合面，规模较大、现象明显的下超面反应的往往是最大湖泛面的沉积特征。

通过对本研究区内地震资料的反复观察，发现在凹陷南部陡坡带可见明显的削蚀、上超等同相轴终止现象，说明在该区的这些层位地层曾经遭受抬升，暴露地表，遭受风化和剥蚀，形成了规模较小的地层不整合接触。比如，在 B10—B207—B236 和 B23—B207—B223—Z8—B182—B195 等连井地震剖面上（图 2－1），可以清楚地识别出三套上超、削蚀等代表不整合接触的地震同相轴终止现象。这三套特征分别对应于层序 II、层序 III 和层序 IV 的层序底界。在 B207 井的岩心观察中于 1800～1850m 井段发现多套红褐色、棕褐色等“红层”，其对应层位正好与地震识别出的层序 III 的层序底界相吻合，这从另一个角度说明该时期在 B207、B23 等

地信网论坛
BBS.3S001.COM

井处发生过地层暴露和风化、剥蚀。

在北部缓坡带地区的王集、王楼、后李庄一带的三维地震剖面上，上超现象比较明显，如B218、B154、B45等井附近的层序I和层序II中上超现象非常清楚，可以明显看出同相轴向盆缘方向发生终止(图2－3)。但是在北部缓坡带地区的层序I、II、III地震剖面中没有发现过特征明显的削蚀现象，这说明在该区不存在较长时间、较大规模的剥蚀，其不整合以平行不整合为主，角度不整合不发育或规模较小，难于识别。这可能主要有以下几方面的原因：一是本次研究的范围没能包括北部地区湖盆萎缩、湖平面下降到最大时形成的主要地层暴露区，也就没有收集到相关的地震资料，从而没有发现较大规模的角度不整合地层接触。二是北部地形平缓，在地层小规模(时间短)发生暴露时，其遭受风化、剥蚀的程度相对较小，在地震反射上不易形成相应的响应。

(2) 测井曲线特征

1)地层倾角测井曲线上的响应

沉积间断或不整合面上下地层产状通常不一致，在地层倾角测井曲线上有明显的反映；反过来，通过识别地层倾角测井上矢量图模式的变化，也可以推断沉积间断或不整合面的存在。

2)声波测井曲线

Wyllie等(1956)依据大量的实验结果推断认为，在具有均匀分布的小孔隙的固结地层中，孔隙度与传播时间之间存在着正比线性关系。在此基础上，Magara K.(1976)总结前人的研究成果，提出泥页岩在正常压实情况下的声波时差—深度关系式

$$\triangle t = \triangle t_0 e^{CH}$$

式中 $\triangle t$——泥页岩在深度 Z 处的传播时间；

$\triangle t_0$——外推出地表的传播时间；

C——正常压实超势斜率；

H——埋深。

即声波时差的对数与埋深存在线性关系。地层中的孔隙度受多种因素控制，但主控因素主要为机械压实作用。而地层间断常反映地层缺失、环境的变化，因而在间断面上下沉积物特征和沉积物的压实作用效果也存在明显的差异，而这种差异又体现为泥页岩与声波时差随深度变化的曲线。因此，可利用曲线的变化特征来帮助分析沉积间断等的存在。

3)其他测井曲线上的响应

由于层序边界上下地层的沉积环境和成岩作用条件存在突变特征，所以在能谱测井上钍、铀、钾含量值及相互关系也存在突变现象。在本区研究时所收集到的资料中缺乏这方面资料而没法考察这方面的特征。

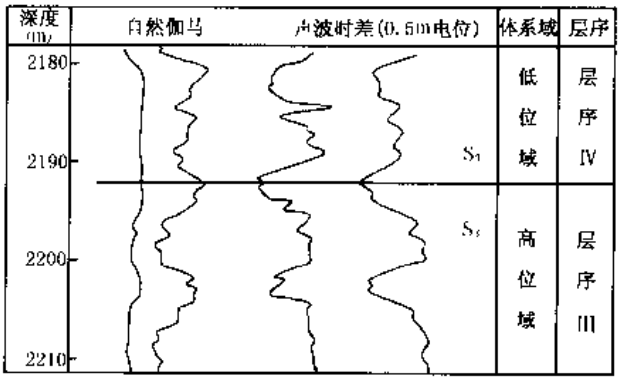


图2－5 泌196井层序IV底界测井响应

此外，自然电位、自然伽马、视电阻率曲线等在层序附近也有剧烈地变化，例如自然电位的基线发生强烈偏移，视电阻率值突增或突减(图2－5)。值得注意的是，这几种常规测井曲线只能作为辅助判别依据，而不宜作为主要判别条件。

历级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

3. 地球化学证据

在研究过程中，我们通过碳氧同位素、常量元素和微量元素等地球化学分析，不仅对泌阳凹陷的古水温、古盐度、古气候和古地理环境进行了研究，而且还从这些地球化学资料出发，进行了层序界面的识别和论证。

在湖盆中心，可以用对水深特别敏感的一些地球化学指标（如 Mn 和 Fe/Mn）来判断层序边界的存在。Fe、Mn 是两种性质比较相似的元素，Fe/Mn 比值表示近岸指数，其值越小表示离岸越远（水体越深）。因此，用 Fe/Mn 比值的突变可以作为层序边界的识别标志之一（图 2-6）。另外，Mn 在湖水中常以 Mn 离子形式稳定存在，只有当湖水强烈蒸发致使 Mn 浓度增大时，才会大量沉淀，从而使岩层中 Mn 含量显示高值。Mn 值在纵向上出现了四个高值，其中有三个高值集中出现在 Eh_2 底部，另外一个出现在 Eh_3II 砂组的底部。说明在 Eh_2 底部和 Eh_3II 砂组的底部对应的这两个时期，湖水遭受强烈的蒸发，气候干旱而炎热。

微量元素中 Sr 的高含量或者为干旱炎热气候下湖水浓缩沉积的结果，或者与温湿气候下海平面上升引起的海侵有关。而泌阳凹陷下第三系至今并未发现任何的海侵证据，并且从层位上看，Sr 的高值正对应于白云岩和碱层相对发育的层位，所以，Sr 的高值是泌阳炎热干旱气候的证据，而其低值对应于温湿气候。从实验数据来看，Sr 的两个高值出现在核二段的三砂组和核三段的三砂组顶部，说明在这两个时期其气候干旱炎热。

沉积岩中 P 的含量通常认为与生物死亡有关。生物死亡后，富集 P 的生物尸体参与沉积、成岩作用，致使该时期发育的沉积岩中 P 富集。湖盆中的绝大多数生物在湖水盐度急剧增大时会因为短时内无法适应这种高盐度环境而死亡。因此，P 含量高的层段表示一种干旱炎热的气候下形成的高盐度环境。从实验数据来看，P 的高含量出现在 Eh_2III 底部和 Eh_3II 砂组底部，说明在这两个时期，湖水盐度急剧升高，生物大量死亡。

水可溶盐类离子含量的旋回性（图 2-7）和异常值分布规律反映了水体中盐度的变化规律。在物源区无重大改变的前提下，盐度的变化主要受气候的影响，因此可溶性盐离子含量的变化可以用于古气候的判别。图 2-7 中各种水可溶盐离子含量高低变化及总盐度（总矿化度）变化所反映的古气候状况与元素及其比值所反映的结果基本一致，且互为印证。

4. 利用下切沟道进行层序界面的识别

下切沟道发育是层序边界特征的重要标志之一。下切沟道因其下蚀作用对底覆下一层序高位域地层发生侵蚀，所以在下切沟道中层序边界位于沟道底界面。沟道间层序边界往往比与下切沟道的层序边界难以鉴定，曾有人提出通过仔细鉴别古土壤层的发育来加以识别（Gibling et al.，1994；Tandon et al.，1992；Wood et al.，1992）。就目前的资料看来，该区尚未发现这种古土壤层，但在沟道间地带层序 II 和 III 的取心资料中却发育了两套反映陆上暴露或水陆交互沉积环境的“红层（红褐色、棕褐色泥岩）”，在泌 218、泌 203 等井的岩心观察中发现的位于核三段二砂组和四砂组底部附近的大量碳屑、植物茎和完整的植物叶等古生物化石，为典型的沟道间沼泽沉积特征，这也是层序边界（局部暴露，小规模不整合面）的重要识别标志之一。另外，在三维地震剖面上根据已识别出的下切沟道底界进行侧向追踪解释也是一种实际可行的解释方法。在本地区我们将通过地震追踪解释的层序边界、初次湖泛面与通过钻井岩心“红层”分布追踪和测井曲线解释的准层序组叠置方式所划出的层序边界和初次湖泛面进行对比，其结果吻合得很好。

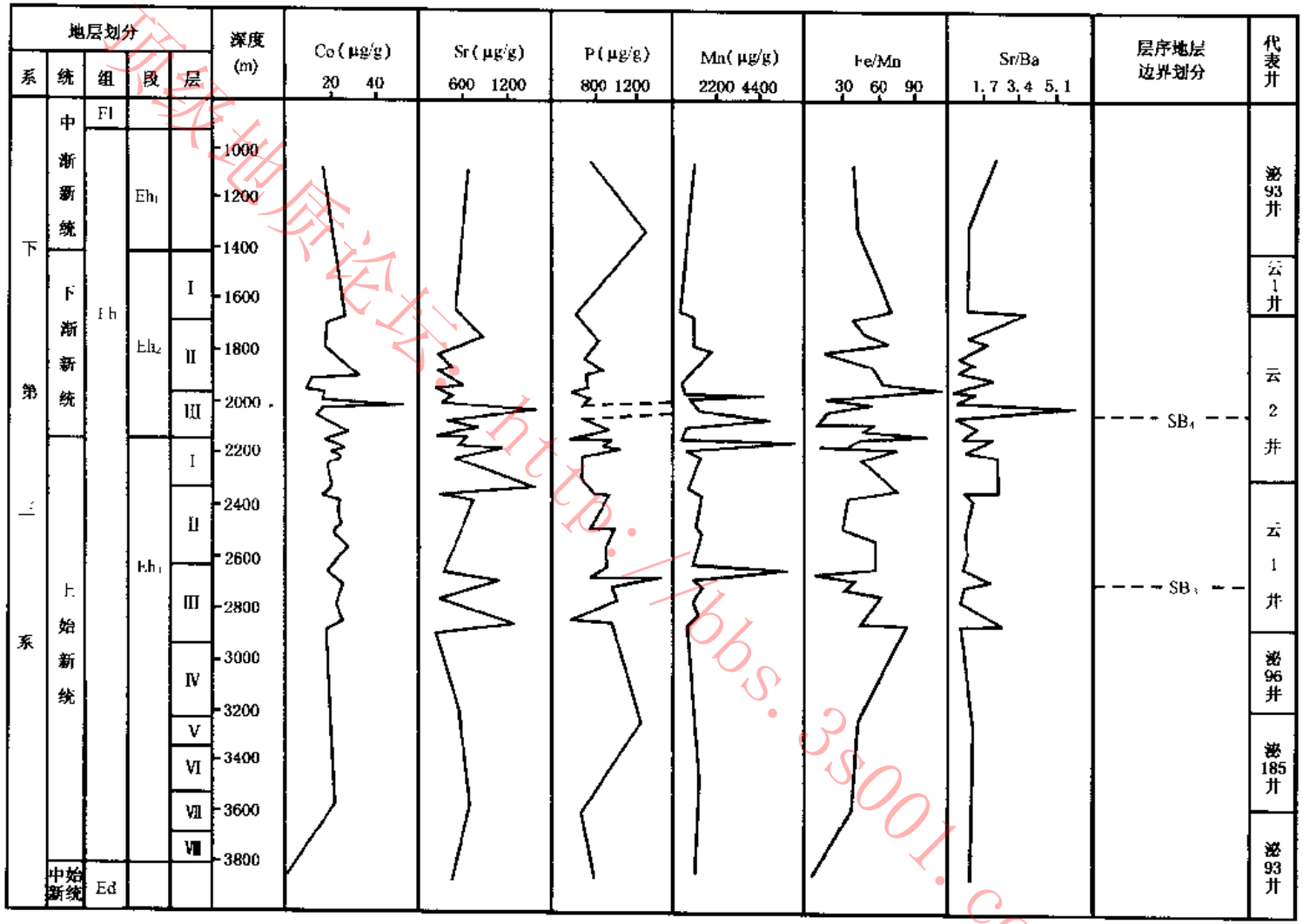


图 2－6　层序边界处地球化学特征

石油地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛 BBS.35001.COM

地信网论坛
BBS.3S001.COM

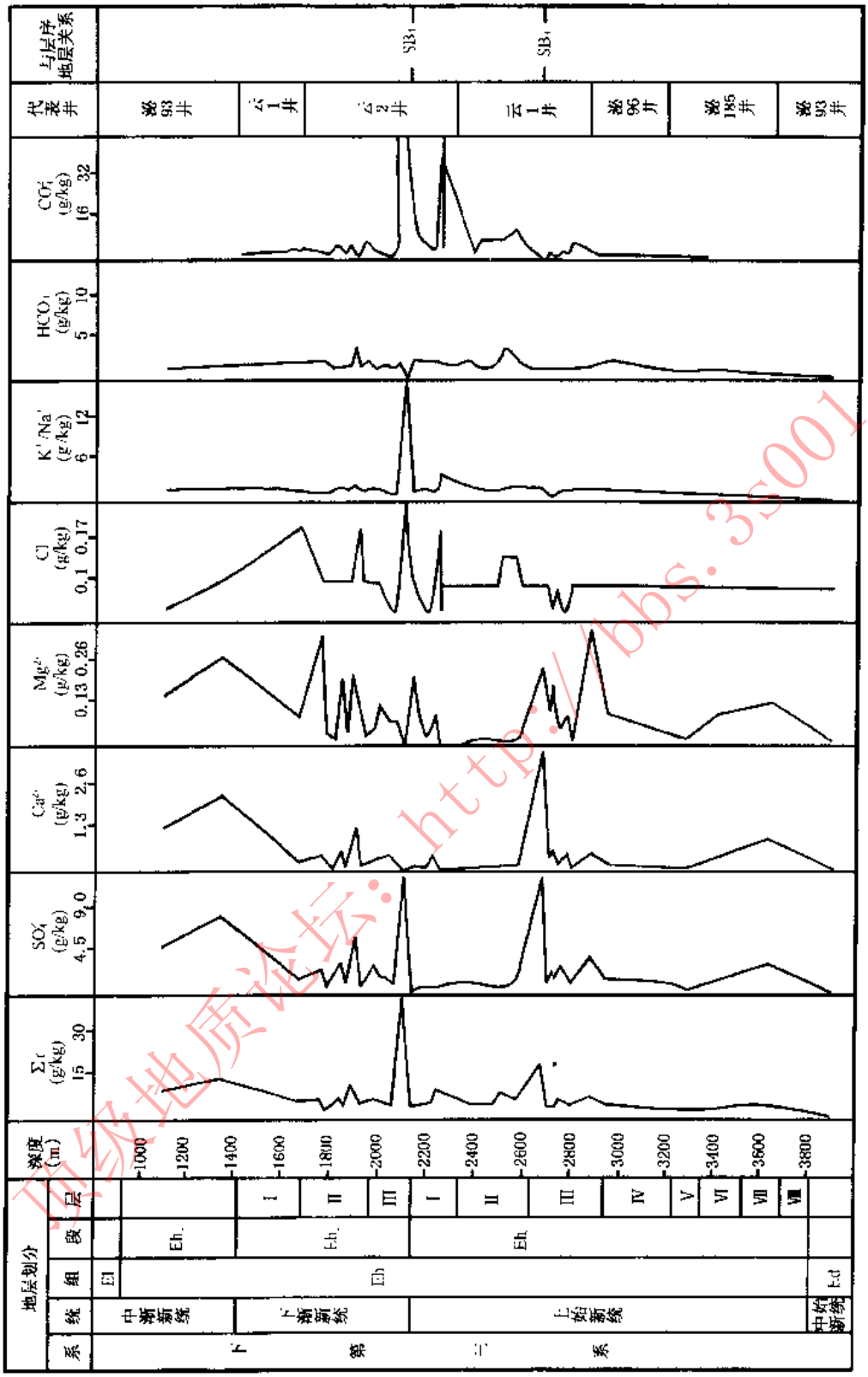


图 2－7　涩北凹陷水可溶性盐类离子含量演变与层序地层关系图

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

5.利用古生物(菌藻类)分布特征进行层序边界的识别

层序是某一控制因素作用下所形成的一套地层,其中所含生物数量从下而上应该是渐变的,因沉积环境和生物生活习性的不同而表现出从多到少或从少到多。层序边界上下的地层,由于湖水深度、沉积环境等存在很大的差异,生物数量差别也很大。利用这种差别,可以在地层中相邻两层内生物数量有突变时,考虑它可能是层序的边界。

在本工区主要利用对凹陷中心地带处所做的菌藻类分布变化规律来研究沉积环境的变化,进而研究层序边界的特征。

河南油田研究院曾通过对泌阳凹陷下第三系不同地区、不同沉积时期、不同沉积环境大量藻类的研究表明,藻类的发育和分布受古地形、沉积环境的控制,在河流三角洲侧缘、三角洲平原相区、扇三角洲前缘相的广大浅水区相对发育。整个下第三系中藻类的分布特征见表2-2。

表2-2 泌阳凹陷不同地层藻类分布统计

地层	藻类含量	代表类型	主要分布区	备注
核一段	18.2%	褶皱藻6.8% 渤海藻5.1%	分布范围小,分区性不明显	最高带
核二段	13.4%	圆球藻5.3% 盘星藻3.5% 渤海藻3.4%	全区	下二门地区有所增加
核二段	4.7%	圆球藻4.7%	双河、北部斜坡带	最低带
大仓房组	9.2%	圆球藻3.8% 褶皱藻3.7% 盘星藻2.9%	湖盆边缘,特别是北部斜坡带的长桥、侯庄地区	

从泌阳凹陷中心地区菌藻类纵向分布来看(图2-8),藻类从下到上呈现出繁盛—衰亡—繁盛的旋回变化特征,经历了4次相对繁盛期和5次衰亡期;菌孢子的含量在纵向上不如藻类变化明显,但是也存在相对较高和较低的层位,变化规律与藻类基本相同,其种属都以葡萄孢为主。综合藻类和菌孢子的发育分带特征可以看出,在核二段2砂组上部和核二段2砂组中部,藻类和菌孢子含量都为高值分布,反映了该时期有大量的淡水注入,湖水盐度较低,湖盆开阔,为生物发育繁盛期;而在核二段2砂组底、3砂组上部和核二段中下部、核一段上部出现了两个藻类和菌孢含量都低的低值区,反映在这两段时间段内当时的湖盆收缩、淡水注入量少、盐度含量高、气候炎热,湖泊环境不适合生物生存,这与层序边界的形成所要求的条件基本相同,层序边界很可能发育在其中。

二、最大湖泛面的识别

最大湖泛面(密集段)是由沉积速率很低的细粒沉积物组成。在湖盆中心部位,以悬浮搬运的沉积物沉积为主,沉积速率低,大多数沉积物处于密集定义的范围内,属于广义的密集段,为良好的生油层段。在此,我们所研究的密集段则为狭义的密集段,是指湖水的大范围扩张造

地信网论坛
BBS.3S001.COM

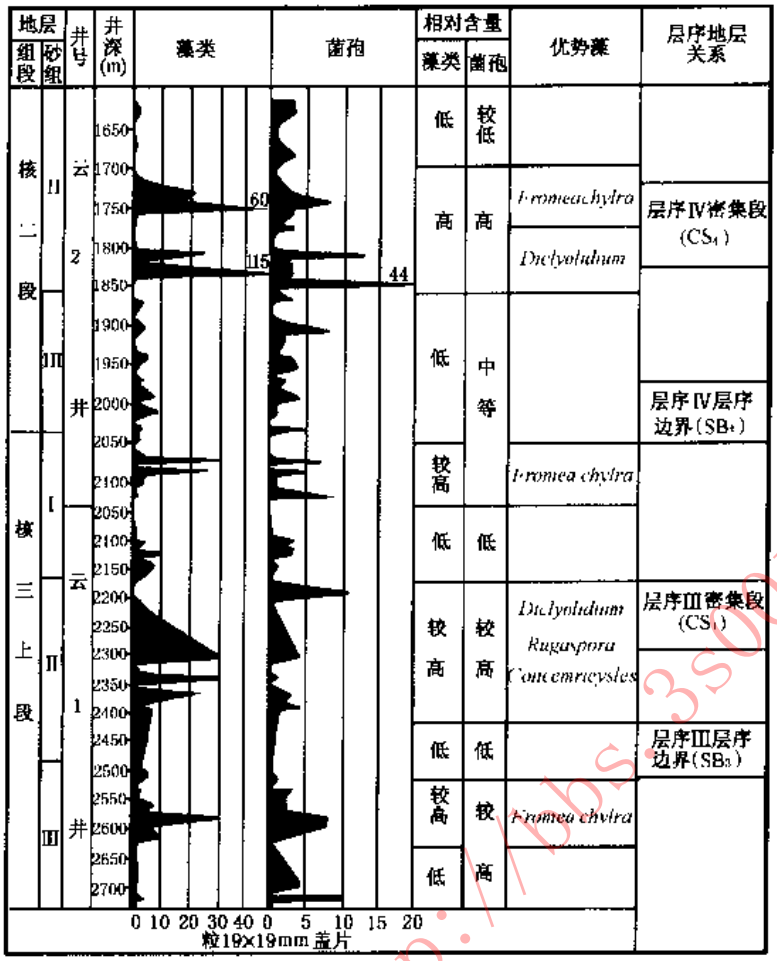


图 2－8　泌阳凹陷核桃园组菌藻类纵向分布与层序地层划分

成的最大非补偿面伴生的缓慢沉积段，往往以薄而连续的地层出现，是进行层序地层对比和体系域划分的重要依据。密集段在地震、测井和钻井剖面上明显是在一个层序中，是最具有等时意义的地层界面。

1. 地球物理特征

由于密集段岩性细、横向分布稳定和与上下地层差异大，所以在地震反射上因波阻抗界面明显而表现出分布广、同相轴连续性强和振幅较大、频率低的特点。当确定了某一口井或某几口井的密集段后，可以通过合成地震记录将密集段在地震剖面中标定出来，由反射相位进行横向追踪加以确定。密集段在地震剖面上另外一个特点便是通常具有明显的下超反射结构特征，这在泌阳凹陷东北部的地震剖面上有所表现(图 2－9)。

另外，密集段处的测井特征也较明显。在常规测井的自然电位、视电阻率、声波时差都表现为低值，在自然伽马测井曲线上却表现为高值(图 2－10)。

2. 岩石学特征

密集段具有粒度细、颜色深、发育反映静水环境的层理构造等特征，暗棕色和灰黑色页岩、油页岩为其主要岩石特征。密集段泥页岩、油页岩中有机质含量高、页理发育。另外，在 Y3 井的岩心观察中发现的相应层位中大量分布有黄铁矿结核，这也说明其沉积环境为封闭或半封闭的深水还原环境。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

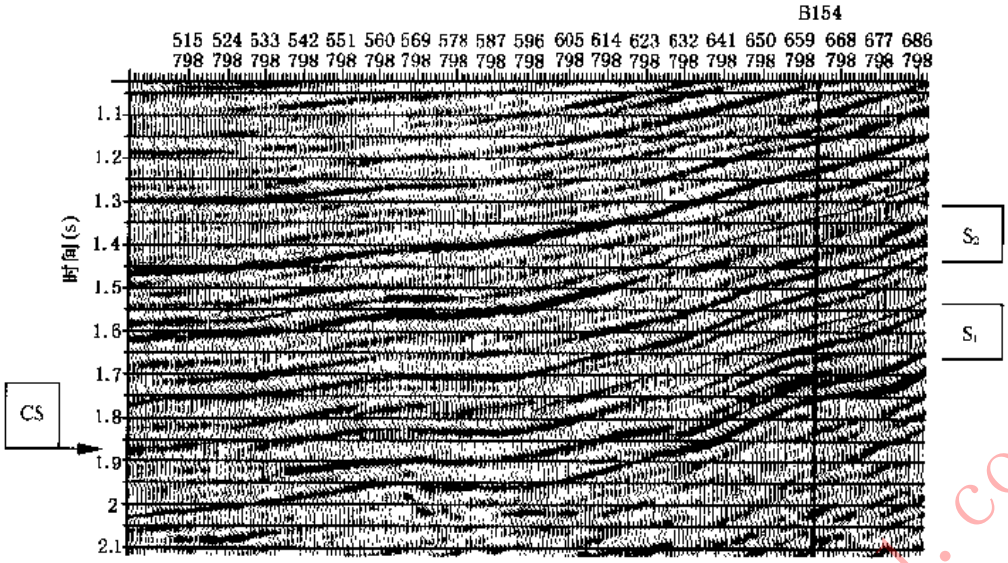


图 2－9　泌阳凹陷东北部下集—孙岗地区层序 1 密集段上的下超现象

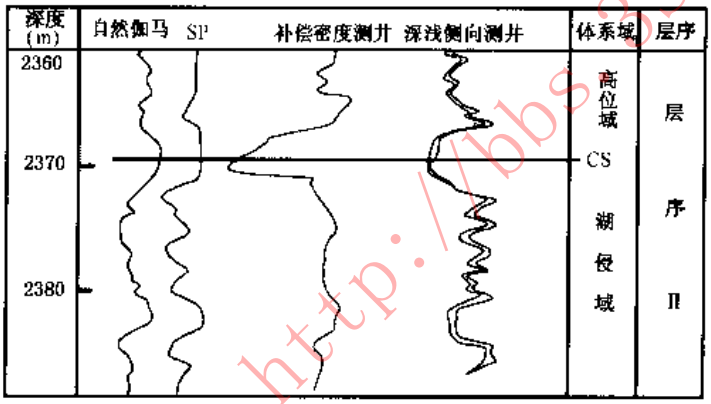


图 2－10　泌 190 井层序 II 最大湖泛面测井曲线特征

3. 古生物特征

通过对凹陷中央部位进行的藻类和菌孢的镜下观察统计分析(见图 2－8)可知，在核三段 2 砂组 2200～2300m 处和核二段 1720～1850m 处藻类和菌孢都表现为高值分布，为生物的两个繁盛期，这是由于该期淡水注入减少、湖盆扩大、水体加深、矿化度降低，环境适合生物生存和大量繁殖所致。这正满足密集段发育的环境条件，所以层序 II 和层序 III 的密集段就分布在这两个带中。

4. 地球化学特征

有机质含量高、干酪根类型好是密集段泥岩的重要特征。各个层序中的密集段沉积中有机碳含量、氯仿沥青"A"、总烃含量都为异常高值，干酪根一般都为 I 型。

密集段中反映深水沉积环境的微量元素、同位素相对富集，比如 Mn^{2+}、Co、$\delta^{18}C$ 等。Mn^{2+} 与水深的关系在前面已经考虑过了，Co 和 $\delta^{18}C$ 也有相似的对应关系。据周瑶琪等人的研究，沉积物中 Co 的含量与沉积速率成反比，和沉积水深成正相关关系。$\delta^{18}O$ 高值代表一种缺氧的深水沉积环境，纵向上 $\delta^{18}O$ 的变化间接地反映了湖平面沉积速率的变化。因此，Mn^{2+}、Co、$\delta^{18}O$ 等微量元素的高值信息是密集段的重要特征。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

三、初次湖泛面(ffs)的识别

初次湖泛面(first flooding surface)是湖平面从相对稳定的缓慢上升阶段进入快速上升阶段时湖水发生第一次大规模湖泛形成的地层界面,即低位域与湖侵域之间的界面。初次湖泛面的有效识别和在全区范围内实现横向追踪一直以来都是陆相层序地层学研究中的一大难点和重点。目前对初次湖泛面识别普遍采用的一种方法是依据钻井和测井剖面上垂向准层序的叠加方式的异同和变化来进行。在低位域中,准层序常呈加积式(低位加积)或进积式叠置(图2-11、图2-12、图2-13),形成加积式或进积式准层序组,而湖侵域中由于湖水的快速上升或构造基底的快速沉降,其准层序以退积式叠加,形成退积式准层序组为特征(图2-11、图2-12、图2-13)。这种由加积式或进积式准层序组向退积式准层序组转换的界面便是初次湖泛面。这种通过垂向准层序叠加方式变化进行界面识别的方法同样可用于最大湖泛面的识别(但对密集段的识别过程中,首先应考虑的是前述密集段在地震、古生物、地球化学等方面的特征,因为这些特征是宏观的、全局性的,在此基础上,再应用岩性特征、电性特征和准层序的叠加方式进行识别,可以充分利用钻井、测井资料纵向分辨率高的优点,更准确地划分密集段的准确界线)。

这里我们以位于北部缓坡带的B160井层序III、II中体系域的划分为例说明利用测井曲线进行准层序划分、准层序叠加方式(准层序组)识别,进而进行初次湖泛面和最大湖泛面界线划分和各种体系域识别(图2-11、图2-12、图2-13)。B160井中层序III为1801~2210m,厚409m,根据其准层序的叠加方式可以在1935m、2018m处将之分为三段,最下一段厚192m,为含砾砂岩为主的粗碎屑物质,纵向上为明显的加积式。中间一段厚117m,相对较薄,沉积物粒度开始变细,并且是越往上越细,呈现出一种明显的退积式。上面一段厚为135m,可以分出两小段。这两段分别都是加积式,从总体来看,仍然是加积式叠加。以上对B160层序III分出的三段分别是该层序的低位域、湖侵域和高位域。其中,初次湖泛面以一套厚约10m的深色泥岩为界,最大湖泛面以一套近20m厚的深灰色稳定泥岩作为标志。

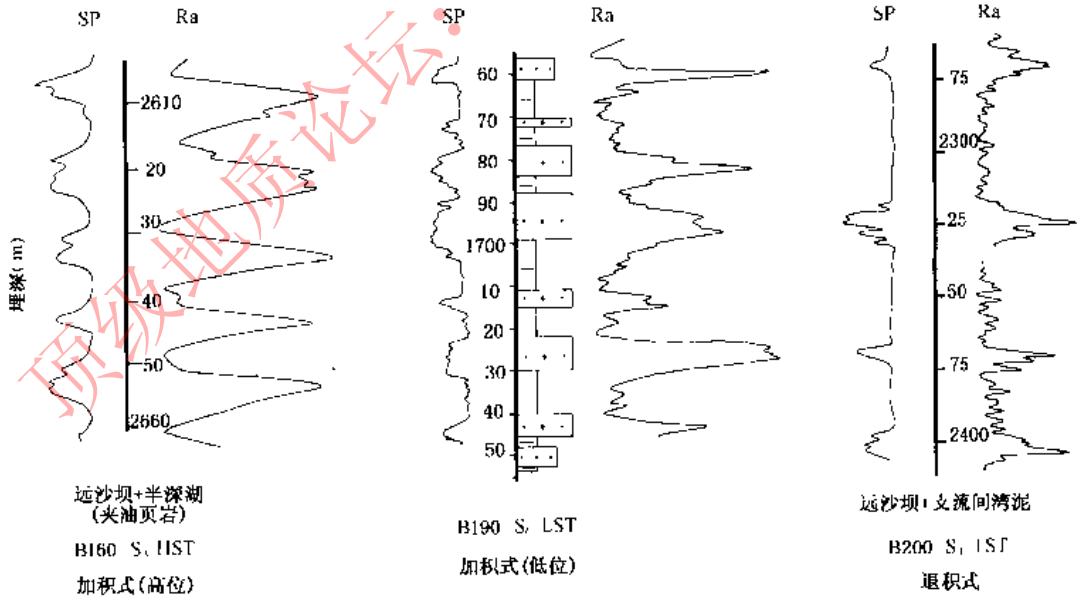


图2 11 泌阳凹陷准层序叠加方式类型

地信网论坛
BBS.3S001.COM

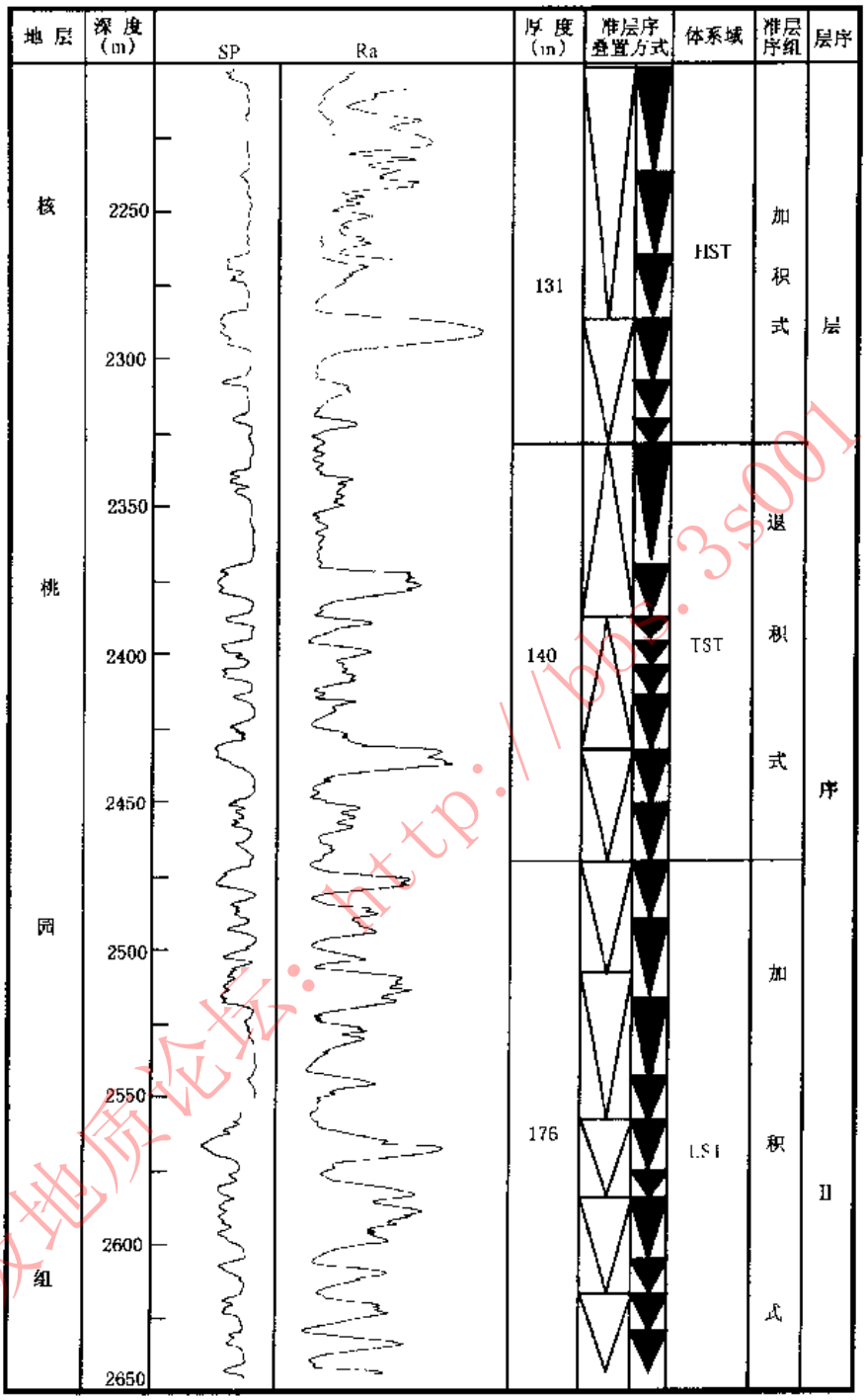


图 2-12　泌 160 井层序Ⅱ准层序叠加方式与体系域划分

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

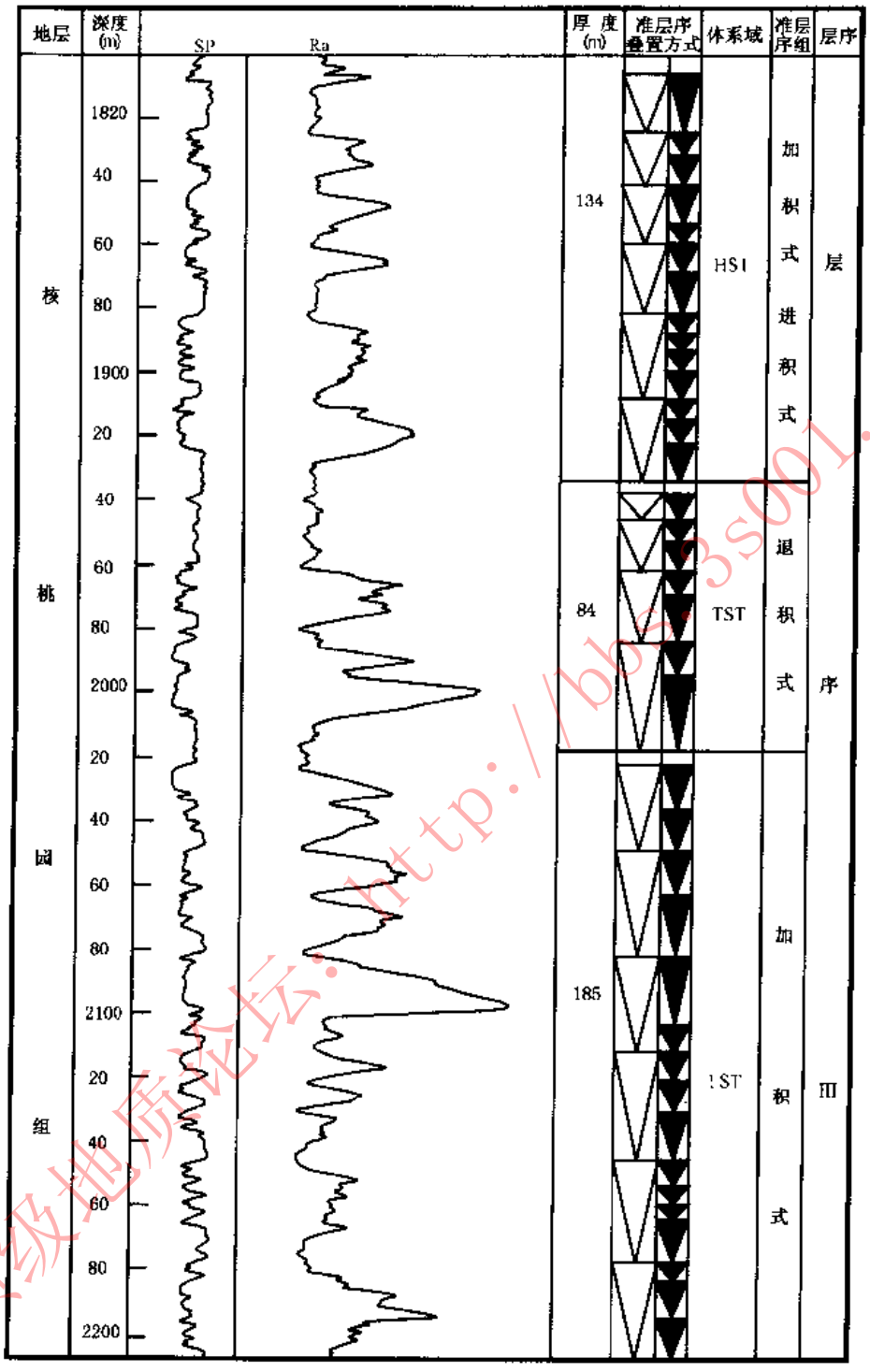


图 2－13　泌 160 井层序Ⅲ准层序叠加方式与体系域划分

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

第二节　层序地层划分

一、区域地震层序划分和本区沉积层序框架的建立

一个沉积层序必定有一个地层年代的含义，每一个层序的地质年龄就是该层序地层沉积时期地质时间的间隔；同样每个地震层序也必然有一个地层年代的含义，这个时间间隔叫地震层序的地质年龄，其与两种地层界面有关：①不整合面或与之相当的整合面，它们构成层序的边界；②同一层序内的沉积间断面（是分隔沉积岩层的物理沉积面）。由于其上下地层的物性和岩性上的差异，较大型的沉积间断面能形成较强的波阻抗界面，在地震剖面上出现较强的反射。突出的界面有两个，一是初次湖泛面，这是由于湖盆基底的快速沉降，沉积物供给量可容空间的增加，引起的粗粒碎屑岩呈突变式覆盖了底下的细粒沉积物质，岸线向陆地快速推进造成的岩性差异引起的；二是最大湖泛面，该界面形成时处于沉积最饥饿状态，沉积一般为黑色、灰黑色泥页岩，而上下地层都相对较粗，由地层波阻抗的计算公式可知该时期地层附近产生的波阻抗差异是一个层序内部最大的，可形成强反射。所以，该反射与层序界面的反射有区别，另外层序界面通常具有上超、削蚀等特殊的地震反射特征。

本区层序地层划分的基本原则：①最大间断原则，层序内部不应该存在比层序边界更为重要和显著的沉积间断面；②等时性原则，各级层序应为同期沉积产物，一般与相应的构造沉积幕相关；③统一性原则，层序的级别和类型要在一定区域范围内统一，超层序、层序应在全盆地内统一，准层序组应在一个凹陷中统一，准层序应在同一相带中统一。

根据层序地层学的基本原理，并结合泌阳凹陷湖盆的具体发育特征，我们以不整合（和与之对应的整合面）和广泛发育的最大湖泛面（稳定的泥、页、油页岩）作为划分层序的基本边界条件，结合地震剖面和岩心观察，建立起泌阳凹陷的层序地层综合格架（图 2－14）。

首先，将泌阳凹陷沉积地层剖面划分为 3 个地震层序。即自下而上将 Tg—Tg′（上白垩统）划分为地震层序 I，将 Tg′—T_1（下第三系）划分为地震层序 II，将 T_1 以上（上第三系及第四系）划分为地震层序 III。地震层序与传统意义上的二级层序基本相当。在地震层序 II 中可进一步细分出 A、B、C、D 四个地震亚层序，即可以将大仓房—玉皇顶组（Tg′—T_6）划分为 II_A 地震亚层序，将核三段（T_6—T_4）划分为 II_B 地震亚层序，将核二段、核一段（T_4—T_2）划分为 II_C 地震亚层序，将下第三系顶部的廖庄组划分为 II_D 地震亚层序。

结合地震、测井和钻井资料研究核桃园组（T_2—T_6）后，我们在地震层序划分的基础上又更进一步将核桃园组划分出 4 个沉积层序（与传统意义上 3 级层序基本相当），自下而上分别称为层序 I、II、III、IV，这种划分与原有地层之间的大致对应关系（不可能与原有地层边界完全吻合）如表 2－3。

层序地层不仅具有成因地层意义，而且兼具年代地层内涵。因为每级层序单元的界面均要求具等时性或准等时性，因此，层序地层学可方便地将沉积体系或沉积相放入盆地等时框架中进行分析研究（Miall，1991），从整体上阐明沉积体系的时空配置关系及其展布规律。

在本区层序地层等时地层框架的建立过程中，分两步进行。第一步，先进行全区整个沉积盖层的层序地层等时地层框架分析。然后，针对该区核桃园组进行单独的层序地层等时地层格架的分析，建立核桃园组等时地层框架。

二、泌阳凹陷断陷湖盆陆相层序地层年代格架

地信网论坛
BBS.3S001.COM

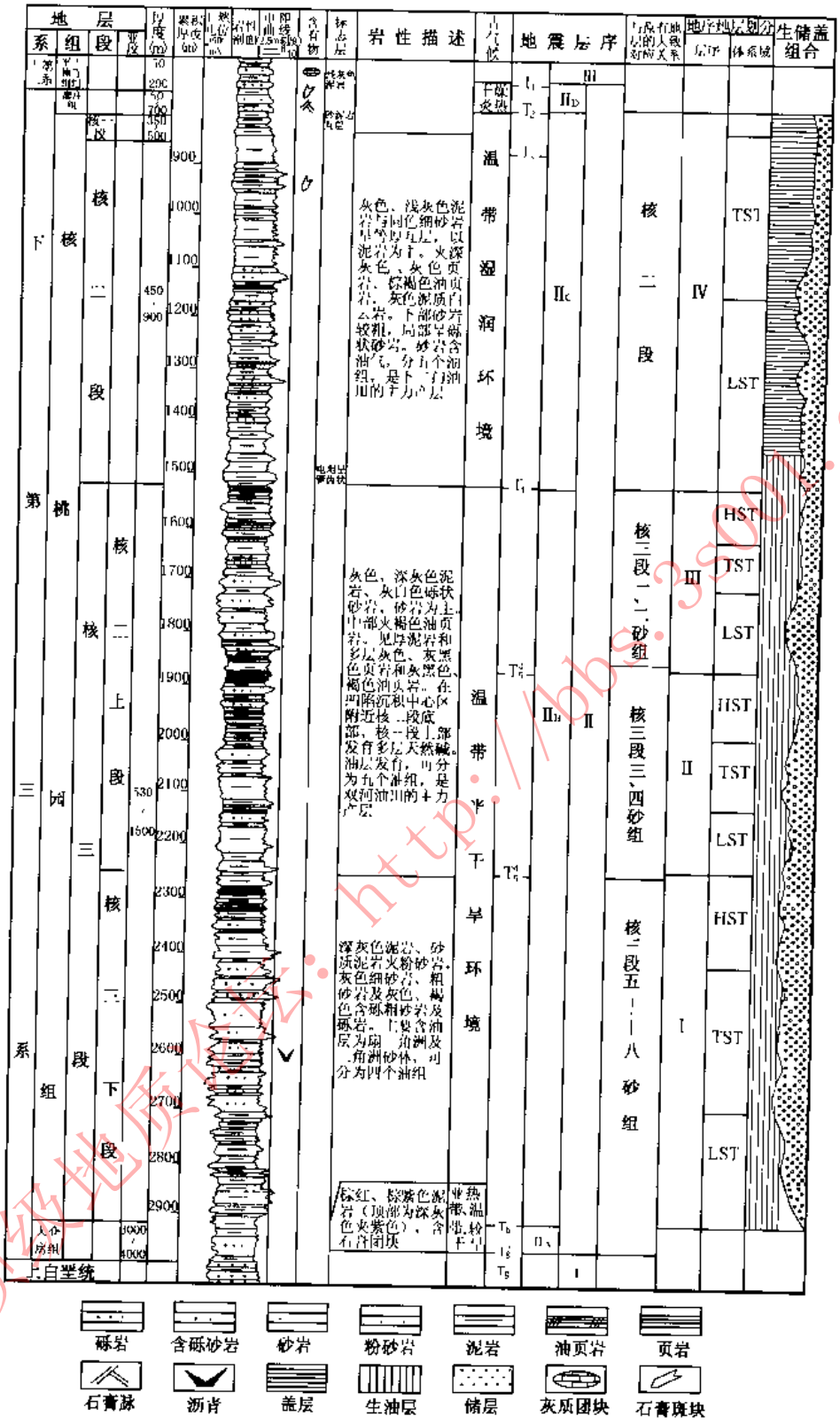


图 2－14　泌阳凹陷层序地层综合柱状图

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 2-3　泌阳凹陷层序地层与原有地层单元的对应关系

层序		大致对应的原地层单元		
Ⅳ	HST	核一段	核一段	核桃园组
	TST	核二段		
	LST		核二段	
Ⅲ	HST	1 砂组	核三段	
	TST			
	LST	2 砂组		
Ⅱ	HST	3 砂组		
	TST	4 砂组		
	LST			
Ⅰ	HST	5 砂组		
	TST	6 砂组		
	LST	7,8 砂组		

根据层序地层学基本原理，结合泌阳断陷湖盆地质资料分析及典型地震剖面解释，对研究区层序地层单元进行逐级划分和剖析，建立泌阳断陷湖盆等时层序地层框架(图 2-15)。由图 2-15 可见，该断陷湖盆沉积充填史划分为 3 个阶段：初始断陷充填阶段、主断陷充填阶段和坳陷充填阶段，并对应着盆地充填序列及其相应的构造层序，揭示了泌阳断陷湖盆的 3 次成盆期，反映了该断陷湖盆经历了 3 次大的区域性构造运动。

初始断陷充填发生于晚白垩世早期，由于区域压剪性应力场作用，形成泌阳小型断陷盆地，为洪水冲积物提供了堆积场所，形成了冲积扇—洪水—漫湖沉积总体样式，构成构造层序 I。晚白垩世晚期，该小型盆地被充填夷平并发生构造抬升作用，普遍遭受剥蚀作用。

主断陷充填发生于早第三纪，由于区域张剪性应力场作用，形成了泌阳断陷湖盆，沉积充填了构造层序 II，沉积总体样式为冲积扇—(冲积平原)—扇三角洲—湖泊—三角洲—(冲积扇)—近岸水下扇。

晚第三纪早期，由于区域性构造抬升作用，导致全区遭受不均衡的剥蚀作用，断陷湖盆消亡。晚第三纪晚期，因区域性坳陷作用，使之进入坳陷充填阶段，堆积了一套河流—冲积平原沉积总体样式，构成构造层序 III。

泌阳断陷陆相层序地层年代地层框架图显示，在泌阳断陷湖盆主断陷充填阶段，每一个层序单元在盆地南部和北部边缘均遭受不同程度的剥蚀作用，尤其是在盆地北缘剥蚀区面积大，特征更为显著，惟有盆地中央地带的层序单元沉积序列连续，接触关系表现为整合。这一现象是由盆地各处可容空间变化的差异性所引起的。

三、核桃园组等时层序地层框架

下第三系核桃园组沉积时期，是泌阳断陷湖盆发育的巅峰期，湖泊水体呈比较明显的环带性，其沉积体系配置由南往北为：陡坡型扇三角洲—正常湖泊—深水浊积扇沉积体系和近岸水下扇—正常湖泊沉积体系；由北向南为：缓坡型扇三角洲—正常湖泊沉积体系和下切沟道—低位扇—湖泊沉积体系。

研究区总体上位于泌阳凹陷东南部，根据北东-南西向联井剖面层序地层学对比分析图，可以编制出核桃园组的等时层序框架(图 2-16)。从该框架图中可以看出，泌阳凹陷东南部

地信网论坛
BBS.3S001.COM

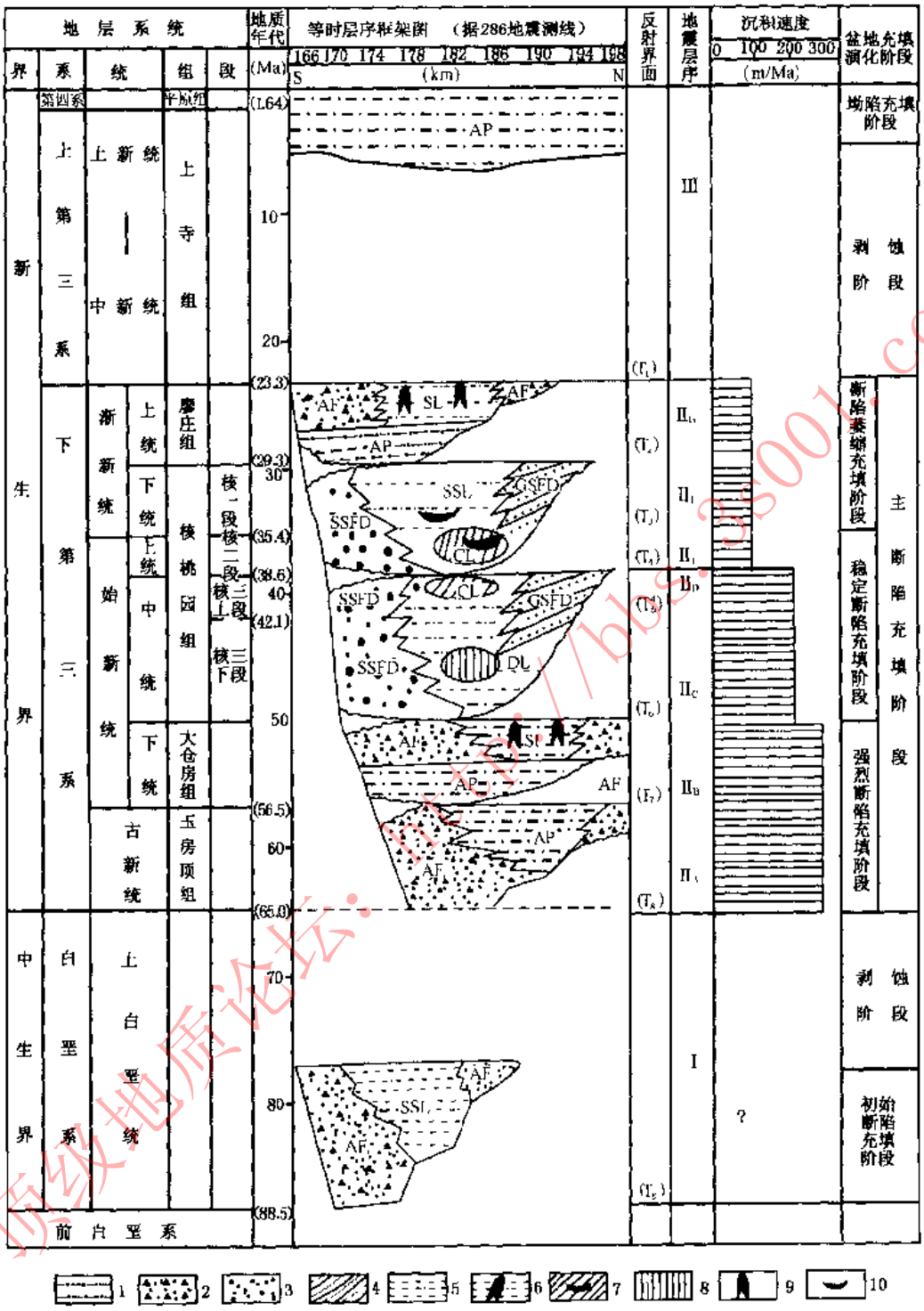


图 2－15　泌阳断陷湖盆陆相层序地层年代框架

1—冲积平原(AP);2—冲积扇(AF);3—陡坡型扇三角洲(SSFD);4—缓坡型扇三角洲(GSFD);5—滨浅湖(SSL);6—硫酸盐湖(SL);7—碳酸盐湖(CL);8—半深湖—深湖(DL);9—石膏;10—天然碱

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

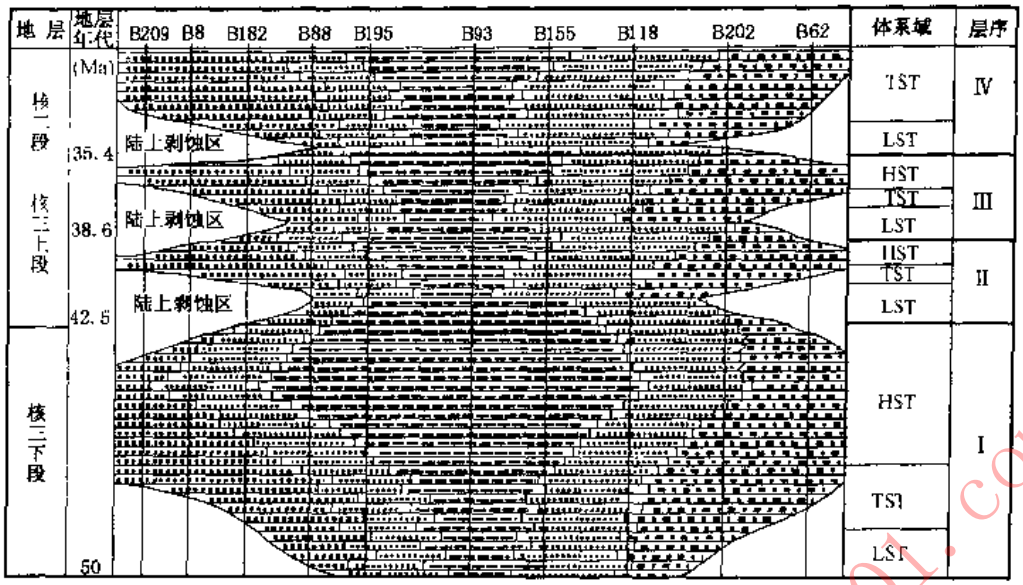


图 2－16　泌阳凹陷核桃园组等时地层框架图

的每一层序在低位域时期沉积区域局限，在南部和北部都存在陆上暴露而引起的沉积间断，这与构造沉降、物源供应条件、古气候变化和湖平面变化有关。这些暴露侵蚀间断面对于油气的封堵成藏具极为重要的意义。

该等时地层框架清楚地展现了核桃园组中划分出的 4 个层序的沉积旋回性。随着水体的上升，岸线依次向湖盆边缘推进。就岸线推进的距离来看，层序 I 和层序 IV 时期推进幅度（湖侵程度）较大，即是说这两个时期的 LST 沉积分布很局限，只有到了湖侵域时期后，沉积物才大量分布在几乎整个湖盆中。在高位域末期，随着水体退缩的不断进行，岸线逐渐向盆内退却，直至北部缓坡带和南部陡坡带都出现陆上暴露、遭受剥蚀间断，一个层序旋回才宣告结束。

第三节　层序的类型

根据层序边界类型和体系域的地层排列方式，可将层序划分成 I 型和 II 型层序。底界为 I 类层序边界对应的 I 型层序，I 型层序边界的成因是由于沉积滨线坡折带处湖（海）平面下降大于盆地沉降速率形成的。根据盆地沉积表面的形态以及体系域构型特征，可进一步将 I 型层序划分为具坡折边缘的 I 型层序和具缓坡边缘的 I 型层序。这两种层序的主要差别是在于低位体系域的构型上。具坡折的 I 型层序在盆地边缘内有一个坡折线，该线上下有明显的水深变化；湖/海平面相对下降时有深切作用，低位域发育盆底扇、斜坡扇沉积。具缓坡边缘的 I 型层序沉积背景为稳定的克拉通内坳陷，盆地具有坡缓、水浅、分布广的特点，缺乏突然变化的地形坡折和浅水至深水的水深突变；海/湖平面下降时虽有下切作用，但一般不低于低位滨线；低位域中没有盆底扇、斜坡扇沉积。

II 型层序界面形成被认为是在沉积滨线转折处的水平面下降速率小于构造沉降速率造成的。在转折处没有湖平面相对下降，缺乏与河流回春作用伴生的地表侵蚀和极浅水沉积直接覆盖在深水沉积之上的特点。由此可见，II 类层序发育的要求是：盆地边缘必须发育坡折带；盆地内的沉积速度中等，但构造沉积速度较高，促使湖平面下降速率小于构造沉降速率以及相对湖平面下降速率不够大。这类层序无低位域，代之以陆架边缘体系域或湖盆边缘体系域。这种体系域与具坡折的 I 型层序下部低位域相比，由于在坡折处没有湖平面相对下降，缺乏河

地信网论坛
BBS.35001.COM

流的回春作用和盆地向内位移引起的剥蚀，因而无深切谷沉积，缺乏扇和峡谷沉积。

其中，I型层序的识别标志有：①地表侵蚀削截，通常呈下切沟道，地表暴露；②叠置的滨岸地层上超在层序底界上；③从层序边界下面到上面岩相变化突然（变浅），代表海/湖平面明显下降。I型层序被认为是当海/湖平面下降到沉积滨线坡折之下时形成的。II型层序边界（Vail，1987）是当海/湖平面没有降至沉积岸线坡折下时形成的，其标志有：①滨岸上超向下移动；②陆架上地表侵蚀和暴露较少（没有下切沟道）；③从层序边界以下的强烈进积到层序边界之上具有加积组分的准层序叠置形式的变化。

泌阳凹陷自中生界白垩系以来，经历了2次大的构造变动，使沉积地层在晚白垩世晚期和早第三纪晚期两次上升隆起遭受剥蚀，形成了两个全区范围内的不整合界面。在凹陷的主断陷充填阶段内的主要沉积地层核桃园组内部又可以根据缓坡发现的下切沟道和大量红色地层及局部的低角度不整合和平行不整合地层接触关系划分出4个沉积层序（具体划分见等时地层格架）。

结合泌阳凹陷的构造发育特征和陡坡带、缓坡带上地表暴露、侵蚀、地层上超和地层接触关系及各个体系域中准层序叠置方式的变化情况和I、II型层序的识别标志，我们认为，核桃园组中划分出的4个层序基本上都可以划分为I类层序，其中层序II和层序III为具坡折的I型层序，层序I和层序IV则属于具缓坡边缘的I型层序。层序II和III在缓坡的B160、B202和陡坡带的B207、B182一带发育有一个坡折线，该线上下有明显的水深变化；湖平面相对下降时在北部缓坡带发育有下切作用，在孙岗—程店地区形成两期规模较大的下切沟道沉积；在层序III中，当下切沟道向前推进到半深湖—深湖沉积环境时低位域地层中发育两个盆底扇（又称低位扇）沉积。层序I和层序IV沉积背景为稳定的克拉通内坳陷，盆地具有坡缓、水浅的特点，缺乏突然变化的地形坡折和浅水至深水的水深突变；湖平面下降时虽有微弱的下切作用，但一般不低于低位滨线，并由于沉积物总体较粗不利于识别；并且低位域中没有盆底扇、斜坡扇沉积。

第四节　各层序单元的空间展布特征

层序地层各单元空间展布包括垂向分布和平面展布及演化特征方面的研究。

在地震、测井和岩心录井资料综合分析的基础上，我们将核桃园组划分出4个层序、12个体系域。为了弄清各个层序和体系域在空间的展布，我们在平面上针对每一个体系域作出其砂、砾岩百分含量等值线图，在纵向上作出了全区层序地层综合图，从中可以清楚地看出各层序和体系域与原砂组划分的区别和联系。大致上说，层序I与核三段的5—8砂组基本相当，层序II与核三段的3—4砂组基本相当，层序III与核三段的1—2砂组基本相当，层序IV与核二段和核一段基本相当。

从区域上进行剖面层序地层学分析的主要目的是在全区建立一个科学的层序地层格架。

通过综合层序地层剖面的建立，综合地震层序的划分，着重利用录井、测井资料，通过井间层序地层剖面的对比，我们建立起了区域层序地层的对比剖面。

在进行层序单元空间展布和层序地层框架建立的过程中，我们选取了两条基干剖面来进行研究，一条为近东西向的B44—B168—B94—B95—B118—B191—X6联井剖面（图2-17）；另一条为南西—北东向的B209—B182—B88—B195—B72—B93—B118—B144—B63联井剖面（图2-18），共完成4张区域剖面层序地层对比图。后一条基干剖面基本顺沿东北部的侯庄砂体和南部的平氏砂体，有利于反映本区两大物源体系在层序地层格架中的分布。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

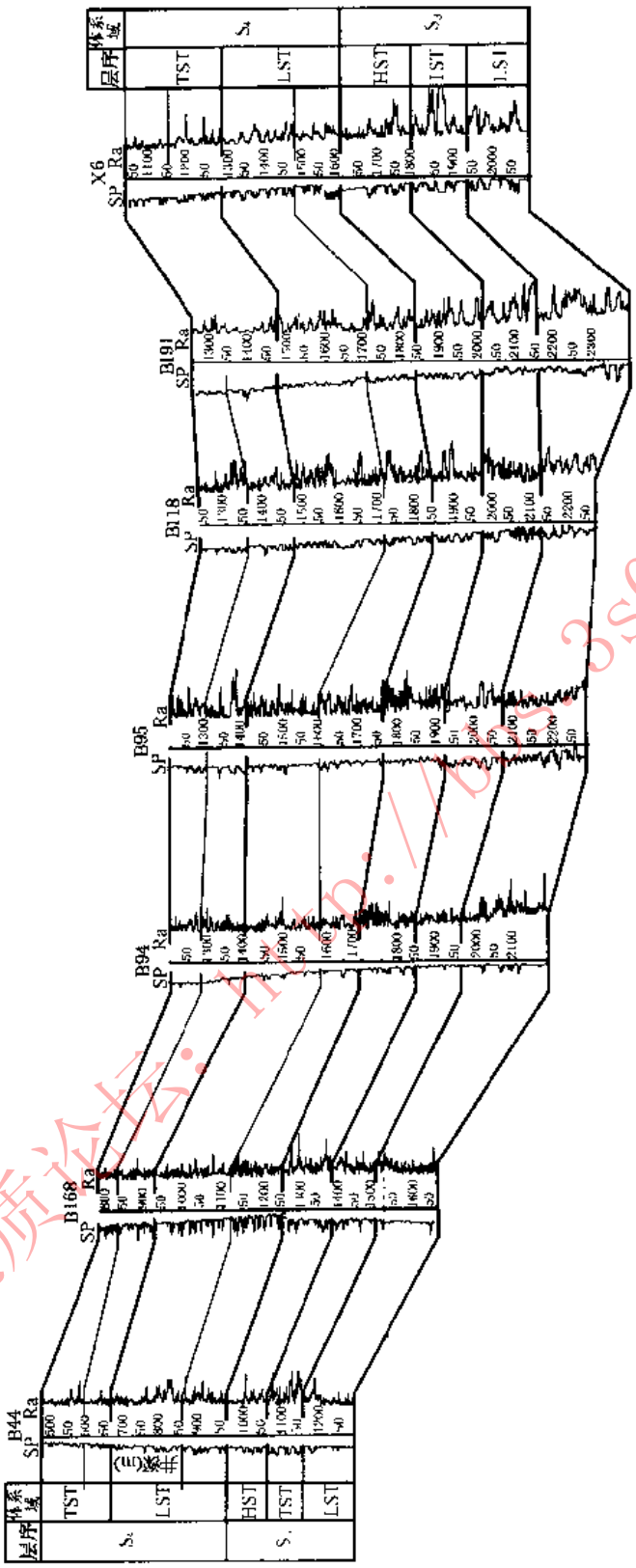


图 2－17　泌阳凹陷东南部层序Ⅲ、层序Ⅳ东西向区域剖面对比图

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

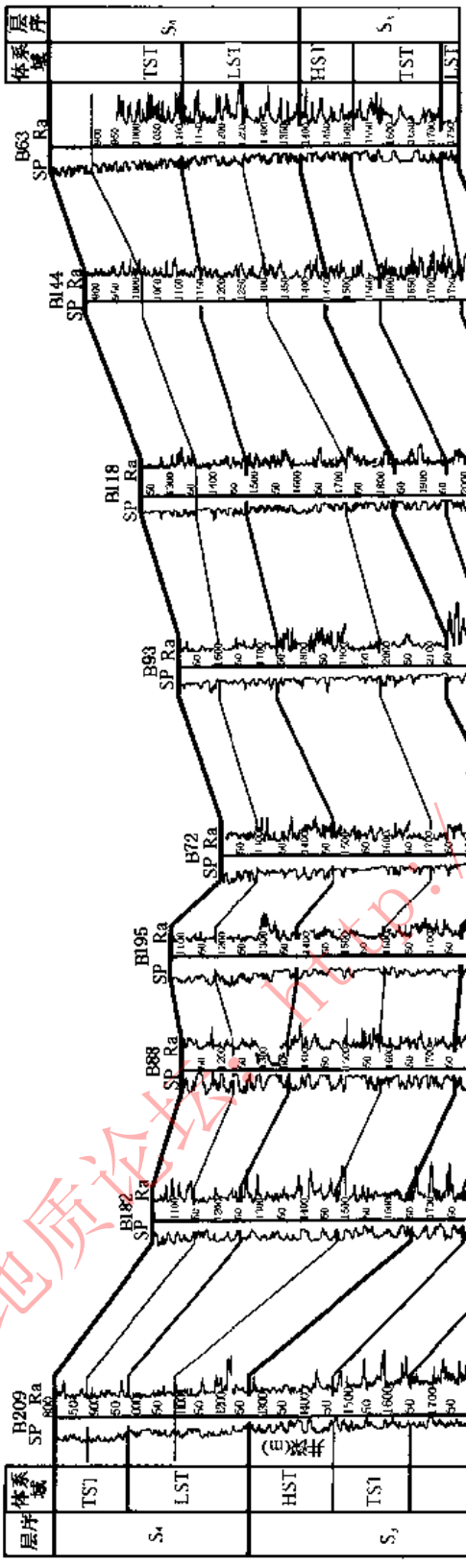


图 2－18　泌阳凹陷东南部层序Ⅲ、层序Ⅳ南北向区域剖面层序地层对比图

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

进行联井基干剖面层序地层学研究的基础是区域地震剖面的层序地层学解释。为此，选择抽取了区域基干地震剖面 16 条，依据地震反射同向轴终止关系等特征分别进行层序和体系域的解释。在单一剖面解释的基础上，通过全区的闭合、校正，读取各层序单元地震反射时间数据，通过时深转换建立起根据地震剖面解释而得到的层序地层格架。当然，由于受地震资料精度本身的限制，这种解释的精度是比较低的，需要从井上进行约束和精确再划分。将地震解释的深度标定到测井和钻井剖面上，在根据岩性特征和垂向准层序的叠置方式的变化及相关地球化学资料进行层序边界、初次湖泛面和最大湖泛面的精确标定和联井对比，从而研究层序各单元的分布特征和等时地层格架的建立。

从图 2－17 中可以看出东西向层序 III、IV 地层发育呈现出东部陡西部缓的格局。层序 III 中又划分出低位域、湖侵域和高位域三个体系域，各层序单元发育完整。从测井曲线可以看出，西部的 B44、B168 等井一带岩性细，而东部地区的 X6、B191、B118、B95 一带岩性较粗，物性较好。在此剖面中最低凹的地区是 B191、B118 井一带，沉积地层厚。从图 2－18 可知，南北向区域层序地层对比剖面总体上表现为南部陡、北部缓的格局。最低凹的地区在 B93、B72 等井一带，沉积厚度也相对较厚。总体上层序 III 内层序单元发育完全，但在北部缓坡带地区低位域时期沉积厚度薄，在 B63 等井以北地区甚至完全缺失低位域沉积而只发育湖侵域和高位域两个体系域沉积。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

第三章　沉积体系研究

第一节　相标志

相标志是泛指具有指相意义的所有沉积学、古生物及地球化学特征。相标志的正确识别和研究是进行相带识别和沉积体系研究的基础。通过岩心观察、野外露头踏探发现，泌阳凹陷东南部地区相标志丰富，尤其是沉积学标志种类多样、指相意义明显。

一、沉积学标志

1. 岩性标志

沉积岩的颜色和岩石类型都具有良好的指相意义。沉积岩的颜色与其沉积环境密切相关，是沉积水体深浅、氧化还原程度强弱及所含有机质丰度和成分的综合反映；岩石类型则是沉积水动力强弱、构造位置和物源区性质及物源条件与古气候特征的综合反映。所以通过岩石类型和颜色（尤其是一些特殊的岩石类型和颜色）的研究总结有助于对古代沉积环境的恢复。

（1）颜色

沉积岩中泥岩的颜色对于沉积环境的恢复具有特殊的意义。一般地，深色（黑色、灰黑色、深灰色等）泥岩代表着水体较深、相对稳定的半深湖或深湖沉积环境。但要注意的是沼泽或封闭的湖湾环境下的泥岩或页岩的颜色一般也较深，这与其中大量动植物的发育、死亡、埋藏、保存引起的有机质含量高有关，并不代表水体的深浅，这种情况可依据生物化石和碳屑、有机质含量的测定加以补充识别。而浅色则代表沉积水体较浅、水动力较强；艳色（红色、红褐色、棕红色、黄色等）则代表一定的陆上暴露或水陆交互或极浅水沉积环境。

通过岩心观察，我们在 B203、B218、B191、B207 等井中均发现了不同程度的“红层”（棕红色、红褐色、棕褐色、黄色泥岩及部分粉细砂岩）现象（见表 2－1），这种现象说明，该构造位置在沉积物沉积时曾经暴露陆上。所以，可以认为，这些“红层”对应的层位正位于层序的边界上或边界附近。

（2）岩石类型

各地碎屑岩岩石类型的差异与沉积搬运过程中的沉积分异作用有关，同时也与物源区性质有关。另外，各种化学岩的分布则主要与沉积环境和物源区性质有关。由表 3－1 可以看出泌阳凹陷东南部核桃园组储层以细砂岩为主，其次是含砾砂岩和砾状砂岩。

另外，本区发育的几种化学岩对沉积环境具有良好的反映。比如，B130 井 2426～2436m 处发育的薄层硫磺沉积及 Y3 井中见到的黄铁矿结核和凹陷中心天然碱层和白云岩的分布，分别指示着这几个地区相应层位处分别为封闭水体的深湖、半深湖和干旱炎热、水体大量蒸发、盐度含量提高的古沉积条件。

2. 沉积结构标志

本次研究中主要运用砂砾沉积岩的粒度资料进行沉积结构方面的分析。从所做的粒度概率图上看，该区内粒度概率曲线主要表现出以下几点特征。

地信网论坛
BBS.35001.COM

表 3-1　泌阳凹陷东南部岩石类型及其含量

岩石类型	所占比例	分布特点
砾岩	0.6%	南部陡坡带
砾状砂岩	13.3%	南部陡坡带
含砾砂岩	18.7%	
不等粒砂岩	5.9%	
粗砂岩	0.2%	北部缓坡带
中砂岩	1.4%	
细砂岩	50.3%	
粉砂岩	7.7%	
泥岩、页岩、油页岩	6.9%	凹陷中央(主)

①陡坡带和缓坡带内均发育重力流和牵引流搬运沉积水体，即在陡、缓坡带内重力流流体与正常牵引流流体交互共生，但发育程度有别。根据 B191、B118、B139、B130、B182、B180、B139 等井的统计结果表明，在陡坡带地区的搬运介质中重力流成分占 65% 左右，而在缓坡带地区重力流成分相对较低，仅占 20% 左右。

②从粒度概率特征上看，可以将本区发育的粒度概率曲线分出五种类型：三段式、典型两段式、细粒两段式、两段过渡式、单段式和多段式(或圆弧形)。

三段式粒度概率曲线由悬浮总体、跳跃总体、滚动总体三部分组成，但以跳跃总体为主，占 60% 左右；悬浮总体次之，占 30% 左右；滚动总体最低，仅占 10% 左右。典型两段式曲线由跳跃和悬浮两个总体组成，其中以跳跃总体为主(65%～80%)，分选中等，悬浮总体占 20%～35%，分选差，细截点 S 大约为 2.0～2.5ϕ，反映中—强牵引流的沉积特征。细粒两段式曲线与典型两段式曲线和两段过渡式曲线相似，但跳跃总体粒度细，主要为细—粉砂岩，细粒含量较少(约为 30%～50%)，悬浮总体占优势(50%～70%)，主要反映下切沟道粗碎屑物质卸载后，较细粒沉积物质继续向前搬运，然后快速沉积的特征。两段过渡式粒度概率曲线分布较少，主要出现在南部陡坡带和北部缓坡带的近岸地区，如 B182、B180 井中两段过渡式粒度概率曲线较为常见。单段式和多段式(圆弧形)粒度概率曲线特征是重力流搬运沉积的一个重要标志，在南部陡坡带地区出现较多，如 B130、B182、B139 等井。

3. 沉积构造

岩心观察中发现，该地区沉积构造普遍发育，类型多样。归纳起来主要有三类十四种。

(1)第一类——物理成因的沉积构造

本区发育的物理成因的沉积构造包括波痕、水下收缩缝、球枕构造、水平层理、平行层理、板状交错层理、槽状交错层理、韵律层理(粒序层理)、透镜状及压扁层理，共 10 种。

1)波痕　在岩心观察中，在 B139 井、B185 井中均发现有波痕构造，且均为浪成波痕，为波浪与流水共同作用的结果(图版 Ⅰ-a、b)。波脊较直，垂直于波浪传播方向延伸。浪成波痕的发现反映该地区沉积在波基面之上，水体不深。

2)水下收缩缝　水下收缩缝是由于细粒碎屑物质(通常为泥岩)快速搬运、沉积作用而导致沉积物中饱含同沉积而来的水分沉积下来，尔后经受一定的压实作用发生泄水收缩而形成的裂缝。在 B139 和 B130 井中均见到这种沉积现象(图版 Ⅰ-c、d)。

3)球枕构造　球枕构造是指砂质层断开并陷入到下覆泥质层中的一些紧密或稀疏排列的

地信网论坛
BBS.3S001.COM

球状体或枕状体。本地区所见到的为小型球枕构造，大小多为几厘米，彼此间时断时续，多是完全孤立悬于泥质层之中(图版Ⅰ－e)。

球枕构造在浅水或深水浊流沉积中均有发现，反映一种快速沉积作用。

4)水平层理、平行层理　层理是该区沉积物中最常见，也是最重要的特征之一。层理形成于组成物质的成分、颜色、粒度、形状、排列方式等在垂直于沉积表面的方向上的变化。

水平层理是细粒沉积物(泥岩、页岩及粉砂岩)中最主要的层理类型。由悬浮物质不断沉降而形成，代表着低能或相对静止的沉积环境。在凹陷中心的页岩和油页岩中，水平层理发育。在湖盆边缘处的泥岩，甚至"红层"中也有发现(图版Ⅰ－f)。

平行层理是有强水动力条件形成的、相互平行的、水平或近水平的粗粒层所组成的层理，与水平层理间有严格的区别。本区内平行层理不仅发育于中细砂岩中，在细砾岩和含砾砂岩中也发育普遍。其中多见复成分砾岩，砾石的分选和磨圆都较差(图版Ⅰ－g、h、i)。

5)板状交错层理、槽状交错层理　交错层单元的上下界面为相互平行的平面，使单层呈板状。板状交错层理中的前积纹层在平行于流动方向的剖面上与界面斜交，在垂直于流动方向的剖面上则表现为与界面大致平行的平直纹层。槽状交错层理的交错层单元的下界面表现为下凹的曲面，上界面呈简单的下凹曲面或波浪型曲面(图版Ⅱ－a、b)。

6)韵律层理、粒序层理　韵律层理是由成分、构造或颜色等有差异、厚度一般小于5mm的纹层重复交互组成的层理。韵律层理最引人注目的特征是不同成分的纹层在垂向上呈韵律式交互出现。这在云3井等凹陷中心部位的白云岩沉积中尤其常见，反映了气候、物源供给方面的变化(图版Ⅱ－c)。粒序层理也称递变层理，是以组分颗粒的粒度递变为特征的沉积构造。层面上基本相互平行，没有交切现象。递变层理可以分为向上变粗的反向递变层理和向上变细的正向递变层理。

7)透镜状层理、压扁层理　透镜状层理是在水动力较弱，砂体供应、沉积和保存比泥更不利的条件下形成的。这种层理的特点是砂质沉积物呈透镜体被包在泥质沉积物中(图版Ⅱ－d)。

8)变形层理　变形层理是细粒物质中的水平层理形成的过程中或形成以后，由于受到重力流流体的干扰或由于快速沉积发生沉积差异压实作用而发生扭曲变形而成(图版Ⅱ－e、f)。大型、发育普遍的变形层理常常是浊流发生的体现。

9)裂缝　裂缝现象在该区发育较少，仅在凹陷中央地带或近中央地带中发育，且多以垂直裂缝最为常见(图版Ⅱ－g)。

10)泥岩撕裂屑　泥岩撕裂屑是早期沉积下来的泥岩被后期较强水流搅起、撕裂，在原地或近地再沉积于较粗的砂岩或砾岩中而形成的一种特殊的沉积构造(图版Ⅱ－h)。

(2)第二类——化学成因的沉积构造

本区发现的此类沉积构造仅发现有黄铁矿结核一种。

黄铁矿结核是铁质结核中的一种。本区主要在云字号井中见到大量黄铁矿结核，其大小在1～1.5cm(直径)左右，棱角分明，在围岩中晶体印模保存良好(图版Ⅲ－a)。

(3)第三类——生物成因的沉积构造

发现的此类沉积构造有生物扰动构造、潜穴、碳屑及植物化石4种。

1)生物扰动构造　生物扰动构造是指生物在沉积表面或内部活动时扰动沉积物，使物理和化学成因的原生沉积构造遭受不同程度的破坏或变形而产生的生物成因构造。在B96、B218井中均见到此种构造(图版Ⅲ－b)。

地信网论坛
BBS.35001.COM

2)潜穴　潜穴是动物在尚未固结的松软沉积物内部因居住、觅食等活动所形成的孔道或管道。潜穴可以分为水平潜穴和垂直潜穴(图版Ⅲ－c),它们反映的沉积环境有较大的差别。

3)碳屑、植物化石　碳屑是古代植物在还原的、相对封闭的环境下被保存下来形成的碳质块状物,在本区中分布广泛(图版Ⅲ－d、e)。相比之下,植物化石则相对较少,仅在B143等井中有所发现,并且植物叶的规模也较小(图版Ⅲ－f),植物茎却残缺不全(图版Ⅲ－g)。

二、藻类、菌孢特征

通过对泌阳凹陷下第三系不同地区、不同沉积时期、不同沉积环境大量藻类研究结果表明,藻类的发育和分布受古地形、沉积环境的控制,在河流三角洲侧缘、三角洲平原相区以及扇三角洲前缘相的广大浅水区相对发育,在较深湖区则不发育(表2－2)。

通过对凹陷中央带云1、云2、泌64、泌85、泌93、泌189等井108块样品的分析看,凹陷中心区的菌藻并不发育,而种属较少且单调,分异度低,丰度也低,仅在个别层位丰度较高。在发现的藻类中,疑源类最多,其次是沟鞭藻和绿藻,菌类主要是真菌孢子。在分析的108个样品中60%的样品不同程度地含藻类化石,藻类从下而上呈现出繁盛—衰亡—繁盛的旋回变化特征,经历了4次相对繁盛期和5次衰亡期(图2－8)。

第二节　单井沉积相、储层评价

根据区域性、典型性和有效性的基本原则,在全区范围内选择了25口取心多、层段全的井进行岩心观察、精细描述和取样、室内地球化学和镜下鉴定,从而进行每口井取心层段的沉积相分析和层序地层划分。观察描述的取心井井号、取心层段等数据详见表3－2。

表3－2　岩心观察、单井成图分析探井数据表

井号	取心井段(m)	心长/进尺(m)	层位	成图分析
泌212	3192－3506	64/58	Eh_3－6、7	√
泌204	2130－2139	8/8	Eh_4	
泌210	1747－2758	8/8	Eh_3	
泌189	2620－3209	20.21/52.73	Eh_3－3、4、5	√
泌185	2860－3459	50.94/58.91	Eh_3－4、5、7	√
泌182	2235－2756.5	39.24/39.37	Eh_3－4	√
泌191	2528.40－2904.60	40.58/45.04	Eh_3－3、4、5	
泌93	2839.29－4104.44	22.79/25.23	Eh_3－3、4、7,Ed	
泌195	3142.28－3515.6	39.18－33.56	Eh_3,Ed	√
泌218	1380.55－2152.99	27.04－26.44	Eh_3	
泌197	2865－3291	52/55	Eh_3	
泌209	1921－1923	2/2	Eh_3	
泌196	2355－2918	24/31	Eh_3	
泌207	1807－1857	48/50	Eh_3	
泌203	2500－2849	41/42	Eh_3－3、4、5	√
泌211	2930－2956.2	26/26.2	Eh_4－4	√
泌96	1704－3396	65/73	Eh_2、Eh_3	√

石油地质论坛: http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

续表

井号	取心井段(m)	心长/进尺(m)	层位	成图分析
泌 97	2020--2753	49.7/53.1	Eh_3	
泌 221	1233.04~1241.34	8/30	Eh_3	
泌 139	1640~2523	31.9/35.8	$Eh_3-2、3、5、6$	√
泌 180	1479.20--1501	18.9/21.8	Eh_3-2	√
泌 130	2424~2635	64/67.6	$Eh_2-2,Eh_3-2、3$	√
泌 94	2022.9~2122.62	44/46.5	Eh_3	
云 3	1950~2540	88/92	Eh_2,Eh_3	√

在研究过程中，对 12 口井进行了单井岩心沉积微相、层序地层特征和储层评价综合成图分析，为节省篇幅，在此仅选取 3 口井进行描述，而不一一叙述。

一、泌 130 井

泌 130 井位于栗园地区，靠近泌阳—栗园大断裂。共取心 12 次，分为三大段：2424～2449.15m、2480.84～2497.32m、2610～2635m。

2610～2635m 取心岩性以深灰色、灰色泥岩为主，夹有一套 7m 厚的灰色和灰褐色细砂岩和粉砂岩，在顶端的 2614～2619m 处夹有一套近 5m 的粉砂岩和泥质粉砂岩。综合其他资料认为，此段地层分属层序 II 高位体系域和层序 III 低位体系域，其界线位于 2629m 处，其下为加积式准层序叠置，其上为进积式准层序叠置。层序 II 高位域的砂岩为长石细、粉砂岩，呈与泥岩互层或夹层分布，为半深湖—深湖沉积环境中发育的间断性碎屑流沉积砂体，储层物性差，孔隙度平均为 6%～8%，渗透率仅为 $1\times10^{-3}\mu m^2$。层序 III 低位域中的粉砂岩或泥质粉砂岩也为长石砂岩，其中石英含量普遍大于 50%，长石含量为 25%～35%。发育有变形层理、小型压扁层理和微波状层理，具有较典型碎屑流的沉积特征，为扇三角洲前缘亚相、远沙坝微相沉积。

2480.84～2497.32m 取心岩性以泥质粉砂岩为主，在中间部位的 2488～2491m 间发育有一套具正旋回特征的中砂岩、细砂岩。泥质粉砂岩及其中所夹薄层泥岩为深灰色，中、细砂岩则为灰白色。在 2493.7m 附近见到滑塌沉积构造，粒度概率上既有近一段式又有两段式（细截点：2.5～3.4；跳跃总体约占 70%）特征。在相序剖面上以向上变细的正旋回为主，在其底部也见向上变粗的反旋回，为近岸水下扇的中心微相沉积，属于层序 III 的低位域，准层序表现为低位加积垂向叠置。有效孔隙度较好，达 10%～17%，渗透率相对较差。

2424～2449.15m 取心岩性分为明显的两段，其上为深灰色泥岩，其下为灰白色砾岩与砾状砂岩的互层，这两段地层分属层序 III 低位体系域和湖侵体系域。其下为 1m 左右厚的正旋回叠置，表现为加积式准层序垂向叠加方式，为岩屑砂砾岩体堆积，属近岸水下扇中扇亚相中的辫状沟道沉积，与其上半深湖—深湖泥岩沉积呈不协调接触，为一相带突变面，是初次湖泛面的标志。底部的砂砾岩体有效孔隙度为 12%～14%，渗透率也为高值分布，平均为 $150\times10^{-3}\mu m^2$ 左右，为较好储层。在上段泥岩中发育薄层硫磺，反映其深水封闭环境沉积的特性，其中还可见多条垂直裂缝，为潜在特殊储层，可形成裂缝性特殊泥岩油气藏。

二、泌 185 井

泌 185 井位于南部陡坡带，隶属于安棚油田。共取心 10 次、分 6 大段，取心范围为 2860～3460m，分别位于核桃园组的 4、5、6、7 砂组中，根据层序地层分析，该井取心段分别位于层

地信网论坛
BBS.35001.COM

序 I 和层序 II 中。

3448～3458.6m 取心呈砂砾岩体与深灰色泥岩和灰黑色页岩互层沉积，发育两期冲刷充填作用，冲刷界面清楚，界面上下存在颜色和岩性方面的突变。总的沉积环境为扇三角洲前缘，其中砂砾岩体为水下分流河道沉积，为长石质岩屑细砂岩或含砾砂岩，由于陡坡带的快速堆积沉积，所以物性较差；泥岩则为支流间湾的湖相泥岩沉积。整段取心为层序 I 的低位域，垂向上表现为低位加积的特征。

3203～3219m 岩性上为灰色、灰白色中砾岩、细砾岩、砾状砂岩、细砂岩和灰黑色泥岩。其中砂砾岩沉积为多套厚约 2～4m 的正序叠置而成，冲刷特征明显，冲刷面之下为灰黑色泥岩沉积，之上为复成分杂基支撑细砾岩沉积。岩屑成分占 69%～80%，较细粒的砂岩中石英含量增高，成分成熟度和结构成熟度相对都较高，个别层位溶孔发育，导致该砂砾岩体孔隙度较高，但渗透率较低，储层的储集性能差。粒度概率以单段式或弧形为特征，重力流特征明显。沉积环境上为近岸水下扇中的辫状沟道和半深湖、深湖环境。为层序 I 的高位域沉积，垂向上表现为高位加积叠置。

3104～3119.4m 取心底部为灰色和灰白色含砾砂岩和细砾岩混杂沉积，上部为灰黑色泥岩沉积。底部的砂砾岩体中沉积构造以块状为主，在较细粒物质中发育微波状层理，层面上发育白云母富集现象，反映了沉积物的快速搬运入湖及快速沉积的特征。粒度概率上单段式特征清楚，为典型的重力流水体搬运所致。相序剖面上可见较为完整的鲍马序列，发育有 A、B、C、D 段，垂向上成 ACD、AC、ACDE 等叠置，为近岸水下扇中的辫状沟道沉积，储集性能方面也是孔隙度较好但渗透率低。为层序 I 的高位体系域。

3064～3072.3m 取心较短，底为灰色细砾岩、中细砂岩，顶为灰褐色泥岩、页岩。其中粗粒的砂砾岩中发育复合韵律层理、反粒序层理，总体上呈 AB—AB—AB 叠加沉积，物性较差，个别样品物性较好。反映近岸水下扇环境，为层序 I 高位域沉积。

2860～2868.35m 沉积物较细，为泥质粉砂岩和泥岩互层沉积。发育有两侧对称的浪成波痕，其波高 1～1.5cm，波长 4～5cm，反映沉积物发生沉积时期波浪作用曾经对沉积发生过改造作用，为扇三角洲前缘远端的远沙坝沉积。另在 2867m 处见有保存完整的植物叶化石和形状不规则的碳屑，反映该泥岩沉积于湖泊沼泽或者相对封闭的湖湾等环境中。应划为层序 II 低位体系域。

三、泌 191 井

泌 191 井位于凹陷北部缓坡带中孙岗地区，共取心 6 次，分布于核三段 3、5 砂组中，分别属于层序 II、III。该井取心以细砂岩、中砂岩为主，总体上属于侯庄缓坡扇三角洲的前缘亚相。

2896.50～2904.60m 取心为灰白色、灰色和黄色中、细砂岩，呈向上变细的正旋回堆积而成。岩石以岩屑质长石砂岩为主，石英含量普遍在 50%以上，岩屑含量一般在 12%～18%；孔隙度为 8%～12%，但渗透率相对较差，一般小于 $5\times10^{-3}\mu m^2$。粒度概率图上表现为正常两段式或两段过渡式特征，跳跃总体占 70%～80%，分选较好。为层序 II 低位时期近岸条件下发育的下切沟道沉积砂体。

2580.40～2608.20m 取心进入层序 II 湖侵体系域沉积时期，湖成泥岩成分相对增大，占 35%左右，砂体仍为灰白色、灰色长石岩屑中细砂岩或岩屑质长石中细砂岩。砾砂岩仅在冲刷面之上可见。该段取心可分为两个准层序，每个准层序由一套砂岩与泥岩组成，厚约 10～15m，可见典型的河流沉积二元结构。发育有平行层理、波状层理、冲刷充填构造和小型交错层理及泥砾等沉积构造。粒度概率图以典型的两段式为特征，细截点在 3～4 之间，跳跃总体

地信网论坛
BBS.35001.COM

约占 70%～80%，物性良好，有效孔隙度为 10%～18%，平均在 15%左右；渗透率最高达 1600 $\times 10^{-3}\mu m^2$，平均也在 $700\times 10^{-3}\mu m^2$ 以上。主要砂体都为侯庄远源扇三角洲前缘水下分支河道、河口沙坝沉积而成，细粒物质为支流间湾区湖相泥岩沉积而成。

2528.40～2537.04m 岩石类型为灰色长石细砂岩或长石质石英细砂岩夹深灰色或灰黑色泥岩。在砂岩中见小型交错层理和波状层理及槽状交错层理，粒度特征为两段式概率曲线。砂岩成分组成上以石英含量高(60%～75%)为特征，长石成分占 20%～27%，岩屑含量极少(5%)，成分成熟度比本井其他层段都高，这正是层序 II 高位体系域中河口沙坝沉积的特征。

第三节　沉积体系研究

一、剖面相对比研究

为了在单井层序地层和沉积相分析的基础上研究整个地区的沉积相带分布和沉积体系变化，选择全区骨干剖面进行剖面相分析和剖面上沉积体系组合和展布研究是一种行之有效的方法。为了弄清本研究内各种沉积相带在空间上的展布和剖面上沉积体系组合特征，我们选择 B209—B182—B88—B195—B72—B93—B118—B144—B63 共 9 口井的北东—南西向剖面进行剖面沉积相分析，这条剖面基本上沿着侯庄砂体和平氏砂体的物源方向切过，较好地反映了该区这两大物源体系中的沉积相展布格架。另外一条剖面为 B44—B168—B94—B95—B118—B191—X6 共 7 口井的东西向连井沉积相对比剖面。

在作图过程中，为了更精确、更清楚地反映该区剖面相带的展布规律，在层序地层格架的基础上，对两条区域剖面分层序 I、II 和层序 III、IV 分别成图，共成图 4 张。

从南北方向剖面的层序 III、IV 对比剖面上看(图 3－1)，本区发育的沉积相带类型共有：侯庄缓坡扇三角洲、平氏陡坡扇三角洲、下切沟道、低位扇、深水浊积岩、近岸水下扇和半深湖—深湖 6 种。在北坡主要以侯庄缓坡扇三角洲前缘沉积为主，前缘相带边缘向前推到 B118 与 B93 井之间，在层序 III 低位体系域时期，在北坡 B144、B63 井处发育扇三角洲陆上平原沉积，往前到 B118 井附近发育下切沟道充填沉积，再往前到 B93 井附近则演化为低位扇沉积。在层序 III 的其他时期和层序 IV 的低位域和湖侵域时期，B93 井处则主要为半深湖、深湖的泥岩沉积，其间夹有数层深水浊积岩。在南部陡坡带的层序 III、IV 的低位域中主体为陡坡扇三角洲沉积，其中层序 III 的低位域时期，B209、B182 井处发育陡坡扇三角洲陆上平原沉积。B88、B195 井处则为陡坡扇三角洲前缘，再往前 B72 井处则完全变成了半深湖、深湖沉积。在层序 III、IV 的湖侵域和高位域中则主要以近岸水下扇沉积为主，扇体从 B209 井一直推进到 B195 井前面，进入层序 IV 后推到 B72 井处。总体上，层序 IV 的砂体向前推进比层序 III 更厉害，说明进入层序 IV 后，湖盆开始出现收缩，粗粒物质向盆推进。

在层序 I、II 的南北剖面上只有 B195、B72、B93、B144 井钻穿层序 I(核三段底)地层(图 3－2)。在凹陷北坡缓坡扇三角洲前缘一直推进到 B118 井与 B93 井之间，在 B93 井处深水浊积岩发育。在南坡层序 I 的低位域中以陡坡扇三角洲沉积为主，在湖侵域和高位域中以近岸水下扇沉积为主，进入层序 II 低位域后相变明显，在北坡 B144—B63 井一带出现一定厚度的扇三角洲陆上平原沉积。在 B118 井附近发育下切沟道沉积，到 B93 井附近发育有深水浊积岩沉积。在湖侵域和高位域时期则主要以缓坡扇三角洲前缘沉积为主。在南坡的低位域中，陡坡扇三角洲平原和前缘都发育，B182 井处见平原沉积，进入湖侵域和高位域后，主体为近岸水下扇沉积。在 B72 井、B93 井及之间地带主要为深湖沉积，夹有少许深水浊积岩。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

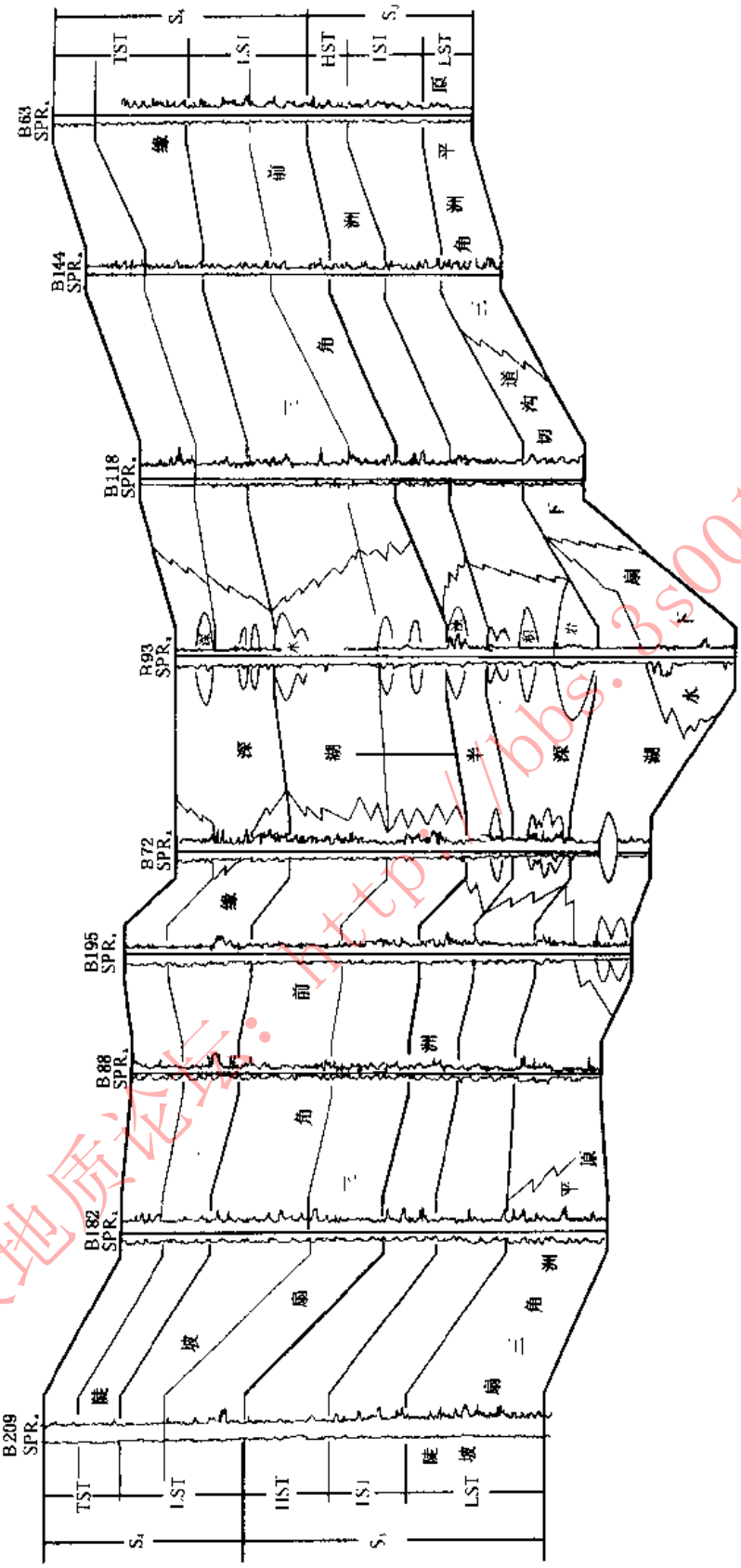


图 3－1　泌阳凹陷东南部层序Ⅲ、层序Ⅳ南北向区域剖面沉积相对比图

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

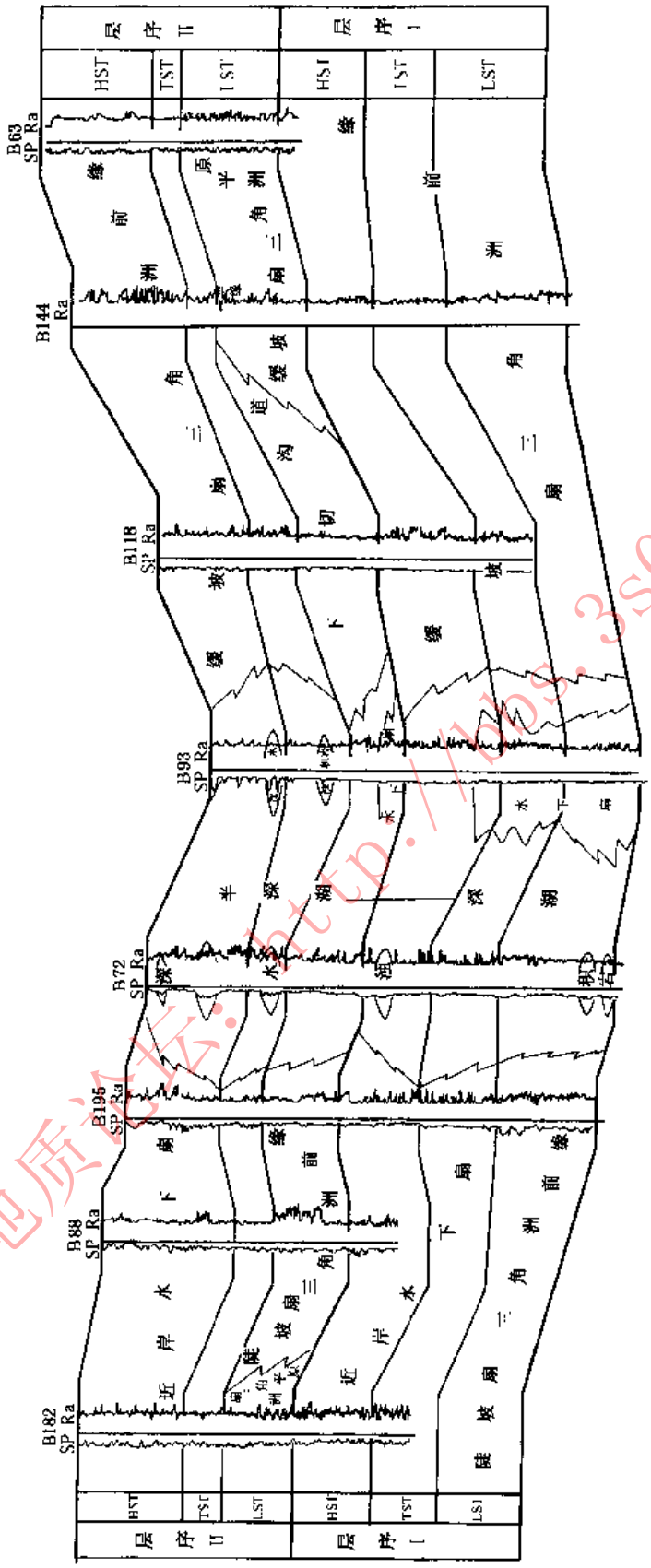


图 3 2 泌阳凹陷东南部层序Ⅰ、层序Ⅱ南北向区域剖面沉积相对比图

顶级地质论坛:http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

二、沉积体系类型及其空间展布

在单井相和剖面相分析的基础上，进行了工区内平面沉积相带和沉积体系研究。沉积体系是指成因上相关联的沉积相的组合。储层的分布和特征在宏观上受沉积体系的控制，微观上受成岩作用的影响，要评价储层先要研究沉积体系。我们综合利用地质、测井和地震信息对泌阳凹陷东南部地区核二段、核三段进行了较全面系统的研究，确定出：缓坡扇三角洲平原—下切沟道—低位扇沉积体系；缓坡扇三角洲—深水浊积岩沉积体系；陡坡扇三角洲—深水浊积岩沉积体系；近岸水下扇—湖底扇沉积体系。

1. 缓坡扇三角洲平原—下切沟道—低位扇沉积体系

缓坡扇三角洲平原—下切沟道—低位扇沉积体系是该区较为特殊的一种沉积体系，对于其沉积特征和空间展布规律以及下切沟道、低位扇的识别特征、形成机制和石油地质意义将在第五章进行专题讨论。

2. 缓坡扇三角洲—深水浊积岩沉积体系

(1)分布特征

该沉积体系是本研究区内重要的沉积体系之一，是侯庄砂体在北部缓坡带存在的主要形式，除了层序 II 和层序 III 的低位域以外，在核桃园组的每一个时期都发育。根据全区平面沉积相带展布情况可知，该沉积体系分布于侯庄、王集、袁庄一带，其中缓坡扇三角洲沉积以其前缘最为发育，在不同时期，其前缘砂体分布的规模不同(图 3－3)。由图 3－3 可知，在层序 III

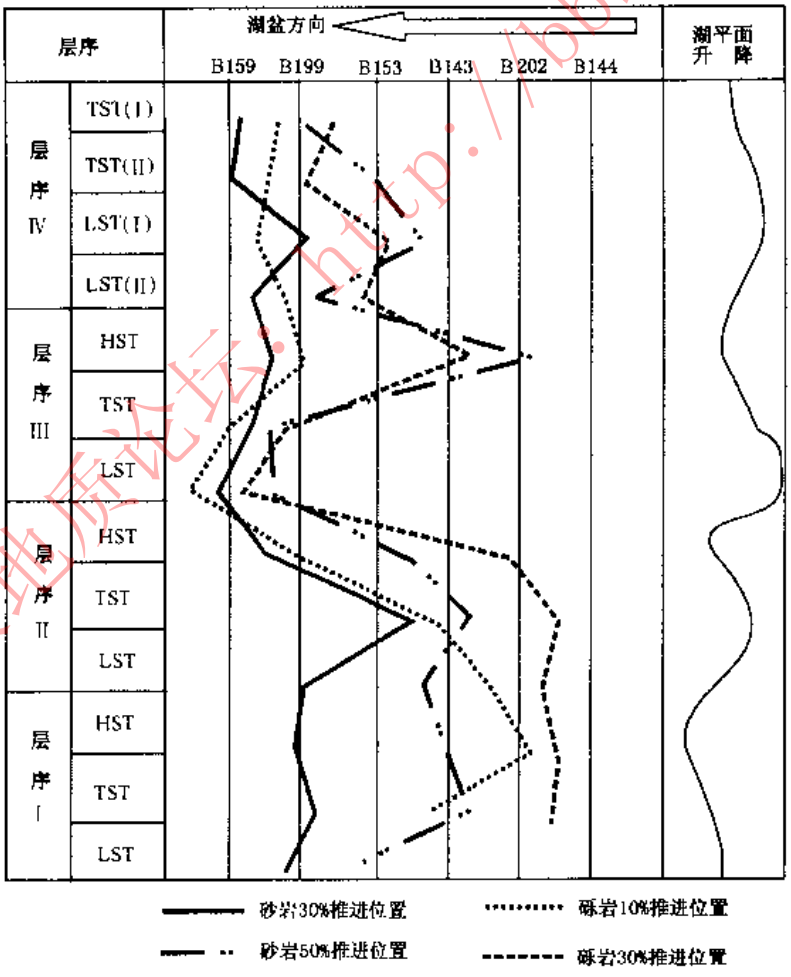


图 3－3　不同时期侯庄砂体向盆推进程度图

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

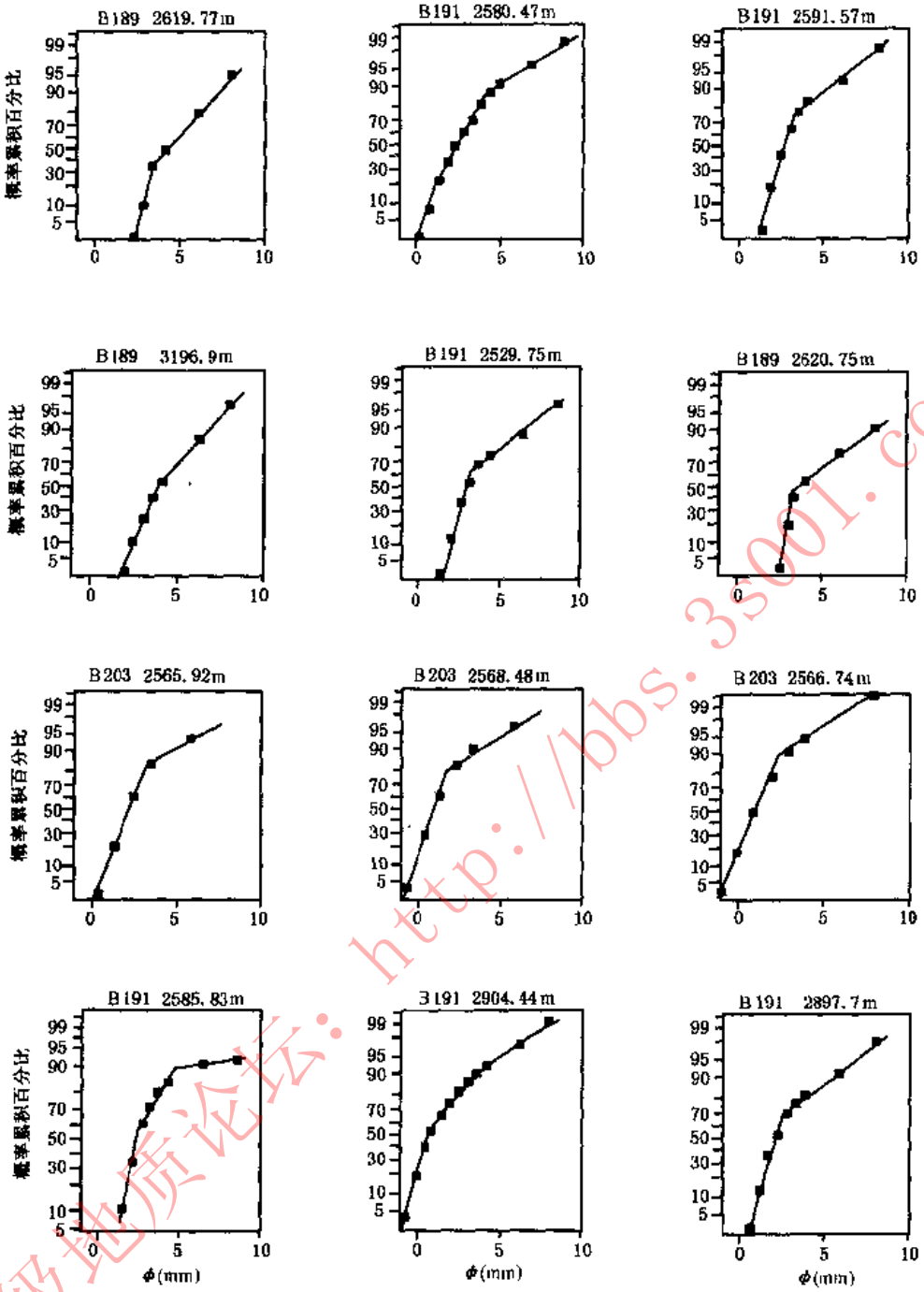


图 3-4 北部缓坡带缓坡扇三角洲前缘粒度概率特征

时期，凹陷北部缓坡带的侯庄缓坡扇三角洲砂体向盆推进最远，在 B159 井处层序 III 的低位域中砾岩含量仍然能够达到 10%左右，砂岩含量也能够达到 30%左右，为侯庄缓坡扇三角洲前缘边缘位置。在层序 I 和层序 II 中总体上砂体向后退缩，尤其是砾岩推进范围非常有限。层序 IV 中，侯庄砂体向前推进也较突出，并且砾岩推进程度也较强。这反映核桃园组发育的整个地质历史中，存在四期大的湖平面升降旋回，每一次大的旋回便形成一个层序。从各个层序，尤其是各个层序的低位域中，我们可以依据砂砾岩体向湖盆推进的程度来估计各个时期湖平面升降的幅度大小。所以，可以认为层序 I 发育时期湖水上涨迅速，向盆推进速度较快，砂

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

砾岩体向湖盆边缘退积;层序 II 发育时期,砂砾岩体总体上表现为向湖盆方向进积,湖平面总体下降。进入层序 III 低位域时期,这种进积更进一步加剧,但到湖侵域和高位域时期,退积作用变为主导力量,反映湖平面上涨,向岸线推进的过程;到层序 IV 地层发育时期,湖平面又开始下落,致使湖盆面积缩小,表现为湖盆萎缩阶段的来临。

(2)沉积特征

侯庄缓坡扇三角洲在该工区内主要表现为扇三角洲前缘,岩性上以粒度较粗的含砾砂岩和中粗砂岩含量高为特征,其次是细砂岩,局部地区见细砾岩沉积。砂岩占地层的 30%～60%,平均为 45%左右。从粒度概率图上看(图 3－4),主要表现为两段式、两段过渡式和圆弧形(或多段式)特征,反映牵引流与重力流共存,但以牵引流为主的沉积特征。砂砾岩中常见斜层理,交错层理和平行层理,偶尔可见块状层理和少量的递变层理。在细粒部分主要为小型波状层理,并见波痕、虫孔及生物搅动构造。

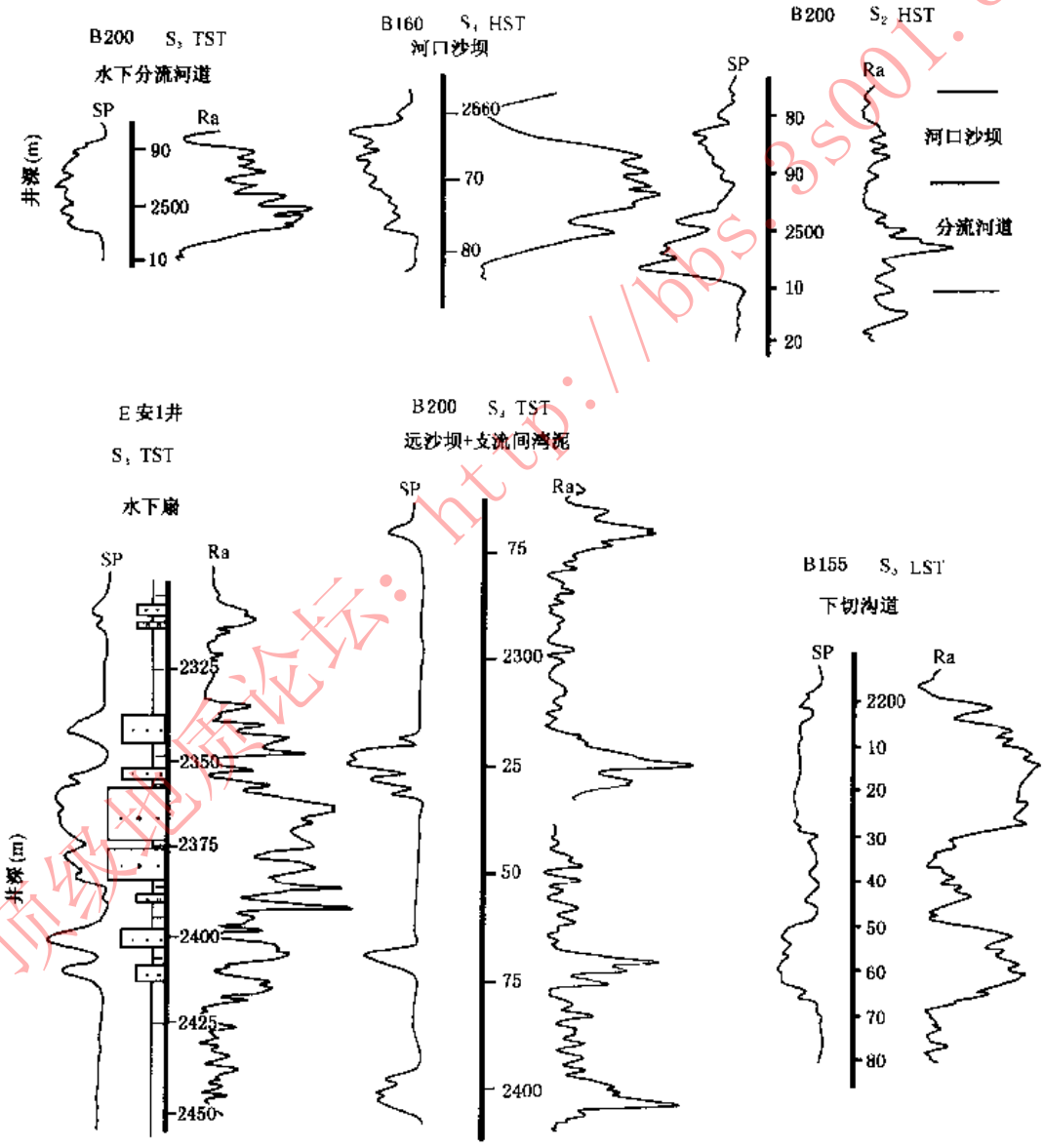


图 3－5 缓坡扇三角洲各种微相测井曲线特征

顶级地质论坛: http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

在本次研究工区内，扇三角洲平原和前扇三角洲亚相发育都不明显，而扇三角洲前缘却广泛发育，其中可以细分出水下分流河道、河口沙坝、河道间和河道漫溢沉积四种沉积微相类型，这些沉积微相在测井曲线上特征明显(图 3－5)。水下分流河道在自然电位曲线上以箱形或钟形为典型特征，有时微齿化，电阻率曲线上更为明显的表现出其向上变小的钟形或向上基本稳定的箱形特征。河口沙坝常表现出向上变粗的反粒序相序特征，在自然电位曲线上常呈齿化的漏斗形，在电阻率曲线上齿化明显，但总体上仍为向上电阻率变大的漏斗形态。

以取心井段单井沉积特征、沉积微相及物性特征为基础，通过地震反射特征和测井曲线特征进行横向对比和纵向延伸来进行该地区的沉积学特征研究是一种切实可行的方法。这里以 B191 井 2530～2625m 井段取心部位的沉积特征分析为例予以说明(图 3－6)。

(3)沉积模式

综合对泌阳凹陷东南部地区发育的这种沉积体系的沉积背景、沉积控制条件、沉积方式、沉积特征等方面的研究，总结出该沉积体系的沉积模式如图 3－7。

3. 陡坡扇三角洲—深水浊积岩沉积体系

(1)分布

在纵向上，该沉积体系主要发育于各个层序的低位域时期，分布较为局限；在平面上主要分布于南部和东部边界断裂附近，为周缘老山断层上升盘的风化产物经洪水短距离搬运至断层下降盘，沉积于湖平面较低时期的南部陡坡带。

(2)沉积特征

陡坡扇三角洲只是南部陡坡带地区发育沉积的一部分，可以将其划分为陡坡扇三角洲平原和陡坡扇三角洲前缘两个地层单元，但陡坡扇三角洲平原的分布尤为局限，总体上以陡坡扇三角洲前缘沉积为主。其主要沉积特征如下。

1)碎屑岩丰富，粒度粗、分选差、成熟度低　陡坡扇三角洲前缘以短距离搬运、快速沉积的粗碎屑沉积物为主，夹有部分湖相泥质沉积。在碎屑岩地层中，砾岩占地层的比例很大，通常在 30%～50%之间，粒径一般在 5～30mm 间，砂岩以中粗砂岩为主。在碎屑岩中岩屑的含量明显高于北部侯庄缓坡扇三角洲中砂砾岩，一般为 20%～30%，高者达到 50%～80%，成分成熟度指数低，大部分都属于低成熟的岩屑砂砾岩或长石岩屑砂砾岩。这些粗碎屑物质广泛分布于陡坡带的水下分支河道和辫状河道中(图 3－8、图 3－9)。

陡坡扇三角洲平原仅发育于湖平面萎缩的低位体系域时期，主要堆积在陡坡带的近山一带。岩性上多见细砾岩和砾状砂岩，颜色多呈浅灰色、黄色、灰黄色、棕红色、红褐色或杂色，表现出陆上暴露的特点。从地震剖面上可以见到 B207、B182、B23 等井均见到小规模削蚀和上超现象，表明在层序 I、II、III 的层序底界时期湖盆曾经严重收缩，边缘地带曾经暴露而遭受一定规模的剥蚀。

2)扇体的沉积受边界断层活动的控制　东南缘边界断层的活动严格地控制着南缘陡坡扇三角洲的沉积。在层序 II、III 时期，以南部边界断层的下掉活动为主，东部边界断层的活动相对较弱。

(3)沉积模式

综合对泌阳凹陷南部地区发育的这种沉积体系的沉积背景、沉积控制条件、沉积方式、沉积特征等方面的研究，总结出该沉积体系的沉积模式如图 3－10。

4. 近岸水下扇—湖底扇沉积体系

(1)分布

地信网论坛
BBS.3S001.COM

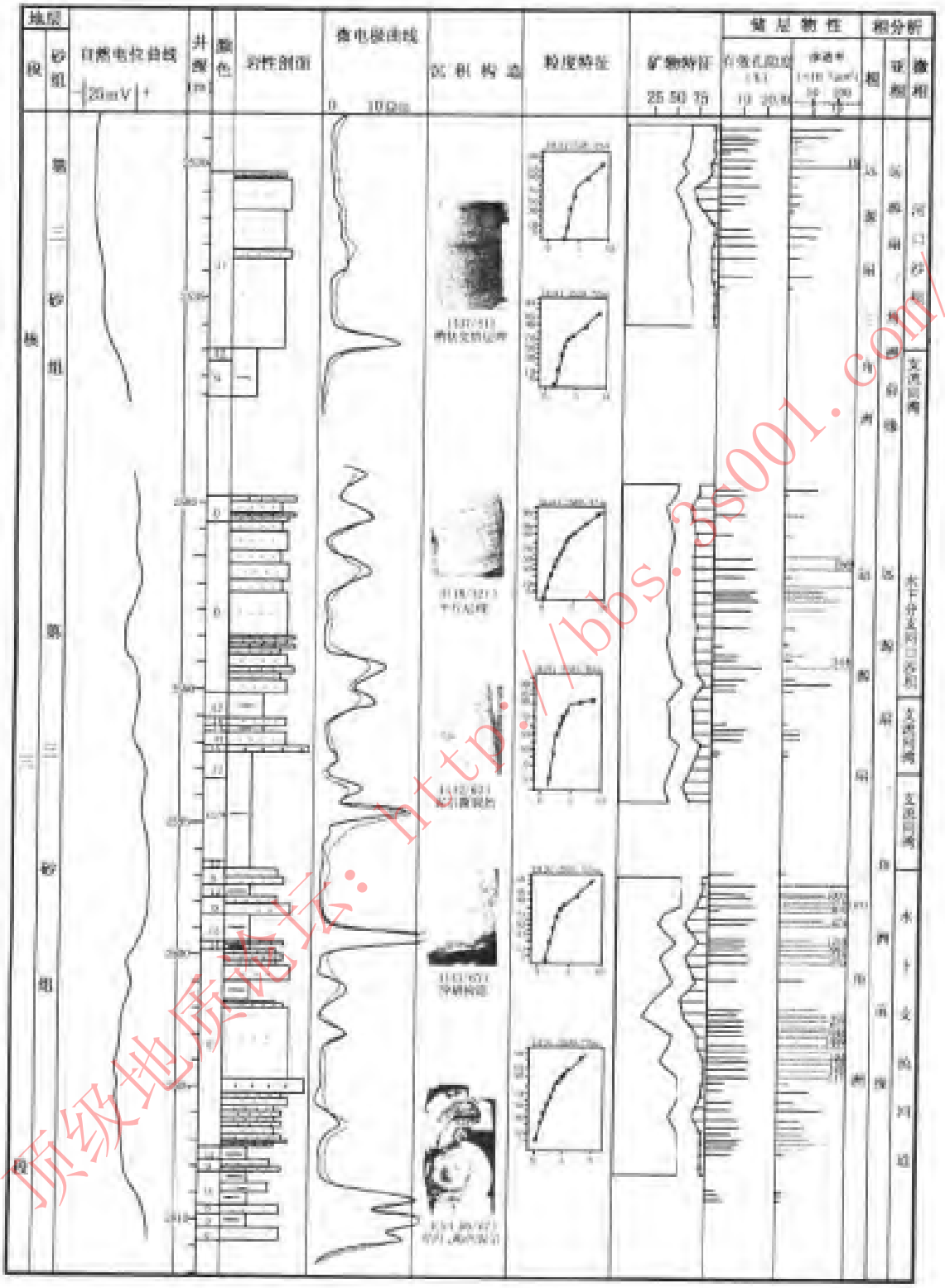


图 3-6 B191 井缓坡扇三角洲沉积特征

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

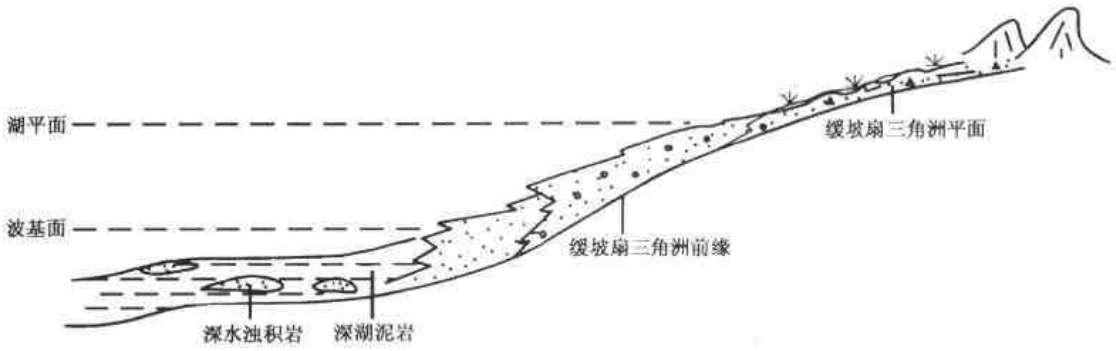


图 3-7　缓坡扇三角洲—深水浊积岩沉积体系沉积模式图

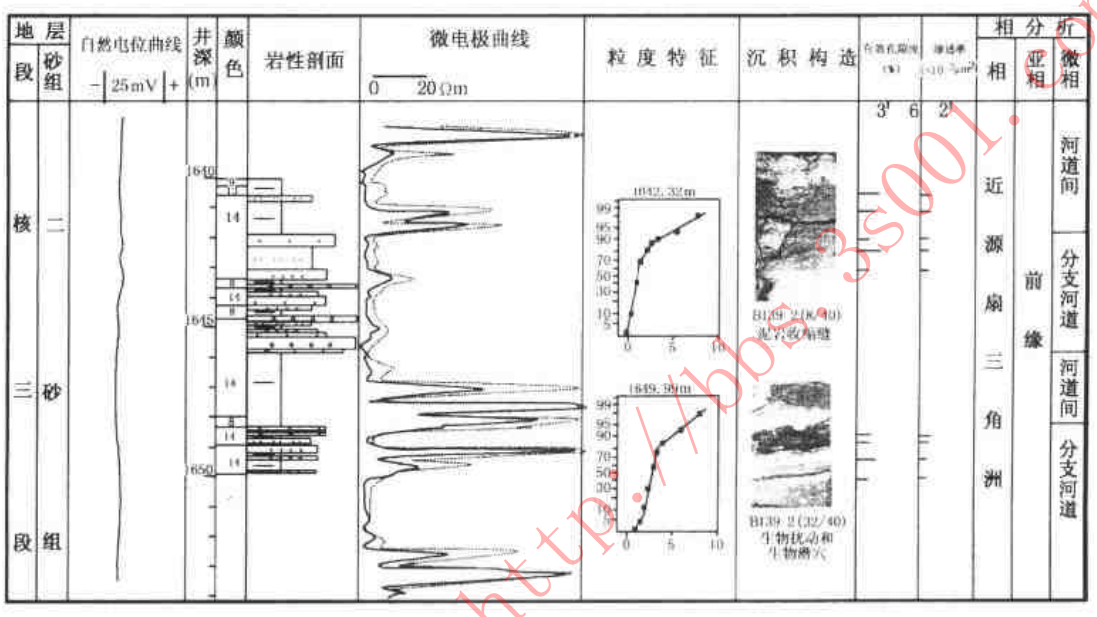


图 3-8　B139 井核桃园组层序 III 低位域陡坡扇三角洲前缘沉积特征

该沉积体系分布广泛。纵向上分布于各个层序的湖侵域和高位域中，平面上分布于南部边界断裂的平氏、杨桥、栗园和东部边界断裂的梁店和梨树凹陷一带。规模上，以平氏近岸水下扇最大，杨桥近岸水下扇次之，栗园和梁店处的近岸水下扇时断时续，规模也较小。

(2)沉积特征

1)近岸水下扇沉积特征　东南部边界断层处发育的近岸水下扇是东南部陡坡带砂砾岩体堆积的主要形式，同时也是泌阳凹陷陡坡带沉积演化的主要特点(图 3-11)。

近岸水下扇的形成较扇三角洲的形成具有更强烈的构造环境，沉积物的堆积速度更快，分选更差，其结构和成分成熟度更低，岩性更粗。地层中砾岩含量极高，粗碎屑几乎皆有砾石组成，砂岩含量减少，而砾岩占地层厚度百分比为 40%左右。地震反射特征表现为振幅中等，频率中等，同相轴不连续。

2)湖底扇沉积特征　湖底扇是在深湖环境下沉积的扇形浊积体。通过岩心观察和地层对比，在 B185、Y1、Y2 井和赵凹地区的 B91、B139 等井中均发现有湖底扇的沉积。

B185 井临近凹陷南部陡坡带近岸水下扇的前方，从核三段 5 到 7 砂组中的 2、4、7、8 次取心中都夹有浊流沉积，从岩心上看核三段 5、6 砂组岩性基本为黑色白云质泥岩和页岩，其间夹有浊积岩，可见粗碎屑岩与黑色泥页岩直接接触的跳相现象。第二次取心较清楚地见到有鲍

地信网论坛
BBS.3S001.COM

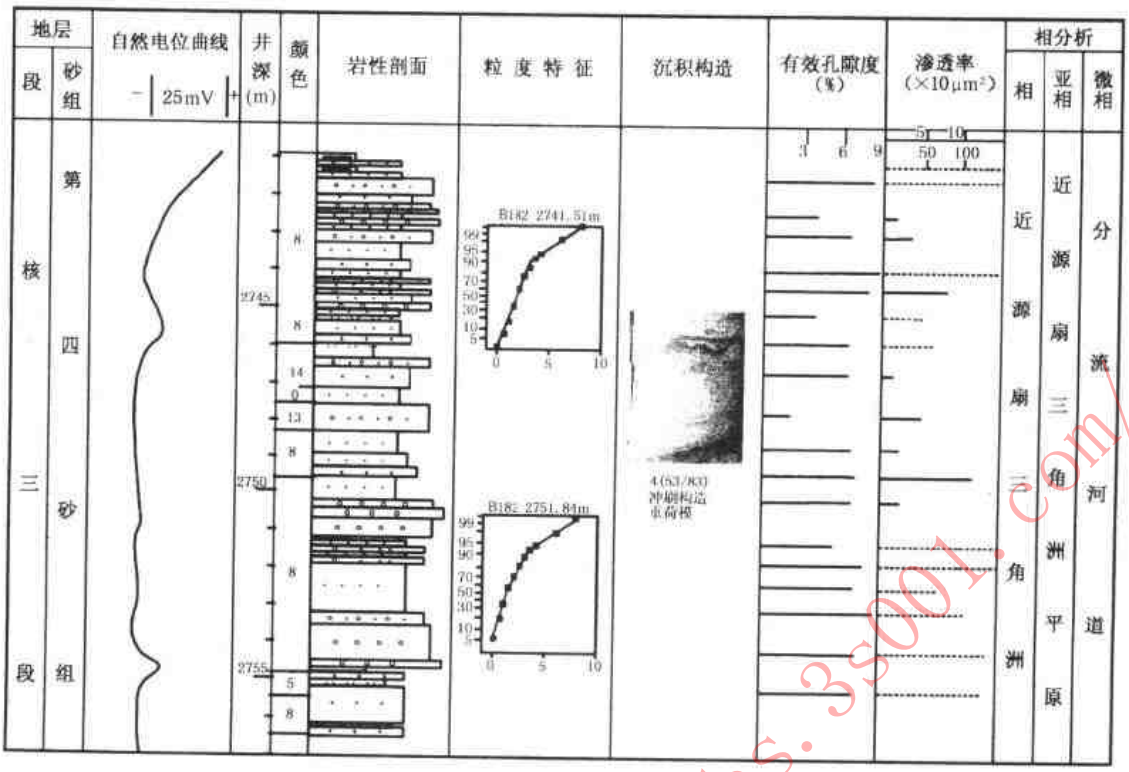


图 3-9　B182 井核桃园组陡坡扇三角洲平原沉积特征

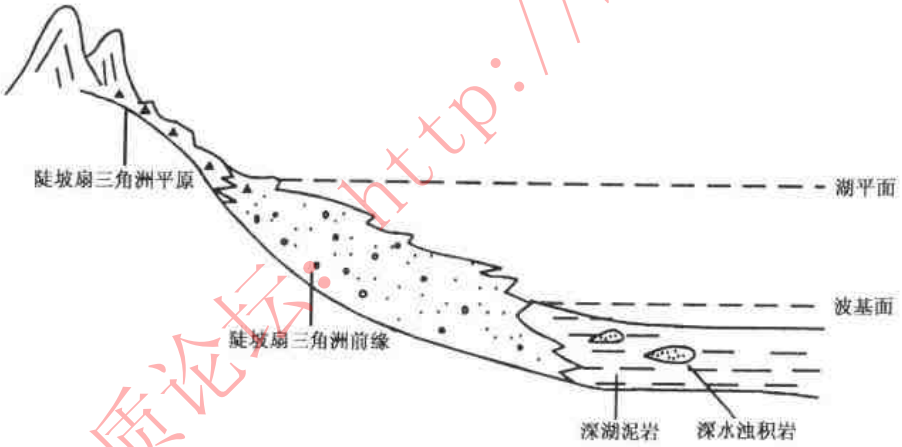


图 3-10　陡坡扇三角洲—深水浊积岩沉积体系沉积模式图

马序列，可以见到 B、C、D、E 段的存在。其中 C 段为不规则变形层理段，B、D 段为平行层理或无层理段，E 段为黑色白云质泥页岩，总厚度为 8m，是 B185 井中规模最大的浊流沉积。另外在第 4、7 次取心中都有类似的浊流沉积存在，鲍马序列层段发育较全。以 B185 井为代表的浊流事件多为洪水触发的浊流事件，发育在陡坡带一侧，其物质组成与近岸水下扇类似，说明其沉积来源于近岸水下扇。

在稍远于陡坡带的 Y1、Y2、B64、B139、B68 等井也发现了浊流沉积的存在。

(3)沉积模式

综合对泌阳凹陷南部地区发育的这种沉积体系的沉积背景、沉积控制条件、沉积方式、沉积特征等方面的研究，总结出该沉积体系的沉积模式如图 3-12。

石油地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

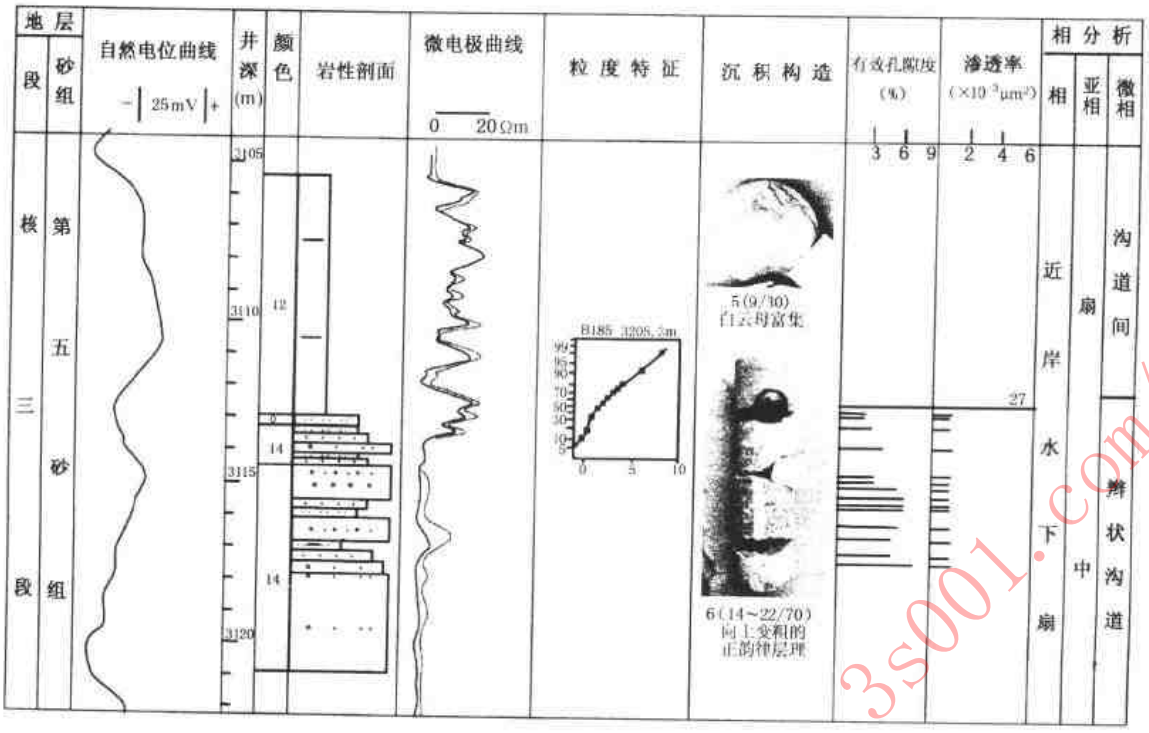


图 3-11 B185 井近岸水下扇沉积特征

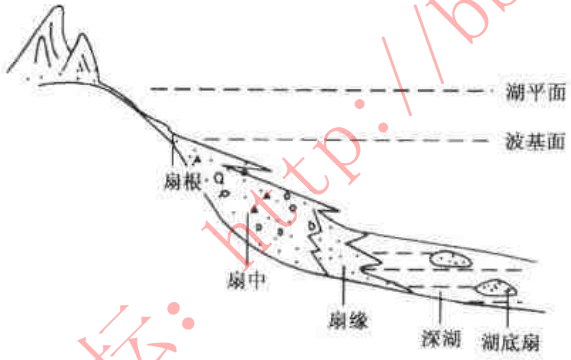


图 3-12 近岸水下扇—湖底扇沉积体系沉积模式

第四节 沉积体系演化、砂体成因及展布

一、沉积体系演化

泌阳凹陷下第三系包括玉皇顶组、大仓房组、核桃园组和廖庄组，对应于泌阳断陷的主断陷充填阶段。

其中，大仓房—玉皇顶组总体上为一套洪积平原相及硫酸盐湖相的紫红色泥岩、砂质泥岩与棕红色砂砾岩互层，顶部为紫红、灰绿色泥岩，集中含斑块层状石膏。玉皇顶组发育在主断陷初期，表现为强烈的断陷充填，最大厚度达 2000m，最大沉积速率达 130m/Ma。玉皇顶组沉积时期以发育冲积平原和冲积扇为主。大仓房组是主断陷期稳定断陷阶段的产物，在区域分布上首次呈现出环带状特征，表明湖盆已初具雏形，但此时气候干热，雨量稀少，湖水极浅，在其晚期的湖盆中央属于浅水硫酸盐湖沉积环境；而在大仓房组沉积早期的整个湖盆都发育冲积平原，在中后期的湖盆边缘主要发育冲积扇沉积。

资源地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

核桃园组分三段，基本上是主断陷期强烈断陷阶段的产物。本次在层序地层框架的基础上重点研究了核三段和核二段的沉积体系及沉积演化规律。

核三段主要发育湖相的灰褐色泥岩、钙质页岩夹泥质白云岩、砂岩、含砾砂岩、砾状砂岩及少量的砾岩。通过层序地层研究，将核三段划分出 3 个层序。其中 5～8 砂组为层序 I，3～4 砂组为层序 II，1～2 砂组为层序 III。大体上，在这三个层序中凹陷的陡坡带主要发育陡坡扇三角洲或近岸水下扇沉积，在北部缓坡带主要发育缓坡扇三角洲沉积。但在两条边界断层交汇处的栗园及梨树凹地区沉积水体持续深水且物源供给量少，除发育小规模的近岸水下扇沉积外主体为正常半深湖、深湖沉积。在每一个层序内，不同体系域中发育的沉积体系在陡坡带差别较明显。一般地，在低位体系域时期，由于湖盆水体较浅，在南部陡坡带地区当物源向湖盆中央推进时，在陆上发生陡坡扇三角洲平原相沉积；当湖盆在湖侵域时期发育湖泛水进后，陡坡带地区水体迅速加深，山间沉积物直接快速入湖沉积于半深湖、深湖环境中，形成一套沉积快、厚度大、相带较窄的近岸水下扇沉积。在核三段上部层序 III 时期的低位域中白云岩集中发育，且夹天然碱。

层序 IV 基本对应于核二段，总体上表现为碳酸盐湖相的浅褐色泥质白云岩与褐灰色白云质泥岩、泥岩互层，夹白云岩和天然碱。厚约 500～800m。

在此以层序 II 为例来说明在一个层序内不同体系域中沉积体系的演化。层序 II 低位体系域时期，湖盆相对萎缩，北部缓坡带和南部陡坡带的沉积物源均向湖盆中央推进（图 3－13）。从图中该时期砂岩百分含量等值线和砾岩百分含量等值线的分布可以看出，在北部缓坡带地区发育的缓坡扇三角洲分为两支向湖盆推进，一支的走向大致沿王楼向 B154 井、B205 井方向，另一支的走向大致沿袁庄—B118—B198 方向。其中，后者是该时期北部缓坡扇三角洲沉积物的主要输送方向。在南部陡坡带地区，此时发育两个规模不一的物源：平氏物源（砂体）和杨桥物源（砂体）。其中平氏砂体规模大、推进远，主要发育于南部边界断层的中西部位置，其沉积类型为陡坡扇三角洲，在孙庄地区发育特征明显的扇三角洲陆上平原沉积；而杨桥砂体则主要发育于南部断层的东部，靠近两条断层的交汇处，其沉积类型为近岸水下扇。

进入层序 II 的湖侵域时期，湖水的快速上涨使得沉积物源区向盆推进受阻，沉积的范围较低位体系域时期明显减小（图 3－14），这在图中砂岩及砾岩的百分含量等值线上有清楚地体现。湖侵域时期南部陡坡带的物源与低位域时期相同，但其规模和发育区域表现为明显的缩小，尤其是平氏砂体的规模减少得最严重。在低位域时期，在孙庄地区附近的砂岩、砾岩含量均达到 80％以上，砾状砂岩、复成分砾岩广泛发育。到湖侵域时期后，同样在该地区，其砂岩、砾岩含量分别降低到 70％和 50％左右，其砾石含量的变化突出。另外，进入湖侵域后尽管粗粒物质的推进受阻，但是由滑塌而成深水浊积岩较低位域时期发育。此时分别在毕店和安 11、泌 98 井附近，发育有两个平面上呈透镜状的浊积体沉积。从沉积相带性质来看，在北部缓坡带仍然发育缓坡扇三角洲，在南部陡坡带主要沉积类型与低位域也基本相同，但此时深湖—半深湖的沉积范围扩大了。

从湖侵域进入高位体系域后，半深湖—深湖的范围进一步扩大，尤其是在二郎庙、安棚地区基本不含砂体（图 3－15），在两边界断层交汇处表现为沉积物源的严重缺失。湖水的进一步上涨导致南部陡坡带位置处的物源碎屑物质从物源区快速地直接进入湖盆，沉积于半深湖—深湖环境的水体中，其搬运方式上表现为重力流特征的快速、悬浮的多成分混合搬运。从其他沉积特征上也可以识别出高位域时期南部陡坡带附近主要沉积类型为近岸水下扇沉积。

地信网论坛
BBS.35001.COM

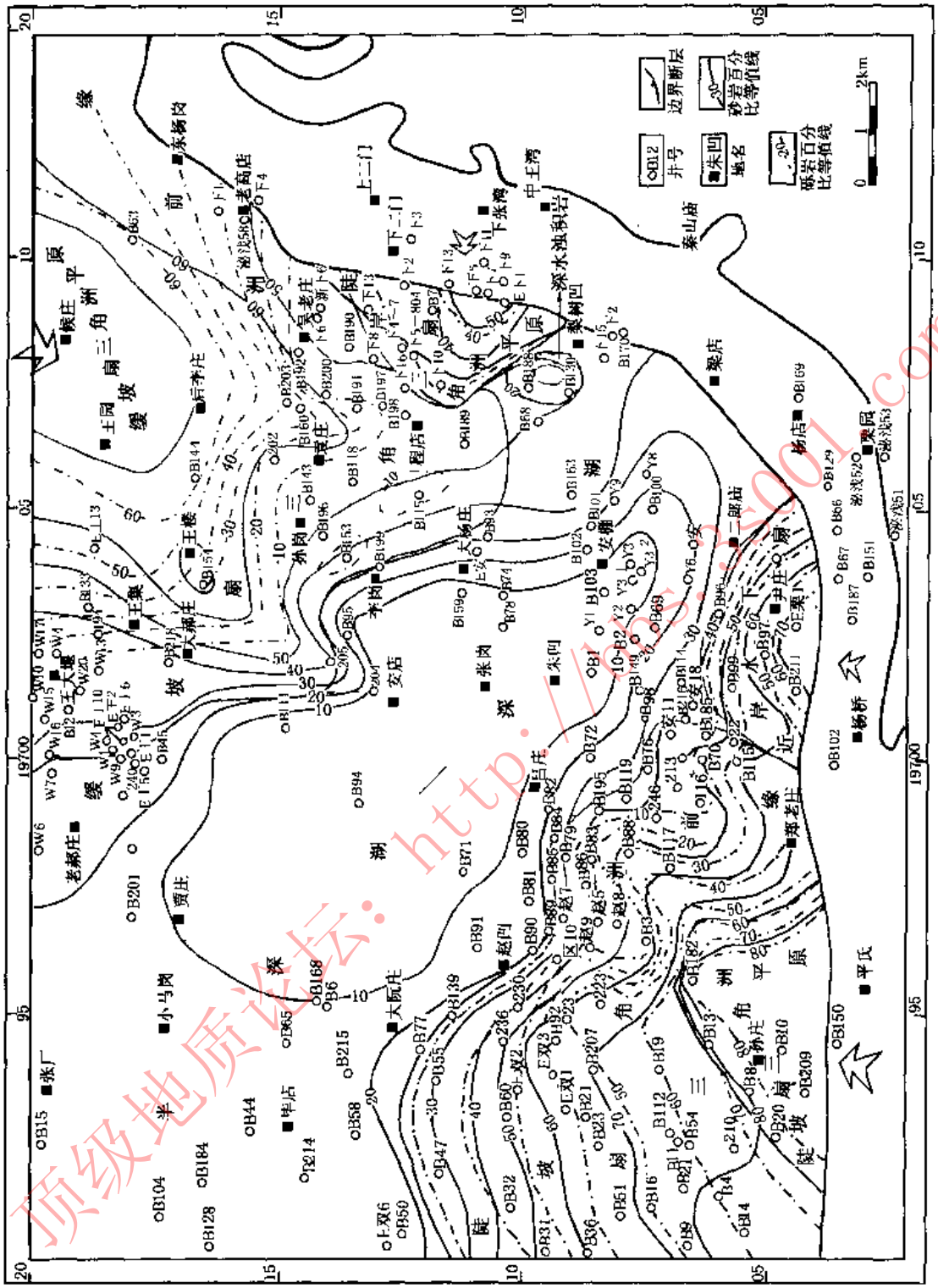


图 3－13　泌阳凹陷东南部层序Ⅱ低位体系域沉积相图

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

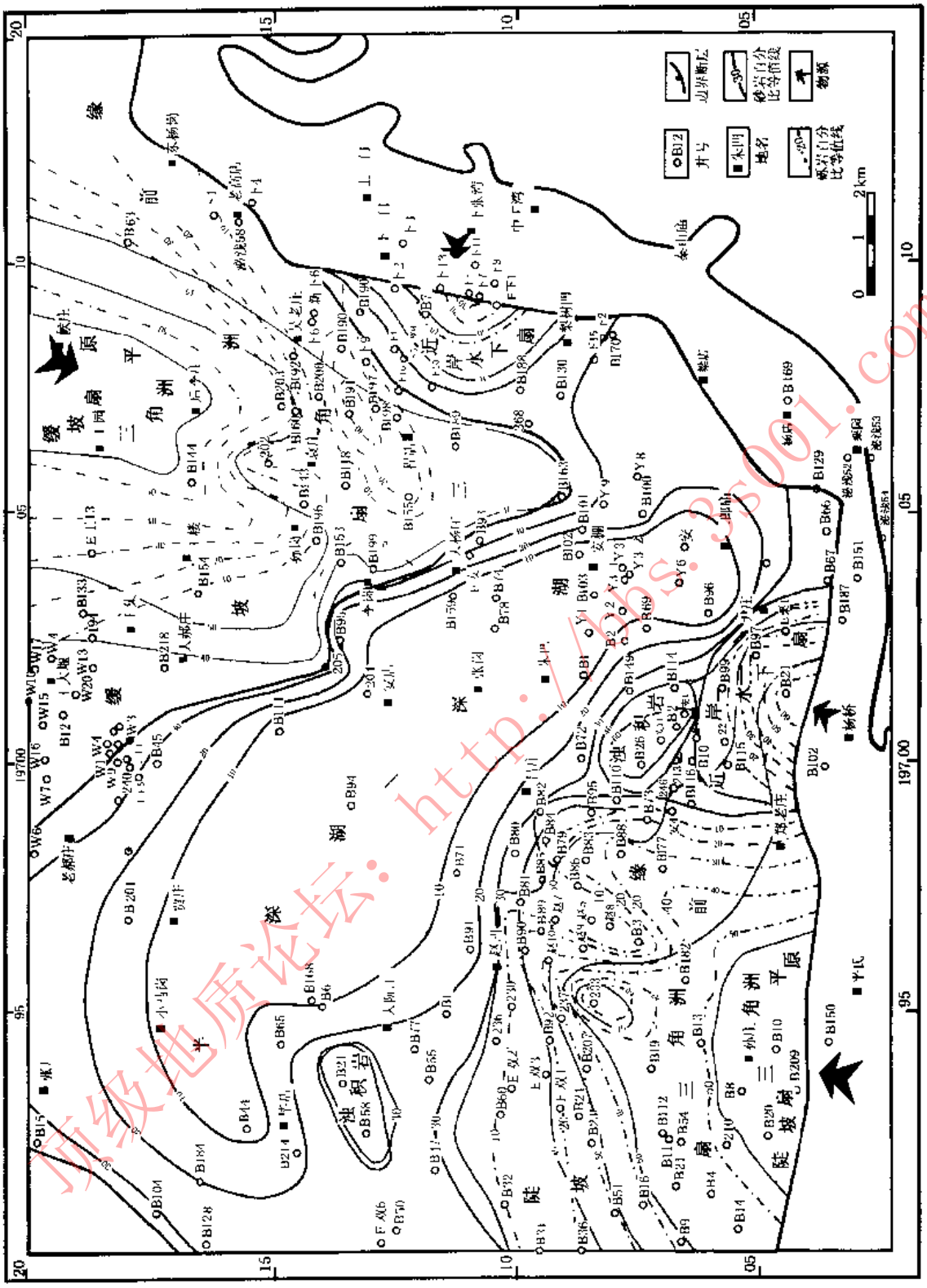


图 3－14　泌阳凹陷东南部层序Ⅱ湖侵体系域沉积相图

石油地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

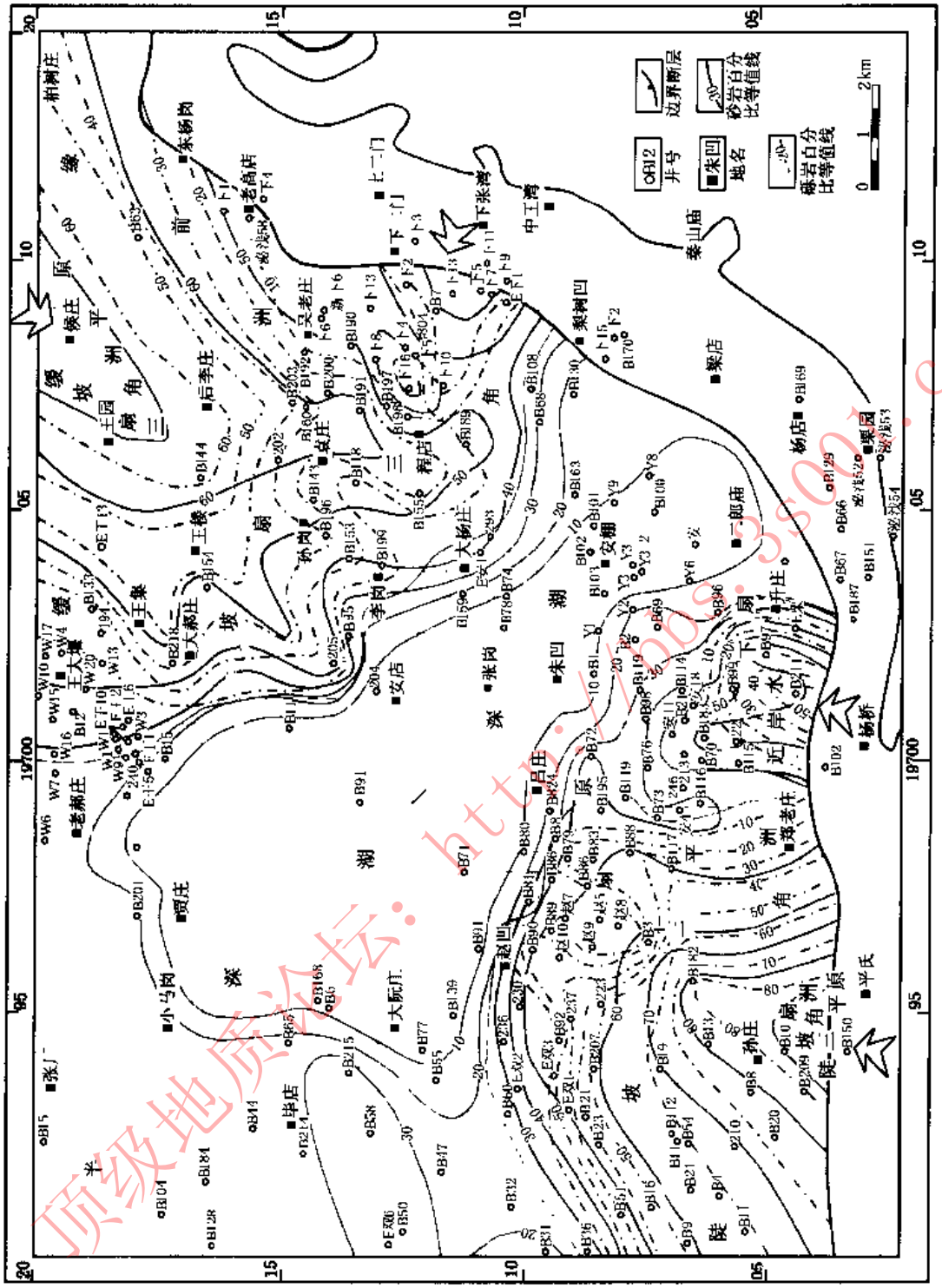


图 3-15 泌阳凹陷东南部层序Ⅱ高水位体系域沉积相图

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

二、物源发育时期及沉积类型

本区内发育的各物源及其沉积类型如表 3－3。可以看出，在泌阳凹陷东南部地区侯庄、平氏、杨桥三个地区的物源均发育，其中以侯庄物源规模最大。另外，在栗园、下二门、梨树凹地区物源呈间歇性发育。从沉积类型来看，侯庄物源在所有时期均为缓坡扇三角洲沉积，在本次研究工区内主要为缓坡扇三角洲的前缘沉积，缓坡扇三角洲平原沉积仅在各个层序的低位域时期在王园、后李庄、侯庄一带较为发育。平氏物源的沉积属性在不同沉积时期不同，各个层序的低位域沉积时期在近边界断层一带发育有陡坡扇三角洲沉积，其典型特征是存在明显的陡坡扇三角洲陆上平原沉积，在层序 II、III 的低位域时，陆上平原向前推进到 B207、B223、B3、Z8 井一带，表现出较大规模。在各个层序的湖侵域和高位域时期，平氏物源主体表现为近岸水下扇沉积。杨桥物源则一直发育近岸水下扇沉积，栗园、梨树凹处间歇性沉积也为近岸水下扇。下二门物源发育期次较栗园、梨树凹物源多一些，以缓坡扇三角洲为主。

表 3－3　各物源发育时期和沉积类型表

层位		侯庄物源	沉积类型	平氏物源	沉积类型	梨树凹物源	沉积类型	栗园物源	沉积类型	下二门物源	沉积类型
层序Ⅳ	HST(Ⅰ)	√	△	√	▲	√	★				
	TST(Ⅱ)	√	△	√	▲	√	★				
	LST(Ⅰ)	√	△	√	▲	√		√	★		
	LST(Ⅱ)	√	△	√	▲	√	★	√	★	√	▲
层序Ⅲ	HST	√	△	√	▲	√	★				
	TST	√	△	√	▲	√	★				
	LST	√	△	√	▲			√	★	√	▲
层序Ⅱ	HST	√	△	√	▲					√	▲
	TST	√	△	√	▲					√	▲
	LST	√	△	√	▲					√	▲
层序Ⅰ	HST	√	△	√	▲					√	▲
	TST	√	△	√	▲	√	★				
	LST	√	△	√	▲						

△—缓坡扇三角洲；▲—陡坡扇三角洲；★—近岸水下扇。

三、低位域、湖侵域、高位域中沉积相、砂体类型变化规律

砂体的类型取决于砂体的成因，而砂体的成因即为砂体的沉积成因，所以不同层位（不同时期）沉积环境的差异和突变就导致了不同地层中各种砂体类型的差异和突变。

1. 低位域中沉积相、砂体类型规律

在每个层序的低位域，湖盆水体萎缩，沉积物向湖盆方向推进至最大，北部侯庄扇三角洲及南部平氏扇三角洲均向前推进，砂砾岩体大量发育，陡坡带和缓坡带分别为陡坡扇三角洲和缓坡扇三角洲沉积。同时，陆上暴露面积扩大，陆上平原向湖盆方向推进，其沉积面积较湖侵域和高位域时期大，尤其是北部缓坡带地区，由于湖盆收缩导致大面积陆上暴露。例如，层序 II 低位域时期，南部 B207、B23 井等处、北部 B203、B202 井等处就曾经暴露而遭受剥蚀和沉积了多套“红层”。

另外，北部缓坡区层序 II、III 低位域时期发育的下切沟道及由下切沟道向湖盆推进而形

地信网论坛
BBS.3S001.COM

成的低位水下扇都是有别于其他时期的重要储集体和勘探目标。

2. 湖侵域、高位域中沉积相、砂体类型发育规律

进入湖侵域，湖平面开始快速上升，湖盆面积扩大，沉积物沉积以退积式为典型特征。当进入高位域时期，湖盆面积进一步扩大，半深湖、深湖面积达到最大，砂岩分布局限。陡坡带发育的砂体类型以近岸水下扇扇中辫状沟道砂体为主，缓坡带仍以发育缓坡扇三角洲前缘砂体为主。这个时期除发育相对退缩了的侯庄扇三角洲砂体和平氏扇三角洲砂体以外，最大的特征就是近岸水下扇和深水浊积岩（湖底扇）砂体发育。例如，在梨树凹、栗园就分布了近岸水下扇，在毕店和大杨庄等处分布了深水浊积岩。

第五节　层序地层、沉积体系综合模式

陆相湖盆由于构造、气候的复杂性，以及近物源、多物源等特征，决定了湖盆中沉积和层序充填模式的复杂性和多样性。不同的沉积背景、不同的构造活动带和不同的物源发育情况均具有不同的层序地层和沉积综合模式特征。

通过对本地区的层序地层学研究，我们将本研究区内的层序地层和沉积模式归纳为两类7种。两类是陡坡模式和斜坡模式。

其中，第一类陡坡带层序地层、沉积相综合模式包括：

①充足物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式 I；

②充足物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式 II；

③少物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式 I；

④少物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式 II。

第二类缓坡带层序地层、沉积相综合模式包括：

①发育下切沟道、低位扇的缓坡带层序地层、沉积相综合模式；

②发育下切沟道、不发育低位扇的缓坡带层序地层、沉积相综合模式；

③不发育下切沟道、低位扇的缓坡带层序地层、沉积相综合模式。

下面对各种层序地层和沉积综合模式的层序地层特征和沉积特征以及发育的主要地区和其中油气成藏条件、油气藏类型和成藏规律分别进行论述。

一、陡坡模式

陡坡层序地层与沉积模式是在对泌阳凹陷东部和南部近边界断层处陡坡带地区的层序地层学和沉积学研究的基础上，归纳总结出来的综合模式，所以这一类模式仅适用于陡坡带地区。该地区在沉积上具有明显的近源、短距离搬运和快速沉积的总体特征。主要发育陡坡扇三角洲和近岸水下扇为主体的两种沉积体系。其中陡坡扇三角洲的陆上平原分布面积较大，而近岸水下扇却表现为近源风化产物快速入湖，并直接进入到半深湖、深湖水体中，与深湖黑色、灰黑色泥岩、页岩或油页岩互层沉积，表现出重力流水体搬运和深水沉积的特征。另外，该区的沉积作用严格受控于边界断层的活动。一方面，边界断层的活动可以形成新的可容空间，也能导致泌阳闭流断陷湖盆内可容空间的重新分配，为陡坡带沉积物堆积提供充足的沉积场所；另一方面，边界断层活动的强弱，决定了南部物源供应的丰富程度和搬运水体动力的强弱。

从该区总结出的层序模式可以看出，本区层序地层发育具有三分的特征，低位域、湖侵域和高位域组成一个完整的层序。但是在接近边界断层的地区，由于一定规模的陆上暴露和剥蚀，在 B207、B23、B223、B3 井一带以南地区的低位域时期常常处于沉积间断期而缺失低位域

地信网论坛
BBS.35001.COM

沉积，仅发育湖侵域和高位域沉积(以平氏—赵凹地区为特征，杨桥地区却不同)。湖侵域表现出上超沉积的特征，在垂向上表现为明显的退积特点。高位域时期总体上以加积式特征为主，在其顶部进积式的准层序叠置也较常见。按照物源供给的充足与否(即边界断层活动的期次和强弱)可以将陡坡层序地层与沉积模式分出两种，即充足物源陡坡模式和少物源陡坡模式。再按照层序地层各单元发育情况和沉积相带发育特征，又可以将这两种综合模式细分为4种。

1.充足物源陡坡模式

充足物源的陡坡模式主要适用于泌阳凹陷南部唐河—栗园断裂带双河以南的平氏物源和杨桥物源发育地区。针对该地区的层序地层和沉积特征又可分出两种类型，其中模式I主要适用于平氏—赵凹地区，模式II主要适用于杨桥地区。

(1)充足物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式I

在平氏—赵凹地区层序发育的低位域时期，沿断层边缘地带或者常常不同程度地暴露于地表，遭受风化和剥蚀作用，形成规模较小的地层不整合接触，或者由于湖平面的来回振荡活动使得该区发育一套水陆交互的沉积。这在B10－B207－B236和B182－B195等连井地震剖面上表现出规模不大的削蚀和上超等地震反射现象。同时，在B207井1800～1850m井段出现的厚度不等的多套红层也说明了该地区在一定时期曾经暴露地表。当然，从沉积的角度来看，这个时期的水体相对较浅，湖盆萎缩，在断层边缘地区便发育沉积了陡坡扇三角洲的陆上平原，往湖盆方向则发育陆上分流河道向前推进而形成的陡坡扇三角洲前缘。相应地，在这些地区低位域时期沉积较少或基本为陡坡扇三角洲的陆上平原沉积，在井上表现出层序I、II、III的LST地层薄或含有红层(泥岩、泥页岩)(图3－16)。

当进入湖侵域以后，由于湖盆水体快速上升，使得湖盆快速扩大，可容空间得以快速增大，水深也变深。这时从南部桐柏山上冲下来的近源物源，经过很短距离的搬运便进入湖盆较深的半深湖中快速沉积下来。这就使得在湖侵域和高位域时期沿断裂带附近形成了较大规模的近岸水下扇。关于其沉积特征在沉积体系部分已经具体叙述过。

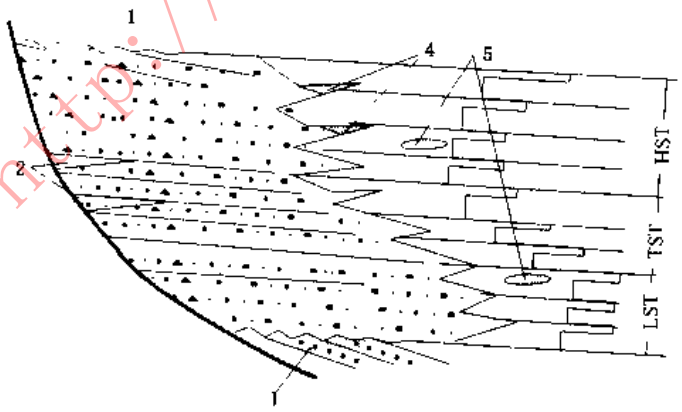


图3－16　充足物源陡坡带层序地层、沉积综合模式I
LST为陡坡扇三角洲；TST和HST为近岸水下扇；
1—不整合遮挡地层油气藏；2—超覆地层油气藏；
4—上倾尖灭油气藏；5—砂岩透镜体油气藏

从油气成藏的角度看，在这种模式中利于形成的油藏类型主要有：①不整合遮挡地层油气藏；②层序边界之上的湖侵域砂体超覆地层油气藏；③断层构造油气藏；④后期抬升形成的砂体上倾尖灭油气藏；⑤深水沉积砂岩透镜体油气藏(图3－16)。

(2)充足物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式II

杨桥地区的情况则与平氏地区有所不同，因为杨桥附近一是提供的物源不如平氏物源的规模大，二是杨桥附近一直毗邻泌阳凹陷的沉降中心且构造沉降幅度相对较大，水体相对较深，所以在该处很难形成陆上沉积物，而是大量物源直接进入半深湖—深湖水体，在一个层序发育过程中持续发育近岸水下扇沉积(图3－17)。在该地区一个层序中LST、TST和HST发育齐全，不再缺失LST。近岸水下扇砂体直接进入生油岩区，与生油岩呈互层出现，对于油气运移和圈闭成藏极为有利。

地信网论坛
BBS.35001.COM

在这种层序地层和沉积模式中，容易形成的油气藏类型主要有：①不整合遮挡地层油气藏；②湖侵域砂体超覆油气藏；③扇中砂体后期抬升形成的砂体上倾尖灭油气藏；④水下扇砂体滑塌形成的砂岩透镜体油气藏（见图 3－17）。

2. 少物源陡坡模式

少物源构造坡折模式主要适用于泌阳—栗园断裂带附近的梨树凹、梁店和下二门一带。该地区内的沉积作用主要受控于东部泌阳—栗园断层的活动时期和活动强弱程度。由于在核三段沉积时期凹陷内断裂活动以南部断裂为主，东部边界断层活动较弱，且为间断性活动，导致该断裂带物源供给不充分，地层中砂体含量总体较低，但在个别层位物源发育，砂体含量较高，表现出冲积扇和水下扇沉积特征。根据物源发育的具体情况和受外部物源影响大小的区别，该模式可以细分为两种，即少物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式 I 和少物源陡坡带层序地层，即沉积相综合模式 II。

（1）少物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式 I

模式 I 代表来自断层的物源很少，但是靠湖盆一侧却发育有远源而来的较细粒碎屑物质沉积岩，梨树凹处的层序充填和沉积模式就属于这种类型，在此处其远源物质是来自侯庄缓坡扇三角洲的沉积物，一般属于前缘远沙坝沉积，个别时期可为前缘物质滑塌形成的水下扇沉积（图 3－18）。

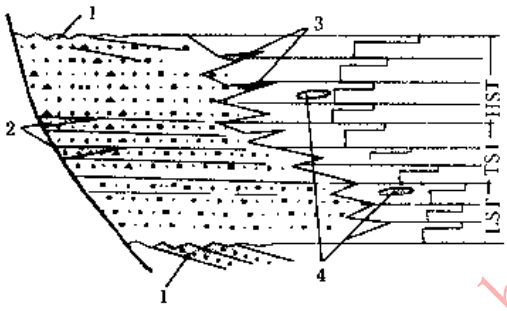


图 3－17　允足物源陡坡带层序地层、沉积综合模式 II

LST、TST 和 HST 均为近岸水下扇；
1—不整合遮挡地层油气藏；2—超覆油气藏；
3—上倾尖灭油气藏；4—透镜体油气藏

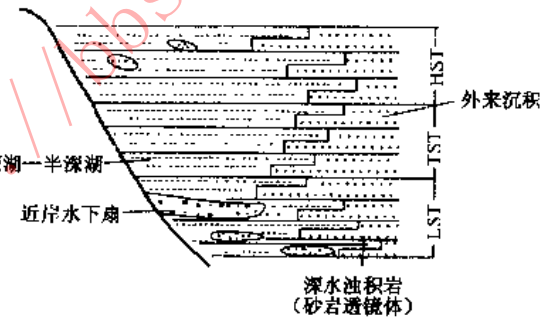


图 3－18　少物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式 I

在这种层序地层和沉积模式中，外部来源的砂体构成本区主要的储集砂体。该区容易形成的油气藏类型主要是砂岩透镜体油气藏。

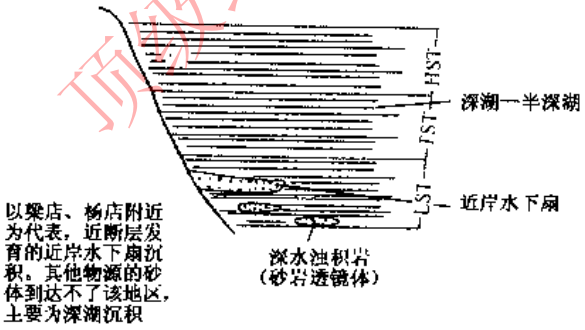


图 3－19　少物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式 II

（2）少物源陡坡带层序地层、沉积相综合模式 II

模式 II 主要代表梁店和扬店地区的层序地层充填模式。它表示该区严重缺乏物源，不管是近源的还是远源的，在一个层序发育过程中持续性表现为深湖、半深湖沉积。但是，在个别时期这些地区内发育近岸水下扇扇体沉积，形成该区主要的储集砂体。易于形成的油藏类型主要是砂岩透镜体油藏（图 3－19）。

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

二、斜坡模式

斜坡模式主要适用于泌阳凹陷中北坡缓坡带地区，在本研究工区内主要适用于侯庄砂体发育地区。地形相对平缓，在层序的低位域沉积期发育下切沟道沉积，但低位域沉积时期并不普遍发育低位扇沉积，如层序 III 低位域沉积期发育低位扇，而层序 II 低位域沉积期却不发育低位扇。在斜坡上由于坡度小、相带相对较宽，各种地层接触方式和叠置方式都有明显的特征。从层序地层发育情况来看，低位域时期的分布最为局限，尤其是在下切沟道或低位扇发育的情况下，斜坡地带的低位域仅发育在下切沟道和下切沟道附近地带。湖侵域地层在斜坡上上超现象清楚。根据下切沟道、低位扇的发育情况和发育与否，可以将斜坡模式分为三种类型。

1. 发育下切沟道、低位扇的缓坡带层序地层、沉积相综合模式

就目前的研究情况而言，认为该模式主要发育在层序 II 中。如前所述，在袁庄、程店地区发育有明显的下切沟道沉积，对应地在杨庄和梨树凹地区发育有低位扇沉积。在下切沟道、低位扇发育的缓坡带地区，层序地层单元中的低位域分布非常局限，下切沟道成为该区沉积充填的主要场所。在下切沟道边缘常见发育有河谷漫溢沉积或小型分支河道沉积。在远离下切沟道的其他地区该时期常常处于陆上暴露和沉积间断，从测井和钻井资料上看，缺失低位域的地层，只发育湖侵域和高位域地层。另外，由于下切沟道的下切作用，必然导致下切沟道发育地带的下伏地层中缺失高位域地层或高位域地层减薄。这样一来，在下切沟道发育地带，以湖侵域地层的发育和下切沟道的沉积为主。在这种模式中的下切沟道和低位扇都是隐蔽圈闭(油气藏)形成的重要基础。容易形成的油气藏类型有：①下切沟道砂体在河道边缘形成的砂体上倾尖灭油气藏；②横切下切沟道的断层侧向封堵而形成的断层—岩性复合油气藏；③下切沟道内前积砂体被初泛泥岩垂向封堵形成的地层油气藏；④低位扇扇体内形成的砂体透镜体油气藏；⑤湖侵域砂体上超形成的超覆地层油气藏；⑥不整合遮挡形成的地层油气藏(图 3－20)。

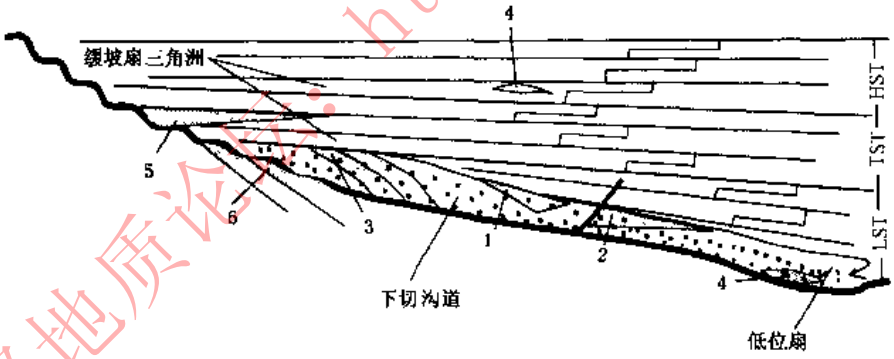


图 3－20　发育下切沟道、低位扇的缓坡带层序地层、沉积相综合模式

1—下切沟道侧缘砂体上倾尖灭圈闭；2—横切下切沟道地层的断层侧向封堵形成的断层—岩性复合圈闭；3—下切沟道内前积砂体被初泛泥岩垂向封堵形成的前积体圈闭；4—低位域或者深水浊积岩中形成的透镜体圈闭；5—湖侵砂体上超形成的超覆地层圈闭；6—不整合遮挡地层圈闭

2. 发育下切沟道的缓坡带层序地层、沉积相综合模式

在北部缓坡带地区的层序 III 地层研究的基础上，总结出这种层序地层和沉积模式。在层序 III 的低位域中发育有下切沟道沉积，其分布位置与层序 II 中基本相同，但不发育低位扇沉积，而是下切沟道发育至程店一带后能量快速减弱，砂体不再继续往前推进。这种层序模式中的层序单元发育情况与上一层序模式基本相似。这种模式下发育的油藏类型也与上一层序

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

模式基本相同，在此不再重述（图 3－21）。

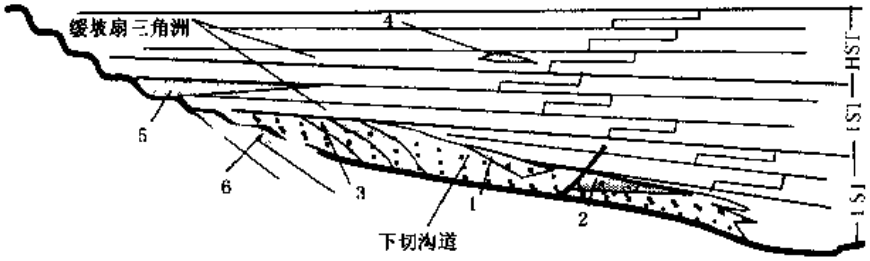


图 3－21　发育下切沟道的缓坡带层序地层、
沉积相综合模式（图例同图 3－20）

3. 不发育下切沟道、低位扇的缓坡带层序地层、沉积相综合模式

因为下切沟道、低位扇并不是在所有层序的低位域中广泛发育的，所以下切沟道、低位扇不发育的缓坡带层序地层、沉积相综合模式应该是泌阳凹陷北部斜坡带地区分布最为广泛的一种层序地层和沉积相带发育模式。在这种模式中，由于低位域沉积物不再仅仅局限于沉积在下切沟道中，低位域沉积的范围就变得广阔得多。当然，由于低位域时期湖盆水体较少，湖平面相对较低，低位域的沉积范围自然要比湖侵域和高位域要小得多，并且低位域沉积物仍然选择在一些相对低凹的地区沉积下来，在北部斜坡带的大部分地区仍然缺失低位域的存在，只是在本次的研究工区内，很少见到完全的低位域缺失。

在这种模式中，油气藏的形成往往与构造活动形成的各级断层有关，油气藏类型也以构造油气藏为主。最常见的岩性油气藏是各个层序湖侵域时期发育的上超砂体形成的地层超覆油气藏，其次便是在扇三角洲前缘砂体滑塌至深湖或半深湖中形成的浊积扇体砂体透镜体油气藏（图 3－22）。

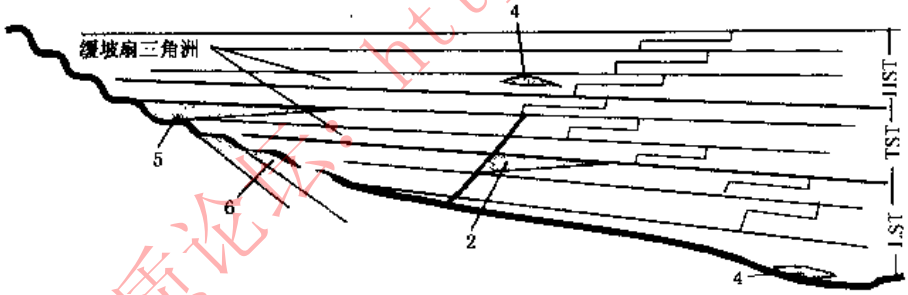


图 3－22　不发育下切沟道、低位扇的缓坡带层序地层、
沉积相综合模式（图例同图 3　20）

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

第四章　成岩作用及储层评价

第一节　储层岩石类型及组分特征

泌阳凹陷核二、核三段储层是凹陷强烈断陷阶段形成的以三角洲、扇三角洲相为主的沉积。碎屑物质经短距离搬运后快速入湖，从而使储层具有母岩复杂、碎屑组分分选、磨圆差、成熟度低等特点。储层岩石类型有砾岩、砾石质砂岩、含砾砂岩以及砂岩和粉砂岩等，从储层的碎屑组成来看，储层岩石类型以长石砂岩为主(图 4－1)。碎屑组分成分复杂，主要有石英、岩屑、长石以及云母和少量重矿物等，其中石英是储层中最常见的组分，其含量变化较大，一般为 40%～75%。显微镜下观察表明，石英一般表面干净，并且磨圆度较好，主要有四种来源。①来源于花岗岩等火成岩，颗粒较大，一般可达细砂粒级以上，表面有时可见不规则裂纹，但一般很少出现波状消光现象；②来自于云英岩、片麻岩等变质岩，颗粒粒径相对较小，多为细砂及粉砂粒级，波状消光较常见，其边部还可见碎裂作用的痕迹；③脉石英，来源于火成岩或变质岩分布区，因而上两种成因的特征都可以见到；④成岩作用来源，一般以加大边的形式出现，加大边宽度多数小于 0.05mm。在成岩作用过程中，石英常可被方解石等碳酸盐矿物交代，也常出现溶蚀和加大现象。

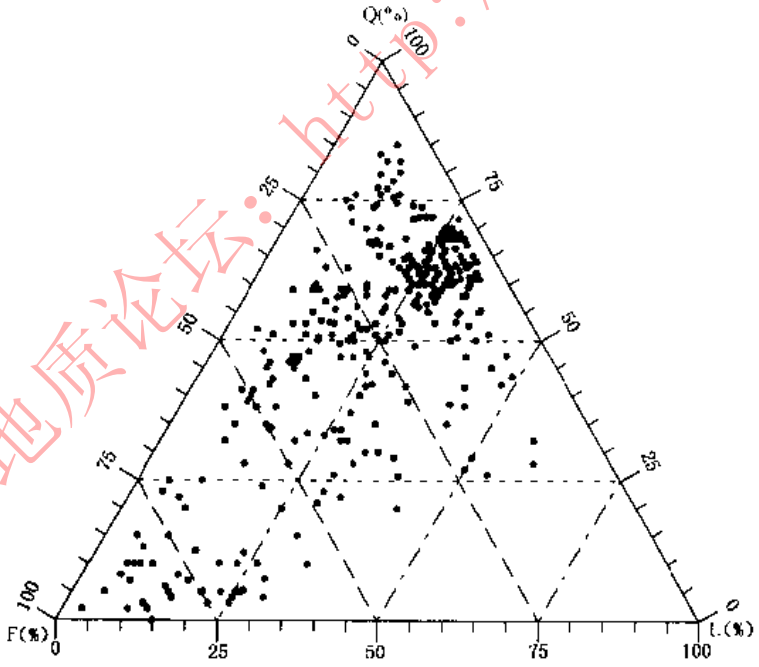


图 4－1　泌阳凹陷储层碎屑组分三角图

岩屑成分主要有花岗岩岩屑、石英岩岩屑、片岩—片麻岩岩屑等，有时还可见泥质砂岩岩屑以及大理岩岩屑等。除花岗岩岩屑及石英岩岩屑外，其他岩屑在成岩作用过程中都可以发生不同程度的变形，从而对储集空间产生损害。

长石含量一般小于 50%，正长石、微斜长石、条纹长石、斜长石等都出现，且一般钾长石含

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

量高于斜长石。经受风化作用及沉积—成岩作用的改造，长石常发生高岭石化、绢云母化蚀变，溶蚀、交代、自生加大等现象常见。

云母出现相对较多（表4-1），白云母和黑云母都有，但以白云母占明显优势，其形状一般为碎片状，常呈平行、近平行排列形成纹层状构造。在成岩作用过程中，云母的变形现象常见，也可被溶蚀或被碳酸盐矿物交代。

填隙物包括杂基及胶结物。

研究区储层的快速堆积成因，使得其中杂基含量普遍较高，一般为6%～15%（表4-1）。杂基成分有砂泥、泥、钙泥、云泥等，前者主要出现于砾岩、含砾砂岩等岩石中，其余杂基组分多出现于中砂、细砂及粉砂岩中。杂基含量的多少还和岩石粒度大小以及沉积微相有较明显的关系。

表4-1　杂基及云母碎片含量统计表

岩石名称	杂基		云母碎片	
	平均值(%)	样品数	平均值(%)	样品数
砾岩	15.25	8	3.3	7
含砾砂岩	6.91	34	2.8	10
不等粒砂岩	11.2	27	4.42	12
粗砂岩	6.1	7	2.5	2
中砂岩	7.37	16	3.5	6
细砂岩	11.68	32	3	24
粉砂岩	15.1	26	6.36	12

胶结物是储层在成岩作用过程中形成的自生矿物。其种类随沉积、成岩环境的不同而不同，研究区储层中出现的胶结物以碳酸盐为主，此外还出现少量粘土矿物、硫化物、硫酸盐、硅质胶结物等。

碳酸盐胶结物包括方解石、白云石、含铁方解石、含铁白云石以及少量的菱铁矿等。该类胶结物含量一般为5%～20%，其中含铁碳酸盐矿物相对影响较小。碳酸盐矿物晶粒以中—细晶为主，粗晶及粉晶较少出现。碳酸盐胶结物的含量与岩石类型有关，并在横向及纵向上呈有规律分布。一般来讲，细、粉砂岩中含量较多，而粗、中砂岩中则相对较低（表4-1），这可能受原始沉积物中杂基的含量以及岩石的成分成熟度等因素的影响。碳酸盐胶结物的平面分布受砂体形态的制约，在砂体前端（三角洲、扇三角洲前缘外侧以外）较发育，而其主体部位相对较低；在纵向上，研究认为，其分布有四种形式：递减型，反映下部胶结严重，即具“钙底”；递增型，反映顶部胶结强烈，即具“钙顶”；韵律型，反映砂层内有多次钙质胶结条带，构成严重非均质性储层；均一型，说明砂层碳酸钙含量低，变化小，储层好。

粘土胶结物包括高岭石、蒙皂石，少量伊利石、绿泥石以及伊/蒙混层粘土矿物等，粘土胶结物含量较少，一般为3%～5%左右。其成因有两种可能，一是由杂基中的粘土矿物重结晶转变或粘土与地层水反应而成，二是由地层水中溶解的离子相互结合并直接沉淀而成。

硫酸盐胶结物以石膏及硬石膏为主，含量少（一般少于2%），呈斑块状作为胶结物不均匀分布于碎屑颗粒间。

硅质胶结物表现为石英、长石颗粒的自生加大，加大边一般为0.01～0.05mm，埋藏越深，

地信网论坛
BBS.35001.COM

储层中的加大现象越明显。

硫化物胶结物主要为黄铁矿，其含量一般为1%～2%左右，有时可达3%～4%。黄铁矿一般呈星散状分布，颗粒大小为0.01～0.03mm，也可呈细脉状出现，甚至形成局部的黄铁矿胶结(图版Ⅳ－a)。

第二节　成岩阶段划分及成岩演化

碎屑物质沉积后，将经历各种类型成岩作用的改造，从而使岩石的成分、结构构造等发生很大变化，并对其储层物性造成深远的影响。成岩作用对储层物性的影响主要有两个方面。一是损害储层物性，如机械压实、胶结、交代作用等；二是改善储层物性，如溶蚀作用等。弄清储层所经历的成岩作用类型及其影响，不仅有助于弄清储层的成岩历程及其演化特征，还有助于推测储集空间的形成机理，为有利储层的预测提供必不可少的理论指导。

一、成岩作用类型

1. 压实及压溶作用

是沉积物在上覆沉积物的重荷作用下发生的水分排出、体积缩小、孔隙度降低，以及当埋深加大、上覆地层的压力超过孔隙水所能承受的静压力、或者受较强的构造应力改造时所发生的颗粒接触处的晶格变形和溶解作用的过程。

泌阳凹陷核桃园组储层由于沉积后埋深加大很快，加之古地温较高，因此压实、压溶作用对其的影响非常明显，其影响主要表现在以下几个方面。

①刚性颗粒的脆性变形，如长石、石英以及岩屑等的脆裂(图版Ⅳ－b)、长石沿解理缝的张开等。

②塑性颗粒的变形，如云母碎片的弯曲(图版Ⅳ－c)以及片岩、千枚岩、泥灰岩等岩屑的变形乃至假杂基化等。

③碎屑颗粒的晶格变形，如长石颗粒在压实作用下可出现晶格滑动，从而使双晶发生滑动变形。

④随压实程度的加深，碎屑颗粒由彼此分隔到相互靠近，出现点、线、凹凸接触甚至缝合线接触等形式。

⑤碎屑颗粒发生有限旋转，从而出现碎屑颗粒间的似平行状排列(图版Ⅳ－d)。

从镜下观察可知，研究区砂岩的压实作用程度普遍较高，大致从1500m埋深开始，线接触及凹凸接触就已很常见(图版Ⅳ－e)，埋深在2500m左右，缝合线接触及镶嵌接触也很常见，使得碎屑颗粒间呈紧密接触状态，并使得原生孔隙度遭受大量损失，其损失达7%以上。

为了定量描述研究区遭受压实作用的程度，引入视压实率概念(Housknecht，1987)：

$$\text{视压实率}=[(40-\text{粒间体积})/40]\times 100\%$$

其中粒间体积＝粒间孔隙体积＋胶结物体积。岩石遭受压实作用的程度可采用以下分级标准：

视压实率	压实程度
＜30%	弱
30%～50%	中
50%～70%	较强
＞70%	强

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

由(图 4－2)可知,所统计样品的视压实率普遍较大,表明储层已达到较高的压实程度,在纵向上视压实率的变化和薄片上对颗粒间接触方式的分析结果相一致。在这种情况下,埋藏较深的储层由于颗粒的脆裂和变形,将对储层的原始物性造成极大的损害。

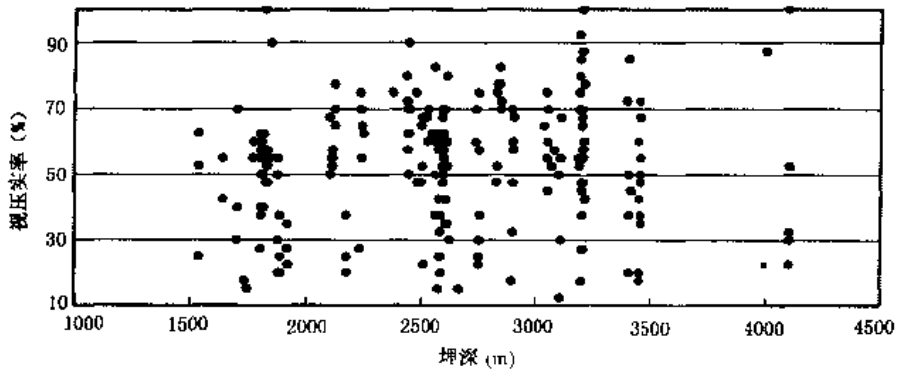


图 4－2　视压实率随深度变化图

2. 胶结及交代作用

在地下深部赋存的地层水,由于受温度、pH 值等因素的影响,常对岩石组分产生溶解和溶蚀,并使其中含大量的离子组分。由于地层水的运移及外来水的加入,使水的性质发生改变,水中所携带的元素组分就会以矿物的形式沉淀下来,形成胶结物。在此过程中可以对储层中既存组分发生交代改造。这种胶结和交代作用,将对储层的性质产生深远的影响。

研究区储层中作为胶结物存在的矿物类型较多,如碳酸盐、硅质、硫酸盐、硫化物、粘土矿物等。其中以碳酸盐矿物的胶结较普遍,含量也相对较高,并随埋深的增加,出现多一少一略有增加的变化趋势。

(1)碳酸盐矿物胶结

碳酸盐胶结物包括方解石、白云石、含铁方解石、含铁白云石等(表 4－2),根据它们出现的时间,可以分为早期碳酸盐胶结物和晚期碳酸盐胶结物两种类型。前者主要包括方解石与白云石,以方解石为主,胶结物晶粒大小变化较大,从粉晶到粗晶,一般以细晶和粉晶为主。方解石一般呈不规则状,呈孔隙式或嵌晶式胶结分布于粒间空隙中,其边部一般都有不同程度的

表 4－2　碳酸岩胶结物含量统计表

矿物种类	样品总数	样品数	平均含量(%)	>20%	20%～15%	15%～10%	10%～5%	<5%
方解石	含方解石样品							
	224	118	9.12	15	6	16	22	59
	相对百分含量(%)			12.7	5.1	13.7	18.5	50
白云石	含白云石样品							
	224	80	7.32	6	5	5	15	49
	相对百分含量(%)			7.5	6.25	6.25	18.75	41.25
含铁方解石	含铁方解石样品							
	224	13	5	0	1	2	1	9
	相对百分含量(%)			0	7.7	15	7.7	69.6
含铁白云石	含铁白云石样品							
	224	4	9	0	0	1	1	2

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

溶解痕迹。白云石形态一般较规则，在薄片中多呈规则的菱形形态以孔隙式胶结的方式出现，其轮廓多数情况下较规则，有时也出现溶蚀痕迹，甚至有的被溶解成骸晶状(极少见)。在含量上方解石含量一般明显高于白云石。方解石和白云石都对碎屑颗粒有强烈的交代作用，也可以交代石英、长石等的自生加大边(图版Ⅳ－f)，也可交代杂基。

晚期碳酸盐胶结物有含铁方解石、含铁白云石等，其产状和早期碳酸盐胶结物相似，但含量明显降低，平均含量一般为0.5%～5%，对碎屑颗粒及其加大边具有明显的交代作用，在后期溶蚀作用下也可发生有限的溶蚀。

从镜下分析可知，方解石含量与储层岩石的成分成熟度成负相关关系，这表明方解石的沉淀是在岩石经初步压实之后开始的。这是因为分选差、成分成熟度低的样品对压实作用较敏感，容易在压实过程中发生碎屑颗粒的相互靠近，并使某些岩屑发生塑性变形，从而使原始粒间孔隙损害较大，也使得早期碳酸盐矿物胶结的强度有所降低。此外，在很多出现早期碳酸盐矿物胶结的位置，碎屑颗粒之间接触都较紧密，线接触、凹凸接触都很常见，同样表明岩石早期胶结作用发生于初步压实之后。早期碳酸盐矿物胶结对储层的影响具有二重性：一方面它对孔隙起堵塞作用，使砂岩的原始孔渗性受到极大的损害；另一方面可以在碎屑颗粒间起支撑作用，有利于提高沉积物的抗压实能力，并且由于碳酸盐胶结物在酸性水作用下不稳定，它所占据的孔隙及其对碎屑颗粒交代所扩大的粒间空间能在酸性水的作用下释放出来，在一定程度上为次生孔隙的发育创造了有利条件。

碳酸盐矿物间也存在相互交代关系，表现为含铁方解石交代白云石(图版Ⅳ－g)，含铁白云石交代含铁方解石。

(2)硅质胶结

表现为石英、长石的自生或加大(图版Ⅴ－a、b)，以及在碎屑颗粒间局部出现的石英胶结(图版Ⅳ－h)。自生加大现象在研究区储层中较常见，在石英和长石，有时在硅质岩屑的边部都能发育，加大边宽度一般可达0.01～0.05mm，颗粒的加大往往和颗粒的压溶有直接的联系，因为加大常发育于压溶边的附近，并堵塞孔喉。石英胶结在强胶结的砂岩中也较常见，一般以石英单晶的形式充填于碎屑颗粒间的孔隙中(图版Ⅴ－c)；石英胶结的硅可能有两种来源，一是压溶作用，二是石英的溶解，两种来源所释放的硅在粒间以和碎屑石英非共轴的方式生长而形成。

(3)硬石膏胶结

硬石膏是研究区储层中含量很低的一种胶结物类型，其含量一般小于3%，并以嵌晶式胶结的形式呈不均匀的"斑状"出现，并对碎屑颗粒也产生一定的交代作用。硬石膏胶结物由于含量较少，它和碳酸盐胶结物间的相互交代关系不明显，但从成因上看，它应是较早期沉淀的产物。因为核一段、核三段沉积时期曾出现几次炎热干旱的时期，此时湖盆水体咸化，导致碱层和石膏层的出现，并在邻近的砂岩中产生石膏的胶结，在埋藏成岩作用中，由于温度的升高，石膏胶结物变得不稳定，发生脱水作用而转化成硬石膏

$$CaSO_4 \cdot 2H_2O = CaSO_4 + 2H_2O$$

这种转化是很容易发生的，只需要45～50℃的古地温即可，因而其发生转化的时间应为早成岩A期，而方解石的大量沉淀则一般认为是在早成岩A期的晚期以及早成岩B期。

3.溶蚀溶解作用

溶蚀作用是研究区储层中重要的成岩作用类型之一。在此过程中由于颗粒和胶结物等组分的溶解，可以使储层物性得以较大改善。在以前的一些研究成果中，认为参与溶解作用的矿

地信网论坛
BBS.35001.COM

物以长石和胶结物为主，此外花岗岩、片岩等不稳定的岩屑颗粒以及重矿物等也可以被溶蚀，应当说这些矿物类型的溶蚀作用在储层中确实存在，但并不是最主要的。在储层研究中，一般认为石英是最稳定的矿物之一，是一种难溶矿物，因此对石英颗粒是否参与溶解没有引起足够的重视。实际上尽管石英稳定性高，但在地层水及较高的古地温等因素的作用下，也可以发生较大规模的溶蚀作用，这已为许多学者的实验结果所证实。

在研究区储层中，确实存在以石英溶蚀为成因的孔隙类型，石英溶蚀的证据如下。

①部分溶解。部分溶解现象是碎屑岩储层中识别次生孔隙的重要标志，同样也可以通过部分溶解现象的存在来判断是否存在石英的溶蚀现象。从薄片的镜下分析可以找到许多石英部分溶解的证据，如颗粒的不规则状边缘或港湾状边缘（图版Ⅴ－d、图版Ⅵ－a），石英颗粒的溶解残余、晶内孔（图版Ⅴ－c）及溶孔中悬浮状石英颗粒的存在（图版Ⅵ－b、c），燧石颗粒的溶解而形成蜂窝状孔隙（图版Ⅵ－c）。

②颗粒间接触缝的开启。从前面的叙述中可知，研究区储层的压实程度较高，在埋深不到2000m时，即出现大量的线接触、凹凸接触等接触形式，缝合线接触及镶嵌接触也时而可见，因而碎屑颗粒之间应是紧密接触的（图版Ⅳ－f）。然而在镜下常可以看到在本应紧密接触的位置却出现颗粒间互相远离，并出现和应有的压实程度不相协调等现象，这可能是沿石英颗粒的接触界限发生溶蚀（图版Ⅳ－d），使喉道得以扩大的结果。

③伸长状孔隙（图版Ⅳ－e）。伸长状孔隙的存在表明碎屑颗粒曾经历强烈的溶解或溶蚀作用，由于孔隙的四周长石颗粒出现很少，并且孔隙的大小又和正常碎屑大小不相符，因而这种孔隙很可能是石英的溶解作用所造成的。

到这里，人们不禁要问，这种所谓的石英溶蚀可否为方解石等胶结作用所引起的？应当说在有的位置，方解石等胶结作用对孔隙的形成还是有一定贡献的，但在多数位置，仍然是以石英的溶蚀占优势，其根据主要有：①在石英溶解发育的位置往往胶结物很少或几乎不见胶结物的存在，而邻近位置（相距不到1m）有大量的方解石存在，也存在一些溶孔，但孔隙边部很少见到方解石的残余，或有时溶孔中有方解石的出现，但其晶形较完整（图版Ⅵ－g）；②岩石中局部可见钙质岩屑（泥晶或大理岩岩屑等），这些岩屑以碳酸岩矿物为主要组分。碳酸盐矿物对溶液的pH值极为敏感，在埋藏成岩作用中的较高温度下，遇酸性地层水很容易发生溶解。无论是对于作为胶结物存在还是以岩屑形式出现的碳酸盐矿物，其溶解的难易程度都是一样的。由图版Ⅵ－b可知，储层中白云岩岩屑的溶蚀不明显，而其相邻的石英颗粒则溶解强烈，这进一步表明在储层的沉积和埋藏作用过程中酸性地层水的作用是很微弱的。

二、成岩阶段划分及成岩演化

1. 成岩阶段的划分标志

成岩阶段是沉积地层在埋藏作用过程中遭受地温及地层水共同作用的结果，在此过程中沉积岩可以发生一系列的成岩变化，并可以据此来推断其成岩演化程度。研究区储层中主要有以下成岩作用划分的标志。

（1）地温数据

地层温度是埋藏成岩演化最主要的驱动力之一，它对岩石中粘土矿物和有机质演化、地下流体的化学性质等均有较大的影响。泌阳凹陷是一个小型箕状断陷盆地，但它在其发育的各个阶段乃至现在都处于高地温场中，凹陷内地温梯度平均为4.1℃/100m，高的地温场使得储层的成岩演化速度加快，达到晚成岩A期的埋深较浅，同时造成了在2500～3400m的埋深下总体具有低渗透特征的储层面貌。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

(2)粘土矿物演化

各种粘土矿物所稳定存在的成岩环境不一样，一般情况下随成岩演化程度的加深，高岭石、蒙脱石趋向于减少乃至消失，伊利石、绿泥石等则趋向于增加，而伊/蒙混层粘土矿物作为成岩作用过程中的自生粘土矿物，一般由高岭石、蒙脱石等转变而来，并逐渐向低混层比及向伊利石转化。伊/蒙混层粘土的存在范围大致对应于早成岩B期至晚成岩B期，粘土矿物的纵向分布特征可以大致反映储层的成岩演化程度。

(3)镜质组反射率标志

镜质组反射率(R_o)值既是生油成熟度标志，同样也可反映成岩演化程度，它和储层所经历的古地温值有密切关系。受高地温场的影响，泌阳凹陷主体部位R_o的演化程度较高，埋深大于2000m，多数位置R_o即已达到0.5%，大致在3400m埋深下，R_o则普遍达到1.3%(表4-3)。

表4-3 泌阳凹陷深层镜质组反射率数据表

井号	深度(m)	岩性	R_o(%)
B197	3291.4	泥岩	0.94
B195	3416	泥岩	1.33
B70	32.6	泥岩	1.11
B93	3379.5	泥岩	1.31
	3705	泥岩	1.41
	4102.56	泥岩	2.15
B185	3457	泥岩	1.32
	3010	泥岩	0.83
	3107	泥岩	0.91
	3205	泥岩	1.13
	3449.5	泥岩	1.29
	3456	泥岩	1.35

注：据河南石油勘探开发研究院实验室1992年资料

(4)岩石的胶结物成分及结构特征

随成岩演化程度的加深，岩石中胶结物成分及结构特征等均随之而发生变化。如在早成岩期以方解石及白云石等的沉淀为主，石英加大开始出现；晚成岩期则以含铁方解石及含铁白云石等的沉淀为主，长石的加大开始出现，石英加大进一步发育，加大强烈的位置可出现石英的弱胶结。随着成岩演化程度的加深，碎屑颗粒间接触方式也发生有规律变化，早成岩期一般以点接触—线接触为主，晚成岩期则以线接触—凹凸接触，甚至以缝合线接触为主。

2.成岩阶段划分

综合上述划分标志以及成岩作用的研究成果，参考应凤祥1991年"碎屑岩成岩阶段划分规范"，对泌阳凹陷主体部位储层进行了成岩演化阶段的划分，认为研究区储层总体处于早成岩A期至晚成岩A期(表4-4)。

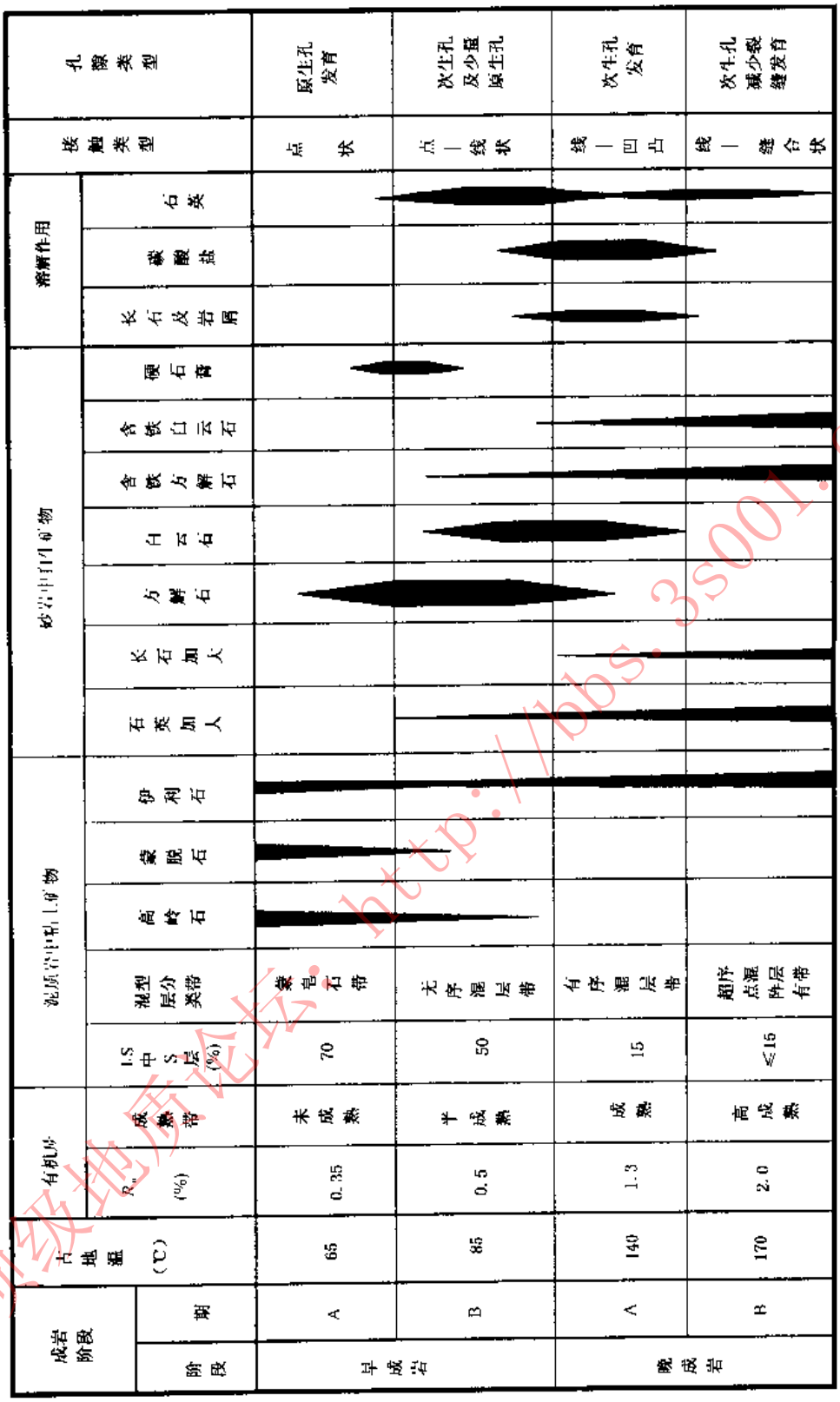
3.成岩演化

总体来看，泌阳凹陷成岩阶段随埋藏深度变化明显，但随各个具体沉积区域而有所不同，

http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

表 4-4　泌阳凹陷主体部位成岩阶段划分表



顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

因而在此以核三段为例，分孙岗—下二门、安棚—赵四、王集等地区对其成岩演化特征进行叙述。

(1)安棚—赵四地区(图 4－3)

埋深约 1230m 储层处于同生期至早成岩 A 期，早期有泥晶方解石及泥晶白云石的沉淀，随着埋深的加大，机械压实作用成为主要的成岩作用类型。由于该阶段埋深较浅、古地温较低(小于 65℃)，有机质处于未成熟状态，粘土矿物中高岭石、蒙脱石、伊利石、绿泥石等都可见到，伊/蒙混层粘土矿物则基本未见。储层中孔隙度、渗透率减小较快，孔隙类型基本都为原生孔隙及因胶结作用缩小的原生孔隙。

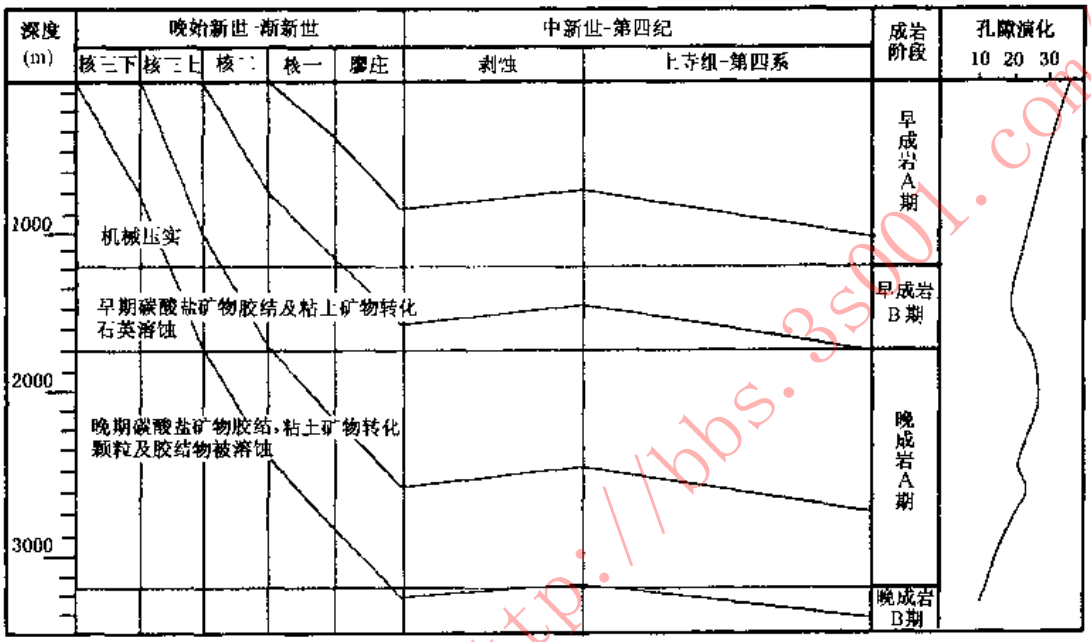


图 4－3　安棚－赵四地区成岩演化图

埋深大致在 1230～1750m 范围内，储层处于早成岩 B 期，该时期方解石及白云石开始大量出现，并成为最主要的成岩作用类型，含铁方解石及含铁白云石也开始少量出现；由于胶结物的胶结和支撑，机械压实作用对储层的影响程度大为降低。古地温逐渐变得较高(65°～85°±)，使得有机质逐渐由未成熟向半成熟转化，粘土矿物组成无大的变化，彼此间的转化变得明显，表现为高岭石和蒙脱石总体有所减少，而伊利石和绿泥石则有所增加(图 4－4)。

泌阳凹陷在核三段沉积初期，湖盆水体具有偏碱性特征，并且越经核三段沉积晚期水体的碱性程度越来越大，这使得储层中地层水也具有碱性特征。由于在早成岩 B 期古地温总体较低，有机质成熟度低，有机质在由不成熟向半成熟的过渡不能对地层水的 pH 值造成影响，并且随温度的升高，地层水中 CO_2 分压降低。而储层碎屑颗粒中碱金属离子水解等，也使得在早成岩 B 期地层水碱性程度较高。在这种情况下，石英变得不稳定，继而发生溶蚀改造而形成明显的石英溶蚀型次生孔隙，因而在早成岩 B 期因碳酸盐矿物胶结而使原生孔隙大量减少的背景下，也因石英的溶蚀而形成次生孔隙，并且在一定程度上使储层中的孔隙度得到了增加，也使得后期伴随有机质成熟而形成的酸性水对储层中碳酸盐矿物的改造变得更加容易。

埋深大致为 1750～3200m，储层成岩演化已达晚成岩 A 期，此时古地温较高，达 85～140℃。有机质总体处于成熟阶段，粘土矿物的转化程度也较高，高岭石和蒙脱石基本消失，伊/蒙混层粘土及伊利石趋于升高，但伊/蒙混层粘土中的蒙脱石含量则持续降低，由 50% 逐

资源地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

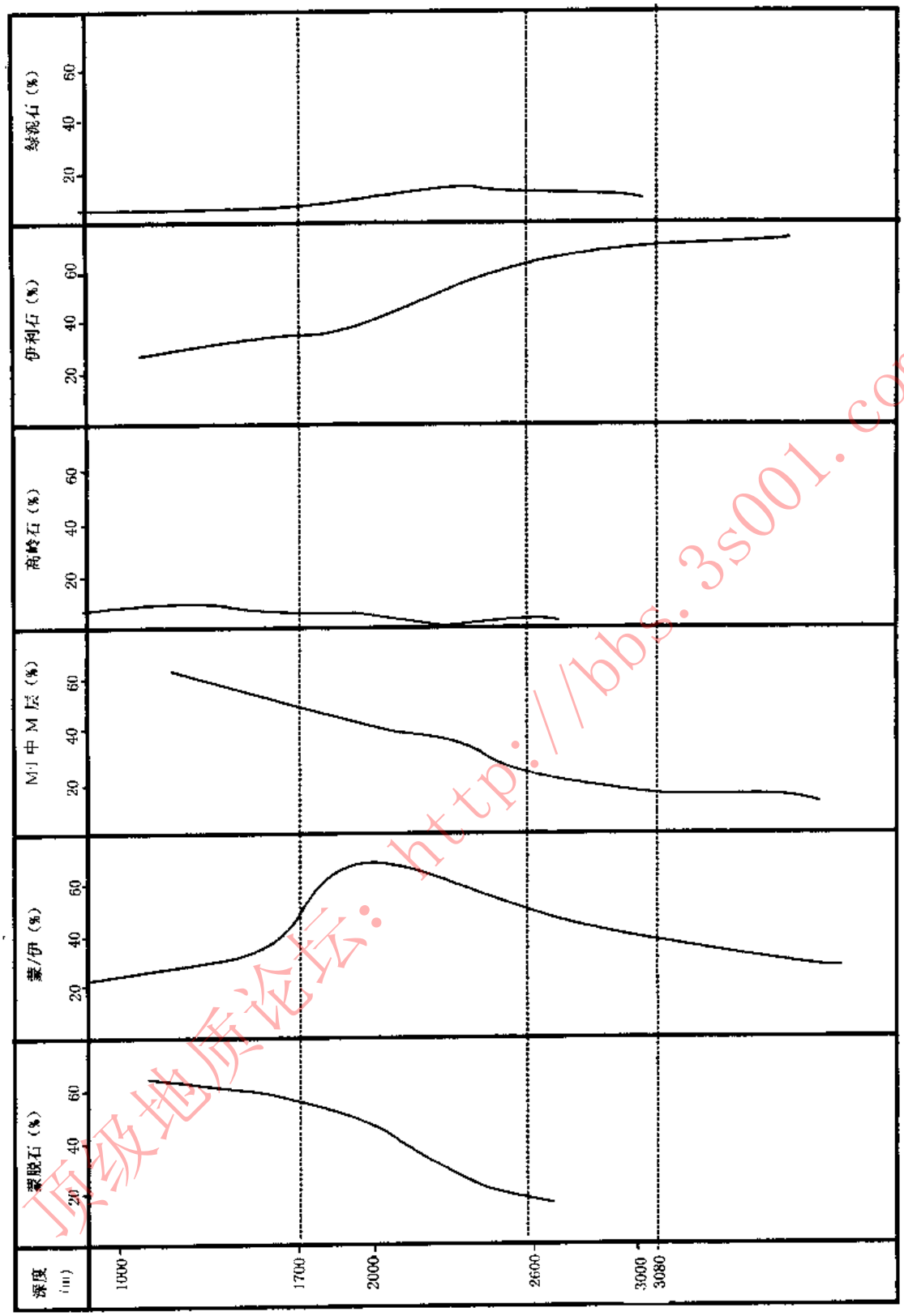


图 4-4 泌阳凹陷粘土矿物纵向变化特征(据林社卿,1985,有修改)

顶级地质论坛: http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

渐降低到15%左右。碳酸盐胶结作用仍然较发育，但其成分有所变化，以含铁方解石及含铁白云石为主，长石加大开始出现，并且随深度的增加出现较多。由于该阶段早期储层本身及下伏地层中有机质成熟过程中所伴随的有机酸的形成，储层中地层水的pH值发生有限的降低，并在一定时间内形成酸性水环境，从而使得已经存在的碳酸盐胶结物及长石等易溶组分发生溶蚀形成大量的次生孔隙，石英的沉淀和加大进一步发育并在局部形成硅质胶结。

随埋深的加大及次生孔隙的发育，储层中机械压实作用又变得明显起来。此时由于古地温的升高，其形式由纯粹的机械压实转为压实和压溶作用的共同作用为特征，并且由于压实、压溶、碳酸盐胶结及硅质胶结，使得储层的孔隙度遭受较大损失，并使得其处于低孔渗为主的状态。

由于核三段沉积期的碱性水环境及后期湖盆碱化等的影响，使得地层水以碱性为特征，有机质成熟过程中伴随的有机酸的影响相对较弱，因此它所导致的酸性水环境所持续的时间较短。由于储层组分溶蚀对酸的消耗以及碱性水的中和，地层水环境逐渐变回到碱性状态，并一直持续到现今，并在地下较高温度环境中对石英等酸难溶组分造成溶蚀，也使得在储层总体低孔渗的状态下为局部有利部位孔隙的发育创造了条件。

从成岩演化的趋势来看，安棚—赵凹地区核三段在大多数位置都已处于晚成岩A期的阶段，但进入晚成岩B期的很少。而核三段则以处于早成岩B期为主。

(2)孙岗—下二门地区(图4-5)

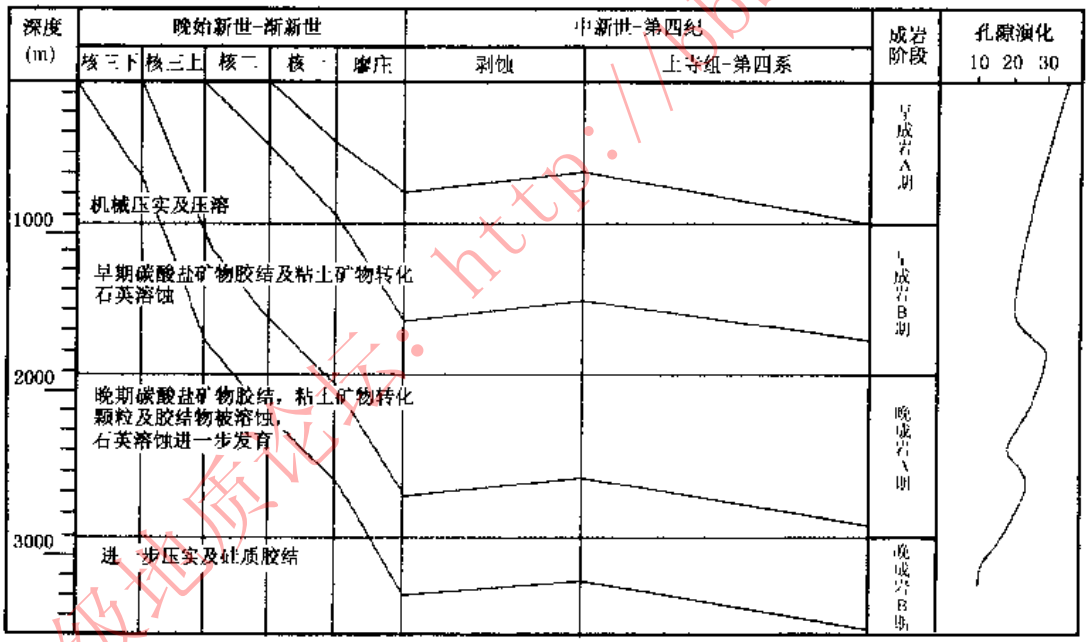


图4-5 孙岗—下二门地区成岩演化图

在同生期主要为泥晶方解石及泥晶白云石的胶结，早成岩期以机械压实为主，并伴有较轻微的压溶作用。由于古地温较低(小于65℃)，有机质处于未成熟状态。粘土矿物种类有高岭石、伊利石、蒙脱石、绿泥石等，伊/蒙混层粘土也较发育，由于机械压实作用的影响，储层中的原生孔隙大幅度降低。

埋深大致处于900～1850m，储层处于早成岩B期。在此深度范围内古地温有所升高，约为65～85℃，粘土矿物的转化较明显，表现为高岭石和蒙脱石的减少，而伊利石和绿泥石增多，伊/蒙混层矿物较多，但混层比大致处于70%～50%范围内。在早成岩B期碳酸盐矿物胶

地信网论坛
BBS.35001.COM

结取代机械压实成为主要的成岩作用类型，胶结物成分以方解石及白云石为主。碳酸盐矿物的沉淀依赖于偏碱性或碱性环境，而和安棚—赵凹地区早成岩 B 期相似，孙岗—下二门地区该成岩阶段也能形成较碱性的环境，有利于石英溶蚀的进行，因而早成岩 B 期在总体碳酸盐矿物胶结的背景下，也可出现较多以石英溶蚀为成因的次生孔隙。

埋深约 1850～2850m，储层处于晚成岩 A 期，其时古地温较高，约为 85～140℃，有机质处于成熟阶段，粘土矿物演化较强，其中高岭石和蒙脱石含量显著降低，粘土矿物以伊利石和绿泥石、伊/蒙混层粘土矿物为主，且混层比大致处于 50%～15% 的范围内。晚成岩早期由于有机质演化所产生有机酸的影响，地层水变得呈酸性，使得碳酸盐胶结物发生一定程度的溶蚀，而形成发育的次生孔隙，石英加大也少量发育，但未对储层孔隙造成大的影响。但随酸离子的消耗，储层孔隙水又恢复至碱性状态，含铁方解石及含铁白云石开始出现较多，同时伴随石英的溶蚀和长石的加大。由于该区晚成岩 A 期的深度跨度较大，并且因溶蚀面孔率又得到增加，储层的压实、压溶作用再次变得明显，并且对储层造成很大的损害。直到埋深 2950m 以下储层进入晚成岩 B 期，这种以压实、压溶为概貌的成岩作用特征仍在持续，且硅质胶结变得更为明显，在大于 3000m 的储层中石英的胶结变得较强且较为常见。储层物性进一步降低，但在局部的有利位置——如地层水的活跃位置等，也可以造成孔隙维持仍至进一步发育的条件。

(3) 王集地区(图 4－6)

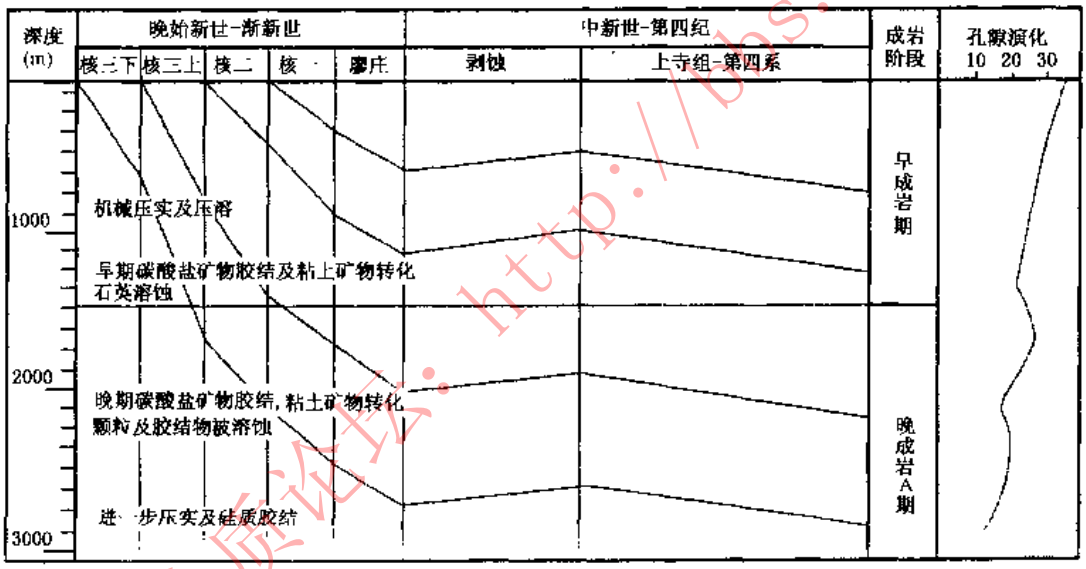


图 4－6　王集地区成岩演化图

基本成岩演化特征和安棚—赵凹及孙岗—下二门相似，仅各成岩阶段相对应的深度存在差别。此外由于埋藏较浅，核三段在现今成岩演化阶段下其物性比上述两地区要好。

第三节　碱性成岩作用及其对储层的影响

泌阳凹陷主体部位储层尽管受有机质演化等因素的影响可能在短期内遭受过酸性地层水的溶蚀，但从总体上看，仍是一种以碱性地层水作用为特征的成岩作用在起主导作用。

一、碱性成岩作用的证据

泌阳凹陷在其充填过程中的古气候环境属亚热带于旱—半干旱带。由于蒸发量总体大于

地信网论坛
BBS.3S001.COM

补给量，导致水体盐度和碱性程度的增加，从而使得其在晚白垩世—始新世的断裂初陷阶段沉积物中即出现硫酸盐沉积；从始新世到渐新世，早期沉积的核桃园组三段深湖区沉积物中出现白云岩，而在核三段上部和核二段中下部则出现白云岩及天然碱的沉积。由此可知，泌阳凹陷在盆地发育过程中，特别是储层的主体发育层位——核三和核二段在相应的沉积期，湖水应具有碱性或强碱性的特征。这就决定了在埋藏的初期储层地层水也为碱性或强碱性地层水。在埋藏成岩作用过程中，随埋藏深度的增加以及古地温的升高，有机质演化程度随之升高，在此过程中伴随有机酸及 CO_2 的产生，地层水有向 pH 降低方向转化的趋势，使得地层中酸不稳定性矿物组分遭受不同程度的改造。但该过程是短暂的，因此时尚处于油气成藏过程中，地层水应属活跃区，由于地层中碱层的存在使得地层水又迅速被中和，并逐渐向碱性的方向转化。随埋深的加深，地层水逐渐进入缓慢交替区、阻滞区及停滞区，使得高 pH 值地层水也得以保留下来。

另一方面，从现今地层水的分析资料可知，现今地层水的 pH 值绝大多数大于 7，有很多甚至在 10 以上（图 4－7），这进一步说明经历了有机质演化对地层水性质的改造之后，地层水仍然保持了其碱性特征，这也说明了自沉积物形成以来，岩石或沉积物中矿物组分总体处于碱性—强碱性环境。

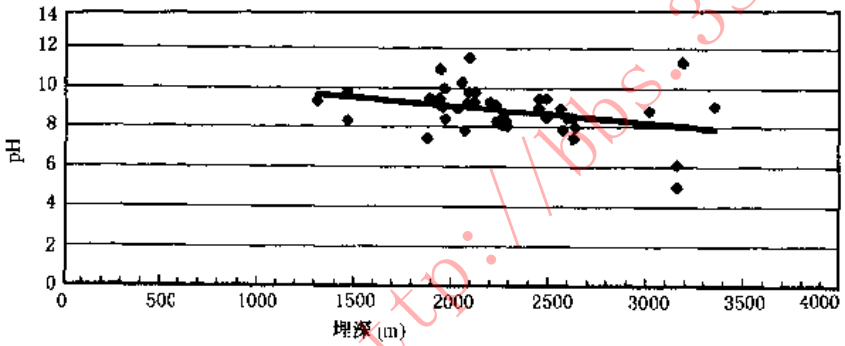


图 4－7　安棚—赵凹地区 pH 变化图

二、碱性成岩作用的岩石组构表现

储层埋藏成岩作用的过程，实际上就是压实作用及水—岩相互作用的过程，因而地层水环境特征将决定哪些矿物将在此过程中被溶蚀和生成。对于碎屑岩储层来说，储层的主要矿物组分为石英、长石、岩屑、胶结物以及粘土矿物等，这些矿物因其化学成分不同，在碱性水环境中，其表现方式也是不同的。这也可以反过来为碱性成岩作用的进行提供论证。

1. 石英

石英是储层中最稳定的组分之一，但在地下埋藏成岩条件下，特别是在碱性水作用下，石英的溶解变得容易。在泌阳凹陷主体部位储层中，由于碱性水的作用，石英的溶解现象非常常见，（详见溶蚀作用部分内容），这些溶蚀现象主要表现为：部分溶解、颗粒间接触缝的开启、伸长状孔隙、孤立状颗粒及碳酸盐岩屑保存较好等。

2. 长石

长石是一种酸不稳定组分，容易在酸性水的作用下发生溶蚀；然而在碱性条件下，长石是稳定存在的，此时如果溶液中组分浓度合适，碎屑长石颗粒将发生自生加大现象。研究区储层中长石的加大常见，而且加大边很宽，从 0.02～0.15mm 都可出现（图版Ⅵ－h、i、j），且一般以 0.05～0.1mm 为主，这种大幅的加大，没有碱性地层水的长期作用是难于形成的。

地信网论坛
BBS.3S001.COM

3. 岩屑

研究区储层中尽管岩屑种类较多，但对溶液环境有指示意义的主要有两种，即石英质岩屑（燧石及石英岩岩屑）和白云岩岩屑。前者所见较多，沿岩屑内部组分间的溶蚀较强，甚至可以形成蜂窝状微孔隙（图版Ⅵ－c）；而白云岩岩屑却保存得较好，溶蚀得很轻微，其形态和大小都没有发生太大的变化（图版Ⅵ　b），而其邻近的石英颗粒边部的溶蚀现象却较明显。

4. 粘土矿物

储层中常见的粘土矿物有高岭石、伊利石、蒙脱石、绿泥石等，其中高岭石在酸性条件下形成和随 pH 的增大而变得不稳定，其余则在碱性条件下形成和稳定。从酸性介质到碱性介质，高岭石的稳定性减小，可以被溶解或向伊利石转化。另外，在碱性条件下蒙脱石也可以向伊利石或绿泥石转化。

高岭石 $+K^{+}\rightarrow$伊利石

蒙脱石 $+Al^{3+}+K^{+}\rightarrow$伊利石 $+Si^{4+}$

蒙脱石 $-Al^{3+}+K^{+}+Fe^{3+}\rightarrow$绿泥石

在泌阳凹陷储层中，高岭石和绿泥石含量较少，而蒙脱石和伊利石含量较高，并且随埋深的增加蒙脱石和高岭石呈明显减少的趋势，伊利石和绿泥石却显著增加。粘土矿物在含量上的变化是粘土矿物间发生相互转化的结果。

三、碱性成岩作用对储层的影响

1. 晚期碳酸盐矿物少

在碎屑岩储层中，碳酸盐胶结物是其最主要的结构组分之一。根据碳酸盐胶结物的成因，可将其分为早期碳酸盐胶结物和晚期碳酸盐胶结物两种。对于早期碳酸盐胶结物结构来说，其在储层中含量的多少与储层的原生沉积环境有很大的关系，而晚期碳酸盐胶结物含量的多少，则受成岩作用的特点特别是溶蚀作用的发育方式和程度的影响。如果在成岩期的酸性地层水作用下，碳酸盐胶结物溶解程度越高，则后来由于 pH 值升高，相应组分作为晚期胶结物出现的量就可能越多。

对于泌阳凹陷主体部位储层来说，由于沉积期的蒸发浓缩环境以及沉积地层中碱层的存在，使得地层水持续以碱性或强碱性的状态出现，伴随有机质演化而形成的酸性水对地层水的影响较弱，因而它对早期碳酸盐矿物的溶蚀改造是有限的，从而使得储层中晚期碳酸盐矿物出现得很少。从对 198 个薄片的镜下观察表明，含有铁方解石及铁白云石的样品总共只有 17 个，而其含量又都以小于 5% 者为主（表 4－2、图 4－8）。

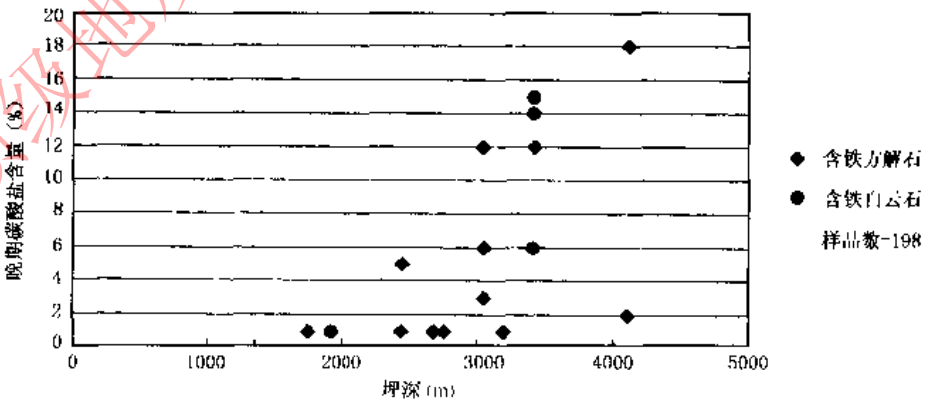


图 4－8　泌阳凹陷晚期碳酸盐胶结物纵向分布图

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

2、对次生孔隙形成的影响

次生孔隙是在埋藏成岩作用或表生作用过程中由于流体—储层岩石间的相互反应而形成的一种溶蚀溶解型储集空间类型，强调碳酸、有机酸及酚类对碳酸盐矿物的溶蚀与迁移是砂岩储层次生孔隙形成经典理论的最大特点。目前多数学者认为溶蚀型次生孔隙是由碳酸或者是有机酸引起矿物溶解所形成的，在我国陆相碎屑岩储层中，溶蚀型次生孔隙一般分布于有机质成岩演化的成熟期，与伊／蒙混层粘土矿物中蒙皂石的迅速转化带往往是一致的。有机质的成熟期同时也是有机酸产生的高峰期，因此一般认为次生孔隙多数形成于晚成岩A期。

上述情况可以说是储层埋藏成岩作用过程的常见现象，但是在对泌阳凹陷核三以及核三段的储层来说，由于其在埋藏成岩作用过程中总体以碱性地层水为背景，使得储层在此过程中的表现以及次生孔隙发育特征有较大的差别。

核三段和核二段沉积时期是泌阳凹陷构造发展的稳定沉降阶段，凹陷在总体干旱—半干旱的气候条件下欠补偿的稳定沉降，使得湖水逐渐加深，凹陷主体部位沉积物为深湖相—扇三角洲灰—深灰色泥岩、砂岩、泥质白云岩和油页岩。由于湖水深度大，底层水不流畅，逐渐封闭咸化而形成强碱性环境，并导致石膏层、碳酸盐岩以及碱层的沉积，受其影响同生作用带中沉积物间原始粒间水也应为强碱性的。在具正常水盆的同生作用带为氧化条件的情况下，其下的成岩作用带是还原环境，由于厌氧嫌气细菌的作用，pH值稳定上升，常可达到9。因此在对泌阳凹陷还原、强碱性的沉积物来说，有理由认为在早成岩期底层水的性质应当不会往pH值降低的方向发展。在这种环境中，石英等碱不稳定矿物会受到一定程度的溶解，但由于在此阶段埋深的逐渐增加和上覆地层压力的加大，机械压实作用成为最主要的成岩作用类型，溶解所形成的孔隙尚不足于补偿压实作用对孔隙所造成的损害，因此孔隙度是持续降低的。到早成岩B期，碎屑颗粒之间已初步紧密接触，由于颗粒间的相互支撑作用，使得压实作用受到遏制，也使得因碱性地层水作用而导致的石英溶解作用开始变得明显，从而形成了大量的石英溶解型次生孔隙，长石加大开始发育、早期碳酸盐矿物也在这时沉淀，使得早成岩B期的晚期储层孔隙度有一个降低的过程。

当埋深大致在1700～2200m以上时，储层开始进入晚成岩期，核三段中下部的暗色泥岩及油页岩中有机质进入成熟状态，伴随有机质演化而产生有机酸在地层压实作用过程中进入储层，对早期碳酸盐胶结物以及长石造成溶解，使孔隙度度有一个短暂的明显增加阶段。虽然有机酸对储层中地层水的性质将产生一定的影响，但其影响也必然较弱，作用的时间也短。因为一方面由此产生的H^+离子要受到生油岩本身碱性地层水的改造，另一方面，地层水在向上运移以及侧向运移过程中，还要受到地层中碱层的强烈影响，被其中和以后，还可能由于碱层的影响而重新成为碱性地层水。另外，储层本身的地层水也有较大的缓冲作用。实际上在研究区储层中上述因素使得地层水在其埋藏成岩作用历程中，尽管存在使其pH值降低的因素，但总体上以碱性为背景，pH值仅会略有不降。pH值的降低导致石英溶蚀的减弱、停止甚至在这种高硅含量的地层水环境中发生自生加大，总体的碱性地层水背景又使得长石的加大进一步发育；此外粘土矿物在压实过程中以及粘土矿物成岩演化过程中所释放出的Ca^{2+}、Fe^{2+}、Mg^{2+}、CO_3^{2-}等离子以及伴随有机质成熟而形成的CO_2等的影响，导致晚期碳酸盐矿物的沉淀和胶结。因此从上述特征可知，在晚成岩A期储集空间总体是受到损害的，在其后期由于有机质生成有机酸能力的减弱，地层水的pH值又出现升高的趋势，石英的溶解又开始变得显著，可能会使储集空间得到一定程度的恢复。

晚成岩B期以后（埋深大于3000～3200m），一方面上覆地层的巨大压力使得颗粒间进一

地信网论坛
BBS.35001.COM

步紧密接触，另一方面随着埋深的加大以及下伏地层压实程度的增加，储层中地层水越来越趋于封闭，而有机质此时尽管生烃及有机酸的能力下降，但生成 CO_2 的能力却在增加，生成的 CO_2 进入储层中使得地层水的碱性程度继续降低在这种情况下，长石继续处于稳定状态，石英的稳定性也有所增加。因而在此阶段孔隙度及渗透率是趋于降低和消亡的。

综上所述，在泌阳凹陷上体部位储层中，次生孔隙的发育有三个不同的演化阶段。

①孔隙形成带。主要分布于早成岩 B 期及晚成岩 A 期的早期，前者由于强碱性地层水的存在，使得石英处于不稳定状态，石英溶蚀形成大量的次生孔隙，这是孔隙度形成的重要时期；后者是由于有机酸而导致酸性地层水的短暂存在，使早期碳酸盐矿物发生溶解作用的结果。

②过渡带。分布于晚成岩 A 期，由于储层中地层水缓冲等因素的影响，地层水在受有机酸侵入后，逐渐恢复至碱性状态，有时也可能再次出现碱性降低甚至短时间为酸性的情况，石英时而稳定，时而不稳定，石英的溶解与沉淀对储层孔隙度影响不大。尽管碱性程度总体有所降低，长石则多数时间是稳定的，长石加大进一步发育，加上晚期碳酸盐矿物的胶结，储层孔隙度总体是下降的。

③孔隙消减带。分布于晚成岩 B 期以后，地层水的碱性程度继续降低，石英和长石度处于稳定状态，加上压实作用的影响日益明显，储层孔隙度逐渐降低，处于消减状态。

3. 石英的显著溶蚀和长石的大幅度加大

由于石英和长石这两种碎屑岩中最主要的造岩矿物在稳定条件上的较大差别，总体的碱性地层水背景使得石英的溶蚀和长石的自生加大成为最重要、且对储层物性有深远影响的成岩现象。

第四节　成岩相

成岩相是成岩环境及其在该环境所形成的物质组成的总和。成岩相是成岩作用过程的物质体现，并且随成岩环境的演化而在空间有规律变化。通过成岩相的分布特征，对储层的评价和预测具有重要意义。

根据成岩作用程度及其物质组成，在泌阳凹陷主体部位可以划分出以下成岩相类型。

一、杂基填集成岩相

岩石类型可以是砾岩、含砾砂岩、粗砂岩、中砂岩、细砂岩、粉砂岩，岩石中胶结物含量较少（一般小于 7%），杂基含量一般达 12%以上，高者可达 35%～40%。由于杂基含量较高，在机械压实作用下很容易发生体积的缩小以及孔隙的丧失。碎屑颗粒间一般以点—线等接触形式为主，压溶现象较弱或少见。杂基填集成岩相一般储层物性较差，多数不具有储集性能。

二、强压实成岩相

一般出现于各种粒级的净砂岩中。岩石中碎屑颗粒间的填隙物较少，其中碳酸盐矿物一般小于 5%，杂基多小于 10%，填隙物总量一般小于 10%。该类型成岩相一般出现于大于 2000m 的储层中，在大于 3000m 埋深的储层中出现更多。机械压实作用对碎屑颗粒产生十分明显的影响，表现为碎屑颗粒间多呈线—凹凸接触乃至缝合线接触，石英颗粒的压溶、加大常见，甚至出现较发育的硅质（石英）胶结。强压实成岩相中孔渗性一般较差，是构成泌阳凹陷主体部位低孔渗储层的主要成岩相类型。其孔隙类型以被机械压实或硅质胶结缩小的次生孔隙及部分原生孔隙为主，有时也可在此基础上发生石英的溶解而形成少量的溶蚀孔隙，使储层物性有一定程度的改善，形成 III 类储层。

地信网论坛
BBS.35001.COM

三、强胶结成岩相

一般出现于净砂岩中。岩石中杂基含量低，但胶结物含量较高，一般大于20%。胶结物可以是方解石、白云石、含铁方解石、含铁白云石等，前二者一般形成于强机械压实之前，表现为碎屑颗粒间的点—线接触为主要的接触形成，石英加大对碳酸盐胶结物有交代作用；而含铁方解石及含铁白云石则一般形成于强压实程度及稍后的时间里，表现为碎屑颗粒间多呈线—凹凸接触仍至缝合线等接触形式，碳酸盐胶结物在沉淀过程中还对石英加大边、硅质胶结物以及石英、长石等碎屑颗粒的交代作用明显。该成岩相中孔隙发育程度很低，一般是偶见呈点状分布的小孔隙，储层物性很差，一般为差储层或非储层。

四、溶蚀溶解成岩相

可出现于压实较强、胶结物含量较低的岩石中，也可以出现于压实较弱且胶结也较弱的岩石中。其埋藏深度跨度大，一般在1500～2600m埋深下出现机率较高，但在大于3000m埋深的情况下也可以少量出现。溶蚀孔隙发育是其主要特征，面孔率一般大于8%，多数在10%～35%范围内，随埋深的增加，其相对应的孔隙度也逐渐降低。孔隙的类型以次生孔隙为主，同时也可发育一定量的原生孔隙。次生孔隙根据成因又可分为碳酸盐胶结物被溶解型孔隙及石英溶解型孔隙，并且从多数薄片的统计结果表明后者占有很大比例甚至超过前者。溶蚀溶解成岩相是杂基含量少的碎屑岩先经弱或中等强度的胶结后再经溶蚀、溶解而形成的，先期的胶结作用阻碍了机械压实作用对储层的影响，为溶蚀作用的进行创造了条件。

五、弱压实弱胶结成岩相

一般分布于埋深小于1500m的核二段上部储层中，泌阳凹陷主体部位少见，且岩石以弱压实及弱胶结为特征。胶结物含量一般为5%～15%，储集空间类型以原生孔隙及因胶结作用缩小的原生孔隙为主，次生孔隙较少。储层物性一般较好，面孔率一般为15%～30%，为好或较好的储层。

第五节　储集空间特征及其分带性

储集空间是形成储层的必备条件，是沉积、成岩、构造等综合作用的结果。泌阳凹陷属新生代断陷盆地，储层是在总体干燥炎热的气候条件下形成的一套河流、三角洲、冲积扇、水下扇、扇三角洲等的沉积，盆地古地温较高，埋藏成岩作用改造较强等，使得凹陷中储层储集空间类型复杂，影响因素也较多。

一、储集空间类型

1. 原生孔隙

出现较少，主要为因机械压实及胶结作用而残余的粒间孔隙，其形状以三角形以及多边形等为主，孔隙边部有少量胶结物分布，孔隙大小一般小于0.05mm。在纵向上，埋深小于1200m时，原生孔隙出现相对较多，埋深大于1500m时，则出现很少，且以微孔隙为主(图版Ⅴ－f)。

2. 次生孔隙

泌阳凹陷主体部位储层埋深跨度大，从小于1500～4000m左右都有，次生孔隙发育的跨度也较大，从小于1000m就已较常见，往埋深增加的方向，次生孔隙的相对比例增加。

粒间溶孔(图版Ⅴ－g)是研究区储层中分布最广的一种储集空间类型，从埋深小于1000m到大于3000m都有不同程度的发育。粒间溶孔大小一般为0.05～0.25mm，甚至更大；形态多

地信网论坛
BBS.3S001.COM

呈不规则状及伸长状，含量一般为7%～25%，大于25%的储层一般发育于埋深小于2000m的深度下，而在埋深达3000m附近的储层中，面孔率大于15%的较常见。粒间溶孔可以是胶结物被溶形成，粘土杂基、长石、云母岩屑、云母碎片甚至石英颗粒都可以发生溶解而形成溶孔，其成因和有机质演化过程中所释放的有机酸及CO_2有关，也和广泛分布的碱性地层水等密切相关。

粒内孔(图版Ⅴ－c)可以发育于石英、长石、岩屑等碎屑颗粒的内部，相对少见，孔径一般为0.02～0.08mm。

晶内孔主要出现于碳酸盐胶结物晶内，在硬石膏等硫酸盐胶结物中也偶尔见到。晶内孔一般小于0.05mm，多呈孤立状发育。

贴粒孔缝(图版Ⅴ－h)较常见，出现于碎屑颗粒边部，环绕或半环绕碎屑颗粒分布。其成因可以是胶结物被溶形成，也可以是碎屑颗粒本身被溶解而成。贴粒孔缝的宽度一般为0.02～0.1mm，多和粒间溶孔、微裂缝等直接或间接地相连通。

微裂缝较少见，主要有粒内缝、粒间缝以及胶结物中微裂缝等，以粒内缝为主，其成因可以是构造作用和成岩压实等。微裂缝的宽度变化较大，从小于0.02mm到约0.1mm左右甚至更宽都可见，延伸从小于0.5mm到贯穿整个薄片都有。

二、储层物性的影响因素

可以影响储层物性的因素很多，如岩石类型、分选性、杂基含量、沉积微相胶结物含量、压实程度、溶蚀作用等。前面三个因素是随沉积环境和沉积微相而变化的，其余因素可以归结到成岩作用的影响上来，因此从上述意义上说沉积环境和沉积微相及成岩作用是影响储层物性的最根本因素。

1. 沉积环境、沉积微相的影响

储层都是一定沉积环境下的产物。由于不同沉积环境下，相应的水动力条件对碎屑物质的搬运、改造、堆积过程，形成岩石的物质组成、结构构造、砂体的空间展布特征等都存在不同程度的差异，这些差异将直接对储层物性造成影响。

沉积环境和沉积微相的影响是通过以下三个途径来实现的。

(1)杂基含量

从薄片分析可知，泌阳凹陷储层中杂基成分以粘土质为主，其次为云母碎片及细粉砂。上述杂基在埋藏成岩作用中以较稳定的方式存在，并由于压实作用而堵塞孔喉，因此杂基含量和储层物性间往往成反比关系。而不同沉积微相由于其水动力学特征不同，从而使得岩石中杂基含量存在差异，对储层物性造成影响。

由表4－1可知，研究区储层中砾岩、粉砂岩等岩性总体杂基含量较高，而含砾砂岩、粗砂岩、中砂岩等含量相对较低，云母碎片则总体随岩石粒级的降低而降低。图4－9所示岩石类型与孔隙度的关系和上述变化相符合。

(2)成分成熟度

成分成熟度可以反映岩石中长石、岩屑等组分的含量。随着埋深的增加，岩屑特别是泥质、泥灰质等较容易变形，甚至假杂基化，从而对储层物性造成负面影响。然而由薄片分析可知，研究区储层中岩屑成分以花岗岩、云英岩、片麻岩、片岩等为主，泥质岩屑含量较少，因此在这种情况下成分成熟度对储层物性的影响较小。

(3)原始孔隙度

原始孔隙度和颗粒分选性以及杂基含量等关系密切。原始孔隙度高的岩石，尽管胶结物

地信网论坛
BBS.35001.COM

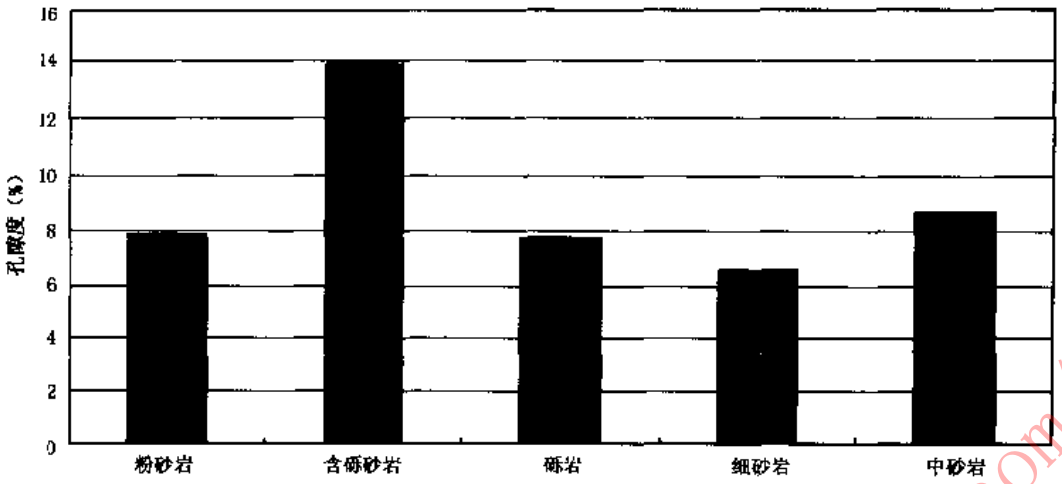


图 4－9　岩石类型和孔隙度之间的关系

沉淀的条件较好，但由于多数情况下充填不完全，以及胶结物本身在酸作用下的不稳定性，因而成为较好储层的概率较高。而原始孔隙度低的岩石，则由于杂基的充填以及胶结物的沉淀，这样在机械压实作用下岩石压实程度增加，原生孔隙大量丧失，从而对储层发育不利。

从物性分析结果来看（表 4－5），三角洲前缘分流河道、河口沙坝，湖底扇的辫状沟道、补给水道，近岸扇的中心微相以及扇三角洲水下分流河道等总体物性较好，表现为上述微相平均孔渗性较高，且孔隙度位于 15%～25% 范围内的样品所占比例较高。表 4－5 中数据是可靠的，仅湖底扇样品量偏少，但可以反映其物性好坏的一般趋势。远源扇三角洲前缘、近岸扇和近源扇三角洲中有利微相之所以物性较好，是因为它们都以具有牵引流机制的水动力条件为主，碎屑物质在搬运过程中分选性变好，粒度持续有规律变化，泥质及不稳定组分逐渐减少，从而有利于物性的发育。湖底扇的几个微相物性之所以较好，是因为它具有远源性质，沉积物在因重力搬运的过程中，由于搬运路程较远，在此过程中水体对其簸选也就变得明显了，其结果也是趋于向杂基减少的方向变化，原始孔隙度增加，从而有利于物性的发育，这和近岸扇情况不同，后者由于搬运距离较近，杂基等未能有效地从沉积物中分离出来。

2．成岩作用的影响

成岩作用对储层物性的发育起着至关重要的作用。成岩作用的影响是通过压实、胶结和溶蚀作用等对储层的改造来实现的。其中压实作用的影响表现为不同岩石类型在压实作用中的表现不同，如净砂岩的影响较弱，杂砂岩的影响较强。就研究区储层来说，在埋深小于 2000～2100m 时，孔渗性较高，其中孔隙度大于 20%，渗透率大于 $1000\times10^{-3}\mu m^2$ 者较多见；而埋深在 3500m 以下时，孔隙度大于 10% 者已基本不见。

另外，由于储层在埋藏过程中 pH 值较高，地层水以碱性为特征，而随埋深的增加，pH 值又有逐渐降低的趋势，受其影响在储层中出现石英溶蚀带、过渡带和稳定带等，在不同带中石英溶蚀、石英及长石的加大、碳酸盐矿物的沉淀等都不相同。上述因素决定了储层随埋深增加，储层物性变低的总体趋势。

三、低渗储层成因

从孔渗性的统计情况来看，泌阳凹陷主体部位储层在中—深埋条件下，孔隙度小于 13% 者约占 80% 左右，渗透率小于 $40\times10^{-3}\mu m^2$ 者约为 85%，而小于 $2\times10^{-3}\mu m^2$ 者占 63.2%，储层物性总体以低孔渗为特征（表 4－6）。

表 4－5　泌阳凹陷主要沉积微相中孔渗性及碳酸盐含量一览表

沉积相	微相	孔隙度(%)						渗透率($\times10^{-3}\mu m^2$)						碳酸盐含量(%)				
		样品数	平均值	>25	15～25	10～15	<10	样品数	平均值	>500	100～500	10～100	<10	样品数	平均值	>20	10－20	<10
水下扇	辫状沟道	19	3.6	0	0	0	100	19	2.57	0	0	5.3	94.7	19	18.89	32	63.2	15
	主沟道	102	3.02	0	0	0	100	102	0.46	0	0	0	100	102	15.7	49	40.2	
三角洲平原	分流河道	16	9.63	12.5	0	12.5	75	16	1.61	0	0	0	100	16	25.69	75	18.75	6.3
三角洲前缘	分流河道夹薄层间湾泥	13	11.11	0	22	44	34	9	22.36	0	11.1	22.2	66.7	9	4.75	0	11.1	89
	河口沙坝	94	10 99	0	23.4	40.4	36.2	94	63.63	3.2	8.5	28.7	59.6	94	7.6	4 3	22.3	73
	远沙坝	8	1 5	0	0	0	100	4	4.03	0	0	25	75	4	10.61	0	50	50
湖底扇	辫状沟道	6	12	0	16.7	66.6	16.7	6	11.78	0	0	33.3	66.6	6	29.83	83	16.7	0
	补给水道	6	18.84	0	100	0	0	6	103 5	0	50	50	0	6	7.44	0	66.7	33
	末梢微相	8	10.71	0	50	12.5	37.5	8	36.68	0	12 5	37.5	50	8	28.15	75	12.5	13
近岸扇	辫状沟道	17	4.35	0	0	5.9	94.1	17	1.61	0	0	5.9	94.1	17	11.32	5.9	41.2	53
	沟道间	15	6 48	0	0	0	100	15	0.2	0	0	0	100	15	15.82	20	60	20
	中心微相	12	11.08	0	16.7	50	33.3	12	0.049	0	0	0	100	12	1.85	0	0	100
扇三角洲	陆上河道	19	10.84	0	26.4	36.8	36 8	19	4.17	0	0	0	100	19	2.08	0	5.3	95
	水下分流河道	139	11.98	0	37.4	27.3	35 3	139	79.11	6.5	7.2	15.8	70.5	139	4.88	4.3	9.4	86
	支流间湾	2	6.77	0	0	0	100	2	0.001	0	0	0	100	2	16.91	0	100	0
	远沙坝	5	12.57	0	40	20	40	5	0.062	0	0	0	100	5	3 56	0	0	100
	前扇三角洲泥夹薄层浊积砂	13	3.63	0	0	0	100	10	4.24	0	0	10	90	10	10.61	10	30	60
较深湖—深湖		39	5.37	0	3.2	19.4	77.4	31	0.19	0	0	0	100	31	13 2	26	32.3	42

石油地质论坛：http://bbs.35001.com/
地信网论坛 BBS.35001.COM

地信网论坛
BBS.35001.COM

表 4-6 孔隙度及渗透率分布区间统计表

物 性	分布区间				
孔隙度(%)	<5	5~7	7~11	11~13	>13
相对百分含量	42.4	11.9	17.9	7.5	20.3
渗透率($\times10^{-3}\mu m^2$)	<2	2~10	10~20	20~40	>40
相对百分含量	63.2	11.6	4.6	5.6	15

低渗储层的形成是沉积微相和成岩作用共同作用的结果，而成岩作用的影响相对大些。成岩作用的影响又随深度而变化，表现为对于浅部储层来说，由于机械压实、压溶、长石加大以及碳酸盐矿物胶结等是降低储集性能的主要因素，对于中—深部储层来说，则由于进一步的压实压溶、石英、长石加大等使储层成为特低孔渗储层。

综合分析形成低渗储层各种因素的影响，认为储层压实造成了纵向上随埋深增加孔渗性降低的总趋势，而碳酸盐矿物胶结及石英、长石的加大则是低孔渗的具体成因。

1. 碳酸盐胶结物的影响

核二及核三段沉积时期是泌阳凹陷白云石大量发育的时期，但对于该时期所发育的碎屑岩储层来说，白云石和方解石都是作为早期胶结物存在的，而胶结物分布的位置又主要在粒间孔隙中，它们的存在可以使孔隙度较大幅度的降低，以致于形成碳酸盐矿物的强胶结。如薄片分析结果所示(表 4-2)，在所分析 224 块样品中，含方解石或白云石的样品分别占 118 及 80 块，而方解石及白云石含量总体较低，含量小于 5% 的有近半数。尽管如此，碳酸盐矿物在粒间孔隙中的分布会对储层物性造成较大影响，相对于上述两种胶结物来说，方解石的影响大于白云石，因为无论从含量上还是从出现的频率上，方解石都大于白云石。

由于地层水的持续高 pH 值背景，早期碳酸盐胶结物的溶蚀总体较弱，受其影响，晚期碳酸盐矿物在储层中的出现很少。在 198 块样品中，出现晚期碳酸盐矿物的样品约为 10%，其含量也普遍较低，但在已压实和早期胶结物沉淀而使孔隙度明显降低的孔隙中，晚期胶结物的出现也会有明显的影响。

对于碳酸盐矿物来说，无论早期还是晚期碳酸盐胶结物，分布上的共同点是主要分布于粒间，却很少因碳酸盐胶结物的出现而对喉道造成明显损害，因而它仅是造成低孔隙度的原因之一，却不是造成低渗的原因。

2. 石英及长石的再生长

由于储层原始孔隙水为碱性水，加上地层中碱层的存在，使得地层水总体以碱性为背景，从而导致了长石加大发育。而由于在不同埋深下所处的地层水分带位置不同，石英的溶解和沉淀特征也不同。

在较浅及中等埋深情况下，地层水处于交替自由带，邻近地层中碱层的存在对地层水具有明显的影响，因此尽管伴随有机质演化而产生的有机酸不断进入地层水中，地层水的性质总体还是以碱性为主。随着埋深的增加，地层水逐渐由自由交替带向交替阻滞带仍至交替停滞带转化，加上随盆地构造活动趋一微弱，地层水越来越趋于封闭状态。此时地层所对应的成岩作用程度较高，基本已达晚成岩 B 期阶段，有机质演化也很少，此时虽然有机酸的生成有限，但 CO_2 的生成能力却逐渐升高(图 4-10)，在这种情况下，地层水的 pH 值也出现降低的趋势。因而随埋深的增加，石英由不稳定逐渐向稳定转化，从而出现石英的加大现象。而从泌阳凹陷地层水的分布情况看，在较深埋藏下，地层水的 pH 值尽管有所降低，以偏碱性为主，但此时长

地信网论坛
BBS.3S001.COM

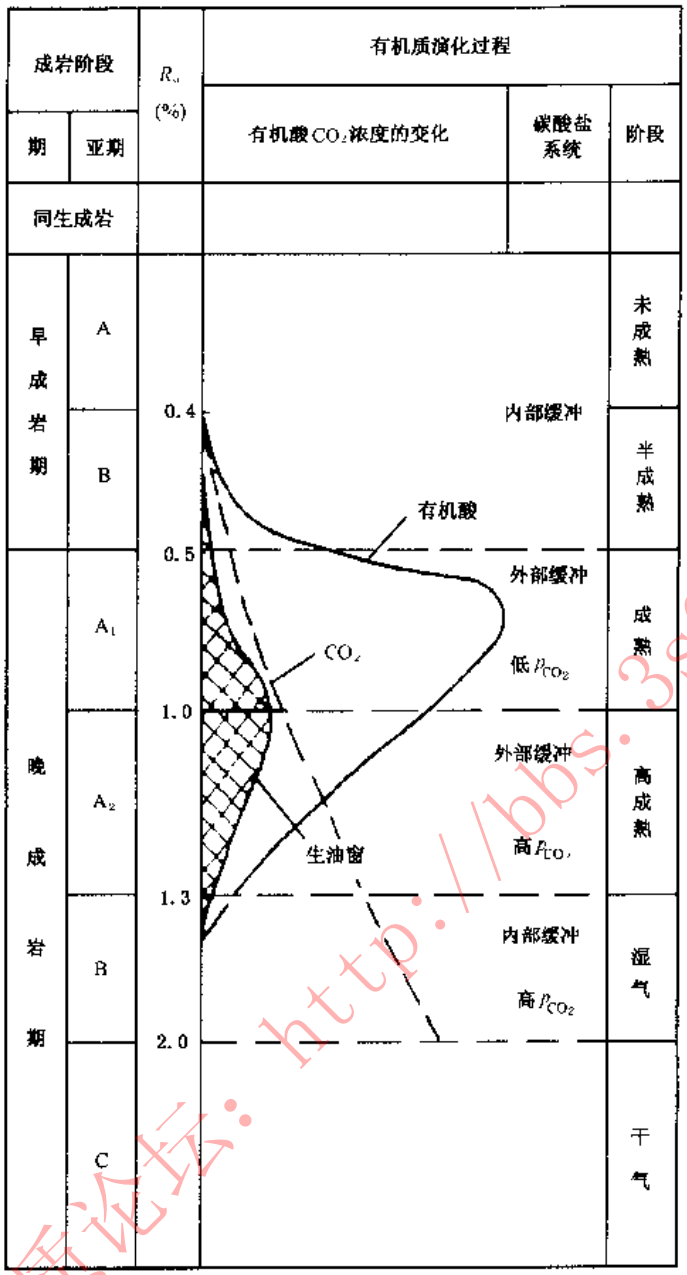


图 4－10　有机质演化模式图

石仍处于稳定状态，因而有长石加大现象的发生。

石英和长石的加大，一方面可以对孔隙造成损害，由此而造成孔隙的损失量可达 1/5～1/2以上；另一方面，石英和长石的加大还会使得粒间因压实作用而缩小的喉道进一步减小，从而造成储层渗透性的降低，这是造成储层低渗的最主要原因之一。

根据储层中石英的溶蚀及加大特征，可将其划分为溶蚀带、过渡带及消减带。

溶蚀带石英等硅质碎屑处于不稳定状态，石英溶蚀明显，石英加大很少见到，由于石英的溶蚀，使得粒间接触缝得以开启，从而改善储层的渗透性。

过渡带地层水的 pH 值略有下降，石英开始处于稳定状态，但石英的加大总体较弱，石英的加大仅使得因溶蚀等原因而开启的粒间缝重新闭合，但对粒间孔隙的影响不大。因而使得储层中孔隙度降低较小(图 4－11)，而渗透率则明显降低(图 4－12)。

原创地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

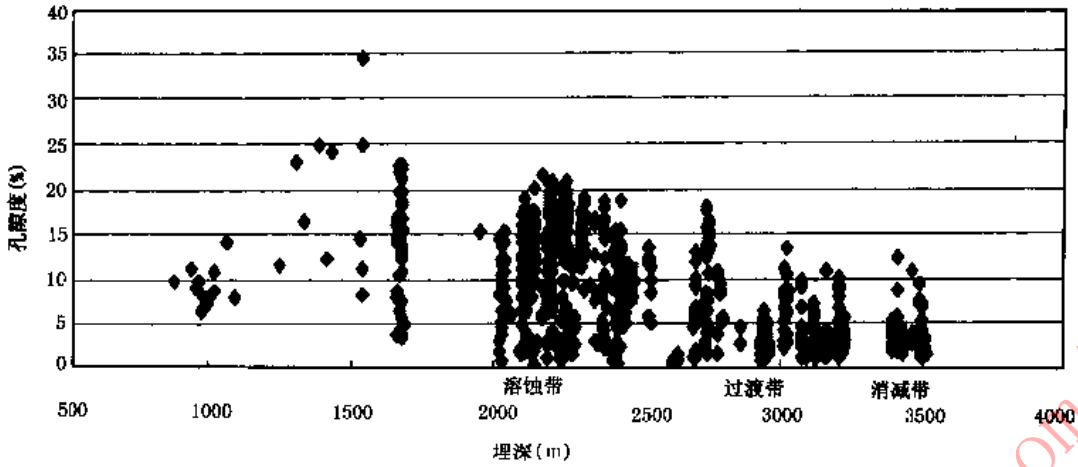


图 4－11　安棚—赵凹地区孔隙度纵向演化图

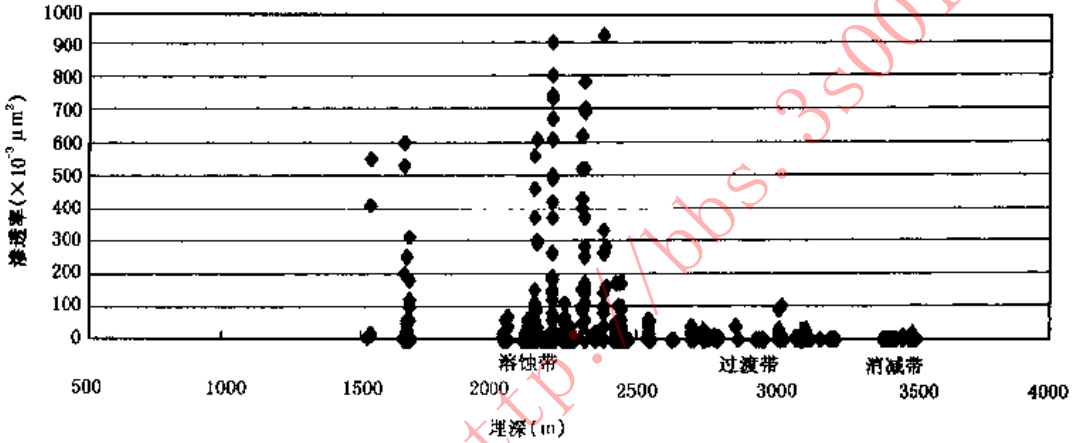


图 4－12　安棚—赵凹地区渗透率随深度变化图

消减带 pH 值略有下降(仍以碱性状态为主),石英处于稳定状态,石英加大开始大规模发育,而长石此时也是稳定的,长石的加大进一发育,从而使孔喉都受到较大损害,并使得储层处于特低孔渗状态。

四、储集空间的纵向分带性

储集空间的发育是沉积微相和成岩作用共同影响的结果,前者决定了储层中原始孔渗性的特点,后者则决定了储层孔渗性的最终发育程度。综合考虑成岩作用特征对储集空间发育程度的影响,可将储层储集空间划分为四个带(图 4－13)。

1. 原生—混合孔隙带

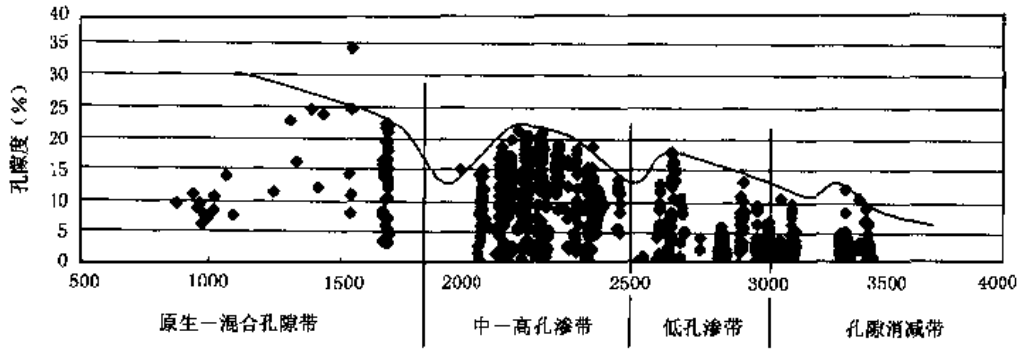
储层一般处于早成岩阶段。成岩作用类型以机械压实及早期碳酸盐矿物胶结为主,溶蚀作用的影响较弱,储集空间以原生孔隙为主,以石英溶蚀为主要成因的次生孔隙也可以局部发育,从而出现以混合孔隙为主的特征。储层孔隙度较高,一般大于 20%。

2. 中—高孔渗带

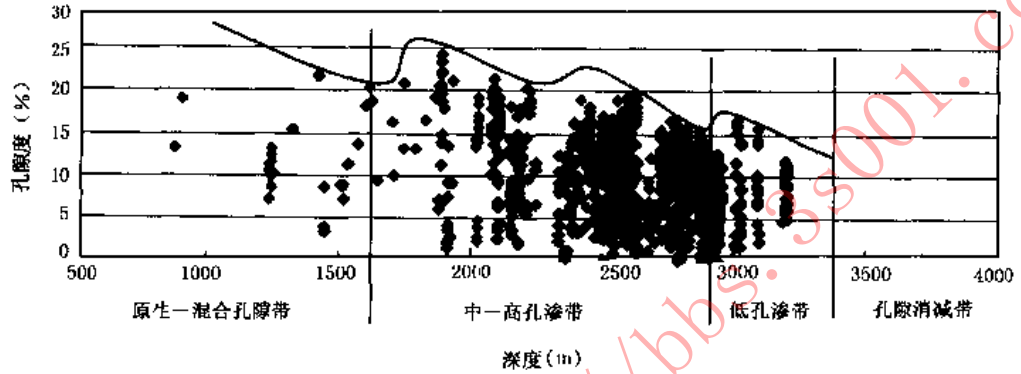
大体处于早成岩 B 期及晚成岩 A 期。孔隙类型以混合孔隙或次生孔隙为主,石英处于不稳定状态,由于石英的溶蚀而形成了大量的溶蚀孔隙。长石加大一般较弱,储层面孔率较高,大于 15%者常见,总体为中高孔渗储层。

石油地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM



安棚—赵凹地区孔隙度纵向演化图



孙岗—卞二门地区孔隙度纵向演化图

图 4-13　纵向演化分带性

3. 低孔渗带

多处于晚成岩 A 期的后期及晚成岩 B 期的早期，和石英稳定性过渡带相对应。石英加大开始在粒间接触缝处较明显，并使储层的渗透率明显降低，储层以低孔渗为主，孔隙度多低于 15%。

4. 孔隙消减带

成岩作用程度较高，储层已基本处于晚成岩 B 期阶段。该带和石英稳定性的消减带相对应，由于石英及长石加大的大量发育，次生孔隙被缩小达 1/4～1/2 以上，面孔率一般为 7%，大于 10% 者较少见。

第六节　储层评价

储层评价是在综合分析储层物性、沉积微相、岩石类型、成岩作用等多种因素的基础上对储层产能高低所作出的评价。在储层评价过程中应遵循由点到面，由单井到区域的原则，通过对单井储层的分析，获得有利于储层发育的诸因素及其对储层影响程度等的规律性认识，从而可以对未取心区进行储层的评价和预测。

一、评价方案

1. 单井储层评价

泌阳凹陷主体部位已有较多的取心和物性资料，这是进行单井储层评价最直接的依据。

在储层的分类评价过程中，参照中国石油天然气集团公司标准以及其他地区研究经验，结

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

合研究区具体情况制定了研究区储层评价方案(表 4－7)：

表 4－7　泌阳凹陷主体部位储层分类方案

类别	产能级别	孔隙度(%)	渗透率($\times 10^{-3}\mu m^2$)
I	高孔高渗	>20	>400
II	中孔中渗	13～20	40～100
III	低孔低渗	7～13	10～40
IV	特低孔渗	<7	<10
V	非储层		

(1)I 类储层

孔隙度大于 20%，渗透率一般大于 $400\times10^{-3}\mu m^2$。储层以较高孔渗为特征，其孔隙类型以原生—次生混合孔隙以及次生孔隙为主，孔径较大，一般大于 1mm。I 类储层发育较浅，以埋深小于 2000m 为主，2000～2500m 埋深范围内也可以少量出现，但在 2500m 以下出现的可能性很小。由于储层出现的深度总体较浅，受沉积微相的影响较大，原始孔隙度较高的位置也是 I 类储层的有利位置，如扇三角洲前缘水下分流河道、分流河口沙坝、三角洲前缘水下分流河道、水下扇中心微相等。

(2)II 类储层

孔隙度一般为 13%～20%，渗透率一般为 40×10^{-3}～$100\times10^{-3}\mu m^2$。储层以中孔中渗为特征，孔隙类型以次生孔隙或被碳酸盐矿物或硅质胶结缩小的次生孔隙为主，原生孔隙很少见，孔径一般为 0.05～0.15mm。储层埋深变化范围较大，安棚—越凹地区总体以小于 2500m 为主，孙岗—下二门地区则以埋藏浅于 3000m 为主。由于埋深范围较大，除沉积微相外，胶结作用及机械压实作用等都可以对其造成明显影响。这一方面表现为在沉积微相上，水下分流河道、湖底扇补给水道、水下扇中心微相等总体较为有利，此外，湖底扇末梢的薄层浊积砂也常具有较好的孔渗性；另一方面，在纵向分布上，以储集空间纵向分带的中高孔渗带物性较发育。

(3)III 类储层

孔隙度为 7%～13%，渗透率一般 10×10^{-3}～$40\times10^{-3}\mu m^2$。储层孔渗性较低，孔隙类型以胶结作用以及机械压实作用缩小的次生孔隙为主。在埋藏深度上，安棚—赵凹地区以 2500～3000m 常见，孙岗—下二门地区则于 3000～3400m 范围内常见。在上述两地区，埋深小于 2500m(或 3000m)在原始孔隙度相对较低的沉积微相中，III 类储层也常见，如扇三角洲前缘远沙坝、分流河道间、三角洲前缘远沙坝、近岸水下扇的辫状沟道以及末梢微相等。

(4)IV 类储层

孔隙度小于 7%，渗透率小于 $10\times10^{-3}\mu m^2$。其成因一方面是因为沉积微相不利，另一方面，在有利的沉积微相位置，也可以由于强胶结或强压实而形成，表现为在浅部及中等埋深下，不利沉积微相，如远沙坝、分流河道间等常发育为 IV 类储层以及有利的沉积微相，如水下分流河道、分流河口沙坝、中心微相等都可以发育为 IV 类储层。此外，在埋深大于 3500m 时，由于强烈的压实、压溶作用及硅质胶结，所有沉积微相都为特低孔渗型储层。

(5)V 类储层

实际上为非储层，主要由前扇三角洲、深湖—半深湖以及分流河道间的粉砂质泥岩以及泥灰岩等构成，也可以由储层的强胶结而成。

2. 储层平面评价

考虑上述分类方案，在对储层进行平面评价时，综合沉积微相及成岩作用对储层的影响，

地信网论坛
BBS.35001.COM

把储层分为四类分布区。

(1)I 类区

以湖底扇补给水道、扇三角洲前缘水下分流河道以及三角洲前缘河口沙坝等为主，岩石类型以含砾砂岩及细砂岩为主。埋深一般小于 2000m，储层物性好，以 I 类储层为主，II 类储层也可以出现。

(2)II 类区

以分流河道、河口坝、湖底扇辫状沟道以及末梢微相、近岸扇中心微相和扇三角洲陆上河道等为主，埋深 1500～2800m，储层类别以 II 类为主，I 类及 III 类也可以出现。

(3)III 类区

在沉积微相上，辫状沟道、沟道、支流间湾薄层砂、三角洲前缘近沙坝等出现较多，岩石类型多样，从砾岩到粉砂岩都可以出现，但岩石中杂基普遍含量较高或胶结较强，储层物性较差。以 III 类为主，II 类及 IV 类也可以出现。

(4)IV 类区

在分布上有三种可能，一是不利的沉积微相，二是有利沉积微相的强胶结位置，三是纵向上处于孔隙消减带的位置。物性很差或为非储层，储层类别总体为 IV 类和 V 类。

二、重点目标评价

通过沉积相研究及地球物理识别，确定的重点目标位于孙岗—下二门西区的西侧，大致位于 B203—BI18—BI55—FAN1—B188—B191 井范围内，在层序 II 及层序 III 的低位体系域中都可出现。储层岩石类型总体以含砾砂岩为主，其次为中细砂岩；沉积微相上，北部为下切沟道，南部为两个低位扇扇体，前者与湖底扇的补给水道特征相似，后者具有近源性质，物性发育条件相对都较好。

在上述评价方案的基础上，综合岩性、沉积微相、薄片分析、埋深、分区物性变化趋势，以及区内井及邻近井相应深度下的物性特征等资料，认为目标区总体以 II 类区为主，III 类区相对较少。对于层序 II 低位体系域来说，由于只有下切沟道发育，其北部 B202—B143—B141—B203 井范围内为 II 类区，南部 B188—B93—B189—B197 井范围内总体属 III 类区。对于层序 III 低位体系域来说，整个下切沟道以及东边的水下扇属 II 类区，而西边的水下扇为 II 类—III 类区。

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

第五章　重点地区高分辨率层序地层学研究

第一节　重点地区的选择

经过区域层序地层学和沉积体系的研究，结合目前泌阳凹陷的勘探实际，我们选择了王集、孙岗、程店一带作为本次研究的重点地区。作此选择，主要基于以下几方面的理由。

①根据层序地层划分，将核桃园组划分为四个层序，其中在层序 II 和层序 III 的边界识别研究中发现，在袁庄—孙岗—大郝庄地区的 B218—B142—B203 井一线以北地区，层序 II 和层序 III 层序边界形成时期都曾经短时间暴露地表，形成一定规模的不整合。这说明在层序 II 和层序 III 的低位体系域沉积时期，该区沉积层薄或完全缺失，到湖侵域时期由于湖泛使得湖盆发生快速扩张，陆源碎屑物质才开始大规模地在该区及其以北地区发生沉积而形成地层超覆接触关系，这为该区形成以地层超覆圈闭为主的隐蔽圈闭（油气藏）的形成奠定了基础。

②根据前期沉积体系研究，该地区主要处于侯庄远源扇三角洲前缘的前端部位，砂体丰富而粒度稍细（仍有一部分砾状砂岩和含砾砂岩），成分成熟度和结构成熟度都较高，物性较好，有效孔隙度一般在 12%～18%，平均为 15% 左右；渗透率一般在 100×10^{-3}～$800\times10^{-3}\mu m^2$，平均为 $400\times10^{-3}\mu m^2$ 左右。这说明该区储层发育且储集性能较好，同时该地区距离凹陷中心的生油岩区较近，有油气运聚的优先权。

③通过地震、测井和岩心岩屑录井的综合解释，在袁庄、程店一带的层序 II、III 低位体系域中均发育有下切沟道充填沉积。另外，在层序 II 的低位域中还发育有低位扇沉积。考虑到下切沟道砂体的侧缘自然尖灭易于形成砂体的侧向封堵和该区内层序 II、III 相应层位发育有横切下切沟道砂体的断层存在，以及垂向上有初次湖泛面的垂向封堵等有利成藏条件，那么在该区内具备有下切沟道砂体因“断层切香肠”而形成岩性—断层复合圈闭（油气藏）的地质条件。另外，低位扇的沉积砂体中有利于形成岩性透镜体油气藏。所以下切沟道、低位扇沉积体是该地区勘探的有利目标，也是全区隐蔽油气藏勘探的一个新区和理论突破。

④从早期勘探成果来看，在泌阳凹陷的三大物源体系中的平氏砂体、古城砂体中均找到了可观的油气储量，但在全区最大的侯庄砂体中找到的油气储量却极其有限，仅发现新庄、王集两个低能油田，在孙岗、程店一带的侯庄砂体前缘部位仅有 B160、B191、B118 三口井控制出了一小块含油区。这与侯庄砂体在泌阳凹陷的地位极不协调。为了进一步解剖侯庄砂体、更进一步认识侯庄砂体内油气成藏和分布规律，也值得对本地区进行重点精细研究。

第二节　高分辨率层序地层学对比

高分辨率层序地层学的理论核心是在基准面旋回变化过程中由于沉积物可容空间与沉积物补给量比值（A/S）的变化，相同沉积体系域中沉积物体积发生再分配作用，导致沉积物堆砌样式、相类型及相序、岩石结构、保存程度发生变化。这些变化是沉积体系域在基准面旋回中所处位置和可容空间的函数，基准面旋回变化控制了地层单元的分布模式，这种具有一定规律

地信网论坛
BBS.35001.COM

的分布形式为人们进一步预测沉积储层的分布提供了概念性模型。高分辨率层序地层学是对地层记录中反映基准面旋回变化的时间地层单元进行二元划分，其关键在于关于地层记录中识别代表不同级次基准面旋回的不同级次的地层旋回，进而进行高分辨率等时地层对比，探讨等时地层格架内的地层分布模式，预测有利烃源岩、储层及盖层的分布。

准层序的边界以湖泛面为识别标志，即一次湖水的上涨和下降便形成一个准层序。这样，准层序便与油田应用的小层大小基本相当，但考虑到实际应用中的可操作性，这里适当对准层序的规模做了一点放大调节。

准层序的对比在勘探中有很重要的作用。过去进行砂层组对比时，主要依据砂层组在岩性、电性方面的相似性并参考岩性韵律，结果很容易造成对比中的穿时现象。在层序地层准层序的对比中，我们更注重的是砂层内部韵律的相似性在对比中的作用。在本区高分辨率等时地层对比研究的过程中，我们主要遵循以下 3 点原则。

首先，在进行砂层组对比时，不改变单井剖面上相对深度位置，而按实际深度建立联井对比剖面。这样可保留现今实际地层的产状，在解释和恢复地层结构时不易出错。

其次，在寻找湖泛面以便确定准层序边界时，最先要找那些特征明显的、影响较大一些的界面进行对比，尔后可以在此基础上对更小一级的界面进行对比。而不要同时把所有的湖泛面都同时进行对比。也就是说，砂层对比要找主要的特征，对于细节则不一定做到面面俱到的解释。

最后，对于相距较远的两井或多井间进行准层序（砂层）对比时常有困难，这时可以参考过井或井旁地震剖面中反射同相轴的产状和连续性等特征。虽然地震垂向分辨率有限，但往往一个同相轴就差不多代表一个砂层组。那么同相轴的产状和分布范围就可以用来帮助解释井间砂层组的分布。这种做法简单有效，可以消除许多陷阱和错误。

在孙岗—程店地区选择了 6 条剖面分别对层序 II 和层序 III 进行了高分辨率层序地层对比分析。这 6 条剖面分别是层序 II 的 B202—B160—B200—B190 井、B203—B160—B118—B155—B93 井、B159—B93—B189 井、B199—B155—B198 井，层序 III 的 B159—B93—B189 井、B203—B160—B118—B155—B93 井。

过 B159—B93—B189 井层序 III 高分辨率层序地层对比图（图 5－1）上 B93 井相对位置最低，沉积厚度最厚。由图可知，低位体系域、湖侵体系域和高位体系域都发育，但低位体系域沉积地层最厚（300～450m 之间），其中 B93 井处沉积地层最厚达 450m。在低位体系域中共发育了 5 套砂体，除 B189 井底部的一套砂体向 B93 井方向尖灭以外，其余的砂体都表现为从 B93 井向 B189、B159 井变薄，从沉积特征上看主要为低位扇沉积。湖侵域和高位域沉积厚度都在 120－160m 之间，砂体主要发育于 B93、B189 井间，沉积类型为河口沙坝和远沙坝，从测井曲线上可看出沉积物源从 B189 流向 B93 井。

B199－B155－B198 间层序 III 的高分辨率层序地层对比剖面中可见 B199 井的沉积厚度最大，低位域、湖侵域、高位域都发育，低位域时期三口井中均发育下切沟道沉积，经过精细的层序地层对比，低位域中发育的 4 套砂体中有一套砂体尖灭于 B155、B198 井之间。进入湖侵域后砂体铺开，沉积体为河口沙坝，进入高位域后 B199 井处岩性变细，在 B155 与 B199 井之间存在两套砂体的尖灭。

图 5　2 是 B202－B160－B200－B190 井间层序 II 的层序地层对比图。从区域沉积体系研究的结果来看，此剖面基本上横切下切沟道，这在该剖面的基本形态和砂体走势特征上表现得很清楚。低位域沉积的地层较厚，油气也仅仅富集在低位域中，其顶部（垂向上）受控于初次

地信网论坛
BBS.3S001.COM

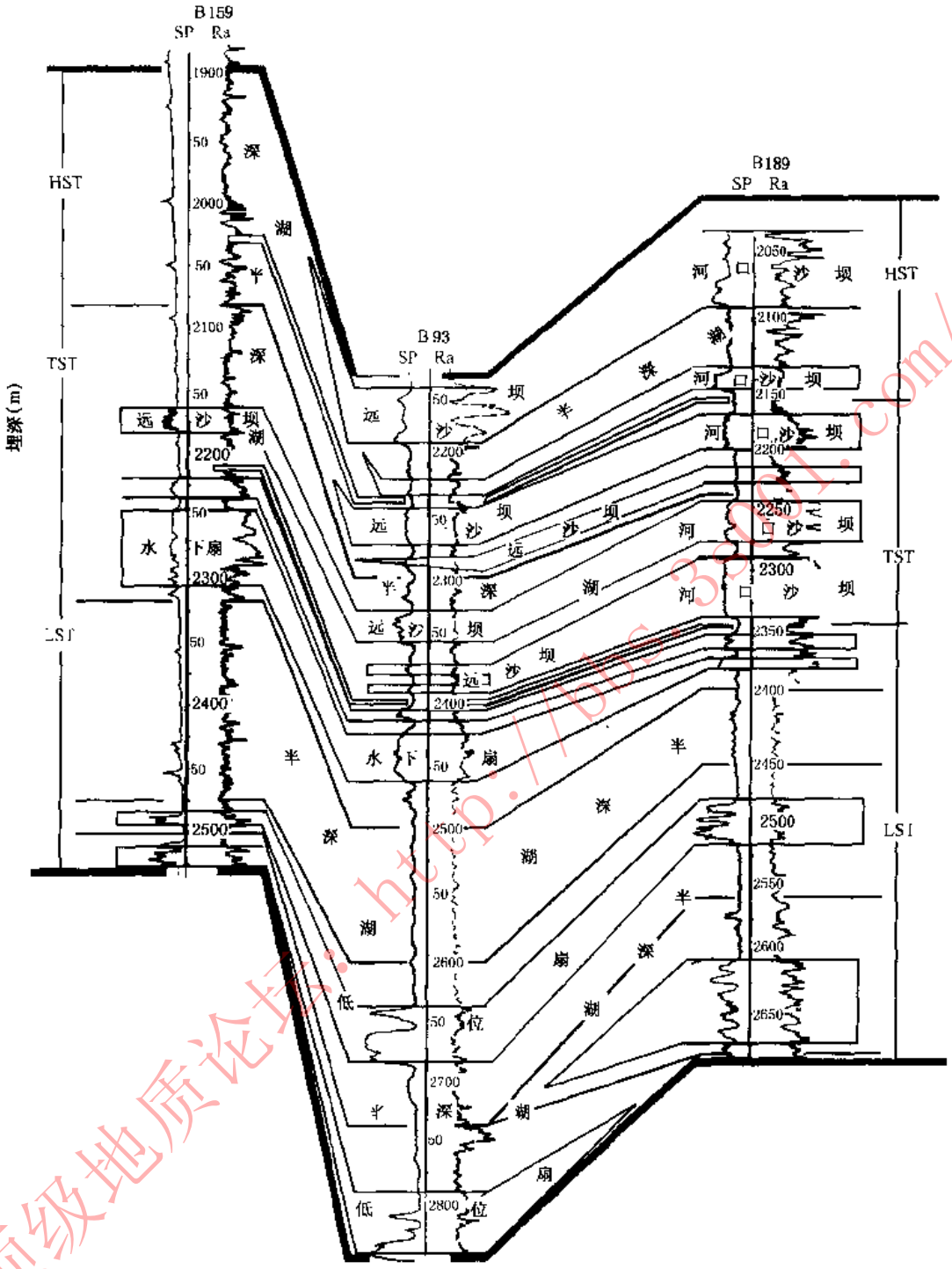


图 5-1　过 B159—B93—B189 井层序 III 高分辨率层序地层对比图

湖泛面，横向上又受控于下切沟道向两侧自然尖灭形成的侧向封堵，上倾方向的断层切断了油气运移的通道，使油气沿断层根部聚集成藏。这是该地区油气聚集的重要控制条件，B191、B118 井处的含油性均可用此成藏机理得到较为圆满的解释。对该区这种成藏规律的认识有助于对侯庄前缘砂体圈闭的形成和成藏条件的控制进行重新认识。从图 5-2 中可以看出，在 B190 井以东多套砂体上倾尖灭，如果在侧向上有有利的构造背景或者断层封堵，这种上倾砂体也是油气勘探的重点目标。图 5-3 是 B203—B160—B118—B155—B93 井间的高分辨率层

地信网论坛
BBS.35001.COM

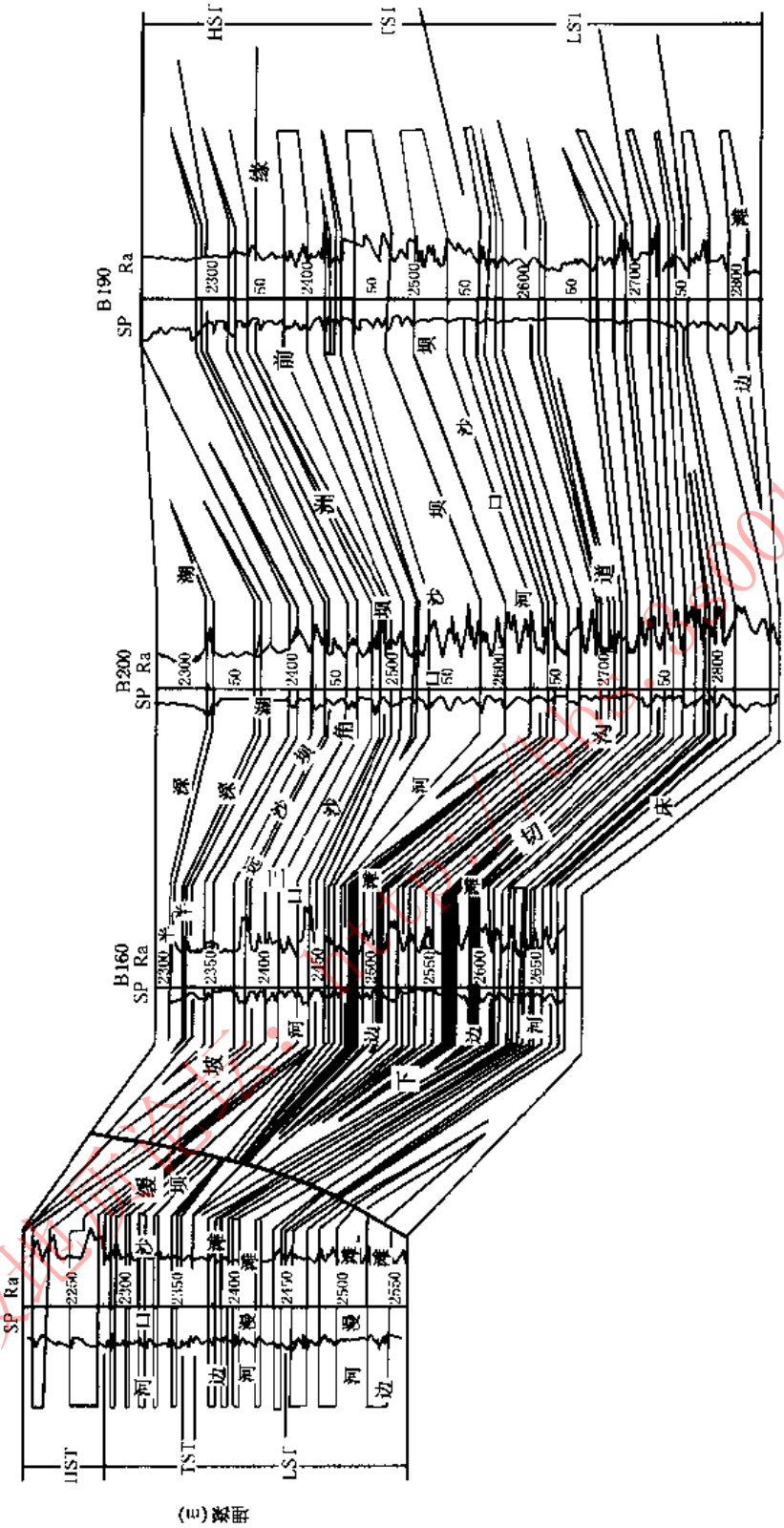


图 5-2　泌阳凹陷孙岗—下一门地区过 B202—B160—B200—B190 井层序Ⅱ高分辨率层序地层对比图

顶级地信论坛 bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

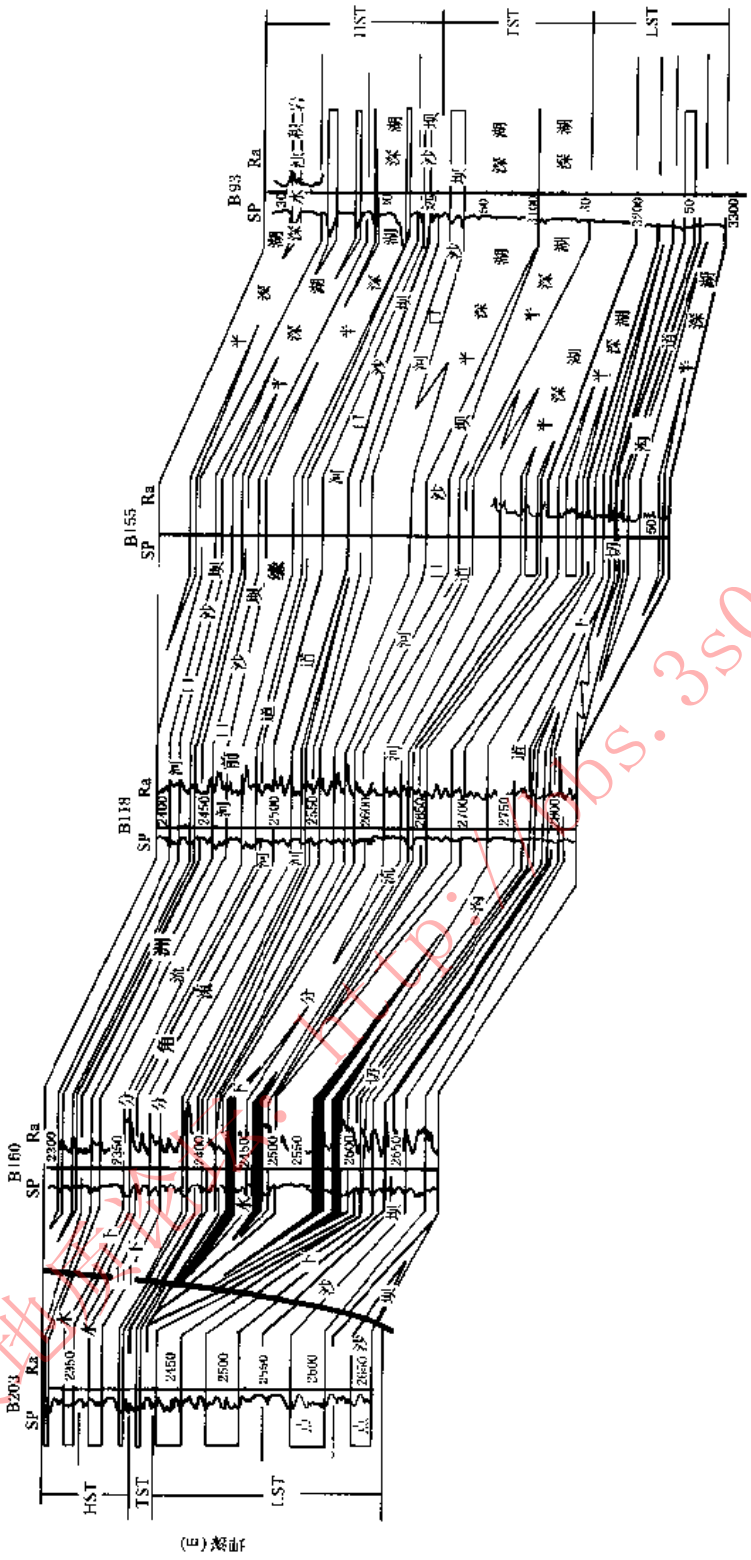


图5-3　泌阳凹陷孙岗—下二门地区过B203—B160—B118—B155—B93井层序Ⅱ高分辨率层序地层对比图

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

序地层对比剖面，从区域沉积体系研究结果来看，该剖面基本上顺沿下切沟道延伸的方向，在低位域中从上至下主要发育有下切沟道砂体，在湖侵域和高位域中从上至下分别发育水下分支河道砂体、河口沙坝、远沙坝。

另外，在王集油田外围地区我们重点对层序Ⅰ进行了高分辨率层序地层对比分析。图 5－4 是 B45—B154 井间层序Ⅰ层序地层对比图，从图中可以看出，湖侵域砂体从 B154 向 B45 方向形成多套上倾尖灭。

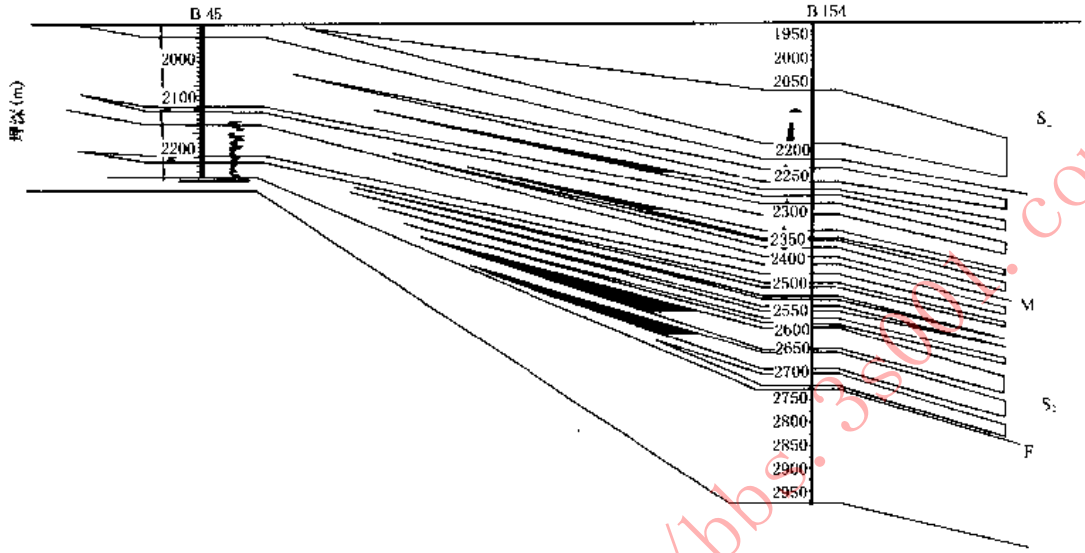


图 5－4　泌阳凹陷王集外围地区过 B45—B154 井
层序Ⅰ高分辨率层序地层对比图
M—最大湖泛面；F—初次湖泛面

第三节　重点层位沉积微相分析

研究过程中对侯庄砂体前缘地带层序 II 和层序 III 的低位域地层进行了准层序组、准层序的划分和对比，将层序 III 划分出 9 个准层序组，层序 II 划分出 10 个准层序组。其中分别在两个层序的低位域中划分出 2 个准层序组。通过砂、泥岩含量统计和测井曲线特征统计解释对两个层序的低位域中所划分出 4 个准层序组进行了沉积微相研究。

层序 II 低位域时期的沉积微相特征与层序 III 低位域时期有很大的差异。除了半深湖、深湖的面积扩大，侯庄砂体退缩以外，两者间最大的差异在于层序 II 低位域时期只有下切沟道发育，在其前端部位并无低位水下扇扇体沉积。在层序 II 低位域的准层序组 I 时期，梨树凹地区发育有小规模的近岸水下扇沉积(图 5－5、图 5－6)。

层序 III 低位域准层序组 II 时期该地区发育的沉积微相类型有下切沟道、低位扇、河道间、下二门小型扇三角洲前缘和半深湖、深湖等类型。其中下切沟道和低位扇沉积在该区占有重要的位置，下切河道砂体和低位水下扇砂体是该区该时期上要的储层，其储集性能优良(图 5－7)。层序 III 低位域准层序组 I 时期发育的沉积微相有下切沟道、小型分支下切沟道、河道间、低位水下扇、下二门小型扇三角洲前缘和半深湖、深湖(图 5－8)。

地信网论坛
BBS.35001.COM

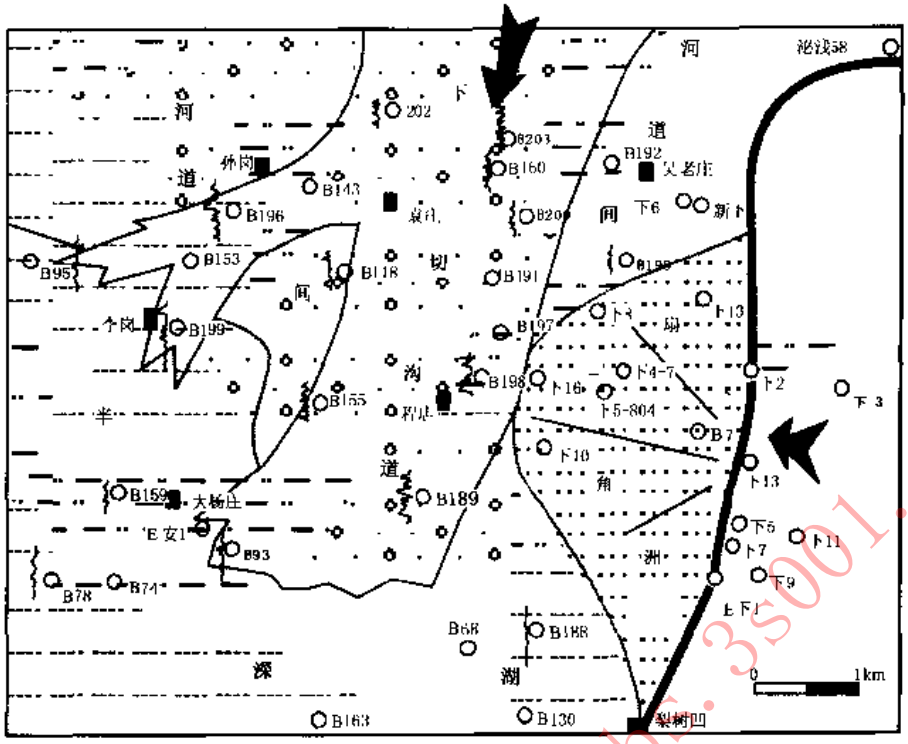


图 5-5　孙岗—下二门地区层序Ⅱ低位域准层序组Ⅱ沉积微相图

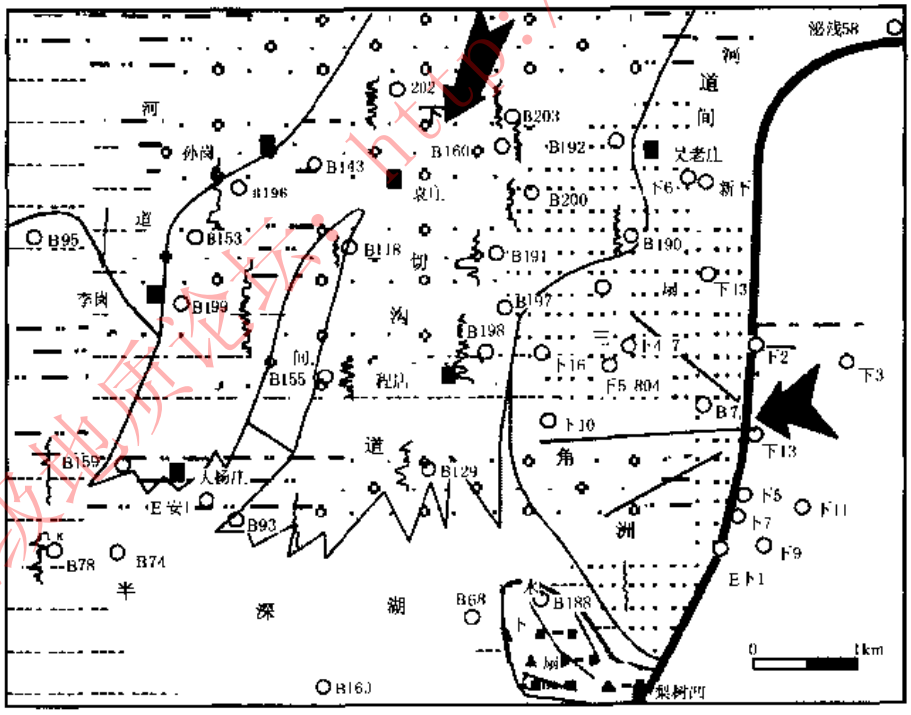


图 5-6　孙岗—下二门地区层序Ⅱ低位域准层序组Ⅰ沉积微相图

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

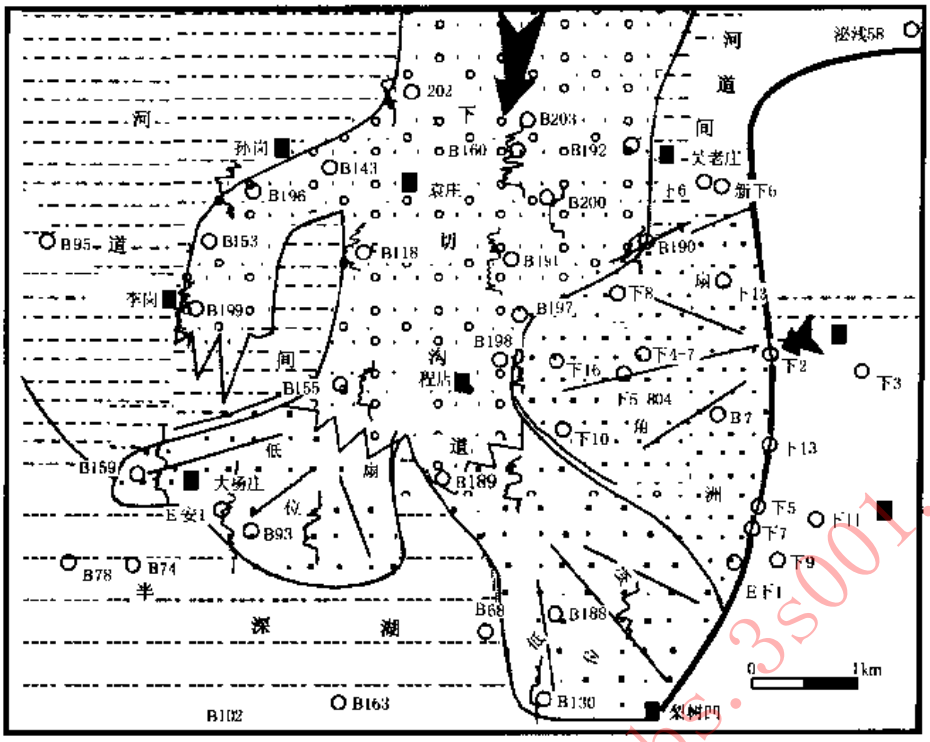


图 5-7　孙岗—下二门地区层序Ⅲ低位域准层序组Ⅱ沉积微相图

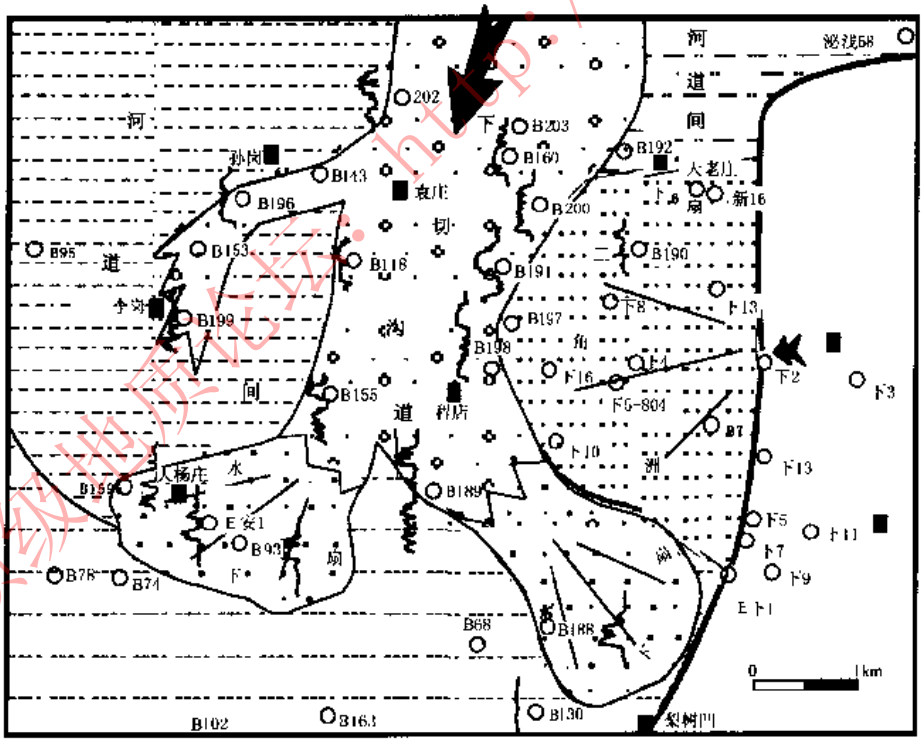


图 5-8　孙岗—下二门地区层序Ⅲ低位域准层序组Ⅰ沉积微相图

顶级地质论坛 http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

第四节　储层地震特殊处理

一、研究思路

以地震资料为主的储层横向预测是利用现有的各种地震技术及地震信息，从已知井的储层和油层出发，研究地震反射波的振幅、频率、相位等信息的变化规律，对储层进行横向上的追踪预测，从而确定储层的分布、厚度及构造等特征。

二、声波合成地震记录及层位标定

层位标定是储层横向预测的关键，只有将地层层位准确地标定到地震剖面上，后续工作才有意义。合成记录担负起联结测井记录与实际地震道的桥梁作用。

1.合成记录的精细制作

制作合成记录的输入，应当是完整的速度和密度曲线，其最终成果一般是零炮检距的地震记录道。制作方法是：

①把速度 $v(H)$ 和密度 $\rho(H)$ 在相同深度相乘得到波阻抗曲线；

②由波阻抗产生一条反射系数曲线，其公式为：

$$\xi_i = (\rho_{i+1}v_{i+1} - \rho_i v_i)/(\rho_{i+1}v_{i+1} + \rho_i v_i)$$

③由反射系数曲线与地震子波 $b(t)$ 进行褶积，就可得到合成记录 $x(t)$：

$$x(t) = b(t) \cdot \xi(t)$$

但在制作合成记录过程中，存在以下不足：

①输入资料不全。在孙岗地区的井中基本没有可靠的密度数据，仅能用速度资料给出合理的近似值。而声波测井资料常受到井径变化、周波跳跃及泥浆侵入等周围环境变化的影响；

②在制作合成记录中，考虑的仅是地下单一反射点的反射，而实际地震道的反射是由地下一个面元产生的；

③在反射系数和子波褶积时，选用的子波往往是 Ricker 子波，它的形状和极性同实际地震道的震源子波不一致；

④制作合成记录时，常常没有考虑多次波、噪声及能量衰减的影响；

⑤缺乏准确的速度标定。在孙岗—程店地区的井中，仅有少量井进行过地震测井观测。

以上这些因素将直接影响合成记录与地震剖面的对比效果，精细制作合成记录就是尽可能地消除以上因素的影响。

(1)声波测井曲线的环境校正

以上述及，声波测井曲线受井孔环境的影响主要是周波跳跃、井径变化和泥浆侵入等。从孙岗—程店地区声波测井资料来看，周波跳跃、泥将的影响较小，所以对声波曲线进行环境校正时主要是消除井径变化的影响。

疏松的地层在钻井过程中产生井壁垮塌，使井径不规则地扩大，造成假的速度异常，对井径变化的校正就是要消除异常、恢复地层的速度原状。

校正的方法是选择扩径附近与之等厚同类地层而无井径垮塌的时差值恢复其曲线原状。

(2)子波的选择

在制作合成记录时，常选用理想的 Ricker 子波近似地作为实际的震源子波，但它同实际震源子波有相当大的差别。

笔者在制作合成记录的过程中，利用提取该区几口井震源子波统计出一基本子波，同时消

地信网论坛
BBS.3S001.COM

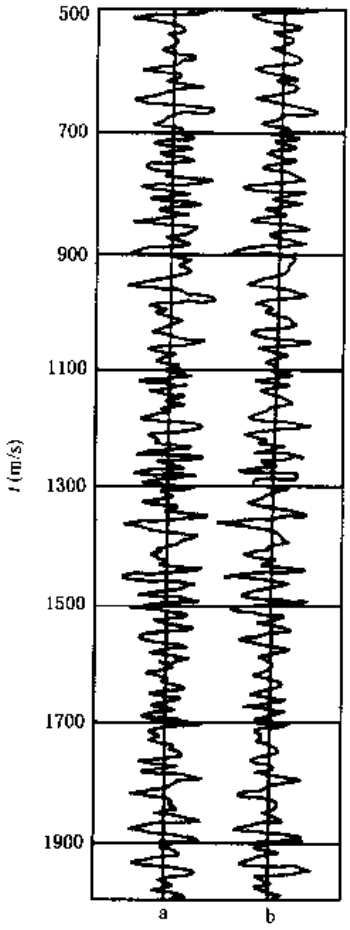


图 5－9　泌 111 井旁地震道(a)与合成记录道(b)

掉长的尾巴，然后用它代替传统的 Ricker 子波与反射系数褶积得到合成记录道。

图 5－9b 是利用震源子波制作的泌 111 井的合成地震记录道，图 5－9a 是泌 111 井旁地震道，可以看出两者有很好的相关性。

这种子波选择方法(特别是基本子波的统计和整形)还需要进一步完善。

(3)考虑多次波的影响

合成地震记录是无干扰记录道，而实际记录则是存在有各种干扰的地震道，因此二者在记录背景上存在差异是很自然的。

考虑到实际地震剖面中多次波的存在，在制作过程中除考虑一次反射以外，还要考虑多次波的影响(主要指层间及层内多次波)，以便使最终的合成记录道与地震道有较好的相关性。图 5－10a 是没加多次波的合成记录道，图 5－10b 是加了多次波的合成记录道，其他参数相同。二者在细节上是有差别的，这种差别随深度增加而增大。在实际应用中考虑多次波影响的合成记录同地震剖面相关性较好。

2. 合成记录标定

(1)多曲线的放大显示

多种测井信息(如岩性、速度、电性、渗透率等)往往需要通过多条曲线来分析，而这些信息对于了解地震反射所代表的地质意义是十分必要的。

在制作合成记录时，将声波、自然电位、电阻率等曲线同波阻抗、反射系数、合成记录放置在一起，建立起反射波组与地质属性的对应关系，使层位标定更加直观、准确。

有了反射波同地质属性的准确对应关系，在合成记录同剖面相关性较好的情况下，可以通过地震剖面上反射同相轴的变化反演地层物性的变化。

(2)合成记录与地震道的自动识别对比

合成记录与地震道记录的差别来自以下两个方面：

第一，由于制作合成记录的过程同地震资料采集及处理过程有很多不同的影响因素，因此合成记录的波形同地震道的波形几乎不可能完全相同。

第二，即使波形对比良好，两者波的到达时间可能也有误差，合成记录上波的到达时间与地震记录上观测到波的到达时间可能不符。造成这种结果的原因主要有：①没有地震测井速度资料的井，声波测井记录可能有小的系统误差，它们在综合过程中会累计起来影响波的到达时间的计算；②使用不同的基准面，或静校数据有误差；③制作合成记录时所选用不同相位子波。例如，在制作合成记录时使用零相位的 Ricker 子波的优点之一，是反射波峰或谷同波阻抗界面成一一对应的关系，以便于解释。但实际地震道由于野外大多使用炸药震源，震源子波接近于最小相位，不同相位的子波造成的反射波到达时间不同。

由上所述，每当做完一口井的合成记录，就有一个同地震记录相关性的问题。为了准确标定及评价合成记录的质量，设计了一个合成记录与地震记录自动识别的对比程序，下面介绍其

地信网论坛
BBS.3S001.COM

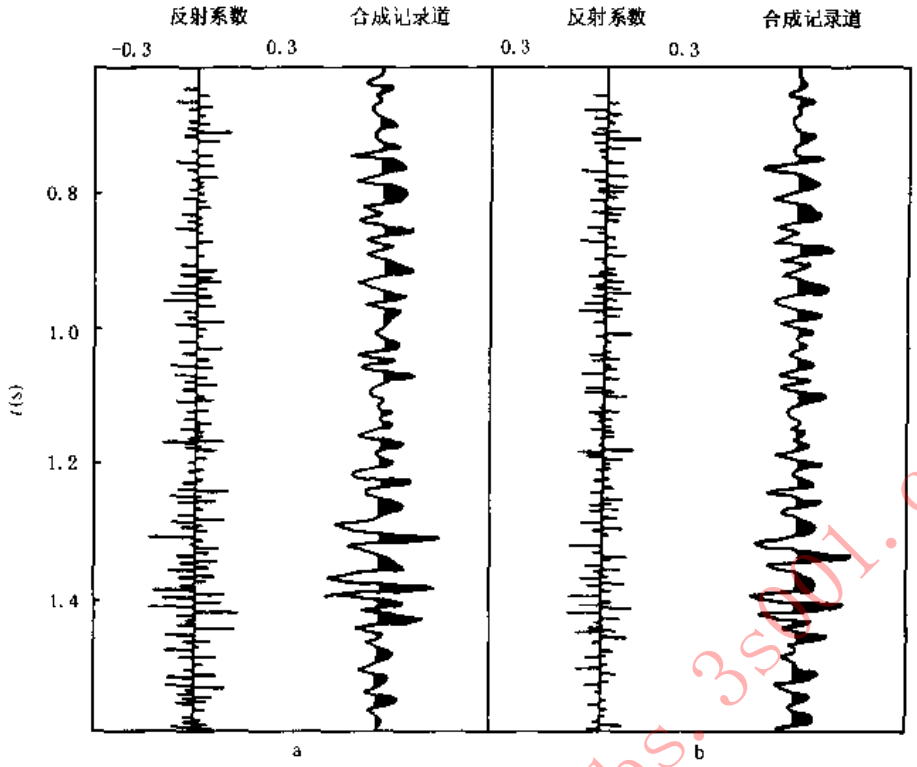


图 5-10 不考虑多次波影响的合成记录(a)
与考虑多次波影响的合成记录(b)

基本原理。

图 5-11 是两条要对比的曲线，其中 B_1、B_2 分别表示曲线 1 及曲线 2 对比段头的读数序号，E_1、E_2 分别表示曲线 1 及曲线 2 对比段尾的序号，L 表示对比段的长度，即对比段的取样点数。用下面公式计算对比段的横相关系数：

$$R = (n\sum x_1 x_2 - \sum x_1 \cdot \sum x_2)/n^{1/2}$$

这里，x_1 和 x_2 分别是曲线 1 和曲线 2 对比段的取样点数；n 是对比段取样点个数。当计算完第一个对比位置的相关系数之后，也像人工对比一样把曲线 1 向上移动一次，计算一个 R 值，曲线 1 一直移到曲线 2 的顶部达到规定的重叠长度，结束计算。最终，经过计算得到两条曲线的一系列对比位置的相关系数。在这个过程中，显然当 R 值最大时，两条曲线的可对比性为最好。

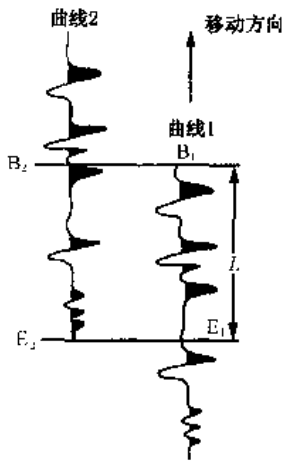


图 5-11 对比
过程示意图

该方法在缺乏标志层的砂泥岩反射剖面上进行标定具有突出的优点。

图 5-12 是 B188 井的合成地震记录及与地震剖面的对比关系。

综上所述，由于岩性预测工作对合成记录标定的要求高，在制作合成记录时必须精细，尽可能逼近实际地震道的反射。

三、测井约束反演

通过区域地质研究和该地区的高分辨率层序地层对比研究，我们集中对孙岗—程店地区层序 II、层序 III 的低位体系域和王集地区层序 I 和层序 II 的低位体系域和湖侵域中的几套

地信网论坛
BBS.35001.COM

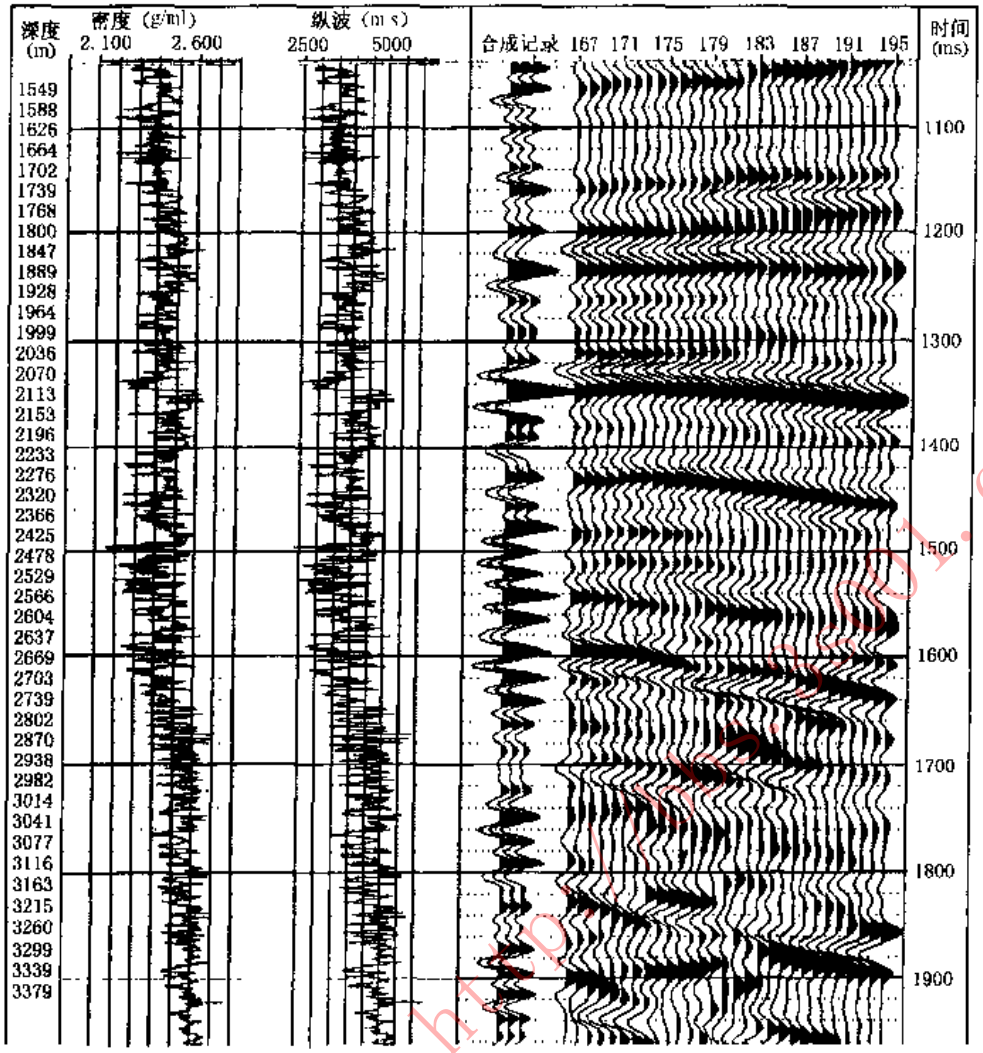


图 5－12　B188 井合成地震记录及层位标定

重点砂体应用 STRATA、JASON 软件进行了多井测井约束反演。

图 5－13 是过 B155 井东西向 498 测线的反演剖面。在 1.55－1.65s 间清楚地反映出两套向西方向减薄尖灭的高波阻抗同相轴，根据该地区基础石油地质和沉积研究认为，这是层序 III 低位域时期发育的下切沟道砂体沉积所致，其形态反映出下切沟道砂体向岸方向的自然尖灭。图 5－14 是过 B118、B191 井东西向 542 测线反演剖面。从此剖面中可以明显地看出在 1.6－1.64s 之间发育一套向西、向东都减薄的河道砂体，该砂体在 B118 井以西地区基本尖灭，在 B191 井以东只是减薄但呈现出上倾尖灭的趋势。从过 B155—B200 井的反演剖面可以看出侯庄砂体向湖盆方向推进的粗略形态特征。在 B155 井附近 1.6s 左右可见到位于层序 III 低位域下切沟道中前积砂体的前积现象。

图 5－15 是孙岗—程店地区三维连片解释南北向 925 测线反演剖面上的砂体地震反射特征，从中可以清楚地看到一套位于 1.6s 附近的前积体。通过纵横向相互标定可知，这套前积体为东西向剖面上下切沟道内部的砂体在南北向剖面上的特征

图 5－16 是过 E 安 1 井的反演剖面，在 1.55－1.70s 处可见一套呈透镜体形态的低位水下扇沉积砂体存在。

地信网论坛
BBS.35001.COM

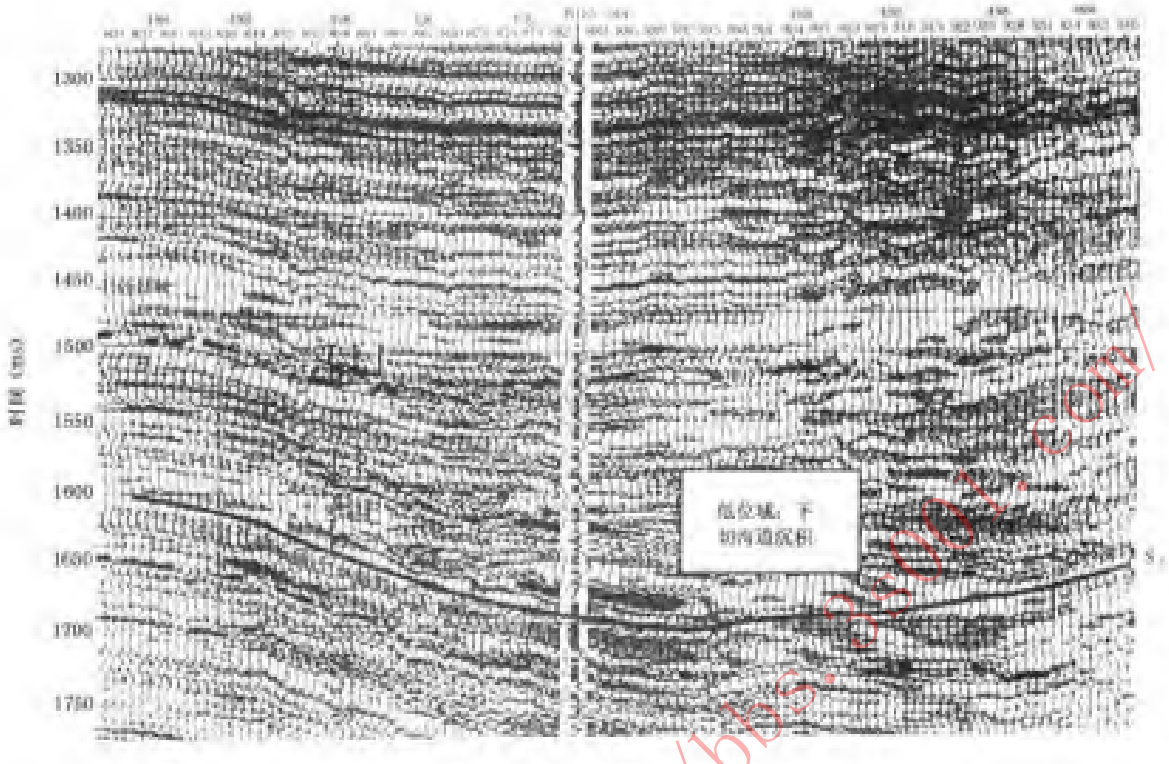


图 5－13　过 H155 井东西向 498 测线反演剖面

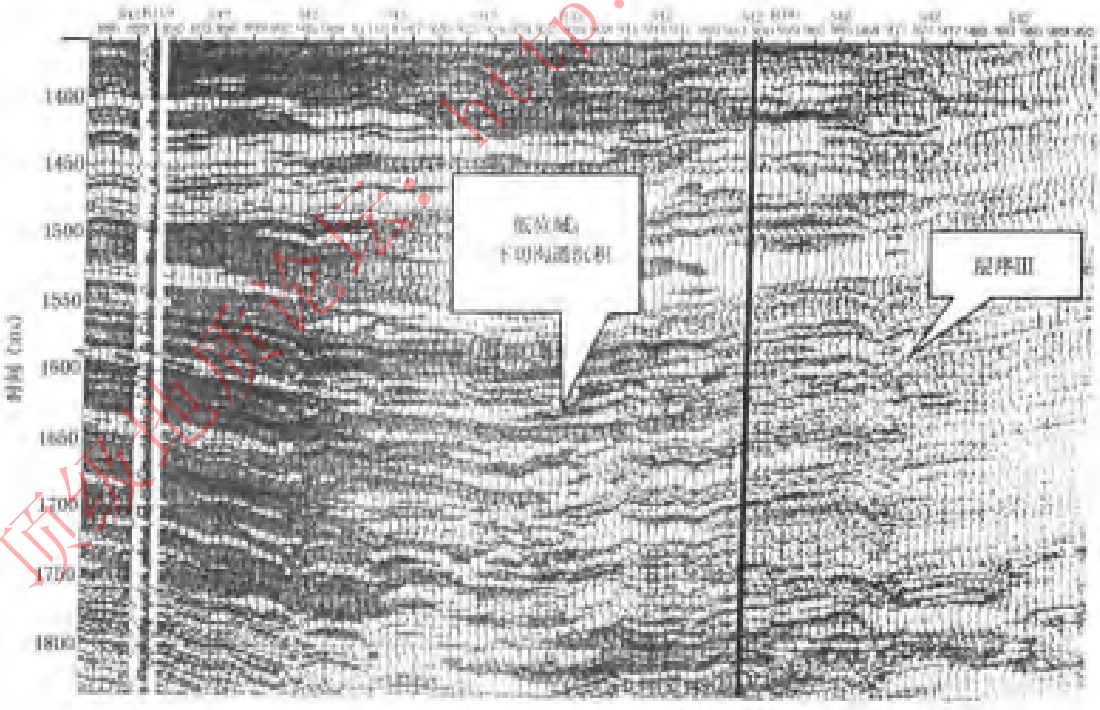


图 5－14　过 H148、H191 井东西向 542 测线反演剖面

地信网论坛
BBS.35001.COM

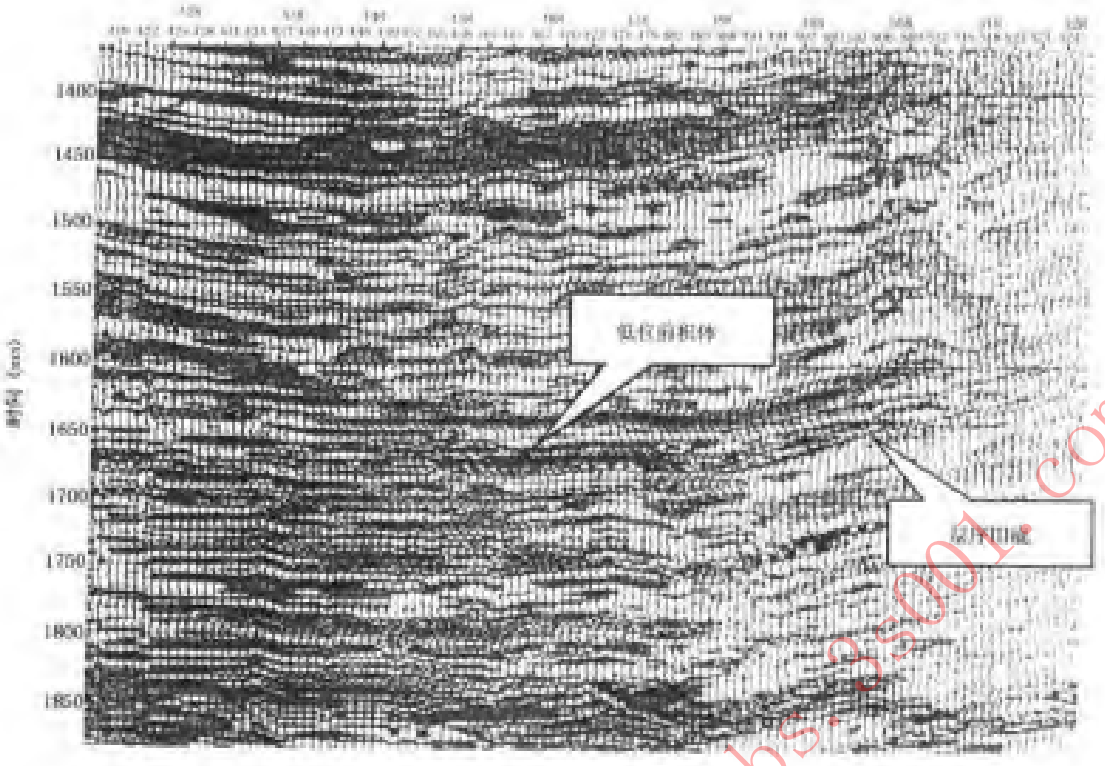


图 5-15　孙岗—程店地区南北向 925 测线反演剖面

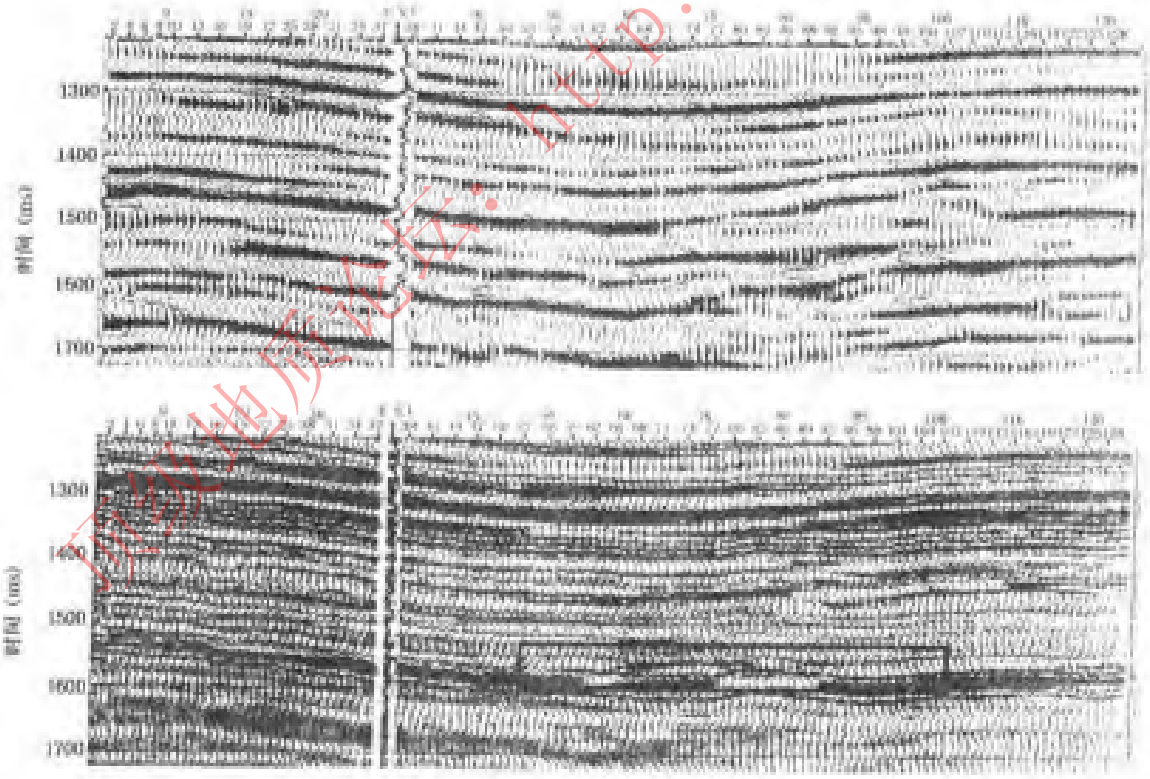


图 5-16　过王安 1 井东西向反演剖面

地信网论坛
BBS.35001.COM

四、下切沟道、低位扇、目标砂体的解释(主要成果)

1. 孙岗—程店地区层序 II、III 低位域下切沟道、低位扇的地震解释

经过对 B203、B160、B118、B155、B91、B189、B188 井一带的 14 条剖面的测井约束反演,我们在层序 III 低位域时期解释出分布于 B203 到 B155 和 B189 井之间的下切沟道和分布于 B93 和 B188 井附近的两个低位扇。在层序 II 低位域时期,我们解释出一个沿 B202—B155 井发育的下切沟道。总体上说,本次在孙岗—下一门地区一共解释出了两个分别位于层序 II 和 III 的下切沟道,两个都位于层序 III 的低位水下扇

2. 孙岗—程店地区层序 II、III 低位域重点目标砂体预测

在测井约束反演和下切沟道、低位扇地震解释的基础上,在 B155 和 B189 井附近预测了 3 个单砂体(图 5—17、图 5-18、图 5-19)。其中在 B155 井附近的层序 II 和层序 III 的低位域中各预测了一个砂体,在 B189 井附近层序 III 的低位域预测了一个砂体。

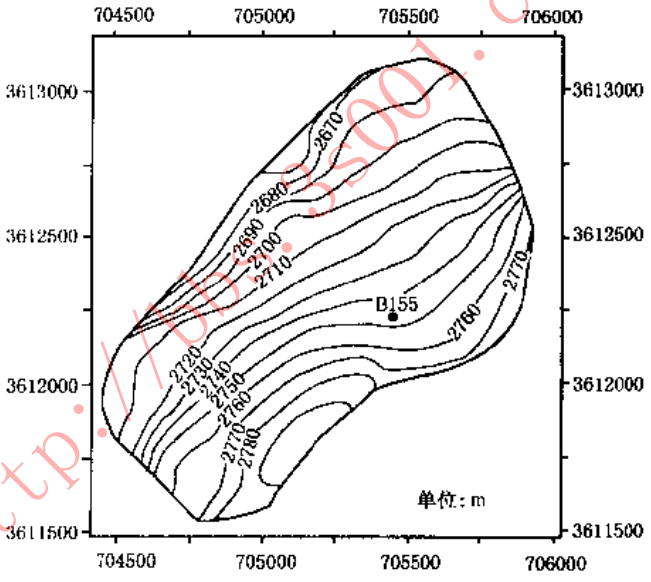


图 5—17 B155 井附近单砂体顶面构造预测图(S_2—LST)

在此,采用薄储层的振幅分析来求取单砂岩层的厚度。利用振幅信息研究薄储层以前,必须首先明确二个问题:

①在岩石物性方面影响振幅变化的地质因素可以概括为 4 个方面,即岩石骨架性质、孔隙度、孔隙流体、岩层厚度,前三个方面概括为岩性(例如砂岩、泥岩)。因此,振幅变化是岩性和厚度的二元函数,可表达为:振幅 $A = f$(岩性、厚度)。当岩性的变化在某种条件可以被认为是次要因素时(例如同一沉积相带),振幅的变化可以认为主要是由厚度引起的。安庄地区满足了这种条件,位于侯庄三角洲的前缘相带岩性的横向变化可以忽略。

②由于地层薄,地面上接收到的反射波往往是一定层段多个薄层反射波的叠加。所以在一般情况下,难以利用反射波区分单个的薄层。但是在特定条件下,即当某一薄砂层(或砂组)上、下层段是大段泥岩时,其产生的反射能够被识别。泌 111 井在 2120m 附近 13m 厚砂组的上、下层段分别为 30—40m 厚的泥岩,因此产生的反射波就容易识别,也就有可能利用其反射波推测砂组在平面上的变化

③利用动力学信息进行研究时,地震记录必须是高信噪比和保真振幅处理的。孙岗地区地震记录信噪比较高,振幅在横向上相对保真。因此,用这样的地震资料可以开展地震岩性法分辨,因此把 $\lambda/4$ 称为地震反射能分辨的最小厚度(或者叫调谐厚度)。

孙岗地区主要目的层地震反射主频为 32Hz,依调谐厚度 $\lambda/4$ 计算,能分辨的最小厚度为 30m。该地区最大单层厚度小于 20m,单靠运动学信息和靠顶、底的时差是不能划分薄层厚度的,在这种情况下,振幅信息为研究薄层提供了帮助。

图 5-20 是设计的一个楔状模型。据统计,振幅与厚度有如下关系:当厚度大于 $\lambda/4$ 时,振幅稳定,顶、底反射分离;当厚度等于 $\lambda/4$ 时,振幅值最大(此时的厚度称为调谐厚);当厚度小于 $\lambda/4$ 时,振幅和厚度呈线性关系。为了更加接近实际,研究薄互层(砂组)的振幅与厚度

地信网论坛
BBS.35001.COM

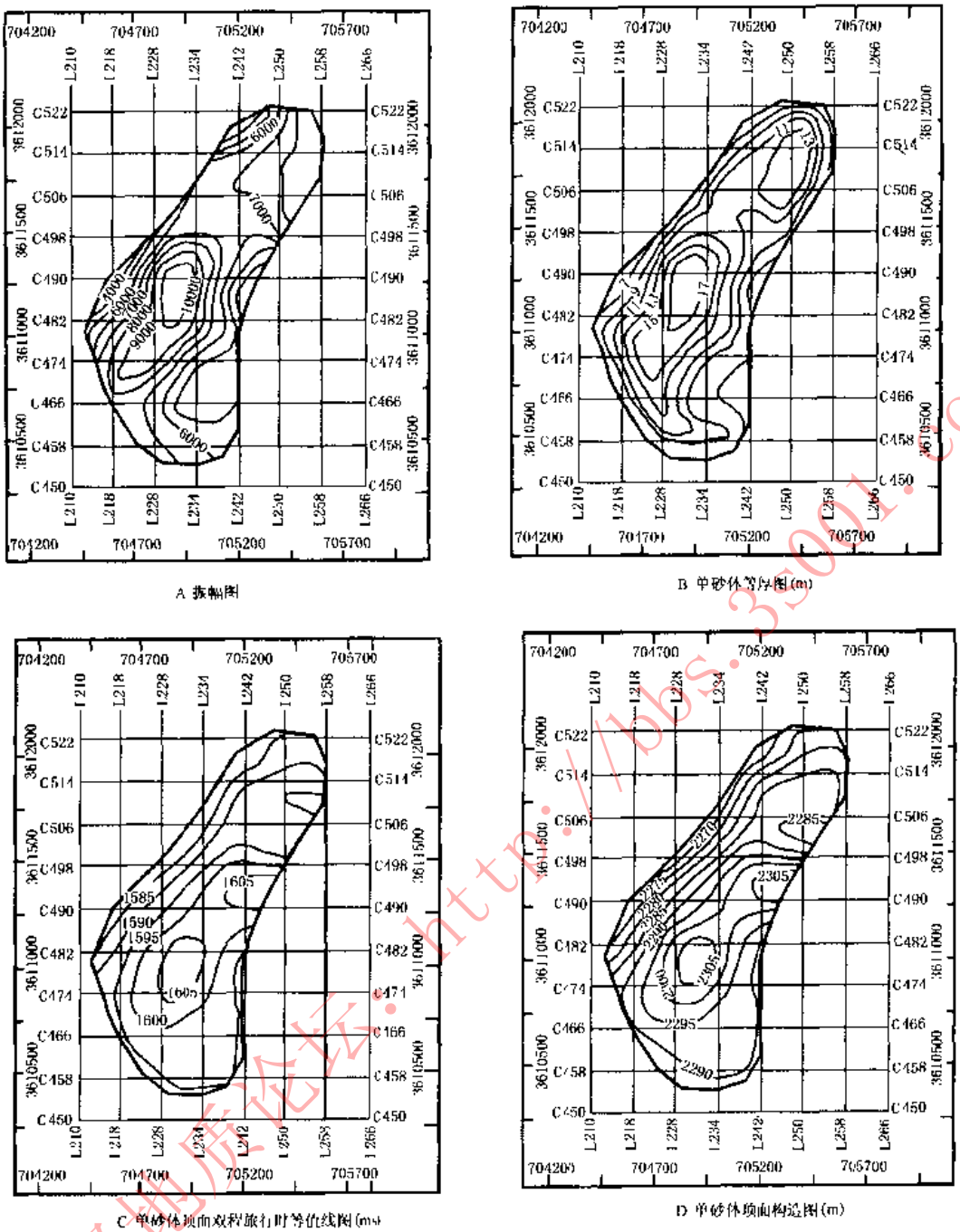


图 5-18　B155 井附近有利砂体预测图(S_3—LST)

的关系，设计了薄层逐层尖灭模型，其地震响应仍有上述规律。

在准确标定的基础上，实际统计了孙岗地区厚度与振幅的关系，其结果是两者呈线性关系。

砂体等厚图的绘制采用调谐曲线法。调谐曲线法的实质是当砂体厚度大于调谐厚度时，利用其反射波峰至波谷的时差直接计算厚度；当砂体厚度小于调谐厚度时，利用地震波振幅、频率与砂体厚度变化的互补性原理，计算砂体厚度。公式为：

$$H_i = K_i(A/F^n)$$

式中　H_i——砂岩的厚度；

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

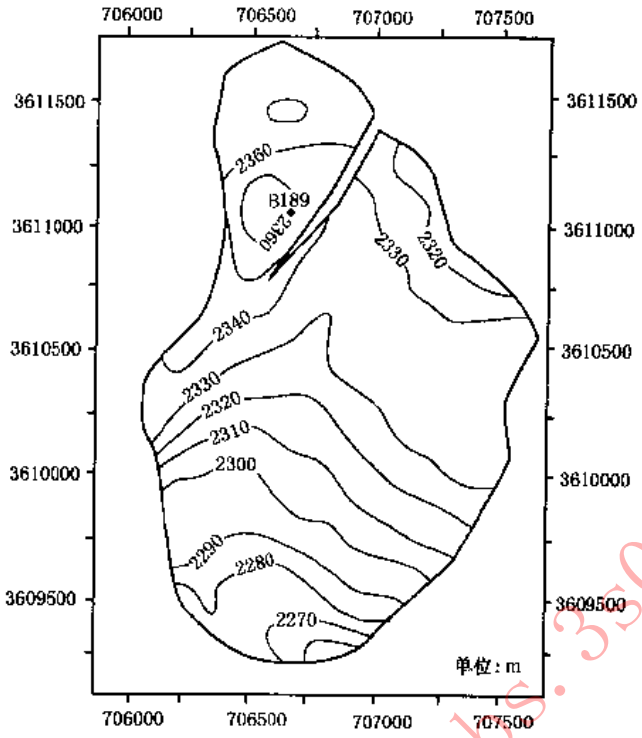


图 5－19　B189 井附近有利单砂体顶面图(S_3—LST)

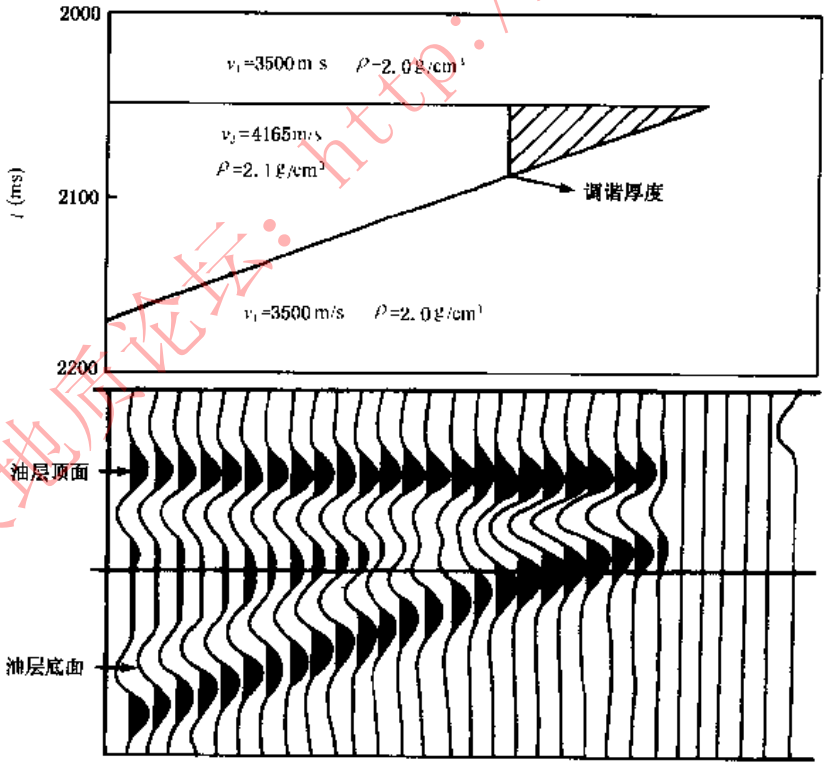


图 5－20　理论模型及地震响应

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

K_i——校正系数；

A——振幅值；

F——频率值；

n——常数。

i 表示第 i 砂体，其中，nK_i 值由钻井资料及经验给出。

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

第六章　泌阳凹陷下切沟道、低位扇的发现及其石油地质意义

第一节　基本概念

下切谷(Incised Valley,又译深切谷)的概念最早由 Fisk(1944)提出,在 1955 年曾被用于描述密西西比河三角洲第四纪晚期古河谷的特征。J.C. Van Wagoner 将下切谷定义为由河流体系响应于海(湖)平面相对下降而向盆地方向延伸,并侵蚀下伏地层所形成的河道或河谷,其宽度可从几公里到数十公里,深度可从十几米到上百米。随着 80 年代初以来层序地层学的兴起和迅速发展,下切谷这一概念日益引起地学研究者的重视,对下切谷的研究也日渐深入。

有关下切谷的文献国外较多,其研究地层都是海相或海岸平原成因的。Yingling 和 Paola 等人将之称为受下游因素影响的下切谷,Zaitin 进一步将其划分为海岸平原下切谷和山麓下切谷。国内对下切谷研究的内容较局限,地理位置上主要集中于华北平原(吴忱等,1991,1996)和东南部河口三角洲地区(鲍才旺,1995,珠江口;寇养琦等,1994,珠江口;李从先等,1996,苏北滨外海域;Li congxian ,1984,changjiang river;林春明,1997,杭州湾地区;李从先等,1993,钱塘江)及少量内陆地区的河流下切谷发育的露头(李祥辉等,1997,藏南;程捷等,1994,云南金沙江、怒江、澜沧江和红河);时代上主要集中于晚第四纪(以上文献中除李祥辉对藏南的露头研究地层为早石炭世外其余都是研究晚第四纪);成因上认为主要受控于晚更新世末次冰期海平面的下降。

下切谷是层序地层学研究的一个重要内容。层序地层学的关键问题之一是确定层序和层序界面的性质,是否存在下切谷是其判别层序边界和层序类型的主要依据之一。同时下切谷内各沉积单元特征和界面则是判别体系域的性质和归属的依据。因此,对下切谷的研究不仅有助于正确地划分地层层序,建立年代地层格架,而且可以根据其中保存的沉积记录来判定海(湖)平面的升降变化史,确定沉积区的沉积演化过程。另外,下切谷和低位扇也是油气富集的场所,故对下切谷的研究,无论在理论上还是在实际应用中都有重要意义。

考虑到陆相盆地规模小,其在基准面下降期间形成的河流下蚀强度和河谷规模远小于海相,故在这里将下切谷称做下切沟道。

第二节　下切沟道、低位扇的识别标志及空间分布

泌阳凹陷内下切沟道和低位扇主要分布在北部缓坡带的侯庄—孙岗—程店地区,纵向上主要分布于层序Ⅱ和层序Ⅲ的低位体系域中。在这两个层位中有所差异的是,在层序Ⅱ的低位域中,下切沟道、低位扇都发育;而在层序Ⅲ的低位域中则只发育下切沟道而不发育低位扇沉积。下切沟道以下切河谷对下伏地层的侵蚀和下切作用为特征,这在三维地震剖面上有明显的体现。

下切沟道在沉积环境和沉积条件方面的特殊性导致了下切沟道充填物在地震反射特征、沉积学特征、测井响应、沉积地球化学等方面都具有显著的特征。

地信网论坛
BBS.35001.COM

一、地震反射特征

平行或垂直下切走向的三维地震剖面上比较直观地揭示了下切沟道和低位扇的形态。

1. 几何外形特征

在地震反射上，下切沟道因其下切和充填作用而表现出独特的充填外形特征。在不同地理位置，下切沟道在地震剖面上表现出的几何外形有一定差别，通常有两翼对称或不对称的倒钟型、U 型、V 型，与上下相邻的近于水平的同相轴明显不协调(图 6－1)。这种不协调性是由于下切沟道的下切作用使得下一层序高位域时期发育的较细粒沉积地层遭受切割，然后随着湖平面的上升，在下切部位发生粗粒沉积物的充填沉积所致。

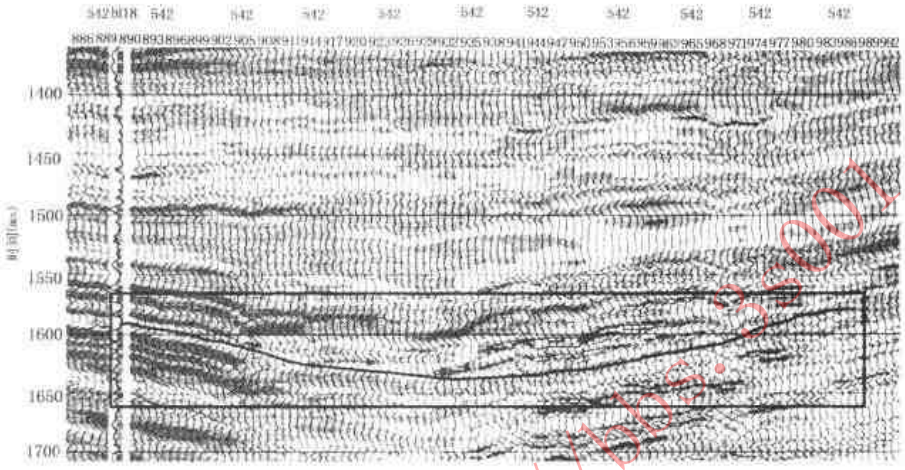


图 6－1　横切下切沟道地震反射特征(过 B155 井东西向波阻抗反演剖面)

2. 内部结构

由于河流在发展过程中的多期垂向切割和侧向侵蚀，并伴以随后的充填堆积和侧向加积作用，使得在下切沟道内主要是冲槽叠覆充填型和侧向加积型沉积结构。

充填型主要占据河道的中央位置，在其底部多见变振幅、变频率、能量强弱不均的杂乱充填反射结构，常有槽状—似槽状小型交错层。一般在这套杂乱反射层的上部，或者沿河谷流向河床变宽处，在垂直物源方向的地震剖面上，地震反射表现出明显的上超充填地震相特征或发射充填地震相特征；在平行或近于平行下切沟道流向的地震剖面上，主要表现为斜交前积地震相或前积充填地震相特征(图 6－2)。

侧向加积型也较常见，为一套前积式斜层理反射层系。其顶界多削蚀，底界下超，层内为变振幅、变频率、连续性较好的反射结构。随着河床宽度的变化、水动力大小的不同，反射斜层的产状和单层厚度的变化很大。

另外，当这种前积向前推进至地形开阔平缓的半深湖时，地震剖面上则主要表现为中振幅低连续的上超充填地震相或呈透镜体特征的地震反射(图 6－3)，这是在下切沟道末端由于地形相对平缓以及湖水的共同作用而形成的低位扇的地震反射特征。

二、沉积学特征

1. 岩石学特征及沉积相

下切沟道是低位体系域时期沉积物的主要搬运通道，也是该时期晚期碎屑物质主要的沉积场所。根据孙岗—下二门地区主要探井的岩心观察资料和录井资料可知，下切沟道内沉积的岩石类型普遍较粗，以含砾中粗砂岩为主，其次为中、细砂岩，砂岩百分含量高达 50% ～

地信网论坛
BBS.35001.COM

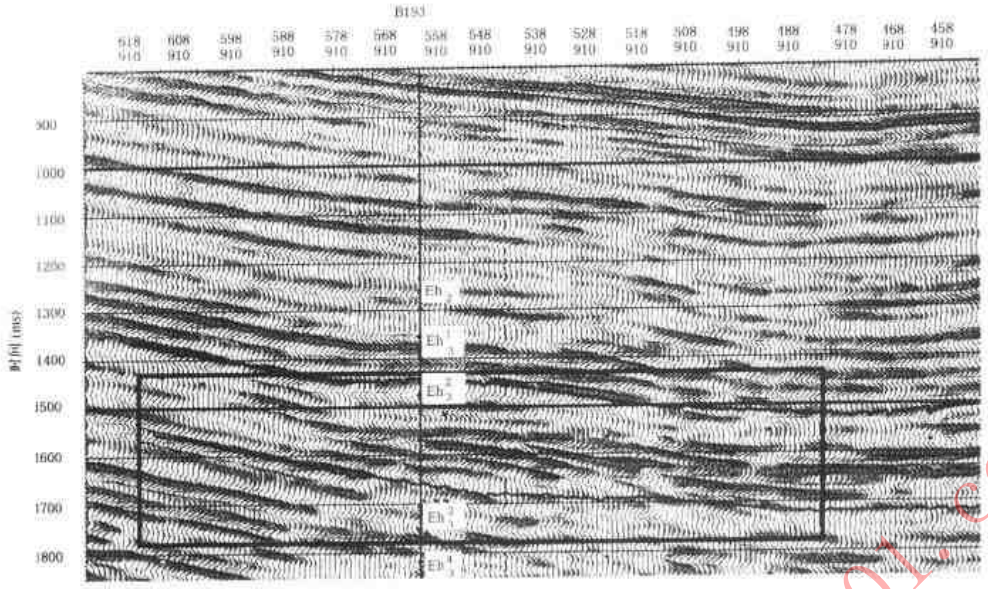
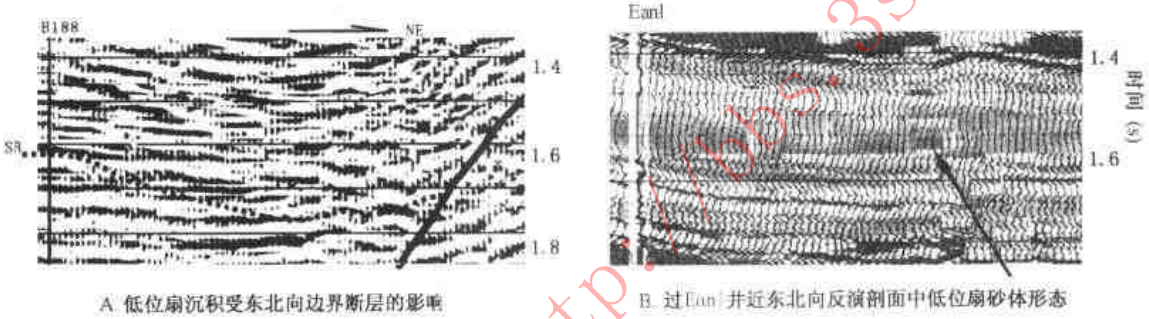


图 6－2　沿下切沟道走向地震反射特征(过 B193 井南北向测线)



A. 低位扇沉积受东北向边界断层的影响　　B. 过Ean1井近东北向反演剖面中低位扇砂体形态

图 6－3　低位扇典型地震反射特征

68%，砾岩百分含量也高达 30%～40%(图 6－4)。表 6－1 列出的是层序Ⅲ(大致相当于核三段二砂组)低位域中下切沟道内主要井的岩石学基本特征。

表 6－1　层序Ⅲ低位域下切沟道基础数据表

井号	顶界埋深(m)	底界埋深(m)	地层厚度(m)	砂、砾岩厚度(m)	砂、砾岩百分含量(%)	主要岩石类型
B203	2108	2317	209	87	42.6	含砾砂岩
B202	2080	2205	125	81	64.8	中、细砂岩
B191	2155	2340	185	112	60.5	含砾砂岩
B118	2037	2217	180	122	67.8	中、细砂岩
B155	2197	2371	174	115	66.1	含砾砂岩
B189	2342	2510	168	75	47.6	中、细砂岩
B160	2047	2298	251	128.5	51.2	含砾砂岩

下切沟道内外沉积的岩石类型迥异。在沟道间地带，主要为间歇性的下切沟道漫溢沉积和沟道间沼泽沉积。在 B218、B203 等井的岩心观察中发现的位于核三段二砂组和四砂组附近的大量碳屑、植物茎和完整的植物叶等古生物沉积皆为典型的沟道间沼泽沉积特征。而孙岗—袁庄地区的沟道间地带广泛发育的红褐色、棕褐色及灰绿色泥岩层，则反映了该区陆上暴

地信网论坛
BBS.3S001.COM

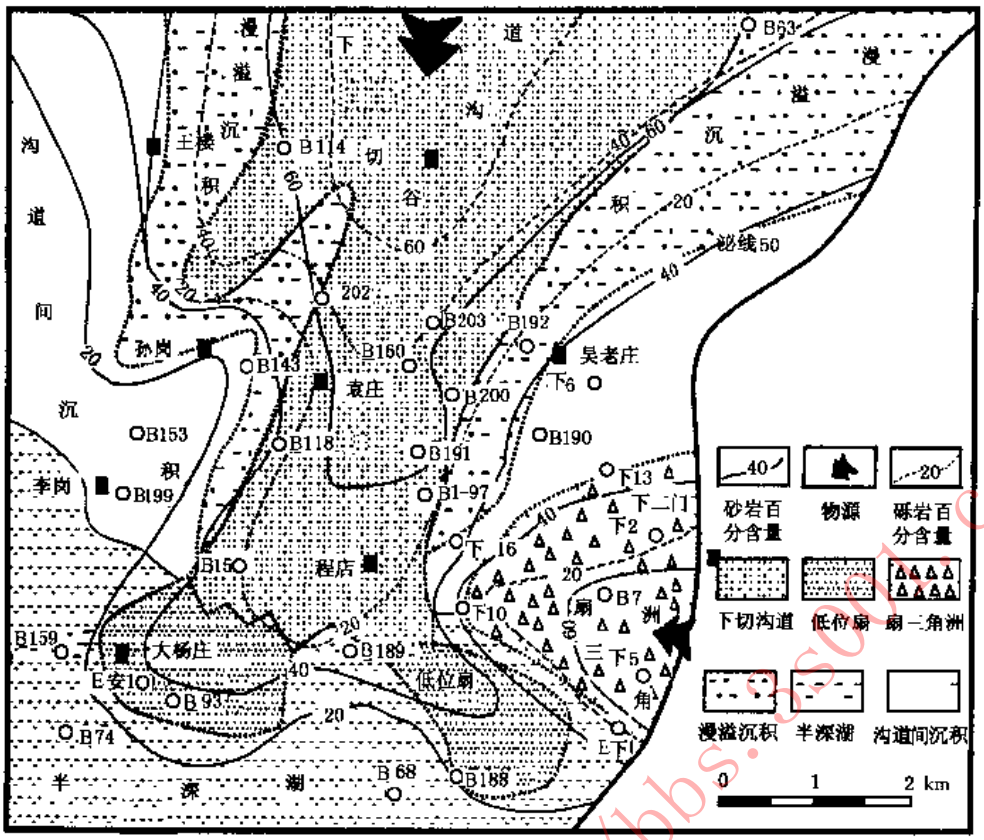


图 6-4　孙岗—下二门地区层序Ⅱ低位域沉积相图

露或水陆交互沉积的特点。

以砂岩厚度和砂岩百分含量图为基础，参考测井响应和地震反射特征，作出了孙岗—下二门地区的沉积微相图(图 6-4)。从图 6-4 中可以看出，该区主要发育下切沟道(包括边滩、心滩)、低位扇、天然堤、下切沟道漫溢、沟道间沼泽和半深湖 6 种沉积微相类型。该地区相应地发育有下切沟道砂体、低位扇砂体和沟道间漫溢砂体等砂体类型，其中前两种砂体都是良好的储层，极易形成地层圈闭。

2. 沉积结构和沉积构造特征

该区下切沟道沉积物以粒度较粗、分选较差、磨圆中等为特征。在粒度概率图上主要表现为典型的两段式和少量细粒两段式特征。

典型两段式曲线由跳跃和悬浮两个总体组成，其中以跳跃总体为主(65%～80%)，分选中等，悬浮总体占 20%～35%，分选差，细截点 S 大约为 2.0～2.5ϕ，反映中—强牵引流的沉积特征。细粒两段式曲线与典型两段式曲线和两段过渡式曲线相似，但跳跃总体粒度细，主要为细—粉砂岩，细粒含量较少(约 30%～50%)，悬浮总体占优势(50%～70%)，主要反映下切沟道粗碎屑物质卸载后，较细粒沉积物质继续向前搬运，然后快速沉积的特征。

下切沟道地层主要呈灰色、灰白色中细砂岩或含砾砂岩与灰色泥岩不等厚互层，个别层位见泥岩撕裂屑及红褐色泥岩层。纵向上表现为多套向上变细的正韵律的叠置(图 6-5)，单个韵律层厚度一般为 1～6.0m，平均 3～4m 左右，平行层理、板状交错层理、粒序层理、波状层理、压扁层理和透镜状层理等都较常见，但最为特征的是槽状交错层理和冲刷—充填构造广泛发育。冲刷—充填构造以较强劲的水流对早期沉积地层(往往是相对较细粒的、稳定的沉积地层)进行冲刷、破坏进而下切，然后在此冲刷面上沉积一套相对于下伏地层明显变粗的碎屑沉

地信网论坛
BBS.35001.COM

积物质而形成。由于冲刷面上下地层发生沉积的水动力条件和沉积条件存在差别，这两套地层从粒度、颜色及沉积构造方面易于识别。下切沟道中常见的泥砾（有时呈撕裂状）的形成便是这种冲刷作用的结果。从理论上讲，如不考虑构造沉降的影响，下切沟道的形成也可以认为是大型规模的、持续时间长的、多期性的冲刷作用所形成。

三、测井曲线特征

下切沟道沉积在SP、GR上以中等振幅（$1 \leqslant x/h \leqslant 2$）、光滑或微齿化的箱形和钟形为特征，反映沉积过程中物源供应充足，水动力条件相对稳定或向上逐渐减弱。视电阻率曲线和微电极曲线上可更明显地看出下切沟道小层为加积和退积沉积层序，总体上显示正韵律的特点。

四、空间分布

1. 垂向分布

该沉积体系的发育在垂向上分布局限，就目前的研究成果来看，仅在层序Ⅱ和层序Ⅲ的低位体系域中发育。从原有地层单元来看，该沉积体系大致发育于核三段的二、四砂组中。

2. 平面分布

平面上，该沉积体系分布在泌阳凹陷东北部的侯庄、后李庄、袁庄、程店和大杨庄一带（图6－6）。

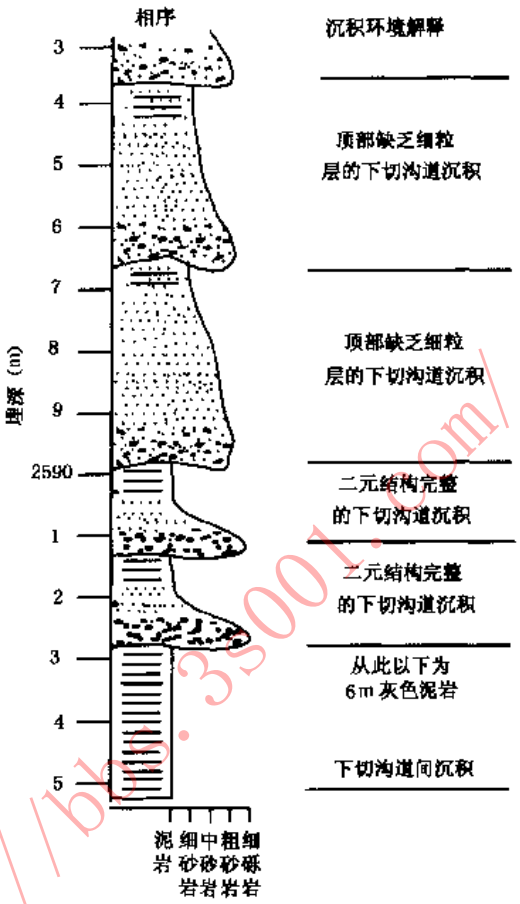


图6－5　下切沟道典型相序分析
（B191井2583～2595m）

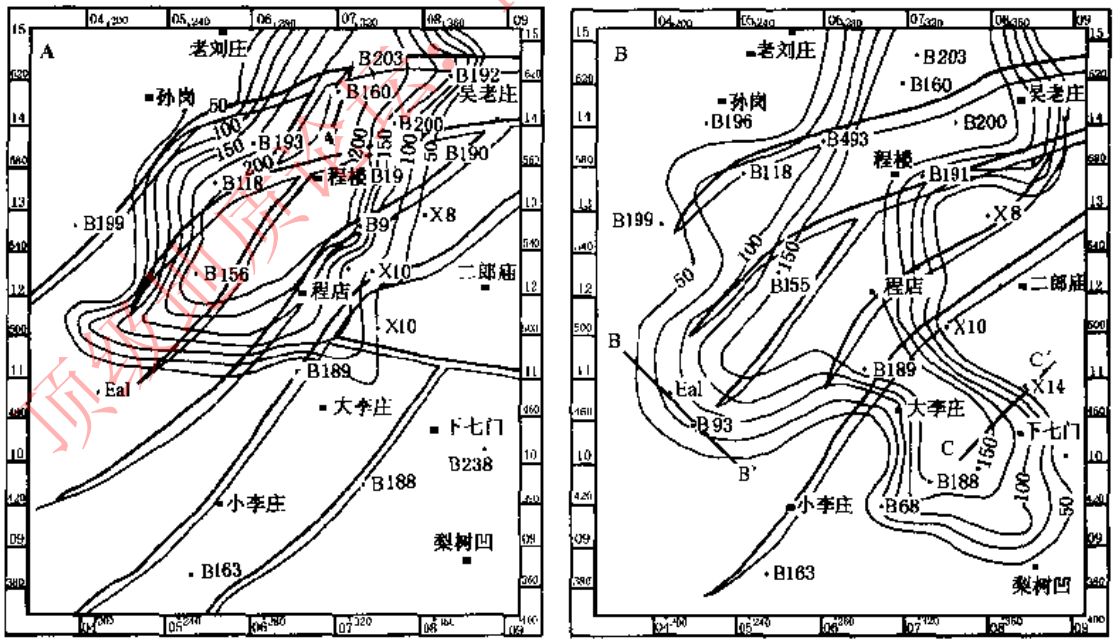


图6－6　层序Ⅱ（A）和Ⅲ（B）下切沟道地层等厚图
（单位：m，图中构造解释参考河南油田研究院成果）

顶级油层论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

下切沟道主体分布在 B202 井与 B155 井和 B189 井之间;低位扇仅发育于层序Ⅱ低位域中,分别发育于 B155 井以南的 E 安 1 和 B93 井地区和 B189 井以东、B188 以北地区,在层序 III 低位域中没有发现明显的低位扇沉积。

五、沉积模式

概括前述对该沉积体系特征、分布以及成因的研究,总结出该区缓坡扇三角洲平原—下切沟道—低位扇沉积体系的立体沉积模式如图 6-7。

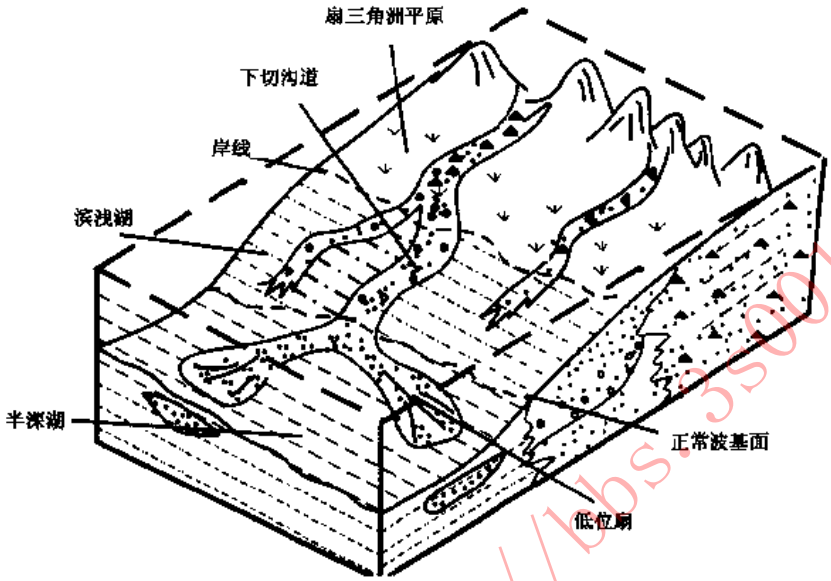


图 6-7 缓坡扇三角洲平原—下切沟道—低位扇沉积体系立体沉积模式

第三节 可容空间变化与下切沟道的形成

一、相关概念

根据层序地层学原理,沉积物供应速率与可容空间变化速率的比值决定层序格架的结构和层序边界的形成(图 6-8),可容空间的变化速率与沉积基准面的升降速率关系密切。层序地层学的核心观点是构造沉降、海(湖)平面升降、沉积物供给和气候四大因素控制沉积盆地的基准面变化和可容空间变化,从而导致层序的演化和层序边界的形成,可容空间变化和基准面变化是各种因素的最终反映。

1. 湖盆类型

水文地质学将湖盆划分为两种类型,即敞流湖盆和闭流湖盆(图 6-9)。

敞流湖盆是当注入湖盆的水量大于蒸发量和地下渗流量之和,湖平面的位置维持在与湖盆的最低溢出口相同的高程上,多余的水通过泄水通道流出湖盆。

闭流湖盆是当注入湖盆的水量小于蒸发量和地下渗流量之和,湖平面的位置常常低于盆地最低溢出口的高程。泌阳凹陷下第三系核桃园组沉积属于闭流湖盆。

2. 相对湖平面

相对湖平面就是湖平面到基底基准面的高度,水深则是湖平面到湖底沉积物表面的高度(图 6-9)(张世奇 '999)。从图中可以看出,相对湖平面等于沉积物厚度与古水深之和。相对湖平面的变化决定着水下可容空间的变化,可容空间变化速率与沉积物供应速率比值的变

地信网论坛
BBS.3S001.COM

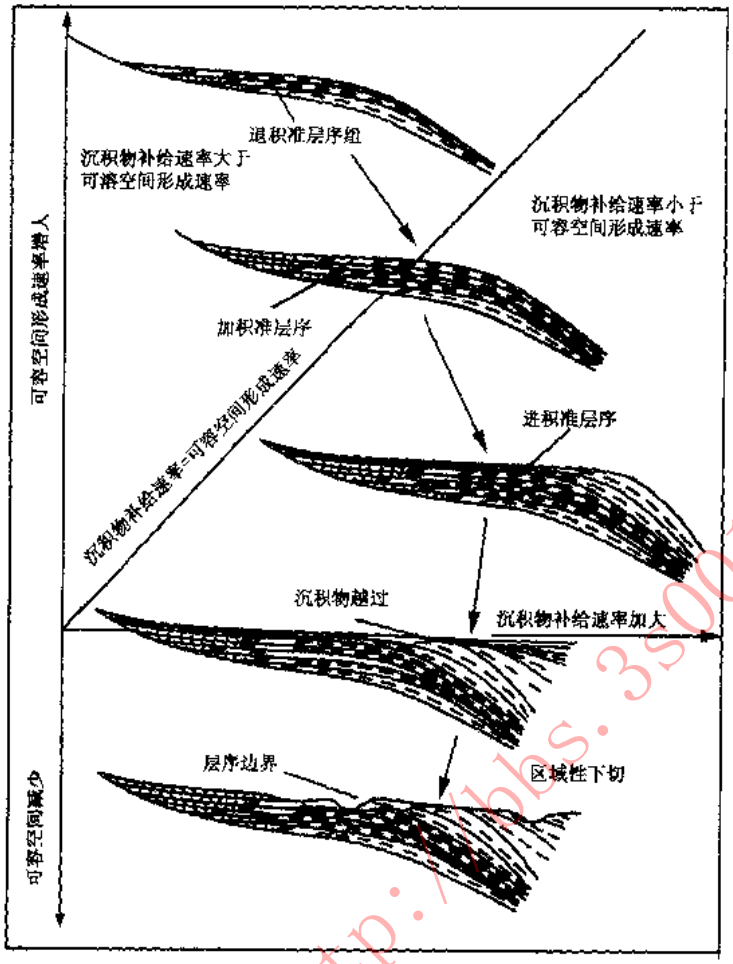


图 6-8　可容空间与沉积物补给关系图(据 Shanley,1994)

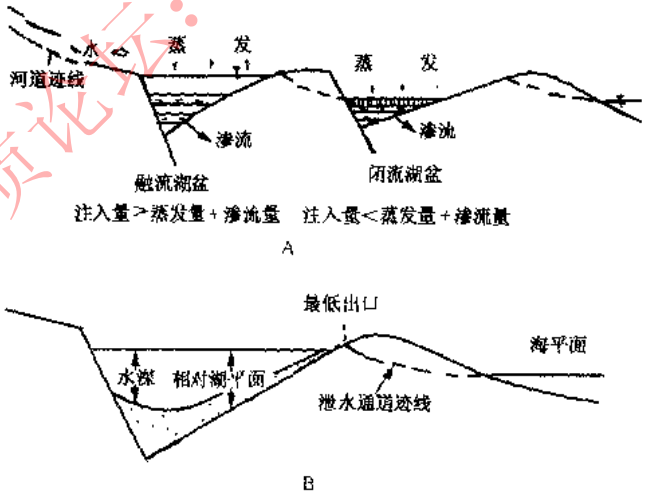


图 6-9　湖盆类型、相对湖平面及水深(据张世奇,1999❶)

❶ 张世奇,1999,松辽盆地中生代可容空间变化及层序地层学模式研究,博士论文。

顶级地质论坛: http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

化导致湖盆地层沉积格式的变化。

3. 沉积基准面

沉积基准面是一个抽象的动态平衡面，在此面以上沉积物不稳定，不发生沉积作用，已经沉积的物质将被剥蚀而难以保存。在此面之下沉积物会发生沉积作用(Jervery，1988)。在该面附近沉积物既不发生沉积，也不发生侵蚀。

4. 盆地基准面

盆地基准面是由盆地最低出口位置所决定的水平面或河流平衡剖面。这个面也是一个抽象面。

5. 可容空间

可容空间是指沉积物表面与基准面之间可供沉积物充填的所有空间，包括老可容空间(早期未被充填而遗留的空间)和新增可容空间(沉积过程中形成的空间)。

二、泌阳断陷可容空间增加的方式

从理论上讲，一个陆相盆地可容空间增加的方式主要有：断陷期盆地边界断裂的扩展作用、气候的周期性变潮湿、盆地整体产生的坳陷作用、短期的海水侵入等。而泌阳凹陷属于闭流箕状断陷湖盆，从目前研究来看，尚未发现任何海侵证据，其可容空间的增加主要依靠其边界断层的扩展作用。

断陷盆地的边界主断裂有两种结构类型，即简单型边界断层系和分支型边界断层系。尽管有两条延展方向不同的边界断层，但因为一个方向上只有一条边界断层，并且在某个地质时期也只有一条边界断层起控制作用，所以，泌阳断陷属于前者。在伸展期边界断层上盘持续沉降，平面上向两侧伸展，属于原地形扩展断陷。

原地形断陷主要从垂向上来扩大可容空间。断陷的沉积中心基本稳定，边界断层在同一地点持续活动，沉积作用以垂向加积作用为主。随着断陷边界断层的活动，上下盘断距增大，控制盆地基底的沉降范围在扩大，沉积物可容空间也在不断增加(图 6－10)。若忽略其他影响因素，盆地基底沉降面积 S 和断层断距 Δh 之间有如下关系：

$$S = a(\Delta h + h_0)^2 + S_0 - a\Delta h^2 \qquad (6-1)$$

式中 h_0——生长断层在本次活动之前的累积断距；

S_0——本次活动之前生长断层控制的沉降面积，$S_0 = a'h_0$；

a——与本次断层活动强度有关的系数；

a'——与生长断层以前活动有关的系数。

可容空间的累计增加量 V 和断层断距 Δh 之间有如下关系：

$$V = b(\Delta h + h_0)^3 + V_0 - b\Delta h^3 \qquad (6-2)$$

$$V_0 = b'h_0^3$$

式中 V_0——本次断层活动之前生长断层产生的可容空间的累积增加量；

b——和本期断裂活动强度有关的系数；

b'——与本期断裂活动之前生长断层活动强度有关的系数。

从公式(6－1)、(6－2)可知，断层控制的沉降面积和断距呈平方关系，产生的累积可容空间与断距呈立方关系。断层活动的断距越大，沉降范围越广，增加的可容空间越大。

三、可容空间变化的控制因素

层序地层学的基本观点是地层单元的几何形态及岩性受构造沉降、湖平面升降、沉积物供

地信网论坛
BBS.3S001.COM

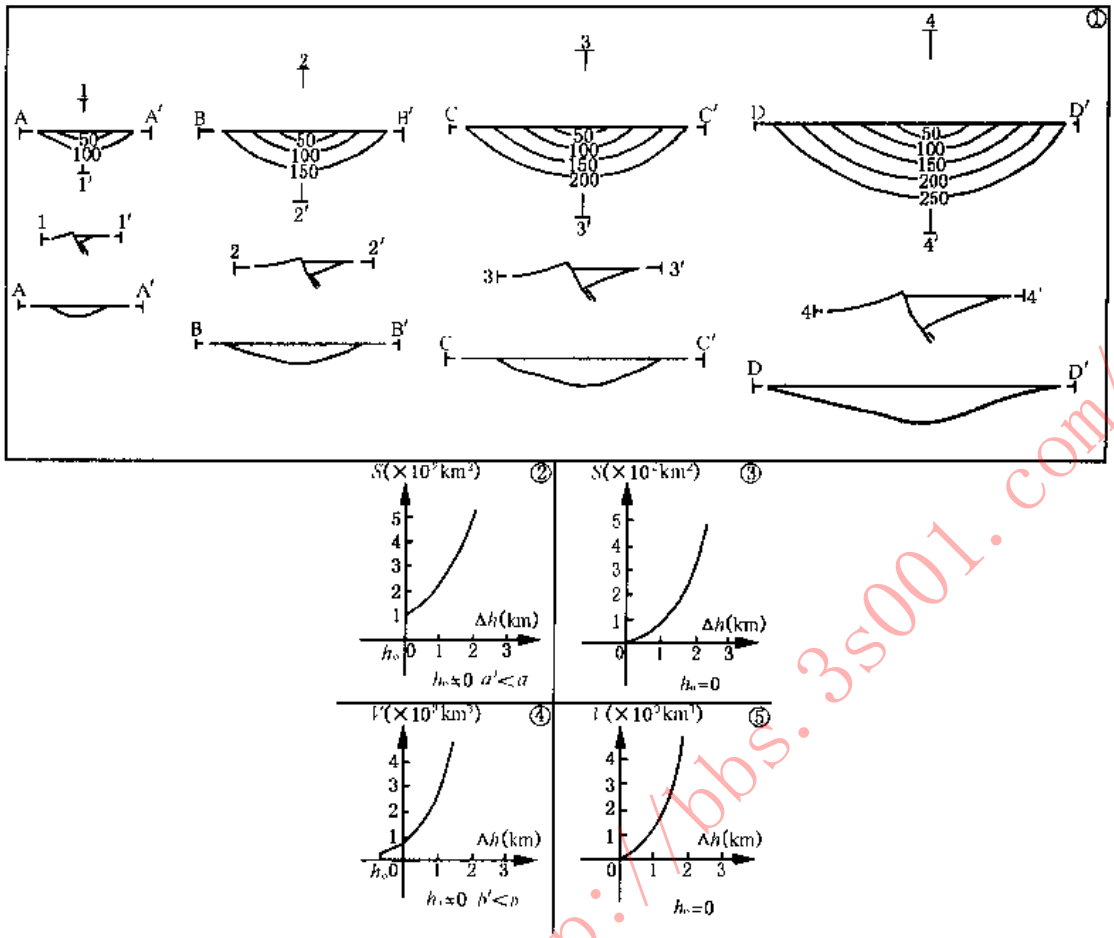


图 6－10　原地式断陷的断距与沉降面积和累积可容空间的关系(据张世奇,1999)

给和气候四大参数的控制。其中,构造沉降和湖平面升降以及气候变化共同作用引起了湖平面的相对变化,产生了可供沉积物堆积的容纳空间。气候和构造沉降控制了沉积物的类型和输入量,由此产生的沉积物供应速度决定了可容空间的减小速度。构造沉降和湖平面升降共同控制了某个地区可容空间的相对变化。

1. 构造沉降与可容空间

由沉积基准面之上侵蚀作用产生的搬运物或内源沉积物,要使其在基准面之下堆积下来,必须存在可供沉积的有效空间。构造运动及其引起的沉降作用对可容空间的增减影响最大,构造沉降速率越高,可容空间增长的速度也越大(图 6－11)。该图说明了在同一个盆地中不同的构造条件下可容空间的发育状况,其中构造沉降用直线表示,其斜率等于构造沉降的速度。构造沉降速率越大可容空间增长的可能性就越大。值得特别说明的是,在盆地构造沉降速率高的部位,即使湖平面处于下降阶段,其可容空间也不会降低。

2. 相对湖平面变化与可容空间

虽然相对湖平面变化直接控制了可容空间的变化,但相对湖平面是构造沉降和沉积物供应速率以及气候共同影响的结果。所以,笔者认为相对湖平面对可容空间的影响虽是直观的,但却是间接的。

3. 沉积物供应速率与可容空间

如图 6－12 所示,在低沉积物注入速率的条件下,可容纳空间总是超过沉积物的堆积,沉

版权出质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

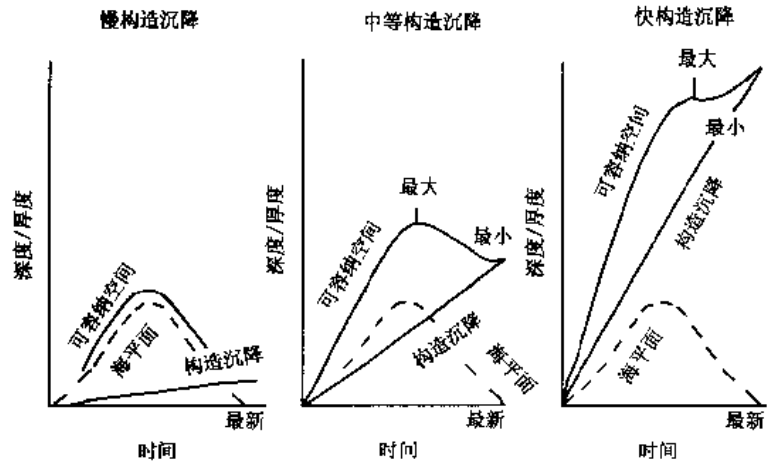


图 6-11　可容空间与构造沉降之间的关系(据 Jervey,1988)

积了偏泥的地层,其堆积速率受控于供应速率,它不会对可容纳空间发育速率有影响。在中等沉积物注入速率的背景下,沉积物可以由湖底加积到湖平面。当可容空间增长速率趋近于零时,早期沉积物可能遭受侵蚀作用。在这种背景下,可容空间的增长速率控制了堆积作用速率。

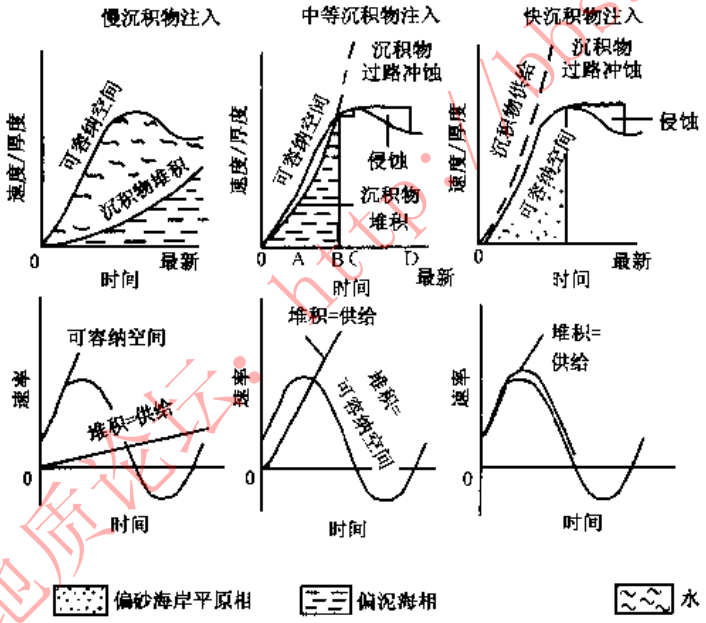


图 6-12　沉积物注入速率变化对可容空间的影响(据 Jervey,1988)

在沉积物快速注入的部位,沉积物供给量总是超过了可容纳空间。在可容空间的增长期,偏砂的三角洲平原相形成于湖平面或近湖平面位置。在这种情况下,堆积作用速率为可容空间的函数。在可容空间减少期,发育对先前滨岸沉积物的侵蚀作用及陆上侵蚀作用。

四、泌阳凹陷中不同构造位置可容空间变化分析

构造沉降是控制陆相层序形成的关键,尤其是在泌阳断陷湖盆中(胡受权,1998)。当湖平面处于下降过程中(除下降伊始的高位停滞期和下降到最低处的低位停滞期两个特定时刻以外),断陷湖盆的南缘和北缘的可容空间总体上是减小,而湖盆中央地带则呈增加趋势。在高位停滞期、低位停滞期时刻,湖盆南缘的可容空间基本不变,其北缘可容空间增加甚微,加之盆地南、北

顶级地质论坛 http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

缘均靠近物源区，沉积速率极高，所以很可能出现剩余可容空间减小，引起盆缘区的暴露并遭受侵蚀作用。当湖平面上升时，湖盆的可容空间均呈增加之势。在湖平面刚开始上升时的低位停滞期，尽管南部和北部盆地边缘位置的可容空间也有一定幅度的增加，但因其沉积物在此处的沉积速率高，所以南、北部边缘的剩余可容空间必然较小，也极易出现陆上暴露而遭受侵蚀作用。

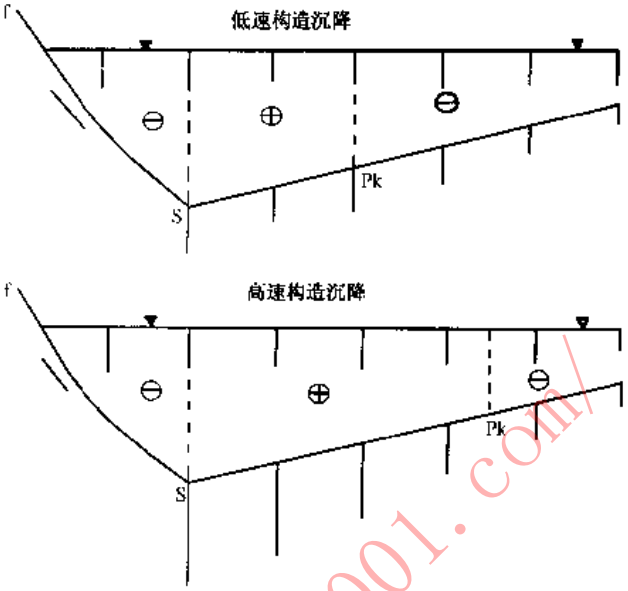


图 6－13　泌阳断陷不同构造沉降条件下可容空间图解(据胡受权，1999)

假定泌阳断陷湖盆中湖平面相对稳定或以特定速率缓慢下降或上升，则无论是在加速构造沉降条件下，还是在减速构造沉降条件下，南北部盆缘的可容空间均呈减少趋势，而盆地中央地带的可容空间却呈增加趋势(图 6－13)。正是由于上述可容空间变化机理，导致了断陷湖盆南缘和北缘易于发生陆上暴露而产生侵蚀作用。

五、下切沟道的形成机理

Van Wagoner 定义的下切谷(沟道)是将下切谷(沟道)的形成完全归因于由海平面的相对下降引起的河流侵蚀。Wesccot 进一步描绘了海平面升降周期内下切谷(沟道)的形成过程，认为当海平面下降且河流延伸至新出露的陆棚斜坡转折线以下时，河道会在新侵入的河谷内发生侧向迁移而形成较为宽阔的下切谷(沟道)。这些观点普遍得到了经典层序地层学研究者的认同。也就是说，虽然经典层序地层学认为构造沉降、全球海平面变化、沉积物供给和气候是控制层序形成和展布的主要因素，但目前并没有考虑除了海平面变化以外的其他因素对河流下切侵蚀作用的影响。同时，Zaitlin 也将非海平面变化的因素提了出来，如气候和河流径流量的变化等。

尽管研究者对此意见不一，但对下切谷(沟道)形成的基本认识是一致的，即认为下切谷(沟道)是由河流的侵蚀作用形成的，河谷中的河床底界面位于侵蚀基准面之上。侵蚀基准面是指既没有侵蚀作用也没有沉积作用的面，即在此基准面上侵蚀作用和沉积作用达到平衡，河流所搬运的碎屑物质仅仅是路过而已，并不发生侵蚀和沉积。

由以上对泌阳断陷可容空间控制因素和主要由边界断层活动导致的构造沉降作用引起的不同构造单元内可容空间的重新分配的分析可知，本区下切沟道的发育主要受控于构造活动的影响，其次是沉积物沉积速率。在核三段末期、核三段二砂组、四砂组沉积时期，南部边界断层活动强度大，断距快速增大，从而导致整个凹陷，主要是凹陷中央地带发生沉降作用，引起整个凹陷内可容空间的重新配置，使得在凹陷的南缘和北缘地区可容空间减小；同时由于气候干旱炎热，蒸发量增大，湖盆萎缩，沉积物供给量大且速度增快，在湖盆边缘地带快速堆积，从而进一步导致湖盆北部缓坡带(较为突出)和南部陡坡带新增可容空间速率远小于沉积物沉积速率。此时，缓坡带的沉积基准面下降，侵蚀作用和沉积作用之间原有的平衡被打破，早期水下分支河道逐渐变为陆上分流河道，水下分支河道表现为向湖盆方向延伸，河流的下蚀作用增强而对上一个层序的高位域地层发生侵蚀而形成下切沟道。

http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

由上面的讨论可知，闭流断陷陆相湖盆缓坡带上发育的下切沟道在成因上有自身的特点。下切沟道的发育受控于下切沟道发育地区在沉积作用发生时可容空间急速减少的特定变化。首先，泌阳凹陷北部侯庄物源是整个凹陷沉积物最大贡献者，对整个北部斜坡带沉积具有控制性影响。正是由于在湿热的气候条件下，湖盆发生萎缩，而沉积物供给速率却快速提高，必然导致湖盆边缘地带可容空间快速降低。另外，尤其重要的是，由于泌阳凹陷（单断式箕状湖盆）中南部边界断层间断式的强烈活动对整个凹陷的沉积和层序发育起着决定性作用，所以由边界断层间断式的强烈活动所引起的可容空间在陡坡带和缓坡带的重新分配而引起的陡坡带、尤其是缓坡带可容空间的快速减少，便决定了北部缓坡带地区下切沟道的发育规模、时间和位置。在陆相湖盆中，构造的沉降对沉积基准面起着举足轻重的作用，而湖平面的下降也主要受控于构造沉降作用。综合以上分析认为，泌阳凹陷陆相湖盆中下切沟道的形成受控于边界断层活动引起的强烈构造沉降和湖盆边缘局部位置高速的沉积物供给作用，下切沟道的充填方式则主要受控于南部边界断层引起的基底不均匀构造沉降。

六、下切沟道充填——"顺源堆积论"的提出

关于下切谷（沟道）的充填（沉积相序的解释），目前国内外比较普遍的意见是采用海平面上升和持续海侵引起的溯源堆积来解释的。李从先等在详细研究钱塘江下切谷（沟道）的沉积特征后借用 Makkaveev(1991)水槽实验结果，认为谷底砂砾层属溯源堆积，即基面抬升造成回水和砂砾沉积，回水和砂砾沉积又以衰减的方式不断造成上游回水和砂砾沉积。

当我们试图用此观点来解释泌阳凹陷中发育的下切沟道砂砾岩体的充填沉积时，却发现这种关于砂砾岩沉积的解释存在一个问题，那就是它无法解释沿着下切沟道流向的地震剖面和连井对比剖面上出现的下切沟道地层的前积反射特征（图 6－2）（而不是退积）。经过查阅大量文献和进行断陷陆相湖盆与海相盆地地质特征对比分析，认为这主要是因为"溯源堆积论"没有考虑到规模较小的陆相断陷盆地中边界断层活动引起的基底沉降可造成湖盆内可容空间的重新分配和大套砂砾岩体的存在。尽管湖平面的相对上升造成回水作用依旧存在并造成沉积物的搬运受阻而沉积，但是南部边界断层活动所引起的可容空间的重新配置（可容空间向湖盆中心的迁移）又必然导致下切沟道所搬运来的沉积物向湖盆中心迁移。当断陷湖盆中边界断层在某一时期的持续活动强度对沉积产生的影响超过了湖平面活动对沉积产生的影响时，沉积物向湖盆中心迁移的"前积"作用就会在一定时间内大于湖平面的相对上升造成的回水作用，此时沉积物总体表现为向前搬运；当断陷湖盆中边界断层在某一时期的活动强度对沉积产生的影响比湖平面活动对沉积产生的影响弱时，沉积物向湖盆中心迁移的"前积"作用就会在这段时间内小于湖平面的相对上升造成的回水作用，此时沉积物总体表现为原地沉积。这两种情景交替出现的结果，便必然产生下切沟道内沉积物总体表现为向盆推进的"顺源堆积"（图 6－14）。

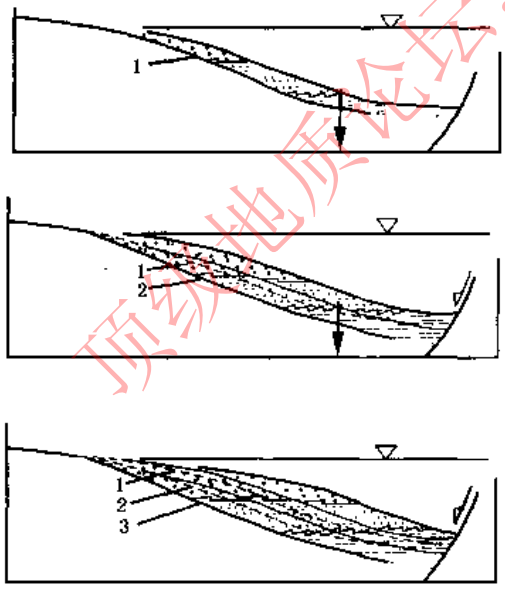


图 6－14　边界断层活动引起下切沟道内沉积物"顺源堆积"模式图

另外，本区下切沟道中发育的砂砾岩地层厚度在 120～200m 左右，比其他研究者在其他地区研究中得出的厚度要大得多，这也可能与受到边界大断裂活动

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

引起的构造沉降影响有关。关于下切沟道的形成和充填过程参考图 6－15。

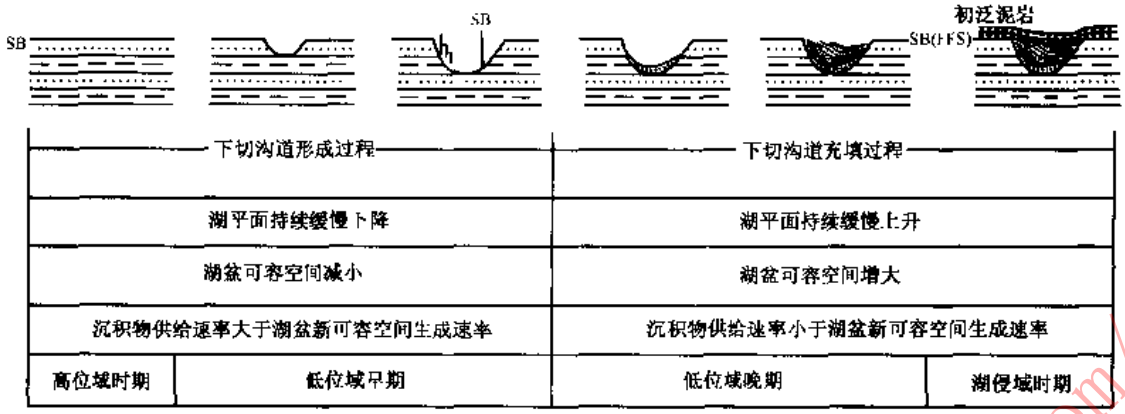


图 6－15　泌阳凹陷下切沟道的形成和充填过程示意图

第六节　下切沟道研究的地质意义

一、对下切沟道形成机理和充填过程的研究丰富了陆相层序地层学研究的内容

内陆断陷湖盆中下切沟道的发育有别于海相盆地边缘。这主要是由于内陆断陷湖盆中沉积层序发育的控制因素与海相沉积层序存在很大的区别，前者主要受控于构造活动和沉积物供应条件，后者构造活动相对稳定，海平面的升降变化在其沉积层序的发育中具有控制性作用。本书在充分注重内陆湖盆自身特点的基础上，利用对沉积层序起最终控制作用的湖盆内"可容空间"概念对泌阳凹陷中下切沟道的形成机制进行了深入研究，并讨论了陆相断陷湖盆中下切沟道沉积充填的特殊性，探讨了断陷湖盆中下切沟道"顺源堆积"发育的理论基础，提出泌阳凹陷中孙岗地区发育的下切沟道为前积式"顺源堆积"而成。

二、对下切沟道的准确识别对于层序边界和初次湖泛面的划分具有重要意义

下切沟道形成和充填的时间对于层序边界和初泛面的界定具有重要意义。关于下切沟道形成和充填的时期问题，目前存在一定的争议。Vail(1988)曾将初泛面确定在下切沟道中河流相的顶部；Allen(1993)和 Zaitlin 却认为初泛面发育在河床相砂砾沉积之上，认为河谷充填大部分是在海侵域期形成的。通过对本区实际地震、钻井地质资料的研究认为，相对湖平面从稳定下降转为稳定上升时期后，下切沟道内开始发生充填，当湖平面转入快速上升时下切沟道基本被充填满，即认为下切沟道充填结束对应于初次湖泛面，这在该区的地震剖面上特征明显。在地震剖面上，下切沟道内同相轴结构特征相对均一，而在与沟道顶基本持平的位置上同相轴的连续性和振幅都显著增强，两者之间常呈类削蚀接触。

发育下切沟道是层序边界的重要标志之一。下切沟道内层序边界为沟道底界面，沟道间层序边界往往难以确定，曾有人提出可通过识别沟道间古土壤层的发育来识别沟道间层序界面(Gibling et al.，1994；Tandon et al.，1992；Wood et al.，1992)。目前在该地区尚未发现典型古土壤层的存在，但在沟道间地带的核三段二砂组和四砂组底部附近取心资料中却发现了与之对应的两套反映陆上暴露或水陆交互沉积环境的"红层"和大量反映典型的沟道间沼泽沉积特征的碳屑、植物茎和完整的植物叶等古生物化石(B218 等井)，这也是层序边界(局部暴露，小规模不整合面)的重要识别标志。

初次湖泛面基本对应于下切沟道充填的末期，空间分布上表现为下切沟道之上的顶面拉

地信网论坛
BBS.3S001.COM

平面,这在地震反射剖面和钻井对比剖面上特征清楚,我们将沿下切沟道顶面拉平来确定初次湖泛面的方法称为"顶面拉平法",这在理论上明确了下切沟道发育地区层序边界、初泛面的划分,又增强了实际工作中初泛面识别和应用的可操作性。另外,在低位域时期的下切沟道间地带常常很少或完全不发育低位域地层而直接发育湖侵域地层,表现为层序边界与初次湖泛面重合(图 6-16)。



图 6-16 核桃园组层序地层的概念模型

SB—层序边界;ffs—初次湖泛面;mfs—最大湖泛面;LST—低位域

由上面讨论可知,层序边界具有以下特征:①位于较窄的砂岩、砂砾岩充填的下切沟道底界;②在沟道间地带表现为发育局部剥蚀,红褐色、棕褐色、灰绿色泥岩、碳屑、植物茎广泛分布;③下切沟道对下伏地层的侵蚀常导致下一层序的高位域地层减薄或缺失,从而致使层序边界与密集段(最大湖泛面)相距较近,这非常有利于密集段附近的油气向下切沟道砂体运聚成藏。

通过对泌阳凹陷研究,取得了一些重要认识。①下切沟道普遍发育于各个层序的低位体系域时期。在该区下切沟道主要发育于核二段末期、核二段二砂组和核三段四砂组大致对应的地层中。②下切沟道的形成对应于相对湖平面的稳定下降时期,下切沟道的充填对应于相对湖平面的稳定上升时期。在本区下切沟道的发育主要受控于相对湖平面的变化和南部边界断层引起的构造沉降。这一点上与国内外报道的受控于相对湖(海)平面下降的下切沟道在成因和沟道内沉积叠置方式方面有一定差别。③下切沟道通常对其下伏的下一层序的高位域发生侵蚀(有时甚至侵蚀到湖侵域)而导致下一层序的高位域地层厚度减薄或缺失。下切沟道的底界对应于层序(三级或四级层序)的边界,沟道间地带低位域地层发育很薄或完全缺失,导致沟道间地带层序边界和初泛面常常叠合在一起。所以,下切沟道的发育常导致该区地层缺失低位域沉积面仅发育湖侵域和高位域沉积地层。

另外,对下切沟道低位扇的研究于隐蔽油气藏的勘探具有非常重要的实际意义。将本研究成果应用于泌阳凹陷隐蔽油气藏的勘探实际后,我们对泌阳凹陷北部缓坡带的沉积充填演化规律有了更具体和更真实的认识。关于层序地层学和下切沟道研究在隐蔽油气藏勘探中的应用在下一章将深入讨论。

http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

第七章　层序地层学在隐蔽油藏勘探中的应用

第一节　相关概念及泌阳凹陷隐蔽油气藏勘探概况

隐蔽圈闭(油气藏)的概念最早由卡尔(1880)提出,1919年世界上发现了第一个非背斜油藏。1934年威尔逊将非构造圈闭定义为"由于岩层孔隙度变化而封闭的储层"(砂岩透镜体)。1936年莱复生提出了地层圈闭的概念,并发表了题为"地层型油田"的论文。1956年莱复生在出版的《石油地质学》一书中将圈闭划分为构造圈闭、地层圈闭和混合圈闭三大类。其后,世界范围内大量的勘探实例证实了这种分类的实用性和正确性,奠定了在石油勘探中寻找地层、不整合、岩性、生物礁和古潜山等隐蔽圈闭的理论基础。目前,隐蔽圈闭的定义很多(常常与非构造圈闭混用),其中以成因分类为主,其内容上包括地层圈闭、岩性圈闭和复合圈闭三大类(表7-1)。1972年M.T.Halbont将地层圈闭、不整合圈闭、古地形圈闭等统称为隐蔽圈闭,并在以后主编了《寻找隐蔽油气藏》专著。随着世界石油勘探技术的不断发展和科学理论研究的不断深入、勘探程度的提高,资料积累日益增多,人们对隐蔽圈闭(油气藏)勘探的重要性也认识得更加清楚,在已知油气区挖掘新的油气资源潜力、扩大石油地质储量,拓宽了勘探领域。

表7-1　世界部分油气区隐蔽油气藏发现情况

地区	截止日期	已发现油气藏(个)	隐蔽油气藏(个)	构造油气藏(个)	复合油气藏(个)	未分类油气藏	隐蔽油气藏所占比例(%)	隐蔽油气藏储量比例(%)
美国俄克拉何马洲	1942	832	201	224	291	116	24	25
洛山基丹佛盆地	1960	634					70	
加拿大阿尔伯达省	1959	70个油田	46个油田				65	
加拿大帕宾那油田	1959		9.7×10^8t储量					
加拿大天鹅山油田	1959		5.0×10^8t					
中国东部济阳坳陷	1977	隐蔽油气藏储量占总储量的19.9%,产量占总产量的29%						
南襄盆地		岩性油气藏的储量占探明储量的84.6%						
江汉盆地		岩性油气藏的储量占总储量的28.4%						

我国含油气盆地具有比较复杂的地质演化史。在大多数陆相沉积盆地中,由于物源方向多、搬运较近,岩性、岩相变化大,形成各类隐蔽圈闭的影响因素比较复杂。在一些含油气盆地中,如鄂尔多斯盆地的上三叠统延长油田(1907年发现)和下奥陶统大气田(1989年发现),准葛尔盆地的克拉玛依油田(1955年发现),辽河坳陷的西斜坡大油田(1975年发现)以及河南泌阳凹陷的双河油田(1970年)等,都发现了重要的隐蔽油气藏。随着隐蔽油气藏的不断发现和勘探技术方法的不断进步,自80年代初以来国内石油地质学者在隐蔽油气藏勘探理论和方法上都取得了长足的进步。1983年4月,中国石油学会石油地质专业委员会出版了《中国隐蔽油气藏勘探论文集》,1986年10月胡见义主编的《非构造油气藏》出版。进入90年代,中国东部大部分含油气盆地相继进入中高勘探程度阶段,西部各油区也相继发现了多种隐蔽油气藏,

地信网论坛
BBS.3S001.COM

隐蔽油气藏在勘探开发中的地位日趋重要。

泌阳凹陷对岩性油气藏和地层油气藏的勘探起步较早。双河油田主力圈闭大多属于砂体上倾尖灭岩性圈闭，该油田在泌阳凹陷的油气勘探中具有举足轻重的地位。但是从此以后在泌阳凹陷中其他地区，隐蔽油气藏的勘探一直没能取得大的进展。归纳起来，泌阳凹陷隐蔽油藏的勘探具有以下几个显著的特点。

①由于隐蔽圈闭(油气藏)的隐蔽性，所以难以直接从常规地震资料中识别，但是高品质的高分辨率三维地震资料却可以为隐蔽油气藏的识别提供强有力的支持。总体上看，泌阳凹陷的地震资料品质较差，主要是该区地震层速度变化剧烈而规律性很差，这为地层划分和层位标定以及储层的解释和横向追踪带来一定困难。

②泌阳凹陷湖盆小，储层类型多、相变快，使得砂岩岩性油气藏的发现较为困难，一般需要较长的时间。

③泌阳凹陷隐蔽圈闭勘探的潜力较大。目前，泌阳凹陷资源探明程度已高达60%左右，发现大中型构造油气藏的可能性越来越小，剩余资源量约为1.1×10^8t，这部分资源潜力应以隐蔽油气藏形式赋存为主，这是以后油气勘探的主要战场。

隐蔽圈闭(油气藏)的大规模勘探和发现大都在含油气盆地中后期勘探阶段，是探明储量高峰期后稳定增长阶段的主要组成部分，这在国内外许多成熟勘探盆地的实践中已被证实。

研究隐蔽圈闭的方法很多，但最根本的方法为层序地层学方法、地球物理方法(地震岩性模拟法SLIM、地震波振幅分辨薄层法、蒙特卡洛预测岩性法、模糊集合论确定储层特征和边界法)、系统的成岩作用研究和异常压力研究四种(辛仁臣等，1998)。

第二节　应用层序地层学预测隐蔽油气藏的相关理论和方法

一、相关理论

1. 层序地层界面的级别及成因意义

层序地层学对地层单元的划分具有一个完整的体系，不同级别的层序地层单元之间以不同级别的层序地层界面为界。层序地层单元划分的规模可以从层序、体系域、准层序组、准层序到纹层、纹层组、岩层及岩层组等。小规模的层序地层单元，如纹层、纹层组及岩层、岩层组等，可以作为各类沉积体的基本组成单位；而准层序、准层序组以及体系域、层序等更大规模的层序地层单元的重要意义则在于它们能够记录地质历史上海平面的周期性升降变化或海水的周期性进退。与海相沉积类似，陆相地层中各级别的层序地层界面主要是由于相对湖平面的周期性升降变化形成的，不同级别的层序地层界面代表了不同规模的湖泛或湖退事件。相对湖平面升降变化成为控制层序发育的最重要因素，频繁而又有规律的周期性湖平面变化运动中保留下来的各种级别的时间界面，是层序地层研究的主要对象，通过对这些界面的识别，可以进而研究夹持其中的地层特征及分布。

2. 层序地层单元与油气生成、聚集的普遍关系

层序地层学的新理论、新方法使人们能够更精确地对比地质时代，并在钻前预测储层、生油岩和盖层，对勘探和开发岩性圈闭中的油气藏尤为有效。层序在充填形成的不同时期或不同的沉积体系域有不同的充填特征，因此，在不同阶段层序的沉积充填对油气形成和聚集有不同的作用和影响。陆相盆地构造复杂，具有近物源、多物源的特征，沉积旋回周期相对较短，从而决定了湖盆中沉积和层序充填方式的复杂性与多样性。不同的沉积背景和不同的构造活动

地信网论坛
BBS.3S001.COM

带都具有不同的层序地层模式。

层序地层学理论认为，层序地层单元与油气生、储、盖有密切的关系。一般地，在一个完整的层序中，低位体系域储层最发育，其次是高位体系域，湖侵域较差。从烃源岩的角度讲，认为一个层序中位于最大湖泛面附近的密集段具有较强的生油能力，极有可能成为高效烃源岩。但是陆相地层与海相地层又存在着较大的差异，特别是像泌阳凹陷这样规模较小的内陆沉积盆地，它们的沉积过程基本不受海侵的影响，而且，在大多数这种类型的盆地中，近物源、多物源的特点决定了它们的沉积具有粗碎屑物质发育的特点。因此，在泌阳凹陷中储集砂体一般不会作为地层含油性的决定因素，而生油岩的质量、成熟度和数量，砂体的储集性能和盖层的有效性以及它们之间的时空关系则显得更为重要。

国外海相地层油气勘探表明，低位体系域中的低位扇、盆底扇通常是隐蔽油气勘探的重要目标，它们与上下及侧向的深海泥岩一起构成有利的生、储、盖组合，形成地层圈闭油气藏。斜坡扇中的堤岸—水道组合，可以被海进时期的泥岩覆盖，成为有利的勘探对象。海侵体系域在物源供给充足的条件下，也可以形成有利的储层，海侵体系域最主要的意义在于它提供了良好的生油岩。高水位时期则以大型三角洲的进积型沉积为主，与三角洲有关的圈闭类型是主要的勘探目标。与此类似，在陆相地层中，低水位期湖盆岸线以上可以发育冲积扇、水下分流河道及下切沟道等沉积类型，岸线之下发育小规模(扇)三角洲，层序充填以低水位扇向凹陷方向逐级前积为特征，多形成进积式、加积式准层序组充填。湖侵期主要形成水进型扇三角洲，远端发育浊积扇沉积及较深湖泥岩沉积，层序充填以向凹陷边缘方向超覆为主，发育退积式准层序组。高水位期沉积体系则以水退型扇三角洲的发育为特征，前端发育滑塌浊积扇，发育加积、弱进积式准层序组，晚期也可能出现河流冲积扇沉积。

3. 影响油气藏形成的主要地质因素

根据石油地质学理论，油气藏的形成需要有生、储、盖、圈、运、保等必要条件。油气一旦聚集成藏，能否存留到现今成为有工业价值的油气藏，则主要取决于保存条件的优劣。在油气藏形成的过程中，成熟的生油岩应该是排在第一位的先决条件，它是油气成藏的物质基础。在一个层序中，一般情况下生油岩主要发育在湖侵体系域和高位体系域的中、下部，而位于湖侵体系域和高位体系域之间的生油岩密集段往往形成整个沉积层序中最有利的生油岩层段。有利的储层是油气成藏的又一关键因素，它包括邻近生油岩或位于生油岩之上或者之下的储层及与之连通的异地储层。前者为油气初次运移提供排替的场所，也可以作为直接的储层或油气二次运移的通道，后者可作为油气保存的最终场所。地层中有效的圈闭可能会成为油气成藏的最终场所，圈闭的形成可以是构造的，也可以是地层的，层序中沉积体系域的发育往往决定地层圈闭分布，而地层圈闭在油气勘探开发中具有与构造圈闭同等重要的地位，甚至在世界上很多已开发的油气田中，地层圈闭的比重远远超过了构造成因的圈闭。从成熟的生油岩中排替出的油气要顺利到达聚集场所就必须有有效的运移通道，它们可以是连通的砂岩层、开启性的断层面或不整合面等。油气藏的保存条件不仅决定于区域性盖层的质量，也包括长期的地质过程中构造作用对已经形成的油气藏的改造和破坏。

4. 层序地层学用于该区隐蔽油气藏勘探理论总结

在实际研究工作的基础上，总结出层序地层学用于泌阳凹陷几类隐蔽油气藏成藏条件分析的方法。

(1)断层切河谷

在本地区研究过程中，首先进行全区层序地层学和沉积体系研究，然后对各个地区不同层

地信网论坛
BBS.35001.COM

位油气藏的成藏条件和成藏类型进行重新解析，认为在下切沟道发育地带，河道砂体的条带分布和横切河道砂体断层的发育是形成断层—岩性复合油气藏的最关键条件。这种成藏条件可形象地概括为“断层切香肠”成藏论。根据这一认识，我们在泌阳凹陷中孙岗、下二门地区提出了三个目标区和一个具体探井井位。

(2)斜坡带初次湖泛面封盖成藏

盆地内不同的构造位置，层序地层单元的分布、充填模式不同，其对油气藏形成与分布的影响与作用也不同。低位体系域往往发育进积式准层序组，它们向盆地方向终止于较深水泥岩中，向盆地边缘终止于初次湖泛面、沉积间断面或微不整合。经过对孙岗—下二门地区的研究可以看出，该区油气藏的分布明显受到初次湖泛面的控制与影响，主要的含油层段集中分布在层序 II(Eh_3IV)初次湖泛面附近，即低位体系域的上部。

陆相层序在低水位时期主要发育进积式、加积式准层序组，低位体系域的含油性往往受到初次湖泛面的控制。在盆地边缘初次湖泛面超覆范围以外，由于缺乏有效的封盖层而导致油气不能聚集成藏。在这种油气藏类型中，初次湖泛面决定了盖层的有效性，而沉积相带决定了储层的分布。

在对泌阳凹陷孙岗—下二门地区进行高分辨率层序地层学研究的基础上，我们发现了一类特殊的初泛面封堵成藏类型——下切沟道前积河道砂体初泛面封堵型油藏。

通过对下切沟道形成机制和充填过程的深入研究，发现在层序 III 低位域下切沟道中发育的河道砂体在充填方式上表现出明显的“前积”现象——顺源堆积。这种低位域时期发育的前积砂体顶面被湖侵域发育初期形成的初泛面所覆盖而形成对油气的遮挡，侧向上又明显受控于下切沟道砂体自然的侧向尖灭，极易形成岩性圈闭。同时，这种砂体下倾方向深入湖泊中央的油源区，自身具有良好的储集和运移性能，可以充当运移通道，有利于对油气的捕获，并且初次湖泛面为优良盖层，具有较好的遮挡条件，所以这种“前积体”极易形成一种特殊的隐蔽油气藏类型——“前积体”油藏。在本区预测的这种油藏类型属于一种新的油藏类型，虽然有待于进一步认识和验证，存在一定的勘探风险，但它对于扩大勘探领域、丰富油气藏理论都具有一定的价值，值得进一步探索。

(3)斜坡带湖侵体系域超覆尖灭——超覆型地层油气藏的形成

在层序发育的湖侵时期，一般发育退积式准层序组，准层序的分布以向盆地边缘的不断上超为特征。此类层序边界之上，砂体超覆不整合面被湖侵期沉积的稳定泥岩所覆盖，形成了良好的封盖条件。在这种沉积背景下，砂体可能向盆地边缘上超，形成垂向上有上覆湖泛的泥岩封盖，侧向上由不整合遮挡的超覆型油气藏。在北部缓坡带王集地区过 B154、B218 井的地震剖面上，层序 I、II 湖侵体系域中上超反射特征就属于这种类型。砂体向盆地方向终止于半深湖泥岩，向盆地边缘终止于不整合。

在各个层序的湖侵域时期，伴随着湖水的快速上涨北坡带表现出较大规模的“超覆”现象。其中，层序 I 湖侵体系域(基本相当于 Eh_3VI、VII)发育的超覆体规模最大。这种超覆砂体在特殊的构造背景下，成藏条件优越，易于形成超覆地层油气藏。

(4)斜坡带下倾方向滑塌或浊积砂体岩性尖灭——透镜体岩性油气藏的形成

在湖侵期和高水位早中期，斜坡地带一般发育退积式或加积式准层序。伴随着岸线的后退，沉积物在斜坡上的堆积使得斜坡坡度逐渐大于沉积坡度，在这种情况下，当受到地震、风暴浪等外界因素的激发，斜坡上尚未固结成岩的沉积物就会发生滑塌形成浊流，进入较深湖区，发生再沉积作用，形成岩性尖灭或岩性透镜体。如果有浊流沟道发育，也可以形成良好的沟道

地信网论坛
BBS.35001.COM

砂体。这些沉积于深湖背景中的砂砾岩体，被非渗透性的深湖泥岩所围限，可以形成自生自储的岩性油气藏。该类型的油气藏在泌阳凹陷东南部地区已有发现，但数量较少，仅在 B103、B101 井处证明了这种主要受岩性尖灭控制的透镜体油藏。

另外，在低水位时期发育于斜坡带外缘的低位扇扇体也具有形成岩性尖灭油藏的优越条件。通过本区层序地层学研究，在层序 III 的低位域中发现了两个低位扇沉积体，这是在该区突破岩性油藏勘探的重点地区。

(5)层序界面之下不整合遮挡

不整合面遮挡型圈闭或油气藏主要发育于层序边界之下的高位体系域。这种类型的油气藏主要分布于湖盆边缘地带不整合界面发育的地区，进积式三角洲砂体向上常形成顶超，向下终止于前三角洲泥岩，顶部由于湖平面下降形成沉积间断面或不整合面，在下次湖泛过程中又被湖侵体系域稳定泥岩覆盖，在不整合面的配合下形成了良好的封堵条件。在本次研究工区内这种油藏类型尚未发现，但在本工区以北井楼等油田这种油藏类型普遍存在。

二、层序地层学用于隐蔽油气藏勘探的思路、方法

综合总结我国陆相隐蔽油田勘探的总体勘探程序，并参考中国石油化工集团公司“九五”重点科技攻关项目“深层油气综合研究与目标评价”对此的论述，可以将层序地层学用于隐蔽油气藏勘探的方法概括为“四定一综合”。“四定”就是定区带、定层系、定目标、定砂体，建立砂体地质模型；“一综合”就是对“四定”后钻探成功的砂体应用多项技术方法(主要包括沉积微相方法、高分辨率层序地层对比方法和利用多种地震参数的储层横向预测技术)进行圈闭综合评价和隐蔽油气藏勘探部署。

“四定”的内容具体如下。

1. 定区带，确定砂体有利发育地区

对于断陷湖盆，重点是研究边界断层的性质、断面几何形态，分析古斜坡构造起伏变化与断层发育特征，确定扇体发育的最有利区带或地区。

2. 定层系

利用高精度层序地层学方法划分地层层序，进行沉积体系分析，研究不同体系域的交替变化，确定有利层段。其中斜坡扇和低位扇主要发育在三级层序的低位域中。

3. 定目标区块

利用高分辨率地震资料和测井、钻井资料，建立地震、测井和钻井岩心之间的对应关系和转化模式，进行沉积体系和沉积微相研究和高分辨率层序地层学研究，初步确定最有利的扇体或复合砂体的分布范围和顶面深度，研究其成藏条件的优劣。

4. 定砂体

描述砂体几何形态，建立砂体的初始地质模型，设计钻探目标。其中首先要做的是通过目的层模型正演拟合法、波阻抗反演法和声波、VSP 测井等对砂体进行综合标定。然后，利用道积分、频率扫描等方法对砂体进行识别、追踪和横向预测。

由此可见，在隐蔽油气藏勘探的定层系和定目标区的过程中，层序地层学和沉积学研究具有非常重要的作用。由上述分析可知，在隐蔽油气藏的勘探过程中，应充分重视泌阳凹陷各个三级层序的低位域储集体，其应成为今后找寻地层、岩性油气藏的主要方向。其主要原因如下。

①低位域砂体发育于湖水收缩、湖平面下降时期，砂体向盆地方向推进距离远，常常深入湖盆凹陷生油区，与生油层互层沉积，具有油源近、运移通畅的特点。

②砂体物性好。低位域中各种扇体和水道沉积物颗粒粒度适中且通常经过了较长距离的

地信网论坛
BBS.35001.COM

搬运和分异作用，因而低位域时期各前缘砂体物性较好。另外，在基准面下降时原沉积覆盖于斜坡上的沉积物容易发生再沉积作用，形成深水浊积扇沉积。

③封盖条件好。一方面低位域砂体之上是湖泛泥岩，通常具有良好的封盖性能；另一方面，低位域时期在斜坡带易于形成下切沟道和低位扇沉积，由于下切沟道砂体向侧缘自然尖灭，非常容易形成侧向封堵，顶部又有湖泛泥岩的垂向封堵，所以下切沟道砂体具有形成隐蔽油气藏的得天独厚的条件；同时低位扇砂体由于深入湖盆中央地带，常为暗色泥岩所包围，易于形成岩性透镜体油藏。

据对北部斜坡带各油井出油层位统计可知，该区油层绝大多数都位于各个层序的低位域中，表明这一领域具有巨大的找油潜力。

结　论

本书以陆相层序地层学、沉积学、石油地质学为理论基础，以测井、地震等多种分析技术为手段，对泌阳凹陷主体部位核桃园组进行了层序地层划分对比、物源古水流体系、沉积体系、成藏模式和隐蔽油气藏勘探目标论证等研究。主要取得了以下成果和认识。

①利用地震、录井及取心等资料，通过对层序地层各级界面的识别和侧向追踪，对泌阳凹陷主体部位进行了层序地层划分和对比分析，建立了所有沉积地层的等时地层框架和核桃园组等时地层框架。将核桃园组划分为4个层序、12个体系域。

②综合分析岩心、古生物、地球化学、薄片等相标志，充分利用地震和测井资料，以层序地层研究中划出的具有等时意义的体系域为作图单元，研究泌阳凹陷核桃园组各个时期的沉积体系类型、分布特征以及物源方向、古水深、古水系、古盐度、古气候，从而进行全区的沉积相分析，恢复各层序的沉积环境格局，建立4种沉积体系类型：缓坡扇三角洲平原—下切沟道—低位扇沉积体系、缓坡扇三角洲—深水浊积岩沉积体系、陡坡扇三角洲沉积体系和近岸水下扇—湖底扇沉积体系。在此基础上，进行了沉积砂体类型及空间展布规律分析，探讨了不同层位储集砂体的时空展布。

③通过区域层序地层学和沉积体系综合研究，结合对泌阳凹陷不同构造单元内沉积条件和层序地层发育控制因素的分析，总结出7种沉积体系的层序地层、沉积综合模式。

④通过对王集外围地区、孙岗—程店地区的高分辨率层序地层学研究，结合重点层位的沉积微相、地震储层特殊处理分析，研究了王集地区层序Ⅰ湖侵域、孙岗—程店地区层序Ⅱ、Ⅲ低位域时期单砂体的时空展布，对隐蔽油气藏发育的有利地区进行了预测。

⑤在孙岗地区识别出两套下切沟道、低位扇沉积，通过地震资料特殊处理和钻、测井资料，利用可容空间图解法对下切沟道的形成机理和充填过程进行了独到的分析，认为在泌阳凹陷中下切沟道的形成主要受控于边界断层引起的基底沉降，其次为湖盆边缘快速的沉积物供给。泌阳凹陷中下切沟道形成的独特控制因素导致下切沟道在充填上表现出特殊的“顺源堆积”方式。

⑥对层序地层学应用于隐蔽油藏勘探的思路和方法进行了归纳总结，提出“四定一综合”的隐蔽油藏勘探方法。

⑦根据层序地层学的基本原理和本区层序地层学研究，总结出层序地层学应用于泌阳凹陷隐蔽油气藏勘探的3点新认识（在断层—岩性复合圈闭成藏条件研究的基础上，提出“断层切香肠”成藏观点；在典型的湖侵域退积体研究的基础上提出湖侵域超覆体成藏观点，在孙岗—程店地区下切沟道识别和精细解剖的基础上提出低位前积砂体初泛面遮挡成藏观点）。

地信网论坛
BBS.35001.COM

参 考 文 献

冯建辉，姜在兴等著．2000．伊梨盆地层序地层及沉积学研究．东营：石油大学出版社
冯增昭．1997．沉积岩石学．北京：石油工业出版社
纪友亮，张世奇等．1998．层序地层学原理及层序成因机制模式．北京：地质出版社
李从先，张桂甲．1996．下切古河谷高分辨率层序地层学研究的进展，地球科学进展．11(2)
陈代钊．1997．河流沉积占优势地层中高频层序地层．地质科学，32(4)
林春明．1997．杭州湾地区 15000a 以来层序地层学初步研究．地质论评，43(3)
胡受权．1999．泌阳断陷陡坡带陆相层序发育的可容空间图解探讨．高校地质学报，4(1)
曾允孚，覃建雄．1999．沉积学发展现状与前缘．成都理工学院学报，26(1)
姜在兴，李华启．1996．层序地层学原理及应用．北京：石油工业出版社
姜在兴，操应长等著．2000．砂体层序地层及沉积学研究．北京：地质出版社
Van Wagoner．凡夫译．1996．前陆盆地层序地层学综述：术语、论文摘要及层序地层学词汇．国外油气勘探，8(4)：404～416
Fisk R，Mc Falan Jr E．1995．Late Quternary deltaic deposits of the Mississippi River．In：Poldervart Aire Crust Earth Symposium．Geologic Society of America Special Paper，v．67，pp297～302
Leckie D A，Krystinik L F．1994．Sequence stratigraghy：pt．1：fact，Fantasy，or work in progress(?) or，when is an incised valley not a sequence boundary? In：Dslrymple R W，Boyd R．Zaitlin B A eds．Incised Valley Systems：Origin and Sedimentary Sequence．SEPM Spec Publ．v．51，pp 194～195
Pacal C，Heller P L．1992．Angevine C L．Lange－scale dynamics of grainsize variation in alluvial basins．Basin Research，v．4，pp73～90
William A Wescott．1994．Channel and valley：Difference in words or meaning? Journal of Sedimentary Research．64(2)，pp90～98
Yingling V L，Heller P L．1992．Timing and record of foreland sedimentation during the initiation of the sevier orogenic belt in central Utah．Basin Research，v．4，pp279～290
Zaitlin B A，Dalrymple R W，Boyd R．1994．The stratigraphic organization of incised valley systems associated with relative sea－level changes(J)．In：Dalrymple R W，Boyd R，Zaitlin B A eds．Incised Valley Systems：Origin and Sedimentary Sequence．SEPM Spec Publ．v．51，pp 45～60

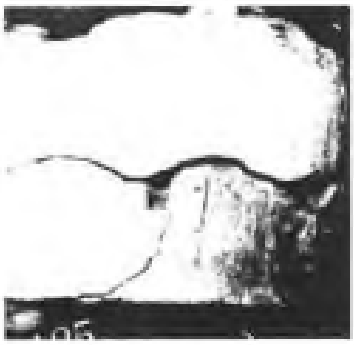
顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

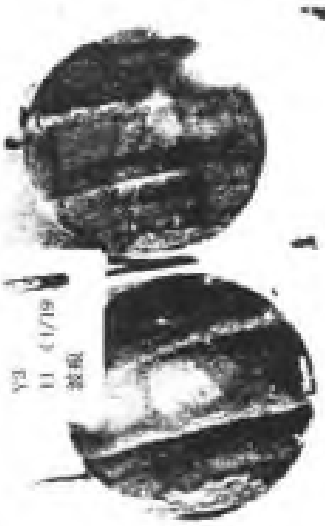
顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

图版Ⅰ　沉积构造



a 波痕
B185 1 (24/130)



b 波痕
Y3 11 (1/19)



c 水下枕状体
B96 8 (2/20)



d 水下冲刷痕
B139 8 (32/82)



e 小型球枕构造
B191 4 (47/87)



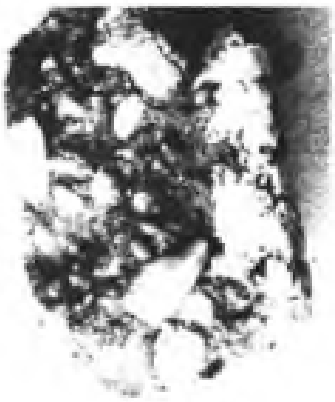
f 水平层理
B203 2 (4/54)



g 平行层理
B91 3 (16/121)



h 平行层理中
复成分砾岩
B186 2 (102/120)

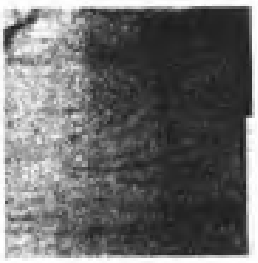


i 复成分砾岩
B210 2 (6/9)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

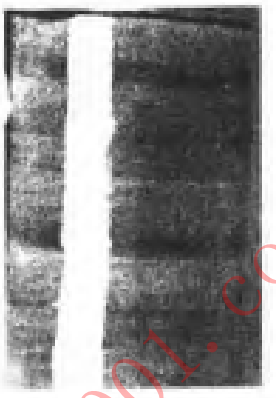
图版Ⅱ　沉积构造



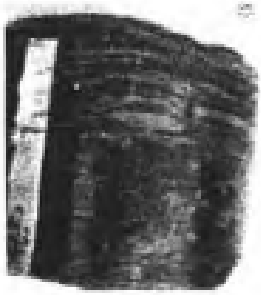
a.槽状交错层理
B191 1(37/41)



b.槽状交错层理
B94 6(9/54)



c.[illegible]层理
B98 3(22/98)



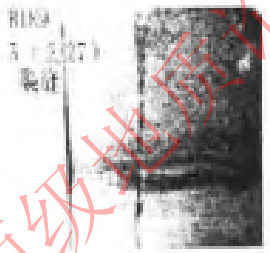
d.透镜状层理
压扁层理
B212 1(13/63)



e.变形层理
B130 1([illegible]/130)



f.变形层理
B96 3(22/98)



g.垂直裂缝
B189 5(2/27)

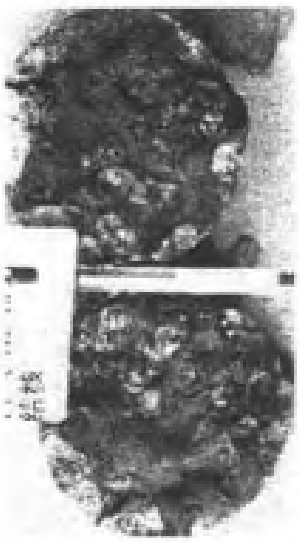


h.泥岩撕裂屑
B191 4(32/67)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

图版Ⅱ　沉积构造



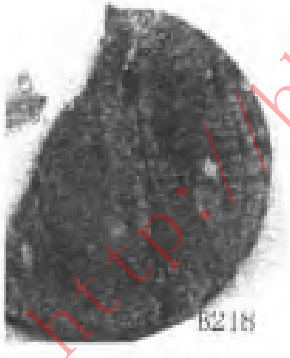
a 黄铁矿结核
Y3 14(15/19)



b 生物扰动构造
399 6(16/20)



d 碳屑
B139 8(82/82)



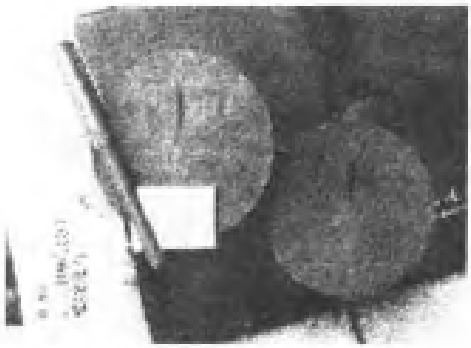
c 植物茎化石
B218 2(65/84)



e 碳屑
B210 1(80/63)



c 生物潜穴
B139 2(32/40)



f 植物叶化石　B185 1(109/130)

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

图版Ⅳ



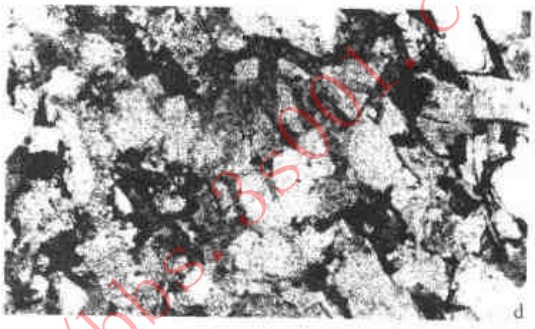
细砾岩，石英的加大及黄铁矿的沉淀，黄铁矿呈星散状分布，局部形成弱胶结。B213井，3489m，(－)，×120



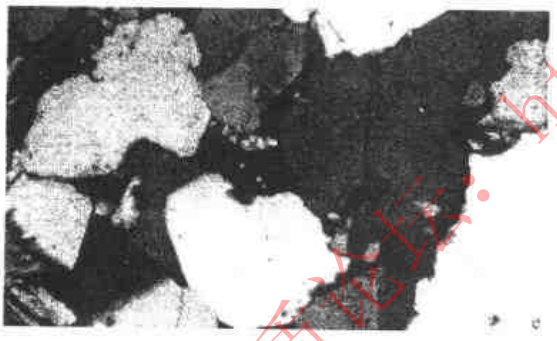
细砾质粗砂岩中长石的脆裂缝，缝宽约0.2mm。B210井，2757.52m，(＋)，×120



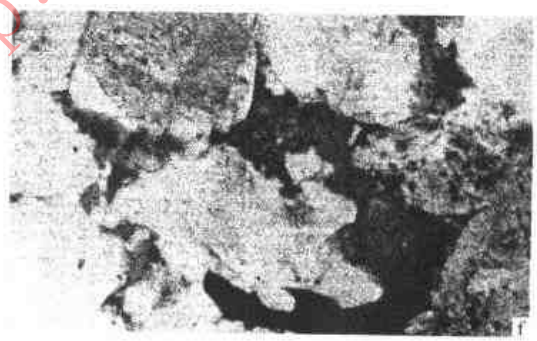
粗砂岩中白云质岩石保存较好，石英溶解明显，云母具压实变形。B213井，3485.93m，(＋)，×120



含云细砂岩，碎屑颗粒的"成岩定向"，面孔率约11%，溶孔孔径一般0.05mm左右。B195井，3405.9m，(＋)，×120



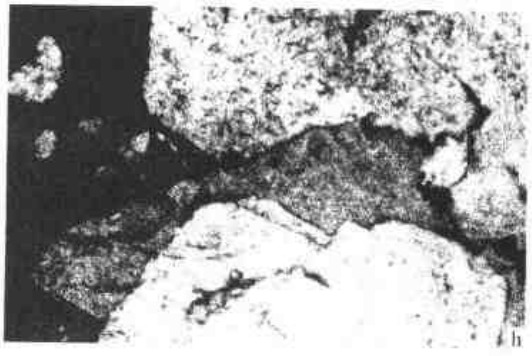
含砾细砂岩，石英的非共轴胶结及溶蚀，线接触及凹凸接触较常见。B210井，1752m，(—)×120



粗砂岩中方解石胶结较强，并对石英及长石加大边有明显的交代作用，B197井，180号，(—)，×120



中砾岩，含铁方解石及其中包裹的骸晶状白云石，B191井，773号，(—)，×120

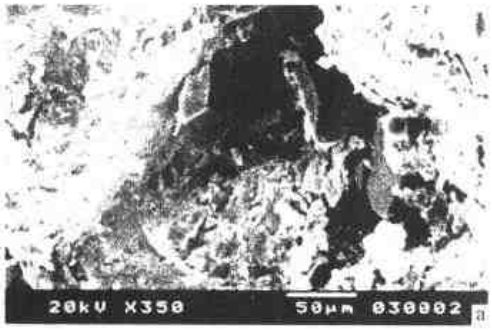


含砾粗砂岩，石英和长石颗粒间的石英质胶结，B185井，3115.83m，(—)，×120

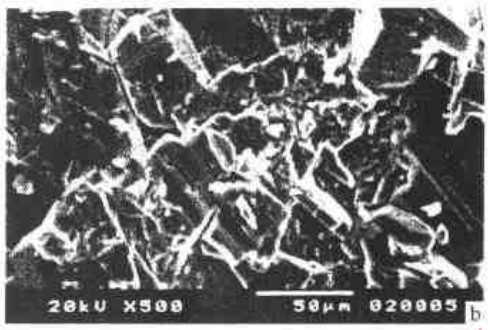
顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.35001.COM

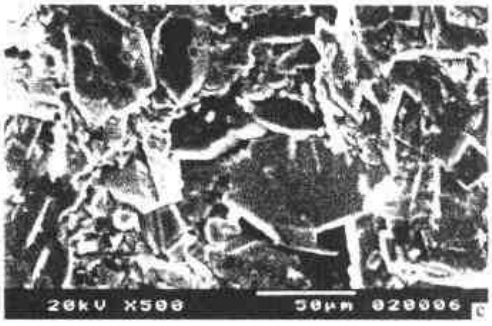
图V



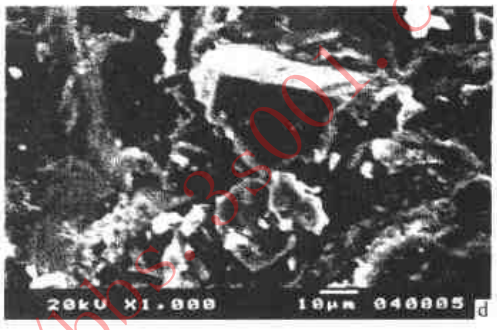
粒间孔中充填的自生石英，
B182 井，2570.2m，扫描电镜



长石加大形成的多边形孔隙，
B189 井，3205.4m，扫描电镜



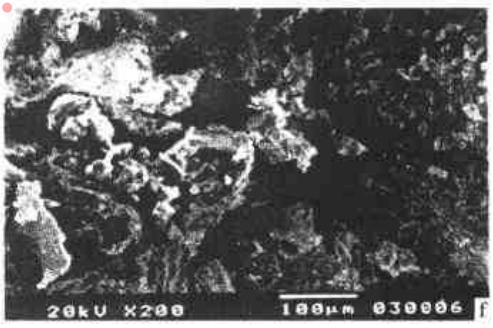
堵塞孔隙的自生石英，
B189 井，3205.4m，扫描电镜



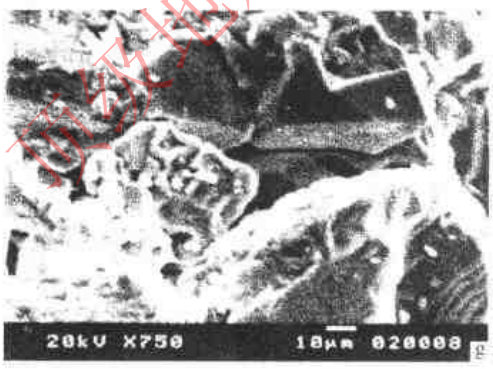
石英溶蚀明显（视域中间），B209 井，1922.35m，
扫描电镜



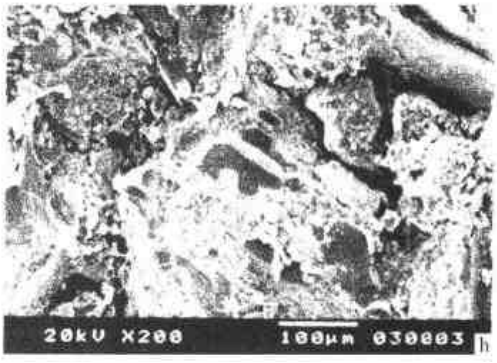
石英的晶内孔，B189 井，3205.4m，扫描电镜



粒间微孔，B182 井，2570.2m，扫描电镜



粒间溶孔，并见石英加大，
3189 井，3205.4m，扫描电镜



碎屑颗粒的贴粒缝隙，B182 井，
2570.2m，扫描电镜

西部地质论坛 http://bbs.35001.com/

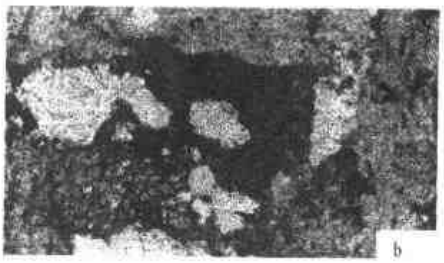
164502

地信网论坛
BBS.35001.COM

图版Ⅵ



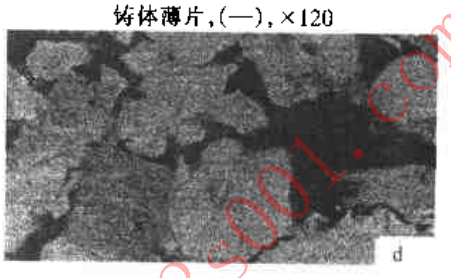
含砾粗砂岩中石英因溶蚀而形成港湾状缘，B209 井，1921.45m，铸体薄，(—)，×120



细砾岩，石英颗粒的不规则形态及溶孔中的悬浮状石英颗粒，白云石胶结物及白云岩岩屑溶解很弱。A29 井，3007.2m，铸体薄片，(—)，×120



粗砂岩，石英颗粒呈悬浮状出现于溶解孔隙中，燧石岩屑中因溶解而出现蜂窝状孔隙。B213 井，3485.93m，铸体薄片，(—)，×120



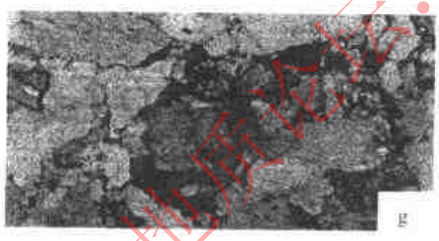
粗砂岩，石英颗粒及石英质岩屑间缝合线接触缝因溶解作用而开启，X16 井，2815.67m，铸体薄片，(—)，×120



粗砂岩，石英加大边溶解特征明显，X16 井，2812.7m，铸体薄片，(—)，×120



含砾粗砂岩，颗粒间接触紧密，凹凸接触及缝合线接触常见，甚至出现具有镶嵌接触特征的接触形式。A29 井，2925.1m，铸体薄片，×120



细砂岩，含铁白云石胶结物晶形较完整，充填于早期形成的次生孔隙中。B195 井，3404.1m，铸体薄片，(—)，×120



含砾粗砂岩中石英及长石的加大，孔喉损失明显，B212 井，3387.38m，(+)，×120



粗砂岩中石英和长石的加大及其对储层的影响(面孔率的损失达 2/3 左右)，B213 井，3489m，(+)，×100



粗砂岩中长石的加大(加大边钾长石约 0.25mm，斜长石约 0.05mm)及自生长k，面孔率约 12%，(+)，×120

石油大学 0168289

顶级地质论坛：http://bbs.35001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

顶级地质论坛：http://bbs.3s001.com/