目　录

第一篇　区域地震地层学方法研究

第一章　陆相地震层序的划分方法…… 1
第二章　地震相分析方法…… 9
第三章　地震相向沉积相的转换方法……26
第四章　区域地震地层学在油气勘探中的应用……36
小　结……43
参考文献……43

第二篇　速度-岩性定量解释方法研究

引　言……45
第五章　基本原理……46
第六章　研究方法……48
第七章　应用及其效果……59
小　结……62
参考文献……63

第三篇　储层地震地层学方法研究

第八章　引言……65
第九章　储层地震地层学研究的资料准备……69
第十章　储层厚度定量解释方法研究……80
第十一章　碎屑岩储层物性参数定量解释方法研究……88
小　结……99
参考文献…… 100

结束语…… 102

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第一章　陆相地震层序的划分方法

一、地震层序的概念及反射终端类型

地震层序的划分是地震地层学研究的基础，最早由美国学者 Vail 等人提出，认为“地震层序就是沉积层序在地震上的表现，而沉积层序则是相对整合的、在成因上有联系的、以不整合面或可与其对比的整合面为界的地层单元”[1]。所以，地震层序是由时代界面限制的年代地层单元，代表在单一地壳运动幕沉积下来的成因单元，从而能够精确地描绘沉积史。由此可知，划分地震层序最基本的原则就是依据不整合面，这是应用地震资料进行盆地分析的基础。

地震层序界面的反射终端类型包括上超、下超（上超与下超合称底超）、顶超、侵蚀削截（削蚀）和整一（图1-1）。除侵蚀削截受地层侵蚀作用控制外，上超、下超及顶超皆与无沉积作用有关。

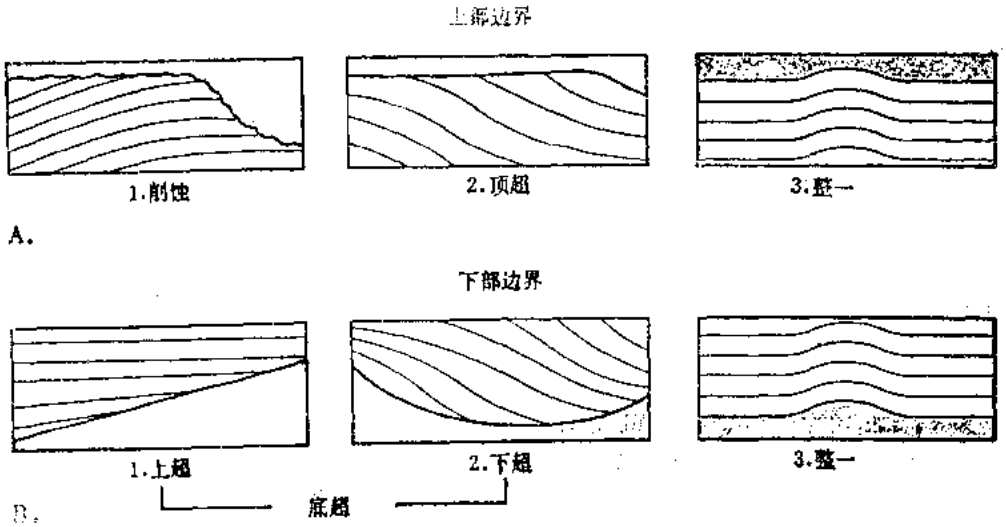


图1-1　层序界面反射终端类型[1]

在陆相地层中均可见到这些反射终端，但其控制地层尖灭的地质背景复杂多变，有的反射终端具有某些不同的特点（图1-2）：

1．削蚀（图1-2a）

系指侵蚀作用引起的地层侧向终止。出现在层序顶界面，它是构造运动存在的直接证据，是划分层序的最可靠标志。

2．上超

系指新水平沉积层逆沉积斜坡的向上超覆。它是沉积间断的标志，按成因分为湖岸-浅水区的上超和深水洼地的上超，分别称为湖岸上超和深水上超（图1-2e，f）。前者一般分布在湖盆边缘，反映湖平面的相对上升，是层序底界面的可靠标志；后者则多见于湖盆中心，

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

通常是浊积扇或深湖泥岩充填洼地，或深湖泥岩披盖浊积扇或近岸水下扇顶面的结果。向斜坡上倾方向递变为湖岸上超的深水上超一般范围较大，可作为层序划分的标志；局部的深水上超常出现在层序内部，反映局部的湖底冲刷或不均衡沉积作用，通常不指示层序界面。

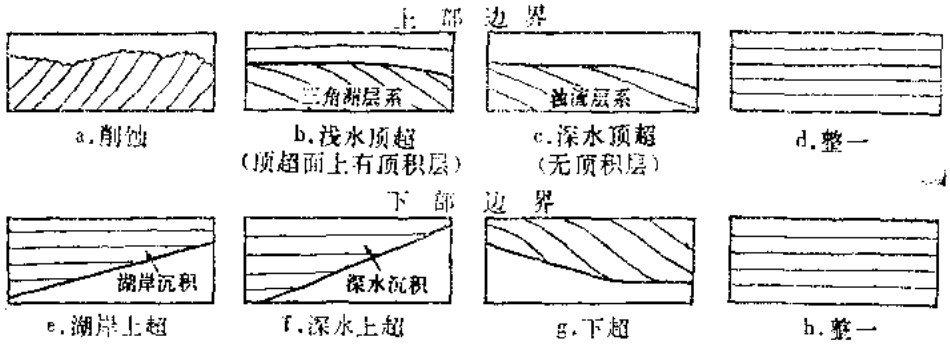


图1-2 陆相地层反射终端类型[6]

3．下超（图1-2g）

系指新沉积层沿沉积斜坡向下超覆。它亦为沉积间断的标志，通常出现在层序底部，有时也小范围地出现在层序内部。

4．顶超

系指沿倾斜地层的无沉积顶面被新沉积层所超覆。在陆相地层中，顶超同样有浅水、深水两种类型（图1-2b，c）。浅水顶超形成于浅水区，一般为三角洲前积作用的产物。它有时与层序顶面一致，有时出现在层序内部，其位置受水平产状的三角洲平原顶积层发育程度的影响。深水顶超一般与浊流沉积有关，其沉积基准面受深水地形控制，与层序界面无确定的关系。

5．整一（图1-2d，h）

在陆相地震层序中，常见作为层序界面的整一反射层。整一的层序界面通常分布在凹陷中心，向凹陷边缘可追索到不整一层序界面。

显然，并非地层中找到的所有反射终端都与层序界面有对应关系。层序界面最可靠的地震标志是削蚀、湖岸上超和下超。深水上超、浅水和深水顶超经常出现在层序内部，可靠性较差，只能作为辅助标志。整一反射层只有当其能与不整合对比，或有钻井古生物、古地磁、同位素绝对年龄等任何一种或多种资料证实有较大沉积间断时，才能作为层序界面。

二、陆相地震层序的特点

根据我们的观察，陆相层序与海相层序相比，有下列不同特点：

1．陆相断陷盆地断裂发育，分割性强，沉积凹陷面积小

陆相断陷盆地断裂多，常被分割为若干次级凹陷与凸起，每个凹陷往往独自形成一个沉积单元，其面积通常只有几百至几千平方公里。从湖岸至深湖区一般只有几至十几公里；在边界断层控制的湖盆陡岸，甚至在1～2公里范围内就进入深湖区。在凹陷内，次级断层又可分割为更次一级的次凹与次凸，这种复杂的构造格局对沉积岩系或地震层序的发育有重要的控制作用。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

2．近物源、多物源、沉积厚、相变大

陆相断陷盆地小，周缘山区均可提供物源，在断裂差异升降作用的控制下，沉降快、沉积厚、相带窄，造成盆地内沉积体系多、沉积物厚度及岩性岩相变化大，地震反射层连续性较差，追踪对比往往较为困难。

3．多沉积旋回

内陆湖泊与外海沟通不畅，蓄水量受大气降水和气候变化影响很大，湖平面频繁升降，从而在剖面上形成多个沉积旋回。例如在渤海湾盆地仅渐新统就有三个明显的沉积旋回，形成三次水进水退*。沉积旋回有不同级别，大旋回往往包含若干次级旋回。因此，地震层序相应地也有分级问题。

4．构造干扰

陆相盆地的构造现象常比海相盆地复杂得多，不少凹陷断裂、挤压、重力滑动或塑性底辟构造发育，不同程度地破坏了原始地层产状。断层对地震层序划分的影响最大，常使两盘层序界面难以对比。

三、陆相地震层序的划分方法

如上所述，陆相地震层序与海相地震层序相比，具有分割性强、构造运动和湖水面相对升降频繁、沉积旋回多等特点。为使层序划分有量的界限，能反映盆地构造运动强弱和沉积旋回大小，我们建议将 Vail 等人的层序概念作适当修改，根据不整合面大小和地层分布范围，将地震层序分为三级：

超层序——相当于 Sloss 的层序："在一个大陆的大部分地区可以追踪，并且以区域不整合面为界"[11]。它反映受两次大的构造运动控制的完整的盆地发育旋回。

层序——相当于 Vail 等人的层序："相对整合的、成因上有联系的、以不整合面或可与其对比的整合面为界的地层单元"[1]。至少在一个凹陷内可以追踪，不整合面积必须大于凹陷面积的一半。层序反映盆地的重要构造运动幕或水进水退旋回。明显叠加在一起的层序组成超层序。

亚层序——在一个凹陷内可以追踪，仍以不整合面或可与其对比的整合面为界，但规定不整合面积小于凹陷面积的一半，一般仅分布在凹陷边缘及古隆起周围。亚层序反映盆地的次要构造运动幕或水进水退旋回。一个层序包括一个或几个亚层序，这里的亚层序相当于《应用层序地层学》中对海相地层所划分的体系域[7]。

根据前人经验和我们的亲身实践，陆相地震层序的划分应遵循下列原则：

(1) 建立贯穿全凹陷的联井基干测线网，使划分的地震层序具空间连续性及可对比性，并可与钻井资料相联系。

(2) 坚持以不整合面划分层序界面。除非有精确的古生物、古地磁或同位素绝对年龄资料，应杜绝用钻井岩性分层定地震层序界面的作法。

(3) 在构造复杂区域缺乏地震标志层时，可参考钻井沉积旋回特征划分层序。

(4) 在断层发育区，可参考大套地层的反射波动力学特征划分层序。

强调以不整合划分地震层序，原因在于地震层序属于年代地层单元[1]，它与根据钻井

* 胡见义、徐树宝，中国东部陆相盆地地层岩性圈闭油气聚集带的分布及勘探程度研究，1983。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

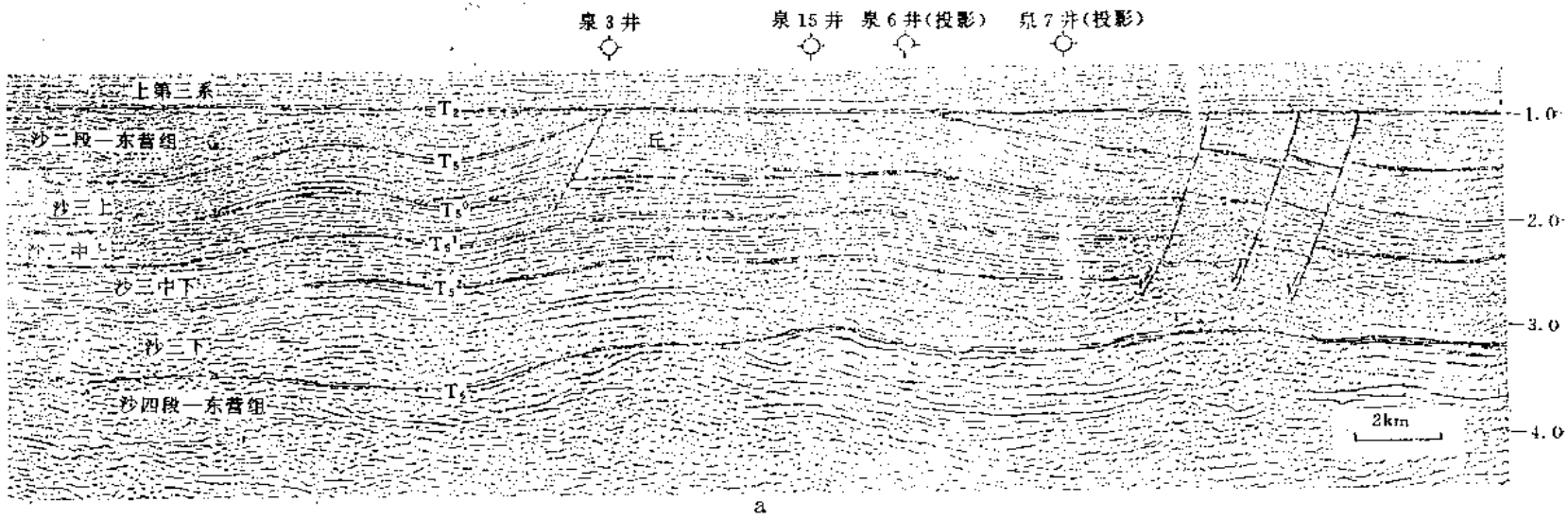


图1-3　廊固凹陷GA621测线钻井岩性单元穿时现象

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

资料划分的岩性地层单元往往不符。这种不符合现象多出现在古生物资料不足只能根据岩电特征划分岩性单元的亚层序一级，尤其是在横向相变较大的层段，例如在发育三角洲、冲积扇、近岸水下扇等相带。如图1-3所示，廊固凹陷柳泉地区沙三上亚层序T_5—T_5^0发育一缓坡扇三角洲，地震剖面上呈现双向下超结构与大型丘状外形；在钻井剖面上划分出扇三角洲平原、扇三角洲前缘及前三角洲三个亚相。其中扇三角洲前缘底界AA′也是钻井分层的沙三段上部底界。AA′明显穿过地震等时面BB′、CC′、……，与沙三上亚层序底界T_5^0（下超不整一面）有差别，且差别向三角洲推进方向增大。这种实例在西非的尼日尔第三系三角洲（图1-4）、美国圣胡安盆地及南美第三系均可找到。

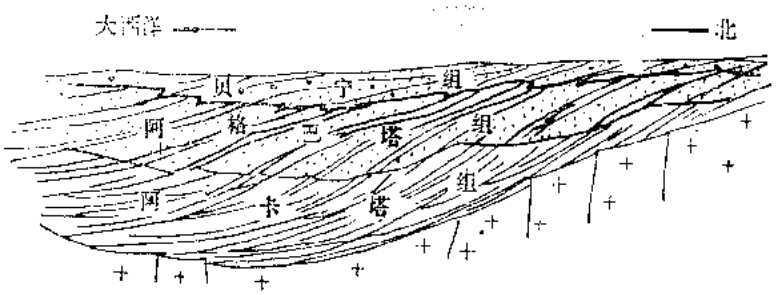


图1-4 尼日尔三角洲岩性地层单元穿时现象

四、实　例

1．廊固凹陷

现以冀中坳陷廊固凹陷和辽东湾辽西凹陷北洼为例说明地震层序划分原则的应用。

廊固凹陷为一地质背景复杂的第三纪单断凹陷，构造运动频繁，断裂、形变复杂，岩性岩相变化大，地震反射连续性差，缺乏能在全凹陷连续对比的标志层。地震层序分析需综合运用各种标志，尤其重视钻井资料的应用。

（1）超层序（图1-5）

在地震剖面上可见两个区域性不整合面T_g和T_2。T_g是下第三系与下伏老地层接触的区域性侵蚀不整合面，界面上、下见明显的上超与削蚀现象，在华北地区皆可追踪，标志着下第三系断陷盆地的开始；T_2是下第三系与上第三系之间的区域性角度不整合面，表现为下第三系经褶皱断裂后遭普遍侵蚀夷平，然后上第三系才平铺在不整合面上，此界面在渤海湾盆地皆可追踪，标志着下第三系断陷盆地的结束。根据以上两个区域性不整合面可划分出前第三系、下第三系和上第三系三个超层序。

（2）层序

下第三系超层序包括三个地震层序，它们是在上述两个超层序界面之间，又由两个较大不整合面（大于凹陷面积的二分之一）限定的。根据井下介形虫及孢粉组合特征，这三个层序分属于孔店组—沙四段、沙三段和沙二段—东营组。

孔店组—沙四段层序（T_g—T_6）是位于最下部的一个层序（图1-5）。底部在凹陷中部缓坡上超，其他地区似整一披盖在T_g侵蚀面上；顶部在南侧牛驼镇凸起及缓坡高部位被削蚀。钻井揭示该层序下部为红色粗含膏沉积，上部有大套暗色泥岩，代表凹陷发育的早—早中期阶段。分布较广，在廊固与其东南的武清、坝县凹陷均可对比。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

沙三段层序（T_6—T_5）下界面（T_6）在缓坡强烈上超（图1-5），钻井证实为深水沉积，属深水上超(延至武清凹陷可能递变为湖岸上超)；在缓坡低部位为整一反射，而柳泉以南钻井见侵蚀面（缓坡高部位）。上界面（T_5）在凹陷北部普遭削蚀，南部仍为整一关系。该层序呈现为受边界断层控制的明显巨大楔状体。钻井揭示层序下部暗色泥岩发育，向上减少，浅层泥岩及砂岩增多，反映了湖水由深变浅逐渐充填的过程，代表凹陷发展的中一后期阶段。该层序在廊固、武清两凹陷内能够对比。

沙二段一东营组层序（T_5—T_2）是最上部的一个层序。下界面反射终端复杂，在凹陷北部廊坊地区下超（图2-9）、中部北寺堡—曹家务地区上超（图1-5）、南部固安—柳河营地区整一；顶部普遍削蚀。基本上是充填沉积，钻井揭示多为河流、浅湖相的杂色砂泥岩。该层序主要分布于凹陷东西两端，是衰亡阶段的产物。

（3）亚层序

沙三段层序在廊固凹陷异常发育，厚逾3500～4000m，其中存在三个局部不整合面（不整合面积小于凹陷面积的二分之一），从而可将该层序划分为四个亚层序。由于划分精度已超出介形虫和孢粉化石带的分层能力，亚层序的地层归属是通过与由不整合面限定的钻井岩电分层对比得到的，但仍具有年代地层意义。

沙三段下部亚层序（T_6—T_5^3）下界面大部分地区向缓坡强烈深水上超（图1-5），上界面在凹陷南部被上覆层上超和下超（图2-4）。在凹陷北缘为短暂沉积间断，整一的上界面是通过州4井钻及煤线（炭质泥岩）标定的。煤是沼泽环境产物，标志着沉积旋回的结束。

沙三段中下部亚层序（T_5^2—T_5^1）为一水进水退完整旋回。下界面在凹陷南部向大兴断层陡岸上超，向缓坡下超（图2-4）；在凹陷北部下超（图1-5）。上界面除在凹陷西南缘见上覆层上超外，还在南部陡坡固6井、固4井钻及杂乱前积反射中出现煤线（炭质泥岩），代

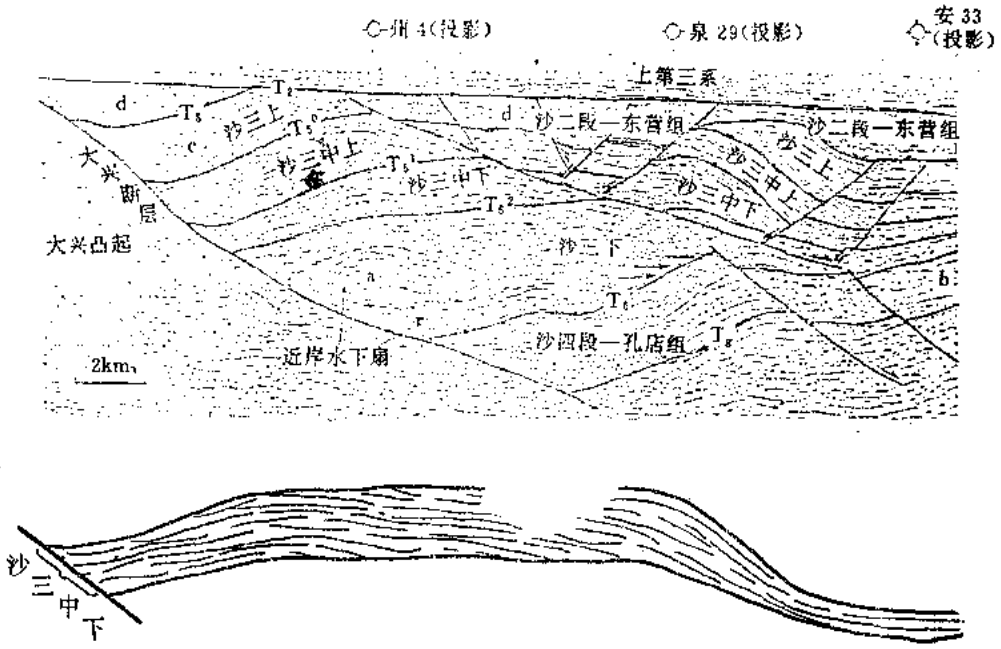


图1-5 廊固凹陷LF511剖面

上图：a. 帚状前积相；b. 弱振幅低速连续发散相；c. 杂乱相；d. 弱振幅不连续充填相

下图：前积—退积与斜交前积地震相组合（断层归位）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

表水下环境终止，据此划定了上界面。

沙三段中上部亚层序（T_5^1—T_5^0）为另一完整的水进水退旋回。下界面在凹陷南部向陡、缓两岸上超（图2-4），其他地区为整一；顶部在大部分地区为平行反射，凹陷周缘有沉积间断，显示顶超（图1-5），并在安33井钻遇侵蚀面。

沙三段上部亚层序（T_5^0—T_5）下界面多处见清晰的下超终止（图1-3）；上界面与沙三段层序顶界（T_5）重合。

2．辽西凹陷北洼

位于辽东湾西北部，呈一西北缓、东南陡的箕状单断凹陷。根据地震剖面上不整一反射终端的分布及其所代表的不整合（沉积间断）规模可划分出三个超层序、两个层序及五个亚层序（图1-6）。经与JZ14-2-1井和JZ19-2-1井垂直地震剖面（VSP）资料对比，直接用地层单位命名。它们的主要特征及与地震反射层位的对应关系详见表1-1。

超层序：钻井及大量地震资料证明，辽东湾坳陷普遍存在两个区域性不整合面T_2和T_8，辽西凹陷北洼亦不例外。据此划分出前第三系、下第三系和上第三系—第四系三个超层序，分别代表地史上经历的断陷前盆地旋回、断陷盆地旋回和拗陷盆地旋回。

表1-1　辽西凹陷北洼地震层序划分

超层序	层　序	亚层序	地震反射界面	地质接触关系	界面不整一特性	钻井岩性	钻井岩相
上第三系和第四系（N+Q）			T_2	区域	上超	砂砾岩夹泥岩	河流相
下第三系（E）	东营组（Ed）	$Ed_上$		不整合 局　部	削蚀 上超	砂泥岩互层	河流、滨浅湖相
			T_3'				
		$Ed_下$		不整合 局　部	顶超 上超、下超	暗色泥岩	半深—深湖相
			T_3				
	沙河街组（Eg）	Es_1		不整合 局　部		泥岩、石灰岩、生物灰岩、白云岩、油页岩	浅滩—泻湖相
			T_4				
		Es_2		不整合 局　部	顶超 下超	砂泥岩互层	浅水三角洲相
			T_5				
		$Ek-Es_3$		不整合 区　域	削蚀 上超	暗色泥岩、砂岩、炭质泥岩	深湖、扇三角洲相
			T_8				
前第三系（前E）				不整合	削蚀		

层序：仅对下第三系超层序进行了层序及亚层序划分。T_3是下第三系超层序内的主要层序界面，据此划分为沙河街组与东营组两个层序，依据包括：

（1）T_3面上见高角度上超，上超点比T_5、T_3'多而明显，不整一面积超过凹陷面积一半。

（2）T_3为清楚的构造分界面。T_3以下构造变形强烈，而T_3以上地层产状平缓，这表明T_3代表一次重要的构造运动，必然对其后的沉积作用产生重大影响。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

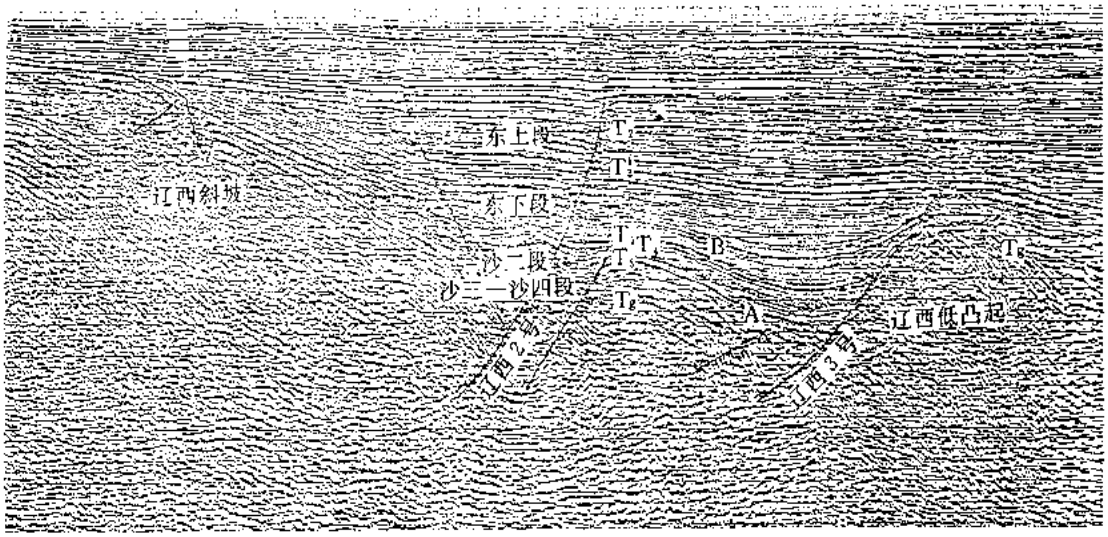


图1-6　辽西凹陷北洼地震层序划分（LZ259剖面）

亚层序：在沙河街组层序和东营组层序内还可找到T_5、T_4和T_3'三个亚层序界面，分布范围均不大，小于凹陷面积一半。据此划分出孔店组一沙三段、沙二段、沙一段、东下段和东上段五个亚层序。T_3'面代表东营组上段与下段的分界，多处见上超，特征明显，容易识别；T_4与T_5为沙二段顶、底界，由于厚度薄（间隔最大仅150ms左右），加上T_4与代表沙一段特殊岩性段顶部强反射的T_3仅有1～2个同相轴之差，过去一直是追踪的难题。这次在JZ25-1-1井区、JZ14-2-1井区及其他部分剖面上观察到清楚的叠瓦状前积反射（图2-11），其顶超和下超面易辨认，从而为追踪T_4和T_5提供了可靠依据。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第二章　地震相分析方法

一、地震相的概念及参数

地震相系指有一定分布范围的三维地震反射单元，其地震参数如反射结构、几何外形、振幅、频率、连续性和层速度，皆与相邻相单元不同。它代表产生其反射的沉积物的一定的岩性组合、层理和沉积特征[2]。

研究地震相的目的在于分析层序的沉积环境及古地理，重塑盆地的沉积史和构造史，预测生、储油气相带及地层、岩性圈闭。它是沉积盆地分析的一种新手段，特别是在钻井有限的情况下，它能从发展观点给人以沉积盆地的整体概念。在当代数字地震处理技术日新月异的形势下，地震相分析正在日益显示巨大的潜力，引起国内外石油地质学家和地球物理学家的广泛注意。

根据地震相的定义，地震剖面上反射特征的任何变化，只要与岩性或沉积特征变化有关，并具有一定的空间范围，都可定义为地震相。它本质上是个物理概念，划分精度在理论上只受地震分辨率的限制。但因人们对地震相的地质含义认识水平还十分有限，目前只能识别和描述几十种地震相。

至于一些与构造有关的现象，如地层挤压变形、泥、盐及火山岩刺穿体等，在地震剖面上也有清楚的表现。但它们不属于地震相范畴，在分析时可用特殊符号标出，而不宜冠以“相”的名称，以免引起混淆。

地震相的特征是用地震相参数来表达，按属性可将地震相参数分为四大类：

(1) 几何参数：反射特征、外形；

(2) 物理参数：反射连续性、振幅、频率；

(3) 关系参数：地震相平面组合关系；

(4) 速度-岩性参数：层速度、岩性指数、砂岩百分含量。

前三类是定性参数。速度-岩性参数近年来正在从定性向半定量、定量方向发展。根据我们在海域和陆地试验结果，只要注意消除声波、地震速度等的各种误差，提高岩性定量化解释水平，使用定量的砂岩百分含量参数（详见第二篇），即可作为地震相向沉积相转换时的重要定量依据。

对陆相断陷盆地而言，常见沿边界同生断层分布有大量冲沟，它们向岸连接物源，向湖连接近源沉积体，构成良好的“沟-扇组合”。我们根据这种沟-扇组合关系，编制边界同生断层断面沟-扇体系图，可帮助分析陆相断陷盆地的地震相和沉积相（图2-1，图2-2）。因此，对这种类型沉积盆地可将沟-扇组合关系作为一种关系参数来分析是有益的。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

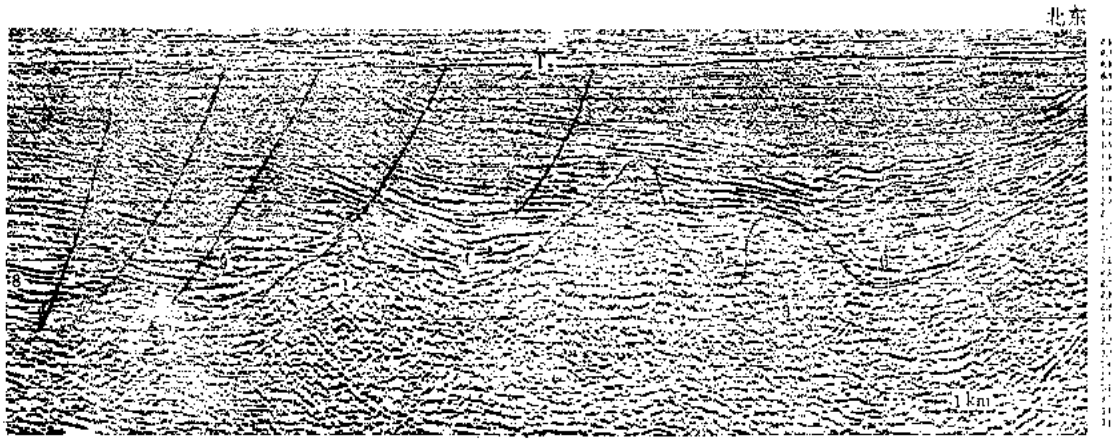


图2-1 廊固凹陷LF522地震剖面（大兴断层走向剖面）[6]

1，2，3，7——基岩山；4，5，6，8，9——冲沟

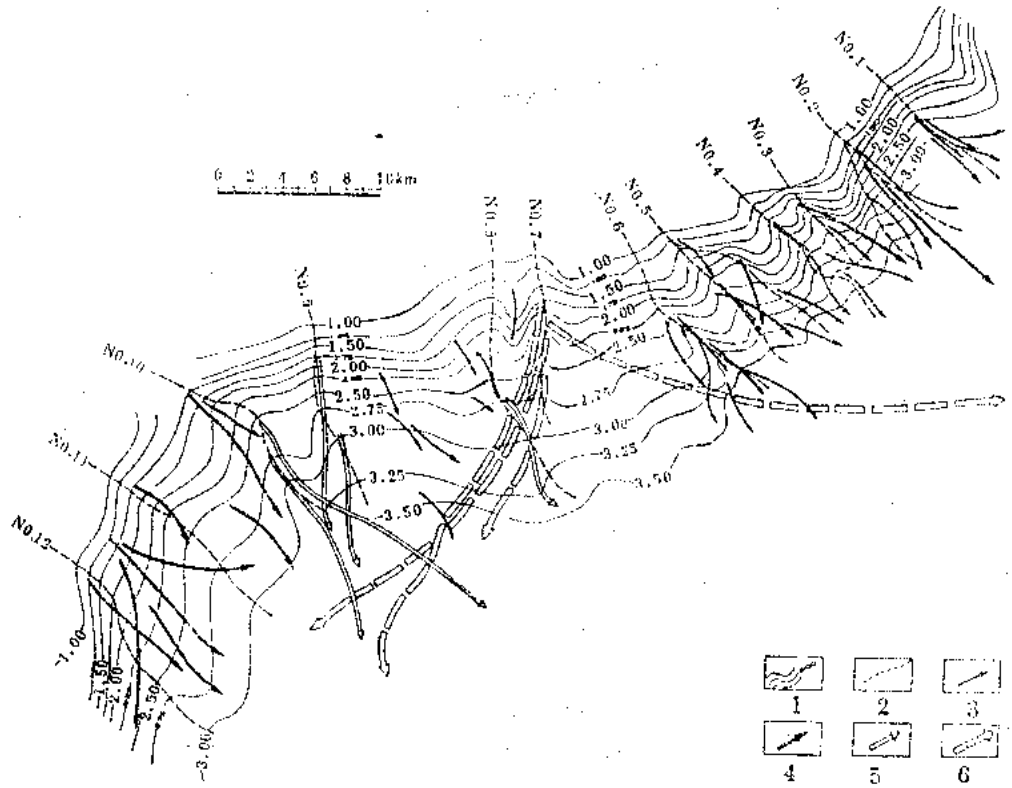


图2-2 大兴断层断面沟-扇体系[8]

1．等深线；2．沟轴线；3．小型扇（<20km²）；4．中型扇；5．大型扇（>40km²）；6．扇三角洲

二、地震相分析方法及实例

地震相分析方法是一个值得重视的问题，它不仅影响工作效率，而且直接关系到地震相分析最终成果的可信程度。合理的地震相分析程序应当体现由易到难、由特殊到一般的解释工作方法，并坚持多种信息结合、定性定量结合的原则。

我们推荐的地震相分析程序包括下列七个步骤[8]：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

（1）在全区地震剖面上寻找各种前积反射结构，解释大的物源位置和水流方向；

（2）划分各种非前积反射结构，尤要注意指相意义比较明显的杂乱、空白、亚平行——乱岗状结构；

（3）分析各种反射结构的二维及三维外形，必要时编制地震相单位形态图或地震层序（亚层序）等厚图；

（4）分析上述各种地震相的内部组合关系，注意能量水平匹配，去伪存真，并重新解释剔除假的地震相（构造干扰和地震陷井）；

（5）对指相意义不明显的反射结构例如平行、发散结构，进一步用连续性、振幅、频率等物理参数划相；

（6）若边界断层断面清楚，可编制断面等深图，利用沟-扇组合关系进一步查明陡岸物源位置和断层下降盘粗碎屑扇体的分布；

（7）进行速度-岩性解释，编制地震相单元或地震层序（亚层序）的砂岩百分比图，查明各个地震相单元的砂体格架分布。

按上述程序进行地震相分析的最终成果是地震相图、地震层序（亚层序）或地震相单元等厚图、凹陷陡坡带沟-扇体系图及砂岩百分比图。

现将上述地震相分析方法详述如下：

1．寻找前积反射结构

地震相分析的第一步，就是寻找那些特征明显、容易解释的地震相。在地震剖面上最易识别、环境意义最明显的反射结构是前积结构，它们常常构成盆地的地震相骨架。大型前积结构通常与三角洲伴生，能指示主要物源和水流方向；中、小型前积结构，反映冲积扇、近岸水下扇和浊积扇。

在我国东部陆相断陷盆地中，已识别出七类九种基本的前积结构（见图2-3）：S形、斜交形、S-斜交复合型、叠瓦状、帚状、杂乱和前积-退积型。

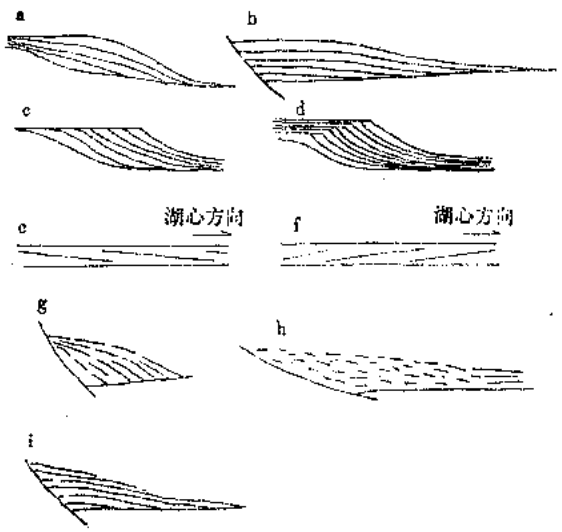


图2-3　陆相地层中的前积反射结构

a．S形(1)；b．S形(2)；c．斜交形；d.S-斜交复合型；e．叠瓦状(1)；f．叠瓦状(2)；g．帚状前积；h．杂乱前积；i．前积-退积型

S 形前积结构可据拐点划分为顶积层（水平状）、前积层（倾斜状）和底积层（水平或

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

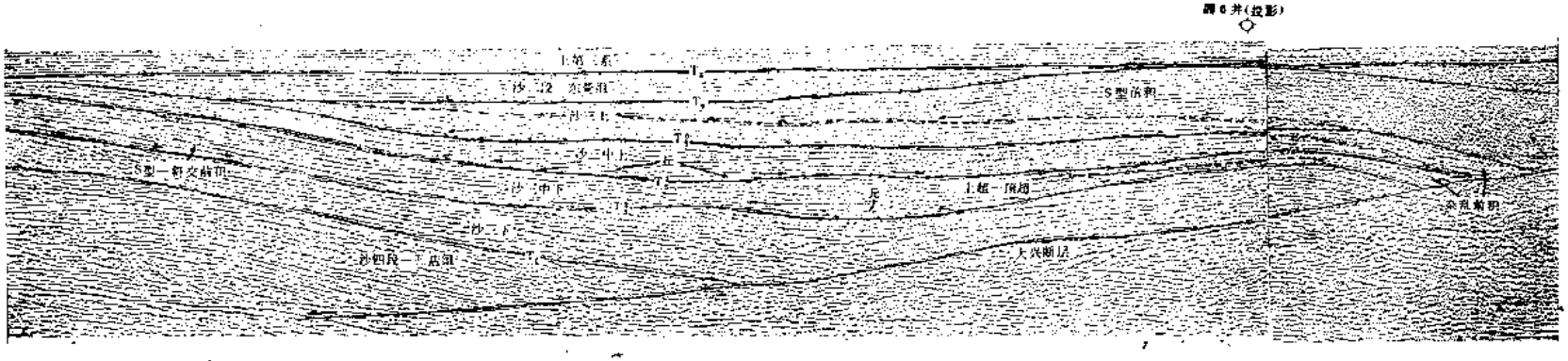


图2-4　S形(2)前积结构(廊固凹陷LG22—LG16剖面)



图2-5　S形(1)前积结构(廊固凹陷GA650剖面)

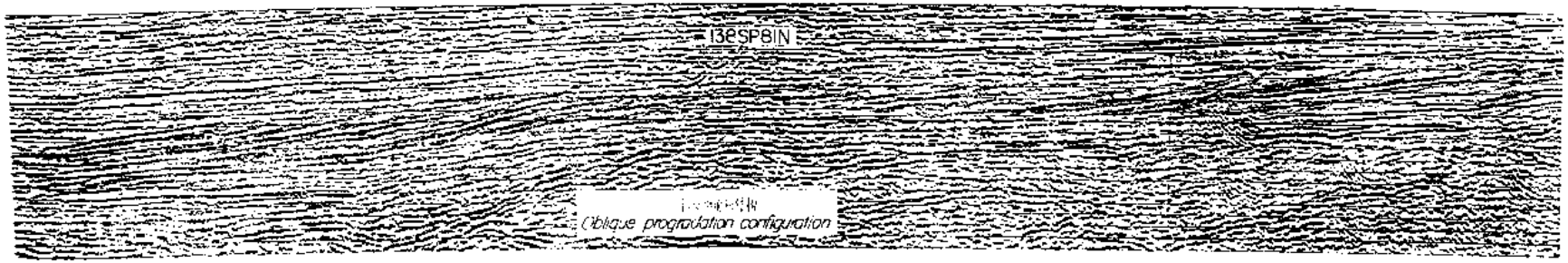


图2-6　斜交前积结构(辽东湾东营组三角洲)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

微倾斜状），表明既有前积作用，斜坡上端又有垂向加积作用。根据顶积层的发育程度可细分两种：以顶积层（t）与前积层（p）的厚度比作为划分标准，$t/p>1$时，多见于断陷边界大断层下降盘，顶积层厚且岩性粗杂，一般反映扇三角洲（图2-3b，图2-4）；$t/p<1$时，常为单断凹陷缓坡扇三角洲的特征（图2-3a，图2-5），与海相三角洲的模式相近。

斜交前积结构是以缺乏顶积层、具明显的顶超终止为特征（图2-3c，图2-6）。顶超面反映出沉积时湖平面的位置，如辽东湾下第三系东营组三角洲。在断陷湖盆中，斜交前积结构还可与浊流层系伴生，前积体系由深湖泥岩和浊积砂岩组成，这种实例在束鹿凹陷（图2-7）和廊固凹陷（图2-8）均可见到。

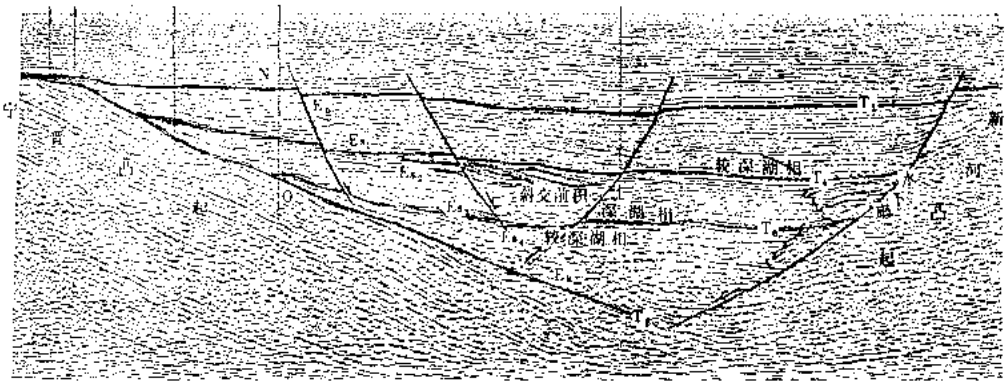


图2-7　斜交前积结构(束鹿凹陷SL78-388.5剖面)

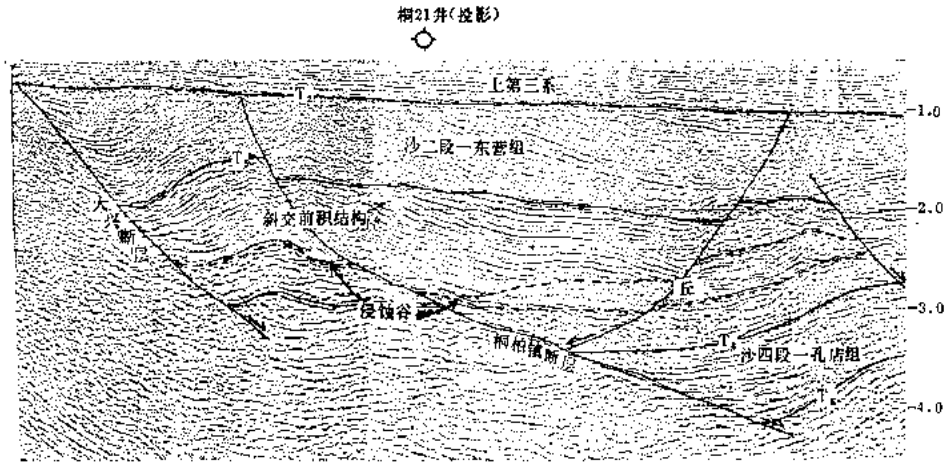


图2-8　斜交前积结构(廊固凹陷LF341剖面)

S形-斜交复合型前积结构是由S形前积反射与斜交前积反射交替组成（图2-3d），代表顶积层具有加积作用与沉积路过作用相互交替的历史，常为高能环境沉积的三角洲。图2-9即为廊固凹陷的实例，在上、下两套具顶超终止的斜交前积层之间夹一套S形前积层。

叠瓦状前积结构的主要特点是很薄（一般小于200ms），内部反射呈低角度倾斜，彼此相互平行并部分叠复，顶、底面一般为平行反射。常反映浅水流作用，发育在湖盆缓坡一侧。按前积指向可分两种：前积指向湖心的叠瓦状结构（图2-3e）一般代表浅水三角洲或水退型滩坝砂体（图2-10）；前积指向湖岸的叠瓦状结构（图2-3f）则可能为水进型滩坝砂体的地震响应(图2-11)。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

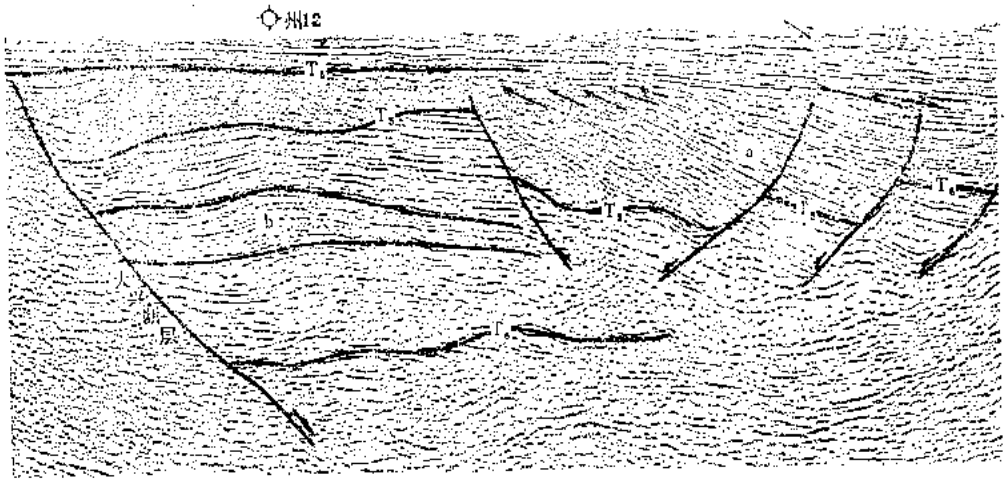


图2-9　S形-斜交复合型前积结构(廊固凹陷LF527剖面)

a. S形-斜交复合型前积充填相；b. 前积-退积相



图2-10　叠瓦状前积结构(1)

(饶阳凹陷饶坡HJ-413剖面)

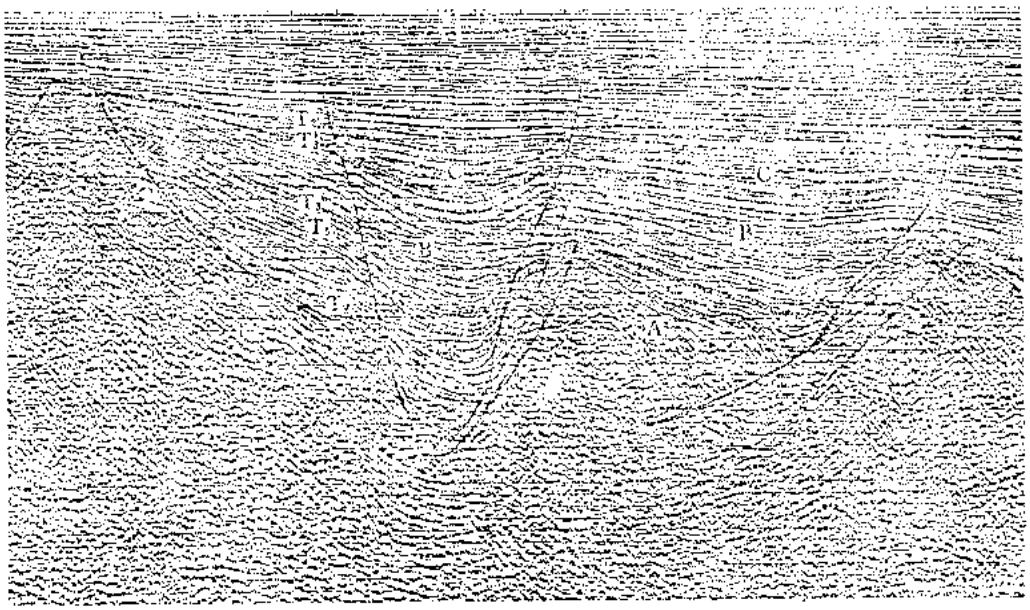


图2-11　叠瓦状前积结构(2)

(辽西凹陷LZ252剖面)

在断陷盆地中，还有三种特殊的前积反射结构：

帚状前积结构外形呈扫帚状，内部反射从根部向下倾方向呈发散状，下超于下伏地层之上。解释为陡坡下的快速堆积体，如近岸水下扇、冲积扇等（图2-8g，图2-12）。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

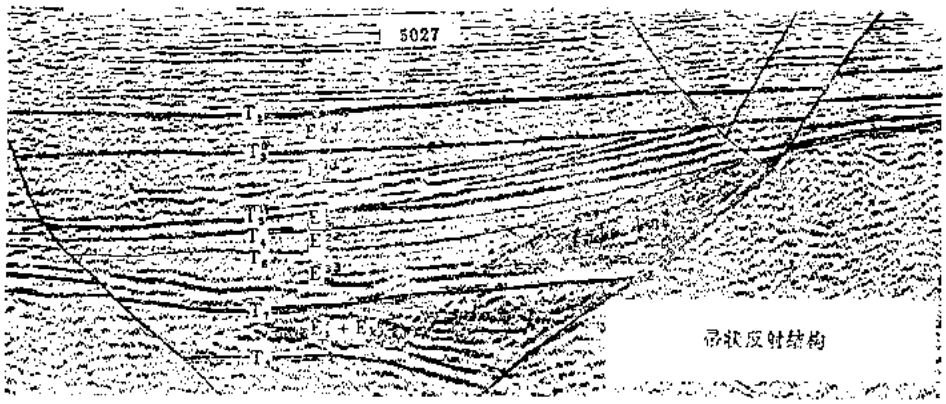


图2-12　帚状前积结构(渤海辽东湾)

杂乱前积结构（图2-3h）内部反射杂乱，不连续、不整一，但总体具有向前积斜坡倾斜的优选方位，系由砂、砾为主的高能环境沉积物快速前积所致，一般解释为近岸水下扇或扇三角洲（图2-13、图2-14）。

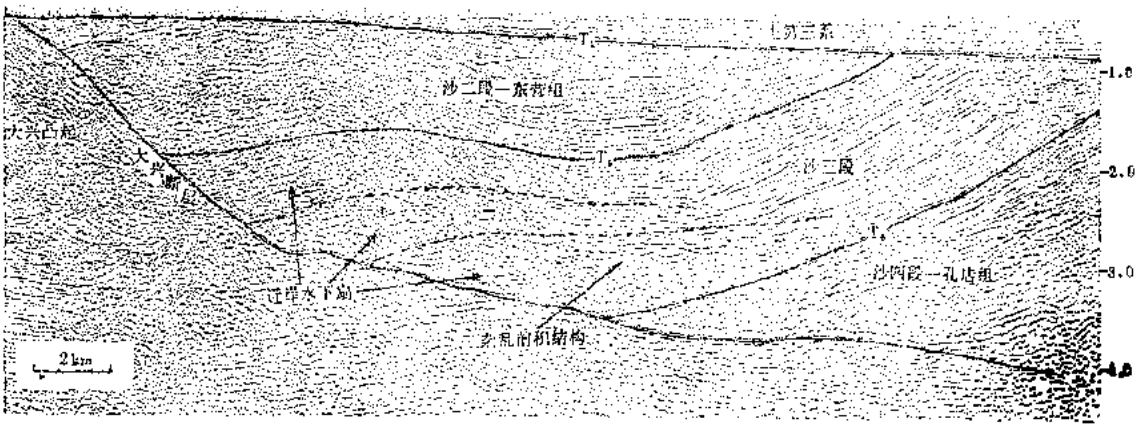


图2-13　杂乱前积结构(廊固凹陷GA642剖面)

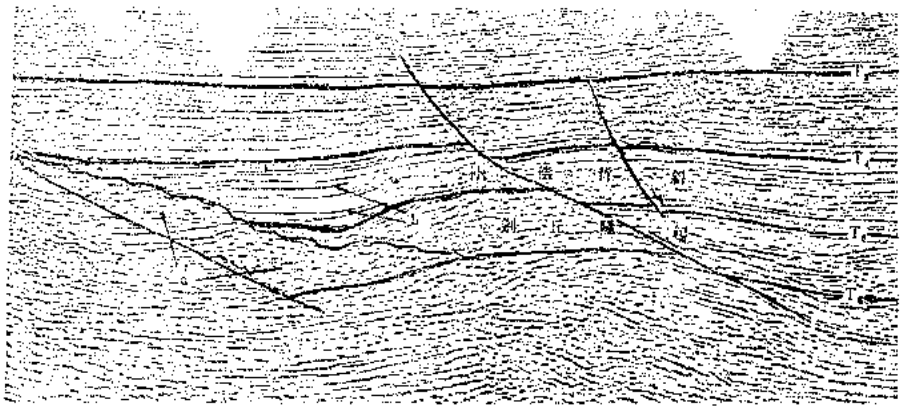


图2-14　束鹿凹陷SL83-1016剖面

a. 杂乱前积结构; b. 高连续中-强振幅席状相

前积-退积结构（图 2-3i）是一种特殊类型的前积反射。下部呈 S 形前积，在平坦湖底

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

下超；上部隐约可见退覆反射（图2-9b）。钻井证实为以砂岩为主的近岸水下扇堆积，从下向上粒度呈细—粗—细变化，反映扇进—扇退完整旋回，退覆面为一斜坡，上有披盖反射。

以上三种结构反映了明显不同的沉积古地形：帚状前积结构最陡，杂乱前积结构次之，前积-退积结构最缓。它们可作为凹陷陡岸粗碎屑岩体分类的地震地层学基础。

2．划分非前积反射结构

除上述各种前积反射结构外，在地震剖面上还有大量非前积反射结构，图2-15表明了陆相地层中常见的重要类型。它们一般是垂向加积作用形成的，有的分布范围大，可穿过几个相带。与前积结构相比，环境解释较难，常需综合更多的资料。

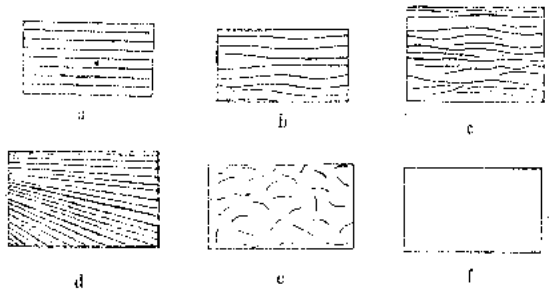


图2-15　陆相地层中的非前积反射结构

a．平行；b．亚平行；c．乱岗状；d．发散；e．杂乱；f．空白

平行结构（图2-15a）一般出现在凹陷中央，多见于联络测线（平行凹陷轴线）。特点是同相轴平直、光滑且互相平行。代表均一、低能的沉积环境，通常为深湖、半深湖相沉积所特有。

亚平行-乱岗状结构（图2-15b、c）多见于凹陷缓坡和古隆起顶部。同相轴弯曲、不光滑，甚至呈蠕虫状，但总体上仍大致平行。它们反映了横向上沉积能量的变化，包括多种沉积环境，如滨浅湖、浅滩、冲积平原、三角洲平原及三角洲间湾等，是最难解释的一种反射结构。

发散结构（图2-15d）多见于断陷主测线（垂直凹陷轴线）。特点是地层横向均匀加厚，内部反射在同一方向上出现层间终止，反映沉积时基底的差异沉降作用。

杂乱结构（图2-15e）多见于断陷盆地边界断层根部，是一些不连续、不整一的反射，内部缺少有序排列的波阻抗界面。反映粗杂沉积物的高速堆积，可解释为冲积扇或近岸水下扇。

无反射结构（图2-15f）常见于大断层根部的块状砂岩或块状砾岩，若分布在凹陷内部则常代表块状泥岩。

3．确定反射结构的几何外形

几何外形也是一种重要的地震相标志，不同的沉积体或沉积体系，在外形上是有差别的。即使是相似的反射结构，往往因为外形不同，也反映了完全不同的沉积环境。反射结构的外形参数可助减少地震相单元的多解性。

图2-16表现出主要地震相单元的标准几何外形，实际上每种类型都包括许多细微变化，席状与楔状、楔状与丘状之间还可出现过渡类型。

席状和楔状（图2-16a、b）是陆相湖盆最常见的地震相单元。席状相单元内部常为平行、亚平行或乱岗状结构，相应代表深湖、半深湖等稳定沉积环境或滨浅湖、冲积平原等不稳定沉积环境。跨越箕状断陷湖盆的楔状相单元，常包括各种相带，相分析意义不大；但

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

是，楔状相单元内部若为前积反射结构，常代表三角洲，前述图2-6展示的东营组楔状体内部斜交前积反射延伸很远，跨越了整个辽西凹陷，前端已达辽西低凸起；楔状相若分布在同生断层下降盘，内部为杂乱、空白、杂乱前积或帚状前积，则是近岸水下扇、冲积扇或其他近源沉积体的较好反射（见前图2-12，图2-13，图2-14）。

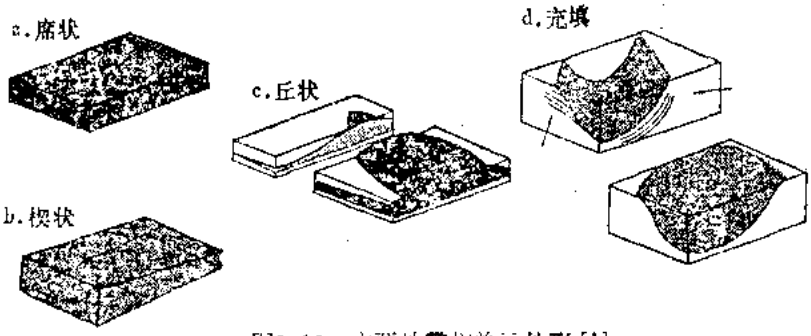


图2-16　主要地震相单元外形[1]

丘状外形（图2-16c）在断陷湖盆边部与内部均可见到：前者若呈大型二维丘状相单元，内部反射呈双向下超，为三角洲走向剖面特征（见前图1-3沙三上亚层序）；若呈中、小型二维丘状则常解释为近岸水下扇、冲积扇等（图2-17）。后者常见中、小型三维丘状体，顶面有披盖反射特征，则是浊积扇的极好标志（图2-18）。

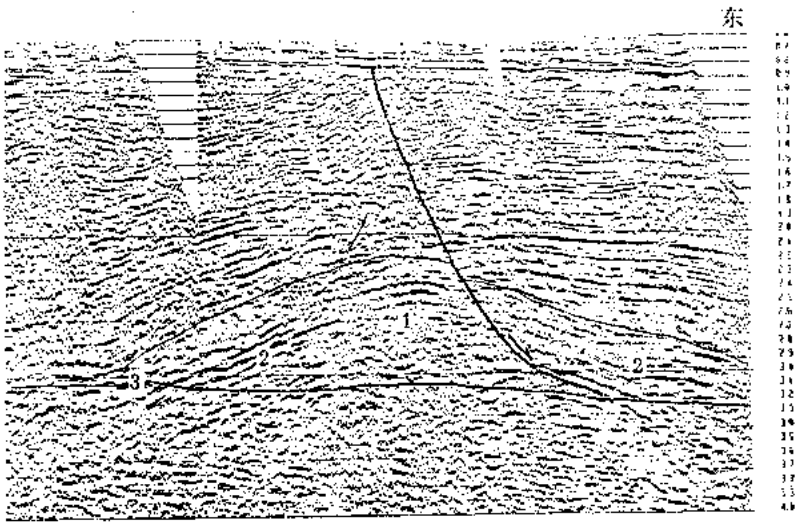


图2-17　丘状外形(廊固凹陷GA557近岸水下扇走向剖面)

1. 丘；2. 双向下超；3. 大兴断层面

充填外形（图2-16d）的判别标志是下凹的底面，反映冲刷-充填构造或断层、构造弯曲、下伏物质流失引起的局部沉降作用。内部充填物可以是不同沉积环境的产物，且可表现出各种反射结构（图2-19）。在廊固凹陷（图2-20、图2-21）和辽西凹陷（图2-22）均可见到实例。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

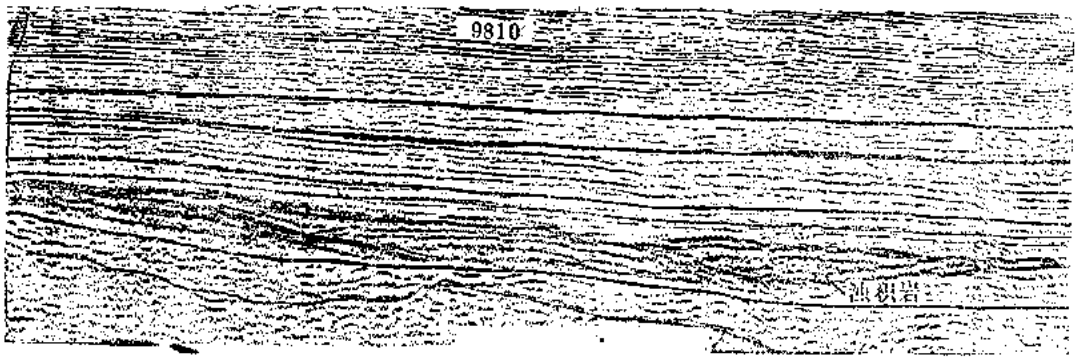


图2-18　丘状外形(渤海海域浊积扇)

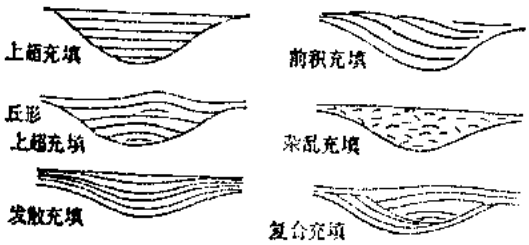


图2-19　充填相单元内部反射结构[1]

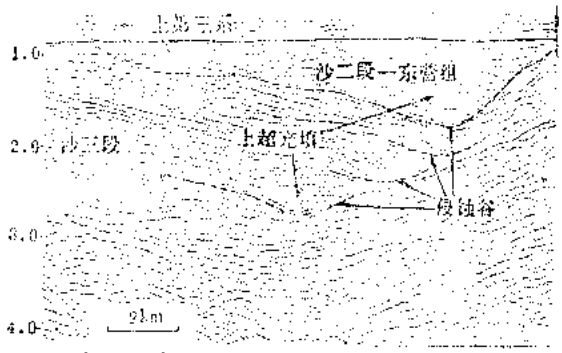


图2-20　廊固凹陷LF526剖面湖底侵蚀谷和上超充填

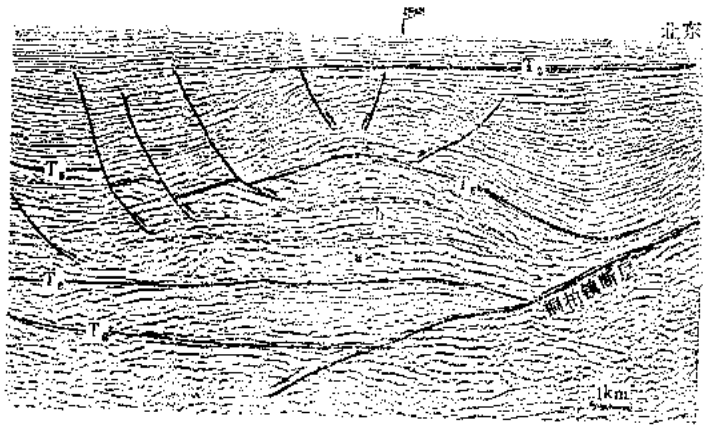


图2-21　廊固凹陷LF340剖面

a、b. 丘；c. 发散充填

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

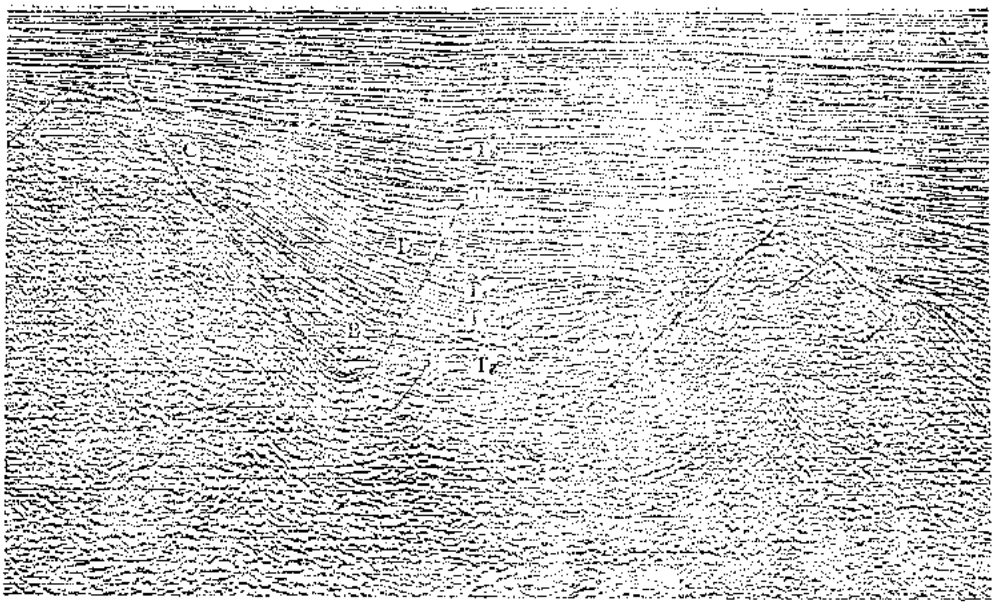


图2-22　辽西凹陷北洼LZ260剖面Ek—Es$_1$亚层序上超充填相

4．分析地震相内部组合关系（关系参数）

自然界的沉积环境千变万化。在特定沉积环境下形成的岩相组合，能量水平相近，有特定的层理模式和形态模式。由于地震相单元是沉积相单元的声阻抗图象，这将导致纵横剖面反射结构和外形的有规律组合，可称其为地震相内部组合。

同海相盆地相比，陆相断陷盆地的构造更复杂，剖面上的各种构造现象（如褶皱、掀斜、泥岩刺穿、断层削截）和地震陷井（如多次波、侧面波、绕射波）常形成假地震相，导致错误解释。我们认为使用地震相内部组合关系参数可帮助解决这一难题。

分析的一般原则是能量水平匹配，即同一沉积体的反射结构与外形必须是同一能量级，代表高能环境的反射结构和外形不能与低能环境的反射结构和外形匹配。反之亦然。

各种反射结构的一般能量水平是：

平行结构——低能；

亚平行-乱岗状结构——中能至高能；

发散结构——低能至中能；

前积结构——高能；

杂乱结构——高能至极高能；

无反射结构——极低能或极高能。

地震相单元外形的一般能量水平是：

席状——低能至高能；

楔状——低能至高能；

丘状——高能；

充填——低能至高能。

据此，初步总结了三类配置关系：

（1）走向-倾向反射结构组合（表2-1）；

（2）走向-倾向外形组合（表2-2）；

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

（3）同一剖面反射结构-外形组合（表2-3）。

表2-1 走向-倾向反射结构配置表

结构 \ 结构	平行	亚平行-乱岗状	发散	前积	杂乱	无反射
平行	相容	相斥	相容	相斥	相斥	相斥
亚平行-乱岗状		相容	相容	相容	相斥	相斥
发散			相容	相斥	相斥	相斥
前积				相容	相容	相斥
杂乱				相容	相容	相斥
无反射						相容

表2-2 走向-倾向外形配置表

外形 \ 外形	席状	楔状	丘状	充填
席状	相容	相容	相斥	相斥
楔状		相容	相容	相斥
丘状			相容	相斥
充填				相容

表2-3 同一剖面反射结构-外形配置表

结构 \ 外形	平行	亚平行-乱岗状	发散	前积	杂乱	无反射
席状	相容	相容	相斥	相容	相斥	相容
楔状	相斥	相容	相容	相容	相容	相容
丘状	相斥	相容	相斥	相容	相容	相容
充填	相容	相容	相容	相容	相容	相容

以上三表概括了各种常见的能量匹配关系，例如高能的前积结构在正交剖面上只与高能的亚平行-乱岗状结构、前积结构、杂乱结构相容，而与低能的平行结构、低-中能的发散结构、极低或极高能的无反射结构相斥；涉及外形的配置尚需考虑形体本身的三维特点，如充填外形在正交剖面上只与充填外形相容，而通常不与席状、楔状、丘状相容，尽管它们同属低-高能级。

5．连续性、振幅和频率分析

在完成上述几何参数及关系参数分析后，应在地震相单元内进一步研究反射物理特征。它们是刻划细微岩相变化的一个重要手段，这对具多解性的反射结构如亚平行和发散结构尤为重要。

从理论上讲，物理参数的指相意义是清楚的，它们的变化指示了沉积能量的变化：

连续性——直接与地层本身的横向岩性稳定性有关。连续性越好，代表地层越是在相对低能的稳定沉积环境的产物。反之，连续性越差，反映地层横向变化越大，沉积能量越高。

振幅——直接与波阻抗差有关。振幅大面积稳定暗示上覆、下伏地层的良好连续性，反映低能级沉积；振幅快速变化，通常表示上覆、下伏地层岩性快速变化，是高能环境的产物。

频率——影响因素比较复杂，在除去埋深及资料处理参数的影响后，一般也与岩性组合有关。含大量薄砂层的地层通常比泥岩层视频率高。视频率的快速横向变化也说明了岩性快速变化，因而是高能环境的产物。

在实际工作中，反射物理特征的分析效果往往不佳，原因在于难以定量化，对所定义的

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

地震相，各有不同理解。有效办法在于建立物理参数图版和地震相图版，使物理参数的地震相分析直观化。

应该指出：物理参数分析应在地震资料采集、处理一致的基础上进行。若不能做到完全

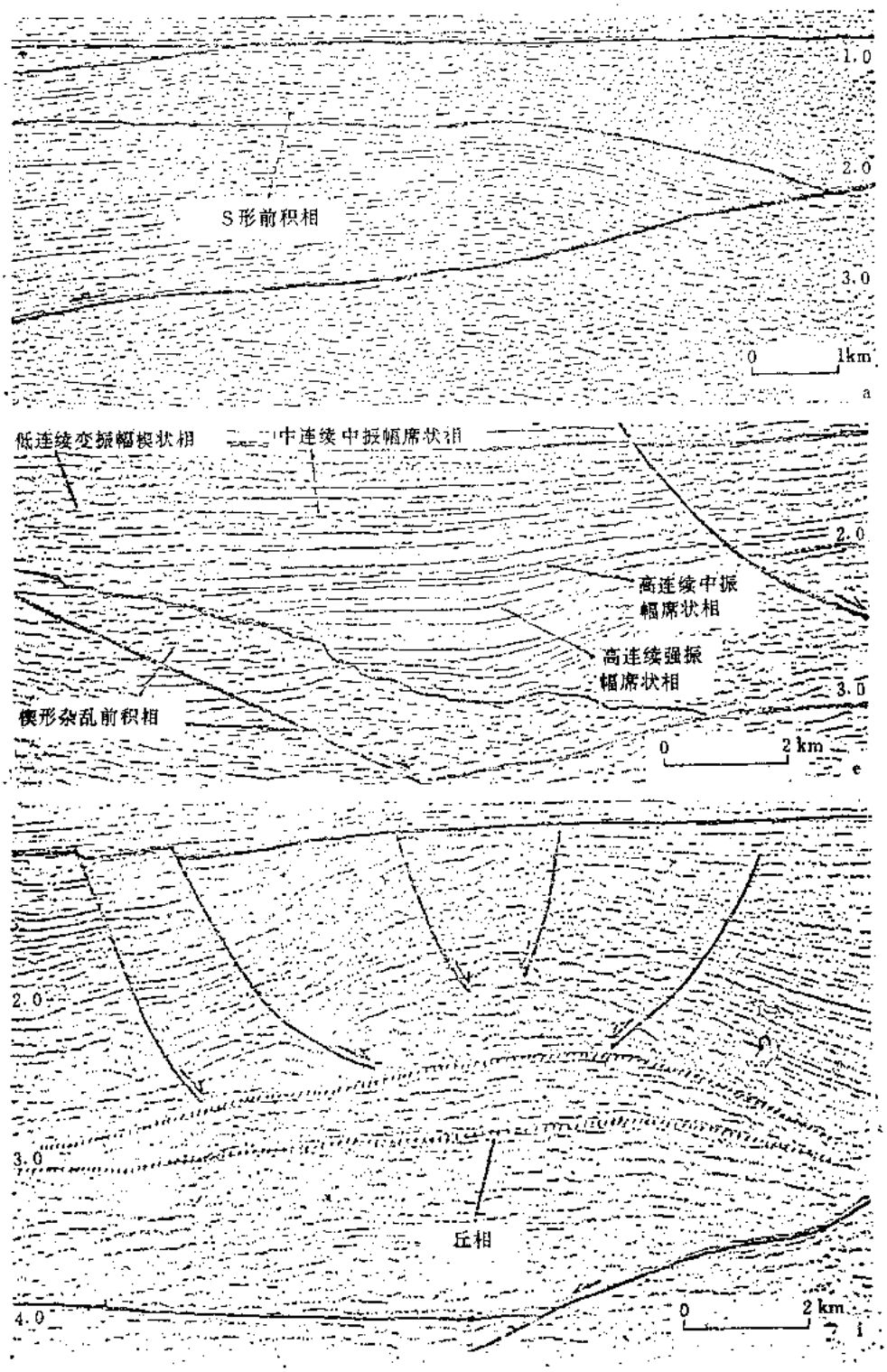


图2-23　单断式湖盆典型地震相(I)

a、S形前积相；e、楔形杂乱前积相、高连续强振幅席状相、高连续中振幅席状相、中连续中振幅席状相、低连续变振幅楔状相；*i*、丘状相

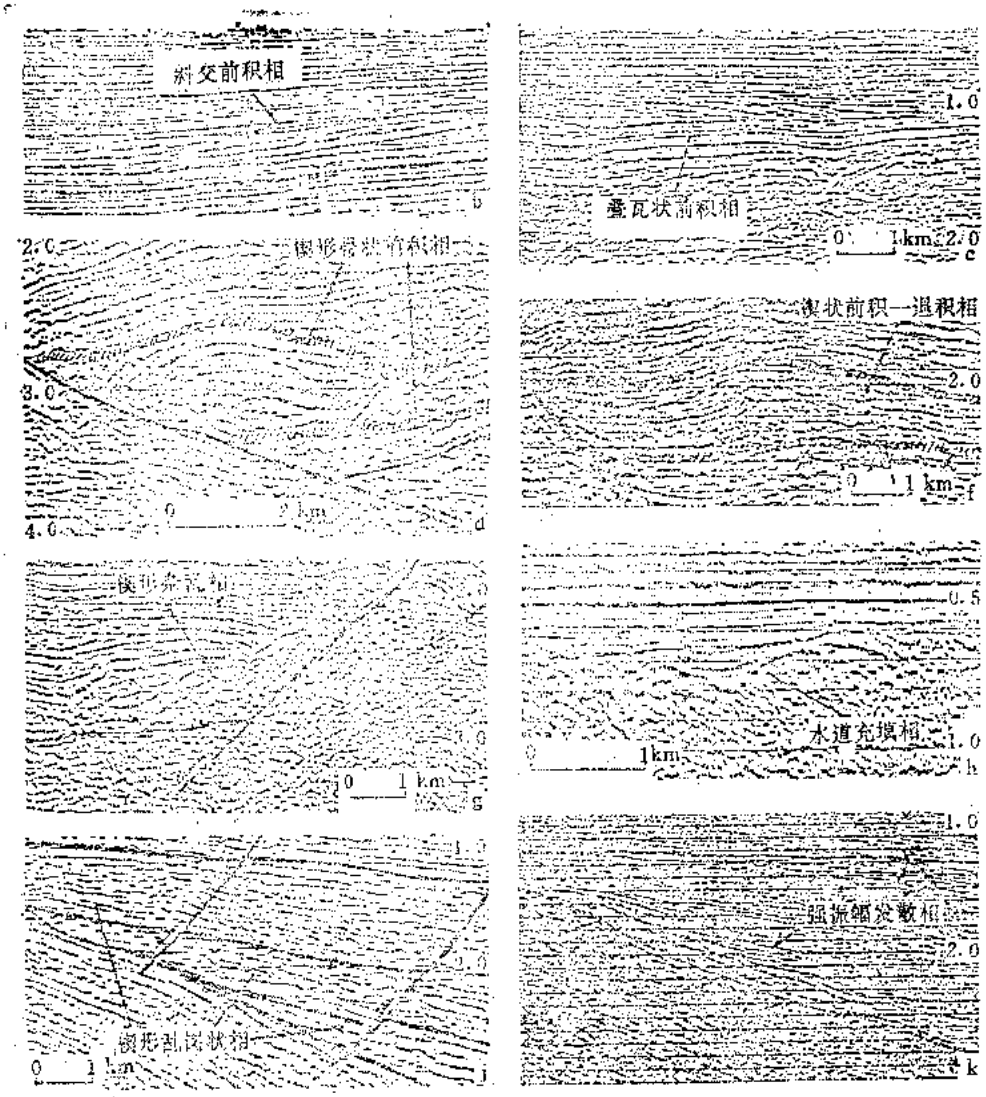
PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

相同，至少不能差别太大，否则无法建立对比标准。

此外，对陆相断陷盆地而言，尚可沿边界断层编制断面沟-扇体系图，在确定物源、水流方向、进行地震相和沉积相分析等方面都是很有用的。

速度-岩性解释将在第二篇详述。

综上所述，将我们在中国东部陆相断陷盆地中已识别的典型地震相概括如图2-23所示[10]。



续图2-23　单断式湖盆典型地震相(2)

b. 斜交前积相；c. 叠瓦状前积相；d. 楔形带状前积相；f. 楔形前积-退积相；
g. 楔形杂乱相；h. 水道充填相；j. 楔形乱岗状相；k. 强振幅发散相

通过以上步骤的地震相分析，即可对各地震层序或亚层序编制地震相图。现以廊固凹陷沙三段层序为例，编制出各亚层序的地震相图，详见图2-24至图2-27。

沙三段下部亚层序（图2-24）处于断陷极强烈发育期，为典型的深水层序。在陡坡区顺大兴断层根部各近物源沟谷入口分布一系列楔状相，其内部除杂乱反射外，出现连续性不等的同相轴，可辨认出带状前积、杂乱前积等前积结构；湖心区以弱振幅低连续发散相为主，钻井为巨厚暗色泥岩；缓坡区亦为弱振幅低连续发散相，局部见缓坡砾岩水下扇杂乱相反射；

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

在凹陷北部沿凤河营低凸起边缘低部位出现丘状相反射，丘状体沿断槽一直延伸到湖心区。

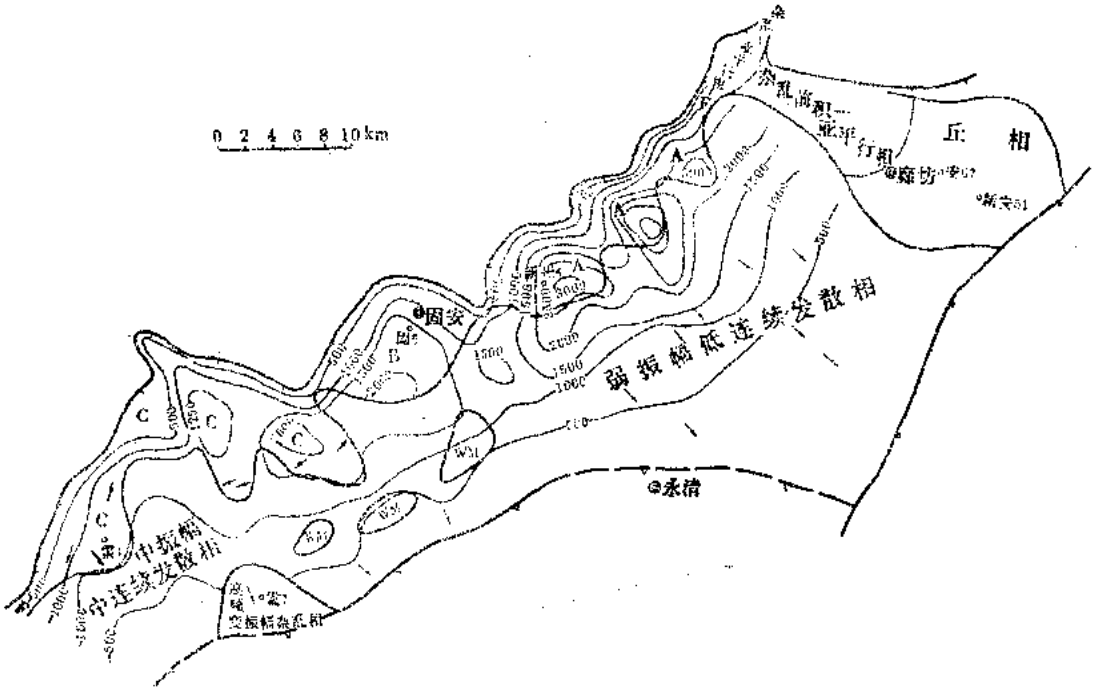


图2-24 廊固凹陷沙三下亚层序地震相图

（图例同图2-25）

沙三段中下部亚层序（图2-25）反映了沙三段中部两个亚层序的基本特征。该亚层序处

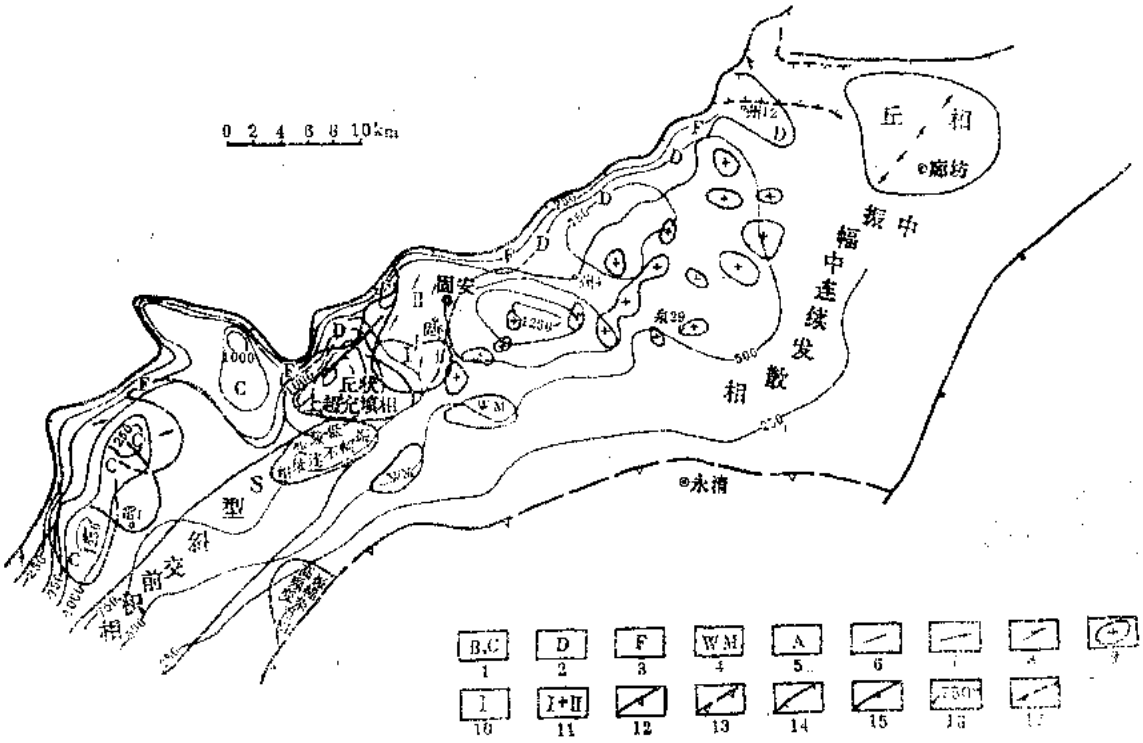


图2-25 廊固凹陷沙三中下亚层序地震相图

1. 杂乱前积；2. 前积-退积；3. 杂乱；4. 重力滑动丘；5. 帚状前积；6. 上超；7. 下超；8. 巨楔下超；9. 富砂相；10. 退积相；11. 杂乱前积相；12. 尖灭线；13. 褶复尖灭线；14. 生长断层；15. 后期断层；16. 厚度等值线；17. 湖底侵蚀谷

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

于湖盆扩展极盛期，沉积现象最丰富，地震相多种多样。陡坡区仍以楔状相为主，南部仍发育杂乱前积结构，北部帚状前积消失，代之以前积-退积类型；湖心深水区出现丘相、深水上超相、湖底谷前缘丘相、湖底谷充填相和大量砂岩百分比高值区（偏砂相），钻井多处见浊积砂层；缓坡区分布发散相和局部杂乱相；南部长轴入口区出现一大型S 型斜交前积结构，插入湖心区。

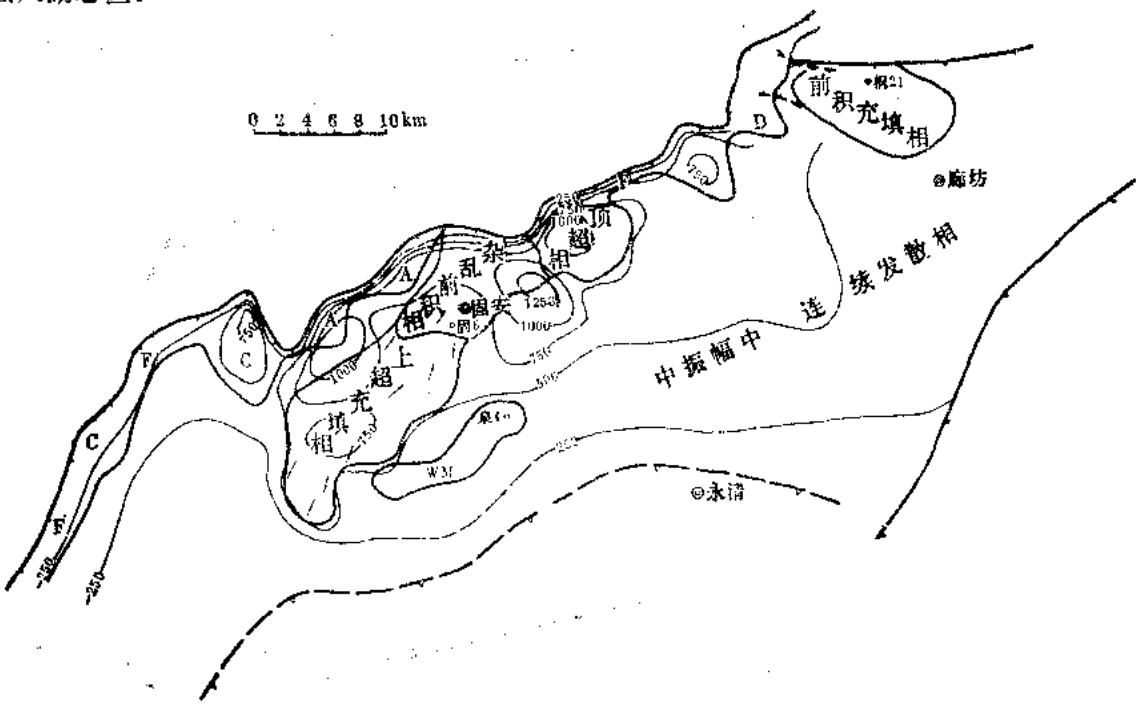


图2-26　廊固凹陷沙三中上亚层序地震相图
（图例同图2-25）

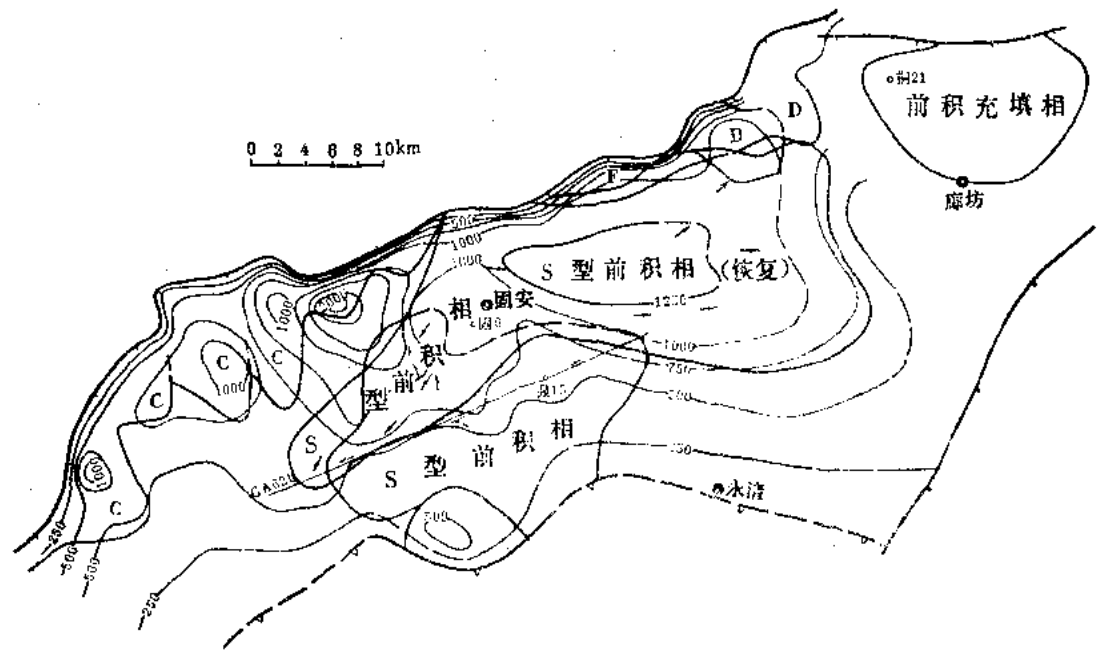


图2-27　廊固凹陷沙三上亚层序地震相图
（图例同图2-25）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

沙三段上部亚层序（图2-27） 该亚层序进入湖盆萎缩充填期。以大型前积结构发育为特征，有三大S 形前积体从陡坡区及缓坡区向湖心区伸展，将凹陷中部填满；陡坡区尚有各种楔状相萎缩变小；北部风河营凸起南缘断槽中，继承早期的湖底谷充填相，发展为前积充填相，属深水环境沉积。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第三章　地震相向沉积相的转换方法

一、转换方法

用沉积相语言解释地震相，恢复盆地的沉积环境和沉积史，是区域地震地层学研究的主要目的。地震相向沉积相的转换方法和精度取决于勘探程度。在新勘探盆地或老勘探盆地的新区，没有钻井资料，只能利用地震信息本身的地质含义完成这种转换。包括：

(1) 特殊反射结构和外形与沉积相的一般对应关系。如大型斜交前积结构一般对应三角洲，湖心区三维丘状外形经常反映浊积扇等。

(2) 速度-岩性参数反映的砂体分布规律。如放射状叶状砂体常反映三角洲，凹陷中心的孤立砂体一般代表浊积扇。

(3) 物理参数变化反映的沉积能量特征。如高连续性平行反射一般反映稳定的低能环境（如深湖），不连续变振幅反射常常代表不稳定的高能环境（如冲积扇、河流）。

(4) 与区域背景类似的盆地的标准地震相-沉积相模式对比。目前被动大陆边缘型海域盆地已有比较成熟的地震相模式[1,2]。我国不少学者通过大量实践，正在探讨和总结陆相断陷盆地的地震相模式[9,10]。

但是，地震相多半有不同程度的多解性，加上地震分辨力的限制、构造假象和地震陷井的干扰等因素，用地震相直接转换的沉积相通常比较粗糙。因此，在有钻井的探区，转换应尽可能结合钻井资料。借助钻井资料较高的分辨力和直观性质，以岩心相和测井相分析的结果作为点的控制，建立岩心相、测井相和地震相的对应关系，才能克服地震相的多解性，提高划相精度，排除非沉积因素的干扰，最大限度地发挥地震方法外推的长处。由此可见，在地震相向沉积相转换的过程中，应该力求贯彻三个原则：地震与地质结合、宏观与微观结合、定性与定量结合。因此，一个典型的转换过程需要包括下列步骤：

1．完成各亚层序地震相图和等厚图（详见第二章）。

2．完成各亚层序砂岩百分比图（详见第二篇）。它是转换过程中唯一的定量标志，反映了盆地的骨架砂体分布，是对地震相图的验证和补充，尤其对古水流方向的确定和多解地震相的解释很有助益。

3．通过合成地震记录或VSP资料，将钻井深度坐标转换成时间坐标，也可将地震剖面上的层序或亚层序界面作时-深转换，变成深度剖面。各井的反射层位深度必须对准。

4．岩心相分析是鉴别沉积相最重要和最直接的传统地质学手段。选择取心井段，以岩心观察描述为主要手段，辅以镜下鉴定和粒度分析，用原生及准同生沉积构造及其序列、岩性、矿物组成、古生物及粒度分布特征等标志判断沉积相，分析精度可达微相甚至五级相。通过在渤海湾盆地廊固、束鹿及辽西等凹陷逾40口井的岩心观察，识别出陆相断陷盆地发育的主要沉积相有近岸水下扇相、浊积相、扇三角洲相、深湖和半深湖相、滨浅湖相、岸外砂洲（滩）相及冲积扇相。现以廊固凹陷大兴边界断层前缘州4井钻遇的近岸水下扇相为例，说明通过岩心相分析阐明了该取心段的岩性组合、砂岩成分及鲍玛序列、杂基支撑砾岩的成

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

分及结构、粒度特征等（图3-1）。

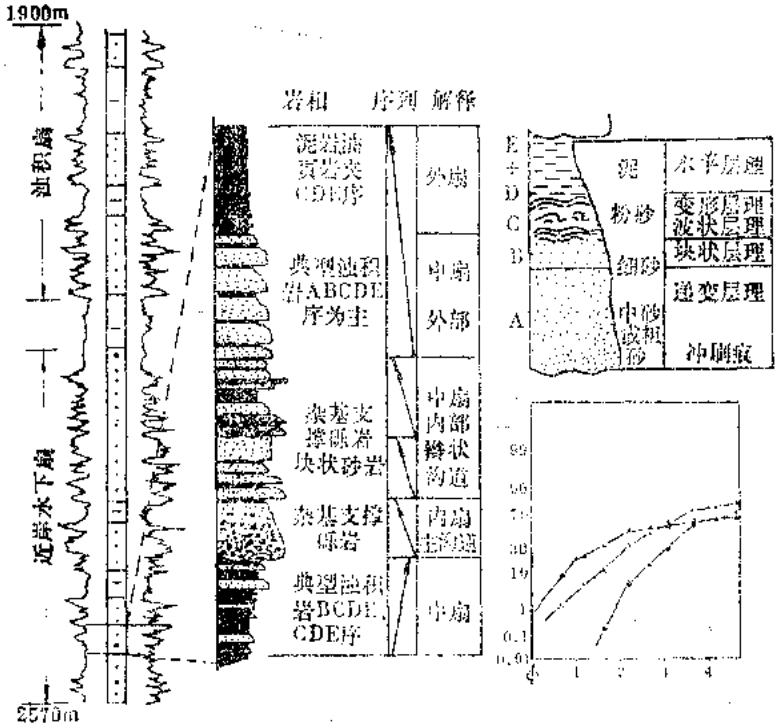


图3-1 廊固凹陷州4井近岸水下扇岩心相分析图[6]

5．测井相分析是近十年来发展起来的一项新技术。通过选择测井井段，分析测井曲线（主要是自然电位、自然伽马曲线或其他合适的测井组合系列）的幅度、形态、组合及其与地质录井岩性剖面的对应关系，划分沉积旋回，进行纵向上连续的测井相分析，编制测井相图。过去只用单项测井曲线（如自然电位或自然伽马曲线）进行测井相分析，多解性明显；现在向采用多项测井记录进行多元相分析发展，藉助交会图、直方图及梯形图来表达，精度显著提高。可以根据直接读取测井值或计算出的地质参数，也可将二者结合起来作图。例如在廊固凹陷许多井的不同井段，综合八种信息编制了成套的测井相梯形图，较好地反映了地层的岩性、物性及沉积韵律，帮助识别沉积相（图3-2）。近年来应用高分辨力地层倾角测井资料可以提供沉积构造、古水流方向、沉积环境能量等信息，用来划分沉积相。

6．编制钻井-地震相剖面。在钻井较多地区，分别建立各单井的岩心相与测井相、测井相与地震相的对应关系后，可将岩心相、测井相和地震相进行综合分析，编制钻井-地震相剖面。在联井地震剖面上，通过时-深转换，建立三种相的对应关系，确定沉积相名称，恢复各种沉积体的形态、演变过程及相变规律，尤其要注意检查沉积相在横向及纵向上组合的合理性，必要时修改解释方案。这种图件是将地震相、测井相、岩心相三种相分析的成果综合起来重塑沉积环境图的一个极其重要的过渡手段，图3-3和图3-4是通过廊固凹陷轴线的两条主测线编制的钻井-地震相剖面实例。

7．地震相图向沉积相图转换是转换过程的最后一步。通过全盆地各重要的主测线及联络测线分别编制好钻井-地震相剖面后，即可按层序或亚层序编制沉积相图或沉积环境图，以完成地震相图向沉积相图转换的综合表达和最终成果。在编制沉积环境图时，除了沉积相平面组合关系的合理性外，最重要的问题是确定各类沉积体及沉积体内部相带的边界。确定

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

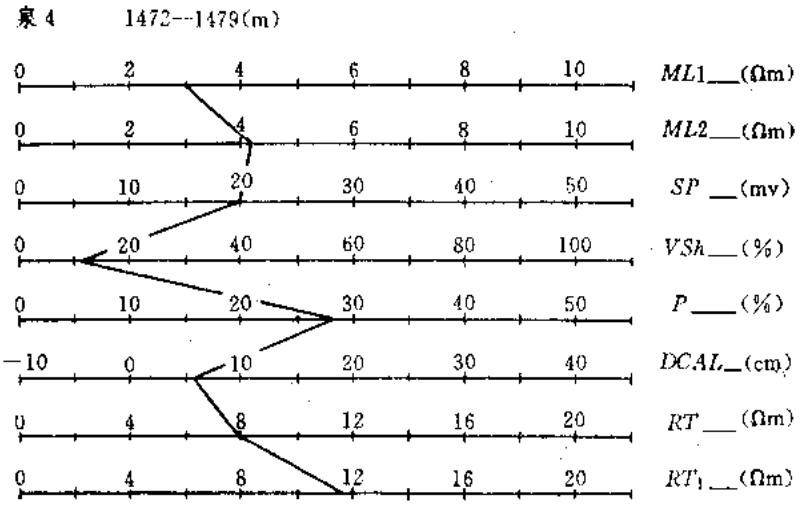


图3-2　廊固凹陷柳泉油田泉4井测井相梯形图*

(1472～1479m井段)

ML_1—微梯度测井值（欧姆-米）；　ML_2—微电位测井值（欧姆-米）；

SP—自然电位测井值（毫伏）；　V_{sh}—泥质含量（%），SP法计算值；

P—有效孔隙度（%），声波时差计算值；　DCAL—微差井径（厘米）；

RT—4米底梯电位率测井值（欧姆-米）；　RT_1—感应电导求得的电阻率；

$$RT_1=\frac{1000}{C_t}$$，C_t为感应电导值（欧姆-米）

沉积相边界的方法包括：

（1）利用反射结构边界。如根据前积结构分布轮廓确定三角洲范围；

（2）利用具有特殊外形的地震相单元边界。如根据丘状体轮廓划定浊积扇边界；

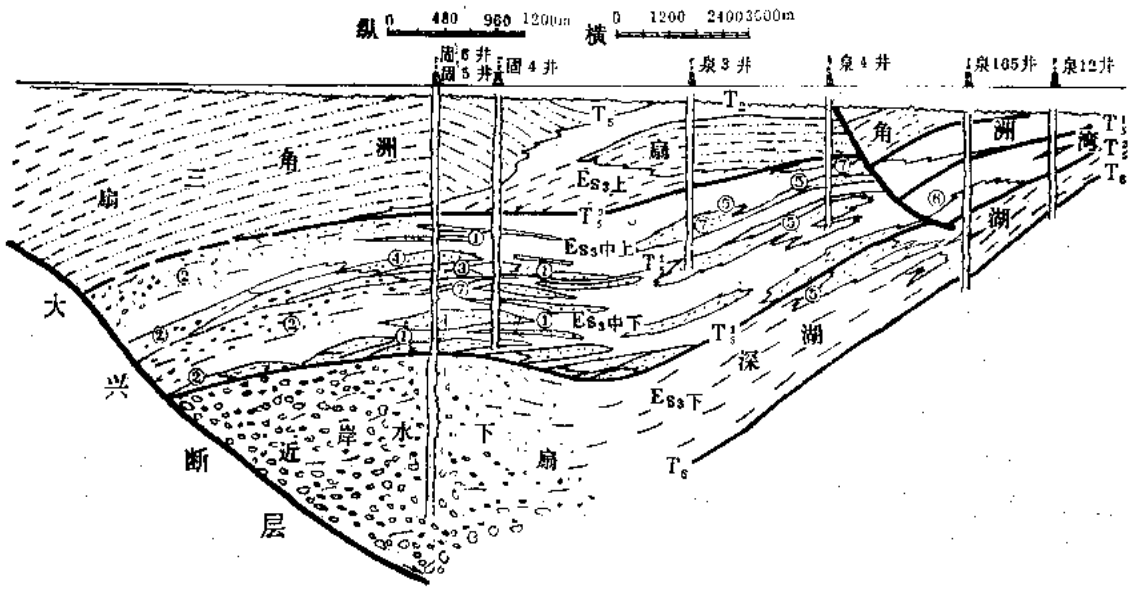


图3-3　廊固凹陷GA572-GA640钻井-地震相剖面[6]

① 浊积扇；② 扇三角洲平原；③ 分支河道砂；④ 分支河道-河口砂坝；⑤ 岸外砂洲；⑥ 障壁岛；⑦ 煤

* 周彦，测井相分析，京津地区廊固凹陷地质-物探综合解释研究总结报告，1987

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

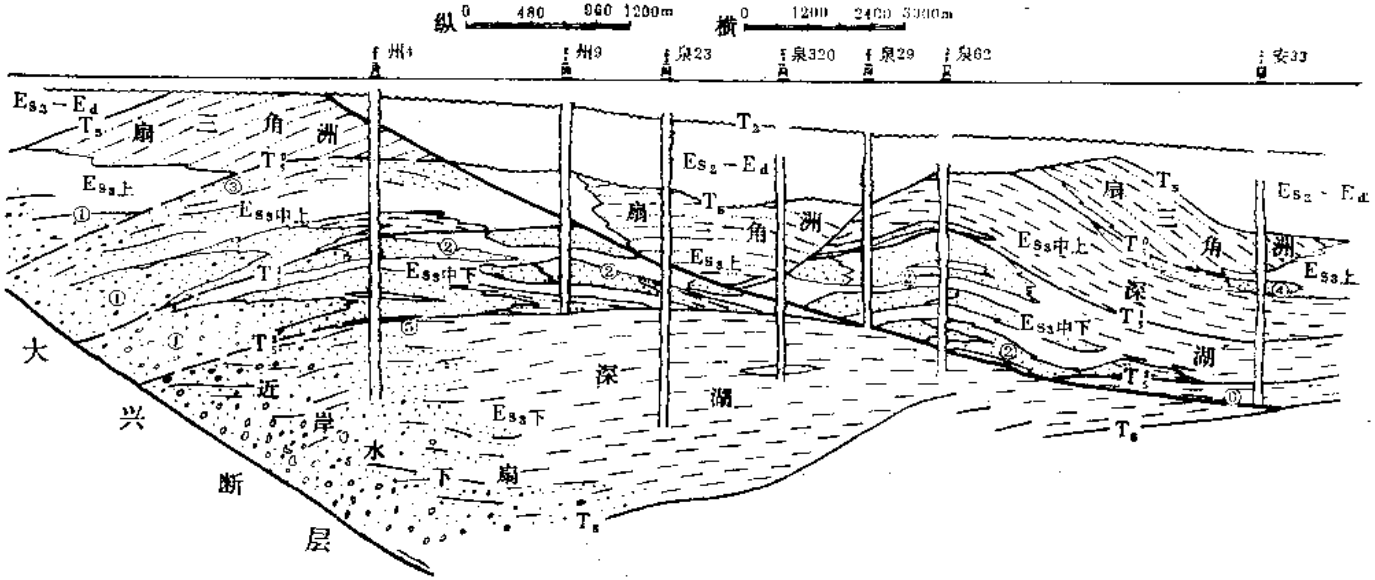


图3-4 廊固凹陷LF511钻井-地震相剖面[6]

① 近岸水下扇；② 深水浊积扇；③ 扇三角洲平原；④ 河道；⑤ 薄煤层；⑥ 重力滑动断层

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(3) 利用反射振幅、频率和连续性的变化以帮助划出平行结构、发散结构等地震相单元的分布范围；

(4) 速度-岩性关系定量解释的砂岩百分比图上的高值区（带），在沉积体厚度变化不大的情况下，一般都反映了偏砂沉积体的砂体格架。高值区（带）周围的等值线密集带，通常反映沉积体的砂岩尖灭带；

(5) 在地震信息难以有效运用的构造复杂带，可使用传统的根据钻井资料外推或内插的方法；

(6) 在地震和钻井资料都不足的地区，为支持沉积相图的完整性，可根据地质背景和沃尔索相律从已知区外推。这种方法确定的相界可靠性最差，成图时要加以注明。

通过以上七个步骤，即可完成地震相向沉积相的转换过程，编制出各亚层序的沉积环境图，叠置起来便可以重塑盆地的沉积环境演化和沉积史变迁状况。图3-5至图3-8是根据图2-24至图2-27四幅地震相图，经上述步骤转换后完成的廊固凹陷沙三段各亚层序的沉积环境图。

二、实例解剖

现以廊固凹陷实例进行解剖，说明上述方法的应用。

廊固凹陷是一个典型的早第三纪陆相单断（箕状）盆地。前述图1-5 LF511剖面表示了地震层序划分。为减少构造干扰，在此之前做过细致的构造成因分析，解释了构造-断层组合。在剖面上利用上超、下超、顶超、削蚀等不整一标志划分了层序界面，并按其平面分布范围确定了层序等级；综合钻井古生物资料和区域地质知识尽可能精确地确定了地层时代，并以此命名了地震层序（详见第一章）。

各层序界面的不整一特征由上到下分述如下（图1-5）：

T_2（区域不整合）：削蚀；

T_5（不整合面积大于凹陷二分之一）：湖岸上超、削蚀；

T_5^0（不整合面积小于凹陷二分之一）：浅水顶超（另见下超）；

T_5^1（不整合面积小于凹陷二分之一）：下超、深水顶超（另见深水上超和湖岸上超）；

T_5^2（不整合面积小于凹陷二分之一）：下超、削蚀（另见深水上超）；

T_6（不整合面积大于凹陷二分之一）：深水上超、湖岸上超；

T_8（区域不整合）：浅水上超、削蚀。

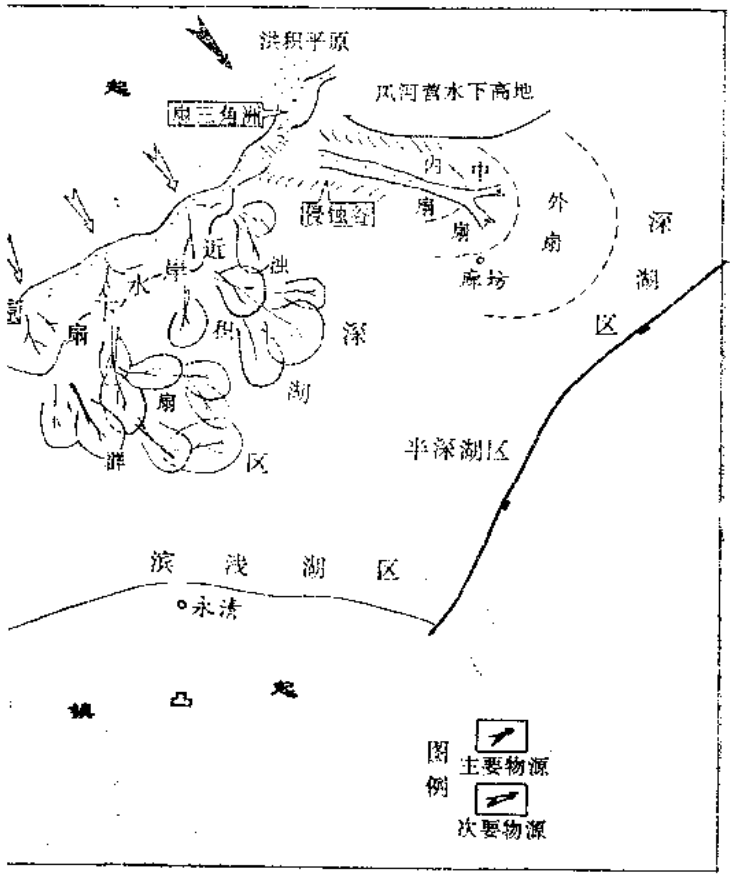
其中浅水顶超与深水顶超、湖岸上超与深水上超的区分主要依据钻井资料和区域地质背景。

对沙三段四个亚层序均做了系统的地震相分析，编制了地震相图（图2-24至图2-27）；在地震、地质条件较好的盆地中部地区利用测井和大量速度谱资料进行了速度-岩性定量解释，编制出各亚层序的砂岩百分比图（见第二篇图7-1至图7-4）；然后完成了大量探井的岩心相分析和测井相分析，按上述七个步骤完成了地震相向沉积相转换，编制出了沙三段四个亚层序的沉积环境图（图3-5至图3-8）。

为了有效说明上述转换方法的应用，现以地震、地质现象丰富的盆地主要产油气层沙三中下亚层序为例进行更为深入的解剖。

经相交测线网闭合解释，作出了地震相图（图3-9）。首先识别出S形-斜交复合前积相①，杂乱前积、帚状前积或前积-退积相②～⑦，斜交前积相⑧。根据前积方向初步判断沿

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



下亚层序沉积环境图[6]

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

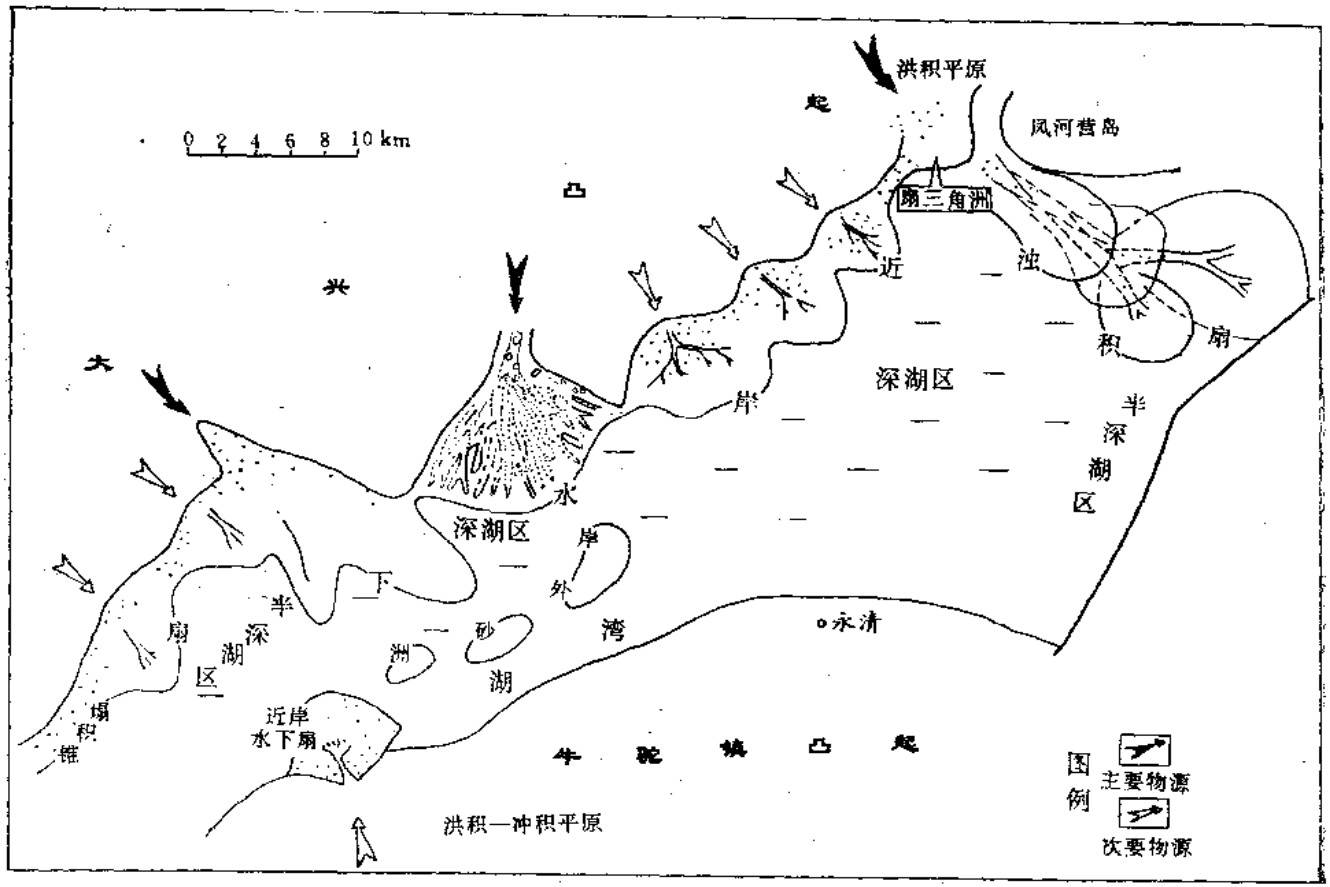


图3-6　廊固凹陷沙三中下亚层序沉积环境图[6]

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

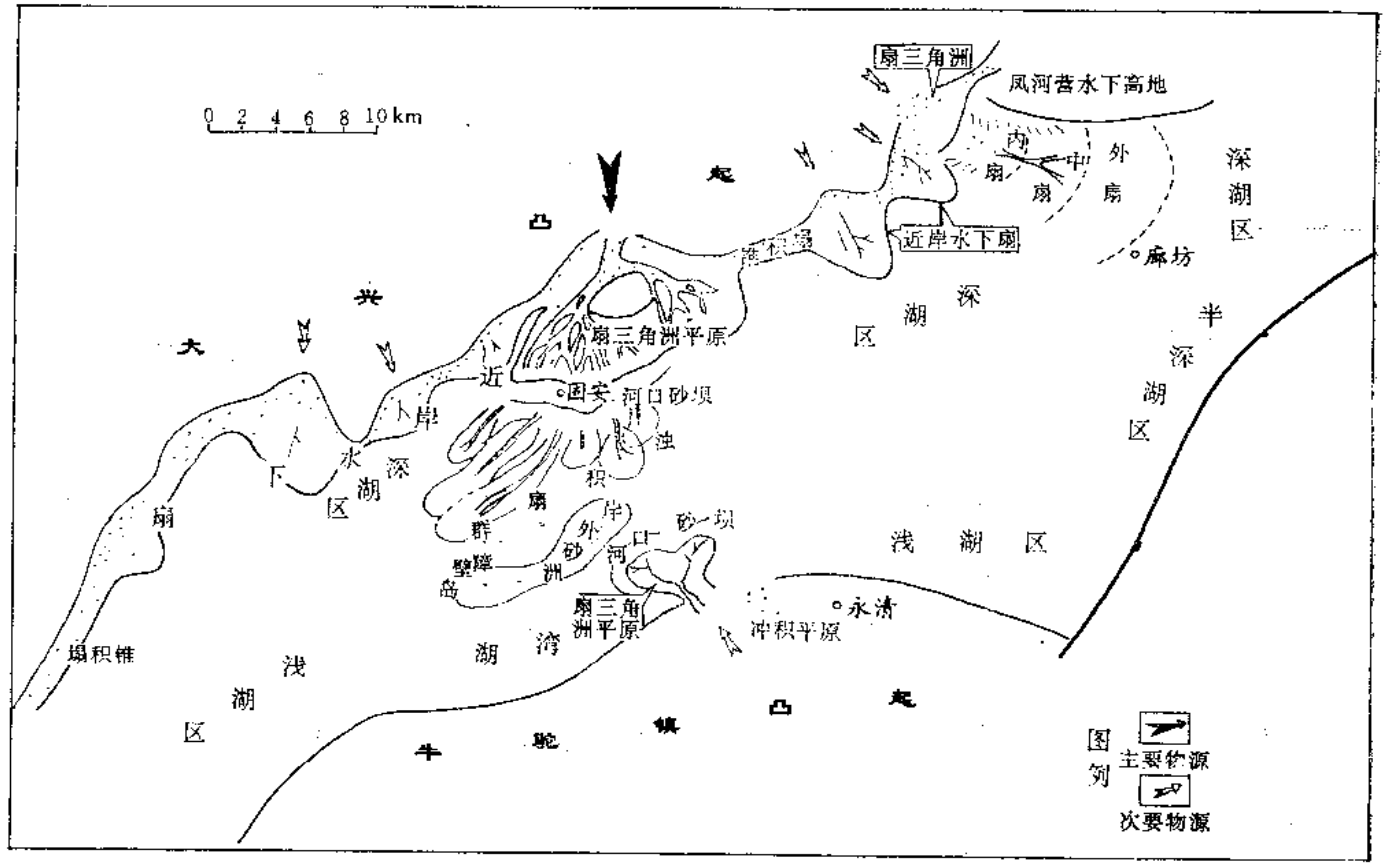


图3-7　廊固凹陷沙三中上亚层序沉积环境图[6]

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

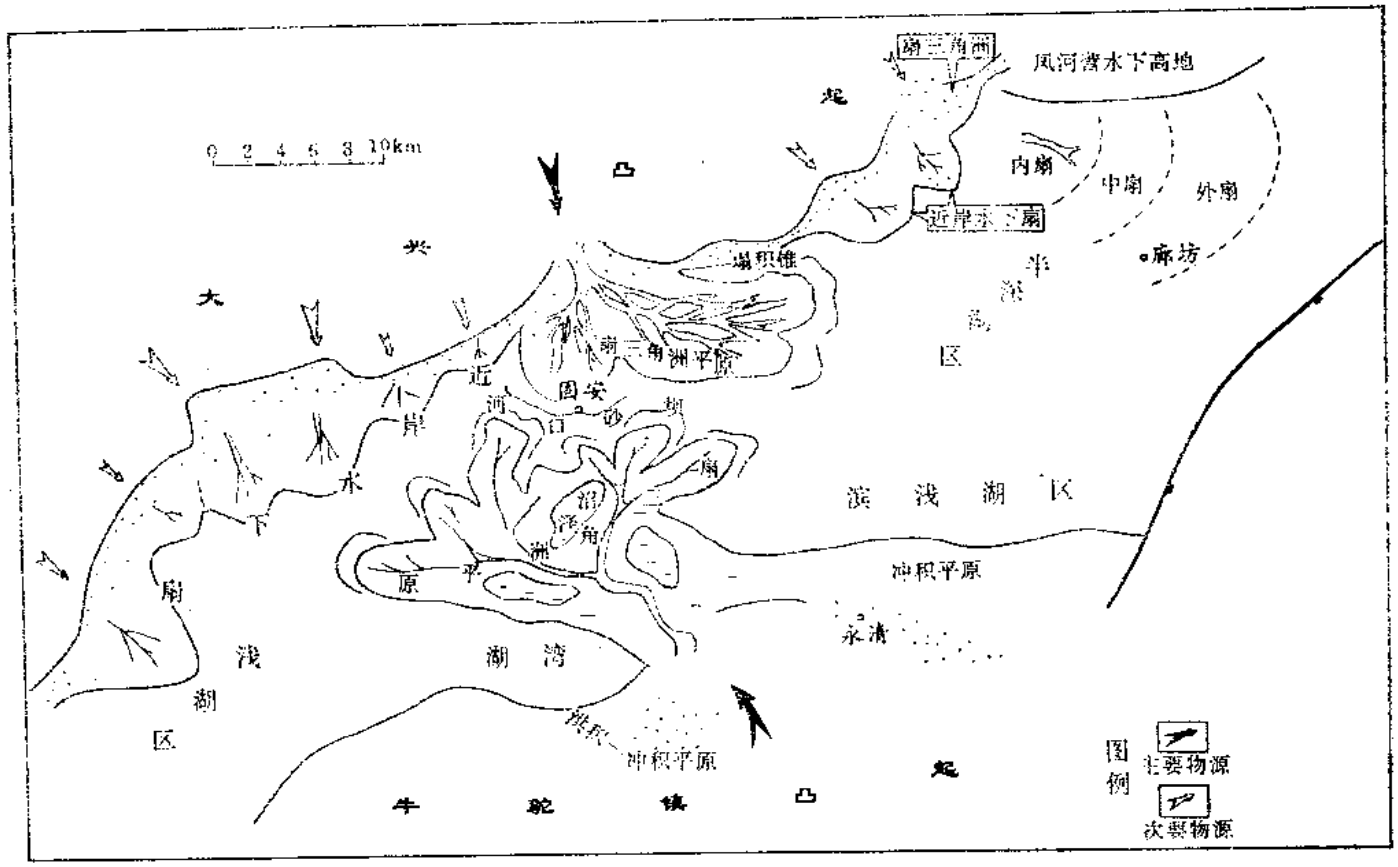


图3-8 廊固凹陷沙三上亚层序沉积环境图[6]

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

陡岸和长轴入口有多个物源方向。该区非前积结构多为发散结构，有多解性；仅在缓坡见一杂乱相⑨，反映来自缓坡的粗杂岩性。地震剖面上典型的外形包括丘状上超充填相（沉积型）⑩、丘相⑪和水道上超充填相（侵蚀型）⑫，它们或者互为共生组合（如⑪与⑫），或者与别的地震相组成共生体系（如⑩与杂乱前积相②）。经编制全亚层序等厚图，恢复了湖盆沉降中心在陡坡一侧的箕状形态，并揭示了⑥⑦⑧之扇状外形。通过地震相内部组合关系分析，从纵、横剖面上验证了上述解释的合理性，并识别出准同生重力滑动成因、对沉积起控制作用的构造丘⑬和⑭。因该区地震资料处理参数不统一，用物理参数仅能粗略划出中振幅中连续发散相⑮以反映广大缓坡区地震相特征。陡坡区地震相与大兴断层断面上的冲沟（图2-2）显示了良好对应关系，并可看出物源大多是继承性的。最后，在速度-岩性定量解释编制的砂岩百分比图上（图7-1和图7-2），斜交前积相⑧、杂乱前积相②、丘状上超充填相⑩及其周围发现了一批砂岩百分比高值区（带+号区域）。

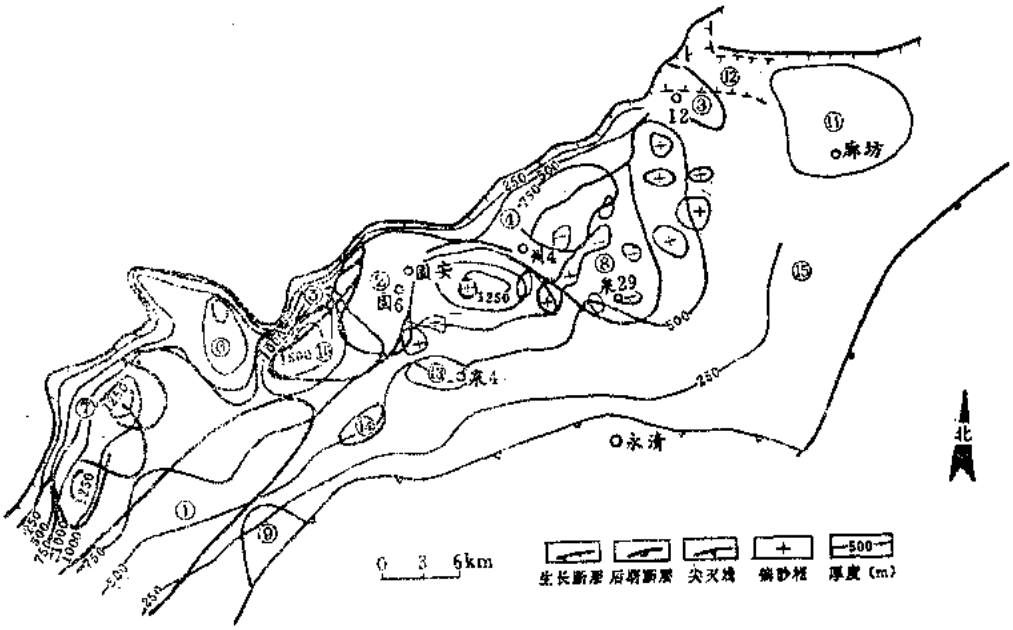


图3-9 廊固凹陷沙三中下亚层序地震相解剖[8]

图3-9所示的地震相图向沉积相图转换充分利用了钻井资料。岩心相和测井相分析表明陡坡区有两种主要沉积相：州12井、州4井代表的近岸水下扇相和固6井、固4井代表的扇三角洲相，它们分别与前积-退积相③、④和杂乱前积相②对应；缓坡区构造丘周围见滩砂（泉4井）；湖心区砂岩高值区为浊积砂体（如泉29井）。另外，S形-斜交前积相①的沉积意义较明显，直接解释为长轴扇三角洲；丘相⑪周围钻井为深湖泥岩，且与水道上超充填相⑫伴生，可解释为浊积扇。在钻井较多的地震测线如LF511、GA572—GA640等等还编制了一系列钻井-地震相剖面(图3-4、图3-3)，清楚地揭示了沙三中下亚层序在盆地发育旋回中处于断陷扩张极盛期，湖面开阔，以深水环境为主，浊积砂体十分发育，而且与近岸沉积体组成共生体系。以此区域背景为基础，恢复了沙三中下亚层序沉积环境图（图3-6）。图上各种沉积相的共生关系十分明显，组成各种沉积体系，包括陡坡区一侧的扇三角洲-浊积扇体系、近岸水下扇-浊积扇体系、湖底侵蚀谷-浊积扇体系和缓坡区的岸外砂洲（障壁岛）-湖湾体系，结合盆地周缘的正向构造单元及物源方向，充分展示了廊固凹陷沙三中下时期的沉积环境及古地理面貌。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第四章　区域地震地层学在油气勘探中的应用

通过上述研究编制出各亚层序的沉积环境图、讨论了各时期的沉积环境和古地理特征、重塑了盆地的沉积史后，即可划分有利的生储油相带、确定成熟生油岩的分布状况、预测各种地层岩性圈闭，直接为盆地的油气勘探服务。

一、划分生储油相带

在一个盆地的油气勘探中，划分生储油相带是最基本的石油地质问题。区域地震地层学研究提供的钻井-地震相剖面及各亚层序沉积环境图，清晰地再现了盆地内不同时期的沉积体系、沉积相类型及各种相变关系，是在剖面及平面上划分生油、气相和储集相的可靠依据。

例如，在廊固凹陷，沉积环境图揭示沙三段沉积时期，生、储油相带均呈大致平行于凹陷轴线的条带状分布。沙三下时期，粗相带集中分布在大兴断层陡崖下，为一系列由砂岩或砾岩组成的近岸水下扇，其前缘插入深湖泥岩生油相区（图3-5）；沙三中时期，除陡岸粗相区外，深湖、半深湖区出现大群浊积扇砂体(图3-6、图3-7)；沙三上时期，随着大型扇三角洲出现，含砂相带向湖心扩展，而深湖、半深湖生油相区退缩至凹陷东部（图3-8）。此外，缓坡区呈补丁状分布的岸外砂洲(障壁岛)砂体，也是潜在的储集体(图3-5、3-6、3-7)。廊固凹陷沙三段生油相为深湖、半深湖相暗色泥岩，主要分布在湖心区偏陡坡一侧，且大部分集中在沙三段下部和中部；储集层以砂岩为主，其次为砾岩，分布在生油相区内部及外围，并且从下向上有向湖心区扩展的趋势。

在辽西凹陷北洼，钻井及有机地球化学分析已经证明沙三段深湖-半深湖相暗色泥岩是主要生油层，其分布范围为孔店组—沙三段亚层序上部沉积时的深湖—半深湖区（图4-1）*，集中在北洼的中、北部。东下段亚层序沉积时亦有大片深湖—半深湖区，富含有机质的暗色泥岩发育，生成低成熟油的潜力甚大（图4-2）*。该区有利的储集相带发育在沙二段和东下段，前者直覆在沙三段生油层之上，有浅水三角洲砂岩和生物碎屑滩脊螺灰岩，均为有利储集相带；后者尽管JZ14-2-1井未钻及砂岩，经区域地震地层学研究，发现了良好的三角洲砂体和浊积砂体（图4-2）*，展示了勘探方向。后来钻探的JZ9-3-1至JZ9-3-4井初步证实了上述预测，在东下段发现了工业油藏。

廊固凹陷和辽西凹陷北洼两实例揭示了陆相断陷盆地储集岩相带分布的一个重要特征：砂体类型多、数量多，但多数规模小。一般说来，在这种类型盆地中储集层较发育，但是，真正聚集石油和天然气形成油气藏的，只有那些分布在成熟生油岩系周围或内部的、圈闭条件较好的砂体。

* 张厚福等，辽西凹陷北洼石油地质综合研究总结报告，1990.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

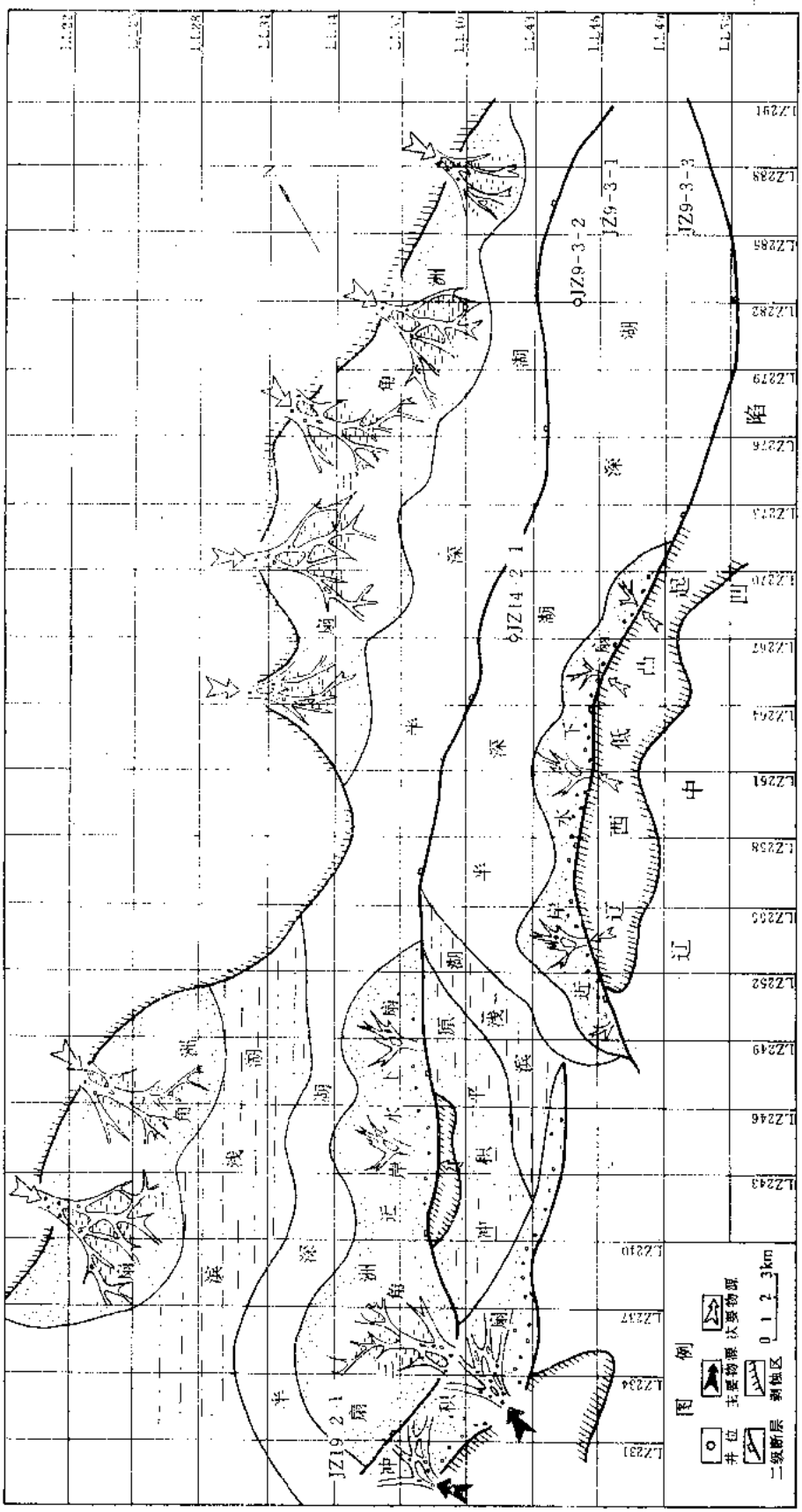


图4-1 辽西凹陷北洼孔店组—沙三段亚层序晚期沉积环境图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

图4-2 辽西凹陷北洼东下段亚层序沉积环境图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

二、确定成熟生油岩的分布

在盆地勘探早期，评价生油岩成熟度最有效的方法是TTI（时间-温度指数）法[12]。由于利用地震剖面可以恢复过测线任意点的地层埋藏史，在平面上可以加密计算点，勾绘TTI等值线图，精度大大提高，它比单纯利用少量钻井点勾绘TTI等值线图或井下地球化学分析资料判断成熟度，更能反映实际情况。这一步工作一般是在地震相和沉积相分析结束后进行。

图4-3、4-4、4-5、4-6分别是用地震资料作出的廊固凹陷T_g（孔店组—沙四段层序底）、T_6（孔店组—沙四段层序顶）、T_5^2（沙三段下部亚层序顶）和T_5^1（沙三段中下部亚层序顶）四个反射层的现今TTI平面图。图中标出了未成熟区、生油区、湿气区和干气区。TTI成熟度标尺是与安29—安46井生油剖面对比求得的，其中生油窗上限TTI值为11，生油窗下限（湿气-凝析气带上限）TTI值为130，湿气、凝析气带下限（干气带上限）TTI值为1500。将这些图件与沉积环境图叠合分析，可知廊固凹陷主要油源为沙三段下部、孔店组—沙四段的凹陷边缘部分以及沙三段中部的凹陷中心部分；主要气源为孔店组—沙四段的凹陷中心部分，而沙三段中部的凹陷边缘部分及其以上地层中的生油岩还未成熟。这个结论对廊固凹陷油气资源评价和圈闭有效性分析具有十分重要的意义。

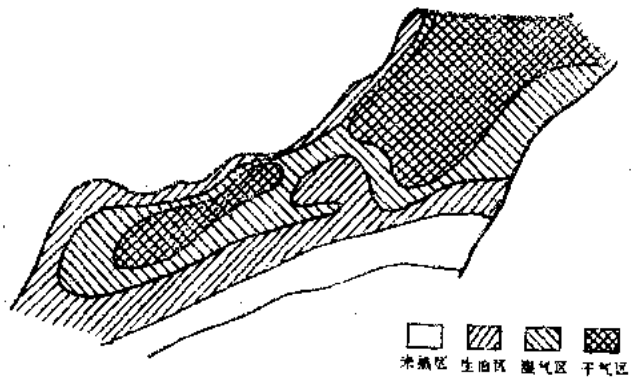


图4-3　廊固凹陷T_g反射层TTI平面图

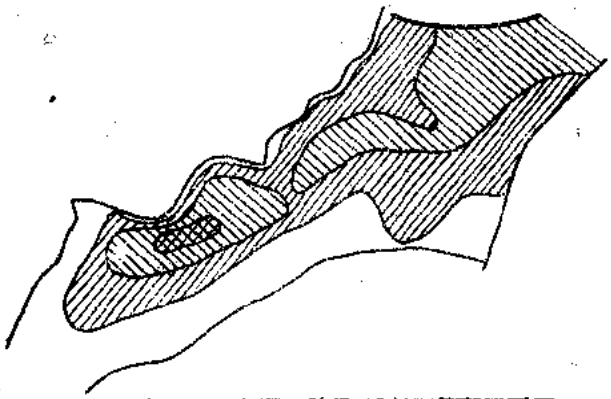


图4-4　廊固凹陷T_6反射层TTI平面图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

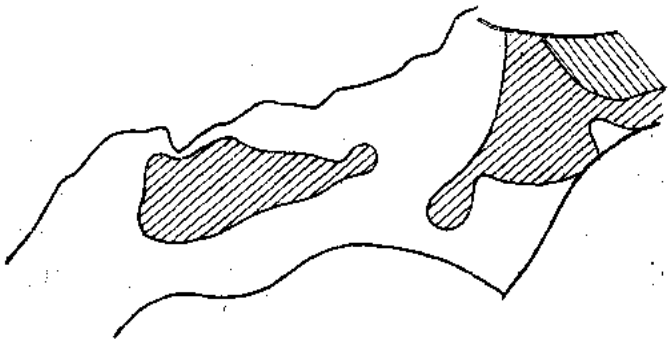


图4-5 廊固凹陷T_5^2反射层TTI平面图

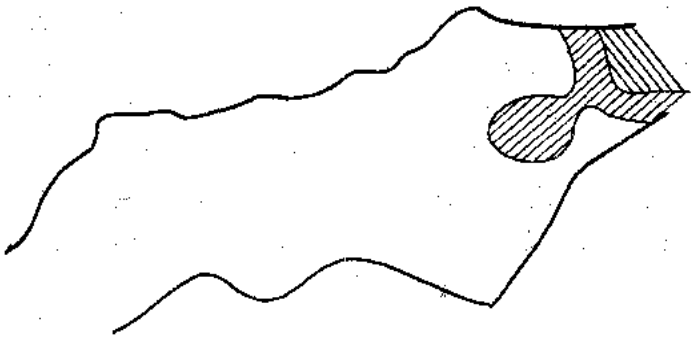


图4-6 廊固凹陷T_5^1反射层TTI平面图

三、预测各种地层圈闭

在我国东部诸含油气盆地，随着那些较易发现的、以背斜为主的构造油气藏投入开发，寻找地层油气藏逐渐成为迫切任务；尤其在“八五”计划期间，我国石油年产量欲保持1.4至1.5亿吨的水平，主要仍靠东部，势必提高寻找地层油气藏的重要性。而地层油气藏的圈闭成因大多与沉积条件的改变有关，地层圈闭的勘探必须以恢复古地理、古沉积环境和沉积史为基础。这正是区域地震地层学研究的主要内容。

我国东部陆相单断箕状凹陷异常发育，我们在冀中坳陷及辽东湾坳陷开展多年地震地层学研究表明，在这类凹陷中，至少可以预测寻找下列四种地层圈闭：

1．近岸水下扇上倾尖灭或透镜状砂砾岩体圈闭

在箕状凹陷陡坡区，常沿边界大断层发育大量近岸水下扇，成串分布，多以砂岩、砾岩为主，其前缘上倾尖灭带与深湖、半深湖相暗色泥岩生油层呈指状交互，是有利的储集相带。如大兴断层陡崖下的近岸水下扇上倾尖灭砾岩体，沿断层成串分布，现已从中钻井喜获工业油气流，1987年兴8井测试日产油160吨、气20000m^3。图4-7中之4、5、9等均为沙三下亚层序的近岸水下扇砂砾岩体，被深湖相暗色成熟生油岩所包围，油源充足，其砂岩、砾岩上倾尖灭带或透镜体均为良好圈闭。在辽东湾辽西凹陷东侧断层下降盘的近岸水下扇也发现了工业油流。

2．浊积砂体上倾尖灭或透镜状圈闭

在深湖相区发育大量浊积扇群，扇体相互叠置，周围被暗色泥岩生油岩所限，生储盖条件甚佳，是有利的勘探目标。其上倾尖灭或透镜体均可形成良好圈闭。图4-7中1为廊固凹陷

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

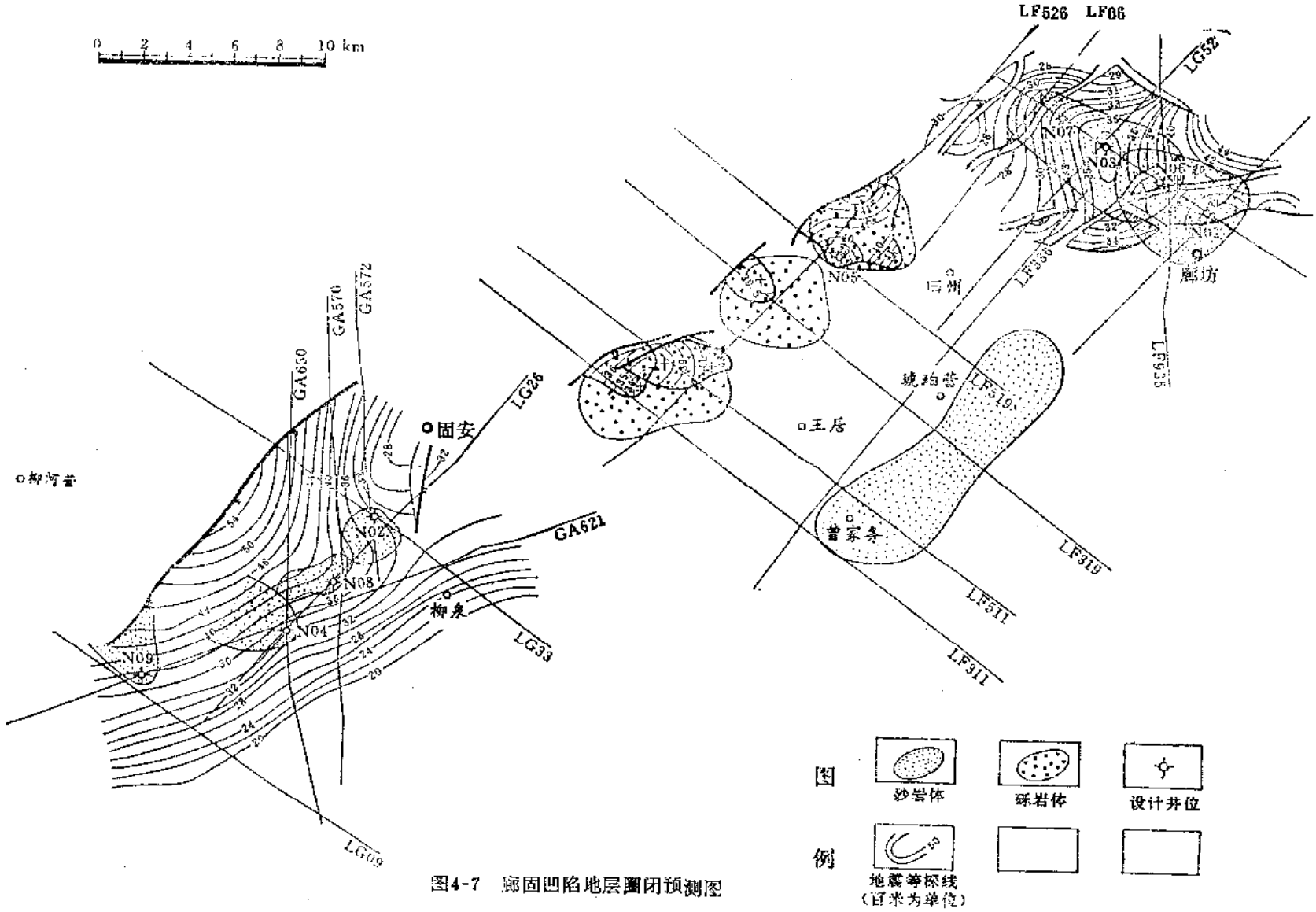


图4-7 廊固凹陷地层圈闭预测图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

东北端与湖底谷前缘伴生的巨大浊积扇，恰处于该凹陷生油条件最佳区，远景很大。在中岔口地区京16井钻遇的沙三段透镜状砂岩油藏，也属此类圈闭，在深1371～1385米井段获日产原油 39.2米^3、气 847米^3。应用地震地层学方法在辽东湾某海区东营组下段发现若干透镜状浊积砂体，大小不等，均被暗色泥岩生油层包围，形成良好圈闭。

3．地层超覆圈闭

在古湖盆边缘或盆内古隆起边缘，常见砂层逐层上超，上、下均被不渗透泥岩所限，形成良好的地层超覆砂岩圈闭。图4-7中之 2、8 为廊固凹陷固安地区陡岸沙三中下亚层序扇三角洲前缘深水斜坡上的浊积砂岩超覆圈闭，岩心分析和速度-岩性参数均证明了其浊流性质和扇形沉积特征。在辽西凹陷北洼西斜坡沙二段亚层序可能在 T_5 反射界面上形成砂岩超覆圈闭，值得今后注意。

4．地层不整合遮挡圈闭

在古湖盆边缘或古隆起顶部，不整合面上、下常发育砂、砾岩层，其上被不渗透泥岩超覆不整合覆盖后，可能形成地层不整合遮挡圈闭。在河北省束鹿凹陷西部缓坡区，下第三系底界Tg 反射层不整合面上、下广泛发育一套坡积砾岩，略呈潜伏突起，上为沙三段至东营组泥岩披盖，形成地层不整合遮挡圈闭（图4-8），深凹部位的油气可以通过不整合面运移至圈闭中形成油气藏。晋 7 井钻穿这个圈闭，于1332～1423米井段获日产 1489米^3 的高产油流。

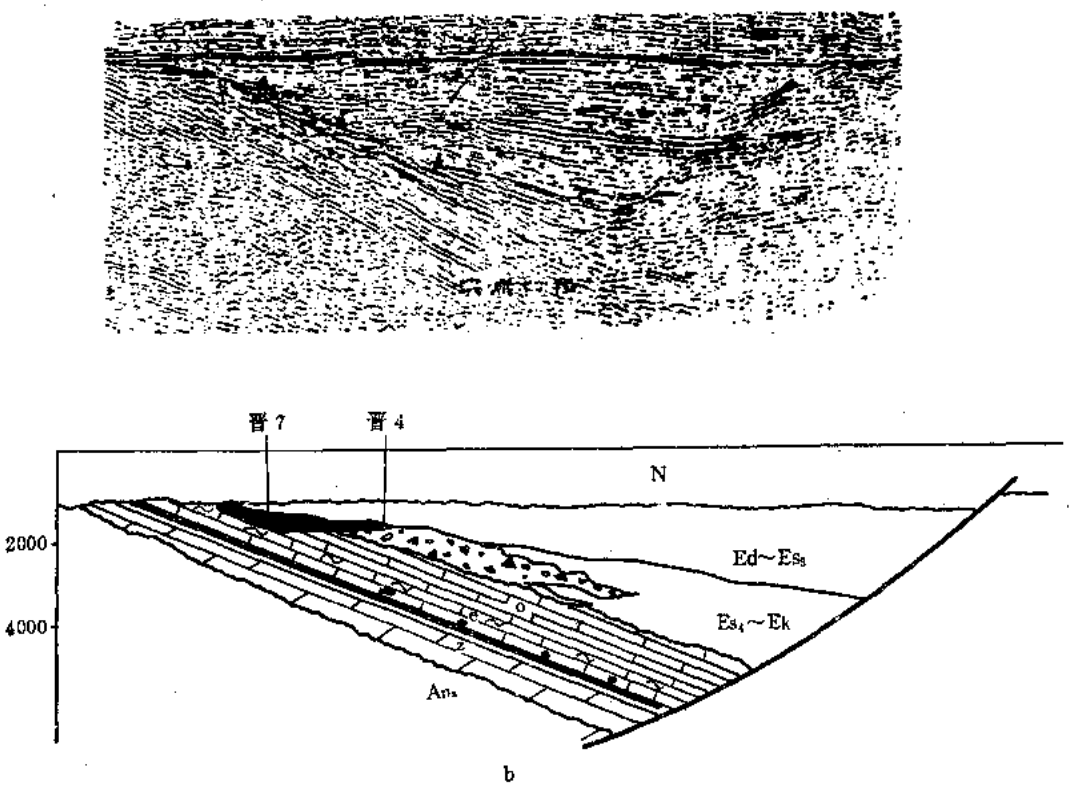


图4-8　束鹿凹陷西坡坡积砾岩油藏剖面

a．地震剖面；b．地质解释剖面

以上是在陆相单断箕状凹陷中常可见到的四种地层圈闭。在其他类型沉积盆地中，应用地震地层学方法同样可能发现各种类型地层圈闭。在碳酸盐岩发育区，易于发现生物礁圈

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

闭、古潜山圈闭、石灰岩溶蚀带圈闭、次生白云岩化带圈闭等等。我国著名的任丘油田，震旦系雾迷山组白云岩断块潜山被下第三系沙河街组不整合覆盖的特征，在地震剖面上显示极佳。

小　结

应当指出，区域地震地层学方法并不是万能的，用它寻找地层圈闭有一定局限性。因为在陆相断陷盆地中，砂岩体通常只有几米厚，而一个地震反射波至少代表几十米厚的地层。这种分辨力的限制，使得用常规地震方法在绝大多数情况下不可能直接识别砂岩体，因而也不能直接判断地层圈闭的位置。因此，区域地震地层学研究只能指出地层圈闭的类型和大致分布范围。为了提供准确的勘探井位，必须进一步开展储层地震地层学研究。

参 考 文 献

[1] Payton C E，(1977)，地震地层学（在油气勘探中的应用），牛毓荃等译，石油工业出版社，1980。

[2] Brown JR L F etal, Seismic stratigraphic interpretation and petroleum exploration, AAPG Con. Educ. Cour. 1979, Note Series 16.

[3] Sheriff R E, Seismic Stratigraphy, IHRDC, Boston, 1980.

[4] Macurda B, Seismic Facies Analysis, GeoQuest International Inc. USA, 1984.

[5] Lindsey J P, Seismic Determination of Reservoir Parameters, GeoQuest International Inc. USA, 1984.

[6] 张万选等，陆相断陷盆地区域地震地层学研究，石油大学出版社，1988。

[7] Sangree J B & Vail P R, 1989，应用层序地层学，张宏逵等译，石油大学出版社，1990。

[8] 张厚福等，陆相断陷盆地区域地震地层学方法探讨，《石油与天然气地质》，1988第9卷，第3期。

[9] 袁秉衡等，中国东部断陷湖盆的地震相模式，《石油学报》，1985，第6卷，第4期。

[10] 张万选等，中国东部陆相单断式盆地的地震相模式，《石油实验地质》，1989，第11卷，第2期。

[11] Sloss L L, Sequences in the cratonic interior of north America, Geol. Soc. America Bull, 1963, V74.

[12] Waples D W，1980，石油生成的时间和温度，洛帕京方法在石油勘探中的应用，张厚福译，石油勘探开发译丛，1981，第9期。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

引　言

地震波传播速度是一项重要的地震参数，它可以反映岩性。国内外许多研究者在这一方面已进行了有益的探索，陆续发表了一些研究方法和实例[2,3,4,5,6,7]。但这些研究一般只能提供定性的岩性指数参数，尚未达到定量水平。问题的关键在于是否有效地消除解释过程中的误差。主要的误差来源包括：

(1) 砂、泥岩压实曲线获取方法；

(2) 速度谱随机误差和解释失误；

(3) 时-深转换误差；

(4) 声波测井速度与地震谱算速度的误差。

它们中任何一项处理失误，都将使定量解释的努力付诸东流。经过我们细致的工作和科学的处理方法，使速度-岩性研究达到了半定量甚至全定量的高度。在渤海湾盆地廊固凹陷和辽西凹陷的应用表明，该方法有较高的精度，与实际结果误差较小。

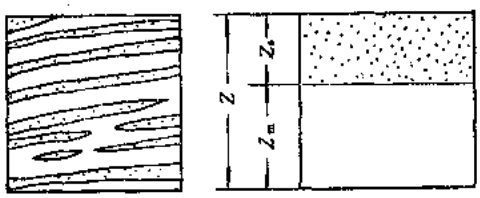
速度-岩性定量解释方法适用于碎屑岩地区区域性的大范围研究，其解释结果可以用来预测物源方向以及砂体在盆地中的展布，提供勘探目标或进一步研究的有利地区。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第五章 基本原理

影响地震速度的因素包括[10]：① 组成岩石的颗粒的弹性常数和密度；② 胶结物的类型；③ 孔隙度及孔隙所含流体的密度和可压缩性；④ 温度；⑤ 加在岩石骨架上及流体上的压力。我们的目的就是设法研究速度与岩性关系。在相同埋深条件，我们可以假设温度条件，负载条件及流体的压缩性是相同的或者差别很小。这样，可以认为在相同埋深情况下，地震波速度的差异主要是由岩性决定的。这就是研究速度-岩性关系的基础。

在碎屑岩地区，地层主要由砂岩和泥岩组成，砾岩仅在某些特殊环境下局部分布，因此，我们提出了仅由砂、泥岩组成的地质模型来进行速度-岩性定量解释研究，如图5-1所示。该图表示沿地震波传播方向截取的一块边长为 Z 的立方砂、泥岩块。其中左为岩块中



a　　b

图5-1　地质模型示意图

a. 实际地层；b. 等效模型

砂、泥层的分布形式。若将岩块中的砂岩与泥岩分别集中，则可等效于右图形式，如果砂岩厚度为Z_s、泥岩厚度为Z_m，显然有 $Z=Z_s+Z_m$。因此，如果地震波传播通过该厚为Z 的岩块的速度为V，则总传播时间$t=Z/V$，显然，t应该等于地震波分别通过纯砂岩和纯泥岩的时间之和。若纯砂岩速度为V_s、纯泥岩速度为V_m，则有：

$$\frac{Z}{V}=\frac{Z_s}{V_s}+\frac{Z_m}{V_m} \tag{5-1}$$

令：

$$\frac{Z_s}{Z}=P_s$$

其意义相当于砂岩在总厚度中所占比例，即砂岩含量，因此有：

$$\frac{Z_m}{Z}=1-P_s$$

式（5-1）可化为：

$$\frac{1}{V}=\frac{P_s}{V_s}+\frac{1-P_s}{V_m} \tag{5-2}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

利用式（5-2）就可计算砂岩百分含量$\hat{P}_s$。

应该指出的是，该模型是粗糙的。第一，它只考虑了两个成分端元。砂岩端元包括各种泥质含量不同的砂岩及含砂砾岩、粉砂岩，泥岩端元包括泥岩和页岩，而同一端元中不同成分速度本来是有差异的。第二，未考虑砂岩孔隙度、胶结程度和流体的变化。第三，无法研究砂、泥层的纵向分布式。尽管如此，模型仍有其价值，它和目前地震资料处理中速度分析的精度是适应的，对于区域性的研究目的，结果已足够应用。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第六章　研究方法

从第五章数学模型$\frac{1}{V}=\frac{P_s}{V_s}+\frac{1-P_s}{V_m}$可见，计算某一层砂岩含量（$P_s$）需要首先求取该层纯砂岩速度（$V_s$）和纯泥岩速度（$V_m$）以及该层的层速度（$V$）。因此，实现速度-岩性定量解释包括三大部分：① 制作砂、泥岩压实曲线求取任一深度纯砂、泥岩速度；② 解释速度谱，求取层速度；③ 速度-砂岩百分比转换。其出每一部分又包含若干步骤，如图6-1所示。

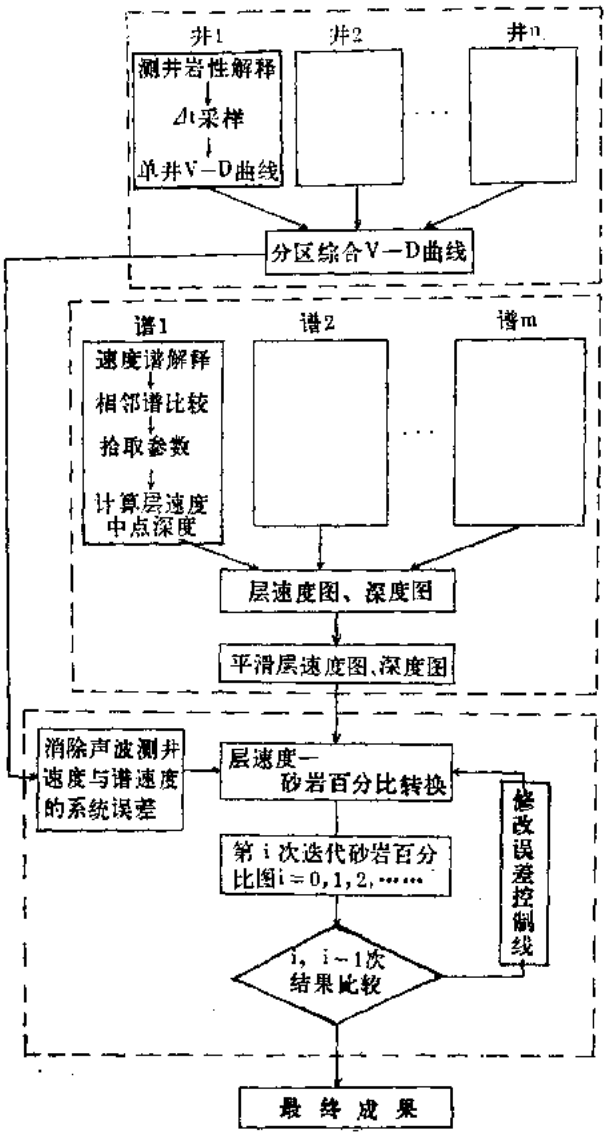


图6-1　速度-岩性定量解释流程图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

一、制作纯砂、泥岩压实曲线

砂、泥岩压实曲线即砂、泥岩速度随深度D的变化关系。确定这种关系有两种途径：一是通过速度谱，用求算的均方根速度或层速度投点，求其包线；二是利用测井曲线直接求取各层的纯砂岩、泥岩的层速度。

1．速度谱方法*

在大面积地震普查阶段，测井资料和岩性资料短缺，甚至完全没有的情况下，可用此法。该方法的缺点是，谱算速度在深层随机误差加大，加上在速度分析分辨力范围内（>100ms）实际地层含砂量能达到100%者极少，因此砂岩包线很难求准。

其方法为：

（1）解释速度谱，确立速度界面，拾取有关参数（t_0、V_φ、ϕ）。

（2）进行倾角校正，将谱速度（V_φ）转换为均方根速度（V_R），双程反射时间t_0转换成深度。

（3）绘制均方根速度与深度或t_0散点图（图6-2）其高值包线为纯砂岩、其低值包线为纯泥岩的均方根曲线。

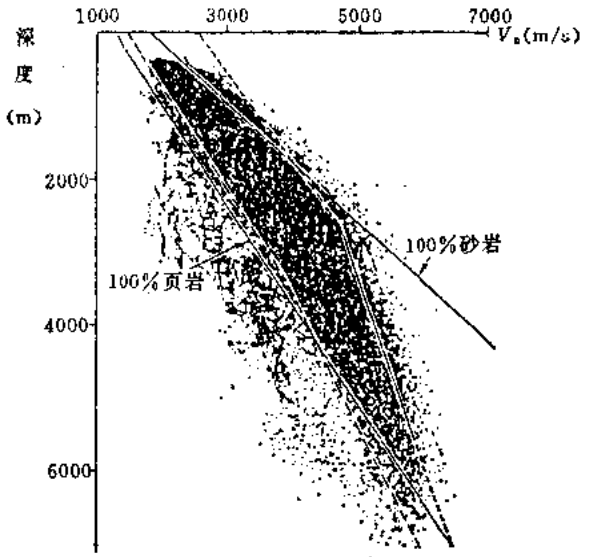


图6-2　用速度谱求压实曲线[5]

（4）利用D_{ix}公式的差分形式把均方根曲线换算成瞬时速度曲线，即成压实曲线：

$$V_n(t_0)=\sqrt{V^2_{R(n)}+t_{0(n)}\cdot V_{R(n)}\frac{V_{R(n+1)}-V_{R(n-1)}}{\Delta t_0}}$$

式中，$V_{R(n-1)}$、$V_{R(n+1)}$为界面$n-1$与$n+1$的均方根速度，$t_0(n)$为n界面的双程反射时间，Δt为两界面的双程时差。

2．测井方法

在钻井较多的地区，有较好品质的测井-录井资料时多用此方法。

其方法为：

（1）测井岩性解释

将测井曲线全部重新解释一遍。岩性分类进行简化，只分砂、泥岩两类。砂岩包括含砾砂岩、砂岩、粉砂岩和泥质粉砂岩，去掉砾岩；泥岩包括粉砂质泥岩、泥岩和页岩。

岩性识别主要依靠声波时差曲线和钻井岩性剖面，同时参考自然电位、井径、感应、微电极等曲线的变化（表6-1）。

* 京津地区物探-地质综合解释班教材，利用地震波速度预测砂泥岩百分比含量。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

表6-1 砂、泥岩的判断依据

资料类型	砂　　岩	泥　　岩
声波时差	相对低值	相对高值
岩屑录井	砂	泥
自然电位	负异常，渗透性差时平直	平　直
井　径	≤钻头直径	>钻头直径
感　应	中值和较低值	高　值
视电阻率	高　值	低　值
微电极	R电位>R梯度，明显幅度差	平稳低值，重合

应特别注意：

① 不能只取岩石学上的“纯砂岩”和“纯泥岩”，否则难以系统采样，也不能真实、综合地反映井的岩性变化；

② 不能只靠自然电位曲线识别砂岩。漏掉在自然电位上无明显的那些孔、渗性很差而速度很高的砂岩，可能出现砂岩压实偏低的现象（见图6-3）；

③ 略去厚度小于2米及井径扩大很多的层。

(2) 制作单井压实曲线

如图6-4，对解释好的砂、泥岩层进行Δt采样，采用面积平差法取值，读取每层砂、泥岩的声波时差值Δt_i和半幅点厚度值Δh_i。

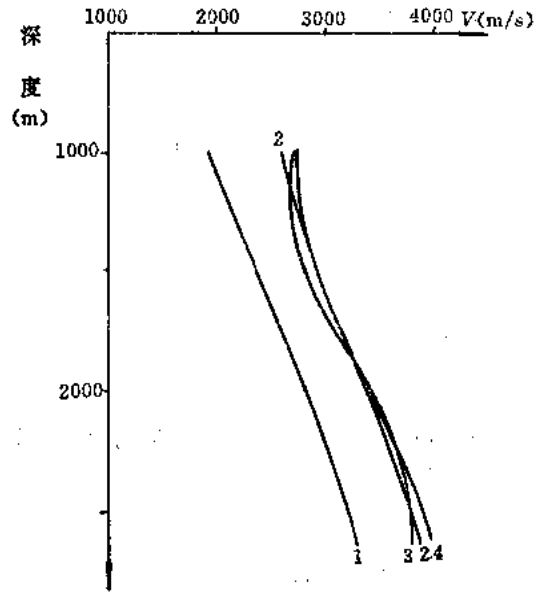


图6-3 不同采样方法效果对比（廊固州12井）

1. 泥岩，加权；2. 砂岩，加权；
3. 渗透性砂岩，不加权；4. 砂岩，不加权

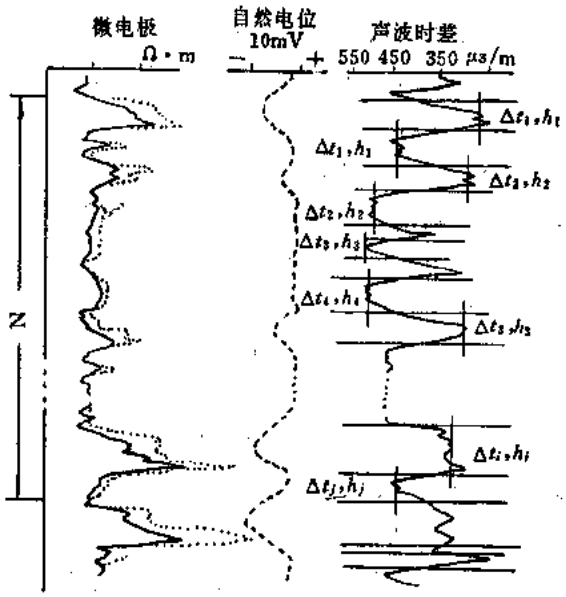


图6-4 声波时差采样方法

每N米一段（N的大小根据实际确定，一般取$N=50$米），将选出的所有砂、泥岩声波时差分别按厚度加权平均，得出平均声波时差：

$$\Delta t_s = \sum_{i=1}^{n} (\Delta t_i \cdot h_i) / \sum_{i=1}^{n} h_i$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

$$\Delta t_m = \sum_{j=1}^{m} (\Delta t_j \cdot h_j) / \sum_{j=1}^{m} h_j$$

式中Δt_s、Δt_m为砂岩、泥岩的平均声波时差，n、m为每N米井段中选出的砂、泥岩总层数，Δti，hi为第i层砂岩的声波时差值和厚度值，Δt_j，Δh_j为第j层泥岩的声波时差值和厚度值。

取其倒数，得砂岩、泥岩的平均层速度：

$$IV_s = 1/\Delta t_s$$

$$IV_m = 1/\Delta t_m$$

放在该井段中点深度。

以上做法有两个目的：

① 实现系统采样，使全井段数据分布均匀，避免“权”的变化；

② 按厚度加权平均实质上是一种低通滤波，略去了因成分、孔隙度、流体的变化引起的砂、泥岩速度局部变化，缩小了测井和地震在测量精度上的差别，从而改善了对比效果。加权与不加权的效果对比见图6-3。

将全井的砂、泥岩平均速度数据在IV-D坐标系上投点，分别回归，得到单井压实曲线如图6-5。

单井压实曲线应尽可能多做。但为保证质量，对井的选择必须作一定的限制。非正常压实的井，如有明显的后期抬升或断落，或位于泥岩构造（泥脊、泥丘）上的井，不能参加统计；地层变形、破碎或断层很多的井段，砂岩常因裂缝发育而显示低速，也不能用；对个别砂、泥岩速度分不开的井段，数据应作为异常点剔除。

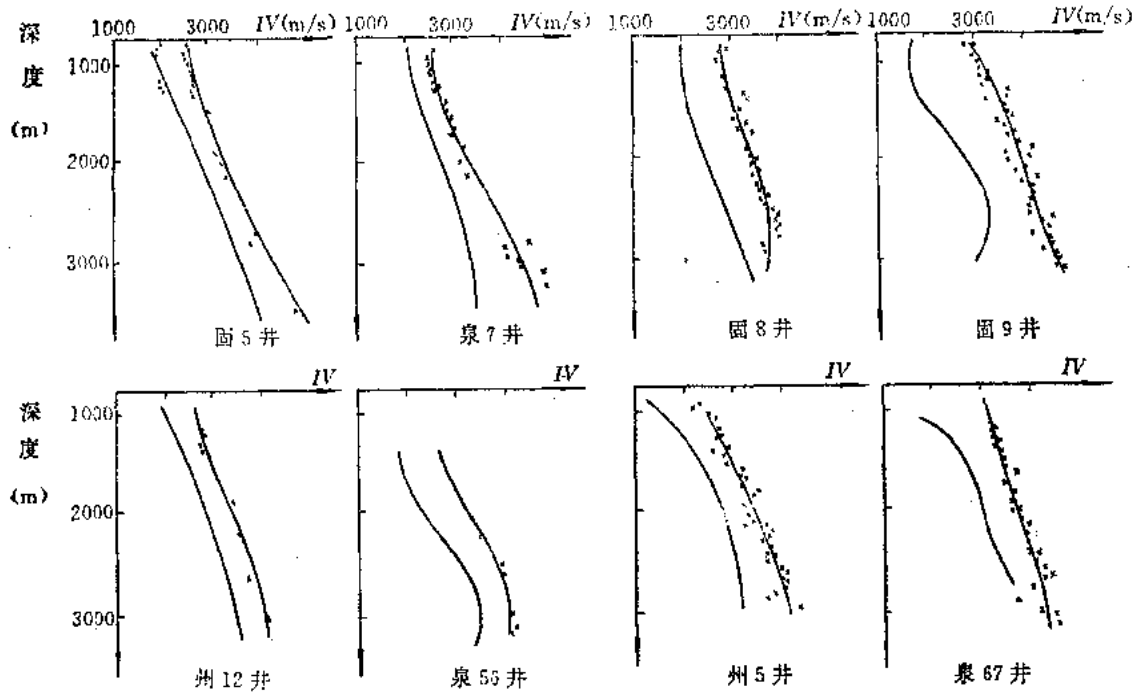


图6-5 廊固凹陷部分单井砂、泥岩压实曲线

一般情况，砂岩速度高于泥岩速度，砂岩压实曲线在右，泥岩压实曲线在左。但在某些

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

情况（例如泥岩中钙质含量较高，砂岩疏松）出现倒转情况，即泥岩速度高于砂岩速度，如果这种情况在某一层段及某一范围是稳定的，同样可以用来标定谱速度，但其意义相反，即层速度高说明砂岩含量低。

(3) 分区压实曲线

将单井压实曲线分区比较，分区的原则一般根据盆地构造带性质、压实规律和埋藏特点（胶结程度、钙质含量等）。把各区的数据分别集中，回归得到综合压实曲线（见图6-6）它们代表了不同的速度-深度变化规律。

关于回归方程的形式，一些人采用幂函数或直线方程[5]。它们的共同缺点是曲线形态太简单，不能反映复杂的压实现象。我们采用了多项式回归。多项式回归的优点是拟合能力强，拟合精度可由多项式次数调整。我们的实践表明，选用三次多项式比较合适：

$$IV = A_0 + A_1 D + A_2 D^2 + A_3 D^3 \qquad (6\text{-}1)$$

IV 为层速度，D为深度，$A_0 \cdots A_3$ 为系数。回归方法采用正交函数作最小二乘拟合[9]。

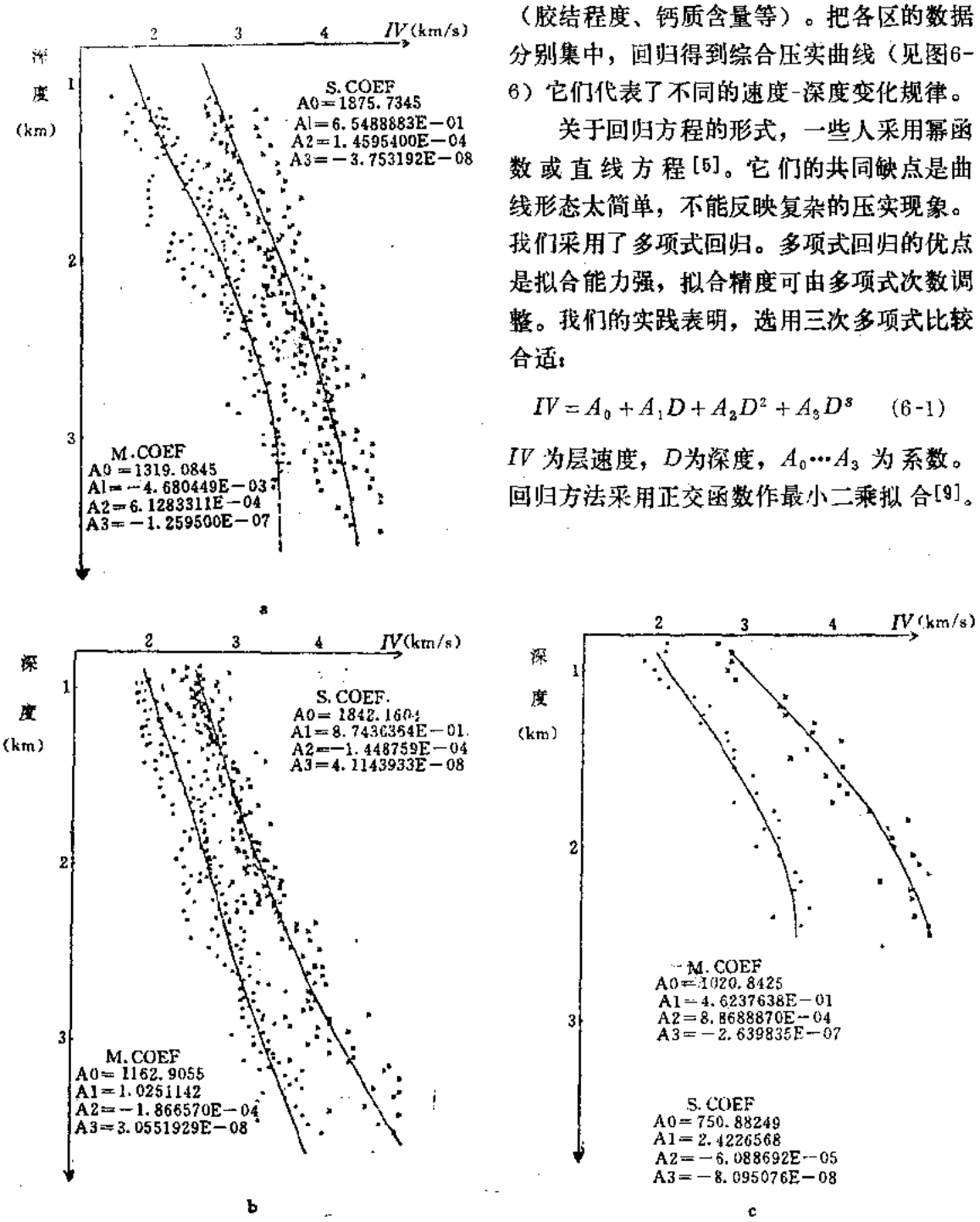


图6-6 分区综合压实曲线（廊固凹陷）

a.王居—廊东地区（九口井综合）；b,固安地区（六口井综合）；c,柳河营（一口井）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

二、解释速度谱及求算层速度

1．解释速度谱

对照水平叠加剖面判断速度极值是否正确，将选出的能量团做上记号。凡属断面波或绕射波的高速极值点和多次波的低速极值点都应剔除（见图6-7）。应特别注意深层速度变化是否合理：① 若碰到速度谱能量团与待解释层位不一致时，可人工勾绘出速度曲线进行内插；② 若出现速度倒转情况（即解释层底界面速度低于顶面速度），可对不合理的界面进行适当上提或下拉（应小于200ms）。

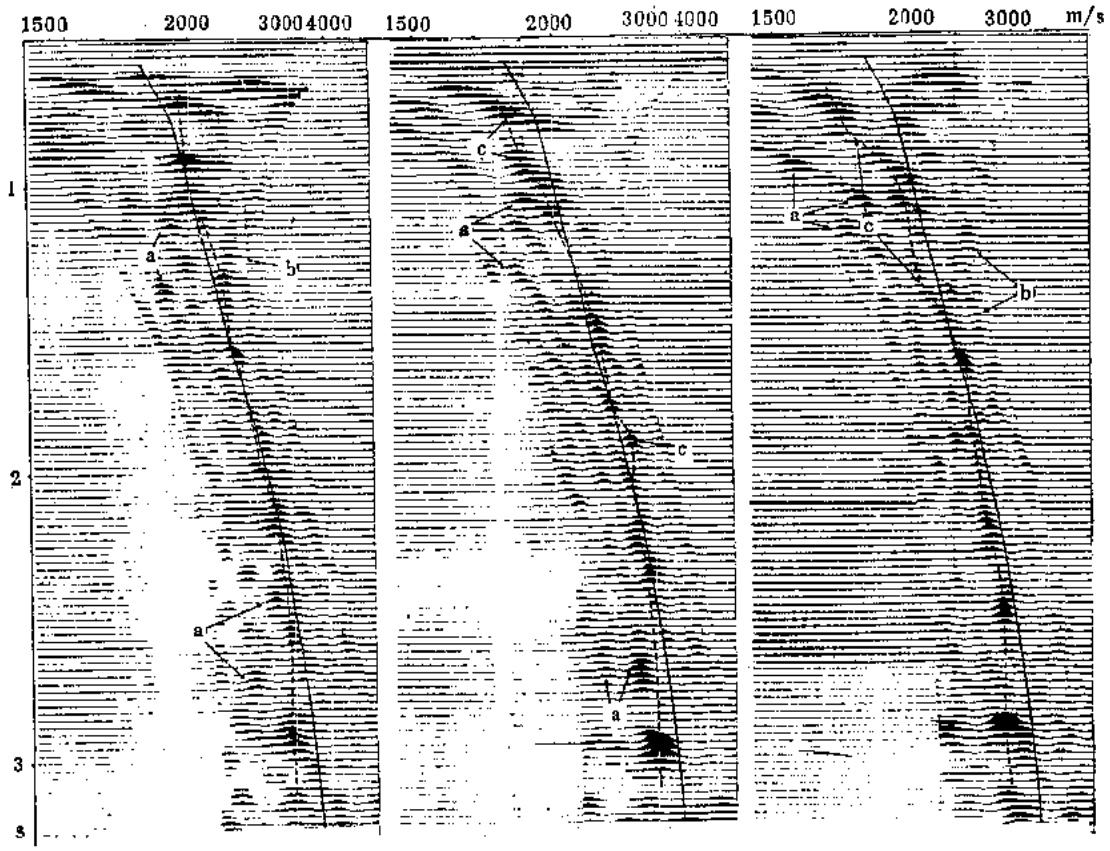


图6-7 速度谱解释实例

a．低速极值点；b．高速极值点；c．待修改的速度曲线

2．相邻速度谱比较

在同一剖面上，速度的横向变化应当是逐渐的。相邻速度谱速度曲线的突然变化是不正常的，应加以修改。检查的方法有二：

① 比较速度谱速度曲线的形状。斜率的突变，孤立拐点的出现是不合理的；

② 比较相同的反射层位的速度极值，大的跳动应予以修改。

速度谱的解释应先从地质条件简单、反射层质量好、能量团强、干扰少的剖面段开始，逐渐向外扩展，以掌握速度变化规律，指导复杂地段的解释。

3．拾取有关参数

在解释速度谱的同时，拾取供层速度计算的各种参数。这些参数包括解释层顶底界面的

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

叠加速度（V_ϕ）、双程时间（t_0）、界面倾角（ϕ）。

界面倾角ϕ不能直接读出，可通过三角关系求出，如图6-8：

$$\cos\phi = L/\sqrt{L^2+\Delta h^2}, \quad \Delta h = \left(\frac{t_2-t_1}{2}\right)\cdot V_{OB} = \frac{1}{2}\Delta t\cdot V_{OB}$$

V_{OB}为O至B的平均速度，在Δh较小时近似有$V_{OB}=V_\phi$，故有

$$\cos\phi = \frac{1}{\sqrt{1+\left(\frac{\Delta t\cdot V_\phi}{2L}\right)^2}}$$

因此需要在地震剖面上拾取在水平距为L米时倾斜界面落差Δh所对应的双程时间Δt。

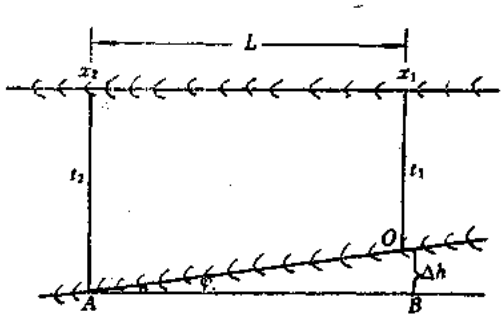


图6-8 倾角校正示意图

实际中工作中，上述1，2，3步骤要反复进行以使所取参数比较合理。

4．计算层速度[8]

（1）求均方根速度V_R

采用均匀介质的倾角校正公式

$$V_R = V_\phi\cos\phi$$

式中V_R为均方根速度，V_ϕ为叠加速度，ϕ为界面倾角，

$$\cos\phi = L/\sqrt{\left(\frac{\Delta t}{2}\cdot V_\phi\right)^2+L^2}$$

故

$$V_R = \frac{V_\phi}{\sqrt{1+\left(\frac{\Delta t\cdot V_\phi}{2L}\right)^2}} \qquad (6\text{-}2)$$

式中Δt为界面相距L的时差（见图6-8）。

（2）计算层速度

利用D_{ix}公式求取层速度：

$$IV_n = \sqrt{\frac{t_{0,n}V_{R,n}^2 - t_{0,(n-1)}V_{R,(n-1)}^2}{t_{0,n}-t_{0,(n-1)}}} \qquad (6\text{-}3)$$

式中IV_n为第n层层速度，$t_{0,n}$、$V_{R,n}$为第n层底界反射时间和均方根速度，$t_{0,(n-1)}$、$V_{R,(n-1)}$为第n层顶界反射时间和均方根速度。

为保证精度，地层厚度应大于200ms（双程时间）。

5．平滑层速度

由于速度谱本身精度限制，用D_{ix}公式计算层速度后又放大了误差，层速度数据在图面上跳动很厉害，出现过多的高值区和低值区（见图6-9）。因此需要进一步数据平滑。

平滑实质上是抑制特殊点所带来的突变现象。采用方格网法[1]。如图5-9，将落在方形网格内的所有层速度求平均值，放在网格中央。网格在平面上移动时重复1/2。至于网格的大小及重复范围均视层速度数据密度情况而定。图6-10是图6-9资料经过1.5km×1.5km网格平滑后的结果，从两图可见，平滑后，速度变化的规律性大大加强了。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

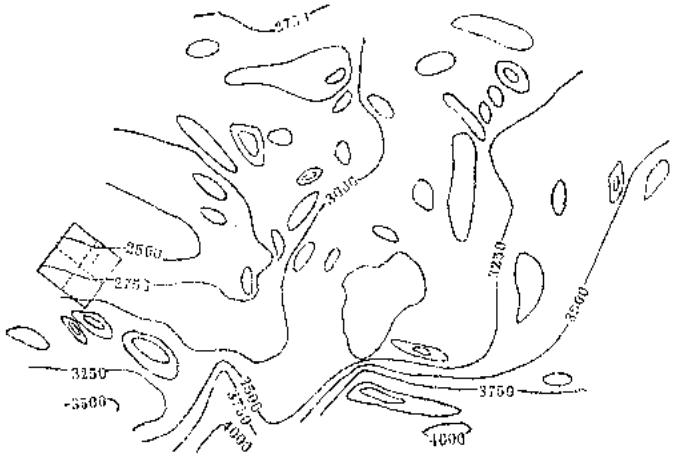


图6-9　未平滑层速度图

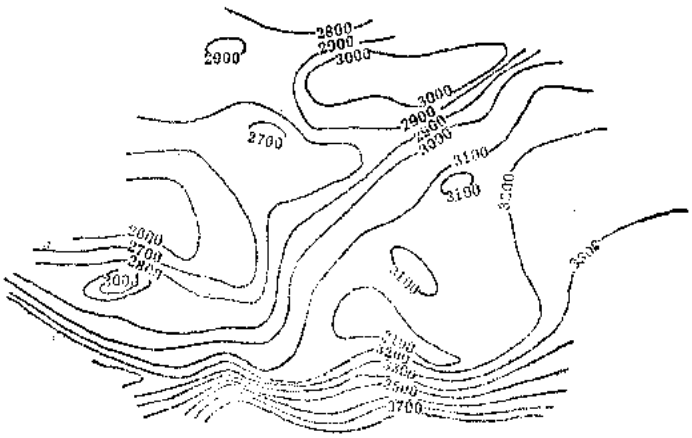


图6-10　平滑层速度图

三、速度-岩性定量转换

1．压实曲线校正

声波层速度和谱算层速度由于资料来源不同，两者之间常存在较大误差（见图6-11），因此必须设法消除这种误差。

从统计情况看，这种误差基本是一种系统误差，即对同一井位同时代地层而言，它基本是稳定的，不随深度变化，因而可用平移法消除。应该以哪种资料为准，则视具体情况，哪种资料更符合实际，则用来作标准。我们的工作是把测井资料校正到地震资料上。具体做法是：

（1）选择校正井W，并且确定出解释层段I的砂岩百分比$P_s=X$；

（2）在经平滑的层段I的谱算层速度上找出W井处的谱算层速度IV及其中点深度H；

（3）求取误差。已知砂、泥岩压实曲线表达式分别为：

$$IV_s=A_0+A_1D+A_2D^2+A_3D^3$$

$$IV_m=A'_0+A'_1D+A'_2D^2+A'_3D^3$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

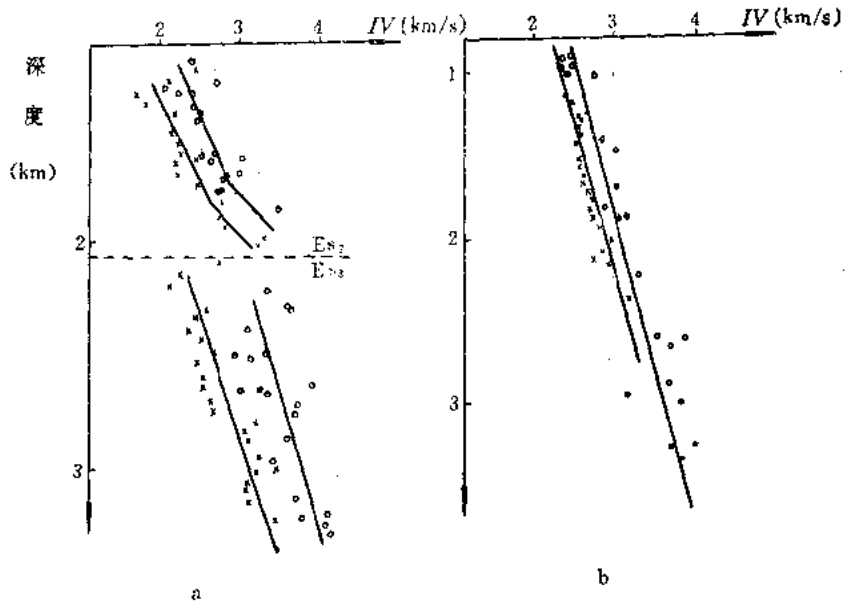


图6-11 声波层速度与谱算层速度比较

a. 泉74井; b. 泉15井 ×声波层速度; ●谱算层速度

把$D=H$代入，求得由压实曲线计算的砂、泥岩速度。设误差为ΔIV，待求，则新的砂、泥岩压实速度为

$$V'_s = IV_s + \Delta IV$$

$$V'_m = IV_m + \Delta IV$$

把$P_s=X$，$V=IV$，$V_s=V'_s$ $V_m=V'_m$代入公式（5-2）中，有

$$\frac{1}{IV} = \frac{X}{IV_s+\Delta IV} + \frac{1-X}{IV_m+\Delta IV}$$

该方程只有ΔIV未知，求解即得到ΔIV，从而得到校正后的砂泥岩压实曲线：

$$V_s = \Delta IV + A_0 + A_1 D + A_2 D^2 + A_3 D^3 \qquad (6\text{-}4)$$

$$V_m = \Delta IV + A'_0 + A'_1 D + A'_2 D^2 + A' D^3 \qquad (6\text{-}5)$$

上述方法是一种求算方法，还可以通过作图方法校正[1]。当误差为非系统误差时，也可以采取上述方法求得ΔIV随深度变化关系，只不过是公式（6-4）和（6-5）中的ΔIV不再是常数，而是深度的函数$\Delta IV(D)$。

为了提高解释精度，校正井应尽量多做。在这种情况下，因各井校正量一般不同（见表6-2），就存在校正量如何分配的问题，一般原则是：

① 分区校正、一口校正井校正其周围一定范围；

② 不同层位分别校正；

③ 参考沉积环境分析资料及构造背景资料，确定各井校正范围；

④ 过渡区采用误差内插。

2、计算砂岩含量

利用公式（5-2）计算砂岩含量。首先根据层速度的中点深度计算在该深度处的纯砂，

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

表 6-2 校正量统计表

区 块	井 号	层 段 (亚层序)	$(IV$谱$)_{ps}$ (m/s)	$(IV$声$)_{ps}$ (m/s)	ΔIV (m/s)
固安	固8	Es_8上	3112	2609	503
	固4	Es_8上	2800	2479	321
		Es_8中下	3360	3027	333
		Es_8中下	3940	3607	333
	泉15	Es_8上	2686	2434	252
		Es_8中上	2944	2903	41
	泉6	Es_8上	2700	2414	286
		Es_8中下	3150	2908	242
北寺堡—旧州—廊坊	州4	Es_8中下	3866	3610	256
	州5	〃	3796	3597	199
	州9	〃	3319	3371	−52
	州64	〃	3480	3322	158
	州12	Es_8中上+Es_8中下	3698	3420	278
	新安51	Es_8下	3641	3690	−49

泥岩速度，代入校正后的压实曲线中（式（6-4）、式(6-5)），然后计算砂岩含量：

$$(P_s)_i=\frac{V_s(h_i)\cdot[(IV)_i-V_m(h_i)]}{(IV)_i\cdot[V_s(h_i)-V_m(h_i)]} \tag{6-6}$$

式中 $(P_s)_i$为第 i 点处的砂岩含量；h_i为第 i 点对应层位的中点深度；$(IV)_i$ 为该点对应层位的层速度；$V_s(h_i)$、$V_m(h_i)$ 分别为该点在 h_i 深度的纯砂、泥岩速度，由式（6-4）和式（6-5）得到。

四、计 算 流 程

速度-岩性定量解释工作是一项大工作量的工作，需要大量计算，现代计算机使该研究得以实现。图6-12是我们工作的计算流程。

该计算流程包括：

(1) 声波层速度采样：按厚度加权要求加工声波时差采样值，计算声波层速度。若测井声波曲线存在基线漂移，需首先校正。

(2) 多项式回归：用正交函数作最小二乘法拟合，求砂、泥岩压实曲线，平均速度曲线和叠加速度曲线等，打印回归多项式系数。

(3) 绘制砂、泥岩压实曲线。

(4) 计算层速度和中点深度：经倾角校正后，用D_{ix}公式计算层速度；用分区平均速度内插，计算地层中点深度，打印结果。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

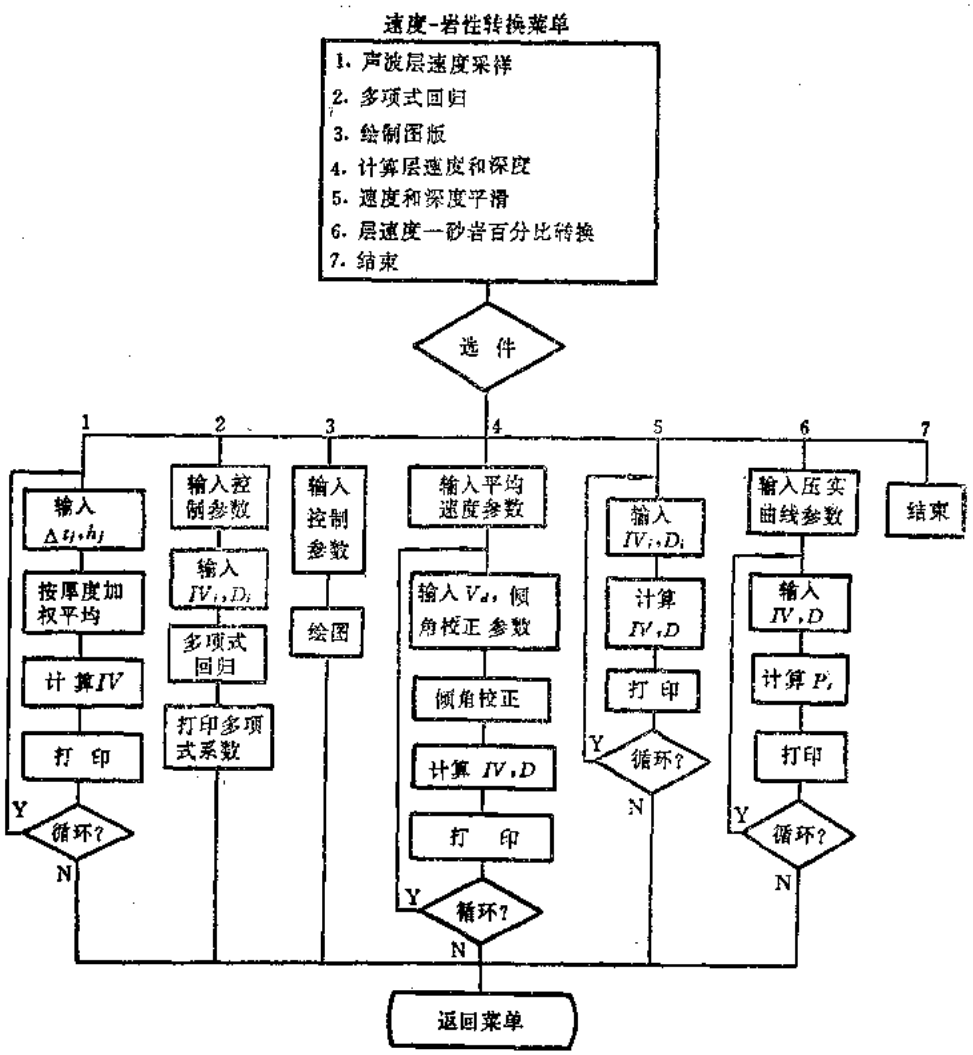


图6-12 计算机工作流程图

(5) 平滑速度和深度：计算网格内的层速度和深度的算术平均值，并打印。

(6) 用时间平均公式（5-2）计算砂岩百分比，并打印。

解释员的主要工作只是输入原始数据和各种控制参数以及根据打印结果绘制平面等值线图。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第七章　应用及其效果

该速度-岩性定量解释方法在廊固凹陷、辽西凹陷应用，效果很好。我们在廊固凹陷选择了地质条件相对简单、钻井较少的固安及王居—旧州地区对以上方法进行试验。为保证质量，只选择浅中埋深地层（绝大多数点埋深<3500米），作出了沙三上、沙三中上、沙三中下等三个亚层序共4张砂岩百分比图（图7-1、7-2、7-3、7-4）。

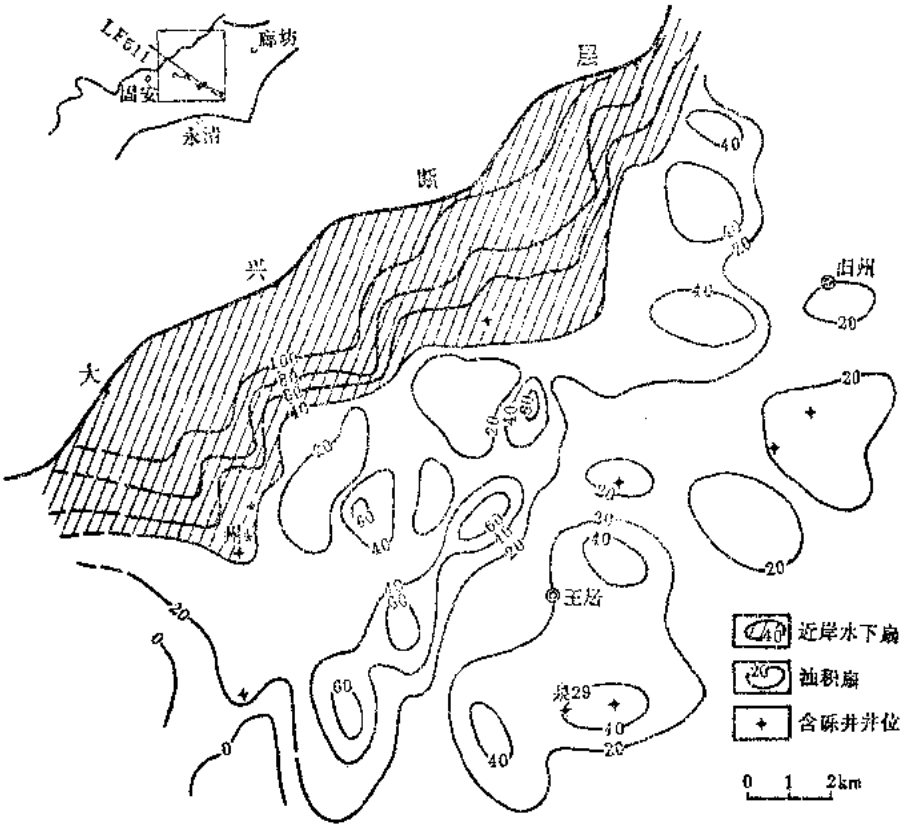


图7-1　王居—旧州地区沙三中下亚层序砂岩百分比图

将解释结果与非校正井对比，效果是令人满意的。在速度谱密度足够大的地区（每平方公里5个以上），误差可控制在10%以下（见表7-1）在紧靠断层根部、砾岩较多的窄带内误差较大，有时出现砂岩量大于100%的假象，这主要是模型误差及压实曲线误差造成的，但它们数值的大小，仍可以定性反映岩性变化趋势。

速度-岩性解释结果可以作为一种地震相分析的参考标志，它能从侧面刻划沉积体特征。如图7-2的a、b、c三个砂体，在地震相图上对应着杂乱前积结构、深水上超和丘状体，图7-4 a对应着S形前积结构。

作为一种定量标志，速度-岩性参数较精确地反映了沉积体或沉积体系的砂体格架，对解决一些疑难问题效果是明显的。如廊固凹陷南部（固安次凹），由于后期构造运动影响，

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

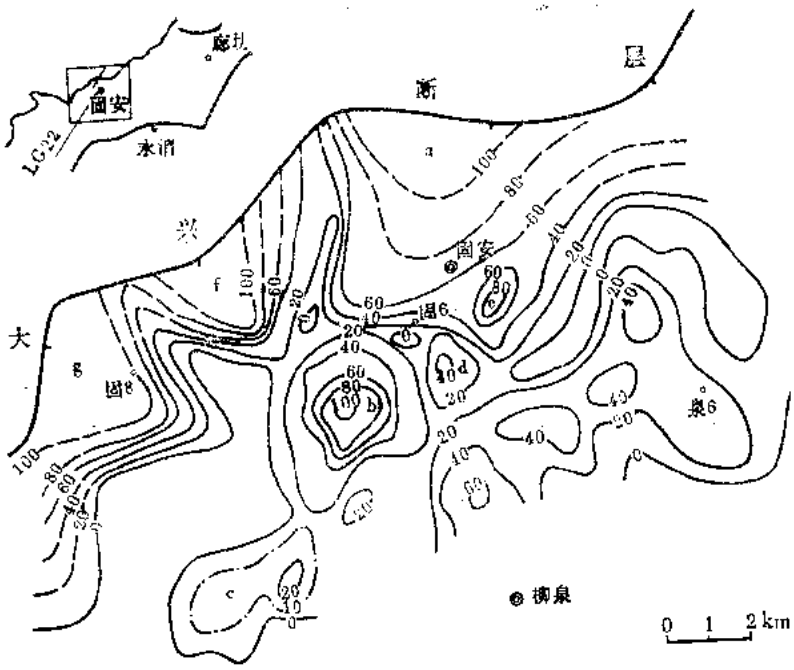


图7-2 固安地区沙三中下亚层序砂岩百分比图

a.陡岸扇三角洲；b，c，d，e.与扇三角洲伴生的浊积扇；f，g.近岸水下扇

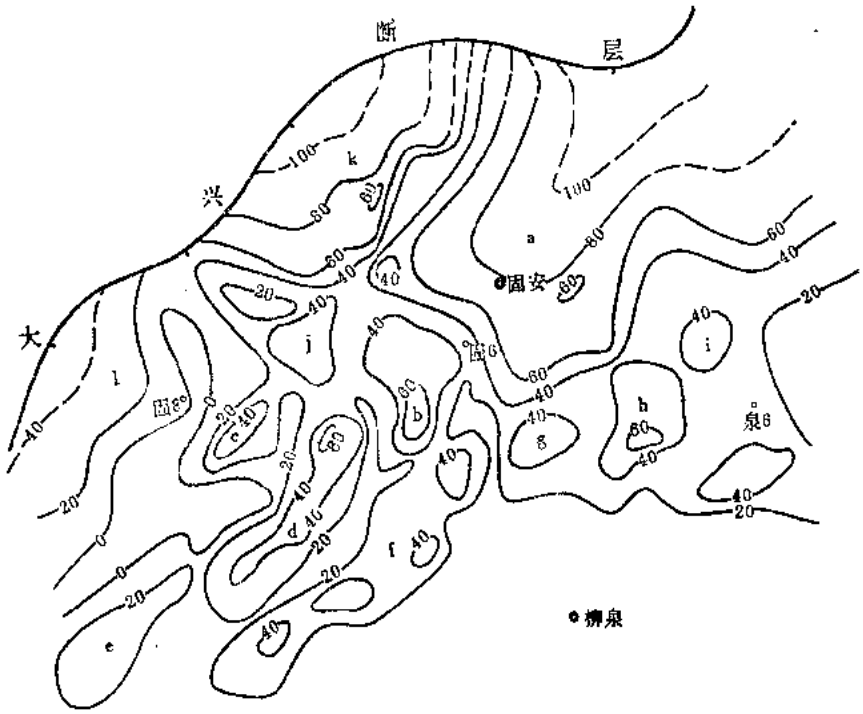


图7-3 固安地区沙三中上亚层序砂岩百分比图

a，陡岸扇三角洲；b，c，d，e，f，g，h，i，j.与扇三角洲伴生的浊积扇；k，l.近岸水下扇

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

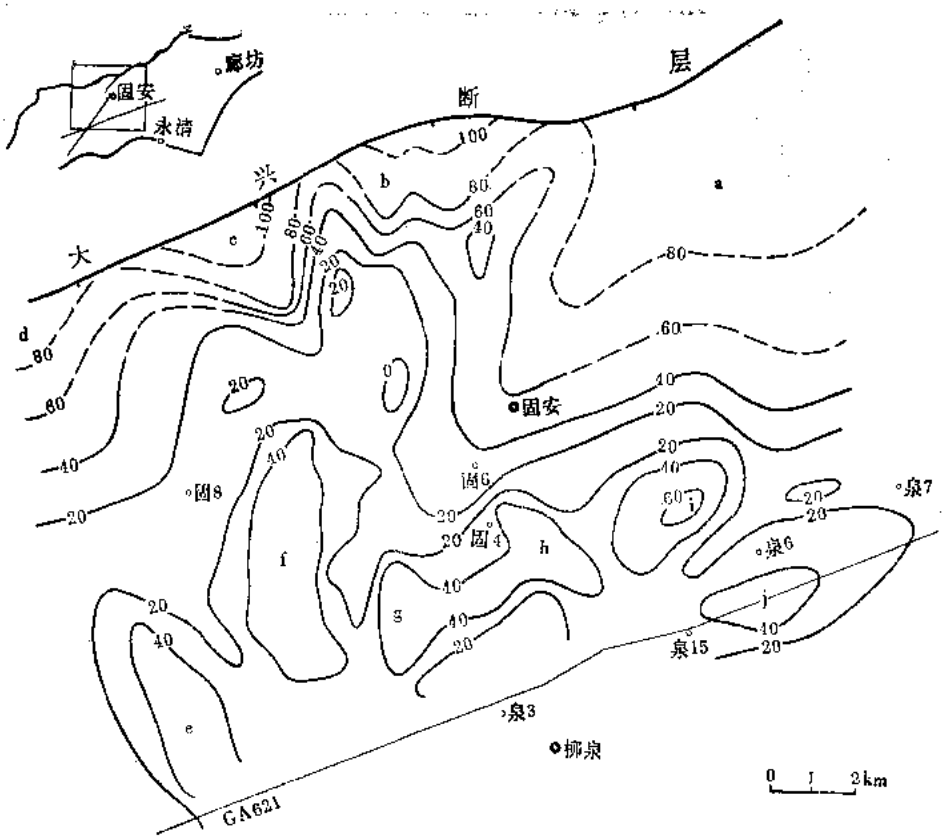


图7-4　固安地区沙三中亚层序砂岩百分比图

a. 陡岸扇三角洲；b，c，d. 近岸水下扇；e，f，g，h，i，j. 缓坡扇三角洲叶状体

表7-1　速度-岩性解释误差统计表

井号	层段	中点深度 (m)	P_s(%) 实际	P_s(%) 解释	误差 (%含砂量)	备注
固 7	$Es_{3上}$	1700	14	17	3	测线稀
	$Es_{3中上}$	2800	17	0	17	
固 6	$Es_{3上}$	1325	19	25	6	
	$Es_{3中上}$	2050	27	31	4	
	$Es_{3中下}$	2575	35	30	5	
固 9	$Es_{3上}$	2500	45	40	5	
州 3	$Es_{3中下}$	2775	51	53	2	
州 6	$Es_{3中下}$	3010	51	95	44	断层根部，砾岩多
兴 3	$Es_{3中下}$	3100	41	100	59	

主测线上沙三上亚层序从缓坡向湖心前积的S 形前积结构不清晰。过去一直认为只有大兴凸起方向（即陡岸）存在物源，砂体越过湖底爬上缓坡，即所谓“满盆砂”之说。但在砂岩百分比图上（图7-4），却清楚地表现了陡缓两岸含砂量均比湖心高，都有大的物源，它们分

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

属于不同沉积体系，进而肯定了缓坡向湖心的前积结构是存在的。再如，在旧州-北寺堡地区的沙三中下亚层序，过去根据少数钻井资料，一直认为大兴断层陡岸下的近岸水下扇规模很大，延伸到旧州—王居一线以远。而在砂岩百分比图上（图 7-1），发现这一带是由多个砂体组合而成的。近岸水下扇，入湖并不远，裙带状的形态非常明显。

在辽西凹陷北洼，东下段亚层序的砂岩含量（图7-5）在LZ280—LZ283与LL43—LL46交叉的附近地区是高值区，结合地震相分析，推断为三角洲平原沉积，后经钻井（JZ9-3-2井）证实了以上结论，从而证明该方法有较高的价值。

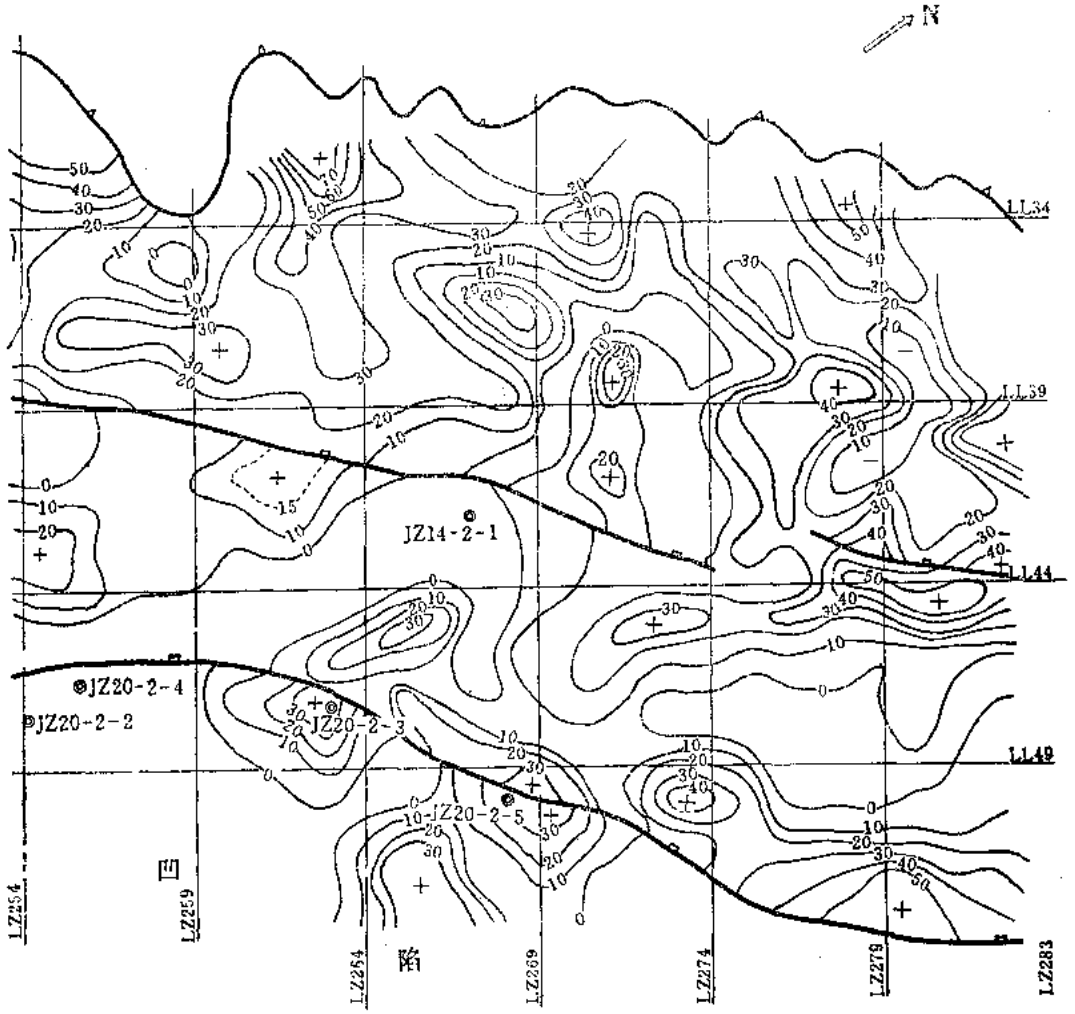


图7-5　辽西凹陷北洼Ed下亚层序上部砂岩百分比图

小　结

速度-岩性定量解释方法是一项利用地震速度谱资料，根据时间平均方程定量解释砂岩含量的技术，尽管该方法无法研究砂泥层的纵向分布形式，但它可以提供砂岩在平面上的展布特点，反映砂体大致形态、物源方向，并可作为区域地震相、沉积相分析的一种辅助参数。定量解释的精度依赖于地质模型、数学模式的合理性及解释过程中误差的处理方法。在模型

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

中引入砂、泥岩孔隙压实模型，使时间平均方程成为三单元模式，有望进一步提高该方法的解释精度。

参 考 文 献

[1] 张万选等编，陆相断陷盆地区域地震地层学研究，石油大学出版社，1988.

[2] 许绍陵，DP凹陷PC砂岩体的研究，石油地球物理勘探，1984，No2.

[3] 樊林虎，用层速度计算砂泥岩比值的方法，石油物探，1983，No2.

[4] 段忠中，利用地震波速度定性预测砂岩发育带，石油地球物理勘探，1982，No3.

[5] 陈继松等，应用地震层速度确定砂泥岩含量，石油地球物理勘探，1982，No3.

[6] 周长祥，岩性指数量板的研究现状和应用，石油地球物理勘探，1983，No5.

[7] 于进芳，制作“岩性指数量版”中的一个问题，石油地球物理勘探，1983，No4.

[8] 陆基孟等编，地震勘探原理，石油工业出版社，1982.

[9] 李庆扬等编，数值分析，华中工学院出版社，1982.

[10] C P 安吉利里等，根据地震资料预测孔隙度，黄译自《Geophysical Prospecting》1982, No5.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第八章 引 言

一、概 况

储层研究是现代油气勘探与开发中的重大课题之一。在传统的地学方法中，这项研究是在积累大量的露头资料或具备足够密集的井网条件下进行的。但在广阔的覆盖区，如果钻井资料不够充分时，以往的方法就难能奏效。然而，储层评价和钻前储层预测对于盆地或油藏的资源评价和储量预报，甚至具体钻探部署均产生巨大影响。面对以上挑战，储层研究不失时机地引入了最新的地震勘探技术，使该研究进入一个新的发展阶段。

70年代以前，地震勘探主要用于绘制地下地质构造图。用于这种作图的地震资料基本上是地震波传播时间。从反射旅行时间可以提取两种信息：一是零炮检距的双程旅行时间；二是根据不同炮检距的时差求出的到达各反射层的地震速度即速度谱。用这两种测量数据就能够对地下地质构造的形态作出合理的解释。其实，世界上相当一部分油气储量是运用这种方法发现的。

近十五年来，由于大量现代地震勘探方法投入使用，能够从地震资料中提取的地层信息变得越来越多。在这个时期，油气勘探中开始普遍地应用了地震地层学方法，并将其作为含油气盆地烃类资源评价的基本工具。

地震地层学是以地质学原理为基础，以地震技术为手段的新型地质-地球物理交叉学科。它是地震勘探技术的飞速发展与地层型油气藏勘探日益扩展相结合的产物。经过近十年的发展，地震地层学已形成了两个分支：区域地震地层学[1, 2, 3]和储层地震地层学，见表8-1。显然，这两个分支从方法到研究目的各不相同。

区域地震地层学主要是利用地震反射波的双程旅行时间和相应的地震波传播速度，结合地震波反射组合特征对地震剖面进行地质解释，获得盆地内地层分布和沉积体系分布，进而确定生油相带和储集相带的分布，为探井(往往是第一口探井)的位置确定提供有力的依据。

表8-1 地震信息的地质应用

	信息类型	用途	学科	
1	传播时间；叠加速度	地质构造分析	构造地质学	
2	总的地震反射特征即地震相，包括：反射单元几何外形、内部反射结构、频率、振幅、连续性等	确定沉积相并恢复古地质环境	区域地震学地层学	地震地层学
3	单个反射同相轴的波形特征、振幅及其频谱；合成声阻抗	提取薄反射层的分布、厚度以及各种岩性、物性甚至含油气性的参数，评价储集条件	储层地震地层学	

储层地震地层学则是在有利的储集相带范围内进一步研究单一地震反射波或小反射波组

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

的波形特征和振幅变化，确定储集体的空间分布和厚度变化，结合速度信息估算储集层的孔隙度、渗透率，预测孔隙流体成分和孔隙流体压力的分布，为详探井、评价井乃至开发井位的选定提供确定性参数。因此，地震地层学在整个油气勘探和开发过程中一直起着巨大的指导作用，尤其是储层地震地层学更直接地与钻探相关联。由于现代地震勘探的成本相对于钻探成本日益降低，通过储层地震地层学方法来寻找有利的含油气圈闭，必将极大地提高油气勘探和开发的经济效益。

具体地讲，区域地震地层学主要依据表现在常规处理的地震剖面上的反射特征来判定沉积层序及其岩相分布，从而得出比较粗略的岩性和地层分析结果（Gross Lithology）；而储层地震地层学则用于分析常规地震剖面上肉眼不能判别、更不能直接定量分析的薄层目标。经过适当的特殊处理之后，利用薄层反射的子波复合效应以及反射波振幅随薄层（或薄互层）厚度变化规律，进行分析和岩性鉴别，所以也有人称之为微地震地层学（Micro Seismic Stratigraphy）或称为地震岩性学（Seismic Lithology）。当然，人们认为储层地震地层学的研究价值更具有诱惑力，近几年的物探新技术的发展主要围绕着这个领域。

然而，储层地震地层学赖以存在的基础，是先进的地震资料数字处理技术。它要求地震资料处理技术不能停留在解决地质构造和层序划分解释的水平，也不是仅仅定性和粗略地解释地震剖面，而是要解决诸如薄层岩性、物性和油气性等这类问题，并且达到定量化和参数化。就目前的地震资料处理水平而言，上述要求基本上可以满足。

二、储层地震地层学的发展历史和研究现状

众所周知，有经验的物探解释人员早已开始运用储层地震地层学方法。他们凭借经验指出反射特征在横向的细微变化（振幅和/或相位变化）与地下某些东西的变化有关。通过与钻井资料控制的已知地质资料的对比，在一个新区，解释人员有时可推断将会出现什么地层。但是，基于岩性分析的详细而科学的岩性估计，在60年代末期以前并未得到推广。

第一，从地震资料推导岩性信息的第一次尝试是根据正常时差分析即动校正导出的叠加速度所换算的层速度来预测砂-泥岩地层。库克和泰纳（Cook，Taner，1969）[10]等早已发现速度谱包含有相当丰富的关于岩性和地层变化的信息，并且利用速度谱资料识别出了泥岩层段和砂岩体。甚至在当时就已经考虑并解决了地层倾角在层速度计算中的影响。而层速度的获得主要应归功于迪克斯（DIX，1955）[12]的著名公式——均方根速度与层速度的关系式。后来很多地区都曾用这种方法估算过砂-泥岩百分比，以帮助解释沉积环境。当然，这种方法只能对大套地层进行粗略的估算，严格地讲，它还不能解决储层问题。

第二，在实验室条件下研究岩石的各种弹性参数与物性和含油气性的关系。加德纳和格雷戈里（Gardner，Gregorg et al，1974）[14]等指出：有很多因素能影响地震反射系数，而速度和密度取决于岩石基质的矿物成分和粒状特性，取决于胶结物、孔隙度、流体成分和围压，并特别讨论了岩石微裂隙导致压力对速度的影响作用。多梅尼克（Domenico，1977）[13]研究了压应力和孔隙流体特性对非固结砂岩储层的弹性特征的影响，以及对纵波和横波速度的影响规律。通过这些工作，可以获得一系列关于岩石弹性参数与岩性参数之间的关系，为广泛的应用打下了基础。

第三，70年代早期，亮点技术作为第一个直接检测地下油气存在的技术进入石油界[11]。强振幅，相位反转，平点，时间滞后和阴影带等，成为勘探工作者发现许多新气田的依据。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

这项技术当时主要应用在墨西哥湾盆地。由此引发出的各种各样的碳氢检测技术至今方兴未艾。

第四，当人们开始研究什么原因引起地震振幅发生变化时，从亮点技术派生出来的真振幅处理技术对地震解释显得非常有用。地震反射波振幅分析的一个首要方面是薄层的调谐现象。雷克（Ricker，1940，1953）[32, 33]和维德斯（Widess，1973）[35]都认识到两个极性相反的脉冲相加时，随着它们间隔的变化，会出现一种“调谐现象”，即复合振幅达到极大值。维德斯并把薄层定义为小于八分之一波长的厚度范围。林赛（Lindseth，1975）、麦克尔和纳斯（Meckel，Nath，1977）[25]以及奈德尔等（Neidell，et al，1977）[21]讨论了薄层响应的重要性，作出了真厚度-视厚度关系曲线和真厚度-反射振幅关系曲线，并指出：在时差相当于四分之一优势波长内的两个极性相反的反射波其合成波形不变，但其振幅大小却包含了与两波时差大小有关的信息。因此，若对地层波阻抗特性作出估算或假定后，用地震振幅就可以估算出薄层的厚度[22]。

第五，第二个在物探界引起震动的是地震记录反演技术，或叫合成声波测井。但在做准确的地震记录反演前，发展了与标准的最小相位反褶积技术不同的子波处理。地震记录反演就是将子波处理后的零相位地震记录——反射系数序列转换成波阻抗曲线。林赛(Lindseth，1972、1975）[21]和拉沃杰恩等（Lavergne et al，1977）[19]根据反射率的估计值一维地恢复出滤去噪声的波阻抗曲线，并指明：由于地震脉冲频率特性中的高通限制，不能得到速度在地层中变化的、低的空间频率成分。

第六，横波反射地震学早在60年代后期就出现了，但直到70年代中期，才被石油界广泛承认，今天它已经成为一个很有生命力的辅助信息源。不论纵波和横波，地震速度在垂向与水平方向的差异，给确定地下岩性带来了更多的信息。根据已建立的实验室和测井的数据库，就可用V_p/V_s比值（Tatham，1976、1982）[34]和纵、横波的速度各向异性值（Levin，1979、1980）[20]得出地震岩性学的总的判断。

第七，在过去的几年中，石油界满怀希望，想用垂直地震剖面（VSP）解决诸多问题（Kennett et al，1980）[23]。VSP的横波与纵波联合应用可以得到有价值的岩性信息，特别是泊松比；若用重复性良好的空气枪或可控震源，可以求出地震非弹性衰减值Q；可用各种上行波和下行波剖面来分析多次波并得到零相位的地震反射道，把这些地震道与常规的地震记录进行对比，有助于作出更好的解释。虽然目前的应用结果还没有达到预期的水平，但VSP技术的巨大潜力将在迅速的发展中不断表现出来。

第八，近几年来，地震反射振幅与炮检距关系的研究已成为勘探学家讨论的一个重要课题。这项技术又称之为AVO技术（Amplitude Versus offset）。其方法是在CDP道集上分析振幅随炮检距的变化。该方法的应用开创了估计弹性参数的实际方法，其实质是研究地震反射系数随入射角变化的地质成因。实际上该方法的原理早在40、50年代就已经问世（Muskat和Mere，1940）[26]，只是由于当时的技术条件所限，未能实际应用。直到80年代初期，随着现代化采集和处理技术的进步，才对地震反射振幅随炮检距的变化进行了专题研究（Ostrander，1982，Graul，et al，1986，……）[28, 17]，使这个花了昂贵代价采集到的，而被常规处理所忽视和丢掉的重要信息源得以发挥其作用。这一技术的开发，对于识别“亮点”、判别气/油界面、反演弹性参数、估计岩性等研究提供了有力的手段。

综上所述，目前已在尝试的关于储层地震地层问题的研究可以归纳为四个方面：

(1) 借助于正演模型和地震反演技术进行岩性等方面的估算。国内外均有大量的研究和

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

应用，但是这方面的实际应用效果看来还正在不断提高和改善。目前主要的困难似乎在于资料处理中地震反演质量的改善。

(2) 利用反射振幅估算薄层厚度。目前这种方法的应用很受国内外勘探部门的重视，已有相当多的应用实例，但由于涉及因素多，现有的方法还很不成熟，还有待进一步发展。

(3) 根据纵、横波速度比和速度各向异性推断岩性和油气的存在。这项研究在国外起步较早，国内目前也有较深入的探索和研究。

(4) 应用振幅随炮检距变化规律预测岩性和含油气情况。该项技术作为一种实用勘探方法，还没有定型。国外探讨较早，国内处于研究初期。实施这种技术有许多新的问题，主要表现在三个方面：①数据采集，（如应用于老资料的 AGC；组合长度及加权细节班报上记录不清）；②资料处理，常规振幅恢复、反褶积、共深度点叠加、动态道平衡等等处理实际上破坏了AVO的特征；③地质条件，在其他的常见地质条件下也可能出现振幅随炮检距增大而增强的现象，如在粉砂岩层中的牡蛎砂坝，在贝壳坝中方解石交代石英，造成压力波速和泊松比都增加，这就引起很强的振幅-炮检距异常。但是，应该承认，AVO 是一项不可多得的勘探手段。

储层地震地层解释同许多物探上的解释一样，不是单解的。如何缩小解释上的“自由度”将是一个不可回避的问题；地震资料目前的分辨能力是有限的，过分薄（或小）的目标是无法分辨的；虽然对各种干扰和噪音采取了多种的压制措施，但信噪比的改善并没有大到十定令人满意的程度。正是由于诸如此类的复杂性问题，使得储层地震地层学的进展较为缓慢，研究上还不够系统，应用方面成功的经验积累较少。然而油气勘探的现况和发展趋势又决定了必须尽快地研究和发展储层地震地层学，使其为勘探和开发作出应有的贡献。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第九章 储层地震地层学研究的资料准备

利用地震方法进行储层研究，具有明显的特点：即这项研究是石油地质理论、地震勘探方法和地球物理测井技术紧密结合的综合性课题。故在该方法研究中就必须综合应用各种地质、地震和测井资料，发挥各种资料的优势，合理地提取储集层的各项参数。

陆源碎屑岩储层研究归根到底就是薄层和薄互层的研究，而薄层研究就必须使地震资料达到较高的分辨率水平，必须最大限度地压制和消除各种干扰，必须做高保真的振幅处理，同时还必须对有关测井资料做高质量的预处理。另外，还要广泛细致地收集和分析钻井岩心和岩屑的沉积特征，统计试油结果，对比各种实验室测定数据。只有这样，才可能对薄到十几米甚至几米的储层作出正确的解释。

一、测井资料预处理

测井资料中的声波测井曲线和密度测井曲线是连接地层岩性和地震反射的唯一桥梁。测井资料的精度和应用效果在很大程度上取决于测井资料的预处理。

一般地，测井资料预处理要在一定的人机联作数据处理或解释工作站上完成。预处理的主要内容是对声波时差和中子密度测井曲线进行编辑和校正。编辑和校正的主要流程见图9-1。

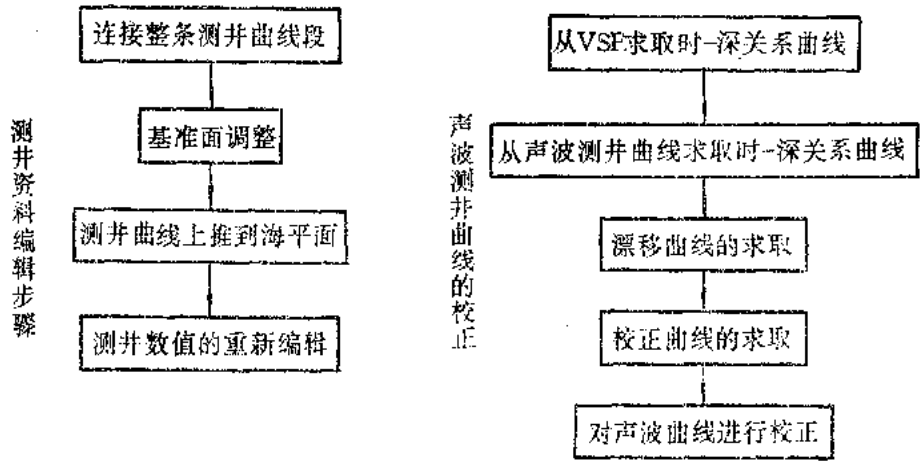


图9-1 测井资料预处理（人机联作系统）流程

1．编辑步骤

（1）合并所有测井曲线段：将不同深度范围的测井曲线连接成一条完整的曲线。

（2）基准面调整：由于测井原始资料的基准面一般是钻井平台，而地震震源或接收检波器却在地面上（或海面附近），这两种基准面之间的高差一般为几米（海上为20米左右）。为了与地震资料等其他资料对比，必须把测井资料的基准面调整到一个公共基准面上。在海上一般将海平面作为公共基准面。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

(3) 测井曲线上推到公共基准面：实际测井曲线的起始测量深度并不在地表或海平面，而是从地下某一深度开始测量。而地震资料的处理和对比解释要求声波测井资料从基准面开始都必须有数据，因此需要把测井曲线向上推到公共基准面。一般是根据深部资料的趋势和近地表或海水的实际数据上推的。

(4) 测井数值的重新编辑（以声波时差曲线为例）：

① 检验套管的记录值，一般应为57±1微秒/英尺（1英尺＝0.3048米）。固井之前大约有1分贝/英尺的波动，固井之后可达10分贝/英尺。水泥顶上一般信号较大。

② 检查标志层的读值。盐岩为67—70微秒/英尺，硬石膏为50～54微秒/英尺等。

③ 消除噪声脉冲和周波跳跃对声波的影响。噪声脉冲可大可小，但一般很快；周波跳跃一般为10毫秒/英尺的异常值。

④ 消除井壁垮塌引起的异常值和低速值。可以采用相邻井段的正常地层读值作为标准而校正。

⑤ 如有必要还要进行含气异常的校正。有时含气层位声波值异常低，就需要用标准值对比后校正。

2．声波测井曲线的校正

时-深关系曲线是测井资料与地震资料对比的重要工具。通过对声波时差曲线积分可以得到一条时-深转换曲线。另外，地震测井也提供一条时-深关系曲线。但是，理论和实践都证明，声波测井曲线本身有许多误差来源，除了编辑中所述的可修改误差，还有一个很重要的误差源，这就是地下地层的吸收作用。吸收作用能够造成声波与地震资料不吻合，产生通常所说的偏差现象。当深度为Z时，有

$$\text{偏差}\ (Z) = T_c(Z) - T_s(Z)$$

此式中，$T_c(Z)$为地震测井即检炮点单程旅行时间，$T_s(Z)$）为声波时差积分所得单程旅行时间。

由于地震测井（如VSP）提供的时-深关系曲线是高精度的曲线，而且它与地面地震在震源和接收等方面相同，属于相似的系统。因此，一般把地震测井所得的时-深关系曲线作为应用的标准。

在通常情况下，声波测量误差引起负偏差，如井眼变动、冲洗带作用、接收仪器不佳、周波跳跃、噪音脉冲等影响。但是随着测井技术的发展，加上前述的多种数值编辑，产生负偏差的情况越来越少。目前常见的还是正偏差。正偏差就是由地下地层的吸收作用产生，或者说是由所用地震源（60赫）和声波测井（30000赫）记录之间的频率差所造成的。为了使声波测井曲线和地震反射道之间的时-深关系匹配，必须对声波测井曲线进行校正，以消除这种正偏差。校正步骤如下：

(1) 从VSP求取时-深关系曲线：对每一个检炮点的时间和深度值进行分析并作数值拟合（线性或三次样条拟合等），得到时-深关系曲线。

(2) 从声波时差曲线求取另一条时-深关系曲线：在一系列深度点对其上的时差曲线进行积分求和，就得到一条时-深关系曲线。

(3) 漂移曲线的求取：漂移值等于对应深度的检炮点时间减去由声波时差曲线求出的时间。对所有漂移点做多项式拟合就得到漂移曲线。

(4) 校正曲线的求取：任意一个深度的校正值等于该深度处漂移曲线的导数。因而整个

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

漂移曲线对时间求一阶导数就得到校正曲线。

（5）对声波曲线进行校正：将校正曲线与编辑过的声波时差曲线相加便得到一条准确的声波时差曲线。该曲线与地震道在时间上有较好的吻合。

利用编辑和校正过的声波时差和中子密度曲线就可以求取反射系数序列，然后选择适当的滤波器对反射系数序列滤波，最后得到合成地震记录（图9-2）。地震道与地层速度（或岩性）的对比实际上是以合成地震记录为中介而完成的。

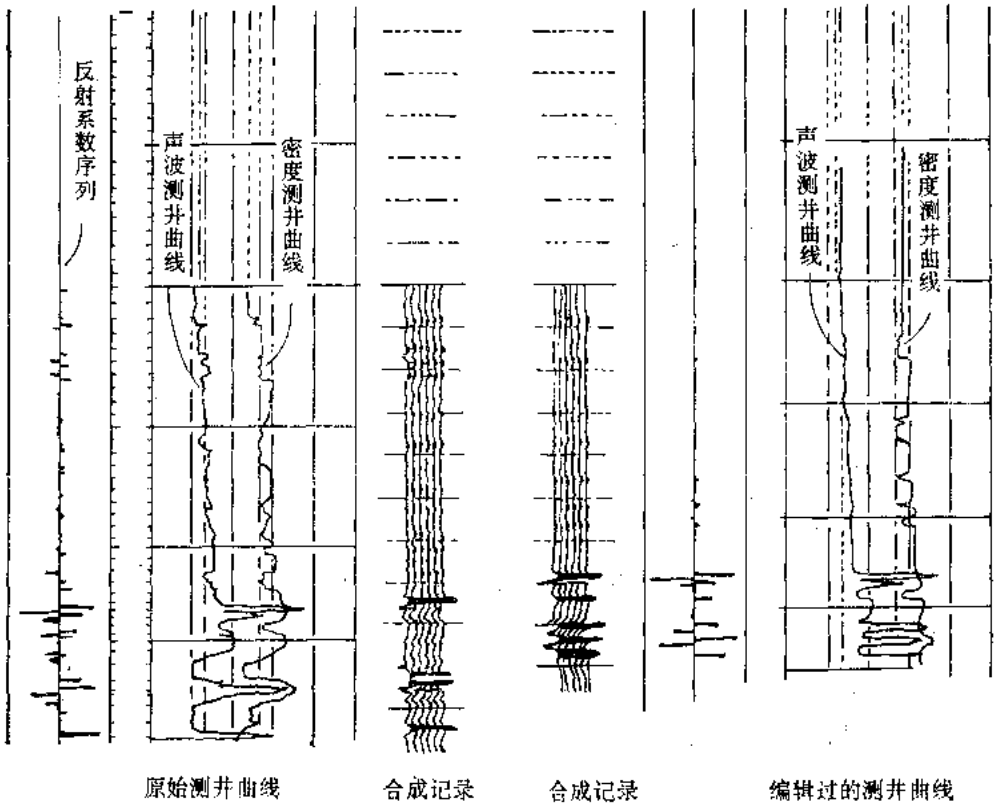


图9-2　测井资料编辑示意图

二、地震资料处理

在现代地震勘探中，由于地震波各种损失与补偿机理的复杂性，限制了对地震波动力学特征的精确测量。野外地震采集技术和大地滤波作用控制了勘探中可能达到的最高分辨极限。这两个十分苛刻的条件给一系列有关地震岩性问题的解释造成极大的障碍，同时也对室内地震资料的处理提出了明确的要求。

经过在渤海海域的地震资料处理实践（与渤海石油公司计算中心合作），我们总结出一套适合于储层研究的地震资料处理流程，见图9-3。

该处理流程主要包括两大部分：即精细处理和特殊处理。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

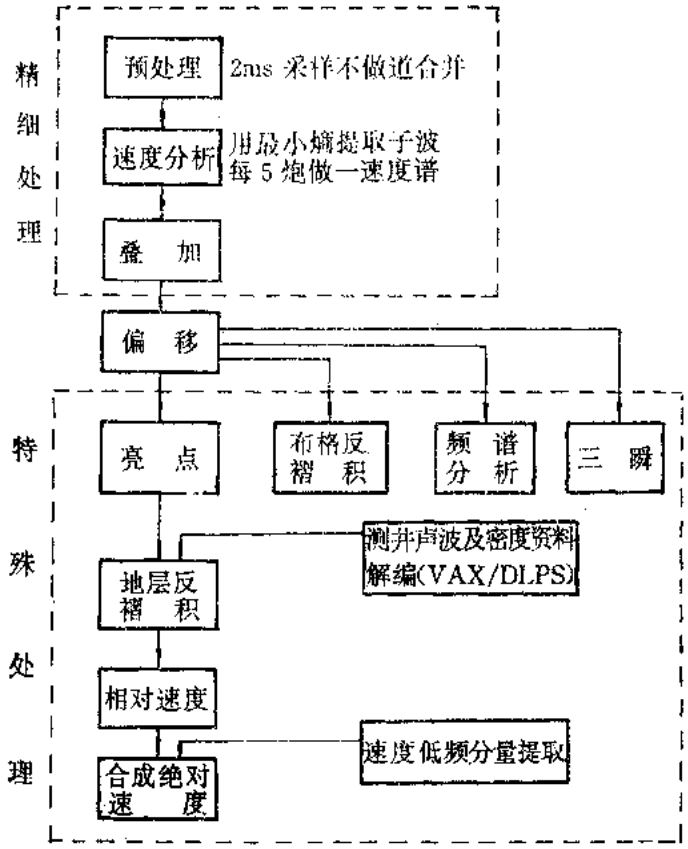


图9-3 辽西北洼地震资料处理流程

1．精细处理

精细处理是指在预处理和常规处理阶段所进行的各项旨在提高处理质量的精细工作，它是后续多项特殊处理的基础。精细处理主要包括以下几个方面：

(1) 提高采样率：将处理采样率提高，至少达到与野外采集时相等的采样率。常规处理一般为4毫秒采样，如果采样率为2毫秒，则将处理采样率提高到2毫秒。

(2) 精细速度分析：速度分析是整个处理过程中最重要的环节之一，它的成功与否决定了全部处理成果的质量优劣。常规处理一般每40炮作一速度分析，有时也达到每20炮一个速度谱。为了突出速度场的横向差异，可以加密速度分析。但是速度分析占用机时较多，况且过密的速度分析效果也不佳。因此，加密速度分析必须有一定的限度。经过试验，我们选择了每 5 炮作一个速度分析。另外，对于丰富的速度谱资料，解释人员还应当综合分析研究工区内的速度场特征，配合处理人员合理地解释速度谱。

(3) 叠前子波反褶积：常规反褶积即脉冲反褶积要求子波达到最小相位，而野外子波常常又不是最小相位。因此需要提取子波，并利用该子波使地震道达到最小相位。在这个阶段，除了利用野外远场记录子波，还可以利用统计性子波处理如最小熵反褶积、同态反褶积和LI范数反褶积等方法提取子波。图9-4是根据最小熵法提取的地震子波，该子波是非最小相位的。叠前子波反褶积模块将使这个子波达到最小相位，同时亦使地震道最小相位化。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

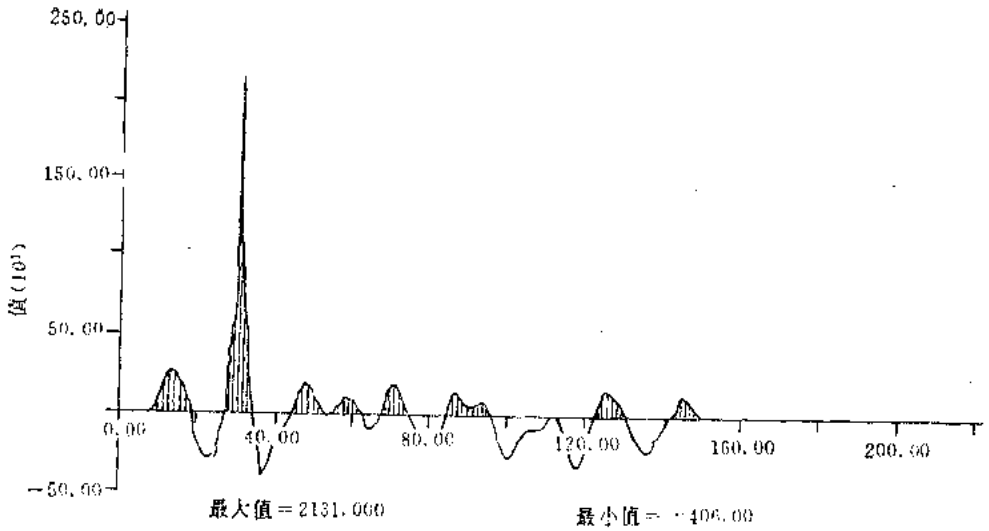


图9-4　根据最小熵反褶积法提取的子波

2．保持振幅处理

野外地震记录中反射振幅包含了地震波的扩散效应和地层介质对波的吸收等作用的影响，见图9-5。虽然这些因素与地质条件无关，但它们影响了地震资料的保真度，影响资料的解释。因此必须做有效的保持振幅处理，以消除那些非地质因素的影响，使反射波尽可能地只反映地下地层波阻抗差这一参数，给解释创造有利条件。

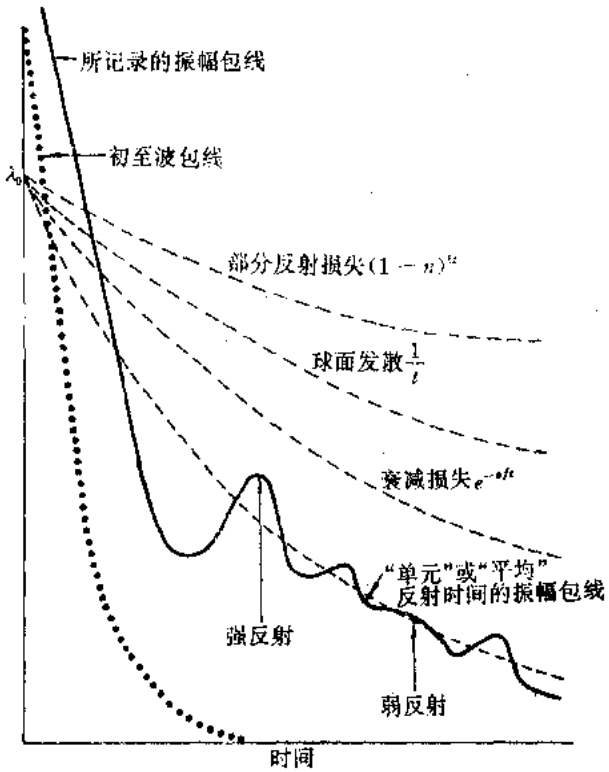


图9-5　地震反射波振幅及其主要影响因素
(据Lindseth)

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

具体处理包括多种振幅补偿，并且需要进行一定的道内均衡、道间均衡和区域动平衡处理。

3．子波处理

子波处理的目的是为了消除或减缓子波的褶积作用，使地震道看起来更接近地层的反射系数序列[5]。子波处理的最终输出是零相位资料，故可以同时提高地震剖面的分辨率和信噪比，并能增强剖面的解释性。因此，子波处理是特殊处理阶段的关键步骤之一。

子波处理包括子波提取、子波整形和用反子波算子对地震道处理三个方面。但最重要，也是最困难的，是子波的提取。同样，有很多子波提取方法可以选用，但试验结果表明，地层反褶积提取的子波以及子波处理的效果最佳。图9-6中显示了利用地层反褶积提取的地震子波及其反子波算子。

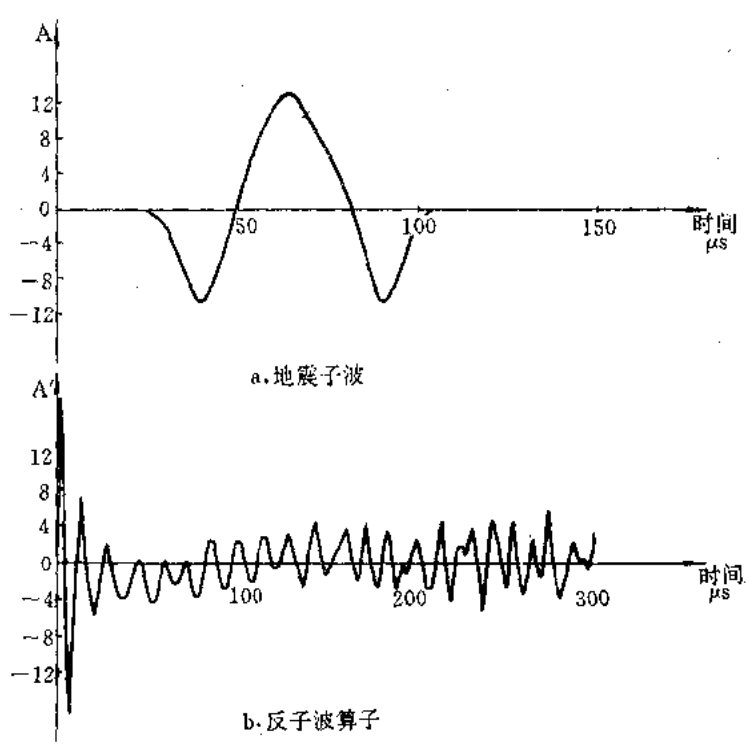


图9-6　地震子波及其反子波算子

利用该子波的反子波算子对地震道滤波即地层反褶积，得到近似的反射系数剖面。该剖面比常规反射剖面具有明显优越的视分辨能力（图9-7）。同时，经过频谱分析发现，子波处理后的地震资料比常规叠偏资料在理论峰值频率上有明显的提高（图9-8），从而在分辨率上有本质性的改善（图9-9）。尤其是在中、浅层更为明显，图中从2.5毫秒以上的分辨率几乎提高了一倍。这对于薄层定量解释十分有利。

4．合成声波测井曲线

对反射系数剖面进行波阻抗反演，便得到相对波阻抗剖面。如果用声波测井速度曲线进行标定就可获得相对速度剖面（图9-10）。然而，相对速度只说明相邻两层介质的速度差

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

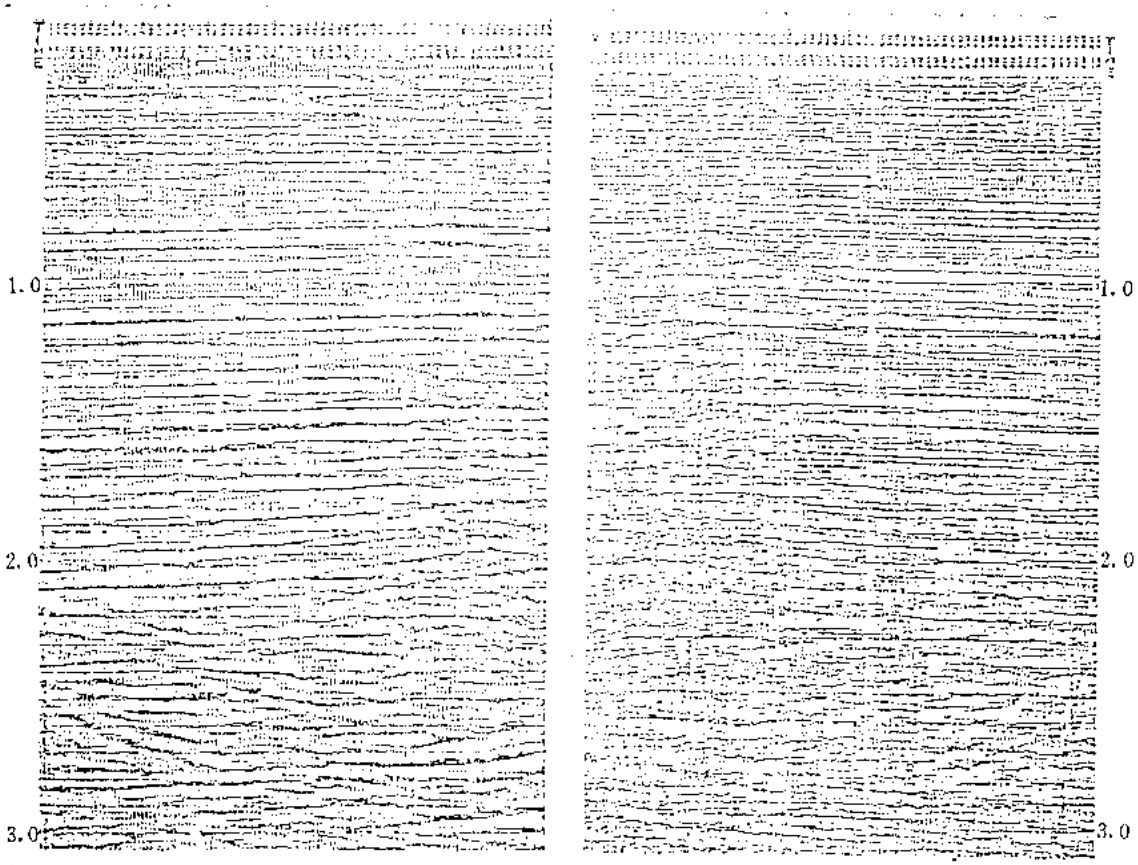


图9-7　辽西北洼地震剖面对比图
（左）叠偏剖面；（右）地层反褶积剖面

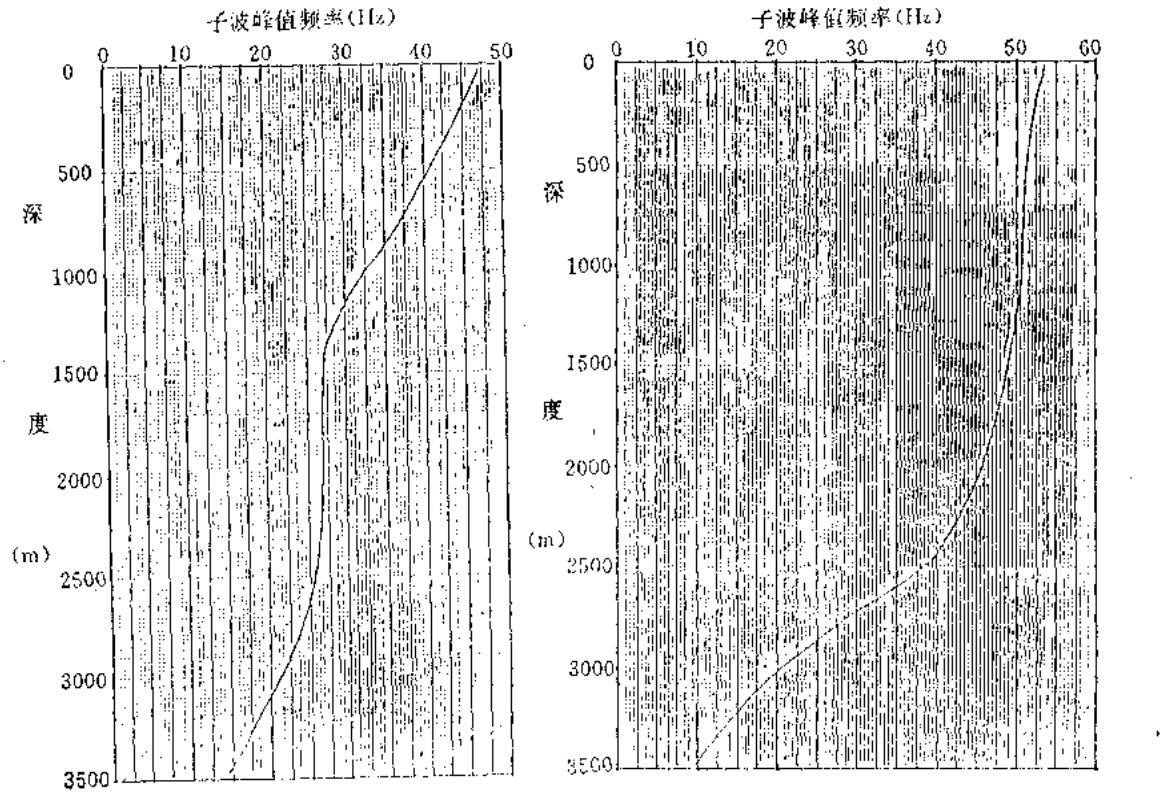


图9-8　锦州14-2地区地震子波峰值频率随埋深变化关系
（左）叠偏资料；（右）地层反褶积资料

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

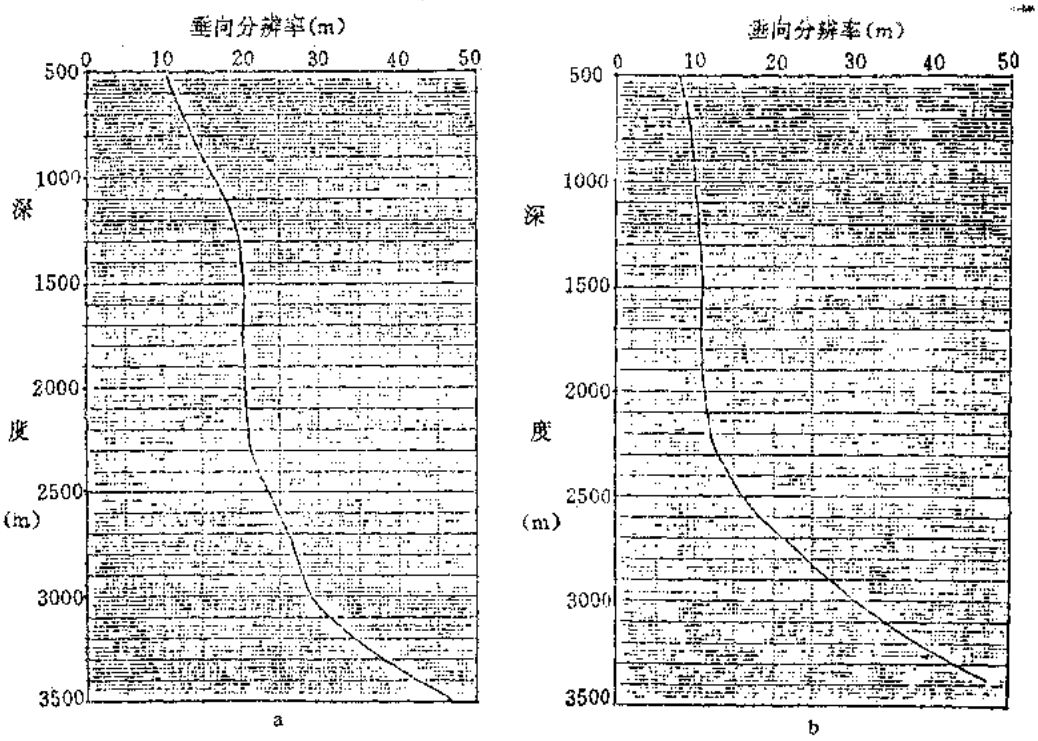


图9-9 锦州14-2地区地震资料分辨率

a.JZ14-2地区地震垂向分辨率随深度变化关系图

d.JZ14-2地区垂向分辨率随深度变化关系（经过地层反褶积）

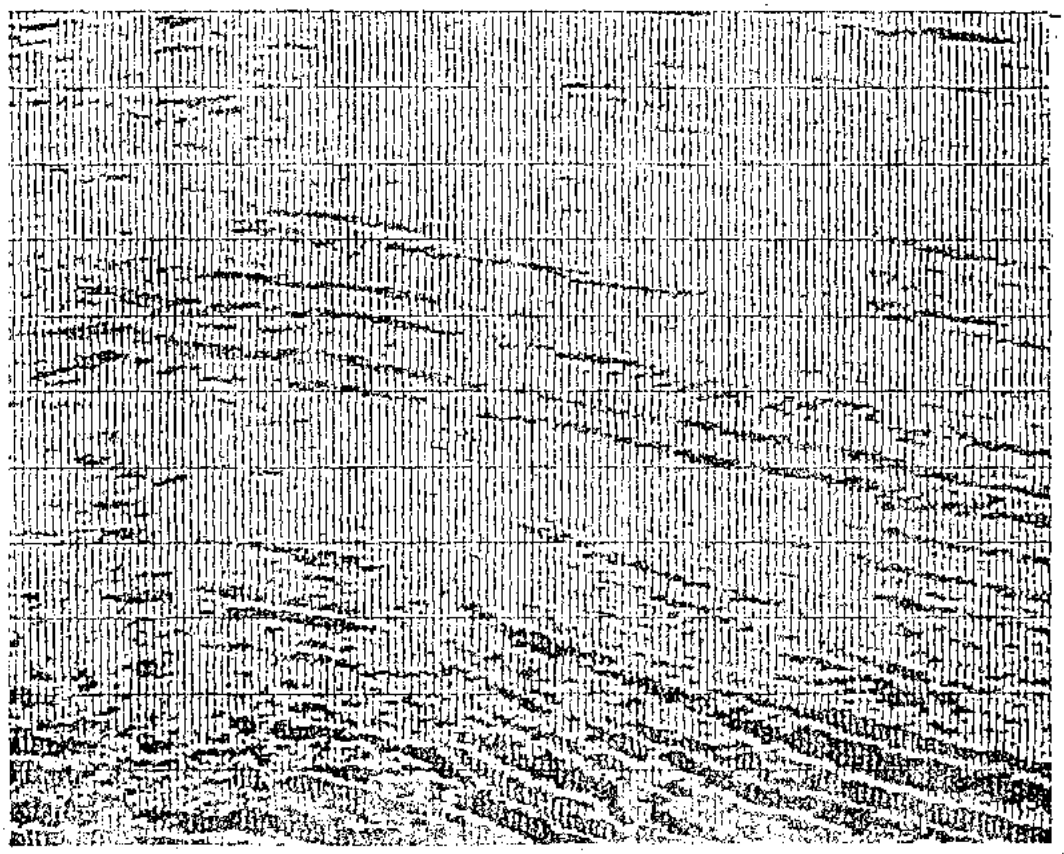


图9-10 LZ271相对速度剖面

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

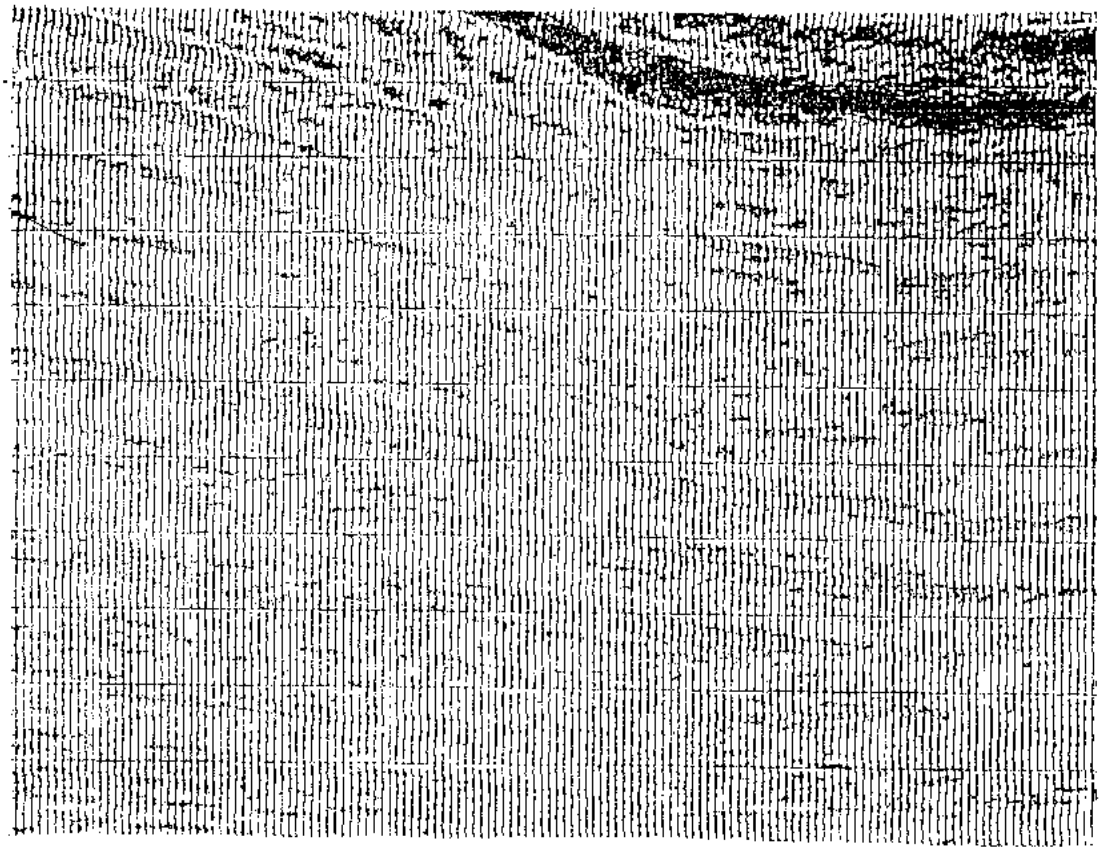


图9-11　LZ271绝对速度剖面

别，并不反映它们的真实弹性波速度，因此还要进行绝对速度的合成。

合成绝对速度就是把相对速度中相对于声波测井速度而缺失的低频成分补偿到相对速度资料中去，产生“伪声波测井曲线”，即合成声波测井曲线，见图9-11。在具体的补偿过程中，需要分析声波测井和地震道的频带差别（图9-12）。

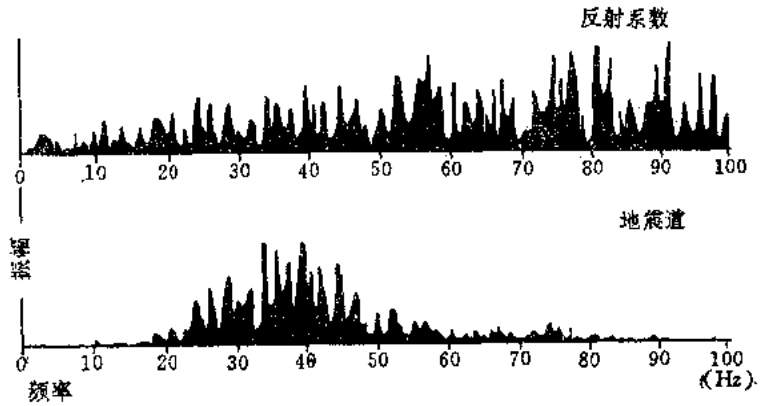


图9-12　一般地震资料与声速测井曲线之间的频带差别
（据R.C.Mummery）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

很明显，测井反射系数序列包含有各种频率成分的信号，高频界限超过100赫兹，但地震道的频谱说明其只含有10～80赫兹的频率成分，其优势频带在20～60赫兹附近。换言之，地震道缺少了低频成分（0～10赫兹）和高频成分（>80赫兹）。由于目前对高频成分的获取困难很大，故只作低频的补偿。

目前，在合成声阻抗曲线时，速度低频分量有两种提取方法：其一是在声波测井数目较多的条件下，可先对声波速度进行解调，然后把解调出的低频成分（图9-13）在平面上按层

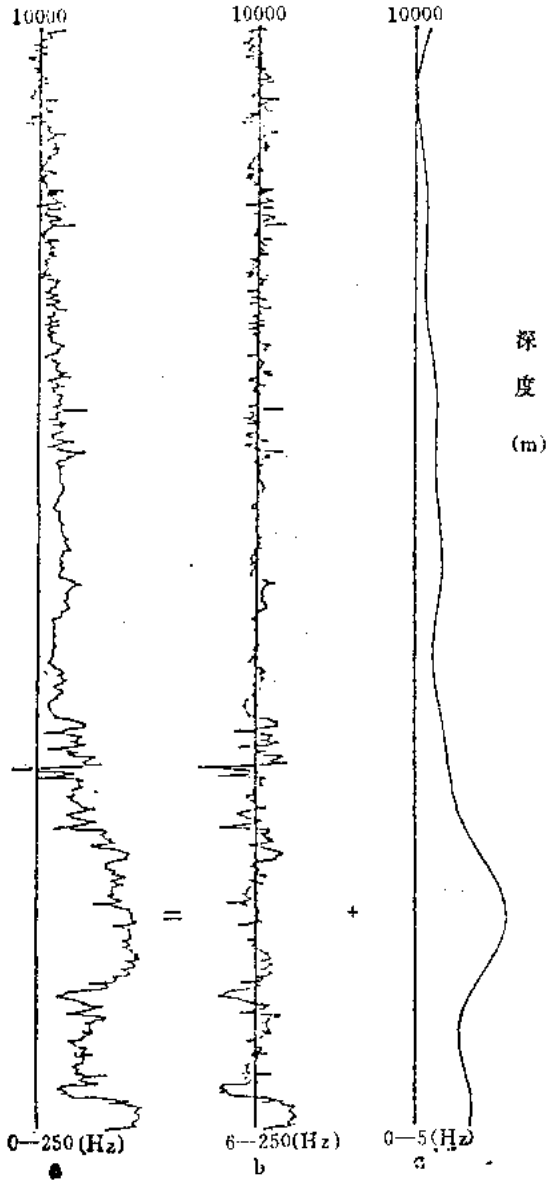


图9-13　声波测井曲线的解调示意图
a.原声波测井曲线(0～250Hz)；b.高频调制(6～250Hz)；c.低频成分（0～5Hz）

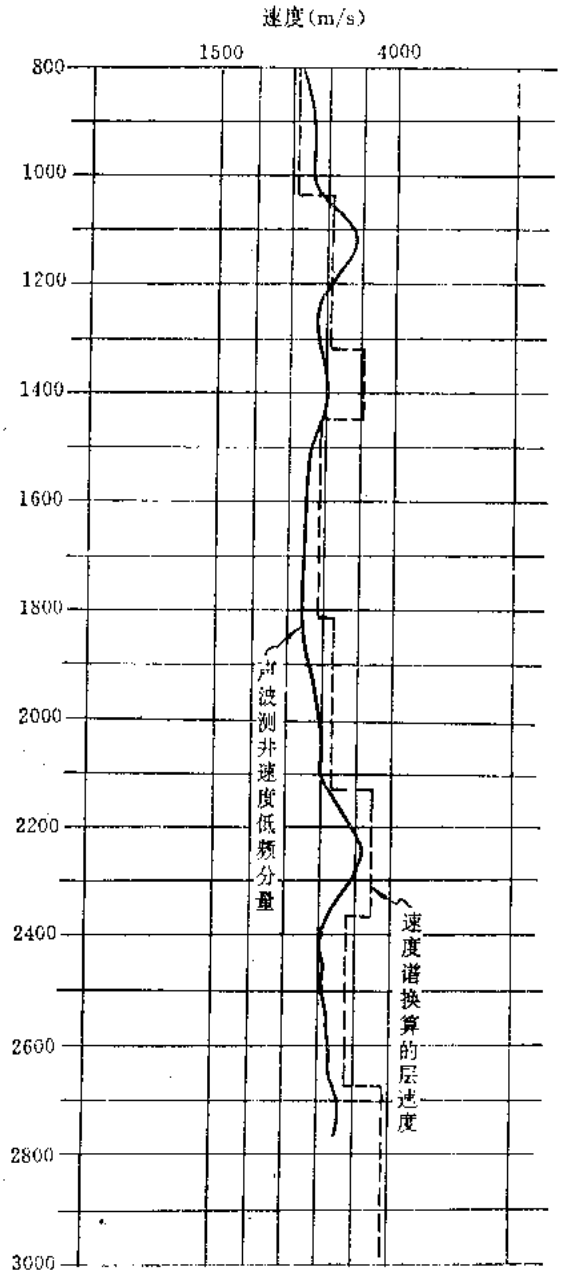


图9-14　锦州14-2-1井声波测井速度和地震速度谱提取的速度低频分量

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

位内插，产生一个低频速度场；其二则是在井数稀少时，利用速度谱换算出低频速度（图9-14），作为低频速度场与相对速度叠加形成绝对速度。

需要指出的是，低频速度分量的大小对绝对速度的可靠性影响甚大，这是因为相对速度在低频分量中最多占到五分之一左右。经过低频补偿后的绝对地震速度与声波测井速度之间往往有一个系统误差，应用之前还需将这种误差消除。

地震资料数字处理的方法很多，经验也很多。但是对于某一个地区而言，必定有一些特别的处理流程及其相应的参数能使地震资料处理得令人满意。这就要求资料处理分析人员和解释人员共同反复地探索和试验。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第十章　储层厚度定量解释方法研究

在传统的解释中，储层厚度主要是通过井间的对比和内插实现的。然而在新的探区内，钻井数目不可能多到足以在平面上连网成片，因此迫使解释人员从地震资料中提取关于地层厚度的信息。

实际上，利用地震资料解释地层厚度这一方法早在地震勘探技术诞生的初期就已经用于地质评价中，不过当时仅仅是根据几何地震学原理，利用时距曲线对大套地层如某个组或层段进行双程旅行时间向厚度数据的转换，这种方法至今仍在应用。

随着地震勘探技术的飞速发展，地震记录的分辨能力和信噪比有了很大改善，这时富有想象力的解释人员就会提出这样一个问题：利用地震信息能否估算更薄的地层？同时人们也发现，在地震波运动学范畴内解决这个问题是比较困难的，但地震波动力学信息却提供了一个非常广阔的解释前景。

继雷克（Ricker，1940、1953）[32, 33]和维德斯（Widess，1973）[35]等对地震反射分辨能力的研究，林赛（Lindseth，1975），麦克尔和纳斯（Meckel，Nath，1977）[25]以及奈德尔（Neidell，et al，1977）[27]等讨论了薄层响应的重要性，作出了真厚度-反射振幅关系曲线，并指出利用反射振幅能够估算出薄层厚度。另一方面，在80年代初期AVO技术（即反射振幅随炮检距变化）获得广泛应用，这为判别含烃类型、岩性解释和弹性参数反演等提供了有力的手段。

就目前应用情况而言，反射振幅与厚度关系曲线在解释中较为实用。因而在本研究中亦采用这种原理，并且作了方法上的改进和完善。

一、薄层地震响应的特征

楔状夹层反映了地层在横向的厚度变化（图10-1 a）。当一个基本子波通过一个低速夹层时，就会产生反射图象。根据褶积模型，这个反射图象是由基本子波与地层反射系数序列相褶积的结果（图10-1 b）。随着夹层厚度的增加，反射波形呈现出有规律的变化。当地层较薄时，反射波形近似于基本子波对时间的导数[32, 33, 35]，而当地层较厚时，表现出极性相反的两个基本子波。进一步定量分析，可以得到反射振幅-真厚度曲线和真厚度-视厚度曲线的量板[25, 27]，见图10-2。在这个量板中，揭示了楔状夹层地震响应的内在规律：

第一，当地层厚度相当大时，测量出的峰到谷的双程时间与实际厚度非常吻合，位于图中的45°线上。而当真厚度开始减小时，测量的时间先是稍稍偏离这条45°线，随即在某个点以后渐近地趋向于一个常数值。

第二，当地层厚度较大时，相对振幅保持不变。随着层厚的减小，振幅先增加到一个极大值，然后以非线性的方式减小到零。振幅极大值对应相当于四分之一主波长的地层厚度，这个厚度称为“调谐厚度”，振幅极大值点称为“调谐点”。

从上述规律可以归纳出以下的结论：

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

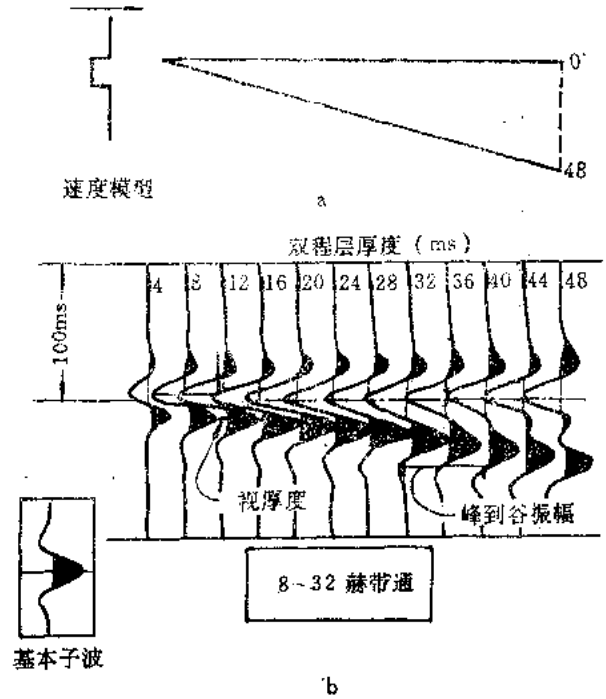


图10-1 楔状夹层及其地震响应
（据Lindseth，1975）

a. 地层模型；b. 等幅、反极性的两个脉冲的地震响应

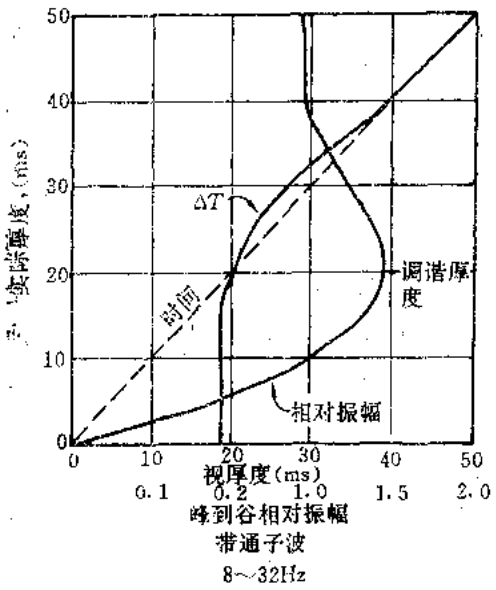


图10-2 楔状夹层地震响应的时间振幅解释量板

1．在调谐厚度以上，称为时间分辨区。波峰到波谷的时间间隔是地层厚度估算的可靠量度，利用峰谷时间可以线性地计算地层厚度：

$$H=\frac{1}{2}\Delta tV \qquad (10\text{-}1)$$

式中 H——地层厚度（m）；

Δt——峰谷时间（s）；

V——夹层的速度（m/s）。

2．在调谐厚度以下，波峰到波谷的相对振幅是薄层厚度的函数，故可用来估算薄层厚度。这个区域称为薄层范围，也可称为振幅检测区。

$$H=f(A) \qquad (10\text{-}2)$$

式中 H——薄层厚度；

A——相对振幅。

可以肯定，大量的储集层是薄层，即其厚度在调谐厚度以下，那么振幅-厚度曲线就成为储层厚度估算的依据。目前国内外文献中列举的薄层厚度解释方法实际上都是根据上述原理而实现的。

二、利用反射振幅-真厚度曲线定量解释薄层厚度的缺陷

应用反射振幅解释地层厚度这一方法，最初是对海相沉积地层提出来的，曾设想一个砂体的声阻抗横向上保持稳定，其地震反射波形主要与厚度有关。尽管在地层厚度定量解释

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

中，人们也常常用实际钻井数据对反射振幅-真厚度曲线进行必要标定，但这条检测曲线的获得仍然需要一定条件。它是从楔状体地震模型资料中提取的，而楔状体地震模型的制作又以声阻抗（或速度）模型为前提，因此在实际应用中，必然存在一系列的问题。尤其对于陆相沉积的横向相变很剧烈的沉积体，这种方法有以下缺陷：

（1）如果砂体上无钻井资料，则反射振幅-真厚度曲线法难以实现。这是因为钻前砂体的声阻抗条件未知，楔状体地震模型无法制作，故检测曲线无法获得。由于陆相地层岩性的变化较大，也不宜用有钻井资料的邻近砂体模型代替。

（2）即便砂体上有井，但由于横向上地层速度往往随岩性变化，因此在远离井位的地方，砂体的声阻抗模型也用井点处的模型可能就有较大的差别。

（3）楔状砂体地震模型是针对单层设计的。在陆相盆地砂岩储集层与泥岩多呈互层状，大套泥岩中夹单砂层的情况较少。因此地震模型本身与研究对象不完全匹配。

（4）利用振幅曲线解释厚度会出现多解性。在图10-2中，振幅曲线在调谐点达到极大值，而在调谐厚度以上，振幅值又变小，然后趋于一个常数，这样，在调谐厚度附近，一个振幅值可以对应两个真厚度，因此解不唯一。那么解释结果就会出现错误。

鉴于上述问题，我们对方法本身进行了反复研究，试图寻找一种既能克服以上不足又能准确快速地估算地层厚度的新途径。在这个过程中，我们发现，在图10-2中，时间曲线和振幅曲线都是单变量的，尤其是振幅-真厚度曲线只考虑相对振幅的大小，而没有涉及到波峰和波谷的时间因素。另一方面，量板中的曲线是建立在均质夹层模型上的，没有考虑顶底反射系数变化对振幅的影响。进一步研究褶积理论后，我们提出了用反射波特征点来定量解释地层厚度的方法，简称为“反射波特征点法”。

三、反射波特征点法简介

假如地震子波 $W(t)$ 已知，地层的反射系数序列为 $R(t)$，由褶积模型可得该地层的地震响应 $S(t)$：

$$S(t)=W(t)*R(t) \tag{10-3}$$

即

$$S(t)=\int_0^t R_{(\tau)}W_{(t-\tau)}\mathrm{d}z \tag{10-4}$$

褶积模型的实质是反射系数序列中纵向所有点的子波波形的复合叠加。

当地层为薄夹层时，反射系数序列得到简化，表现为顶底界面处有两个反射值，其他地方反射系数全为零。实际上，一个薄夹层的反射振幅是薄层厚度 TH（时间厚度）及其顶底广义反射系数 R_T，R_B 的函数：

$$A_{mp}=f(TH,R_T,R_B) \tag{10-5}$$

从褶积的角度出发，这个反射波形应该是顶底界面子波反射的复合波形。该复合波形一般是单峰复合波，我们把单峰复合波的波峰点、回零点和波谷点称作复合波特征点，这三个特征点的幅度和时间控制了整个复合波形（图10-3）。同时从数学意义上存在下列方程组：

$$\begin{cases} R_TW(t_1)+R_BW(t_1-TH)=PK \\ R_TW(t_2)+R_BW(t_2-TH)=0 \\ R_TW(t_3)+R_BW(t_3-TH)=TR \end{cases} \tag{10-6}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

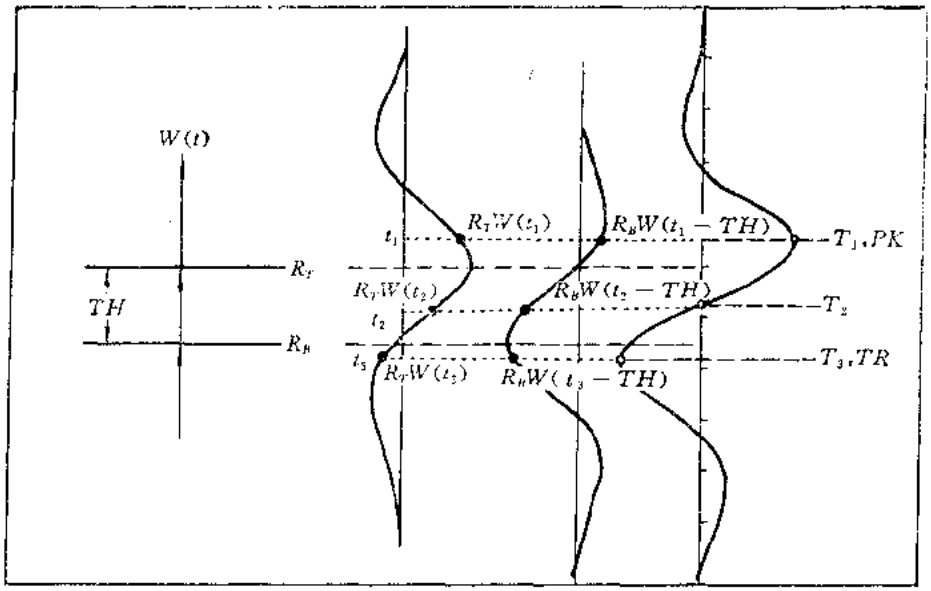


图10-3　薄层顶底反射波的合成示意图

式中　R_T、R_B分别是夹层顶底广义反射系数；

PK、TR分别是波峰、波谷幅度值；

t_1、t_2和t_3分别是三个特征点的双程时间；

TH为夹层的时间厚度。

显然方程组中只有三个未知量TH、R_T和R_B，那么通过解这个非线性方程组便可求出夹层厚度TH和顶底反射系数R_T和R_B。

这一新方法是在估算每一道的顶底反射系数的同时求出地层厚度，既快速又方便，且消除了许多假设条件。图10-4是一个砂体反射的厚度估算实例。另外用于这种方法对楔状砂体地震模型进行了厚度估算的效果验证（图10-5，图10-6），结果表明，这一新方法能够估算出楔状砂体的厚度。

另外，利用辽东湾地区的实际钻井资料和地震资料计算的结果进行了对比（图10-7）。对比结论是，利用特征点法计算的砂层厚度与实际厚度密切相关，两者之间存在一个系统误差。这进一步说明，反射波特征点法在利用地震反射波形进行地层厚度估算中具有相当大的作用。

图10-8、图10-9、图10-10是辽东湾地区辽西北洼中下第三系东下段和沙二段砂体的地层等厚图。这些等厚图就是根据反射波特征点法利用地震资料编制的。

需要补充的是，地震反射中除了单峰复合波外，常常还有双峰或多峰波出现。它们是由互层产生的，故可以用相似的原理，在双峰或多峰复合波的特征点（波峰、波谷和鞍部等）上建立方程，并求解相应的方程组，得到地层厚度的数值解。

可以肯定，反射波特征点法是一种具有实用价值的薄层厚度地震解释方法。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

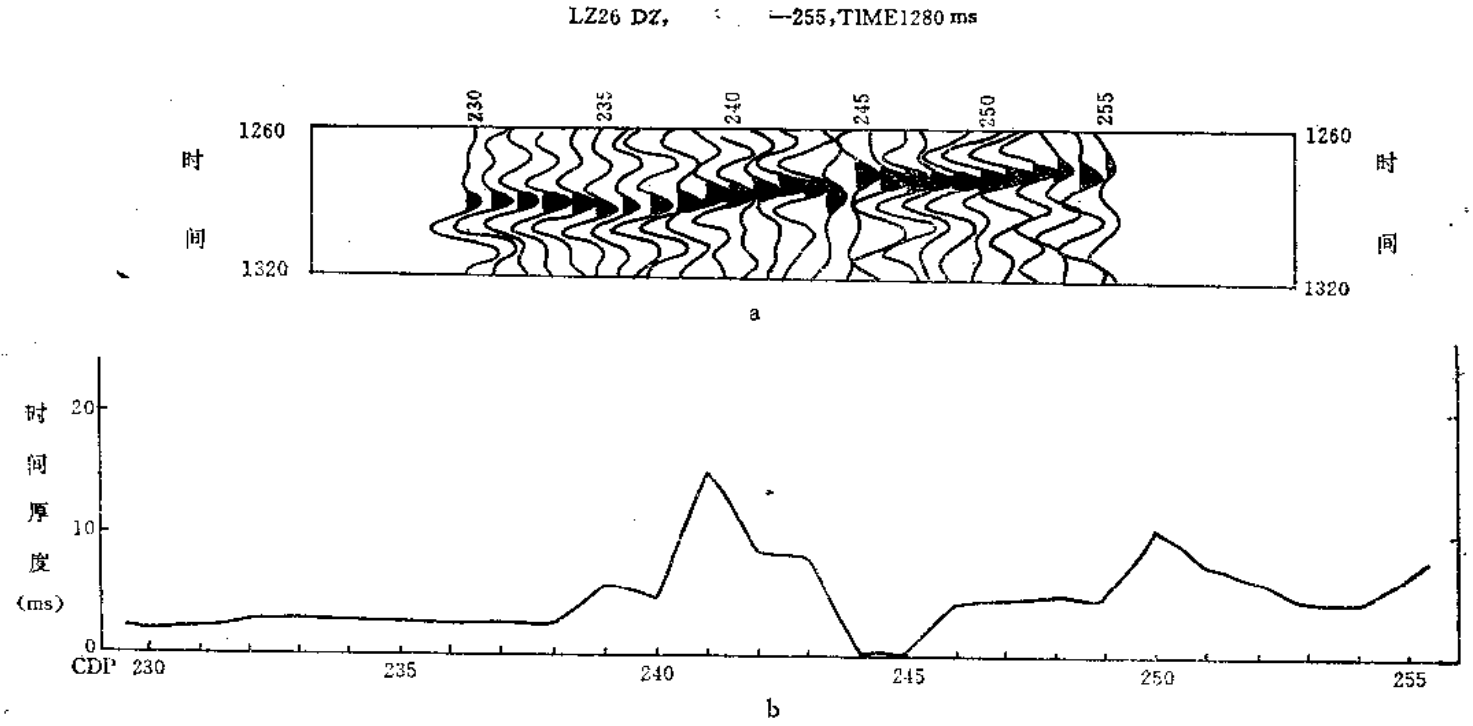


图10-4 薄砂体地震记录及其估算厚度

a. 实际地震反射波形；b. 估算砂层厚度（单位：ms）

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

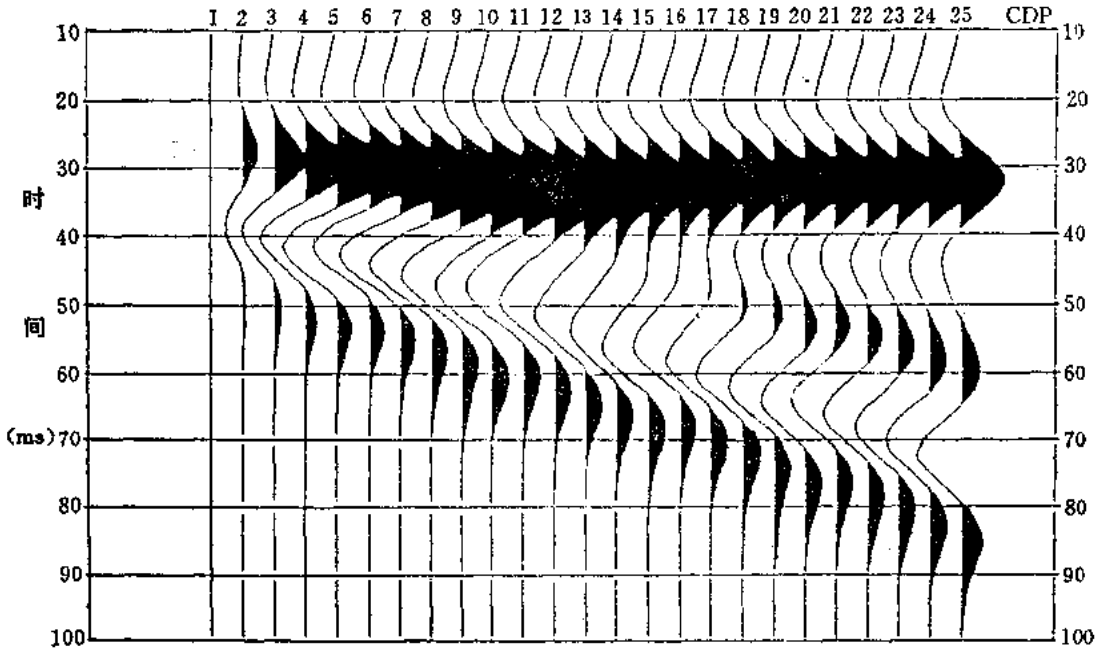


图10-5　楔状砂体地震模型

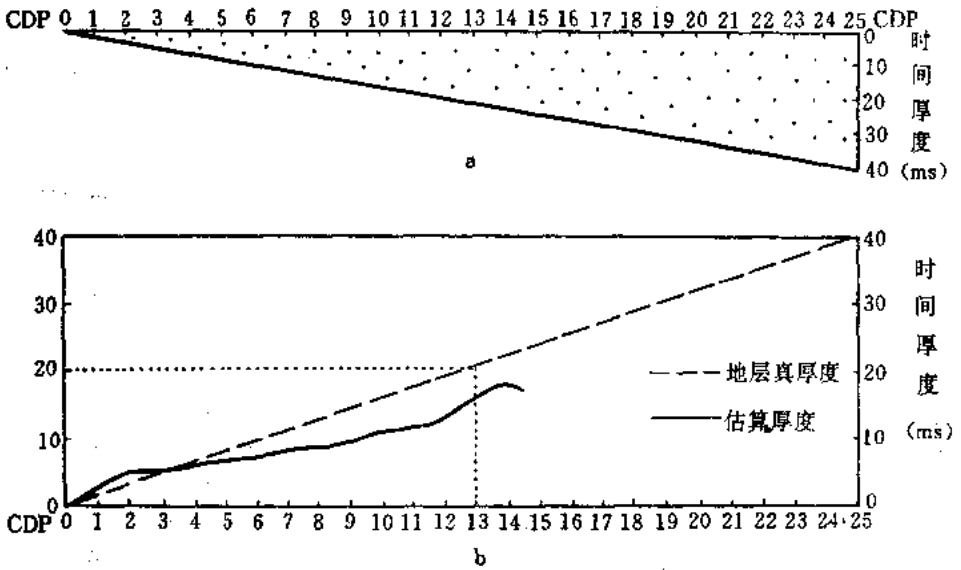


图10-6　a，楔状砂体地质模型；b，砂层真厚度与估算厚度对比图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

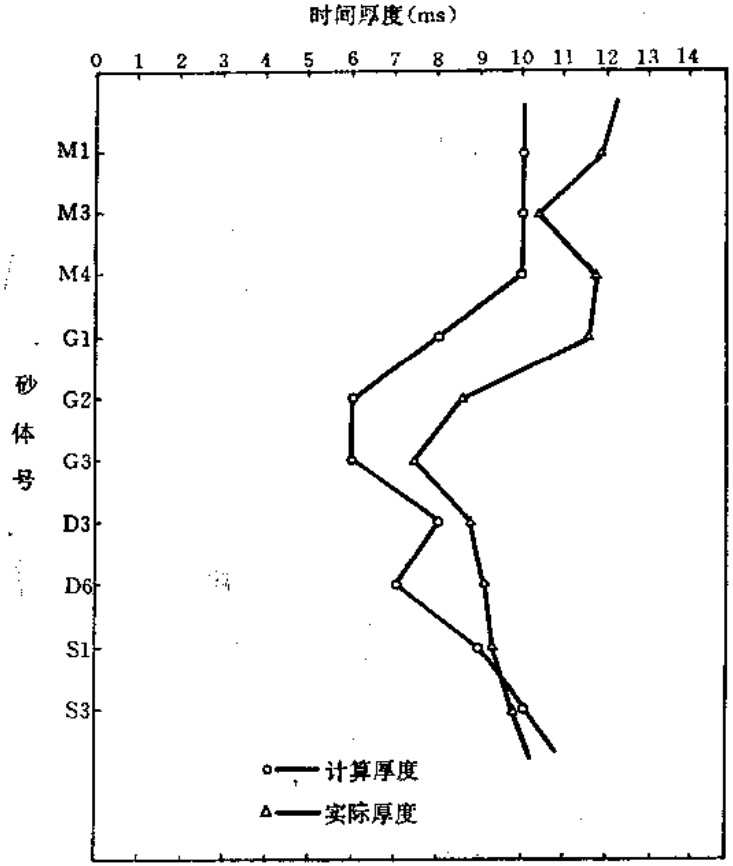


图10-7 砂体预测厚度与实际厚度对比图

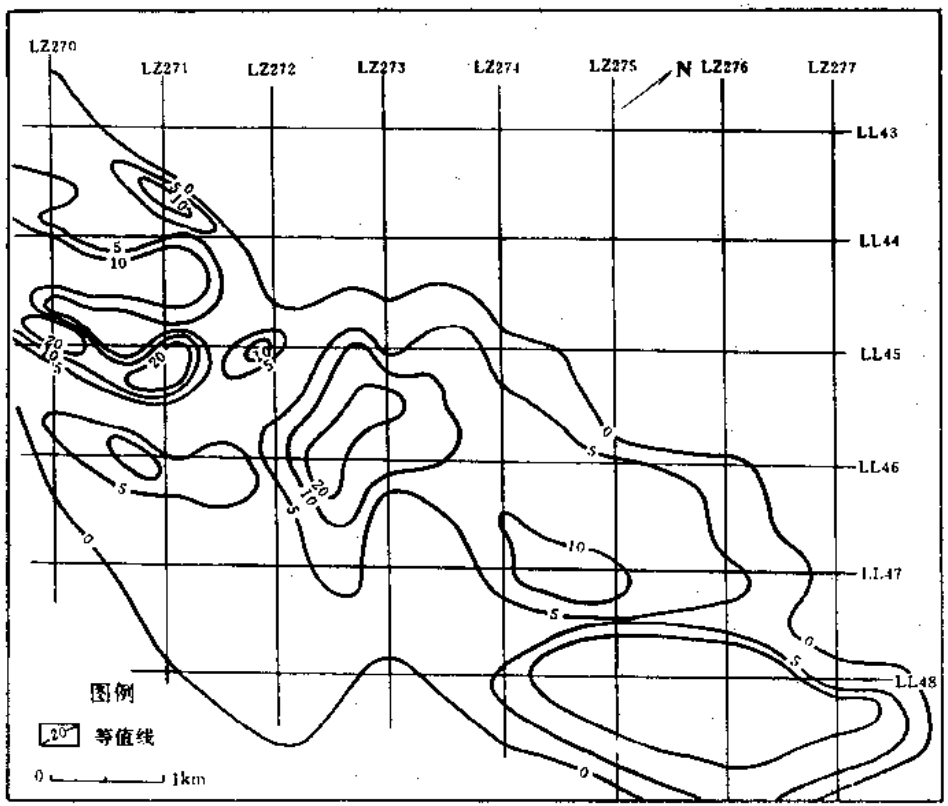


图10-8 辽西凹陷北洼北部东下段（$Ed_3^下$）DM1-1号砂体等厚图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

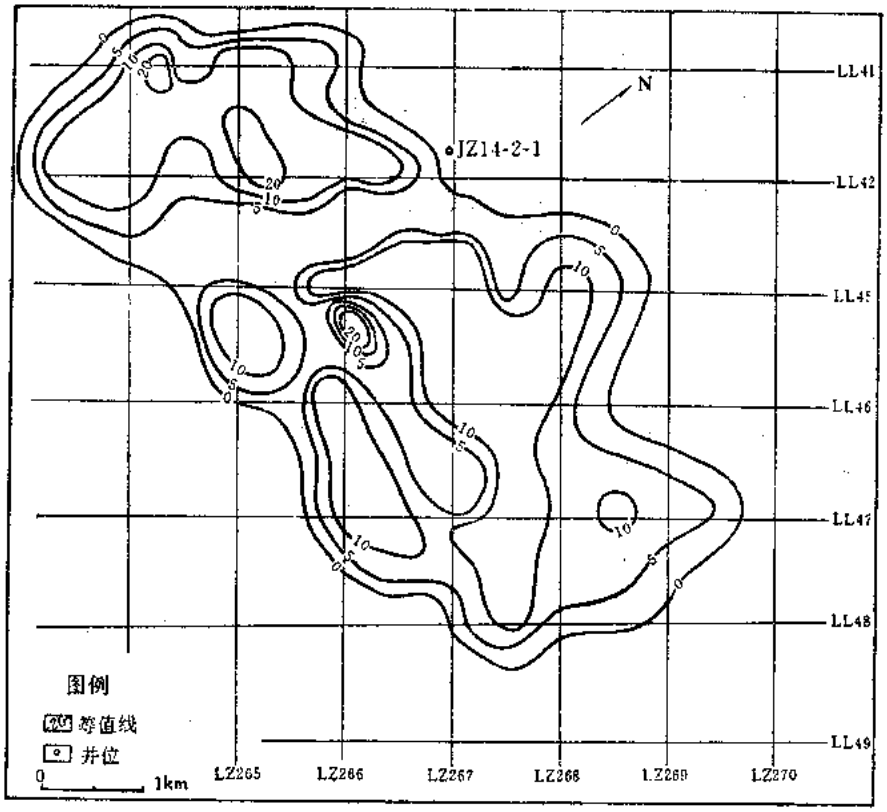


图10-9　辽西凹陷JZ14-2构造沙河街S1-5号砂体等厚图

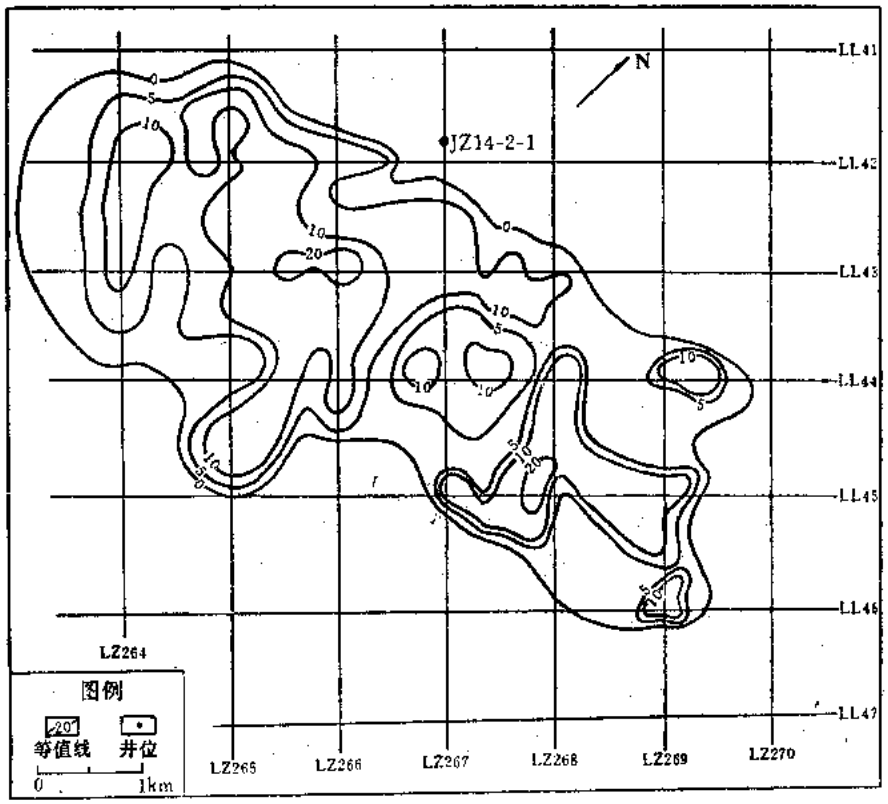


图10-10　辽西凹陷JZ14-2构造沙二段（Es_2）S2-1号砂体等厚图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

第十一章　碎屑岩储层物性参数定量解释方法研究

当地震波传向地下岩层时，岩石的体积元就会发生形变，这种形变与该体积元的弹性和形变传到下一体积元的方式有关，而传播方式又与介质的传播速度有关。岩石物性分析旨在研究地震波速度与岩石的弹性以及与弹性有关的其他参数之间的物理关系，并利用这些物理关系对物性参数作出评价和预测。

多年来的勘探实践表明，不同类型的沉积盆地中，地层的岩性组合和岩石矿物结构有一定的差异。而且同一沉积盆地中的不同沉积时期的岩石成分和矿物颗粒结构也有所不同。由此复杂条件所涉及到的岩石内部结构模型和与该模型对应的岩石物性方程，成为实际解释中的研究重点。简而言之，具体的物性参数定量评价应与实际地层岩性的特点相一致。

从勘探和开发的角度，目前对储层孔隙度和孔隙流体压力的参数最为重视。

一、储层孔隙度定量地震解释方法研究

确定一个储集层的诸项参数中，孔隙度是最重要的、同时又是最难计算的参数之一。碎屑岩的孔隙空间通常由矿物颗粒间的空隙和颗粒本身的粒内孔隙所组成，胶结物类型和胶结程度影响孔隙度的大小。目前检测孔隙度的方法很多，但主要是岩心直接测定法、测井法和地震法三大类，而实际应用中也正是这三种方法综合使用，互相补充。在地震方法中主要是根据地震波速度来计算孔隙度，其中最常见的计算模型是怀利公式即时间平均方程[36]。怀利公式说明，饱含流体的岩石中地震能量的传播速度仅仅取决于地震波传播路程中流体和固体的相对数量。但实际上对速度有影响的参数包括：砂泥岩百分比、岩石基质密度、流体密度、胶结类型、孔隙度、饱和度、孔隙压力、地层年代或埋深等。这些因素可以分为三类：一类是岩性因素，如砂泥岩百分比，胶结类型和基质密度等；第二类是物性因素，如孔隙度，孔隙压力等；第三类是含油气因素，如流体饱和度、流体密度等。虽然这三类因素对速度的影响非常复杂，但在一般情况下，岩性因素是第一位的，物性因素其次，含油气性因素的作用相对较小。这不排除在某些条件下三类因素对速度作用的大小顺序的变化，因为岩石的成分变化范围较大，其充填物的成分和物性也有很大的变化区间。例如含水砂岩在含有5%～10%的天然气时，其速度比饱和水砂岩的速度降低600米/秒左右[9]，这实际上已经可以超过岩性对速度的影响能力。很多情况下砂岩和泥岩的速度差也只有200～500米/秒。

油气勘探中对地下储层的评价也往往要经过这样一种步骤：首先确定储集层的沉积环境和储层类型（是砂岩储层还是粉砂岩储层，或者是含砾砂岩储层），然后再检测储层的孔隙度、渗透率和饱和度。并非能同时查明储层的所有岩性、物性和含油气性参数。实际上目前还没有一种独立的估算方法能同时解决这三种类型的参数的提取，总是各种方法按照合理的顺序而先后使用，最终得出综合评价参数。

应用地震资料估算孔隙度具有明显的优点。首先它能在没有井或者井稀少的条件下提前

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

对地下可能的储层孔隙度作出预测和评价。另外，从地震资料获得的是一个较大的孔隙度三维分布数据体，而不象一条测井曲线仅反映井点垂下方的孔隙度变化，也不象实测资料只代表一些局部点上的孔隙度数值。

时间平均方程能够把地震波速度转换成地层的孔隙度，但由于它是建立在双相介质模型基础之上，对于含泥质的砂岩就不适用。另外，时间平均方程对固结较差的砂岩的孔隙度估算还需做压实校正，并且不能用于含气砂岩的孔隙度计算。

尽管时间平均方程有这些限定条件，不可能适用于所有地层情况，但从统计学意义上讲它仍然是合理的，并且通过一定的改进之后，可能使其功能增加，应用范围扩大。扩展时间平均方程就是这种努力的结果。

1．时间平均方程及其应用

(1) 时间平均方程（双相介质）

怀利（Wyllie, etal, 1956）[86] 所推出的孔隙度与速度关系的时间平均方程是以二单元的岩石模型为基础(图11-1)。若假定其孔隙度为ϕ，骨架速度为V_{ma}，孔隙流体速度为V_f，

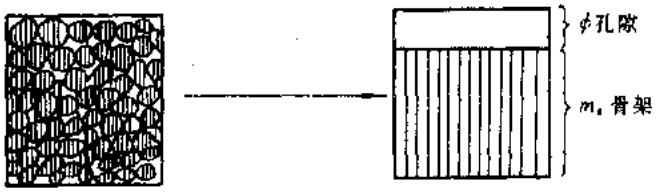


图11-1　双相介质岩石模型示意图

总体速度为V，则时间平均方程可表示为下式：

$$\frac{1}{V}=\frac{\phi}{V_f}+\frac{1-\phi}{V_{ma}} \tag{11-1}$$

由于V_f和V_{ma}相对于V的变化较小，时常可以作为常数处理。因此对于给定的速度V，可以得到对应的孔隙度ϕ：

$$\phi=\frac{(V-V_{ma})V_f}{(V_f-V_{ma})V} \tag{11-2}$$

不难看出，这种关系式的岩石模型应该是均匀和固结的，它的成立是统计意义上的成立。

这种数学关系只涉及到两种介质，在有第三种介质充填时，就变得无能为力，如泥质的存在或含有少量天然气。

(2) 三相介质的时间平均方程

安吉利里(Angleri, et al, 1982)[6] 考虑到泥质含量对速度的影响，把怀利公式变形为：

$$\phi=\frac{\Delta t-\Delta t_{ma}}{\Delta t_f-\Delta t_{ma}}-V_{sh}\frac{\Delta t_{sh}-\Delta t_{ma}}{\Delta t_f-\Delta t_{ma}} \tag{11-3}$$

式中ϕ是孔隙度，Δt是岩石饱和流体时的传播时间，Δt_f是流体传播时间，Δt_{ma}是岩石骨架的传播时间，V_{sh}是泥质含量体积百分比，Δt_{sh}是泥质的传播时间。这个公式的前一项相当于怀利等人(1956)的经典公式，而后一项考虑到泥质充填孔隙后造成孔隙度减小的因素。

在上述诸变量中，Δt可由反演的合成声速道提供的，Δt_{ma}和Δt_f以及Δt_{sh}可以从测区已钻探井的测井资料或岩样测定中取得。那么式(11-3)实际上变成孔隙度ϕ与总体岩石传播时

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

间Δt和泥质含量V_{sh}的关系式。

问题的关键在于离井井以外的地区，其地下砂岩储层中的泥质含量也是未知的，这对于一个新的预探构造或钻井较少的区块，三相介质时间平均方程也不能发挥其作用。这是因为在岩相和岩性变化较剧烈的地层中，如陆相碎屑岩沉积层序中，泥质的含量变化无常，如果选用的泥质含量参数不准确，就有可能计算出完全错误的孔隙度数据。

扩展时间平均方程正是在这种障碍面前被提出来的。

2. 扩展时间平均方程的建立

我们发现，关于孔隙度的认识是从野外露头或钻井岩心开始的。在一块岩石标本或岩心上能够观察到孔隙空间的存在，尤其是在较粗粒的砂岩岩心上更为明显。进一步在放大镜和显微镜下观察，可以更详细地识别孔隙和岩石骨架的各种成分。另外我们还发现，陆相沉积的砂岩中或多或少地含有泥质成分，几乎找不到纯净的砂岩地层。如果把泥质砂岩放在宏观的手标本尺度和微观的显微尺度下分析，便可得出两种统计学的结论：

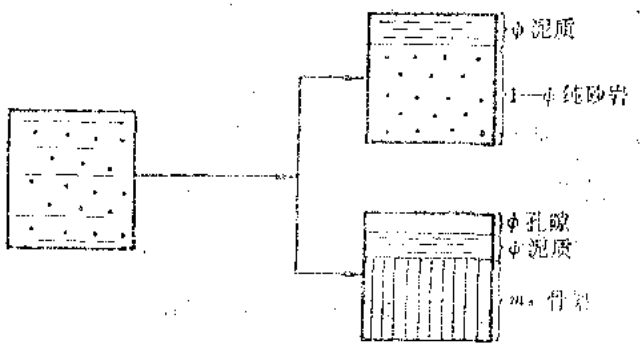


图11-2 扩展时间平均方程岩石模型示意图

（1）对于含有一定泥质的砂层，从宏观上可以把它等效为一个二单元岩石模型（图11-2），即该砂层由纯砂岩和纯泥质两部分组成，那么相应的宏观二单元时间平均方程就是：

$$\frac{1}{V}=\frac{1-\phi}{V_s}+\frac{\phi}{V_{sh}} \tag{11-4}$$

上式中V是总体纵波速度，V_s是纯砂岩速度，V_{sh}是纯泥岩速度，ϕ是泥质含量。由于纯砂岩和纯泥质的速度受埋深即压实程度的控制，则只要已知总体速度，就可求出泥质含量。

（2）从微观上讲，含泥质的砂岩由三种成分组成：岩石骨架颗粒、泥质和孔隙流体（见图11-2）。由三相时间平均方程表示成下式：

$$\frac{1}{V}=\frac{\phi}{V_f}+\frac{\phi}{V_{sh}}+\frac{1-\phi-\phi}{V_{ma}} \tag{11-5}$$

此式中，V_{ma}和V_f分别代表骨架颗粒和流体的速度，ϕ为孔隙度。如果已知总体速度V和泥质含量ϕ，便可以求出孔隙度ϕ值。

将以上两个独立的结论联系起来，并把这两种数学模型进行组合，可以得到一个新的数学模型：

$$\begin{cases}\dfrac{1}{V}=\dfrac{1-\phi}{V_s}+\dfrac{\phi}{V_{sh}}\\[2ex]\dfrac{1}{V}=\dfrac{\phi}{V_f}+\dfrac{\phi}{V_{sh}}+\dfrac{1-\phi-\phi}{V_{ma}}+K_p\end{cases} \tag{11-6}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

此式中，K_p为校正因子，可由实测资料求得。我们把式(11-6)称为扩展时间平均方程。

扩展时间平均方程具有两个方面的含义：一方面，从理论上讲，在宏观两相和微观三相两种角度观测岩石，能更全面地描述孔隙性岩石各组成部分对速度的影响，尤其不能忽略泥质对总体速度的影响，图11-3表明泥质含量对速度的影响程度较大，应该给予高度的重视。另一方面，在应用时，可以首先根据扩展时间平均方程求得砂层中的泥质含量，然后再求解孔隙度，得到岩性（泥质含量）和物性（孔隙度）两种参数。由于泥质含量的获得比较可靠，故计算出的孔隙度也更为准确。图11-4表明实测孔隙度与扩展时间平均方程求出的孔隙度分布在45°线附近，精度较高。更重要的是，泥质参数的获得不需要较多的钻井资料，甚至可以不需要钻井资料来完成，这对于钻前储层的岩性和物性预测有重要的意义。

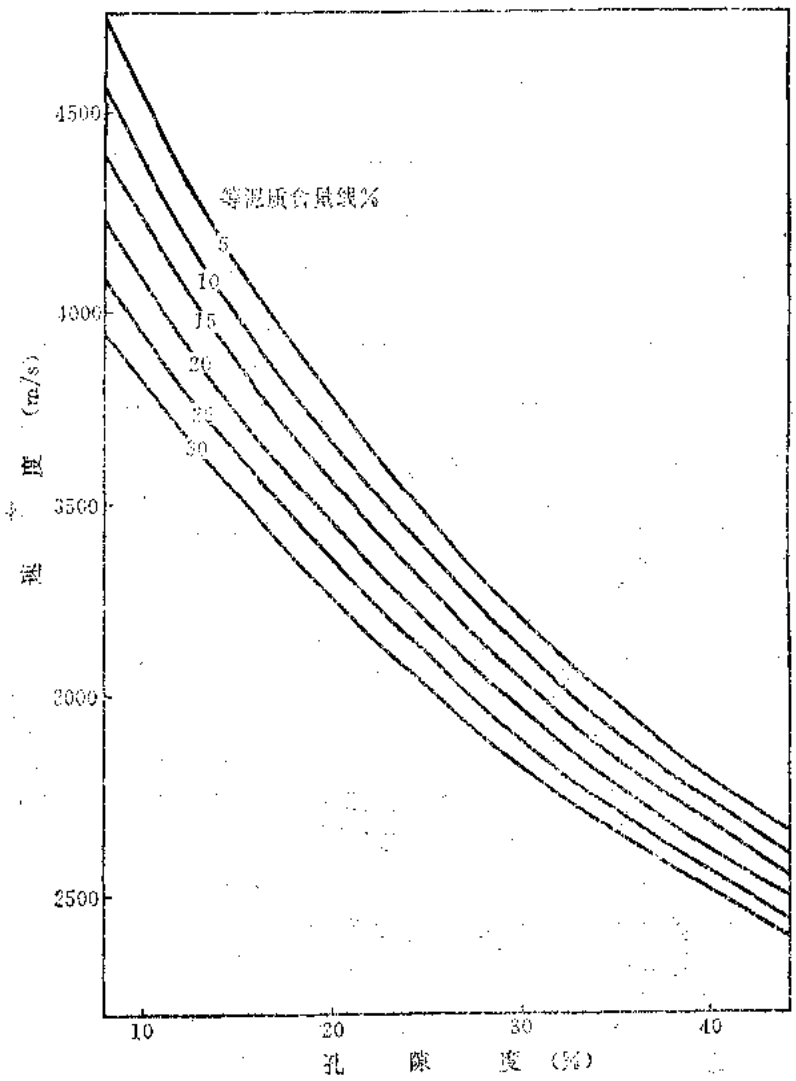


图11-3 速度-孔隙度理论曲线
(用扩展时间平均方程)

图11-5、图11-6是辽东湾地区某构造东下段DM1号砂体的泥质含量百分比图和孔隙度分布图。图11-7、图11-8则是此地东下段DM2号砂体的泥质含量百分比图和孔隙度分布图。在这两套图的泥质含量低值区和相对高孔隙度带上，我们认为可能发现物性较好的砂岩储层。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

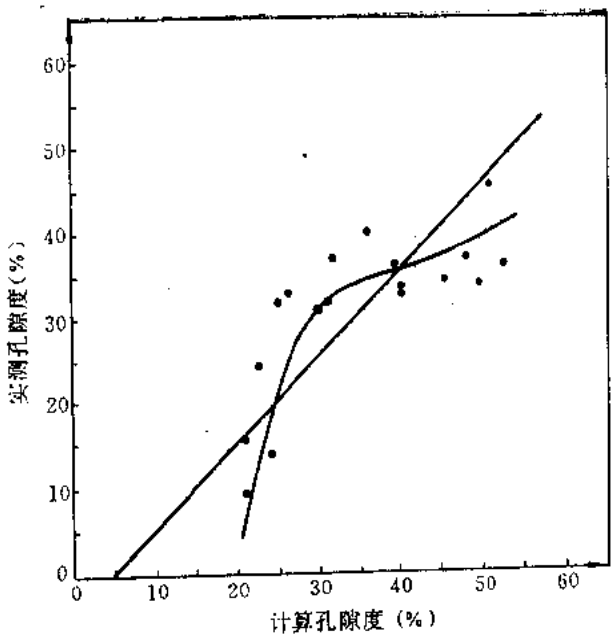


图11-4　由扩展时间平均方程计算的孔隙度与实测孔隙度交汇图

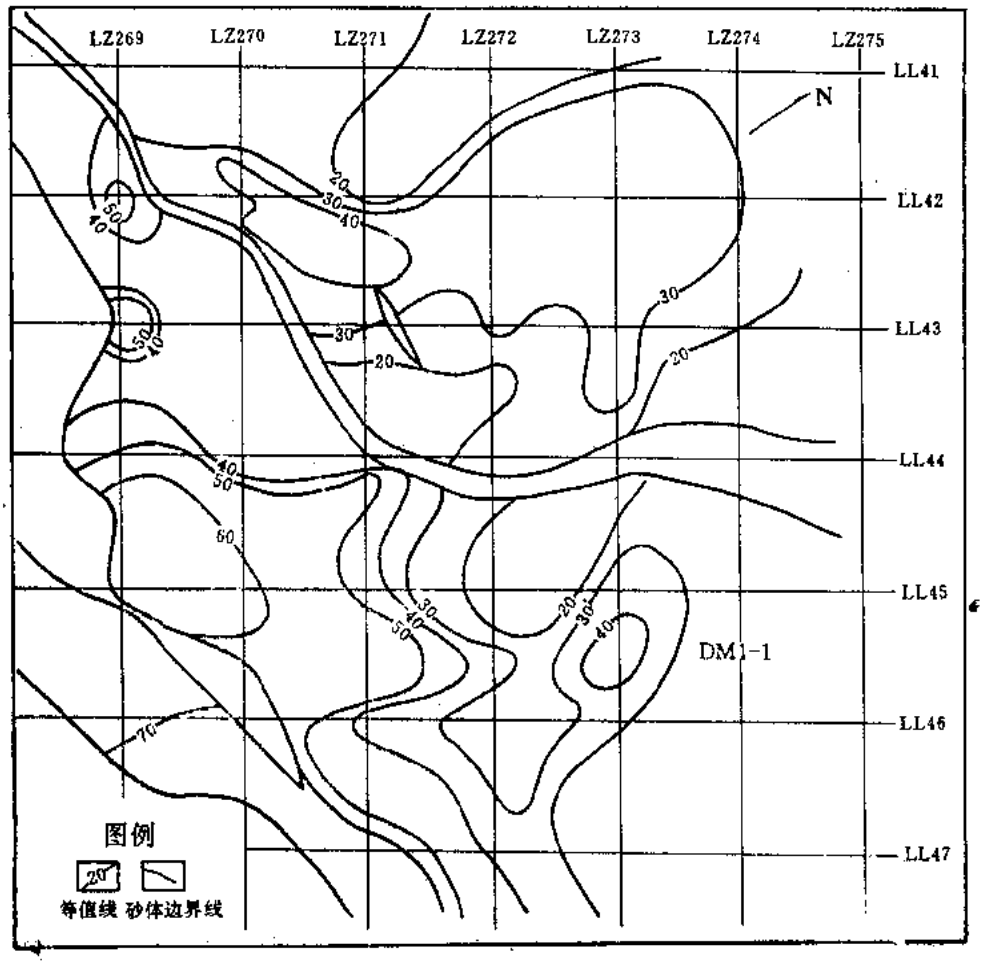


图11-5　辽西凹陷北洼北部东下段（Ed下）DM1砂体泥质含量百分比图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

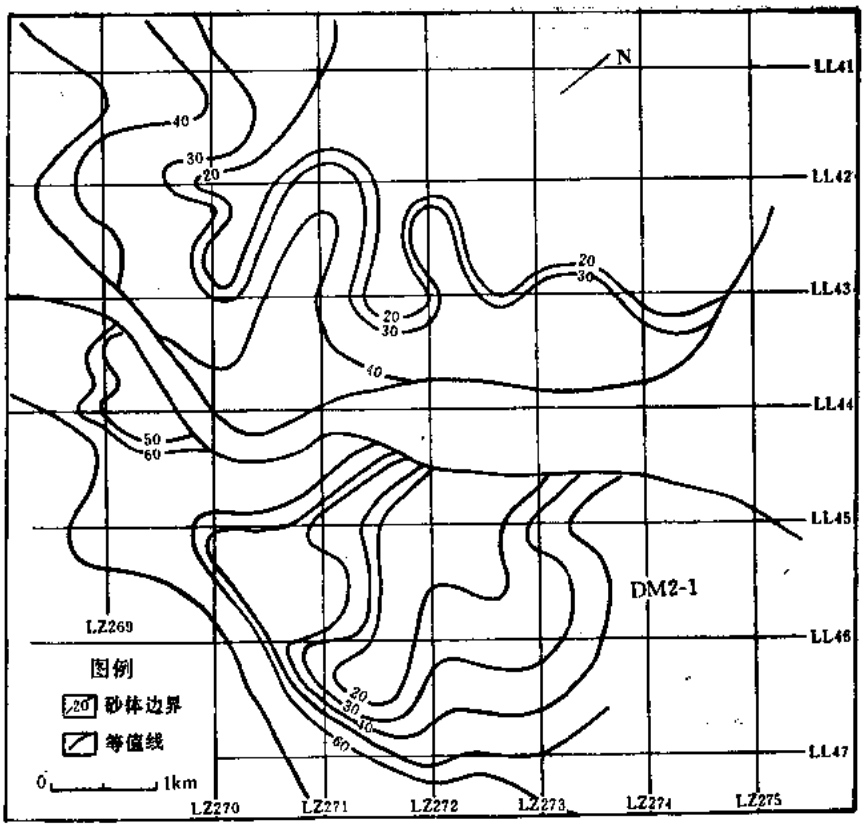


图11-6　辽西凹陷北洼北部东下段（Ed$_{下}$）DM2砂体泥质含量百分比图

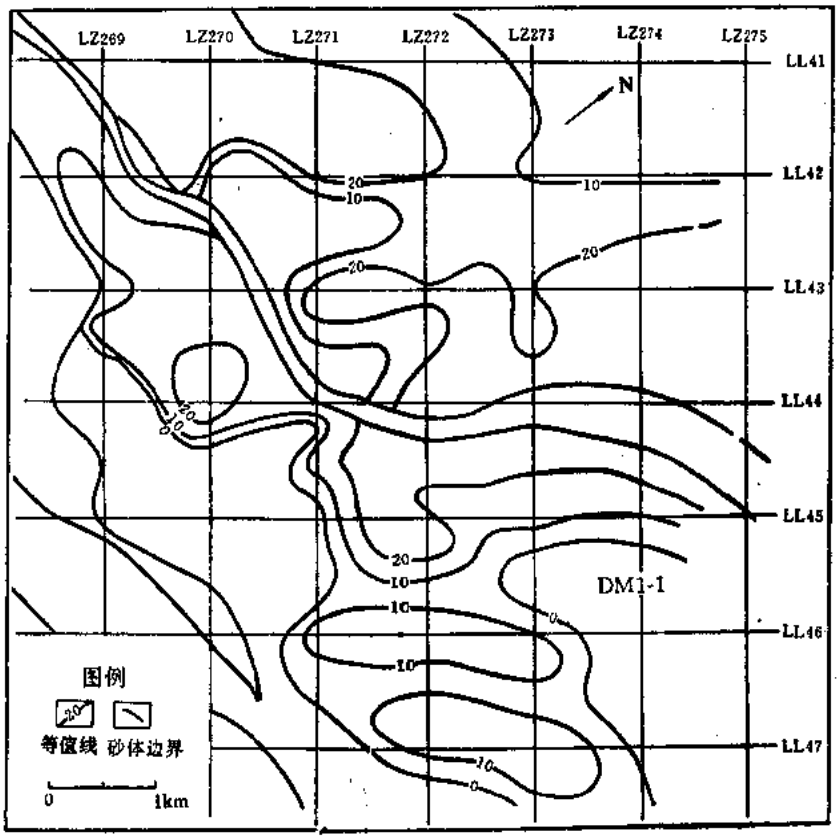


图11-7　辽西凹陷北洼北部东下段（Ed$_{下}$）DM1砂体孔隙度图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

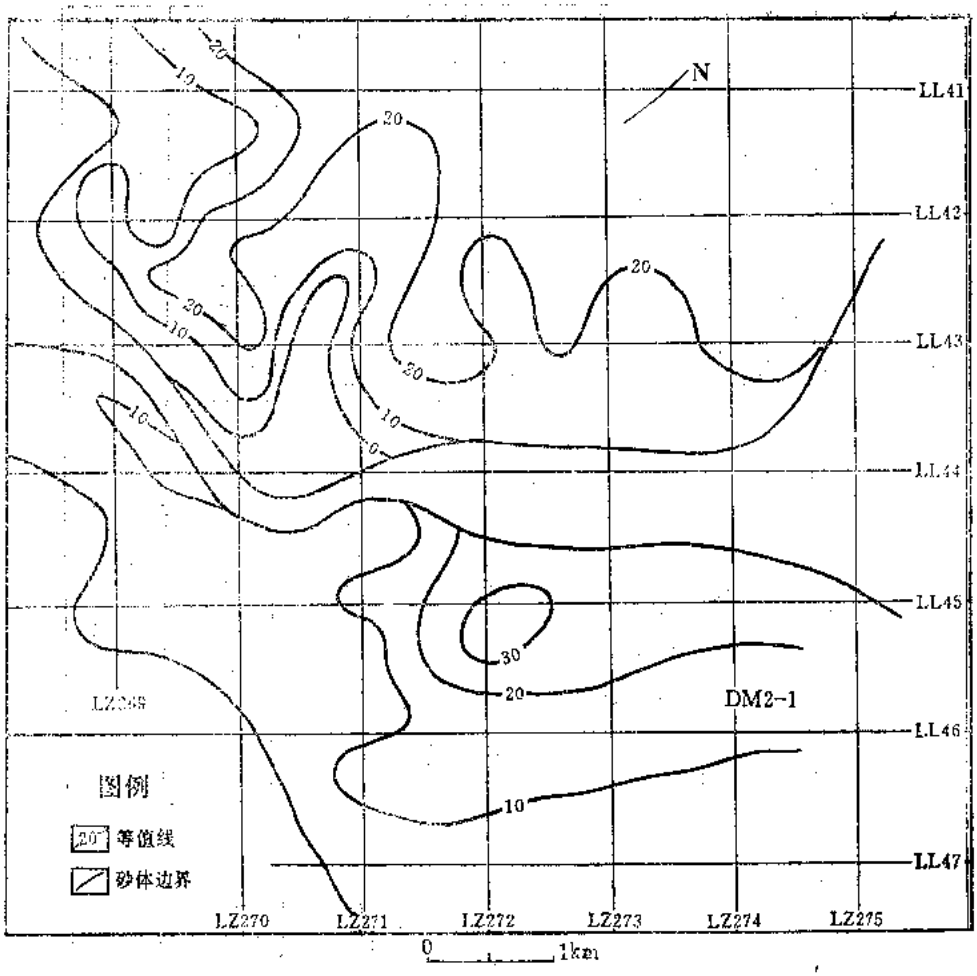


图11-8 辽西凹陷北洼北部东下段（Ed_F）DM2砂体孔隙度图

二、地层压力地震预测方法研究

利用地震资料确定地层压力的实质是依据地震获取的层速度信息，估算地下地层的压力。所以地震法预测的关键是从地震资料中提取精确的速度信息并选择合理的地层压力计算模型。

根据地震资料确定地层速度，已经是人所共知并利用了多年（Green，1938[18]；Dix，1955[12]等）的方法。这种方法是从精确的速度分析中获取平均速度最终得到层速度。1968年彭尼贝克（Pennebaker，1968）[29]首先发表了利用地震层速度预测异常地层压力的方法，并取得了较满意的结果。他就是根据地震速度谱计算的页岩层速度数据，经探区内压力资料统计标定后，直接预测地层异常高压。之后，雷诺斯（Reynolds，1970）[31]、贝罗蒂和捷卡（Bellotti，Giacca，1978）[7]等都用速度谱提供的层速度对异常地层压力进行了预测。但是他们运用的层速度因受速度谱分辨率的控制，一般都指一个相当厚（大概在200毫秒以上）的层段内的平均速度，而不是每个单层的速度值。因此，这个阶段的地震地层压力预测只能是粗略的和区域性的。

随着地震反演技术的不断成熟，围绕岩性地震勘探这一中心目标，地震处理技术获得了

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

飞速的发展。目前在地震反演所涉及到的各个方面，如精细处理、保持振幅处理、子波处理和声阻抗反演等都已经相当成熟。从而使得地震获取的绝对速度不再是一大套地层的平均值，而是接近于声波时差曲线的“合成声波测井曲线”。这不论是在资料的精度还是分辨率上都比过去的速度分析有本质性的改善。理所当然，这种绝对速度对地层压力的估算十分有利。菲利普恩（Filippone，1979）[30]和比尔加里（Bilgeri，Adamcno，1982）[8]等正是这个领域中探索的先驱。

迄今为止，人们已经发现和使用的地震地层压力估算方法名目繁多。具有代表性的计算模型有以下几种：①等效深度法（Magara，1978）[24]；②伊顿法（Eaton，1976）；③贝罗蒂法[7]；④菲利普恩法[30]等。毫无疑问，由于必要的假设的引入和经验性统计结论，上述方法的使用效果是不完全相同的，因此在具体应用中尚需选择并完善所使用的方法。

首先，对于盆地勘探的不同阶段，所要求的地层压力精度是不相同的。在勘探初期一般仅仅需要大致和趋势性的评价，而到了后期尤其到开发阶段，往往对地层压力的精确度要求很高。

另一方面，同一地区内埋深不同的层位，其地震资料的品质也不相同。埋深越大，地震绝对速度的误差就越大。因此，我们在实际压力预测中需要具体分析地质和地震资料的背景。

由此，我们提出两种地层压力预测方案，分别适用于趋势压力分析和精细压力分析。

1．地震地层压力计算模型Ⅰ——趋势地层压力分析

对于地下某深度的孔隙性岩层，存在一个普遍为人们所接受的关系式，这就是

$$P_{ov}=\sigma+P_f \tag{11-7}$$

式中，P_{ov}——上覆负荷压力；

σ——骨架有效应力；

P_f——孔隙流体压力即地层压力。

显然，如果求得了P_{ov}和σ，则可计算出地层压力P_f，问题的关键在于如何求准P_{ov}和σ。过去通常是把上覆负荷作为埋深的函数来处理。图11-9表明已有探井中计算的精确上覆压力与埋深呈显著的线性关系。

多米尼柯（Domenico，1977）在实验室条件下发现有效应力与纵波（或横波）速度之间存在密切关系。辽东湾地区的实测资料表明，有效应力随纵波速度的增加而增加（图11-10）。关于有效应力与纵波速度之间的物理关系，通过研究得到阐明。由初等弹性理论可知：

$$\text{体积模量 } K=\frac{\text{围压应力}\sigma}{\text{体积应变}\Delta V/V} \tag{11-8}$$

而由纵波波动方程可得：

$$V_p=\sqrt{\frac{K+4/3\mu}{\rho}} \tag{11-9}$$

这里，μ为切变模量，ρ为介质密度，V_p为纵波速度。经整理得

$$\sigma=\frac{1+\sigma_b}{3-3\sigma_b}\cdot\rho V_p^2\cdot\frac{\Delta V}{V} \tag{11-10}$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

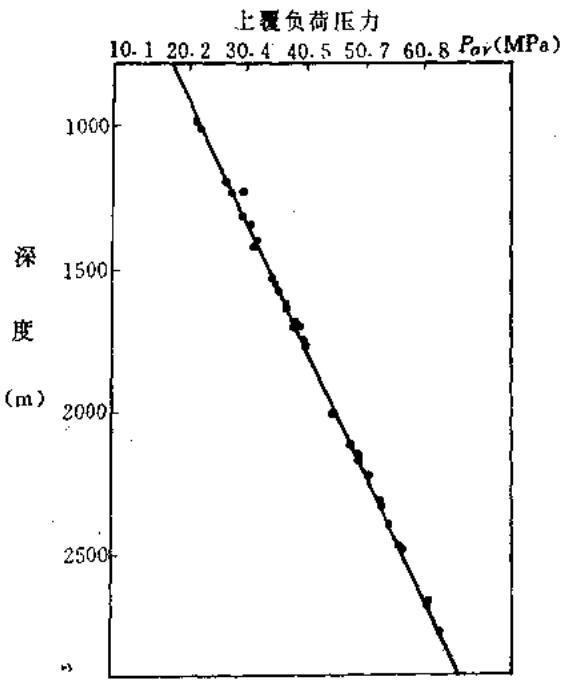


图11-9 辽东湾地区上覆负荷压力与埋深关系

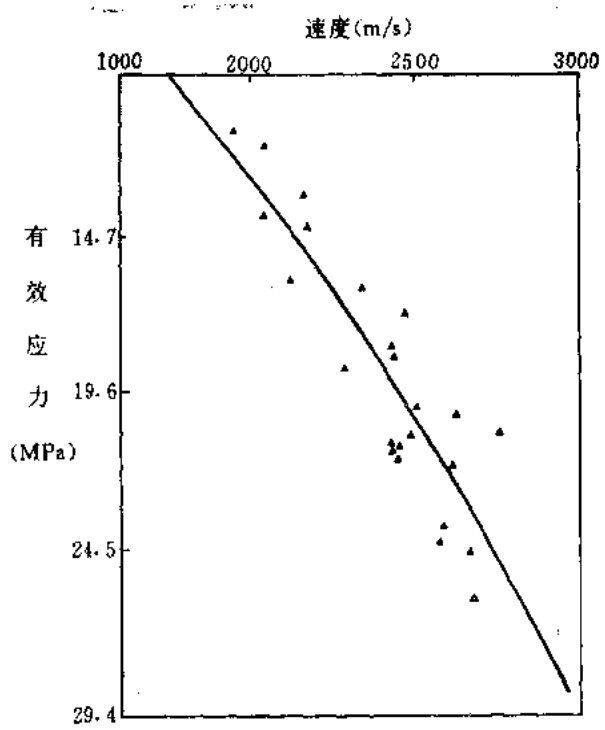


图11-10 辽东湾地区有效应力与地层速度关系

由于沉积盆地中一个单位体积元在压实过程中横向应变远远小于其纵向应变，即$\Delta V/V \approx \Delta H/H$，故有

$$\sigma = \frac{1+\sigma_b}{3-3\sigma_b} \cdot \rho V_p^2 \cdot \frac{\Delta H}{H} \qquad (11\text{-}11)$$

上式中σ_b为波松比，一般为0.12。$\Delta H/H$为单位厚度压缩量。辽东湾地区实际资料计算出的泥岩单位厚度压缩量与埋深之间存在有趣的关系（图11-11）。

显然，在单位厚度压缩量变化不大时，岩石有效应力σ与地震纵波速度之间存在的关系呈现抛物线关系。那么，图11-10中的经验曲线有理由按抛物线拟合。最终的压力估算模型为

$$P_f = AV_p^2 + BH + C \qquad (11\text{-}12)$$

上式中H为埋深，A、B和C均为经验常数。我们称式（11-12）为地震地层压力计算模型Ⅰ（即SSPM-Ⅰ）。

本模型使用简便，给定一对深度和对应的速度值，便可求出该点的地层压力值。由于模型不含假设条件，从理论上较为合理。但是，在该模型中，上覆负荷和地层有效应力均是按区域性资料统计所

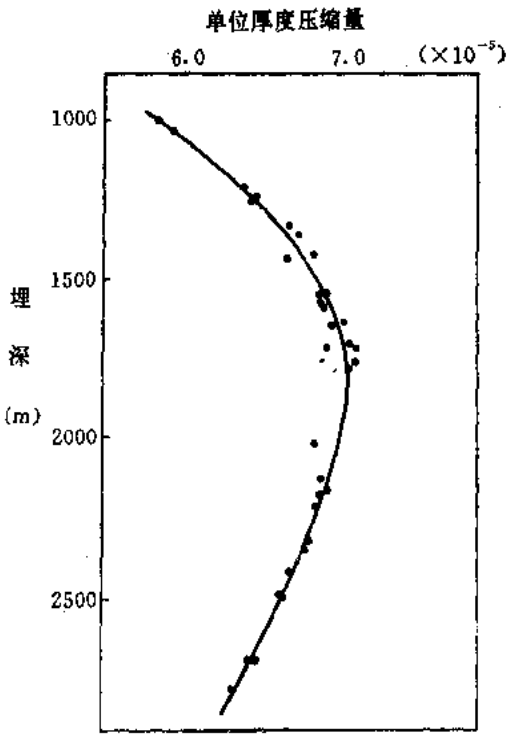


图11-11 辽东湾地区泥岩单位厚度压缩量与埋深关系

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

得，故地层压力的计算值包含了较重的经验性，精度可能有限，较适合于作粗略的或趋势性的压力分析。图11-12就是利用本预测模型由地震绝对速度计算出的压力分布。

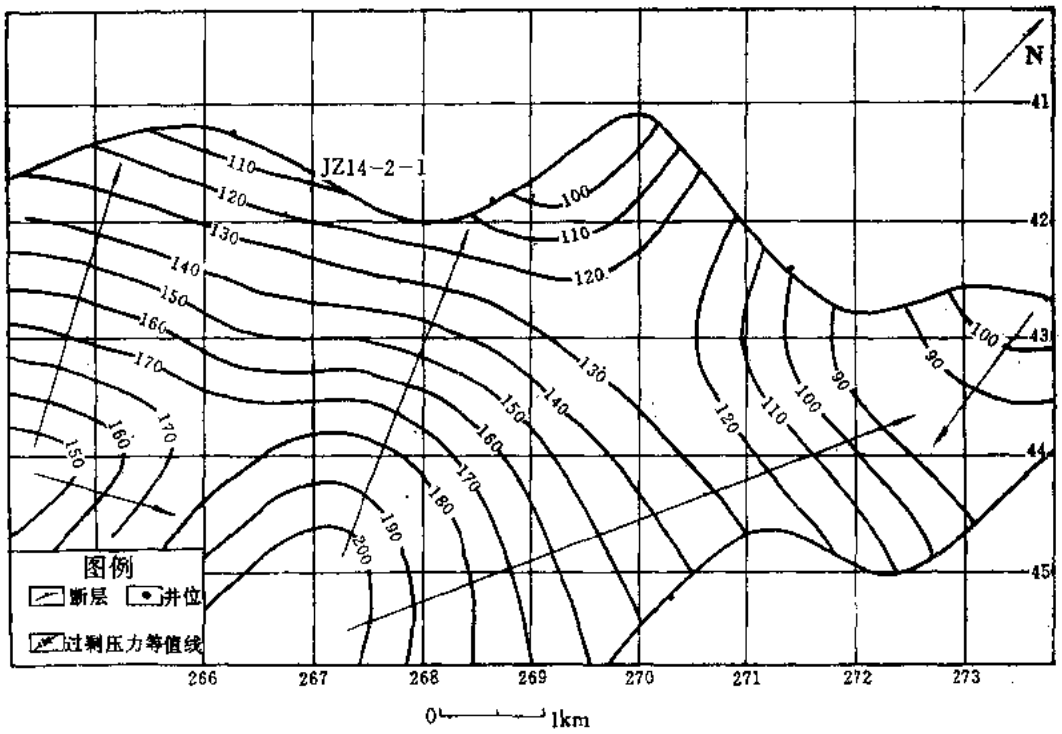


图11-12　辽西北洼（北部）沙三段过剩地层压力图

2．地震地层压力计算模型Ⅱ——精细地层压力分析

假若要对一个局部构造作精细的压力分析，就存在两方面的要求：一是要求地震资料有较高分辨率和信噪比，另一方面要求计算压力的模型精确。为此，也只有在中浅层深度（如2500米以上）的范围内可能完成地震地层压力的精细解释。

菲利普恩（Fillippone，1979）[30]提出的利用层速度计算地层压力的经验公式：

$$P_f = \frac{V_{mxp} - V_{int}}{V_{mxp} - V_{mnp}} \cdot P_{ov} \qquad (11\text{-}13)$$

曾被用来进行精细地层压力估算。在上式中：P_f为地层压力；V_{int}为层速度，由地震提供；V_{mxp}为孔隙度接近零时的岩石波速，由区域性资料统计获得；V_{mnp}为刚性接近零时的岩石波速，亦可由区域性资料统计得到；P_{ov}为上覆负荷压力，由深度控制。

但是，式（11-13）实际上仅在两个极端条件下成立，即：

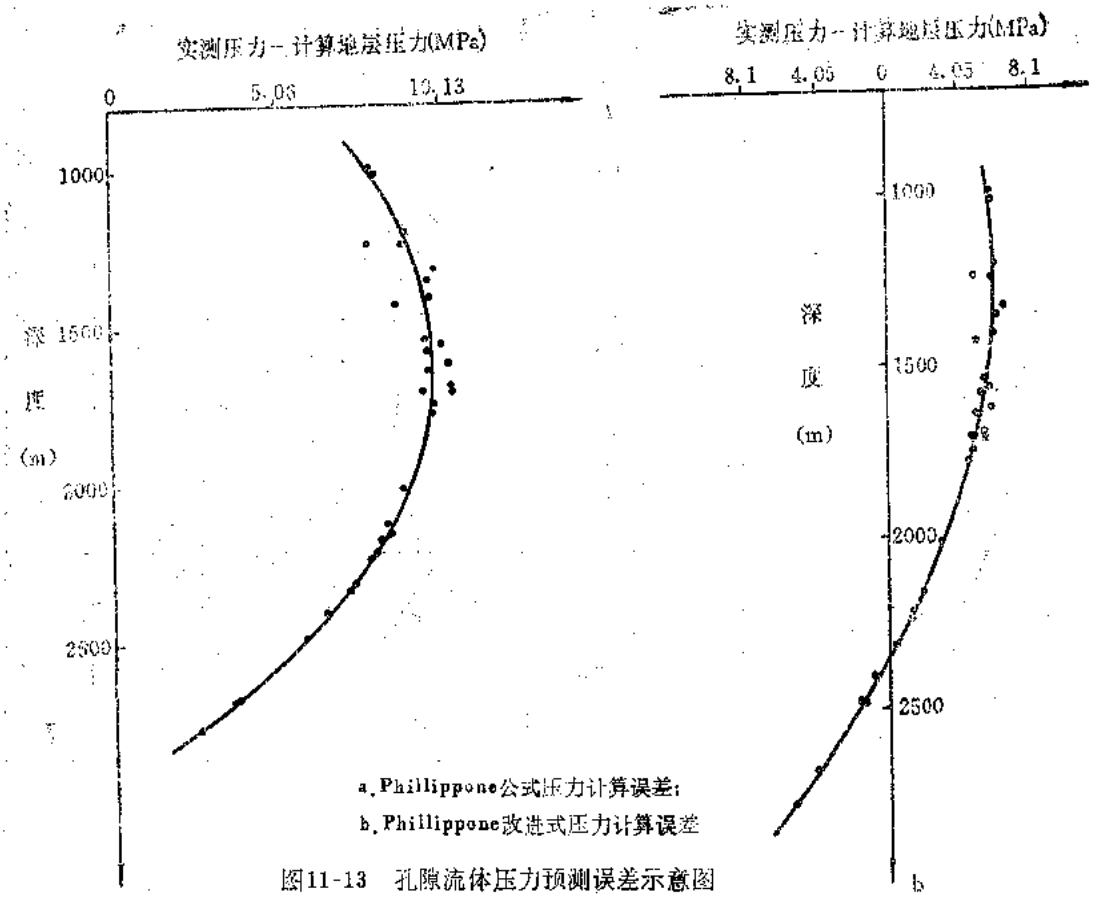
（1）当$V_{int} = V_{mxp}$时，岩石为致密层，无流体存在，显然流体压力$P_f = 0$；

（2）当$V_{int} = V_{mnp}$时，岩石为纯流体，无固体骨架存在，故流体压力$P_f = P_{ov}$。

然而介于这两个极端点之间（实际地层情况绝不为极端条件）的压力就不象式（11-13）那样采用线性内插法来确定。通过研究发现，在异常压力幅度不太大的中浅层深度范围内，地层压力与速度呈对数关系（证明略）。因此可把式（11-13）修正为：

$$P_f = \frac{\ln(V_{mxp}/V_{int})}{\ln(V_{mxp}/V_{mnp})} \cdot P_{ov} \qquad (11\text{-}14)$$

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com



a. Phillippone公式压力计算误差；
b. Phillippone改进式压力计算误差

图11-13　孔隙流体压力预测误差示意图

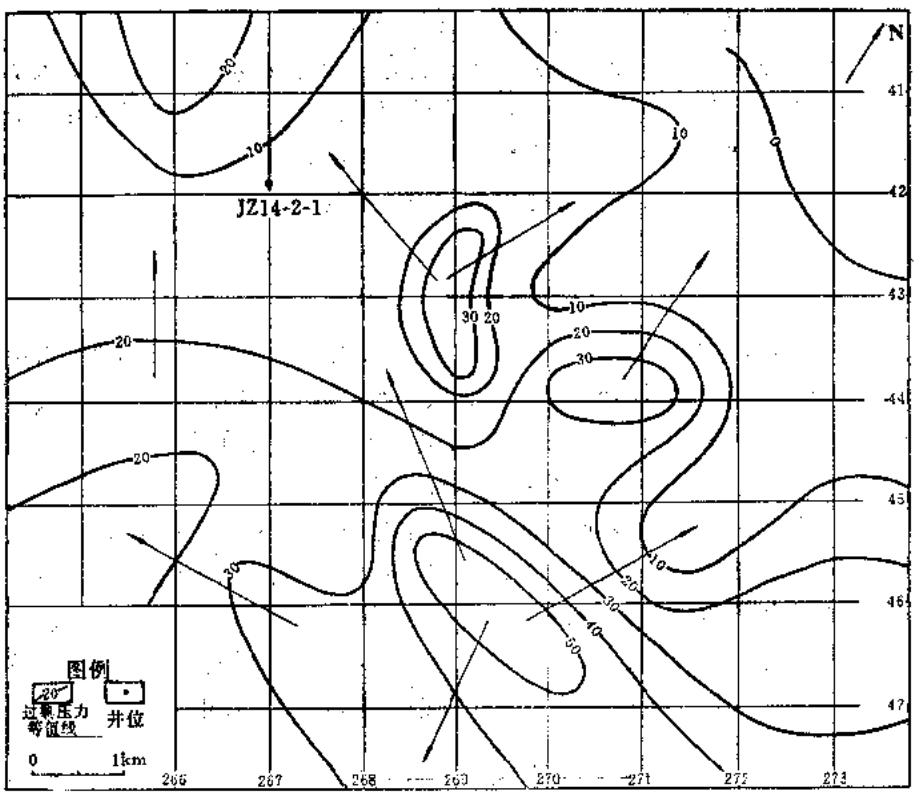


图11-14　辽西北洼（北部）东下段过剩地层压力图

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

我们把上式称为地震地层压力计算模型Ⅱ（即 SSPM-Ⅱ）。运用辽东湾地区实测压力资料对式（11-13）和式（11-14）分别作了误差分析（图11-13）。很明显，修正式所得误差较小，且随埋深单调递减，规律性较强。

根据地层压力精细解释模型对辽东湾地区辽西北洼东下段（埋藏较浅，1600～1800米）地层进行了压力估算，见图11-14。

综上所述，储层参数的定量地震解释方法研究在薄互层厚度估算、砂岩孔隙度计算和地层流体压力预测等方面，初步取得了一些探索性认识，这为进一步的研究打下了基础。

小　结

储层地震地层学方法研究针对了陆相盆地沉积层序中储集层的发育特征，在储层定量地震解释方面取得一系列初步认识。

1.地震和测井资料的处理是开展储层地震地层学研究的基础，合理地选择地震资料精细处理和特殊处理流程及其处理参数，关系到用于地震岩性解释的各种资料的质量。

2.地震反射特征点法能够在无井的地区，利用地震资料本身计算出薄层和薄互层的厚度，计算精度较高，使用方便灵活。

3.利用扩展时间平均方程可以在钻前根据地震绝对速度估算出含泥砂层中的泥质含量和地层孔隙度；两种不同类型的地层压力预测模型将在无井的探区内依据地震纵波速度剖面作出地层流体压力的估算。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

参 考 文 献

[1] 张万选等，1988，陆相断陷盆地区域地震地层学研究，石油大学出版社。

[2] Vail P R 等，1977，地震地质学，Payton E 编，牛毓荃等译，石油工业出版社。

[3] Brown L F, Fisher W L, 1980，地震地层学解释与石油勘探，曾洪流等译，石油工业出版社。

[4] Neidell N S，1986，褶积模型，牛毓荃译，石油工业出版社。

[5] 刘雯林，1985，子波处理方法的研究，石油地球物理勘探，V20，No20。

[6] Angeleri G P，Carpi R，1982，Porosity Prediction From Seismic Data，Geophysical Prospecting，V 30，No5，P580—607。

[7] Bellotti P，Giacca，D，1978，Seismic Data Can Detect Overpressures in Deep Drilling，Oil & Gas Journal，No8。

[8] Bilgeri D，Ademeno，E B，1982，Predicting Abnormal Pressured Sedimentary Rocks，Geophysical Prospecting，V30，No5。

[9] Biot M A，1956，Theory of Propagation of Elastic Waves In A Fluid-Saturated Porous Solid，I：Low-Frequency Range，J Acoust，Soc.Am.，V28，P167—178。

[10] Cook E E，Taner，T M，1969，Velocity Spectrum And Their Use In Stratigraphic And Lithologic Differentiation，Geophysical Prospecting，V17，No4，P433—448。

[11] Craft C，1973，Detecting Hydrocarhons：For years the goal of exploration Geophysics，Oil and Gas，J，Feb19。

[12] Dix C H，1955，Seismic Velocities From Surface Measurements，Geophysics，V20，P68—86。

[13] Domenic S N，1977，Elastic Properties of Unconsolidated Porous Sand Reseroirs，Geophysics，V42，No7.，P1339—1368。

[14] Gardner G H F，Gardner，L W，Gregory，A R，1974，Formation Velocity And Density the diagnostic basics for stratigraphic Traps，Geophysics，V39，P770—780。

[15] Gassman F，1951，Elastic Waves Throngh A Packing of Sphere，Geophysics，V15，P673—685。

[16] Geertsma J，1961，Velocity-log Intepretation：The Effect of Rock Bulk Compressibility，Soc. Petr. Eng J，V1，P235—248。

[17] Graul M，et al，Seismic Lithology，SEG Contiruing Education。

[18] Green C H，1938，Velocity Determination By Means of Reflection Profiles，Geophysics，V3，P295—305。

[19] Lavergne M，Willim，C，1977，Inversion of Seismograms And Prospecting，V25，P231—250。

[20] Levin F K，1979，Seismic Velocities In Transversely Isotropic Media，Geophysics，V44，No5，P918—936。

[21] Lindseth R O，1972，Approximation of Acoustic Logs From Seismic Traces，J Canadian Well Logging Soliety，V5，P13—36。

[22] Lindsey J P，et al，1984，Seismic Determination of Reservoir Parameters，Geoquest International Inc。

[23] Kennett P，et al，1980，Vertical Seismic Profiles——Their Appilcation In Exploration Geophysics，Geophysical Prospecting，V28，No5，P676—699。

[24] Magara K，1968，Compaction and Migration of Fluids in a Miocene Mudstone，Nagaoka Plain，Japan，Bull，Am Assoc，Pet Geol，V52，P2466—2501。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

[25] Meckel L D , Nath A K , 1977, Geologic Considerations For Stratigraphic Modelling And Interpretation, AAPG Memoir 26, P417—438.

[26] Muskat, Meres, 1940, Published Coefficients.

[27] Neidell N S , Poggiagliolmi, E , 1977, Stratigraphic Modelling And Interpretation——Geophysical Principles And Techniques, AAPG Memoir, 226, P389—416.

[28] Ostrander W 1 , 1984, Plane-Wave Reflection Coefficients for Gas Sands at Nonnormal Angles of Incidences Geophysics, V49, No10, P1637—1648.

[29] Pennebaker E S , 1968, Seismic Data Indicate Depth, Magnitude of Abnormal Pressures, World Oil, V166, June.

[30] Phillipon W R, 1979, ON The Prediction of Ahnormaly Pressured Sedimentary Rolks From Seismic Data, CONGRESO PANAMEPI-CANO DE INGENERIA DEL PETROLEO.

[31] Reynolds E B , 1970, Predicting Overpressured Zones With Seismic Data, World Oil, V171, October.

[32] Ricker N , 1940, The From And Nature of Seismic Waves And The Structure of Seismograms, Geophysics.

[33] Ricker N , 1953, Wavelet Contraltion, Wavelet Expension, And The Control of Seismic Resolution, Geophysics, V18, No4, P769—792.

[34] Tatdam R H , 1982, Vp/Va and Lithology, Geophysics, V47, No3, P336—343.

[35] Widess M B , 1973, How Thin IS A Thin Bed, Geophyics, V38, No6, P1176—1180.

[36] Wyllie M R , Gregory A R , Gardner L W , 1956, Elastic Wave Velocities In Heterogeneous And Porous Media, Goephysics, V21, P41—70.

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com

结束语

“地震地层学”是“地球物理学”与“地层学”概念相结合的一个新概念。最近几年出现的“层序地层学”是在“地震地层学”的基础上进一步发展的新理论。它的理论基础是全球的海平面变化控制了地层沉积的发生、发展。具体工作中是深入地使用了钻井、地震剖面和露头三种资料，因此，所总结的模式具有三维空间立体概念。“陆相地震地层学”本身就是运用了这个概念，但强调不够。

“陆相地震地层学”中还有很多问题需要进一步完善和补充。如文中对碎屑岩相的砂泥岩叙述较多，而对碳酸岩相则叙述较少等，这些都将在今后工作中继续补充。

在“陆相地震地层学”研究的整个过程中，得到渤海石油公司、物探局、华北石油管理局等单位的大力支持与协作，谨在此表示衷心的谢意。

PDF created with pdfFactory Pro trial version www.pdffactory.com