

文章编号: 1671-8585(2007)05-0321-09

近地表信息的获取及在地震数据处理中的应用

蔡希玲^{1,2}, 曾庆芹², 刘学伟¹

(1. 中国地质大学(北京), 北京 100083; 2. 中国石油集团东方地球物理勘探有限责任公司研究院, 河北涿州 072750)

摘要:在野外采集阶段, 获取详细的近地表信息的目的是了解表层结构, 选择有利的激发、接收岩性, 认识地震波在表层的传播规律, 为室内静校正、地表一致性等处理提供参考资料。简要介绍了几种近地表信息的获取方法, 如卫星照片、遥感图像及地质雷达探测等, 说明了表层信息在地震数据处理的静校正、噪声分析、速度分析等环节中的应用情况。在表层结构复杂的地区, 地震数据中噪声严重, 各种干扰发育, 数据处理的难度较大, 如果能充分利用近地表信息, 研究表层结构、岩性等对数据品质的影响, 将近地表的特征与地震数据的变化对比分析, 可以帮助处理人员认识静校正问题根源、噪声的产生机理、叠加速度的选择和成像中的问题, 以便在处理中选择适当的参数、制定合理的流程, 提高处理精度。

关键词: 野外采集; 近地表信息; 数据处理; 静校正; 噪声压制; 速度分析

中图分类号: P631.4

文献标识码: A

地震勘探包括野外资料采集、室内数据处理和地质综合解释三大环节。地震勘探的 3 个环节既有各自的特点, 又相互影响, 密切联系, 其中野外资料采集是基础。在采集参数设计时, 应考虑数据处理和地质解释的要求, 因为表层条件、近地表地质

结构和施工作业环境的变化对后续的处理、解释工作有直接的影响。

图 1 显示的是在东部某区采集的原始地震数据, 地表 2 m 的高程差异不仅引起了地震波走时的变化, 还产生了能量较强的规则干扰波。可见, 地

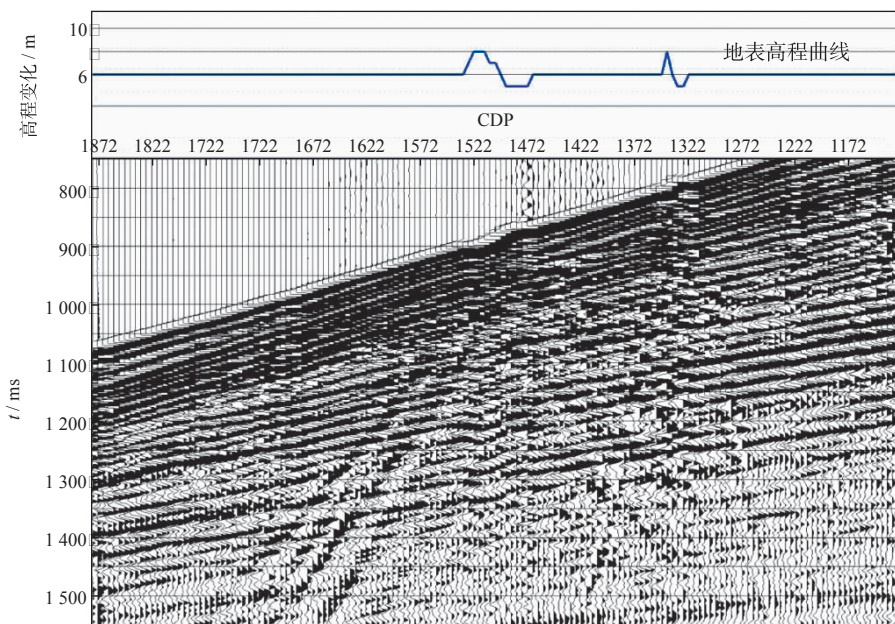


图 1 东部某区原始单炮记录

震勘探中, 由于近地表条件的细微变化而造成采集数据质量的变化是不容忽视的。因此, 获得详尽的近地表信息有助于地震处理过程中数据品质的分析, 便于研究数据中不同类型波的产生机理和根源, 为设计处理参数提供依据。

本文简要介绍了几种近地表信息的获取方法,

重点分析地表条件变化对地震数据的影响以及近地表信息在数据处理中的应用, 涉及到静校正、噪声分析、速度估算和叠加成像等方面。

收稿日期: 2007-05-20。

第一作者简介: 蔡希玲(1962—), 女, 高级工程师, 主要从事分析及地震数据处理方法研究工作。

1 近地表信息与数据采集

近地表地层的横向不规则性和时变性地震勘探中普遍存在,如沙丘地形、永冻层地形、山前带地形都具有极强的不规则性;而温度、降水、潮汐、风力、近代侵蚀和人文活动又导致近地表地层的某些参数随季节和时间的变化^[1]。地震勘探采集阶段前期的主要工作是近地表信息的获取,即实地踏勘,绘制详细的地物图和测网图,标明全部的激发点、线及接收点、线的准确位置。除此之外,还应选择有效方法进行低降速带的调查,获得尽可能详细的近地表信息,保证野外采集的质量,为后续的数据处理和地质解释提供参考资料。

近地表信息可通过以下多种方法获得。

- 1) 测量:在大地参考系下,测量控制点数据;
- 2) 卫星照片和遥感资料:通过卫星照片和遥感资料,获得关于近地表的各种分辨率的图像;
- 3) GPS:确定激发、接收点的空间坐标数据;
- 4) 统计数据:将盆地内多年积累的表层调查数据,进行统计整理,建立表层数据库;
- 5) 历史资料:收集以往的勘探资料,如实地勘察获得的地质露头平面图、剖面图等;
- 6) 专有地震表层结构调查方法:微测井、小折射等;
- 7) 岩石取心;
- 8) 地质雷达(GPR)调查:可查明地表 40 m 范围内的地层结构变化;

9) 反演技术:综合各种资料进行表层结构反演,如利用大炮初至实现走时层析反演近地表模型,等等。

1.1 卫星照片和遥感图像

卫星照片可提供细致的近地表结构分布图。卫星遥感数据不仅可以帮助设计人员在室内进行观测系统设计,而且可以划分出不同的地表结构,为地震勘探中试验点的选择、表层调查控制点的布设、施工组织等提供重要依据,对提高工作效率和质量发挥着重要作用,同时,对后续的室内处理、解释工作有借鉴和指导作用。

1.1.1 卫星照片在酒泉盆地的应用

自发现 KLSH 油藏以来,酒泉盆地 QLS 逆掩推覆带已成为油田的有利勘探区域。由于以往的技术和设备条件所限,在老地震资料很少的情况下,要查清该区的地下结构,需要进行地震攻关工作^[2]。QLS 逆掩推覆带的地表条件复杂,山高坡陡,炮点、检波点布设困难。在不同条件下的激发和接收记录中可以看出,干扰能量差异较大,类型多样,因此,提高野外地震数据采集质量的方法之一是选点激发,选线接收。只有详细了解了地表及近地表的地质分布,才有可能进行合理的选点和选线工作。

图 2 为 QLS 地区逆掩推覆带的卫星照片,清晰地展示了地表的地貌、地物和不同地层的分布,可帮助采集设计人员有效地进行采集方案的设计,选择试验点、试验段的位置,合理布设激发点和接收线,综合考虑各种采集参数,提高复杂区的采集质量。

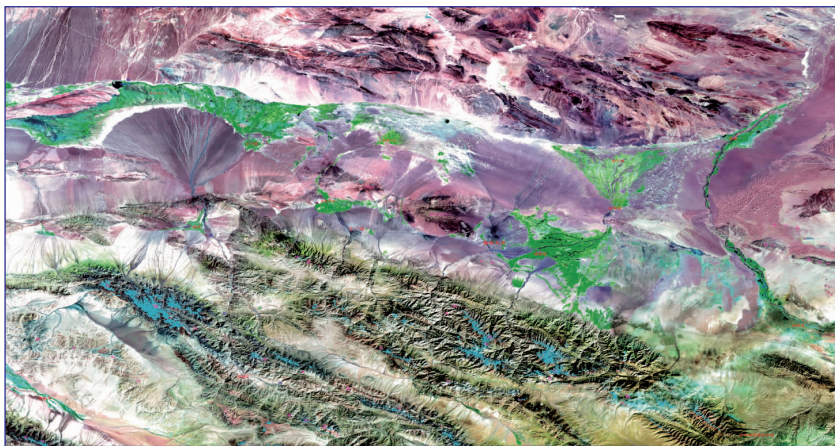


图 2 QLS 地区逆掩推覆带卫星照片

另一探区 JFS 逆掩推覆带的地表条件和 KLSH 工区的地表条件类似, JFS 工区最高海拔 4 694 m, 平均海拔 3 200 m。山内断崖林立,沟壑纵横,攀登十分困难,工区最南部已抵达冰川。从

图 3 可以看出,岩性复杂多变,低降速带厚度差异大,高速层速度横向变化快,表层地质结构复杂,地震勘探施工的难度很大。在该区进行采集设计时,可根据卫星照片,选择沿沟布设地震测线,从易到

难,开展地震先导工作。

1.1.2 遥感图像在柴达木盆地的应用

柴达木盆地三面环山,西为阿尔金山,北为祁连山,南为昆仑山,近地表条件复杂,勘探难度

大^[3]。该区大部分工区属于复合性地表,山地、丘陵、山前砾石、沙滩、沙丘和盐碱沼泽并存,地形相对高差变化大,增大了野外采集设计的难度。图4为柴达木盆地西部山区的遥感图像。

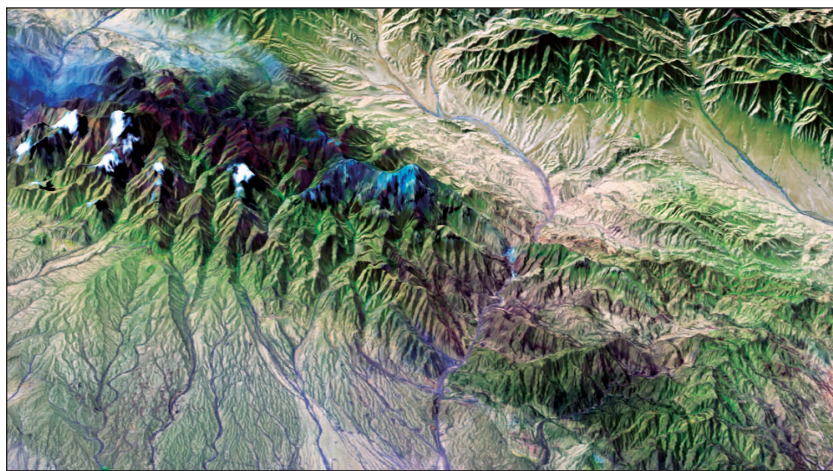


图3 JFS工区卫星照片

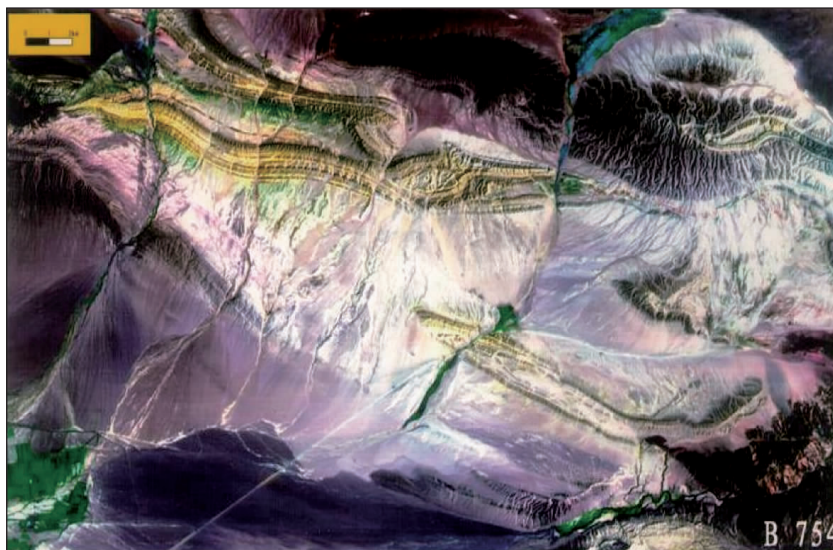


图4 柴达木盆地西部山区遥感图片

根据遥感资料,可以优化野外采集设计,结合其他近地表图件选择试验点,剔除高点、陡点,选择好的激发岩性,逐点设计激发点位置和激发井深。在地表允许的条件下,有效地进行检波器组合,提高单炮记录品质。

1.2 地质露头

在卫星照片和遥感图像上选线布点后,再对每一条测线进行详细的踏勘,绘制表层地质剖面和测线两侧的地形、地物图,逐点调查每一个炮点的位置、表层岩性和地层倾角等,绘制地质露头剖面图。

在无低速带的基岩出露区,地面裸露的岩层的速度和厚度随年代、岩相和岩性的不同而不同,

加之风化作用的改造,在沿垂直岩层的走向上表层速度会发生急剧的变化,导致地震波的激发、接收条件变差,地震波的传播路径复杂,因此,在不同的近地表岩性段上,地震数据的差异极大。地质露头可以指导采集人员进行表层控制点的布设,沿地层走向方向放小折射排列。

图5为西部山区的地表照片。图6为山区的地质露头,山地多位于构造挤压和隆升幅度强烈的地带,在测线上出露着不同年代的地层,基岩出露区的地层倾角大,且横向变化迅速。图7为戈壁砾石区的地质露头,在冲沟处砾石堆积,其他地段为砂岩、泥质砂岩、泥岩和砾岩互层,在地面的不同位置,地层的倾角、倾向有变化。



图5 西部山区地面照片

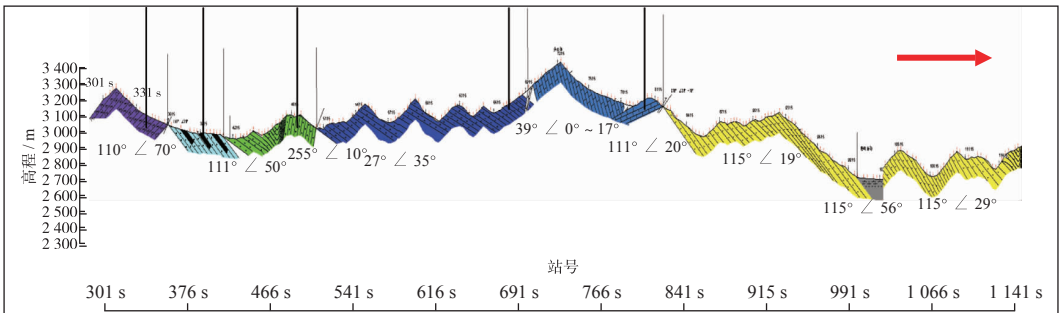


图6 西部山区地质露头

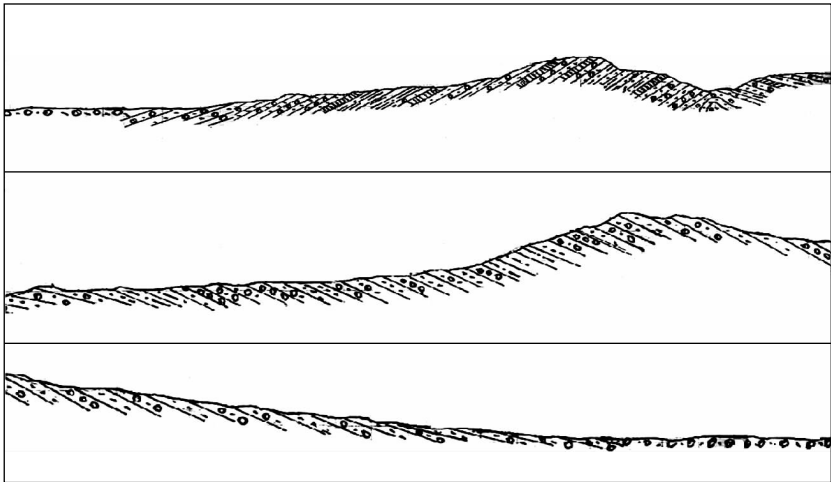


图7 戈壁砾石区地质露头

详细的地质露头调查工作为采集中激发点、接收点的选取、表层速度的确定、静校正量的估算以及后续的资料处理解释提供了可靠的地质资料。另外,在地质露头剖面上标明了地层的产状和断层的位置,这对数据处理中分析地震剖面上浅层的构造形态极为有利。

1.3 地质雷达探测

地质雷达探测通过研究超高频短脉冲电磁波在地下介质中传播规律,以探测地下地层结构特征和目标体等。在表层结构调查中,利用雷达波的电磁特征,检测岩层之间的电磁性差异,从而确定反射界面。因为雷达波向下传播到地层界面时,会发

生不同程度的反射、折射和散射,波的能量被吸收而衰减,均反映在波形特征和波组特征的变化上,通过对接收回波的分析、处理和解释,研究波的动力学特征,可以揭示地表浅层的结构特征和各层厚度的变化。进行多线观测或面积观测,可以获得地震采集区块的近地表信息。

应用地质雷达进行低降速带调查,具有快速、无损、连续检测和实时显示等特点,其分辨率高于其他地球物理方法^[4],可以弥补微测井、小折射等方法在地表环境恶劣、结构复杂情况下应用的不足,是目前国内外用于表层结构调查的较先进的方法。

2 近地表信息在地震数据处理中的应用

2.1 静校正问题分析

图8为东部某区高密度采集数据的地表高程曲线和线性动校正后的单炮记录,由于检波点密度

大,道距仅为5 m,所以地表3~4 m的高程变化在地震数据上产生的20~30 ms的时差可以清晰地识别出来。这种高差引起的静校正问题在数据处理中比较容易解决,因为近地表的低降速带速度相对稳定,潜水面变化不大,常规的高程静校正结合初至波静校正可以较好地解决该区的静校正问题。

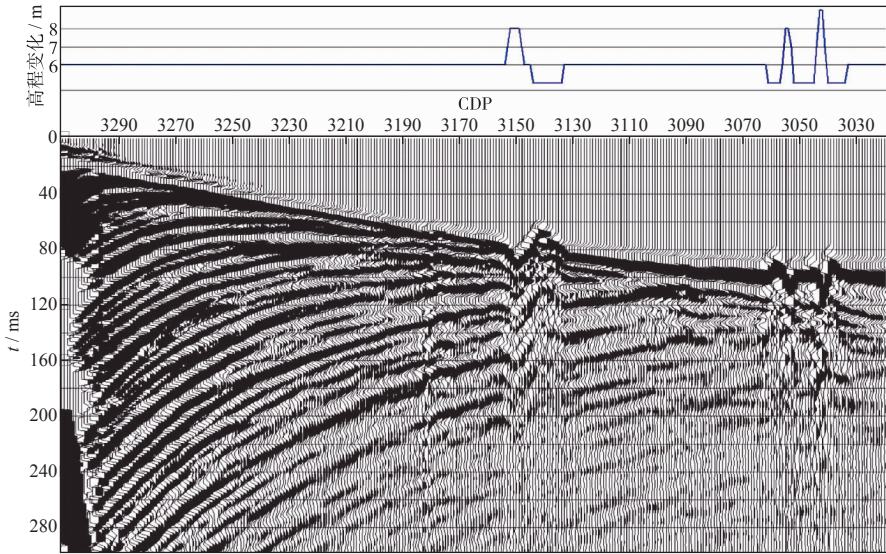


图8 地表高程及线性动校正后的单炮记录(局部)

在地表条件复杂的地区,如高速层顶界面的速度存在各向异性现象或界面形态起伏较大,仅靠地表高程校正和剩余静校正等常规方法难以准确估算静校正量,需要借助各种近地表信息,建立表层模型,合理地选取基准面,结合不同的方法,解决表层静校正问题。主要方法有^[5~7]:①在遥感和卫星照片资料的指导下,用合理的控制点密度和足够的调查深度,查清表层结构的变化规律,控制中、长波长静校正的变化(增加表层调查深度将有利于分析和解决资料中的长波长静校正问题);②结合地质露头 and 表层结构信息,建立合理的近地表模型,用获得的低降速带资料作为约束,选择参数,采用模型法研究地震数据中的静校正问题;③将表层调查结果与地震记录初至信息联合解释,求取与地震记

录初至追踪的高速层匹配的低降速带速度,提高静校正精度;④应用初至层析反演静校正方法(走时层析法或波形层析法),反演表层模型的细节部分,获得较为可靠的层析结果,解决中、短波长的静校正问题。

对工区表层及深层地质情况的了解程度,是判断和解决复杂区静校正问题的关键。因为密集的地面地震资料与详细的近地表地质资料的结合能更好地解决近地表异常带来的静校正问题和表层非均质造成的振幅、相位等问题。

图9是黄土塬区地表高程曲线,工区内山峦起伏、沟壑纵横,表层结构复杂多变,地震数据品质较差。资料处理中多种问题交织在一起,相互影响、相互制约。低降速带的速度、厚度横向变化大,某些

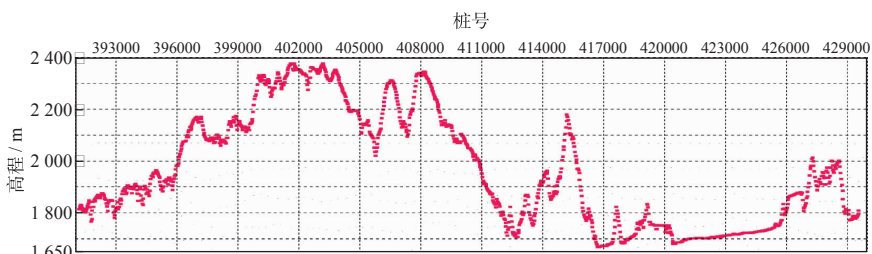


图9 黄土塬区地表高程曲线

地段黄土层巨厚,可达数百米,而局部地段又有白垩系等老地层出露,某些部位黄土层中夹杂着多套砾石层和砂层,使得表层结构更加复杂化,静校正的难

度加大。在数据处理中,充分利用多种近地表信息,将高程静校正、模型法静校正和折射波静校正等方法相结合,取得了良好的静校正效果(图 10)。

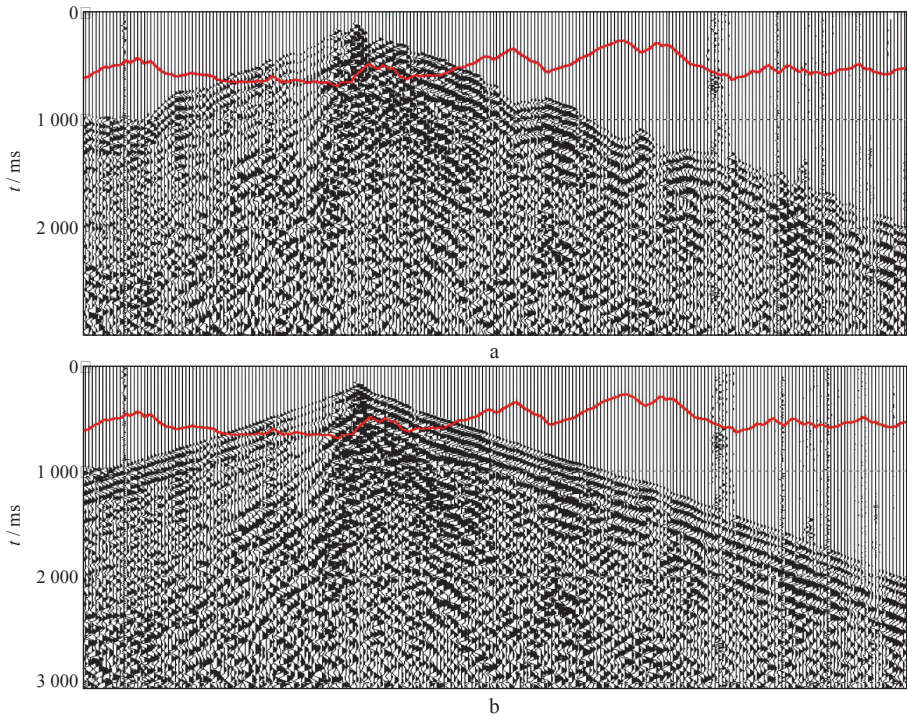


图 10 静校正前(a)后(b)的炮集记录

2.2 噪声分析

震源激发后产生各种干扰,干扰波的分布与近地表结构有着密切的联系。地震勘探的次生干扰有两大类,一类是波动干扰,是由于表层介质的不均匀形成一定的波阻抗界面,从而造成了一系列波动次生震源,弹性波在波阻抗界面上的波型转换和能量的重新分配是产生波动次生干扰的根源;近地表介质的不均匀是波动次生干扰产生的条件,次生干扰波就是在这些不均匀的界面上发生的各种波现象。另一类干扰是振动干扰,当物体存在质量弹簧时就会形成一个振动系统,当振动系统不受外部激励时,保持平衡位置,处于静止状态。当振动系统受到外部激励时,就会使质量体偏离平衡位置,在平衡位置两侧产生振动,这就是形成次生振动干扰的内在因素^[8]。

波动和振动是相互联系的,从振动质点的角度考虑,振动是微观分析,波动是宏观分析;从整个振动物体考虑,振动是宏观分析,波动是微观分析。在地震勘探中,从动力学的角度观察,自始至终包含了波动和振动两种现象。波动噪声和振动噪声不仅涵盖了次生噪声,也涵盖了地震勘探中的弹性噪声,这些噪声在地震数据中随处可见、普遍存在。

图 11 为东部某区的地表高程曲线和原始单炮记录,1~2 m 的地表高程变化产生的次生干扰在原始地震数据上表现为低频、低速干扰;而图 12 中 5 m 高程变化产生的干扰为能量较强的双曲线型干扰。这些干扰产生的内因是波动和振动的本质所决定的,外因是近地表的不均匀具备了产生振动和波动的各种客观条件。可见,根据该区的地表高程信息,可以研究该区噪声的出现规律。这样,在处理过程中,通过分析地表高程的变化和次生干扰的能量、频率和走时的关系,进行干扰波压制试验,可以达到提高信噪比的目的。

2.3 对速度精度和成像位置的影响分析

近地表低速带的厚度和速度的变化会引起长波长静校正问题。在处理国外某区块的资料时,我们着重分析了高速层顶面的变化对叠加速度和成像位置的影响。目标区的主要地质任务是寻找和落实 10~20 ms 的低幅度构造圈闭,对静校正的精度要求非常高。受近地表调查点密度和计算方法的影响,野外提供的静校正数据精度远远不够,长波长静校正问题严重。因此,在处理中首要问题是反演近地表模型,查明近地表结构,利用近地表信息估算静校正量,解决该区的长波长静校正问题。

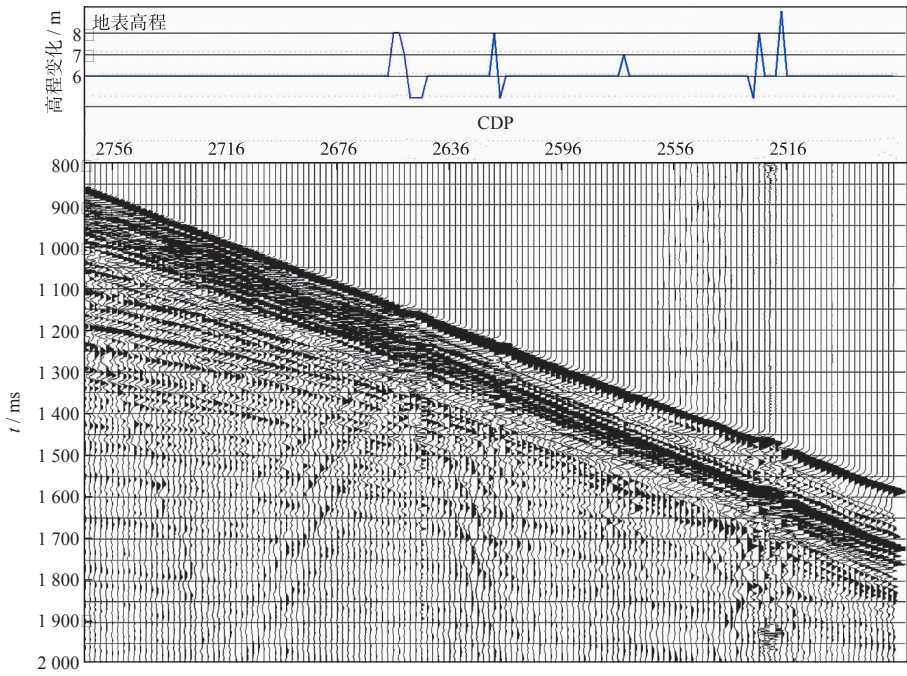


图 11 地表高程及原始单炮记录一

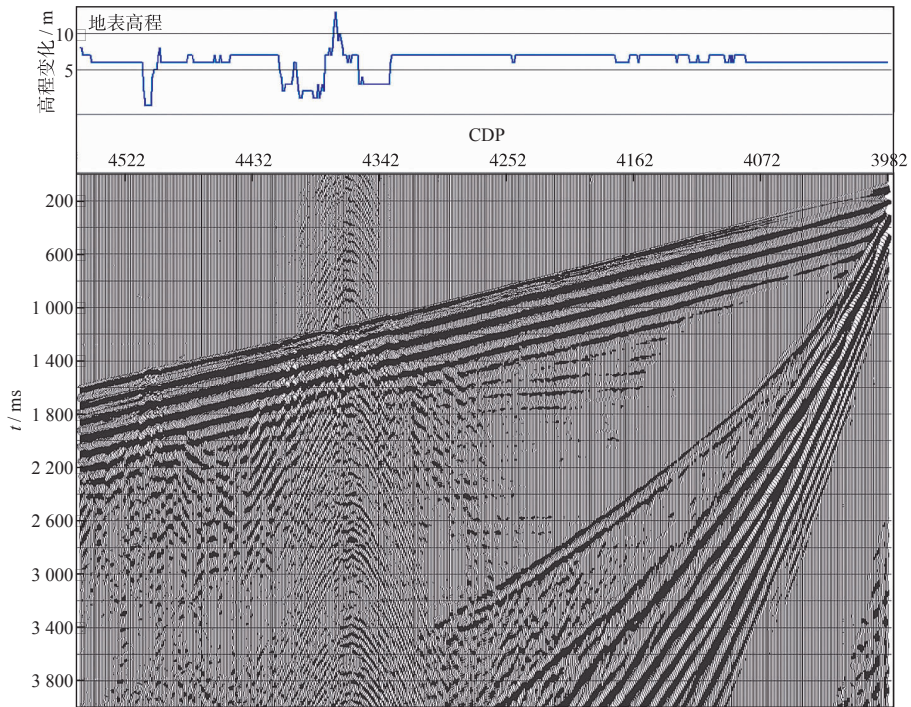


图 12 地表高程及原始单炮记录二

我们采用比较成熟的折射波走时反演方法,利用地震记录中的初至波反演近地表模型。图 13 为该区 L1 线反演的近地表模型,可以看出,试验段内高程范围为 665~675 m,呈单斜变化,而低降速带的高程变化范围为 555~573 m,呈波浪状变化,低降速带的速度从 600 m/s 到 700 m/s 不断变化。高速层速度相对稳定,在 2 340 m/s 左右。由此可以看出,该测线的长波长问题是由低降速带的速度和厚度变化共同引起的。

这种高速层顶面的起伏变化导致速度谱发生畸变,使得反射层的叠加速度在时间和速度上都出现偏差,在速度分析的过程中可能会误导处理人员。这种由于速度分析的偏差在剖面上产生的假构造,在后续的地表一致性剩余静校正中是难以校正过来的。

选取 L1 测线的 4 个速度点,分析该区稳定的标准层 T1 层和 T2 层的速度变化(表 1)。从表中可以看出,T1 层的均方根速度相差 100 m/s 左右,

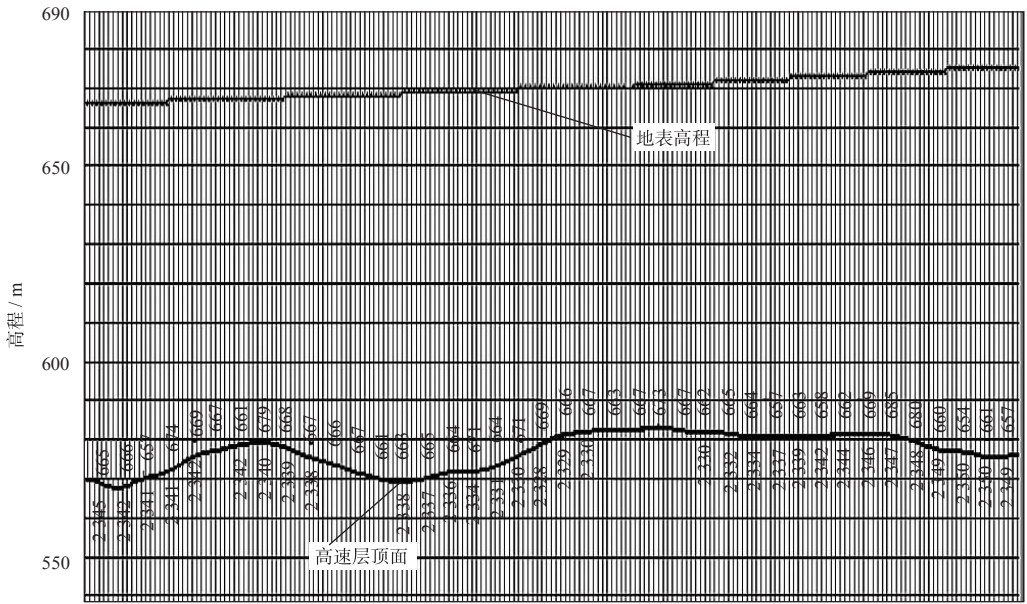


图 13 L1 测线 EGRM 方法反演的近地表模型

图中：高速层顶面上面的数据是低速层速度，下面的数据是高速层速度，单位 m/s

表 1 低降速带变化对叠加速度的影响分析

CMP 位置		1220	1300	1460	1620
T1 层	时间/ms	643	668	653	668
	速度/(m · s ⁻¹)	2 001	2 108	2 114	2 064
T2 层	时间/ms	1 342	1 317	1 352	1 372
	速度/(m · s ⁻¹)	2 416	2 768	2 818	2 839

而 T2 层的速度差达 300 m/s 左右。从区域构造的特征来分析，对于沉积稳定的反射层而言，横向速度也应该比较稳定，由于该区存在严重的长波长问题引起的速度畸变，造成了数百米的叠加速度误差，因此，处理人员进行速度分析时，应综合多方

面资料进行分析，避免陷入速度误区。

图 14 为该测线叠加剖面的局部显示，对照反演出的近地表模型，不难看出，叠加剖面上浅中层同相轴的起伏是由于近地表低降速带厚度的变化引起的。通过反演近地表模型(图 13)，详细分析了低降速带厚度和速度的变化，表明近地表问题对处理中速度分析和成像精度有较大影响。这样，可选择适当的方法进行表层静校正，重新进行速度分析，消除表层影响带来的速度误差，获得较好的处理结果。图 15 为表层校正后的叠加剖面，可见静校正和速度调整后，叠加剖面的形态真实可靠，符合海相沉积盆地的特点。

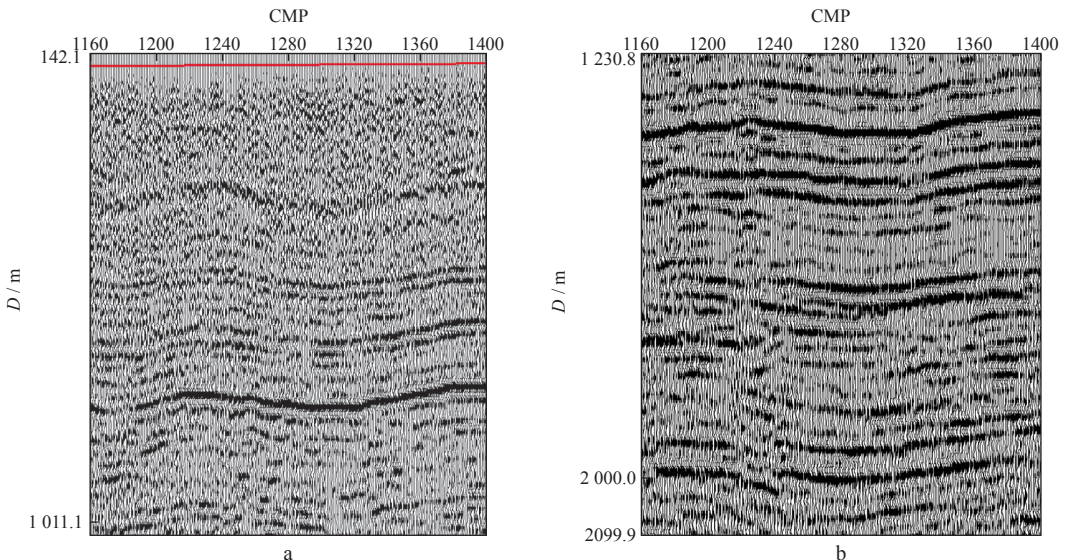


图 14 原叠加剖面

a 浅层；b 深层

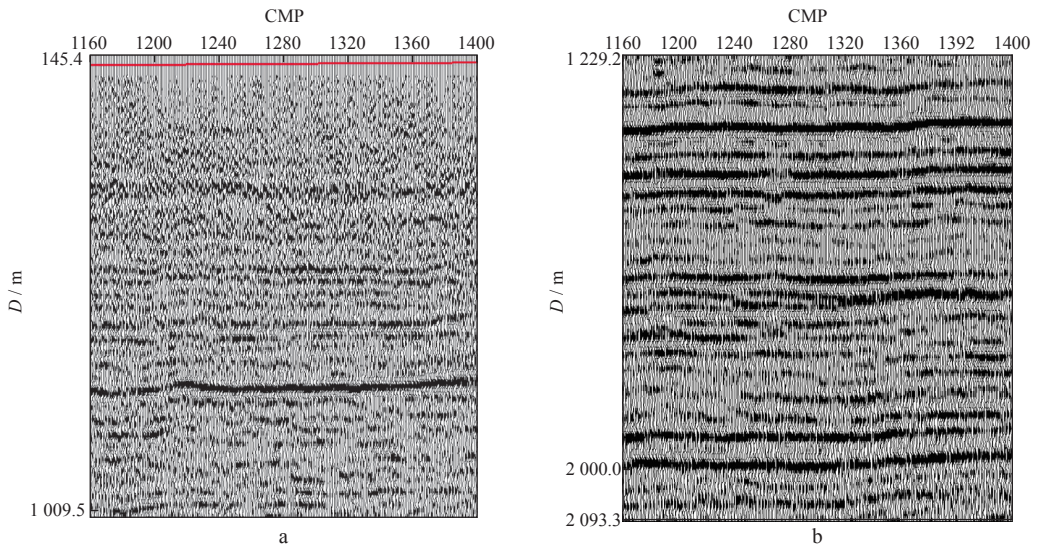


图15 表层校正后的叠加剖面
a 浅层; b 深层

3 结论与认识

遥感、卫星照片、全球定位系统、地理信息系统、地质雷达以及信息高速公路等现代信息技术的发展,使地震勘探中的近地表调查工作更加快捷和细致。多种数据的综合分析和利用可获取丰富的近地表资料,便于野外采集时选择最佳的激发、接收方式,进而提高采集数据的质量。

通过各种方法获得的近地表数据和激发后获得的地震数据同等重要。因为近地表数据对后续的处理和解释工作有着重要的参考价值和指导作用,特别是近地表信息的平面图件可以帮助处理人员进行数据分析、采取有效的技术措施并进行质量控制;反之,当近地表信息不充分或未被有效利用时,就加大了复杂地表区地震数据处理的难度。随着一体化工作的深入开展,近地表信息在数据处理和地质解释方面将会发挥越来越重要的作用。

参 考 文 献

- 1 夏竹,张少华,王学军. 中国西部复杂地区近地表特征和表层结构探讨[J]. 石油地球物理勘探,2003,38(4): 414~424
- 2 焦文龙. 酒泉盆地南缘窟窿山前陆冲断带地震勘探方法试验研究[学位论文][D]. 西安:西北大学,2006. 3~7
- 3 胡杰,朱洲飞. 柴达木盆地地震勘探难点及对策[A]. 中国石油勘探与生产工程技术座谈会报告集(2003): 物探[C]. 北京:石油工业出版社,2004. 34~51
- 4 王朝辉,唐传章,王瑞贞等. 地质雷达在冀中探区表层调查中的应用效果分析[A]. 中国石油学会东部地区第十三次物探技术研讨会,广西北海,2005. 463~470
- 5 Cox M. Static Correction for Seismic Reflection Survey [M]. Tulsa: The Society of Exploration Geophysicists,1999. 531
- 6 曹务祥,李海翔. 横波微测井转换波静校正方法[J]. 勘探地球物理进展,2006,29(5):353~356
- 7 华勇. 折射层析静校正方法及其应用效果[J]. 勘探地球物理进展,2002,25(5):52~54
- 8 沈琛主编. 石油物探工程监督[M]. 北京:石油工业出版社,2004. 459