

地球物理技术汇编

DIQIU WULI JISHU HUIBIAN

第 14 辑



1990



编辑: 谭 岩 王友仁 聂开华 秦永禄

张纬宜 陈文菊 汪廷璋

责任编辑: 谭 岩

封面设计: 黄祥秀

地球物理技术汇编

DIQIU WULI JISHU HUIBIAN

第14辑 (1981年创刊)

编辑出版	《石油地球物理勘探》编辑部
订购处	河北省涿州市11信箱1分箱 本刊发行科
印刷	石油物探局制图印刷厂
出版日期	1990年12月

冀出内字第1164号

地球物理技术汇编

DIQU WULI JISHU HUIBIAN

第十四辑 一九九〇年

目 录

串级有限差分偏移的应用效果·····	符法王 (1)
海上 VSP 初至拾取·····	杨振东 (6)
用局部平稳的 AR 模型计算初至波的起跳时间·····	朱衍德 (13)
浅谈 PS 转换波反射法勘探·····	朱衍德 (20)
多速度模型的 V_0 、 β 值求法·····	韩文功 (28)
识别浅层反射波的相关系数法·····	李学军 (35)
用地震资料预测北三台地区地层异常压力·····	刘福宁 (39)
振幅信息在 SNS 地区沙一下段生物灰岩油气藏勘探中的应用·····	祝文亮 史华珍 (47)
用正演模型研究岩性变化·····	钱宗良 (56)
折射界面的数值波前法成像·····	傅旦丹 (69)
用平均频率表征介质的吸收特性·····	王彦春 董敏煌 (76)
VSP 法在勘探储层中的应用·····	唐文祥 (81)
预测储层物性的 GLOG 技术·····	魏守刚 (88)
地震测井曲线脱节现象的探讨·····	何文能 (100)
GeoQuest 解释工作站 ZYCOR 绘图应用程序中关键性问题探讨·····	杨树才 (106)
岩性圈闭三维地震水平切片解释方法·····	刘特阶 王光然 李鹏颖 (115)
一种实用的分段拟合时深转换方法·····	熊金良 (120)
用 Dix 公式计算薄层层速度的局限性·····	潘尧嘉 (123)
迪克斯公式的应用——与温祥泉同志商榷·····	张玺科 (127)
正确理解迪克斯公式——与温祥泉同志商榷·····	撒利明 (129)
辽东湾西部岩石物性及其基底结构特征·····	钟慧智 李嘉琪 (131)
辽西低凸起基底岩性特征及其形成·····	李嘉琪 (141)
冀中拗陷重力细测效果的分析·····	吕金海 (154)
地震勘探施工与处理质量对叠加效果的影响·····	于治华 (166)
SN368 系统禁止码·····	王文良 (172)
DFS-V 数字地震仪照相机走纸控制装置的再改进·····	李群河 (177)
谈谈工装模具的国产化工作·····	何渊信 (178)
作者介绍·····	(181)

串级有限差分偏移的应用效果

冯得法 王在民

(新疆石油管理局地调处研究所)

摘 要

冯得法, 王在民: 串级有限差分偏移的应用效果, 《地球物理技术汇编》, (14) 1990: 1~5, 12

串级有限差分偏移是一种适应于陡倾复杂构造的偏移方法。其基本思想是以常规偏移方法为基础, 将陡倾角分成几个小倾角进行多次偏移, 将速度纵横向的变化分解到各级偏移中去。该方法虽经几次偏移, 但资源量较常规偏移并不增加。理论与实际资料处理的结果表明, 该方法对构造复杂、速度纵横向变化大的地区效果明显。

关键词: 串级有限差分偏移

在赛伯 (CYBER) 计算机上, 由 CGG 公司提供的 WEMIG 有限差分偏移模块只适用偏移 30° 左右的倾斜地层, 对陡倾复杂构造很难正确地偏移归位。为此, 我们采用了串级有限差分偏移的方法。该方法是以常规偏移方法为基础, 经过多次偏移, 最后取得高精度的偏移结果。

方法原理简述

Ken Lerner 和 Craig Beasley 在 SEG55 届和 57 届年会上发表的有关文章^{[1]、[2]}表明, 用不同的速度 v_i 进行多次偏移时, 只要 v_i 满足

$$v^2 = \sum_{i=1}^N v_i^2$$

就可得到与一次偏移同样的效果。式中 v_i 为各级偏移的速度; N 为偏移次数; v 为一次偏移速度。由于 $v_i < v$, 即串级偏移每次所用的速度都小于一次偏移速度, 则最终将会得到准确而波散又小的偏移剖面。

在该方法中, 截取速度的确定是相当重要的。我们采用 Ken Lerner 等人的方法, 将每级的截取速度取为

$$v_i = v_{\max} / \sqrt{N}$$

其中, $v_{\max}$ 是测线的最大层速度值; N 是串级偏移的次数。图 1 给出的是四级串级偏移的情况。

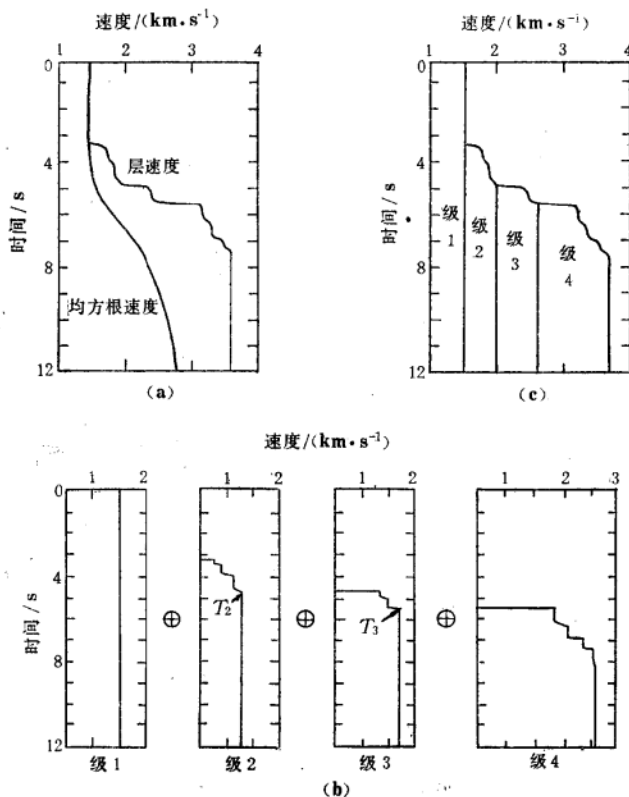


图 1 一次偏移速度 (a) 与串级偏移速度 ((b)、(c))

T_2 和 T_3 分别表示第二级和第三级偏移的起始时间;

⊕表示类似相加过程 (引自参考文献 (1)).

串级偏移的次数与偏移速度的大小有关。首先利用 LIBDL(速度显示模块)显示偏移速度,求取最大层速度值。最大层速度的平方除以截取速度的平方就得到串级偏移次数。

偏移步长是该方法的一个关键参数,它不仅与每级偏移速度有关,而且还与采样间隔、道间距以及串级偏移的次数有关。从方法的稳定性来考虑,速度减小 $1/\sqrt{N}$,则深度步长可增大 N 倍,这样计算时间基本上与 WEMIG 相同。但随着深度步长的加大,频散现象也随之加大;步长太小会浪费机时,太大会影响精度与效果。

处理效果

为了验证该方法的处理效果,我们首先用频率波数法制作了如图 2 所示的倾角为 80° 的理论地质模型。图 3 为此模型自激自收带有绕射的响应;图 4a、4b 分别是常规和串级偏移的结果。从图 4 中可明显看出,常规偏移不能正确地归位,频散比较严重,而串级偏移却能正确地归位。

我们现以 19、38 测线为例进行了实际处理。图 5 是 19 测线经 DMO 处理后的叠加剖面,图中 CDP 150 附近 1.8s 左右的位置,平、斜层的反射波都能反映出来,这说明叠

加效果良好。图 6、7 是 19 测线常规与串级偏移的剖面。从图 7 中看到, CDP 200 的 1.6s 处反射归位正确, CDP 60~200 的 2.1s 附近弱层得到了明显的反映, CDP 140~270 的 1.3s 到 1.5s 之间, 同相轴连续性变好, 整个剖面的信噪比都有所提高, 构造形态清晰, 而资源量却与常规偏移基本相当。一个 4s 长 4ms 采样的记录, 常规偏移 500 个 CDP 需资源量为 7 711 个单元, 而串级偏移所需资源量为 6 675 个单元。

图 8、9、10 分别为 38 测线的常规叠加、常规偏移和串级偏移剖面。从图 10 中可见, CDP 20~130 之间串级偏移能使绕射波组正确地归位, 而常规偏移(图 9)却不能完全归位。总之, 串级有限差分偏移方法能提高地震剖面的信噪比和横向分辨率, 从而使得地下构造形态更加清楚, 消除剖面上的假象。

结束语

理论模型和实际资料的处理结果表明, 串级有限差分偏移技术可用于复杂陡倾构造

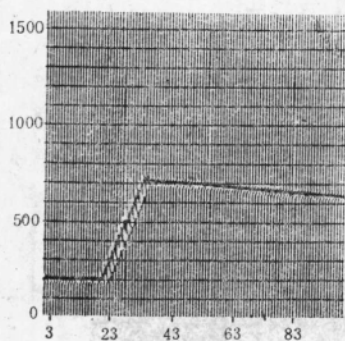


图 2 理论地质模型
倾角为 80°

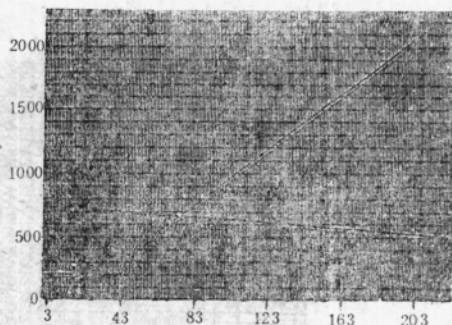
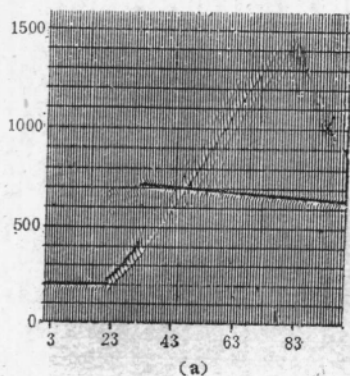
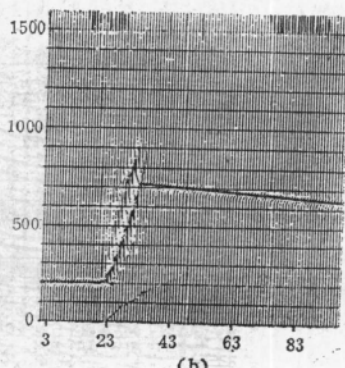


图 3 模型的自激自收带绕射的响应



(a)



(b)

图 4 常规偏移 (a) 和串级偏移 (b) 的结果

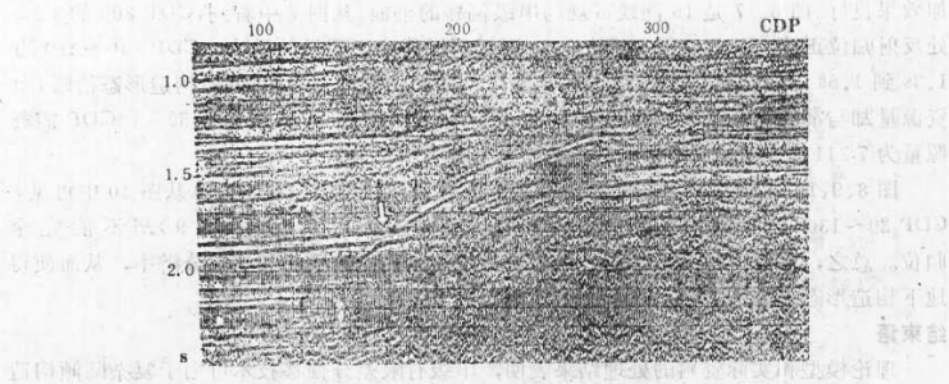


图 5 19测线经DMO处理后的叠加剖面

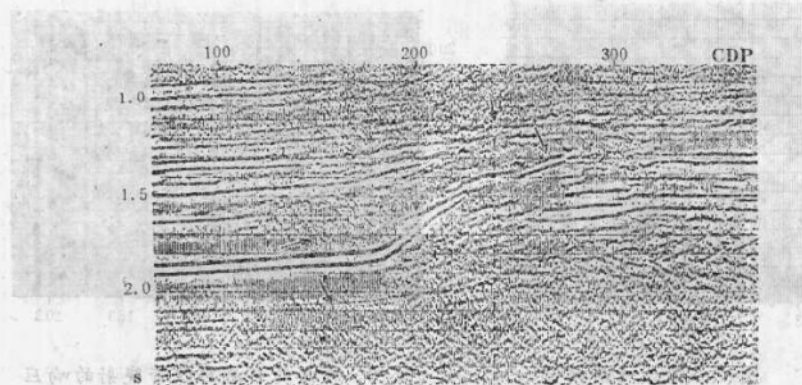


图 6 19测线经DMO处理后的常规偏移剖面

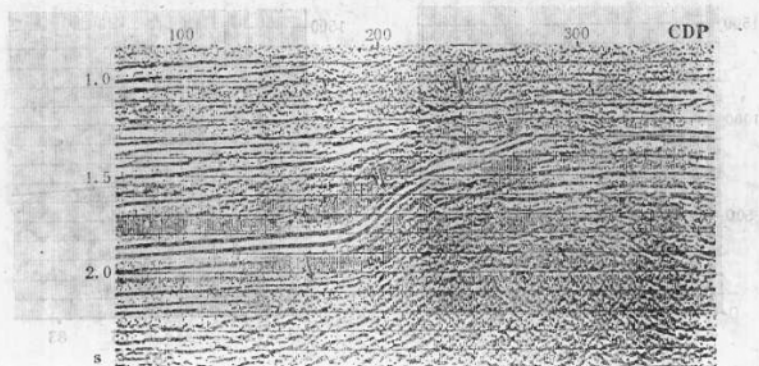


图 7 19测线经DMO处理后的串级偏移剖面

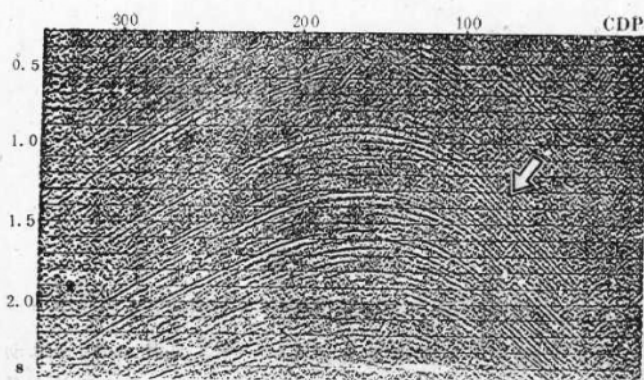


图 8 38测线常规叠加剖面

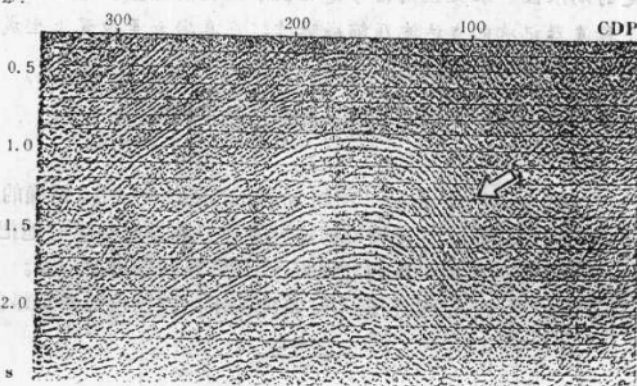


图 9 38测线常规偏移剖面

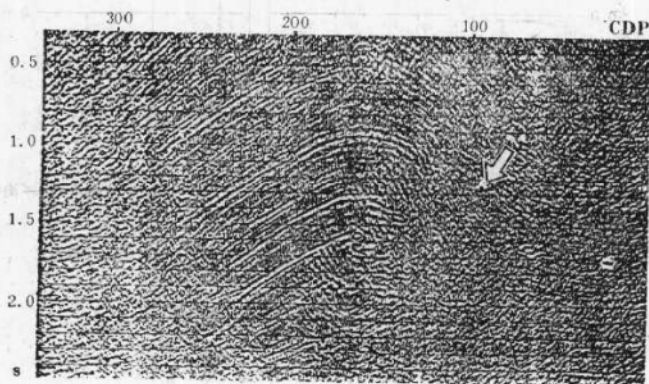


图 10 38测线串级偏移剖面

(下转第12页)

海上VSP初至拾取

杨振武

(南海西部石油公司计算中心)

摘 要

杨振武: 海上 VSP 初至拾取, 《地球物理技术汇编》, (14)1990: 6~12

初至拾取是 VSP 资料处理中颇为重要的一项基础性工作。拾取初至的方法通常有人工读取、差分法、相关法和求极值法等。这些方法虽然都简便易行, 但均有一定的局限性。本文应用信号处理技术, 把震源监控检波器记录的震源子波和井下检波器记录的直达波压缩成脉冲, 在真实初至位置上生成波峰, 再用极值法来拾取可靠的初至时间。

关键词: 垂直地震剖面 海上垂直地震剖面 初至拾取

引言

在 VSP 资料处理中, 初至拾取是一项颇为重要的基础性工作。精确的初至拾取可以使我们建立起可靠的时深关系, 求出精确的速度及通过静态时移更好地把上行波排齐等。因此, 初至时间的精确拾取是我们处理好 VSP 资料的最重要一步。

图 1 为典型的海上 VSP 测量几何图形。首先要求出监控检波器记录的震源子波信

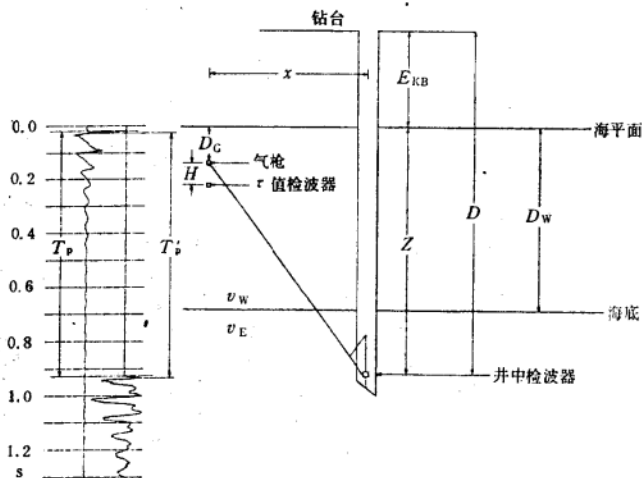


图 1 海上VSP野外观测布置图及记录

本文于1989年6月2日收到。

号至直达波初至的时间 T_p ，并进行垂直校正，再进行海平面至震源监控检波器之间的深度校正，从而得到地震波从海平面（井口）至井中检波器之间的传播时间 T 。

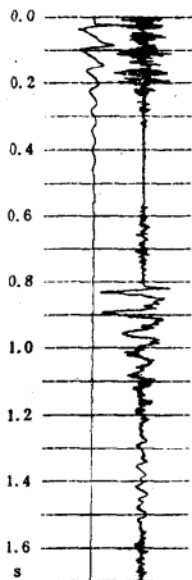


图 2 有严重噪声的VSP记录

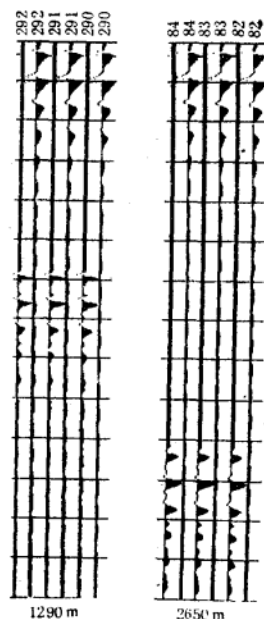


图 3 不同深度的VSP记录

计算 T_p 采用通常的初至—初至法，既可人工在记录上读数，也可用文献[1]所介绍的差分法来拾取震源监控检波器的起跳时间 t_1 和下行直达波的起跳时间 t_2 ，便可求得 $T_p = t_2 - t_1$ 。初至—初至法虽然求取的是波的真实传播时间（因为它们精确地定出了能量出现的位置），但是在噪声严重的情况下（图 2），真实初至位置的精确拾取是很困难的。即使在信噪比较高的情况下（图 1），真正的初至起跳位置也并不十分清楚。

计算 T_p' 采用极值法，只要求出监控检波器信号波峰（或波谷）的到达时间 t_1' 和下行直达波波峰（或波谷）的到达时间 t_2' ，便可求得 $T_p' = t_2' - t_1'$ 。由于对波峰（或波谷）处的信噪比较高（图 2），所以用极值法确定监控检波器信号波峰（或波谷）和直达波波峰（或波谷）的位置要比初至—初至法容易得多。但遗憾的是，由于大地并非理想的完全弹性介质，波在传播过程中随着传播距离的增大，高频成分被吸收而保留较低的频率成分（图 3）。由图可见，随着深度的增加，波的频率变低、波形变胖。因此，用极值法求出的时间 T_p' 并不能代表直达波真正的传播时间 T 。

于是，我们试图用信号处理技术，把震源监控检波器记录的震源子波和井下检波器记录的直达波压缩成脉冲，在真实初至位置上生成波峰，再用极值法来拾取初至。

利用信号处理技术进行初至拾取^[2]

假设震源激发的地震波是最小相位的脉冲波，且在传播过程中不衰减，则极值法求

取的时间是精确的初至时间。所以，我们希望通过熟知的信号处理技术，来调整子波记录
录和井下检波器记录的信息，在真实的初至位置上生成极值（波峰），以达到精确拾取
初至时间的目的。具体实现步骤为：

1. 最小相位反褶积。根据震源监控检波器记录的非最小相位子波，求取一个使
之最小相位化的反褶积因子，并把这个因子应用于记录道，使记录最小相位化。

设 $s(t)$ 是非最小相位的震源子波， $s_m(t)$ 为与 $s(t)$ 具有相同振幅的最小相位子波，根
据纯相位滤波理论，设计一个纯相位滤波因子 $x(t)$ ，使得

$$s(t) * x(t) = s_m(t)$$

应用最小平方法可求得滤波因子 $x(t)$ ，并把 $x(t)$ 与记录道褶积，就可使记录道最
小相位化。

2. 应用脉冲反褶积，把记录压缩成近似脉冲波形。经过这一步后，就消除了震源
子波的影响，但还保留有震源—井下检波器之间地层滤波的影响。

3. 分离上下行波，并利用下行波提取子波。对下行波记录进行子波反褶积或互相
关滤波，消除掉震源至井下检波器之间的地层滤波影响，相当于把震源移到检波点处，
从而在真正的初至起跳位置形成极值。

对经过上述步骤处理的记录，再应用极值法就可求得可靠的初至时间。

效果分析

图 4 是对非最小相位子波进行最小相位化（即地震信号反褶积），并进行脉冲反褶

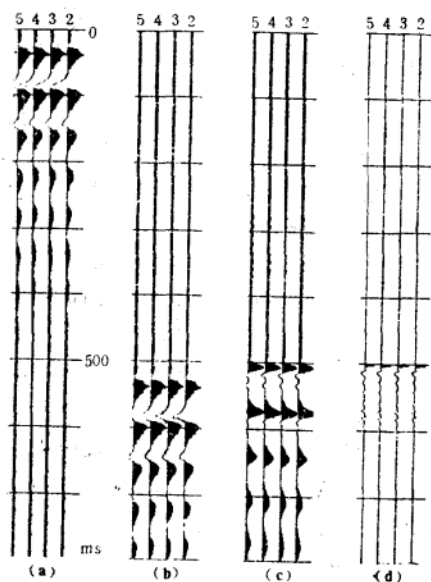


图 4 对子波进行最小相位化加脉冲反褶积理论记录

- (a) 原始子波； (b) 将子波静移500ms；
(c) 最小相位化； (d) 脉冲反褶积

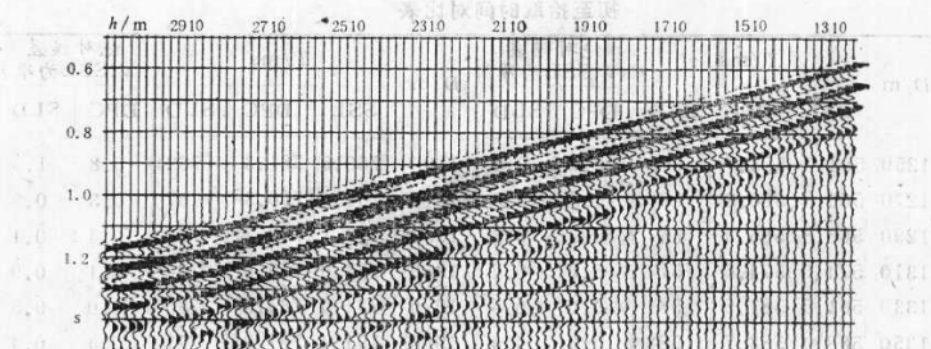


图 5a 同深度叠加剖面

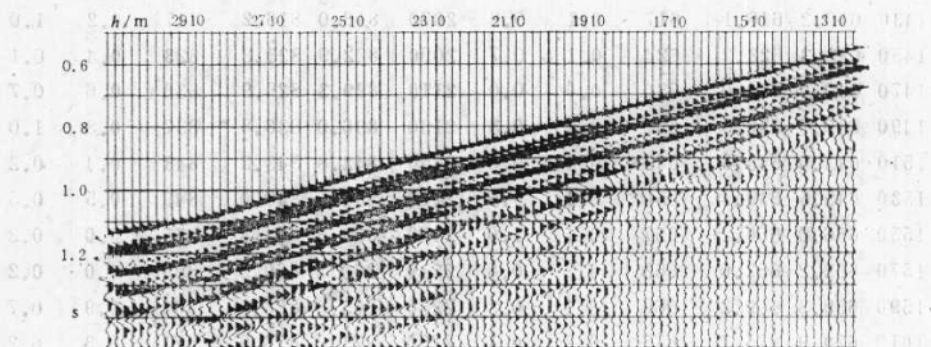


图 5b 最小相位反褶积剖面

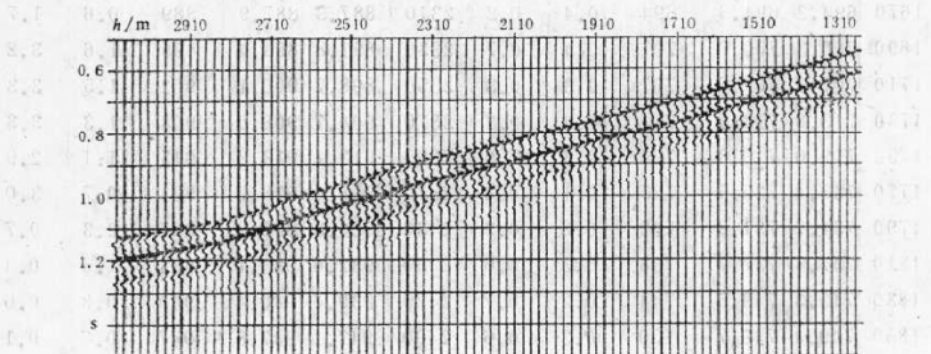


图 5c 子波反褶积剖面

初至拾取时间对比表

D/m	T/ms			绝对误差 (以SSL为准)		D/m	T/ms			绝对误差 (以SSL为准)	
	SSL	DPC	SLD	DPC	SLD		SSL	DPC	SLD	DPC	SLD
1250	553.3	553.7	553	0.4	0.3	1890	760.5	761.3	762	0.8	1.5
1270	560.8	560.3	560	0.5	0.8	1910	766.1	766.3	767	0.3	0.9
1290	566.8	566.9	567	0.2	0.3	1930	773.1	772.7	773	0.4	0.1
1310	574.6	574.6	574	0.0	0.6	1950	778.9	779.0	780	0.1	0.9
1330	581.5	581.5	581	0.0	0.5	1970	784.5	784.5	785	0.0	0.5
1350	588.4	588.7	588	0.3	0.4	1990	791.4	791.2	791	0.4	0.4
1370	595.4	595.7	595	0.3	0.4	2010	797.4	797.6	798	0.2	0.6
1390	602.0	602.2	602	0.2	0.0	2030	804.1	803.9	804	0.2	0.1
1410	609.2	609.3	609	0.1	0.2	2050	810.1	810.1	811	0.0	0.9
1430	616.2	616.1	617	0.1	0.8	2070	816.0	816.2	817	0.2	1.0
1450	623.3	623.2	624	0.1	0.7	2090	822.9	823.3	823	0.4	0.1
1470	630.0	630.0	630	0.0	0.0	2110	829.3	829.9	830	0.6	0.7
1490	636.7	636.5	637	0.2	0.3	2130	836.0	836.8	837	0.8	1.0
1510	643.0	643.3	643	0.3	0.0	2150	842.8	843.2	843	0.4	0.2
1530	649.5	649.4	650	0.1	0.5	2170	848.5	849.0	849	0.5	0.5
1550	656.0	656.1	657	0.1	1.0	2190	854.8	854.8	855	0.0	0.2
1570	662.2	662.0	663	0.2	0.8	2210	860.2	860.2	860	0.0	0.2
1590	669.3	669.2	669	0.1	0.3	2230	865.3	866.2	866	0.9	0.7
1610	674.9	675.1	675	0.2	0.1	2250	871.2	870.9	871	0.3	0.2
1630	681.5	681.6	682	0.1	0.5	2270	876.2	876.6	877	0.4	0.8
1650	687.4	687.7	688	0.3	0.6	2290	881.9	882.7	883	0.8	1.1
1670	694.2	694.6	694	0.4	0.2	2310	887.3	887.9	889	0.6	1.7
1690	700.3	700.7	701	0.4	0.7	2330	891.8	893.4	895	1.6	3.2
1710	707.3	707.6	707	0.3	0.3	2350	898.7	900.1	902	1.5	3.3
1730	713.8	713.4	714	0.4	0.2	2370	904.7	906.0	908	1.3	3.3
1750	719.0	719.3	720	0.3	1.0	2390	912.1	913.2	915	1.1	2.9
1770	725.4	725.5	725	0.1	0.4	2410	918.0	918.7	921	0.7	3.0
1790	731.7	731.9	732	0.2	0.3	2430	926.3	928.8	927	2.3	0.7
1810	737.4	737.7	738	0.3	0.6	2450	932.6	934.1	933	1.5	0.4
1830	743.3	743.5	744	0.2	0.7	2470	939.6	940.4	940	0.8	0.6
1850	749.4	749.7	750	0.3	0.6	2490	947.1	947.8	947	0.7	0.1
1870	755.2	755.4	756	0.2	0.8	2510	955.4	955.0	955	0.4	0.4

续上表

D/m	T/ms			绝对误差 (以SSL为准)		D/m	T/ms			绝对误差 (以SSL为准)	
	SSL	DPC	SLD	DPC	SLD		SSL	DPC	SLD	DPC	SLD
2530	962.4	962.0	962	0.4	0.4	2830	1067.4	1068.0	1069	0.6	1.6
2550	970.0	970.0	969	0.0	1.0	2850	1077.2	1077.5	1076	0.3	1.2
2570	976.0	976.4	977	1.4	1.0	2870	1083.0	1082.7	1082	0.3	1.7
2590	983.4	983.7	983	0.3	0.4	2890	1086.8	1086.5	1086	0.3	0.8
2610	990.9	991.1	991	0.2	0.1	2910	1090.8	1091.1	1090	0.3	0.8
2630	998.0	998.4	998	0.4	0.0	2930	1095.7	1094.8	1093	0.9	2.7
2650	1006.0	1005.7	1005	0.3	1.0	2950	1100.5	1099.1	1098	1.4	2.5
2670	1012.9	1013.0	1012	0.1	0.9	2970	1105.1	1102.9	1103	2.2	2.1
2690	1020.2	1019.9	1019	0.3	1.0	2990	1109.2	1108.5	1107	0.7	2.2
2710	1026.9	1027.0	1026	0.1	0.9	3010	1114.0	1112.5	1110	1.5	3.0
2730	1033.8	1033.5	1033	0.3	0.8	3030	1118.5	1116.7	1116	1.8	2.5
2750	1041.3	1040.8	1040	0.5	1.3	3050	1121.9	1120.8	1121	1.1	0.9
2770	1047.8	1047.6	1047	0.2	0.8	3070	1126.3	1124.7	1125	1.6	1.3
2790	1055.3	1055.3	1055	0.0	0.3	3090	1129.7	1128.6	1129	1.1	0.7
2810	1062.1	1062.4	1062	0.3	0.1	3110	1132.4	1132.6	1134	0.2	1.6

积的理论记录。由图可见,混合相位的子波已是最小相位化了,经过脉冲反褶积后,在时间 500ms 处形成了脉冲。

图 5a 是南海北部湾 W11-4N-3 井实测 VSP 常规同深度叠加剖面,图 5b 是最小相位反褶积剖面。显然,图 5b 中各波组均向时间减小方向移动了 20ms 左右,且分辨率与信噪比均有所提高,这说明消除了震源信号的影响。再利用下行波提取子波,对下行波进行子波反褶积和脉冲反褶积,示于图 5c。由图可见,下行波初至从浅到深向时间减小方向均有所移动 (5~10ms),这说明消除了震源至井下检波器之间的地层滤波的影响。于是,在真正的初至起跳位置形成了极值,再用极值法就可求出可靠的初至时间。

SSL 公司、胜利油田地调研究所 (SLD) 和南海西部石油公司计算中心 (DPC) 拾取的初至时间 (均作过偏移距校正), 见对比表。表中以 SSL 公司为准, SLD (未作震源信号反褶积, 初至拾取时间均大于 DPC 和 SSL 公司, 为便于对比, 统一减去了 15ms) 的绝对误差在 0~3.3ms 之间, 绝对误差小于 1.0ms 的点占 80%; DPC 的绝对误差在 0~2.3ms 之间, 绝对误差小于 1.0ms 的点占 85%。从而说明采用此方法是可行的。

对于符合程度不太好的点, 不能简单地肯定谁对谁非。由表可见, 误差较大的点的位置, DPC 与 SLD 的大致相同, 这说明 SSL 公司拾取的初至时间也不一定准确 (在处理报告中他们提到, 是在屏幕上用人工拾取的) 这是因为初至起跳不干脆, 人工拾取必

然存在误差,而SLD(用差分法)和DPC对初至起跳要求严格,拾取的初至时间仅受初至波形的影响,故两者较为一致。

综上所述,利用信号处理技术进行初至拾取是拾取极值处的时间,因而拾取的初至时间稳定可靠,进而计算出来的速度也稳定可靠。

参 考 文 献

- [1] 王成礼: VSP 初至拾取与层速度计算,《地球物理技术汇编》,(7)1987: 253~259
- [2] P. B. 犹龙, V. A. 科利尔著,戴铭藻译: 论垂直时间剖面初至计时问题,《石油物探译丛》,(3)1986: 1~12

(上接第5页)

及速度纵横向变化较大的地区。该方法对速度的要求并不高,但能提高有限差分法偏移的效果,特别对中深部地层,其效果更为明显。处理中应尽量使用DMO后的结果,这样更有利于提高串级偏移的效果。

在此项研究工作中,宋锡熊高级工程师提出了不少有益的建议,在此致谢。

参 考 文 献

- [1] Beasley, C., Larner, K. and Nguyen, H.: Cascaded F-K migration: Removing the restriction on depth-varying velocity, *Geophysics*, 53(7)1988: 881~893
- [2] Larner, K., Beasley, C. 等著,王敬煜译: 分级偏移: 提高有限差分时间偏移精度的一种方法, SEG 第55届年会论文集, 1985: 184~188

用局部平稳的 AR 模型计算 初至波的起跳时间

朱衍镛

(石油地球物理勘探局研究院)

朱衍镛：用局部平稳的 AR 模型计算初至波的起跳时间，《地球物理技术汇编》，(14) 1990：13~19, 38

关键词：AR 模型 初至波 波至起跳时间

前 言

初至波的起跳时间是地震信号处理中的一个重要参数，它有广泛的用途。在 VSP 数据处理时，如果我们可以精确求出初至波（直达波）的起跳时间，就能通过它把每一道的下行波（包括直达波）移到零时刻，则波场分离的效果最为理想。在进行下行波场反褶积处理时，也需要有精确的初至波起跳时间，才能将反算子准确地放到数据开始的时间。另外，把反褶积和滤波处理后的上行波场变为双程旅行时，为了使反射同相轴排齐，也要利用初至起跳的时间。在地表结构比较复杂的地区，静校正是地面地震资料处理过程中最困难的问题。如果我们有一套比较准确的方法可以获得初至波的起跳时间，那么也就可以利用折射波法求出低降速带的速度以及厚度，进而求出相应的静校正量，还可以通过零偏移距的 VSP 资料求出精确的层速度和平均速度；通过大偏移距的 VSP 资料求出 S 波的层速度，进而求出泊松比等等。所有这些用途都紧密地依赖于初至波的起跳时间。Dillon 等^[1]提出，对 VSP 记录进行预测反褶积和脉冲反褶积之后，可以求取初至波的起跳时间；Coppens^[2]提出，利用初至波的波峰和波谷的时间（由波的第一个相位是波峰或波谷而定）可以求出初至起跳时间。Dillon 等人的方法较易受到噪声的“污染”，Coppens 的方法要精确估计从初至到波峰（谷）的时间也是困难的，它受到多种因素的干扰。这里我们引用天然地震中使用局部平稳的 AR 模型^[3]来估计初至波的起跳时间。

用局部平稳 AR 模型来估算初至波的起跳时间

回顾利用时间序列模型来估算初至波的起跳时间

由于交通噪声、电子仪器内部噪声以及严重的微震，所观测到的地震记录一般说来不是白噪序列，这就使估计初至波的起跳时间产生一定的困难。但是有理由假设，初至波

本文于1989年11月3日收到，修改稿于1990年3月20日收到。

起跳前后的时间序列模型是不一样的。由于时间序列的谱可以很好地用一个近似的 AR 模型表示,那么也有理由用一个 AR 模型来表示每一个时间序列。这里所使用的是局部平稳 AR 模型。在一个局部平稳 AR 模型的一般定义中,时间间隔可分为 K 个子时间间隔。但是,对于计算初至波的起跳时间,只要把时间间隔分为两部分就可以了。

假设有一个时间序列 $\{x_n; n=1, \dots, N\}$ 。这个序列可以划分为两个子序列,每一个子序列都可以用一个 AR 模型来表示

$$\begin{aligned} x_n &= \sum_{m=1}^{M(1)} a_m^1 x_{n-m} + \varepsilon_n^1 & (1 \leq n \leq P_2) \\ x_n &= \sum_{m=1}^{M(2)} a_m^2 x_{n-m} + \varepsilon_n^2 & (P_2 \leq n \leq N) \end{aligned} \quad (1)$$

这里: ε_n^i 是高斯 (Gaussian) 白噪, 均值为 0, 方差为 σ_i^2 ; a_m^i 是自回归系数, $M(i)$ 是第 i 个模型的阶数。应该指出, P_2 相当于未知的起跳时间。上面两个 AR 模型, 一个是背景运动模型, 一个是地震模型, 二者组成了我们的局部平稳 AR 模型。我们就利用这个局部平稳 AR 模型来计算 P 波的起跳时间。

AR 模型的计算 (已知 P_2 和 $M(i)$)

若忽略初始分布, 则局部平稳 AR 模型的近似概率由下式给出

$$\prod_{i=1}^2 \left(\frac{1}{2\pi\sigma_i^2} \right)^{N_i} \exp \left\{ -\frac{1}{2\sigma_i^2} \sum_{n=P_i}^{q_i} \left(x_n - \sum_{m=1}^{M(i)} a_m^i x_{n-m} \right)^2 \right\} \quad (2)$$

式中: $q_0 = M(1)$; $q_1 = P_2 + 1$; $q_2 = N$; $P_1 = M(1) + 1$; $N_i = q_i - q_{i-1}$ 。我们用 $a^i = (a_1^i, \dots, a_{M(i)}^i)$, 则近似对数概率由下式给出

$$\begin{aligned} L(P_2, M(i), a^i, \sigma_i^2 (i=1, 2)) \\ = -\frac{1}{2} \sum_{i=1}^2 \left\{ N_i \ln 2\pi\sigma_i^2 + \frac{1}{\sigma_i^2} \sum_{n=P_i}^{q_i} \left(x_n - \sum_{m=1}^{M(i)} a_m^i x_{n-m} \right)^2 \right\} \end{aligned} \quad (3)$$

对任意给定 a_m^i , 当

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{N_i} \sum_{n=P_i}^{q_i} \left(x_n - \sum_{m=1}^{M(i)} a_m^i x_{n-m} \right)^2 \quad (4)$$

时, 有对数概率的极值存在。

因此, 将式(4)代入到式(3), 对于计算 a_m^i , 式(3)可以简化为

$$\begin{aligned} L^*(P_2, M(i), a_m^i (i=1, 2)) \\ = -\frac{1}{2} \sum_{i=1}^2 \left\{ N_i \ln 2\pi\sigma_i^2 + N_i \right\} \\ = \frac{(N - q_0)}{2} (1 + \ln 2\pi) - \frac{1}{2} \sum_{i=1}^2 N_i \ln \sigma_i^2 \end{aligned} \quad (5)$$