

东秦岭邓县—南漳反射地震剖面及其构造意义

袁学诚¹ 任纪舜² 徐明才³ 唐文榜⁴

(1.中国地质调查局发展研究中心,北京 100083;2.中国地质科学院地质研究所,北京 100037;
3.国土资源部地球物理地球化学勘查研究所,河北 廊坊 102849;
4.中国石化股份有限公司石油勘探开发研究院,北京 100083)

提要:邓县—南漳剖面是叶县—邓县剖面南延部分,其反射地震剖面的测定使得从中朝克拉通到扬子克拉通横穿秦岭造山带的第一条反射地震剖面得以完成。邓县—南漳反射地震剖面清楚显示了扬子克拉通地壳俯冲到秦岭造山带之下的客观事实,证明襄樊—广济断裂带(即北大别山—大巴山前缘断裂带)并不是一条板块缝合带,而是一条大陆壳俯冲断裂带,扬子克拉通的大陆地壳沿大约20 km深的上地壳底面向秦岭造山带之下俯冲。

关键词:反射地震剖面;深部构造;邓县—南漳;东秦岭

中图分类号:P315.2 文献标识码:A 文章编号:1000-3657(2002)01-0014-06

秦岭—大别造山带位于中朝与扬子两个小克拉通(准地台)之间,与世界其他造山带相比,其发展历史复杂并具独特演化过程,深部造山根带和中浅层次的岩石出露齐全。1990年,中国地质勘查技术院在东秦岭的河南省境内叶县—方城—南阳—邓县完成了一条长188 km的陆壳反射地震剖面^[1],以研究东秦岭地区的深部构造。剖面首次揭示了秦岭造山带的地壳细结构,为秦岭造山带的研究提供了基础资料。由于经费不足,该剖面只穿越了秦岭造山带2/3的宽度,而缺少了秦岭造山带南缘的基本组成部分,造成剖面不够完整。

邓县—南漳反射地震剖面是叶县—邓县反射地震剖面的南延,剖面北起河南省的邓县,跨过襄樊,终止于湖北省南漳境内的九集镇,全长100 km(图1)。邓县—南漳剖面的完成,终告完成了从华北克拉通开始,横穿整个秦岭—大别造山带,终止于扬子克拉通的反射地震剖面。这也是我国第一条穿过一个完整的造山带的反射地震长剖面。

1 邓县—南漳剖面所经地带地质简况

秦岭—大别造山带古生代受古亚洲洋动力体系

之控制,属古亚洲构造域;中生代受特提斯动力体系控制,属特提斯构造域。其东段又受环太平洋构造域之影响,是一条长期发展的多旋回复合造山带。

剖面所经的南阳盆地是中、晚白垩世以来的断陷盆地,它将秦岭—大别造山带分割为秦岭和桐柏—大别山地质面貌各异的两段。桐柏—大别山中浅层次岩石大部分已被剥蚀,广泛出露中深层次岩石,造山带根部深变质岩大面积出露地表,因此,在相当的时间内,人们一直把它做为中朝克拉通——淮阳地盾^[2],而不认为是秦岭造山带部分。经过近20年的研究,现已确证它属秦岭造山带的东延部分^[3-5]。

图1是用物探和钻井资料联系邻区地质编制而成的南阳盆地基底构造简图(何明善等,未刊)。参阅秦岭—大巴山及邻区地质图^[6],秦岭商丹断裂与山阳断裂之间为泥盆系陆源碎屑岩,山阳断裂与浙川断裂之间主要为下元古界陡岭群,后者下部为片麻岩夹石墨岩片,上部主要由片麻岩、混合岩和大理岩组成。浙川断裂以南到新野断裂,发育震旦纪至石炭纪地层。不整合地覆盖在陡岭群上的是中、新元古界以火山岩为主的郧西群,向上依次为以基性火山岩

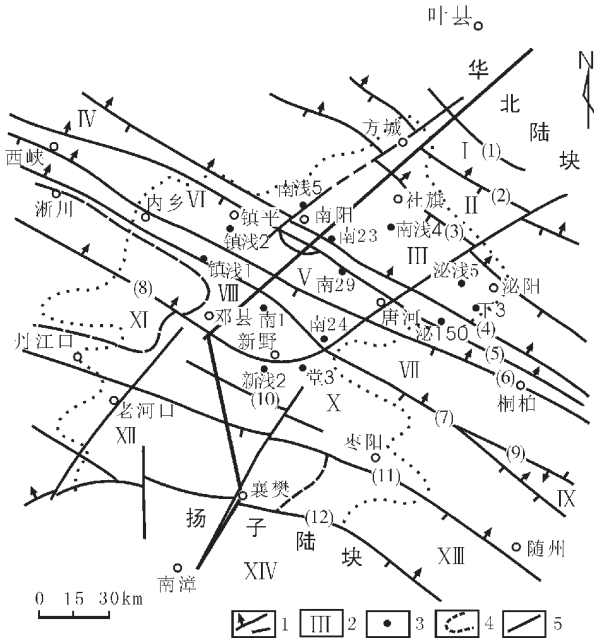


图1 秦岭反射地震剖面位置图(地质底图据何明善等修改)

Fig. 1 The layout of the reflection seismic profile across the Qinling orogen (the geological base map modified after He Mingshan etc.)

- 1—断裂 (1) 鲁山断裂 (2) 栾川—方城断裂 (3) 瓦穴子断裂 ;
- (4) 朱夏断裂 (5) 商丹断裂 (6) 山阳断裂 (7) 槐树营—黄龙寨断裂 (8) 新野断裂 (9) 刘加湾断裂 (10) 枣阳断裂 ;
- (11) 十堰断裂 (12) 襄阳断裂 2—构造单元或岩群 :
- I—华北克拉通南缘 ; II—宽坪群 ; III—二郎坪群 ; IV—秦岭群 ;
- V—丹凤群 ; VI—刘岭群 ; VII—陆岭群 ; VIII—毛堂群 ; IX—红安群 ;
- X—随县群、耀岭河群 ; XI—古生界沉积区 ; XII—武当群 ;
- XIII—下古生界沉积区 ; XIV—扬子克拉通 3—钻井编号 ;
- 4—南阳盆地新第三系沉积边界 5—地球物理测线

为主的上元古界耀岭河群,震旦系为磷块岩和白云质灰岩,下寒武统为页岩,中泥盆统一石炭系为碎屑岩及灰岩。其上不整合覆盖白垩纪陆相红色碎屑岩。新野断裂至襄樊断裂又出露元古代地层。断裂以南为扬子克拉通。

2 数据采集

秦岭深部反射地震野外工作与叶县—邓县深部反射地震工作方法保持一致,采用小宽线工作方法,即采用一条炮线激发,两条接收线接收。在两条接收线中,一条为主线,一条为副线,主、副线相距 50 m,炮线与主线位于一条直线上。在主、副线上,各采用一台 DFS-V 数字地震仪接收,分别称为主机和副机。野外工作中,主、副机停在一起接收,爆

炸机启动主机,主机通过仪器连接线使得与副机同步,并且把 TB 信号和井口时间(T 值)从主机传送到副机。

单线工作方法采用单边激发程序观测系统。单线覆盖次数 12 次,双线 24 次,道间距 50 m,炮间距 200 m。主线偏移距 400 m,副线偏移距 600 m。主线排列长度 5 150 m,副线排列长度 5 350 m。记录道数 96 道,记录长度 16 s;采样间隔 4 ms,前放增益 2⁸,低切滤波 8 Hz,高切滤波 64 Hz。主线用 10 Hz 检波器,每道 3 串(27 个),三串三并×3 面积组合,组合基距 100 m,组内距 10 m,组合行距 10 m,组合图形的长边与测线方向一致。副线用 4.5 Hz 检波器,每串 12 个四串三并线性组合,组合基距 110 m,组内距 10 m,组合排列与测线方向一致。

震源采用炸药激发。井深 20 m,当表层地震地质条件变差,不允许深井激发时,一般采用浅孔组合激发,组合井数一般为 3~5 个,组合基距 80 m。药量每个物理点 28 kg。小宽线工作方法,是在单线工作方法的基础上,平行地震测线再增加一条接收线,最终成果剖面形成两倍于单线覆盖次数的叠加,在不增加激发费用,且又有利于野外施工的条件下,有效地提高了地震记录的信噪比。当主、副线地震记录具有不同的波组特征和信噪比时,主、副线地震记录相加求和后,可使记录信噪比提高至 $\sqrt{2}$ 至 2 倍。

3 资料处理

资料是在德国卡尔斯鲁厄大学地球物理研究所处理的,所使用的计算机为 CONVEX 计算机,地震处理系统为 DISCO 处理系统,操作系统为多用户 UNIX 操作系统。

3.1 单线处理

在小宽线工作方法中,由于主、副线是采用不同类型的检波器,在相距 50 m 的条件下,使用两台地震仪分别接收的,因此,主、副线地震资料有其相互独立性,可分别进行水平叠加处理,其处理流程如图 2 所示。

对于不同相位的地震子波,零相位子波的分辨率最高。在对主、副线水平叠加剖面进行整型滤波处理时,我们把记录上的波形转换成所期望的主峰值突出、极值明显、延续度小且对称的零相位波形。这种处理方法可使记录的分辨率及信噪比都得到提高,且主峰值与反射层有较好的对应关系。对主、副

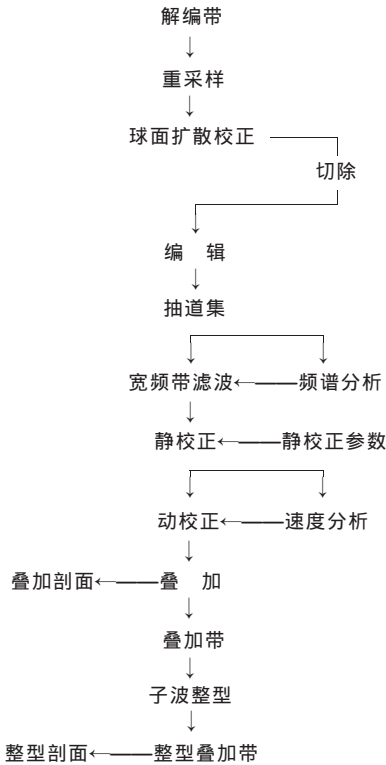


图2 单线处理流程

Fig. 2 Flow diagram of processing

线水平叠加剖面分别进行零相位整型滤波后,可使主、副线叠加剖面上的地震波形具有近似相同的波形特征。

3.2 双线叠加处理

在水平叠加处理后,对主、副线叠加剖面进行零相位整型滤波、抽道集,把对应的CDP道相加在一起,即完成了主、副线求和处理。这种处理能提高求和剖面的信噪比,但不是最大幅度地提高,这是因为主、副线采用的检波器频率不一致,对应于同一时刻的反射波相位也不完全相同,即使对主、副线叠加剖面进行了零相位整型滤波处理也是如此。通过显示对主、副线叠加剖面抽道集的CDP道集(2道)已证实了这一点。理论上,对主、副线叠加剖面进行零相位整形滤波处理后,有效波的波形特征应完全一致。实际上,有效波的相位特征不尽相同。为最大幅度地提高叠加剖面的信噪比,在这次处理中,采用了比较新颖的处理技术。即是对零相位整形后的主、副线叠加剖面进行抽道集和相加后,形成一条辅助剖面。对主、副线叠加剖面 and 辅助剖面进行抽道集(每个CDP道集3道)处理,形成一个叠

后CDP道集文件。通过设计一个零倾角二维滤波器,对抽道集后的记录进行倾角滤波处理,使得处理后的叠后CDP道集记录完全同相。对经处理后的CDP道集再进行求和处理,可最大限度地提高主、副线求和剖面的信噪比。

3.3 双线叠后处理和显示

在主、副线剖面相加处理后,就可得到一条基本可用于解释的地震时间剖面了,为了提高其信噪比和分辨率还采用双线叠后处理技术。由于偏移是一种多道处理,CDP叠加道集中的任何脉冲都有严重地形影响偏移效果。在本次数据处理中,采用“自动脉冲震幅编辑”和“道集均衡”处理,较好地消除了记录上的脉冲噪声干扰,避免了在偏移剖面上小范围划弧和出现“小葵花”问题,使偏移剖面质量得到了很大改善。

在本次资料处理中,除使用信号加权(SIGNAL+DIGISTK)的信号增强处理技术外,还试验了下面处理技术增强深层反射信号的处理。

(1)频域信号线性增强(FXDECON)。该程序采用快速付里叶变换方法,把用户标定的道数变换到 $f-x$ 频域,使用褶积方法,单独地分析用户标定频率范围以内有效信号的每一个频率成分。该处理不压制剖面中的任何频率成分,仅对用户标定范围的频率进行增强处理,在用户标定范围以外的频率成分不处理,但保留它们。

(2) $F-K$ 域功率信号增强(FKPOWER)。该程序仅对用户标定时窗内的地震信号进行增强,在 $F-K$ 域,把标定时窗内的地震信号进行增强到用户标定的幅度,不改变相位。

为不损失记录中有效信号,在处理中,我们均采用了宽频带滤波。在成果显示中,为更好地突出信号,压制干扰,我们采用了时变滤波处理。

4 资料的地质解释

4.1 邓县—南漳反射地震结果

邓县—南漳反射地震线条图见图3。能够识别出4个主界面(层)的反射波,即基岩顶界面反射波 T_B 、秦岭主推覆面反射波 T_{MST} 、扬子中地壳反射波 T_{YZM} 和莫霍界面(层)反射波 T_M 。在各个主界面(层)之间,还分布有次界面反射波。下面就反映地层纵向分层的有关波组特征、追踪范围和地质推断解释进行分述。

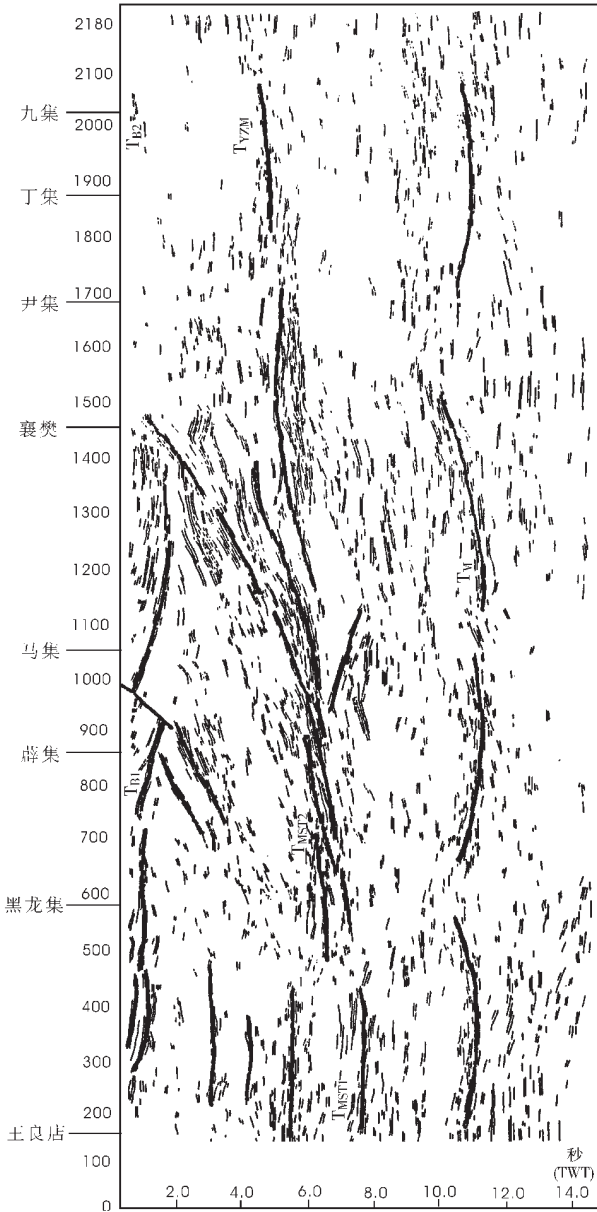


图3 邓县—南漳反射地震线条图

Fig. 3 Strips of reflection seismic profile from Dengxian to Nanzhang

4.1.1 基岩顶界面反射波 T_B

根据反射剖面波组特征,可把 T_B 分为两部分,即 T_{B1} 和 T_{B2} 。 T_{B1} 分布在秦岭造山带内,从地震桩号118~1400, T_{B2} 分布在扬子克拉通内,从地震桩号1500~2180。

(1) T_{B1} 地震波组特征明显、连续性好,且能量强,一般为3个相位。形态呈倾斜状,在横向上产状变化较大。在桩号550和900处,由大断层切割 T_{B1} 波组, T_{B1} 波在该桩号处分别终止。此外,在剖面上也还存

在一些小断层使 T_{B1} 波组错断或扭曲, T_{B1} 为白垩系—第三系底界面形成的。通常情况下,白垩系地层与下伏更老基岩地层之间为角度不整合接触,能形成较明显的波阻抗界面,从而在地震剖面上形成连续强反射。

在 T_{B1} 波组以上,还分布有一些浅层反射波,特别在桩号1000~1400之间,可看到好几组反射波组。这些反射波组近平行分布,连续性较差,这可能是浅层叠加次数较低引起的。据测区地质概况和波组特征分析,认为这些波组是小沉积盆地内老第三系底界面和白垩纪地层内不同沉积地层之间的界面形成的。在桩号200~500之间的地震时间剖面上,也可得到类似的现象。由于盆地沉积是在秦岭造山带造山作用过程完成以后形成的,对此,这里不进行详细讨论。

(2) T_{B2} 地震波组特征完全不同于 T_{B1} , T_{B2} 波组能量弱,连续性差,分布在桩号1500~2180之间。地震测线经过的团山出露的岩石为早古生代(寒武—奥陶系)的灰岩地层, T_{B2} 反射波组能量不强可能是早古生代地层与下伏更老基岩地层之间的波阻抗差异较小的缘故。当然在 T_{B2} 反射波组以上,还存在有一些较强的波阻抗界面,如第四系底界面等,因这些界面埋藏较浅,且采用的接收偏移距较大,在地震时间剖面上,没能反映出这些界面。

4.1.2 南秦岭主推覆面反射波 T_{MST}

根据反射地震剖面上的波组特征,也可把 T_{MST} 分为 T_{MST1} 和 T_{MST2} 。 T_{MST1} 分布在桩号118~450之间, T_{MST2} 分布在460~1550之间。

(1) T_{MST1} 秦岭主推覆面反射波。又可分为上、下两波组,第一波组出现在约6s处,第二波组出现在约8s处。两波组能量强,呈多相位断续出现,几乎在同一桩号450处终止, T_{MST1} 主推覆体反射比较平直,在该反射波以上的3.5s和4.5s处,还分布两组较平直的反射波组,这两组反射波组不像 T_{MST1} 那样密集。

(2) T_{MST2} 秦岭南缘推覆面反射波。 T_{MST2} 反射波组特征明显,是该地震剖面最明显的一组反射波,呈密集强能量条带出现,在桩号460处, T_{MST2} 开始出现,其出现时间恰好对应于 T_{MST1} 上、下两波组之间,与 T_{MST1} 波组,形成十分明显的时间差。在桩号460~900之间, T_{MST2} 比较平直,但 T_{MST2} 波组之上的反射波组呈倾斜状(北倾),与 T_{MST1} 波组之上的波组呈平直分布形成鲜明的对比。在 T_{MST2} 波组之上,能够看到几组呈3~4

个相位出现的小范围连续的北倾反射波组。在桩号 900~1 550 之间, 呈一系列北倾的反射波组出现, 反映秦岭南缘推覆面的形态十分清楚。在桩号 1 100~1 550 之间, 至少可以看到 5 组陡倾斜反射波组, 这些反射波组大多呈 3~4 个相位出现, 且连续性较好。根据陡倾斜反射波组的特征和相互之间的关系, 能够推断秦岭南缘主推覆体是不同期次活动的结果。值得特别注意的是, T_{MST2} 与地表地质对应, 正是著名的襄樊—广济断裂带。

在桩号 900 处, 即 T_{MST2} 形态发生变化的位置出现一个向下倾斜的反射波组, 在偏移后的时间剖面上, 该倾斜波组呈 3 个相位出现, 能量较强, 连续性较好, 但出现的范围较小。

4.1.3 扬子克拉通中地壳(或上地壳底面)

反射波 T_{VZM}

该反射波组能量较强, 出现在 4.5~6 s 之间, 呈密集能量条带出现在桩号 1 250~2 180 之间, 向北缓倾。

4.1.4 莫霍界面层反射波 T_M

在 seismic 剖面上, 至少有 2 处(分别在 600 和 1 580 桩号处)出现尖棱, 形状有点像“隔档式褶皱”之形态。在莫霍界面层以下稍深处, 反射段展平可以大致连成一个起伏不大的平面。莫霍界面层的这种尖棱式构造可能是由于下地壳受到挤压, 在较刚性的上地幔上滑动所致, 尖棱出现的位置受地壳块体的控制。

T_M 波基本出现在约 11.3 s 处, 呈多相位出现, 这里把 T_M 多相位反射波的下界作为莫霍界面层解释。在桩号 300 处, 莫霍界面深度约 34.0 km, 向大号桩号, 莫霍界面深度变浅到 33.5 km。 T_M 波在一些地段较强, 在一些地段较弱, 除在桩号 600 和 1 580 处出现尖棱外, 整体形态比较平缓。

在 T_M 波组以下, 还可看到一些零星反射, 这些反射波反映了上地幔地层内的不均匀性。

5 大地构造意义

在秦岭—大巴山及邻区地质图(1:100万)⁶和中国大地构造图(1:400万, 中国地质科学院地质所构造地质室, 1979, 1:500万^[4])上, 秦岭—大别造山带南缘, 从大巴山到大别山……镇坪、平利、汉阴—武当、郧县—隋县、桐柏—大别等, 一系列构造岩片(推覆体)依次向南逆冲—推覆的现象十分清楚。在城口、镇巴一带, 镇坪岩片逆掩于扬子准地台北缘的大

巴山台缘拗陷褶皱带之上; 向东到房县, 汉阴—武当岩片越过镇坪、平利岩片, 直接逆掩于扬子准地台之上; 更东, 黄陂—广济间, 郧县—隋县及桐柏—大别岩片进一步向扬子准地台内部推进, 使九江地区成为整个扬子准地台中南北宽度最小的地段^[7], 随着秦岭造山带向南逆冲距离的不断加大, 从西(大巴山西端)向东(大别山东端)构造层次愈来愈深, 出露地层也愈来愈老——镇坪岩片为震旦纪—志留纪低绿片岩相沉积岩系, 汉阴—武当和郧县—隋县岩片为中、新元古代绿片岩相变质火山岩系, 桐柏—大别岩片则为古元古代角闪岩相深变质岩系, 并广泛出现超高压变质岩^[4]。这些地质现象, 清楚表现出扬子克拉通(准地台)的大陆地壳是向北插入秦岭—大别造山带的, 而且愈向东插入的程度愈大, 到广济附近, 已有大约 150 km 宽度的扬子克拉通的大陆地壳消失在秦岭—大别造山带之下。邓县—南漳反射地震剖面的构造意义在于揭示出在大约 20 km 的上地壳底面有一个规模巨大的滑脱面, 扬子克拉通的大陆地壳沿此滑脱面下插到秦岭—大别造山带之下, 著名的襄樊—广济断裂带(即北大巴山—大别山前缘断裂带)即是秦岭山体推覆构造的前缘断裂带。这一地震剖面清楚表明襄樊—广济断裂带并不是一个切穿岩石圈的板块缝合带, 而是消失于上地壳底部滑脱带的大陆壳俯冲断裂带, 扬子克拉通的大陆地壳沿此滑脱面俯冲到秦岭造山带之下。这一地震剖面生动证明, 大陆壳俯冲造山作用对研究大陆造山带是多么重要。

参考文献:

- [1] 袁学诚, 徐明才, 唐文榜, 等. 东秦岭陆壳反射地震剖面[J]. 地球物理学报, 1994, 37(6): 749~758.
- [2] Huang T K. On Major Tectonic Forms of China[J]. Geological Memoirs, Ser. A, 1945 (20): 165.
- [3] 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 等. 中国大地构造及其演化[M]. 北京: 科学出版社, 1980.
- [4] 任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚, 等. 中国及邻区大地构造图(1:500万)及简要说明——从全球看中国大地构造[M]. 北京: 地质出版社, 1999.
- [5] 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2001.
- [6] 张二朋. 秦岭—大巴山及邻区地质图(1:100万)[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- [7] 任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 等. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿[M]. 北京: 科学出版社, 1990.

Reflection seismic profile from Dengxian to Nanzhang , Eastern Qinling , and its tectonic implication

YUAN Xue-cheng¹ , REN Ji-shun² , XU Ming-cai³ , TANG Wen-bang⁴

(1. *Center of Research and Development , China Geological Survey , Beijing 100083 ;*

2. *Institute of Geology , Chinese Academy of Geological Sciences , Beijing 100037 ;*

3. *Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, Ministry of Land and Resources , Langfang 102849, Hebei ;*

4. *Institute of Petroleum Exploration and Development , China National Petrochemical Corp.Ltd. , Beijing 100083)*

Abstract :The reflection seismic profile from Dengxian to Nanzhang is the southward extension of the reflection seismic profile from Yexian to Dengxian. The completion of this profile declared the first reflection seismic profile from the Sino-Korean craton to the Yangtze craton , across the Qinling orogen. The Dengxian-Nanzhang reflection profile clearly shows the fact that the crust of the Yangtze craton was subducted beneath the Qinling orogen and gives evidence that the Xianyang-Guangji fault (i. e. the North Dabie-Daba frontal fault-fold zone) is not a plate suture , but a continental crustal subducting fault. The crust of the Yangtze craton was subducted beneath the Qinling orogen along the bottom of the upper crust at a depth of about 20 km.

Key words :reflection seismic profile ; deep structure ; Dengxian to Nanzhang ; Eastern Qinling