

攀西地区的深部地壳结构与构造

崔作舟 卢德源 陈纪平 张之英 黄立言等

(地质矿产部 562 综合大队, 河北三河)

摘 要

根据 1984—1985 年地震测深资料, 论述了攀西地区的深部地质特征。该区地壳厚 50—60 km; 具高、低速相间的多层结构及断块构造; 五个主要速度界面中, 界面 R_4 稳定且清晰, 为上、下地壳的分界面, R_4 稳定并具有较强的能量反射, 为壳、幔之间的界面(莫霍面), 莫霍面沿构造带北深南浅(56—50 km), 横穿构造带西深东浅(60—48 km)。构造带内的上地壳较薄, 纵横速度变化均较大, 而下地壳较厚, 速度较均匀, 上地壳底部的低速层, 在构造带内较带外薄而浅, P_n 速度较低, 为 7.54—7.80 km/s, 属壳-幔过渡带, 厚 13—22 km。小江、四开、安宁河及金河等断裂为超壳型或壳内断裂, 多为逆冲断层。该构造带的各种深部特征表明它为大陆高原型年轻构造带。

关键词 攀西地区, 地震测深, 地壳结构, 大陆高原型年轻构造带。

一、引 言

在我国西南东经 102° — 103° 、北纬 23° — 30° 之间, 纵贯川、滇两省的南北构造带, 具有独特的地质构造特征, 并控制着一系列有用矿产的分布。对此构造带, 我国一些构造地质学家曾给过不同的名称及含意, 如黄汲清的“康滇地轴”^[1](1954), 张文佑的“康滇台背斜”^[2](1958)及裂谷构造^[3](1982), 李四光的“川滇经向构造带”^[4](1962), 陈国达的“川滇地洼系”^[5](1978)等。自七十年代初板块构造学说在我国盛行以来, 也先后出现过不同的称呼, 如从柏林^[6](1973)从岩石学的角度提出该带可能为大陆裂谷; 骆耀南等认为该带属海西期之古裂谷带, 并称为“攀西裂谷带”^[7], 强调该区的矿产均与此裂谷带有关。

为了研究攀西地区的深部地壳结构和构造, 1984 年我们在渡口市以北及康定以南宽约 400 余公里的地带内, 完成了两条主要爆炸地震测深剖面, 其直线长度为 831 km, 共进行 15 次药量不等的有效爆炸和观测。参加观测的地震仪共 59 套, 布台 885 台次, 记录合格率达 86.35%, 测线的观测点距为 1.5—3 km, 提高了资料解释的精度和可靠性。已处理和解释的两条纵测线的结果, 为地质构造及其对矿产控制的研究提供了深部地质依据。

二、野外观测

根据任务要求和以往的经验, 以及交通条件, 我们布置的测线为两条相交的“十”字纵

参加此项工作的还有王延增、王仲才、王文明、宋兆利、李晓鹏、张百山、李旭、刘德福、刘太平、田春江、吴苓、王玷、李英康、李秋生、刘秀玲、陈燕平、张子江、孟繁乐、张申武等。

本文 1986 年 8 月 26 日收到, 1987 年 6 月 15 日收到二次修改稿。

测线。一条是长河坝—拉钡的南北向测线 (YC 测线),它位于构造带的轴部,长 424 km; 另一条为丽江—新市镇的 N60°E 测线 (LX 测线),横跨整个构造带,长 407 km。测线的具体位置见图 1,实际观测系统如图 2。

此次观测使用的是模拟磁带记录便携式深层地震仪。每套地震仪在施工前都进行过

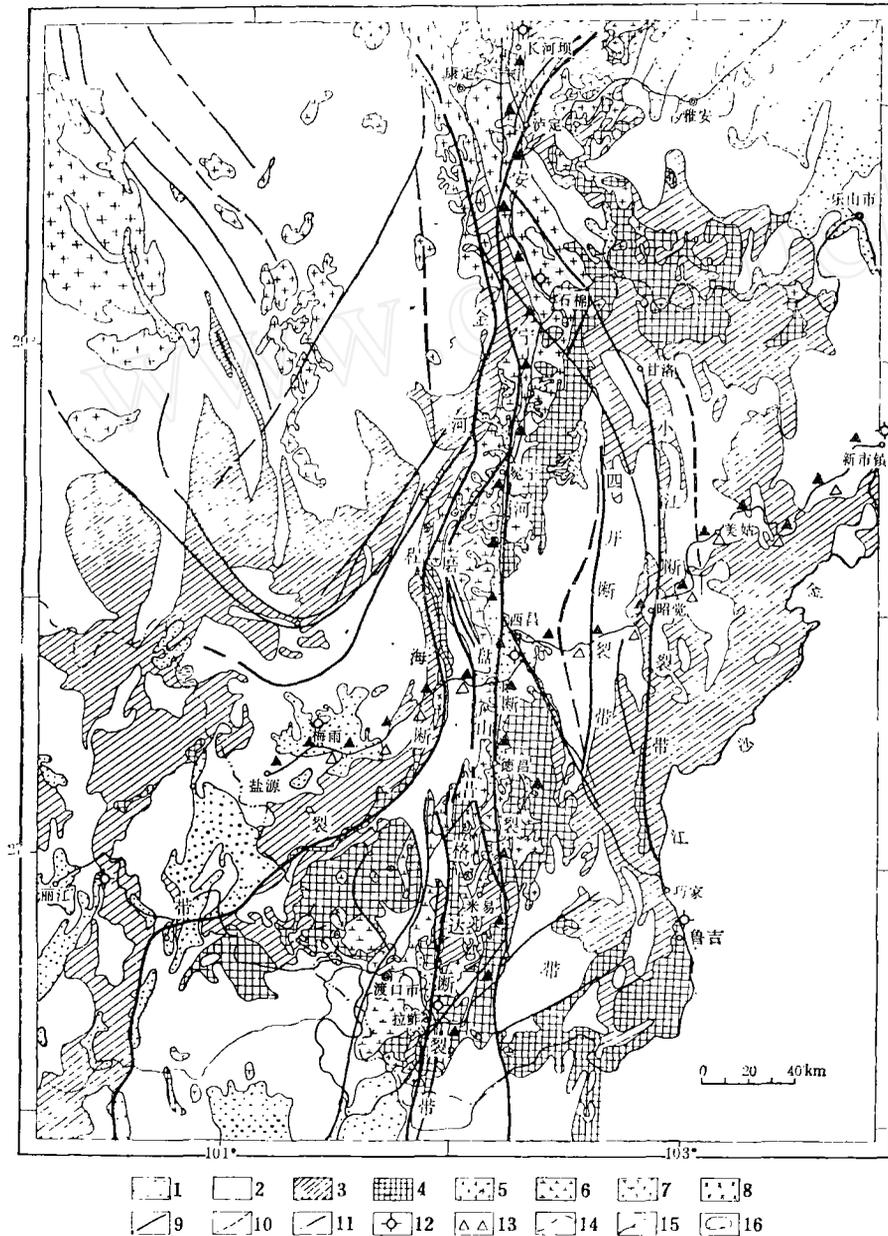


图 1 攀西地质构造概况及测线分布图

- 1—新生界; 2—中生界; 3—古生界; 4—前古生界; 5—花岗岩类; 6—闪长岩类;
- 7—正长岩类; 8—基性岩类; 9—断裂; 10—向斜; 11—背斜; 12—炮点位置;
- 13—测点位置; 14—省界; 15—河流; 16—湖泊。

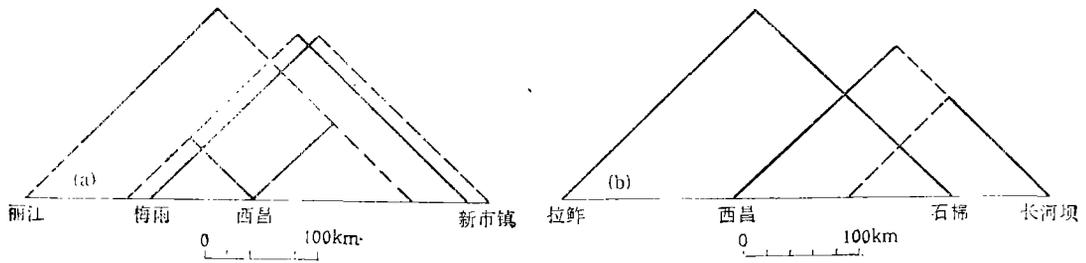


图 2 测线观测系统图

(a) LX 测线观测系统图; (b) YC 测线观测系统图。

各项指标的测量和标定,并分别在实地观测前、后各进行一次一致性试验。结果表明,所有地震仪均符合要求,相位差小于 20 或 50 ms。

时间服务系统以陕西天文台的 BPM 授时台标准频率 UTC 信号为标准,使用子、母钟对时法,石英编码钟的精度一般为 5×10^{-6} 。

爆炸效果的优劣是能否获得良好地震波记录的关键。井炮多选自半成岩的昔格达组粘土或粉砂质粘土层中,且多有较高的潜水面。水炮多布设于江、河的深水湾中,水深一般大于 20m,最深达 30m 以上。井、水炮均采用多点组合爆炸。

三、数据处理及波场分析

测区地形复杂,高差悬殊,为消除地表高差引起的走时偏差,对炮点和测点都统一校正到海拔 1800m 的水平面。其校正速度取盖层的实测平均速度 V_0 为 4.76 km/s。

对 YC 与 LX 测线,共设 7 个炮点,激发 15 次有效爆炸,共排成 9 张波形记录截面

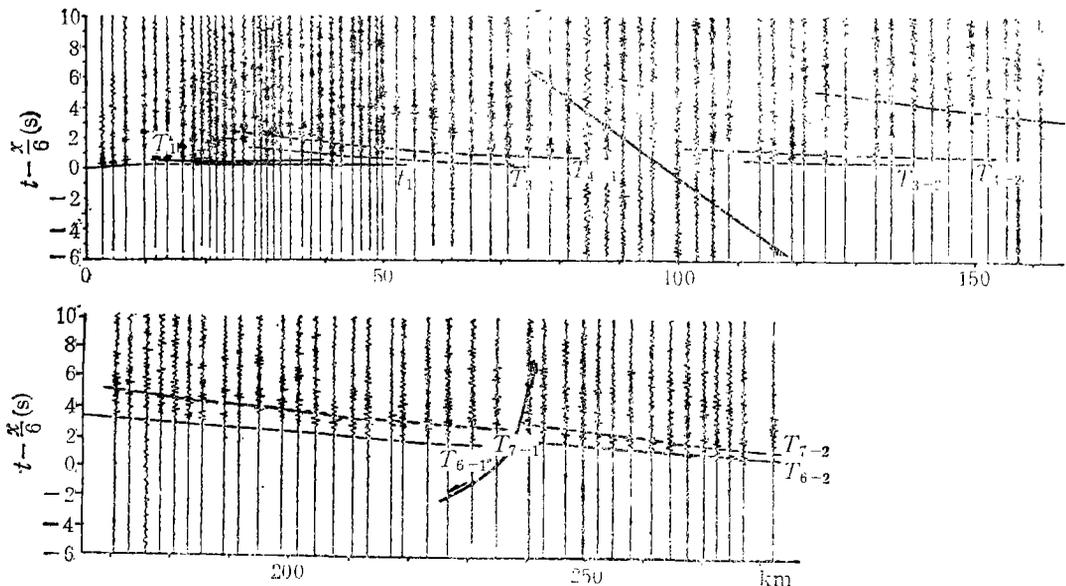


图 3(a) M-LX 剖面波形记录图

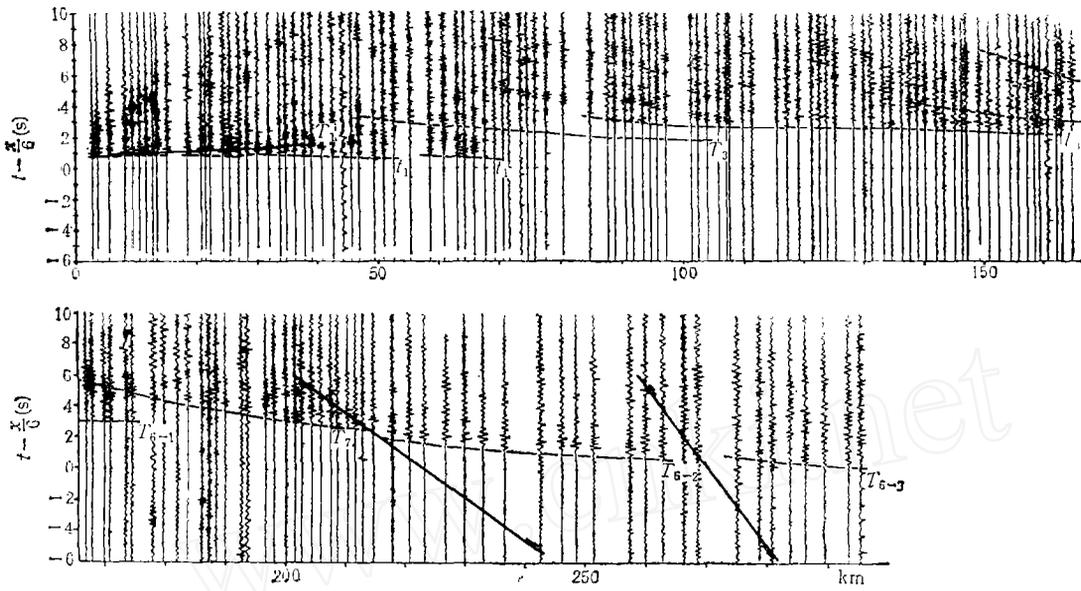


图 3(b) X-LX 剖面波形记录图

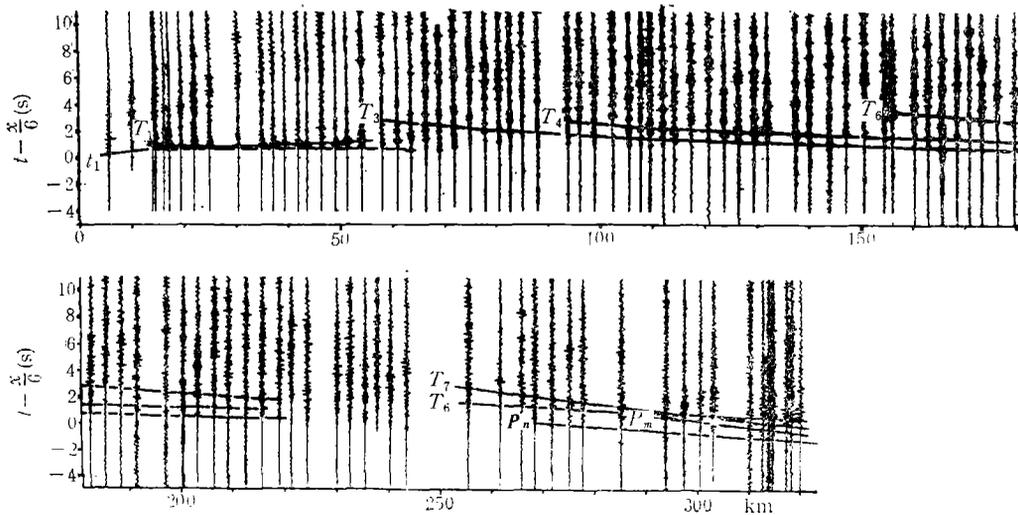


图 3(c) L-YC 剖面波形记录图

图。这里只选择其中的 4 张较长的截面图(图 3(a)一(d))。

据两条测线的波形剖面图,可鉴别出 5 个较可靠的反射波组 (T_1 、 T_3 、 T_4 、 T_6 及 T_7) 和两个折射波组 (t_1 及 P_n)。现将各组的主要特征分述如下:

T_1 可能为结晶基底与花岗岩层之间的分界面 R_1 的反射波组,均出现在续至区,并受 t_1 的干涉,故不易识别,但多数剖面中均有显示。它一般出现于 t_1 之后,向炮点方向趋于相切,可追踪的范围一般为 10—50 km。

t_1 可能为 R_1 的折射波或结晶基底的迴折波。此波组以初至形式出现,并有较强的能量,在全区易识别。其追踪长度从几公里至 70 km,视速为 5.80—6.00 km/s,主频段为

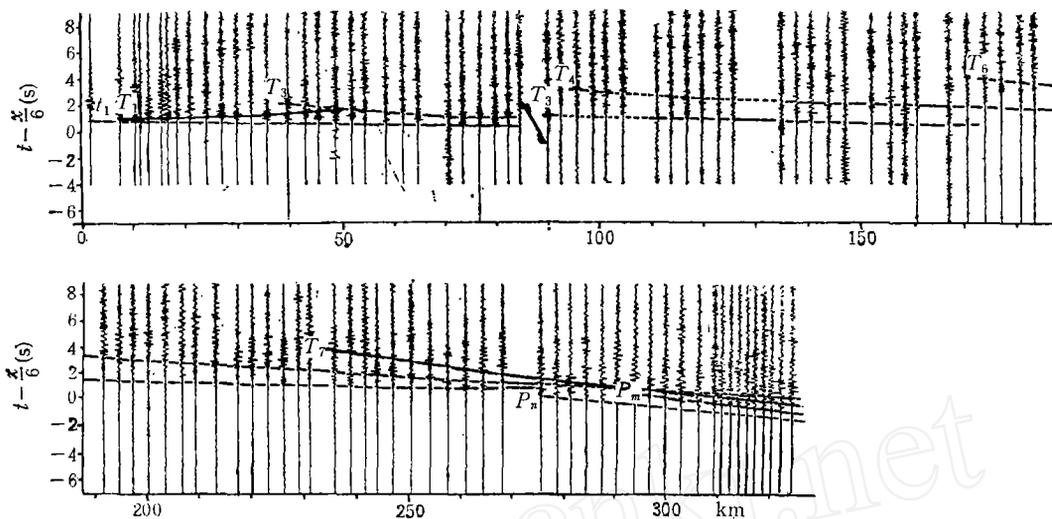


图 3(d) S-YC 剖面波形记录图

表 1 波形记录截面一览表

剖面代号	炮点地名	接收起止点号	接段长度 (km)	点距 (km)
M-LX	梅雨	24—214	0—282.26	1.5—3.0
X-LX	新市镇	211—10	0—297.63	1.5
XC-LXW	西昌	84—12	0—110.52	1.5—3.0
XC-LXE	西昌	88—186	0—147.88	1.5—3.0
LI-LX	丽江	12—178	100.12—848.50	3.0—6.0
LU-LX	鲁吉	12—186	252	3.0—6.0
L-YC	拉鲊	36—248	0—820.35	1.5—3.0
S-YC	石棉	248—86	0—820.35	1.5—3.0
C-YC	长河坝	312—198	0—181.59	1.5—3.0
XC-YC	西昌	137—312	0—266.74	1.5—3.0

6—14 Hz.

T_3 为一弱反射波组,但有较长的初至区,能量虽弱但仍易识别.一般地说,开始在 30—60km 距离上出现,可追踪长度为 50—170 km. YC 测线较 LX 测线的出现距离为远,可追踪的距离也长.这可能与前者产状较平缓有关.此波组的主频段为 4—11Hz.

T_4 为地壳中部的重要反射波组,可能代表上、下地壳之间的速度界面.它有反射能量强、初至区长、可追踪的距离大等特点.在两条测线上均可进行可靠的追踪和对比.在 LX 剖面上, T_4 开始出现于 50—60 km,可追踪长度为 80—120 km;而在 YC 剖面上,它开始出现于 90—100 km 处,可追踪距离为 125—180 km.这种差别同样可能是由界面产状差异引起的. T_4 的主频为 7 Hz,在高频方向上能量衰减快,通过断裂带后主频降低为 5—6 Hz,且能量明显减弱.

T_6 可能是莫霍面的反射波组,具有能量强、振幅大、主频低 (2.5—5.8 Hz)、衰减慢、初至区和追踪距离长等特点,故易识别,且对比可靠.在 LX 剖面上, T_6 的临界位置为

140—190 km,可追踪长度 155—210 km. 而在 YC 剖面上,其临界位置为 155—175 km,可追踪的长度为 150—165km.

T_7 是我们测得的最深界面的反射波组,它只出现在较长的几条剖面图中,而且多在续至区内.但是,由于其振幅较大,故仍可识别.此波组在 M-LX 剖面中出现于 170—280 km;在 X-LX 剖面中则出现于 150—215 km 测段内;而在 S-YC 和 L-YC 中,分别出现于 260—320 km 和 285—320 km 的范围内.其主频为 3—5 Hz,高频方向能量急剧衰减.

P_n 波为莫霍面的首波.在 LI-LX、L-YC 和 S-YC 等较长剖面图中均可识别.尽管其振幅较小,但它以清晰可辨的初至形式存在,故仍易识别.它出现在 T_6 之前,呈直线状,向炮点方向与 T_6 逐渐靠拢,但未见相切.在 LI-LX 剖面中出现在 256—280 km 内,而在 S-YC 和 L-YC 剖面中出现于 255—260 km 范围内.

此外,我们还利用 SPECTR 程序,有选择地做了典型波组的频谱分析.结果表明,各波组能量的相对强度依次为: t_1 波组能量最强, T_6 次强, T_4 较强, T_7 较弱, T_3 最弱.

四、资料解释及其结果

1. 初始地壳模型

据折合记录剖面及震相分析获得的各波组时距曲线,采用 $T^2-\Delta^2$ 法、恒差法及 PLUCH 法等进行反演计算.首先求出各层界面上覆介质层的平均速度(表 2),界面深度、层速度及层厚度等,从而得到各剖面的横向均匀水平层状地壳结构模型;在此基础上,再用 HODO 及 TRTIME 等程序,计算出水平层地壳模型的理论时距曲线.如果其结果与实测时距曲线不符,再调整界面的深度或倾角,使其尽可能与实测时距曲线吻合,从而建立起地壳的初始结构模型.

表 2 各剖面中不同介质层平均速度

剖面	LI-LX	M-LX	XC-LXW	XC-LXF	X-LX	L-YC	XC-YC	S-YC	C-YC
R_1		4.75	4.70		4.80	5.44	4.80	5.17	5.45
R_3	6.05	5.99	6.03	6.03	5.94	6.04	6.02	6.05	6.10
R_4	6.20	5.94	5.98	5.90	5.87	5.99	5.95	5.96	5.97
R_6	6.34	6.30			6.18	6.26	6.22	6.20	6.23
R_7		6.56			6.44				

2. 正演拟合

由不同剖面得出的初始地壳模型组合起来,表现出明显的横向非均匀性,并具多解性.为使组合后的模型能得到统一的合理解释,并限制其多解性,做了如下的正演拟合计算:

(1) 射线追踪

我们利用 DANTZ 程序计算了各剖面上不同波组的临界位置及理论时距曲线,并与

实测的临界位置及时距曲线相拟合。通过大量计算和多次调整,使其理论的与实际临界位置大体相符,走时拟合趋于较佳状态(见图 4(a)、(b))。

但是,对 X-LX 剖面 T_{6-3} 反射震相的拟合,通过射线追踪法计算,LI-LX 和 M-LX

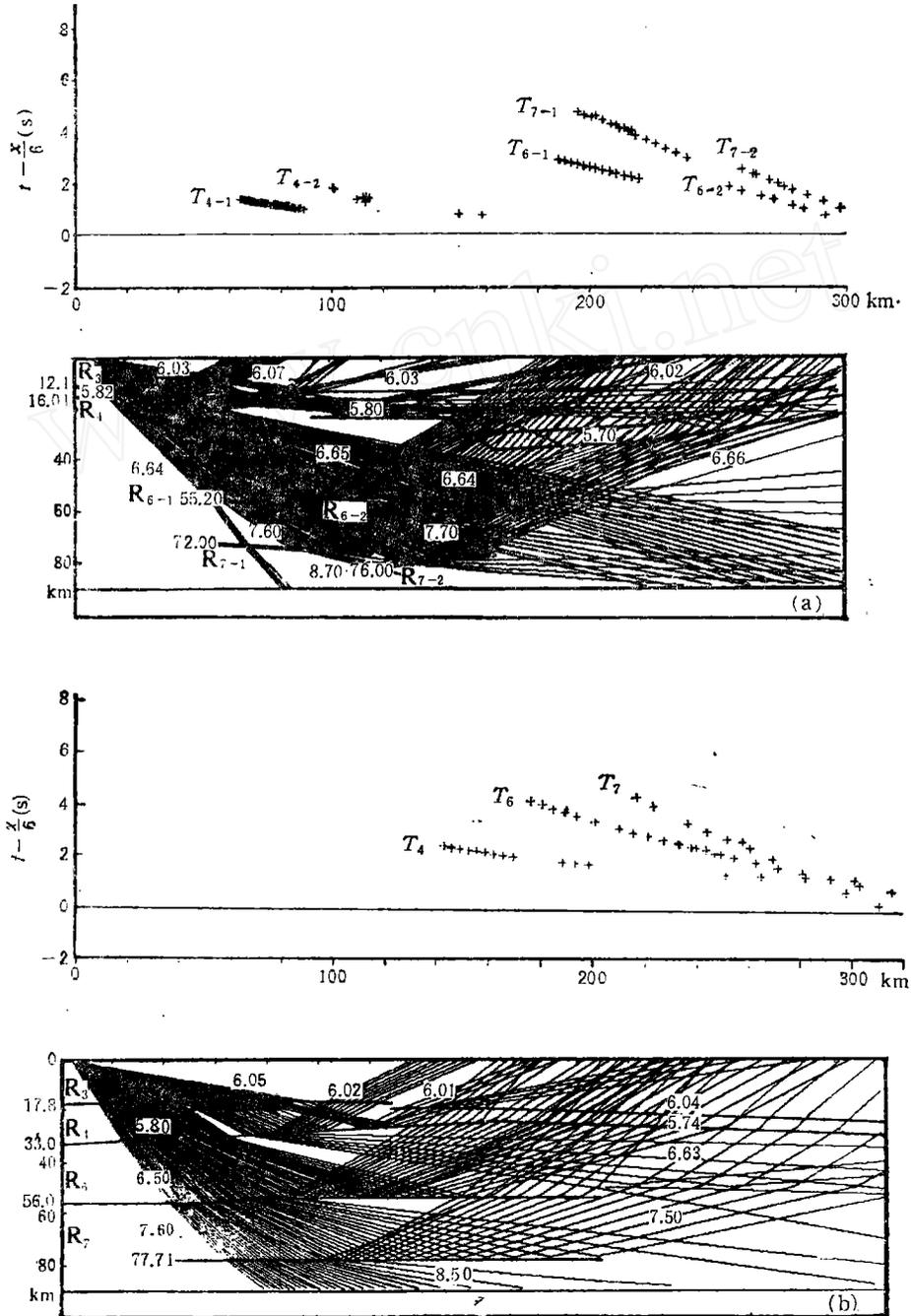


图 4 射线追踪图
(a) M-LX 剖面; (b) S-YC 剖面。

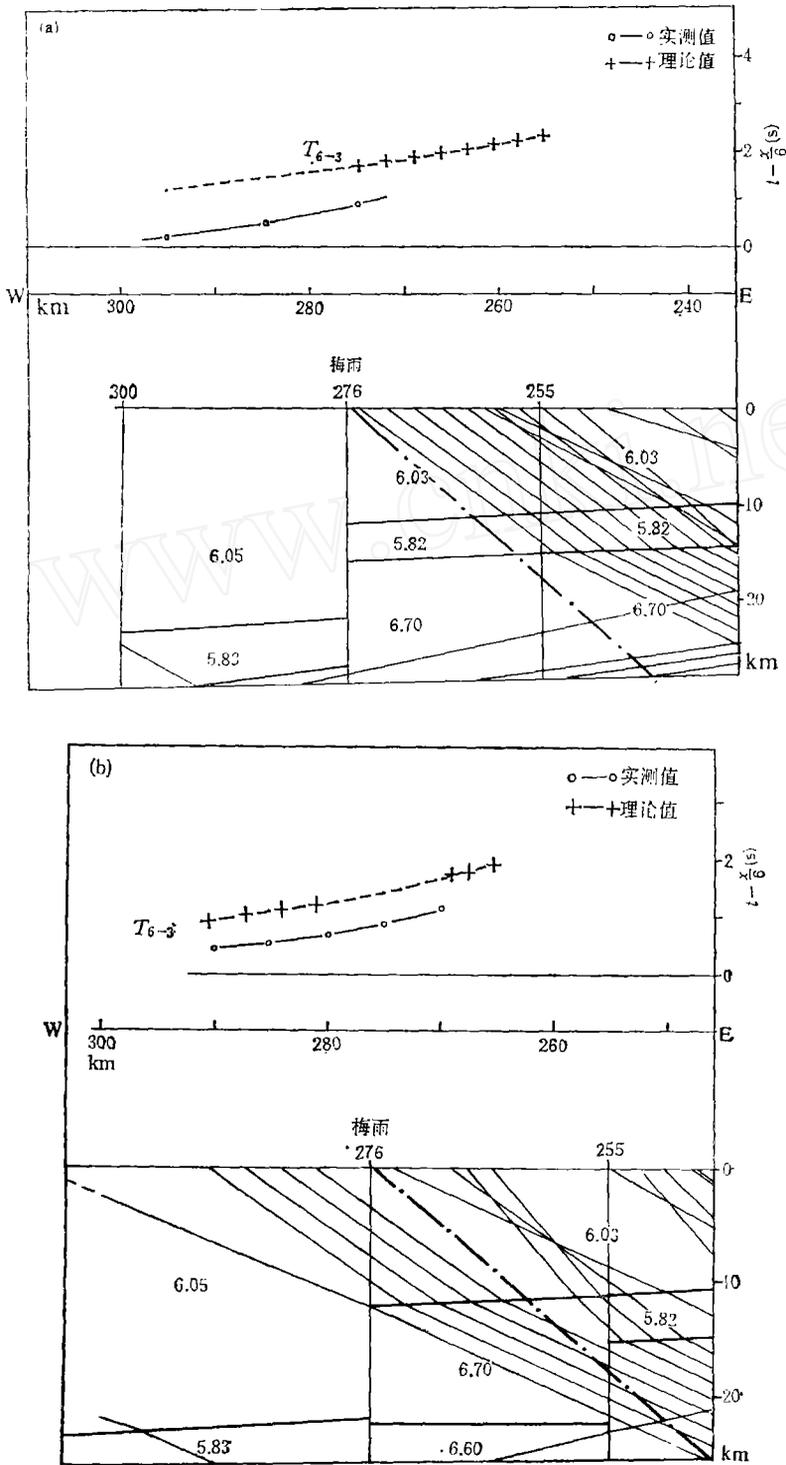


图5 X-LX剖面240—300km射线追踪图
 (a) 不动浅层结构时；(b) 当速度为6.70km/s时；

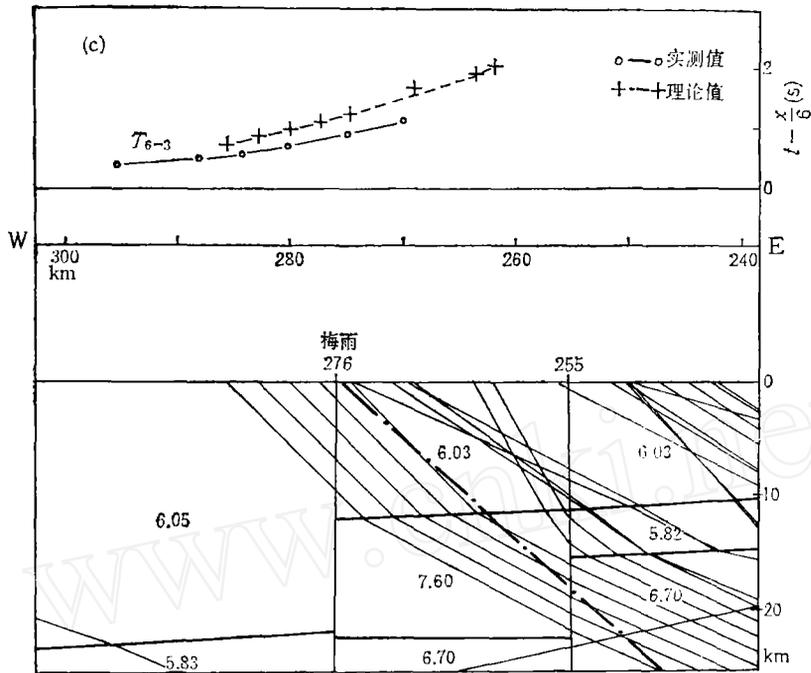


图 5 (续)

(c) 当速度为 7.60km/s 时.

记录剖面的正演拟合结果,我们认为是比较合理且可信的.因此,当 LX 测线下方的大部分区域(图 5(a) 点划线右上方及其以东区域)的深部结构,已被 LI-LX 及 M-LX 剖面的正、反演拟合加以确定之后,若使 T_{6-3} 的实测走时得到基本拟合,则只有修改梅雨右下方的浅层结构模型.

首先以图 5(a) 的结构模型去拟合 T_{6-3} . 从理论的与实测的时距曲线可以看出,不但正演到时(以“+”表示),比实测到时(以“o”表示)偏大 $0.8-1.0\text{s}$,而且接收段位置也错开了.

另外,我们认为 $255-276\text{km}$ 之间上地壳低速层上、下的介质速度值也是较合理的,所以在修改梅雨右下方的浅层结构模型时,它们也将保持不变.于是,能够改动的便是 $255-276\text{km}$ 之间的低速层.为了减小正演到时,使之与实测到时吻合,我们接连以厚度约为 11km 速度值分别为 6.70km/s (图 5(b))、 7.60km/s (图 5(c)) 和 7.90km/s 的高速块体来代替原来厚约 4km 、速度值为 5.82km/s 的低速层,最佳的拟合结果如图 6.

(2) 理论地震图

我们从已得到的地壳模型中选择了构造变动较小的 M-LX、L-YC 及 S-YC 三条剖面做理论地震图.但目前通用的反射系数法程序只适用于水平层状介质地壳模型^[14],故必须对已建立的模型做必要的简化.如将倾斜界面取作水平界面,并忽略断裂的存在.理论地震图中各波组的临界位置及时距曲线也与实测数据大体相符.这证明了我们建立的地壳模型是基本合理的,见图 7(a)-(c).

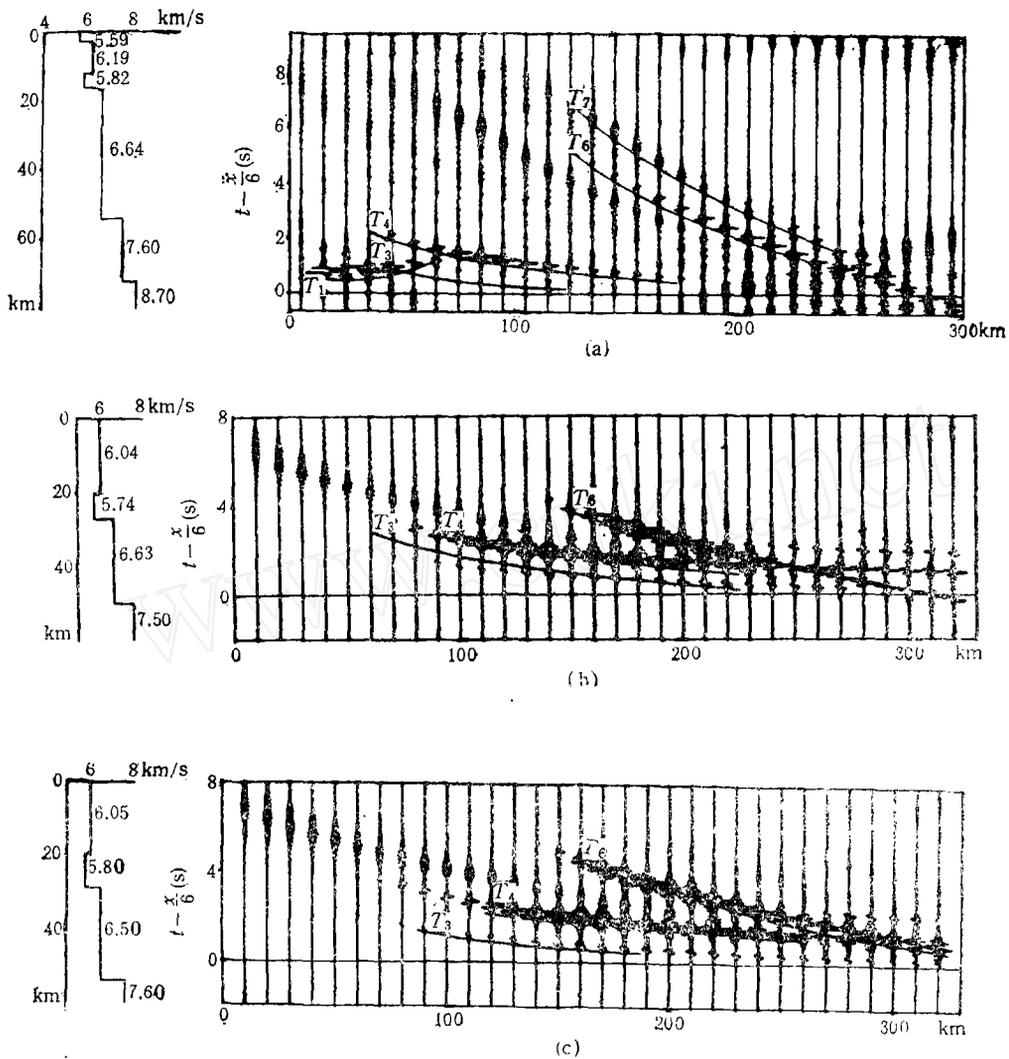


图7 理论地震图计算的地壳结构与速度分布
(a) M-LX 剖面; (b) L-YC剖面; (c) S-YC 剖面.

连接则为一高角度东倾的逆断层。

在 X-LX 剖面的 260—270 km 处, T_{6-2} 较 T_{6-1} 走时晚到大约 1 s, 这证明 R_6 界面在新市镇以西约 130 km 的下方为西深东浅。它可能代表四开断裂向深部的延续, 断面以高角度向东倾斜, 也为一逆冲断层。

以上四条断裂均影响到莫霍界面, 因而均属超壳型深断裂。

4. 壳内低速层的判定

壳内低速层判定的主要依据是前述反演计算结果。表 2 中给出的各记录剖面, 除 LI-LX 剖面外, R_3 及 R_4 界面上覆介质的平均速度表明, R_3 上、下介质层的速度由高变低, 即出现速度逆转, 而 R_4 以下介质层的速度又由低变高, 低速层夹于上、下高速层之间, 这是壳内低速层存在的可靠证据。此外, 各种正演计算结果也证实了它的存在。

五、深部地壳结构及构造特征

从所建立的地壳结构模型(图 8 和图 9),也给出了该区的构造特征。

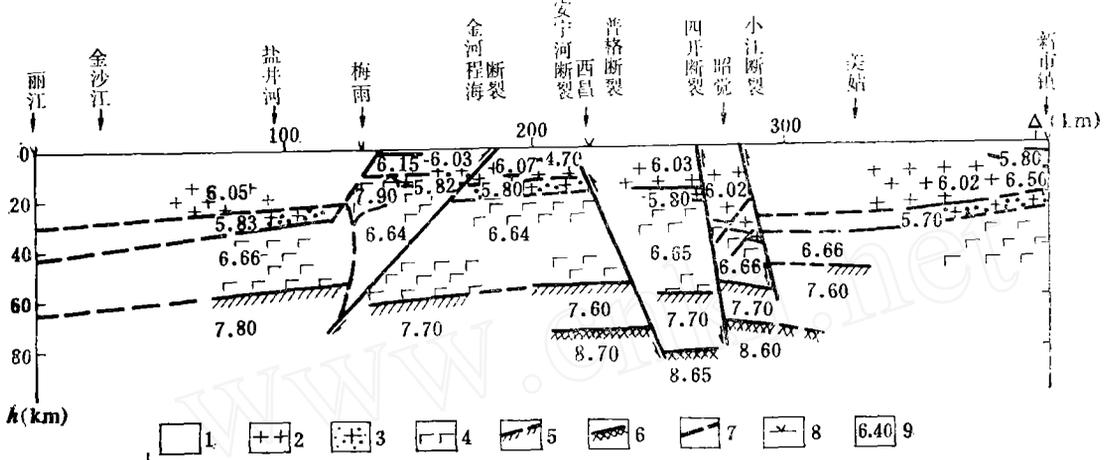


图 8 YC 测线地壳结构剖面图

1.表层; 2.硅铝质层; 3.低速层; 4.硅镁质层; 5.莫霍界面; 6.壳—幔过渡带底界面;
7.断裂面; 8.爆炸点位置; 9.层速度 (km/s).

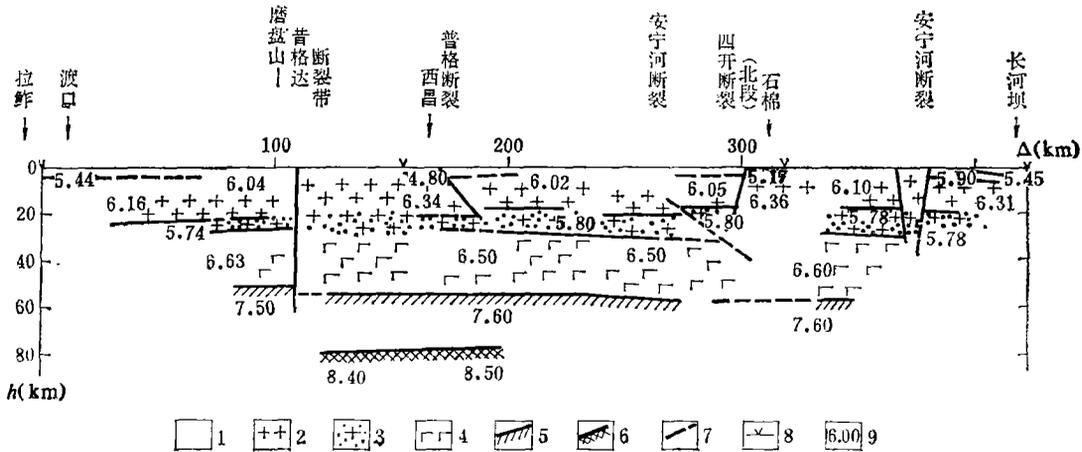


图 9 LX 测线地壳结构剖面图

图例同图 8

1. 上部地壳的主要特征

上部地壳的突出特征是横向非均匀性明显。这主要表现在横向速度变化较大,而且厚度变化也较明显。说明其组成岩石类型及结构复杂多变,其中包括了沉积岩、变质岩及不同来源的岩浆岩,而且各类岩石的相变也极为复杂,局部高速体往往与幔源的基性、超基性杂岩体有关。

上部地壳沿构造带走向厚度变化较小,但在横穿构造带的 LX 剖面中,厚度则有明

显变化。即在构造带内较薄,一般为 20 km 左右;而在构造带外较厚,为 34 km 左右。上部地壳底部的低速层也有类似变化趋势,结晶基底中可能存在梯度层。

2. 下部地壳的主要特征

它与上部地壳的明显差异是纵向和横向上的波速变化都很小,一般为 6.63—6.66 km/s。这表明下地壳的物质组成比较均匀,主要由铁镁质的玄武岩或辉长岩组成。而其横穿构造带的下地壳厚度变化则与上地壳相反,即构造带内相对于构造带两侧明显增厚。东侧带外,厚仅 15 km,过小江断裂带随即增厚为 20 km,过四开断裂至梅雨断裂之间竟达 36—38 km。梅雨西又减至 25 km。在 LX 剖面中,可以看到 R_4 的深度变化甚大,而 R_6 的埋深变化不大。

3. 壳内低速层的特征

壳内低速层位于 R_3 与 R_4 之间,其速度较上覆及下伏层都低,一般为 5.70—5.80 km/s。它沿构造带轴部的厚度变化是南薄北厚(4—10 km);横穿构造带的变化特点是带内浅(14—18 km 或 10—14 km)而薄(4 km);带外深(20—26 km 或 30—40 km)而厚(7—10 km)。

4. 莫霍面的特征

莫霍面沿 YC 测线相对稳定,南浅北深(50—56 km),微向北倾。但在 LX 测线中,莫霍面多为倾斜的不连续界面。被超壳型断裂切开的莫霍面深度变化为东浅(48 km)西深(>60 km),中间的构造带内深 54—60 km。总体向西微倾,但很难看出上隆的趋势。

5. 壳—幔过渡带的特征

在 YC 和 LX 剖面中,都获得了清晰的 P_n 波组,其视速度为 7.54—7.60 km/s;而正演拟合推算的速度为 7.60—7.80 km/s,彼此极为接近。据 T_7 确定的 R_7 为壳—幔过渡带的下界面,由此确定的过渡带厚 13—22 km。 R_7 之下介质层的速度为 8.40—8.70 km/s。

6. 主要断裂带的特征

小江及四开断裂特征极为相似,均向东陡倾,东盘相对于西盘上冲,为高角度逆断层。地表地质研究证明它们均为压兼扭性左旋走滑断层。莫霍面附近的断距较大,可达 6—8 km。安宁河断裂位于构造带的轴部,为东倾的高角度正断层,断距达 4—5 km。但 YC 剖面几次斜切此断裂带,结果说明此断裂带的倾角极陡倾向不定,与地表地质研究结果相符。地表特征证明它属陡倾的压兼扭性断裂。金河断裂带西倾,倾角较缓,西盘相对东盘上冲,为一低角度西倾冲断层。深部断距达 6—7 km。据界面的不连续情况,在梅雨之下推测有一条壳内低角度逆冲断层。

六、讨 论

1. 前述地壳结构和构造特征表明,该区的莫霍面比较稳定,大体呈东浅西深的缓倾斜坡。但在莫霍面以上的地壳部分,构造带内、外结构有明显的差异,带内还集中了四条超壳型断裂,并构成地壳结构变异带的边界。因此,我们认为川、滇南北构造带是位于我国东、西两大构造域过渡带上的次级构造单元。

2. 南北构造带及其相邻地区的地壳厚度普遍偏大^[11,12]。构造带内厚 55—60 km;带东

最薄为 45—50 km; 带西最厚, 一般都大于 60 km; 而已知裂谷带内的地壳多较它两侧的地壳要薄, 带内地壳厚度多小于 25 km, 世界上地壳最厚的奥斯陆古裂谷也只有 32 km。

3. 横过构造带的地壳模型表明, 该区的莫霍界面为东浅西深的不连续界面。在构造带之下并无隆起现象; 而已知的大多数裂谷带的莫霍面呈隆起状态。

4. 此构造带内断裂虽然极其发育, 但在地壳深部这些断裂除安宁河断裂在 LX 测线通过地段表现为正断层外, 其余几条均表现为逆断层或冲断层。地表地质研究结果也证明了它们多属压性兼扭性的结构面; 而大多数裂谷带的边界及带内断裂多为正断层, 属拉张性结构面。

以上几方面与裂谷带特征不同, 它们却与我国西部的大陆高原型年轻造山带的地壳结构和构造特征极为相似。众所周知, 此构造带内的中生代地层强烈褶皱, 走向逆冲断层极为发育, 因而它被认为是燕山期的构造带。但有些地方的早第三纪的岩层也遭受了强烈褶皱和断裂, 因此也有人认为它们是喜山期的构造带。我们认为川、滇南北构造带主要形成于燕山期, 而喜山期强烈褶皱的证据多发现于弧形构造带内。

不过, 该区地壳下部存在的低速层, 可能被认为是大陆裂谷的标志之一。但是, 值得指出的是, 近几年在我国西南的青藏高原地区, 也发现在莫霍面之下存在低速壳-幔过渡带。法国地球物理学家 Hirn (1983) 认为藏南纵剖面可能存在约 10km 的壳-幔过渡带; 藏北纵剖面中的低速壳-幔过渡带也被证实; 青海南部的托托河-格尔木剖面也发现了类似现象。因此, 将此特征作为大陆裂谷的标志是值得商榷的。

目前, 对介于壳、幔之间的低速层的解释并不一致。持“裂谷垫”观点的人, 往往将它解释为可发生对流的熔融地幔软流层。但是, 此层在该区只有 13—22 km 的厚度, 若设它会导致比它自身还要厚 2—3 倍的上覆地壳变薄并发生张裂, 似乎难以相信。

基于上述理由, 我们认为川、滇南北构造带不是现代的大陆裂谷, 而是中—新生代的挤压构造带。

一些地质学家将此构造带的峨眉山玄武岩及中生代的红色陆相沉积作为该区古生代末海西期古裂谷存在的证据^[7,10]。他们认为玄武岩的喷溢是地裂运动的产物, 红色陆相碎屑沉积及煤、膏、盐、铜等矿产是断陷盆地的沉积。

但是, 值得注意的是, 晚二叠世的玄武岩并非局限于南北构造带内, 它的分布范围要比所谓的古裂谷带的范围大得多, 构造带内玄武岩的厚度并非最大, 而且分布极少; 相反地, 在构造带以东, 不但厚度大, 而且分布也极广泛, 向东直延至贵州省境内。由此可见, 似乎不宜将玄武岩的存在作为古裂谷带的直接证据。然而, 在此时期内, 川、滇、黔三省的部分地域内, 曾经发生过东西方向的地壳拉张确是可能的。随着较大范围的拉张活动之后, 又出现了广泛的陆地沉降, 接受了晚三叠世红色陆相盆地沉积, 以及侏罗纪及白垩纪的陆相沉积, 同时形成了一系列的沉积矿产。而这些陆相沉积岩系的分布, 远远超出了所谓裂谷带的范围。

参 考 文 献

- [1] 黄汲清, 中国主要地质构造单位, 地质出版社, 1954.
- [2] 张文佑等, 中国大地构造纲要, 科学出版社, 1958.

- [3] 李四光,地质力学概论,科学出版社,1962.
- [4] 陈国达等,中国大地构造问题,科学出版社,1965.
- [5] 丛柏林等,西昌地区岩浆活动特征及其与构造地质的关系,地质出版社,1980.
- [6] 张文佑,断块构造导论,石油工业出版社,1984.
- [7] 骆耀南,中国攀枝花—西昌古裂谷带,中国攀西裂谷文集(1),1—25,地质出版社,1985.
- [8] 袁海华等,攀西裂谷岩浆岩同位素地质年代学初步研究,中国攀西裂谷文集(1),241—257,地质出版社,1985.
- [9] 刘凤仁,攀枝花—西昌裂谷带质疑,大自然探索(1),57—63,四川科学技术出版社,1984.
- [10] 曾忻耕,攀西裂谷构造与成矿作用,中国攀西裂谷文集(1),307—324,地质出版社,1985.
- [11] 晏贤富,云南及邻区的深部地质构造,地质学报,55,21,1981.
- [12] 朱介寿等,用人工地震初探川西地区的地壳结构,成都地质学院学报,3,111—121,1984.
- [13] Michel, B. and Hirn, A., Velocity-depth estimation from wide angles, Seismic reflection arrivals, *Annales de Geophysique*, 36, 107—117, 1980.
- [14] Fuchs, K., Müller, G., Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and Comparison with observations, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 23, 417—433, 1971.

THE DEEP STRUCTURAL AND TECTONIC FEATURES OF THE CRUST IN PANXI AREA

CUI ZUO-ZHOU LU DE-YUAN CHEN JI-PING ZHANG ZHI-YING HUANG LI-YAN et al.

(The 562 Comprehensive Geological Brigade of the Chinese Academy of Geological Sciences, Hebei Sanhe)

Abstract

This paper discusses the deep geological features in Panxi region obtained by deep seismic sounding from 1984 to 1985. This region has a thick crust of 50—60 km, and possesses multi-layered structure with lower velocity layers alternating with the higher velocity ones and fault-block tectonics. Of the five main velocity interfaces, R_4 is steady and clear and may be regarded as the interface between the upper and lower crust; R_5 is steady and shows stronger reflection. It is the MOHO. The MOHO is deeper in the north and shallower in the south (56—50 km) along the tectonic zone. It is deeper in the west and shallower in the east (60—48 km) across the zone. The upper-crustal thickness is thinner and the velocity is non-homogeneous. The lower-crustal is thicker and the velocity is steady within the tectonic zone. The lower-velocity layers at the bottom of the upper-crust is thinner and shallower inside than outside of the zone. The P_n velocity is lower, 7.54—7.80 km/s, and belongs to the crust-mantle transition zone. Its thickness is 13—22 km. Xiaojiang fault, Sikai fault, Anninghe fault and Jinhe fault etc. are crustal and ultracrust faults and they are mostly thrusts faults. Most of these structural and tectonic features show that this tectonic zone is a young orogenic zone of the continental plateau.

Key words: Panzhihua-Xichang region, Seismic deep sounding, Crustal structure, Young mountain making zone of continental plateau type.