

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

康定—渡口南北向构造带爆破地震测深的研究

卢德源 崔作舟 陈纪平 李小鹏

(地质矿产部562综合大队, 河北燕郊)

本文通过对康定—渡口地区的爆破地震测深资料的分析, 将该区地壳结构划分为上地壳和下地壳, 它们在横向上被若干断裂所切割, 而呈断块结构。地壳厚度由北向南减薄, 在康定为56km, 西昌54km, 渡口52km。莫氏面由北向南也逐渐抬升。地壳平均速度为6.2—6.25km/s, P_n 速度为7.5—7.6km/s。上地幔顶部出现速度异常。西昌地区壳下存在一厚度为22—28km, 层速度为7.5—7.6km/s的壳幔过渡带。区内某些地段近地表处存在有速度为6.1—6.3km/s的高速体。地壳中部9—14km处, 存在5.7—5.8km/s的低速层。

川滇南北构造带是我国强震活动带之一, 而且也是一个重要的构造成矿带。近年来一些地质学家认为该带内存在一个南北向的大陆古裂谷带(攀西裂谷)。为了对攀西裂谷的构造性质和深部过程进行探讨, 在该区(以西昌为中心)布置了南北向和近东西向十字地震测深剖面。本文主要介绍南北向剖面的野外工作及资料解释, 并对该区地壳结构特点及其形成机制进行了探讨。

一、观测系统及野外工作

南北向剖面北起康定地区的长河坝, 向南经石棉、西昌、德昌至渡口地区的拉鲊(图1)。测线YC长424km, 测区内分布有南北向5条深大断裂带。测点沿南北向公路布置。公路大致平行安宁河断裂带的走向。西昌以北的测点大部分位于安宁河断裂带东侧; 西昌以南则相反, 此外, 磨盘山—昔格达、四开等断裂带在某些地段也与测线斜交, 因此, 常造成地震波场复杂化。

野外试验以拉鲊、西昌、石棉、长河坝为爆破点组成多重追踪和相遇观测系统(图2), 在四个爆破点上进行7次爆破, 使用59套模拟磁带地震仪进行野外观测, 共观测413点次, 取得了良好记录361个。

我们对取得的资料进行了予处理。首先为了消除测点高差造成的走时偏差, 把地震波到时统一到海拔1800m的平面上。为此对各爆破点和观测点的到时做了高程校正。利用各爆破点附近的台站做了表层速度测定。测定的结果表明, 西昌炮点的速度最低达3300m/s, 而石棉、长河坝、拉鲊较高; 变化范围为4500m/s至5200m/s。综合各炮点的表层速度资料, 我们取 $V_0=4760\text{m/s}$ 做为全区的高程校正速度。从排图的结果看, 这个速度值对于大部分测点基本上合适。模拟磁带地震仪观测的资料, 在实验室进行A/D转换成数字记录, 在地矿部计算中心的CYBER-720计算机上实行时间校正、数字滤波、振幅归一化等处理, 绘制出波形剖面图。

二、震相分析及计算解释

经过编排, 7次爆破取得四张记录剖面图, 其有关参数和剖面代号见表1。现以S-YC、L-YC记录剖面(图3, 4)为例进行震相分析。从记录剖面图上, 可识别六个反射震相。震相代号是:

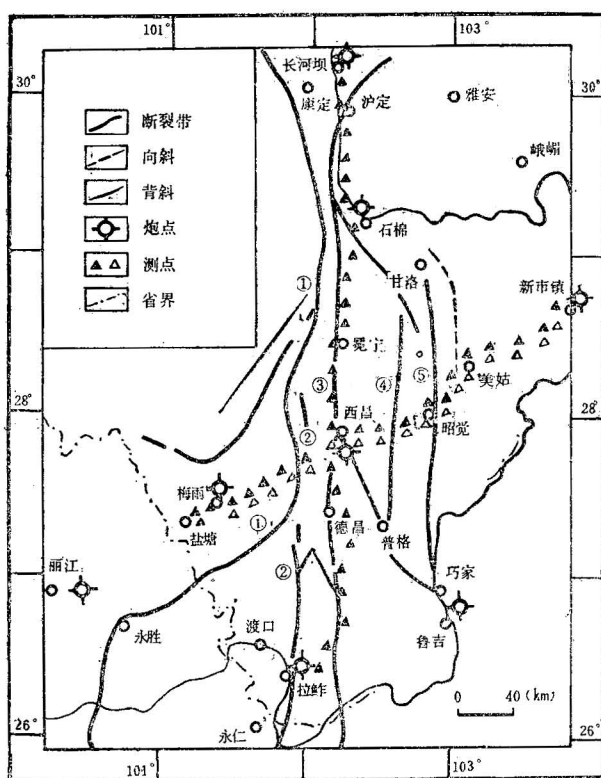


图 1 康定-渡口地区YC地震测线炮点和测点分布图

Fig. 1 Location map of shotpoints and measuring stations of the YC seismic profile in the Kangding-Dukou area

①金河-程海断裂带; ②磨盘山-昔格达断裂带; ③安宁河断裂带; ④四开断裂带; ⑤小江断裂带

①Jinhe-Chenghai fracture zone; ②Mupanshan-Xigeda fracture zone; ③Anninghe fracture zone; ④Sikai fracture zone; ⑤Xiaojiang fracture zone

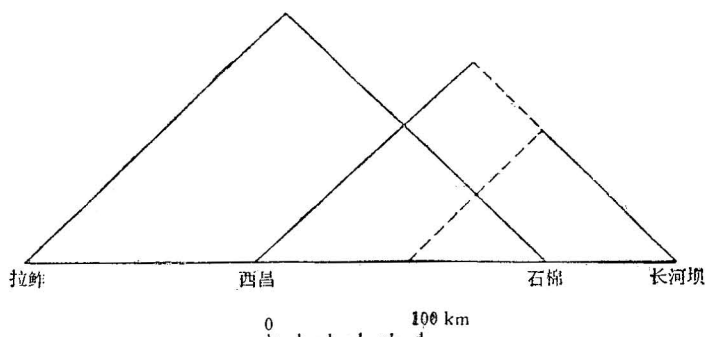


图 2 康定-渡口地区YC地震测线观测系统

Fig. 2 Scheme of observation system along the YC seismic profile in the Kangding-Dukou area

图中地名代表爆破点位置, 直角边(实线)向地面45°投影的长度即为观测段长度

The place names in the scheme denote the location of shotpoints. The length of projection of the side of the right angle on the ground surface is just the length of the observation sector

T_1 , T_2 , T_3 , T_4 , T_6 和 T_7 。三个首波震相, 代号是 t_1 , P_n 和 P_m 。
 t_1 是结晶基底顶部的首波或者回折波。 P_n 是莫霍面的首波, P_m 是壳-幔过渡带底部的首波。

表 1 康定-渡口地区YC地震测线记录剖面参数
Table 1 Parameters of the seismogram section of the YC
profile in the Kangding-Dukou area

剖面代号	炮点地名	接收起止点等	接收段长度 (km)	点 距 (km)
L-YC	拉 砦	36—348	0—320.85	1.5—3.0
S-YC	石 棉	248—36	0—320.85	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—268.74	1.5—3.0

T_1 是沉积层底部或者结晶基底顶部的反射波组, 大部分在续至区内追踪对比, 震相不容易识别准确, 但在有的剖面图上大体可看出 T_1 的踪迹。在L-YC、S-YC、XC-YC和C-YC剖面上追踪对比的长度大致为40km。

T_2 是结晶基底内部或底部的反射波组, 在L-YC记录剖面上, 以炮检距 $\Delta=45\text{km}$ 至 115km有较好的震相, 在其它剖面上很难找到这一震相。这似乎表明在渡口地区结晶基底层内部有一个速度分界面, 反映了结晶程度的差异。

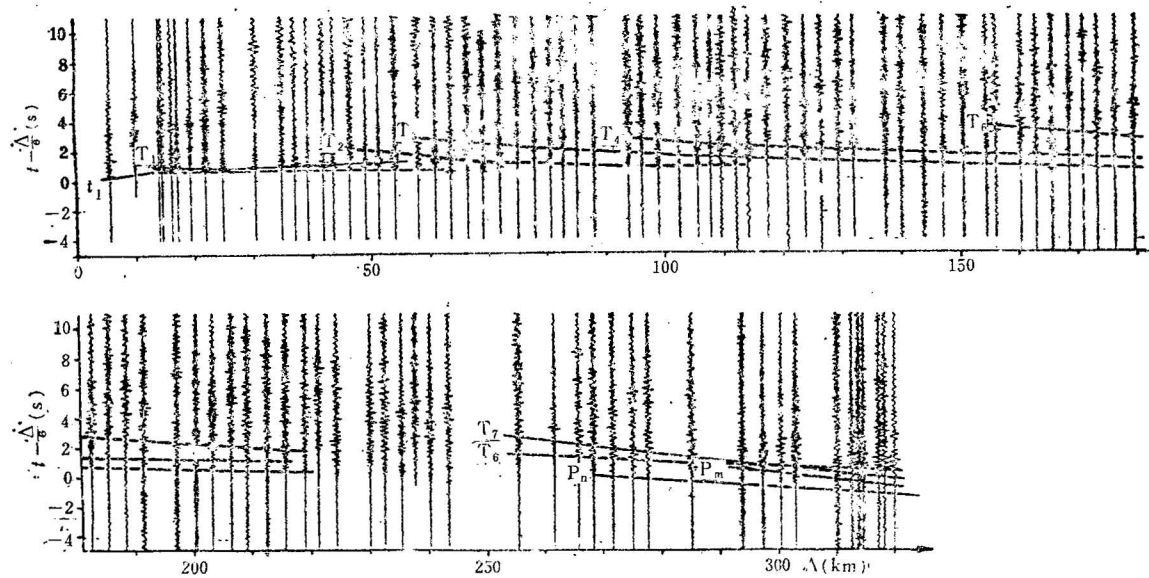


图 3 以拉砦为爆破点向石棉方向接收的地震波形图 (L-YC记录剖面)
Fig. 3 Seismogram (L-YC seismogram section) from Lazha (as a shotpoint) towards
Shimian (receiving station)

T_3 是本区地壳内部的一个弱反射波组, 在全区它的能量都较弱, 但往往有较长的记录段是以第一个振幅出现, 比较容易识别。这一震相, 在各个剖面图上大体在 $\Delta=50\text{km}$ 之后开始出现, 对比长度为100km左右, 最长在L-YC剖面上达到170km。频谱分析资料表明, 它的波组的主频段

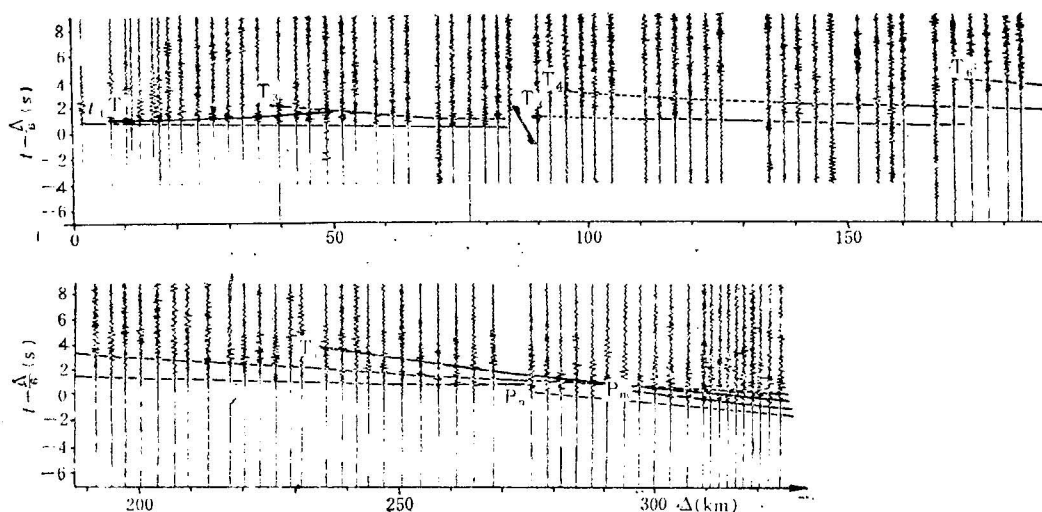


图 4 以石棉为爆破点向拉萨方向接收的地震波形图 (S-YC记录剖面)

Fig. 4 Seismogram (S-YC seismogram section) from Shimian (as a shotpoint) towards Lazha (receiving station)

为4—11Hz, 高频方向上能量衰减较慢。

T_4 是本区地壳内部一个重要的震相, 它具有能量强, 追踪长度大的特点。在L-YC、S-YC剖面上, T_4 可在 $\Delta=90-100\text{km}$ 以后追踪, 对比长度达120—180km, 这表明该界面比较稳定。它的主频段为5—7Hz, 高频方向上能量衰减较快。

T_6 是本区地壳深部一个最重要的反射震相, 它具有能量强、频率低、追踪长度大的特点。根据其走时和波动力学特点判断其为莫氏面的反射波组。从剖面图上看大体上在 $\Delta=150-170\text{km}$ 以后有较强的能量。在L-YC、S-YC上追踪长度达到150—160km, 但是其临界点不够清晰。在临界和超临界的地段上没有显示出足够强的能量。这表明本区的莫氏面上下介质的波阻抗较之某些正常的壳幔间断面的波阻抗要低。例如西藏南部地区莫氏面有能量很强的反射波组^[2]。这一情况反映了本区上地幔顶部物质可能具有异常的波速。频谱分析资料表明, 它的主频带在2.5—5.5Hz, 且高频方向上能量剧烈衰减。这是来自地壳深层波的特点。

莫霍面的首波震相比较清晰, 经计算在L-YC剖面上 $P_n=7.5\text{km/s}$, 在S-YC上 $P_n=7.6\text{km/s}$ 。

T_7 是本区最深层的反射波组。只在L-YC和S-YC剖面上得到。它出现的很晚, 一般在 $\Delta=230-250\text{km}$ 以后, 但追踪对比的距离仍然比较长。在这两个剖面上均达到70—80km。该震相基本上清晰, 但在某些记录地段上没有可靠的波组, 如L-YC上 $\Delta=255-265\text{km}$ 的记录段。 T_7 在 $\Delta=290-300\text{km}$ 处与 T_6 震相干涉。它的首波震相为 P_m 。经计算L-YC的 $P_m=8.4\text{km/s}$, S-YC的 $P_m=8.5\text{km/s}$ 。

在震相分析的基础上, 利用“TZDZ”方法和“PLUCH”方法^[3]对各震相的走时进行反演计算, 得到本区地壳内各界面到地表的平均速度值 (表2)。

S-YC和XC-YC为互逆剖面, 对于 R_4 界面有大约40km长的重复观测段。它的反演结果 (图5) 表明, 当取 R_4 界面到地表的平均速度为5.9km/s时, 两条剖面求得的 R_4 界面达到较理想的重合。这说明反演 T_4 走时可求得的平均速度, 有了各界面至地表的平均速度值, 实际上我们已经可以做出本区地壳的平层模型。但是本区深断裂十分发育 (图1), 在构造上横向不均匀, 进一步利用射线跟踪法 (DANTZ 程序) 来研究构造上和速度上的横向不均匀性。为此仔细地调整平层模型各

表 2 本区地壳内各界面至地表的平均速度值 (km/s)*
Table 2 Average velocity (km/s)* from various interfaces to
the ground surface in the crust in the Kangding-Dukou area

剖面 界 面	L-YC	XC-YC	S-YC	C-YC
R ₁	5.44	4.80	5.17	5.45
R ₂	5.81			
R ₃	6.04	6.02	6.05	6.10
R ₄	5.99	5.95	5.96	5.97
R ₆	6.26	6.22	6.20	6.25
R ₇	6.64		6.64	

* R₁界面对应T₁震相, R₂界面对应T₂震相, 依此类推
* Interface R₁ corresponds to seismic phase T₁; interface R₂ corresponds to seismic phase T₂; ...

界面的倾角或深度进行正演计算, 使得理论走时与各剖面的实测走时, 以及某些主要震相的临界点位置达到较理想的拟合。经过反复计算, 调整, 取得较满意的结果。图6、7是拟合 L-YC和S-YC实测剖面的实例。从计算的结果来看, T₆震相的临界点位置在Δ=160—170km与实测是相符的。另外各震相的走时也与实测值拟合较理想。这说明调整后的平层地壳模型比较接近本区的真实地壳结构。

在研究本区地壳结构在横向上不均匀性的过程中考虑了区内主要断裂带的影响, 并在正演计算时给出了它们的可能的产状 (图6、7)。给出断裂产状的根据有二。第一根据本区的地质地表调查 (图1), 比较准确的知道断裂带的平面展布。第二根据震相。深大断裂带往往有一定宽度的断裂破碎带。表现在记录剖面上往往引起同一震相追踪中断, 并出现震相紊乱的记录地段。这一紊乱震相段过后又出现较可靠的震相。如果断层的两侧同一界面有一定断距, 则震相紊乱地段的

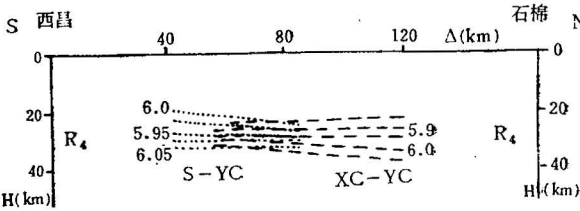


图 5 本区S-YC和XC-YC逆剖面的反演结果图
Fig. 5 Results of inversion of the S-YC and XC-YC reverse profiles
图中的数字代表界面至地表的平均速度值 (km/s)

The figures in the diagram denote the average velocity value (km/s) from the interface to the surface

两侧的同一震相出现系统的走时超前或滞后。如果断裂陡倾, 震相紊乱的记录地段距炮点的距离, 大体是断裂带距炮点水平距离的2倍。如果断裂倾角较缓, 则或大于, 或小于水平距离的2倍。震相紊乱记录地段的宽度基本上是断裂破碎带的2倍。被断裂带中断的震相所代表的界面的深度即为断裂延伸的深度。例如L-YC剖面 (图3), 比较清楚的反映了磨盘山-昔格达断裂带的影响。如图1, 磨盘山-昔格达断裂带的一个分支断裂 (德昌以南约40km), 距拉鲊炮点110km。在L-YC剖面上, Δ=220—240km左右出现震相紊乱的记录地段, T₆震相追踪中断, 中断后出现的T₆震相在走时上较中断前有0.8s左右的系统滞后。据此判断, 磨盘山-昔格达断裂带 (指分支) 破碎带宽度达10km, 在垂向上比较陡直, 并延伸至莫氏界面。在正演计算时 (图6) 引进了该断层的产状, 计算的结果表明, 理论走时与实测走时达到较理想的拟合, 并且得断距为3km, 南高北

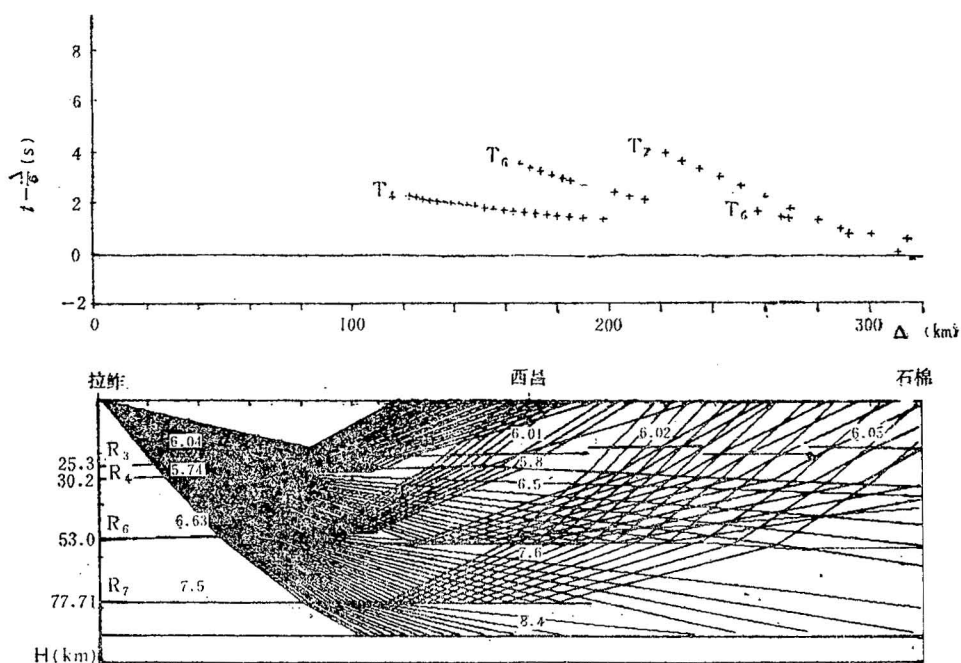


图 6 本区L-YC剖面射线跟踪图

Fig. 6 Ray-tracing scheme at the L-YC profile

图中数字代表层速度值 (km/s); "+"号代表理论走时

The figures in the scheme represent the layer velocity (km/s); + represents the theoretical travel time

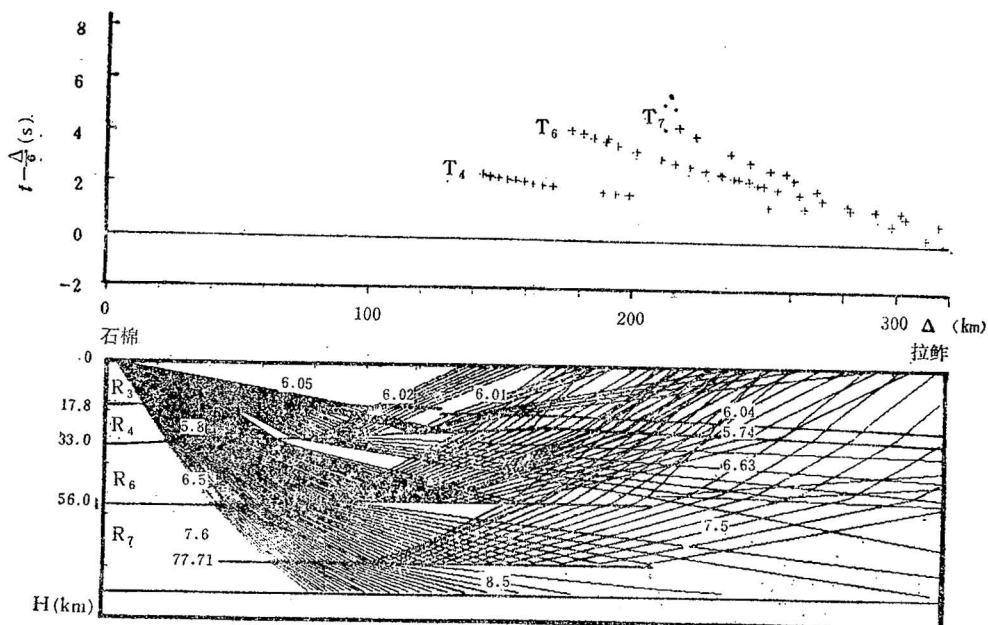


图 7 本区S-YC剖面射线跟踪图

Fig. 7 Ray-tracing scheme at the S-YC profile

图中数字代表层速度值 (km/s); "+"号代表理论走时

The figures in the scheme represent the layer velocity (km/s); + represents the theoretical travel time

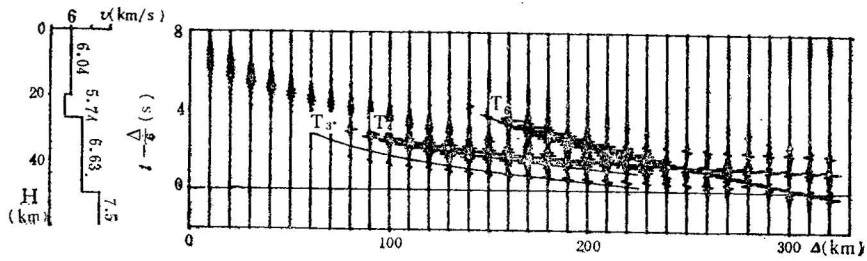


图 8 本区L-YC剖面理论地震图，表示各震相的能量关系，振幅大小分别表示能量强、弱。

Fig. 8 Theoretical seismogram of the L-YC profile, showing the energy relation of various seismic phases. The amplitudes denote the magnitude of energy

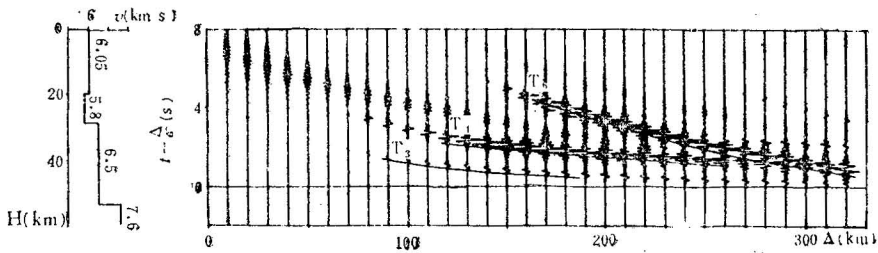


图 9 本区S-YC剖面理论地震图

Fig. 9 Theoretical seismogram of the S-YC profile

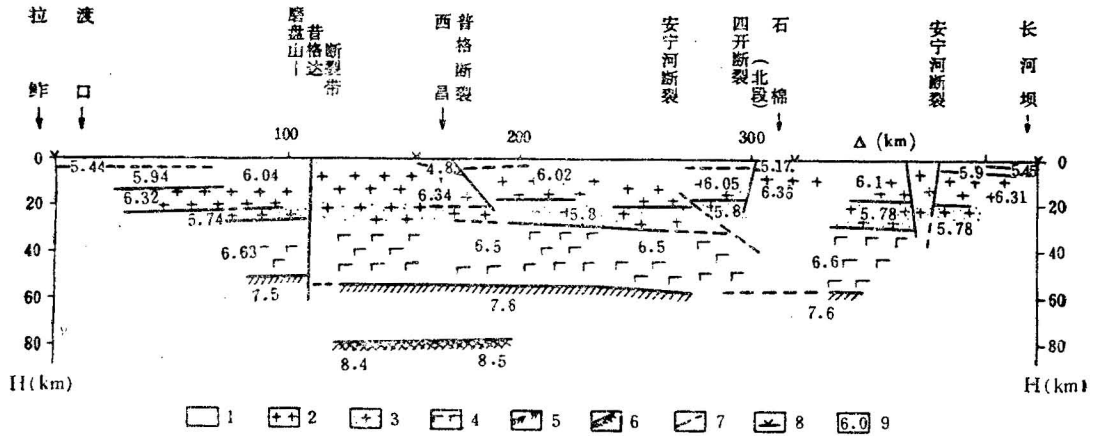


图 10 本区地壳结构剖面图

Fig. 10 Section of crustal structure

1—表层；2—花岗岩层；3—低速层；4—玄武岩质层；5—壳幔过渡层；6—上地幔；7—断裂；8—炮点位置；9—地层波速度

1—Supercrustal layer; 2—Granite; 3—Low-velocity layer; 4—Basaltic rocks; 5—Crust-mantle transition layer; 6—Upper mantle; 7—Fracture; 8—Location of shotpoints; 9—Seismic wave velocity

低。区内其它断裂、在某些记录剖面图上也有类似的证据，这里不一一论证。

正演计算给出的地壳模型在走时上理论的和实测的达到了较理想的拟合，那么在波动力学特点上，即各震相的相对的能量分配上是否也能拟合呢？为了验证各震相的相对的能量分配的关系，我们应用反射系数法（FUCHS程序）^[4]计算了L-YC, S-YC主要震相的理论地震图（图8、9）。计算的结果表明， T_2 弱、 T_1 较强、 T_3 最强，这与实测剖面是相符的。理论走时与实测走时拟

合也较好。但在L-YC剖面(图8)上 T_3 的前半段与实测相差较大,后半段则拟合较好。原因在于实际地壳模型的 R_3 界面是倾斜界面,在做理论图时将其做为水平层处理引起的。我们所应用的这一反射系数法只适用水平层地壳模型,对于本区复杂的地壳模型要产生一些误差,但在论证各主要震相的能量分配关系上达到了目的。

经过上述正反演计算得出的本区地壳结构模型,应该说比较逼近本区的实际的地壳结构。它的剖面如图10。

下面给出沿YC测线各主要地区地表至地壳内各界面的深度值(表3)和各层厚度值(表4)。

表 3 地壳内各界面至地表深度值

Table 3 Depths (km) from Various Interfaces to the Ground surface in the Crust

深度 km	地名	康 定	石 棉	冕 宁	西 昌	德 昌	渡 口
界 面	R_1	2—3	2		2—6		3—4
	R_2	4—5					13
	R_3	20	17	17	20	20	22
	R_4	29	31	28	26	27	28
	R_6	56	56	54	54	51	52
	R_7			76	77	78	80

表 4 地壳内各层厚度值

Table 4 Thicknesses (km) of Various Layers in the Crust

厚 度 (km)	地 名	康 定	石 棉	冕 宁	西 昌	德 昌	渡 口
层 位	地表— R_1	2—3	2		2—6		3—4
	R_1 — R_2	2—3					9—10
	R_2 — R_3	15—16	R_1 — R_3 15	地表 R_3 17	R_1 — R_3 14—18	地表— R_3 20	9
	R_3 — R_4	9	14	11	7	7	6
	R_4 — R_6	27	25	26	24	24	24
	R_6 — R_7			22	26	27	28

三、地壳和上地幔的结构和构造特征

本区的爆破地震资料表明,本区的地壳结构分为上、下两层。

(一) 上地壳

这里所说的上地壳是指 R_4 界面至地表的部分(图10)。自上而下包括沉积盖层、结晶基底、花岗岩质层。而沉积盖层在横向上速度变化极大,波速从4.7km/s至5.4km/s不等,厚度变化也大,为2—6km。这已为地表地质资料所证实。 R_1 — R_3 波速变化为5.9—6.36km/s,厚度变化也较大,约15—20km。它反映了本区的结晶基底成分极不相同,变质程度深浅也不一致。其物质成分可能包括麻粒岩类及闪岩类岩石;也包括花岗岩或混合岩等。其中,值得注意的是康定和渡口两地区 R_2 界面的存在可能反映结晶基底内变质程度的差异。此外,在本区的某些地方在地壳浅部可能存在高速体。如西昌附近为6.34km/s、石棉附近为6.36km/s、长河坝附近为6.31km/s,这样高的波速可能是一些基性-超基性岩体引起的。

上地壳的底部即 R_3 — R_4 这一层波速偏低,一般为5.7—5.8km/s,其厚度为5—14km。这是

一壳内低速层。康定地区厚为9km, 石棉-西昌一带厚为14—10km, 渡口地区为5km。低速层顶界埋深为17—22km。其中石棉-冕宁一带较浅为17km, 渡口较深为22km。低速层在本区广泛分布。在渡口地区及其邻区的爆破地震测深资料也发现了在大致相同的深度上存在低速层^[5]。据认为低速层与岩石的孔隙含水有关。也有人认为低速层的物质可能处于局部熔融状态。

本区上地壳的厚度为26—31km。从北向南由厚变薄。

(二) 下地壳

地层是指 R_4 至 R_6 界面之间的部分(图10)。它与上地壳的区别在于, 层速度在垂向上及横向上变化较小, 下地壳的层速度为6.5—6.6km/s, 说明下地壳的物质组成较均一, 该物质可能是玄武质岩石, 可能还包括辉长岩与麻粒岩等。下地壳厚约24—27km, 顶界面埋深为26—31km, 底界面埋深为51—56km。

(三) 莫氏面及壳幔过渡带

下地壳的底界面 R_6 (莫氏面)深度为51—56km。北深南浅, 特别是西昌以南至渡口地区, 莫氏面逐渐向南抬升约2—4km。如在康定56km, 西昌54km, 德昌-渡口51—52km。磨盘山-昔格达断裂带在德昌以南约40km, 延伸至莫氏面, 且造成3km断距, 北深南浅。

地壳的平均速度为6.20—6.26km/s。界面 R_6 至 R_7 之间层厚22—28km, 根据 P_n 震相测得速度为7.5—7.6km/s。该速度值介于下地壳与正常地幔之间, 即相当于壳幔过渡带的速度。

四、讨 论

爆破地震资料揭示本区地壳和上地幔的结构和构造具有以下显著特征: 1. 本区的某些地段在距地表不很深的部位存在有高速岩体。如石棉、西昌、渡口、长河坝等地; 2. 地壳中部大致在17—22km的深度上广泛分布有低速层, 厚度为6—14km。3. 上地幔顶部速度偏低, 或称异常速度。区内在德昌-西昌一段, 在莫氏面之下存在一个厚20km左右, 层速度为7.5—7.6km/s的壳幔过渡带。4. 莫氏面在局部地段具有抬升的特征, 如西昌-渡口较之西昌-康定抬升2—4km。5. 区内某些主要断裂向下延伸至莫氏面, 如磨盘山-昔格达断裂。6. 本区地壳厚度巨大, 达到51—56km, 仅次于青藏高原南部(60—70km), 大于扬子地台和华南地台(30—36km)。7. 本区地壳平均速度为6.2—6.26km/s, 它与青藏高原的地壳平均速度相当, 而小于扬子及华南地台(6.3—6.4km/s)。

综合分析上述特点, 似乎不能用一个简单的模式来解释它的结构和构造的形成机制。本区的地壳结构具有现代裂谷的某些特征。如地幔顶部速度异常, 壳内中部普遍分布有低速层, 莫氏面局部地段抬升等。这些特征正如裂谷研究者所指出的“地壳和岩石圈减薄, 上地幔异常及地壳上部和中部波速异常是现代裂谷独有的”^[6]。但是它的另外一些特征又不能用现代裂谷的模式去解释。如本区地壳巨厚, 几乎是世界上某些现代裂谷, 如莱茵地堑、北美盆岭区等地壳厚度的二倍。根据爆破地震资料, 本区的主要深大断裂多为逆冲断层, 如磨盘山-昔格达、安宁河、四开断裂等, 显然是受到强裂的挤压形成的, 这与现代大陆裂谷主要是拉张的构造活动是矛盾的。因此本区不是现代大陆裂谷。那么怎样认识本区存在的上地幔速度异常及壳内广泛分布的低速层呢? 我们认为它可能与本区存在的大陆古裂谷过程有关。我国一些地质学家认为在康滇地轴中段它北起四川冕宁, 向南经西昌、德昌、米易和渡口攀枝花、直至云南元谋一带, 南北绵延三百余公里, 东西两侧为甘洛-小江及普河-程海边界断裂带所围限, 带宽十至百余公里, 时间界限包括晚古生代和中生代这段地质历程^[1], 存在一条中国攀枝花-西昌古裂谷带, 即攀西裂谷带。本

文提到的壳-幔过渡带可能是攀西裂谷保留下来的残迹。但是爆破地震资料表明这个古裂谷带的北界可能一直延伸到康定地区。攀西古裂谷在中生代消热。裂谷作用一经停止,上涌的地幔垫便可能消失,均衡作用也会使上地幔顶部穹窿沉降^[7]。由于本区处在一个特殊的地质环境,这个过程可能还没有完结。上地幔中低波速和低密度的地幔物质部分的仍处于熔融状态,并保持着局部的抬升。因为紧接着新生代以来,由于喜马拉雅运动使甘青藏板块剧烈抬升,形成宏伟的高原及弧形山系。作为甘青藏板块边缘的川西地区受到强烈挤压,引起地壳面积缩小,厚度增加,地势抬升^[8]。本区地壳的增厚,使得地幔垫-壳幔过渡带处于更深的位置。热释放过程减慢,以致于目前仍然存在这样一个大陆古裂谷的残迹。此外,扬子准地台的康滇地轴及其以东部分在二叠纪时地壳在东西方向上张裂、扩张,这可从大片的峨眉山玄武岩之喷发得到验证^[9]。本区某些地段近地表赋存的高速体可能就在二叠纪时地壳张裂,扩张条件下,以某些深大断裂为通道涌上来的幔源物质。因此,这些近地表赋存的高速体也可做为攀西裂谷的残迹来解释。

由于新生代的喜马拉雅运动,本区受到甘青藏板块的强烈挤压,地壳增厚,断裂带闭合,攀西裂谷受到强烈改造,许多典型的裂谷特征已不复存在,但是它的某些残迹仍然保留在这构造活动带内。

参加这项工作的还有地质矿产部562综合大队的张之英、王延增、王仲才、黄立言等35人。在野外试验期间,四川省渡口地质学会、凉山彝族自治州政府,重庆地质仪器厂给予了大力支持和帮助。在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 骆耀南, 1985, 中国攀枝花-西昌古裂谷带。中国攀西裂谷文集, 第1期, 第1—25页, 地质出版社。
- [2] 滕吉文、熊绍柏、尹周勋、徐忠信、王香泾、卢德源, 1983, 喜马拉雅山北部地区的地壳结构模型和速度分布特征。地球物理学报, 第26卷, 第6期, 第525—539页。
- [3] Michel, B. and Hirn, A., 1980, Velocitydepth estimation from wide angle seismic reflection arrivals, *Annales de Geophysique* Vol. 36, No. 1.
- [4] Fuchs, K. and Muller, G., 1971, Computation of Synthetic seismograms with the reflectivity method and Comparison with observations, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, Vol. 23, pp. 417—433.
- [5] 熊绍柏、滕吉文、尹周勋、赖明惠、黄一平, 1986, 攀西构造带南部地壳与上地幔结构的爆破地震研究。地球物理学报, 第29卷, 第3期。
- [6] Ivar B. Ramberg and Paul Morgan, 1984, Physical characteristics and evolutionary trends of Continental rifts. *Proceedings of the 27th International Geological Congress*, Vol. 7, pp. 165—216.
- [7] Levoshov, K. K., 1979, Paleorift structure in the eastern environs of Siberian platform. *International Geology Review*, Vol. 21, No. 2, pp. 188—200.
- [8] 朱介寿、曹家灵、刘舜化、蒋国芳、余敏、蒋华琳, 1984, 用人工地震初探川西地区的地壳结构。成都地质学院学报, 第3期, 第111—121页。
- [9] 黄汲清、陈国铭、陈炳蔚, 1984, 特提期—喜马拉雅构造域初步分析。地质学报, 第28卷, 第1期。

APPLICATION OF EXPLOSION SEISMIC SOUNDING IN THE STUDY OF THE CRUSTAL STRUCTURE OF THE KANGDING-DUKOU MERIDIONAL STRUCTURAL BELT

Lu Deyuan, Cui Zuozhou, Chen Jiping and Li Xiaopeng

(No. 562 Party, Ministry of Geology and Mineral Resources, Hebei Yanchiao)

Abstract

The data of the explosion seismic sounding conducted in the Kangding-Dukou area indicate that the crust there can be divided into the upper crust and the lower crust, having thicknesses of about 28 and 26 km respectively. The crust of the area is 51—56 km in thickness. The mean crustal velocity is 6.2—6.26 km/s. Below the Moho there is a crust-mantle transition zone with a layer velocity of 7.5—7.6 km/s and a thickness of 22—29 km. A low-velocity layer exists in the middle and upper parts of the crust, with a thickness of 9—14 km and a layer-velocity of 5.7—5.8 km/s.

An analysis shows that the crustal structure possesses some features of modern continental rifts, possibly the vestiges of the Panxi paleorift.