

滇西地区壳幔过渡带性质的研究^{*}

胡鸿翔 林中洋 边银菊 王椿镛 朱良保

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘要 根据滇西 86-87 工程的 M 面反射波波形资料, 对该区壳幔过渡带的细结构作了分析与探讨. 资料的处理结果表明, 在景谷炮北侧 27.64 km 与支梯炮南侧 58.74 km 二处得到含速度逆转的薄层组过渡带. 该二处的反射点都位于上地幔顶部的低速度异常区, 且壳内地震活动十分活跃, 估计壳幔过渡带的这种特殊结构与地区的特点存在内在联系. 本文讨论了这种壳幔过渡带可能的地质解释模型, 认为它可能是由深部高速固体透镜状物质与局部熔融状的塑性低速物质交替成层构成的. 提出了用于地震预报方面实际的可能途径.

主题词 滇西地区 地壳结构 频谱分析 莫霍界面 壳幔过渡带 细结构

引言

滇西地区深地震测深第二期工程资料的解释结果曾经介绍过(林中洋等, 1993). 在资料的分析处理过程中, 已发现该地区存在多处震相清晰的临界点前莫霍界面反射波. 该震相波组复杂, 延续时间较长, 该特点为研究该地区莫霍界面的细结构提供了依据. 根据 Давыдова(1977)和 Берзон(1975)的报道, 对于研究 M 面细结构课题, 临界点前的反射资料是最有效的, 而 M 面折射波与临界点后的反射资料相对来说信息量少得多. 但由于滇西地区各种断裂纵横密布, 地壳介质参数横向变化显著, 造成各类震相波形横向变化较大, 这给研究工作造成一定困难. 我们在广泛选取临界点前的大量反射震相的同时, 对它们作了层层筛选与鉴别, 从中选出符合计算要求的两组震相, 并对其作出分析与处理, 得到本地区莫霍界面细结构的某些特点. 由于该结构特点与莫霍界面的演化以及该地区地震活动都有密切关系, 因此这方面工作值得进一步探讨与深入研究.

1 测区地壳与莫霍面概况简述

本区地壳底界面深度在主测线上南浅北深, 由思茅附近的 38 km, 加深至中甸附近的 58 km(林中洋等, 1993). 地壳呈三层结构, 平均速度横向变化显著, 从南部的 6.17 km/s 变化到北部的 6.45 km/s. 莫霍面之界面速度横向变化也显著, 景谷与景云桥炮点之间 P_n 速度只有 7.70 km/s, 而其它地区为 8.00 km/s 左右, 自南高寨炮点以北 P_n 速度又回落为 7.80 km/s. 在东西方向, 这些参数的变化较小. 由南至北, 在主测线上多组深大断裂切割

^{*} 地震科学联合基金资助项目(90435 号). 国家地震局地球物理研究所论著 96A0083.
1995-03-04 收到初稿, 1995-08-08 收到修改稿并决定采用.

莫霍面,它们是无量山断裂、澜沧江断裂、南定河断裂、维西乔后巍山断裂、红河断裂、金河洱海断裂与金沙江断裂等,其中的红河断裂是两大构造单元的分界线,也是超岩石圈型深大断裂.这些断裂之存在无异对地壳乃至上地幔参数的横向变化起着重要的作用.上述 Pn 速度 7.70 km/s 的低速异常区正好位于无量山断裂与澜沧江断裂之间,而 7.80 km/s 的低速区位于红河断裂以北,并且此处中地壳内还出现低速层结构.

莫霍界面细结构的特点及其在地区上的分布与这些地区构造特点之间的关系,正是我们感兴趣的问题之一.

2 资料分析处理方法

2.1 震相选取

在本项目的研究过程中, P_m 震相资料与数据选取的正确与否关系重大. 对此我们着重考虑以下几个要点: ① 震相到时及其时段应取得准确可靠. ② 所选用的震相应明显、清晰与稳定,不采用受干扰严重的; ③ 所选用震相的炮检距值 Δ 应尽可能小. 当然,它应小于临界点炮检距.

其次,炮点处源函数选取同样十分重要. 这里选用 Δ 值较小的第一组壳内结晶基底层回折波,前面第①、②两项要点仍然应注意遵循,尤其应避免 P_g 波后续震相的干扰. 实际工作中可以选取炮检距相近清晰可靠的几组 P_g 震相,为清除可能的随机干扰影响,所用的震相时间函数取它们的平均值,或者再对此平均值作炮检距上的衰减校正.

2.2 计算处理方法

假定经采样处理后 P_m 震相与 P_g 震相(采样间隔时间皆为 0.01 s)的时间函数分别为 $F_m(t)$ 与 $F_g(t)$, 对它们分别作傅氏变换后,可得其频谱 $S_m(f)$ 与 $S_g(f)$. 如果考虑到该 P_g 震相在传播途径上介质衰减因素的影响,则(Берзон, 1971; Берзон и др. 1975)

$$S_g(f) = S(f)e^{-A_g \cdot f \cdot t_g} \quad (1)$$

即震源谱为

$$S(f) = S_g(f)e^{A_g \cdot f \cdot t_g}$$

这里不考虑几何扩展因素对频谱的影响.

其中, A_g 为 P_g 波的衰减系数,它与品质因子 Q 值的关系为 $Q = \pi/A_g$; t_g 为 P_g 波的走时值.

该 P_m 震相在莫霍界面上的反射点位于 $x/2$ 的距离上(x 为其炮检距). 该点的反射系数应为 $S_m(f)/S_g(f)$. 如果再考虑到各自震相的衰减系数 A_m 与 A_g 的影响,反射点处的反射系数应为

$$K(f) = [S_m(f)/S_g(f)] \exp[(A_m t_m - A_g t_g) f] \quad (2)$$

式中, A_m 与 t_m 分别为 P_m 波的衰减系数与走时. 在实际工作中,由于缺少必要数据,在这里假定取 $A_g = 0.03$, $A_m = 0.003 \sim 0.008$ (品质因子相应为 100 与 400~1000). 函数 $K(f)$ 不大可能沿莫霍界面保持横向恒定,它可能也是距离 x 的函数,即 $K(f, x)$.

计算取得了 M 面的 $K(f)$ 值,即可根据它设计出各种壳幔过渡带的速度细结构模型. 所用的公式是(Берзон и др. 1962)

$$h = v'/(2\Delta f) \quad (3)$$

式中, h 是该过渡带的总厚度, v' 为过渡带的平均速度, Δf 为 $K(f)$ 曲线上相邻的二个极值间的频率差. 公式(3)本来只适用于速度均匀的反射过渡带, 此处仅作为近似使用. 只有在近垂直入射时式(3)才正确, 因此当 Δ 值接近临界距离时, 式(3)就不适用.

其次, 每个反射过渡带内速度小薄层的最小厚度应是 l_c (Берзон, 1967), 它等于

$$l_c = v' / (4f_{\max}) \tag{4}$$

式中, f_{\max} 为过渡带频谱特性 $K(f)$ 曲线上 $K(f)$ 最大值的频率.

根据式(3)与式(4)所设计的过渡带速度模型可以有多个. 为减少多解性, 我们分别计算了这些速度模型的反射波理论地震图(或其频谱), 从中选出最接近于实际 P_m 震相波形或其频谱的那个速度模型, 来作为我们解答的最佳选择. 由于存在许多不定或未知因素, 不要求做到理论波形与实际波形的完全吻合.

3 计算处理结果

Давыдова 等(1973)总结了各家研究结果, 认为 M 界面细结构主要有三种基本类型, 即一级间断面型、简单过程层型和含速度逆转的薄层组过渡带型. 对这些类别不同速度模型的动力学特征, 许多学者都作过详尽研究. 本文引用其部分研究成果, 以鉴别 M 面速度模型的类别区分. 用 M 面反射波的动力学特征鉴别其界面类型的曲线示于图 1[其

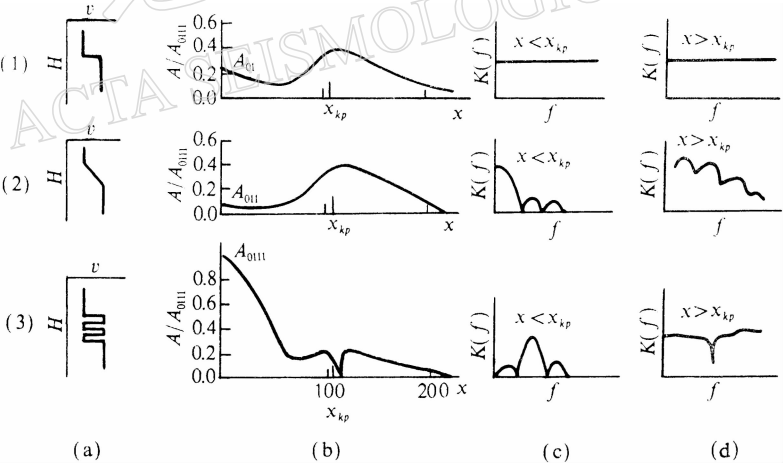


图 1 不同类型 M 界面的反射波动力学特征

(a) 模型的类别; (b) 相对振幅 A/A_{011} 随距离的变化; (c) M 面反射系数 $K(f)$ 随频率的变化, $x < x_{kp}$; (d) $K(f)$ 随频率变化, $x > x_{kp}$ (x_{kp} 为临界距离)

中 a 图表示模型的类别; b 图表示相对振幅 A/A_{011} 随距离的变化; c 图表示反射系数 $K(f)$ 随频率的变化($x < x_{kp}$); d 图表示 $K(f)$ 随频率变化($x > x_{kp}$)](Давыдова, 1977).

研究结果表明, 临界点前的反射资料对研究该课题是最有效的, 本文也仅用该类资料. 因为一旦 $x > x_{kp}$, 图 1c 中的能反映 M 面过渡带细结构特点的 $K(f)$ 曲线对于第二与第三类速度模型就完全失去原来的特征了. 只有当炮检距 x 越小, 这样的特征保存得也越好, 因此在炮点附近若能记录到 M 面的可靠反射震相, 该资料是最为宝贵的了. 因此, 我们对滇西 86-87 工程的 P_m 震相记录作了详细研讨, 并对该记录的炮点对应的 P_g 震相也作

了研究与选取. 对其中所选取的 P_m 震相部分波形示于图 2 中.

对震相的要求应清晰可靠, 所选取的两种震相均作了频谱分析处理, 由此算出 $S_m(f)$ 与 $S_g(f)$ 函数, 进而根据公式(2)计算出 M 面反射点处的反射系数 $K(f)$. 由于存在壳内介质横向不均匀性干扰, 也因为壳幔过渡带本身具有各种类型, 再加上计算误差的影响, 因此 $K(f)$ 曲线是多样化的. 如果在地壳内再存在薄层影响, 则可能使 $K(f)$ 曲线变化更大. 实践也说明, $K(f)$ 曲线的类型判别与参量计算是件细致的工作, 对其中大部分失去特征的曲线只得舍弃. 经过筛选之后, 令人感兴趣的可能包含第 3 型模型的资料为表 1 的 10 个 P_m 震相, 表中还列出其有关参数, 并根据公式(3)与(4)及表 1 所列数据计算了每种速度模型过渡带的平均厚度 h 及其中小薄层的最小厚度 l_c , 其结果列于表 2.

对于每个过渡带, 即使 v' , h 与 l_c 三个值确定后, 仍可设计出许多种速度模型, 接着使用理论地震图方法(用 Fuchs 程序)计算每种模型的反射波理论图(或其频谱), 从其与实测的 P_m 震相对比中, 选择吻合程度最佳的模型作为问题的答案. 但在实际计算处理中还要求 P_m 震相的主频应在 10 Hz 以上, 否则作出的理论地震图对各种速度模型都类似, 无法从中选出最佳方案. 而且 P_m 主频率越高, 计算效果越好. 与此相关, 对于作为计算震源函数用的 P_g 震相, 主频也应高于

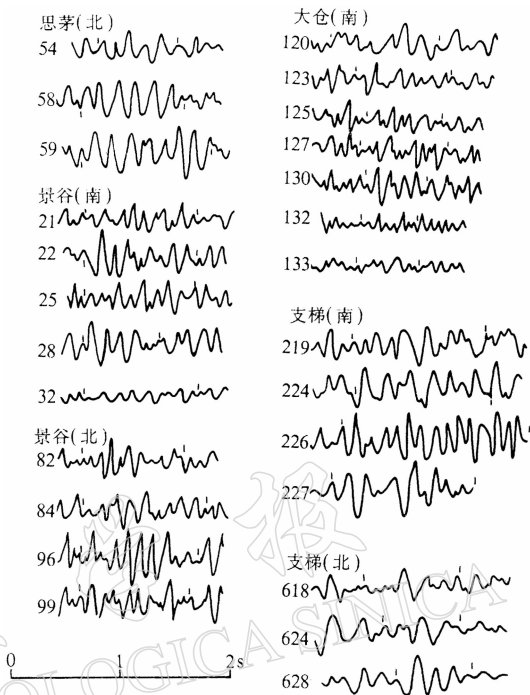


图 2 所选取的部分 P_m 震相波形(图上的点表示震相的终始点, 数字表示测点号)

表 1 所用测点有关参数与地壳参数

炮点名	测点号	x_{kp}/km	x/km	t_m/s	H/km	$v/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	$\Delta f/\text{s}^{-1}$	f_{\max}/s^{-1}
思茅(北)	54	100	68	16.0	37.5	6.15	3.10	7.90
景谷(南)	32	90	58	14.8	38.5	6.08	4.40	21.00
景谷(北)	82	100	55	15.2	38.5	6.10	7.45	11.25
右所(南)	156	125	97	21.3	49.0	6.29	3.90	19.85
右所(北)	239	142	70	19.3	51.5	6.32	3.73	9.20
南高寨(南)	191	129	97	21.2	50.0	6.32	5.22	11.25
南高寨(北)	287	173	96	22.2	58.0	6.48	5.00	11.05
支梯(南)	226	157	117	25.3	54.0	6.43	2.43	11.00
支梯(北)	618	176	110	24.6	58.0	6.51	3.20	14.30
中甸(南)	242	169	126	26.0	56.0	6.50	5.45	10.75

注: x_{kp} 为临界炮检距, x 为所用测点的炮检距, t_m 为所用测点的走时, H 为地壳厚度, v 为地壳平均速度, Δf 为 $K(f)$ 曲线上相邻二个极值间频率差, f_{\max} 为 $K(f)$ 曲线上最大值的频率.

表 2 对应于所选测点算出的壳幔过渡带参数

炮点名	测点号	$v'/\text{km} \cdot \text{s}^{-1}$	h/km	l_c/km
思茅(北)	54	7.50	1.20	0.24
景谷(南)	32	7.50	0.85	0.09
景谷(北)	82	7.30	0.49	0.16
右所(南)	156	7.50	0.96	0.09
右所(北)	239	7.50	1.01	0.20
南高寨(南)	191	7.50	0.72	0.17
南高寨(北)	287	7.30	0.73	0.17
支梯(南)	226	7.30	1.50	0.17
支梯(北)	618	7.30	1.14	0.13
中甸(南)	242	7.30	0.67	0.17

注： v' 为过渡带的平均速度， h 为过渡带的平均厚度， l_c 为薄层最小厚度。

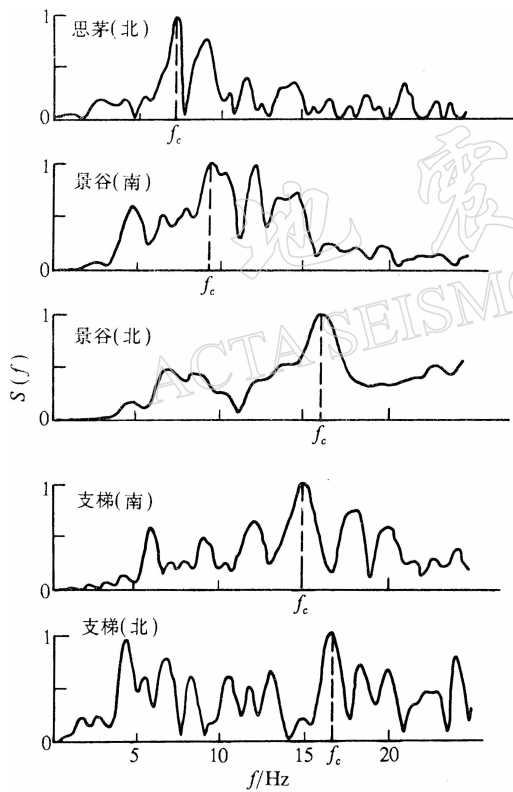


图 3 部分炮点的震源谱函数

10 Hz. 其时间函数为 $F_g(t)$ (其谱为 $S_g(f, x)$). 而为了消除炮点至该 P_g 波接收点传播途中衰减因素的影响, 还可对 $F_g(t)$ 函数作衰减因素的校正, 其所用公式按照 Берзон (1971) 为

$$S_g(f, t_g) = S(f) \cdot \exp(-A_g \cdot f \cdot t_g) \times \exp[i \cdot F(f, t_g)] \tag{5}$$

$$F(f, t_g) = -(2A_g \cdot f \cdot t_g / \pi) \ln(f_k / f)$$

其中, $S(f)$ 为震源的谱函数, A_g 为 P_g 震相的衰减系数, t_g 为从震源至该接收点 (炮检距为 x) P_g 波走时, f 为频率自变量, f_k 为在所用工作频率范围内的某一固定频率值, i 为虚数单位. 根据公式 (5) 算出震源谱 $S(f)$, 把它当作计算理论地震图时的源函数.

根据以上讨论, 将所选的 P_m 震相都作了频谱分析. 对其有关的 P_g 震相也作了滤波及频谱分析处理, 并按公式 (5) 计算了其震源谱函数 $S(f)$, 其部分结果示于图 3.

从图 3 上可以看到, $S(f)$ 函数最大值所对应的频率 f_c 可能在 10 Hz 以下. 我们所需的 f_c 值不仅应在此数值以上, 而且在低

频段不应存在较大的谱成分, 否则此讯号经过地壳传输到达 M 界面时, 低频成分的谱可能超过高频成分 (因高频成分的谱相对衰减较剧烈), 因而造成做理论地震图时速度模型分辨的困难. 所以, 实际上符合要求的只有景谷(北)与支梯(南)这两个 $S(f)$ 函数. 此外, 对 P_m 震相也应挑选主频率高的资料用于计算. 在景谷炮北侧的 P_m 选取了 82 号测点的资料, 支梯炮南侧选取 226 号测点. 对于这两个测点的有关参数列于表 3, 提供给理论地震图方法进行筛选的几种可能的过渡带速度模型示于图 4.

表 3 最终选用的二测点震相参数及其有关地壳参数

炮点	测点号	炮检距 x/km	临界距离 x_{kp}/km	反射点处速度 $v_m/\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$	P_m 震相主频率 $/\text{s}^{-1}$	取样范围 $/\text{s}$
景谷(北)	82	55.28	100.04	7.70	11.11	5.95~6.84
支梯(南)	226	117.47	157.41	7.80	10.00	5.36~7.08

炮点	震源讯号主频 f_c/s^{-1}	地壳平均速度 $v/\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$	地壳总厚度 H/km	壳幔过渡带 厚度 h/km	地壳品质因素 Q
景谷(北)	16.00	6.10	38.50	0.490	1000
支梯(南)	15.10	6.43	54.00	1.503	400

经过理论地震图与实测的 P_m 震相波形图的吻合程度对比后,发现图 4a 中景谷北侧的 3 号与 1 号模型要优于 2 号模型,而 1 号与 3 号原本是数据不同的同类模型. 图 4b 中支梯南侧的模型以 4 号为最优. 因此,我们选择了这二处吻合最优的模型作为我们的答案,它们的吻合程度示于图 5,同一图上还列出了在俄罗斯地台东部所作的结果(Берзон и др., 1975).

这二处在 M 面上的反射点分别位于景谷北 27.64 km 与支梯南 58.74 km 处,反射点处都是上地幔顶部的低速度异常带(林中洋等, 1993). 这里的地壳相当活跃,是滇西地区地震发生频繁且强烈的地带. 该二处壳幔过渡带的特殊结构估计与地区的这些特点存在内在联系.

4 讨论

(1) 从图 5 的对比中看到,在俄罗斯地台东部,因为其记录到的 P_m 震相位于炮点附近($x=1.0\sim1.5\text{ km}$),因而两种地震图的符合程度要优于滇西地区. 其次,支梯炮南侧壳幔过渡带的厚度不仅是景谷炮北侧的 3 倍,此处的细结构也远比后者复杂,这里是攀西古裂谷的西部边缘地带,该壳幔过渡带细结构是此裂谷垫的发育情况的一个侧面反映.

(2) 壳幔过渡带为含速度逆转的薄层组型这一现象,其解释存在几种假说. 由地质学研究知道,从地壳深部来的物质构成的岩体中,其显著的特点是该岩体的岩层呈规律

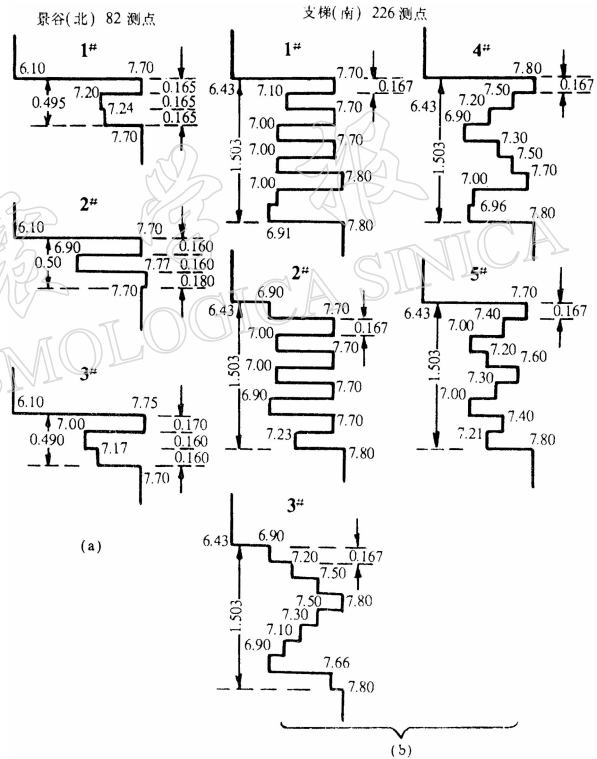


图 4 景谷北 82 号测点(a)与支梯南 226 号测点(b)所对应的过渡带速度模型
(速度单位: km/s; 厚度单位: km)

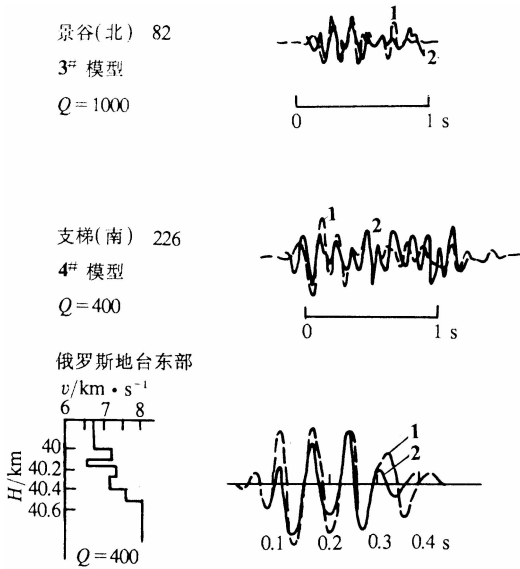


图5 理论地震图与实测波形的对比

1. 理论地震图; 2. 实测地震图

性也较强。可以设想,在地震孕育过程中,由于壳内与上地幔应力状态的变化,壳幔过渡带的参数(例如可塑性的低速小薄层的厚度)也随着变化,并由此带来该反射点处 P_m 震相波形或频谱的变化。如果在相应的观测点上能作定期长时间观测,可能观测到此处壳幔过渡带的变化过程,从而为该地区的地震预报研究提供一种途径。

因人工地震是一种较昂贵的研究手段,可以考虑采取记录远震壳幔过渡带的转换波 PS 作为替换手段。研究证明(Давыдова, 1977),通过第 3 类型壳幔过渡带的 PS 转换波,当入射角合适时,其频谱呈共振态势,波形可与 PP 波一样大或更大些。如果通过的是第 1 类或第 2 类型壳幔过渡带,PS 的幅度就比 PP 波的幅度小得多。因此通过对此类 PS 波变化的系统长期的观测,应有助于发现地震的前兆。

参 考 文 献

- 林中洋, 胡鸿翔, 张文彬, 等, 1993. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究. 地震学报, **15**(4): 427~440
- Meissner R, 1967. Exploring deep interface by seismic wide angle measurements. *Geophys Prospect*, **15**(4): 598~617
- Берзон И С, 1971. Об учёте Поглощения при расчётах теоретических сейсмограмм в неоднородных средах. *Геофиз сб АН УССР*, Вып. **44**: 36~47
- Берзон И С, Вейцман П С, Капустян Н К, 1975. Опыт построения тонкослоистой модели области границы Мохоровичича. *Физика Земли*, (2): 25~35
- Берзон И С, Епинатёва А М, Парийская Г Н, и др, 1962. *Динамические Характеристики Сейсмических Волн в Реальных Средах*. Москва: Изд-во АН СССР. 199~202
- Берзон И С, 1967. Анализ спектральных характеристик тонкослоистых пачек. *Сб Модели Реальных Сред и Сейсмические Волновые Поля*. Москва: Наука, 49~69
- Давыдова Н И, Косминская И П, Капустян Н К, и др, 1973. Модели земной коры и границы. *М Геофиз сб АН УССР*, **51**: 49~65
- Давыдова Н И, 1977. *Изучение Тонкой Структуры Области Перехода от Коры к Мантии*. Москва: Наука. 97~100

状(或周期状)的分层结构,因此得出一些有关壳幔过渡带细结构的启示.其中 Meissner (1967)提出了一个解释模型,他认为壳幔过渡带的这种结构是由于深部高速固体透镜状(或片状)物质与局部熔融状的塑性低速透镜状物质交替成层构成的.岩浆在从地幔上升至地壳过程中,由于其失掉大量气体成分可能成为局部熔融状态.结合我国滇西地区,这个观点很值得借鉴,但还需有更多(地质学与地球化学等方面)实据来加以证明.我们认为,更有意义的是应如何从地震测深中所选取的壳幔过渡带的参数(如小分层的厚度),来鉴定深部发生的过程,其中包括地震活动性的变化,深部地球动力学状况等。

(3) 前已提到,在第 3 类型的壳幔过渡带地区,地壳比较活跃,而且地震活动