

青藏高原 Q 值结构反演^{*}

吴建平 曾融生

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

摘要 利用中美合作在青藏高原布设的 11 台 PASSCAL 宽频带数字地震记录的瑞利面波资料,测定了青藏高原东部地区周期为 10~130 s 范围内的平均瑞利波相速度和衰减系数 γ_R ;反演了该地区地壳、上地幔的平均 S 波速度结构和 Q_β 结构. 结果表明,该地区平均 Q_β 值偏低,并在地壳中存在地震波强吸收层. 地壳中的低 Q_β 层($Q_\beta=93\sim141$)位于 16~42 km 的范围内,它与 S 波低速层(21~51 km)基本一致. 从地壳下部 63 km 后, Q_β 值由 114 随深度逐渐低至上地幔 180 km 处的 34. 由地壳内低速层与低 Q_β 层相对应可以推测,在该深度范围内可能存在岩石的熔融或部分熔融现象. 在反演的 S 波速度结构中,地壳的平均厚度为 71 km, 51 km 处的下地壳存在一明显的速度界面, 96~180 km 处的低速层(4.26 km/s)可能与软流层相对应.

主题词 瑞雷波 相速度 S 波 速度结构 青藏高原 衰减 Q_β 结构

引言

青藏高原是地球上最为特殊的地质单元之一,它是印度次大陆与欧亚大陆碰撞的产物. 该地区地震活动频繁,是研究大陆内地震活动最为重要的地区之一. 爆炸地震、天然地震、重力等观测结果(滕吉文等,1985;赵珠,曾融生,1992;丁志锋等,1992)表明,青藏高原地区具有 70 km 的巨厚地壳,地震波速度较其它地区低. 高原南部地热活动强烈(沈显杰等,1985),地壳中存在低速层(陈国英等,1992)及地震波能量的强衰减(冯锐,周海南,1985)等地球物理现象.

对青藏高原进行研究,获得该地区详细的地球物理结构,对了解板块的相互作用过程、青藏高原隆起机制及地震活动机制具有重要的意义. 地震面波的频散特性可以得到地壳、上地幔的 S 波速度结构. 利用青藏高原内部两台站之间的相速度频散特性,将对高原内部的 S 波结构具有更严格的约束(Molnar, 1988). 衰减系数 γ 值的测定,由于受介质横向不均匀引起的散射、聚焦、震型转换等影响较大,采用面波动力学特征很难得到稳定、准确的 Q_β 值结构. 尽管面波 γ 值的测定精度远不如面波群速度、相速度精确,但由于地壳上地幔的非弹性对了解大陆岩石圈的组份、物理性质及状态具有重要意义,它仍是研究某一地区地球物理特性的重要手段之一. Mitchell 和 Xie(1994), Al-Khatib 和 Mitchell(1991)曾对一些大陆地区的面波衰减进行了研究. Singh, Gupta(1982)通过将欧洲大陆作为一个整

* 国家自然科学基金资助项目. 国家地震局地球物理研究所论著 96A0047.
1994-12-21 收到初稿, 1995-05-29 收到修改稿, 1995-06-12 决定采用.

体来观测面波的平均衰减. 不同的作者曾利用不同的方法和路径对青藏高原地区的 Q 值进行了测定和研究. 例如, Patton(1980)利用部分通过青藏高原的路径来研究青藏高原的 Q 值. Romanowicz(1984) 曾利用两个地震和两个台站的方法进行 Q 值测定. 冯锐和周海南(1985)利用拉萨与高台、兰州、成都和昆明台之间的资料测得 7~51 s 的面波 Q 值, 并结合 Singh 和 Gupta(1982)所得的长周期资料反演了青藏高原的地壳 Q 结构. 孙克忠和滕吉文(1985)利用班戈、嘉黎、洛扎和拉孜 4 个台的资料测定了台站之间的 Q 值. 然而, 不同作者所得的 Q 值存在着很大差异, 例如孙克忠等人测得的 Q 值在 30~120 s 的范围内的平均值仅为 10 左右, 与其他作者的结果明显不同.

由于青藏高原缺乏固定的数字化地震台站, 大多数作者只能利用部分通过青藏高原的面波路径, 无法得到纯高原路径的资料. 本文利用 1991~1992 年中美合作在青藏高原布设的 11 个 PASSCAL 宽频带数字化地震台记录的垂直向瑞利波资料, 测定了该地区 10~130 s 范围内的平均 γ_R 值, 并用随机逆方法反演得到了地壳及上地幔的平均 Q_β 值结构.

1 衰减系数及相速度测定方法

1991~1992 年, 国家地震局地球物理研究所与美国纽约州立大学及南卡莱罗纳大学合作, 在青藏高原布设了 11 个 PASSCAL 宽频带数字化地震台. 在一年的时间里获得了丰富的地震资料, 为研究青藏高原的结构提供了有利的条件. 图 1 给出了 11 个台的分布情况. 表 1 给出了本文所利用的台站参数.

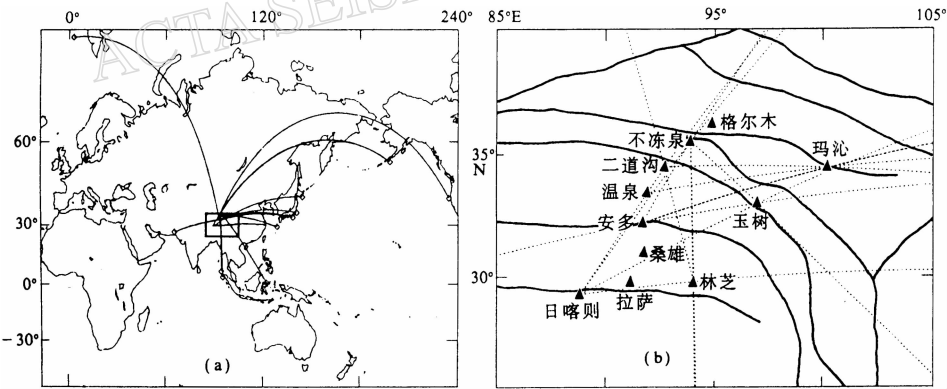


图 1(a) 震中分布及面波射线路径; (b) 观测台站的位置及面波射线路径的分布

这里, 我们采用二台法测定瑞利波的衰减系数(Mitchell *et al.*, 1993), 公式如下:

$$\gamma_R = \frac{\ln\left(\frac{A_1(\omega, r_1)}{A_2(\omega, r_2)} \frac{\sin\Delta_1}{\sin\Delta_2}\right)}{r_2 - r_1} \quad (1)$$

式中, r 是以 km 为单位的震中距, Δ 是以度为单位的震中距, A 是谱振幅, ω 为角频率, 下标 1 和 2 分别表示震中距较近和较远的台站.

表 1 台站位置

台站名	$\varphi_N/(^\circ)$	$\lambda_E/(^\circ)$	高程/m
不冻泉	35.530	93.913	4 620
二道沟	34.518	92.708	4 640
温 泉	33.450	91.904	4 760
安 多	32.247	91.686	4 700
日喀则	29.233	88.852	3 900
玛 沁	34.478	100.248	3 736
玉 树	33.033	97.000	3 750
林 芝	29.780	94.064	3 152

值得指出的是,在我们采用的台站中,只有林芝台采用的是英国产的 GULRUP 摆,而其它台采用的均是瑞士产的 STS2 摆. 计算中发现,林芝台与二道沟台之间的衰减系数在长周期部分随周期呈线性增长,在周期 100 s 处相应的 Q 值仅为 3.0 左右. 由于两台站使用的仪器不同,我们推测,这是两种仪器给出的传递函数的误差形式不同所引起的. 为了利用通过该台的面波资料,我们通过测定两个不同方向的地震面波衰减系数来消除这种误差.

对于两条射线路径非常接近的面波,在假设衰减系数相同的情况下,可以推出

$$\gamma_R = \frac{\gamma_{12}(r_{C2} - r_{C1}) + \gamma_{31}(r_{B1} - r_{B3})}{(r_{C2} - r_{C1}) + (r_{B1} - r_{B3})} \tag{2}$$

式中,下标 1, 2, 3 分别表示林芝、不冻泉、二道沟等台站的位置(见图 1b),下标 B, C 分别表示台站北面和南面的震源位置. 其中不冻泉、二道沟等台站的仪器相同,给出的传递函数的误差形式相同. γ_{12} , γ_{31} 分别表示用含有误差的传递函数算出的衰减系数. γ_R 是消除误差后的面波衰减系数.

对于通过两个相同台站由不同方向来的地震面波有

$$\gamma_R = (\gamma_{12} + \gamma_{21})/2 \tag{3}$$

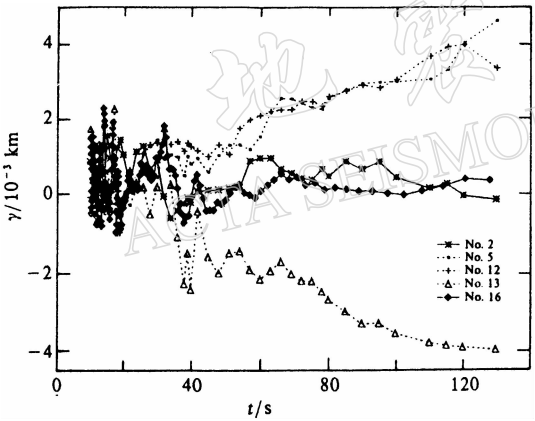


图 2 通过林芝台的衰减系数

图中 No. 5(路径代号见表 2.)和 No. 12 是用由南向北传播的面波计算的衰减系数. No. 13 是用由北向南传播的面波计算的衰减系数. 由于给出的传递函数存在误差,衰减系数在长周期部分出现了系统的偏差. No. 16 是消除误差后的衰减系数. No. 2 为温泉台至日喀则台之间的衰减系数

图 2 给出了用该方法求得的通过林芝台的衰减系数. 可以看出,所得结果基本消除了由于给出的传递函数不准所带来的误差.

相速度的测定采用窄带通滤波-互相关方法(冯锐等,1981). 该方法可用于测定地震震中与两台站位于同一个大圆弧上的两台站之间的相速度.

2 观测结果

在衰减系数的计算中,我们采用了 10 个地震(见表 2)共 13 条大圆路径(图 1a),所得结果见图 3. 从图 3 可以看出衰减系数的分散度较大,分布范围在 $(-1.5 \sim 2.5) \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$ 之间,衰减系数的分散表明该地区介质较为复杂.

影响衰减系数的因素很多,介质的横向

不均匀性和莫霍面的起伏等引起的散射、聚焦、多路径和台站附近断层对面波的反射以及台站附近沉积层厚度等都会对面波振幅产生影响. Mitchell 等人(1993) 利用面波的质点运动轨迹,详细讨论了射线严重偏离大圆路径对衰减系数的影响,指出复杂的面波质点运动轨迹是由于介质结构的横向复杂性引起. 在衰减系数的计算中应仔细考查质点的运动轨迹,以确保射线是沿大圆路径传播,从而使衰减系数能比较真实地反映地下介质的非弹性特性.

表 2 地震参数及面波观测路径

地震发震时刻		震中位置		接收台站间面波路径及代号	
年-月-日	时:分:秒 (GMT)	$\varphi_N/(^{\circ})$	$\lambda_E/(^{\circ})$		
1991-07-20	11:48:47.4	54.533	-161.641	不冻泉—日喀则(No. 1)	温泉—日喀则(No. 2)
1991-08-03	08:33:16.8	29.330	129.059	二道沟—玛沁(No. 3)	日喀则—林芝(No. 4)
1991-08-06	02:17:32.5	3.801	95.418	不冻泉—林芝(No. 6)	
1991-08-06	14:49:31.3	35.736	141.081	安多—玛沁(No. 6)	玉树—安多(No. 7)
1991-08-08	02:09:47.6	0.932	122.590	不冻泉—玉树(No. 8)	
1991-08-08	11:12:38.9	26.824	65.849	安多—玉树(No. 9)	
1991-08-17	22:17:12.8	41.606	-125.506	不冻泉—安多(No. 10)	
1991-08-26	14:59:46.6	42.025	144.698	日喀则—玉树(No. 11)	
1991-08-26	20:42:32.7	6.931	94.581	不冻泉—林芝(No. 12)	
1991-09-01	06:51:04.5	78.940	3.427	二道沟—林芝(No. 13)	
1991-09-03	08:44:47.9	33.645	138.780	温泉—玛沁(No. 14)	安多—玛沁(No. 15)

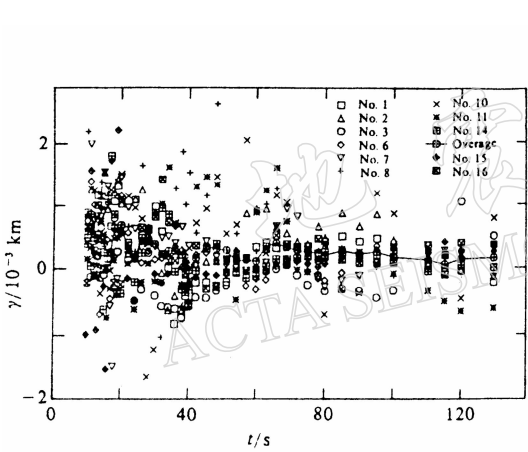


图 3 由 13 条面波大圆路径(路径代号见表 2)测得的衰减系数. 其中 No. 16 是用三条路径求出的(见图 2). 实线为平均衰减系数

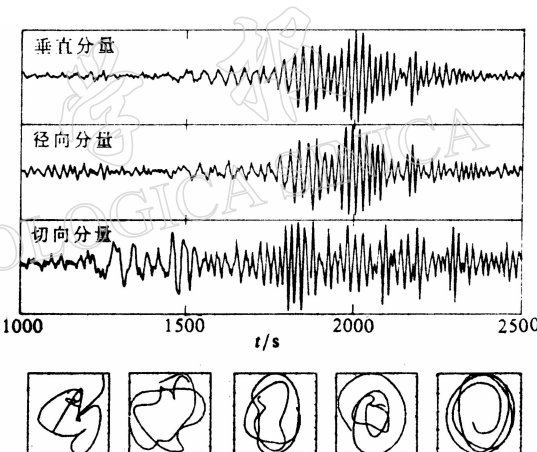


图 4 1991 年 7 月 20 日在温泉台记录的地震图. 轨迹图从 1 400 s 开始, 间隔为 100 s. 记录用带通为 10~200 s 滤波器进行滤波. 质点运动轨迹图由垂直分量(纵坐标)和径向分量(横坐标)合成. 由于切向分量中出现了勒夫波, 故未利用该分量

由于衰减系数的测定, 取决于面波的记录振幅, 在本研究中台站间距较小的情况下, γ 值的测定精度易受影响, 有时还会出现某些频率的 γ 值为不合理的负值. 如图 2, 温泉至日喀则(No. 2)的衰减系数在 33~55 s 附近出现负值, 而其它周期段较为正常. 从图 4 可以看出, 温泉台的记录中视周期为 30~50 s 附近, 质点运动偏离椭圆轨迹成不规则状, 而在其它周期段质点运动轨迹基本是以长轴为垂直方向的椭圆. 这表明在该周期段范围的瑞利波受到了不均匀介质的严重干扰. Romanowicz(1984)曾在研究青藏高原 Q 值结构的文章中讨论了观测中出现的负 Q 值问题, 指出它是由于不同构造单元边界的几何形状及源辐射图案所引起. Yanovskaya 和 Roslov(1989)等曾假设青藏高原及其邻区的地壳和地幔介质均匀, 而莫霍面由周围的正常深度增加到 70 km, 采用这个模型计算了界面起伏对面波传

播的影响. 结果发现, 青藏高原地区莫霍面起伏对面波的影响在 41.8 s 处比 25.1 s 处大, 聚焦现象更明显; 计算发现波包振幅-距离曲线并非随距离单调下降, 而是随频率变化在不同距离出现极大或极小值. 因此我们认为, 33~55 s 范围内衰减系数的负值可能与青藏高原莫霍面深度及其向周围的突然变化有关.

由于青藏高原莫霍面的起伏和介质及构造的复杂性, 给准确计算衰减系数带来了困难. 我们假设干扰在具有一定规模的区域内是随机的, 例如面波在传播中有聚焦也有焦散, 当我们将该区不同方向不同路径的衰减系数求平均时, 能在相当程度上抑制介质不均匀带来的某些干扰, 较为真实地反映该地区介质的固有衰减特性.

在相速度的测定中, 共利用 8 个地震 12 条大圆路径的瑞利波资料, 所得的相速度结果见图 5. 总的看来, 不同路径之间相速度曲线虽然不同, 但差异不大. 因此, 将各条路径的相速度进行了平均, 并由相速度平均值反演该地区的平均地壳、上地幔速度结构. 反演采用阻尼最小二乘法, 初始模型参考了陈国英等(1992)的结果. 纵波速度取横波速度的 1.73 倍, 密度与纵波速度之间的关系根据经验关系确定. 反演结果见图 6. 反演结果的正演相速度频散曲线与观测值之间的误差为 0.01 km/s.

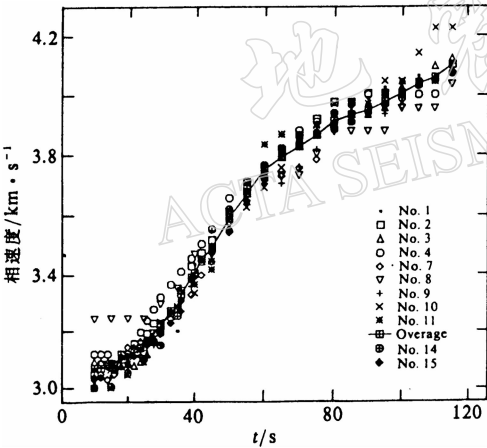


图 5 由 12 条大圆路径(路径代号见表 2)测得的青藏高原地区的相速度频散曲线. 实线是相速度的平均值

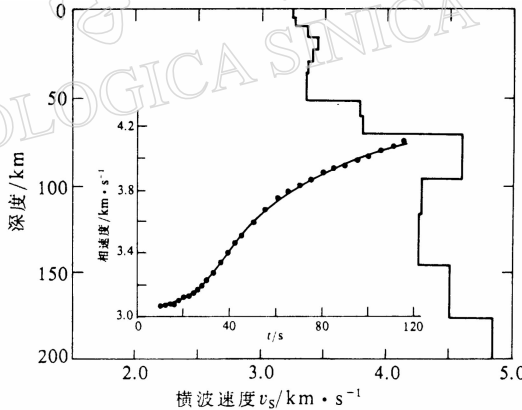


图 6 青藏高原地区地壳、上地幔的平均 S 波速度结构. 图中小框线内为相速度观测结果的平均值(实心圆)和反演结果的理论值(实线)

我们采用随机逆法(冯锐等, 1985)进行 Q_β 值结构的反演. 反演中瑞利波的群速度、相速度及其偏导数是根据相速度反演的速度模型算得. 反演时我们将速度模型进一步划分成 15 层, 并假设 P 波 Q 值与 S 波 Q 值之比为 2.25. 根据 Aki(1980)的资料, 当周期大于 10 s 时, 介质的固有衰减对频率依赖性已很小. 由于本次观测的衰减系数的分散度较大, 反演时不考虑介质固有衰减受频率的影响. 平均 Q_β 值的反演结果见图 7.

从图 5 可以看出, 不同路径的相速度曲线的形状和数值相差不大, 表明该地区不同块体之间的速度特征基本相似. 在周期 50 s 附近, 各路径的相速度值分散度最小, 其值约为 3.6 km/s. 由于它对 70 km 左右的速度变化最敏感, 可以认为, 青藏高原中部地区莫霍界面附近的速度特征横向变化相对较小. 另外, 相速度曲线在周期 80 s 以下存在着南部偏高

(No. 2, No. 4 和 No. 11)、北部相对偏低(No. 7, No. 10 和 No. 13)的现象. 由于南部路径主要穿过拉萨地块, 而北部的路径主要位于羌塘地块, 因此, 羌塘地块比拉萨地块的地壳 S 波速度要略低, 这可能与羌塘地块的地壳特别热有关(Bourjot, Romanowicz, 1992).

在陈国英等(1992)的观测结果中, 发现温泉至日喀则之间相速度曲线明显偏高, 并将之解释为可能与亚东-安多裂谷带上地幔高速物质涌入地壳有关. 在我们的观测结果中, 未发现温泉至日喀则之间相速度有明显偏高的现象. 因此, 亚东-安多裂谷带是否存在足够的上地幔高速物质涌入地壳, 从而引起相速度明显偏高的现象尚待进一步验证.

3 结果和讨论

在反演的平均 S 波速度模型中(图 6), 青藏高原地壳厚度约为 71 km, 地壳平均 S 波速度约为 3.46 km/s. 可以看出, 青藏高原的平均 S 波速度比稳定的大陆地区要低. 在青藏高原地壳中部 21~51 km 的范围内存在一速度为 3.35 km/s 的低速层, 低速层底部的速度界面具有 0.43 km/s 的速度跳跃. 在上地幔顶部存在一速度为 4.6 km/s、厚约 30 km 的盖层. 盖层之下为厚约 80 km 的低速层, 其最低速度为 4.26 km/s, 与该地区的软流层相对应.

从所得的 Q_β 值结构来看, 青藏高原的地壳平均 Q_β 值(135)较低. 除地壳最浅部由于沉积层、地表地形起伏引起的强散射等影响使 Q_β 值(71)较低外, 在 16~42 km 和 63 km 以下也分别出现低 Q_β 值. 地壳中(16~42 km)低 Q_β 值(93~141)、低 S 波速度(21~51 km)层的存在, 表明该深度岩石温度可能较高. 这与李鸿吉(1983)推测的 20~50 km 处温度达到 800~900℃ 的峰值, 以及中国科学院青藏高原综合科学考察队(1981)推测在花岗岩下部可能存在一个熔融或半熔融的“花岗岩浆层”相一致. 从地壳下部 63 km 以后, Q_β 值由 114 逐减降低, 在 150 km 深约为 34 左右, 它比上地幔低速层中正常的 Q_β 值(90 左右)低得多. 上地幔中较低的 Q 值可能意味着青藏高原的上地幔物质比稳定大陆地区的上地幔物质更热. 通过与冯锐等(1985)所得的 Q 值结构对比发现, 虽然我们的结果与他们的相近(即在地壳和上地幔中均存在强衰减层), 但我们的结果中地壳内强衰减层的范围比他们所得的(13~33 km)稍大; 下地壳出现强衰减的深度较深且上地幔中的 Q_β 值(34)比他们所得的值($Q_\beta=18$)要高. 由于我们的观测位置位于青藏高原的中部地区, 而冯锐等采用的是穿过青藏高原最东部地区的拉萨与高台、兰州、成都、昆明等地震台站之间的资料, 这表明地壳内存在强衰减层在青藏高原东部及其邻区是一种较为普遍的现象, 且青藏高原东部地区地壳中存在的局部地区岩石部分熔融的深度可能比中部地区要浅, 上地幔物质的温度可能更高, 构造活动更为强烈.

从反演的 S 波速度结构可以看出, 上地幔的盖层仅为 30 km 左右, 它比稳定大陆地区

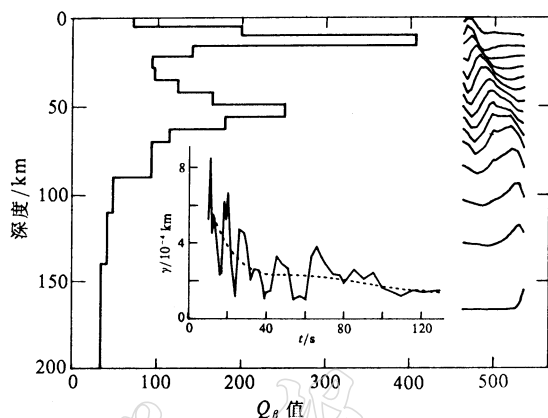


图 7 青藏高原地区地壳、上地幔的平均 Q_β 值结构. 图中右端的曲线为各层反演结果的分辨率. 小坐标线内的结果为观测的平均衰减关系(实线)和反演结果的理论衰减系数(虚线)

的盖层(100 km 左右)薄得多,类似于大陆活动地区的盖层厚度. 这意味着该地区岩石层厚度较薄,介于大陆构造活动地区和地盾地区之间. Q_β 值在 63 km 以下随深度明显降低,100 km 处约为 50,在 150 km 深处已接近常数 34. 上地幔顶部为衰减较强的薄盖层以及 Q_β 值在地壳下部已明显降低,表明该地区软流层与地壳之间的热交换较易进行. 较薄的岩石层厚度及较热的上地幔物质意味着青藏高原地区的力学强度较低,属柔性地块. 由青藏高原地区地壳中普遍存在的低 Q_β 、低 S 波速度以及较热的上地幔物质,可以推测该地区可能存在着广泛的热对流现象.

国家地震局地球物理研究所冯锐、陈国英为计算提供了部分程序,并作了有益的讨论,在此表示感谢.

参 考 文 献

- 陈国英,曾融生,吴大铭等,1992. 青藏高原瑞利波相速度与深部结构的横向变化. 地震学报, **14**(增刊): 565~572
- 丁志峰,曾融生,吴大铭,1992. 青藏高原的 Pn 波速度和 Moho 面的起伏. 地震学报, **14**(增刊): 592~599
- 冯锐,朱介寿,丁韞玉等,1981. 利用地震面波研究中国地壳结构. 地震学报, **3**(3): 335~350
- 冯锐,周海南,1985. 青藏高原的地壳 Q 结构. 地球物理学报, **28**(增刊 I): 174~184
- 李鸿吉,1983. 对喜马拉雅地区地壳热状态的初步估计. 地球物理学报, **26**(3): 249~255
- 孙克忠,滕吉文,1985. 青藏高原地区的长周期面波与 Q 值研究. 地球物理学报, **28**(增刊 I): 54~59
- 沈显杰,1985. 从藏南高热流的形成机理推论西藏地壳和上地幔热结构. 地球物理学报, **28**(增刊 I): 93~107
- 滕吉文,1985. 西藏高原地区地壳与上地幔地球物理研究概论. 地球物理学报, **28**(增刊 I): 1~15
- 赵珠,曾融生,1992. 青藏高原地壳上地幔 P 波和 S 波速度结构. 地震学报, **14**(增刊): 573~579
- 中国科学院青藏高原综合科学考察队,1981. 西藏地热. 北京: 科学出版社. 107~118
- Aki K, 1980. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J Geophys Res*, **85**(B11): 6 496~6 504
- Al-Khatib H H, Mitchell B J, 1991. Upper mantle anelasticity and tectonic evolution of the western United States from surface wave attenuation. *J Geophys Res*, **96**: 18 129~18 146
- Bourjot L, Romanowicz B, 1992. Crust and upper mantle tomography in Tibet using surface waves. *Geophys Res Lett*, **19**: 881~884
- Mitchell B J, Xie J, Lin W, 1993. Attenuation of multiphase surface waves in the Basin and Range Province, Part II: The fundamental mode. *Seism Res Lett*, **64**: 239~249
- Mitchell B J, Xie J, 1994. Attenuation of multiphase surface waves in the Basin and Range Province, Part III: Inversion for crustal anelasticity. *Geophys J Int*, **116**: 468~484
- Molnar P, 1988. A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, The Himalaya and the Karakoram, and their tectonic implications. *Phil Trans R Soc Lond. A* **326**: 33~38
- Patton H, 1980. Crust and upper mantle structure of the Eurasian continent from the phase velocity and Q of surface waves. *Rev Geophys Space Phys*, **18**: 605~625
- Romanowicz B, 1984. Pure path attenuation measurement of long-period waves across the Tibet plateau. *Phys Earth Planet Inter*, **36**: 116~123
- Singh D D, 1982. Anelasticity of the crust and upper mantle beneath the Eurasian continent and the nearby regions from the inversion of Love and Rayleigh wave attenuation data. *Geophys J R astr Soc*, **71**: 761~774
- Singh D D, Gupta H K, 1982. Q-structure beneath the Tibetan plateau from the inversion of Love- and Rayleigh-wave attenuation data. *Phys Earth Planet Inter*, **29**: 183~194
- Yanovskaya T B, Roslov Y V, 1989. Peculiarities of surface wave fields in laterally inhomogeneous media in the framework of ray theory. *Geophys J Int*, **99**: 297~303