

阿尔金断裂带地壳和上地幔结构的 P 波层析成像*

史大年¹⁾ 姜 枚¹⁾ 马开义¹⁾ 薛光琦¹⁾ 董英君¹⁾
G. Poupinet²⁾ G. Wittlinger³⁾ G. Herquel³⁾

1) 中国地质科学院矿床地质研究所, 北京 100037

2) 法国 Joseph 大学地球物理及构造研究所, 法国格伦诺贝尔 38041

3) 法国地震观测高等学校, 法国斯特拉斯堡 67084

摘 要

阿尔金断裂是青藏高原西北边缘最主要的断裂。天然地震 P 波层析成像结果揭示了阿尔金断裂(严格地说这里指阿尔金断裂中部,下同)为一条宽约 40km 左右的低速带,并以比较直立的产状向下延伸至 150km 左右深度。结果同时显示塔里木岩石圈曾经挤入到柴达木盆地下面,并受到后来发育起来的阿尔金断裂的切割。本次研究结果支持青藏高原中北部上地幔热物质参与了支撑高原高海拔地形的重力均衡作用的假设。

关键词 阿尔金断裂带,地壳和上地幔结构,P 波走时残差,远震层析成像。

1 引 言

阿尔金断裂是青藏高原西北边缘最为显著的活动断裂,其卫星影像清晰可达 1 600km 长,这条近于 N70°E 的巨型左行走滑断裂在地质上的重要性在于它构成了青藏高原西北界^[1],同时充当了连接祁连和西昆仑两条逆冲断裂的陆内转换断层的作用,其走滑速率之高,以至 Molnar 估计阿尔金断裂及其附近的一系列逆冲断层吸收了整个青藏高原南北向总汇聚量的 10%—25%^[2]。

晚第三纪以来,青藏高原进入了其大陆演化的新阶段。一方面继续通过逆冲断层和褶皱的地壳变厚作用使高原边缘得到抬升,并通过喜马拉雅逆冲断层作用中心向南迁移和高原东北部的褶皱和逆冲断层作用中心向北迁移来向外增长;另一方面通过南北向正断层和斜向走滑断裂的东西向拉伸和地壳减薄作用而发生高原垮塌^[3]。这两种分别导致地壳增厚和地壳减薄的相互对立的作用过程在阿尔金断裂带附近都得到了统一的体现,阿尔金断裂带附近可以见到许多像祁曼塔格冲断裂这样的活动断裂^[2],而阿尔金断裂本

* 地质矿产部前沿科研项目(9501106)。

本文1998-10-10收到修定稿。

身的巨大的平移走滑位移被普遍认为是印度和塔里木板块斜向挤压下青藏高原向东作挤出运动的产物^[4]. 这说明现今这里一定处于某种力学平衡状态. 因此,阿尔金断裂的形态和物理状态研究可以为将来进一步建立青藏高原演化的地球动力学模型提供依据,从而对认识青藏高原如何由挤压缩短为主转变为高原迅速隆升及向外增长,以及向地壳减薄和东西向挤出的高原垮塌过程过渡的时空演化关系有着重要意义.

一个关键问题是阿尔金断裂的规模和产状,阿尔金断裂是在地壳内还是切割了整个岩石圈? 若为前者,该断裂与阿尔金山附近发现的许多逆冲断层^[2]和祁连山附近发现被认为是源于壳幔拆离的逆冲断层^[5]的关系如何? 如果是切割整个岩石圈的,它是直立的,还是继承了古生代俯冲带向塔里木盆地俯冲,或是新生代以来向柴达木盆地俯冲? 我们试图通过横穿阿尔金断裂带的远震 P 波层析成像研究回答上面这些人们最为关心的问题.

2 远震 P 波层析成像反演

2.1 数据

1995 年 8 月下旬至 1996 年 1 月,为揭示阿尔金断裂带深部地质构造,中法新一轮合作从青海花土沟到新疆若羌布设了 30 台单分量地震仪(1Hz)专门用于天然地震 P 波层析成像研究,剖面长达 400km,基本上沿公路进行. 为了弥补线性观测系统在层析成像方法上的不足,野外安放仪器时,在阿尔金断裂附近和塔里木盆地边缘都有意将台站向公路两侧纵深地带进行了尽可能的延伸,这在横过主测线的方向上形成了数条短的辅助测线,初步形成了一定的面积性观测特点(见图 1 与表 1).

表1 单分量台站位置

Table 1 Locations of the one component stations

台站	纬度	经度	高程	y 坐标	x 坐标	台站	纬度	经度	高程	y 坐标	x 坐标
	$\varphi/(^{\circ}\text{N})$	$\lambda/(^{\circ}\text{E})$	z/m	y/km	x/km		$\varphi/(^{\circ}\text{N})$	$\lambda/(^{\circ}\text{E})$	z/m	y/km	x/km
1A01	38.76383	87.52000	932	-48.415	-216.240	1A27	38.34850	90.52483	2925	13.662	42.344
1A03	38.83400	87.75650	788	-33.321	-200.271	1A29	38.23117	90.92517	3106	16.358	79.613
1A05	38.95250	88.00017	826	-13.006	-185.869	1A30	38.14133	90.95833	3021	8.510	86.416
1A06	39.01300	88.22950	940	0.919	-170.180	1A32	38.01300	91.20867	2840	4.772	112.327
1A08	39.01683	88.56917	900	12.850	-143.286	1A34	37.90067	91.41300	3200	1.021	133.865
1A10	39.00167	88.90717	1533	22.886	-115.732	1A36	37.86100	91.67267	2970	6.700	156.426
1A12	38.90450	89.08683	2068	19.192	-97.151	1A37	37.72083	91.82317	2879	-1.746	175.039
1A14	38.81150	89.17783	3390	3.417	-88.562	1A38	37.64900	92.02400	3007	-1.394	194.462
1A15	38.74333	89.10500	3160	12.884	-85.785	1B01	39.52367	88.35483	759	57.336	-182.394
1A16	38.71867	89.19950	3104	4.192	-79.936	1B03	39.29100	88.21650	751	28.898	-183.263
1A18	38.57283	89.33417	3094	-5.939	-62.705	1B05	38.86900	88.18967	1000	-15.149	-167.121
1A19	38.53867	89.46533	3200	-4.814	-50.713	1C01	38.29050	90.10250	3200	-7.394	11.326
1A21	38.45700	89.71850	3111	-4.181	-26.848	1C03	38.17000	89.87917	3344	-27.586	-1.068
1A23	38.39300	90.01883	3113	0.000	0.000	1C05	38.11517	89.62617	3400	-42.146	-18.870
1A25	38.36017	90.27133	3029	5.712	21.621	1E02	37.87967	91.81733	2775	13.988	167.066

注:坐标水平原点定于台站1A23,垂直原点定于海平面,x方向为N114.1° E,y方向为N24.1° E,z方向垂直向上.

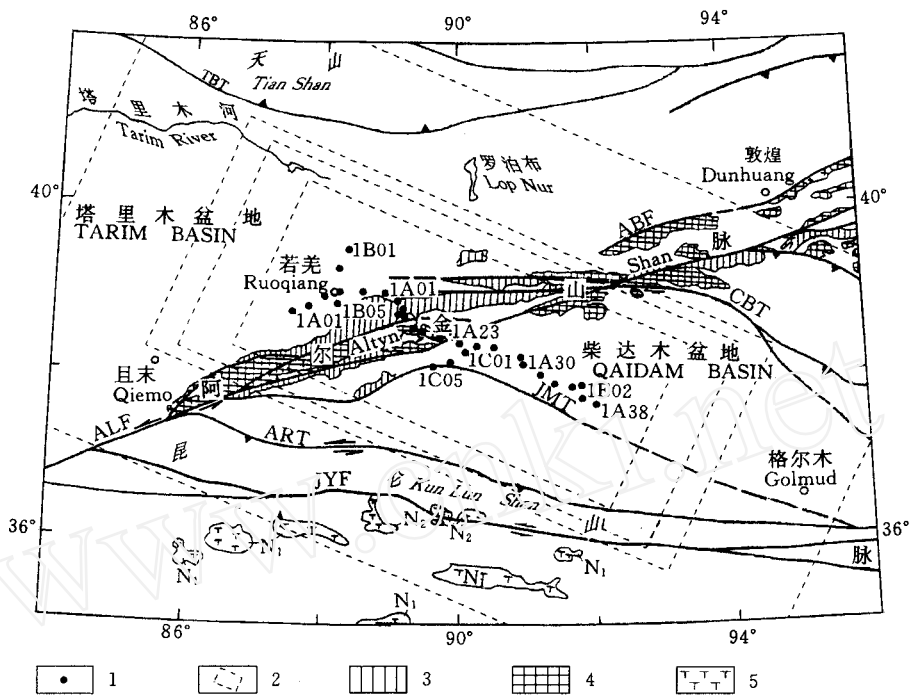


图 1 研究区位置及其简化构造背景图

Fig.1 Target area and its geological background

1. 天然地震观测台站(单分量); 2. 层析成像反演中第 2、4、7 和 12 层模型体的水平范围; 3. 上中元古界; 4. 上太古-下元古界; 5. 火山岩; ALF: 阿尔金(南缘)左行走滑断裂; ABF: 阿尔金北缘断裂; TBT: 塔里木北缘断裂; CBT: 柴达木北缘左行走滑-冲断裂; JMT: 祈曼塔格冲断裂; ART: 阿尔喀冲断裂; JYF: 鲸鱼湖断裂。(地质要素根据文献 [10] 简化)

5 个多月的野外持续观测, 记录到了 487 次地震, 从中提取 P 波到时计 5 509 个, 经过大幅度筛选, 最终反演时, 只保留了仪器时间特性良好和 P 波初至清晰的远震计 334 次, 远震 P 波到时数据 3 883 个。在选取地震事件时, 去除了 $\Delta < 28^\circ$ 和接近于 145° 的事件以分别减少地表效应和 PKP 不同分支的影响。为了提高反演结果的空间分辨率, 在反演中利用了多次 PKP 事件。

经过上述处理, 对于大部分台站来说, 仍有数十次地震记录可以被利用(图 2(a)), 而且, 震中距和震源方位角都保持着良好的空间覆盖范围(图 2(b)), 在射线图上射线表现为密集和交叉的分布(图 2(c))。

从 P 波到时相对于其标准到时的残差曲线来分析, P 波相对走时残差最显著的变化是在阿尔金断裂附近而不是在地形起伏最大的塔里木边缘的阿尔金山山前地带, P 波相对走时残差曲线同时也显示了其随地震方位和震中距变化的明显规律(图 3)。

图 3 显示, 随入射方位角变化, P 波到时残差曲线呈现了大体 180° 的变化周期, 当入射方位近于 NNE/SSW 时走时残差最大, 幅值达 1.7s 左右, 而与之垂直的近东西方位入射时幅值仅 0.7s 左右; 随震中距变化, P 波到时残差曲线也存在相应变化, 对近垂直入射的极

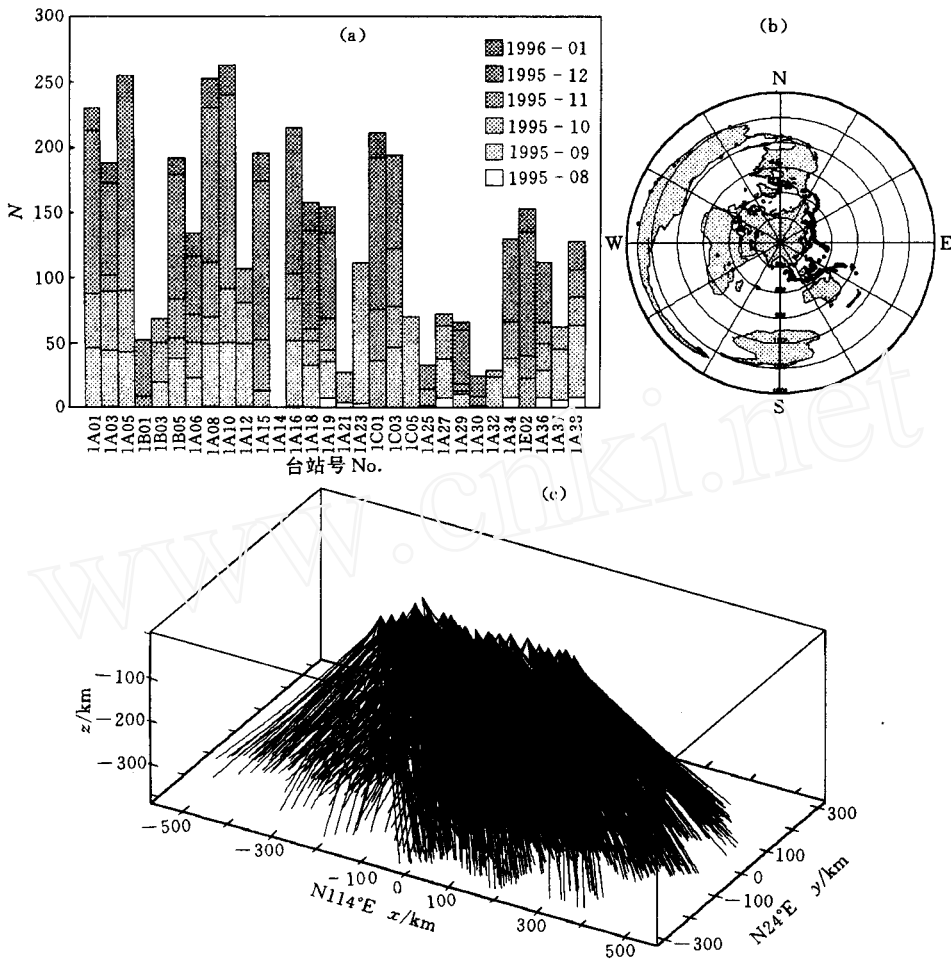


图2 层析反演中所用数据量和数据覆盖情况图

Fig.2 Station performance and data coverage

(a)不同时段各台站实际参加反演的地震事件数目；(b)反演中所用地震事件的震中及方位分布图；

(c)反演中所用地震射线穿过目标研究区时的空间分布图。

远震 PKP 波,其幅值也都超过了 1s. 这些说明地下速度异常体基本上为近二维水平分布,较大的 P 波走时残差说明地下介质存在着较大的速度差异. P 波走时残差较明显的方位变化同时也说明了地下速度异常体具有一定的深度,这是因为很浅层的影响更接近于台站静异常,不会随方位发生变化.

上述数据和走时残差曲线分析说明,有必要进行进一步的层析成像反演来揭示 P 波走时残差曲线所反映的地下速度结构,以便更方便直接地与深部地质结构相联系.

2.2 层析成像反演方法

台站观测到的走时残差随震源位置变化就像物体在墙壁上的投影随光源位置变化一样,根据台站观测到的不同方位及震中距地震的走时残差来反演地下介质的速度变化,如同根据物体在不同方位及角度光源照射下在墙壁上的投影位置来确定物体位置一样. 天

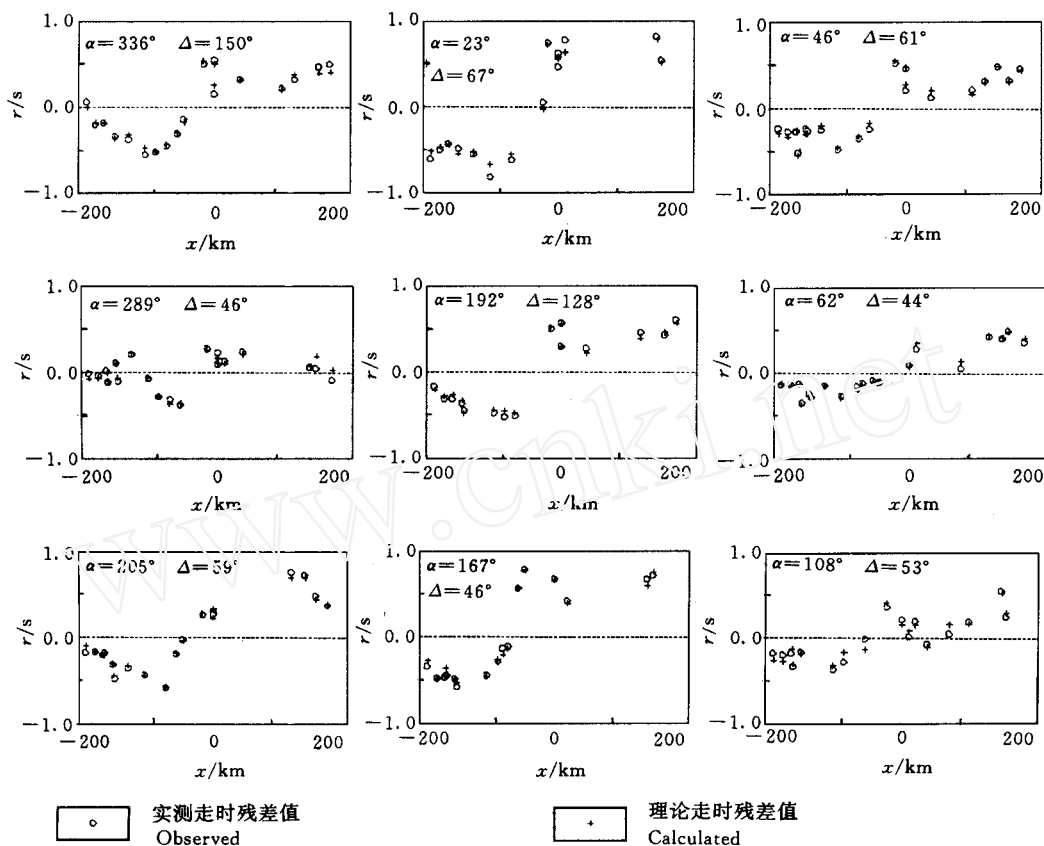


图3 P波相对走时残差曲线实测和理论值对比图

Fig.3 Contrast between observed and calculated relative residuals of P-waves

理论值与实测值均已进行了相应的高程改正。每幅子图对应于一次地震事件,左上角显示的 α 和 Δ 分别为该地震事件到达各台站的平均入射方位角和震中距离。

然地震远震体波层析成像反演常采用的是被称之为ACH的方法^[6,7]。

设第 j 个地震到达第 i 个台站的观测走时为 t_{ij}^O ,理论走时为 t_{ij}^C ,则相应走时残差 r_{ij} 为

$$r_{ij} = t_{ij}^O - t_{ij}^C, \quad (1)$$

式中 $t_{ij}^C = t_{ij}^H + t_{ij}^E$,其中 t_{ij}^H 、 t_{ij}^E 分别为到达第 i 个台站的第 j 个地震射线在海平面以下部分(按照Herrin走时表)和台站高度超出海平面部分(按照表2速度参照模型)计算出来的理论走时, t_{ij}^E 又称为高程改正。由于 r_{ij} 是实际观察到的地震走时与一种平均地震走时的差异,因此 r_{ij} 实质上体现的是地球的真实速度在地球的一种平均速度模型上的速度变化。

对远震来说,由于震源一侧远离台站部分的射线路径基本相同,只有靠近台站部分其射线路径才显示了明显差别,作为一级近似,射线远离台站部分对走时残差的贡献,包括震源位置和发展时刻的误差及脉冲初至位置的选择的影响,对同一地震是不随台站变化的常量,记为 dO_j ,若进一步将台站下方用若干均匀块体近似,并设第 k 个块体的参考速度为 V_k ,到达第 i 个台站的第 j 个地震射线穿过该块体时的走时为 $a_{ijk} = \int 1/V_k ds$,这里积

表2 层析成像反演中所用初始速度参照模型

Table 2 The initial model used in the ACH inversions

层序号	层速度 $v_p/(km/s)$	厚度 h/km	Y方向块 体个数	Y方向块体 宽度 w_y/km	X方向块 体个数	X方向块体 宽度 w_x/km
1	5.70	14.00	11	15.00	33	15.00
2	6.10	16.00	11	21.00	25	21.00
3	6.70	19.00	11	23.00	25	23.00
4	8.10	20.00	11	26.00	25	26.00
5	8.10	20.00	11	27.00	25	27.00
6	8.10	20.00	11	28.00	25	28.00
7	8.10	20.00	11	29.00	25	29.00
8	8.10	25.00	11	30.00	25	30.00
9	8.10	30.00	11	35.00	23	35.00
10	8.10	35.00	11	40.00	21	40.00
11	8.50	40.00	11	45.00	21	45.00
12	8.60	50.00	11	55.00	19	55.00
13	8.70	80.00	11	60.00	19	60.00

分路线为该射线经过该块体的射线路径, 假如其真实速度相对于参考速度的速度变化用

$\delta m_k = -\delta V_k/V_k$ 表示, 则该块体引起的走时残差 $\delta a_{ijk} = \frac{\partial}{\partial \delta m_k} \left(\int 1/V_k ds \right) \delta m_k = a_{ijk} \delta m_k$,

对该射线路径上经过的所有块体求和则得到第 j 个地震到达第 i 个台站的理论走时残差为

$$r_{ij} = dO_j + \sum_k a_{ijk} \delta m_k. \tag{2}$$

假设观测到第 j 次地震的台站有 N_j 个, 将上方程两边同减去 N_j 个台站的求和平均项, 消去 dO_j 得

$$r_{ij} - \frac{1}{N_j} \sum_{i=1}^{N_j} r_{ij} = \sum_k \left(a_{ijk} - \frac{1}{N_j} \sum_{i=1}^{N_j} a_{ijk} \right) \delta m_k. \tag{3}$$

该方程左边为走时残差分析时经常使用的相对走时残差公式. 若记第 i 个台站观测到的

第 j 次地震的地震射线按射线计数为 l , 并记 $\mathbf{m} = (\delta m_1, \dots, \delta m_K)$, $d_l = r_{ij} - \frac{1}{N_j} \sum_{i=1}^{N_j} r_{ij}$, $A_{lk} =$

$a_{ijk} - \frac{1}{N_j} \sum_{i=1}^{N_j} a_{ijk}$, 则上式可简单地记为 $\mathbf{A}\mathbf{m} = \mathbf{d}$, 如果观测到的地震射线总数为 $N_o = \sum_j N_j$,

则 $\mathbf{A}$ 为 $N_o \times K$ 阶矩阵, $\mathbf{d}$ 为 $N_o \times 1$ 阶矩阵, 其阻尼系数为 θ 的阻尼最小二乘解为

$$\hat{\mathbf{m}} = [\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \theta \mathbf{I}]^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{d}. \tag{4}$$

上式即为 ACH 反演中所使用的基本公式, 式中 θ 为阻尼系数.

ACH 方法是地震波层析成像反演方法中最为有效的方法之一, 因为在该方法中地震射线的转折点被排除在反演的模型体之外, 因而初始模型体速度的选择对反演结果的影

响较小. 然而, ACH 方法也存在弱点, 一是反演结果受个别误差较大的数据点影响较大, 这是基于 L^2 范数的最小二乘解方法的特点, 二是受模型体参数化时模型块体划分影响较大, 如果模型块体边界与地下速度界面不吻合, 反演结果中地下速度异常就可能被反映到其周围的块体中去, 从而得不到真实恢复. 针对前者, 严格数据检查是第一步, 此外我们通过删除个别拟合误差较大的数据点的方法来消弱个别点的影响. 针对后者, 采用了 J. R. Evans 的模型体厚度减薄及水平偏移平均的方法^[7], 其思路是由于 ACH 方法对

模型体块体厚度划分没有限制, 因此在垂向上可以通过减小模型体块体厚度的方法使块体边界接近地下速度的真实界面. 在水平方向上, 由于模型体块体宽度不能过于小于台站间距, 否则将会引起反演结果的水平振荡, 因此不能仿效减小块体厚度的方法减小块体的宽度. J. R. Evans 建议的方法是, 通过两个水平方向上相互平移 n 分之一块体宽度的 $n \times n$ 个模型的反演结果的加权平均来进行水平方向上的速度异常恢复^[7].

图 4 是我们对阻尼最小二乘反演过程中阻尼系数 θ 选择试验的结果. 据常规块体厚度模型的折中曲线可知, 同时使数据残差和模型长度保持最小化的最佳阻尼系数 θ 为 $50s^2$ 左右, 据文献 [7], 厚度减半模型的最佳阻尼系数也应为前者一半, 即 $\theta = 25s^2$, 该参数使数据拟合残差从初始模型的 $0.162s^2$ 减小到反演之后的 $0.446 \times 10^{-2}s^2$, 改善率达 97.25%, 图 3 进一步给出了走时残差曲线的拟合情况. 从图 4 还可大致估计出走时提取的随机均方根误差在 $0.06s$ 左右, 这已基本达到了通常认为对数百千米跨距的测线来说可以达到的较好水平^[7].

2.3 层析成像结果

图 5(图版 I)给出了层析成像反演的最终结果. 从速度结构图像不难看出, 沿主测线从左到右存在下面几点主要特征: (1) 在塔里木盆地从上到下的所有深度上, 基本上对应于正的速度扰动, 这说明盆地下面的确对应的是比较老的冷的刚性高速块体. (2) 塔里木盆地与阿尔金断裂之间, 地形上对应于地形高程沿测线迅速增加的地段, 存在一条宽约 $40km$ 的高速楔状体(速度扰动达 4% 左右), 该楔状体向柴达木方向以 60° 左右的视倾角向下插入至 $75km$ 左右深度. (3) 位于图幅中央的阿尔金断裂以其最显著的负的速度扰动

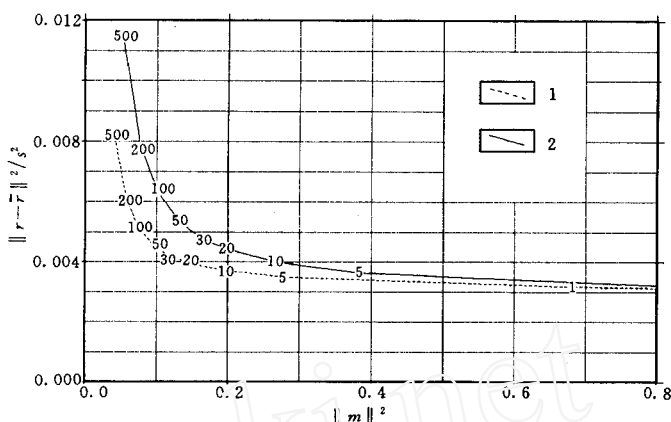


图 4 阻尼系数 θ 变化时数据拟合残差与模型长度之间的折中关系曲线

Fig.4 Tradeoff curves between data misfit and squared length of the model perturbation as the damping parameter θ changes

1. 模型块体为常规大小时的折中关系曲线; 2. 模型块体厚度减半时(表 2)的折中关系曲线. 曲线中间标出的数字为阻尼系数 θ 值, 单位 s^2 . $\|r - \bar{r}\|^2$ 为数据剩余方差, $\|m\|^2$ 为模型长度(无量纲).

(最大达 - 3% 左右) 为其特征, 该低速异常体以明显的 40km 左右宽的条带状及其比较直立产状的向下延伸至 150km 左右深度, 继续向下似乎还可以与地幔中的低速异常体相连。(4) 紧靠阿尔金断裂南侧的柴达木盆地西北边缘, 其岩石圈部分速度结构与塔里木盆地下面的十分相似——对应于正的速度扰动, 而岩石圈以下部分的速度结构则与其更南部的柴达木盆地中央部分相同。(5) 在柴达木盆地中央部分从上到下的所有深度上, 基本上对应于负的速度扰动, 说明柴达木盆地下面对应的基本上是一种速度较低、温度较热的岩石圈和上地幔。

3 结果解释及其地球动力学意义讨论

阿尔金断裂位于图幅的中央, 沿断裂还增加了几个观察台站(图 1), 从单次反演的分辨矩阵来看, 其对角线元素基本上大于 0.5, 而且块体厚度减半模型的等效分辨率还应该大于该表示值^[7], 因此阿尔金断裂在本次结果中得到了较好地分辨。层析成像结果显示阿尔金断裂具有比较直立的产状, 具体形状更接近中下地壳向北弯曲的弧形的描述^[8], 目前无法直接将阿尔金断裂与俯冲带相联系, 地表观察显示现今阿尔金断裂也没有明显的垂直位移分量^[2]。紧靠阿尔金断裂南侧的柴达木盆地西北边缘的岩石圈部分, 在速度结构上和塔里木岩石圈十分相象, 好象塔里木岩石圈早先挤入过柴达木盆地, 后来又受到了后来发育起来的阿尔金断裂的切割, 有可能塔里木板块先于阿尔金断裂走滑断裂, 存在过向柴达木盆地的俯冲。

紧靠阿尔金断裂北侧为阿尔金山高速楔状体, 同样得到了很好地分辨, 其分辨矩阵的对角线元素介于 0.6 和 0.7 之间。该高速楔状体在地表对应于前寒武纪变质岩(图 1), 被认为是挤压作用下呈退楔型上升且上升幅度超过了 9 km 的古老陆块^[8]。现今塔里木向柴达木盆地方向的插(挤)入作用, 应该是沿着该高速楔状体的北部边界, 以大致 45° 左右的视倾角(55° 左右的真倾角)进行。该延伸至 75km 左右深度的高速楔状体地表却对应于高地形, 高速度通常与高密度相对应, 因此很难用 Pratt 或 Airy 均衡模型进行解释, 重力图上该区域对应于正的均衡异常^[9, 10]。上述塔里木向柴达木盆地的插入作用方式可以是产生这种不均衡抬升的主要原因。然而有趣的是, 若仔细观察层析成像结果图 5(e) 不难发现, 对应于较高速度的塔里木盆地对应于较低地形, 对应于较低速度的柴达木盆地中央部分对应于较高地形, 对应于较低速度异常的阿尔金断裂带正下方存在着一个正的速度异常体(尽管幅值很小), 而高速楔状体正下方也存在着一个低速体, 在从地表至 350km 深度的整个范围内, 似乎也存在着一一种均衡关系, 这显然将青藏高原中北部上地幔热物质参与了对高海拔地形的支撑作用的推测^[3]推广到了更北部的范围。

柴达木盆地中央部分已位于图幅的边缘, 所以其分辨稍差, 分辨矩阵的对角线元素只有 0.4 左右, 因此反演结果对这一部分的反映经过了某种程度的圆滑。反演结果显示柴达木盆地中央部分从地表至 350km 深度的整个范围内基本上对应于一个负的速度扰动, 说明柴达木盆地下面对应的是一种速度较低、温度较热的岩石圈和上地幔, 这与人认为的柴达木盆地岩石圈结构在挤压环境中已不具有稳定地块性质, 它的地壳轻而破碎, 地幔盖层薄, 与青藏高原结构特征相同的看法是一致的^[11, 12]。结果中缺少有些模型中俯冲板块

已平缓插入到整个柴达木盆地下部^[14]所要求的速度结构。

近几年来,越来越多的证据支持青藏高原北缘现今也存在塔里木板块向南的俯冲作用的观点^[4, 5, 13-15],层析成像结果似乎更支持这种俯冲作用分别在北山^[12]和昆仑山^[4, 13, 15]分两级进行,而中间的柴达木盆地正受到一种与青藏中北部羌塘地区相类似的分布式缩短作用^[16, 17]。

参 考 文 献

- 1 Zeng Rong-sheng, Zhu Jie-Shou, Zhou Bing, et al. 3-D velocity structure of the Tibetan Plateau and its eastern neighbor areas with implication to the model of collision between continents. *Acta Seismol. Sinica*, 1993, **6**(2):251—260
- 2 Molnar P, Burchfiel B C, Liang K, Zhao Z. Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia. *Geology*, 1987, **15**:249—253
- 3 Molnar P. The geological evolution of the Tibetan Plateau. *American Scientist*, 1989, **77**:350—360
- 4 Matte Ph, Tapponnier P, Arnaud N, et al. Tectonics of western Tibet between the Tarim and the Indus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, **142**:311—330
- 5 Tapponnier P, Meyer B, Avouac J P, et al. Active thrusting and folding in the Qilian Shan and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, **97**:382—403
- 6 Aki K, Christoffersson A, Husebye E S. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 1997, **82**(2):277—296
- 7 Evans J R, Achauer U. Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental-scale studies. In: Iyer H M, Hirahara K ed. *Seismic Tomography: Theory and Practice*, 1993, 309—360
- 8 胡 军. 阿尔金断裂及其区域意义. 内陆地震, 1987, **1**(1):1—9
HU Jun. Altyn fault and its tectonic significance. *Inland Earthquake* (in Chinese), 1987, **1**(1):1—9
- 9 肖序常, 李延栋, 李光岑等. 喜马拉雅岩石圈构造演化总论. 地质专报, 北京: 地质出版社, 1988
XIAO Xu-Chang, LI Ting-Dong, LI Guang-Cen, et al. On the tectonic evolution of Himalaya lithosphere. *Geological Reports*(in Chinese), Beijing: Geological Publishing House, 1988
- 10 崔军文, 邓晋福, 唐哲民等. 阿尔金断裂系. 见: 地质矿产部地质研究所课题报告, 1996
CUI Jun-Wen, DENG Jin-Fu, TANG Zhe-Min, et al. Altyn fault system. In: Project reports of Institute of Geology, (AGS)(in Chinese), 1996
- 11 李春昱, 王 荃, 刘雪亚, 等. 亚洲大地构造图(说明书). 北京: 地图出版社, 1982
LI Chun-Yu, WANG Quan, LIU Xue-Ya, et al. Map of Asian Tectonics (with specifications) (in Chinese) Beijing: Map Publishing House, 1982
- 12 高 锐, 成湘舟, 丁 谦. 格尔木—额济纳旗地学断面地球动力学模型初探. 地球物理学报, 1995, **38**(增刊 II):3—14
GAO Rui, CHENG Xiang-Zhou, DING Qian. Preliminary Geodynamic model of Golmud-Eqin B geoscience transect. *Chinese J. Geophys* (in Chinese), 1995, **38**:suppl.(II):3—14
- 13 Bourjor L, Romanowicz B. Crust and upper mantle tomography in Tibet using surface waves. *Geophys. Res. Lett.*, 1992, **19**(9):881—889
- 14 Hirn A. Results of the French research in Himalaya-Tibet-Karakorum in the field of seismology applied to deep structure: present day deep seismological structure and the evolution of Himalaya-Tibet. *French Earth Sciences in Himalaya Regions*, Published by Alliance Francaise, 1994, 81—90
- 15 Arnaud N O, Vidal Ph, Tapponnier P, et al. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet, *Geochemistry*

- and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, **111**:351—367
- 16 England P, Houseman G. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. *J. Geophys. Res.*, 1989, **94**(B12):17561—17579
- 17 史大年, 董英君, 姜枚等. 西藏定日—青海格尔木上地幔各向异性研究. *地质学报*, 1996, **70**(4):291—297
SHI Da-Nian, DONG Ying-Jun, JIANG Mei, et al. Shear wave anisotropy of the upper mantle beneath the Tingri of Tibet to Golmud of Qinghai. *Acta Geol. Sinica*(in Chinese), 1996, **70**(4):291—297

CRUST AND UPPER MANTLE TOMOGRAPHIC STRUCTURE ACROSS THE ALTYN FAULT ZONE USING TELESEISMIC P-WAVES

SHI DA-NIAN¹⁾ JIANG MEI¹⁾ MA KAI-YI¹⁾ XUE GUANG-QI¹⁾
DONG YING-JUN¹⁾

G. POUPINET²⁾ G. WITTLINGER³⁾ G. HERQUEL³⁾

1) *Institute of Mineral Deposits, CAGS, Beijing 100037, China*

2) *LGIT-IRIGM, Universite Joseph Fourier Grenoble 38041 France*

3) *Ecole et Observatoire des Science de la Terre, 67084 Strasbourg, France*

Abstract

The Altyn fault is the major fault on the north-western border of the Qinghai-Xizang plateau. The results given by a teleseismic P-wave tomography study reveal the Altyn fault a 40km wide low velocity stripe which extends quite vertically down to a depth of about 150km. The results also show that the Altyn fault cuts through a Tarim-like lithosphere which already plunged down to the Qaidam basin, which may imply that the Tarim lithosphere once subducted beneath the Qaidam before Altyn fault came into existence. The results suggest that the hot upper mantle material may have involved in maintaining the high surface elevation besides the simple gravity compensation in the central-northern Qinghai-Xizang plateau.

Key words Altyn fault zone, Crust and upper mantle structure, P-wave travel time residuals, Teleseismic tomography.

作者简介 史大年,男,1963年2月生,1984年毕业于南京大学地质系构造及地球物理专业,现为中国地质科学院矿床地质研究所副研究员,主要从事勘探地球物理资料处理和解释,青藏高原天然地震方面的深部地球物理研究.

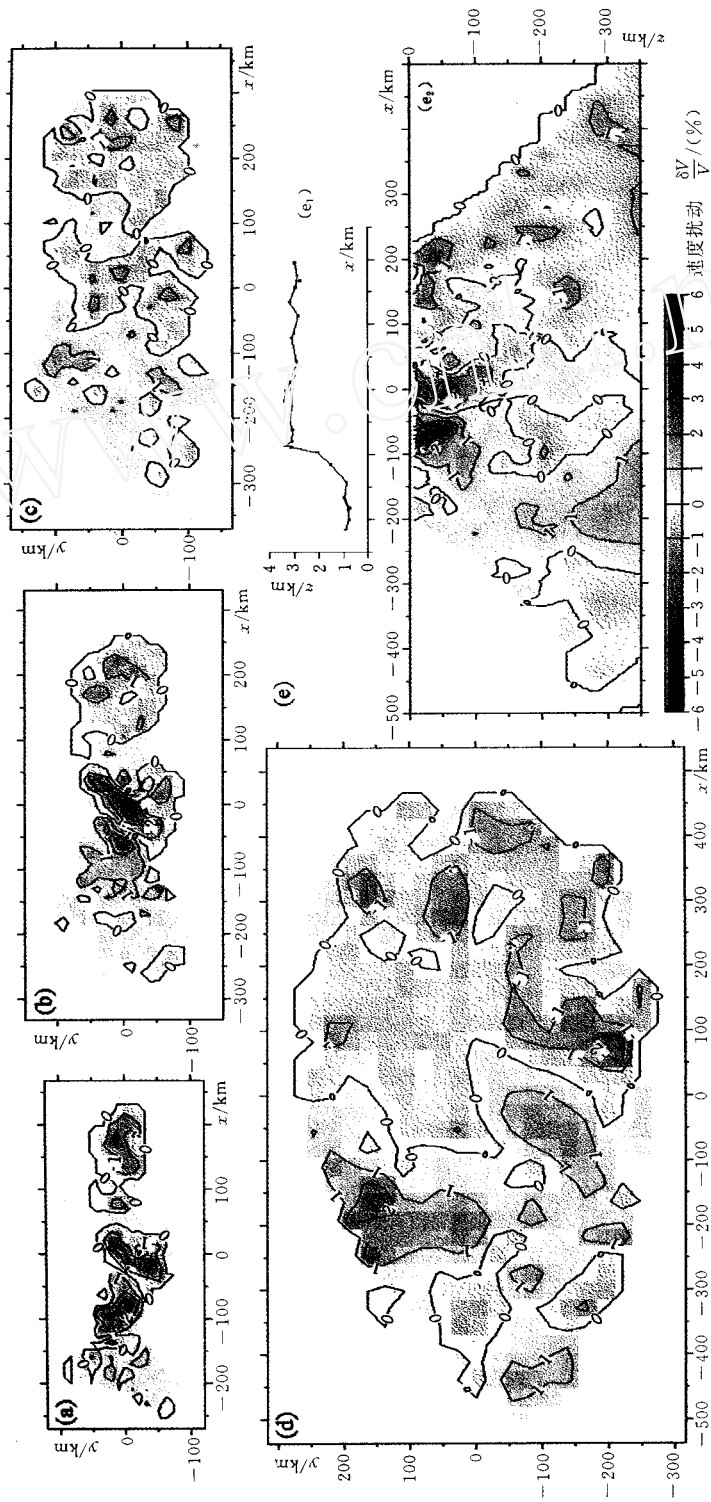


图5 表2初始模型经2x2次水平偏移后的层析成像反演结果的平均结果

Fig.5 Average results of inversions with the 2×2 offset models obtained from the initial model shown in table 2
(a)---(d) : 分别对应于块体模型第 2、4、7 和 12 层水平面内的速度扰动图像 (z 分别为 -22、-59、-119 和 -284km) ; (e) $y=0$ 垂直平面内的速度扰动图像, (e_1) 为对应的台站高程曲线。
(a)---(d) Images of the resultant velocity perturbations in horizontal plane for the 2, 4, 7 and 12th layer ($z=-22, -59, -119$ and -284km) respectively; (e) Image of the velocity perturbations in $y=0$ vertical plane, (e) is the corresponding topography sampled at stations. The meaning of coordinates is the same as in table 1.