

# 哀牢山-红河断裂带及其邻区的地壳上地幔结构\*

胥 颐 刘建华 刘福田 宋海斌 郝天珧 江为为

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

**摘要** 利用地震台站的到时资料, 通过体波地震成像技术重建了青藏高原东南缘和南海西北部大陆边缘地壳上地幔的速度结构, 揭示出哀牢山-红河断裂带及其邻近地区的构造差异. 在上地壳和中地壳深度内, 哀牢山-红河断裂带为高速异常, 反映出韧性剪切后变质岩带抬升和快速冷却的特征, 下地壳和 Moho 面附近为低速异常, 意味着壳-幔边界仍然处于相对活动的状态; 在上地幔顶部, 断裂西侧滇西地区大范围的低速异常证实了地幔深部热流对该地区火山、热泉、岩浆活动的影响, 而断裂东侧则具有扬子地块的稳定性质, 断裂东南部分上地幔深部的低速异常可能与南海扩张引起的地幔对流有关.

**关键词** 哀牢山-红河断裂带 地震成像 地壳与上地幔 速度结构

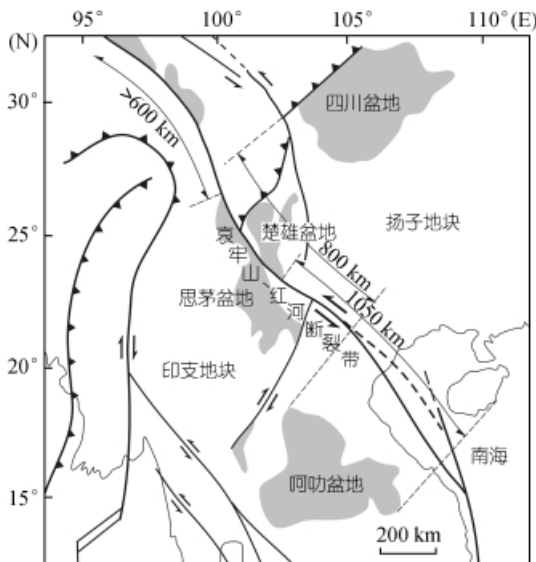


图 1 哀牢山-红河断裂带及其邻区构造纲要

哀牢山-红河断裂带是研究青藏高原东南部大陆动力学过程的重要场所. 作为印度大陆与欧亚大陆的碰撞边界, 哀牢山-红河断裂带在青藏高原东南缘大陆块体的挤出、旋转和逃逸过程中起到了关键作用<sup>[1-3]</sup>(图 1). 研究表明, 哀牢山-红河断裂带左旋走滑的距离达到 500 ~ 700 km, 吸收了印支与亚洲大陆 10% ~ 25% 的地壳缩短量, 其东南延伸部分可能导致了南中国海的扩张, 沿着云南的雪龙山、点苍山、哀牢山和越南的象背山(Day Hui Con Voi)形成了长约 900 km、宽 10 ~ 20 km 变质岩带<sup>[4-7]</sup>. 这种大规模的滑移不仅体现在浅表层的构造变形, 同样也造成了岩石层结构的变异, 并且与地幔上涌引起的热流有关.

利用地震成像的研究结果, 钟大赅等提

2003-03-20 收稿, 2003-05-29 收修改稿

\* 中国科学院知识创新工程项目(批准号: KZCX2-209)、国家重点基础研究发展规划项目(编号: G200046701)和国家自然科学基金重点项目(批准号: 40034010)共同资助

出了云南三江地区的岩石层多向层架构造,认为造山带地壳浅部和深部、上地幔岩石层和软流层的构造变形和运动学特征是完全不同的<sup>[8]</sup>;刘福田等发现了滇西特提斯造山带下的扬子俯冲板片,它从哀牢山-红河断裂带向西下倾到 250 km 的深度<sup>[9]</sup>,由此引起的地幔扰动造成软流层上涌并导致新生代岩浆活动和澜沧江-墨江一带的底侵作用;刘建华等注意到攀西古裂谷的壳-幔附加层和上地幔透镜体,认为它们与古裂谷演化过程中伴随的地幔源岩浆分异和底侵有关<sup>[10]</sup>.

上述研究成果和滇西南众多的火山、热泉分布以及沿着哀牢山-红河断裂带出露的变质岩带和新生代火山岩都暗示了上地幔深部的物质侵入以及对先期构造的强烈改造.换言之,哀牢山-红河断裂两侧现存的岩石层结构具备何种构造形式?是否整个岩石层都受到左旋剪切作用的影响?软流层上涌以及岩浆侵入在大陆块体的侧向挤出和逃逸过程中起到了何种作用?它们对现今的构造活动将产生什么样的影响?这些都需要从岩石层和软流层结构的研究中寻找答案.

基于上述思考,本文利用云南及其邻近地区的地震资料,通过地震成像方法反演了哀牢山-红河断裂带及其南海西北部陆缘(15° N ~ 30° N, 95° E ~ 115° E)的速度结构,力图在岩石层三维空间内揭示哀牢山-红河断裂带的构造特征,结合地质和其他地球物理资料对断裂带及其两侧地区的物质结构和具备的动力学条件进行研究.

## 1 资料

本文使用了云南、四川、广西、广东、海南等省 220 个地震台站记录的天然地震资料,其

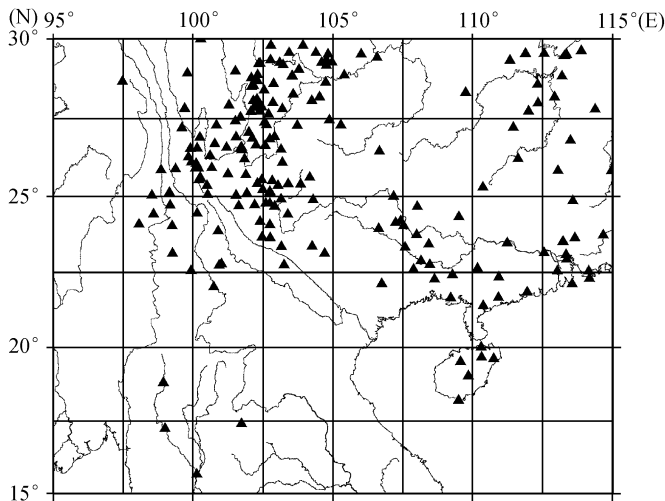


图 2 川滇地区及南海西北部大陆边缘的地震台站分布

中 131 个台站提供了远震数据.这些台站配置的主要是短周期三分向地震仪,少数台站为地方数字化遥测台网,台站分布见图 2.除了越南境内和贵州山区以外,地震台站基本上覆盖了哀牢山-红河地区以及南海西北部陆缘.考虑到川滇地区和南海西北部的地势相差甚大,反演时所有的台站都进行了高程校正.

哀牢山-红河地区及南海西北部陆缘的地震活动并不均匀,绝大多数地震发生在青藏高原东南的云南和四川境内,广东、广

西、海南等省地震相对较少.针对这一状况,我们收集了上述各省 1982~1999 年的地震资料并进行了优化处理,使地震尽可能合理地分布在研究区内.根据研究区内的地震分布确定了以下选择标准:(i)仅保留定位精度为 I 类和 II 类的地震事件(一般震中误差小于 5~10 km);(ii)剔除川滇地区震级偏小和记录台站较少的地震,保留主震和台站记录较多的地震,并尽可能多地补充广东、广西、海南等省的地震数据;(iii)对走时残差做了相应的限制,通常地方震和

区域地震的走时残差小于 $\pm 2.0s$ , 远震的走时残差小于 $\pm 3.0s$ , 经过筛选后得到 2678 个的地方震和区域地震, 另外选用了 2696 个远震, 合计 35600 个  $P$  波到时数据, 地方震和区域地震的震中分布见图 3, 远震的震中分布见图 4.

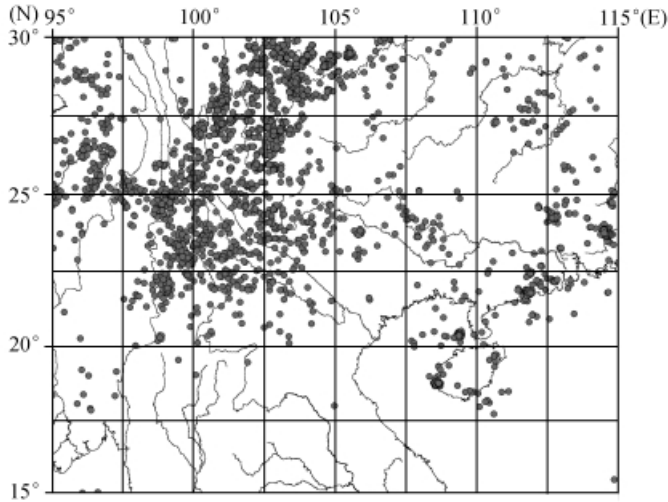


图 3 川滇地区及南海西北部大陆边缘的地震震中分布

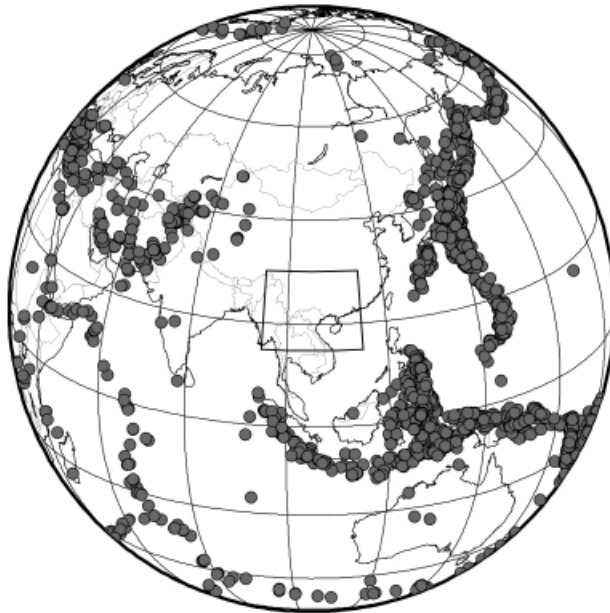


图 4 反演使用的远震震中分布

## 2 方法

### 2.1 反演方法

假定地球是各向同性、完全弹性的分层介质, 在利用地震波的走时重建地球内部结构的速

度图像时,通常取地震波的高频近似解,并将震源视为点源.设地震波的速度为  $v$ ,在有  $n_s$  个台站的区域内观测到  $m_e$  个地震,从第  $i$  个震源到第  $j$  个接收台站的地震波走时可按几何射线路径计算:

$$T_{L_{ij}} = \int_{L_{ij}} \frac{ds}{v} = \int_{L_{ij}} u(\mathbf{r}) ds, \quad (1)$$

上式中  $r$  是位矢,  $u(r)=1/v(r)$  是速度的倒数,称作慢度,  $ds$  是射线路径线元,  $L_{ij}$  是由射线方程确定的路径,线性化后的走时残差可以表示为:

$$\delta T_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} = \int \delta \left( \frac{1}{v} \right) ds + \nabla T_{ij} \cdot \delta q_i^k + e_{ij}, \quad (2)$$

其中  $T_{ij}^{obs}$  是第  $i$  个震源到第  $j$  个台站的观测走时,  $T_{ij}^{cal}$  为相应的理论走时,  $v$  是地震波的传播速度,  $q_i^k$  是第  $i$  个地震的震源参数项 ( $k=1,2,3,4$ ),  $e_{ij}$  为观测误差和线性化等引进的误差项.

在本文采用的地震成像方法中,地震波在各层内的传播速度随着深度的增加而递增,以速度间断面模拟地壳和上地幔内存在的 Moho 面等界面,通过给定三维空间网格节点上的速度值来描述地球的内部结构,模型内任一点的速度值可以根据内插获得;求解(2)式时引入正交投影算子使速度参数与震源参数解耦,同时采用顺序正交三角化和修正的奇异值分解提高运算速度并节省计算量<sup>[11]</sup>.

## 2.2 模型参数化

初始速度模型的选取参照了以下原则:首先根据台站密度和地震的震中分布进行网格划分,在满足分辨要求的前提下保证每个网格内有足够多的射线通过;第二,模型分为地壳和上地幔两部分,假定各深度之间的速度值按线性变化,壳内各界面的深度和速度值参考了研究区已有的地震测深结果<sup>[12-15]</sup>,上地幔的界面和速度值则利用全球分层各向同性速度模型<sup>[16]</sup>;第三,通过比较地震波的理论走时与观测走时不断修正和调整参考模型,使其更加逼近真实的速度结构.

根据上述原则,利用 3, 13, 24 和 40 km 的速度界面将地壳分为 4 层,其中 3 km 代表基底顶面的平均深度,13 km 代表上地壳和中地壳的分界面,24 km 代表中地壳和下地壳的分界面,40 km 为 Moho 面的平均深度.实际上,哀牢山-红河地区和南海西北部的 Moho 面深度相差较大<sup>[17]</sup>;滇西地区的 Moho 面深度一般为 40~45 km,在滇东南减至 34~38 km,到南海西北部和华南沿海一带只有 30~32 km.由于本文的研究重点是哀牢山-红河断裂带的深部结构,因此将 40 km 作为 Moho 面的平均深度;另外,为了揭示软流层的物性状态,模型区的底界面深度定为 571 km.根据研究区内的地震射线分布以及对分辨尺度的要求,水平方向采用  $1.0^\circ \times 1.0^\circ$  的均匀网格划分,垂直方向则将各层之间的速度界面作为水平网格面,共计 6048 个节点的速度参数.各个界面的深度和界面上、下方的速度值见初始速度模型(表 1).

## 2.3 分辨估计

本文利用解的分辨矩阵主对角元素对反演结果进行了可靠性分析<sup>[11]</sup>.一般分辨矩阵主对角元素的值越大,说明反演结果越可靠,反之可靠性则较差.根据地壳内和上地幔顶部的分辨情况(图 5),主对角元素值在云南境内的哀牢山-红河断裂带及其邻近地区均达到 0.8 以上,特别是在上地幔顶部使用了大量区域地震的  $P_n$  震相和远震射线,明显地提高了研究区域的分辨

率; 但是进入越南北部后由于缺少地震数据, 地壳和上地幔的分辨都比较差.

表 1 初始速度模型

界面深度/km	P 波速度/km · s <sup>-1</sup>	界面深度/km	P 波速度/km · s <sup>-1</sup>
3 <sup>-a)</sup>	5.5	120	8.1
3 <sup>+b)</sup>	5.6	171	8.1917
13 <sup>-</sup>	6.1	210	8.3
13 <sup>+</sup>	6.2	271	8.5247
24 <sup>-</sup>	6.4	371	8.8877
24 <sup>+</sup>	6.5	410 <sup>-</sup>	9.03
40 <sup>-</sup>	6.9	410 <sup>+</sup>	9.36
40 <sup>+</sup>	7.8	471	9.565
71	8.0	571	9.901

a)和 b)上标“-”、“+”分别表示界面上、下方的速度值

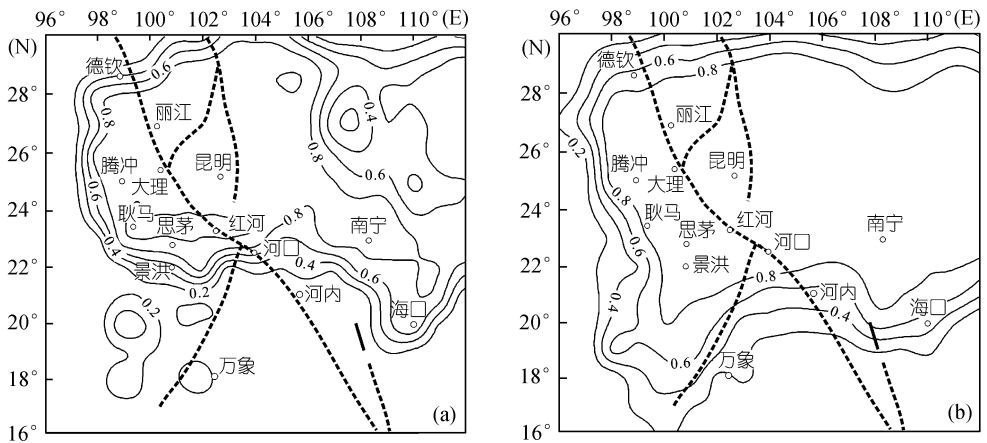


图 5 地壳(a)和上地幔顶部(b)的分辨矩阵主对角元素分布

### 3 结果分析

图版 I (见本期后, 下同)给出了地壳和上地幔不同深度的速度扰动图像, 采用相对于参考模型的速度扰动量(百分比)来描述介质结构的横向变化, 正扰动表示速度大于模型参考值, 负扰动表示速度小于模型参考值.

#### 3.1 上、中地壳

在 13 km 深度上(图版 I -1), 沿着大理、红河至河口, 哀牢山-红河呈现为带状的高速异常, 异常带的展布方向基本上与哀牢山-红河断裂带的走向一致; 该异常带的东、西两侧均为低速异常, 形成了明显的速度差异.

深度至 24 km 时(图版 I -2), 该高速异常带依然十分清晰, 只是在大理以南由于低速异常的嵌入造成高速异常带的走向发生转折, 使它的南段进一步向东扩展, 但是仍然保持着连续性; 除了思茅高速异常区之外, 哀牢山-红河高速异常带的两侧仍然以低速为主.

哀牢山-红河断裂带的高速异常与沿着断裂发育的变质岩带有关, 该变质岩带长约 900 km, 宽 10 ~ 20km, 由强变质的片麻岩和弱变质的片岩(主要分布在该变质带的西缘)组成. 该变质

岩带起因于第三纪时期哀牢山-红河断裂带的左旋剪切作用, 由于剪切生热和地幔岩浆的侵入, 导致中、下地壳 18 ~ 25 km 发生高温高压变质作用, 剪切运动停止后迅速冷却, 随着点苍山、哀牢山等山脉的隆起被抬升到地表<sup>[4,7,18]</sup>, 岩石波速测定表明, 变质带内大部分岩石样品的纵波速度相当于中地壳低速层的速度<sup>[19]</sup>; 而变质岩带东、西两侧的大部分地区多被中生代沉积层覆盖, 例如构造上分别属于扬子和印支地块的楚雄盆地和思茅盆地, 它们的中生代和古生代沉积层的厚度相当大, 因而在速度图像上表现为低速异常. 由此可见, 形成于左旋韧性剪切时期并经后期抬升的变质岩带可能是造成哀牢山-红河断裂带高速异常的原因之一. 在地壳中部, 该高速异常带在大理以南向东扩展, 这或许与沿着哀牢山-红河发育的向北东方向倾斜的正断层运动有关. 另外, 尽管沿着断裂出露的片麻岩带在弥渡附近存在约 80 km 的空区, 高速异常的连续性说明, 北面的点苍山和南面的哀牢山在地壳深部的确是连接在一起的, 这与 Leloup 等的推论是相符合的<sup>[7]</sup>,

虽然上、中地壳沿着哀牢山-红河断裂带分布的高速异常与地表出露的变质岩带实际宽度有一定的差别, 这主要取决于反演模型中的网格节点位置、观测数据的质量以及现有的分辨能力等因素. 尽管如此, 断裂带及其两侧不同地质构造的变动以及引起的岩石物性差异还是在速度图像中得到了体现.

### 3.2 下地壳

在 40 km 深度上(图版 I -3), 上述沿着哀牢山-红河变质岩带分布的高速异常已经消失, 取而代之的是由三江地区向红河流域延伸的低速异常, 低速异常的两侧分布着一些局部高速异常. 根据中国大陆的地壳厚度分布<sup>[17]</sup>, 哀牢山-红河一带的地壳厚度在 40 ~ 46 km 之间变化, 人工地震测深结果也证实哀牢山-红河地区的地壳厚度大约在 40 km 左右<sup>[12,14]</sup>. 鉴于这一深度接近哀牢山-红河地区的 Moho 面深度, 估计沿着断裂带出现的低速异常不会是地壳厚度增加所致, 而是与壳-幔边界的热动力状况有关. 一般认为简单的韧性剪切断裂不足以在中、下地壳产生 700°C 左右的高温, 势必会有地幔岩浆流体的侵入、并沿着断裂带形成由软流层通向地表的岩浆通道<sup>[7]</sup>. 数值模拟试验证实, 如果断裂穿过 Moho 面影响到岩石层的底部、其东南端延伸至南中国海, 按照目前观测到的位移量, 地幔的剪切热量就可以通过对流的方式加热地壳, 造成下地壳的局部熔融<sup>[6]</sup>.

根据这一推论, 哀牢山-红河断裂带 Moho 面附近的低速异常应该归因于左旋剪切运动时期的壳-幔热交换效应, 大规模的韧性剪切和伴生的地幔侵入以及随后发生的快速抬升和冷却改变了地壳结构的组成, 但是各个圈层的变异结果是有所不同的. 韧性剪切和快速抬升过程终止后, 侵入地壳上部古老地层的岩浆熔体随之冷却固结, 在某种意义上等效于关闭了地幔物质的侵入通道, 而地壳下部的岩石由于受到上地幔的热扰动并没有“冷却固结”, 壳-幔之间的热交换可能仍在继续. 深层速度图像显示出上地幔的活动特征, 与在许多构造活动地区取得的发现基本类似.

### 3.3 上地幔

在 71 km 深度上(图版 I -4), 哀牢山-红河断裂带东、西两侧的速度差异很明显, 沿着大理、红河直至越南境内的河内一带, 断裂东侧除了少数地区出现局部负异常之外, 总体上平均速度偏高, 显示出扬子地块岩石层地幔的稳定性质; 断裂西侧则以低速异常为主, 腾冲、耿马、思茅和景洪等地均为低速区; 这一特性在 120 km 深度上更加明显(图版 I -5), 大致以哀牢山-

红河断裂为界, 整个滇西地区均为低速区. 川滇地区完成的地震成像研究也取得了类似的结果, 它们都发现了以腾冲为中心的上地幔低速区<sup>[20,21]</sup>. 鉴于区域地震的射线穿透深度有限, 本文另外使用了大量的远震到时以便提高上地幔的分辨率. 从上地幔各深度的速度分布图像来看, 揭示的现象与南北带附近较大尺度的地震成像结果是基本相似的<sup>[21, 1]</sup>.

滇西地区普遍存在的低速异常反映了岩石层地幔现今的活动状态. 在滇西一带, 上地幔高导层的深度为 70 ~ 90 km, 在腾冲只有 60 ~ 64 km 左右<sup>[22]</sup>; 相应的地表热流(91 mW/m<sup>2</sup>)为全球热流平均值的 1.5 倍, 地幔热流(56.39 mW/m<sup>2</sup>)也远远高于全球大陆地区的地幔热流平均值(28 mW/m<sup>2</sup>), Moho 面和岩石层底界面的温度分别达到 1140℃和 1460 ~ 1526℃, 是云南境内的最高值, 居里面的深度仅 16.7 km<sup>[23]</sup>, 这些都反映出现代构造活动地区的地幔热结构特点. 哀牢山-红河片麻岩带西缘发育的弱变质片岩以及断裂西侧较小的变质梯度<sup>[6,7]</sup>, 加之滇西地区出露的许多新生代火山岩、侵入岩, 这些都与哀牢山-红河断裂带西侧上地幔的活动状态有密切的联系; 体波和面波的地震成像研究证实, 哀牢山-红河断裂东侧的扬子地块是一个岩石层结构比较稳定、地幔活动性十分弱的大陆块体<sup>[24, 25]</sup>, 因此哀牢山-红河断裂在左旋剪切运动停止后, 由于山脉抬升引起的快速冷却主要发生在毗邻扬子地块的断裂东侧, 西侧受地幔热扰动的影响仍然保持了相当的活动性.

至 171 km 深度时(图版 I -6), 大致以红河-思茅为界, 哀牢山-红河断裂带南段和北段的速度分布相差比较大, 西部(腾冲例外)和北部多为高速异常, 南部则为低速异常. Leloup 等认为南中国海的扩张促进了断裂带内的热对流效应, 它不仅造成山脉的抬升, 同时还导致地壳发生部分熔融<sup>[6]</sup>. 岩石的温压条件证实, 断裂北部点苍山的温度低于南部的哀牢山, 变质程度也略低于哀牢山<sup>[7]</sup>. 如果存在这种热对流效应, 这个深度的速度图像至少说明, 哀牢山-红河断裂带的东南段(包括越南境内)受南中国海扩张引起的地幔对流影响比较显著, 分布在断裂东南段的新生代火山岩和侵入岩也许与此对流作用有关. 由上述分析可见, 在研究哀牢山-红河断裂带的形成演化机制时, 地幔深部的热动力条件应该给予高度的重视.

## 4 结论

地震成像为分析哀牢山-红河断裂带及其邻近地区的地壳上地幔结构提供了重要的依据. 与以往云南和川滇地区的地震成像结果相比, 本文的结果直接地反映出哀牢山-红河断裂带及其邻近地区的深部构造差异, 只是由于数据的限制, 该断裂的南延部分(越南境内)没有得到很好的显示.

沿着断裂带核心部位发育的变质岩带在上、中地壳内显示为高速异常, 根据它们出现的深度和展布形态, 证实了断裂左旋韧性剪切和后期地壳抬升对壳内结构的作用, 估计剪切运动终止后的快速冷却主要涉及到上、中地壳, 而下地壳和壳-幔边界仍然受到现今深部物质运动的影响.

断裂西侧上地幔顶部的活动状态明显高于东侧, 主要表现为腾冲、耿马、思茅、景洪等地的大范围低速异常, 它们与该地区较高的地表和地幔热流、Moho 面以及岩石层底部的高温状况密切相关, 为研究与断裂带相伴生的高温变质作用成因以及地幔热流的来源等问题提供了依据, 断裂西侧分布的大量侵入岩也得到了合理的解释.

1) 胥 颀. 中国大陆中西部地区的地震层析成像及其地壳上地幔结构. 中国科学院地质研究所, 博士后研究报告, 2001

由南海扩张引起的地幔对流对哀牢山-红河断裂带东南段的构造活动产生了一定的作用, 上升的地幔热流不仅促进了地壳的抬升, 还使深部岩浆沿着断裂带侵入地壳发生局部熔融, 意味着断裂的活动受到深层次动力学条件的制约.

**致谢** 本文得到了钟大赉院士的悉心指导和热情帮助, 在此表示感谢.

### 参 考 文 献

- 1 Peltzer G, Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: An experimental approach. *J Geophys Res*, 1988,93(B12): 1508 ~ 15117
- 2 Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and south China. *Nature*, 1990, 343(6257): 431 ~ 437
- 3 Scharer U, Tapponnier P, Lacassin R, et al. Intraplate tectonics in Asia: A precise age of Tertiary large-scale movement along the Ailao Shan-Red River shear belt, China. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 97(1 ~ 2): 65 ~ 77
- 4 Harrison T M, Chen W, Leloup P H, et al. An early Miocene transition in deformation regime on the Red River fault zone, Yunnan, and its implication to Indo-Asia tectonics. *J Geophys Res*, 1992, 97(B5): 7159 ~ 7182
- 5 Briais A, Patriat P, Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implication for the Tertiary tectonics of SE Asia. *J Geophys Res*, 1993, 98(B4): 6299 ~ 6328
- 6 Leloup P H, Harrison T M, Ryerson F J, et al. Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan. *J Geophys Res*, 1993, 98(B4): 6175 ~ 6743
- 7 Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, et al. The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 1995, 251(1 ~ 4): 3 ~ 84
- 8 钟大赉, 丁 林, 刘福田, 等. 造山带岩石层多向层架构造及其对新生代岩浆活动制约——以三江及邻区为例. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(增刊): 1 ~ 8
- 9 刘福田, 刘建华, 何建坤, 等. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片. *科学通报*, 2000, 45(1): 79 ~ 84
- 10 刘建华, 刘福田, 何建坤, 等. 攀西古裂谷的地震成像研究-壳幔构造特征及其演化推断. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(增刊): 9 ~ 15
- 11 刘福田, 李 强, 吴 华, 等. 用于速度图像重建的地震层析成像法. *地球物理学报*, 1989, 32(1): 46 ~ 61
- 12 胡鸿祥, 陆涵行, 王椿镛, 等. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究. *地球物理学报*, 1986, 29(2): 133 ~ 143
- 13 熊绍柏, 郑 晔, 尹周勋, 等. 丽江-攀枝花-者海地槽二维地壳结构及其构造意义. *地球物理学报*, 1993, 36(4): 434 ~ 444
- 14 林中洋, 胡鸿祥, 张文彬, 等. 滇西地区地壳上地幔速度结构特征的研究. *地震学报*, 1993, 15(4): 427 ~ 440
- 15 丘学林, 周 蒂, 夏勘原, 等. 南海西沙海槽地壳结构的海底地震仪探测与研究. *热带海洋*, 2000, 19(2): 9 ~ 18
- 16 Kennett B L N, Engdahl E R. Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophy J Int*, 1991, 105(2): 429 ~ 465
- 17 曾融生, 孙为国, 毛桐恩, 等. 中国大陆 Moho 界面深度图. *地震学报*, 1995, 17(3): 322 ~ 327
- 18 Leloup P H, Kienast J R. High temperature metamorphism in a strike-slip shear zone: the Ailao Shan-Red River(P.R.C). *Earth Planet Sci Lett*, 1993,118(1-4): 213 ~ 234
- 19 周文戈, 谢鸿森, 赵志丹, 等. 哀牢山变质带元江-墨江剖面岩石的纵波速度特征及其地质意义. *地球物理学报*, 1998, 41(增刊): 48 ~ 54
- 20 黄金莉, 赵大鹏, 郑斯华. 川滇活动构造区地震层析成像. *地球物理学报*, 2001, 44(增刊): 127 ~ 135
- 21 刘建华, 刘福田, 吴 华, 等. 中国南北带地壳和上地幔的三维速度图像. *地球物理学报*, 1989, 32(2): 143 ~ 152
- 22 孙 洁, 徐常芳, 江 钊, 等. 滇西地区地壳上地幔电性结构与地壳运动的关系. *地震地质*, 1989, 11(1): 1 ~ 11
- 23 周真恒, 向才英, 邓万明. 云南岩石圈热结构. *中国地震*, 1997, 13(3): 213 ~ 222
- 24 Wu F T, Levshin A. Surface-wave group velocity tomography of East Asia. *Phys. Earth Planet Inter*, 1994, 84(1-4): 59 ~ 77
- 25 Yanovskaya T B, Antonova L M, Kozhevnikov V M. Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves. *Phys. Earth Planet Inter*, 2000, 122(1-2): 19 ~ 32



图中色标为相对于参考速度的扰动量，白色虚线为哀牢山-红河断裂带和附近的主要断裂  
(1) 13 km; (2) 24 km; (3) 40 km; (4) 71 km; (5) 120 km; (6) 171 km