

主喜马拉雅逆冲断裂的横向变化控制 2015 年尼泊尔 Gorkha 地震的破裂长度

摘要 喜马拉雅造山带大地震活动频繁，影响着长达 2500 公里的人口密集地带。2015 年尼泊尔 Gorkha 地震（Mw7.8）发生在主喜马拉雅逆冲断裂（MHT）上，为陆陆碰撞带断裂活动特征的研究提供了最直接的观测资料。我们使用覆盖整个余震区的近台地震波形数据对 MHT 进行研究。结果表明，MHT 沿构造走向呈现清晰的横向变化，在主震区存在低喜马拉雅断坡，而在余震区东部变得更深且倾角更加平缓。余震区以东 MHT 界面上的地震波速表现为高速异常，可能与印度板块基底隆起的俯冲结构有关，余震区以西同样存在地震波速异常。MHT 的总体形态结构变化控制了 Gorkha 地震的破裂长度。

引言

印度与欧亚板块的碰撞形成了世界上海拔最高的喜马拉雅山，其频发的地震灾害对数百万人的生命财产造成了严重威胁（1）。有关喜马拉雅山的起因与地震灾害仍然存在很多重要的科学问题尚未解决，包括如何识别主喜马拉雅逆冲断裂（Main Himalayan Thrust, MHT）的几何形态（2, 3），以及更好地定义造山带沿构造走向的结构成因与分段破裂位置（4-6）。虽然前人的研究提供了一些高喜马拉雅地区断层形态和结构不均匀性证据，其构造的复杂性和近场观测的匮乏使得其解释仍存在很大的不确定性。2015 年 4 月 25 日在尼泊尔 Gorkha 发生了矩震级（Moment magnitude, Mw）7.8 的破坏性大地震，该地震的发生重新引起了人们对喜马拉雅地区潜在大地震及其地质灾害的关注。我们对余震区进行了近台地震观测，为进一步认识陆陆碰撞带前缘地下结构提供了难得的机会（图 1）。

MHT 这一概念最早基于中地震的震源深度和断层面解提出（2），此后相关研究越来越广泛。波速变化可以对 MHT 提供约束，这种变化的原因可能是俯冲板块浅层沉积物释放的水聚集在断层以下、岩性变化（3, 7）、断层面以上的剪切形变引起的各向异性（8）、密集的微震活动（9）和高电导率（10）等。美国地质调查局（USGS）等常规地震目录给出的震源参数显示，Gorkha 地震成核深度为~8 km，沿断层走向破裂延伸~120 km，沿断层向南侧浅部滑移~80 km，和

前人的研究结果相比这一模型似乎过于简单。地球物理和地质学研究结果一致认为, MHT 沿着俯冲方向存在断坡-断坪-断坡这一分段逆冲结构(7, 9, 10, 11, 12)。

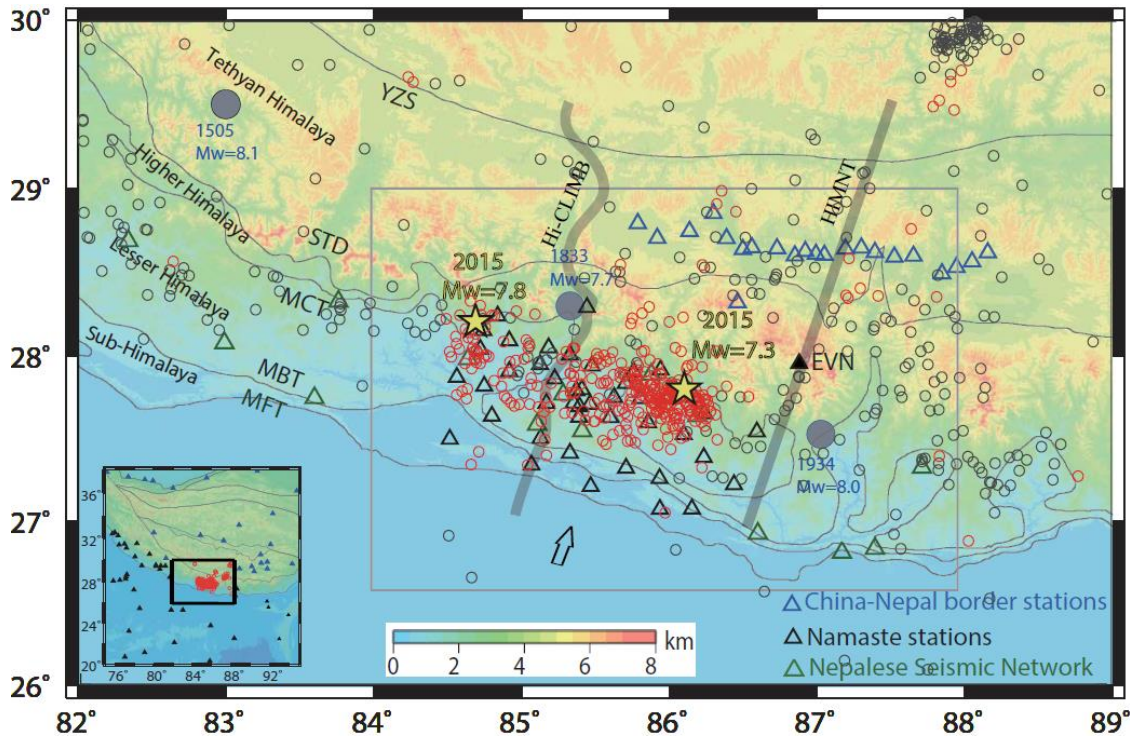


图 1 构造背景、地震活动及台站分布图。地震包括 Mw7.8 Gorkha 和 Mw7.3 Kodari 地震(黄色五角星)、余震(红色圆圈)、1990 年至 Gorkha 地震期间发生的地震(灰色圆圈)(<http://www.isc.ac.uk>)、1500 年至今 Mw>7.5 的历史地震(大的实心灰色圆圈)。地震台站包括我们在中国-尼泊尔边界(蓝色三角形)和尼泊尔境内余震区(黑色三角形)架设的地震台,以及尼泊尔地震台网(绿色三角形)。EVN(Everest)是一个架设在 Khumbu 山谷的宽带地震台站,从 2015 年 5 月开始提供走时和波形数据。箭头表示印度板块相对于欧亚大陆的运动方向。粗线显示了 Hi-CLIMB (Himalayan-Tibetan Continental Lithosphere During Mountain Building) (3) 和 HIMNT (Himalaya Nepal-Tibet Seismic Experiment) (8) 剖面位置(图 4)。灰色矩形表示图 3 中所示的区域。插图显示了较大区域地震台站分布。MFT-主前锋断裂;MBT-主边界断裂;MCT-主中央断裂;STD-藏南拆离带和 YZS-雅鲁藏布江缝合带。

主震之后余震活动频繁,其中包括 2015 年 5 月 12 日的 Mw7.3 Kodari 地震(13),发生在主震向东破裂的终点附近。尽管人们现在已经普遍接受主震在 MHT 上成核并破裂的观点,但人们对余震活动规律的认识仍然存在很大争议。余震可能位于 MHT 上盘,揭示喜马拉雅造山带内部的断层结构(14-16);位于 MHT 上,刻画 MHT 断坡结构的几何形态(17);位于 MHT 下盘,为俯冲印度下地壳的震后应力变化研究提供理论依据(18, 19)。

2015 年发生的 Gorkha 地震是 80 年来喜马拉雅山脉中部发生的最大地震,

也是有数字地震记录以来的第一次主要事件。我们联合使用几个不同研究机构的地震波形，包括我们在中国-尼泊尔边界（余震区北部）部署的 22 个地震台站，主震两个月后在余震区及其南部架设的 NAMASTE（Nepal Array Measuring Aftershock Seismicity Trailing Earthquake）临时台阵 46 个台站。我们还使用了来自中国国家测震台网、尼泊尔地震台网及周边其他国家台站的波形和走时数据（图 1）。利用走时计算和波形拟合方法，获得震源参数、震源及邻近地区的速度结构与间断面起伏（图 2；见数据与方法）。

结果显示，MHT 的几何形状和 MHT 周围的波速沿俯冲方向和造山带走向存在明显的变化。我们的结果支持很多前人在地震重定位(14, 15)、断层面解(17)、层析成像(20-23)和接收函数(3, 24)等方面的工作。因为我们使用了更多的数据，所获得的结果具有更好的深度和横向分辨率。我们基于多种不同方法联合分析了地方、区域和远震地震台站记录的直达、反射和折射波形，具体见数据与方法章节的相关讨论。

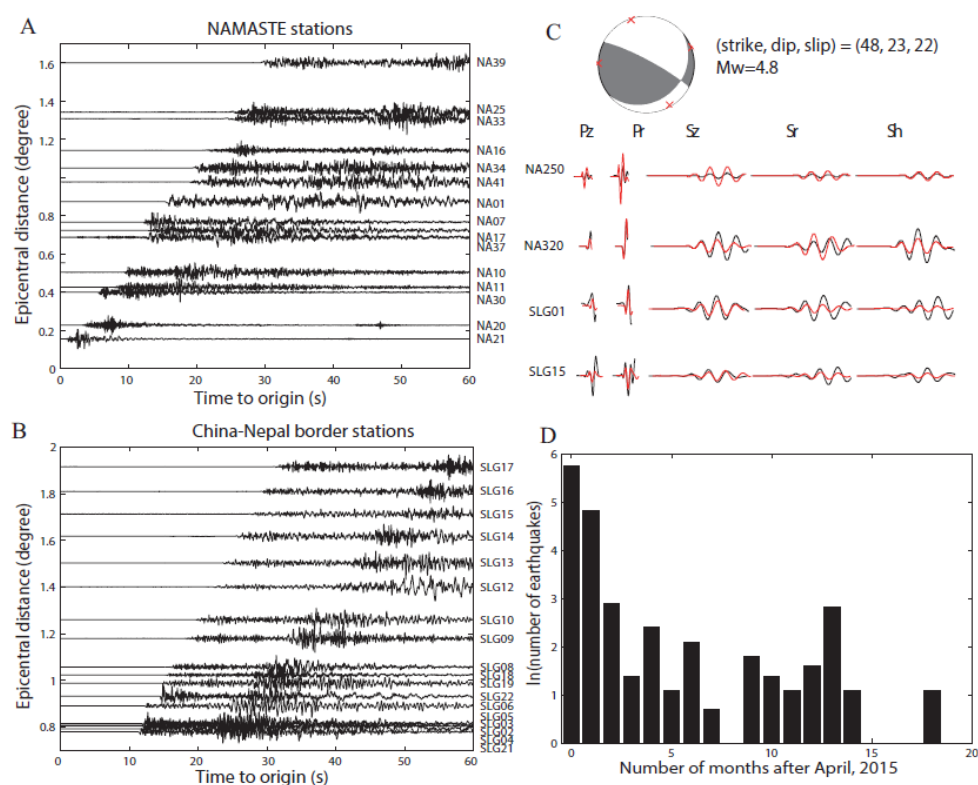


图 2 2015 年 8 月 23 日地震数据实例。(A) NAMASTE 台站记录的垂直分量地震波形和 (B) 中国-尼泊尔边界台站波形，用于读取 P 和 S 波走时。(C) 波形反演确定断层面解。(D) 2015 年 4 月以后 Gorkha 地震序列 533 个余震每个月发生的次数。

结果

我们使用高精度的 266 个地震（表 S1）、18 个震源机制解（图 3 与表 S）和三维层析成像模型（数据文件 S1）来解释喜马拉雅造山带特别是 MHT 深度上的地震活动性和速度结构。这 266 个地震来源于 533 个 Gorkha 地震余震序列（ $M_w > 3.5$ ），因为它们有超过 30 个台站的记录，估算的定位误差小于 ± 0.5 km（图 S2）。这些地震大多沿着低喜马拉雅和高喜马拉雅的地形边界呈 WNW-ESE 分布，即所谓的 PT2（物理过渡带 2），与 Gorkha-Pokhara 复背斜的位置一致（12）。大多数地震的震源机制解为逆断层型，而位于 Gorkha 主震和加德满都盆地之间的一些地震则表现出走滑断层性质。在余震区西段（东经 $< 85.5^\circ E$ ），加德满都盆地南北两侧各有一条地震条带（25）。这两条地震带之间余震很少，与前 30 s 主震破裂发生的同震滑移范围基本一致（4, 26）。相比而言，东段（经度 $> 85.5^\circ E$ ）大部分余震集中在 $M_w 7.3$ Kodari 地震西南部单一条带上，揭示了断层结构沿构造走向的变化。

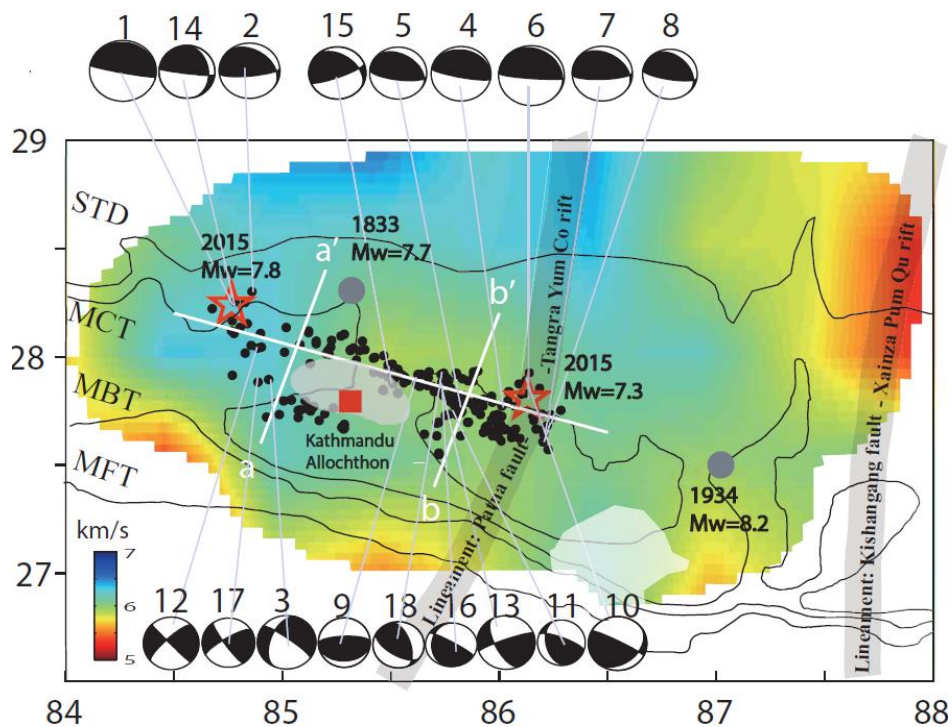


图 3 地震重定位、震源机制解和 MHT 界面 P 波速度结构。白线表示图 4 中使用的剖面位置和方向（ 25° 和 115° ）。两个灰色区域（左上角和右下角）显示 2015 年 $M_w 7.8$ Gorkha（4）和 1934 年 $M_w 8.2$ Bihar-Nepal 地震（27）的主要破裂区（通常把最大滑移的 50% 定义为大地震的主要破裂区（13））。两条灰色线是重力异常线（30）。黑点表示重新定位后高精度的震源位置。沙滩球表示通过波形拟合得到的震源机制。红色正方形是加德满都的地理位置。

我们获得的层析成像结果显示余震区 MHT 界面上的 P 波速度较高（见图 3；数据文件 S1），与前人获得的浅层成像结果相似（23）。检测版测试（图 S4）表明我们获得的速度结构精度更高，因为我们使用了余震区及其周边架设的密集地震台网记录的到时数据。主要结果以下：（1）P 波高速区（ $\sim 6.3 \text{ km/s}$ ）沿着构造走向长约 250 km，向东延伸到余震区 100 km 以外，直到 1934 年 Mw8.2 地震的震源区东经 87°E 左右，其 WNW 和 ESE 两端为低速（ $\sim 5.8 \text{ km/s}$ ）；（2）东经 84.7° 和 86.5° 附近存在两个垂直于构造走向的 P 波高速条带；（3）两个 P 波高速条带之间的低速区正好是南侧地震条带的东端边界。

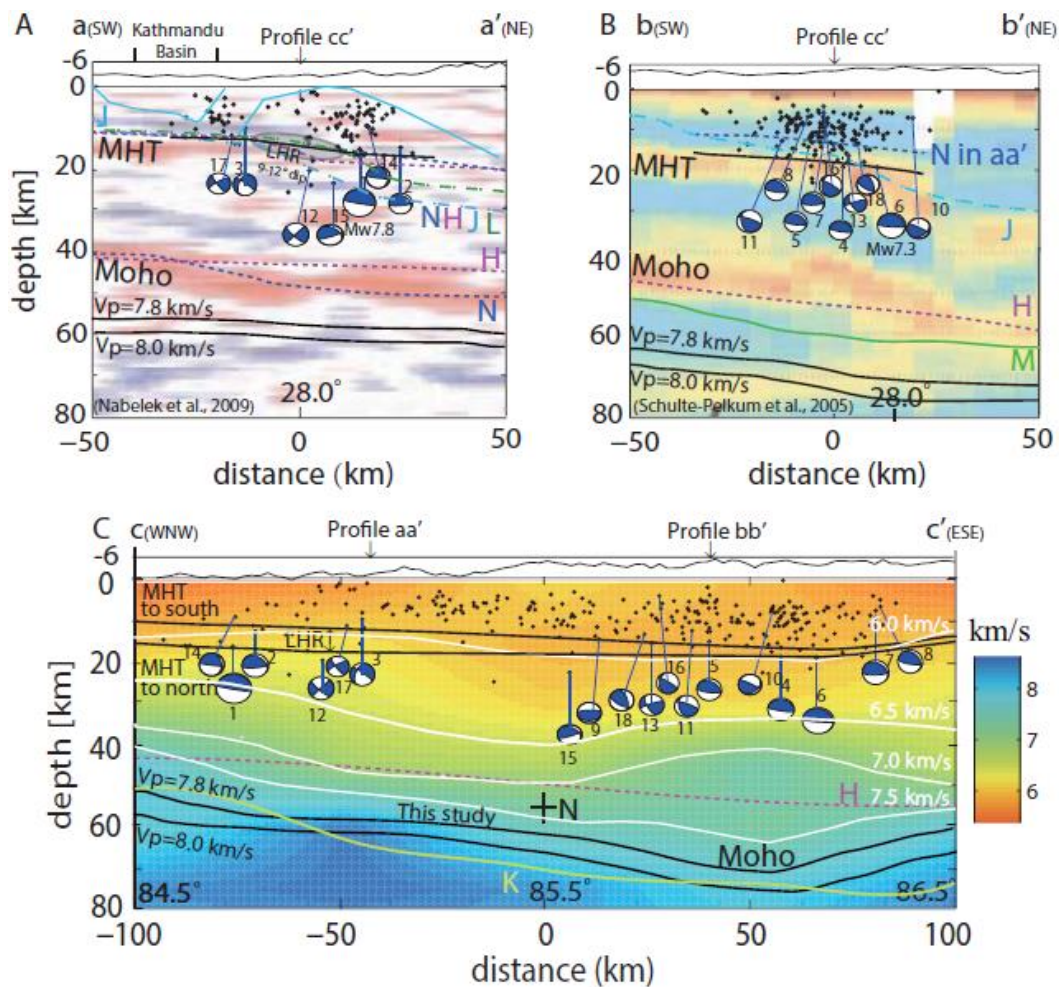


图 4 垂直和平行走向的剖面（剖面位置见图 3）。图（A）和（B）中的背景是沿着 Hi-CLIMB 和 HIMNT（3, 8）（图 1）测线得到的接收函数，图（C）是我们获得的 P 波成像结果，等值线间隔为 0.5 km/s ，图中显示的地震距离剖面不超过 50 公里。黑色线表示我们获得的 MHT 和莫霍面深度。其他符号表示前人用不同方法获得的 MHT 和莫霍面，分别为：接收函数（虚线）：N-（3），H-（24）；层析成像（彩色实线）：K-（21）；M-（20），MT 反射（绿色虚线）：L-（10）和地质重建（蓝色虚线）：J-（12）。（A）中青色实线为地质重建获得的 MHT 上盘结构（12, 27）。

深度剖面进一步显示 Gorkha 余震区存在沿构造走向方向的变化（图 4）。重新定位获得的 Mw7.8 主震的震源深度为海平面以下 16.5 km（文中给出的深度均为海平面以下），与前人地球物理（3, 10, 24）和地质学（12）方法估算的 MHT 深度基本一致（图 4A）。Mw7.8 主震和 Mw7.3 最大余震都具有类似的北倾 5-7° 的断层面（13）（图 3,4），与 MHT 的平均倾角类似，表明这两个地震均发生在 MHT 上。Mw7.3 地震的初始破裂点约为 18.5 km，比主震略深，与前人利用尼泊尔地震台网获得的地震定位（25）和接收函数得到的 MHT 深度（8）基本一致（图 4B）。余震从剖面 aa' 的位置向东约 100 km 范围内逐渐加深（图 4C），其底部的莫霍面也呈现类似东倾的趋势但是倾角更大，这与前人地球物理研究获得的结果基本一致（21, 24）。

讨论

由于三维速度结构的不确定性和近震记录的缺乏，板块会聚边界地区的地震定位精度一直存在问题。多事件重定位是一种精确确定震源相对位置的改进方法。然而，震源位置的绝对值仍然会受到假设的速度模型和地震初始震源位置的影响（15, 18）。如果使用的 MHT 和莫霍面深度较浅或者纵波和横波速度大于实际值，那么得到的震源深度可能会变深。因此，要想获得更加准确的震源参数，需要选择合适的速度模型，并联合使用多种不同类型的地震波形。

随着印度板块向喜马拉雅下方的俯冲，MHT 沿着板块会聚的 NNE 方向逐渐加深，P 波速度等值线 7.8-8.0 km/s 所代表的莫霍面也逐渐变深（图 4、5）。MHT 和莫霍面沿着 NNE 方向的倾角平均约为 5°，与 Gorkha 地震北倾断层面倾角一致。然而，值得注意的是，V_p 等值线定义的莫霍面深度沿 ESE 方向的倾角平均大于 5°，延伸长度超过 100 km（图 4C）。我们（以及其它前人研究：20、21）用层析成像获得的莫霍面深度比接收函数获得的结果（3、24）总体上更深（图 4），这可能是由于我们选择 7.8-8.0 km/s 作为标记莫霍面的原因，但是不同方法都显示类似的 ESE 方向的倾角（图 4C）。余震的底界面（85 E 以东）（不包括主震和临近的一些地震）也向 ESE 方向倾斜，尽管只有约 2°，这与 P 波 6 km/s 等值线的 ESE 倾向基本一致。由于数据本身的性质，我们无法排除根据层析成像和余震分布（图 4c）获得的平滑的走向倾角可能掩盖了 MHT 和莫霍面上的小尺

度的起伏。

重新定位后 95% 的余震深度比 Mw7.8 和 Mw7.3 地震浅，位于 MHT 上盘，所以大多数余震的深度底界面可能标志着 MHT 的位置。地震大部分集中在上盘，下盘地震很少，这种观测结果更加符合 MHT 新构造演化的格局，上盘形成许多双重构造，能够重新被激活发生地震（7）。余震区西段南、北两个地震条带上地震深度底界面分别为 11.5 km 和 16.5 km 左右，中间余震较少（图 4 中的 a-a' 剖面）。前人的研究同样发现在余震区西段 MHT 存在断坡结构（3、10、12、24），这里我们称之为低喜马拉雅断坡（LHR），由此区分其北侧深部无震区的高喜马拉雅断坡（27）。我们的结果显示 LHR 宽度为 25-30 km，倾角为 NNE 向 9° - 12° ，与前人获得的断坡构造（10, 12, 24）相比更加平缓，但是比 Gorkha 主震的断层层面倾角略大（13）。南部地震条带的东端止于加德满都盆地。相比而言，余震区东段的余震大多集中在 Mw7.3 最大余震附近，震源深度底界面差别不大，表明东段的 MHT 比西段更深更平缓（图 4B）。

前人基于地质构造重建和热结构模拟（11）提出，MHT 的几何形态在 1505 Mw8.1 和 1934 Mw8.2 地震震源区之间发生改变，但是这种几何形态的差异尚未得到直接观测数据的证实。我们的结果显示，地震分布呈现的三种不同特点在空间上都与波速变化有关（西段：位于 Gorkha 主震和破裂范围的西端；中段：从两个地震条带转换到一个地震条带，靠近加德满都；东段：位于破裂区东端，靠近最大余震），因此表现出沿构造走向的变化特征。

我们在余震区发现的高 V_p 可能与高强度地壳有关，这些地区可以承受大地震能量的积累。Gorkha 主震位于该高速区的西端，1934 年 Mw8.2 Bihar-Nepal 地震（28）发生在该高速区的东端。因此，2015 年和 1934 年的地震都发生在速度等值线梯度较大的地区（图 3A），表明此处可能为不同地质块体的边界。

与南部余震条带东端对应的低速区从深度上来看很难用浅层的加德满都盆地进行解释，可能指示着该地区 MHT 下面存在较厚的寒武纪盆地（29）并且/或者捕获的流体（10）。层析成像结果显示 V_p 低速区对应着较高的 V_p/V_s 速度比，因此更可能是与结晶基底中细小的裂缝捕获的流体有关。这种沿着构造走向的波速变化和南部余震条带的终止很可能与沿着俯冲方向 MCT 超过 50 公里的

梯度变化有关。

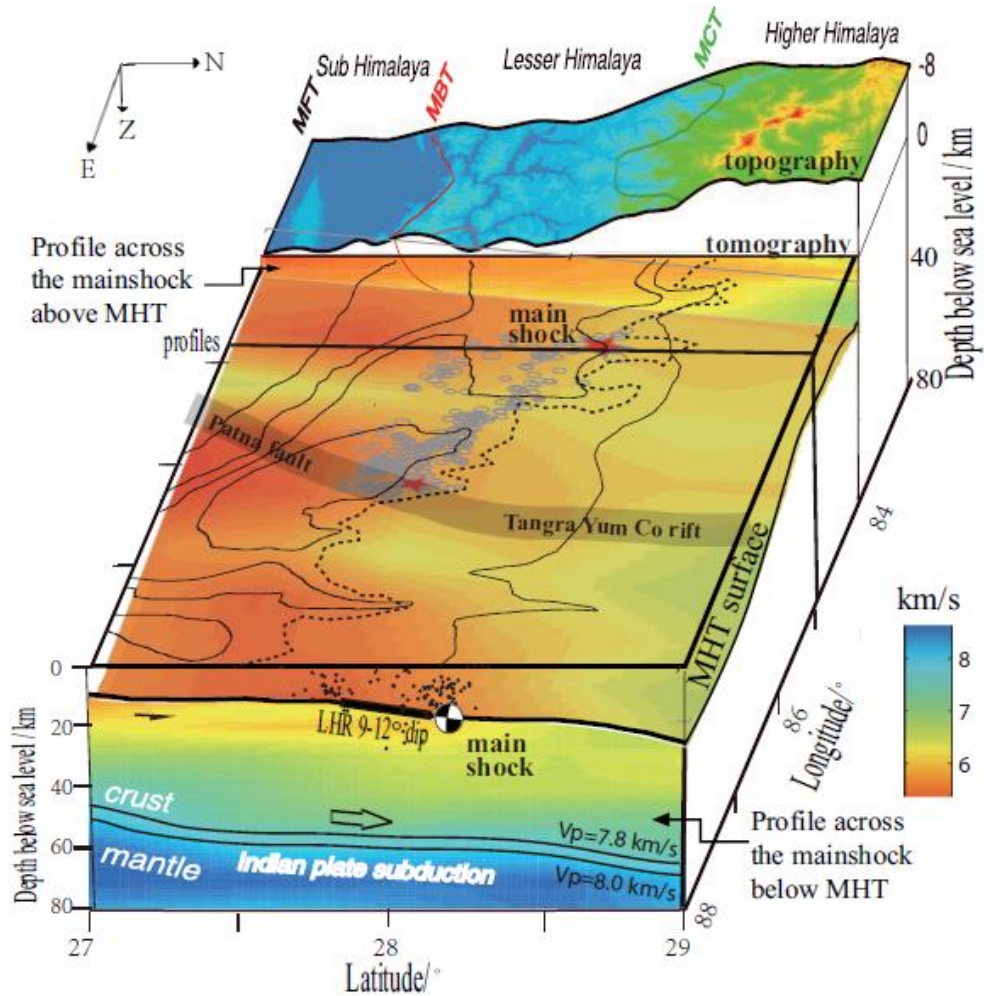


图 5 沿 MHT 界面的平面图和穿过 Gorkha 主震的剖面图。正面朝东和背面朝西两个剖面分别表示 MHT 界面下方和上方的 P 波速度，剖面经度为穿过 Gorkha 主震所在的 84.8 E 的位置。彩色平面图显示的是沿 MHT 界面的波速，沿走向方向呈现明显的横向变化。灰色是重力异常线 (30)。虚线是 4km 等高线，其延伸方向为 SE，不同于造山带走向 ESE（地表高程向东递增）。图形按照真实的规模和比例绘制（深度和经纬度按照 1: 1 比例绘制）。

余震区东端垂直走向方向的高 V_p 区的西边界为 Patna 断裂-Tangra Yum Co 裂谷(图 3, 5)，与垂直走向的由重力数据推断得到的基底结构相对应 (30)。我们观测的高速异常可能代表位于 MHT 下面的 Munger-Saharsa 基底隆起，尽管这里的 P 波高速区没有延伸到东部 Munger-Saharsa 基底隆起对应的 Kishangang 断裂-Xainza Pum Qu 裂谷沿线 (29, 30)。印度板块俯冲作用下被重新激活的 Patna 断层 (22) 可能会形成一个高速区，限制 Gorkha 大地震向东传播 (12)。MHT 上盘的许多余震表现出比 MHT 更陡的倾角，表明 LHR 上方存在的双重构造被重新激活 (27)。此外，加德满都盆地存在很多近垂直的活动断层，表明走滑型地

震的发震断层可能延伸到 MHT 的深度范围。未来的地震成像应该解决 MHT 和莫霍面深度上三维的精细结构,以便更好地认识可能控制大地震破裂的障碍体结构。2015 年 Gorkha 地震仅仅破裂了近 800km 的地震空区东段,这里 500 多年来没有发生过大地震 (1)。如何更好地认识 2500 公里板块汇聚边缘不同部位可以承受的最大形变,我们的观测为揭示喜马拉雅地震破裂的关键因素提供了新的启示。