

中国境内天山上地幔小尺度对流与造山作用

刘 洁* 刘启元 郭 颀 宋惠珍

(中国地震局地质研究所, 地震动力学国家重点实验室, 北京 100029)

摘要 根据横跨天山的流动地震台阵记录的走时数据, 利用地震层析成像技术获得了库车-奎屯剖面 660 km 深度内上地幔 P 波速度结构. 由 P 波速度模型导出了相应的上地幔二维密度模型. 利用有限单元方法联合网格-粒子方法, 研究了中国境内天山由于密度差异分布引起的上地幔小尺度对流. 给出了对流的基本形态特征, 并分析了上地幔对流与造山作用的相互影响关系. 结果表明: (1) 北天山-准噶尔盆地下方的上地幔中存在一个逆时针对流环, 对流环尺度为 500 km 左右; (2) 南天山-塔里木盆地一侧的上地幔中存在一个顺时针对流环, 但相对较弱; (3) 上地幔对流速度值在很大程度上受黏滞系数变化的影响, 但天山上地幔顶部对流速度值不应小于 20 mm/a; (4) 塔里木盆地向北的水平推挤作用是天山新生代隆升的决定性因素, 同时, 上地幔小尺度对流对天山现今构造变形格局也起着重要作用; (5) 塔里木板块向北的运动对上地幔对流场的影响很小.

关键词 天山 地幔对流 造山作用 有限单元法 网格-粒子法

天山造山带是现今世界上最为活跃的陆内造山带, 被公认为研究陆内造山的天然实验场. 关于天山地质构造及其演化已有众多研究成果, 但天山动力学研究基本上停留在定性研究的阶段, 若干基本问题尚未获得统一的认识^[1].

前人的研究表明, 天山中新生代的复活与印度-欧亚板块碰撞效应有密切关系^[2-6]. 在印度板块以 50~55 mm/a 的速率向欧亚大陆推挤的过程中, 青藏高原的隆升消耗了其中大约一半的能量, 阿尔金断裂的走滑运动吸收了近四分之一的能量, 其余能量则主要为天山的隆升变形所吸收^[7]. 众多证据表明天山造山过程中受到水平挤压作用, 包括天山山体地壳的缩短、两侧前陆盆地的形成及山前大规模逆冲断裂活动等^[8-11].

根据 P 波走时残差, Vinnik 和 Saipbekova^[12] 推测西天山存在地幔物质的上涌, 并认为西天山的大幅

抬升与上地幔小尺度对流有关. Roecker 等^[13] 给出的地震层析成像结果及 Kosarev 等^[14] 利用接收函数方法得到的结果均支持这个结论. 根据 PS 转换震相走时的延迟, Chen 等^[15] 估计天山下方 410 km 间断面上移动了约 35 km, 并推断天山下方的上地幔中存在低速异常体. 这意味着西天山上地幔中可能存在热异常.

根据重力观测数据的反演计算, 傅容珊等^[16] 给出了青藏高原-塔里木盆地-天山地区的上地幔小尺度对流形态. 限于重力观测数据仅是地球介质密度的积分结果, 中国境内天山上地幔中是否存在小尺度对流有待进一步证实. 地幔对流在天山造山动力学中扮演的角色有待进一步深入研究.

近年来, 地震层析成像的结果被广泛用作全球地幔对流、上地幔小尺度对流, 甚至超级地幔柱研究的证据^[17-19]. 根据地震层析成像结果进行地幔对流数值模拟研究, 为定量描述地幔变形与运动提供了

有效途径。

2003年4月至2004年9月,中国地震局地质研究所岩石圈台阵地震学实验室沿横跨天山造山带的库车-奎屯剖面布设了由60台宽频带流动地震仪组成的观测台阵^[20]。利用该流动地震台阵及区域地震台网的地震走时数据和地震走时层析成像方法,郭飏等^[21]给出了沿该剖面的地壳上地幔P波速度结构。与此前的结果相比,他们的结果具有更高的空间分辨率。这为利用数值模拟方法研究天山上地幔物质运移提供了更为可靠的数据基础。

利用上述地震层析成像结果和有限元数值模拟技术,本文研究了天山上地幔小尺度对流存在的可能性及其对流方式。我们的结果表明,在当前上地幔密度异常的驱动下,北天山—准噶尔盆地下方的上地幔中存在一个逆时针对流环,其尺度为500 km左右。在上地幔顶部,对流速度应不小于20 mm/a。另外,在塔里木盆地和南天山一侧,上地幔中存在一个相对较弱的顺时针对流环。塔里木板块向北的运动虽然对天山的造山运动至关重要,但对上地幔对流形态并未构成明显影响。上述结果为天山动力学研究提供了新的证据。

1 方法和数据

用于地幔对流数值模拟的有限元方法通常采用网格固定的欧拉描述。欧拉描述可以避免物质运动引起的网格畸变,并以物质的瞬时运动状态为研究对象。这意味着当前时刻位于网格节点上的物质在下一时刻的位置并不确定。在非均匀介质结构形态发生变化后,欧拉描述难以为继。如何描述物质运移后的分布状态是我们首先必须解决的问题。

为此,本文采用了有限单元方法与网格-粒子方法相结合的数值模拟技术^[22]。该方法在单元内部定义了若干代表物质的“粒子”,从而实现了欧拉描述与拉格朗日描述的统一。该方法借助粒子分布状态,可以描述非均匀介质的运移和变化,并根据粒子分布,重新确定各节点上密度和黏滞系数等参数。文献^[22]给出了有关方法的技术细节,此处不再赘述。

数值模拟研究所依据的数据主要是郭飏等^[21]利用地震走时层析成像方法得到的天山上地幔P波速度结构。李昱等^[23]则利用接收函数反演方法研究了沿库车-奎屯剖面的地壳上地幔100 km深度范围内的S波速度结构。两者给出的地壳结构有较好的可比性。

迄今为止,文献^[21]给出的结果应是中国境内天山上地幔速度结构最详细的图像。

但是,文献^[21]仅给出了400 km深度范围内的地壳上地幔P波速度扰动图像。其深度范围对地幔对流研究来说明显不足,有必要进一步将上述结果扩展到整个上地幔的深度。为此,利用文献^[21]的地震走时数据和层析成像方法,我们进一步对该剖面660 km深度范围内的P波速度结构进行了反演。为了避免降低地震层析成像结果的横向空间分辨率,在反演过程中,我们固定了400 km以上深度范围内的P波速度结构。这意味着把剩余的走时残差归结为400 km以下深度范围内的P波速度结构的扰动。图1给出了区域地震台网和库车—奎屯流动宽频带地震台阵的台站分布及相应的天山地壳上地幔P波速度扰动图像。由图1(b)可见,天山上地幔中最大速度扰动差异可达6%。据此可以推断,天山上地幔的密度分布应存在显著变化。

2 模型与边界条件

原则上,地幔对流是一个三维问题。但是,迄今为止,天山地区三维地震层析成像结果的横向空间分辨率都在160 km以上^[24,25]。这无法满足上地幔小尺度对流研究的要求。因此本文的研究仅限于现有高分辨率层析成像数据的二维模型。一般而言,造山带的变形主要发生在垂直于山体走向的方向上,天山造山带也不例外^[8-11,26]。沿库车—奎屯布设的宽频带流动地震剖面大体垂直于天山山体的走向,因此本文研究不仅有助于我们了解该剖面方向上地幔对流问题,而且可以帮助我们理解地幔对流对天山造山作用的影响。

2.1 天山上地幔的密度模型

Birch^[27,28]最早研究了不同矿物P波速度与密度的线性回归关系,即Birch定律。根据Birch定律,只要知道地壳上地幔的P波速度模型便可估计相应的密度模型。

图1给出的P波速度扰动图像的背景值为IASP91模型。将P波速度扰动值与IASP91模型背景值叠加,即可得到库车-奎屯剖面的P波速度分布图像。同时我们根据IASP91模型中上地幔深度内地震波速度与密度数据,通过线性拟合得到上地幔密度与P波速度之间的关系

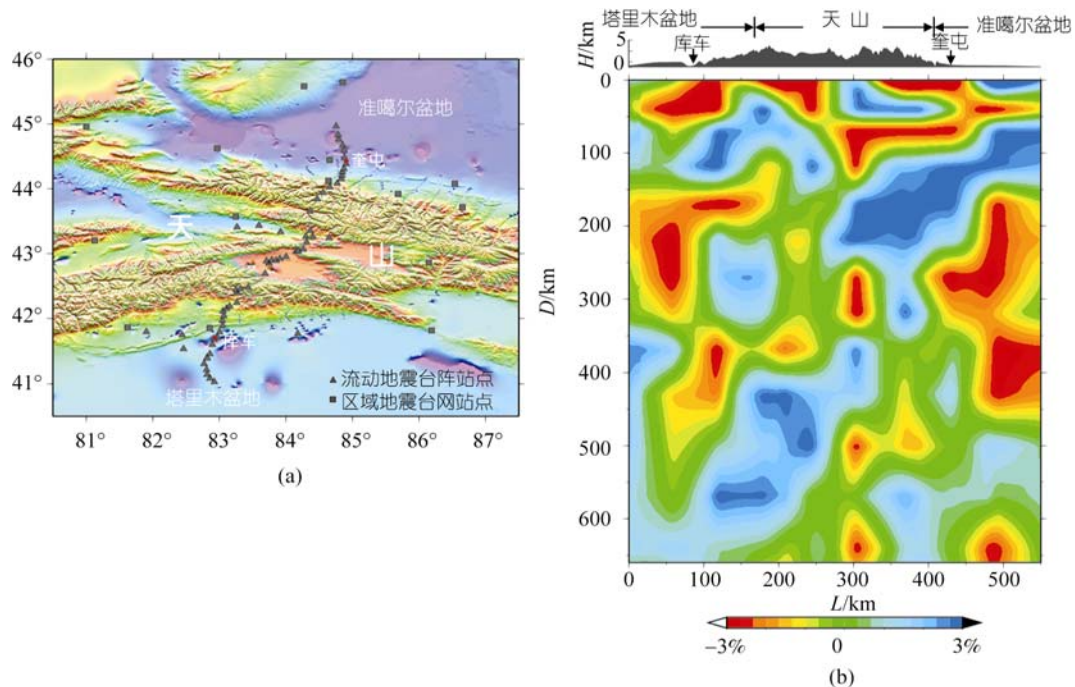


图 1 地震台站分布及地壳上地幔 P 波速度扰动
(a) 横跨天山的流动宽频带地震台阵及区域地震台网分布; (b) 沿库车-奎屯剖面天山地壳上地幔 P 波速度扰动

$$\rho = 0.3413 \times V_p + 0.558816, \quad (1)$$

这里, V_p 为 P 波速度, ρ 为密度. 地壳部分密度-速度关系也可以同样获得. 这样, 根据速度结构和密度-速度关系, 就可以进一步给出库车-奎屯剖面上的密度分布.

由图 1(b) 可知, 地震层析成像仅给出了沿横跨天山的 550 km 剖面的速度结构. 由此直接转化得到的密度分布也仅限于 550 km 剖面范围之内. 为了减小数值模拟研究中两侧边界作用的影响, 我们通过密度等值线的水平延伸, 将密度模型分别向南北两侧作了简单扩展. 图 2 给出了总长度增加到 990 km 的天山地壳上地幔密度分布. 模型高宽比达到 1 : 1.5.

图 2 中标出的岩石圈底部边界主要依据密度为 3.4 g/cm^3 的等值线确定 [29]. 为了减少岩石圈底部边界的局部起伏, 我们在该密度等值线基础上进行了一定程度的平整处理. 由图 2 可见, 天山山体下方, 岩石圈相对较薄, 厚度约为 140 km, 塔里木盆地和准噶尔盆地岩石圈厚度则分别达到 240 和 250 km. 一般认为, 大陆根的厚度约为 150~250 km [29]. Kumar 等 [30] 根据 S 波接收函数推断西天山下方的岩石圈厚度为 90~120 km, 塔里木地块的岩石圈厚度为 160~270 km. 我们对天山造山带岩石圈厚度的推断与他们的结论

基本相符.

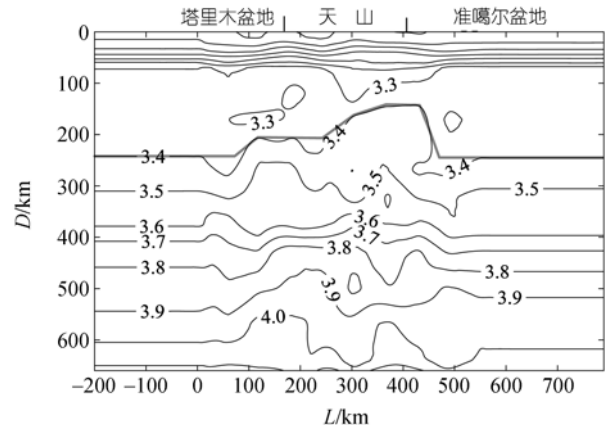


图 2 天山库车-奎屯剖面地壳上地幔密度分布
密度单位为 g/cm^3 . 粗线代表岩石圈底部, 细线为密度等值线

2.2 温度分布与黏性结构

经典地幔对流研究一般依据状态方程, 由温度场计算密度分布. 在本研究中, 作为地幔对流驱动力的密度分布是由地震层析成像数据转化获得, 因此, 温度分布不构成地幔对流的决定性因素. 有鉴于此, 我们仅根据通常情况下的地壳上地幔温度分布, 给定相应的初始温度场 [29,31,32]. 具体而言, 我们取地表和上地幔底边界的总温度差为 1700°C , 岩石圈底界的温度值为 1200°C , 由此通过线性插值确定初始温

度场的分布.

准确地获得地球介质的黏滞系数分布是困难的. 一般认为, 地幔黏滞系数大约为 $10^{19} \sim 10^{22}$ Pa·s 的量级, 其下限为软流圈的黏滞系数 [33]. Haskell [34,35] 估计地幔黏滞系数为 10^{21} Pa·s. 这一结果被广泛采用, 并被称为地幔的“特征黏滞系数”. Karato [36] 估计整个地幔的平均黏滞系数为 3×10^{21} Pa·s. 最近的研究结果表明 [37,38]: 上地幔的黏滞系数为 $10^{20} \sim 10^{21}$ Pa·s, 平均约为 4×10^{20} Pa·s. 根据上述结果, 上地幔黏滞系数应在 $10^{19} \sim 10^{21}$ Pa·s 量级.

地幔黏滞系数与温度、压力及应力有关, 且与温度和压力的相关性更强 [39]. 本文仅考虑黏滞系数与温度、压力的相关性. 参照 Christensen [40], 无量纲化的地壳上地幔黏滞系数可根据

$$\eta = \frac{1}{\eta_0} \cdot \exp \left[\frac{E + W \cdot (1 - z)}{2.088 + T} \right] \quad (2)$$

计算. 其中, η_0 为参考黏滞系数, E 和 W 分别表示无量纲化的活化能和活化体积, T 和 z 分别为无量纲温度和深度. 由(2)式可知, 地幔黏滞系数随温度升高而降低, 随深度增加而增大.

根据(2)式和温度分布即可具体确定天山地壳上地幔黏滞系数. 图3给出了本文采用的地壳上地幔温度场及相应的黏滞系数, 其中取参数 $\eta_0 = 10^{21}$ Pa·s, $E=120$, $W=29.3$, 并假定天山地壳的黏滞系数是两侧盆地值的 0.1 倍. 由图 3(b)可知, 本文采用的黏滞系数应在前人结果的合理范围之内 [33-38].

2.3 边界条件与材料划分

我们将模型的顶部对应地表, 设为自由边界, 模型底部对应上地幔底部, 给定为自由滑动边界. 同时, 模型两侧边界也设为自由滑动边界. 对于模型的温度边界条件, 我们给定其顶面和底面为固定温度条件, 左、右两侧为零热流边界.

关于模型材料划分, 我们取 0~50 km 深度范围为地壳层, 并在横向上将地壳分为山体段和两侧盆地段, 对应不同的材料. 根据密度值差异, 上地幔部分共划分为 9 种材料, 材料分界线与密度等值线重合. 总计, 模型内共设置了 11 种材料.

3 上地幔小尺度对流的数值模拟

3.1 对流特征分析

图 4 给出了模型扩展前后天山上地幔小尺度对

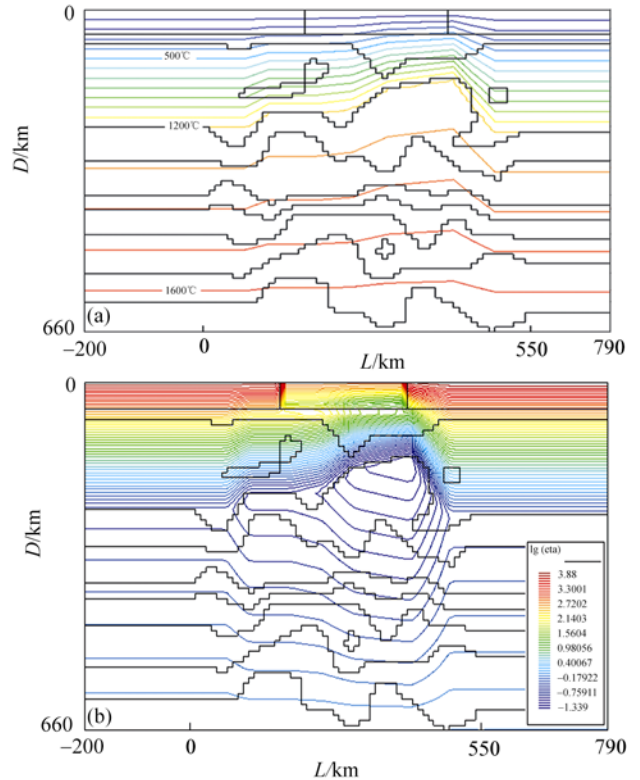


图3 库车-奎屯剖面地壳上地幔温度及黏滞系数分布
黑色实线为依据密度值划分的材料分界线. (a)温度等值线(单位: $^{\circ}\text{C}$);
(b)黏滞系数等值线, 彩色图标表示无量纲黏滞系数的对数值

流的数值计算结果. 模型扩展前后, 山体以下速度矢量的分布形态基本一致. 图 4(a)中地幔对流的整体速度相对较小, 右侧边界对应准噶尔盆地的位置上出现的强烈上升流. 这表明封闭腔体内上地幔物质流动受到约束, 边界效应十分明显. 图 4(b)中, 人为边界影响消逝, 对流环的主体部分仍位于实测数据的范围内. 由图 4(b)可见, 在北天山和准噶尔盆地下方的上地幔中存在一个强烈的逆时针对流环, 对流环尺度约 500 km. 在塔里木盆地一侧, 上地幔中存在另一个相对较弱且尺度较小的顺时针对流环. 两个对流环交汇于天山南缘的下方. 这意味着, 被地幔对流拖曳的准噶尔盆地和塔里木盆地岩石圈应向天山山体下方俯冲, 但俯冲强度存在明显的不对称性, 且塔里木盆地的俯冲将终止于天山南缘. 这与根据接收函数和地震层析成像研究所做的解释和推测是一致的 [21,23].

对应图 4(b)对流形态的地表运动速度分布表明, 在上地幔对流的拖曳作用下, 两侧盆地水平运动表

现为向天山山体的相对运动, 且山体两侧的速度差, 即天山缩短速率小于 1 mm/a . 与山体下方上地幔中的下降流相应, 天山山体的地表垂直形变表现为以沉降为主.

根据GPS观测给出的结果, 王琪等 [26]认为塔里

木盆地整体向北运动, 天山山体地壳缩短速率为 $4\sim 20 \text{ mm/a}$, 并且缩短速率由西向东逐渐减小. 相应于本文剖面的位置, 天山地壳缩短速率约为 $7\sim 8 \text{ mm/a}$. 同时, 地表地质和水准测量都证实天山目前仍在上升 [11,41]. 因此, 图 4(b)给出的结果与现今地表

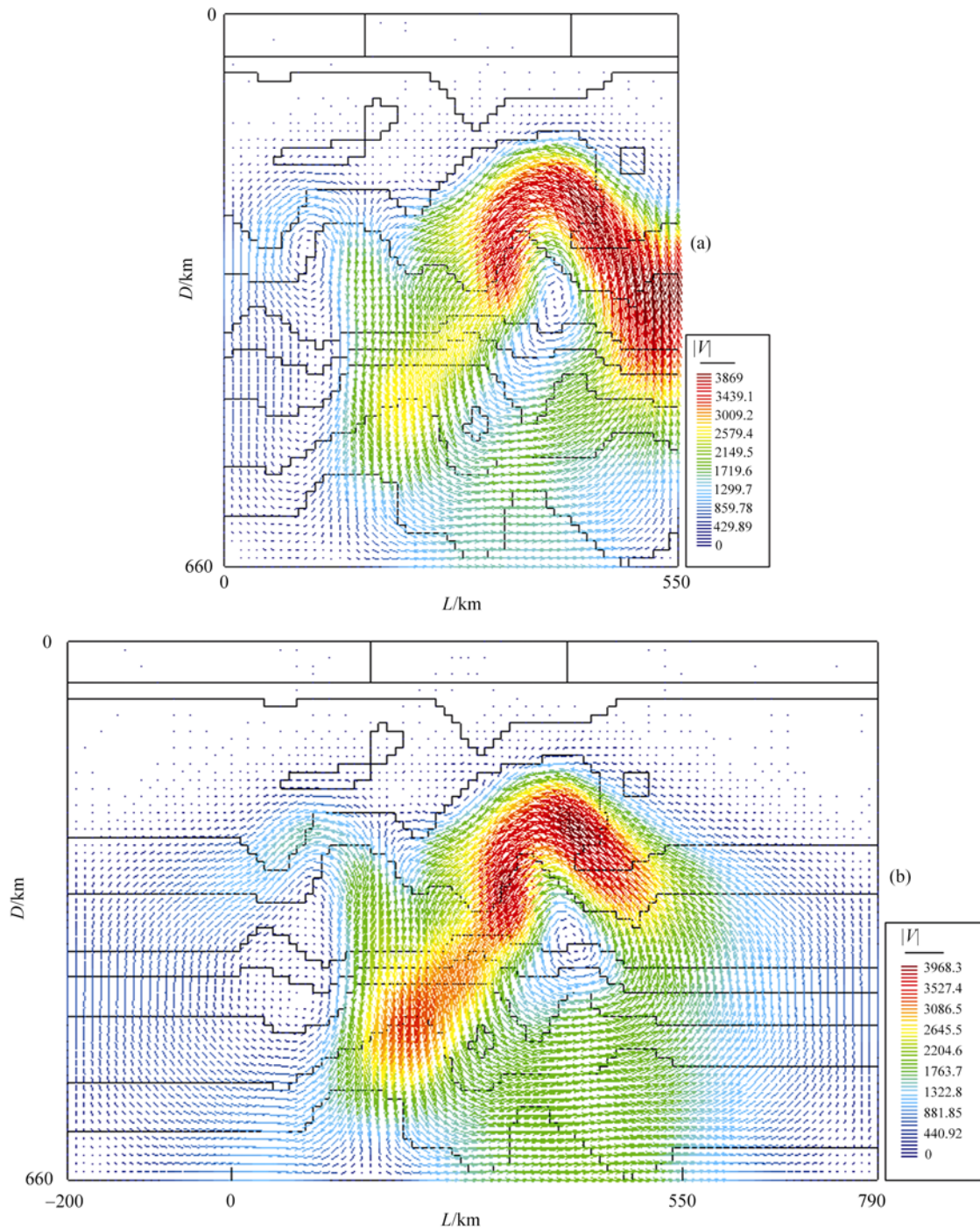


图 4 密度差异驱动的天山上地幔小尺度对流

彩色图标表示无量纲速度的大小. 根据无量纲化比例 [22]和模型参数, 无量纲速度值乘以 0.0478 等于以 mm/a 为单位的对流速度. 黑色实线为依据密度值划分的材料分界线. (a)未扩展的模型; (b)扩展后的模型

所观测到的天山总体变形特征不符. 这也就说明现今中国境内天山的上地幔对流并不会直接引起天山的隆升. 天山的隆升应来自其他的动力作用.

实际上, 已有的地质学证据已证明^[8-11], 塔里木盆地的推挤和俯冲对天山造山隆升起了关键性作用. 为此, 我们在塔里木盆地地壳部分设置以 7.17 mm/a 的速度向北水平运动的边界条件. 图 5 给出了相应的计算结果. 为了重点观察天山山体以下上地幔顶部物质运动状态, 图 5(a)仅给出了 400 km 深度范围内, 水平方向 0~550 km 区域内的速度矢量.

对比图 5(a)和 4(b), 二者上地幔对流的形态几乎没有改变, 仅有的差异在于图 5(a)中塔里木盆地一侧岩石圈运移的速度有所增大. 这表明塔里木地壳的向北运动几乎不影响上地幔对流. 其原因在于塔里木块体的运动速度值远小于上地幔对流速度, 并且塔里木块体离上地幔对流环较远. 由此推知, 只有在外边界作用的强度和部位与山体内部对流环接近的情况下, 才可能改变上地幔对流的形态.

图 5(a)表明, 尽管塔里木盆地的水平运动对上地幔对流影响很小, 但上地幔对流却对塔里木盆地运动产生了较大的影响. 由于准噶尔盆地一侧岩石圈以下物质向南运动的速度很大, 其上部岩石圈在地幔对流的拖曳作用下, 可以有效地阻挡塔里木地壳向北的运动. 在这种情况下, 塔里木岩石圈被阻挡, 并被上地幔的对流运动拖曳向下. 与此同时, 塔里木盆地传递的青藏高原隆升的“远程效应”被天山地壳的缩短变形所吸收.

图 5(a)中准噶尔盆地与天山交接部位的岩石圈以下存在一个明显的向上倾斜的流动速度矢量. 与之相应, 图 1(b)给出的层析成像结果中, 北侧边界附近的高速扰动块体之下存在强烈低速扰动. 我们据此推断, 如果脆性的岩石圈具有分块结构, 上地幔顶部的这种流动方式将造成天山北侧的明显抬升. 事实上, 地表水准测量表明^[41], 北天山的抬升速率大于南天山. 这很可能与上地幔顶部对流方式有关. 由于本文的重点在于研究天山上地幔小尺度对流, 对近地表的变形特征仅给出相对比较粗略的推断. 天山造山带岩石圈的变形及其动力学将另文讨论.

图 5(b)给出了地表水平速度分布及 82.2~85.5°E、40.2~45.6°N 范围内 18 个 GPS 站点数据^[42]在库车-奎屯剖面上的投影. 图 5(b)显示, GPS 速度大约从塔里

木盆地的 14 mm/a 减小到准噶尔盆地的 7 mm/a, 速度变化主要发生在水平长度约 170 km 至约 400 km 的范围内. 这表明从塔里木盆地到准噶尔盆地, 地壳缩短主要发生在天山山体内部, 缩短速率约为 7 mm/a. 需要指出的是, 模型计算时右边界水平方向为固定约束, 而在左边界上部给定了相对运动速度值. 数值模拟计算结果与 GPS 观测数据在速度变化趋势上是一致的, 这表明天山地壳的变形吸收了塔里木盆地所传递的“远距离效应”.

模拟计算结果的地表垂直速度分布显示, 天山山体地壳处于抬升状态, 抬升量从南向北递增, 最大隆升速率约为 1.13 mm/a.

比较图 4 和 5 的结果可知, 塔里木盆地的向北运动对于天山新生代隆升应具有决定性的作用.

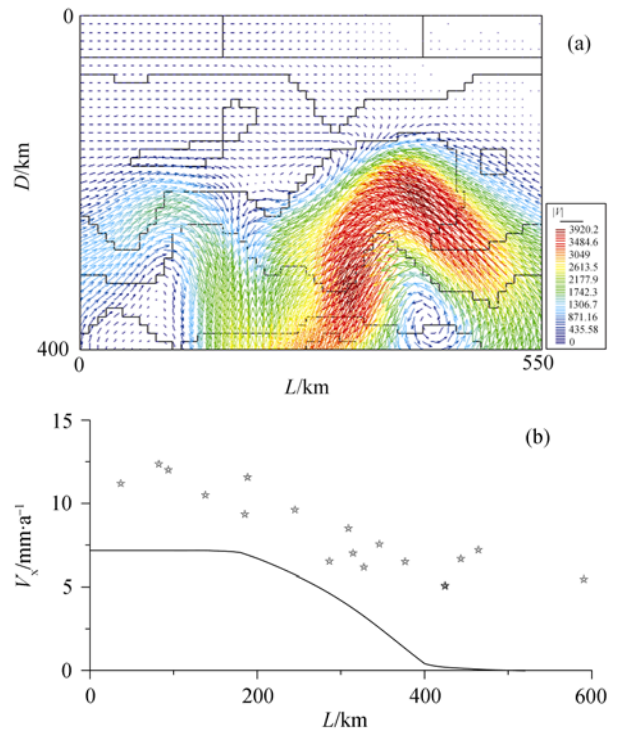


图 5 塔里木板块向北运动时天山上地幔小尺度对流及地表水平速度分布

图注与图 4 相同. (a)地壳上地幔运动速度矢量分布; (b)模型地表水平速度分布和 GPS 测量数据(以五角星号表示)

图 6 给出了对应图 5(a)中天山造山带 120 km 深度范围内的主应变率分布. 图 6 显示, 在天山山体的北段, 水平挤压和垂向拉张的变形都明显强于天山南段. 这显然与天山北段岩石圈减薄及其下方地幔对流速度较大密切相关. 图 6 给出的结果可以解释为

什么中天山和北天山比南天山具有更强烈的隆升速率^[41]。另外,图6还说明天山上地幔对流不仅阻挡了塔里木盆地的向北运动,而且通过对岩石圈的加热和减薄,直接影响了地壳的变形。鉴于本文地壳模型较为粗略,上述认识有待进一步数值模拟结果的确认。

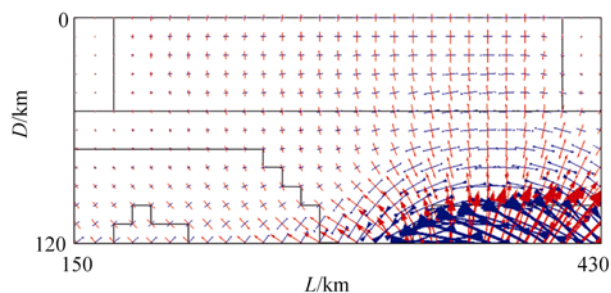


图6 天山造山带地壳及上地幔顶部主应变率分布
蓝色箭头表示压性主应变率,红色箭头表示张性主应变率,线条的长短与主应变率的大小成正比

3.2 关于对流速度值及对流演化

图4(b)和5(a)给出的上地幔对流速度量值表明,域内最大对流速度约190 mm/a,它出现在天山北侧与准噶尔盆地接触边界上。该位置对应了上地幔中密度差异最大,而黏滞系数最小的部位。由于我们的模型中并未考虑黏滞系数的非线性,地幔对流的速度和黏滞系数具有反比例的关系。

应该注意到,图3(b)给出的只是天山上地幔黏滞系数分布的一种可能。对于其他情况,我们的试验计算结果表明,改变黏滞系数并不改变上地幔对流的总体形态特征,只是对流速度将发生明显变化。由于造山带下方上地幔的平均黏滞系数不可能大于全地幔平均黏滞系数 3×10^{21} Pa·s^[33],与该黏滞系数值对应的天山上地幔顶部物质运移的最大速度约为20 mm/a,因此可以推断,中国境内天山上地幔小尺度对流速度的下限应为20 mm/a。

需要指出的是,图4~6给出的结果均为瞬态问题第一个时间步的计算结果,即对应当前地球物理状态的结果。根据图4和5对流速度矢量分布可知,上地幔对流的总体趋势是密度等值线上隆处对应下降流,等值线下凹处对应上升流。在这一趋势控制下,随着时间发展,地幔对流将使得密度等值线逐渐趋于平缓,对流将逐步减弱。计算结果表明,1.2 Ma以后域内平均动能减小为初始状态的1%左右,域内最

大速度减小为42 mm/a,同时原来起伏很强烈的密度等值线已经变得相对较为平缓。而在计算的1.2 Ma时间尺度内,温度场的变化并不十分强烈。

4 结论与讨论

根据库车-奎屯剖面P波走时地震层析成像给出的上地幔速度结构,我们采用有限单元和网格-粒子方法相结合的方法,对天山造山带密度驱动的上地幔小尺度对流进行了数值模拟研究,获得如下结论:

(i) 在现有密度分布状态下,中国境内天山造山带上地幔中存在小尺度对流。对流形态主要呈现为北天山-准噶尔盆地下方向南运动的逆时针对流环,对流环尺度在500 km左右。

(ii) 南天山-塔里木盆地一侧上地幔存在一个顺时针对流环,但相对较弱。

(iii) 虽然上地幔对流速度在很大程度上取决于黏滞系数,但在合理的取值范围内,天山上地幔顶部对流的速度不应小于20 mm/a。

(iv) 塔里木盆地向北的水平推挤作用是天山新生代隆升的决定性因素。同时,上地幔小尺度对流对天山现今构造变形格局也起着重要作用。

(v) 塔里木板块向北的运动对上地幔对流场的影响很小。

需要指出的是,本文的重点在于研究我国境内天山是否存在上地幔小尺度的对流以及可能的对流方式。尽管我们采用的是定量研究的方法,但本文追逐的并非是定量的结果,而是定性的结论。

另外需要说明的是,我们对于地壳部分的处理相对较为简单。我们试算的结果表明,由于地壳及岩石圈部分黏滞系数较大,它们几乎并不参与上地幔的对流。

如前所述,地幔对流问题原则上是一个三维问题。因此,本文的二维模拟并非意味着可以简单地替代进一步的三维模拟研究。地壳上地幔速度结构的高分辨率地震层析成像,对于上地幔小尺度对流的研究,无疑是不可或缺的观测基础。我国境内天山三维上地幔小尺度对流的研究将是我们今后进一步深入研究的方向。

致谢 美国明尼苏达大学 David A. Yuen 教授、中国地震局地质研究所邓起东院士、中国科学院研究生院石耀霖院士及张怀博士对本文提供建议和帮助,中国地震局地质研究所甘卫军研究员提供 GPS 数据,

特此一并致谢.

参 考 文 献

- 刘启元. 关于天山陆内造山带动力学问题. 见: 张中杰, 主编. 中国大陆地球深部结构与动力学研究. 北京: 科学出版社, 2004. 792—799
- Molnar P, Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 1975, 189: 419—425
- Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *J Geophys Res*, 1979, 84: 3425—3459
- England P, McKenzie D. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophys J R Astr Soc*, 1982, 70: 295—321
- England P, Houseman G. Finite strain calculation of continental deformation, 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J Geophys Res*, 1986, 91(B3): 3664—3676
- 郭令智, 施央申, 卢华复, 等. 印藏碰撞的两种远距离构造效应. 现代地质学研究文集(上). 南京: 南京大学出版社, 1992. 1—8
- 任金卫, 马宗晋. 东亚地区现代地壳运动特征与构造变形. *地质学前沿*, 2003, 10(增刊): 58—65
- Avouac J P, Tapponnier P, Bai M, et al. Active thrusting and folding along the Northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungarian and Kazakhstan. *J Geophys Res*, 1993, 98: 6755—6804
- Hendrix M S, Dumitru T A, Graham S A. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tianshan: an early effect of the India-Asia collision. *Geology*, 1994, 22: 487—490 [\[DOI\]](#)
- Yin A, Nie S, Craig P, et al. Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan. *Tectonics*, 1998, 17(1): 1—27 [\[DOI\]](#)
- 邓起东, 冯先岳, 张培震, 等. 天山活动构造. 北京: 地震出版社, 2000
- Vinnik L P, Saipokova A M. Structure of the lithosphere and asthenosphere of the Tien Shan. *Ann Geophys*, 1984, 2(6): 621—626
- Roecker S W, Sabitova T M, Vinnik L P, et al. 3-Dimensional elastic wave velocity structure of the western and central Tien Shan. *J Geophys Res*, 1993, 98(B9): 15779—15795
- Kosarev G L, Petersen N V, Vinnik L P, et al. Receiver function for the Tien Shan analog broadband network: contrasts in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault. *J Geophys Res*, 1993, 98(B3): 4437—4448
- Chen Y H, Roecker S W, Kosarev G L. Elevation of the 400km discontinuity beneath the central Tien Shan: case of missing root. *Eos*, 1996, 77: 416
- 傅容珊, 黄建华, 徐耀民, 等. 青藏高原-天山地区岩石层构造运动的地幔动力学机制. *地球物理学报*, 1998, 41(5): 658—668
- King S D, Ritsema J. African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. *Science*, 2000, 290: 1137—1140 [\[DOI\]](#)
- Kerr R A. A lava lamp model for the deep earth. *Science*, 1999, 283: 1826—1827 [\[DOI\]](#)
- Dziewonski A M. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneities in P velocity up to degree and order 6. *J Geophys Res*, 1984, 89: 5925—5952
- 李顺成, 刘启元, 陈九辉, 等. 横跨天山的宽频带流动地震台阵观测. *地球物理学进展*, 2005, 20(4): 955—960
- 郭飏, 刘启元, 陈九辉, 等. 中国境内天山地壳上地幔结构的地震层析成像. *地球物理学报*, 2006, 49(6): 1693—1700
- 刘洁, 刘启元, 宋惠珍. 非均匀介质热蠕变流动数值求解. *地球物理学报*, 2006, 49(4): 1029—1036
- 李昱, 刘启元, 陈九辉, 等. 中国境内天山地壳上地幔 S 波速度结构. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37(3): 344—352
- 李强, 刘瑞丰, 杜安陆, 等. 新疆及其毗邻地区地震层析成像. *地球物理学报*, 1994, 37(3): 311—320
- 胥颐, 刘福田, 刘建华, 等. 中国西北大陆造山带及毗邻盆地的地震层析成像. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30(2): 113—122
- 王琪, 丁国瑜, 乔学军, 等. 天山现今地壳快速缩短与南北地块的相对运动. *科学通报*, 2000, 45(14): 1543—1547
- Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 1. *J Geophys Res*, 1960, 65: 1083—1102
- Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, 2. *J Geophys Res*, 1961, 66: 2199—2224
- Schubert G, Turcott D L, Olsen P. *Mantle convection in the earth and planets*. Oxford: Cambridge University Press, 2001
- Kumar P, Yuan X, Kind R, et al. The lithosphere-asthenosphere boundary in the Tien Shan-Karakoram region from S receiver functions: evidence for continental subduction. *Geophys Res Lett*, 2005, 32, L07305, doi: 10.1029/2004GL022291, 1—4
- Jeanloz R, Morris S. Temperature distribution in the crust and mantle. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1986, 14: 377—415 [\[DOI\]](#)
- Stuwe K. *Geodynamics of the Lithosphere*. Berlin: Springer, 2002
- King S D. Models of mantle viscosity. In: Ahrens T J, ed. *Mineral and Crystallography: a Handbook of Physical Constants*. Washington: AGU, 1995. 227—235
- Haskell N A. The motion of a viscous fluid under a surface load, I. *Physics*, 1935, 6: 265—269
- Haskell N A. The motion of a viscous fluid under a surface load, II. *Physics*, 1936, 7: 56—61
- Karato S. *The dynamic structure of the deep earth: an interdisciplinary approach*. Princeton: Princeton University Press, 2003
- Forte A M, Mitrovica J X. Deep-mantle high-viscosity flow and thermochemical structure inferred from seismic and geodynamic data. *Nature*, 2001, 410: 1049—1055 [\[DOI\]](#)
- Mitrovica J X, Forte A M. A new inference of mantle viscosity based upon joint inversion of convection and glacial isostatic adjustment data. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 225: 177—189 [\[DOI\]](#)
- Turcotte D L, Schubert G. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. New York: John Wiley & Sons, 1982
- Christensen U. Convection with pressure- and temperature-dependent non-Newtonian rheology. *Geophys J R Astron Soc*, 1984, 77: 343—384
- 彭树森. 大地形变测量所反应的天山最新构造运动. *内陆地震*, 1993, 7(2): 136—141
- 牛之俊, 王敏, 孙汉荣, 等. 中国大陆现今地壳运动速度场的最新观测结果. *科学通报*, 2005, 50(8): 839—840