中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 2 期: 353 ~ 367
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

地幔对流拖曳力影响青藏高原东北缘地壳运动格局的数值模拟研究

祝爱玉[1], 张东宁[1,2*], 朱涛[1], 郭颖星[1]

1. 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;
2. 中国地震局地震观测与地球物理成像重点实验室, 北京 100081
* 通讯作者, E-mail: zhangdn@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2017-09-11; 收修改稿日期: 2018-06-04; 接受日期: 2018-06-12; 网络版发表日期: 2018-09-27
国家自然科学基金项目(批准号: 41504079)和地震行业科研专项项目(编号: 201308011)资助

摘要 基于近期关于青藏高原东北缘岩石圈速度、流变结构和地壳形变的观测和研究结果, 建立了青藏高原东北部岩石圈三维有限元模型, 并考虑了地幔对流拖曳力、高原重力势能、块体间相互作用等外部和内部条件对青藏高原东北缘岩石圈现今运动格局的控制作用. 将地表运动速率的数值模拟结果与观测结果进行比较, 结果表明: 活动地块相互作用和高原地形蓄积的重力势能对高原内部向高原边缘逐渐变小的地壳运动特征具有控制作用, 而以往关注不多的地幔对流拖曳力对青藏高原内部的地壳运动方向具有明显的控制作用; 此外, 基于岩石圈水平运动速率与下伏地幔对流速度差异、地震波各向异性观测提出的不同地块垂直连贯变形差异等观点, 提出模型范围不同地块岩石圈底部地幔拖曳力作用强度存在差异的设想, 并引入了地幔拖曳力强度因子并进行数值模拟, 得到的地表形变速率模拟结果与GPS观测结果更为一致, 模拟结果进一步支持了地震波各向异性观测提出的观点, 即不同地块的壳幔耦合程度存在显著差异.

关键词 青藏高原东北缘, 地壳运动, 地幔对流拖曳力, 数值模拟

1 引言

青藏高原东北缘(图1)是地壳变形活跃的青藏高原与构造活动相对稳定的阿拉善块体、鄂尔多斯块体及华南块体的汇聚带(张培震等, 2003; 袁道阳等, 2004). GPS形变观测结果(方颖等, 2009; 崔笃信等, 2009; 李强等, 2012; Liang等, 2013; 葛伟鹏等, 2013; 李煜航等, 2015)以及地质调查结果(袁道阳等, 2004; 张培震等, 2013; 郝明等, 2014)表明, 青藏高原东北缘现今地壳水平运动速率由高原内部向高原边缘逐渐变小, 同时存在明显的东西差异. 已有关于青藏高原东北缘现今地壳运动格局的动力学模型多考虑的主要动力学控制因素: 高原高海拔地势、印度板块与欧亚板块相互作用、深浅部构造发育特征及其力学性质(强度)差异以及地幔对流在岩石圈底边界施加的拖曳力等外部和内部条件(Liu和Yang, 2003; Bird等, 2008; Becker和Faccenna, 2011; Faccenna等, 2013; Chen等, 2017).

随着青藏高原岩石圈地球动力学问题研究不断进

中文引用格式: 祝爱玉, 张东宁, 朱涛, 郭颖星. 2019. 地幔对流拖曳力影响青藏高原东北缘地壳运动格局的数值模拟研究. 中国科学: 地球科学, 49: 353–367, doi: 10.1360/N072017-00301
英文引用格式: Zhu A Y, Zhang D N, Zhu T, Guo Y X. 2018. Influence of mantle convection to the crustal movement pattern in the northeastern margin of the Tibetan Plateau based on numerical simulation. Science China Earth Sciences, 61: 1644–1658, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9236-7

© 2018 《中国科学》杂志社

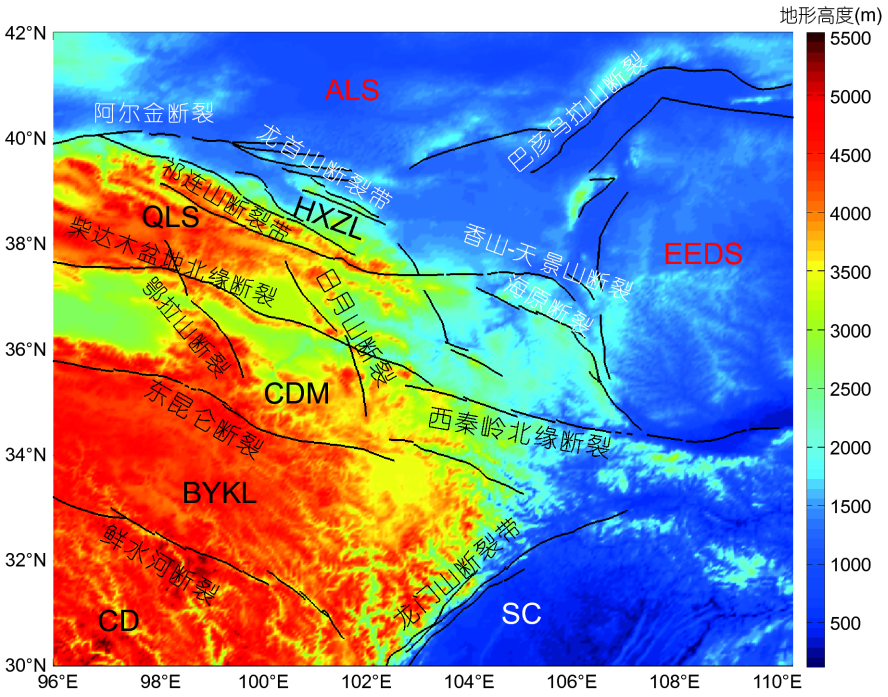

图 1　青藏高原东北缘地质构造图

底图为地形高度, 单位: m; SC, 四川盆地; CD, 川滇地块; BYKL, 巴彦喀拉地块; CDM, 柴达木地块 QLS, 祁连山地块; EEDS, 鄂尔多斯地块; ALS, 阿拉善地块; HXZL, 河西走廊盆地

步, 在上述动力学因素研究的基础上, 小尺度地幔对流在岩石圈底面施加的地幔拖曳力对岩石圈构造运动的控制作用逐渐受到重视(傅容珊等, 1998, 2005; Bird, 1999; 熊熊和滕吉文, 2002; 熊熊等, 2005, 2010; Huang和Zhong, 2005; Zhu, 2014, 2016). Bird等(2008)在分析控制板块运动特征和岩石圈应力状态的各种动力学因素时, 依据数值模拟结果提出, 深部地幔对流对板块运动的驱动作用, 要大于地形和岩石圈内部静岩压力作用. 黄建平等(2008)的青藏高原东北缘地壳运动速度场模拟实验结果显示, 同时考虑板块推挤和地幔对流施加于岩石层底部的拖曳力这两种载荷条件时, 模拟结果更接近GPS观测结果. 张东宁等(2007)的对青藏高原地区地壳运动的模拟实验结果也得到相近的结论. 但在构造复杂的青藏高原所得到的模拟结果与实际观测结果还存在差异(张东宁等, 2007; 黄建平等, 2008), 减小模拟结果差异, 需要考虑更为接近真实岩石圈环境的数值模型和动力学边界条件. 近年来, 利用地震层析成像观测结果得到了更为可靠的地幔对流图像(Zhu, 2016), 为得到更为可靠的模拟结果创造了条件. 基于以上的研究认识, 本文对青藏高原东北缘地幔拖曳力对上地幔岩石圈现今运动格局的影响进行了数值模拟实验.

目前针对青藏高原地区的小尺度地幔对流研究结果, 因方法和数据来源不同, 结果相差甚远. 傅容珊等(1998)利用区域均衡重力异常数据反演得到的青藏高原中、北部到天山地区上地幔小尺度对流模型; 熊熊和滕吉文(2002)、熊熊等(2005)则采用布格重力异常计算了青藏高原及邻区的地幔对流应力场. 近年来, 利用地震层析成像数据计算地幔对流的新方法得到发展, 利用该方法并考虑黏滞系数横向不均匀所得到的地幔对流模型, 与板块运动更加吻合(傅容珊等, 2003). Zhu(2016)在探讨地幔对流对中国大陆岩石圈应力场的影响时, 建立了以地震层析成像方法为基础的小尺度地幔对流模型. 在建立地幔对流模型时, Zhu(2016)考虑到局部尺度地震层析成像模型, 在刻画地幔结构时在水平方向具有更高的分辨率, 因此在其最新的模型中尽可能选取具有局部尺度分辨率的层析成像数据, 同时在一些探测基础较差的区域使用了全球尺度层析成像模型(Steinberger等, 2001). 这些研究工作采用的方法和原理不同, 得到的小尺度地幔对流图

像存在着差异. 本文在考虑小尺度地幔对流拖曳力时采用了最新的对流模型(Zhu, 2016).

本文在建立青藏高原东北缘地壳运动格局的数值模型时, 考虑的内部与外部动力学条件主要包含了高海拔地势蓄积的重力势能、板块相互作用和岩石圈底部承受的小尺度地幔对流拖曳力. 考虑地幔对流拖曳力的青藏高原地球动力学数值模型, 多数模型直接在模型底部施加地幔对流拖曳力, 而目前研究认为这种相互作用对实际地幔对流图像有显著影响(朱涛, 2017), 且Bourne等(1998)在考虑这种相互作用时也提出, 地壳承受的下伏岩层拖曳力大小与上下层的水平运动速度差成比例. Chang等(2017)的地震波各向异性研究也提出, 青藏高原及周边地区岩石圈垂直连贯变形强弱差异显著, 可以认为岩石圈底部承受的地幔对流拖曳力大小在与地幔对流速率相关的同时, 也可能与岩石圈和软流圈的耦合程度差异相关. 因此在数值模型底部施加地幔对流拖曳力时, 简单施加已有研究结果给出的地幔对流拖曳力, 可能会与真实情况有较大偏离.

基于上述考虑, 本文提出青藏高原东北缘及相邻地块地幔对流拖曳力强度差异的设想, 即假定地幔对流拖曳力在不同地块岩石圈底部的作用强度存在差异, 在模型中不同地块的岩石圈底部施加不同比例的地幔拖曳力(具体方案见本文3.3节), 并对不考虑地幔拖曳力和考虑不同地块底部施加拖曳力的比例差异等加载方案进行比较, 分析模拟得到的地表形变模拟结果与GPS观测结果的一致程度, 从而探讨小尺度地幔拖曳力是否对青藏高原东北缘现今岩石圈变形具有明显的控制作用, 这种控制作用具有何种控制格局. 为该地区的地震危险性分析提供定量的动力学依据.

2　三维有限元模型

2.1　几何模型

利用最新的青藏高原东北缘地壳上地幔三维高精度速度结构模型和物性参数(Stolk等, 2013; Li等, 2013; Xu等, 2014), 建立了96°~110°E, 30°~42°N范围内的三维有限元模型(图2). 模型以张培震等(2003)给出的中国大陆活动地块划分方案为依据, 地块划分细致到Ⅱ级活动地块, 包括鄂尔多斯地块、华南地块(四川盆地部分)、阿拉善地块、祁连山地块、柴达木地块、巴彦喀拉地块和川滇地块等.

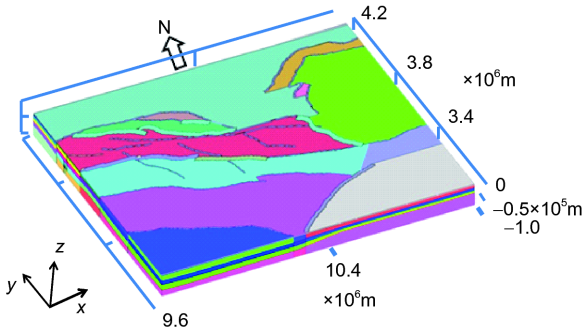

图 2　三维有限元模型

模型范围内的主要活动断裂带有: 阿尔金断裂带、祁连山断裂带、巴彦乌拉山断裂、海原断裂带、西秦岭北缘断裂带、日月山断裂带、鄂拉山断裂带、香山-天景山断裂带、柴达木盆地北缘断裂、龙首山断裂带、东昆仑断裂带、鲜水河断裂带、龙门山断裂带等(袁道阳等, 2004). 其中祁连山断裂带, 柴达木盆地北缘断裂带和海原断裂为逆冲型构造, 在模型中设定为倾角60°, 宽度20km; 对于青藏高原边缘的龙门山断裂带, 模型在单元划分时对其进行了简化, 将后山断裂、中央断裂和山前断裂合并简化为一条宽40km的断裂带, 该断裂带倾向与汶川8.0级地震震源机制反映出的破裂带倾角相近(陈运泰等, 2013). 并根据人工地震探测、大地电磁测深和地震定位研究结果将断裂带深度设为20km(滕吉文等, 2008); 其余的断裂带为走滑型断裂, 根据已有研究结果, 在建立模型时, 均设为倾角直立的软弱薄层, 宽度为10km. 一些研究认为利用不连续接触单元可以更好地表现青藏高原东北缘断裂带运动的不连续特征(He等, 2013), 并认为低摩擦系数的假定可以与地质时间尺度的断裂带运动特征更好地符合, 但对于复杂的断层模型很难保证其收敛性. 本文采用连续介质薄层单元表示活动断裂带现今力学性质, 一方面主要依据郑文俊等(2009)的观点, 认为青藏高原北部边缘的变形模式是一种分布式的连续变形; 另一方面模型计算效率大大的提高. 但是采用这种软弱单元来反映断层的缺点就是不能反映活动断层的震间变形, 但能反映断层的力学上的非连续性, 由于本文并不考虑历史地震对研究区域的扰动的影响, 所以断层采用这种软弱夹层的方式是合理的.

三维模型的深度为100km, 主要分为地表层、上

地壳、中地壳、下地壳和岩石圈上地幔共5层(图3). 其中表层节点的高度使用了美国地球物理中心(U.S. National Geophysical Data Center)发布的ETOPO1高程数据, 分辨率为1弧度分(http://ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gddesignagrid.html). 上地壳和中地壳分层厚度参考了Stolk等(2013)发表的亚洲及邻区高分辨率地壳模型. 莫霍面深度采用了Wang等(2017)最新的研究数据. 本文采用六面体单元对模型进行规则网格划分, 地壳内水平向和垂向单元网格大小平均为4~5km, 地幔内的水平向单元网格大小平均为4~5km, 垂向单元网格大小平均为10km. 节点总数为948094个, 单元总数873600个.

2.2 材料参数

本文采用ADINA有限元进行数值模拟实验(ADINA R & D, Inc. June 2010). 模型的物理方程是静态平衡方程$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}+f_i=0$, 其中$\sigma_{ij}$为应力张量, f_i为体力. 材料采用Maxwell黏弹性本构关系, Maxwell体是最简单的黏弹性材料之一, 地质时间尺度上表现为黏性, 瞬时表现为弹性性质, 可以用来模拟岩石圈万年尺度的应力应变演化以及地震发生时的瞬时弹性响应. 其体积变化是弹性的, 而剪切变形服从Maxwell黏弹性规律.

杨氏模量$E=v_{\mathrm{P}}^2\rho(1+\nu)(1-2\nu)/(1-\nu)$和泊松比$\nu=\frac{1}{2}\left(\frac{v_{\mathrm{P}}}{v_{\mathrm{S}}}\right)^2-1\Big/\left(\frac{v_{\mathrm{P}}}{v_{\mathrm{S}}}\right)^2-1$, 其中$v_{\mathrm{P}}$为P波速度, v_{S}为S波速度, ρ为密度. 上述杨氏模量和泊松比计算公式中不同地块和断裂带的上地壳、中地壳、下地壳和上地幔的P波速度结构见Stolk等(2013); S波速度结构见Li等(2013), ρ是根据Crust1.0(http://igppweb.ucsd.edu/-gabi/crust1.html)给出的密度数据进行了平均. 得到鄂尔多斯地块的地表、上地壳、中地壳、下地壳及上地幔杨氏模量分别为87、87、99、118和169GPa; 其他地块各分层结构的杨氏模量分别为84、84、98、111和169GPa; 断层的杨氏模量偏小约一个量级设为

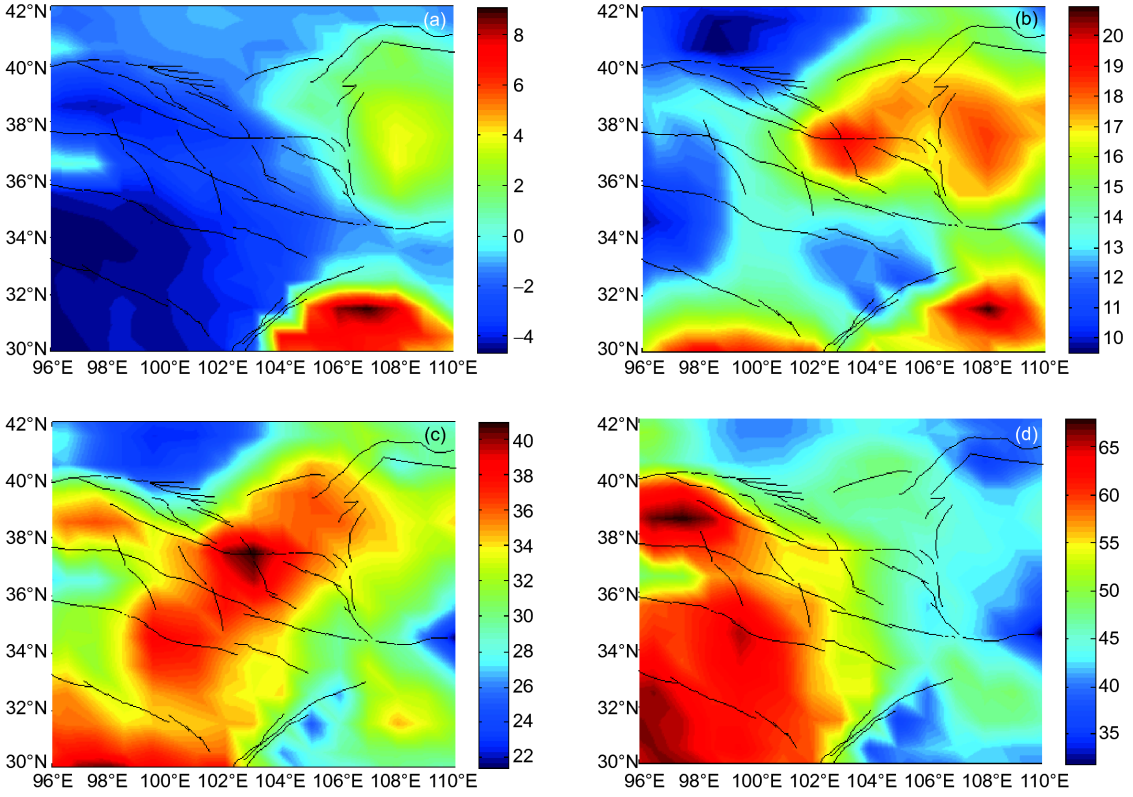

图 3　模型各个地层的深度示意图

(a) 上地壳顶部深度; (b) 上地壳底部深度; (c) 中地壳底部深度; (d) 下地壳底部深度. 单位: km

10GPa. 泊松比在横向上差距不大, 所以各个地块在地表、上地壳、中地壳、下地壳及上地幔的泊松比分别为0.24、0.24、0.25、0.26和0.28; 断层上的泊松比设置为0.49, 主要是为了减少断层法向变形作用, 只考虑其切向变形. 各个地块及断裂带在地表、上地壳、中地壳、下地壳及上地幔的密度取其平均, 分别为2700、2700、2850、2930和3350kg m^{-3}.

青藏高原岩石圈不同地块的流变性质在随深度变化的同时(石耀霖和曹建玲, 2008; 孙玉军等, 2013), 具有明显的横向不均匀性(Flesch等, 2001; 王晓芳和何建坤, 2012). 为体现出不同地块在横向和深度上的流变性质差异, 模型各单元材料参数中的等效黏滞系数采用了孙玉军等(2013)最新给出的地壳上地幔各深度处等效黏滞系数模型计算结果. 鄂尔多斯地块、阿拉善地块及四川盆地是相对比较稳定的地块, 其黏滞系数在地表、上地壳、中地壳、下地壳及上地幔分别为2.5×10^{21}、5×10^{23}、5×10^{23}、1×10^{23}和1×10^{22}Pa s; 青藏高原地区黏滞系数在各分层结构上分别为2×10^{20}、3×10^{22}、2×10^{21}、4×10^{20}和1×10^{21}Pa s; 断裂带黏滞系数统一设为1×10^{21}Pa s.

2.3　模型边界条件

在考虑青藏高原东北缘现今地壳运动的动力学边界控制因素时, 主要考虑了印度板块与欧亚板块汇聚相互作用在模型岩石圈范围的块体边界形成的水平向边界载荷作用. 以李强等(2012)通过分析中国地壳运动观测网络GPS数据(图4a)给出的中国大陆及其邻区地壳现今速度场(相对于欧亚大陆)作为模型边界条件和检验模拟结果的依据. 利用GPS测点的观测速度值插值给出了研究区各段边界的速度值(图4b). 该速度值与计算时间步长的乘积作为有限元模型的水平方向位移约束条件, 且假定从地表到100km深度保持一致, 这未必与实际情况相符, 但可以作为一级近似, 垂直方向位移可以保持自由. 有限元模型的上表面为自由表面, 即法向应力和剪应力均为零. 为简化模型, 将模型底部所有节点垂直方向(z方向)上位移约束为0, 但是可以在水平方向上运动.

2.4　初始应力状态

为了建立重力作用下的地壳上地幔初始应力状态, 模型加入了全部地层的重力势能的作用. 由于岩石圈的长期流变性质, 其应力状态趋向于“静岩压力”, 即重力均衡状态(尹祥础, 1985). 为获得尽可能接近真实的地下三维应力状态, 将模型水平方向边界设为固定, 计算50万年, 获得3个方向主应力基本趋向“静岩压力”的初始应力状态(图5), 从图5可以看出观测点的3个方向的主应力逐渐趋近于相同, 此时可以近似认为地层达到了一个稳定的状态.

同时采用位移消除算法(*In-situ* displacement remove)消除了重力作用造成的垂直向应力引起的长期巨大位移, 将模型几何形状恢复到现今地形(祝爱玉等, 2015), 并且应力保持基本不变, 这个状态才是比较真实符合现在的地形的初始应力状态. 然后再施加模拟现今块体间相互作用的水平方向边界条件. 计算

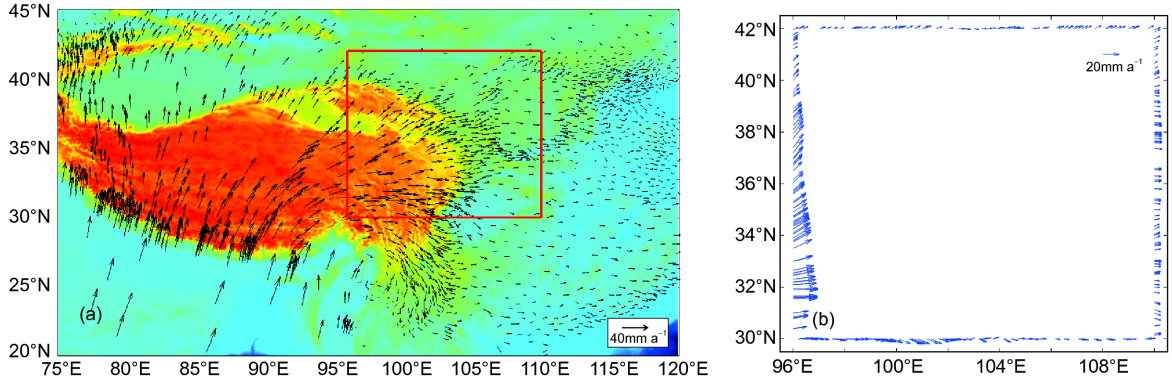

图 4　边界条件

(a) 李强等(2012)给出的相对欧亚板块的GPS速度场, 其中红色矩形区域为本文模型范围; (b) 根据李强等(2012)提供的数据插值计算得到的速度边界条件

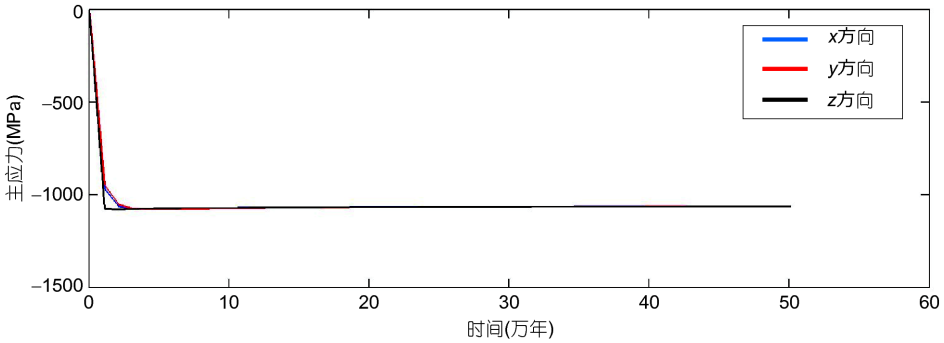

图 5　柴达木地块中地壳某点的主应力随时间变化图

了100个时间步, 时间步长为1000年, 得到10万年加载后的研究区稳定地壳构造应变场和应力场, 作为研究地区的背景力学环境. 计算此后模型的应力应变.

2.5　模型底部地幔拖曳力

考虑到区域尺度地震层析成像模型在刻画地幔横向结构时具有更高的分辨率, Zhu(2016)在探讨地幔对流对中国大陆岩石圈应力场的影响时, 建立了大地水准面异常和地表地形异常约束的区域和全球尺度地震速度结构耦合的地幔对流模型. 以该对流模型为基础, 并在水平和深度方向上均采用了变化的网格间距, 在深度上, 0~100km的网格间距为1km, 100~670km的为10km, 670~1070km的为20km, 以及1070~2900km的为36.6km. 在水平方向上, (10°~60°N)×(65°~145°E)的区域采用的网格间距为0.25°. 本文给出了作用于岩石圈底部约100km深度处的地幔对流产生的拖曳力场(图6a)以及对流速度场(图6b), 具体的计算方法参考Zhu (2016).

为了定量描述地幔拖曳力对青藏高原东北缘岩石圈变形的影响, 本文采用均方根误差计算方法, 定量判断地壳水平向运动速率的模拟计算结果和GPS观测结果在数值和运动方向的符合程度. 将地表节点水平方向运动速率的模拟计算结果插值到李强等(2012)使用的模型范围内GPS台站位置, 然后计算全部GPS观测台站的地壳运动数值模拟结果的方位角和运动速率数值与实际观测解算结果偏差的平方与观测台站数量N比值的平方根σ. σ反映了模拟结果与观测解算结果的符合程度, σ越小, 表示模拟结果越接近实际观测解算结果, 用σ作为评定模拟结果偏差的标准. 计算公式如下:

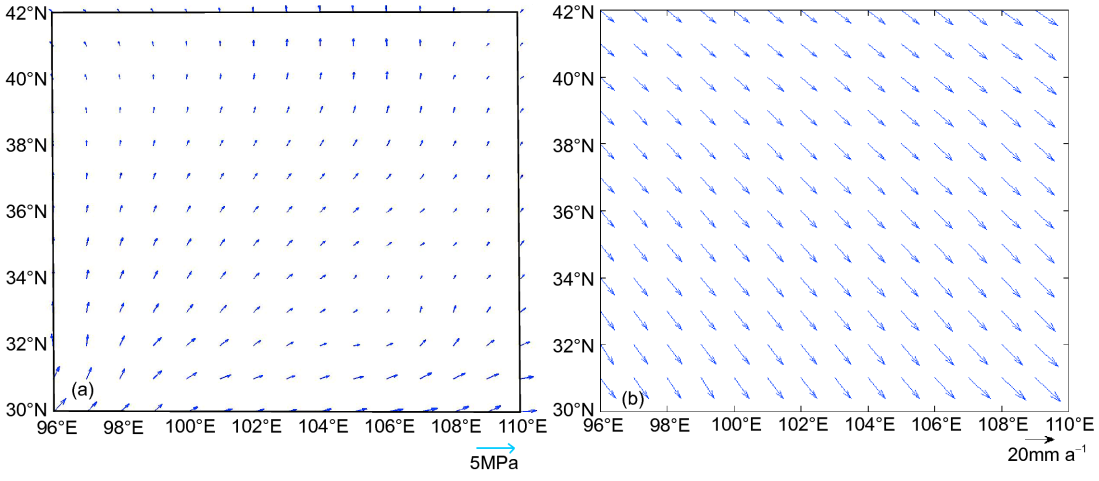

图 6　模型底部100km处地幔对流拖曳力(a)和地幔对流速度图像(b)

$$\sigma=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}\left(V_{\mathrm{sim},i}-V_{\mathrm{obs},i}\right)^{2}}{N}},\tag{1}$$

式中, σ为模型地表水平运动速率的模拟结果与实际观测解算结果的均方根误差; N为李强等(2012)在模型研究区域内使用的观测台站数量; $V_{\mathrm{sim},i}$为对应观测台站i的地壳水平运动速率模拟结果插值; $V_{\mathrm{obs},i}$为观测台站i的地壳水平运动速率观测解算结果. 计算地壳水平运动速率方位角模拟与观测结果偏差的公式同式(1).

3　数值模拟结果及分析

3.1　不考虑地幔拖曳力的数值模拟结果

依据李强等(2012)发表的观测数据确定水平向边界速率载荷, 考虑块体相互作用(水平位移速率边界条件)和重力势能影响, 但岩石圈底面(本模型中假定为模型底面)不施加地幔对流拖曳力, 数值模拟得到了青藏高原东北缘地表变形如图7蓝色箭头所示. 模拟结果显示, 在模型边缘地区, 地表运动速率计算值和测量值的运动速率方向和数值大小都比较相近. 但是, 在祁连地块的西部和柴达木地块中部地区模拟的运动方向为东西向, 而GPS观测的运动方向为北东向; 靠近柴达木地块的巴彦喀拉地块东部地区, 模拟的地表运动为北东向偏东, 和GPS观测的运动方向北东向也有一定的差异; 巴彦喀拉地块东边靠近龙门山断裂带的部分地区模拟的地表运动方向为北东向, 而GPS观测的地表运动方向为东南向偏东. 为了定量的描述计算地表运动和GPS观测结果, 根据均方差误差计算方法即式(1), 得到地壳水平变形速率模拟结果与GPS观测结果的运动方向差异均方根为18.11°, 地壳水平变形速率模拟结果与GPS观测结果的运动速率差异均方差为0.78mm a^{-1}(表1), 从整体结果来看, 模拟得到了运动方向差异还是比较明显.

3.2　施加地幔拖曳力的数值模拟结果

由于模型未施加地幔拖曳力时(见图7蓝色箭头所

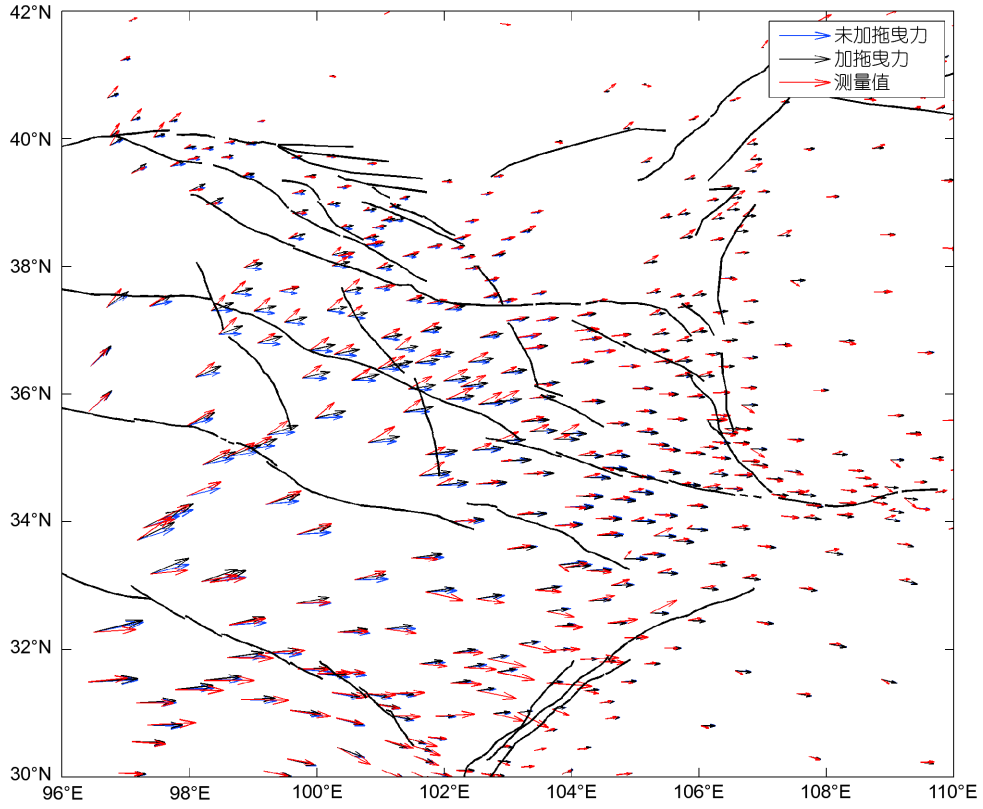

图 7　地表运动速率的模拟结果

红色箭头为GPS值, 蓝色箭头没模型底部没有施加拖曳力的模拟结果, 黑色为模型底部施加拖曳力的模拟结果

表 1　地表运动速率模拟结果与观测值之间的均方根误差[a)]

地幔拖曳力施加方式	地壳水平变形速率模拟结果与GPS观测结果的运动方向差异均方根	地壳水平变形速率模拟结果与GPS观测结果的运动速率差异均方差(mm a^{-1})
不考虑拖曳力	18.1°	0.78
全模型施加拖曳力	15.2°	0.72
青藏高原引入拖曳力强度因子	14.2°	0.72
全模型施加拖曳力*	17.52°	0.78

a) * 据熊熊和腾吉文(2002)

示), 得出的地表变形模拟结果与观测结果存在较大差异, 这说明青藏高原东南缘的运动特征除了块体间的相互作用及重力作用的影响外, 还有可能有其他的动力作用的控制. 所以本文在参考了Bird等(2008)对小尺度地幔对流拖曳力对岩石圈运动控制作用的讨论基础上, 参考已有考虑地幔拖曳力载荷作用的数值模拟研究(张东宁等, 2007; 黄建平等, 2008), 在考虑块体相互作用和重力势能作用的同时, 考虑了小尺度地幔对流拖曳力对青藏高原东北缘现今地壳运动格局的影响, 在模型的全部底面均施加地幔对流拖曳力如图6a所示. 模拟得到的地表形变如图7黑色箭头所示, 可以看出祁连山地块、祁连山北部的合黎山-龙首山构造带和河西走廊盆地带以及柴达木地块的中部地区, 模拟的地表运动方向由东西向向北发生了约15°的偏转, 和观测的GPS观测的地表运动方向北东向(红色箭头)有了一定程度接近, 但是偏差仍然存在; 巴彦喀拉地块东部地区模拟结果和计算结果施加了地幔对流拖曳力后, 模拟与观测结果的偏差有一定改善; 巴彦喀拉地块东边靠近龙门山断裂带的部分地区模拟的地表运动方向为北东向, 和不施加拖曳力时的模拟结果差距不大.

同时根据均方根误差计算方法即式(1), 得到地壳水平变形速率模拟结果与GPS观测结果的运动方向差异均方根为15.2°, 地壳水平变形速率模拟结果与GPS观测结果的运动速率差异均方差为0.72mm a^{-1}(表1). 根据均方根误差结果也可以看出青藏高原东北缘地壳水平运动方向模拟和与实际观测数据相比, 有一定的改善.

3.3　引入地幔拖曳力强度因子的数值模拟结果

3.3.1　拖曳力强度因子

本文引言已经提出, 为了得到更加接近真实地幔拖曳力作用方式的底部边界载荷, 应该考虑到具有一定水平运动速率的运动板块与下伏对流物质的相互作用, 或考虑到不同地块之间岩石圈和软流圈的耦合程度差异. 分析中国大陆及其邻区地壳现今速度场(图4)可以看出, 模型中不同地块的水平运动速率存在很大的差异, 青藏高原内部各地块水平运动速率明显高于阿拉善地块、鄂尔多斯地块和华南地块的水平运动速率. 根据Zhu(2016)的计算结果(图6b), 在本模型范围内各地块的地下100km深度处, 地幔对流速度在大小和方向上基本一致, 基本为SE方向, 因此可以看出青藏高原内部各地块向北的水平运动动速率与100km深度处地幔对流速率的差异, 要显著高于高原周边各地块. 根据Bourne等(1998)的研究结果, 青藏高原内部各地块承受地幔对流拖曳力的强度也应显著大于高原周边的地块.

在存在青藏高原内外不同地块拖曳力强度差异的同时, 根据岩石圈垂直连贯变形理论(Flesch等, 2005; Chang等, 2017), 若岩石圈自上而下没有显示出垂直连贯变形特征, 可认为局部小尺度地幔对流施加在岩石圈底部的地幔对流拖曳力可以忽略; 反之, 在岩石圈自上而下显示出显著的垂直连贯变形特征的地区, 则必须考虑施加岩石圈底部的地幔对流拖曳力. Chang等(2017)联合分析地表变形场和横波分裂数据, 从其研究结果可以看出, 青藏高原内部和阿拉善块体的快波方向与地表变形场预测的快波方向是一致的, 也说明其地表变形场和地幔变形场一致, 地壳强烈地耦合于岩石圈地幔, 符合岩石圈垂直连贯变形特征; 而在鄂尔多斯块体内部和四川盆地内部, 绝大部分测点的快波方向与地表变形场不一致, 并且其时间延迟相对于其他构造单元很小, 表现出弱的各向异性特征, 反映了鄂尔多斯块体和四川盆地内部的刚性特性, 其不具有岩石圈垂直连贯变形特征, 所以本文在设定其地幔对流拖曳力可以忽略(强度因子为0); 而对青藏高原

内部各地块, 因具有较高的上下层运动速率差, 则考虑给定了与高原内部地块上下层运动速率差的比例相应的强度因子.

3.3.2　数值模拟分析结果

根据以上两个小节的模拟结果对比分析可以看出(图7), 虽然控制地壳运动格局的动力学因素非常复杂, 为得到与观测结果更为接近的模拟结果, 本文在施加拖曳力模拟实验的基础之上, 参考Bourne等(1998)的结论, 采用试错法确定了地表水平运动速率与其下部下伏地幔对流速率差异最大的巴彦喀拉地块中部、柴达木地块和祁连山地块的拖曳力强度因子为8, 具体的计算和讨论见4.1节. 最佳的地幔拖曳力强度因子的数值模拟实验结果见图8和表1. 最佳的地幔拖曳力强度因子方案为: 巴彦喀拉地块中部、柴达木地块和祁连山地块大部拖曳力强度因子为8; 巴颜喀拉地块东部、阿拉善地块、柴达木地块东部、祁连山地块东部、川滇地块、河西走廊盆地的强度因子为1; 鄂尔多斯地块、华南地块(四川盆地)的强度因子为0.

从图8可以看出祁连山地块、祁连山北部的合黎山-龙首山构造带和河西走廊盆地带以及柴达木地块的中部地区, 模拟的地表运动方向相对不施加拖曳力的结果由东西向向北发生了约40°的偏转, 几乎和观测的GPS观测的地表运动方向北东向(红色箭头)一致; 巴彦喀拉地块东部地区模拟结果, 在考虑地幔拖曳力强度因子后, 模拟与观测结果也趋于一致; 巴彦喀拉地块东边靠近龙门山断裂带的部分地区, 由于地幔拖曳力的作用, 使得地表运动方向向东北方向发生偏转, 和GPS观测结果有较大的差异. 分析其原因可能是因为2008年汶川地震后龙门山断裂带由以前闭锁变为滑动, 根据GPS观测发现汶川地震后地表形变发现了很大的改变, 其运动速率有了明显的增加, 运动方向也有一定的变化. 由于本文并未考虑到汶川地震的发生, 所以本文不能反映龙门山地区相关地表的运动特征.

从整体上分析(见表1)可以看出, 相对不考虑拖曳力的均方根误差, 地表运动方向模拟结果与GPS观测

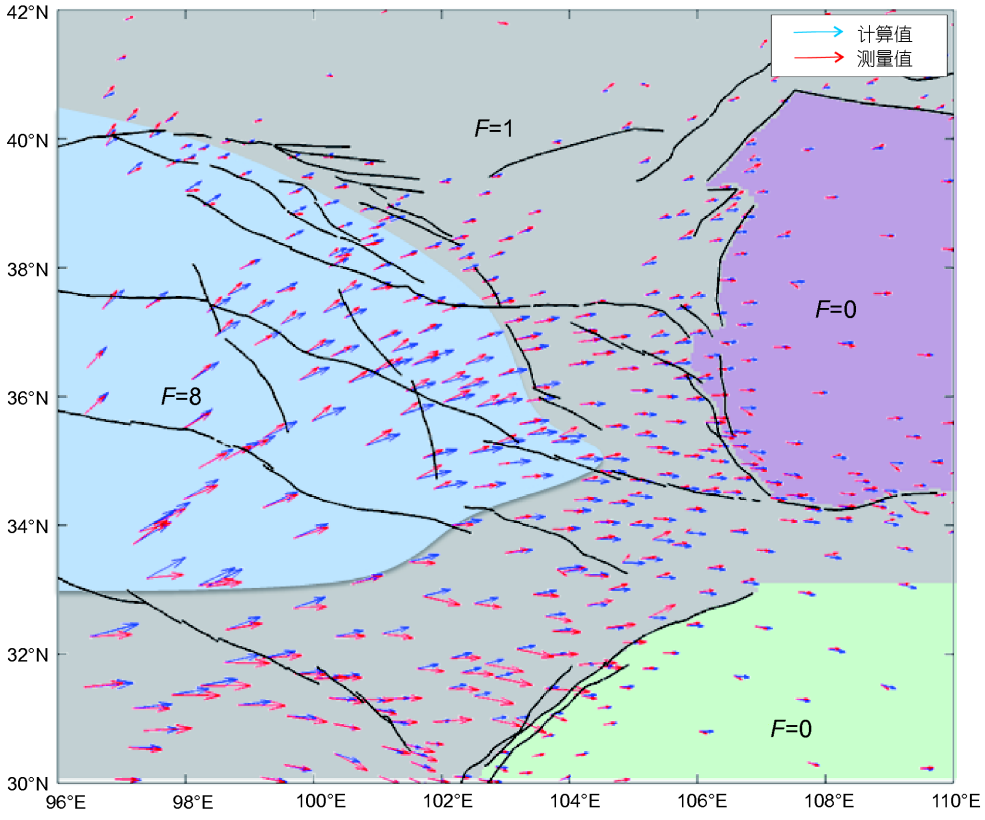

图 8　考虑不同强度因子的地幔拖曳力时地表运动速率的模拟结果

*F*表示拖曳力强度因子

结果的均方根误差减少了约4°，运动速率的均方根误差减小了0.06mm a^{-1}.

3.4 研究区域中地壳应力状态检验

本文采用数值模拟的方法研究了在地幔对流拖曳力、高原重力势能、块体间相互作用等共同作用下的青藏高原东北缘应力应变状态，给出了模型中强震多发的中地壳单元(深度10~20km)最大主压应力方向模拟结果，并和震源机制解和原地应力测量获得世界应力分布图2008年发布的最新结果(Heidbach等，2010)进行了比较(如图9). 从图9可以看出，青藏高原东北缘的北部地区，水平方向最大主压应力的方向近北东—南西方向，这和GPS观测资料反映出来的高原物质向北东方向运动受到阿拉善地块和鄂尔多斯地块阻碍产生沿着物质运动方向的水平方向挤压应力是一致的. 在青藏高原东缘，研究区域的水平方向最大主应应力方向整体格局呈现以青藏高原为中心的辐射状图像. 计算所得到的中地壳水平方向最大主压应力方向数值模拟结果和世界应力分布图(Heidbach等, 2010)在核心区域基本吻合.

本文还给出了研究区域中地壳最大主压应力场如图9云图所示. 可以看出: (1) 青藏高原东北缘岩石圈处于受压状态，并且从整体来看西部比东部承受的压力更大，应力主要集中在青藏高原区域、盆地周边地形起伏较大的区域以及断层附近，在青藏高原地区能达到80~90MPa, 而在东部地区约为40~50MPa, 这与李祖宁等(2002)和郑勇等(2006)给出的中国大陆应力场分布结果在量级上是一致的; (2) 川滇地块是以北东向东南方向旋转的压应力为主; (3) 四川盆地和鄂尔多斯地区分别以东南向和东南偏东向的压应力为主，其应力相对较小，且分布均匀；柴达木盆地以北东向压应力为主，区域应力较小，但是其周围呈现很强的压应力; (4) 还有一些断裂带附近区域, 例如祁连山断裂带、日月山断裂带、昆仑山断裂带东部及龙门山断裂带南端, 应力都比较高.

产生上述应力场分布的主要原因，我们认为首先由于印度板块的挤压作用，主导了青藏高原地区产生了整体较高的压应力环境；其次青藏高原较高的地形,

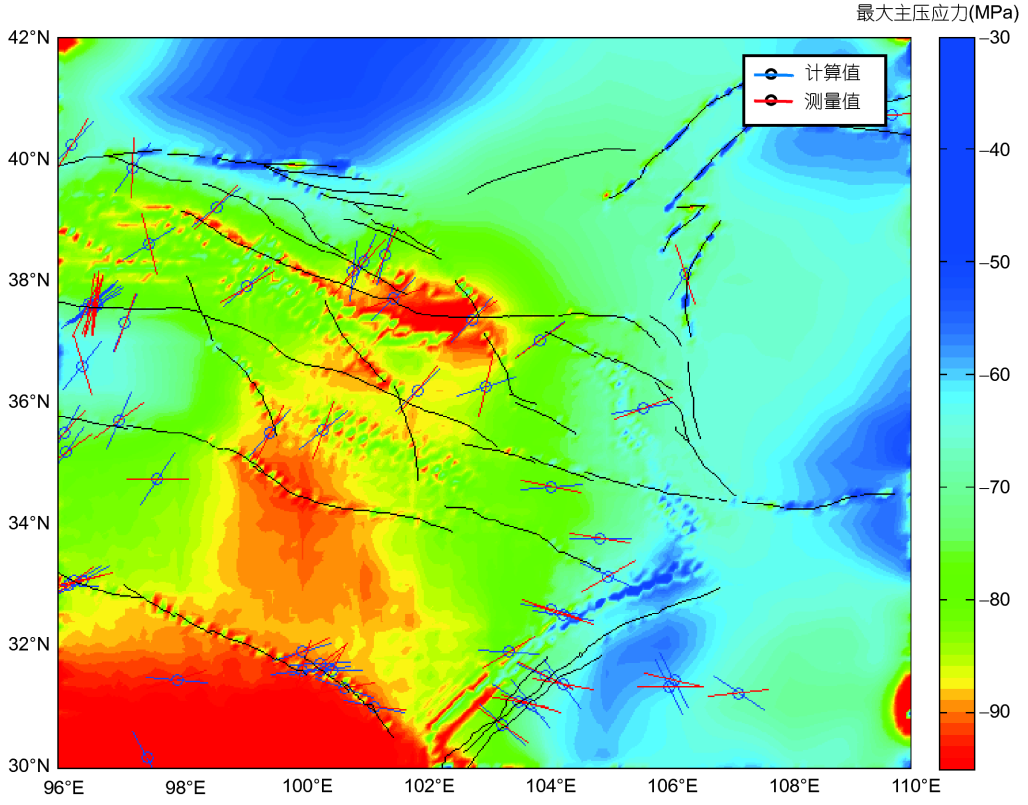

图 9 地壳应力场分布

由于重力的作用, 导致高原物质向外的挤出, 同时受到四川盆地和扬子地台的阻碍, 导致研究区域的水平方向最大主应应力方向整体格局呈现以青藏高原为中心的辐射状图像; 最后根据计算的底部拖曳力的方向可以看出其带动物质向北西向和东部向偏转. 3个方面的共同作用导致了青藏高原东北缘复杂的应力环境.

4　讨论和结论

4.1　拖曳力强度因子的确定

拖曳力强度因子的确定主要是根据以下3个方面: (1) 朱涛(2017)提出的板块运动会对地幔对流的速度和形态产生重要影响; (2) Bourne等(1998)认为地壳承受的下伏岩层拖曳力大小与上下层的水平运动速度差成比例; (3) Flesch等(2005)和Chang等(2017)的岩石圈垂直连贯变形理论和在青藏高原内外不同地块垂直连贯变形特征存在显著差异的研究结果.

对比图7中模拟地表形变和GPS观测值, 可以看出青藏高原的部分区域包括在祁连地块, 柴达木地块以及靠近柴达木地块的巴彦喀拉地块东部地区, 模拟的运动方向和GPS测量的运动方向有明显的差别. 根据上文中给出的设定拖曳力强度因子的研究依据, 以地表观测的GPS观测值作为约束, 采用试错的方法来确定强度因子, 通过计算得到的地表运动方位角和运动速率大小和观测GPS观测值的均方根误差如图10所示. 从图10a可以看出当拖曳力强度因子为6~8的时候, 计算的地表运动方向和观测的GPS运动方向之间的均方根误差最小; 从图10b可以看出当拖曳力强度因子为8~10的时候, 计算的地表运动速率和GPS观测的地表运动速率之间的均方根误差最小. 综合图10a和图10b的结果, 为了保证计算值和观测值的地表运动方向和速率大小都相对较小, 本文选择在绿色曲线区域内的拖曳力强度因子为8, 具体的对比如图8所示.

本文中与实际观测结果更为接近的模拟结果, 在青藏高原东北缘的拖曳力强度因子在8~10, 远远高于鄂尔多斯地块和华南地块, 这可以为祁连山地区存在高挤压速率、具有较高的应变能积累速率且强烈地震频发提供一种深部驱动力的解释, 同时也利用正演试错法印证了地震波各向异性研究发现的岩石圈垂直连贯变形差异. 从地球动力学分析, 可以认为青藏高原东北缘下部很可能承受了更强烈的底部水平拖曳力.

许志琴等(2006)认为青藏高原北缘祁连山的崛起是该地区高挤压速率导致的物质斜向挤出影响的结果. 而下地壳熔体对下地壳流变学性质的影响及对物质挤出样式、方式的驱动可能是导致该地区高速挤压的深部动力来源. 张培震等(2013)认为在板块挤压、板内地幔对流等动力作用下, 上地壳的刚性地块运动和非刚性连续变形都是深部黏塑性流动的地表响应. 袁道阳等(2004)的研究结果认为青藏高原东北缘变形方式纷繁复杂, 并非某一简单模式可以全面概括. 同时

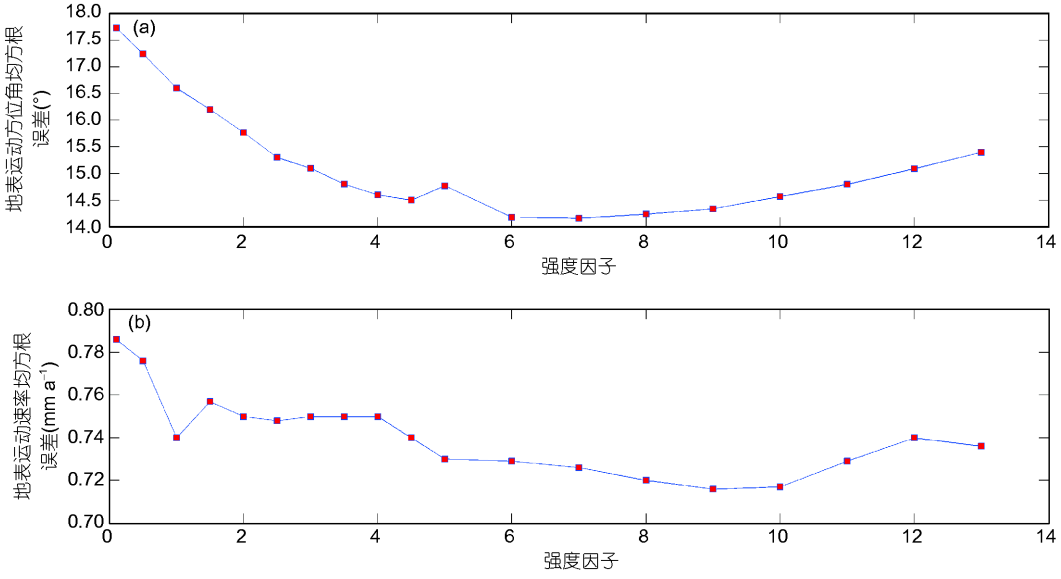

图 10　不同拖曳力强度因子下的计算值和观测GPS值的均方根误差

考虑块体间水平向相互作用和岩石圈底部拖曳力的共同影响或许可以为这种显著的变形方式分区分块特征提供更合理的解释. 基于这些研究设想, 本文引入Flesch等(2005)和Chang等(2017)的软流圈与岩石圈的耦合程度、地壳与上地幔的耦合程度差异设想时, 采用拖曳力强度因子来表示青藏高原东北部地区壳幔强烈耦合导致岩石圈垂直连贯变形, 鄂尔多斯地块中心和华南地块不具有岩石圈垂直连贯变形特征, 是研究高原及周边地区深部驱动力复杂样式的一种新的研究思路.

本文施加的地幔拖曳力都施加模型底部100km处, 并没有考虑到拖曳力施加表面的起伏. 另外在施加拖曳力时只考虑了水平向的拖曳力, 并没有考虑垂向的作用, 这将在以后的工作中做进一步深入的研究.

4.2 不同方式给出的地幔拖曳力数值模拟实验

利用地震层析成像方法建立地幔对流模型在分辨率上具有明显的进步, 因此本文选择Zhu(2016)发表的结果作为本文模型施加地幔对流拖曳力的依据. 但为了比较不同方法所给出的地幔对流拖曳力对青藏高原东北缘现今构造运动影响的差异, 本文还将熊熊和腾吉文(2002)得出的地幔拖曳力施加在模型底部并进行了计算(全区域内拖曳力强度强子因子为1), 得到的地壳水平运动速率的模拟结果如图11所示, 可以看出两种不同的对流模型给出的结果有差别, 尤其是在青藏高原的内部. 对比Zhu(2016)和熊熊和腾吉文(2002)给出的对流模型得到的地表形变, 可以看出, Zhu(2016)给出的拖曳力使得青藏高原内部的地表运动方向向北偏转了约15°更为接近GPS观测值. 同时对比模拟值与观测值之间的均方根误差(表1)可以看出, 施加Zhu(2016)模型的模拟结果相对采用熊熊和腾吉文(2002)模型的模拟结果更接近于实际观测数据.

通过选择两个代表性的小尺度对流模型与区域构造运动观测结果进行比较, 仍可以看出来这些研究模型的价值, 和同时存在的不确定性. 熊熊和腾吉文(2002)计算得到的地幔对流应力场图像在高原东北部祁连山地区(本文研究的中心地区)与地表运动比较符合, 而在高原邻近区域两者对应性较差, 其研究工作还

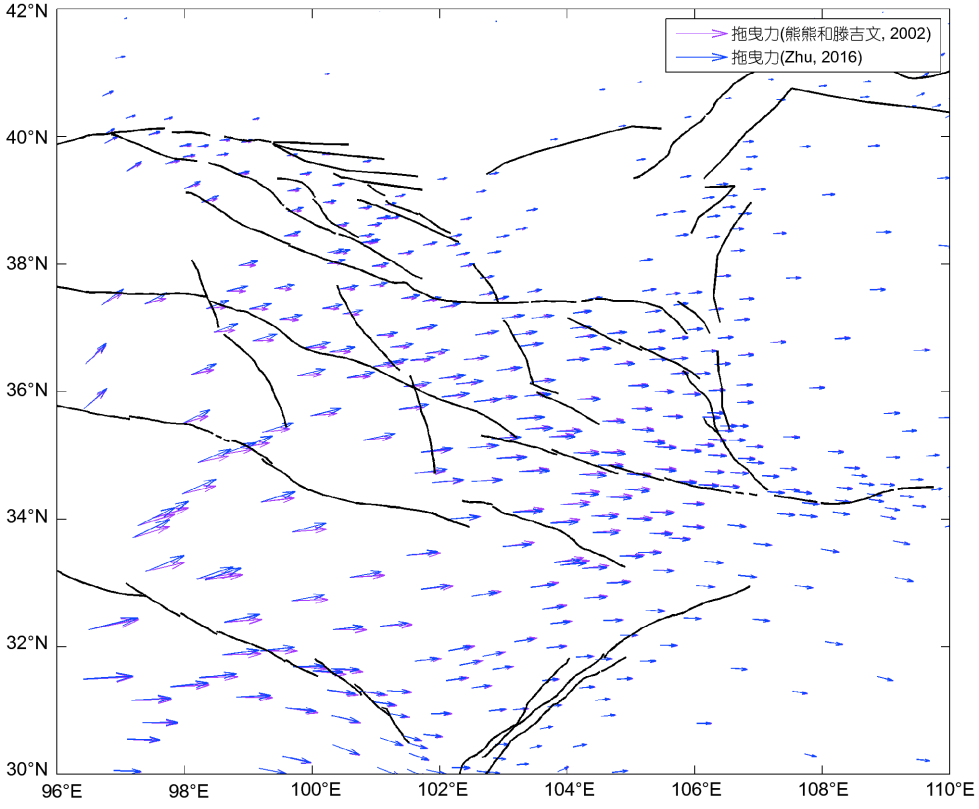

图 11 不同对流模型给出的拖曳力模拟的地壳水平运动速率结果对比

试图利用地壳与地幔的解耦对计算与观测结果的符合程度进行解释. Zhu(2016)利用地震层析成像数据计算得到的小尺度地幔对流拖曳力图像, 在青藏高原及其东部和北部边缘地区与地表GPS观测得到的地壳现今运动图像在方向上基本一致, 在其东北缘与鄂尔多斯地台交汇地区, 地幔对流拖曳力方向为近南北向, 在鄂尔多斯地台, 地幔拖曳力方向近北北东向, 与GPS观测给出的地壳运动方向有较大差别. 为了更好的研究拖曳力对形变的影响, 需要得到更为可靠的拖曳力数据. 本文采用的是最新的拖曳力数据, 模拟结果说明, 施加地幔拖曳力对改善青藏高原东北缘地球动力学模型仍是具有正面意义的.

4.3 结论

依据本文所采用的三维黏弹性有限元数值模型, 在考虑青藏高原东北缘及邻近地区复杂地形特征, 根据GPS观测数据插值给出的模型边界挤压作用, 依据最近发表探测结果确定的深浅部力学性质(强度)差异的前提条件下, 将不同地幔对流拖曳力载荷方案模拟计算得到的地表水平变形速率与李强等(2012)发表的GPS观测数据进行比较, 模拟分析了地幔对流拖曳力对青藏高原东北缘现今岩石圈变形的控制作用和可能的控制形式. 根据模拟结果可以看出:

块体之间的相互作用及高原重力作用对青藏高原东南缘的运动格局具有明显的控制作用, 虽然整体上体现了由高原内部向高原边缘逐渐变小的地壳运动特征, 但是在青藏高原内部, 尤其是祁连山地块及柴达木地块的中部地区, 并没有体现其北东方向的运动特征, 由此可以看出青藏高原内部的运动方向还受到其他动力学因素的影响. 通过施加地幔拖曳力并考虑拖曳力强度因子, 使得到的地表运动方向与GPS观测结果更为一致, 这说明该地区的岩石圈底部拖曳力对青藏高原内部的地壳运动方向具有明显的控制作用, 具体体现在青藏高原底部拖曳力使祁连山地块、祁连山北部的合黎山-龙首山构造带和河西走廊盆地带以及柴达木地块的中部地区的地壳运动方向向北偏转了约40°; 同时使巴彦喀拉地块东部地区地壳运动方向向北偏转了10°~15°. 从断层构造图上可以看出在柴达木地块和祁连山地块的北边界形成了一系列的逆冲断层, 包含柴达木盆地北缘断裂、香山-天景山断裂、祁连山北原断裂、海原断裂等, 这些逆冲断层的形成和地幔拖曳力对青藏高原的地壳运动方向的影响有明显的对应关系.

在考虑拖曳力强度因子时, 除了考虑到不同地块的地壳水平运动速率与下伏地幔对流速率差的比例大小外, 受Chang等(2017)研究结果的启发, 注意到地幔对流拖曳力与地幔对流速率相关的同时, 很可能直接与岩石圈和软流圈的耦合程度相关. 考虑到研究区域的垂直连贯变形作用, 从而确定青藏高原地区的地幔和地壳的耦合强弱作用. 通过试错法确定的拖曳力强度因子, 使得青藏高原地区的模拟地表形变和GPS观测的结果有更好的一致性. 从而进一步支持了Chang等(2017)的研究结果, 即青藏高原东北部地区现今变形方式为垂直连续变形, 壳幔强烈耦合, 并且在考虑青藏高原的数值模拟时必须考虑各个地块地幔拖曳力作用的强弱程度.

本文的数值模拟结果同时证实了一些研究工作提出的设想(Liu和Yang, 2003; Bird等, 2008): 高海拔地形蓄积的重力势能、岩石圈复杂的物性和力学性质结构、板块汇聚和地幔拖曳力共同控制青藏高原东北缘岩石圈运动. 但也还有一些因素并未考虑, 例如地表的剥蚀作用等. 同时本文没有考虑历史强震对区域应力的改变, 例如汶川地震发生, 导致龙门山地区地表运动速率增加了约1倍, 所以导致本文在龙门山附近区域的模拟地表形变和GPS观测值有较大的区别. 要想判断诸多因素中控制目前青藏高原地壳运动整体趋势的最主要因素, 还需要进一步细致的研究工作.

致谢 本论文撰写过程中得到了熊熊研究员、袁道阳研究员、唐方头研究员和常利军研究员的指导和建议. 在模型建立过程中使用了地震行业科研专项“中国地震科学台阵探测——南北地震带北段”项目组王兴臣博士和丁志峰研究员等利用地震台阵观测数据计算得到的模型研究区域莫霍面深度数据, 以及中国地震局地球物理勘探中心产出的人工地震剖面速度结构剖面图像结果. 本文在修改过程中, 得到多位评审专家极具指导意义的修改意见, 在此向提供有益建议的学者和匿名评审专家表示诚挚的感谢.

参考文献

陈运泰, 杨智娴, 张勇, 刘超. 2013. 从汶川地震到芦山地震. 中国科学: 地球科学, 43: 1064–1072

崔笃信, 王庆良, 胡亚轩, 王文萍, 梁伟锋. 2009. 青藏高原东北缘岩

石圈变形及其机理. 地球物理学报, 52: 1490–1499
方颖, 江在森, 张晶, 武艳强. 2009. 青藏高原现今高分辨率地壳运动特征. 地球科学——中国地质大学学报, 34: 399–404
傅容珊, 黄建华, 徐耀民, 常筱华. 1998. 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, 41: 658–668
傅容珊, 黄建华, 董树谦, 张群山, 常筱华. 2003. 利用地震层析成像数据计算地幔对流新模型的探讨. 地球物理学报, 46: 772–778
傅容珊, 王景赟, 常筱华, 黄建华, 戴志阳, 查显杰. 2005. 上地幔密度异常驱动小尺度对流及实验模型. 地震学报, 27: 25–32
葛伟鹏, 王敏, 沈正康, 袁道阳, 郑文俊. 2013. 柴达木-祁连山地块内部震间上地壳块体运动特征与变形模式研究. 地球物理学报, 56: 2994–3010
郝明, 秦姗兰, 李煜航, 常筱华. 2014. 青藏高原东北缘近期地壳水平运动研究. 大地测量与地球动力学, 34: 99–103
黄建平, 傅容珊, 郑勇, 薛霆虓, 刘峡, 韩立波. 2008. 地幔对流拖曳力对中国大陆岩石层变形的影响. 地球物理学报, 51: 1048–1057
李强, 游新兆, 杨少敏, 杜瑞林, 乔学军, 邹蓉, 王琪. 2012. 中国大陆构造变形高精度大密度GPS监测——现今速度场. 中国科学: 地球科学, 42: 629–632
李煜航, 崔笃信, 郝明. 2015. 利用GPS数据反演青藏高原东北缘主要活动断裂滑动速率. 地球科学——中国地质大学学报, 40: 1767–1780
李祖宁, 傅容珊, 黄建华. 2002. 剥蚀及地幔作用下青藏高原隆升过程的数值模拟. 地球物理学报, 45: 516–524
石耀霖, 曹建玲. 2008. 中国大陆岩石圈等效黏滞系数的计算与讨论. 地学前缘, 15: 82–95
孙玉军, 董树文, 范桃园, 张怀, 石耀霖. 2013. 中国大陆及邻区岩石圈三维流变结构. 地球物理学报, 56: 2936–2946
滕吉文, 白登海, 杨辉, 闫雅芬, 张洪双, 张永谦, 阮小敏. 2008. 2008汶川M_S8.0地震发生的深层过程和动力学响应. 地球物理学报, 51: 1385–1402
王晓芳, 何建坤. 2012. 下地壳管道流动与青藏高原东缘大尺度构造地貌关系. 中国科学: 地球科学, 42: 505–512
熊熊, 滕吉文. 2002. 青藏高原东缘地壳运动与深部过程研究. 地球物理学报, 45: 507–515
熊熊, 傅容珊, 滕吉文, 许厚泽. 2005. 青藏高原的地幔动力学的研究. 地球科学进展, 20: 970–979
熊熊, 单斌, 王继业, 郑勇. 2010. 蒙古-贝加尔地区上地幔小尺度对流及地球动力学意义. 地球物理学报, 53: 1594–1604
许志琴, 杨经绥, 李海兵, 张建新, 曾令森, 姜枚. 2006. 青藏高原与大陆动力学-地体拼合、碰撞造山及高原隆升的深部驱动力. 中国地质, 33: 221–238
袁道阳, 张培震, 刘百篪, 甘卫军, 毛凤英, 王志才, 郑文俊, 郭华. 2004. 青藏高原东北缘晚第四纪活动构造的几何图像与构造转换. 地质学报, 78: 270–278
尹祥础. 1985. 固体力学. 北京: 地震出版社
张东宁, 袁松湧, 沈正康. 2007. 青藏高原现代地壳运动与活动断裂带关系的模拟实验. 地球物理学报, 50: 153–162
张培震, 邓起东, 张国民, 马瑾, 甘卫军, 闵伟, 毛凤英, 王琪. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块. 中国科学D辑: 地球科学, 33(增刊): 12–20
张培震, 邓起东, 张竹琪, 李海兵. 2013. 中国大陆的活动断裂、地震灾害及其动力过程. 中国科学: 地球科学, 43: 1607–1620
郑文俊, 张培震, 袁道阳, 郑德文. 2009. GPS观测及断裂晚第四纪滑动速率所反映的青藏高原北部变形. 地球物理学报, 52: 2491–2508
郑勇, 傅容珊, 熊熊. 2006. 中国大陆及周边地区现代岩石圈演化动力学模拟. 地球物理学报, 49: 415–427
祝爱玉, 张东宁, 蒋长胜. 2015. 安宁河-则木河-小江断裂带应力状态分段特征的数值模拟研究. 中国科学: 地球科学, 45: 1839–1852
朱涛. 2017. 欧亚板块运动对中国大陆岩石圈底部地幔对流速度场和水平剪切应力场的影响. 地学前缘, 24: 192–206
ADINA R& D. Inc. June 2010. Theory and Modeling Guide Volume I: ADINA, Report ARD 10–7
Becker T W, Faccenna C. 2011. Mantle conveyor beneath the Tethyan collisional belt. Earth Planet Sci Lett, 310: 453–461
Bird P. 1999. Thin-plate and thin-shell finite-element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting. Comput Geosci, 25: 383–394
Bird P, Liu Z, Rucker W K. 2008. Stresses that drive the plates from below: Definitions, computational path, model optimization, and error analysis. J Geophys Res, 113: B11406
Bourne S J, England P C, Parsons B. 1998. The motion of crustal blocks driven by flow of the lower lithosphere and implications for slip rates of continental strike-slip faults. Nature, 391: 655–659
Chang L J, Ding Z F, Wang C Y, Flesch L M. 2017. Vertical coherence of deformation in lithosphere in the NE margin of the Tibetan plateau using GPS and shear-wave splitting data. Tectonophysics, 699: 93–101
Chen L, Capitanio F A, Liu L J, Gerya T V. 2017. Crustal rheology controls on the Tibetan plateau formation during India-Asia convergence. Nat Commun, 8: 15992
Faccenna C, Becker T W, Conrad C P, Husson L. 2013. Mountain building and mantle dynamics. Tectonics, 32: 80–93
Flesch L M, Haines A J, Holt W E. 2001. Dynamics of the India-Eurasia collision zone. J Geophys Res, 106: 16435–16460
Flesch L M, Holt W E, Silver P G, Stephenson M, Wang C Y, Chan W W. 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. Earth Planet Sci Lett, 238: 248–268
He J K, Lu S J, Wang W M. 2013. Three-dimensional mechanical

modeling of the GPS velocity field around the northeastern Tibetan plateau and surrounding regions. Tectonophysics, 584: 257–266

Heidbach O, Tingay M, Barth A, Reinecker J, Kurfeß D, Müller B. 2010. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. Tectonophysics, 482: 3–15

Huang J, Zhong S. 2005. Sublithospheric small-scale convection and its implications for the residual topography at old ocean basins and the plate model. J Geophys Res, 110: B05404

Li Y H, Wu Q J, Pan J T, Zhang F X, Yu D X. 2013. An upper-mantle S-wave velocity model for East Asia from Rayleigh wave tomography. Earth Planet Sci Lett, 377-378: 367–377

Liang S M, Gan W J, Shen C Z, Xiao G R, Liu J, Chen W T, Ding X G, Zhou D M. 2013. Three-dimensional velocity field of present-day crustal motion of the Tibetan Plateau derived from GPS measurements. J Geophys Res-Solid Earth, 118: 5722–5732

Liu M, Yang Y Q. 2003. Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling. J Geophys Res, 108: 2361

Steinberger B, Schmeling H, Marquart G. 2001. Large-scale lithospheric stress field and topography induced by global mantle circulation. Earth Planet Sci Lett, 186: 75–91

Stolk W, Kaban M, Beekman F, Tesauro M, Mooney W D, Cloetingh S. 2013. High resolution regional crustal models from irregularly distributed data: Application to Asia and adjacent areas. Tectonophysics, 602: 55–68

Wang X C, Li Y H, Ding Z F, Zhu L P, Wang C Y, Bao X W, Wu Y. 2017. Three-dimensional lithospheric S wave velocity model of the NE Tibetan Plateau and western North China Craton. J Geophys Res-Solid Earth, 122: 6703–6720

Xu T, Wu Z B, Zhang Z J, Tian X B, Deng Y F, Wu C J, Teng J W. 2014. Crustal structure across the Kunlun fault from passive source seismic profiling in East Tibet. Tectonophysics, 627: 98–107

Zhu T. 2014. Tomography-based mantle flow beneath Mongolia-Baikal area. Phys Earth Planet Inter, 237: 40–50

Zhu T. 2016. Lithospheric stress and uppermantle dynamics in mainland China due to mantle flow based on combination of global- and regional-scale seismic tomography. J Asian Earth Sci, 132: 103–117

(责任编委: 陈凌)