

# 从震后形变探讨青藏高原下地壳黏滞系数

张晁军<sup>①②\*</sup>, 曹建玲<sup>②</sup>, 石耀霖<sup>②</sup>

① 中国地震局地震台网中心, 北京 100045;

② 中国科学院研究生院, 计算地球动力学实验室, 北京 100049

\* E-mail: [zcj72@hotmail.com](mailto:zcj72@hotmail.com)

收稿日期: 2008-01-02; 接受日期: 2008-07-25

国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB418405)、国家自然科学基金(批准号: 40774048)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-123)和地震基本科研业务项目(批准号: 02076902-05)资助

**摘要** 青藏高原下地壳黏滞系数究竟是多少, 已成为深入定量研究中的突出问题, 它的数值量级将极大地影响定量模拟的结果. 为了获得青藏高原下地壳的黏滞系数, 从 3 条途径对该参数进行了计算: 一是基于对青藏高原深部温度状态改进了的估计, 用流变定律和 GPS 求得的应变速率对高原北部下地壳黏滞系数重新进行了估算, 获得的昆仑山地区中地壳等效黏滞系数为  $10^{20} \sim 10^{22}$  Pa·s 量级, 下地壳等效黏滞系数在  $10^{19} \sim 10^{21}$  Pa·s 之间. 二是用 3 种流变模型对 2001 年昆仑山  $M_S 8.1$  级地震震后跨断层 GPS 站点记录到的震后变形进行了模拟, 得到的下地壳黏滞系数为  $10^{17}$  Pa·s 量级. 三是用黏弹性模型对炉霍地震后的跨断层形变曲线进行了拟合, 得到的下地壳黏滞系数为  $10^{19}$  Pa·s 量级. 前人研究等效黏滞系数时忽视了等效黏滞系数与应变速率存在的非线性关系, 本研究结果协调地解释了实验室实验、大地震后较短时期的变形和大地震后较长时间变形下, 其等效黏滞系数存在差异的问题.

**关键词**  
流变模型  
应变速率  
流变定律  
震后形变  
黏滞系数

青藏高原下地壳黏滞系数究竟是多少, 已成为深入定量研究中突出的问题, 它的数值量级将极大地影响定量模拟的结果. 许多学者用不同的方法对这一问题进行了探讨. 例如, Royden 等<sup>[1]</sup>利用解析方法研究青藏高原抬升高度及地壳厚度随时间变化问题时, 认为青藏高原地区地壳非常柔软, 其黏滞系数范围很宽, 介于  $10^{12} \sim 10^{21}$  Pa·s 之间, 当应变速率为  $3 \times 10^{-15}/s$  时, 得到的黏滞系数为  $10^{18}$  Pa·s. Beaumont 等<sup>[2]</sup>以湿黑山石英和马里兰辉绿岩为样品, 根据热力学塑性流变定律计算得到的等效黏滞系数分别为  $10^{19}$  Pa·s (地温在  $700^\circ C$ , 上地壳底部弱化部分) 和  $10^{18}$  Pa·s (地温  $\geq 750^\circ C$ , 25~35 km 的中地壳). Clark 和 Royden<sup>[3]</sup>用地形梯度法对青藏高原周边地区下地壳黏滞性进行了估计, 在四川盆地南部和北部得到的

黏滞系数为  $10^{18}$  Pa·s 量级, 在四川盆地边缘得到的黏滞系数为  $10^{21}$  Pa·s 量级, 拟合盆地平坦地区得到的黏滞系数为  $10^{16}$  Pa·s 量级. Hilley 等<sup>[4]</sup>用地震复发周期方法得到的青藏高原下地壳黏滞系数在  $10^{18} \sim 10^{21}$  Pa·s 之间. Ryder 等<sup>[5]</sup>用 Maxwell 流体模型、标准线弹性固体模型, 借助于 1997 年 11 月 8 日  $M_w 7.6$  级玛尼地震后 4 a 非连续的 InSAR 观测数据资料, 对玛尼断层两侧 70 km 区域内震后形变进行了数值模拟, 得到的黏滞系数为  $4 \times 10^{18}$  Pa·s 量级. Shen 等人<sup>[6]</sup>用黏弹性模型模拟 2001 年可可西里地震的震后形变, 得到的下地壳黏滞系数为  $5 \times 10^{17}$  Pa·s 量级. 可见, 不同的方法不同的资料, 得出的结果存在着差异, 至今尚无人对此做出合理的解释.

本文基于对青藏高原深部改进了的温度状态的

估计<sup>[7]</sup>, 对高原北部下地壳黏滞系数重新进行了估算, 并且利用 2001 年昆仑山口 Ms8.1 地震后变形的野外实际资料, 反演下地壳的黏滞系数, 并与模拟炉霍 Ms7.6 地震后变形曲线中获得的黏滞系数进行了对比分析, 协调地解释了实验室实验、大地震后较短时期的变形和大地震后较长时间变形下, 其等效黏滞系数存在差异的问题。

### 1 基于青藏高原的深部温度状态和岩石实验资料对下地壳流变性质的估计

目前, 一般是根据钻孔地温梯度和岩石热导率的测量结果, 计算出地表地热流量密度, 并根据对不同深度岩石放射性产热率的测量及其深度分布, 在假定该地区达到热平衡状态的条件下, 根据稳态热传递方程的解, 对地壳深部温度进行估计。如果假定上层地壳厚  $H$  的层位产热率为  $A$ , 其下岩石产热率很小且可以近似为零的情况下, 温度随深度的变化可表示为

$$T = -\frac{1}{2A}z^2 + \frac{q_0}{k}z + T_0 \quad \text{当 } z < H, \quad (1)$$

$$T = \frac{q_1}{k_2} + T_1 \quad \text{当 } z \geq H, \quad (2)$$

其中,  $T_1 = -\frac{1}{2A}H^2 + \frac{q_0}{k_1}H + T_0$ ,  $q_1 = -\frac{kH}{A} + q_0$ 。

按这种方法根据地表面观测的温度和热流推算深部的温度, 存在一个问题: 观测误差和传热参数的误差都会导致深部温度存在很大的不确定性。安美建等<sup>[7]</sup>利用地震波波速反演了中国大陆上地幔的温度, 为地壳底部温度提供了约束。这时, 再按上述的稳态温度场计算方法, 对中国大陆地壳的温度重新进行了计算。

在温度比较低的条件下, 岩石表现为脆性。在脆性域, 岩石强度可以按照 Beylee 摩擦定律计算。臧

绍先等<sup>[8]</sup>给出了逆冲、走滑、正断 3 种不同断层类型的 Beylee 强度表达式。其中走滑断层的摩擦强度公式为<sup>[9]</sup>

$$\tau = \begin{cases} 34.91z, & z < 12.8, \\ 27.73z + 85.75, & 12.8 < z < 102.0, \end{cases} \quad (3)$$

其中,  $z$  是深度(以 km 为单位), 岩石强度单位是 MPa。

在高温高压岩石三轴实验中, 围压为  $\sigma_3$ , 轴压为  $\sigma_1$  的条件下(即  $2\tau = \Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$ ), 岩石变形遵从幂律流变律。可以按照下面的公式计算在韧性域的岩石强度:

$$2\tau = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A}\right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{E}{nRT}\right), \quad (4)$$

其中,  $T$  是绝对温度,  $R$  是普氏气体常数;  $A$  为物质常数,  $n$  为应力指数,  $E$  为激活能, 都是可以通过岩石试验得到的流变常数;  $\dot{\epsilon}$  是应变速率。本文按照高山等<sup>[10]</sup>研究认为中国大陆下地壳分为上下两层的特点, 和对地壳成分的研究成果, 选取了流变常数(表 1), 温度则采用安美建等人的计算结果, 应变速率  $\dot{\epsilon}$  采用 Zhu 和 Shi<sup>[14]</sup> 基于 GPS 实测资料用改进的算法估计的应变速率值。地壳厚度数据采用 Crust2 模型。

按公式(1)和(2)计算不同深度岩石强度, 以确定该深度处的岩石变形是否进入韧性域, 对处于韧性域的岩石, 可按照下面的公式计算其等效黏滞系数:

$$\eta_{\text{eff}} = \frac{\tau}{\dot{\epsilon}} = \frac{\dot{\epsilon}^{-\frac{1-n}{n}}}{2A^{\frac{1}{n}}} \exp\left(\frac{E}{nRT}\right) \quad (5)$$

本文利用安美建等人的温度结果和 GPS 实测的应变速率, 计算了青藏高原北部地壳的等效黏滞系数。图 1 给出了该地区不同深度的有效黏滞系数。计算表明, 昆仑山地区中地壳等效黏滞系数为  $10^{20} \sim 10^{22} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  量级, 下地壳等效黏滞系数为  $10^{19} \sim 10^{21} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  量级(图 1)。

表 1 计算流变强度采用的参数

分层	代表性岩石	$A/\text{MPa}^{-n}\cdot\text{s}^{-1}$	$n$	$E/\text{kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$	参考文献
上地壳	花岗岩	$1.995 \times 10^{-4}$	1.9	141	[11]
中地壳	石英闪长岩	$3.8 \times 10^{-2}$	2.4	219	[12]
下地壳上部	长英质麻粒岩	$8 \times 10^{-3}$	3.1	243	[13]
下地壳下部	基性麻粒岩	$1.4 \times 10^4$	4.2	445	[13]
上地幔	橄辉岩	$2.0 \times 10^3$	4.0	471	[15]

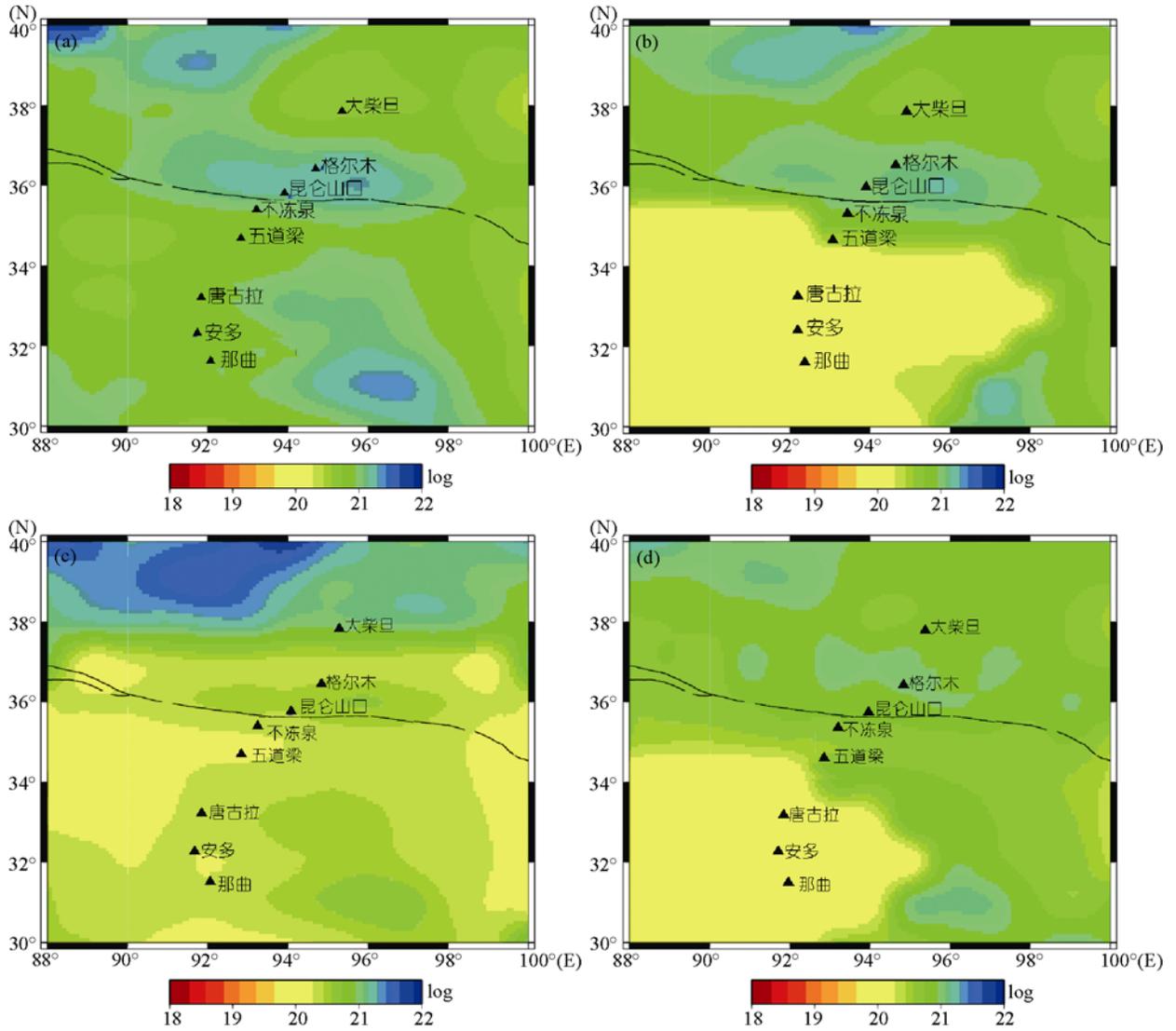


图 1 不同深度等效黏滞系数分布图

(a) 30 km; (b) 40 km; (c) 50 km; (d) 60 km. 黏滞系数单位: Pa·s

## 2 基于 2001 年昆仑山大地震短期震后变形的模拟对下地壳流变性质的估计

昆仑山 Ms8.1 地震后中国地震局沿青藏公路跨断层布设了 4 个固定 GPS 站点(图 2): 东昆仑断裂南侧, 距地震地表破裂带 30 和 130 km 分别布设了不冻泉(BDGD)和五道梁(WDGD)两个 GPS 站点; 东昆仑断裂北侧, 距地震地表破裂带 28 和 100 km 布设了昆仑山(KLGD)和格尔木(JB30)两个 GPS 站点. 从这些 GPS 站点震后东向地表蠕动位移运动的时间序列可以看出, 在断层南侧虽然 WDGD 和 BDGD 两者与断层距离不同, 东向运动幅度与时间变化特征仍很相

似, 变形速率总体呈指数衰减<sup>[16]</sup>, 但断裂两侧运动特征有差别, 可能反映了地壳介质性质的差别. 我们通过不同流变模型拟合昆仑山地震震后变形来获得该地区的黏滞系数.

### 2.1 PSGRN/PSCMP 的基本原理

本文使用 Wang 等<sup>[17]</sup>PSGRN/PSCMP 程序, 该程序使用传播算法来计算谱格林函数, 并通过在快速 FFT 变换中使用反混淆技术来获取空间域的格林函数, 计算黏弹性岩体震后变形. 该程序把地震的破裂面离散成许多离散的点位错, 通过线性叠加的方法计算同震及震后形变<sup>[17]</sup>. PSGRN/PSCMP 程序可以对

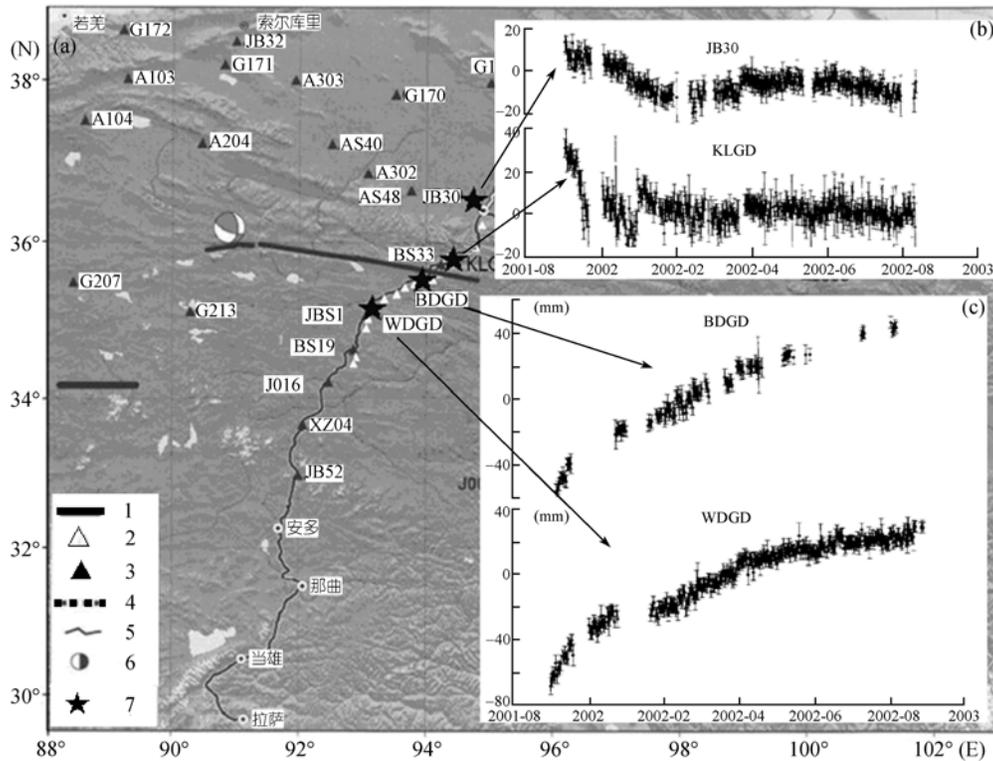


图 2 GPS 观测站点分布图及记录到的震后形变(据任金卫和王敏<sup>[16]</sup>)

1, 地震破裂带; 2, GPS 跨断层观测剖面; 3, 区域 GPS 复测站点(站点代码为白字者未施测的点); 4, 青藏铁路; 5, 青藏公路; 6, 震中位置(中国地震局地震监测中心结果); 7, 跨断层 GPS 观测站点位置及其震后形变. (b)和(c)图中横坐标为 GPS 日期, 纵坐标为东向位移(单位: mm)

标准线性固体、Maxwell 体和弹性体等介质本构关系进行计算. 标准线性体和 Maxwell 体本构关系中涉及的主要参数见图 3. 本计算中具体用到的参数见表 2.

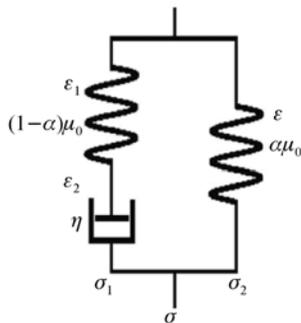


图 3 标准线性体本构关系图( $0 < \alpha < 1$ )

当  $\alpha=0$  时, 退化为 Maxwell 体; 当  $\alpha=1$ , 退化为弹性体<sup>[17]</sup>

## 2.2 实测观测曲线的数值模拟

张晔军等<sup>[18]</sup>考察了 3 种典型参考流变模型(表 2), 结合确定的断层滑动模型, 对昆仑山断层两侧 GPS 站点的震后形变曲线进行了数值模拟. 地壳总厚度取

定为 70 km<sup>[19]</sup>. 模型 1 表层 10 km 为滞弹性的标准线性固体(SLS)覆盖于弹性体(E)上. 模型 2 为上地壳 30 km 厚的弹性体(E)覆盖于下地壳 40 km 厚的 Maxwell 体(M)之上. 模型 3 为组合模型, 表层 10 km 厚的标准线性固体(SLS)、中层为 20 km 厚的弹性体(E), 下层为 40 km 厚的 Maxwell 体(M). 各模型的参数见表 2, 在以下各图中 BDGD, WGDG 和 KLG, JB30 分别是地震地表破裂南侧与北侧震后地表蠕动位移东向分量随时间变化曲线<sup>[16]</sup>.

图 4 是 3 种模型选取不同黏滞系数计算的震后形变曲线与 GPS 实测震后形变曲线的比较. 图中浅蓝色是模型 1 滞弹性层  $\alpha$  取 0.15 时的计算结果, 显示当取弛豫时间为 700 d ( $\eta=5.0 \times 10^{17}$  Pa·s) 时, 模型 1 对断层南边两个站点的实测曲线拟合较好(图 4(a), (b)); 而当取弛豫时间为 70 d ( $\eta=5.0 \times 10^{16}$  Pa·s) 时, 模型 1 对断层北边两个站点的实测曲线拟合较好(图 4(c), (d)). 限定  $\alpha$  取与实际情况比较相符的数值 0.80 时<sup>[20]</sup>, 无论如何变动  $\eta$ , 都不能得到满意的拟合结果, 如图

表 2 3种流变模型一览表<sup>[18]a)</sup>

模型	上地壳						中地壳					下地壳						
	属性	H	$\mu_0$	$\rho$	$\eta$	$\alpha$	属性	H	$\mu_0$	$\rho$	$\eta$	$\alpha$	属性	H	$\mu_0$	$\rho$	$\eta$	$\alpha$
模型 1	SLS	10	65	2550	$6.0 \times 10^{16}$	0.80	无						E	60	90	2800	$\infty$	1.0
模型 2	E	30	90	2800	$\infty$	1.0	无						M	40	120	3100	$3.0 \times 10^{17}$	0.0
模型 3	SLS	10	65	2550	$2.0 \times 10^{16}$	0.80	E	20	90	2800	$\infty$	1.0	M	40	120	3100	$3.0 \times 10^{17}$	0.0

a) H 为分层厚度, 单位: km;  $\mu_0$  为剪切模量, 单位: GPa;  $\rho$  为地壳岩石密度, 单位:  $\text{kg/m}^3$ ;  $\alpha$  为静态模量与动态模量之比, 无量纲

表 3 昆仑山 Mw7.8 地震断层滑动模型分段一览表<sup>[18]</sup>

各段名称	西起点坐标	断层长度/km	走向/(°)	倾角/(°)	滑动角/(°)	错动量/m
太阳湖段	35.94°N, 90.28°E	26	98	83	-10	3.0
布喀达坂峰-红水河段	36.02°N, 91.10°E	105	99	85	10	5.7
库赛湖段	35.84°N, 92.21°E	64	94	84	-7	6.0
湖北冰峰段	35.69°N, 92.86°E	85	106	86	-12	6.4
昆仑山口段	35.59°N, 93.61°E	96	106	86	-12	4.2

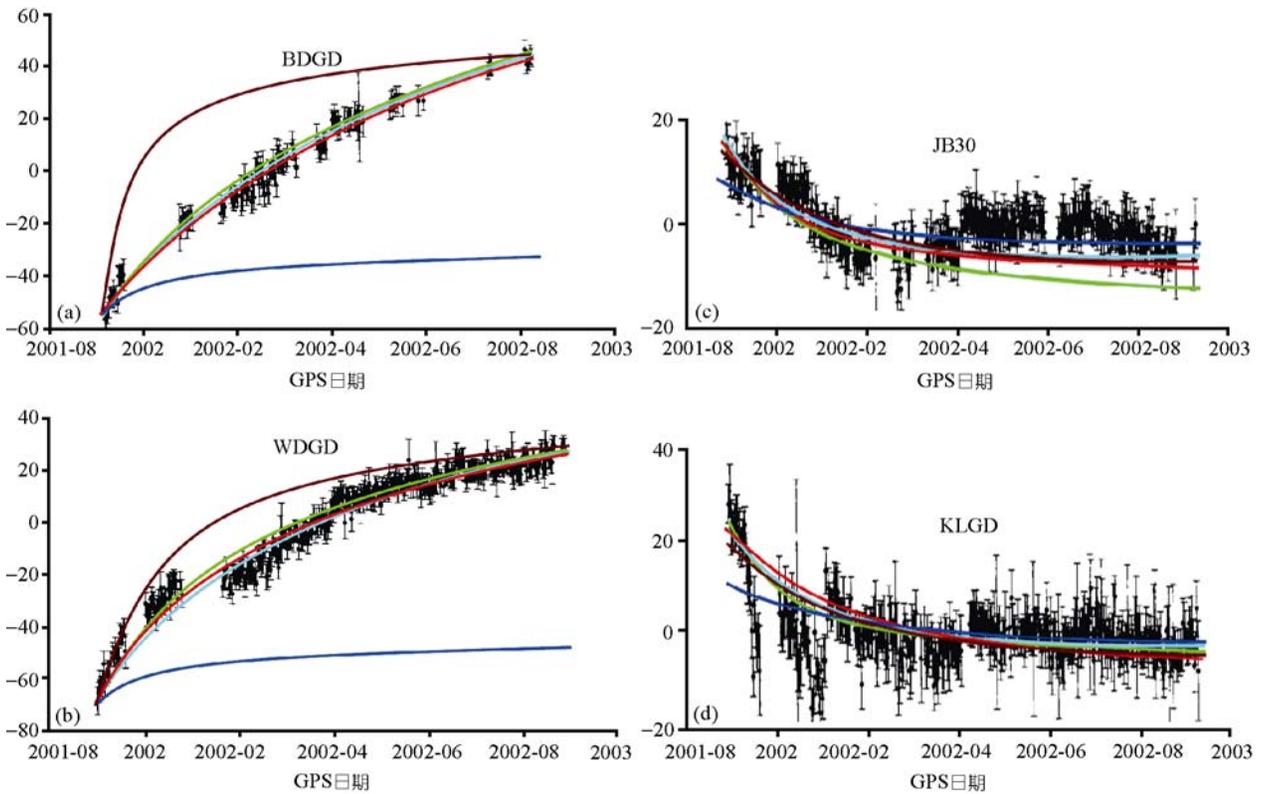


图 4 3种模型选取不同黏滞系数计算的震后形变曲线与 GPS 实测震后形变曲线的比较

(a), (b) 浅蓝色曲线是模型 1 取  $\alpha=0.15, \eta=5.0 \times 10^{17} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  时, 拟合断层南边 BDGD, WGDG GPS 站点曲线图; (c), (d) 浅蓝色曲线是模型 1 取  $\alpha=0.15, \eta=5.0 \times 10^{16} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  拟合断层北边 KLGD, JB30 GPS 站点曲线图; (a), (b) 深蓝色曲线是模型 1 取  $\alpha=0.80, \eta=5.0 \times 10^{17} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  拟合断层南边 BDGD, WGDG GPS 站点曲线图; (c), (d) 深蓝色曲线是模型 1 取  $\alpha=0.80, \eta=5.0 \times 10^{16} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  拟合断层北边 KLGD, JB30 GPS 站点曲线图. 红色曲线和棕色曲线是模型 2 取不同流变参数拟合断层两侧的结果. 绿色曲线是模型 3 在滞弹性上地壳  $\alpha=0.80, \eta=2.0 \times 10^{16} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  和柔性下地壳  $\eta=3.0 \times 10^{17} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  时, 拟合断层两侧的结果

4 中深蓝色曲线所示. 当取  $\eta=2.0 \times 10^{17} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  时, 模型 2 对断层南边两个站点的实测曲线拟合较好(图 4 中红色曲线); 当取  $\eta=5.0 \times 10^{16} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  时, 模型 2 对北边

两个站点的实测曲线拟合结果较好(见图中棕红色曲线). 当下地壳黏滞系数取  $\eta=3.0 \times 10^{17} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ , 上地壳弛豫时间为 28 d ( $\eta=2.0 \times 10^{16} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ) 时, 模型 3 可对断

层两侧震后形变的幅度和趋势进行更好地拟合(见图 4(a)~(d)中绿色曲线). 可见, 若要获得断层两侧 GPS 站点更好的拟合效果, 需要在断层两侧使用不同的流变参数来计算, 显示出了断层两侧流变参数的差异<sup>[18]</sup>.

### 3 基于鲜水河断裂带炉霍 1973 年大地震长期震后变形的模拟对下地壳流变性质的估计

1973 年炉霍大地震后尚没有 GPS 观测手段, 但 7 年后开始了跨断层地壳形变观测, 积累了从 1980 年到现在二十多年的资料. 类似地通过建立黏弹性模型来拟合跨断层短基线、短水准实测形变曲线以获得鲜水河断裂带下地壳的黏滞系数. 根据 1973 年炉霍大地震的震源机制解<sup>[21]</sup>、地震地表破裂、断层几何分布和位错等资料<sup>[22]</sup>, 建立了炉霍段断层参数模型(见表 4). 根据王椿镛等<sup>[23]</sup>反演获得的川滇及邻近地区

的地壳三维速度结构和 Wang<sup>[24]</sup>对中国大陆热流结构及强度的研究结果, 设定了炉霍地区的地壳结构模型(表 5).

侏倭台、沟普台实测的跨断层、短水准曲线反映了 20 多年时间内断层两侧基线的变化量和抬升变化, 根据各台站断层两侧的 A, B, C 点的坐标和位移结果可以计算它们之间距离的相对变化  $\Delta L_{AB}$ ,  $\Delta L_{AC}$  和  $\Delta L_{BC}$ , 以及高差的变化  $\Delta h_{AB}$ ,  $\Delta h_{AC}$  和  $\Delta h_{BC}$ . 利用 PSGRN/PSCMP 黏弹性程序, 可以计算弹性上地壳覆盖在黏性下地壳之上的炉霍地震的震后变形. 从计算结果中截取与实测的跨断层短基线、短水准曲线相同的时间序列数据, 就可以与实测数据进行比较. 改变参数并用试错法使计算结果与实际观测资料达到最佳拟合(图 5, 6), 可以得到对下地壳黏滞系数的估计, 为  $10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$  量级.

表 4 炉霍断层参数一览表

断层段	长度/km	宽度/km	走向/(°)	倾角/(°)	滑动角/(°)	震源位置			平均滑动速率 mm/a	同震位移 /m
						$\phi$	$\lambda$	$h/\text{km}$		
炉霍	90	20	315	87	2	31.5°N	100.4°E	17	10±3	3.5±0.5

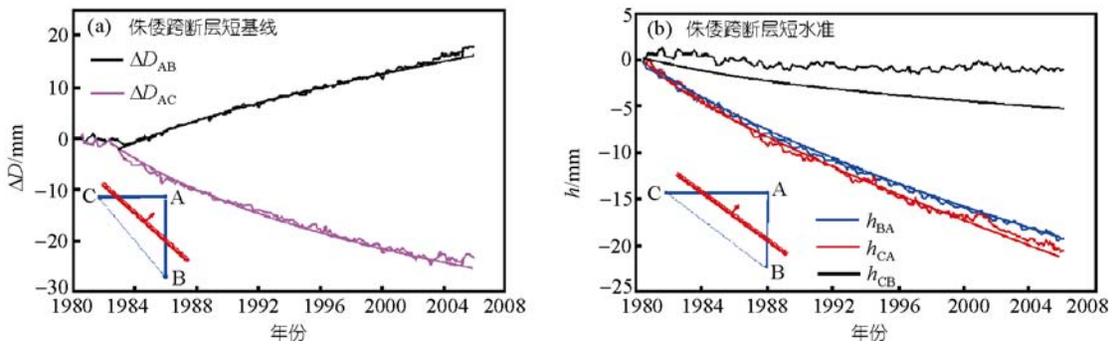


图 5 侏倭跨断层短基线、短水准实测曲线与震后形变模拟结果比较  
不规则的曲线为实测曲线, 相同颜色相对平滑的曲线为模拟结果

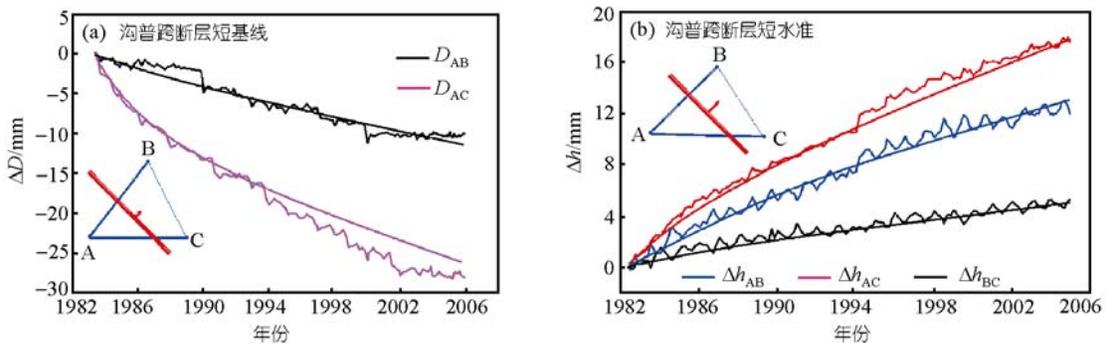


图 6 沟普跨断层短基线、短水准实测曲线与震后形变模拟结果比较  
不规则的曲线为实测曲线, 相同颜色相对平滑的曲线为模拟结果

表 5 炉霍地区地壳模型

分层数	分层厚度/km	每层 P 波速度/km·s <sup>-1</sup>	每层 S 波速度/km·s <sup>-1</sup>	地壳密度/kg·m <sup>-3</sup>	黏滞系数/Pa·s
1	0~15	5.80	3.55	2800	∞(弹性体)
2	16~30	6.35	3.95	2950	∞(弹性体)
3	31~∞	7.50	4.30	3250	1.0×10 <sup>19</sup>

## 4 讨论

上面提到的利用昆仑山大地震震后变形得到的下地壳黏滞系数为  $10^{17}$  Pa·s 量级, 而利用炉霍大地震 7 年后的 20 余年变形得到的下地壳黏滞系数为  $10^{19}$  Pa·s 量级, 利用岩石力学实验资料和深部温度估计, 外推估算的昆仑山地区下地壳黏滞系数在  $10^{19}$ ~ $10^{20}$  Pa·s 左右. 除地域差别的因素外, 我们还可以从黏滞系数与应变速率的非线性关系作进一步的讨论. 由于岩石在高温高压下应力与应变速率为非线性关系, 因此, 以上所谈到的黏滞系数实际为等效黏滞系数, 即在一定温度下、一定应变速率下的有效黏滞系数. 应该指出, 岩石实验表明在地壳温压条件下一般应该表现为非牛顿流体, 在牛顿流体近似下估算的等效黏滞系数与应变速率有关, 也与时间因素、应力水平和不同应力状态有关<sup>[25]</sup>. 在震后短期内的应变速率比长期孕震过程中的应变速率往往高很多, 故震后变形和长时间地质变形研究时涉及的黏滞系数数值未必相同.

应该指出, 昆仑山大地震 GPS 数据观测的是同震及震后 1 年的地壳变形, 反映的是应力较充分释放阶段, 震后大应变速率(可达  $10^{-12}$ ~ $10^{-13}$  /s)下的变形. 由于实验室高温高压岩石蠕变实验表明, 等效黏滞系数与应变速率存在非线性关系:

$$\eta = A \frac{1}{n} \frac{1-n}{\dot{\epsilon}} \exp\left(\frac{E}{nRT}\right). \quad (6)$$

因此, 反演出的等效黏滞系数也较低, 为  $10^{17}$  Pa·s 量级; 而炉霍段短基线、短水准观测到的是炉霍大地震发生 7 年后 26 年的地壳变形, 反映的是应力恢复和调整阶段小应变速率下( $10^{-16}$  /s)的长期变形, 对应的等效黏滞系数较高, 为  $10^{19}$  Pa·s, 高近 2 个数量级.

同样岩石在相同温度和压力条件下, 不同应变速率下等效黏滞系数之比为

$$\frac{\eta_1}{\eta_2} = \left(\frac{\dot{\epsilon}_1}{\dot{\epsilon}_2}\right)^{\frac{1-n}{n}}. \quad (7)$$

Zhu等<sup>[14]</sup>用GPS数据, 根据地质变形求得的应变速率为  $10^{-15}$ ~ $10^{-16}$  /s 之间, 是非震后且非短时期内的应变速率. 因此, 应变速率偏低, 相应地黏滞系数偏高. 如果  $n$  为 3, 黏滞系数为  $10^{17}$  Pa·s 量级, 如果应变速率是  $10^{-16}$ /s, 则等效黏滞系数为  $10^{19}$  Pa·s 量级; 如果应变速率为  $10^{-15}$ /s, 等效黏滞系数为  $2.15 \times 10^{18}$  Pa·s. 由岩石强度  $\sigma$  与岩石应变速率  $\dot{\epsilon}$  求地壳的等效黏滞系数时, 很大程度上取决于代表岩石的流变常数. 不同分层取不同的岩石, 差别很大, 一般总体上讲, 这时计算得到的等效黏滞系数高, 量级在  $10^{18}$ ~ $10^{21}$  Pa·s 之间. 前人研究等效黏滞系数时往往忽视了这一特征, 我们的研究协调地解释了实验室实验、大地震后较短时期的变形和大地震后较长时间变形下, 其等效黏滞系数存在差异的问题.

一些研究者注意到观测资料的时间长短对下地壳黏滞系数  $\eta$  有很大影响, 观测时间长短不同时, 表现出主导的弛豫时间可能不同, 因此提出用变参数黏弹模型<sup>[25]</sup>来解释观测时间引起的黏滞系数的差异. 实际上, 我们在讨论中提到了, 对于下地壳为 Maxwell 体的模型, 开始阶段应变速率大, 故等效黏滞系数较低. 而经过了最初若干月应变速率迅速衰减后, 应变速率变小且比较稳定(仍然衰减, 但速率变化很小), 因此这时等效黏滞系数较高. 但做变黏滞系数的反演计算比较繁复和困难, 对野外资料也有更高的要求. 除了下地壳的黏滞系数是重要参数外, 对于昆仑山震后变形, 考虑上地壳的滞弹性也是重要因素, 本文已经对此进行了讨论.

## 5 结论

基于对青藏高原深部温度状态改进了的估计, 用流变定律和 GPS 求得的应变速率对高原北部下地壳黏滞系数重新进行了估算, 获得昆仑山地区下地壳的黏滞系数在  $10^{19}$ ~ $10^{21}$  Pa·s 之间. 用流变模型拟合昆仑山震后 GPS 形变资料得到的下地壳黏滞系数为  $10^{17}$  Pa·s 量级, 用黏弹性模型拟合炉霍地震后的跨断层形变曲线, 得到的下地壳黏滞系数为  $10^{19}$  Pa·s 量级. 前

人研究等效黏滞系数时忽视了等效黏滞系数与应变速率存在非线性关系, 本研究结果协调地解释了实验室实验、大地震后较短时期的变形和大地震后较长时间变形下, 其等效黏滞系数存在差异的问题。

**致谢** 德国波兹坦地球科学中心汪荣江教授提供 PSGRN/PSCMP 程序和模型计算中给予指导, 四川省地震局杜芳研究员提供跨断层数, 审稿人给出建设性意见和有益的指导, 在此一并致谢。

## 参考文献

- 1 Royden L. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: implications for strain partitioning in the crust. *J Geophys Res*, 1996, 101: 17679—17705 [\[DOI\]](#)
- 2 Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, et al. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 2001, 414: 738—742 [\[DOI\]](#)
- 3 Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 2000, 28 (8): 703—706 [\[DOI\]](#)
- 4 Hilley G E, Burgmann R, Zhang P Z, et al. Bayesian inference of plastosphere viscosities near the Kunlun Fault, northern Tibet. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L01302 [\[DOI\]](#)
- 5 Ryder I, Parsons B, Wright T J, et al. Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modeling. *Geophys J Int*, 2007, 169: 1009—1027 [\[DOI\]](#)
- 6 Shen Z K, Zeng Y, Wang M, et al. Postseismic deformation modeling of the 2001 Kokoxili earthquake, western China. *Geophys Res Abs*, 2003, 5: 07840
- 7 安美建, 石耀霖. 中国大陆地壳和上地幔三维温度场. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37(6): 736—745
- 8 臧绍先, 李昶, 魏荣强. 岩石圈流变机制的确定及影响岩石圈流变强度的因素. *地球物理学进展*, 2002, 17(1): 50—60
- 9 Zang S X, Wei R Q. Three-dimensional rheological structure of the lithosphere in the Ordos block and its adjacent area. *Geophys J Int*, 2005, 163: 339—356 [\[DOI\]](#)
- 10 高山, 骆庭川, 张本仁, 等. 中国东部地壳的结构和组成. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29(3): 204—213
- 11 Carter N L, Tsenn M C. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 1987, 136: 27—63 [\[DOI\]](#)
- 12 Hansen F D, Carter N L. Creep of selected crustal rocks at 1000 MPa. *EOS, Trans Am Geophys Union*, 1982, 63(18): 437
- 13 Wilks K R, Carter N L. Rheology of some continental lower crustal rocks. *Tectonophysics*, 1990, 182: 57—77 [\[DOI\]](#)
- 14 Zhu S B, Shi Y L. The contemporary tectonic strain rate field of continental China predicted from GPS measurements and its geodynamic implications. *Pure Appl Geophys*, 2006, 163: 1477—1493 [\[DOI\]](#)
- 15 Ranalli G. Rheology of the lithosphere in space and time. *Orogeny Through Time*. London: The Geological Society, 1997. 19—37
- 16 任金卫, 王敏. GPS 观测的 2001 年昆仑山口西 Ms8.1 级地震地壳变形. *第四纪研究*, 2005, 25(1): 33—44
- 17 Wang R, Lorenzo-Martin F, Roth F. PSGRN/PSCMP—A new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory. *Comput Geosci*, 2006, 32(4): 527—541 [\[DOI\]](#)
- 18 Zhang C J, Shi Y L, Ma L, et al. Rheological model of post-seismic deformation of Kunlun Earthquake, Nov.14, 2001, China. *Geofisica Int*, 2007, 46(3): 145—154
- 19 安美建, 石耀霖. 中国大陆岩石圈厚度分布研究. *地学前缘*, 2006, 13(3): 23—30
- 20 尤明庆, 苏承东, 杨圣奇. 岩石动静态参数间关系的研究. *焦作工学院学报(自然科学版)*, 2002, 21(6): 413—419
- 21 林邦慧, 陈天长, 薄晓红, 等. 鲜水河断裂带强震的破裂过程与地震活动. *地震学报*, 1986, 8(1): 1—20
- 22 闻学泽. 四川鲜水河-安宁河-则木河断裂带的地震破裂分段特征. *地震地质*, 2000, 22(3): 239—249
- 23 王椿镛, Mooney W D, 王溪莉, 等. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究. *地震学报*, 2002, 24(1): 1—16
- 24 Wang Y. Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation. *Phys Earth Planet Int*, 2001, 126: 121—146 [\[DOI\]](#)
- 25 孙钧. 岩石流变力学及其工程应用研究的若干进展. *岩石力学与工程学报*, 2007, 26(6): 1081—1106