

亚洲中东部岩石圈下层网络状塑性流动与应变场

王绳祖

中国地震局地质研究所, 中国地震局构造物理开放实验室, 北京, 100029

内容提要 在板块边缘驱动力的挤压作用下, 岩石圈下层(含下地壳和岩石圈地幔)塑性流动网络的共轭角随着变形的增大而由初始的直角变为钝角。因此, 可根据共轭角的增量推测应变的大小, 并给出该层的应变场。亚洲中东部所含3个塑性流动网络系统的研究表明, 岩石圈下层的应变场控制或影响着上部地壳的构造变形和地形起伏, 表现为应变“凸峰”与地形凸峰之间的相互对应以及“稳定”块体的低应变效应和应变的波动传播。网络共轭角推测应变的方法为认识板内应变场和构造变形提供了新的途径。

关键词 岩石圈 网络状流动 共轭角 应变场 地形起伏 塑性流动波

根据大陆岩石圈网络状塑性流动与多层构造变形的观点(王绳祖, 1993a; Wang, 1993b), 板块边缘驱动力主要通过岩石圈下层(含下地壳和岩石圈地幔)的网络状流动实现其远程传递, 并牵引上层, 控制板内构造变形和地震活动。这一观点进一步得到了岩浆岩和壳幔层析成像速度异常的网络状分布(Wang, 1995; 王绳祖等, 1997; 王绳祖等, 2001c)、岩石圈构造变形物理模拟实验(李建国等, 1997, 1998)以及网络状流动组合流动律理论分析(Wang, 1997)等方面的验证。

网络状塑性流动过程中所产生的塑性流动带(即延性剪切带), 共轭相交, 形成网络。不同于X型脆性断裂的初始共轭角(锐角), 塑性流动带的初始共轭角为直角。随着塑性流动网络的压缩变形, 其共轭角由直角变为钝角, 共轭角的增量反映了变形的大小, 从而为推测岩石圈下层的应变状况提供了可能的途径。笔者曾尝试根据青藏高原塑性流动网络的共轭角推测该地区岩石圈下层的应变场(王绳祖等, 2001c), 本文则将上述原理扩大应用于亚洲中东部地区, 并改进了网络共轭角的测算方法。

对于大陆内部应变场和应变速率场的认识是板内构造变形和地震机制及预测研究的依据之一。由于岩石圈脆、延性分层的特性, 板块边缘驱动力以不同的方式向板内传递, 形成了深浅层相互联系而有差别的多层构造变形的基本格局, 相应地存在着

多层构造应力场和多层应变场(Wang, 1993; 王绳祖等, 2001c), 其中主要包括岩石圈下层、多震层和浅层地壳等不同层次, 同时还涉及其间软弱层(低速、高导层)的影响。

人们试图采用各种方法估计板内的变形。例如, 测地学方法(含GPS等方法)直接观测的是地球浅表。在原理上不排除这样的可能性, 即根据所测量的浅表位移或变形数据, 借助某种地质模型和力学模型, 间接推测深层的应变状况。又如, 根据地震活动的有关信息, 借助适当的震源模型, 有可能推测多震层的应变和应变速率(王绳祖, 1990)。由塑性流动网络共轭角推测应变的方法则使具体了解岩石圈下层的应变状况成为可能。对于浅层、多震层和深层应变状况及其间相互联系和差异的了解, 无疑将为完整认识岩石圈多层构造应变场提供有利的条件。

关于网络状塑性流动的研究(王绳祖等, 2001c)还表明, 板块边缘的驱动作用以塑性流动波的方式向板内传播, 压缩波动构造和共轭剪切构造及顺层剪切构造是网络状流动所包含的3种基本构造型式。本文对于岩石圈下层应变场的推测, 在一定程度上从缓慢地质过程的角度, 为了解应变的波动传播提供了依据。

塑性流动网络共轭角方法的运用, 实际上为塑性流动网络和塑性流动波的识别增添了新的约束, 是对岩石圈网络状塑性流动与多层构造变形模型的

注: 本文为地震科学联合基金资助项目(编号199061)的成果。

收稿日期: 2000-07-10; 改回日期: 2001-06-05; 责任编辑: 任希飞。

作者简介: 王绳祖, 男, 1933年生, 研究员。主要从事地球动力学与构造物理学、地震成因机制及预测的研究。通讯地址: 100029, 北京, 中国地震局地质研究所。

又一种检验。有关网络状塑性流动和构造应变场两方面的认识,将在本方法运用的过程中,相互检验,逐趋完善。

1 岩石圈下层塑性流动网络简述及应变的估计

岩石圈下层(含下地壳和岩石圈地幔)的塑性流动网络可根据地震活动的条带状和网络状分布图像加以识别。图1所示系亚洲中东部地区的最新识别结果(王绳祖等, 2001c),其中包括中东亚、华东南和缅甸3个网络系统,分别以喜马拉雅弧、台湾弧和缅甸弧为各自的驱动边界。中东亚网络系统内部及其与华东南网络系统之间存在着若干5级以上地震

空缺的地区,它们与压性盆地或“稳定”块体相对应,不同程度地影响着网络发育、应变分布和地形起伏。塔里木、阿拉善、鄂尔多斯和四川盆地所在块体位于青藏高原北缘和东缘,阻挡来自驱动边界的挤压作用,促成高原的平台式隆升。准噶尔和呼伦贝尔影响作用力的传递和变形的分布。洞庭—湘江地区位于中东亚和华东南两个网络系统之间,厚层的岩石圈增强了网间地带的稳定性。

根据小变形塑性理论(Prager et al., 1951),滑移线网络的两组滑移线相互正交。也就是说,塑性流动网络各结点处的初始共轭角为 90° 。网络受挤压而变形,共轭角相应地由初始的直角变为钝角。设 Ψ 为共轭角, $\Delta\Psi$ 为共轭角增量, ϵ_1 和 ϵ_3 分别为最大

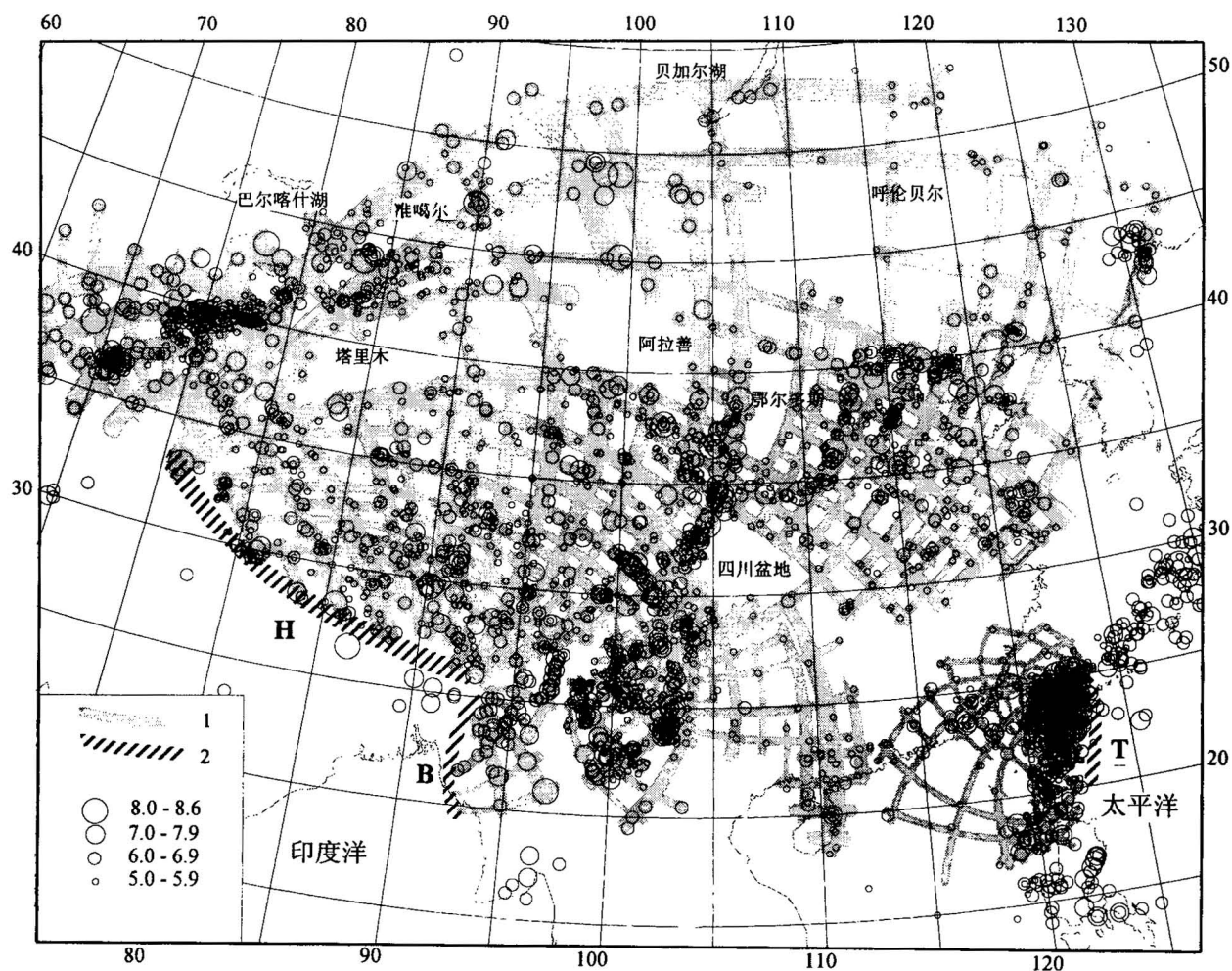


图1 亚洲中东部地区“塑性流动—地震”网络(据王绳祖等, 2001c)

Fig. 1 “Plastic-flow—seismic” networks in central-eastern Asia

1—塑性流动网带; 2—塑性流动网络的驱动边界; H、T 和 B 分别为喜马拉雅弧、台湾弧和缅甸弧; 大小圆圈表示不同震级地震震中

1—Plastic-flow belt; 2—driving boundary of plastic-flow network (H, T and B denote the Himalayan, Taiwan and Burmese arcs, respectively); the circles with different sizes show earthquake epicenters with different magnitudes

(水平纵向)和最小(水平横向)主应变,主应变以压缩为正。塑性流动条件下,变形过程中体积保持恒定,近似地设垂向主应变 ϵ_2 等于横向主应变 ϵ_3 ,则在大变形的情况下,可导出应变表达式(王绳祖等, 2001c),并改写如下:

$$\epsilon_1 = (2/3) \ln [\tan(45^\circ + \Delta\Psi/2)] \quad (1)$$

$$\epsilon_3 = -(1/3) \ln [\tan(45^\circ + \Delta\Psi/2)] \quad (2)$$

共轭角 Ψ 及其增量 $\Delta\Psi$ 可由下述方法近似地进行计算。左向和右向网带所含结点分别由驱动边界起算顺序编号。以第 i 结点为准,以 $(i-1)-(i)-(i+1)$ 为一线段,依次进行拟合处理。将各点经、纬度坐标换算为地球表面线长坐标 (x, y) (取地球平均半径为 6371.12 km)。由于各线段延伸范围有限,故可近似地按平面坐标进行计算。如图 2 所示,在局域坐标 (X, Y) 上,按对称的拱形抛物线进行拟合,即:

$$Y = h(1 - X^2/a^2) \quad (3)$$

式中 h 和 a 为抛物线拱的高度和半跨度。

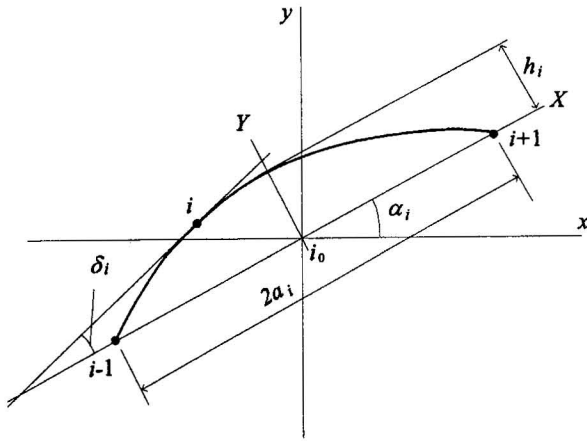


图 2 塑性流动网带(线)的分段拟合及走向的确定

Fig. 2 Fitting of plastic-flow belt and determination of its trend

(x, y) 和 (X, Y) 分别为全域和局域坐标;粗线表示塑性流动网带(线),通过结点 $i-1, i$ 和 $i+1$; δ_i 为局域坐标中 i 点处的切线倾角; α_i 为点 $(i-1)$ 与点 $(i+1)$ 连线在全域坐标中的倾角

(x, y) and (X, Y) indicate the global and local coordinates, respectively; thick line shows the plastic-flow belt passing through the nodes $i-1, i$ and $i+1$; δ_i is the inclined angle of the line tangential to the plastic-flow belt at point i in the local coordinate system; α_i is the inclined angle of the line connecting the points $(i-1)$ and $(i+1)$ in the global coordinate system

第 i 点的局域坐标 (X, Y) 与全域坐标 (x, y) 变换如下:

$$X_i = (x_i - x_{0i}) \cos \alpha_i + (y_i - y_{0i}) \sin \alpha_i \quad (4)$$

$$Y_i = -(x_i - x_{0i}) \sin \alpha_i + (y_i - y_{0i}) \cos \alpha_i \quad (5)$$

式中 (x_{0i}, y_{0i}) 为局域坐标系原点的全域坐标, α_i 为第 $(i-1)$ 点与第 $(i+1)$ 点连线的倾角。

$$x_{0i} = (x_{i-1} + x_{i+1}) / 2 \quad (6)$$

$$y_{0i} = (y_{i-1} + y_{i+1}) / 2 \quad (7)$$

$$\tan \alpha_i = (y_{i+1} - y_{i-1}) / (x_{i+1} - x_{i-1}) \quad (8)$$

第 i 点所在抛物线拱的高度和半跨度为:

$$h_i = Y_i / (1 - X_i^2/a_i^2) \quad (9)$$

$$a_i = (1/2) [(x_{i+1} - x_{i-1})^2 + (y_{i+1} - y_{i-1})^2]^{1/2} \quad (10)$$

曲线在第 i 点处的切线在局域坐标系中的斜率为:

$$\tan \delta_i = -2(h_i/a_i^2) X_i \quad (11)$$

第 i 点处切线在全域坐标系中的倾角(网带的走向)为:

$$\beta_i = \alpha_i + \delta_i \quad (12)$$

设 $\beta_{L,i}$ 和 $\beta_{R,i}$ 分别为第 i 点处左向和右向网带的倾角,则可根据相关二线段凹向的不同,选用以下二式之一计算共轭角 Ψ :

$$\Psi = |\beta_{L,i} - \beta_{R,i}| \quad (13)$$

$$\text{或: } \Psi = 180^\circ - |\beta_{L,i} - \beta_{R,i}| \quad (14)$$

可根据 i 点处曲线二阶导数的正或负,判别线段的凹向。该二阶导数为:

$$y_i'' = -\frac{(2h_i/a_i^2)(\cos \alpha_i + y_i' \sin \alpha_i)}{\cos \alpha_i + (2h_i/a_i^2)(x_i \cos \alpha_i + y_i \sin \alpha_i) \sin \alpha_i} \quad (15)$$

式中 y_i' 为 i 点处曲线的一阶导数,

$$y_i' = \frac{\sin \alpha_i - (2h_i/a_i^2)(x_i \cos \alpha_i + y_i \sin \alpha_i) \cos \alpha_i}{\cos \alpha_i + (2h_i/a_i^2)(x_i \cos \alpha_i + y_i \sin \alpha_i) \sin \alpha_i} \quad (16)$$

然后,由下式计算共轭角的增量 $\Delta\Psi$,

$$\Delta\Psi = \Psi - 90^\circ \quad (17)$$

为了检验上述近似计算的可靠性,以青藏高原为例,就拟合计算和直接测量所得两种共轭角值估计的最大压应变值进行了对比。图 3 给出了两种方法所得结果的对比关系及两者相等时的关系曲线(斜实线)。图中共含共轭角对比点 133 个,其中仅有 6 个点的应变偏差超出 ± 0.05 , 占总数的 4.5%,反映了两种方法的综合偏差。这表明,就一种方法而言,按照置信度 95% 的标准,所得应变的偏差将显著小于 0.05,可满足应变场总体分布特征研究的需要。

2 岩石圈下层应变场

根据上文所述计算结果绘制最大压应变的等值

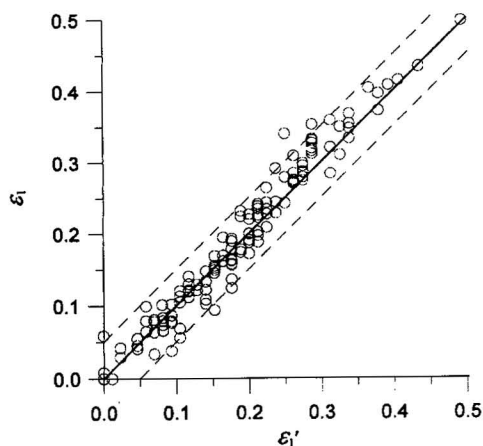


图 3 青藏高原据塑性流动网络共轭角直接测量
与拟合计算的最大压应变对比

Fig. 3 Comparison between the maximum compressive strains obtained from the direct measurement and the fitting calculation of conjugate angles of plastic-flow network in the Qinghai—Tibet plateau

ϵ_1' 为根据网络共轭角直接测量值推算的最大压应变;

ϵ_1 为根据拟合网络(线)及所得共轭角计算的最大压应变

ϵ_1' is the maximum compressive strain estimated from the directly measured conjugate angle in plastic-flow network; ϵ_1 is the maximum compressive strain calculated in terms of conjugate angle determined by the curve fitting with plastic-flow belts

线图,如图 4 所示。图中所示“稳定”块体的应变,按两种情况取值。图 4a,作为一种极端的情况,取“稳定”块体的应变为零,即按完全不变形考虑;图 4b,“稳定”块体所在地区不给定数据点,近似于另一种极端情况,即忽略它们对应变场的约束,块体应变随其周边的应变而“浮动”。实际状况应介于两种极端状况之间。

对比图 4a 和 4b 可见,“稳定”块体的两种不同处理结果,除了造成局部性的差异外,对于应变的总体分布特征并无明显的影响。塔里木、阿拉善和鄂尔多斯应变按“浮动”处理的情况下,相应的或邻近的地段仍有低于周围的应变分布,相对地保持着“盆地”的形态。四川盆地、呼伦贝尔和洞庭湖—湘江盆地所在地段,两种处理结果仅有应变 0.05~0.10 的差异。准噶尔盆地所在地段,按“浮动”处理时表现为较平直的等值线,按“零应变”处理时才显现出盆地轮廓。总的来说,就相对起伏或绝对应变而言,两种处理结果相差并不显著,而按“零应变”处理却可显示出“盆地”的轮廓,因此,在“稳定”块体未获得确定的应变值的情况下,暂按“零应变”取值,并以图 5

的方式更清晰地予以表示。

如图 5 所示,亚洲中东部岩石圈下层水平最大压应变的总体分布特征是:

对应于 3 个塑性流动网络系统,各系统内的应变以驱动边界附近最大,随着远离驱动边界而减小;

在上述应变随距离减小的总趋势下,具有波动起伏的特征(详见下节);

各“稳定”块体所在地段形成应变相对较小的“盆地”。

值得注意的是,垂向主应变 ϵ_2 (伸长,隆升)的绝对值随水平最大主压应变 ϵ_1 的增大而增大,后者的大小在一定程度上反映了地形隆升尺度,即表现为:水平应变(ϵ_1)较大→垂向应变(ϵ_2)较大→地形隆升较高;反之亦然。正因如此,上述的应变大小分布在总体趋势上与地形的起伏之间具有较好的对应关系,包括应变“凸峰”与地形凸峰之间、应变波动与地形起伏之间以及应变“盆地”与实际盆地之间的对应。

各塑性流动网络的应变“凸峰”和网络所在地域的地形凸峰都位于驱动边界附近,两者相互对应。中东亚网络系统所在地域内,靠近喜马拉雅驱动边界的最大压应变最高约达 0.50,成为该网络系统的应变最高“凸峰”,附近有珠穆朗玛峰(海拔 8848 m,坐标约为 86.9°E / 27.9°N)、干城章嘉峰(8585 m, 88.2°E / 27.7°N)和希夏邦马峰(8012 m, 85.8°E / 28.3°N)等地形凸峰与其相伴。华东南网络系统,靠近台湾弧驱动边界的最大压应变最高约达 0.96,其附近有玉山山脉的主峰玉山(3952 m, 121°E / 23.5°N),为中国东南地区的最高峰,还有中央山脉的秀姑峦山(3833 m, 121.1°E / 23.5°N)和雪山山脉的雪山(3884 m, 121.2°E / 24.4°N)。缅甸网络系统,靠近缅甸弧驱动边界的最大压应变最高约达 0.39,位于那加山脉与若开(阿拉干)山脉交接地带,其北、南两侧一定距离处有萨拉马蒂峰(3840 m, 95°E / 25.7°N)和维多利亚山(3658 m, 94°E / 21.2°N),分别为该地域的第一和第二高峰。应变“凸峰”与地形高峰之间的这种对应关系表明,上部地壳的构造变形和地形起伏虽然受各种因素的影响,而岩石圈下层的网络状流动对其起着控制作用,或者,至少是参与控制的基本因素之一。

3 岩石圈下层应变的波动传播

如上文所述,板内最大压应变的分布具有波状起伏的特征。图 6 给出的最大压应变沿 I—I'、II—

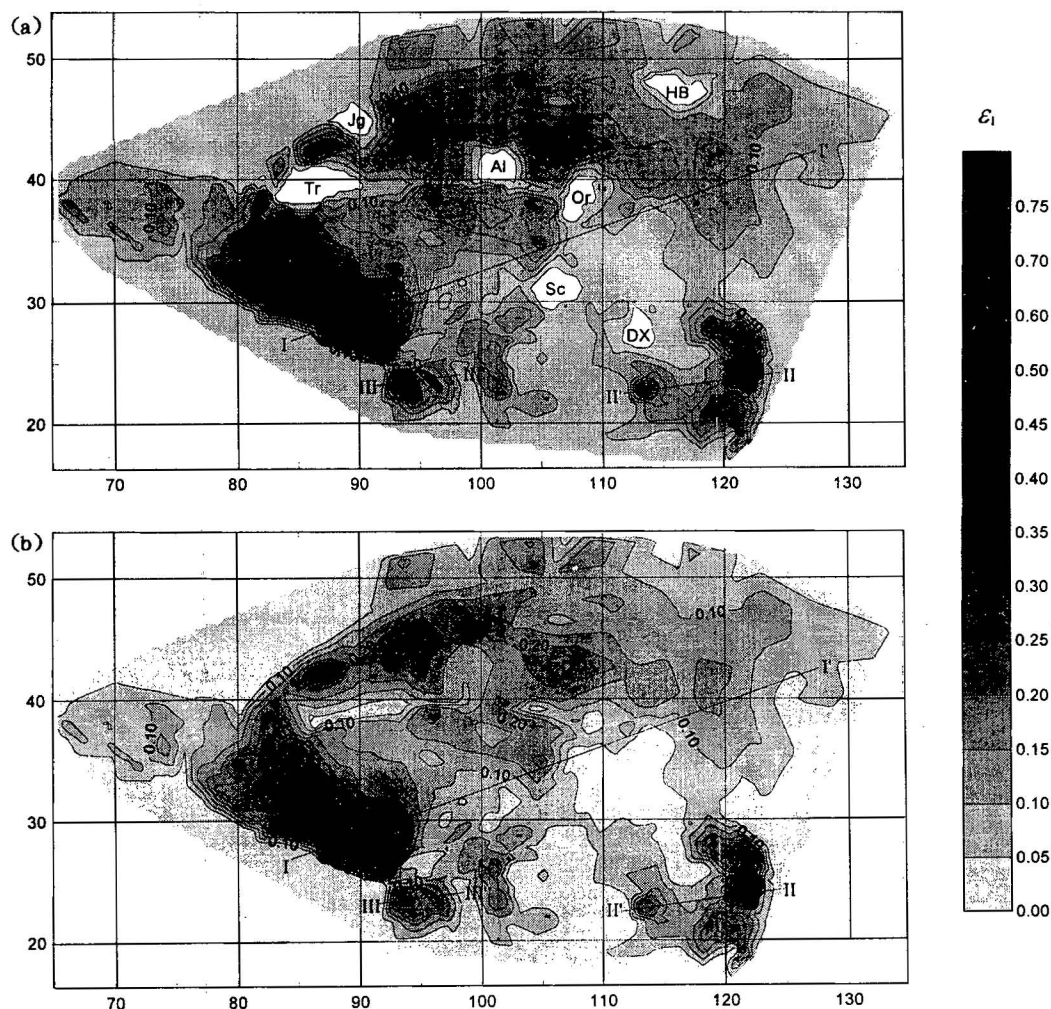


图 4, 关于“稳定”块体对亚洲中东部岩石圈下层应变场的影响

Fig. 4 The effect of “stable” blocks on the strain field of the lower lithosphere in central-eastern Asia

(a) — “稳定”块体应变给定为零; (b) — “稳定”块体应变不给定, 随周围应变“浮动”; ϵ_1 — 最大压应变; Tr — 塔里木;

Jg — 准噶尔; Al — 阿拉善; Or — 鄂尔多斯; Sc — 四川盆地; DX — 洞庭湖—湘江盆地; HB — 呼伦贝尔

(a) — The strain field with the strains of “stable” blocks to be given as zero; (b) — The strain field with the strains of “stable” blocks to be “floating” with those surrounding them; ϵ_1 : maximum compressive strain; Tr — Tarim; Jg — Junggar; Al — Alxa; Or — Ordos;

Sc — Sichuan basin; DX — Dongting — Xiangjiang basin; HB — Hulun — Buir

Ⅱ' 和 Ⅲ-Ⅲ' 线(见图 5)的分布状况更清楚地表明了各网络系统大致沿主要流动方向的应变波动。对照图 5 和图 6, 应变沿各线所显示的“峰”、“谷”相间的情况如下:

中东亚网络系统, 沿 I-I' 线, 各凸峰依次距驱动边界约 300、970、2000、2980 和 3500 km, 峰间距离约为 670、1030、980 和 520 km, 若忽略次一级的起伏, 则主要表现为 3 个凸峰, 距边界约 300、2000 和 3300 km, 峰间距离约 1700 和 1300 km。

华东南网络系统, 沿 Ⅱ-Ⅱ' 线, 凸峰距驱动边界约 160 和 1070 km, 相距约 910 km。

缅甸网络系统, 沿 Ⅲ-Ⅲ' 线, 凸峰距驱动边界约 150 和 390 km, 相距约 240 km。

除此而外, 沿其他方向也存在着应变的波状分布。例如, 如图 5 所示, 位于中东亚网络系统西翼的帕米尔—兴都库什地区, 由青藏高原向西及西南, 应变“凸峰”与“凹谷”交替出现; 中东亚网络系统东翼, 高原物流向东及东南“逃逸”, 也出现“峰”“谷”相间的状况。

根据物理模拟实验的结果(王绳祖等, 2001a^①, 2001b^②), 岩石圈下层的塑性流动具有波动传播的特点。实验表明, 在驱动边界单次脉动挤压的条件

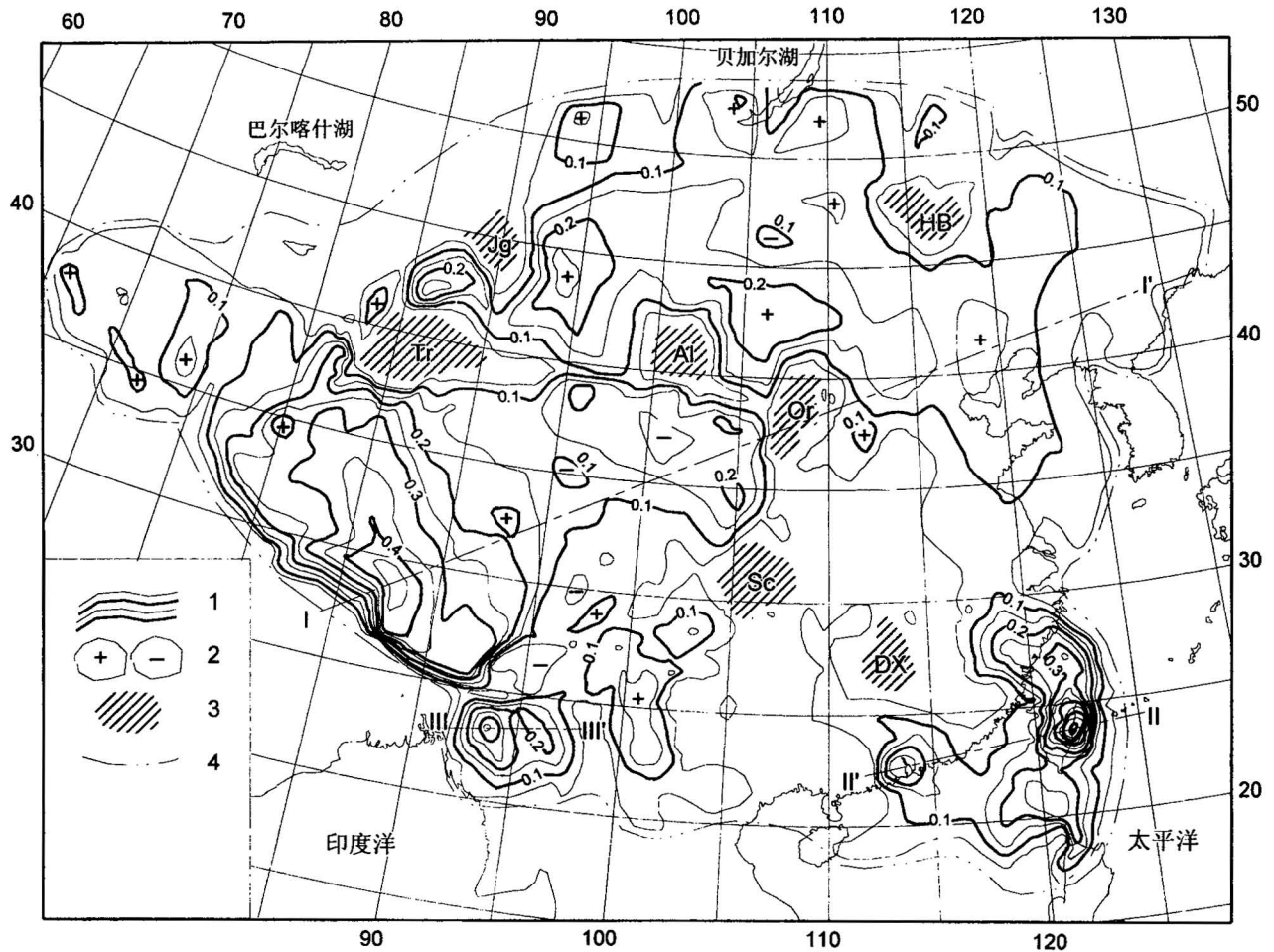


图 5 亚洲中东部岩石圈下层应变场

Fig. 5 The strain field of the lower lithosphere in central-eastern Asia

1—应变等值线; 2—应变“上凸”(正号)和“下凹”(负号); 3—“稳定”块体; 4—研究范围; 其余同图 4

1—contours of strains; 2—strain “convex” (with positive sign) and strain “concave” (with negative sign); 3—“stable” block; 4—researched area; Key to other symbols as in Fig. 4

下,岩石圈延性层内产生多种粘性波动响应,包括“快波”和“慢波”,各自又有主波和辅波之分。它们主要属于重力波,主波类似于涌波(孤立波),辅波以连续波动或波群的方式传播。根据实验结果外推,“慢波”的传播速度约为 $10^{-1} \sim 10^0$ m/a,波长约为 1000 ~ 2100 km(主波)或 350 ~ 1400 km(辅波),相当于缓慢地质历史过程中的波动。

本文所述岩石圈下层应变的波状分布,尽管尚未区分主波和辅波,但根据峰谷交替的分布特征及峰间距离的大小,可以认为,主要是上述粘性波动传播(慢波)的显现。沿 I—I' 线的峰间距离为 520 ~ 1030 km 或 1300 ~ 1700 km,沿 II—II' 线的峰间距离为 910 km,两者与实验外推的“慢波”波长大致相当;沿 III—III' 线的峰间距离为 240 km,偏小于实验

外推值,但与辅波波长的数量级相近。

“稳定”块体的存在会促成应变的波状起伏,并有可能影响波动的传播,但导致应变波状分布的基本原因是粘性波动的传播。

水平压缩条件下所引起的褶皱、层厚变化和升降起伏等压缩构造变形,通常沿用粘性屈曲或“香肠式变形”等模型进行解释(Smith, 1975, 1979; Ramberg, 1981; Zuber, 1987; Bull et al., 1992)。然而,这些模型并不适用于解释岩石圈下层的压缩构造变形。研究表明(王绳祖等, 2001c),岩石圈下层的网络状流动包含着 3 种基本构造变形方式:共轭剪切网络构造,涉及塑性流动网络的发育;压缩波动构造,涉及塑性流动波的传播;顺层剪切构造,涉及软弱夹层或过渡层(非连续分布的低速、高导层)的形

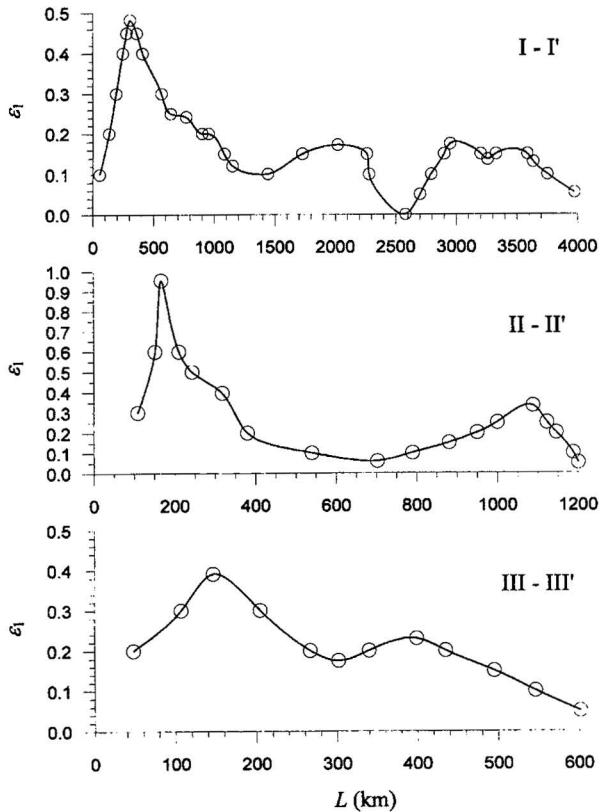


图6 亚洲中东部岩石圈下层最大压应变 ϵ_1 随驱动边界距离 L 的变化

Fig. 6 The maximum compressive strain in the lower lithosphere, ϵ_1 , as a function of the distance from driving boundary, L , in central-eastern Asia

上、中、下图分别表示沿 I-I'、II-II' 和 III-III' 线的应变分布, 各线位置见图 5

Top, middle and bottom plots show the strain distributions along the lines I-I', II-II' and III-III' (see Fig. 5), respectively

成。压缩波动构造,作为基本的方式之一,参与对板内构造变形的控制,也是导致应变波状分布和地形升降起伏的基本原因之一。

4 结论

(1) 岩石圈下层塑性流动网络的共轭角 Ψ 随着变形的增大而由初始的直角变为钝角,因此,共轭角的增量 $\Delta\Psi$ 是衡量变形大小的重要参数,可根据共轭角大小的分布状况推测网络所在地区岩石圈下层的应变场。本文所述关于亚洲中东部地区中东亚、华东南和缅甸等 3 个塑性流动网络系统应变状况的研究表明,塑性流动网络的识别为推测岩石圈下层应变场以及进而推测应变速率场提供了一条有效的途径。

(2) 各网络系统应变“凸峰”与地形凸峰之间存在着明显的对应关系,这意味着,上部地壳的构造变形和地形起伏虽然受各种因素的影响,其中包括边界驱动力沿该层直接传递可能引起的影响,然而,岩石圈下层的网络状流动及应变分布对其起着控制性的作用,或者,至少成为参与控制的基本因素之一。

(3) 塔里木、阿拉善、鄂尔多斯和四川盆地等所在的“稳定”块体促成了应变场中的低应变区,并起着阻碍网络状流动和调节驱动力传递的作用。“稳定”块体的应变介于“零应变”与“浮动应变”两种极端状况之间(后者取决于周围的应变)。按照两种状况分别处理的结果,在应变分布的总体趋势上,两者基本一致。但根据块体轮廓的清晰程度判断,前者可能更接近于实际状况。

(4) 最大压应变随着远离驱动边界而趋于减小,在这一总体趋势的背景上,应变“凸峰”和“凹谷”相间分布,表现出明显的波状起伏的特征,主要反映了应变的波动传播,即一种缓慢的粘性波的传播。沿文中给定的剖面,其波峰间距约为 240、520~1030 或 1300~1700 km,相当于或近似于物理模拟实验所显示的“慢波”。由实验外推的“慢波”波长为 1000~2100 km(主波)或 350~1400 km(辅波),传播速度约为 $10^{-1} \sim 10^0$ m/a,属于缓慢地质历史过程中的波动。

(5) 岩石圈下层应变场与地形起伏之间的对应关系,为塑性流动网络的客观存在及网络识别的可靠性提供了新的证据。关于下层应变场的认识还将为进一步研究岩石圈上、下层的作用关系、影响因素及差异提供依据。

注 释

- ① 王绳祖, 李建国, 张宗淳. 2001a. 岩石圈塑性流动波的实验研究 (1). 地震地质, 23(3): (待刊).
- ② 王绳祖, 李建国, 张宗淳. 2001b. 岩石圈塑性流动波的实验研究 (2). 地震地质, 23(4): (待刊).

参 考 文 献

- 李建国, 周永胜, 宋瑞卿, 王绳祖. 1997. 岩石圈塑性流动网络与多层构造变形的物理模拟. 地震地质, 19(3): 248~258.
- 李建国, 周永胜, 王绳祖. 1998. 中西亚大陆塑性流动网络控制下构造变形的物理模拟. 地震地质, 20(1): 63~72.
- 王绳祖. 1990. 北京地区潜在震源区发震概率的多判据构造物理方法预测. 中国地震, 6(3): 11~18.
- 王绳祖. 1993a. 亚洲大陆岩石圈多层构造模型和塑性流动网络. 地质学报, 67(1): 1~18.
- 王绳祖, 张宗淳. 1997. 亚洲中东部岩浆岩网络状分布与塑性流动网络. 地震地质, 19(3): 235~247.

王绳祖, 张四昌, 田勤俭, 等. 2001c. 大陆动力学——网状塑性流动与多级构造变形. 北京: 地震出版社.

References

- Bull J M, Martinod J, Davy P. 1992. Buckling of the oceanic lithosphere from geophysical data and experiments. *Tectonics*, 11(3): 537~548.
- Li Jianguo, Zhou Yongsheng, Song Ruiqing, Wang Shengzu. 1997. Physical modeling of plastic-flow network and multi-layer tectonic deformation in the lithosphere. *Seismology & Geology*, 19(3): 248~258 (in Chinese with English abstract).
- Li Jianguo, Zhou Yongsheng, Wang Shengzu. 1998. Physical modeling of plastic-flow-network-controlled tectonic deformation in the central-eastern Asian continent. *Seismology & Geology*, 20(1): 63~72 (in Chinese with English abstract).
- Prager W, Hodge P G. 1951. *Theory of Perfectly Plastic Solids*. New York: John Wiley.
- Ramberg H. 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust* (2nd edition). London: Academic Press.
- Smith R B. 1975. Unified theory of the onset of folding, boudinage and mullion structure. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 1601~1609.
- Smith R B. 1979. The folding of a strongly non-newtonian layer. *Am. J. Sci.*, 279: 272~287.
- Wang Shengzu. 1990. Prediction of earthquake-occurrence probabilities of potential hypocenters in Beijing region using the multi-criterion tectonophysical method. *Earthquake Research in China*, 6(3): 11~18 (in Chinese).
- Wang Shengzu. 1993a. Multi-layer tectonic model for intraplate deformation and plastic-flow network in the Asian continental lithosphere. *Acta Geologica Sinica*, 6(3): 247~271.
- Wang Shengzu. 1993b. Net-like earthquake distribution and plastic-flow network in central and eastern Asia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 77: 177~188.
- Wang Shengzu. 1995. Netlike magmatic distribution controlled by plastic-flow network tectonics in Asia and North America. In: Abstracts, IUGG 21st General Assembly 1995, Boulder, Colorado, B368 (SB31A-06).
- Wang Shengzu, Zhang Zongchun. 1997. Netlike distribution of magmatite and plastic-flow networks in central and eastern Asia. *Seismology & Geology*, 19(3): 235~247 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shengzu. 1997. Netlike and homogeneous plastic flows in the crust and mantle and the flow law. In: Zheng Y, Davis G A, Yin A, ed. *Structural Geology and Geomechanics*, Proc. 30th Int. Geol. Congr. 1996, Beijing, Vol. 14, VSP (International Science Publishers), Utrecht, The Netherlands, 3~15.
- Wang Shengzu, Li Jianguo, Zhang Zongchun. 2001a. Experimental study of plastic-flow waves in the lithosphere (1). *Seismology & Geology*, 23(3) (in Chinese with English abstract; in press).
- Wang Shengzu, Li Jianguo, Zhang Zongchun. 2001b. Experimental study of plastic-flow waves in the lithosphere (2). *Seismology & Geology*, 23(4) (in Chinese with English Abstract; in press).
- Wang Shengzu, Zhang Sichang, Tian Qinjian, et al. 2001c. *Continental Dynamics: Netlike Plastic-Flow and Hierarchical Tectonic Deformation*. Beijing: Seismological Press (in Chinese with English Summary).
- Zuber M T. 1987. Compression of a oceanic lithosphere: An analysis of intraplate deformation in the Central Indian Basin. *J. Geophys. Res.*, 92: 4817~4825.

Netlike Plastic-flow and Strain Field in the Lower Lithosphere in Central—Eastern Asia

WANG Shengzu

Institute of Geology & Laboratory of Tectonophysics, China Seismological Bureau, Beijing, 100029

Abstract

The conjugate angles of plastic flow network in the lower lithosphere, including the lower crust and lithospheric mantle, are changed from right angles as their original state to obtuse ones during compression at the plate boundary, and, therefore, the magnitudes of strains can be estimated from the increments of the conjugate angles and the strain field be given. The study of three plastic-flow network systems in central-eastern Asia indicates that the strain field in the lower lithosphere controls or influences the tectonic deformation in the upper crust and the topographic variation on the surface, showing the correspondence between strain "peaks" and topographic peaks, the low-strain effect of "stable" blocks on the strain field and the wave propagation of strains. The method of estimation of strain from conjugate angle of plastic-flow network provides a new approach to understanding the intraplate strain field and tectonic deformation.

Key words: lithosphere; netlike flow; conjugate angle; strain field; topography; plastic-flow wave