

祝爱玉, 张东宁, 蒋长胜. 2015. 川滇地块东边界中南段构造应力分布特征与历史强震活动关系的数值模拟. 地震学报, 37(5): 762–773. doi:10.11939/jass.2015.05.005.

Zhu A Y, Zhang D N, Jiang C S. 2015. Numerical simulation of the relationship between the tectonic stress distribution and the historical strong earthquake activities of the middle-southern segment of eastern boundary of the Sichuan-Yunnan block. *Acta Seismologica Sinica*, 37(5): 762–773. doi:10.11939/jass.2015.05.005.

# 川滇地块东边界中南段构造应力分布特征 与历史强震活动关系的数值模拟<sup>\*</sup>

祝爱玉 张东宁<sup>\*</sup> 蒋长胜

(中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所)

**摘要** 本文以构造应力场观测结果、岩石圈流变特性为约束, 采用摩擦接触单元反映断裂带空间分段特征, 以最接近真实地下环境的非线性黏弹性材料为模型的本构关系, 建立包括安宁河—则木河—小江断裂带的三维有限元模型, 模拟在速度边界条件和重力势能等动力因素共同作用下的断裂带应力分布特性. 研究表明, 模拟得到的断裂带现今构造应力场与地震活动有明显的对应关系, 应力比较集中的区域, 如石棉、西昌、巧家、东川附近, 极有可能是未来的地震危险区域.

**关键词** 川滇地块东边界中南段 强震活动 黏弹性本构关系 库仑应力  
doi:10.11939/jass.2015.05.005 中图分类号: P315.72<sup>+</sup>7 文献标志码: A

## Numerical simulation of the relationship between the tectonic stress distribution and the historical strong earthquake activities of the middle-southern segment of eastern boundary of the Sichuan-Yunnan block

Zhu Aiyu Zhang Dongning<sup>\*</sup> Jiang Changsheng

(*Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China*)

**Abstract:** As the middle-southern segment of eastern boundary of Sichuan-Yunnan block, Anninghe-Zemuhe-Xiaojiang fault zone is very important to understand activities of strong earthquakes on the fault zone. This paper mainly focuses on the tectonic stress and the Coulomb stress caused by the earthquake rupture on the fault zone and their relationship with history strong earthquakes. Using different-size contact pairs to describe the spatial segment characteristic of the fault zone, and using the viscoelastic constitutive relation to describe the different blocks, this paper establishes a three-dimensional finite-element model of the Anninghe-Zemuhe-Xiaojiang fault zone based on the latest data on crustal

<sup>\*</sup> 基金项目 中国地震局地球物理研究所中央级公益性科研院所基本科研业务费专项(DQJB12C08)和国家科技支撑计划课题(2012BAK15B01)共同资助.

收稿日期 2015-01-09 收到初稿, 2015-02-12 决定采用修改稿.

<sup>+</sup> 通讯作者 e-mail: zhangdn@cea-igp.ac.cn

structure, seismotectonics, stress field, GPS, and rheology of the lithosphere. Considering the impact of the gravitational potential of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and the velocity boundary conditions, the stress distributon of the fault zones is obtained. The results indicate that the distribution of tectonic stress corresponds to activities of the strong earthquakes more obviously. And some places with tectonic stress concentration, such as Shimian, Xichang, Qiaojia, and Dongchuan, may be future seismic hazard areas.

**Key words:** middle-southern segment of eastern boundary of the Sichuan-Yunnan block; strong earthquake activities; viscoelastic constitutive relation; Coulomb stress

引言

四川和云南地区是中国大陆强震多发地区. 近年来, 在中国地震局的年度地震趋势会商会上, 有关专家多次将川滇菱形地块及其部分邻区划定为地震重点危险区(闻学泽, 2000). 鲜水河—安宁河—则木河—小江断裂带作为川滇活动地块的东边界((张培震等, 2003), 是一条大型的左旋走滑活动断裂带, 其强震活动最为频繁(图 1), 在过去的 300 多年中曾发生过多次强震活动, 其中多数发生在鲜水河断裂上, 而安宁河断裂、则木河断裂和小江断裂自 1833 年后均未发生过  $M \geq 7$  强震. 因此, 针对川滇活动地块东边界的中长期大地震潜能的研究, 对地震预测和防震减灾都具有非常重大的意义.

闻学泽等(2008)通过小震静定位的时空分布特征, 结合已有的地震活动性参数和形变测量分析结果, 探讨了川西安宁河断裂、则木河断裂地区最近 30 年来地震平静的含义, 并估计了安宁河断裂的两个闭锁段潜在地震的最大可能震级. 易桂喜等(2004)和朱艾斓等(2009)基于地震重定位结果, 沿鲜水河—安宁河—则木河—小江断裂带进行  $b$  值和局部复发时间的空间扫描, 对该断裂带上现今应力积累的闭锁段位置进行了推断. 王辉等(2012)利用 40 多年的小震资料分析了川滇地区 1981 年以来的 19 次  $M \geq 6.5$  地震与  $b$  值的时空分布关系, 探讨了该地区强震活动与  $b$  值变化趋势之间的关系.

上述研究均为通过地震精确定位、地质调查以及地震活动参数来估计地震危险性. 目前在对川滇地区应力应变状态的数值模拟方面也开展了很多相关研究. 例如, 李玉江等(2009)模拟分析了云南地区构造应力应变场的年变特征, 王辉等(2010)分析了断层分布和几何形态对川西及其邻区应变分配的影响, 陈连旺等(2011)讨论了流变特性对青藏高原构造变形的影响. 由于受模

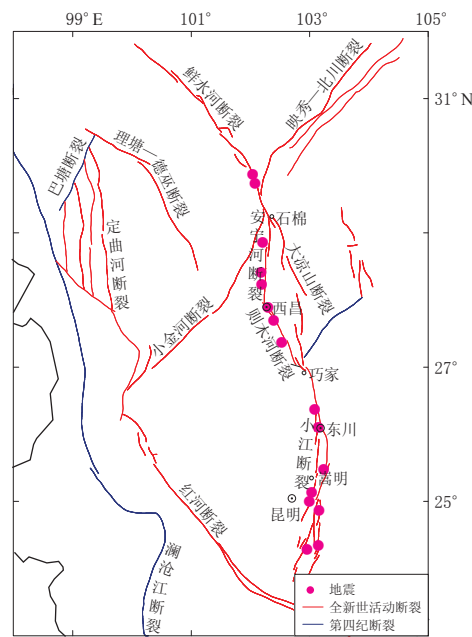


图 1 川滇地区主要活动断裂和地震分布

Fig. 1 Distribution of main active faults and earthquakes in the Sichuan-Yunnan block

拟计算时间步长限制或巨大重力作用可能造成有限元网格强烈坍塌变形等影响,多数研究仅简单假设地壳在长期重力作用下岩体已基本处于重力均衡状态,计算时只考虑静岩压力之外的构造应力而忽略了重力作用(张东宁等,2007;陈连旺等,2008;王辉等,2008;张怀等,2009)。但是青藏高原高海拔地形蓄积的重力势能,是高原物质侧向挤出的重要动力学因素,同时也是控制川滇地区地壳水平向偏应力(构造应力)和水平向偏应变的重要地球动力学因素之一(张健,石耀霖,2002;Yang, Liu, 2009)。因此,充分考虑青藏高原在重力作用影响下的地球动力学特征是模拟地壳和上地幔构造应力状态的重要前提(祝爱玉,张东宁,2014)。

鉴于此,本文采用三维有限元数值模拟方法,以最新的川滇地区深部结构、岩石圈流变特性、构造应力场以及 GPS 观测给出的地块运动为约束,建立了包括川滇地块东边界中南段(即安宁河—则木河—小江断裂带)的三维有限元数值模型,研究在速度边界条件和重力势能等动力因素共同作用下该断裂带的应力分布特性,探索该断裂带现今应力状态及其与地震活动的关系,同时给出强震活动的主要控制因素以及未来可能的强震危险区。

## 1 三维黏弹性模型

### 1.1 三维有限元模型的建立

利用已有的探测结果以及最新的南北地震带地区地壳上地幔三维高精度速度结构模型和物性参数,根据地质、地应力、地形变资料确定的区域内及周边构造地块间的相互作用形式,本文建立了包括安宁河—则木河—小江断裂带及其邻区的三维精细黏弹性有限元实体模型(图 2),其范围为  $101^{\circ}\text{E}$ — $104^{\circ}\text{E}$ 、 $24^{\circ}\text{N}$ — $30^{\circ}\text{N}$ 。该模型考虑了研究范围内的主要活动断裂:小江断裂、则木河断裂、安宁河断裂、大凉山断裂和丽江—小金河断裂(邓起东等,2002)。由于本文重点研究安宁河—则木河—小江断裂带上的应力状态,所以在该断裂带上采用多种尺寸的摩擦接触单元来反映断层,而在丽江—小金河断裂和大凉山断裂则采用一定宽度的特定材料参数单元模拟活动断裂(软弱单元)。与软弱单元相比,摩擦接触单元所模拟的活动断裂更能接近真实,但其收敛比较困难。模型中包括了安宁河—则木河—小江断裂带东西两边的华南地块和川滇地块。

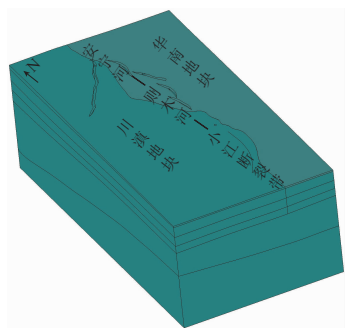


图 2 川滇地块东边界中南段断裂带地区的三维有限元模型

Fig. 2 The three-dimensional finite element model of the Anninghe-Zemuhe-Xiaojiang fault zone

如图 2 所示,该模型深度为 200 km,分为地表、上地壳、中地壳、下地壳、地幔顶层(岩石圈深度)和上地幔(软流圈部分)等 6 个分层。采用美国地球物理中心发布的 ETOPO1 地形高程数据,其分辨率为 1 s (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2014);上地壳、中地壳和下地壳分层数据引自 Stolk 等(2013)最新结果;岩石圈深度结果引自安美建和石耀霖(2007)的结果。用六面体单元对本文模型进行网格划分,横向和地壳深度的单元网格大小均为 5 km,地幔深度的单元网格尺寸为 10 km,共划分约 30 万个单元。

### 1.2 材料参数

人工地震测深和天然地震观测研究表明,川滇地区的地壳厚度变化剧烈,速度结构横向不均匀性较强,本

文参考吴建平等(2006)和王椿镛等(2008)的波速结果,得到了研究区的弹性模量,如表 1 所示. 其具体计算公式为

$$\nu = \frac{\frac{1}{2}\left(\frac{v_P}{v_S}\right)^2 - 1}{\left(\frac{v_P}{v_S}\right)^2 - 1}, \tag{1}$$

$$E = v_P^2 \rho \frac{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{1 - \nu}, \tag{2}$$

式中,  $\nu$  为泊松比,  $v_P$  和  $v_S$  分别为地壳某一层的 P 波和 S 波速度,  $E$  为弹性模量.

利用软弱夹层断裂材料表示大凉山断裂、丽江—小金河断裂. 软弱夹层断裂材料的弹性模量设置得明显低于周围地块介质, 其泊松比大于周围地块介质. 该泊松比的设定, 除通过地震波进行计算外, 还参考了以往的数值模拟工作, 最终设置的泊松比较地震波计算结果偏大, 主要是为了体现长期地质演化过程中岩石圈介质更倾向于流变性. 根据该区域相对偏高的平均大地热流值, 可推测川滇菱形地块的下地壳介质强度较低、相对较软, 而菱形地块东边的华南地块和四川盆地的地壳介质则相对较硬(石耀霖, 曹建玲, 2008). 有限元模型介质的黏滞系数也列于表 1.

表 1 本文有限元模型的材料参数

Table 1 Material parameters of the finite-element model built up in this paper

地层	华南地块			川滇地块		
	弹性模量 /(10 <sup>9</sup> Pa)	泊松比	黏滞系数 /(10 <sup>21</sup> Pa·s)	弹性模量 /(10 <sup>9</sup> Pa)	泊松比	黏滞系数 /(10 <sup>21</sup> Pa·s)
地表	90	0.25	2	80	0.25	1
上地壳	90	0.25	2	80	0.25	1
中地壳	100	0.30	500	90	0.30	100
下地壳	120	0.35	10	100	0.35	10
上地幔顶部	100	0.35	10	100	0.35	10
断层	10	0.49	1	10	0.49	1
软流圈	100	0.35	0.1	100	0.35	0.1

注: 各地层的密度均为 2 700 kg/m<sup>3</sup>.

1.3 初始条件和边界条件

初始条件是地球动力学数值模拟中最为困难的问题. 就现有的观测手段而言, 初始地应力场不能直接获得, 只能借助于反演等手段来得到, 但是这种地应力状态不具有唯一性, 因此本文在模型中加入重力作用. 由于岩石圈的长期流变性质, 其应力状态趋向于“静岩压力”应力状态, 即重力均衡状态, 以此作为初始条件, 然后施加边界条件. 本文对青藏高原东南缘现今地壳形变的 GPS 观测结果(王敏等, 2008)进行插值, 给出了研究区各段边界的速度值. 模型的水平位移约束条件为该速度值与计算时间步长(100 年)的乘积, 垂直方向位移保持自由; 模型的上表面为自由表面. 为简化模型, 将模型底部所有节点垂直方向( $z$  方向)上的位移约束为 0, 但可以在水平方向上运动.

2 模型检验

本文在考虑重力势能作用的条件下, 将模型趋于重力均衡的状态作为模型的初始应力状态, 然后施加边界条件. 经过 100 个时间步(时间步长为 100 年), 即 1 万年的加载作用,

以最终得到的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，来计算此后模型的应力应变以及主要断层的应力状态. 模拟实验过程中，依据安宁河—则木河—小江断裂带地区的现今地壳运动场、地壳构造应力场、断层滑动速率以及在该边界条件和重力作用下该地区的地壳隆升和沉降特征等方面对计算结果的可靠性进行检验.

2.1 水平方向地壳形变特征

近年来，GPS 观测结果提供了高精度的中国大陆地壳运动定量数据，并且取得了一批基于 GPS 观测结果的研究成果(王琪等，2002；王敏等，2008). GPS 观测结果显示，川滇活动地块的主要运动方向为 SE150°—160°，北部的鲜水河附近区域的运动方向约为 SE120°，而南部的安宁河—则木河—小江断裂带运动方向变为 SE165°. 华南地块相对川滇地块比较稳定，其内部没有明显的褶皱和活动断裂，地震活动性相对较弱. GPS 观测结果表明，华南地区和东南沿海整体向 E 和 ESE 方向运动，其内部的差异运动并不明显. 图 3 给出了安宁河—则木河—小江断裂带地壳形变速率的计算结果和观测结果. 可以看出：其计算值与测量值在方向和大小上都比较接近；安宁河—则木河—小江断裂带附近区域的水平地壳形变方向为 SE 向.

2.2 地壳应力场特征

构造应力场的研究结果(许忠淮，2001；崔效锋等，2006)一致认为青藏高原北部地区的最大主压应力方向为 NNE，从青藏高原的东北部到东南部，其最大主压应力方向由 NE，ENE，近 E-W 及 SE 转为 SES，呈现出以青藏高原为中心的辐射状图象. 为了进一步说明本文模型的可靠性，图 4 给出了研究区域的最大主压应力场特征，并将其与研究区域的地壳构造应力状态进行了对比. 其中测量值引自世界应力分布图 2008 年发布的最新结

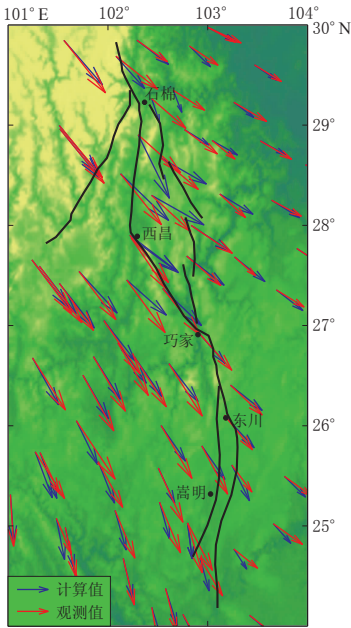


图 3 地壳形变速率的计算值与测量值的对比  
Fig. 3 Comparison of calculated crustal deformation rates with observed ones

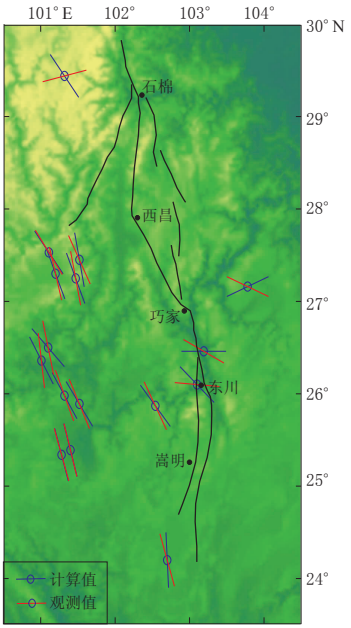


图 4 最大主压应力方向模拟结果与观测结果的对比  
Fig. 4 Comparison of calculated maximum principal compressional stress directions with observed ones

果(Heidbach *et al*, 2010). 对比分析表明, 本文以 GPS 观测资料插值产生边界条件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, 与实际观测和研究资料基本一致.

### 3 数值模拟结果

#### 3.1 川滇地块东边界中南段应力状态

本文从应力角度分析了川滇地块东边界中南段(即安宁河—则木河—小江断裂带)的剪应力场分布特征, 其模拟结果如图 5a 所示. 可以看出, 安宁河—则木河—小江断裂带地区存在多个应力集中的地点, 如东川、巧家、西昌及石棉附近的应力场明显偏大. 闻学泽(2000)综合断裂几何结构活动习性、历史地震及地球形变资料, 对川滇地块东边界上特性部位的终止破裂扩展条件进行了分析, 得到了 5 处较大的障碍物, 其中有 3 处在本文的研究范围内: ① 新民附近区域, 位于鲜水河断裂最南端与安宁河断裂的转折区; ② 西昌附近区域, 从安宁河断裂—则木河断裂的转折区; ③ 巧家附近区域, 位于则木河断裂与小江断裂之间. 本文从应力分析的角度进一步验证了该结论; 同时还发现, 在东川附近也有非常明显的应力集中现象. 上述模拟结果与现场资料相互验证, 进一步加深了对该区域的认识, 即在现今区域应力场条件下, 川滇地块东边界中南段表现出明显的力学分段特性. 这对理解该区域的强震发生条件具有十分重要的意义.

图 5a 中的红色圆点(仅标识震中位置)表示安宁河—则木河—小江断裂带自 1327 年以来所发生的  $M \geq 6.5$  强震活动, 从鲜水河断裂南端—安宁河断裂—则木河断裂—小江断裂方向分析, 可以看出: 在鲜水河断裂南端, 有一个剪应力集中区, 1327 年发生过  $M7\frac{1}{2}$  强震; 在新民过渡区即石棉附近, 1480 年发生过  $M7\frac{1}{2}$  强震; 在西昌转折区发生过 3 次强震,

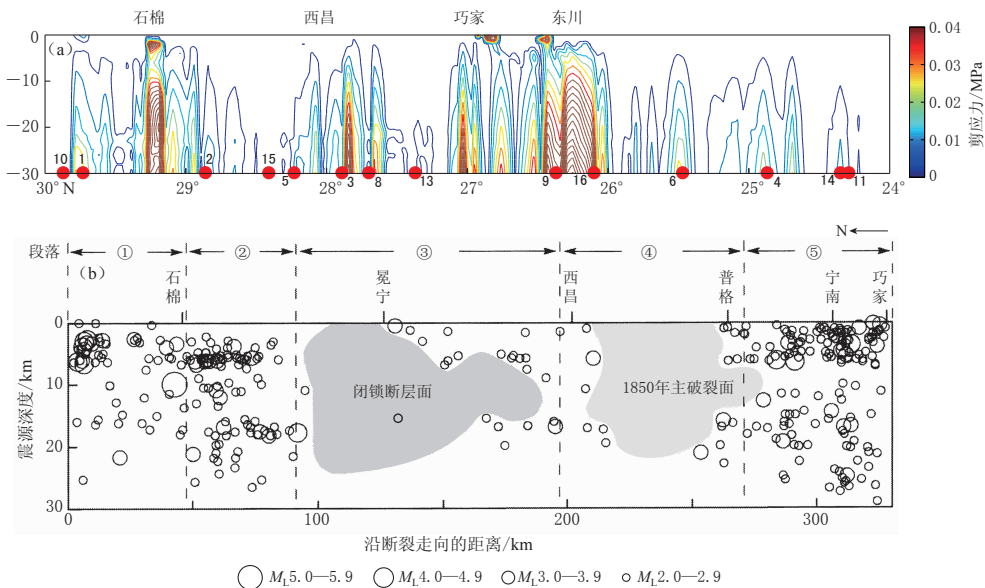


图 5 (a) 安宁河—则木河—小江断裂带地区剪应力分布特征; (b) 断层面上  $2.0 \leq M \leq 5.9$  地震震源分布(引自易桂喜等, 2004)

Fig. 5 (a) Distribution characteristics of tangential traction (in unit of MPa) on Anninghe-Zemuhe-Xiaojiang fault zone; (b) Epicentral distribution of  $2.0 \leq M \leq 5.9$  on the fault zone (after Yi *et al*, 2004)



即 1536 年  $M7\frac{1}{2}$ 、1489 年  $M6\frac{3}{4}$  和 1732 年  $M6\frac{3}{4}$  地震;在东川应力集中区,发生过两次强震事件,即 1733 年  $M6\frac{3}{4}$  和 1966 年  $M6\frac{1}{2}$  地震. 另外,还有其它一些强震如 1850 年  $M7\frac{1}{2}$ 、1713 年  $M6\frac{3}{4}$ 、1500 年  $M7$ 、1789 年  $M7$  和 1909 年  $M6\frac{1}{2}$  地震均发生在剪应力相对集中区域. 从上述历史强震活动与剪应力的对应关系可以看出,剪应力的分布与强弱地震的活动和断层的活动性特征有很好的对应关系,并且多数强震活动均发生在特定的构造应力环境条件下. 沿安宁河断裂的中段,强震都发生在剪应力集中的部位;沿则木河断裂,强震主要发生在与其它方向断裂相交汇的部位(如西昌附近);而在巧家附近,虽然有明显的剪应力集中区域,但迄今为止尚未发生强震. 由此推断,巧家附近将是未来强震发生的可能区域,为强震活动危险区域. 另外在石棉附近也有明显的剪应力集中区域,1480 年发生过的强震不是在其剪应力最集中的地点,所以石棉附近也可能是未来强震活动的危险区域.

图 5 给出了安宁河—则木河—小江断裂带地区剪应力分布与小震精定位结果的对比分析,图 5b 给出了重新定位的小震震源分布(易桂喜等,2004). 由本文计算的断裂带剪应力(图 5a)可以看出,在安宁河—则木河段出现两处剪应力较小的断层段,即冕宁—西昌段和西昌—普格段,其中冕宁—西昌段正好与图 5b 的闭锁断层带相对应,西昌—普格段则正好与 1850 年四川西昌地震的主破裂面相对应. 同时可以看出,小震多发区(如石棉,西昌,巧家附近)与剪应力集中区对应得很好.

3.2 库仑应力触发

由上述断裂带应力状态与历史地震活动的对应关系可以看到,大多数地震特别是强震均发生在应力相对集中区域,但也有小部分强震发生在应力偏小区域,尤为明显的是 1850 年发生在则木河断裂上的  $M7\frac{1}{2}$  地震和 1952 年发生在安宁河断裂的  $M6\frac{3}{4}$  地震. 下面从库

仑应力触发的角度探讨这一问题.

模拟地震活动引起的破裂段将作为影响研究区域应力应变的介质变化参数的输入条件,即修改强震破裂段的摩擦系数,模拟地震活动导致的断裂带应力/应变状态和应变能的变化情况,以研究强震活动对研究区域内的几条主要活动断裂带今后强震活动危险性的影响. 本文的输入地震主要依据 Wen 等(2008)整理的安宁河—则木河—小江断裂带 1327 年以来所发生强震的时间、地点及震级等,具体如表 2 所示.

库仑破裂应力变化  $\Delta CFS$  可表示为

$$\Delta CFS = \Delta \tau + \mu(\Delta \sigma_n + \Delta P), \quad (3)$$

式中:  $\Delta \tau$  是由第一次地震引起的邻近断层的滑动方向上的剪应力变化;  $\Delta \sigma_n$

表 2 安宁河—则木河—小江断裂带地区 1327 年以来发生的  $M \geq 6\frac{1}{2}$  地震

Table 2 The  $M \geq 6\frac{1}{2}$  earthquakes on Anninghe-Zemuhe-Xiaojiang fault zone since the year 1327

序号	年份	东经/ $^{\circ}$	北纬/ $^{\circ}$	M	地点
1	1327	102.08	29.73	$7\frac{1}{2}$	四川雅安
2	1480	102.21	28.86	$7\frac{1}{2}$	四川岳西
3	1489	102.3	27.89	$6\frac{3}{4}$	四川西昌
4	1500	103.16	24.87	7	云南宜良
5	1536	102.19	28.23	$7\frac{1}{2}$	四川西昌北
6	1713	103.24	25.47	$6\frac{3}{4}$	云南寻甸南
7	1725	103.04	25.13	$6\frac{3}{4}$	云南嵩明—宜良
8	1732	102.4	27.7	$6\frac{3}{4}$	四川西昌西南
9	1733	103.09	26.37	$7\frac{3}{4}$	云南东川
10	1786	102.04	29.87	7	四川泸定南
11	1789	102.96	24.29	7	云南华宁
12	1833	103	25.0	8	云南嵩明南
13	1850	102.53	27.37	$7\frac{1}{2}$	四川西昌
14	1909	103.15	24.35	$6\frac{1}{2}$	云南弥勒
15	1952	102.18	28.41	$6\frac{3}{4}$	四川冕宁南
16	1966	103.15	26.1	$6\frac{1}{2}$	云南东川

是由第一次地震引起的邻近断层的断层面法向上的正应力变化,  $\Delta\sigma_n > 0$  意味着断层拉张加强;  $\mu$  为断层摩擦系数;  $\Delta P$  为孔隙压力的变化.  $\Delta CFS$  可以用来估计一次地震能否导致另一次地震孕育过程更接近或更远离破裂失稳. 库仑破裂应力变化理论已经被成功地应用于确定那些库仑应力变化为负值( $\Delta CFS < 0$ ), 即处于松弛状态断层的情况. 正的库仑破裂应力变化能使断层破裂, 从而触发地震; 反之, 负的库仑应力变化抑制断层破裂, 使地震发生的可能性降低, 安宁河—则木河—小江断裂带区域因此成为“应力影区”(Reasenber, Simpson, 1992; Stein *et al*, 1997; 石耀霖, 曹建玲, 2010).

表 3 给出了表 2 中的 16 次强震在后续地震地点 15 km 深度处的库仑应力变化值, 最后一行给出了地震引起的库仑应力变化的累积量. 因为一般主震能够触发地震活动的阈值为 0.01 MPa(Harris, 1998), 所以表中库仑应力变化值大于 0.01 MPa 的以黑体标记. 可以看出, 1500 年  $M7$ 、1713 年  $M6\frac{3}{4}$ 、1732 年  $M6\frac{3}{4}$ 、1733 年  $M7\frac{3}{4}$ 、1786 年  $M7$  和 1789 年  $M7$  这些地震没有任何应力触发的可能, 因为其库仑应力变化均小于阈值, 除了 1732 年  $M6\frac{3}{4}$  和 1786 年  $M7$  地震(因为这两次地震均发生靠近数值模型边界区域, 受边界条件影响剧烈, 所以予以排除). 从图 5a 不难看出, 这些地震均发生在应力集中非常明显的区域, 进一步说明了地震的发生与断裂带的应力状态有密切的关系.

从表 3 最后一行可以看出, 库仑应力变化的累积量大于阈值 0.01 的地震分别有 1480 年  $M7\frac{1}{2}$ 、1536 年  $M7\frac{1}{2}$ 、1725 年  $M6\frac{3}{4}$ 、1833 年  $M8$ 、1850 年  $M7\frac{1}{2}$ 、1909 年  $M6\frac{1}{2}$  和 1952 年  $M6\frac{3}{4}$  等 7 次地震. 其中 1850 年发生在则木河断裂的  $M7\frac{1}{2}$  地震和 1952 年发生在安宁河断裂的  $M6\frac{3}{4}$  地震均发生在断裂带上剪应力最小的段落上, 其累积阈值都大于 0.01, 而其它阈值大于 0.01 的地震则发生在相对那几个大的应力集中区以外的较小应力集中区. 这一现象说明在剪应力较小的区域, 强震的发生主要是应力触发起主要作用.

由上述分析可以看出, 本文研究区域发生的强震, 一方面与区域应力环境有密切的联系, 另一方面与应力触发有明显的关系, 或者由于两者的共同控制, 因此导致了现有的安宁河—则木河—小江断裂带复杂的分段特性. 图 6 给出了研究区域历史强震活动引起的累积库仑应力变化. 可以看出, 安宁河断裂、则木河断裂中段、小江断裂北段及大凉山断裂的南段, 库仑应力变化值比较大, 其所受库仑应力触发的影响比较大, 可能是未来地震活动的危险区域.

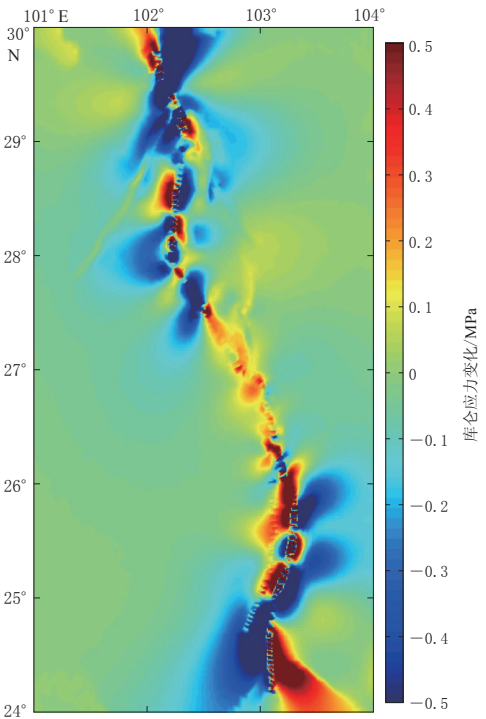


图 6 安宁河—则木河—小江断裂带地区的累积库仑应力变化  
Fig. 6 The accumulative Coulomb stress (in unit of MPa) of Anninghe-Zemuhe-Xiaojiang fault zone



表 3 安宁河—则木河—小江断裂带地区的库仑应力变化

Table 3 Variation of coulomb stress of Anninghe-Zemuhe-Xiaojiang fault zone

地震	第一列地震分别在各地震发生地点 15 km 深度处产生的库仑应力变化/MPa														
	1480 年 $M7\frac{1}{2}$	1489 年 $M6\frac{3}{4}$	1500 年 $M7$	1536 年 $M7\frac{1}{2}$	1713 年 $M6\frac{3}{4}$	1725 年 $M6\frac{3}{4}$	1732 年 $M6\frac{3}{4}$	1733 年 $M7\frac{3}{4}$	1786 年 $M7$	1789 年 $M7$	1833 年 $M8$	1850 年 $M7\frac{1}{2}$	1909 年 $M6\frac{1}{2}$	1952 年 $M6\frac{3}{4}$	1966 年 $M6\frac{1}{2}$
1327 年 $M7\frac{1}{2}$	0.0426	-0.0019	0	0.0077	-0.0006	0.0001	-0.0006	-0.0003	-0.7669	0	-0.0001	0.0001	0	0.0088	0.0002
1480 年 $M7\frac{1}{2}$		<b>0.0110</b>	0	<b>0.0513</b>	-0.0003	-0.0001	0.0076	0	0.0043	0	0	0.0036	0	<b>0.1019</b>	0
1489 年 $M6\frac{3}{4}$			0	<b>0.0201</b>	-0.0006	0	-0.3705	-0.0009	0	0	-0.0003	<b>0.0101</b>	0	0.0061	0.0002
1500 年 $M7$				-0.0001	-0.0156	<b>0.3632</b>	0.0004	-0.0016	0	-0.0151	<b>0.2323</b>	0.0004	<b>0.0231</b>	0	0.0021
1536 年 $M7\frac{1}{2}$					-0.0007	-0.0009	-0.0491	-0.0015	0.0027	-0.0002	-0.0008	0.0894	0.0003	-0.0489	0.0003
1713 年 $M6\frac{3}{4}$						<b>0.0293</b>	0	-0.0057	0	-0.0003	-0.0059	0.0005	0.0018	-0.0001	0.0044
1725 年 $M6\frac{3}{4}$							0	-0.0029	0	-0.0088	<b>1.2354</b>	0.0006	<b>0.0150</b>	-0.0001	0.0039
1732 年 $M6\frac{3}{4}$								-0.0009	0	0	-0.0002	<b>0.0447</b>	0	0.0044	0.0002
1733 年 $M7\frac{3}{4}$									0.0002	-0.0017	-0.0019	0.0066	0.0042	-0.0006	-0.2007
1786 年 $M7$										-0.0001	-0.0007	-0.0003	0.0002	<b>0.0355</b>	0.0004
1789 年 $M7$											-0.2677	0.0012	<b>0.2404</b>	0	0.0040
1833 年 $M8$												0.0049	<b>0.2155</b>	-0.0001	<b>0.0354</b>
1850 年 $M7\frac{1}{2}$													0.0001	<b>0.0149</b>	0.0028
1909 年 $M6\frac{1}{2}$														0	0.0001
1952 年 $M6\frac{3}{4}$															0
1966 年 $M6\frac{1}{2}$															
总计	<b>0.0426</b>	0.0091	0	<b>0.0790</b>	-0.0178	<b>0.3916</b>	-0.4122	-0.0138	-0.7597	-0.0262	<b>1.1901</b>	<b>0.1618</b>	<b>0.5006</b>	<b>0.1218</b>	-0.1467

## 4 讨论与结论

本文通过三维有限元数值模拟方法探讨了安宁河—则木河—小江断裂带复杂的分段特性及其与地震活动的关系. 模拟过程中考虑了重力作用, 并采用最新的位移消除算法解决了由于重力导致的模型巨型坍塌问题, 这是本文的一个重要创新点.

在重力势能和速度边界条件的共同作用下, 讨论了安宁河—则木河—小江断裂带上的剪应力分布, 得到了 4 个重要的剪应力集中区, 即石棉附近、西昌附近、巧家附近和东川附近. 其中前 3 个应力集中区与闻学泽(2000)得到的障碍体位置相同. 本文将历史强震和小震精定位的结果与断裂带上应力状态进行了对比, 发现无论是强震还是小震, 大多数均发生在剪应力相对集中区域. 但也有个别强震, 如 1850 年发生在则木河断裂的  $M7\frac{1}{2}$  地震和 1952 年发生在安宁河断裂的  $M6\frac{3}{4}$  地震, 发生在剪应力非常小的区域. 为了解释这一现象, 本文模拟了 16 次地震引起的库仑应力变化. 结果表明: 在应力明显集中的区域, 地震活动主要由区域应力分布控制; 在应力非常小的区域, 地震活动由库仑应力触发作用控制; 在应力相对比较明显的区域, 地震活动由区域应力状态和应力触发共同控制.

综上所述, 从断层面的应力分布角度来看, 石棉、巧家、西昌及其附近区域是未来可能的地震高危险区; 从库仑应力触发的角度来看, 安宁河段和巧家—东川段的未来地震活动性也相对偏高.

在本文撰写过程中, 得到中国地震局地球物理研究所李永华研究员的指导和建议, 作者在此表示诚挚的感谢.

## 参 考 文 献

- 安美建, 石耀霖. 2007. 中国大陆地壳和上地幔三维温度场[J]. 中国科学: D 辑, **37**(6): 736–745.
- An M J, Shi Y L. 2007. Three-dimensional thermal structure of the Chinese continental crust and upper mantle[J]. *Science in China: Series D*, **50**(10): 1441–1451.
- 陈连旺, 张培震, 陆远忠, 陈化然, 马宏生, 李丽, 李红. 2008. 川滇地区强震序列库仑破裂应力加卸载效应的数值模拟[J]. 地球物理学报, **51**(5): 1411–1421.
- Chen L W, Zhang P Z, Lu Y Z, Chen H R, Ma H S, Li L, Li H. 2008. Numerical simulation of loading/unloading effect on Coulomb failure stress among strong earthquakes in Sichuan-Yunnan area[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **51**(5): 1411–1421 (in Chinese).
- 陈连旺, 詹自敏, 叶际阳, 李妍. 2011. 流变特性对青藏高原构造变形影响的数值模拟[J]. 大地测量与地球动力学, **31**(3): 8–14.
- Chen L W, Zhan Z M, Ye J Y, Li Y. 2011. Numerically modeling the influence of rheological properties on tectonic deformation of Tibet Plateau[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, **31**(3): 8–14 (in Chinese).
- 崔效锋, 谢富仁, 张红艳. 2006. 川滇地区现代构造应力场分区及动力学意义[J]. 地震学报, **28**(5): 451–461.
- Cui X F, Xie F R, Zhang H Y. 2006. Recent tectonic stress field zoning in Sichuan-Yunnan region and its dynamic interest[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **28**(5): 451–461 (in Chinese).
- 邓起东, 张培震, 冉勇康, 杨晓平, 闵伟, 楚全芝. 2002. 中国活动构造基本特征[J]. 中国科学: D 辑, **32**(12): 1020–1031.
- Deng Q D, Zhang P Z, Ran Y K, Yang X P, Min W, Chu Q Z. 2002. Basic characteristics of active tectonics of China [J]. *Science in China: Series D*, **46**(4): 356–372.

- 李玉江, 陈连旺, 李红. 2009. 云南地区构造应力应变场年变化特征的数值模拟[J]. 大地测量与地球动力学, **29**(2): 13–18.
- Li Y J, Chen L W, Li H. 2009. Numerical simulation of annual change characteristics of tectonic stress-strain field in Yunnan area[J]. *Journal of Geodesy and Geodynamics*, **29**(2): 13–18 (in Chinese).
- 石耀霖, 曹建玲. 2008. 中国大陆岩石圈等效粘滞系数的计算与讨论[J]. 地学前缘, **15**(3): 82–95.
- Shi Y L, Cao J L. 2008. Effective viscosity of China continental lithosphere[J]. *Earth Science Frontiers*, **15**(3): 82–95 (in Chinese).
- 石耀霖, 曹建玲. 2010. 库仑应力计算及应用过程中若干问题的讨论: 以汶川地震为例[J]. 地球物理学报, **53**(1): 102–110.
- Shi Y L, Cao J L. 2010. Some aspects in static stress change calculation: Case study on Wenchuan earthquake[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **53**(1): 102–110 (in Chinese).
- 王椿镛, 楼海, 吕智勇, 吴建平, 常利军, 戴仕贵, 尤惠川, 唐方头, Zhu L, Silver P. 2008. 青藏高原东部地壳上地幔 S 波速度结构: 下地壳流的深部环境[J]. 中国科学: D 辑, **38**(1): 22–32.
- Wang C Y, Lou H, Lü Z Y, Wu J P, Chang L J, Dai S G, You H C, Tang F T, Zhu L, Silver P. 2008. S-wave crustal and upper mantle's velocity structure in the eastern Tibetan Plateau: Deep environment of lower crustal flow[J]. *Science in China: Series D*, **51**(2): 263–274.
- 王辉, 刘杰, 石耀霖, 张怀, 张国民. 2008. 鲜水河断裂带强震相互作用的动力学模拟研究[J]. 中国科学: D 辑, **38**(7): 808–818.
- Wang H, Liu J, Shi Y L, Zhang H, Zhang G M. 2008. Dynamic simulation of interactions between major earthquakes on the Xianshuihe fault zone[J]. *Science in China: Series D*, **51**(10): 1388–1400.
- 王辉, 刘杰, 申旭辉, 刘勉, 李青松, 石耀霖, 张国民. 2010. 断层分布及几何形态对川西及邻区应变分配的影响[J]. 中国科学: 地球科学, **40**(4): 458–472.
- Wang H, Liu J, Shen X H, Liu M, Li Q S, Shi Y L, Zhang G M. 2010. Influence of fault geometry and fault interaction on strain partitioning within western Sichuan and its adjacent region[J]. *Science China: Earth Sciences*, **53**(7): 1056–1070.
- 王辉, 曹建玲, 荆燕, 李振. 2012. 川滇地区强震活动前  $b$  值的时空分布特征[J]. 地震地质, **34**(3): 532–543.
- Wang H, Cao J L, Jing Y, Li Z. 2012. Spatio-temporal pattern of  $b$ -value before major earthquakes in the Sichuan-Yunnan region[J]. *Seismology and Geology*, **34**(3): 532–543 (in Chinese).
- 王敏, 沈正康, 甘卫军, 廖华, 李铁明, 任金卫, 乔学军, 王庆良, 杨永林, 加藤照之, 李鹏. 2008. GPS 连续监测鲜水河断裂形变场动态演化[J]. 中国科学: D 辑, **38**(5): 575–581.
- Wang M, Shen Z K, Gan W J, Liao H, Li T M, Ren J W, Qiao X J, Wang Q L, Yang Y L, Teruyuki K, Li P. 2008. GPS monitoring of temporal deformation of the Xianshuihe fault[J]. *Science in China: Series D*, **51**(9): 1259–1266.
- 王琪, 张培震, 马宗晋. 2002. 中国大陆现今构造变形 GPS 观测数据与速度场[J]. 地学前缘, **9**(2): 415–429.
- Wang Q, Zhang P Z, Ma Z J. 2002. GPS database and velocity field of contemporary tectonic deformation in continental China[J]. *Earth Science Frontiers*, **9**(2): 415–429 (in Chinese).
- 闻学泽. 2000. 四川西部鲜水河—安宁河—则木河断裂带的地震破裂分段特征[J]. 地震地质, **22**(3): 239–249.
- Wen X Z. 2000. Character of rupture segmentation of the Xianshuihe-Anninghe-Zemuhe fault zone, western Sichuan[J]. *Seismology and Geology*, **22**(3): 239–249 (in Chinese).
- 闻学泽, 范军, 易桂喜, 邓一唯, 龙锋. 2008. 川西安宁河断裂上的地震震区[J]. 中国科学: D 辑, **38**(7): 797–807.
- Wen X Z, Fan J, Yi G X, Deng Y W, Long F. 2008. A seismic gap on the Anninghe fault in western Sichuan, China[J]. *Science in China: Series D*, **51**(10): 1375–1387.
- 吴建平, 明跃红, 王椿镛. 2006. 川滇地区速度结构的区域地震波形反演研究[J]. 地球物理学报, **49**(5): 1369–1376.
- Wu J P, Ming Y H, Wang C Y. 2006. Regional waveform inversion for crustal and upper mantle velocity structure below Chuan-Dian region[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **49**(5): 1369–1376 (in Chinese).
- 许忠淮. 2001. 东亚地区现今构造应力图的编制[J]. 地震学报, **23**(5): 492–501.
- Xu Z H. 2001. A present day tectonic stress map for Eastern Asia region[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **23**(5): 492–501

(in Chinese).

- 易桂喜, 闻学泽, 范军, 王思维. 2004. 由地震活动参数分析安宁河—则木河断裂带的现今活动习性 & 地震危险性[J]. 地震学报, **26**(3): 294–303.
- Yi G X, Wen X Z, Fan J, Wang S W. 2004. Assessing current faulting behaviors and seismic risk of the Anninghe-Zemuhe fault zone from seismicity parameters[J]. *Acta Seismologica Sinica*, **26**(3): 294–303 (in Chinese).
- 张东宁, 袁松涌, 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[J]. 地球物理学报, **50**(1): 153–162.
- Zhang D N, Yuan S Y, Shen Z K. 2007. Numerical simulation of the recent crust movement and the fault activities in Tibetan Plateau[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **50**(1): 153–162 (in Chinese).
- 张怀, 吴忠良, 张东宁, 刘杰, 王辉, 严珍珍, 石耀霖. 2009. 虚拟川滇: 基于千万网格并行有限元计算的区域强震演化过程数值模型设计和构建[J]. 中国科学: D 辑, **39**(3): 260–270.
- Zhang H, Wu Z L, Zhang D N, Liu J, Wang H, Yan Z Z, Shi Y L. 2009. Virtual ChuanDian: A parallel numerical modeling of Sichuan-Yunnan regional strong earthquake activities: Model construction and parallel simulation[J]. *Science in China: Series D*, **39**(3): 260–270 (in Chinese).
- 张健, 石耀霖. 2002. 青藏高原隆升及伸展变形中的重力位能[J]. 地球物理学报, **45**(2): 226–232.
- Zhang J, Shi Y L. 2002. The role of gravitational potential energy in raising and spreading of Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, **45**(2): 226–232 (in Chinese).
- 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[J]. 中国科学: D 辑, **33**(增刊): 12–20.
- Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, Ma J, Gan W J, Min W, Mao F Y, Wang Q. 2003. Active tectonic blocks and strong earthquakes in the continent of China[J]. *Science in China: Series D*, **46**(Suppl): 13–24.
- 朱艾斓, 徐锡伟, 甘卫军, 陈桂华. 2009. 鲜水河—安宁河—则木河断裂带上可能存在的凹凸体: 来自背景地震活动性的证据[J]. 地学前缘, **16**(1): 218–225.
- Zhu A L, Xu X W, Gan W J, Chen G H. 2009. The possible asperities on the Xianshuihe-Anninghe-Zemuhe fault zone: Evidence from background seismicity[J]. *Earth Science Frontiers*, **16**(1): 218–225 (in Chinese).
- 祝爱玉, 张东宁. 2014. 重力等动力因素作用下安宁河—则木河—小江断裂带现今构造活动分段特征的数值模拟研究[C]//2014 年中国地球科学联合学术年会论文集. 北京: 中国地球物理学会: 712–713.
- Zhu A Y, Zhang D N. 2014. Numerical simulation of the present activity characters of Anninghe-Zemuhe-Xiaojiang faults under gravity and other dynamic factors[C]//2014 Annual Meeting of the Chinese Academy of Earth Sciences. Beijing: Chinese Geophysical Society: 712–713 (in Chinese).
- Harris R A. 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard[J]. *J Geophys Res*, **103**(B10): 24347–24358.
- 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[J]. *Tectonophysics*, **482**(1/2/3/4): 3–15.
- Reasenber P A, Simpson R W. 1992. Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake[J]. *Science*, **255**(5052): 1687–1690.
- Stein R S, Barka A A, Dieterich J H. 1997. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering[J]. *Geophys J Int*, **128**(3): 594–604.
- 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[J]. *Tectonophysics*, **602**: 55–68.
- National Oceanic and Atmospheric Administration. 2014. ETOPO1[EB/OL]. [2014-12-20]. <http://ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>.
- Wen X Z, Ma S L, Xu X W. 2008. Historical pattern and behavior of earthquake ruptures along the eastern boundary of the Sichuan-Yunnan faulted-block, southwestern China[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **168**(1/2): 16–36.
- Yang Y Q, Liu M. 2009. Crustal thickening and lateral extrusion during the Indo-Asian collision: A 3D viscous flow model[J]. *Tectonophysics*, **465**(1/2/3/4): 128–135.