

# 依兰—伊通断裂带黑龙江段构造运动特征<sup>\*</sup>

常金龙<sup>1,2</sup>, 甘卫军<sup>3♣</sup>, 刘淑杰<sup>4</sup>, 刘志俊<sup>5</sup>, 教智淳<sup>2</sup>

(1. 黑龙江省地震局, 黑龙江 哈尔滨 150090; 2. 黑龙江省鹤岗地震台, 黑龙江 鹤岗 154101;  
3. 中国地震局地质研究所, 北京 100029; 4. 鹤岗市自然资源局, 黑龙江 鹤岗 154100;  
5. 齐齐哈尔市地震局, 黑龙江 齐齐哈尔 161000)

**摘要:** 为研究依兰—伊通断裂带黑龙江段构造运动特征, 基于2016—2019年GPS和地质资料, 解算了该断裂的三维速度场, 通过构建断层模型反演了滑动速率。结果显示: 依兰—伊通断裂带黑龙江段总体呈下沉趋势, 沉降速率在1~2 mm/a, 断裂呈右旋走滑态势, 闭锁层15 km以下走滑速率为 $(1.7 \pm 0.4)$  mm/a。佳木斯—萝北段以右旋走滑为主、拉张为辅; 五常—佳木斯段以拉张为主、右旋走滑为辅。

**关键词:** 依兰—伊通断裂; 滑动速率; GPS速度场; 构造运动

**中图分类号:** P315.22      **文献标识码:** A      **文章编号:** 1000-0666(2021)01-0072-06

## 0 引言

郯庐断裂带是中国大陆东部规模最大的第四纪活动构造带和地震活动带, 是西太平洋板块俯冲运动在大陆边缘形成的深大断裂。郯庐断裂带在沈阳以北分为两支, 分别是NE向的依兰—伊通断裂带和NEE向的敦化—密山断裂带(荆凤等, 2006)。依兰—伊通断裂带主要分布在吉林和黑龙江境内, 是东北地区重要的活动断裂之一, 也是划分中朝和中蒙活动地块的边界断裂(张培震等, 2003)。

闵伟等(2011)在黑龙江通河开挖的探槽显示依兰—伊通断裂断错至近地表, 分析认为该断裂的通河段距今 $(1\ 730 \pm 40)$ 年前发生过一次7级以上强震, 其构造运动引起学者广泛关注。新修订的《中国地震动参数区划图》(GB 18306—2015)也已将区域内哈尔滨、鹤岗、依兰等重要城市建设工程的抗震设防烈度由原来的VI度提高到VII度。随着GPS技术的发展, 利用大地测量技术研究断层构造运动不断取得新进展(朱成林等, 2016; 李彦宝等, 2017; 陈为涛等, 2017)。

2016年黑龙江省测绘局新建覆盖全省的GPS网, 产出了较为密集连续GPS数据(点距约40 km), 为定量、细致刻画依兰—伊通断裂带黑龙江段现今构造运动特征提供了数据支持。本文采用GAMIT/GLOBK软件解算了2016—2019年依兰—伊通断裂带黑龙江段的GPS数据, 得到该区的三维速度场; 依据依兰—伊通断裂带黑龙江段展布特征, 建立简化断裂模型, 反演现今滑动速率, 分析了区域构造运动特征。

## 1 依兰—伊通断裂带黑龙江段构造运动研究现状

依兰—伊通断裂带在黑龙江段内分为东支和西支断裂, 两条断裂总体上平行延伸并倾斜, 在中部形成地堑。其中佳木斯—萝北段是小兴安岭与三江平原的分界构造, 五常—佳木斯段是松辽盆地与张广才岭的分界线。依兰—伊通断裂带附近是地壳深度陡变带, 其东西两侧地壳厚度差异明显(张凤鸣等, 2005)。新构造运动以来, 东支断裂活动减少, 逐渐掩埋于第四纪地层之下(图1)。

<sup>\*</sup> 收稿日期: 2020-02-27.

基金项目: 地震科技星火计划项目(XH190802Y)和国家重点研发计划(2018YFC1503304)联合资助.

第一作者简介: 常金龙(1979-), 高级工程师, 主要从事GPS在地壳形变监测中的应用等研究工作.

E-mail: changjinlong2004@163.com.

♣通讯作者简介: 甘卫军(1964-), 研究员, 博士研究生导师, 主要从事GPS大地测量学与地壳形变研究.

E-mail: wjgan@gps.gov.cn.

依兰—伊通断裂带构造复杂,不同时期构造活动特征不同。自新生代以来,该断裂带由中生代的大规模左旋走滑转为右旋走滑,其对河流和其他断裂的错动情况也反映出该过程(疏鹏等, 2014)。进入第四纪,该断裂带晚活动性质转为右旋走滑兼具小规模逆冲,但也有学者主张该时期断裂带活动以逆冲为主,右行走滑为辅(江涛等, 2009; 于光源, 2009)。第四纪以后该断裂带是否有比较明显的走滑运动及运动方向,尚不清楚。

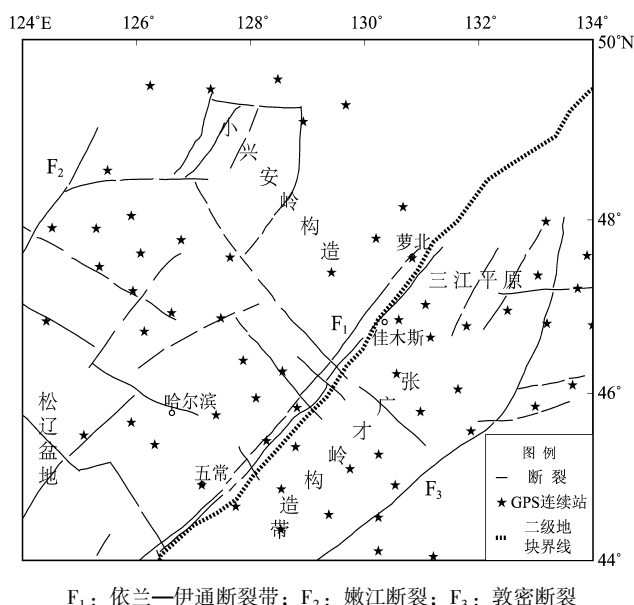


图1 研究区地质构造图

Fig. 1 Tectonic map of the study area

## 2 GPS 数据解算说明

应用 GAMIT 软件,选取 2016 年 6 月至 2019 年 6 月陆态网络和黑龙江省测绘局的 GPS 数据进行解算。采用分网处理,分为 2 个全球网(共 130 个 IGS 站)和 3 个区域网(包括 85 个 GPS 站和东北地区 22 个陆态网络站点)。站点选择尽可能均匀分布,其中全球网公共站 15 个,全球网和区域网公共站 30 个,分别解算子网单天解。整体平差采用 GLOBK 软件,得到相对 ITRF14 参考框架的三维速度场结果。GAMIT/GLOBK 软件处理过程中其他主要模型的选择和参数设置参考《GNSS 产品解算说明及使用简介》<sup>①</sup>。

## 3 主要研究方法

经典“弹性回跳理论”认为,断裂由上部脆性层、中部转换层以及下部蠕滑层组成。地表一定深度内脆性层在震间期处于闭锁或强耦合状态,蠕滑层在构造应力的作用下发生持续错动导致连续变形,中间转换层总体上对震间形变场的影响很小。基于这样的运动模式,就可以构建上部闭锁、下部自由错动的断裂模型描述断裂震间运动。断裂的运动方式和运动强弱决定着 GPS 速度场特征。已知区域内断裂的几何和运动参数,借助 OKADA 位错反演方法,就可以唯一确定 GPS 速度场。反之,当一个区域有足够密集的实测 GPS 速度场时,亦可反演出区域内断层的运动速率等参数(Gan *et al*, 2007; 梁诗明, 2014; 张玉凤等, 2020)。

根据 OKADA 位错理论,弹性体内一矩形几何面发生滑动引起某一点的位移,与滑动面的滑动量成正比。若地下有多个矩形滑动面,在地表某一点引起的位移,是这些矩形几何面各自滑动所引起该点位移的叠加。反演时,主要根据最小二乘原理,使 GPS 速度场的拟合达到最佳,即使拟合残差的加权平方和最小。若 GPS 观测点足够密集且分布合理,而断层的几何展布较简单且分段数不多,则会有合理稳定的解。在实际的反演中,有些断层段已有可信度较高的研究成果,其运动学参数也有较好的估计值,这些断层段的运动学参数可通过强约束基本固定,使未知参数的数量减少,从而提高其它反演参数的稳定性(陈为涛, 2012)。

## 4 计算结果

### 4.1 垂向运动

晚始新世以来,依兰—伊通断裂带北段,以西支断裂为界,表现为西侧上升、东侧下降的差异活动,断陷构造显示形变量在 3~4 mm/a(黑龙江省地质矿产局, 1993)。邓董建等(2018)利用 1991—2015 年依兰—伊通断裂带北部地区两期精密水准数据,得到研究区山脉相对于盆地处于隆升状态,相对隆升速率小于 1 mm/a。该断裂带西

① 中国地震局第一监测中心. 2016. GNSS 产品解算说明及使用简介.

南侧的松辽盆地是中生代沉降幅度较大断陷盆地。李恩泽等(2012)研究认为第四纪以来在周边断裂控制下,松辽盆地总体趋于沉降,沉降速率由南向北增大,南部沉降速率约为 $2\sim 3\text{ mm/a}$ ,北部约为 $5\sim 6\text{ mm/a}$ 。

利用2016—2019年GPS资料解算的研究区垂向运动速度场(图2)显示,研究区总体呈下沉趋势,多个站点下沉速率在误差范围内,区域地块较稳定,具体分布特征有:①在依兰—伊通断裂带北部,以断裂为界,其东侧三江平原处于相对稳定状态,西侧小兴安岭构造带处于弱隆升状态,隆升速率约为 $1\text{ mm/a}$ 。小兴安岭相对于三江平原的隆升速率与邓董建(2018)得到的1991—2015年水准测量结果较一致。②松辽盆地呈明显下沉趋势,沉降速率为 $1\sim 2\text{ mm/a}$ 。图2显示的盆地内部沉降速率值大小差异反映了内部各地块间垂向运动差异性。③在依兰—伊通断裂带东南侧张广才岭构造带山区表现为下沉趋势,沉降速率为 $1\text{ mm/a}$ ,可能与2011年3月11日日本宫城9级地震震后调整有关。

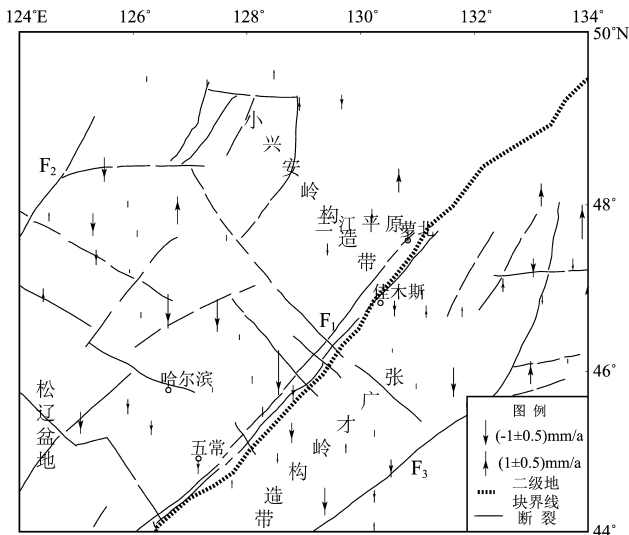


图2 研究区垂向运动速度场(相对ITRF14框架)  
(断裂同图1)

Fig. 2 Vertical movement velocity field relative to the ITRF14 framework in the study area (faults are same as shown in Fig. 1)

#### 4.2 水平运动

利用2016—2019年GPS资料处理得到研究区水平运动速度场(图3)、佳木斯—萝北段和五常—佳木斯段跨断层速度剖面(图4),两个剖面东

侧边界均截止于200 km处的敦密断裂,西侧边界截止于400 km处的嫩江断裂。研究区水平运动速度场有明显的分区特征,小兴安岭、三江平原、松辽盆地和张广才岭4个构造单元之间存在速度差异,具体表现为:①依兰—萝北段西侧小兴安岭构造带平行断层向WS向微弱运动,东侧三江平原沿断层向WS向运动(图3),跨断层速度剖面显示断层呈右旋走滑趋势,同时表现为弱拉张(图4a, b)。依兰—伊通地堑内两个测点的运动趋势与西支断裂东侧三江平原运动方式趋于一致,在某种程度上说明西支断裂应为主要分界线(图3)。②五常—佳木斯段水平速度场显示其两侧存在水平运动差异:西侧运动速率较小且不规则,东侧张广才岭构造带以ES向拉张运动为主,运动速率为 $1\sim 2\text{ mm/a}$ ,运动速率强,一致性好(图3)。跨断层速度剖面显示断层两侧以拉张为主。平行断层分量显示西侧运动较离散,而东侧南向运动速率随远离断层距离增大而快速增加(图4c, d)。③三江平原和张广才岭之间有较明显的运动方向的差异,分界线为平原和山脉的缓冲带,缓冲带以北为WS向运动、以南为ES向运动,反映出缓冲带处地壳活动差异性强,运动方式为左旋运动兼逆冲性质(图3)。

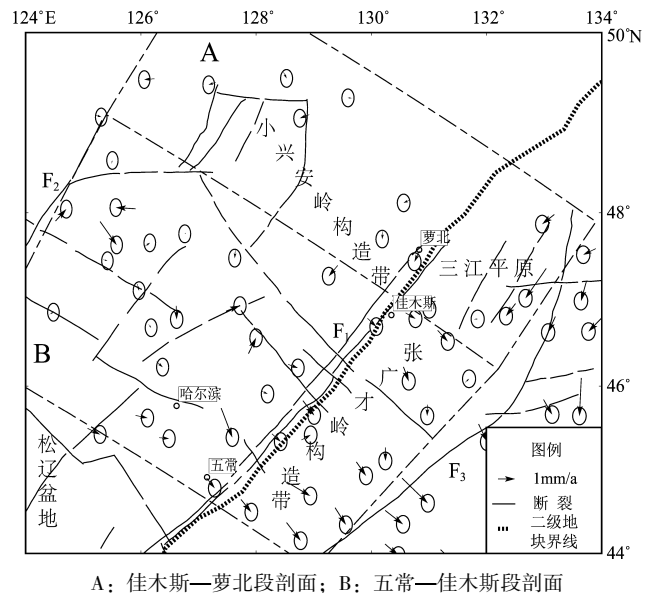


图3 研究区水平运动速度场(相对欧亚参考框架)(断裂同图1)

Fig. 3 Horizontal movement velocity field relative to the Eurasian framework in the study area  
(the fault is same as Fig. 1)

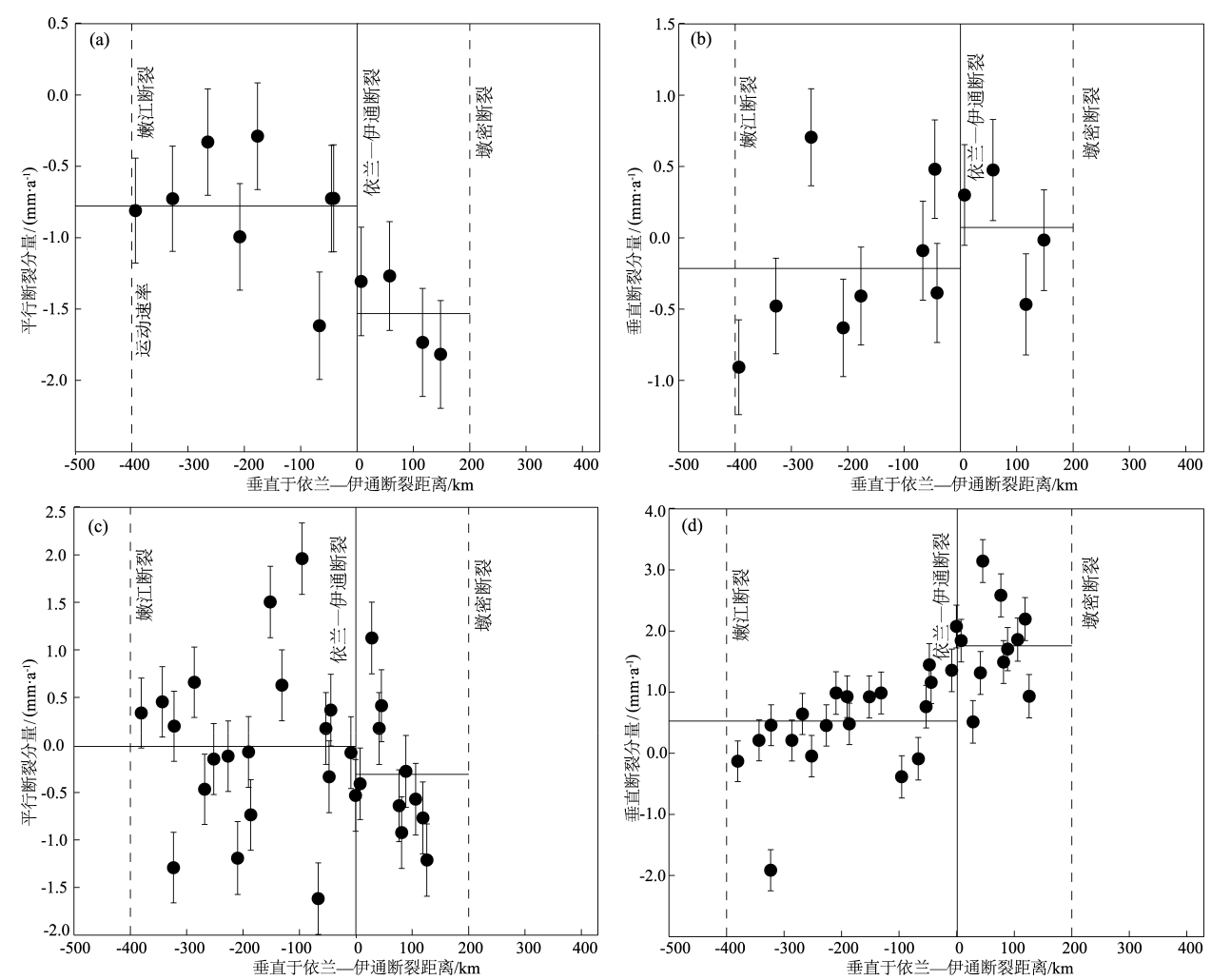


图 4 佳木斯—萝北段 (a)、(b) 和五常—佳木斯段 (c)、(d) 跨断层速度剖面  
Fig. 4 Cross - fault velocity profile of the Jiamusi - Luobei section (a), (b) and the Wuchang - Jiamusi section (c), (d)

跨断层剖面反映的两侧相对运动速率可能会受测点较少、远场无 GPS 站、个别站点速度偏差大等因素的影响，因此本文通过反演得到滑动速率综合分析结果。

4.3 滑动速率

构建断层模型，需要确定断层几何参数。在依兰—伊通断裂带西支断裂的通河和舒兰两处开挖探槽后发现，两处断层倾向为 NW，倾角分别为 80°和 70°（闵伟等，2011）。在西支断裂几处开挖的探槽显示，大多数断裂倾向为 NW，倾角为 80°左右（翟明见，2016）。因此在构建断层模型时，将断层倾向设置为呈 NW 向，倾角为 80°，闭锁深度为 15 km。为削弱断层端点影响，两端延长了断层模型长度。反演将依兰—伊通断裂带分为佳木斯—萝北段 (F<sub>1</sub>) 和五常—佳木斯段 (F<sub>2</sub>)，分别

得到两段的滑动速率（表 1）。断层参数及速度场拟合结果如表 1、图 5 所示。

表 1 断层几何参数及反演结果				
Tab. 1 Fault geometry parameters and inversion results				
断层	倾向	倾角 / (°)	模型反演结果 / (mm · a <sup>-1</sup> )	
			走滑速率	倾滑速率
F <sub>1</sub>	NW	80	1.7 ± 0.4	-0.3 ± 0.6
F <sub>2</sub>	NW	80	1.7 ± 0.4	-2.3 ± 0.7

反演结果显示依兰—伊通断裂带为右旋走滑兼正断（拉张）的活动性质，走滑性质与地质学研究结果一致，倾滑性质与部分学者得到的逆冲性质不太一致，但与丰成君等（2013）利用线弹性有限元数值模拟方法反演日本地震产生的同震位移场采用的断层模型几何性质一致（右旋走滑兼正断）。佳

木斯—萝北段 ( $F_1$ ) 以右旋走滑为主、拉张为辅, 走滑速率为  $(1.7 \pm 0.4)$  mm/a。五常—佳木斯段 ( $F_2$ ) 以拉张为主、右旋走滑为辅, 倾滑速度为  $(-2.3 \pm 0.7)$  mm/a, 右旋为正, 逆冲为正。

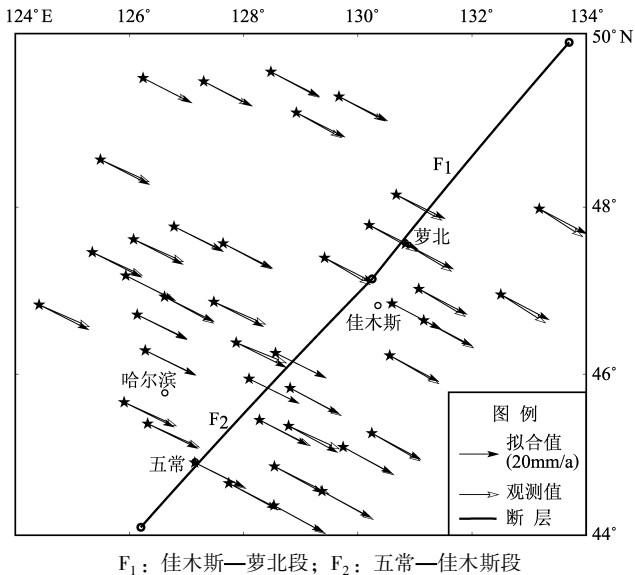


图5 依兰—伊通断裂带观测值与模型值速度拟合  
Fig. 5 Velocity fitting between observed values and model values of the Yilan - Yitong fault zone

## 5 结论

2011 年日本宫城 9.0 级地震引起了中国东北地区以 SEE 向强烈拉张为主的同震和震后响应 (王敏等, 2011), 该作用可能持续 50 ~ 100 a (王丽凤等, 2013)。张广才岭构造带距日本宫城 9.0 级地震震中相对较近, 受影响较大, 这种拉张作用会导致张广才岭断块特别是边界处倾滑下沉; 其以西的依兰—伊通断裂带是一个切穿地壳、嵌入岩石圈的深大断裂, 类似一个天然大屏障, 阻挡了太平洋板块西向俯冲对西部地区的作用, 因此依兰—伊通断裂带西侧松辽盆地受日本宫城 9.0 级地震的拉张作用较小; 其北部与三江平原缓冲带存在水平速度方向差异, 呈明显的右旋走滑兼逆冲的活动性质, 说明该缓冲带是一个地质上存在差异的构造带, 值得进一步研究。

通过分析依兰—伊通断裂带黑龙江段的形变场特征, 得出结论如下:

(1) 垂向速度场显示, 依兰—伊通断裂带黑龙江段及附近区域总体呈下沉趋势, 沉降速率不

大; 依兰—萝北段西侧小兴安岭微弱隆升, 东侧三江平原较稳定; 五常—萝北段西侧松辽盆地呈下沉趋势, 沉降速率为 1 ~ 2 mm/a; 东侧张广才岭山区也呈下沉趋势, 可能与 2011 年日本宫城 9.0 级地震有关。

(2) 水平向速度场显示, 依兰—伊通断裂带佳木斯—萝北段西侧小兴安岭沿断层向西南方向微弱运动, 东侧向西南方向显著运动。该段以右旋走滑运动为主; 五常—佳木斯段西侧松辽盆地运动方向不规则, 东侧张广才岭向东南方向运动, 运动方向一致性好。该段以拉伸运动为主, 可能与日本宫城地震震后持续拉伸作用有关。

(3) 反演结果显示, 依兰—伊通断裂带黑龙江段活动性质为右旋走滑兼拉张, 滑动速率为  $(1.7 \pm 0.4)$  mm/a。佳木斯—萝北段以走滑为主、拉张为辅; 五常—佳木斯段以拉张为主、走滑为辅。

黑龙江省测绘局和“中国大陆构造环境监测网络”提供 GNSS 观测数据; 审稿专家提出宝贵的意见和建议, 在此一并表示感谢!

## 参考文献:

- 陈为涛, 甘卫军, 肖根如, 等. 2017. 2016 年青海门源  $M_s 6.4$  地震前的区域地壳形变特征 [J]. 大地测量与地球动力学, 37 (8): 777 - 781.
- 陈为涛. 2012. 汶川  $M_s 8.0$  级地震前后龙门山断裂周边地壳形变特征及地震危险性分析 [D]. 北京: 中国地震局地质研究所.
- 邓董建, 苏广利, 许明元, 等. 2018. 基于精密水准的依兰—伊通断裂带北部地区垂直形变分析 [J]. 大地测量与地球动力学, 38 (6): 620 - 623.
- 丰成君, 张鹏, 孙炜峰, 等. 2013. 日本  $M_w 9.0$  地震对中国华北—东北大陆主要活动断裂带的影响及地震危险性初步探讨 [J]. 地学前缘, 20 (6): 123 - 140.
- 黑龙江省地质矿产局. 1993. 黑龙江地质志 [M]. 北京: 地质出版社.
- 江涛, 邱玉超, 宋立斌, 等. 2009. 伊通盆地西北缘断裂带的性质 [J]. 现代地质, 23 (5): 860 - 864.
- 荆凤, 申旭辉, 洪顺英, 等. 2006. 基于遥感技术研究依兰—伊通断裂带 [J]. 地震, 26 (3): 79 - 84.
- 李恩泽, 刘财, 张良怀, 等. 2012. 松辽盆地地震构造与地震活动相关性研究 [J]. 地球物理学进展, 27 (4): 1337 - 1349.
- 李彦宝, 甘卫军, 王阅兵, 等. 2017. 2016 年门源  $M_s 6.4$  强震的发震构造及其对“天祝地震空区”的影响 [J]. 大地测量与地球动力学, 37 (8): 792 - 796.
- 梁诗明. 2014. 基于 GPS 观测的青藏高原现今三维地壳运动研究 [D]. 北京: 中国地震局地质研究所.

- 闵伟,焦德成,周本刚,等. 2011. 依兰—伊通断裂全新世活动的新发现及其意义[J]. 地震地质, 33(1): 141–150.
- 疏鹏,闵伟,刘玉刚,等. 2014. 依兰—伊通断裂方正段晚第四纪以来的构造运动及其地貌表现[J]. 震灾防御技术, 9(2): 226–237.
- 王丽凤,刘杰,赵金贵,等. 2013. 2011年日本9.0级地震的同震位错以及震后应力松弛过程对中国大陆的影响[J]. 地震, 33(4): 238–247.
- 王敏,李强,王凡,等. 2011. 全球定位系统测定的2011年日本宫城 $M_w$ 9.0地震远场同震位移[J]. 科学通报, 56(20): 1593–1596.
- 于光源. 2009. 依兰—伊通断裂(吉林省段)活动性研究[D]. 长春: 吉林大学.
- 翟明见. 2016. 依兰—伊通断裂新构造运动规律[D]. 合肥: 合肥工业大学.
- 张凤鸣,许晓艳,刘铁军,等. 2005. 应用震源机制解分析依兰—伊通地堑北段现代构造应力场[J]. 东北地震研究, 21(4): 15–22.
- 张培震,闵伟,邓起东,等. 2003. 海原活动断裂的古地震与强震复发规律[J]. 中国科学, 33(8): 705–713.
- 张玉凤,延军平,李双双,等. 2020. 川滇菱块 $M_s$ 6.0地震时空对称特征及趋势判断[J]. 华南地震, 40(1): 11–20.
- 朱成林,甘卫军,贾媛,等. 2016. GPS测定沂沭断裂带两侧块体的相对运动状态[J]. 大地测量与地球动力学, 36(1): 57–61.
- Gan W J, Zhang P Z, Shen K *et al.* 2007. Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements[J]. Journal of Geophysical Research, 112(B5): 1–14.
- GB 18306—2015, 中国地震动参数区划图[S].

## Tectonic Movement Characteristics in Heilongjiang Section of Yilan – Yitong Fault Zone

CHANG Jinlong<sup>1,2</sup>, GAN Weijun<sup>3</sup>, LIU Shujie<sup>4</sup>, LIU Zhijun<sup>5</sup>, JIAO Zhibo<sup>2</sup>

(1. Heilongjiang Earthquake Agency, Harbin 150090, Heilongjiang, China)

(2. Hegang Seismic Station of Heilongjiang Province, Hegang 154101, Heilongjiang, China)

(3. Institute of Geology, China Earthquake Administration, Beijing 100029, China)

(4. Bureau of National Resources of Hegang, Hegang 154100, Heilongjiang, China)

(5. Qiqihar Seismological Bureau, Qiqihar 161000, Heilongjiang, China)

### Abstract

In order to study the characteristics of tectonic movement in Heilongjiang section of the Yilan – Yitong fault zone, we calculated the recent three-dimensional velocity field based on GPS continuous station and geological data in Heilongjiang region from 2016 to 2019, and inverted the fault slip rate by constructing the fault model. The following conclusions are obtained; the Heilongjiang section of the Yilan – Yitong fault zone generally shows a subsidence trend, with a settlement rate of 1 ~ 2 mm/a. The fault is dextral strike slip, and the strike slip rate is  $(1.7 \pm 0.4)$  mm/a at 15 km below the locking layer. The Yilan – Yitong fault zone is divided into Jiamusi – Luobei segment and Wuchang – Jiamusi segment. The activity of the Jiamusi – Luobei segment is mainly tension, and the dextral strike slip is a supplement, that of the Wuchang – Jiamusi segment is mainly dextral strike slip, and the tension is a supplement.

**Keywords:** Yilan – Yitong fault; fault slip rate; GPS velocity field; tectonic movement