

邓津, 李鹏, 马腾飞, 赵凌云. 2012. 汶川震前几种低频事件波形分析. 地震学报, 34(2): 157-170.
Deng Jin, Li Peng, Ma Tengfei, Zhao Lingyun. 2012. Analysis on a few kinds of low frequency events and their waveforms before Wenchuan earthquake. *Acta Seismologica Sinica*, 34(2): 157-170.

汶川震前几种低频事件波形分析^{*}

邓 津^{1,2),*} 李 鹏³⁾ 马腾飞¹⁾ 赵凌云⁴⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国兰州 730000 中国地震局兰州地震研究所

3) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

4) 中国武汉 430071 湖北省地震局

摘要 列举分析了国外文献所记载的几类低频事件, 选择汶川 $M_s 8.0$ 地震主断层附近四川省部分台网宽频带数据, 采用相应频段, 进行带通滤波处理, 检测到 4 种类似的低频事件波形. 分别为低频震颤与滑移事件(ETS 事件), 深低频地震事件(LFE 事件), 深低频震动事件(DLF 事件), 以及超低频震动事件(VLF 事件). 定位分析实例证实, 汶川震前的 ETS 和 DLF 等低频事件发生在主断层附近, 表明大震发生之前龙门山断裂带附近有低频事件发生, 主要为 ETS 和 VLF 两类事件及少量 DLF 事件. 因有远震记录与 LFE 事件时间相近, 无法确认此类事件是否存在. 低频事件作为天然地震目录的补充, 可为大震前兆和触发机理研究提供新的探索方向.

关键词 汶川地震 低频地震 震颤 低频震颤与滑移事件 深低频震动事件 超低频震动事件

doi:10.3969/j.issn.0253-3782.2012.02.004

中图分类号: P315.3⁺1

文献标志码: A

Analysis on a few kinds of low frequency events and their waveforms before Wenchuan earthquake

Deng Jin^{1,2),*} Li Peng³⁾ Ma Tengfei¹⁾ Zhao Lingyun⁴⁾

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Lanzhou Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China

3) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

4) Earthquake Administration of Hubei Province, Wuhan 430071, China

Abstract: This paper lists and analyzes a few kinds of low frequency events studied in foreign literature. By choosing broadband records at stations of Sichuan digital seismic network near main fault of the Wenchuan earthquake and band filtering these datum, we detected four similar low frequency events, i. e., episodic tremor and slip events (ETS), low frequency events (LFE), deep low frequency events (DLF) and very low frequency events (VLF). Located examples confirm that several low frequency events occurred near the Longmen-

^{*} 基金项目 中国地震局地球物理研究所基本科研业务专项(DQJB11B02)和中国地震局地震预测研究所基本科研业务专项(02092407)资助.

收稿日期 2011-03-28 收到初稿, 2011-12-15 决定采用修改稿.

⁺ 通讯作者 e-mail: dengjin@gssb.gov.cn

shan fault, most of them are ETS and VLF and minority is DLF. We can not verify whether LFE events actually exist or not, because there are distant earthquakes at the same time. As a supplement to traditional earthquake catalog, low frequency events may provide us a new research line for exploring possible precursors and triggering mechanism of strong earthquakes.

Key words: Wenchuan earthquake; low frequency events; tremor; episodic tremor and slip events; deep low frequency events; very low frequency events

引言

低频事件(也称为慢地震或静地震)的概念是指在正常地震频带内,辐射能量低和传播速率小,以往只有在震源附近的台站能够观察记录到。随着 GPS 技术及宽频带地震观测水平的提高,国外对低频事件的研究已取得了较大进展。日本(Matsubara *et al*, 2009)、墨西哥海沟(Payero *et al*, 2008)以及卡斯卡迪亚(Cascadia)(Brudzinski, Allen, 2007)等俯冲带地区都已记录到板块间慢滑移和低频震颤事件。

低频事件的产生原因,结合 GPS 分析结果,大多数是由于板块之间摩擦滑移引起的。密集的地震台阵数据分析表明,低频震颤与滑移事件(low frequency tremors and slip events, 简称为 ETS)分布深度范围很宽,其中有一半事件位于板块之间(Wech *et al*, 2009)。ETS 事件与地方震一样都分散在俯冲板块,其空间格局往往位于地震很少的地震空区(Rogers, Dragert, 2003)。日本南部(Shelly *et al*, 2007)的 ETS 事件有很高的波速比(v_p/v_s)值,频率范围为 2—5 Hz,同时伴有 0.02—0.05 Hz 的超深低频地震(very low frequency earthquakes, 简称为 VLF)事件。日本西部的 19 个 VLF 事件定位后测得应力降为 0.003—3 MPa,计算得到其滑移推进速度为每秒几十米至几百米(Matsuzawa *et al*, 2009)。

低频事件的研究可以获得很多有用的信息(Beroza, Jordan, 1990)。ETS 的分布深度峰值可证实发生在 25—35 km 的地震强反射带,强反射带区域的确定可为大地震的预测提供宝贵资料(Kao *et al*, 2007)。通过低频事件研究大震之前是否有大范围的应力重构,可对大地震进行有效地预测(Sacks *et al*, 1978)。分析低频事件的活动,即地震孕育间断期整个应力增长和释放的物理过程,可以提高长期预测地震活动的能力(Kanamori, 2008)。低频事件的分布,发震频谱特征,孕育机制,以及低频地震的发生与正常地震的物理机制关系和时间或能量尺度的比例等,都是目前有趣的研究课题之一。静地震的动力学问题理论和实验研究具有重要的基础性意义,静地震的研究可能作为 21 世纪向地震预测问题发起的一个新的冲击(吴忠良, 2004)。

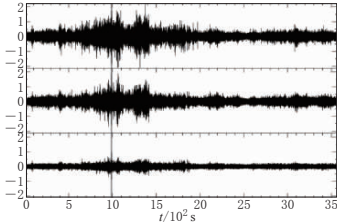
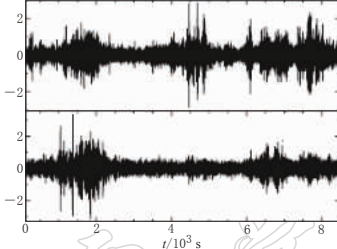
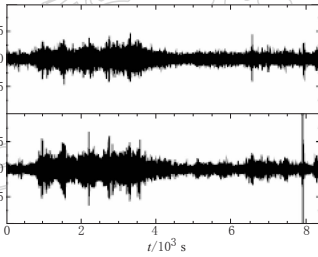
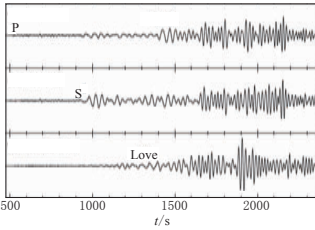
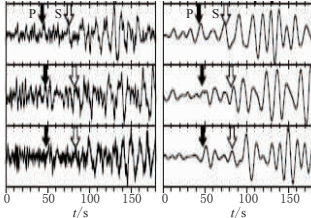
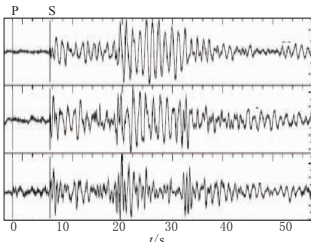
随着我国“十五”宽频带和超宽频数字地震观测台网建设的完成,巨量波形数字记录为低频事件的研究提供了丰富的资料。我国宽频带数字观测台网的建成对“间歇性脉动与滑移”(ETS)等低频事件的研究具有很大的应用潜力。汶川地震板块运移模式也为 ETS 等低频事件的发生创造了条件(王阎昭, 沈正康, 2007; 彭汉书等, 2008)。文中结合国外文献资料对汶川地震前的低频事件开展相关的调查研究。

1 国外记录的低频事件波形

将国外记录的几类低频事件波形及滤波频段列于表1。从事件的滤波频段来划分,按

表 1 低频事件的类别及其波形频率

Table 1 Low frequency events and their wave frequency

事件类别	事件地点	波形	滤波范围/Hz	资料来源
ETS	北卡斯卡迪亚		1.5—5	Kao 等(2007)
SSE	北卡斯卡迪亚		2—4	Schwartz 和 Rokosky (2007)
SSE	日本四国岛		2—4	Schwartz 和 Rokosky (2007)
LFE	苏门答腊岛-安达曼群岛		0.01—1	Miyazawa 和 Mori (2006)
VLF	日本西南部		0.01—0.1	Ito 和 Obara (2006)
DLF	太平洋板块		0.01—1	Takeo 等(2006)

每一个事件的特征优势频率可分为如下几类事件:

1) 低频震颤与滑移事件(ETS)和缓慢滑移事件(slow slip event, 简称为 SSE) (Kao *et al*, 2007; Rocca *et al*, 2008; Ghosh *et al*, 2009). ETS 和 SSE 事件的优势频率分别是 2—6 Hz 和 2—4 Hz. 如表 1 所示, 列出了北卡斯卡迪亚(Kao *et al*, 2007; Schwartz, Rokosky, 2007)和日本四国(Shikoku)的记录(Schwartz, Rokosky, 2007). 不同于普通地震, ETS 波形显示 P 波和 S 波多次重复叠加出现, 类似蠕滑. 每小时的 ETS 事件记录多达 10—30 次, 是记录次数最多、较为普遍的慢地震.

2) 深低频地震事件(deep low-frequency earthquake, 简称为 LFE) (Miyazawa, Mori, 2006; Von *et al*, 2008; Ide *et al*, 2007), 通常指的是具有震颤(tremor)性质的单一低频事件. LFE 的 P 波和 S 波的到时差达 500—1800 s. 如表 1, 苏门答腊-安达曼群岛记录波形的到时差为 490 s (Miyazawa, Mori, 2006). 与正常地震不同的是, LFE 事件的 S 波振幅衰减缓慢, 分析认为, LFE 事件可能为大区域的剪切慢滑移现象.

3) 深低频震颤事件(deep low frequency tremor event, 简称为 DLF) (Takeo *et al*, 2006; Ohmi, Obara, 2002; Miyazawa, Brodsky, 2008). DLF 和 LFE 的滤波频率均为 0.01—1 Hz, 如表 1 中列举的太平洋板块记录的 DLF 波形(Takeo *et al*, 2006). DLF 事件的 P 波和 S 波的到时差为 5—15 s, DLF 事件震源深度在 30 km, 接近主断层, 以足够的应变能在特定结构中积累, 依靠当时的应力条件产生 DLF 事件(Miyazawa, Brodsky, 2008). DLF 震颤事件被认为是日本鸟取(Tottori)地震的前震, 沿着断层剪切带产生, 从深度、频率和时空分布来看, DLF 是一种大尺度的震源现象, 是由许多小震颤组成, 每种都有特征周期(Obara, Hirose, 2006).

4) 超深低频地震事件(very low frequency earthquake, 简称为 VLF) (Ito, Obara, 2006). 如表 1 所示, 此类低频事件主要在日本等地发现. 火山地震之前也有类似的极低频事件(Bormann, 2002). 日本地震台网记录的超低频地震频率范围为 0.01—0.1 Hz, 特征频率 20—50 s. 能找到 P 波和 S 波, 到时差为 50 s 左右, 尾波延长 1—3 小时. VLF 事件可能发生在断层增长的交汇点, 由于断层下插, 导致产生相反的地震剖面的反射(Shipley *et al*, 1994; Obara, Hirose, 2006). 其大范围滑移推进速度为每秒几十米至几百米(Mat-suzawa *et al*, 2009).

2 汶川地震前低频事件的波形和发震特征分析

为确认我国台网记录的低频事件存在与否, 在发震断层附近台站查找相关低频事件波形. 选取汶川断裂带附近的宽频带记录台网, 速度平坦段均为 60 s—120 Hz. 汶川震前连续波形数据时间段为 2008 年 4 月 12 日—5 月 12 日, 以及部分 2010 年数据. 在相应频段滤波后对龙门山断裂带周围台站进行低频事件的查找和确认.

在处理多条记录后, 发现了几种类似的低频事件, 并且这些事件并非孤立出现, 往往有多个台站同时记录到. 下面按照不同类别一一列举.

2.1 震前低频事件波形分析

2.1.1 ETS 事件

对汶川断裂带附近台网记录的连续波形, 选取 Schwartz 和 Rokosky (2007) 文中给出记录的滤波频段 2—8 Hz 对波形进行带通滤波, 结果表明汶川震前有类似的 ETS 事件, 平

均每小时 2—30 个左右，多个时间段以及多台站记录到。图 1a 为 100 s 时间段的 ETS 波形，图中标识了选择的 Pg 和 Sg 震相；图 1b—e，分别为 QCH 台、DFU 台、RTA 台和 WCH 台滤波后的 ETS 波形。其中汶川台(WCH)事件不清晰。

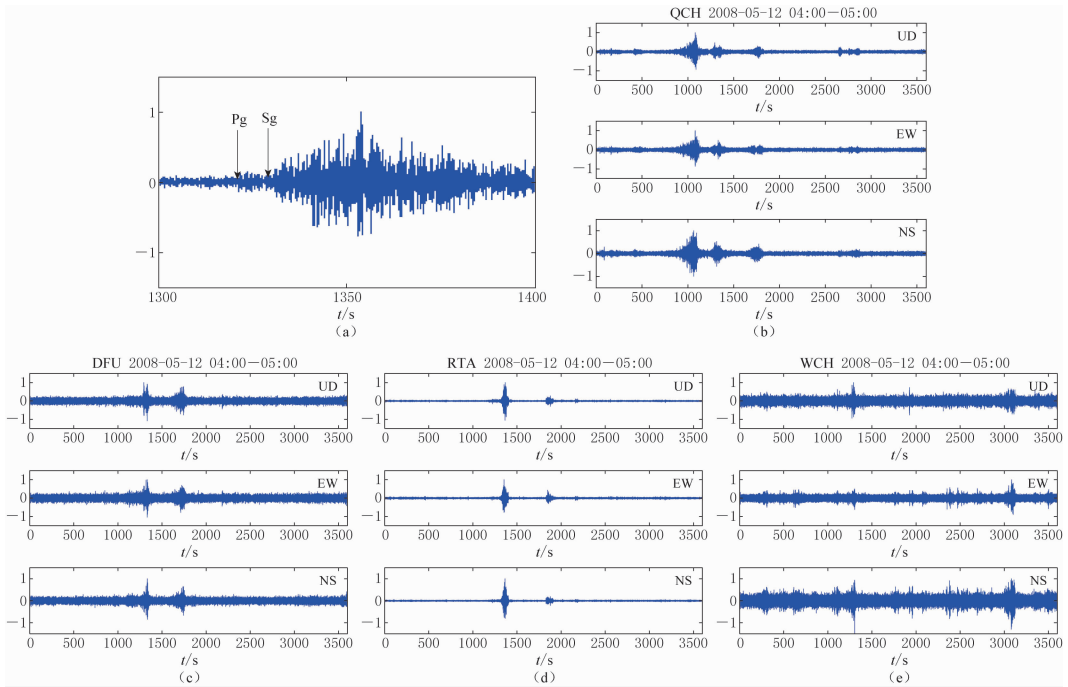


图 1 汶川地震震前的 ETS 波形(2008 年 5 月 12 日 4—5 时)
(a) QCH 台的 ETS 波形及 Pg 和 Sg 到时; (b) QCH 台 ETS 波形; (c) DFU 台 ETS 波形;
(d) RTA 台 ETS 波形; (e) WCH 台 ETS 波形

Fig. 1 ETS waveform before Wenchuan earthquake(2008-05-12 04:00—05:00)
(a) ETS waveform and arrival time of Pg and Sg; (b) ETS waveform of QCH station
(c) ETS waveform of DFU; (d) ETS waveform of RTA; (e) ETS waveform of WCH

在同一时间(2008 年 5 月 12 日 4—5 时)，如图 1 中 1000—2000 s 时间段，有 3 个台站记录到两次 ETS 事件。为确定波形差别，选择 12:00—12:20 时段分别在 10—20 Hz 和 2—8 Hz 频段滤波，发现 ETS 事件主要集中在 2—8 Hz 频段(图 2b)。而同一时段在 10—20 Hz 频段滤波，没有类似事件(图 2a)。这一点与 Ide 等(2007)给出的低频事件特征相符。图 2c 为 2—8 Hz 频段滤波的天然余震波形，可见与 ETS 事件的波形和持续时间均不同。

2.1.2 DLF 事件

汶川地震前记录中也发现了类似 DLF 事件。图 3a 为 2008 年 4 月 18 日 1—2 时的 BZH 台站记录的波形，在这个时间段没有相关天然地震事件。但在 0.01—1 Hz 频段滤波后，能够看到清晰的 DLF 事件(图 3b)，并且能在 3 个以上台站同时记录到，图 3c 和图 3d 显示出清晰的 P 波、S 波和面波，所记录的波形与表 1 中记录的 DLF 波形特征相似。P 波及 S 波到时差为 70—100 s。

另外一次波形如图 4 所示。图 4a 为 RTA 台记录以及清晰的 P 波、S 波和 Lg 波。4b 和 4c 为 DFU 和 QCH 台站记录的波形。

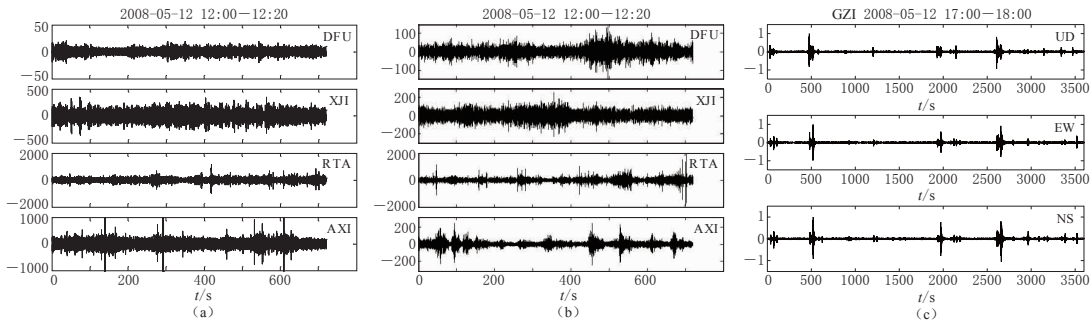


图 2 ETS 波形与天然地震对比

(a) 10—20 Hz 滤波波形; (b) 2—8 Hz 滤波 ETS 波形; (c) 2—8 Hz 滤波的汶川地震余震波形

Fig. 2 ETS waveform in comparison with that of an earthquake

(a) 10—20 Hz filtered waveform; (b) 2—8 Hz filtered ETS waveform;
(c) Wenchuan aftershock waveform

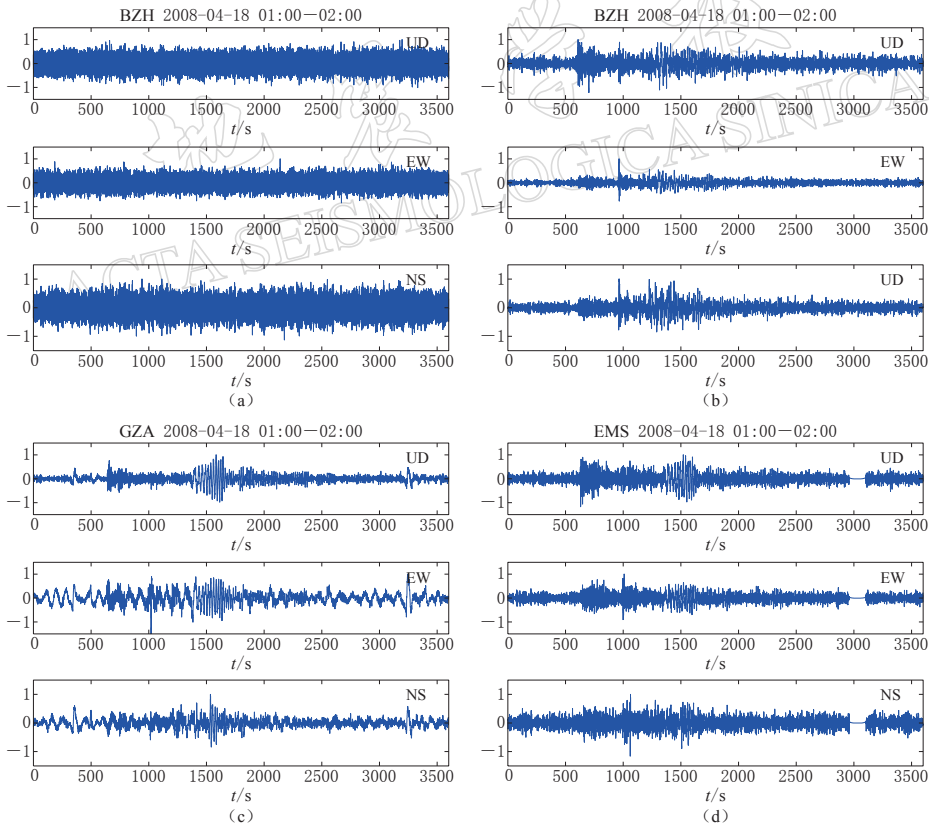


图 3 汶川地震前的 DLF 波形

(a) 滤波处理前 BZH 台波形; (b) BZH 台 0.01—1 Hz 滤波后的 DLF 波形; (c) GZA 台
0.01—1 Hz 滤波后的 DLF 波形; (d) EMS 台 0.01—1 Hz 滤波后的 DLF 波形

Fig. 3 DLF waveform before Wenchuan earthquake

(a) BZH broadcast station, DLF waveform before filtered; (b) BZH station, DLF waveform
0.01—1 Hz filtered; (c) GZA broadcast station, DLF waveform 0.01—1 Hz filtered;
(d) EMS broadcast station, DLF waveform 0.01—1 Hz filtered

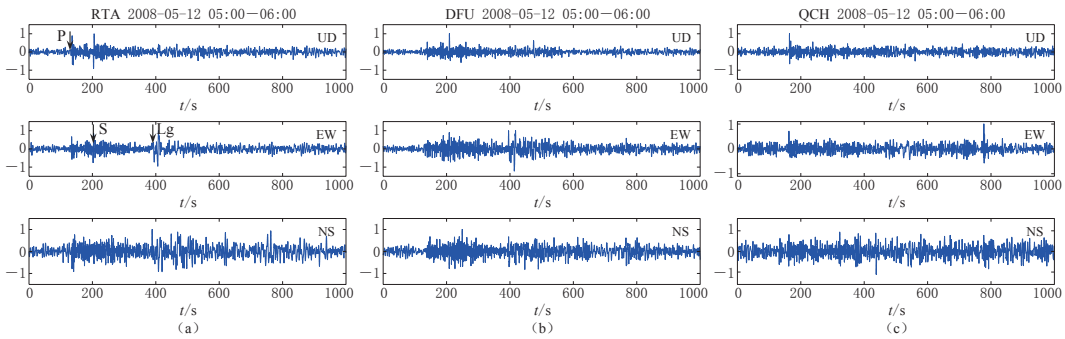


图 4 汶川地震前 RTA(a)、DFU(b)、QCH(c)台站记录的 DLF 波形(2008-05-12 5—6 时)

Fig. 4 DLF waveform before Wenchuan earthquake recorded by RTA(a), DFU(b) and QCH(c), 2008-05-12 05:00—06:00

2.1.3 LFE 事件

取 2 个小时连续波形, 选择 Miyazawa, Mori (2006)给出记录的滤波频段, 在 0.01—1 Hz 进行滤波, 如 2008 年 5 月 11 日 3—6 时时段. 滤波后的 WCH 台和 QCH 台记录波形, 如图 5a, b 所示. 在未做滤波处理前看不到其它事件, 滤波后在同一时间段显示出类似 LFE 事件波形. 记录的 LFE 事件波形与表 1 中苏门答腊岛-安达曼群岛记录的 LFE 事件波形相似. 事件震相清晰, 能够清楚地辨认出 Pn、Pg、Sn、Sg 等震相. P 波和 S 波的到时差为 220 s, 持续时间为 1000 s 左右.

对比 LFE 事件的发震时间, 与北京时间 2008 年 5 月 11 日在台湾东海 (24.0°N, 122.5°E) 发生的一次 5.6 级地震的发震时间刚好吻合. 此外, 2008 年 5 月 2 日也发现了一次类似 LFE 事件, 但也是有时间相近的远震记录. 因此, 无法确认低频 LFE 事件的存在.

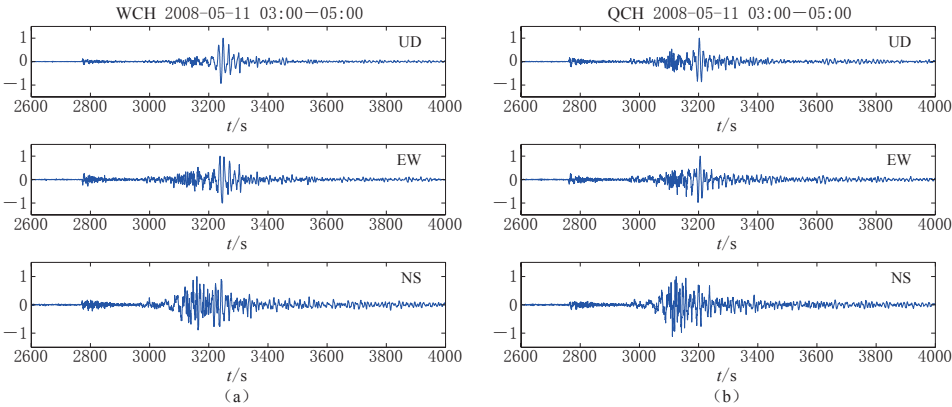


图 5 汶川地震前的 LFE 波形. (a) WCH; (b) QCH

Fig. 5 LFE waveform before Wenchuan earthquake. (a) WCH; (b) QCH

2.1.4 VLF 事件

取滤波频段 0.01—0.1 Hz 进行滤波, 结果表明汶川震前有类似的 VLF 事件, 也是多台同时记录到. 图 6a 为四川 GZI 台记录的 VLF 事件(2 小时), P 波和 S 波到时差为 210 s 左右. 图 6b 为四川 HMS 台记录的波形, P 波到时清楚, 但 S 波或面波持续长达 2—4 小时, 从 12 时 30 分一直延续到 14 时. 图 6c, d 为 HMS 台在 12 时 30 分—13 时和 13 时 30

分—14 时时段的波形记录. 由于频率很低, 尾波振幅几乎没有衰减, 能量得到长时间的积累, 可能与大震有联系. VLF 事件波形没有上述几种低频事件清晰, 因此很容易当作背景噪声而忽略.

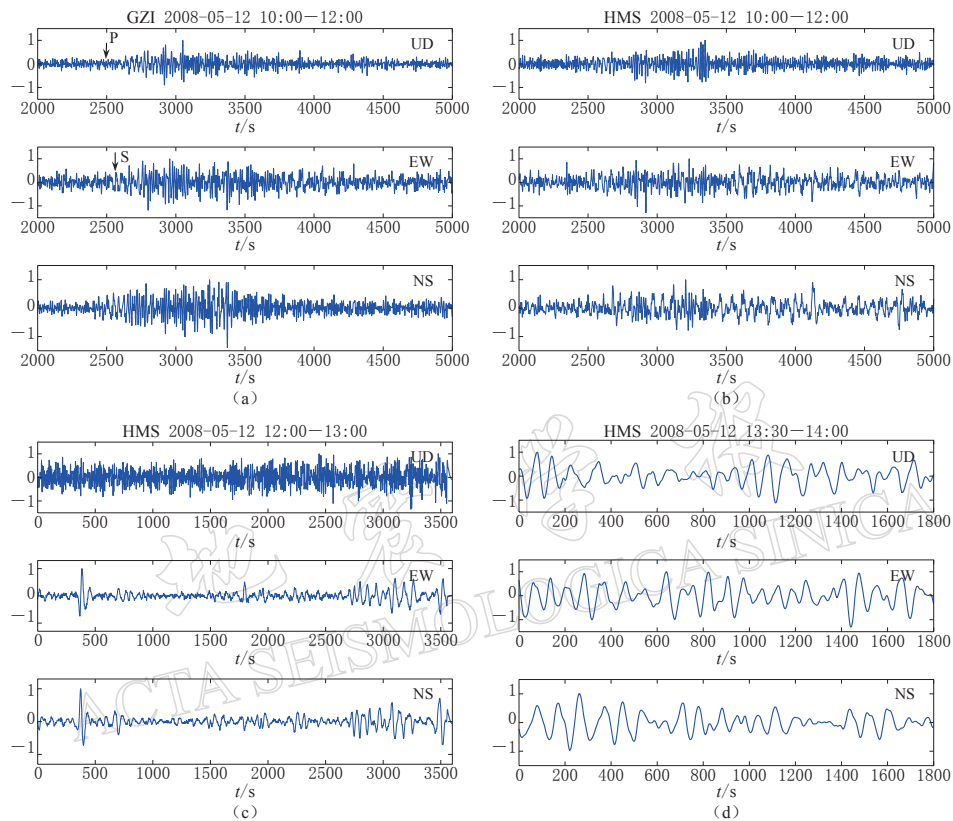


图 6 汶川地震前的 VLF 事件波形

(a) GZI 台 VLF 波形; (b) HMS 台 VLF 波形; (c) HMS 台 VLF 波形; (d) HWS 台 VLF 波形

Fig. 6 VLF waveform before Wenchuan earthquake

(a) VLF waveform of GZI station; (b) VLF waveform of HMS station; (c) VLF of HMS station; (d) VLF of HWS station

2.2 震前低频事件的特征分析

2.2.1 低频事件定位结果

将上述记录清晰的各类低频事件做进一步的定位分析. 选取汶川断裂带附近的台站, 如图 7 中黑色三角所示. 主要选取四川台网, 包括汶川以北的 QCH 台、PWU 台和 WCH 台; 以西的 RTA 台、GZI 台和 DFU 台; 以南的 EMS 台、JLI 台、MNI 台和 SMI 台等. 这些台站所采用的地震计为 CMG-3 和 BBVS-60, 记录频段均为 60 s—120 Hz, 速度平坦. 台站代号和地震计型号列于表 2. 所选台站为主断层的 3 个主要方向, 包围所记录的低频事件. 选择 Jopens-0.4.3R/MSDP 定位程序的自适应演化算法对事件定位.

对到时接近的 ETS 事件做定位分析, 如表 2 中所选台为 DFU 台、QCH 台、PWU 台和 RTA 台. 由于四川汶川台(WCH)没有清晰的事件信号(图 1e), 所以没有参与定位. 最终得到的 3 个 ETS 事件定位结果以红色星号标于图 7. 其中定位深度分别为 31 km 和 29 km,

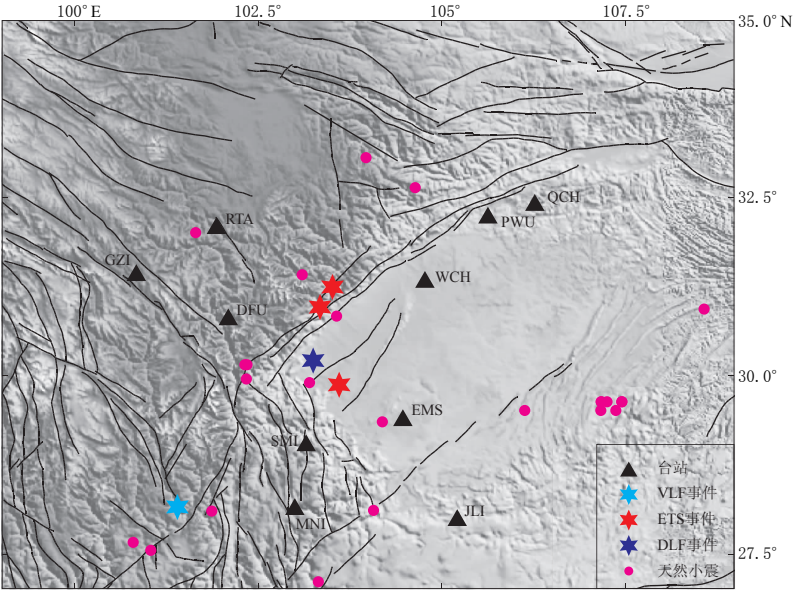


图 7 汶川震前低频事件、所选台站及天然地震分布图。图中粉红色圆为震前 38 小时的天然小震

Fig. 7 Selected stations, recorded low frequency events and nature earthquakes before Wenchuan earthquake. Red solid circles denote small natural earthquakes before 38 hours

表 2 汶川地震前低频事件、所选台站及定位结果(2008-05-12)

Table 2 Low frequency events before Wenchuan earthquake at selected stations and location result(2008-05-12)

台站	地震计 型号	滤波频带 /Hz	P 波到时 时:分:秒	S 波到时 时:分:秒	定位结果
DFU	CMG-3	2—6	04:21:49.3	04:22:01.3	ETS 事件 1
QCH	CMG-3		04:21:54.9	04:22:11.0	2008-05-12, 04:21:16.3
PWU	CMG-3		04:21:48.3	04:22:07.2	31.14°N, 103.05°E
					31.9 km
					四川汶川县
					3.183 ms
QCH	CMG-3	2—6	04:22:13.3	04:22:25.3	ETS 事件 2
RTA	CMG-3		04:22:13.4	04:22:28.2	2008-05-12, 04:21:35.2
DFU	CMG-3		04:22:05.5	04:22:12.4	31.42°N, 103.22°E
					29.6 km
					四川理县
					4.462 ms
RTA	CMG-3	0.01—1	05:02:16.1	05:03:22.9	DLF 事件
DFU	CMG-3		05:02:10.5	05:03:05.8	2008-05-12, 05:01:54.9
QCH	CMG-3		05:02:46.5	05:03:48.7	30.46°N, 103.02°E
SMI	CMG-3		05:02:34.7	05:03:17.5	13.6 km
MNI	BBVS-60		05:02:37.3	05:03:21.6	四川雅安
					8.1 ms
QCH	CMG-3	0.01—0.1	10:38:38.6	10:41:52.1	VLF 事件
PWU	CMG-3		10:38:27.1	10:41:54.5	28.4°N, 101.10°E
EMS	CMG-3		10:38:58	10:42:13.4	2008-05-12, 10:37:32.3,
JLI	CMG-3		10:38:50.1	10:42:49.7	18.5 km
GZI	CMG-3		10:38:36	10:42:28.2	四川凉山
					34.8 ms

注：定位结果一列中，从上至下分别为事件名称、发震时刻、震中经纬度、震源深度、发震地点和定位残差。

震中位置分别为四川汶川县和理县, 定位残差 0.3—0.4 s. 图 7 表明震前有两次 ETS 事件沿着汶川附近的断层沿线分布, 还有一次定位结果(四川灌县)在主断层下方.

2008 年 5 月 12 日 5 时记录到的一次 DLF 事件定位分析结果, 如表 2 所示. 记录到事件的台站包括: RTA 台、DFU 台、QCH 台、SMI 台和 MNI 台. 定位结果以蓝色星号示于图 7, 震中在四川雅安, 震源深度 13.6 km, 是一次深低频的慢滑移事件, 精度 0.8 s.

选择记录清晰的 VLF 波形做定位分析. 日本 VLF 事件记录的特征频率范围是 20—50 s, 包含在所选台站仪器记录的频率范围之内. 台站分别为 GZI 台、RTA 台、QCH 台、PWU 台、EMS 台和 JLI 台, 台站及定位信息列于表 2. 定位结果以绿色五角星号示于图 7. 可能由于其波速与天然地震有差别, 定位精度误差较大. 初步结果表明, VLF 事件的震源深度为 18.5 km, 可能为一次有清晰震相的超低频事件, 并且在此时间段没有其它远震记录. 3 类低频事件的震中位置均在汶川主断层附近.

将汶川地震前的低频地震与天然地震的发震时刻、经纬度、震源深度等同时列于表 3.

表 3 汶川地震前断裂带附近的天然地震目录
Table 3 Earthquake catalog before Wenchuan earthquake near the fault zone

编号	发震时刻(北京时间)		震中位置		震源深度/km
	年-月-日	时:分:秒	纬度/°N	经度/°E	
1	2008-05-11	02:46:26	28.27	101.70	5
2	2008-05-11	03:58:04	35.35	106.65	21
3	2008-05-11	05:52:03	29.68	107.20	9
4	2008-05-11	05:55:52	29.80	107.28	1
5	2008-05-11	06:05:19	29.80	107.28	6
6	2008-05-11	06:14:54	29.68	107.20	1
7	2008-05-11	07:12:13	29.80	107.08	12
8	2008-05-11	14:29:00	28.28	103.90	0
9	2008-05-11	18:02:28	29.80	107.00	14
10	2008-05-11	18:14:48	32.80	104.47	6
11	2008-05-11	20:57:19	27.28	103.115	0
12	2008-05-11	21:14:30	30.12	102.117	0
13	2008-05-11	21:59:04	30.32	102.118	5
14	2008-05-11	21:59:09	30.32	102.115	12
15	2008-05-12	00:36:39	29.68	106.28	16
16	2008-05-12	02:17:04	27.83	100.63	5
17	2008-05-12	02:38:04	31.58	102.93	12
18	2008-05-12	03:26:12	30.07	103.03	0
19	2008-05-12	04:20:04	29.52	104.02	5
20	2008-05-12	04:21:16.3	31.14	103.05	32
21	2008-05-12	04:21:35.2	31.42	103.22	29
22	2008-05-12	05:01:54.9	30.46	103.02	14
23	2008-05-12	06:06:07	31.10	108.40	1
24	2008-05-12	06:59:49	27.72	100.87	0
25	2008-05-12	09:04:01	33.22	103.80	0
26	2008-05-12	10:37:32.3	28.40	101.10	19
27	2008-05-12	11:03:08	32.17	101.48	5
28	2008-05-12	12:07:36	29.80	107.00	23
29	2008-05-12	14:28:00	31.00	103.40	14

其中编号 20, 21, 22, 26 为定位后的低频地震, 其它为天然地震; 编号 29 为汶川 8.0 级地震. 由表 3 可见, 低频事件与天然地震的发震时间明显不同步. 将震前同一时间的天然地震位置以粉色圆点示于图 7, 接近主断层的天然地震记录只有 9 次, 远远小于 ETS 事件的发生次数(大约 100 次左右).

2.2.2 低频事件的发生特征

进一步分析低频事件的发生次数与时间的关系. 将汶川地震前 38 小时发生的各类低频事件先后次序列举如图 8 所示. ETS 事件在很多时间段同时伴随有 VLF 事件的发生, ETS 事件大约有 100 次左右. DLE 事件发震次数为两次. 汶川地震之前 14 小时, ETS 事件发震频次较前一天急剧增加, 事件持续时间延长, 但在震前 2 小时消失. VLF 事件在震前持续时间很长, 而震前 2 小时只有 VLF 一种低频事件波形, 同时没有天然地震, 直到大震的发生.

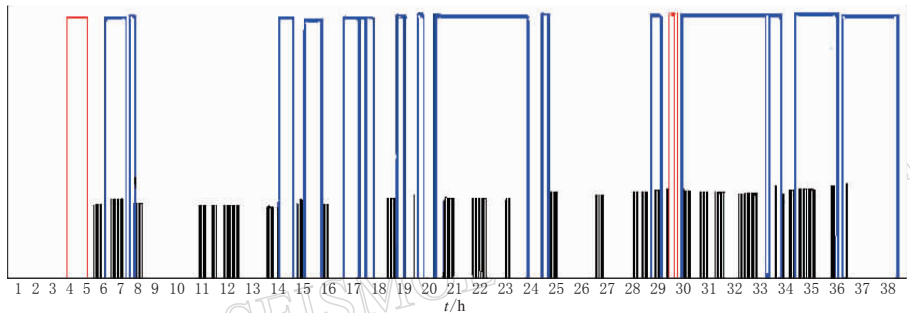


图 8 汶川地震前 38 小时发生的低频事件矩形图(2008 年 5 月 11 日 0 时—2008 年 5 月 12 日 14 时)
其中红色为 DLE 事件, 黑色为 ETS 事件, 蓝色为 VLF 事件

Fig. 8 Low frequency event waveform before Wenchuan earthquake (2008-05-11 00:00—2008-05-12 14:00)
Red denotes DLE events, black means ETS events, blue represents VLF events

此外, ETS 等低频事件是否经常发生, 还是仅仅在汶川地震前才发生? 为此选取了 2008 年 4 月 12 日 13—14 时, 以及 2010 年 3 月 23 日 13—14 时和 2010 年 4 月 13 日 13—14 时的记录(图 9), 发现震前几个月和震后一年仍然有较多的低频事件. 因此, ETS 等事件并不是地震前才有. 但在大震前几天低频事件的发生频度和地域范围, 以及与其它时段的差别和联系等问题, 还需要深入探索.

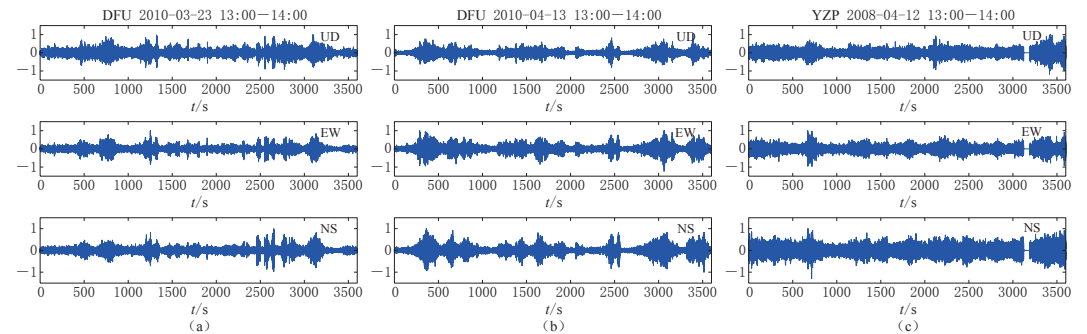


图 9 其它时间段的 ETS 事件. (a) DFU 台; (b) DFU 台; (c) YZP 台

Fig. 9 ETS waveform of other time periods. (a) DFU station; (b) DFU; (c) YZP

3 讨论与结论

3.1 讨论

汶川地震为世界上最大的板内逆冲型地震之一, 龙门山断裂蕴涵着板块边界的挤压, 为震前大范围的板块缓慢滑移, 以及断裂板块之间剪切错动变形创造了条件 (Hubbard, Shaw, 2009; 胡小刚, 郝晓光, 2008; 胡小刚等, 2010). 长期的 GPS 观测表明, 龙门山断裂带始终长期处于缓慢变形过程, 其坚硬的上地壳形成了巨大的应力积累. 震后 GPS 变形监测证实, 2008 年 5 月 12 日汶川大地震引起了大区域、远场的同震位移 (国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络”项目组, 2008). 因此, 龙门山断裂带构造具有与国外同类低频事件相同机制的滑移构造背景. 数据分析及初步定位表明, ETS、VLF 和 DLF 等事件接近龙门山主断层, 震源深度 15—30 km 左右. 从断裂带附近检测到的低频地震推测, 大震前板块之间可能产生大区域的滑移变形 (VLF 事件) 和断层间小区域的剪切错动变形 (ETS 事件). 大范围的滑移推进速度为几十至几百米每秒的 VLF 事件的长时间存在, 很可能为地震前兆机理的研究提供探索方向.

此外, 低频事件的发生与特定的发震构造条件有关, 不同地区同一类低频事件与其它地区的性质并不完全相同. 例如, 卡斯卡迪亚北部地区 and 日本的 ETS 有差别, 前者比日本事件发生频率小且变形大, 更容易被 GPS 观察到. 日本的震颤事件震中非常接近下滑断层的锁定区, 而卡斯卡迪亚地区的 ETS 震中离锁定区将近 100 km. 此外日本震颤有许多 LFE (单一的低频地震) 和 ETS 事件, 同时还有 10 s 周期左右的 VLF 超低频地震 (Ito, Obara, 2006), 所以日本的 ETS 等事件的发生可以确定发震机理和精确定位震中, 能明确用断层剪切错动和慢滑移产生的机理来解释. 但在卡斯卡迪亚地区除了 ETS 事件外, 却未发现 VLF 或者 LFE 事件, 并且其深度分布在 10—60 km, 分布广泛, 目前还不能用震颤机理做合适的解释 (Wech *et al.*, 2009).

对比国外文献, 初步认为龙门山断裂带周围的低频事件与日本 ETS 等事件有相似之处. 低频地震在大量的 ETS 事件出现的同时, 还伴有超低频 VLF 地震事件, 并且也能初步定位震中, 震源深度 18—30 km 接近反射带. 因此, 认为可以用剪切震颤和慢滑移产生的机理来解释. 如果有确切的 GPS 观测资料, 有希望对低频事件产生的机理进行更加合理的解释. 汶川地震前后低频地震的研究应该成为大震预报的探索方向之一.

3.2 结论

深入分析上述几类低频事件的发生频率和分布特征, 结合汶川 $M_s 8.0$ 地震发震构造, 本文得出以下结论:

1) 汶川地震前存在大量的低频事件. 主要记录到的低频事件为 ETS (低频震颤滑移事件) 和 VLF (超低频地震事件), 还有 DLF (深低频事件). 震前 12 小时 ETS 事件的发生频次比前一天明显增加, 接近大震时只有 VLF 一种事件, 其中 DLF 事件记录两次.

2) ETS 等低频事件与天然地震相比, 其持续时间、频率范围和事件波形均不同. 通过低频事件的定位分析, 结果表明 ETS 和 DLF 两类事件发生在主断层的周围, 与龙门山断裂带有关, 并且低频事件与天然地震的发生时间不重合, 大量低频事件的定位结果可以补充到天然地震目录中, 为地震触发机理的研究提供新的依据.

中国地震局兰州地震研究所张元生研究员对本文修改提出了宝贵意见. 在此表示感谢.

参 考 文 献

- 彭汉书, 吴忠良, 蒋长胜. 2008. 数字地震台网中的深低频脉动观测? [J]. 中国地震, **24**(3): 207–215.
- 国家重大科学工程“中国地壳运动观测网络”项目组. 2008. GPS 测定的 2008 年汶川 $M_s 8.0$ 级地震的同震位移场[J]. 中国科学: D 辑, **38**(10): 1195–1206.
- 胡小刚, 郝晓光. 2008. 汶川大地震宽带地震仪短临异常及成因初探[J]. 地球物理学报, **51**(6): 1726–1734.
- 胡小刚, 郝晓光, 薛秀秀. 2010. 汶川大地震前非台风扰动现象的研究[J]. 地球物理学报, **53**(12): 2875–2886.
- 王闯昭, 沈正康. 2007. 慢滑移及相关脉动和慢地震研究的历史和现状[J]. 中国地震, **23**(1): 1–9.
- 吴忠良. 2004. 寂静地震与地震预测的物理问题[J]. 物理, **33**(11): 796–800.
- Bormann P (著). 2002. 中国地震局监测预报司(译). 2006. 新地震观测实践手册[M]. 第一版. 北京: 地震出版社: 1–1252.
- Beroza G, Jordan T. 1990. Searching for slow and silent earthquakes using free oscillations[J]. *J Geophys Res*, **95**(B3): 2485–2510.
- Brudzinski M R, Allen R M. 2007. Segmentation in episodic tremor and slip all along Cascadia[J]. *Geology*, **35**(10): 907–910.
- Ghosh A, Vidale J E, Sweet J R, Creager K C, Wech A G. 2009. Tremor patches in Cascadia revealed by seismic array analysis[J]. *Geophys Res Lett*, **36**, L17316, doi:10.1029/2009GL039080.
- Hubbard J, Shaw J H. 2009. Uplift of the Longmen shan and Tibetan plateau, and the 2008 Wenchuan ($M=7.9$) earthquake[J]. *Nature*, **458**(7235): 194–197.
- Ide S, Beroza G C, Shelly D R, Uchide T. 2007. A scaling law for slow earthquakes[J]. *Nature*, **447**(7140): 76–79.
- Ito Y, Obara K. 2006. Very low frequency earthquakes within accretionary prisms are very low stress-drop earthquakes [J]. *Geophys Res Lett*, **33**: L09302, doi:10.1029/2006GL025883.
- Kao H, Thompson P J, Rogers C, Dragert H, Spence G. 2007. Automatic detection and characterization of seismic tremors in northern Cascadia[J]. *Geophys Res Lett*, **34**: L16313, doi:10.1029/2007GL030822.
- Kanamori H. 2008. Earthquake physics and real-time seismology[J]. *Nature*, **451**(7176): 271–273.
- Matsubara M, Obara K, Kasahara K. 2009. High- v_p/v_s zone accompanying non-volcanic tremors and slow-slip events beneath southwestern Japan[J]. *Tectonophysics*, **472**(1–4): 6–17.
- Matsuzawa T, Obara K, Maeda T. 2009. Source duration of deep very low frequency earthquakes in western Shikoku, Japan[J]. *J Geophys Res*, **114**: B00A11, doi:10.1029/2008JB006044.
- Miyazawa M, Brodsky E E. 2008. Deep low-frequency tremor that correlates with passing surface waves[J]. *J Geophys Res*, **113**: B01307, doi:10.1029/2006JB004890.
- Miyazawa M, Mori J. 2006. Evidence suggesting fluid flow beneath Japan due to periodic seismic triggering from the 2004 Sumatra-Andaman earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **33**: L05303, doi:10.1029/2005GL025087.
- Obara K, Hirose H. 2006. Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone[J]. *Tectonophysics*, **417**: 33–51.
- Ohmi S, Obara K. 2002. Deep low-frequency earthquakes beneath the focal region of the $M_w 6.7$ 2000 Western Tottori earthquake[J]. *Geophys Res Lett*, **16**(29): 1807–1818.
- Payero J S, Kostoglodov V, Shapiro N, Mikumo T, Iglesias A, Pe' rez-Campos X, Clayton R W. 2008. Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone[J]. *Geophys Res Lett*, **35**(7): L07305, doi:10.1029/2007GL032877.
- Rocca M L, Galluzzo D, Malone S, McCausland W, Saccorotti G, Pezzo E D. 2008. Testing small-aperture array analysis on well-located earthquakes, and application to the location of deep tremor[J]. *Bull Seis Soc Amer*, **98**(2): 620–635.
- Rogers G, Dragert H. 2003. Episodic low-frequency and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip

- [J]. *Science*, **300**(5627): 1942–1943.
- Sacks I S, Suyehiro S A, Linde T, Snoke J A. 1978. Slow earthquakes and stress redistribution[J]. *Nature*, **275**(19): 599–602.
- Schwartz S Y, Rokosky J M. 2007. Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones[J]. *Rev Geop*, **45**(3): RG3004, doi:10.1029/2006RG000208.
- Shelly D, Berozal G C, Ide S. 2007. Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms[J]. *Nature*, **446**(15): 299–312.
- Shipley T H, Moore G F, Bangs N L, Moore J C, Stoffa P L. 1994. Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados ridge decollement: Implications for fluid migration and fault strength[J]. *Geology*, **22**(5): 411–414.
- Takeo M, Ueda H, Okabe Y, Matsuura M. 2006. Waveform characteristics of deep low-frequency earthquakes: Time-series evolution based on the theory of the KM_2O -Langevin equation[J]. *Geophys J Int*, **165**: 87–107.
- Von S D H, Smith K D, Preston L A. 2008. Seismic spatial-temporal character and effects of a deep (25–30 km) magma intrusion below North Lake Tahoe, California-Nevada[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **98**(3): 1508–1526.
- Wech A G, Creager K C, Melbourne T. 2009. Seismic and geodetic constraints on Cascadia slow slip[J]. *J Geophys Res*, **114**: B10316, doi:10.1029/2008JB006090.

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA