

龚正, 李海兵, 劳昌玲, 等. 2008 年汶川地震(Ms 8.0)非对称同震破碎带的确定: 来自 WFSD-1 随钻流体的证据[J]. 中国地质, 2015, 42(2): 480-494.

Gong Zheng, Li Haibing, Lao Changling, et al. Real time drilling mud gas records the asymmetric damaging process associated with the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake[J]. *Geology in China*, 2015, 42(2): 480-494(in Chinese with English abstract).

## 2008 年汶川地震(Ms 8.0)非对称同震破碎带的确定: 来自 WFSD-1 随钻流体的证据

龚 正<sup>1</sup> 李海兵<sup>1</sup> 劳昌玲<sup>2,3</sup> 唐力君<sup>2</sup> 罗立强<sup>2</sup>  
李成龙<sup>1,3</sup> 云 锟<sup>1,4</sup> 张佳佳<sup>1,4</sup> 王雷振<sup>1,3</sup>

(1. 中国地质科学院地质研究所, 大陆构造与动力学国家重点实验室, 北京 100037; 2. 国家地质实验测试中心, 北京 100037;  
3. 中国地质大学(武汉), 湖北 武汉 430074; 4. 成都理工大学, 四川 成都 610059)

**摘要:**地震过程中相当可观的一部分能量消耗于裂隙的活化与形成, 来自汶川地震断裂带科学钻探一号孔(WFSD-1)的随钻流体表明, 地震新形成的裂隙对应有较强的流体异常, 它们为流体的入侵提供了良好的通道。随钻流体呈非对称性分布于主滑移面的两侧, 主要的流体异常带集中在主滑移带下方须家河组顶部 120 m 范围内, 该带中气体的含量以及变动的频率明显高于上部相同的宽度范围以及下部沉积岩层, 来自地球物理测井的资料同样显示这一带破碎严重并伴随有大量水的侵入, 暗示汶川地震形成的裂隙具有非对称性分布的特征。这一特征可能同时受控于断裂上盘彭灌杂岩与下盘须家河组岩层的力学性质差异以及地震破裂过程中形成的非对称性应力分布。

**关键词:**随钻流体异常; 同震破碎带; 非对称; 汶川地震; 映秀—北川断裂带; WFSD-1  
**中图分类号:**P65; P511.2 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2015)12-0480-15

## Real time drilling mud gas records the asymmetric damaging process associated with the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake

GONG Zheng<sup>1</sup>, LI Hai-bing<sup>1</sup>, LAO Chang-ling<sup>2,3</sup>, TANG Li-jun<sup>2</sup>, LUO Li-qiang<sup>2</sup>,  
LI Cheng-long<sup>1,3</sup>, YUN Kun<sup>1,4</sup>, ZHANG Jia-jia<sup>1,4</sup>, WANG Lei-zhen<sup>1,3</sup>

(1. *Institute of Geology, Chinese Academy Geological Sciences, Beijing 100037, China*; 2. *Natinal Research Center for Geoanalysis, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*; 3. *China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China*; 4. *Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China*)

**Abstract:** A considerable part of energy released during an earthquake is used to create fractures within the surrounding rocks. The real-time drilling mud gas from WFSD-1 shows that the fractures generated during the Wenchuan Earthquake coincide with large fluid peaks, and hence they are favorable passages for underground fluid migrations. The drilling mud gas distributes asymmetrically

收稿日期: 2014-10-15; 改回日期: 2015-02-28

基金项目: 国家自然科学基金项目(41330211)资助。

作者简介: 龚正, 男, 1987 年出生, 博士, 主要从事构造地质学及活动构造研究; E-mail: gz184144@hotmail.com。

通讯作者: 李海兵, 男, 1966 年生, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事构造地质学及活动构造研究; E-mail: lihaibing06@163.com。

around the principal slip zone (PSZ), with the major anomaly zone emerging 120 m below the PSZ. Gas concentrations are much higher and vary more intensively than the upper 120 m. Additionally, the geophysical logs also prove that this zone is highly fractured and associated with serious water inrush, suggesting that the 2008 Wenchuan earthquake caused more damage to the footwall than to the hanging wall. The difference in rock strength between the volcanic hanging wall of Pengguan complex and the sedimentary footwall of Xujiahe Formation and the asymmetric stress during the rupture propagation might have contributed to the damage process.

**Key words:** real-time mud gas; co-seismic damage; asymmetric; Wenchuan Earthquake; Yinxu-Beichuan fault zone; WFSD-1

**About the first author:** GONG Zheng, male, born in 1987, PhD, mainly engages in the study of structural geology and active tectonics; E-mail: gz184144@hotmail.com.

**About the corresponding author:** LI Hai-bing, male, born in 1966, senior researcher, mainly engages in the study of structural geology and active tectonics; E-mail: lihaibing06@163.com.

## 1 前言

地震过程中能量的释放可以归为热能,破裂能和放射能,其中破裂能是指使得破裂的端部发生破裂需要的能量值,直观上体现为断层带内大量发育的裂隙和次级破裂面<sup>[1]</sup>。典型的断层带通常由断层核部和包绕其的碎裂带组成,前者多由强烈碾碎的断层泥,碎裂岩或断层角砾岩组成,一般具有隔水性;而后者由强烈破碎的原岩组成,通常具有高导水性<sup>[2-3]</sup>,断层核部可以呈单条或多条出现,碎裂带同样能以对称性或者非对称性形态分布于断层核部的两侧<sup>[4]</sup>。对地表基岩断裂带的宽度,裂隙发育的研究表明破碎带的宽度与断层位移量成一定的正相关性,而裂隙的发育则与到断层核部之间的距离成反比<sup>[5-7]</sup>。然而,这些研究结果或多或少受到了区域应力的影响,反映的是多次历史地震的结果,一次地震对断裂带有何影响?断裂带如何生长?造成的破裂带宽度会有多大?分布特征又如何?这些问题鲜有报道,其原因在于缺少大地震之后对断层上下盘裂隙分布研究的机会,同时局限于有效的区分新老破裂的手段。

在过去的几十年中,随钻流体被证明是一种有效的地下裂隙带和剪切带的识别途径<sup>[8-9]</sup>,而同震过程中形成的裂隙通常具有良好的导水性,在其重新愈合之前,能够快速地对水头压力的变化做出响应<sup>[10]</sup>,宏观上体现为地震破裂带会短时间内具有较大的渗透率<sup>[11]</sup>,如果这些裂隙分布在钻井可达的深度范围内的话,则应能够通过随钻流体反映出来。作为对大地震后科学断层钻探的一个典范,汶川地震断裂带科学钻探第一号钻孔(WFSD-1)于震后

178 d启动,并且在2009年11月终孔于1201 m深,这为我们提供了一次良好的通过随钻流体的研究来探讨大地震的破裂过程的机会。本文主要报道WFSD-1钻孔中近1200 m深的随钻流体特征,并结合钻孔岩性、次级断裂带分布、裂隙密度和地球物理测井资料来讨论汶川地震中可能的同震破裂特征。

## 2 地质背景

龙门山断裂带位于青藏高原东缘,地处松潘—甘孜(SGB)与扬子块体(YZB)之间的过渡带上,两者之间地形高差强烈,坡度变化显著<sup>[12]</sup>。其新生代强烈的地形高差被认为是欧亚大陆碰撞以来强烈的逆冲推覆<sup>[13]</sup>或者下地壳隧道流的结果<sup>[14]</sup>。龙门山断裂带主要由3条北东走向的断裂组成,自西向东分别为汶川—茂县断裂、映秀—北川断裂和安县—灌县断裂(图1),这3条断裂基本上将龙门山划分为3个不同的地质单元,分别为古生代变质岩、前寒武纪变质杂岩(彭灌杂岩和宝兴杂岩)以及三叠系含煤地层和侏罗纪前陆盆地<sup>[15]</sup>。断裂基本沿袭了晚三叠纪以来的格局分布<sup>[16-17]</sup>,2008年汶川地震(Ms 8.0)使得映秀—北川断裂和安县—灌县断裂同时发生破裂,并形成长度各为275 km和80 km的地表破裂带<sup>[18]</sup>。

龙门山最重要的地质单元为前寒武纪彭灌杂岩和晚三叠纪须家河组地层。彭灌杂岩位于龙门山中段,平面上呈透镜状分布于汶川—茂县断裂和映秀—北川断裂之间(图1),主要由花岗岩和闪长岩等中酸性侵入岩体组成,伴随有少量基性—超基性侵入岩、火山岩、火山碎屑岩和变质岩等<sup>[19-20]</sup>,其年龄为850~700 Ma<sup>[19,21-22]</sup>。晚三叠纪须家河组分布于

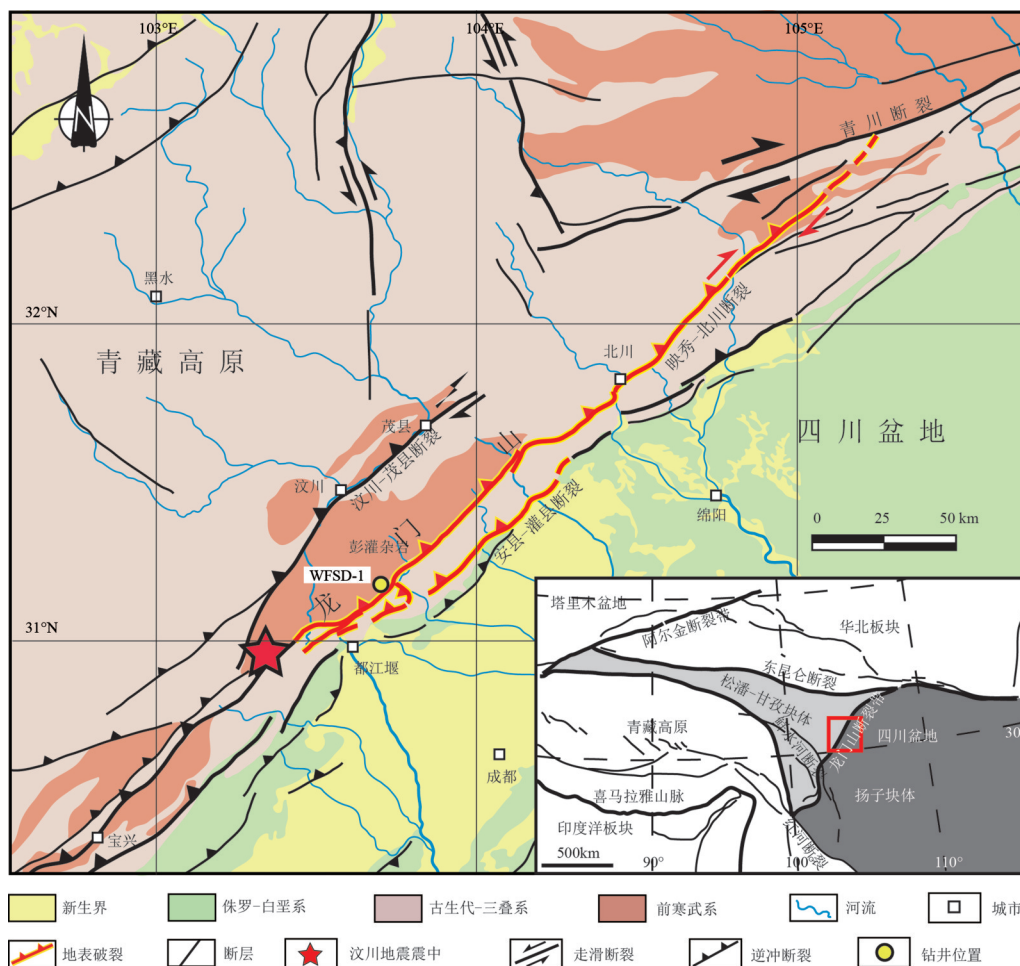


图1 龙门山及邻区活动构造及汶川地震地表破裂带分布简图,汶川地震断裂带科学钻探第一号孔(WFS-1)位于映秀—北川断裂的南段前寒武纪彭灌杂岩上

Fig.1 Tectonic setting of the Longmenshan and the co-seismic rupture zone during the 2008 Wenchuan earthquake. The WFS-1 drilling site is located on the southern Yingxiu-Beichuan fault, within the Pengguan complex

整个龙门山地区,为海陆交互相含煤沉积,以灰色石英砂岩、长石石英砂岩、厚层砂岩、薄层砂岩及粉砂岩为主,夹泥岩和煤层,共厚约600 m。

WFS-1 钻孔位于映秀—北川断裂南段虹口乡八角庙村的同震地表破裂带以西385 m处的彭灌杂岩之上(图1),该处地表破裂带的垂直位错量达6~6.5 m,水平位错达1~2 m,同时也是映秀—北川断裂南段发现的最大位移量。WFS-1为斜孔,倾向NE134°,倾角80°(顶角10°)。从其岩心来看,岩性分布为(图2-b):587.5 m以上为彭灌杂岩部分,587.5 m以下为晚三叠纪须家河组部分,其中575~759 m深之间存在由碎裂岩、断层泥和断层角砾岩组成约100 m宽的断裂岩带,为映秀—北川断裂带<sup>[23,25]</sup>。2008年汶川地震主滑移面(PSZ)在WFS-1

钻孔的589.2 m深处(图2-a)。断裂上盘主要为彭灌杂岩,下盘则为须家河组地层(图2)。

### 3 方法和数据处理

与传统的地质统计方法相比,本文采用随钻流体入侵的强度和频度来讨论裂隙发育的情况,地震过程中新形成的裂隙具有很强的导水性<sup>[4,11]</sup>。几乎完整的岩心取样提供了一个良好的平台讨论岩性与流体之间的关系,断裂岩、次级断层带和从岩心中提取的裂隙密度分布同样使得讨论流体异常与构造面之间的关系成为可能(图2-b)。此外,地球物理测井资料,特别是P波速度和岩层电阻率在重要的钻井区段都有详细的数据记录,这2个地球物理参数含有丰富的地层破裂和流体含量的信息,更

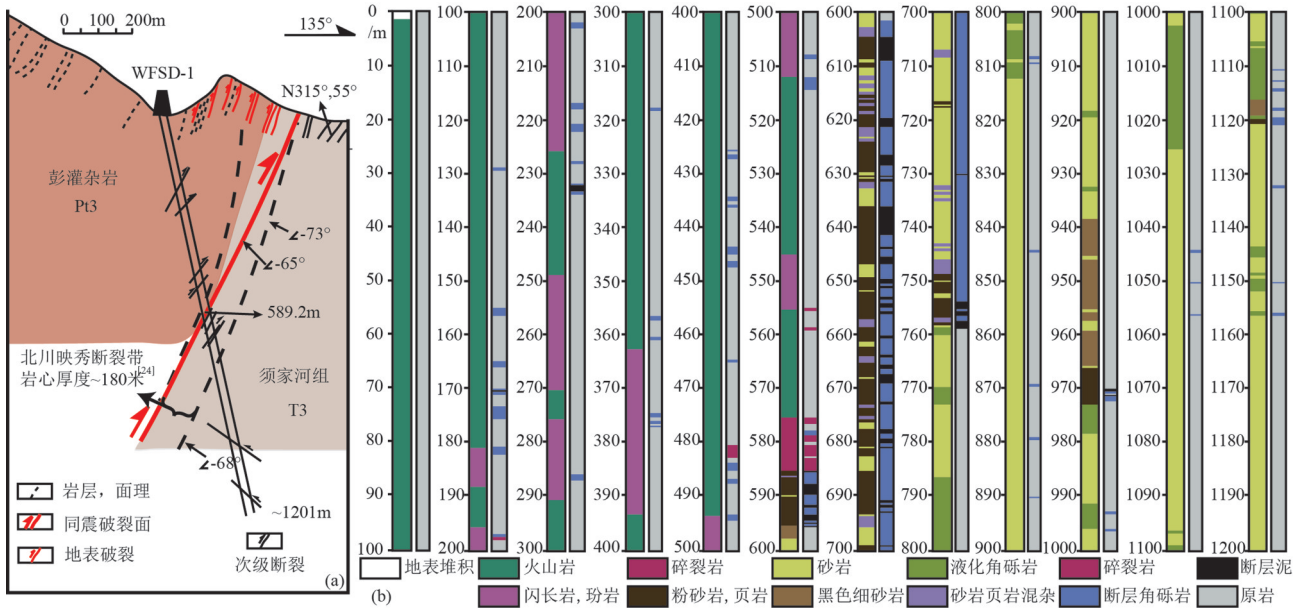


图2 WFS-1 钻井图(a,2008汶川地震同震断裂深度为589.2 m<sup>[23]</sup>)及岩心分布图(b),上部彭灌杂岩主要为火成岩而下部须家河组为沉积岩

Fig.2 Drilling sketch (a) of WFS-1(the principal slip zone was encountered at the depth of 589.2 m<sup>[23]</sup>), and the lithology retrieved from the drilling core (b)

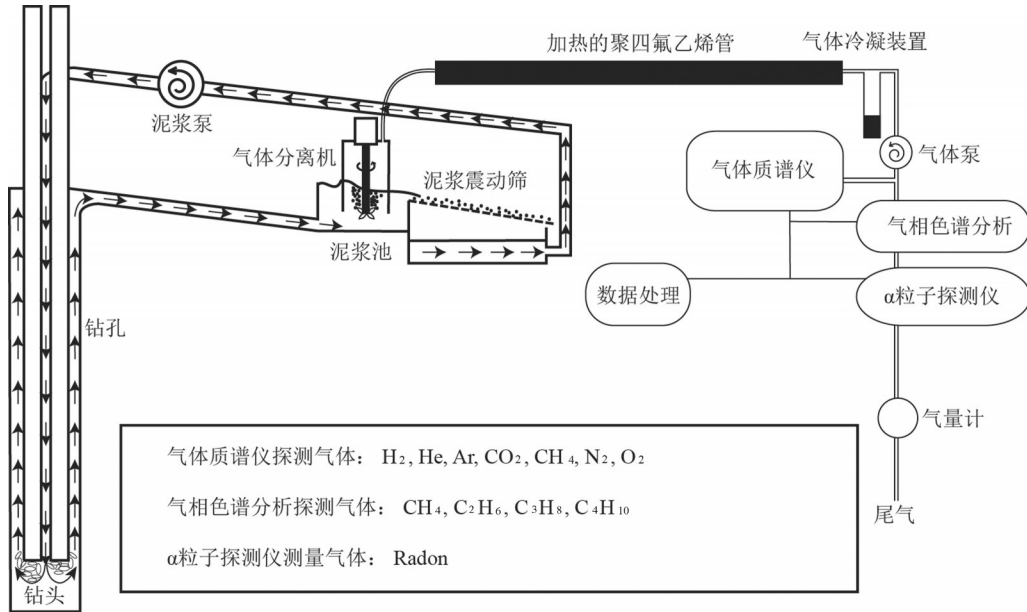


图3 随钻流体取样概要图

两套独立的气体分别由气体质谱仪和α探测仪获取,色相分析结果并未在本文中显示(改自[27])

Fig.3 Field equipments and the Sampling procedure

TWO datasets ore recorded by mass spectromter and Alpha partide detector separately(Modified after reference[27])

多有关这2个参数的资料,请参考[24]。

随钻流体测量设备全部都安装在钻井现场以提供实时的观测数据<sup>[26]</sup>,具体布置与安装方法除了

必要的修改之外,基本参考Erzinger等在其2006年文献中的描述<sup>[27]</sup>。整体上,气体在泥浆出口处中通过泥浆脱气器而实现分离,在经过大气平衡仪之后

被送到现场实验室进行成分鉴定,水蒸气在成分鉴定之前通过冰箱提供的1~4℃的温度进行冷冻干燥处理(图3)。现场共获取两套独立的数据,其中一套数据通过德国产四极质谱仪测量获取,包括甲烷(CH<sub>4</sub>)、氦气(He)、二氧化碳(CO<sub>2</sub>)、氢气(H<sub>2</sub>)、氮气(N<sub>2</sub>)、氧气(O<sub>2</sub>)和氩气(Ar),采样周期为5 s;另外一套数据专门针对氦气,测量仪器为Rad-7测氦仪,

采样周期为5 min一个点。更详细的仪器参数与设定请参考[24]。

所有的气体成分初期都是以时间序列记录的,通过计算出泥浆的滞后时间和钻进速度获取流体成分与深度之间的关系(表1),然后根据分辨率的需求采用1 m或者0.01 m深度间隔平均值成图。氦气只在有限的深度200~800 m区间段有数据记录。

表1 钻井回次分布(部分),记录的随钻流体数据据其时间投影到特定的回次和深度

Table 1 Part of the drilling schedule, the real time mud gas is correlated to the drilling depth based on time information

钻进回次	回次开始时间	回次结束时间	开始深度/m	结束深度/m	岩心长度/m	采取率/%
1	2008/11/4 9:10	2008/11/4 9:30	0.00	0.40	0.38	95.0
2	2008/11/4 10:10	2008/11/4 10:30	0.40	0.70	0.27	90.0
3	2008/11/4 11:00	2008/11/4 11:30	0.70	1.30	0.56	93.3
4	2008/11/4 12:00	2008/11/4 12:30	1.30	1.70	0.37	92.5
5	2008/11/4 13:00	2008/11/4 13:30	1.70	2.21	0.48	94.1
6	2008/11/4 14:20	2008/11/4 14:40	2.21	2.41	0.20	100
7	2008/11/4 16:20	2008/11/4 17:00	2.41	3.11	0.60	85.0

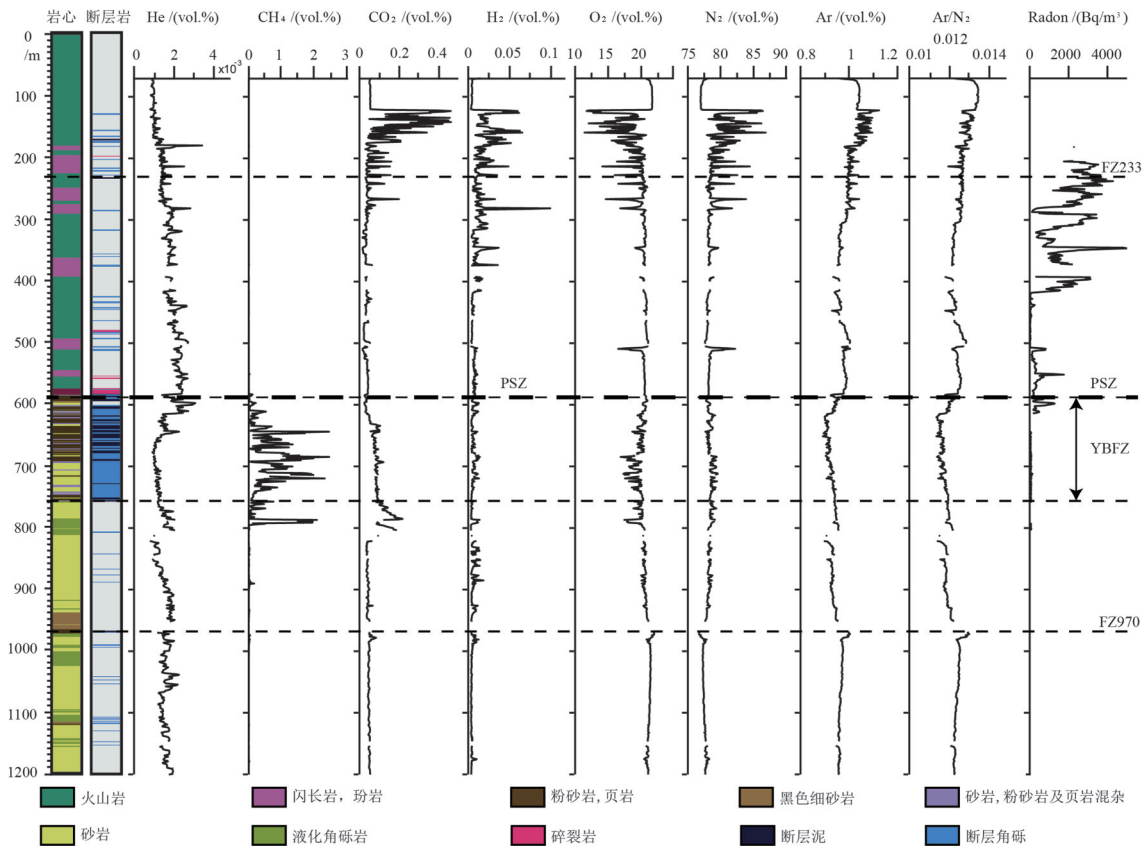


图4 WFS-1中70~1201 m随钻气体图

Fig.4 The real time drilling mud gas concentrations from 70 m to 1201 m in depth

## 4 结 果

WFSD-1随钻流体He、CH<sub>4</sub>、Ar、H<sub>2</sub>、CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>、O<sub>2</sub>、Rn含量以及Ar与N<sub>2</sub>之间的比值与深度之间的关系如图4所示。从岩性的角度上可将流体划分为2个单元,彭灌杂岩占据了WFSD-1上部587.5 m的空间,以下一直到1201 m为须家河组(图2)。

彭灌杂岩自上而下分别由凝灰质火山碎屑岩、闪长玢岩、闪长岩风化并且包含有闪长岩和闪长玢岩夹层火成岩以及碎裂岩组成<sup>[23]</sup>。这一段岩层中流体的变化并不严格地随岩性的变化而变化,但是仍可以细分为四部分:顶部70~120 m范围内气体含量非常稳定,O<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>和Ar的含量基本与大气成分一致,基本为大气成因;与之相对的是下部120~180 m的流体除了He和CH<sub>4</sub>之外变化相对剧烈,更明显的特征是O<sub>2</sub>的含量急剧起伏,而N<sub>2</sub>、Ar气体的变化的幅度基本与O<sub>2</sub>一致,其剧烈变化的原因可能是由于钻进过程中O<sub>2</sub>的消耗而导致,这一带的气体成分仍然主要是大气来源;第三部分包含180~290 m段岩层,此段流体变化与第二部分相比,相对平滑,但Ar/N<sub>2</sub>值整体出现明显的下降,说明此段岩性中流体富Ar亏N<sub>2</sub>;往下至587.5 m段流体成分重新回归平稳,主要的流体异常发育在507~510 m次级断裂出现的深度。

须家河组上部587.5~759 m主要由灰黑色粉砂岩,含煤线的炭质页岩和灰色砂岩组成,759 m以下主要岩性包括砂岩和液化角砾岩,后者为一种典型的地震成因岩石<sup>[28-29]</sup>。这一段随钻流体并没有明显的分段性,Ar、H<sub>2</sub>、He含量明显比上部彭灌杂岩偏低,而CH<sub>4</sub>和CO<sub>2</sub>的含量却相对高出几个数量级。其中主要的气体异常分布在2008汶川地震同震滑动面(PSZ)的下部200 m岩心宽度内,CH<sub>4</sub>含量由上部约 $1.5 \times 10^{-3}$ 剧增到2.5体积百分比,CO<sub>2</sub>则由0.05%增至0.22%,其他气体含量跟PSZ上部相同的宽度范围相比同样出现明显的偏离。其他异常带同样在深度970~980 m和1172~1178 m观测到。整体而言上部火山岩中流体的含量除CH<sub>4</sub>和CO<sub>2</sub>以外都比下部沉积岩层偏高,特别是Rn和He。

## 5 讨 论

氦(He)、氡(Rn)和甲烷(CH<sub>4</sub>)的化学性质稳

定,在大气中含量很低并且经常在地下流体中富集,通常被认为是识别地下流体的标志性气体。而二氧化碳(CO<sub>2</sub>)、氢气(H<sub>2</sub>)、氧气(O<sub>2</sub>)、氮气(N<sub>2</sub>)和氩(Ar)则被认为不够准确<sup>[8-9,27]</sup>。CO<sub>2</sub>在随钻流体中的含量变化会严重受到泥浆pH值的影响,同时也易在泥浆的制备过程中受到大气的污染。大气的混入同样会影响到Ar、O<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>的含量。在高速摩擦导致的高温之下,O<sub>2</sub>很容易与合金钻头以及遇到的易氧化的矿物发生反应,从而导致O<sub>2</sub>在泥浆中普遍会随着深度的增加而减小(图4)。H<sub>2</sub>同样能够在钻进过程中通过钻头和泥浆的反应而生成<sup>[30]</sup>。

然而,针对汶川地震而言,震后高H<sub>2</sub>和CO<sub>2</sub>的含量不仅仅局限于WFSD-1钻孔中,而是广泛分布于整个地表破裂带中。震后大规模的土壤样品测量显示,断裂带中土壤同样含有较高的H<sub>2</sub>含量,最大值在地表位移最大处可达 $279.4 \times 10^{-6}$ <sup>[31]</sup>。同时对映秀-北川断裂带北段青竹江江水中气体含量的测定表明,其气体成分主要为CH<sub>4</sub>、CO<sub>2</sub>、N<sub>2</sub>和O<sub>2</sub><sup>[32]</sup>。与地震相关的H<sub>2</sub>和CO<sub>2</sub>异常并不罕见<sup>[33-35]</sup>,断层滑动过程中导致的熔融能够释放出大量的CO<sub>2</sub>, Famin等<sup>[36]</sup>通过计算模拟提出1995年日本科北地震中释放的CO<sub>2</sub>可达1800~3200 t;同样的,实验证明强烈研磨的石英颗粒表面会与水发生反应,并且释放出来大量的H<sub>2</sub><sup>[37]</sup>。WFSD-1钻井过程中泥浆pH值严格控制在9.2~9.5,并且在主要的流体异常带并没有明显的PH值变化。因此笔者认为WFSD-1中H<sub>2</sub>和CO<sub>2</sub>成分变化,并不是人为或者工程影响的结果,而是汶川地震直接的产物。Ar和N<sub>2</sub>的含量会受到大气的污染,但是由于其本身化学性质的稳定性,在没有明显的流体成分入侵的时候,其比值仍然应该恒定在0.0125左右<sup>[8,38-39]</sup>。因此,在图4中我们将所有随钻流体进行展示,并且在下文中着重讨论CH<sub>4</sub>、He、CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>、Rn和Ar/N<sub>2</sub>值的变化。

### 5.1 岩性对气体浓度变化的制约

岩性的变化和构造通道都能够导致随钻流体的异常。WFSD-1中上部彭灌杂岩整体上具有较高的He含量,这可能归咎于火成岩中高U、Th含量与较高的孔隙率。对WFSD-1围岩中详细的地球物理测井指出彭灌杂岩的孔隙度中数高达31.21,而须家河组仅为10.54<sup>[23]</sup>。理论上沉积岩中不会有自生的放射性元素,它们大都是来自于其物源岩石,

然而泥岩由于其强烈的吸附性一般具有较高的伽马值<sup>[40]</sup>,须家河组大量发育的断层泥减弱了与上部岩浆岩之间的放射性差别,但彭灌杂岩仍然具有较高的放射性,特别是富含石英的酸性岩普遍具有大于60API的自然伽马值,局部可达100API。类似的岩浆岩对He含量的制约在圣安德列斯先导孔和日本Uzen火山中都有记录<sup>[8-9]</sup>。

须家河组同样被认为是大规模的油气发育层,岩层具有极低的孔隙度和渗透率<sup>[41-42]</sup>。WFSD-1中发育在须家河组顶部的CH<sub>4</sub>和CO<sub>2</sub>异常带同样应该受到这一特征的制约,须家河组第二段产出的CH<sub>4</sub>中 $\delta^{13}\text{C}$ 落在-30.3‰~-31.97‰,是明显的煤层性来源<sup>[43]</sup>,这与岩心中获取的岩性基本相符,异常带中高CH<sub>4</sub>和CO<sub>2</sub>含量可能来自于围岩中的煤线和黑色泥页岩,为岩性控制的结果。然而长时间的土壤气体检测显示,在映秀北川断裂带的南段并没有高的CH<sub>4</sub>含量<sup>[31]</sup>,这与WFSD-1中观测到的上部彭灌杂岩中低CH<sub>4</sub>含量一致,并且暗示下部CH<sub>4</sub>异常带并没有直接与地表相通。

## 5.2 裂隙控制的流体异常

次级断裂带中普遍发育有大量的裂隙,是讨论裂隙和随钻流体关系的良好载体。WFSD-1中次级断层面对断裂岩的鉴定而确定,按其出现的深度分别命名为FZ233、590、608、621、628、639、646、655、669、678、759以及FZ 970 m(表2),相关的

断裂岩包括断层泥、断层角砾和碎裂岩(图4)。为了确定随钻流体与构造通道之间的关系,我们将重点讨论FZ233和YBFZ(FZ590到FZ759<sup>[23]</sup>),它们隶属于彭灌杂岩,和火山岩与沉积岩之间的过渡带,此外须家河组中739~741 m、798~800 m段非断裂带岩心段裂隙对流体的制约同样比较典型。

图5为FZ233区段(232.2~233.94 m)流体与地球物理测井之间关系图。由图可见FZ233基本上具有较低的电阻率和P波速度,地层的电阻率对水的响应极为敏感<sup>[44-45]</sup>,地层在强烈破碎且充满水的条件下电阻率会大幅降低;这一原理同样适用于地震波速的解释,地震使得原岩产生破裂从而导致原岩的强度降低,P波速度也会相应地降低。Li等人通过圣安德烈断层带中超低剪切波速的出现,成功确定地下Oroville和San Andreas Fault断层带<sup>[46]</sup>,并且震后这些低剪切波速的恢复,更可能指示断层愈合的过程<sup>[47]</sup>。因此,FZ233中低的电阻率和P波速度指示其为破碎且含水区段,随钻气体可能通过溶解于水的形式入侵到钻孔之中。然而值得注意的是,随钻流体在FZ233中并不是均一地分布的,流体的峰值基本出现在张裂隙发育的部位。FZ233顶部36 cm厚的灰色断层角砾带为最为明显的一处流体异常,几乎所有气体含量包括Ar/N<sub>2</sub>比值都明显偏离背景值,而较大的张裂隙仅在这一段出现。

YBFZ包含有一序列的次级断层带(表2),其过

表2 WFSD-1中发育的次级断层带(改自[23])  
Table 2 The secondary fault zone in WFSD-1 (modified after [23])

岩性单元	断裂带	顶部深度/m	底部深度/m	断层带厚度/m	断层泥厚度/m	
彭灌杂岩	FZ233	232.2	233.9	1.7	0.72	
	FZ590	575.7	595.5	19.8	3.79	
	FZ608	602.65	610.8	8.12	3.62	
	FZ621	611.4	621.1	9.7	1.24	
	FZ628	621.1	634.2	13.12	2.9	
	FZ639	635.63	639.5	3.84	2.91	
	映秀-北川断裂带	FZ646	639.47	647.1	7.66	1.31
		FZ655	649.64	656.3	6.66	1.95
		FZ669	656.3	669.1	12.8	1.31
FZ678		669.1	680.9	11.83	0.85	
	FZ759	753.13	759	5.9	1.94	
须家河组	FZ970	970.26	971.78	1.52	0.86	

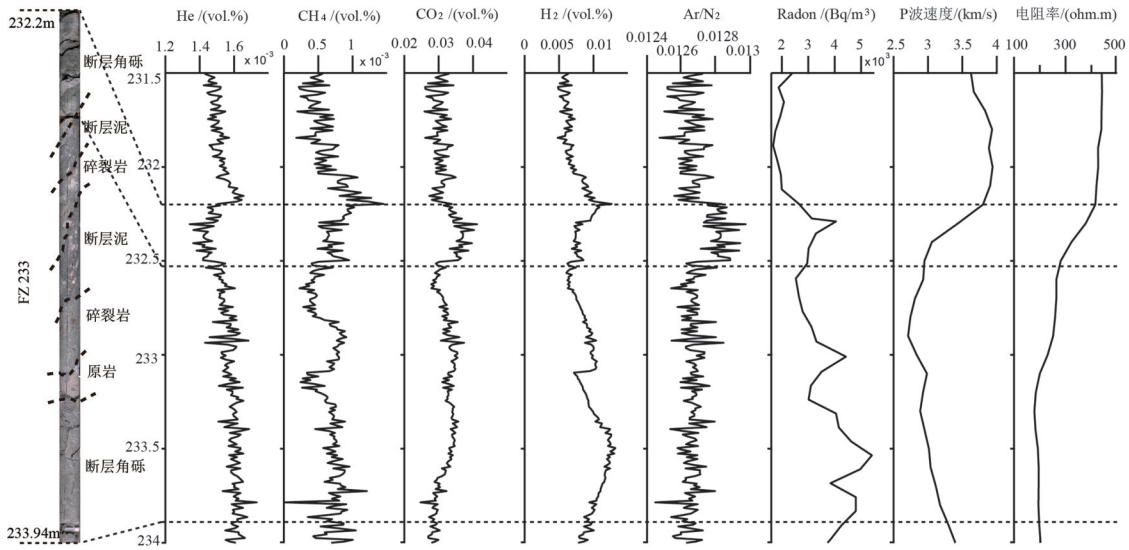


图5 FZ233 随钻流体与裂隙关系图

(顶部 239.2~239.5 m 为一明显的流体异常带,较大的裂隙也仅在这一区段发育。而整体上 FZ233 并没有体现出明显流体成分异常,并不是断裂发育的地带一定会出现流体异常,这一现象受裂隙的控制)

Fig.5 The real time mud gas concentrations in FZ233

(A conspicuous gas anomaly zone is detected at the depth from 239.2 m to 239.5 m where large, only open fractures can be found. It highlights the importance of the conductive fractures in controlling the gas fluctuations)

大的深度范围使得难以像 FZ233 一样讨论详细的裂隙分布与流体之间的关系,但整体上仍与 FZ233 类似。在图 6 中可以看到,整个 YBFZ 具有极低电阻率,地层电阻率几乎接近于 0,而 P 波速

度跟 YBFZ 上下地层相比急剧降低,由 5 km/s 锐减至 3 km/s。随钻流体成分在这一带变化最为剧烈,与上下地层形成鲜明对比,整体上这一带中 CH<sub>4</sub>、CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub> 明显偏高,而 Radon、He 和 Ar/N<sub>2</sub> 比值降低。

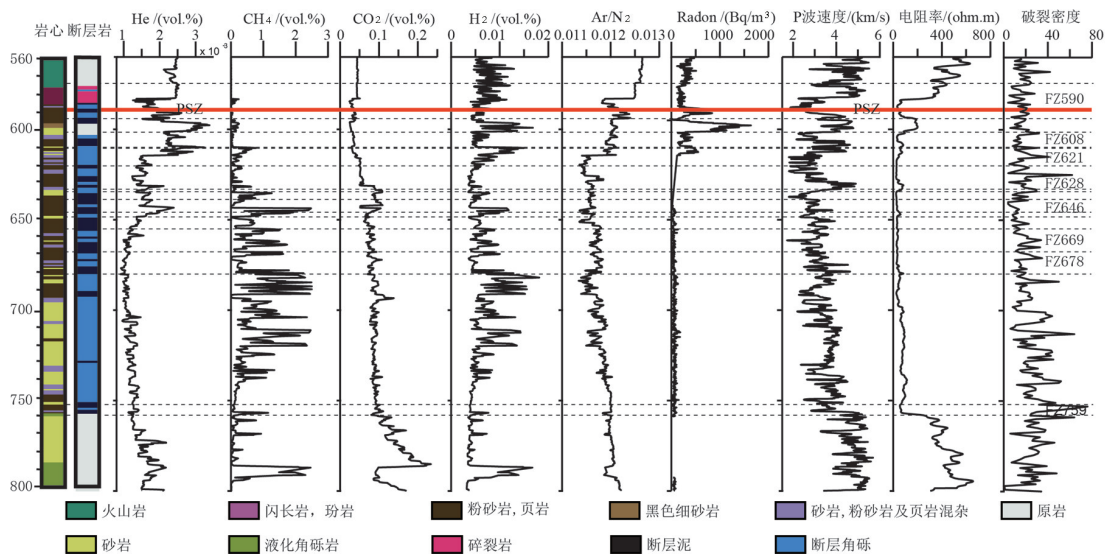


图6 WFS-1 钻孔 560~800 m 深段随钻流体与地球物理测井对应图

(整个 YBFZ 具有极低的电阻率,最明显的特征是 681~754 m 段次级断裂稀少,但流体变化却更为强烈,破裂密度显示这一段岩心具有更高的裂隙密度)

Fig.6 The real time drilling mud gas and the geophysical logs of the YBFZ

(Overall, the YBFZ possesses a very low electrical resistivity. From 681m to 754m, where secondary faults are fewer than the lower section, the gas concentrations change even more intensively, the fracture statistics show that this part of core actually has a higher fracture density)



681~754 m段岩心即没有次级断面也没有相关的断层岩出现,然而气体含量变化却比YBFZ上部次级断裂集中带更剧烈。对岩心中裂隙密度的统计表明,这一区段岩层具有更高的裂隙密度(图6),这进一步从大尺度上证明了裂隙对随钻流体的控制作用,而并不是简单的断裂带控制了流体的异常。

图7~8中反映的情况比较类似,并没有次级断裂带或者断层岩的出现,在岩性完全一致的情况下,透入性裂隙发育密集的地带,随钻流体的含量

总体偏高,特别是He、CH<sub>4</sub>、H<sub>2</sub>等标识性气体。739~741 m段侵入的气体相对富氮,Ar/N<sub>2</sub>比值在裂隙发育段偏低,而798~800 m随钻气体则相对贫氮富氩,Ar/N<sub>2</sub>比值在破碎段整体偏高,但从整体上呈现明显的分段性。岩性的差异并不能解释观察的现象,图8中近2 m的岩心全部为古地震成因的液化角砾岩,原岩为粉砂岩,唯一明显的差别为裂隙发育的数量与密度,故其随钻气体的差异应为裂隙控制的结果。

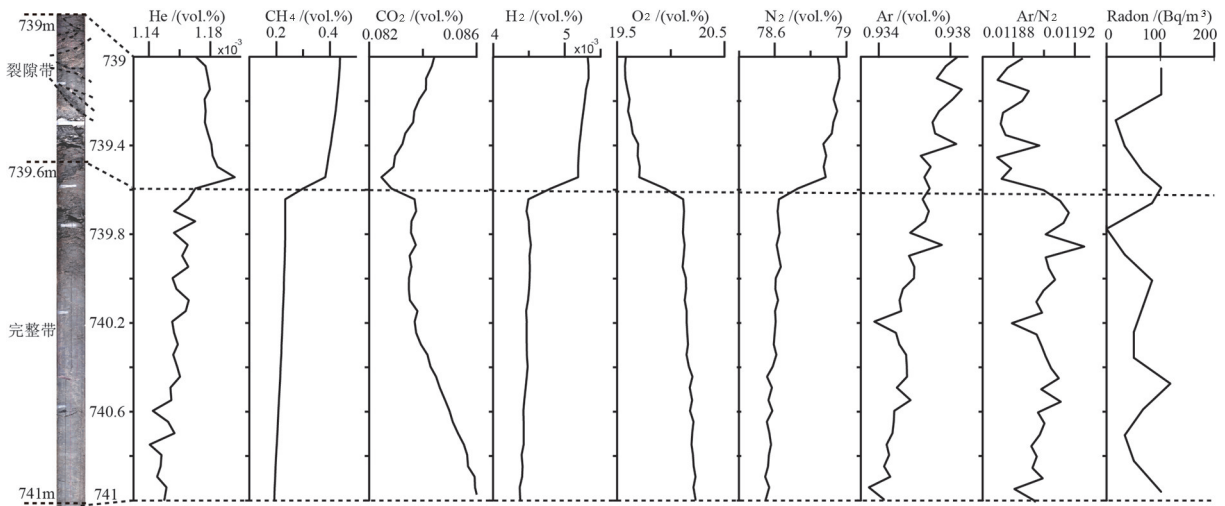


图7 WFS-1 钻孔 739~741 m 深段随钻流体与岩心对比图

(随钻流体在 739.6 m 深处呈现出分段性,与裂隙的分段性分布一致,明显指示流体异常受裂隙的控制)

Fig.7 The gas concentrations at the depth from 739 m to 741m, which can be subdivided into two sections, the gas concentrations above 736.6 m are generally higher, and this is also supported by the fracture distribution

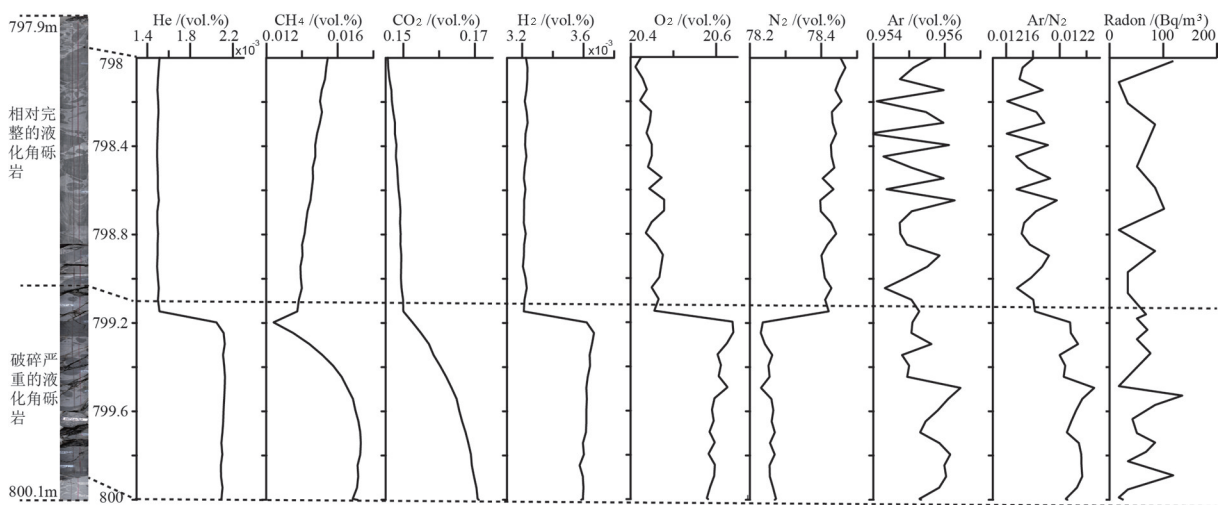


图8 WFS-1 钻孔 798~800 m 深随钻流体与岩心对比图

Fig.8 Real time mud gas distribution from 798 m to 800 m

5.4 汶川地震过程中同震破裂效应

5.4.1 随钻流体记录到的非对称裂隙分布

地震过程中会在破裂面周围形成大量新的裂隙,并且导致渗透率短暂性地升高。对WFSD-1长达2年的渗透率连续监测表明,WFSD-1孔周围区域的确具有相当高的渗透率,其平均水力扩散系数高达 $2.4 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ,渗透率也高出正常须家河组岩层1~2个数量级<sup>[11]</sup>。此外,汶川地震前后重复地震形成的地震波波速在通过该断层带时下降了近10%<sup>[48]</sup>。这些证据有力地证明汶川地震中在其主滑移面附近形成了大量的裂隙,这些裂隙严重地破坏了其原岩结构,使得其水文、力学性质发生了明显的改变。

笔者认为控制WFSD-1随钻流体入侵的裂隙主要是汶川地震的产物,理由如下:(1)汶川地震之前,龙门山一带具有极低的变形速率和地震发生率<sup>[49-52]</sup>。汶川地震之前的裂隙具有相当合适的构造环境和足够长的时间愈合,地表露头 and 岩心中大量发育的碳酸盐、硅质脉体就是一个直接的证据;(2)YBFZ中578~673 m段发育有相当厚的断层岩,其中断层泥的占非常大的部分(图4,表2),而这些非固结的断层泥在低速的滑动下更倾向于产生塑性变形,不会形成大量的脆性破裂面<sup>[53]</sup>,图4中高达10条/m的裂隙分布不会出现,除非在快速滑动的条件下<sup>[54-55]</sup>;(3)FZ970岩性与YBFZ相同(图4),然而其流体含量比YBFZ低几个数量级,这种随到主滑动面距离越远而流体异常越小的分布模式符合单次地震所形成的破坏效应,而这种分布规律也并不仅仅局限于断裂带中,对原岩同样适用,在整个须家河

组中流体的变化幅度和频度都是随深度呈现出递减的规律。

随钻流体沿汶川地震PSZ呈明显的非对称性分布,主要的流体异常带出现在PSZ的下放200 m岩心宽度范围内,流体在该带不仅具有较高的含量而且变化也更为剧烈(图4)。如上所述,控制流体入侵的构造裂隙更可能是在本次地震过程中形成的,非对称性的流体分布暗示汶川地震中形成的裂隙同样是非对称的,主要的裂隙发育带集中在断层面的下方200 m。这一宽度或多或少与老的映秀—北川破裂带宽度相当,后者报道的真实宽度100 m<sup>[23,25]</sup>,人们通常认为断裂带不管新与老,通常都具有较低的地层电阻率和P波速度,并且可能具有较高的流体含量,然而WFSD-1中这种高导水性的张裂隙最有可能是最新活动的体现。

5.4.2 碎裂带的宽度

WFSD-1钻孔倾角为79°,断层面倾角为65°,计算所得的流体异常带真实厚度约为117.6 m,这与前人所得的经验公式结果并不相符(图9-a),后者认为一次位移为10<sup>1</sup> m左右的地震产生的碎裂带不大于10<sup>2</sup> m<sup>[6-7,56]</sup>,有记录的累积位移为10 m左右,最大碎裂带宽度约为30 m<sup>[56]</sup>。然而,需要注意的是这些经验公式绝大部分是基于对基岩老断层的统计研究,它们大都经历了长时期的抬升剥蚀,碎裂带的宽度理论上应该反比于断层发育的深度。岩石强度会随着深度增加,而与之对应的同震破裂带的宽度会减小<sup>[6-7]</sup>,WFSD-1中同震碎裂带由于其接近地表的埋深,特别考虑到断层下盘含有大量未固结的断层岩,

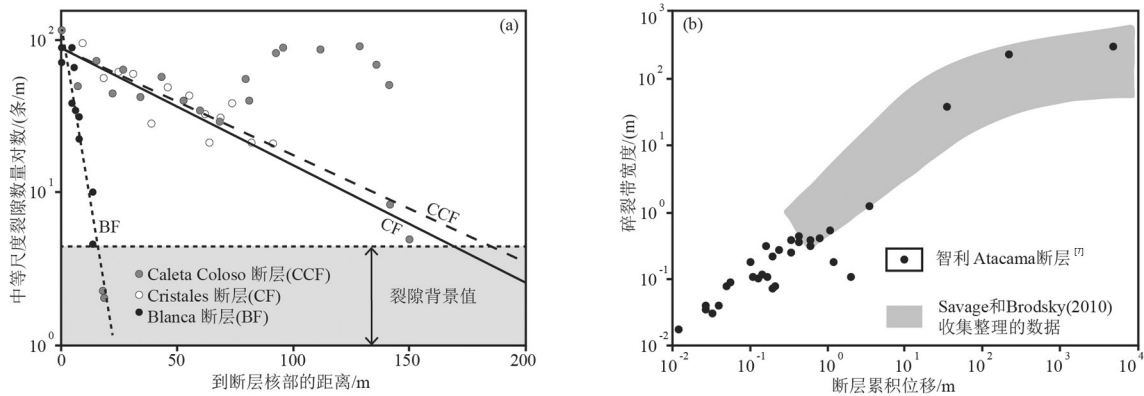


图9 (a)—断裂带中等尺度裂隙与到断层核部距离关系统计图(改自[5]);(b)—碎裂带宽度与断层累积位移关系统计图(改自[7])  
Fig.9 (a)—Macro fractures versus the distance away from the fault core (modified after [5]); (b)—the damage zone width versus the fault accumulated slip (modified after [7])

其宽度理应偏大,在低围压和低岩石强度的共同作用下,同震破碎带与基岩断层中经历过多次地震活动的碎裂带宽度分布并不一致。

另一种说法认为束缚在老的YBFZ中的流体信号掩饰了碎裂带的宽度信息,然而不论汶川地震之前YBFZ中是否有大量的流体存在,其强烈的入侵作用需要有大量可导性裂隙的存在,考虑到地震之前龙门山地带极低变速率和地震发生率,它们最有可能是近期活动的产物。同时这个流体异常带实际上比YBFZ宽了近12 m(780~792 m),多出的12 m分布在原本相对完整的粉砂岩中,其中随钻流体的含量与YBFZ极其相似(图4),可能的解释是这一区段岩石不仅仅出现了大量的裂隙,而且它们是与上部YBFZ相连通的,并暗示映秀—北川断裂带正在往下生长。更有力的证据来自经验公式本身,经验公式认为不仅仅碎裂带的宽度与断层的累积位移有关,裂隙密度的分布同样与其到断层核部的距离相关<sup>[6-7]</sup>,即距离断层核部的距离越远裂隙会越少。然而我们注意到这与我们在YBFZ中观测到的实际情况完全相反(图4),在下部砂岩中的平均裂隙密度明显比上部断层岩富集带偏高。实际上,须家河组低孔隙

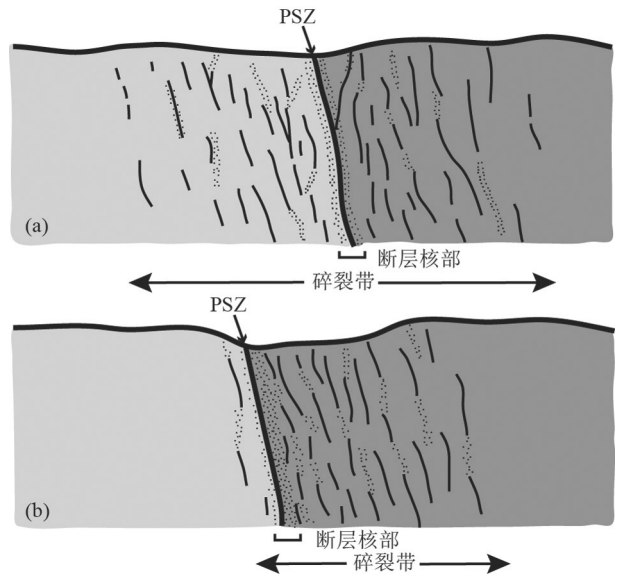


图10 断层带结构模型

a—对称型,碎裂带近似对称地分布于断层核部的两侧;  
b—非对称型,碎裂带主要分布在断层核部的一侧(改自[4])  
Fig.10 Fault zone structure models (a), the damage zone distributed symmetrically around the fault core, and (b), the asymmetrical model (modified after [4])

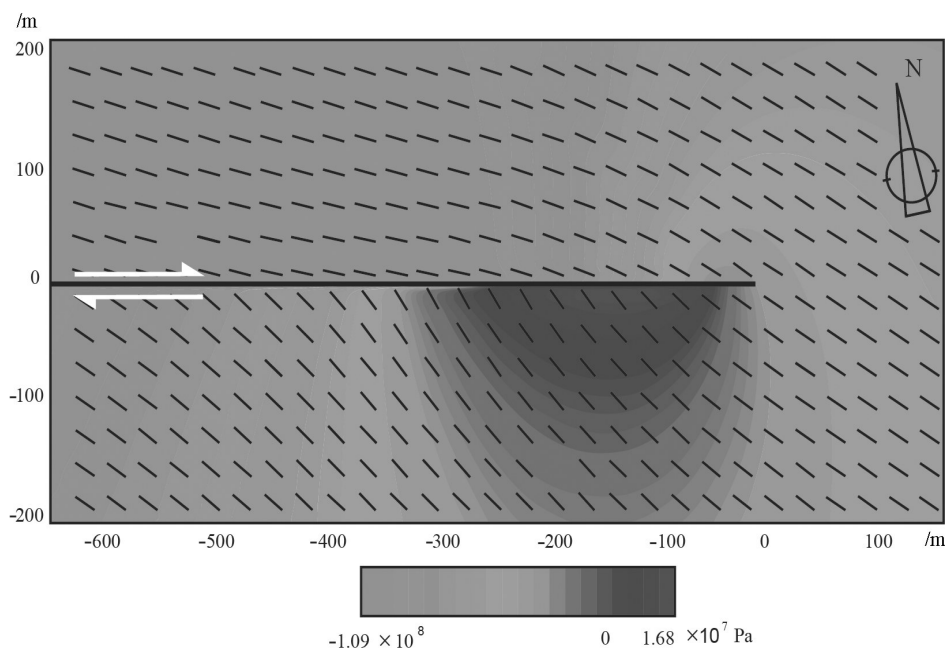


图11 当断裂破裂速度 $V$ 瑞利波速 $v$ 达到1.41左右时,张应力主要集中在破裂端部的下方200 m区域,张应力为正  
Fig.11 The tensile stress during the rupturing process critically dependent on the rupturing velocity. When the ratio between the rupturing velocity and Releigh wave velocity approaches 1.41, the extension stress will show up only 200 m below the principal slip surface

度的砂岩在快速滑动的状态下,比断层泥等软弱物质更倾向于脆性破裂,这解释了为什么砂岩中裂隙密度偏高的问题。因此,笔者认为汶川地震的确形成了近120 m厚的破碎带,或者说至少在WFSD-1钻井现场一带形成了近120 m厚的破碎带。

#### 5.4.3 导致非对称性裂隙分布的因素

碎裂带呈非对称性包绕断层核部的现象并不罕见<sup>[56-60]</sup>,图10是Sibson在2003年提出的断层带的分类,野外露头观测到的断层带普遍归于这两类中的一种,碎裂带对称或不对称形式分布于断层核部的两边,涉及到的理论解释多样化,包括断层带几何形状、非对称应力分布、岩性差异等<sup>[59]</sup>。

地震过程中形成的动态和静态应力变化在断层两盘的分布很不均一,特别是考虑到断裂破坏的方向效应,来自大震之后余震的分布特征和应力分布数值模拟有力地证明了这一点<sup>[61-64]</sup>。例如1957年阿留申地震后,静态应力变化致使该逆冲断层的下盘的上部更倾向于形成张性破裂,并且记录到了大量正断性质的余震,而与之相对应的上盘部位却并没有余震的记录,下盘的下部更是记录到了大量的逆断性质的余震<sup>[60]</sup>。更量化的证据来自于Di Toro et al. (2005)对意大利Gole Larghe断层假玄武玻璃的研究(图11),该数值模拟证据表明当破裂的扩展速度与瑞利波速的比值接近1.41的时候,张应力区间将仅在断层面的一侧出现,且分布的宽度接近200 m<sup>[64]</sup>,这一研究结果或多或少于我们在WFSD-1中观测到的流体异常带相近。故我们推测WFSD-1中非对称性碎裂带的分布是断裂破裂过程中造成的非对称性应力和岩性差异的结果。

WFSD-1中,PSZ的位置非常接近彭灌杂岩与须家河组的分界部位(图2),如同P波测井记录到的结果一样,上部彭灌杂岩岩石强度比下部沉积岩层强很多,该套火成岩的P波速度平均值为3.8 km/s,而须家河组为2.6 km/s<sup>[23,48]</sup>。这2套岩体之间不同的力学性质,同样会对裂隙的形成和分布具有重要的影响。图12是笔者提出的WFSD-1破裂带概念模型,同震裂隙主要在断面的下放200 m岩心厚度范围之内,并且伴随有强烈的流体入侵。

## 6 结论

通过对震后WFSD-1钻孔中70~1200 m深段

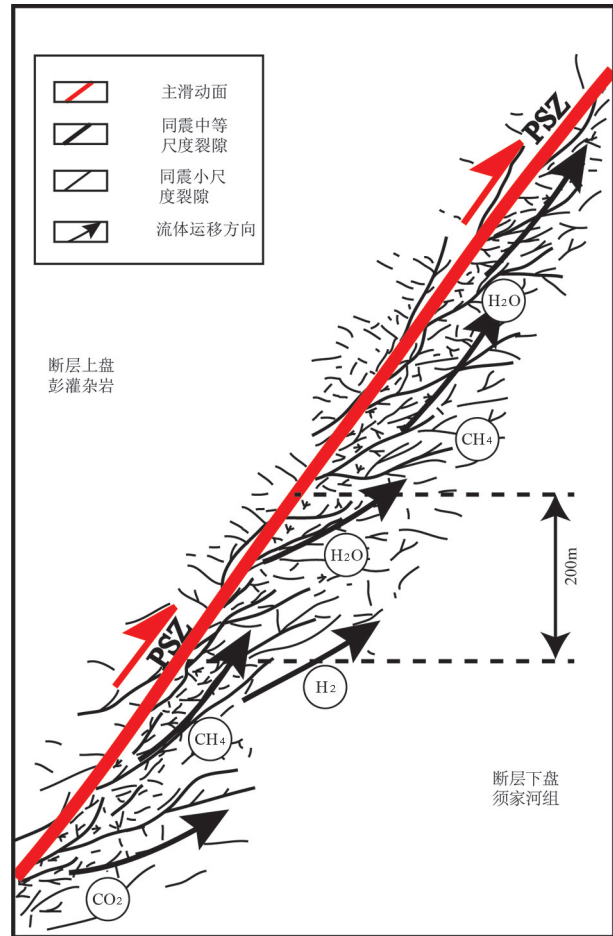


图12 汶川地震过程中地下深部同震破碎与流体关系示意图  
地震过程中,同震破碎带形成在主滑移面(PSZ)以下约120m的宽度内,并伴随强烈的流体活动

Fig.12 Conceptual model illustrating the real time mud gas distribution observed in WFSD-1. The fractures generated during the Wenchuan earthquake are mainly distributed below the PSZ

的随钻流体研究,我们获取了以下几点认识:

(1)WFSD-1钻孔中上部彭灌杂岩具有较高的He、Rn以及Ar/N<sub>2</sub>比值,而CH<sub>4</sub>的含量极低,其高He背景值与岩浆岩中较高的U、Th等放射性元素含量以及孔隙度相关;下部沉积岩层具有高的CH<sub>4</sub>和CO<sub>2</sub>含量,而He和Radon含量较低。

(2)WFSD-1中随钻流体的变化部分受岩性的制约,但仍主要受构造面的控制,岩性一般从较大规模上控制流体的背景值,而更细微的流体变化受由裂隙控制,并且这些导水性的裂隙极有可能是2008汶川地震的直接产物。

(3)主要的随钻流体异常带分布在汶川地震同震滑动面的下方 200 m 钻井深度的范围内,并且伴随有极低的地层电阻率和 P 波速度,随钻气体极有可能通过溶解于水的形式侵入到钻孔中;汶川地震中形成的裂隙非对称型地分布于主滑动面的两侧,主要的同震裂隙分布在 PSZ 下部约 110 m 宽的范围内。

(4)非对称性裂隙形成可能同时受到彭灌杂岩和须家河组之间岩石强度差异以及地表破裂过程中导致的非对称应力分布控制。

**致谢:**参加野外工作的人员还有刘栋梁、司家亮、孙知明、王焕、张文静、吴蝉、韩亮等;文章写作过程同时得到了于长青、刘江的帮助,审稿专家及编辑部李亚萍老师对论文提出了宝贵修改意见在此一并致以衷心的感谢。

#### 参考文献(Reference):

- [1] Chester J S, Chester F M, Kronenberg A K. Fracture surface energy of the Punchbowl fault, San Andreas system[J]. *Nature*, 2005, 437: 133–136.
- [2] Chester F M, Logan J M. Implication for Mechanical Properties of Brittle Faults from Observations of the Punchbowl Fault Zone, California[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 1986, 124: 79–106.
- [3] Evans J P, Forster G B, Goddard J V. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones[J]. *Journal of Structural Geology*, 1997, 19(11), 1393–1404.
- [4] Sibson R H. Thickness of the Seismic Slip Zone[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2003, 93(3): 1169–1178.
- [5] Mitchell T M, Faulkner D R. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacement: A field study from the Atacama fault system, northern Chile[J]. *Journal of Structural Geology*, 2009, 31: 802–816.
- [6] Savage H M, Brodsky E E. Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116, B03405.
- [7] Faulkner D R, Mitchell T M, Jensen E, et al. Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 16, B05403.
- [8] Erzinger J, Wiersbeg T, Dahms E. Real-time mud gas logging during drilling of the SAFOD Pilot Hole in Parkfield, CA[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31, L13S18.
- [9] Tretner A, Zimmer M, Erzinger J, et al. Real-time drill mud gas logging at the USDP-4 drilling, Unzen volcano, Japan[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2008, 175: 29–34.
- [10] Sibson R H. Implications of fault-valve behavior for rupture nucleation and recurrence[J]. *Tectonophysics*, 1992, 211: 283–293.
- [11] Xue L, Li H B, Brodsky E E, et al. Continuous permeability measurements record healing inside the Wenchuan Earthquake Fault Zone[J]. *Science*, 2013, 340(6140): 1555–1559.
- [12] Clark M, Royden L H. Topographic ooze: building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow[J]. *Geology*, 2000, 28: 703–706.
- [13] Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau[J]. *Science*, 2001, 294: 1671–1677.
- [14] Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface Deformation and Lower Crustal Flow in Eastern Tibet[J]. *Science*, 1997, 276 (5313): 788–790.
- [15] 李勇, 周荣军, Densmore A L, 等. 青藏高原东缘龙门山晚新生代走滑挤压作用的沉积响应[J]. *沉积学报*, 2006, 24(2): 153–164.  
Li Yong, Zhou Rongjun, Densmore A L, et al. Sedimentary responses to Late Cenozoic thrusting and strike slipping of Longmenshan along Eastern Margin of Tibetan Plateau[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2006, 24(2): 153–164(in Chinese with English abstract).
- [16] Burchfiel B C, Chen Z L, Liu Y P, et al. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, central China[J]. *International Geology Review*, 1995, 37: 661–735.
- [17] 王二七, 孟庆任. 对龙门山中生代和新生代构造演化的讨论[J]. *中国科学(D辑)*, 2008, 38(10): 1221–1233.  
Wang E Q, Meng Q R. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Longmenshan fault belt[J]. *Science in China (Series D): Earth Sciences*, 2008, 52(2), 579–592(in Chinese).
- [18] 李海兵, 付小方, Van der Word J, 等. 汶川地震(Ms8.0)地表破裂及其同震右旋斜向逆冲作用[J]. *地质学报*, 2008, 82(12): 1623–1643.  
Li Haibing, Fu Xiaofang, Van der Word J, et al. Co-seismic surface rupture and dextral-slip oblique thrusting of the Ms 8.0 Wenchuan Earthquake[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2008, 82(12): 1623–1643(in Chinese with English abstract).
- [19] 马永旺, 王国芝, 胡新伟. 彭灌杂岩推覆体的构造变形特征[J]. *四川地质学报*, 1996, 16(2): 110–114.  
Ma Yongwang, Wang Guozhi, Hu Xinwei. Tectonic deformation of Pengguan complex as a nappe[J]. *Acta Geologica Sichuan*, 1996, 16: 110–114(in Chinese with English abstract).
- [20] 李勇, 王成善, 伊海生. 西藏晚三叠世北羌塘前陆盆地构造层序及充填样式[J]. *地质科学*, 2002, 37(1): 27–37.  
Li Yong, Wang Chengshan, Yi Haisheng. Tectonic sequence and fill model of late Triassic northern Qiantang Foreland basin in Xizang, China[J]. *Chinese Journal of Geology*, 2002, 37(1), 27–37 (in Chinese with English abstract).
- [21] Yan Q R, Hanson A D, Wang Z Q, et al. Neoproterozoic

- subduction and rifting on the northern margin of the Yangtze plate, China: implication for Rodinia reconstruction[J]. *International Geology Review*, 2004, 46, 817-832.
- [22] 许志琴, 李化启, 侯立玮, 等. 青藏高原东缘龙门山—锦屏造山带的崛起——大型拆离断层和挤出机制[J]. *地质通报*, 2007, 26(10): 1262-1276.
- Xu Zhiqin, Li Huaqi, Hou Liwei, et al. Uplift of the Longmenshan-Jinping orogenic belt along the eastern margin of the Qinhai-Tibet Plateau: Large scale detachment faulting and extrusion mechanism[J]. *Geological Bulletin of China*, 2007, 26(10): 1262-1276(in Chinese with English abstract).
- [23] Li H B, Xu Z Q, Niu Y X, et al. Structural and physical property characterization in the Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling Project- Hole1 (WFSD- 1) [J]. *Tectonophysics*, 2014, 619-620(21): 86-100.
- [24] Li H B, Wang H, Xu Z Q, et al. Characteristics of the fault-related rocks, fault zones and the principal slip zone in the Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling Project Hole- 1 (WFSD-1) [J]. *Tectonophysics*, 2013, 584(22): 23-42.
- [25] 李海兵, 许志琴, 王焕, 等. 汶川地震主滑移带(PSZ): 映秀—北川断裂带内的斜切逆冲断裂[J]. *中国地质*, 2013, 40(1): 121-139.
- Li Haibing, Xu Zhiqin, Wang Huan, et al. The principle slip zone of the 2008 Wenchuan Earthquake: A thrust fault oblique cutting the Yinxiu-Beichuan fault zone[J]. *Geology in China*, 2013, 40(1): 121-139(in Chinese with English abstract).
- [26] Tang L J, Luo L Q, Lao C L, et al. Real time fluid analysis during drilling of the Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling Project and its responding features[J], *Tectonophysics*. 2014, 619-620(21): 70-78.
- [27] Erzinger J, Wiesberg T, Zimmer M. Real-time mud gas logging and sampling during drilling[J]. *Geofluids*, 2006, 6, 225-233.
- [28] 乔秀夫, 郭宪璞, 李海兵, 等. 龙门山晚三叠世软沉积物变形与印支期构造运动[J]. *地质学报*, 2012, 86(1): 132-156.
- Qiao Xiufu, Guo Xianpu, Li Haibing, et al. Soft-sediment deformation in the late Triassic and Indosinian tectonic movement in Longmenshan[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2012, 86(1): 132-156 (in Chinese with English abstract).
- [29] 龚正, 李海兵, 孙知明, 等. 阿尔金断裂带中侏罗世走滑活动及其断裂规模的探讨——来自软沉积物变形的证据[J]. *岩石学报*, 2013, 29(6): 2233-2250.
- Gong Z, Li H B, Sun Z M, et al. Middle Jurassic strike slip movement and fault scale of the Altyn Tagh fault system: Evidence from the soft sediment deformation[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2013, 29(6): 2233-2250(in Chinese with English abstract).
- [30] Zimmer M, Erzinger J. On the geochemistry of gases in formation and drilling fluids—results from the KTB[J]. *Scientific Drilling*, 1995, 5, 101-109.
- [31] Zhou X C, Du J G, Chen Z, et al. Geochemistry of soil gas in the seismic fault zone produced by the Wenchuan Ms 8.0 earthquake, southwestern China[J]. *Geochemical Transactions*, 2010, 11:5.
- [32] Zheng G D, Xu S, Liang S Y, et al. Gas emission from the Qingzhu River after the 2008 Wenchuan Earthquake, Southwest China[J]. *Chemical Geology*, 2013, 339: 187-193.
- [33] Wakita H, Nakamura Y, Kita I, et al. Hydrogen release: new indicator of fault activity[J]. *Science*, 1980, 210: 188-190.
- [34] Favara R, Grassa F, Inguaggiato S, et al. Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Silily) [J]. *Applied Geochemistry*, 2001, 16: 1-17.
- [35] Miller S A, Collettini C, Chiaraluce L, et al. Aftershocks driven by a high-pressure CO<sub>2</sub> source at depth[J]. *Nature*, 2004, 427(6976): 724-727.
- [36] Famin V, Nakashima S, Boullier A M, et al. Earthquakes produce carbon dioxide in crustal faults[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 265(2008): 487-497.
- [37] Saruwatari K, Kameda J, Tanaka H. Generation of hydrogen ions and hydrogen gas in quartz-water crushing experiments: an example of chemical processes in active faults[J]. *Physics Chemistry of Minerals*, 2004, 31: 176-182.
- [38] Keeling R F, Blaine T, Paplawsky B, Katz L, et al. Measurement of changes in atmospheric Ar/N<sub>2</sub> ratio using a rapid-switching, single-capillary mass spectrometer system[J]. *Tellus*, 2004, 56B332-338.
- [39] Mariner R H, Evans W C, Presser T S, et al. Excess nitrogen in selected thermal and mineral springs of the Cascade Range in northern California, Oregon, and Washington: sedimentary or volcanic in origin?[J]. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 2003, 121: 99-114.
- [40] 于文芹, 田海芹. 沉积岩中放射性元素的分布规律及其在层序地层学研究中的应用[J]. *石油大学学报(自然科学版)*, 1995, 19(3): 17-22.
- Yu Wenqin, Tian Haiqin. Occurrence laws of the active element-bearing minerals in the sedimentary rocks and its applications in sequence stratigraphy studies[J]. *Journal of the University of Petroleum, China*, 1995, 19(3): 17-22 (In Chinese with English Abstract).
- [41] Zou C N, Tao S Z, Zhu R K, et al. Formation and distribution of 'continuous' gas reservoirs and their giant gas province: A case from the Upper Triassic Xujiahe Formation giant gas province, Sichuan Basin[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2009, 35(3): 307-319.
- [42] Guo Y C, Pang X Q, Chen D X, et al. Evolution of continental formation pressure in the middle part of the Western Sichuan Depression and its significance on hydrocarbon accumulation[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2012, 39(4): 457-465.
- [43] Wu S X, Jin Z J, Tang L J, et al. Characteristics of Triassic systems in the Longmenshan foreland basin, Sichuan Province,

- China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2008, 82(3): 554–561.
- [44] Brace W F. Resistivity of saturated crustal rocks to 40 km based on laboratory measurements// Heacock J G. The structure and physical properties of the earth's crust[J]. *Geophysical Monograph Series*, 1971, 14: 243–254.
- [45] Boness N L, Zoback M D. Stress– induced seismic velocity anisotropy and physical properties in The SAFOD Pilot Hole in Parkfield, CA[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31, L15S17.
- [46] Li Y G, Leary P, Aki K, et al. Seismic trapped modes in the Oroville and San Andreas Fault Zones[J]. *Science*, 1990, 249 (4970): 763–766.
- [47] Li Y G, Vidale J E, Aki K, et al. Evidence of shallow fault zone strengthening after the 1992 M7.5 Landers, California, Earthquake[J]. *Science*, 1998, 279(5348): 217–219.
- [48] Li Y G, Xu Z Q, Li H B. Rock damage structure along the S. Longmeng– shan fault in M8 Wenchuan earthquake viewed with fault zone trapped waves and scientific drilling[J]. *Acta Geologica Sinica, English Edition*, 2014, 88(2): 444–467.
- [49] Chen S F, Wilson C J, Deng Q D, et al. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmens Mountains, northeastern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 24025–24038.
- [50] Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data[J]. *Geology*, 2004, 32: 809–812.
- [51] 张培震, 徐锡伟, 闻学泽, 等. 2008年汶川8.0级地震震源层的滑动速率、复发周期和构造成因[J]. *地球物理学报*, 2008, 51(4): 1066–1073.
- Zhang P Z, Xu X W, Wen X Z, et al. Slip rates and recurrence intervals of the Longmen Shan active fault zone, and tectonic implications for the mechanism of the May 12 Wenchuan earthquake, 2008, Sichuan, China[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2008, 51(4): 1066–1073 (in Chinese with English abstract).
- [52] Densmore A L, Ellis M A, Li Y, et al. Active tectonics of the Beichuan and Penguan faults at the eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Tectonics*, 2007, 26, TC4005.
- [53] Ingram G M, Urai J L. Top– seal leakage through faults and fractures: the role of mudrock properties[M]//Aplin A C, Fleet A J, Macquaker J H S(eds.). *Muds and Mudstones: Physical and Fluid Flow Properties*. Geological Society of London, Special Publications, 1999, 158, 125–135.
- [54] Uehara S I, Shimamoto T. Gas permeability evolution of cataclasite and fault gouge in triaxial compression and implications for changes in fault– zone permeability structure through the earthquake cycle[J]. *Tectonophysics*, 2004, 378(3–4), 183–195.
- [55] Wibberley C A, Yielding G., Di Toro G. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review[M], in Wibberley C J, Kurz W, Imber J, et al(eds.). *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid– flow Properties*, The Geological Society of London 2008, 299: 5–33.
- [56] Shipton Z K, Cowie P A. Damage zone and slip– surface evolution over um to km scales in high– porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology*, 2001, 23, 1825–1844.
- [57] Flodin E A, Aydin A. Evolution of a strike– slip fault network, Valley of Fire State Park, southern Nevada[J]. *Geological Society of American Bulletin*, 2004, 116(1/2): 42–59.
- [58] Ben– Zion Y, Shi Z Q. Dynamic rupture on a material interface with spontaneous generation of plastic strain in the bulk[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 236(2005): 486–496.
- [59] Berg S S, Skar T. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrops analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah[J]. *Journal of Structural Geology*, 2005, 27(2005), 1803–1822.
- [60] Molli G, Cortecci G, Vaselli L, et al. Fault zone structure and fluid– rock interaction of a high angle normal fault in Carrara marble (NW Tuscany, Italy) [J]. *Journal of Structural Geology*, 2010, 32: 1334–1348. doi:10.1016/j.jsg.2009.04.021.
- [61] Rubin A M, Gillard D. Aftershock asymmetry/rupture directivity among central San Andreas fault microearthquakes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(B8): 19095–19109.
- [62] Lin J, Stein R S. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike– slip faults[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, B02303.
- [63] Freed A M. Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer[J]. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 2005, 33: 35–367.
- [64] Di Toro G, Nielsen S, Pennacchioni G. Earthquake rupture dynamics frozen in exhumed ancient faults[J]. *Nature*, 2005, 436, 1009–1012.