

2014 年云南鲁甸 $M_s6.5$ 地震发震构造特征 及动力源分析^①

邵崇建¹, 李 勇¹, 周 游¹, 颜照坤¹, 聂 舟², 李敬波¹,
郑立龙¹, 闫 亮¹, 王腾文¹

(1. 成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 四川 成都 610059;

2. 中国石油西南油气田分公司川西北气矿, 四川 江油 621700)

摘要:通过对 2014 年 8 月 3 日云南省昭通市鲁甸县发生的 $M_s6.5$ 地震的震源机制解、余震空间分布、活动断裂组合样式和区域构造背景等特征的综合分析表明:(1)根据主震及 4 级以上强余震的震源机制解、余震空间分布、烈度长轴方向,判断本次地震的发震断裂为 NW 向的包谷垭—小河断裂;(2)根据地表 GPS 水平运动速率及水平缩短速率的差异性、断裂组合样式和历史余震深度,判断发震断裂具有薄皮-同向差异逆冲型扳断层的特征;(3)包谷垭—小河断裂活动可能主要受深部的“管道流”控制,“管道流”自 NW 向 SE 方向运动,在昭通断裂带处受到华南板块的差异阻挡,造成包谷垭—小河断裂西侧管道流运动速率大于东侧管道,从而驱动包谷垭—小河扳断层的左旋滑动,导致了鲁甸地震的发生。

关键词: 鲁甸 $M_s6.5$ 地震; 包谷垭—小河断裂; 发震断裂; 扳断层; 动力源分析

中图分类号: P315.332

文献标志码: A

文章编号: 1000-0844(2015)04-1082-08

DOI: 10.3969/j.issn.1000-0844.2015.04.1082

Analysis of the Dynamic Source and Characteristics of the Seismogenic Structure of the Ludian, Yunnan $M_s6.5$ Earthquake of 2014

SHAO Chong-jian¹, LI Yong¹, ZHOU You¹, YAN Zhao-kun¹, NIE Zhou²,
LI Jing-bo¹, ZHENG Li-long¹, YAN Liang¹, WANG Teng-wen¹

(1. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, CDUT, Chengdu 610059, Sichuan, China;

2. Northwest Sichuan Gas Mine of Southwest Oil and Gas Company of PetroChina, Jiangyou 621700, Sichuan, China)

Abstract: According to the China Seismic Network, on August 3, 2014 (Beijing time), an $M_s6.5$ earthquake occurred in Ludian County, Zhaotong City, Yunnan Province, China. A comprehensive analysis of the regional tectonic activity, aftershock distribution, focal mechanism solutions, and other features obtained the following results. (1) The focal mechanism solutions for the main shock and aftershocks that exceeded M_s4 indicate that the Ludian earthquake had two directions: NE and NW. Furthermore, the main direction of the spatial distribution of aftershocks was NW,

① 收稿日期: 2014-10-14

基金项目: 国家自然科学基金项目(41372114, 41340005, 41172162, 40972083, 41402159, 41502116); 四川省教育厅科研项目(15ZB0085)

作者简介: 邵崇建, 男, 硕士研究生, 主要从事构造地貌、活动构造研究。E-mail: scj350936@163.com。

which was also the direction of the long axis of the intensity distribution. All of this evidence indicates that the triggering seismic fault was the Baogunao—Xiaohe fault, which has a NW strike. (2) On the basis of GPS measurements of the horizontal movement rate of the earth's surface of the Ludian earthquake area, during the period 1999—2007 and the shortening rate of the Zhaotong fault for 1999—2013, we determined that the western block of the Baogunao—Xiaohe fault moved faster than the eastern block. This finding indicates that after colliding with the South China Block, the two fault blocks have differential thrust. The Zhaotong—Lianfeng fault consists of two thrust dextral strike-slip fault zones that strike NE: in this fault zone, the Baogunao—Xiaohe fault cuts the Zhaotong—Lianfeng fault. On the other hand, the Baogunao—Xiaohe fault has a NW strike direction, high inclination, sinistral strike-slip, and a short extensional length. From this evidence, it is apparent that this is a typical tear fault. In addition, the seismic depth of the Zhaotong—Lianfeng fault during 1980—2011 was about 0~20 km, indicating that the Baogunao—Xiaohe fault is at shallow depth. In general, the Baogunao—Xiaohe fault is a thin-skinned, constant-direction, differential-thrust type of tear fault. (3) The Zhaotong—Lianfeng fault is in accordance with the “conduit flow” theory in its dynamic source direction (NE), style of fault combination, and depth of the main shock (about 15 km). In addition, the basal slip of the Zhaotong fault is deeper than that of the Lianfeng fault, which is on the northwest side of the Zhaotong fault. Therefore, the movement of the Zhaotong—Lianfeng fault is closely related to conduit flow, and the Baogunao—Xiaohe fault is probably controlled by deep conduit flow. The northern section of the Zhaotong—Lianfeng fault has a stronger resistance than the southern section, and the high-speed conduit flow drags the brittle upper crust. The conduit flow moves from NW to SE. When the flow meets the Zhaotong—Lianfeng fault, which is the boundary between the Daliangshan secondary block and the relatively stable South China block, it is obstructed differently (the resistance to the north is stronger) by the South China Block. This causes the conduit flow west of the Baogunao—Xiaohe fault to move faster than the flow to the east of the fault. However, drag from the conduit flow can cause the block to move, because the speed of the conduit flow is far greater than that of the upper crust. Thus, the western block moves faster than the eastern block, which left-lateral slip on the Baogunao—Xiaohe tear fault in order to adjust for the different thrust in two blocks. This was the mechanism that caused the Ludian $M_s6.5$ earthquake.

Key words: Ludian $M_s6.5$ earthquake; Baogunao—Xiaohe fault; triggering seismic fault; tear fault; dynamic source analysis

0 引言

川滇交界东段的 NE 向昭通、莲峰断裂带是一条研究程度相对较低的晚第四纪活动构造带。近十年来该构造带及其附近发生的中-强地震明显增多,主要有 2003 年云南鲁甸 $M_s5.0$ 和 5.1 地震、2004 年鲁甸 $M_s5.6$ 地震、2006 年云南盐津两次 $M_s5.1$ 地震以及 2012 年云南彝良 $M_s5.7$ 和 5.6 地震等。这使得昭通、莲峰断裂带的新活动性及其发震构造特征成为一个亟待研究的问题。2014 年 8 月 3 日云南省昭通市鲁甸县发生 $M_s6.5$ 地震,这是继 2013

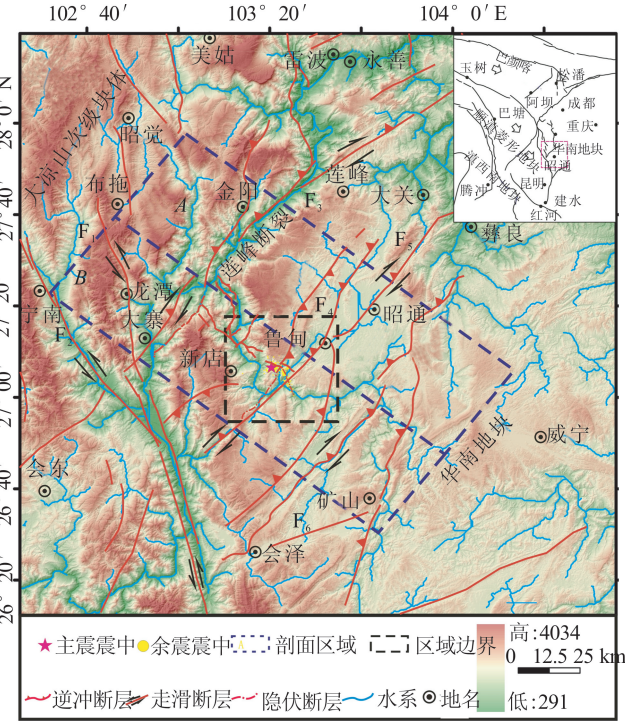
年 4 月 20 日在四川芦山发生 $M_s7.0$ 地震后又一次大地震,给人民生命财产带来了惨重损失^[1-7]。本文基于对区域活动构造与动力学背景、精定位余震分布、震源机制解、烈度分布及断裂带结构与构造特征等的综合分析,尝试讨论鲁甸地震的发震构造特征以及活动性,进而探讨鲁甸地震的发震原因,从而为昭通、莲峰断裂带的发震构造特征提供参考依据。

1 区域地质背景

川滇块体及周边地区位于青藏高原东南缘。晚

中新世以来在印度板块持续向北推挤的作用下,青藏高原物质向东逃逸,受到东侧稳定的华南块体的影响而发生转向,使川滇块体整体呈朝 SE 方向滑移的特征,区内强烈活动的断裂以及频发的地震与此有着密切关系^[8-11]。晚第四纪以来川滇块体及周边以大规模水平剪切变形为主,兼有强烈的隆升运动。在复杂的活动构造作用下,一系列规模不等、力学性质不同的活动断裂在该区发育,这些活动断裂带多为各次级块体的主边界活动断裂带。

昭通、莲峰断裂带位于活动及变形强烈的大凉山次级块体与相对稳定的华南地块之间的边界带,发育在四川大凉山南部至云南昭通之间的地区,局部进入贵州境内,其北西侧是大凉山次级块体,东侧边界是 NNW 至近 NS 向的马边—盐津断裂带,全长约 150km(图 1)。昭通、莲峰断裂带活动与变形



F₁: 大凉山断裂; F₂: 则木河断裂; F₃: 莲峰断裂;
F₄: 龙树断裂; F₅: 昭通断裂; F₆: 会泽—彝良断裂

图 1 区域发震构造图

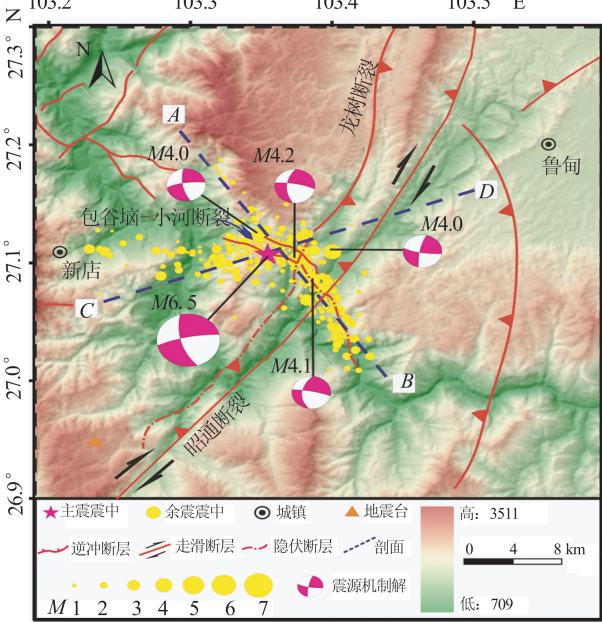
Fig.1 The picture of regional seismicogenic structure

的动力源是直接来自大凉山次级块体的南东向运动,间接来自川滇块体的南南东向运动的应变分解^[10,12]。昭通、莲峰断裂带是古生代时与四川盆地的华蓥山断裂带同期发育、中生代时进一步发展的以挤压逆冲为主的区域性断裂,属于古华蓥山断裂带的一部分^[13-14]。新生代以来随着青藏高原隆升、川滇块体朝南东挤出,NNW 至近 NS 向则木河—

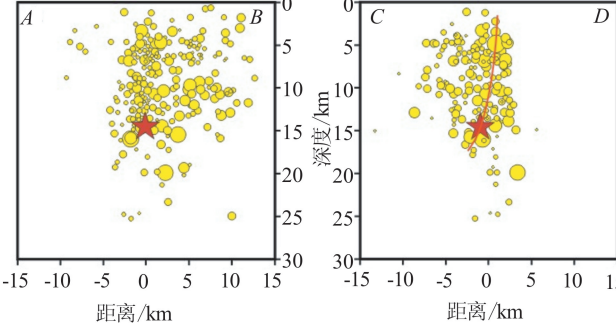
小江断裂带和马边—盐津断裂带的发展分别截断了古华蓥山断裂带,使得昭通、莲峰断裂带成为相对独立的断裂带^[13-14]。昭通、莲峰断裂带由 2 个平行、分隔的大型逆冲-右旋走滑活动断裂带组成,现今构造活动特征为具逆冲分量的右旋走滑性质^[15]。孙尧等^[16]将川滇地区主要断裂带 GSHAP 地震危险性评估的预测结果与近十几年来的实际地震活动性进行了对比研究,表明昭通地区地震活动性较强。而此次鲁甸地震的发生更是印证了昭通地区处于较强的构造活动期。

2 鲁甸 M_s6.5 地震简介及发震断裂特征

据中国地震台网测定,北京时间 2014 年 8 月 3 日 16 时 30 分,云南省昭通市鲁甸县发生 M_s6.5 地震,震中位于 103.3° E, 27.1° N, 宏观震中位于鲁甸县龙头山镇[图 1、2(a)]。截止 2014 年 8 月 6 日



(a) 余震精定位[图中位置参见图 1, 据中国地震局鲁甸余震精确定位图修改^[17]]



(b) 震源深度剖面[剖面位置参见图(a)]

图 2 鲁甸地震余震精定位及震源深度剖面
Fig.2 The precise aftershock relocation and focal depth profiles of Ludian earthquake

10 时 30 分,地震已经造成 589 人死亡、9 人失踪,造成了巨大的人员伤亡和财产损失^[17]。

从鲁甸地震主震及 4 级以上强余震的震源机制解可知,其两个节面的走向分别为北东和北西方向。余震总体上沿着 NW(AB)两侧等间距分布,在主震附近也有近 EW 向的余震分布,呈椭圆状,分布较为分散,因此余震分布的优势方向应为 NW 向[图 2(a)]。Mendoza 等^[18]研究表明,早期余震往往沿着主要破裂面分布。鲁甸地震主震发震后 2 个小时之内的余震均是沿着 NW 走向^[5],所以 NW 走向的余震才是与发震断裂直接相关的地震,而近 EW 向的余震可能是主震引发的另外一条断层的地震,可能参与了本次地震的活动^[4,19]。此外,据中国地震局发布的本次地震烈度等震线图其长轴也为 NW 向^[17]。因此根据鲁甸地震主震及 4 级以上强余震的震源机制解节面走向和余震主要的优势分布方向以及地震烈度长轴方向判断,发震断裂应为 NW 走向的包谷埡-小河断裂。

垂直发震断裂的剖面(CD)显示,余震发生在距发震断层两侧 5 km 的范围内,展布较窄,倾角较陡,震源深度分布向上发散,向下则呈陡立状,形同花状结构,这是典型走滑断裂垂向结构的反映[图 2(b)]。此外,已有诸多学者研究表明包谷埡—小河断裂晚第四纪构造活动具有左旋性^[1,4,6]。因此云南鲁甸 $M_s6.5$ 级地震的发震断裂应为 NW 向包谷埡—小河断裂,具有高倾角、左旋走滑、垂直于 NE 向昭通断裂的特征。

3 发震断裂包谷埡—小河断裂的性质

从垂直于昭通断裂带的水平缩短速率方面看,1999—2007 年昭通断裂带西南段的水平缩短速率为 4~6 mm/a,东北段为 2~3 mm/a^[15]。此外,根据鲁甸地震邻近地区 GPS 监测资料,1999—2013 年包谷埡—小河断裂东西两侧 GPS 测点运动矢量存在明显差异,西侧运动方向为 SSE 向,量值约为 10 mm/a 左右,而东侧运动方向为 SE 向,量值在 6 mm/a 左右^[1]。因此,包谷埡—小河断裂西侧块体比东侧块体运动快,从而导致了断裂两侧块体跟华南地块碰撞后的差异逆冲。

值得注意的是,包谷埡—小河断裂控制的余震条带已经明显切过了昭通—鲁甸断裂[图 2(a)]。刘成利等^[4]研究表明发震断层破裂长度约 10 km,可能接近地表。徐锡伟等^[1]在鲁甸地震震区龙头山镇光明村野外调查中发现一条顺着 NW 向坡中槽

谷中发育的走向 NW、切割玄武岩、槽谷地面、小路和山脊顶部的地裂缝。因此,本文认为包谷—小河断裂延伸长度短,且已切割了昭通断裂。前文已知包谷埡—小河断裂具有高倾角、左旋走滑、垂直于昭通断裂的特征,因此包谷埡—小河断裂具有如下特征:(1)该断裂与昭通逆冲断层近似垂直,以左旋走滑为主,且切割了昭通断裂;(2)该断裂的倾角高,延伸长度短;(3)该断裂的活动与其西侧和东侧块体差异逆冲运动有关,是在向前方逆冲运动过程中西侧块体速度大于东侧块体导致的左旋走滑运动。

前人曾研究过造山带内出露的与造山带主构造线相垂直的断层,其中掀断层是研究较多的一种断层。Dennis 等^[20]认为掀断层(tear fault)规模较小,走向与主逆冲断裂垂直或高角度斜交,多发育于逆冲断裂转换带。王勇等^[21]总结掀断层是指同一逆冲断片在向前方逆冲运动的过程中,由于前方变形的差异而使断片的两侧产生撕裂所形成的断裂,属调节断层,其特点是断裂规模小,位移差异小、延伸长度短,常局部分布,断裂深度浅,不断达基底。肖文华等^[22]研究表明掀断层是在逆掩岩片或滑动块体中由于差异运动而形成的走向滑动断层。Stone D S 等^[23]也总结了掀断层的基本特点。显然包谷埡—小河断裂的特征符合以上学者对掀断层的认识,本文认为其为掀断层。

据杨勇等^[24]研究,掀断层可分为单侧逆冲型掀断层和同向差异逆冲型掀断层,其中单侧逆冲型掀断层的一侧发育滑脱逆冲断裂,发育断裂一侧的位移变形量要比不发育断裂那一侧大很多;同向差异逆冲型掀断层两侧皆发育逆冲断裂,并且逆冲方向是一致的,逆冲滑脱速率或产生的位移变形量不一致。前文已知包谷埡—小河断裂两侧发育逆冲断裂,两侧块体同时向 SE 向运动且存在速度差异,因此其为同向差异逆冲型掀断层。Escalona 等^[25]又将掀断层划分为薄皮掀断层和厚皮掀断层,前者下切较浅,分布于典型的大陆边缘褶皱冲断带;后者下切较深,分布于斜向弧-陆碰撞、基底构造和构造逃逸带等构造带。昭通—莲峰断裂带历史震源深度大约为 0~20 km(图 3),说明包谷埡—小河断裂下切较浅,所以包谷埡—小河断裂应为薄皮逆冲型掀断层。综上所述,包谷埡—小河断裂应为薄皮-同向差异逆冲型掀断层。

4 包谷埡—小河掀断层的活动分析

横跨昭通、莲峰断裂带的震源深度分布及构造

解释剖面显示:莲峰断裂带由 2~3 个倾向 NW 的逆冲断层组成,基底滑脱带深约 11~15 km;SE 侧的昭通断裂带是一个规模更大、结构更复杂的逆冲断裂带,其前缘主断裂为会泽—彝良断裂,倾向 NW,其基底滑脱带深约 15~20 km^[15](图 3)。滑脱带的塑形变形可以缓解地壳应力和运动的不均匀性,起到缓冲层的作用,容易形成缺震层^[26]。莲峰

断裂带 1980—2011 年的地震深度大部分在 11 km 以上,在 11~15 km 地震分布密度很小,昭通断裂带 1980—2011 年的地震深度和鲁甸地震的余震深度几乎都在 15 km 以上,15~20 km 地震密度很小,这也证明了莲峰断裂带约在 11~15 km 处,昭通断裂带约在 15~20 km 处存在滑脱带[图 2(b)、图 3)]。

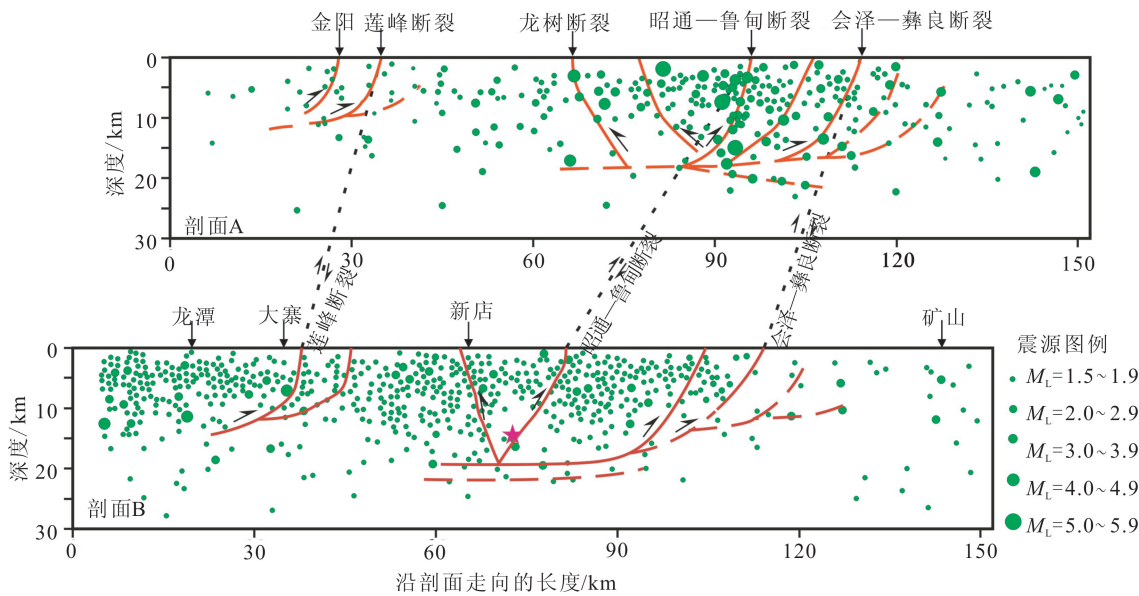


图 3 横跨昭通、莲峰断裂带的震源深度分布及构造解释剖面^[15](剖面位置参见图 1,五角星为鲁甸地震震中,使用重新定位的 1980—2011 年 $M_L \geq 2.0$ 地震资料)

Fig.3 Profiles across the Zhaotong and Lianfeng fault zones for hypocenter depth distribution and active-fault explanation^[15] (See Fig.1 for the profile positions. Pentagram for the epicenter of Ludian earthquake. This research relocated the $M_L \geq 2.0$ events for the period from 1980 to 2011)

赵国泽^[27]通过对青藏高原东缘及附近地区石棉—乐山剖面大地电磁资料的研究发现川滇地块在约 15 km 深度存在“管道流”(低阻层)。罗钧^[28]通过波形拟合得到的震源深度结果也验证了这种“管道流”存在的合理性。朱艾澜等^[26]通过研究表明川西高原大约在 14~19 km 深度范围的花岗岩处于塑性流变状态,具有地壳物质塑性变形,这似乎也说明“管道流”是存在的。由于“管道流”的深度跟莲峰—昭通断裂带下的基底滑脱带深度十分相似,因此推测莲峰—昭通断裂带下的基底滑脱带就是这个“管道流”。

青藏高原东边缘相对于外侧有 3 000 m 左右地形高度差^[29],将导致巨大的压力差^[30]。“管道流”由于巨大的压力作用像挤牙膏一样被挤出,快速向东流动,在受到东侧四川地块的阻挡后一方面向东向下运动,同时又发生方向的改变,向东南方向运动,使上地壳和下地壳解耦,容易导致高阻的脆性

上地壳产生左旋走滑和逆冲断层^[27]。昭通—莲峰断裂带动力源直接来自大凉山次级块体的南东向运动^[10,12],这与管道流转向后向南东向运动一致。而昭通—莲峰断裂带由 2 个走向 NE 的大型逆冲-右旋走滑活动断裂带组成,以及断裂带之间出现了 NW 向左旋走滑的包谷垭—小河断裂,这种断裂组合样式也跟“管道流”理论反映的相适应(图 1、图 4)。此外,包谷垭—小河断裂发震深度约为 15 km,这也跟“管道流”的深度相似[图 2(b)]。莲峰断裂带基底滑脱带深约 11~15 km,而 SE 侧的昭通断裂带基底滑脱带深约 15~20 km,昭通、莲峰断裂带位于大凉山次级块体与华南地块之间的边界带,说明“管道流”在受到华南板块阻挡后向下运动,这也跟“管道流”受四川地块阻挡后向下运动相类似(图 3、图 4)。因此,推测昭通、莲峰断裂带活动跟“管道流”的运动息息相关。由于被巨大压力挤出的“管道流”速度远大于脆硬的上地壳运动速度,所以其对上

地壳有拖曳作用^[31]。另据陈石等^[7]基于三维重力的反演实验,从 12 km 深度的密度结构切片反映出昭通断裂作为一个逆冲型断裂系统,明显对壳内密度结构起到阻挡作用,其北段和南段的存在密度差异,而其密度差异正是由于北段所受阻力更强导致的。由于昭通断裂带属于大凉山次级块体与华南地块之间的边界带,所以本文认为由于“管道流”受到华南板块的差异阻挡,造成其对包谷垭—小河断裂两侧块体有差异拖曳作用,从而导致包谷垭—小河断裂的左旋走滑运动。

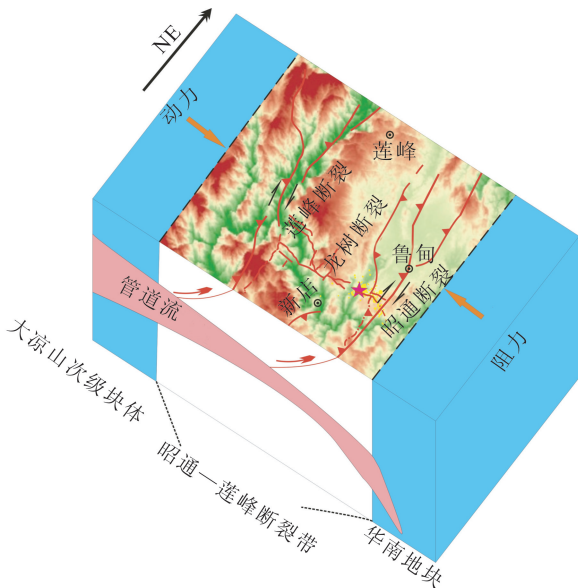


图 4 包谷垭—小河断层的活动分析模式图

Fig.4 The activity analysis model of Baogunao—Xiaohe fault

综上所述,包谷垭—小河断裂的活动原因为:由于青藏高原外缘 3 000 m 的巨大的压力差,“管道流”转向后朝 SE 运动到昭通—莲峰断裂带(大凉山次级块体与相对稳定的华南地块之间的分界带)时,由于受到华南板块的差异阻挡,导致包谷垭—小河断裂西侧“管道流”运动速率大于东侧,造成了包谷垭—小河断裂西侧和东侧块体受“管道流”的拖曳速率不同;脆硬的上地壳由于受“管道流”不同速率拖曳作用,造成包谷垭—小河断裂两侧块体速率不同的 SE 向的逆冲运动,开始在岩石脆弱处积累应力,当应力积累超过极限时,岩石突然破裂,从而驱动断层包谷垭—小河断裂通过左旋滑动来调节昭通断裂的差异逆冲运动,导致了鲁甸地震的发生。

5 结论与讨论

主震和 4 级以上强余震的震源机制解存在东北和北西两个方向的节面,余震空间分布的优势方向

以及烈度长轴方向均为 NW 向,据此判断本次地震的发震断裂应为 NW 向的包谷垭—小河断裂。徐锡伟等^[1]对震区的野外调查也证实了上述结论。一方面,1999—2013 年地表 GPS 水平运动速率和 1999—2007 年水平缩短速率均显示出包谷垭—小河断裂西侧块体运动速度大于东侧块体,说明该断裂两侧块体跟华南地块碰撞后存在差异逆冲。另一方面,昭通—莲峰断裂带由 2 个走向 NE 的大型逆冲-右旋走滑活动断裂带组成,以及断裂带之间出现了 NW 向的高倾角、左旋走滑、延伸长度短且切割了昭通断裂的包谷垭—小河断裂,这是典型的掀断层的组合样式。此外,昭通—莲峰断裂带 1980—2011 年历史地震深度大约为 0~20 km(图 3),表明包谷垭—小河断裂下切较浅。因此本文认为包谷垭—小河断裂具有薄皮-同向差异逆冲型掀断层的特征。

从动力源方向看,昭通—莲峰断裂带动力源直接来自大凉山次级块体的南东向运动^[10-12]与“管道流”转向后的流向一致。从断层组合样式方面看,昭通—莲峰断裂带由 2 个走向 NE 的大型逆冲-右旋走滑活动断裂带组成,断裂带之间又出现了 NW 向左旋走滑的包谷垭—小河断裂(图 1、图 4),这跟“管道流”理论反映的相一致。从发震深度看,包谷垭—小河断裂发震深度约为 15 km,这也跟“管道流”的深度相似[图 2(b)]。此外,SE 侧的昭通断裂带的基底滑脱带深度较莲峰断裂带深,说明“管道流”在昭通—莲峰断裂受到华南地块阻挡后向下运动,这也跟“管道流”受四川地块阻挡后向下运动相类似(图 3、图 4)。因此,包谷垭—小河断裂活动可能主要受深部的“管道流”控制。结合 12 km 深度的密度结构切片反映出的昭通北段所受的阻力较南段强^[7]以及高速的“管道流”对脆硬的上地壳有拖曳作用^[31]综合分析,“管道流”自 NW 向 SE 方向运动,在昭通断裂带处受到华南地块的差异阻挡,造成包谷垭—小河断裂西侧“管道流”运动速率大于东侧“管道流”运动速率,使其西侧块体受“管道流”的拖曳速率大于东侧块体,从而驱动包谷垭—小河断层的左旋滑动,导致了鲁甸地震的发生。

本文认为鲁甸地震发震原因是掀断层的走滑运动导致了地震的发生,而掀断层容易在类似昭通—莲峰断裂带所处的挤压环境中出现,掀断层出现前最容易让人监测到的是地表两侧 GPS 水平运动速率有较大差异。因此,本次地震指示我们未来应特别关注挤压环境中地表两侧 GPS 水平运动速率差

异较大的地方,并加强对地表水平运动速率的 GPS 监测。

致谢:审稿专家为本文章的最终完成提供了宝贵意见,在此表示感谢!

参考文献(References)

- [1] 徐锡伟,江国焰,于贵华,等.鲁甸 6.5 级地震发震断层判定及其构造属性讨论[J].地球物理学报,2014,57(9):3060-3068.
XU Xi-wei,JIANG Guo-yan,YU Gui-hua,et al.Discussion on Seismogenic Fault of the Ludian M_s 6.5 Earthquake and Its Tectonic Attribution[J].Chinese Journal of Geophysics,2014,57(9):3060-3068.(in Chinese)
- [2] 张振国,孙耀充,徐建宽,等.2014 年 8 月 3 日云南鲁甸地震强地面运动初步模拟及烈度预测[J].地球物理学报,2014,57(9):3038-3041.
ZHANG Zhen-guo,SUN Yao-chong,XU Jian-kuan,et al.Preliminary Simulation of Strong Ground Motion for Ludian,Yunnan Earthquake of 3 August 2014,and Hazard Implication[J].Chinese Journal of Geophysics,2014,57(9):3038-3041.(in Chinese)
- [3] 张广伟,雷建设,梁姗姗,等.2014 年 8 月 3 日云南鲁甸 M_s 6.5 地震序列重定位与震源机制研究[J].地球物理学报,2014,57(9):3018-3027.
ZHANG Guang-wei,LEI Jian-she,LIANG Shan-shan,et al.Relocations and Focal Mechanism Solutions of the 3 August 2014 Ludian,Yunnan M_s 6.5 Earthquake Sequence[J].Chinese Journal of Geophysics,2014,57(9):3018-3027.(in Chinese)
- [4] 刘成利,郑勇,熊熊,等.利用区域宽频带数据反演鲁甸 M_s 6.5 级地震震源破裂过程[J].地球物理学报,2014,57(9):3028-3037.
LIU Cheng-li,ZHENG Yong,XIONG Xiong,et al.Rupture Process of M_s 6.5 Ludian Earthquake Constrained by Regional Broadband Seismograms[J].Chinese Journal of Geophysics,2014,57(9):3028-3037.(in Chinese)
- [5] 王未来,吴建平,房立华,等.2014 年云南鲁甸 M_s 6.5 地震序列的双差定位[J].地球物理学报,2014,57(9):3042-3050.
WANG Wei-lai,WU Jian-ping,FANG Li-hua,et al.Double Difference Location of the Ludian M_s 6.5 Earthquake Sequences in Yunnan Province in 2014[J].Chinese Journal of Geophysics,2014,57(9):3042-3050.(in Chinese)
- [6] 张勇,许力生,陈运泰,等.2014 年 8 月 3 日云南鲁甸 M_w 6.1 (M_s 6.5)地震破裂过程[J].地球物理学报,2014,57(9):3052-3059.
ZHANG Yong,XU Li-sheng,CHEN Yun-tai,et al.Rupture Process of the 3 August 2014 Ludian,Yunnan, M_w 6.1(M_s 6.5) Earthquake[J].Chinese Journal of Geophysics,2014,57(9):3052-3059.(in Chinese)
- [7] 陈石,王青华,王谦身,等.云南鲁甸 M_s 6.5 地震震源区和周边三维密度结构及重力场变化[J].地球物理学报,2014,57(9):3080-3090.
CHEN Shi,WANG Qing-hua,WANG Qian-shen,et al.The 3D Density Structure and Gravity Change of Ludian M_s 6.5 Yunnan Epicenter and Surrounding Regions[J].Chinese Journal of Geophysics,2014,57(9):3080-3090.(in Chinese)
- [8] 阚荣举,张四昌,晏凤桐,等.我国西南地区现代构造应力场与现代构造活动特征的探讨[J].地球物理学报,1977,20(2):96-108.
KAN Rong-ju,ZHANG Si-chang,YAN Feng-tong,et al.To Investigate the Tectonic Stress Field in Southwest China and the Characteristics of Modern Tectonic Activity[J].Chinese Journal of Geophysics,1977,20(2):96-108.(in Chinese)
- [9] 李坪,汪良谋.云南川西地区地震地质基本特征的探讨[J].地质科学,1975(4):306-324.
LI Ping,WANG Liang-mou.Earthquake in Yunnan Province in Western Sichuan Geological Basic Features[J].Chinese Journal of Geology,1975(4):306-324.(in Chinese)
- [10] 张培震,邓起东,张国民,等.中国大陆的强震活动与活动地块[J].中国科学:D 辑,2003,33(增刊):12-19.
ZHANG Pei-zhen,DENG Qi-dong,ZHANG Guo-min,et al.Seismic Activity in Mainland China and Active Block[J].Science in China:Series D,2003,33(Supp):12-19.(in Chinese)
- [11] 郭祥云,陈学忠,王生文,等.川滇地区中小地震夺源机制解及构造应力场的研究[J].地震工程学报,2014,36(3):599-607.
GUO Xiang-yun,CHEN Xue-zhong,WANG Sheng-wen,et al.Focal Mechanism of Small and Moderate Earthquakes and Tectonic Stress Field in Shichuan-Yunnan Areas[J].China Earthquake Engineering Journal,2014,36(3):599-607.(in Chinese)
- [12] 张培震.青藏高原东缘川西地区的现今构造变形、应变分配与深部动力过程[J].中国科学:D 辑(地球科学),2008,38(9):1041-1056.
ZHANG Pei-zhen.Eastern Edge of the Tibetan Plateau in Western Sichuan Region Present Tectonic Deformation,Strain Distribution and Deep Dynamic Processes[J].Science in China:Series D (Earth Sciences),2008,38(9):1041-1056.(in Chinese)
- [13] 四川省地质矿产局.四川省区域地质志[M].北京:地质出版社,1991:154-281.
Sichuan Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources.Regional Geology of Sichuan[M].Beijing:Geological Publishing House,1991:154-281.(in Chinese)
- [14] 周荣军,唐荣昌,钱洪,等.地震构造类比法的应用——以川东地区华蓥山断裂带为例[J].地震研究,1997,20(3):316-322.
ZHOU Rong-jun,TANG Rong-chang,QIAN Hong,et al.An Application of Seismotectonic Analogy to the Huayingshan Fault Zone in East Sichuan[J].Journal of Seismological Research,1997,20(3):316-322.(in Chinese)
- [15] 闻学泽,杜方,易桂喜,等.川滇交界东段昭通、莲峰断裂带的地震危险背景[J].地球物理学报,2013,56(10):3361-3370.
WEN Xue-ze,DU Fang,YI Gui-xi,et al.Earthquake Potential of the Zhaotong and Lianfeng Fault Zones of the Eastern Sichuan-Yunnan Border Region[J].Chinese Journal of Geophysics,2013,56(10):3361-3370.(in Chinese)

- [16] 孙尧,吴中海,安美建,等.川滇地区主要活动断裂的活动特征及其近十年的地震活动性[J].地震工程学报,2014,36(2),320-330.
SUN Rao, WU Zhong-hai, AN Mei-jian, et al. Activity Characteristics of Primary Active Faults in Yunnan—Sichuan Area and Their Seismic Activity in the Past[J]. China Earthquake Engineering Journal, 2014, 36(2), 320-330. (in Chinese)
- [17] 中国地震局 2014 年 8 月 3 日云南鲁甸 6.5 级地震专题: <http://www.cea.gov.cn/publish/dizhenj/468/553/100821/index.html>.
- [18] Mendoza C, Hartzell S H. Aftershock Patterns and Main Shock Faulting[J]. Bull Seismol Soc Amer, 1988, 78(4): 1438-1449.
- [19] Freed A M. Earthquake Triggering by Static, Dynamic, and Postseismic Stress Transfer[J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 2005, 33: 335-367.
- [20] Dennis. 国际构造地质词典[M]. 北京:地质出版社, 1983: 81-82.
Dennis. International Tectonic Dictionary[J]. Beijing: Geological Publishing House, 1983: 81-82. (in Chinese)
- [21] 王勇. 百 21 井区克上组油藏断层研究[J]. 石油天然气学报: 江汉石油学院学报, 2010, 32(1): 211-213.
WANG Yong. One Hundred Grams of the Well Area 21 Reservoir in Transition Faults[J]. Journal of Oil and Gas Technology: J JPI, 2010, 32(1): 211-213. (in Chinese)
- [22] 肖文华, 由成才, 谭修中, 等. 酒泉盆地窟窿山地区撕裂断层与油气成藏研究[J]. 新疆石油地质, 2004, 25(3): 283-285.
XIAO Wen-hua, YOU Cheng-cai, TAN Xiu-zhong, et al. Tearing Fault and Petroleum Accumulation in Kulongshan Area, Jiuquan Basin[J]. Xinjiang Petroleum Geology, 2004, 25(3): 283-285. (in Chinese)
- [23] Stone D S. New Interpretations of the Piney Creek Thrust and Associated Granite Ridge Tear Fault, North Eastern Bighorn Mountains, Wyoming[J]. Rocky Mountain Geology, 2003, 38(2): 205-235.
- [24] 杨勇, 汤良杰, 余腾孝, 等. 塔里木盆地玉北三维区撕裂断层特征及形成机制[J]. 中国矿业大学学报, 2014, 43(3): 439-443.
YANG Yong, TANG Liang-jie, YU Teng-xiao, et al. Deformation Characteristics and Formation Mechanism of Tear Faults in Yubei 3D Area, Tarim Basin[J]. Journal of China University of Mining & Technology, 2014, 43(3): 439-443. (in Chinese)
- [25] Esacalona A, Mann P. Tectonic Controls of the Right-lateral Burro Negro Tear Fault on Paleogene Structure and Stratigraphy, North Eastern Maracaibo Basin[J]. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 2006, 90(4): 479-504.
- [26] 朱艾斓, 徐锡伟, 周永胜, 等. 川西地区小震重新定位及其活动构造意义[J]. 地球物理学报, 2005, 48(3): 629-636.
ZHU Ai-lan, XU Xi-wei, ZHOU Yong-sheng, et al. Relocation of Small Earthquakes in Western Sichuan, China and Its Implications for Active Tectonics[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2005, 48(3): 629-636. (in Chinese)
- [27] 赵国泽, 陈小斌, 王立凤, 等. 青藏高原东边缘地壳“管流”层的电磁探测证据[J]. 科学通报, 2008, 53(3): 345-350.
ZHAO Guo-ze, CHEN Xiao-bin, WANG Li-feng, et al. Electromagnetic Detection of Evidence on the Eastern Edge of the Crust “Pipe Flow” Layer[J]. Chinese Science Bulletin, 2008, 53(3): 345-350. (in Chinese)
- [28] 罗钧. 川滇块体及周边现今震源机制和应力场特征研究[D]. 北京: 中国地震局地震预测研究所, 2013: 1-92.
LUO Jun. Characteristics of Focal Mechanisms and Stress Field of the Sichuan—Yunnan Rhombic Block and Its Adjacent Regions[D]. Beijing: Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, 2013: 1-92. (in Chinese)
- [29] 马杏垣. 中国岩石圈动力学图集[Z]. 北京: 中国地图出版社, 1989: 68.
MA Xing-yuan. China Lithosphere Dynamics Atlas[Z]. Beijing: China Cartographic Publishing House, 1989: 68. (in Chinese)
- [30] Zhang Z, Klemperer S L. West-east Variation in Crustal Thickness in Northern Lhasa block, Central Tibet, from Deep Seismic Sounding Data[J]. J Geophys Res, 2005, 110, doi: 10.1029/2004 JB003139.
- [31] 朱守彪, 石耀霖. 用遗传有限单元法反演川滇下地壳流动对上地壳的拖曳作用[J]. 地球物理学报, 2004, 47(2): 232-239.
ZHU Shou-biao, SHI Yao-lin. Genetic Algorithm-finite Element Inversion of Drag Forces Exerted by the Lower Crust on the Upper Crust in the Sichuan—Yunnan Area[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2004, 47(2): 232-239. (in Chinese)