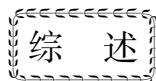


文章编号: 0253-3782(2004)02-0211-12



川滇地区强震活动分布特征及其与地壳 块体构造背景关系的研究^{*}

韩渭宾 蒋国芳

(中国成都 610041 四川省地震局)

摘要 研究了川滇地区强震活动分布特征及其与地质构造背景, 重点是与川滇、川青地壳块体的关系, 认为: ① 川滇强震主要集中分布在川滇和川青两个地壳块体, 其外侧的中强震活动也明显受这两块体向南东方向滑移侧压的影响; ② 川滇和川青块体的强震主要分布在边界断裂带上, 块体内部的活断层上也有一些强震或中强震发生, 规模较大的也许是划分次一级块体的边界; ③ 也确有个别强震与活断层关系不明显, 表现出地震与地质构造关系的复杂性; ④ 这两块体各边界带的地震活动性, 包括盛衰交替性有一定程度的相关性, 但也各有特点, 川滇块体东带 7 级以上地震比西带的多, 且最大地震强度达 8 级, 而西带的中强震频度高于东带, 东带的 b 值低于西带, 无论是地质证据, 还是近年 GPS 观测资料都表明, 东带左旋走滑速率都大于西带右旋走滑速率, 川青块体的西边界鲜水河带的地震活动性总的来说高于东边界松潘、龙门山带, 且震级越高, 差异越大, 前者的 b 值低于后者, 说明块体各带介质的不均匀性或应力状态是有所不同的; ⑤ 川滇和川青块体的边界断裂带在地壳深部速度结构上都有异常变化, 多数边界断裂带切割了莫霍面, 尤以倾滑为主的龙门山断裂带切割得最明显, 典型的走滑型鲜水河断裂带虽无切割莫霍面的明显迹象, 但确在不同深度上都是明显的低速异常带。

关键词 川滇地区 地震活动性 地壳块体 深部结构

中图分类号: P315.2 **文献标识码:** A

引言

四川和云南都是多地震的省份, 按中国地震局预报处整编和续编的《中国强震目录》, 公元前 26 年~2001 年, 川滇两省共发生 5 级以上地震 639 次, 其中 5.0~5.9 级地震 475 次, 6.0~6.9 级地震 124 次, 7.0~7.9 级地震 39 次, 8 级地震 1 次(本文所用地震资料均源自此目录, 凡没有特别说明时段的, 都是从公元前 26 年~2001 年). 这里是中国大陆地震活动最强烈最频繁的地区之一.

川滇地区位于青藏高原的东缘, 也可看成大南北带的中南段, 特殊的构造部位和强烈而频繁地震活动, 以及地震与构造的各种典型而复杂的关系, 使这里成为研究地震活动规律及其与地质构造关系的好地方. 丰富的资源及其经济开发的巨大潜力很早就引起国家的

* 国家重点基础研究发展计划项目“大陆强震机理与预测研究”(95130203)子课题资助.
2002-10-17 收到初稿, 2003-07-07 收到修改稿并决定采用.

重视, 在这里重点投入, 逐步开展各项防震减灾工作。

早在抗战时期, 中国最早的鹫峰地震台曾迁址重庆北碚。为参加国际地球物理年, 1957~1958 年, 中国科学院地球物理研究所在成都和昆明建设了配备基式仪的地震台。20世纪 50 年代末~60 年代初, 为南水北调, 中国科学院曾组织队伍考察川西的若干历史强震和地质构造。川滇地区有计划成规模地开展地震工作始于 60 年代中三线建设时期。为完成西昌-渡口地区的地震烈度区划任务, 中国科学院地球物理研究所派出了队部设在西昌的西南地震考察队, 建立了西南工作站, 后来单独成立了昆明地球物理研究所。地矿部调遣地震地质队进驻冕宁泸沽, 在川滇地区建设了 40 多个以维开克短周期地震仪为主, 基式仪为辅的地震台网; 以西昌-渡口地区为中心, 广泛调查历史地震, 开展地震地质调查; 还在会理红格一带横跨断层进行人工地震测深; 1970 年以后, 川滇两省成立地震机构, 在中国地震局(前称中央地办, 国家地震局)领导下, 作为省政府的职能部门, 全面推进本地区的地震工作。在过去的 30 多年里, 两省的地震台站从少到多, 观测技术从人工读数到自动记录, 从人工值守、寄图纸到遥测, 从模拟方式到数字化, 频带在加宽, 动态范围也加大。两省已建各类地震台 170 多个(云南还有地方管理的几十个台站)。对历史强震做了系统调查, 对现代强震开展了全面的科学考察。对重点活断层进行了 1:5 万野外地质填图, 不同单位在这个地区先后部署了 15 条、全长 6 870 km(含黑水-邵阳和花石峡-简阳剖面川滇境外里程)的人工地震测深剖面。两省地震分析预报部门在努力推进地震预报研究的同时, 也积累了许多有关地震活动特征的认识。许多地震工作者研究过这个地区的强震活动特征及其与构造背景的关系。本文就是试图在总结前人, 包括自己以往工作的基础上, 对川滇地区强震活动时空分布特征及其与地质构造背景, 重点是与川滇、川青地壳块体, 尤其是与地壳深部结构的关系做一些进一步的讨论。

1 川滇强震主要集中分布在川滇和川青两个地壳块体。东侧的中强震活动也明显受这两块体向南东方向滑移侧压的影响

20 世纪 70 年代末~80 年代初, 阚荣举等(1977)、李坪和汪良谋(1977)以及韩渭宾和夏大德(1980)先后提出了川滇地壳块体和川青地壳块体的存在及其向南东方向运动的观点。他们的主要根据是强震活动主要沿块体边界断裂分布; 边界断裂上的强震的震源机制、野外调查看到的断层错动方向及其力学性质与块体运动的一致性; 以及一个块体的各边界断裂带地震活动的相关性等。以后 20 多年强震活动分布, 震源机制研究以及活断层调查的结果进一步说明了这一点。笔者最近还专题总结了“川青块体及其向南东方向运动的新证据”(韩渭宾, 蒋国芳, 2003)。图 1 是当年给出的川滇和川青块体及其向南东方向运动的示意图。该图表示了作为判断这两个地壳块体及其向南东方向重要依据的, 当时已处理的强震 P 波初动解的主压应力轴和震源断层面错动方向。在以后的 20 多年里, 除 1989 年巴塘 6.7 级震群(后面将进一步说明)外, 这两块体边界断裂上发生的强震的震源机制(苏有锦, 秦嘉政, 2001)依然支持上述判断。图 2 给出了川滇地区 5 级以上地震的震中分布。这两地壳块体的边界断裂及其内部共发生 5 级以上地震 423 次, 占川滇两省 5 级以上地震总数的 66.2%。其中, 8 级地震 1 次, 7.0~7.9 级地震 29 次, 6.0~6.9 级地震 90 次, 分

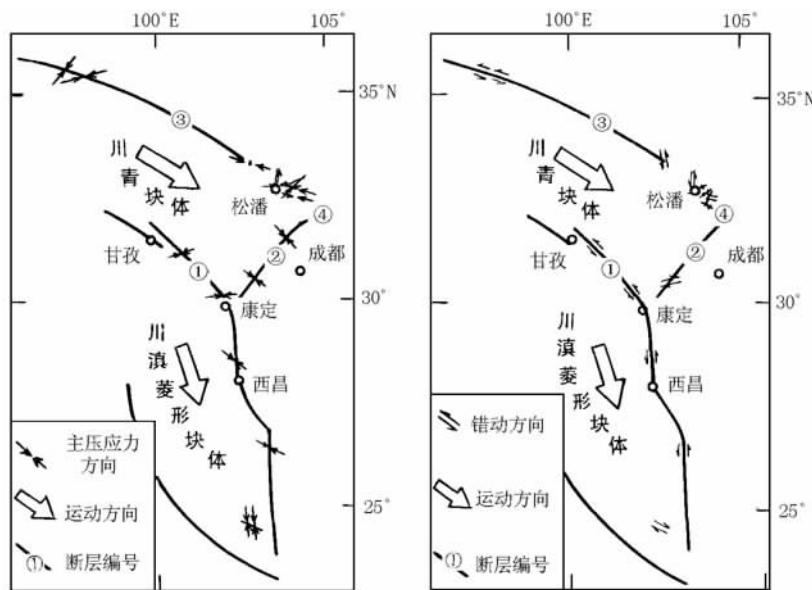


图1 川滇和川青块体及其向南东方向运动示意图(引自韩渭宾, 夏大德, 1980)

① 鲜水河断裂; ② 龙门山断裂; ③ 舒尔干-花石峡断裂(即东昆仑断裂带); ④ 虎牙断裂(岷江断裂带的一支)

别占川滇两省相应震级地震数的 100%、74.4% 和 72.6%。不仅说明川滇强震主要集中分布在川滇和川青两个地壳块体, 而且震级越大, 这两个块体的地震数所占比例也越大。

由图2可见, 这两个地壳块体以东, 断裂带的走向逐步转为以北东为主。可是, 中强以上地震活动分布却明显地呈北北西向分布; 且随着向东距离的增大, 这些北北西分布的地震带的地震强度在减弱。例如, 从这两块体向东最近的是名山—马边—昭通地震带, 地表有北北西或南北向断裂, 也有北东向断裂与其交汇。从地球物理资料看, 这里恰好有一支重力梯级带通过。该带共发生 5 级以上地震 47 次, 其中 7.0~7.9 级地震 2 次, 6.0~6.9 级地震 6 次。再向东, 仁寿—自贡—宜宾一带, 呈北西向分布有 14 次 5.0~5.9 级地震, 最大为 1896 年自贡市富顺 5.8 级地震。这一带的华蓥山断裂带却是北东走向。由此可见, 东侧的中强以上地震的分布也受川滇和川青块体向南东方向滑移侧压的影响。

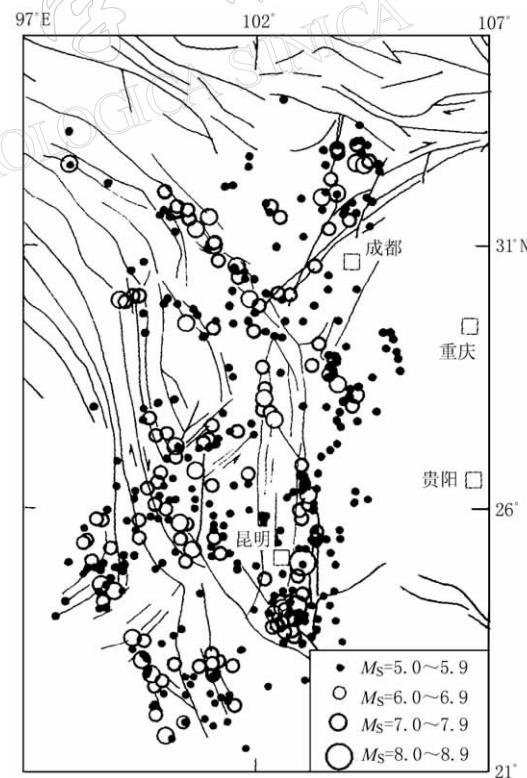


图2 川滇地区强震震中分布图
(公元前 26 年~2001 年, $M \geq 5.0$)

在金沙江—红河断裂带西南,怒江—澜沧江断裂带是规模最大的断裂带。可是,沿怒江—澜沧江断裂带几乎没有地震发生。另一方面,沿腾冲—耿马—澜沧一带,近百年来已发生8次7级和几十次6级地震。这里地表上并没有相应的大断裂带存在,而是一系列大致等间距的北东向断裂:瑞丽—龙陵断裂,南汀河断裂,孟连—澜沧断裂和打洛—景洪断裂(姜葵,1993),均为左旋走滑断裂。该地区的地震破裂有北西向和北东向两组,以北西向为主,呈现出共轭性质。该地区大断裂带上没有地震发生,成带分布的地震带没有大断裂带相对应,故如何划分地壳块体是一个有待进一步研究的问题。

2 川滇和川青块体的强震主要分布在边界断裂带上

川滇块体东边界由鲜水河断裂带、安宁河—则木河断裂带和小江断裂带组成。西边界由金沙江断裂带和红河断裂带组成。川青块体的边界由鲜水河断裂带,岷江断裂带与龙门山断裂带,以及东昆仑断裂带东段组成。其中,鲜水河断裂带是这两个地壳块体的分界。这些边界断裂带共发生5级以上地震380次,占这两块体5级以上地震总数的89.8%。其中,8级地震1次,7.0~7.9级地震27次,6.0~6.9级地震84次,分别占两块体相应总数的100%、93.1%和93.3%。

块体内也有一些中强震,乃至强震发生。川滇块体内部从九龙、雅江,盐源、宁南到永胜、丽江一带,有一些5级、6级地震发生,甚至在永胜1515年发生过7.5级地震。这里有金河—菁河断裂,也是地貌和地壳厚度的变异带。其南东是海拔约2500 m的滇中高原,地壳厚约48~52 km。它的北西侧是海拔4500~5000 m的川西高原,地壳厚约60 km以上(苏有锦等,1999)。云南不少同行把它看作将川滇地壳块体划分为滇中和川西两个次级块体的分界线。1948年四川理塘7.3级地震发生在德巫断裂上,这也是一条北西向活断层。只是由于所在地区偏僻,历史记载很短,近几十年地震不多,野外工作困难等原因,研究还不多。也许随着时间的推移,如果再发生一些地震,以及工作的深入,这些断裂带也可能被划为次级块体的分界。当然,块体内还有一些零星中强震,如小金、壤塘、会理、武定和姚安地震等。

3 强震与活断层的关系存在反例,表现出地震与地质构造关系的复杂性

川滇的很多强震,如四川的炉霍7.6级地震和云南的通海7.8级地震等,其地表破裂明显,与发震断裂关系清晰,无论谁去考察,结论都差不多。不同人所做的震源机制也很相近。而且它们的P波初动解总有一个节面与发震断裂及等震线长轴方向一致。这些强震与活断层的关系是很明显的。这两个块体多数边界断裂,特别是鲜水河等走滑断裂上的地震均属于这种情况。但也有例外,如1933年8月25日四川茂县北迭溪7.5级地震,1974年5月11日云南永善7.1级地震和1989年4月16日四川巴塘6.6级震群等,这些地震与构造的关系就很复杂。

图3给出了几个不同单位不同研究者考察迭溪7.5级地震勾画的等震线。早期的考察勾画的等震线近东西向,认为东西向的蚕陵山破裂带就是发震断裂;后来调查得细致了,发现蚕陵山的破裂带属重力滑坡。至于哪一条断裂是发震断裂?北西向,还是近南北向的松平沟断裂,至今地质学家们还有不同看法。

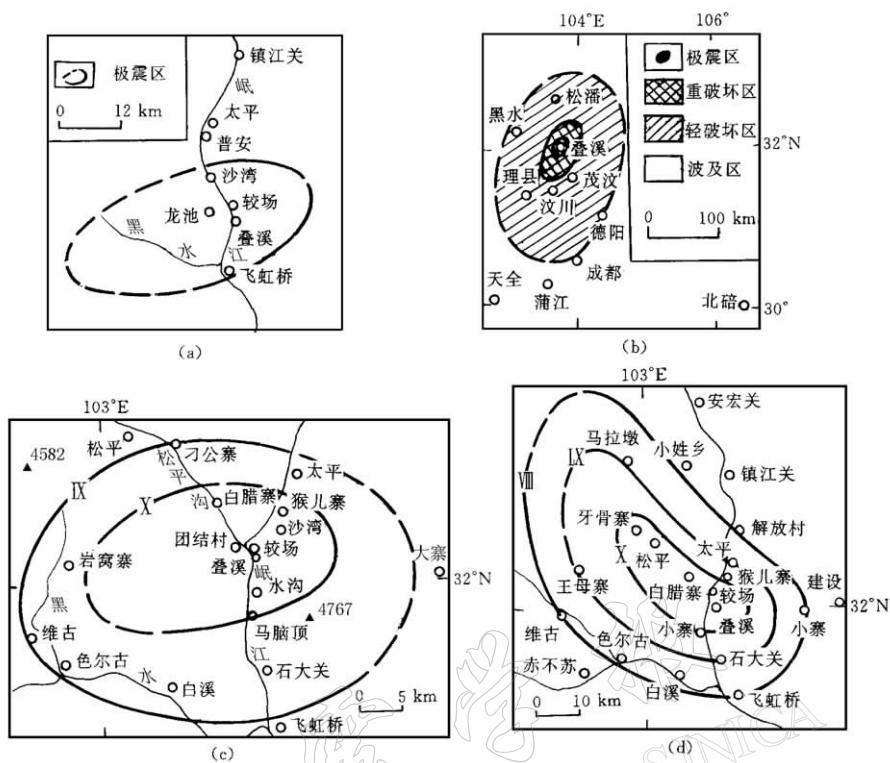


图 3 1933 年迭溪 7.5 级地震等震线的几种画法(引自唐荣昌, 韩渭宾, 1993)

(a) 据常隆庆; (b) 据中国地震目录; (c) 据国家地震局西南烈度队影响场组; (d) 据四川省地震局地震地质队

对于 1974 年 5 月 11 日云南永善 7.1 级地震, 中国地震局先后派出两个考察队进行现场科考。而两个考察队得到的等震线与发震断裂, 一个北西, 一个北东, 存在明显分歧。

1989 年 4 月 16 日始, 四川巴塘发生由 4 次 6 级和若干 5 级地震组成的 6.6 级震群。有趣的是, 巴塘附近的金沙江断裂带由一系列南北向断裂组成, 而巴塘震群的 4 次 6 级和若干 5 级, 甚至许多弱震却呈近东西向分布。4 次 6 级和几次 5 级地震的 P 波初动解也都有近东西向的节面(四川省地震局, 1994)。究竟这里有隐伏的东西向断裂, 还是可能由于几条倾角较小的南北向断裂相继发生中强震, 它们的余震连成一片, 形成近东西向分布, 还有待进一步研究。

4 川滇、川青块体边界各带地震活动性的分析比较

4.1 川滇地壳块体东边界带强震活动的强度比西带大, 但其中强震频度比西带低; 或者说, 东带的 b 值比西带低

据中国强震目录, 表 1 给出了川滇块体的东带和西带不同时段各震级档的地震频次、 b 值及相关系数与标准偏差。由表 1 可清楚地看到, 东带 7 级以上地震比西带多, 且最大地震达 8 级。西带最大地震仅 7.8 级。而西带的 5 级、6 级中强震明显比东带多。不同强度地震频度比较的差异, 也可从震级-频度关系的斜率 b 值得到印证。东带的 b 值比西带的明显低。诚然, 取得完整地震目录和足够的样本量对于计算得到可靠的 b 值十分重要, 可是实

际上川滇西部地区, 即使在 20 世纪初也很难保证不漏记 5 级地震。如果只用几十年或一百年资料比较不同断裂带的 b 值, 人们会问, 究竟这是两个带本质的差异, 还是它们处于不同活动阶段的区别。为此, 本文给出了几个不同时段的统计结果。由于不同时段结果对比结论是一致的, 且这些相关系数均大于 0.97, 拟合比较好, 且相同时段东西两带的 b 值之差又远大于它们的标准偏差。应该说, 对比所得上述特征是比较可信的。

表 1 川滇块体东、西带不同时段不同震级档的地震频度与 b 值

地震带	时段	地震频度 N				b 值	相关系数 r	标准偏差 S_b
		$M5.0 \sim 5.9$	$M6.0 \sim 6.9$	$M7.0 \sim 7.9$	8.0			
川滇块体东带	全时段	83	32	12	1	0.61	0.97	0.04
	1700~2001	69	30	9	1	0.59	0.98	0.03
	1900~2001	52	19	3		0.71	0.99	0.02
川滇块体西带	全时段	154	41	11		0.78	0.98	0.04
	1700~2001	129	34	8		0.85	0.98	0.05
	1900~2001	109	24	4		0.85	0.99	0.04

Mogi(1962)的实验结果说明, b 值大小反映了岩石材料和结构的均匀程度。岩石不均匀, 则 b 值高。Scholz(1968)的岩石破裂实验表明, b 值高低反映了岩石的应力状态。低 b 值对应高应力状态。

川滇块体东带由鲜水河、安宁河、则木河和小江断裂带组成。虽然组成东带的各条断裂的错动方式和力学性质也各有特点, 如安宁河断裂带与鲜水河、则木河断裂带等相比有较明显的倾滑分量, 但总体上是一条以左旋走滑为主的巨型活动断裂带。虽然东带各段地震活动强度和频度有所不同, 但总的来说各断裂带都有强震活动。全带没有较长的, 没有发生过强震的地段。而由以右旋走滑为主的金沙江断裂和红河断裂带组成的西带情况则不同。金沙江断裂带只有巴塘附近发生过强震, 而且正如前面说过的, 1989 年巴塘震群与金沙江断裂是什么关系还有待进一步研究。红河断裂带的地震主要在两头。北头的滇西地震带除红河断裂北段, 还包括了近南北向的程海断裂(左旋张扭)和北东向的丽江—剑川断裂(左旋张扭)等。南头的强震更多地发生在红河断裂带北侧的曲江断裂和石屏—建水断裂上。红河断裂带和金沙江断裂带都有较长的地段不曾发生过强震。因此, 可以说西带的介质和结构可能比东带的不均匀。这就可用 Mogi(1962)的实验解释, 为什么东带的 b 值比西带的低。

另一方面, 东带不仅地震活动强度大, 而且从野外地质调查和 GPS 得到的滑动速率也可看出东带比西带大。

在过去的 20 年里又有不少中外学者(四川省地震局, 1989; 闻学泽等, 1989; Allen, *et al*, 1991; 李天沼等, 1997)对鲜水河断裂带进行更详细的地震地质调查和断裂活动性研究。四川省地震局地震地质队还曾作 1:5 万活断层填图。一般认为它的全新世平均滑动速率为 10~15 mm/a。对于安宁河、则木河、小江和红河断裂带也都进行过 1:5 万活断层填图。安宁河和则木河断裂带的平均滑动速率约为 6~7 mm/a(裴锡瑜等, 1998, 杜平山, 2000)。小江断裂带东西支总的来说, 平均滑动速率约 10 mm/a 左右(宋方敏, 1998)。而红河断裂带全新世平均右旋滑动速率则要低得多, 约 3.5 mm/a(Allen *et al*, 1984)。

利用川滇地区 1991~1999 年的高精度 GPS 观测结果, 采用稳健-贝叶斯最小二乘算法

与多断层位错模型, 分析研究了川滇菱形块体主要边界运动的定量模型. 反演分析表明: ① 鲜水河和安宁河断裂带的左旋走滑运动速率为 30 mm/a, 倾滑(逆掩)运动速率为 9~11 mm/a; ② 滇西红河断裂带(含中甸—巍山断裂效应)、程海断裂带和鹤庆—洱源断裂带的走滑运动(分别为右旋、左旋和左旋)速率分别约 10, 11 和 13 mm/a; 倾滑运动(正断层)速率分别约 16, 22 和 16 mm/a(申重阳等, 2002).

地质学家根据野外地质调查、卫片解译和古地震遗迹研究活断层滑动速率与测绘专家根据 GPS 观测研究活断层滑动速率, 由于观察问题的时空范围有很大差别, 所得数据有一定差异是不足为怪的. 关键是从各自的相对比较来看, 都是川滇块体东带的水平滑动速率比西带的大. 再考虑到东带的地震活动性比西带强, 认为东带承受的应力比西带强. Scholz(1968)的实验也能解释这个问题, 不是没有一点道理的.

4.2 川滇块体东带和西带地震活动的盛衰交替有一定程度的相关, 但各带各段又有各自的活动特点

将东带和西带的 6 级以上地震随时间的发生展示于图 4. 图 4 的纵坐标是纬度, 可以显示东带或西带哪一段的地震在活动. 显然, 东带的北段, 实际上就是鲜水河断裂带的地震有最明显的盛衰交替性. 1725~1816 年与 1893~1982 年是活跃期, 1817~1892 年一次 6 级以上地震也没有(实际上连 5 级地震也一次都没有), 而这段时间没有可能造成历史记载缺失的特殊事件, 是一个典型的地震活动平静期. 东带中段和南段的盛衰交替性不如北段那么明显, 但如果对照北段的盛衰交替性可以看到, 在北段的平静期里, 中段和南段只有 1833 年嵩明 8 级和 1850 年西昌 7.5 级地震, 没有 6 级地震. 而前面和后面的活跃期里 6 级地震都比较频繁(实际上 5 级地震的频次也有差异). 西带中南段在东带北段的平静期里 6 级以上地震频次明显低于前后的活跃期, 似乎也有相近的盛衰交替性. 北段(金沙江断裂带)地震稀少, 难于划分活跃期和平静期. 不过, 在上述平静期里只有 1870 年巴塘 7.5 级地震, 也没有破坏西带的盛衰交替性.

绘制图 4 选用 1700 年以后的资料, 是因为东西两带的北段在更早的时间里没有历史记载. 虽然 18 和 19 世纪还可能遗漏 5 级, 甚至 6 级地震, 但从图 4 分析得到的平静期之前已有 100 多年中强震的频繁活动, 故有理由认为, 所划分出的平静期不可能是由于记载缺失所致.

上述讨论如果以 5.0 级地震为下限, 也能得到类似的结论. 只是图象没有那么清晰, 必须经过频次对比才能分清活跃期与平静期.

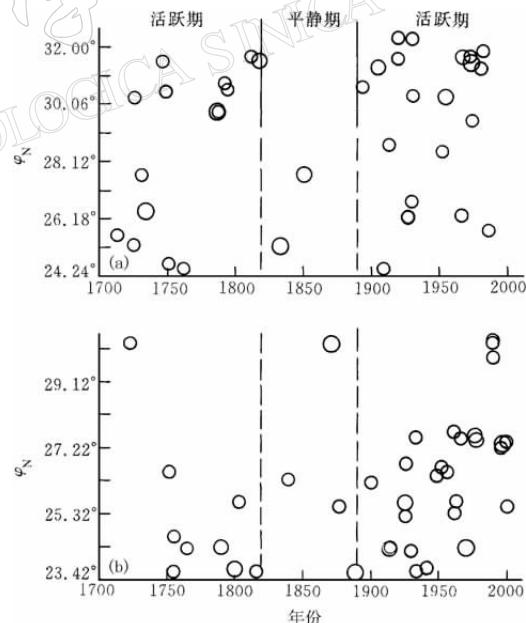


图 4 川滇块体东带(a)和西带
(b)的地震活动性 φ_t 图

4.3 在川青块体边界中, 鲜水河地震带的地震活动性比松潘、龙门山地震带(岷江断裂带和龙门山断裂带)强, 且震级越高, 频次差异越大. 前者的 b 值也比后者的低

川青块体的北边界—东昆仑断裂带东段地震记载很少. 它的东西边界鲜水河地震带与松潘龙门山地震带之间有关各级地震频次与 b 值的比较见表 2.

表 2 川青块体两边界带不同时期不同震级档的地震频次与 b 值

地震带	时段	地震频次			b 值	相关系数 r	标准偏差 S_b
		$M5.0 \sim 5.9$	$M6.0 \sim 6.9$	$M7.0 \sim 7.9$			
鲜水河地震带	全时段	30	16	8	0.55	0.96	0.04
	1700~2001	29	16	8	0.55	0.96	0.04
	1900~2001	19	10	4	0.54	0.98	0.03
松潘、龙门山地震带	全时段	31	11	4(含双震)	0.61	0.98	0.04
	1700~2001	24	8	4(含双震)	0.59	0.99	0.04
	1900~2001	22	7	3(含双震)	0.58	0.99	0.03

由表 2 可见, 不同时期不同震级档的比较, 鲜水河地震带的地震频次总体上要比松潘、龙门山地震带的高, 而且震级越高, 差异越大. 同时, 各时期鲜水河地震带的 b 值均比松潘、龙门山带的低. 由于各时期这两带 b 值的差值都远大于标准偏差, 此特征也是较可信的.

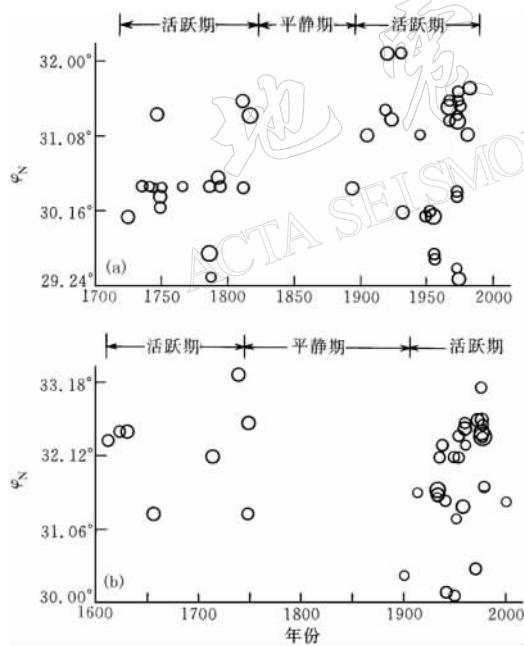


图 5 鲜水河(a)和松潘、龙门山(b)地震带
较长时间尺度的盛衰交替图

地震带的介质结构可能比鲜水河更不均匀, 龙门山断裂的活动年代又比鲜水河断裂老. 这也许就是两者地震活动强度、频度和 b 值差异的原因.

松潘、龙门山地震带由岷江断裂带和龙门山断裂带组成. 龙门山断裂带是一条以逆冲为主的巨型断裂带. 在大地构造上, 它是不同地质单元, 松潘-甘孜褶皱区和扬子地台的分界, 可是地震活动并不很强烈: 没有 7 级以上地震的记载, 中强震也主要集中在中南段. 江油以北, 沿龙门山断裂带没有 5 级以上地震, 而北侧的岷江断裂带先后发生过 4 次 7 级和若干中强地震. 岷江断裂带由岷江、雪宝顶、虎牙和松平沟等规模不大的断裂组成. 规模巨大的龙门山断裂带的地震活动的强度和频度远不如规模较小的岷江断裂带, 是一个非常值得注意的问题. 也许这与岷江断裂是年代更新的新生断裂有关. 另外应说明, 布格重力异常梯级带沿龙门山断裂带中南段到北川、江油附近也朝北沿岷江断裂伸向甘肃, 此处也是地貌分界线(韩渭宾, 夏大德, 1980). 总之, 松潘、龙门山

4.4 鲜水河地震带与松潘、龙门山地震带的盛衰交替性既有一定程度的相关性, 也有不同特点

由图 5 可见, 这两个地震带都有较长时间尺度的盛衰交替性, 但具体时长不等。在 19 世纪都有较长时间的平静期。松潘、龙门山地震带从 1749~1899 年没有一次 5 级以上地震记录。虽然在这段时间里有可能遗漏中强震, 但对比前面的记录可以看出, 1600~1748 年记载了一次 7 级、4 次 6 级和 3 次 5 级地震, 还是可以确信这是一个地震活动平静期。其时长 151 年, 比鲜水河的 76 年(1817~1892 年)长。

这两带的第二活跃期都可划分相对活动段和相对平静段。鲜水河带的第二活跃期及其各相对活动段都比松潘、龙门山带开始得略早一点, 详见韩渭宾和夏大德(1980)文章图 2。

5 川滇和川青块体的边界断裂带在地壳深部速度结构上都有异常变化

在过去的 30 多年里, 中国地震局、中国科学院和地矿部等单位在川滇地区实施了 15 条人工地震测深剖面的探测。其布设见图 6。不少研究者利用天然地震资料研究了该地区的三维速度结构(刘建华等, 1989; 陈培善等, 1990; 孙若昧等, 1991; 王椿镛, 2002)。

中国地震局 8301 工程唐克—阆中—蒲江三角剖面(陈学波等, 1988)和地矿部黑水—邵阳和花石峡—简阳剖面(崔作舟等, 1996)的结果都清楚地揭示, 龙门山断裂带明显地切割了莫霍面。虽然不同剖面得到的具体数据略有差异, 但都表明, 龙门山断裂带东侧的地壳厚度薄, 约 40 多千米, 莫霍面的 P 波速度大, v_{Pn} 超过 8.0 km/s; 而西侧的地壳厚, 约 50~60 km, 莫霍面的 P 波速度小, v_{Pn} 小于 7.5 km/s。三维速度结构研究也得到类似的结论。王椿镛等(2002)研究三维速度结构用的地震台站和地震资料最多, 工作也较细, 在 1, 10, 30 和 50 km 等不同深度上, 龙门山断裂带都显示出不同速度结构的分界特性: 其西侧的速度比东侧的低。

东昆仑断裂带东段在四川境内没有人工地震测深资料, 但从李松林等(2002)文章的图 5 可看到, 在青川交界玛沁附近莫霍面起伏大, 东昆仑断裂带东段有可能切割了莫

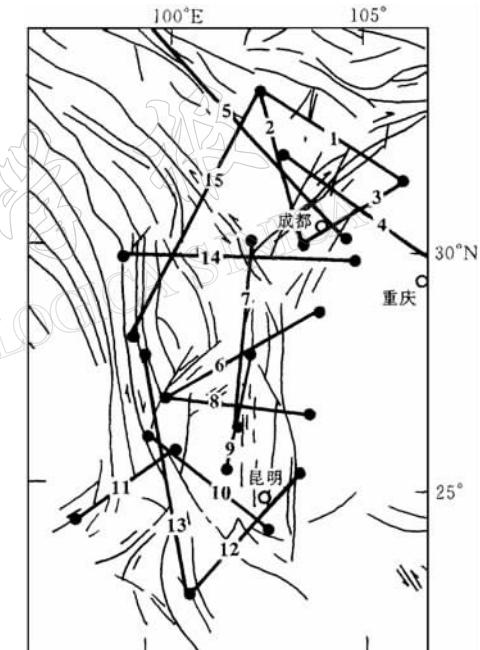


图 6 川滇地区人工地震测深剖面布设略图

1. 唐克—阆中; 2. 唐克—蒲江; 3. 阆中—蒲江; 4. 黑水—邵阳; 5. 花石峡—简阳; 6. 丽江—新市镇; 7. 拉鲊—长河坝; 8. 丽江—一者海; 9. 西昌—牟定; 10. 汶源—江川; 11. 遮放—宾川; 12. 思茅—马龙; 13. 思茅—中甸; 14. 竹巴笼—资中; 15. 唐克—奔子栏。其中, 1, 2, 3 为中国地震局 8301 工程; 4, 5, 6, 7 为地矿部工程; 8, 9 为中国科学院项目; 10, 11, 12 为中国地震局滇深 82 工程; 13 为中国地震局 86-87 工程; 14, 15 为中国地震局川西藏东工程。

霍面。

丽江—新市镇剖面的结果(崔作舟等, 1987)表明, 安宁河断裂带在西昌附近切割了莫霍面。从图 7 还可看到, 在昭觉附近也有深断裂切割了莫霍面。也许不同系统用不同的命名, 此图标示为四开和小江断裂。在这条剖面上莫霍面多为倾斜的不连续面。被切割的莫霍面深度变化为东浅(48 km)西深(>60 km), 中间的构造带内深 54~60 km。

我们在 20 世纪 80 年代初就注意到, 建设四川地震台网后, 安宁河断裂带上地震活动很弱, 连小震都很少。而沿石棉、越西、昭觉、布拖到宁南, 弱震频繁, 且成带状分布。当时称之为普雄河地震带。近年中国地震局分析预报中心和四川省地震局的地质专家(申旭辉等, 2000; 周荣军等, 2003)考察发现, 这里有古地震遗迹, 有全新世活动证据, 认为有一组全新世活动的活断层, 命名为大凉山断裂带。也许应把安宁河—则木河断裂与大凉山断裂结合起来, 作为川滇地壳块体的一段边界。

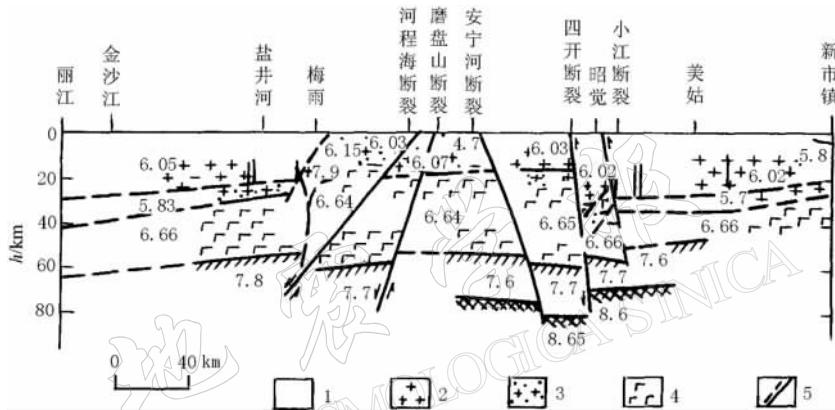


图 7 丽江—新市镇测线地壳结构剖面图(引自崔作舟等, 1987)

1. 表层; 2. 花岗岩质层; 3. 低速层; 4. 玄武岩质层; 5. 断层

丽江—者海剖面在攀枝花与会理之间穿过安宁河断裂带, 结果(熊绍柏等, 1986)表明, 安宁河断裂带南段并未切割莫霍面。阚荣举和林中洋(1986)根据思茅—马龙剖面认为, 小江断裂东西两支所在处的深部, P_4 , P_3 震相中断, P_2 震相跳跃, 东支以东莫霍面加深。王椿镛等(2002)给出的三维速度结构图上, 速度负异常带或速度异常过渡带也是从安宁河断裂带, 经则木河断裂带, 伸向小江断裂带。这些深部资料进一步说明, 为什么川滇块体东边界只取安宁河断裂带北段, 从西昌往南折向北西, 经则木河断裂带到小江断裂带。

沿安宁河断裂的拉鲊—长河坝(崔作舟等, 1987)和西昌—牟定(尹周勋, 熊绍柏, 1992)剖面的结果表明, 莫霍面沿南北向比较平缓, 只是稍显南浅北深。

遮放—宾川和思茅—中甸剖面穿过了红河断裂带。阚荣举和林中洋(1986)认为, 红河断裂在北段和南段都显示为深断裂。南段有元江炮点靠近红河断裂, 炮点两侧 P_4^0 震相到时有明显差别, 南浅北深; 北段过红河断裂带时, 地震波能量明显衰减。莫霍面深度有几千米的错断。在王椿镛等(2002)三维速度结构图上, 红河断裂带也有清楚地显示, 尤其是 30 km 深的 P 波速度异常分布图上, 红河断裂带是正负异常的过渡区。断裂带以北地区呈现明显的负异常, 以南地区则以正异常为主。以北的这一负异常使得其地壳平均速度比以南地区的低。这与人工地震测深的结果(胡鸿翔, 1986)是一致的。

澜沧江断裂错断莫霍面, 南浅北深(阚荣举, 林中洋; 1986), 但基本没有发生过5级以上地震。腾冲—耿马—澜沧地震带的强震往往发生在上地壳低速区(苏有锦等, 1999)。王椿镛等(2002)的三维速度结构图也显示出, 该带强震的深部结构与川滇块体边界带的有差异。

2000年川西藏东人工地震测深东西向竹巴笼—资中剖面表明, 在三叉口(鲜水河断裂带、龙门山断裂带与安宁河断裂带交汇处)东西两侧地壳厚度有显著差异, 东侧约40 km, 西侧达60 km。但无法区分是哪一条断裂错断了莫霍面。北北东向的唐克—奔子栏剖面在道孚附近穿过鲜水河断裂, 但从结果看, 两侧的莫霍面起伏不大(王椿镛等, 2003)。不过, 王椿镛等三维速度结构研究却表明, 在不同深度上鲜水河断裂都是明显的低速异常带。这也许是走滑断裂带的特点, 切割莫霍面的迹象不明显, 但地壳内不同深度上却有速度异常。

以上资料和讨论进一步为川滇地区划分地壳块体的边界提供了深部结构背景。总的来说, 川滇和川青地壳块体的边界断裂都是深断裂, 大多切割莫霍面, 尤以倾滑断裂, 如龙门山断裂切割明显。典型的走滑型鲜水河断裂虽无切割莫霍面的明显迹象, 但确是明显的速度负异常带。这些边界断裂带往往是地震波速度正负异常的分界线或过渡区, 或本身就是负异常带; 并且, 在不同深度可能有不同的表现。这实际上也为川滇地区主要是浅震的强震分布的构造背景作了进一步的解释。

参 考 文 献

- 陈培善, 刘福田, 李强, 等. 1990. 云南地区速度结构的横向不均匀性[J]. 中国科学, B辑, (4): 43~438
- 陈学波, 吴跃强, 杜平山, 等. 1988. 龙门山构造带两侧速度结构特征[A]. 见: 国家地震局科技监测司编. 中国大陆深部构造的研究与进展[C]. 北京: 地质出版社, 97~113
- 崔作舟, 卢德源, 陈纪平, 等. 1987. 攀西地区的深部地壳结构与构造[J]. 地球物理学报, 30(6): 566~580
- 崔作舟, 陈纪平, 吴苓. 1996. 花石峡—邵阳深部地壳的结构和构造[M]. 北京: 地质出版社, 156~170
- 杜平山. 2000. 则木河断裂带的走滑位移及滑动速率[J]. 四川地震, (1-2): 49~64
- 胡鸿翔, 陆涵行, 王椿镛, 等. 1986. 滇西地区地壳结构的爆破地震研究[J]. 地球物理学报, 29(2): 133~144
- 韩渭宾, 夏大德. 1980. 松潘—平武地震和川青块体的运动[J]. 地震科学, 第1辑: 39~48
- 韩渭宾, 蒋国芳. 2003. 川青块体及其向南东方向运动的新证据[J]. 西北地震学报, 25(2): 175~178
- 姜葵主编. 1993. 1988年云南澜沧—耿马地震[M]. 昆明: 云南大学出版社, 288~299
- 阚荣举, 林中洋. 1986. 云南地壳上地幔构造的初步研究[J]. 中国地震, 2(4): 50~61
- 阚荣举, 张四昌, 晏凤桐, 等. 1977. 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, 20(2): 96~108
- 李坪, 汪良谋. 1977. 云南川西地区地震地质基本特征的探讨[A]. 见: 国家地震局西南烈度队编. 西南地区地震地质及烈度区划探讨[C]. 北京: 地震出版社, 1~17
- 李天沼, 杜其方, 游泽李, 等. 1997. 鲜水河断裂带及强震危险性评估[M]. 成都: 成都地图出版社, 230
- 李松林, 张先康, 张成科, 等. 2002. 玛沁—兰州—靖边地震测深剖面地壳速度结构的初步研究[J]. 地球物理学报, 45(2): 210~217
- 刘建华, 刘福田, 吴华, 等. 1989. 中国南北带地壳和上地幔的三维速度结构[J]. 地球物理学报, 32(2): 143~151
- 裴锡瑜, 王新民, 张成贵. 1998. 晚第四纪安宁河活动断裂分段的基本特征[J]. 四川地震, (4): 52~61
- 宋方敏, 汪一鹏, 俞维贤, 等. 1998. 小江活动断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 100~133
- 申旭辉, 陈正位, 许伍德, 等. 2000. 凉山活动构造晚新生代变形特征与位移规模[J]. 地震地质, 22(3): 232~238
- 申重阳, 王琪, 吴云, 等. 2002. 川滇菱形块体主要边界运动模型的GPS数据反演分析[J]. 地球物理学报, 45(3): 352~361
- 四川省地震局. 1994. 1989年四川巴塘强震群[M]. 北京: 地震出版社, 5~10
- 四川省地震局. 1989. 鲜水河活动断裂带[M]. 成都: 四川科学技术出版社, 95~100

- 孙若昧, 刘福田, 刘建华. 1991. 四川地区地震层析成像[J]. 地球物理学报, **34**(6): 708~716
- 苏有锦, 刘祖荫, 蔡明军, 等. 1999. 云南地区强震分布的深部地球介质背景[J]. 地震学报, **21**(3): 313~322
- 苏有锦, 秦嘉政. 2001. 川滇地区强地震活动与区域新构造运动的关系[J]. 中国地震, **17**(1): 24~34
- 唐荣昌, 韩渭宾主编. 1993. 四川活动断裂与地震[M]. 北京: 地震出版社, 58
- 王椿镛, Mooney W D, 王溪莉, 等. 2002. 川滇地区地壳上地幔三维速度结构研究[J]. 地震学报, **24**(1): 1~16
- 王椿镛, 韩渭宾, 吴建平, 等. 2003. 松潘-甘孜造山带地壳速度结构[J]. 地震学报, **25**(3): 229~241
- 闻学泽, Allen C R, 罗灼礼, 等. 1989. 鲜水河全新世断裂的分段性, 几何特征及其地震构造意义[J]. 地震学报, **11**(4): 362~372
- 熊绍柏, 滕吉文, 尹周勋, 等. 1986. 攀西构造带南部地壳与上地幔结构的爆炸地震研究[J]. 地球物理学报, **29**(3): 235~244
- 尹周勋, 熊绍柏. 1992. 西昌—渡口—牟定地带二维地壳结构的爆炸地震研究[J]. 地球物理学报, **35**(4): 451~458
- 周荣军, 黎小刚, 黄祖智, 等. 2003. 四川大凉山断裂带的晚第四纪平均滑动速率[J]. 地震研究, **26**(2): 191~196
- Allen C R, Luo Zhuoli, Qian Hong, et al. 1991. Field study of a highly active fault zone: The Xianshuihe fault of southwestern China[J]. *Geol Soc Amer Bull*, **103**: 1 178~1 199
- Allen C R, Han Yuan, Sich K E, et al. 1984. Study of the quaternary activities of the Red river fault (II)—Its features of activity, slip rate and recurrence intervals of earthquakes[J]. *Journal of Seismological Research*, **7**(2): 171~186
- Mogi K. 1962. Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena[J]. *Bull Earthq Res Inst Unit of Tokyo*, **40**: 125~173
- Scholz C H. 1968. The frequency-magnitude relation of micro-fracturing in rock and its relation to earthquake[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **58**: 399~415

STUDY ON DISTRIBUTION CHARACTERISTICS OF STRONG EARTHQUAKES IN SICHUAN-YUNNAN AREA AND THEIR GEOLOGICAL TECTONIC BACKGROUND

Han Weibin Jiang Guofang

(Earthquake Administration of Sichuan Province, Chengdu 610041, China)

Abstract: In the paper, the distribution characteristics of strong earthquakes in Sichuan-Yunnan area and their geological tectonic background, especially the relation to Sichuan-Yunnan and Sichuan-Qinghai crustal blocks have been studied. The main results are: ① Strong earthquakes in Sichuan-Yunnan area distribute mainly in Sichuan-Yunnan and Sichuan-Qinghai crustal blocks; ② Most of strong earthquakes of the two blocks distribute mainly along their boundary faults; ③ A few strong earthquakes are not obviously related to active faults. It shows that the relation between strong earthquakes and geological tectonics can be very complex; ④ There is a certain correlativity for seismic activities among boundary faults of the two blocks, but they have different features; ⑤ There are some anomalous changes of velocity structures in the deep crust of boundary faults of the two blocks. Many boundary faults, especially Longmenshan fault, cut obviously the Moho discontinuity. The Xianshuihe fault, a typical strike-slip fault, has no obvious indication of cutting the Moho discontinuity, but has distinct low-velocity zone in different depths.

Key words: Sichuan-Yunnan area; seismicity; crustal block; deep structure