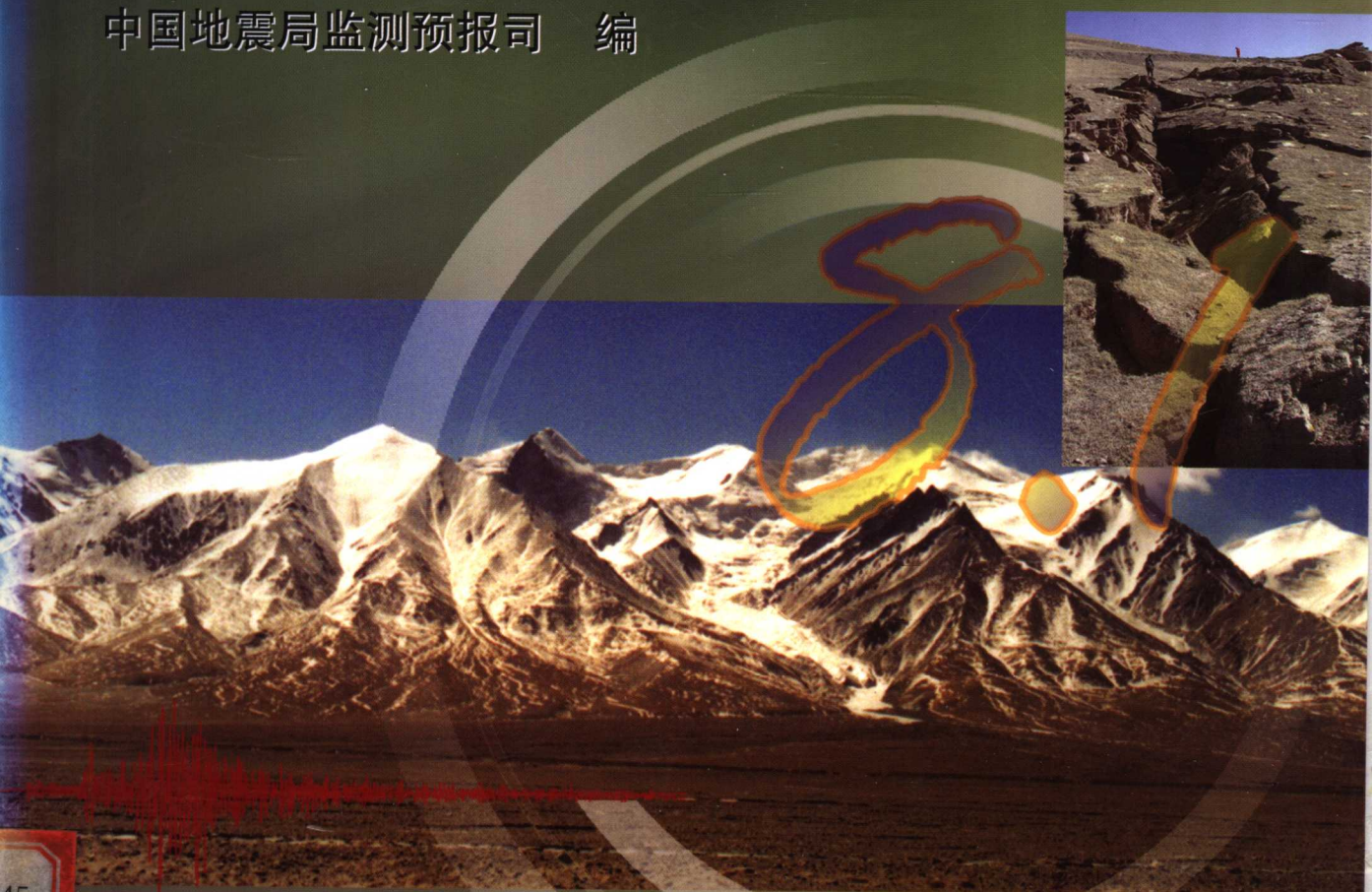


2001年昆仑山口西 8.1级大地震

中国地震局监测预报司 编



45

地震出版社

2001 年 昆 仑 山 口 西 8.1 级 大 地 震

中国地震局监测预报司 编

地 震 出 版 社

图书在版编目 (CIP) 数据

2001 年昆仑山口西 8.1 级大地震 / 中国地震局监测预报司编 .

—北京: 地震出版社, 2002. 12

ISBN 7-5028-2195-3

I. 2… II. 中… III. 地震-研究-新疆-2001 IV. P316.245

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2002) 第 093331 号

2001 年昆仑山口西 8.1 级大地震



I. 2… II. 中… III. 地震-研究-新疆-2001 IV. P316.245

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2002) 第 093331 号

序

在科学上，最重要的是那些最原始的现象和最基本的问题。科学事实是科学研究的基础。科学研究的任务在于认识未知世界，探索科学真理。将人类社会最大限度地减轻地震灾害的共同愿望变为现实的科学任务，就在于揭示地震现象的本质。多年来，地震学家们试图运用现代科学方法和技术，通过全球尺度的精细观（探）测，以期获得地球运动过程的真实图像。同时，通过古地震、历史地震和现代地震研究，更加深入地认识地震的成因与演化。作为地球运动的一种形式，每一次地震传递给我们的信息量是极其大的。尤其大地震，更为人类提供了破解地球奥秘的“钥匙”。因此，科学深入地研究每一次地震，特别是巨大地震所蕴涵的丰富信息，对于我们深化认识，检验假说，完善理论，形成新识，进而趋利避害，指导防震减灾实践具有十分重要的意义。

2001年11月14日，在我国西部昆仑山口西发生了8.1级地震，这是中国大陆50年来的最大地震，也是我国全面开展地震监测预报以来发生的首次8级特大地震。这次地震形成长达462公里的地表破裂带，所幸的是这次地震发生在人迹罕稀的青藏高原，没有造成人员伤亡。地震预报既是一种社会需要，也是一大科学难题。要实现地震预报，尚需经过长时间、多学科、全方位联合攻关。从经验的积累至规律的归纳，从新技术、新方法应用到理论创新的探索历程。我国地震预报史表明，大地震、尤其是特大地震的发生对地震监测预报的发展往往会产生重要影响。1966年河北邢台地震，揭开了中国地震监测预报的序幕。海城地震和唐山地震的发生，几乎同时向人们展现了地震预报的光明前景与科学探索的艰巨性。随着科学技术的蓬勃发展，新思维、新发现推动着新兴学科、综合性学科不断涌现，为我们继续攀登地震预报巅峰——实现地震预报提供了可能。科学活动探索、解释、检验的基本三要素，从科学发展论的角度充分展现了8.1级地震的发

生将成为地震研究史重要的篇章，也可能为我们深入地探索地震预报产生影响。

行是知之始，知是行之成。中国地震局高度重视这次地震的科学考察和研究工作，在第一时间段派出地震现场工作队，获得了丰富翔实的第一手基础资料。其后，又组织开展了大规模的野外考察、现场流动观测和多学科的深入研究，获得资料的面之宽、量之大，受到国内外地学界的广泛关注。汇集人类共同智慧，攻克自然科学难题，造福于民，惠泽社会，是这本书的期望和目的。

李路平
二〇〇〇年一月

目 录

绪 言	(1)
第 1 章 地震参数和地震构造背景	(5)
1.1 昆仑山口西 8.1 级大地震参数	(5)
1.2 青藏高原活动构造基本特征	(6)
1.3 青藏高原的震源机制解	(10)
1.4 青藏块体近期构造变形特征	(13)
1.5 昆仑山口西 8.1 级大地震的发震构造	(18)
第 2 章 地震地表破裂带和震害	(24)
2.1 地震地表破裂带的基本特征	(24)
2.2 沿青藏公路(铁路)地震震害和地震烈度	(34)
第 3 章 震源机制和震源破裂过程	(41)
3.1 资料及预处理	(43)
3.2 震源机制的确定	(44)
3.3 震源时间函数的提取	(44)
3.4 震源时空破裂过程	(47)
第 4 章 余震活动	(51)
4.1 余震序列目录的完整性分析	(53)
4.2 余震活动空间分布及活动衰减过程	(59)
4.3 余震的级序分布	(60)
4.4 强余震活动和库仑破裂静应力变化	(63)
第 5 章 大地震前后的地震和前兆观测异常变化	(70)
5.1 大震前长期地震活动空区	(70)
5.2 大震前地震条带和中期地震平静	(72)
5.3 大震前中期地震活动参数的时间变化	(73)
5.4 大震前后地壳的水平运动	(74)
5.5 大震前地下流体中期和短临异常变化	(79)
5.6 大震前电磁和应力短临异常变化	(88)
5.7 大震前震源区及周围区域卫星热红外图像的短临异常变化	(93)

第 6 章 同震和触发变化	(96)
6.1 青海省的同震和触发变化	(96)
6.2 四川省、甘肃省和云南省的同震和触发变化	(97)
6.3 江苏省的同震和触发变化.....	(100)
6.4 首都圈地区的同震和触发变化.....	(105)
6.5 中国大陆东部地区的同震和触发变化.....	(108)
 第 7 章 昆仑山口西 8.1 级大地震后中国大陆及邻区地震趋势讨论	(110)
7.1 中国大陆西部及邻区未来板内 8 级大地震活动趋势的讨论.....	(110)
7.2 昆仑山口西 8.1 级地震后欧亚带和中国大陆及云南地震趋势研究.....	(113)
 参考文献	(122)

绪 言

2001年11月14日17时26分14.7秒(北京时间)在我国大陆西部青藏高原东昆仑断裂带的布喀达坂峰(海拔6866 m)附近,发生了8.1级(M_S)大地震(36.2°N, 90.9°E)。大地震震中位于著名的昆仑山口(约35.6°N, 94.1°E)以西约300 km处。该地震被中国地震局命名为“昆仑山口西大地震”。

中国及邻区是全球构造活动最强烈的地区之一。印度、太平洋、菲律宾海板块与欧亚板块的相互作用(板块边界用带齿的粗黑线表示在图1中),以及欧亚板块内的深部作用,决定了该区的构造和地震活动时空强的演化过程的特性。对于中国大陆及邻区,依据晚第四纪现今的构造活动特性作为活动块体划分的原则,中国大陆及邻区可以划分出6个I级活动块体:青藏、西域、华南、中缅、华北和东北亚活动块体(图1中用粗黑线围限,虚线表示未定界线),22个II级活动块体^①(图1中用细黑线围限)。

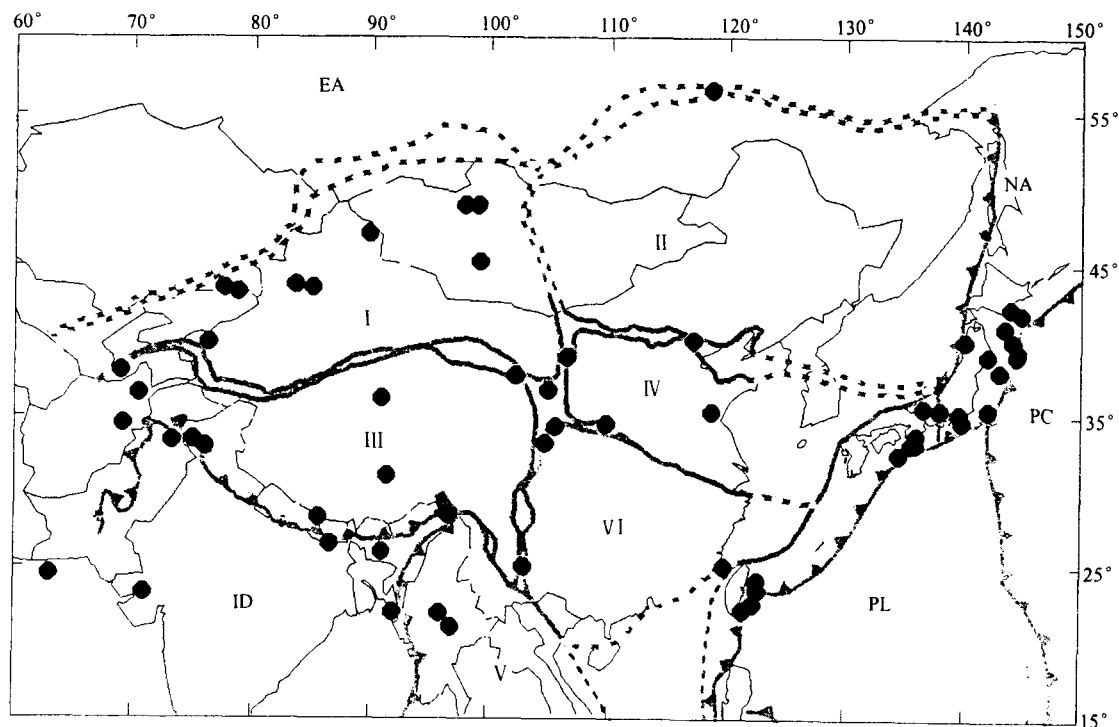


图1 中国及邻区的活动块体和8级浅源地震震中(1500~2001)分布图

板块: EA——欧亚板块; NA——北美板块; PC——太平洋板块; PL——菲律宾海板块; ID——印度洋板块

活动地块: I——西域地块; II——东北亚地块; III——青藏地块;

IV——华北地块; V——中缅地块; VI——华南地块

^① 张培震、邓起东、张国民等(2001)的研究论文《中国大陆的强震活动与活动块体》。

中国及邻区是全球 8 级大地震最为活动的地区之一。自 1500 年以来, 该区记录到 8 级以上 (或震中烈度大于 X 度) 的大地震共有 59 次, 见表 1, 以 107°E 为界及邻区东部和西部, 分别发生 28 次和 31 次。在中国境内发生 22 次, 其中台湾省发生了 2 次。图 1 给出了 1500 年以来中国及邻区的活动块体和 8 级浅源大地震震中分布图。由图 1 可知, 8 级浅源大地震都发生在活动块体的边界上, 表明这两者之间的关系十分密切。

表 1 1500 年以来中国大陆及其邻区 8 级浅源大地震目录

年	月	日	φ_N	λ_E	震级 M_S	震中烈度 I_0	地 点	文 献
1505	7	7	34.5°	69.2°		XII	阿 富 汗	Chandra (1979)
1556	1	23	34.5°	109.7°	8	XI	中国东部	顾功叙 (1983a)
1604	12	29	25.0°	119.7°	8		中国东部	顾功叙 (1983a)
1611	12	2	39.0°	144.4°	8.1		日 本	Dunbar et al. (1992)
1654	7	21	34.3°	105.5°	8	XI	中国西部	顾功叙 (1983a)
1668	7	25	35.3°	118.6°	8.2	XII	中国东部	顾功叙 (1983a)
1669	6	4	33.4°	73.3°		XI	巴基斯坦	Chandra (1978)
1677	11	4	35.5°	142.0°	8		日 本	Dunbar et al. (1992)
1679	9	2	40.0°	117.0°	8	XI	中国东部	顾功叙 (1983a)
1703	12	31	34.7°	139.8°	8.1		日 本	Dunbar et al. (1992)
1707	10	28	33.2°	135.9°	8.4		日 本	Dunbar et al. (1992)
1725	2	1	56.5°	118.5°	8.2		俄 罗 斯	Dunbar et al. (1992)
1739	1	3	38.9°	106.5°	8	X +	中国西部	顾功叙 (1983a)
1762	4	2	22.0°	92.0°		XI	孟 加 拉	Chandra (1978)
1812	3	8	43.7°	83.5°	8	XI	中国西部	顾功叙 (1983a)
1819	6	16	23.3°	71.0°	8		印 度	Dunbar et al. (1992)
1833	8	26	28.3°	85.5°	8	$> X$	中国西部	中国地震简目 (1988)
1833	9	6	25.2°	103.0°	8	XI	中国西部	顾功叙 (1983a)
1839	3	23	21.9°	96.0°			緬 甸	Chandra (1978)
1843	4	25	41.8°	144.8°	8.4		日 本	Dunbar et al. (1992)
1854	12	23	33.5°	138.0°	8.4	XI	日 本	Dunbar et al. (1992)
1879	7	20	33.2°	104.7°	8		中国西部	顾功叙 (1983a)
1885	5	30	33.5°	75.0°	8.0		印 度	Verma (1993)
1889	7	11	43.2°	78.7°	8.3		哈萨克斯坦	Dunbar et al. (1992)
1891	10	28	35.5°	137.0°	8.4		日 本	Dunbar et al. (1992)
1897	2	7	40.0°	140.0°	8.3		日 本	Dunbar et al. (1992)
1897	6	12	26.0°	91.0°	8.7		印 度	Dunbar et al. (1992)
1897	8	5	38.0°	143.0°	8.7		日 本	Dunbar et al. (1992)
1898	4	22	39.0°	142.0°	8.3		日 本	Dunbar et al. (1992)
1901	8	9	40.0°	144.0°	8.2	X	日 本	Dunbar et al. (1992)
1902	8	22	40.0°	76.5°	8.2		中国西部	顾功叙 (1983a)
1905	4	4	33.0°	76.0°	8.6		印 度	Dunbar et al. (1992)
1905	7	9	49.0°	99.0°	8.2		蒙 古	Dunbar et al. (1992)

续表

年	月	日	φ_N	λ_E	震级 M_S	震中烈度 I_0	地 点	文 献
1905	7	23	49.0°	98.0°	8.7	X	蒙 古	Dunbar et al. (1992)
1906	12	22	43.5°	85.0°	8.0		中国西部	顾功叙 (1983a)
1907	10	21	38.0°	69.0°	8.1		塔吉克斯坦	Dunbar et al. (1992)
1909	7	7	36.5°	70.5°	8.0		阿 富 汗	Dunbar et al. (1992)
1911	1	3	43.5°	77.5°	8.4		吉尔吉斯斯坦	Dunbar et al. (1992)
1912	5	23	21.0°	97.0°	8.0		緬 甸	Dunbar et al. (1992)
1916	2	1	29.5°	131.5°	8.0	X	日 本	Dunbar et al. (1992)
1920	6	5	23.5°	122.0°	8.0	XII	中国东部	顾功叙 (1983a)
1920	12	16	36.0°	105.0°	8.2		中国西部	顾功叙 (1983a)
1923	9	1	35.0°	139.5°	8.2		日 本	Dunbar et al. (1992)
1927	5	22	36.0°	96.0°	8		中国西部	顾功叙 (1983a)
1931	8	10	47.0°	90.0°	8		中国西部	顾功叙 (1983a)
1933	3	2	39.2°	144.5°	8.3		日 本	Dunbar et al. (1992)
1934	1	15	26.5°	86.5°	8.3		尼 泊 尔	Dunbar et al. (1992)
1944	12	7	33.7°	136.0°	8.3		日 本	Dunbar et al. (1992)
1945	11	27	24.5°	63.0°	8.3		巴基斯坦	Dunbar et al. (1992)
1946	12	20	32.5°	134.5°	8.4		日 本	Dunbar et al. (1992)
1950	8	15	28.5°	96.7°	8.6	> X	中国西部	顾功叙 (1983a)
1951	11	18	31.1°	91.4°	8.0	> X	中国西部	顾功叙 (1983a)
1952	3	4	42.2°	143.9°	8.1		日 本	Dunbar et al. (1992)
1957	12	4	45.2°	99.4°	8.3		蒙 古	Dunbar et al. (1992)
1966	3	12	24.1°	122.6°	8.0		中国东部	Dunbar et al. (1992)
1968	5	16	40.9°	143.4°	8.1		日 本	Dunbar et al. (1992)
1972	1	25	22.6°	122.3°	8.0		中国东部	顾功叙 (1983b)
1978	7	24	22.1°	121.4°	8.0		中国东部	Dunbar et al. (1992)
2001	11	14	36.2°	90.9°	8.1		中国西部	中国地震台网 (2001)

中国大陆西部及邻区是受印度板块向北碰撞推挤的影响最为直接的构造活动区域。2001年11月14日昆仑山口西8.1级大地震,发生在中国大陆西部。中国大陆西部及邻区的地震可以划分为板间和板内两种类型,板间地震分布在喜马拉雅构造弧上,其他发生在该区大陆内部的是板内地震。该地区1800~2000年的8级大地震主要沿着上述两个南北相邻的青藏和西域Ⅰ级活动块体的外边界及附近发生(图1)。而2001年昆仑山口西8.1级地震却异乎寻常地发生在该区的腹部,打破了300年8级地震的空间分布的格局;同时,昆仑山口西8.1级地震打破了1957年蒙古地震后,该区长达44年的8级大地震活动的平静状态(表1,图2);就中国大陆西部而言,它是在我国1951年西藏当雄8级大地震之后平静了50年发生的。因此,2001年昆仑山口西8.1级大地震发生之后,中国大陆西部及邻区板内大地震活动的动力学背景和未来趋势,以及昆仑山口西大地震前后的地学异常变化图像,引起地学界的密切关注。

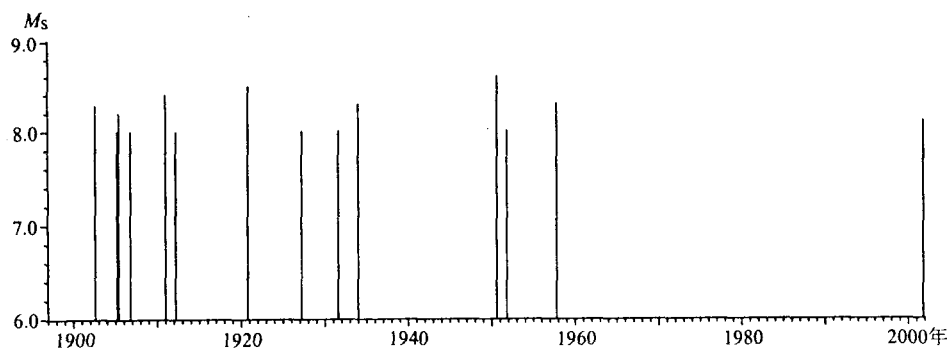


图2 中国大陆西部及邻区8级大地震的时序图(1900~2001年)

昆仑山口西8.1级大地震发生之后,中国地震局下属研究所和有关省局的科研人员,一方面立即奔赴现场进行地震破坏损失和地震地表破裂分布的野外考察;同时,利用我国地震和前兆观测及全球地震台网的资料,对震源破裂过程以及大地震前后的地学异常图像等,进行详细的分析研究。中国地震局监测预报司及时组织多次关于大地震性质和未来地震趋势的研讨会。在上述的研究和工作基础上将已有资料和初步研究结果汇编成本书,供研究者进一步深入研究有关课题参考。

第 1 章 地震参数和地震构造背景

1.1 昆仑山口西 8.1 级大地震参数

根据中国地震局地球物理研究所的测定, 昆仑山口西地震参数为:

发震时间: 2001 年 11 月 14 日 17 时 26 分 14.7 秒 (北京时间);

震中位置: $\varphi=36.2^{\circ}\text{N}$, $\lambda=90.9^{\circ}\text{E}$;

震源深度: $h=15\text{ km}$;

地震震级: $M_S=8.1$, $M_w=7.6$ 。

图 1.1 和图 1.2 给出了昆仑山口西大地震的震中位置 (以实心圆标示) 及其相关的青藏高原的地质构造和活动构造背景 (汪一鹏, 2001)。图 1.1 表明, 大震震中位于巴颜喀拉地块与柴达木地块分界的东昆仑缝合带或称东昆仑左旋走滑活动构造带上。

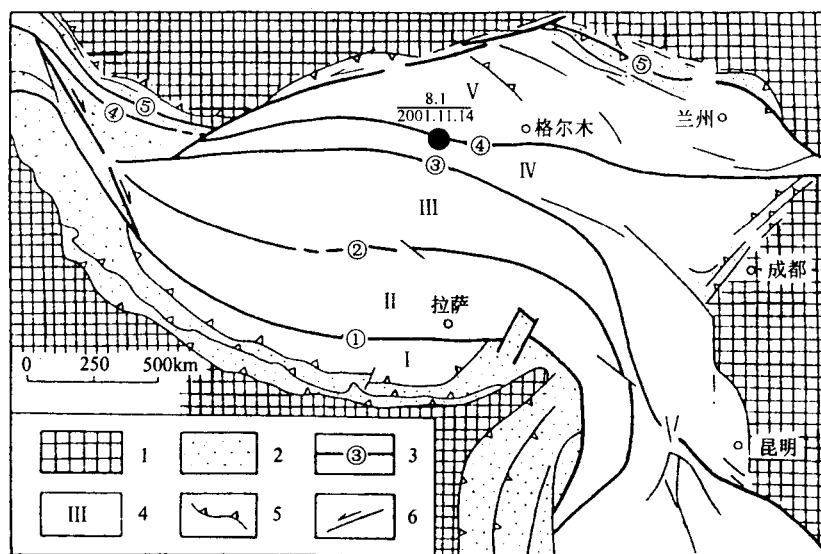


图 1.1 青藏高原地质构造简图

1. 高原地块; 2. 高原边缘挤压构造带; 3. 板块缝合带及其编号;
4. 高原内部地块及其编号; 5. 逆冲断层; 6. 大走滑断裂带
- ①雅鲁藏布缝合带; ②班公湖-怒江缝合带; ③金沙江缝合带;
- ④东昆仑缝合带; ⑤西昆仑-祁连山缝合带
- I. 喜马拉雅地块; II. 藏北地块; III. 羌塘地块;
- IV. 巴颜喀拉地块; V. 柴达木

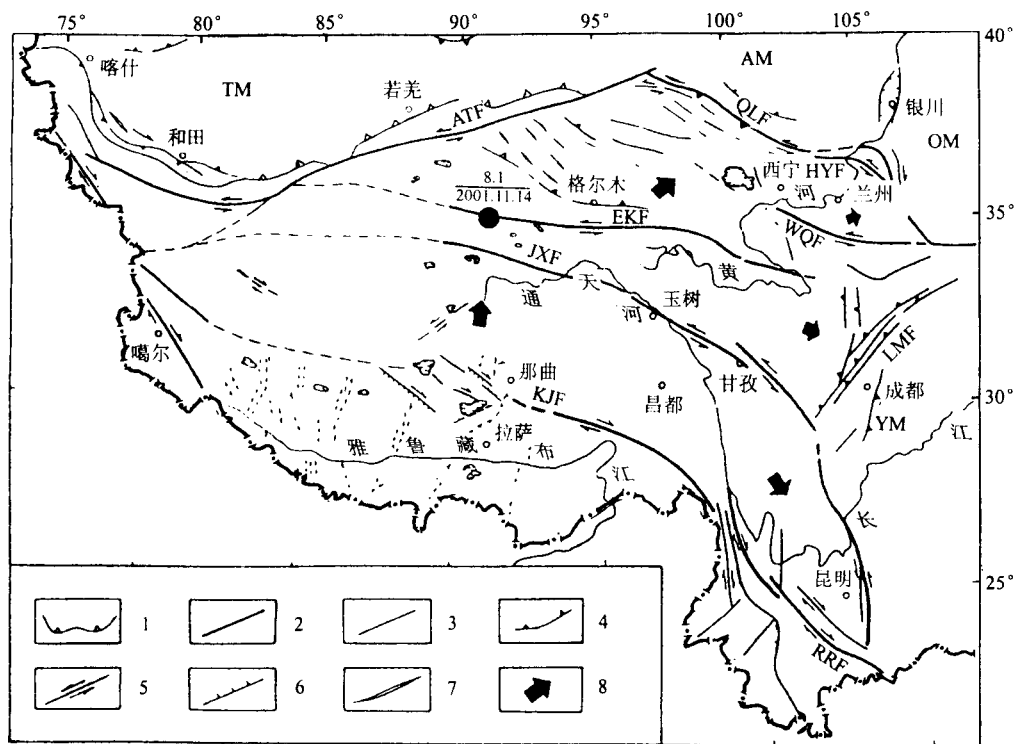


图 1.2 青藏高原活动构造图 (汪一鹏, 2001)

1. 塔里木盆地边界; 2. 主要活断裂; 3. 活断层; 4. 逆冲断层; 5. 走滑断层; 6. 正断层; 7. 活褶皱; 8. 块体滑动方向
 TM: 塔里木块体; AM: 阿拉善块体; OM: 鄂尔多斯块体; YM: 扬子块体; ATF: 阿尔金断裂; QLF: 祁连山断裂;
 HYF: 海原断裂; WQF: 西秦岭断裂; EKF: 东昆仑断裂; JXF: 金沙江-鲜水河断裂;
 LMF: 龙门山断裂; KJF: 喀喇昆仑-嘉黎断裂; RRF: 红河断裂

1.2 青藏高原活动构造基本特征^①

1.2.1 青藏高原的地质结构与演化

青藏高原位于中国大陆西南, 面积达 240 万 km^2 , 平均海拔高度为 4 500 m 左右, 它是亚洲乃至全球大陆岩石圈变形最强烈的地区之一。青藏高原在晚新生代的升起是引起亚洲广阔地区地震和地质灾害、自然环境巨大变迁的重要因素。

青藏高原是由不同地质发育历史的微大陆拼合起来的, 从北到南可以划分出 6 个地块, 中间以 5 条缝合带相隔 (图 1.1)。最北是高原北邻的塔里木-华北克拉通, 它是中国大陆上最古老的大陆块, 固结于元古代早中期。高原的北缘为西昆仑-祁连山加里东期缝合带, 以南依次为柴达木地块、昆仑山华力西缝合带、巴颜喀拉地块、金沙江印支期缝合带、羌塘地块、班公湖-怒江燕山缝合带、藏北地块、雅鲁藏布江喜马拉雅期缝合带、

^① 本节的内容主要取材于汪一鹏的论文 (2001)。

喜马拉雅地块。可以看出,缝合带的时代向南变新,即亚洲大陆逐渐向南增生(中国科学院青藏高原综合科学考察队,1982; C.Chang et al., 1988; 汪一鹏, 2001)。

虽然青藏高原的地质演化历史十分古老,但高原本身的隆起却是相当晚的事件。发生在 45~40 MaB.P. 的印度次大陆与亚洲大陆的碰撞使雅鲁藏布江一带的特提斯残余海最终封闭,当时的西藏还处于热带的低平地理环境中,但青藏地区开始了缓慢抬升的过程;而青藏高原强烈抬升并达现今高度,则主要发生在第三纪晚期至第四纪以来。

上面所描述的青藏高原隆起过程其实是青藏高原岩石圈变形的一个方面的表现。需要指出的是,高原之下具有特别厚的地壳,几乎达到正常地壳的两倍,达 70~75 km,其底界面与高原地形面成镜像对照关系。高原的周缘是地壳厚度陡变带,向四周迅速变薄。地壳之下的上地幔顶部较为正常,相对较薄,岩石圈厚度在 120~165 km 之间,南薄北厚。高原下热状态亦南、北有别,地壳南热北冷(李廷栋等, 1995)。青藏高原的隆升是岩石圈演化与变动的结果。造成这么广阔地域岩石圈变动与高原形成的主要动力应归因于印度和欧亚板块的会聚。据统计,自第三纪早期以来,印度大陆已向北推进了 1 500~2 000 km,深深地楔入到亚洲大陆内部,并造成非常复杂多样的新构造变形(Achache et al., 1984; Minster et al., 1978; 汪一鹏, 2001)。

1.2.2 青藏高原活动构造的基本类型

青藏高原不断的整体性的隆升是青藏高原新构造运动的基本形式。由于构造位置和先存构造的不同,在高原上形成了一些不同性质的活动构造类型,粗而言之,主要可划分为以下三种:挤压会聚构造及压陷性盆地;剪切构造带及与之有关的块体侧向挤出和旋转运动;张性为主的堑型盆地。下面对这种三类活动构造及其代表性例子作一些分析(图 1.2)。

1.2.2.1 高原周缘或内部的挤压、会聚构造

这类构造按其所处位置及发育规模又可分为两种:主要的一种是分布于高原南、北边界的挤压会聚构造,构造的延伸方向大致与印度大陆的楔入方向垂直,发育历史长,规模大,如喜马拉雅南麓构造带,高原北麓有西昆仑会聚构造带和祁连山会聚构造带;另一种会聚构造分布于高原的东缘,是青藏高原侧向挤出过程中一些块体向东滑移而形成的会聚构造,如龙门山会聚构造带和六盘山会聚构造带,比起前一种会聚构造来,这些会聚构造规模较小。

1) 喜马拉雅南麓会聚构造带

该带位于喜马拉雅构造弧的南麓,地形上从喜马拉雅一直至西瓦利克丘陵以南,包括主前锋冲断层(MFT)、主边界冲断层(MBT)、主中央冲断层(MCT)和特提斯沉积岩系与结晶岩系之间的推覆构造带(主北冲断层)(汪一鹏等, 1979)。它是由一系列逆掩断层、推覆体与断层系、西瓦利克群中的褶曲以及恒河平原第四纪沉积物中的挤压变形组成的,整个构造带宽达 150 km。沿喜马拉雅山脉南麓曾发生过多次 7~8 级以上大地震,震源机制解表明,地震断层错动为逆冲型(Zheng et al., 1993; 郑斯华等, 1995)。有人根据地震矩估计该带会聚速率达 (20 ± 10) mm/a (Avouac et al., 1993)。

2) 西昆仑会聚构造带

该带位于高原的西北边界,北面是坚硬的塔里木古老地块。西昆仑山峰海拔超过 6 000 m,而塔里木盆地海拔仅 1 000 余米。西昆仑山前为很深的新生代坳陷,堆积晚

第三纪至第四纪地层厚达 10 000 m。塔里木向西昆仑之下的俯冲达到相当大的深度,以至于在西昆仑山有许多第四纪高钾钙碱和钾玄武岩系列为主的火山岩喷出,它们被认为是来自异常地幔源的岩浆,是陆内俯冲带存在的重要证据(邓万明, 1995)。西昆仑会聚带的长度远不能与喜马拉雅带相比,但它受到喜马拉雅西端帕米尔结点的挤压,新构造运动相当剧烈。

3) 祁连山会聚构造带

该带位于高原东北边界,北邻阿拉善坚硬地块。它由多条山链与谷地相间平行组成,宽达 200~300 km。这些山链的北缘往往有向北仰冲的逆冲断层,因此它们可能都是顺着地壳中某一拆离面向高原外侧前进的推覆体,而谷地则为其前缘的压陷拗陷(国家地震局地质研究所等, 1993; Tapponnier et al., 1990a; Gaudemer et al., 1995)。在其中的一些主要断裂边界上,水平会聚的速率达 4~5 mm/a,而整个会聚构造带的会聚速率估量达 15 mm/a (Avouac et al., 1993)。

应当指出,祁连山会聚构造带除了挤压缩短之外,还兼有左旋走滑运动。

4) 六盘山会聚构造带

该带位于青藏高原的东北缘,北西西走向的海原左旋走滑断裂带在六盘山拐为北北西至南北向,转变为新生代的褶曲与逆冲断裂构造,吸收了青藏高原东北部向东的侧向滑移运动,用平衡剖面法计算六盘山会聚带自第四纪以来的会聚量达 11.4~15.4 km (Zhang et al., 1991)。

5) 龙门山会聚构造带

该带位于青藏高原东缘中段。其东是晚元古代固结的扬子地块。青藏高原的东部被近东西向或弧形的断裂划分几个条块,其中由东昆仑断裂与鲜水河断裂所夹持的块体有向东滑动的趋势,因而在其前缘形成龙门山逆冲断层-褶皱带。该带由三条逆冲断层及其伴生的断展褶皱带构成,宽达 60 km,由北西向东南推覆于扬子地块之上,地貌上成为川西高原与四川盆地的界线,其前缘形成推挤盆地——成都拗陷(邓起东等, 1994), Avouac 等(1993)估计该带水平缩短率为 10 mm/a。

1.2.2.2 走滑断裂带和高原侧向挤出运动

印度与欧亚大陆的碰撞边界像是一张斜放的弓,喜马拉雅西端的帕米尔结点深深地突进到中亚内部,比东端阿萨姆结点靠北 50 km,另一方面,古老坚硬的塔里木地块构成青藏高原向北传递变形的重大障碍。喜马拉雅碰撞带与塔里木块体南边界像是以帕米尔为枢纽的硕大无比的两个钳子头。它所夹持的近乎三角形的青藏高原主体在受挤缩短的同时,内部的块体沿一些重要的块体边界断裂带发生侧向的滑移,总的趋势是向着相对约束较弱的东缘运移,这是高原内部与周边一些重要走滑断裂带产生的基本条件(汪一鹏, 2001)。

按走滑活动的规模,高原的走滑断裂带可分为不同的级别。其中最高级的走滑构造带有两条,即阿尔金断裂和喀喇昆仑-嘉黎断裂带,它们造成了青藏高原主体向东移动。在这个巨大块体内部与边缘还有着更次一级与复杂的走滑断裂和挤出块体。

1) 阿尔金断裂带

该带是板内最大的走滑断裂带之一,走向北东东,长达 1 600 km,构成青藏高原与塔里木地块的分界线。它的演化历史相当古老,可以追溯到古生代。但走滑活动仅仅开始于第三纪晚期,并一直持续至今。该断裂在卫星影像上呈非常醒目的直线形象,切错了地质

与地貌, 几条流入塔里木盆地的大河在断层上都有几十公里的左旋拐弯。根据计算, 晚第四纪的走滑平均速率约为 $12.5 \sim 15 \text{ mm/a}$ 。阿尔金断裂担当了青藏高原侧向挤出的北界, 青藏高原北部块体的向北东方向滑移在转换到祁连山北西西向构造带时便显示为挤压逆冲与左旋走滑兼具的运动(汪一鹏, 2001)。

2) 喀喇昆仑—嘉黎断裂带

该带首先由 Armiji 等(1989)提出并详加描述, 是青藏高原主体向东挤出的南界, 与阿尔金断裂相反, 它具有右旋走滑性质。它的组成与演化历史比较复杂, 并非是一条老断裂的继承性活动。估算沿着它有 $(20 \pm 10) \text{ mm/a}$ 的右旋走滑速率(Avouac et al., 1993)。从该带未曾明显影响的谷露—当雄地堑的发育和崩错至格仁错一带斜列式、不连通的走滑断裂组合形式看, 上述的走滑速率显然估计过高。因此, 青藏高原主体的挤出总体上有一种北快南慢的不均衡状态。

3) 东昆仑断裂带

2001年11月昆仑山口西8.1级大地震发生在该断裂带上。它是高原内部块体之间不均匀滑动的边界。它通过青藏公路的西大滩, 向东至托索湖、玛沁、玛曲, 隐没在川西北平原沼泽盆地下; 西至库赛湖北, 汇合至阿尔金断裂。Kidd等(1988)对西大滩段作过调查, 认为这是一条第四纪非常活跃的左旋走滑断裂。本世纪在托索湖段发生过1937年7.5级地震, 并保存了清楚的地震破裂带。西大滩段曾实测到100多个位移值, 计算得全新世滑动速率约 10 mm/a (任金卫等, 1993)。

4) 风火山—鲜水河断裂带

这是高原内部另一条重要的左旋走滑断裂带。其西段大体沿金沙江缝合带发育, 东段沿甘孜—玉树断裂与鲜水河断裂带分布, 向东南通到安宁河—则木河小江断裂带。从鲜水河至小江断裂带已经作过详细的研究, 是中国西南一条著名的强震带, 它们的左旋走滑速率为 $8 \sim 13 \text{ mm/a}$ (李天招等, 1989; 申旭辉等, 1993)。青藏公路沿线风火山附近有一组第四纪活动断层, 表现出挤压兼左旋走滑的运动性质(吴章明等, 1994), 但左旋走滑运动强度显然比东南段要弱。

5) 红河断裂带

这是中国西南一条著名的右旋走滑断裂带, 向东南通过越南进入南中国海。研究证明它在第三纪早中期曾经是左旋韧性剪切带, 直到第三纪晚期才开始右旋走滑活动(Tapponnier et al., 1990b; Bridis et al., 1993)。在对它的晚第四纪活动速率的估计上出现了很大分歧, 大者达大于 10 mm/a (汪一鹏与 Tapponnier 的个人交谈, 1993); 小者仅 $2 \sim 3 \text{ mm/a}$ (Allen et al., 1984; 国家地震局地质研究所等, 1990)。最近的野外调查获得的结果是, 云南境内, 沿红河断裂向东南左旋滑动速率逐渐减小(向宏发等, 1995)。

除了上述断裂之外, 在青藏高原内部及周缘, 还有一些活动断裂, 如已经作过详细调查的海原左旋走滑断裂带, 其走滑速率为 $7 \sim 8 \text{ mm/a}$ (国家地震局地质研究所等, 1990; Zhang et al., 1988), 以及西秦岭北麓左旋走滑断裂带, 其走滑速率约 1.9 mm/a (滕瑞增等, 1991)。

由于上述走滑断裂带的存在, 高原主体及其内部各地块有总体向东的侧向挤出活动。而由鲜水河—小江断裂带及红河断裂带所夹持的川滇菱形块体向南东方向挤出。由于各断裂走滑速率的不均一性, 高原东部被上述走滑断裂所划分开的条形块体在侧向挤出过程中

还有顺时针方向旋转或歪扭变形。

1.2.2.3 高原内部的张性地塍系

西藏中南部已经鉴别出大约 7 条近南北向分布的以张性为主的地塍系, 其走向分布有南北、北东和北西向, 地塍系之间按相近的间隔排列 (175~220 km), 自东向西有曲松—错那、谷露—羊八井—亚东、申扎—朋曲、霞如错、萨嘎—吉隆、隆格尔、公珠错等 7 条地塍系。其中谷露—羊八井—亚东地塍系得到最仔细的调查 (国家地震局地质研究所, 1992; Armijo et al., 1989; Mercier et al., 1987)。地塍系中南北向边界断裂具有正断层性质, 北东向边界断裂往往还有左旋走滑分量, 北西向则具右旋走滑分量。多数地塍系的北端结束在班公湖—怒江缝合带; 只有少数的地塍系一直延伸至该带之北, 如唐古拉山北麓的温泉地塍。有的地塍系的南北向断层已经切过喜马拉雅, 造成了喜马拉雅山脉横向地形, 控制一些纵切喜马拉雅山的河流峡谷的发育, 如朋曲、聂拉木河等。这些地塍系大都是在第四纪期间生成的, 少数继承性发育的盆地也具有与第三纪盆地不同的构造轮廓。

对这些地塍系的构造分析及有关的震源机制解表明, 它们是在东西向强烈引张的应力场条件下形成的。Mercier 等 (1987) 曾指出, 青藏高原抬升高度后的高地形效应可以造成垂直应力轴为最大主压应力轴, 最小主应力轴即张应力轴大致为 $112^{\circ} \pm 6^{\circ}$ 的方位。应当强调指出, 大多数地塍系处于喜马拉雅东西结点的连线 (即弦) 之南, 因此并不存在侧向挤出而引起的东西向引张作用, 反之, 在印欧大陆继续碰撞的条件下, 并不利于这一构造区域内近东西向引张应力场的形成。有另外一个重要的事实值得引起重视, 即班公湖—怒江缝合带南北地热环境的重大差异, 地壳南热北冷, 西藏中南部具有高的大地热流值与地温梯度, 如羊卓雍湖和普莫雍湖平均热流分别为 146 mW/m^2 和 91 mW/m^2 (沈显杰等, 1990), 这种地壳热隆作用可能是形成张性地塍系的重要动力学因素。

1.3 青藏高原的震源机制解^①

对青藏高原内部及其附近地震的震源机制过去曾有过不少研究 (Fitch, 1970; Molnar et al., 1973; 叶洪等, 1975; Chandra, 1978; Molnar et al., 1978; Ni et al., 1978)。这些研究大多是根据 P 波初动或者加入 S 波的偏振资料。但是, 这一类研究的最基本的困难是台站的分布往往无法提供足以限定两个节面的观测资料。Gilbert (1970) 首次提出了地震矩张量的概念。此后又得到了由矩张量震源所辐射的远场体波、面波和自由振荡位移场的表达式 (Gibert, 1970; Gibert et al., 1975; McCowan, 1976; Mendiguren, 1977; Stump, 1976; McCowan, 1977), 并由此发展了各种由体波、面波和自由振荡位移波形资料获得地震矩张量和震源机制的方法。由于数字地震资料的普及和地震学的进步, 使得系统地精确测定较大地震的震源机制解成为可能。20 世纪 80 年代初哈佛大学提出了矩心矩张量 (Centroid Moment Tensor, 简称 CMT) 反演方法 (Dziewonski et al., 1983)。与其他地震矩张量反演不同的是 CMT 反演除了可以得到地震矩张量以外, 还可以得到矩心 (释放地震矩最大的地方) 的空间位置。哈佛大学作为常规处理, 采用截止频

^① 本节主要取材于郑斯华和高原的论文 (2001)。