

1990 年共和 7.0 级地震孕震过程讨论

张 敏¹, 张启胜¹, 许 勤²

(1. 青海省地震局, 青海 西宁 810001; 2. 西宁市地震局, 青海 西宁 810000)

摘要: 共和 7.0 级地震的发生及共和盆地内古地震遗迹的发现, 说明共和盆地不属于低烈度区, 其地震危险性是不容忽视的. 在诸多学者研究的基础上, 分析了共和地震的构造背景, 讨论了共和地震的孕震过程. 发现该次地震的孕育经历了近 20 年, 并且可以分为长、中、短、临 4 个阶段, 反映了地壳介质由弹性形变、朔性形变、硬化直至破裂的过程.

主题词: 青海; 孕震过程; 共和地震

中图分类号: P315.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0844(2000)03-0273-06

0 引言

1990 年共和 7.0 级地震前, 共和盆地内部的地震危险性被认为是较低的, 并被划为低烈度区, 其烈度为 VI 而且现代仪器记录的该区中强地震的频次和强度也是很低的. 共和地震发生后, 在共和盆地开展了较为详细的地震地质调查工作, 发现了几处古地震遗迹, 说明该盆地内部历史上曾有多次强震发生, 因此不属于低烈度区. 共和 7.0 级地震的发生说明共和盆地的地震危险性是不容忽视的. 研究共和地震的孕震过程对于共和盆地及其他地区地震的监测预报有一定的意义.

1 共和 7.0 级地震的构造背景

该次地震发生在共和盆地内. 共和盆地是第三纪初期形成的压陷盆地, 其四周被断裂和断褶隆起的山地所围绕. 北侧是青海南山断褶隆起带, 南侧是阿尼玛卿山断褶隆起带, 西面是鄂拉山断褶隆起带, 东面为瓦里贡山断褶隆起带. 盆地在中生代以来强烈下沉, 与周边形成近千米的高差.

1.1 盆地内主要活动断裂

盆地内部主要活动断裂有 5 条, 即青海南山断裂、哇玉香卡-拉干隐伏断裂、新哲-茶卡断裂、鄂拉山-温泉断裂和瓦里贡山断裂.

青海南山南缘断裂位于盆地北缘, 是青海南山与共和盆地的分界断裂, 全长 150 多公里. 在航卫片上该断裂影像清晰, 冲沟扭错等地貌现象显著, 显示了左旋走滑兼逆冲活动特征. 该断裂在晚更新世~全新世发生过较强烈的活动.

哇玉香卡-拉干隐伏断裂西起茶卡盐湖南侧, 经哇玉香卡南和新哲农场、塘格木农场向 SE

方向穿过黄河止于芒拉河谷一带,全长约 150 km,在航卫片上影像清晰。沿断裂多处地表有泉水出露。物探资料显示,沿断裂多处更新世地层发生断错。共和地震后的多次调查工作证实,该断裂为一条全新世活动的隐伏断裂。野外地质考察、浅层地震勘探和形变隆起区长轴方向、等震线长轴方向、震源机制解以及形变^①和地震波反演结果^[1]都证明:哇玉香卡-拉干断裂为共和 7.0 级地震的发震断裂。

新哲-茶卡断裂东起新哲,向 NW 延伸与青海南山活动断裂相交,全长 30 多公里。沿断裂有多处上升泉分布。晚更新世以后该断裂的活动不明显。

鄂拉山-温泉断裂西起乌兰,东接宗务隆山南缘断裂带,为共和盆地的西缘断裂,全长 200 多公里,是一条全新世活动断裂。近代小地震沿该断裂带呈线性分布。

瓦里贡山活动断裂带构成共和盆地东侧边界,总体呈 NNW 方向延伸,显示了右旋逆冲活动性质。自新生代以来该断裂有过多次明显而强烈的活动,晚更新世以来活动减弱。

1.2 古地震

1994 年中法联合在青海地区进行了地震地质考察。在考察中发现,位于共和盆地边缘的茶卡-大水桥一带存在着古地震形变带,主要分布有地震陡坎、地震鼓包、水系扭错、崩积楔等^[2]。估计这次古地震的震级可能为 7 级,发生时代可能在全新世初期。中国地震局地壳应力研究所与青海省地震局在对该盆地发震机制进行研究时发现,在塘格木农场西北哇玉香卡-拉干断裂上多处存在古地震造成的砂土液化现象^①,主要为砂土液化中的喷砂构造及不同粒度的砂层经震动而发生液化,原来正常的沉积层被破坏,产生各种形态的揉皱变形。估计造成此现象的古地震震级可能在 6 级以上(共和 7.0 级地震后发生的 6 级以上强余震过程中该区出现了喷砂冒水现象^[3]),其时代可能为晚更新世。

事实表明,共和盆地在历史上曾发生过强震。1990 年 7.0 级地震是发生在曾经有过历史地震活动的背景之上的。

2 共和 7.0 级地震的孕震过程讨论

(1) 在共和地震发生之前,共和盆地是一个弱震区,也是一个 $M_L \geq 4.7$ 地震的空白区。20 世纪初至 1969 年,共和盆地所处的青藏高原北部地区曾出现过几次强震活跃期,每次活跃期

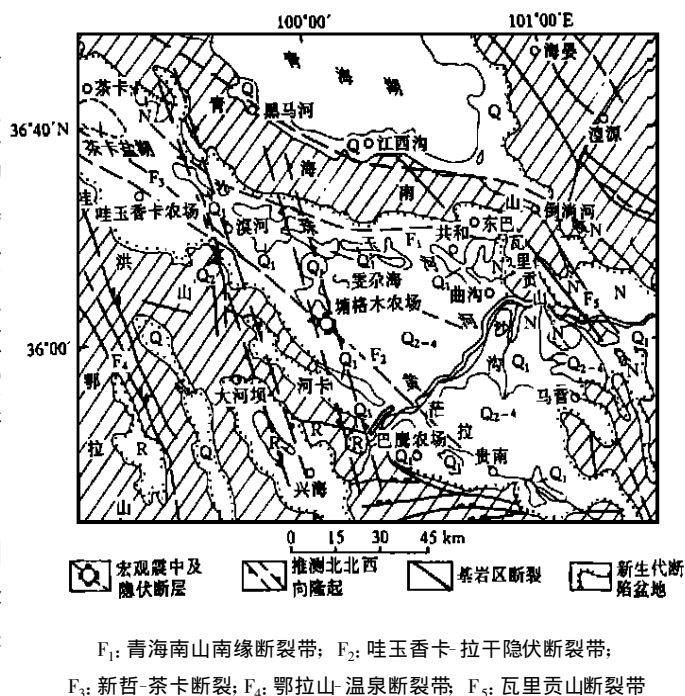


图 1 共和盆地地质构造分布
Fig. 1 Geologic structures of Gonghe basin.

① 青海省地震局. 青海共和盆地强震发生机制研究. 1997.

大致持续 9~17 年, 其间至少发生一次 7 级以上地震. 之后平静 5~7 年. 这段时间内共和盆地内部未曾记录到 $M_L \geq 3.0$ 地震, 仅在盆地的周边地区如鄂拉山断裂带发生过数次 4 级地震(图 2). 1970~1979 年, 青藏高原北部地区进入新一轮强震活跃期, 共发生 6 级以上地震 7 次. 共和盆地内部及边缘地区共记录到 $M_L \geq 2.0$ 地震 17 次, 其中 $M_L \geq 3.0$ 地震达 9 次之多, 最大震级为 $M_L 3.8$. 其区域地震活动的强度相对于 70 年代以前显著增加(图 3). 地震活动在空间上主要沿盆地边缘及盆地内的断裂(主要为哇玉香卡-拉干断裂和瓦里贡山断裂)分布, 尤其是 $M_L \geq 3.0$ 地震主要分布在盆地边缘且相对集中于盆地东部的黄河二侧. 而盆地外围, 尤其是盆地西南侧的鄂拉山地区地震活动水平较高^[4]. 总体上, 盆地西侧边

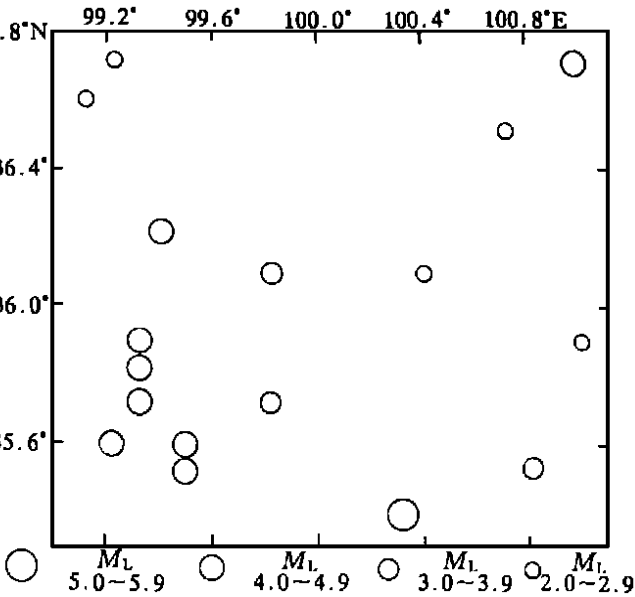


图 2 1900~1969 年共和盆地及其周围地区 $M_L \geq 2.0$ 地震分布

Fig. 2 Distribution of $M_L \geq 2.0$ earthquakes of Gonghe basin and its neighborhood from 1900 to 1969.

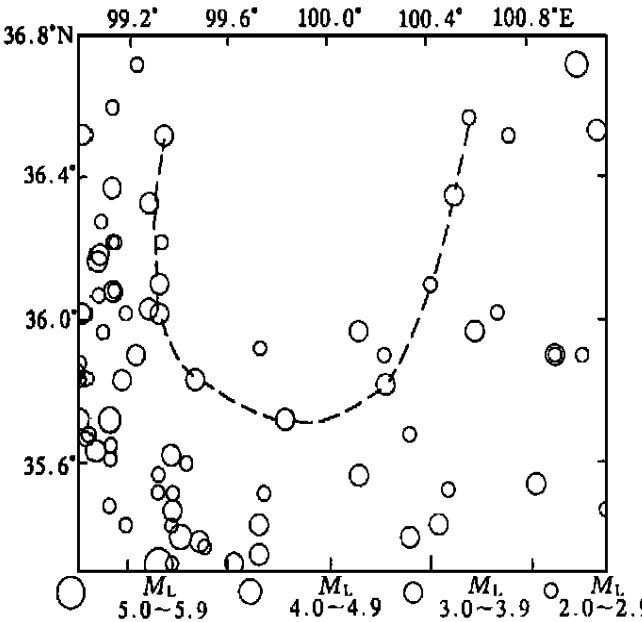


图 3 1969~1979 年共和盆地及其周围地区 $M_L \geq 2.0$ 地震分布

Fig. 3 Distribution of $M_L \geq 2.0$ earthquakes of Gonghe basin and its neighborhood from 1969 to 1979.

缘的地震活动增强要比盆地内部提前几年.

从以上分析可以看出, 地震能量向共和盆地的运移始于 70 年代初期, 而盆地内部的地震增强开始于 1976 年以后. 在能量运移过程中, 能量的消耗以及被吸收的方式较多, 比如多期震群的发生、活动褶皱的运动(可能伴随中小地震)、断层蠕动等. 在此阶段共和盆地内部的地壳运动较微弱, 介质处于弹性形变状态. 在能量传递过程中, 如果不遇到大的障碍体, 能量则不会被阻拦, 因而在这个阶段就可能没有较大规模的物理、化学异常产生, 少量的物理、化学异常可能是由断层蠕变产生的. 另外, 从盆地外围和内部地震活跃的时间次序来看, 盆地内部的能量来源于其外围西南部地区, 其最有可能的能量运移途径是: 印度板块向北的推挤(力

源)通过喜马拉雅地震带、巴颜喀拉地震带传递到共和盆地西南侧,然后再传递到盆地内部。

(2) 1980~1987年,共和盆地内小震活动明显增强,共记录到 $M_L \geq 2.0$ 地震 31 次,但其中 $M_L \geq 3.0$ 地震只有 7 次,数量相对减少(图 4)。在地震活动增强的过程中,围绕共和地震震中区形成了中小地震围成的地震空区^[4]。此外,小震主要集中在盆地外围西侧的鄂拉山断裂带($99^\circ \sim 99.5^\circ \text{E}$)上并沿该断裂呈 NS 向展布。从 1980 年开始,塘格木农场(震中区)地温首先出现异常^[5]。另外,在共和地震之前,震区存在一个幅值为 100 mm 的隆起区。与共和盆地相邻的祁连山地区大面积跨断层形变测量资料证实,该区域地壳应力场大范围迅速强化活动是从 1983 年开始的^[4]。由此可以推测,共和 7.0 级地震前形变积累也是从 1983 年左右就开始了。

由于区域应力的继续作用,能量连续不断地由外围向震源区传递并积累,此时震源区介质进入“塑性平台”。在弹性形变加速积累期间震源地区出现了地形变、地温等异常。由于近场区能量的增高,中小地震频次也随之增高,并围绕障碍物形成了地震空区。此阶段可称为强震前的塑性形变阶段。

(3) 从 1987 年开始,未来震中区及附近多种测震学指标出现异常^[4]。如 1987 年 4 月在背景空区内部西侧围绕未来主震出现 $M_L \geq 3.1$ 地震平静现象。1987 年 2 月形成了 NE 向和 NW 向 $M_L \geq 2.0$ 小震共轭条带(图 5)。在小震条带交汇区(兴海)多次出现小震群活动。1987 年下半年空区外围地震活动频次再次升高。从 1986 年 7 月开始,震中区周围出现较大范围的低 b 值异常区($b = 0.4 \sim 0.6$)。

1987~1989 年,低 b 值异常区逐渐向未来震中区收缩。1988 年 7 月~1989 年 6 月小震调制比出现异常。1987 年 5 月~1989 年 5 月,湟源、乐都、西宁、互助、共和和长宁测点水氡先后出现不同程度的异常^[5]。值得注意的是,1988 年 1 月在兴海发生了 $M_L 5.1$ 地震,6 月 9 日再次发生 $M_L 4.8$ 地震。

在这个阶段,异常分布范围半径约 300 km,集中分布范围半径约为 200 km,但是震中区周围 100 km 范围内异常台项与总台项之比略低于其外围,说明未来震中地区介质已经发展到“硬化”阶段,而近场区的介质则处于塑性变形状态。能量持续地由外部向震源区传递,而能量集中区则进一步向外扩展,震中区原来出现的异常持续发展,但速率减慢或转平,没有新的异常出现。近场区形变加速,出现多种类型的异常。远场地区中小地震增多。这个阶段的开始时间距共和地震的发生时间为 3 年 2 个月,就是说,在震前 1~3 年震中区周围中小地震活跃,并在未来震中区附近发生了 $M_L 5.1$ 和 4.8 地震。这种现象与中国其它大震的情况^[6]较为符合。

(4) 从 1989 年 12 月开始,青海东部地区出现了大范围的 $M_L \geq 1.0$ 地震活动明显减弱现

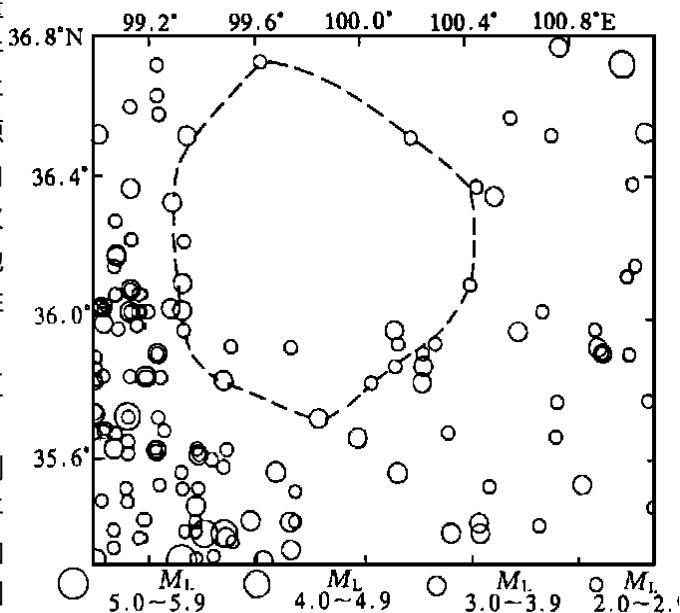


图 4 1980~1987 年共和盆地及其周围地区 $M_L \geq 2.0$ 地震分布

Fig. 4 Distribution of $M_L \geq 2.0$ earthquakes of Gonghe basin and its neighborhood from 1980 to 1987.

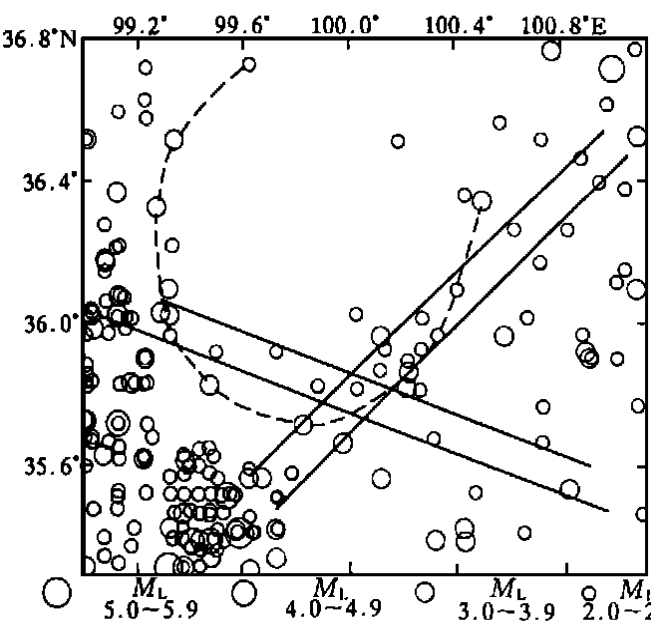


图 5 1987~1989 共和盆地及其周围地区 $M_L \geq 2.0$ 地震分布

Fig. 5 Distribution of $M_L \geq 2.0$ earthquakes of Gonghe basin and its neighborhood from 1987 to 1989.

地倾斜、水氡等异常有所恢复, 地下水位、地温等出现大幅度阶跃, 表明震源地区可能出现局部破裂或断层的相对滑动, 此时能量在震源区相对饱和, 应力出现反向变化, 造成了各项异常的恢复趋势。临震前, 孕震体进入破裂临界点, 地下水、地温变化出现大幅度阶跃或异常频次更高。这一阶段应属于共和 7.0 级地震的前兆蠕变阶段。

3 结语

综上所述, 1990 年共和 7.0 级地震从孕育到发震经历了近 20 年的时间。其孕震过程可以分为 4 个阶段。第 1 阶段从 70 年代初开始, 属于弹性形变阶段。这一阶段持续近 10 年; 第 2 阶段从 1980 年至 1987 年, 属于塑性形变阶段, 持续近 8 年; 从第 3 阶段开始, 各类前兆大量出现, 除了震源外

象(图 6), 小震共轭条带被破坏。

1989 年 12 月~1990 年 3 月, 门源地倾斜、二十里铺地电、诺木洪土地电、西宁和互助水氡以及红寺湖 Hg(气)和 Rn(气)、古浪 Hg、固原 CO₂、山丹 Rn 都先后出现异常^[5]。湟中县佐署水位 3 月 25 日至 31 日出现异常。特别值得注意的是, 在临震前 15 天之内, 湟源、乐都、西宁、互助和共和水氡都有不同程度的恢复正常水平的趋势^[5]。4 月 21~24 日河卡气象站 40 cm 地温由 0.7℃ 上升到 5℃。同时该站的增温降压现象也很明显^[7]。临震前 1 天, 即 4 月 25 日, 震中及近场区同时出现大面积的动物异常^[8], 4 月 26 日发生了共和 7.0 级地震。

在这一阶段, 震中区和外围地区异常都很普遍, 但与第 3 阶段的异常相比持续时间较短。震中及近场区的

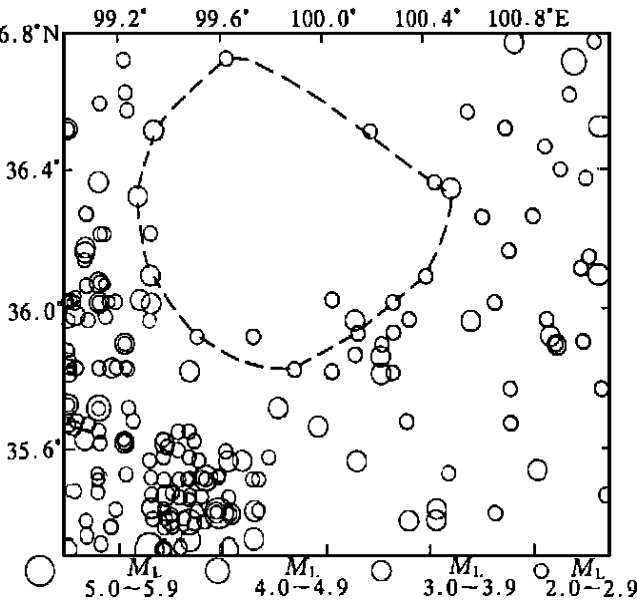


图 6 1989~1990 年共和盆地及其周围地区 $M_L \geq 2.0$ 地震分布

Fig. 6 Distribution of $M_L \geq 2.0$ earthquakes of Gonghe basin and its neighborhood from 1989 to 1990.

围地区小震频次增高外, 还出现了小震条带及各种异常; 第 4 阶段震中区及其外围各类异常大量出现. 在震前如果各项监测手段布局合理, 辅以有效的通讯手段, 再结合第 3 阶段异常的跟踪工作, 很有可能捕捉到大震的临震信息.

尽管人们在大震之后总结出各类前兆异常, 但是, 到目前为止还不能利用这些异常对大震进行较好的预报. 原因在于目前还不清楚所捕捉到的异常究竟是直接来自孕震体的信息还是间接的. 只有准确地了解地震的成因及深部孕震环境, 地震预报工作才有可能取得实质性的进展.

[参考文献]

- [1] 陈运泰, 赵明, 李旭, 等. 青海共和地震震源过程的复杂性[A] . 见: 陈运泰 阚荣举, 滕吉文. 中国地球物理学进展[C] . 北京: 海洋出版社, 1994. 287—304.
- [2] 张启胜. 青海南山断裂茶卡北山-大水桥形变带地震地质特征[J] . 高原地震, 1996, 8(2): 68—73.
- [3] 张启胜. 青海共和 7.0 级大震及其强余震震害研究[J] . 西北地震学报, 1999, 21(2): 160—166.
- [4] 张雅玲. 共和 6.9 级地震前小震时空图像的初步分析[J] . 高原地震, 1990, 2(3): 33—38.
- [5] 马文静. 1990 年 4 月 26 日共和 6.9 级地震前的异常综合分析[J] . 高原地震, 1990, 2(3): 39—46.
- [6] 梅世蓉. 地震前兆场物理模式与前兆时空分布机制研究(二)[J] . 地震学报, 1996, 18(1): 1—10.
- [7] 陈景耀. 青海塘格木 6.9 级地震前的气象异常特征分析[J] . 高原地震, 1990, 2(3): 51—54.
- [8] 杨明德. 共和 6.9 级地震前的宏观异常[J] . 高原地震, 1990, 2(3): 55—58.

A DISCUSSION ON SEISMOGENIC PROCESS OF THE 1990 GONGHE Ms 7.0 EARTHQUAKE, QINGHAI

ZHANG Min¹, ZHANG Qi-sheng¹, XU Qin²

(1. *Seismological Bureau of Qinghai Province, Xining 810001, China;*

2. *Seismological Office of Xining City, Xining 810001, China*)

Abstract: It is proved Gonghe basin is not low intensity zone by the 1990 Gonghe $M_s7.0$ earthquake and traces of palaeoearthquake in the basin. It's seismic risk should not be ignored. Based on a large number of studies, geologic background of the Gonghe earthquake is analysed and seismogenic process of the event is discussed. The result shows that development period of the event is about 20 years and can be divided into 4 stages, that is, long-term, medium-term, short-term and impending-term, reflecting the process from elastic deformation, ductile deformation, hardening strain to precursory creep of crustal medium.

Key words: Qinghai; Seismogenic process; Gonghe earthquake