

期五
28-21

宝鸡地震



1981 1982

(合刊 总第五期)

陕西省宝鸡市地震局编印

本 刊 启 事

“宝鸡地震”业经中共宝鸡市委一九八二年七月三日批准作为内部学术刊物出刊。宝鸡市地震局党组确定由常进、史汉韬、任俊英、周可兴、卢寿全、杨广田、李慧七同志组成编委会，其中常进同志任总编审，史汉韬、任俊英两同志任付编审，周可兴同志任责任编辑。编委会办公地点设在宝鸡市经一路六十二号市地震局业务科，电话号码三一〇〇。欢迎广大地震工作者踊跃供稿，及时提出批评意见，支持和帮助办好本刊。

宝 鸡 地 震

1981—1982

目 录

学术交流

- 中国大陆地震成因讨论……………郭增建 秦保燕 (1)
- 鄂尔多斯地块强震的长期预报……………姜家兰 (11)
- 水氡观测点环境干扰因素的研究……………刘快胜 (22)
- 深井水位的变化特征及气压消除法……………单修政 (32)
- 陕西省主要活动断裂带及地震活动简介……易学发 (41)

讨论文摘

- 1980年6月24日陇县东北4.3级地震微观前兆补充复查意见
……………陇县地震调研小组 (47)
- 鄂尔多斯地块深部北东向构造与宝鸡地区地震分布关系的讨论
……………任俊英 (47)
- 关于地震预报要素问题的讨论……………周可兴 (48)
- 日变形态的同步转折在短临预报中的作用
……………吴宗林 周可兴 曹光中 (48)

中国大陆地震成因讨论

郭增建 秦保燕

(国家地震局兰州地震研究所)

中国大陆不仅地震分布广,而且强度大,在世界各大陆板块中,它是地震较活跃的一个。虽然已往国内不少学者对中国大陆板内地震活动的时、空、强特征进行过大量的研究,然而关于地震成因的研究却比较少。近年来中国不断受到强烈地震袭击,在此情况下,研究与地震预报有关的地震成因理论就非常必要了。由于这个问题比较复杂,我们仅对中国大陆地震的力源问题、震源孕育模式问题、发震形式问题、孕震介质问题以及外因对地震的触发问题进行一些初步讨论,以便引起争论,有助于我国地震成因问题的研究。

一、中国大陆地震的力源 在五十年代和六十年代初期,我国的地震工作者和当时在我国工作的苏联专家们都普遍认为我国的大地震是由年青的、强烈的地壳垂直差异运动引起的,即是由上地幔物质的运动给地壳施加垂直剪切力引起的。这个垂直差异运动在地表的地质标志包括地面上高差悬殊的地带和沉积物掩埋的潜伏地堑或断陷。正是由于上述观点在当时占统治地位,所以1956年针对地震工作而举行的中国科学院第一次“新构造运动座谈会记录”几乎都介绍的是垂直运动形式的新构造运动证据⁽¹⁾。1957年中国科学院地球物理所编制的第一张中国地震烈度区域划分图除应用了历史地震和地震仪器资料外,在地震地质指标方面主要用的就是垂直差异运动幅度这个指标⁽²⁾。但是1963年本文第一个作者和姜秀娥处理了本世纪以来我国境内48个大地震的震源机制资料后发现⁽³⁾,中国绝大部份的地震其震源地方的断层面比较陡直,错动的平推分量大于倾滑分量。因此认为:“我国现在的构造运动在更多的情况下是偏近于水平方向的”。并且对烈度区划的地震地质指标提出了补充意见,即认为:“在寻找地震发生的地质标志时,不仅要注意垂直运动的地质标志,而且还要注意水平运动的地质迹象”。⁽²⁾1966年以后我国连发大震,如1966年河北邢台7.2级地震,1969年渤海湾7.4级地震,1970年云南通海7.7级地震,1973年四川炉霍7.9级地震、1974年云南昭通7.1级地震,1975年辽宁海城7.3级地震,1976年云南龙陵7.4级地震和同年7月河北唐山7.8级地震等。这些地震几乎都表明震源地方的错动以平推为主。1970年以后,我国不少同志发现了河流拐弯现象所反映的断层平推运动,如通海震区、炉霍震区,新疆富蕴震区和宁夏海原震区都有所发现。这一现象实际上就是寻找地震发生地点的水平运动的地质迹象。

由上所述,尽管我国的现代构造运动以平推为主的论据已在1963年就被发现,但其

力源问题还是在板块学说问世以后才被认识的。1974年时振梁等同志认为造成中国地震平推错动的力源是太平洋板块与印度板块对中国大陆地壳的水平挤压。〔4〕其根据是由震源机制所求得的压力轴（P轴）与上述板块挤压方向一致。这实际上是认为P轴方向为实际的孕震力源方向，张力轴（T轴）方向只是震源地方错动时发波的一种后果。鉴于我国大陆地震特别大（有不少8级以上大地震），所以我们认为，震源断层面上摩擦力较大，也即断层面上的正压力较大。另外中国大陆地区震源机制资料表明不同的大震虽各处于不同的地质构造单元或不同构造带，但断层错动的走向和方式都是类似的或其P、T轴方向是类似的，这如同各块体粘结成整体受力一样（局部地区例外）。以上两种情况用大区域受水平挤压比较好解释。因之我们赞成中国大陆板块受到太平洋和印度板块的水平挤压是我国大陆地震孕育的一个重要力源。然而中国的地震力源是否仅是这个水平力源呢？我们根据中国大陆多次6级以上具有震源机制资料的地震作了统计，发现有约近一半的地震除以平推错动为主外，还兼有一定的正断层错动分量，如图1所示。按照前述的板块水平挤压观点只能解释大震时以平推为主兼有逆断层错动成分（这

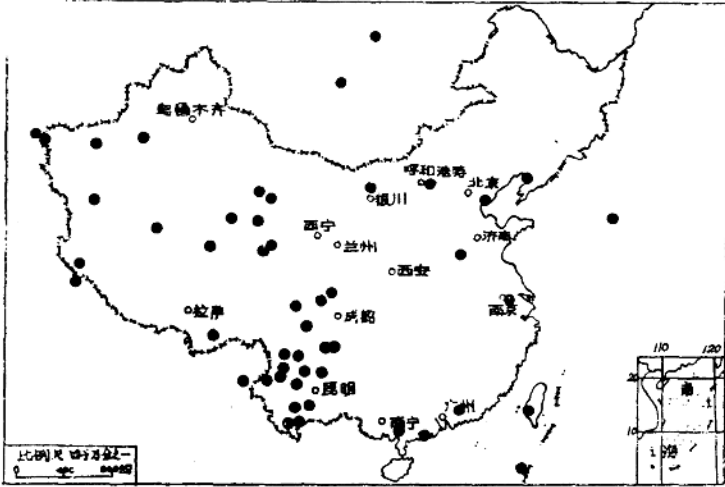


图1 中国大陆及邻近地区 $M \geq 6$ 级走滑兼正断层地震分布图

种地震在我国约占有一半），而不能解释它们兼有的正断层错动分量。这种正断层错动分量用上地幔对地壳施加垂直差异力才好解释。还应指出，这种垂直差异力要形成正断层，它不仅要抵消水平挤压力在断层面上形成的逆冲力，而且还要造成上盘下滑，因此这种垂直差异运动的力量是不小的。按照文献〔6〕的估计，垂直差异力约为水平挤压力的三分之一。由此我们认为，我国的孕震力源主要有两个，一个是太平洋板块和印度板块对中国大陆地壳的水平挤压，一个是上地幔物质运动给各地区地壳施加的不同幅度、不同面积和不同形式的垂直力（上升、下降和垂直差异运动），我国的浅源大震是上述两种力在地壳内引起的应力叠加的结果，如图2所示。

二、震源孕育模式

在上述的力源作用下究竟在地壳的什么部位能够储存地震能量以及如何将储存的能量释放，这是地震成因中的一个重要环节。所谓震源孕育模式就是指震源孕育和发生的总体物理过程。1906年美国学者瑞德提出著名的弹性回跳学说是根据旧金山大地

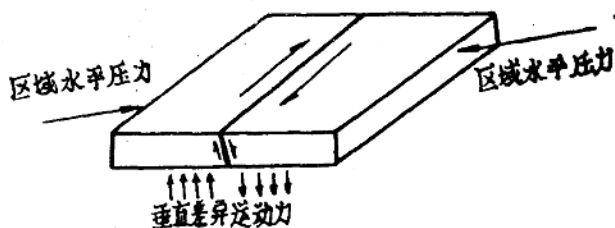


图2 水平力和垂直力叠加形成
平推—正断层震源

震提出来的。这个大震在地表造成长达400多公里的断裂，有一端进入海中。当时瑞德仅考虑了断层中段的一些情况，而未涉及断层的端部，即断层的运动是如何停止的，他的模式并未回答。后来的脆性破裂和粘滑学说主要是由模拟实验上得到的想法。在模拟实验中，岩石的样品大小是有限的，当岩石样品达到破坏和错动后，样品中的破坏面或滑移面就贯通了整个样品。因之也未讨论断层的端部问题。另外人们在讨论地震波发射问题和讨论断层错动引起地面位移场时，为了数学上计算方便，干脆把震源假设为均匀弹性介质中出现了一个具有一定错动幅度的断层面（位错面），而不管这个断层面为何形成和发生错动后断层传播如何自动停止的问题。然而正是这个问题涉及到地震的孕育和发生等问题。如所周知，当把地壳介质视为均匀弹性体时，则受大尺度外部力作用后，均匀弹性内的应力分布是均匀的，这就难以说明什么地方是应力集中区，因而也难以说明什么地方是震源区。另外当介质是脆性的均匀的，其内普遍存在着一定水平应力的话，则如果其中产生了断裂错动，这个断裂的传播就很难停止下来。然而实际的地震其断裂的长度是有限的，也就是断裂的传播能够停止。此外我国某些学者用弹性均匀介质中的集中力系分布（如单力偶、双力偶以及这些集中力沿某段分布）来模拟震源的孕育和发生。但是地壳是大区域受应力的（如板块大尺度挤压），为何只在其内某一地方有集中力分布而别处就完全是不受力状态呢？应当指出，把集中力系当作震源和把应力集中当作震源是有原则区别的。前者没有成因观点，而后者是有成因观点的。以上情况说明，震源孕育模式绝不能作简单的假定。早在1963年付承义先生就指出：“地震是不均匀地壳在地球应力场中发生断裂的结果。”1971年又提出了地壳内物质迁移引起某些地方断层错动而发震的观点^{*}。1973年我们把上述地壳不均匀发震的思想具体化，提出了震源是由应力积累单元和其两端的应力调整单元组合而成的模式（称组合模式）。其中应力积累单元是介质强度或断层面摩擦阻力大的地段，在这个地段可以积累起巨大的剪切应力。调整单元是岩石强度较低或静摩擦极限较低的地段，如高温塑性区，裂丛区，蠕滑断层段和富含流体的区域等。这些软弱介质区段在大区域应力场的作用下不能积累巨大的剪切应力，而把应力转移调整到其旁的应力积累单元上去，形成应力集中，这就决定了震

^{*} 付承义 关于地震发生的几点认识 地震战线 1971年8期

源孕育的特定部位，如图3所示。在图3中在应力积累单元上有两种应力在积累，一个是大范围构造应力在此段的直接积累，另一个是由于其端部的调整单元不能承担较高的应力而在其端部附近产生应力集中。这两项应力之和易于使应力积累单元

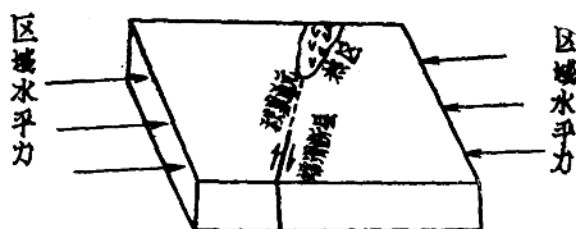


图3 震源孕育模式图

达到岩石的耐剪强度而发生大震。在大地震发生时，应力积累单元发生剪切错动，当断裂传播到应力调整单元时，由于调整单元端部具有应力中和条件（地震时岩块向前挤压与调整单元端部的张力区相遇，应力就要消减）以及介质比较软弱，震源断层的传播终止于此。由此可知，组合模式是较全面地符合成因观点的。在实际地壳中可以根据地震活动性、地热、流体条件和其他介质条件等确定应力调整单元^⑥，然后把调整单元之间的地段作为应力积累单元，从而确定未来发震的地段。至于发震的震级 M_s 可用下式来确定：

$$M_s = 3.3 + 2.1 \log L \text{ (公里)} \dots\dots\dots (1)$$

式中 L 为孕震的积累单元断层的长度。值得指出的是（1）式不出现震级饱和问题。当孕震断层规模很大，因之发震断层面很大时，人们用金森博雄提出的矩震级 M_w 来表示^⑦。而（1）式也是与矩震级等效的。矩震级的公式是：

$$M_w = \frac{1}{1.5} M_0 - 10.7 \dots\dots\dots (2)$$

式中的 M_0 为地震矩，其中包含着震源断层长度 L 这个因素。

应当指出上述组合模式对倾滑形式的震源孕育也是适用的。此时地表和地壳中的低阻层或其他软包体就充当了调整单元。另外在垂直力作用下还得考虑地壳中不同岩性的地层其变形的不协调问题。

根据以上所述，我们认为地震的孕育模式必须考虑地壳介质的不均匀性，即不管大小地震它们均有各自的应力积累单元和应力调整单元，这两种单元的组合才能成为震源的孕育模式。

三、发震形式 1956年周光指出，地震可由老断层再次滑动和新断裂产生这两种形式引起^⑧。用现代的语言来说，就是地震可由粘滑和脆性破裂两种形式引起。由于地壳的不均匀性，所以脆性破裂一般是沿已有断裂的端部向完整脆性介质中继续扩展。以上两种破裂形式所相应的前兆时空图案是不一样的。因之鉴别那一种破裂方式在我国居多，具有实际意义。为此我们对我国的大震进行了实际检验，发现我国7级以上的大震大多是粘滑。其检验的办法是把大地震极震区和地质上已有断裂作对比。不同震级地震所相应的极震区长度可按我们在1965年得到的经验公式（前面的（1）式）来估计。此时 L 为已发生地震的震源体长度。如果计算所得的震源体长度（极震区长度是反映震源体长轴的重要指标）位于大断裂带上或地堑带上，则认为是粘滑；如果整个极震区位

于地质断层的端部或无地质断层相应，则认为是脆性破裂。由于1300年以后8级和8级以上地震可画出等震线长轴（1300年以后我国志书盛行），所以我们统计的8级和8级以上地震其目录取自这个时间以后。对于7~7.9级地震，史料中等震线长轴往往不易画出，故资料取自1900年以后。对比结果如表1、2所示。

表1 $M_s \geq 8$ 级大地震发震形式检验（取1300年后）

地震日期	震中	震级 (M_s)	极震区与地质断层的 关系	发震 类型	备 注
1303.9.17	山西 赵城	8	极震区位于汾河地 堑内	粘 滑	
1556.1.23	陕西 华县	>8	极震区位于秦岑北 麓大断裂带内	粘 滑	
1604.12.29	福建 泉州东海中	8			震中在海中， 情况不明
1605.7.13	海南 琼州	8	极震区呈E W向位 于海南岛北部地质 层带上断	粘 滑	按陈恩民的研究
1668.7.25	山东 莒州、郯城	8.5	极震区位于郯庐大 断裂带内	粘 滑	
1679.9.2	河北 河三	8	极震区位于夏热大 断裂带内	粘 滑	
1695.5	山西 临汾	8	极震区重合于山西 地整内	粘 滑	
1709.1.3	宁夏 银川	8	极震区重合于银川 地裂	粘 滑	
1833.9.6	云南 嵩明	8	极震区重合于东川 大断裂带	粘 滑	
1902	新疆 哈密	8			震中地区情况 不明
1920.12.16	宁夏 海原	8.5	极震区重合于西华 山断裂带	粘 滑	
1927.5.23	甘肃 古浪	8	极震区重合于河西 走廊大断裂	粘 滑	
1931.8.11	新疆 富蕴	8	极震区位于可可托 海—树台大断裂带	粘 滑	据戈澍模
1950.8.25	西藏 察隅	8			震中区情况不明
1951.11.18	西藏 当雄	8.5			震中区情况不明

表2 $M_s \geq 7$ 级地震的发震形式(地震取自1900年以后)

地震日期	震中	M_s	极震区与地质断层关系	类型	备注
1915.12.3	西藏 西达孜	7			震中区情况不明
1923.3.24	四川 道孚、炉霍	$7\frac{1}{4}$	极震区重合于鲜水河大断裂带	粘滑	
1924.7.3	新疆 新民	$7\frac{1}{4}$			震中区情况不明
1924.7.12	新疆 新民	$7\frac{1}{4}$			震中区情况不明
1925.3.16	云南 大南理	7	极震区重合于三耳海断裂带	粘滑	
1932.12.25	甘肃 甘昌	$7\frac{1}{2}$	极震区重合于昌马二道川断裂带	粘滑	时振梁等提供
1933.8.25	四川 四叠溪	$7\frac{1}{2}$			震中区情况不明
1934.12.15	西藏 奇林湖南	7			震中区情况不明
1937.1.7	青海 都兰	$7\frac{1}{2}$	极震区重合于布尔三千布断裂带	粘滑	
1937.8.1	山东 山荷泽	7	极震区重合于聊考断裂带	粘滑	
1941.5.16	云南 耿南马	7	极震区重合于南定河断裂带	粘滑	张四昌等提供
1941.12.26	云南 澜南沧	7			震中区情况不明
1947.3.17	青海 达海日	$7\frac{3}{4}$			震中区情况不明
1947.7.29	西藏 朗县东南	$7\frac{3}{4}$			震中区情况不明
1948.5.25	四川 巴塘	$7\frac{1}{4}$			震中区情况不明

1952.8.18	西藏 当雄	7 1/2	极震区重合于当雄 断裂带	粘 滑	唐荣昌提供
1954.2.11	甘肃 肃丹	7 1/4	极震区重合于龙首 山北侧与潮水盆地 交界的断裂带	粘 滑	
1954.7.31	甘肃 甘民	7			震中在沙滨区, 情 况不明
1966.3.22	河北 河宁	7.2	极震区重合于宁晋 断裂带内	粘 滑	
1970.1.5	云南 通海	7.7	极震区重合于曲江 断裂带上	粘 滑	张俊昌提供
1973.2.6	四川 四炉	7.9	极震区重合于鲜水 河断裂带	粘 滑	
1974.5.11	云南 昭南	7.1	极震区未重合构造	脆 裂	
1975.2.4	辽宁 海城	7.3	极震区重合于白杨 断裂	粘 滑	邓启东提供
1976.5.29	湖南 云龙	7.4	极震区看不到发震 构造	脆 裂	
1976.7.28	河北 河唐	7.8	有争议		本文作者认为是 粘滑
1976.8.16	四川 四松	7.2	极震区重合于虎牙 断裂带	粘 滑	

由表1可以看出, 15次8级和8级以上地震中有11次属于粘滑, 约占总数的70%。表
中7~7.9级地震共23次, 属粘滑的有13次, 占总数的52%。其它10次因无现场考察资料
而无法确定其具体的发震形式, 但估计仍有一定数量的地震属粘滑。这些事实表明我国
7~8.5级地震中, 粘滑占有明显的优势。但反过来说, 并不是每个断层都要发震。如何
区分发震断层和非震断层, 是今后地震地质学研究的重要课题。有趣的是近年来国内发
生的大震用地震波方法求得的断层传播方式表明, 沿老断层发生的大震多为双侧传播,
属于脆裂的地震皆为单侧传播, 如表3所示。为什么粘滑断层多为双侧传播呢? 这是因
为粘住的断层在大错动之前先有予滑, 当予滑掠过断层面时, 由于断层面上不是完全均
匀的, 所以就在某处失稳形成快速双侧传播, 其中包括向上和向两侧传播。由于大震的
断层面维度主要表现在水平方向的长度上, 所以称其为双侧破裂传播。从理论上讲, 粘
滑也可有单侧传播。对于唐山大震来说, 是粘滑还是脆裂, 目前还有争论。脆裂观点认
为唐山大震所在地区无很大的地质断层相对应; 另外深部探测仅发现莫氏面垂直错动只
有几公里, 而康氏面错动也不大。据此认为深部断层未错通上部地壳, 即未错通花岗岩
层。粘滑观点认为按地壳介质的刚度和一般错动幅度的衰减情况推断上述错动幅度的存

表3 我国近代一些大地震的破裂方式(由地震波求得)

地震日期	震 中	M _s	破裂方式	双侧传播破裂 长 度 比	资 料 来 源
1966.3.8	河北邢台	6.8	双 侧	28/12	1973年震源机制会战组
1970.1.5	云南通海	7.7	双 侧	55/20	
1973.2.6	四川炉霍	7.9	双 侧	120/15	
1974.5.11	云南昭通	7.1	单 侧	53	刘 万 琴
1975.2.4	辽宁海城		双 侧	38/16	林 邦 慧
1976.5.29	云南龙陵	7.3	单 侧	26	晏 风 桐
1976.5.29	云南龙陵	7.4	单 侧	57	晏 风 桐
1976.7.28	河北唐山	7.8	双 侧	70/45	张 之 林
1981.1.24	四川道孚	6.9	双 侧	27/11	成 尔 林

在很难保证花岗岩层不被错通,只是错距不很大而已。因之认为唐山地震可能属于粘滑。至于其他方面争论的依据则各有各的解释。

四、我国浅源大震的孕震介质 根据我们的统计,我国大陆地区地震的深度主要是在5~30公 里

的范围内,其中以10—20公里范围内的最多,震级也较大。这个深度大致相应着地壳内的花岗岩层。在中国西部,地壳厚度要大一些,震源深度的优势分布范围比东部要深,如图4所示。上述震源深度的分布范围说明在这个深度上岩石的孕震能力强。

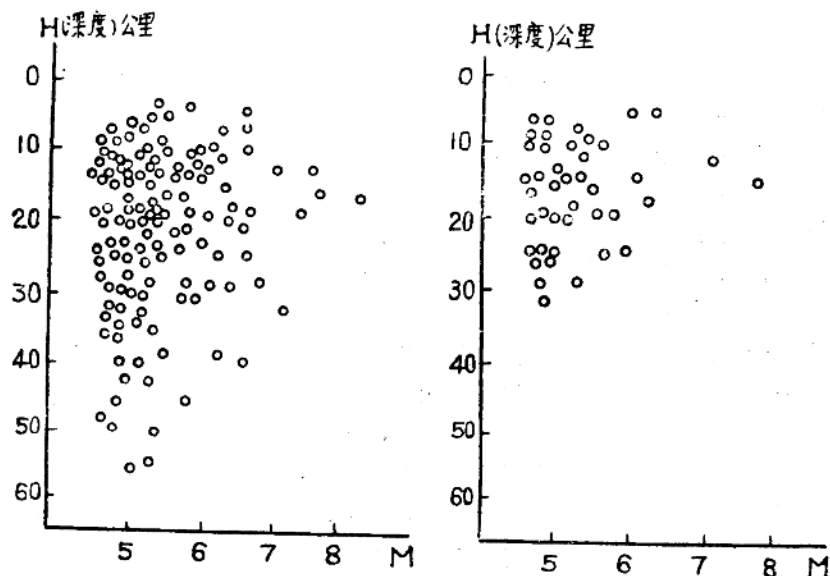


图4 中国西部地震的震源深度 中国东部地震的震源深度

如所周知，地壳岩石受力后积累弹性应变能的能力（即孕育大震的能力）是与其松驰时间 τ 有关的。当 τ 大时岩石不易松驰应力，因之孕震能力强；当 τ 小时，岩石易于松驰应力，因之孕震能力差（当然构造运动给地壳加力的速度快慢也是一个重要因素）。根据前人的研究 τ 值是与岩石的粘滞系数（或称粘滞度） η 有关的，即

$$\tau = \frac{\eta}{\mu} \dots\dots\dots (3)$$

式中 μ 是岩石的刚性系数。在地壳中，玄武岩和花岗岩的刚性系数 μ 是相近的，因之玄武岩层和花岗岩层如果 τ 值有差异的话，则主要是 η 有差异。以前人们在讨论 η 的决定因素时主要是考虑温度和压力，即温度高时岩石的粘度小，温度低时岩石的粘度高；压力小时粘度小，压力高时粘度高。对于玄武岩层来说，虽然其温度比花岗岩层高，但压力又比花岗岩层大，因之玄武岩层和花岗岩层的粘度到底有何差异现在还不明确。然而从震源深度的优势分布来看，玄武岩层的粘度应当比花岗岩层小。下面我们想从岩石化学成份的角度来讨论这个问题。

根据实验岩石学的研究，^[10]以下构成岩石的氧化物是有助于降低粘度的，即MgO, FeO, MnO, PbO, BaO, CaO, Na₂O和K₂O，我们称其为低粘度物质。另外SiO₂, Al₂O₃, TiO₂和Cr₂O₃等氧化物是有助于增加粘度的，我们称其为高粘度物质。一般在花岗岩中有很多SiO₂（>65%），MgO和FeO则较少，而在基性岩中，SiO₂比花岗岩中的少，但MgO和FeO却相对多一些。这些对比表明花岗岩的粘度应比玄武岩的粘度大，因之前者易于积累弹性应力而发生大震。文献^[11]指出，硅酸盐中的主要成份是硅氧四面体〔SiO₄〕⁴⁻，它的键力是比较强的，〔SiO₄〕⁴⁻愈多则粘度愈大。花岗岩中的硅氧四面体彼此紧密相连，所以花岗岩熔体的粘度极大。玄武岩硅氧四面体有的呈单链结构，有的则不直接相连，而是通过Fe²⁺和Mg²⁺相连的，所以玄武岩熔体的粘度就比较小。文献^[11]还指出，硅酸盐熔体与晶体组成单位都是硅氧四面体〔SiO₄〕⁴⁻以及与其共生的阳离子。与硅酸盐晶体不同的是硅酸盐熔体中的硅氧四面体的连结是没有规律的和无序的。因此，可以将硅酸盐熔体简单地看作为高度无序的结晶固体的形式。由此我们认为，上述花岗岩和玄武岩的粘度差异可以推用到实际地壳中的玄武岩层和花岗岩层。因之我们认为地壳中花岗岩层的粘度比玄武岩层的粘度高。根据文献^[12]的研究，中国酸性岩和基性岩的平均化学成份是：

酸性岩（花岗岩）		基性岩（玄武岩）	
SiO ₂	70.4	SiO ₂	48.3
Al ₂ O ₃	14.5	Al ₂ O ₃	14.9
FeO	1.8	FeO	7.6
MgO	0.9	MgO	6.9

由这个成份比例可以看出,在我国地壳中花岗岩含高粘度矿物多,含低粘度矿物少,因之其粘度应当高。这也许就是我国浅源大震多发生于花岗岩层中的原因。在中国西部地区,由温泉的高温性推断地壳中温度不会比中国东部低,但为何震源深度的优势分布还偏深呢?这是用温、压条件不好解释的。如果按花岗岩层在中国西部较厚则好解释。

如果认为各地区上地幔中物质的化学成分与其上方玄武岩层的化学成分相近,则可由基础岩露头的化学分析了解玄武岩层的相对粘度,从而有助于进一步研究花岗岩层中的地震危险性。

五、外因对地震的调制和触发作用 在自然界中,与地震相关程度较高的外因是大气压和日月引力。由于这些力出现的时间可以事先知道,所以它有助于预报地震发生的时间。但已往的争论是上述外因在地壳内引起的应力很小,只有岩石破裂强度的万分之一或更小,因之认为它不能起触发和调制作用。我们认为已往的计算是把地壳当作均匀弹性体而得到的结论,这是不符合地壳实际情况的。前已述及,比较实际的震源模式必需考虑到地壳的不均匀性,这样在外力作用下,在调整单元的端部(特别是蠕滑断层作为调整单元时)就可能产生应力集中,或是在断层予滑部分的端部引起应力集中,从而触发或调制地震。从物理角度来看,调整单元内富含流体,这种流体是具有热量的,并且是一种化学溶液。在调整单元端部应力集中的情况,这种化学溶液还有腐蚀作用,这有利于调整单元的裂隙向积累单元扩展而发震。当外因作用时,由于调整单元流体的易动性以及向裂缝端部供给化学物质,因之化学腐蚀作用也相应加速进行。另外流体运动有时还可携带高热,此时还可引起调整单元向积累单元的蠕裂或是引起裂缝端部气液包体爆炸而引发地震。综上所述,我们认为外因对地震的触发和调制作用是不可忽视的。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院第一次新构造运动座谈会议记录, 科学出版社, 1956.
- [2] 李善邦等, 中国地震区域划分图及其说明, 地球物理学报, 1957年2期.
- [3] 郭增建、姜秀娥, 用震源机制资料讨论中国境内的现代构造运动, 中国地球物理学会1963年学术会议论文集, 科学出版社, 1965.
- [4] 时振梁等, 我国强震活动和板块构造, 地质科学, 1973年4期.
- [5] 郭增建、秦保燕、李孟奎.
- [6] 郭增建、秦保燕, 组合模式与地震预报, 地震科学研究, 1979年试刊号.
- [7] 付承义, 地震予先的几个问题, 科学通报, 1963年4期.
- [8] H. Kanamori Quantification of earthquakes Nature 1978 vol 271 № 5644, 411—414.
- [9] 周光, 地震, 地质出版社, 1956.
- [10] А. С. Гибергин, Электриментальная петрография 1951.
- [11] 从柏林, 岩浆活动与火成岩组合, 地质出版社, 1979.
- [12] 南京大学地质学系, 地球化学, 科学出版社, 1979.

鄂尔多斯地块强震的长期预报

姜 家 兰

(陕西省地震局)

摘 要

本文通过对鄂尔多斯地块 $M_s \geq 7.0$ 级以上的12次强震进行研究,得出大震前,地震活动所出现的前兆空区,在时间上、空间上以及震级分布上的某些特征,进一步利用前兆空区出现的一些共同特点,对未来大地震的三要素,提供了估计长期预报的依据。另外还对鄂尔多斯地块所出现的两种空区,即一是与构造部位相吻合的块体周围显示地震带上一些大地震的破裂区在空间分布上的空区,二是单个大地震前中强地震活动异常增强的空区,进行了物理解释。

引 言

在长期地震预报中,地震活动性的研究,历来具有极重要的意义,对未来大地震的预报必须提出时间、地点和震级的估计。曾有不少的人利用震前地震活动规律,在比较大的范围内,比较长的时间上来探讨前兆活动,茂木清夫、埃维逊等人,在这方面做了不少工作。力武常茨也根据11种长期前兆现象,给出了主震震级与前兆时间的关系;那须信知指出,1923年关东大地震前几年的浦贺、相模湾地震都是前兆地震;关谷溥分析了日本地区17次浅震震例,认为有一种震前活动是带有前兆意义的,并可作为预报的依据,因此总结大地震前,中强地震活动规律,是当前地震预报实际工作的需要,也是极其有意义的工作。

鄂尔多斯块体的北界为内蒙地槽,西界为贺兰山和六盘山东麓,南为汾渭地槽,是一块完整性好,周围地震活动强烈的块体。块体内无六级以上破坏性地震,而块体的四周却发生了一连串强烈地震,七级以上破坏性地震12次,八级以上地震5次,从当前地震预报实际应用出发,利用历史地震资料对鄂尔多斯块体周围 $M_s \geq 7.0$ 级以上12次大地震,震前中强地震活动时空特点进行研究,探讨大地震的地震前兆变化,用大地震前,中强地震活动图象、利用它出现的前兆空区这个特点,研究它的活动规律,应用于地震的长期预报,目的在于探讨大地震前,地震的前兆预报指标。

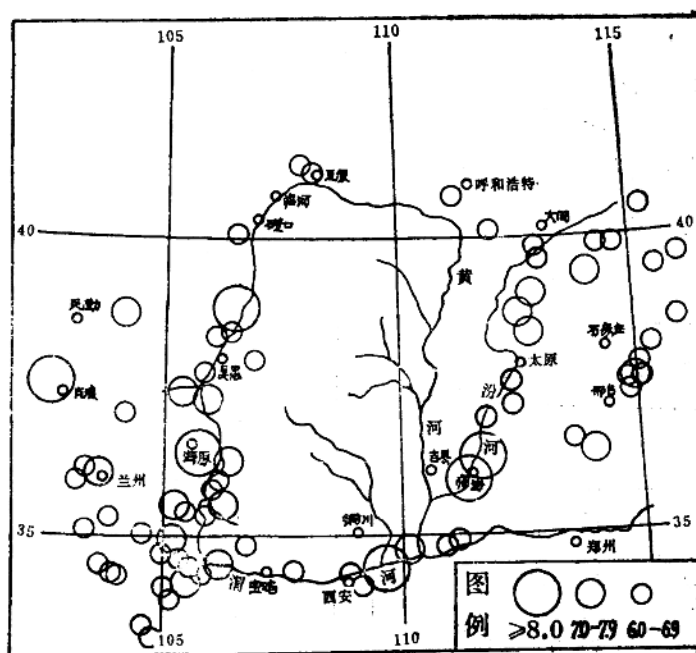
鄂尔多斯地块周围 $M_s \geq 7.0$ 级地震列于表一,震中分布于图一,资料取自“中国大地震目录”。

表一:

编号	时 间	座 标	位 置	震 级
1	512.5.21	39°.0N 113°.2E	山西代县	7 $\frac{1}{2}$
2	1038.1.9	38°.4N 112°.9E	山西定襄忻县	7 $\frac{1}{4}$
3	1303.9.17	36°.3N 111°.7E	山西洪洞赵城	8.0
4	1501.1.19	34°.8N 110°.1E	陕西朝邑	7.0
5	1556.1.23	34°.6N 109°.7E	陕西华县	8.0
6	1561.7.25	37°.4N 106°.0E	宁夏中卫	7 $\frac{1}{2}$
7	1622.10.25	36°.5N 106°.3E	宁夏固原北	7.0
8	1695.5.18	36°.0N 111°.5E	山西临汾襄陵	8.0
9	1709.10.14	37°.4N 105°.3E	宁夏中卫南	7 $\frac{1}{2}$
10	1739.1.3	38°.9N 106°.5E	宁夏平罗银川	8.0
11	1920.12.16	36°.5N 105°.7E	宁夏海源	8 $\frac{1}{2}$
12	1920.12.25	35°.6N 106°.3E	宁夏泾源附近	7.0

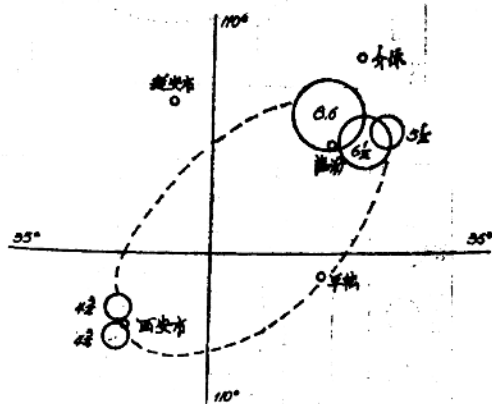
前兆空区活动特征

埃维逊在研究新西兰前兆性地震序列时提出:大地震发生前的区域地震活动中,证实了前兆震群和前兆空区的存在。他提出前兆空区为前兆震群之后,紧接着在包括震群和大震的区域内,出现一个长时期的平静⁽¹⁾。我们分析了鄂尔多斯周围7.0级以上地震也发现,在大地震前,震源区附近的活动水平都明显比周围地区低,震区周围,中强地震相继围成一个空白区(空区内长时间几乎不发生破坏性地震),未来主震就发生在空区内



图一 鄂尔多斯地块 $M_s \geq 6.0$ 级震中分布图(公元前780年~1980年)

或边缘地区,这种明显的比周围地区活动水平低的地带,称为前兆空区,图二是鄂尔多斯地块周围大地震活动特征。512年5月21日,山西代县, $M_s = 7\frac{1}{2}$ 级地震,由于历史地震资料的遗漏,我们不予讨论。在公元1000年以后,研究其它的单个大地震,震例中,都有一个共同规律,即大震前围绕在未来大地震周围,都发生一系列中强地震,而前兆空区的地震活动水平,大大低于正常值。在研究的震例中,例如:1556年1月23日陕西华县8级地震,后在空区内,自739年5月27日发生6级地震后,直到1559年大地震发生共763年未发生



图二 鄂尔多斯地块周围大震活动空区特征(下接14页)

破坏性地震,在此期间,空区的两端,却发生了不少破坏性地震,1695年5月18日,临汾8级地震,在空区内,自1304年2月发生5.5级地震后,直到1695年,大震发生前都未有破坏性地震发生,平静了391年,而在空区两端部,都发生一系列破坏性地震;又例如:1920年12月16日,宁夏海源8.5级大地震前,在空区内自1638年发生5.5级地震后,直到

