

# 新丰江水库地震区内孔隙流体扩散与原地水力扩散率的研究

龚钢延 谢原定

(中国兰州 730000 国家地震局兰州地震研究所)

## 摘要

本文根据新丰江水库地震的主要成因是水渗透的结果,采用了地震活动的震中分布面积扩散法,利用新丰江水库蓄水以后  $M_s \geq 20$  的地震资料,研究了主震区的水力扩散率。研究结果表明,在新丰江水库地震活动中的前震活动中,原地水力扩散率基本上稳定在  $6.2 \text{ m}^2/\text{s}$ ,而主震发生以后震源区的原地水力扩散率增大约 50%,即为  $9.7 \text{ m}^2/\text{s}$ 。在主震发生后的较长时间里,原地水力扩散率出现了明显的各向异性及受水位涨落等因素的影响,没有一定的规律可循。本文还用室内岩石渗透实验的结果与原地水力扩散率估计值进行了比较,说明室内含破裂面岩样的渗透率同原地渗透率吻合得较好,而完整岩样的渗透率要比原地渗透率低 3 个数量级。最后将本文地震活动的震中分布面积扩散法的局限性进行了讨论。

关键词 新丰江水库地震; 原地水力扩散率; 震中面积扩散

## 一、前言

新丰江水库是世界上第一个发生 6 级以上地震的水库,对此地震的成因曾做过许多研究<sup>[1-3]</sup>。在水库地震研究中,人们特别着重于水在水库诱发地震活动中具有的各种作用,如水的孔隙压力作用、水载荷作用、水化作用、溶蚀作用等<sup>[4]</sup>。然而追踪水库岩石中地下水的渗透规律,则是研究上述水的各种作用的基础性工作因而,人们对库区地下水的运移规律做了一系列的研究工作。Howells 1974 年首次用一维均匀扩散模型从理论上做了尝试<sup>[5]</sup>。尔后,Bell et al. 1978 年采用二维非均匀扩散模型,研究了水渗透对库区岩石所产生的强度弱化作用<sup>[6]</sup>。王妙月等 1976 年认为新丰江水库地震的主要原因是水渗透作用<sup>[7]</sup>,臧绍先 1983 年用水渗透观点解释了新丰江水库地震活动过程的序列特点<sup>[8]</sup>。然而上述的研究工作并未对水库本身的渗透特性进行详细的研究,因此探讨水库地震库区岩体的水力传输特性,对认识水库地震的孕育、发生过程具有重要的意义。Li 1984 年总结了多种估计原地扩散率的方法<sup>[9]</sup>,他认为原地水力扩散率或原地渗透率可能在 3 个数量级内变化。Talwani 等 1984 年根据对美国南卡罗莱纳水库的详细研究<sup>[10]</sup>,提出应力传递到震源位置处的机

1988 年 11 月 29 日收到本文初稿,1990 年 5 月 5 日决定采用。

制为孔隙流体压力扩散的过程,水库诱发地震的诱发是由于流体孔隙压力前锋传递到震源位置所致,并且得到水库岩体的原地扩散率具有 $5\text{m}^2/\text{s}$ 的数量级。对于新丰江水库诱发地震,我们根据文献[1]的结论,认为该地震主要是水渗透引起的。因而,试图用新丰江地震活动资料估算出新丰江水库的原地水力扩散率,用于进一步阐明水渗透机制在水库诱发地震活动中的意义,并将新丰江花岗岩的渗透实验结果与原地水力扩散率的估计值进行比较。

## 二、新丰江水库的原地扩散率的估算

为了决定水在水库诱发地震活动中的意义,必须弄清水库岩体的水力扩散性质。通常在室内对小尺寸实验样品做的岩石渗透率实验结果,系统地小于原地测量结果。因为小尺寸试件中一般都没有包括不连续面的存在,因此估计原地水力扩散率便成为水库地震研究中的一项重要任务。

**1. 原理和方法** 用油井注水引起诱发地震活动来测量原地扩散率的方法是:假定注水引起的孔隙压力前锋传递到了潜在的断层面处,引起断面上的剪切应力减小而诱发地震。用这种方法能精确地测量出从注水开始到地震发生之间的时间间隔,也能精确地观测出从注水油井到诱发地震震中位置之间的距离。因此就能通过建立特定的扩散模型计算出原地扩散率。我们在利用水库诱发地震活动资料来估计原地扩散率时,也采用上述原理,即水库蓄水后由于孔隙压力前锋的传播触发了地震活动,而地震活动的时空特点,部分地反映出孔隙流体的运移过程,但在方法上则有所不同。根据文献[9]的研究,用地震活动的震中分布面积 $A$ 及发生地震活动的相应时段 $T$ ,便可简单地估算出原地的水力扩散率,并称之为“地震”水力扩散率 $C_s$ ,其中

$$C_s = A/T \quad (1)$$

通过理论上的分析, $C_s$ 与介质的扩散率 $C$ 之间存在特定的关系,在量级上表现为 $C_s=0.1-10C$ ,因此两者之间的偏差在3个数量级的范围,可以直接用 $C_s$ 来反映出原地的扩散率。

**2. 处理的资料和结果** 新丰江水库自1959年10月蓄水以后,连续发生了许多前震活动,为此建立了流动观测台站进行观测。从1961年7月开始地震台网记录到大量的地震活动资料。因此,我们首先建立了新丰江地震活动数据库,将1961年7月至1964年12月的 $M_s \geq 2.0$ 的所有地震都存入数据库中,然后在微机上编出绘图程序绘出震中分布图,在图上勾勒出某一段内震中活动的包络线,并确定包络线内的面积 $A$ ,因而能应用上述提到的(1)式估算值 $C_s$ 。

由于新丰江水库地震有明显的分区特点(如图1所示),其中B区是从蓄水一年以后才开始出现地震活动的,持续了近四个月,在主震发生前基本消失,主震发生后只有很少的地震发生在该区内。C区是从主震发生后的1962年5月才开始的,到1963年7—9月间有很少的地震活动。因此地震活动主要发生在大坝附近的A区。以下的研究是对A区的研究结果。

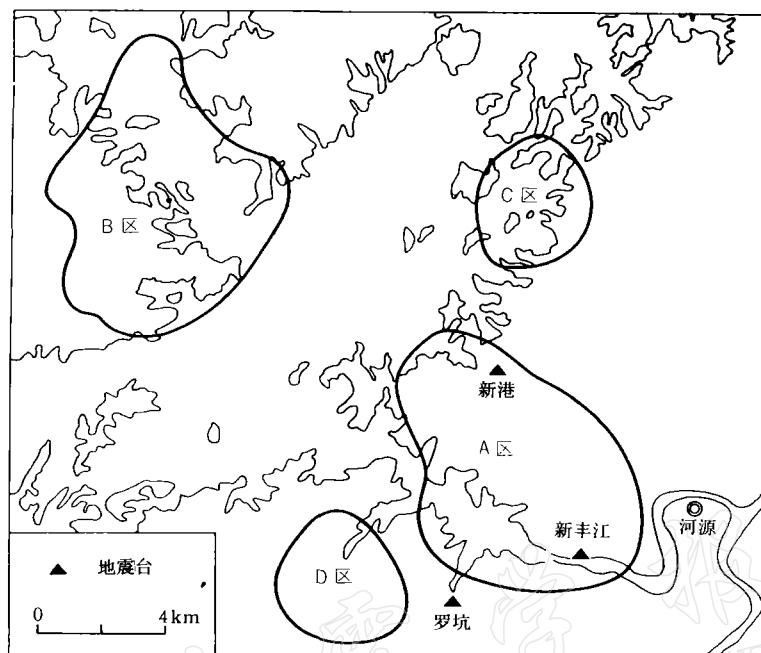


图1 新丰江水库地震活动的分区

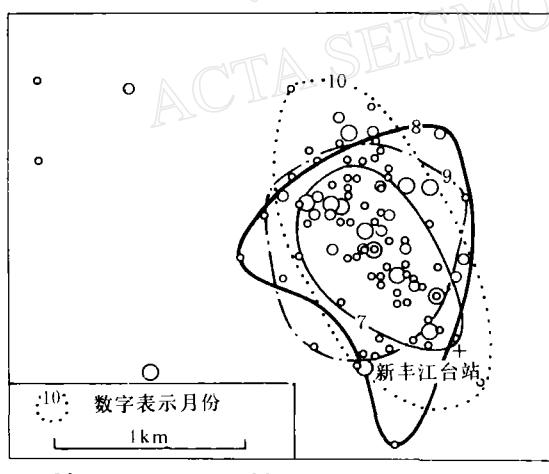


图2(a) 新丰江水库地震的震中分布面积扩散, 前震

1961年7月17日—1961年10月31日

的4个半月时间里, 地震震中分布面积明显增大(见图2b), 水力扩散率也相应增大, 平均增大到原有值的1.5倍, 震中分布面积与时间也存在着一定的相关性

$$A = 2.926 \times 10^6 + 9.6674t \quad (3)$$

其中相关系数  $\rho = 0.6958$ , 扩散率约为  $9.7 \text{m}^2/\text{s}$ .

表1列出了从1961年7月至1964年12月底的逐月震中分布面积和“地震”扩散率的结果, 其中“地震”扩散率在地震活动中表现出了一定的特点, 其特点如下:

(1) 主震前水库岩体的渗水性质可分为两个阶段。从1961年7—10月, 前震震中分布面积几乎不变(见图2a), 因而岩体的原地扩散率也基本上稳定, 其扩散率的统计值约为  $6 \text{m}^2/\text{s}$ , 震中分布面积适合于下式:

$$A = 5.886 \times 10^6 + 6.194t \quad (2)$$

其中(2)式是采用最小二乘法将表1中的编号1—4的4组数据计算的结果,  $A$ ,  $t$ 的单位分别是  $\text{m}^2$  和  $\text{s}$ ,  $t \leq 31$  天。数据组的相关系数  $\rho = 0.912$ 。第二阶段为1961年11月初到主震发生前

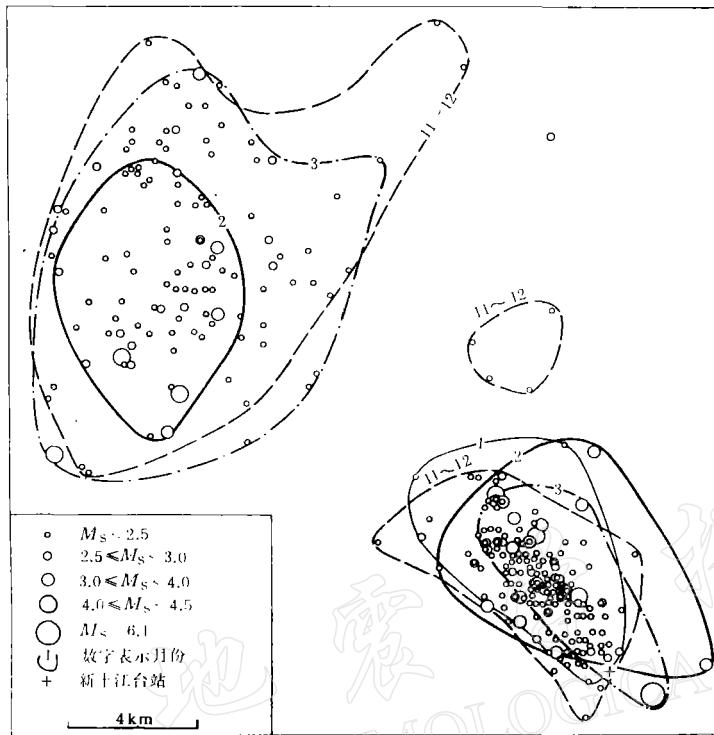


图 2(b) 新丰江水库地震的震中分布面积扩散.前震

1961年 11月 1日—1962年 3月 19日

(2) 主震后, 震中分布面积急剧增大, 扩散率增大到原有值的 10 倍左右. 而以后的 10 个月里, 震中分布面积呈衰减形式, 地震活动的震中范围明显减小, 地震的震源深度也因水向下的渗透扩散<sup>[10]</sup> 而未扩大震中分布面积, 同时震源区介质因破碎而表现出对水渗透的各向异性. 因此, 震中分布面积的扩散与时间之间没有明显的关系.

(3) 1964 年 9 月 23 日  $M_s = 5.3$  地震的水力特征. 强余震  $M_s = 5.3$  在发生前的 3 个月的时间里, 扩散率每月递增 30%, 地震发生后扩散基本稳定, 没有表现出像主震那样的急剧增大, 说明强余震是在破碎介质中的再次破裂, 其介质的水力扩散性质并未发生量级上的改变(如图 2c 所示).

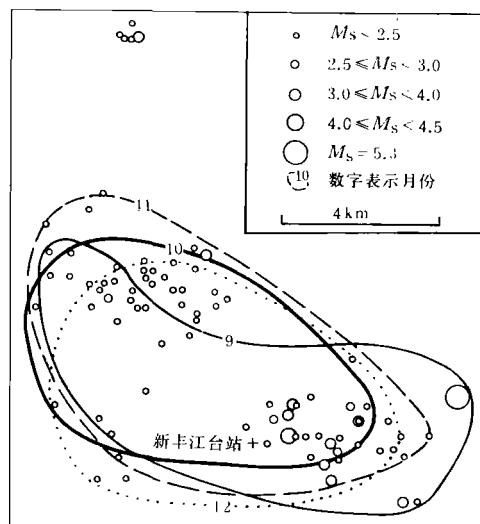


图 2(c) 新丰江水库地震的震中分布面积扩散.强余震 1964 年 9 月 1 日—1964 年 12 月 31 日

表 1 新丰江水库地震的震中分布面积与“地震”扩散率

| 编 号 | 时间段<br>(年·月·日)       | 时间间隔<br>( $\times 10^8$ s) | 震中分布面积<br>( $\times 10^6$ m <sup>2</sup> ) | “地震”扩散率<br>(m <sup>2</sup> /s) |
|-----|----------------------|----------------------------|--|--------------------------------|
| 01  | 1961.7.17—1961.7.31  | 1.2964                     | 8.255                                      | 6.3657                         |
| 02  | 1961.8.1—1961.8.31   | 2.6784                     | 17.25                                      | 6.4404                         |
| 03  | 1961.9.1—1961.9.30   | 2.592                      | 13.5                                       | 5.2083                         |
| 04  | 1961.10.1—1961.10.31 | 2.6784                     | 18.5                                       | 6.9071                         |
| 05  | 1961.11.1—1961.11.30 | 2.592                      | 25   | 9.645                          |
| 06  | 1961.12.1—1961.12.31 | 2.6784                     | 25   | 9.339                          |
| 07  | 1962.1.1—1962.1.31   | 2.6784                     | 27.25                                      | 10.1739                        |
| 08  | 1962.2.1—1962.2.28   | 2.419                      | 33.5                                       | 13.8475                        |
| 09  | 1962.3.1—1962.3.19   | 1.6416                     | 17   | 10.3557                        |
| 10  | 1962.3.20—1962.3.31  | 1.0368                     | 74.5                                       | 71.8557                        |
| 11  | 1962.4.1—1962.4.30   | 2.592                      | 74   | 28.5493                        |
| 12  | 1962.5.1—1962.5.31   | 2.6784                     | 87.5                                       | 32.8867                        |
| 13  | 1962.6.1—1962.6.30   | 2.592                      | 56.75                                      | 21.8942                        |
| 14  | 1962.7.1—1962.7.31   | 2.6784                     | 65.5                                       | 24.4549                        |
| 15  | 1962.8.1—1962.8.31   | 2.6784                     | 44.75                                      | 16.7077                        |
| 16  | 1962.9.1—1962.9.30   | 2.592                      | 40.75                                      | 15.7214                        |
| 17  | 1962.10.1—1962.10.31 | 2.6784                     | 36.25                                      | 13.5342                        |
| 18  | 1962.11.1—1962.11.30 | 2.592                      | 21   | 8.1018                         |
| 19  | 1962.12.1—1962.12.31 | 2.6784                     | 18.75                                      | 7.004                          |
| 20  | 1963.1.1—1963.1.31   | 2.6784                     | 13.75                                      | 51.336                         |
| 21  | 1963.2.1—1963.2.28   | 2.4192                     | 59.5                                       | 24.5949                        |
| 22  | 1963.3.1—1963.3.31   | 2.6784                     | 27   | 10.0806                        |
| 23  | 1963.4.1—1963.4.30   | 2.592                      | 20   | 7.716                          |
| 24  | 1963.5.1—1963.5.31   | 2.6784                     | 14   | 5.227                          |
| 25  | 1963.6.1—1963.6.30   | 2.592                      | 14.2                                       | 5.4783                         |
| 26  | 1963.7.1—1963.7.31   | 2.6784                     | 18   | 6.7204                         |
| 27  | 1963.8.1—1963.8.31   | 2.6784                     | 13   | 4.8536                         |
| 28  | 1963.9.1—1963.9.30   | 2.592                      | 20   | 7.716                          |
| 29  | 1963.10.1—1963.10.31 | 2.6784                     | 27   | 10.0806                        |
| 30  | 1963.11.1—1963.11.30 | 2.592                      | 15   | 5.787                          |
| 31  | 1963.12.1—1963.12.31 | 2.6784                     | 23   | 8.5872                         |
| 32  | 1964.1.1—1964.1.31   | 2.6784                     | 37.5                                       | 14.0009                        |
| 33  | 1964.2.1—1964.2.29   | 2.5056                     | 34   | 13.5696                        |
| 34  | 1964.3.1—1964.3.31   | 2.6784                     | 45   | 16.801                         |
| 35  | 1964.4.1—1964.4.30   | 2.592                      | 25   | 9.645                          |
| 36  | 1964.5.1—1964.5.31   | 2.6784                     | 27   | 10.0806                        |
| 37  | 1964.6.1—1964.6.30   | 2.592                      | 24.5                                       | 9.4521                         |
| 38  | 1964.7.1—1964.7.31   | 2.6784                     | 33   | 12.3207                        |
| 39  | 1964.8.1—1964.8.31   | 2.6784                     | 46   | 17.1744                        |

续表 I

| 编 号 | 时间段<br>(年·月·日)       | 时间间隔<br>( $\times 10^6$ s) | 震中分布面积<br>( $\times 10^6$ m $^2$ ) | “地震”扩散率<br>(m $^2$ /s) |
|-----|----------------------|----------------------------|------------------------------------|------------------------|
| 40  | 1964.9.1—1964.9.30   | 2.592                      | 35.5                               | 13.6959                |
| 41  | 1964.10.1—1964.10.31 | 2.6784                     | 34.2                               | 12.7688                |
| 42  | 1964.11.1—1964.11.30 | 2.592                      | 43                                 | 16.5895                |
| 43  | 1964.12.1—1964.12.31 | 2.6784                     | 35                                 | 13.0675                |

### 三、新丰江水库区花岗岩的渗透实验结果与“地震”扩散率的比较

为了研究新丰江水库地震活动的水渗透特点,我们一方面用两相多孔介质中孔隙压力的扩散理论进行理论模拟计算,得到水渗透形成的孔隙压力和应力弱化图象<sup>[11, 12]</sup>,另一方面在实验室对新丰江库区具有代表性的花岗岩进行了渗透率的测试工作<sup>[13, 14]</sup>。实验的目的是要了解岩石本身对水的传输能力。因此,我们用稳定的水压差进行了岩石试件的渗透实验。实验所得到的结果是,完整的新丰江花岗岩的渗透率为 $1.8 \times 10^{-18}$  m $^2$ 左右,含一破裂面花岗岩试件的渗透率增大到 $1.8 \times 10^{-15}$  m $^2$ ,前者是背景资料,后者表征了破裂不完整岩石的水力渗透性质。为了把实验资料与原地的“地震”扩散率进行比较,我们将岩石的渗透率单位按下式换算成为扩散率单位:

$$C = \frac{k}{\mu} \cdot \frac{2GB^2(1-v)(1+v_u)^2}{9(v_u-v)(1-v_u)} \quad (4)$$

其中 $\mu, v, v_u, BG$ 分别代表流体的粘滞系数、岩体的泊松比、不排水下的泊松比、Skempton系数及抗剪模量。在(4)式中,已知 $k=1.8 \times 10^{-15}$  m $^2$  (实际库区岩石结构中含有各种已存在的破裂面)。水的粘滞系数 $\mu=10^{-3}$  Pa·s, 新丰江花岗岩的弹性模量和泊松比分别为 $E=1.18 \times 10^9$  MPa,  $v=0.2$ , 由此得到抗剪模量 $G=4.9 \times 10^4$  MPa, 取 $v_u=0.3, B=0.7$ <sup>[9]</sup>, 则破裂花岗岩的扩散率 $C \approx 0.38$  m $^2$ /s。在(2)式中由震中分布面积扩散法得到的主震前“地震”原地水力扩散率为 $C_s \approx 6$  m $^2$ /s, 比实验室的含破裂面岩样的扩散率结果大一个数量级, 说明地震时介质更加破碎而形成了较高的水力扩散, 同时还说明用地震分布面积扩散法估算原地渗透率是一种简单易行的方法。

### 四、讨 论

采用地震活动的震中分布面积扩散法求取震源区水力扩散率,是以地下流体的孔隙压力前锋的扩散为基础的。在本项研究中的地震活动的前震活动较客观地反映出孔隙压力前锋的扩散过程,而在主震发生后,孔隙流体在传输过程中却出现了各向异性和库水位涨落的影响。因此,本文所采用的方法受到某些方面的限制,下面就给予讨论。

1. 断裂系统的影响。新丰江水库主震区有多组断裂发育,其中以北东向断层、裂隙最发育,其力学性质为左旋压扭性,北西向断层次之,属张性。北北西向断层为高角度的张性

破碎带。根据我们对新丰江水库区水系非随机性分布特征的研究,库水主要沿着北北西向的断层向深部渗漏;从主震区地震活动分布的特点来看,地震活动也是沿着破裂的断裂带方向发展的(见图2)。因此在较大地震发生以后,水渗透主要沿着破裂的断裂带方向。尤其是水向深部渗透诱发地震时并不能增大地震活动的震中分布面积,而断裂带控制了水的渗透方向。用本文提出的方法估算原地水力扩散率时,在主震后就会得到扩散率偏低的结果。

2. 水位涨落的影响。水位的涨落也明显地影响了震中分布面积的扩展,因为地下水的孔隙压力前锋受到水位的制约。在地表水与地下水沟通的特殊通道上,静水压力前锋值为

$$p = \rho g H \quad (5)$$

其中  $\rho$ ,  $g$  分别是水的密度、重力加速度,  $H = H_1 + H_2$ ,  $H_1$  是库水位高度,  $H_2$  是从库底到地下某一通道部位上的深度。当  $H_1$  持续降低或增高时,孔隙压力  $p$  也要相应地变化,从而流体孔隙压力  $p$  也要相应地变化,流体孔隙压力所诱发地震的震中分布面积也相应地变化。以新丰江水库为例,在1963年水库干旱期间震中分布面积是呈减小的趋势,直到较大地震发生后才改变了震中分布面积的减小(见表1中结果)。

通过以上的研究,我们得到如下的结论:(1)新丰江水库库区的原地水力扩散率约为  $6.2 \text{ m}^2/\text{s}$ ,在主震发生以后破碎震源区的原地扩散率增大了约 50%,达到  $9.7 \text{ m}^2/\text{s}$ ;(2)用水库地震活动的前震活动的震中分布面积能够估算水库区岩石的原地扩散率,从而对水对水库地震活动的作用做出进一步的估价,而主震后震中分布面积与时间发展之间没有明显的相关性。

本研究得到地震科学联合基金会的资助。

## 参考文献

- [1] 王妙月,杨懋源,胡毓良,李自强,陈运泰,金严,冯锐,1976.新丰江水库地震的震源机制及其成因的初步探讨.中国科学,1: 85—97.
- [2] 沈崇刚,陈厚群,张楚汉,黄力生,李自强,杨真荣,王大钧,罗学海,1974.新丰江水库地震及其对大坝的影响.中国科学,2:184—205.
- [3] 国家地震局地震研究所,1984.中国诱发地震,59—68.地震出版社,北京.
- [4] 于品清,1984.水在水库地震中的作用.地震研究,7, 441—451.
- [5] Howells, D. A., 1974. The time for a significant change of pore pressure. *Engineering Geology*, 7, 135—138.
- [6] Bell, M. and Nur, A., 1978. Strength changes due to reservoir-induced pore pressure and stress and application to Lake Oroville. *J. Geophys. Res.*, 83, B9, 4469—4483.
- [7] 詹绍先,1983.水的渗透作用及新丰江水库地震的特点和机制.地震地质,5, 2, 59—69.
- [8] Li, V. C., 1985. Estimation of *in-situ* hydraulic diffusivity of rock masses. *PAGEOPH*, 122 (1984/85), 545—559.
- [9] Talwani, P. and Acree, S., 1985. Pore pressure diffusion and the mechanism of reservoir-induced seismicity. *PAGEOPH*, 122 (1984/85), 947—965.
- [10] 丁原章,1978.新丰江水库地震的形成条件.地震战线,4: 1—5.
- [11] 龚钢延,1988.孔隙压力扩散与水库诱发地震活动性的初步研究.西北地震学报,10, 1, 52—59.

- [12] 龚钢延, 1990. 水渗透引起的应力场调整及岩石强度弱化的初步研究. 西北地震学报 12, 4, 55—59.
- [13] 吴景浓、龚钢延、颜玉定、谢原定, 1989. 岩石渗透特性的实验研究. 西北地震学报, 11, 1, 59—67.
- [14] Gong, G. Y. Wu, J. R., Yan, Y. D., 1990. An experimental study of naturally cracked rock permeability. *Journal of Seismological Research*, 13, 319—328.

## RESEARCH ON THE DIFFUSION OF PORE FLUID AND *IN-SITU* HYDRAULIC DIFFUSIVITY IN THE EPICENTRAL REGION OF XINFENGJIANG RESERVOIR EARTHQUAKES

Gangyan Gong and Yuanding Xie

(Seismological Institute of Lanzhou, State Seismological Bureau, Lanzhou 730000, China)

### Abstract

According to the fact that the Xinfengjiang reservoir earthquakes are caused mainly by water seepage, this paper, using the data of  $M_s \geq 2.0$  earthquakes, studies the hydraulic diffusivity of the main-shock zone by the expansion of the distribution area of epicenters. It is indicated that *in-situ* hydraulic diffusivity during the preshock activity of the Xinfengjiang reservoir region was about  $6.2 \text{ m}^2/\text{s}$ . However, after the main shock, the *in-situ* hydraulic diffusivity in the main shock region increased by fifty percent, that is to say, to  $9.7 \text{ m}^2/\text{s}$ . During the long period after main shock occurrence the *in-situ* hydraulic diffusivity was affected by significant anisotropy of the medium and fluctuation of water level. No regularity can be found. In addition, we compare the diffusivity found by experiment with rock samples collected with the *in-situ* hydraulic diffusivity estimated. It is shown that the diffusivity of rock samples with fractures is about the same as the diffusivity estimated *in-situ*. However, the diffusivity of whole rock samples is 3 orders of magnitudes smaller than that estimated *in-situ*. Finally, we discuss the limits on the method by the expansion of distribution area of epicenters in the study of reservoir induced seismicity.