

中国的水库诱发地震

丁原章

(广东省地震局)

摘 要

本文对中国13座水库诱发地震的分布、地质构造背景和诱发地震类型进行了分析讨论。文章指出,中国的水库地震主要分布于少震区和弱震区,这些地区处于低应变状态,水库蓄水较易于改变其应力平衡状态。中国的震例还表明,水库诱发地震的形成受区域地震活动水平的影响远远逊于库区的地质构造和水文地质条件的控制。诱发地震的水库可以成为窥测区域地震活动的“窗口”,可以根据大区域地震活动图象对水库诱发地震的衰减过程作出某种判断。最后,本文提出,水库诱发地震宜划分为“震群型”和“前震—主震—余震型”两类,它们的特征和形成机制有所不同。

中国是多地震的国家,也曾经发生多起水库诱发地震。频繁的水库诱发地震对经济建设和人民生命财产构成威胁,造成一定的损失,可是也为进一步认识水库诱发地震的特征,提供了珍贵的素材,为揭示这种诱发地震的形成条件创造了有利的机会。中国如同许多其他发展中国家一样,拥有丰富的水利资源等待开发,今后还需要修建更多的大型水利工程,有继续出现新的水库诱发地震的可能性。因此,归纳和总结已有震例的资料,分析有普遍意义的规律,无疑将有助于新工程建设的顺利开展和指导选取水库诱发地震对策和工作。

中国的水库诱发地震始于本世纪六十年代初期。1962年3月19日新丰江水库 $M_s 6.1$ 级地震是中国最早的水库诱发地震,也是迄今国内最大的诱发地震。从1970年至1980年,陆续在丹江口水库(湖北省)、柘林水库(江西省)等地发生12个水库地震(表1),其中有四个 $M_s \geq 4.0$ 级的震例。尽管目前已有13个水库伴随有诱发地震活动,然而,在中国已建成的水库总数中,诱发水库只占很小的比重。坝高15米以上的水库,诱发地震的不足0.15%。随着坝高的增大,诱震的概率升高。以1980年以前蓄水的坝高100米以上的水库统计,诱发地震约占总数的 $\frac{1}{4}$,高于全世界的统计值(10.7%)。

一、中国水库地震的分布

我国已知的水库诱发地震主要分布于华南,即长江流域中下游及其以南地区(图1)。该区为少震区和弱震区。该区的大陆历史上从来没有记载过 $M_s 7$ 级以上地震。在《中国地

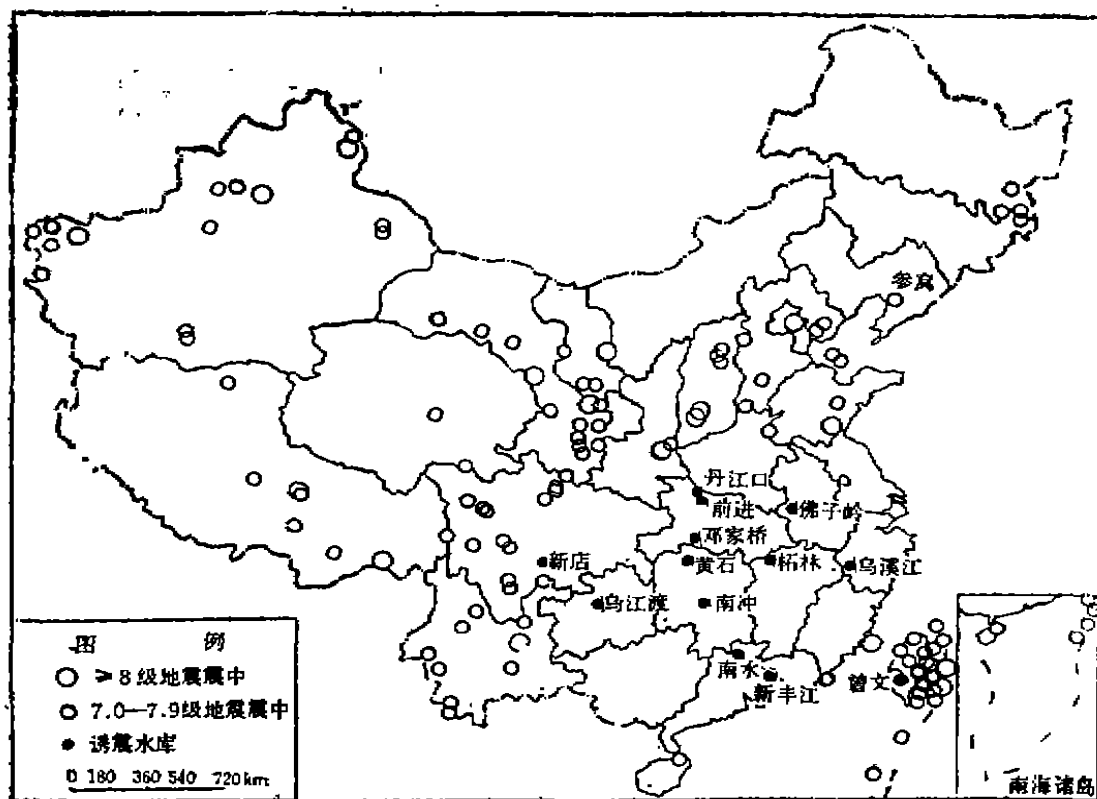


图1 中国诱震水库及强震震中分布图

Fig. 1, Map of the earthquake-induced reservoirs and the distribution of strong earthquakes

震烈度区划图(1976)》上,新丰江水库、丹江口水库、佛子岭水库(安徽省)及参窝水库(辽宁省)位于Ⅶ度区,其余9座水库均为Ⅵ度或低于Ⅵ度的地区。在地震活动频繁的“南北地震带”上,先后已修建了几座大型水库如青铜峡水库、刘家峡水库,该区历史上多次发生 $M_s 7$ 级以上地震。然而这些水库蓄水并没有改变当地地震活动的进程。

为什么水库地震多见于少震区和弱震区?当然,在地震活动水平很高的地区,即使发生诱发地震,也往往难于与强烈的地震背景相区别。可是,大量水库诱发地震集中地分布于地震活动水平不高的地区仍然可能存在其他解释。研究表明,较强的水库地震($M_s \geq 3.0$ 级)主要释放构造应变能(丁原章,1978,1984),它们的形成,受构造应变能的积累所制约。地震活动水平高的地区,构造应变能的积累速率可能较高,地震频繁发生,较大的地震重复间隔较短。在这种地区修建水库,提前释放已积累的构造应变能的概率相对较小。而在,少震区和弱震区,构造能的积累速率缓慢,地震重复间隔较长,水库蓄水导致提前释放构造能的机会更多。一般说来,一个地区当应变积累接近岩体破裂的临界值时,并且,存在有利诱发地震的地质构造环境,水库蓄水的诱震作用才得以充分体现。大多数水库不具备有利的地质构造条件,或者由于当地构造应变能的积累尚未濒临破裂的程度,以致水库的诱震作用(包括库水对库基岩体的软化作用,孔隙水压效应,水体荷载产生的附加应力作用,库水对破裂面的

表1 Table 1

序号	库名 (所在省县)	坝高 (m)	库容 (亿m ³)	开始蓄水诱发首次已诱发的最大地震			地震活动简况	地质背景	当地地震基本烈度
				时间	地震时间	时间			
1	新丰江(广东河源)	105	102.5	1959.10	1959.11	1962.3.19	6.1	库区位于中生代花岗岩体上, 该岩体被多组断裂所切割, 地表上以NE向逆断层最发育, NNW向断裂和NEE断裂是区内最主要的活动断裂。	Ⅶ
2	参窝(辽宁辽阳)	50.3	5.47	1972.11	1973.	1974.12.22	4.8	水库蓄水三个月后出现地震活动, 水库达最高水位一个月后, 发生最大地震, 水库蓄水恰为大区域地震活动增强之时, 嗣后不久, 距水库不远的辽南发生7.3级强震。	Ⅶ
3	丹江口(湖北均县)	97	162	1967.11	1970.	1973.11.29	4.7	库区主要为古生界沉积岩形成的复杂褶皱断裂带, 水库东侧为中新代断陷盆地, 发生诱发地震的水库被隐伏活动断裂贯穿。	Ⅶ
4	佛子岭(安徽霍县)	74	4.7	1954.6	1954.12	1973.3.11	4.5	库区位于断陷盆地南侧, 有片麻岩、厚层透辉岩大理岩和钙质千枚岩、火山岩分布, 主要发育北西向、北东向和北东向断裂, 其中磨子潭一桐城大断裂通过库区, 部分地段岩溶发育。	Ⅵ
5	新店(四川犍为)	29	0.29	1974.4	1974.7	1979.9.15	4.2	库区分布红色粘土岩与砂岩互层, 不纯灰岩, 深部(千米以下)有岩盐层, 灰岩地段岩溶较发育。	Ⅴ
6	柘林(江西永修)	63.5	79.2	1972.1	1972.10.14	1972.10.14	3.2	库区位于古生界形成的向斜中, 灰岩发育, 向斜北部受NW向活动断裂切割, 形成库水渗透通道, 诱发地震主要集中于断裂带附近。	Ⅴ
7	前进(湖北谷城)	50	0.19	1970.5	1971.10.20	1971.10.20	3.0	库区位于中新代断陷盆地附近, 库区主要分布英安岩地层, 北西向西向, 北西向和近南北向断层的库区附近交汇, 岩溶较发育。	<Ⅴ

续上表

序号	库名 (所在省县)	坝高 (m)	库容 (亿m ³)	开始蓄水 时间	诱发首次 地震时间	已诱发的最大地震		地震活动 简况	地质背景	当地地震 基本烈度
						时间	震级			
8	乌溪江(浙江 衢县)	129	20.6	1979. 1	1979. 5	1979. 10. 7	2.8	库区原极少地震活动, 1971年建地震台, 未记到任何地震。水库蓄水后, 回到上游高山村, 嗣后在该地频繁发生微小地震, 呈间歇活动, 形成几组地震群。	库区为侏罗, 白垩纪的中酸性火山岩, 岩石致密。地震密集区有多条NE向断裂分布, 但断裂规模不大, 延伸不远。	>Ⅶ
9	南冲(湖南 邵东)	45	0.15	1967	1967年夏	1974. 7. 25	2.8	水库位于无震区。蓄水后, 库区出现较频繁的地震活动, 伴地声, 地震多发生在高水位时期, 并密集于库区岩溶发育地段, 震源浅, 主震震源深4 km。	库区分布灰岩和砂页岩, 岩溶较发育, 有活动性的陡倾角的正断层通过库区。	<Ⅶ
10	南水(广东 乳源)	81.5	10.5	1969. 2	1970年初	1970. 2. 26	2.4	库区原极少地震活动。水库蓄水后随着水位上升, 地震活动增多, 都是2.4级以下的微震, 地震活动延续7年之久。	古生界灰岩形成向斜, 岩溶发育, 库区的东、南和西三面为透水性差的碎岩层和花岗岩分布, 形成有利于库水下渗的圈闭的水文地质条件。	<Ⅶ
11	黄石(湖南 慈利)	40	6.12	1970. 1	1973. 5	1974. 9. 21	2.3	水库位处无震区, 当水库蓄水达高水位时, 库区出现较频繁的小震活动, 震源很浅, 地震集中分布于西北库段。	水库主体座落在砂、页岩分布区, 断层不发育, 水库西北部为灰岩, 断层, 节理及岩溶均较发育。	Ⅶ
12	邓家桥(湖北 宜都)	12	0.004	1979. 12	1980. 8	1980. 8	1.1	库区历史上无明显地震活动。当水库第一次满库时, 库区出现频繁的地震活动, 当地群众震感较强, 震源很浅。	库区主要分布灰岩和白云岩, 节理与岩溶发育, 有一倾向较陡的正断层通过库区。	<Ⅶ
13	乌江渡(贵州 遵义)	165	21.4	1979. 11	1980. 3	1980. 6. 20	1.0	水库位于无震区, 水库蓄水后4个月开始出现诱发地震活动。1980年6月库水位猛涨, 又诱发了一系列小震, 伴地声。该库仍在蓄水中, 远未达到设计水位。	库区主要分布灰岩, 白云岩或白云质灰岩, 次为砂页岩。断层节理和岩溶较发育。	≤Ⅶ

润滑及其他物理、化学作用等)不足以打破相对平衡的岩体应力状态,不能改变当地地震活动的发展过程。少震区和弱震区往往处于低应变状态,在有利的构造条件下,水库蓄水的诱震作用易于打破库区的应力平衡,发生水库地震。

参窝水库伴随的地震活动清楚地表明,某些较强水库诱发地震的形成与濒临破裂的应变状态有关。该水库(辽宁省辽阳市)位于历史地震稀少的少震区。水库蓄水前,距大坝70公里内建有地震台,未记录到库区地震活动,1972年11月初,水库截流蓄水。3个月后,库区出现小地震活动。随着蓄水过程的发展,小震活动日趋频繁。当水库达到最高水位1个月后,1974年12月22日发生 $M_s 3.0$ 级前震和 $M_s 4.8$ 级主震。嗣后,余震活动持续数年,最大余震为 $M_s 3.9$ 级。钟以章(1981)指出,此震例属水库诱发地震。参窝水库距离1975年2月4日海城地震($M_s 7.3$ 级)震中只有100公里,而且发生在海城地震以前44天。自1972年初,海城地震及参窝水库所在的辽宁省中部地区地震活动逐步增强。参窝水库的地震活动发生在大区域地震活动增强的阶段。在空间上,该水库恰位于海城地震前,该区地震围空区范围(赵振等,1988)。由此可见,参窝水库蓄水之时,正值包括库区在内的广大地区构造应变能积累已接近发生大破裂错动的程度,参窝水库蓄水导致提前(比海城地震)释放部分构造应变能。总之,参窝水库地震与水库的诱发作用有关,而且也是海城地震前后,该区地震活动图象的组成部分。当然,并非任何其他较强的水库诱发地震都跟着发生更强的地震,参窝水库仅为特定环境下的产物。

二、水库地震的地质构造背景

水库诱发地震是概率随机事件,与多种因素有联系。应该强调的是,水库地震的形成,

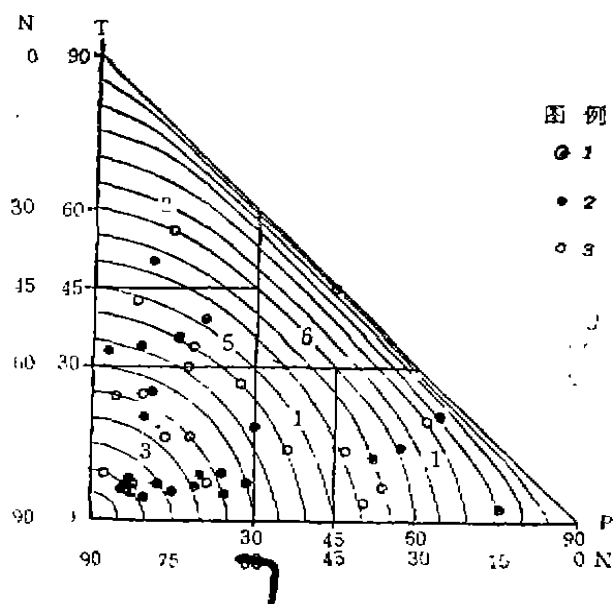


图2 新丰江水库及其外围地震的震源破裂类型

1.新丰江水库6.1级地震; 2.新丰江水库23次较强余震; 3.新丰江水库外围18次构造地震

Fig. 2 The focal dislocation types of the earthquakes in Xinfengjiang Reservoir and its circumference

受区域地震活动水平的影响远远逊于受库区构造和水文地质条件的控制。相同地震区或地震带内,修建的多座水库,常常有迥然不同的诱震表现。有的水库蓄水多年,始终没有伴随地震,可是另一座相邻的水库,却诱发了地震。类似的事例在中国屡有发生。水库是否诱发地震主要受库区的地质构造和水文地质条件所决定。

已知13座诱震水库的库区地质虽有差别,但是,都存在有利于库水渗透的条件。就岩性介质条件而言,有11座水库区有比较发育的碳酸盐岩分布,而且岩溶发达。有的库区虽为侵入岩或火山岩,但是岩石中有大量节理和断裂,为库水的渗透提供通道。中国的震例还表明,诱发较强地震的水库往往有活动断层在水库内部或水域边缘通过。库区较强地震的分布与这些活动断层的展布完

全吻合。

按震源错动的性质，较强诱发地震主要为走滑型和倾滑正断层型，而逆断层型则比较少见。新丰江水库主震和大部分较强余震的震源错动均为走滑型，少数为倾滑正断层型(图2)。而该区的微震震源错动类型则复杂得多(马瑾等，1976)，不过，仍然以走滑型和倾滑正断层型为主。不同时段，两者的比重有所不同，即随着时间的推移，微震的震源破裂由走滑型为主逐渐变成以倾滑正断层为主了(马瑾等，1976，丁原章等，1984)。乌溪江水库地震的最大地震(1979年10月7日 $M_L3.4$ 级)为走滑型。1982年和1983年两次汛期的微震观测都表明，微震机制解都以逆断层为主。胡毓良(1984)解释为，峡谷库段的岩体被各种断裂切割，岩块受重力作用，沿平行库岸的陡立的裂隙发生逆断层和正断层位移。新丰江水库和乌溪江水库的情况都显示，水库诱发地震以后，浅层库基的岩体断块在调整局部应力时有重力

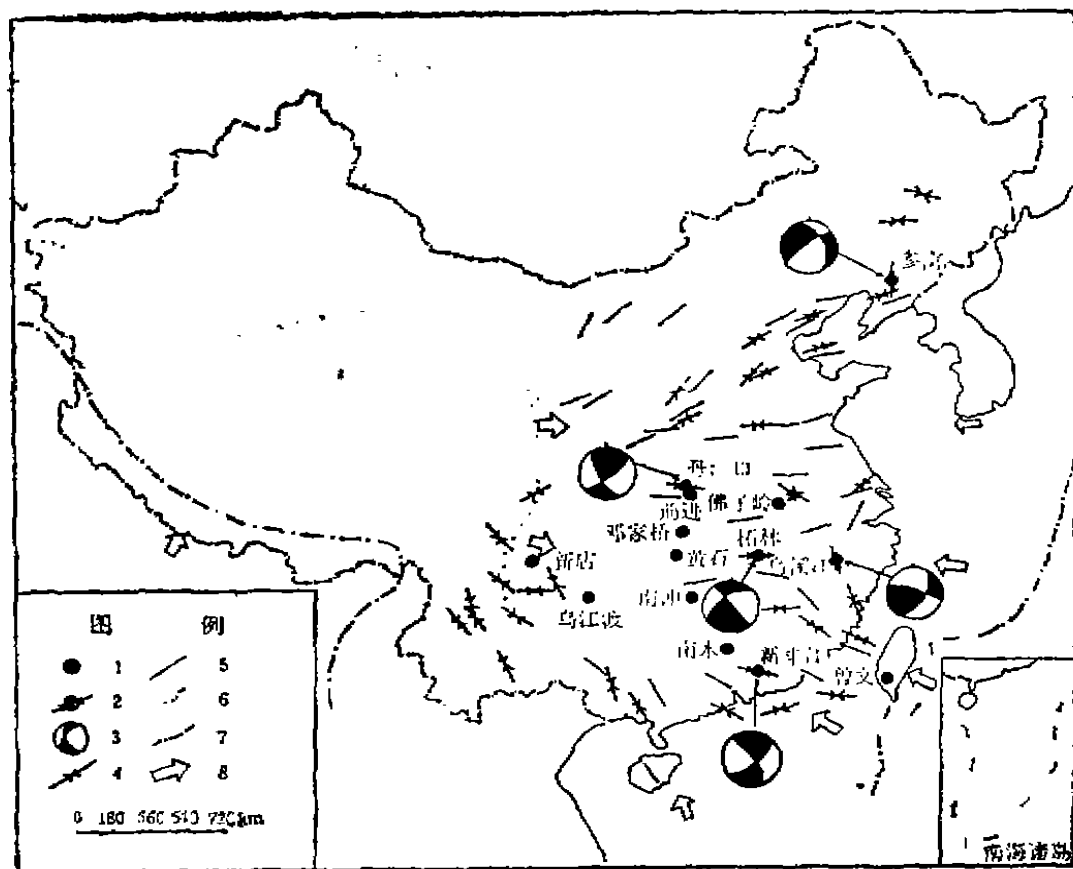


图3 中国水库地震的震源机制与区域构造应力场的关系

1. 水库地震；2. 水库地震机制解得到的主压应力方向；3. 水库地震机制解；4. 单震机制解得到的主压应力方向(水库地震分布区的构造地震机制解)；5. 小震综合机制解得到的主压应力方向(同4)；6. 高原边界；7. 板块边界；8. 区域构造应力场主压应力方向。

Fig. 3 The relation between the focal mechanism and the regional tectonic stress field of the reservoir induced earthquakes in China

滑动。严格地说,岩体断块的重力滑动已属于非构造变动范畴了。

较强的诱发地震 ($M_s \geq 3.0$ 级) 主要释放构造应变能。它们的震源错动类型与库区外围的一般构造地震颇相似。其震源应力场亦与区域构造应力场大致相符 (图3)。因此,较强的水库诱发地震仍然属于该地区震活动的组成部分,遵循广大地区地震发展的基本进程。同时,水库诱发地震的衰减过程也受区域构造应力环境的影响。中国的水库地震事例显示,大区域地震活动增强时,已诱发地震的水库往往有地震响应,发生超过该水库正常衰减水平的较强余震。1976年是中国近几十年来地震活动最强的年份。翌年5月12日新丰江水库发生4.7级地震,它是该区自1964年以来最强的余震,超出衰减背景 (图4)。嗣后,全国地震活动减弱,新丰江水库的地震活动强度亦明显降低。从1986年以来,全国地震活动在经历几年相对平静之后,又显示增强的趋势。新丰江水库所在的广东省在经历16年全省无 M_s 5级以上地震之后,1986年和1987年于新丰江水库西与300余公里处连续发生5级地震,1987年8月又在新丰江水库东北150公里处 (江西寻邬) 发生5.5级和5级地震。同年9月15日新丰江水库发生 M_s 4.6级地震。这是该水库经历连续6年没有4级以上地震和连续4年没有3级地震后,出现的较强余震。丹江口水库和柘林水库也都继全国地震活动增强之后,有地震响应。水库地震的衰减过程有随机的起伏变化,同时还对广大地区的构造应力场的调整有不同程度的响应。故此,一方面,诱发地震的水库是藉以窥测区域地震活动的窗口,另一方面,大范围地震活动的图象对水库区未来的余震活动趋势有影响,可以此为根据做出某种预测。

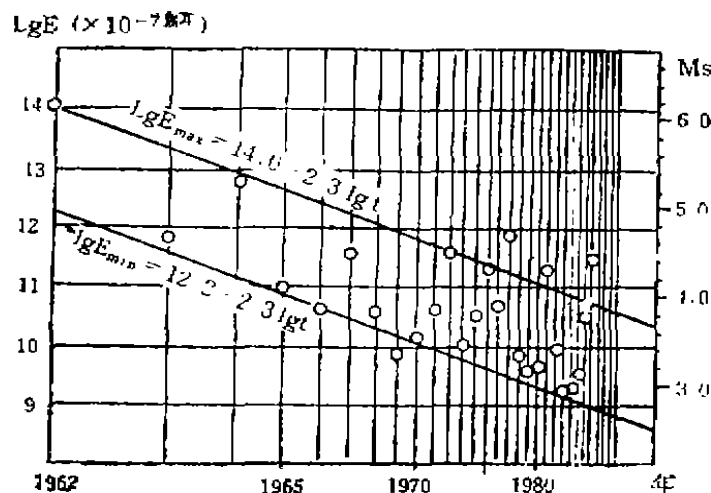


图4 新丰江水库地震释放能量衰减曲线
(据陈益明, 1987)

Fig. 4 The energy attenuation curves of the earthquakes in Xinfengjiang Reservoir

三、水库地震的类型

许多学者提出过不同的水库地震分类方案 (B. O. Skipp, 1982; W. Leith, 1984; D. W. Simpson, 1985)。从中国震例的实际情况出发,宜把它们划分为两个基本类型。

第一类型—震群型水库地震,如前进水库 (湖北省)、南冲水库 (湖南省) 和黄石水库 (湖南省) 的地震活动属于此类型的代表。其特点是地震序列为一个或数个震群所组成。其震级较小,通常为 M_s 3 级以下;震源很浅;分布于水库内或水域边缘附近。地震在时间分布上,有密集和稀疏的变化,形成数组地震或互相不衔接的几个小震群。整个地震活动持续数月或数年。地震活动的连续性和持久性都较差。震群型诱发地震与水库水位变化有较好的对应关系。这种诱发地震的分布与库基地形和水体形状有一定关系。它们的形成还受浅层库基

内小断裂网络的影响,而与大型活动断层关系不明显。震群型地震对于水库蓄水呈“快速响应”,以后每逢高水位时,如有类似反应的话,仍为“快速响应”。其形成主要与两方面因素有密切关系。其一为水库荷载使库基岩体发生弹性变形,导致层浅部位的库基岩体局部失稳。此外,应力腐蚀(C. Kisslinger, 1975)可能发挥一定作用;其二为在库水作用下,库基断块沿着近于直立的断裂发生重力滑移。所以,这种类型的诱发地震受到地形和浅层构造断裂的支配,其震源应力场不完全反映区域构造应力场的特征。

第二类型—前震—主震—余震型,如新丰江水库、丹江口水库和柘林水库的地震活动都属于此类型。其特点是水库蓄水以后,或立即或滞后一段时间,诱发一系列微小地震,然后经过持续的地震活动才出现主震,最后为缓慢衰减的余震活动。由于主震之前有丰富的前震,所以,主震发生于水库蓄水数月或数年之后。初时,震源深度较浅,以后逐渐向深部扩展,最终止于一定深度如10公里左右。地震序列的主震通常为 M_s 3级以上。主震与最大余震的震级很接近,其比值介于0.80—0.98之间,如新丰江水库为5.3/6.1接近0.87,柘林水库为0.94,丹江口水库为0.98。所以,与相同震级的构造地震相比,水库地震的能量释放相对分散。通常,在同一条活动断层上,有不止一次的连续错动。前一主—余型的地震活动持续较久。在漫长的地震序列中,每次较强余震前后,还形成相对独立的地震序列,它们有类似震群型的,有类似前—主—余型的。在蓄水初期,地震活动与水库水位有良好的对应关系,但是,随着时间的推移,它们的相关性持续数年之后将消失。这种类型的诱发地震与水库蓄水的响应关系,既可以是“滞后响应”,也可以是“快速响应”与“滞后响应”相叠加的结果。它们的分布虽然仍然主要集中于水库区附近,可是它们的分布范围远比震群型的分布要广泛得多,而且沿着某些活动断层延展。这些活动断层或与库区长轴平行,或斜贯水库。前一主—余型诱发地震的形成包含了复杂的因素,有多种物理、化学作用,其中孔隙压效能,尤其作用于活动断层的孔隙压效应则发挥了重要作用。蓄水初期的诱震因素与震群型颇相似,不同之处在于,随着大量地震的发生,库水得以向深部渗透扩散,导致大型活动断层释放已积蓄的构造应变能。因此,良好的地下水循环通道和活动断层是这类诱发地震的必需条件。

参 考 文 献

- [1] 丁原章, 新丰江水库地震的形成条件, 地震战线, 4期, 1978。
- [2] 丁原章等, 新丰江水库诱发地震的余震活动, 地震地质, 4卷1期, 1982。
- [3] 王妙月等, 新丰江水库地震的震源机制及其成因初步探讨, 中国科学, 1期, 1976。
- [5] 沈崇刚等, 新丰江水库地震及其对大坝的影响, 中国科学, 17期, 1974。
- [5] 陈益明, 新丰江水库地震及其小震震源机制的研究, 华南地震, 1982年3期。
- [6] 肖安予, 水库诱发地震若干震例的初我分析, 水文地质工程地质 3期, 1982。
- [7] 钟以章等, 辽宁参窝水库地震问题的讨论, 地震地质 3卷4期, 1981。
- [8] 胡毓良等, 浙江湖南镇水库区地震成因的初步探讨, 地震地质 4卷3期, 1982。
- [9] 胡毓良等, 我国的水库地震及有关成因问题的讨论, 地震地质, 1卷4期, 1979。
- [10] 高士钧等, 汉江丹江口水库地震, 地震学报, 3卷1期, 1981。
- [11] Castel, R.O., Tectonic state, Its significance and characterization in the assessment

of seismic effects associated with reservoir impounding, Eng. Geol., Vol.15 No1—2, 1980.

- (12) Simpon, D. W. , Triggered Earthquakes, Reviews of Earth and Planetary Sciences, V. 14, 1986.
- (13) Skipp, B. O. , The potential for induced seismicity-geological approaches, Dam and Earthquaker, London, 1980.

THE RESERVOIR-INDUCED EARTHQUAKES IN CHINA

Ding Yuanzhang

(Seismological Bureau of Guangdong Province)

Abstract

This paper analyzes and discusses the distributions, types and geological structures of the 13 reservoir-induced earthquakes in China. The reservoir earthquakes in China are mostly distributed in the peneseismic and weak seismic areas, where are in low strain state, and the equilibrium state of their strain can be easily changed by the impoundment of the reservoir. The occurrences of the reservoir-induced earthquakes in China are far more effected by the geological structures and the hydrogeological conditions of those area rather than the seismic activity frequency there. The reservoirs that induce earthquakes can be regarded as the "window" for prying into seismic activities of the area. The chart of seismic activities in large areas may be helpful to making assessment of the attenuation process of the induced earthquakes. Finally, the paper puts forward that the reservoir-induced earthquakes should be classified into two types: "swarm earthquake type" and foreshock-mainshock-aftershock type". Their characteristics and formation pormation processes are different from each other.