

**SISMICIDAD DESENCADENADA POR EMBALSES
ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO**

ANDRES FELIPE PRADA SEPULVEDA

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIA FISICO-MECANICAS
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL
BUCARAMANGA**

2013

**SISMICIDAD DESENCADENADA POR EMBALSES
ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO**

ANDRES FELIPE PRADA SEPULVEDA

**Trabajo de grado modalidad Investigación para optar al título de:
Ingeniero Civil**

Director:

ÁLVARO VIVIESCAS JAIMES

PhD. Ing. Civil

Codirector:

VLADIMIR ERNESTO MERCHAN JAIMES

PhD. Ing. Civil

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIA FISICO-MECANICAS
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL
BUCARAMANGA**

2013

DEDICATORIA

A mi papá, quien indirectamente fue mi motivación a ingresar en este extraordinario mundo de la ingeniería, y en especial a este apasionante tema de la ingeniería de presas.

A mi mamá, quien no ha dejado de orar un solo día por mí y con toda certeza puedo asegurar, que esta ha sido la clave de mis buenos resultados como estudiante, y de que hoy me encuentre a solo un paso de recibir mi título como ingeniero.

AGRADECIMIENTOS

A mi Dios, con quien me siento infinitamente agradecido y nunca tendré como pagarle todo lo que ha hecho por mí. Por haber escuchado las oraciones de mi mamá, y por haber puesto en mi camino a tantas personas, a las cuales sin su ayuda hubiera sido imposible realizar este proyecto de grado, que tanta satisfacción me ha dejado.

A mis maestros y amigos, Álvaro Viviescas y Vladimir Merchán. En especial al profesor Viviescas quien creyó en mí y me dio la oportunidad de realizar este proyecto; en realidad siento una deuda grandísima con él.

Un agradecimiento muy especial a Dianita, si no hubiera sido por su ayuda y su buena disposición, no habría sido posible culminar a tiempo esta tesis. Gracias por su gran apoyo y comprensión.

A los doctores: Martin Wieland, Wynfrith Riemer y Mauricio Gallego, autoridades a nivel mundial en estos temas sísmicos y de grandes presas. Con quienes tuve la oportunidad de compartir y a quienes admiro enormemente.

Tabla de Contenido

	Pág.
INTRODUCCIÓN	14
1. DESCRIPCIÓN DEL FENÓMENO DE LA SISMICIDAD DESENCADENADA	16
2. TIPOS DE ACTIVIDAD HUMANA QUE ACTÚAN COMO DESENCADENANTE	19
2.1. SISMICIDAD DESENCADENADA POR MINERÍA	19
2.1.1. Minería a grandes profundidades:	20
2.1.2. Explotación de canteras a cielo abierto:	21
2.2. SISMICIDAD DESENCADENADA POR INYECCIÓN DE LÍQUIDOS	24
2.3. SISMICIDAD DESENCADENADA POR EXTRACCIÓN DE HIDROCARBUROS	26
2.3.1. Campo de Gas Natural Gazli:	28
2.4. SISMICIDAD DESENCADENADA POR EDIFICACIONES DE GRAN ALTURA.....	31
2.5. SISMICIDAD DESENCADENADA POR EMBALSES (SDE)	32
2.5.1. Historia:	32
2.5.2. Descripción del fenómeno:	34
2.5.3. Características de la SDE:	35
2.5.4. Frecuencia de la SDE:	38
2.5.5. Mecanismos de la SDE y reología de los materiales corticales:	40
2.5.6. Diferenciación entre la sismicidad natural y la sismicidad desencadenada por embalses:.....	43
2.5.7. Amenaza sísmica provocada por la SDE:	45
3. CASOS DE SISMICIDAD DESENCADENADA POR EMBALSES REPORTADOS EN LA LITERATURA	48

3.1.	EMBALSE DE KOYNA.....	48
3.2	EMBALSE DE ASWAN.....	52
3.3	EMBALSE DE NUREK.....	53
3.4	EMBALSE DE HSINGFENGKIANG.....	55
3.5	EMBALSE DE MRATINJE.....	60
3.6	EMBALSE DE KUROBE.....	63
3.7	EMBALSE DE TAKASE.....	66
3.8	EMBALSE DE POECHOS.....	69
4.	CASO DE ESTUDIO: PROYECTO HIDROELÉCTRICO SOGAMOSO.....	72
4.1	DESCRIPCIÓN DEL PROYECTO.....	72
4.2	SISMOTECTÓNICA DE LA REGIÓN.....	74
4.2.1	Asentamiento geológico-tectónico regional:.....	74
4.2.2	Tectónica de placas:.....	75
4.2.3	Elementos Sismotectónicos:.....	76
4.3	SISMICIDAD DE LA REGIÓN.....	82
4.4.	CONSIDERACIONES ACERCA DE LA POSIBILIDAD DE SDE EN LA ZONA DEL PROYECTO HIDROELÉCTRICO SOGAMOSO.....	85
4.5.	CONCLUSIONES SOBRE EL RIESGO DE SDE EN EL PROYECTO HIDROELÉCTRICO SOGAMOSO.....	88
	BIBLIOGRAFIA.....	91

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1. Idealización del mecanismo de doble par actuando sobre una falla.	17
Figura 2. Elementos fundamentales de un sismo.	18
Figura 3. Estructura de una mina a grandes profundidades.	21
Figura 4. Canteras a cielo abierto.	22
Figura 5. Deformación de la superficie después de los sismos de Gazli 1976-1984.	29
Figura 6. Panorámica del Taipei 101 sobre la ciudad de Taipei.	32
Figura 7. Tipos de fallas.	37
Figura 8. Circulo de Mohr, aplicable a los esfuerzos en la falla.	41
Figura 9. Koyna presa de agua.	48
Figura 10. Mapa de la región sísmica de Koyna y Warna.	51
Figura 11. Presa Aswan Construida en 1989.	52
Figura 12. Presa Nurek, Tajikistan.	54
Figura 13. Registros de la presa.	56
Figura 14. Esquema de localización de la Presa Hsingfengkiang.	57
Figura 15. Distribución de epicentros en la zona del embalse.	58
Figura 16. Distribución en el tiempo de velocidades anómalas y sismos.	59
Figura 17. Presa Mratinje del Río Piva.	60
Figura 18. Situación Tectónica de la región.	61
Figura 19. Presa Kurobe.	63
Figura 20. Fluctuaciones de los eventos sísmicos y niveles de agua en el embalse.	65
Figura 21. Presa Takase.	66
Figura 22. Tasa de incidencia mensual de eventos sísmicos en la presa Takase.	67
Figura 23. Distribución de hipocentros en la región de la presa.	68
Figura 24. Presa Poechos.	70
Figura 25. Localización de los epicentros.	71
Figura 26. Resultados representativos de la sección monitoreada en la presa Poechos.	71
Figura 27. Etapa de Construcción del embalse. (Marzo 26-2012).	72
Figura 28. Localización regional del proyecto.	73
Figura 29. Posición del territorio colombiano en el ambiente tectónico continental.	75
Figura 30. Corte transversal de la corteza colombiana.	78
Figura 31. Fallas cercanas al proyecto, establecidas por los estudios geológicos del consultor.	81
Figura 32. Distribución de epicentros sísmicos superficiales, a profundidades menores de 100 Km.	83

Figura 33. Histograma de magnitudes de los eventos superficiales.....	83
Figura 34. Distribución de epicentros sísmicos profundos, a profundidades mayores de 100 Km.....	84
Figura 35. Histograma de magnitudes de los eventos profundos.....	84

Lista de Tablas

Pág.

Tabla 1. Eventos desencadenados por embalses con magnitud mayor a 6.0.	33
Tabla 2. Casos de SDE.....	39
Tabla 3. Actividad Sísmica en la presa Mratinje	62
Tabla 4. Diseño Presa Kurobe.	64
Tabla 5. Diseño Presa Takase.	66

RESUMEN

TITULO: Sismicidad desencadenada por embalses, estado actual del conocimiento *

AUTOR: Andres Felipe Prada Sepulveda **

PALABRAS CLAVES: Sismicidad desencadenada, presión de poros, falla geológica, columna de agua, embalse.

CONTENIDO:

Este trabajo de grado reúne un gran número de los mas recientes aportes científicos a la comprensión de la Sismicidad Desencadenada por Embalses, con lo cual se redacta el presente estado actual del conocimiento.

La Sismicidad Desencadenada por Embalses es un tema complejo, de debate actual y que ha generado discrepancia, a lo largo de sus años de discusión, entre los diferentes expertos en este campo, pues algunos de ellos han mostrado su escepticismo al no creer posible que una columna de agua de gran altura como la presente en los grandes embalses, pueda influir en la actividad sísmica de una región. Pero diversos casos, en diferentes lugares del mundo y con regímenes tectónicos diferentes, han sido documentados, y han sido aprobados por la Comisión Internacional de Grandes Presas, ICOLD.

Sin embargo, la construcción de grandes embalses no es el único mecanismo proveniente de una actividad humana que ha sido vinculado a la aparición de este fenómeno. Existen de igual forma registros de casos en los que se relaciona a la extracción de hidrocarburos, la explotación minera y la inyección de líquidos, con la aparición de eventos sísmicos. Por lo tanto, resulta importante mencionar en este material bibliográfico estas otras actividades humanas desencadenantes, que comparten ciertas características, y representan un apoyo para una mejor comprensión de este fenómeno.

Como caso de estudio, se presenta el evaluación del riesgo de sismicidad desencadenada por embalses en el Proyecto Hidroeléctrico Sogamoso; una presa tipo CFRD de 196 m de altura la cual se encuentra actualmente en construcción, y se estima entrará en funcionamiento a finales del año 2013. Este caso de estudio, representa un ejemplo valioso para la ingeniería colombiana y una guía para las futuras grandes presas de nuestro país.

* **Proyecto de Grado**

** **Facultad** de Ingeniería Físico Mecánicas. **Escuela** de Ingeniería Civil. **Director:** PhD. Ing. Álvaro Viviescas Jaimes. **Codirector:** PhD. Ing. Vladimir Ernesto Merchán.

SUMMARY

TITLE: Reservoir-triggered seismicity state of knowledge*

AUTHOR: Andrés Felipe Prada Sepúlveda**

KEYWORDS: Triggered Seismicity, pore pressure, geological fault, water table, reservoir.

ABSTRACT:

This thesis has the most recent scientific contributions, which help us to understand the reservoir-triggered seismicity (RTS), and it will be compiled and presented in this State of Knowledge.

The mechanism of earthquake triggering by large reservoir is more complex than other types of triggered seismicity. It is still controversial and it has produced disagreement among different experts during its years of debate, some of them have expressed distrust of the influence that could have a great height water table of large reservoirs in the seismicity of a region. But, several cases in different places and tectonic regimes around the world, have been documented and approved by the International Commission on Large Dams, ICOLD.

However, the construction of large dams is not the only mechanism caused by human activity that has been linked with this phenomenon. Similarly, there are other human activities that have played an important in triggered earthquakes, like liquid or gas injection and extraction, mining and quarrying, and hydrocarbon reservoir compaction. Therefore, it is important include in this document, these other human activities, which share certain features and also gives us a better support to understand this phenomenon.

As a case of study, the hazard assessment of reservoir- triggered seismicity in Sogamoso Hydropower Project will be included. This project aims to use the flow of the Sogamoso River through the construction of a CFRD dam of 196 m high, which is currently being built and it is expected to begin operations at the end of 2013. Unquestionably, this case represents a valuable example for Colombian engineering and a guideline for future large dam construction in our country.

***Graduation Project**

**** Faculty** of Physics - Mechanics Engineering. **School** of Civil Engineering. **Director:** PhD. Eng. Álvaro Viviescas Jaimes. **Codirector:** PhD. Eng. Vladimir Ernesto Merchán

INTRODUCCIÓN

Se han documentado casos alrededor del mundo, en los cuales ha habido un notable incremento de la actividad sísmica en zonas afectadas por ciertas labores humanas de gran magnitud, entre ellas, la construcción de grandes embalses.

Este tema toma importancia para Colombia, debido al notorio incremento en los últimos años de proyectos de grandes presas, unido al alto riesgo sísmico de gran parte de nuestro país. Por lo anterior, es importante acometer este estudio que sirva como herramienta de referencia para la ingeniería nacional, en especial la ingeniería de grandes presas.

A pesar de que la sismicidad provocada por actividades humanas pareciese ser un tema de reciente interés para la comunidad científica, se encuentra en la bibliografía que los reportes sobre este fenómeno datan desde 1894, año en el que algunos sismos fueron percibidos en Johannesburgo (McDonald, 1982) [39]; y cuyo origen, años más tarde fue atribuido a la explotación de oro Witwaterstand, la cual comenzó en 1886 (Cook et al., 1965) [10].

A partir de este hecho, muchos otros movimientos telúricos alrededor del mundo han sido atribuidos a ciertas actividades humanas, calificadas como desencadenantes o inductoras del fenómeno.

Inicialmente, se llamó a este fenómeno sismicidad “inducida”, pero en la actualidad se conoce como sismicidad “desencadenada”, debido a que entre estos dos adjetivos existen unas diferencias importantes a resaltar.

De forma general, la gran diferencia entre estos dos términos radica en la magnitud de la perturbación que pueda alterar los esfuerzos cortantes sobre

una falla y que puedan causar su fractura. Así, que si hablamos de sismo “desencadenado” será el resultante de una actividad que cause una variación muy pequeña de esfuerzos cortantes sobre la falla, del orden de 10 bares (100Ton/m²), y que logre desequilibrarla (Gupta, 2002) [23]. Casas Sainz (2005) [7], por su parte, concluye que la corteza continental está al borde de la ruptura pero si no hay perturbaciones en el campo de esfuerzos no rompe, así que cambios en el esfuerzo tan pequeños como 1 bar puede desencadenar sismicidad. Un intervalo de magnitudes típicas para esta categoría es de 5 a 50 bares, propuesto por Spottiswoode (1984) [72].

Si comparamos estos esfuerzos con los que existen de forma natural en la falla, intuitivamente deducimos que van a ser solo una muy pequeña fracción de ellos, y esto hace la diferencia con la sismicidad que inicialmente se llamó “inducida”, la cual es resultante del deslizamiento de la falla ocasionada por una variación de esfuerzos de magnitudes cercanas a los existentes a profundidades sismogénicas, tal que pueda activar una falla que no este próxima a su fractura (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

De acuerdo a estas diferencias, la gran mayoría de los sismos atribuidos a actividades humanas deberán clasificarse dentro de los sismos “desencadenados” pues los esfuerzos que se pueden transmitir a la falla son en realidad una pequeña fracción de los naturales (Gupta, 2002) [23].

Así que, en los últimos años se ha consensuado entre la comunidad científica la utilización del término “triggered seismicity” para lo que llamamos sismicidad “desencadenada”, que resulta ser su tracción literal del inglés al español; y se reconoció ampliamente como una respuesta específica a la alteración de las condiciones de equilibrio de un ambiente tectónico, generalmente ubicado a varios kilómetros bajo la superficie, situación por la cual dificulta su validación mediante ensayos directos, lo que ocasiona que se presenten controversias entre los diferentes expertos en este campo (ICOLD, 2012) [29].

1. DESCRIPCIÓN DEL FENÓMENO DE LA SISMICIDAD DESENCADENADA

La sismicidad desencadenada se puede definir como la distribución espacial y aparición temporal de movimientos telúricos debidos a ciertas actividades humanas, entre las que se encuentran la perforación de pozos mineros, la extracción de petróleo o gas, la inyección de fluidos a elevada presión, y la construcción, puesta en carga y actividad de grandes presas. Por lo tanto se puede clasificar como un caso concreto de la sismicidad de origen antropogénico¹ (Herraiz Sarachaga, 2005) [26].

Todas estas actividades humanas tienen en común mecanismos responsables y capaces de intervenir en la acumulación de esfuerzos de las cortezas terrestres, entre ellos, cambios en la presión de poros, cambios de volúmenes, aplicación estratégica de cargas y, el ya mencionado anteriormente, aumento en el estado de esfuerzos naturales en las fallas (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

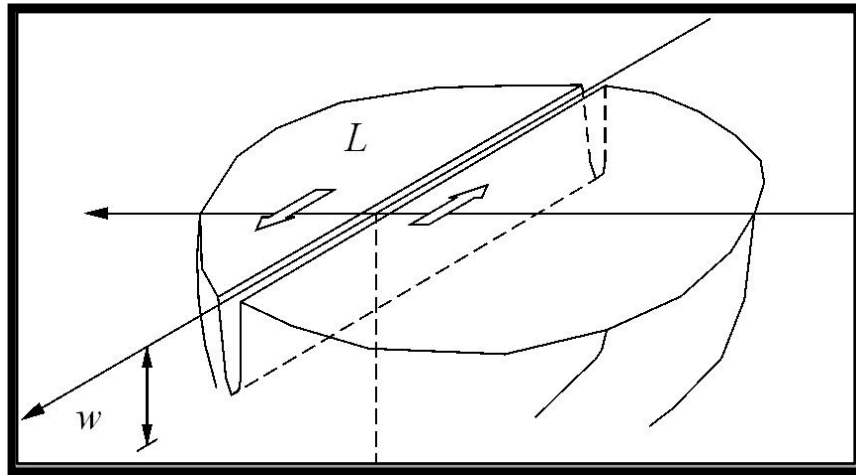
Así que, mediante evidencia instrumental confiable, se ha corroborado que estos mecanismos pueden generar eventos sísmicos de tipo tectónico; esto es, que se genera un mecanismo de doble (Fig. 1) para partir de la relajación súbita de las deformaciones acumuladas, que por tiempo considerable se acumula alcanzando la resistencia de los materiales corticales². Siendo así, para que existan estos fenómenos tectónicos, que asocian desplazamientos de la corteza, tiene que existir un incremento de esfuerzos desde un punto de referencia, el cual se puede lograr por medio de los múltiples fenómenos asociados a la deriva continental, o por los medios antropogénicos descritos anteriormente (Gallego, 2012) [15].

Gallego (2012) [15] afirma, que cuando las rocas alcanzan esfuerzos de 10.000 Ton/m² (1000 bares), los materiales corticales alcanzan su resistencia y se

¹ Antropogénico: se refiere a los efectos, procesos o materiales que son el resultado de actividades humanas

² Cortical: Relativo a la corteza terrestre.

Figura 1. Idealización del mecanismo de doble par actuando sobre una falla.



Fuente: Gallego, 2012 [15]

rompen a partir de un punto, denominado hipocentro³. La relajación súbita de la deformación, incluye una reducción de los esfuerzos en el sitio, que después de que ocurra un evento, empieza a crecer nuevamente hasta el próximo evento.

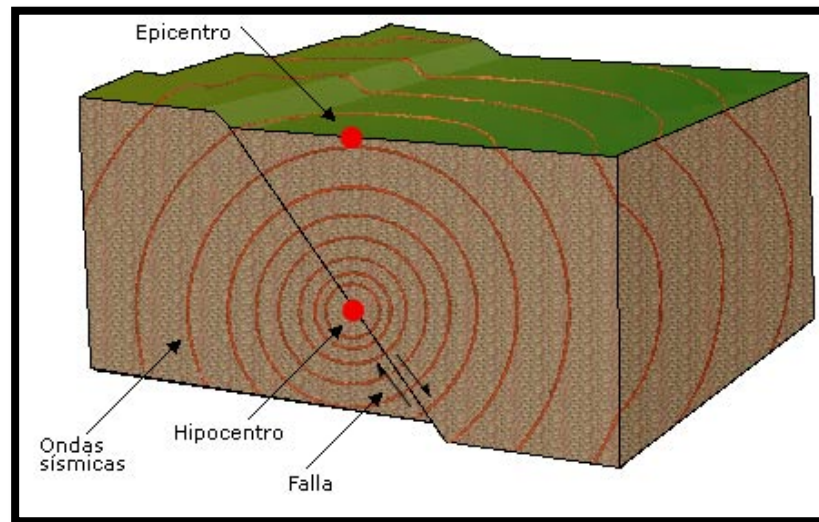
La reducción entre los esfuerzos antes y después de la ruptura, se denomina: Caída de esfuerzos ($\Delta\sigma$). Esta caída de esfuerzos resulta ser menor en terremotos muy grandes ($\Delta\sigma > 20$ bares, pero en promedio 50 bares), asociados a baja frecuencia como los producidos a grandes profundidades; y mayor ($\Delta\sigma > 100$ bares, y en ocasiones supera los 150 bares), en terremotos mas pequeños e impulsivos, asociados a los mecanismos de fallas locales superficiales.

Se conocen como, sismos superficiales o someros, a eventos sísmicos que se presentan a poco mas de 5 Km, donde los esfuerzos resultan ser geostáticos puros, sin afectarse por el agua presente en las capas superiores. Adicionalmente, las densidades de los materiales de la corteza van en continuo aumento desde la superficie, así que a solo 5 Km, los esfuerzos con materiales

³ Hipocentro: punto al interior de la Tierra, donde se inicia un movimiento sísmico. También corresponde al punto en el cual se produce la fractura de la corteza terrestre

de pesos específicos de 2 ton/m³, sean del orden de 10.000 ton/m² (1000 bares). Por lo que la resistencia de las rocas a esta profundidad, resulta enorme.

Figura 2. Elementos fundamentales de un sismo.



Fuente: Google imágenes.

En general, los eventos sísmicos tectónicos, tienen asociado un régimen de esfuerzos que desencadena procesos complejos, ya que involucran esfuerzos geostáticos afectado por la presencia del agua, que genera una flotación que se traduce en esfuerzos efectivos. Sin embargo, el gradiente térmico en zonas continentales oscila en unos 30°C/Km, así que a 3 Km la posibilidad de que el agua esté evaporada es alta, perdiéndose la flotación. No obstante, permanecen los gases a presión, que restan esfuerzo geostático, pero que resulta ser mucho menor que el efecto del agua líquida.

Como vemos, los esfuerzos presentes en las cortezas terrestres son enormes, y las fuerzas necesarias para llegar a generar un evento sísmico, compensando la caída de esfuerzos, para llevar nuevamente a su límite de resistencia a estos materiales corticales, son enormes también.

Así que, los pequeños esfuerzos de los que se hablaba en la introducción, que pueden desencadenar algún evento sísmico, cumplirían la función de ser simplemente “aceleradores” de un evento que se está formando y está ya próximo a ocurrir.

Igualmente, estos fenómenos se caracterizan además por esa coincidencia entre, el momento de la aplicación y la magnitud del incremento de esfuerzos, con la respectiva acumulación de esfuerzos corticales, naturalmente existente, que ubican a la falla cerca de su fractura. Lo que hace de este fenómeno, como se verá más adelante, que no sea muy frecuente; y con lo que se descarta, que siempre que se realice alguna de las actividades humanas descritas anteriormente, se espere la aparición de eventos sísmicos.

Adicionalmente, cabe anotar, que los valores de esfuerzos corticales ya mencionados, obedecen a unas cifras generales; por lo que, pueden existir otros materiales, con valores de resistencia menores o mayores, lo que aumenta o disminuye su susceptibilidad, respectivamente, a alcanzar su límite de resistencia, y por ende, los esfuerzos necesarios para causar en ellos algún efecto, deben ser igualmente menores o mayores.

Fundamentalmente, los sismos desencadenados son un fenómeno tectónico como la mayoría de sismos.

2. TIPOS DE ACTIVIDAD HUMANA QUE ACTÚAN COMO DESENCADENANTE

2.1 SISMICIDAD DESENCADENADA POR MINERÍA

Según McGarr, Simpson y Seeber (2002) [43], no cabe duda la directa relación que existe entre la actividad minera con la aparición de sismos, sustentada ampliamente en la literatura especializada de las últimas cuatro décadas, por

autores como Gibowicz y Kijko (1994) [19], entre otras cosas por ser este motivo de sismicidad mejor entendido que los otros.

Las técnicas de minería, la profundidad y la escala de las perforaciones, los cambios en la presión de poros y en el estado de esfuerzos, son las principales causas por las cuales esta actividad puede desencadenar sismos, que gran parte de ellos son muy parecidos al fenómeno de los movimientos telúricos naturales (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

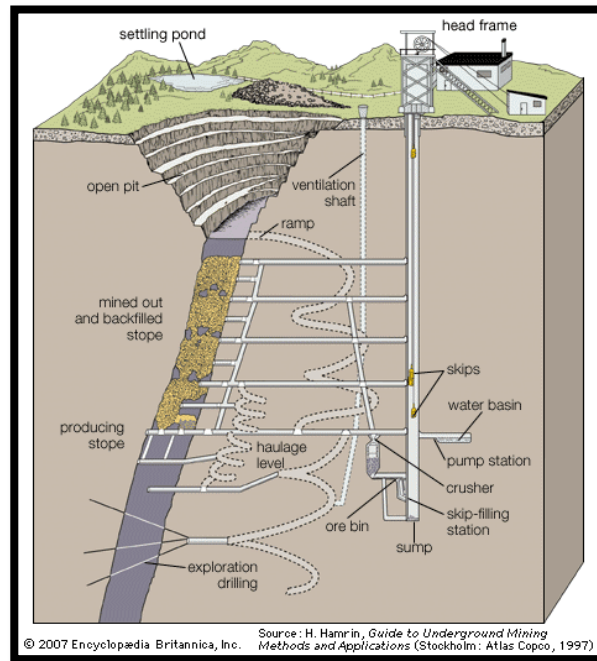
2.1.1 Minería a grandes profundidades: Como ya se había comentado, la explotación de oro en los yacimientos de Witwatersrand en Sudáfrica fue el primer indicio de la sismicidad de origen antropogénico, y los cuales son un buen ejemplo que resalta, el método minero utilizado y la profundidad de las excavaciones, como factores claves en la generación de sismos.

Las perforaciones alcanzaban profundidades de entre 2000 y 4000 metros y la extracción del oro se lograba con excavaciones de rebajes tabulares subhorizontales de ancho mayor a 1 metro y extendidos lateralmente en un rango entre 100 metros a varios kilómetros (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

Localizada en un ambiente tectónico inactivo, esta mina de geometría irregular (Gay et al., 1984) [16], logró un cambio sustancial en los esfuerzos de las capas colindantes vulnerables a fractura, cercanas a las paredes de sus túneles.

Estos cambios de esfuerzos incluyeron incrementos en los esfuerzos cortantes, así como disminución de los esfuerzos normales que actuaban sobre el plano de falla (Cook, 1963 – 1965; McGarr, 1975 – 1993). [9], [40]

Figura 3. Estructura de una mina a grandes profundidades



Fuente: Google imágenes

Estos cambios sustanciales de esfuerzos tuvieron una magnitud del orden de los 25MPa, mucho mayores a los normalmente causados por actividades humanas, explicados anteriormente, y que le dan el carácter de ser un sismo inducido y no desencadenado (Spottiswoode y McGarr, 1975). [71]

Finalmente en 1977, cuando esta explotación del oro incluía 4 grandes minas con una extensión aproximada de 27 Km, se presentó el evento sísmico mas importante entre la serie de eventos a lo largo de esos años. Este movimiento telúrico tuvo una magnitud de 5,2 en la escala de Richter (Fernández y Van der Heever, 1984). [14]

2.1.2 Explotación de canteras a cielo abierto: Otro método minero comúnmente usado es la explotación de canteras a cielo abierto, que a diferencia del ejemplo anterior, estas minas se consideran superficiales.

Wappingers Falls es una cantera a cielo abierto ubicada al sur de Nueva York, que comenzó sus operaciones a principios de 1900, con una extensión de cerca de 1 Km y una profundidad de 50m (McGarr, Simpson y Seeber, 2002).[43]

Figura 4. Cantera a cielo abierto



Fuente: Google imágenes

Pomeroy et al. (1976) [47], asoció a esta mina una secuencia de sismos en 1974, incluyendo un sismo máximo de magnitud 3,3, con hipocentros muy superficiales directamente debajo de la cantera, a profundidades entre 0,5 y 1,5 Km, y que se debió a un cambio de 1,5 MPa en los esfuerzos cerca de la superficie, producto de la operación de la cantera desde su inicio hasta tal fecha.

De acuerdo a un estudio de magnitudes y direcciones de esfuerzos en esta zona, se detectó una abundante presencia de compresión horizontal (Sbar y Sykes, 1973) [56], por lo que la remoción del material en la superficie disminuye el esfuerzo normal y aumenta el cortante, llevando a una falla de empuje subyacente a su fractura (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

Otra cantera con excavaciones de 800 metros de extensión en Cacoosing Valley cerca de la ciudad de Reading, en Pensilvania, se presume llevó a una falla oblicua inversa, situada directamente debajo de la mina, a la ruptura, lo que produjo una secuencia de sismos entre 1992 y 1997 (Seeber et al, 1998) [58].

Al igual que en el caso anterior la remoción substancial de sobrecarga, iniciada décadas atrás, jugó un papel evidente en la generación de sismos, pero coincidió en esta ocasión con la reducción, de manera simultánea, de la presión de poros debida a las operaciones de bombeo necesarias para controlar el nivel freático y permitir la explotación (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

De acuerdo con McGarr, Simpson y Seeber (2002) [43], las operaciones de bombeo pueden tener dos efectos opuestos en la generación de sismos, pueden disminuirlos o pueden provocarlos. Como en estas operaciones se disminuye la lámina de agua, por lo tanto se reduce la presión de poros, y esto puede fortalecer la falla y suprimir los sismos o puede debilitarla y generarlos.

En el caso de Cacoosing Valley la reducción en la presión de poros fortaleció la falla, compensando el riesgo por la remoción de la sobrecarga, pero en Diciembre de 1991, 5 meses antes de que la sismicidad comenzara, las operaciones en la cantera cesaron y la lámina original de agua se recuperó, debida a la alta permeabilidad de las rocas carbonatadas en la zona.

La presión de poros en la falla, entre 0,5 y 1 Km debajo de la cantera, aumentó desapareciendo así el fortalecimiento de la falla, y dejando sin control el efecto de la remoción de carga, llevando la falla a la fractura.

Los eventos sísmicos comenzaron en Mayo de 1992 e incluyendo en Enero de 1994 el sismo mas importante de magnitud 4,3 (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

2.2 SISMICIDAD DESENCADENADA POR INYECCIÓN DE LÍQUIDOS

Se han realizado, en diferentes partes del mundo, experimentos para verificar la incidencia de la inyección subterránea de líquidos a alta presión en la aparición de sismos, debido a evidencias, como los eventos sísmicos ocurridos en la década de 1960 cerca de un pozo conocido como Rocky Mountain Arsenal, en proximidades a Denver, Colorado (Evans, 1966; Healy et al., 1968) [13], [25], en el cual fueron inyectados desechos líquidos a altas presiones a una profundidad de 3,7 Km, y que poco tiempo después de comenzada la inyección se empezó a sentir actividad sísmica en esta zona considerada prácticamente como asísmica.

La sismicidad comenzó cerca del fondo del pozo de inyección y se expandió linealmente cerca de 8,7 Km (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

Después de un año de terminada la inyección, ocurrió el evento sísmico mas importante, cuya magnitud alcanzó los 4,85 grados en la escala de Richter.

Al evaluar las características del proceso de inyección, se observó que los líquidos fueron introducidos a una presión de 10 MPa por encima de los esfuerzos naturales en estas capas, que alcanzaban los 27 MPa, lo que ocasionó sobre los planos de falla una fractura de tipo normal (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

Según Hsieh y Bredehoft (1981) [27], se determinó que un incremento de tan solo 3,2 MPa en la presión de inyección eran suficientes para estimular la sismicidad sobre fallas orientadas favorablemente.

Uno de estos experimentos, reportado por Raleigh et al. (1976) [51], fue hecho de manera controlada en Rangely, Colorado. Donde una inyección de agua, a una profundidad mayor a 2 Km, para la recuperación secundaria en un campo petrolero produjo una serie sísmica de baja intensidad, con magnitudes menores de 3,1.

La magnitud de esfuerzos registrada en el lugar alcanzaba los 17 MPa, y se pudo observar durante el experimento que los sismos desaparecían cuando la variación de presión se acercaba a un valor crítico de 26 MPa.

Otro suceso que resalta esta actividad humana como desencadenante, se presentó cerca de Ashtabula, Ohio, en donde fueron inyectados residuos líquidos a una profundidad de 1,8 Km en una zona donde se encuentra una formación fundamentalmente Paleozoica (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

Precisamente debajo de esta formación geológica existe una falla vertical con orientación oeste, la cual fue fracturada por la parte lateral izquierda debido al sismo mas importante que se presentó en esta ocasión, cuya magnitud alcanzó los 3,6 grados, un año después del comienzo de la inyección (Nicholson y Wesson, 1990; Seeber y Armbruster, 1993) [44], [57].

La secuencia sísmica comenzó en el punto mas cercano, entre el pozo de inyección y la falla, mas o menos a una distancia de 0,7 Km, y fue desplazándose hacia el oeste cerca de 2 Km.

Fue posible determinar 35 hipocentros, todos a lo largo de la falla, ninguno exactamente en el punto de inyección, lo que muestra el papel fundamental que juegan las fallas existentes en la distribución espacial de la sismicidad desencadenada (McGarr, Simpson y Seeber, 2002) [43].

En forma resumida la sismicidad desencadenada por inyección de líquidos presenta las siguientes características:

- Suele ser desencadenada a lo largo de fallas preexistentes que están hidráulicamente conectadas con el punto de inyección y se concentra en la porción de la falla con menor resistencia hidráulica.

- La sismicidad inicialmente se ubica cerca del punto de inyección respondiendo rápidamente a las variaciones de presión ocasionadas por la tasa de inyección. Seguidamente como la inyección avanza, la zona de influencia aumenta, lo mismo que las magnitudes de los sismos; pero la respuesta a los cambios de presión comienza a ser lenta y sutil.
- La sismicidad cerca del punto de inyección desaparece inmediatamente después de que cesan las inyecciones; pero los sismos un poco más alejados pueden continuar prolongándose tiempo después.

2.3 SISMICIDAD DESENCADENADA POR EXTRACCIÓN DE HIDROCARBUROS

La sismicidad asociada a la extracción de hidrocarburos, se conoció por primera vez en los campos petroleros de Goose Creek, Texas en 1925. (Yerkes y Castle, 1976) [80].

Uno de los casos más relevantes, sucedió en el campo petrolero de Wilmington, en donde se apreciaron efectos espectaculares de compactación causada por hundimiento, deformación horizontal y sismos asociados. (Kovach, 1974; Yerkes y Castle, 1976) [36], [80].

Yerkes y Castle, (1976) [80], demostraron que la compactación diferencial en profundidad, debida a la extracción de líquido de las formaciones productoras, pueden conducir a fracturas por cortante, que activan los eventos sísmicos.

Según Segall (1989) [60], los sismos asociados a la producción de hidrocarburos presentan las siguientes características:

- La sismicidad en los alrededores inmediatos de un yacimiento comienza cuando la reducción en la presión de poros alcanza un nivel del orden de 10 MPa.

- Los sismos tienden a ocurrir también inmediatamente debajo o encima de los yacimientos y son muy frecuentes en estratos duros pero con tendencia a la falla frágil, en vez de una falla dúctil.
- Para los sismos encima y debajo del yacimiento, los mecanismos locales mas comunes indican fallas inversas o de cabalgamiento.
- Los sismos localizados en los estratos mas débiles tienden a ser lentos, es decir, la duración de la fuente es bastante extendida, comparada con un típico sismo cortical de similar magnitud.

Grasso y Wittlinger (1990) [17], describieron los sismos desencadenados por la producción de gas natural en la cuenca Pau, al suroeste de Francia. El campo de gas, con extensión de casi 10 Km y con producción a profundidades cercanas a los 4 Km, desencadenó un nivel excepcionalmente alto de sismicidad por este tipo de operación, con sismos de magnitudes por encima de 4.2 grados en la escala de Richter.

Para entender estos efectos mas cuantitativamente, Segall (1985,1989) [59], modelo un yacimiento de hidrocarburos como un medio poroso – elástico (Biot, 1941) [3], embebido en un medio elástico impermeable con el propósito de calcular la deformación y los cambios de esfuerzos debido a la extracción de crudo.

Para la realización de este modelo, Segall tuvo en cuenta las siguientes consideraciones: esencialmente la producción de hidrocarburos remueve fluidos (Petróleo, agua o gas natural) del yacimiento, el cual responde contrayéndose. Esta contracción induce deformación y cambios de esfuerzos en los estratos alrededor del yacimiento. Las deformaciones calculadas pueden ser comparadas con mediciones geodésicas de hundimiento de la superficie y deformación cortical horizontal (Yerkes y Castle, 1976) [80]. Similarmente, los

cambios de esfuerzos calculados se pueden comparar con mecanismos locales de sismos cercanos. (Segall, 1989) [60].

Las soluciones a las ecuaciones poro- elásticas lineales desarrolladas por Segall (1992) [61], fueron aplicadas al análisis de hundimiento y sismos asociados con el campo de gas Lacq (Cuenca Pau).

Se lograron buenos resultados entre el desplazamiento vertical calculado y el hundimiento observado geodésicamente, confirmando así que el modelo lineal fue realístico. Así mismo, los cambios de esfuerzo calculados del mismo modelo indicaban que los sismos en Lacq ocurrieron en respuesta a una tasa de cambio cercana a 0.2 MPa o menos. (Grasso y Wittlinger, 1990) [17].

Pero estos modelos, hasta ahora son limitados para entender los sismos activados por la extracción de gas o petróleo, debido a que la respuesta sísmica a la producción de hidrocarburos es altamente variable de campo a campo. (Doser et al 1992) [11].

3.3.1. Campo de Gas Natural Gazli: Un enorme campo de gas natural se sitúa al sur de la ciudad de Gazli en Uzbekistán, al cual Simpson y Leht (1985) [67] le atribuyen la posibilidad de estar relacionado con una impresionante secuencia sísmica de tres grandes eventos de magnitud 7 entre Abril de 1976 y Marzo de 1984, en una región relativamente asísmica.

Los tres sismos anteriormente mencionados, en orden de ocurrencia, se presentaron a las siguientes profundidades: 20, 13 y 15 Km. (Bossu et al 1996) [5].

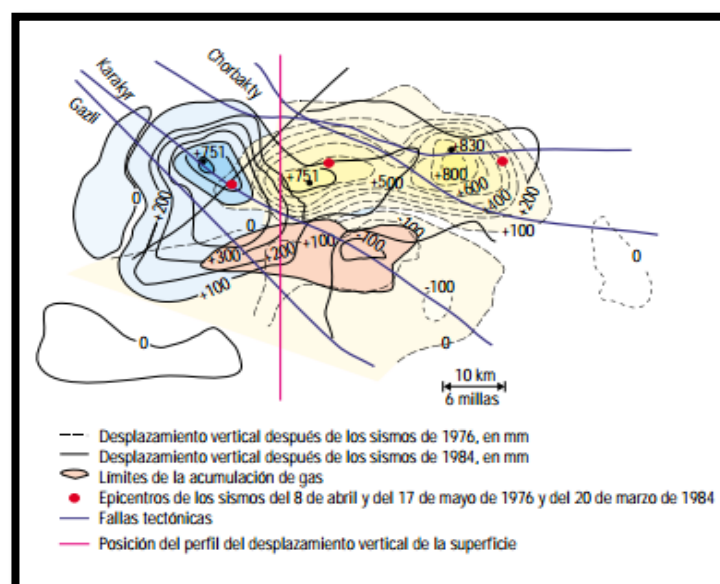
Ellos notaron que:

- En la historia sísmica de esta zona nunca habían existido registros de grandes eventos hasta antes de las operaciones de extracción, por lo que resulta ser un hecho anómalo.
- La secuencia sísmica no presentó el patrón típico de sismos previos – sismo principal y réplicas.

Cabe resaltar que la región afectada por esta sismicidad tiene aproximadamente el mismo tamaño del campo de gas, cuya mayor dimensión es cercana a los 49 Km. (Bossu, R. 1996) [4].

En la figura 5 se observan los desplazamientos verticales máximos como puntos negros y los epicentros de los sismos como puntos rojos. Las líneas punteadas marcan el desplazamiento vertical posterior a los eventos de 1976 y las líneas continuas marcan el desplazamiento vertical posterior al evento de 1984. El campo de gas está sombreado en rojo tenue. Las fallas tectónicas se muestran con líneas negras gruesas. La línea vertical roja marca la posición de la sección transversal exhibida (arriba). (Vitaly et al 2000) [74].

Figura 5. Deformación de la superficie después de los sismos de Gazli 1976- 1984



Fuente: Pizkulín y Raizman [46].

Estos tres eventos son similares a otros ocurridos bajo tres campos petroleros en California, USA, los cuales presentaron magnitudes del orden de 6 grados en la escala de Richter. Las últimas observaciones a estos 3 eventos sugieren el siguiente mecanismo que relaciona los sismos con la extracción petrolera:

La extracción de hidrocarburos resulta de la remoción neta de la masa del yacimiento. La respuesta isostática de la corteza a esta remoción de masa consiste en hacerse más densa para recobrar la fuerza de equilibrio vertical. Esta densificación de la corteza puede ser acomodada mediante fallas de cabalgamiento en una región de fuerzas tectónicas a compresión, así que la deformación sísmica total puede relacionarse con la correspondiente extracción petrolera. (McGarr 1991) [41].

Pero, surge el interrogante ¿Puede este mecanismo de la densificación de la corteza, aplicarse también en los eventos de Gazli?

Bossu (1996) [4] concluye que la secuencia sísmica y la producción de gas no se relacionan probablemente con la restauración del equilibrio isostático, como ocurrió en los 3 casos de California, debido a que el método usado para la extracción fue diferente para cada caso, pues en Gazli cerca de 300 millones de toneladas métricas de gas fueron extraídas, pero cerca de 1200 millones de toneladas métricas de agua fueron infiltradas en el campo, lo que alteró el estado natural de esfuerzos producidos anteriormente por el volumen de gas, lo que pudo haber contribuido al desencadenamiento sísmico. Mientras que en California, se extrajo el crudo, pero no hubo infiltración de agua, lo que condujo a la acomodación de la corteza. Por lo que podemos concluir, que aunque los eventos sísmicos presentan características similares, como podemos ver sus mecanismos de activación resultan ser diferentes.

2.4 SISMICIDAD DESENCADENADA POR EDIFICACIONES DE GRAN ALTURA

Se cree que uno de los edificios más altos del mundo, el Taipei 101, activo 2 sismos durante los años 2004 y 2005, debido al elevado esfuerzo puntual que ejerce sobre el suelo subyacente en la ciudad (Gallego, 2012) [15].

El Taipei 101 pesa unas 700.000 toneladas, y de acuerdo al geólogo Cheng Horng Lin, de la Universidad Normal Nacional de Taiwan, el esfuerzo del rascacielos de forma puntual sobre el suelo y fallas cercanas, puede haber reabierto o activado una antigua falla geológica.

Antes de la construcción del Taipei 101, la cuenca del Taipei era una zona muy estable que no tenía fallas sísmicas en la superficie. Su actividad sísmica se reducía a microsismos (Magnitud menor a 2) que ocurrían, mas o menos, una vez por año. Sin embargo, durante la construcción del Taipei 101 (de 1997 a 2003) las cosas cambiaron, y el número de temblores aumentó a cerca de 2 microsismos por año.

Desde que la construcción terminó, ha habido 2 temblores mayores (con magnitudes de 3,8 y 3,2 en la escala de Richter) directamente debajo del Taipei 101, que fueron sentidos por la población (Gallego, 2012) [15].

Los diseñadores han calculado la presión ejercida por este edificio sobre el suelo, el cual cuenta con una estructura diferente al resto de edificios de gran altura, esta es una armadura híbrida de concreto y acero, la cual le suministra mas protección contra terremotos e incendios, y a su vez le impone una inmensa carga vertical sobre sus cimientos. Esta carga logró rebasar las 700.000 toneladas, las cuales se reparten sobre una superficie de 15.081 m², lo que significa una presión de más de 46 ton/m², unos 4,7 bares sobre el suelo subyacente.

Figura 6. Panorámica del Taipei 101 sobre la ciudad de Taipei



Fuente: Google imágenes

Bajo la cuenca de la ciudad de Taipei se asientan rocas sedimentarias de una suavidad extraordinaria, lo que pudo haber ayudado a que esta presión, que es considerable, a que se transfiriera a la corteza superior, y mas profundamente, esto pudo haber reactivado o incrementado los esfuerzos de una vieja falla. (Gallego, 2012) [15].

Este caso planteó preocupaciones sobre propuestas como el Sky City 1000, en Japón, la ciudad vertical propuesta para resolver los problemas de vivienda de Tokio, o el Burj Khalifa en Dubai, ya construido, y que supera los 800 m de altura y el millón de toneladas de peso.

2.5 SISMICIDAD DESENCADENADA POR EMBALSES (SDE)

2.5.1. Historia: Esta última causa de sismicidad antropogénica, se constató durante el llenado de algunas grandes presas a lo largo del siglo XX, mas específicamente, se observó por primera vez en la década de 1930 en los

embalses de Maratón (Grecia), Oued Fodda (Argelia) y Hoover (Colorado, USA).

Seguido de estos casos, se han venido presentando estos fenómenos en numerosos embalses alrededor del mundo, localizados en zonas sísmicas y asísmicas y con regímenes tectónicos diferentes. Con una coincidencia temporal entre dicho llenado y la aparición de los primeros sismos. (Herraiz Sarachaga y Casas Sainz, 2005) [7], [26].

Desde un principio el tema ha sido controversial, muchos expertos alegaban que no era posible que esas enormes cantidades de energía que corresponden a un terremoto pudieran ser liberadas como resultado de pequeños cambios en los esfuerzos a tales profundidades a causa del llenado de la presa. Pero, a finales de los años 60, un número significativo de sismos desencadenados fueron observados y algunos de ellos tuvieron graves consecuencias, por lo que el interés hacia este fenómeno se incrementó.

A la fecha de hoy podemos hablar de que la máxima magnitud registrada por sismicidad desencadenada por embalses ha sido de aproximadamente 6,3 grados en la escala de Richter para las proximidades de la presa de Koyna (India), con la cual quedó demostrada la importancia del problema, el 10 de diciembre de 1967. (Gupta et al., 1969) [20].

Destacando otros eventos sísmicos desencadenados por embalses en los cuales la magnitud alcanzada fue superior a 6 y cuyo efecto fue localmente destructor, se encuentran en la tabla 1.

Tabla 1. Eventos desencadenados por embalses con magnitud mayor a 6.0

EMBALSE	PAÍS	MAGNITUD MÁX.	AÑO
Hsingfengkiang	China	6,0	1962
Kariba	Zambia	6,25	1963
Kremasta	Grecia	6,3	1966

Fuente: Simpson, 1986. [68]

Así como eventos de magnitudes mas pequeñas, registrados en la literatura especializada como es el caso de Aswan (Egipto) con magnitud de 5,3, Manic-3 (Canadá) de 4,1 y Monticello (South Carolina, USA) de 2,8 (Simpson, 1986) [68].

La Comisión Internacional de Grandes Presas, ICOLD, comenzó a considerar este problema desde 1969. En 1970 la UNESCO organizó un grupo de expertos para considerar los problemas relacionados y a partir de esta fecha se realizaron un buen número de simposios y congresos, pero solo hasta 1999 este tema fue considerado dentro del comité técnico de diseño sísmico de presas del ICOLD para realizar un estado del conocimiento como guía de este potencial problema que debe ser considerado en cualquier gran presa.

Mientras tanto, un importante reporte fue publicado por la USSD⁴ en 1997, en el cual se resume el estado del arte y varias conclusiones al respecto a la SDE.

Finalmente en 2012, ICOLD publica en su boletín 137 su estado del conocimiento en el tema, titulado: "Reservoir-Triggered Seismicity: State of Knowledge", el cual se concentra en entender las características específicas de la SDE y clasificar los puntos destacados como guía para los ingenieros de presas.

2.5.2. Descripción del fenómeno: La SDE comparte con las otras actividades humanas desencadenantes de sismos algunas características, pero el mecanismo que la genera es mas complicado debido, en parte, a las mayores dimensiones físicas implicadas en el proceso (Gupta y Chadha, 1995) [22], además, es imposible determinar los principales vínculos causantes y aclarar las reglas que lo gobiernan, solo es posible distinguir algunas tendencias que se pueden interpretar mas o menos satisfactoriamente.

⁴ USSD: Sociedad Americana de Presas.

Este fenómeno abarca eventos sísmicos los cuales necesitan los efectos de incremento de carga por parte del embalse y la acumulación de la presión de poros para hacer que sucedan (Wieland, 2012) [78].

Los expertos están de acuerdo en que el llenado de embalses modifica el régimen de esfuerzos dentro de los estratos superiores de la corteza terrestre, y disminuyen la resistencia al corte efectiva de las masas de roca. Así mismo concuerdan en que masas pre-existentes afectadas por fallas, pueden ser llevadas a la ruptura debido al llenado del embalse (Gallego, 2012) [15].

Así que, la SDE es una respuesta física en una región de la corteza al llenado de un embalse, solo si, hay presentes condiciones tectónicas pre-existentes que favorecen a su aparición (ICOLD, 2012) [29].

La falla puede producir la liberación de energía sísmica si está ya cerca de la fractura, de modo que el peso agregado y la acumulación de presión de poros, debida al llenado, pueda desencadenar la liberación de energía sísmica, pero no incrementará la liberación de esta energía, ya que los esfuerzos añadidos son muy pequeños en comparación con los existentes a tales profundidades (Wieland, 2012) [78].

Los eventos de SDE son eventos sísmicos manifestados durante y después del llenado del embalse, pueden mostrar efectos inmediatos, o notablemente retrasados (usualmente interpretados como los efectos de difusión de la presión de poros) o, con una tendencia de resurgimiento de SDE, que reaparece después de marcada la oscilación del nivel de almacenamiento.

2.5.3. Características de la SDE: Generalmente la SDE está limitada a presas de más de 100 m de altura y/o embalses con una capacidad mayor de 500 millones de m³, con la coincidencia de la aparición de eventos sísmicos con la etapa de llenado y puesta en operación del embalse (Riemer, 2012) [54].

Se cree mas apropiado considerar que los sismos son “activados”, mas no inducidos por el llenado de embalses.

Los eventos sísmicos monitoreados durante y después del llenado son mas frecuentes que el historial sísmico antes del llenado.

La frecuencia y magnitud del fenómeno aumenta con el incremento y las grandes variaciones del nivel almacenado.

Según el boletín 137 (2012) [29], de la Comisión Internacional de Grandes Presas (ICOLD), los requerimientos básicos para la actividad desencadenada son:

- La existencia de una falla activa.
- La presencia de una falla cercana a su fractura.

Se considera que más eventos desencadenados son atribuidos a fallas normales o de rumbo (Ver figura 7), que a fallas de cabalgamiento.

Según la mayoría de los sismos asociados al llenado de embalses, han ocurrido en áreas afectadas por el cuaternario⁵.

El potencial sísmico de las fuentes de una sismicidad desencadenada, en este caso las fallas causantes, se desarrolla mucho antes del evento desencadenado.

En cierta medida los agentes desencadenantes influyen en la naturaleza de la amplitud y frecuencia de la energía sísmica liberada.

⁵ Cuaternario: o Neozoico es el último de los grandes períodos geológicos.

2.5.4. Frecuencia de la SDE: A raíz del terremoto generado en el lago Mead (presa Hoover, USA), en 1935, que tuvo una magnitud cercana a 5,0, se realizó un estudio de todas las presas de los Estados Unidos, donde se concluyó que solo cerca del 5% de los embalses presentan este problema. Por lo que, la construcción de una presa no es garantía de generación de sismos (Gallego, 2012) [15].

El número de presas que han mostrado este fenómeno ha aumentado debido a la cantidad de presas y al monitoreo sísmico que ha mejorado con el paso de los años.

Conocer el número total de casos de SDE es algo relativamente difícil de saber, debido a la complejidad del fenómeno y a las dificultades de obtener datos de monitoreo lo suficientemente creíbles para aceptar el caso. El número de casos está incrementando con el tiempo.

A nivel microsísmico este fenómeno es probablemente mucho más extenso; ya que muchos casos no han sido observados.

La Sociedad Americana de Presas (USSD) presentó en 1997 su reporte de SDE, en el cual se exponen 40 casos de embalses que han presentado este fenómeno. (Ver tabla 2)

Si observamos la tabla, encontramos que solo seis casos presentaron una magnitud superior a los 5.7 grados en la escala de Richter. De acuerdo con los registros del ICOLD en el año 2004, en el mundo existían 670 presas con una altura mayor a 100 m. Si relacionamos el número de casos de magnitudes máximas con la cantidad de grandes presas, notamos que la incidencia de la SDE es $6/670 = 0.0090$, que corresponde a un valor despreciable, menos del 1%.

Tabla 2. Casos de SDE

Reservoir	Country	Depth (m)	Volume (million m ³)	Magnitude or Intensity of the Event	Notes
Akosombo	Ghana	109	148,000	MMI V	1
Almendra	Spain	185	2,649	3.2	1
Aswan	Egypt	90	160,000	5.2	3
Benmore	New Zealand	96	2,040	5.0	3
Blowering/Taibingo	Australia	142	2,559	3.5	3
Camarillas	Spain	43	37	4.1	3
Canelles	Spain	132	678	4.7	1
Capivara	Brazil	60	10,500	4.4	1
Cenajo	Spain	97	472	4.2	4
Danjianangkou	China	97	16,000	4.7	4
El Grado	Spain	85	400	MMI IV	1
Eucumbene	Australia	106	4,761	5.0	3
Furnas	Brazil	111	22,950	MMI V	4
Grandval	France	78	292	MMI V	1
Hoover	USA	191	36,703	5.0	3
Jocassee	USA	107	1,431	3.8	3
Kariba	Zambia	122	160,368	6.25	2
Kastraki	Greece	91	100	4.6	2
Khoa Laem	Thailand	80	7,000	4.5	2
Koyna	India	100	2,780	6.3	3
Kremasta	Greece	120	4,750	6.3	3, 5
Kurobe	Japan	180	199	4.9	1
Manicouagan 3	Canada	96	10,423	4.1	2
Marathon	Greece	60	41	5.75	4
Monteynard	France	125	275	MMI VII	4
Mossyrock	USA	124	1,957	4.3	4
Nurek	Tajikistan	285	11,000	4.5	2
Oroville	USA	204	4,400	5.7	2 or 3
Paraibuna/Paraitinga	Brazil	102	4,740	3.2	4
Piastra	Italy	84	13	MMI V	4
Preve Di Cadore	Italy	98	69	MMI V	4
Porto Columbia/Voltagrande	Brazil	50	3,760	5.1	4
Pukaki	New Zealand	108	10,500	4.6	4
Shenwo	China	75	790	4.8	4
Swift	USA	116	932	5.0	4
Srinagarind	Thailand	133	17,745	5.9	3
Vouglans	France	112	605	4.4	4
Hsingfengkiang	China	105	13,896	6.0	3
Zhelin	China	62	7,170	3.2	4

- 1) Ningún estudio de sismicidad local 2) Pre/Post Estudio Sísmico del embalse
 3) Post Estudio Sísmico del embalse. 4) Se desconoce el estado del estudio sísmico
 5) Evento principal de SDE con una profundidad mayor a 20 Km.

Fuente: USSD 1997 [76]

2.5.5. Mecanismos de la SDE y reología de los materiales corticales: La emisión de eventos sísmicos depende de las propiedades reológicas de la corteza terrestre y su interacción con las fuerzas tectónicas, tanto en la sismicidad tectónica como en la SDE, así como en ambos casos el factor decisivo es la preparación tectónica de los eventos.

De primer interés, es el hecho de que el fenómeno sísmico tiene lugar en la parte frágil y fracturada de la corteza terrestre, en la cual circula agua y también que dichos fenómenos están ausentes en la masa plástica subyacente.

La parte superior de la corteza terrestre esta compuesta generalmente de rocas frágiles y fracturadas. El agua circula bajo alta presión a través de sistemas de grietas y fisuras. Esta es una propiedad bastante importante, apoyada por la presencia de agua circulante en minas y túneles, pero sin confirmación de medidas directas a profundidades sismogénicas. Aún se asume que tal circulación de agua se puede presentar por debajo de profundidades de 20 Km, lo que es suficiente para nuestras consideraciones. El agua circula a través de las grietas, incrementando la presión de poros, la cual reduce los esfuerzos efectivos, generando caídas de esfuerzo cortante (ICOLD, 2012) [29].

La presión de poros en los materiales corticales y su variación debido al llenado del embalse tienen una influencia directa sobre el equilibrio de los estratos corticales a través de los cambios en los esfuerzos efectivos.

Después del incremento de la presión de poros cerca de la superficie, debida al llenado del embalse, su difusión dentro de la profundidad de los estratos corticales se inicia. El tiempo necesario para dicha difusión, depende de la permeabilidad y capacidad específica de las masas de rocas relacionadas.

Ante una caída de la presión de poros, las rocas se fortalecen debido al incremento de los esfuerzos efectivos. Este es un fenómeno trascendente, el

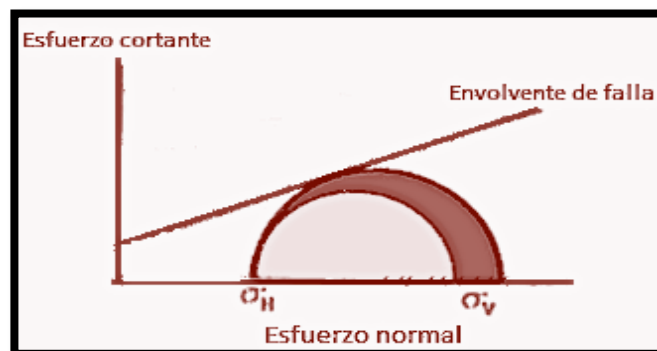
cual puede jugar un rol en la aparición de la velocidad anómala y su tardía recuperación, como sucedió en la presa HsingfengKiang (ICOLD, 2012) [29].

Por lo tanto, es importante evaluar las siguientes propiedades:

- Condiciones geológicas e hidrogeológicas:
Identificación de las fallas y una evaluación de su permeabilidad, propiedades mecánicas e hidráulicas de las rocas: resistencia a carga y fricción, porosidad y permeabilidad. Variaciones de niveles freáticos y efectos del nivel del agua en el embalse.
- Tamaño y forma del embalse; también profundidad (presión de poros) y volumen (peso total) del embalse.
- Historial o variaciones esperadas del nivel de agua en el embalse.

Si se realiza una investigación cuando los efectos de la presión de poros aumentan sobre la estabilidad de diferentes tipos de fallas, se puede observar fácilmente que en los casos de fallas normales o de rumbo, ésta influencia tiene una tendencia a ser representado por el círculo del Mohr, más cerca de la envolvente de falla, es decir, que la fuerza cortante a lo largo de la falla disminuye.

Figura 8. Circulo de Mohr, aplicable a los esfuerzos en la falla.



Fuente: Casas Sainz, 2005 [7]

Solo en casos de fallas inversas, se presenta la tendencia opuesta. Esta conclusión es fuertemente apoyada por el hecho de que la mayoría de casos de SDE, se vinculan a fallas normales y de rumbo.

Es de interés saber el régimen tectónico, el tipo de falla y el estado de esfuerzos a lo largo de ella. El mejor indicio para ello, es la existencia de fallas cuaternarias en la región del embalse. Para esto se requiere un estudio neotectónico detallado de la región del embalse. **Estos estudios pueden ser decisivos para calificar el riesgo de la SDE** (ICOLD, 2012) [29].

La importancia de la actividad de las fallas cuaternarias en las regiones del embalse, esta fuertemente soportada por el hecho de que la mayoría de los casos de SDE que han presentado una magnitud superior a 5.3 grados en la escala de Richter, han ocurrido en áreas donde dichas fallas fueron documentadas. **La ausencia documentada de ésta actividad es un serio indicio de que no se deben esperar importantes sismos desencadenados.** (Allen 1997) [79]

Se debe reconocer que la información directa sobre las condiciones a profundidades sismogénicas es extremadamente escasa. Lo mismo aplica para conocer los esfuerzos preexistentes a lo largo de fallas causantes expuestas a efectos de desencadenamiento. Solo en el caso de la presa de Monticello se hicieron pruebas y se tomaron muestras a 2 Km de profundidad. Otras oportunidades para pruebas similares a ésta, en otras presas es bastante remoto.

La principal dificultad de tratar los mecanismos focales en la liberación de energía sísmica, radica en que la reología de los materiales corticales a profundidades sismogénicas no es conocida con ensayos directos. Así que, para modelar y analizar los eventos focales, la única aproximación factible es usar y explorar los resultados de pruebas de laboratorio, bajo esfuerzos similares y altas temperaturas.

La resistencia del material es también influenciada por la temperatura prevaleciente a profundidades sismogénicas. La consecuencia general del incremento de temperatura es una reducción en la resistencia a cortante de la corteza. A las profundidades de interés para la SDE, el aumento de la temperatura no tiene prácticamente influencia sobre el esfuerzo de fractura, es decir, el aumento de flujo en algunos cientos de grados tendrá menos influencia sobre el comportamiento sísmico de los materiales corticales (ICOLD, 2012) [29].

2.5.6. Diferenciación entre la sismicidad natural y la sismicidad desencadenada por embalses: Unos de los puntos más importantes en el estudio de la sismicidad inducida es poder diferenciarla de la sismicidad natural. Poder demostrar que se trata verdaderamente de una alteración del estado natural de las fallas a causa de una actividad humana y que no es una simple coincidencia.

Para comenzar a sospechar que la sismicidad ha sido estimulada, según Herraiz Sarachaga (2005) [26], primero se debe conocer a detalle el historial de la sismicidad en la zona. Esto dará una panorámica de qué tan sísmica ha sido la región aledaña a las obras de ingeniería desde que se tenga registro.

Al hablar de “región aledaña” a los proyectos, se refiere a un área redonda de radio aproximado a los 20 km, donde generalmente se sitúan los epicentros por sismicidad inducida por embalses (Rastogi et al., 1997, Zhang et al, 1997) [52], [81], y si ésta se ha caracterizado por ser una zona asísmica, por ejemplo, y se comienza a tener registro de eventos sísmicos que coinciden con el desarrollo de la actividad humana, éste podría ser un indicio mas claro de su carácter inducido.

La credibilidad de la naturaleza de la SDE de cada caso monitoreado deberá ser evaluada con los casos conocidos de SDE, y se recomienda la

implementación de una red de monitoreo sísmico local, activada preferiblemente varios años antes del llenado del embalse, para cualquier gran presa en una zona de alta amenaza sísmica. Es importante que sea local y no regional para que puedan ser monitoreados los niveles de microsismicidad adecuadamente.

La implementación de una red de monitoreo sísmico local es un requerimiento necesario para cada gran presa localizada en un área de gran actividad sísmica. Debe ser activada preferiblemente varios años antes del llenado (ICOLD, 2012) [29].

Una estación sísmica simple, es la mínima requerida a instalar durante el periodo anterior al llenado, para un embalse donde la SDE no es esperada. Como una pauta general, el número mínimo práctico de estaciones sísmicas, para la determinación satisfactoria, de la localización de epicentros y la profundidad de epicentros es de cinco (ICOLD, 2012) [29].

Seguidamente el análisis debe llevar un estudio geológico completo, detallando la sismicidad y la microsismicidad en la zona de afectación (Herraiz Sarachaga, 2005) [26].

El mismo autor señala algunas de las técnicas más utilizadas que se practican actualmente para la discriminación de ambos tipos de sismicidad, estas técnicas son:

- Análisis de la serie sísmica.
- Estudios estadísticos de datos sísmicos.
- Estudio del efecto de carga y su distribución espacial.

Mientras las propiedades enumeradas, son de interés y deberían ser mas ampliamente aclaradas, no se puede afirmar que los eventos desencadenados, muestran un mecanismo de falla básicamente diferente en relación a los

eventos tectónicos. Un sismo es ocasionado por un deslizamiento a lo largo de la falla causante, ya sea activado o tectónico. Por lo tanto las diferencias básicas entre estos dos efectos no deberían esperarse.

Si un grupo de eventos sísmicos registrados, sigue el trazado de una falla, es una indicación válida de una falla activa emitiendo eventos sísmicos desencadenados.

2.5.7. Amenaza sísmica provocada por la SDE: Es complicado poder aclarar cual puede ser la magnitud máxima adscrita a la SDE, pero considerando todos los casos aceptados de este fenómeno, solo cuatro de ellos han registrado magnitudes en el rango de 6 a 6.3 grados en la escala de Richter, así que, es lógico aceptar tales magnitudes como máximas. Sin embargo, en cada caso particular se debe investigar si existen dentro de la zona de influencia del embalse fallas de tal tamaño que pueda desencadenar sismos de dichas magnitudes (ICOLD, 2012) [29].

Es razón de peso considerar que eventos desencadenados de magnitud mayor a 6.3 grados en la escala de Richter, no son físicamente posibles, así que sería demasiado conservativo considerar que cada presa podría provocar por SDE el evento máximo creíble. Y el límite superior de magnitud 6.3, es un límite razonable en base a la experiencia existente.

Prácticamente cualquier gran presa, en especial las que superan los 100m de altura, es un candidato potencial para la SDE. En conclusión, para evaluar el amenaza sísmica potencial de una gran presa se necesita:

- Condiciones tectónicas y datos sobre la estructura geológica, apoyados por estudio de fotografías aéreas e imágenes satelitales.
- Datos macrosísmicos pertinentes para el embalse bajo estudio.

- Información detallada sobre fallas activas en una región mas extensa y especialmente todos los datos disponibles de actividad reciente de fallas en la presa y en la región del embalse.
- La evaluación de la capacidad sísmica de todas las fallas conocidas en la presa y en la región del embalse.
- Los regímenes del nivel freático.

Se puede afirmar que: en una región tectónicamente estable, simplemente no habrán eventos desencadenados. Por otra parte, si la presa es ubicada en una región tectónicamente activa, con un gradiente alto de deformaciones y un alto ambiente sísmico, no se podrían presentar eventos desencadenados distinguibles.

El mayor impacto relativo de la SDE, se presenta en zonas de moderadas deformaciones tectónicas y una sismicidad entre baja y moderada. Por lo que, los efectos del peso agregado y la propagación de la presión de poros pueden ser suficientes para desencadenar un evento sísmico significativo. Esto, en base a que los casos más importantes de SDE, se han presentado en dichas zonas de manifestación tectónica moderada.

Podemos distinguir algunas características que nos indican una alta probabilidad de ocurrencia del fenómeno de la SDE:

- Presencia de fallas normales con disminución del esfuerzo normal a lo largo de las discontinuidades.
- Fracturas profundas, con permeabilidad expresa y no uniforme.
- Sismicidad moderada.
- Gradiente moderado de movimientos tectónicos en la región.

En zonas de alta sismicidad lo mas probable es que existan datos disponibles para evaluar correctamente el sismo probable, a diferencia de las zonas de baja sismicidad, donde posiblemente se necesiten estudios de neotectónica para identificar las fallas activas, o aquellas cerca de su limite de fractura que

pueden ser estimuladas; y de esta manera lograr definir el sismo de diseño, el cual podría ser de mucha mas magnitud que si se tienen en cuenta solo los datos históricos disponibles (ICOLD, 2012) [29].

En principio, el riesgo sísmico determinado para la presa, a partir de un completo estudio para la presa y su embalse, debe cubrir la SDE, debido a que el potencial sísmico en ambos casos proviene de origen tectónico, pero el desencadenamiento por el llenado del embalse no puede cambiar el proceso tectónico fundamental, ni el riesgo sísmico en el sitio de la presa, si el potencial sísmico es correctamente evaluado.

En caso de que una falla con actividad documentada en el cuaternario, cruce el sitio de la presa, la mejor recomendación, es seleccionar otro sitio y no exponer la estructura a esta clase de peligro (ICOLD, 2012) [29].

La tasa de liberación de energía sísmica de la región del embalse puede variar por el fenómeno de SDE y como consecuencia influir en el análisis de riesgo en el momento de diseñar la presa. En cualquier caso, las grandes presas de la actualidad deben resistir los efectos de un sismo de magnitud 6.5 en la escala de Richter, por ser 6.3 grados la magnitud máxima conocida que ha sido atribuida a este fenómeno, sin sufrir daños críticos.

Por otra parte las edificaciones y estructuras cercanas al embalse podrían ser expuestas a un riesgo significativo a causa de la SDE, lo representa un riesgo derivado de la SDE, el cual debe ser observado durante el diseño de grandes presas (ICOLD, 2012) [29].

Todas estas características hacen de la SDE un concepto de permanente interés para el diseño y monitoreo de las presas.

3. CASOS DE SISMICIDAD DESENCADENADA POR EMBALSES REPORTADOS EN LA LITERATURA

3.1 EMBALSE DE KOYNA

Es la presa más grande en Maharashtra , India y se encuentra construida sobre el río Koyna. En esta presa ocurrió el sismo de mayor magnitud asociado a embalses el 10 de Diciembre de 1967. (Gupta y Rastogi, 1976) [21].

Figura 9. Koyna presa de agua.



Fuente: Google Imágenes.

Este sismo alcanzó los 6.3 grados en la escala de Richter, en una región considerada de baja sismicidad natural. Este evento se presentó a una profundidad menor a 5 Km, dentro de un radio de 10 km de la presa y de acuerdo al mecanismo focal y a la inversión del momento tensor, este sismo mostro, que se produjo por una falla de rumbo. (Langston y Franco- Spera, 1985) [37].

Antes de la ocurrencia de este sismo principal, solo dos sismos habían sido reportados en la región del embalse, uno ocurrió en 1764 y el otro en 1913. Desde el año 1960 se comenzaron a experimentar microsismos, coincidiendo con la construcción de la presa Koyna, con 103 m de altura.

El llenado del embalse comenzó en 1961 y rápidamente alcanzó su nivel promedio a largo plazo en 1963.

Esto marcó el inicio de la presencia de sismos con magnitudes mayores de 3 grados en la escala de Richter. Entre 1964 y 1967 se realizaron tres ciclos de llenado y desagüe del embalse, y una vez finalizadas estas actividades se experimentó el evento principal de 6.3 grados de magnitud.

El instituto Geológico y Minero de la India reportó en 1968, la aparición de grandes grietas sobre el terreno, alineadas en dirección N-S.

Otro evento referente ocurrió en 1973, el cual alcanzó una magnitud de 5.2, cuando el nivel de agua del embalse excedió en solo 1 metro el máximo valor previo.

Desde 1993, los eventos sísmicos han continuado y se han ubicado cerca del reciente embalse de Warna, ubicado al sur de la presa de Koyna, sobre el río Warna.

La región sísmica está sustentada por las trampas de Deccan, que comprenden varias secuencias de flujo de lava. Estas trampas, tienen baja permeabilidad pero el paso de agua a través de fallas o fracturas es bastante alto.

Varias fuentes termales se localizan a lo largo de un eje N-S que pasa a través de la región de Koyna.

Una falla de 100 Km sigue el curso del río Warna y se ubica debajo de las trampas Deccan. Además, dos fallas delimitan el embalse de Koyna por el norte y el de Warna por el sur. (Rajurkar et al, 1990) [49].

Desde la ocurrencia del sismo principal, los sismos en la región muestran movimientos consistentes de rumbo y de falla normal, coincidiendo con el alineamiento de Warna. La mayoría de los epicentros se concentran en un área de 15 x 30 Km (Chadha et al, 1997) [8].

Más de 100.000 sismos de magnitudes mayores de 0.0 han sido reportados en la región de Koyna. Más de 100 de estos eventos, registraron magnitudes iguales o superiores a 4 grados en la escala de Richter y 18 de estos, registraron magnitudes iguales o superiores a 5 grados. (Rastogi et al, 1997) [52].

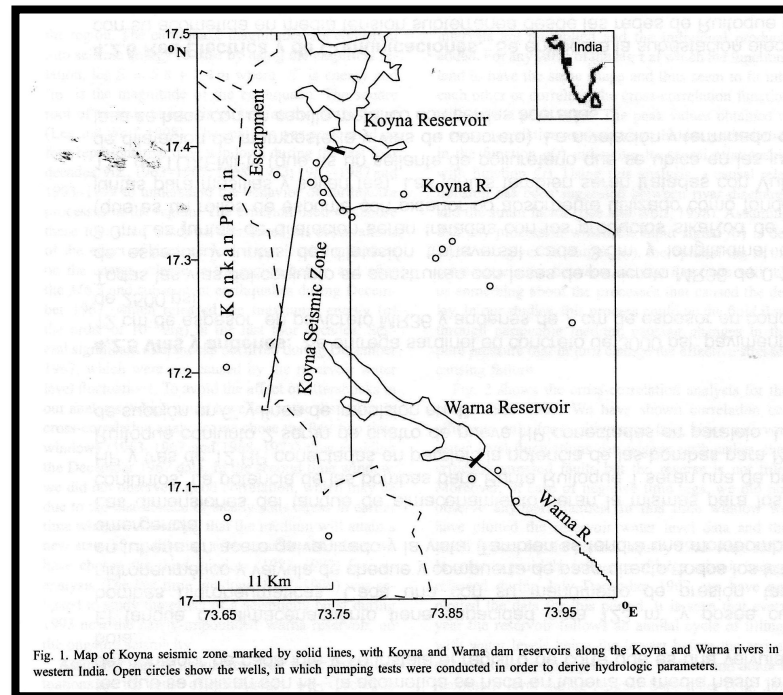
La mayoría de las estructuras regionales se infieren de la geomorfología y la tectónica, siendo apoyados por datos geofísicos, sugiriendo unas características dominantes de una tendencia N-S. (Talwani, 1997) [73].

En la figura 10, se observa la zona sísmica de Koyna, localizada a 225 Km al sur de Mumbai, occidente de India, y se extiende 50 Km al este del mar arábigo.

La sismicidad en Koyna no se ajusta al modelo usual de sismo principal y réplicas de los sismos tectónicos, ya que el sismo principal fue precedido por al menos un año de sismicidad y seguido por una actividad persistente de más de 30 años.

La sismicidad en la región de Koyna ha sido clasificada como un caso de respuesta demorada, debido al llenado del embalse (Simpson et al, 1988) [69]. Así que, el mecanismo exacto que explica la sismicidad en Koyna ha sido ampliamente especulado.

Figura 10. Mapa de la región sísmica de Koyna y Warna.



Fuente: Ajjjet P. Pandey, R.K. Chadha [1].

La región ha experimentado actividad sísmica durante las últimas cuatro décadas, con sismos que han sobrepasado magnitudes de 5. Uno de los últimos sismos presentados, ocurrió el 5 de Septiembre del año 2000, con una magnitud de 5.3 grados.

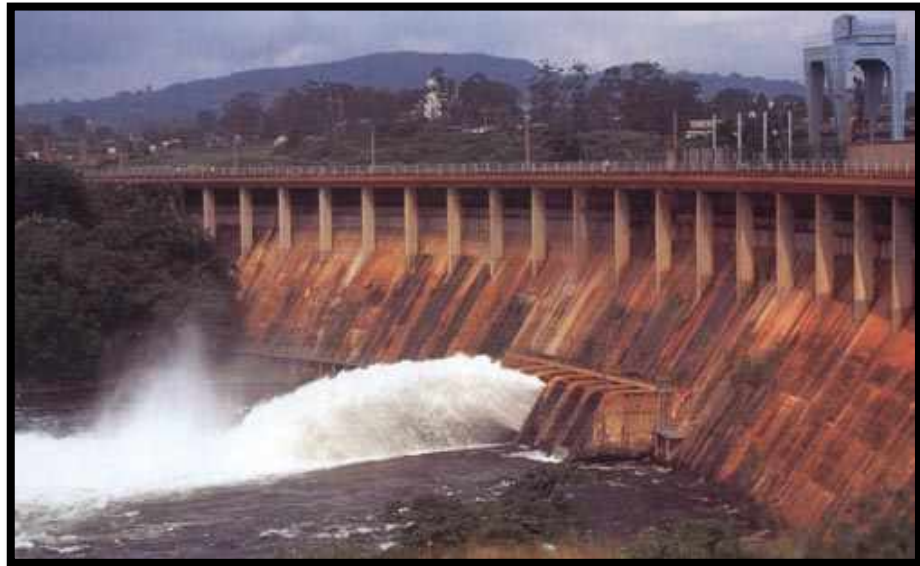
Claramente el embalse de Koyna no ha simplemente ayudado a desencadenar la liberación del esfuerzo tectónico en una secuencia sísmica normal, sino que además el embalse y sus ciclos anuales en el nivel de agua, continúan interactuando con el campo tectónico de esfuerzos de una manera compleja y continua desencadenando sismos. (McGarr, Simpson, Seeber 2002) [43].

Recientemente en un estudio realizado, se delinearon tres segmentos de fallas nuevos en la zona sísmica de Koyna. (Rai et al, 1999) [48].

3.2 EMBALSE DE ASWAN

La presa Aswan se localiza sobre el río Nilo, en Egipto, y tiene una altura de 110 m, formando el lago Nasser, uno de los lagos artificiales más grandes del mundo.

Figura 11. Presa Aswan Construida en 1989.



Fuente: Google Imágenes.

Un sismo de magnitud 5.3 en la escala de Richter ocurrió en Noviembre de 1981 a 60 Km aguas arriba de la presa, directamente debajo de una ensenada⁶ que se extiende al oeste del antiguo canal del Nilo. (Kebeasy et al, 1987; Simpson et al, 1990) [35], (70).

A pesar de que se cuenta con un extenso registro histórico de sismos, en la zona donde se sintió el sismo no había ningún registro anterior de un sismo de tal magnitud.

⁶ Ensenada: es un accidente geográfico costero.

El embalse de Aswan es poco profundo, presenta profundidades de unas pocas decenas de metros confinadas en el estrecho canal del Nilo. La profundidad en el lugar donde ocurrió el sismo era menos de 10 m; pero se crearon aguas subterráneas en el área epicentral, de unos 100 m de profundidad.

El sismo principal tuvo una profundidad de 18 Km. En términos de las profundidades a las cuales se extendieron los sismos, el sismo principal y la larga secuencia sísmica que lo prosiguió, son únicas entre los casos de SDE.

Los registros sísmicos mostraron dos grupos diferentes de sismicidad:

- Uno se extendió cerca a la superficie, a una profundidad de 10 Km.
- El otro grupo tuvo una profundidad entre 15 y 25 Km.

Simpson et al (1990) [69], sugirió que la inundación de poros de las arenas debajo de la ensenada creó una carga efectiva que causó mayor impacto que el mismo embalse.

El sismo principal y sus consecutivos fueron atribuidos a la falla Kalabsha, una antigua estructura de rumbo lateral derecha, que se extiende al oeste del canal del Nilo y controla la topografía del área epicentral.

3.3 EMBALSE DE NUREK

La presa Nurek de 315 m de altura, fue la presa más alta del mundo y se ubica sobre el río Vakhsh, en Tadjikistan cerca del límite con Afganistán. Se sitúa en la depresión de Tadjik, una región de sismicidad moderadamente alta.

El llenado se hizo por etapas, la primera fue hasta los 100 m en 1972. Inmediatamente después de que el nivel dejara de aumentar abruptamente, se presentaron dos sismos en Noviembre de 1972, uno de magnitud de 4.6 y otro

de 4.3 grados en la escala de Richter, debajo de los 50 Km de longitud del embalse.

Figura 12. Presa Nurek, Tajikistan



Fuente: Google Imágenes.

El monitoreo regional realizado durante 20 años antes de la construcción de la presa, muestra que la actividad seguida al llenado es anómala⁷. Se realizó un monitoreo detallado con una red local después de la primera etapa de llenado y éste reveló una relación muy cercana entre la tasa de sismicidad y cambios menores, tanto de la profundidad del agua en el embalse como en los cambios de las velocidades en su llenado. (Simpson y Negmatullaev, 1981) [66].

La segunda etapa de llenado, hasta los 200 m en 1976, fue efectuada de una forma más suave a la realizada anteriormente. Estos 200 m fueron alcanzados gradualmente. Una gran explosión de baja sismicidad acompañó una rápida pero menor fluctuación en los niveles de agua; sin embargo ningún evento significativo o incremento en la actividad sísmica acompañó esta etapa final del llenado.

⁷ Anómala: Que se desvía de lo que se considera normal, regular, natural o previsible

La sismicidad en Nurek resulta ser muy sensible a los cambios súbitos del nivel de agua o a los cambios en la tasa de llenado.

Simpson y Negmatullaev (1981) [66], mostraron que variaciones en el nivel de agua de unos pocos metros (x. 0.01 MPa) y cambios en la tasa de llenado tan pequeñas como 0.5 m/día puede alterar la tasa de sismicidad.

3.4 EMBALSE DE HSINGFENGIANG

Es una presa de contrafuertes de 105 m de altura, construida en la provincia de Kwantung, China. El llenado del embalse comenzó en 1959 y su volumen alcanza los 11.5 Km^3 .

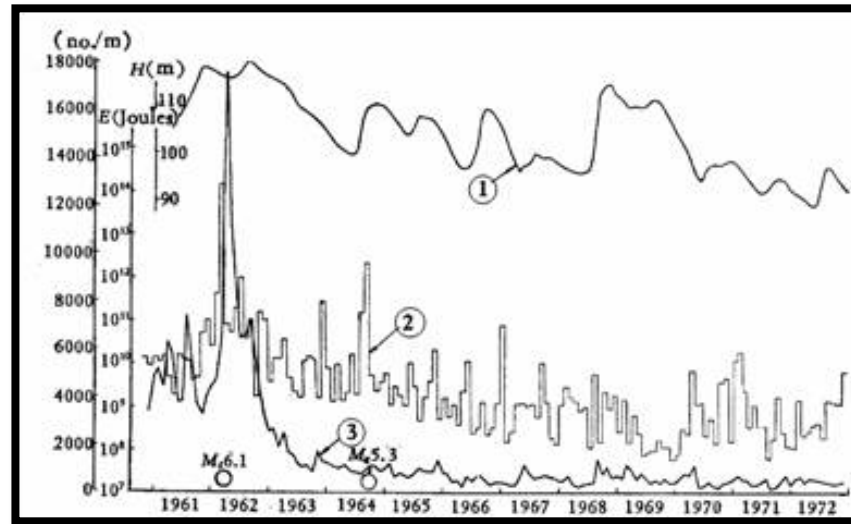
La sismicidad en la región era baja, por lo que la presa fue diseñada sin consideraciones sísmicas especiales. Aunque pequeños sismos aparecieron después de que comenzó el llenado y continuaron durante algunos años más. En Marzo de 1962 ocurrió un evento principal de magnitud poco mayor a 6.0 grados en la escala de Richter. (Shen et al 1973) [65].

La figura 13 que se presenta a continuación muestra:

- Las fluctuaciones en el nivel del embalse.
- La frecuencia sísmica mensual.
- La liberación de energía sísmica.

Los hipocentros que se presentaron fueron superficiales, principalmente entre 3 y 6 Km de profundidad, con un máximo de 12 Km; la duración de las vibraciones fue generalmente corta y las aceleraciones medidas en la presa, tuvieron una alta amplificación en la región de la cresta, por lo que el sismo principal causó daños considerables. La presa presentó una grieta de 82 m de longitud horizontal cerca de la cresta de la presa.

Figura 13.Registros de la presa.



- 1) Nivel de fluctuaciones del Embalse 2) Frecuencia mensual de los eventos sísmicos
3) Emisión de Energía Sísmica

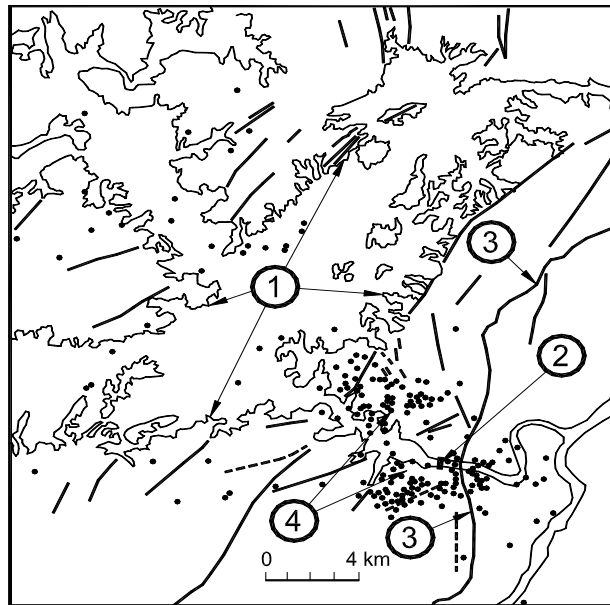
Fuente: Shen Shonggang et al., 1973 [65]

La presa ha sido reparada y reforzada en dos ocasiones después de ocurrido el sismo máximo, y después de la sismicidad prolongada que se presentó durante la etapa de llenado.

La presa fue construida como presa de contrafuerte, pero debido a las reparaciones y reforzamientos mencionadas anteriormente, se llenaron parcialmente los espacios entre contrafuertes con concreto, quedando prácticamente como una presa maciza de gravedad.

La figura 14 muestra un esquema del sitio de ubicación de la presa, con la falla Hoyuan que pasa muy cerca a la presa y los epicentros de SDE, que como se puede observar son generalmente grupos de ellos en los alrededores de la presa.

Figura 14. Esquema de localización de la Presa Hsingfengkiang



- | | |
|------------------------------------|-----------------------------------|
| 1) Línea de inundación del embalse | 2) Localización de la presa |
| 3) Localización de la Falla Hoyuan | 4) Grupo de Sismos desencadenados |

Fuente: Hsu Tsung-Ho et al., 1975 [28].

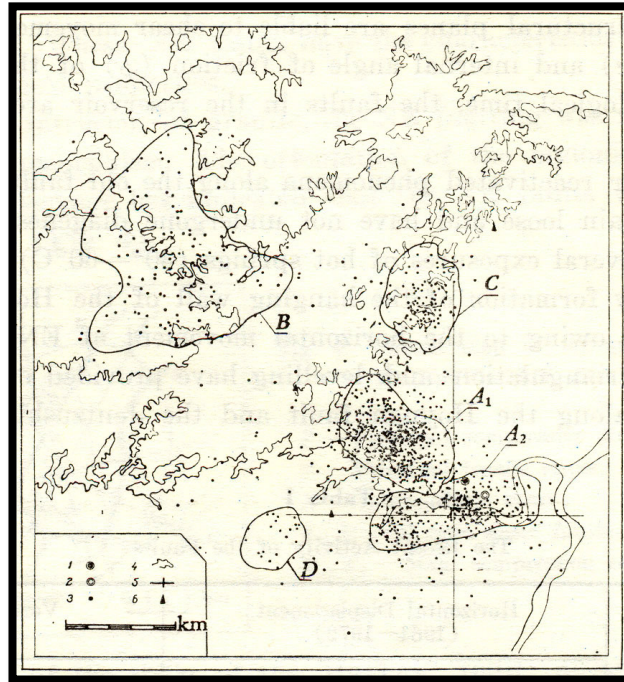
La falla Hoyuan se encuentra activa y es la principal característica tectónica de la región, pasa muy cerca aguas abajo de la presa, subparalela al eje de ésta.

La figura 15 muestra la distribución de epicentros en la zona del embalse, en la cual se distinguen solo 4 grupos de eventos desencadenados; pero en realidad la distribución epicentral era mucho más compleja, temporal y espacialmente.

En Diciembre de 1972 se registraron más de 250.000 sismos de los cuales más de 23.000 tuvieron magnitudes mayores a 1, con un máximo de 6 grados en la escala de Richter.

Así mismo en la figura 15 se puede observar la concentración máxima epicentral y el lugar donde se presentó el sismo máximo de 6.1, muy cerca de la falla Hoyuan.

Figura 15. Distribución de epicentros en la zona del embalse.



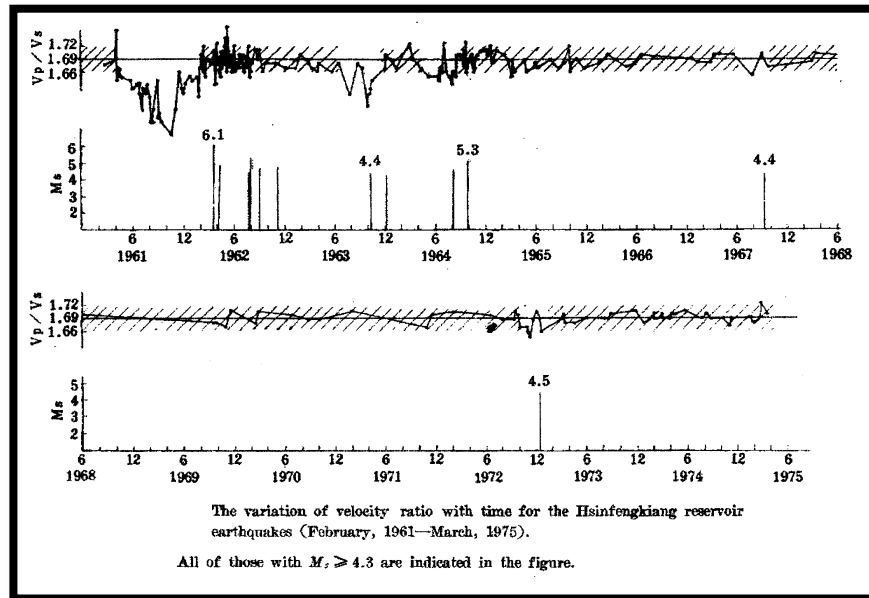
Fuente: Shen Shonggang et al., 1973 [65]

La figura 16 compara el historial de las velocidades anómalas con la distribución de sismos de magnitudes mayores a 4.3 grados en la escala de Richter, donde se puede observar una correlación entre la velocidad anómala de la SDE y sus principales eventos sísmicos.

La duración de estas velocidades anómalas son más cortas que los casos de sismos naturales. Se observó que las velocidades anómalas precedían cada sismo principal y se recuperaba después de cada uno de ellos.

Este caso de Hsingfengkiang es uno de los mas impresionantes entre los del fenómeno de SDE y ha sido extensivamente discutido y documentado. (ICOLD, 2012) [29].

Figura 16. Distribución en el tiempo de velocidades anómalas y sismos.



Fuente: Wang Miao-Yueh et al., 1975 [77].

Conclusiones acerca de este caso (ICOLD, 2012) [29]:

- En el tiempo geológico reciente, las fallas en la zona del embalse estaban activas, apoyadas por la aparición del fenómeno reactivado a lo largo de los planos viejos de falla y la existencia de aguas termales. (Shen et al 1973) [64].
- La falla del Hoyuan tiene una longitud considerable y se localiza cerca de 1 Km de la presa, donde se agrupan los epicentros.
- Mediciones geodésicas muestran un desplazamiento horizontal de la falla de 18.7 mm entre los años 1964 y 1972.
- A pesar de la baja sismicidad histórica que se registra, la actividad de dicha falla y su aparente potencial indican a la SDE como una posibilidad real.

3.5 EMBALSE DE MRATINJE

La presa de Mratinje es una presa en arco de 220 m de altura, ubicada sobre el río Piva en Yugoslavia. Se encuentra en la parte baja de un cañón de 1500 m de profundidad, con rocas calizas enormes del triásico y mecánicamente bastante competentes.

La extrema kartificación fue considerada como el principal problema para el embalse.

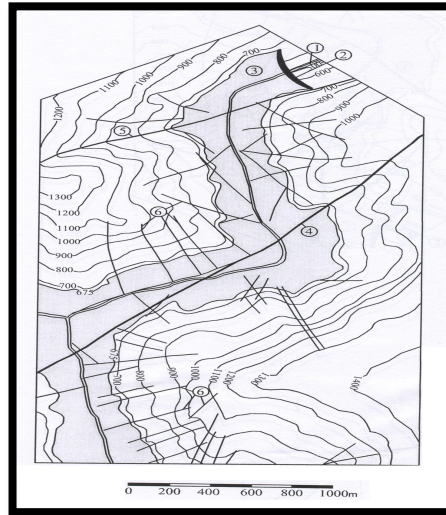
Figura 17. Presa Mratinje del Río Piva



Fuente: Google Imagenes

En la figura 18 se muestra la región del embalse con todas las fallas que se encuentran en la zona (Regionales, Locales, Secundarias Menores). En esta figura también se observa que una falla local significativa pasa muy cerca del lado derecho de la presa y la principal falla regional pasa paralelamente cerca, a 1 Km de distancia. De igual forma la tectónica esta bastante desarrollada, pero no se detectaron signos de fallas del cuaternario tardío.

Figura 18. Situación Tectónica de la región.



- 1) Río Piva 2) Presa Mratinje 3) Embalse 4) Falla Regional Principal
5) Falla Local Principal 6) Fallas Menores

Fuente: Energoprojekt, Consultants, 2004. Partial tectonic map of Mratinje storage [12]

Por otra parte la sismicidad histórica en la región del embalse fue estudiada detalladamente, concluyendo que era moderada. Debido a las fallas significativas de la zona, las características kársticas extremas y a la gran altura de la presa, se esperaba la SDE y se preparó un adecuado monitoreo para ratificar este fenómeno.

Por tal razón se instaló un edificio de monitoreo cerca de la presa, el cual comenzó a funcionar 3.5 años antes del llenado de la presa, el cual inició en 1976 y se operó por cerca de 20 años.

La sismicidad antes de construir el embalse era cerca de 100 sismos/año con magnitudes entre 1 y 3 grados en la escala de Richter. Entre los primeros 6 meses de llenado de la presa entre 1975 y 1976 se incrementaron moderadamente estos eventos y sus magnitudes.

En 1976 el embalse fue llenado hasta el 80% de su capacidad máxima a una tasa de inundación mayor y en 1977 se vació el embalse para poder terminar

con la construcción de la presa. **Esta operación triplicó el número de eventos que se presentaron, se registraron 273 eventos durante este periodo.**

En 1978 se volvió a llenar el embalse a su máxima capacidad y se registraron 475 eventos desencadenados (SDE) en ese año, obteniéndose el evento máximo a una magnitud de 4.1 grados en la escala de Richter.

En los años siguientes, el numero anual de eventos disminuyó al nivel que se encontraba antes de construir la presa.

En la tabla 3, se muestra la cantidad anual de eventos registrados, desde el año 1972 al 1981, junto con el evento máximo de cada año.

Tabla 3. Actividad Sísmica en la presa Mratinje

Años									
	72/73	73/74	74/75	75/76	76/77	77/78	78/79	79/80	80/81
N	102	77	98	129	273	475	358	247	122
M. Máx.	2.5	2.8	3.0	3.5	3.5	4.1*	3.8	3.6	3.1

Fuente: Seismological Institute, Podgorica [53].

En 1994, 19 años después del llenado de la presa y por requerimientos de energía del sistema, se realizo un ciclo, incluso mas brusco que el realizado en 1978 de vaciado y llenado nuevamente, lo que causó una reactivación del fenómeno de SDE con sismos máximos de magnitudes poco mayores a 3.8.

Conclusiones de este caso de SDE (ICOLD, 2012) [29]:

- El potencial de SDE puede ser activado con eventos extraordinarios, incluso después de un prolongado periodo de tiempo y en ambos casos

los eventos máximos ($M= 4.1$ en 1978 y $M=3.8$ en 1994) ocurrieron después de una variación abrupta del nivel del embalse.

- En este caso la existencia de fallas importantes y la altura de la lámina de agua, mostraban indicios de SDE. Esta evaluación se confirmó, comparando la actividad sísmica antes y después del llenado. Así que el estudio neotectónico fue útil para entender el fenómeno de la SDE; pero sin el monitoreo instrumental hubiese sido imposible seguir el desarrollo de la SDE con buena claridad.

3.6 EMBALSE DE KUROBE

Esta presa fue construida sobre el río Kurobe en Japón y terminada en Junio de 1963.

Figura 19. Presa Kurobe



Fuente: Google Imágenes

En la tabla 4 se presentan algunos datos de la presa:

Tabla 4. Diseño Presa Kurobe.

Presa en Arco		
Altura	186	m
Longitud	492	m
Volumen del Embalse	200	Millones de m^3
Área de Inundación	3.5	Km^2

Fuente: Autor.

El embalse comenzó a ser llenado en el año 1960 y en los siguientes nueve años, el embalse había sido llenado por encima del nivel más alto en la operación, a lo que fue planeado el año inmediatamente anterior. El embalse se lleno completamente en 1969.

Para medir el comportamiento dinámico de la presa se instalaron dos tipos de instrumentos de medición:

- Uno utilizado para eventos microsísmicos.
- El otro para eventos sísmicos.

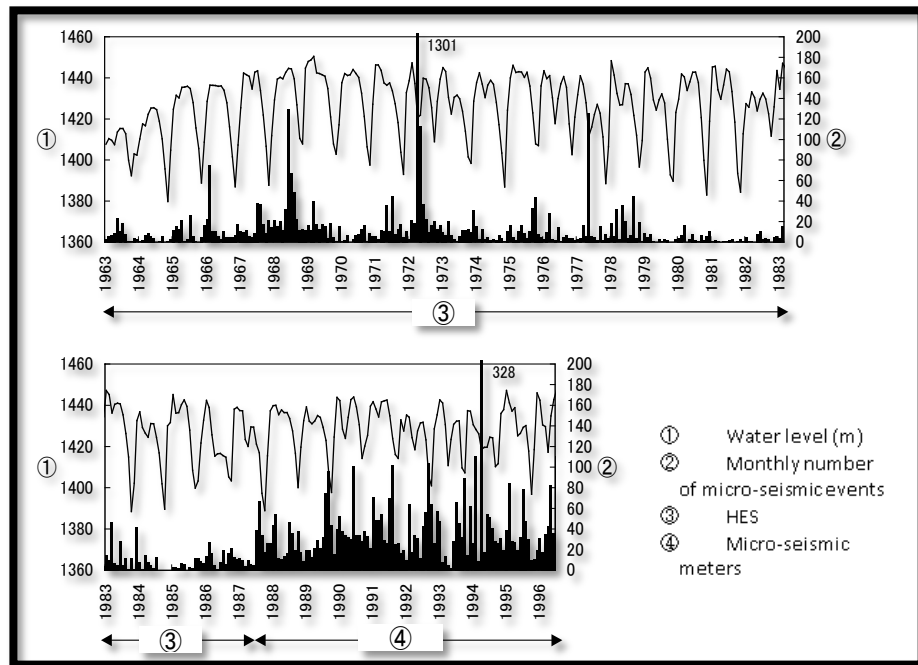
Estas dos clases de instrumentos son usados para verificar y evaluar la SDE.

La mayoría de estos dispositivos fueron instalados en 1962 y se apagaron dos años después de empezar el llenado del embalse, exceptuando otros dispositivos que fueron activados antes del llenado del embalse.

En la figura 20 se observa la fluctuación de los eventos sísmicos y el nivel del agua en el embalse. Hagiwara et al 1972 [24], mencionaron que sí había correlación entre los eventos sísmicos cerca de la presa y el nivel del agua, por su estudio de los datos microsísmicos registrados de 1963 a 1970; pero esto

debería ser examinado mas cuidadosamente para determinar verdaderamente la correlación entre estos dos fenómenos.

Figura 20. Fluctuaciones de los eventos sísmicos y niveles de agua en el embalse.



Fuente: “Seismic activity Associated with the Filling of the Reservoir behind the Kurobe Dam, Japan”, 1963-1970. [24]

Debido a esto se llevo a cabo un nuevo estudio para verificar la relación entre la frecuencia de los eventos sísmicos ocurridos cerca de la presa y los niveles de agua para el periodo comprendido entre 1963 y 1996 cada 5 años. [33].

Pero desafortunadamente, no habían registros de eventos sísmicos para antes de la construcción de la presa, porque la mayoría de la instrumentación fue instalada en 1962, solo dos años antes del llenado del embalse, por lo que no es posible verificar las diferencias entre la actividad sísmica antes y después de construida la presa (ICOLD, 2012) [29].

3.6 EMBALSE DE TAKASE

Se encuentra construida sobre el río Takase, en Japón, su construcción se realizó entre 1973 y 1977. Fue terminada en Diciembre de 1978.

En la tabla 5 se presentan algunos datos del diseño de la presa:

Tabla 5. Diseño Presa Takase.

Presa en Arco		
Altura en enrocado	176	m
Volumen del Embalse	76.2	Millones de m^3
Área de Inundación	1.78	Km^2

Fuente: Autor

Figura 21. Presa Takase.



Fuente: Google Imágenes

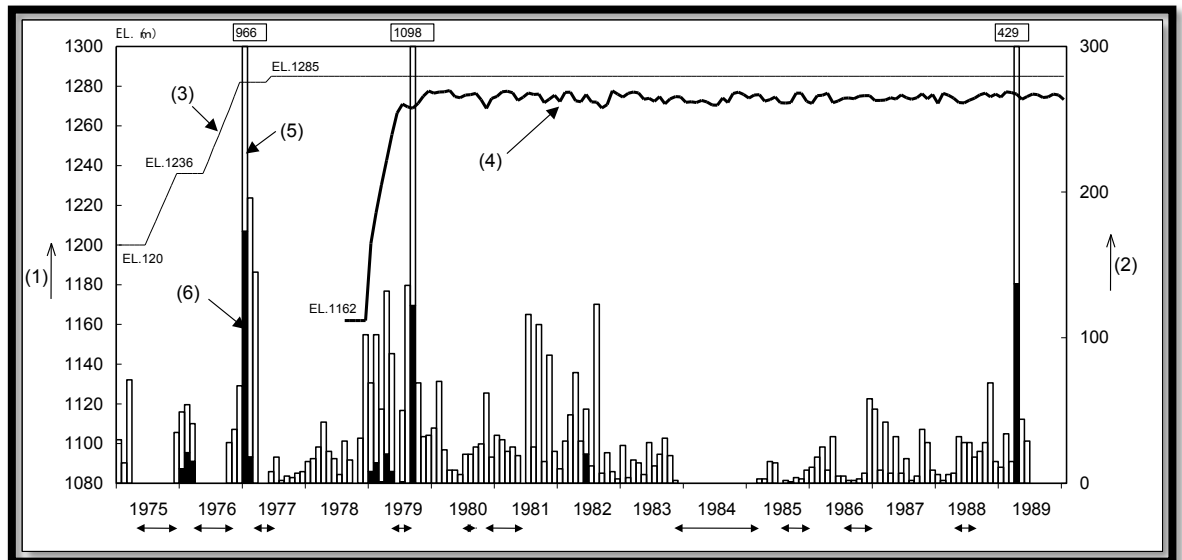
El llenado del embalse se realizó entre Diciembre de 1978 y Noviembre de 1979.

Mientras la presa aun estaba en construcción, desde Enero de 1975 se comenzaron a sentir microsismos cerca del embalse y estos continuaron durante 15 años más.

En el área predomina principalmente el granito formado después del periodo jurásico⁸ y esta cubierta por porfirita⁹, cuarzo porfírico y andesita.

En la figura 22 se muestra la tasa sísmica mensual con los niveles de agua en el embalse y la altura de la presa durante su proceso de construcción.

Figura 22. Tasa de incidencia mensual de eventos sísmicos en la presa Takase.



- 1) Elevación (m)
 - 2) Número de Sismos (por mes)
 - 3) Altura de la presa
 - 4) Nivel de agua del Embalse
 - 5) Numero de Sismos (observados)
 - 6) Grupos de sismos
- ← Períodos en los cuales la sensibilidad fue baja o la observación fue interrumpida.

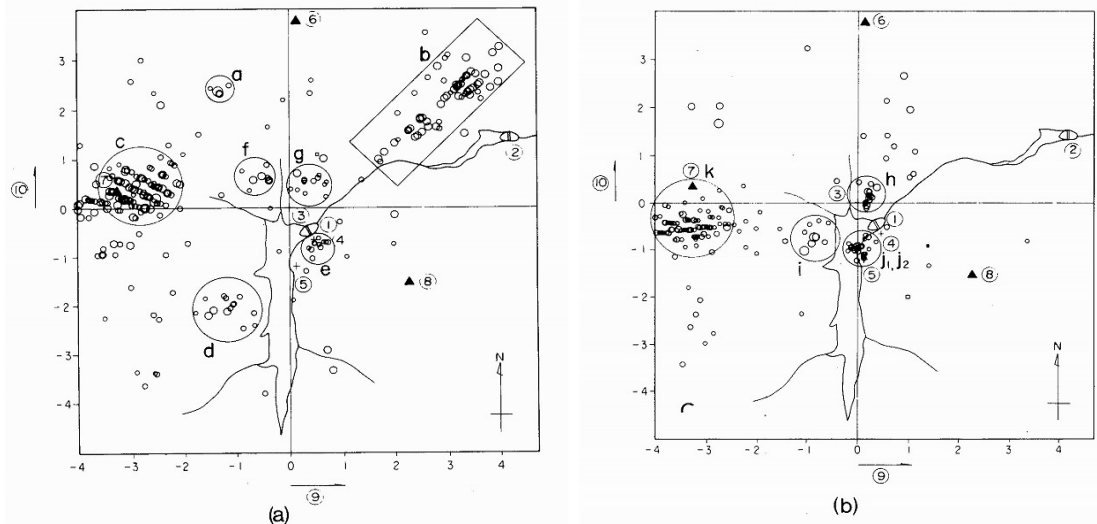
Fuente: ICOLD 2004 [30].

En la figura 23 se presenta la distribución de hipocentros en la región de la presa, antes, durante y después del llenado.

⁸ Jurásico: una división de la escala temporal geológica, es el sistema o período geológico central de la Era Mesozoica

⁹ Porfirita: Roca porfídica de formación anterior a la Era Terciaria, cuya composición es parecida a la de la diorita.

Figura 23. Distribución de hipocentros en la región de la presa.

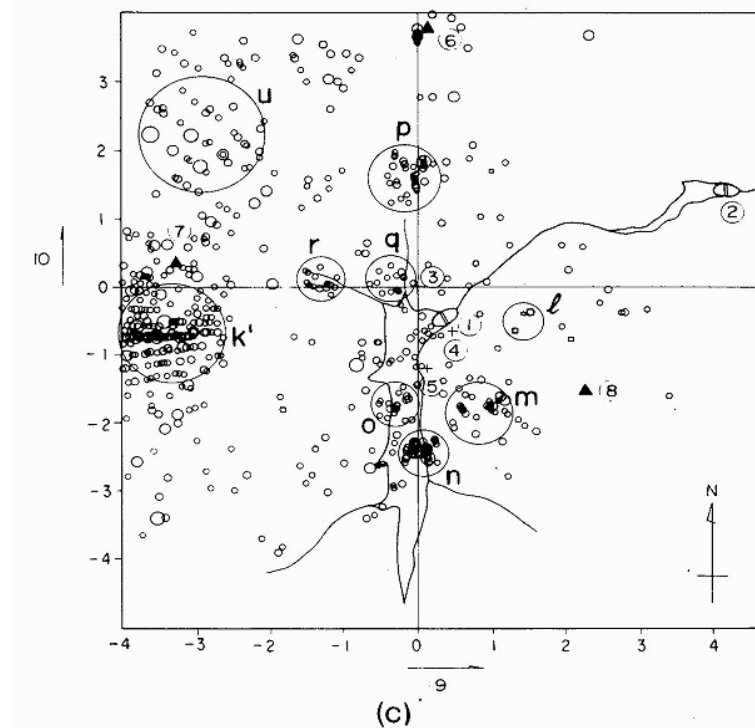


(a) Antes de Llenado

(b) Durante el Llenado

(Jan. 1975 to Nov. 1978)

(Dec. 1978 to Nov. 1979)



(c) Después del Llenado (Dec. 1979 to Dec. 1989)

- 1) Presa Takase
- 4) P2: Sismometro
- 7) Mt. Eboshidake
- 10) N-S

- 2) Presa Nanakura
- 5) P3: Sismometro
- 8) Mt. Karasawadake
- a-u: Earthquake swarms

- 3) P1: Sismometro
- 6) Mt. Funakubodake
- 9) E-W

Fuente: ICOLD 2004. [30]

Los resultados obtenidos del monitoreo, fueron los siguientes (ICOLD, 2012) [29]:

- **Antes del llenado:** Se observó marcados grupos de actividad sísmica, los cuales tuvieron hipocentros a profundidades entre 2 y 4 Km. La magnitud máxima durante este periodo fue de 2.8 grados en la escala de Richter, observada al costado izquierdo de la presa.
- **Durante el llenado:** Se presentaron grupos de sismos a una profundidad extremadamente superficial, entre 0.2 y 3.4 Km en el año 1979. Cuando el nivel de agua aumentó bruscamente, inmediatamente después de iniciado el llenado, se registraron microsismos con magnitud máxima de 2.3.
- **Después del llenado:** Se observaron siete grupos de sismos entre Diciembre de 1979 y Junio de 1983. Las profundidades de los hipocentros estuvieron entre 1.5 y 6.0 Km con un evento máximo de 2.7. Adicionalmente, otro grupo de sismos fue observado entre Diciembre de 1986 y Octubre de 1987 con una magnitud máxima de 3.6 grados en la escala de Richter.

4.6 EMBALSE DE POECHOS

Esta presa esta ubicada sobre el río Chira, sobre el piedemonte de la región de los Andes, no muy lejos de la falla de borde del Pacífico, es decir desde la zona de subducción de la placa de Nazca, bajo el continente.

Es una presa de enrocado y grava con un núcleo de arcilla. Tiene 50 m de altura y el volumen de embalsado es de aproximadamente 1 Km³.

Figura 24. Presa Poechos



Fuente: Google Imágenes

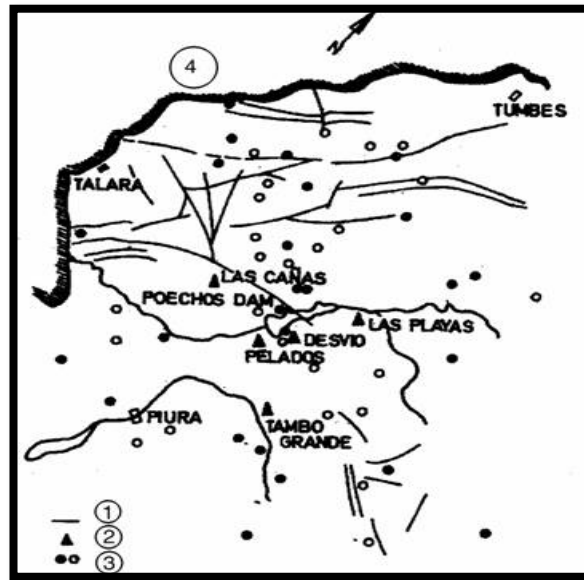
La sismicidad tectónica natural es muy alta en la región costera, por lo que se esperaban eventos considerables en el sitio de la presa, así que ésta fue diseñada antisísmicamente. (Bozovic, A., Tucovic I., Dungar, R., 1979) [6].

Debido a esto, se consideró necesario monitorear la probabilidad de SDE, aunque a causa de la relativamente alta actividad tectónica de la región, se podría encubrir este fenómeno.

La figura 25 muestra la localización de las estaciones monitoreadas acordadas y una representación esquemática de las principales fallas regionales, incluyendo una gran falla regional llamada Huayapira, la cual intersecta el embalse y se conecta con la falla de borde del pacifico.

En la figura 24 también se puede apreciar la distribución de los epicentros dispersos sobre casi toda el área monitoreada.

Figura 25. Localización de los epicentros.

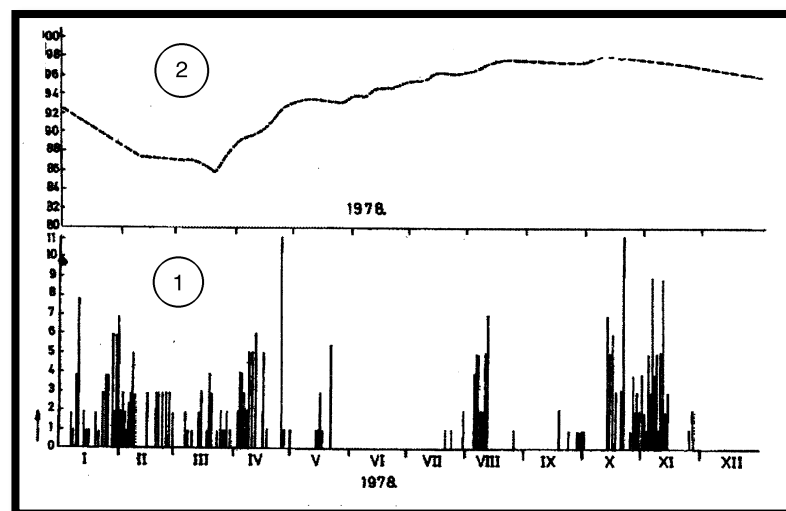


1) Fallas 2) Estaciones Sísmicas 3) Epicentros 4) Océano Pacifico

Fuente: Seismological Institute of Peru, Lima, 1973 [63].

La actividad sísmica registrada no indica un vínculo especial de desencadenamiento con el llenado del embalse. (Figura 26)

Figura 26. Resultados representativos de la sección monitoreada en la presa Poechochos.



1) Nivel de Fluctuaciones del Embalse 2) Numero de Sismos registrados

Fuente: Seismological Institute of Peru, Lima 1979 [64].

La presa tiene ya mas de 25 años de servicio y no se han presentado eventos significativos, por lo que se puede concluir que en este no se presento SDE. (ICOLD, 2012) [29].

4. CASO DE ESTUDIO: PROYECTO HIDROELÉCTRICO SOGAMOSO

Figura 27. Etapa de Construcción del embalse. (Marzo 26-2012)



Fuente: Autor

4.1 DESCRIPCIÓN DEL PROYECTO

El conjunto de obras que conforman el Proyecto Hidroeléctrico Sogamoso se encuentran localizadas en el departamento de Santander, en el cañón donde el río Sogamoso cruza la Serranía de La Paz, 75 km aguas arriba de su desembocadura en el río Magdalena y 62 km aguas abajo de la confluencia de los ríos Suárez y Chicamocha. Esto es, en las regiones orientales de los Andes colombianos, en la margen izquierda de la cordillera oriental que drena hacia el valle del Magdalena.

Figura 28. Localización regional del proyecto.



Fuente: ISAGEN. [32]

El Proyecto consiste en el aprovechamiento del caudal del río Sogamoso mediante la construcción de una presa. A partir de los estudios se estableció una capacidad instalada de 820 MW con lo cual se produce una energía media anual de 5.056 GWh. La entrada en operación comercial está prevista para finales del año 2013.

La presa de almacenamiento es de tipo enrocado con cara de concreto (CFRD), y culminada su construcción tendrá una altura de 196 m. Tendrá un volumen de terraplenado de 8,3 hm³, el material de relleno es grava para el revestimiento aguas arriba y aguas abajo, y en la parte central el material de relleno es una mezcla de grava y arenisca provenientes, tanto de excavaciones vecinas, como de fuentes materiales cercanas. El promedio de las pendientes, aguas arriba y aguas abajo, es de 1:1,5, y entre las bermas aguas abajo la pendiente es 1:1,3.

Cabe resaltar que existe solo una pequeña cantidad de presas de este tipo, hechas con grava y de dicha altura. Por otra parte, esta presa inundará más de 7.000 hectáreas, lo que representará un volumen de agua de 4.800 millones de m³ del río Sogamoso.

4.2 SISMOTECTÓNICA DE LA REGIÓN

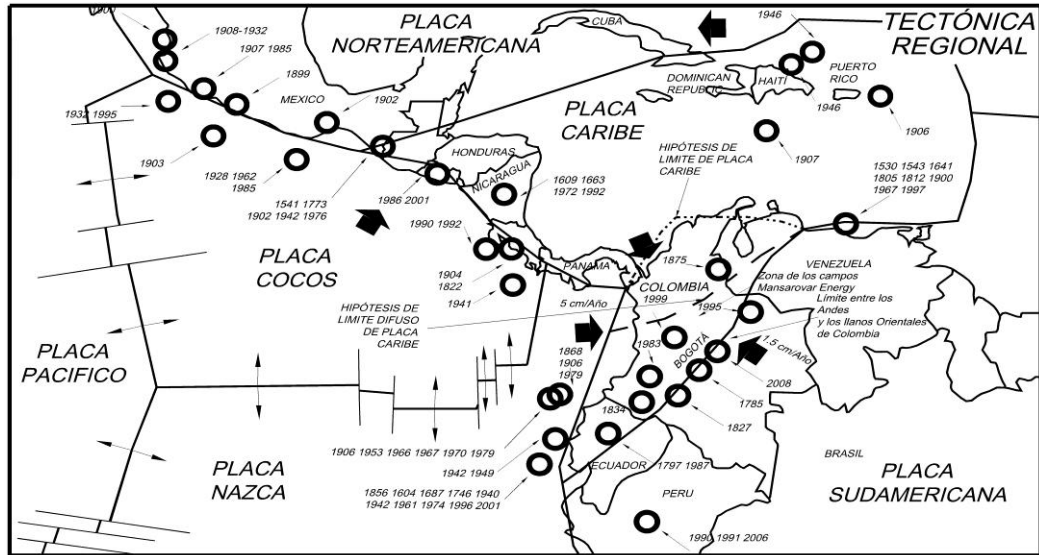
4.2.1 Asentamiento geológico-tectónico regional: De acuerdo al contexto general, se distinguen dos regiones principales:

- a. Los llanos orientales que ocupan parte del escudo cristalino de la Placa de América del Sur.
- b. Las cordilleras andinas que se alinean en el espacio entre:
 - La placa de América del Sur
 - La placa Caribe
 - La placa de Nazca

Las cordilleras andinas tienen un estilo tectónico particular caracterizado por fallas y flexuras formadas por los movimientos diferenciales entre las placas (Riemer, 2012) [54].

Existe una interacción entre la zona Andina colombiana con la planicie de los llanos orientales, que ocurre a menos de 120 Km. En el sitio del proyecto existen fuerzas tectónicas por ambos lados que interactúan generando acumulaciones permanentes de deformación. En el momento en el que las rocas de estas capas llegan a su límite de resistencia es cuando se generan los eventos sísmicos (Gallego, 2012) [15].

Figura 29. Posición del territorio colombiano en el ambiente tectónico continental.



Fuente: Binaria Ltda. [2]

4.2.2 Tectónica de placas: El ambiente tectónico es un ambiente reciente que sigue en proceso de desarrollo por cuenta de las diversas fuerzas tectónicas que intervienen en el proceso de crecimiento de las montañas del país (Gallego, 2012) [15].

Se cuenta con dos elementos principales:

a. La zona de subducción:

Se le conoce a la región en donde la placa de Nazca se hunde en dirección norte, y es responsable de gran parte de la fenomenología actual de los Andes colombianos. Esta zona de subducción está asociada con la **Zona de Benioff**, que es el sitio, a poco más de 100 Km de profundidad, donde por alguna anomalía en estas cortezas asociada a las discontinuidades de las capas de diferente material, se ha establecido una región denominada “Nido sísmico de Bucaramanga”.

Por las profundidades a las que se encuentra, el nido sísmico, presenta un régimen de esfuerzos geostáticos muy grande, del orden de 10.000 bares

(100.000 Ton/m²); además las temperaturas son muy elevadas, lo que genera un remoldeamiento de los materiales rocosos (Gallego, 2012) [15].

El **Nido Sísmico de Bucaramanga** desarrolla actividad permanente por medio de eventos sísmicos frecuentes. Se producen sismos diarios de muy baja magnitud por la continua descarga de energía presente en estos eventos individuales, los cuales se detienen rápidamente por cuenta del elevado confinamiento del sitio. La aceleración que se percibe en la superficie no supera los 20 cm/s², por lo tanto, **es un elemento de interés sismológico, pero es despreciable para el proyecto** (Gallego, 2012; Riemer, 2012) [15], [54].

b. Fallas de cabalgamiento en el borde de la Placa de América del sur:

Por otro lado, en la región se observan rasgos tectónicos; estos son, fallas por cabalgamiento inmersas en las regiones internas de las cordilleras andinas y las cuales coinciden con el borde de la placa de América del Sur. Sus hipocentros se encuentran más superficiales y se alinean mas cerca de la zona del proyecto, así que contribuyen notablemente a la amenaza sísmica en el método probabilístico. Sin embargo, los eventos sísmicos profundos atribuidos a la subducción son mucho mas frecuentes que los provocados por estas fallas mas superficiales (Riemer, 2012) [54].

Adicionalmente, el oriente de Colombia comprende sistemas de fallas activas situadas generalmente a lo largo de los flancos de las cordilleras, y cuya actividad ha sido ratificada recientemente por medio de estudios sismológicos y neotectónicos (Gallego, 2012) [15].

4.2.3 Elementos Sismotectónicos: Para realizar el análisis de la amenaza sísmica, se deben identificar y caracterizar las fallas activas en la zona de influencia del proyecto, las cuales son la fuente de los sismos (Riemer, 2012) [54].

Según la red de microsismología instalada por ISAGEN en la zona del proyecto en el año 1995, capturó 2367 sismos en 124 días de operación, lo que representa un promedio de 19 sismos diarios, de los cuales unos 300 se atribuyeron directamente a la zona del proyecto. Con esto se logró determinar claramente la actividad de algunas fallas, pero el tiempo de operación no fue lo suficientemente largo como para comprobar la inactividad de otras.

Como resultado, se confirma la actividad de las siguientes fallas:

- Falla Bucaramanga – Santa Marta
- Falla de Suarez

Pero se pone en duda la actividad de la falla **La Salina** por dos razones:

- Hay escasez de microsismos potencialmente relacionados con esta falla.
- Se presenta la ausencia completa de rasgos morfológicos indicativos de deformaciones neotectónicas.

Adicionalmente se registraron algunos micro-temblores ubicados a lo largo de la flexión del Chucurí (Falla de San Vicente), fenómeno que se atribuye a los deslizamientos activos que afectan las lutitas¹⁰ de las formaciones mesozoicas que conforman el núcleo de la flexión.

De igual forma, se evidencia una “Sismicidad difusa” (Sismos flotantes) que no se asocia a una fuente sismo-tectónica definida, y los cuales presentan una magnitud significativa y una actividad sostenida.

¹⁰ Lutita: Roca sedimentaria detrítica, formada por partículas del tamaño de la arcilla y del limo.

- **Segmento Bucaramanga:** Falla de rumbo, sinistral, con una longitud de 230 Km, localizada a una distancia de aprox. 32 Km al sitio de presa. Presenta una tasa de movimiento de entre 0,01 a 0,1 mm/año.
- **Falla Suarez:** Es una falla inversa sinistral de bloque oeste levantado, presenta cabalgamientos cuaternarios en superficie en dirección N20°E, y constituye un segmento activo que se extiende hacia el sur de Bucaramanga, cerca de la población de Girón, y se une con la falla B/manga – Santa Marta a unos pocos kilómetros al norte de la ciudad de B/manga. Su traza es bien definida, afectando corrientes de agua en su desplazamiento vertical y lateral izquierdo. Se encuentra a 26 Km aproximadamente del sitio de presa. Posee una longitud de 98 Km y una tasa de movimiento de 0,1 mm/año.
- **Falla Cimitarra:** Falla de rumbo, sinistral. Posee una tasa de movimiento de entre 0,01 a 0,1 mm/año y una longitud de 130 Km. Esta falla se encuentra ubicada al otro lado del valle del Magdalena, un poco mas alejada al sitio de presa que las dos anteriores, se localiza a aprox. 43 Km.

Estos mismos autores suponen que la falla de la Salina se termina antes de llegar al río Sogamoso, por lo que no continúa acercándose al proyecto como fuente activa.

Por otra parte, Ingeominas en 2008 presenta un estudio en el que comprueba la actividad tectónica de la falla de Bucaramanga y ofrecen evidencia de sismos de magnitud 6,5 aproximadamente (Riemer, 2012) [54].

Posteriormente en 2009, Diederix et al, confirman mediante un estudio paleosísmico la actividad de la falla Bucaramanga con las siguientes tasas de movimiento:

Movimiento horizontal aproximado de 0,83 mm/año.

Movimiento oblicuo de hasta 2,56 mm/año.

Con recurrencia de sismos de magnitud mayores de 6,5 (Posiblemente llegando hasta $M < 7,0$) en aproximadamente 1000 años.

En cuanto a la flexión del Chucurí, esta fue levantada con asistencia de fallas inversas (antitéticas menores) y posee forma de un anticlinal¹². En el centro del anticlinal existen unas arcillitas de poca resistencia, las cuales fueron la causa para que paradójicamente se formara una depresión morfológica a lo largo del anticlinal. Los estudios no detectaron actividad sísmica en estas fallas locales.

En el peor de los casos se podría presentar Sismicidad Desencadenada por Embalses en estas fallas. En relación a esto se pueden mencionar dos aspectos:

- No habría un sismo de energía suficiente como para causar roturas en la superficie, debido a que las investigaciones paleo-sísmicas no detectaron deformaciones de depósitos cuaternarios a lo largo de la falla.
- De acuerdo a lo levantamientos geológicos, se trata de fallas inversas, que son menos propensas a reaccionar con los efectos del embalse (Riemer, 2012) [54].

Por su parte, Gallego (2012) [15], explica que Las Salinas es un conjunto de fallas inversas que limita el segmento norte de la cordillera oriental (entre Tunja y B/manga) y cuya traza se observa sobre el costado oriental del valle medio del Magdalena. Estas fallas poseen un buzamiento¹³ moderado y una actividad

¹² Anticlinal: pliegue de la corteza terrestre en forma de lomo cuyos flancos se inclinan en sentidos opuestos.

¹³ Buzamiento: es el sentido u orientación de la inclinación de los estratos en un relieve de plegamiento formado en rocas sedimentarias

4.3 SISMICIDAD DE LA REGIÓN

Se podría pensar que el proyecto está plagado de fallas activas, pero esto es medianamente normal, sabiendo que en los Andes colombianos aparecen fallas en cualquier lugar debido al desarrollo de su sistema de cordilleras; y resulta normal que cualquier proyecto se enfrente a esto. Lo que no es tan normal, es que exista tanta actividad sísmica tectónica en sus inmediaciones. Según la red sismológica nacional de Colombia, en 20 años de operación, se presentaron mas de 60.000 eventos sísmicos, y mas de la cuarta parte de estos, se localizaron muy cerca del proyecto; esto si merece un mínimo de análisis (Gallego, 2012) [15].

Si se deseara asignar actividad a cualquier falla de la región, el resultado sería positivo; sin embargo, se debe preceder con cautela en estos casos, porque la exagerada discretización de fuentes con poca información instrumental, logra incertidumbre que se termina desarrollando en sobre-estimación de parámetros. Por ello, resulta útil asignar muchos eventos a condiciones de sismicidad difusa, asociada a zonas superficiales o profundas, dependiendo del mecanismo focal.

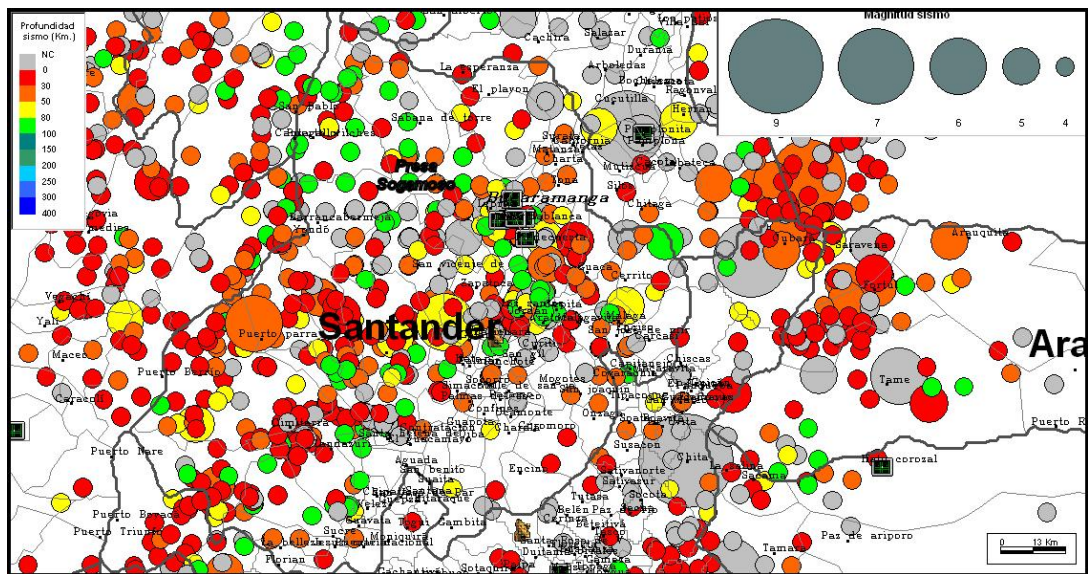
A continuación se muestra la distribución de los epicentros sísmicos superiores de la corteza; **a profundidades menores de 100 Km** (Figura 32).

De esta distribución de epicentros, se puede obtener un histograma de magnitudes de dichos eventos (Figura 33)

Dichas imágenes muestran que: solamente en el sector de la presa, en los últimos 20 años, han ocurrido una media docena de eventos con magnitudes menores de 5,0, y en la zona de inundación del futuro embalse se han registrado más de una docena de ellos. Por lo que en cualquier sitio del proyecto, por cuenta de fallas conocidas o desconocidas, se pueden presentar

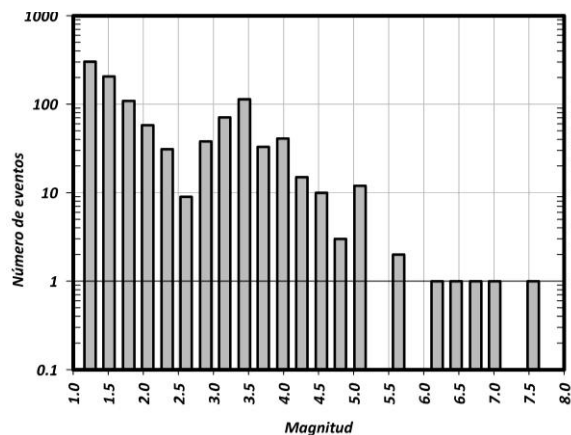
eventos sísmicos de mediano tamaño, de hasta magnitudes de 6,0, con efecto en campo cercano; y con periodos de retorno del orden de 1000 años.

Figura 32. Distribución de epicentros sísmicos superficiales, a profundidades menores de 100 Km.



Fuente: Binaria Ltda. [2]

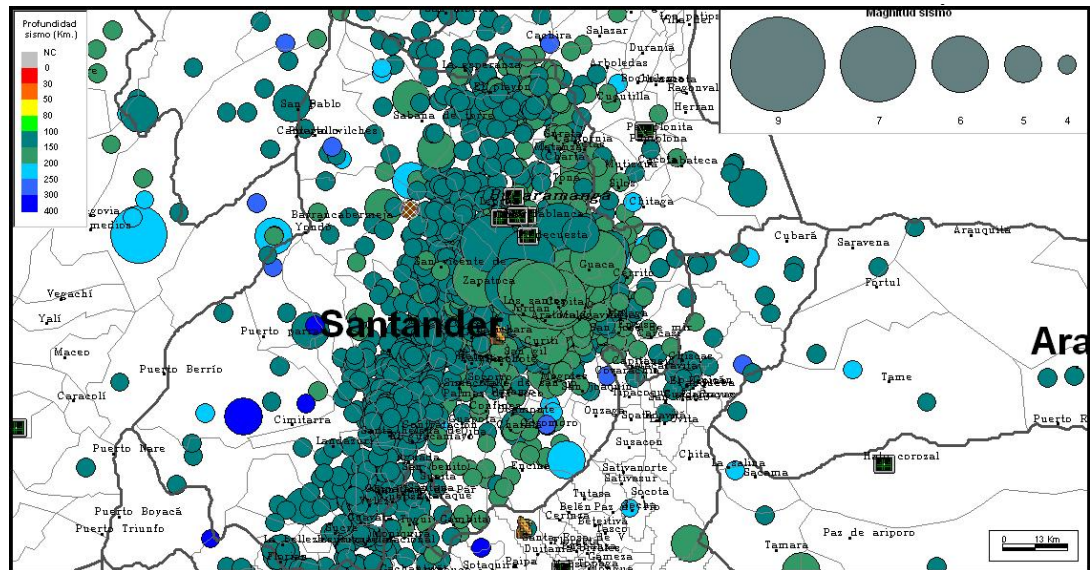
Figura 33. Histograma de magnitudes de los eventos superficiales.



Fuente: Binaria Ltda. [2]

De igual forma, existe el registro gráfico para los eventos a profundidades mayores de los 100 Km (Figura 34).

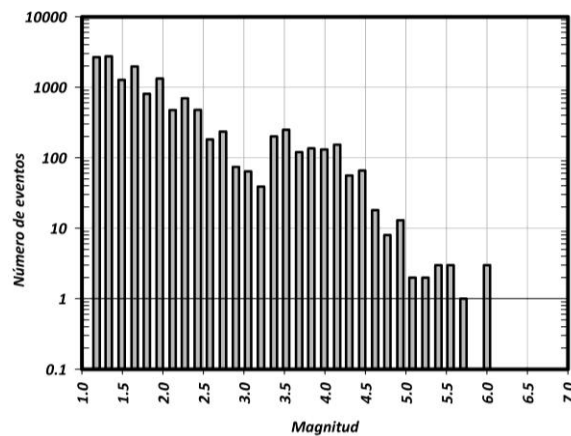
Figura 34. Distribución de epicentros sísmicos profundos, a profundidades mayores de 100 Km.



Fuente: Binaria Ltda. [2]

La cual nos arroja el siguiente histograma de magnitudes (Figura 35)

Figura 35. Histograma de magnitudes de los eventos profundos



Fuente: Binaria Ltda. [2]

Para el caso de eventos profundos en la misma zona, solo en la misma región, en un periodo de 20 años, se han registrado **más de 12.000 eventos de mediano y bajo tamaño para profundidades mayores de 100 Km.** Estos

eventos profundos no suelen crecer en tamaño, porque una vez se inicia la ruptura, el nivel geostático de esfuerzos es tan elevado, que la ruptura se detiene truncado la magnitud hasta valores máximos que involucran caídas de esfuerzos de 200 bares. Como a esta profundidad los esfuerzos pueden alcanzar los 10.000 bares, la caída de esfuerzos es rápidamente compensada en cualquier aspereza, y la ruptura no sigue avanzando.

4.4. CONSIDERACIONES ACERCA DE LA POSIBILIDAD DE SDE EN LA ZONA DEL PROYECTO HIDROELÉCTRICO SOGAMOSO

Las consideraciones de la actividad mencionada, obedecen a fenómenos tectónicos puros, que demandan esfuerzos descomunales asociados. Por lo tanto, **no existe mínima posibilidad, de que la colocación de un embalse, con esfuerzos del orden de 20 bares, active fenómenos tectónicos mas allá de los 50 Km de profundidad** (Gallego, 2012) [15].

Los registros instrumentales indican que aparentemente, no se necesita de un embalse, grande o pequeño, para que ocurran eventos a causa del tectonismo. El sitio de por si solo ya cuenta con una cantidad enorme de eventos; y posibles eventos adicionales por cuenta de sobre-esfuerzos, simplemente aumentarían el total, pudiendo llegar a ser imperceptibles analíticamente en el ámbito de la sismicidad local.

El riesgo real podría ser un evento sísmico de mediano tamaño en las inmediaciones del proyecto; que podría producirse, con o sin embalse, debido a las dimensiones que presentan fallas como, La Salina o Suarez. Los registros recientes muestran, que esto es perfectamente posible en, incluso fallas o partes de ellas, que no se han identificado.

De acuerdo a la historia del país, no sería la primera vez que esto ocurre. Recordemos los siguientes eventos sísmicos que resultaron catastróficos para ciertas ciudades del país:

- Terremoto de Popayán, 1983. Magnitud 5.5.
- Terremoto de Armenia, 1999. Magnitud 6.2.

Estos dos eventos provinieron de pequeñas fallas poco estudiadas, y causaron daños severos en estas ciudades, siendo estos, sismos de magnitud moderada (Gallego, 2012) [15].

En la zona del proyecto este tipo de eventos suelen tener componentes de alta frecuencia, que dispara la aceleración horizontal y vertical. Para esto solo se necesita estar a menos de 20 Km del epicentro, de eventos, que solo se acerquen a magnitudes de 6.0, debido a que, a pesar de tener magnitudes moderadas, se pueden alcanzar aceleraciones de cerca de 0.5g.

Conociendo la distancia al hipocentro, y las magnitudes máximas registradas, no se puede esperar mayor concepto de amenaza en el sitio por sismos profundos, en zonas corticales bajas. Los sismos encontrados en la zona de influencia, tanto profundos como superficiales, obedecen a un tamaño pequeño e intermedio, sin llegar a ser grandes; y en esos casos se ha encontrado que los eventos no están correlacionados entre si, contándose con la misma distribución de probabilidades, antes y después de cualquier suceso.

En conclusión, existen fuentes con capacidad de generar, a 1000 años de periodo de retorno, o menos, magnitudes fuertes, incluso superiores a 7.5. Sin embargo, las distancias a esas fuentes, resultan ser apreciables para disipar la energía generada, estableciendo menor amenaza (Gallego, 2012) [15].

Resultan preocupantes, fallas más locales, con capacidad de liberaciones de energía mucho más modestas, que se encuentran inmersas en el área de

influencia del proyecto. De acuerdo a los registros de la Red Sísmica Nacional de Colombia (RSNC), mostró que eventos, solamente en los últimos 20 años de operación, ocurren con magnitudes intermedias en toda la zona, recordando las imágenes de ubicación de epicentros, por lo que la posibilidad de que, para un periodo de retorno no muy elevado, se presenten magnitudes con valores de hasta 6.0, es una perfecta posibilidad que tiene lugar válido en la estimación de la amenaza.

Por los 196 m de altura, los esfuerzos adicionales por cuenta del embalse serían del orden de 196 ton/m², es decir, 20 bares. Estos esfuerzos resultan ser bajos para los regímenes mencionados en sismos superficiales de mediana potencia; sin embargo, **pueden haber rocas mas superficiales que estén cerca de los esfuerzos de resistencia, y con la colocación de cargas adicionales, se active la rotura de los materiales mas cercanos a la superficie**, que dada la velocidad del primer llenado, de pocos meses, se puede considerar como súbita con respecto a los tiempo geológicos (Gallego, 2012) [15].

Pero los materiales mas superficiales tendrán un régimen de esfuerzos menor al previamente descrito, y para que el sismo tenga magnitud elevada, se necesita una liberación elevada de energía, y para que esto ocurra, se necesitan esfuerzos elevados siguiendo la teoría sismológica, los cuales están lejos de aquellos impuestos por el embalse.

Para que se genere un evento por un esfuerzo que ronda los 20 bares, se requiere que la profundidad sea menor a 5 Km y en este caso, las longitudes de ruptura no se pueden desarrollar por condiciones de frontera en la superficie, y eso hace que el terremoto no se desarrolle mas allá de unos cuantos kilómetros. El resultado de ese tipo de rupturas tiene asociada de manera indefectible bajas magnitudes para este caso.

Para rocas corticales típicas con módulos de deformación al corte (μ) que rondan valores promedio de $1 \cdot 10^{11}$ dinas/cm², y para caídas de esfuerzos

típicos del orden de mas de 100 bares para fallas pequeñas regionales, y rupturas de menos de 10 Km, por cuenta de un incremento de solo 2% con respecto a la resistencia promedio de las rocas, la máxima energía liberada en forma de ondas de esfuerzo, pueden alcanzar valores promedios máximas de $1 \cdot 10^{18}$ dinas-cm (ergios), que equivalen a magnitudes de momento que rondan valores entre 4.0 y 5.0. Sismos que en una zona sin presencia sísmica pueden causar alarma en la población que nunca ha sentido algo similar. En este intervalo de sismos, nunca se han generado daños de infraestructura, ni siquiera, en el campo cercano de influencia de pocos kilómetros alrededor (Gallego, 2012) [15].

4.5 CONCLUSIONES SOBRE EL RIESGO DE SDE EN EL PROYECTO HIDROELÉCTRICO SOGAMOSO

- a. De acuerdo a lo expuesto previamente, **la SDE no puede ser excluida del Proyecto Hidroeléctrico Sogamoso**, pues sí pueden ocurrir eventos tectónicos por cuenta de la colocación de esfuerzos nuevos de 20 bares, pero la realidad de la situación indica que la influencia de los nuevos esfuerzos no va mas allá de los 5 Km de profundidad, promoviendo rupturas que cuentan con una condición de frontera en la superficie que condena el avance hasta pocos kilómetros de desarrollo, lo cual promueve eventos sísmicos que a lo sumo llegarían a magnitudes de 5,0 (Gallego y Wieland, 2012) [15], [78].

- b. Aunque la falla de San Vicente ha sido considerada como inactiva, basados en las investigaciones paleo-sísmicas, los movimientos pasados pueden haber creado esfuerzos tectónicos muy altos, los cuales pueden ser liberados por el llenado del embalse (Wieland, 2012) [78].

- c. De acuerdo a las gráficas de epicentros, muestran que la sismicidad por eventos superficiales y profundos se encuentra que no hay sitio disponible a nivel superficial donde no haya ocurrido evento con magnitud menor a 3,0. Así que, el hecho de que se generen eventos de similar tamaño por cuenta de la colocación del nuevo embalse, bien puede resultar **más de lo mismo**. En medio de tanta sismicidad antes del embalse es poco probable que se pueda imputar con certeza un evento al embalse, sin embargo, no se puede descartar (Gallego, 2012) [15].

- d. Es probable también que tanta actividad en la zona de tipo tectónico que ha ocurrido, mantenga libre de acumulaciones excesivas de esfuerzos a las zonas corticales mas superficiales, por lo que la colocación de la nueva carga sea imperceptible en principio para llegar a niveles de esfuerzo que se asemejen a la resistencia necesaria para detonar la fractura (Gallego, 2012) [15].

- e. Debido a que es imposible predecir la magnitud máxima de SDE, un sistema de monitoreo puede ayudar a detectar tales eventos y se pueden tomar medidas si la sismicidad toma un rumbo inesperado (Wieland, 2012) [78].

- f. En ningún caso un sismo inducido por el embalse puede asemejarse a un evento de estado límite asociado previamente en diseño; será indefectiblemente menor. El daño esperado será principalmente no estructural, como grietas en revestimientos y en muros de mampostería no reforzados (Gallego y Wieland, 2012) [15], [78].

- g. En este momento no hay necesidad de tomar medidas, pero apenas haya indicios de SDE, detectada por la red microsísmica, se debe informar a la comunidad. Los eventos sísmicos de baja magnitud

pueden causar ruidos pero no representan ningún daño a la presa ni a sus propiedades (Wieland, 2012) [78].

BIBLIOGRAFIA

- [1] AJEET P. Pandey, R.K. CHadha. Surface loading and triggered earthquakes in the Koyna – Warna region, Western India. National Geophysical Research Institute, 2003.

- [2] Binaria LTDA. Empresa colombiana pionera en la prestación de servicios de alta ingeniería

- [3] BIOT, M.A, (1941). J.Appl.Phys.12, 155-164

- [4] BOSSU, R. PhD Thesis, University Joseph Fourier, Grenoble, 1996.

- [5] BOSSU, R., et al. Bull. Seismol. Soc, 1996. Am. 86, 959-971.

- [6] BOZOVIC, A., TUCOVIC I., Dungar, R. Seismic analysis of Poechos dam spillway headworks, 13th Congress of ICOLD, 1979. Q.51, R.21

- [7] CASAS Sainz, A. y Gisbert Aguilar, J. El riesgo de sismicidad inducida por el embalse de Enciso (La Rioja). Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, España, 2005.

- [8] CHADHA, R.K., GUPTA, H.K., Kue mpel, H.J., MANDAL, P., NAGESWARA Rao, A., RADHAKRISHNA, I., RASTOGI, B.K., RAJU I.P., SARMA, C.SP., SATYAMURTHY, C., SATYANARAYANA, H.v. Delineation of active faults, nucleation process and pore pressure measurements at Koyna (India), 1997. Pure Appl. Geophys. 150, 551-562.

- [9] COOK, N.G.W. In: Proceedings of the Fifth Rock Mechanics Symposium,1963. pp. 493-516, Pergamon.

- [10] COOK, N.G.W., ER AL (1965). J South Afr. Inst. Mining Met. 66, 435-528.

- [11] DOSER, D.I., et al. (1992). Pure Appl. Geophys. 139, 481-506.

- [12] Energoprojekt, Consultants. Partial tectonic map of Mratinje storage, 2004.
- [13] EVANS, D.M. (1966). Geotimes 10, 11-17.
- [14] FERNANDEZ, L.M. and P.K. van der Heever. . In: Rockbursts and Seismicity in Mines, South African Institute of Mining and Metallurgy. 1984. pp.193-198.
- [15] GALLEGO SILVA Mauricio, Consideraciones básicas de amenaza y riesgo sísmico del proyecto Hidrosogamoso, 2012.
- [16] GAY, N.C., Et al. In: Rockbursts and Seismicity in Mines, 1984. pp. 107-120. South African Institute of Mining and Metallurgy.
- [17] GRASSO, J.R. and WITTLINGER. Bull. Seismol, 1990. Soc. Am. 80, 450-473.
- [18] GRASSO, J.R. and B. FEIGNIER. Pure Appl, 1990. Geophys. 134, 427-450.
- [19] GIBOWICZ, S.J. and A. Kijko. An Introduction to Mining Seismology, Academic Press, 1994.
- [20] GUPTA, H, et al. Bull. Seismol, 1969. Soc. Am. 59, 1149-1192.
- [21] GUPTA, H. K., RASTOGI B.K., Dams and Earthquakes. Elsevier, Amsterdam, 1976.
- [22] GUPTA, H.K. and R.K.Chadha. Induced Seismicity, 1995. PAGEOPH (Topical Volume), Vol.145, No.1, 217 p.
- [23] GUPTA, H. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, Indi, 2002. Earth- Science Reviews, 58,279-310.

- [24] HAGIWARA, T. and Ohtake, M., 1972. Seismic activity Associated with the Filling of the Reservoir behind the Kurobe Dam, Japan, 1963-1970, Tectonophysics, 15, 241-254
- [25] HEALY, J.H., et al. (1968). Science 161, 1301-1310.
- [26] HERRAIZ Sarachaga, M. Sismicidad inducida por embalses, una aproximación al estado del conocimiento. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España, 2005.
- [27] HSIEH, P.A and J.D. Bredehoff. J. Geophys. 1981. Res. 86, 903-920.
- [28] HSU TSUNG-HO. Strong Motion Observation of Water-Induced Earthquakes at Hsingfengkiang Reservoir in China, Academia Sinica, Beijing, China, 1975.
- [29] ICOLD, Bulletin 137, 2012
- [30] ICOLD Committee on Seismic Aspects of Dam Design, Reservoirs and Seismicity State of Knowledge, 2004.
- [31] INGETEC, Compañía Colombiana privada dedica al diseño, asesoría y supervisión de proyectos hidroeléctricos y termoeléctricos, entre otros.
- [32] ISAGEN, Empresa Colombiana dedicada a la generación de energía, la construcción de proyectos y la comercialización de soluciones energéticas.
- [33] Kansai Electric Power Company, Static and Dynamic Behavior of Kurobe Dam, 1960 – 1995.
- [34] KEBEASY, R.M., MAMAMOUN, M., Ibrahim, E., Simpson, D.W., and Leith, W. S. Earthquake Studies at Aswan Reservoir, 1987. Jour. of Geodynamics, 7, 173-193.
- [35] KEBEASY, R.M., et al.(1987).J. Geodynam.7,173-193.

- [36] Kovach, R.L. Bull. Seismol. 1974. Soc. Am. 64, 699-711.
- [37] LANGSTON, C.A., 1981. Source inversion of seismic waveforms: the Koyna earthquake of 13 September 1967. Bull. Seismol. Soc. Am. 71, 1-24.
- [38] LOGANI, K. L. Reservoir Induced Seismicity, 13th Congress of ICOLD, 1979. 5, pp. 625-630.
- [39] MCDONALD, A.J. MSc Thesis, University of Witwatersrand, Johannesburg, 1982.
- [40] McGarr, A., et al. (1975). Bull. Seismol. Soc. Am. 65, 981-993.
- [41] MCGARR, A. Bull. Seismol 1991. Soc. Am. 81, 948-970.
- [42] MCGARR, A. In: Rockburst and Seismicity in Mines, 1993 pp. 3-12, Balkema.
- [43] MCGARR, A., Simpson, D. and Seeber, L. Case Histories of Induced and Triggered Seismicity, 2002.
- [44] NICHOLSON, C. and R.L. Wesson (1990). US Geol. Surv. Bull. 1951.
- [45] PISKULIN VA y RAIZMAN AP. Geodesic Investigations of the Earth Surface Deformation in Epicentral zones of Gazil Earthquakes in 1976-1984. Trabajo del 7° Simposio internacional sobre el Movimiento de Cresta Terrestre. Tallinn 1986.
- [46] OHNAKA, M. Earthquake Cycles and Physical Modeling of the Process Leading up to a Large Earthquake, 2004. (Review Paper), Proceedings of the Hagiwara Symposium, A Special Issue of Earth, Planets and Space, 56 (8), 773-793
- [47] POEMORY, P.W., et al. Bull. Seismol. 1976. Soc. Am. 66, 685-700.

- [48] RAI, S.S., Singh, S.K., SARMA, P.V.S.S.R., Srinagesh, D., Reddy, K.N.S., Prakasam, K.S., Satyanarayana, Y. What triggers Koyna región earthquakes? Preliminary results from seismic tomography digital array. 1999. Proc. Indian Acad. 8Earth Planet. Sci.) 108, 1-14.
- [49] RAJURKAR, S.T., BHATE, V.D., Sharma, S.B.Lineament fabric of Madhya Pradesh and Maharashtra and its tectonic significance. Precambrian of Central India. 1990. Geological Survey of India Special Publication 28, pp. 241-259.
- [50] RALEIGH, C.B., et al. (1976). Science 191, 1230-1237.
- [51] RALEIGH, C. B., Healy, J. H. and Bredehoeft, H. D., An experiment in earthquake control at Rangely, Colorado. 1976. Science, 191, 1230-1237.
- [52] RASTOGI,B.K.,P. Mandal, N. Kumar, 1997, Seismicity around Dhamni Dam, Maharashtra, India, Pure appl. Geophys.
- [53] Reports on Monitoring of Seismic Activity at Mratinje Storage covering 1974 – 1981 period, Seismological Institute of Montenegro.
- [54] RIEMER Wynfrith. Seismic hazard assessment and seismic safety of Sogamoso Hydropower Project, 2012
- [55] ROELOFFS, E.A. J. Geophys. Res.1988. 93, 2107-2124.
- [56] SBAR, M.L. and L.R SYKES (1973). Geol. Soc. Am. Bull. 84, 1861-1882.
- [57] SEEBER, L. and J.G. Ambruster (1993). Géogr. Phys. Quaternaire 47, 363-378.
- [58] SEEBER, L., et al. J. Geophys. Res.1998. 103, 24505-24521.
- [59] SEGALL, P. J. Geophys. Res.1985. 90, 6801-6816.

- [60] SEGALL, P. J. *Geology* 17, 1989. 942-946.
- [61] SEGALL, P. *Pure Appl. Geophys*, 1992. 139, 535-560.
- [62] SEGALL, P., et al. *J. Geophys. Res*, 1994. 99, 15423-15438.
- [63] Seismological Institute of Peru, Lima, 1973.
- [64] Seismological Institute of Peru, Lima 1979.
- [65] SHEN, C.K., Chen. H. C., Chang, C. H., Huang, L. S., Li, T.C., Yang, C. Y., Wang, T. C., and Lo H.H.. *Earthquakes Induced by Reservoir Impounding and their Effects on Hsingfengkiang Dam*, Scientia Sinica, 17, No 2, Beijing, China, 1973.
- [66] SIMPSON, D. W. and S.Kh. Negmatullaev. *Bull. Seismol. Soc. Am*, 1981. 71, 1561-1586.
- [67] SIMPSON, D.W. and W. Leith. *Bull. Seismol. Soc. Am.*1985. 75, 1465-1468.
- [68] SIMPSON, D. W. *Triggered Earthquakes*, Annual Review of Earth and Planetary Science, 1986. 14, 21-42
- [69] SIMPSON, D.W., Leith, W.S., Scholz, C.H. Two types of reservoir – induced seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78(6),1988. 2025-2040.
- [70] SIMPSON, D. W., et al. *Gerlands Beitr. Geophys*, 1990. 99, 191-204.
- [71] SPOTTISWOODE. S.M. and A. McGarr. *Bull. Seismol.*1975 Am. 65, 93-112.
- [72] SPOTTISWOODE. S.M. In: *Rockbursts and Seismicity in Mines South African Institute of Mining and Metallurgy*, 1984. pp. 29-37.

- [73] TALWANI, P., Kumar Swamy, S.V., Sawalwade, C.B., 1996. The Revaluation of Seismicity Data in the Koyna – Warna area, 1963-1995- Technical Report, University of South Carolina, p.343.
- [74] VITALY V. Adushkin and Alexander E. Yudin. Sismicidad en el campo Petrolero, 2000.
- [75] VOLANT, P. PhD Thesis, University Joseph. Fourier, Grenoble, 1993.
- [76] USCOLD. Reservoir Triggered Seismicity, 1997.
- [77] WANG, M.-Y. et al.. Mechanism of the Reservoir Impounding Earthquakes at Hsingfengkiang and a Preliminary Endeavour to Discuss their Cause, Academia Sinica, Beijing, China, 1975.
- [78] WIELAND Martin. Seismic hazard assessment and seismic safety of Sogamoso Hydropower Project, 2012.
- [79] YEATS, R. S., Sieh, K. and Allen C. R., The geology of earthquakes, New York, Oxford Univ 1997. Press, 568 pp.
- [80] YERKES. R.F and R.O. Castle. Eng. Geol.1976. 10. 151-167.
- [81] ZHANG,Y.Z., C. Gao. Yun. Induced Seismicity in Liaoning Province, Pure appl. Gerophys 1997. 150, 461-472.