APÉNDICE Nº 4.3.2.
REPORTE TÉCNICO: RIESGO SÍSMICO

Para: Alejandro Puelles	**Fecha:** 04 de marzo de 2016
De: Sergio Currilen/ Amanda Hevia	**Código:** 3055-GO-INF-002_0
Asunto: Riesgo Sísmico	Revisión: 0
	Obs.: Emitido para Revisión del Cliente

1 INTRODUCCIÓN

Compañía Minera Florida S.A. en adelante **CMF,** opera la planta concentradora de cobre **Faena Tambillos** emplazada a unos 30 km al sur de la Ciudad de Coquimbo, IV Región. Actualmente se procesan alrededor de 3.000 TPD de mineral sulfurado de cobre. Actualmente los relaves generados en el proceso son vertidos en el depósito confinante con muro de empréstito (embalse).

La CMF se encuentra evaluando la implementación de un acopio de relaves filtrados a un costado de la actual planta de beneficio y al interior de los actuales límites de propiedad. Es en el marco de este proyecto que CMF ha solicitado a **JO INGENIERÍA (JOI)** el desarrollo de una ingeniería conceptual que sirva de base para la tramitación de la Declaración de Impacto Ambiental para el nuevo acopio de relaves.

2 OBJETIVO Y ALCANCE

En este capítulo se describen los antecedentes referentes a la sismicidad que afecta a la zona donde está inmerso el proyecto, los que sirven de base para la estimación de los coeficientes sísmicos (aceleraciones máximas horizontales y verticales) que regirán la evaluación de la estabilidad Pseudo - Estática de las obras del Acopio. Para la determinación del riesgo sísmico de la zona, se ha considerado un análisis de tipo probabilístico, tomando como referencias estudios anteriores de riesgo sísmico para tranques de relaves obtenidos desde el sitio del Servicio de Evaluación Ambiental (www.sea.cl), los que incluyen las lecciones aprendidas desde el último gran terremoto de subducción registrado en territorio Chileno el 27 de febrero de 2010 (M_W =8.8).

No se incluyen en este informe los acelerogramas de movimientos fuertes ni los espectros de respuesta, los que serán requeridos posteriormente para un análisis de estabilidad dinámico.

3 ANTECEDENTES Y REFERENCIAS

En este documento se citan las siguientes referencias:

[Ref.1] Riesgo Sísmico y Generación de Acelerogramas Artificiales, Proyecto "Punitaqui". Preparado por **SyS Ingenieros Consultores** para **Minera Altos de Punitaqui** Ltda. Octubre 2013.

[Ref.2] Estudio De Estabilidad Geotécnica, Proyecto "Extensión Tranque De Relaves N° 4 SCM Tambillos". Preparado por **Guillermo Núñez R.** – Ingeniero Civil USACH para **SCMT**. Noviembre 2009.

[Ref.3] Sismicidad y Riesgo Sísmico, Proyecto "Ingeniería Básica Matta". Preparado por **SIGA** para **ENAMI**. Enero 2011.

[Ref.4] Informe Geológico (N° 3025-GA-MM-002_0) Proyecto "Ingeniería Conceptual Embalse de Relaves Quitallaco". Preparado por **JO INGENIERÍA** para **CMF**. Octubre 2015.

[Ref.5] Anexo "Estudio Fundado de Riesgos Etapa I", Diagnostico Plan Regulador Intercomunal Provincia del Elqui, Región de Coquimbo. Preparado por **Habiterra S.A.** para Gobierno Regional Coquimbo.

[Ref.6] Memoria de Título "Estimación del efecto de sitio en zonas afectadas por el terremoto del 27/02/10 a la luz de las leyes de atenuación ya existentes". Preparado por **Carolina Henriquez Konig** para el Departamento de Geofísica de la UDEC. 2012.

4 CAPITULO 3: RIESGO SÍSMICO

4.1 UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA

El futuro Depósito de Relaves se localizará en el costado sur de la actual Planta de Concentradora en la localidad rural de Tambillos, la cual se ubica a una distancia de 35 km aproximadamente al sur de la ciudad de La Serena.

Tiene una ubicación aproximada de 30°12'S y 71°14'W. En Tabla 4-1 se indica la ubicación exacta del muro de emergencia del depósito de relaves filtrado.

Figura 4.1 Esquema de Subducción y fuentes sismogénicas.

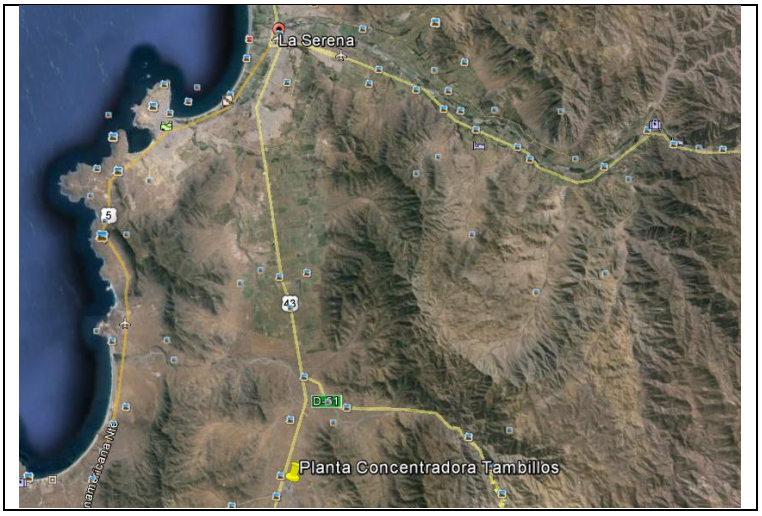


Tabla 4-1 Ubicación Muro de Emergencia.

Coordenadas UTM (PSAD-56)	
Norte	Este
6.656.774,1706	284.271,6849

El emplazamiento de las obras, de acuerdo al perfil geológico [Ref.4] , se ha proyectado sobre rocas intrusivas graníticas de variada composición, pero sobre las que se ha desarrollado una cubierta regolítica[1] cuyo espesor no excede los 2 a 3 m como máximo, dependiendo del fracturamiento y de la superficie rocosa expuesta a la intemperie.

[1] Regolito, fragmento tipo gravas, colpas o guijarros producto de la meteorización o intemperización de la misma roca sustrato con poca a escasa remoción o transporte. Ejemplo típico es el maicillo en los bordes y superficies de plutones de intrusivos.

En forma específica, el área del proyecto se encuentra atravesada por el Sistema de Fallas Romeral [Ref.4], la que cruza en dirección norte-sur el área del depósito proyectado.

Estas son fallas antiguas del periodo Cretácico, (110-120 millones de años), que a pesar de ser un rasgo estructural de importancia, no revisten ningún tipo de riesgo geotécnico, pues son estructuras litificadas hace millones de años y que no participan desde esas edades geológicas de ningún tipo de dinámica tectónica por lo que no revisten ningún grado de riesgo geológico mayor para el proyecto.

4.2 METODOLOGÍA

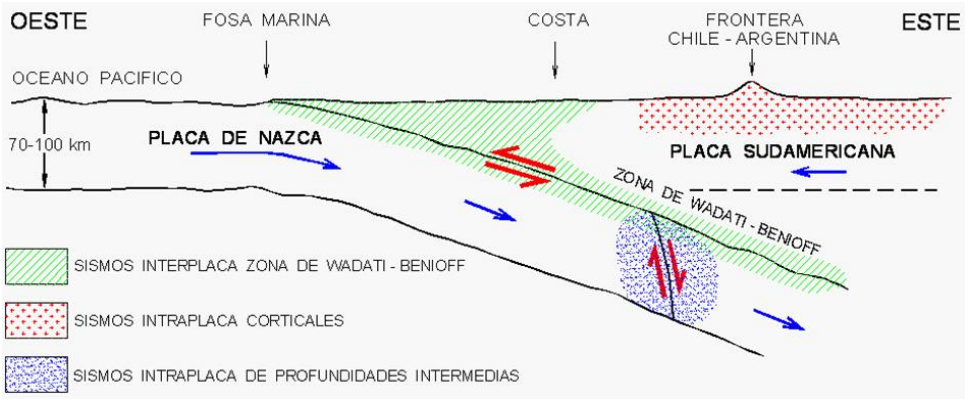
- Estudio del marco sismotectónico general de la zona, describiendo el ambiente sismogénico y caracterizando las fuentes sísmicas de la región.
- Revisión de la sismicidad histórica e instrumental dentro de la zona de influencia.
- Determinación de los sismos de diseño a considerar para la zona en estudio, tanto de carácter subductivo interplaca (thrust) como del tipo intraplaca.
- Al no existir registro de acelerogramas para la zona, se procede a la determinación de las aceleraciones máximas (horizontal y vertical) a través de las relaciones de atenuación en función de las magnitudes Richter y la distancia hipocentral de los sismos de diseño.

4.3 MARCO SISMOTECTÓNICO GENEREAL

4.3.1 AMBIENTE SISMOGÉNICO

La actividad sísmica lo largo del país, y en particular en la zona en estudio, esta principalmente asociada al movimiento convergente subductivo de la placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Este fenómeno afecta una banda sísmica activa muy angosta (100-150 km) y de profundidad variable (~5-200 km) entre el cordón montañoso de los Andes y la fosa Perú-Chile. Este margen de subducción tiene una velocidad de convergencia de alrededor de 7 cm/año y un ángulo de inclinación hacia el Este, con buzamientos que varían entre los 15° a 40° respecto al plano horizontal, constituyendo un plano inclinado conocido como plano de Benioff. En Figura 4.2 se observa el fenómeno de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana, señalándose las distintas fuentes sismogénicas.

Figura 4.2 Esquema de Subducción y fuentes sismogénicas.



La mayoría de los sismos de la región corresponden a liberación de tensiones y deformaciones producidas a lo largo del plano de Benioff, producto del movimiento relativo de las placas, por lo que se denominan sismos interplaca subductivos. Sin embargo, también existen eventos sísmicos originados al interior de las placas, los que se denominan sismos interplaca, los que se explican debido a los grandes esfuerzos a las que están sometidas éstas producto de la interacción entre ellas. Los sismos interplaca originados al interior de la placa sudamericana se denominan sismos Corticales debido a que sus hipocentros no superan los 30 km de profundidad. Por otro lado, los sismos originados al interior de la Placa de Nazca son de profundidad variable por lo que se les denomina sismos intraplaca de profundidades intermedias, pudiendo ser de tipo tensional o compresional.

4.3.2 CARACTERIZACIÓN DE LAS FUENTES SÍSMICAS

Para la zona en estudio se considera la acción de las tres fuentes sismogénicas descritas anteriormente, las que se analizan separadamente [Ref.1].

i) Sismos Interplaca Subductivos o de Zona de Benioff (interacción entre las Placas de Nazca y Sudamericana).
ii) Sismos Intraplaca de Profundidad Intermedia (al interior de la Placa de Nazca).
iii) Sismos Intraplaca Superficiales o Corticales (al interior de la Placa Sudamericana).

Cada una de estas fuentes genera sismos de magnitudes específicas cuya importancia para el proyecto depende de su distancia relativa a la fuente sismogénica, incidiendo la atenuación esperada en el riesgo particular producto de cada una de estas fuentes.

4.3.2.1 SISMOS INTERPLACA SUBDUCTIVOS O DE ZONA DE BENIOFF

Los sismos interplaca subductivos están condicionados principalmente por la interacción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana. Se caracterizan por una gran magnitud, determinada principalmente por la gran velocidad relativa de convergencia entre las placas y el fuerte grado de acoplamiento mecánico existente entre ellas. Estos sismos definen la zona de contacto entre las placas o zona sismogénica (Plano o Zona de Benioff). Esta zona se caracteriza por sismos que aumentan gradualmente su profundidad de foco a medida que aumenta su distancia relativa a la fosa marina, dándose el caso de que la profundidad de foco de los sismos con epicentros cercanos a la costa, es relativamente menor a la que se da al interior del continente (Figura 4.2).

El terremoto histórico Chileno más representativo de este tipo de sismicidad es el gran Terremoto de Valdivia del 22 de Mayo de 1960, que ocurrió fuera del área de interés de este proyecto. La magnitud de este evento se ha estimado en M_W=9.5. El terremoto del 22 de Mayo fue precedido por un evento ocurrido el día anterior (21 de Mayo) de magnitud M_W=8.1 y por otra serie de réplicas, tres de ellas de magnitudes mayores a M_W=7.0. Se estima que el área de ruptura asociada a esta secuencia sísmica, rompió alrededor de 1.000 km de largo

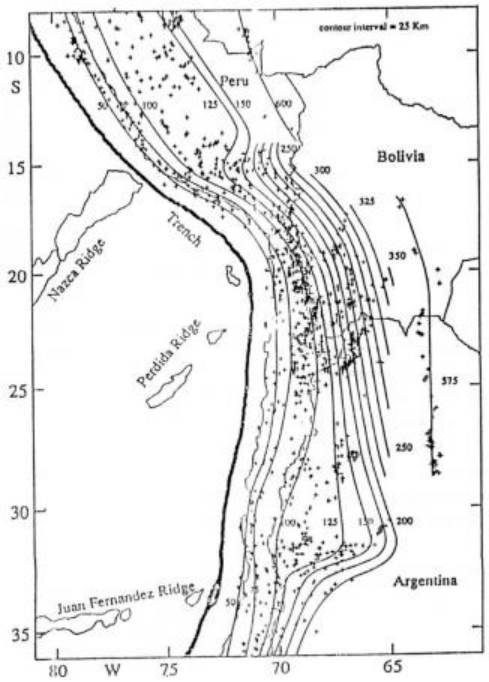
con un ancho de 60-200 km y un desplazamiento promedio de la falla de 20-24 m (Spence, 1987).

En la región de emplazamiento del proyecto, el terremoto histórico más destructivo correspondiente a este tipo de sismicidad, es el terremoto de Illapel del 6 de Abril de 1943. Se ha estimado que la magnitud de Richter de este terremoto corresponde a M_W=8.3 (Lomnitz, 1971), y que su epicentro se encuentra localizado costa afuera, frente a la ciudad de Illapel. Estudios más modernos usando inversión de datos telesísmicos, han permitido asignarle a este terremoto una magnitud momento M_W =7.9 (Beck et al., 1998). Si se considera que la zona de ruptura comprendió la región entre los 30.2°S y los 32.2°S, se puede estimar que la longitud de ruptura de este sismo fue de 220 km en sentido Norte-Sur (Kelleher, 1972). Se estima que la isosista IX a X de la escala de Intensidades Modificada de Mercalli (IMM) abarca una longitud similar conteniendo a las localidades de Ovalle, Combarbalá, Illapel y Petorca (Greve, 1953). Este evento produjo un tsunami local de 4-5 m de altura y un tsunami lejano en Japón de 10-30 cm (Lomnitz, 1971; Hatori, 1968). La existencia de un tsunami asociado a este evento sísmico permite inferir que su epicentro estuvo ubicado costa afuera. Según Beck et al. (1998), la profundidad focal de este evento fue menor a 35 km, considerándose más adecuado establecerla en 23 km.

En la misma zona en estudio, existen antecedentes de que el 15 de Agosto de 1880 se produjo un terremoto de similares características al antes descrito, ocasionando destrozos en Illapel y Petorca, y algunos daños en Valparaíso y La Serena (Montessus de Ballore, 1911-1916), Lomnitz (1971) estima su magnitud entre M_W=7.5 y 8.0.

En particular, al este de la región en estudio se presenta el caso en que la geometría de subducción tiene características singulares. Se ha establecido que la forma clásica que adquiere la subducción (representada esquemáticamente en la Figura 4.2 debe modificarse en este caso, para considerar que la placa subducente (Placa de Nazca) adquiere una posición subhorizontal. Cahill e Isacks (1992), señalan que entre las latitudes 27ºS y 33.5ºS la Placa de Nazca presenta curvas de contorno que presentan grandes separaciones (Figura 4.3), lo que hace suponer una geometría casi horizontal del contacto entre las placas para estas latitudes.

Figura 4.3 Curvas de Contorno Placa de Nazca en Subducción (Cahill e Isacks, 1992)..



El efecto de la geometría subhorizontal de la placa subducente se relaciona también con la ausencia de actividad volcánica reciente en la zona.

Grandes terremotos de subducción han ocurrido en los últimos años, especial atención presenta el terremoto del Maule 2010 M_W =8.8 y el terremoto del 8 de Julio de 1730, el cual ha sido recientemente re-estudiado por Udias et al., (2012).

4.3.2.2 SISMOS INTRAPLACA DE PROFUNDIDADES INTERMEDIAS

Los sismos intraplaca de profundidades intermedias están asociados a los esfuerzos inducidos en la placa subducente (Placa de Nazca). Estos esfuerzos están controlados principalmente por la tracción a la que está sometida la placa que subduce y por la flexión a la que está sometida ésta, debido a la geometría de la subducción. La tracción se debe a lo que se denomina “slab pull” o “jalón de la placa”, que consiste en que la parte más profunda de la placa tiene la tendencia a sumergirse dentro del magma, debido a que posee una mayor densidad relativa (“boyancia negativa”). A su vez, la geometría de la subducción determina, dado el espesor finito de la placa que subduce, que la flexión produzca tracción en la parte superior y compresión en la parte inferior de esta placa. Por esto último, los mecanismos de foco de este tipo de sismos pueden ser de carácter tensional o compresional.

Los terremotos históricos chilenos representativos de este tipo de sismicidad son: el terremoto de Chillán de 1939, el de Calama de 1950, el de La Ligua de 1965 y el de

Punitaqui de 1997. El terremoto de Chillán del 24 de Enero de 1939 (M_W=7.8, Beck et al., 1998), devastó completamente la ciudad de Chillán y produjo el mayor número de muertes en la historia de Chile, estimándose estas en 10.000. La ausencia de tsunami y una profundidad de foco de 80-90 km indican que este evento puede catalogarse como intraplaca de profundidad intermedia (Campos y Kausel, 1990). Todos estos terremotos corresponden al tipo intraplaca de profundidad intermedia y se diferencian básicamente en su profundidad, debido a la variación en la geometría de la subducción en las distintas zonas de Chile y a sus diferentes distancias a la fosa marina.

En particular, en la región en estudio, el mayor terremoto intraplaca de profundidad intermedia de que se tiene conocimiento corresponde al terremoto de La Ligua del 28 de Marzo de 1965, magnitud M_W=7.1. En una zona cercana, inmediatamente al norte, ocurrió otro sismo importante del tipo intraplaca de profundidades intermedias, este corresponde al sismo de Punitaqui del 15 de Octubre de 1997, magnitud M_W=6.8.

4.3.2.3 SISMOS INTRAPLACA SUPERFICIALES O CORTICALES

Los sismos intraplaca corticales están condicionados por las tensiones inducidas en la placa que “cabalga” a la otra, debido al choque entre éstas. En particular, así como se puede decir que la Placa de Nazca “subduce” a la Placa Sudamericana, esta última “cabalga” a la primera. Esta tensión inducida en la placa superior consiste básicamente en un régimen de compresión, que se manifiesta como un continuo plegamiento de la corteza superior dando formación a las cadenas de montañas y valles transversales, así como, a un sistema superficial de fallas. Este sistema se caracteriza por generar sismos cuyos hipocentros se encuentran muy cerca de la superficie y por lo tanto muy cerca del emplazamiento de los proyectos.

En Chile, la información de actividad sísmica de tipo cortical es escasa, sin embargo, se tienen antecedentes de terremotos destructivos los asociados a este tipo de fuentes. El ejemplo histórico más importante corresponde a los sismos de Las Melosas (Cajón del Maipo) del 4 de Septiembre de 1958, magnitud 6.9 (Lomnitz, 1960; Flores et al., 1960). Los dos eventos sísmicos de Magallanes del 17 de Diciembre de 1949, magnitudes 7.8, también corresponden a este tipo.

No obstante la carencia de información acerca de sismos superficiales en Chile, existen zonas de reconocida actividad sísmica de tipo superficial como la zona cordillerana de Chile Central (Barrientos y Kausel, 1993) y en el Altiplano. Como ejemplo de sismos recientes de carácter superficial, se puede señalar el sismo de Chusmiza del 24 de Julio de 2001, de magnitud momento M_W = 6.3 y profundidad focal H = 3km (Boroschek et al., 2001).

4.3.3 SISMICIDAD HISTÓRICA

El registro histórico de los principales sismos interplaca se resume en Tabla 4-2 [Ref.5], los eventos anteriores a 1730, con registros imprecisos y escasos, no se incluyeron.

Tabla 4-2 Sismicidad histórica e instrumental de la zona.

FECHA	LOCALIDAD	MAGNITUD	EFECTOS	REFERENCIA
Julio de 1730	Zona Central	M ≈ 8.9	Daños entre La Serena-Coquimbo y Chillán.	[Ref.5]
Marzo de 1796	Copiapó	MS = 7.7	Devastó la ciudad de Copiapó y las villas de Huasco y de Coquimbo. El sismo fue sentido hasta en Santiago. Las réplicas duraron hasta al menos Agosto del mismo año.	Lara y Rauld, 2003
Abril de 1819	Copiapó	MS = 8.3	Con una importante cantidad de precursores, el 3 y 4 de Abril, destruyó Copiapó, generó un tsunami entre Caldera y Constitución que causó importantes daños en el puerto de Caldera.	Comte et al., 2002
Agosto de 1880	Illapel	MS = 7.7	Generó deslizamientos entre Illapel y Petorca. Destruyó Illapel. Algunos daños en Petoca, Ovalle, Salamanca, Llay-Llay y Valparaíso, La Serena y Santiago. Causó daños pequeños incluso en Concepción. Tuvo un pequeño maremoto local causó daños en Coquimbo.	[Ref.5]
Junio de 1909	Norte Chico	MS = 7.6	Se sintió en todo el Norte Chico, además fue percibido en Antofagasta, Santiago y Valparaíso. antecedentes de ocurrencia de tsunami en Coquimbo	Comte et al., 2002 Lara & Rauld, 2003
Mayo de 1918	Elqui,	MS = 7.5	Importantes daños en Copiapó. Deslizamientos en La Serena, Ovalle y Vicuña.	Comte, et al., 2002 Lara y Rauld, 2003
Diciembre de 1918	Copiapó	MS = 7.8	Gran destrucción en Chañaral y Caldera. Un tsunami moderado que daño infraestructura ferroviaria en Caldera y fallecieron 6 personas	Comte, et al., 2002 Lara y Rauld, 2003
Noviembre de 1922	Elqui	MS = 8.5	Daños entre Chañaral y Santiago y fue percibido en Buenos Aires. Su foco fue ubicado entre los valles del Elqui y Choapa causando la mayor destrucción en los valles del Elqui y del Huasco. Se le asoció un maremoto que afectó entre Antofagasta y Los Vilos y que, en algunos sectores entre Coquimbo y Caldera, alcanzó más de 7 metros de altura, en Caldera alcanzó los 10 m de altura	Comte et al., 2002; Lara y Rauld, 2003
Abril de 1943	Copiapó	MS = 8.3	Importantes daños en Coquimbo, La	Beck, et al.,

			Serena, Illapel, Sotaquí, Combarbalá y Ovalle, deslizamientos en las zonas costeras y colapsos de tranques de relaves que causaron víctimas fatales.Un maremoto local que alcanzó alturas de 4 m se describió entre Coquimbo y Los Vilos	1998
Octubre de 1997	Punitaqui		Foco a 55 km de profundidad bajo la ciudad de Punitaqui, causó serios daños en sectores del río Limarí. Intensidades de hasta VIII en Punitaqui y VI en Vicuña	Lemoine et al. (2001); Pardo et al. (2002

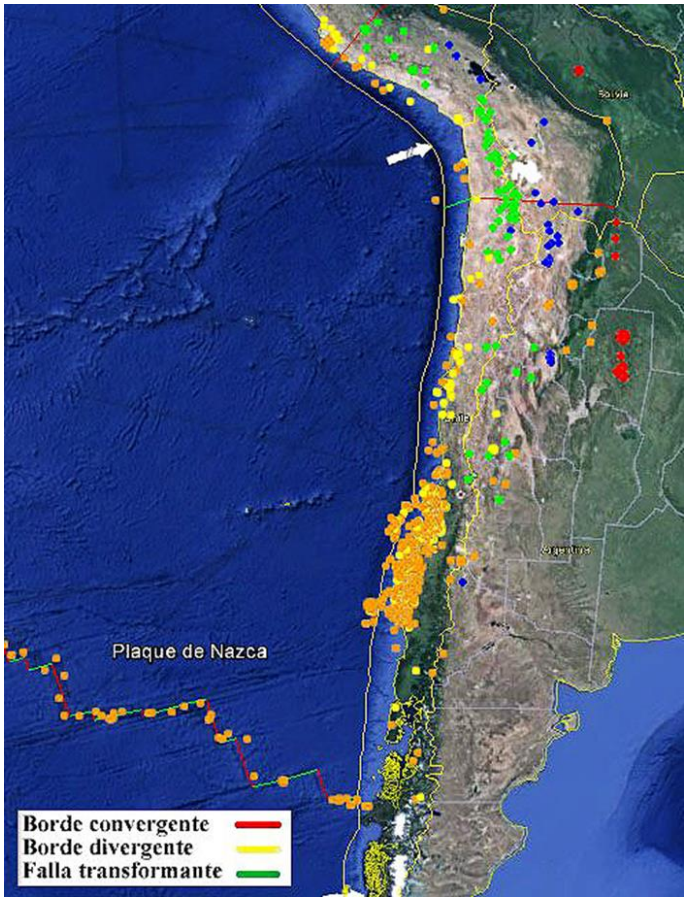
Uno de los terremotos más grandes que ha tenido la zona ocurrió el 6 de abril de 1943, con una magnitud de 7,9 grados Escala Richter y originó una zona de ruptura ubicada entre las latitudes 30° y 32° Sur. El terremoto de Punitaqui y la secuencia de sismos fuera de la costa de julio de 1977, ocurrieron dentro de la zona de ruptura del éste gran terremoto, que generó un tsunami local de alturas de ola variables entre 4 a 5 metros.

Los epicentros más cercanos al área se encuentran a 13 kilómetros al norte y a 35 kilómetros hacia el sur y costa afuera. A pesar de que las magnitudes involucradas son sismos, por lo general, de foco profundo, cuyos hipocentros se encuentran a profundidades superiores a los 30 kilómetros.

El último gran terremoto en la región fue el ocurrido el 16 de septiembre de 2015, cuyo epicentro se ubicó a 42 km de la localidad de Canela Baja, alcanzando una magnitud de 8,4º en la escala de Richter.

En Figura 4.4 se observa la distribución de sismos en el borde costero chileno.

Figura 4.4 Distribución de Sismos en el borde costero Chileno – 1900 a 2013 (USGS)



4.4 EFECTOS A PREVENIR POR RIESGO SÍSMICO.

Su importancia depende del sismo que los produce y por su carácter sorpresivo, repentino y focalizado, además de la dificultad en predecir su grado de devastación:

- Fuertes movimientos del terreno ocasionados por las ondas sísmicas. Constituye un peligro directo sobre las edificaciones, infraestructuras y personas. Las fuertes oscilaciones generadas por las ondas sísmicas, permiten estimar su magnitud preliminar (escala de Mercalli).

- Asentamientos diferenciados en la superficie, dañando fundaciones y superestructuras.

- Deslizamiento de tierra y/o remoción en masa en suelos de condiciones de compactación heterogéneas o con pendiente abrupta como laderas y escombreras de cerros.

- Licuefacción del terrenos en donde un material sólido saturado en agua, se comporta como líquido a causa de la intensa vibración. Las ondas sísmicas aumentan la presión de agua en el sedimento y los granos de arena o limo pierden contacto intersticial y cohesión, con pérdida de resistencia del sólido, genera el flujo del depósito. El suelo pierde su capacidad de soporte de estructuras y produce deslizamientos o flujos de lodo.

4.5 FACTORES QUE INCIDEN EN LA INTENSIDAD DE LOS EFECTOS O DAÑOS DE UN SÍSMO

- Topografía y pendiente del terreno [Ref.4]: Sector de pendientes suaves. Las cumbres tienen elevaciones desde 450 a 530 msnm en promedio y el lecho de las quebradas y lechos de antiguos cursos, actualmente secos, con elevaciones promedio de 240 msnm.

- Saturación de humedad del terreno: Se deberá considerar la saturación de humedad del material contenido que hará necesario que el muro de contención tenga características de altura, compactación y granulometría que aseguren su estabilidad y contención del material no sólo en condiciones estáticas, si no que con la precaución adecuada ante la ocurrencia de un sismo.

4.6 TERREMOTOS ESPERADOS PARA LA ZONA DEL PROYECTO

Estudios de sismicidad realizados en la zona ([Ref.1], [Ref.2], [Ref.3] y [Ref.5]) han determinado que el riesgo sísmico potencial para la Región de Coquimbo corresponde a la ocurrencia de sismos de tipo interplaca (thrust) y sismos tipo intraplaca de profundidad intermedia.

Los estudios descartan la ocurrencia de sismos de profundidad somera (cortical) debido a la carencia de estudios neotectónicos, mencionan además, la potencial ocurrencia de un mega-terremoto interplaca (thrust) similar al del Maule 2010 Mw=8.8; o la de sismo intraplaca de profundidad intermedia semejante al terremoto de Punitaqui 1997, pero de mayor magnitud.

Se proponen los siguientes terremotos de diseño:

- **Terremoto Subductivo Interplaca (Thrust):**

- Magnitud M_W= 8.8
- Distancia HÍpocentral= 80 km.

- **Terremoto Intraplaca de Profundidad Intermedia:**

- Magnitud M_W= 8.8

- Distancia HÍpocentral= 70 km.

4.7 ESTIMACIÓN DE LAS ACELERACIONES MÁXIMAS

No se dispone de registro de acelerogramas para la zona en estudio, por lo que se determinan las aceleraciones máximas por medio de relaciones de atenuación propuestas para sismos en Chile, las que permiten obtener valores estimados de aceleraciones máximas en función de las magnitudes Richter y la distancia hipocentral de los sismos de diseño.

Las leyes de atenuación referidas a la magnitud y distancia hipocentral presentan la siguiente estructura:

$$\chi = \frac{Ae^{BM}}{(R+C)^D}$$ [Ref.6]

En este tipo de formulación los parámetros tienen la siguiente distribución:

X = representa el máximo valor esperado del parámetro sísmico estudiado, en este caso corresponde a la aceleración máxima en [cm/s^2].
M = es la magnitud del evento.
R = es la distancia hipocentral más cercana a la aspereza en kilómetros [km].
A, B y D son constantes a determinar y *C* es fijado a priori.

Se han efectuado numerosos estudios de curvas de atenuación de la aceleración máxima con la distancia, tanto locales como utilizando datos de diversas zona de subducción. Martin (1990), Schaad y Saragoni (1990) y Ruiz y Saragoni (2005) han propuesto modelos usando un conjunto de acelerogramas obtenidos a la fecha en Chile.

Para este estudio, se utilizaran los planteamientos expuestos por Ruiz y Saragoni (2005) para sismos de tipo subductivo interplaca y sismos intraplaca de profundidad intermedia considerando como suelo de fundación roca[2] (V_s=1500m/s) según lo expuesto en el Informe Geológico [Ref.4].

[2]Debe ser confirmado por los resultados de la exploración geotécnica realizada en el sector.

4.7.1 TERREMOTO SUBDUCTIVO INTERPLACA (THRUST)

Para el terremoto de diseño interplaca en roca dura se usa la siguiente formulación para aceleración máxima horizontal:

$$a = \frac{4 \cdot e^{1.3 \cdot M_S}}{(R+30)^{1.425}}$$ [Ref.6]

Obteniéndose:

$$\mathbf{a_{maxH} = 447{,}92\ cm/s^2 \sim 0{,}46g}$$

4.7.2 TERREMOTO INTRAPLACA DE PROFUNDIDAD INTERMEDIA.

Para el terremoto de diseño intraplaca de profundidad intermedia se usa la siguiente formulación para aceleración máxima horizontal:

$$a = \frac{565898 \cdot e^{1.29 \cdot M}}{(R+80)^{3.24}}$$ [Ref.1]

Obteniéndose:

$$\mathbf{a_{maxH} = 801{,}68\ cm/s^2 \sim 0{,}82g}$$

Al no disponer en este caso de fórmulas de atenuación para el caso roca dura, se considera la mitad del valor obtenido:

$$\mathbf{a_{maxH} = 400{,}8\ cm/s^2 \sim 0{,}41g}$$

4.8 CÁLCULO DE LOS COEFICIENTES SÍSMICOS

De acuerdo a los resultados obtenidos en el punto 4.9, se determina que la aceleración máxima que controla los coeficientes sísmicos de diseño corresponden a las obtenidas para los sismos interplaca (trust) en roca dura.

El cálculo del coeficiente sísmico horizontal se desarrolla utilizando las siguientes expresiones propuestas por Saragoni (1993) [Ref.2]:

$$k_h = \frac{0{,}3 a_{max}}{g}, \quad para\ a_{max} \leq 6{,}6\ m/s^2$$

$$k_h = 0{,}22 \frac{a_{max}}{g}^{0{,}33}, \quad para\ a_{max} > 6{,}6\ m/s^2$$

Dado que la aceleración máxima horizontal es a_{maxH} = 447,92 cm/s^2 ≤ 6,6m/s^2 se usa la primera ecuación obteniéndose:

$$\mathbf{K_H = 0,14}$$

Para el cálculo del coeficiente sísmico vertical, este puede estimarse como un tercio (1/3) del coeficiente sísmico horizontal. De esta manera se obtiene el siguiente resultado:

$$\mathbf{K_v = 0,09}$$