

5.4 GEOLOGÍA GEOMORFOLOGÍA Y RIESGO

5.4.1 Objetivo

El objetivo de este estudio es establecer una Línea de Base en el contexto geológico y geomorfológico para el área donde se proyectan la Planta Desalinizadora así como los trazados del Acueducto y Líneas Eléctricas de 110 kV y 23 kV, con el propósito de detectar a lo largo de ellos, zonas sensibles desde el punto de vista de la geología, litología y estructuras. También se pretende establecer y caracterizar las posibles zonas de riesgo geológico que puedan existir a lo largo de estos trazados.

5.4.2 Metodología

Para la elaboración de este informe se realizó una compilación de la información geológica disponible en las Áreas de Influencia del Proyecto.

Las principales fuentes para la geología del trazado se basó en la recopilación y compilación de datos geológicos de publicaciones del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Serie Geología Básica Carta Copiapó N° 91 a escala 1: 100.000 (2005) y Carta Caldera N° 76 a escala 1:100.000 (2003).

Esta información fue complementada con diversa información bibliográfica, fotografías aéreas, planos topográficos del Instituto Geográfico Militar (escala 1:50.000) y dos visitas a terreno, ocasión en la que se revisó la geología existente.

5.4.3 Resultados

5.4.3.1 *Geomorfología General*

a) **Introducción**

El área del proyecto forma parte de la Región de Atacama y está situada al extremo de la llamada “Región de los Valles Transversales”, cuyo límite norte correspondería al río Copiapó. En la realidad, sin embargo, el curso de agua sólo representa un límite virtual ya que el relieve hasta esta línea demarcatoria natural, no presenta una organización distinta a la que traía hasta esta latitud.

De hecho, la clásica distribución fisiográfica tripartita del territorio nacional: Cordillera de la Costa – Depresión Intermedia– Cordillera de los Andes, recién se reestablece con claridad más allá del río Copiapó.

El Proyecto del Acueducto, en prácticamente dos tercios de su recorrido, ocupa el corredor aluvial del río Copiapó, rodeado por un relieve que va alzándose progresivamente hacia el oriente desde el nivel del mar hasta la baja a media montaña de las cercanías de Copiapó: Sierra Pelada al norte de Copiapó con un punto culminante a 1.810 msnm; Sierra del Buitre al sur de la misma ciudad con puntos culminantes a 1.285 y 1.61 msnm. El trazado del Acueducto abandona la caja del río a un kilómetro y medio al oeste de la Estación Caserón – del antiguo ferrocarril que unía Copiapó con el puerto de Caldera – siguiendo las orientaciones sucesivas WNW – NW – NNE – NS – NNW – NS y una última dirección zigzagueante NW.

Por otra parte, el trazado de la Línea Eléctrica de 110 kV se inicia en la parte alta del Llano Seco, en la subestación Cardones y desde allí desciende por el llano en dirección sur hacia el valle de Copiapó. Poco antes de llegar a la salida al valle de Copiapó, a unos 4 Km, antes de la salida al valle, el trazado se bifurca. Una parte se desvía (Línea Eléctrica de 23 kV) cruzando el portezuelo El Chancho, entre los cerros Chancho Chico y Chancho Grande, y en forma zigzagueante se dirige hacia el este para terminar en el sector de los estanques en el llano Bodega en la ladera sur del valle de Copiapó.

El resto del trazado de 110 kV se dirige hacia el oeste en sentido general, cruzando cordones de cerros bajos, quebradas y llanos, siguiendo siempre la ladera sur del valle del río Copiapó, a unos 5 a 3 Km al sur de éste, en promedio, hasta llegar al sector del Llano de Las liebres en donde gira hacia el norte hasta llegar a la Estación Caserón, situada sobre la ladera norte del valle. Desde este punto, el trazado de la Línea Eléctrica sigue un trayecto paralelo y cercano al trazado del Acueducto tal como ha sido descrito anteriormente.

b) Hidrografía

La arteria principal de la zona del proyecto es el río Copiapó, el único curso de agua de régimen permanente y que marcaría según FUENZALIDA (1967)¹, el exorreísmo de la Región de Atacama, no obstante, desaparecido en la actualidad debido a la intensa explotación que se ha hecho de sus aguas. Actualmente, el escurrimiento de las aguas no alcanza los límites de la ciudad de Copiapó.

Al margen de la intervención antrópica, el río Copiapó se define como un curso de agua de régimen claramente pluvial, enmarcado por un Clima de Desierto Marginal Bajo (BWh), de acuerdo con el autor anteriormente citado, clima que, en la ciudad de Copiapó registra una pluviometría escasa con una media de 25mm de precipitación anual, y con un índice de aridez elevado (op. cit.). “*El desierto se desarrolla con entera severidad en estas regiones y puede advertirse su presencia en todos los contornos de las ciudades de Copiapó y Vallenar, lejos de la influencia de los cursos de agua*” (op. cit. pág. 160).

¹ FUENZALIDA, H. 1967 in GEOGRAFÍA ECONÓMICA DE CHILE. Corporación de Fomento a la roducción (CORFO).

Los afluentes del río Copiapó, en el tramo abarcado por el Proyecto del Acueducto, son quebradas, algunas de ellas de importante desarrollo lineal, pero, de régimen esporádico, generalmente secas, y de pobre expresión morfológica; en terreno se presentan como simples líneas de escurrimiento o talwegs, que se insinúan o se marcan débilmente sobre las planicies pedemontanas o en algunos amplios conos de deyección, desapareciendo no obstante en las áreas de confluencia, incluso antes de alcanzar la caja del río.

El río Copiapó en su recorrido entre Copiapó y su desembocadura al norte de la playa Puerto Viejo y de la Punta Copiapó en la bahía homónima, se despliega en dirección general este-oeste, en forma sinusoidal cuya máxima hemi-amplitud es de unos 7 km, situada en el lugar denominado Punta El Lindero, inmediatamente al oeste de San Francisco. Su gradiente hidráulico, medido en forma lineal sin considerar los meandros, es de 3°. Este valor podría considerarse un tanto elevado sobretodo si se tiene en cuenta que se trata del curso bajo del río.

Las quebradas afluentes del río Copiapó son escasas en número; así, por el norte, son las quebradas La Brea y de La Aguada de Grez, las que se unen en un solo talweg a la cota 550 m, que desaparece más abajo a la cota 470 m, antes de alcanzar el Llano de Chamonate, lugar en el cual la curva de nivel 350 m delata la presencia de su cono de deyección, actualmente inactivo, de directriz NE, que se desvía al enfrentar el Cerro Pichincha. Siguiendo hacia el oeste, la plancheta 1/ 50.000 Sierra de Monardes del IGM, muestra dos quebradillas anónimas, que se unen y desaparecen al pie del Cerro Punta de Vaca; son las últimas antes de llegar al mar.

Por el sur y a unos 6 km al oeste de Copiapó, se encuentra la Quebrada Infante Chico de no más de tres kilómetros de largo, situada entre el Cerro Bodega y el portezuelo del mismo nombre. Hacia el oeste, frente a la Estación Toledo se ubica la quebrada norte-sur que baja desde el Llano Seco, por ella corren la antigua línea del ferrocarril y la carretera C-386 que conduce a Copiapó; en las cercanías de la coordenada UTM E 350.000; aún más al oeste, se encuentra la Quebrada Poblete dispuesta aproximadamente en dirección noreste, y de unos 9 km de extensión, que muere antes de alcanzar el río Copiapó.

Al sur de la Estación Monte Amargo, en el amplio Llano de Las Liebres, un talweg de unos tres kilómetros de longitud ha sido identificado como la Quebrada Totoralillo. Por último, en la localidad de El Pimiento, se une al río la quebrada homónima, de algo más de dos kilómetros de largo, al norte de la Pampa Puerto Viejo.

En síntesis, la red de drenaje, cuyo eje es el río Copiapó, en principio, único elemento de régimen hidrológico permanente de todo el conjunto, es típica de un sistema de erosión morfoclimático árido, actualmente no activo, responsable del modelado actual generado por una morfogénesis activa durante las fases húmedas (Pluviales) del Pleistoceno, tal como lo testimonian las formas heredadas que actualmente se asocian al sistema hidrográfico.

c) Relieve

El relieve no presenta un ordenamiento evidente en esta región, a excepción del que se organiza en torno al río Copiapó cuya presencia sólo constituye un referente geográfico. Contrariamente a lo que expresan algunos geólogos, no existe aquí la Cordillera de la Costa; el relieve “...*poco a poco se estompa, y surge un paisaje un poco confuso en lo que se refiere a los rasgos orográficos, y en el cual no es posible ya hablar de Cordillera de la Costa y Depresión Intermedia*” (op. cit. pág. 12).

El relieve se alza progresivamente desde el borde del mar, pasando por terrazas marinas litorales, hasta alcanzar las máximas cotas en la Cordillera de los Andes, en un *continuum* sin interrupciones fisiográficas. A la ausencia de la Cordillera de la Costa y de su acantilado costero que deberán aparecer más al norte, se agrega la de la Depresión Intermedia, confirmando de esta manera que el relieve del área de Copiapó aun forma parte de la Región de los Valles Transversales.



Fotografía 5.4-1. Vista del cerro bramador situado al NW de Copiapó y al sur del río.

El paisaje al norte y al sur del río Copiapó está formado por serranías y llanos distribuidos sin responder a un patrón determinado de organización; los llanos son grandes embahiamientos del relieve que se despliegan al alcanzar el curso de agua.

Al norte del río y desde Copiapó al mar, la morfología de sierras y llanos se distribuye de la siguiente manera: al norte de la ciudad, los Cerros de Chancoquín (1.020 m) forman un cuadrado de unos cinco kilómetros de lado, cuyo vértice sur lo constituye el Cerro La Cruz, situado al noroeste de Copiapó.

Siguiendo el curso del río y a continuación del macizo montañoso anteriormente descrito, se despliega el Llano de Chamonate que se abre sobre el río sólo interrumpido por el Cerro Pichincha de 497m de altura. Este llano bordea en semicírculo al río Copiapó entre el Cerro La Cruz, por el este, y Punta Piedra Colgada, al oeste, con una extensión de 26 km aproximadamente. Circundan el llano por el norte los Cerros de Chancoquín, la Sierra Patacones, la Sierra Chamonate, que remata al sur en el Cerro Imán (376 m); la Sierra Liga y la Loma Cuesta San José (654 m), también apuntando hacia el sur; Sierra Ramadillas y la Sierra Piedra Colgada con la Punta Piedra Colgada de 524 m de altura, cierran por el oeste el Llano de Chamonate.



Fotografía 5.4-2. Vista hacia el este del valle del río Copiapó desde Piedra Colgada.

La mayor parte de estas serranías están orientadas ya sea en dirección NS o NNE o NNW, formando arcadas en planta, de modo que siempre avanzan hacia el río por medio de una puntilla, con un cerro en su extremo.

Desde la Punta Piedra Colgada hasta la estación y Cerro Punta Picazo, al poniente, se extiende otro semicírculo montañoso que se abre hacia el sur absorbiendo la franja fluvial, que tiene unos veinte kilómetros de longitud a lo largo de un eje de dirección WSW. La amplitud máxima de esta llanura de piedemonte medida desde el río es de tres kilómetros, aproximadamente. Los puntos culminantes que destacan en este anfiteatro montañoso son la Sierra Piedra Colgada, el Cerro Tía Ramos (1.076 m) y otros promontorios de 823 m, 749 m, 586 m y 386 m, este último inmediatamente al norte del río.

Desde Punta Picazo hacia el oeste, el borde montañoso está limitado por la carretera Copiapó – Caldera; luego de la presencia de una planicie de piedemonte de forma casi circular, el valle del río Copiapó se abre ampliamente para enfrentar el mar en la Pampa de La Higuera, unidad geomorfológica correspondiente a terrazas marinas escalonadas.



Fotografía 5.4-3. Vista de los depósitos eólicos asperjados adosados a los relieves situados al norte de san pedro y del río Copiapó.

Al sur del río y al sur este de la ciudad de Copiapó, se extiende un macizo montañoso de orientación norte-sur, que en longitud alcanza hasta la latitud de Tierra Amarilla, y formado por la Sierra Candelero, Sierra Rosario y Sierra Jesús María en el extremo sur. El macizo está limitado hacia el noreste por el río y tiene un borde de algo más de dos kilómetros; seguidamente se desarrolla una planicie de piedemonte de forma semicircular, cerrada al noroeste por una sucesión de cerros integrada por el Cerro Bramador (684 m), el Cerro El Chanco (796 m) y el Cerro Chanco Chico (758 m). El Llano Seco, por donde se desarrolla la primera parte del trazado de la Línea Eléctrica de 110 kV y 23 kV, corresponde a un corredor pedemontano de orientación norte-sur con rellenos de piedemonte y amplios conos de deyección, que se extiende entre la Sierra de Jesús María por el este y el cordón del cerro El Tajado por el oeste; en su extremo norte culmina en una angosta quebrada que lo comunica con el valle del río Copiapó.

Siguiendo al río hacia el oeste, se suceden embahiamientos o planicies pedemontanas como aquella de la Estación Toledo – cerrada al oeste por la Punta El Lindero – en Piedra Colgada y frente a la Estación San Pedro, respectivamente. El punto más cercano por el sur es el Cerro Pata de Gallina (730m). La última planicie señalada así como la siguiente al WSW, situada entre la Estación San Pedro y la Estación Margarita (Punta Límite), al poniente, de siete kilómetros de ancho y dos kilómetros y medio de amplitud, forman parte de la Sierra de Monardes cuyo punto culminante es el Cerro El Tajado (1.051m).

El Llano de Las Liebres se dispone entre la Punta Límite y los Cerros de La Cruz en un amplio arco de unos catorce kilómetros de ancho y una amplitud variable de cinco kilómetros. Este arco montañoso de diseño irregular, está delimitado por el oriente por la Sierra de Monardes; luego, en el centro, por la Sierra de Oronqui; el Cerro Totoralillo (397 m), Cerros Bayos (368 m) y Cerros La Cruz (264 m). Entre estos últimos cerros y el mar se encuentra la Pampa Puerto Viejo, bloqueada al sur por el Cerro Lomas Negras.



Fotografía 5.4-4. Vista del llano de las liebres y de los depósitos detríticos que lo cubren.

Al norte del río y al este del trazado, la montaña se aleja del mar dejando tras sí algunos puntos culminantes que bordean, en cierto modo, los trazados del Acueducto y del Línea eléctrica de 110 kV. Así, a unos 4 a 5 km al norte de la Estación María Isabel se disponen el Cerro Punta de Vacas (541 m), y al NW de éste, el Cerro Las Papas (425 m).

Siguiendo al norte se despliega el Llano de Caldera de unos 140 m de altura media, interrumpido por el Alto del Eucaliptus de unos 190 m. El Cerro Lechero (491) cierra el arco montañoso para dar paso a un nuevo anfiteatro montañoso que se cierra al noreste de Caldera en el Cerro Montevideo (353m).

El Llano de Caldera se extiende hacia el poniente y desaparece ante el cordón costero discontinuo formado por el Morro Copiapó (343m) y otras cimas menores dispuestas en dirección NE. Se prolonga hacia el NW en la playa de Bahía Inglesa, al NNW en Caleta Calderilla y, por último, casi al norte, en la bahía de Caldera.

Desde el punto de vista geomorfológico, el Llano de Caldera es una unidad morfológica que corresponde a una planicie inclinada que une el piedemonte con el estrán costero, con algunos puntos altos, como el Alto del Eucaliptus ya citado y, al NW de éste, el Alto del Fraile. Por otra parte, este llano, sobre el cual se despliegan el trazado del Acueducto y la Línea Eléctrica de 110 kV, está constituido por una serie de niveles de terrazas distribuidas en dos series: una baja situada entre la playa actual y la cota 105 m, aproximadamente, y una alta situada entre la cota 105 y la 210. Las terrazas están separadas por escarpes que corresponderían a antiguos acantilados costeros.

d) Formas y Depósitos

El modelado de la Región de Atacama ha sido elaborado por las aguas encauzadas y difusas durante las épocas pluviales del Pleistoceno y por el mar, en lo que concierne al ámbito litoral. En la actualidad no hay creación de formas (morfogénesis) de modo que el paisaje presente está constituido por formas y depósitos heredados tales como terrazas de abrasión marina, terrazas fluviales, depósitos aluviales, marinos y depósitos eólicos.

Las terrazas de erosión marina se extienden al sur y al norte de la desembocadura del río Copiapó penetrando hacia el interior, sobre la cota 200 m, hasta unos 15 km, aproximadamente; no tienen una distribución homogénea y continua y se presentan como retazos que rodean a afloramientos de rocas intrusivas, en escalones separados por escarpes de diseño generalmente semicircular en planta. Dichas terrazas están cubiertas por depósitos detríticos poco potentes, constituidos por bolones, gravas, arenas y restos de conchas marinas. Los Trazados del Acueducto y Línea Eléctrica cortan, al menos, cuatro escarpes de terrazas marinas y otros tantos cordones litorales

Las terrazas fluviales no están presentes en el valle del río Copiapó y sólo se las encuentra en el curso medio del río, aguas arriba de la ciudad. En el tramo del trazado del Acueducto incorporado a la caja del río, se observan depósitos fluviales en franjas festoneadas que marcan los límites de un cauce generalmente poco evidente. Depósitos fluviales más extensos también se identifican a ambos lados del río a la altura del Llano de Las Liebres en donde son atravesados por el trazado de la Línea Eléctrica de 110 kV y, particularmente, en el área de desembocadura, los cuales podrían ser definidos como un paleocono de deyección del río Copiapó. Estas gravas están en gran parte cubiertas por depósitos eólicos.

Los depósitos aluviales son frecuentes y pueden estar asociados tanto al río Copiapó como a glacis o rampas de piedemonte o "llanos" que, en parte, enmascaran o "fossilizan" a conos de deyección torrenciales subyacentes (por ejemplo: Llano Seco, Llano de Chamonate).

Los depósitos eólicos tienen una gran difusión en el valle del río Copiapó y penetran hacia el interior de la región hasta más allá de la ciudad, cubriendo parcialmente las laderas de los cerros y de los relieves expuestos hacia el poniente. En las cercanías del mar se encuentran dunas de arena cuyos ejes suelen orientarse en dirección noreste, de acuerdo a la dirección predominante del régimen de los vientos en Chile (SW-NE). Las dunas son de tipo linear y parabólicas y ambos tipos son activos mientras que los mantos de arena son semiactivos.

Las arenas que cubren las laderas corresponden a lo que se denomina "arenas asperjadas" (rociadas, esparcidas, "*sables aspergés*"), que han podido ser incorporadas por el viento desde la playa en una época en la cual el nivel del mar era más bajo y la playa tenía una extensión mayor y, abundantemente alimentada por arena y finos proveniente de la sedimentación fluvial y también como resultado de la erosión marina. En el sector del Llano Seco y en lado sur del valle de Copiapó estos depósitos eólicos son apreciables claramente a lo largo del trazado de la línea eléctrica de 110 kV.

En el sector de la vertiente sur del valle del río Copiapó, entre las estaciones San Pedro y Caserón los Depósitos Aluviales activos (Qal(1)) cruzados por el trazado de la Línea Eléctrica de 110 kV, muestran una forma de erosión conocida como Reg que consiste en una acumulación de clastos superficiales que resulta de la remoción eólica de los granos de arena y más finos. En el mismo sector se observan amplios sectores con una cubierta delgada de sebkhas incipientes, que se han desarrollado a partir de la presencia de zonas con poblaciones más densas de matorrales.



Fotografía 5.4-5. Vista de suelo del reg y sebkhas incipientes desarrollados sobre los Depósitos Aluviales activos (Qal(1)).

5.4.3.2 Geología Regional

La zona analizada se ubica entre el borde costero de la Bahía de Caldera y la ciudad de Copiapó (Región de Atacama), y abarca rocas intrusivas de edades jurásicas y cretácicas, rocas metamórficas paleozoicas, rocas sedimentarias semiconsolidadas y sedimentos no consolidados terciarios y cuaternarios. La información geológica a la que se hace referencia, es extraída de la Carta Caldera, Serie Carta Geológica de Chile N° 76, a escala 1:100.000 año 2003, y de la Carta Copiapó, Serie Carta Geológica de Chile N° 91, a escala 1:100.000 año 2005, del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

a) Rocas Intrusivas

a.1) Gabro Caldera Jgbc (Jurásico)

Corresponde a un intrusivo cubierto, en gran parte, por depósitos litorales y eólicos cuaternarios, de forma elíptica aproximada de unos 25 por 13 Km y eje mayor orientado norte-sur, sus afloramientos se ubican principalmente en la zona costera y planicie Litoral, entre Caldera y Bahía Inglesa. En su borde oriental corta al Complejo Epimetamórfico Chañaral (DCce) y es intruido tanto por dioritas del Plutón Sierra El Roble (Jsr) como por diques andesíticos subverticales de rumbo noroeste-sureste (Godoy et al. 2003).

En este macizo de roca intrusiva predominan gabros de olivino y dioritas de clinopiroxeno y/o anfíbola, estas últimas en parte cuarcíferas. Subordinadamente afloran melanodioritas de anfíbola. En los gabros predomina ampliamente el clinopiroxeno, a veces en avanzado estado de anfibolitización, por sobre la olivina y la biotita. Son de color negro con pátina de meteorización rojiza, grano grueso a medio y textura hipidiomorfa. Presentan leve cataclasis, expresada en el curvamiento de las plagioclasas y en la recristalización dinámica de cuarzo intersticial. Ocasionalmente, se reconocen gabros noríticos de clinopiroxeno y biotita.

Las dioritas, de color gris oscuro a claro y grano medio a grueso, muestran una foliación magmática de rumbo noreste-suroeste definida por la orientación de las anfíbolas. Usualmente están más alteradas que los gabros y, en algunos casos, un agregado de actinolita, esfeno y clorita reemplaza por completo a los clinopiroxenos. Se observan también vetillas de dichos minerales y de prehnita. En las variedades leucodioríticas, grandes cristales de brookita están en proceso de alteración a esfeno.

Las edades radiométricas obtenidas en una leucodiorita del extremo norte del plutón (Farrar et al. 1970) reportan una edad K-Ar en biotita de $191,9 \pm 2,9$ Ma (recalculada), considerada como edad de cristalización.

a.2) Plutón Cerro Morado Kgm (140-137 Ma)

Cuerpo compuesto por tonalitas, granodioritas, dioritas cuarcíferas y en menor proporción por apófisis de granito de grano medio y color gris claro. La litología que predomina es una tonalita de biotita y anfíbola, con variaciones composicionales a granodiorita de dos piroxenos y diorita cuarcífera. Ambas litologías presentan, con frecuencia, muscovita secundaria o sericitización. Se reconocen pequeños apófisis graníticos de textura sacaroidal.

Las dataciones radiométricas (K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en biotitas y en hornblenda), indican edades dentro del rango 140-137 Ma, que se consideran dentro del rango de error y representativos de la edad de cristalización del plutón. Edades obtenidas K/Ar menores, se consideran como de recristalización de biotita.

a.3) Diorita Cuarcífera Sierra Chicharra Kidsc (128-125 Ma)

Intrusivo compuesto por dioritas cuarcíferas de anfíbola y biotita predominantes, tonalitas de anfíbola y biotita de grano medio y granodioritas. De manera característica, los cristales de plagioclasa y los ferromagnesianos se presentan alineados y definen una fábrica magmática paralela a los márgenes intrusivos. Adicionalmente y en forma coplanar con esta fábrica, se sobreponen en ambos márgenes plutónicos, bandas de protomilonitas con distintos grados de penetratividad, lo que le da un aspecto foliado al plutón.

a.4) Diorita La Brea Kidlb (123-117 Ma)

Expuesto cercano a la ciudad de Copiapó, está compuesto por dioritas con clinopiroxeno y hornblenda como ferromagnesianos principales, y por monzodioritas de biotita como variaciones locales. Las dioritas son de grano grueso y están formadas por un agregado isótropo de plagioclasa con ferromagnesianos y granos de cuarzo y biotita intersticial. En la **Fotografía 5.4-1** se presenta un afloramiento de la Diorita La Brea cercano al trazado del Acueducto.

b) Rocas Metamórficas*b.1) Complejo Epimetamórfico Chañaral DCce (Devónico-Carbonífero)*

Secuencia de metawackas y pizarras que aflora unos 30 km al SSE de Caldera, Presenta una intensa cornificación sobrepuesta a una deformación de metamorfismo de bajo grado, presentando a menudo un color negro intenso. La asociación mineralógica original de metamorfismo regional de bajo grado, caracterizada por albita y clorita, ha sido en general reemplazada totalmente por minerales de metamorfismo de contacto, como plagioclasa (a menudo sericitizada), junto con porfiroblastos de biotita, muscovita y, ocasionalmente abundante cordierita y andalucita.

Se reconoce una fina foliación penetrativa, paralela a la estratificación, con rumbo promedio NS y manteo subvertical. En esta zona se reconoce un apretado plegamiento de longitud de onda decamétrica de segunda generación. Presenta planos axiales de rumbo general noreste y moderado manteo noroeste, coincidentes con un incipiente clivaje de crenulación.

En la **Fotografía 5.4-6** se muestra un afloramiento de rocas metamórficas cercano al punto donde el trazado cruza el Río Copiapó.



Fotografía 5.4-6. Afloramiento de Complejo Metamórfico de Chañaral (DCce), en tramo del trazado inmediatamente después del cruce del Río Copiapó.

b.2) Estratos de Quebrada Poblete TrJp (Triásico-Jurásico Inferior)

Conjunto foliado y cornificado de rocas arenosas limolíticas a tobáceas en bancos decimétricos, alternadas de manera regular con limolitas en parte nodulares. En dirección al contacto con el Plutón Chicharras, la secuencia presenta bandas de minerales calcosilicatados, como diopsido y escapolita-wollastonita con granate local, lo que indica metamorfismo de contacto en esa dirección. Asimismo se desarrolla una foliación milonítica de inclinación 015-040/35-50 este que aumenta en intensidad hacia el plutón hasta trasponer completamente la estratificación.

c) Rocas Sedimentarias*c.1) Formación La Negra JIn (Pliensbachiano-Jurásico Superior)*

Está formada por 250 m de lavas y brechas córneas, de colores verdes y gris oscuro, de aspecto muy macizo en general, cuya morfología de bancos se aprecia sólo en las partes altas de la sierra Indiana y al sur de sierra Pajas Blancas. Microscópicamente corresponden a andesitas córneas con porfiroblastos de piroxeno, anfíbola y plagioclasa y ocasionalmente actinolita y epidota.

c.2) Formación Bahía Inglesa MPIbi (Mioceno Medio-Plioceno Inferior)

Esta unidad conforma una secuencia sedimentaria clástica, fosilífera y semiconsolidada, de carácter marino litoral y fuertes variaciones laterales y verticales de facies, expuesta en forma discontinua a lo largo de la franja costera y en las Planicies Litorales entre Quebrada Blanca, por el norte, hasta Puerto Viejo por el sur (Rojo, 1985, Marquardt et al., 2000; Godoy et al. 2003).

En Playa Chorrillos, al sur de Bahía Inglesa, la formación alcanza un espesor compuesto máximo de 80 m y sobreyace directamente a rocas intrusivas jurásicas. El techo de la formación está definido por la discordancia de erosión con los Estratos de Caldera (Qec) (Godoy et al. 2003).

Entre Bahía Inglesa y Caldera, predominan litofacies de coquinas, areniscas, margas y fangolitas, en estas últimas se incluyen diatomitas, fosforitas y cenizas retrabajadas. En menor proporción afloran conglomerados y brechas. La unidad es rica en fósiles con contenidos variables de foraminíferos (unicelulares), abundantes restos óseos de cetáceos (Misticetos y Odontocetos), aves, pinipedios, dientes y vértebras de seláqueos, placas dentarias de rayas, vértebras y escamas de Teleosteos (Long, 1993; Walsh y Hume 2001; Walsh y Naish, 2002 in Godoy et al. 2003).

La edad de la unidad se ha establecido principalmente sobre la base de su contenido paleontológico, sin embargo se han obtenido además para ella una datación K-Ar en biotita para una capa clnerítica ubicada hacia el techo de una de las sucesiones, en la quebrada al este del Morro Copiapó, la que dio una edad de $7,6\pm 1,3$ Ma (Mioceno Superior), edad considerada máxima para la unidad y que concuerda con las asignaciones paleontológicas.

c.3) Estratos de Caldera Qec (Cuaternario)

Se trata de una secuencia marino-litoral de sedimentos carbonáticos (principalmente coquinas y lentes de lumachellas) y clásticos que forma un conjunto de terrazas de abrasión marinas. Las terrazas y depósitos litorales asociados se distribuyen a lo largo del dominio costero y planicies litorales (Godoy et al. 2003). Alcanzan un ancho variable entre 5 a 15 Km desde la línea de costa actual y se ubican por debajo de los 210 ± 20 m.s.n.m. Esta unidad sobreyace, en discordancia de erosión, tanto a la Formación Bahía Inglesa (Mioceno Medio-Plioceno Inferior) como a los Estratos de Agua Amarga (Plioceno) y, a su vez, es cubierta por depósitos eólicos y aluviales del Cuaternario (Marquardt et al., 2000).

Al interior de esta unidad se reconocen varios niveles de terrazas, incluyendo la playa actual, al interior de Bahía Inglesa. En esta unidad se diferencian una facies de conglomerado basal y otra facies constituida por las areniscas y coquinas (+ lumachellas) superiores.

El contenido paleontológico es abundante. Estos depósitos se relacionan con dos categorías de rasgos morfológicos bien desarrollados: terrazas marinas s.s. y cordones litorales. Los acantilados que limitan tierra adentro las terrazas, alcanzan una altura promedio de 5 m, pero, localmente, como por ejemplo en el acantilado actual de playa Chorrillos, pueden llegar hasta 50 m. Los cordones litorales, constituidos por arenas, guijarros y coquinas, representan paleolíneas de costa.

La presencia de *Argopecten Purpuratus* y *Concholepas Concholepas* es considerada por Herm (1969) y Guzmán et. al. (2000) indicadora de una edad cuaternaria.

Sobre la base de asociaciones faunísticas específicas y relaciones morfoestratigráficas, los Estratos de Caldera se han dividido en:

- Sucesión alta, Qec(1): incluye las 3 terrazas de abrasión marina superiores, con sus depósitos litorales asociados, los que se desarrollan entre las cotas 105 ± 18 y 210 ± 20 m. Contienen, en su terraza más baja, ejemplares de fauna fósil de aguas cálidas tales como *Donax peruvianus* y *Trachycardum procerum*, por lo que se asigna tentativamente al Estadio Isotópico 11, de ca.400 Ka (Ortlieb et al, 1997; Guzmán et al, 2000 in Godoy et al. 2003).
- Sucesión baja, Qec(2): las terrazas de abrasión marina inferiores (hasta 6) con depósitos litorales asociados, los que contienen solo fauna fósil de aguas frías, similar a la actual (*Diplodonta incospicua*, *Ensis macha*, entre otras). Se encuentran ubicadas entre el nivel del mar actual y los 105 ± 18 m de altura y habrían sido formadas durante los últimos ca. 330 Ka (Marquardt, 1999; Marquardt et al., 2000).

d) Sedimentos No Consolidados

d.1) Estratos de Agua Amarga Plaa (Plioceno)

Consiste en una sucesión de coquinas, gravas y arenas de carácter marino-litoral en capas de espesores decimétricos a métricos. Se exponen como una franja norte-sur de hasta 7 Km de ancho en el borde oriental de las planicies litorales. Forman llanos cubiertos por fragmentos carbonáticos, disgregados por acción del retrabajo aluvial y eólico.

Sobreyacen a las Gravas del Copiapó (MPIgc) (= Gravas de Atacama) al sur del área considerada en este marco geológico, y al basamento rocoso, conformando entre los 200 y 350 m de altura una banda fuertemente erosionada adosada a lo que se interpreta como una irregular paleolínea de costa. Están cubiertos por los Estratos de Caldera (Qec) y por depósitos eólicos (Qe).

Las arenas de esta unidad son de grano fino a medio, ricas en bioclastos oncolíticos micritizados.

La tanatocenosis de *Anomia atacamensis*, *Clamys coquimbensis*, *Ostrea c. maxima*, *O. ferrari* si, *Concholepas cf. nodosa*, *Lingula*, *Lima*, *Fusinus remondi*, y *Chorus cf. grandis*. Es indicadora de una edad neógena (Herm, 1969 y Guzman et al., 2000 in Godoy et al., 2003).

Por su relación morfoestratigráfica con los Estratos de Caldera y las Gravas del Copiapó, se restringe tentativamente al Plioceno. Es probable que la unidad se asocie a la máxima ingresión marina acaecida entre los 3 y 4 Ma (Marquardt et al., 2000a) y que de alguna manera representen la máxima extensión de la Formación Bahía Inglesa, tanto en el espacio como en el tiempo. Los sedimentos de esta unidad se depositaron en una plataforma litoral somera, localmente sometida a condiciones de alta energía y en parte en condiciones supralitorales.

d.2) *Gravas del Copiapo* MP1gc (Mioceno-Plioceno)

Son sedimentos clásticos grises, constituidos principalmente por gravas redondeadas no consolidadas a levemente cementadas (Ver **Fotografía 5.4-7**). Afloran a ambos lados del río Copiapó, su base es desconocida y presenta un espesor mínimo de 50 m. Se infiere que engrana lateralmente con las sedimentitas marinas de la Formación Bahía Inglesa (MP1bi).

En las facies continentales, presentes en el área, predominan gravas de clastos imbricados, bien redondeados y baja esfericidad, de composición andesítica, sedimentaria y plutónica, los que ocasionalmente rellenan canales de hasta 3 m de potencia. En menor proporción se incluyen lentes de bolones, arenas y limos. Las arenas, más abundantes hacia el oeste y de madurez textural moderada, están ocasionalmente cementadas por calcita y yeso, minerales asociados a procesos de circulación de aguas, subterráneas o superficiales, esporádicas en zonas desérticas.



Fotografía 5.4-7. Gravitas semiconsolidadas de las Gravitas del Copiapó (MP1gc), en sector cercano a localidad María Isabel.

d.3) *Depositos Aluviales Y Coluviales Antiguos MPa (Mioceno Superior-Plioceno)*

Gravillas a ripios mal consolidados con matriz de arenas, limos o arcillas, que constituyen conos aluviales individuales o coalescentes, depósitos coluviales y llanuras de inundación, adosados a zonas topográficamente altas y que aparecen cubiertas por los depósitos aluviales cuaternarios (Qal). En general preservan la morfología de abanico con zonas apicales estrechas, que rellenan zonas altas de quebradas, y zonas distales más anchas.

d.4) *Depositos Aluviales Qal (Cuaternario)*

Son depósitos no cohesivos a moderadamente consolidados de gravas y bloques y, en menor proporción, arenas y limos y que forman abanicos aluviales. Se concentran principalmente, al pie de relieves de la Cordillera de la Costa. Se sobreponen a depósitos litorales pliocenos (Plaa) y cuaternarios (Qec), cubiertos o engranando con depósitos eólicos activos Qe(2) holocenos.

Están constituidos por gravas clastosoportadas con escasa imbricación y arenas con laminación plana paralela a cruzada en artesa. Son principalmente sedimentos tractivos de escorrentía de aguas superficiales esporádicas. Sus clastos, incluidos en una matriz de arenas y limos, son a menudo monomíticos, angulosos y mal seleccionados. Por sus relaciones morfológicas y de contacto se dividen en:

Inactivos Qal(1): presentan en parte morfología de abanico, principalmente en las cabeceras de las quebradas. La mayor parte de ellos se encuentran solevantados y modificados por los cauces aluviales activos (Qal2). Aguas abajo coalescen con abanicos contemporáneos que ocasionalmente dan origen a llanuras aluviales ricas en maicillo.

Activos Qal(2): presentan morfología de abanico y rellenan quebradas o cauces de actividad esporádica. Por encontrarse activos se les asigna una edad holocena (**fotografía 5.4-8 y 5.4-9**)



Fotografía 5.4-8. Depósitos Aluviales Activos (Qal(2)), en extremo este de la Pampa Puerto Viejo.



Fotografía 5.4-9. Depósitos Aluviales Activos (Qal(2)) semiconsolidados, en extremo este de Pampa Puerto Viejo.

d.5) Depósitos Fluviales Qf (Cuaternario)

Depósitos no cohesivos a moderadamente consolidados de bloques, gravas, arenas, limos y evaporitas subordinadas. Se distribuyen a lo largo del río Copiapo, donde constituyen terrazas de espesores métricos, tanto en el lecho actual como colgadas. Han sido labradas en unidades marinas y continentales del Neógeno (MPIbi, MPIgc) y parte del Cuaternario (Qec), por lo que se les considera de edad pleistocena a holocena. Forman niveles subhorizontales, bien estratificados o laminados, de espesores decimétricos a métricos. Corresponden principalmente a sedimentos tractivos de escorrentías de agua superficial, en general esporádica, que alternan o engranan con sedimentos de llanura de inundación donde ocurren procesos de ascenso de sales por capilaridad. Se distinguen dos grupos de facies:

Gravas (Qfa): bancos clastosoportados de bloques y gravas, polimícticas con predominio de clastos graníticos y andesíticos, generalmente imbricados y de escasa matriz arenosa. Son bien redondeados y seleccionados, con una madurez textural moderada (Ver **Fotografía 5.4-10**). Afloran a lo largo del río Copiapó, donde forman bancos de hasta 4 m de espesor. Su litología es semejante a las Gravas de Copiapó (MPIgc), ya que son formadas en gran parte a partir de su retrabajo.



Fotografía 5.4-10. Gravas Fluviales (Qfa) con sedimentos aluviales encima. (Desvío a Chamonate).

Limos y Arcillas (Qfb): bancos centimétricos de sedimentos de grano fino de hasta 7 m de espesor, de color blanquecino a rojizo, que cubren las llanuras de inundación de las terrazas fluviales. En parte contienen niveles salinos, de color blanco y espesores decimétricos, dominados por yeso que se encuentra junto a sales de Mg y Na. Se intercalan niveles de turba, arenas y limos, estos últimos de origen eólico. En la **Fotografía 5.4-11** se muestra un nivel de arena en el cauce del Río Copiapó que presenta estratificación cruzada, mientras que en la **Fotografía 5.4-12** se muestra una secuencia constituida por depósitos evaporíticos, turba y sedimentos finos.



Fotografía 5.4-11. Arenas con estratificación cruzada de los Depósitos Fluviales finos (Qfb). Cauce del Río Copiapó en Estación Monte Amargo.



Fotografía 5.4-12. Depósitos Fluviales (Qfb), con sedimentos evaporíticos y orgánicos. Cauce del Río Copiapó en Estación Monte Amargo.

d.6) *Depósitos Eólicos Qe (Cuaternario)*

Corresponden a depósitos de arenas cuarzo-feldespaticas, en parte bioclásticas, expuestas a lo largo de la franja costera y, tierra adentro, principalmente al norte del río Copiapó. Las arenas, mantiformes o conformando dunas, cubren sedimentos cuaternarios (Qec, Qal) y secuencias miocenas-pliocenas (MPlbi, Plaa) y en parte son producto de su retrabajo.

Corresponden a arenas, por lo general bien seleccionadas, no cohesivas y de madurez textural buena a muy buena, de grano grueso a fino, redondeados a subredondeados, con esfericidad variable. En ocasiones, forman afloramientos cementados por carbonatos y sales. Contienen gastrópodos pulmonados actuales, en ocasiones fosilizados, de las especies *Bostryx* (*Lissoacme*) *ci erythrostomu*, *Bnstryx* (*Lissoacme*) cf. *affinisy* *Bostryx* (*Lissoacme*) cf. *pruinosis* (C. Valdovinos, 1998 com. escrita).

Se dividen en:

Inactivos (Qe1): Depósitos mantiformes de arenas de reducida movilidad que, con diferentes grados de cementación y espesores de hasta 10 m y 2 km de largo. Petrográficamente corresponden a biocalcarenitas de grano medio a grueso, constituidas tanto por bioclastos de bivalvos y gastropodos marinos, como por clastos monominerales y líticos. El cemento corresponde a calcita esparítica formada a partir de la disolución de los elementos bioclásticos.

Activos (Qe2): Depósitos de arenas no cohesivas, móviles, de petrografía semejante a las inactivas y alcanzan hasta 5 m de potencia. Cubren terrazas marinas cuaternarias, rellenan parcialmente quebradas y rebasan cordones montañosos de hasta 600 m de altura. Morfológicamente se distinguen de dos tipos:

Dunas Lineares o “Seif” (Qe2a), con sentido de movimiento noreste, constituidas internamente por dunas de 5 m de ancho promedio (Ver **Fotografía 5.4-13**).



Fotografía 5.4-13. Dunas Lineares (Qe2a), en sector cercano a la intersección de la Ruta 5 con el camino hacia Puerto Viejo.

Mantos de Arena (Qe2b), son depósitos tabulares de hasta 2 m de potencia, ubicados a sotavento de promontorios rocosos. Tienen baja actividad debido a la estabilización parcial por vegetación tipo matorral y pastizal.

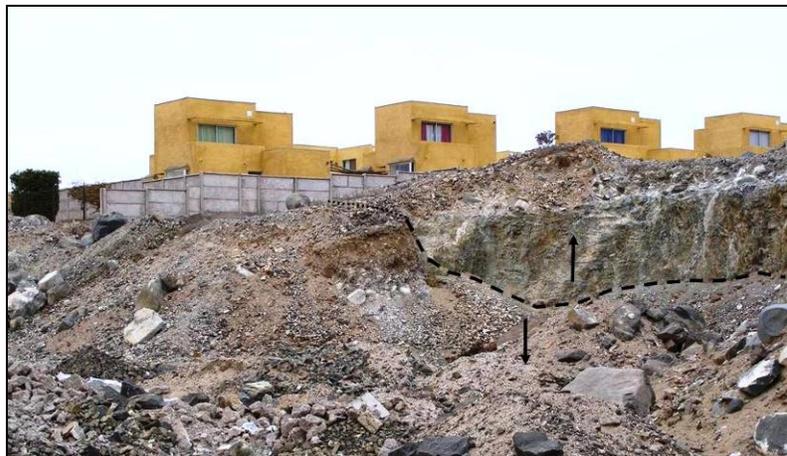
5.4.3.3 Geología Estructural

Los rasgos estructurales de la zona costera de Caldera-Bahía Inglesa consisten en estructuras desarrolladas en las sedimentitas neógenas. Destaca la falla inversa, de fuerte manteo al NNW, expuesta en el sector del Morro Copiapó, la cual sobrepone la Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc) a las areniscas de la Formación Bahía Inglesa (MPIbi) del Mioceno Medio-Plioceno Inferior (Godoy et al. 2003).

Al sur de la desembocadura de quebrada Chorrillos, otra falla inversa similar, pero expresada sólo en la Formación Bahía Inglesa, origina discordancias intraformacionales, engrosamiento de las capas y brechas de talud en la unidad. Asociadas a este evento de deformación sinsedimentaria se reconocen otras fallas inversas menores y pliegues asimétricos amplios con ejes ligeramente buzantes hacia el noreste (Marquardt, 1999).

Por otra parte, en la Formación Bahía Inglesa (MPIbi) se registran fallas normales de salto centimétrico, en parte sinsedimentarias de orientación NNW-SSE. Sus ejes de extensión muestran una orientación noreste-suroeste, perpendicular al acortamiento asociado al fallamiento inverso. Se las interpreta como resultantes de eventos de acomodo superficiales cosísmicos durante el Mioceno Tardío a Plioceno Temprano (Marquardt, 1999).

Durante el Cuaternario se documenta un conjunto de fallas normales de desplazamientos centimétricos a métricos y tensor extensional noroeste-sureste, que cortan a los Estratos de Caldera (Qec) (Ver **Fotografías 5.4-14 a 5.4-16**). Este fallamiento estaría relacionado a la acomodación de la cobertura sedimentaria al juego de fallas preexistentes.



Fotografía 5.4-14. Vista hacia el SW. Se observa Falla normal que marca el límite NW del graben de Calderilla (entre Bahía Inglesa y Calderilla) de orientación NE. Se aprecian las recientes construcciones de un condominio que se ha edificado sobre la traza de la falla la que se indica en color negro. Las flechas negras indican los desplazamientos respectivos de cada bloque.



Fotografía 5.4-15. Detalle del plano de falla de la foto anterior se observa la deformación del sedimento en el que los clastos adoptan una posición vertical paralela al plano de falla (indicado en línea negra de trazos). Las flechas indican desplazamiento y la línea roja marca la interfase sedimento/roca.



Fotografía 5.4-16. Falla NW de extensión que afecta al Morro Copiapó. Vista hacia el SE. La línea de puntos negra indica traza probable de la falla, las flechas negras indican desplazamiento relativo de los bloques. En rojo la inclinación local de las capas de los estratos de Quebrada Seca.

El estudio de las terrazas asociadas a los Estratos de Caldera (Qec) ha permitido determinar tasas de alzamiento de 0,2 a 0,4 m/Ka para el Cuaternario (Marquardt et al., 1999; Marquardt et al, 2000b; Godoy et al. 2003).

En el dominio de la Cordillera de la Costa, el rasgo estructural más importante es la traza principal del Sistema de Falla Atacama (SFA; Arabasz, 1971; Brown et al., 1993), que la subdivide longitudinalmente en dos franjas: una occidental formada principalmente por intrusivos de edad jurásica superior cretácica inferior baja (155-119 Ma), y otra oriental formada por intrusivos de edad cretácica inferior alta (123-103 Ma). Litológicamente, la banda milonítica está definida por proto a ultramilonitas muy foliadas, cuyas composiciones y texturas dependen de las rocas de protolito. Aquellas ricas en cuarzo y feldespatos, derivan de rocas plutónicas félsicas, y aquellas ricas en ferromagnesianos y de grano fino, lo hacen de protolitos volcánicos o plutónicos máficos. La foliación presenta manteos subverticales a fuertemente inclinados al Este (60-80° E) y contiene lineaciones de estiramiento horizontal a subhorizontal. Los análisis estructurales indican que el desplazamiento habría sido generalmente horizontal y con sentido de cizalle sinistral. La rama lateral Zona de Cizalle Chamonate, se desprende de esta rama principal del SFA a la altura del cerro Chamonate y se separa con un rumbo más oriental. Esta franja de milonitas presenta una foliación con manteos moderados al este-sureste (35-50° E). Los análisis estructurales indican sentido de cizalle sinistral con una componente oblicua inversa en el manteo. La rama principal y la lateral, representarían zonas de cizalle estrechas, de deformación dúctil, en que los desplazamientos se realizaron en la facies de esquistos verdes, a temperaturas menores a las que ocurre el emplazamiento de los plutones adyacentes.

Respecto del SFA se han hecho estudios regionales donde se le reconoce movimientos recientes al norte del área de estudio, como por ejemplo: Maps and Database of Quaternary Faults in Bolivia and Chile (Alain Lavenue, Ricardo Thiele, Michael N. Machette, Richard L. Dart, Lee-Ann Bradley and Kathleen M. Haller. Open-File Report 00-283, USGS, 2000), quienes no reconocen al SFA a la latitud de Copiapó. Sin embargo reconocimientos geológicos de terreno, en sectores donde el SERNAGEOMIN ha reconocido la existencia de esta falla (Arévalo, 2005), pero estudios realizados por AG en la zona de interés, no permiten reconocer movimientos recientes, por lo que se deduce que al menos a la latitud del río Copiapó, esta falla estaría inactiva.

5.4.3.4 Riesgo Geológico

a) Erosión y Acarcavamiento

Los depósitos eólicos y evaporíticos en el trazado del Acueducto, potencialmente pueden presentar problemas de erosión y acarcavamiento debido a sus características granulométricas, grado de compactación y mineralogía.

En el caso de los depósitos eólicos, estos corresponden a grandes acumulaciones de arena fina, con un bajo grado de compactación, lo que influye en su baja resistencia a la erosión.

Los depósitos evaporíticos potencialmente pueden presentar problemas de erosión y acarreamiento debido a la dilución de los minerales constituyentes en contacto con el agua, producto de intensas lluvias o alguna filtración desde la tubería del Acueducto.

Esta condición se concentra en los sectores donde la conducción de agua se apoyará sobre depósitos eólicos o evaporíticos, lo cual según el reconocimiento geológico realizado, correspondería a la zona comprendida entre las localidades de María Isabel, Estación Monte Amargo y San Camilo.

La importancia de la erosión en el proyecto consiste en que, en ciertos sectores, los surcos de erosión y las cárcavas se generen en los sectores donde está apoyada la tubería del Acueducto.

La erosión y acarreamiento constituye un riesgo potencial, de mediana importancia en la conducción de agua, pero con una baja probabilidad de ocurrencia.

b) Remociones en Masa

En el trazado del Acueducto, así como en los trazados de la Línea Eléctrica de 110 kV y 23 kV no se observan evidencias de ocurrencia de remociones en masa, sin embargo estos fenómenos pueden tener una extensa área de influencia, por lo que la generación de una remoción fuera de los trazados respectivos puede llegar a afectar la conducción o a las torres del tendido eléctrico en los puntos donde esta atraviesa quebradas o bajos topográficos.

En el estudio de terreno no se identificaron evidencias de antiguas remociones en masa en las hoyas de las quebradas que atraviesan los trazados del Acueducto o las Líneas Eléctricas; no obstante es posible que existan zonas de fuertes pendientes con material de pobres características geotécnicas que potencialmente podrían generar un flujo de barro o detritos. Sin embargo, la probabilidad de ocurrencia de este fenómeno es débil.

En resumen, el riesgo de ocurrencia de remociones en masa para los tramos en que el trazado del Acueducto se encuentra apoyado en depósitos cercanos a los cursos de agua, constituye un riesgo potencial, muy importante para el proyecto pero con baja probabilidad de ocurrencia.

c) Tsunamis

De acuerdo al libro “Catástrofes en Chile, 1541-1992”, se tiene un registro de acontecimientos históricos relacionados a eventos de origen geológico que pudieran afectar el trazado del proyecto motivo de este informe:

El 30 de Marzo de 1796, se produjo un terremoto que dejó en ruinas la ciudad de Copiapó.

El terremoto del día 11 de Abril de 1819, ocasionó un maremoto que abarco desde Caldera a Constitución.

El 26 de Mayo de 1851, en Caldera se produjo un maremoto: “el mar presentó flujos y reflujos hasta el anochecer” y en Huasco “el mar se retiró alrededor de 150 varas en forma tan rápida que arrastró los buques sobre sus anclas” y “al volver, el mar inundó la aduana y las mercaderías”

El 5 de Octubre de 1859, un sismo “fue acompañado de un maremoto que dejó averiados los buques en la bahía” y “entre Copiapó y Caldera se agrietó el suelo inmediato a los rieles del ferrocarril en varios kilómetros, interrumpiéndose el tráfico y quedando la calzada desnivelada en diferentes sectores”.

El terremoto del 29 de Octubre de 1922, ocasionó un maremoto que “inundó y arrasó con gran parte de los edificios del reguado, la aduana, la estación, la maestranza de los ferrocarriles. La aduana tenía un edificio de madera que flotó al principio y luego se partió en dos”.

Respecto de este último sismo, el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) ha elaborado una cartografía con las áreas de inundación por tsunami para la ciudad de Caldera, basándose en la aplicación de una metodología de simulación numérica, la que básicamente utiliza datos topográficos, batimétricos y sísmicos, integrados a un modelo de simulación mediante el uso de computadoras. La historia sísmica del área está escasamente documentada y lo que se informa es que sólo en el año 1796 habría ocurrido un terremoto de características similares al terremoto de 1922, provocando un tsunami en la ciudad.

A partir de la simulación numérica del tsunami del año 1922, el SHOA elaboró la Carta de Inundación por Tsunami para el puerto de Caldera, en un plano georeferenciado de la ciudad, conteniendo curvas de nivel y la red vial, al que se superpuso el contorno de la inundación máxima, determinándose así el área inundada para un evento extremo de campo cercano. Esta área se sitúa en torno a los 5 msnm.

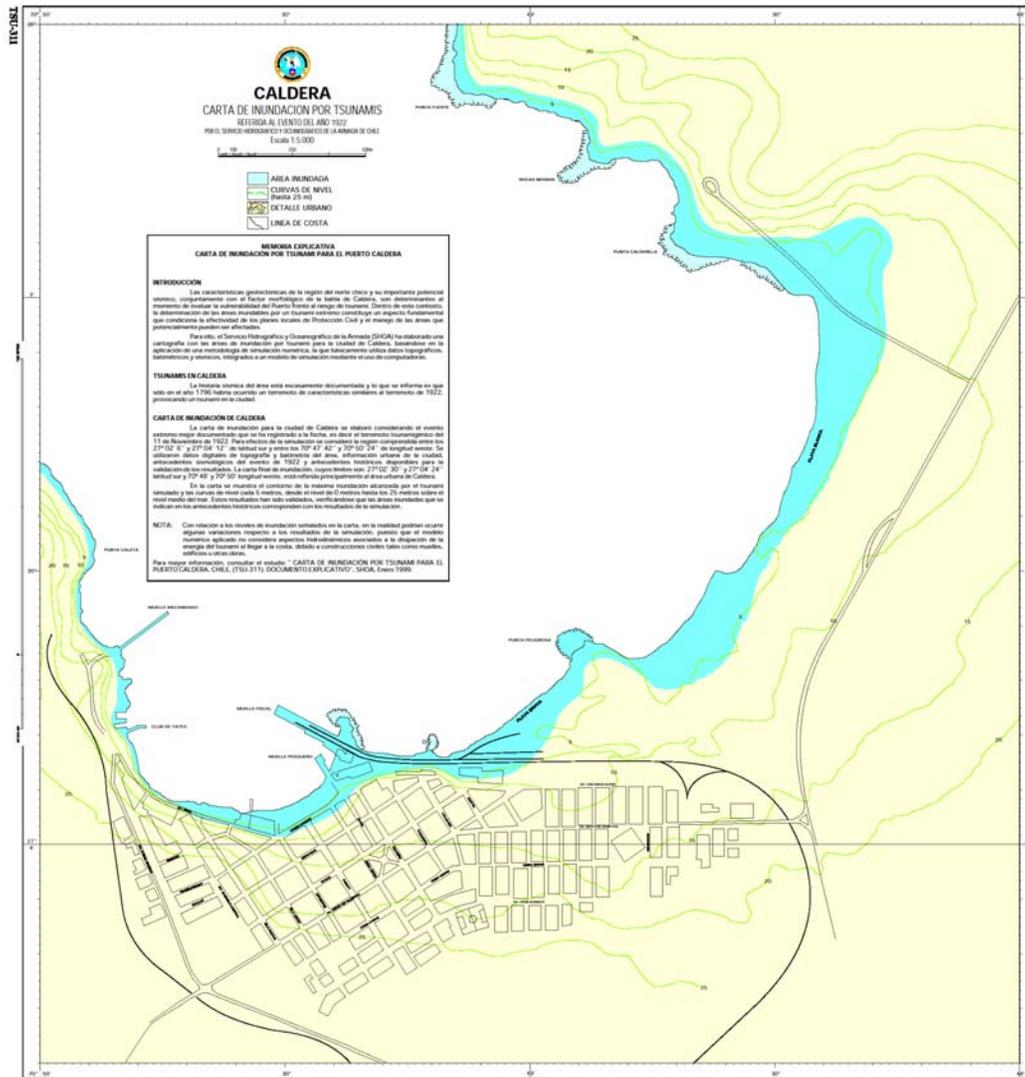
Además, se puede considerar una franja de seguridad hasta los 10 msnm, para instalaciones o usos más vulnerables, a fin de asegurar la inclusión de esta variable de riesgo en el diseño y construcción y prevenir potenciales daños.

TSUNAMIS OCURRIDOS EN LA COMUNA DE CALDERA

AÑO	MAGNITUD	ALTO DE LA OLA	CONSECUENCIAS
1819	8.5		Vaciante primero. Se registran 13 oscilaciones y un descenso de 2 m, de la topografía. Daños en la ciudad de Caldera y en un buque de guerra que encalla.
1849	7.5	5.0	Generado al noroeste de Coquimbo. Hubo daños de consideración.
1859	7.7	8.0	Vaciante, el mar bajo 5.5 m inicialmente. Daños en obras portuarias.
1877	8.5	9.0	Todo bote en la bahía es destruido. Se siente en todo el pacífico, 500 muertos.
1918	7.5		Sin daños.
1922	8.3	6.0	7 olas. Los buques no son arrastrados. Destruye casas a cuatro cuerdas de la playa. Daños en Coquimbo y Chañaral, 100 muertos.
1955	7.1		También daños en Coquimbo y Tongoy. 3 muertos en total.
1960	7.5		Llenante levemente y luego vaciante.
1960	8.6		Daños en varias ciudades costeras del país, Los daños materiales ascendieron a un billón de dólares y las pérdidas de vida se estimaron en 2000.
1963	-	-	-
1966	7.5	-	-
2001	8.2	1.0	Las anomalías del mar registradas en Chile no causaron daños.

Fuente: INE. Chile-Estadísticas del Medio Ambiente 1998-2002.

Figura 5.4-1
Carta de Inundación por Tsunamis en Caldera (Región de Atacama) Referida al Evento del Año 1922 por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile



Fuente: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA).

Por lo anterior, de acuerdo al registro sísmico histórico y los estudios realizados por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, se deduce que el riesgo de tsunami originado por sismos dentro del territorio nacional, asociado a este proyecto no es relevante. En cuanto a tsunamis originados en zonas transoceánicas, no se cuenta con antecedentes que permitan asociarles riesgos de importancia.

d) Fallas Geológicas

Las fallas geológicas ubicadas al sureste de Caldera, deben considerarse activas y tendrían una tasa de desplazamiento de entre 0,2 a 0,4 m/Ka, basados en estudios de las terrazas asociadas a los Estratos de Caldera (Qec) para el cuaternario (Marquardt et al., 1999; Marquardt et al., 2000b, Godoy et al., 2003). Si ocurriera un sismo cercano de importancia, es factible suponer que estas fallas serían las que se activarían, pero con desplazamientos centimétricos, y con periodos de ocurrencia altos.

En cuanto al Sistema de Fallas Atacama (SFA), no revisten riesgo geológico, ya que al menos a la latitud de Copiapó, se consideran inactivas.

e) Aluviones

En cuanto al riesgo de aluviones, dentro de la caja por la que corre el río Copiapó, se reconocen sedimentos fluviales (Qfa, Qfb) asociados a regímenes estables de flujo. Los sedimentos anteriores (Gravas del Copiapó, MPlgc), de edades Mioceno-Plioceno, tienen características de tipo fluvial, por lo que no existen antecedentes contundentes que permitan suponer riesgos de tipo aluvional, al menos a escala 1:100.000. Sin embargo lo anterior, será necesario evaluar a escala local y adecuada la existencia de los abanicos aluviales activos (Qal2), descritos antes de ingresar al cauce del río Copiapó.

5.4.4 Conclusiones

a) Del análisis geomorfológico realizado se desprenden las siguientes conclusiones:

El sitio del proyecto se encuentra en la Región de Atacama, al extremo norte del la Región de los Valles Transversales, y posee un clima de Desierto Marginal Bajo.

No se presenta en la región del Proyecto la división fisiográfica tripartita del territorio, tal como se observa más al norte y en la región central del país; aquí la Cordillera de la Costa está ausente.

En la región del Proyecto el único curso de agua de régimen permanente es el río Copiapó, aun cuando en la actualidad no alcanza a llegar al mar debido a la sobre explotación de sus aguas.

El modelado de la región está marcado por la presencia del valle del río Copiapó, por el relieve de serranías que lo circunda y por las terrazas de abrasión marina situadas en la desembocadura.

El lecho del río ha sido rellenado por depósitos fluviales, limitado en sus orillas por cordones y depósitos de gravas antiguas, probablemente pertenecientes al paleoceno de deyección del río.

Arenas eólicas cubren en profusión la zona de la desembocadura y avanzan hacia el interior de las tierras, cubriendo parcialmente las laderas de los cerros orientados hacia el mar. Es probable que estas arenas tengan su origen en depósitos de playa de una época en la cual el nivel del mar estaba más bajo y la playa tenía una mayor extensión y mayor disponibilidad de arena.

b) El trazado del Acueducto, así como el trazado las Líneas Eléctricas de 110 kV y 23 kV, se desarrolla en tres distintos ambientes geológicos:

Desde la planta desalinizadora hasta el ingreso al cauce del río Copiapó, cercano a la localidad de María Isabel, ambos trazados se desarrollan sobre las rocas intrusivas del Gabro Caldera (Jgbc) y sobre las sedimentitas de los Estratos de Caldera, sucesión alta y sucesión baja, compuestas de conglomerados, areniscas y coquinas preservados en una sucesión de terrazas de abrasión marina. Antes de ingresar al cauce del río Copiapó atraviesan sobre sedimentos aluviales supuestamente activos, que podrían eventualmente representar algún tipo de riesgo geológico.

Una vez que ambos trazados ingresan al cauce del río Copiapó, y hasta la localidad de Estación Caserón, ellos se desarrollan en los Depósitos Fluviales finos (Qf(b)). Estos sedimentos están compuestos por limos y arcillas con intercalaciones de sedimentos evaporíticos (yeso) y orgánicos (turba). Los sedimentos evaporíticos, cuando son solubles representan riesgo producto de intensas lluvias o alguna filtración desde la Tubería del Acueducto.

Desde aquí hasta el sector de Bodega, el trazado del Acueducto se desarrolla en los Depósitos Fluviales gruesos (Qf(a)), compuestos por bancos clastosoportados de bloques y gravas, polimícticas con predominio de clastos graníticos y andesíticos, generalmente imbricados y de escasa matriz arenosa. Son bien redondeados y seleccionados, con una madurez textural moderada.

En Estación Caserón los trazados se separan, y mientras que el trazado del Acueducto continúa por la ladera norte del valle del río Copiapó, el trazado de la Línea Eléctrica cruza hacia el sur del valle, pasando alternativamente por los Depósitos Fluviales finos (Qf(b)) y los Depósitos Fluviales gruesos (Qf(a)), hasta llegar al Llano de Las Liebres en donde se interna en las gravas, arenas y limos del Mioceno –Plioceno (MPlgc) por 1 Km y en seguida cruzar por unos 15 Km, hasta el borde occidental del cordón del cerro Pata de Gallina, por depósitos aluviales de gravas y arenas activos (Qal(1)) e inactivos (Qal(2)) y sectores con rocas intrusivas (Kgm) al cruzar portezuelos de las estribaciones N y NW de la Sierra Monardes. En el cordón del cerro Pata de Gallina cruza 1 Km aproximadamente de rocas intrusivas nuevamente (Kidsc) y luego continúa nuevamente unos 3 Km por depósitos aluviales activos (Qal(1)) hasta llegar a un pequeño portezuelo de rocas intrusivas (Kidlb) para cruzar hacia la quebrada que desagua el Llano seco. En este punto el trazado se dirige una parte hacia el este y la otra hacia el sur. La primera parte luego de cruzar depósitos aluviales activos Qal(1)) por 1 Km cruza el portezuelo del Chancho, tallado en rocas intrusivas (Kidlb) y cruza depósitos aluviales activos (Qal(1)) e inactivos (Qal(2)) y depósitos aluviales y coluviales antiguos (MPa) describiendo un amplio arco hacia el sur hasta llegar al sector de los estanques. La segunda parte se dirige hacia el sur siguiendo más o menos paralelamente el trazado de la antigua línea del ferrocarril hasta llegar a la subestación Cardones-. Durante este trayecto el trazado se desarrolla en depósitos aluviales activos (Qal(1)) e inactivos (Qal(2)) hasta llegar a la subestación Cardones, sólo en un corto tramo de aproximadamente 0,5 Km el trazado cruza rocas intrusivas (Kigdpb).

La presencia de las fallas normales en las cercanías de la ciudad de Caldera, representa un riesgo geológico, en el sentido que deben considerarse activas, y en presencia de algún sismo cercano podrían tener algún tipo de movimiento.

Finalmente el Sistema de Fallas de Atacama, a la latitud de Copiapó no muestra evidencias de movimientos recientes, por lo que se le considera inactiva y no representa riesgo geológico.

5.4.5 Referencias Bibliográficas

ALAIN LAVENU A., RICARDO THIELE, MICHAEL N. MACHETTE, RICHARD L. DART, LEE-ANN BRADLEY AND KATHLEEN M. HALLER Open-File Report 00-283., 2000. Maps and Database of Quaternary Faults in Bolivia and Chile. United States Geological Survey.

ARÉVALO, C. 2005. Carta Copiapó, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile N° 91, Serie Geología Básica, escala 1:100.000. SERNAGEOMIN.

FARRAR, E.; CLARK, A.; HAYNES. J.; QUIRT, G.; CONN, H.; ZENTILLI, M. 1970 K-Ar Evidence for the post-paleozoic migration of granitic intrusion foci in the andes of northern Chile. Earth Planetary Sciences letter, Vol. 10, p. 60-66-

GODOY, E.; MARQUARDT R., C.; BLANCO, N. 2003. Carta Caldera, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000. N° 76. SERNAGEOMIN.

HERM, D. 1969. Marines Pliozän und Pleistozän in Nord und Mittel-Chile. Unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Molluskenfauna. Zitteliana. N° 2, p. 1-159. München.

MARQUARDT R., C. 1999. Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal (27°-27°45' S). IIIª Región de Atacama, Chile. Tesis de Magister (inédito). Departamento de Geología, Universidad de Chile. 297 pp.

MARQUARDT R., C.; BLANCO, N.; GODOY, E.; LAVENU, A.; ORTLIEB, L.; MARCHANT, M.; GUZMÁN, N. 2000. Estratigrafía del Cenozoico Superior en el área de Caldera (26°45'-28° S). In Congreso Geológico chileno, N° 9, Actas, Vol. 2, p. 588-592. Puerto Varas

ROJO, M. 1985. Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. In Congreso Geológico Chileno N° 4, Actas, Vol. 1, p. 514-533. Antofagasta.

URRUTIA, R. Y LANZA C., 1993. Catástrofes en Chile 1541-1992. Editorial La Noria.