



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**TECTÓNICA ACTIVA DEL MARGEN COSTERO
EN LA LAGUNA SÍSMICA DEL NORTE DE CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

MARÍA VICTORIA VALENZUELA SOTO

PROFESOR GUÍA:
DANIEL ALBERTO CARRIZO SANTIAGO
PROFESORA CO-GUÍA:
DIANA COMTE SELMAN

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CESAR ARRIAGADA ORTEGA

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT 1130071

SANTIAGO DE CHILE

2015

**RESUMEN DE MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: María Victoria Valenzuela Soto
FECHA: 03/06/2015
PROFESOR GUÍA: Daniel Carrizo Santiago

TECTÓNICA ACTIVA DEL MARGEN COSTERO EN LA LAGUNA SÍSMICA DEL NORTE DE CHILE

Este trabajo consiste en el estudio de la tectónica activa en el margen costero de la localidad de Pisagua, en el norte de Chile. Este sector corresponde a la parte central de la brecha sísmica del norte del país. A través de este estudio, se intenta develar de la naturaleza de la deformación activa en el bloque costero y su interrelación con la mecánica de acoplamiento de placas. Para esto se realizaron análisis morfotectónicos, en torno a características como pedimentos, drenajes y escarpes, así como también se utilizaron datos de sismicidad y modelos tomográficos de velocidades de onda, que se correlacionaron con los análisis anteriores. Además, se realizó una estimación de la capacidad sísmica de las fallas estudiadas.

Se definieron y agruparon 4 pedimentos separados por los frentes topográficos principales (sierras), quebradas mayores y las estructuras presentes, evidenciando así la zona de estudio una morfología escalonada con un rejuvenecimiento de la superficie hacia el margen Oeste, a través de los escarpes mayores.

Los escarpes principales fueron interpretados como fallas, y atribuidas a un sistema de fallas mayor, el cual es asociado a una estructura de orden orogénico responsable del Sistema de Fallas Acantilado, que comprende fallas normales con descenso de los bloques oeste, y sería el factor de primer orden responsable de la génesis del Acantilado Costero en el norte de Chile, teniendo a la vez como consecuencia el alzamiento del bloque costero.

También, a partir de la información de sismicidad y modelos tomográficos proporcionados por el proyecto FONDECYT 1130071 es posible relacionar los patrones alineados de la sismicidad cortical a las fallas principales en la zona de estudio; así como también a partir de la tomografía sísmica 3D.

Se definieron relaciones temporales entre las distintas estructuras, definiendo que las fallas Tiliviche y Pisagua presentan actividades más recientes, mientras que la falla Junín se encuentra inactiva, con un escarpe con bastante retroceso e incisiones de drenajes inactivas.

Las fallas en la zona de estudio muestran antecedentes de actividad neotectónica de largo plazo, deformando superficies y depósitos de edad neógena. Se obtuvo a la vez, velocidades mínimas de deslizamiento, estimadas sobre la base de indicadores estratigráficos y cronológicos indirectos, mostrando valores que varían entre 0,18 – 0.03 mm/año.

Así, la edad de la deformación fue acotada a partir de datos de los pedimentos desplazados, las incisiones mayores, el alzamiento del margen costero, y dataciones directas del escarpe Pisagua, obteniendo una edad para la deformación en la zona de estudio entre el Mioceno superior- Pleistoceno.

De acuerdo a las edades de los pedimentos (siendo más jóvenes hacia el Oeste) y la edad de la deformación, se propuso la evolución tectónica de la zona, asociando las fallas NS al rejuvenecimiento de los pedimentos, mientras que las fallas E-O corresponderían a un gradiente de acomodo paralelo a la fosa.

Finalmente se determinó la capacidad sísmica de las fallas, pudiendo estas generar terremotos superficiales, con epicentros someros <20-15 km, y magnitudes cercanas a $M_w=7$.

AGRADECIMIENTOS

Esta memoria pudo ser realizada gracias al apoyo y ayuda de diversas personas que han formado parte de este proceso. Hacia todos ellos, me gustaría extender mi gratitud.

En primer lugar a mi profesor guía, Daniel Carrizo, por la oportunidad de formar parte de este proyecto. Gracias por las enseñanzas y guía que me entregaste durante este tiempo, gracias por darme el impulso y apoyo para superarme y seguir adelante cuando todo se veía muy difuso. A mi profesora co-guía, Diana Comte, gracias por guiarme y brindarme apoyo, en especial en los momentos difíciles. A Cesar Arriagada, por aconsejarme desde un principio con el tema de memoria y su buena disposición a ayudar y enseñar. Gracias a todos por su paciencia, y por alentarme a creer en mis capacidades y dar el 100% siempre, en todo, por sus comentarios y correcciones que ayudaron a mejorar este trabajo.

A todo el equipo docente del Departamento de Geología e investigadores del AMTC, en especial a Marcelo García y Germán Aguilar por su buena disposición, a Ataxia y Juan por las conversaciones sobre este trabajo y la ayuda de siempre.

A Blanquis, gracias por todo. Por tener siempre una solución y entregarme una sonrisa y palabras de aliento cada vez que te fui a molestar. Eres la mejor, Blanquita.

A mis amigos ingenieros: Gonzalo, Kari, Titi, Sele y Cami gracias por la amistad, consejos, cariño y apoyo de siempre, los arduos inicios en la universidad no hubiesen sido lo mismo sin ustedes. Y a toda la “Cofra”, por cada terraza, carretes, almuerzos, etc. Gracias por hacer de la universidad un lugar más ameno.

A todos quienes con los que compartí durante mi paso por la escuela de Geología, por la buena onda, por cada piscola compartida en los naranjos, los bailes, conversaciones, abrazos y sonrisas. A Laura Flores, quien me ayudó y acompañó durante la primera campaña de terreno. A los Pus (Pía, Leo y Saxa), porque fueron un gran apoyo durante el último tiempo, gracias por recibirme en su hogar y por todo el cariño, chicos.

A mis viejas amigas (Maca, Cami, Romi y Nino), porque siempre estuvieron presentes. Y a una no tan antigua, pero igual de vieja: Fernanda, por alegrarme cada día.

A la familia Garat Charme, por acogerme en su hogar con mucho cariño, gracias por la preocupación, apoyo y todos los buenos momentos.

A mi pololo, Pablo, por tu compañía, consejo, inagotable paciencia y todo el amor y apoyo que me has brindado en estos años, en especial durante este último tiempo. Por estar a mi lado en los momentos de angustia, dándome energía, consejos y fuerza para seguir adelante. Gracias por creer en mí, incluso cuando ni yo lo hacía.

A mi familia, por siempre estar ahí y se que siempre lo estarán, a pesar de todo.

Finalmente a las personas más importantes en mi vida: mis padres, Gladys y Victor; porque de no ser por ustedes, su sacrificio y su esfuerzo, no hubiese llegado hasta acá; gracias por la paciencia constante, confianza, comprensión y entrega absoluta. Gracias por amarme y apoyarme incondicionalmente, más aún a lo largo de este proceso que, a ratos, parecía interminable.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA Y EL CASO EN ESTUDIO	1
1.2. OBJETIVOS	4
1.3. HIPÓTESIS DEL TRABAJO	4
1.4. METODOLOGÍA	6
1.4.1. Análisis remoto y digital	6
1.4.2. Trabajo en terreno	7
1.4.3. Síntesis de la información y los análisis.....	7
1.4.4. Evaluación de la capacidad símica.....	7
1.5. CONTEXTO DEL ESTUDIO	8
2. MARCO GEODINÁMICO.....	8
2.1. LOS ANDES: RASGOS DE PRIMER ORDEN CON RELACIÓN A LAS FALLAS COSTERAS	8
2.2. SISMOTECTÓNICA DEL MARGEN: SISMICIDAD Y EL PROCESO ACTIVO DE DEFORMACIÓN	14
2.2.1. Terremotos históricos en el norte de Chile.....	14
2.2.2. Principales características del terremoto de Pisagua, 2014 Mw=8.2	17
2.2.3. Modelo de velocidades de ondas de cuerpo	20
3. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO ENTORNO A PISAGUA	22
3.1. DESCRIPCIÓN GENERAL Y CONCEPTOS TEÓRICOS	22
3.1.2. Piedemonte, Pedimento y Pediplano	24
3.1.1. Escarpes de Falla.....	26
3.2. PEDIMENTOS DEFORMADOS, LA IDENTIFICACIÓN DE PEDIPLANOS Y SU EDAD RELATIVA	28
3.3. DESARROLLO DE LAS GRANDES INCISIONES Y LA RED DE DRENAJE EN LA CORDILLERA DE LA COSTA.....	33
3.4. ESCARPES PRINCIPALES, IDENTIFICACIÓN Y DESCRIPCIÓN	38
4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL.....	45
4.1. ESTRUCTURAS DE ORIENTACIÓN N-S.....	47
4.2. ESTRUCTURAS DE ORIENTACIÓN E-O.....	52
5. EVIDENCIAS DE LA EDAD DE LA DEFORMACIÓN	56
6. ANÁLISIS COMPLEMENTARIOS.....	61
6.1. SISMICIDAD Y GEOMETRÍA DE LAS FALLAS CORTICALES	61
6.2. CAPACIDAD SÍSMICA DE LAS FALLAS	65

6.2.1. Magnitud esperada para los terremotos (M).....	66
8. DISCUSIÓN.....	67
7. CONCLUSIONES.....	69
8. BIBLIOGRAFÍA.....	73

INDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1.- Contexto sismotectónico del margen Andino y ubicación de la zona de estudio. Convergencia relativa obtenida de Somoza, 1998 y Angermann <i>et al.</i> , 1999. Sismos más importantes se indican en elipses de color negro, con el año de ocurrencia y su magnitud. Magnitudes compiladas a partir de Comte y Pardo, 1991; Beck <i>et al.</i> , 1998; Bilek, 2010; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011 y Bejar <i>et al.</i> , 2013. El rectángulo gris indica un zoom hacia el norte de Chile en el centro del gap sísmico, en Pisagua. Relieve sombreado elaborado a partir de ASTER GDEM con resolución de 30 m. Se indica el mecanismo focal del terremoto cortical ocurrido el 24 de marzo, 2007 (http://www.globalcmt.org/), indicando epicentro. Zona de estudio de detalle de este trabajo se enmarca en rectángulo rojo. PT: punto triple.....	3
Figura 2.- Esquema de sismicidad de la zona de acoplamiento y su posible relación geométrica con las fallas costeras en el norte de Chile (Modificado de Comte <i>et al.</i> , 2014).	5
Figura 3.- Esquema de relaciones entre objetivos específicos y metodologías. Los objetivos específicos se destacan en rectángulos negros y las metodologías en colores.	6
Figura 4.- Contexto geodinámico de la convergencia oblicua a lo largo del margen del norte de Chile y su segmentación morfotectónica. Relieve sobre el nivel del mar obtenido a partir de Aster GDEM-30m. ZA: Zona del Arco, ZAA: Zona del Antearco, CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PC: Precordillera, CO: Cordillera Occidental, SFA: Sistema de Fallas de Atacama. Cuadro rojo representa el área de estudio. PN: Placa de Nazca, PSA: Placa Sudamericana.....	9
Figura 5.- Diagrama esquemático de los dominios morfo-estructurales en el antearco externo del norte de Chile. Mosaico de relieve sombreado con batimetría (Von Huene y Ranero, 2003) y topografía (SRTM90m) correspondiente a la región de Antofagasta (Modificado de Carrizo <i>et al.</i> , 2008).....	12
Figura 6.- Estructura del margen en la zona de estudio. a) Perfil tomográfico y un bloque diagrama sobre la estructura del margen y b) Zonación tectónica propuesta por Contreras-Reyes <i>et al.</i> , 2012; (Modificado de Contreras-Reyes <i>et al.</i> , 2012).	13
Figura 7.- Esquema que presenta los distintos tipos de fuentes sísmicas. El círculo representa el área de estudio estableciendo la relación entre la zona acoplada interplaca y los sistemas de fallas superficiales en las zonas costeras.	15
Figura 8.- Largos de ruptura de terremotos históricos interplaca en la zona de estudio, adaptado de Marquardt, (2005). Se destaca en rojo el terremoto de Pisagua, 2014 Mw=8.2.	16
Figura 9.- Terremotos históricos y registrados instrumentalmente en el norte de Chile y sur del Perú. Instrumentos IPOC utilizados se muestran en azul (BB: broadband, SM: strong motion). A la izquierda se indican los largos de ruptura vs tiempo; al centro se muestra la distribución de deslizamiento asociada al terremoto de Pisagua (2014) y su réplica más importante; a la derecha el déficit de momento sísmico por km a lo largo de la costa, el momento total acumulado desde 1877 se indica en rojo y el momento	

remanente habiéndole restado todos los sismos magnitud $M_w > 7$ en línea punteada (Modificado de Schurr <i>et al.</i> , 2014)	18
Figura 10.- Mapa de acoplamiento intersísmico geodésico y precursores. Se indican las nucleaciones de los precursores de Julio-Agosto 2013, Enero y Marzo 2014.....	19
Figura 11.- Perfiles trazados en la falla Pisagua y proyectado el modelo de velocidades de ondas de cuerpo a través de la razón V_p/V_s (Comte <i>et al.</i> , 2014). a) Perfil a lo largo de la traza de la falla Pisagua, b) Perfil perpendicular a la traza Pisagua.....	21
Figura 12.- Mapa de la región de estudio, donde se observan los dos órdenes de morfologías principales: el relieve suavizado, las sierras aisladas (gris) y los escarpes principales (líneas negras). Realizado sobre la base de Google Earth.....	23
Figura 13.- Diagrama de bloque esquematizando el proceso de pedimentación. Ejemplificando los términos piedemonte, pedimento y pediplano (Modificado de Servicio Nacional de Geología y Minería, 2008)	25
Figura 14.- Clasificación morfológica de los escarpes de falla. Esta clasificación se realiza sobre la base de la morfología del perfil de los escarpes, de manera independiente de la geometría y cinemática de las fallas (Modificado de Wallace, 1977; Stewart y Hancock, 1990).....	26
Figura 15.- Nomenclatura morfológica utilizada por Wallace (1977) para describir las partes de un escarpe de falla normal. Modificado de Wallace (1977).....	27
Figura 16.- Representación de distintos tipos de escarpes de falla inversa. Descritos por Phillip <i>et al.</i> (1992), a lo largo de la falla de Spitak en el norte de Armenia. a) Escarpe inverso simple, b) escarpe de colapso de placa cabalgante, c) cresta de presión simple, d) cresta de presión dextral, e) cresta de presión de back thrust, f) cresta de presión de bajo ángulo, g) crestas de presión en échelon. 1-roca caja, 2-sedimentos cuaternarios blandos, 3-turba.	28
Figura 17.- Mapa de la zona de estudio, indicando las distintas superficies (S1, S2, S3 y S4), basamento (en gris), el drenaje (azul) y los escarpes principales (negro), con los nombres de los escarpes mayores (descritos más adelante). Para observar con más detalles ver mapa Anexo.....	29
Figura 18.- Esquema morfotectónico de la evolución del margen oeste de los andes Centrales durante los últimos 10 Ma. (parte superior) Se muestra la topografía actual, la geología y el Pediplano de Atacama (abajo) Propuesta de reconstrucción topográfica hace 10 Ma. Notar que el Pediplano de Atacama representa una superficie continua (en equilibrio) que conecta el frente cordillerano y el nivel del mar (Coudurier <i>et al.</i> , 2014).....	33
Figura 19.- DEM SRTM del norte de Chile, sur de Perú y parte occidental de Bolivia. Son identificados los drenajes importantes (cañones) que disectan el relieve. Notar que la zona en estudio (rectángulo en blanco) se localiza en la zona de transición entre los sistemas exorreico y endorreico. (Modificado de Coudurier <i>et al.</i> , 2014).	35

Figura 20.- Mapa de la zona de estudio señalando en azul los drenajes y destacando las quebradas principales. Escarpes marcados en líneas negras, abanicos y coluvios en amarillo. Las zonas en verde indican los drenajes vinculados con escarpes de falla. Las zonas en rojo corresponden a drenajes vinculados a las sierras y cerros isla de la Cordillera de la Costa.37

Figura 21.- Escarpe Acantilado Costero.39

Figura 22.- Sector norte del Escarpe Tiliviche. Se observa el sitio A donde el escarpe se separa en dos segmentos, y el sitio C donde el escarpe Tiliviche se une a otro escarpe, que no ha sido descrito en este trabajo.....40

Figura 23.- Escarpe Tiliviche. Ladera norte Quebrada de Tiliviche. Se destaca el free face y el pedimento S4.41

Figura 24.- Escarpe de la Falla Tiliviche, segmento sur, se observa el escarpe de primer orden y las superficies desplazadas.41

Figura 25.- Piedemonte del escarpe Tiliviche. Se identifican las escarpitas y el desarrollo del talud de detritos.....42

Figura 26.- Zoom del mapa Morfotectónico (Anexo) donde se observa la cartografía de las escarpitas en el piedemonte del escarpe Tiliviche.42

Figura 27.- Escarpe Junín, se observan crestas suavizadas y abundantes incisiones actualmente inactivas. Delimitando superficie al oeste (S3).43

Figura 28.- Fotografía del escarpe de la falla Pisagua.44

Figura 29.- Escarpe de flexura (fold scarp), observado hacia el extremo este del escarpe Pisagua, en la Quebrada de Jazpampa.....44

Figura 30.- Mapa de la zona de estudio, con los pedimentos identificados, basamento en gris, se distingue los escarpes en negro y la traza de las estructuras principales en rojo.46

Figura 31.- Escarpe de la Falla Tiliviche. Se observa cuenca colgada y se indica la traza de la falla con línea segmentada negra.47

Figura 32.- Sector norte falla Tiliviche. Se observan facetas triangulares en el escarpe. Flechas en negro indican la traza de la falla. Imagen obtenida del software gratuito Google Earth.....48

Figura 33.- Piedemonte del escarpe Tiliviche, evidenciando una inversión del relieve formando estructuras tipo moletrack.48

Figura 34.- Grietas cartografiadas en el pedimento S4, en el bloque inferior de la Falla Tiliviche. Se observa la ubicación de estas grietas, paralelas al escarpe Tiliviche y al Acantilado Costero, a la izquierda el zoom de las grietas.50

Figura 35.- Geometría del escarpe Junín. La imagen base corresponde a una imagen satelital obtenida del software gratuito Google Earth. Se destacan los dos segmentos del escarpe y la línea roja marca la delimitación de la zona de este estudio.51

Figura 36.- Zona Este escarpe Pisagua. Se destacan las escarpitas en el piedemonte y grietas en la cresta del escarpe. Imagen satelital base obtenida del software gratuito Google Earth.	53
Figura 37.- Estratos del pliegue por propagación de falla de la Falla Pisagua. Vista desde el borde noreste de la Quebrada Tiliviche. (Ubicación Fig. 23 D).	54
Figura 38.- Traza de la interpretación de las estructuras principales. Modelo de relieve sombreado sobre la base del DEM ASTER GDEM-30m.	55
Figura 39.- Impacto de la actividad de las fallas en la red de drenaje. (Arriba) Vista oblicua hacia el ENE, exponiendo los escarpes de las fallas Junín y Pisagua. Se expone la interacción entre las fallas y su evidencia por el reacomodo de las redes de drenaje. Los afluentes de la falla Junín desembocan ortogonalmente a su escarpe, hacia el oeste (denotados con flechas negras). Los afluentes de la Falla Pisagua son indicados con flechas de color rojo, y es denotado el reacomodo (captura) del drenaje de la Falla Junín como consecuencia del alzamiento del bloque sur de la Falla Pisagua. (Abajo) se orienta las unidades geológicas y la cartografía realizada en terreno (ver mapa Anexo).	57
Figura 40.- Impacto de la actividad de las fallas en la red de drenaje. (Arriba) Vista oblicua hacia el sur, exponiendo el escarpe de la Falla Pisagua. Se expone la interacción entre la falla y las zonas de colapso de los taludes fluviales de las Quebradas Tiliviche y Jazpampa. Las zonas de colapso están localizadas en el bloque deprimido de la Falla Pisagua. (Abajo) se orienta las unidades geológicas y la cartografía realizada en terreno (ver mapa Anexo).	58
Figura 41.- Impacto de la actividad de las fallas en la red de drenaje. (Arriba) Vista oblicua hacia el NNE, exponiendo el Acantilado Costero y el escarpe de la Falla Tiliviche. Se expone la interacción entre el Acantilado Costero y la desconexión del nivel de base original de la red de drenaje. Los afluentes del bloque deprimido de la Falla Tiliviche son indicados con flechas blancas, A su vez es indicado el Acantilado Costero (Línea segmentada negra) y la Falla Tiliviche (línea segmentada blanca). (Abajo) se orienta las unidades geológicas y la cartografía realizada en terreno (ver mapa Anexo).	59
Figura 42.- Sismicidad cortical en la región de Pisagua. La figura muestra el contexto sismológico sobre la base de la localización, resultado del modelo tomográfico 3D (FONDECYT 1130071). Se muestra el detalle de patrones alineados de microsismicidad correlacionables con las fallas corticales.	62
Figura 43.- Modelo tomográfico 3D de la razón V_p/V_s (Comte <i>et al.</i> , 2014). (A) Se contextualiza la dimensión del modelo con respecto a la subducción. (B-C) Se interpretan las discontinuidades en las rocas del Batolito de la Costa asociado a la actividad de las fallas Junín y Tiliviche. (D) El abrupto término de las rocas del batolito costero es interpretado como un límite reológico importante vinculado al Sistema de Fallas del Acantilado Costero. (E) En una sección N-S, se interpreta la elongación de los cuerpos intrusivos, vinculados con el sistema de fallas inversas E-O, que en particular, en la zona en estudio es representada por la Falla Pisagua.	64

Figura 44.- (Abajo) Modelo propuesto por Armijo *et al.* (2015). (Arriba) Perfil topográfico con exageración vertical. Se indican los distintos periodos de deformación a lo largo de la región del orógeno (en Ma), la flecha amarilla indica región frontal occidental del orógeno sobre la cual se ha propagado la deformación desde hace 10 Ma. WAT (West Andean Thrust) delimita los bordes de la corteza engrosada en el Orógeno Andino (naranja) del bloque marginal (rosado). Se indica también la estructura de vergencia Este responsable de la formación del Acantilado Costero (Modificado de Armijo *et al.*, 2015).68

Figura 45.- Modelo de evolución tectónica propuesto en este trabajo. Se destacan los distintos pedimentos (S1, S2, S3 y S4) las fallas normales (Tiliviche y Junín). Línea punteada azul indica la incisión de las quebradas mayores y la línea roja el Pediplano de Atacama.....71

Tabla 1.- Magnitudes para los distintos segmentos de las fallas principales (Pisagua, Tiliviche y Junín). LSR: Longitud superficial de la ruptura; M: Magnitud de momento.....67

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del problema y el caso en estudio

En las zonas costeras de márgenes convergentes con subducción, los procesos de deformación en la placa superior son el resultado de una compleja interrelación entre la mecánica de acoplamiento en profundidad, y las características de la estructura de la placa superior (Beck, 1986, 1991; Tikoff y Teyssier, 1994; McCaffrey, 1994, 1996; Teyssier *et al.*, 1995; Chlieh *et al.*, 2004; Yáñez y Cembrano, 2004; Allmendinger *et al.*, 2005; Carrizo *et al.*, 2008; Allmendinger y González, 2009). Lo anterior establece una relación causal entre la deformación de la zona de acoplamiento de placas y la naturaleza de la tectónica de la placa superior.

Diferentes autores han explorado esta interrelación, vinculándola con la magnitud y ángulo del vector de convergencia, la geometría del margen, la reología de las placas y la dinámica de la zona de interfase (Beck, 1986, 1991, 1993; McCaffrey, 1994, 1996; Teyssier, *et al.*, 1995; Wang, *et al.*, 2003; Tassara y Yáñez, 2003; Chlieh, *et al.*, 2004; Yáñez y Cembrano, 2004; Farías *et al.*, 2010). A pesar de lo anterior, el paradigma sobre la mecánica de carga y activación de fallas costeras continúa siendo motivo de discusión y controversia; debido principalmente a la complejidad entre las heterogeneidades de la placa superior y el importante proceso de deformación activa asociada al contacto de placas.

En este contexto, la zona costera o marginal, que se localiza directamente sobre la zona de acoplamiento de placas, representa una ventana única de observación de dicha interrelación. En general, las velocidades de deformación de las fallas costeras, en relación a las tasas de erosión, restringen los registros neotectónicos, producto de una rápida degradación de ellos mismos. Este problema se torna crítico al momento de evaluar el peligro sísmico en las zonas costeras con subducción, ya que la evaluación de la capacidad sísmica de las fallas se torna difícil y en muchos casos es simplemente desconocido.

En el norte de Chile, durante los últimos 20 años, se han documentado fallas activas y potencialmente activas a lo largo del bloque costero, las que evidencian una tectónica del tipo extensional, ortogonal a la fosa, de primer orden; junto con alzamiento diferencial, bajo un régimen permanente de convergencia. En un segundo orden y coexistiendo con las estructuras extensionales, se han reportado componentes de rumbo paralela a la fosa en las fallas, junto con

acortamiento paralelo a la fosa, asociado a fallas inversas (Armijo y Thiele, 1990; Niemeyer *et al.*, 1996; Delouis, *et al.*, 1998; González y Carrizo, 2000, 2003; González *et al.*, 2003, 2006, 2008; Dunai *et al.*, 2005; Loveless *et al.*, 2005; Allmendinger *et al.*, 2005; Carrizo *et al.*, 2008; Allmendinger y González 2009; Cortés *et al.*, 2012).

La extrema aridez del Desierto de Atacama (el más árido del Planeta) ha permitido la extraordinaria preservación de las morfoestructuras asociadas a la tectónica activa del margen costero, lo que ha posibilitado su documentación, de manera única en el Planeta. A pesar de lo anterior, el desconocimiento de la geometría en profundidad de las fallas y su expresión sismogénica, continúa siendo el problema crucial, que no ha permitido avanzar en la comprensión de su mecánica de activación en relación al ciclo sísmico de subducción.

Esta memoria atiende problemática anterior, generando un estudio de la tectónica activa de la Costa del norte de Chile, entorno a la localidad de Pisagua (Figura 1). Este lugar conjuga tres importantes características que la expone como un candidato de estudio único:

a) La placa superior en esta región, se encuentra bajo la fase final de la carga intersísmica de la Laguna Sísmica del Norte de Chile (Comte y Pardo, 1991; Beck *et al.*, 1998; Bilek, 2010; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011 y Bejar *et al.*, 2013; entre otros), con más de 140 años de silencio sísmico de magnitud $M_w > 8.5$ (Comte y Pardo, 1991; Beck *et al.*, 1998; Bilek, 2010; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011 y Bejar *et al.*, 2013; entre otros). Esto establece una importante transmisión del estado de esfuerzos de la zona de acoplamiento a la placa superior, maximizando la posibilidad de establecer relaciones entre el proceso de carga de la zona de acoplamiento y las fallas corticales costeras.

b) La zona de Pisagua expone importantes fallas corticales, de diferente naturaleza, cuya dimensión o escala, las caracteriza como serias candidatas a representar discontinuidades relevantes en la corteza continental, maximizando la posibilidad de cercanía física entre las estructuras y la zona de acoplamiento.

c) El registro único de sismicidad cortical, con un mecanismo focal bien resuelto ($M_w = 5.7$ 2007; <http://www.globalcmt.org/>), evidencia la existencia de expresión sismogénica de la deformación de la placa superior.

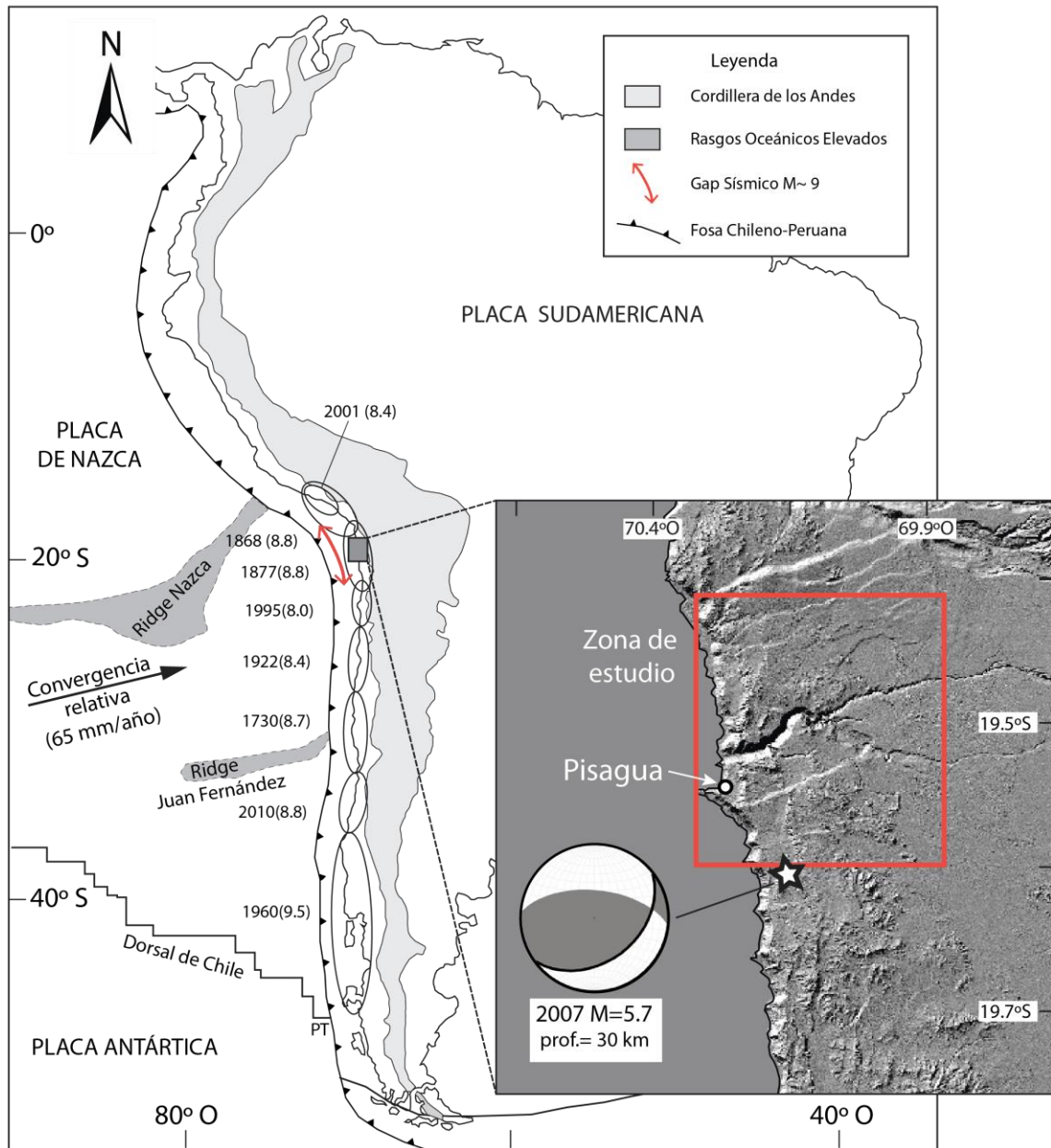


Figura 1.- Contexto sismotectónico del margen Andino y ubicación de la zona de estudio. Convergencia relativa obtenida de Somoza, 1998 y Angermann *et al.*, 1999. Sismos más importantes se indican en elipses de color negro, con el año de ocurrencia y su magnitud. Magnitudes compiladas a partir de Comte y Pardo, 1991; Beck *et al.*, 1998; Bilek, 2010; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011 y Bejar *et al.*, 2013. El rectángulo gris indica un zoom hacia el norte de Chile en el centro del gap sísmico, en Pisagua. Relieve sombreado elaborado a partir de ASTER GDEM con resolución de 30 m. Se indica el mecanismo focal del terremoto cortical ocurrido el 24 de marzo, 2007 (<http://www.globalcmt.org/>), indicando epicentro. Zona de estudio de detalle de este trabajo se enmarca en rectángulo rojo. PT: punto triple.

1.2. Objetivos

El objetivo general de esta memoria es establecer la naturaleza de la deformación activa en el bloque costero y su interrelación con la mecánica de acoplamiento de placas.

Para esto se desarrollaron los siguientes objetivos específicos:

1. Determinar la geometría de las estructuras del bloque costero
2. Determinar la cinemática de las fallas
3. Establecer temporalidad relativa de la deformación
4. Establecer relaciones geométricas y espaciales entre fallas superficiales y la zona de acoplamiento
5. Establecer relaciones teóricas entre la mecánica de la zona de acoplamiento sísmico y la activación de fallas superficiales.
6. Determinar la capacidad sísmica de las fallas y su naturaleza.

1.3. Hipótesis del trabajo

Considerando que el debate actual sobre la naturaleza de las fallas costeras a lo largo de la subducción Chilena, se focaliza en establecer la naturaleza del mecanismo de carga y activación de las estructuras, dos hipótesis generales emergen de dicha discusión:

i) Las fallas son cargadas y activadas instantáneamente asociadas a desplazamientos cosísmicos relevantes en la zona interplaca (*subduction megathrusts*). Esto implica que las fallas serían débiles (con una fricción interna muy baja) y pueden acomodar deformación sin una cinemática de largo plazo, pudiendo acomodar extensión asociada a los terremotos de subducción y acortamiento durante el periodo intersísmico de subducción.

ii) Las fallas tienen un complejo mecanismo de carga y activación debido a la heterogeneidad geométrica asociada a su herencia genética. En este contexto, el proceso de carga y activación de las fallas, si bien es cierto está vinculado al ciclo sísmico de subducción, éste sólo contribuye al proceso de carga de corto plazo, siendo la convergencia de largo plazo y el engrosamiento cortical por la adición de material en la zona de acoplamiento (*underplating*), los responsables del mecanismo de carga principal, coherentes con el proceso de construcción

Andino. La cinemática de largo plazo de las fallas entonces debiere responder a estos últimos procesos y las heterogeneidades cinemáticas debieren responder a singularidades a escala local.

La presente memoria prueba la segunda hipótesis expuesta sobre la base de las siguientes consideraciones:

- 1) Las fallas costeras son responsables de la formación de relieve a diferentes escalas ($10\text{-}10^3$ m) por lo cual su carácter débil no es compatible con fallas constructoras de relieve.
- 2) A pesar que los estudios paleosismológicos aún son incipientes en Chile, no se observa una correlación temporal entre los grandes terremotos de subducción y la activación de las fallas costeras.
- 3) Las interpretaciones de la cinemática de las fallas han sido sesgadas, producto de la limitación de escala de los análisis, por lo cual, las posibles incompatibilidades cinemáticas no son tales.

A su vez, una importante hipótesis metodológica es probada en esta memoria, relacionada con la potencial relación mecánica de las fallas costeras con la zona de acoplamiento, evidenciada por la actividad sismogénica cortical (microsismos) en los resultados preliminares de Comte *et al.*, (2014) (Figura 2).

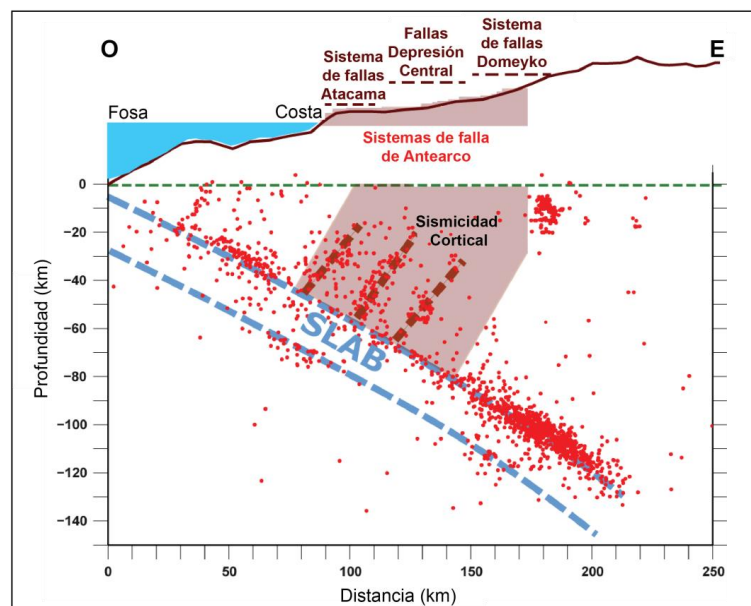


Figura 2.- Esquema de sismicidad de la zona de acoplamiento y su posible relación geométrica con las fallas costeras en el norte de Chile (Modificado de Comte *et al.*, 2014).

1.4. Metodología

Para lograr los objetivos antes mencionados, se llevó a cabo una estrategia metodológica sinérgica y complementaria (Figura 3).

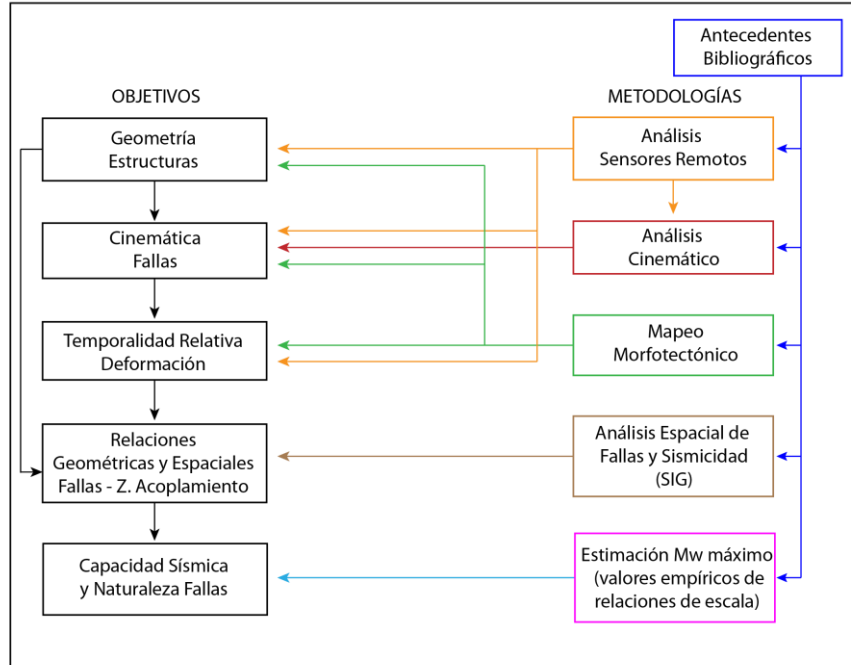


Figura 3- Esquema de relaciones entre objetivos específicos y metodologías. Los objetivos específicos se destacan en rectángulos negros y las metodologías en colores.

1.4.1. Análisis remoto y digital

En primer lugar se hizo una recopilación bibliográfica enfocada en los antecedentes sobre la deformación tardía del bloque costero en el norte de Chile y la geodinámica de la Laguna Sísmica del Norte de Chile.

Sobre la base de información de mosaicos *Quickbird*, *Google Earth*, *Bing Maps* (de uso público) e información topográfica de detalle del *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (Farr *et al.*, 2007) se desarrolló un análisis estructural en el *Applied Tectonics Laboratory*, *Advanced Mining Technology Center* (ATecLab - AMTC). El análisis consistió en el reconocimiento y la cartografía de las estructuras mayores y rasgos morfotectónicos de las fallas en la zona, y estructuras menores observables en las imágenes. Se utilizaron diferentes escalas de trabajo para lograr cartografiar en detalle, tanto los rasgos tectónicos como los elementos

deformados (superficies, red de drenaje, litologías y depósitos cenozoicos). Este análisis permitió la determinación de la geometría de las estructuras en superficie y determinar antecedentes sobre la temporalidad relativa de la deformación y su cinemática. Los resultados del análisis fueron compilados en un Sistema de Información Geográfico (SIG), en el software ArcGIS 10, generando las bases para el trabajo de campo.

1.4.2. Trabajo en terreno

Sobre la base de imágenes y mapas preliminares se realizaron dos campañas de terreno, donde se desarrolló un mapeo morfotectónico, identificando indicadores morfológicos de la deformación, las características de los escarpes de falla y evidencias de deformación en rocas estratificadas. El trabajo en terreno fue selectivo, escogiendo zonas para el trabajo en detalle. Durante las jornadas de terreno fue necesario realizar una profunda inducción al reconocimiento de rasgos neotectónicos, lo que permitió el desarrollo correcto de esta tarea.

1.4.3. Síntesis de la información y los análisis

Sobre la base de la información recolectada y los análisis anteriores, se realizó una síntesis sobre los antecedentes morfotectónicos que caracterizan esta porción de la Cordillera de la Costa, enfocándose en las estructuras de mayor relevancia en la zona. Dicha síntesis es vertida en el Mapa Morfotectónico de la zona de Pisagua (Anexo), que permite describir cuantitativamente tanto las fallas relevantes en esta porción de la corteza, como los rasgos morfológicos que las evidencian. Dentro del Mapa anexo se pueden distinguir principalmente los escarpes mayores y menores, distintos pedimentos clasificados en este estudio, la geología a grandes rasgos obtenida de la literatura, así como también los drenajes principales; todas estas características son descritas en detalle más adelante en el texto.

1.4.4. Evaluación de la capacidad sísmica

Considerando los siguientes argumentos:

- i) La envergadura de las fallas estudiadas
- ii) Que los resultados del presente estudio pueden ser considerados como indicadores tipos para las fallas costeras de la Laguna Sísmica del Norte de Chile
- iii) El compromiso geográfico de las fallas con la Caleta de Pisagua

Se determinó la capacidad sísmica de las fallas en estudio, estimando la magnitud sísmica máxima para las fallas (M_w) sobre la base de relaciones empíricas de escala entre la magnitud de momento de un terremoto, la geometría de la ruptura y la magnitud del desplazamiento propuestas por Wells y Coppersmith (1994).

1.5. Contexto del estudio

El presente estudio se enmarca dentro del Proyecto FONDECYT 1130071, titulado: *Active Forearc Faults in the Central Part of the Mature Northern Chile Seismic Gap: Insights From Seismological and Neotectonic Detailed Analysis*, desarrollado por la Dra. Diana Comte y el Dr. Daniel Carrizo. El objetivo principal de este proyecto consiste en la determinación de la arquitectura tridimensional de las fallas costeras alrededor de la región de Pisagua, mediante un estudio sismológico y morfotectónico; dicha región se encuentra ubicada en la brecha sísmica madura del norte de Chile, lugar donde se espera con proximidad la ocurrencia de un gran terremoto de subducción, tsunamigénico. Durante el desarrollo de la presente tesis la actividad sísmica de la región en estudio experimentó un terremoto $M_w=8.2$ en la zona de acoplamiento. La presente memoria es el resultado de la colaboración académica entre el Departamento de Geología, el Departamento de Geofísica y el *Advanced Mining Technology Center (AMTC)* de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

2. MARCO GEODINÁMICO

2.1. Los Andes: Rasgos de primer orden con relación a las fallas costeras

El margen occidental de Sudamérica es uno de los bordes de placa más extensos y activos del planeta, cuya génesis no colisional, es paradigmática y controversial. La placa oceánica de Nazca (hacia el sur la placa Antártica) subducta bajo la placa continental Sudamericana, generando el segundo cordón orogénico más grande del mundo (Figura 4) y es responsable del relieve tectónico más importante del Planeta (~14 km) Armijo *et al.* (2015).

La convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana, que se ha desarrollado durante los últimos 30 Ma, expone un vector que ha variado desde una orientación oblicua al margen (NE-SO) hasta su posición actual $N77^\circ-78^\circ E$, con una ligera componente lateral. A pesar que la velocidad de convergencia actual describe a este margen como el más rápido y activo del Planeta, dicha velocidad ha disminuido en su característica de largo plazo (150 – 79 mm/año) (Kendrick

et al., 2003; Somoza, 1998; DeMets *et al.*, 1990). Dichas cifras han sido calculadas sobre la base indicadores geológicos de largo plazo; sin embargo en la ventana de deformación actual, la velocidad de convergencia capturada sobre la base de mediciones geodésicas ha sido calculada en 65 mm/año (CAP09-Kendrick *et al.*, 2003; GPS-Angermann *et al.*, 1999).

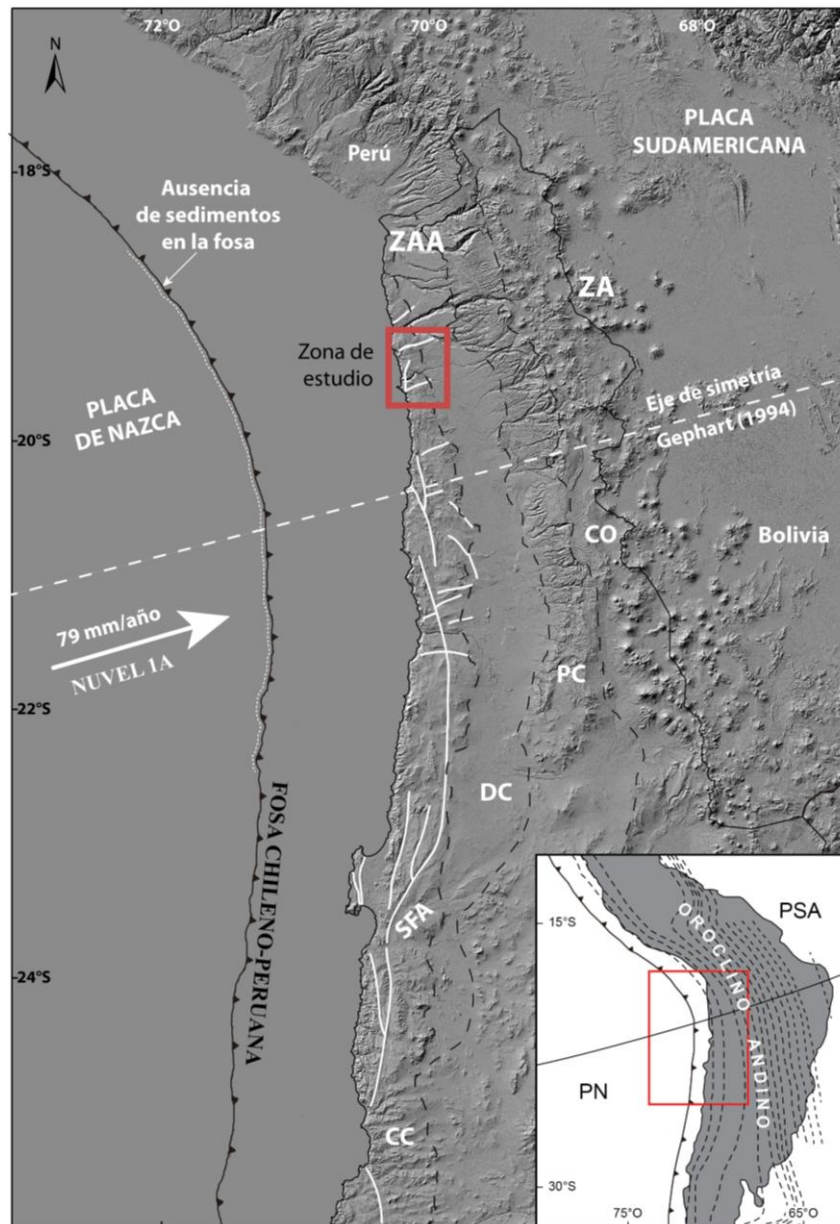


Figura 4.- Contexto geodinámico de la convergencia oblicua a lo largo del margen del norte de Chile y su segmentación morfotectónica. Relieve sobre el nivel del mar obtenido a partir de Aster GDEM-30m. ZA: Zona del Arco, ZAA: Zona del Antearco, CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, PC: Precordillera, CO: Cordillera Occidental, SFA: Sistema de Fallas de Atacama. Cuadro rojo representa el área de estudio. PN: Placa de Nazca, PSA: Placa Sudamericana.

Contexto Morfotectónico, la Estructura del Margen y la Deformación Tardía

Para determinar las evidencias sobre la tectónica activa en una región determinada, el análisis morfotectónico es la herramienta fundamental que permite establecer la relación entre la deformación activa y la evolución del paisaje. A continuación se describen los antecedentes generales de la zona en estudio sobre los cuales es desarrollada la presente memoria.

El margen occidental de los Andes Centrales se caracteriza, en general, por presentar provincias morfotectónicas características, según ejes paralelos a la fosa, controladas por estructuras orogénicas, cuya geometría evidencia su relación genética con la subducción (Reutter *et al.*, 1988, entre otros) (Figura 4 y Figura 5). En particular, para la región de Tarapacá (zona en estudio), el margen occidental de los Andes es llamado anteraco (~450 km de ancho), término que indica la zona localizada entre el arco volcánico activo y la fosa (Reutter *et al.*, 1988). El presente estudio se localiza en el antearco externo, porción de la placa continental ubicada sobre la zona de acoplamiento (Allmendinger *et al.*, 2005; Carrizo *et al.*, 2008).

De esta manera, en la zona de antearco se reconocen seis provincias morfotectónicas tipo que de Oeste a Este son: a) El Talud Continental, b) La Plataforma Costera y c) La Cordillera de la Costa (Niemeyer *et al.*, 1996); d) La Depresión Central (DC), e) la Precordillera (PC), y f) la Cordillera Occidental (CO) (Reutter *et al.*, 1988) (Figura 4 y Figura 5).

a) Talud Continental

Corresponde a la porción de la placa cabalgante (aproximadamente 80 km de ancho) comprendida entre la fosa Chileno-Peruana y los 200 m b.n.m. (Niemeyer *et al.*, 1996), la cual marca un cambio relevante de la pendiente en la batimetría. La fosa no presenta un relleno importante de sedimentos y expone profundidades máximas de 8000 m b.n.m.

b) Plataforma Costera

La plataforma costera se extiende entre la cota 200 m b.n.m. y el Acantilado Costero, mostrando un ancho promedio de 5 km aproximadamente (Niemeyer *et al.*, 1996). La expresión de la plataforma costera emergida más importante en el norte de Chile se localiza en la Península de Mejillones.

Para esquematizar la configuración del antearco externo se utilizó la Figura 5 (Carrizo *et al.*, 2008), debido a ausencia de datos de batimetría para la zona de estudio.

c) Cordillera de la Costa

Formada por un relieve positivo, distribuida en una franja subparalela a la fosa, con un promedio de 40 km de ancho y 950 m de altura, alcanzando, en sectores, alturas máximas del orden de 2.000 m s.n.m. (Paskoff, 1979; Carrizo *et al.*, 2008 entre otros). En el norte de Chile, se encuentra constituida principalmente por plutones dioríticos a granodioríticos del Jurásico-Cretácico Temprano y rocas volcánicas jurásicas, las cuales consisten en remanentes de un arco magmático Mesozoico, formado durante el nacimiento de los Andes modernos (Mpodosis y Ramos, 1990). Sobre estas rocas mesozoicas se encuentra labrado un paleorelieve de edad oligocena-miocena (Dunai *et al.*, 2005; Quezada *et al.*, 2010).

d) Depresión Central

Corresponde a la actual cuenca tectónica asociada al desarrollo del frente orogénico occidental de los Andes Centrales, con un ancho promedio 40 y 55 km. En términos generales, su superficie es plana, con una inclinación hacia el O (~3-4°) hacia el borde oriental. Su altura promedio varía entre 1100 - 1900 m s.n.m. Esta unidad representa una cuenca cuyos depósitos son principalmente de facies de abanicos aluviales y lacustres, productos de la erosión del frente cordillerano activo de la Precordillera. De acuerdo a Naranjo y Paskoff (1985) en esta unidad se reconoce una extensa superficie de pedimentación, activa desde el Mioceno, llamada Pediplano de Atacama.

e) Precordillera

Este rasgo tiene entre 20 y 35 km de ancho y su altura varía entre los 1.500 y 3.600 m s.n.m. Corresponde a un importante escalón morfológico, asociado al escarpe del frente de propagación orogénico del Sistema de Fallas de Domeyko (Charrier *et al.*, 2014; Armijo *et al.*, 2015).

f) Cordillera Occidental

Corresponde a la zona donde se encuentra el actual arco volcánico, constituido principalmente por edificios volcánicos de edad miocena-holocena, junto a secuencias sedimentarias y volcánicas deformadas de edad miocena-pleistocena. Se ubica inmediatamente al occidente del Altiplano y presenta una topografía fuertemente irregular. Tiene una amplitud entre 50 y 100 km, y su altitud aumenta desde los 3.300 m al Oeste, hasta los 4.800 m al Este, y

destacan estratovolcanes de edad miocena-holocena que alcanzan alturas entre los 3.800 y 6.350 m s.n.m., encontrados sobre las sucesiones neógenas deformadas (García *et al.*, 2011).

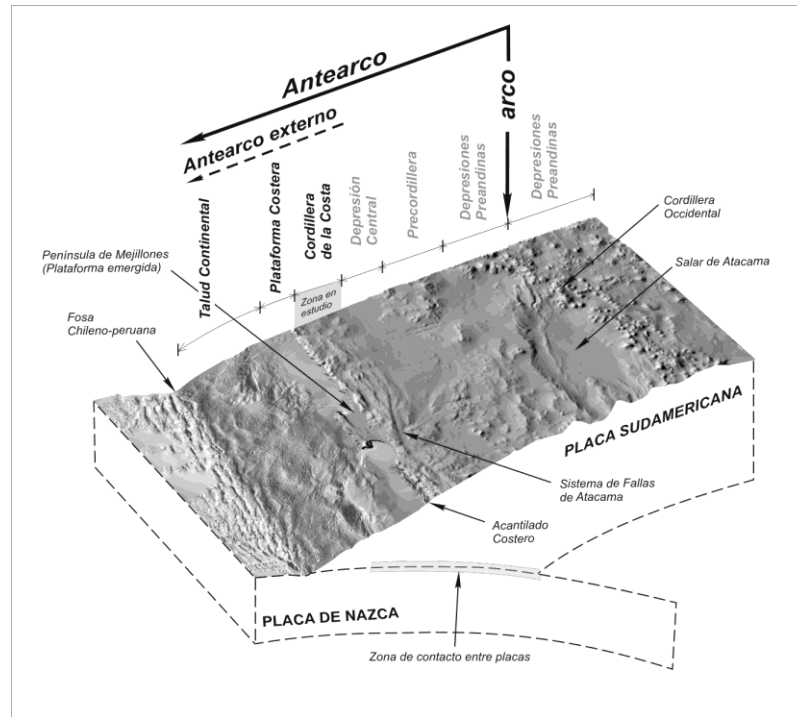


Figura 5.- Diagrama esquemático de los dominios morfo-estructurales en el antearco externo del norte de Chile. Mosaico de relieve sombreado con batimetría (Von Huene y Ranero, 2003) y topografía (SRTM90m) correspondiente a la región de Antofagasta (Modificado de Carrizo *et al.*, 2008).

Durante los últimos 20 años, se han realizado importantes experiencias geofísicas para determinar, en primer orden, la arquitectura de la zona de acoplamiento y la placa superior (*i.e.* Gotze *et al.*, 1994; Wigger *et al.*, 1994; ANCORP Working Group, 1999; Oncken *et al.*, 2006, entre otros).

La Placa de Nazca, al subducir bajo la Placa Sudamericana, genera un complejo proceso de curvatura y recuperación (hasta el momento no bien entendido) cambiando su ángulo de inclinación, una vez traspasado el umbral de la zona de contacto. En términos generales, la inclinación de la placa de Nazca ha sido establecida en base de la localización de la sismicidad, asociada al proceso mismo de subducción y el contacto físico entre las placas. La Placa de Nazca bascula hacia el Este, generando un ángulo de envolvente general que varía entre $\sim 10^\circ$ y $\sim 20^\circ$ (Figura 6) (Contreras-Reyes *et al.*, 2012). Dicha geometría de la zona de acoplamiento ha sido relacionada con límites tectónicos bien definidos, fundamentados en estudios sísmicos marinos e

hipótesis propuestas sobre la base de la tectónica de superficie (ver antecedentes en Contreras-Reyes *et al.*, 2012).

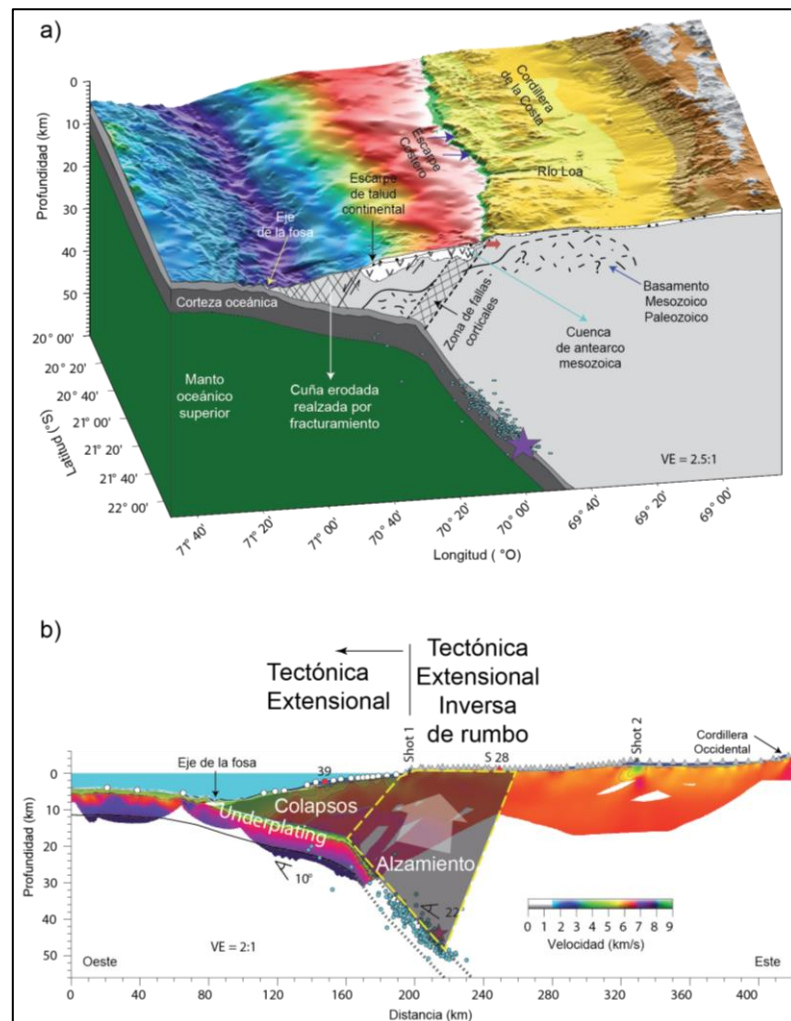


Figura 6.- Estructura del margen en la zona de estudio. a) Perfil tomográfico y un bloque diagrama sobre la estructura del margen y b) Zonación tectónica propuesta por Contreras-Reyes *et al.*, 2012; (Modificado de Contreras-Reyes *et al.*, 2012).

La placa superior (antearco externo) presenta, de esta forma, dos zonas principales: i) El Bloque Marino; y ii) El Bloque Costero (Contreras-Reyes *et al.*, 2012). El Bloque Marino se localiza entre la fosa y el Escarpe Costero, muestra evidencias de extensión y colapso hacia la fosa, asociada a fallas normales con bloques que descienden sistemáticamente hacia la fosa observados tanto en perfiles de reflexión como en la batimetría de alta resolución. El Bloque Costero, donde se contextualiza la presente memoria, expone una tectónica de alzamiento regional y local permitido por fallas de alto ángulo, evidenciadas por una cinemática dominante

extensional. A pesar de lo anterior, la magnitud de la extensión es evidentemente menor a la del Bloque Marino.

En esta arquitectura general, una estructura de primer orden, orogénica, con vergencia Este emerge como un límite tectónico relevante (a la escala de la subducción) vinculado a un sistema de fallas de tipo normal, con descenso del bloque oeste hacia la fosa (Armijo y Thiele, 1990; Contreras-Reyes *et al.*, 2012; Armijo *et al.*, 2015), cuya expresión en el paisaje está vinculada a escarpes kilométricos tanto en la batimetría como en la costa. Esta estructura sería la responsable de la génesis estructural del Acantilado Costero. Contreras-Reyes *et al.* (2012) vinculan dicha segmentación y la génesis mecánica del Sistema de Fallas Acantilado Costero con un cambio abrupto en la inclinación de la zona de acoplamiento (*slab*), observado sobre la base de tomografía sísmica anfibia y la relocalización del Terremoto de Tocopilla del año 2007, como lo sugieren Armijo y Thiele (1990).

2.2. Sismotectónica del margen: Sismicidad y el proceso activo de deformación

2.2.1. Terremotos históricos en el norte de Chile

La comunidad científica nacional e internacional reconoce a la costa oeste de América del Sur como uno de los bordes sísmicamente más activos del mundo, Chile abarca aproximadamente la mitad de esta región. Aunque actualmente está bien establecido que el contacto por subducción entre las Placas de Nazca y Sudamérica es la principal causa de esta actividad sísmica, existen otras fuentes sísmicas relacionadas con el proceso de subducción, que se ubican tanto a lo largo de la placa oceánica subductada, como en la placa superior continental. De esta forma, las principales fuentes sísmicas en Chile corresponden a terremotos interplaca, intraplaca profunda e intraplaca superficial (Figura 7); y cada una de ellas presenta diferentes tasas de sismicidad, mecanismos focales, y sobre todo diferentes calidades de información histórica.

La contrastada interacción de una placa oceánica fría (más densa) bajo una continental menos densa, genera en las zonas de subducción una anomalía térmica fría en profundidad asociada a la que se ubica en la zona sismogénica interplaca, cuyo límite inferior (más profundo) se encuentra entre los 40 y 60 km de profundidad (Lallemand, 1999). El acoplamiento de placas o

zona interplaca genera en superficie deformaciones elásticas y permanentes que pueden alcanzar extensiones de centenares de kilómetros (Ruff y Kanamori, 1983; Comte y Suárez, 1995). De modo que la proyección de la zona acoplada está ubicada entre la fosa y la zona costera. Un ejemplo de este tipo de terremotos corresponde al ocurrido el 1° de Abril de 2014 ($M_w=8.2$).

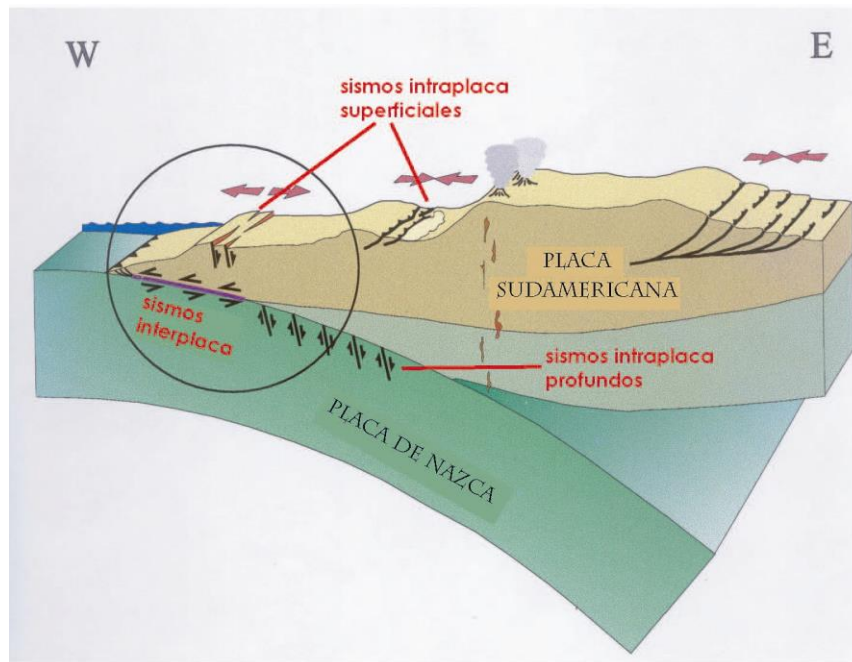


Figura 7.- Esquema que presenta los distintos tipos de fuentes sísmicas. El círculo representa el área de estudio estableciendo la relación entre la zona acoplada interplaca y los sistemas de fallas superficiales en las zonas costeras.

Los sismos intraplaca de profundidad intermedia son los equivalentes al sismo de 1950 ocurrido bajo la ciudad de Calama; otro ejemplo de un sismo intraplaca de profundidad intermedia es el ocurrido el 13 de Junio de 2005 ($M_w=7.8$) en la región de Tarapacá, también conocido como el sismo de Huara, debido al daño que causó allí. Su profundidad varía entre 90 y 115 km (Delouis y Legrand, 2007) y el mecanismo focal es de tipo tensional, donde uno de los planos de falla posible está en concordancia con la distribución de sus réplicas, siendo éste sub-horizontal.

Por otro lado, los sismos intraplaca superficiales son aquellos que podrían asociarse a los sistemas de fallas presentes en este estudio, un ejemplo de este tipo de sismo corresponde al terremoto de Aroma, 2001 $M_w=6.2$ que estuvo vinculado al cambio de esfuerzos regionales provocados por el terremoto del Sur del Perú en 2001, $M_w=8.4$. La interacción de la zona acoplada y la activación de fallas superficiales no se limita al norte de Chile y el ejemplo más

reciente de la activación de un sistema de fallas costeros asociados a un gran terremoto corresponde al sismo del 11 de Marzo de 2010 en Pichilemu, $M_w \sim 7.0$ asociado al terremoto interplaca de 2010, $M_w=8.8$.

Aunque no existe un archivo histórico tan completo como el del sur del Perú o el de Chile Central, es posible identificar una serie de terremotos históricos a lo largo del contacto interplaca que indican el alto grado de acoplamiento sísmico que existe en esta zona (Ruff y Kanamori, 1983; Cahill y Isacks, 1992; Delouis *et al*, 1997). El sismo más reciente que afectó el área de estudio corresponde al ocurrido, durante el desarrollo de esta memoria, el 1° de Abril de 2014, $M_w=8.2$; este sismo ocurre en la parte central de la brecha sísmica del norte de Chile, definida por el último gran terremoto que afectó la zona y el mejor documentado de los terremotos históricos, ocurrido en 1877 (Figura 8).

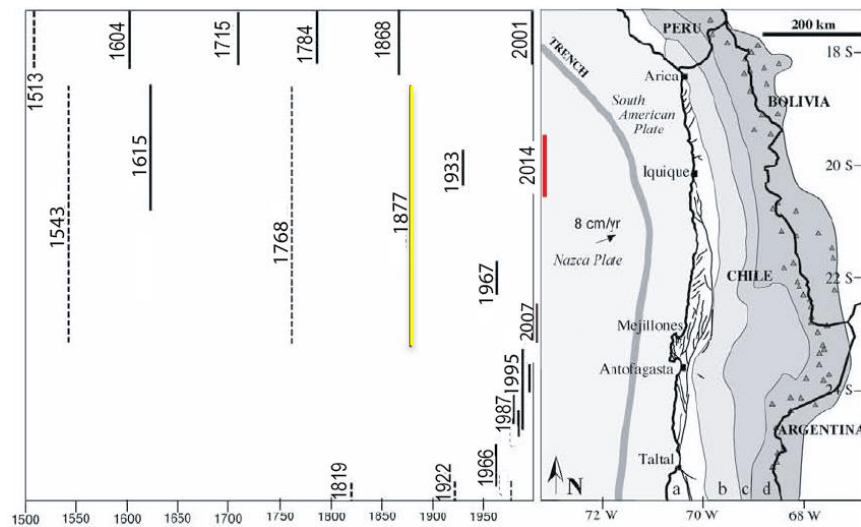


Figura 8.- Largos de ruptura de terremotos históricos interplaca en la zona de estudio, adaptado de Marquardt, (2005). Se destaca en rojo el terremoto de Pisagua, 2014 $M_w=8.2$.

La variedad de los largos de ruptura de los grandes terremotos en el sur del Perú y en el norte de Chile, presentada en la Figura 8, da cuenta de la complejidad asociada a los periodos de retorno de grandes terremotos y en particular a una concepción más actualizada del ciclo sísmico. El ciclo sísmico es un concepto acuñado inicialmente a comienzos del siglo pasado, cuando se intentó establecer cierta periodicidad de los grandes terremotos, pero a medida que ha aumentado la base de datos a nivel mundial se ha logrado comprender que, si bien es cierto que conceptualmente existe un ciclo de carga y descarga de energía acumulada, el período de

recurrencia utilizado originalmente no corresponde a lo definido teóricamente. Esto debido a que la secuencia de grandes terremotos en el tiempo, los que generalmente son pocos para una zona en particular, no son equivalentes ni en magnitud, ni el largo de ruptura y los períodos de recurrencia estimados tienen una dispersión muy grande, no sólo por la escasez evidente de datos históricos, sino que también porque el fenómeno es mucho más complejo.

2.2.2. Principales características del terremoto de Pisagua, 2014 Mw=8.2

Durante 20 años, desde que se tienen registro confiables con la red mundial (1973-1993), la brecha sísmica del norte de Chile tuvo sólo un sismo relevante ocurrido en 1987, Mw=7.2. Este sismo fue localizado en la parte más profunda del contacto interplaca. Durante los 10 años posteriores (1994-2003) sólo al sur del extremo sur de la brecha sísmica del norte de Chile ocurrió el terremoto de Antofagasta, 1995 Mw=8.0, el que junto a la ocurrencia del terremoto de Arequipa en el sur del Perú en el año 2001 Mw=8.4, aumentaron las probabilidades de ocurrencia del gran terremoto esperado en el norte de Chile. En los 10 años siguientes (2004-2013), el terremoto de Tocopilla, 2007 Mw=7.7 activó el extremo sur de la brecha sísmica y durante el año 2009 hubo dos sismos de magnitudes Mw=6.1 y Mw=6.5, ubicados ambos costa afuera de Pisagua.

En Marzo, 2014 la sismicidad costa afuera de Pisagua aumentó dramáticamente comenzando el 16 de Marzo con un sismos de magnitud Mw=6.5 y otro el 17 de Marzo Mw=6.5; el segundo período de aumento de sismicidad ocurrió el 22 y 23 de Marzo, 2014 con sismos de magnitudes Mw=6.2 y Mw=6.3, respectivamente, y con un aumento importante de sismicidad de magnitudes menores a Mw=6.0.

Luego, el 1° de Abril, 2014 ocurre el terremoto de Pisagua Mw=8.2, activando la porción norte de la brecha sísmica asociada al terremoto de 1877 (Figura 8); este terremoto tuvo una réplica de magnitud Mw=6.9 ese mismo día, tres réplicas importantes el día siguiente: dos de magnitudes Mw=6.9 e incluyendo la mayor observada hasta ahora de magnitud Mw=7.6; las dos réplicas importantes siguiente ocurrieron el 4 de Abril (Mw=6.3) y el 11 de Abril (Mw=6.2). Desde entonces a la fecha no se han observado réplicas importantes en el área de ruptura del terremoto de Pisagua, 2014.

Estudios recientes concuerdan que el terremoto de Pisagua, 2014 activó la parte central de la llamada brecha sísmica del norte de Chile (Figura 9), que corresponde al último segmento mayor

del borde activo de América del Sur que no se rompió durante el siglo pasado (Comte *et al.*, 2014, Schurr *et al.*, 2014, Ruiz *et al.*, 2014).

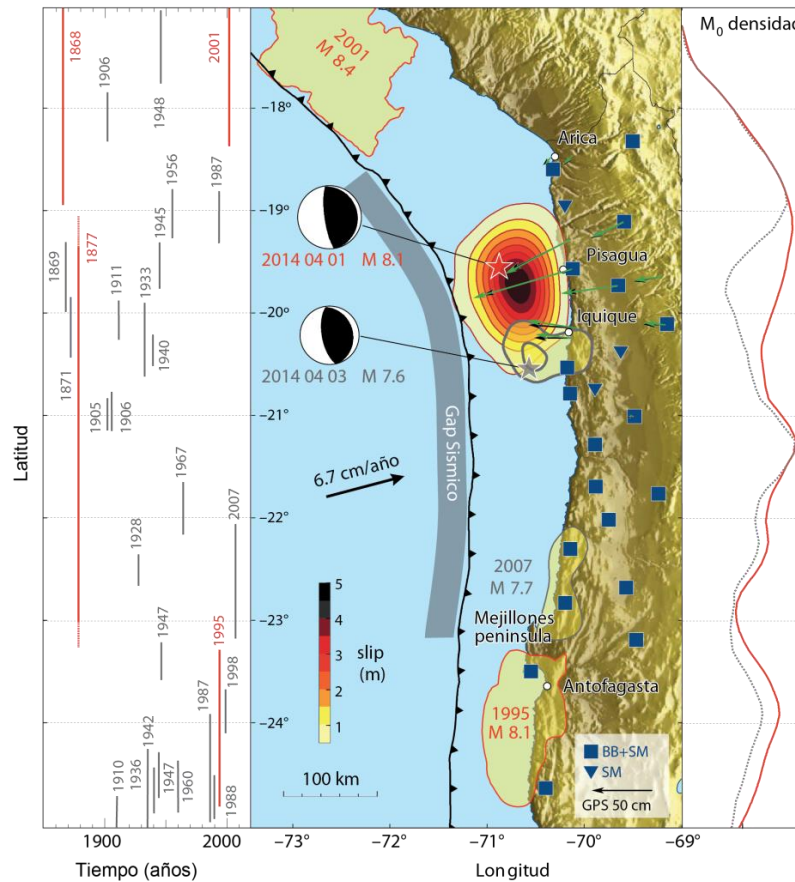


Figura 9.- Terremotos históricos y registrados instrumentalmente en el norte de Chile y sur del Perú. Instrumentos IPOC utilizados se muestran en azul (BB: broadband, SM: strong motion). A la izquierda se indican los largos de ruptura vs tiempo; al centro se muestra la distribución de deslizamiento asociada al terremoto de Pisagua (2014) y su réplica más importante; a la derecha el déficit de momento sísmico por km a lo largo de la costa, el momento total acumulado desde 1877 se indica en rojo y el momento remanente habiéndole restado todos los sismos magnitud $M_w > 7$ en línea punteada (Modificado de Schurr *et al.*, 2014)

Schurr *et al.* (2014) realizaron análisis cinemáticos del terremoto de Pisagua, 2014. Determinando que durante los primeros 30-45 segundos la ruptura se propagó desde la zona más profunda, a lo largo del contacto interplaca, aumentando su velocidad de ruptura hasta alcanzar la proyección de la línea de costa. Al término de la ruptura, el área cerca del epicentro fue reactivada. A pesar de lo relativamente complicado del proceso de ruptura, el desplazamiento acumulado muestra un patrón simple con un deslizamiento cosísmico máximo de 4.4 m.

La réplica más importante hasta ahora corresponde a la del 3 de Abril de 2014 ($M_w=7.6$), la que al igual que el sismo principal, inicia su ruptura desde abajo y luego la ruptura se propaga hacia el noreste alcanzando un máximo desplazamiento de 1.2 m después de 20 segundos. Ambos sismos involucraron un área del orden de 200 km a lo largo del margen. El área de ruptura del terremoto de Pisagua corresponde a una zona de acoplamiento intermedio de acuerdo a análisis geodésicos, separada de otras zonas completamente acopladas en la brecha sísmica del norte de Chile (Figura 10). El sismo principal se nucleó en el borde noroeste de la zona acoplada y la ruptura se propagó desde allí hacia la zona central. La sismicidad que precedió al terremoto de Pisagua, 2014 también se concentró en la zona de acoplamiento intermedio bordeando la zona de mayor acoplamiento a lo largo de tres nucleaciones de precursores.

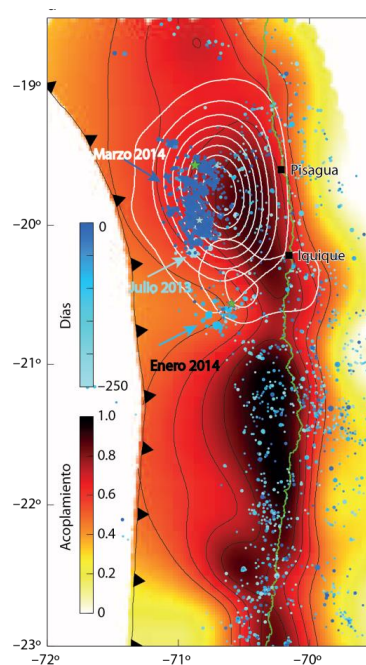


Figura 10.- Mapa de acoplamiento intersísmico geodésico y precursores. Se indican las nucleaciones de los precursores de Julio-Agosto 2013, Enero y Marzo 2014.

La zona más profunda de la ruptura del sismo principal y de su única réplica más importante ($M_w=7.6$) concuerdan con la zona más profunda del contacto interplaca. La propagación acelerada de la ruptura hacia las zonas de mayor acoplamiento, indica que el terremoto de Pisagua (2014) afectó únicamente a un pequeño segmento de la brecha sísmica del norte de Chile, liberando sólo una parte del déficit de deslizamiento acumulado desde 1877.

Comparando la historia de deformación previa con la asociada a los precursores y la secuencia del terremoto de 2014, Schurr *et al.* (2014) determinan que el área asociada muestra un alto gradiente de acoplamiento, desde muy débil en la parte superior a muy acoplado en la parte inferior, a lo largo del contacto sismogénico interplaca.

Los precursores y los enjambres sísmicos ocurren preferencialmente en regiones de baja acumulación de deformación intersísmica, que tiende a delimitar zonas acopladas en el contacto interplaca. El terremoto de Tocopilla, 2007 ($M_w=7.7$) y sus réplicas, y el terremoto de Pisagua ($M_w=8.2$) con sus precursores podrían ser interpretados como zonas de baja deformación intersísmica, rodeando una zona altamente acoplada de unos 250 km de longitud ubicada en la zona central de la brecha sísmica del norte de Chile, que tiene un déficit acumulado de deslizamiento de 8-9 m desde 1877, asociado a un terremoto de magnitud máxima $M_w\sim 8.9$ para el caso menos probable que toda la brecha sísmica falle en un único evento.

A pesar de lo anterior, la reducción del déficit de deslizamiento del orden de un 50%, en el área del terremoto de Pisagua, disminuye la probabilidad de que un futuro terremoto libere el déficit actual en un único sismo. Sin embargo, al ser la reducción del déficit de deslizamiento sólo parcial, el potencial sísmico del norte de Chile permanece siendo alto.

2.2.3. Modelo de velocidades de ondas de cuerpo

Comte *et al.* (2014) obtuvieron una tomografía sísmica que entregó un modelo 3D de velocidades de las ondas P y S (razón V_p/V_s) utilizando los datos procedentes de varios experimentos sismológicos realizados en el norte de Chile durante los últimos 25 años y, además, se utilizaron los datos de las redes IPOC-CSN, y las redes sísmicas pre- y post-terremoto ONEMI-CSN-UChile. Cabe destacar que en este modelo la razón V_p/V_s es inversamente proporcional al módulo de rigidez μ , correspondiendo así los valores de alta rigidez a bajos V_p/V_s ; y valores de baja rigidez a altos V_p/V_s . Comte *et al.*, (2014) determinaron, también, la localización hipocentral de todos los sismos registrados.

A continuación se presentan dos secciones, una orientada $N70^\circ E$ (Figura 11 a), con un ancho de ± 25 km con origen en la fosa; y otra orientada perpendicular a la traza de la falla (Figura 11 b) de Pisagua ($N160^\circ E$) de ancho ± 15 km. Ambas incluyen la distribución en profundidad de la sismicidad, donde los círculos azules corresponden a la sismicidad base, los círculos amarillos

corresponden al experimento Pisagua 2013 (FONDECYT 1130071), y los rojos a las réplicas del terremoto de Pisagua, 2014.

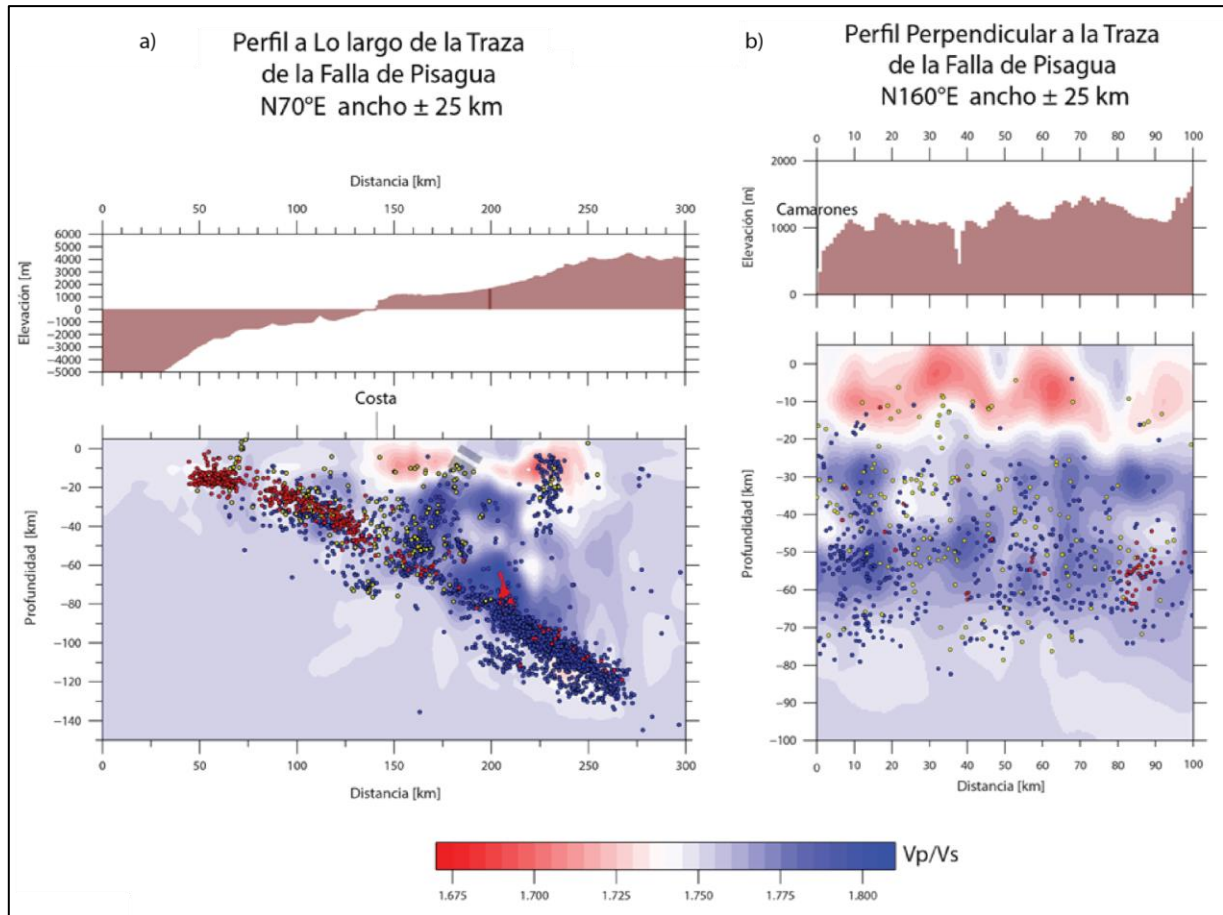


Figura 11.- Perfiles trazados en la falla Pisagua y proyectado el modelo de velocidades de ondas de cuerpo a través de la razón V_p/V_s (Comte *et al.*, 2014). a) Perfil a lo largo de la traza de la falla Pisagua, b) Perfil perpendicular a la traza Pisagua.

3. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO ENTORNO A PISAGUA

En este capítulo se desarrolla un análisis morfotectónico de la zona en estudio, identificando y caracterizando los rasgos neotectónicos principales con el objeto de describir cualitativa y cuantitativamente la deformación activa en esta porción de la Cordillera de la Costa.

3.1. Descripción general y conceptos teóricos

En el área de estudio, la Cordillera de la Costa se encuentra delimitada al Oeste por el Acanalado Costero, formando un escalón morfológico de 1.000 m en promedio (Paskoff 1979); mientras que hacia el Este, la Cordillera disminuye en altitud ligeramente hasta configurar un margen erosivo con la depresión Central. El relieve expone dos morfologías características principales, a escala regional (Figura 12): i) Un relieve de tipo maduro, configurado por sierras aisladas rodeadas por extensas pediplanicies, las que forman un relieve en general suavizado sin el desarrollo importante de incisiones verticales. ii) El rejuvenecimiento del paisaje, producto de la superposición de la deformación al relieve maduro, evidenciado diversos escarpes tectónicos de diferente naturaleza y edad relativa (Carrizo *et al*, 2008; Quezada *et al.*, 2010).



Figura 12.- Mapa de la región de estudio, donde se observan los dos órdenes de morfologías principales: el relieve suavizado, las sierras aisladas (gris) y los escarpes principales (líneas negras). Realizado sobre la base de *Google Earth*.

Para describir de forma adecuada las morfologías principales de la zona de estudio, es necesario realizar la introducción de ciertos conceptos teóricos, los cuales son explicados a continuación.

3.1.2. Piedemonte, Pedimento y Pediplano

Piedemonte se denomina a un área de diversa morfología que cubre desde el pie de las sierras (*upland*), dominadas por la erosión de sedimentos, hasta la parte baja de cuencas (*downland*), dominadas por el transporte y depósito de sedimentos. Los piedemontes pueden ser, por lo tanto, sometidos a procesos de erosión, transporte o dominado por depósitos. Estos dominios pueden variar tanto espacial como temporalmente, generando una compleja variedad de formas de relieve de piedemonte, incluyendo, entre otros, abanicos aluviales y pedimentos (Goudie, 2004)

Los pedimentos corresponden a relieves desarrollados en piedemontes. Este término ha sido diversamente descrito por numerosos autores; Burbank y Anderson (2011), definen pedimento como superficies erosivas de bajo relieve labradas sobre un sustrato rocoso. Cooke (1970), indica que los pedimentos están compuestos por superficies erosionadas a través de sustrato rocoso y material aluvial, están usualmente en discordancia con las estructuras, tienen perfiles longitudinales cóncavos hacia arriba o rectilíneos, con pendientes máximas de 11°, y están discontinuamente cubiertas por detritos. Complementando lo anterior, el consenso de la comunidad de geomorfólogos indica que los pedimentos son el resultado del retroceso de la pendiente, estableciendo un origen diacrónico para la formación de la superficie (Goudie, 2004).

Por otro lado, Ritter *et al.* (2002) en lugar de adoptar una definición, prefieren resumir las características universalmente reconocidas de los pedimentos:

1. Los pedimentos son superficies erosivas que limitan y cambian la inclinación de un frente de montaña o escarpe.
2. Su origen es completamente erosivo y normalmente se forman en una dirección que diverge de la tendencia de las estructuras regionales.
3. Las superficies usualmente, pero no necesariamente, cortan las mismas rocas que componen la montaña.

4. Generalmente son más amplios y continuos en áreas con estabilidad tectónica vertical (e.g. Dohrenwend, 1994).

5. Pueden tener una delgada cobertura de sedimento que presuntamente representa la carga que está en tránsito. Frente al cuestionamiento que radica en cuánto material aluvial debe ser tolerado antes de que un pedimento sea considerado un abanico aluvial, Cooke (1970) restringe los pedimentos a la parte de la superficie erosionada que no es continuamente cubierta por material aluvial.

6. Se encuentran principalmente en regiones áridas, aunque muchos autores no restringen el proceso de pedimentación al clima. Información recogida en terreno en el Desierto Mojave (California, USA) sugiere que algunos pedimentos pueden ser relictos que se formaron bajo un clima más húmedo característico del Terciario (Ritter *et al.*, 2002).

Por último, un pediplano consiste en una superficie regional extensa de bajo relieve formada por la coalescencia de numerosos pedimentos (Goudie, 2004), generado posterior al proceso de agradación, como se puede observar en la Figura 13.

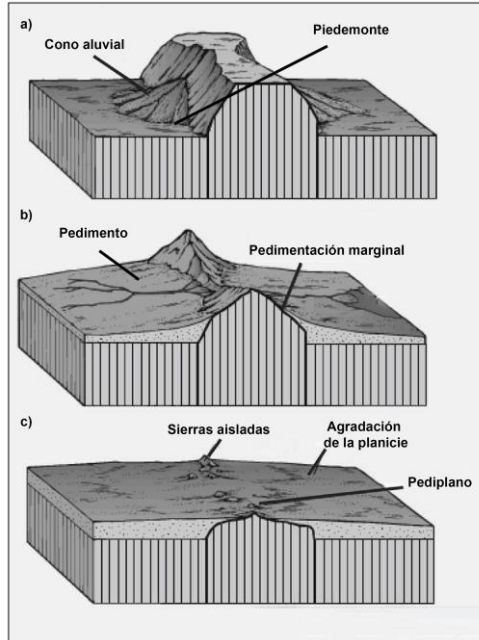


Figura 13.- Diagrama de bloque esquematizando el proceso de pedimentación. Ejemplificando los términos piedemonte, pedimento y pediplano (Modificado de Servicio Nacional de Geología y Minería, 2008)

3.1.1. Escarpes de Falla

Las morfologías generadas por las fallas son indicadores sensibles del estilo y el tiempo de la actividad tectónica. Un escarpe puede ser generado por distintos tipos de fallas (normal, inversa, de rumbo y/o compuesta) y su definición varía entre diversos autores, siendo así una morfología conspicua que debe ser cuidadosamente reconocida en terreno. Stewart y Hancock (1990), definen un escarpe de falla como un rasgo morfológico tectónico concordante, o aproximadamente concordante, con un plano de falla que ha dislocado la superficie del suelo.

La morfología inicial de un escarpe de falla está fuertemente influenciada por el estilo de deformación cerca de la superficie. Los primeros estudios en escarpes de falla se realizaron en fallas normales con escarpes simples de piedemonte (Figura 14 a, Gilbert, 1928). Sin embargo, esta morfología simple se puede ir complicando, ya sea por la descomposición de una falla en varias, produciendo escarpes múltiples (Figura 14 b) o por la repetición de desplazamientos a lo largo de una misma falla, lo que forma escarpes compuestos (Figura 14 c) (Stewart y Hancock, 1990).

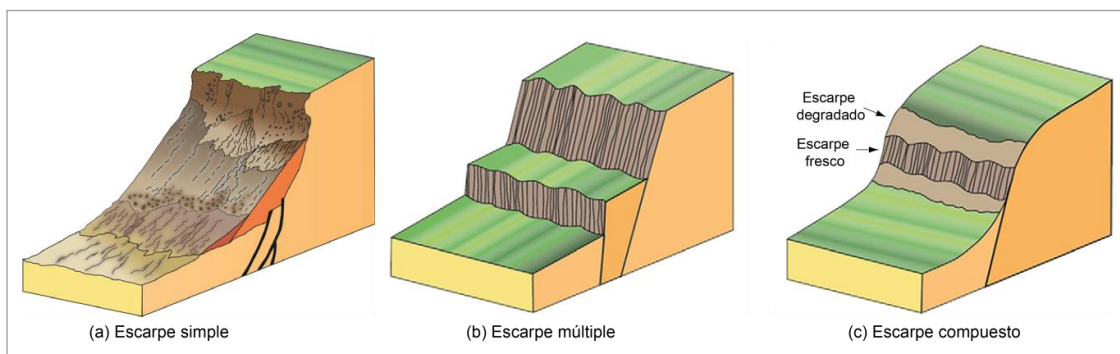


Figura 14.- Clasificación morfológica de los escarpes de falla. Esta clasificación se realiza sobre la base de la morfología del perfil de los escarpes, de manera independiente de la geometría y cinemática de las fallas (Modificado de Wallace, 1977; Stewart y Hancock, 1990).

Wallace (1977) define las distintas componentes morfológicas de un escarpe de falla, utilizando conceptos explicados anteriormente por Wood (1942), Young (1972) y Cooke y Warren (1973). Se generó así un modelo explicativo de los escarpes de falla (Figura 15), en base a escarpes de falla normal jóvenes en la provincia de *Basin & Range* de USA; en este modelo las superficies originales superior e inferior corresponden a los segmentos de la superficie inicial que ha sido desplazada por la falla. El pie o base del escarpe y la cresta son, respectivamente, los

extremos inferior y superior del escarpe de falla; *free face* es la superficie expuesta resultante del fallamiento o como consecuencia del fracturamiento gravitacional; *debris slope* indica la pendiente de detritos acumulados bajo el *free face*; y, por último, *wash slope* hace referencia a cualquier parte del escarpe controlada por erosión fluvial o depositación. Este modelo corresponde a la fase inicial de un escarpe de falla, no obstante una vez generado, inmediatamente comienza a cambiar su morfología debido a procesos de erosión, produciéndose un retroceso del escarpe y el enterramiento del *free face* en sus detritos debido a la degradación del sustrato; el tiempo del transcurso de este proceso dependerá de la litología de sus componentes y la tasa de erosión del sector donde se encuentra.

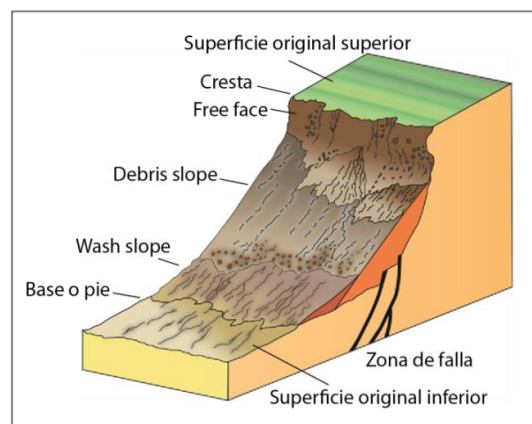


Figura 15.- Nomenclatura morfológica utilizada por Wallace (1977) para describir las partes de un escarpe de falla normal. Modificado de Wallace (1977).

Los escarpes de fallas inversas son más complejos que los escarpes producidos por los demás tipos de fallas. Phillip *et al.* (1992) describieron 7 tipos de escarpes de fallas inversas (Figura 16), de acuerdo a su morfología, basándose en rupturas de superficie históricas. El control en la morfología de los escarpes incluye la cantidad de desplazamiento, la dirección del desplazamiento, la geometría de las fallas, las propiedades de los materiales superficiales y la topografía (Phillip *et al.*, 1992).

Fallas inversas de manteo muy pronunciado (45°) en roca caja producen escarpes simples de falla inversa (Figura 16 a); por otro lado fallas de alto ángulo en material frágil no consolidado terminan en escarpes de colapso de la placa cabalgante (Figura 16 b), lo que ocurre cuando el material sobresaliente del escarpe colapsa, usualmente durante movimientos sísmicos. Con bajos ángulos de manteo, el fallamiento inverso produce crestas de presión (Figura 16 c-f), el tipo de cresta de presión depende de la reología del material superficial y de la magnitud del

deslizamiento; un aumento en la componente oblicua de deslizamiento resulta en una cresta de presión en escalón (*échelon*) (Figura 16 g) o fisuras de tensión oblicua en los frentes de la cresta de presión (Figura 16 d) (McCalpin, 1996).

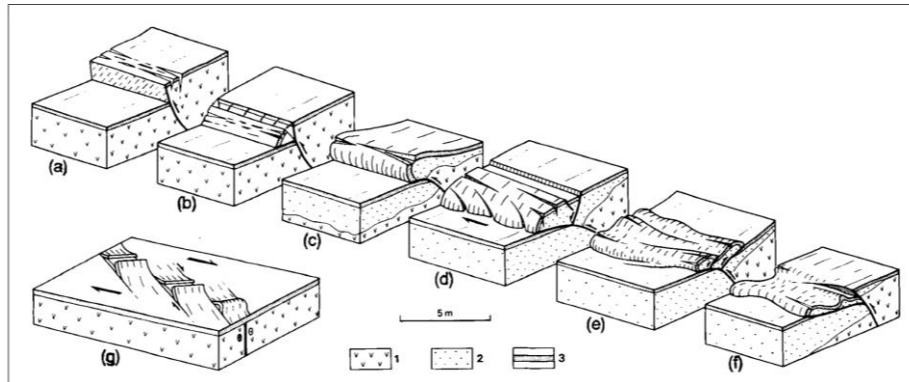


Figura 16.- Representación de distintos tipos de escarpes de falla inversa. Descritos por Phillip *et al.* (1992), a lo largo de la falla de Spitak en el norte de Armenia. a) Escarpe inverso simple, b) escarpe de colapso de placa cabalgante, c) cresta de presión simple, d) cresta de presión dextral, e) cresta de presión de back thrust, f) cresta de presión de bajo ángulo, g) crestas de presión en *échelon*. 1-roca caja, 2-sedimentos cuaternarios blandos, 3-turba.

Particularmente, en la zona de estudio se presenta un escenario muy favorable para la preservación de las morfologías, dado que se encuentra en el Norte de Chile, dentro del desierto más árido del mundo, con una tasa de erosión extremadamente baja ($<0,02$ mm/año, Riquelme *et al.*, 2008).

3.2. Pedimentos deformados, la identificación de pediplanos y su edad relativa

De acuerdo a los conceptos previamente definidos, en el área de estudio se reconocieron distintos pedimentos (Figura 17) que han sido dislocados por los escarpes principales y que son incididos por los escasos drenajes presentes en la zona. Dichos pedimentos formarían en conjunto el Pediplano de Atacama (Mortimer y Saric, 1972, 1976; Coudurier *et al.*, 2014; Armijo *et al.*, 2015). El Pediplano de Atacama corresponde a una señal morfológica relativamente continua en la Cordillera de la Costa, por lo que su reconocimiento y clasificación temporal es de gran ayuda para la base de la determinación de edad relativa de las estructuras presentes en la zona.

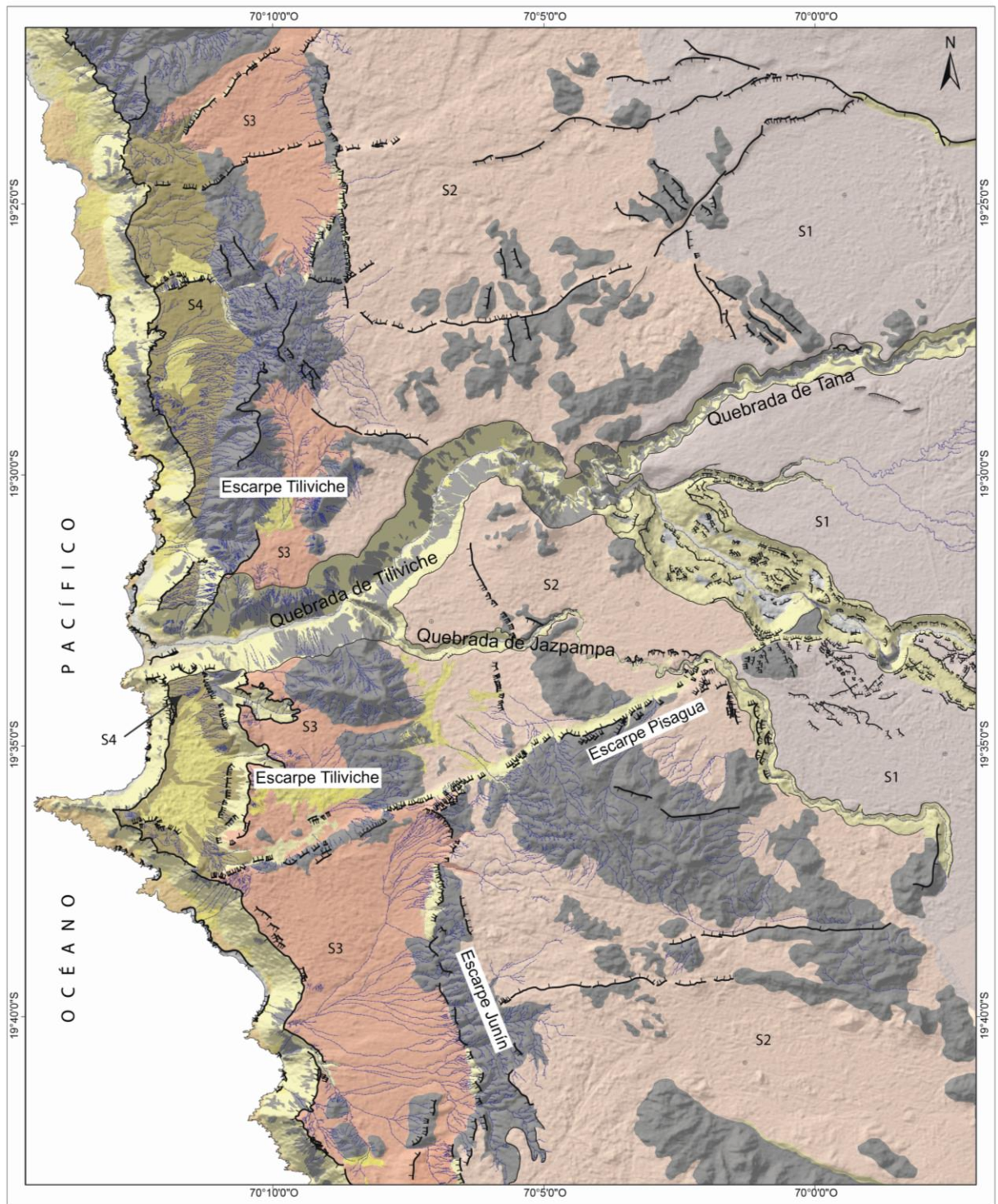


Figura 17.- Mapa de la zona de estudio, indicando las distintas superficies (S1, S2, S3 y S4), basamento (en gris), el drenaje (azul) y los escarpes principales (negro), con los nombres de los escarpes mayores (descritos más adelante). Para observar con más detalles ver mapa Anexo.

De acuerdo a las características reunidas por Ritter *et al.* (2002) y los rasgos morfológicos principales, son clasificados y descritos a continuación los diferentes pedimentos identificados en la zona de estudio.

Pedimento 1 (S1)

S1 está formado por extensas superficies sub-horizontales, que son parte de la Depresión Central, con alturas que varían entre los 1.000 y 1.200 m s.n.m., ascendiendo en altura hacia el Este. En particular es posible reconocer dicha superficie en el extremo Este del área en estudio, incluyendo zonas colgadas entre estructuras y/o incisiones mayores.

Esta superficie es correlacionable con los depósitos más recientes de la Formación El Diablo (Mioceno Inferior alto- Mioceno Superior bajo) (Tobar *et al.*, 1968, Pinto *et al.*, 2004; García y Fuentes, 2012); la cual corresponde a una sucesión sedimentaria continental predominantemente clástica, de origen fluvial, aluvial y lacustre, con dos Miembros presentes; el Miembro Inferior compuesto por areniscas, limolitas, calizas y *cherts*, de origen fluviales, aluviales y lacustres, y el Miembro Superior que consiste en depósitos fluviales con clastos andesíticos, dominante en la zona en estudio.

Los depósitos más recientes de la Fm. El Diablo corresponderían a la parte superior del relleno de la cuenca de la Depresión Central, siendo parte de la superficie de erosión del Pediplano de Atacama, y se les asocia una edad de aproximadamente 8-10 Ma (Naranjo y Paskoff, 1985; von Rotz *et al.*, 2005; Schlunegger *et al.*, 2010). Esta edad ha sido acotada por la datación de clastos de andesita (los clastos más jóvenes de 11.9 Ma) dentro de unos pocos metros en la parte superior de la unidad (García, 2002; García y Héral, 2005) y por la edad del flujo de lava de Tana, de K-Ar 8-9 Ma, que sobreyace a la superficie El Diablo (Mortimer *et al.*, 1974; Pinto *et al.*, 2004); sin embargo, no existen datos que acoten directamente esta superficie.

Este pedimento no presenta el desarrollo de drenajes, salvo las quebradas mayores (Tiliviche, Tana y Jazpampa), ni depósitos recientes (abanicos, coluvios, etc.), como se puede observar en la Figura 17 y con mayor detalle en el Mapa anexo. S1 se observa bastante continua, sin la presencia de escarpes importantes. La continuidad y homogeneidad de esta superficie la establecen como la más antigua de la zona (Figura 17).

Pedimento 2 (S2)

S2 corresponde a una envolvente sub-horizontal, localizada en el eje central de la Cordillera de la Costa, variando su altura entre los 900 y 1.200 m s.n.m. aproximadamente. Dicha superficie se caracteriza por presentar escasas incisiones, las cuales tienen profundidades someras, muy suavizadas, con taludes redondeados. La preservación de esta superficie está vinculada al movimiento relacionado con los escarpes Tiliviche, Pisagua y Junin (Figura 17, ver descripción más adelante), localizándose en la parte superior de los bloques alzados (*top surface*). Los antecedentes cronológicos indican que este pedimento tiene rasgos de actividad (erosión-sedimentación) posterior a S1, evidenciado principalmente por la presencia de abanicos aluviales inactivos. Correlaciones geomorfológicas y estratigráficas permiten asignar a esta superficie los depósitos nominados como Gravas de Alto Hospicio (Oligoceno Superior-Plioceno) (Marquardt *et al.*, 2008), las que corresponden a depósitos formados por arenas, gravas y brechas sedimentarias, de grano fino a grueso, y limos semi-consolidados, con intercalaciones de tobas y localmente capas salinas, relleno de depresiones irregulares y aisladas.

Hoek *et al.* (2007) realizaron una datación en circones, a través del método de U-Pb, en ceniza volcánica intercalada en una terraza fluvial dentro de la parte superior de la Quebrada de Tiliviche, la cual arrojó una edad aproximada de 6,4 Ma (ver Mapa anexo). Aceptando la hipótesis de que el alzamiento del margen costero sería contemporáneo al inicio de la incisión de las quebradas principales (Hoek *et al.*, 2007; Courdurier *et al.*, 2014); la edad obtenida por Hoek *et al.* (2007) puede ser utilizada para determinar una edad máxima del comienzo de la incisión de la Quebrada de Tiliviche. Obteniendo así una edad mínima para S2 de 6,4 Ma.

Por otro lado, en esta superficie fue documentada también una datación con el nuclido cosmogénico estable ^{21}Ne , de la amalgama de clastos de cuarzo, arrojando una edad promedio para la superficie de 25 Ma (Dunai *et al.*, 2005, ver Mapa anexo), lo cual expone una edad relativa máxima miocena.

Pedimento 3 (S3)

S3 se localiza en el margen Oeste de la zona en estudio, levemente inclinada hacia el Sur, vinculada a los bloques deprimidos por el escarpe Junín y bloques superiores del segmento norte del escarpe Tiliviche (Figura 17), siendo separados de S2 por escarpes y sierras elongadas aproximadamente N-S; de este modo, el pedimento S3 correspondería a un rejuvenecimiento de

S2. Su altura varía entre los 700 y 900 m s.n.m. aproximadamente y se encuentra parcialmente colgada por el escarpe tectono-erosivo del Acanilado Costero (hacia el sector sur del área de estudio). Este pedimento se caracteriza por contener abanicos aluviales cuyas cabeceras provienen de la erosión de los escarpes mayores, los cuales se encuentran actualmente inactivos. Sólo en las zonas cercanas a los taludes de los escarpes se observan pequeños abanicos aluviales asociados a procesos de erosión efímeros en un contexto de endorreísmo virtual. Estos pedimentos son correlacionables con las superficies más antiguas del margen occidental de la Cordillera de la Costa, cuya edad es asignada al Plioceno.

Pedimento 4 (S4)

S4 corresponde a los pedimentos más occidentales de la zona de estudio, con una inclinación de aproximadamente 4°-5° hacia la fosa. Su altura promedio es de 800 m s.n.m. y sus superficies se caracterizan por estar controladas al Este por el escarpe de la Falla Tiliviche y colgadas hacia el Oeste por el Acanilado Costero. Esta superficie está formada principalmente por el desarrollo de abanicos aluviales activos que generan patrones telescópicos de crecimiento, y en algunos casos se observan depósitos distales endorreicos tipo *playa lakes*. Dunai *et al.* (2005) realizaron una datación a través de nuclidos de Ne cosmogénico, obteniendo una edad de aproximadamente 120 ka (ver Mapa anexo).

La correlación de esta superficie, junto con los antecedentes conocidos de la edad de los abanicos aluviales preservados en la costa, permite asignar una edad relativa máxima Plio-Pleistocena, representando la superficie más joven del relieve estudiado.

En términos generales se reconocieron tres superficies (S2, S3 y S4) que acotan la deformación en la zona en estudio, mostrando las siguientes características:

i) Las superficies localizadas al Este de la región en estudio son más antiguas, evidenciando un gradiente EO de la erosión.

ii) Los pedimentos delimitan la deformación de los escarpes con posterioridad al Mioceno y la deformación de S4, evidencia actividad durante el Pleistoceno.

iii) La preservación y diferencias entre las superficies deformadas indican que hubo suficiente tiempo, entre los procesos de deformación, para que la erosión-sedimentación rejuvenezca la superficie deprimida original y genere las superficies actuales más jóvenes.

La deformación de las superficies mencionadas se asocia a la construcción tectono-erosiva del Acantilado Costero y el alzamiento marginal de los Andes, mientras que su preservación estaría controlada por la acentuación de la aridez del Desierto de Atacama durante los últimos 10 Ma. Evidenciando así la evolución geomorfológica interna del Pediplano de Atacama, la cual es esquematizada en la Figura 18, sin embargo discutir su evolución va más allá del alcance de este trabajo.

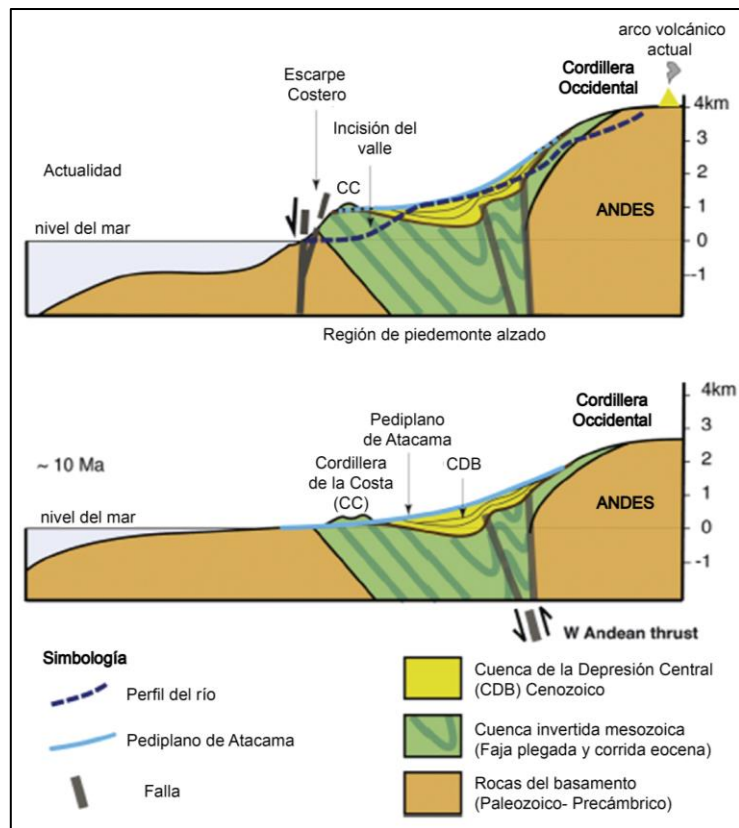


Figura 18.- Esquema morfo-tectónico de la evolución del margen oeste de los Andes Centrales durante los últimos 10 Ma. (parte superior) Se muestra la topografía actual, la geología y el Pediplano de Atacama (abajo) Propuesta de reconstrucción topográfica hace 10 Ma. Notar que el Pediplano de Atacama representa una superficie continua (en equilibrio) que conecta el frente cordillerano y el nivel del mar (Coudurier *et al.*, 2014).

3.3. Desarrollo de las grandes incisiones y la red de drenaje en la Cordillera de la Costa

La zona de estudio se encuentra inmersa en la transición de un sistema de drenaje exorreico hacia uno endorreico (Mortimer, 1980; Coudurier *et al.*, 2015) (Figura 19). Al norte de la región de Pisagua (18°-19°30'S), las quebradas configuran profundos cañones que varían entre 600-

1.000 m de profundidad, conectando la costa con el frente cordillerano y exponiendo sus áreas de captura en la Cordillera Occidental. En tanto, al sur de Pisagua, los drenajes son endorreicos, a excepción del río Loa, teniendo la zona de descarga en la Depresión Central (Figura 19). Estas características de primer orden, exponen además una singularidad relevante en la Cordillera de la Costa; asociadas a estas incisiones, no se observa el desarrollo de drenajes de segundo o tercer orden en equilibrio con el *thalweg* de dichos cañones. La perturbación en el paisaje de la Cordillera de la Costa, asociado a estos cañones, es extremadamente incipiente. Esto evidencia la fuerte influencia del Desierto de Atacama en el desarrollo de la erosión real (Coudurier *et al.*, 2014).

Dos órdenes de escala se observan con respecto al desarrollo del drenaje: i) Grandes quebradas cuyo nivel de base es el nivel medio del mar, representados por las quebradas de Tiliviche, Tana y Jazpampa; ii) Redes de drenajes locales vinculadas a la erosión de escarpes, capturas menores de ejes de escurrimiento poco profundos y la incisión de abanicos aluviales (Figura 19 y Figura 20).

Durante mucho tiempo ha sido considerado que el alzamiento de la región costera en el norte de Chile sería mucho más antigua que las incisiones de $\sim < 10$ Ma de las quebradas mayores (Mortimer y Saric, 1975; Farías *et al.*, 2005; García *et al.*, 2011), sugiriendo que la superficie superior de la DC se habría encontrado “represada” por el relieve preexistente de la CC y se mantuvo por mucho tiempo como un nivel base elevado, no conectado al mar (Mortimer y Saric, 1976; García *et al.*, 2011). Las incisiones de las quebradas y la eventual conexión del drenaje con el océano habría sido recientemente gatillada por un aumento de la escorrentía asociada con pulsos hipotéticos semi-áridos interrumpiendo el régimen híper-árido predominante (Mortimer and Saric, 1975; Farías *et al.*, 2005; García *et al.*, 2011), siendo así el alzamiento costero kilométrico mucho más antiguo que los procesos de incisión. Sin embargo, no existen evidencias geológicas convincentes para este complejo escenario y la noción de un antiguo alzamiento ($\sim \geq 25$ Ma) sin correlación con la incisión pareciera ser controversial (Kober *et al.*, 2006; Schildgen *et al.*, 2007; Schlunegger *et al.*, 2006, 2010; Hoke *et al.*, 2007; Jordan *et al.*, 2010; Kirk-Lawlor *et al.*, 2013).

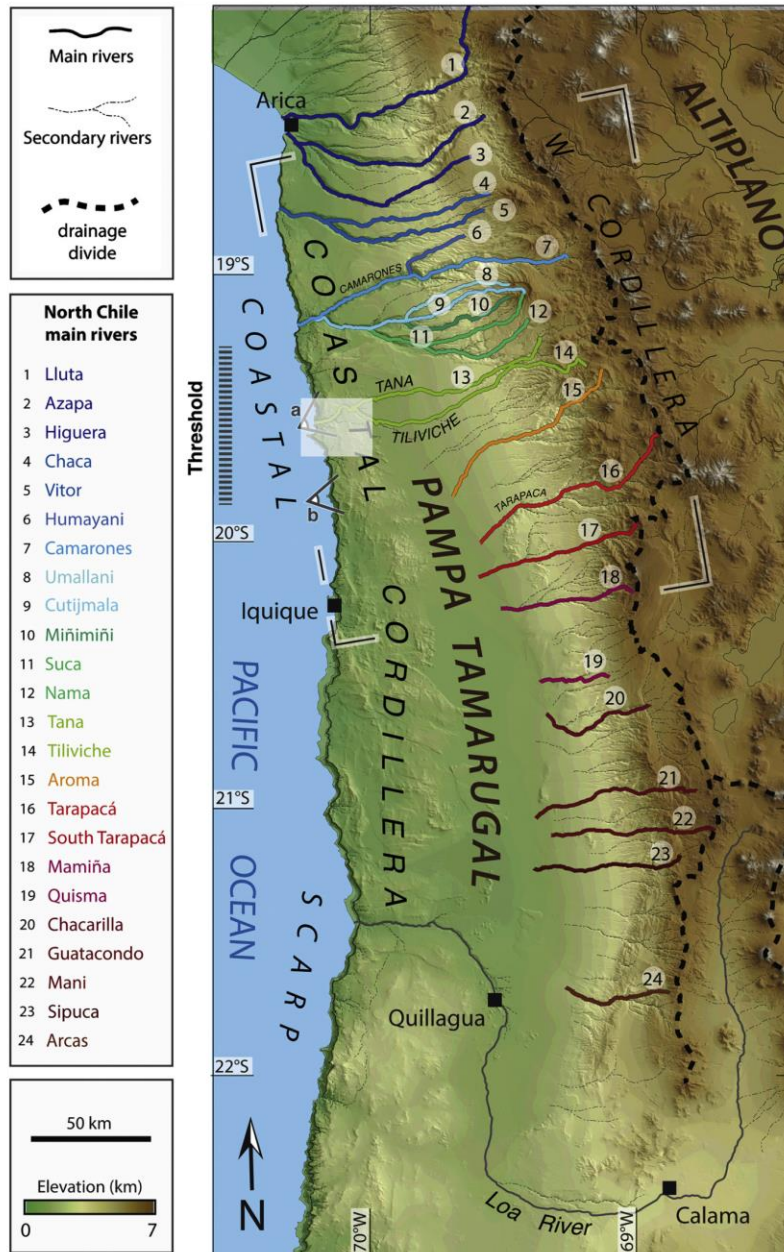


Figura 19.- DEM SRTM del norte de Chile, sur de Perú y parte occidental de Bolivia. Son identificados los drenajes importantes (cañones) que disectan el relieve. Notar que la zona en estudio (rectángulo en blanco) se localiza en la zona de transición entre los sistemas exorreico y endorreico. (Modificado de Coudurier *et al.*, 2014).

Courdurier *et al.* (2014) han propuesto una hipótesis más simple, considerando el contexto de hiperaridez relativamente estable desde hace 15 ~Ma, y probando la idea de que la parte plana occidental del Pediplano de Atacama se encontraba inicialmente formando el piedemonte Andino con nivel base en el océano (Figura 18) y que la elevación general de este piedemonte, en

relación con el océano, desencadenó el retroceso de cabecera de las quebradas desde hace $\sim < 10$ Ma (García y Hérail, 2005; Schildgen *et al.*, 2007; Schlunegger *et al.*, 2006, 2010; Kirk-Lawlor *et al.*, 2013). De este modo el inicio de las incisiones de las quebradas mayores habría tenido lugar coetáneamente con el alzamiento de la región costera en el norte de Chile.

El desarrollo de las grandes quebradas, estarían vinculadas a un gradiente NS de precipitaciones asociado al Monzón moderno, instaurado desde los últimos 10 Ma en la región, que transporta masas de humedad desde el Atlántico; en coexistencia con el proceso alzamiento regional del bloque costero (Coudurier *et al.*, 2014). Mientras que la zonación E-O de los patrones de drenajes menores estaría condicionada principalmente a la acción local de la neblina costera, denominada “camanchaca”, cuya inversión térmica a los 1.000 m s.n.m. no permite su paso hacia el continente.

En la zona en estudio, las redes de drenaje están, en general, pobremente desarrolladas y muestran una evidente zonación en la dirección E-O (Figura 19). Dentro del sector se encuentran más desarrolladas y activas hacia el Acanalado Costero, mientras que hacia el flanco oriental de la Cordillera de la Costa están escasamente desarrolladas, con incisiones poco profundas e inactivas. Esto ha sido explicado por ausencia de una superficie de agua capaz de transportar los materiales resultantes de la erosión mecánica, por lo que la topografía de la Cordillera de la Costa simplemente queda enterrada en sus propios detritos (Allmendinger *et al.*, 2005), esto debido a la hiperaridez del clima en el norte de Chile. Esta condición, a la vez, permite una extraordinaria preservación de las morfologías, frentes de montaña y escarpes.

El desarrollo interno del drenaje, en el área en estudio, expone una notoria asociación con: i) Escarpes; ii) Relieves positivos maduros (cerros islas y cordones discontinuos) (Figura 20).

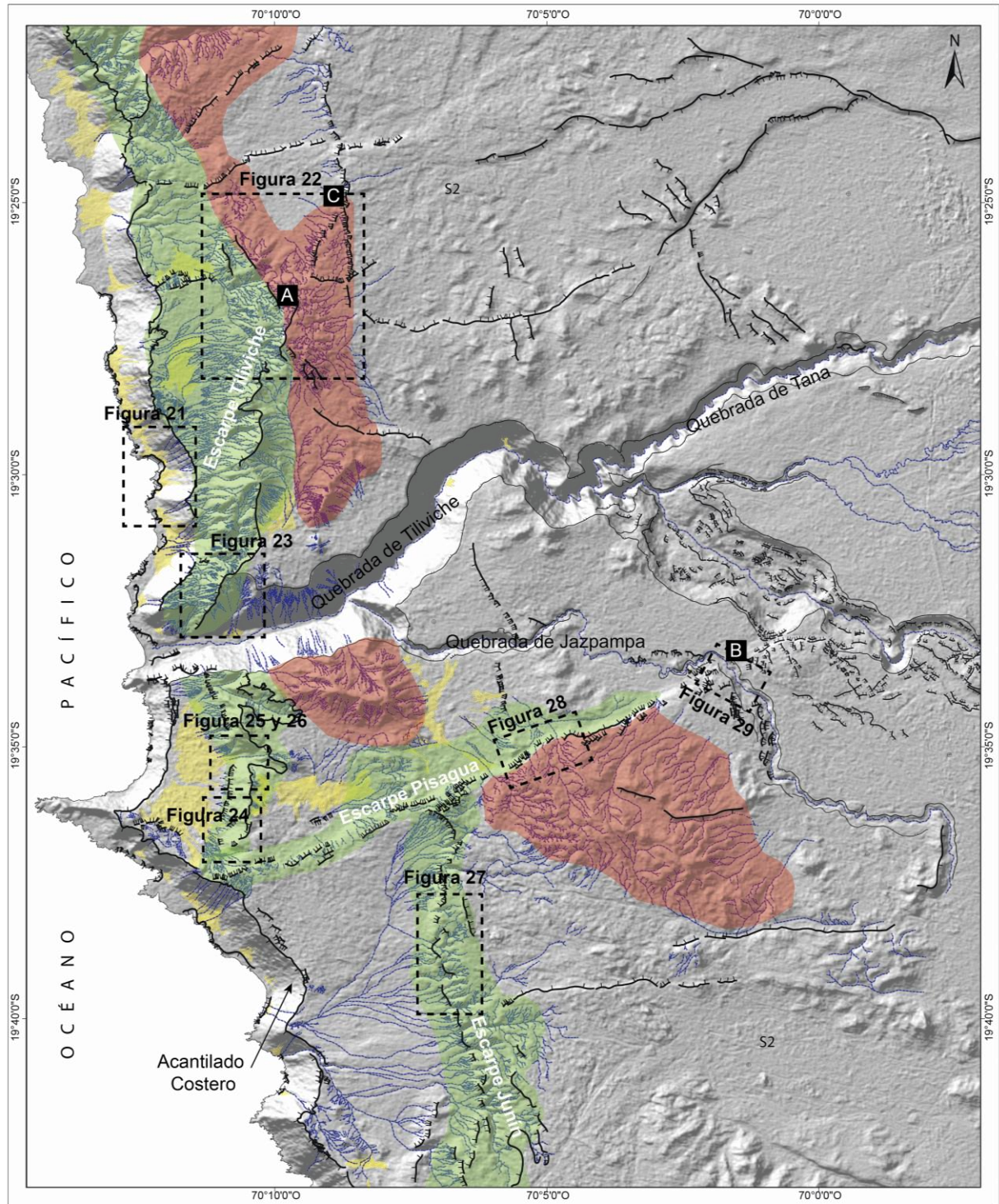


Figura 20.- Mapa de la zona de estudio señalando en azul los drenajes y destacando las quebradas principales. Escarpes marcados en líneas negras, abanicos y coluvios en amarillo. Las zonas en verde indican los drenajes vinculados con escarpes de falla. Las zonas en rojo corresponden a drenajes vinculados a las sierras y cerros isla de la Cordillera de la Costa.

3.4. Escarpes principales, identificación y descripción

Dentro del área de estudio existe una serie de escalones responsables del rejuvenecimiento del paisaje, estos corresponden a escarpes. Existen escarpes que se pueden trazar de forma mayormente continua y otros que se encuentran más segmentados, así como también hay escarpes que estarían asociados a eventos tectónicos y otros netamente erosivos. Los escarpes mayores identificados en la zona de estudio están principalmente evidenciados de acuerdo al alineamiento de abundantes drenajes, cortos y subparalelos en franjas bien definidas en conjunto con el desarrollo de abanicos aluviales (ver Figura 20 y Mapa anexo).

Los escarpes mayores en la zona de estudio se describen a continuación.

Acantilado Costero

Se observa un escarpe con un largo imponente, continuo y aproximadamente subparalelo a la fosa, el cual se encuentra en el margen occidental de la zona (Figura 20, ver Mapa anexo), generando un escalón importante de entre 400 y 800 m s.n.m. De acuerdo a lo analizado en terreno, las imágenes satelitales y la bibliografía recolectada se determinó que este escarpe correspondería a la estructura de primer orden que se extiende a lo largo de la costa del norte de Chile (entre los 18° 29'S y 25° 26'S), denominada Acantilado Costero (Figura 21) (Mortimer y Saric, 1972; Mortimer *et al.*, 1974).

Estudios neotectónicos indican que el escarpe costero es un rasgo joven y activo formado a fines del Mioceno (últimos 3-6 Ma) (Armijo y Thiele, 1990; González *et al.*, 2003; Allmendinger y González, 2010). Existen diversas hipótesis sobre su origen, aunque debido a la gran escala y su geometría paralela a la fosa, es probable que esta estructura mayor debiera estar relacionada con la zona de acoplamiento entre la placa de Nazca y Sudamérica (Armijo y Thiele, 1990; Allmendinger *et al.*, 2009). Sin embargo, sigue siendo aún motivo de debate, debido principalmente a la falta de información marina.

Este gran acantilado correspondería a un escarpe de una gran falla normal con mateo hacia el oeste. Como ya se mencionó en el Capítulo 2.1., la hipótesis de la génesis del Acantilado Costero que se desarrolla en este trabajo, indica que estaría asociada a un gran sistema de fallas normales, paralelas a la fosa, con escarpes tectónicos en escalones y colapsos sistemáticos hacia el O, en consecuencia a un cambio abrupto en la inclinación de la zona de acoplamiento (*slab*) (Contreras

et al., 2012; Armijo et al., 2015). Luego ocurre un posterior retroceso debido a la actividad erosiva del mar (Paskoff, 1979; Armijo y Thiele, 1990), debido a la importante transgresión del Plioceno medio a superior, transformando finalmente estos escarpes de falla en un verdadero acantilado costero.



Figura 21.- Escarpe Acantilado Costero.

Se identifican también una serie de escarpes segmentados y alineados tanto en la orientación E-O como N-S. Dentro de esta configuración, se definen 3 trazas de escarpes principales, con largo y continuidad importante, identificados en este estudio como los escarpes Tiliviche, Junín (escarpes orientados ~NS), y el escarpe Pisagua (orientado ~EO) (Figura 17, ver Mapa anexo).

Escarpe Tiliviche

Este escarpe se encuentra en el margen occidental de la zona de estudio (ver Mapa anexo), con una orientación aproximada NS, que varía entre N20°E y N5°O hacia su extremo norte. Se determinan dos segmentos geométricos, cuyo límite no está bien definido, probablemente por efecto de refracción reológica (sitio A Figura 20, más detalle en Mapa anexo), con una continuidad de aproximadamente 23 km de longitud; y exhibe separaciones verticales que varían entre los 60 y 450 m.

En el sector norte el escarpe presenta un bajo desarrollo del talud de detritos (debris slope), el escarpe se muestra bien definido y su terminación se liga a otro segmento geométrico que correspondería a un mismo sistema tectónico (sector C Figura 20, Figura 22).

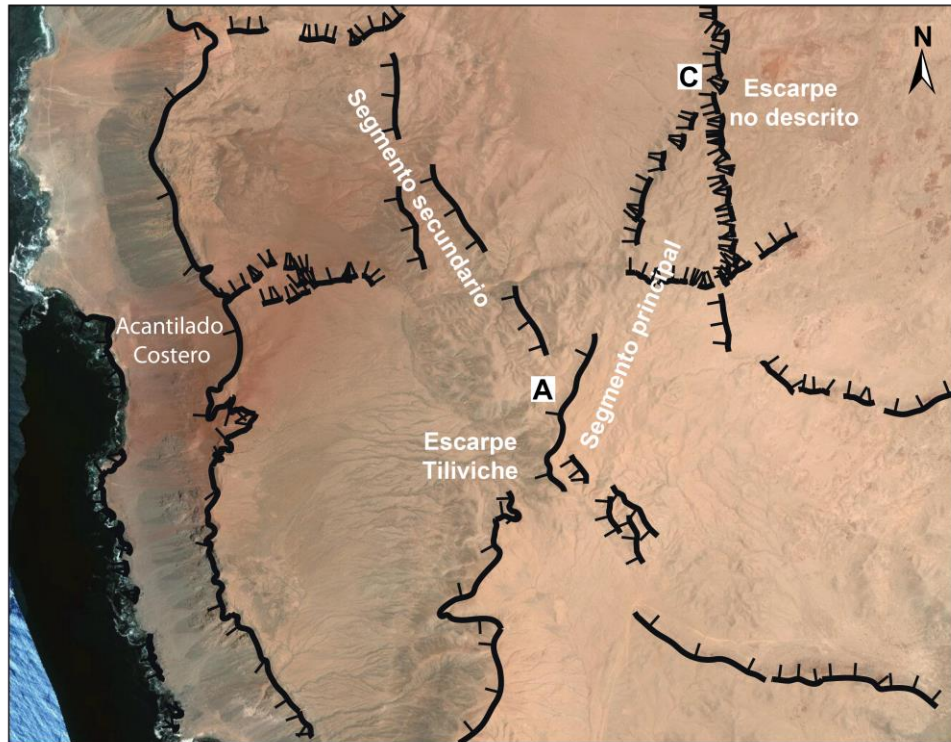


Figura 22.- Sector norte del Escarpe Tiliviche. Se observa el sitio A donde el escarpe se separa en dos segmentos, y el sitio C donde el escarpe Tiliviche se une a otro escarpe, que no ha sido descrito en este trabajo.

En el sector norte de la Quebrada de Tiliviche se puede observar con mayor claridad este escarpe, donde se reconocen partes del *free face*, que pone en contacto un bloque alzado de basamento mesozoico y un paquete sedimentario cenozoico inmediatamente al oeste, correspondiente al pedimento S4 (Figura 23).

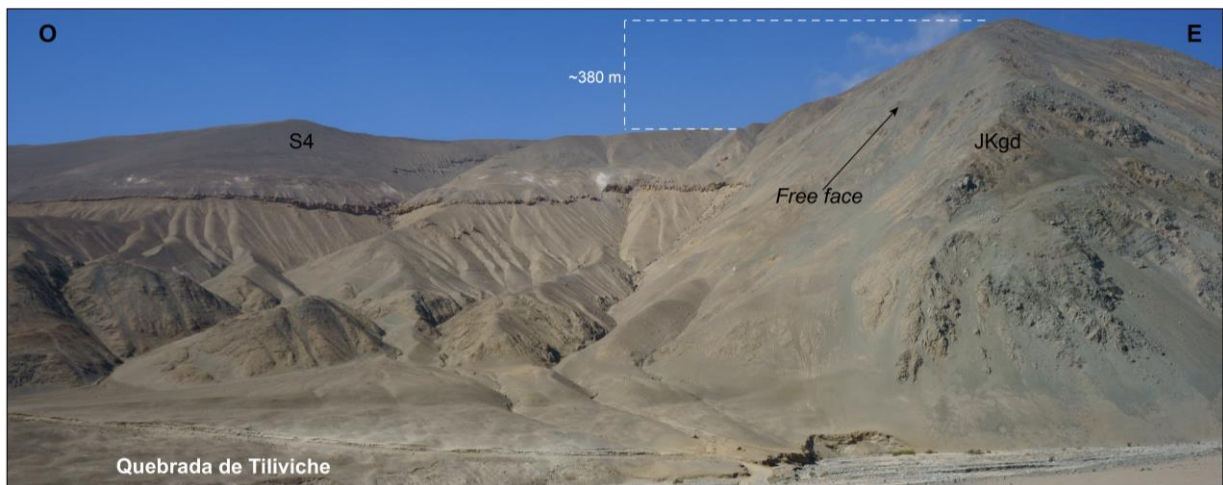


Figura 23.- Escarpe Tiliviche. Ladera norte Quebrada de Tiliviche. Se destaca el free face y el pedimento S4.

Por otro lado, hacia el sector sur de la Quebrada de Tiliviche, este escarpe tiene una morfología un tanto más compleja, formada por un escarpe principal (Figura 24) cuya cara mira hacia el Oeste, y en el piedemonte se observan escarpitas menores que tienen caras hacia el Este (Figura 25 y Figura 26). Aquí el escarpe Tiliviche se encuentra más continuo y con un mayor desarrollo del talud de detritos, sin dejar rastros del *free face* del escarpe (Figura 25).

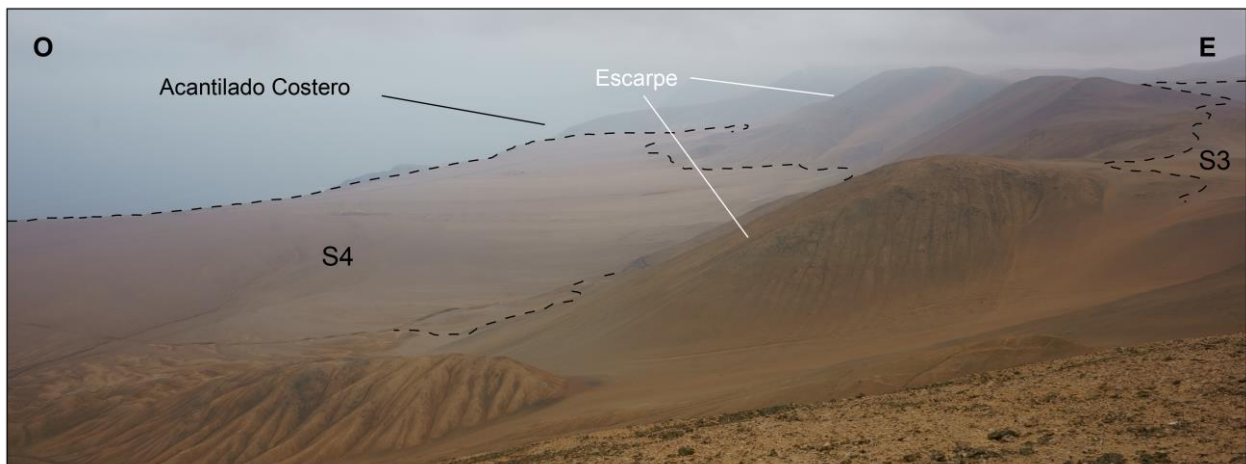


Figura 24.- Escarpe de la Falla Tiliviche, segmento sur, se observa el escarpe de primer orden y las superficies desplazadas.

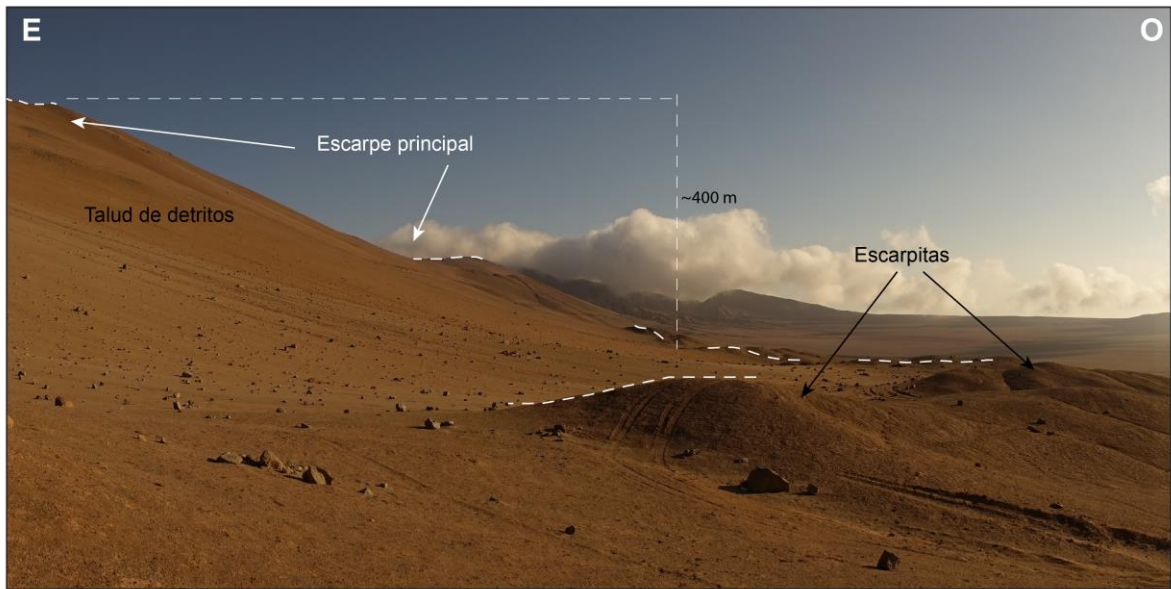


Figura 25.- Piedemonte del escarpe Tiliviche. Se identifican las escarpitas y el desarrollo del talud de detritos.

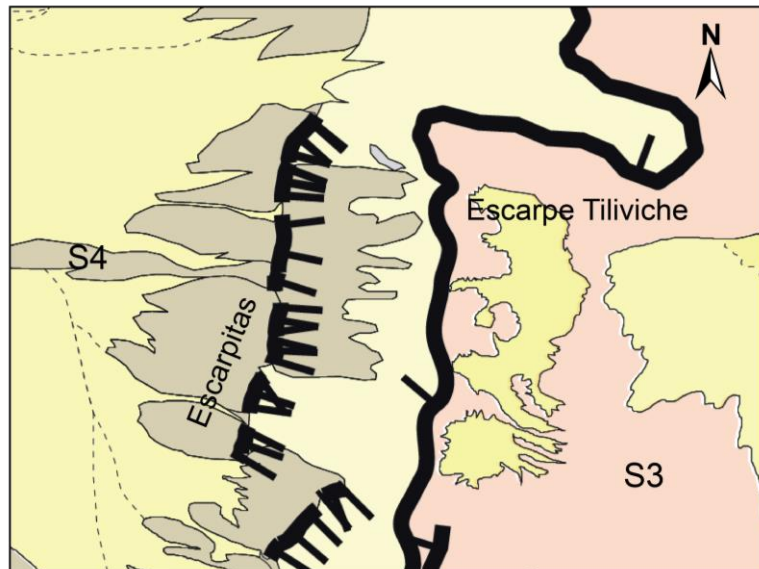


Figura 26.- Zoom del mapa Morfotectónico (Anexo) donde se observa la cartografía de las escarpitas en el piedemonte del escarpe Tiliviche.

De acuerdo a las morfologías observadas en este escarpe se ha determinado como un escarpe múltiple y compuesto, presentando la descomposición de la estructura responsable de este escarpe en distintos segmentos hacia el sector norte (Figura 20, Figura 22, ver Mapa anexo), como también evidenciando la ocurrencia de diferentes eventos causantes de esta morfología.

Escarpe Junín

En la porción sur de la zona de estudio se reconoce otro escarpe de orientación aprox. N-S, paralelo a la costa, que exhibe una geometría similar al escarpe Tiliviche, con su cara mirando hacia el Oeste; sin embargo, este escarpe se observa más erosionado y con un mayor retroceso en comparación al escarpe Tiliviche (Figura 20), en este trabajo este escarpe es llamado escarpe Junín (Figura 27). Este escarpe tiene un largo de ~22 km y muestra separaciones verticales máximas de 270-300 m.

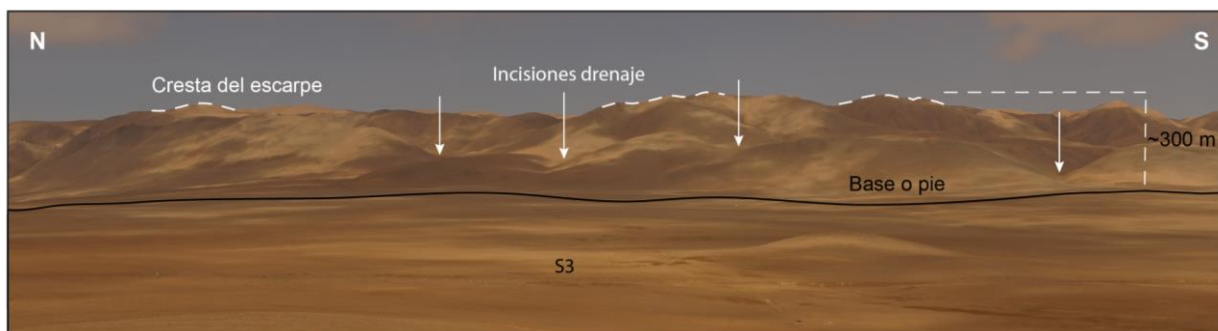


Figura 27.- Escarpe Junín, se observan crestas suavizadas y abundantes incisiones actualmente inactivas. Delimitando superficie al oeste (S3).

Este escarpe se encuentra dislocando la superficie, generando así un rejuvenecimiento del pedimento S2 resultando en el pedimento S3 ubicado hacia el oeste de este escarpe, en la zona deprimida. (Figura 27, ver Mapa anexo). Su morfología carece de *free face*, pudiéndose observar principalmente un talud de detritos en la parte superior y hacia su base un desarrollo mayor del *wash slope*, lo que se evidencia en la alta presencia de redes de drenajes, generando así un escarpe maduro con un intenso retroceso de cabecera y crestas muy suavizadas (Figura 20 y Figura 27, ver Mapa anexo). Debido a la alta degradación de este escarpe, no es posible realizar una correcta clasificación de él.

Escarpe Pisagua

En la zona de estudio se observan, también, un grupo de escarpes de orientación ~ENE-OSO, siendo su expresión principal el escarpe Pisagua. Este escarpe exhibe una morfología levemente suavizada y continua, con exposición de morfologías más frescas en algunos lugares particulares (Figura 28). La orientación de este escarpe es ~N67°E, con una longitud promedio de 25 km,

separaciones verticales que varían entre los 20 y 200 m aproximadamente, con su cara orientada hacia el Norte.



Figura 28.- Fotografía del escarpe de la falla Pisagua.

En el sector occidental del escarpe, se presenta continuo y representado por un escalón principal cuyo talud es dominado por detritos, asociado a su degradación, y con crestas bastantes redondeadas; sin embargo, en la zona donde se aprecia lo que podría ser el *free face* del escarpe (Figura 28), se identifican porciones inestables de cornisas y una relevante disminución del talud de detritos. Luego de esta zona (sitio B Figura 20, ver Mapa anexo), hacia el sector oriente del escarpe, su expresión está definida como un escarpe de flexura (*fold scarp*) (Figura 29) en rocas volcánicas estratificadas pertenecientes a la Formación Oficina Viz.



Figura 29.- Escarpe de flexura (*fold scarp*), observado hacia el extremo este del escarpe Pisagua, en la Quebrada de Jazpampa.

Múltiples escarpitas son reconocidas en el pie del escarpe principal (Figura 28, ver Mapa anexo), evidenciando propagaciones típicas de trazas menores de bajo ángulo, deformando los depósitos del pie del talud. La cresta del perfil del escarpe es redondeada y se caracteriza por presentar gran cantidad de grietas abiertas, orientadas principalmente de manera paralela al escarpe principal, y separaciones métricas, tal como lo han reportado otros autores. De acuerdo a su morfología y los distintos tipos de escarpes descritos por Wallace (1977) y Phillip *et al.* (1992) este escarpe podría ser considerado como un escarpe simple con crestas de presión. Este escarpe carece de grandes incisiones por acción del retroceso de cabecera lo que evidencia su actividad al menos post-glacial.

4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

Los procesos de deformación frágil en la actual zona del antearco externo tienen una historia desarrollada desde al menos el Cretácico Tardío (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999). Por lo tanto, la deformación neógena estaría fuertemente condicionada por geometrías heredadas y complejos procesos de reactivación y acomodos de la deformación (González y Carrizo, 2003; Carrizo *et al.*, 2008; Armijo *et al.*, 2015).

En la zona en estudio, de acuerdo a lo definido en torno a las morfologías identificadas y bibliografía recolectada, se ha determinado que afloran dos tipos de estructuras, i) Fallas normales de orientación meridiana, con descenso del bloque Oeste (las principales son definidas por los escarpes Junín y Tiliviche), y ii) Fallas E-O inversas con el ascenso del bloque Sur (falla principal definida por el escarpe Pisagua) (Figura 20, ver Mapa anexo).

Este tipo de fallas han sido reconocidas a lo largo de la porción norte de la Cordillera de la Costa por diversos autores (Armijo y Thiele, 1990; González *et al.*, 2003; Allmendinger *et al.*, 2005; Carrizo *et al.*, 2008; Allmendinger *et al.*, 2009). A continuación son descritas en detalle las características de las estructuras mayores en el presente estudio.

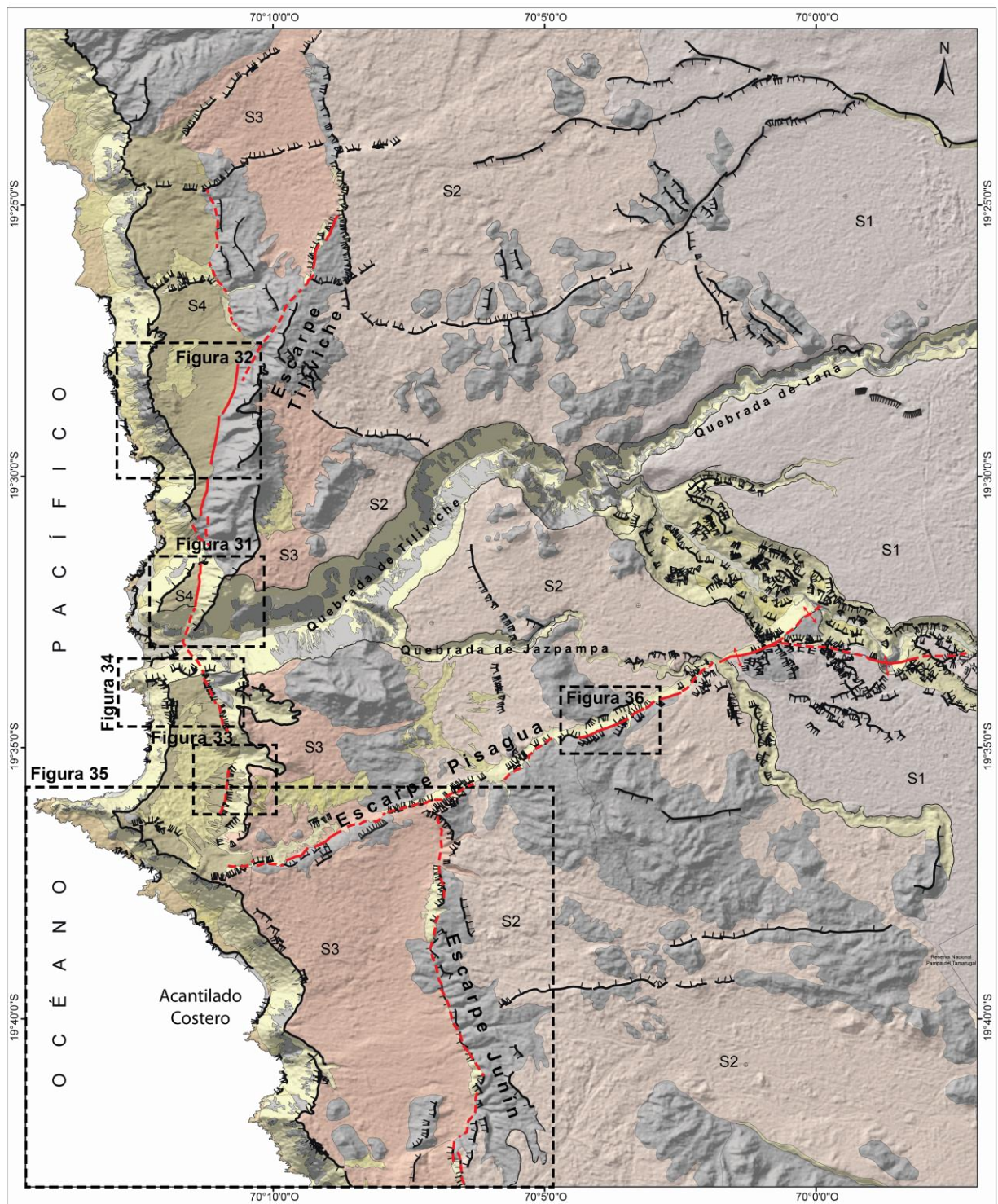


Figura 30.- Mapa de la zona de estudio, con los pedimentos identificados, basamento en gris, se distingue los escarpes en negro y la traza de las estructuras principales en rojo.

4.1. Estructuras de orientación N-S

El escarpe Tiliviche

Una de las estructuras más evidentes en la zona en estudio corresponde a la estructura evidenciada por el escarpe Tiliviche de orientación N-S, con variaciones rectilíneas de su escarpe que varía entre N20°E-N5°O, esta estructura será denominada en este trabajo como la Falla Tiliviche, la cual fue interpretada en base a los distintos análisis morfológicos.

Su expresión más clara se observa en el margen norte de la Quebrada Tiliviche, aquí se identifica el *free face* del escarpe, como ya se indicó en el capítulo anterior (Figura 23 y Figura 31). Esta estructura evidencia el movimiento relativo de los bloques, dejando a S4 en contacto con rocas mesozoicas, y en consecuencia generando la separación vertical de los pedimentos S3 y S4.

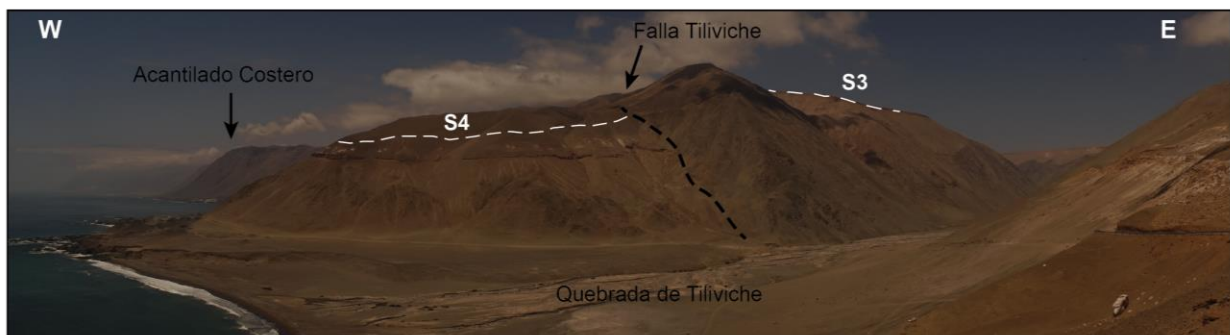


Figura 31.- Escarpe de la Falla Tiliviche. Se observa cuenca colgada y se indica la traza de la falla con línea segmentada negra.

Hacia la parte norte de este escarpe se pueden rasgos similares a facetas triangulares (Figura 32), a partir de estos rasgos es posible delinear de mejor manera la traza de la falla, utilizando como guía la base de las facetas (Burbank y Anderson, 2011), sin embargo no fue posible verificar estas estructuras en terreno, por lo que se presenta una vista de imágenes satelitales.



Figura 32.- Sector norte falla Tiliviche. Se observan facetas triangulares en el escarpe. Flechas en negro indican la traza de la falla. Imagen obtenida del *software* gratuito Google Earth.

Ya se ha establecido que hacia el sur de la quebrada, en tanto, el escarpe tiene una morfología más compleja, formada por un escarpe principal (Figura 24), cuya cara mira hacia el Oeste, y escarpitas menores que tienen caras hacia el Este (Figura 25). Esto configura la inversión tectónica del piedemonte, identificando el desarrollo de abundantes grietas erodadas localizadas en las crestas de los escarpes y en el piedemonte invertido, similares a estructuras tipo *moletracks* (Figura 33).

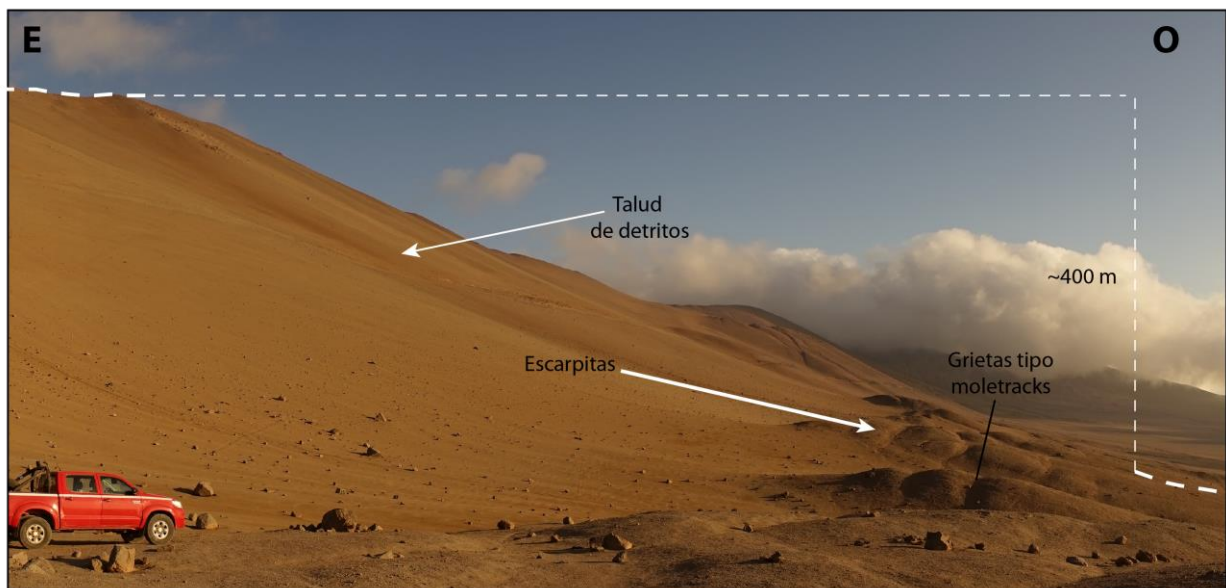


Figura 33.- Piedemonte del escarpe Tiliviche, evidenciando una inversión del relieve formando estructuras tipo *moletrack*.

La cinemática de esta falla es evidenciada principalmente por el desplazamiento de bloques hacia la fosa, la ocurrencia rasgos similares a facetas triangulares en el sector norte de la zona de estudio, además de la identificación de su curvatura esencialmente cóncava hacia el Oeste, asociándolo así a una falla de tipo normal. Por otra parte, el hecho que se observen escarpitas con caras de escarpes opuestas, evidencia una componente lateral de movimiento. Evidencias de drenajes deflectados, aunque no muy evidentes, insinúan desplazamientos de tipo dextral, por una traza ligeramente orientada hacia el Oeste. La magnitud de desplazamiento de rumbo es, en todos los casos, notoriamente menor que el desplazamiento vertical, por lo tanto sería subordinado al desplazamiento vertical asociado a un movimiento normal.

De acuerdo a la cara más fresca del escarpe Tiliviche y con respecto a la traza de la falla determinada en base a las facetas triangulares y delimitación del pedimento desplazado, se le puede asociar una pendiente mínima de 50° para la estructura principal. Los rechazos acumulados estimados varían entre 60 y 450 m. Considerando dichos valores y las dataciones de Hoke *et al.*, 2007 y Allmendinger *et al.*, 2005; es posible estimar una velocidad mínima para esta falla que varía entre 0,075 – 0,18 mm/año. El desarrollo de taludes de detritos y los rechazos locales en escarpes compuestos evidencian desplazamientos sísmicos para esta falla.

Numerosas estructuras secundarias como grietas abiertas subparalelas al escarpe y a la cresta del Acantilado Costero sugieren que esta falla podría ser parte del Sistema de Fallas del Acantilado Costero (Figura 34).



Figura 34.- Grietas cartografiadas en el pedimento S4, en el bloque inferior de la Falla Tiliviche. Se observa la ubicación de estas grietas, paralelas al escarpe Tiliviche y al Acantilado Costero, a la izquierda el zoom de las grietas.

Escarpe Junín

Hacia el sur de la zona de estudio se identifica otro escarpe NS, paralelo a la costa, que presenta una geometría similar al escarpe de la Falla Tiliviche, el cual ha sido denominado Escarpe Junín. Sin embargo, como ya se ha mencionado, este escarpe presenta un mayor grado de erosión y en consecuencia un mayor retroceso que el escarpe Tiliviche.

La traza rectilínea del escarpe erosionado tiene formas curvas subordinadas, con un largo de 22 km, de esta forma su geometría sutilmente sinusoidal evidencia un alto ángulo de la estructura que sería probablemente responsable de su génesis ($\sim 70^\circ$); además muestra separaciones verticales máximas de 270-300 m. Cabe destacar que dentro de la zona de estudio solo se puede observar un segmento del escarpe, pero este continúa su traza hacia más al Sur, el largo mencionado corresponde a la longitud total de este rasgo (Figura 35).

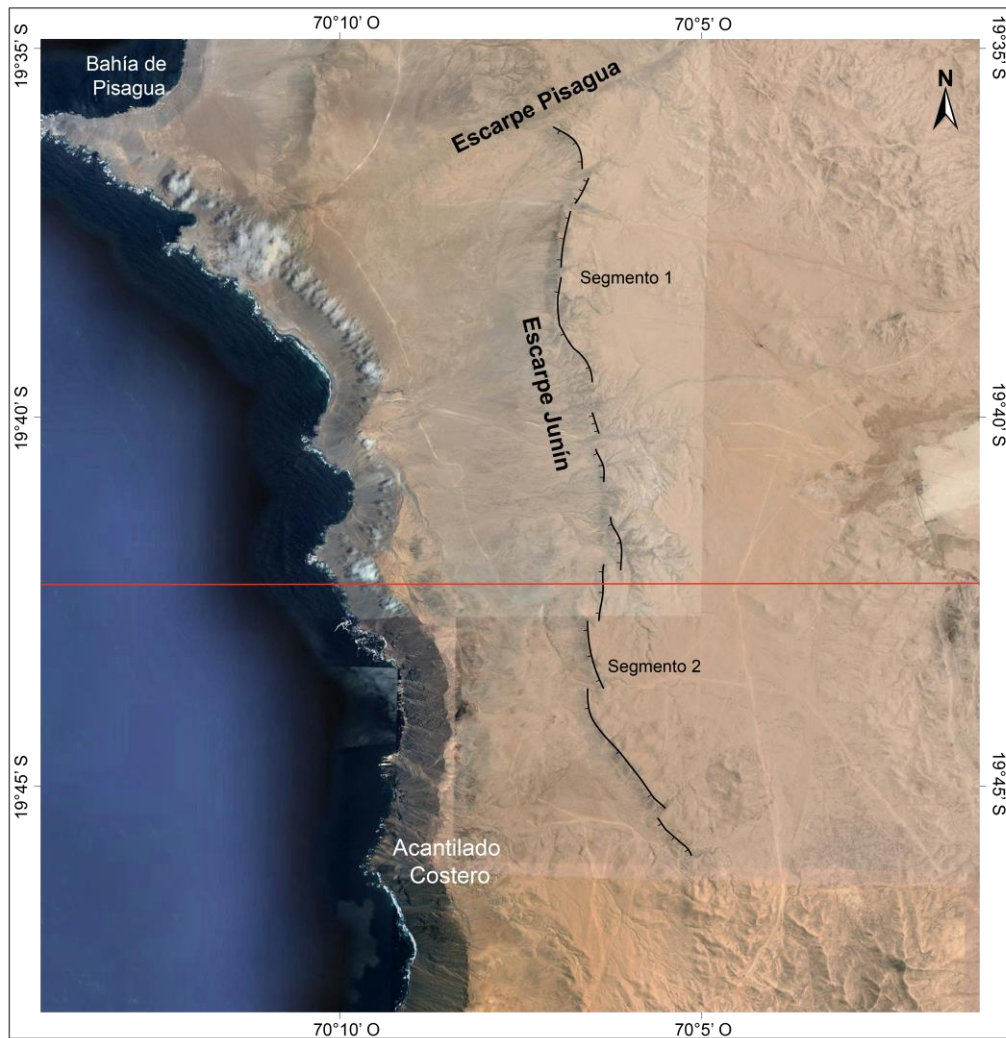


Figura 35.- Geometría del escarpe Junín. La imagen base corresponde a una imagen satelital obtenida del *software* gratuito Google Earth. Se destacan los dos segmentos del escarpe y la línea roja marca la delimitación de la zona de este estudio.

Algunos marcadores estratigráficos mal preservados y la dislocación de las superficies S2 y S3 muestran una separación vertical máxima de 270-300 m. Considerando los mismos argumentos cronológicos y supuestos, esta falla tendría velocidades del orden de 0,12 - 0,05 mm/año.

A pesar de que no se observan morfologías determinantes para definir la génesis del escarpe Junín. En este estudio se ha propuesto que se debería a una estructura tectónica, siendo así una estructura de tipo normal, debido a la tectónica a escala más regional presente en la zona de estudio, y en base a las similitudes con la geometría de la Falla Tiliviche.

Sin embargo, la comparación del grado de erosión de los escarpes Tiliviche y Junín, muestran diferencias importantes. Siendo la actividad de la falla Junín, al parecer, más lenta que la Falla Tiliviche, por presentar morfologías más erosionadas y equilibradas con el nivel de base local. Esto descarta, por el momento, la hipótesis de Silva (1977) que consideraba que la falla Junín sería parte de la misma estructura de la falla Tiliviche, desplazada lateralmente ~6 km por la Falla Pisagua (descrita a continuación).

4.2. Estructuras de orientación E-O

Escarpe Pisagua

La orientación del escarpe Pisagua es N67°E, el cual no presentan buena exposición debido a que se encuentran cubierto por el talud de detritos, sin embargo la traza en superficie evidenciaría un alto ángulo de inclinación para al menos su parte superficial, y manteos generales teóricos del orden de 60°-65°S.

Múltiples escarpitas son reconocidas en el pie del escarpe principal, evidenciando propagaciones típicas de trazas menores de bajo ángulo, deformando los depósitos del pie del talud. La cresta del perfil del escarpe es redondeada y se caracteriza por presentar gran cantidad de grietas abiertas, orientadas principalmente de manera paralela al escarpe principal, y separaciones métricas, tal como lo han reportado otros autores (Figura 36).

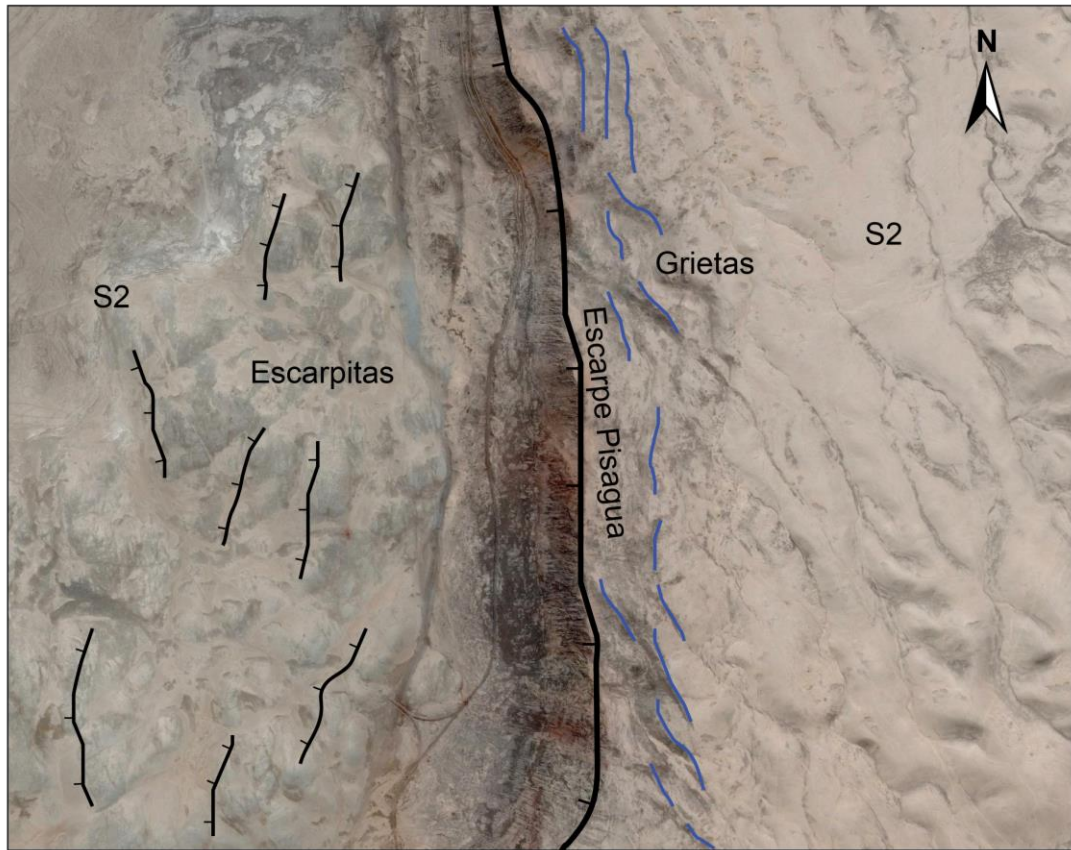


Figura 36.- Zona Este escarpe Pisagua. Se destacan las escarpitas en el piedemonte y grietas en la cresta del escarpe. Imagen satelital base obtenida del *software* gratuito Google Earth.

La cinemática y geometría de la falla no es evidente debido a que esta se encuentra desplazando principalmente rocas intrusivas, cuya fábrica no permite establecer dichos parámetros, sin embargo en el extremo oriental, la falla es ciega, exponiendo un escarpe de pliegue por propagación de falla en rocas sedimentarias estratificadas de la Fm. Huantajaya (Jurásico), como ya se presentó en el capítulo 3.4 en la descripción del escarpe Pisagua (Figura 29 y Figura 37) y se observa un manteo de aprox. 35-45° N-NO.

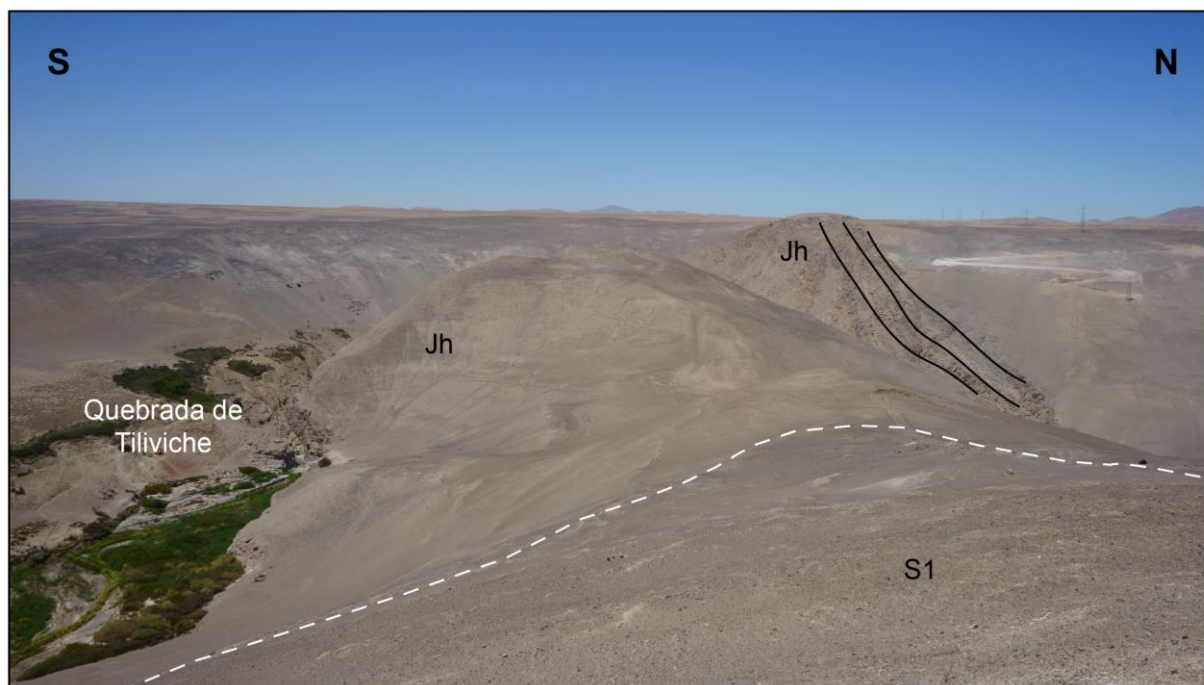


Figura 37.- Estratos del pliegue por propagación de falla de la Falla Pisagua. Vista desde el borde noreste de la Quebrada Tiliviche. (Ubicación Fig. 23 D).

La cinemática inversa de esta falla ha sido evidenciada por Allmendinger *et al.*, 2005 y Allmendinger *et al.*, 2009 en base a la descripción del pliegue por propagación de falla hacia el Este, una terraza marina desplazada en el sector Oeste de la Falla y el sismo ocurrido en Marzo del 2007 a una profundidad de 30 km, con su epicentro ~ 20 km al Sur de la localidad de Pisagua (ver Mapa anexo), el cual presenta un plano nodal con pendiente hacia el Sur con el mismo rumbo de la falla Pisagua y cuya expresión en superficie se proyectaría hacia la falla Pisagua.

Esta memoria contribuye con este aspecto describiendo la deformación de pediplanicies compuestas asociadas a depósitos continentales oligocenos y miocenos (S1, S2 y S3), evidenciando así una edad máxima de esta falla miocena. Considerando las edades máximas de los depósitos asociados a dichas superficies, la Falla Pisagua tiene una velocidad mínima del orden de 0,03 – 0,08 mm/año. Cabe señalar que tal como lo reportan Allmendinger *et al.* (2005) y Quezada *et al.* (2010), se observa de manera singular la presencia una estrecha terraza marina, asociada al bloque sur, alzado de la Falla Pisagua, en tanto que en general al Norte y Sur de dicha región el acantilado se encuentra activo. Esto agrega la posibilidad de estimar una velocidad del orden de 0,08 – 1,6 mm/año, considerando la edad pleistocena de la terraza marina.

De este modo, son interpretadas tres fallas importantes en la zona: La Falla Junín; La Falla Tiliviche y la Falla Pisagua (Figura 38).

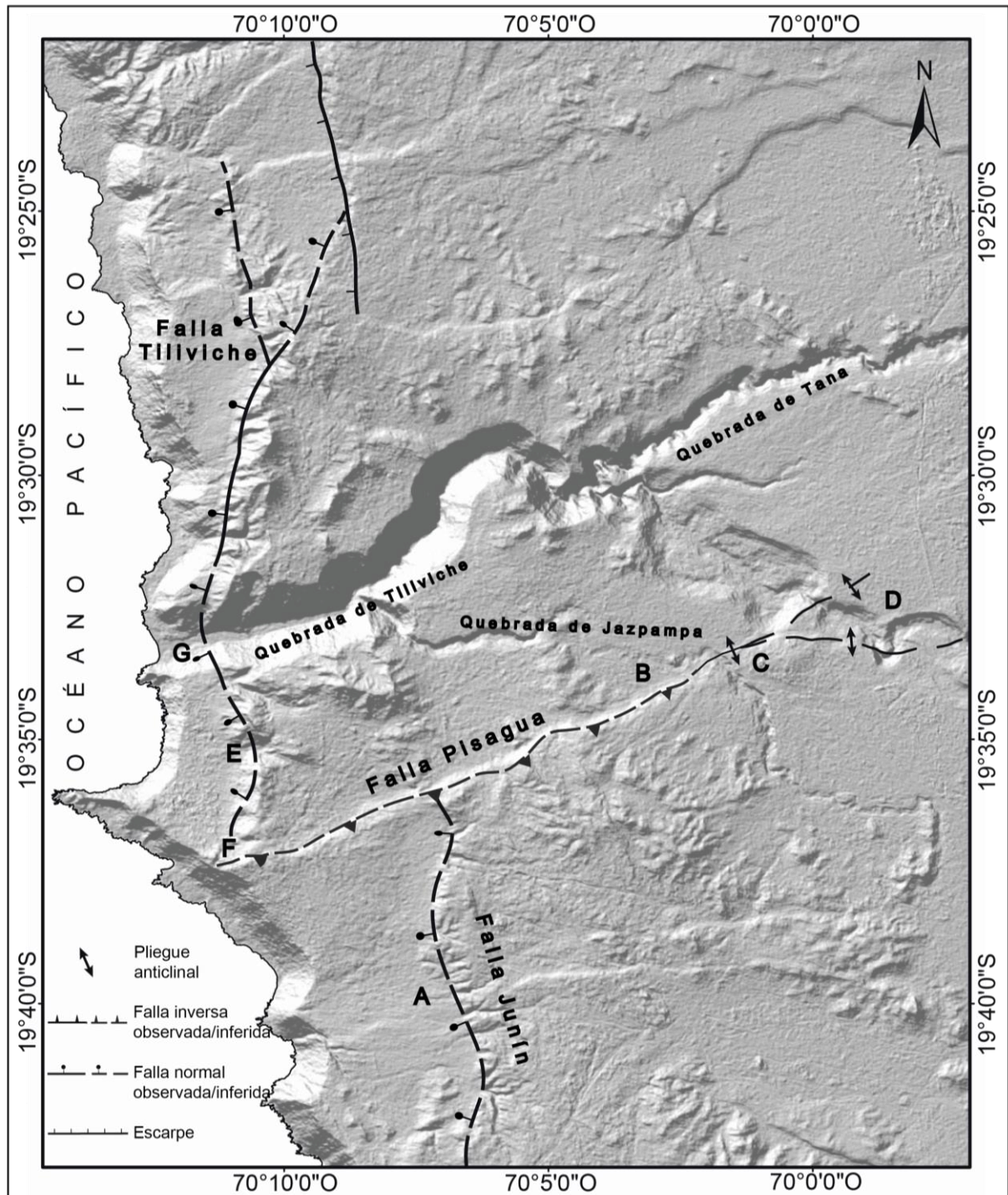


Figura 38.- Traza de la interpretación de las estructuras principales. Modelo de relieve sombreado sobre la base del DEM ASTER GDEM-30m.

De esta forma, las fallas principales de tipo normal, correspondientes a las fallas Pisagua y Junín son interpretadas, como parte del sistema de fallas Acantilado Costero

5. EVIDENCIAS DE LA EDAD DE LA DEFORMACIÓN

A partir del análisis morfotectónico y estructural, se han interpretado edades relativas y rangos aproximados para la deformación de la zona de estudio, que es descrita a continuación.

El drenaje como indicador de la deformación es uno de los elementos que revelan con mejor propiedad la actividad tardía de las estructuras de la Cordillera de la Costa. En primer lugar, el desarrollo de drenajes cortos y subparalelos en franjas bien definidas, junto con el desarrollo de abanicos aluviales son indicadores directos de escarpes (Figura 20, ver detalle en Mapa Anexo), estos ya han sido identificados en el capítulo 3.4. e interpretados como escarpes producidos por falla (Figura 38).

En el caso del escarpe de la falla Junín, el patrón de drenaje evidencia un profuso sistema de incisiones ortogonal al escape principal (Figura 39, mapa Anexo), con un retroceso de cabecera que alcanza entre 1-1,5 km en total. Por otra parte, el escarpe de la falla Pisagua, presenta el mismo tipo de sistema de incisiones, pero con un desarrollo notoriamente menor en número y profundidad de retroceso de cabecera (~500 m como máximo).

A partir de la zona de interacción entre los dos escarpes, se observa que es generado un reacomodo del drenaje cartografiado en el pedimento S3, correspondiente al bloque inferior de la Falla Junín, evidenciando así la actividad episódica de ambas estructuras; lo que se interpreta como una actividad más reciente del escarpe Pisagua con respecto al escarpe Junín. En la Figura 39, se grafica este acomodo de la red de drenaje.

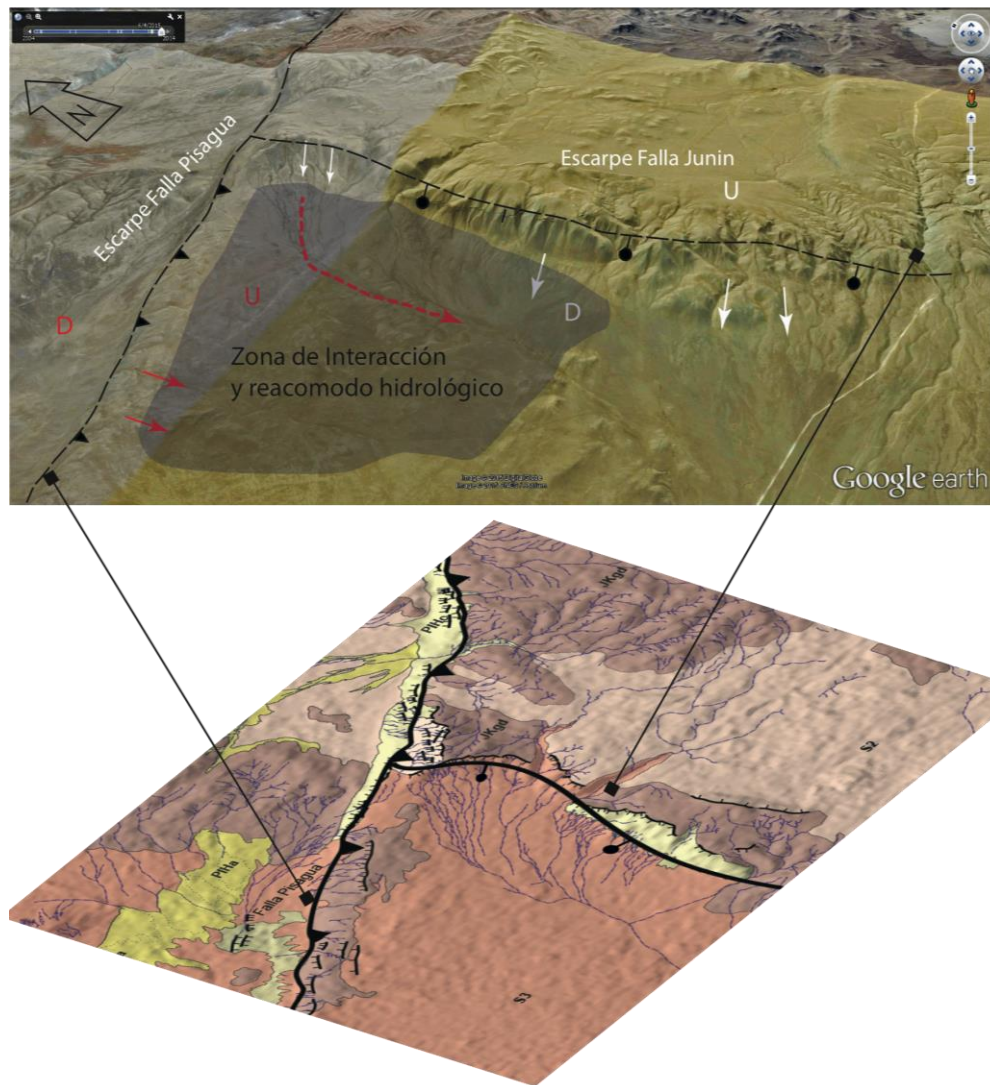


Figura 39.- Impacto de la actividad de las fallas en la red de drenaje. (Arriba) Vista oblicua hacia el ENE, exponiendo los escarpes de las fallas Junín y Pisagua. Se expone la interacción entre las fallas y su evidencia por el reacondicionamiento de las redes de drenaje. Los afluentes de la falla Junín desembocan ortogonalmente a su escarpe, hacia el oeste (denotados con flechas negras). Los afluentes de la Falla Pisagua son indicados con flechas de color rojo, y es denotado el reacondicionamiento (captura) del drenaje de la Falla Junín como consecuencia del alzamiento del bloque sur de la Falla Pisagua. (Abajo) se orienta las unidades geológicas y la cartografía realizada en terreno (ver mapa Anexo).

Por otro lado, el tradicional control de las fallas asociados a los *knick points* no es consistente con la posición de las fallas, debido principalmente por las singulares tasas de erosión con respecto a la velocidad de la deformación en este caso en estudio. Sin embargo, los taludes de las quebradas mayores y menores expresan un control relevante de las fallas. Este es el caso de la Falla Pisagua, la cual expone una relación espacial causal entre su posición y el desarrollo de

zonas de colapso en los taludes fluviales de las Quebradas Tiliviche y Jazpampa (Figura 40, ver mapa Anexo). El colapso localizado de los taludes de la Quebrada Tiliviche, expone un cambio abrupto de la morfología de la quebrada, desde una forma en “V” bien definida, con un ancho de 1.5 km, a una forma escalonada con terrazas de escombros con un ancho promedio de 3 km (Figura 40). El *thalweg* del río se cuantifica deflectado en un vector mayormente vertical de 200 m de diferencia topográfica. De esta forma, la actividad de la falla Pisagua puede ser delimitada por la edad de la incisión de las quebradas de Tiliviche y Jazpampa.

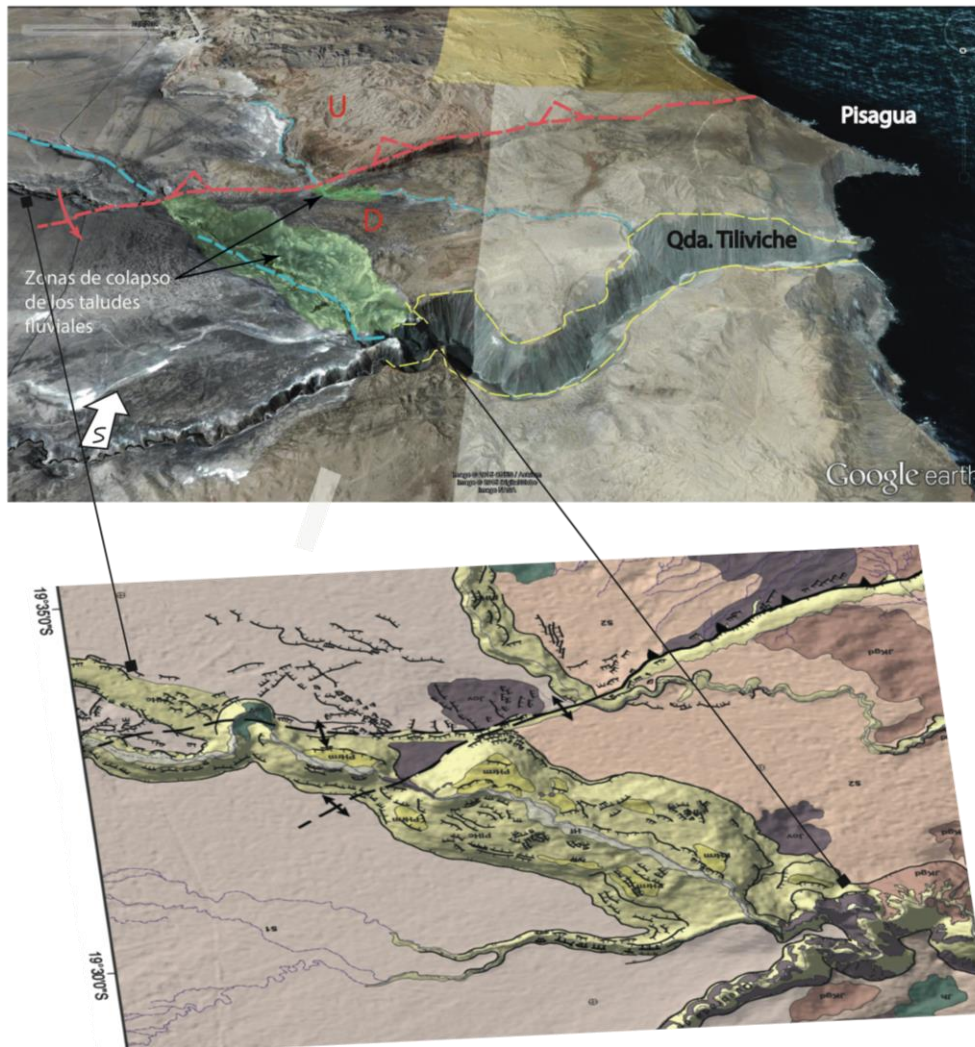


Figura 40.- Impacto de la actividad de las fallas en la red de drenaje. (Arriba) Vista oblicua hacia el sur, exponiendo el escarpe de la Falla Pisagua. Se expone la interacción entre la falla y las zonas de colapso de los taludes fluviales de las Quebradas Tiliviche y Jazpampa. Las zonas de colapso están localizadas en el bloque deprimido de la Falla Pisagua. (Abajo) se orienta las unidades geológicas y la cartografía realizada en terreno (ver mapa Anexo).

Otro marcador de la deformación asociado a los drenajes, corresponde al patrón de drenajes colgados en el bloque deprimido por el escarpe Tiliviche (Superficie 4) (Figura 41). Ellos evidencian un desarrollo asociado a una pendiente, cuyo equilibrio al nivel de base se encontraba inmediatamente al Oeste, siendo el Acantilado Costero el responsable de esta interrupción.

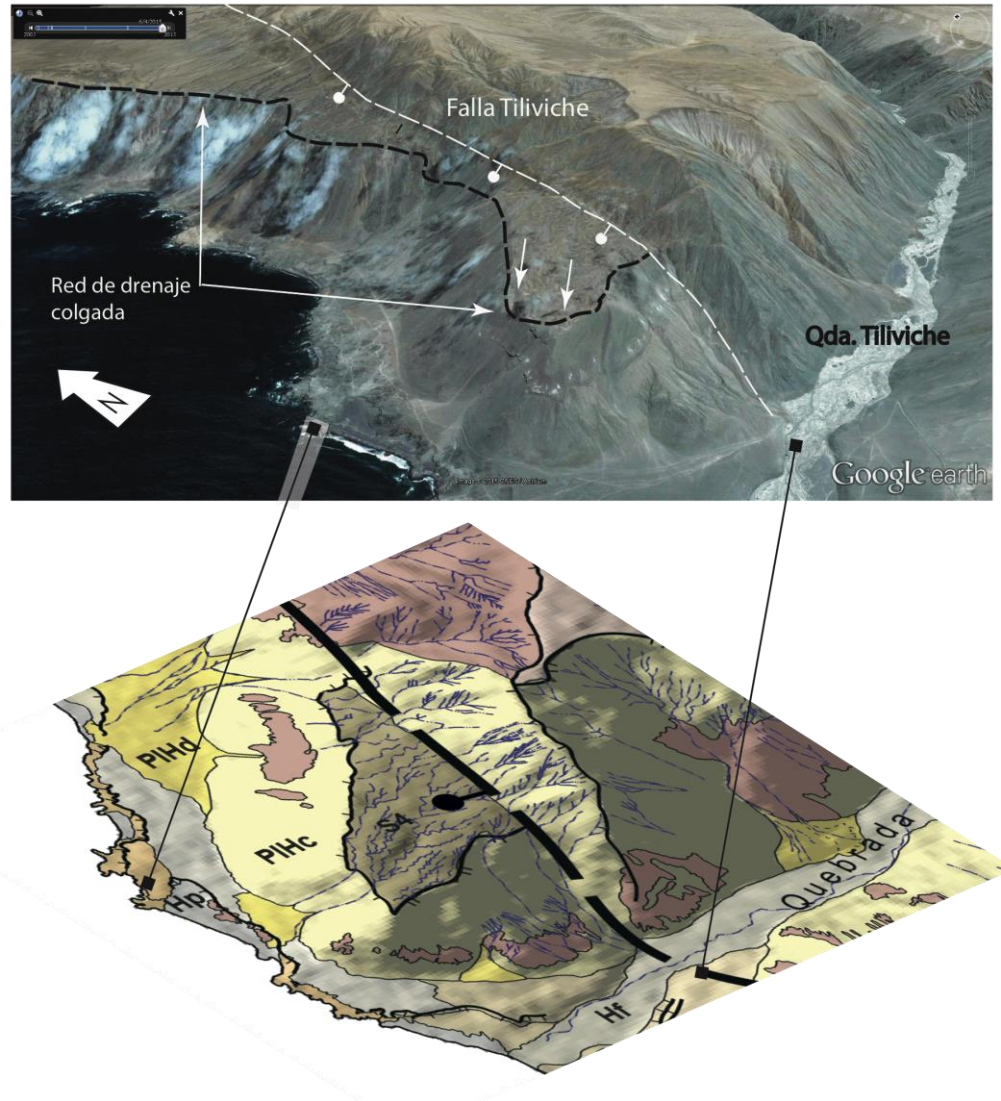


Figura 41.- Impacto de la actividad de las fallas en la red de drenaje. (Arriba) Vista oblicua hacia el NNE, exponiendo el Acantilado Costero y el escarpe de la Falla Tiliviche. Se expone la interacción entre el Acantilado Costero y la desconexión del nivel de base original de la red de drenaje. Los afluentes del bloque deprimido de la Falla Tiliviche son indicados con flechas blancas, A su vez es indicado el Acantilado Costero (Línea segmentada negra) y la Falla Tiliviche (línea segmentada blanca). (Abajo) se orienta las unidades geológicas y la cartografía realizada en terreno (ver mapa Anexo).

De acuerdo a últimas dataciones, se ha determinado que la incisión de las quebradas mayores (Tiliviche, Tana y Jazpampa) habría comenzado hace ~6.4 Ma (Hoke *et al.*, 2007) (ver Mapa anexo), con lo cual es posible delimitar la edad máxima de la Falla Pisagua a esta edad. Además existe una datación realizada por Allmendinger *et al.* (2005), en un ceniza presente en el pliegue por flexura de falla observado en el sector Este de la falla, que entrega una edad de ~3.5 Ma, por lo tanto la edad máxima de esta falla correspondería al Plioceno tardío.

Por otro lado, la actividad episódica entre las fallas Pisagua y Junín determinada por el reacomodo del drenaje y la información entregada en el párrafo anterior, es posible acotar edad de la activación de la falla Junín a una edad mínima de ~3.5 Ma.

El Acantilado costero ha sido descrito por diversos autores (Paskoff, 1979; Armijo y Thiele, 1990; González *et al.*, 2003; Allmendinger y González, 2009) como una estructura relativamente joven de edad Mioceno superior-Plioceno (6-3 Ma). Como además está ligado al sistema de fallas asociado con el alzamiento costero (6.4 Ma, Hoke *et al.*, 2007). Esta estructura sería responsable de la disrupción de S4 hacia el Oeste, los que segmentarían en escalones el desarrollo de los pedimentos descritos, los que tendrían edades posteriores a 6 Ma.

Otra morfología importante que nos entrega información sobre la edad de la deformación son los pedimentos descritos en la zona de estudio y sus edades. Primero hay que destacar que los pedimentos S2, S3 y S4 se encuentran delimitados por las fallas Tiliviche y Junín, mientras que los pedimentos S2 y S3 están dislocados por la falla E-O Pisagua. Recordando que las edades de los pedimentos han sido acotadas previamente, de acuerdo a distintos antecedentes (ver capítulo 3.2.), se tiene que S2 tiene una edad oligocena-pliocena, S3 es de edad pliocena y S4 se le asocia una edad pliocena-pleistocena. De acuerdo a esto existe un rejuvenecimiento de las superficies hacia el Oeste.

De esta forma la edad de la deformación puede ser acotada con una edad al menos Mioceno superior (~6.4 Ma) y con una edad mínima Pleistocena (~120 ka).

El grado de erosión y retroceso del escarpe de la falla Junín con respecto al escarpe de la falla Tiliviche, evidencia una activación más reciente de la falla Tiliviche, sin embargo no existen antecedentes que acoten de mejor manera las edades de estas dos estructuras, existiendo así la posibilidad que fuesen estructuras coetáneas pertenecientes al Sistema de Fallas Acantilado, como también podrían tener un desfase en su edad.

De esta forma, se plantea una relación temporal entre las activaciones de las fallas en la zona de estudio, donde la falla Junín sería la estructura más antigua, mientras que las fallas Tiliviche y Pisagua tienen activaciones más recientes, dado que se muestran similitudes en la forma de sus escarpes y ambas se han acotado al Pleistoceno.

6. ANÁLISIS COMPLEMENTARIOS

Además de los análisis descritos anteriormente, se realizaron análisis de sismicidad en torno a los datos proporcionados por el Proyecto FONDECYT 1130071, los cuales son descritos a continuación.

6.1. Sismicidad y geometría de las fallas corticales

A partir de la base de la sismicidad generada y compilada en el Proyecto FONDECYT 1130071, la tomografía sísmica de ondas de cuerpo (Comte *et al.*, 2014) y la sismicidad superficial registrada en experimentos previos, se presenta un análisis sobre la representación sismogénica de las fallas en estudio (Figura 42 y Figura 43).

La distribución de la sismicidad es sintetizada en la Figura 42, donde se pueden observar e interpretar las siguientes características:

- La existencia de sismicidad en la placa superior sobre la zona de acoplamiento (Figura 42 a) se puede relacionar a la actividad sismogénica en las estructuras estudiadas.
- Se puede observar que la cantidad de sismicidad es escasa, lo que indica una tasa de sismicidad baja en relación a la actividad de la zona de acoplamiento.
- La sismicidad cortical forma patrones alineados de alto ángulo, los cuales podrían ser relacionados con las fallas corticales estudiadas, sin embargo, la distribución de la sismicidad y su continuidad no permite hacer correlaciones directas.
- Bajo la Cordillera de la Costa se observa una profusa sismicidad en la zona de acoplamiento que se proyecta hacia la placa superior sin generar alineaciones subverticales, lo que indicaría más bien la presencia de estructuras asociadas al underplating.
- La sismicidad en la porción Norte de la región en estudio, muestra dos patrones en sección E-O: i) una distribución abierta y espaciada que puede ser asociada a Fallas de tipo

Pisagua; ii) una agrupación alineada de sismos, según formas subverticales asociadas a fallas normales NS, tipo Tiliviche (Figura 42 c).

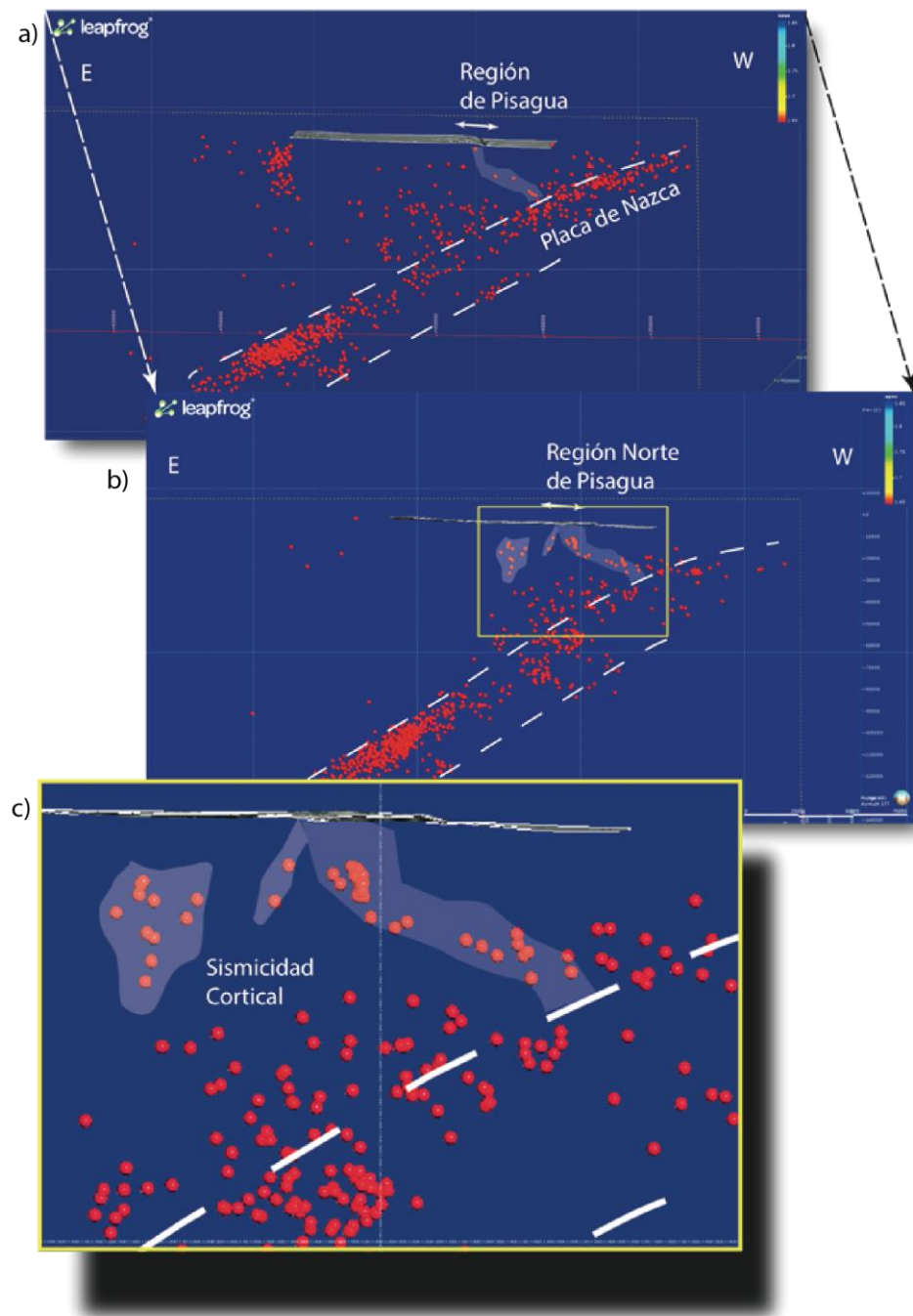


Figura 42.- Sismicidad cortical en la región de Pisagua. La figura muestra el contexto sismológico sobre la base de la localización, resultado del modelo tomográfico 3D (FONDECYT 1130071). Se muestra el detalle de patrones alineados de microsismicidad correlacionables con las fallas corticales.

Cabe señalar que el 24 de Marzo del 2007, ocurrió un sismo cortical a ~30 km de profundidad de $M=5.7$, cuyo mecanismo es de tipo inverso, coherente en profundidad con la proyección de la Falla Pisagua (ver Figura 1, mapa Anexo) (Carrizo, 2008; Allmendinger y González, 2009). Esto evidencia a su vez que los mecanismos de deformación asociado a las fallas estudiadas están activos, sin embargo sus periodos de reactivación son, al parecer, del orden de 10^3 años (Carrizo, 2007).

A continuación se presenta la interpretación de los patrones de las anomalías y su relación con las fallas, en la Figura 43. Las anomalías tomográficas con valores de razones $V_p/V_s=1.85$ (azul) son interpretadas como cuerpos frágiles y/o fracturados y/o con presencia de fluidos o minerales hidratados. Por otra parte el extremo inferior de las razones de $V_p/V_s=1.65$ (rojo) son interpretadas como cuerpos rígidos. Considerando las rocas que afloran en superficie, las anomalías de bajo V_p/V_s ha sido asociadas a los corazones de los cuerpos intrusivos del Batolito de la Costa de edad Mesozoico; mientras que los valores altos de V_p/V_s son interpretados como rocas volcánicas y volcano-sedimentarias Mesozoicas.

La discontinuidad de los cuerpos rígidos asociados al batolito de la Costa ha sido interpretada como un control tectónico en su distribución, vinculado tanto con las fallas N-S de tipo normal, como con el sistema de Fallas inversas de orientación E-O (Figura 43).

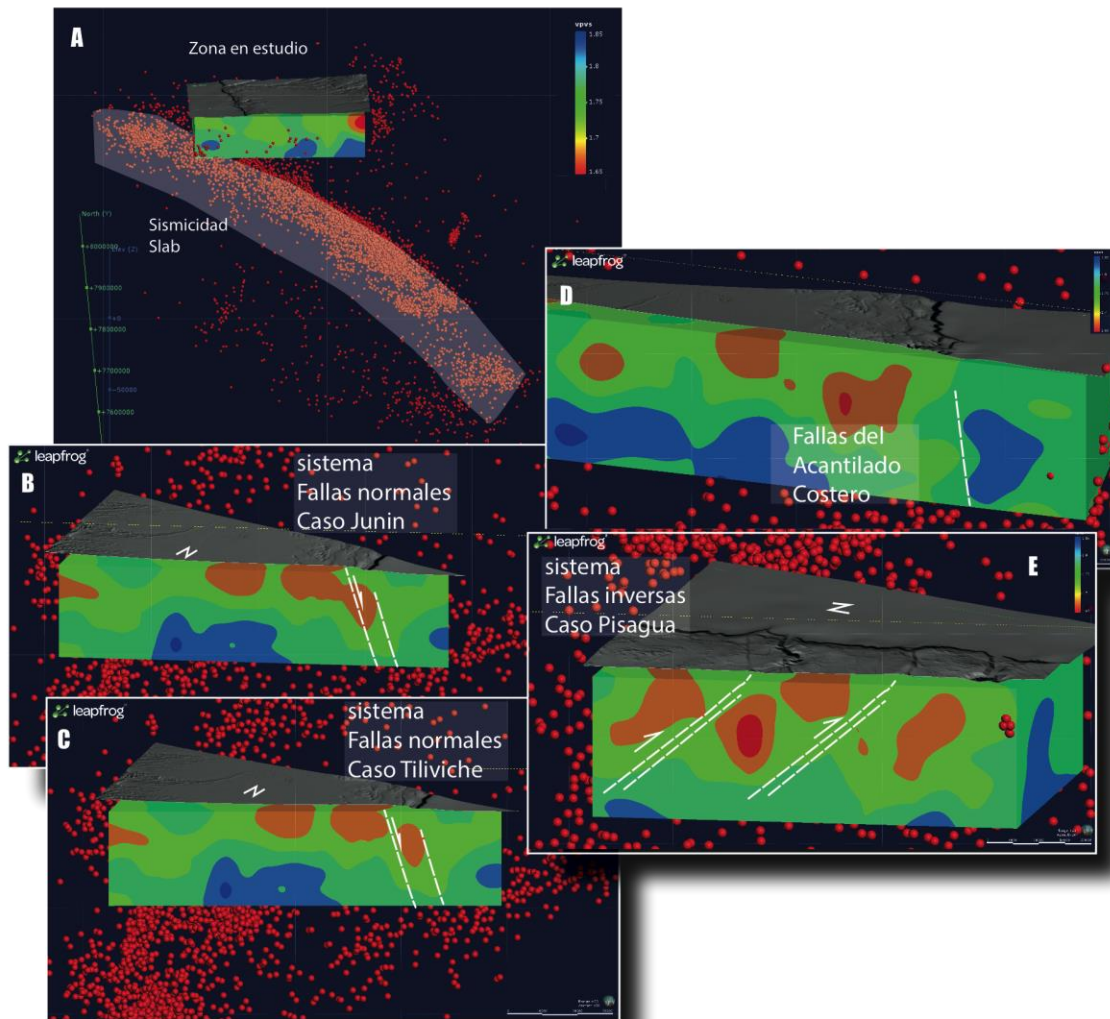


Figura 43.- Modelo tomográfico 3D de la razón V_p/V_s (Comte *et al.*, 2014). (A) Se contextualiza la dimensión del modelo con respecto a la subducción. (B-C) Se interpretan las discontinuidades en las rocas del Batolito de la Costa asociado a la actividad de las fallas Junín y Tiliviche. (D) El abrupto término de las rocas del batolito costero es interpretado como un límite reológico importante vinculado al Sistema de Fallas del Acantilado Costero. (E) En una sección N-S, se interpreta la elongación de los cuerpos intrusivos, vinculados con el sistema de fallas inversas E-O, que en particular, en la zona en estudio es representada por la Falla Pisagua.

A partir de este modelo, son identificados e interpretados los elementos de primer orden como:

- La existencia de un abrupto término de los cuerpos intrusivos hacia el Oeste, asociándolo al Sistema de Fallas del Acantilado (con caída del bloque Oeste) (Figura 43 D).

- La dislocación de los cuerpos intrusivos formando patrones de separaciones verticales según el descenso de bloques hacia el margen Oeste, geográficamente pueden ser correlacionables con las fallas normales estudiadas (Figura 43 B y C).

- La dislocación y elongación vergente de los cuerpos intrusivos según un eje N-S, puede ser correlacionado directamente con las fallas inversas estudiadas (Figura 43 E).

Esta interpretación es respaldada con la hipótesis propuesta por Armijo *et al* (2015), quienes proponen una extensión perpendicular a la fosa en la Cordillera de la Costa con el alzamiento causando la incisión de las quebradas mayores y la ocurrencia del Acantilado Costero en consecuencia del Sistema de Fallas Acantilado, con fallas normales con descenso de los bloques hacia el Oeste (Armijo y Thiele, 1990; Contreras-Reyes *et al.* 2012), lo cual está asociado al cambio abrupto del manto de la subducción. Este cambio de manto es apoyado por la sísmica de refracción y reflexión obtenida por Contreras-Reyes *et al.* (2012) (ver Figura 6).

A partir de este modelo tomográfico 3D, es posible también rescatar que las fallas tienen actividad sísmica, cuya cantidad no permite establecer patrones detallados. La profundidad de las fallas de la Cordillera de la Costa alcanzaría los ~15 – 17 km, evidenciando una probable asociación de sus raíces con la zona de acoplamiento interplaca, sin embargo la forma de los arreglos en profundidad continúa siendo una interrogante por la falta de resolución.

6.2. Capacidad sísmica de las fallas

Uno de los objetivos importantes en un análisis morfológico en paleosismología es determinar la magnitud del posible terremoto individual asociado a una falla determinada (McCalpin, 1996). Para poder resolver esta interrogante se han utilizado ampliamente las relaciones empíricas de escala de las fallas (longitud superficial de la falla y la variación del desplazamiento a lo largo de ésta) y la magnitud del terremoto asociado (Wells y Coppersmith, 1994).

Diferentes consideraciones importantes deben ser tomadas en cuenta, tales como:

- No es posible determinar el desplazamiento de un evento sísmico único en las fallas estudiadas.

- Considerando lo anterior, los valores vinculados con los desplazamiento acumulados no son posible de determinar debido a la imposibilidad de conocer la variabilidad del manteo de las fallas.

- Considerando los dos puntos anteriores, se tomará como criterio conservador el largo de la falla, el cual es el parámetro más preciso recuperado en esta memoria.

6.2.1. Magnitud esperada para los terremotos (M)

A pesar que en la literatura se han utilizado diferentes evidencias primarias para inferir magnitudes de terremotos a partir de las fallas, la longitud superficial de la ruptura de las fallas continentales, ha sido el parámetro más utilizado por los paleosismólogos (Bonilla *et al.*, 1984; Wells y Coppersmith, 1994; McCalpin, 1996).

Al aplicar las correlaciones presentadas por Wells y Coppersmith (1994) es necesario considerar que ellas presentan desviaciones estándar altas y no son aplicables a todos los ambientes tectónicos del Planeta (Michetti *et al.*, 2005), por lo tanto, los resultados son cálculos únicamente referenciales.

La magnitud de momento de los sismos asociados a las tres fallas principales, y sus segmentos, de la zona de estudio (Tiliviche, Pisagua, Junin) se determinó en base a las fórmulas entregadas por Wells y Coppersmith (1994), que permiten relacionar el largo superficial de la falla (LSR), con la magnitud de momento (M) esperable para una falla, plasmándolas en la Tabla 1. Hay que destacar que para los largos superficiales de las fallas son utilizados los largos completos de las estructuras observadas, no solamente los segmentos presentes en la zona de estudio. Considerando que las componentes dominantes de las estructuras son normales e inversas se utilizarán las siguientes relaciones:

$$M = 4.86 + 1.32[\log LSR] \quad (\text{Fallas inversas; Wells y Coppersmith, 1994})$$

$$M = 5.00 + 1.22[\log LSR] \quad (\text{Fallas normales; Wells y Coppersmith, 1994})$$

Tabla 1.- Magnitudes para los distintos segmentos de las fallas principales (Pisagua, Tiliviche y Junín).
 LSR: Longitud superficial de la ruptura; M: Magnitud de momento.

Fallas	LRS (km)	(M) Falla Normal	(M) Falla Inversa
Falla Junin	23	±6.66	
Falla Pisagua	25		±6.70
Falla Tiliviche	22	±6.66	

Hay que destacar nuevamente que los valores aquí presentados son únicamente referenciales y permiten tener una idea general de la capacidad sísmica de las fallas.

8. DISCUSIÓN

La activación de las estructuras del margen costero en el norte de Chile ha sido discutida por diversos autores, exponiendo una observación clave, la posibilidad de carga instantánea de las fallas por el ciclo sísmico de subducción (ej. Farías *et al.*, 2011). Las evidencias de este trabajo no permiten resolver dicha interrogante, sin embargo es claro que la herencia de la estructura de largo plazo controla la heterogeneidad de activación de las fallas, vinculadas principalmente al alzamiento costero.

La naturaleza de la deformación en la zona de estudio ha sido asociada a un sistema estructural complejo asociado a una cuña cortical producto del *underthrusting*, lo que explicaría las heterogeneidad y la distribución discontinua de propiedades de fricción en la zona de transición más pronunciada. De este modo el sistema de fallas normales en la costa del norte de Chile (Sistema de Fallas Acanalado) y por consecuencia las fallas en este estudio, corresponderían a una expresión secundaria superficial de un sistema con vergencia al Oeste, asociado con *underthrusting* y una cuña de acreción de material continental proveniente del segmento marino del antearco, como ha sido sugerido por algunos autores (Armijo y Thiele, 1990; Adam y Reuther, 2000; Armijo *et al.*, 2015) (Figura 44).

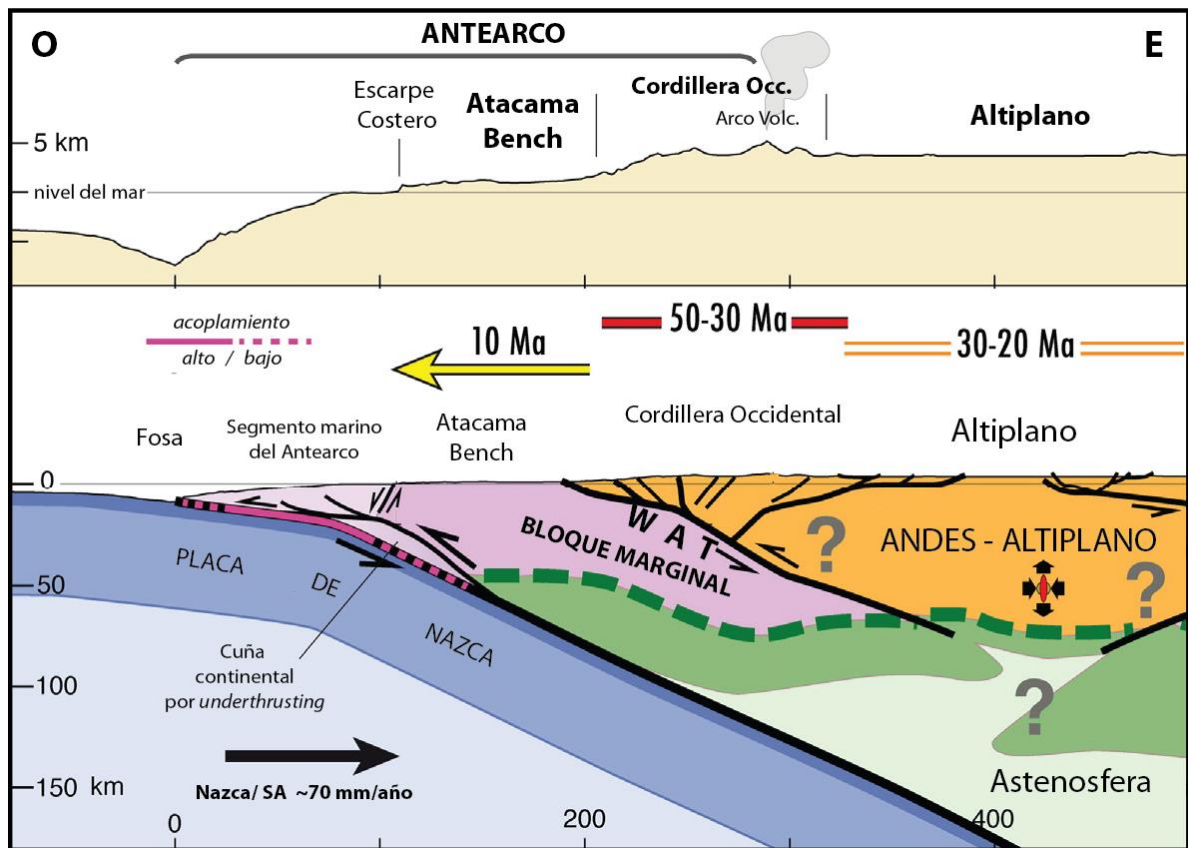


Figura 44.- (Abajo) Modelo propuesto por Armijo *et al.* (2015). (Arriba) Perfil topográfico con exageración vertical. Se indican los distintos periodos de deformación a lo largo de la región del orógeno (en Ma), la flecha amarilla indica región frontal occidental del orógeno sobre la cual se ha propagado la deformación desde hace 10 Ma. WAT (West Andean Thrust) delimita los bordes de la corteza engrosada en el Orógeno Andino (naranja) del bloque marginal (rosado). Se indica también la estructura de vergencia Este responsable de la formación del Acantilado Costero (Modificado de Armijo *et al.*, 2015).

Por otro lado, existen distintas hipótesis que explican este sistema de fallas, asociando el alzamiento de la costa con el underplating producto de erosión tectónica y gatillando colapsos gravitacionales de material inestable en el frente orogénico (von Huene *et al.*, 1999; Clift y Hartley, 2007; Mather *et al.*, 2014).

De acuerdo a las morfologías de los escarpes identificados en este estudio han sido interpretados como fallas normales de alto ángulo, además los escarpes inversos de orientación E-O que son interpretados como parte del acomodo paralelo a la fosa, lo que indica una mejor correlación de estas estructuras con la hipótesis de una sistema de fallas normales paralelo a la costa (Sistema de fallas Acantilado).

Sin embargo, es necesario realizar estudios más acabados, en particular sobre la descripción de las fallas de orientación NS en la zona de estudio, principalmente sobre la Falla Tiliviche, la cual muestra al parecer mayor información hacia el sector de la Quebrada de Tiliviche y que durante la realización de esta memoria no fue posible acceder a dichos sectores para obtener datos más confiables.

7. CONCLUSIONES

La identificación de fallas activas que pueden generar terremotos corticales, con un alto impacto en zonas pobladas y de desarrollo industrial, es un objetivo crítico para la evaluación del peligro sísmico en regiones tectónicamente activas (McCalpin, 1996). Tradicionalmente en Chile, la evaluación del peligro sísmico ha sido vinculada principalmente con los terremotos de subducción, tsunamigénicos y terremotos de profundidad media y alta localizados en la placa subductada de Nazca. Después de la activación de la Falla costera de Pichilemu $M_w=7.2$, con posterioridad al terremoto de subducción de Maule $M_w=8.8$ del 2010, fue conocida la capacidad sísmica de dichas fallas, mostrándolas como una amenaza relevante no considerada en su verdadera dimensión.

A través de esta memoria se buscó develar de manera comprensiva las características básicas necesarias para la estimación del peligro sísmico asociado a las fallas costeras de la región de Pisagua, justificando de esta manera los objetivos propuestos. Como la región en estudio se encuentra en una fase final de preparación para un gran terremoto de subducción ($M_w>8.8$), esta zona presenta condiciones especiales de carga tectónica para la placa superior, y por ende para sus estructuras.

Estudios paleosismológicos recientes de las fallas costeras del norte de Chile, evidencian que estas estructuras son tectónicamente activas y algunas de ellas podrían ser incluso clasificadas como potencialmente activas y/o activas en términos ingenieriles. Las capacidades sísmicas documentadas alcanzan magnitudes $M_w\sim 7.0$, con potenciales epicentros someros (ej. Allmendinger y González, 2009; Cortés-Aranda *et al.*, 2014). La actividad de dichas fallas, ha sido relacionada tanto con la convergencia, lo que configura potenciales escenarios de peligro, que considerando la posible activación de las fallas intraplaca debido a la ocurrencia de grandes terremotos de subducción, aumentan considerablemente las fuentes de liberación de energía y aceleraciones superficiales. Considerando que en la Laguna sísmica del norte de Chile y los

centros poblacionales están geográficamente vinculados con la presencia de falla intraplaca y la zona de acoplamiento activo, el desarrollo de estudios sismotectónicos más acabados son de extrema urgencia.

Las fallas en la zona de estudio muestran antecedentes de actividad neotectónica de largo plazo, deformando superficies y depósitos de edad neógena. Velocidades mínimas de deslizamiento fueron estimadas sobre la base de indicadores estratigráficos y cronológicos indirectos, mostrando valores que varían entre 0,18 – 0.03 mm/año.

Las relaciones de corte entre las estructuras muestran coexistencia de largo plazo, con un desarrollo más tardío de las fallas inversas de orientación E-O, en relación a las fallas N-S de tipo normal, con evidencias de movimientos de rumbo subordinados. La cinemática de estas estructuras, al parecer incompatible, puede ser resuelta considerando:

- Las fallas N-S, forman parte de un sistema mayor de fallas normales, asociadas al Acantilado Costero y al gran escalón batimétrico documentado por Contreras-Reyes *et al.* (2013).

- Dicho sistema de fallas tiene una cinemática de primer orden extensional, acomodando el colapso del bloque marino hacia la fosa y permitiendo el alzamiento regional de la Costa por subducción por erosión y *underthrusting* (Armijo y Thiele, 1990; Armijo *et al.*, 2015).

- Movimiento laterales evidenciados no sólo en este estudio (ver Armijo y Thiele, 1990; Carrizo *et al.*, 2008; Allmendinger y Gonzalez, 2009) y bien interpretados sobre la base de inversiones del relieve en los pies de los escarpes principales y estructuras típicas de rumbo como *moletracks*; permiten asociar las fallas inversas a gradientes de acomodo paralelo a la fosa asociado al sistema de fallas del Acantilado Costero.

A la vez, la edad de la deformación en la zona de estudio ha sido delimitada entre el Mioceno superior y el Pleistoceno (~6.4 – 0.12 Ma).

De acuerdo a las edades obtenidas para los distintos pedimentos y estructuras presentes en los alrededores de Pisagua, se propone el siguiente modelo de evolución tectónica del paisaje (Figura 45)

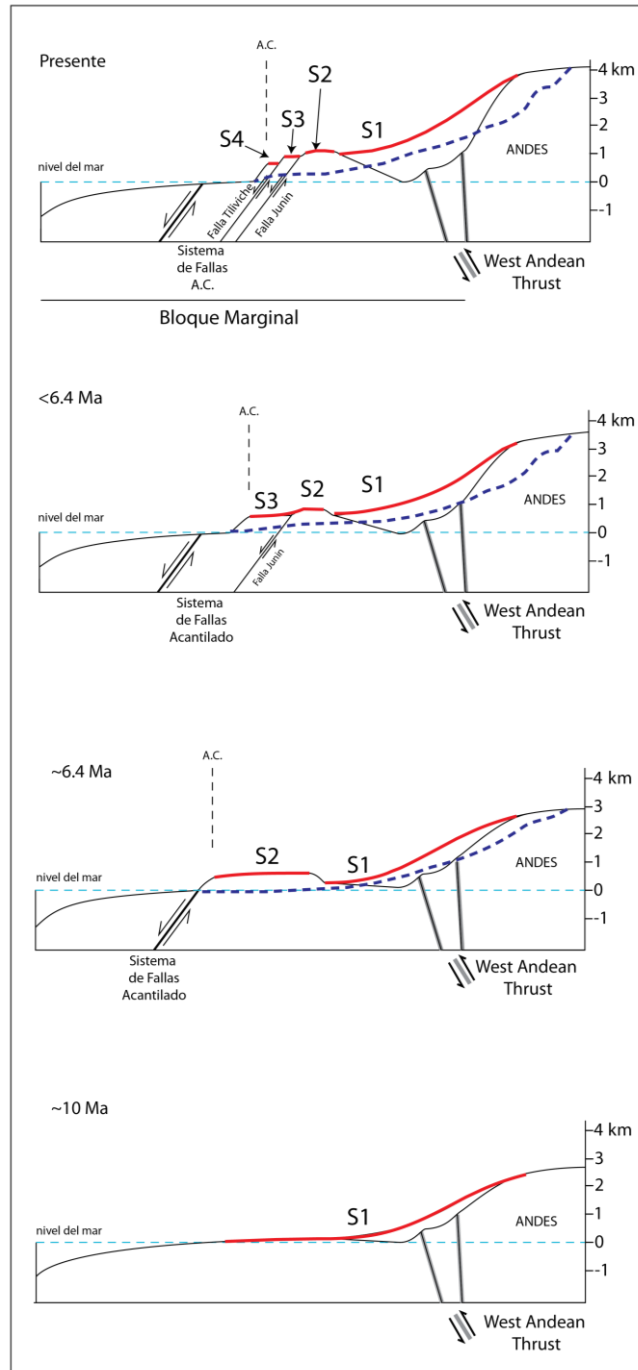


Figura 45.- Modelo de evolución tectónica propuesto en este trabajo. Se destacan los distintos pedimentos (S1, S2, S3 y S4) las fallas normales (Tiliviche y Junín). Línea punteada azul indica la incisión de las quebradas mayores y la línea roja el Pediplano de Atacama.

Aquí se atribuye la generación de los escarpes NS al Sistema de Fallas Acantilado, el cual está activo desde hace 6.4 Ma, generando un alzamiento del bloque costero y como consecuencia la incisión de las quebradas principales. Aquí se observa que la Falla Junín tendría actividad anterior a la última actividad de la Falla Tiliviche, la cual está generando el rejuvenecimiento del

paisaje y la formación del pedimento S4. También se puede observar como los distintos pedimentos descritos componen parte de la evolución del Pediplano de atacama, generados a partir de las estructuras principales.

La profundidad y geometría de las fallas es evidenciada por primera vez, sobre la base de la interpretación de la tomografía sísmica de ondas de cuerpo, mostrando su importante influencia en la estructura de la placa superior, alcanzando profundidades medias del orden de 20 km.

La sismicidad superficial es baja, sin embargo evidencia patrones asociables tanto a las fallas normales de orientación N-S, como a las fallas inversas de orientación E-O. La baja sismicidad registrada por la red sismológica temporal (Proyecto FONDECYT 1130071) se puede interpretar como consecuencia del fuerte acoplamiento de las placas, tal como lo propone Yomogida *et al.* (2011) para el estudio de la preparación del terremoto de Tohoku. De esta manera el segmento superficial (placa superior) se activaría sísmicamente durante un evento sísmico mayor (terremoto de Tohoku, Mw=9), generando o facilitando el deslizamiento de estas. De esta forma, la convergencia sería entonces responsable de la carga de largo plazo de las fallas, el *underplating* generaría heterogeneidades en el acomodo del alzamiento y los grandes terremotos de subducción contribuirían a la carga y a la activación de las fallas.

Por último la capacidad sísmica de las fallas podrían generar terremotos superficiales, con epicentros someros <20-15 km, y magnitudes cercanas a Mw=7.

8. BIBLIOGRAFÍA

Adam, J., Reuther, C.-D., 2000. Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics* 321, 297–325.

Allmendinger, R.W.; and González, G. 2009. Neogene to Quaternary tectonics of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, 495, 93–110.

Allmendinger, R.W.; González, G.; Yu, J.; Hoke, G.; Isacks, B. 2005. Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 117, N°1/2, p. 89–104.

ANCORP-Working Group. 2003. Seismic imaging of a convergent continental margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96)). *J. Geophys. Res.* 108(B7): doi 10.1029/2002JB001771

Angermann D.; Klotz J.; Reigber C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 171, p. 329-334.

Armijo, R.; Lacassin, R.; Coudurier, A.; Carrizo, D. 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate, *Earth-Science Reviews* Volume 143, April 2015, Pages 1–35

Armijo, R. and Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 98, p 40–61.

Beck, M.E.; Rojas, C.; Cembrano, J. 1993. On the nature of buttressing in margin parallel strike-slip fault systems. *Geology*, Vol. 21, p. 755-758.

Beck, M.E. 1991. Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 68, p. 1-8.

Beck, M.E. 1986. Model for Late Mesozoic-Early Tertiary tectonics of coastal California and western Mexico and speculations on the origin of the San Andreas Fault. *Tectonics*, Vol. 5, N°1, 49-64.

Béjar-Pizarro, M., A. Socquet, R. Armijo, D. Carrizo, J. Genrich, and M. Simons. 2013. Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone, *Nature Geoscience*, 6, 462-467, doi: 10.1038/NGEO1802.

Bilek, S.L. 2010. Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity. *Tectonophysics* 495, 1-2.

Bonilla, M.G.; Mark, R. J.; Lienkaemper, J.J. 1984. Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 74, p. 2379-2411.

Burbank D.W. and Anderson, R.S. 2011. *Tectonic Geomorphology*. 2nd Edition. Wiley-Blackwell, Oxford, 454 pp.

Cahill, T.; Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, p. 17.503-17.529.

Carrizo, D.; González, G.; Dunai, T. 2008. Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con ²¹Ne cosmogónico. *Revista Geológica de Chile* 35 (1): 1-38.

Cembrano, J.; González, G.; Lara, L.; Medina, E.; Aron, F.; Basso M.; Ortega, V.; Pérez, P.; Sielfeld, G. 2008. The interplay between crustal tectonics and volcanism in the Central and Southern Volcanic zones of the Chilean Andes. In *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 7. Nice.

Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F. & Sagripanti, L. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 378S (Chile and Western Argentina). In: Sepu Iveda, S. A., Giambiagi, L. B., Moreiras, S. M., Pinto, L., Trnik, M., Hoke, G. D. & Farias, M. (eds) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, London, Special Publications, 399. First published online August 27, 2014, doi: 10.1144/SP399.20

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 21-114.

Chlieh, M.; deChabalier, J.B.; Ruegg, J.C.; Armijo, R.; Dmowska, R.; Campos, J.; Feigl, K.L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International* 158, 695–711.

Clift, P.D., Hartley, A.J., 2007. Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. *Geology* 35 (6), 503–506.

Comte, D.; Carrizo, D.; Ruiz, J.; Roecker, S.; Rodzianko, A. 2014. 2014, Mw=8.2 Pisagua, Northern Chile Foreshocks: Not Limited to the Interplate Contact. American Geophysical Union Fall Meeting, S31D-4461.

Comte, D., and G. Suárez. 1995. Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in northern Chile using teleseismically recorded earthquakes, *Geophys. J. Int.* 122, 419–440.

Comte, D.; Pardo, M. 1991. Reappraisal of great historical earthquake in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, Vol. 4, p. 23-44.

Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., Carrizo, D. 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nat. Geosci.* 5, 342–345, doi: 10.1038/ngeo1447.

Contreras-Reyes, E., Carrizo, D. 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Phys. Earth Planet. Inter.* 186 (1–2), 49–58. doi:10.1016/j.pepi.2011.03.002

Cooke, R.V.; and Warren, A. 1973. *Geomorphology in deserts*: Berkeley, California Univ. Press, 374 p.

Cooke, R.U. 1970. Stone pavements in deserts. *Ann. Ass. Am. Geog.*, 60, 560-77.

Cornejo, P., Matthews, S. & Pérez, C. 2003. The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°–27°S). *Proceedings 10th Congreso Geológico Chileno*, Concepción.

Cortés A., J., González, G., Rémy, D., Martinord, J. 2014. Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations

and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics* Volume 639, 12 January 2015, Pages 118–131.

Cortés A., J.; G. González L.; S. A. Binnie; R. Robinson; S. P. H. T. Freeman; and G. Vargas E. 2012. Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic ^{10}Be and optically stimulated luminescence determinations, *Tectonics*, 31, TC2017.

Coudurier-Curveur A., Lacassin R., Armijo R. 2014. Andean growth and monsoon winds drive landscape evolution at SW margin of South America, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 414, 87-99, doi: 10.1016/j.epsl.2014.12.047

Delouis, B., and D. Legrand. 2007. The Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): fault plane identification and slip distribution by waveform inversion, *Geophys. Res. Lett.* 34, L01304, doi 10.1029/2006GL028193.

Delouis, B.; Philip, H.; Dorbath, L.; Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, Vol. 132, p. 302-338.

Delouis, B., T. Monfret, L. Dorbath, M. Pardo, L. Rivera, D. Comte, H. Haessler, J. P. Caminade, L. Ponce, E. Kausel, and A. Cisternas. 1997. The Mw 8.0 Antofagasta (Northern Chile) earthquake of 30 July, 1995: a precursor to the end of the large 1877 gap, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 427–445.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S. 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101, 425–478.

Dohrenwend, J.C. 1994. Pediments in arid environments. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, London, pp. 321–353.

Dunai, T.; González, G.; Juez-Larré, J. 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion sensitive landforms. *Geology*, Vol. 33, No 4, p. 321-324.

Fariás, M.; Vargas, G.; Tassara, A.; Carretier, S.; Baize, S.; Melnick, D.; Bataille, K. 2010. Land-Level Changes Produced by the Mw 8.8 2010 Chilean Earthquake. *Science* 329 (5994): 916, doi: 10.1126/ Science.1192094.

Farr, T. G., Rosen, P.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kobrick, M.; Paller, M.; Rodríguez, E.; Roth, L.; Seal, D.; Shaffer, S.; Shimada, J.; Umland, J.; Werner, M.; Oskin, M.;

Burbank, D.; Alsdorf, D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.

Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes, *J. Geol. Soc. London*, 129, 93 – 131.

García, M.; Fuentes, G. 2012. Carta Cuya, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, No.146, 49 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

García, M.; Riquelme, R.; Farías, M.; Herial, G.; & Charrier, R. 2011. Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: tectonic or climatic forcing? *Journal of the Geological Society*, 168(4), 1047-1060. doi: 10.1144/0016-76492010-134.

García, M., y G. Herial. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of northern Chile, *Geomorphology*, 65, 279 – 300.

García, M. 2002. Évolution Oligo-Miocene de l'Altiplano Occidental (Arc et Avant-Arc du Nord du Chili, Arica): Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion sédimentation, Ph.D. thesis, 118 pp, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.

Gilbert, G.K. 1928. Studies of Basin Range structure: U.S. Geological Survey Professional Paper 153, 92 p.

Götze, H. J., B. Lahmeyer, S. Schmidt, S. Strunk. 1994. The lithospheric structure of the central Andes (20°-26° S) as inferred from interpretation of regional gravity, in: *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*, edited by K.J. Reutter, E. Scheuber, P.J. Wigger, pp 7-22, Springer-Verlag.

González, G.; Carrizo, D. 2003. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama, Cordillera de la Costa de Antofagasta. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 30, No. 2, p. 223-244.

González, G.; Carrizo, D. 2000. Caracterización cinemática de la deformación pliocena del Sistema de Fallas de Atacama, Inmediaciones del Salar del Carmen, norte de Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No 9, Actas, Vol. 2, p. 578 – 582. Puerto Varas.

González, G.; Gerbault, M.; Martinod, J.; Cembrano, J.; Allmendinger, R.; Carrizo, D.; Espina, J. 2008. Crack formation on top of propagating reverse faults of the Chuculay Fault System northern Chile: insights from field data and numerical modeling. *Journal of Structural Geology* 30, 791–808.

González, G.; Dunai T.; Carrizo, D.; Allmendinger, R. 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations. *Tectonics*, Vol. 25, TC3006.

González, G.; Cembrano, J.; Carrizo, D.; Macci, A.; Schneider, H. 2003. Link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 16, p. 321-342.

Goudie, A.S. 2004, *Encyclopedia of Geomorphology*, Taylor and Francis Groupe, Neewyork, USA.

Hoke, G.D., Isacks, B.L., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J., Ramezani, J. 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes $18^{\circ}30'_{--}22^{\circ}\text{S}$. *Tectonics* 26, 17, doi: 10.1029/2006TC002082.

Isacks, B. L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline, *J. Geophys. Res.*, 93, 3211 – 3231.

Kendrick, E.; Bevis, M.; Smalley, R.J.; Brooks, B.; Vargas, R.B.; Lauría, E.; Fortes, L.P.S. 2003. The Nazca-South America Euler Vector and its Rate of Change. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 125-131.

Jordan, T.E., Nester, P.L., Blanco, N., Hoke, G.D., Dávila, F., Tomlinson, A.J., 2010. Up-lift of the Altiplano–Puna plateau: a view from the west. *Tectonics* 29, TC5007.

Kober, F., Schlunegger, F., Zeilinger, G., Scheider, H., 2006. Surface uplift and climate change: the geomorphic evolution of the Western Escarpment of the Andes of northern Chile between the Miocene and present. In: *Spec. Pap., Geol. Soc. Am.*, vol.398, pp.75–86.

Kirk-Lawlor, N., Jordan, T.E., Rech, J.A., Lehmann, S., 2013. Late Miocene to Early Pliocene paleohydrology and landscape evolution of Northern Chile, 19° to 20°S . *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 387, 76–90.

Lallemand, S. 1999. *La subduction Océanic*, 208 pp. Gordon and Breach Newmark, N.I. France

Loveless, J.P.; Hoke, G.D.; Allmendinger, R.W.; González, G.; Isacks, B.L.; Carrizo, D.A. 2005. Pervasive cracking of the northern Chilean Coastal Cordillera: new evidence of forearc extension. *Geology* 33, 973–976.

Maksaev, V.; Munizaga, F.; Valencia, V.; y Barra, F. 2009. LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology to constrain the age of post-Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region, northern Chile: tectonic and metallogenic implications: *Andean Geology*, v. 36, p. 264-287.

Marquardt, C. 2005. Tesis de Doctorado, Activité des failles de la plaque supérieure dans l'avant-arc côtier du nord du Chili (~23°30'S): Paléosismologie, implications néotectoniques et relation avec le cycle de subduction Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Marquardt, C.; Marinovic, N.; Muñoz, V. 2008. Geología de las Ciudades de Iquique y Alto Hospicio, Región de Tarapacá. Escala 1:25.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 133, 33 p., 1 mapa escala 1:25.000. Santiago.

Martínez, F.; Arriagada, C.; Peña, M.; Del Real, I.; Deckart, K. 2013. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 42, 1-16.

Mather, Anne, Adrian J.Hartley, James S. Griffiths. 2014. The giant coastal landslides of Northern Chile: Tectonic and climate interactions on a classic convergent plate margin, *Earth and Planetary Science Letters* 388, 249–256.

McCaffrey, R. 1994. Global variability in Subduction Thrust Zone-Forearc Systems. *PAGEOPH*, Vol. 142, Nº 1, p. 173–224.

McCaffrey, R. 1996. Estimates of modern arc-parallel strain rates in forearcs. *Geology*, Vol. 24, Nº 1, p. 27–30.

McCalpin, P. 1996. *Paleoseismology*. Academic press, San Diego, 588 p.

Michetti, A.M.; Audemard, F.A.; Marco, S. 2005. Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics*, Vol. 408, p. 3 – 21.

Mortimer, C. 1980, Drainage evolution of the Atacama Desert of northernmost Chile. *Revista Geológica de Chile*, no. II, p. 3-28.

Mortimer, C.; Saric, N. 1976. Cenozoic Studies in Northernmost Chile. *Geol. Rundschau*, 65: 395-420.

Mortimer, C., E. Farrar, y N. Saric. 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes, *Geol. Rundsch.*, 63, 484 – 490.

Mortimer, C.; Saric, N. 1972. Landform evolution in the coastal region of Tarapacá Province, Chile. *Rev. Géomorphol Dyn.* 21,162- 170.

Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources (Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemund, J. A.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series: 59-90. Houston, Texas.

Naranjo, J. A. y Paskoff, R. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21°S). *Congreso Geológico Chileno N°4 Actas*, Vol. 4, 149-165.

Niemeyer, H.; González, G.; Martínez-de los Ríos, E. 1996. Evolución tectónica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, N° 2, p. 165-186.

Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., and Schemmann, K. 2006, Deformation of the Central Andean upper plate system—Facts, fiction, and constraints for plateau models, in Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V., Strecker, M., and Wigger, P., eds., *The Andes—Active subduction orogeny*: Heidelberg, Springer, p. 3–27.

Paskoff, R.P. 1979. Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del norte grande de Chile. Norte Grande, Instituto de Geografía, Universidad. Católica de Chile; N° 6 (1978-1979). Santiago, Chile.

Philip, H., Rogozhin, E., Cisternas, A., Bousquet, J.C., Borisov, B., Karakhanian, A. 1992. The Armenian earthquake of December 7, 1988: faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. *Geophys. J. Int.* 110, 141 – 158.

Pinto, L., Hérial, G., y Charrier, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19°15'S, norte de Chile). *Revista geológica de Chile*, 31(1), 19-44.

Quezada, J.; Cerda, J. L.; & Jensen, A. 2010. Efectos de la tectónica y el clima en la configuración morfológica del relieve costero del norte de Chile. *Andean Geology*, 37(1), 78-109.

Reutter, K.-J., P. Giese, H.-J. Götze, E. Scheuber, K. Schwab, G. Schwarz, and P. Wigger. 1988. Structures and crustal development of the central Andes between 21° and 25°S, in *The*

Southern Central Andes, *Lect. Notes Earth Sci.*, vol. 17, edited by H. Bahlburg, C. Breitzkreuz, and P. Giese, pp. 231-261, SpringerVerlag, New York.

Ritter D., Kochel, R., Miller, J. 2002. *Process Geomorphology*, 4th Edition. McGraw Hill, New York.

Ruiz, S., M. Metois, A. Fuenzalida, J. Ruiz, F. Leyton, R. Grandin, C. Vigny, R. Madariaga, and J. Campos. 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake, *Science*, 345(6201), 1165–1169.

Ruff, L. and Kanamori, H. 1983. Seismic coupling and uncoupling at subduction zones, *Tectonophysics* 99, 99-117.

Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18 (5): 895-910.

Scheuber, E.; Andriessen, A.M. 1990. The kinematics and geodynamics significance of the Atacama Fault Zone, northern Chile. *Journal Structural Geology* 12: 243-257.

Schildgen, T., Hodges, K., Whipple, K., Reiners, P., Pringle, M., 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. *Geology* 35, 523–526.

Schlunegger, F., Kober, F., Zeilinger, G., von Rotz, R. 2010. Sedimentology-based reconstructions of paleoclimate changes in the Central Andes in response to the uplift of the Andes, Arica region between 19 and 21°S latitude, north-ern Chile. *Int. J. Earth Sci.* 99 (Suppl. 1), 123–137.

Schlunegger, F., Zeilinger, G., Kounov, A., Kober, F., Husser, B., 2006. Scale of relief growth in the forearc of the Andes of Northern Chile (Arica latitude, 18°S). *Terra Nova* 18, 217–223.

Schurr, B.; Asch, G.; Hainzl, S.; Bedford, J.; Hoechner, A.; Palo, M.; Wang, R.; Moreno, M.; Bartsch, M.; Zhang, Y.; Oncken, O.; Tilmann, F.; Dahm, T.; Victor, P.; Barrientos, S.; Vilotte, J. P. 2014, Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake, *Nature*, 512, 299-302.

Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 m.y.: Implications for mountain building in the central Andean region: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 211–215.

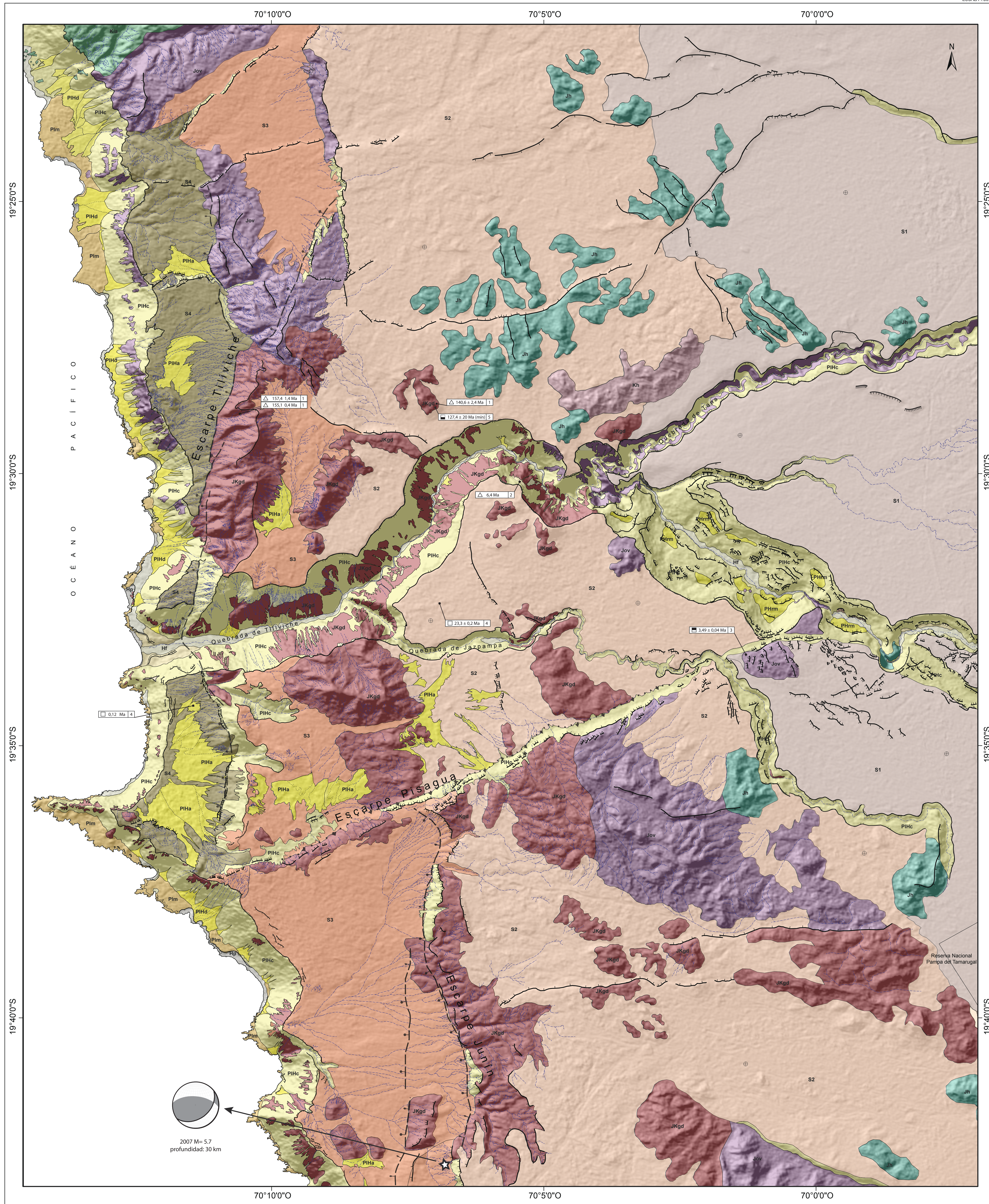
- Stewart, I.; Hancock, P. 1990. What is a fault scarp? *Episodios*, Vol. 13, N°4, p. 256-263.
- Tassara, A.; Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol.30, N° .2, p.159-186.
- Tebbens, S.F. & Cande, S.C. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal Geophysical Research*, 102(B6), 12061–12084.
- Teyssier, C.; Tikoff, B.; Markley, M. 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, Vol. 23, p. 447-450.
- Tikoff, B.; Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, Vol. 16, p. 1575-1588
- Tobar, A.; Salas, I.; Kast, I. 1968. Cuadrángulos Camaraca y Azapa, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, Nos. 19-20, p. 5-11.
- von Huene, R., W. Weinrebe, and F. Heeren (1999), Subduction erosion along the north Chile margin, *J. Geodyn.* , 27(3) , 345–358,
- Von Huene, R.; Ranero, C.R. 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin of Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, N° B2, p. 2,079.
- Wallace, R. 1977. Profiles and ages of young faults scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 88, p. 1267-1281.
- Wang, K.; Wells, R.; Mazzotti, S.; Hyndman, R.D.; Sagiya, T. 2003. A revised dislocation model of interseismic deformation of the Cascadia subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, B02026.
- Wells, D.L.; Coppersmith, K.J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, p. 974– 1002.
- Wigger, P.-J.; Schmitz, M.; Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S.; Giese, P.; Heinsohn, W.-D.; Martinez, E., Ricaldi, E.; Röwer, P.; Viramonte, J. 1994. Variation in the crustal structure of the Southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations. In: *Tectonics of the Southern Central Andes* (Eds.: Reutter, Scheuber, Wigger), 49-68, Springer Verlag Heidelberg.

Wood, A. 1942. The development of hillside slopes: Geologists Assoc. Proc., v. 53, p. 128-140.

Yáñez, P.; Cembrano, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the Late Tertiary Andean tectonics. Journal of Geophysical Research, Vol. 109, N° B02407, 21 p.

Yomogida, K., Yoshizawa, K., Koyama, J., and Tsuzuki, M. 2011. Along-dip segmentation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and comparison with other megathrust earthquakes. Earth Planets Space, Vol. 63 (No. 7), pp. 697-701, doi:10.5047/eps.2011.06.003

Young, Anthony. 1972. Slopes: Edinburgh, Oliver and Boyd, 288 p.



LEYENDA

ROCAS ESTRATIFICADAS

- Hp Playas (Holoceno)
Arenas no consolidadas.
- Hf Depósitos fluviales (Holoceno)
Ripios, gravas, arenas y limos.
- PIHc Talud de detritos (Cuaternario)
Depósitos de bloques, gravas y arenas.
- Pim Terrazas marinas (Pleistoceno)
Arenas semiconsolidadas.
- PIHa Abanicos aluviales (Cuaternario)
Ripios, gravas, arenas y limos.
- PIHd Conos de deyección (Cuaternario)
Ripios, gravas, arenas y limos.
- PHm Depósitos de remoción en masa (Plioceno- Holoceno)
Depósitos de deslizamientos rotacionales.

ROCAS INTRUSIVAS

- S1 (Mioceno inferior- Mioceno Superior bajo)
Sucesión sedimentaria continental, fluvial, aluvial y lacustre. (Formación El Diablo)
- S4 Alta presencia de drenajes y depósitos aluviales.
Altura: 300-800 m s.n.m.
- S3 Reducidos depósitos aluviales y drenajes.
Altura: 700-900 m s.n.m.
- S2 Escasos depósitos recientes, drenajes limitados a sierras. Altura: 900-1200 m s.n.m.

CRETÁCICO SUPERIOR

- Kia Formación Atajaja (Neocomiano)
(sucesión sedimentaria y volcánica continental)
Areniscas, limolitas y conglomerados, con intercalaciones de lavas andesíticas.
- Kh Cuerpos hipabísales del Cretácico Superior
(sucesión sedimentaria y volcánica continental)
Areniscas, limolitas y conglomerados, con intercalaciones de lavas andesíticas.
- JKgd Intrusivo de Pisagua (Jurásico Superior - Cretácico Inferior)
Granodioritas y dioritas.

MESOZOICO SUPERIOR

- Jh Formación Huantajaya (Bajociano - Oxfordiano)
(sucesión sedimentaria marina)
Calizas grises-rojizas oolíticas, areniscas grises algo salinas y glicocónicas, calizas margosas y evaporitas.
- Jov Formación Oficina Viz (Lias? - Bajociano Medio)
Lavas andesíticas masivas, en partes vesiculares y trechocas.

SIMBOLOGÍA

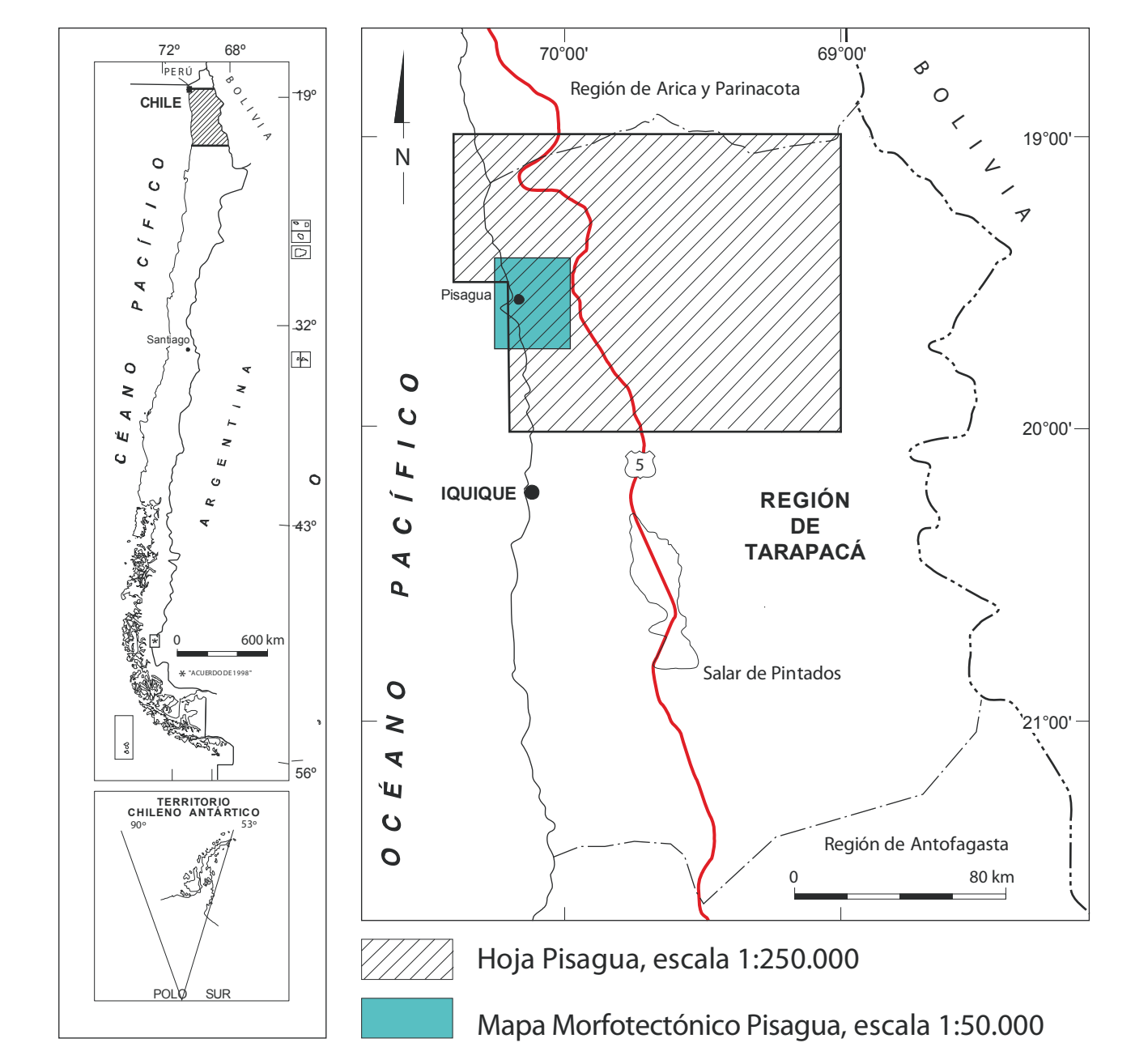
- Contacto geológico
- Falla inversa cubierta
- Falla normal inferida/cubierta
- Traza de plano axial anticlinal
- Estrato horizontal
- Escarpe tectónico indicando área deprimida
- Escarpe erosivo indicando área deprimida
- Quebrada seca o curso intermitente
- Ubicación del epicentro del sismo

- DATACIONES RADIOMÉTRICAS**
- K-Ar anfíbola
 - Ar-Ar biotita
 - U-Pb circón
 - ²¹Ne amalgama de clastos de cuarzo

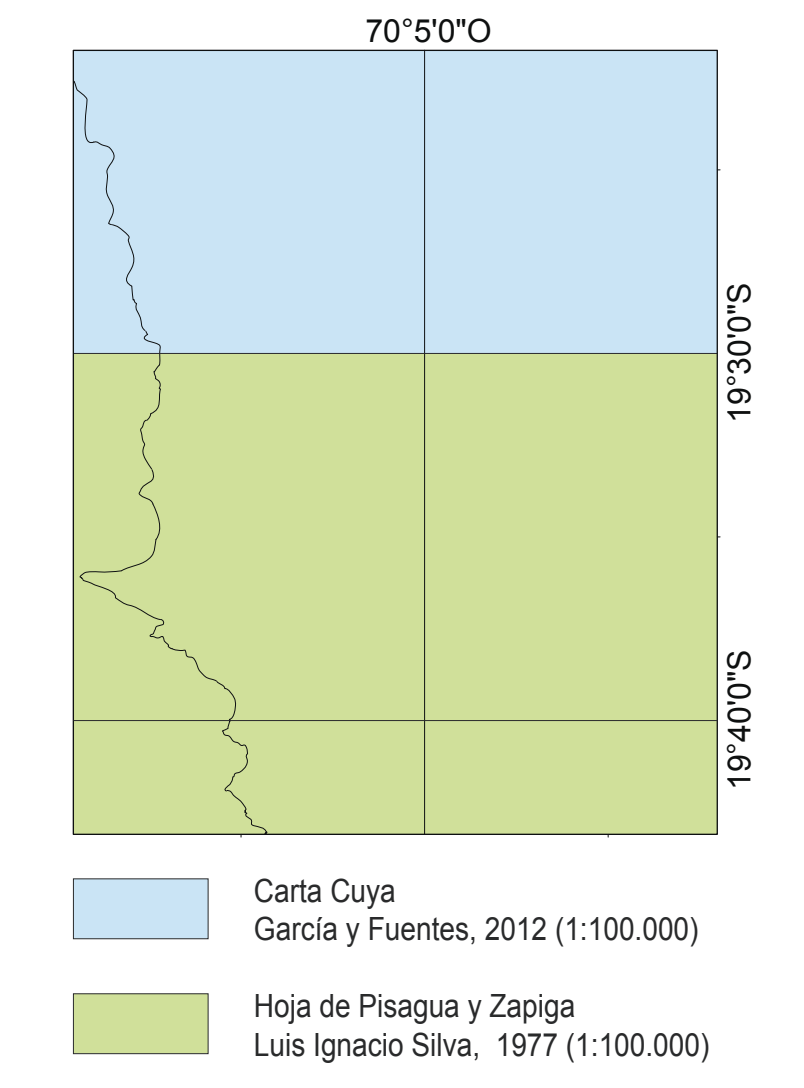
- FUENTE DE LAS DATACIONES**
- García y Fuentes (2012)
 - Hoke et al. (2007)
 - Allmendinger et al. (2005)
 - Dunai et al. (2005)
 - Muzzio (1986, 1987)



MAPA DE UBICACIÓN



TRABAJOS ANTERIORES



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

MAPA MORFOTECTÓNICO DE PISAGUA
MARÍA VICTORIA VALENZUELA SOTO

Prof. Guía: Daniel Carrizo Santiago
Prof. Comisión: Diana Comte Seman, Cesar Arriagada Ortega

Este trabajo se encuentra comprendido en:
Memoria de Trabajo de Título TECTÓNICA ACTIVA DEL MARGEN COSTERO EN LA LAGUNA SISMICA DEL NORTE DE CHILE

Fondecyt por el proyecto: FONDECYT 1130071

amtc

Escala 1:50.000