



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**MODELAMIENTO ESTRUCTURAL Y EVALUACIÓN
PRELIMINAR DEL PELIGRO SISMOGÉNICO DE LA FALLA SAN
VICENTE (TALCAHUANO, CHILE)**

Habilitación Profesional para optar al Título de Geólogo

Roberto Vitaliano Nicolas Muñoz Arriagada

Profesor Guía: Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas

Profesor Co-Guía: Dr. Christian Erwin Creixell Torres

Profesor Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda

*"Una sociedad que desprecia lo espiritual y lo simbólico termina
empobreciéndose en todos los planos."
— Gastón Soublette*

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	7
1. INTRODUCCIÓN	8
1.1. UBICACIÓN Y ACCESOS.....	8
1.2. CLIMA	8
1.3. OBJETIVOS.....	9
1.3.1. Objetivo General.....	9
1.3.1.1. Objetivos Específicos	9
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	10
1.4.1. Recopilación de datos bibliográficos (Gabinete I)	10
1.4.2. Salida a terreno	10
1.4.3. Análisis de material topográfico digital.....	10
1.5. AGRADECIMIENTOS.....	12
2. GEOMORFOLOGÍA.....	13
2.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL	13
2.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL	14
3. MARCO GEOLÓGICO	15
3.1. GENERALIDADES.....	15
3.2. ROCAS METAMÓRFICAS	16
3.2.1. Serie Occidental o Complejo Metamórfico Tumbes.....	17
3.3. ROCAS INTRUSIVAS.....	17
3.3.1. Batolito Costero del Sur	17
3.3.1.1. Tonalitas de Santa Juana	17
3.3.1.2. Granitoides de Nahuelbuta.....	17
3.3.1.3. Granitoides de Concepción	18
3.3.2. Plutón Hualpén	18
3.4. ROCAS SEDIMENTARIAS	19
3.4.1. Formación Quiriquina.....	19
3.4.2. Formación Curanilahue.....	20
3.4.3. Formación Tumbes	20
3.4.5. Formación Andalién.....	21
3.4.6. Formación Huachipato.....	22
3.4.7. Depósitos litorales.....	23
3.4.8. Depósitos fluviales antiguos	23
3.5. MARCO ESTRUCTURAL.....	23

3.5.1. Falla San Vicente	24
4. MARCO TEÓRICO CONCEPTUAL	26
4.1. CONCEPTOS	26
4.1.2. Esfuerzos	26
4.1.3. Coulomb de fallo por corte	26
4.1.4. Morfometría	27
4.1.4.1. Knickpoints	27
4.1.4.2. Ksn	28
4.1.4.3. Perfiles Swath	29
5. RESULTADOS	29
5.1. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	29
5.1.1. Rocas Metamórficas	30
5.1.2. Formación Quiriquina	34
5.1.3. Formación Curanilahue	34
5.2. Análisis Espacial de Datos sísmicos de la zona	35
5.2.1.1. Análisis de Datos sísmicos nacional	36
5.2.1.2. Análisis de Datos sísmicos macrozona sur	37
5.2.1.3. Análisis de Datos sísmicos Bio – Bio	38
5.1.2. Análisis Espacial de Sismos en Talcahuano	40
5.3. Interpretación geomorfológica y geológica	41
5.3.1. Análisis de topográfico <i>Knickpoints</i>	41
5.3.2. <i>Perfiles Swath</i>	41
5.4. Modelo en Move 3D	44
5.4.1. Generación de contactos y estructuras digitales	45
5.4.2. Generación de contactos y estructuras digitales	46
5.4.3. Descripción del modelo y de los detachment de las fallas	49
6. DISCUSIÓN	62
6.1. Fallas Tumbes	62
6.2. Geometría Falla San Vicente	64
6.3. Estabilidad del sistema de fallas como respuesta al cambio de esfuerzos durante el terremoto del 2010	68
7. CONCLUSIONES	71

ÍNDICE DE FIGURAS

1	Ubicación de la zona de estudio	9
2	Mapa Geomorfológico de la región del Biobío.	14
3	Unidades geomorfológicas de la península de Tumbes y sector de Talcahuano.	16
4	Representación del Círculo de Mohr y envolventes de resistencia	30
5	Mapa geológico del área basado en la carta geológica de Velásquez <i>et al</i> (en preparación).	35
6	Esquistos de la Serie Occidental	36
7	Diagrama de foliaciones Sector Cerro Zaror Talcahuano	37
8	Mapa tectónico Sudamericano	41
9	Análisis gráfico de la base de datos sísmica nacional de Chile (2000-2023)	42
10	Análisis estadístico de los eventos sísmicos ocurridos en la macrozona sur de Chile (Maule, Ñuble, Biobío y La Araucanía),	43
11	Representación gráfica del análisis sísmico de la Región del Biobío entre 2001 y 2023.	44
12	Distribución espacial de eventos sísmicos del catálogo de Riedel-Hornig (2025) en el sector Talcahuano–Hualpén.	45
13	Mapa topográfico del contacto sur y suroriental de la península de Tumbes	47
14	Comparativa de perfiles Swath generados de forma paralela a distintos tramos de la Falla San Vicente	49
15	Mapa geológico base del área de estudio (modificado a partir de Velásquez <i>et al.</i> , en prep.), utilizado como referencia para la digitalización de estructuras y perfiles en Move.	52
16	Vistas comparativas de los perfiles estructurales construidos en Move.	53
17	Modelo de detachment de la Falla San Vicente.	55
18	Modelo tridimensional de estructuras y unidades geológicas en la zona de estudio.	57
19	Campo de esfuerzos corticales intersísmico y su ajuste al mecanismo focal del terremoto del Maule (Mw 8.8, 2010). Luttrell (2010)	59
20	Diagramas de Mohr representando el estado de esfuerzos efectivo del margen de subducción centro-sur (Pichilemu) de Chile antes y después del evento del Maule (Mw 8.8, 2010).	61
21	Análisis de estabilidad de falla vertical orientada E-W en la zona de Talcahuano (Falla San Vicente) bajo condiciones de esfuerzo intersísmico ($\sigma_1 = 30$ MPa, $\sigma_2 = 18$ MPa, $\sigma_3 = 15$ MPa).	63
22	Análisis de estabilidad de falla vertical orientada NE–SW en la zona de Talcahuano (Falla San Vicente) bajo condiciones de esfuerzo Cosísmico ($\sigma_1 = 18$ MPa, $\sigma_2 = 10,4$ MPa, $\sigma_3 = 6$ MPa)	64
23	Análisis de tendencia al deslizamiento aplicado a planos de falla correspondientes al modelo estructural 3D de la zona de Talcahuano	66

24	Análisis de fracturamiento del sistema de fallas de San Vicente	67
25	Mapa geológico interpretativo del sector occidental de la península de Tumbes.	68
26	Relación entre el modelo de elevación digital (DEM) del sector sur de la península de Tumbes y el perfil topográfico tipo Swath	69
27	Fragmento interpretativo del modelo gravimétrico del Perfil 2.	71
28	Perfil geológico interpretativo de la zona de Talcahuano.	72
29	Modelo de detachment de la Falla San Vicente, generado a partir del perfil estructural 2	73

RESUMEN

El presente trabajo se centra en el análisis de la Falla San Vicente, una estructura tectónica de alto interés localizada en el extremo sur de la península de Tumbes, en la comuna de Talcahuano, Región del Biobío, Chile. Mediante un enfoque metodológico multidisciplinario, se aborda la caracterización estructural y el análisis de esta falla potencialmente activa, considerando su ubicación en una zona densamente urbanizada y por su infraestructura portuaria e industrial.

Esta investigación combina observaciones de campo con análisis geomorfológicos, geofísicos y modelado estructural tridimensional, integrando diversas fuentes de información, tales como imágenes satelitales, modelos digitales de elevación (DEM), mapas geológicos, perfiles topográficos tipo Swath, y datos sísmicos históricos. Para el procesamiento y análisis de estos datos se emplearon herramientas computacionales como QGIS, TopoToolbox (MATLAB) y el software Move 3D (Petroleum Experts), permitiendo reconstruir la geometría y cinemática de la Falla San Vicente desde la superficie hasta su comportamiento en profundidad.

Los principales aportes de la investigación es la generación de un modelo estructural tridimensional detallado, a partir del cual se aplicó un análisis de tendencia al deslizamiento (Slip Tendency) bajo distintos estados de esfuerzo, incluyendo las condiciones cosísmicas impuestas por el terremoto del Maule (Mw 8.8) ocurrido en 2010. Estos análisis revelan que la Falla San Vicente, descrita como una falla normal de alto ángulo, presenta en profundidad (1.500 mts.) una geometría listrica que sugiere una evolución tectónica compleja. Además, se identificaron sectores dentro de su traza con mayor susceptibilidad a la reactivación, especialmente en zonas de curvatura estructural y zonas de transferencia de esfuerzo.

La interpretación conjunta de indicadores geomorfológicos —como la presencia de knickpoints, escarpes de falla y modelamiento de esfuerzos, permite plantear que la Falla San Vicente podría haber experimentado actividad tectónica reciente o estar en condiciones de reactivarse ante futuros eventos sísmicos de gran magnitud. Esto adquiere especial relevancia considerando que su traza atraviesa zonas urbanas e industriales de alto valor estratégico.

En este sentido, los resultados del estudio también contribuyen a la comprensión de la evolución tectónica local y regional del margen activo chileno y en especial del antearco continental más cercano a la fosa. Al integrar análisis morfoestructurales, modelado tridimensional y datos sísmicos, se logra evidenciar la influencia de procesos tectónicos recientes sobre la configuración del relieve y la reactivación de fallas preexistentes.

1. INTRODUCCIÓN

La Falla San Vicente, ubicada en la comuna de Talcahuano, Región del Biobío, representa una estructura significativa dentro del contexto tectónico activo del margen andino (Galli, 1967; Velásquez *et al.*, en prep.). Su traza marca el límite sureste de la península de Tumbes y ha sido reconocida por poner en contacto unidades metamórficas paleozoicas con depósitos sedimentarios más recientes (Hillerns, 2025). A pesar de su relevancia estructural, su caracterización detallada ha sido limitada.

Este estudio tiene como objetivo reconstruir la geometría y cinemática de la Falla San Vicente mediante la integración de datos de terreno, análisis morfoestructurales, interpretación de modelos digitales de elevación (DEM), y modelado tridimensional en Move. Además, se evalúa su comportamiento frente al campo de esfuerzos generado por el terremoto de Maule (Mw 8.8, 2010), con el fin de comprender su evolución tectónica y su posible reactivación reciente.

1.1. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio se ubica en el extremo sur de la península de Tumbes (Figura 1), en la comuna de Talcahuano, Región del Biobío, aproximadamente a 10 km al noroeste del centro de Concepción. El sector abarca desde la zona norte de Hualpén hasta la bahía de San Vicente, delimitando su sector este el humedal Rocuant.

1.2. CLIMA

La Región del Biobío presenta una transición climática entre condiciones mediterráneas hacia el norte y templadas húmedas hacia el sur, influenciada por la interacción entre el anticiclón del Pacífico y los sistemas frontales del oeste. En el sector costero y en las laderas occidentales de la Cordillera de la Costa, el clima corresponde a un régimen templado húmedo, con precipitaciones anuales que varían entre 1.200 y 2.000 mm, disminuyendo gradualmente hacia el norte. En contraste, las zonas interiores presentan un clima templado costero con promedios cercanos a 1.300 mm de lluvia anual y un período seco de aproximadamente cuatro meses (DGA, 2004).

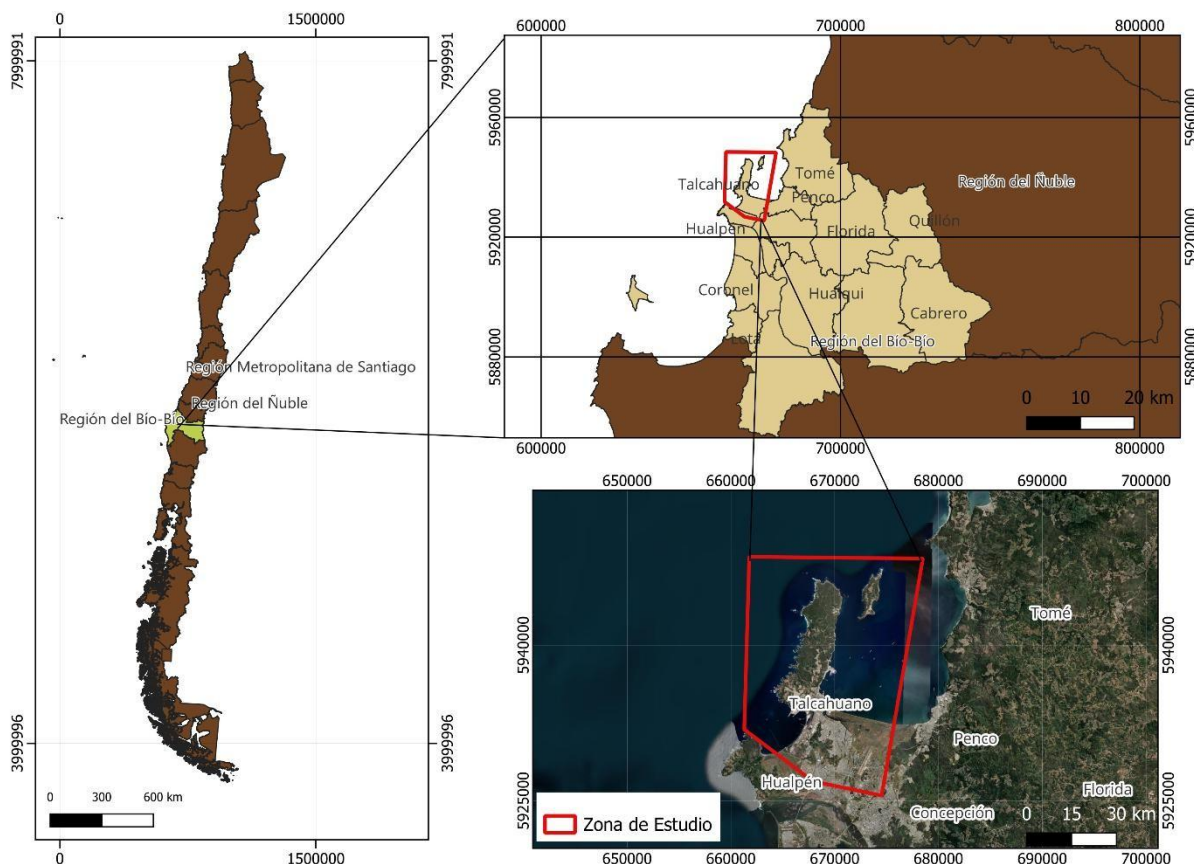


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. El recuadro rojo destaca el área de estudio correspondiente a la comuna de Talcahuano, en la Región del Biobío, Chile.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo General

Determinar la geometría, potencial sismogénico, evolución tectónica de la Falla San Vicente mediante el análisis geomorfológico, estructural y geofísico, con el fin de evaluar su influencia sobre la morfología y deformación del terreno en la zona de Talcahuano.

1.3.1.1. Objetivos Específicos

- Caracterizar la geometría y cinemática de la Falla San Vicente, identificando su traza, sentido de desplazamiento y estructuras asociadas en superficie y subsuperficie.
- Determinar la configuración estructural en profundidad de la Falla San Vicente, evaluando su coherencia con el modelo superficial a partir de la interpretación integrada de datos geofísicos y geológicos.

- Evaluar el potencial de reactivación de la falla en escenarios de esfuerzos regionales, particularmente frente al campo de esfuerzos cosísmico asociado al terremoto de Maule (Mw 8.8, 2010).

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1. Recopilación de datos bibliográficos (Gabinete I)

La primera etapa del presente estudio consistió en la revisión y recopilación de información bibliográfica disponible sobre la geología regional, local y estructural del área de estudio. Para ello se consultaron fuentes variadas como memorias de título, tesis, informes del Sernageomin e informes de la asignatura Geología de Campo II de la Carrera de Geología de la Universidad de Concepción. El objetivo de esta etapa era establecer un marco descriptivo y analítico de la zona en base a investigaciones previas.

1.4.2. Salida a terreno

Se realizaron tres salidas a terreno dentro de los meses de marzo a mayo. La primera salida se llevó a cabo en compañía de los profesores de la comisión, destacando la participación del geólogo Christian Creixell, quien ha trabajado previamente en la zona y posee un conocimiento detallado del área. Esto permitió una primera aproximación al terreno, familiarizándose con las condiciones geomorfológicas y estructurales de la zona de estudio. Se recorrió principalmente el cerro Zaror, donde se realizó reconocimiento geológico y levantamiento de datos estructurales, en la medición de planos se obtuvieron datos de foliación y fracturas. La segunda salida correspondió a una jornada de apoyo a una campaña de escáner GMD en conjunto con personal técnico, además de una toma de muestras de rocas para análisis de densidad. Estas muestras están destinadas a complementar los estudios gravimétricos que SERNAGEOMIN tiene planificados para la zona en los meses siguientes, lo cual permitirá contar con datos físicos del subsuelo relevantes para el modelado geofísico de la falla. La tercera visita se centró en el reconocimiento geológico del cerro David Fuentes, con el objetivo de buscar afloramientos adicionales y relaciones estratigráficas

1.4.3. Análisis de material topográfico digital

Tras la ejecución de las salidas a terreno y la recopilación de datos estructurales, litológicos y geomorfológicos en sectores clave del área de estudio, se dio inicio a una segunda fase centrada en el análisis e interpretación de la información obtenida. A esta etapa se sumaron además datos proporcionados por material bibliográfico y trabajos complementarios desarrollados en el sector.

Dado el contexto urbano altamente intervenido del área de estudio y la escasez de afloramientos bien expuestos debido a la presencia de infraestructura y vegetación, fue necesario complementar la información mediante análisis digitales y de gabinete, los cuales permitieron extrapolar e interpretar zonas con datos limitados.

Se comenzó con el procesamiento de modelos digitales de elevación (DEM con resolución de 5mt), utilizando el software QGIS con los complementos Profile Tool, Terrain Analysis y SwathProfiler. Paralelamente, se empleó MATLAB con la extensión TopoToolbox para realizar análisis morfométricos detallados, tales como redes de drenaje, perfiles longitudinales y mapas de curvatura.

Las trazas de perfiles fueron orientadas perpendicularmente a las estructuras inferidas, con el objetivo de detectar variaciones topográficas, escarpes y otras anomalías morfológicas asociadas a la Falla San Vicente y estructuras secundarias. En zonas sin afloramientos visibles, se construyeron perfiles geológicos esquemáticos a partir de la información estratigráfica disponible, extrapolarando datos desde sectores cercanos mediante correlaciones litológicas y geométricas. Estos perfiles permitieron visualizar preliminarmente la arquitectura estructural del subsuelo, especialmente en sectores como la bahía de Concepción.

Toda la información generada fue integrada en un modelo estructural tridimensional mediante el software especializado Move 3D (Petroleum Experts), que permitió representar con mayor precisión la geometría de la Falla San Vicente y su contexto geológico. Además de visualizar la configuración estructural actual, se realizaron simulaciones de deformación aplicando condiciones de esfuerzo similares a las generadas por los grandes terremotos históricos que han afectado la región, específicamente el de 2010.

El objetivo de estas simulaciones es evaluar si la Falla San Vicente actúa como una estructura activa capaz de amplificar o condicionar procesos de deformación superficial e inestabilidad del terreno. De este modo, el modelamiento contribuye a comprender el rol tectónico reciente de esta falla y su implicancia en la configuración morfoestructural de Talcahuano.

1.5. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero expresar mi sincero agradecimiento al Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) por proponer el tema de esta memoria y facilitar el acceso a información geológica clave para su desarrollo. En especial, agradezco a Christian Creixell, quien siempre estuvo dispuesto a resolver dudas y brindar orientación durante este proceso.

Se agradece también a la empresa Petroleum Experts S.A., por la donación de la licencia académica |en este trabajo.

A todo el personal del Departamento de Ciencias de la Tierra, en especial a don Pedro y don José, quienes tanto en la universidad como en terreno siempre estuvieron dispuestos a ayudar, cooperar más allá de sus funciones, o simplemente a sacar una sonrisa en los momentos más necesarios.

A mi profesor guía, Mauricio Espinoza, gracias por su acompañamiento constante, sus certeros comentarios y, sobre todo, por su infinita paciencia para explicarme cada etapa de este proceso. Su compromiso y claridad fueron fundamentales para sacar adelante este desafío.

Al Profe Joaquín por sus ayudas en las consultas que tuve.

A mi madre, Beatriz, por su apoyo incondicional a lo largo de toda mi formación. A pesar de la distancia, siempre ha sido un pilar esencial en mi vida.

A mis abuelos, Vita y Bety, por su cariño inagotable, por guiarme con sabiduría, corregirme con ternura y estar siempre presentes con amor y apoyo.

A mis tíos y tías, quienes han sido una red constante de afecto y contención a lo largo de mi vida. Gracias por estar siempre.

A Catalina Lobos y Diego Volosky, más que ayudantes, verdaderos amigos, quienes siempre estuvieron dispuestos a resolver mis dudas sobre las materias de la carrera, aunque no les correspondiera hacerlo formalmente. Su ayuda desinteresada fue invaluable.

A mis panas: Gonza, Elsi mella, Jimmy Aguirre, Joshe y Poncell, gracias por los buenos momentos, las jornadas de estudio, las conversaciones y, sobre todo, por los días en terreno, que quedarán como recuerdos imborrables en la retina... y otros tantos que, por el bien de todos, no se pueden comentar.

Su amistad y compañía hicieron este camino mucho más llevadero. También a mis amigxs Flo, Coni, Rubilar y Gato, por su compañía, apoyo y buena energía en todo momento.

A todas y todos quienes, de una u otra forma, fueron parte de este proceso: gracias por estar y aportar.

2. GEOMORFOLOGÍA

2.1. GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

El relieve de la Región del Biobío presenta una organización longitudinal característica del territorio chileno, conformada por un conjunto de franjas morfoestructurales alineadas paralelamente al margen continental. Según la clasificación propuesta por Börgel (1983), El territorio se estructura en cinco grandes dominios: planicies litorales, Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, Precordillera y Cordillera de los Andes, los cuales reflejan la evolución geodinámica del margen convergente entre las placas de Nazca y Sudamérica. La interacción prolongada entre subducción, levantamiento cortical y procesos erosivos ha sido determinante en la configuración actual de estas unidades (Börgel, 1983 en Hillerns, 2025).

Dentro del área de estudio, situada en el borde costero de la provincia de Concepción, predominan dos dominios geomorfológicos: la Cordillera de la Costa y las planicies litorales. La Cordillera de la Costa corresponde a un bloque estructural elevado constituido por rocas metamórficas e ígneas paleozoicas, que ha sido intensamente afectado por fallamiento y fracturamiento con direcciones preferentes N–S a NNW–SSE (Börgel, 1983). Estas estructuras controlan el alineamiento de cerros residuales y cordones colinados que caracterizan el paisaje.

En contraste, las planicies litorales se desarrollan hacia el oeste como superficies de baja pendiente compuestas por terrazas marinas escalonadas y depósitos costeros. Su formación está asociada a la acción combinada del oleaje, la dinámica fluvial y los episodios de levantamiento cuaternario vinculados a la actividad tectónica reciente del margen (Börgel, 1983).

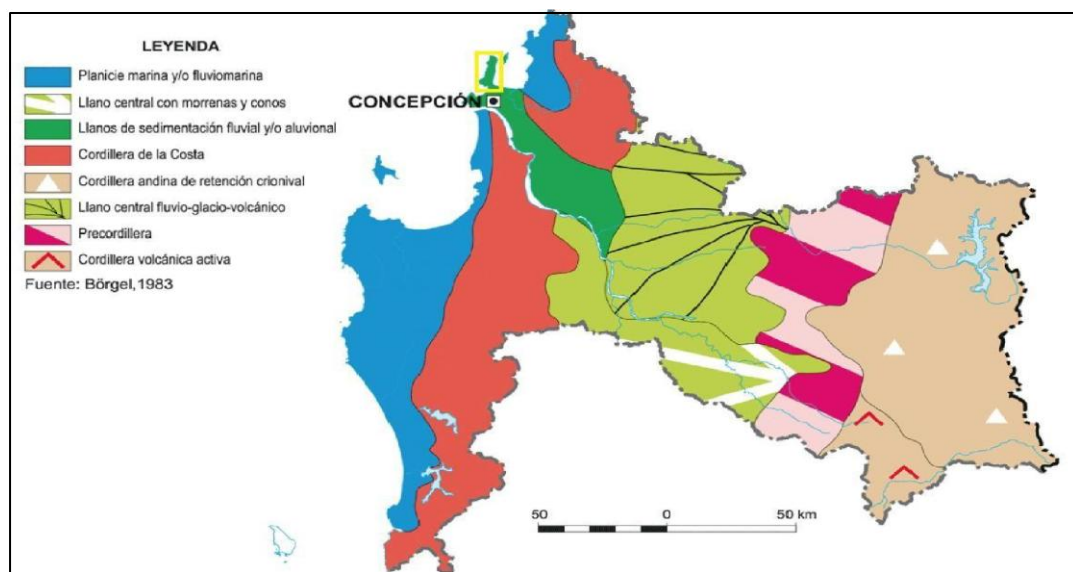


Figura 2: Mapa Geomorfológico de la región del Biobío. Imagen extraída de Hillerns, C. (2025).

2.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

El área de estudio se localiza en el borde costero del distrito Talcahuano–Hualpén, dentro del dominio morfoestructural de la Cordillera de la Costa. En este sector, el relieve actual refleja la interacción entre procesos tectónicos, marinos y erosivos que han actuado de manera recurrente durante el Cuaternario. El paisaje se organiza a partir de la alternancia de cerros isla y planicies costeras desarrolladas sobre un basamento metamórfico e ígneo paleozoico, el cual ha sido afectado por fallamiento, deformación dúctil-frágil y levantamientos sucesivos (Börgel, 1983; Galli, 1967; Creixell et al., 2001).

El relieve predominante corresponde a una secuencia de cerros alineados con orientación preferente N–S a NNW–SSE, cuya disposición responde al control ejercido por sistemas de fallas y fracturas subparalelas al margen continental. Entre las elevaciones más representativas se encuentran los cerros San Miguel, San Martín, La Unión, David Fuentes, Centinela y Zaror, que conforman bloques residuales disectados por valles angostos y depresiones de origen erosivo. Estos cerros constituyen relictos de antiguas superficies erosivas labradas sobre el basamento y posteriormente modificadas por la acción marina y por la reactivación neotectónica de estructuras costeras (SERNAGEOMIN, 2003).

Hacia el oeste, el relieve desciende hacia planicies litorales y terrazas marinas escalonadas que bordean la bahía de San Vicente y el Golfo de Arauco. En este sector se distinguen niveles topográficos entre aproximadamente 5 y 50 m s.n.m., correspondientes a antiguos pisos de abrasión marina formados durante episodios interglaciales y elevados por la actividad tectónica cuaternaria (Mardones, 1978). La Falla San Vicente desempeña un papel relevante en esta configuración, ya que delimita el borde oriental de la bahía y genera un contraste morfológico marcado entre bloques levantados y hundidos, lo que se refleja en diferencias de altitud y pendientes.

En dirección este y noreste, el relieve se torna más abrupto hacia la Cordillera de la Costa, donde predominan laderas de mayor inclinación, drenajes encajonados y valles estrechos que descienden hacia el océano Pacífico. Los sistemas de drenaje presentan un patrón subparalelo a dendrítico, condicionado por la estructura del basamento, la orientación de las fallas y la resistencia diferencial de las litologías presentes.

En su conjunto, la geomorfología local evidencia un paisaje fuertemente controlado por la estructura y la tectónica activa, sobre el cual han actuado procesos marinos y fluviales que han modelado superficies escalonadas, terrazas marinas y relieves residuales. La configuración actual del sector Talcahuano–Hualpén representa así el resultado de una evolución prolongada, donde el levantamiento regional, la reactivación cuaternaria de fallas costeras y la erosión marina han sido los principales agentes que han dado forma al relieve observado hoy (Börgel, 1983; Galli, 1967; Mardones, 1978; Creixell et al., 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

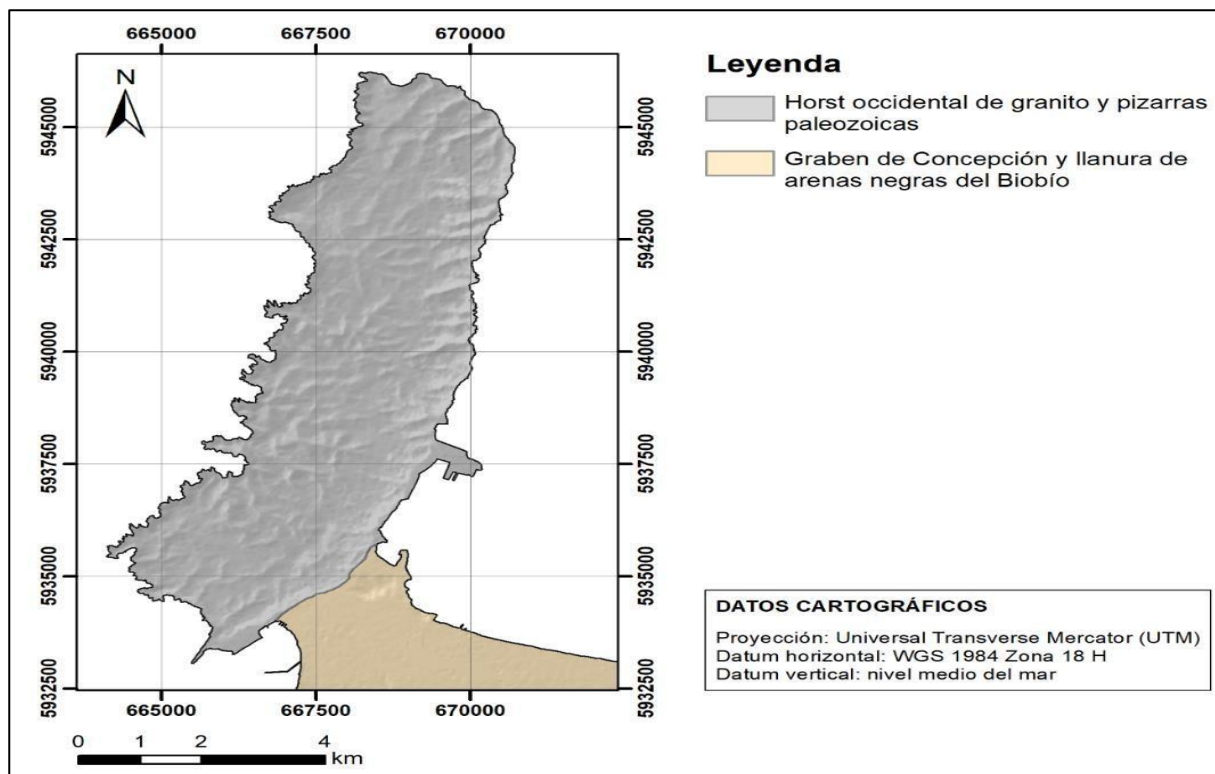


Figura 3. Unidades geomorfológicas de la península de Tumbes y sector de Talcahuano. Propuesta basada en Mardones (1978). Imagen extraída de Hillerns, C. (2025)

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. GENERALIDADES

El área del área de Talcahuano–Hualpén forma parte del borde costero del Biobío, donde afloran rocas metamórficas e ígneas paleozoicas que conforman la Cordillera de la Costa. Este basamento registra una evolución vinculada a la subducción paleozoica, posteriormente intruido por granitos del Batolito Costero del Sur (Aguirre, 1965; González-Bonorino & Aguirre, 1970; Creixell et al., 2001).

Durante el Mesozoico, la región estuvo marcada por la actividad magmática y sedimentación marina somera representada por la Formación Quiriquina (Stinnesbeck, 1986; Muñoz-Ramírez et al., 2008). En el Cenozoico, la tectónica compresiva y los levantamientos costeros originaron fallas activas, como la Falla San Vicente, que condicionan la morfología actual del litoral (SERNAGEOMIN, 2003; Melnick et al., 2009).

En síntesis, la geología del sector refleja la superposición de procesos metamórficos, magmáticos, sedimentarios y tectónicos desarrollados a lo largo de la evolución del margen convergente Nazca–Sudamérica.

3.2. ROCAS METAMÓRFICAS

Las rocas metamórficas constituyen el basamento más antiguo del área de estudio y afloran principalmente en las penínsulas de Tumbes y Hualpén, así como en la cordillera de Nahuelbuta, al sur del río Biobío. Estas unidades conforman el denominado Basamento Metamórfico, y registran una historia tectónica asociada a procesos de subducción paleozoicos.

Originalmente, fueron clasificadas como parte del “Basamento Cristalino Precámbrico” por Aguirre (1965), y posteriormente redefinidas como Basamento Metamórfico por González-Bonorino y Aguirre (1970), sobre la base de su naturaleza litológica, grado de metamorfismo y extensión regional.

Según la Carta Geológica de Concepción–Talcahuano (Velásquez *et al.*, en prep.), estas unidades han sido subdivididas en dominios litológicos más específicos, como el Complejo Metamórfico Cordillera de Nahuelbuta (DCn), representativo de la Serie Oriental, y los Esquistos de Quiñenco (Cq), pertenecientes a la Serie Occidental. En la península de Tumbes, se identifica además el Complejo Metamórfico Tumbes (DCt), cuya litología y estructuras sugieren una posible correlación con la Serie Occidental, aunque su afiliación precisa aún está en evaluación.

Litológicamente, estas unidades están compuestas por filitas, esquistos micáceos, metabasitas, y en menor proporción, por niveles de metacherts. Presentan una foliación regional bien desarrollada, con estructuras dúctiles como crenulaciones y bandeamientos. Localmente, estas rocas han sido afectadas por metamorfismo de contacto producto del emplazamiento de cuerpos ígneos paleozoicos, como el Complejo Plutónico Concepción, generando aureolas térmicas y recristalización parcial de la mineralogía original.

3.2.1. Serie Occidental o Complejo Metamórfico Tumbes

El basamento del área corresponde a la Serie Occidental, un conjunto paleozoico metamorfizado que ha sido recientemente agrupado como Complejo Metamórfico Tumbes (DCt) en la Carta Geológica Concepción–Talcahuano (Velásquez et al., en prep.). Este complejo aflora ampliamente en las penínsulas de Tumbes y Hualpén y está compuesto por filitas, metareniscas, metapsamopelitas y esquistos de mica, con foliación penetrativa y estructuras dúctiles bien desarrolladas.

La mineralogía y las estructuras indican un metamorfismo regional de facies esquistos verdes asociado a procesos de subducción paleozoicos (Glodny et al., 2008; Aguirre, 1965). Su disposición estructural dominante N–S a NNO–SSE refleja una intensa historia tectónica previa al emplazamiento del Batolito Costero del Sur.

3.3. ROCAS INTRUSIVAS

3.3.1. Batolito Costero del Sur

El Batolito Costero del Sur corresponde a un conjunto plutónico paleozoico que se emplaza a lo largo de la Cordillera de la Costa, con una orientación general NNE–SSW y afloramientos continuos entre los 32°30'S y 38°S (Hervé et al., 1987; Creixell et al., 2001). Está compuesto principalmente por granodioritas y tonalitas con biotita y hornblenda, que hacia sus márgenes evolucionan a granitos, pegmatitas y aplitas más diferenciadas (Parada, 1990; Creixell et al., 2001).

En la región del Biobío se reconocen subunidades como las Tonalitas de Santa Juana, los Granitoides de Nahuelbuta y los Granitoides de Concepción, las que representan distintas facies dentro del arco magmático paleozoico (Creixell et al., 2001).

3.3.1.1. Tonalitas de Santa Juana

Constituidas por tonalitas con anfíbol cálcico y minerales ferromagnesianos, además de proporciones menores de dioritas cuarcíferas. Afloran cerca de la localidad de Santa Juana y se consideran co-magmáticas con los granitoides de Nahuelbuta, representando las facies marginales orientales del conjunto. Dataciones Sm–Nd entregan edades de cristalización de 308 ± 7 Ma, situando su emplazamiento en el Pensilvánico tardío–Pérmico temprano (Lucassen et al., 2004).

3.3.1.2. Granitoides de Nahuelbuta

Compuestos principalmente por granodioritas de biotita y anfíbol cálcico, con presencia subordinada de tonalitas. Se distribuyen en la parte central de la Cordillera de Nahuelbuta, entre Curanilahue y Cañete, extendiéndose hacia el contacto con el basamento metamórfico en el margen occidental.

Estas rocas son co-magmáticas con las tonalitas de Santa Juana, representando las facies centrales del batolito. Las dataciones Rb–Sr arrojan edades de 286–307 Ma, correspondientes al Pensilvánico superior–Pérmico inferior (Glodny et al., 2009; Creixell et al., 2001).

3.3.1.3. Granitoides de Concepción

Afloran en las inmediaciones de Concepción, donde están constituidos por monzogranitos de biotita y, en menor proporción, tonalitas con biotita y mica blanca, reflejando una evolución magmática más diferenciada respecto de las unidades adyacentes. Se interpretan como un cuerpo plutónico independiente, pero relacionado con el mismo arco magmático paleozoico. Las edades Sm–Nd de rocas equivalentes indican cristalización alrededor de 308 Ma (Lucassen et al., 2004; Creixell et al., 2001).

3.3.2. Plutón Hualpén

El Plutón Hualpén corresponde a una intrusión de edad Triásico superior, expuesta principalmente en el sector norte de la península de Hualpén y en algunos afloramientos aislados de la península de Tumbes, donde corta las rocas metasedimentarias pertenecientes a la Serie Occidental (Creixell, 2001). Este cuerpo es de carácter epizonal y de dimensiones reducidas, con contactos discordantes respecto a la foliación regional de la roca encajante. Su emplazamiento produjo una aureola metamórfica de contacto de menos de un kilómetro de ancho, caracterizada por la formación de mica blanca y cordierita intercrecida con cuarzo, rasgos que sugieren condiciones de cristalización a poca profundidad (Creixell, 2001).

Desde un punto de vista litológico, el plutón está compuesto principalmente por monzogranitos de grano medio a grueso, acompañados localmente por diques aplíticos y andesíticos, y en menor proporción por tonalitas de textura porfídica, especialmente en el sector oriental de Tumbes (Creixell, 2001).

En cuanto a su química e isotopía, los análisis realizados por Vásquez et al. (2011) indican valores de ϵ_{Nd_i} entre -1 y -3 y relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ entre 0,704 y 0,706, lo cual sugiere una fuente magmática con aporte cortical. Por otra parte, las dataciones geocronológicas sitúan su emplazamiento dentro del Triásico superior: los métodos K–Ar en biotita entregan edades entre 218 y 202 Ma (Hervé et al., 1988; Creixell, 2001), mientras que los análisis Rb–Sr en roca total arrojan valores entre 222 ± 2 Ma y 216 ± 1 Ma (Lucassen et al., 2004).

3.4. ROCAS SEDIMENTARIAS

3.4.1. Formación Quiriquina

La Formación Quiriquina fue definida formalmente por Biró-Bagóczy (1982) para referirse a las capas fosilíferas del Cretácico Superior aflorantes en la región del Biobío. Su localidad tipo se encuentra en la bahía Las Tablas, en la Isla Quiriquina, y su paratipo en Caleta Cocholgüe. Representa una unidad clástica de origen marino somero depositada durante una transgresión rápida sobre el margen continental del sur de Chile central (Galli, 1967; Stinnesbeck, 1986). Según Salazar *et al.* (2015), corresponde a un sistema grano-decreciente compuesto por cuatro unidades: un conglomerado basal polimíctico, areniscas amarillas con estratificación cruzada, areniscas glauconíticas con coquina y una unidad superior de areniscas limosas bioturbadas con concreciones calcáreas.

En la península de Hualpén, afloran conglomerados de base blanca grisácea de hasta 6 m de espesor, sobre rocas del Complejo Metamórfico Tumbes. Más arriba se reconocen areniscas limosas verdes fosilíferas, con macrofauna. Estas rocas exhiben contactos tectónicos con el basamento metamórfico y estructuras asociadas como remociones en masa con megaclastos del DCt (Velásquez *et al.*, en prep.).

Estratigráficamente, la Formación Quiriquina se apoya en discordancia sobre el basamento metamórfico e ígneo (Complejo Plutónico Concepción, DCt, DCn), y es cubierta en paraconformidad con las formaciones Curanilahue, Pilpilco y Cosmito. La presencia de macro y microfauna fósil diversa ha permitido asignarle una edad Campaniano–Maastrichtiano (Stinnesbeck, 1986)

En el área de San Vicente (Talcahuano), la formación tiene una potencia de aproximadamente 30 m y se apoya en discordancia sobre el Complejo Metamórfico Tumbes (DCt). La secuencia comienza con un conglomerado polimíctico (Litofacies A), que se acuña lateralmente (Erices, 2018), seguido por areniscas finas a medianas (Litofacies B), glauconíticas con fósiles marinos, y culmina con areniscas limosas verdes y concreciones carbonatadas (Litofacies D), intensamente bioturbadas. En el cerro David Fuentes se reconocen niveles similares, con fósiles como *Cardium* y *Pacitrigonia*. Hacia el noreste, en sectores como el cerro San Miguel y Puente Perales, la unidad también sobreyace a rocas metamórficas o ígneas, y presenta una transición paraconforme con la Formación Curanilahue (Erices, 2018)

3.4.2. Formación Curanilahue

La Formación Curanilahue aflora principalmente en el valle homónimo, extendiéndose hacia la Cordillera de Nahuelbuta y el sector costero del Biobío. Fue descrita por Pineda (1983) y posteriormente incorporada en la Carta Geológica Concepción–Talcahuano (Creixell et al., 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

Corresponde a una secuencia sedimentaria de edad Paleoceno–Eoceno, depositada en un ambiente continental a transicional, con influencia fluvial, lacustre y estuarina.

Litológicamente, está compuesta por areniscas feldespáticas y limolitas carbonosas, intercaladas con niveles de lutitas, arcillas y capas de carbón de espesor variable. En algunos sectores se observan intercalaciones de conglomerados basales, que marcan superficies de erosión sobre el basamento metamórfico e intrusivo.

La estructura general es subhorizontal a suavemente inclinada, con contactos discordantes sobre el Complejo Metamórfico Cordillera de Nahuelbuta y el Batolito Costero del Sur.

El ambiente sedimentario sugiere un sistema fluvial meandriforme y lacustre, con aportes de material volcánico y periodos de inundación. Los niveles carbonosos indican fases de sedimentación en planicies pantanosas con alta productividad orgánica (Pineda, 1983; Le Roux, 2000; Creixell et al., 2001).

Estratigráficamente, la unidad se correlaciona con la Formación Lebu y otras secuencias del Grupo Lebu, que representan el relleno de cuencas postorogénicas desarrolladas tras la deformación cretácica.

3.4.3. Formación Tumbes

Los depósitos asignados a la Formación Tumbes se distribuyen de forma discontinua en la península de Tumbes, principalmente en terrazas elevadas entre los 80 y 145 m s.n.m., donde alcanzan espesores individuales de hasta 15 metros según Galli (1967), aunque en conjunto podrían representar acumulaciones mayores, en torno a los 50 m, como sugieren JARA-MUÑOZ et al. (2015). Estos depósitos se disponen en inconformidad erosiva sobre el Basamento Metamórfico y cuerpos del Batolito Costero del Sur, y constituyen uno de los principales registros litorales del Plioceno–Pleistoceno en la zona costera de la Región del Biobío.

Litológicamente, corresponden a arenas cuarcíferas de grano medio a grueso, de color amarillo a pardo amarillento, pobremente consolidadas, con variaciones laterales hacia arenas finas a gruesas de color pardo-rojizo en sectores meteorizados o con leve edafización (GALLI, 1967). La estratificación es generalmente difusa, aunque en ciertos afloramientos se observa estratificación

cruzada planar de bajo ángulo (Velázquez et al, en prep.). Estas areniscas están compuestas en un 80–95% por cuarzo subanguloso y alargado, muchas veces cubierto por pátinas de óxidos de hierro, con una fracción menor de fragmentos líticos metamórficos, clastos volcánicos redondeados (hasta 7% según Galli, 1967), y ocasionales fragmentos de cuarzo metamórfico centimétrico. Localmente, se reconocen concreciones calcáreas discoidales y cementación parcial por dickita y caolinita autigénicas (Galli, 1967).

En la parte superior de estos depósitos y sobre la superficie aterrizada (asociada a la Superficie Cañete), se han descrito arenas cuarcíferas finas a medias, de color gris blanquecino, muy bien seleccionadas, sin estratificación ni compactación visible, con un contenido de hasta 10% de óxidos de hierro, intercaladas en arenas pardo-amarillentas similares a las del tramo inferior (Velázquez et al, en prep.). Estas características apuntan a un ambiente de sedimentación litoral de alta energía, influido por procesos eólicos y marinos durante fases regresivas del nivel del mar, posiblemente del Plioceno tardío al Pleistoceno temprano (Galli, 1967; Jara-Muñoz et al., 2015).

3.4.5. Formación Andalién

La Formación Andalién, propuesta originalmente por Galli (1967), corresponde a una unidad sedimentaria continental de ambiente pedemontano, formada durante el Plioceno–Pleistoceno en el sector Concepción–Talcahuano. Sus afloramientos se concentran principalmente en los cerros isla del entorno metropolitano de Concepción, en los sectores bajos del valle del río Andalién, y de manera notoria en el cerro Bellavista de Penco, localizado al oriente del valle.

Desde el punto de vista litológico, la unidad está integrada por una sucesión de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas finas y limolitas, que presentan tonos grisáceos y rojizos. Estas rocas muestran estratificación entrecruzada, gradada y en artesa, y contienen clastos subangulosos a subredondeados compuestos por materiales graníticos, metamórficos y volcánicos, evidenciando una procedencia mixta y relativamente cercana. La textura y estructuras sedimentarias sugieren la existencia de canales fluviales activos, con buena selección y moderada energía de transporte.

Los depósitos han sido interpretados como producto de abanicos aluviales y sistemas fluviales trenzados, desarrollados bajo condiciones altamente energéticas y con una clara influencia tectónica, reflejada en el espesor variable y la disposición irregular de las capas (Rodríguez, 2022). Su distribución estaría controlada por fallas y estructuras locales que promovieron alzamientos y subsidencias diferenciales, permitiendo la acumulación de sedimentos en sectores deprimidos.

El ambiente de sedimentación corresponde a un sistema continental proximal, asociado a relieves elevados y dominado por flujos de canal y procesos coluviales. El contenido fósil es muy escaso,

limitado a restos vegetales fragmentarios, y su edad Plioceno–Pleistoceno se infiere a partir de su posición estratigráfica y grado de consolidación. En términos geomorfológicos, estos depósitos forman parte del sustrato de los cerros isla del área de Concepción, donde frecuentemente se observan evidencias de remociones en masa y deslizamientos superficiales. El reconocimiento de la formación en terreno es dificultoso debido a su heterogeneidad litológica y a la cobertura por suelos y materiales cuaternarios, pero representa una unidad clave para comprender la evolución tectónica y sedimentaria reciente del margen costero del Biobío.

3.4.6. Formación Huachipato

La Formación Huachipato fue definida informalmente por Galli (1967) para referirse a la secuencia de sedimentos cuaternarios que se distribuyen ampliamente en la planicie costera entre el puerto de San Vicente, el río Biobío, el puerto de Talcahuano, el escarpe occidental de la Cordillera de la Costa y la península de Tumbes. Litológicamente, está compuesta por arenas de granulometría variable (arena muy gruesa a limosa), con limos subordinados, de colores negro castaño a gris oscuro y clastos angulares a subredondeados, con selección moderada a buena. Los principales componentes corresponden a fragmentos de rocas volcánicas basálticas, vidrio volcánico y granos de magnetita, plagioclasa, hematita, además de olivino, micas y cuarzo (Galli, 1967).

La potencia máxima reportada por Galli (1967) fue de 40 m; sin embargo, este valor estaba limitado por la profundidad de los sondeos disponibles en la época. Estudios más recientes mediante modelamiento gravimétrico sugieren espesores que alcanzan hasta 160 m en el subsuelo de Concepción (Vivallos *et al.*, 2010). Una parte importante de este espesor correspondería a depósitos holocenos, derivados parcialmente del colapso del volcán Antuco ocurrido hace ~7,1 ka. Asimismo, los componentes marinos se asocian al alza del nivel del mar durante el Holoceno (Transgresión Flandriense, entre ~8 y 4 ka), que habría influido en su sedimentación (Martínez Pardo, 1968; Isla *et al.*, 2012).

Su ambiente sedimentario ha sido interpretado como marino y mixto, con influencia de pulsos transgresivos y regresivos, lo que se evidencia por la presencia de fósiles marinos y continentales. En sectores particulares, interdigita lateralmente con depósitos coluviales y de remociones en masa (Galli, 1967). Estratigráficamente, se dispone en discordancia angular sobre las formaciones Quiriquina, Cosmito y Andalién, y en inconformidad sobre el basamento metamórfico. Su edad se ha estimado entre el Pleistoceno superior y el Holoceno reciente.

3.4.7. Depósitos litorales

Los depósitos litorales actuales, definidos por Galli (1967) como “arenas de playa”, se desarrollan en una franja litoral entre los niveles de bajamar y pleamar, en las bahías de San Vicente y Concepción. Están compuestos por arenas limpias, de grano medio a muy grueso, de color negro castaño a gris oscuro, con una composición inmadura dominada por magnetita, olivino, plagioclasas, fragmentos basálticos y restos de conchas (Galli, 1967). Estos materiales son litológicamente similares a los de la Formación Huachipato, aunque se diferencian por su textura y mineralogía, producto del retrabajo continuo por acción del oleaje (Quinzio *et al.*, 2011).

3.4.8. Depósitos fluviales antiguos

Los depósitos fluviales antiguos se asocian principalmente a las riberas de los valles del río Biobío y del río Andalién, y están compuestos por arenas de grano fino a grueso y ripios, con estructura masiva o débilmente estratificada. Estos depósitos conforman parte del relleno de las terrazas y planicies aluviales y representan el registro de eventos deposicionales previos al establecimiento del régimen fluvial moderno (Quinzio *et al.*, 2011).

3.4.9. Depósitos coluviales y de remociones en masa

Según Galli (1967), estos depósitos, denominados "materiales derrumbados", corresponden a acumulaciones de detritos movilizados gravitacionalmente desde laderas inestables. En el área de estudio, se distribuyen principalmente en los límites sur de la península de Tumbes, aunque también se han reconocido en diversos sectores de Talcahuano y Concepción. Estos materiales están relacionados con procesos gravitacionales como deslizamientos rotacionales, caídas de roca y tierra, reptación y flujos superficiales, desencadenados por factores como precipitaciones intensas, sismos, intervención antrópica y alto grado de meteorización. Un ejemplo relevante de estos eventos corresponde al gran derrumbe ocurrido el 12 de noviembre de 1961, descrito por Galli y Lemke (1963), el cual afectó particularmente la zona del escarpe asociado a la Falla San Vicente, posiblemente en el cerro La Unión.

3.5. MARCO ESTRUCTURAL

El área comprendida entre Concepción, Talcahuano y Hualpén se encuentra inmersa en un contexto tectónico activo, especialmente en el antearco, condicionado por la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana y los ciclos sísmicos asociados a esta. Esta interacción ha dado lugar a una serie de estructuras corticales activas, que son evidencias de deformación cuaternaria, (Melnick *et*

al., 2009; Farías *et al.*, 2010.). Una de estas estructuras la Falla Biobío, fue propuesta por Bohm *et al.* (2002) a partir del análisis de sismicidad cortical y métodos de sísmica de reflexión. Presenta un rumbo NW–SE, y se extiende entre las latitudes de Concepción e isla Mocha. Esta zona se caracteriza por la concentración de eventos sísmicos corticales y por un cambio abrupto en la elevación topográfica a ambos lados de la falla. Más recientemente, Siravo *et al.* (2020) han sugerido una edad mínima para la deformación sinistral previa al Oligoceno superior, lo que refuerza la importancia de esta estructura dentro del marco tectónico.

3.5.1. Falla San Vicente

La Falla San Vicente fue identificada y caracterizada por primera vez por Galli (1967), quien la describió como una estructura normal de alto ángulo que pone en contacto el Basamento Metamórfico con la Formación Quiriquina y depósitos holocenos. Su traza define el límite suroriental de la península de Tumbes, extendiéndose desde Caleta Gloria hasta las inmediaciones de la Base Naval de Talcahuano (Galli, 1967, en Hillerns, 2025). Según el autor, su continuidad podría prolongarse aún más hacia el sur.

En términos geométricos, la falla exhibe variaciones significativas en su orientación a lo largo de su recorrido, cambiando desde un rumbo NE–SW hasta uno prácticamente N–S. En el sector de San Vicente se ha registrado un rumbo cercano a N53°E, mientras que en la Base Naval adquiere una orientación submeridiana. Durante una excavación realizada en 1961 en las cercanías de Caleta Gloria, fue posible observar directamente el plano de falla, incluyendo una zona de daño de aproximadamente 1 m de espesor y un manteo cercano a 80° hacia el SE (Galli, 1967).

Si bien el desplazamiento total de la estructura no ha sido cuantificado con precisión, la presencia de depósitos marinos del Pleistoceno Superior en la parte alta del bloque yacente al noroeste —a más de 120 m s.n.m.— constituye un indicador geomorfológico de relevancia. Según lo reportado por Hillerns (2025), esta evidencia sugiere un desnivel mínimo de al menos 120 m entre los bloques, lo que implica una actividad neotectónica significativa.

La ocurrencia de depósitos marinos pleistocenos a cotas elevadas es un criterio ampliamente utilizado para establecer edades mínimas de deformación en sistemas de fallas costeras. Conforme a lo planteado por Maldonado *et al.* (2021), la preservación de depósitos cuaternarios en el bloque elevado puede constituir un indicador directo de actividad tectónica reciente, especialmente cuando existe evidencia estratigráfica que vincula dichos depósitos con la estructura. En este contexto, la información geomorfológica disponible respalda la interpretación de que la Falla San Vicente podría haber experimentado reactivaciones durante el Cuaternario, lo que subraya la necesidad de

desarrollar estudios complementarios —como análisis paleosísmicos o geocronológicos— orientados a evaluar su estado de actividad actual.

4. MARCO TEÓRICO CONCEPTUAL

4.1. CONCEPTOS

4.1.2. Esfuerzos

Los esfuerzos principales son las componentes del estado de esfuerzo que actúan de forma ortogonal entre sí y en cuyos planos asociados no existen componentes de cizalle. Se expresan convencionalmente como:

- σ_1 : esfuerzo principal máximo (mayor compresión),
- σ_2 : esfuerzo intermedio,
- σ_3 : esfuerzo principal mínimo (menor compresión o máxima extensión).

Conocer la orientación de los esfuerzos principales es esencial para interpretar el tipo de fallamiento activo en una región, determinar la estabilidad de estructuras geológicas como taludes o fallas, y predecir su posible reactivación. Estos esfuerzos definen el elipsoide de esfuerzos y son fundamentales para caracterizar los distintos regímenes tectónicos. Según la orientación de los ejes principales respecto al eje vertical, se pueden reconocer tres grandes regímenes:

- σ_1 vertical \rightarrow régimen extensional (fallas normales),
- σ_2 vertical \rightarrow régimen transcurrente (fallas de rumbo),
- σ_3 vertical \rightarrow régimen compresivo (fallas inversas o de empuje).

En el caso específico de la Falla San Vicente, esta estructura corresponde a una falla normal de alto ángulo (80° hacia el SE), se espera que el esfuerzo principal máximo (σ_1) tenga una orientación aproximadamente vertical, mientras que el esfuerzo mínimo (σ_3) debería ser predominantemente horizontal y perpendicular a la traza de la falla, indicando condiciones tectónicas extensionales locales. Analizar el estado actual y los cambios históricos de estos esfuerzos permite entender la estabilidad del escarpe asociado y evaluar la posibilidad de reactivación frente a esfuerzos cosísmicos, como los generados durante grandes terremotos como los de 1960 o 2010.

4.1.3. Coulomb de fallo por corte

Coulomb Failure Stress, CFS es la base teórica para entender cuándo una falla preexistente se activa como resultado de cambios en esfuerzos tectónicos o presión de poros (Figura 4).

Se expresa mediante: $\tau = \mu(\sigma_n - p) + C$

- τ : tensión de corte requerida para activar el deslizamiento sobre el plano de falla,
- μ : coeficiente de fricción interna del material,
- σ : esfuerzo normal al plano de falla,
- p : presión de poros (reduce el esfuerzo efectivo),
- C : cohesión residual de la falla (en fallas preexistentes suele considerarse despreciable).

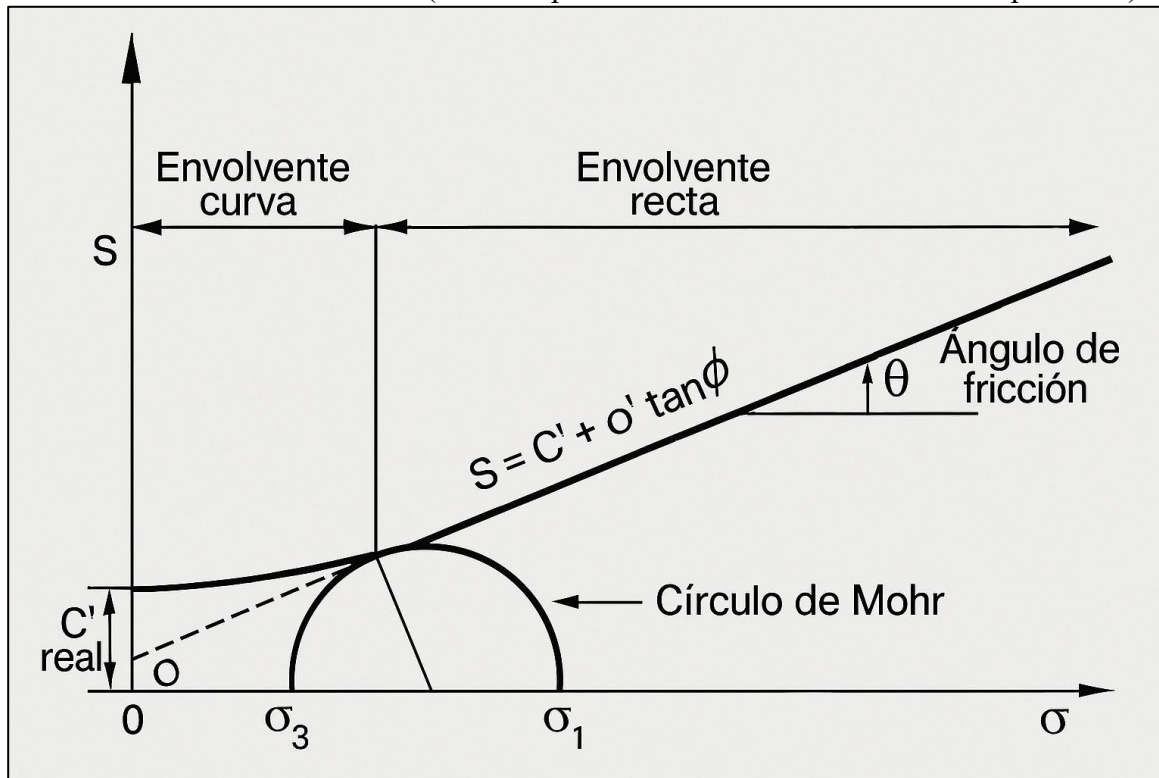


Figura 4. Representación del Círculo de Mohr y envolventes de resistencia para el análisis de estabilidad. Modificado de Delgado, M. (2019).

El criterio de falla por corte de Coulomb es fundamental para predecir la activación de fallas en entornos tectónicos complejos. La falla ocurre cuando el esfuerzo cortante τ sobrepasa la resistencia, definida por el coeficiente de fricción μ y la tensión efectiva, junto con la cohesión C . Además, el cambio en este criterio (Δ CFS) entre los estados previo y posterior a un evento sísmico es un predictor confiable de zonas favorecidas o inhibidas para la ocurrencia de *aftershocks* (Sibson, 1990; Ineris, 2018).

4.1.4. Morfometría

4.1.4.1. Knickpoints

Un *knickpoint* es una discontinuidad pronunciada en el perfil longitudinal de un cauce fluvial, que puede manifestarse como escalón abrupto, cascada o cambio fuerte de pendiente. Se forma cuando

cambia el nivel base, por ejemplo, debido a tectónica, variaciones del nivel del mar. (Mudd, S.M., & Clubb, F.J. 2020)

Los knickpoints pueden clasificarse en función de su origen en:

- Tectónicos: Se generan por levantamientos diferenciales del basamento o reactivación de fallas, lo que induce cambios súbitos en el perfil del río (Wobus et al., 2006).
- Eustáticos: Asociados a fluctuaciones del nivel del mar o del nivel base en sistemas lacustres, provocando retroceso de la incisión (Crosby & Whipple, 2006).
- Litológicos: Emergen por la transición entre unidades rocosas con distinta resistencia a la erosión, actuando como umbrales morfológicos (Berlin & Anderson, 2007).
- Antrópicos: Producidos por obras como represas, desvíos o minería, que modifican localmente el equilibrio fluvial (Mudd & Clubb, 2020).

4.1.4.2. K_{sn}

El índice de pendiente normalizado (K_{sn}) es un parámetro morfométrico ampliamente utilizado en geomorfología para identificar patrones espaciales de incisión fluvial y para inferir información sobre el levantamiento tectónico, la resistencia litológica o los estados transitorios del paisaje (Scotti *et al.*, 2014).

$$S = k_s A^{-\theta}$$

donde K_s es el índice de pendiente, A el área de drenaje y θ es el exponente de concavidad, usualmente asumido constante para fines de normalización. Cuando θ se mantiene constante a lo largo de varios perfiles de ríos, se obtiene el valor normalizado K_{sn}, lo cual permite comparar tramos fluviales independientemente de su tamaño (Scotti *et al.*, 2014).

Generalmente en un rango entre 0.4 y 0.6— siendo 0.45 o 0.42 valores frecuentemente utilizados como referencia en sistemas fluviales en equilibrio o cuencas ajustadas (Kirby & Whipple, 2012; Wobus et al., 2006). Al fijar θ , se obtiene el valor K_{sn}, que permite comparar entre distintos cauces independientemente de su tamaño (Scotti et al., 2014).

Este parámetro es útil para identificar zonas de desequilibrio topográfico dentro de una cuenca, especialmente en contextos donde el relieve se encuentra en fase de ajuste a perturbaciones tectónicas, (Struth *et al.*, 2021). En el caso de las cuencas, el análisis de K_{sn} ha permitido distinguir sectores con mayor actividad tectónica (Scotti *et al.*, 2014; Struth *et al.*, 2021).

4.1.4.3. Perfiles Swath

Los perfiles swath sirven para analizar la variación del relieve a lo largo de un transecto, considerando no solo una única línea de elevación sino una franja de terreno. Estos perfiles muestran la elevación máxima, mínima y media, permite capturar variaciones topográficas significativas que pueden estar relacionadas con procesos tectónicos, erosivos o litológicos (Scotti *et al.*, 2014). Para generarlos, se emplean modelos digitales de elevación (DEM), sobre los cuales se define un transecto perpendicular a las estructuras o direcciones del relieve, y se extraen los valores de elevación en intervalos regulares dentro de una franja definida (Molin *et al.*, 2004; Masek *et al.*, 1994).

5. RESULTADOS

5.1. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Se construyó un mapa geológico en base al trabajo de Velásquez et al. (en preparación) (Figura 5), destacando las principales unidades geológicas del área de estudio. No se realizó una diferenciación detallada de los depósitos cuaternarios ni holocenos, dado que para los fines del modelamiento estructural esta información no resulta crítica. Sin embargo, se destaca que la presencia de depósitos del Pleistoceno en el bloque yacente al noroeste de la falla San Vicente constituye una observación fundamental, ya que sugiere que dicha estructura ha actuado como una estructura activa durante el Cuaternario. Según los criterios de MALDONADO et al. (2021), la existencia de depósitos cuaternarios desplazados o preservados en bloques elevados constituye una evidencia geomorfológica relevante para catalogar una falla como "posiblemente activa", lo que justifica su incorporación en los análisis de estabilidad y de evolución tectónica reciente en el área de Talcahuano–San Vicente.

La unidad geológica predominante en la península de Tumbes corresponde a las rocas metamórficas de la Serie Occidental, agrupadas localmente como Complejo Metamórfico Tumbes. La Formación Quiriquina, de edad Cretácico Superior, aflora de manera restringida en el sector suroeste. y en el flanco oriental del cerro David Fuentes. Por su parte, la Formación Curanilahue, compuesta por sucesiones de areniscas, fangolitas y niveles de carbón de edad Pleoceno-Eoceno, se localiza principalmente en el sector suroriental del área, particularmente en el cerro David Fuentes y otros cerros isla de Talcahuano. En las zonas más bajas del área afloran depósitos holocenos, dispuestos en inconformidad sobre las unidades más antiguas.

5.1.1. Rocas Metamórficas

La unidad geológica predominante en la península de Tumbes corresponde a rocas metamórficas de bajo grado que forman parte de la denominada Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Aguirre *et al.*, 1972), y en investigaciones más reciente se agrupan bajo la unidad Complejo Metamórfico Tumbes (DCt), según la propuesta de Velásquez *et al.* (en preparación). Este complejo aflora ampliamente en la península de Tumbes y Hualpén, siendo particularmente visible en acantilados costeros del sector de caleta Tumbes y Faro Punta Tumbes, donde alcanza alturas de hasta 100 metros.

Litológicamente, está compuesto por una asociación de filitas, metareniscas, metasemipelitas, esquistos de mica y mica-granate, con presencia frecuente de bandas de cuarzo de segregación. Estas rocas presentan foliación penetrativa con orientación general NNO–SSE a N–S, y manteos entre 30° y 40° al este, acompañadas de estructuras dúctiles como pliegues recumbentes, clivajes de plano axial y boudinage, reflejando una intensa historia tectono-metamórfica (Velásquez *et al.*, en prep.). Microscópicamente, estas rocas presentan textura lepidoblástica a porfirolepidoblástica, con minerales como mica blanca, biotita, clorita, cuarzo, plagioclasa y minerales opacos como ilmenita y titanita.

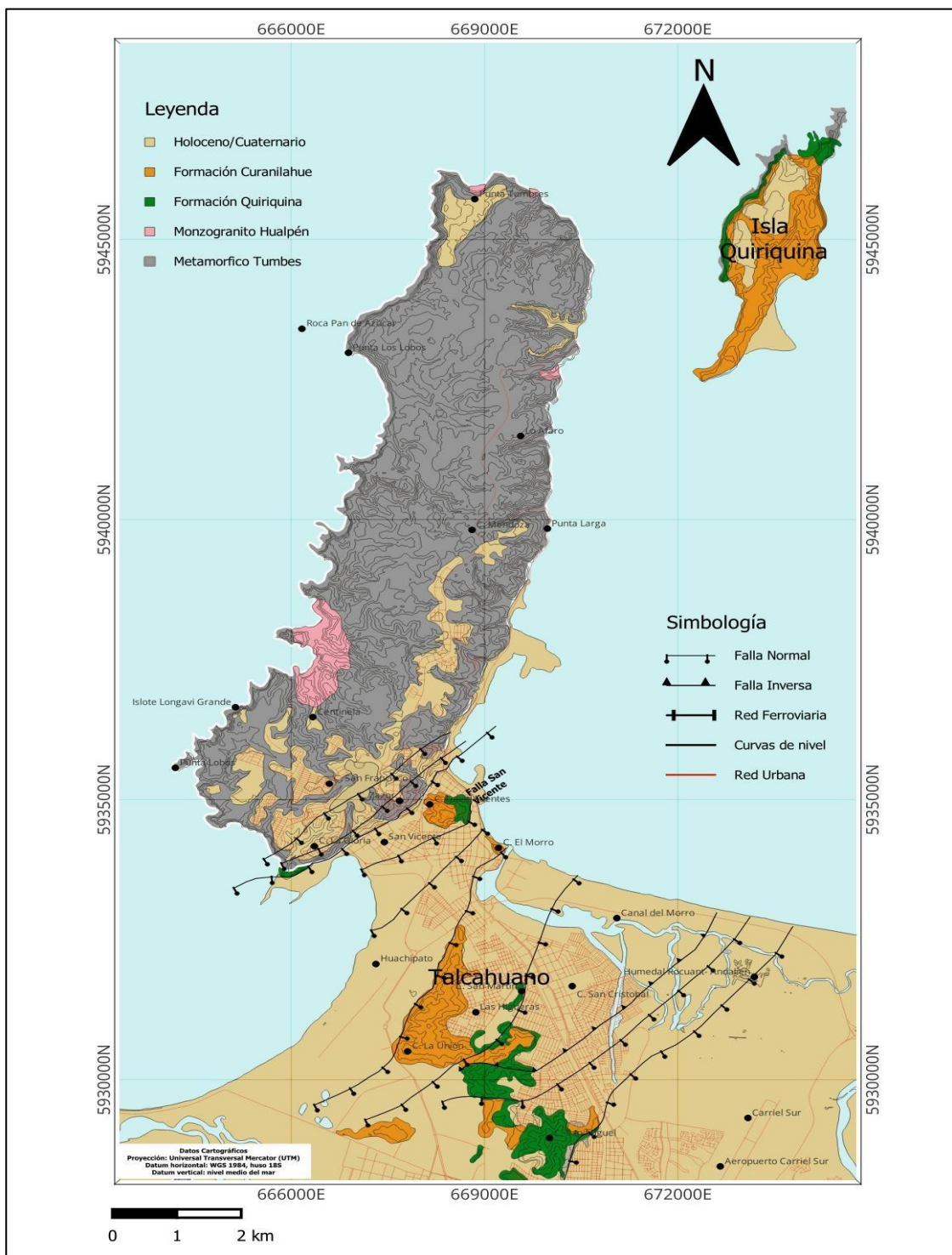


Figura 5. Mapa geológico del área basado en la carta geológica aún sin publicar de Velásquez *et al.* (en preparación). En él se observa la distribución de las principales unidades litológicas presentes en la Metamórfico Tumbes, Formación, Formación Curanilahue y depósitos holocenos. Estas unidades se superponen sobre la base topográfica y urbana del área de Talcahuano, permitiendo visualizar su relación espacial con estructuras relevantes como la Falla San Vicente

El Complejo Metamórfico Tumbes está en contacto tectónico mediante la Falla San Vicente con unidades sedimentarias más jóvenes, como las formaciones Quiriquina y Curanilahue, además de

estar cubierto por depósitos cuaternarios y Pleistocenos. Estos contactos permiten definirlo como el bloque estructuralmente elevado en el contexto morfoestructural del área de Talcahuano (Velásquez *et al.*, en prep.). En el cerro Zaror se identifican afloramientos compuestos exclusivamente por esquistos, los cuales exhiben una foliación bien desarrollada y una fábrica metamórfica dominada por minerales laminares fuertemente alterados (Figura 6). En superficie fresca, estas rocas presentan tonalidades grisáceas a pardo-gris, mientras que en zonas meteorizadas adquieren colores castaños y rojizos. El avanzado grado de alteración dificulta la caracterización completa de la mineralogía a partir de muestras de mano, lo que limita la identificación precisa de algunos minerales (Hillerns, 2025).

Dado que las muestras recuperadas durante el levantamiento de terreno no permiten una representación visual adecuada de estas litologías, se incorpora una imagen referencial de esquistos de la Serie Occidental tomada del trabajo de Hillerns (2025), utilizada únicamente con fines ilustrativos.

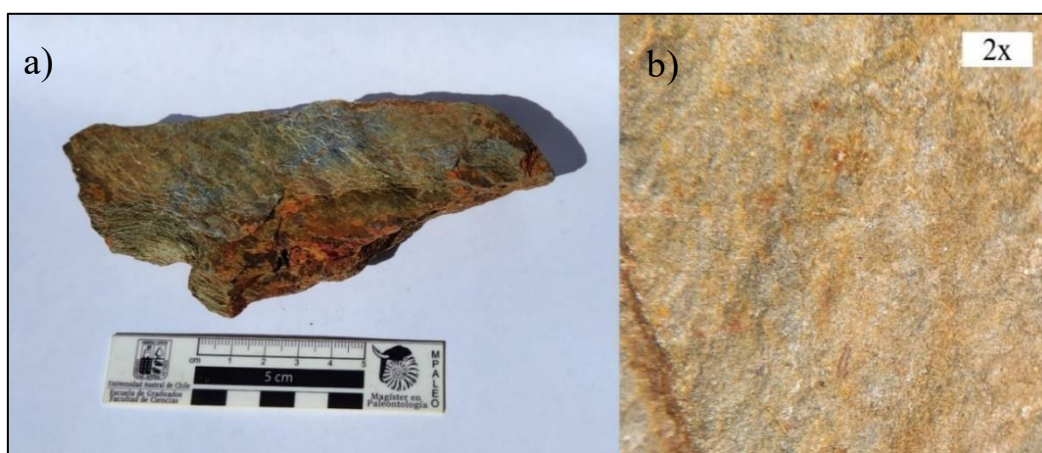
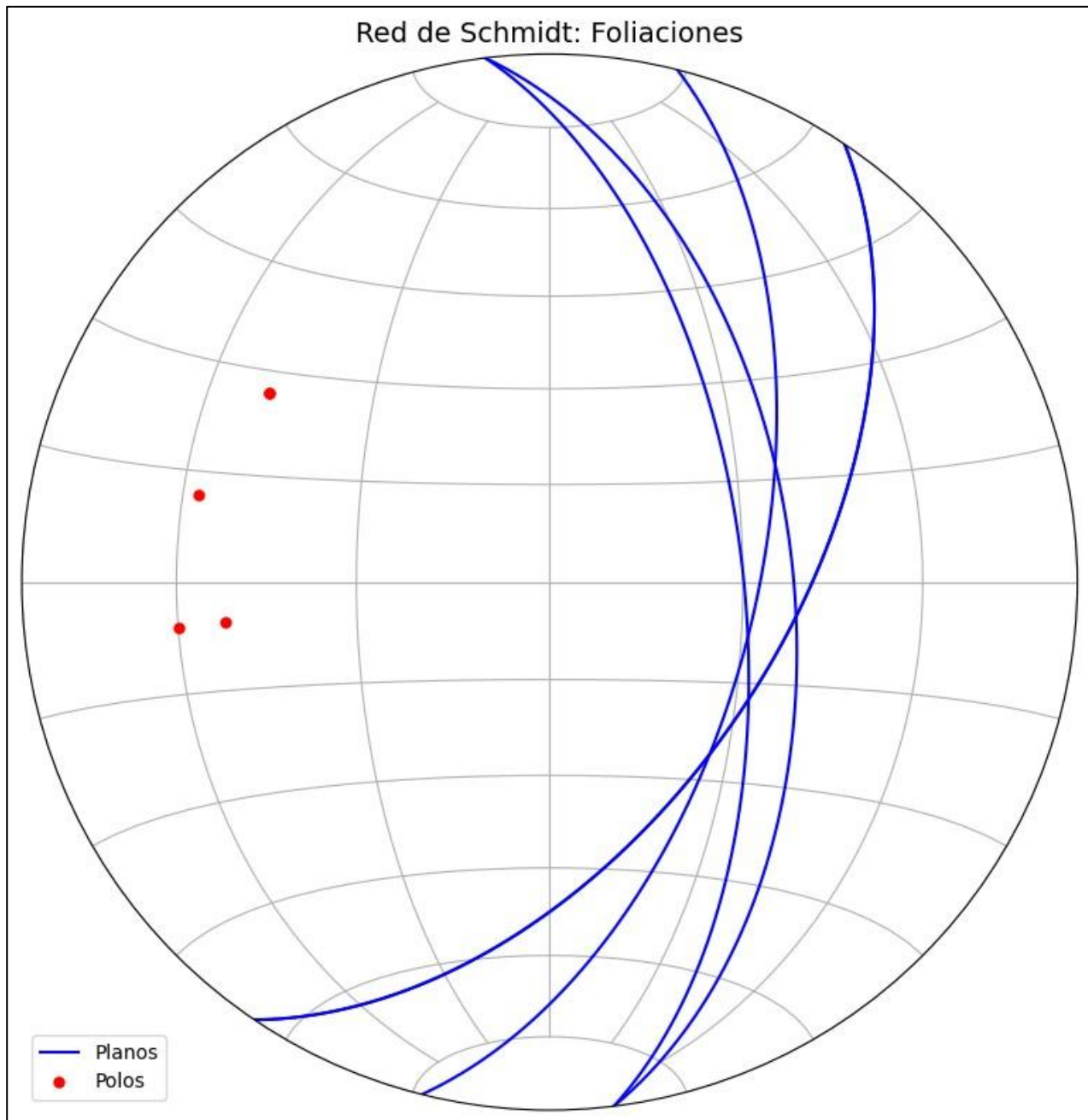


Figura 6 Esquistos de la Serie Occidental. a) Muestra de mano de esquisto; b) Vista bajo lupa (2x). Imagen modificada de Hillerns (2025), utilizada como referencia ilustrativa.

Las foliaciones registradas en terreno en el área de Talcahuano (figura 6) presentan una orientación general NO–SE, con manteos al este que varían entre 30° y 40° , lo que es coherente con la estructura regional reconocida para el Complejo Metamórfico Tumbes (Velásquez *et al.*, en prep.). Estas foliaciones, de carácter penetrativo, se desarrollan principalmente en esquistos y filitas, y se interpretan como el resultado de fases de deformación dúctil relacionadas con eventos compresivos previos al emplazamiento de las unidades sedimentarias.

En la Figura 7 se presenta un diagrama estereográfico elaborado con los datos recopilados en terreno. Las grandes circulares azules representan la orientación de las superficies de foliación, mientras que

los puntos rojos corresponden a los polos de esas mismas superficies. La distribución de estos elementos revela una orientación preferencial NNE–SSW, lo que sugiere una deformación consistente con el régimen tectónico regional



Este tipo de análisis estructural permite caracterizar la fábrica tectónica del basamento metamórfico. Además, poder visualizar diferentes procesos que han modelado la geomorfología de la zona.

5.1.2. Formación Quiriquina

Los afloramientos de la Formación Quiriquina dentro del área de estudio se distribuyen tanto en el extremo suroccidental de la península, como en diversos cerros isla ubicados en distintas zonas de Talcahuano y Concepción, donde se dispone en discordancia sobre el basamento metamórfico. En la península, su contacto inferior corresponde al Complejo Metamórfico Tumbes, mientras que en sectores subyace en paraconformidad a la Formación Curanilahue. Su techo corresponde generalmente a la superficie de erosión actual. Sin embargo, debido a limitaciones de acceso y cobertura urbana o vegetal, muchos de estos afloramientos no fueron visitados en profundidad durante el trabajo de terreno, por lo que su caracterización se basa en antecedentes bibliográficos (Galli, 1967; Stinnesbeck, 1986; Erices, 2018; Rodríguez *et al.*, 2023). Litológicamente, la unidad está compuesta por una sucesión grano-decreciente de conglomerados polimícticos, areniscas verdes con estratificación cruzada. En sectores como San Vicente se han descrito fósiles de elasmobranquios, bivalvos, amonites y trazas como *Ophiomorpha* isp., lo que refuerza su interpretación como un ambiente marino somero del Campaniano–Maastrichtiano (Stinnesbeck, 1986; Erices, 2018)

5.1.3. Formación Curanilahue

Los afloramientos de la Formación Curanilahue dentro del área de estudio se localizan principalmente en el cerro David Fuentes, en el sector suroriental de Talcahuano, donde se dispone en paraconformidad sobre la Formación Quiriquina. Adicionalmente, esta unidad ha sido identificada en otros cerros isla de la ciudad, como San Miguel, San Martín y El Morro, así como en la isla Quiriquina, aunque en muchos casos se encuentra cubierta por infraestructura urbana o vegetación densa que limita su exposición.

Dado el acceso restringido y la cobertura superficial, su caracterización se realizó principalmente a partir de información bibliográfica y antecedentes de estudios regionales (Galli, 1967; Rodríguez *et al.*, 2023; Velásquez *et al.*, en prep.).

Litológicamente, está compuesta por una sucesión de conglomerados finos a medios, areniscas gravosas, niveles de carbón, fangolitas y limolitas arcillosas, que reflejan un ambiente de sedimentación deltaico a litoral, con eventos de mayor energía y periodos de acumulación de materia orgánica. En sectores como El Morro y San Miguel se han identificado fósiles de elasmobranquios, trazas fósiles como *Ophiomorpha* isp. y niveles de restos vegetales y arboles (Rodríguez *et al.*, 2023; Zambrano *et al.*, 2014).

5.2. Análisis Espacial de Datos sísmicos de la zona

Con el objetivo de caracterizar la actividad sísmica reciente en el área de estudio, se recopilaron y analizaron datos correspondientes a eventos ocurridos entre los años 2001 y 2023, abarcando las regiones del Maule, Ñuble, Biobío y La Araucanía. A partir de un conjunto de registros provenientes del International Seismological Centre (ISC), se elaboraron representaciones espaciales y estadísticas que permiten identificar patrones de distribución, frecuencia, magnitud. Los resultados se presentan mediante mapas de epicentros, diagramas de dispersión y mapas de calor, los cuales ofrecen una visión integrada de la dinámica sísmica de la macrozona sur de Chile, en el contexto de la interacción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana.

Chile es uno de los países más sísmicamente activos del mundo, debido a la convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana (Figura 8), a una velocidad promedio de entre 66 y 80 mm/año (DeMets *et al.*, 2010; Angermann *et al.*, 1999). Esta interacción tectónica ha dado origen a terremotos históricos como el de Valdivia en 1960 (Mw 9.5) y el de Maule en 2010 (Mw 8.8), junto con una elevada frecuencia de eventos intermedios a lo largo del margen occidental del continente (Ruegg *et al.*, 2009; Lomnitz, 2004). Para caracterizar esta actividad, se trabajó con una base de datos nacional compuesta por 3.656 eventos registrados entre los años 2000 y 2023, cuya estadística general evidencia una magnitud promedio de 4.9 Mw y profundidades concentradas principalmente en el rango superficial a intermedio, con un máximo registrado de 600 km.

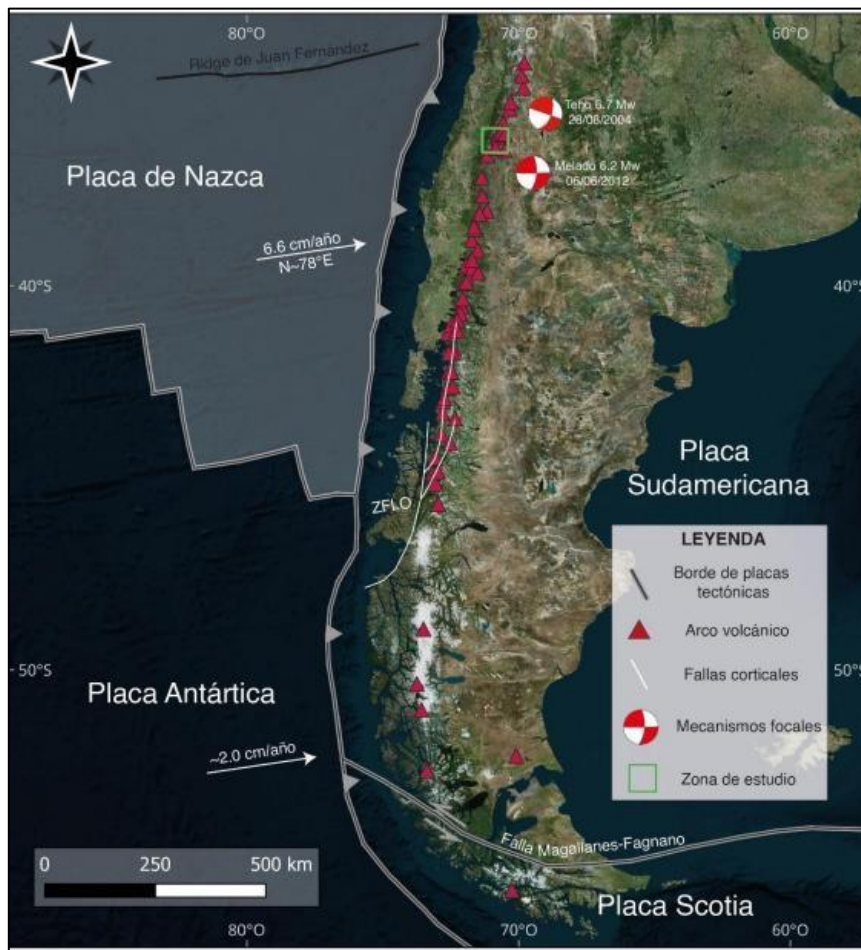


Figura 8. Mapa tectónico Sudamericano que muestra la ubicación de las principales placas litosféricas y sus límites. Destaca la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana a lo largo del margen occidental de América del Sur, la cual es responsable de la alta sismicidad que caracteriza a Chile. Fuente: Oyarzo, 2025

A partir del conjunto de datos, se extrajo una muestra regional correspondiente a la macrozona sur (regiones del Maule, Ñuble, Biobío y La Araucanía), compuesta por aproximadamente 380 eventos. Posteriormente, se acotó el análisis a la Región del Biobío, lo que permitió enfocar el estudio en la zona directamente relacionada con el área de interés de esta investigación. Este enfoque multiescala —nacional, regional y local— busca contextualizar la sismicidad observada en el área de estudio en relación con el comportamiento tectónico del margen andino activo, y permite identificar patrones espaciales, niveles de recurrencia y tendencias de magnitud relevantes

5.2.1.1. Análisis de Datos sísmicos nacional

Los gráficos presentados permiten visualizar la distribución estadística y relación entre la magnitud y profundidad de los eventos sísmicos ocurridos en Chile entre los años 2000 y 2023. El histograma de magnitudes (Figura 9) muestra una distribución asimétrica con un claro sesgo hacia eventos de baja a moderada magnitud, concentrándose mayoritariamente entre los 4.5 y 5.5 Mw.

La magnitud media es de 4.92 Mw, con una mediana de 4.9 Mw, una moda en 5.0 Mw y una desviación estándar de 0.41, lo que indica una baja dispersión respecto a la tendencia central. Por

otro lado, las profundidades presentan una distribución más amplia, con una mediana de 29 km, una media de 36.7 km y una desviación estándar de 41.6 km, reflejando la existencia de eventos tanto superficiales como intermedios y profundos.

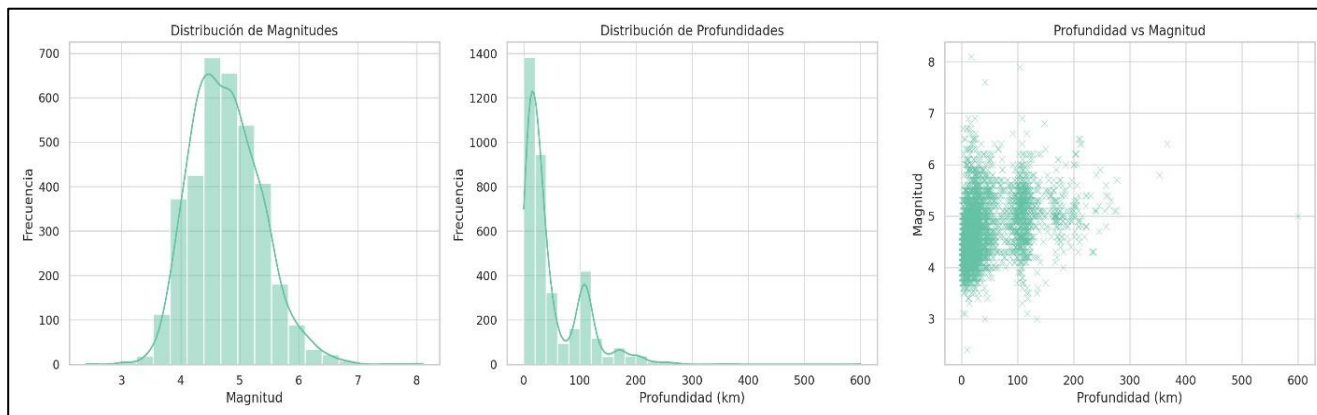


Figura 9 . Análisis gráfico de la base de datos sísmica nacional de Chile (2000–2023), donde se presentan: (izquierda) la distribución de magnitudes; (centro) la distribución de profundidades hipocentrales; y (derecha) la relación entre magnitud y profundidad para todos los eventos registrados. La información fue obtenida desde un catálogo global de eventos sísmicos armonizados (fuente: ISC), procesado en Python 3.11 mediante las bibliotecas *pandas*, *matplotlib* y *seaborn*. Las gráficas evidencian una alta concentración de eventos de magnitud moderada (Mw 4.5–5.5) y profundidades menores a 100 km, en concordancia con el régimen de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (Melnick *et al.*, 2012; Angermann *et al.*, 1999).

El gráfico de dispersión evidencia una concentración de eventos entre 0 y 100 km de profundidad, sin una correlación directa clara entre la profundidad y la magnitud, aunque se observa que los sismos más profundos tienden a presentar magnitudes intermedias. Esta tendencia es consistente con el contexto tectónico chileno, donde la subducción activa de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana da lugar a un régimen sísmico interplaca (eventos superficiales en el contacto de placas), así como a sismicidad intraplaca profunda dentro de la placa oceánica subducida. En conjunto, los datos y su análisis estadístico reafirman el carácter tectónicamente activo del margen chileno, donde la acumulación y liberación de esfuerzos se expresan en un rango diverso de eventos sísmicos, tanto en magnitud como en profundidad.

5.2.1.2. Análisis de Datos sísmicos macrozona sur

La selección de los datos correspondientes a la macrozona sur —que abarca las regiones del Maule, Ñuble, Biobío y La Araucanía— permitió acotar el análisis a una escala regional, representativa del segmento de subducción central de Chile (Figura 10). Esta zona concentra una parte significativa de la energía sísmica liberada en el país, incluyendo eventos históricos como el terremoto del Maule de 2010 (Mw 8.8). Para este análisis, se trabajó con un subconjunto de 379 eventos sísmicos registrados entre 2001 y 2023, cuyas coordenadas se encuentran entre los 39.5° y 34.6°S de latitud,

y los 74.5° y 70.5°W de longitud. A partir de esta base de datos regional, se generaron tres gráficos: un histograma de magnitudes, un histograma de profundidades y un gráfico de dispersión que relaciona ambas variables.

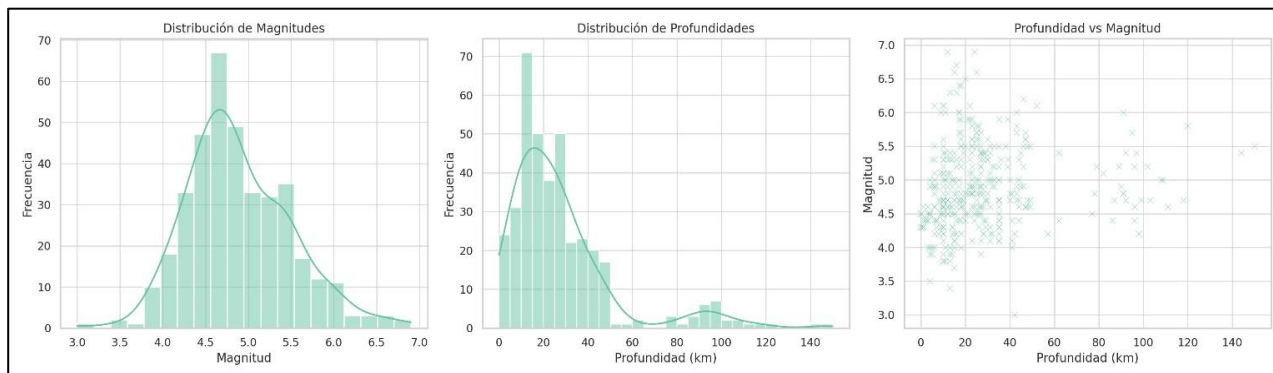


Figura 10. Análisis estadístico de los eventos sísmicos ocurridos en la macrozona sur de Chile (Maule, Ñuble, Biobío y La Araucanía), entre 2001 y 2023. Se representan: (izquierda) la distribución de magnitudes; (centro) la distribución de profundidades hipocentrales; y (derecha) la relación entre magnitud y profundidad. Los datos provienen de un catálogo armonizado de eventos globales (fuente: ISC), filtrado por coordenadas geográficas. El procesamiento y visualización se realizaron en Python 3.11 utilizando las librerías *pandas*, *seaborn* y *matplotlib*. Se observa una sismicidad predominantemente superficial y de magnitud moderada, coherente con un régimen tectónico de subducción activa en el margen centro-sur de Chile (Melnick *et al.*, 2012; Vargas *et al.*, 2011).

Los resultados (Figura 10) muestran que las magnitudes se concentran entre los 4.5 y 5.5 Mw, con una media de 4.89; una mediana de 4.9 y una desviación estándar de 0.61, lo que indica una leve dispersión en torno a la tendencia central. En cuanto a la profundidad, se observa una concentración de eventos entre los 10 y 50 km, con una media de 27.3 km y una desviación estándar de 24.5 km. El gráfico de dispersión evidencia que los eventos de mayor magnitud se encuentran principalmente en el rango superficial, lo cual es coherente con el régimen interplaca dominante en esta parte del margen andino. Esta información me permitió identificar características propias de la sismicidad de la macrozona sur, en contraste con el patrón nacional más disperso y profundo.

5.2.1.3. Análisis de Datos sísmicos Bio – Bio

Para analizar de forma localizada la sismicidad del área de estudio, se seleccionaron los eventos comprendidos entre las coordenadas 36.0° y 38.5° S, correspondientes a la Región del Biobío. En total se registraron 193 eventos sísmicos entre el 3 de noviembre de 2001 y el 23 de mayo de 2023. A través de los histogramas de magnitud y profundidad (Figura 11), se observa que la mayoría de los eventos se concentraron entre 4.5 y 5.2 Mw, con una media de magnitud de 4.88 Mw, lo que indica una predominancia de eventos moderados. La dispersión es baja, lo cual se refleja en una desviación estándar inferior a 0.5.

Respecto a la profundidad, los eventos se concentran mayoritariamente en el rango de 10 a 40 km, con una media de 24.7 km, lo que sugiere que la mayoría de los sismos corresponden a rupturas ocurridas en el contacto interplaca. El gráfico de dispersión entre profundidad y magnitud muestra que los eventos de mayor energía también se localizan dentro de este rango somero, lo cual es consistente con el régimen de subducción activa entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana en el margen centro-sur de Chile.

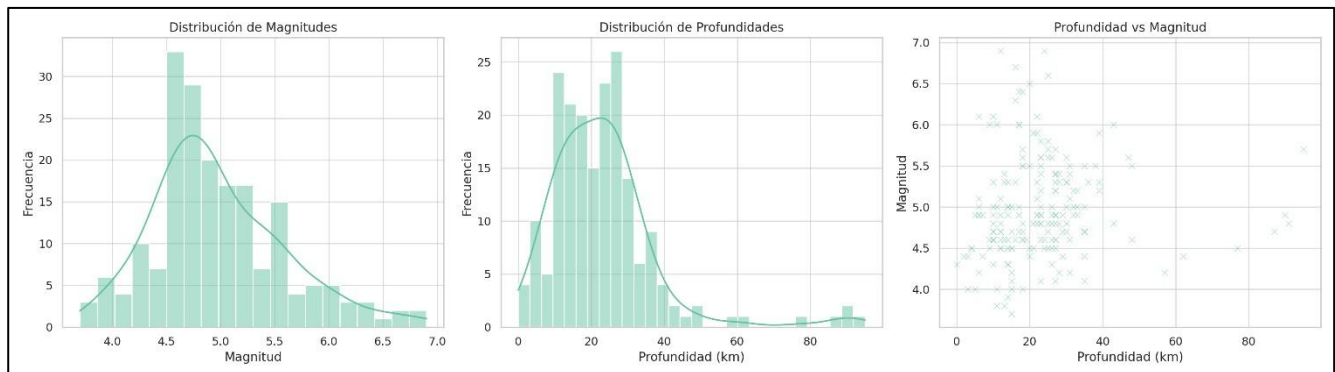


Figura 11. Representación gráfica del análisis sísmico de la Región del Biobío entre 2001 y 2023. Se muestran: (izquierda) la distribución de magnitudes, (centro) la distribución de profundidades hipocentrales, y (derecha) la relación entre magnitud y profundidad. Los datos fueron extraídos de un catálogo sísmico armonizado y procesados en Python 3.11 mediante las librerías *pandas*, *seaborn* y *matplotlib*. Se observa un patrón dominado por eventos superficiales (10–40 km) y magnitudes moderadas (4.5–5.2 Mw), en concordancia con la tectónica de subducción activa del margen andino chileno (Melnick *et al.*, 2012; Vargas *et al.*, 2011).

5.1.2. Análisis Espacial de Sismos en Talcahuano

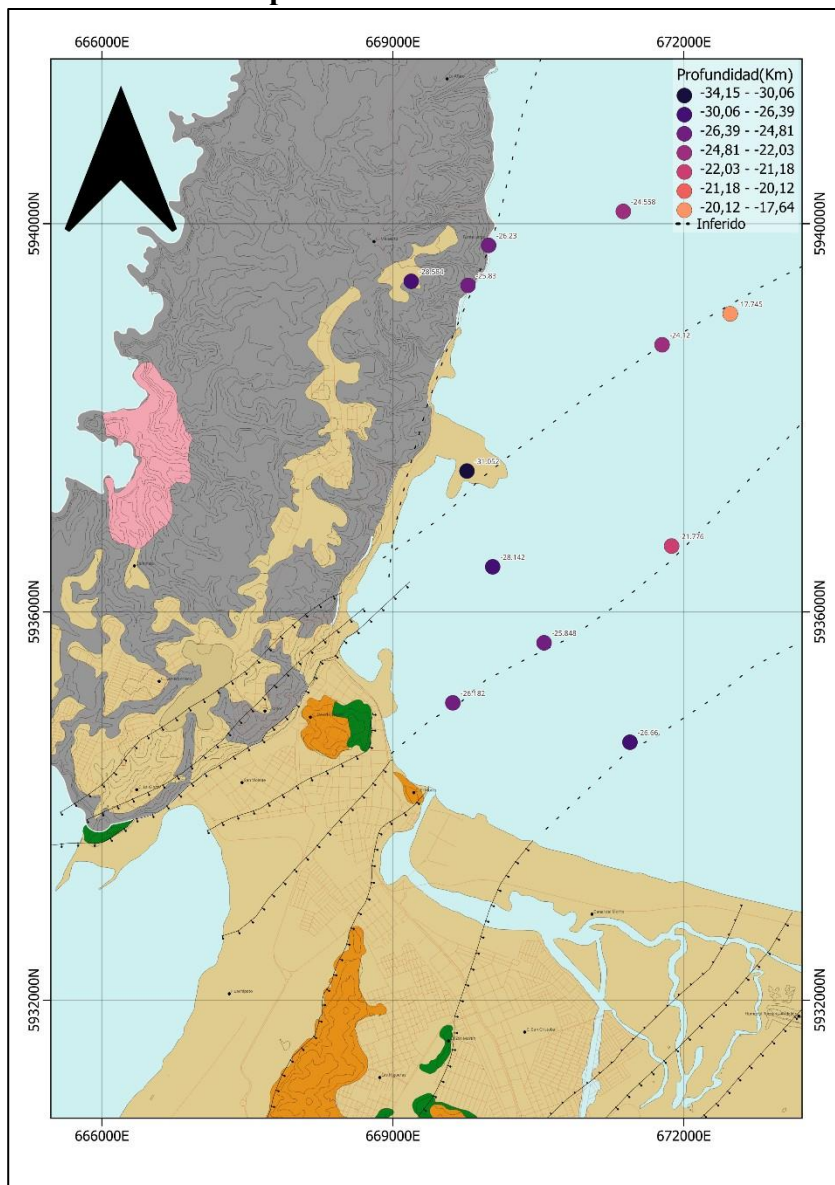


Figura 12. Distribución espacial de eventos sísmicos del catálogo de Riedel-Hornig (2025) en el sector Talcahuano–Hualpén.

El mapa presenta un extracto de la base de datos sísmicos (Figura12) elaborada por Riedel-Hornig (2025), focalizado en el sector costero de la comuna de Talcahuano. En él se representan eventos sísmicos clasificados por magnitud de intensidad instrumental (MI), cuyos tamaños relativos permiten visualizar su distribución espacial. Es particularmente destacable que varios de estos sismos presentan una alineación o cercanía notoria con estructuras geológicas inferidas y mapeadas en esta investigación, lo que sugiere una posible correspondencia entre la sismicidad superficial y los trazos estructurales reconocidos en superficie o en el subsuelo. Esta coincidencia respalda la hipótesis de que algunas de estas estructuras podrían estar actualmente activas o reactivadas bajo el actual régimen tectónico compresivo.

5.3. Interpretación geomorfológica y geológica

5.3.1. Análisis de topográfico *Knickpoints*

Los *knickpoints* son rupturas o cambios abruptos en el perfil longitudinal de un río, interpretados como indicadores de desequilibrio morfológico. Estas formas suelen señalar una perturbación reciente en el sistema fluvial, ya sea por tectónica, cambios en el nivel base, litología o clima. Son, por tanto, registros morfodinámicos clave en estudios de evolución del paisaje.

Según Kirby y Whipple (2012), un *knickpoint* separa dos dominios morfológicos: uno superior, ajustado a un régimen anterior, y uno inferior, que refleja nuevas condiciones de erosión y/o alzamiento. Esta transición genera un "pulso de erosión" que migra río arriba, permitiendo evaluar la dinámica transiente del relieve.

Mediante un procesamiento sistemático de drenajes extraídos del DEM, se generó un mapa de *knickpoints*(Figura.13), los cuales representan puntos de cambio abrupto en la pendiente a lo largo de los cauces. Estos elementos se interpretan como indicadores morfológicos relevantes, que reflejan respuestas del paisaje frente a cambios tectónicos, climáticos o perturbaciones en el nivel base (Kirby & Whipple, 2001; Wobus *et al.*, 2006). En el área de estudio, los resultados muestran una agrupación de *knickpoints* en dos dominios estructurales principales, que coinciden espacialmente con alineamientos topográficos y posibles trazas secundarias de la Falla San Vicente. Este análisis permitió complementar la interpretación estructural desde una perspectiva geomorfológica cuantitativa, contribuyendo a delimitar la geometría superficial de estructuras potencialmente activas, con implicancias en la evaluación de la tectónica activa y la gestión del riesgo geológico en zonas urbanas adyacentes.

5.3.2. *Perfiles Swath*

Con el objetivo de analizar la morfología superficial y detectar anomalías estructurales asociadas a la Falla San Vicente, se generaron perfiles de tipo *swath* a partir de un modelo de elevación digital (DEM) (Figura. 13) Este análisis se enfocó principalmente en la zona de contacto sur y suroriental de la península de Tumbes, donde se ha reconocido la traza principal de la falla. Para su elaboración se empleó el software QGIS, utilizando un script en Python desarrollado originalmente por Espinoza (en preparación) y posteriormente modificado para esta investigación con el fin de mejorar la visualización y añadir funciones adicionales. Este script permite la creación automatizada de perfiles *swath* perpendiculares a trazas vectoriales previamente definidas.

El perfil *swath* consiste en una franja transversal que integra múltiples perfiles topográficos paralelos, permitiendo así identificar con mayor claridad escarpes, cambios de pendiente y rupturas

morfológicas continuas que podrían pasar desapercibidas en perfiles individuales. En este caso, los perfiles fueron trazados ortogonales al rumbo estimado de la Falla San Vicente (figura 13), abarcando un ancho de análisis suficiente para capturar variaciones topográficas entre ambos bloques estructurales.

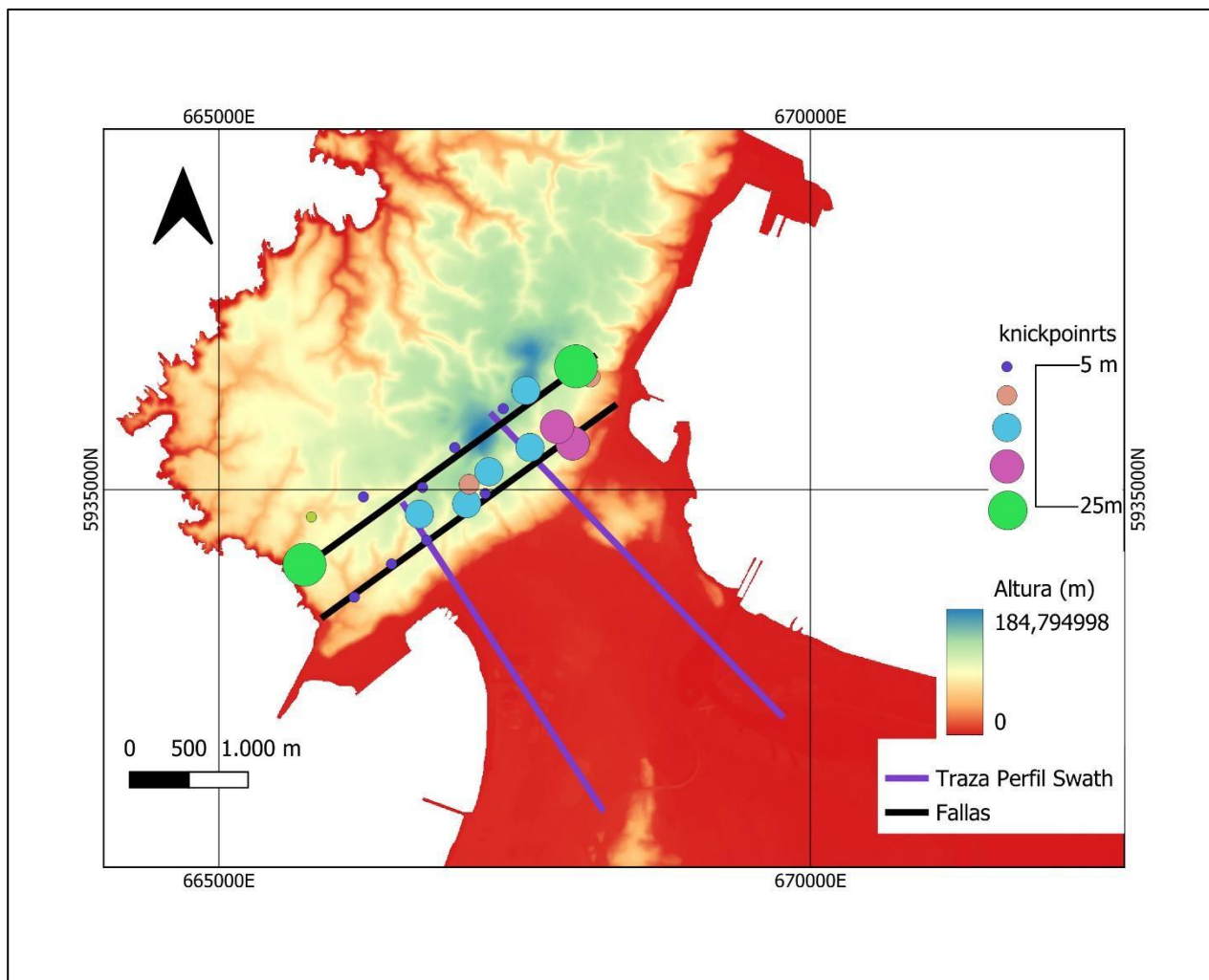


Figura 13 Mapa topográfico del contacto sur y suroriental de la península de Tumbes Sobre el modelo de elevación digital (DEM), modificado para esta investigación, se representan 2 perfiles *swath* generados mediante un script. Las líneas corresponden a los trazos base de cada perfil, dispuestos transversalmente a la traza principal de la falla. Perfiles (morado). Estos perfiles fueron diseñados para analizar rupturas topográficas y su posible relación con los *knickpoints* detectados previamente mediante MATLAB y TopoToolbox. La coincidencia espacial entre los perfiles y agrupamientos de *knickpoints* permite respaldar la interpretación de trazas estructurales activas asociadas a la Falla San Vicente.

Estos perfiles fueron desarrollados específicamente en relación con el análisis morfoestructural basado en *knickpoints*, el cual fue previamente realizado en MATLAB mediante la herramienta *TopoToolbox*. Su finalidad fue verificar si existe correspondencia entre las rupturas morfológicas evidenciadas por los *swath profiles* y los puntos de quiebre identificados en los perfiles de canales. Esta integración metodológica permitió fortalecer la interpretación tectónica de la zona, al vincular patrones de quiebre con estructuras geológicas heredadas o posiblemente activas.

Con el objetivo de complementar el análisis morfológico basado en la identificación de knickpoints, se desarrollaron una serie de perfiles Swath transversales a lo largo de la zona de contacto sur y suroriental de la península de Tumbes, donde aflora la Falla San Vicente. Estos perfiles fueron elaborados mediante un script adaptado desde el código de Espinoza (*inédito*), modificado en esta investigación para incluir etiquetas personalizadas en QGIS y facilitar su aplicación en distintos segmentos del relieve.

Cada perfil Swath representa un promedio de elevaciones a lo largo de una franja de ancho definido, permitiendo evaluar variaciones topográficas con mayor robustez frente al ruido de datos individuales. En ambos casos representados en la figura, es posible reconocer patrones repetitivos de rupturas en la topografía, reflejados en dos descensos o quiebres de pendiente claramente definidos. Estas discontinuidades coinciden espacialmente con las agrupaciones de *knickpoints* previamente identificadas mediante el análisis morfométrico del DEM, lo que refuerza su interpretación como posibles trazas estructurales activas asociadas al movimiento de la Falla San Vicente.

Además, se observa que estas rupturas generan superficies con una inclinación conocidas como superficies basculadas, las cuales se interpretan como producto de alzamientos o deformaciones en el contexto de un sistema de fallas normales. Este tipo de superficies inclinadas es característico de zonas sometidas a esfuerzos extensionales o tectónica y su presencia apoya la presencia de estructuras secundarias en la zona.

La comparación de los perfiles (Figura14), tomados en tramos diferentes pero paralelos a la falla, sugiere que estas estructuras no solo se conservan a lo largo del eje principal, sino que presentan una morfología coherente con zonas de mayor deformación, reforzada por la presencia de superficies basculadas al interior del bloque estructural. La coincidencia entre ambas metodologías *knickpoints* y *Swath profiles* entrega una evidencia adicional que apoya la hipótesis de actividad tectónica reciente en el área, contribuyendo así a una mejor delimitación del sistema estructural regional.

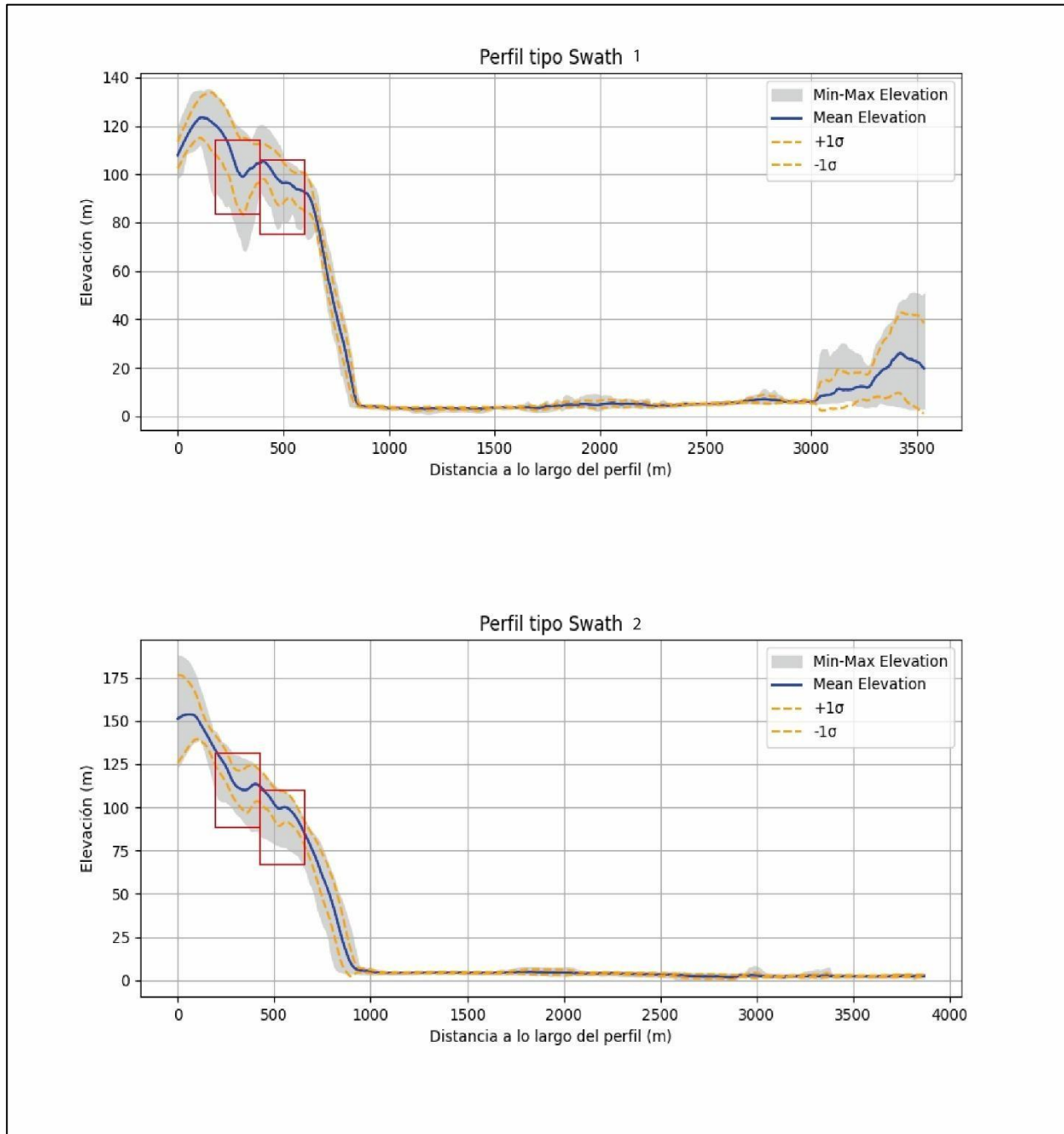


Figura 14. Comparativa de perfiles Swath generados de forma paralela a distintos tramos de la Falla San Vicente. En ambos gráficos se puede observar la presencia de dos quiebres morfológicos principales, marcados con recuadros rojos, los cuales corresponden a rupturas del relieve ya identificadas previamente mediante el análisis de *knickpoints*.

5.4. Modelo en Move 3D

El software en el que se desarrolló el modelamiento fue move 3d, este fue desarrollado por la empresa Petroleum Experts, ampliamente utilizado en la industria del petróleo y del gas para la reconstrucción de pliegues, fallas y estratigrafía deformada en el subsuelo. Su plataforma permite integrar datos geológicos y geofísicos, generar superficies interpoladas, y construir modelos

coherentes con la geometría estructural observada, facilitando el análisis cinemático y la validación estructural mediante retrodeformación.

En este trabajo, se utilizó Move™ 3D para modelar la geometría estructural del contacto sur y suroriental de la península de Tumbes, un sector controlado por la Falla San Vicente y otras estructuras asociadas inferidas a partir del análisis geomorfológico.

5.4.1. Generación de contactos y estructuras digitales

Para la construcción del modelo estructural, se utilizó como referencia cartográfica un mapa base geológico extraído de la Carta Geológica Concepción–Talcahuano de Velásquez *et al.* (en preparación). Este mapa permitió definir con precisión preliminar la geometría de los contactos estratigráficos y de las fallas relevantes para el área de estudio.

A partir de esta base, se procedió a digitalizar directamente en Move dos perfiles estructurales paralelos entre sí y orientados ortogonalmente al rumbo general de la Falla San Vicente. Estos perfiles sirvieron como ejes de referencia para la construcción tridimensional del modelo, permitiendo representar la configuración de las unidades sedimentarias suprayacentes y las principales estructuras tectónicas, incluyendo la traza de la Falla San Vicente y otras fallas inferidas con base en el análisis morfoestructural realizado previamente.

La geometría de entrada de las fallas fue definida mediante la interpretación de sus trazas superficiales, combinando datos de campo, análisis morfológico, bibliografía específica y el perfil estructural de la misma carta geológica (Velásquez *et al.*, en preparación), lo cual asegura coherencia interna entre el modelo superficial y el subsuperficial.

Para proyectar las fallas a profundidad, se utilizó la herramienta Fault Geometry de Move usando su modelado de cizalla simple inclinada, que permite construir superficies tridimensionales a partir de parámetros estructurales como el rumbo, el ángulo de manteo y la inclinación de las unidades litológicas desplazadas por ellas. Esta herramienta se usa ya que se no posee información directa de subsuelo, posibilitando la extrapolación geométrica coherente de planos de falla, apoyándose en el principio de continuidad de los estratos y en la geometría del bloque colgante (*hanging wall*).

El modelamiento de las fallas en profundidad se basa en el método de cizalla simple inclinada usando un ángulo antitético de cizalla de -32° de Yamada & McClay (2003), el cual establece que las estructuras generadas por fallamiento pueden ser simuladas mediante el equilibrio geométrico entre

los bloques desplazados, asumiendo desplazamientos compatibles con la deformación. Este modelo considera tanto la orientación del plano de falla como el balance estructural de los estratos afectados, aplicando principios de *simple shear fault-parallel flow* y conservación de área en perfiles balanceados.

Específicamente, Move aplica estos principios para ajustar la curvatura y extensión del plano de falla a profundidad, permitiendo que los bloques se acomoden en función de sus geometrías iniciales sin pérdida o superposición irreal de volumen, lo cual es clave en contextos geológicos reales. Para ello, el software implementa transformaciones geométricas analíticas, así como ajustes exponenciales en función del ángulo de inmersión y del desplazamiento acumulado, siendo particularmente útiles para modelar fallas lítricas y aquellas con geometrías no planas.

Esto permite generar modelos geológicamente válidos que luego pueden ser sometidos a simulaciones de deformación o retrodeformación, evaluando así la coherencia estructural y el comportamiento de las fallas frente a esfuerzos tectónicos. No obstante, es importante considerar que los cálculos desarrollados por estas herramientas constituyen aproximaciones mínimas, construidas en base a parámetros geométricos idealizados y modelos teóricos como la cizalla simple. En este caso particular, la falta de información directa que evidencie la parte plana del *rollover* en superficie impide una validación completa del modelo lítrico, lo que implica que la geometría proyectada en profundidad debe interpretarse como una hipótesis estructural coherente, pero con valores de desplazamiento mínimo los cuales están sujetos a verificación con otros estudios.

5.4.2. Generación de contactos y estructuras digitales

La imagen (Figura 15) muestra la visualización en planta del modelo base utilizado en la plataforma Move™, sobre el cual se trazaron los dos perfiles estructurales ortogonales a la Falla San Vicente. Estos perfiles —representados por líneas negras— fueron diseñados para analizar la configuración en profundidad de las unidades. Sobre la base cartográfica georreferenciada (Carta Geológica Concepción–Talcahuano de Velásquez *et al.*, en preparación), se sobreponen además las trazas de fallas (líneas rojas), interpretadas a partir de evidencias geomorfológicas y estructurales. Las unidades sedimentarias más recientes también están representadas: la Formación Curanilahue en color naranja, y la Formación Quiriquina en verde, ambas fundamentales para comprender las relaciones estratigráficas y los desplazamientos asociados a las estructuras modeladas. Esta

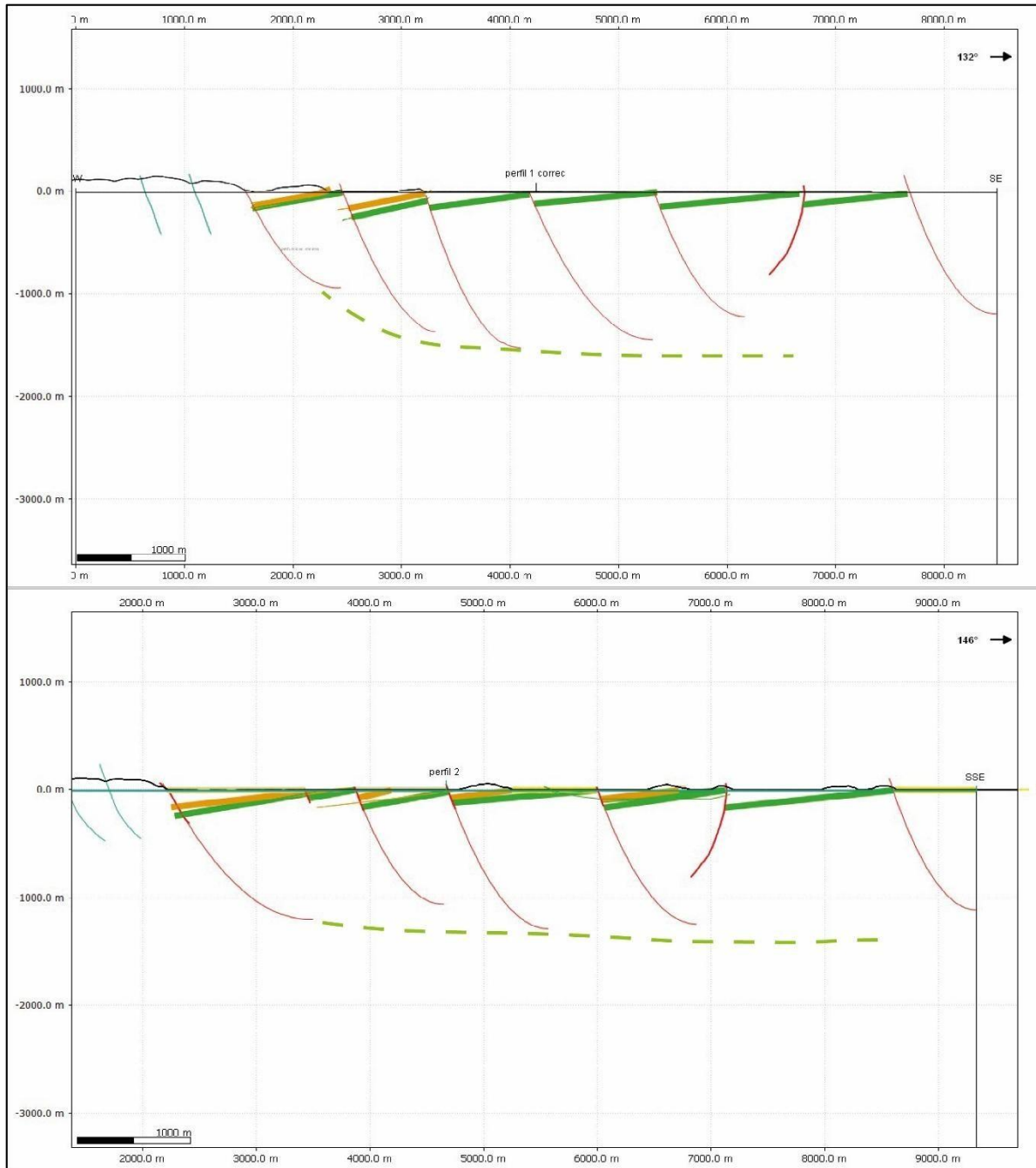


Figura16. Vistas comparativas de los perfiles estructurales construidos en Move. Se observan los trazos de fallas modeladas en rojo, y la proyección de las unidades sedimentarias en colores verde (Formación Quiriquina) y naranja (Formación Curanilahue). Los perfiles fueron generados a partir del análisis morfoestructural previo y la interpretación de datos bibliográficos y cartográficos. Proyección de la falla principal (verde punteado)

, determinados a a partir de los dips proyectados contenidos en la Carta Geológica Concepción–Talcahuano (Velásquez *et al.*, en prep.) y complementado por antecedentes bibliográficos (Galli, 1967; Rodríguez *et al.*, 2023). Los ángulos de ingreso de las fallas fueron estimados entre 70° y 75°, en función del ángulo de corte generado respecto a la inclinación de las capas afectadas, y

considerando que estas estructuras corresponden a fallas normales de alto ángulo, típicas del contexto tectónico de bloques fallados del Cenozoico (Galli, 1967).

Las fallas representadas en el modelo tridimensional fueron construidas utilizando la herramienta *Fault Geometry* de Move, la cual se basa en principios de modelamiento cinemático, particularmente el modelo de *simple shear* o cizalla simple. Este enfoque asume que el desplazamiento a lo largo de una falla ocurre por un deslizamiento uniforme en una dirección preferente, manteniendo la coherencia entre las capas deformadas, lo que permite estimar de manera razonable la forma del plano de falla en profundidad.

La cizalla simple que la deformación se concentra principalmente en un plano de cizallamiento, mientras que el resto del material experimenta un desplazamiento paralelo al plano de falla, sin rotación significativa del eje de deformación. Esta suposición es ampliamente utilizada en tectónica para modelar fallas a profundidad donde el desplazamiento produce una curvatura progresiva del plano hacia profundidad.

En este contexto, la herramienta *Fault Geometry* permite construir y proyectar las superficies de falla integrando el rumbo, el ángulo de manteo y la geometría de los estratos desplazados. De esta forma, se logró representar una geometría coherente para la Falla San Vicente y otras estructuras inferidas, que combina información e hipótesis razonadas sobre su comportamiento en el subsuelo.

5.4.3. Descripción del modelo y de los detachment de las fallas

En el perfil estructural 2 (Figura 17) se representa la geometría del *detachment* o nivel de despegue estimado para la Falla San Vicente, obtenido mediante la herramienta *Fault Geometry* del software Move. Este cálculo se realizó tomando como referencia un nivel regional (*hanging wall datum*) fijado en 0 metros. Esta elección corresponde a una aproximación mínima, ya que el verdadero nivel regional no se encuentra expuesto ni puede determinarse directamente dentro del área de estudio. El regional no estaría en valores de profundidad así se determinó dejarlo en su valor mínimo de altura es decir 0.

Aun así, esta referencia permite modelar de manera coherente la propagación del plano de falla en profundidad, en relación directa con la inclinación de las unidades estratigráficas afectadas. En este caso, se utilizó como guía el manteo general de la Formación Quiriquina, entre 14° y 16°, hacia el suroeste, que permitió proyectar el plano de falla como una superficie curvada a profundidad, representando su evolución geométrica desde el afloramiento hacia el subsuelo.

El manteo promedio de las unidades sedimentarias sobre las cuales se proyectó la falla fue de aproximadamente 14° a 16° hacia el suroeste, basado en datos de campo, la interpretación del perfil

geológico de la carta geológica de Concepción–Talcahuano (Velásquez *et al.*, en prep.), y referencias bibliográficas previas (Galli, 1967; Creixell, 2001). Este ángulo fue fundamental para determinar la dirección y geometría del plano de falla en el modelo.

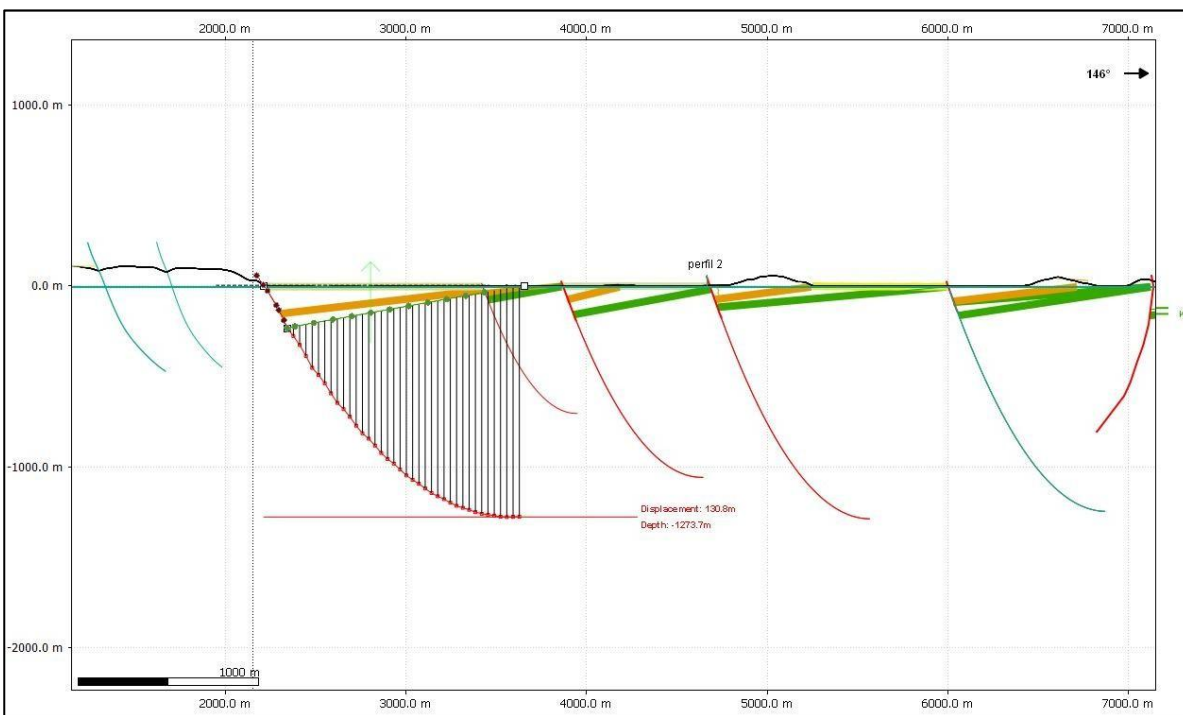


Figura 17 Modelo de *detachment* de la Falla San Vicente, calculado mediante la herramienta de geometría de fallas de Move. El modelo considera un nivel regional de 0 m y proyección basada en la inclinación de las unidades afectadas. Se observa una curvatura progresiva hacia profundidad con un desplazamiento de 126,5 m y una profundidad estimada de -1.275 m.

El resultado de la simulación muestra una Falla listrica de alta inclinación, que se profundiza progresivamente hacia el SW, alcanzando una profundidad mínima estimada de -1.275 m, con un desplazamiento mínimo de 126.5 m. Esta configuración es característica de una falla normal de alto ángulo (70° – 75°), y es coherente con un régimen extensional, en el que las unidades sedimentarias son desplazadas hacia abajo en el bloque colgante.

A partir de los perfiles estructurales digitalizados en Move y de la información de contactos litológicos, se construyó un modelo tridimensional de la zona de estudio mediante la herramienta de proyección de superficies del software. Las superficies correspondientes a las Formaciones Curanilahue (PaEc) y Quiriquina (KsPaq) fueron generadas siguiendo la geometría impuesta por los perfiles y la disposición general observada en el área. El modelo se construyó respetando la orientación estructural de los estratos (manteos de 14° a 16° hacia el suroeste) y la geometría de

las fallas previamente definidas, considerando además la continuidad y equilibrio de los horizontes entre perfiles, de acuerdo con los principios de modelado estructural validados por Yamada *et al.* 2003. Esta representación 3D permite observar la configuración espacial de las unidades sedimentarias y su relación con las estructuras principales, destacando el alzamiento relativo del bloque oeste a lo largo de la Falla San Vicente. La visualización en tres dimensiones aporta una perspectiva más clara de los volúmenes involucrados, las relaciones de contacto y el posible comportamiento estructural frente a esfuerzos tectónicos.

A partir de los perfiles estructurales generados, sus contactos y fallas, se generó la construcción de superficies tridimensionales en Move mediante la proyección de las líneas estructurales. Estas líneas, previamente digitalizadas desde los perfiles 1 y 2, permitieron levantar capas tridimensionales (Figura 18) representativas de las unidades geológicas más relevantes del área de estudio —principalmente las formaciones Quiriquina (KsPaq) y Curanilahue (PaEc)—, así como de las estructuras mayores como la Falla San Vicente y fallas menores asociadas a esta. La modelación 3D de estas capas se realizó asegurando su coherencia geométrica y continuidad entre perfiles, lo que permitió representar de manera realista la arquitectura del subsuelo y su relación con la topografía superficial. Este procedimiento es fundamental para análisis posteriores, tales como evaluación de reactivación estructural o simulación de esfuerzos, al proporcionar un marco espacial consistente entre las unidades litológicas y sus estructuras asociadas.

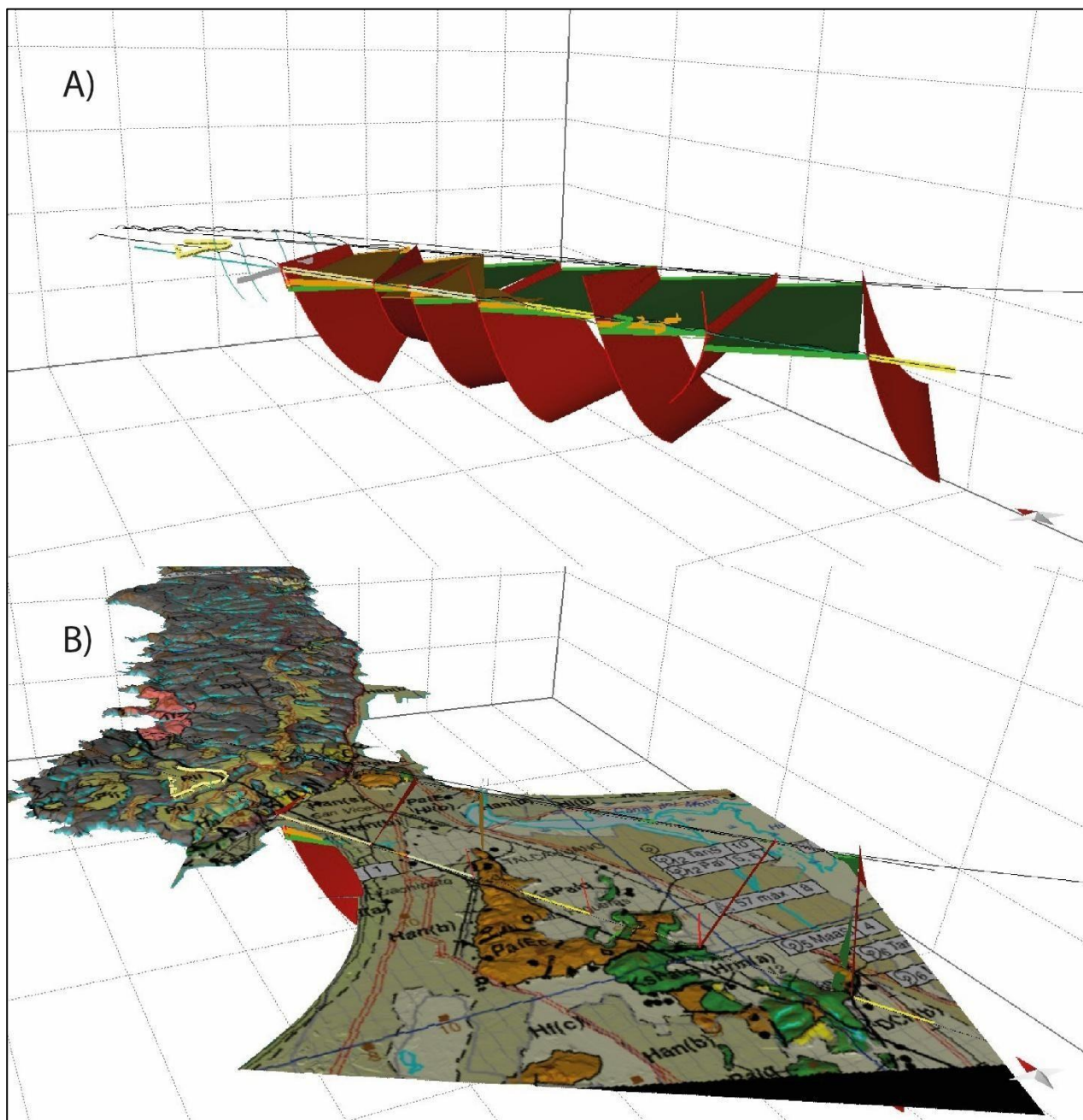


Figura 18. Modelo tridimensional de estructuras y unidades geológicas en la zona de estudio en 2 vistas.
 a) Visualización 3D de las fallas principales (en rojo), la Formación Curanilahue (naranja) y la Formación Quiriquina (verde). b) Integración del modelo estructural con la base cartográfica de la Carta Geológica Concepción–Talcahuano (Velásquez *et al.*, en prep.), proyectada sobre la topografía del área, lo que permite visualizar la correspondencia entre la superficie y las estructuras en profundidad.

5.4.4. Estimación de esfuerzos para la zona en base al sismo del 2010

Los valores de esfuerzos principales del intersísmico utilizados como referencia en este estudio se basan en el modelo propuesto por Lutter *et al.* (2010), quienes modelaron el campo de tensiones en la corteza superior del margen de subducción chileno al terremoto del Maule (Mw 8.8), a partir de

datos de sismicidad, mecanismos focales y simulaciones de propagación de esfuerzos. El modelo más representativo definido por estos autores corresponde a un estado de esfuerzos durante el período intersísmico, caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal $\sigma_1 = 27$ MPa orientado a 100° E de N, un esfuerzo intermedio $\sigma_2 = 15$ MPa a 10° E de N, y un esfuerzo mínimo $\sigma_3 = 12$ MPa con orientación subvertical (plunge $\approx 90^\circ$). Esta configuración, que logra un ajuste que representa un régimen tectónico de acortamiento activo coherente con la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana.

Este tipo de configuración favorece la acumulación de energía elástica, que se libera bruscamente durante eventos sísmicos. (Scholz, C. H. 2002)

La forma del elipsoide de esfuerzos queda caracterizada por el parámetro de forma R, definido como:

$$R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Este parámetro permite cuantificar la distribución relativa entre los esfuerzos principales y distinguir entre distintos regímenes tectónicos dominantes (Hardebeck & Michael, 2004). Para el caso, el valor calculado es $R = 0.80$ indica un elipsoide de esfuerzos marcadamente anisotrópico, donde σ_2 y σ_3 están relativamente próximos entre sí, mientras que σ_1 se mantiene claramente dominante. Esta configuración es típica de un régimen compresivo cortical, en el que el esfuerzo principal es horizontal y el esfuerzo mínimo vertical. Según Hardebeck & Michael (2004), valores de R superiores a 0.7 son característicos de márgenes convergentes activos, como el margen andino. Así, este modelo intersísmico sirve como marco referencial de tensiones sobre el cual se evaluarán variaciones del campo de esfuerzos bajo condiciones del cosísmico.

Componente	Magnitud (MPa)	Plunge (°)	Azimut (° E de N)
σ_1	27	$\sim 0^\circ$	100°
σ_2	15	$\sim 0^\circ$	10°
σ_3	12	90°	-----

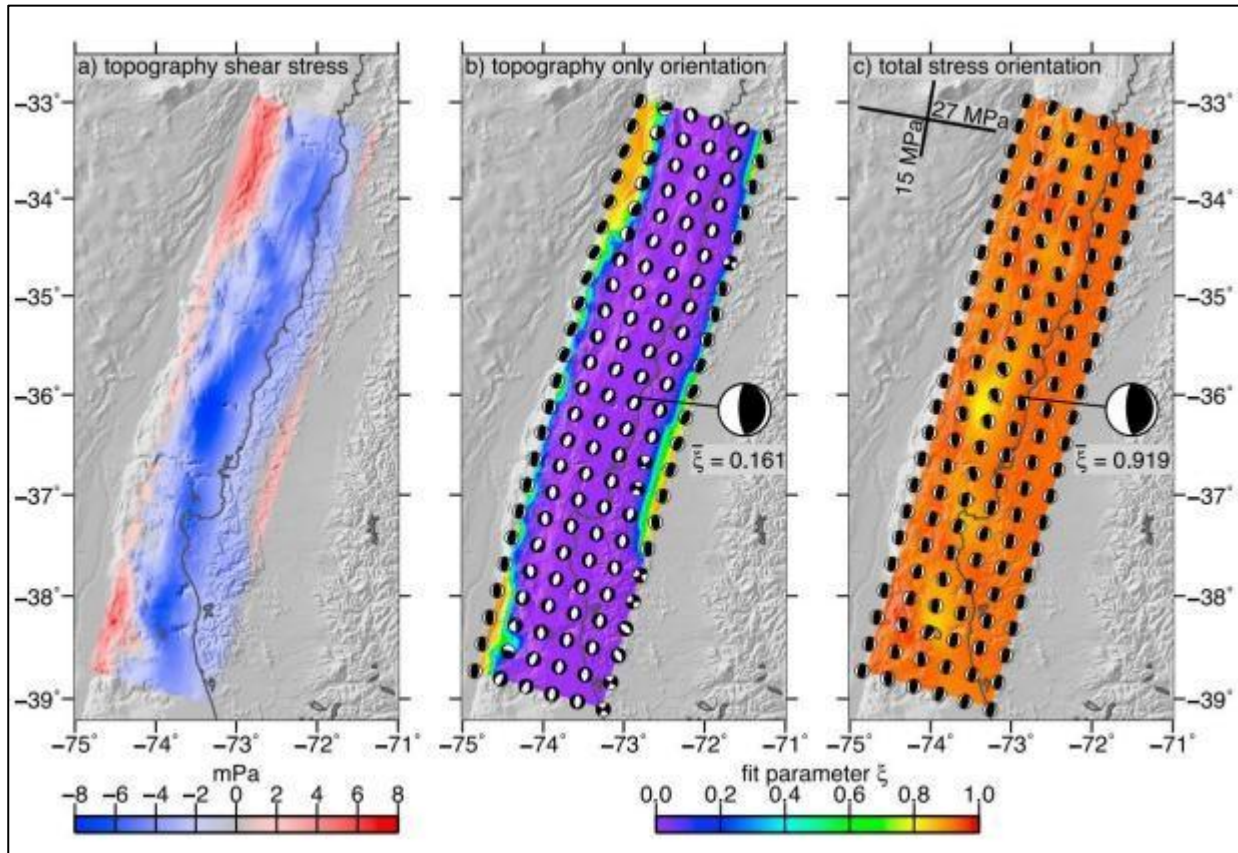


Figura 19. Campo de esfuerzos corticales intersísmico y su ajuste al mecanismo focal del terremoto del Maule (Mw 8.8, 2010). Luttrell (2010)

- (a) Magnitud del esfuerzo de cizallamiento de buzamiento-deslizamiento sobre el plano de la falla, inducido por la topografía superficial y la geometría del Moho.
- (b) Orientación del campo de esfuerzos generado exclusivamente por la topografía y el Moho, con ajuste relativo ($\xi = 0.161$) respecto a los mecanismos focales cosísmicos.
- (c) Orientación del campo de esfuerzos total de 27 MPa a 100° EoN (σ_1) y 15 MPa a 10° EoN (σ_2), que mejora el ajuste a $\xi = 0.919$.

Diversos estudios de modelamiento cosísmico han reportado que grandes eventos megathrust, se producen una disminución significativa del esfuerzo cortical, con caídas estimadas entre 6 y 16 MPa en sectores cercanos a la ruptura principal (Delouis et al., 2010; Luttrell, 2010; Lin et al., 2013). En este caso se desarrolla en la Falla inversa de Pichilemu, para los objetivos de la investigación usaremos los valores del intersísmico como una referencia inicial, además de usar el valor de caída sugerida se tomarán los máximos valores manteniendo el factor R en parámetros de compresión manteniendo así el régimen técnico local.

Esta liberación parcial de energía elástica acumulada modifica de forma transitoria el campo de tensiones, pudiendo inducir una redistribución espacial del esfuerzo efectivo. Como resultado, se generan condiciones que pueden favorecer la reactivación de fallas preexistentes, particularmente aquellas cuya orientación y tipo cinemático sean compatibles con el nuevo estado de esfuerzos impuesto (Reasenberg & Simpson, 1992; King et al., 1994; Cembrano & Lara, 2009). Este

fenómeno es clave para comprender la migración de réplicas, la activación de estructuras corticales superficiales, y la generación de sismos secundarios posteriores al evento principal.

Para evaluar el comportamiento del sistema bajo un escenario debilitado, se propuso una caída controlada de esfuerzos que mantuviera constante el *shape ratio* $R = 0.80$, valor característico del régimen compresivo definido como estado referencial.

Como parte del análisis de escenarios de debilitamiento del campo de esfuerzos, se buscó identificar una configuración que mantuviera tanto el valor del *shape ratio* $R = 0.80$ como la jerarquía de esfuerzos característica de un régimen compresivo ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Si bien teóricamente es posible reducir el esfuerzo máximo σ_1 hasta en 16 MPa desde su valor original de 27 MPa, es decir, hasta $\sigma_1 = 11$ MPa), dicho nivel de debilitamiento impone restricciones severas a las combinaciones posibles de σ_2 y σ_3 . En particular, al intentar mantener $R = 0.80$ con $\sigma_1 = 11$ MPa, la diferencia entre σ_2 y σ_3 tiende a disminuir excesivamente, acercándolos entre sí y saliendo a de valores reales que puedan medir o establecer, lo cual reduce su utilidad para evaluar regímenes tectónicos reales (Hardebeck & Michael, 2004; Lund & Townend, 2007).

Por esta razón, se optó por utilizar como escenario final de debilitamiento la configuración $\sigma_1 = 16$ MPa, $\sigma_2 = 8$ MPa y $\sigma_3 = 6$ MPa, que mantiene exactamente $R = 0.80$, preservando la forma geométrica del elipsoide de esfuerzos y respetando de manera clara la jerarquía $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Esta solución representa un equilibrio entre una caída realista de tensiones ($\Delta\sigma_1 = 11$ MPa), compatible con estudios de modelamiento cosísmico en zonas corticales que reportan reducciones del orden de 6 a 17 MPa tras eventos megathrust (Delouis et al., 2010; Luttrell, 2010; Lin et al., 2013), y la necesidad de conservar una distribución de esfuerzos coherente con un régimen compresivo activo.

En ambos casos se utilizó un coeficiente de fricción $\mu=0,44$. (figura 20) correspondiente a un ángulo de fricción de aproximadamente 24° , característico de una filita fracturada compactada. La envolvente de falla de Coulomb (líneas rectas) permite visualizar que el círculo intersísmico pasa la condición de falla, mientras que el cosísmico queda contenido, lo que es coherente con la caída de los esfuerzos posterior al terremoto.

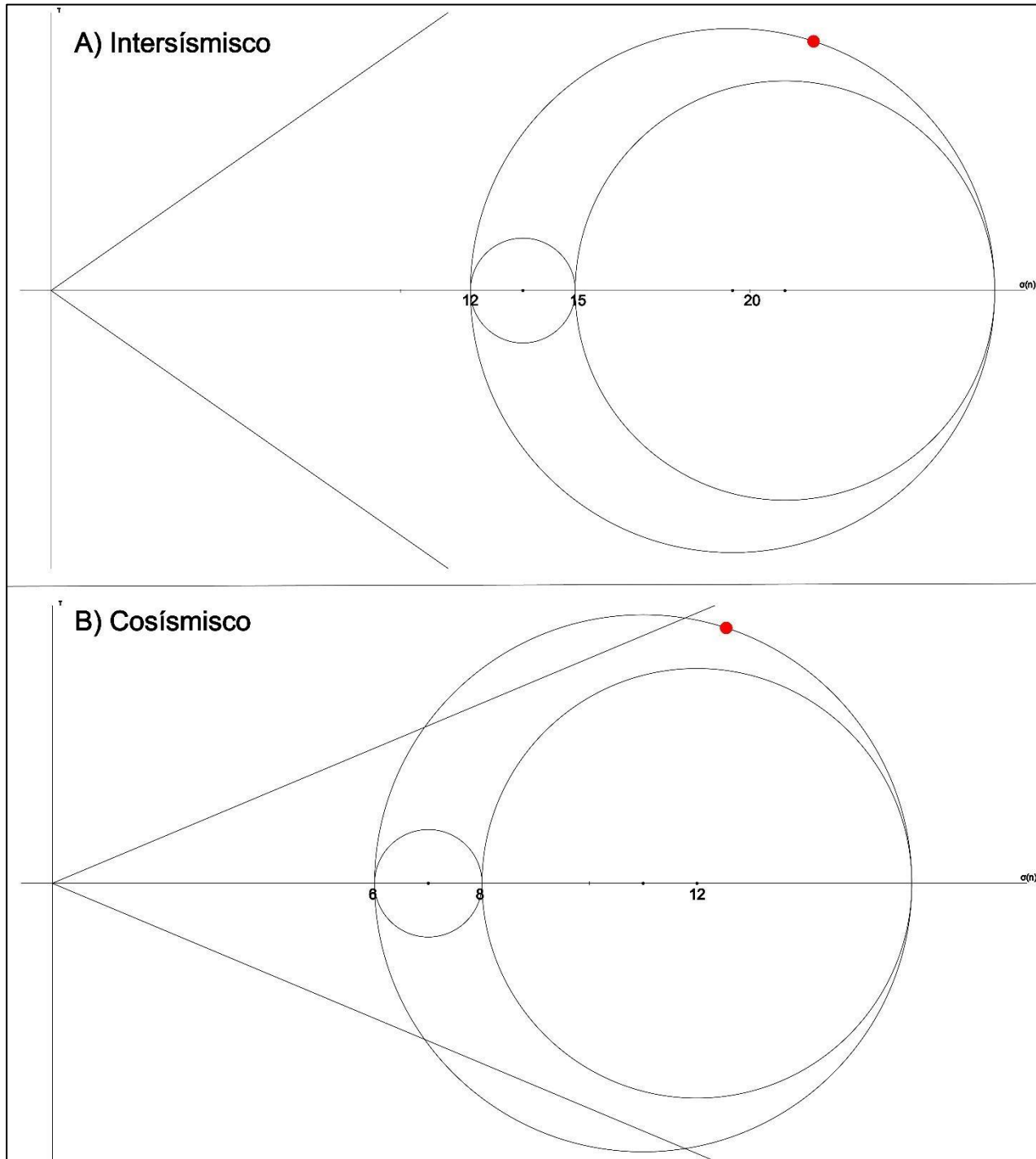


Figura 20. Diagramas de Mohr representando el estado de esfuerzos efectivo del margen de subducción centro-sur (Pichilemu) de Chile antes y durante del evento del Maule (Mw 8.8, 2010).

A) Estado intersísmico, con esfuerzos principales $\sigma_1=27$ MPa, $\sigma_2=15$ MPa y $\sigma_3=12$ MPa lo que indica una condición de alta compresión.

B) Estado cosísmico, con $\sigma_1=16$ MPa, $\sigma_2=18$ MPa, $\sigma_3=6$ MPa, posterior a la liberación de energía sísmica.

5.4.5. Reacción a los esfuerzos para la zona de estudio en base a los esfuerzos calculados para Pichilemu en el terremoto del 2010

5.4.5.1. Estabilidad falla San Vicente Durante el Intersísmico

El análisis de *Slip Tendency* aplicado a la Falla San Vicente–Talcahuano bajo el estado de esfuerzos intersísmico ($\sigma_1 = 27$ MPa, $\sigma_2 = 15$ MPa, $\sigma_3 = 12$ MPa) permite evaluar su proximidad a condiciones de inestabilidad. La estructura en una orientación moderadamente favorable respecto al eje σ_1 . En el gráfico inferior, correspondiente al círculo de Mohr, se observa que la falla no intersectan el criterio de falla por fricción (línea de Coulomb con $\phi=23.75$), pero se aproxima relativamente cerca del punto de ruptura. Esto indica que la estructura se encuentra en condiciones cercanas una posible reactivación, siendo altamente sensible a pequeñas variaciones del régimen tensional o a la modificación de la presión de poros.

Esta configuración no favorece un régimen de deslizamiento por cizalla pura en una estructura sub vertical (77° de manteo en superficie del modelado) con rumbo NE–SW, como es el caso de la falla en estudio. (figura 21). La distribución de puntos sobre el círculo de Mohr evidencia que un número significativo de ellos no se encuentra cercano ni tangente a la envolvente de falla, lo que sugiere un estado de estabilidad estructural. Esta estabilidad no se debe únicamente a la orientación desfavorable de los planos respecto al campo de esfuerzos, sino principalmente a que el esfuerzo diferencial es bajo, lo que reduce la magnitud del esfuerzo cortante disponible para inducir deslizamiento. En consecuencia, aunque existan planos con geometría potencialmente reactiva, el sistema permanece en equilibrio dentro de este régimen intersísmico.

5.4.5.2. Estabilidad falla San Vicente Durante el Cosísmico

La figura 22 representa el análisis de estabilidad de la Falla San Vicente bajo condiciones de esfuerzo cosísmico posteriores al terremoto del Maule (Mw 8.8, 2010). El estereograma (Figura 22) superior muestra la orientación de los esfuerzos principales en profundidad, con un esfuerzo máximo (σ_1) subhorizontal hacia el noreste ($\sim 100^\circ$ EoN), un esfuerzo intermedio (σ_2) subhorizontal hacia el noroeste ($\sim 10^\circ$ EoN), y un esfuerzo mínimo (σ_3) vertical, configuración coherente con un régimen de compresión tectónica. Esta orientación refleja una redistribución del campo de esfuerzos producto del colapso parcial del acoplamiento cortical sobre el antearco.

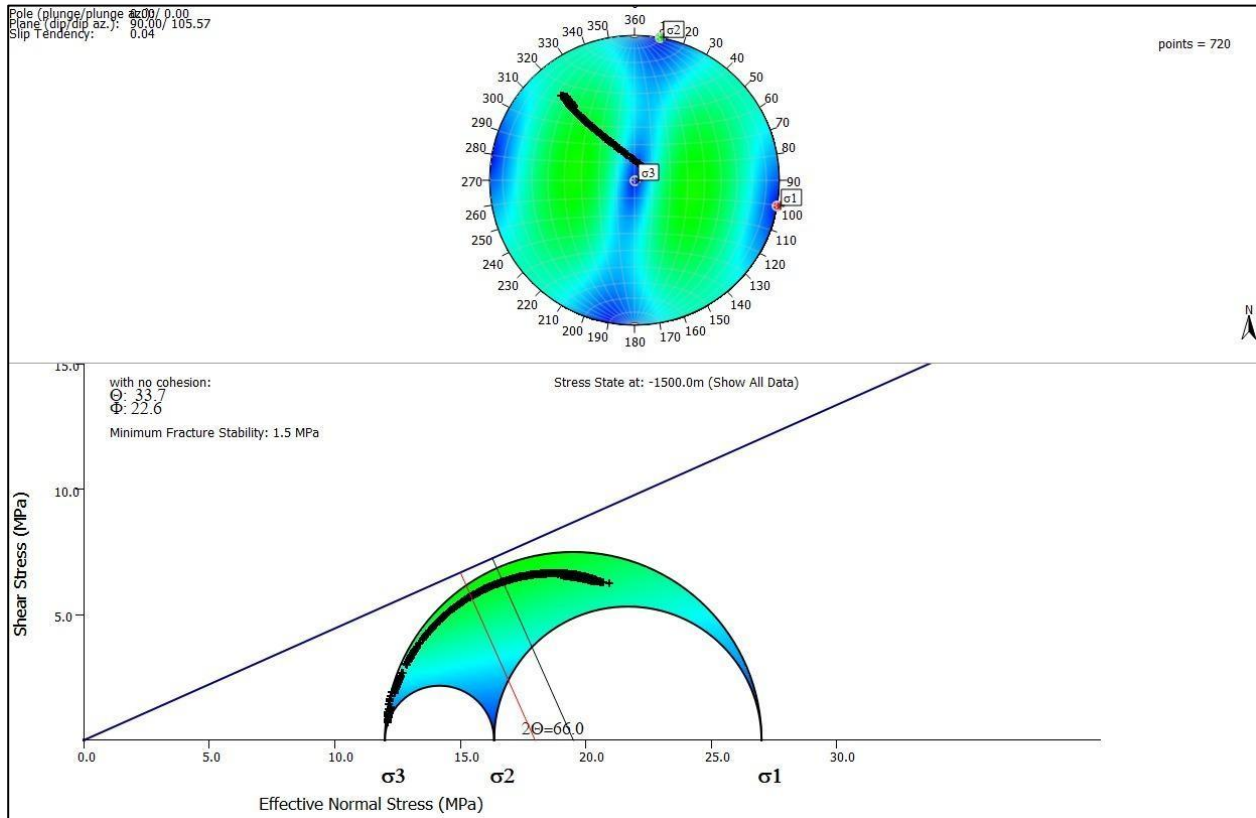


Figura 21. Análisis de estabilidad de falla sub-vertical orientada E–W en la zona de Talcahuano (Falla San Vicente) bajo condiciones de esfuerzo intersísmico ($\sigma_1 = 27$ MPa, $\sigma_2 = 15$ MPa, $\sigma_3 = 12$ MPa).

En el gráfico inferior (Figura 22), se presenta el diagrama de Mohr correspondiente al campo de esfuerzos cosísmico utilizado en este modelo ($\sigma_1 = 16$ MPa; $\sigma_2 = 8$ MPa; $\sigma_3 = 6$ MPa). La envolvente de falla utilizada considera un ángulo de fricción $\phi = 23,75^\circ$, equivalente a un coeficiente de fricción $\mu = 0,44$, sin cohesión. Bajo estas condiciones, el sistema muestra un Slip Tendency promedio muy bajo ($\sim 0,01$), lo cual sugiere que en su mayoría las superficies estructurales se encuentran en un régimen de estabilidad mecánica.

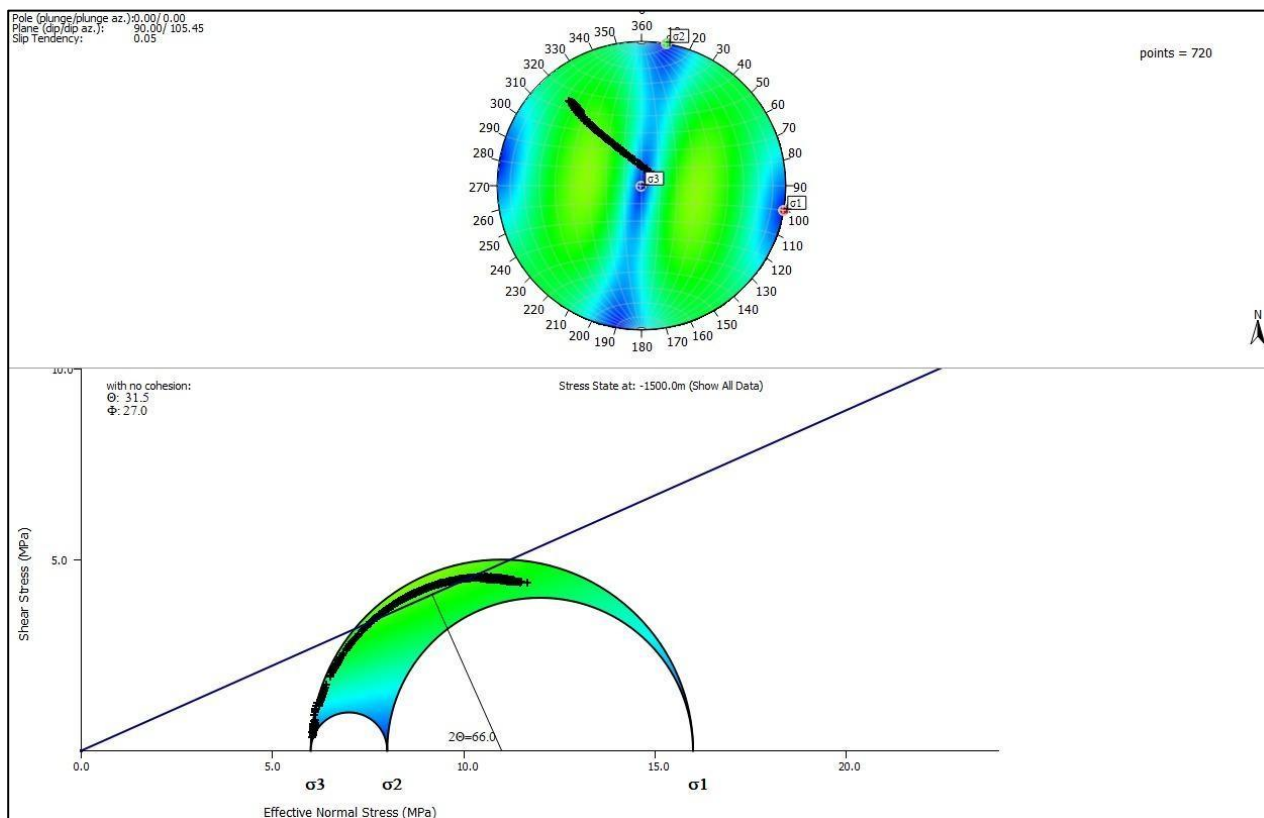


Figura 22. Análisis de estabilidad de falla sub-vertical orientada NE–SW en la zona de Talcahuano (Falla San Vicente) bajo condiciones de esfuerzo Cosísmico ($\sigma_1 = 16$ MPa, $\sigma_2 = 8$ MPa, $\sigma_3 = 6$ MPa).

5.4.5.3. Estabilidad del Sistema de fallas San Vicente Durante el Cosísmico

La Figura 23 representa el análisis de estabilidad de la Falla San Vicente bajo condiciones cosísmicas durante el terremoto de Maule (Mw 8.8, 2010), aplicando una caída del campo de esfuerzos obtuvimos $\sigma_1 = 16$ MPa, $\sigma_2 = 8$ MPa y $\sigma_3 = 6$ MPa, que define un valor de $R = 0,80$ y una orientación de esfuerzos compresiva con σ_1 subhorizontal. El estereograma superior muestra la orientación de los esfuerzos principales, mostrando una distribución que favorece el deslizamiento en estructuras con rumbo aproximado NE–SW, como es el caso de la Falla San Vicente. En el gráfico inferior, el círculo de Mohr se representa sobre una envolvente definida por un ángulo de fricción $\phi = 23,75^\circ$, correspondiente a un coeficiente de fricción $\mu = 0,44$ sin cohesión. Si bien el valor promedio de *Slip Tendency* calculado es relativamente bajo (0,12), se observa que algunos puntos se aproximan o tocan la envolvente de falla, indicando que ciertas geometrías dentro del modelo tridimensional han alcanzado condiciones críticas de deslizamiento.

Este comportamiento se refuerza al observar el modelo tridimensional estructural generado en Move (Figura 23), en donde se asigna la misma configuración de esfuerzos cosísmicos y se calcula la

distribución espacial del *Slip Tendency* sobre las distintas fallas representadas en el modelo. El mapa de colores indica que, si bien gran parte de los planos mantiene valores de *Slip Tendency* menores a 0,2 (verdes y azules), algunas zonas localizadas —particularmente aquellas en contacto directo con la traza superficial de la Falla San Vicente y segmentos subparalelos— presentan valores superiores a 0,42; 0,50, acercándose a la inestabilidad. Esto sugiere que, aunque el sistema no falló de forma generalizada durante el evento sísmico, ciertos planos estructurales dentro del dominio evaluado podrían haberse acercado a condiciones de rotura.

Adicionalmente, el modelo de *Fracture Stability* (Figura 24) revela que varias superficies presentan valores cercanos a cero o negativos, indicando condiciones cercanas a la inestabilidad bajo los parámetros aplicados (Morris et al., 1996). Este tipo de respuesta mecánica localizada podría estar reflejando una redistribución transitoria de esfuerzos que, si bien no generó ruptura sísmica detectable, sí pudo haber inducido deformación menor o un quiebre en estructuras preexistentes. En conjunto, estos resultados sugieren que el sistema de fallas de San Vicente, dada su orientación NE–SW y su inmersión hacia el sureste, está favorablemente orientado respecto del campo de esfuerzos cosísmico inducido por el evento megathrust. Aunque la mayoría de las estructuras muestran altos valores de estabilidad, algunos segmentos del sistema podrían haber alcanzado condiciones críticas transitorias, contribuyendo a una posible reactivación lenta o aseísmica posterior al evento principal.

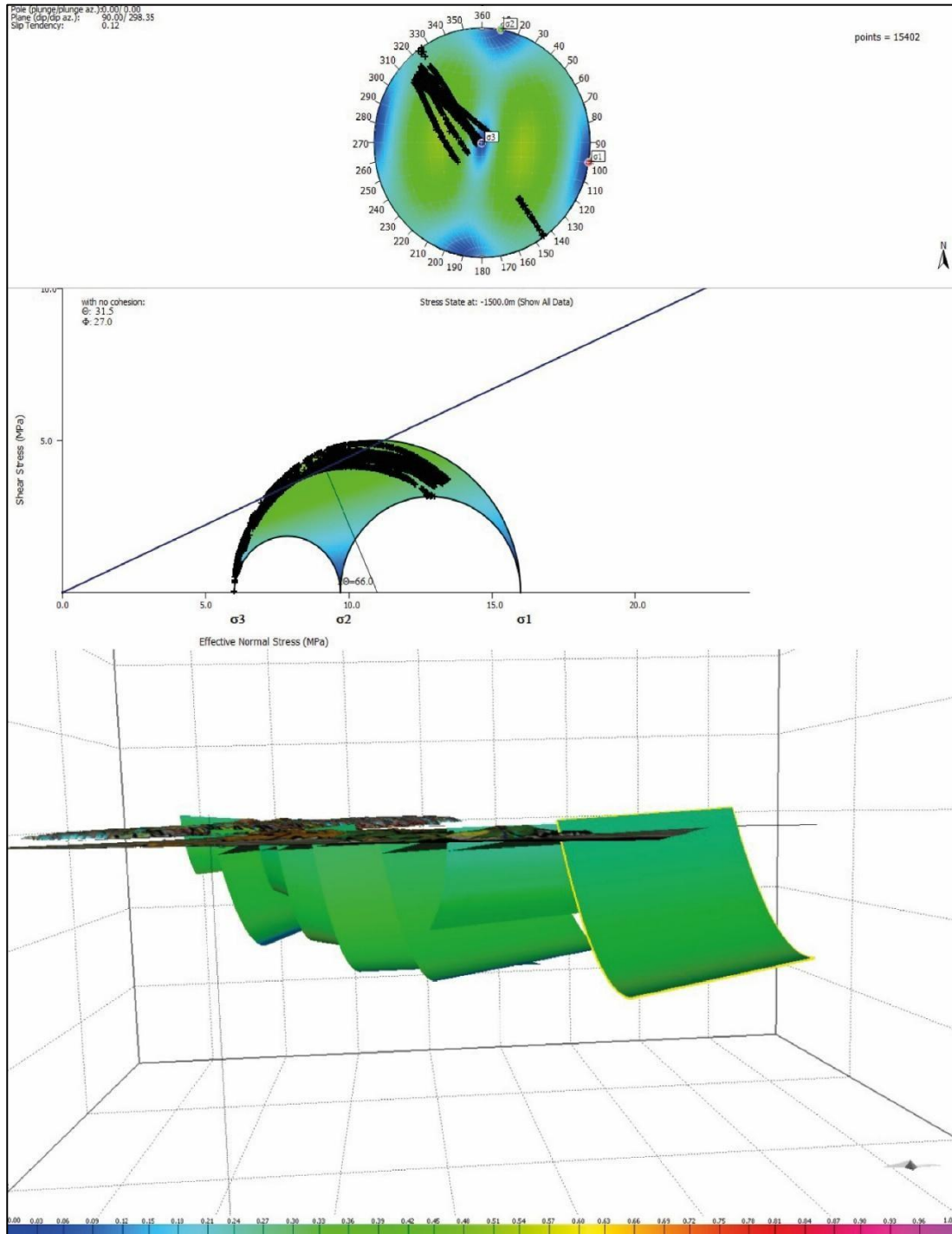


Figura 23. Análisis de tendencia al deslizamiento aplicado a planos de falla correspondientes al modelo estructural 3D de la zona de Talcahuano. El campo de esfuerzos corresponde a un estado cosísmico, La mayoría de los planos se ubica por debajo de la envolvente de falla de Coulomb (línea azul), con un valor medio de *Slip Tendency* de 0.12. Se observa que algunas orientaciones puntuales se acercan al umbral de inestabilidad lo que sugiere la posibilidad de reactivación localizada en ciertos segmentos de las fallas bajo condiciones tectónicas favorables.

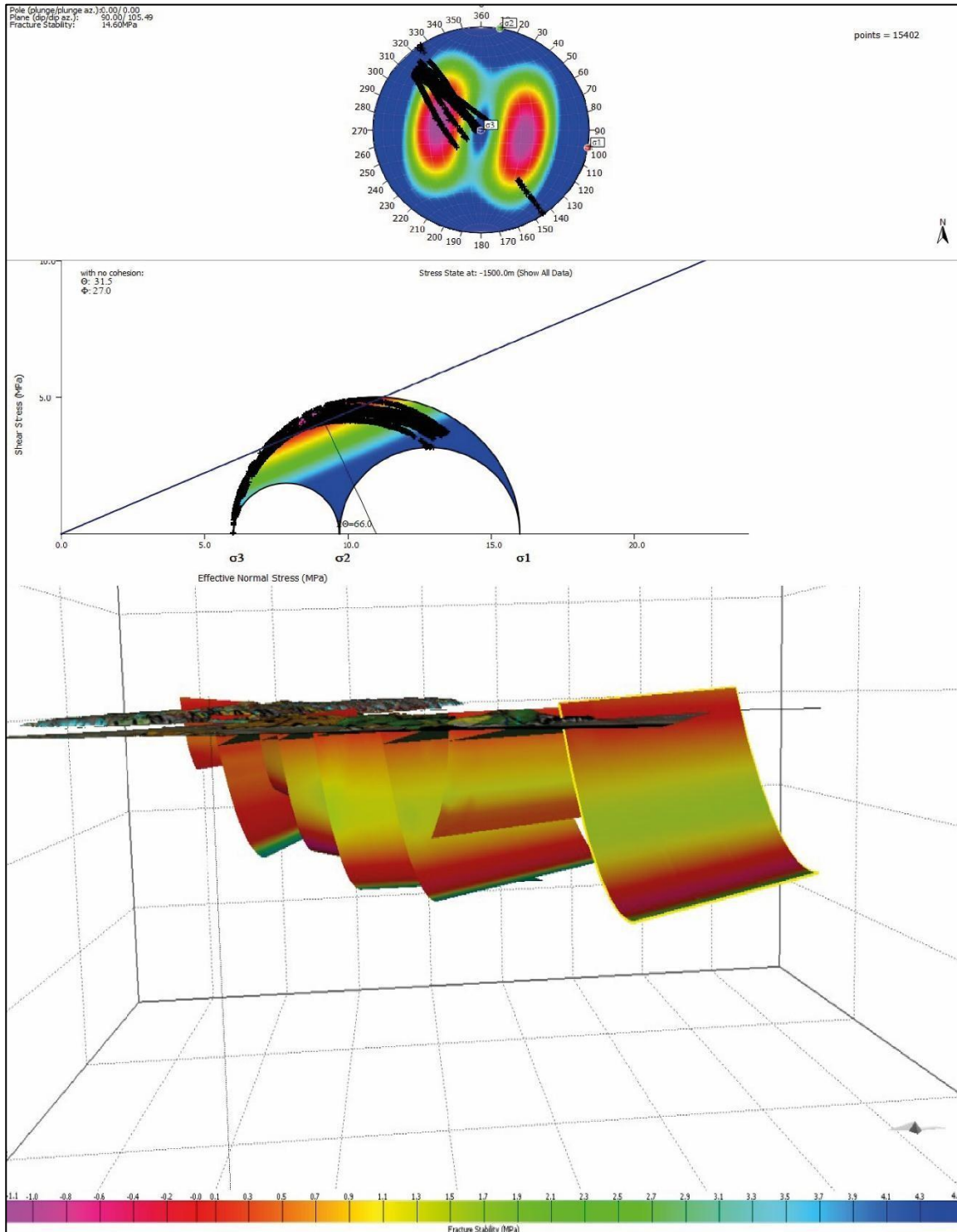


Figura 24. Resultados del análisis de fracturamiento del sistema de fallas de San Vicente frente al campo de esfuerzos cosísmico asociado al terremoto del Maule (Mw 8.8, 2010), a una profundidad de 1.500 m.

6. DISCUSIÓN

6.1. Fallas Tumbes

En la mayoría de los estudios previos, la Falla San Vicente ha sido interpretada como el límite principal de un sistema de fallas normales distribuidas, que conforman un sistema de dominio

orientado aproximadamente en dirección NE–SW (Galli, 1967). Este sistema estaría caracterizado por fallas de alto ángulo, cuya deformación se concentra mayoritariamente en el bloque hundido al sureste de la falla principal, particularmente en la zona de terrazas bajas de Talcahuano. Sin embargo, el análisis morfoestructural podría entregar información de nuevas estructuras en la zona noroeste de la falla San Vicente a partir de los *knickpoints* extraídos con *TopoToolbox* y los perfiles *swath* generados sobre un DEM sugiere la presencia de dos alzamientos morfológicos menores que mencionaremos como Falla tumbes 1 y Falla Tumbes 2 (Figura 25), ubicadas hacia el noroeste de la traza de la Falla San Vicente, dentro del bloque considerado como el elevado, en la península de Tumbes.

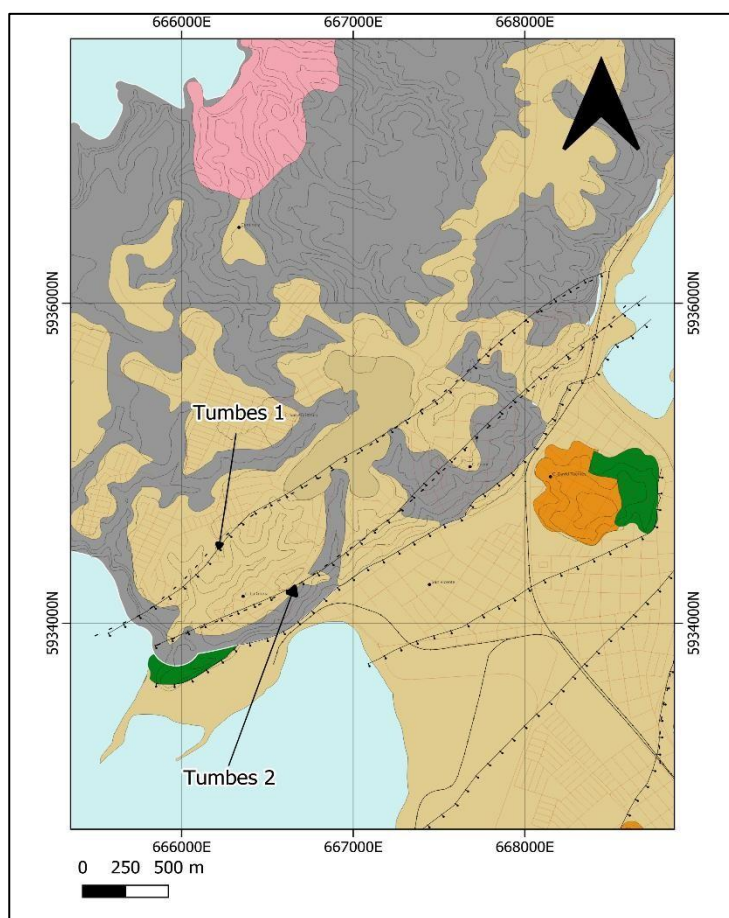


Figura 25: Mapa geológico interpretativo del sector occidental de la península de Tumbes. Se señalan las trazas inferidas de las fallas Tumbes 1 y Tumbes 2. Estas estructuras corresponden a lineamientos morfoestructurales reconocidos en el análisis de *knickpoints*, perfiles Swath donde se detectaron superficies basculadas, los cuales sugieren la existencia de alzamientos morfológicos menores en el bloque supuestamente elevado.

En el sector izquierdo del perfil Swath, se observan dos zonas de elevación, delimitadas en rojo en el gráfico (Figura 26). Estas anomalías topográficas corresponden a alzamientos morfológicos leves pero consistentes que rompen con el patrón general de pendiente hacia el sureste. Su aparición sistemática en la banda analizada —y su coincidencia espacial con trazas lineales previamente interpretadas en gabinete como posibles fallas— sugiere una vinculación directa con estructuras menores.

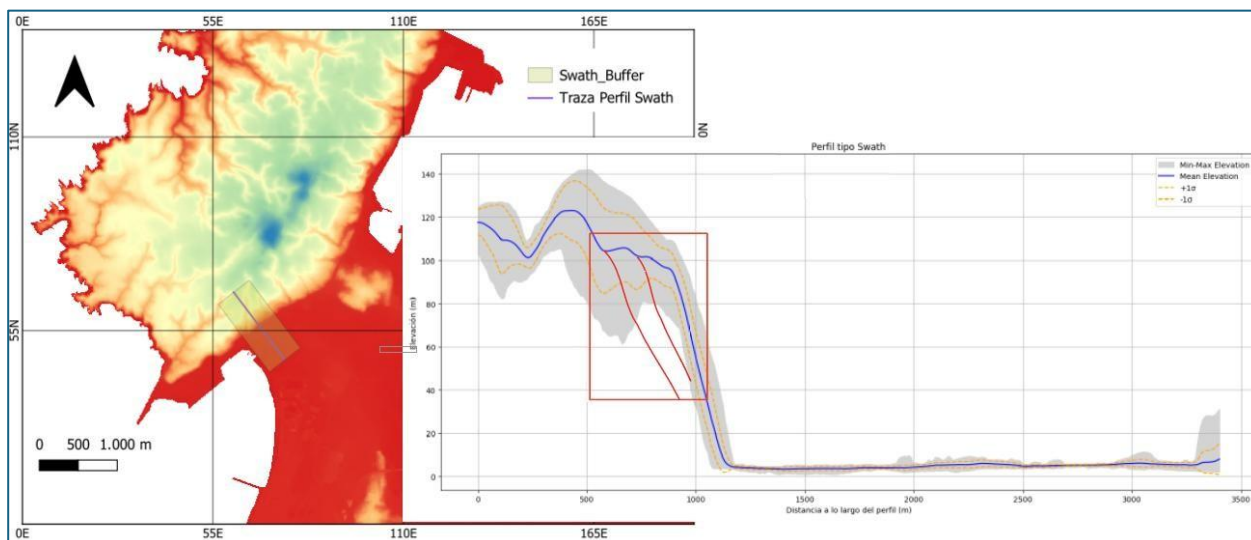


Figura 26. Relación entre el modelo de elevación digital (DEM) del sector sur de la península de Tumbes y el perfil topográfico tipo Swath

Estos alzamientos podrían corresponder a bloques elevados producto del movimiento a lo largo de falla la Falla San Vicente. En conjunto, reflejan una activación estructural en el interior de la península de Tumbes, donde deformaciones secundarias se expresan como pequeños escarpes, Su geometría y alineamiento son coherentes con las trazas cartografiadas de las fallas del sistema asociado a la falla San Vicente lo que refuerza su interpretación como estructuras asociadas al sistema de fallas mencionado.

Estos patrones indican que el bloque elevado de Tumbes no se comporta como una unidad rígida única, sino que presenta una segmentación interna estructural, posiblemente asociada a un régimen de deformación.

6.2. Geometría Falla San Vicente

La Falla San Vicente constituye una estructura tectónica de primer orden en el margen costero de la Región del Biobío, actuando como límite tectónico entre el basamento metamórfico (Complejo Metamórfico Tumbes) y las formaciones Quiriquina y Curanilahue. Su traza es reconocida tanto en superficie como en modelos geomorfológicos, describiéndose como una falla normal de alto ángulo, con rumbo N50°E–N40°E y manteos variables entre 70° y 80° al sureste, de acuerdo con Galli (1967) y observaciones recientes (Velásquez *et al.*, en prep.).

Los análisis geomorfológicos realizados mediante *perfiles swath* y distribución de *knickpoints* indican que la traza principal de la falla se asocia con rupturas marcadas del relieve, evidenciando

un contraste topográfico de más de 120 m entre el bloque levantado alzado y el bloque hundido (blo, particularmente en el extremo sur de la península de Tumbes.

La geometría tridimensional obtenida a partir de la herramienta *Fault Geometry* sugiere que la Falla San Vicente presenta un comportamiento listrico a profundidad, lo que es común en fallas normales. La geometría curva modelada es coherente con la deformación observada en unidades afectadas, particularmente con el manteo de los estratos de la Formación Quiriquina ($\sim 14^\circ$ – 16° al SW), que actúan como referencia estructural para el modelado de la falla. Además, el ángulo de ingreso de la falla fue de aproximadamente 77° en superficie este valor nace de la zona del escarpe donde fue realizado el perfil.

Cabe destacar que el nivel regional) utilizado para estimar la profundidad del despegue corresponde a un valor auxiliar (0 m), ya que el verdadero nivel regional no es observable directamente en el área de estudio. Por tanto, las profundidades calculadas deben considerarse estimaciones mínimas.

Esta forma, coherente con un estilo de falla normal de alto ángulo en superficie, contrasta con muchas interpretaciones previas que, si bien coinciden en su traza superficial, no extienden la caracterización estructural a mayores profundidades. Estudios como el de Donoso (2014) (Figura 27), el perfil estructural de Velásquez *et al.* (en preparación) (Figura 28) documentan de manera consistente la geometría de la falla en superficie y su expresión en la parte alta de la columna geológica. Esta capacidad de representar el plano de falla de forma curvada y su posible conexión con niveles de despegue o *detachments* (Figura 29) representa un aporte significativo, no solo para la caracterización estructural de la Falla San Vicente, sino también para entender su rol en la acomodación tectónica y segmentación de bloques durante eventos sísmicos recientes.

La proyección de la Falla San Vicente obtenida mediante *geometry fault* constituye una hipótesis basada en datos de superficie, geometría de unidades afectadas y extrapolación estructural bajo principios de equilibrio estratigráfico. Para ello, sería necesario contar con datos geofísicos de alta resolución, como perfiles sísmicos de reflexión profunda o tomografía sísmica, que permitan visualizar la geometría real de las estructuras en profundidad. Asimismo, sondeos exploratorios (como sondajes geotécnicos o geológicos profundos) que intersecten el plano de falla a diferentes niveles podrían proporcionar control litológico y estructural directo. La integración de datos gravimétricos o magnetotélúricos también contribuiría a refinar el modelo estructural. En este contexto, si bien el modelo actual es coherente con la configuración superficial y los principios de propagación de fallas normales, su carácter listrico en profundidad debe considerarse como una interpretación aceptable, pero aún sujeta a verificación empírica.

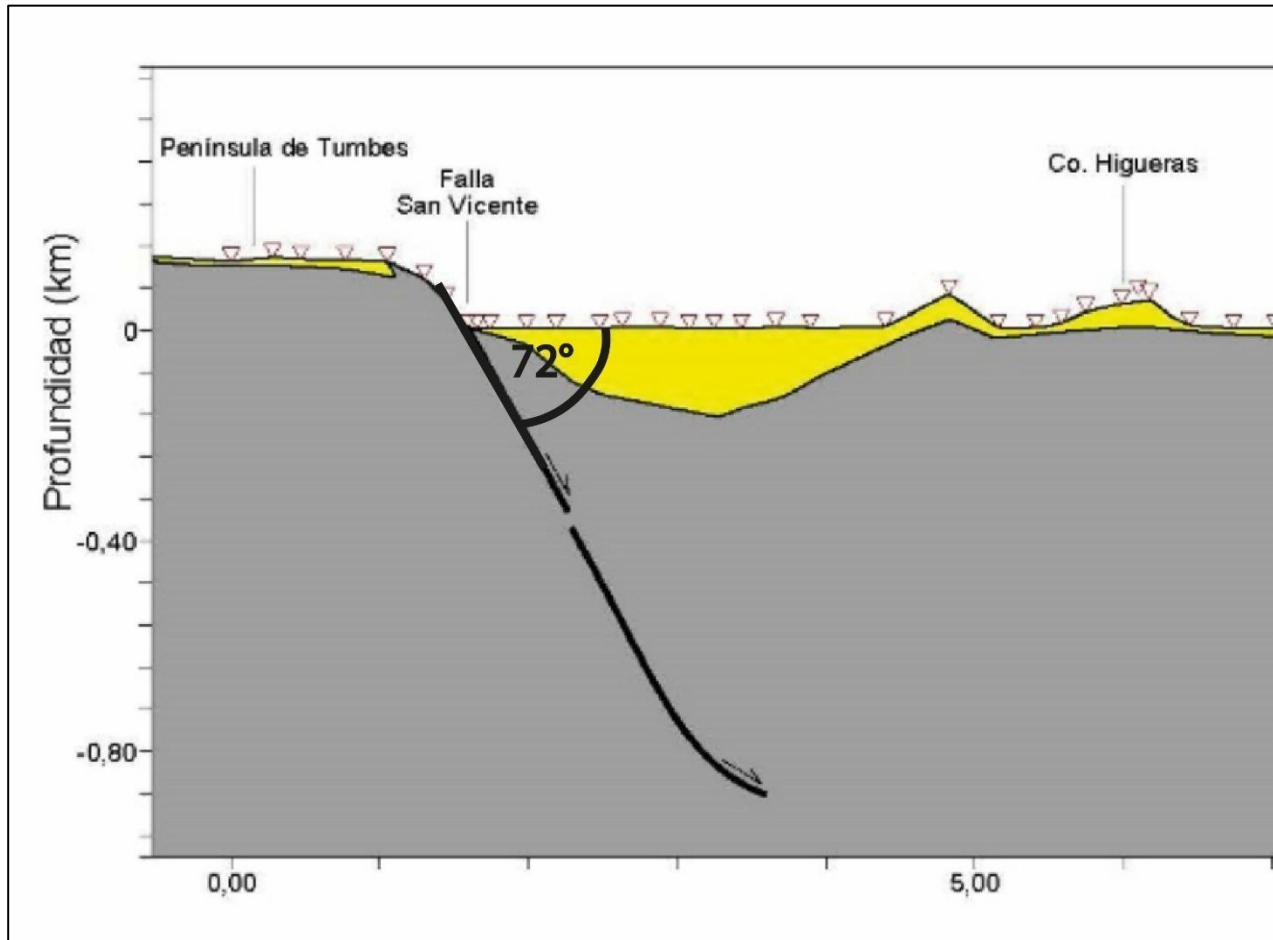


Figura 27. Fragmento interpretativo del modelo gravimétrico del Perfil 2 elaborado por Donoso y Velásquez(2022), correspondiente al Informe Registrado IR-22-100 del SERNAGEOMIN. En él se representa la distribución de densidades subsuperficiales y se identifican contrastes atribuibles a estructuras geológicas profundas, tales como la Falla San Vicente, reconocible en superficie y en profundidad mediante análisis gravimétrico.

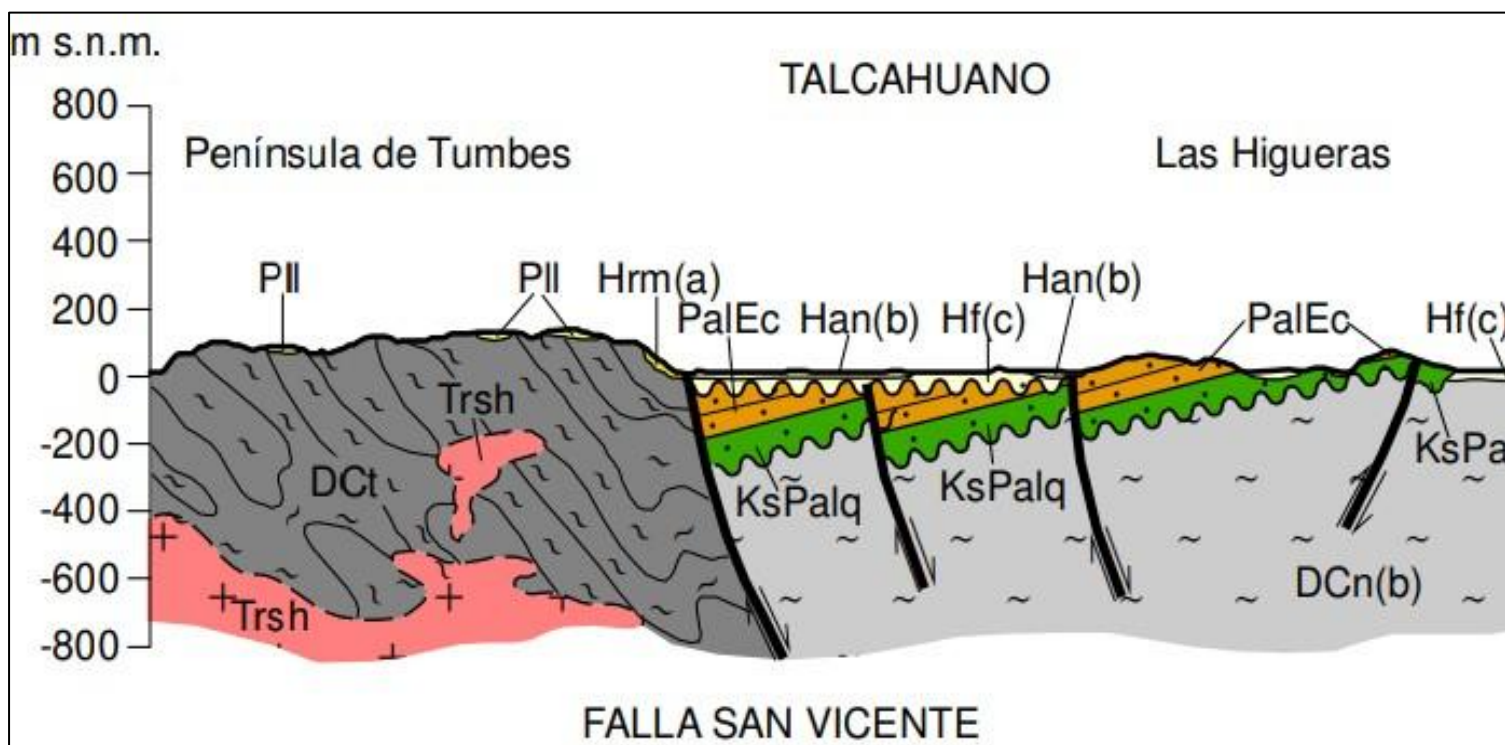


Figura 28. Perfil geológico interpretativo de la zona de Talcahuano, basado en la carta geológica de Velásquez *et al.* (en preparación). El perfil muestra la disposición estructural de las principales unidades litológicas, con énfasis en el contacto tectónico generado por la Falla San Vicente. Se observa cómo el Complejo Metamórfico Tumbes (DCt) y unidades asociadas (Trsh) forman el bloque elevado de la península, mientras que hacia el este afloran unidades sedimentarias mesozoicas y cenozoicas como la Formación Quiriquina (KsPalq) y la Formación Curanilahue (PaIEc), en disposición normal. La Falla San Vicente presenta geometría de alto ángulo y actúa como límite estructural mayor en el área de estudio. Elaboración propia basada en Velásquez *et al.* (2025).

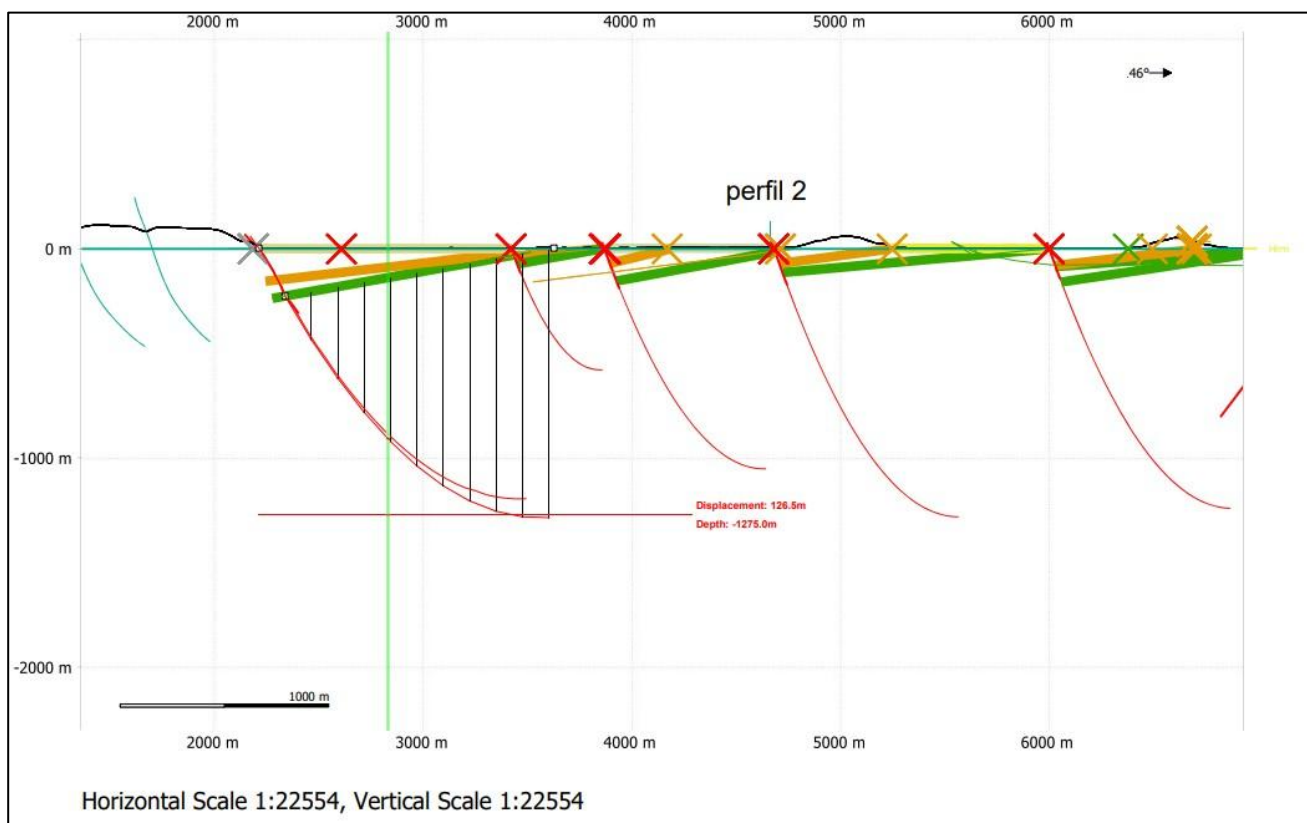


Figura 29. Modelo de detachment de la Falla San Vicente, generado a partir del perfil estructural 2 mediante la herramienta Fault Geometry del software Move. El cálculo considera un nivel regional de referencia de 0 m y una inclinación de los estratos afectados de 14° – 16° , proyectando así la falla en profundidad con geometría listrica. El modelo estima una profundidad de detachment de aproximadamente -1275 m y un desplazamiento de 126.5 m, lo que concuerda con una falla de alto ángulo en régimen normal. En la imagen se observan representadas en rojo las trazas de fallas modeladas, mientras que las formaciones sedimentarias proyectadas corresponden a la Formación Quiriquina (verde) y a la Formación Curanilahue (naranja). Elaboración propia a partir de datos interpretados y procesados con base en la Carta Geológica Concepción–Talcahuano (Velásquez *et al.*, en prep.) y criterios geométricos definidos en Move.

6.3. Estabilidad del sistema de fallas como respuesta al cambio de esfuerzos durante el terremoto del 2010

Los resultados del análisis sugieren que durante el periodo intersísmico previo al evento, el sistema de fallas no alcanzó condiciones críticas de deslizamiento o fracturamiento, lo cual se evidencia en la ausencia de desplazamientos o rupturas superficiales registradas. Esto indica que la acumulación de esfuerzos no fue suficiente para superar los parámetros de fricción del sistema estructural modelado

La respuesta del sistema de fallas frente al estado de esfuerzos generado por el terremoto de Maule Mw 8.8, 2010 se realizó mediante un análisis de *Slip Tendency, dilatation y fracture* (Anexo) aplicado al modelo tridimensional estructural generado en Move. Este análisis permite estimar qué tan propenso es un plano de falla a reactivarse en función de su orientación respecto al campo de esfuerzos impuesto, considerando las condiciones de fricción y el régimen compresivo. Los

resultados indican que, bajo las condiciones de esfuerzo cosísmico impuestas, las fallas del sistema de la Falla San Vicente presentan sectores con baja tendencia al deslizamiento, aumentando levemente en las zonas puntuales de las fallas. Estas regiones, donde las fallas se curvan y disminuyen su ángulo de buzamiento con la profundidad, podrían actuar como zonas de transferencia de deformación.

Adicionalmente, los resultados del modelo de dilatación indican la existencia de zonas con bajo confinamiento y posibles aperturas relativas, especialmente asociadas a las porciones inferiores de las fallas mayores. Esta respuesta dilatante sugiere que, si bien no hay evidencia clara de ruptura significativa, sí podría haber un incremento en la porosidad y fracturamiento inducido por el cambio en las condiciones de esfuerzo. Esto es consistente con regímenes en los cuales la deformación no se expresa exclusivamente como deslizamiento frágil.

Por otro lado, en los bloques intermedios o colgantes adyacentes a las fallas principales, se detectan ciertas estructuras menores que muestran una reactivación ligeramente mayor, aunque no suficiente para producir rupturas superficiales evidentes. Estos movimientos locales podrían representar una redistribución del esfuerzo o una respuesta secundaria al gran evento sísmico, expresada como desplazamientos mínimos o microfracturación.

Tal comportamiento puede estar influido por la geometría listrica de las fallas, que tiende a generar zonas de baja presión efectiva y posible dilatación al disminuir el ángulo entre los esfuerzos principales y el plano de falla hacia profundidad. Estas condiciones, aunque insuficientes para gatillar una ruptura completa, podrían facilitar procesos de acumulación de esfuerzo, reorganización interna o incluso migración de fluidos en el subsuelo.

La heterogeneidad inherente de la geología real, tanto en términos de propiedades mecánicas como de comportamiento estructural, representa una fuente significativa de incertidumbre en la interpretación de los resultados del modelo. Este se construyó sobre la base de datos morfoestructurales y observaciones de superficie, lo que implica una aproximación simplificada de la arquitectura del subsuelo. En consecuencia, la distribución espacial de esfuerzos calculada debe entenderse como una hipótesis estructural plausible más que como una representación exacta del estado de esfuerzos real de la zona. El asumir la homogeneidad en ciertos parámetros mecánicos y la ausencia de datos en profundidad limitan la capacidad predictiva del modelo frente a escenarios tectónicos. Si bien los resultados ofrecen una interpretación coherente del comportamiento mecánico de las fallas frente a eventos mayores, estos deben evaluarse críticamente, reconociendo

el carácter interpretativo del modelo y las limitaciones derivadas de la escasa información estructural en profundidad. Se sugiere que, para una validación más robusta de estos resultados, sería necesario complementar el modelo con información geofísica adicional, como GPS, sísmica de reflexión, registros de micro-sismicidad que permitan refinar la geometría en profundidad, validar las geometrías listrica y caracterizar de mejor manera el régimen de esfuerzos activo para la zona de estudio.

7. CONCLUSIONES

La integración de análisis morfométrico, cartografía estructural y modelamiento tridimensional permitió caracterizar de forma integral la Falla San Vicente, estableciendo su rol activo en la configuración tectónica y geomorfológica de la zona de Talcahuano. A partir del procesamiento de modelos digitales de elevación y el uso de herramientas como perfiles Swath y la identificación de knickpoints, fue posible reconocer anomalías topográficas alineadas con la traza de la falla, lo cual evidencia una fuerte influencia estructural sobre el relieve. Estas discontinuidades morfológicas, sumadas a la disposición de escarpes y escalones fluviales, permiten inferir actividad tectónica reciente, posiblemente asociada a reajustes del relieve frente a cambios en el campo de esfuerzos. La reconstrucción de la geometría superficial y subsuperficial de la Falla San Vicente indica que se trata de una estructura normal de alto ángulo, con un rumbo general $N20^{\circ}-30^{\circ}E$ y buzamiento hacia el sureste, desarrollando en profundidad una curvatura listrica que sugiere una evolución estructural compleja. Esta configuración fue incorporada en un modelo tridimensional utilizando el software Move, el cual integró datos geológicos, geomorfológicos y sísmicos, permitiendo representar de manera coherente la arquitectura estructural del área de estudio. A partir de este modelo, se realizó un análisis de estabilidad de Slip Tendency bajo escenarios de esfuerzo intersísmico y cosísmico, utilizando parámetros derivados del terremoto de Maule (Mw 8.8, 2010). Los resultados muestran que, bajo condiciones cosísmicas, ciertos tramos de la falla alcanzan valores críticos de tendencia al deslizamiento, principalmente en zonas profundas horizontales, lo que indica una susceptibilidad localizada a la reactivación. En contraste, durante el régimen intersísmico, la mayoría de los planos no superan los umbrales de activación, lo cual sugiere que la falla se mantiene en un estado de estabilidad relativa. En conjunto, estos antecedentes permiten proponer que la Falla San Vicente, aunque actualmente inactiva, podría experimentar reactivación frente a variaciones del campo de esfuerzos, especialmente en sectores donde se acumula deformación o existe energía favorable para el deslizamiento, lo que cobra especial relevancia considerando su ubicación en un entorno densamente urbanizado e industrial.

8. REFERENCIAS

- ADRIASOLA, A. C.; LAVENU, A. & CEMBRANO, J. 2006.** The Liquiñe–Ofqui fault system: A continental-scale transcurrent fault zone in southern Chile with neotectonic activity. *Tectonophysics*, 417(3–4), 331–352.

- ARDILES, M.; BURÓN, P.; ECHTLER, H.; FIGUEROA, O. & GLODNY, J. 2003.** Análisis estructural y petrográfico de la Serie Occidental del basamento metamórfico a la latitud de Quidico (38°08' a 38°21'S), Cordillera de Nahuelbuta, Chile. *Congreso Geológico Chileno*, N° 10. Actas digitales. Concepción.
- BIRÓ-BAGÓCZKY, L. 1982.** Revisión y redefinición de los “Estratos de Quiriquina”, Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo, en isla Quiriquina, 36°37' Lat. sur, Chile, Sudamérica, con un perfil complementario en Cocholgue. *Congreso Geológico Chileno*, N° 3. Actas A, 29–64. Concepción.
- BLANCO, N. & CREIXELL, C. 2010.** Efectos geológicos del sismo del 27 de febrero de 2010: Observaciones de daños y evaluación de riesgos geológicos en la comuna de Coronel (INFBIOBIO-26). *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)*.
- BLANCO, N.; CREIXELL, C. & ARANCIBIA, J. P. 2010.** Efectos geológicos del sismo del 27 de febrero de 2010: Observaciones de daños y evaluación de riesgos geológicos en la comuna de Talcahuano (INF-BIOBIO-15). *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)*.
- BOHM, M.; LÜTH, S.; ECHTLER, H.; ASCH, G.; BATAILLE, K.; BRUHN, C.; RIETBROCK, A. & WIGGER, P. 2002.** The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356, 275–289.
- BÖRGEL, R. 1983.** Geomorfología. *Instituto Geográfico Militar*. Santiago.
- CÉLÉRIER, B. 2008.** Stress and strain in the lithosphere: Differences and implications. *Journal of Structural Geology*, 30(10), 1405–1410.
- CEMBRANO, J.; LAVENU, A.; YÁÑEZ, G.; REYNOLDS, P.; ARANCIBIA, G. & LÓPEZ, G. 1996.** Neogene transpressive tectonics in the Southern Andes: Structural and thermochronological evidence. *Tectonophysics*, 259(1–3), 55–66.
- CREIXELL, C. 2001.** Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00' S (Memoria de título inédita). *Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra*.
- CREIXELL, C.; LUCASSEN, F.; FRANZ, G.; VÁSQUEZ, P. & FIGUEROA, O. 2002.** Petrology of the Hualpén stock: Evidence of late Triassic epizonal plutonism at the western margin of Gondwana (36°45'S, 73°10'W). *Symposium on Andean Geodynamics*, N° 5, 167–170. Toulouse.
- CRUDEN, D. 1991.** A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43, 27–29.
- DELGADO, M. 2019.** Slope redesign proposal for physical stability in the remediation and closure of a waste rock dump in Cerro de Pasco - Peru (Tesis de licenciatura). *Universidad Peruana de Ciencias Aplicadas*.

- DELOUIS, B.; NOCQUET, J. M. & MAUREL, O. 2010.** Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, Central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- DONOSO, C. & VELÁSQUEZ, R. 2022.** Caracterización gravimétrica del área Concepción–Talcahuano, Región del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-22-100*.
- DUHART, P.; ARENAS, M.; ARANCIBIA, J. P.; CREIXELL, C.; DERCH, P.; FALCÓN, F. ... & VENEGAS, C. 2010.** Efectos superficiales del terremoto (Mw 8,8) del 27.02.10, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)*.
- GALLI, C. 1967.** Geología urbana y suelo de fundación de Concepción y Talcahuano, Chile. *Proyecto de Investigación N° 75, Universidad de Concepción*.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2018.** Geología de la zona Concepción-Arauco, al sur del río Biobío, Región del Biobío, Chile. *Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (inédito)*.
- GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2021.** Geología del sector nororiental del río Biobío, Región del Biobío, Chile. *Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (inédito)*.
- GIROGINI, L.; BENJAMÍN, M.; VARGAS, R. & MOREIRA, M. 2023.** InSAR Monitoring of Ground Displacement in the Concepción–Talcahuano Area, South-Central Chile. *Remote Sensing*, 15(5), 1275.
- GLODNY, J.; ECHTLER, H.; COLLAO, S.; ARDILES, M.; BURÓN, P. & FIGUEROA, O. 2008.** Differential late Paleozoic active margin evolution in south-central Chile (37°S–40°S): The Lanalhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 397–411.
- HARDEBECK, J. L. & MICHAEL, A. J. 2004.** Stress orientations at intermediate angles to the San Andreas Fault, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B11).
- HARDEBECK, J. L. & HAUKSSON, E. 2001.** Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B10), 21859–21882.
- HILLERNS, C. 2025.** *Memoria de Título: Caracterización estructural de la Falla San Vicente, Talcahuano, Región del Biobío*. Universidad de Concepción, Chile.
- HERVÉ, F. 1977.** Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile. *Comparative Studies on the Geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile*. Japan Society for the Promotion of Science.
- HERVÉ, F.; KAWASHITA, K.; MUNIZAGA, F. & BASSEI, M. 1984.** Rb-Sr isotopic ages from late Palaeozoic metamorphic rocks of central Chile. *Journal of the Geological Society*, 141, 877–884.

- HEIDBACH, O.; RAUPACH, T. H.; REINECKER, J.; FUCHS, K.; BALLING, N.; BRANDES, C.; HENSCH, M. & MÜLLER, B. 2016.** The stress field of Germany – A compilation of crustal stress orientations and stress magnitudes. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 167(3), 359–386.
- ILABACA GUAJARDO, P. 1980.** Las condiciones naturales del sitio de Concepción Metropolitano. *Revista Geográfica*, (91/92), 141–151.
- ISLA, F.; QUEZADA, J.; MARTÍNEZ, C.; FERNÁNDEZ, A. & JAQUE, E. 2012.** The evolution of the Bío Bío delta and the coastal plains of the Arauco Gulf, Bío Bío Region: The Holocene sea-level curve of Chile. *Journal of Coastal Research*, 28(1), 102–111.
- JARA, P.; CARRETIER, S. & LAVENU, A. 2017.** Quantifying offshore deformation and seismic slip distribution: The 2010 Mw 8.8 Maule earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 9259–9281.
- JARA, P.; LAVENU, A.; CARRETIER, S. & ARMESTO, J. 2015.** Uplift and segmentation along the Maule segment, Chilean margin: Evidence from marine terraces and seismic cycle modelling. *Quaternary Science Reviews*, 113, 54–72.
- JARA, P.; LAVENU, A.; VILLARROEL, A. & RUIZ, S. 2017.** Quantifying offshore deformation and slip partitioning in forearc wedges: Examples from the 2010 Maule earthquake rupture zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(8), 6527–6550.
- KAIZUKA, S.; MATSUDA, T. & MURATA, K. 1973.** Quaternary tectonics in the Japanese and South American Andes. *Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, 23(1), 61–108.
- KAIZUKA, S.; MATSUDA, T.; NOGAMI, M. & YONEKURA, N. 1973.** Quaternary tectonic and recent seismic crustal movements in the Arauco Peninsula and its environs, Central Chile. *Geographical Review of Japan*, 46(11), 663–682.
- KING, G. C. P.; STEIN, R. S. & LIN, J. 1994.** Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935–953.
- KUHN, D.; HINZ, K.; HUERTA, O. & WEINREBE, W. 2010.** Thermal basin modelling of the Arauco forearc basin, south central Chile — Heat flow and active margin tectonics. *Tectonophysics*, 489(1–4), 63–84.
- KUHN, P. P.; ECHTLER, H.; LITTKER, R. & ALFARO, G. 2010.** Thermal basin modelling of the Arauco forearc basin, south central Chile — Heat flow and active margin tectonics. *Tectonophysics*, 495(1–2), 111–128.
- KIRBY, E. & WHIPPLE, K. X. 2012.** Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54–75.

- LAY, T.; AMMON, C. J.; KANAMORI, H.; XUE, L. & KIM, M. J. 2010.** The 2010 Maule, Chile, earthquake rupture: Details from joint inversion of teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, 37(13).
- LAVENU, A. & CEMBRANO, J. 1999.** Compressional and transpressional stress pattern in the Southern Andes: Constraints from fault-slip analysis. *Tectonophysics*, 319(2), 141–161.
- LIN, A.; CHEN, A. & YUAN, W. 2013.** Surface rupture and deformation features produced by the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake, Chile. *Tectonophysics*, 584, 17–27.
- LÓPEZ, C. 2016.** Riesgo de remociones en masa en los cerros Zaror y La Unión, Talcahuano: Propuesta de microzonificación. *Revista de Geografía Norte Grande*, 63, 125–145.
- LÓPEZ FILÚN, D. 2016.** Análisis de umbrales de precipitación en la comuna de Talcahuano (Memoria de título inédita). *Universidad de Concepción*.
- LUCASSEN, F.; TRUMBULL, R.; FRANZ, G.; CREIXELL, C.; VÁSQUEZ, P.; ROMER, R. & FIGUEROA, O. 2004.** Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: The Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36°–41° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 17(2), 103–119.
- LUTTRELL, K.; TONG, X.; SANDWELL, D. T.; BROOKS, B.; BEVIS, M. & SMALLEY, R. 2011.** Estimates of stress drop and crustal tectonic stress from the 27 February 2010 Maule, Chile earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B11).
- MALDONADO, V.; CONTRERAS, M. & MELNICK, D. 2021.** A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1:25,000 scale. *Scientific Data*, 8, Artículo 20.
- MARDONES, M. 2010.** Procesos de remoción en masa asociados al sismo de 8.8 Mw del 27/F 2010 en el litoral de Concepción, Chile. *Sociedad Hoy*, 19, 11–32. Concepción.
- MARDONES, M. & ROJAS, J. 2012.** Procesos de remoción en masa inducidos por el terremoto del 27F de 2010 en la franja costera de la Región del Biobío, Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, 53, 57–74.
- MELNICK, D.; BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M. R. & ELGER, K. 2009.** Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).
- MELNICK, D.; ECHTLER, H.; PINEDA, V.; BOHM, M.; MANZANARES, A. & VIETOR, T. 2003.** Active faulting and northward growing of the Arauco Peninsula, South-central Chile (37°30'S). *Congreso Geológico Chileno*, N° 10. Actas digitales. Concepción.
- MENDOZA, J. 2001.** Distribución, caracterización, génesis y características tectónicas de los yacimientos arenas silíceas del área costera de la Octava Región, entre Coliumo y Los Álamos (Memoria de título inédita). *Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra*.

- MORENO, M.; et al. 2010.** Interseismic and coseismic slip on the megathrust beneath the Arauco Peninsula, Chile. *Nature Geoscience*, 3(6), 395–398.
- MUÑOZ, V. 2007.** El basamento metamórfico paleozoico, Serie Occidental en la Hoja Queule, IX y X Región, Chile: Condiciones presión-temperatura del metamorfismo (Memoria de título inédita). *Universidad de Chile, Departamento de Geología*.
- PINEDA, V. 1983.** Evolución paleogeográfica de la Península de Arauco durante el Cretácico Superior - Terciario (Memoria de título). *Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología*.
- QUEZADA, J. 1996.** Geología urbana y ambiental de la ciudad de Concepción (Memoria de título inédita). *Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra*.
- QUEZADA, J.; CECIONI, A.; ESTERIO, H. & PINEDA, V. 1997.** Geología urbana de Talcahuano. *Congreso Geológico Chileno*, N° 8, Vol. 1, 785–789. Antofagasta.
- QUINZIO, L. A.; BONILLA, R. U. & GONZÁLEZ, A. E. 2003.** Geología del sector costero provincia de Concepción. *Congreso Geológico Chileno*, N° 10. Poster. Concepción.
- QUINZIO, L. A.; BONILLA, R. U.; GONZÁLEZ, A. E. & GONZÁLEZ, L. N. 2011.** Geology of the Coastal Range, Biobío Region, Chile. *Poster en 22. Lateinamerika Kolloquium (LAK2011)*. Heidelberg.
- RAMÍREZ, P. & CARRASCO, F. 2022.** Evaluación de peligro de remoción en masa en tres sectores de la comuna de Talcahuano, Región del Biobío (Informe inédito). *Servicio Nacional de Geología y Minería*.
- REASENBERG, P. A. & SIMPSON, R. W. 1992.** Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, 255(5052), 1687–1690.
- RODRÍGUEZ, D. 2022.** Análisis estructural, implicancias tectónicas y geología del margen suroccidental de la comuna de Talcahuano, región del Biobío (Memoria de título inédita). *Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra*.
- SALAZAR, C. 2004.** Ammonites del Maastrichtiano de la Formación Quiriquina, VIII Región del Biobío, Chile: sistemática, bioestratigrafía y afinidades paleobiogeográficas (Memoria de título inédita). *Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra*.
- SALAZAR, C.; STINNESBECK, W.; QUINZIO-SINN, L. & ÁLVAREZ, M. 2015.** Sequence stratigraphy affinities of the Quiriquina Formation (Late Cretaceous) from central Chile. *Congreso Geológico Chileno*, N° 14. Actas 1, 700–703. La Serena.
- SERNAGEOMIN. 2022.** Guía de contenidos exigidos en estudios de peligro de remociones en masa evaluados por SERNAGEOMIN, en el contexto de permisos municipales. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.

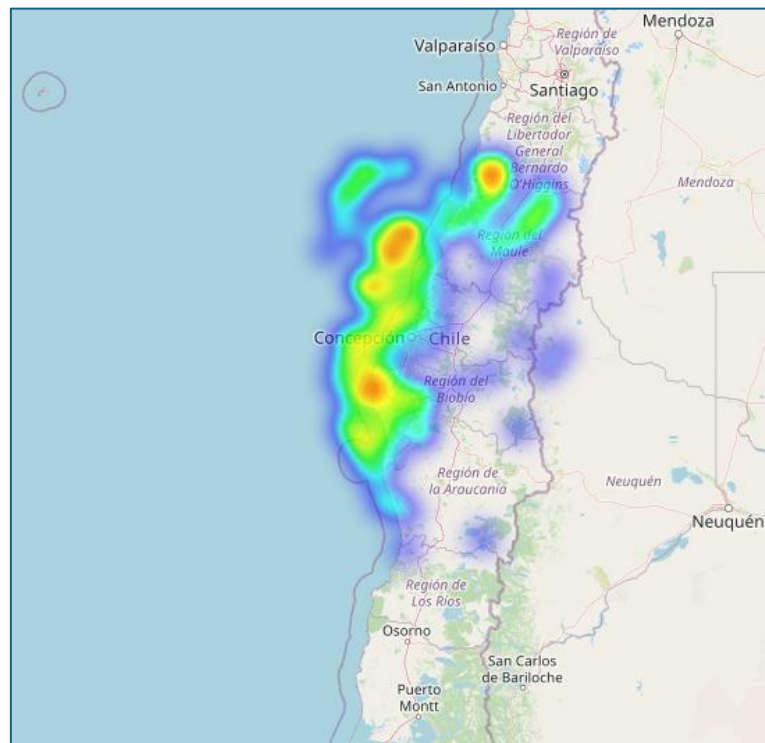
- SIRAVO, C.; HERNÁNDEZ-MORALES, M.; RUPKE, A.; HARTLEY, A. J.; GONZÁLEZ, R. & CAMPBELL, S. 2020.** Tectono-stratigraphic evolution of a forearc basin and adjacent Coastal Cordillera in south-central Chile (37–38°S): Implications for Andean forearc segmentation. *Basin Research*, 32(5), 1017–1044.
- STEIN, R. S. 1999.** The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762), 605–609.
- TARBUCK, E. J.; LUTGENS, F. K. & TASA, D. 2005.** Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física (8ª ed.). *Pearson Prentice Hall*. Madrid.
- TASSARA, A. 2010.** Control of forearc density structure on megathrust shear strength and locking in subduction zones. *Tectonophysics*, 495(1–2), 34–47.
- VARNES, D. J. 1978.** Slope movement types and processes. *Special Report*, 176, 11–33.
- VELÁSQUEZ, R.; CREIXELL, C.; MERINO, R. N.; SEPÚLVEDA, N. & QUINZIO, L. A. (en preparación).** Geología del Área Concepción–Talcahuano, Región del Biobío. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Escala 1:100.000. Santiago.
- VIVALLOS, C.; REYES, J. & MARTÍNEZ, J. 2010.** Microzonificación sísmica de Concepción. *Revista Ingeniería de Construcción*, 25(2), 126–136.
- WANG, R.; LORENZO-MARTÍN, F. & ROTH, F. 2012.** PSGRN/PSCMP—a new code for calculating co- and post-seismic displacements, strains and stresses in a layered spherical Earth. *Computers & Geosciences*, 38(1), 23–30
- WOBUS, C.; WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E.; SNYDER, N. P.; JOHNSON, J.; SPARKS, D. & SHEEHAN, D. 2006.** Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special Paper of the Geological Society of America*, 398, 55–74.
- ZOBACK, M. L. 1992.** First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8), 11703–11728.

ANEXOS

ÍNDICE DE FIGURAS

1	Imágenes anexo	78
---	----------------	----

ANEXO I



Mapa de calor Sismos Zona macro-sur del 2003 al 2022

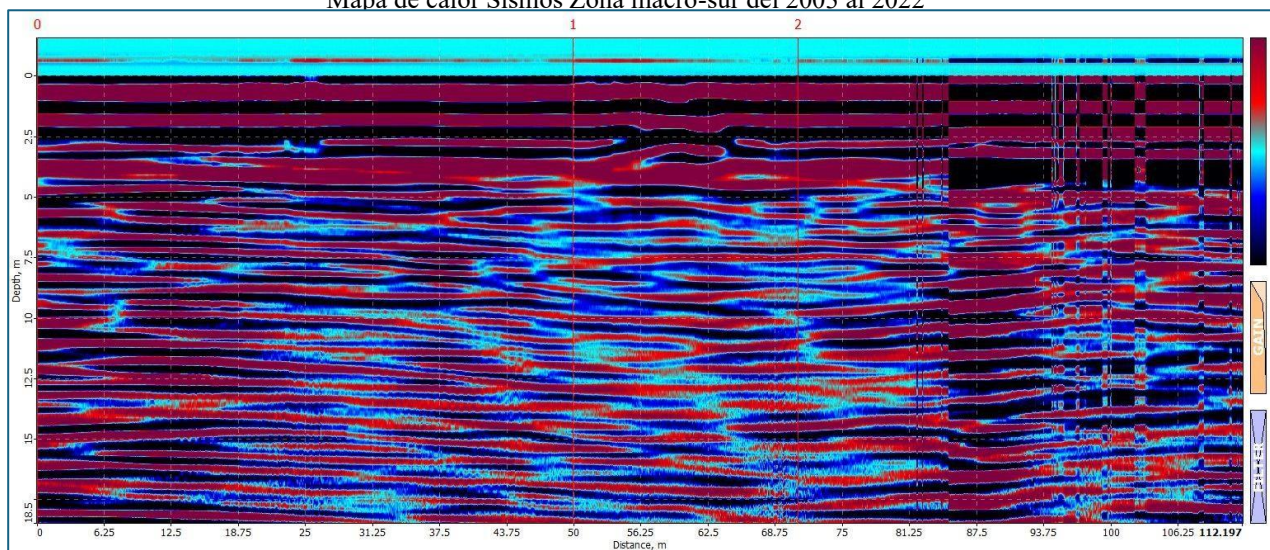
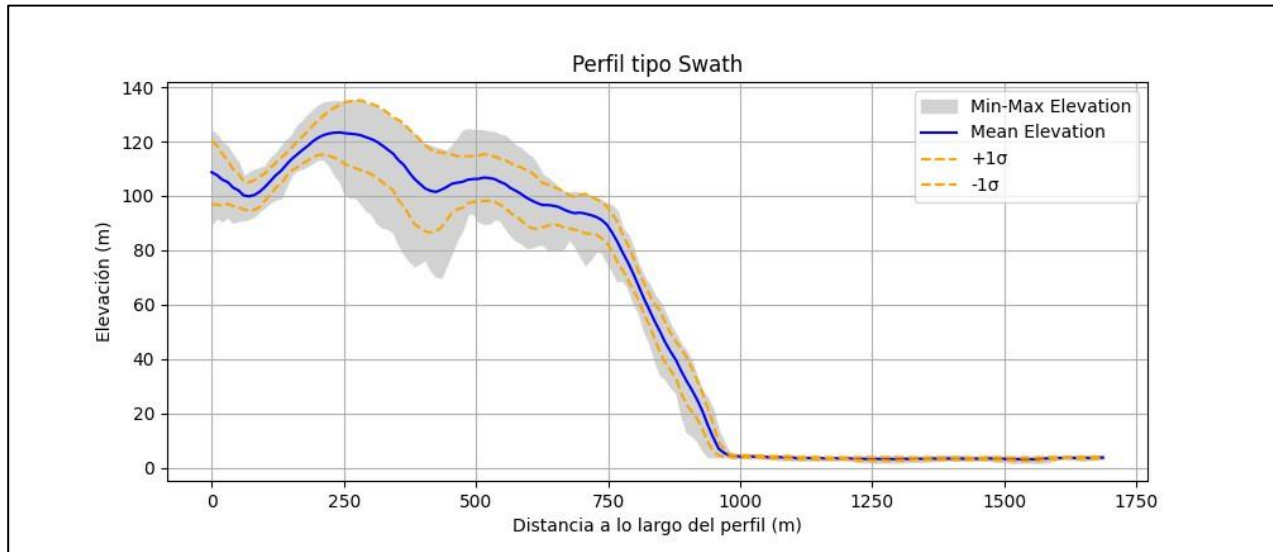
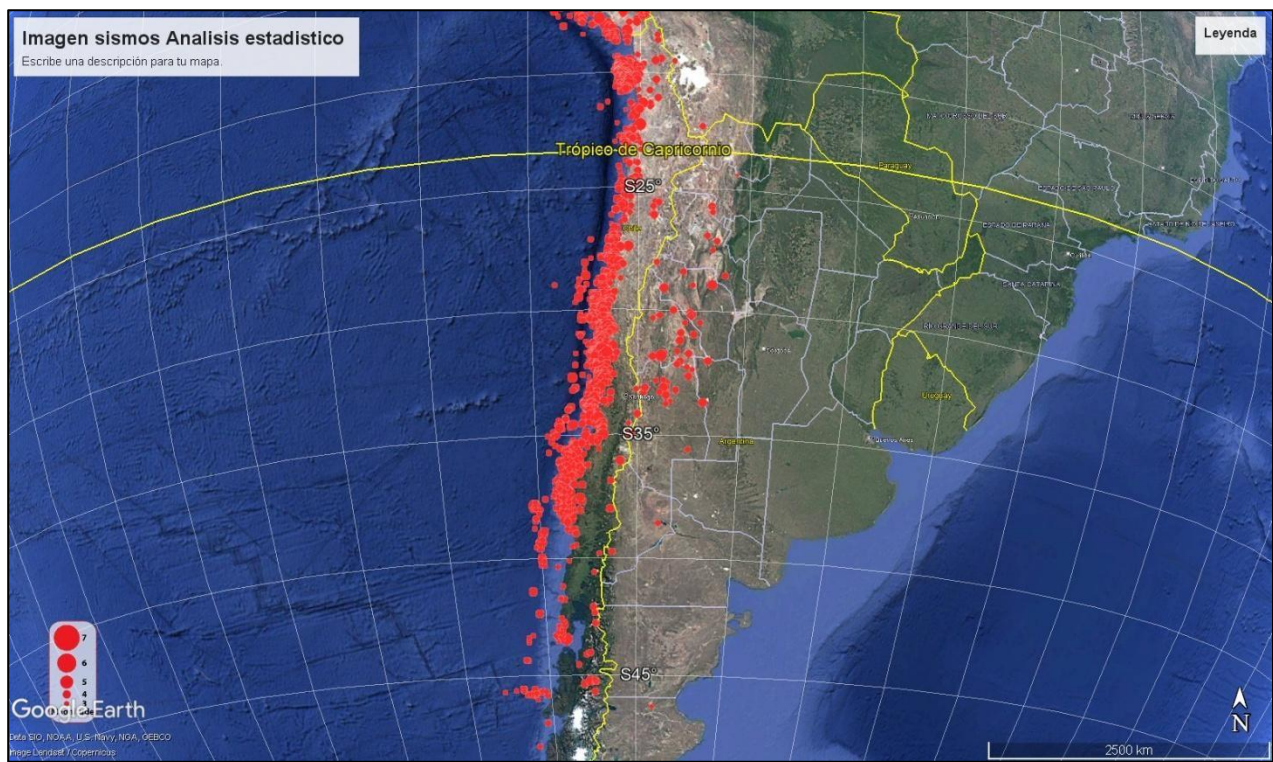


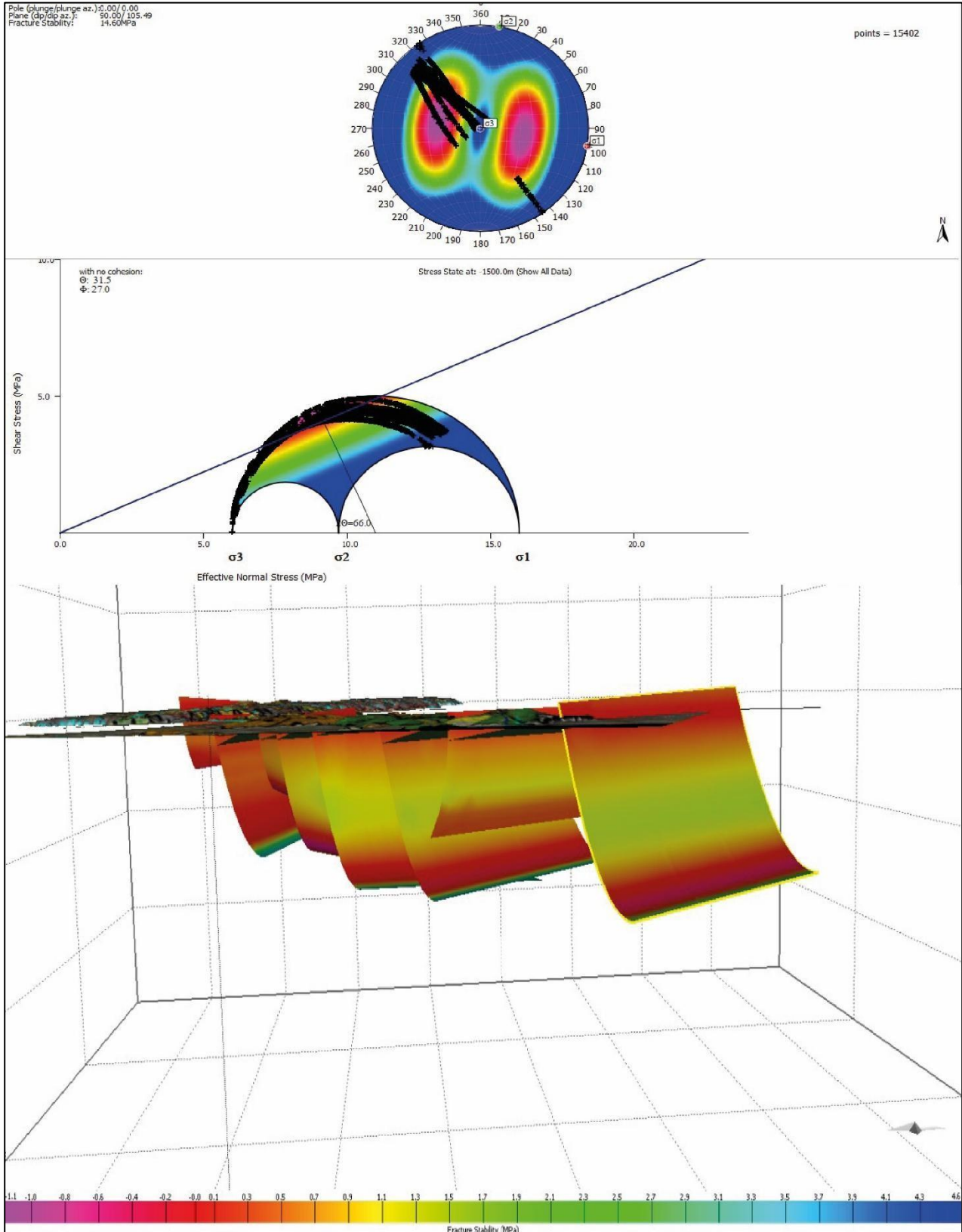
Imagen GPR donde se podría evidenciar la falla San Vicente entre las líneas rojas 1 y 2



Perfil Swath evidencia zonas basculadas en forma ortogonal a falla San Vicente y estructuras inferidas



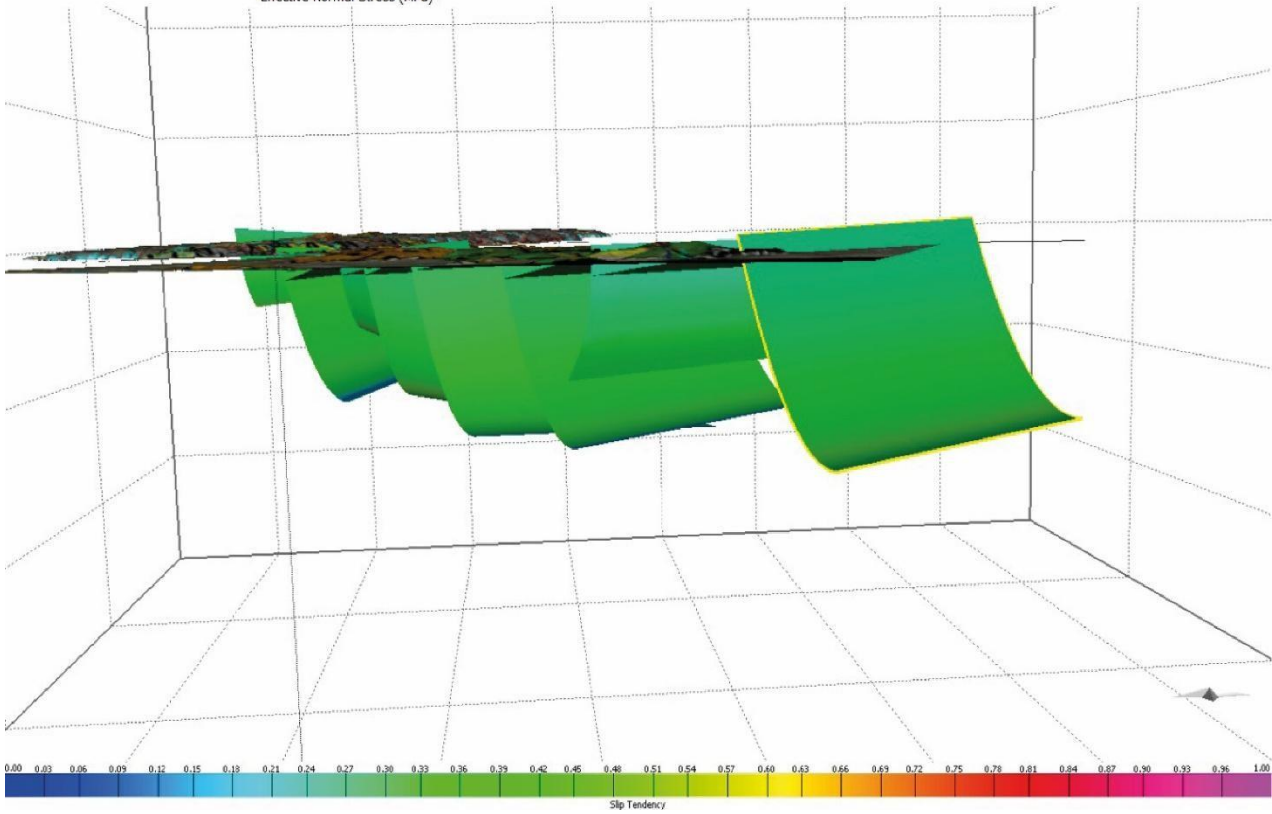
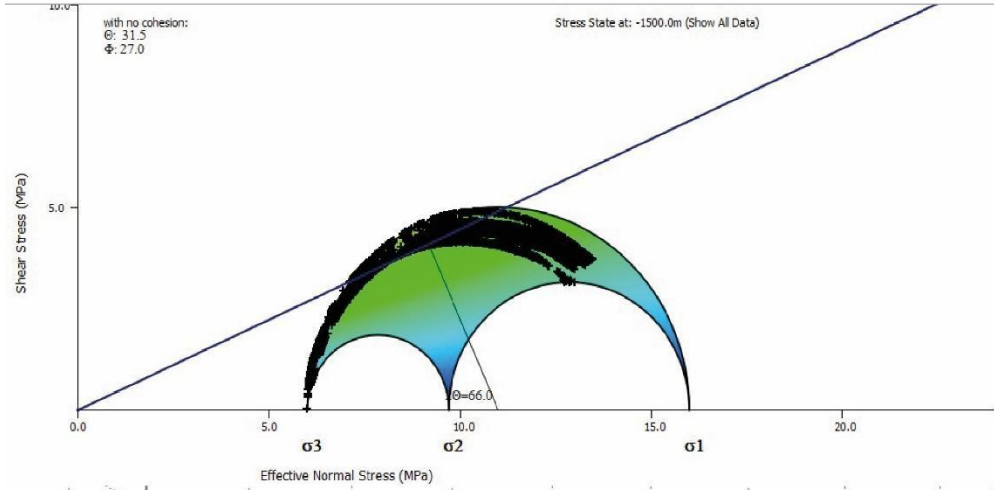
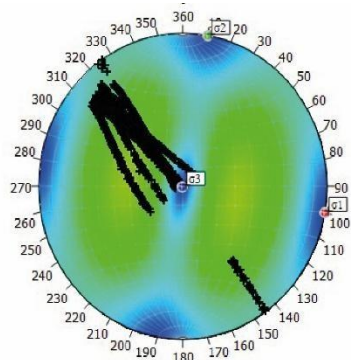
Ploteo de sismos para análisis



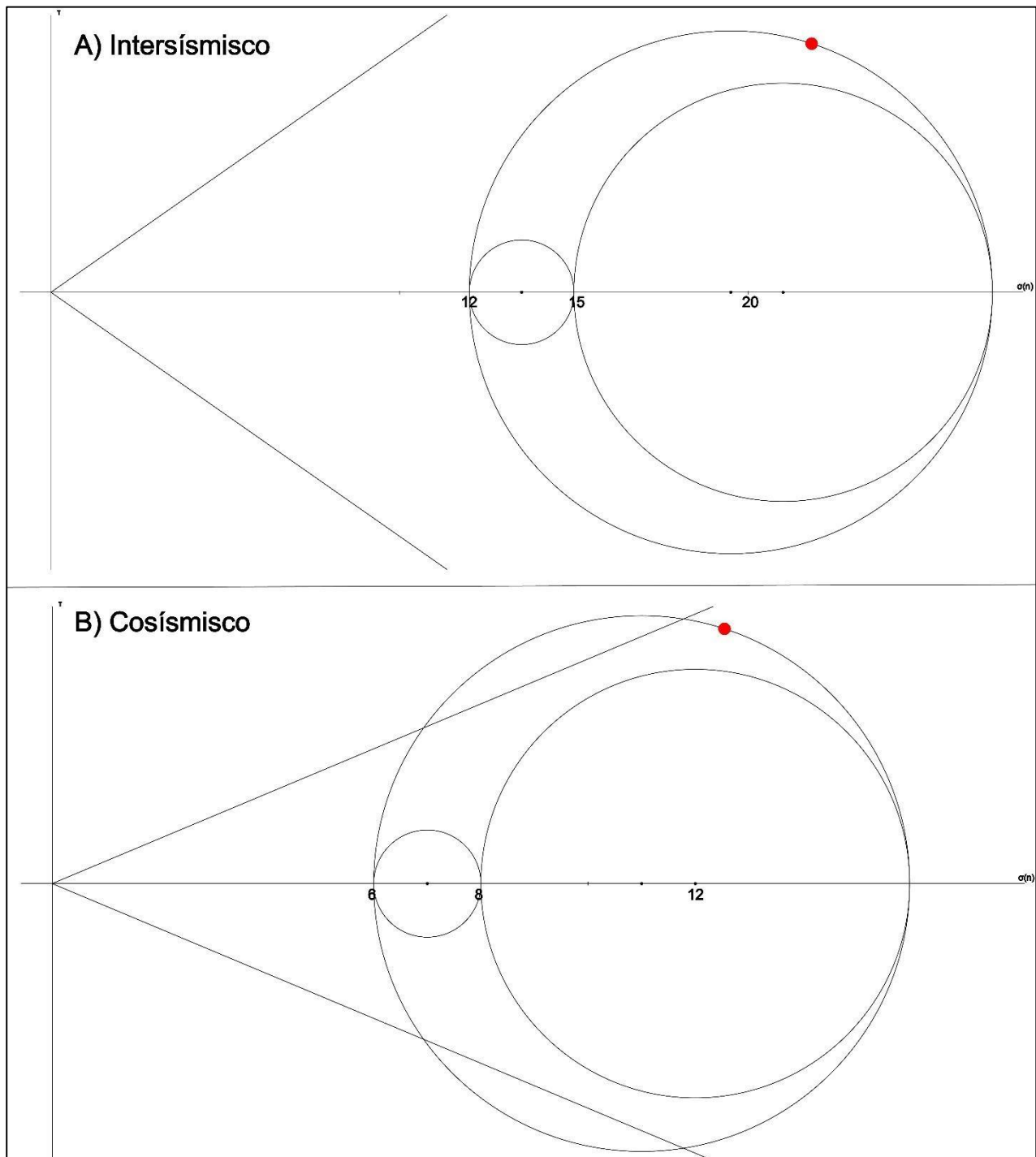
Analisis move (fracture Stability)

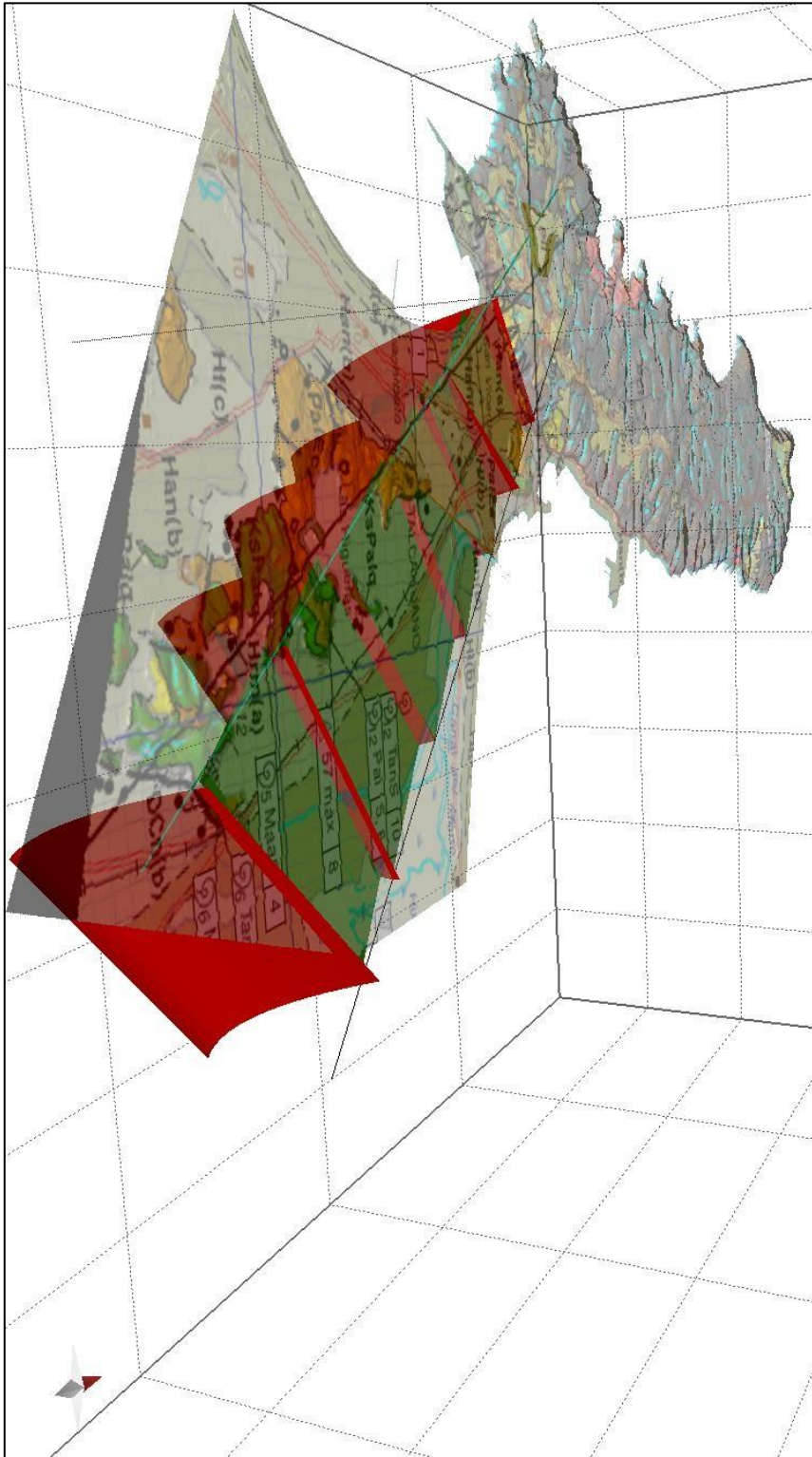
Pole (plunge/plunge az.): 0.00/ 0.00
Plane (dip/dip az.): 90.00/ 298.35
Slip Tendency: 0.12

points = 15402

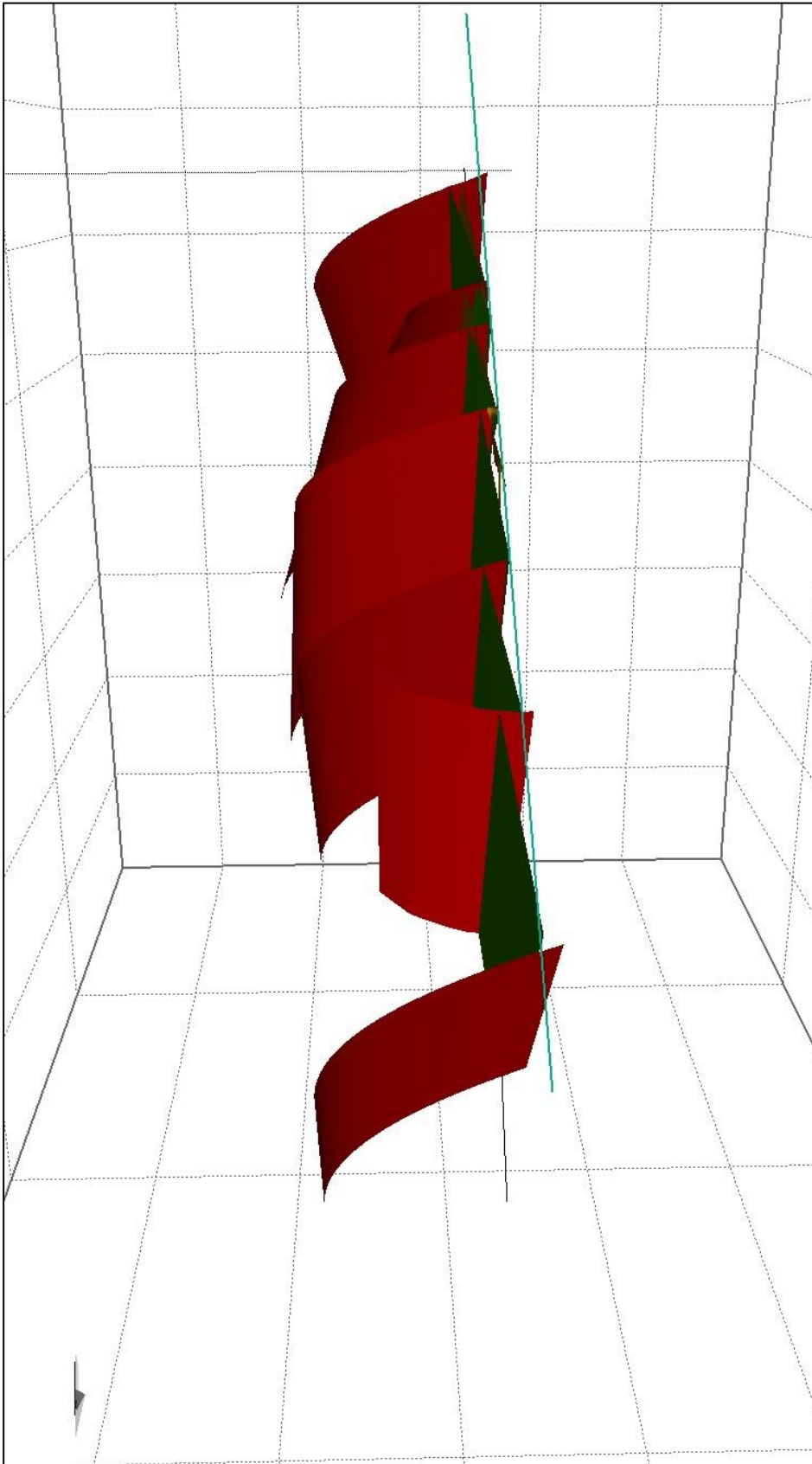


Analysis Move (Slip tendency)

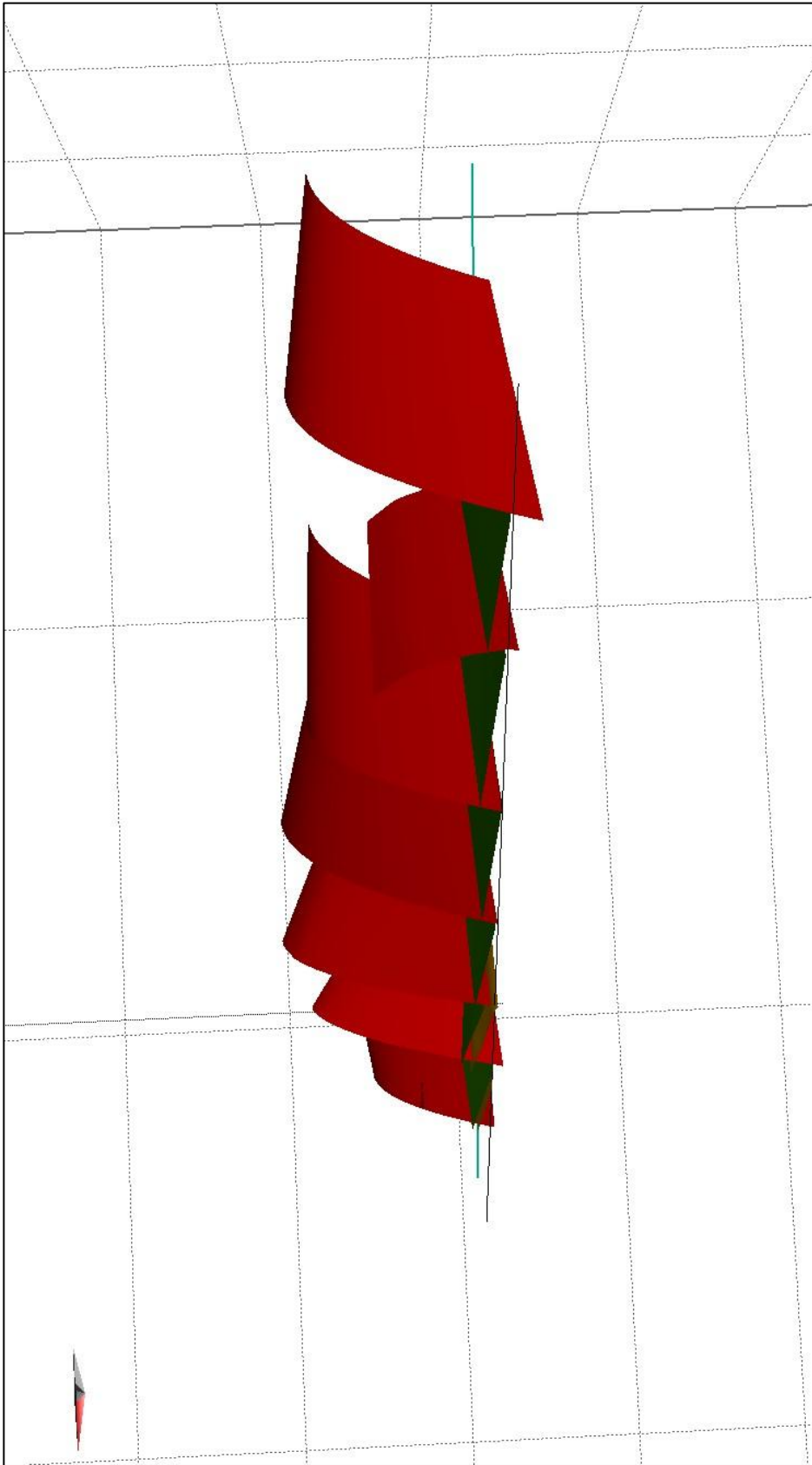
**Circulos de Mohr**



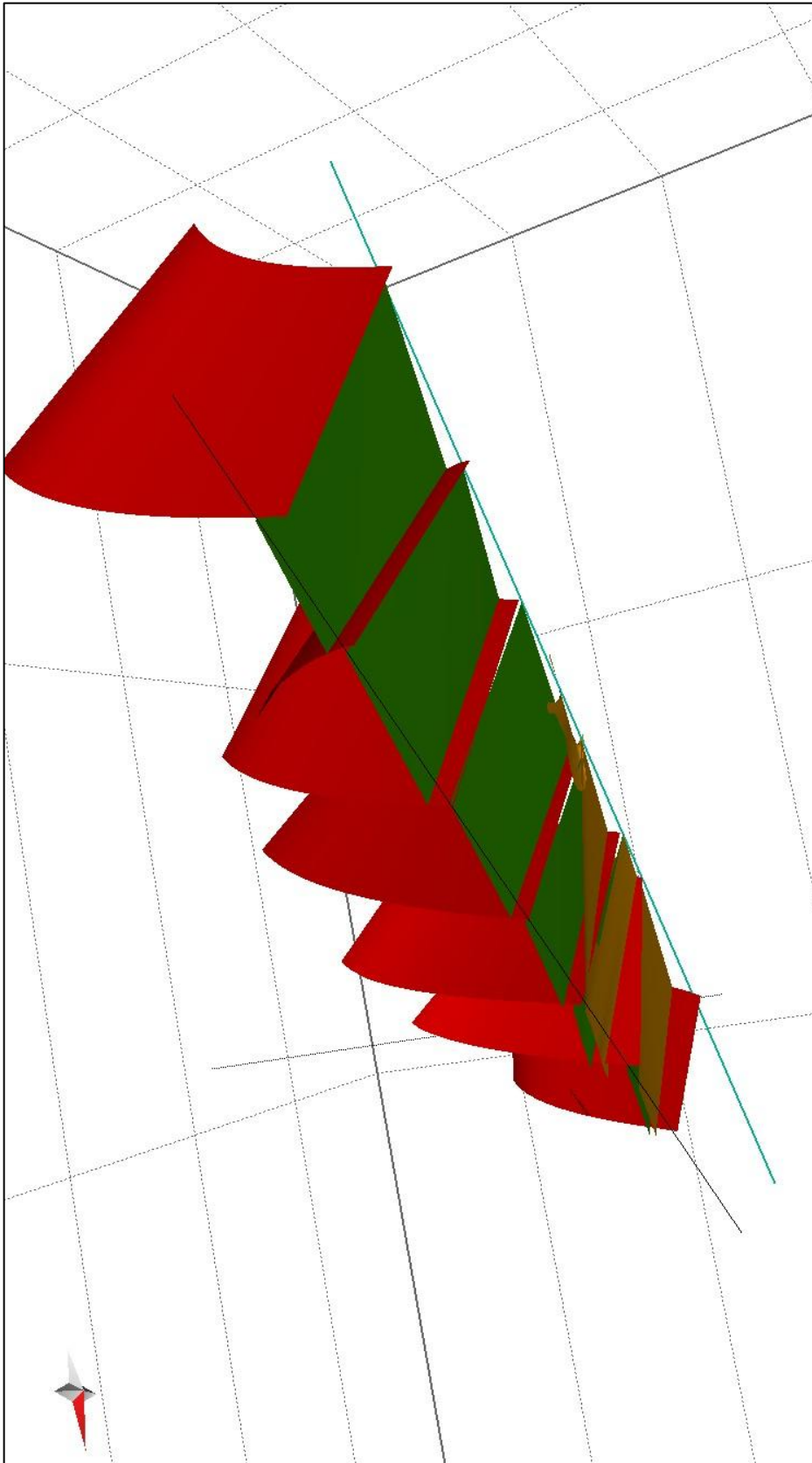
Vista desde el SE



Vista Perfil desde el SE



Vista desde el NE



Vista en Planta desde el NE

