



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

# Caracterización de patrones morfológicos asociados a los procesos de subducción en el centro-norte de Chile

Por: **Camila Paz Pincheira Uribe**

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la  
Universidad de Concepción para optar al grado de Magíster en Geofísica

Mayo 2026

Concepción, Chile

**Profesores Guía: Dra. María Ignacia y Dr. Marcos Moreno Switt**

**Comisión evaluadora: Dr. Eduardo Contreras Reyes, Dr. Roberto**

**Benavente, Dr. Matthew Miller, Dr. Diego González Vidal**

© 2026, Camila Paz Pincheira Uribe

Ninguna parte de esta tesis puede reproducirse o transmitirse bajo ninguna forma o por ningún medio o procedimiento, sin permiso por escrito del autor.

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

*The Sun will rise and we will try again*

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas las personas que hicieron posible el desarrollo de esta tesis. A mi familia por su apoyo y preocupación, en especial a mi papá David Pincheira por sus cuidados y conversaciones.

A Ignacia Calisto por guiarme durante mi tesis de pregrado y postgrado. A Diego y Nicolás por su paciencia entregándome herramientas y conocimientos sobre este tema. A Bernd Schurr por aceptar mi pasantía en el GFZ (Alemania) y darme consejos esenciales para la confiabilidad de los resultados. A los integrantes de la comisión evaluadora por sus aportes y tiempo dedicado.

A mis amigos y compañeros de carrera, en especial a Luz, Matías y Fernanda. A Natalia por hacerme compañía en la salita de tesistas, bancarme y motivarme a ponerme las pilas. A mi primo Martín por creer en mí. A mi gata Mika por acompañarme a estudiar esos dos primeros años de carrera en pandemia. Al fútbol y la buena música por librarme del estrés académico.

## Resumen

El segmento de Atacama del norte-central de Chile ( $24^{\circ}$ – $31^{\circ}$ S) es una brecha sísmica madura que no ha experimentado un gran terremoto ( $M_w \sim 8,5$ ) desde 1922, a pesar de la compleja deformación asociada a la subducción de topografía oceánica rugosa. Investigamos cómo las características batimétricas subducidas modulan el campo de esfuerzos y el estilo de deformación utilizando un nuevo conjunto de datos sísmicos de alta resolución. Analizamos  $\sim 125,000$  sismos registrados entre 2020 y 2025, relocalizados dentro de un modelo de velocidad 3D, y derivamos 90 mecanismos focales de alta calidad de un subconjunto de 602 eventos utilizando polaridades de onda P seleccionadas manualmente y el algoritmo SKHASH. La integración de los mecanismos focales con la estructura de  $V_P/V_S$  nos permite resolver variaciones espaciales en el esfuerzo y su relación con la distribución de fluidos y la geometría de la placa. Nuestros resultados muestran un régimen compresional dominante a lo largo de la interfaz del megathrust, con una pronunciada variabilidad a lo largo del rumbo que define una segmentación cinemática. La dorsal de Taltal está asociada con un campo de esfuerzos coherente, mientras que la dorsal de Copiapó exhibe orientaciones de esfuerzos heterogéneas y perturbadas. A profundidades intermedias ( $>60$  km), el fallamiento generalizado de rumbo y normal indica una compleja deformación intraslab impulsada por procesos de flexión, fragmentación y deshidratación de la placa. Proponemos que las dorsales subducidas actúan como asperezas de primer orden que reorganizan localmente el campo de esfuerzos y promueven una deformación heterogénea. Estos hallazgos resaltan el papel de la rugosidad estructural y los fluidos en el control del comportamiento del deslizamiento dentro de una brecha sísmica madura, con implicaciones para el peligro sísmico en el norte-central de Chile.

---

## Abstract

The Atacama segment of north-central Chile ( $24^{\circ}$ – $31^{\circ}$ S) is a mature seismic gap that has not experienced a great ( $M_w \sim 8.5$ ) earthquake since 1922, despite complex deformation associated with the subduction of rough oceanic topography. We investigate how subducted bathymetric features modulate the stress field and deformation style using a new high-resolution seismic dataset. We analyze  $\sim 125,000$  earthquakes recorded between 2020 and 2025, relocated within a 3D velocity model, and derive 90 high-quality focal mechanisms from a subset of 602 events using manually picked P-wave polarities and the SKHASH algorithm. Integrating focal mechanisms with  $V_P/V_S$  structure allows us to resolve spatial variations in stress and their relationship with fluid distribution and slab geometry. Our results show a dominant compressional regime along the megathrust interface, with pronounced along-strike variability that defines a clear kinematic segmentation. The Taltal Ridge is associated with a coherent stress field, whereas the Copiapó Ridge exhibits highly heterogeneous and perturbed stress orientations. At intermediate depths ( $>60$  km), widespread strike-slip and normal faulting indicate complex intraslab deformation driven by slab bending, fragmentation, and dehydration processes. We propose that subducted ridges act as first-order asperities that locally reorganize the stress field and promote heterogeneous deformation. These findings highlight the role of structural roughness and fluids in controlling slip behavior within a mature seismic gap, with implications for seismic hazard in north-central Chile.

# Índice general

<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>I</b>
<b>Resumen</b>	<b>II</b>
<b>Abstract</b>	<b>III</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Introducción . . . . .	1
1.2. Hipótesis y objetivos . . . . .	5
1.2.1. Objetivo general . . . . .	5
1.2.2. Objetivos específicos . . . . .	5
<b>2. Stress variability and kinematic segmentation in the Atacama segment revealed by high-quality focal mechanisms</b>	<b>6</b>
2.1. Introduction . . . . .	8
2.2. Methodology . . . . .	11
2.2.1. Focal Mechanism Determination using SKHASH . . . . .	11
2.2.2. Quality selection and final dataset . . . . .	12
2.3. Results . . . . .	13
2.3.1. Spatial and temporal characterization of seismicity . . . . .	13
2.3.2. Slab Geometry and Velocity Structure . . . . .	14
2.3.3. Kinematic Segmentation and Stress Variations . . . . .	15
2.3.3.1. Azimuthal distribution of stress axes . . . . .	15
2.3.3.2. Localized stress signatures and slab kinematics . . . . .	16
2.4. Discussion . . . . .	17
2.4.1. Geometric Validation of the Plate Interface . . . . .	17
2.4.2. Stress Field Perturbations and Tectonic Segmentation . . . . .	17
2.4.2.1. Regional Kinematic Segmentation and Stress Distribution . . . . .	17
2.4.2.2. Localized Deformation Patterns and Cross-Section Analysis . . . . .	24
2.4.3. Intraslab Processes: Unbending, Fragmentation, and Dehydration . . . . .	26
2.4.4. Upper Plate Seismicity and Local Stress Heterogeneities . . . . .	27
2.5. Conclusions . . . . .	28

---

<b>3. Discusión y Conclusiones</b>	<b>30</b>
3.1. Síntesis sismotectónica . . . . .	30
3.2. Implicancias geodinámicas y tectónica regional . . . . .	31
3.3. Conclusiones . . . . .	32
<b>Referencias</b>	<b>34</b>
<b>Apéndices</b>	<b>40</b>
<b>A. Material suplementario</b>	<b>40</b>
A1. Introducción al Material Suplementario . . . . .	40
A2. Textos Metodológicos Ampliados . . . . .	42
A2.1. Texto A2.1. Criterios de Clasificación de Calidad de Mecanismos Focales (SKHASH) . . . . .	42
A2.2. Texto A2.2. Modelo de Velocidad . . . . .	42
A3. Tablas y Figuras Suplementarias . . . . .	44

# Índice de figuras

2.3.1. Seismicity of the Atacama seismic gap. Regional map showing the high-resolution seismicity catalog ( $\sim 125,000$ events) compiled between 2020 and 2025. Earthquakes (circles) were relocated using a 3D velocity model and are colored by depth (km) according to the color scale. Topography and bathymetry data are derived from the GEBCO 2025 grid (GEBCO Bathymetric Compilation Group, 2025). White dashed lines represent the Nazca plate depth contours from the Slab2 model (Hayes et al., 2018). The trench is indicated by the solid white line with triangles. The upper-left inset shows the study area (red box) in the context of the South American subduction zone, where the subduction rate is $\sim 66\text{--}67$ mm/yr (Altamimi et al., 2016; Jarrin et al., 2023).	18
2.3.2. Tectonic framework of the Atacama seismic gap. The background features seafloor bathymetry (GEBCO Bathymetric Compilation Group, 2025), where shades of blue represent depth in meters. White dashed lines outline the subduction tracks of the Taltal Ridge (TTR) and Copiapó Ridge (CR). The Chile-Peru trench is marked by a solid white line with white triangles. Black lines represent mapped tectonic structures in the study area (Leon-Rios et al., 2024). The main traces of the Atacama Fault System and the Domeyko Fault System are referred to as AFS and DFS, respectively (Santibáñez et al., 2018). Geographic locations for the cities of Taltal and Copiapó are indicated by the green squares. The white arrow represents the convergence velocity of $\sim 66\text{--}67$ mm/yr (Altamimi et al., 2016; Jarrin et al., 2023) between the Nazca and South American plates. Red inverted triangles indicate the locations of the seismic stations.	19

- 2.3.3. Spatial distribution and classification of focal mechanisms in the Atacama segment. (a) Classification of 90 high-quality focal mechanisms categorized by their rake angle into five faulting styles: thrust (red), oblique thrust (light red), normal (blue), oblique normal (light blue), and strike-slip (brown). (b) Classification of mechanisms according to their tectonic domain based on depth: upper plate (green), interface (gold), and lower plate (Purple). Beachball sizes are scaled by magnitude, with the examples in the legend corresponding to  $M_w$  4.0. The background color palette represents bathymetric depth in meters. Profile locations (P1–P4) are indicated by solid magenta lines. The solid white line with white triangles marks the Chile–Peru trench. White dashed lines delineate the subduction trajectories of the Taltal Ridge (TTR) and Copiapó Ridge (CR). Black lines represent mapped tectonic structures in the study area (Leon-Rios et al., 2024). The main traces of the Atacama Fault System and the Domeyko Fault System are referred to as AFS and DFS, respectively (Santibáñez et al., 2018) . . . . . 20
- 2.3.4. Vertical cross-sections (P1–P4) showing seismotectonic observations in the Atacama segment. The profiles display the  $V_P/V_S$  ratios structure (Hernández-Soto et al., 2026) and the relocated seismicity . For each profile, the profile label code (as in Figure 2.3.3) and latitude at the center of each profile are found in the bottom left corner. High-quality focal mechanisms are projected onto the profiles and classified by rake angle: thrust (red), oblique thrust (light red), normal (blue), oblique normal (light blue), and strike-slip (brown). The solid black line marks the local slab model (Hernández-Soto et al., 2026), and the dotted black line indicates the onset of the oceanic mantle. The continental Moho is represented by a dashed green line (Tassara and Echaurren, 2012). Surface markers indicate the coastline (inverted blue triangle), Coastal Cordillera (brown triangle), crustal faults (black crosses; (Santibáñez et al., 2018)), and mining operations (black “Y” symbols). . . . . 21

2.3.5. Regional stress field inferred from focal mechanism solutions. (a) Horizontal projection of $P$ -axes (blue bars) representing the maximum compressive stress direction. (b) Horizontal projection of $T$ -axes (red bars) representing the minimum compressive stress direction. Focal mechanisms are color-coded by tectonic regime following the same convention as in Figure 2.3.3: thrust (red), oblique-thrust (light red), normal (blue), oblique-normal (light blue), and strike-slip (brown). The beachballs are displayed with transparency to emphasize the stress axis orientations. Bar lengths represent the horizontal projection of the axes, scaled by earthquake magnitude ( $M_w$ ) and weighted by the cosine of the axis plunge. Longer bars indicate larger events with near-horizontal stress directions, while shorter bars or dots reflect smaller events or axes with significant vertical components. CR: Copiapó Ridge; TTR: Taltal Ridge. . . . .	22
2.3.6. Azimuthal distribution of $P$ and $T$ stress axes across the three latitudinal zones. The left column (blue) displays the $P$ -axis azimuths, and the right column (red) displays the $T$ -axis azimuths for the Taltal ridge (top row), Inter-ridges (middle row), and Copiapó ridge (bottom row) segments. The radial scale, ranging from 0% to 15% with concentric ticks every 5%, represents the relative frequency of the orientations, expressed as a percentage of the total data population ( $N$ ) within each specific zone. All data are grouped into $10^\circ$ angular bins. . . . .	23
A3.1. Evolución espaciotemporal de la red sísmica y capacidades de detección (2020–2025). (a) Comparación entre el número de estaciones sísmicas activas por mes (barras azules, eje izquierdo) y el número total de terremotos detectados (línea roja, eje derecho). La fuerte correlación indica que el aumento temporal de la sismicidad está impulsado principalmente por la expansión progresiva de la red local. (b) Distribución de la magnitud de los terremotos ( $M_L$ ) a lo largo del tiempo. Cada punto representa un evento detectado. La línea azul gruesa denota el percentil 5 de las magnitudes calculadas utilizando una ventana móvil, sirviendo como un proxy para la magnitud empírica de completitud ( $M_c$ ). . . . .	45

A3.2. Flujo de trabajo metodológico para la determinación de mecanismos focales utilizando el algoritmo SKHASH. El proceso se divide en dos fases principales. La Fase 1 integra datos de formas de onda, que consisten en polaridades manuales de la onda P para 591 eventos seleccionados, con restricciones geométricas derivadas de hipocentros relocalizados y un modelo de velocidad 3D, incluyendo ángulos de salida y azimuts precalculados. La Fase 2 ilustra el proceso de inversión, que implica una búsqueda en grilla sobre los ángulos de rumbo, buzamiento y rake para calcular el misfit entre las polaridades observadas y predichas para identificar soluciones aceptables. Las salidas finales rinden mecanismos focales probabilísticos, proporcionando la solución promedio preferida, estimaciones de incertidumbre, métricas de control de calidad y esferogramas para la evaluación visual. . . . . 46

A3.3. Distribución temporal del catálogo de alta calidad de 90 mecanismos focales. La escala de colores ilustra el tiempo de origen de cada evento, revelando una liberación persistente y sostenida de energía sísmica a lo largo del período de estudio en el segmento de Atacama. La paleta de colores de fondo representa la profundidad batimétrica en metros. La línea blanca sólida con triángulos blancos marca la fosa de Chile-Perú. Las líneas blancas discontinuas delinear las trayectorias de subducción de la Dorsal de Taltal (TTR) y la Dorsal de Copiapó (CR). Las líneas negras representan estructuras tectónicas mapeadas en el área de estudio (Leon-Rios et al., 2024). Las trazas principales del Sistema de Fallas de Atacama y del Sistema de Fallas de Domeyko se denominan AFS y DFS, respectivamente (Santibáñez et al., 2018). . . . . 47

A3.4. Configuración espacial de las secciones transversales verticales utilizadas en este estudio. Las líneas magenta sólidas representan los cuatro perfiles maestros (P1 a P4) definidos para nuestro análisis sismotectónico. Las líneas negras discontinuas indican las ubicaciones de los perfiles originales perpendiculares al margen (P3 a P14) utilizados para desarrollar el modelo de velocidad 3D de Hernández-Soto et al. (2026). Las pelotas de playa representan los 90 mecanismos focales de alta calidad determinados en este estudio. La paleta de colores de fondo representa la profundidad batimétrica en metros. La línea blanca sólida con triángulos blancos marca la fosa de Chile-Perú. Las líneas blancas discontinuas delinear las trayectorias de subducción de la Dorsal de Taltal (TTR) y la Dorsal de Copiapó (CR). . . . . 48

<p>A3.5. Secciones transversales verticales (P1–P4) que muestran observaciones sismotectónicas en el segmento de Atacama. Los perfiles muestran la estructura de las razones <math>V_P/V_S</math> (Hernández-Soto et al., 2026) y la sismicidad relocalizada. Para cada perfil, el código de etiqueta del perfil (como en la Figura 4 del texto principal) y la latitud en el centro de cada perfil se encuentran en la esquina inferior izquierda. Los mecanismos focales de alta calidad se proyectan en los perfiles y se clasifican por ángulo de rake: thrust (rojo), thrust oblicuo (rojo claro), normal (azul), normal oblicuo (azul claro) y strike-slip (marrón). La línea negra sólida marca el modelo Slab2 (Hayes et al., 2018), y la línea negra punteada indica el inicio del manto oceánico. La Moho continental está representada por una línea verde discontinua (Tassara and Echaurren, 2012). Los marcadores superficiales indican la línea de costa (triángulo azul invertido), la Cordillera de la Costa (triángulo marrón), fallas corticales (cruces negras; (Santibáñez et al., 2018)) y operaciones mineras (símbolos “Y” negros). . . . .</p> <p>A3.6. Distribución espacial de las orientaciones de los ejes P y mecanismos focales para el régimen tectónico compresional. Las barras azules representan la proyección horizontal de los ejes P para eventos classified como thrust (pelotas de playa rojas) y thrust oblicuo (pelotas de playa rojas claras) siguiendo los criterios de Zoback (Zoback, 1992). A escala regional, los ejes P reflejan el campo de esfuerzos primario impulsado por la convergencia Nazca-Sudamérica. Sin embargo, en consistencia con el texto principal, se observa una perturbación local del campo de esfuerzos en la vecindad de la Dorsal de Copiapó (CR). Cerca de la zona de interacción de la dorsal, las orientaciones de los ejes P y los rumbos de las fallas exhiben un patrón de rotación sutil, desviándose de la tendencia regional perpendicular a la fosa antes de realinearse a una orientación N-S más al norte. . . . .</p> <p>A3.7. Orientación del rumbo de las fallas a través de las tres zonas latitudinales. Los diagramas de rosa muestran la distribución de los azimuts de rumbo para los segmentos de la Dorsal de Taltal (fila superior), Inter-dorsales (fila central) y la Dorsal de Copiapó (fila inferior). La escala radial, que va de 0% a 15% con marcas concéntricas cada 5%, representa la frecuencia relativa de las orientaciones, expresada como un porcentaje de la población total de datos (N) dentro de cada zona específica. Todos los datos están agrupados en contenedores angulares de 10°. . . . .</p>	<p>49</p> <p>50</p> <p>51</p>
---	-------------------------------

- A3.8. Formas de onda representativas y mecanismos focales para seis eventos de corteza somera ( $Z < 15$  km) ubicados en la proximidad de operaciones mineras activas. Los mecanismos focales se calcularon utilizando el algoritmo SKHASH, con regímenes tectónicos clasificados según Zoback. Debajo de cada mecanismo focal, se indican la profundidad del evento ( $Z$ ) y la magnitud de momento ( $Mw$ ). Para cada evento, se muestran los registros de velocidad de la componente vertical (líneas negras) para estaciones seleccionadas, donde la línea roja discontinua marca la llegada manual de la onda P. La clara observación de polaridades mixtas (movimientos iniciales tanto compresionales 'U' como dilatacionales 'D') para un solo evento confirma una naturaleza de fuente tectónica de doble pareja, descartando eficazmente fuentes artificiales puramente compresionales asociadas con explosiones mineras. . . . . 52
- A3.9. Sismicidad cortical ( $\leq 30$  km de profundidad) y mecanismos focales asociados al Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Los sismos ubicados a una distancia menor a 15 km de la traza principal del SFA se destacan en rojo, mostrando un claro control estructural en la distribución epicentral. Las letras Y indican la ubicación de mineras, sugiriendo una posible relación de forzamiento antrópico en los clústeres sísmicos más densos. . . . . 53

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1. Introducción

El segmento sísmico de Atacama en el norte-central de Chile, que se extiende entre 23°S y 30°S, representa una brecha sísmica madura a lo largo del margen de subducción sudamericano. En esta región, la placa de Nazca subduce bajo Sudamérica a una tasa de  $\sim 66\text{--}67$  mm/yr (Altamimi et al., 2016; Jarrin et al., 2023), generando una sismicidad significativa que incluye grandes terremotos de megathrust y enjambres sísmicos recurrentes (Comte et al., 2002; Ruiz and Madariaga, 2018; Klein et al., 2018; Ojeda et al., 2023). Los registros geológicos e históricos indican la ocurrencia de grandes terremotos en una amplia gama de escalas temporales. La evidencia geoarqueológica sugiere un evento de megathrust hace  $\sim 3,800$  años (Salazar et al., 2022), mientras que (Abad et al., 2020) propuso que el tsunami de Oei de 1420 pudo haber sido desencadenado por un terremoto de magnitud 8.8–9.4 originado a lo largo de este segmento. Eventos grandes más recientes incluyen los terremotos de 1819 ( $M_s$  8.3) y 1922 ( $M_w$  8.5–8.6) (Beck et al., 1998; Kanamori et al., 2019; Carvajal et al., 2017), junto con varios terremotos  $M \sim 7$  documentados entre finales del siglo XVIII y el siglo XX (Comte et al., 2002; Ruiz and Madariaga, 2018; Vigny et al., 2024).

El segmento de Atacama se caracteriza por una deformación compleja que involucra tanto deslizamiento sísmico como asísmico. Las variaciones en el acoplamiento y el comportamiento del deslizamiento se han vinculado tanto a la rugosidad del fondo marino (Contreras-Reyes and Carrizo, 2011) como a la naturaleza hidrológicamente

heterogénea de la interfaz de placas (Storch et al., 2021). Notablemente, este es el único segmento en Chile donde se han observado sistemáticamente eventos recurrentes de deformación transitoria, asociados con terremotos lentos, durante periodos interseísmicos (González-Vidal et al., 2023). Los eventos de deslizamiento lento (SSEs) profundos ocurren en regiones de bajo acoplamiento interplaca (Klein et al., 2018; Métois et al., 2014) y exhiben un intervalo de recurrencia de aproximadamente 4–6 años, según lo registrado por observaciones continuas de GNSS en 2005, 2009, 2014 y 2020 (Klein et al., 2023).

Los enjambres sísmicos también son una característica distintiva del segmento de Atacama. Eventos con magnitudes de hasta  $M \sim 6$  han sido documentados en 1973, 1979, 2006, 2015 y 2020 (Comte et al., 2002; Holtkamp et al., 2011; Ojeda et al., 2023; Klein et al., 2021). El enjambre de 2006, en particular, ha sido extensamente estudiado y vinculado a heterogeneidades a lo largo de la interfaz de placas. Se ha informado que esta zona exhibe valores bajos de  $V_P$  y razones  $V_P/V_S$  altas a lo largo de la interfaz del slab, lo que se interpreta como un contenido elevado de fluidos (Hernández-Soto et al., 2026), y que está asociada espacialmente con montes submarinos inferidos a partir de diferentes observaciones geofísicas cerca de  $\sim 27.5^\circ\text{S}$  (Molina-Ormazabal et al., 2025).

Se piensa que las irregularidades batimétricas en la placa entrante, como zonas de fractura, montes submarinos y dorsales oceánicas, desempeñan un papel fundamental en el control del comportamiento del deslizamiento y la segmentación a lo largo de las zonas de subducción (Maksymowicz, 2015). La topografía rugosa subducida se ha asociado con un acoplamiento interplaca reducido y un aumento del deslizamiento asísmico (Wang and Bilek, 2014), y se ha propuesto que actúa como barrera sísmica tanto a escala global como regional (Bassett and Watts, 2015; Saillard et al., 2017). En el segmento de Atacama, las dorsales de Copiapó y Taltal representan las principales características batimétricas que influyen en los procesos de deformación (Contreras-Reyes and Carrizo, 2011; Bello-González et al., 2018; Maksymowicz et al., 2024). Mientras que la dorsal de Taltal ha sido interpretada como una barrera persistente, la dorsal de Copiapó parece ejercer una influencia más compleja y variable sobre la sismicidad y el acoplamiento (Molina et al., 2021).

Estudios recientes que integran tomografía sísmica y observaciones geodésicas han destacado aún más el papel de estas estructuras en la modulación del

comportamiento del deslizamiento. Por ejemplo, (Pastén-Araya et al., 2022) mostró que la subducción de la dorsal de Copiapó está asociada con tremores, terremotos repetidores y anomalías de alta razón  $V_P/V_S$ , lo que sugiere condiciones ricas en fluidos a lo largo de la interfaz. Estas observaciones respaldan la interpretación de que la hidratación del slab y la liberación de fluidos juegan un papel clave en el control de los procesos sísmicos y asísmicos. Las fases minerales hidratadas dentro de la placa subducida liberan fluidos durante reacciones metamórficas, aumentando la presión de poro y facilitando el deslizamiento de las fallas (Hacker et al., 2003; Kerrick and Connolly, 2001). Sin embargo, aún no está claro si las firmas tectónicas contrastantes de las dorsales de Copiapó y Taltal reflejan diferencias en sus propiedades intrínsecas o en su etapa de subducción (González-Vidal et al., 2023).

La subducción de montes submarinos contribuye además a la complejidad estructural y mecánica del margen. La batimetría de alta resolución y los patrones de sismicidad indican una subducción activa de montes submarinos cerca de  $\sim 27.5^\circ\text{S}$  (Comte et al., 2002). Estudios previos han demostrado que tales características pueden impedir o permitir la propagación de la ruptura, dependiendo de su geometría y propiedades mecánicas (Geersen et al., 2015; Xia et al., 2021). Por ejemplo, se ha propuesto que los montes submarinos subducidos limitaron la propagación de la ruptura durante el terremoto de Iquique de 2014 (Schurr et al., 2014), mientras que otros estudios sugieren que grandes terremotos pueden romper a través de cadenas de montes submarinos bajo ciertas condiciones (Molina et al., 2021). Estas observaciones contrastantes resaltan la necesidad de comprender mejor cómo las heterogeneidades estructurales influyen en la segmentación sísmica y la dinámica de la ruptura.

La tomografía sísmica proporciona una herramienta poderosa para restringir las propiedades físicas que subyacen a estos procesos. Las variaciones en las velocidades sísmicas, particularmente la razón  $V_P/V_S$ , son sensibles al contenido de fluidos y a cambios mineralógicos como la serpentización (Hacker et al., 2003; Audet et al., 2009; Warwel et al., 2025a,b). Un modelo reciente de velocidad 3D de alta resolución para el segmento de Atacama (Hernández-Soto et al., 2026) revela razones  $V_P/V_S$  altas y generalizadas ( $\geq 1.80$ ) a lo largo de la interfaz de placas, con una anomalía pronunciada bajo la dorsal de Copiapó que se extiende desde el slab hacia la corteza continental a profundidades de  $\sim 80\text{--}100$  km. Esta característica

se interpreta como una vía de deshidratación que puede facilitar el ascenso de fluidos y está asociada espacialmente con el deslizamiento lento profundo y la sismicidad a profundidad intermedia.

En conjunto, los estudios previos resaltan la compleja interacción entre la heterogeneidad estructural, los procesos de fluidos y la deformación en el segmento de Atacama. Sin embargo, la relación entre la variabilidad del esfuerzo, el estilo de fallamiento y las propiedades físicas sigue estando poco restringida. En este contexto, el desarrollo de un catálogo de mecanismos focales de alta resolución ofrece una oportunidad única para investigar la variabilidad espacial del campo de esfuerzos y su vínculo con la estructura del slab y la distribución de fluidos.

Bajo este escenario, surge la necesidad de evaluar si el margen de Atacama responde de manera homogénea a la convergencia tectónica o si, por el contrario, experimenta una marcada segmentación cinemática a lo largo del rumbo. Esta segmentación se refiere a cómo el contacto entre las placas se divide en distintos sectores que se deforman y se acoplan de maneras muy diferentes entre sí, debido principalmente a los cambios geométricos y a la rugosidad de la placa oceánica que va entrando. Dado que estos procesos ocurren a decenas de kilómetros de profundidad, los mecanismos focales de terremotos constituyen la herramienta sismotectónica ideal para revelarlos, ya que no solo espacializan la sismicidad, sino que exponen la orientación tridimensional de los planos de falla y de los ejes de esfuerzo de compresión ( $P$ ) y extensión ( $T$ ). En un margen idealmente homogéneo, la sismotectónica estaría dominada por sismos de interplaca de tipo inverso puro alineados estrictamente con el vector de convergencia regional. No obstante, la existencia de una segmentación cinemática altera localmente este campo de esfuerzos, provocando que las irregularidades batimétricas o las fluctuaciones en la presión de poros tuerzan, roten o dispersen los ejes de estrés. De este modo, las variaciones geográficas en los estilos de fallamiento y la rotación local de los tensores de esfuerzo representan la expresión sismológica directa de dicha segmentación.

En este estudio, presentamos un nuevo catálogo de mecanismos focales de alta calidad derivados de una red sísmica densa y un modelo de velocidad 3D. Al integrar estos datos con la estructura de  $V_P/V_S$ , nuestro objetivo es (1) caracterizar la segmentación cinemática del segmento de Atacama, (2) evaluar la influencia de las características batimétricas subducidas en la variabilidad del esfuerzo

y (3) vincular los patrones de deformación observados con los procesos físicos subyacentes, como la hidratación del slab y la liberación de fluidos. Este enfoque integrado proporciona nuevas perspectivas sobre los mecanismos que controlan la sismicidad y la deformación dentro de una de las brechas sísmicas más complejas y menos comprendidas a lo largo del margen chileno.

## 1.2. Hipótesis y objetivos

La subducción de rasgos batimétricos prominentes (Dorsales de Taltal y Copiapó) en el segmento sísmico de Atacama genera una reorganización local del campo de esfuerzos que se manifiesta como una segmentación cinemática en el contacto interplaca, diferenciándose del régimen compresivo regional homogéneo esperado en un margen de subducción.

### 1.2.1. Objetivo general

Determinar el estado de esfuerzos y la segmentación cinemática actual del segmento de Atacama ( $24^{\circ}$ – $31^{\circ}$ S) mediante el análisis de mecanismos focales de alta resolución, para evaluar el control que ejerce la topografía oceánica subducida sobre el estilo de deformación del margen.

### 1.2.2. Objetivos específicos

- Caracterizar la segmentación cinemática del segmento de Atacama.
- Evaluar la influencia de las características batimétricas subducidas en la variabilidad del esfuerzo.
- Vincular los patrones de deformación observados con los procesos físicos subyacentes, como la hidratación del slab y la liberación de fluidos.

## Capítulo 2

# Stress variability and kinematic segmentation in the Atacama segment revealed by high-quality focal mechanisms

Camila Pincheira-Uribe<sup>1</sup>, Ignacia Calisto<sup>1</sup>, Nicolás Hernández-Soto<sup>2,9</sup>, Bernd Schurr<sup>3</sup>,  
Diego González-Vidal<sup>1</sup>, Eduardo Contreras-Reyes<sup>4</sup>, Marcos Moreno<sup>5</sup>, Roberto  
Benavente<sup>6</sup>, Matthew Miller<sup>1</sup>, Juan Carlos Baez<sup>7</sup>, Anne Socquet<sup>8</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción.

<sup>2</sup>Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción.

<sup>3</sup>GFZ Helmholtz Centre for Geosciences, Potsdam, Germany.

<sup>4</sup>Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

<sup>5</sup>Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.

<sup>6</sup>Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Concepción, Chile.

<sup>7</sup>Centro Sismológico de Chile, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

<sup>8</sup>Centre National d'Études Spatiales, Toulouse, France.

<sup>9</sup>Millennium Institute of Oceanography, Universidad de Concepción, Concepción 4030000, Chile

---

## Abstract

The Atacama segment of north-central Chile ( $24^{\circ}$ – $31^{\circ}$ S) is a mature seismic gap that has not experienced a great ( $M_w \sim 8.5$ ) earthquake since 1922, despite complex deformation associated with the subduction of rough oceanic topography. We investigate how subducted bathymetric features modulate the stress field and deformation style using a new high-resolution seismic dataset. We analyze  $\sim 125,000$  earthquakes recorded between 2020 and 2025, relocated within a 3D velocity model, and derive 90 high-quality focal mechanisms from a subset of 602 events using manually picked P-wave polarities and the SKHASH algorithm. Integrating focal mechanisms with  $V_P/V_S$  structure allows us to resolve spatial variations in stress and their relationship with fluid distribution and slab geometry. Our results show a dominant compressional regime along the megathrust interface, with pronounced along-strike variability that defines a clear kinematic segmentation. The Taltal Ridge is associated with a coherent stress field, whereas the Copiapó Ridge exhibits highly heterogeneous and perturbed stress orientations. At intermediate depths ( $>60$  km), widespread strike-slip and normal faulting indicate complex intraslab deformation driven by slab bending, fragmentation, and dehydration processes. We propose that subducted ridges act as first-order asperities that locally reorganize the stress field and promote heterogeneous deformation. These findings highlight the role of structural roughness and fluids in controlling slip behavior within a mature seismic gap, with implications for seismic hazard in north-central Chile.

## Plain Language Summary

The Atacama region of northern Chile has not experienced a very large earthquake since 1922, making it a seismic gap of concern. However, small earthquakes occur frequently, offering valuable clues about how stress builds up and is released along the subduction zone, where the oceanic Nazca Plate dives beneath South America. In this study, we analyze more than 100,000 small earthquakes recorded between 2020 and 2025 using a dense seismic network. From these data, we determine the faulting style for reliable events to understand how the crust and subducting plate are deforming. We find that most earthquakes reflect compression between the plates, but this pattern changes along the margin. In particular, two large underwater ridges entering the subduction zone influence how stress is distributed.

One ridge is associated with a stable and consistent stress pattern, while the other shows highly variable behavior. At greater depths, earthquakes indicate that the subducting plate bends, breaks, and releases fluids, which can affect how faults slip. These results help improve our understanding of earthquake processes and seismic hazard in this region.

## 2.1. Introduction

The Atacama seismic segment in north-central Chile, extending between 23°S and 30°S, represents a mature seismic gap along the South American subduction margin. In this region, the Nazca plate subducts beneath South America at a rate of  $\sim 66\text{--}67$  mm/yr (Altamimi et al., 2016; Jarrin et al., 2023), generating significant seismicity that includes large megathrust earthquakes and recurrent seismic swarms (Comte et al., 2002; Ruiz and Madariaga, 2018; Klein et al., 2018; Ojeda et al., 2023). Geological and historical records indicate the occurrence of major earthquakes over a wide range of timescales. Geoarchaeological evidence suggests a megathrust event  $\sim 3,800$  years ago (Salazar et al., 2022), while (Abad et al., 2020) proposed that the 1420 Oei tsunami may have been triggered by an earthquake of magnitude 8.8–9.4 originating along this segment. More recent large events include the 1819 ( $M_s$  8.3) and 1922 ( $M_w$  8.5–8.6) earthquakes (Beck et al., 1998; Kanamori et al., 2019; Carvajal et al., 2017), along with several  $M \sim 7$  earthquakes documented between the late 18th and 20th centuries (Comte et al., 2002; Ruiz and Madariaga, 2018; Vigny et al., 2024).

The Atacama segment is characterized by complex deformation involving both seismic and aseismic slip. Variations in locking and slip behavior have been linked to both seafloor roughness (Contreras-Reyes and Carrizo, 2011) and the hydrologically heterogeneous nature of the plate interface (Storch et al., 2021). Notably, this is the only segment in Chile where recurrent transient deformation events, associated with slow earthquakes, have been systematically observed during interseismic periods (González-Vidal et al., 2023). Deep slow slip events (SSEs) occur in regions of low interplate coupling (Klein et al., 2018; Métois et al., 2014) and exhibit a recurrence interval of approximately 4–6 years, as recorded by continuous GNSS observations in 2005, 2009, 2014, and 2020 (Klein et al., 2023).

Seismic swarms are also a characteristic feature of the Atacama segment. Events

with magnitudes up to  $M \sim 6$  have been documented in 1973, 1979, 2006, 2015, and 2020 (Comte et al., 2002; Holtkamp et al., 2011; Ojeda et al., 2023; Klein et al., 2021). The 2006 swarm, in particular, has been extensively studied and linked to heterogeneities along the plate interface. This zone has been reported to exhibit low  $V_P$  and high  $V_P/V_S$  ratios along the slab interface, which are interpreted as elevated fluid content (Hernández-Soto et al., 2026), and to be spatially associated with seamounts inferred from different geophysical observations near  $\sim 27.5^\circ\text{S}$  (Molina-Ormazabal et al., 2025).

Bathymetric irregularities on the incoming plate, such as fracture zones, seamounts, and oceanic ridges, are thought to play a fundamental role in controlling slip behavior and segmentation along subduction zones (Maksymowicz, 2015). Subducted rough topography has been associated with reduced interplate coupling and enhanced aseismic slip (Wang and Bilek, 2014), and has been proposed to act as seismic barriers at both global and regional scales (Bassett and Watts, 2015; Saillard et al., 2017). In the Atacama segment, the Copiapó and Taltal ridges represent major bathymetric features influencing deformation processes (Contreras-Reyes and Carrizo, 2011; Bello-González et al., 2018; Maksymowicz et al., 2024). While the Taltal Ridge has been interpreted as a persistent barrier, the Copiapó Ridge appears to exert a more complex and variable influence on seismicity and coupling (Molina et al., 2021).

Recent studies integrating seismic tomography and geodetic observations have further highlighted the role of these structures in modulating slip behavior. For example, (Pastén-Araya et al., 2022) showed that the subduction of the Copiapó Ridge is associated with tremors, repeating earthquakes, and high  $V_P/V_S$  anomalies, suggesting fluid-rich conditions along the interface. These observations support the interpretation that slab hydration and fluid release play a key role in controlling seismic and aseismic processes. Hydrated mineral phases within the subducting slab release fluids during metamorphic reactions, increasing pore pressure and facilitating fault slip (Hacker et al., 2003; Kerrick and Connolly, 2001). However, it remains unclear whether the contrasting tectonic signatures of the Copiapó and Taltal ridges reflect differences in their intrinsic properties or their stage of subduction (González-Vidal et al., 2023).

Seamount subduction further contributes to the structural and mechanical complexity of the margin. High-resolution bathymetry and seismicity patterns

indicate active subduction of seamounts near  $\sim 27.5^\circ\text{S}$  (Comte et al., 2002). Previous studies have shown that such features can either impede or allow rupture propagation, depending on their geometry and mechanical properties (Geersen et al., 2015; Xia et al., 2021). For instance, subducted seamounts have been proposed to limit rupture propagation during the 2014 Iquique earthquake (Schurr et al., 2014), while other studies suggest that large earthquakes may rupture across seamount chains under certain conditions (Molina et al., 2021). These contrasting observations highlight the need to better understand how structural heterogeneities influence seismic segmentation and rupture dynamics.

Seismic tomography provides a powerful tool to constrain the physical properties underlying these processes. Variations in seismic velocities, particularly the  $V_P/V_S$  ratio, are sensitive to fluid content and mineralogical changes such as serpentinization (Hacker et al., 2003; Audet et al., 2009; Warwel et al., 2025a,b). A recent high-resolution 3D velocity model for the Atacama segment (Hernández-Soto et al., 2026) reveals widespread high  $V_P/V_S$  ratios ( $\geq 1.80$ ) along the plate interface, with a pronounced anomaly beneath the Copiapó Ridge extending from the slab into the continental crust at depths of  $\sim 80$ – $100$  km. This feature is interpreted as a dehydration pathway that may facilitate fluid ascent and is spatially associated with deep slow slip and intermediate-depth seismicity.

Overall, previous studies highlight the complex interplay between structural heterogeneity, fluid processes, and deformation in the Atacama segment. However, the relationship between stress variability, faulting style, and physical properties remains poorly constrained. In this context, the development of a high-resolution focal mechanism catalog provides a unique opportunity to investigate the spatial variability of the stress field and its link to slab structure and fluid distribution.

In this study, we present a new catalog of high-quality focal mechanisms derived from a dense seismic network and a 3D velocity model. By integrating these data with  $V_P/V_S$  structure, we aim to (1) characterize the kinematic segmentation of the Atacama segment, (2) evaluate the influence of subducted bathymetric features on stress variability, and (3) link observed deformation patterns to underlying physical processes such as slab hydration and fluid release. This integrated approach provides new insights into the mechanisms controlling seismicity and deformation within one of the most complex and least understood seismic gaps along the Chilean margin.

## 2.2. Methodology

### 2.2.1. Focal Mechanism Determination using SKHASH

The catalog used in this study comprises a total of 125,107 seismic events (González-Vidal et al., 2023) that occurred between 2020 and 2025, of which 103,177 were relocated using a locally derived 3D velocity model (Hernández-Soto et al., 2026) (Figure 2.3.1). This high-resolution dataset is used for the first time to compute focal mechanisms, which are essential for characterizing the regional stress field and deformation pattern. The focal mechanism catalog was constructed from seismic waveforms recorded by 162 seismic stations distributed across the study area (Figure 2.3.2). The temporal evolution of this seismic network and its direct influence on the magnitude detection threshold throughout the study period are detailed in Figure S1.

From the comprehensive catalog, we selected a subset of 602 earthquakes for detailed focal mechanism analysis. The selection was based on prioritizing events with the highest number of associated picks in the initial catalog. This subset focuses on events occurring between mid-2021 and mid-2023, coinciding with the period of maximum seismic network density (Figure S1). While this criterion introduces a selection bias toward events with higher magnitudes and better signal-to-noise ratios, it is a necessary technical requirement to ensure the stability of the stress field characterization. Furthermore, the selected subset maintains a broad spatial distribution that effectively samples the different tectonic domains and bathymetric features of the Atacama segment. This temporal window ensures a high number of manual picks per event, directly resulting in enhanced solution stability and lower formal uncertainties. For these events, P-wave first motion polarities were manually picked to ensure the highest reliability of the input data. We imposed a strict threshold requiring a minimum of 10 clear polarity readings per event to proceed with the inversion. This threshold is consistent with the requirement of at least 10 records to produce a reasonable focal mechanism solution (FMS) (Cronin, 2010).

Focal mechanism solutions were computed using the Python package SKHASH (Skoumal et al., 2024), which represents an advanced implementation of the original HASH method (Hardebeck, 2002). The determination process followed

a two-phase workflow (Figure S2). Phase 1 involved integrating manual P-wave first-motion polarities for 602 selected events with geometric constraints, including relocated hypocenters and a 3D velocity model. To ensure consistency with our high-resolution catalog locations, we utilized the takeoff angles and source-receiver azimuths directly obtained from the 3D non-linear relocation process (Hernández-Soto et al., 2026) as input for the inversion. This approach accurately accounts for the complex wave propagation through the local 3D velocity model, avoiding the limitations of 1D approximations.

In Phase 2, the algorithm performed a grid-search inversion over strike, dip, and rake angles at  $5^\circ$  increments to find the family of acceptable solutions that best fit the observed polarities. To account for data uncertainties and generate a robust probabilistic ensemble, the process included 30 Monte Carlo iterations per event, perturbing input parameters and allowing a 10% fraction of discordant polarities to mitigate the effect of noise. Solutions from these iterations satisfying a prescribed misfit threshold were considered plausible realizations. We retained only those mechanisms satisfying strict geometric constraints, including a maximum azimuthal gap of  $180^\circ$  and a maximum takeoff angle gap of  $60^\circ$ . The final preferred solution and its associated uncertainty were then statistically derived from this resulting ensemble of acceptable mechanisms. Finally, the resolved mechanisms were classified into faulting regimes following the methodology of Zoback (1992), based on the plunge of the P, T, and B axes.

### 2.2.2. Quality selection and final dataset

This procedure resulted in a final high-quality catalog of 90 focal mechanisms, derived from an initial set of 602 events for which P-wave first-motion polarities were manually picked. To ensure the reliability of the tectonic interpretations, we applied a secondary quality filter based on the stability of the solution and the solution uncertainty. The solutions were categorized into quality classes (A to D) directly by the SKHASH algorithm, based on the stability of the solution and the solution uncertainty. A detailed description of the quality criteria and the specific parameters for each event can be found in Text S1 and Table S1 of the Supporting Information.

We discarded all events classified as Quality C and D, as they exhibited large uncertainties and multiple inconsistent solutions that could lead to ambiguous

interpretations. For the remaining events, we retained all 60 Quality A solutions. Regarding the Quality B events, we performed a visual inspection of their stereograms to assess the stability of the nodal planes. We only retained 30 Quality B mechanisms where the family of acceptable solutions showed a coherent and evident faulting pattern, discarding 512 events with scattered or unstable solutions. This rigorous selection constitutes the final dataset analyzed in the following sections.

## 2.3. Results

### 2.3.1. Spatial and temporal characterization of seismicity

Our final focal mechanism catalog spans from mid-2021 to mid-2023 and reveals persistent seismic activity throughout the Atacama segment. Since this study focused the focal mechanism analysis on the interaction sectors of the Taltal Ridge (TTR) and Copiapó Ridge (CR) with the margin, the obtained faulting geometry data allow for a detailed characterization of faulting styles around these structurally complex regions (Figure 2.3.2). The regional stress field is dominated by interplate compression, as evidenced by the predominance of thrust and oblique-thrust mechanisms (Figure 2.3.3a), which is consistent with the high interplate locking previously documented in the area (Métois et al., 2014). Furthermore, the classification of events into tectonic domains clarifies the deformation pattern across the margin (Figure 2.3.3b). Interface events (gold) are predominantly characterized by thrust faulting, as expected for the subduction contact mechanics. In the overriding plate (green), the catalog identifies a small group of shallow normal-faulting mechanisms. Notably, a significant number of high-quality solutions are located within the subducting lower plate (purple), representing a substantial portion of the recorded activity during the study period.

Chronologically, the seismicity reflects a sustained release of energy throughout the interval rather than a single swarm-like episode (Figure S3), as a result of the ongoing tectonic processes in the Atacama gap.

### 2.3.2. Slab Geometry and Velocity Structure

The vertical structure of the margin is analyzed through four cross-sections oriented perpendicular to the trench (Profiles P1 to P4, Figure 2.3.4), encompassing the latitudinal range of the Taltal Ridge (TTR) and Copiapó Ridge (CR) subduction tracks. The northernmost profile (P1,  $\sim 25.45^\circ\text{S}$ ) and the southernmost profile (P4,  $\sim 27.45^\circ\text{S}$ ) spatially correspond to the impingement of the TTR and CR, respectively. The central profiles (P2 at  $\sim 26.12^\circ\text{S}$  and P3 at  $\sim 26.79^\circ\text{S}$ ) characterize the inter-ridge segment. The structural framework for this analysis, including the 3D velocity model ( $V_P$  and  $V_P/V_S$ ), the local plate interface geometry, and the spatial configuration of these master profiles, is detailed in Text S2 and Figure S4 of the Supporting Information.

Across all profiles, the seismicity clearly delineates the Wadati-Benioff Zone (WBZ). A continuous band of thrust focal mechanisms is observed directly along the upper boundary of the slab, marking the interplate contact zone. The spatial location of these interface events shows an excellent agreement with the local slab interface model proposed by [Hernández-Soto et al. \(2026\)](#). This alignment provides robust independent validation for the new local model, offering a significantly improved fit to the seismicity compared to global models (e.g., Slab2.0), particularly in capturing the slab curvature in this segment (Figure S5).

The  $V_P/V_S$  ratios shown in Figure 2.3.4 reveal a strikingly coherent fluid-related structure across all profiles. The forearc mantle wedge, located immediately above the slab interface, is systematically characterized by low  $V_P/V_S$  ratios ( $< 1.70$ ; blue), consistent with relatively dry and mechanically strong rheology. In contrast, the subducting oceanic crust is marked by pronounced high  $V_P/V_S$  anomalies ( $\geq 1.76$ , locally reaching  $\sim 1.90$ ; warm colors), delineating fluid-rich domains that closely follow the slab geometry. Thus, in the area between the continental Moho and the slab interface, low  $V_P/V_S$  values are situated above elevated ratios that appear to rise from the oceanic crust. At shallow depths (20–40 km), these high  $V_P/V_S$  anomalies appear as discrete, laterally variable patches that spatially coincide with clusters of seismicity. This spatial correlation suggests that fluid release and localized hydration processes are actively modulating fault behavior along the shallow interface, potentially promoting seismic slip in otherwise heterogeneous coupling conditions.

### 2.3.3. Kinematic Segmentation and Stress Variations

Kinematically, the forearc domain is generally dominated by compressional deformation consistent with the convergence vector. However, a detailed analysis reveals distinct stress variations across the tectonic domains. To further characterize the regional stress field, we analyzed the horizontal projections of the  $P$  (maximum compressive) and  $T$  (minimum compressive) axes for the final catalog of 90 focal mechanisms (Figure 2.3.5). On a regional scale, the  $P$ -axes (Figure 2.3.5a) exhibit a consistent trench-perpendicular orientation (NE–SW), aligning with the Nazca–South American convergence vector (Altamimi et al., 2016; Jarrin et al., 2023). In contrast, the  $T$ -axes (Figure 2.3.5b) show a more heterogeneous distribution, reflecting the vertical extension typical of a thrust regime but also displaying trench-parallel extension in specific upper-plate clusters.

#### 2.3.3.1. Azimuthal distribution of stress axes

The azimuthal distribution of  $P$  and  $T$  axes (Figure 6) reveals distinct geometric patterns across the study area, closely associated with the subducting bathymetric features. In the TTR Zone, the  $P$ -axis distribution exhibits a highly focused and dominant orientation with a mean azimuth of approximately  $95^\circ$ , nearly perpendicular to the trench axis, showing a high degree of internal alignment among the mechanisms. Correspondingly, the  $T$ -axis in this segment displays a distinctive and symmetric NE–SW diagonal trend ( $45^\circ/225^\circ$ ), characterized by marked petals oriented toward the northeast and southwest.

In contrast, the Inter-ridges Zone shows a  $P$ -axis distribution primarily controlled by regional subduction kinematics, with compression axes aligned with the plate convergence vector. While the  $T$ -axis distribution in this zone is notably more heterogeneous, characteristic of near-vertical extension in a pure thrusting regime, a secondary preference toward NW–SE orientations is observed. This trend likely reflects the background oblique subduction component that dominates the margin in the absence of prominent bathymetric features.

Finally, the CR Zone (Copiapó Ridge) presents the most heterogeneous stress field of the three segments. The  $P$ -axes in this region do not show a single dominant orientation, displaying instead a wide scatter of compressive directions. Similarly, the  $T$ -axis distribution exhibits a high degree of heterogeneity and scatter, although

it maintains a subtle NW–SE tendency similar to the regional pattern observed in the inter-ridges zone.

### 2.3.3.2. Localized stress signatures and slab kinematics

In the overriding plate, specifically in Profiles P3 and P4, we observe the occurrence of shallow normal faulting mechanisms. Notably, one of these shallow events shows a distinct spatial correlation with mapped mining operations and a zone of intermediate  $V_P/V_S$  ratios. This spatial coincidence suggests a localized heterogeneous stress field in the shallow crust, potentially influenced by crustal heterogeneities, contrasting with the regional compression.

Along the plate interface in the Taltal Ridge segment (P1) and the adjacent profile (P2), we observe a subtle but consistent rotation of the nodal planes for thrust events: shallower events exhibit lower dip angles, while deeper events show steeper dips. This rotation mirrors the progressive steepening of the slab, further corroborating the geometry defined by the local slab model (Hernández-Soto et al., 2025, 2026).

A distinct kinematic signature emerges in the inter-ridge segment (P2 and P3). Coincident with the complex bathymetry transition between the two ridges, the intermediate-depth seismicity (60–80 km) exhibits a complex mix of focal mechanisms, including the presence of strike-slip events (brown beachballs). This localized occurrence indicates a departure from the simple downdip extension or compression usually expected at these depths. Furthermore, our analysis suggests that this is not an isolated phenomenon; a consistent pattern is observed across all profiles (P1 to P4) beyond 60 km depth, where strike-slip mechanisms appear as a pervasive feature of the Wadati-Benioff Zone. Our results imply that while the ridges may influence the local complexity, a widespread kinematic regime affects the slab throughout the entire Atacama segment, regardless of the latitudinal position. The observed structured behavior at intermediate depths (60–80 km) is consistent with the “substantial scatter” previously reported in the Copiapó segment (Comte et al., 2002). The pervasive presence of strike-slip mechanisms suggests that deformation within the slab is not only driven by downdip forces but is also strongly influenced by the reactivation of pre-existing oceanic structures (Ranero et al., 2005) and the internal stress reorganization associated with the bending and dehydration of the Nazca plate (Sippl et al., 2018; Münchmeyer et al.,

2025; Hernández-Soto et al., 2026).

## 2.4. Discussion

### 2.4.1. Geometric Validation of the Plate Interface

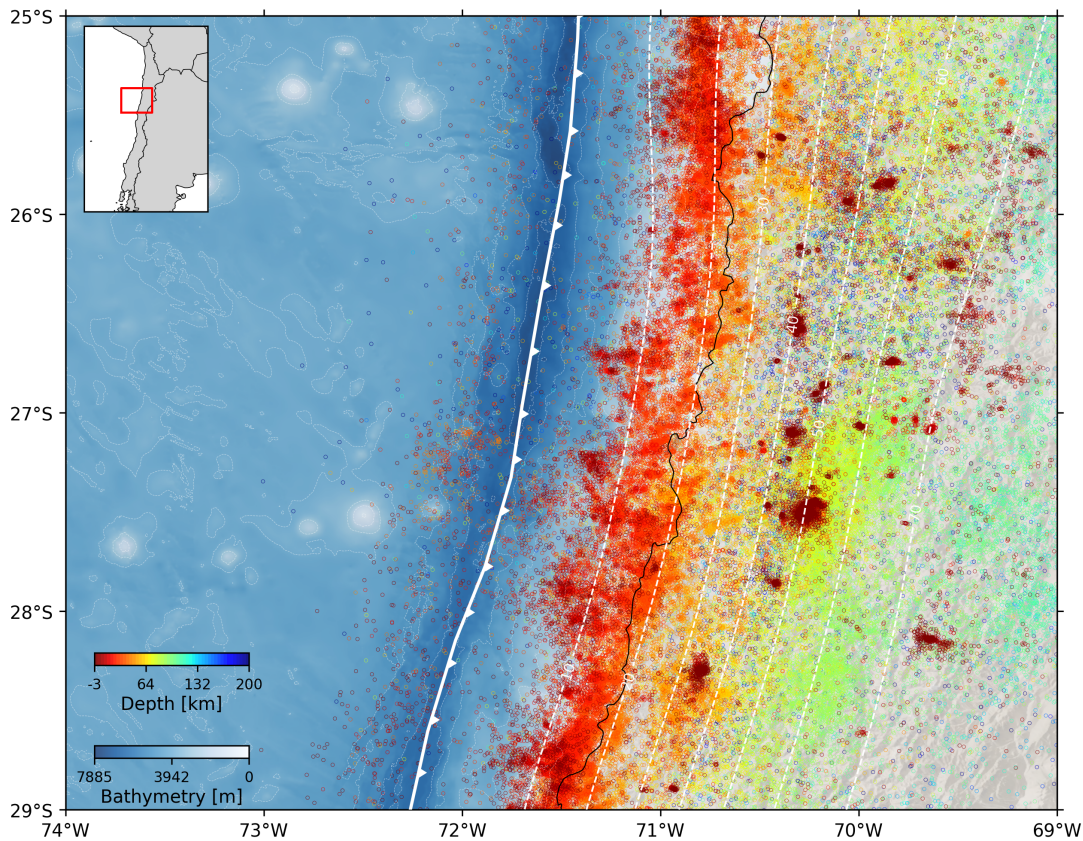
A key result from the integrated analysis of profiles P1–P4 is the systematic alignment of thrust focal mechanisms with the upper boundary of the slab as defined by the new local model (Hernández-Soto et al., 2026). This tight spatial correspondence provides robust, independent validation of the plate interface geometry across the Atacama segment. In contrast to global models (e.g., Slab2.0), which often fail to capture the detailed curvature of the Nazca plate in this region (Figure S5), the observed consistency between interplate seismicity and our 3D-relocated hypocenters (Figure 2.3.4) indicates that the proposed “NewSlab” geometry accurately represents the physical contact zone and further validates our relocation process. This improved geometric constraint is critical for interpreting the Atacama seismic gap, as it enables a more reliable assessment of interplate locking and the spatial distribution of slip along the megathrust interface.

### 2.4.2. Stress Field Perturbations and Tectonic Segmentation

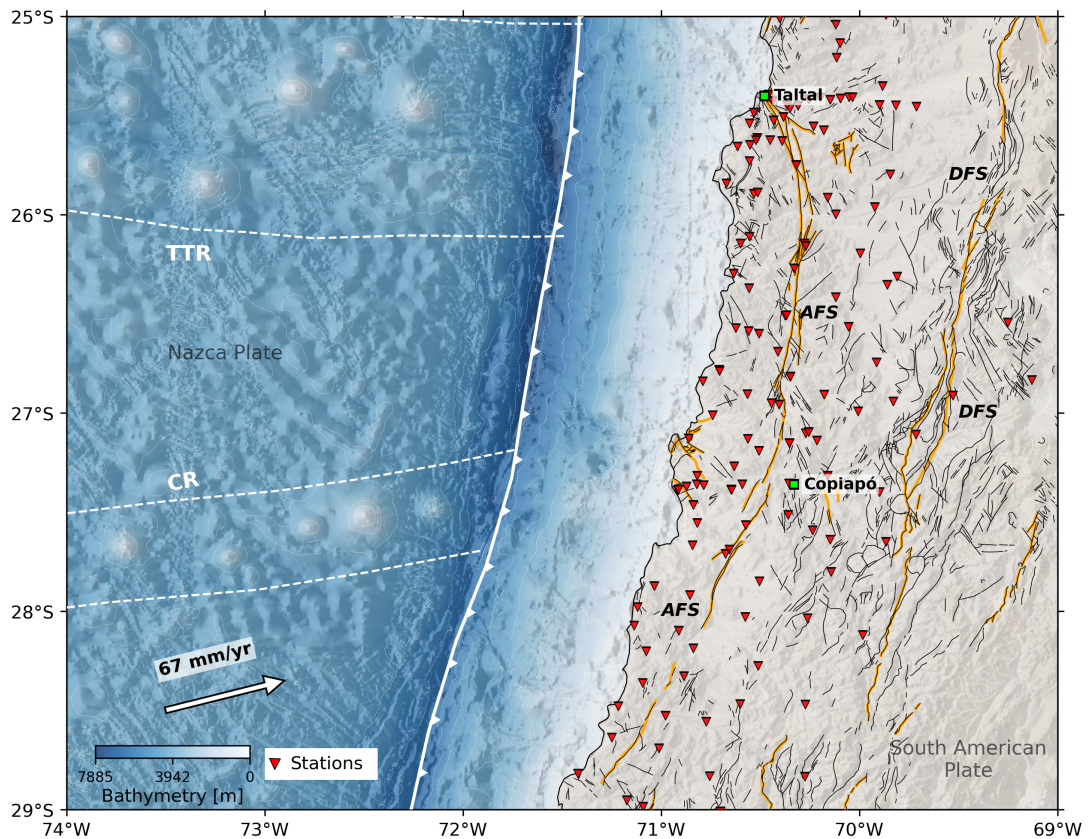
#### 2.4.2.1. Regional Kinematic Segmentation and Stress Distribution

While thrust focal mechanisms predominantly exhibit trench-parallel alignment at the regional scale, a closer inspection reveals a systematic rotation pattern in the vicinity of the Copiapó Ridge (Figure 2.3.3a). South of the ridge, fault strikes are consistently aligned with the trench (N–S), but progressively rotate to more oblique orientations as the ridge interaction zone is approached, before returning to a trench-parallel configuration farther north. This spatial rotation is mirrored by increased variability in the  $P$ -axis orientations (Figure S6), indicating a localized perturbation of the stress field associated with the subducting ridge.

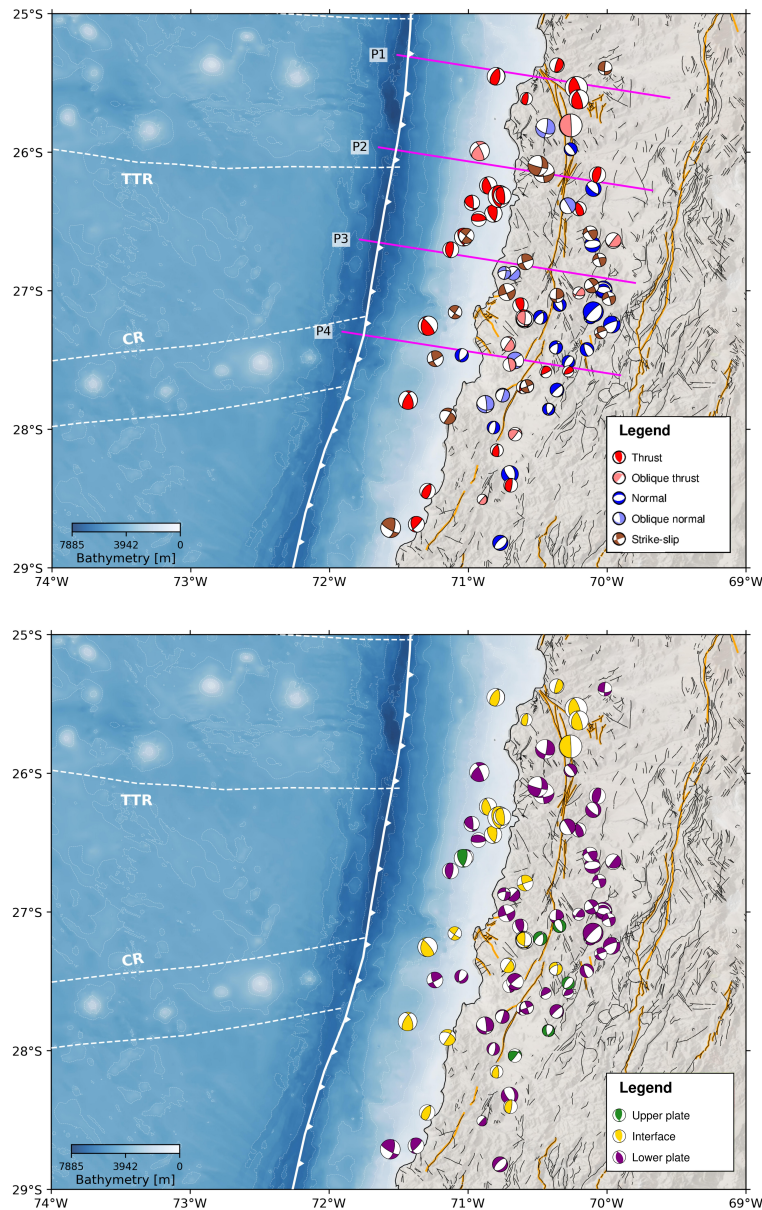
These contrasting patterns provide key insights into the mechanical influence of bathymetric heterogeneities on megathrust deformation. The observed kinematic segmentation demonstrates how the regional stress field is actively partitioned



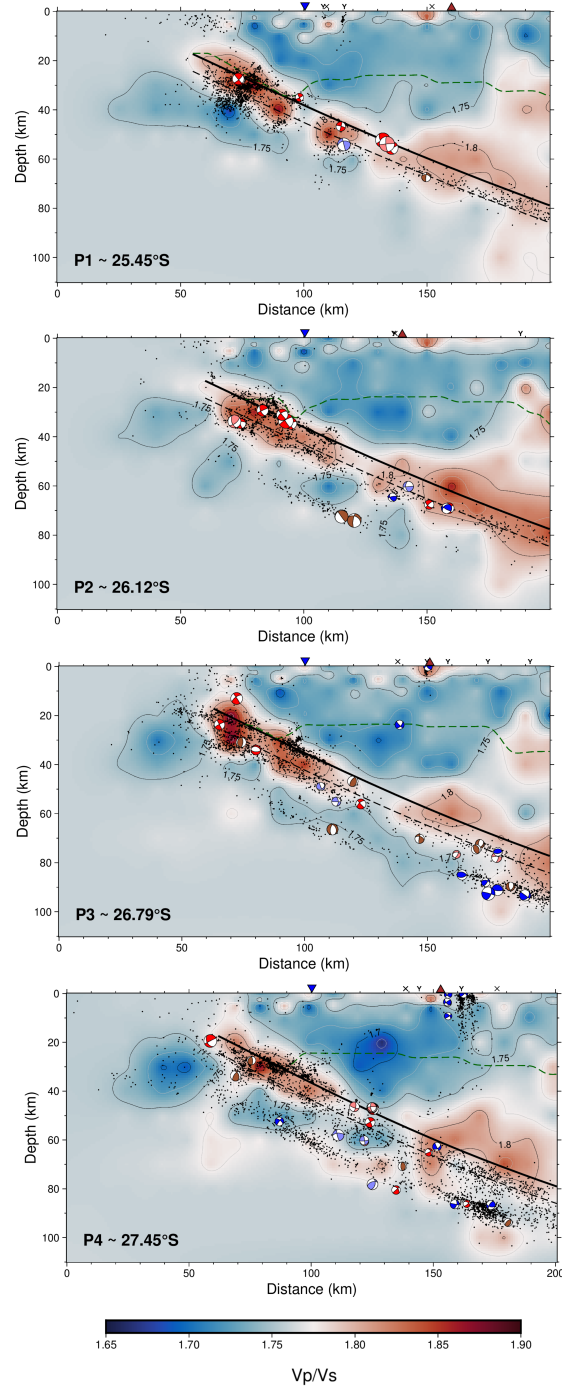
**Figura 2.3.1:** Seismicity of the Atacama seismic gap. Regional map showing the high-resolution seismicity catalog ( $\sim 125,000$  events) compiled between 2020 and 2025. Earthquakes (circles) were relocated using a 3D velocity model and are colored by depth (km) according to the color scale. Topography and bathymetry data are derived from the GEBCO 2025 grid (GEBCO Bathymetric Compilation Group, 2025). White dashed lines represent the Nazca plate depth contours from the Slab2 model (Hayes et al., 2018). The trench is indicated by the solid white line with triangles. The upper-left inset shows the study area (red box) in the context of the South American subduction zone, where the subduction rate is  $\sim 66\text{--}67$  mm/yr (Altamimi et al., 2016; Jarrin et al., 2023).



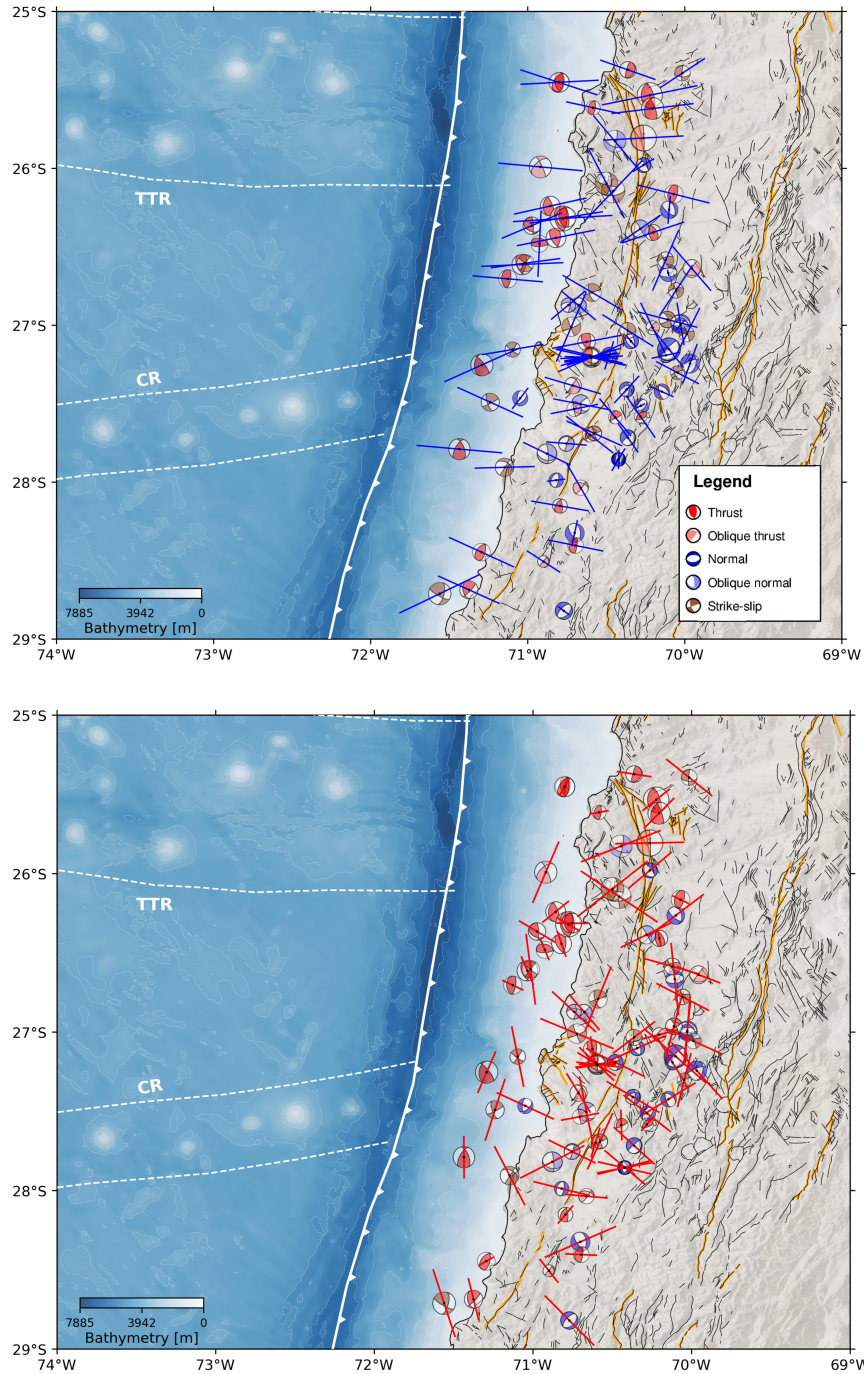
**Figura 2.3.2:** Tectonic framework of the Atacama seismic gap. The background features seafloor bathymetry (GEBCO Bathymetric Compilation Group, 2025), where shades of blue represent depth in meters. White dashed lines outline the subduction tracks of the Taltal Ridge (TTR) and Copiapó Ridge (CR). The Chile-Peru trench is marked by a solid white line with white triangles. Black lines represent mapped tectonic structures in the study area (Leon-Rios et al., 2024). The main traces of the Atacama Fault System and the Domeyko Fault System are referred to as AFS and DFS, respectively (Santibáñez et al., 2018). Geographic locations for the cities of Taltal and Copiapó are indicated by the green squares. The white arrow represents the convergence velocity of  $\sim 66\text{--}67$  mm/yr (Altamimi et al., 2016; Jarrin et al., 2023) between the Nazca and South American plates. Red inverted triangles indicate the locations of the seismic stations.



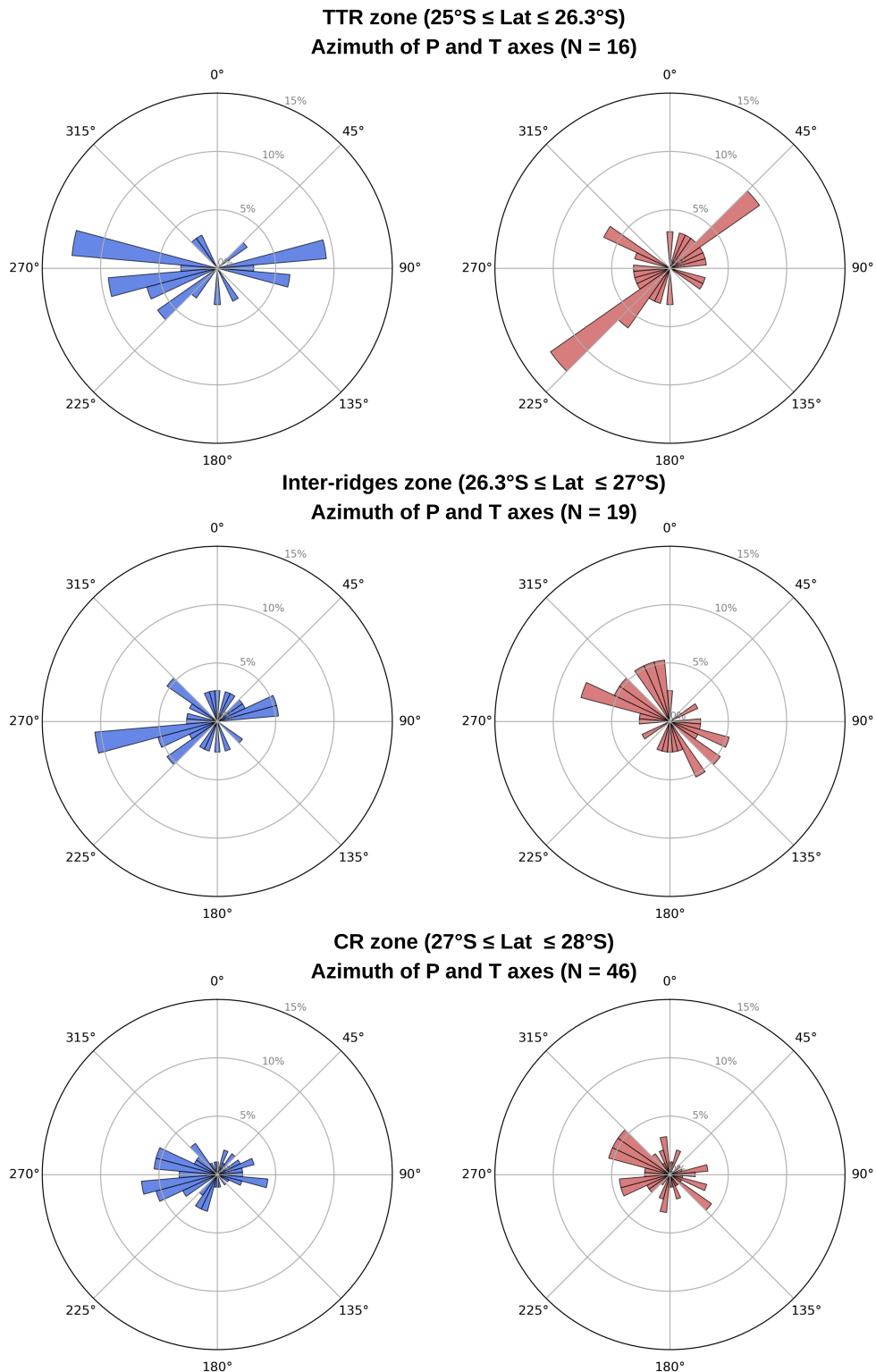
**Figura 2.3.3:** Spatial distribution and classification of focal mechanisms in the Atacama segment. (a) Classification of 90 high-quality focal mechanisms categorized by their rake angle into five faulting styles: thrust (red), oblique thrust (light red), normal (blue), oblique normal (light blue), and strike-slip (brown). (b) Classification of mechanisms according to their tectonic domain based on depth: upper plate (green), interface (gold), and lower plate (Purple). Beachball sizes are scaled by magnitude, with the examples in the legend corresponding to  $M_w$  4.0. The background color palette represents bathymetric depth in meters. Profile locations (P1–P4) are indicated by solid magenta lines. The solid white line with white triangles marks the Chile–Peru trench. White dashed lines delineate the subduction trajectories of the Taltal Ridge (TTR) and Copiapó Ridge (CR). Black lines represent mapped tectonic structures in the study area (Leon-Rios et al., 2024). The main traces of the Atacama Fault System and the Domeyko Fault System are referred to as AFS and DFS, respectively (Santibáñez et al., 2018).



**Figure 2.3.4:** Vertical cross-sections (P1–P4) showing seismotectonic observations in the Atacama segment. The profiles display the  $V_P/V_S$  ratios structure (Hernández-Soto et al., 2026) and the relocated seismicity. For each profile, the profile label code (as in Figure 2.3.3) and latitude at the center of each profile are found in the bottom left corner. High-quality focal mechanisms are projected onto the profiles and classified by rake angle: thrust (red), oblique thrust (light red), normal (blue), oblique normal (light blue), and strike-slip (brown). The solid black line marks the local slab model (Hernández-Soto et al., 2026), and the dotted black line indicates the onset of the oceanic mantle. The continental Moho is represented by a dashed green line (Tassara and Echaurren, 2012). Surface markers indicate the coastline (inverted blue triangle), Coastal Cordillera (brown triangle), crustal faults (black crosses; (Santibáñez et al., 2018)), and mining operations (black “Y” symbols).



**Figure 2.3.5:** Regional stress field inferred from focal mechanism solutions. (a) Horizontal projection of  $P$ -axes (blue bars) representing the maximum compressive stress direction. (b) Horizontal projection of  $T$ -axes (red bars) representing the minimum compressive stress direction. Focal mechanisms are color-coded by tectonic regime following the same convention as in Figure 2.3.3: thrust (red), oblique-thrust (light red), normal (blue), oblique-normal (light blue), and strike-slip (brown). The beachballs are displayed with transparency to emphasize the stress axis orientations. Bar lengths represent the horizontal projection of the axes, scaled by earthquake magnitude ( $M_w$ ) and weighted by the cosine of the axis plunge. Longer bars indicate larger events with near-horizontal stress directions, while shorter bars or dots reflect smaller events or axes with significant vertical components. CR: Copiapó Ridge; TTR: Taltal Ridge.



**Figure 2.3.6:** Azimuthal distribution of  $P$  and  $T$  stress axes across the three latitudinal zones. The left column (blue) displays the  $P$ -axis azimuths, and the right column (red) displays the  $T$ -axis azimuths for the Taltal ridge (top row), Inter-ridges (middle row), and Copiapó ridge (bottom row) segments. The radial scale, ranging from 0% to 15% with concentric ticks every 5%, represents the relative frequency of the orientations, expressed as a percentage of the total data population ( $N$ ) within each specific zone. All data are grouped into  $10^{\circ}$  angular bins.

across the study area. In the Taltal Ridge (TTR) segment, the strong internal alignment of the  $P$ -axes reflects a remarkably well-organized, trench-perpendicular compressional regime. However, the contrasting diagonal configuration of the  $T$ -axes suggests a localized reorientation of the stress tensor and the development of oblique kinematics induced by the ridge

In the inter-ridge segment, the stress field is primarily governed by regional subduction dynamics, with  $P$ -axes aligned with the convergence vector. The corresponding  $T$ -axis distribution is more diffuse, consistent with near-vertical extension typical of thrust-dominated regimes, although a secondary NW–SE trend reflects the background oblique convergence component. By comparison, the Copiapó Ridge (CR) segment exhibits the highest degree of stress heterogeneity, with both  $P$  and  $T$  axes showing broad angular dispersion and no clear dominant orientation. This variability supports the interpretation of a mechanically fragmented and structurally complex interface associated with the irregular geometry of the ridge.

Despite this pronounced kinematic segmentation, the orientation of fault planes remains remarkably consistent across the margin. The azimuthal distribution of fault strikes (Figure S7) shows a persistent North–South alignment in all segments, parallel to the trench. This indicates that while subducting bathymetric features locally perturb the stress field and modulate slip kinematics, the primary structural fabric accommodating deformation is largely controlled by the large-scale architecture of the subduction system.

#### 2.4.2.2. Localized Deformation Patterns and Cross-Section Analysis

The seismic architecture of profile P2 ( $\sim 26,12^\circ\text{S}$ ) in Figure 2.3.4, reveals a complex partitioning of deformation under the influence of the Taltal Ridge. At the shallowest levels of the interface (approximately 34 km depth), the stress field is predominantly defined by thrust-type events, represented by five neighboring earthquakes with  $P$ -axis azimuths closely aligned with the regional Nazca–South America convergence ( $67^\circ$ – $86^\circ$ ; Table S2). However, the May 29, 2023, event ( $M_w$  5.6) marks a significant departure from this regional trend. Despite exhibiting a nearly horizontal  $P$ -axis (plunge of  $18.4^\circ$ ), typical of interplate contact, its azimuth shows a clockwise rotation toward  $95.2^\circ$  (Table S2), as observed in Figure 2.3.3. This observation, coupled with the spatial persistence of the seismic cluster

coinciding with the projection of the subducted relief, suggests that the Taltal Ridge acts as a dominant geometric asperity that actively perturbs the regional stress field (Wang and Bilek, 2014). These evidences support the hypothesis of a rough contact where subducted bathymetry directly modulates coupling and deformation partitioning (Contreras-Reyes and Carrizo, 2011). However, this complexity could also be enhanced by pore-fluid pressure (Pastén-Araya et al., 2022) or the reactivation of inherited oceanic structures (Ranero et al., 2005), which would facilitate the observed oblique motion in this sector of the interface.

Regarding profile P3 ( $\sim 26,79^\circ\text{S}$ ), located in an inter-ridge position between the projections of the Taltal and Copiapó ridges, reveals a highly heterogeneous internal deformation regime within the Nazca plate across multiple depths. At shallow levels (20-40 km depth), the persistence of thrust focal mechanisms below the interface suggests internal slab deformation. This regional behavior correlates with observations in profile P2, which identified a similar pattern including a significant event ( $M_w$  6.4 at 33.6 km depth). The occurrence of these earthquakes, with magnitudes reaching up to  $M_w$  5.2 in P3, suggests that the Nazca plate acts as an “interface shear zone” of considerable thickness, where the roughness of incoming oceanic structures generates mechanical locking that plastically deforms the interior of the oceanic crust before it deepens. This interpretation is consistent with global observations indicating that subducted rough relief prevents shear localization, promoting instead a regime of distributed deformation (Wang and Bilek, 2011, 2014) that can effectively shatter the fabric of the subducting oceanic crust (Ranero and von Huene, 2000).

In terms of structural consistency, profile P4 ( $\sim 27,45^\circ\text{S}$ ) aligns closely with the patterns identified in P3 ( $\sim 26,79^\circ\text{S}$ ), further supporting the interpretation of persistent tectonic processes throughout the Atacama segment. In the shallow oceanic crust, the occurrence of *strike-slip* events suggests an internal deformation regime prior to subduction, similar to patterns observed in adjacent sectors. Furthermore, the persistence of thrust focal mechanisms near the interface (20–40 km depth) aligns with the geometry of the new *slab* model proposed by (Hernández-Soto et al., 2026). This seismicity not only validates the interface position in this sector but also reinforces the regional extent of the “interface shear zone” identified in P3, where internal shortening characterizes the Nazca plate before it deepens.

### 2.4.3. Intraslab Processes: Unbending, Fragmentation, and Dehydration

Within the Wadati–Benioff Zone, we identify a subset of normal-faulting events occurring within the slab, consistent with the expected downdip extensional regime of the lower oceanic lithosphere. These mechanisms provide clear kinematic evidence of bending–unbending forces acting on the slab as it descends. With increasing depth, particularly in Profile 2 (P2;  $\sim 70$ – $75$  km), the deformation regime evolves toward internal slab fragmentation, as evidenced by the emergence of strike-slip mechanisms. Two key events (April 18, 2021,  $M_w$  6.0; May 9, 2023,  $M_w$  5.8) exhibit  $P$ -axes rotated by  $\sim 70^\circ$  relative to each other, indicating a highly heterogeneous and locally contorted stress field. This behavior is consistent with slab warping and lateral accommodation driven by the buoyancy contrasts and geometry of the subducting Taltal Ridge (Sandiford et al., 2019; Okuwaki et al., 2021).

At similar depths in P2 ( $\sim 69$  km), the coexistence of thrust and normal mechanisms reveals alternating compression and extension within a narrow depth interval. This configuration is diagnostic of slab unbending and suggests the presence of a Double Seismic Zone (DSZ), controlled by the elastic response of the slab as it straightens below its maximum curvature (Rietbrock and Waldhauser, 2004). We propose that this mixed-mode deformation is facilitated by fluid release during the basalt-to-eclogite transition, which increases pore-fluid pressure and promotes the reactivation of inherited outer-rise faults under reduced effective stress (Hacker et al., 2003; Maksymowicz et al., 2018). Together, these observations indicate that the Taltal Ridge induces lithospheric-scale deformation, where geometric distortion and dehydration processes define a distinctive style of intraslab seismicity.

In Profile 3 (P3), intermediate-depth seismicity ( $\geq 70$  km) adjacent to the Copiapó Ridge projection is dominated by normal faulting, providing direct stress evidence for slab dehydration processes. These events spatially correlate with intermediate-high  $V_P/V_S$  anomalies ( $\sim 1.80$ ), supporting the interpretation that fluid release reduces effective stress and facilitates failure along pre-existing structures (Chen et al., 2025). The distribution of mechanisms further suggests a localized NW–SE extensional regime, potentially associated with slab sagging and differential slab pull induced by ridge-related buoyancy contrasts (Bello-González et al.,

2018). In this context, coexisting strike-slip mechanisms—located near the deeper seismicity fringe and at the edges of ridge projections—likely reflect localized stress perturbations rather than direct seamount control.

Profile 4 (P4) shows a similarly complex deformation pattern, with coexisting normal and strike-slip mechanisms at intermediate depths. Despite this kinematic diversity, extension appears to dominate, as indicated by the larger magnitudes of normal-faulting events. This suggests that slab unbending remains the primary driver of deformation, while strike-slip faulting represents a secondary response associated with the reactivation of inherited structural fabrics (Faccenda et al., 2012; Ranero et al., 2005). At depths of 70–100 km, the coexistence of normal, thrust, and strike-slip mechanisms highlights strong rheological heterogeneity, where local structural complexities override the expected regional stress regime.

Overall, the presence of widespread intermediate-depth strike-slip seismicity indicates that intraslab deformation in the Atacama segment departs from a simple bending–unbending model. Instead, deformation reflects a combination of inherited structural weaknesses, fluid-assisted faulting, and stress perturbations induced by subducted bathymetric features. In particular, the subduction of the Taltal and Copiapó ridges introduces mechanical heterogeneities that promote trench-parallel shear and internal slab fragmentation, especially in the inter-ridge segment where differential coupling and slab contortion are maximized.

#### 2.4.4. Upper Plate Seismicity and Local Stress Heterogeneities

Regarding the overriding plate, the identification of a normal-faulting event in Profile 3 (P3) at 20 km depth within the continental crust represents a key observation for understanding upper-plate deformation. This event is spatially associated with the Atacama Fault System (AFS), indicating that, despite the prevailing compressional regime imposed by subduction, inherited crustal structures are capable of accommodating localized extension or post-seismic stress redistribution. Its coincidence with mapped structural lineaments (Santibáñez et al., 2018) within a relatively low  $V_P/V_S$  domain ( $\sim 1.70$ ) suggests that this deformation is structurally controlled rather than fluid-driven. Even in the absence of elevated pore-fluid pressures, these faults act as long-lived zones of mechanical

weakness within a competent crust. The extensional nature of this mechanism may reflect stress transfer from the megathrust or local crustal adjustments, highlighting the ability of the AFS to accommodate deformation independently of interplate processes (Amilibia et al., 2008; Cabrera et al., 2021; Bloch et al., 2018).

A similarly noteworthy feature is the occurrence of shallow (<20 km depth) normal-faulting seismicity in the upper crust of profiles P3 and P4. In P4, a cluster of four events is spatially correlated with zones of intense mining activity and located within a relatively low  $V_P/V_S$  region ( $\sim 1.70$ ), indicative of a competent but fractured crust. These events are unlikely to be mining blasts, as first-motion polarity analysis reveals mixed compressional and dilatational patterns (Figure S8), inconsistent with the purely compressional signature of explosions. Instead, their source characteristics point to shear failure, suggesting tectonic or mining-induced seismicity (e.g., rockbursts). We interpret these earthquakes as the reactivation of pre-existing crustal weaknesses triggered by local stress perturbations associated with mass removal or industrial operations. This behavior underscores the sensitivity of upper-plate structures to both tectonic and anthropogenic forcing, even within an overall compressive margin.

## 2.5. Conclusions

This study presents a catalog of 90 high-quality focal mechanisms derived from a dense seismic network of 164 stations, representing a significant advance in the seismotectonic characterization of the Atacama segment. The high sensitivity of the network enables robust solutions for events with magnitudes as low as 3.0  $M_w$ , providing an unprecedented view of deformation across both shallow and intermediate depths. This enhanced resolution demonstrates that the catalog captures sustained tectonic processes rather than isolated seismic episodes, thereby allowing for a robust assessment of spatial variability in the regional stress field.

The distribution of stress axes (Figure 2.3.6) reveals a clear kinematic segmentation controlled by subducted bathymetric features. The Taltal Ridge (TTR) zone is characterized by a highly coherent  $P$ -axis orientation of  $95^\circ$ , indicative of a well-organized compressional regime. In contrast, the Copiapó Ridge (CR) zone exhibits the most heterogeneous and scattered stress field within the segment.

This pronounced mechanical variability, observed even in moderate-magnitude intraslab events, departs from the relative homogeneity typically expected in oceanic plates and suggests that seafloor roughness acts as a first-order geometric asperity capable of perturbing the regional stress regime.

At depth, seismicity within the Nazca plate provides compelling evidence for dehydration and slab unbending processes. The coexistence of thrust and normal faulting mechanisms at 69 km depth is diagnostic of a Double Seismic Zone (DSZ), likely facilitated by fluid release during the basalt-to-eclogite transition. These seismic clusters show a strong spatial correlation with high  $V_P/V_S$  anomalies ( $>1.80$ ), supporting the interpretation that elevated pore-fluid pressures reduce effective stress and promote the reactivation of inherited oceanic structures. In the overriding plate, shallow ( $<20$  km) normal-faulting events spatially associated with the Atacama Fault System (AFS) indicate that pre-existing crustal faults act as persistent zones of weakness, accommodating local stress perturbations independently of interplate coupling.

These findings have important implications for the seismic potential of the Atacama gap, a mature segment that has not experienced a great earthquake ( $M_w \sim 8.5$ ) since 1922. The alignment of thrust mechanisms with the newly defined slab geometry provides strong validation of the megathrust interface and confirms that the Taltal and Copiapó ridges act as mechanical asperities that modulate interplate locking. The observed kinematic complexity highlights the fundamental role of structural heterogeneity and fluid distribution in controlling deformation and seismic energy release, offering critical constraints for improving seismic hazard assessments along the north-central Chilean margin.

## Capítulo 3

# Discusión y Conclusiones

### 3.1. Síntesis sismotectónica

La integración de mecanismos focales de alta resolución con el modelo de velocidad 3D permite validar de forma independiente la geometría del contacto interplaca en el segmento de Atacama. La estrecha correspondencia observada entre los eventos de tipo thrust y el límite superior del slab definido en el modelo local demuestra que la geometría *NewSlab* captura con mayor precisión la curvatura de la placa de Nazca en comparación con modelos globales como Slab2.0. Esta precisión geométrica es fundamental para delimitar la zona de contacto sismogénico y evaluar el acoplamiento interplaca en una brecha sísmica madura que no ha liberado energía en un gran evento desde 1922. A partir de esta validación, se observa que la rugosidad del fondo marino subducido impone una segmentación cinemática en el margen. Mientras que la Dorsal de Taltal se asocia con un campo de esfuerzos coherente y orientado perpendicularmente a la fosa, la interacción con la Dorsal de Copiapó genera una perturbación significativa del tensor de esfuerzos, caracterizada por una heterogeneidad y dispersión angular en los ejes P y T. Estos resultados sugieren que las dorsales actúan como asperezas de primer orden que reorganizan localmente el estado de esfuerzos, promoviendo cinemáticas oblicuas y fragmentando el comportamiento del deslizamiento a lo largo del margen.

A profundidades intermedias, la sismicidad dentro de la placa de Nazca revela procesos complejos de deformación interna vinculados estrechamente a la hidratación del slab. La identificación de una Zona Sísmica Doble (DSZ) a  $\sim 70$

km de profundidad, donde coexisten mecanismos de extensión y compresión, es diagnóstica del proceso de unbending o desflexión de la placa (Figure 2.3.4). La correlación espacial de estos cúmulos sísmicos con anomalías de alta razón  $V_P/V_S$  ( $\geq 1.80$ ) respalda la interpretación de que la liberación de fluidos durante la transición metamórfica basalto-eclogita aumenta la presión de poro, facilitando la ruptura sismogénica en fallas oceánicas heredadas bajo condiciones de esfuerzo efectivo reducido. En paralelo, la sismicidad registrada en la placa superior resalta la capacidad de las estructuras corticales, como el Sistema de Fallas de Atacama (SFA), para acomodar deformación de manera independiente al ciclo sísmico del megathrust. La actividad sísmica identificada sugiere que estas zonas de debilidad mecánica pueden reactivarse por ajustes locales de esfuerzos o incluso por forzamiento antrópico en sectores de actividad minera (Figure A3.9), subrayando la complejidad de la partición de la deformación en el antearco.

## 3.2. Implicancias geodinámicas y tectónica regional

Estos hallazgos locales cobran mayor relevancia al integrarse en el marco geodinámico regional. La perturbación del tensor de esfuerzos cerca de la Dorsal de Copiapó, descrita en la sección anterior, representa la expresión sismotectónica de la transición hacia la subducción subhorizontal pampeana (Pampean flat-slab). A diferencia del sector de Taltal, la corteza oceánica engrosada en Copiapó presenta una mayor flotabilidad, oponiendo resistencia a la flexión hacia el manto. Tal como han sugerido estudios sismotectónicos recientes, la subducción de esta estructura introduce fuertes heterogeneidades mecánicas y un alto nivel de fracturamiento. Esta resistencia y heterogeneidad constituyen el motor físico que altera localmente el acoplamiento interplaca, promoviendo la cinemática oblicua y la dispersión de esfuerzos observada en nuestros datos. Así, nuestros resultados apoyan empíricamente los modelos que postulan a la topografía anómala como el factor clave que controla la segmentación del margen y el progresivo cese del volcanismo de arco hacia el sur.

Por otro lado, la transferencia de esfuerzos hacia la placa superior profundiza nuestra comprensión sobre la partición de la deformación en el antearco. La actividad sísmica cortical asociada al SFA se inserta en una dinámica a mayor

escala, donde otras fallas de basamento, como el Sistema de Fallas de Domeyko, también participan en acomodar la convergencia oblicua. A esto se suma que los fluidos provenientes de la deshidratación en la Zona Sísmica Doble podrían estar migrando hacia las raíces de estos sistemas de fallas superficiales, reduciendo su resistencia friccional. En conjunto, esta perspectiva litosférica refuerza que la brecha de Atacama opera como un sistema acoplado, donde la topografía oceánica y la circulación profunda de fluidos controlan simultáneamente la deformación intraplaca y la reactivación de fallas superficiales, influyendo directamente en la evolución tectónica del margen y el ciclo sísmico a largo plazo.

### 3.3. Conclusiones

A modo de conclusión, en esta investigación se llevó a cabo una caracterización sismotectónica detallada del segmento de Atacama ( $24^{\circ}$ - $31^{\circ}$ S). Para lograrlo, se construyó un catálogo de 90 mecanismos focales de alta calidad a partir de una selección inicial de 602 sismos registrados por una densa red local. El trabajo metodológico consistió en la lectura manual de polaridades del primer movimiento de la onda P y la posterior inversión del tensor de esfuerzos mediante el algoritmo SKHASH. Al integrar estas soluciones focales con un modelo de velocidad tomográfico 3D y la geometría de la interfaz local (*NewSlab*), fue posible espacializar con alta resolución el campo de deformación, desde la zona de contacto interplaca superficial hasta el interior de la corteza oceánica subducida.

Los resultados principales derivados de este análisis demuestran, en primer lugar, que el margen experimenta una segmentación cinemática controlada por la topografía del fondo marino; la Dorsal de Taltal induce un régimen compresivo coherente, mientras que la subducción de la Dorsal de Copiapó dispersa y perturba localmente el tensor de esfuerzos. En segundo lugar, a profundidades intermedias ( $\sim 70$  km), la coexistencia de mecanismos inversos y normales evidenció el desdoblamiento mecánico (unbending) de la placa de Nazca, delineando una Zona Sísmica Doble facilitada por la deshidratación del slab y altas razones  $V_P/V_S$ . Finalmente, la identificación de fallamiento de rumbo intraplaca confirma que el contacto actúa como una zona de cizalla gruesa dominada por la reactivación de fallas heredadas. En conjunto, estos descubrimientos proporcionan algunas de las restricciones físicas esenciales para actualizar la evaluación del peligro

---

sísmico y comprender el potencial de ruptura en esta madura brecha sísmica del norte-central de Chile.

## Bibliografía

- Abad, M., Izquierdo, T., Cáceres, M., Bernárdez, E., and Rodríguez-Vidal, J. (2020). Coastal boulder deposit as evidence of an ocean-wide prehistoric tsunami originated on the Atacama desert coast (northern Chile). *Sedimentology*, 67:1505–1528.
- Altamimi, Z., Reischung, P., Métivier, L., and Collilieux, X. (2016). Itrf2014: A new release of the international terrestrial reference frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121:6109–6131.
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K., Muñoz, J., Roca, E., and Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central andean mountain belt: Insights from the cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, 30:1520–1539.
- Audet, P., Bostock, M. G., Christensen, N. I., and Peacock, S. M. (2009). Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing. *Nature*, 457:76–78.
- Bassett, D. and Watts, A. B. (2015). Gravity anomalies, crustal structure, and seismicity at subduction zones: 2. interrelationships between fore-arc structure and seismogenic behavior. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16:1541–1576.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., and Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction askew et alzone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:115–129.
- Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., and Arriagada, C. (2018). Predicted path for hotspot tracks off South America since paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, 64:216–234.
- Bloch, W., Schurr, B., Kummerow, J., Salazar, P., and Shapiro, S. A. (2018). From slab coupling to slab pull: Stress segmentation in the subducting Nazca plate. *Geophysical Research Letters*, 45:5407–5416.
- Cabrera, L., Ruiz, S., Poli, P., Contreras-Reyes, E., Osses, A., and Mancini, R. (2021). Northern Chile intermediate-depth earthquakes controlled by plate hydration. *Geophysical Journal International*, 226:78–90.
- Carvajal, M., Cisternas, M., Gubler, A., Catalán, P. A., Winckler, P., and Wesson,

- R. L. (2017). Reexamination of the magnitudes for the 1906 and 1922 Chilean earthquakes using Japanese tsunami amplitudes: Implications for source depth constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122:4–17.
- Chen, Z., Gao, L., Zhang, H., Yang, S., Liu, Y., and Comte, D. (2025). Intraslab seismicity characteristics of northern Chile. *Earthquake Science*, 38:273–287.
- Comte, D., Haessler, H., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Lavenu, A., Pontoise, B., and Hello, Y. (2002). Seismicity and stress distribution in the Copiapo, northern Chile subduction zone using combined on- and off-shore seismic observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132:197–217.
- Contreras-Reyes, E. and Carrizo, D. (2011). Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186:49–58.
- Cronin, V. (2010). A primer on focal mechanism solutions for geologists. *Science Education Resource Center, Carleton College*.
- Eberhart-Phillips, D., Thurber, C., Rietbrock, A., Fry, B., Reyners, M., and Lanza, F. (2024). Simul2023: a flexible program for inversion of earthquake data for 3-D velocity and hypocenters or 3-D Q [Software].
- Faccenda, M., Gerya, T. V., Mancktelow, N. S., and Moresi, L. (2012). Fluid flow during slab unbending and dehydration: Implications for intermediate-depth seismicity, slab weakening and deep water recycling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13.
- GEBCO Bathymetric Compilation Group (2025). The GEBCO\_2025 grid - a continuous terrain model for oceans and land at 15 arc-second intervals [Dataset].
- Geersen, J., Ranero, C. R., Barckhausen, U., and Reichert, C. (2015). Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area. *Nature Communications*, 6.
- González-Vidal, D., Moreno, M., Sippl, C., Baez, J. C., Ortega-Culaciati, F., Lange, D., Tilmann, F., Socquet, A., Bolte, J., Hormazabal, J., Langlais, M., Morales-Yáñez, C., Melnick, D., Benavente, R., Münchmeyer, J., Araya, R., and Heit, B. (2023). Relation between oceanic plate structure, patterns of interplate locking and microseismicity in the 1922 Atacama seismic gap. *Geophysical Research Letters*, 50.
- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A., and Holloway, S. D. (2003). Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108.
- Hardebeck, J. L. (2002). A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92:2264–2276.
- Hayes, G. P., Moore, G. L., Portner, D. E., Hearne, M., Flamme, H., Furtney, M.,

- and Smoczyk, G. M. (2018). Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362:58–61.
- Hernández-Soto, N., Sippl, C., Miller, M., Lange, D., Tilmann, F., González-Vidal, D., Baez, J. C., Socquet, A., and Moreno, M. (2026). Structure of the north-central Chile subduction zone from local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 131(4):e2025JB032183. e2025JB032183 2025JB032183.
- Hernández-Soto, N., Sippl, C., Miller, M., Lange, D., Tilmann, F., González-Vidal, D., Báez, J. C., Socquet, A., and Moreno, M. (2025). Supporting materials for "structure of the north-central Chile subduction zone from local earthquake tomography velocity models, relocated earthquake catalogs, and local slab surface data for the Atacama segment [Dataset].
- Holtkamp, S. G., Pritchard, M. E., and Lohman, R. B. (2011). Earthquake swarms in South America. *Geophysical Journal International*, 187:128–146.
- Jarrin, P., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Audin, L., Mora-Páez, H., Alvarado, A., Mothes, P., Audemard, F., Villegas-Lanza, J. C., and Cisneros, D. (2023). Continental block motion in the northern Andes from GPS measurements. *Geophysical Journal International*, 235:1434–1464.
- Kanamori, H., Rivera, L., Ye, L., Lay, T., Murotani, S., and Tsumura, K. (2019). New constraints on the 1922 Atacama, Chile, earthquake from historical seismograms. *Geophysical Journal International*, 219:645–661.
- Kerrick, D. and Connolly, J. (2001). Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 189:19–29.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D., and Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography [Software]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10):19635–19646.
- Klein, E., Duputel, Z., Zigone, D., Vigny, C., Boy, J., Doubre, C., and Meneses, G. (2018). Deep transient slow slip detected by survey GPS in the region of Atacama, Chile. *Geophysical Research Letters*, 45.
- Klein, E., Potin, B., Pasten-Araya, F., Tissandier, R., Azua, K., Duputel, Z., Herrera, C., Rivera, L., Nocquet, J., Baez, J., Zigone, D., Madariaga, R., Ampuero, J., Ruiz, S., and Vigny, C. (2021). Interplay of seismic and a-seismic deformation during the 2020 sequence of Atacama, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 570:117081.
- Klein, E., Vigny, C., Duputel, Z., Zigone, D., Rivera, L., Ruiz, S., and Potin, B. (2023). Return of the Atacama deep slow slip event: The 5-year recurrence confirmed by continuous GPS. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 334:106970.

- Leon-Rios, S., Reyes-Wagner, V., Calle-Gardella, D., Rietbrock, A., Roecker, S., Maksymowicz, A., and Comte, D. (2024). Structural characterization of the Taltal segment in northern Chile between 22°s and 26°s using local earthquake tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 25.
- Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics*, 659:183–196.
- Maksymowicz, A., Contreras-Reyes, E., and Lara, L. E. (2024). Joint flexural-density modeling of the Taltal, Copiapó, and Iquique hotspot ridges and the surrounding oceanic plate, offshore Chile. *Geosphere*, 20:1066–1084.
- Maksymowicz, A., Ruiz, J., Vera, E., Contreras-Reyes, E., Ruiz, S., Arraigada, C., Bonvalot, S., and Bascuñan, S. (2018). Heterogeneous structure of the northern Chile marine forearc and its implications for megathrust earthquakes. *Geophysical Journal International*, 215:1080–1097.
- Molina, D., Tassara, A., Abarca, R., Melnick, D., and Madella, A. (2021). Frictional segmentation of the Chilean megathrust from a multivariate analysis of geophysical, geological, and geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126.
- Molina-Ormazabal, D., Radiguet, M., Münchmeyer, J., Hernandez-Soto, N., Vezinet, A., Pousse-Beltran, L., Castro, C., Doin, M.-P., Baez, J. C., Moreno, M., Tassara, A., Durand, P., and Socquet, A. (2025). Slip modes along a structurally-driven earthquake barrier in Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 130(6):e2024JB030796. e2024JB030796 2024JB030796.
- Métois, M., Vigny, C., Socquet, A., Delorme, A., Morvan, S., Ortega, I., and Valderas-Bermejo, C.-M. (2014). GPS-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the Atacama region, Chile. *Geophysical Journal International*, 196:644–655.
- Münchmeyer, J., Molina-Ormazabal, D., Marsan, D., Langlais, M., Baez, J., Heit, B., González-Vidal, D., Moreno, M., Tilmann, F., Lange, D., and Socquet, A. (2025). Characterizing the Atacama segment of the Chile subduction margin (24°s–31°s) with 165,000 earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 130.
- Ojeda, J., Morales-Yáñez, C., Ducret, G., Ruiz, S., Grandin, R., Doin, M.-P., Vigny, C., and Nocquet, J.-M. (2023). Seismic and aseismic slip during the 2006 Copiapó swarm in north-central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 123:104198.
- Okuwaki, R., Hicks, S. P., Craig, T. J., Fan, W., Goes, S., Wright, T. J., and Yagi, Y. (2021). Illuminating a contorted slab with a complex intraslab rupture evolution during the 2021 Mw 7.3 east cape, new zealand earthquake. *Geophysical Research Letters*, 48.
- Pastén-Araya, F., Potin, B., Azúa, K., Sáez, M., Aden-Antoniów, F., Ruiz, S.,

- Cabrera, L., Ampuero, J. P., Nocquet, J. M., Rivera, L., and Duputel, Z. (2022). Along-dip segmentation of the slip behavior and rheology of the Copiapó ridge subducted in north-central Chile. *Geophysical Research Letters*, 49.
- Ranero, C. R., Villaseñor, A., Morgan, J. P., and Weinrebe, W. (2005). Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6.
- Ranero, C. R. and von Huene, R. (2000). Subduction erosion along the middle America convergent margin. *Nature*, 404:748–752.
- Rietbrock, A. and Waldhauser, F. (2004). A narrowly spaced double-seismic zone in the subducting Nazca plate. *Geophysical Research Letters*, 31.
- Ruiz, S. and Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733:37–56.
- Saillard, M., Audin, L., Rousset, B., Avouac, J.-P., Chlieh, M., Hall, S. R., Husson, L., and Farber, D. L. (2017). From the seismic cycle to long-term deformation: linking seismic coupling and quaternary coastal geomorphology along the andean megathrust. *Tectonics*, 36:241–256.
- Salazar, D., Easton, G., Goff, J., Guendon, J. L., González-Alfaro, J., Andrade, P., Villagrán, X., Fuentes, M., León, T., Abad, M., Izquierdo, T., Power, X., Sitzia, L., Álvarez, G., Villalobos, A., Olgúin, L., Yrarrázaval, S., González, G., Flores, C., Borie, C., Castro, V., and Campos, J. (2022). Did a 3800-year-old Mw ~ 9.5 earthquake trigger major social disruption in the Atacama desert? *Science Advances*, 8.
- Sandiford, D., Moresi, L., Sandiford, M., and Yang, T. (2019). Geometric controls on flat slab seismicity. *Earth and Planetary Science Letters*, 527:115787.
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., Arancibia, G., and González, G. (2018). Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential. *Andean Geology*, 46:32.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann, F., Dahm, T., Victor, P., Barrientos, S., and Vilotte, J. P. (2014). Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, 512:299–302.
- Sippl, C., Schurr, B., Asch, G., and Kummerow, J. (2018). Seismicity structure of the northern Chile forearc from > 100,000 double-difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123:4063–4087.
- Skoumal, R. J., Hardebeck, J. L., and Shearer, P. M. (2024). Skhash: A python package for computing earthquake focal mechanisms [Dataset]. *Seismological Research Letters*, 95:2519–2526.
- Storch, I., Buske, S., Victor, P., and Oncken, O. (2021). Seismic images of

- the Northern Chilean subduction zone at 19°40'S, prior to the 2014 Iquique earthquake. *Geophysical Journal International*, 225:1048–1061.
- Tassara, A. and Echaurren, A. (2012). Anatomy of the andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189:161–168.
- Vigny, C., Klein, E., and Ojeda, J. (2024). In search for the lost truth about the 1922 & 1918 Atacama earthquakes in Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 143:104983.
- Wang, K. and Bilek, S. L. (2011). Do subducting seamounts generate or stop large earthquakes? *Geology*, 39:819–822.
- Wang, K. and Bilek, S. L. (2014). Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief. *Tectonophysics*, 610:1–24.
- Warwel, A., Lange, D., Dannowski, A., Contreras-Reyes, E., Klaucke, I., Diaz-Naveas, J., Moreno, M., and Kopp, H. (2025a). Seismic structure and tectonics of the north-central Chilean subduction zone along the Copiapó ridge from amphibious seismic refraction tomography and local seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 26.
- Warwel, A., Lange, D., Dannowski, A., Klaucke, I., Contreras-Reyes, E., Moreno, M., Diaz-Naveas, J., and Kopp, H. (2025b). Fault-induced hydration and serpentinization of the incoming lithosphere enhances intra-slab seismicity offshore Taltal (~25°S), northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 130.
- Xia, Y., Geersen, J., Klaeschen, D., Ma, B., Lange, D., Riedel, M., Schnabel, M., and Kopp, H. (2021). Marine forearc structure of eastern Java and its role in the 1994 Java tsunami earthquake. *Solid Earth*, 12:2467–2477.
- 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*, 97:11703–11728.

# Apéndice A

## Material suplementario

### A1. Introducción al Material Suplementario

Este material suplementario proporciona figuras adicionales, detalles metodológicos y criterios cuantitativos que respaldan el análisis del campo de esfuerzos y la cinemática del segmento de Atacama. Los archivos de datos incluidos en este documento comprenden un flujo de trabajo metodológico detallado, una tabla que define la clasificación de calidad de los mecanismos focales, una evaluación de la evolución espaciotemporal de la red sísmica y evidencia de formas de onda utilizada para discriminar fuentes tectónicas de la actividad antropogénica. Adicionalmente, se incluyen distribuciones espaciales y azimutales detalladas de los ejes P y las orientaciones del rumbo de las fallas, proporcionando mayor evidencia sobre las perturbaciones locales del esfuerzo y el tejido estructural general a través de los diferentes segmentos tectónicos.

El conjunto de datos primario se deriva de un catálogo de alta resolución de terremotos registrados entre 2020 y 2025 por un arreglo regional denso de 164 estaciones sísmicas. A partir de este catálogo, se seleccionó un subconjunto de eventos para la determinación de mecanismos focales. Los pasos de procesamiento involucraron la selección manual de polaridades del primer movimiento de la onda P, que posteriormente se integraron con ángulos de salida 3D y azimuts fuente-receptor derivados de un proceso de relocalización no lineal. Los mecanismos focales se calcularon utilizando el algoritmo SKHASH, empleando un enfoque de búsqueda en grilla e iteraciones de Monte Carlo para identificar soluciones

aceptables y estimar las incertidumbres geométricas.

Respecto a las anomalías e imperfecciones de los datos, se abordaron dos factores primarios. Primero, existe un sesgo observacional debido a la expansión progresiva hacia el sur de la red sísmica entre 2020 y 2023, lo que disminuyó artificialmente la magnitud empírica de completitud ( $M_c$ ) a lo largo del tiempo. Esta variación espaciotemporal se cuantifica y se presenta en este documento para demostrar la validez del catálogo seleccionado. Segundo, debido a que el algoritmo SKHASH asume y resuelve estrictamente para fuentes tectónicas de doble pareja (DC) y no puede resolver componentes volumétricos no-DC, la posible anomalía de contaminación antropogénica (e.g., explosiones mineras a gran escala) en el catálogo de corteza somera ( $Z < 15$  km) se mitigó mediante inspecciones visuales de formas de onda. Esto aseguró que solo se conservaran los eventos que exhibieran patrones de radiación DC genuinos. Carmen, para dar cuenta de las incertidumbres algorítmicas, cualquier solución de mecanismo focal clasificada con alta incertidumbre (Calidad C y D) fue descartada sistemáticamente de las interpretaciones finales.

## A2. Textos Metodológicos Ampliados

### A2.1. Texto A2.1. Criterios de Clasificación de Calidad de Mecanismos Focales (SKHASH)

El algoritmo SKHASH (Skoumal et al., 2024), una implementación avanzada del método HASH original (Hardebeck, 2002), asigna una calificación de calidad de la A a la D a cada solución de mecanismo focal. Esta clasificación evalúa la estabilidad de la solución preferida (definida como el promedio de todos los mecanismos aceptables) y su incertidumbre general a través de múltiples iteraciones de Monte Carlo. Los umbrales cuantitativos que definen cada grado de calidad se detallan en la Tabla A3.1.

Los criterios se basan principalmente en el error promedio (misfit), la incertidumbre angular de la raíz cuadrada media (RMS) entre los planos de falla aceptables y el plano de falla preferido, la relación de distribución de estaciones (STDR, que mide la cobertura geométrica de las estaciones en la esfera focal) y la probabilidad del mecanismo (la fracción de los ensayos de Monte Carlo que producen una solución aceptable). Como se describe en el texto principal, para garantizar interpretaciones cinemáticas y tectónicas robustas, todos los eventos de Calidad C y D fueron descartados sistemáticamente de nuestro conjunto de datos debido a sus grandes incertidumbres. Los eventos de Calidad A se retuvieron automáticamente, mientras que los eventos de Calidad B se sometieron a una inspección visual adicional de sus estereogramas para confirmar la estabilidad geométrica de los planos nodales antes de ser incluidos en el catálogo final de alta calidad.

### A2.2. Texto A2.2. Modelo de Velocidad

Para la interpretación geodinámica de los mecanismos focales derivados en este estudio, se utilizó como marco estructural el modelo de tomografía sísmica 3D ( $V_P$  y  $V_P/V_S$ ) desarrollado para el segmento de Atacama por Hernández-Soto et al. (2026). Este modelo se obtuvo a través de un flujo de trabajo de inversión escalonado utilizando los códigos VELEST (Kissling et al., 1994) y SIMUL2023 (Eberhart-Phillips et al., 2024).

Adicionalmente, se adoptó la geometría de la interfaz de placas local (“NewSlab”) propuesta por Hernández-Soto et al. (2026). Esta geometría, disponible

públicamente a través de [Hernández-Soto et al. \(2025\)](#), se derivó de un ajuste polinomial a la sismicidad local relocalizada y se desvía sistemáticamente del modelo global SLAB2 ([Hayes et al., 2018](#)), siendo generalmente más somera en los  $\sim 30$  km superiores y más profunda a profundidades intermedias, al mismo tiempo que exhibe variaciones a lo largo del rumbo en el buzamiento y el desplazamiento vertical. La integración de estos modelos permite correlacionar la distribución espacial y cinemática de los mecanismos focales calculados con estructuras de velocidad específicas, tales como las zonas con razones  $V_P/V_S$  anómalamente altas.

Para construir las cuatro secciones transversales principales (P1 a P4) utilizadas en este estudio a partir de la grilla tomográfica 3D original de [Hernández-Soto et al. \(2026\)](#), aplicamos una técnica de proyección espacial y apilamiento. Los perfiles maestros se definieron por sus coordenadas de inicio y fin para servir como líneas de base estructurales. Para cada perfil maestro, todos los puntos de datos tomográficos 3D ubicados dentro de un ancho de banda lateral especificado (e.g.,  $\pm 30$  km) perpendicular a la traza del perfil se proyectaron sobre el plano de la sección transversal 2D, convirtiendo sus coordenadas geográficas en distancias lineales a lo largo del perfil. Los puntos de datos proyectados se promediaron luego utilizando un filtro de media de bloque espacial para evitar el aliasing y posteriormente se interpolaron para crear una grilla de superficie 2D continua. La relación espacial entre nuestros cuatro perfiles maestros y las secciones transversales originales perpendiculares al margen (P3 a P14) definidas por [Hernández-Soto et al. \(2026\)](#) se ilustra en la Figura [A3.4](#).

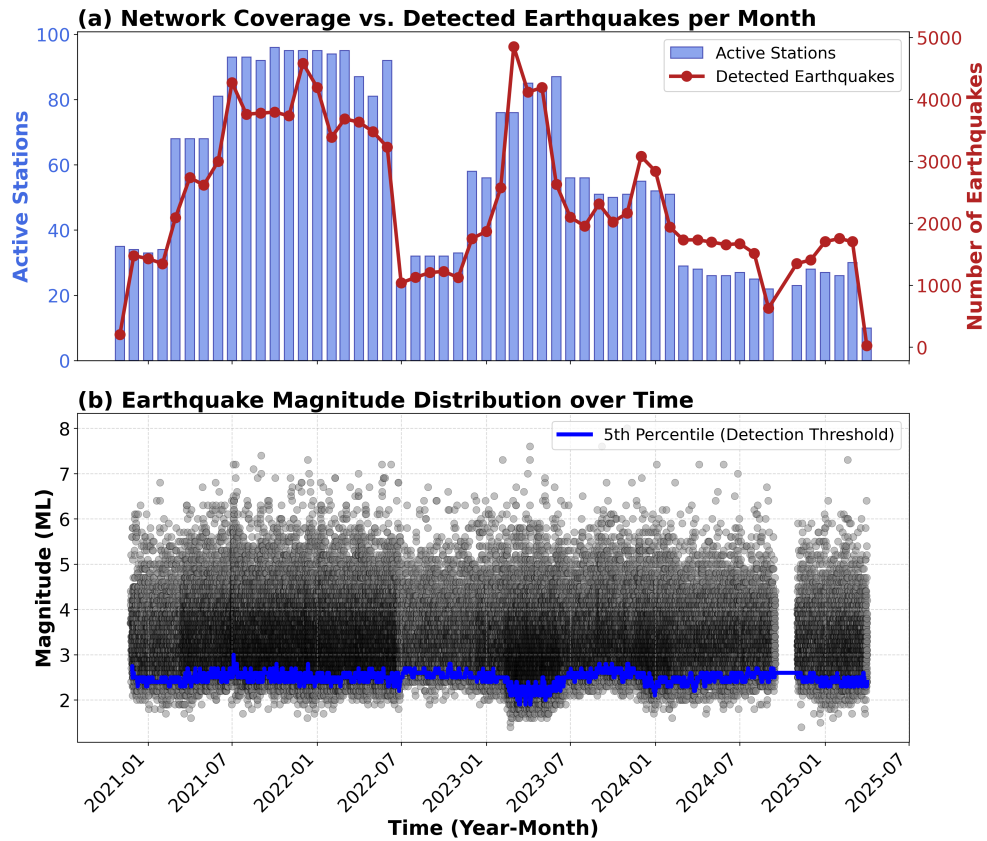
### A3. Tablas y Figuras Suplementarias

**Cuadro A3.1:** Criterios cuantitativos para la clasificación de calidad de los mecanismos focales utilizando el algoritmo SKHASH (Skoumal et al., 2024). La última columna indica el número total de eventos clasificados inicialmente en cada categoría ( $N$  Total = 602). Nuestro catálogo final de alta calidad de 90 eventos consiste en todos los 60 eventos de Calidad A y 30 eventos seleccionados de Calidad B.

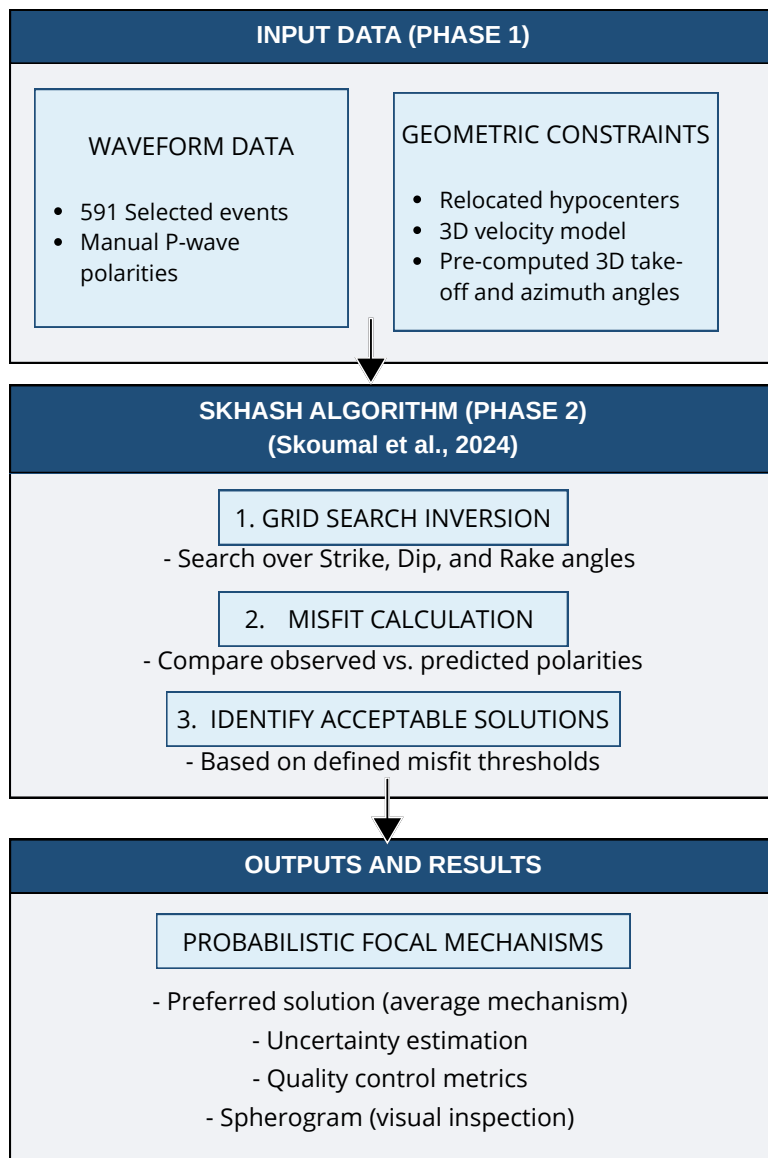
Grado de calidad	Misfit promedio	Incertidumbre RMS plano	Cobertura STDR	Probabilidad mecanismo	Conteo inicial (N)
'A'	$\leq 0,15$	$\leq 25^\circ$	$\geq 50\%$	$\geq 80\%$	60
'B'	$\leq 0,20$	$\leq 35^\circ$	$\geq 40\%$	$\geq 60\%$	88
'C'	$\leq 0,30$	$\leq 45^\circ$	$\geq 30\%$	$> 50\%$	62
'D'	$> 0,30$	$> 45^\circ$	$< 30\%$	$> 0\%$	392

**Cuadro A3.2:** Parámetros de los ejes de esfuerzo para eventos interplaca cerca de la Dorsal de Taltal (Perfil 2).  $P_{az}$  y  $P_{pl}$  representan el azimut y el buzamiento del eje de presión, respectivamente. Los valores de azimut que exceden los  $180^\circ$  con buzamiento negativo (e.g., Thrust 2 y 5) son físicamente equivalentes a ejes  $P$  alineados con la dirección de convergencia regional ( $\sim 77^\circ$ – $81^\circ$ ), representando la misma orientación del esfuerzo compresivo.

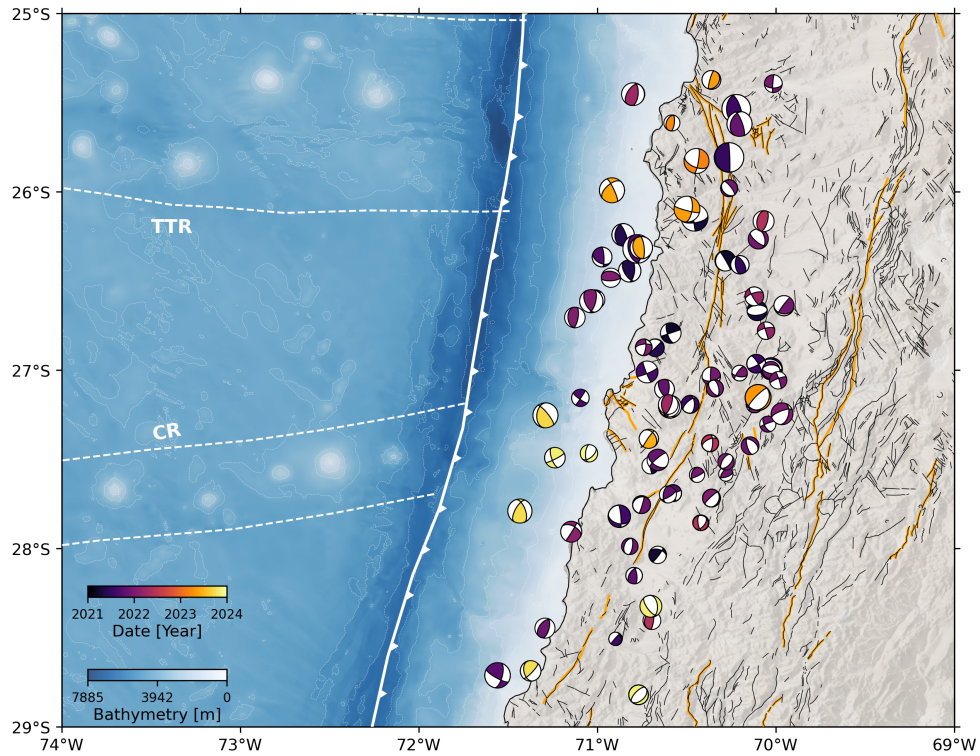
Tipo de Evento	Lon ( $^\circ$ W)	Lat ( $^\circ$ S)	Prof. (km)	$M_w$	$P_{az}$ ( $^\circ$ )	$P_{pl}$ ( $^\circ$ )
Oblique Thrust	70.92	25.99	33.8	5.6	95.2	18.4
Thrust 1	70.82	26.44	31.1	5.0	78.6	2.6
Thrust 2	70.85	26.24	29.3	5.0	257.4	-22.0
Thrust 3	70.78	26.32	33.6	6.4	86.4	12.0
Thrust 4	70.97	26.37	34.6	4.4	67.0	22.7
Thrust 5	70.75	26.31	34.7	5.0	261.1	-21.7



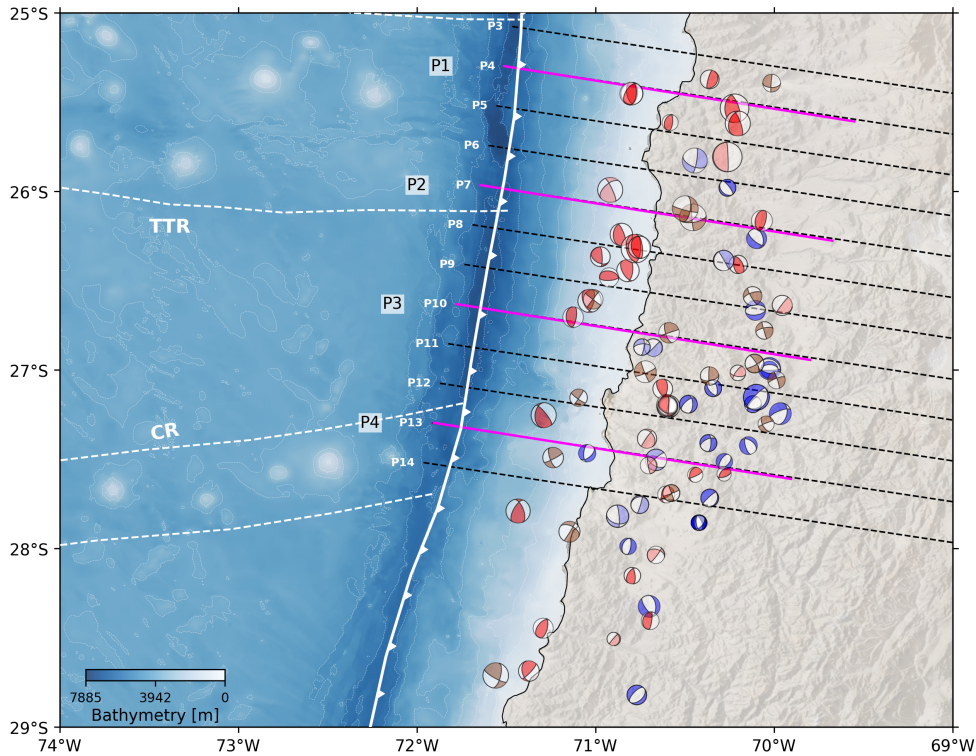
**Figura A3.1:** Evolución espaciotemporal de la red sísmica y capacidades de detección (2020–2025). (a) Comparación entre el número de estaciones sísmicas activas por mes (barras azules, eje izquierdo) y el número total de terremotos detectados (línea roja, eje derecho). La fuerte correlación indica que el aumento temporal de la sismicidad está impulsado principalmente por la expansión progresiva de la red local. (b) Distribución de la magnitud de los terremotos (ML) a lo largo del tiempo. Cada punto representa un evento detectado. La línea azul gruesa denota el percentil 5 de las magnitudes calculadas utilizando una ventana móvil, sirviendo como un proxy para la magnitud empírica de completitud ( $M_c$ ).



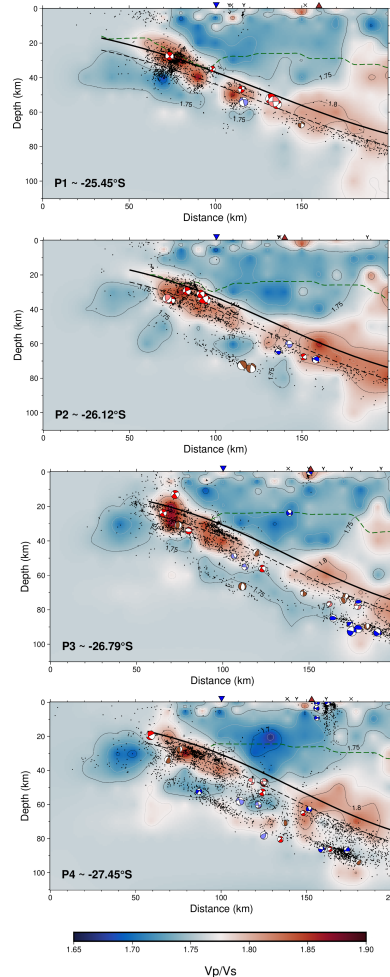
**Figura A3.2:** Flujo de trabajo metodológico para la determinación de mecanismos focales utilizando el algoritmo SKHASH. El proceso se divide en dos fases principales. La Fase 1 integra datos de formas de onda, que consisten en polaridades manuales de la onda P para 591 eventos seleccionados, con restricciones geométricas derivadas de hipocentros relocalizados y un modelo de velocidad 3D, incluyendo ángulos de salida y azimuts precalculados. La Fase 2 ilustra el proceso de inversión, que implica una búsqueda en grilla sobre los ángulos de rumbo, buzamiento y rake para calcular el misfit entre las polaridades observadas y predichas para identificar soluciones aceptables. Las salidas finales rinden mecanismos focales probabilísticos, proporcionando la solución promedio preferida, estimaciones de incertidumbre, métricas de control de calidad y esferogramas para la evaluación visual.



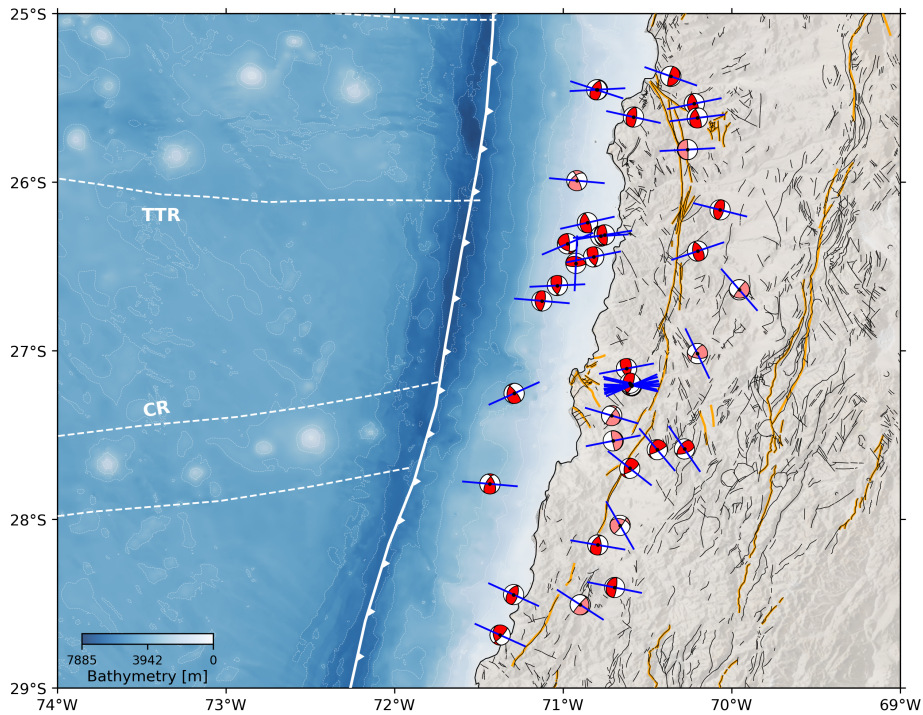
**Figura A3.3:** Distribución temporal del catálogo de alta calidad de 90 mecanismos focales. La escala de colores ilustra el tiempo de origen de cada evento, revelando una liberación persistente y sostenida de energía sísmica a lo largo del período de estudio en el segmento de Atacama. La paleta de colores de fondo representa la profundidad batimétrica en metros. La línea blanca sólida con triángulos blancos marca la fosa de Chile-Perú. Las líneas blancas discontinuas delinean las trayectorias de subducción de la Dorsal de Taltal (TTR) y la Dorsal de Copiapó (CR). Las líneas negras representan estructuras tectónicas mapeadas en el área de estudio (Leon-Rios et al., 2024). Las trazas principales del Sistema de Fallas de Atacama y del Sistema de Fallas de Domeyko se denominan AFS y DFS, respectivamente (Santibáñez et al., 2018).



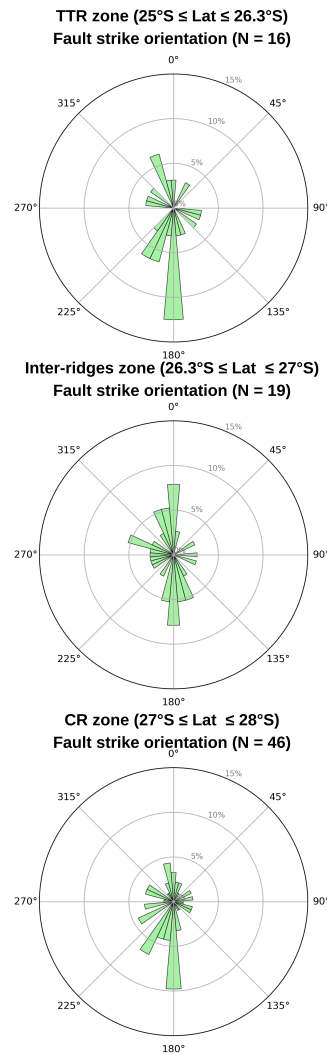
**Figura A3.4:** Configuración espacial de las secciones transversales verticales utilizadas en este estudio. Las líneas magenta sólidas representan los cuatro perfiles maestros (P1 a P4) definidos para nuestro análisis sismotectónico. Las líneas negras discontinuas indican las ubicaciones de los perfiles originales perpendiculares al margen (P3 a P14) utilizados para desarrollar el modelo de velocidad 3D de [Hernández-Soto et al. \(2026\)](#). Las pelotas de playa representan los 90 mecanismos focales de alta calidad determinados en este estudio. La paleta de colores de fondo representa la profundidad batimétrica en metros. La línea blanca sólida con triángulos blancos marca la fosa de Chile-Perú. Las líneas blancas discontinuas delimitan las trayectorias de subducción de la Dorsal de Taltal (TTR) y la Dorsal de Copiapó (CR).



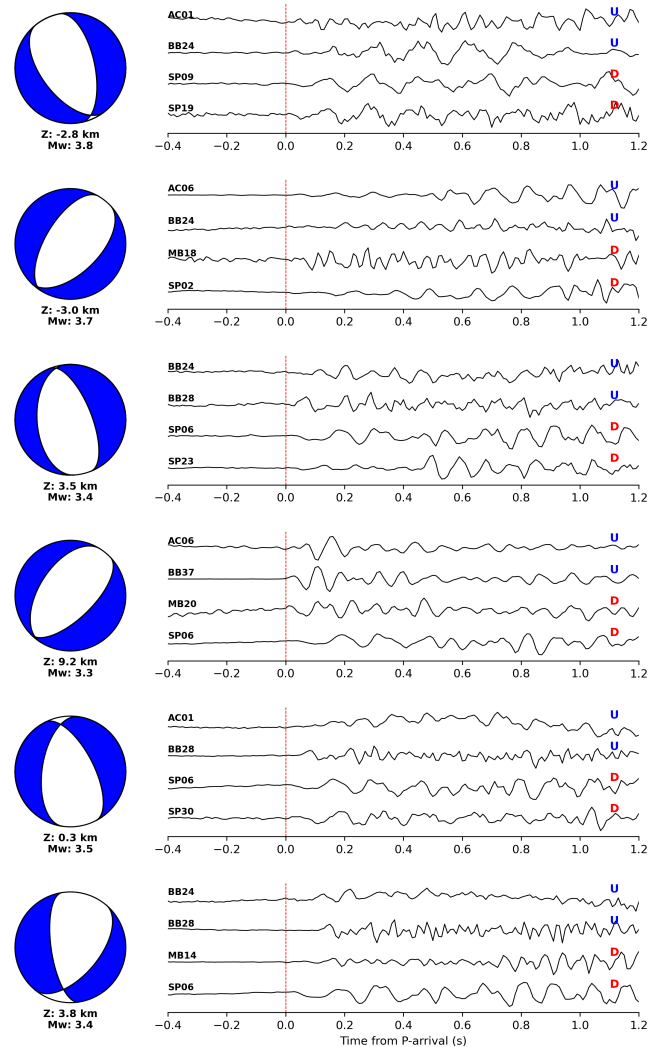
**Figura A3.5:** Secciones transversales verticales (P1–P4) que muestran observaciones sismotectónicas en el segmento de Atacama. Los perfiles muestran la estructura de las razones  $V_P/V_S$  (Hernández-Soto et al., 2026) y la sismicidad relocalizada. Para cada perfil, el código de etiqueta del perfil (como en la Figura 4 del texto principal) y la latitud en el centro de cada perfil se encuentran en la esquina inferior izquierda. Los mecanismos focales de alta calidad se proyectan en los perfiles y se clasifican por ángulo de rake: thrust (rojo), thrust oblicuo (rojo claro), normal (azul), normal oblicuo (azul claro) y strike-slip (marrón). La línea negra sólida marca el modelo Slab2 (Hayes et al., 2018), y la línea negra punteada indica el inicio del manto oceánico. La Moho continental está representada por una línea verde discontinua (Tassara and Echaurren, 2012). Los marcadores superficiales indican la línea de costa (triángulo azul invertido), la Cordillera de la Costa (triángulo marrón), fallas corticales (cruces negras; (Santibáñez et al., 2018)) y operaciones mineras (símbolos “Y” negros).



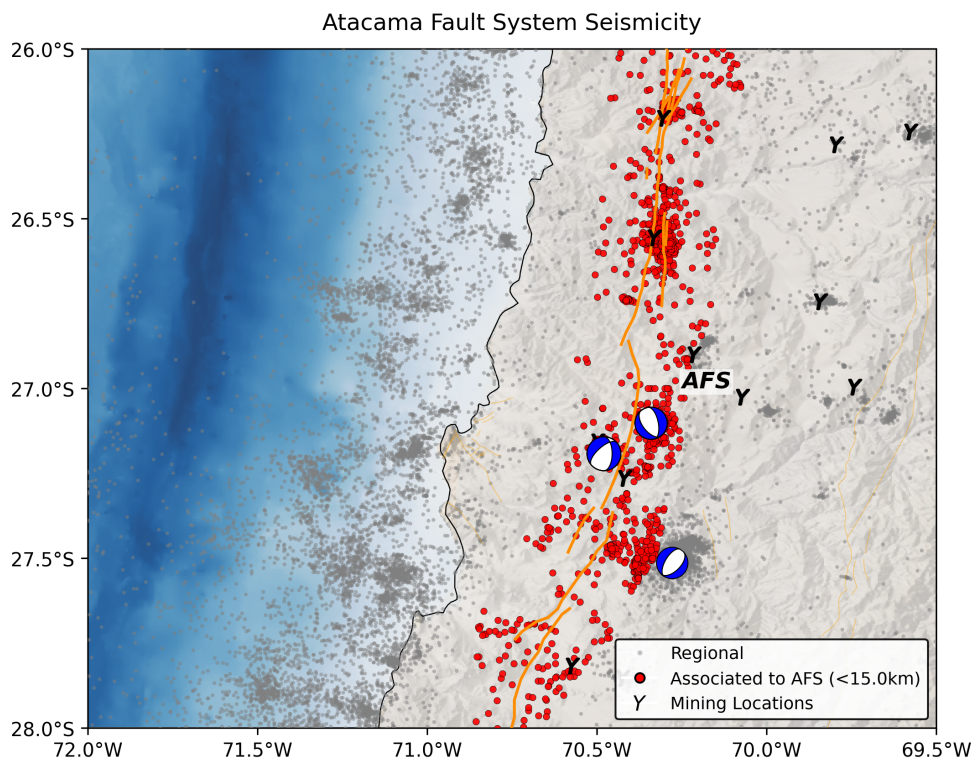
**Figura A3.6:** Distribución espacial de las orientaciones de los ejes P y mecanismos focales para el régimen tectónico compresional. Las barras azules representan la proyección horizontal de los ejes P para eventos classified como thrust (pelotas de playa rojas) y thrust oblicuo (pelotas de playa rojas claras) siguiendo los criterios de Zoback (Zoback, 1992). A escala regional, los ejes P reflejan el campo de esfuerzos primario impulsado por la convergencia Nazca-Sudamérica. Sin embargo, en consistencia con el texto principal, se observa una perturbación local del campo de esfuerzos en la vecindad de la Dorsal de Copiapó (CR). Cerca de la zona de interacción de la dorsal, las orientaciones de los ejes P y los rumbos de las fallas exhiben un patrón de rotación sutil, desviándose de la tendencia regional perpendicular a la fosa antes de realinearse a una orientación N-S más al norte.



**Figura A3.7:** Orientación del rumbo de las fallas a través de las tres zonas latitudinales. Los diagramas de rosa muestran la distribución de los azimuts de rumbo para los segmentos de la Dorsal de Taltal (fila superior), Inter-dorsales (fila central) y la Dorsal de Copiapó (fila inferior). La escala radial, que va de 0% a 15% con marcas concéntricas cada 5%, representa la frecuencia relativa de las orientaciones, expresada como un porcentaje de la población total de datos (N) dentro de cada zona específica. Todos los datos están agrupados en contenedores angulares de  $10^{\circ}$ .



**Figura A3.8:** Formas de onda representativas y mecanismos focales para seis eventos de corteza somera ( $Z < 15$  km) ubicados en la proximidad de operaciones mineras activas. Los mecanismos focales se calcularon utilizando el algoritmo SKHASH, con regímenes tectónicos clasificados según Zoback. Debajo de cada mecanismo focal, se indican la profundidad del evento ( $Z$ ) y la magnitud de momento ( $M_w$ ). Para cada evento, se muestran los registros de velocidad de la componente vertical (líneas negras) para estaciones seleccionadas, donde la línea roja discontinua marca la llegada manual de la onda P. La clara observación de polaridades mixtas (movimientos iniciales tanto compresionales 'U' como dilatacionales 'D') para un solo evento confirma una naturaleza de fuente tectónica de doble pareja, descartando eficazmente fuentes artificiales puramente compresionales asociadas con explosiones mineras.



**Figura A3.9:** Sismicidad cortical ( $\leq 30$  km de profundidad) y mecanismos focales asociados al Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Los sismos ubicados a una distancia menor a 15 km de la traza principal del SFA se destacan en rojo, mostrando un claro control estructural en la distribución epicentral. Las letras Y indican la ubicación de mineras, sugiriendo una posible relación de forzamiento antrópico en los clústeres sísmicos más densos.