

Universidad Nacional de San Juan

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales

Departamento de Geofísica y Astronomía

Licenciatura en Geofísica



***“DEFORMACIÓN SÍSMICA MODERNA
PARA EL SECTOR SUR DEL VALLE DE
TULUM, SAN JUAN, ARGENTINA”***

Alumno: Balderramo, Nahuel

DNI: 39008593

Registro: 17661

Asesor: Dr. Gustavo Ortiz

Co-Asesor: Lic. Martín Fernández

***“DEFORMACIÓN SÍSMICA MODERNA
PARA EL SECTOR SUR DEL VALLE DE
TULUM, SAN JUAN, ARGENTINA”***

Balderramo Nahuel

Asesor: Dr. Gustavo Ortiz

Co-Asesor: Lic. Martín Fernández

Tribunal Examinador

: Dra. Marianela Lupari _____

: Lic. Sergio Barros _____

: Lic. Arturo Güell _____

Clasificación: _____

**SAN JUAN
2024**

A mi abuela María María y a mi tía Nury, quienes ahora están con Dios. Aunque físicamente no pueden estar aquí para compartir este momento conmigo, su amor, enseñanzas y apoyo han dejado una huella imborrable en mi vida. Sus recuerdos me han dado la fuerza para seguir adelante en este camino, y sé que desde el cielo me acompañan y celebran este logro.

A mi madre, por su amor, ternura y guía siempre incondicional, que me han dado la fuerza para seguir adelante.

A mi padre, por su determinación y constante apoyo, que han sido faro y sostén en cada paso de este camino.

A mis hermanos, compañeros de vida, por estar a mi lado en cada momento, compartiendo alegrías y desafíos.

A mi pareja, por su compañerismo, paciencia y amor, siendo un apoyo inquebrantable durante todo este camino.

Expreso agradecimiento a mis directores, Gustavo Ortíz y Martín Fernández por sus invaluable recomendaciones y el apoyo brindado a lo largo de este camino. Su orientación y compromiso fueron fundamentales para la realización de este trabajo. También, al tribunal evaluador por sus observaciones y disposición durante este proceso.

Contenido

1. Resumen	6
2. Introducción:.....	7
3. Objetivos.....	8
4. Marco Tectónico.....	10
5. Geología local.....	15
6. Actividad sísmica en la región.....	18
7. Obtención de Datos	22
8. Metodología.....	24
8.1. Interpretación de líneas sísmicas 2D.....	24
8.2. Incorporación de datos sismológicos	33
8.3. Interpretación de Mecanismos focales	38
9. Resultados.....	42
9.1. Líneas sísmicas Interpretadas.....	43
9.2. Análisis de Mecanismos focales	51
9.3. Secciones sísmicas creadas	52
10. Conclusiones.....	55
11. Referencias bibliográficas	56

1. Resumen

Esta tesis se centra en el análisis detallado de la sismicidad y las estructuras geológicas en la región sur del Valle de Tulum, en San Juan, Argentina. Se identificaron y caracterizaron las zonas de debilidad estructural en el basamento precámbrico y se analizaron las discontinuidades en los depósitos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos. Este estudio consistió en el análisis e interpretación de líneas sísmicas 2D adquiridas y procesadas por la empresa petrolera Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) en la década de 1980, así como en datos de sismicidad publicados por Maharaj et al. (2023).

Se identificaron varias zonas de debilidad estructural significativas. Además, se analizaron los mecanismos focales de los eventos sísmicos, revelando una predominancia de fallas inversas con moderada a baja componente de rumbo, lo que proporciona una visión clara de la dinámica tectónica de la región, asociada principalmente a regímenes de compresión tectónica. El análisis incluyó la utilización del software MOVE™ para modelar y visualizar las estructuras geológicas y la distribución espacial de los sismos.

Se estableció una correlación directa entre la distribución espacial de los hipocentros y las posibles estructuras geológicas generadoras de sismicidad. Dos fallas principales fueron identificadas: una cuasi vertical con rumbo aproximado de norte-sur y buzamiento hacia el este, y otra también cuasi vertical con rumbo aproximado oeste-este y buzante hacia el norte, ambas con naturaleza inversa y componentes de rumbo bajas a moderadas.

Esta tesis contribuye a la comprensión de la tectónica regional y la interacción entre la actividad sísmica y las estructuras subsuperficiales, enriqueciendo así el entendimiento general de los procesos geodinámicos que tienen lugar en la zona de estudio.

2. Introducción:

La región de los Andes Centrales, que se extiende desde los 27°S hasta los 33°S, se caracteriza por estar inmersa en un proceso tectónico de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, donde la losa oceánica se extiende en posición subhorizontal hacia el este, durante 300 km antes de retomar su descenso dentro del manto (Cahill and Isacks, 1992). Este fenómeno geodinámico, denominado como Flat-slab Pampeano, ha convertido a esta área en una de las zonas sísmicas más activas de Argentina, especialmente en la región centro-oeste. Durante los últimos 150 años, esta zona ha sido testigo de al menos ocho eventos sísmicos de gran magnitud que han dejado una huella significativa en términos de impacto y destrucción. Ejemplos notables de estos terremotos incluyen los ocurridos en la provincia de San Juan en 1894, 1944, 1952, 1977 y 2021, y en la provincia de Mendoza en 1861, 1920 y 1985 (INPRES, 2024).

Estos eventos sísmicos están asociados a las Provincias Geológicas de Precordillera y Sierras Pampeanas, y su relación con sistemas de fallas expuestas o ciegas, la cual ha sido demostrada en diversos estudios sismotectónicos (Kadinsky-Cade et al., 1985; Langer y Hartzell, 1996; Alvarado y Beck, 2006; Sánchez et al., 2021). La presencia de estas fallas ciegas en la cuenca del antepaís fragmentada plantea un potencial riesgo para la población del centro-oeste de Argentina, donde gran parte de la actividad socioeconómica y productiva se desarrolla en valles intermontanos cercanos a estas estructuras.

Además, investigaciones recientes han enfocado su atención en las variaciones de velocidades de GPS, así como datos sismológicos, gravimétricos y termocronológicos en las áreas morfoestructurales de la Precordillera y Sierras Pampeanas Occidentales en la Provincia de San Juan (Giménez et al., 2000; Brooks et al., 2003; Fosdick et al., 2015; Ortiz et al., 2015, 2021; Sánchez et al., 2021). Estos estudios han caracterizado la cuenca de Bermejo y áreas adyacentes como zonas adaptadas a la deformación andina, lo que sugiere que la región está

experimentando cambios tectónicos significativos. Además, interpretaciones previas de perfiles de reflexión sísmica en el sector norte del valle de Bermejo han identificado estructuras subsuperficiales que deforman depósitos cenozoicos y cuya expresión no llega a la superficie (Ortiz, 2018; Cortez y Ortiz, 2019).

La identificación, caracterización y modelado de las fallas ciegas en la región sur del valle de Tulum, San Juan, Argentina, se torna fundamental por diversas razones:

En primer lugar, la gestión de riesgo sísmico se instituye como una prioridad imperante. Dada la alta sismicidad que prevalece en esta área geográfica, es esencial comprender minuciosamente la presencia y el comportamiento de las fallas ciegas. La contribución a la gestión de riesgo sísmico no solo se traduce en una mayor seguridad de la población, sino también en la protección de propiedades e infraestructuras críticas.

En segundo lugar, esta investigación ofrece una contribución científica. Al profundizar en el conocimiento sobre la interacción entre la actividad sísmica y las estructuras subsuperficiales, se enriquece el entendimiento global de los procesos geodinámicos ocurrido en la zona de estudio.

Por último, esta tesis se encuentra enmarcada dentro del proyecto de investigación CICITCA (Resol. N° 1501/23-R) en curso hasta la fecha, titulado: "IDENTIFICACIÓN DE ESTRUCTURAS SISMICAMENTE ACTIVAS BAJO EL SECTOR CENTRO-SUR DE LA CUENCA DE BERMEJO PARA LA GESTIÓN DE RIESGO SÍSMICO". La investigación coordinada y complementaria entre estos esfuerzos investigativos promueve una interacción que enriquece el acervo de conocimientos y recursos disponibles para abordar la problemática sísmica en la región.

3. Objetivos

El objetivo general del Trabajo Final de Licenciatura es la caracterización de las estructuras de fallas ciegas en la región sur del valle de Tulum, en la provincia de San Juan, entre las latitudes 31.5°S y 32° S (ver figura 1). Los objetivos específicos propuestos en esta investigación consisten en:

1. Analizar la base de datos de sismicidad en la región de estudio.
2. Utilizar herramientas geofísicas y programas de modelado geológico-geofísico, como MOVETM, para interpretar y visualizar las estructuras subsuperficiales y su relación con la actividad sísmica.
3. Identificar las fallas ciegas en el sector sur del valle de Tulum y áreas circundantes a través de la integración de datos sísmicos, geológicos y geofísicos.
4. Caracterizar las propiedades geomecánicas y cinemáticas de las fallas ciegas identificadas mediante análisis de datos de deformación, orientación de las fallas y tipo de movimiento.

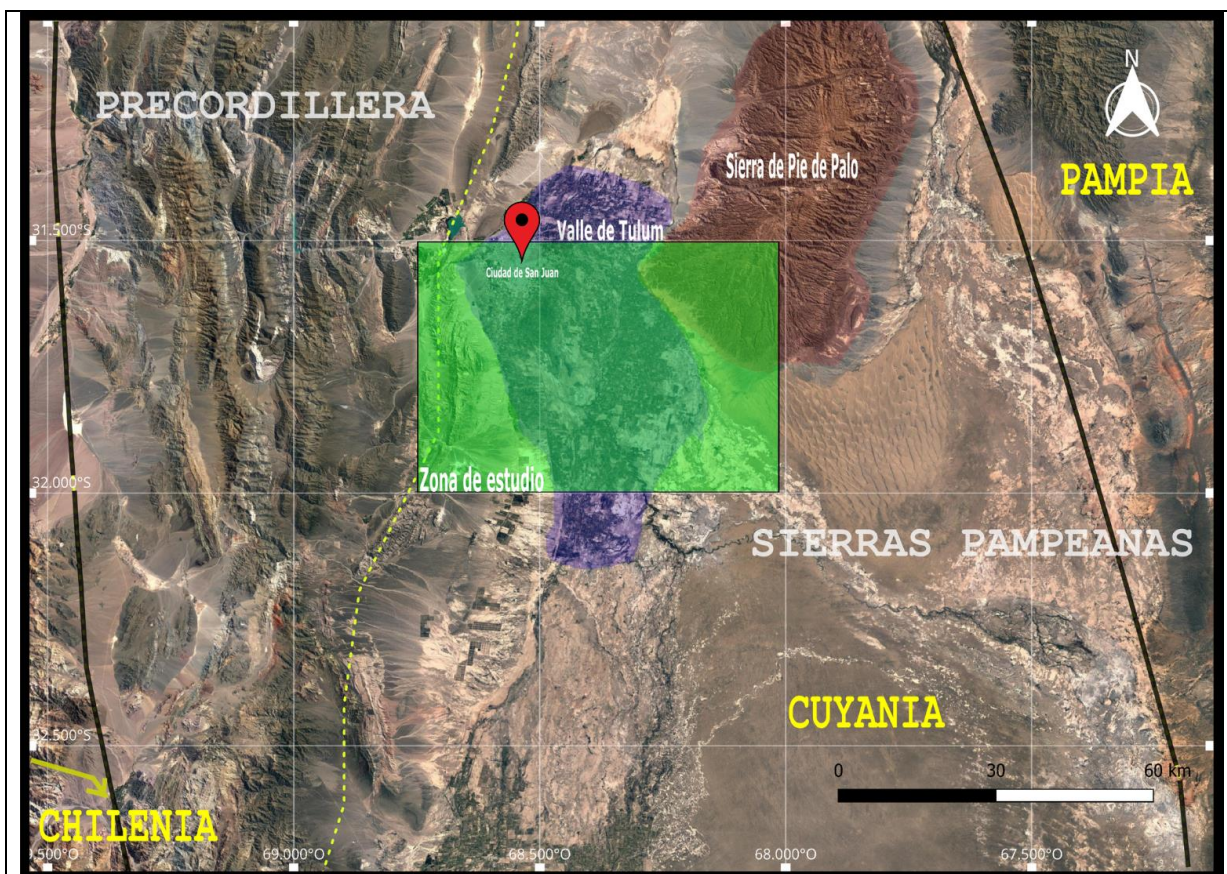


Figura 1: El recuadro verde señala la zona de trabajo. La región de estudio se encuentra dentro del terreno de Cuyania. El área destacada en azul delimita el Valle de Tulum, mientras que el resaltado en rojo marca la Sierra de Pie de Palo. Las líneas continuas negras dividen tres terranes: Chilenia, Cuyania y Pampia. La línea discontinua amarilla separa dos unidades morfoestructurales: la Precordillera y las Sierras Pampeanas.

4. Marco Tectónico

El Flat-slab Pampeano se encuentra entre las latitudes 27°S y 33°S (ver figura 2), donde la placa de Nazca, con edad aproximada de 40 Ma, converge con la placa Sudamericana con un ángulo oblicuo y una velocidad aproximada de 7 cm/año (DeMets et al., 2010; Manea et al., 2017). En esta región, la placa de Nazca subduce con un buzamiento de 30° hasta una profundidad de aproximadamente 100 km, más allá de la cual se extiende casi horizontalmente durante unos 300 km antes de reanudar un pronunciado descenso hacia el

manto (Hayes, 2018; Manea et al., 2017; Linkimer et al., 2020). La horizontalización de la placa de Nazca comenzó a finales del Mioceno hace aproximadamente 5 Ma, generando a su vez, una migración hacia el este de la actividad volcánica en la zona, y su eventual cese (Ramos et al., 2002). Además, el Flat-slab Pampeano es responsable de la migración hacia el este de la deformación, es decir hacia el interior del país, generando regiones morfoestructurales como la Cordillera Principal, la Cordillera Frontal, la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Ramos et al., 1996; Ramos et al., 2002, Anderson et al., 2007; Ortiz et al., 2021).

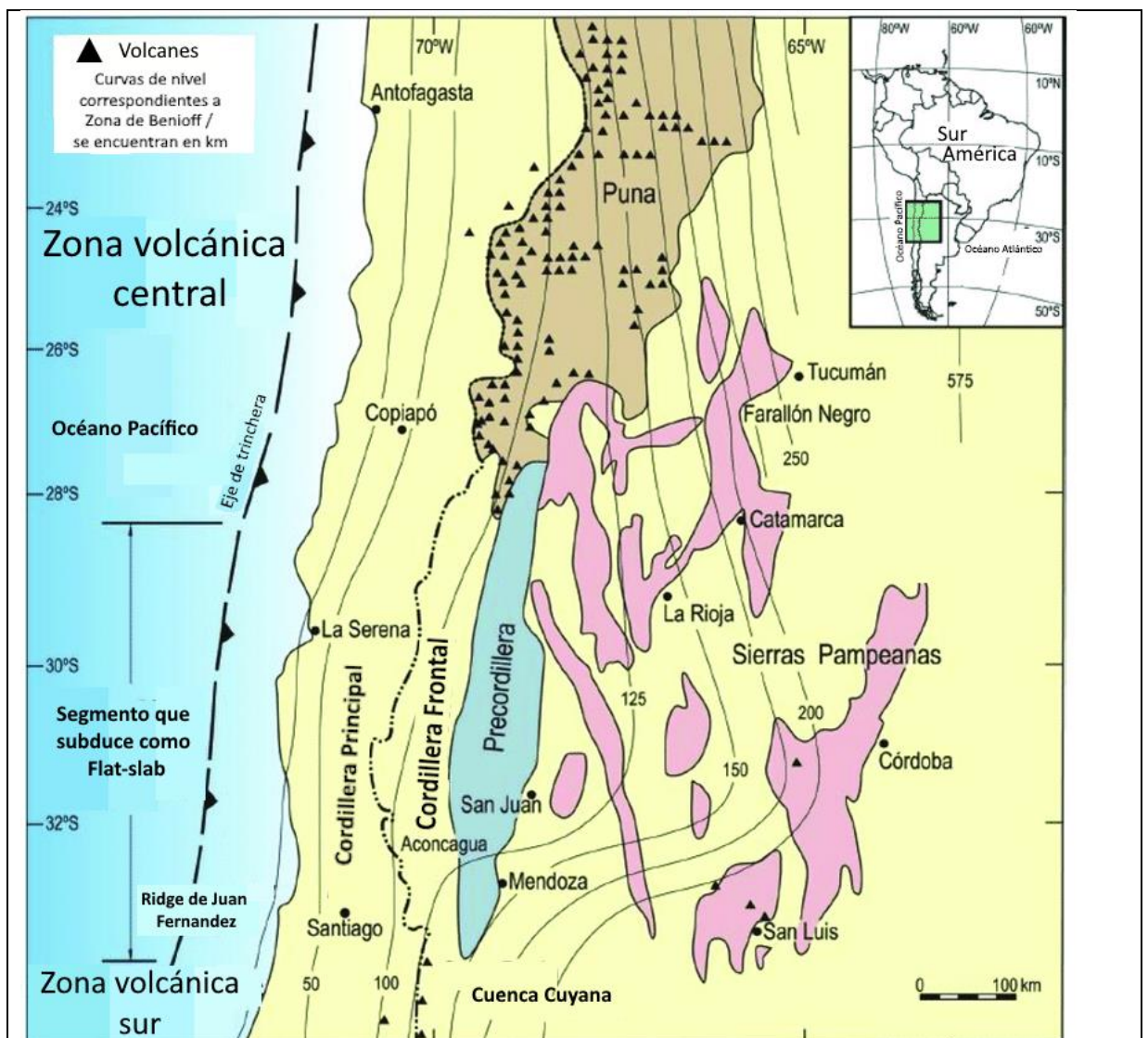


Figura 2: Se presenta el segmento correspondiente a la placa de Nazca que subduce como flat-slab Pampeano con indicación de la profundidad de la placa de Nazca basado en Cahill & Isacks (1992), y segmentación morfoestructural tal como Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera,

Las Sierras Pampeanas están caracterizadas por un estilo tectónico de piel gruesa (Perucca, Laura P., et., al (2014)) (ver figura 3). Estas presentan al oeste levantamiento y exhumación de rocas metamórficas máficas a ultramáficas, correspondientes al ciclo Grenvilliano (1100-1000 MA), tales como en la Sierra Pie de Palo, Cerro Valdivia, Cerro Barboza y Cerrillo Salinas, y al este, rocas metamórficas félsicas neoproterozoicas-paleozoicas tempranas del Terreno Pampia (ver figura 3), con cuencas sedimentarias ubicadas entre los levantamientos mencionados (Ramos et al., 2002; Vujovich et al., 2004; Alvarado et al., 2007, 2009; Pfiffner, 2017; Linkimer et al., 2020). Las Sierras Pampeanas occidentales, y su interacción con Precordillera, presenta una zona sísmicamente activa debido a las altas tasas de sismicidad de la corteza y una larga historia de terremotos peligrosos, incluyendo el evento de 1944 que dañó gran parte de la ciudad de San Juan (Alvarado & Beck, 2006; Alvarado et al., 2009; Linkimer et al., 2020; Venerdini et al., 2020).

Por otro lado, la Precordillera es una faja plegada y corrida, con sectores caracterizados por estilos tectónicos de piel fina (Precordillera Occidental y Precordillera Central) y sectores con estilos tectónicos de piel gruesa (Precordillera Oriental) (ver figura 3), compuesta mayoritariamente por rocas sedimentarias paleozoicas del Terreno de Cuyania (Ramos et al., 1996; Ramos et al., 2002). Al oeste de la Precordillera se encuentra la depresión de Iglesia-Calingasta-Uspallata (de norte a sur), la cual separa la Cordillera Principal, seguida por la Cordillera Frontal hacia el oeste.

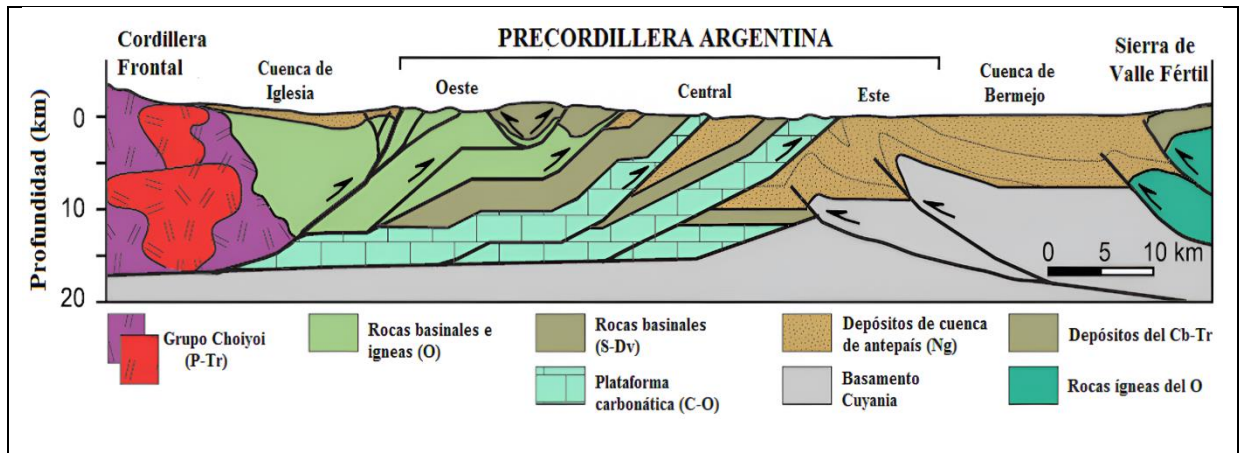
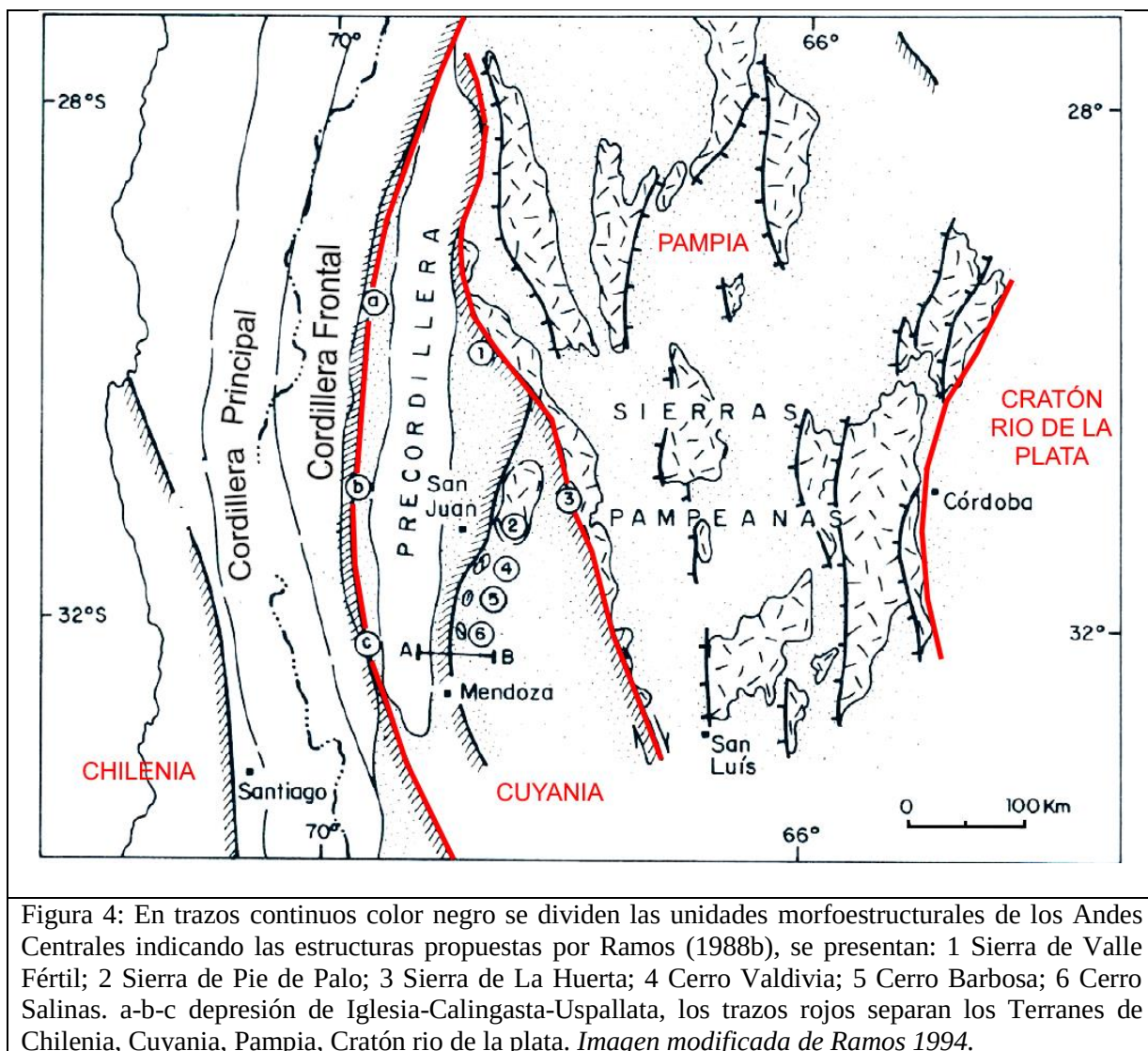


Figura 3: Sección estructural de la Precordillera. Se visualizan los estilos de deformación de piel fina en Precordillera Central y Occidental así como también el estilo de deformación de piel gruesa en Precordillera Oriental y Sierras Pampeanas. Aportado por Goyberg, Mateo. (2018).

En cuanto a la Cordillera Principal está compuesta por rocas sedimentarias y volcánicas mesozoicas a cenozoicas, mientras que la Cordillera Frontal se compone por rocas volcánicas del Paleozoico al Mesozoico. Ambos se caracterizan por cinturones de cabalgamiento de piel delgada y gruesa, respectivamente (Ramos et al., 1996; Ramos et al., 2002).

Hacia el este de las Sierras Pampeanas se encuentra el Cratón del Río de la Plata, que está compuesto por rocas metamórficas precámbricas a paleozoicas tempranas (Pfiffner, 2017) (ver Figura 4).



Al momento de realizar una descripción del tectonismo de la zona es necesario tener en cuenta a la dorsal de Juan Fernández, la cual es una cadena de montes submarinos, guyots e islas de aproximadamente 30 km de ancho y con 800 km de largo con una orientación aproximada de este-oeste que intersecta la fosa Perú-Chile frente a la costa occidental de Sudamérica en la latitud 33,4°S Rodrigo et al., (2014) .La misma se creó en el punto caliente de Juan Fernández y ha ido migrando progresivamente hacia el sur en relación con Sudamérica a lo largo del tiempo Rodrigo et al., (2014). .La flotabilidad positiva de la dorsal de Juan Fernández y su correlación espacial con el Flat-slab Pampeano sugieren una relación genética entre ambos (Ramos et al., 2002), aunque si bien es un factor que contribuye a la

generación del Flat-slab, no parece ser lo suficientemente grande como para haberlo iniciado (Manea et al., 2017; Linkimer et al., 2020).

5. Geología local

En el valle de Tulum, se observan rocas metamórficas pertenecientes al basamento de las Sierras Pampeanas en los cerros de Barboza y Valdivia. La confirmación de la presencia de estas rocas en el subsuelo se obtuvo con la perforación de un pozo de exploración de hidrocarburos al este de la localidad de Media Agua. A partir de los 2.942 metros de profundidad, en el mismo se han identificado estas rocas metamórficas, las cuales se encuentran por debajo de las sedimentitas de edad permocarbonífera (Zambrano, 2008).

También se identifican sedimentitas marinas de edad paleozoica, que abarcan desde el Cámbrico y Ordovícico hasta el Devónico inferior. Entre estas, se incluyen calizas y dolomías cámbricas y ordovícicas, que son principalmente visibles en la Precordillera Oriental. Asimismo, se encuentran lutitas, areniscas y grauvacas con edades que van desde el Ordovícico superior hasta el Devónico inferior, estas últimas presentes en diversos afloramientos en el piedemonte oriental de la provincia geológica.

Estas unidades sedimentarias tienen una inclinación hacia el este, lo que aumenta significativamente las posibilidades de encontrarlas en el subsuelo del valle al oeste de la zona de fallas de Tulum (ver Figura 5). Según propuestas (Zambrano 1986a) se sugiere que esta zona debe considerarse como el límite subsuperficial entre las Sierras Pampeanas y la Precordillera

Además se evidencian depósitos los cuales están compuestos principalmente por areniscas, lutitas y conglomerados correspondientes a depósitos fluviales, glaciares y fluvio-eólicos

datados en el Carbonífero y Pérmico. La confirmación de su presencia en el subsuelo del valle se basa no solo en la extrapolación de afloramientos en el pie oriental de la Precordillera y en el cerrillo de Valdivia, sino también por su identificación en el pozo Media Agua-1, ubicado entre 2.240 y 2.942 metros de profundidad (Zambrano., 2008).

Adicionalmente, se han identificado volcanitas terciarias en pequeños afloramientos en la quebrada de La Flecha (Rossa et al., 1986) y a lo largo de ambos márgenes del río San Juan, aproximadamente a 10 kilómetros al oeste del embalse de Ullúm (ver Figura 5).

En los bordes norte y este del valle de Tulum, se encuentran depósitos aluviales de edad mio-pliocena, que han sido expuestos en diversas zonas alcanzadas por pozos de agua. En el borde precordillerano, la parte inferior de estos depósitos se caracteriza por la presencia de areniscas y lutitas. Estas capas transicionalmente se transforman en la parte superior, que está compuesta por estratos de conglomerados, con intercalaciones ocasionales de areniscas, generalmente de granulometría gruesa.

El espesor total de estos depósitos terciarios se conoce únicamente en el pozo de Media Agua, donde alcanzó los 1,200 metros. En los pozos Ramblón-1 y Punta del Agua-1, con profundidades de 2,090 metros y más de 2,000 metros respectivamente, no se logró alcanzar la base de estos depósitos mio-pliocenos (Zambrano., 2008).

Los sedimentos cuaternarios en el valle de Tulum están compuestos por arenas intercaladas con limos, gravas gruesas y finas, y material arcilloso. Estos sedimentos se han depositado en la zona periférica del valle, en bajadas pedemontanas y abanicos aluviales. En el interior del valle, se acumulan en llanuras fluvio-aluviales, con la contribución de arenas y limos transportados por el viento.

Esta cubierta cuaternaria constituye prácticamente todos los acuíferos explotados en el valle de Tulum, mientras que el Terciario subyacente forma el basamento hidrogeológico de la cuenca. La investigación del espesor de esta cubierta cuaternaria se ha llevado a cabo

mediante perforaciones y sondeos eléctricos por Zambrano (1986a). Los mayores espesores se han registrado en el pozo Ramblón-1, con 975 metros, en Media Agua-1, con 1022 metros, y en Punta del Agua-1, con 1150 metros (ver Figura 5). En los sondeos eléctricos realizados en las partes más profundas de la cuenca, se han interpretado valores de espesor de hasta 1000 metros, según los estudios de Rocca (1970) y Zambrano (1986a).

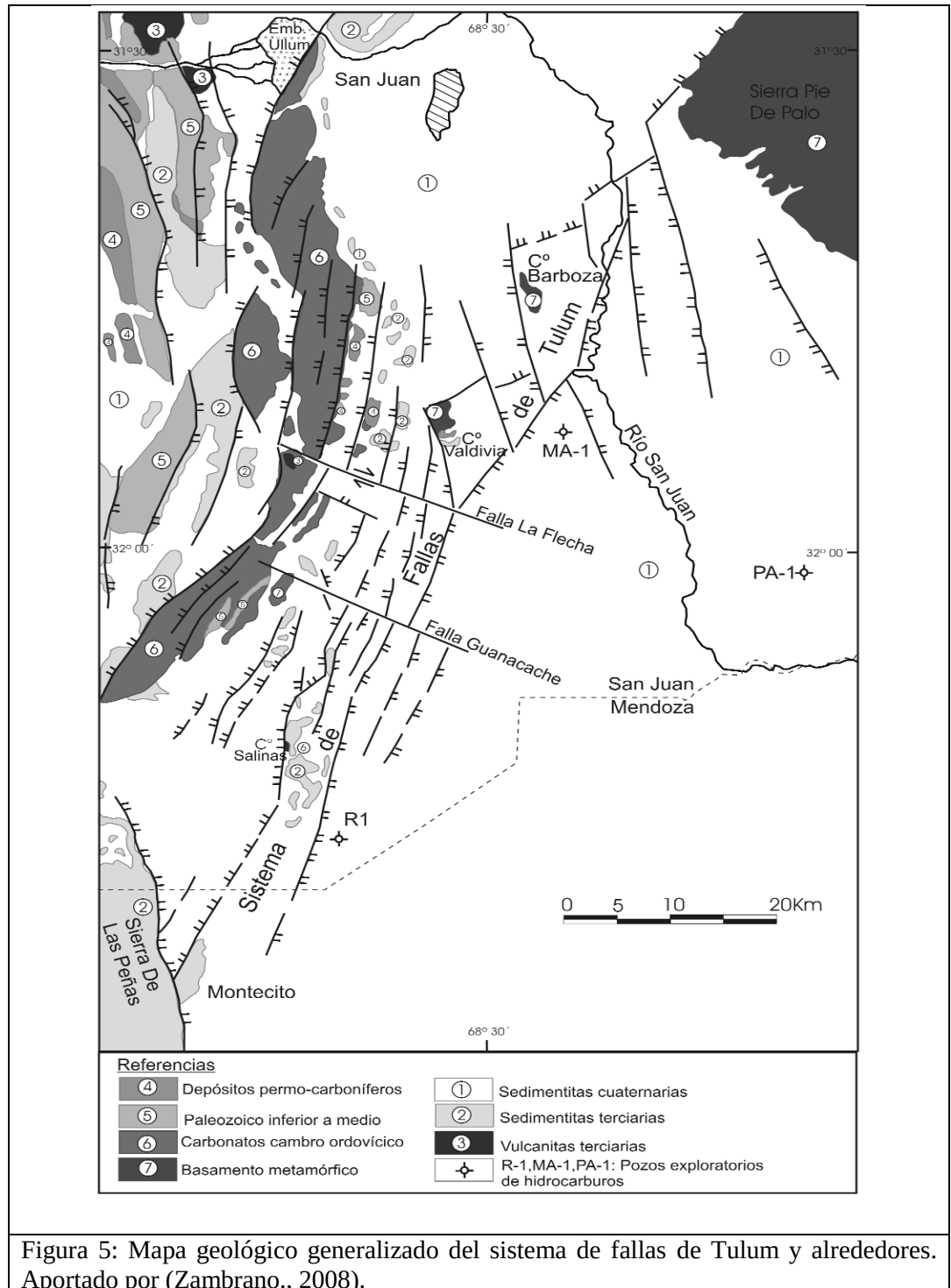


Figura 5: Mapa geológico generalizado del sistema de fallas de Tulum y alrededores. Aportado por (Zambrano., 2008).

6. Actividad sísmica en la región

El análisis de la sismicidad cortical dentro de la placa continental Sudamericana muestra la ocurrencia de sismos con hipocentros localizados a profundidades menores que 35 km por encima de la región donde la placa de Nazca subduce de manera sub horizontal (ver figura 6) (Gutscher, 2002). Esta horizontalización de la placa de Nazca se encuentra definida por hipocentros ubicados a los 100 km de profundidad (Linkmer et al., 2020), y ha sido atribuido a la subducción de la cordillera de Juan Fernández, cuyo origen está asociado al movimiento con dirección aproximadamente este-oeste de la placa de Nazca sobre el punto caliente ubicado aproximadamente a 34°S y 82°W (Yañez et al., 2001).

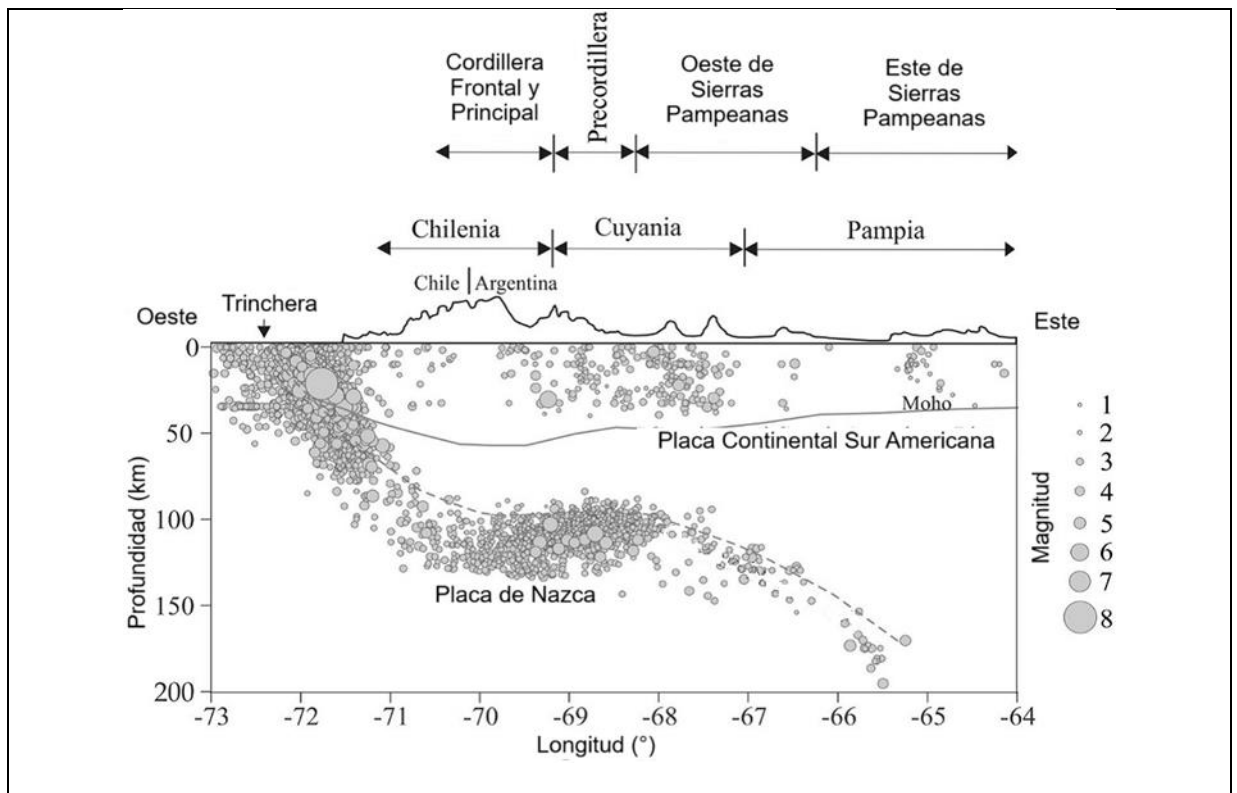
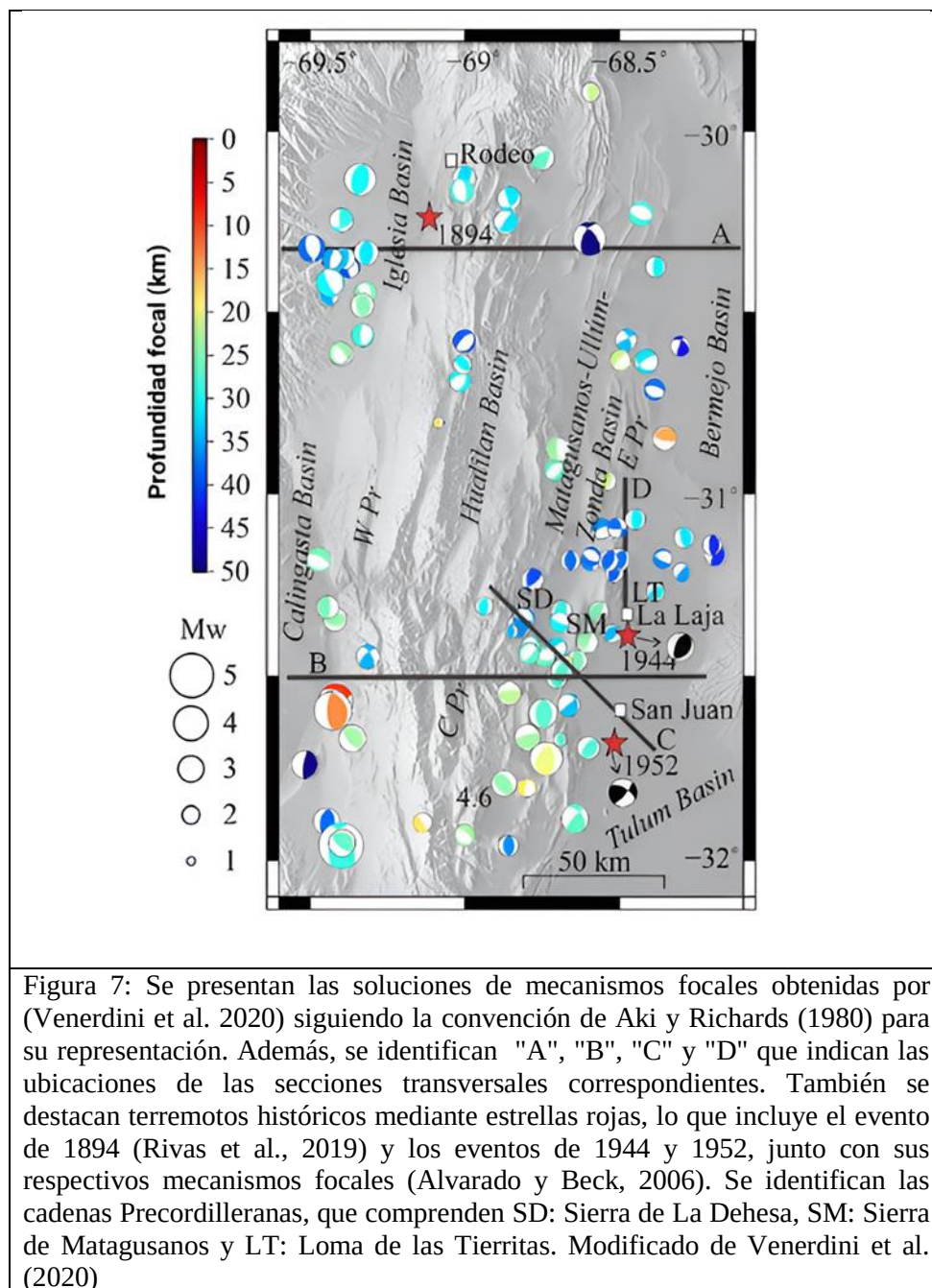


Figura 6: Sección transversal este-oeste que muestra la sismicidad durante 17 años (2000-2017) a partir del ISC (2020) en el margen occidental de América del Sur, cerca de los 31°S. Las magnitudes oscilan entre 1.3 y 8.3 Mw. Además se muestran las principales unidades morfoestructurales y terrenos de la latitud mencionada y entre las longitudes 73°W y 64°W. Imagen modificada de Venerdini et al (2020).

La sismicidad en el terreno de Cuyania ha sido objeto de estudio por parte de Venerdini et al. (2020). Estudio en el cual, consistió en relocalizaciones de sismos corticales presentados por

Val et al. (2018), probando tres modelos de velocidad sísmica distintos. Los resultados de este estudio revelaron una sismicidad que abarca desde terremotos de pequeña a moderada magnitud, con magnitudes locales (ML) entre 0.4 y 5.3 y magnitudes de momento (Mw) entre 1.3 y 5.3. Uno de los hallazgos más significativos fue la distribución de la sismicidad en profundidades que oscilan entre 6 km y 50 km. Esta sismicidad se concentró en áreas específicas de la Precordillera, especialmente a lo largo de la Cuenca de Iglesia-Calingasta y la Precordillera Oriental.

Los mecanismos focales identificados por Venerdini et. al,(2020) dentro del terreno de Cuyania indicaron un predominio de movimientos inversos en estructuras con orientación norte-sur en la región (ver Figura 7). Esto sugiere un acortamiento de la corteza terrestre el cual contribuye al engrosamiento y elevación de la Precordillera. Los resultados de relocalización sumado a los mecanismos focales obtenidos sugieren que el basamento de la Precordillera se encuentra actualmente activo por debajo de sus niveles superiores (Zapata y Allmendinger, 1996).



En la Figura 7 se puede observar que la actividad sísmica en la región de Cuyania es ligeramente más frecuente y de mayor magnitud la zona entre las latitudes 31°S y 32°S de este territorio. Este sector ha sido escenario de grandes eventos históricos, como los sismos de 1944 y 1952 (Alvarado y Beck, 2006). Es relevante destacar que la cuenca Iglesia, ubicada aproximadamente entre las latitudes 30°S y 30.5°S, también ha experimentado un terremoto significativo en 1894 (Rivas et al., 2019).

La Figura 8 muestra cuatro secciones transversales de la región realizadas por Venerdini et al., (2020), cuya respectivas ubicaciones se encuentra en la Figura 7 como trazos continuos color negro. La sección transversal A ubicada en el sector norte presenta mecanismos focales con soluciones de planos de falla pronunciados con rumbo aproximado norte sur, con profundidades hipocentrales entre 20 km y 40 km. La Sección transversal B muestra alineación de la sismicidad a lo largo de las estructuras de fallas con inclinación hacia el oeste, lo que confirma el estilo de deformación de piel gruesa correspondiente al basamento de Cuyania. La sección transversal C exhibe hipocentros que se encuentran distribuidos a lo largo de una falla ciega con rumbo 45° y buzamiento 35° hacia el noroeste, la misma ha sido llamada Falla Smalley por Venerdini et., al (2020). Por último, la sección transversal D con orientación norte-sur muestra una alineación de sismicidad que inclina hacia el sur coincidente con la estructura sísmica observada por Smalley et al. (1993) ente 31°S y 31,5°S.

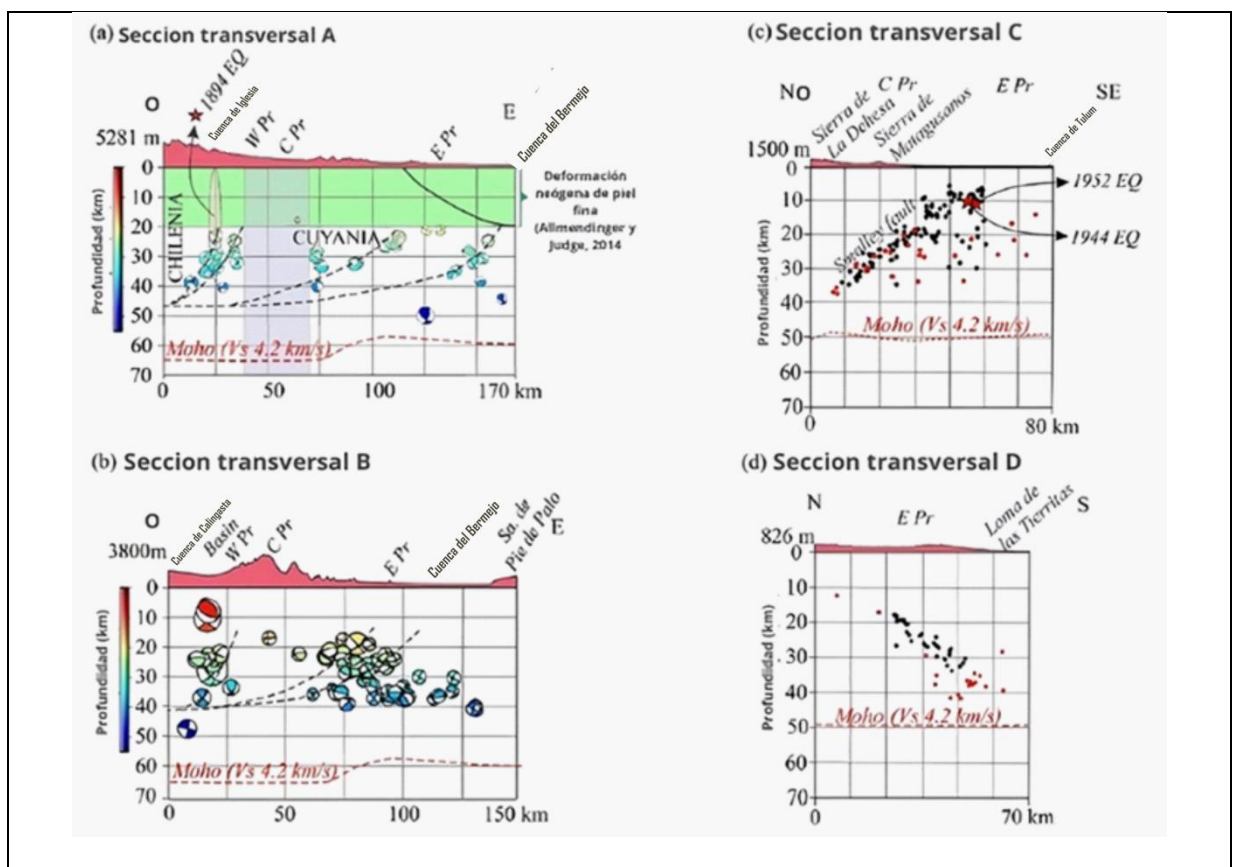
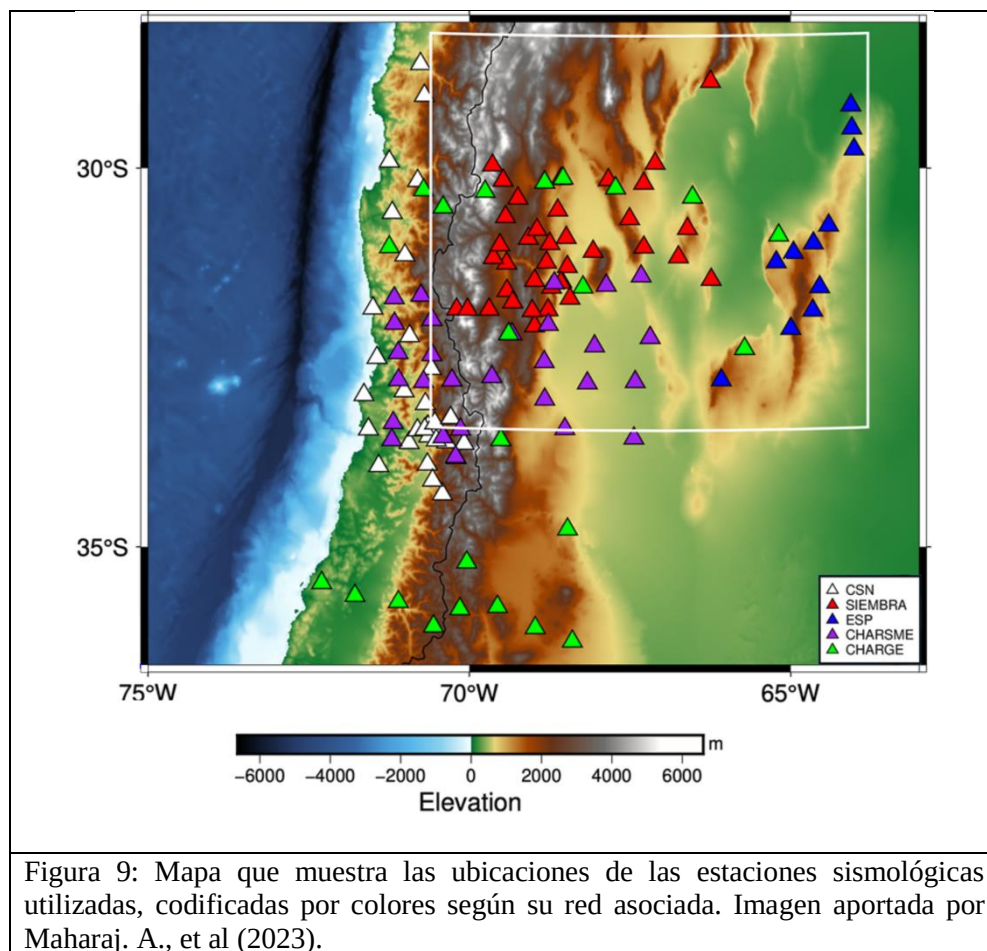


Figura 8: Secciones transversales regionales (ver figura 3). (a) Sección transversal A para el sector norte de la Precordillera, en el ovalo se presenta la zona epicentral del terremoto histórico de 1894. (b) pero para el sector sur de la Precordillera. La zona de deformación de piel delgada sugerida por

Allmendinger y Judge (2014) se encuentra en la parte superior en verde. (c) Sección transversal C, muestra los hipocentros relocalizados por Venerdini et al. (2020) con puntos rojos y una comparación con los hipocentros de las determinaciones PANDA (1987–1988) como puntos negros, debajo de la Precordillera Central y Oriental. Además se presentan zonas epicentrales de los terremotos históricos de 1944 y 1952 (Alvarado y Beck, 2006). (d) Sección transversal D que muestra otra comparación entre los hipocentros relocalizados por Venerdini et al. (2020) y las determinaciones PANDA (1987–1988). Modificado de Venerdini et al. (2020).

7. Obtención de Datos

Los datos de sismicidad de la zona han sido proporcionados por el Observatorio Sismológico de CONICET del Instituto de Investigación CIGEOBIO (CONICET-UNSJ), perteneciente a la Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales de la Universidad de San Juan. Estos se encuentran enmarcados en la investigación realizada y publicada por Maharaj et al. (2023), los cuales consisten principalmente en 749 hipocentros relocalizados haciendo uso de un algoritmo de aprendizaje automático, el estimador regresivo (REST) (Comte et al., 2019), el cual ha sido aplicado a los datos de sismicidad cuidadosamente seleccionados aportados por investigaciones anteriores, entre las más importantes se encuentran el experimento de las Sierras Pampeanas de 40 estaciones que utiliza un conjunto de banda ancha multicomponente (SIEMBRA) (Beck y Zandt, 2007) y los despliegues temporales de banda ancha de 12 estaciones de las Sierras Pampeanas Orientales (ESP) (Gilbert, 2008). Ambos ubicados en Argentina sobre el flat-slab Pampeano (Ver figura 9).



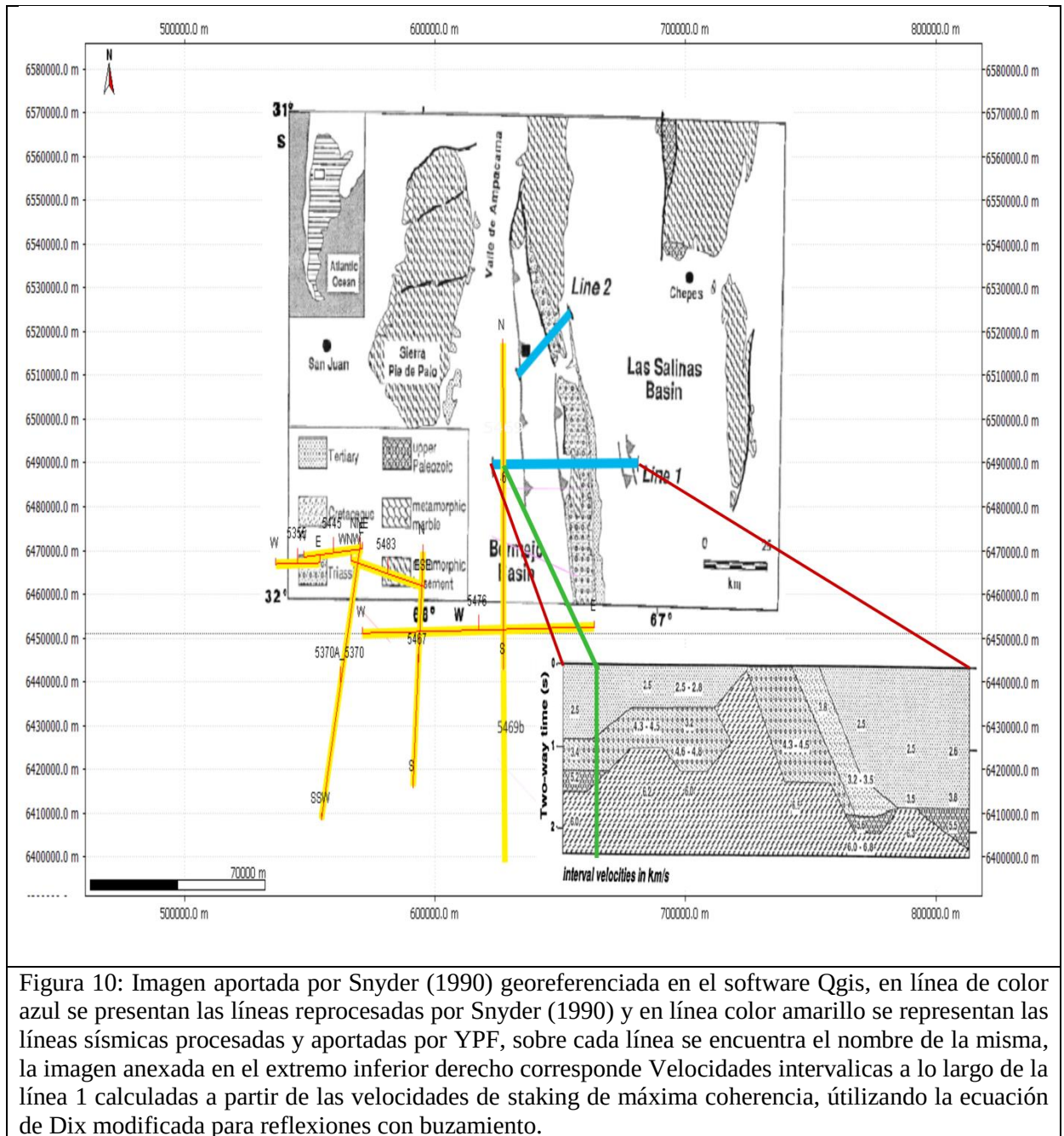
El algoritmo REST se ha utilizado con éxito en otros estudios que involucran la generación de catálogos de hipocentros (p, ej., Comte et al., 2017, 2019, 2023; Lanza et al., 2019, Littel et al., 2023; Merrill et al., 2022; Yarce et al., 2023). En cualquier caso, es probable que su desempeño dependa en cierta medida de las características específicas de un conjunto de datos determinados. Es por esto que Maharaj et al. (2023) testearon REST con datos que han sido cuidadosamente seleccionados de SIEMBRA y ESP.

Por otro lado, la información del subsuelo proporcionada fue a través de las líneas sísmicas 2D procesadas. Las cuales han sido adquiridas y procesadas por la petrolera YPF en la década de 1980 y reportada en parte por estudios previos (Figuerola y Ferraris, 1989; Vergés et al., 2007; Martínez et al., 2014)). Además, para realizar la conversión tiempo-profundidad se utilizó la ley de velocidades aportada por Snyder (1990).

8. Metodología

8.1. Interpretación de líneas sísmicas 2D

Las líneas sísmicas han sido interpretadas en el software MOVE (<https://www.petex.com/>). La interpretación de líneas sísmicas comenzó con adquirir información de la estratigrafía de la zona en estudio con el objetivo de identificar los horizontes de reflexión con mayor significancia litológica, se hizo uso de los resultados obtenidos previamente por Snyder (1990) quien reprocesó líneas sísmicas 2D aportadas por YPF, ubicadas al este de la Sierra de Pie de Palo (ver figura 10).



Para estas líneas sísmicas Snyder (1990) determinó las velocidades interválicas con las cuales pudo llevar a cabo la conversión del dominio del tiempo al dominio de la profundidad. Estas características se muestran en la Figura 11, junto con las litologías correspondientes y la edad de depositación.

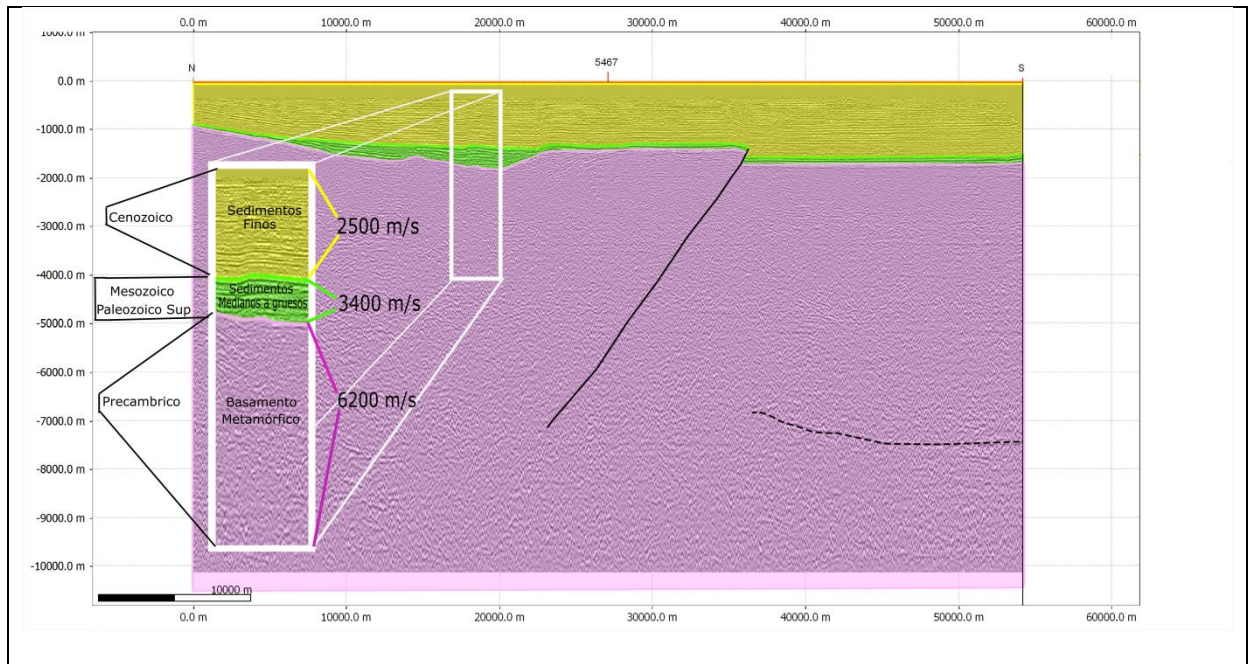


Figura 11: Columna estratigráfica utilizada por Snyder (1990) para la conversión tiempo-profundidad de las líneas sísmicas 2D ubicadas al este del Pie de Palo.

Luego de la recolección de información se procedió a realizar la identificación de horizontes en las líneas sísmicas denominadas 5469, 5469b, 5476, 5467, 5483, 5370_5370, 5445, 5355 (ver figura 9). Se comenzó con el análisis de la Línea 1 de Snyder (1990) y se comparó esta línea sísmica con la línea 5469. Esta equiparación se realizó debido a que ambas se interceptan en la progresiva 27190 metros de la línea número 5469 y por lo tanto el Two-way time de los reflectores registrados por Snyder (1990) es un dato valioso a tener en cuenta al momento de identificar los horizontes de reflexión en la línea 5469.

Al comenzar con el proceso de marcado de horizontes se tuvo presente que los horizontes reflectores evidencian contrastes de impedancia acústica (Ec 1) y que estos contrastes son más pronunciados cuando hay una mayor diferencia de densidad y velocidad entre los medios a ambos lados de la interfaz,

$$Z = \sigma v \quad (Ec\ 1)$$

Donde

- Z es la impedancia acústica,

- σ la densidad del medio y
- v la velocidad sísmica.

Es por esto que en primer lugar se reconocieron las amplitudes más destacadas teniendo en cuenta que en las cuencas sedimentarias, los reflectores tienden a seguir superficies de sedimentación, Chelotti, L, et al (2020) (ver figura 12). Se tuvo especial cuidado en las reflexiones realizadas sobre el basamento, debido a posibles imprecisiones del procesado de las líneas 2D sumado a que por su naturaleza metamórfica presenta esquistosidad, las cuales son generadoras de reflexiones que podría llevar a interpretaciones incorrectas.

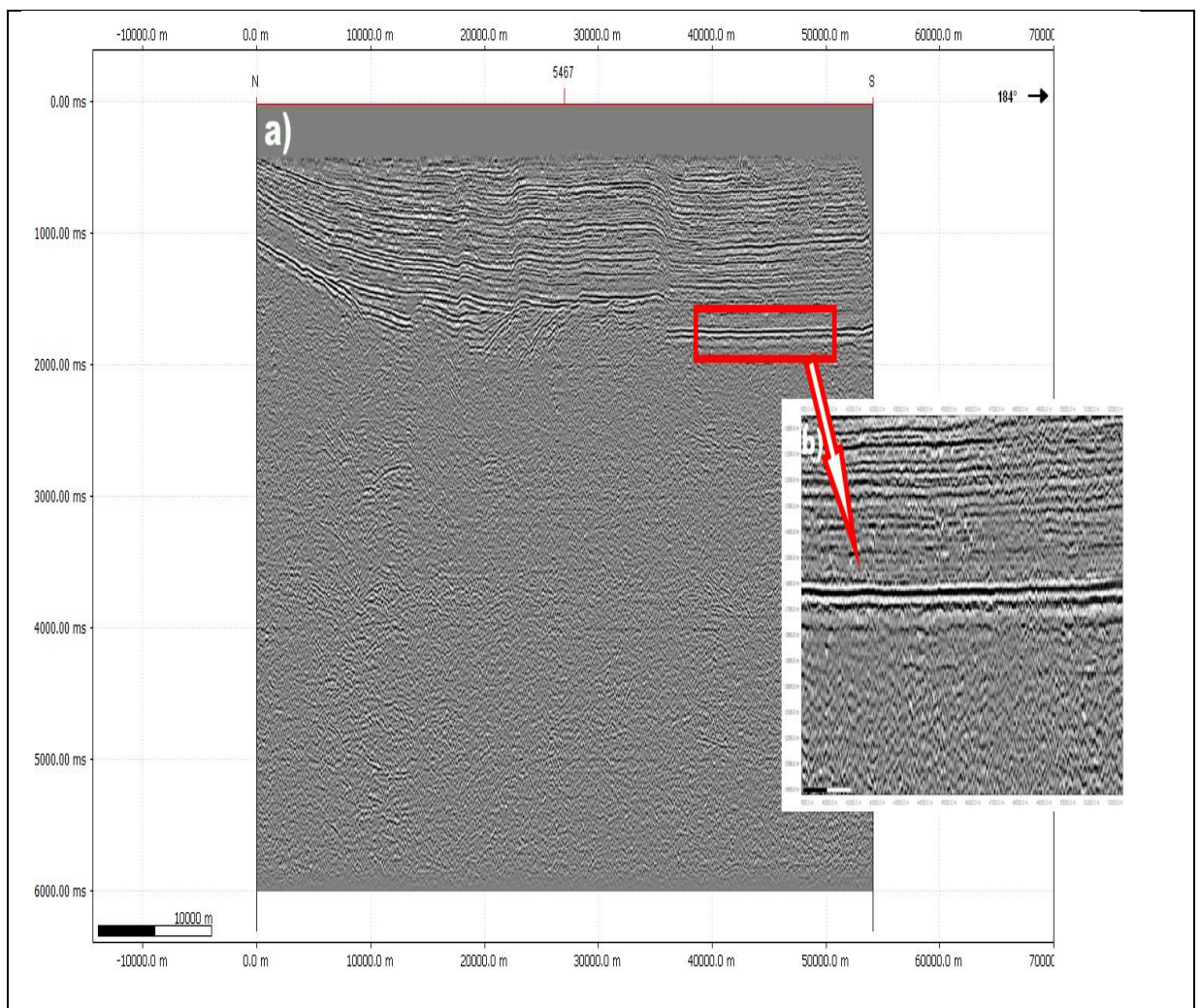


Figura 12: a) Se presenta la línea sísmica 5467, con un valor de exageración en la escala vertical de seis. b) Se muestran tres reflexiones de gran amplitud, que puede interpretarse como el plano basal de la cuenca sedimentaria, y por ende, el contacto con el basamento metamórfico. .

El primer marcado de horizontes ha sido realizado en la línea sísmica 2D denominada 5469, logrando identificar con ayuda de Snyder (1990) dos horizontes de reflexión que destacan al resto (ver figura 13), luego de identificar estos cambios litológicos a lo largo de la línea sísmica se procedió a seguir con la línea 5469b, posteriormente se realizó el marcado de horizontes de la línea 5476 debido a que es perpendicular a 5469, verificando que los horizontes identificados coincidan en la intersección (ver figura 14). Por consiguiente, siguiendo los pasos anteriores se determinaron los horizontes para las líneas sísmicas en el orden a continuación mencionado 5467, 5483, 5370A_5370, 5445, 5355.

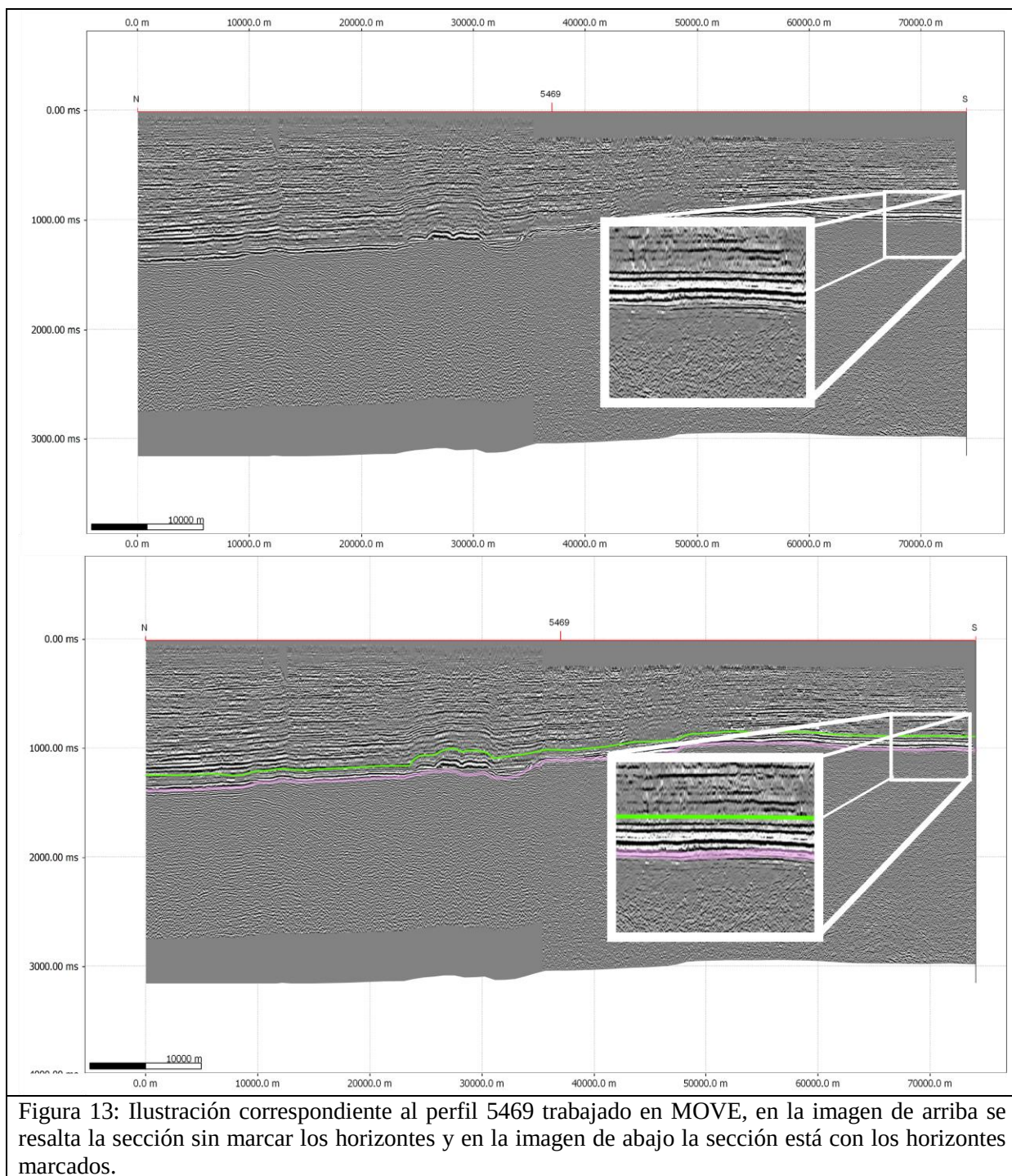


Figura 13: Ilustración correspondiente al perfil 5469 trabajado en MOVE, en la imagen de arriba se resalta la sección sin marcar los horizontes y en la imagen de abajo la sección está con los horizontes marcados.

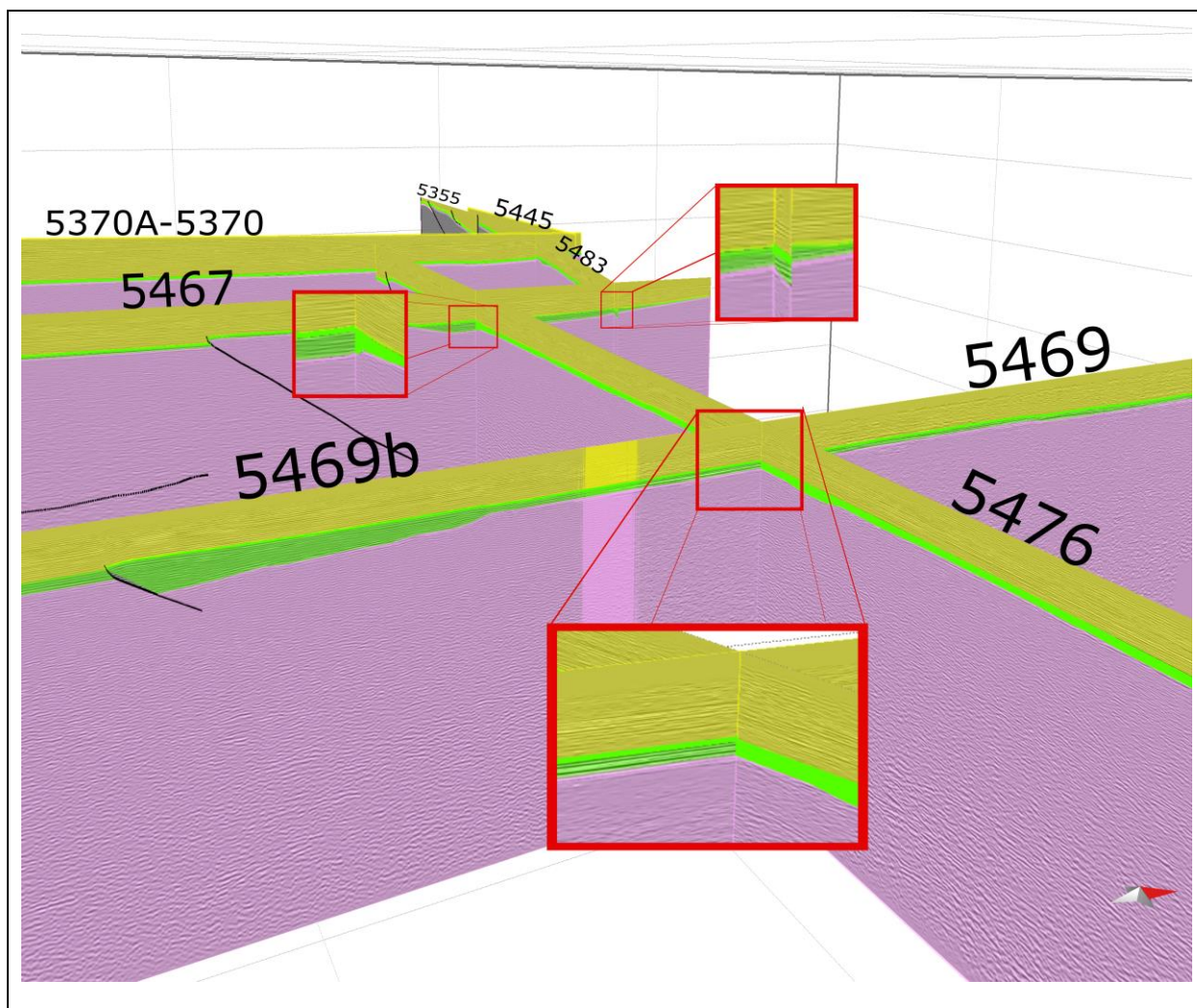
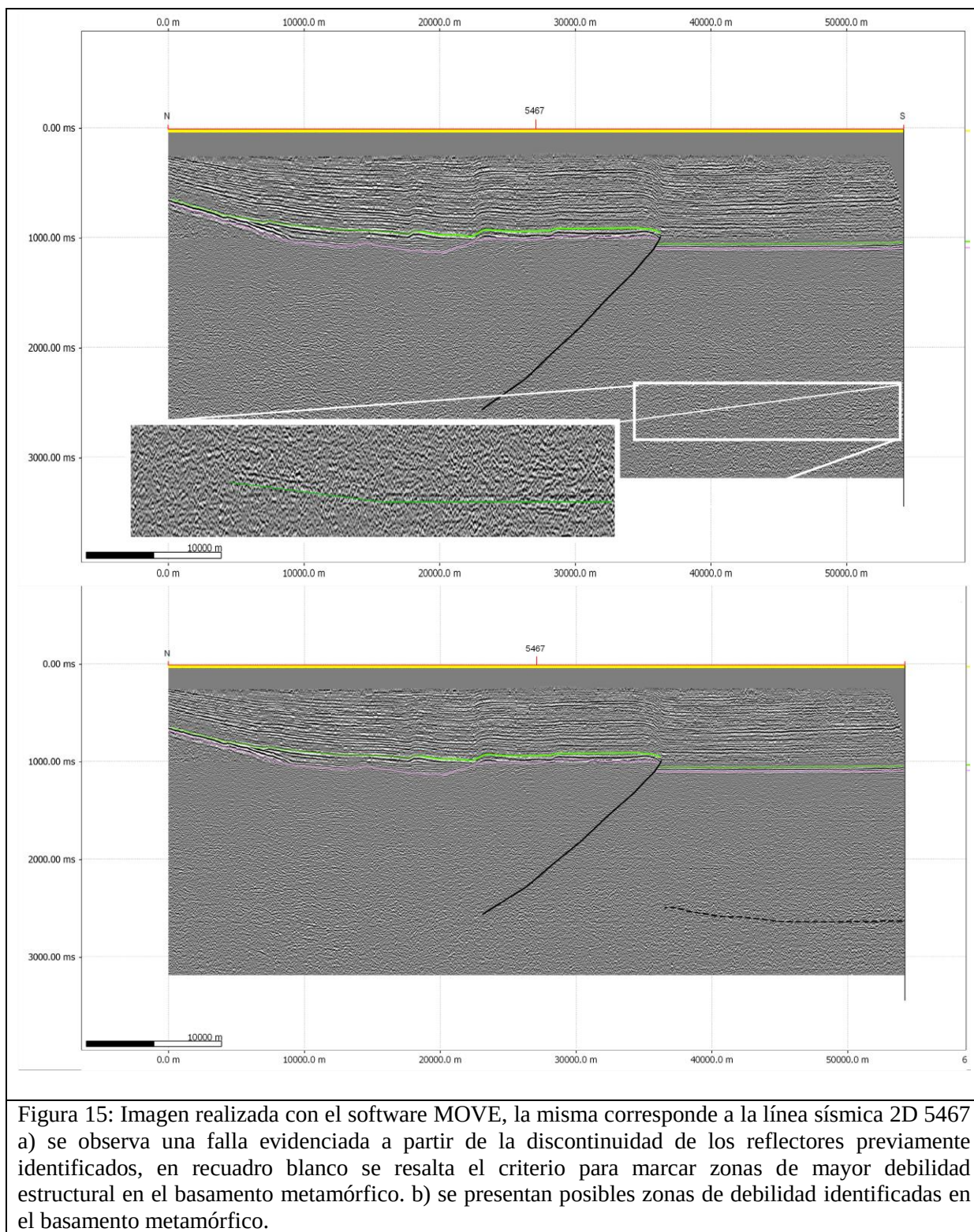


Figura 14: La ilustración muestra en perspectiva 3D las líneas sísmicas interpretadas, por encima de cada línea se representa el nombre de cada una, en recuadro color morado ampliado se destacan las intersecciones de las mismas y la continuidad de los horizontes determinados.

Una vez finalizada la identificación de los horizontes representativos de distintos periodos geológicos, se procedió a identificar estructuras de fallamiento. En principio, se analizaron las zonas de discontinuidades de los horizontes y separación de los mismos (ver figura 15a), luego se visualizaron estructuras de basamento las cuales pueden ser definidas como posibles zonas de debilidad, esto último se llevó a cabo siguiendo horizontes de reflexión continuos bien marcados (ver figura 15b).



Después de haber realizado la identificación de horizontes y estructuras en todas las líneas sísmicas 2D, se procedió a realizar la conversión desde el dominio del tiempo al dominio de la profundidad. Para este paso se hizo uso de las velocidades intervalicas planteadas

anteriormente (ver figura 11), para realizar la conversión se comenzó con la incorporación en el software MOVE de la columna estratigráfica con las velocidades correspondientes a cada litología y se realizó determinando polígonos los cuales son representativos de las litologías identificadas.

Una vez incorporadas las litologías con sus respectivas velocidades en metros por segundos, se generaron polígonos en cada línea sísmica, con el objetivo de distinguir las distintas litologías determinadas según los horizontes previamente identificados (ver figura 16), luego se realizó la conversión de la línea sísmica pasando desde el dominio del tiempo al dominio de la profundidad (ver figura 17).

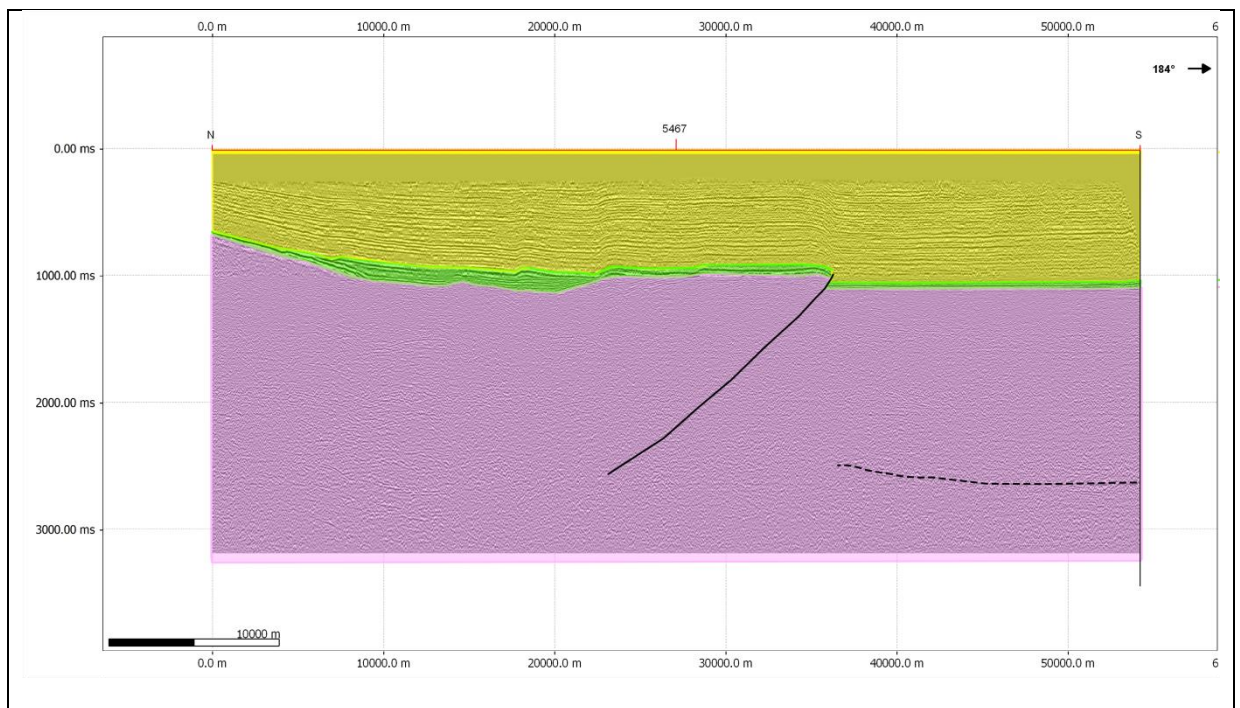


Figura 16: Sección número 5467 en la cual se muestran las litologías identificadas en el marcado de horizontes, las litologías se identifican de acuerdo con polígonos de distintos colores para facilitar la visualización.

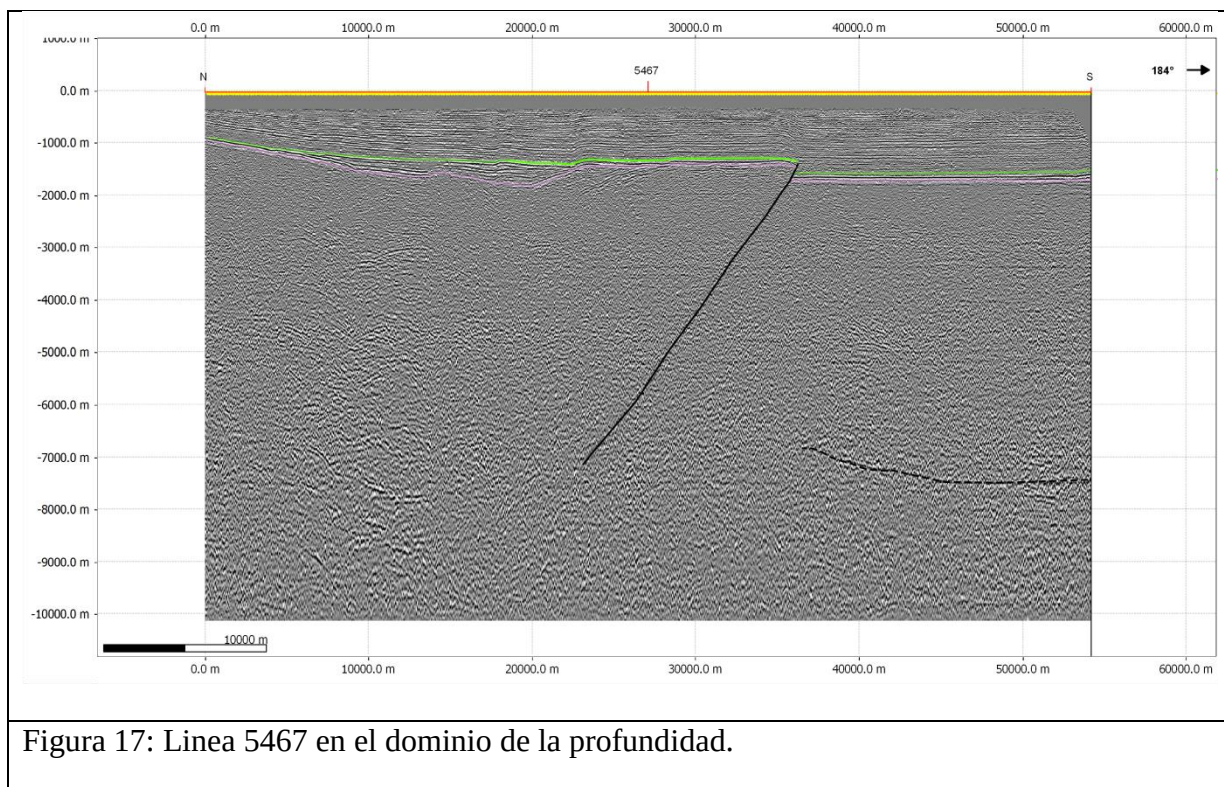
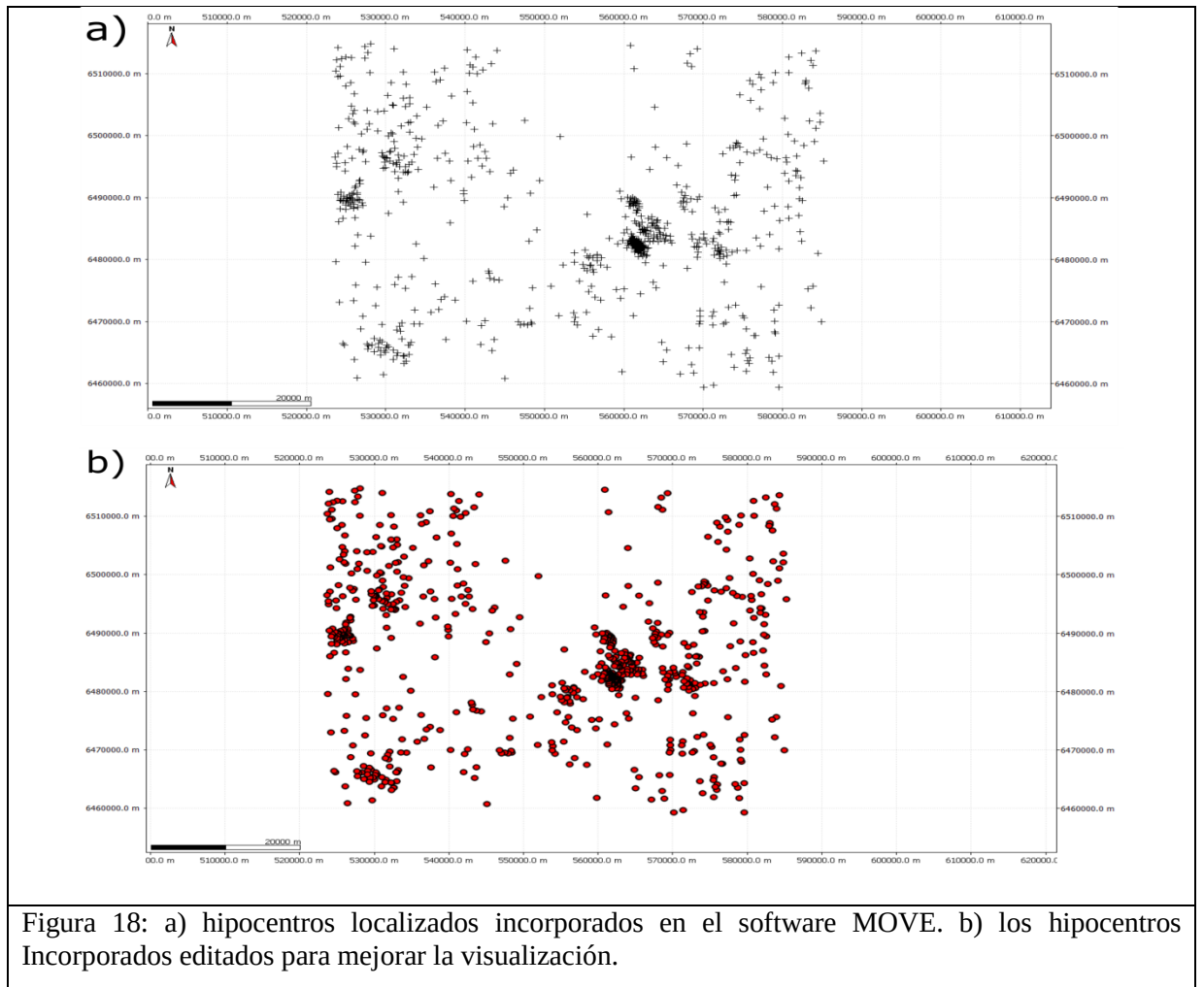


Figura 17: Línea 5467 en el dominio de la profundidad.

8.2. Incorporación de datos sismológicos

Para incorporar los datos sismológicos a la plataforma de trabajo Move primeramente se realizó un archivo de texto (.txt) con formato ASCII con los valores de latitud, longitud y profundidad de cada evento, la cual oscila entre 0.5 km y 45 km. Una vez incorporados los hipocentros se realizó la edición de los mismos, con el objetivo de visualizarlos mejor, dicha edición consistió principalmente en aumentar el radio de la esfera cuyo centro representa el hipocentro del evento sísmico en cuestión (ver Figura 18).



Una vez incorporados los datos de sismicidad se insertó en MOVE la figura 4 previamente georreferenciada a través de la plataforma QGIS (<https://www.qgis.org/>) (ver figura 19). La figura 5 no solo representa las litologías existentes en el valle de Tulum y sus alrededores, también aporta información sobre evidencia del sistema de fallamiento de esta zona, es por esto que es de gran importancia su uso para la creación de líneas sísmicas 2D.

amplio como para abarcar la mayor cantidad de datos dentro de la región de agrupamiento sísmico (ver figura 21).

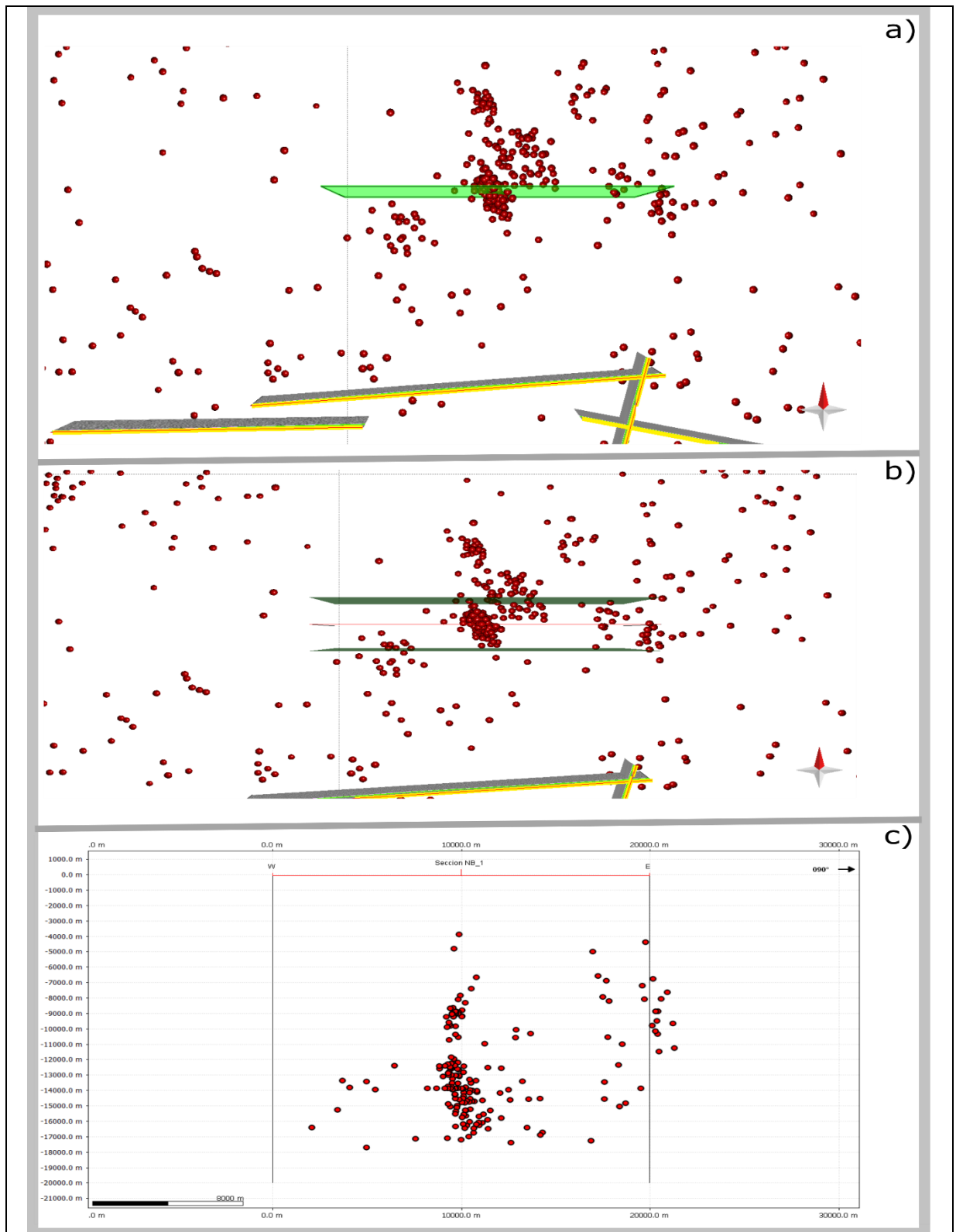


Figura 21:a) Creación de sección (vista en planta), la misma se corresponde perpendicular al sistema de falla planteado por Zambrano, J.J., 2008, b) En la vista en planta, se define el rango de distancia

para la cual se desea proyectar los hipocentros sobre la sección antes creada, c) Sección (vista en perfil) creada con los respectivos hipocentros, la misma es denominada Section_NB_1.

Creada la sección sísmica y representada en la misma el conjunto de eventos sísmicos concentrados dentro de una zona específica, se procede a marcar el lineamiento de los hipocentros y así determinar la posible zona de debilidad generadora de los mismos (ver figura 22).

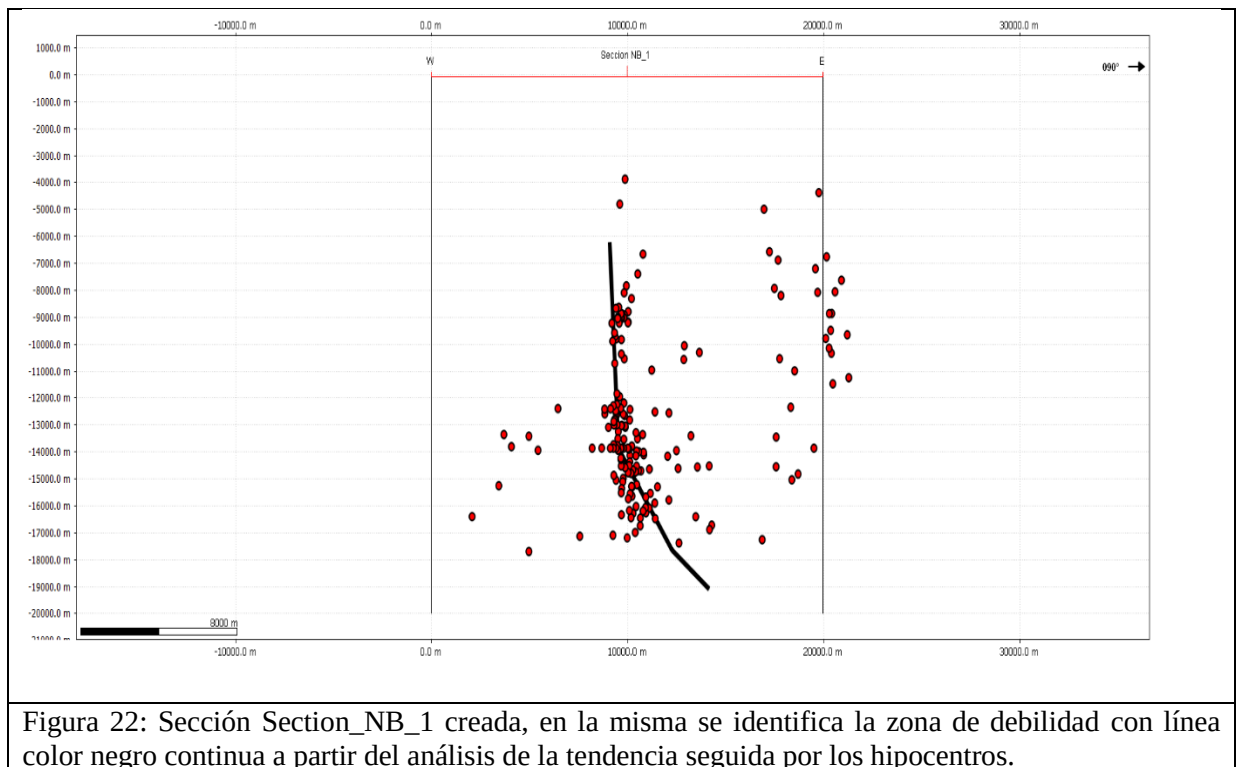


Figura 22: Sección Section_NB_1 creada, en la misma se identifica la zona de debilidad con línea color negro continua a partir del análisis de la tendencia seguida por los hipocentros.

8.3. Interpretación de Mecanismos focales

El mecanismo focal, también llamado solución del plano de falla, son una representación bidimensional de la geometría de una falla y cómo es el movimiento durante un sismo. En este trabajo de licenciatura se hizo uso de mecanismos focales obtenido por Maharaj et al., (2023), esto permitió identificar posibles rumbos de fallamiento, dato importante para definir la orientación de líneas sísmicas a crear. Al momento de realizar este análisis es importante tener en cuenta que cuando ocurre un sismo, se observa en las estaciones sismológicas

capaces de detectarlo, los primeros arribos en las componentes verticales (distensivo o compresivos). Además, dentro de un rango específico de variación de azimuth, se pueden apreciar polaridades comunes con amplitud distintas en relación a este fenómeno sísmico. Es decir que, la amplitud de estos arribos depende de la respectiva posición y distancia al evento sísmico, si la lectura de la polaridad se encuentra cerca de algún plano nodal, su amplitud decrece y crece a medida que nos alejamos de este.

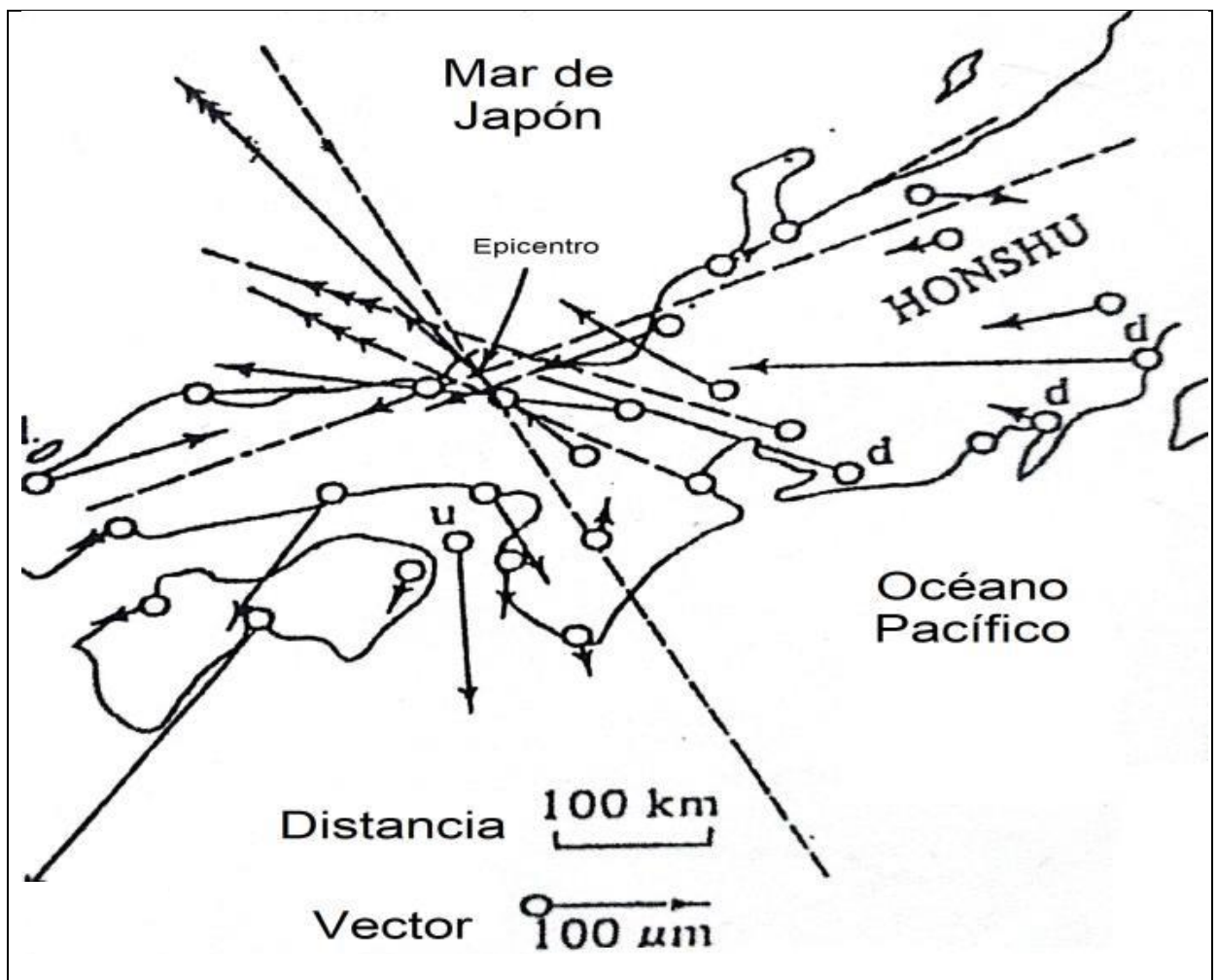
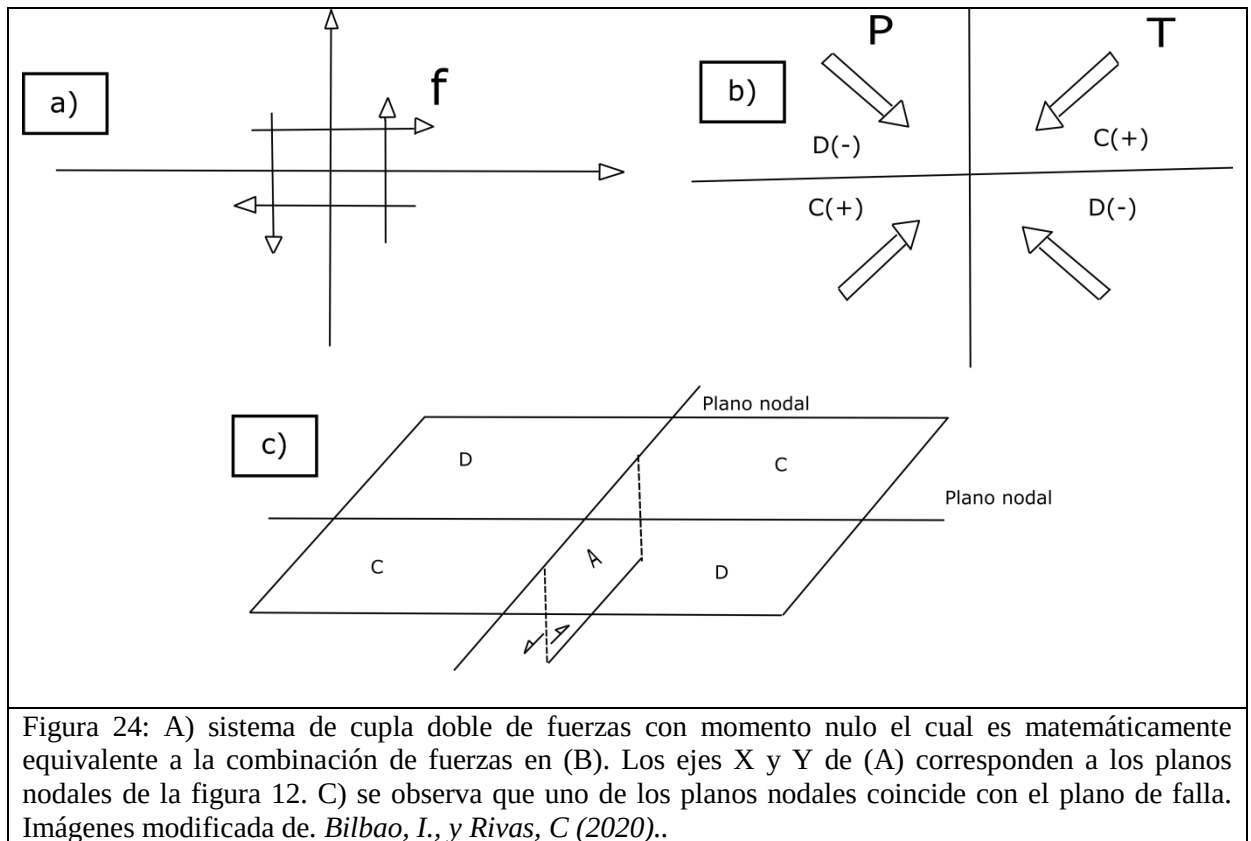


Figura 23: Movimientos registrados en la primera fase P para el sismo ocurrido en Honshu, Japón (1927, M=7.5). Los símbolos *u* y *d* denotan los pulsos iniciales de la fase P compresivos y distensivos respectivamente. Modificado de K. kasahara (1981)

En la figura 23, se observa que la polaridad de los movimientos están distribuidos en cuatro regiones separadas por dos planos perpendiculares, estando para este caso en particular el epicentro ubicado en la intersección en la superficie de los planos. Todas las estaciones que se

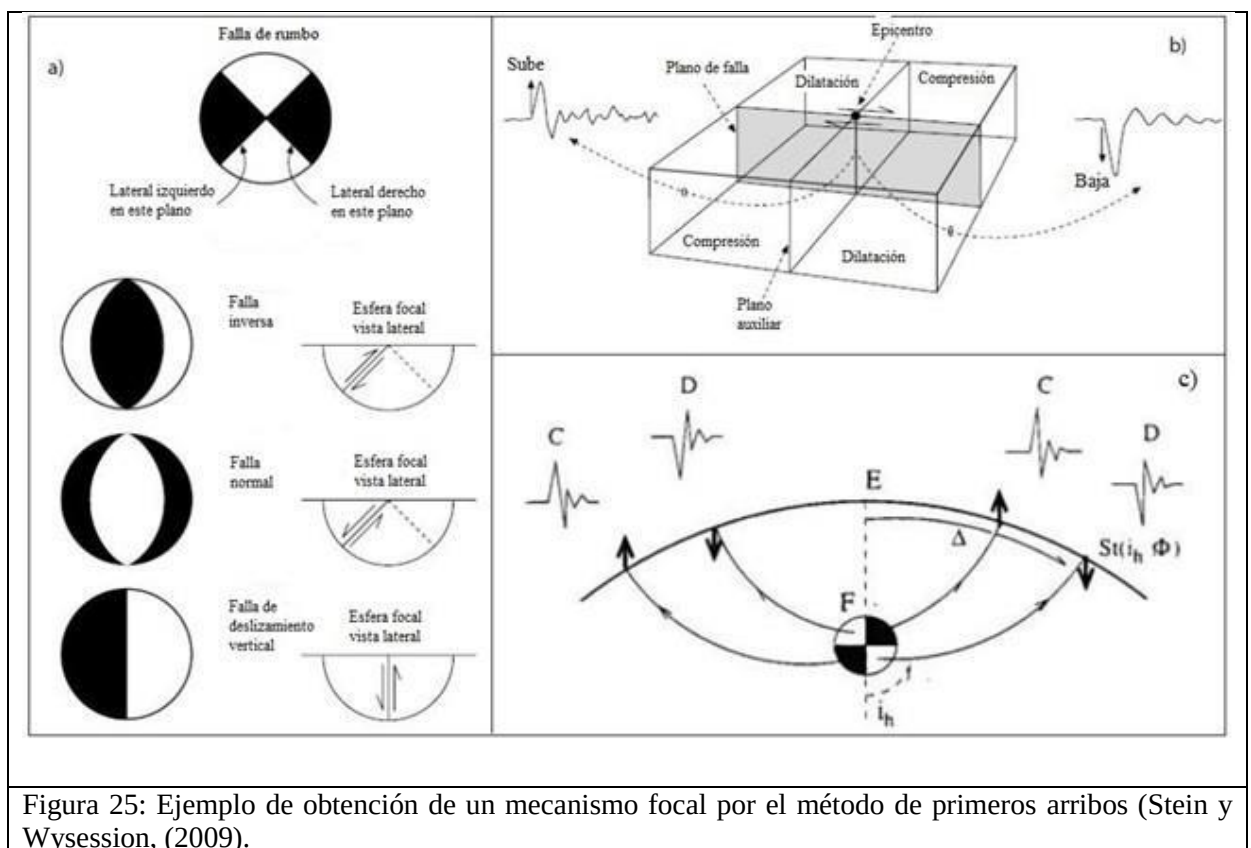
encuentran dentro de una región experimentan el mismo tipo de movimiento para el primer arribo de la onda P.

Esta distribución de movimientos se explica suponiendo que, el mecanismo de generación de eventos sísmicos es producido por un sistema de cupla doble de fuerzas con momento nulo. Es decir, no se genera rotación en el sistema, lo que significa la asociada a este sistema será única, pero no el plano (ver figura 24). Existen 2 planos que explican todas las distribuciones de polaridades de primeros arribos para cada caso, eso son el plano principal y el plano auxiliar. No se puede definir cuál de los 2 posibles planos de falla es la representación de la realidad, hasta que se complemente con información geológica o algún método geofísico.

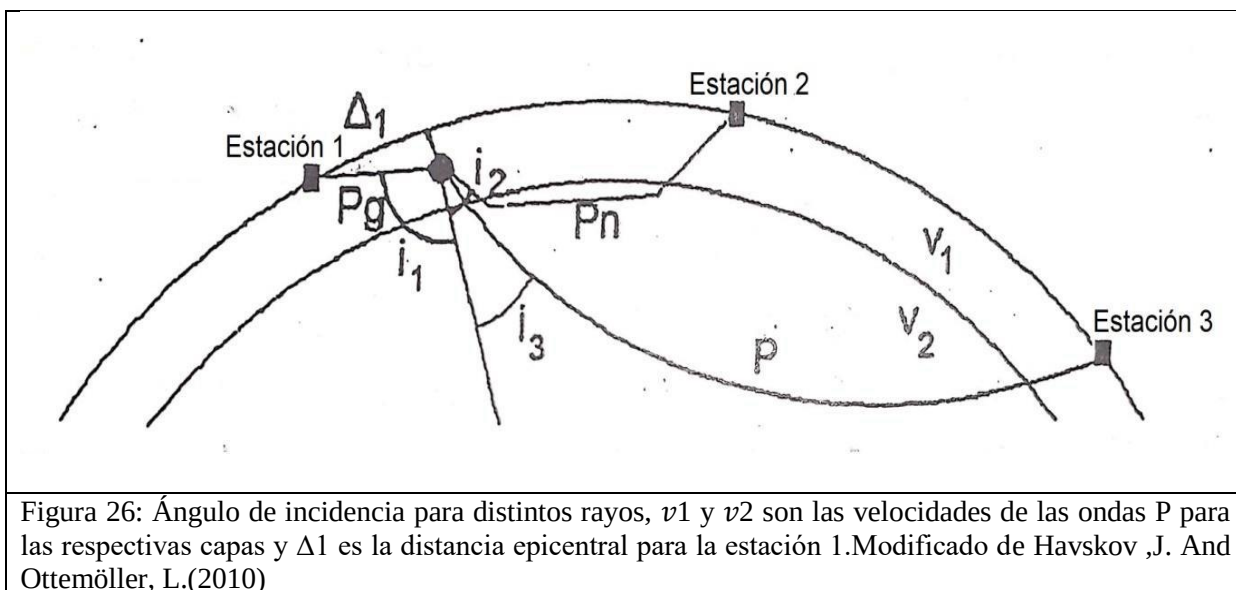


Muchas veces no es fácil individualizar en el terreno el plano de falla. Para este caso es muy útil tener datos sismológicos, como por ejemplo, las réplicas producidas después de la dislocación para determinar cuál es el verdadero plano de falla.

El principio en el análisis realizado a partir de un mecanismo focal es, observar los movimientos producido por los sismos en la superficie de una pequeña esfera centrada en el hipocentro de radio unitario (ver figura 25). Para uso didáctico se asemeja la pequeña esfera a una pelota de playa que contiene como centro el hipocentro. La superficie de la esfera se puede dividir en 4 cuadrantes. Por otro lado trabajar con una esfera presenta cierta dificultad, es por eso que, la metodología optada por la sismología para su representación, es a través de la proyección estereográfica de su semiesfera inferior sobre una superficie plana.



A través de los mecanismos focales se obtiene como información la naturaleza del fallamiento. Es posible conocer el strike (acimut), rake (ángulo de desplazamiento), dip (buzamiento o ángulo de inclinación del plano con respecto a la horizontal), dirección de los ejes de esfuerzo (se encuentran a 45° de los planos de fallas posibles) y ángulo de incidencia (ángulo entre el rayo que arriba la estación y la recta imaginaria que une el foco sísmico con el centro de la tierra). Ver figura 26.



9. Resultados

Los resultados obtenidos en esta investigación representan aporte en el conocimiento de las estructuras de fallas ciegas en la región sur del valle de Tulum, ubicado en la provincia de San Juan (ver figura 17). A través de un enfoque integral que combina análisis sísmicos, geológicos y geofísicos, se logró obtener un aporte a la comprensión de la compleja red de fallas que caracteriza a la zona de estudio.

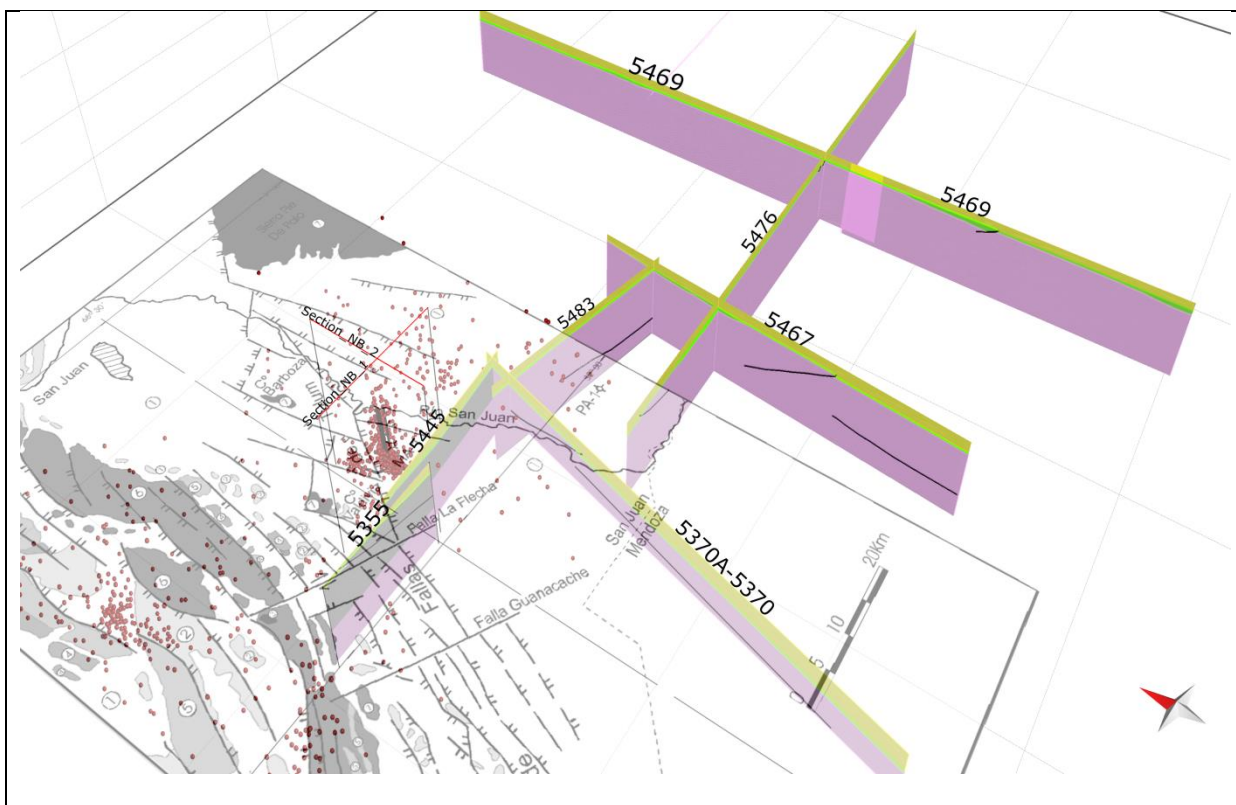


Figura 27: Se muestran las líneas sísmicas interpretadas con sus respectivos nombres en la parte superior, así como las líneas sísmicas creadas con MOVE a partir de la identificación de zonas con mayor densidad de focos sísmicos denominadas Section_NB_1 y Section_NB_2. En color rojo los hipocentros aportados por Maharaj et al. (2023).

A continuación, se presentan los hallazgos más relevantes derivados de los objetivos específicos planteados.

9.1. Líneas sísmicas Interpretadas

Mediante el uso de herramientas geofísicas y programas de modelado como *MOVETM*, se logró interpretar y visualizar las estructuras subsuperficiales en la región de estudio. Se identificaron zonas de deformación y se correlacionaron con la presencia de fallas ciegas, lo que proporcionó una visión de la geometría y distribución de estas estructuras, así mismo se identificaron zonas de posible debilidad en el basamento metamórfico.

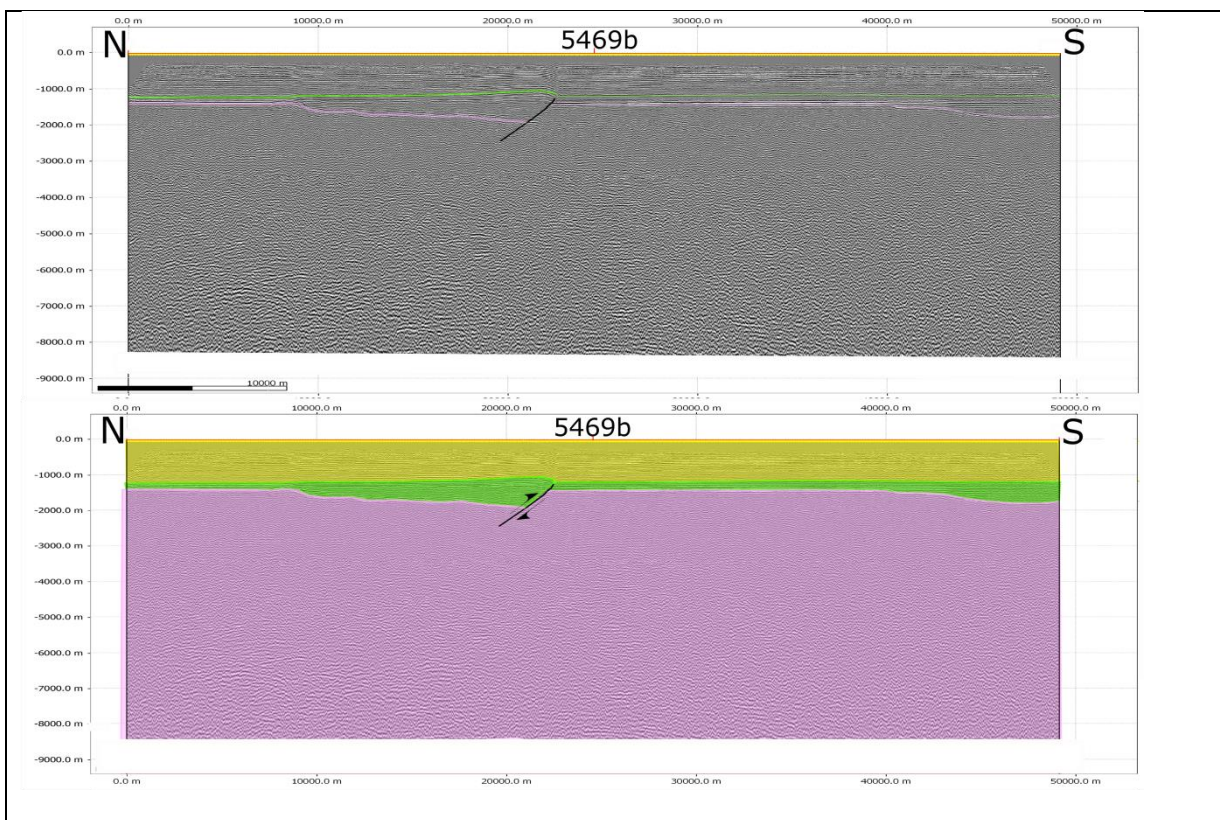


Figura 28: Se presenta la línea sísmica 5469b con un factor de ampliación vertical de 2 aportada por YPF, en la imagen inferior se destacan las distintas formaciones identificadas y con flecha color negro el desplazamiento de bloques identificado. En la imagen superior solo se presentan los horizontes marcados.

En la Figura 28, en la progresiva 24000 metros y a una profundidad aproximada de 1000 metros, se ha detectado una discontinuidad en los depósitos correspondientes al Paleozoico superior y mesozoico. Se presentan horizontes continuos en los depósitos más jóvenes, estas observaciones sugieren la presencia de una falla inversa, activada entre el Paleozoico Superior y Cenozoico temprano.

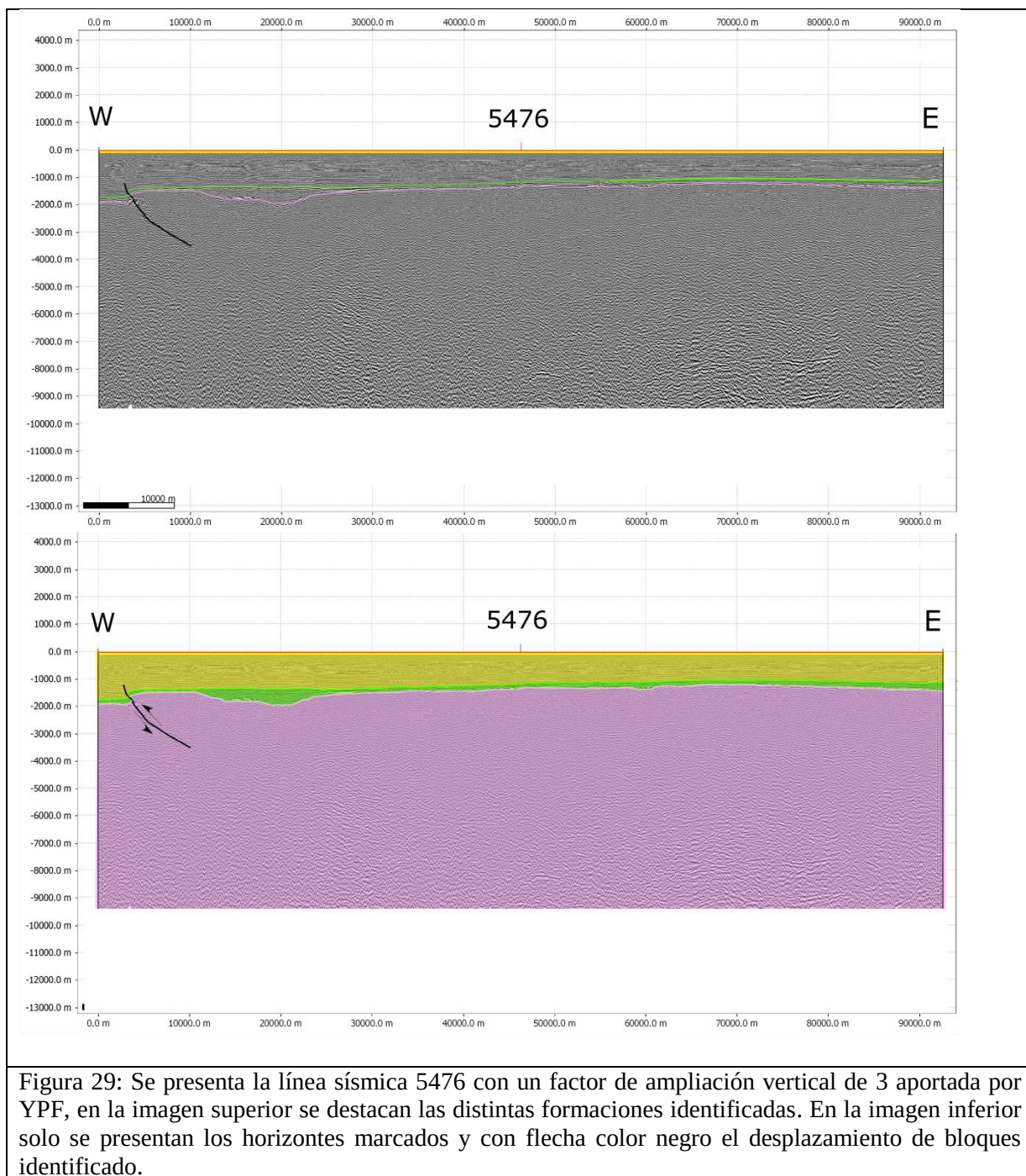


Figura 29: Se presenta la línea sísmica 5476 con un factor de ampliación vertical de 3 aportada por YPF, en la imagen superior se destacan las distintas formaciones identificadas. En la imagen inferior solo se presentan los horizontes marcados y con flecha color negro el desplazamiento de bloques identificado.

En la Figura 29, en la progresiva 3000 metros, se evidencia una discontinuidad en la base del Cenozoico que atraviesa por completo depósitos del Mesozoico y el Paleozoico superior. Esta discontinuidad se profundiza hasta los 3500 metros en el basamento precámbrico, y puede ser atribuida a la presencia de una falla inversa con un buzamiento aproximado oeste a este.

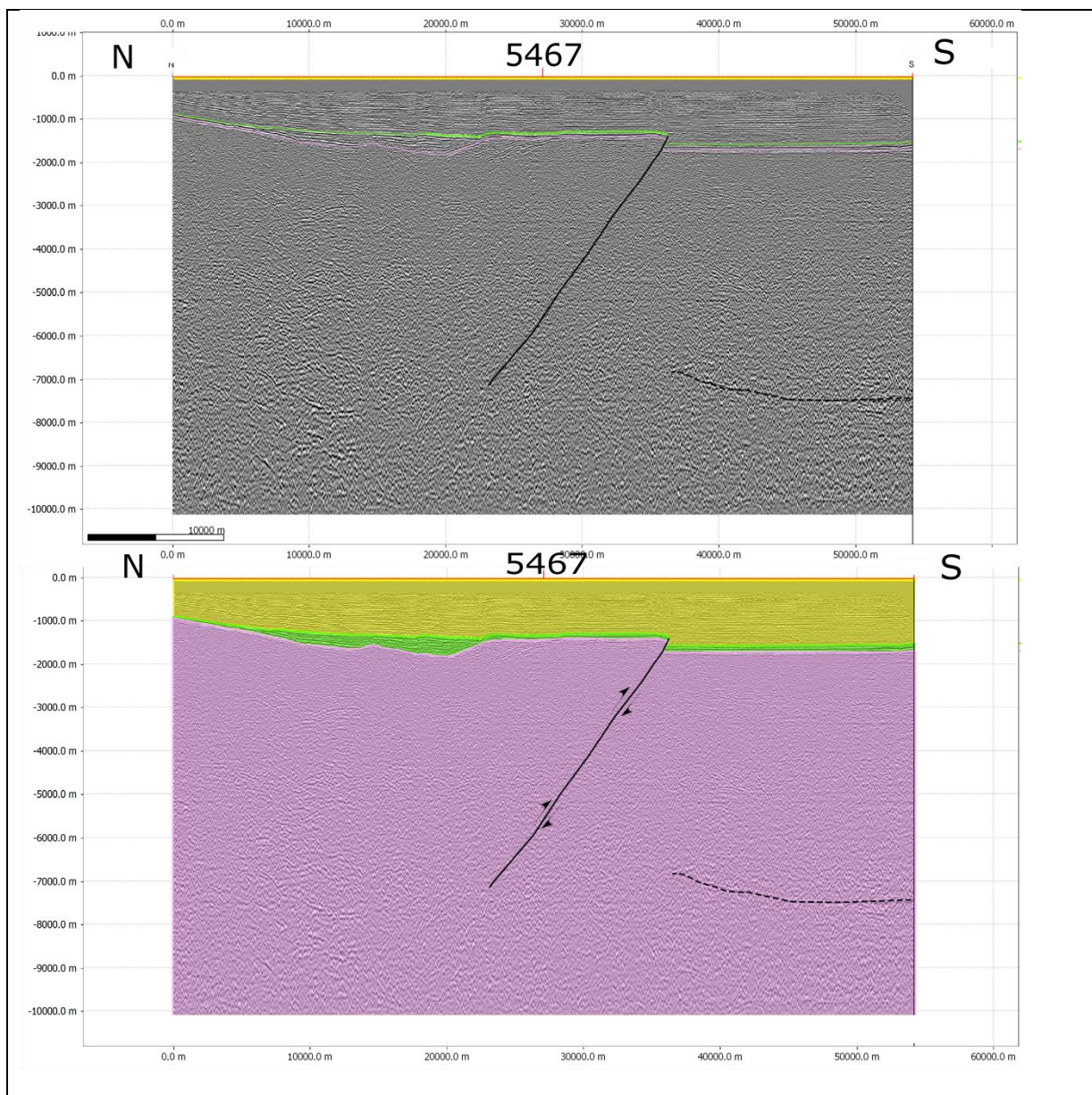


Figura 30: Se presenta la línea sísmica 5467 con un factor de ampliación vertical de 3.5 aportada por YPF, en la imagen superior se destacan las distintas formaciones identificadas. En la imagen inferior solo se presentan los horizontes marcados y con flecha color negro el desplazamiento de bloques identificado. En líneas de puntos se presentan la posible zona de mayor debilidad identificadas, la línea continua representa la falla identificada.

En la Figura 30, se resaltan dos estructuras, una de estas corresponde claramente al basamento metamórfico y puede identificarse como zonas de posible debilidad en el mismo. La otra estructura, ubicada en la progresiva 37000 metros con un buzamiento aproximado de sur a norte, atraviesa tanto el basamento como los depósitos del mezosioco a cenozoico temprano. A grandes rasgos y debido al levantamiento de los depósitos ubicados en el sector norte de la

misma, puede ser identificada como una falla de naturaleza inversa la cual presentó actividad moderna.

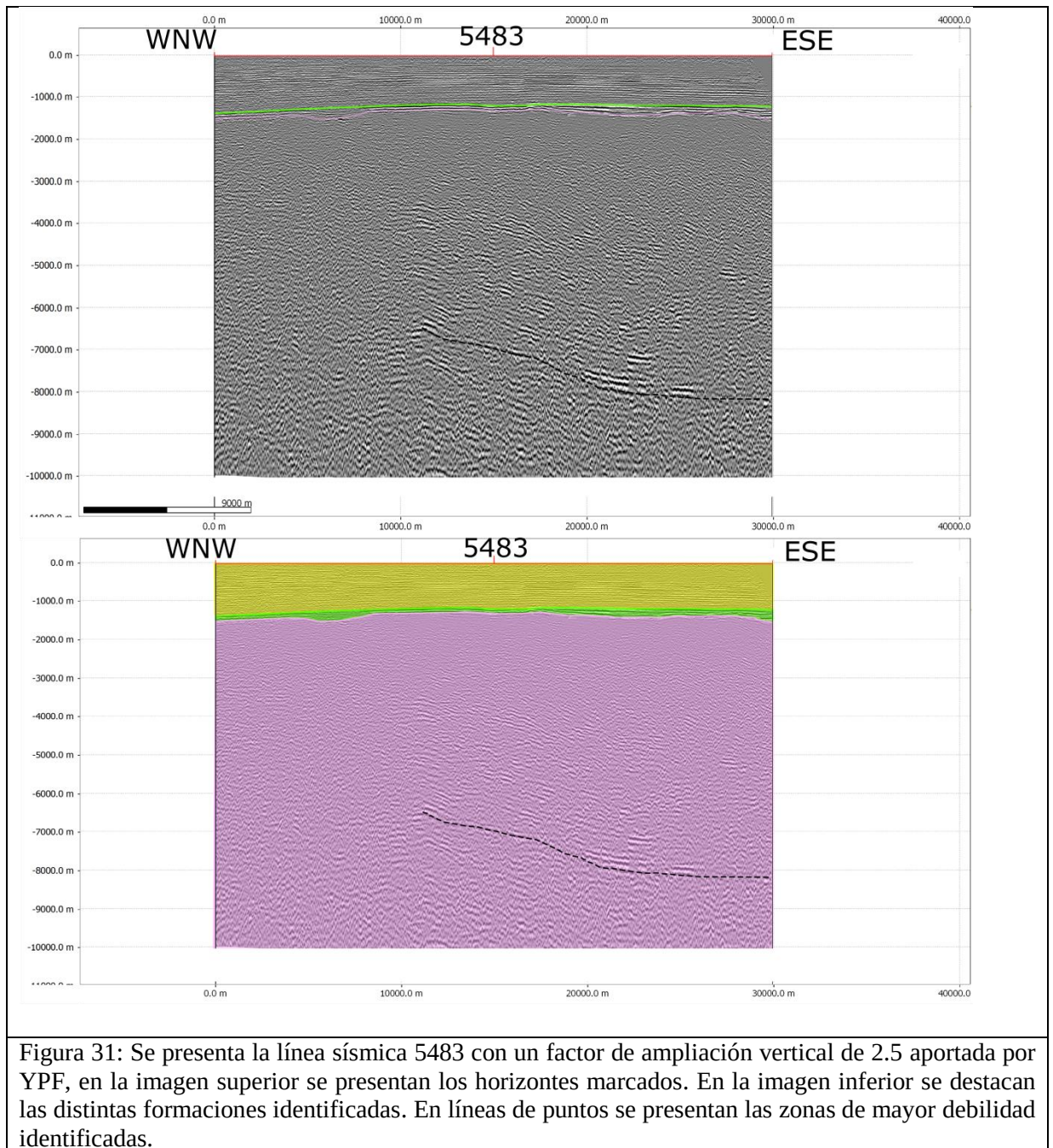


Figura 31: Se presenta la línea sísmica 5483 con un factor de ampliación vertical de 2.5 aportada por YPF, en la imagen superior se presentan los horizontes marcados. En la imagen inferior se destacan las distintas formaciones identificadas. En líneas de puntos se presentan las zonas de mayor debilidad identificadas.

En la Figura 31, se logra identificar una posible zona de debilidad en el basamento precámbrico a partir de la progresiva de 11000 metros y a una profundidad de 6500 metros. Esta zona de debilidad se extiende en profundidad hasta los 8500 metros y continúa hacia el extremo este-sureste.

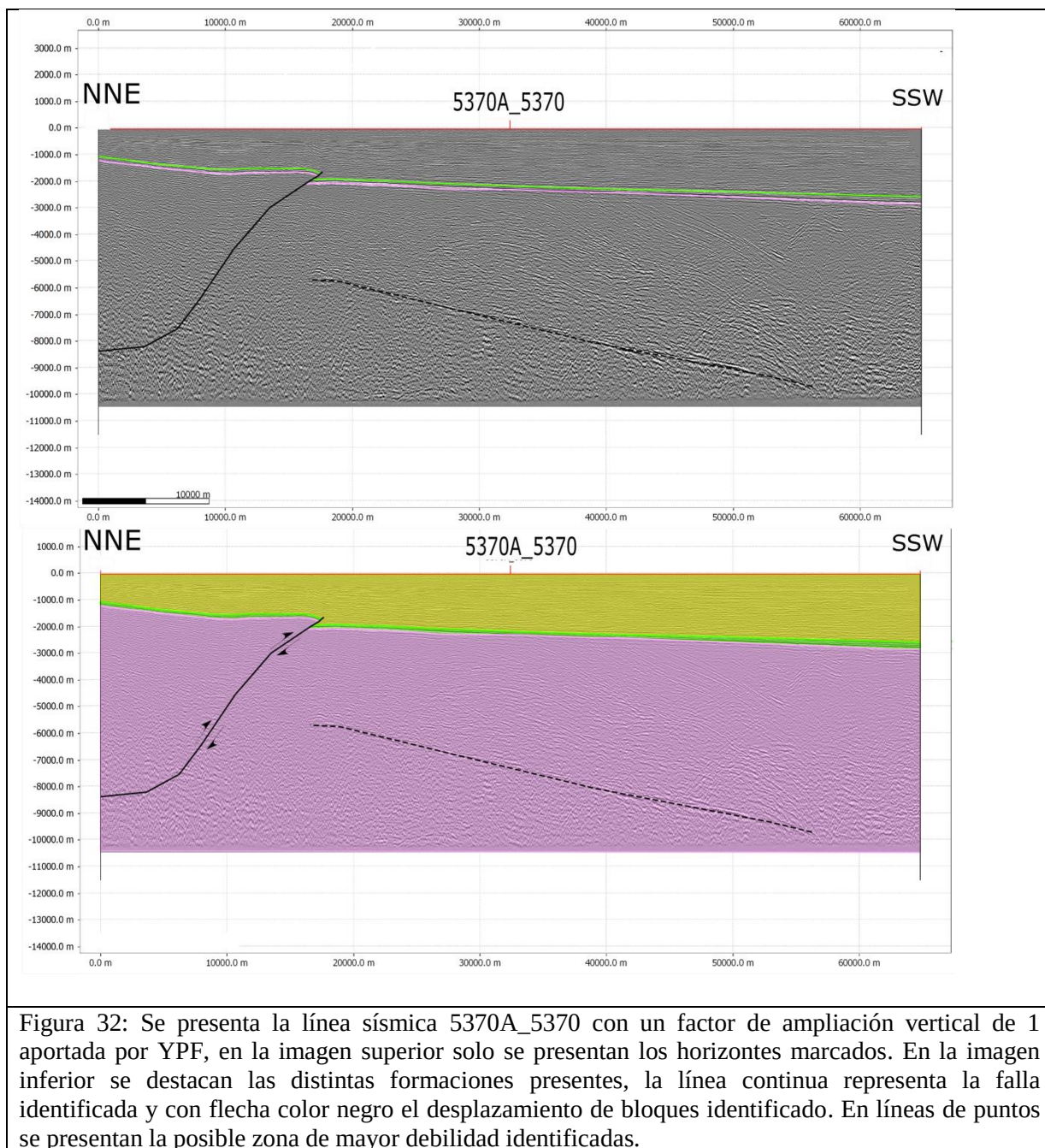


Figura 32: Se presenta la línea sísmica 5370A_5370 con un factor de ampliación vertical de 1 aportada por YPF, en la imagen superior solo se presentan los horizontes marcados. En la imagen inferior se destacan las distintas formaciones presentes, la línea continua representa la falla identificada y con flecha color negro el desplazamiento de bloques identificado. En líneas de puntos se presentan la posible zona de mayor debilidad identificadas.

En la Figura 32, se observa un cambio abrupto en la estructura de los depósitos alrededor de la progresiva de 19000 metros. Esta discontinuidad afecta a los horizontes correspondientes al Paleozoico superior Mesozoico, Cenozoico y al basamento del Precámbrico, lo que evidencia un fracturamiento relativamente moderno. Este fenómeno se relaciona directamente con la presencia de un fallamiento inverso lístrico con buzamiento aproximado norte-noreste.

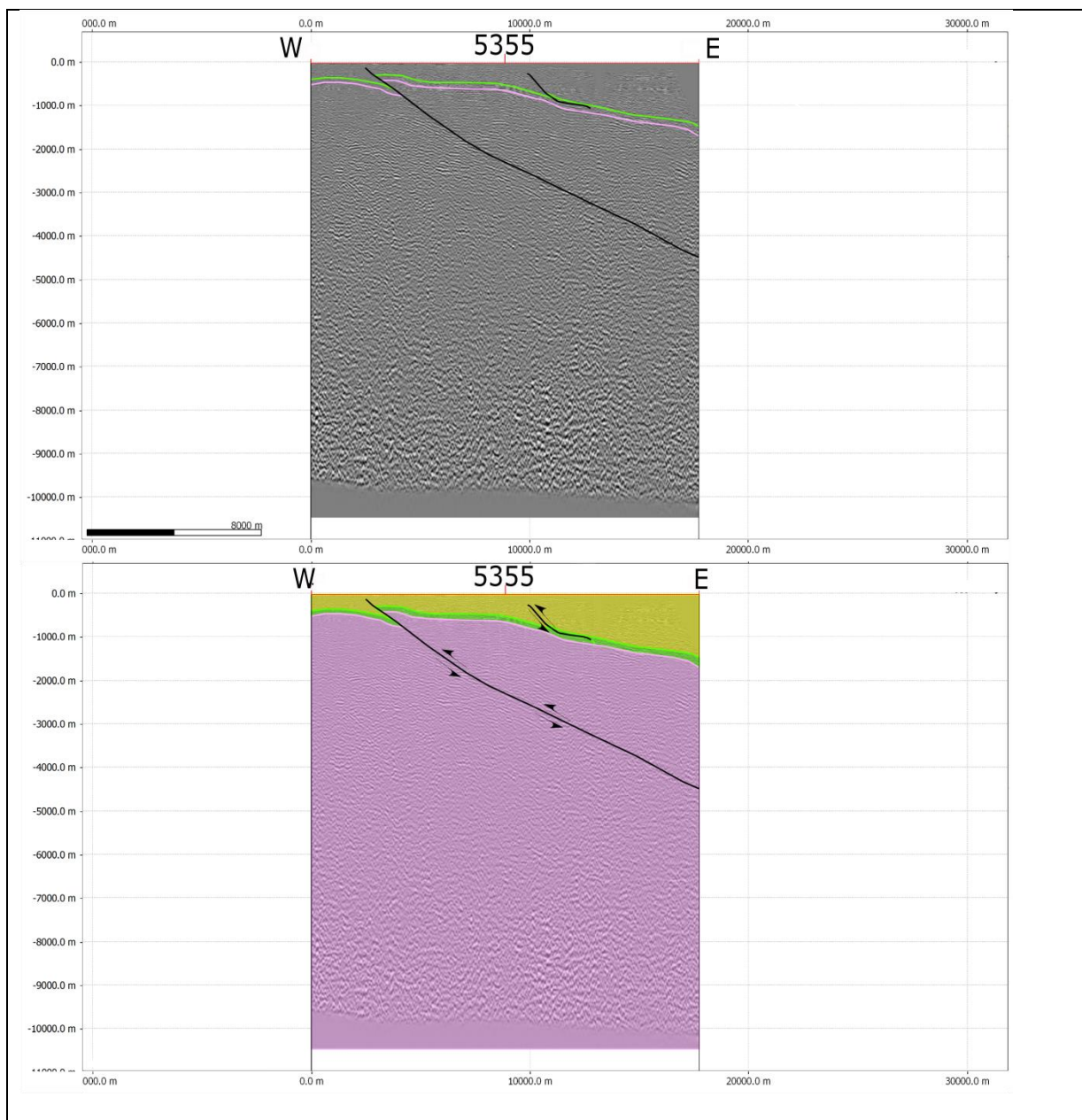


Figura 33: Se presenta la línea sísmica 5355 con un factor de ampliación vertical de 2 aportada por YPF, En la imagen superior solo se presentan los horizontes marcados. En la imagen superior se destacan las distintas formaciones identificadas con línea continua se representan las fallas identificadas y con flecha color negro el desplazamiento de bloques.

En la Figura 33, se nota un cambio significativo en los horizontes analizados alrededor de la progresiva de 2500 metros. Al seguir la discontinuidad de los horizontes en profundidad, es plausible asumir la presencia de una falla inversa con un buzamiento en principio oeste-este. En la progresiva de 10000 metros, se observa una discontinuidad en el horizonte correspondiente a la base de los depósitos del Cenozoico. Por lo tanto, esto podría atribuirse a

la presencia de una falla inversa que afecta a los depósitos tanto del Cenozoico como del Mesozoico superior. Ambas fallas descritas corresponden a un fracturamiento moderno, deducción realizada a partir de los depósitos sedimentarios afectados por las mismas.

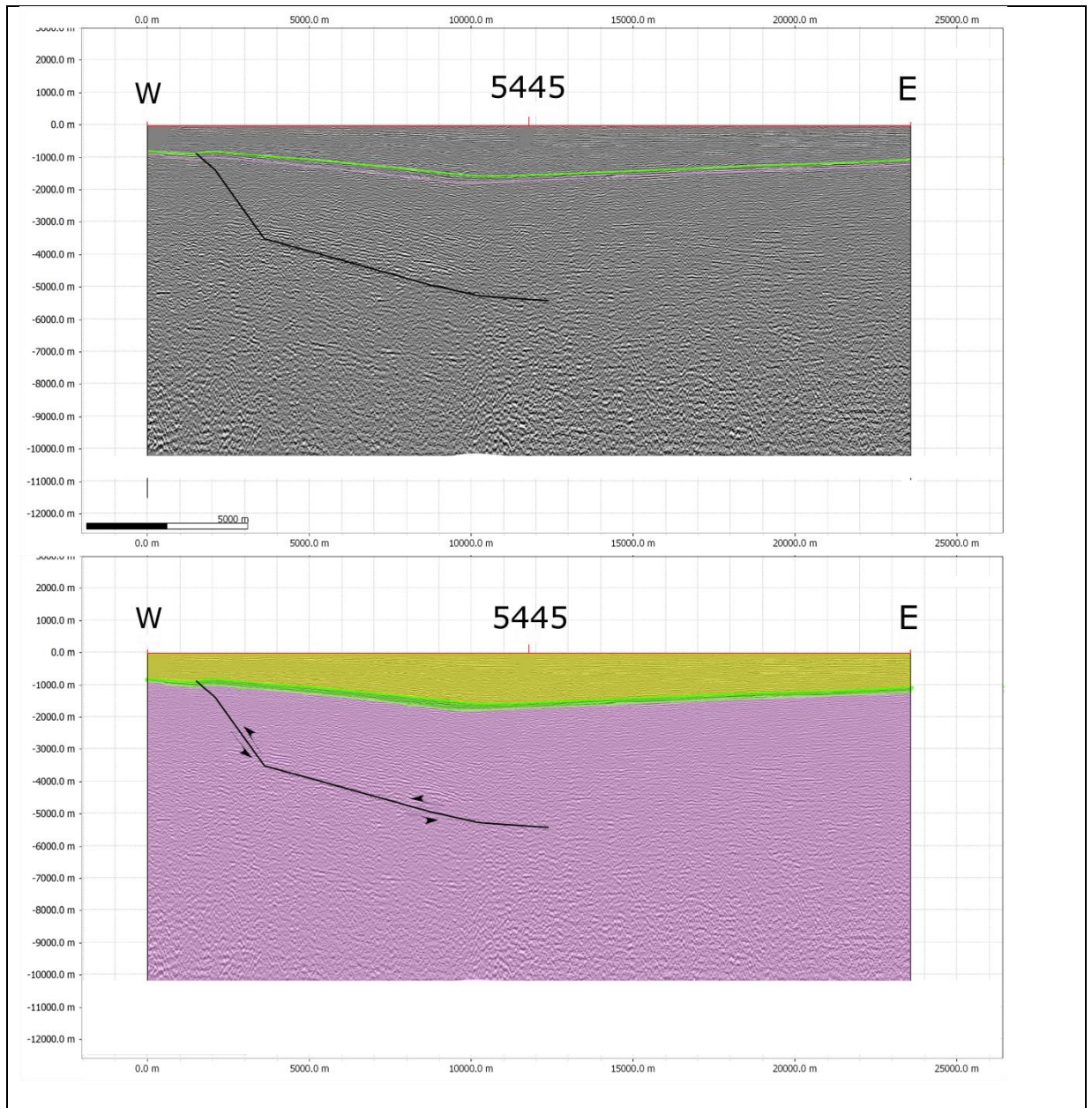


Figura 34: Se presenta la línea sísmica 5445 con un factor de ampliación vertical de 1 aportada por YPF, En la imagen superior solo se presentan los horizontes marcados. En la imagen superior se destacan las distintas formaciones identificadas con línea continua se representan las fallas identificadas y con flecha color negro el desplazamiento de bloques.

En la Figura 34, se ha identificado una discontinuidad en los horizontes marcados alrededor de la progresiva de 1000 metros. Esta discontinuidad se extiende en profundidad hasta los

5500 metros. A partir de esta observación, se puede inferir la presencia de un fallamiento moderno lítrico de tipo inversa con un buzamiento aproximado de oeste a este.

9.2. Análisis de Mecanismos focales

A partir de los datos proporcionados por Maharaj. A (2023), se llevó a cabo un análisis de los mecanismos focales en la zona de mayor agrupamiento sísmico. El objetivo de este análisis es describir la naturaleza de las fallas presentes en la zona de agrupamiento sísmico observada con anterioridad (ver figura 20).

Inicialmente, se observa una predominancia de eventos sísmicos de naturaleza inversa, con soluciones de planos de fallas tanto aproximadamente en dirección norte-sur como oeste-este. No se presentan desplazamientos puramente inversos, por lo que los desplazamientos de rumbo están presentes en muchas de las soluciones de planos de fallas.

Los mecanismos focales analizados pueden dividirse en dos grupos principales: los que representan soluciones de plano de falla predominantemente en dirección este-oeste y los que lo hacen en dirección predominante norte-sur. Debido a estas soluciones con posibles planos de falla orientados este-oeste se creó la sección sísmica llamada Section_NB_2 perpendicular a la sección denominada Section_NB_1, esta última fue definida perpendicular al sistema de fallas de Tulum.

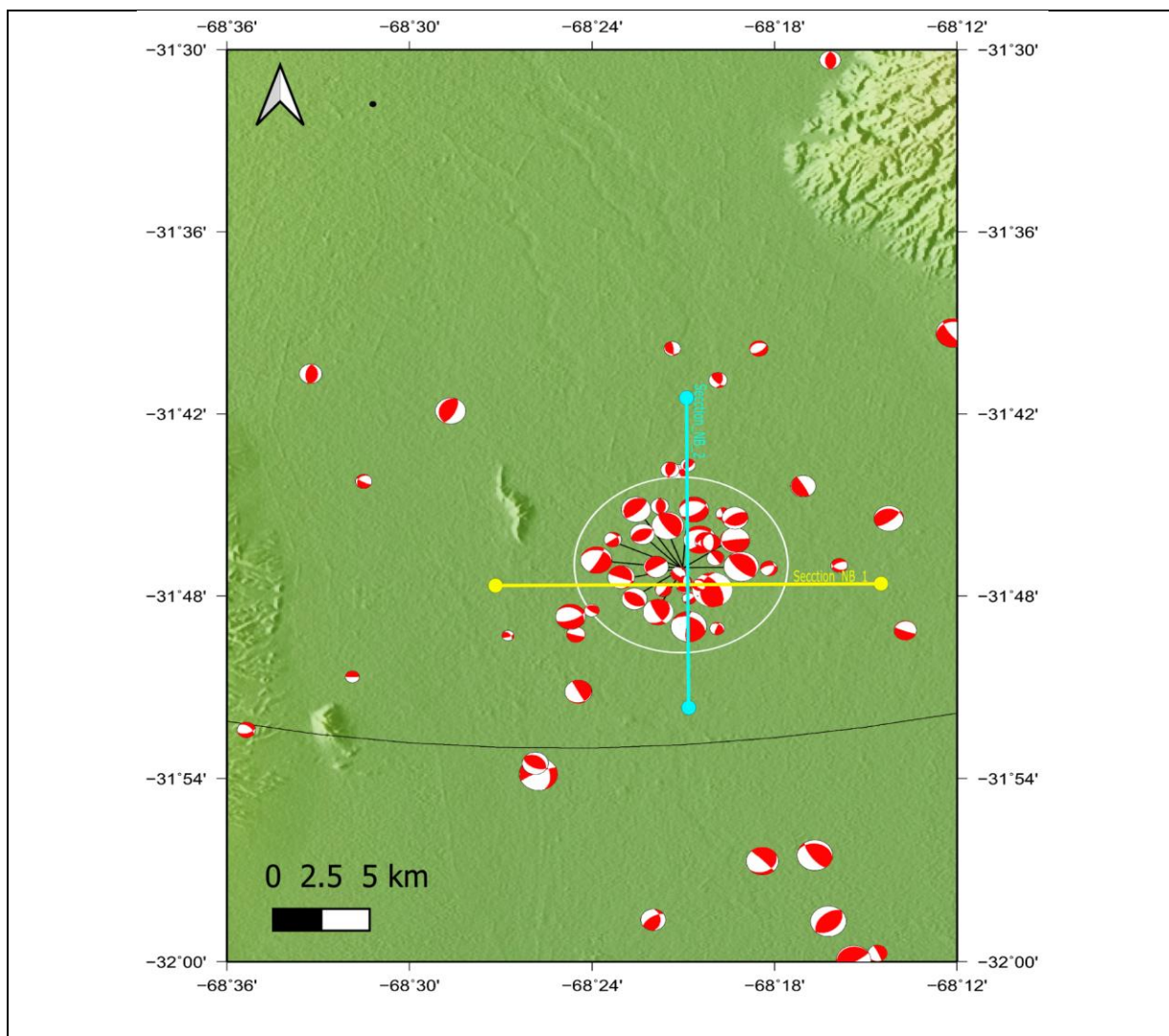


Figura 35: Se representan mecanismos focales obtenidos por Maharaj. A (2023), se presentan en color celeste la posición de la sección creada Section_NB_2 y en color amarillo la posición de la sección creada Section_NB_1, en círculo color blanco se encuentra delimitada la Zona de agrupamiento sísmico.

9.3. Secciones sísmicas creadas

Se llevó a cabo un análisis exhaustivo de la base de datos de sismicidad en la región de estudio. Este análisis permitió identificar patrones espaciales en la distribución de los eventos sísmicos, así como áreas de alta actividad sísmica que pueden ser identificadoras de fallas ciegas.

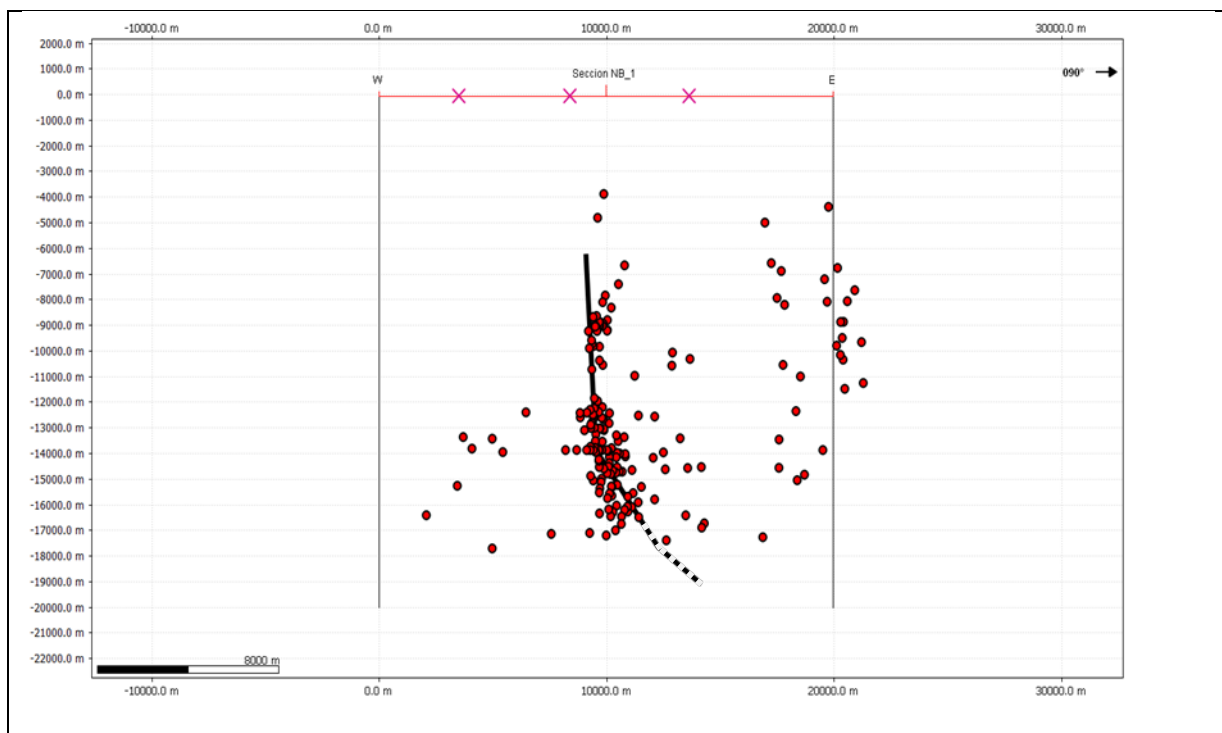
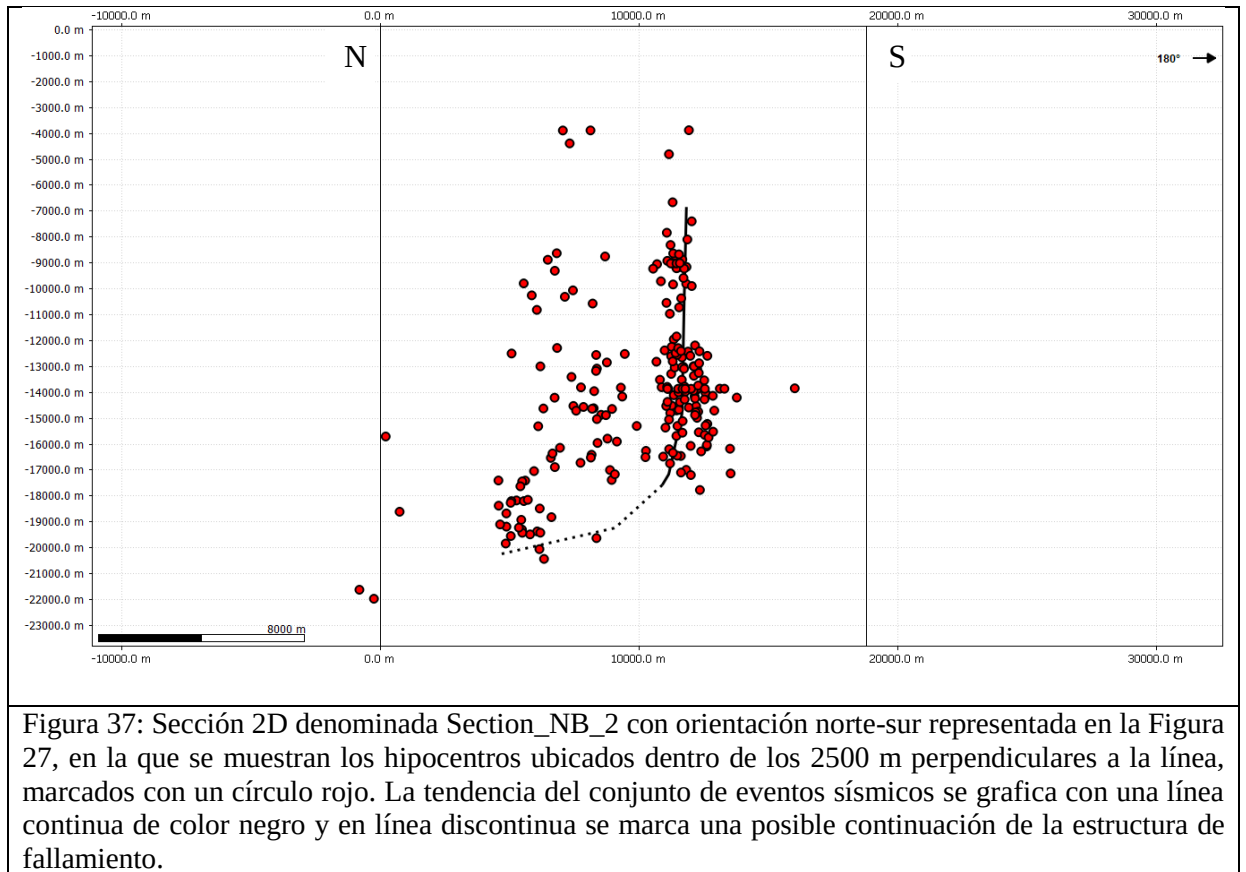


Figura 36: Sección 2D denominada Section_NB_1 con orientación oeste-este representada en la Figura 27, en la que se muestran los hipocentros ubicados dentro de los 3000 m perpendiculares a la línea, marcados con un círculo rojo. La tendencia del conjunto de eventos sísmicos se grafica con una línea continua de color negro. La línea discontinua color negro representa la posible continuación de dicho fallamiento.

En la Figura 36 se representa la sección creada con dirección oeste-este cuya dirección se estableció a partir del análisis del sistema de fallas de Tulum (ver figura 5) el cual es predominantemente en dirección norte-sur. En la sección descrita se han marcado los focos sísmicos investigados en esta tesis profesional, aportados por Maharaj (2023). Se ha identificado una zona de debilidad estructural, atribuible principalmente a la distribución espacial de los focos sísmicos. Esta debilidad puede estar relacionada con una falla cuasi vertical en la zona más superficial, la continuación marcada en profundidad con una línea discontinua, indica una posible zona de debilidad, pero esta no es tan evidente como la primera debido a que muestra un patrón de sismicidad más difuso.



En la Figura 37 se muestra la sección creada con dirección de norte-sur cuya dirección se estableció a partir del análisis de mecanismos focales con posible solución de planos de falla de orientación este-oeste, donde se han señalado los focos sísmicos investigados en esta tesis profesional proporcionados por Maharaj. A (2023). Se han identificado dos zonas de debilidad estructural, principalmente atribuibles a la distribución espacial de los focos sísmicos. La tendencia marcada con una línea continua podría estar relacionada con una falla de cuasi vertical. En cuanto a la continuación marcada con una línea discontinua, indica una posible zona de debilidad, pero esta no es tan evidente como la primera debido a que muestra un patrón de sismicidad más difuso.

10. Conclusiones

A lo largo de esta investigación, se han obtenido varios hallazgos los cuales aportan al entendimiento de la región Sur del Valle de Tulum más específicamente entre las latitudes 31.5° y 32° S. En primer lugar, se identificaron y caracterizaron las principales zonas de debilidad estructural en el basamento precámbrico (ver figura 30, 31, 32) y discontinuidades en los depósitos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos (ver figura 20, 29, 30, 32, 33, 34) lo cual permitió determinar con mayor precisión las áreas propensas a fallamientos en el sur de la zona de estudio. En segundo lugar, el análisis de los mecanismos focales en el este de la zona de estudio reveló una predominancia de fallas inversas con una leve a intermedia componente de rumbo, proporcionando una visión clara de la dinámica tectónica en la región de estudio la cual se asocia principalmente a regímenes de compresión tectónica. Además, se estableció una correlación directa entre la distribución espacial de los focos sísmicos aportados por Maharaj. A (2023) y las posibles estructuras geológicas generadoras de sismicidad. Con el uso del software *MOVETM* y el análisis de la distribución espacial de los sismos analizados se presume principalmente dos fallas, la primera con aproximado rumbo norte-sur de carácter principalmente vertical con leve buzamiento hacia el este (ver figura 39) y la segunda con rumbo aproximadamente oeste-este de carácter vertical con presumible buzamiento hacia el norte en profundidad. Ambas fallas se pueden identificar con naturaleza inversa y de leve a moderada componentes de rumbo, debido a los mecanismos focales analizados.

Al inicio de esta tesis, se plantearon varios objetivos específicos para guiar la investigación. El primer objetivo era identificar y caracterizar las principales zonas de debilidad estructural en el área de estudio, lo cual se logró mediante un análisis detallado de las secciones sísmicas 2D adquirido y procesado por la petrolera YPF en los años 80 y la distribución de focos sísmicos aportados por Maharaj. A (2023). El segundo objetivo era analizar los mecanismos

focales para comprender la naturaleza de las fallas en la región, cuyas observaciones indicaron una predominancia de fallas inversas con leve a moderada componente de rumbo.

Asimismo, se buscó correlacionar la distribución espacial de los focos sísmicos con las posibles estructuras geológicas responsables de los eventos sísmicos. Este objetivo también fue cumplido, ya que se pudo establecer una relación clara entre los focos sísmicos y las posibles fallas generadoras de los mismos haciendo uso del software *MOVETM*.

A lo largo de esta investigación, los resultados se centraron principalmente en el este de la región de estudio, dejando el oeste relativamente inexplorado. Para futuras investigaciones, se sugiere continuar con el análisis de las líneas sísmicas 2D proporcionadas por YPF y llevar a cabo un exhaustivo análisis de la sismicidad de la región. Esto permitirá identificar con mayor precisión la naturaleza de los fallamientos en toda la región, contribuyendo a un entendimiento más completo y detallado de la sismicidad local y sus implicaciones geológicas.

11. Referencias bibliográficas

- Aki, K., Richards, P., (1980). *Quantitative Seismology. Theory and Methods*. Freeman, San Francisco.
- Allmendinger, R., Judge, P., (2014). The Argentine Precordillera: a foreland thrust belt proximal to the subducted plate. *Geosphere* 10 (6), 1203–1218. <https://doi.org/10.1130/GES01062.1>.
- Alvarado, P., & Beck, S. (2006). Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (MW 7.0) and 11 June 1952 (MW 6.8). *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3–4), 615–631. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.015>
- Alvarado, P., Beck, S., & Zandt, G. (2007). Crustal structure of the south-central Andes Cordillera and backarc region from regional waveform modelling. *Geophysical Journal International*, 170(2), 858–875. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03452.x>
- Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M., & Beck, S. (2009). Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, 204, 261–278. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(12\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(12)).
- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G., & Beck, S. (2007). Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 171(1), 419–434. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03483.x>
- Beck, S. L., & Zandt, G. (2007). Lithospheric structure and deformation of the flat slab region of Argentina [Dataset]. *International Federation of Digital Seismograph Networks*. https://doi.org/10.7914/SN/ZL_2007
- Bossi, G., (1976). *Geología de la cuenca de Marayes- El Carrizal (provincia de San Juan, República Argentina)*, Congr. Geol. Argent. (Acta) 6°, 1, 23-38, 1976.
- Brooks, B.A., Bevis, M., Smalley, R.J., Kendrick, E., Mancada, R., Lauría, E., Maturana, R. y Araujo, M., 2003. Crustal motion in the Southern Andes (26° - 36°S): do the Andes behave like a microplate? *Geochem. Geophys. systems* 4, 1-14
- Cahill, T. and Isacks, B.L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research* 97: doi: 10.1029/92JB00493. issn: 0148-0227.
- Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M., Ledesma Vallvè, M., Costantino, D., Cid de la Paz, M., Guerra, G., 2020. *Cátedra de Geofísica Aplicada, U.N.P.S.J.B. Chubut, Argentina*.

- Comte, D., Farías, M., Calle-Gardella, D., Navarro-Aranguiz, A., Roecker, S., & Rietbrock, A. (2023). Anomalous intraslab structure revealed by the analysis of aftershocks of the Mw 6.7 Coquimbo-La Serena earthquake of 20 January 2019. *Tectonophysics*, 846, 229660. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229660>.
- Comte, D., Farías, M., Roecker, S. W., & Brandon, M. T. (2017). Dense and dry mantle between the continental crust and the oceanic slab: Folding, faulting and tearing in the slab in the pampean flat slab, southern central Andes evidenced by 3D body wave tomography along the 2015 Illapel, Chile Earthquake Rupture Area. In *AGU fall meeting abstracts* (Vol. 2017, pp. T23D–T0638).
- Comte, D., Farias, M., Roecker, S., & Russo, R. (2019). The nature of the subduction wedge in an erosive margin: Insights from the analysis of aftershocks of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake beneath the Chilean Coastal Range. *Earth and Planetary Science Letters*, 520, 50–62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.033>.
- Cortez, I y Ortiz, G., 2019. Delimitación de estructuras geológicas en el sector centro-norte de la cuenca de Bermejo para la gestión de riesgo sísmico. III Congreso Binacional de Investigación Científica (Argentina-Chile). VI Encuentro de Jóvenes Investigadores – San Juan.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Figueroa, D., and Ferraris, O. R., (1989). Estructura del margen oriental de la Precordillera mendocina-sanjuanina, 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas, Volume 1: Mar del Plata, p. 515-529.
- Flores, M.,(1979). Cuenca de San Luis, in Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1, 745-767, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Fosdick J.C., Carrapa, B. y Ortiz, G., 2015. Faulting and erosion in the Argentina Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Sciences Letters* 432, 73-83.
- Gilbert, H. (2008). Eastern Sierras Pampeanas, lithospheric structure above the variably dipping Nazca slab [Dataset]. International Federation of Digital Seismograph Networks. https://doi.org/10.7914/SN/XH_2008.
- Gimenez, M., Martinez, M.P. e Introcaso, A., 2000. A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 13, 275-286.
- Goyberg, Mateo. (2018). Estudio de la deformación Neógena a partir del relevamiento estructural de la Sierra Las Salinas, al este de Huaco, Provincia de San Juan. . Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001118_Goyberg
- Gutscher, Marc-Andre. (2002). Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*. 15. 3–10. 10.1016/S0895-9811(02)00002-0.
- Havskov, J., Ottemöller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. London: Springer.
- Hayes, G. (2018). Slab2—A comprehensive subduction zone geometry model: U.S. Geological Survey data release. <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.
- Hunicken, M. A., C. L. Azcuy, and M. V. Pensa, (1981). Sedimentitas Paleozoicas, in *Geología recursos naturales de la provincia de San Luis*, Relat. Congr. Geol. Argent. 8°, 55-77.
- INPRES, 2024. Instituto Nacional de Prevencion Sismica. www.inpres.gob.ar.
- ISC, 2020. International Seismological Center, On-line Bulletin. <http://www.isc.ac.uk> International Seismological Centre, Thatcham, United Kingdom.
- K. Kasahara (1981). *Earthquake Mechanics*. xiii + 248 pp., numerous illustrations. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press. Price £25.00. ISBN 0 521 22736 4. *Geological Magazine*. 1982;119(4):423-423. doi:10.1017/S0016756800026364
- Kadinsky-Cade, K., Reilinger, R. e Isacks, B., (1985). Surface deformations associated with the November 23, 1977, Caucete, Argentina, earthquake sequence. *J. Geophys. Res.* 90, 12691-12700
- Langer, C.J., Hartzell, S., (1996). Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake. *Phys. Earth Planet. Interiors* 94, 121-132
- Lanza, F., Chamberlain, C. J., Jacobs, K., Warren-Smith, E., Godfrey, H. J., Kortink, M., et al. (2019). Crustal fault connectivity of the Mw 7.8 2016 Kaikōura earthquake constrained by aftershock relocations. *Geophysical Research Letters*, 46(12), 6487–6496. <https://doi.org/10.1029/2019GL082780>.
- Lara LE, Reyes J, Jicha BR and Díaz-Naveas J (2018) 40Ar/39Ar Geochronological Constraints on the Age Progression Along the Juan Fernández Ridge, SE Pacific. *Front. Earth Sci.* 6:194. doi: 10.3389/feart.2018.00194.
- Linkimer, L., Beck, S., Zandt, G., Alvarado, P., Anderson, M., Gilbert, H., & Zhang, H. (2020). Lithospheric structure of the Pampean flat slab region from double-difference tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102417. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102417>.
- Littel, G. F., Bostock, M. G., Schaeffer, A., & Roecker, S. (2023). Microplate evolution in the Queen Charlotte triple junction & Explorer region: New insights from microseismicity. *Tectonics*, 42(6), e2022TC007494. <https://doi.org/10.1029/2022TC007494>.
- Maharaj, A., Roecker, S., Alvarado, P., Trad, S., Beck, S., & Comte, D. (2023). Are volatiles from subducted ridges on the Pampean flat slab fracking the crust? Evidence from an enhanced seismicity catalog. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24, e2023GC011021. <https://doi.org/10.1029/2023GC011021>.
- Manea, V. C., Manea, M., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Valenzuela, R. W., Husker, A., & Kostoglodov, V. (2017). A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. *Tectonophysics*, 695, 27–52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.037>
- Martinez, P., Gimenez, M., Folguera, A., and Lince Klinger, F., (2014), Integrated seismic and gravimetric model of Jocolí Basin, Argentina: Interpretation, v. 2, no. 2, p. T57-T68.
- Bilbao, I., y Rivas, C., (2020). Mecanismo Focal, apunte de catedra Sismología General. Universidad Nacional de San Juan.

- Merrill, R. J., Bostock, M. G., Peacock, S. M., Schaeffer, A. J., & Roecker, S. W. (2022). Complex structure in the Nootka Fault zone revealed by double-difference tomography and a new earthquake catalog. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23(2), e2021GC010205. <https://doi.org/10.1029/2021GC010205>.
- Ortiz, G., (2018). Deformación andina en el extremo norte de la sierra de Valle Fértil: un estudio integrado basado en termocronología y geofísica. Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Argentina. 146 pp, San Juan.
- Ortiz, G., Alvarado, P., Fosdick, J.C., Perucca, L., Saez, M. y Venerdini, A. (2015). Active deformation in the northern Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 64, 339–50.
- Ortiz, G., Goddard, A. L. S., Fosdick, J. C., Alvarado, P., Carrapa, B., y Cristofolini, E., (2021). Fault reactivation in the Sierras Pampeanas resolved across Andean extensional and compressional regimes using thermochronologic modeling. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103533.
- Ottmøller, L., Voss, P.H. and Havskov J. (2021). SEISAN Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris, Linux and MacOSx, Version 12.0. 607 pp. University of Bergen. ISBN 978-82 8088-501-2, URL <http://seisan.info>.
- Pascual, R., and P. Bondesio, (1981). Sedimentitas cenozoicas, in *Geología recursos naturales de la provincia de San Luis*, Relat. Congr. Geol. Argent. 8°, 117-154.
- Perucca, Laura P., & Vargas, Nicolás. (2014). Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 291-304. Recuperado en 13 de julio de 2024, de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-33222014000200007&lng=es&tlng=es.
- Pfiffner, O. A. (2017). Thick-skinned and thin-skinned tectonics: A global perspective. *Geosciences*, 7(3), 71. <https://doi.org/10.3390/geosciences7030071>
- Ramos, V. A., Cegarra, M., & Cristallini, E. (1996). Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30–36 S latitude). *Tectonophysics*, 259(1–3), 185–200. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00064-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00064-X)
- Ramos, V. A., Cristallini, E. O., & Pérez, D. J. (2002). The pampean flat-slab of the central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 59–78. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00006-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00006-8)
- Ramos, Victor. (1988b). The tectonics of the late Proterozoic – early Paleozoic: A collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174
- Ramos, Victor. (1994). Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30-33°s lat.).
- Rivas, C., Ortiz, G., Alvarado, P., Podesta, M., Martin, A., 2019. Modern crustal seismicity in the northern Andean Precordillera, Argentina. *Tectonophysics* 762, 144–158. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.019>.
- Rodrigo, Cristián, & Lara, Luis E. (2014). Plate tectonics and the origin of the Juan Fernández Ridge: analysis of bathymetry and magnetic patterns. *Latin american journal of aquatic research*, 42(4), 907-917. <https://dx.doi.org/10.3856/vol42-issue4-fulltext-15>
- Rocca, J.A. (1970). Geología de los valles de Tulum y Ullum-Zonda, provincia de San Juan. Plan Agua Subterránea. Informe Técnico P -031, (inédito), 1: 1-112, San Juan.
- Rossa, N., Uliarte, E. R. y Vaca, A. (1986). Magmatismo traquítico en Precordillera Oriental. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera (San Juan), Actas 337-340, Buenos Aires.
- Sánchez, G.; Ortiz, G., Sáez M.; López, L.; Pérez, I., Venerdini, A. Alvarado, P., (2021). El terremoto (Mw6.4) superficial del 18 de enero de 2021 del Cordón de las Osamentas, Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*; 2021 vol.78p 610-617.
- Smalley, R., Pujól, J., Regnier, M., Chui, J., Chatelain, J., Isacks, B., Araujo, M., Puebla, N., (1993). Basement seismicity the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior. *Tectonics* 12 (1), 63–76. <https://doi.org/10.1029/92TC01108>.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., and Bollinger, G. A. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquake notes*, 55.
- Snyder, D. B., V. A. Ramos., R. W. Allmendinger., (1990). Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina. By the American Geophysical Union, *Tectonics*, Vol. 9, NO. 4, Pages 773-788.
- Stein, S., and Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. UK: Blackwell Publishing.
- Val, P., Venerdini, A., Ouimet, W., Alvarado, P., Hoke, G., 2018. Tectonic control of erosion in the southern Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 482, 160–170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.004>.
- Venerdini, A., Alvarado, P., Ammirati, J. B., Podesta, M., López, L., Fuentes, F., et al. (2020). Crustal seismicity in the Andean Precordillera of Argentina using seismic broadband data. *Tectonophysics*, 786, 228450. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228450>.
- Vergés, J., Ramos, V. A., Meigs, A., Cristallini, E., Bettini, F. H., and Cortés, J. M., (2007), Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 33°S and 33°S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 112, no. 3, p. 1-22.
- Vujovich, G. I., van Staal, C. R., & Davis, W. (2004). Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research*, 7(4), 1041– 1056. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71083-2](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71083-2)
- Wagner, F. (2021). ANALISIS DE LA DEFORMACIÓN DEL CENOZOICO TARDIO EN LA TRANSICION DE LA PUNA CON LA CORDILLERA FRONTAL, VALLE ANCHO, ARGENTINA (27°30' S), Universidad Mayor – Facultad de Ciencias – Escuela de Geología.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., (2002). The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 23–38. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00004-4).
- Yarce, J., Sheehan, A., & Roecker, S. (2023). Temporal relationship of slow slip events and microearthquake seismicity: Insights from earthquake automatic detections in the northern Hikurangi margin, Aotearoa New Zealand. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24(3), e2022GC010537. <https://doi.org/10.1029/2022GC010537>.

- Zambrano, J.J. (1986a). *Actualización de la geología de subsuelo del valle de Tulum*. Centro Regional de Agua Subterránea. Informe P-234 (inédito), 1:1-102, San Juan.
- ZAMBRANO, J.J., Graciela M. SUVIRE (2008). *Actualización en el límite entre las Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera Oriental, en la provincia de San Juan*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (1): 110 - 116 (2008).
- Zapata, T.R., Allmendinger, R.W.,(1996). *Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: a thick skinned triangle zone*. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. 80 (3), 350–381.