

SIG application with a 2D modelling program at *SE* of Malvinas Islands for fault characterization and tsunami risk prevention

M. C. Mora, Ingeniera, Eng¹, M. A. Arecco, PhD¹, and P. A. Larocca, PhD¹

¹Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ingeniería, Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Argentina, mmora.ext@fi.uba.ar, marecco@fi.uba.ar, plarocc@fi.uba.ar

Abstract – This paper presents applications of Geoengineering tools such as a Geographic Information System (GIS) and a 2D mathematical modeling program on the Malvinas plateau and the North Scotia ridge. Due to the important tectonic activity at the edges of the Scotia, South American and Sandwich plates with the possibility of producing important variations in sea height or tsunamis, it is very important to characterize the crust in the area for the prevention of economic losses in port areas. In this work, freely accessible geological, geophysical, gravimetric and ocean depth data and a compilation of sedimentary thicknesses from the Institute of Applied Geodesy and Geophysics of the Faculty of Engineering of the University of Buenos Aires were used. From the application of the GIS it was possible to map the areas at risk and calculate the distances between the points of possible ruptures of the crust and the urban centers such as Puerto Argentino or the nearby Antarctic Bases of the region. On the other hand, the application allows to highlight areas of cortical weakness by applying geospatial filters in the frequency domain on gravimetric data and thus expand the areas of prevention. The 2D gravity modeling allowed to locate new zones of weakness, showing their extension and depth in a profile that crosses the North Scotia Ridge.

Keywords - GIS, 2D modeling, earthquakes, faults.

Digital Object Identifier:
ISSN, ISBN:

Aplicación de un SIG junto a un programa de modelado 2D al SE de las Malvinas que caracterizan nuevas fallas para prevención de riesgos de tsunamis

M. C. Mora, Ingeniera, Eng1 , M. A. Arecco, PhD1 , and P. A. Larocca, PhD1

1Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ingeniería, Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Argentina, mmora.ext@fi.uba.ar, marecco@fi.uba.ar, plarocc@fi.uba.ar

Resumen – En este trabajo se presentan aplicaciones de herramientas de Geoingeniería como un Sistema de Información Geográfica (SIG) y un programa de modelado matemático 2D sobre la meseta de Malvinas y la dorsal Norte de Scotia. Debido a la importante actividad tectónica en los bordes de las placas Scotia, Sudamericana y Sandwich con la posibilidad de producir variaciones de la altura del mar o tsunamis, es muy importante la caracterización de la corteza en el área para la prevención de pérdidas económicas en áreas portuarias. En este trabajo se utilizaron datos geológicos, geofísicos, gravimétricos y de profundidades oceánicas de libre acceso y una recopilación de espesores sedimentarios del Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires. A partir de la aplicación del SIG fue posible mapear las áreas en riesgo y calcular las distancias entre los puntos de posibles rupturas de la corteza y los centros urbanos como Puerto Argentino o las Bases Antárticas cercanas de la región. El modelado gravimétrico 2D permitió ubicar nuevas zonas de debilidad, mostrando su extensión y profundidad en un perfil que atraviesa la dorsal Norte de Scotia. Palabras clave - SIG, modelado 2D, sismos, fallas.

I. INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se encuentra en el Océano Atlántico Sur, al sureste de las Islas Malvinas, con su extremo norte en la Meseta de Malvinas, cruzando el límite entre las placas Sudamericana y Scotia, finalizando al sur de la dorsal norte de Scotia. El área se encuentra comprendida entre los -56° y -50° de latitud y -54° y -48° de longitud correspondientes en coordenadas proyectadas UTM 22S a 4.447.600m. y 3.780.000m. Norte y 650.000m. y 250.000m. Este (figura 1).

Esta región es sísmicamente activa, debido al límite transcurrente entre las placas mencionadas y en promedio en un año se producen 117 sismos de magnitud superior a Mw 4.5 (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes>; período de referencia entre los años 1970 y 2021). Estudios sobre los mismos a partir de diversos parámetros geofísicos se han llevado a cabo en el área como, por ejemplo, Giner-Robles et al. [1] que estudiaron los mecanismos focales de los sismos para calcular la tendencia del desplazamiento horizontal en la placa y las orientaciones de sus fallas. Por otra parte, Arecco et al. [2] detectaron registros de altura del agua en estaciones mareográficas por encima de

1,3 m sobre el nivel de la marea predicha momentos posteriores a sismos mayores a 6.5 Mw.

Si bien la costa patagónica muestra una vulnerabilidad relativamente baja a los tsunamis, se han realizado estudios teniendo en cuenta su impacto potencial debido a la alta tasa de ocurrencia de procesos geológicos violentos en las cercanías Dragani et al.[3], Larocca et al. [4] y Jia et al. [5].

La acción conjunta de un tsunami, incluso de baja magnitud, la marea local y otros fenómenos como oscilaciones periódicas debido a las configuraciones costeras en algunas áreas (seiches) u ondas de tormenta, pueden agravar la situación, especialmente en el caso de zonas bajas situadas a pocos metros sobre el nivel del mar Rabinovich [6].

En las cercanías al área Arecco et al. [2] realizaron un estudio de un sismo ocurrido en el arco de las Islas Sandwich del Sur el 12 de agosto del año 2021, el cual alcanzó una magnitud de 7.5 Mw, seguido de otro de 8.1 Mw.

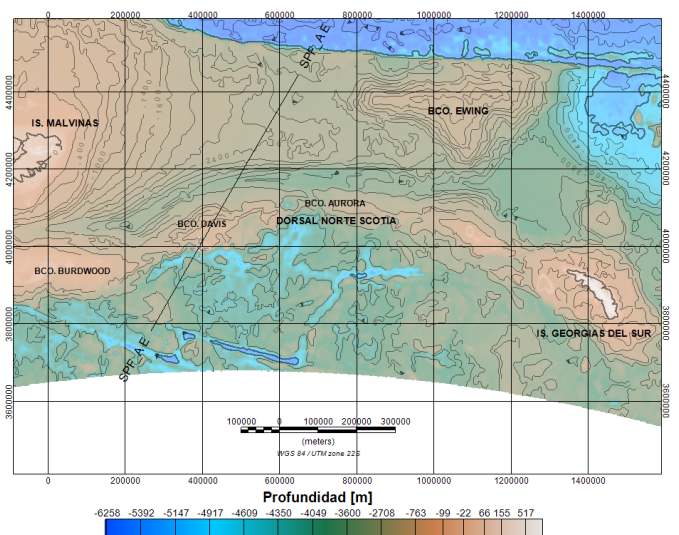


Fig. 1. Profundidades oceánicas del área de estudio y traza del perfil modelado en 2D.

Es interesante mencionar este último fenómeno ya que representa en la zona los efectos que estos eventos tienen sobre las costas; el registro del sismo permitió identificar claramente su efecto en la variación de la altura del agua en casi todas las

estaciones analizadas. Las amplitudes de los tsunamis fueron variables según la estación analizada, desde valores en torno a 1.3 metros en KE hasta valores en torno a 0.10 metros en MP (figura 2).

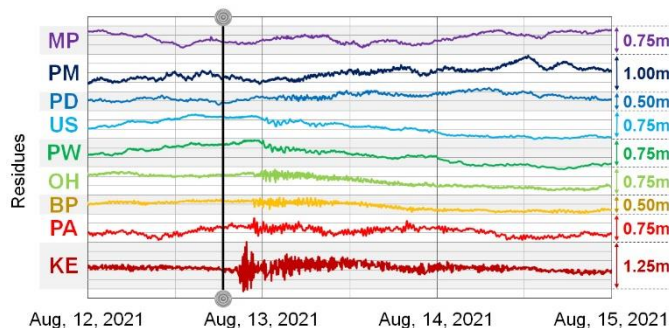


Fig. 2. Medición de nivel de agua de las estaciones mareográficas King Edward (KE), Puerto Argentino (PA), Base Prat (BP), O'Higgins (OH), Puerto Williams (PW), Ushuaia (US), Puerto Deseado (PD), Puerto Madryn (PM) y Mar del Plata (MP) después del sismo del 12 de agosto de 2021 (Mw 8.1) a las 18:35 (UTC) a una profundidad de 55 km. Evento (línea vertical negra). (Tomada de [2]).

La información se obtuvo de las estaciones de mareas King Edward (KE) (54.28° S; 36.5° W), Puerto Argentino (PA) (51.75° S; 57.93° W), Base Prat (BP) (62.48° S; 59.66° W), O'Higgins (OH) (63.32° S; 57.90° W), Puerto Williams (PW) (54.93° S; 67.61° W), Ushuaia (US) (54.82° S; 68.22° W), Puerto Deseado (PD) (47.75° S; 65.91° O), Puerto Madryn (PM) (42.76° S; 65.03° O) y Mar del Plata (MP) (38.00° S; 57.54° O).

Según la base de datos del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés) en el período abarcado entre los años 1970 y 2021, ocurrieron en el área de estudio un total de 117 sismos a profundidades variables entre 57 km y 5 km, estando la mayoría cercanos al promedio de 13 km de profundidad. En cuanto a sus magnitudes, la mayoría fueron de entre 5 y 6 Mw, con un mínimo de 4 Mb y un máximo del orden de 7 Mw.

Estos datos nos dan una idea más acabada de la importante actividad sísmica en el área de estudio y considerándolos en conjunto con las variaciones de niveles de agua que pueden desencadenar, se destaca la importancia de la caracterización, localización y mapeo de fallas que podrían activarse produciendo daños en las ciudades como Puerto Argentino o Ushuaia y también, en las Bases Antárticas.

En este aspecto, herramientas de geolocalización y análisis como son los Sistemas de Información Geográfica (SIG) cobran una particular importancia.

Los objetivos principales de este trabajo son mapear zonas de fractura o debilidad en el área de estudio a partir de filtros matemáticos en un SIG y la realización de un modelo tectónico 2D sobre un perfil, que atraviesa límite transcurrente entre las placas Sudamericana y Scotia, al Sureste de las Islas Malvinas, caracterizando un área de fallamientos, a partir de anomalías gravimétricas. El perfil se llevó a cabo a través de métodos de

cálculo iterativos junto con información geológica recopilada de diversas fuentes independientes.

Como fue mencionado anteriormente, el perfil atraviesa el límite entre las placas Sudamericana y Scotia, precisamente en la dorsal norte de Scotia. Esta zona está sometida a constante stress dando lugar a la ocurrencia de sismos regulares y se estima que el perfil puede atravesar un sector de fallamiento.

Por este motivo, ampliar el conocimiento del área podría ser de utilidad para el análisis de riesgos, procurando evitar pérdidas en materia social y económica.

Además, se espera volcar la información compilada y los resultados obtenidos en bases de datos georreferenciadas de modo que cualquier sistema de información geográfica pueda mapear y realizar un seguimiento en el tiempo.

II. INFORMACIÓN GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA

Se presenta información geofísica y geológica del área de estudio consistente en anomalías gravimétricas de Aire Libre (AAL) y profundidades marinas de acceso libre; el espesor sedimentario, la profundidad del basamento cristalino y la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho), provienen de bases de datos georreferenciadas del Instituto de Geodesia y Geofísica de la Universidad de Buenos Aires (IGGA); las velocidades de propagación del sonido, descripción de las placas geológicas de sus bordes y la cinemática de las mismas provienen de información recopilada en la literatura geológica o geofísica sobre el área de estudio.

A. Cinemática de Placas

Autores como Pelayo et al. [7] sugieren que la dorsal norte de Scotia posee un límite de carácter transpresivo, es decir de presión y cizallado, debido a la existencia de una línea casi continua de pequeños fragmentos litosféricos continentales (el bloque Tierra del Fuego, los bancos Burdwood, Davis y Aurora, y el bloque Georgia del sur) que evidencian deformación compresional durante al menos los últimos 7 Ma (Cunningham et al. [8]). De manera que proponen para este límite un movimiento lateral izquierdo relativo de 0,5 cm/año y en un marco de referencia absoluto (Gordon et al. [9]), un movimiento de la placa Scotia hacia el WSW de 2.2 cm/año.

Sin embargo, se ha analizado de manera más detallada la cinemática de placas actual de la región del mar de Scotia a través del estudio de los mecanismos focales de los sismos en la zona determinando a lo largo del límite de la dorsal norte de Scotia tres grupos de sismicidad, cada uno con un carácter de mecanismo focal único (Giner-Robles et al. [1]).

El área analizada en el presente trabajo corresponde a un grupo de sismicidad en un sector de la dorsal norte de Scotia la cual presenta un régimen transtensivo (tensión y cizallado) (Giner-Robles et al. [1]).

B. Mapa Geológico

En el año 2020 el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) publicó el mapa geológico de las placas Scotia y Sandwich a escala 1:7.500.000 (figura 3) basado en la recopilación y el análisis de la información geológica y

estructural del área [10]. Los autores de la carta geológica homogeneizaron, sintetizaron y clasificaron los datos provenientes principalmente de los trabajos de Leat et al. [11], Bohoyo et al. [12], Ramos [13], Dalziel et al. [14], Nicholson et al. [15] y Maldonado et al. [16].

En el mapa de la figura 3, se muestra la diversidad de tipos de márgenes de placas: transformantes, convergentes y divergentes que se indican mediante fallas de desplazamiento de rumbo, zonas de subducción, dorsales oceánicas y fracturas asociadas. Además, discrimina el tipo de corteza y las edades de fondo oceánico, sobre la base de la información proveniente del Geological Map of the World (Bouysee et al. [17]).



Fig. 3. Mapa geológico de las placas Scotia y Sandwich. Esc.: 1:7.500.000. Fuente SEGEMAR. SEGEMAR, edición 2020.

C. Cuencas Sedimentarias

Para este trabajo se utilizó una grilla de espesor sedimentario obtenida de la Base de datos del IGGA proveniente de un trabajo de recopilación y compilación de numerosas publicaciones llevado a cabo en el IGGA. El mapeo de la misma puede verse en la figura 4.

Estas publicaciones reportaron la actividad de campañas oceanográficas a cargo del Lamont Doherty Earth Observatory (LDEO) de los EEUU y del Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales (BGR) de Alemania.

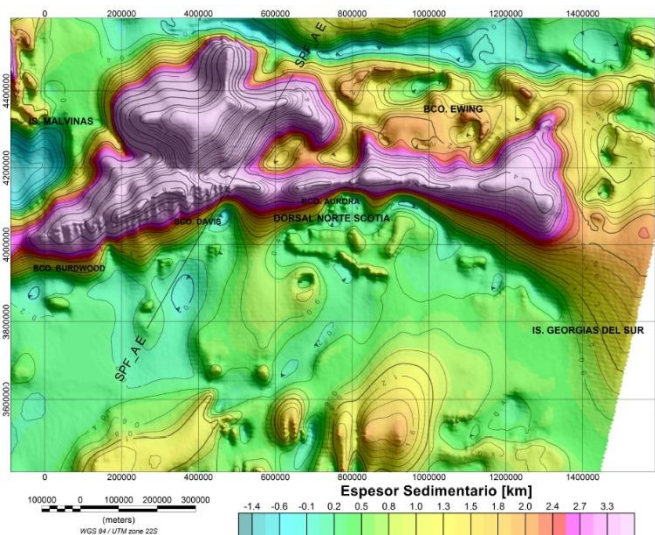


Fig. 4. Mapa de espesor sedimentario en área de estudio y nombres de las cuencas. Líneas negras representan isolíneas con equidistancia de 200 metros.

D. Basamento cristalino y discontinuidad de Mohorovičić

La naturaleza del basamento cristalino, sostén de los sedimentos, debajo de las partes central y sur de la cuenca de la meseta de las Malvinas ha estado abierta al debate. Se ha interpretado que la cuenca estaba sostenida por corteza oceánica, pero Ludwig et al. [18] señalaron que esto se basaba en una estructura de velocidades definida solo por unos pocos perfiles de sonoboyas. Según Ludwig et al. [18], no se detectaron llegadas refractadas desde el manto superior, pero se interpretaron reflejos de gran angular para indicar que el Moho se encuentra a una profundidad de 12 km por debajo de 5-6 km de corteza cristalina, con velocidades en la corteza inferior y el manto superior de 6.6 km/s y 7.8 km/s respectivamente.

La profundidad del basamento se obtuvo mediante cálculo en un SIG, a partir de la suma de las grillas de profundidades oceánicas (ETOPO1) más la grilla de espesor sedimentario. La grilla global de profundidades y topografía global ETOPO1 de Amante et al. [19] está disponible en <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>. Se consideraron las profundidades positivas, es decir, que el cálculo se realizó considerando con signo positivo tanto las profundidades oceánicas como los espesores sedimentarios según la expresión (1).

$$\text{Prof. Basamento} = \text{Prof. ETOPO1} + \text{Espesor Sedimentario} \quad (1)$$

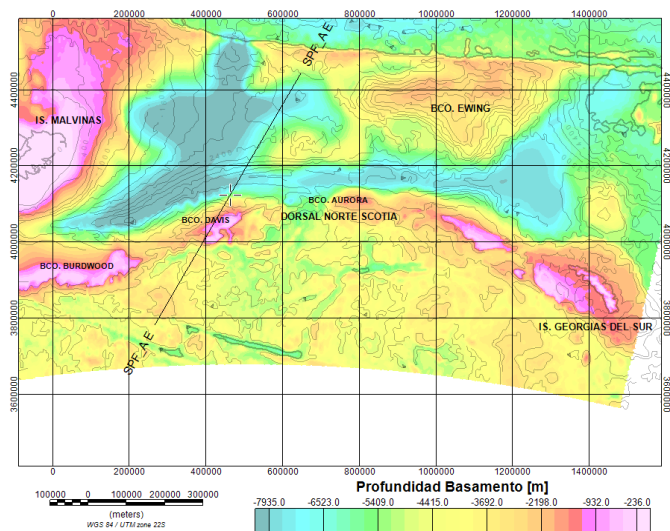


Fig. 5. Mapa de profundidad de basamento superpuesto con isobatas batimétricas de 200 metros de equidistancia para una mejor ubicación sobre el área.

La profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić, fue obtenida a partir de inversión gravimétrica calculada y publicada por Arecco et al. [20] (figura 6). Esta se considera primordial para el modelado del perfil, ya que forma parte del límite inferior de todas las unidades que componen la corteza. Además, da cuenta de la ubicación del adelgazamiento cortical y de posibles zonas de debilidad. En el SIG, a partir de la grilla georreferenciada, se realizó la consulta la profundidad del Moho a lo largo del perfil.

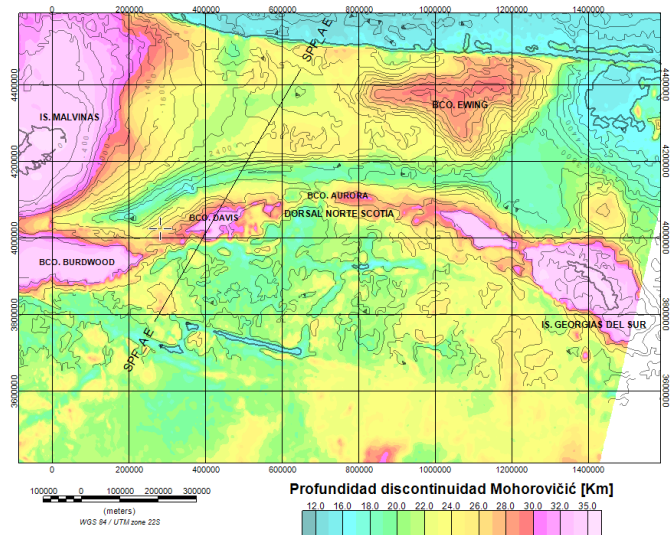


Fig. 6. Mapa de profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić superpuesto con isobatas de 200 metros de equidistancia.

E. Anomalías Gravimétricas

Se dispone de datos de anomalías de aire libre de gravedad de la base de datos geofísica de líneas de seguimiento marinas del Centro Nacional de Información Ambiental (NCEI)

perteneciente a la Administración Nacional de Océano y Atmósfera de Estados Unidos (NOAA). Esta base de datos proviene de información suministrada por campañas oceanográficas tomadas a lo largo de los años 1957 a 2005 y se encuentra disponible en www.ngdc.noaa.gov/mgg/GEODAS/GEODAS.html.

Los mismos fueron interpolados para obtener una grilla con resolución, o tamaño de píxel sobre el terreno (GSD por sus siglas en inglés) de 18 km.

Puede observarse en la figura 7 cómo el perfil atraviesa zonas con anomalías tanto positivas como negativas con valores extremos en las zonas de la fosa de Malvinas y la dorsal norte de Scotia.

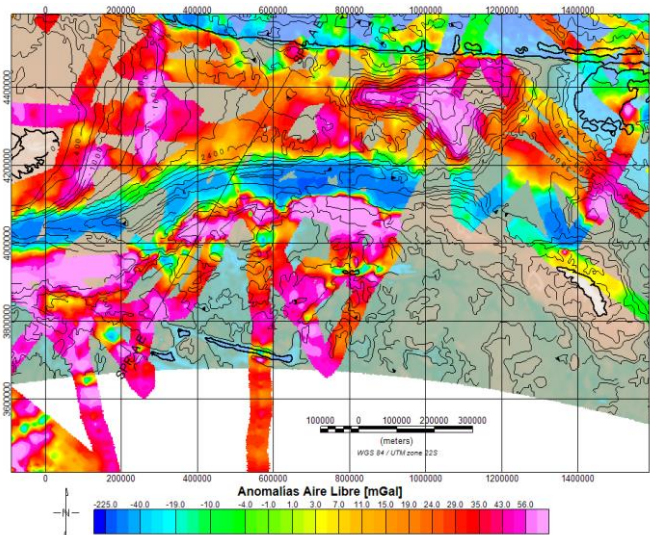


Fig. 7. Mapa de AAL a partir de información de buque superpuesto con batimetría. Equidistancia de 200 metros.

F. Sísmica de refracción y densidades

Los datos sísmicos utilizados consistieron de 57 perfiles de refracción sísmica, agrupados en 6 secciones sísmicas. registrados en el Sudoeste del Océano Atlántico Sur, al sur de los -48°S publicados por Ewing et al. [21]. Estos perfiles permitieron describir la estructura general de las cuencas del mar de Scotia, la meseta de las Malvinas y, en cierta medida la dorsal norte de Scotia.

La sección sísmica C-D (figura 8) comienza en la cuenca del oeste de Scotia, cruza la dorsal norte de Scotia, canal de las Malvinas y meseta, y desemboca en la cuenca argentina, siendo casi paralelo al perfil de estudio. Es de suma utilidad ya que brinda no sólo una disposición general del subsuelo de la zona, sino que también las velocidades registradas en cada capa.

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas y la densidad son propiedades fundamentales de los materiales terrestres y se encuentran relacionadas. La compilación de velocidades de ondas de compresión P (V_p) y ondas de corte (V_s) y densidades para una variedad de litologías comunes, realizada por Brocher [22], se ha utilizado para definir

relaciones no lineales, multivaluadas y cuantitativas entre estas propiedades para la corteza terrestre.

Debido a que en el modelado es necesario contar con densidades aproximadas de los bloques o unidades corticales, se utilizan estas relaciones para estimar las densidades en el perfil modelado.

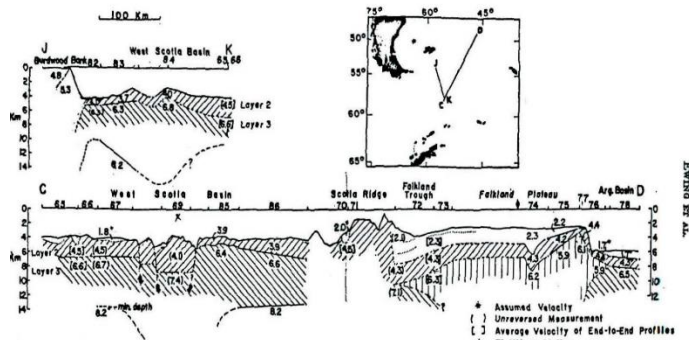


Fig. 8. Secciones sísmicas de refracción J-K y C-D. Perfiles sísmicos en ejes horizontales, profundidades en ejes verticales y velocidades sísmicas en los bloques de la corteza (tomada de [21]).

III. METODOLOGÍA

Para el modelado 2D del subsuelo del perfil se propone emplear el método gravimétrico, esto es, buscar la distribución de estructuras cuyas profundidades y contrastes de densidad, al calcular la suma de sus contribuciones, se aproximen o ajusten a los valores de las anomalías de gravedad (AAL) observadas.

Los modelos geométricos simples utilizados para calcular las anomalías de gravedad son representaciones crudas de los cuerpos anómalos reales. Los algoritmos informáticos modernos han cambiado los métodos de modelado al facilitar el uso de un procedimiento iterativo. Se postula un modelo inicial con una geometría asumida y un contraste de densidad para el cuerpo anómalo. Luego se calcula la anomalía de gravedad del cuerpo y se compara con la anomalía residual. Los parámetros del modelo se modifican ligeramente, por lo general de manera interactiva a través de una interfaz gráfica y el cálculo se repite hasta que las discrepancias entre la anomalía del modelo y la anomalía residual sean aceptables para el usuario.

Sin embargo, esto no da una solución única para la distribución de densidad. Sin información auxiliar la interpretación es ambigua, ya que una misma anomalía puede ser producida por diferentes cuerpos. Se necesita una fuente de datos independiente para restringir las opciones de contraste de densidad, tamaño, forma y profundidad en los muchos modelos de gravedad posibles. Así, la información adicional para restringir las soluciones en este caso es: datos de refracción sísmica, velocidades, densidades calculadas, espesor de sedimentos traducido en profundidades, profundidad de basamento y el régimen tectónico de la zona. Todos ellos descritos en el apartado anterior.

A su vez, se analizará la coherencia del modelo obtenido a través de su comparación con la ocurrencia de sismos en las

inmediaciones, teniendo en cuenta su profundidad y con diferentes filtros y reales aplicados sobre los mapas de AAL, que destacan diversas características del subsuelo.

En general, las técnicas de realce permiten la localización de contactos entre estructuras subyacentes, con contraste de densidad o susceptibilidad magnética, como fallas, diques o zonas de fractura. Suelen ser filtros basados en las derivadas del campo potencial, como también gradientes y tasas de gradientes. Estos últimos se pueden resolver en el dominio del espacio o de la frecuencia.

Particularmente se aplicarán los llamados: Señal Analítica, Método del Tilt, y Coseno de Theta.

La señal analítica (SA) se forma a través de una combinación de los gradientes horizontales y verticales de la anomalía tanto gravimétrica como magnética.

Tiene la propiedad de generar máximos directamente sobre bordes, en otras palabras, en donde hay cambios abruptos en sus propiedades magnéticas o de densidad. Esta técnica ha sido desarrollada en 2D por Nabighian [23] y mejorada por Nabighian [24] y luego extendida por Roest et al. [25]. La amplitud de la SA está dada por la relación (2),

$$|SA(x,y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad (2)$$

donde: M son las anomalías del campo potencial magnético o gravitacional.

El ángulo tilt (TDR) es la relación de la primera derivada vertical del campo potencial con su gradiente horizontal (Miller y Singh, 1994) está dada por la relación (3). Resalta las medianas y cortas longitudes de onda en campos potenciales, producidas por in-homogeneidades en los primeros kilómetros de corteza.

$$TDR = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{d\phi}{dz}}{\sqrt{\left(\frac{d\phi}{dx}\right)^2 + \left(\frac{d\phi}{dy}\right)^2}} \right) \quad (3)$$

donde: $(d\phi/dz)$ es la derivada vertical y las variables $(d\phi/dx)$ y $(d\phi/dy)$ son las primeras derivadas horizontales de las anomalías del campo potencial.

Por otra parte, los resultados del arcotangente del ángulo tilt que no sean adyacentes a cero tendrán una escasa representación o ninguna, es por ese motivo que se aplicó la derivada horizontal total del ángulo tilt (TDR_THDR) con la finalidad de mejorar la interpretación y dar una ubicación más acertada a los bordes de la corteza oceánica. Se ha sugerido utilizar la derivada horizontal del ángulo tilt como un detector de bordes o contactos para mejorar los resultados obtenidos por

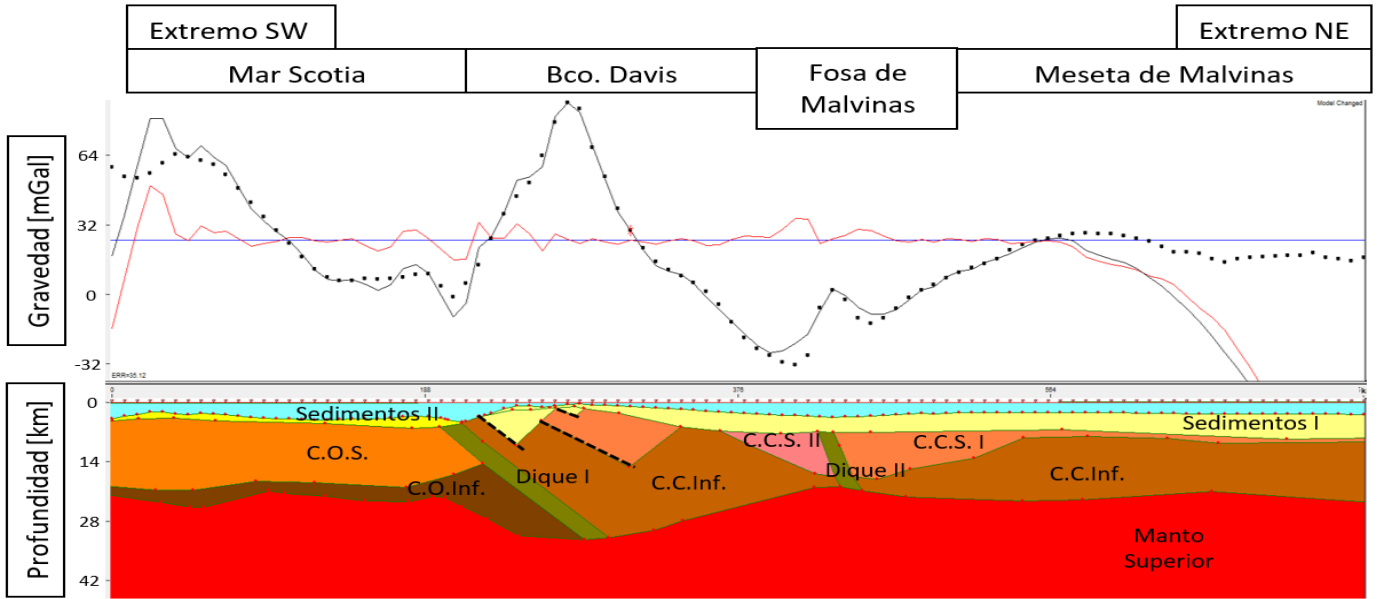


Fig. 9: Modelo obtenido del ajuste de AAL por método gravimétrico. Arriba la gravedad observada (puntos negros) y la gravedad calculada (línea negra) en miligales. La línea roja corresponde a la diferencia entre el cálculo y la observación. Debajo el modelo de subsuelo; para referencias ver tabla I; líneas negras discontinuas corresponden a las fallas modeladas.

el ángulo tilt (Verduzco et al. [26]). Este gradiente horizontal del ángulo tilt está definido por la expresión (4).

$$|TDR_{THDR}| = \sqrt{\left(\frac{\partial TDR}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial TDR}{\partial y}\right)^2} \quad (4)$$

donde: TDR es el ángulo tilt

Finalmente, el Coseno de Theta es una técnica derivada de la señal analítica y se expresa como la razón de las magnitudes del gradiente horizontal y de la amplitud de la señal analítica, de manera que el mapa del coseno de theta también puede ser pensado como una normalización del gradiente. Esta normalización hace que se pierda la información de las amplitudes, de tal modo que destaca los contactos, tanto de baja como gran amplitud (Wijns et al. [27]).

$$\cos\theta = \frac{\sqrt{\left(\frac{d\phi}{dx}\right)^2 + \left(\frac{d\phi}{dy}\right)^2}}{\sqrt{\left(\frac{d\phi}{dx}\right)^2 + \left(\frac{d\phi}{dy}\right)^2 + \left(\frac{d\phi}{dz}\right)^2}} \quad (5)$$

donde: el numerador es el módulo del gradiente horizontal de las anomalías del campo potencial y el denominador es la amplitud de la SA.

Este filtro mejora la ubicación de un contacto con cualquier orientación del dato definiéndolo, en un perfil, a partir de un máximo flanqueado por dos mínimos. Además, el mapa del coseno de theta permite discriminar entre contactos verticales y buzantes.

IV. RESULTADOS

Toda la información disponible en formato de grilla georreferenciada (como la batimetría, profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić, profundidad de basamento y anomalías de gravedad de aire libre), fue cargada y visualizada en un programa SIG. Luego a partir de los mismos se extrajeron los valores correspondientes sobre el perfil (figura 8) para luego ser trasladada al modelo.

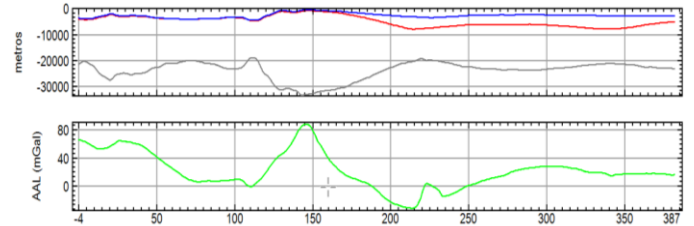


Fig. 8. Esquema vertical del perfil. En gris, profundidad del Moho en metros; en verde, anomalías de aire libre en miligales; en azul, batimetría en metros; en rojo, profundidad del basamento en metros.

En el modelo tectónico 2D obtenido (figura 9) se identificaron la capa de agua marina; dos capas de sedimentos, una sobre la corteza continental y la otra sobre corteza oceánica; las cortezas, continental superior e inferior, y oceánica superior e inferior; el manto superior y dos diques flanqueando la dorsal de Scotia.

A su vez, se detectaron tres fallas normales de carácter distensivo y de cizalla, en las inmediaciones del límite entre las placas Scotia y Sudamericana, particularmente sobre el banco de Davis.

Pueden observarse sectores en los cuales el ajuste entre las AAL observadas y calculadas difiere algunas decenas de

miligales, sin embargo, las mayores diferencias se encuentran en los extremos del perfil, con lo cual se considera aceptable.

Vale la pena aclarar que hacia el extremo Suroeste el perfil no llega a modelar la zona de fractura de Endurance, y que hacia el Noreste no alcanza la Escarpa de Malvinas.

TABLA I

UNIDADES, COLORES Y DENSIDADES UTILIZADAS EN EL MODELO DEL PERFIL

Núm.	Unidades	Color	Densidad (kg/m ³)
1	Agua marina	Cyan	1026
2	Sedimentos I	Amarillo claro	2350
3	Sedimentos II	Amarillo oscuro	2300
4	Diques	Verde	2950
5	Corteza continental superior I	Naranja opaco	2670
6	Corteza continental superior II	Rosa	2600
7	Corteza continental inferior	Marrón claro	2780
8	Corteza oceánica superior	Naranja brillante	2790
9	Corteza oceánica inferior	Marrón oscuro	2900
10	Manto	Rojo	3350

En la figura 10 se muestra un recorte del perfil, del área del Banco Davis, donde se encuentran las fallas junto con la ubicación de los tres sismos más cercanos, todos ocurridos a una profundidad estimada de 10 km. con una incertidumbre de ± 2 km. Los mismos ocurrieron en las fechas y con las magnitudes indicadas en la figura 11.

Podemos observar que dos de ellos coinciden tanto en progresiva como en profundidad con las fallas modeladas.

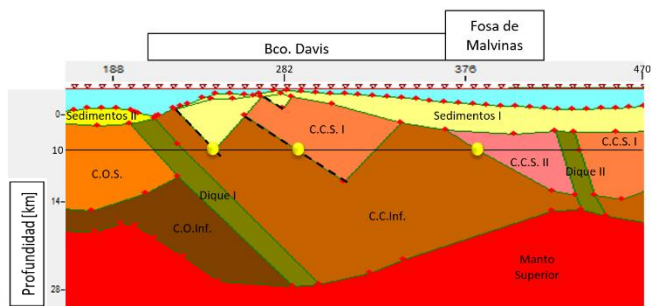


Fig. 10. Ampliación del modelo en el sector del Banco Aurora. Los colores y densidades corresponden a los detallados en la tabla I. En línea discontinua, las fallas modeladas. En círculos amarillos, a profundidad de 10 km, los tres eventos sísmicos más cercanos al perfil.

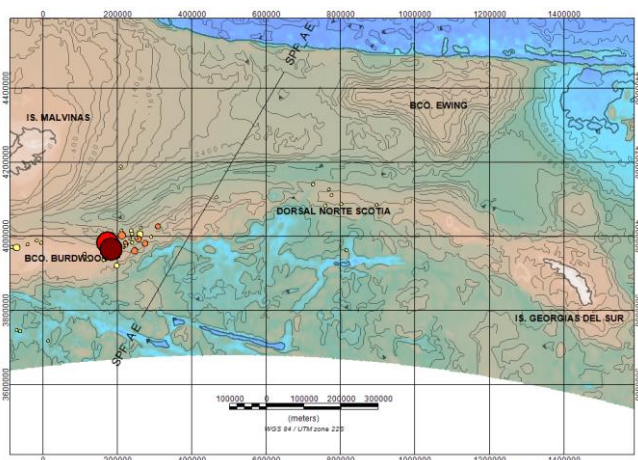


Fig. 11. Posición del epicentro, profundidad, error de profundidad y magnitud de los tres eventos mencionados en la figura 9, visualizados sobre batimetría con isobatas de 200 metros de equidistancia.

En cuanto a los filtros matemáticos aplicados, se analizaron a continuación tanto su mapeado como los valores obtenidos sobre el perfil.

En la figura 12 se muestra el filtro de señal analítica. Del mismo se concluye que la ubicación de sus máximos (en color rosa) y su espesor coinciden con las posiciones de los diques modelados, aun teniendo en cuenta su buzamiento.

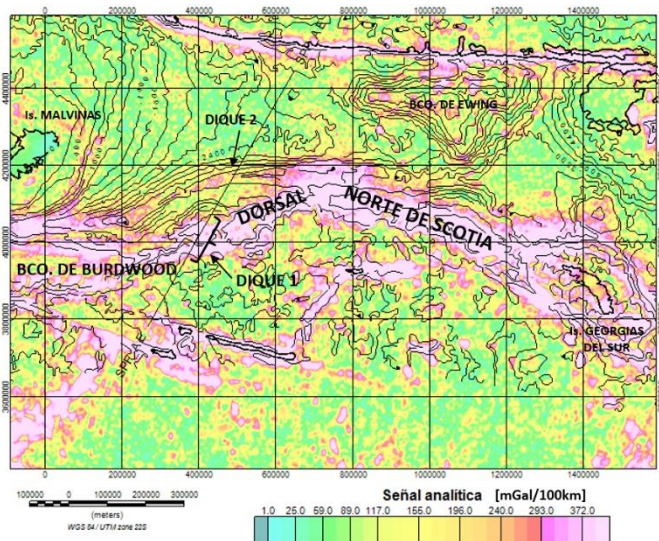


Fig. 12. Mapa de señal analítica sobre AAL. Señalamiento de puntos máximos que atraviesan el perfil. Isobatas en gris con equidistancia de 200 metros.

Considerando, en cambio, el método del tilt, se puede observar en la figura 13 a) que sus valores cero (en color amarillo) que indican bordes de fuentes o contactos, abundan en dirección este – oeste acompañando el límite entre las placas Scotia y Sudamericana. A su vez, son concordantes con los extremos de los diques modelados. Con el propósito de mostrar contactos entre la corteza y el dique y entre sedimentos y corteza, entre otros contactos posibles, se superpuso el modelo rebatido sobre el mapa del ángulo tilt.

Por otro lado, en la figura 13 b) los extremos de cuerpos como los diques se muestran mucho más puntuales, demarcados por máximos en color rosa. A su vez, entre ambos de ven pequeños máximos que se encuentran en correspondencia con los lugares de acercamiento de la corteza superior al lecho marino.

Finalmente, en el caso del filtro por el método del coseno de Theta, al resaltar los contactos de alta como de baja amplitud, se ve más ruidoso no pudiendo en este caso distinguir concretamente los contactos. También en este caso, con el propósito de mostrar contactos entre la corteza y el dique y entre sedimentos y corteza, entre otros contactos posibles, se superpuso en la figura 14 el modelo rebatido sobre el mapa del coseno de Theta.

V. DISCUSIÓN

Se analizaron en forma conjunta los perfiles de las técnicas de resalto y el modelo tectónico obtenido. De esta manera, en la figura 15 se muestran los valores extraídos para el perfil de estudio de señal analítica (SA), ángulo tilt (TDR), derivada horizontal del ángulo tilt (HTDR) y coseno de theta (CT), junto con las anomalías gravimétricas de aire libre (AAL) en comparación con el modelo obtenido.

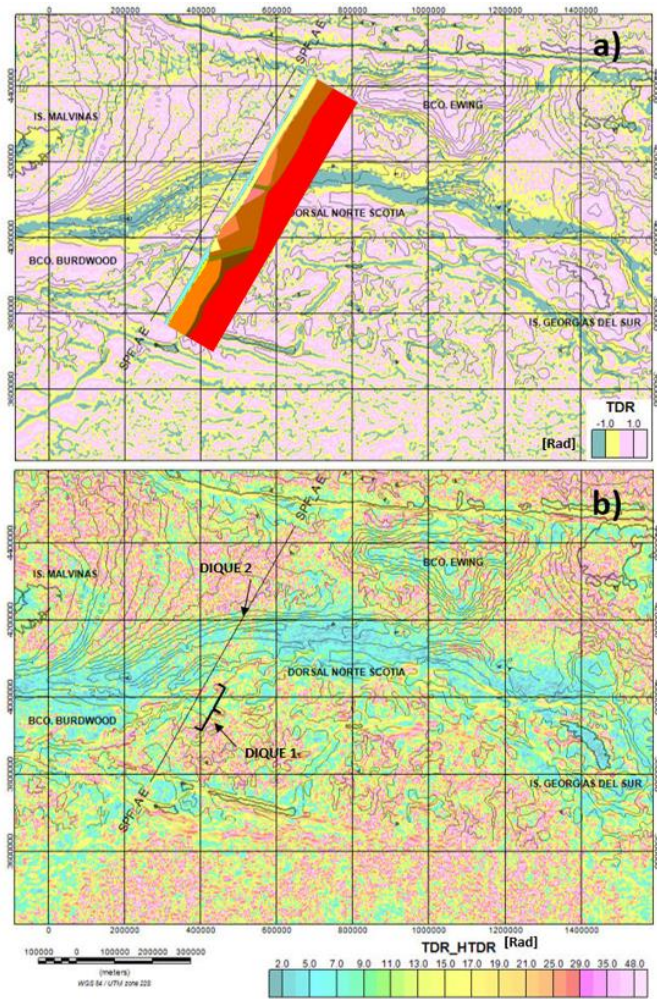


Fig. 13. a) Mapa de ángulo tilt con modelo superpuesto al perfil; b) Mapa de la derivada horizontal del ángulo tilt (TDR) y ubicación del perfil. Isobatas en gris con equidistancia de 200 metros.

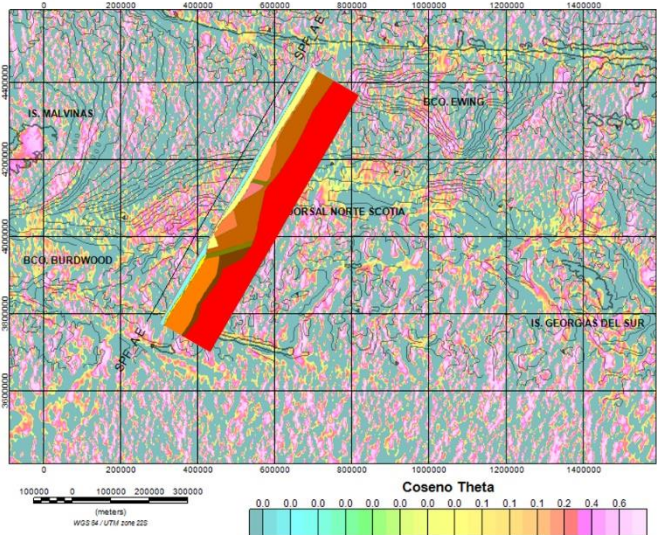


Fig. 14. Mapa del coseno de Theta y ubicación del perfil con el modelo superpuesto. Isobatas en gris con equidistancia de 200 metros.

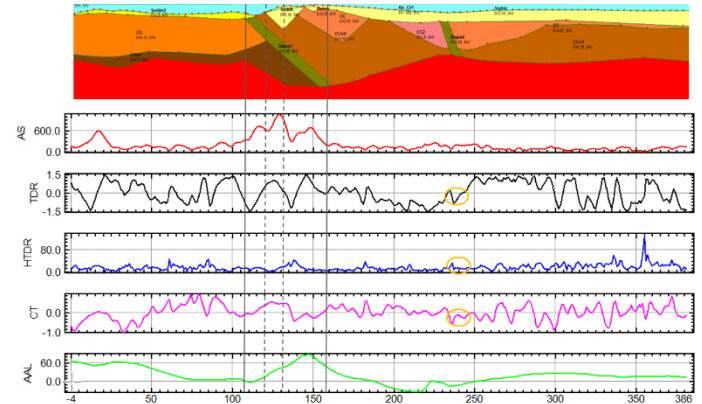


Fig. 15. a) Arriba modelo tectónico obtenido; b) Valores de los filtros de señal analítica (SA) [mGal/100km], tilt (TDR) [rad], derivada horizontal del tilt (HTDR) [rad] y coseno de theta (CT) para el perfil. Líneas grises llenas corresponden a la prolongación de la ubicación de los extremos del dique 1; líneas grises punteadas corresponden de manera análoga a los extremos de una de las fallas modeladas. Los círculos naranjas indican la ubicación del dique 2.

Si bien no se indican todos los rasgos modelados para que pueda apreciarse mejor la información, se destacan los contactos de los diques 1 y 2 junto con una de las fallas modeladas.

En el caso del dique 1, se ve claramente cómo coinciden de manera simultánea un máximo de SA sobre el total del cuerpo, dos ceros de TDR sobre los bordes y un máximo de CT encerrado entre dos mínimos locales. De manera similar, pero con una frecuencia mayor debido a su menor profundidad y tamaño se ve un comportamiento análogo para tanto para el caso del dique 2 como de la falla más al Suroeste resaltada.

Por otro lado, los picos de mayor magnitud y menor frecuencia, señalan la presencia de estructuras profundas con considerables contrastes de densidad. En este caso, eso coincide con el sector de contacto de la corteza continental con la corteza oceánica.

Además, considerando la sección sísmica C-D de Ewing et al. [21] y el perfil de este trabajo, cuyas disposiciones geográficas los ubican paralelos a poca distancia, cruzando la dorsal Norte de Scotia, dispuestos en gran parte sobre la meseta de Malvinas y la placa Scotia, se pueden comparar el uno con el otro salvando las pocas diferencias. Se comparan en la figura 16 el modelo sísmico obtenido a partir de velocidades (perfil C-D) y el modelo tectónico 2D a partir de datos gravimétricos.

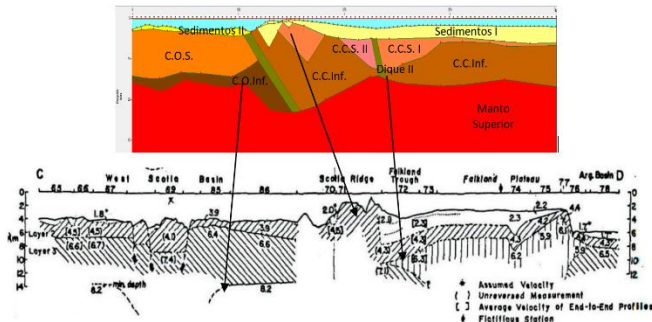


Fig. 16. Comparación entre el modelo tectónico por gravedad y el modelo de profundidad de estructuras por velocidad de refracción.

VI. CONCLUSIONES

El modelo tectónico 2D obtenido en sobre el perfil de estudio pudo realizarse a partir del método gravimétrico y de una manera robusta al conjugar información sísmica, sismológica y geológica.

Se destaca en este aspecto, la versatilidad del método gravimétrico, ya que, a pesar de requerir información de fuentes externas, permite una comprensión acertada del subsuelo al ser complementado con la aplicación de filtros de campos potenciales para la ubicación de contactos o cuerpos discretos. Particularmente, el dique 2 fue eficazmente detectado en el perfil por las técnicas TDR, HTDR y CT, mientras que el dique 1 y las fallas se ven claramente en la SA y el TDR.

Se puede afirmar que el área de estudio es una región geológicamente activa con evidencias de un régimen transtensivo. Esto mismo genera en el sector del Banco Davis una secuencia de fallas normales extensionales que pudieron ser modeladas.

Fue posible la generación de una base de datos geofísica georreferenciada a partir de datos diversas fuentes y con información proveniente de cálculos propios. Con esta información se obtuvo por métodos de cálculo iterativos el modelo tectónico 2D a lo largo del perfil de estudio.

Pudieron calcularse grillas con varios filtros de anomalías gravimétricas de aire libre y ser incorporadas al análisis de estructuras del subsuelo como soporte al modelado realizado.

Finalmente, la cantidad de sismos a la que se ve sometida la región es apreciable. Por el momento no han causado alarma de riesgo de tsunamis, pero en vistas de las observaciones mareográficas analizadas, no se puede descartar su ocurrencia en conjunto con otros fenómenos que puedan afectar las costas, sobre todo teniendo en cuenta una posible reactivación de las fallas.

Este trabajo abre un campo de estudio y análisis geográfico en el Océano Atlántico Sur, sobre la afectación, en áreas costeras, por elevaciones repentinas del nivel del mar producto de sismos. Esto podría llevarse a cabo a partir de modelos digitales de elevación, estudios de modelados de fallas en los bordes de placa de Scotia y Sandwich, ocurrencia de sismos,

según su profundidad y ubicación y mediciones de alturas del agua en estaciones mareográficas.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen a la FIUBA por el apoyo económico para la presentación del presente trabajo.

REFERENCIAS

- [1] Giner-Robles J. L., González-Casado J. M., Gumiel P., Martín Velázquez S. and García-Cuevas C. (2003). A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences* 16 (2003) 179–191.
- [2] Arecco M. A., Larocca P. A., Oreiro F. A., Fiore M. E., Otero L. A. and Canero M. F. (2023). Disturbances in the Geomagnetic Field, Water Level and Atmospheric Pressure associated with Mw> 6.6 earthquakes in the South Atlantic Ocean. *Geofísica Internacional* (unpublished).
- [3] Dragani, W. C., D'Onofrio, E. E., Grismeyer, W., Fiore, M. M., Violante, R. A., and Rovere, E. I. (2009). Vulnerability of the Atlantic Patagonian coast to tsunamis generated by submarine earthquakes located in the Scotia Arc region. Some numerical experiments. *Natural hazards*, 49(3), 437–458. <https://doi.org/10.1007/s11069-008-9289-4>.
- [4] Larocca, Patricia A.; Arecco, María A.; Mora, Mariana C., 2021. Wavelet-based Characterization of Seismicity and Geomagnetic Disturbances in the Sandwich del Sur Microplate Area. *Geofísica Internacional*. Vol 60, N°4, 320-332.
- [5] Jia, Z., Zhan, Z. and Kanamori, H., (2022). Earthquake: A Slow Event Sandwiched Between Regular Ruptures, *Geophysical Research Letters*, 49, (3).
- [6] Rabinovich, A. B. (2010). Seiches and harbor oscillations. In *Handbook of coastal and ocean engineering* (pp. 193-236).
- [7] Pelayo A. M. and Wiens D. A. (1989). Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research*.
- [8] Cunningham, A.P., Barker, P.F., Tomlinson, J.S., 1998. Tectonics and sedimentary environment of the North Scotia Ridge region revealed by side-scan sonar. *Journal of Geological Society*, London 155, 941–956.
- [9] Gordon, R. G., C. DeMets, D. F. Argus and S. Stein (1988). Current Plate Motions, *Eos D'ansactions, American Geophysical Union*, 69, 1416.
- [10] Yamin M. G. y Anselmi G. (2020). Geología de las placas Scotia y Sandwich, revisión y mapa geológico. SEGEMAR. Serie de Contribuciones Técnicas, Geología Núm. 8. Instituto de Geología y Recursos Minerales. ISSN 0328-9052.
- [11] Leat P.T., Day S.J., Tate A.J., Martin T.J., Owen M.J. and Tappin D.R. (2013). Volcanic evolution of the South Sandwich volcanic arc, South Atlantic, from multibeam bathymetry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 265: 60–77
- [12] Bohoyo, F., J. Galindo-Zaldívar, A. Jabaloy, A. Maldonado, J. Rodríguez-Fernández, A. A. Schreider, and E. Suriñach, (2007) Extensional deformation and development of deep basins associated with the sinistral transcurrent fault zone of the Scotia-Antarctic plate boundary, in *Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends*, edited by D. Cunningham, and P. Mann, Special Volume of the Geological Society of London.
- [13] Ramos V. A. (2010). The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45: 2-25.
- [14] Dalziel I.W.D., Lawver L.A., Norton I.O. and Gahagan L.M. (2013). The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41: 767–793. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124155>.
- [15] Nicholson, B. y J. Georgen, 2013. Controls on crustal accretion along the backarc East Scotia Ridge: constraints from bathymetry and gravity data. *Marine Geophysical Research*, 34: 45-58.
- [16] Maldonado A., Dalziel I.W.D. and Leat P.T. (2015). The global relevance of the Scotia Arc: An introduction. *Global and Planetary Change* 125: 1–8.
- [17] Bouysee, P. y colaboradores, 2010. Geological Map of the World at 1:35.000.000. Versión 3.0. Commission for the Geological Map of the World.

- [18] Ludwig, W. J., and P. D. Rabinowitz (1982). The collision complex of the North Scotia Ridge, *J. Geophys. Res.* 87, 3731-3740.
- [19] Amante, C. y Eakins, B.W., 2009. ETOPO1, 1 Arc-Minute Global Relief Model Procedures, Data Sources and Analysis, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, NOAA, doi:10.7289/V5C8276M.
- [20] Arecco, M.A., Ruiz, F., Pizarro, G., Giménez, M.E., Martínez, M.P., Ramos, V., 2016 b. Gravimetric determination of the continental–oceanic boundary of the Argentine continental margin (from 36°S to 50°S), *Geophysical Journal International*, 204, 366-385 doi: 10.1093/gji/ggv433.
- [21] Ewing J. I., Ludwig W. J., Ewing M. and Eittreim S. L. (1971). Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau. *Journal of Geophysical Research*.
- [22] Brocher T. M. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth’s Crust. *Bulletin of the Sismological Society of America*, Vol.95 No. 66, pp. 2081-2092.
- [23] Nabighian, M.N. (1972). The Analytic Signal of Two-Dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-Section: Its Properties and Use for Automated Anomaly Interpretation. *Geophysics*, 37, 507-517.
- [24] Nabighian, M.N., 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section, *Geophysics* 39, 85–92.
- [25] Roest, W.R., Verhoef, J. y Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using 3-D analytic signal, *Geophysics*, 57, 116–125.
- [26] Verduzco B., Fairhead, J., Green C. and MacKenzie C. (2004). New Insights into magnetic derivatives for structural imaging. *The Leading Edge*. 23. 116-119. 10.1190/1.1651454.
- [27] Wijns, C., Perez, C., Kowalczyk, P. (2005). Theta map: edge detection in magnetic data. *Geophysics* 70 (4), 39-43.