



# Estudios geofísicos sobre estructuras someras vinculadas al ascenso de las aguas termales de Pismanta, en el valle de Iglesia, San Juan, Argentina

**Franco G. CLAVEL<sup>1</sup>, Marcelo GONZALEZ<sup>1</sup>, Antonella SOTTILE<sup>1</sup>, Rodolfo O. CHRISTIANSEN<sup>3</sup>, Guido M. GIANNI<sup>1</sup>, Diego WINOCUR<sup>2</sup>, Diana A. ORTIZ<sup>4</sup>, Héctor P.A. GARCÍA<sup>1</sup>, Federico LINCE KLINGER<sup>1</sup> y Myriam P. MARTINEZ<sup>1</sup>.**

<sup>1</sup> CONICET. Instituto Geofísico Sismológico "Ing. F. Volponi", Universidad Nacional de San Juan, San Juan, República Argentina.

<sup>2</sup> Universidad de Buenos Aires, FCEN, Departamento de Ciencias Geológicas, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, UBA-CONICET, Argentina.

<sup>3</sup> Leibniz Institute for Applied Geophysics (LIAG), Hannover, Germany

<sup>4</sup> Department of Geography, University of Bonn, Bonn, Germany

E-mail: francoclavelalvarado@gmail.com

Editor: Diego A. Kietzmann

Recibido: 8 de mayo de 2023

Aceptado: 18 de septiembre de 2023

## RESUMEN

El valle de Iglesia ubicado en el extremo noroeste de la provincia de San Juan, se caracteriza por la surgencia de vertientes hidrotermales naturales de baja entalpía. Su origen termal ha sido asociado al gradiente geotérmico natural, el cual para la región de la cuenca de Iglesia presenta valores estándares de 30°C/km. La presencia de sets de fallas -NNE y -ONO, de carácter compresivo, con actividad neógena y/o neotectónica han favorecido el desarrollo de importantes resaltos topográficos en la cuenca intermontana de Iglesia, los cuales se presentan en algunos casos acompañados por surgencias de agua termal. En este estudio se propuso analizar los principales controles geológicos subsuperficiales que podrían estar actuando sobre el sistema geotermal de Pismanta. Para este propósito plateamos la adquisición, procesamiento y análisis de las metodologías geofísicas de tomografía eléctrica resistiva (TRE2D), magnetismo y gravedad, llevados a cabo a lo largo de un perfil de estudio O-E con una extensión de 2570 m, atravesando el campo termal. Este análisis integral permitió dilucidar fallas inversas con tendencias-NNE que estarían controlando el ascenso del agua termal en las inmediaciones de la localidad de Pismanta a través de las sedimentitas permeables neógenas del Miembro Las Flores. Estos resultados nos permitieron caracterizar el sistema geotermal mediante la elaboración de un modelo geológico somero conceptual que pueda explicar las manifestaciones superficiales de agua termal ubicadas en el centro de la cuenca de Iglesia..

**Palabras clave:** TRE2D, perfiles de magnetismo y gravedad, neotectónica e hidrogeotermalismo

## ABSTRACT

*Geophysical studies on shallow structures linked to the rise of the Pismanta hot springs, Iglesia valley, San Juan, Argentina.*

The Iglesia Valley is located in the extreme northwest of the San Juan province, which is characterized by the emergence of low enthalpy hydrothermal natural springs. The thermal source has been linked to the natural geothermal gradient, that for this area regards standard values of 30°C/km. Throughout Neogene times to the present day, the presence of set of -NNE and -WNW trending thrust faults have favored the development of major topographic reliefs, which in certain cases these are accompanied by thermal water springs. In this study, we proposed the analysis of the main near surface geologic controls, that would be acting in the Pismanta geothermal system. In this sense, several geophysical methods were acquired, processed, and analyzed: resistive electrical topographies (TRE2D), magnetic and gravity local profiles, along 2570 m transect in a W-E direction, throughout this geothermal field. This integral analysis allowed us to define NNE- striking faults, related to the near surface water rising control, in the Pismanta locality and surround-

dings, through permeable Neogene sediments of Las Flores Member. These results led us to characterize this geothermal system, through a shallow geological model, that explains the relationship between the hot springs and the local structural-stratigraphic setting.

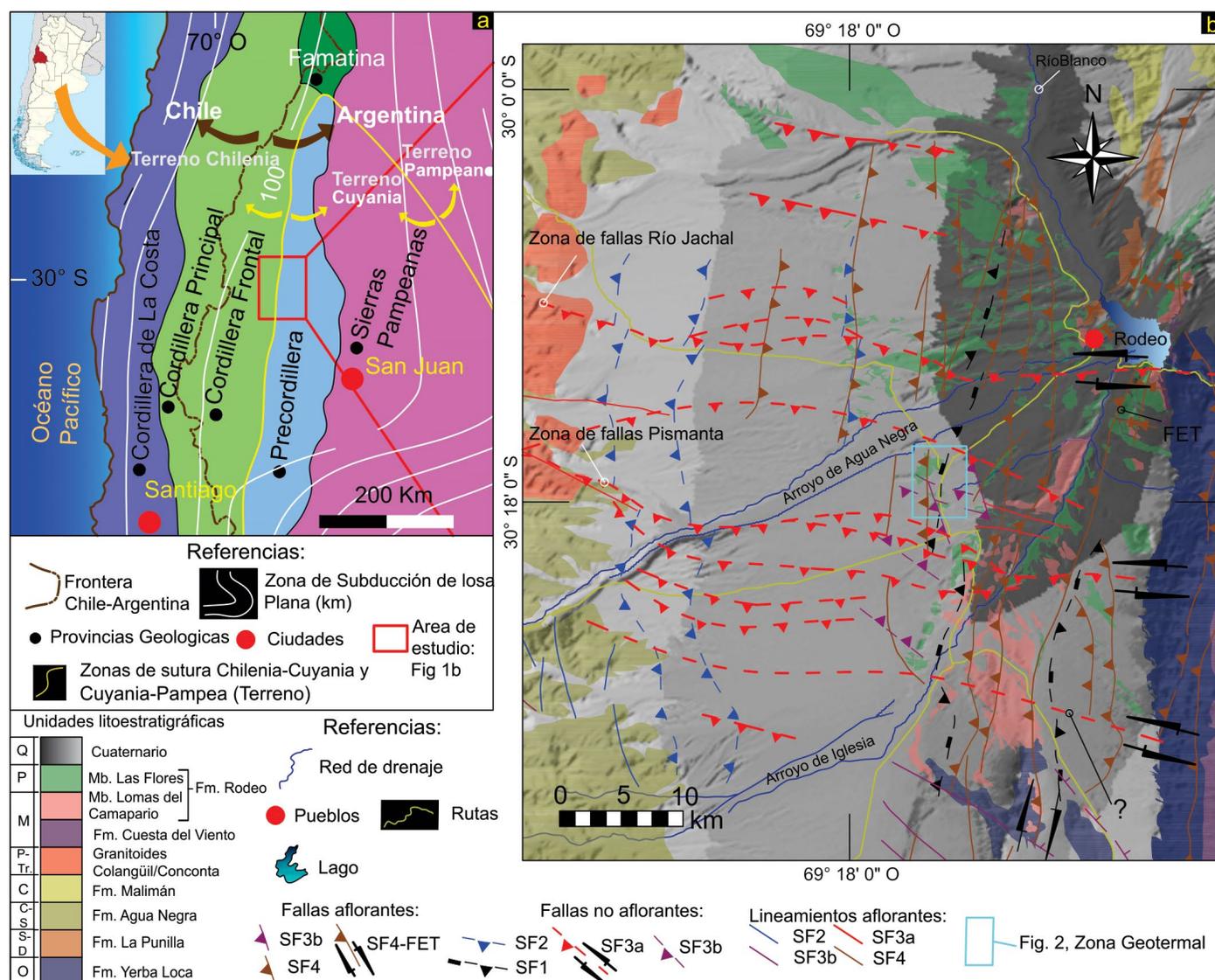
**Keywords:** TRE2D, magnetics and gravity profiles, neotectonics and hydro-geothermalism.

## INTRODUCCIÓN

En el valle de Iglesia, ubicado entre los paralelos de 29.5° y 31° S, se desarrolla una de las cuencas intermontanas neógenas más profundas de los Andes Centrales del sur, llegando alcanzar unos ~3500 m de espesor (Beer et al. 1990) (Fig. 1). Ubicada en el extremo occidental de la región de subducción plana pampeana (Ramos et al. 2002), dicha cuenca forma parte del extremo norte de la depresión Uspallata-Calingasta-Iglesia. Estudios recientes asocian la apertura de la cuenca con un estadio tectónico extensional de trasarco, a través de estructuras profundas enraizadas en el basamento, cuyos depocentros fueron posteriormente invertidos durante la etapa principal de orogenia Andina ocurrida en el Neógeno (Gonzalez et al. 2020). De esta manera, su relleno sedimentario preserva el registro de la evolución de los Andes durante el Cenozoico tardío y la presencia de una familia de estructuras de diversas orientaciones (NNE- a ONO-) son evidencias de la inversión multi-direccional del campo de estrés de dicha cuenca (Gonzalez et al. 2020, Clavel et al. 2022, 2023). Actualmente pueden observarse resaltes topográficos de orientación N-S a lo largo de la cuenca, producto de la actividad neotectónica compresiva, los cuales han sido asociados en parte a las manifestaciones termales observadas en superficie (Perucca y Martos 2009). La gran mayoría de estas manifestaciones presenta actividad termal en la zona de Pismanta e inmediaciones, las cuales han impulsado diversos estudios para analizar este fenómeno local dentro de la cuenca. Estudios de la hidroquímica del agua subterránea (Pesce y Miranda 2003, Hinzer et al. 2021) revelan una fuente de origen no magmática, en donde el calor generado por el gradiente geotérmico es el que aporta la energía necesaria para calentar el agua entre 75°C y 95°C en el reservorio, el cual fue estimado a unos 2500 m de profundidad según Christiansen et al. (2021). Dicho autor propone que el ascenso del agua desde el reservorio hasta la superficie estaría asociado a fallas inversas NNE. Sin embargo, este modelo no puede explicar de manera integral el comportamiento focalizado del agua termal en la localidad de Pismanta, así como tampoco la alternancia de vertientes termales tanto al norte como al sur. Los estudios realizados por Clavel et al. (2022, 2023) se basaron en un análisis geológico integral dentro de la cuenca de Iglesia, sobre los cuales se propuso un nuevo modelo de *play*

geotermal. Estos autores identificaron nuevas estructuras, las cuales se encuentran condicionando el flujo del agua subterránea, actuando no solo como una barrera para el ascenso o desplazamiento lateral, sino que además generaron el medio de transferencia principal y eficiente del flujo calórico hacia la superficie en el área de Pismanta e inmediaciones. Estos estudios llevados a cabo en la cuenca permitieron caracterizar y clasificar el sistema geotermal, utilizando la clasificación de *plays* geotermales de acuerdo a los diferentes sistemas geológicos existentes propuestos por Moeck (2013, 2014). De esta manera, se ha planteado la hipótesis de un sistema geotermal no magmático, condicionado por la compleja evolución geológica que actuó en el desarrollo de la cuenca (Clavel et al. 2023).

A partir del estudio de la bibliografía preexistente mencionada se planteó la necesidad de estudiar la tectónica de la zona, el control estructural y la estratigrafía para un entendimiento detallado de la surgencia, distribución y conexión de las aguas subterráneas termales con las manifestaciones superficiales en la localidad de Pismanta y zonas aledañas, dentro del valle de Iglesia. De este modo, se propuso como objetivo principal establecer los controles geológicos locales y someros asociados al emplazamiento de las aguas termales de Pismanta, y de las unidades de reservorio N-S que atraviesan toda la cuenca (Fig. 2). El estudio consistió en la interpretación y análisis de las secuencias y estructuras observadas en las tomografías eléctricas resistivas obtenidas a partir de mediciones realizadas en este trabajo en el área de Pismanta (Fig. 1) y el análisis de los datos de gravedad y magnetismo local medidos en el área. El estudio llevado a cabo permitió reconocer la presencia de estructuras y posibles zonas de permeabilidad de las secuencias neógenas aflorantes. De esta manera, se pudo estudiar con detalle a nivel local, el modo de transmisión del agua subterránea en de los primeros 200 m de profundidad en Pismanta. La presencia de zonas de fallas aquí propuestas tendrían implicancias no solo en el control estructural-estratigráfico, sino en la transferencia del agua subterránea dentro de la cuenca; las cuales reafirman las conjeturas de las estructuras y lineamientos N-S y E-O, propuestos en trabajos previos en la cuenca de Iglesia (Alcacer et al. 2020, Gonzalez et al. 2020, Podesta et al. 2022, Clavel et al. 2022, 2023).



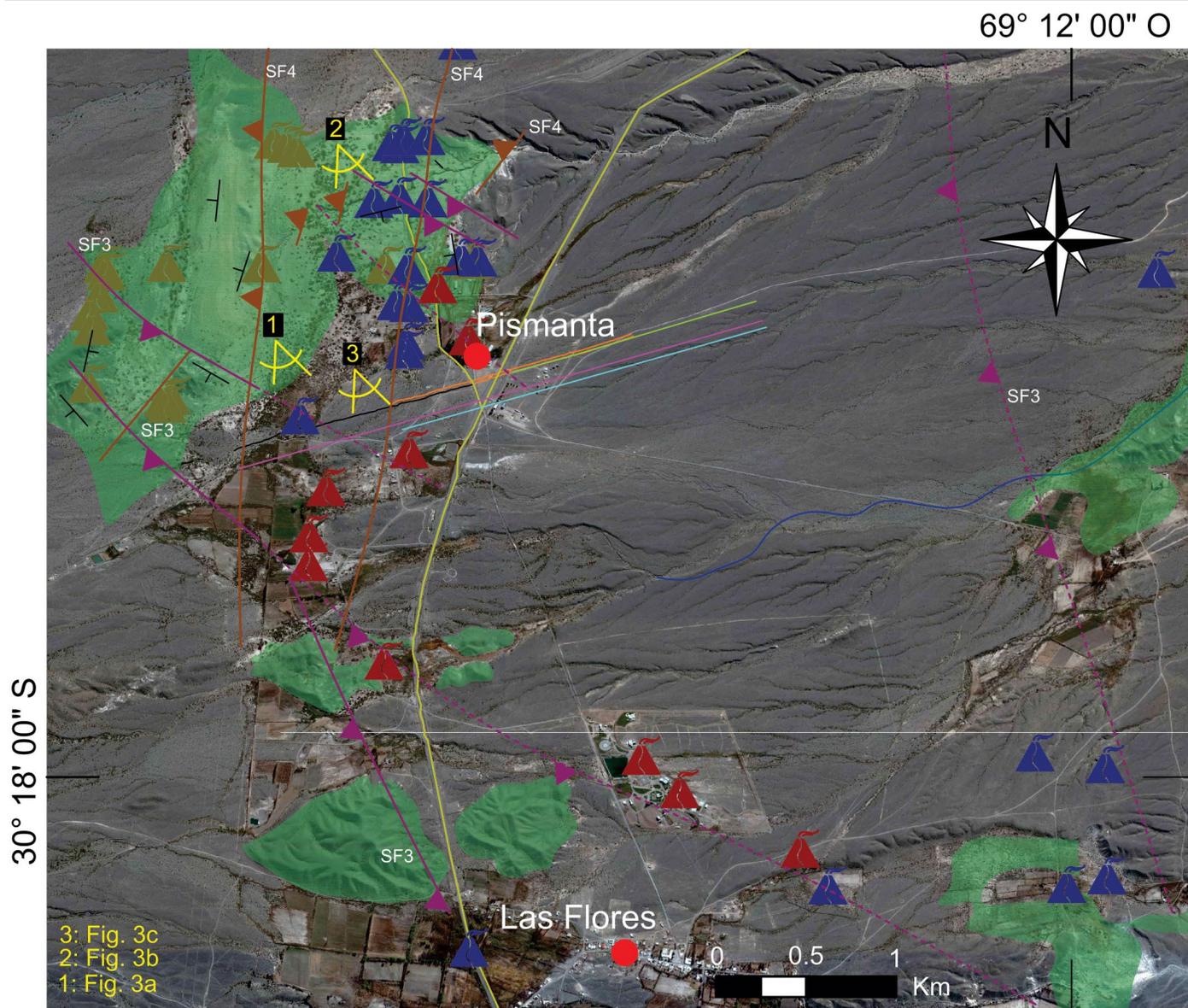
**Figura 1.** a) Mapa geológico regional de la región centro-oeste de Sudamérica, modificado de Gonzalez et al. (2020). El marco rojo representa el área de estudio localizada en el sector NO de la provincia de San Juan, Argentina; b) Mapa geológico de la cuenca de Iglesia superpuesto al modelo elevación digital (DEM). El marco de color cian representa el área de las vertientes naturales geotermales en la localidad de Pismanta (Fig. 2). SF: set de fallas, ETF: Falla dextral El Tigre. Modificado de Gonzalez et al. (2020) y de Clavel et al. (2022).

## MARCO GEOLÓGICO

### Unidades morfo-estructurales de los Andes Centrales sur en el segmento de subducción plano Pampeano (27°30'-33°30'S)

El orógeno andino localizado entre los 27° y 33°30' S presenta diversos dominios morfotectónicos representados de oeste a este por la Cordillera de La Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, la cuenca de Iglesia-Calingasta, Precordillera y Sierras Pampeanas (Fig. 1). La Cordillera de La Costa está compuesta por rocas metamórficas y granitoides de edad Paleozoica Superior, además de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Jurásica-Cretácico Inferior asociado con el Arco volcánico Paleozoico-Mesozoico (e.g., Charrier

et al. 2015, Díaz-Alvarado et al. 2019). Por su parte, la Cordillera Principal se caracteriza por corrimientos de piel fina, compuestos por rocas ígneas del Carbonífero-Triásico del grupo Choiyoi, las cuales están cubiertas por rocas ígneas de Arco jurásico-cretácicas y por depósitos de cuencas de retroarco (Sato et al. 2015, Cristallini y Ramos 2000, Gianni y Navarrete 2022). La Cordillera Frontal está conformada por fajas plegadas y corridas de piel gruesa, las cuales deformaron las unidades metamórficas neopaleozoicas marinas y las rocas ígneas carboníferas-triásicas, cubiertas a su vez por rocas volcánicas y volcanoclásticas oligocenas-neógenas provenientes del Arco andino (Yrigoyen 1972, Mpodozis y Kay 1992, Llambías et al. 1993, Winocur et al. 2015, Sato et al. 2015).



Referencias:

- Pueblos    SF3: Set de fallas ONO inversas    SF4: Set de fallas NNE inversas    Lineamientos NNE
- Rutas    Red de drenaje    M. Las Flores    Vertientes: Calientes    Frías    Relictas
- Tomografía resistiva eléctrica TRE2D3 (Fig. 6)    Tomografía resistiva eléctrica TRE2D 2
- Tomografía resistiva eléctrica TRE2D1    Concatenación-Tomografías resistivas eléctricas TRE2D1-2 (Fig. 5)
- Traza: Tomografía resistiva eléctrica TRE2D1-2-3 (Fig. 9) = Perfil AA - gravedad medida (Figs. 10c y d)  
= Perfil BB - magnetismo RTP medido (Fig. 10b)
- Buzamientos de estratos neógenos

**Figura 2.** Mapa geológico de la localidad de Pismanta sobreimpuesto a la imagen satelital Landsat/Copernicus, extraída del programa Google Earth.

Tanto la Cordillera Principal como la Frontal fueron las principales fuentes de aporte de sedimentos de la depresión Iglesia-Calingasta-Uspallata, la cual contiene facies de abanicos, fluviales, aluviales y depósitos lacustres con un aporte

variable de material piroclástico (Beer et al. 1990, Ruskin y Jordan 2007, Suriano et al. 2011, Alonso et al. 2011). La cuenca intermontana de Iglesia está situada entre las provincias geológicas de Cordillera Frontal al oeste y Precordillera Occi-

dental al este, en donde la sutura entre los terrenos de Chileña y Cuyania ha sido propuesta (Ramos et al. 1984). Hacia el este, tanto la Precordillera en su totalidad (Occidental, Central y Oriental) constituye una faja plegada y corrida de piel fina en el extremo occidental y central con vergencia hacia el este; mientras que su contraparte oriental presenta una faja plegada y corrida de piel gruesa, con vergencia hacia el oeste. En términos generales, su despegue se encuentra por debajo de los 6 km de profundidad, afectando a las unidades eopaleozoicas marinas, neopaleozoicas marinas- transicionales, triásicas continentales y neógenas intermontanas continentales de antepaís (Furque 1963, Polanski 1970, Baldis et al. 1984, Cesari y Limarino 1992, Cristallini y Ramos 2000, Vergés et al. 2001, Allmendinger y Judge 2014, Levina et al. 2014, Fosdick et al. 2017). El extremo oriental del frente orogénico está representado por las Sierras Pampeanas Occidentales, que forma parte de la cuenca de antepaís fragmentado (Jordan et al. 1993, Jordan y Allmendinger, 1986). Los bloques que afloran en superficie están compuestos principalmente por rocas ígneas y metamórficas, controlados por fallas inversas NE- a NNO- de piel gruesa, que separaron los diversos depocentros neógenos en la región (Bonorino 1950, Jordan y Allmendinger 1986, Ortiz et al. 2015). De esta manera, la configuración morfoestructural actual puede considerarse como el producto de un proceso orogénico prolongado en el tiempo, aunque discontinuo, el cual habría comenzado en el Cretácico Tardío-Paleogeno (e.g., Lossada et al. 2017, Rodríguez et al. 2018, Capaldi et al. 2020). Sin embargo, el mayor proceso de deformación y de propagación del frente orogénico ocurrió durante la etapa de subducción plana Pampeana (Ramos 1988, Allmendinger et al. 1990, Ramos et al. 1996, Cristallini y Ramos 2000, Ramos 1999a, Jordan et al. 1993, Ramos et al. 2002, Capaldi et al. 2020). El comienzo de este proceso geodinámico ha sido registrado a partir de observaciones de la migración paulatina del arco magmático hacia el área del antepaís a partir de los 18-16 Ma, durante las somerización del ángulo de la losa subductada y el completo desarrollo de la geometría de subducción plana inferido a los 4-2 Ma, indicado a su vez por un estadio de gap volcánico (e.g., Pilger 1981, Kay et al. 1988, 1991, Ramos et al. 2002). Sin embargo, nuevos datos indican que la progresión del arco volcánico hacia el este asociado con la somerización de la placa de Nazca podría haber sucedido antes de lo estimado con valores entre los 24-17 Ma (Capaldi et al. 2020).

El régimen de *stress* compresivo es el resultado del proceso geodinámico principalmente compresional, dando lugar en la mayoría de los casos a corrimientos con tendencia N-S (e.g., Allmendinger y Judge 2014). A pesar de esto, muchos autores han observado fallas con tendencias NO-, NE- y fa-

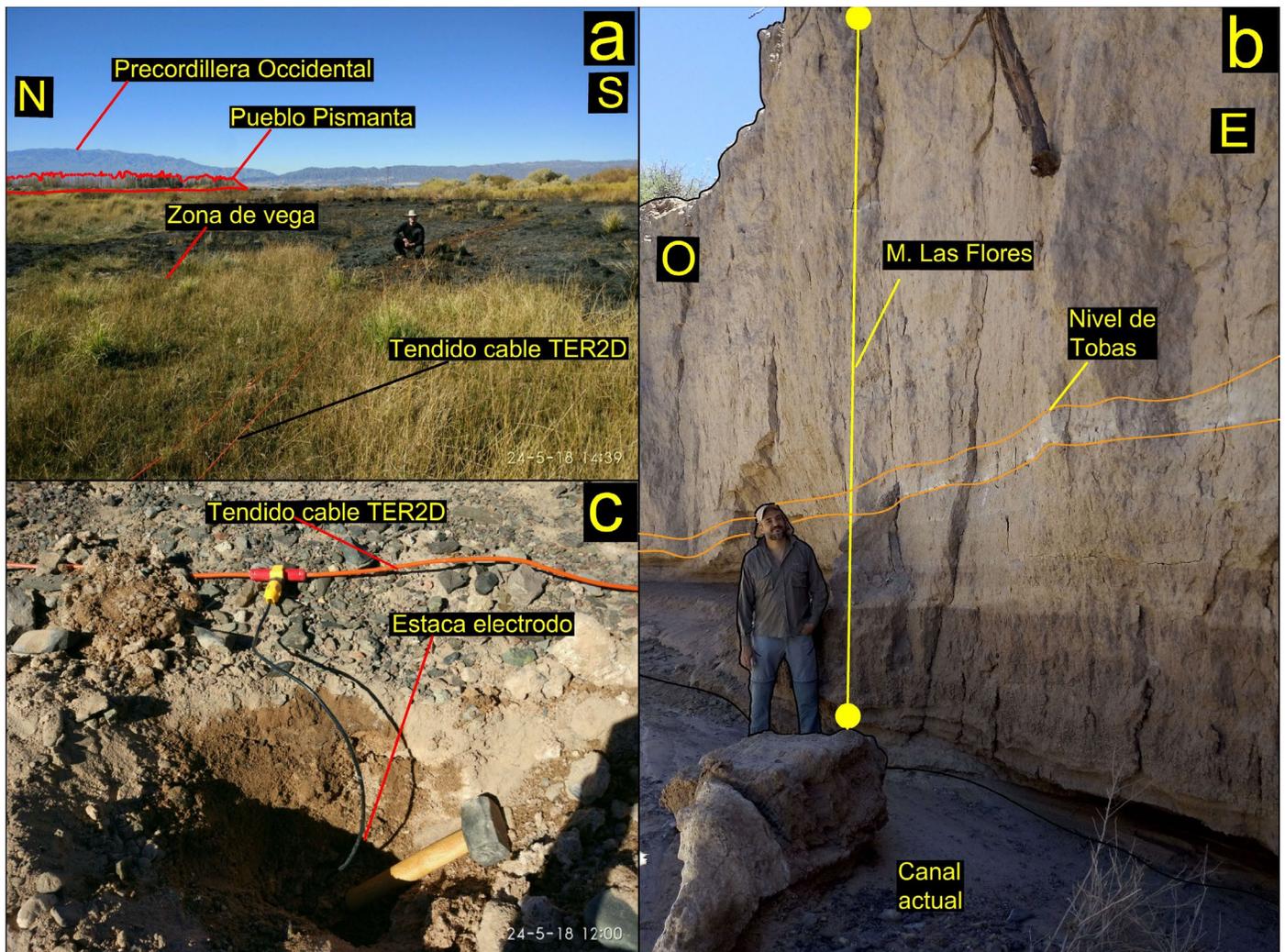
llas con componentes de rumbo ONO y NEE tanto sinestrales como dextrales, algunas asociadas a estadios de mineralización (Tosdal y Richards 2001, Chouinard et al. 2005, Piquer et al. 2016, Giambiagi et al. 2017). Un ejemplo claro en el área de estudio es la Falla El Tigre con una tendencia NE y con componente de rumbo dextral (Bastías y Bastías 1987, Siame et al. 1997, 2002, Fazzito et al. 2013, 2017, Peri et al. 2017) (Fig. 1). Además, otro ejemplo conspicuo es el lineamiento de Hualilán con tendencia ONO-ESE con componente de rumbo sinistral, oblicua al frente orogénico, ejerciendo un fuerte control estructural comportándose como una gran zona de cizalla frágil-dúctil (Cortés y Cegarra 2004, Cortés et al. 2006, Japas y Ré 2012, Oriolo et al. 2014, 2015). Estos estudios incipientes aún presentan un cierto grado de incertidumbre respecto a la edad de la actividad de estas fallas (e.g., Oriolo et al. 2015). De todos modos, se han propuesto hipótesis que se ajustarían a la edad de actividad de los principales corrimientos andinos. Por un lado, se han propuesto reactivaciones de anisotropías pre-Neógenas durante el Mioceno asociadas a estas fallas transversales (Chernicoff y Nash 2002, Oriolo et al. 2014, 2015). De acuerdo con el modelo análogo de Oriolo et al. (2015), estas estructuras no se habrían desarrollado durante la orogenia andina a menos que presentasen estructuras antiguas heredadas. Por otro lado, estudios recientes llevados a cabo mediante el análisis de estratos de crecimiento, restringieron la actividad de algunas de estas fallas transversales al orógeno andino, dentro del Plioceno (Clavel et al. 2022). Siguiendo esta línea de razonamiento, en Cordillera Frontal, estudios realizados a partir de datos medidos en el campo y gravedad satelital, revelaron la presencia de lineamientos con tendencia ONO- afectando el basamento paleozoico (Sanchez et al. 2017).

### La Cuenca de Iglesia – Localidad de Pismanta

El comienzo de la sedimentación de la cuenca de Iglesia ha sido inferido entre los ~20-19 Ma aproximadamente, llegando a alcanzar un espesor de ~3500 m de secuencias sedimentarias continentales (Beer et al. 1990). Estudios sedimentológicos detallados han permitido definir 3 unidades litoestratigráficas denominadas: Formación Cuesta del Viento (Mioceno Inferior-Medio), Formación Rodeo (Mioceno Medio-Plioceno), a su vez subdividida en los Miembros Lomas del Campanario y Las Flores y por encima se ubican unidades cuaternarias (Fig. 1). (Furque 1979, Gagliardo et al. 2001, Cardó y Diaz 2005, Suriano 2011, Alonso et al. 2011). En un sentido amplio, pueden definirse como sedimentos clásticos y piroclásticos, interpretados como depósitos de ambientes aluviales, fluviales, fluvio-aluviales y lacustres (Wetten 1975, Eder y Wetten 1975, Furque 1979, Suriano et al. 2011, Alonso

et al. 2011, entre otros). Las edades de estas unidades han sido obtenidas a partir de dataciones geocronológicas (U/Pb, Ar/Ar, K/Ar, trazas de fusión) entre los 19.5 y 4 Ma (Leveratto 1976, Jordan et al. 1993, Jordan et al. 1997, Ré et al. 2003, Wetten 2005, Alonso et al. 2011, Jones et al. 2016, Poma et al. 2017, Gonzalez et al. 2020). Trabajos realizados en la cuenca a partir del análisis de las sísmicas de reflexión disponibles permitieron definir en profundidad 12 secuencias (de la S1 a la S12) (Fernández-Seveso 1993, Ré et al. 2003, Ruskin y Jordan 2007, Gonzalez et al. 2020). El análisis detallado de estas mismas líneas sísmicas de reflexión de orientación O-E indicaron la presencia de un estadio sinextensional en las secuencias basales de las S1 a las S3 y sincontraccionales en las subsecuentes (Gonzalez et al. 2020). Esto último ha sido interpretado como una etapa de apertura y asociado a un estadio de cuenca de retroarco, previo a su posterior inversión

durante el estadio de mayor contracción de los Andes durante el Mioceno Superior (Gonzalez et al. 2020), cambiando así la clásica interpretación del origen de la misma como una parte de la zona del tope de cuña del actual antepaís (e.g., Ruskin y Jordan 2007). Se puede asumir un desplazamiento pasivo de la cuenca hacia el este, durante la formación de los corrimientos que le dieron origen a la provincia geológica de Precordillera en el Mioceno Medio-Superior (Allmendinger et al. 1990, Jordan et al. 1993, 1997). Durante el Plioceno, el campo de estrés habría cambiado levemente desde una sigma 1 con orientación ENE a NNE, favoreciendo el desarrollo de estructuras contraccionales con tendencia ONO-, con una variable componente de rumbo sinistral, las cuales habrían afectado a las estructuras andinas previas, dentro de la cuenca de Iglesia (Clavel et al. 2022). Finalmente, estudios de neotectónica han indicado una deformación reciente aso-



**Figura 3.** a) Fotografía del tendido de la tomografía eléctrica resistiva 2D (Tre2d), sobre la vega ubicada al SO de la localidad de Pismanta; b) Fotografía del margen norte de un pequeño cañón, desarrollado por la erosión fluvial, ubicado al norte de la localidad de Pismanta. En esta imagen se puede observar el afloramiento neógeno del Miembro Las Flores, compuesta por rocas de limo-arcillas, areniscas y un nivel de tobas, levemente compactadas; c) Fotografía de los depósitos cuaternarios compuestos por limo-arcillas, arenas y gravas (subangulosas) en menor proporción. Sobre este material se dispuso el tendido de la tomografía eléctrica resistiva 2D (TRE2D).

ciada principalmente a fallas inversas con orientación NNE-, reflejando a su vez una restitución del campo de estrés local (Bastías y Bastías 1987, Siame et al. 1997, 2002, Perucca y Martos 2009, Clavel et al. 2022, 2023).

En el área de la localidad de Pismanta e inmediaciones se destaca la presencia de rocas neógenas de la Formación Rodeo, y dentro de esta, al Miembro superior de Las Flores (Fig. 2 y 3b). En ella se observaron potentes paquetes sedimentarios psamo-pelíticos y en una menor proporción depósitos de conglomerados, con gran aporte de rocas del Grupo Choiyoi (andesitas, riolitas, granitos). Por encima y en contacto discordante se presentan aglomerados cuaternarios formados por clastos angulosos a subangulosos con gran aporte de rocas pelíticas y de areniscas paleozoicas de la Formación Agua Negra, y en menor proporción rocas ígneas del Grupo Choiyoi (Fig. 3c). Distribuidos a lo largo y a lo ancho, con una leve orientación N-S en superficie se observó la presencia de, vegas, volcanes de lodo, vertientes, tanto relícticos como activos y vestigios de humedad remanente en las rocas, como lo es la presencia de sales (Figs. 2 y 3a).

En sentido E-O aproximadamente, de base a techo dentro del Miembro Las Flores, trabajos previos reconocieron fallas tanto inversas como normales y una gran discordancia intra-neógena sub-horizontal (Clavel et al. 2022, 2023). La familia de fallas identificadas en la parte superior de la secuencia se caracteriza por tener una tendencia promedio NNE- "SF4"; mientras que por debajo de la discordancia intraformacional se observaron fallas con una dirección de azimut OON- (Fig. suplementaria 1) (Figs. 1 y 2) (Clavel et al. 2022, 2023).

### **Línea de base hidrogeológica y geoelectrónica de la cuenca de Iglesia**

A modo de resumen y teniendo en cuenta análisis de estudios previos, a continuación, se detallan las distintas rocas que forman parte de la cuenca de Iglesia, relacionadas a sus propiedades hidrogeológicas observadas. Partiendo desde el basamento geológico/hidrogeológico de la cuenca, las rocas que lo componen (en gran parte de edad paleozoica) en general han sido consideradas como no acuíferas, por su elevada compactación y diagénesis que han sufrido las rocas sedimentarias; sumado a una ausencia casi total de poros en las rocas graníticas que también lo conforman (C.R.A.S. 1982, Gonzalez et al. 2020). De todos modos, también ha sido propuesto como un posible acuífero pobre, en el caso de que se haya desarrollado una permeabilidad secundaria asociada al diaclasamiento y/o fracturación del macizo rocoso (C.R.A.S. 1982). Dentro de las unidades neógenas mencionadas anteriormente que forman parte del relleno de la

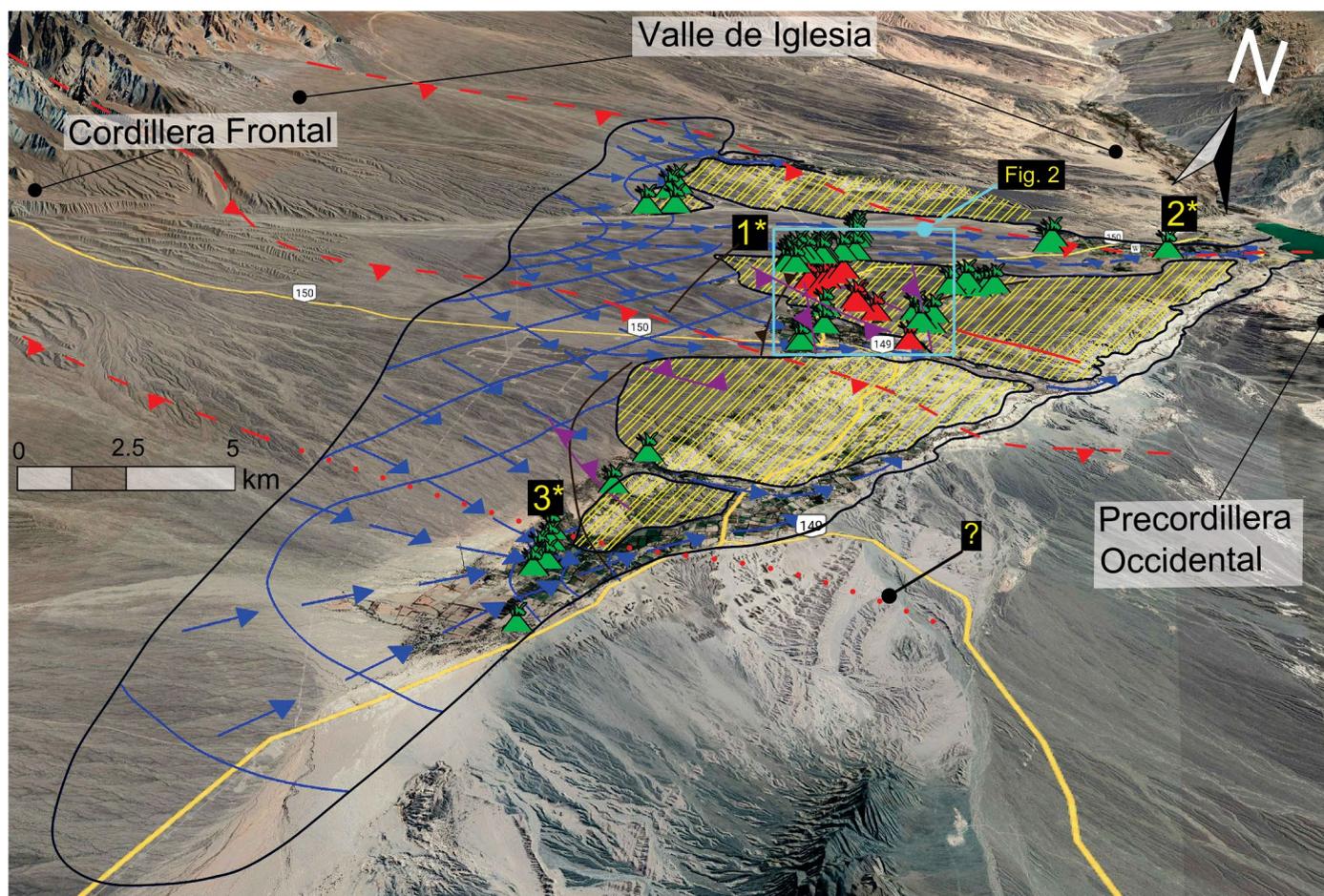
cuenca de Iglesia, se destacó la Formación Rodeo, la cual está compuesta por los Miembros Lomas del Campanario y Las Flores (Mioceno medio- Plioceno) (Furque 1979). Estas son equivalentes a las unidades descritas por Eder y Wettin (1975) representadas por el Grupo Iglesia, compuesta a su vez por las Formaciones Lomas del Campanario y Las Flores. En este sentido, al citar estas últimas Formaciones en la bibliografía en este texto, nos estaremos refiriendo de manera análoga a los Miembros homónimos. Estudios previos, subdividieron a la Formación Lomas del Campanario (Miembro Lomas del Campanario), partiendo desde la base con un nivel alomerádico compuesto por materiales piroclásticos de composición meso-silícica. Debido a efectos de meteorización, se habrían formado escombreras, las cuales se encuentran unidas a su vez por material lávico, y este hace que no se comporte como acuífero (C.R.A.S. 1982). Hacia el techo, se han observado depósitos conglomerádicos, compuestos por rocas piroclásticas, por la erosión del nivel aglomerado, y por rocas sedimentarias del paleozoico. Además, contiene intercalaciones de capas de areniscas finas a gruesas (Eden y Weten 1975, C.R.A.S. 1982). La Formación Las Flores (Miembro Las Flores en este estudio) también ha sido subdividida de base a techo según su composición litológica, según estudios realizados por los autores mencionados arriba. De este modo, identificaron en la parte basal sucesiones sedimentarias integradas por areniscas tobáceas finas a gruesas, con clastos aislados de lutitas, grauvacas y granitos. Además, definieron niveles conglomerádicos finos a gruesos clastos de igual composición y areniscas cuarzosas. Hacia el techo, completaron la secuencia grano-decreciente con rocas compuestas por limolitas y arcilitas, con proporciones menores y/o aisladas de areniscas finas y conglomerados (Eden y Weten 1975, C.R.A.S. 1982). Estudios recientes de campo realizados en la localidad de Pismanta permitieron destacar a los afloramientos de areniscas como niveles litológicos parcialmente litificados y permeables, los cuales presentaron zonas con humedad asociadas, y de este modo, se asume que estarían favoreciendo el ascenso del agua perteneciente al acuífero neógeno hacia la superficie (Clavel et al. 2023). A su vez proponen zonas de fallas reconocidas dentro de este paquete sedimentario en donde observaron fracturas, las cuales estarían facilitando aún más la transmisibilidad del agua hacia la superficie. Por otra parte, también caracterizaron a los depósitos de limo-arcillas como barreras impermeables, limitando la circulación tanto vertical como horizontal del agua subterránea, como también evidenciaron a través de la acumulación de depósitos salitrosos hacia el techo de las unidades de areniscas permeables (Clavel et al. 2023). En general, las secuencias neógenas se caracterizan por una importante

proporción de material intersticial, así como un mayor grado de compactación y diagénesis, lo cual puede condicionar su porosidad efectiva final (C.R.A.S. 1982).

En su contraparte, los sedimentos cuaternarios que integran las llanuras aluviales antiguas, modernas y especialmente actuales son de gran importancia desde el punto de vista hidrogeológico; ya que constituye el acuífero (libre) más importante de la cuenca de Iglesia. Son depósitos aluvia-

les-fluviales de gran variabilidad litológica y granulométrica, denominados en general bajo el término de fanglomerados (C.R.A.S. 1982). Además, en estos estudios previamente mencionados, se determinaron zonas con espesores de relleno aluvial saturado variable, entre 30 y 100 m.

Para poder corroborar las aptitudes hidrogeológicas de las unidades antes mencionadas el C.R.A.S. (1982) realizó perforaciones en la localidad de Iglesia. En zonas en donde aflora



REFERENCIAS:

- Límite del acuífero cuaternario
- Principales fallas ONO- no aflorantes SF3a
- Fallas superficiales ONO- SF3b
- Fallas NNE- SF4
- Rutas
- 1\*: Pismanta
- 2\*: Rodeo
- 3\*: Bella Vista
- Bloque Neógeno Elevado
- Isopiezas freáticas del acuífero cuaternario
- Dirección de flujo subterráneo
- Vertientes Frías/Calientes

**Figura 4.** Imagen satelital en perspectiva del valle de Iglesia, con la representación de las distintas vertientes frías y calientes reconocidas en el área. Las líneas azules representan los límites del acuífero cuaternario, así como las curvas hipsométricas del mismo. Las flechas azules muestran la dirección del gradiente del flujo del agua subterránea. Los polígonos amarillos indican los bloques neógenos, los cuales se encuentran ejerciendo un control estructural sobre el acuífero cuaternario. La imagen del satélite Landsat/Copernicus fue extraída desde el programa Google Earth. Figura modificada de C.R.A.S. (1982); Clavel et al. (2023).

el techo de la unidad de la Formación Lomas del Campanario, determinaron un nivel acuífero de areniscas entre los 77 y 114 m de profundidad, en el cual estimaron un caudal de 1427 l/h. En este sentido, otros pozos llevados a cabo sobre la Formación Las Flores permitieron detectar capas de areniscas finas a menos de 100 m de profundidad. Estas se caracterizaron por ser acuíferas, surgentes, con caudales variables entre los 3000 y 6000 l/h, cuya agua es termal. Por otra parte, el caudal promedio del acuífero cuaternario medido en la localidad de la laguna fue de 193400 l/h. Los resultados que obtuvieron, indicaron que las unidades neógenas serían portadoras de niveles acuíferos, confinados y con caudales significativamente menores que los existentes en los sedimentos de los acuíferos cuaternarios. Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, los sedimentos neógenos han sido considerados desde el punto de vista hidrogeológico y económico como una unidad impermeable, pasando a formar parte del basamento (económico e hidrogeológico, valga la redundancia) del acuífero libre (C.R.A.S. 1982, Aracil et al. 2000).

Sumado a las mediciones anteriores, los autores mencionados anteriormente realizaron mediciones de las conductividades,  $T^\circ$  y pH de las distintas fuentes de agua que se encuentran en la cuenca. En grandes rasgos detectaron valores que oscilan entre los 200 y 530 micromho/cm (o resistividades entre 18 y 50 ohm.m respectivamente) para los arroyos cordilleranos (C.R.A.S. 1982). Muestras de agua analizadas por Hinzer et al. (2021) en vertientes naturales y volcanes de lodo en Pismanta e inmediaciones arrojaron valores de pH neutro-alcalino con un rango entre los 6.8-10.3, siendo la media de 9.1. Por otra parte, los valores de conductividad eléctrica medidos van de los 442  $\mu\text{mho/cm}$  a 1107  $\mu\text{mho/cm}$ , el valor de la media es de 659  $\mu\text{mho/cm}$ . Estos valores equivalen en resistividad a 22.62 ohm.m, 8.95 ohm.m y 15.17 ohm.m respectivamente. Las temperaturas medidas van de los 14 a 27 $^\circ$ , llegando alcanzar puntualmente 43 $^\circ$  en los Baños de Pismanta. De manera contraria, los valores obtenidos de las muestras de agua del arroyo de Agua Negra indicaron valores de pH ácido-neutral (pH 6.2-7.3), un valor de conductividad de 466  $\mu\text{mho/cm}$  = 21.46 ohm.m y temperaturas que rondan entre los 7.5–10.5  $^\circ\text{C}$  (dependiendo la fecha de medición) (Hinzer et al. 2021). Por otra parte, el C.R.A.S. (1982) realizó mediciones de conductividad en los baños de Pismanta arrojando un valor de 547  $\mu\text{mho/cm}$  = 18.28 ohm.m. A pesar de que los baños de Pismanta se encuentran dentro del afloramiento neógeno, próximo al sur de esta se observó una zona de tránsito del acuífero libre cuaternario por lo que una zona de mezcla podría ser considerada (Fig. 4).

Según los parámetros establecidos en trabajos realizados por el Centro Regional de Aguas Subterráneas (C.R.A.S.

1982), a partir del estudio conjunto de datos de pozos y sondeos eléctricos verticales (SEVs) se han propuesto resistividades de 100 a 200  $\Omega\cdot\text{m}$  para el aluvión saturado y una resistividad menor a 15  $\Omega\cdot\text{m}$  para las rocas neógenas (Formación Las Flores = Miembro Las Flores), llegando alcanzar en algunas ocasiones los 25  $\Omega\cdot\text{m}$  (C.R.A.S. 1982) (Fig. 4). De este modo, teniendo en cuenta datos de mediciones de pozos y estudios de geoelectrónica realizados en la cuenca, trazaron un esquema tentativo de la red de flujo de agua subterránea, teniendo en cuenta la geometría de la cuenca dada precedentemente y considerando una porosidad eficaz del 10%, la cual resulta en un volumen almacenado estimado de 979.2  $\text{km}^3$  (Fig. 4).

En zonas aledañas a la comarca de trabajo, obtuvieron valores de resistividad de 180  $\Omega\cdot\text{m}$  para el aluvión saturado, en un espesor de 32 m y una profundidad promedio de la superficie freática de 38 m. También se determinaron resistividades de 320  $\Omega\cdot\text{m}$  en niveles someros del relleno de la cuenca, interpretados como sedimentos aluviales secos, el cual solamente funcionaría como una zona de infiltración o recarga (C.R.A.S. 1982). En este sentido, las nuevas tomografías 2D han sido analizadas teniendo en cuenta los parámetros preestablecidos por los trabajos anteriormente mencionados.

Finalmente, y con el objetivo de poder evaluar una cierta continuidad de las estructuras y litologías observadas al norte de Pismanta, así como posibles niveles de superficie superior del acuífero, se plantearon las mediciones de los perfiles geofísicos al sur de la comarca (Fig. 2), cuyos resultados e interpretaciones se detallan a continuación.

## METODOLOGÍA

Se realizaron cuatro campañas geofísicas en áreas seleccionadas para la exploración, adquisición, procesamiento y análisis de tomografías eléctricas resistivas (TRE2D), y de los métodos potenciales (datos magnéticos y gravimétricos) (Figs. 2, 5, 6, 7 y 8). Asimismo, se incluyeron datos geológicos de los afloramientos existentes. Luego del control general de campo y laboratorio, se interpretó la geología para la confección de mapas y perfiles geológicos. De esta manera y a partir de la combinación de las interpretaciones realizadas a partir de los métodos geofísicos aplicados, se determinó la presencia en subsuelo de diferentes estratos, posibles zonas saturadas, fallas y lineamientos (Figs. 9 y 10). Particularmente, las fallas y lineamientos fueron agrupados en set de fallas (SF), considerando los últimos estudios relacionados al control estructural de la cuenca de Iglesia, propuestos por Clavel et al. (2022) (Figs. 1 y 2, Fig. suplementaria 2).

## Mediciones y procesamiento de las Tomografías eléctricas resistivas 2D (TRE2D)

Las tomografías de resistividad eléctrica 2D (TRE2D) se desplegaron a 90 m aproximadamente al sur de la localidad de Pismanta (Fig. 2). Los tendidos propuestos en sentido O-E, fueron dispuestos de manera ortogonal aproximadamente a las posibles estructuras propuestas con tendencia N-S (SF4) producto de la actividad neotectónica del sistema de fallas en estudio, como así lo sugieren los últimos trabajos realizados en la zona y las alineaciones de las vertientes naturales activas en la localidad (Gonzalez et al. 2020, Christiansen et al. 2021, Clavel et al. 2022, 2023) (Fig. 2).

Para realizar el estudio de tomografía eléctrica resistiva en dos dimensiones se dispuso de un equipo de medición de resistividad/IP multifunción digital WDJ-4, que sumado al equipo WDZJ-120 permitieron adquirir mediciones multi-electrónicas, de manera automática, para la obtención de las tomografías 2D (compañía Chongqing Gold Mechanical & Electrical Equipment Co., Ltd); con un voltaje máximo de 800V y una corriente máxima de 3A. El equipo permite seleccionar el tipo de arreglo geométrico (Wenner, Schlumberger, dipolo-dipolo, polo-polo, etc.), los parámetros geométricos (niveles de profundidad de investigación, espaciado efectivo entre electrodos, con que electrodo comenzar a medir y hasta que electrodo, entre otros), y los parámetros de adquisición (como la duración del ciclo de corriente, entre otros).

Para la medición de los perfiles de TRE2D se optó por un arreglo Alfa (Wenner). Si bien se puede lograr una mayor profundidad con una menor extensión aplicando los sistemas de Schlumberger y Dipolo-Dipolo, así como un mejor contraste (con esta última mencionada) para determinar tanto posibles estructuras como contactos verticales; el sistema Alfa se caracteriza por su resolución adecuada tanto para estructuras horizontales como verticales. Además, permite la adquisición de datos con una buena relación señal/ruido. Las variaciones en topografía a lo largo de las transectas fueron determinadas por medio de un navegador GPS de mano, cuyo error de precisión horizontal promedio puede alcanzar los 10 y en algunos casos los 20 m (Zandbergen 2009, Mok et al. 2012). Luego la variación topográfica se ajustó mediante la extracción del valor z (altura en msnm) de un perfil tomado de un modelo digital de elevación (DEM) ALOS PALSAR de 12.5 m de resolución espacial. Para cada uno de los perfiles de tomografía eléctrica se conectó el resistivímetro a un arreglo lineal básico de 120 electrodos de bronce con una separación interelectrónica de 10 m, con un arreglo de 1190 m de extensión máxima para cada proceso de medición. Los datos ruidosos obtenidos como resultado de las mediciones de las TRE2D

fueron eliminados mediante la opción que permite en primera instancia el programa RES2DINV “*exterminate bad datum points*” (eliminar datos malos), la cual permitió quitar los datos más discordantes en relación a los contiguos, así como los que se encontraban tanto en los niveles inmediatamente superiores como inferiores de estos. Luego de realizar la primera inversión preliminar, se analizó el histograma obtenido de la relación entre el porcentaje de datos acumulados y el porcentaje de error RMS obtenido, procediendo de este modo a eliminar los datos que arrojaron RMS muy elevados en la inversión. Para la tomografía 1 el pulso de corriente eléctrica (onda cuadrada) se eligió con un período de 1 s de duración y un rango de potencial que dependió de la corriente inyectada por el resistivímetro al momento de realizar la medición, el cual se ajusta y corre en forma automática de acuerdo a un programa de medición previamente definido. Se seleccionaron 14 niveles de profundidad de investigación, con una longitud efectiva de los electrodos que aumentaba proporcionalmente, a medida que aumentaban los niveles; y por ende la profundidad de investigación. De este modo, quedó conformado un arreglo de 516 puntos medidos, quedando solo 500 puntos producto de la eliminación de datos ruidosos. Se alcanzaron 133 m de profundidad de medición. Para las tomografías 2 y 3 el pulso de corriente eléctrica (onda cuadrada) se eligió con un período de 1 s de duración. Se seleccionaron 39 niveles de profundidad de investigación, con una longitud efectiva de los electrodos que aumentaba proporcionalmente, a medida que aumentaban los niveles. Así de esta manera, quedó conformado un arreglo de 2310 puntos medidos, de los cuales algunos fueron eliminados al ser considerados como datos ruidosos, quedando 2141 y 1833 respectivamente. Las profundidades de medición alcanzadas fueron de 184 m en ambos casos.

De este modo se realizaron 3 tomografías eléctricas paralelas, de las cuales la tomografía 1 y 2 fueron superpuestas a un 50%, mientras que entre la 2 y 3 por motivos de logística (cruce rutas provinciales) solo se pudo superponer hasta un 31.9% (Fig. 2). En este sentido, solo se pudo aplicar el método “*concatenate*” (Concatenar) para las tomografías 1 y 2 (TRE2D1-2), las cuales se añadieron en forma sucesiva; y por lo tanto fueron procesadas como una sola tomografía mediante el programa Res2Dinv (Fig. 2 y 5). Para este último, se procedió a generar un tercer archivo .dat, el cual permitió concatenar los datos de ambas tomografías en un nuevo archivo, unificándolas de esta manera en una sola medición. Al generar la inversión de la TRE2D1-2 se eliminaron 978 datos que arrojaron RMS muy elevados en este procesamiento. Por otro parte, la tomografía 3 fue procesada por separado en el mismo programa (Fig. 6). De esta manera, se pudo evitar

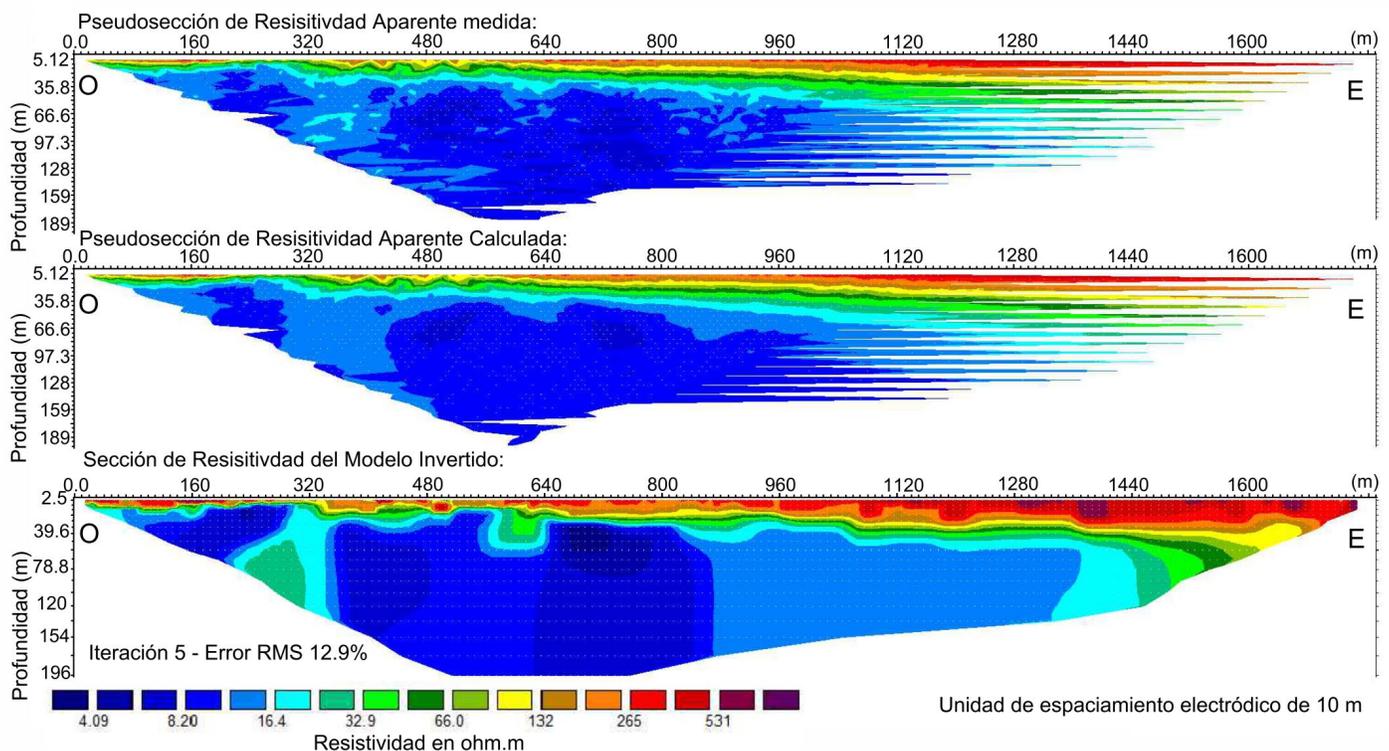
la interpolación de los grandes espacios vacíos entre esta y las anteriores tomografías. Los modelos de resistividad fueron realizados mediante el cálculo numérico iterativo a través del *software* RES2DINV (Geotomo Software). El ancho de las celdas del modelo de subsuelo se seleccionó en 10 m, igual a la separación inter-electródica establecida. La altura de las celdas se incrementó con la profundidad para tener en cuenta la pérdida de resolución del método, en un 5 % por capa para todos los perfiles. Para la optimización se utilizó un método de mínimos cuadrados, en la cual solo se aplica una restricción suave sobre el vector de perturbación. La matriz jacobiana se recalculó para cada iteración. El modelo directo se determina en cada iteración por el método de elementos finitos con la malla más fina y de tipo trapezoidal, con 4 nodos, considerando los electrodos adyacentes. Los ajustes que fueron llevados a cabo permitieron obtener pseudosecciones con un error cuadrático medio menor al 13 %. En este sentido, para las tomografías 1 y 2, se llevó a cabo el procesamiento conjunto obteniéndose la pseudosección 1, el cual se logró con un error cuadrático medio de 12.9 % en 5 iteraciones; mientras que para la tomografía 3 se obtuvo la pseudosección 2, cuyo valor de error cuadrático medio fue de 11.4 %, en 5 iteraciones (Figs. 5 y 6). Finalmente, se procedió a unificar ambos perfiles para poder analizar e interpretar un

único perfil TRE2D1-2-3, mediante el programa Oasis Montaj v. 8.4. El mismo, se realizó usando una interpolación de 10 m con el método de mínima curvatura. Fue utilizado un *blanking distance* de 10 m con el objetivo de que no origine valores erróneos. De esta manera se unificaron los perfiles como así también la escala de colores (Figura 9).

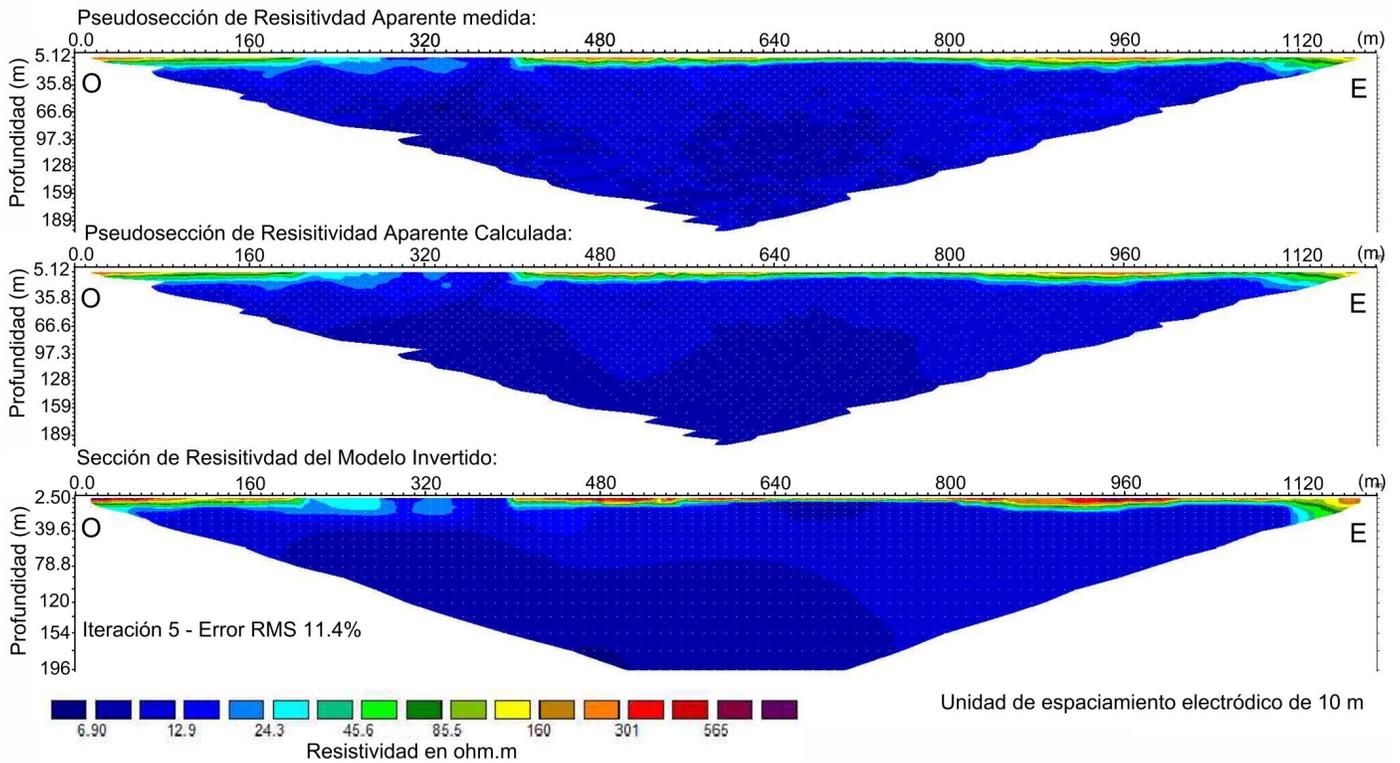
### Mediciones y procesamiento gravimétrico de precisión

Los datos de gravedad en el área de estudio fueron obtenidos con un gravímetro Scintrex CG5, el mismo produce lecturas de gravedad en mGal, corregidas por deriva instrumental, marea luni-solar, vibraciones, desniveles y temperatura mediante una adecuada calibración de los parámetros en su software. Las mediciones tienen una precisión de 0.005 mGal, debido a la calibración (deriva de sus sistemas elásticos) realizadas el Instituto Geofísico y Sismológico Volponi (Ruiz et al. 2008, 2011, Leiva et al. 2015). El gravímetro Scintrex CG5 mide 6 veces por segundo y promedia las lecturas cada 1 minuto.

Los datos gravimétricos fueron adquiridos con un espaciamiento variable desde 250 m hasta 1000 m (Fig. 7a). Sobre cada punto de medición de gravedad, se midieron las coordenadas y la altura mediante un GPS diferencial Trimble.



**Figura 5.** Concatenación entre tomografías 1 y 2 “TRE2D1-2” (Fig. 2). LA tomografía 1 se encuentra en la mitad oriental del perfil, mientras que la tomografía 2 se encuentra superpuesta al 50% ubicada en el otro extremo. Procesamiento realizado mediante el programa RES2DINV. El perfil superior representa la resistividad medida, el del medio la resistividad calculada y propuesta por el programa. El perfil inferior representa la resistividad obtenida a partir de 5 iteraciones, producto del análisis conjunto realizados por el programa RES2DINV, entre los primeros dos perfiles antes mencionados.



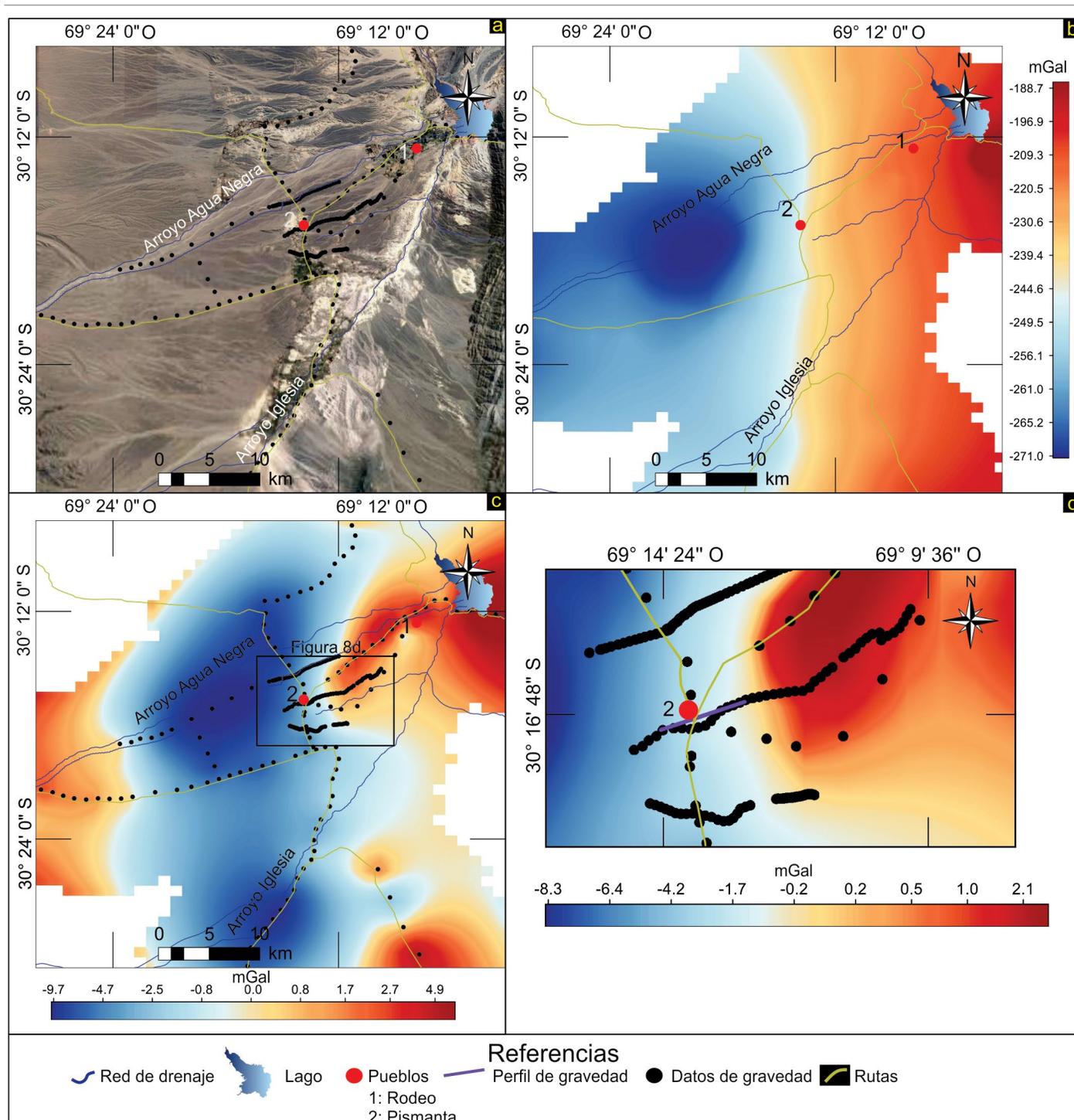
**Figura 6.** Tomografía TRE2D3 procesada por el programa Res2Dinv ubicada en el extremo este de la transecta total de estudio (Fig. 2). El perfil superior representa la resistividad medida, el del medio la resistividad calculada y propuesta por el programa. El perfil inferior representa la resistividad obtenida a partir de 5 iteraciones, producto del análisis conjunto realizados por el programa RES2DINV, entre los primeros dos perfiles antes mencionados.

Las coordenadas de las estaciones de medición de gravedad se obtuvieron en pos-proceso mediante el software Trimble Bussines Center, las bases para el procesamiento se extrajeron de las estaciones permanentes CSLO (Casleo, Barreal), UNSJ (Universidad Nacional de San Juan) de la red nacional RAMSAC (Red Nacional de Monitoreo Satelital Continuo). El proceso se efectuó como red libre para asignar coordenadas a cada estación y luego se eliminaron errores con un proceso de red vinculada a las estaciones permanentes.

Luego, la anomalía de Bouguer fue calculada asumiendo una densidad de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  (Hinze 2003), mientras que el efecto de la topografía fue sustraído considerando también una densidad de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  (Nagy 1966, Kane 1962). La anomalía de Bouguer fue grillada con un espaciamiento de 1 km por el método de mínima curvatura (Fig. 7b). Con el objetivo de relacionar las anomalías gravimétricas con las estructuras de carácter cortical, se sustrajo del mapa de anomalía de Bouguer el efecto gravimétrico producido por las estructuras regionales. Se optó por el método de continuación ascendente de anomalías (Jacobsen 1987, Blakely 1995), ampliamente utilizado en los campos potenciales, este método consiste en calcular el campo potencial a una altura determinada (Jacobson 1987, Pacino e Introcaso 1987, Blakely 1995, Gimenez et al. 2011). Esta transformación suaviza longitudes de onda

corta, acentuando las anomalías más profundas. Se aplicó una continuación ascendente de 3 km para separar los efectos regionales de los residuales, de manera que dicha anomalía represente las estructuras más profundas. Posteriormente, la anomalía residual de Bouguer se obtuvo de sustraer a la anomalía de Bouguer la anomalía regional. Este mapa residual de anomalías (Figura 7c) representa estructuras de carácter superficial, mediante la cual se construyó un modelo forward 2D sobre los perfiles eléctricos (Figura 7d). Además, las densidades del relleno sedimentario de la cuenca se obtuvieron de perfiles sísmicos de Christiansen et al. (2021). Los sedimentos cuaternarios se modelaron con una densidad de  $1.15 \text{ g/cm}^3$ , los sedimentos que colmatan la cuenca neógena asociado a la formación Las Flores y Campanario fueron modelados con densidades de  $2.01$  y  $2.28 \text{ g/cm}^3$  respectivamente. El modelo forward 2D fue ajustado en base a los perfiles eléctricos (Figura 9), lo que permitió fijar la base del cuaternario. Luego, las anomalías de las estructuras y las formaciones fueron ajustadas a la anomalía de Bouguer observada.

Los datos magnéticos fueron adquiridos en modo de *walking map*, los mismos fueron corregidos por variación diurna, calculada mediante una estación base. Asimismo, se calculó la anomalía magnética al sustraer el campo normal según el IGRF (International Geomagnetic Reference Field). La ano-



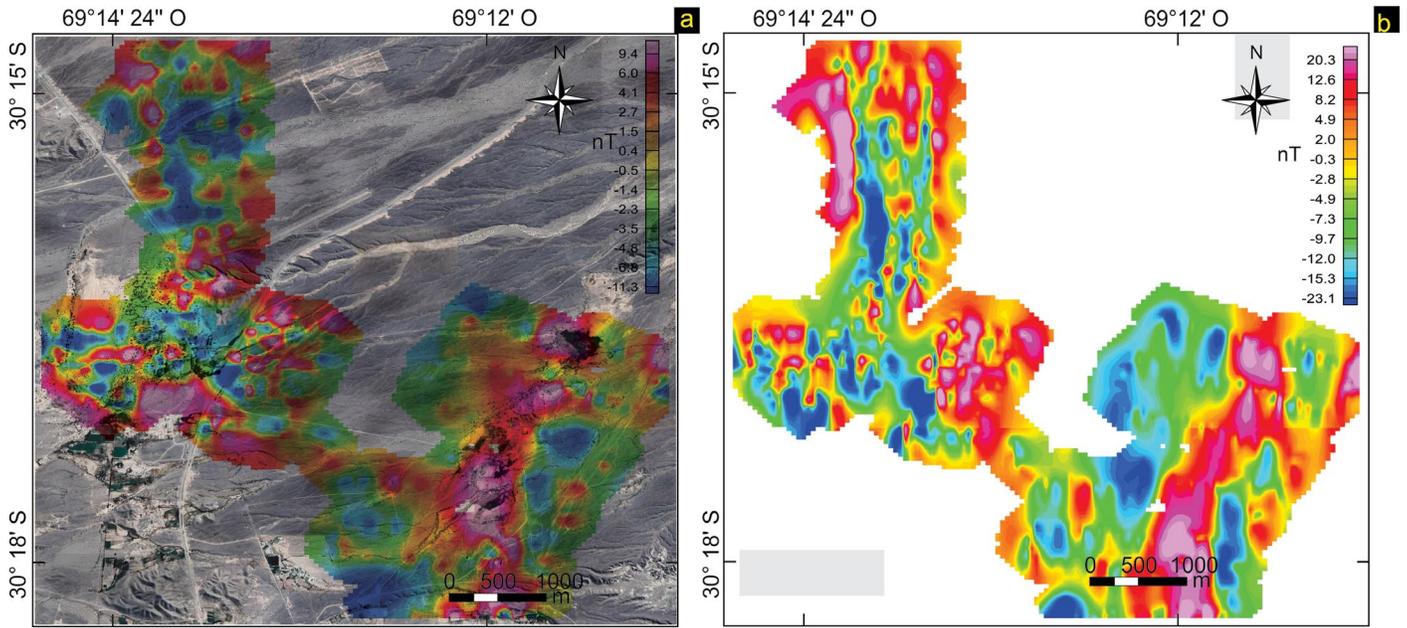
**Figura 7.** a) Imagen satelital de la cuenca de Iglesia con los puntos de gravedad utilizados en este estudio; b) Mapa de anomalías de Bouguer de la cuenca de Iglesia; c) Mapa de anomalías residual de Bouguer sobre impuesto los puntos de gravedad; d) Área de estudio del mapa de anomalías residual de Bouguer destacando la ubicación del perfil del modelo *forward* (línea violeta).

malía magnética fue grillada con un espaciamento de 10 m por el método de mínima curvatura. Un filtro Butterworth con una longitud de onda de corte de 200 m fue aplicado, con el objetivo de eliminar las bajas longitudes de onda (altas frecuencias) (Figura 8a). Además, la anomalía magnética fue reducida al polo, de manera que pueda ser correlacionada con los métodos mencionados anteriormente (Figura 8b).

## RESULTADOS E INTERPRETACIONES

### Tomografías eléctricas resistivas (TRE) 2D

Las primeras observaciones en la TRE2D1-2-3 concatenada permitieron discernir un decrecimiento general de la resistividad con la profundidad, condición muy notoria en los

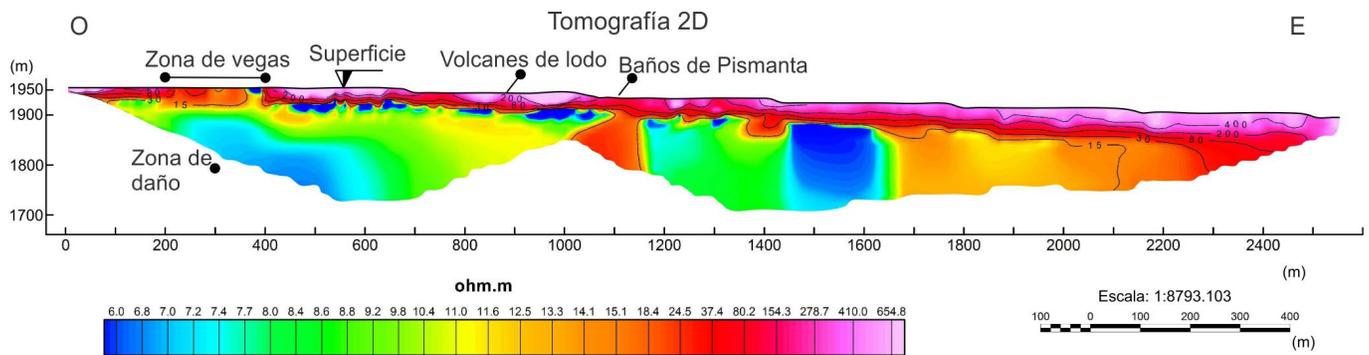


**Figura 8.** a) Mapa de anomalías magnéticas para el área de Pismanta, sobre impuesta a una imagen satelital obtenida de Google Earths; b) Mapa de anomalías magnéticas reducidas al Polo (RP).

primeros 30 m (Fig. 9). En la tomografía eléctrica se distinguieron áreas de color azul, verde y amarillo, representadas por valores de resistividad ( $\rho$ ) < 15  $\Omega$ .m, respecto del paquete sedimentario que se encuentra suprayacente, el cual arroja valores resistivos mayores llegando a arrojar resistividades de hasta 650  $\Omega$ .m (Figs. 9 y 10a). Por otro parte, a medida que las mediciones se aproximan al extremo oriental, se observa una profundización gradual del paquete sedimentario antes mencionado; respecto a de su contraparte occidental. De este modo, el límite de 15  $\Omega$ .m antes mencionado, se encontraría alcanzando profundidades de hasta 70 m hacia el este; evidenciando de esta manera un cambio de pendiente en el subsuelo para esta línea de isoresistividad a partir de los 1200 m aproximadamente a lo largo del tendido, considerando el punto 0 m como el extremo occidental del perfil (Figs. 9 y 10a).

A partir de los estudios de geoeléctrica llevados a cabo en el área de estudio (C.R.A.S, 1982), se interpretó a la curva de 15  $\Omega$ .m como el límite Neógeno-Cuaternario. Por debajo de este contraste resistivo vertical, se asoció el techo del Miembro Las Flores y/o secuencias S9-10. Para ello se tuvo en cuenta los afloramientos de esta unidad inmediatamente al norte del perfil, y por otra parte, en profundidad las sismo-secuencias observadas por otros autores en líneas de reflexión sísmica representativas del área de estudio (Fig. 3b; Fig. suplementaria 3) (Gonzalez et al. 2020). Los valores de resistividad se han asociado a una secuencia sedimentaria compuesta por rocas de areniscas finas, limolitas y arcillitas de esta unidad, la cual aflora en las inmediaciones de la loca-

lidad de Pismanta (Fig. 3b). Estas serían compatibles con las sucesiones sedimentarias permeables neógenas descritas por Clavel et al. (2023), las cuales han sido asociadas al acuífero confinado profundo. Además, se propusieron depósitos de arcillitas y material muy fino saturado en aguas dulce-salobre para aquellas zonas con valores resistivos entre los 5 y 10  $\Omega$ .m. En el extremo oeste y por encima de esta unidad, se identificaron depósitos cuaternarios con un espesor de hasta 20 m, asociados a depósitos de arenas saturadas con clastos en menor proporción, matriz soportados, basados en valores resistivos abarcados entre los 15 <  $\rho$  < 200  $\Omega$ .m (Figs. 3c y 10a). Valores superiores se consideraron como relleno aluvial-fluvial seco y/o de transición (Figs. 3c y 10a). En la contraparte oriental, esta sucesión llega a alcanzar un espesor de 70 m aproximadamente (Fig. 10a). De igual manera, se propusieron profundidades de 10 a 20 m para el límite superior del relleno sedimentario que se encuentra saturado (superficie freática o superior del acuífero neógeno (?)) para el ala oeste del tendido de la TRE2D1-2-3. Este nivel presenta un aumento gradual en profundidad, hacia el este de la sección y en sentido de la pendiente regional actual de la cuenca. También presenta un leve cambio de pendiente de esta superficie en el medio del toda la transecta de la TRE2D1-2-3, aumentando de 1.74% a un 5.24%. En este sentido, se llegan a observar profundidades de 40 m en el extremo este (Fig. 10a). Debe destacarse puntualmente, que la transecta medida fue realizada sobre un cauce intermitente fluvial actual, con pendiente hacia el este (Fig. 2).



**Figura 9.** Tomografía final TRE2D1-2-3 obtenida a partir de la combinación entre la TRE2D1-2 y TRE2D3 (Fig. 2), realizado con el programa Oasis Montag.

A lo largo del tendido, entre los 1000 y 1700 m, se pudo observar una serie de anomalías subverticales de resistividad a los 30-40 m de profundidad, con saltos de resistividad de hasta 30 ohm.m; como el que se pudo identificar bajo el área de los baños de Pismanta (Fig. 10a). Estos fueron identificados a través de los contrastes resistivos laterales, intersecciones de las líneas de isoresistividad y/o desplazamiento de las mismas, observados en la TRE2D1-2-3 (Fig. 10a). En este sentido, tanto en la zona de los baños de Pismanta, como la zona de vega, además de observarse contrastes laterales de resistividad, se identificó la somerización de la línea de isoresistividad de 200  $\Omega$ .m, llegando en sectores a intersectarse con la superficie (Fig. 10a). En el área de los baños de Pismanta, se pudo observar un rechazo vertical de 10 a 15 m de la curva de isoresistividad de 15  $\Omega$ .m. Este último permitió interpretar una zona de falla que además del abrupto contraste subvertical en las resistividades, se asoció a la presencia de una zona de mayor resistividad abarcada por el rango de  $15 < \rho < 60 \Omega$ .m (color naranja-rojo), respecto de la unidad neógena (Miembro Las Flores y/o secuencias S9-10) que la rodea (Fig. 10a). Esta área resistiva, ha sido asociada con una zona de falla, cuyos valores son compatibles con una litología de areniscas y material fino, saturado en agua, reflejando a su vez una posible anomalía de permeabilidad en profundidad. En este sentido, los valores de conductividad de muestras de agua termal medidos por el C.R.A.S. (1982) de  $547 \mu\text{mho/cm} = 18.28 \text{ ohm.m}$  en las termas de Pismanta, son totalmente compatibles con estos valores de resistividad. Esto también permite plantear posiblemente que este contraste que se observa de manera lateral, asociado a una potencial zona de daño, sea producto por la saturación de esta agua en este medio permeable y no una consecuencia intrínseca de un cambio litológico (?). De igual manera, a los 1350 y 1450 m también se observan rechazos de 40 a 50 m para la misma curva. En términos generales, el decrecimiento paulatino de

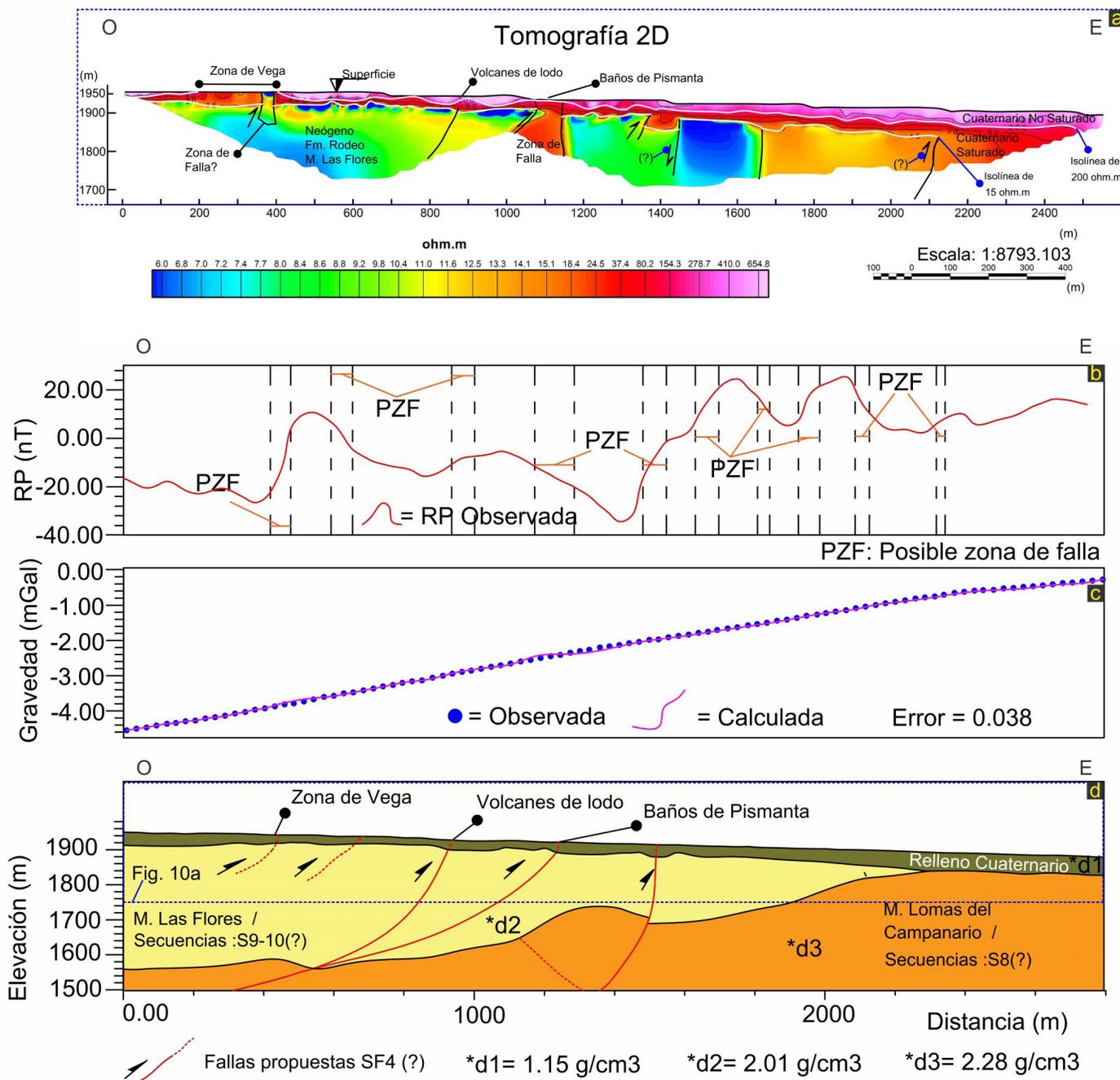
la resistividad en los primeros 30 m de profundidad de todo el perfil, ha sido asociado al incremento del contenido de agua en los sedimentos, indistintamente de la composición litológica de estos.

### Métodos potenciales

En la Figura 10 se presentaron los resultados previamente analizados de la TRE2D1-2-3 junto con los perfiles geofísicos de magnetismo y de gravedad. Todos estos fueron llevados a cabo bajo la misma transecta, para poder establecer una correlación entre las diferentes metodologías aplicadas (Fig. 10). Por un lado, las zonas de inflexión identificadas entre los valores máximos y mínimos en el perfil de magnetismo reducido al polo (RP), fueron congruentes con la interpretación de las estructuras propuestas en las interpretaciones de la TRE2D1-2-3 (Figs. 10a y b). En este sentido, se pudo establecer una correlación positiva entre ambos métodos. Solo en algunas posibles zonas de fallas resaltadas con magnetismo ubicadas en el extremo oriental, se observó que no tenían representación alguna en las tomografías eléctricas, o por lo menos con lo que respecta al alcance en profundidad de esta última. Por otra parte, los datos de gravedad de alta resolución medidos en la comarca de trabajo, permitieron la construcción de un modelo *forward* en el perfil AA (Fig. 2, 10c y d). Este último permitió constreñir en un único modelo los datos de gravedad con los métodos anteriormente mencionados; considerando a su vez la representación de las condiciones geológicas del subsuelo. En este sentido, los resultados e interpretaciones preliminares llevadas a cabo por el método eléctrico, se aplicaron para ajustar el modelo, de tal modo que los valores de gravedad reflejaron una correlación congruente con las estructuras y el relleno sedimentario propuesto inicialmente. En este sentido, los valores de densidad fueron establecidos según velocidades de sísmica de refracción en trabajos previos realizados en la localidad de Pismanta

(Christiansen et al. 2021). Los depósitos cuaternarios fueron definidos con una densidad promedio de  $1.15 \text{ g/cm}^3$ , mientras que para el techo del Miembro de Las Flores y/o secuencias S9-10? se propuso una densidad de  $2.069 \text{ g/cm}^3$ , la cual arrojó valores típicos del Neógeno de la zona. De igual manera, los sedimentos más profundos y de mayor densidad ( $2.289 \text{ g/cm}^3$ ), se asociaron con el Miembro Lomas del Campanario y

secuencia S8 (?) (Fig. 10d, Fig. suplementaria 3). Siguiendo el modelo *forward* propuesto, última unidad mencionada solo ha sido interpretada y presentada próxima a la superficie en el margen oriental del perfil (Fig. 10d). En este sentido, los valores resistivos identificados en el extremo este de la tomografía TRE2D1-2-3, fueron asociados a esta unidad subyacente (Figs. 10a y d). De esta manera, el cambio lateral en la resisti-



**Figura 10.** Interpretación conjunta de todas las metodologías geofísicas aplicadas sobre la misma transecta O-E, de este estudio (Fig. 2): a) Interpretación realizada a partir del análisis de las anomalías de resistividad eléctrica observadas en la Tomografía TRE2D1-2-3 (Fig. 9); b) Análisis de las anomalías magnéticas obtenidas de la reducción al polo (RP; Línea roja). Las líneas discontinuas en negro fueron asociadas a posibles zonas de falla; c) Anomalía gravimétrica residual calculada (línea magenta) obtenida a partir del modelado forward que se muestra en la figura 11d. La curva observada está representada por los puntos azules; d) Modelo geológico forward obtenido del procesamiento e interpretación de la gravedad, junto con el análisis integral de las metodologías geofísicas mencionadas anteriormente (Figs. 11a, b).

vidad, podría interpretarse no solo a un cambio litológico y de saturación, sino a un cambio de densidades, compatibles con una posible disminución de su permeabilidad, para esta unidad y/o secuencia propuesta. Como resultado de las interpretaciones realizadas en el modelo, una posible paleopendiente contraria a la regional y actual de la cuenca, ha sido identificada. Este buzamiento de esta secuencia hacia el oeste se corresponde con la disminución gradual de la gravedad observada en la misma dirección (Fig. 10c). En este sentido, la curva de RP de magnetismo también sirvió como un elemento más en el análisis de esta unidad. Bajo este contexto se destacó la presencia de un escalón en el medio del perfil de la anomalía magnética aproximadamente, cuyo valor aumenta hacia el este. Este resalto ha sido asociado con la morfología del techo de la unidad del Miembro Lomas del Campanario "S8" del modelo *forward*. De esta manera, se pudo identificar una congruencia espacial entre la anomalía magnética y la geometría observada en el techo de esta secuencia (Figs. 10 b y d). Teniendo en cuenta la ubicación del perfil de este estudio, se había mencionado anteriormente su correlación de estas unidades con las sismo-secuencias someras identificadas previamente por otros autores (Gonzalez et al. 2020). De esta manera, también se pudo asumir una coincidencia geográfica con la ubicación del cambio de paleopendientes, propuesto e interpretado por Gonzalez et al. (2020) como producto de la migración del depocentro hacia el extremo occidental de la cuenca Iglesia durante el Mioceno-Plioceno (Fig. suplementaria 3).

## DISCUSIONES

En consideración a los parámetros y mediciones realizadas en vertientes calientes y frías, sumado a la información estratigráfica-estructural y a los relevamientos geofísicos realizados en este trabajo y los preexistentes, se tuvo en cuenta la propuesta de Clavel et al. (2023), relacionada al modo de ascenso del agua subterránea termal en la cuenca de Iglesia. Este estudio presenta un control hidrogeológico asociado principalmente a sets de fallas entrecruzados con tendencias -ONO (SF3b) y -NNE (SF4), a grandes superficies discordantes y al control litológico ejercido por la secuencia sedimentaria neógena aflorante (Figs. 1 y 2, Figs. suplementarias 1b y 2).

Los valores de resistividad y los contrastes sub-verticales observados en la TRE2D1-2-3, así como los resaltos interpretados en las anomalías magnéticas y el modelo de gravedad de alta resolución *forward*, permitieron proponer las fallas identificadas en este estudio (Fig. 10). Al no observarse so-

bre la superficie de medición, vestigios de actividad de estas estructuras; se consideraron como factores preponderantes tanto los lineamientos de los volcanes de lodo, como las intersecciones con las fallas ubicadas inmediatamente al norte de Pismanta, expuestas en estudios previos (Christiansen et al. 2021, Clavel et al. 2022, 2023). Ambos fueron elementos clave para ajustar las tendencias de estas estructuras (Fig. 2) (Clavel et al. 2022, 2023). En este sentido, se pudo interpretar la presencia de un sistema de fallas posiblemente con tendencia NNE (SF4) (?), con planos de buzamiento de alto ángulo al oeste y con un posible desplazamiento inverso.

Por otra parte, al tener como objetivo poder comprender con más detalles el sistema geotermal de Pismanta, se ponderó: 1) la asociación entre la ubicación de los volcanes, 2) las zonas de resistividades bajas que evidencien un posible subsuelo saturado y 3) las estructuras identificadas en los perfiles de este trabajo (las cuales estarían favoreciendo la permeabilidad de este sistema). De esta manera, las zonas de fallas actuarían como un medio hidrogeológico permeable. El agua subterránea proveniente de las secuencias neógenas, asociadas al techo del Miembro Las Flores "S9-S10", sería una propuesta evidente y compatible con los contrastes entre los bloques de baja de resistividad, lo cuales estarían controlados por estas estructuras antes mencionadas. Este modelo podría ajustarse al contexto estructural general mostrado por los estudios más recientes realizados en la cuenca, por lo que este sistema somero podría asociarse al ascenso de las aguas geotermales provenientes secuencias aún más profundas ubicadas 2520–2625 m bajo la superficie (Fig. 10d) (Clavel et al. 2022, 2023).

De ser así, el sustrato neógeno definido como techo del Miembro Las Flores, podría formar parte del acuífero actuando como el principal medio de transmisión, reservorio y fuente de las aguas termales, que llegan a superficie por medio de los volcanes de lodo y vertientes naturales observadas en superficie (Fig. 2 y 3a). Por otra parte, no podríamos asumir la misma hipótesis para el Miembro Lomas del Campanario "S8" aquí propuesto, ya que este ha sido correlacionado en este trabajo con depósitos de mayor resistividad ( $\rho > 60 \Omega.m$ ) y densidad ( $2.289 \text{ g/cm}^3$ ). Las profundidades observadas para el Miembro las Flores promedian entre los 40 m para el techo y 200 m para la base de esta unidad, según nuestras interpretaciones basadas en el análisis de la TRE2D1-2-3 y el modelo de gravedad *forward* (Figs. 10a y d). Estas han sido identificadas como rocas compuestas por areniscas, limolitas y arcillitas con saturación en agua dulce-salobre (?).

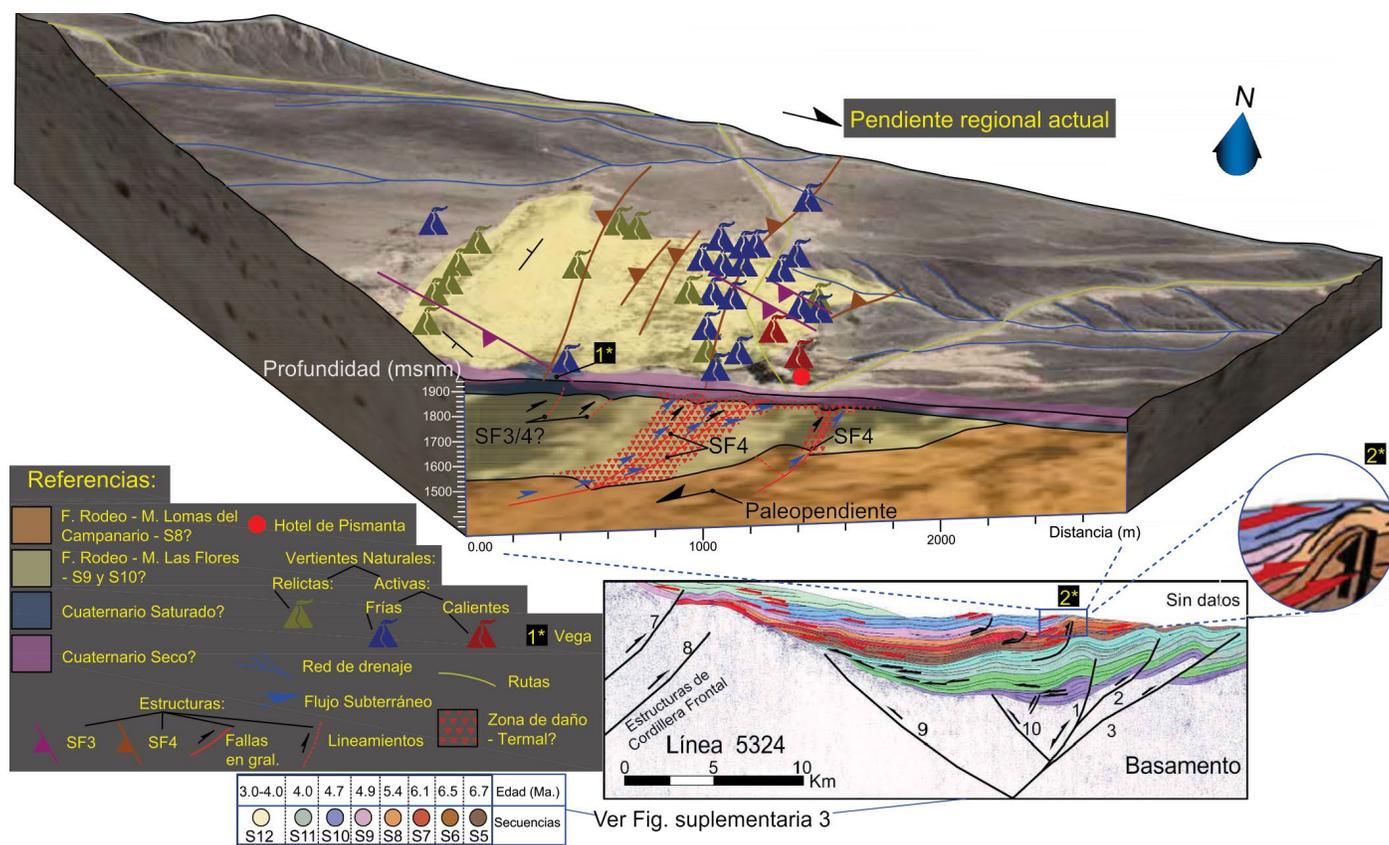
Teniendo en cuenta lo anterior mencionado y considerando esta secuencia como parte del acuífero neógeno, se asumió una correlación con las profundidades identificadas por el

CRAS (Centro regional de aguas subterráneas) (1982) para los acuíferos neógenos. Los valores registrados por esta institución, realizados a partir de mediciones en pozos de agua, partieron desde los 70 m, como el dato más somero obtenido en zonas aledañas a la localidad de Iglesia. De este modo, es factible considerar las profundidades aquí propuestas, en donde los más superficiales se asociaron a su vez al basculamiento contrario a la pendiente regional actual, generado a partir del rechazo, producto de las fallas inversas identificadas en el área (Figs. 10a y 10d).

La presencia, de alineamientos en superficie, parámetros termales y geoformas (volcanes de lodo) asociadas de las vertientes naturales de la localidad de Pismanta han sido relacionadas principalmente a sets de fallas propuestos en trabajos anteriores (SF1-SF2-SF3-SF4) (Clavel et al. 2022). Estos a su vez, junto a una litología permeable que favorezca la transmisión del agua a superficie (Hinzer et al. 2021, Christiansen et al. 2021, Clavel et al. 2023), permitieron analizar su posible dispersión, recorrido (Fig. 2). En este sentido, las fallas -NNE (SF4), así como las condiciones litológicas, el buzamiento de las unidades y de saturación propuestos en este estudio, presentaron una correlación favorable con este siste-

ma geológico mencionado, el cual controla al *play* geotermal de Pismanta. Esto permitió la construcción de un modelo 3D esquemático del sistema superficial geotermal de Pismanta, en función de lo descrito en este trabajo y lo propuesto anteriormente por diferentes autores (Fig. 11) (Gonzalez et al. 2020, Hinzer et al. 2021, Christiansen et al. 2021, Clavel et al. 2022, 2023).

Del modelo 2D, se pudo destacar la presencia de una zona de falla principal, la cual se encuentra ubicada por debajo del hotel de Pismanta. Las vertientes y los volcanes de lodo termales revelaron una importante y potencial zona de permeabilidad, y saturación. Esta estructura sería un elemento clave para este sistema, la cual estaría actuando como el medio principal de transmisión del agua desde los 300 m de profundidad hasta la superficie. Probablemente, la paleopendiente definida en este estudio, asociada al techo del Miembro Lomas del Campanario (?) y/o secuencia S8 también podría servir como otro elemento a considerar en este sistema. La disposición de esta unidad, permitió interpretar además una posible rampa de ascenso del agua, desde los sectores occidentales de la cuenca más profundos, hacia zonas someras, cercanas a la superficie en la localidad de Pismanta (Fig. 11).



**Figura 11.** Modelo geológico 3D de la localidad de Pismanta e inmediaciones, destacando las estructuras y las posibles zonas de ascenso del agua termal interpretadas en este estudio (Fig. 11). La escala de trabajo permitió correlacionar este esquema propuesto, con interpretaciones regionales realizadas sobre las líneas de reflexión sísmica próximas a la comarca de trabajo (2\*), realizadas por Gonzalez et al (2020). (Fig. suplementaria 3).

Finalmente, respecto al cuaternario, se identificó a lo largo de todo el perfil un área de saturación, con una litología compuesta por arenas, material fino e intermedio y clastos mayores en menor proporción, asociados a procesos fluvio-aluviales, así como un posible retrabajo local de los depósitos neógenos del Miembro Las Flores (Fig. 3c). Bajo este contexto, un proceso de dispersión asociado a una mayor permeabilidad y transmisión del agua proveniente del neógeno, al llegar a los depósitos cuaternarios menos consolidados debe ser considerado al momento de estimar las zonas termales en la zona de estudio. Además, la posible mezcla con agua del acuífero cuaternario, asociados a zonas en donde este se encuentre cubriendo por encima los sedimentos neógenos, podría ser otro factor a tener en cuenta (Fig.4). Por todo lo expuesto, podemos afirmar que la relación existente entre las vertientes termales superficiales y las fallas reconocidas, debería ser el principal elemento que controla localmente el sistema geotermal de Pismanta (Fig. 11).

## CONCLUSIONES

1.- Los estudios llevados a cabo en este trabajo, permitieron comprender en detalle el sistema somero geotermal de Pismanta y el control estructural-litológico del área, así como de las áreas propuestas de aporte de agua subterránea termal.

2.- Se reconocieron fallas -NNE (SF4), cuyas zonas de afectación habrían generado condiciones de mayor permeabilidad y transmisibilidad del agua subterránea, proveniente de las secuencias neógenas del miembro Las Flores.

3.- En este sentido, se propone al control estructural como un factor determinante, el cual estaría condicionando el ascenso de aguas termales en superficie, como pueden verse mediante la evidencia de volcanes de lodo, vertientes superficiales a distintas temperaturas, en la localidad de Pismanta e inmediaciones.

4.- Se destaca una zona de falla principal interpretada y ubicada en el centro de la TRE2D1-2-3, por debajo del hotel de Pismanta, la cual reveló una importante y potencial área de permeabilidad y saturación. Esta última representa un elemento clave para este sistema, la cual estaría actuando como el medio principal de transmisión del agua desde los 300 m de profundidad hasta la superficie.

5.- Se propone además y de manera subordinada al techo del Miembro Lomas del Campanario (?) y/o secuencia "S8" como una potencial rampa de ascenso del agua subterránea, proveniente de zonas más profundas correspondientes a las secuencias depositadas durante migración del depocentro

hacia el extremo occidental, durante el Mioceno-Plioceno.

6.- Las estructuras, buzamientos, paleopendientes observadas, así como la litología favorable de las unidades identificadas y descritas en este trabajo, permitieron el estudio del sector más superficial de lo que sería todo el sistema geotermal (Clavel et al. 2023).

7.- Como resultado de este estudio obtenido a partir de las metodologías geofísicas aplicadas, se propone un modelo geológico somero del sistema geotermal, el cual permite tener un conocimiento detallado de la surgencia del agua termal en los primeros 300 m de profundidad del *play* geotermal de Pismanta.

## REFERENCIAS

- Alcacer Sanchez, J., Tejada, F., Perucca, L., Haro, F. y Miranda, S. 2020. El método potencial (gravimetría) como herramienta en el análisis morfotectónico del valle de Iglesia, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77(1): 62-78.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. e Isacks, B.L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9(4): 789-809.
- Allmendinger, R.W. y Judge, P.A. 2014. The Argentine Precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate: *Geosphere* 10: 1203-1218.
- Alonso, M.S., Limarino, C.O., Litvak, V.D., Poma, S.M., Suriano, J. y Remesal, M.B. 2011. Paleogeographic, magmatic and paleoenvironmental scenarios at 30°S during the Andean orogeny: cross sections from the volcanic-arc to the orogenic front (San Juan, Argentina). En *Salfty, J. A. y Marquillas, R. A. (Eds), Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina: 23-45, Salta.*
- Aracil, E., Barandica, J.M., Cervera, A., Chacón, B., Delgado, J.A., Barronechea, J., Fregenal, M.A., García-Hidalgo, J., González-Casado, J.M., Herranz, P., Herrero, C., López-Gómez, J., Martín, J., Luque, J., Martínez-Díaz, J., Ortega, L., Pérez-olea, D.E., Rey, D., Rodrigo, M. y Turrero, M.J. 2000. *Diccionario de ciencias de La Tierra Oxford-Complutense.*
- Baldis, B., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A. 1984. The Argentine Precordillera as a key to Andean structure. *Episodes* 7(3):14-19.
- Bastías, H.E. y Bastías, J.A. 1987. Fallamiento rumbo deslizante en el borde oriental de los Andes entre los 32 y 26 grados de latitud sur. *X Congreso Geológico Argentino, Actas* 1: 207-210
- Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E. y Jordan, T.E. 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *AAPG bulletin* 74(8): 1183-1202.
- Blakely, R.J. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications.* Cambridge University Press, 464 p., Cambridge.
- Bonorino, F.G. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pam-

- peanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(3): 6-110.
- Capaldi, T.N., Horton, B.K., McKenzie, N.R., Mackaman-Lofland, C., Stockli, D.F., Ortiz, G. y Alvarado, P. 2020. Neogene retroarc foreland basin evolution, sediment provenance, and magmatism in response to flat slab subduction, western Argentina. *Tectonics* 39(7) e2019TC005958.
- Cardó, R. y Díaz, I.N. 2005. Memoria Hoja Geológica 3169-I, Rodeo. Servicio Geológico Minero Argentino 52 p., Buenos Aires.
- Cesari, S.N., y Limarino, C.O. 1992. Palinomorfos Eocarboníferos en la Formación Cortaderas, provincia de San Juan, Argentina. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina* 2(1): 45-48.
- Charrier, R., Ramos, V.A., Tapia, F. y Sagripanti, L. 2015. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37°S (Chile and Western Argentina). *Geological Society Special Publication* 399: 13-61.
- Chernicoff, C.J. y Nash, C.R., 2002. Geological interpretation of Landsat TM imagery and aeromagnetic survey data, northern Precordillera region, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14(8): 813-820.
- Clavel, F.G., Gonzalez, M., Christiansien, R., Winocur, D., Gianni, G.M., Lince Klinger, F. y Martinez, P.M. 2022. Pliocene transverse shortening in the southern central andes recorded in the Iglesia basin. *Journal of Structural Geology* 163: 104713.
- Clavel, F.G., Gonzalez, M., Gianni, G., Winocur, D., Christiansen, R., Lince Klinger, F. y Martinez, M. 2023. Pismanta geothermal play in the Iglesia basin related to transverse fault systems in the andean orogen. *Journal of South American Earth Sciences* 121: 104143.
- Christiansen, R., Clavel, F., González, M., García, H.P.A., Ortiz, D., Ariza, J.P., Rodriguez, A., Leiva, F., Acosta, G., Martinez, P.M. y Wohnlich, S. 2021. Low-enthalpy geothermal energy resources in the Central Andes of Argentina: A case study of the Pismanta system. *Renewable Energy* 177: 1234-1252.
- Chouinard, A., Williams-Jones, A.E., Leonardson, R.W., Hodgson, C.J., Silva, P., Téllez, C. y Rojas, F. 2005. Geology and genesis of the multistage high-sulfidation epithermal Pascua au-ag-cu deposit, Chile and Argentina. *Economic Geology* 100(3): 463-490.
- Cortés, J.M. y Cegarra, M.I. 2004. Plegamiento cuaternario transpresivo en el piedemonte suroccidental de la Precordillera sanjuanina. *Asociación Geológica Argentina. Publicación especial* 7: 68-75.
- Cortés, J.M., Casa, A.L., Pasini, M.M., Yamin, M.G. y Terrizzano, C.M. 2006. Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31° 30'-33° 30' LS): controles paleotectónicos. *Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 639-646.
- C.R.A.S. 1982. Centro Regional de Aguas Subterráneas. Investigación hidro-geológica en el valle de Iglesia (inédito), 169, San Juan.
- Cristallini, E.O. y Ramos, V.A. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the la Ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the high Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics* 317(3-4), 205-235.
- Díaz-Alvarado, J., Galaz, G., Oliveros, V., Creixell, C. y Calderón, M. 2019. Fragments of the late Paleozoic accretionary complex in central and Northern Chile: Similarities and differences as a key to decipher the complexity of the late Paleozoic to Triassic early Andean events. In *Andean tectonics*: Horton, B.K. y Folguera, A. (eds): 509-530, Amsterdam.
- Eder J.C. y Wetten C. 1975. Investigación del agua subterránea en el valle de Iglesia. Informe preliminar. Publicación P-085 de Centro Regional del agua Subterránea, Inédito. En: Cardó, R. y Díaz, I. Hoja Geológica 3169-I-Rodeo, provincia de San Juan, 272 p. Buenos Aires.
- Fazzito, S.Y., Cortés, J.M., Rapalini, A.E. y Terrizzano, C.M. 2013. The geometry of the active strike-slip El Tigre Fault, Precordillera of San Juan, Central-Western Argentina: integrating resistivity surveys with structural and geomorphological data. *International journal of earth sciences* 102(5): 1447-1466.
- Fazzito, S.Y., Rapalini, A.E., Cortés, J.M. y Terrizzano, C.M. 2017. Vertical-axis rotations and deformation along the active strike-slip El Tigre Fault (Precordillera of San Juan, Argentina) assessed through palaeomagnetism and anisotropy of magnetic susceptibility. *International journal of earth sciences* 106(2): 631-657.
- Fernández-Seveso, F. 1993. Sismoestratigrafía de la Cuenca de Iglesia. Informe Actividades. En la Universidad Cornell YPF Informe interno (inédito) 10.408, 20.
- Fosdick, J.C., Reat, E.J., Carrapa, B., Ortiz, G. y Alvarado, P.M. 2017. Retroarc basin reorganization and aridification during Paleogene uplift of the southern central Andes. *Tectonics* 36 (3): 493-514.
- Furque, G. 1963. Descripción Geológica de la hoja 17b, Guadacol (Provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92, p. 104, Buenos Aires
- Furque, G. 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal (provincia de San Juan). Boletín-Servicio Geológico Minero Argentino 164, p. 87, Buenos Aires.
- Gagliardo, M.L., Caselli, A.T., Limarino, C.O., Colombo Piñol, F. y Tripaldi, A. 2001. Las unidades terciarias de la Cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales (Nota Breve). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 121-125.
- Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Creixell, C., Mardonez, D., Murillo, I., Velásquez, R., Lossada, A., Suriano, J., Mescua, J. y Barrionuevo, M. 2017. Cenozoic Shift from Compression to Strike-Slip Stress Regime in the High Andes at 30° S, During the Shallowing of the Slab: Implications for the El Indio/Tambo Mineral District. *Tectonics* 36(11): 2714-2735.
- Gianni, G. y Navarrete, C. 2022. Catastrophic slab loss in southwestern Pangea preserved in the mantle and igneous record. *Nature communications* 13(1): 698.
- Gimenez, M.E., Novara, I., Alvarez Pontoriero, O. e Introcaso, A. 2011. Análisis de la cuenca del Bermejo en los últimos 8 Ma. *Geoacta* 36(2): 177-187.
- Gonzalez, M., Clavel, F., Christiansen, R., Gianni, G. M., Klinger, F. L., Martinez, P., Butler, K., Suriano, J., Mardonez, D. y Díaz, M. 2020. The Iglesia basin in the southern Central Andes: A record of backarc

- extension before wedge-top deposition in a foreland basin. *Tectonophysics* 792: 228590.
- Hinze, W.J. 2003. Bouguer reduction density, why 2.67?. *Geophysics* 68(5): 1559-1560.
- Hinzer, S., Altherr, M., Christiansen, R., Schreuer, J. y Wohnlich, S. 2021. Characterization of an artesian groundwater system in the intramontane basin of the Valle de Iglesia, Central Andes, Argentina, *International Journal of Earth Sciences* 110(7): 2559-2571.
- Jacobsen, B.H. 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics* 52 (8): 1138-1148.
- Japas, M. y Ré, G. 2012. Neogene tectonic block rotations and margin curvature at the Pampean flat slab segment (28-33 SL, Argentina). *Geoacta* 37: 01-04.
- Jones, R.E., Kirstein, L.A., Kasemann, S.A., Litvak, V. D., Poma, S., Alonso, R. N. y Hinton, R. 2016. The role of changing geodynamics in the progressive contamination of Late Cretaceous to Late Miocene arc magmas in the southern Central Andes. *Lithos* 262: 169- 191.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286(10): 737-764.
- Jordan, T.E., Drake, R.E. y Naeser, C.W. 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141, Mendoza.
- Jordan, T.E., Kelley, S., Fernández, A., Fernández-Seveso, F., Ré, G. y Milana, J. P. 1997. Relaciones entre las historias evolutivas de las cuencas de Iglesias y Bermejo, Provincia de San Juan, Argentina. 2° Jornadas de Geología de Precordillera. San Juan, Argentina, Actas: 142-147.
- Kane, M.F. 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics* 27(4): 455-462.
- Kay, S., Maksiav, V., Mpodozis, C., Moscoso, R., Nasi, C. y Gordillo, C.E. 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences* 1(1): 21-38.
- Leiva, F., Ruiz, F., Sisterna, J., Cara, E., Acosta, G. y Taillant, J. L. 2015. Cambios temporales de la gravedad (g4D) relacionados con sismos de magnitud moderada en el frente de deformación de San Juan. *Geoacta* 40(1): 10-24.
- Leveratto, M.A. 1976. Edad de intrusivos cenozoicos en la Precordillera de San Juan y su implicancia estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 53-58.
- Levina, M., Horton, B., Fuentes, F. y Stockli, D. 2014. Cenozoic sedimentation and exhumation of the foreland basin system preserved in the Precordillera thrust belt (31-32° S), southern central Andes, Argentina, *Tectonics* 33: 1659-1680.
- LLambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo gondwánico. En Ramos, V (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino 1(6): 53-64, Mendoza.
- Lossada, A.C., Giambiagi, L., Hoke, G.D., Fitzgerald, P.G., Creixell, C., Murillo, I., Mardonez, D., Velásquez, R. y Suriano, J. 2017. Thermo-chronologic evidence for late Eocene Andean Mountain building at 30 S. *Tectonics* 36: 2693-2713.
- Moeck, I. 2013. Classification of geothermal plays according to geological habitats. IGA Academy Report 1: 0101-2013.
- Moeck, I. 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 37: 867-882.
- Mok E., Retcher G. y Wen C. 2012. Initial test on the use of GPS and sensor data on modern smartphones for vehicle tracking in dense high rise environments. *Proceedings of the Ubiquitous Positioning, Indoor Navigation, and Location Based Services 2012*, Helsinki.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S): *Geological Society of America Bulletin* 104: 999-1014.
- Nagy, D. 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics* 31(2): 362-371.
- Oriolo, S., Japas, M.S., Cristallini, E.O. y Giménez, M. 2014. Cross-strike structures controlling magmatism emplacement in a flat-slab setting (Precordillera, Central Andes of Argentina). *Geological Society, London, Special Publications* 394(1): 113-127.
- Oriolo, S., Cristallini, E.O., Japas, M.S. y Yagupsky, D.L. 2015. Neogene structure of the Andean Precordillera, Argentina: insights from analogue models. *Andean Geology* 42(1): 20-35.
- 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: 339-350.
- Pacino, M. C. e Introcaso, A. 1987. Regional anomaly determination using the upwards-continuation method. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 29: 113-122.
- Peri, G., Fazzito, S., Camilletti, G.B., Rapalini, A. y Cortés, J.M. 2017. Estudios geoelectrónicos de subsuelo sobre estructuras vinculadas a la falla El Tigre, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(4): 468-484.
- Perucca, L.P. y Martos, L.M. 2009. Análisis preliminar de la evolución del paisaje cuaternario en el valle de Iglesia, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(4): 624-637.
- Pesce, A.H. y Miranda, F. 2003. Catálogo de Manifestaciones Termales de la República Argentina. Volumen I, Región Noroeste. Provincias de Jujuy, Salta, Catamarca, Tucumán, Santiago del Estero (La Rioja y San Juan).
- Piquer, J., Berry, R.F., Scott, R.J. y Cooke, D.R. 2016. Arc-oblique fault systems: Their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology* 89: 101-117.
- Pilger, R.H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Journal*

- 92(7): 448-456.
- Podesta, M., Ortiz, G., Orozco, P., Alvarado, P. y Fuentes, F. 2022. The Iglesia basin (San Juan, Argentina), seismic interpretation, geometry basin, and implications for geothermal systems. *Andean Geology* 49(3): 327-344.
- Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina, Manuales. Editorial Universitaria de Buenos Aires, p. 216, Buenos Aires.
- Poma, S.M., Ramos, A.M., Litvak, V.D., Quenardelle, S.M., Maisonnave, E.B. y Díaz, I. 2017. Southern Central Andes Neogene magmatism over the Pampean Flat Slab. implications on crustal and slab melts contribution to magma generation in Precordillera, Western Argentina. *Andean Geology* 3: 249-274.
- Ramos, V. A. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. In: S. P. Clark, B. C. Burchfiel, y J. Suppe (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Geological Society of America Special Paper 31-54, Colorado.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortez, J.M. y Palma, M. 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. En 9° Congreso Geológico Argentino 9: 84-106, Bariloche.
- Ramos, V.A., Cegarra, M.I. y Cristallini, E. 1996. Cenozoic tectonic of the high Andes of west-Central Argentina (30 - 36 S latitude). *Tectonophysics* 259(1-3): 185-200.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences* 15: 59-78.
- Ré, G.H., Jordan, T.E. y Kelley, S. 2003. Cronología y paleogeografía del terciario de la cuenca intermontana de iglesia septentrional, andes de san juan, argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 31-48.
- Rodríguez, M.P., Charrier, R., Brichau, S., Carretier, S., Farías, M., De Parseval, P. y Ketcham, R.A. 2018. Latitudinal and Longitudinal Patterns of Exhumation in the Andes of North-Central Chile: *Tectonics* 37(9): 2863-2886.
- Ruiz, F., Introcaso, A., Gallego Guardia, A. y Laplagne, A. 2008. Variaciones de gravedad en el valle de Tulum, San Juan. *Geoacta* 33: 115-121.
- Ruiz, F., Introcaso, A., Nacif, S., Leiva, F., Gimenez, M., Martinez, P. y Laplagne, A. 2011. Cambios de gravedad de origen tectónico en la transición entre las Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(4): 594-605.
- Ruskin, B.G. y Jordan, T.E. 2007. Climate change across continental sequence boundaries: paleopedology and lithofacies of Iglesia basin, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 77: 661-679.
- Sánchez, M.A., Winocur, D., Alvarez, O., Folguera, A. y Martinez, M. 2017. Crustal structure of the high Andes in the North Pampean flat slab segment from magnetic and gravity data. *Journal of South American Earth Sciences* 73: 153-167.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A. y Castro, C.E. 2015. Three stages in the late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins: *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48-69.
- Siame, L.L., Bourles, D.L., Sebrier, M., Bellier, O., Castano, J.C., Araujo, M., Perez, M., Raisbeck, G.M. e Yiou, F. 1997. Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fan surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina: *Geology* 25: 975-978.
- Siame, L.L., Bellier, O., Sebrier, M., Bourles, D.L., Leturmy, P. y Perez, M. 2002. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analyses; the eastern Precordillera thrust system (NW Argentina): *Geophysical Journal International* 150: 241-260.
- Suriano, J., Alonso, M.S., Limarino, C.O. y Tedesco, A.M. 2011. La Formación Cuesta del Viento (nov. nom.): una nueva unidad litoestratigráfica en la evolución del orógeno precordillerano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68: 246-260.
- Tosdal, R. y Richards, J. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. *Reviews in Economic Geology* 14: 157-181.
- Vergés, J., Ramos, E., Seward, D., Busquets, P. y Colombo, F. 2001. Miocene sedimentary and tectonic evolution of the Andean Precordillera at 31 S, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14(7): 735-750.
- Wetten, C. 1975. Estudio geológico-económico de un yacimiento de diatomitas y análisis de mercado, 2ª Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, pp. 513-529.
- Wetten, A.F. 2005. Andesita Cerro Bola: Nueva unidad vinculada al magmatismo mioceno de la Cordillera de Olivares, San Juan, Argentina (30°35'S; 69°30'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 3-8.
- Winocur, D.A., Litvak, V.D. y Ramos, V.A. 2015. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. *Geological Society, London, Special Publications* 399: 109-130.
- Yrigoyen, M.R. 1972. Cordillera Principal. In: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 345-364, Córdoba
- Zandbergen PA. 2009. Accuracy of iPhone locations: a comparison of assisted GPS, WiFi and cellular positioning. *Trans GIS*. 13: 5-26.