

Universidad Nacional de San Juan



Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA

Tema: ESTUDIO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO DEL
SECTOR CENTRO-ORIENTAL DEL
BASAMENTO DEL VALLE DE TULUM (SAN
JUAN, ARGENTINA) ORIENTADO A LA
PROSPECCIÓN DE ENERGÍA GEOTÉRMICA
DE BAJA ENTALPÍA.

Autor: AGUIL MARTÍNEZ, NAHIR

Registro: 17608

Directora: DRA. SOFÍA PÉREZ LUJÁN

Co-Directo: DR. MARTÍN ROTHIS

2021

ÍNDICE

RESÚMEN.....	3
1. INTRODUCCIÓN.....	4
1.1. MOTIVO.....	8
1.2. OBJETIVOS.....	8
1.3. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	8
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	9
1.4.1. GEOLOGÍA.....	9
1.4.2. GEOFÍSICA.....	15
2. GEOGRAFÍA.....	17
2.1. HIDROGRAFÍA.....	17
2.2. GEOMORFOLOGÍA.....	19
2.3. CLIMA.....	20
2.4. POBLACIÓN.....	21
2.5. COBERTURA VEGETAL Y FAUNA.....	21
2.7. TURISMO.....	22
3. ANTECEDENTES.....	23
3.1. GENERALIDADES.....	23
3.2. EL VALLE DE TULUM.....	24
3.2.1. Límites del valle de tulum.....	24
3.2.2. Relleno de la cuenca del valle de Tulum.....	25
3.3. SISMICIDAD EN SAN JUAN.....	37
3.4. GEOFÍSICA CON FUNCIÓN DEL RECEPTOR (FR).....	39
4. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE PIE DE PALO.....	41
4.1. ESTRATIGRAFÍA.....	41
4.2. ESTRUCTURA.....	43
5. RESULTADOS.....	45
5.1. GEOLOGÍA.....	45
5.1.1. Mapeo geológico y SIG.....	45
5.1.2. Muestreo.....	53
5.1.3. Análisis petrográfico.....	56
5.1.4. Conteo mineralógico modal.....	64
5.2. GEOFÍSICA.....	66
5.2.1. Geofísica indirecta para la determinación de parámetros geofísicos.....	66
5.2.2. Geofísica mediante función del receptor.....	68

5.3. MODELO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO:	68
6. CONCLUSIONES	72
7. BIBLIOGRAFÍA	74

RESÚMEN

La provincia de San Juan se caracteriza por una aridez extrema y una actividad económica relacionada a su producción agrícola y minera (INDEC, 2010). Su valle más importante, por la disponibilidad de suelos y agua, es el valle de Tulum donde residen más de 700 mil habitantes, el 90% de la población total de la provincia de San Juan. El mismo, tiene una superficie aproximada de 1.625 km², se extiende como una depresión intermontana en el sector centro sur de la provincia. El interés de explotar energía geotérmica surge de la necesidad de optimizar recursos energéticos de la región utilizando energías renovables que contribuyan a mejorar la calidad de vida de los habitantes y que sean amigables con el medio ambiente.

En el presente trabajo se calculan los parámetros sísmicos de muestras de rocas a partir de su composición litológica y se compara con un análisis de velocidad sísmica de función receptor telesísmico determinado en el flanco suroeste de la sierra de Pie de Palo y la Precordillera. Las unidades aflorantes en el sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, pertenecientes al Complejo Pie de Palo y a la unidad metasedimentaria Difunta Correa, conforman el basamento metamórfico del valle de Tulum. En función de los parámetros sísmicos calculados y de las funciones receptoras determinadas, se realiza una comparación de las velocidades de ondas S (Vs) de las mismas (3,54 a 3,86 km/s) las cuales indican profundidades entre 20 y 28 km. Por encima de este basamento, se encuentran las unidades de relleno de la cuenca, cuyas Vs oscilan entre 3,1 y 3,3 km/s, consistentes con litologías cuaternarias, terciarias y del paleozoico inferior y medio.

Los parámetros petrofísicos estimados para rocas del basamento indican que las mismas presentan una elevada impermeabilidad con porosidades del 3% y 10^{-7} - 10^{-8} de permeabilidad para rocas esquistosas y de 0,5 - 1,5% y 10^{-9} - 10^{-12} para gneis, lo cual podría actuar como nivel de confinamiento de las capas acuíferas del valle de Tulum. Además, teniendo en cuenta la presencia de sistemas de fallas y discontinuidades geológicas que controlan la geometría de la cuenca y la red hidrográfica del basamento del valle en cuestión, se realiza un modelo petrológico y sísmico y se evalúa el potencial geotérmico de la región.

1. INTRODUCCIÓN

El potencial de energía geotérmica de una región se considera como la energía natural en forma de calor almacenada en el subsuelo terrestre, comprendida a profundidades lo suficientemente cercanas a la superficie (Sierra y Pedro, 1998). La misma, puede ser utilizada en la generación de diferentes tipos de energía permitiendo reducir costos en la producción industrial y constituyendo una fuente de energía alternativa para sectores poblados.

El calor en la Tierra aumenta con la profundidad, y se denomina gradiente geotérmico a la variación de calor con la profundidad (Fowler, 2005). En promedio el valor es de 3 °C cada 100 m. (Sierra y Pedro, 1998) (**fig. 1.1**). De una región a otra el gradiente varía con el espesor de la corteza, la presencia o no de una intrusión magmática, sistema de fallas profundas, la existencia de acuíferos que pueden transportar el calor en sentido vertical, etc. Otros factores que afectan el valor del gradiente geotérmico son la conductividad térmica de las rocas, el tipo de reacciones químicas que tiene lugar en las mismas, la posición de una región respecto a los mares, la forma en que se disponen las rocas y la concentración de elementos radioactivos en las mismas.

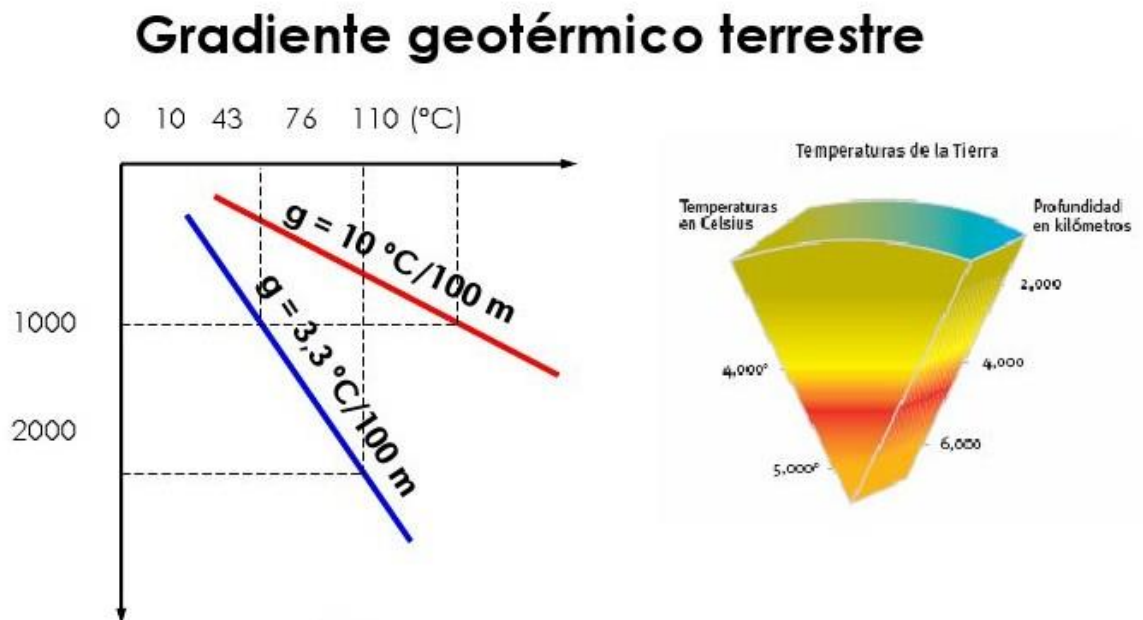


Figura 1.1: En la figura de la izquierda se observa una gráfica de la variación de la Temperatura (en °C) en función de la profundidad (en m), la recta azul es en condiciones normales siendo el gradiente geotérmico de 3,3 °C/100 m y la recta roja es un gradiente anómalo incrementado donde el gradiente geotérmico es de 10 °C/100 m. La figura de la derecha es una porción de la Tierra que ilustra las temperaturas (en °C) y las profundidades (en m) desde la corteza hasta cercanías del núcleo. Extraída de: <https://ingenere.wordpress.com/tag/flujo-de-calor-geotermico/>.

Los sistemas geotérmicos se ubican en dos regiones definidas. La primera clase corresponde a regiones donde la corteza tiene un comportamiento relativamente estable, como en plataformas continentales, en las que hay áreas semitérmicas que presentan concentración de calor con flujos que tienen gradientes del orden de los 30 °C/km a 50 °C/km. Si en estas regiones existen estructuras favorables se pueden obtener fluidos de baja temperatura, del orden de los 50 °C a 100 °C. La segunda clase abarca los bordes o límites de placas donde se producen los principales procesos geológicos: generación de sistemas montañosos, terremotos y fenómenos volcánicos (Perce, 1994) coincidiendo generalmente con regiones aledañas al llamado cinturón del fuego del pacífico (**fig. 1.2**). La fuerza impulsora del movimiento de las placas es debido a corrientes de convección formadas en el manto por variaciones de densidad de las rocas con las altas temperaturas existentes en esta zona, por la energía liberada durante el decaimiento radioactivo de ciertos elementos en el interior de la tierra y por el calor liberado durante los cambios de fase de los materiales en el manto (**fig. 1.3**). En algunos sectores propicios la convección magmática permite la concentración de flujo de calor, aumentando el gradiente geotérmico a valores sensiblemente mayores que los normales, originando temperaturas que varían entre 150 °C y 300 °C a profundidades de 500 a 2.000 m, posibilitando la producción de fluidos a altas temperaturas.

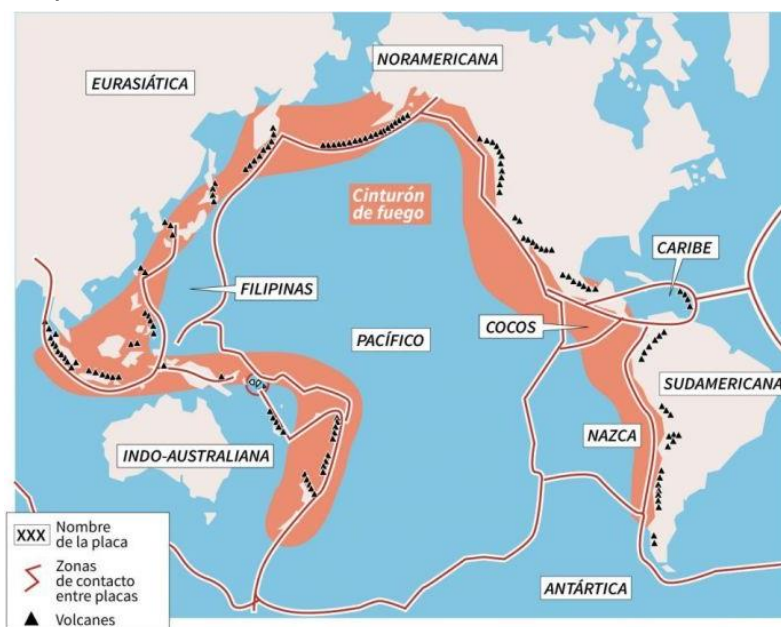


Figura 1.2: Mapa planisferio que ilustra el nombre de las principales placas y las zonas de contacto entre las mismas, la franja roja que se observa corresponde al Cinturón de fuego del Pacífico y los triángulos negros son los volcanes presentes a lo largo del mismo. Extraída de: <https://epicentrogeografico.com/2018/02/que-es-el-cinturon-de-fuego/>.

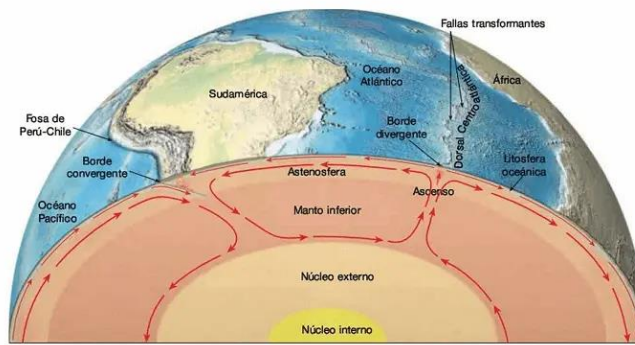


Figura 1.3: Porción de la Tierra donde se muestran con flechas rojas las corrientes de convección en el manto y las consecuencias de las mismas en la litósfera, generando así, zonas de creación de corteza como en dorsales oceánicas, donde las corrientes divergen, y zonas de destrucción de corteza, como en zonas de subducción donde las corrientes convergen. Extraída de: <https://www.meteorologiaenred.com/corrientes-de-conveccion.html>.

La calor es el cambio de entalpía, siendo ésta el contenido de energía calórica interna del sistema geotérmico ($H = E + PV$). En base a esto, Nicholson (1993), clasificó a los sistemas geotérmicos como yacimientos de baja y alta entalpía. Los sistemas de baja entalpía son aquellos con temperaturas menores a 150°C y los de alta entalpía mayores a 150°C .

Los fluidos geotérmicos de alta temperatura son adecuados para la generación de energía eléctrica, en la industria para recuperación de metales, destilación de agua dulce, secado de productos industriales, refrigeración por absorción con amoníaco, fábricas de conserva, entre otros. Aquellos fluidos con temperatura baja se utilizan para usos directos, tales como, calefacción de viviendas, sistemas de refrigeración por absorción de calor, en la industria agrícola para calefacción de invernaderos, secado de productos agrícolas, maderas, pescado, balneoterapia, cultivo de setas, entre otros (**fig. 1.4**).

El interés de explotar energía geotérmica surge de la necesidad de optimizar recursos energéticos utilizando energías renovables que contribuyan a mejorar la calidad de vida de los habitantes y que sean amigables con el medio ambiente. En este contexto, la provincia de San Juan se caracteriza por una aridez extrema y una actividad económica relacionada a su producción agrícola y minera (INDEC, 2010). Su valle más importante, por la disponibilidad de suelos y agua, es el valle de Tulum donde residen más de 700 mil habitantes, el 90% de la población total de la provincia de San Juan. El mismo, tiene una superficie aproximada de 1.625 km^2 y junto con los valles de Ullum y Zonda forma una cuenca potencialmente importante con aguas provenientes de la cuenca del Río San Juan. El valle de Tulum se extiende como una-

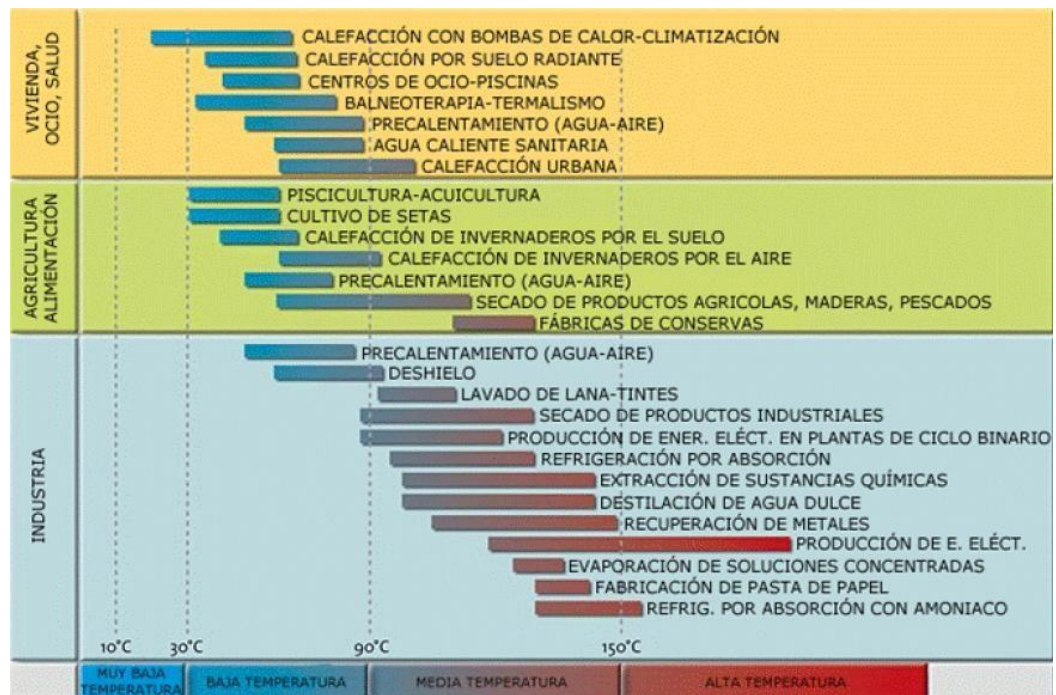


Figura 1.4: Aplicaciones de la energía geotérmica en diferentes rubros en función de la temperatura del fluido. Extraída de: <https://grupo02termo.wordpress.com/2012/03/06/3-aplicaciones-y-usos-frecuentes-de-la-energia-geotermica-4/>

-depresión intermontana en el sector centro sur de la provincia y se encuentra relleno por depósitos sedimentarios cuaternarios de baja consolidación que en algunos sitios superan los 600 m de espesor. Debido a que el desarrollo de su actividad agrícola, económica y turística se relaciona con las posibilidades de proveer una demanda creciente de energía eléctrica, nuevos emprendimientos a nivel provincial se orientan a la exploración del potencial geotérmico que puede brindar sistemas de optimización de energía geotérmica de baja entalpía proveniente de los acuíferos del valle de Tulum (Wetten, 1997).

En el presente trabajo se realiza un análisis de velocidades de ondas S determinadas por la técnica de función del receptor en el flanco suroeste de la sierra de Pie de Palo y la Precordillera. Por otro lado, a partir de la composición litológica de unidades aflorantes en el borde sudoccidental del Pie de Palo, se estimaron parámetros geofísicos tales como velocidades de ondas P (V_p), S (V_s), densidad, entre otros. Esto se basa en que las propiedades físicas de una roca dependen de la composición y cantidades relativas de los distintos minerales. Los resultados obtenidos de ambas técnicas se combinan para construir un modelo petrológico y sísmico, para predecir la continuidad en profundidad de la litología observada y estimar su profundidad, y así mismo, poder evaluar el potencial geotérmico del valle de Tulum en capas acuíferas o de basamento, de interés.

1.1. MOTIVO

El presente trabajo e informe de Trabajo Final de Licenciatura tiene por finalidad dar cumplimiento al último requisito del plan de estudios de la carrera Licenciatura en Ciencias Geológicas, perteneciente a la carrera de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan, a fin de optar por el título de grado correspondiente. El presente trabajo e informe fue realizado a través de un proyecto de investigación CICITCA 2018-2019 y en el marco de una beca CIN y una beca CICITCA, respectivamente.

1.2. OBJETIVOS

El *objetivo general* consistió en elaborar un modelo petrológico y geofísico del basamento y relleno sedimentario del valle de Tulum.

El *objetivo específico* consistió en el procesamiento e interpretación de imágenes satelitales; caracterizar petrológicamente litologías representativas aflorantes en el borde oriental del valle de Tulum (sierra de Pie de Palo) a través de secciones delgadas; la estimación de parámetros geofísicos según las litologías aflorantes y la extensión en profundidad de las mismas utilizando la técnica sismológica función del receptor de alta resolución, con el fin de caracterizar el valle de Tulum en términos de su potencial geotérmico.

1.3. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio está ubicada en el extremo sudoccidental de la sierra de Pie de Palo en las inmediaciones del Departamento Caucete, dentro de la provincia de San Juan en la República Argentina (**fig. 1.5**).

Se accede a la sierra desde la ciudad de San Juan por Av. Libertador en dirección al este hasta el empalme con Ruta Provincial N° 170, se continúa por esta ruta en dirección al sureste hasta el ensamble con la Ruta Provincial N° 230 llegando a las inmediaciones San Isidro en la Villa Dominguito, departamento de San Martín. El acceso a las quebradas es por caminos de tierra medianamente transitables en vehículo según las condiciones climáticas, y en algunos casos el acceso se realizó caminando. Las quebradas que estudiadas son:

- Quebrada Pozo del Indio (31°32'47,00"S; 68°15'40,21"O)
- Quebrada del Chorro (31°37'9,29"S; 68°10'54,33"O)
- Quebrada Las Flores (31°42'55,31"S; 68° 5'43,90"O).

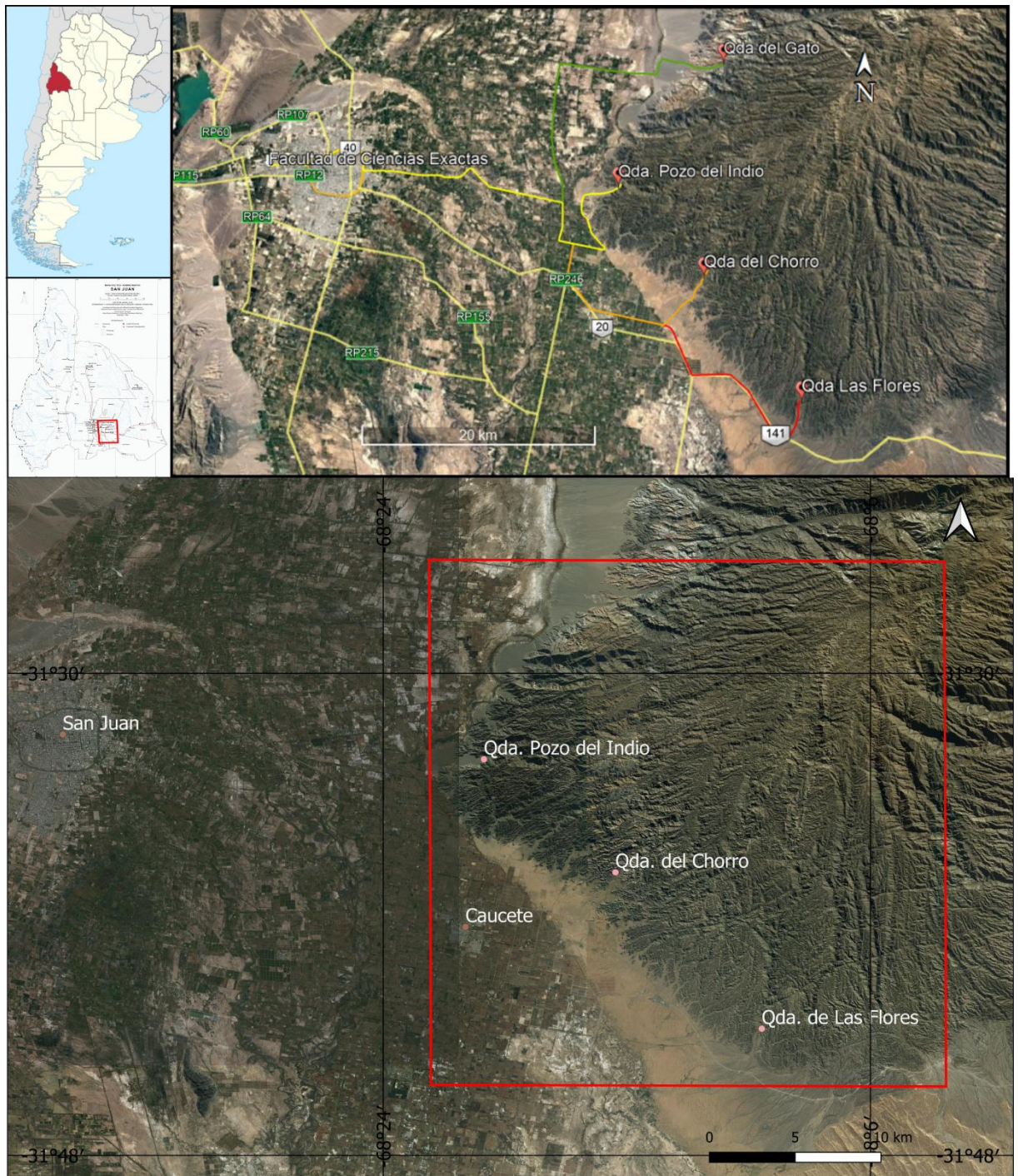


Figura 1.5: Ubicación y accesos de la zona de estudio. En la imagen superior izquierda se observa la ubicación de la sierra de Pie de Palo en el mapa de Argentina, dentro de la provincia de San Juan. En la imagen superior derecha se muestra en color amarillo el acceso a la Qda. Pozo del Indio, en naranja a la Qda. Del Chorro y en rojo a la Qda. Las Flores donde se realizó el muestreo de litologías representativas. En la imagen inferior se observa la parte sudoccidental de la sierra de Pie de Palo donde se señala con un rectángulo rojo la zona de estudio y las mencionadas quebradas.

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1. GEOLOGÍA

1.4.1.a. Mapeo geológico y SIG

Para poder realizar un mapeo de la región se comenzó con una exhaustiva búsqueda bibliográfica de la geología de la zona de estudio y del valle de Tulum, en cuanto a estructuras y tipos de rocas aflorantes, se hizo interpretación de imágenes

satelitales mediante el programa de Google Earth Pro (2020) y procesamiento e interpretación de imágenes satelitales multiespectrales mediante la aplicación de un SIG de Software Libre denominado QGIS (QGIS.org). Además se consultó la hoja geológica N° 3169-IV (Ramos y Vujovich, 2000) y la carta topográfica donde se encuentra la región de estudio.

Procesamiento digital de imágenes satelitales:

El trabajo comenzó con la obtención de las imágenes satelitales del satélite Sentinel 2 y Landsat 8 mediante la descarga de las mismas desde la plataforma web de la Unión Europea, *Copernicus*: <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>. Antes de la descarga se pre-seleccionaron aquellas donde la cobertura nubosa no superara en 20% y distintas fechas del año para ver cómo es la variación de los rasgos en distintas estaciones del año.

Para poder trabajar de manera adecuada se realizó un procesamiento de las imágenes en el programa QGIS, con el complemento de Semi-Automatic classification. El mismo está especialmente diseñado para la definición de ROI (siglas en inglés de “regiones de interés”) que permite realizar una clasificación supervisada. Lo primero que se realizó fueron correcciones atmosféricas a las imágenes para eliminar el efecto de los aerosoles y la radiancia intrínseca que se introduce en el sensor y se ve reflejado en la imagen, como producto de la interacción del sensor con la atmósfera. Luego, teniendo todas las bandas corregidas, se realizó un recorte de la zona a estudiar y el apilado de bandas correspondientes, quedando un único ráster donde se realizarían las combinaciones de bandas necesarias para resaltar los rasgos de interés.

Con el fin de realizar un mapa de litologías aflorantes de la región sudoccidental de la sierra de Pie de Palo se trabajó en imágenes del satélite Sentinel 2, con la combinación de bandas B8-B11-B12 la cual se usa para resaltar la geología.

En cuanto al análisis de posibles surgencias de agua se trabajó imágenes del satélite Landsat 8, con el Índice Diferencial de Agua Normalizado (NDWI) representado mediante el cociente de bandas $(B5-B6)/(B5+B6)$. Este índice, desarrollado por Gao (1996), utiliza las bandas del infrarrojo cercano (NIR) y del infrarrojo de onda corta (SWIR), para mejorar las características relacionadas con el

agua de los paisajes y mejorar la información sobre el agua de manera eficiente. (<https://acolita.com/lista-de-indices-espectrales-en-sentinel-2-y-landsat/>).

Generación de mapas:

Los mapas se llevaron a cabo en el programa QGIS (QGIS.org). El mismo tiene las herramientas para que a partir de una imagen satelital, en el sistema de coordenadas correspondiente y previamente descargada, se puede diseñar y plotear la geología mediante puntos, líneas y polígonos pudiendo ir dibujando las distintas unidades geológicas con sus propios rellenos, las estructuras geológicas, como fallas, corrimientos, lineamientos, pliegues, la red fluvial; además, se pueden volcar los puntos de muestreo que se hicieron en las campañas y asignar atributos a cada uno de los mismos. También cuenta con un diseñador de impresión donde queda el mapa finalmente terminado mediante la inserción de la grilla de coordenadas, referencias, escala, norte de la hoja y el rótulo del mapa.

Se confeccionaron tres mapas en coordenadas geográficas, uno de geología regional del valle del Tulum, en escala 1:350.000, uno regional de la sierra de Pie de Palo, en escala 1:300.000 y otro de la geología local del sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, en escala 1:115.000.

Además se realizaron dos imágenes comparativas, que ilustran el Índice de Saturación de Agua Normalizada en distintas fechas del año, destacando zonas de posible surgencia y circulación de fluidos en el sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, en escala 1:120.000.

1.4.1.b. Muestreo

Para la elección de las zonas de muestreo se llevó a cabo un detallado análisis de las posibles áreas de acceso con interés geológico basado en la realización de mapas preliminares, la presencia de litologías representativas para el estudio que se quería llevar a cabo y la presencia de estructuras geológicas de control regional para confirmar los datos mapeados. Para ello se tuvieron en cuenta trabajos disponibles en la literatura previa, cartas y hojas geológicas del lugar junto con el análisis de imágenes satelitales, posibilidad de acceso a las quebradas de trabajo y además la cercanía a rutas o huellas para poder llevar a cabo el muestreo de manera satisfactoria.

Las campañas de muestreo se realizaron en la Quebrada Pozo del Indio ($31^{\circ}32'47,00''\text{S}$; $68^{\circ}15'40,21''\text{O}$), en la Quebrada del Chorro ($31^{\circ}37'9,29''\text{S}$; $68^{\circ}10'54,33''\text{O}$) y en la Quebrada Las Flores ($31^{\circ}42'55,31''\text{S}$; $68^{\circ}5'43,90''\text{O}$) (**fig. 1.5**).

El trabajo de campo primero consistió en un reconocimiento general de la zona con la descripción de las distintas litologías observadas a lo largo de las quebradas y con ellas en gabinete se culminó el mapa de unidades aflorantes. Al tratarse de rocas metamórficas, fue necesario el reconocimiento de las diferentes estructuras que presentaban (planaridad, esquistosidad y foliación) para discriminar entre rocas filitas, esquistos y gneis, además se observó la mineralogía de cada una con lupa de mano tratando de diferenciar los minerales metamórficos diagnósticos de cada muestra.

El muestreo se realizó siguiendo las pautas adquiridas en el transcurso de la carrera de Licenciatura de Ciencias Geológicas. Antes de proceder a la toma de muestras en afloramiento se realizó una descripción del mismo, comenzando por la localización del sitio en un mapa, descripción de las estructuras, mineralogía y clasificación de la roca que caracterice el sitio. Debido a que el objetivo del muestreo de unidades aflorantes fue su posterior descripción petrográfica y mineralógica de detalle, se tuvieron en cuenta diferentes criterios a la hora de extraer las mismas del afloramiento. Entre estos criterios se mencionan: bajo grado de alteración, escasa o nula presencia de fracturas y/o vetillas de minerales secundarios (por ejemplo, cuarzo o calcita); buena representativa del afloramiento y tipo de roca. La herramienta utilizada en esta etapa fue una piqueta de mano y, si bien el tamaño de muestras varía entre unas y otras, se trató de mantener un tamaño de 10 cm de diámetro como mínimo para realizar adecuadamente los cortes delgados. De cada sitio de muestreo se obtuvo hasta tres muestras de la misma litología en caso de que fuera necesario repetir cortes delgados. Cada muestra obtenida fue debidamente descrita en la libreta de campo, lo más detalladamente posible, haciendo incapié en su color, la estructura que presenta, su mineralogía, el tipo de roca, el número de muestra correspondiente y la coordenada mediante el Sistema de Posicionamiento Global (GPS) de donde fue extraída. Cada una de las mismas fue numerada con marcador permanente y colocada en bolsas rotuladas para su posterior transporte. El muestreo además fue acompañado con una fotografía a escala en el lugar donde se tomó cada muestra.

Las muestras recopiladas fueron analizadas y descritas en laboratorio mediante lupas 20x para caracterizarlas macroscópicamente en términos de su estructura y composición mineralógica. Posteriormente fueron enviadas al laboratorio de petrotomía ubicado en la FCEFyN de la Universidad Nacional de San Juan para la elaboración de secciones delgadas de las mismas.

Finalmente se procedió a ir a la Quebrada del Gato ($31^{\circ}25'16,61''S$; $68^{\circ}07'49,92''O$) donde, en función de la interpretación de imágenes satelitales, existirían los puntos con mayor índice de saturación en agua. Se obtuvieron muestras de agua en dos lugares donde se pudo comprobar que había surgencia y circulación de fluidos.

1.4.1.c. Análisis petrográfico

Para la descripción petrográfica, primeramente, fue necesario el reconocimiento de la composición mineral y de estructuras metamórficas de las muestras en tamaño macroscópico con una lupa 20x, y la posterior caracterización de cada muestra mediante la utilización de microscopio óptico de polarización Biotraza petrocalcográfico, para el reconocimiento completo de la composición mineral y reconocimiento de texturas metamórficas presentes (**fig. 1.6**). A partir de cortes delgados de las muestras representativas se realizó el análisis de manera exhaustiva tratando de reconocer y caracterizar todos los minerales presentes en cada una de las muestras, además de reconocer las texturas en que se presentan y observando cualquier tipo de índice sobre deformación asociada a ellas. Mediante la identificación de minerales diagnósticos y observando las asociaciones minerales que presentaba cada muestra, se le asignó una facie metamórfica a la cuál pertenecía. Finalmente, se tomaron fotomicrografías de los cortes con una cámara de video Arcano acoplada al microscopio, para mostrar las características petrográficas y microtexturales descritas.



Figura 1.6: A la izquierda se observa la lupa de gran aumento utilizada para observar las características macroscópicas de las muestras y a la derecha el microscopio óptico de polarización Biotraza calcográfico con el que se realizó el reconocimiento de las características microscópicas de cada muestra.

Los cortes delgados de las muestras se realizaron en el laboratorio de petrotomía y se hicieron transversalmente a los planos de foliación de cada muestra de manera que fuera posible describir la variación composicional en cada uno de estos planos.

1.4.1.d. Conteo mineralógico modal

Para obtener un mejor detalle de las características mineralógicas de las muestras analizadas, se llevó a cabo un conteo modal de minerales por puntos en cortes delgados mediante la utilización del software de uso libre de análisis petrográfico de imagen titulado “JMicroVision” (www.jmicrovision.com) y para su uso fue necesario acceder al manual de Redondo (2017). Este programa busca la simplificación y efectividad del análisis petrográfico, a través de la utilización de imágenes 2D. La herramienta utilizada para la realización del conteo fue la opción de Point Counting.

Para ello, primeramente, fue necesario tomar una fotomicrografía de cada corte delgado, que se cargaba en el programa. Luego se realizó un listado de los minerales presentes en las muestras a los cuales se les asignó un número a cada tipo de mineral para optimizar el conteo. Luego se configuró de tal manera que el conteo se realice mediante la utilización de una grilla tipo recursiva y se programó para que el conteo sea deteniendo a los 225 puntos, esto fue debido al tamaño de los minerales presentes en las muestras (**fig. 1.7**).

Al finalizar el conteo, el programa entrega porcentajes de cada mineral presente en el corte. Cabe destacar que el conteo se realizó con el apoyo del microscópico óptico de polarización, para la óptima determinación de los diferentes minerales, si existía alguna duda al observar la imagen.

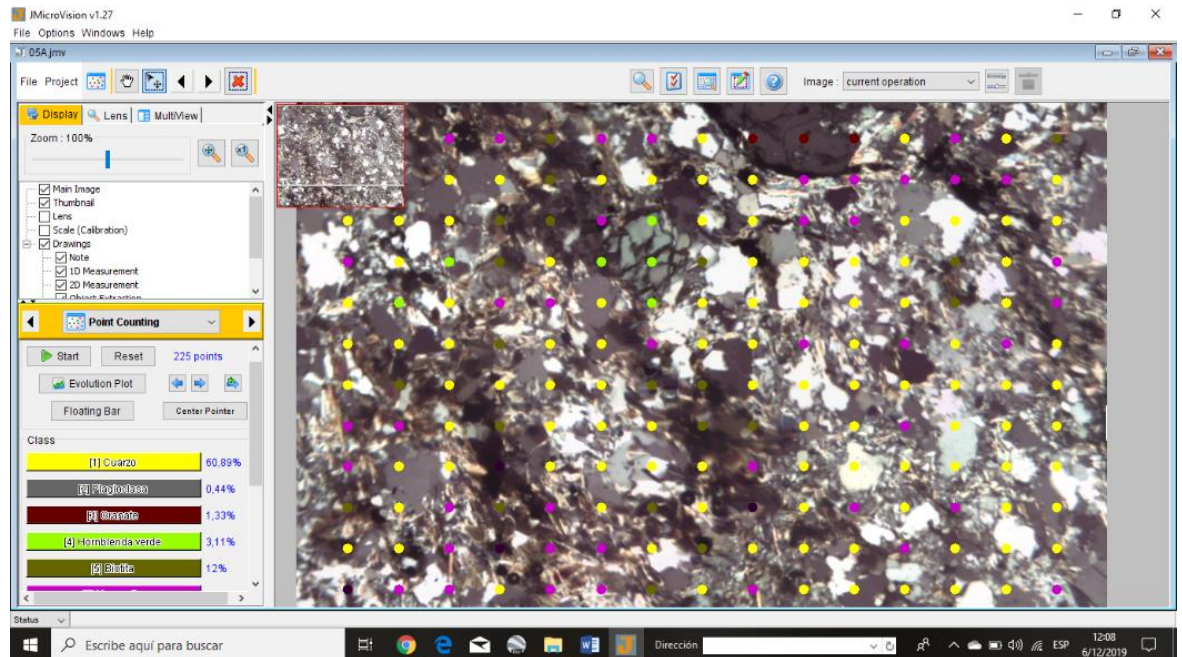


Figura 1.7: Conteo mineralógico modal realizado mediante el programa *JMicroVision*.

1.4.2. GEOFÍSICA

1.4.2.a Determinación de parámetros geofísicos

La determinación de parámetros geofísicos (V_p , V_s , porcentaje de H_2O , relación de Poisson, etc) se realizó a partir de la planilla macro de Excel de Hacker y Abers (2004). Estos autores compilan una base de datos que comprende cientos de litologías representativas de la corteza continental en diferentes condiciones de presión y temperatura, a partir de la cual es posible estimar parámetros geofísicos ajustando la composición mineral modal y las condiciones de metamorfismo (el pico de temperatura metamórfico y la presión de cierre a la que se estabilizaron las asociaciones minerales) de las unidades litológicas a estudiar. La base de datos en Excel comprende 52 minerales formadores de roca estables en un amplio rango de presión y temperatura. Para estos minerales, los módulos elásticos, las densidades, las velocidades sísmicas y los contenidos de H_2O se calculan para cualquier condición de presión y temperatura especificada, utilizando relaciones termodinámicas básicas y la teoría de la deformación finita de tercer orden.

En este caso, primeramente, se volcaron los datos composicionales de cada muestra obtenidos mediante el conteo mineralógico modal expresado en porcentaje (%) y fue necesario asignar las condiciones de presión (P) y temperatura (T).

Una vez finalizada la carga de datos el programa hace una estimación de los parámetros geofísicos (V_p , V_s , relaciones de Poisson, etc.), los cuales fueron ilustrados en una tabla (**TABLA 3**). La misma muestra estimaciones diferentes en las propiedades sísmicas calculadas debido a variaciones en la composición mineralógica para las rocas analizadas y además por las condiciones de P y T establecidas.

1.4.2.b Función del receptor

El análisis de la **función del receptor (FR)** es una técnica sismológica que se basa en el estudio de ondas sísmicas registradas en estaciones sismológicas de tres componentes, bajo las cuales se quiere determinar la estructura de velocidades sísmicas del subsuelo (Langston, 1979).

En este estudio se han considerado las trazas de telesísmos locales a una profundidad intermedia. Los terremotos locales se caracterizan por un contenido de frecuencia más alto que el de los terremotos telesísmicos, esto permite una mejor resolución vertical ya que las formas de onda de alta frecuencia son sensibles a variaciones de velocidad menores. Los sismogramas locales también se caracterizan por una mayor relación señal / ruido que nos permite trabajar con terremotos de menor magnitud (Ammirati et al. 2016). El conjunto de datos utilizados corresponde a la sismicidad registrada por el experimento SIEMBRA (Sierras Pampeanas Experiment using a Multicomponent Broadband Array). Para cada estación, se seleccionaron terremotos con una magnitud local mayor a 3,0 y distancia epicentral menor a $0,7^\circ$ (~ 78 km) del receptor, coincidiendo una profundidad media de 100 km, analizando aquellos que perduran al filtrado y procesamiento por deconvolución.

El principio de la técnica se basa en las conversiones de la onda a otra onda P con distinta de la onda S es menor que la velocidad de la onda P, en un sismograma las distintas fases son registradas a distintos tiempos. La primera fase en llegar es la fase Pp que corresponde a la onda P directa y transmitida como P en la capa, seguida por la fase Ps (onda P convertida en onda S en la discontinuidad). Las fases reflejadas arriba después (PpPs y PpSs+PsPs) debido a su mayor recorrido. La amplitud de las fases Pp y Ps será función del contraste de velocidades alcanzada en diferentes medios, mientras que la distancia entre las mismas dependerá de la profundidad y

cantidad de discontinuidades iluminadas. De esta manera es posible investigar la estructura sísmica a nivel de litósfera continental y en este caso particular del valle de Tulum, obtener información acerca del comportamiento de su basamento frente al paso de las ondas sísmicas.

La adquisición de la tomografía sísmica se obtuvo en el marco de un proyecto de investigación CICITCA 2018-2019 de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales y se realizó en base a la tomografía sísmica ilustrada en Ammirati *et al.* (2016), pero más enfocado en la zona de Precordillera y el valle del Tulum.

De esta manera, los datos obtenidos de la tabla de Hacker y Abers (2004) de muestras de rocas que componen el basamento del valle de Tulum (rocas metamórficas, en facies de esquistos verdes y anfibolitas, del Complejo Pie de Palo) fueron comparados con información de sismología somera a nivel de corteza para conocer la continuación en profundidad de las litologías aflorantes.

Finalmente se procedió a realizar un perfil geológico del valle del Tulum, con las litologías en profundidad, donde se resaltó las posibles zonas de circulación del agua en el basamento y ascenso de fluidos calientes a superficie. Dicho perfil se realizó tomando como base la transecta de Rocca (1969).

2. GEOGRAFÍA

2.1. HIDROGRAFÍA

El territorio sanjuanino está influenciado por el tectonismo andino, debido a esto la mayor parte de los acuíferos se encuentran en valles, formando cuencas de agua subterránea. Estas cuencas se hallan separadas por cadenas montañosas integradas casi totalmente por rocas consolidadas, impermeables o de permeabilidad muy baja, a las que se denomina “basamento hidrológico” de la cuenca (Zambrano, 1986).

El valle en el que está la zona de estudio es el Valle de Tulum. El mismo se encuentra entre la sierra de Pie de Palo y las sierras Villicum, Chica de Zonda y restantes de la Precordillera Oriental. Por el norte, este valle está separado de la cuenca de Bermejo por la elevación estructural conocida como Alto de Mogna, en la que afloran terrenos terciarios. Hacia el sureste, lo separa la subcuenca del Bermejo Sur, el alto estructural de los Médanos Grandes, mientras que al sur las lagunas de Guanacache y el río San Juan separan en superficie a este valle de la llanura oriental

mendocina, si bien no hay solución de continuidad en el relleno cuaternario del subsuelo (Zambrano, 1986).

En la zona central del valle asoma el basamento resistivo en los cerrillos de Barboza, Valdivia y Salinas. Estas elevaciones están asociadas a un sistema de falla (Sistema de fallas de Tulum) que divide el valle en dos subcuencuas de agua subterránea: Tulum Superior, al Norte, y Tulum Inferior, al Sur (Zambrano, 1986).

- Subcuenca Tulum Superior:

La cuenca de agua subterránea tiene unos 1.000 km² de extensión. Los depósitos cuaternarios que la cubre en la mayor parte de su superficie son el abanico aluvial del río San Juan, que consisten predominantemente de gravas y gravillas en las vecindades de su parte apical, y de gravas, gravillas, arenas y limos en las parte media y distal. La mayor parte de la superficie de este abanico está cubierta por limos de origen eólico, generalmente de 1 o 2 m de espesor, por debajo de la cual se encuentran los estratos propiamente fluviales, de granulometría gruesa: gravas, gravillas y arenas.

Los cuerpos permeables tienden a ser mantiformes en la parte proximal y filiformes en la parte media y distal. Esto origina acuíferos libres en la primera, mientras que en la segunda prevalecen condiciones de confinamiento y semiconfinamiento. Estas características sedimentarias permiten estimar un alto coeficiente de almacenamiento (0,35).

El espesor del relleno cuaternario varía entre unas decenas de metros en la zona proximal y en las vecindades de las fallas de Tulum, mientras que al este de la zona urbana de San Juan sobrepasa los 700 m, pudiendo llegar a 1.000 m.

Si bien el principal aporte de agua a la cuenca proviene del río San Juan, una parte apreciable llega a la sierra Chica de Zonda entre La Rinconada y el cerro Valdivia. La conductividad, y por ende, la mineralización del agua aumentan desde la zona apical hacia el sur y este. Hacia el noreste, inmediatamente al sur del Alto Mogna, los depósitos cuaternarios superficiales consisten en limos salinos (Salina el Jumeal) y en el subsuelo parecen predominar sedimentos de texturas finas, circunstancia que afecta la permeabilidad y la calidad del agua subterránea.

- Subcuenca Tulum Inferior:

De 2.500 km² de extensión, se encuentra al sureste de la zona de fallas de Tulum. Predominan los depósitos cuaternarios de llanura fluvial, muchos de ellos de texturas finas, por haber sido acumulados en meandros y cauces abandonados del río San Juan. También existe un apreciable aporte de arenas y limos eólicos, así como de depósitos lagunares, consistentes principalmente por arenas finas y limos.

Hacia el oeste estos sedimentos cuaternarios se interdigitan con las gravas y arenas del pie de monte de la Precordillera Oriental, mientras que al noreste lo hacen con los depósitos pedemontanos, en parte con cubierta de arenas de médanos, de la sierra de Pie de Palo. Hacia el este, gradan con las arenas eólicas de los Médanos Grandes.

Los cuerpos permeables de esta subcuenca, por lo tanto, son depósitos de antiguos cauces del río San Juan y, en las partes marginales de la cuenca, gravas y arenas del pie de monte precordillerano o las arenas eólicas que cubren el alto estructural de los Médanos Grandes, o gravillas y arenas del pie de monte sudoccidental de la sierra de Pie de Palo. En general, las condiciones de confinamiento predominan en casi toda la cuenca. Las permeabilidades, así como la granulometría, tienden a disminuir hacia el sur, lo mismo que aumenta la mineralización del agua. En cuanto al espesor del relleno cuaternario, tiene valores similares a los de la subcuenca Tulum Superior, es decir, entre algunas decenas de metros y alrededor de 1000 m en la parte media de la subcuenca. Por lo tanto, puede estimarse un coeficiente de almacenamiento de 0,15.

2.2. GEOMORFOLOGÍA

La sierra de Pie de Palo, junto con las sierras de Valle Fértil, La Huerta, Imanas, Guayaguas, Cantantal y los cerrillos Barboza, Valdivia y Salinas, constituye parte de la provincia geológica de Sierras Pampeanas que corresponde a áreas de basamento metamórfico precámbrico. Estas sierras Pampeanas, elevadas por la fase principal del Tercer Movimiento del Ciclo Orogénico Andino, poseen en su parte cumbral extensas “planicies de erosión” desmembradas por pulsos tectónicos. Niveles relictos de la superficie original se disponen hoy a diferentes alturas (Suvires, 1987).

Puntualmente, la sierra de Pie de Palo es un afloramiento aislado con forma de escudo elongado en dirección aproximada norte-sur, de unos 30 km de ancho por 78

km de largo y con una altura máxima de 3.162 msnm. (Mogote Los Corralitos). Está ubicado entre la Precordillera al oeste y las sierras de Valle Fértil-La Huerta, al este.

Se encuentra delimitada por importantes fallas oblicuas, de marcado carácter regional. En ambos lados está separado por valles tectónicos; al norte por la travesía de Mogna; al sur por campos cultivados del valle del Tulum y los médanos de la Difunta Correa, al este por el valle del río Bermejo y la Pampa de Atacama, y al oeste por la zona agrícola del departamento San Martín y por la depresión existente entre el Pie de Palo y la sierra de Villicum (Campo del Jumeal).

2.3. CLIMA

La provincia de San Juan se encuentra influenciada por dos climas: hacia el oeste el clima árido de alta montaña, con temperaturas medias anuales inferiores a 12°C, amplitudes térmicas diarias y anuales muy marcadas y precipitaciones nivales y puntuales; y hacia el este el clima árido de sierras y bolsones, con temperaturas medias anuales entre los 14 y 18°C, amplitudes térmicas muy marcadas tanto en el día como en el año, y precipitaciones insuficientes, torrenciales de verano.

Si a la lejanía del océano Atlántico, fuente de vapor de agua (por el este) se le suman las elevadas cumbres andinas del oeste, que separan a la provincia del océano Pacífico, se comprende la razón de las escasas precipitaciones, que en la mayor parte de San Juan no superan los 200 mm anuales.

Habría que destacar que las Sierras Pampeanas Orientales, extendidas en las provincias de La Rioja y Córdoba, hacen precipitar la humedad que portan los vientos atlánticos y que cuando estos llegan a las primeras estribaciones orientales de San Juan, su contenido de humedad es ya muy escaso y prácticamente no se producen lluvias, o a lo sumo algunos chaparrones en el interior de las sierras, hecho que, por otra parte, ocurre solamente en el verano. Se pueden medir mayores precipitaciones en el extremo sudoeste.

La coincidencia de las precipitaciones con las más altas temperaturas tiene un negativo efecto en el balance hídrico. Prácticamente todo el territorio carece de precipitaciones, salvo en las altas cumbres de las cordilleras del Límite y Frontal, en las que en invierno se registran fuertes nevadas, cuya fusión alimenta al caudaloso río San Juan en el verano.

Las alturas impiden casi totalmente el paso de los vientos provenientes del anticiclón del Pacífico, vientos que, dadas ciertas condiciones en el lado argentino, ingresan en los valles y quebradas como una ola cálida y seca, conocida como viento Zonda, que quema la vegetación y tiene un efecto depresivo sobre los habitantes. El viento Zonda ingresa desde el oeste y la disposición de los valles hace que, según las localidades, sople desde el norte. Esta configuración facilita el ingreso de masas de aire provenientes del sur, que en invierno producen temperaturas rigurosas y provocan las temibles heladas tardías, destructora de cosechas (<https://www.todo-argentina.net/geografia/provincias/sanjuan/clima.html>).

2.4. POBLACIÓN

El departamento de Caucete, ubicado en el centro-este de la provincia de San Juan, a los pies del flanco sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, tiene una población de 38.343 habitantes de un total de 681.055 que tiene la provincia de San Juan según el Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas del año 2010 realizado por el INDEC (INDEC, 2010).

El 70% de los habitantes están concentrados en la villa cabecera y la mayoría de los asentamientos corresponden a actividad agrícola. Las edificaciones en cuestión son sismoresistentes, resultado de la reconstrucción posterior del terremoto de 1977.

2.5. COBERTURA VEGETAL Y FAUNA

La provincia de San Juan, de oeste a este, está ocupada por la Cordillera Frontal, un estrecho valle longitudinal de altura y luego se extiende la Precordillera. Desde allí, hacia el este se extienden llanuras que son atravesadas por las Sierras Pampeanas, representadas por la sierra del Valle Fértil, de la Huerta y la de Pie de Palo (Candia e Ibañez, 2000).

La zona de Precordillera y Cordillera determina áreas de clima montañoso con bajas temperaturas y aporte de nieve. La vegetación es de baja cobertura, con presencia de gramíneas y arbustos de escasa altura.

En la zona llana central las precipitaciones registran un promedio anual de 100 mm, con una humedad relativa por debajo del 50%. Es una provincia fitogeográfica del Monte, por lo que la vegetación es xerófila y está representada por arbustos de los géneros *Larrea*, *Atriplex* y otros, en otros, en el estrato arbóreo dominan los géneros *Prosopis* y *Bulnesia*. Esta región está atravesada, en dirección noroeste-sureste, por

los ríos Bermejo y Jáchal que dan lugar a la presencia de pequeños oasis de riego. Asociados a los escurrimientos de dichos ríos existen comunidades vegetales con coberturas entre 50 y 70%.

La tercera zona está determinada por la presencia de Sierras Pampeanas y que se sitúa al este de esta barrera geográfica. Este cordón determina características climáticas más húmedas distintas al resto de la provincia. Los vientos húmedos del Atlántico descargan precipitaciones en la ladera oriental. Fitográficamente esta región pertenece al Chaco árido de llanura (Morello, 1963) formado por un estrato arbustivo abundante y el estrato herbáceo compuesto por gramíneas perennes. Además aparecen zonas con mayor cobertura representados por bosques mixtos de los géneros *Prosopis* y *Aspidosperma* (“quebracho blanco”).

La fauna de la zona está representada por liebres, algunos zorros, ñandúes, quirquinchos y guanacos en las altas cumbres de Pie de Palo. También encontramos una gran cantidad de insectos (mosquitos, moscas, escarabajos, vinchucas, chicharras, etc), arácnidos (escorpiones y arañas de diferentes especies) y reptiles (lagartijas, iguanas y serpientes), especialmente en la zona de médanos de arena.

2.7. TURISMO

La sierra de Pie de Palo en el departamento de Caucete, así como en otras localidades, ofrece importantes zonas de travesías, serranías y arroyos, posibilitando la práctica de varios deportes de aventura, como cabalgatas y trekking. Además, toman especial interés debido al valor arqueológico de la zona, los pueblos originarios que vivieron en la zona antes de la llegada de los colonizadores han dejado numerosos petroglifos destacándose los del Baño del Indio.

También se destaca el turismo religioso, por la presencia del Santuario a la Difunta Correa, con gran importancia desde el punto de vista de la infraestructura y el turismo, y el culto a San Expedito, gran difundido en todo San Juan, La Rioja y Mendoza.

3. ANTECEDENTES

3.1. GENERALIDADES

La zona de trabajo propuesta se ubica en el borde oriental del valle de Tulum, limitado por la sierra de Pie de Palo perteneciente al borde occidental de la Provincia Geológica de Sierras Pampeanas de San Juan. Esta unidad geológica, así denominada por Stelzner (1873), comprende una serie de sierras formadas por esquistos cristalinos o metamórficos que emergen de las pampas circundantes. El basamento de las Sierras Pampeanas Occidentales está caracterizado por metamorfitas y migmatitas con una edad de metamorfismo ordovícica, que alojan una serie de granitoides calcoalcalinos. La composición de estos intrusivos varía de gabros tholeíticos, a tonalitas y granodioritas asociadas a subducción, de edad cámbrica a ordovícica media y que culmina con granitos postcolisionales de edad ordovícica superior a devónica basal. Granitos post tectónicos se emplazan en el Carbonífero inferior (Vujovich *et al.* 2004, y otros allí mencionados). En el marco regional, el basamento que comprende al valle de Tulum está conformado por al menos tres terrenos que fueron amalgamados al margen sudoccidental de Gondwana desde tiempos paleozoicos (Ramos *et al.* 1986; Thomas y Astini, 2003; Willner *et al.* 2011). De este a oeste se encuentra el terreno Pampia que habría colisionado a ~530 Ma (Rapela, 2000); el terreno Cuyania con una edad aproximada de colisión de ~460 Ma (Ramos, 2004) y el terreno Chilenia a ~380 Ma. Las evidencias geológicas dadas por asociaciones de rocas de alta presión, fajas máficas-ultramáficas y rocas de arco volcánico; así como también las respuestas geofísicas de los diferentes terrenos atestiguan la presencia y límites tectónicos entre los mismos. Por su parte el terreno compuesto Cuyania, integrado por las Provincias Geológicas de Precordillera y Sierras Pampeanas Occidentales, y sobre el cual se asienta el valle de Tulum, se encuentra separado en su borde occidental y oriental por una faja de rocas máficas-ultramáficas que se extiende en sentido meridional, siendo la evidencia de las suturas con los terrenos adyacentes. Se ha determinado que tanto en Precordillera como en Sierras Pampeanas Occidentales, la composición del basamento es predominantemente máfica (Ammirati *et al.* 2016; Pérez Luján *et al.* 2013, 2015; Perarnau *et al.* 2010), con escasos o nulos componentes graníticos, presenta una corteza engrosada de aproximadamente 50 km de espesor, alta velocidad de ondas P (V_p ~6,4 km/s) y alta relación V_p/V_s (~1,80). La corteza inferior en el mismo sector se encuentra parcialmente eclogitizada, tal como ha sido sustentado por la falta de

una fuerte señal de moho en Sierras Pampeanas Occidentales, que le otorga características geofísicamente similares al manto (Wagner *et al.* 2005; Gilbert *et al.* 2006).

3.2. EL VALLE DE TULUM

3.2.1. Límites del valle de tulum

El valle de Tulum ocupa la región centro-sur de la provincia de San Juan. Constituye, junto con los valles de Ullum y Zonda, el área de mayor significación agrícola económica y es donde puede encontrarse la mayor población de la provincia. Su superficie es de 323000 Ha, de las cuales 66200 Ha corresponden a terreno cultivado (Suvires, 2004). Se extiende 100 km longitudinalmente, con un ancho variable entre 5–30 km y es una depresión tectónica intermontana rellena con centenares de metros de depósitos fluviales de edad cuaternaria, cuya granulometría disminuye de nor-noreste hacia el sur-sureste, en coincidencia con la pendiente.

Zambrano y Suvires (2008) analizaron el sistema de fallamiento existente en la depresión tectónica de Tulum, ubicada en la parte este y sur de la provincia de San Juan. Estos autores, mediante técnicas de sondeo eléctrico vertical y datos de perforaciones obtenidos de la prospección de agua subterránea efectuados al sur y al oeste del cerro Valdivia, establecieron los límites tectónicos entre la margen más occidental de Sierras Pampeanas Occidentales y la Provincia Geológica de Precordillera Oriental. El límite entre el sistema pampeano y precordillera se aproxima al cordón montañoso de la sierra Chica de Zonda, continuando al sur en el cerro Salinas. De allí al sur-suroeste existen, en superficie, evidencias de que el sistema de fallamiento continúa hasta el Montecito, donde el sistema pampeano de fallas que interrumpe por la gran falla con actividad cuaternaria que sirve de límite oriental a la sierra de Las Peñas (**fig. 3.1**). El contacto entre ambos sistemas forma el extremo sur de la Precordillera Oriental en subsuelo. Por otro lado, estudios de variaciones de gravedad llevadas a cabo por Ruiz *et al.* (2011) detectaron que el sistema de fallas del valle de Tulum exhibe un gradiente en la dirección del lineamiento Cerro Valdivia - Cerro Barboza - sierra de Pie de Palo, que se incrementan hacia el este. Las variaciones máximas negativas se observan al este del cerro Barboza. Mapas de anomalías magnéticas y gravimétricas señalan patrones en el basamento coincidentes con estas estructuras activas.

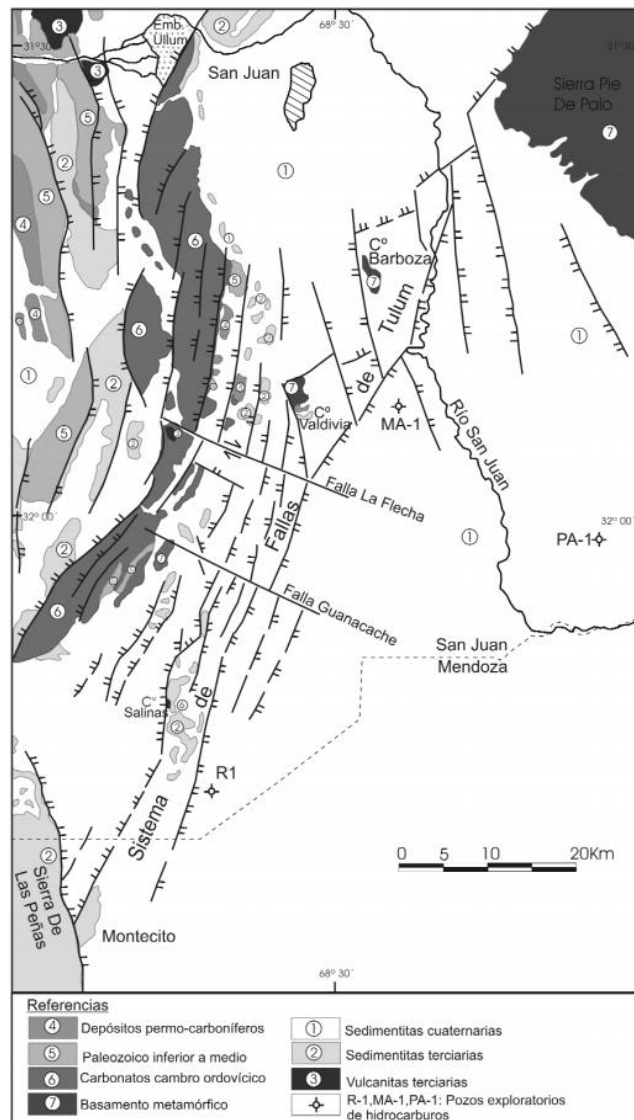


Figura 3.1: Mapa geológico generalizado del sistema de fallas de Tulum y alrededores, extraído de Zambrano y Suvires (2008).

3.2.2. Relleno de la cuenca del valle de Tulum

En base a un perfil esquemático trazado por López (2016) ubicado aproximadamente en el centro de la cuenca del valle de Tulum, se puede observar la geología y comportamiento de la cuenca (**fig. 3.2**). El mismo está trazado desde la sierra Chica de Zonda hasta la sierra de Pie de Palo, cortando el valle de Tulum inmediatamente al norte del cerro Barboza, en el cual destaca que la base impermeable muestra una marcada irregularidad como consecuencia de una tectónica local relativamente importante y con presencia de basamento cristalino fracturado (Rocca, 1969). La falla Tulum está ubicada aproximadamente en el centro del valle, delimitando las dos subcuencas pero sin establecerse con precisión el rechazo por falta de datos de buena calidad, aunque se lo estimó en el orden de 100 a 150 m. Por

debajo de los sedimentos salinizados entre la falla principal del valle y el río San Juan, un ascenso del Terciario marca el punto de menor profundidad de la cuenca en este perfil con 70 m. Luego a la altura del río San Juan, se describe una probable estructura anticlinal o dorsal que vincula en subsuelo los basamentos de los cerros Valdivia, Barboza y sierra Pie de Palo. La última geoestructura visible pero también incierta es la de un sinclinal en la parte central de la subcuenca Tulum Inferior.

Ecuanto al relleno aluvial del valle, yace en paralelo al Terciario que es su base. Las capas saturadas se diferencian entre acuíferos y acuicludos. Los acuíferos se componen de gravas con resistividades máximas de 200–250 ohm/m y, en algunos casos, intercalaciones limosas. Los acuicludos son en su mayoría impermeables por su predominancia de limos pero aquellos que se encuentran relativamente cerca de la superficie presentan intercalaciones de arenas y gravas, constituyendo un complejo sedimentario de variada granulometría.

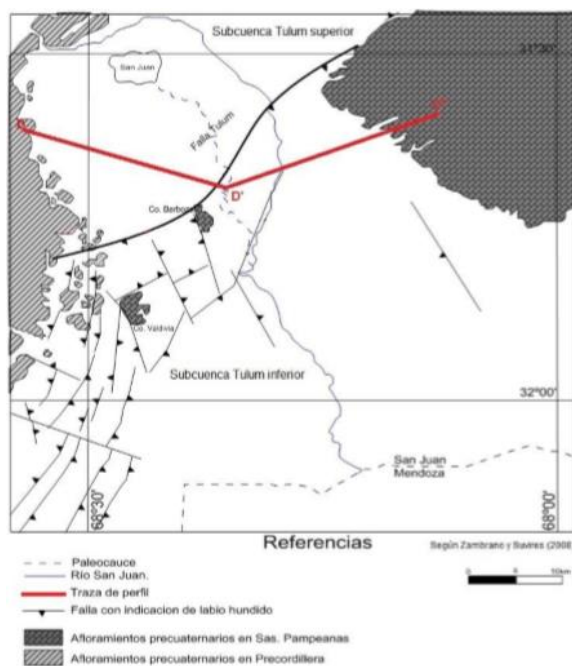


Figura 3.2a: En la figura se muestra el mapa de ubicación del perfil D-D'-D'' (tomado de López, 2016).

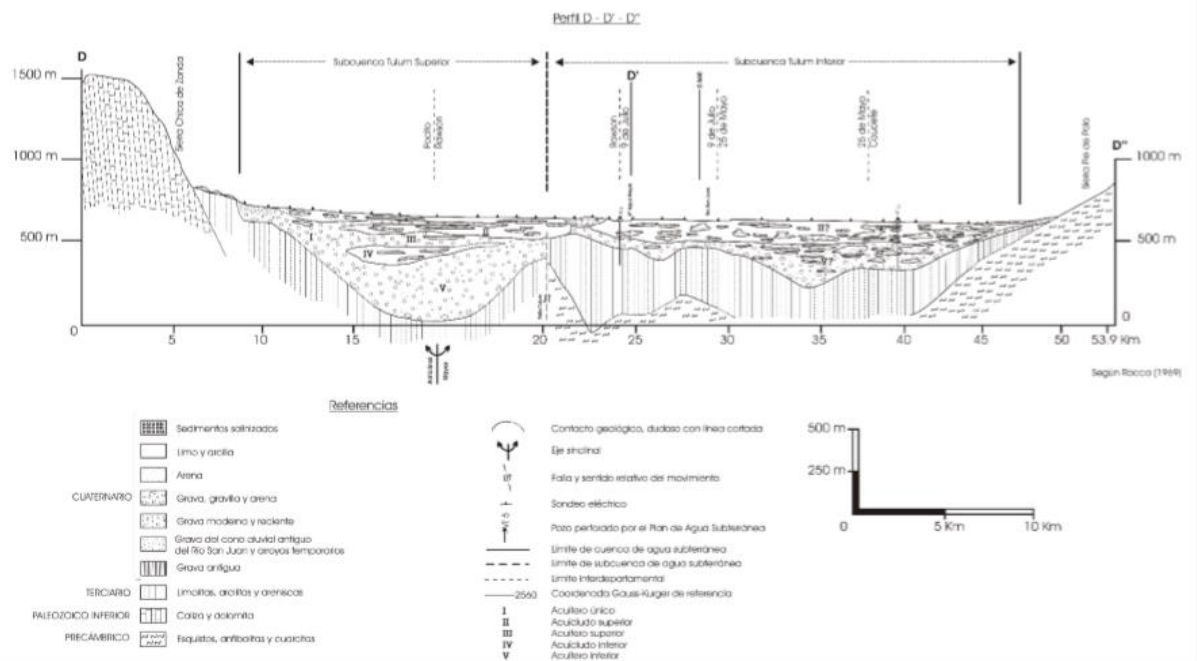


Figura 3.2b: En la figura se muestra el perfil esquemático transversal al valle del Tulum (tomado de López, 2016).

3.2.3. Aspecto hidrológico de la cuenca subterránea del valle de Tulum

Teniendo en cuenta el aspecto hidrogeológico de la cuenca subterránea, se consideran como unidades acuíferas a los materiales depositados por el río San Juan, que están integrados por materiales permeables muy gruesos (arena y grava) en la zona del ápice de su abanico aluvial y materiales de tamaño más fino (arenas a limos) en las zonas de su periferia. También integran estos materiales gruesos, aunque relativamente menos permeables, los sedimentos cuaternarios depositados por los arroyos que en épocas de lluvias torrenciales drenan las sierras que bordean el valle de Tulum. Otra unidad acuífera es una entidad geológica del Terciario sup-Cuaternario inf (Formación Mogna) e integrada por los mismos materiales precipitados pero algo cementados (con menor permeabilidad). Esta unidad suele poseer intercalaciones arcillosa.

Las unidades acuíferas son recargadas naturalmente por el río San Juan en el ápice de su abanico aluvial, situado en la desembocadura de la quebrada de Ullum, pero reciben también un importantísimo aporte proveniente de la infiltración del exceso de regadío de las aproximadamente 70.000 Ha. con derecho a riego del valle de Tulum. Dichas unidades descargan naturalmente por evapotranspiración en las zonas de nivel freático poco profundo que circundan parte del abanico aluvial distal y mediante los arroyos de Los Taponés y Agua Negra aunque también suelen ser objeto de explotación para complementar el riego, consumo humano e industrial por parte de

unos pocos de cientos de perforaciones oficiales (baterías) y por aproximadamente 10 mil perforaciones privadas. En el sector en que el río San Juan atraviesa el acuífero libre se han realizado experiencias de recarga artificial en piletas y canales determinándose que es posible infiltrar aproximadamente 80-100 l/seg/ha ($360\text{m}^3/\text{h}/\text{ha}$).

Los valores de conductividad eléctrica del agua subterránea varían entre 500 $\mu\text{ohm}/\text{cm}$ en la zona de recarga y 5.000 $\mu\text{ohm}/\text{cm}$ en el nivel freático del área contigua. En función de aquella baja salinidad del agua que contienen y de su gruesa litología las unidades acuíferas se comportan resistiendo el pasaje de la corriente eléctrica en subsuelo. Por ello, al objeto de su prospección geofísica, a las de edad cuaternaria se las denomina de relleno resistivo.

Como unidades no acuíferas incluimos a la Formación Loma de las Tapias y unidades estratigráficas equivalentes; que comprenden rocas arcilíticas, areniscas y lentes de conglomerados compactos y/o cementados de muy baja permeabilidad. Si bien se los puede observar aflorando en la superficie del terreno, dentro de la cuenca de agua subterránea su techo se encuentra a profundidad de hasta por los menos 1.200 m dadas sus características litológicas y a la elevada salinidad de la escasa agua que poseen se comportan geofísicamente como una unidad muy conductora de la electricidad, siendo parte del basamento conductor de la cuenca.

Además de las unidades mencionadas precedentemente, también se consideran como unidades no acuíferas a las formaciones pre-terciarias que se encuentran en las sierras de Zonda, Villicum y Pie de Palo pero al comportarse eléctricamente opuestas a la Formación Loma de las Tapias y equivalentes, se las asigna como basamento resistivo. Ambos se los denomina basamento hidrogeológico de la cuenca de agua subterránea ya que en ellos y por debajo de los mismos es muy difícil la presencia de acuíferos. Las intercalaciones de arcilla presentes en los sedimentos Cuaternarios también se consideran como no acuíferas o acuícludos. Las intercalaciones de limo y limo-arcilloso que puede presentar el cuaternario se consideran acuitardos (Wetten, 1997).

3.2.4. Unidades estratigráficas del valle de Tulum

Las unidades estratigráficas del valle de Tulum fueron diferenciadas en cinco grandes grupos según Zambrano y Suvires (2008) (**fig. 3.3**);

- 1) *Rocas metamórficas del basamento de las Sierras Pampeanas.*
- 2) *Sedimentitas marinas de edad paleozoica inferior a media.*
- 3) *Sedimentitas fluviales, glaciales y fluvio–eólicas del Carbonífero y Pérmico.*
- 4) *Sedimentos continentales del Neógeno.*
- 5) *Sedimentos Cuaternarios.*

1) *Rocas metamórficas del basamento de las Sierras Pampeanas.*

Afloran en los cerrillos de Barboza, Valdivia y Salinas y el cerro Pie de Palo. Su presencia en el subsuelo al alcance de perforaciones es, por lo tanto, altamente probable en la mayor parte del valle situado al este del sistema de fallas de Tulum. La presencia de estas rocas es comprobada en el subsuelo en el pozo de exploración de hidrocarburos perforado al este de la localidad Media Agua, por debajo de sedimentitas de edad Permo-carboníferas.

Debido a su inaccesibilidad, la estructura de la sierra Pie de Palo resulta todavía desconocida en su mayor parte. No obstante, se puede reconocer una unidad autóctona relativa formada por sedimentos de plataforma de edad desconocida que presenta un metamorfismo débil, y un complejo alóctono polimetamórfico cabalgado hacia el oeste y noroeste sobre la anterior, a favor de una superficie tendida con deformación de tipo dúctil-frágil (Corrimiento de Las Pirquitas; Ramos *et al.* 1996).

Estas rocas de basamento están compuestas por rocas metamórficas tales como cuarcitas, esquistos, anfibolitas y mármoles (Torres y Zambrano, 2000); y se las ha dividido en dos grupos: *Complejo Pie de Palo* de edad Proterozoico medio y el *Grupo Caucete* del Proterozoico superior.

Como *Complejo Pie de Palo* ha sido agrupada la secuencia de rocas gneísico-esquistosas y anfibólicas que constituyen la mayor parte del basamento cristalino de la sierra de Pie de Palo y los cerros Barboza y Valdivia. Esta es una acepción diferente a la dada por Dalla Salda y Varela (1984) quienes en el *Complejo Pie de Palo* englobaron a todas las metamorfitas aflorantes en la sierra, inclusive las aquí consideradas como *Grupo Caucete*; en su definición original el *Complejo Pie de Palo* abarcaba las *Metamorfitas Caucete*, los *Esquistos del Centro* y los *Granitoides*. Sería equivalente al *Complejo de Alto Grado Metamórfico* de Minera TEA (1967), correspondiente al área central y oriental de la sierra, cuyo principal componente es un esquistos cuarzo-biotítico-oligoclásico.

La secuencia está integrada por rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas, anfibolitas, esquistos anfibólicos y micáceos, esquistos gráfícos, así como gneises y esquistos feldespático-biotítico-granatíferos y biotítico-moscovítico-granatífero-plagioclásicos aflorantes en gran parte de la sierra. Participan además esquistos y gneises con cianita, cianita-sillimanita, y variedades con granate y estaurolita, estaurolita-cianita así como los gneises dióspídicos descritos por Dalla Salda y Varela (1984) en el sector sudoriental de la sierra. Se encuentran yuxtapuestos sobre el *Grupo Caucete*, a través de un importante corrimiento de rumbo meridiano y vergencia al oeste (Vujovich y Ramos, 1994).

Como *Grupo Caucete* han sido reunidas las rocas calcáreas y cuarcíticas afectadas por un metamorfismo de bajo grado aflorantes a lo largo del flanco occidental de la sierra de Pie de Palo. Subyacen al *Complejo Pie de Palo* con el cual se encuentran en contacto tectónico a través del corrimiento Las Pirquitas con vergencia al oeste (Vujovich y Ramos, 1994). El Grupo fue dividido en dos Formaciones: *Caliza Angacos* y *Cuarcita El Quemado*.

La *Caliza Angacos* se encuentra integrada por esquistos calcáreos y filitas, mármoles calcáreo-dolomíticos, culminando en varios sectores con un horizonte calcáreo-dolomítico de uno a dos metros de espesor como se observa en la quebrada del Molle (Cardó, 1978) el cuál disminuye a 0,4 m en la quebrada del Quemado (Soechting, 1985). La deformación que afectó al área sobreimpuso en estas rocas fenómenos cataclásticos, con formación principalmente de protomilonitas. La base de la secuencia no está expuesta, pero existe un neto predominio de esta unidad desde el sector central de la sierra y hacia el sur, donde en las quebradas de Piedras Pintadas y La Petaca se han medido potencias de hasta 30 m (Puigdomenech, 1980; Castro, 1980). Desde la quebrada del Molle y hacia el norte las calizas se tornan más escasas, y aparecen bancos intercalados entre las metacuarcitas (Cardó, 1978; Villegas, 1986; Soetching, 1985). El pasaje a la unidad metacuarcítica es transicional.

La *Cuarcita el Quemado* está integrada por metacuarcitas, esquistos cuarcíticos y sus derivados cataclásticos. Corresponderían a la *Cuarcita el Quemado* de Borrello (1968). Los afloramientos fueron reconocidos a lo largo del flanco occidental de la sierra, desde la quebrada de Agua del Conejo, encontrándose las mejores exposiciones en la zona central entre la quebrada Grande del Molle y las Lomas Bayas, lugares de explotación como piedra laja. Esta unidad disminuye su

participación hacia el sur, donde predominan las calizas, aunque en varias quebradas del sector sudoccidental son también explotadas. Como ya se mencionó el contacto con el *Complejo Pie de Palo* es a través del corrimiento Las Pirquitas, con rumbo meridiano y vergencia al oeste, reconocido desde la quebrada de Agua del Conejo hasta la de Pozo del Indio y Derecha en el extremo sur de la sierra. La superficie de falla entre ambas unidades es paralela a la esquistosidad y se encuentra plegada.

2) *Sedimentitas marinas de edad paleozoica inferior a media.*

Se han incluido calizas y dolomías cámbricas y ordovícicas, aflorantes principalmente en la Precordillera Oriental, y lutitas, areniscas y grauvacas, cuyas edades comprenden desde el Ordovícico superior hasta el Devónico inferior, que forman diversos afloramientos en el piedemonte oriental de dicha provincia geológica. Estas unidades sedimentarias buzan hacia el este, motivo por el cual son muy altas las probabilidades de encontrarlas en el subsuelo del valle al oeste de la zona de fallas de Tulum (Zambrano y Suvires, 2008). Esta zona debe considerarse el límite sub-superficial entre las Sierras Pampeanas y Precordillera (Zambrano 1986a y b).

Se las ha dividido en 3 unidades: *Grupo Marquesado* de edad cámbrica, *Formación San Juan* de edad ordovícica inferior y *Formación Mogotes Negros* de edad silúrica media a superior.

El *Grupo Marquesado* fue definido por Bordonaro (1980) para caracterizar a las *Formaciones La Laja* y *Zonda* relacionadas genéticamente en una secuencia regresiva que abarca la mayor parte del sistema cámbrico. Su estratotipo se encuentra en la quebrada de Zonda, pero tiene amplia distribución dentro de las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal.

La *Formación La Laja* se distribuye a lo largo de todo el flanco occidental de las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal. En la quebrada de Zonda la integran cuatro miembros, los que de abajo hacia arriba son: El *Estero*, *Soldano*, *Rivadavia* y *Juan Pobre* que totalizan un espesor de 1.200 m con calizas, calizas arcillosas y margas. Abarca desde el Cámbrico inferior tardío hasta el Cámbrico medio tardío, dada su correlación con las biozonas de trilobites homólogas con las de la plataforma norteamericana, tales como las Zonas de *Olenellus*, *Plagiura Poliella*, *Albertella*, *Glossopleura* y *Bathyriscus-Eirathina*. Estudios sedimentológicos realizados por Bercowski *et al.* (1990) revelan litofacies de *mudstones*, *wackestones*,

packstones, grainstones, margas y limolitas, asociadas en secuencias somerizantes dentro de una plataforma abierta y poco profunda.

La *Formación Zonda* está integrada por dolomías, dolomías calcáreas y calizas dolomíticas de color gris claro a gris amarillento y blanquecino. Estas rocas muestran estructuras sedimentarias de grietas de desecación, laminación criptoalgal y estromatolitos que indican un ambiente de sabkha marino. La unidad se halla distribuida sobre la vertiente occidental de los cerros Pedernal, Bayo, sierras Chica de Zonda y Villicum. Tiene un espesor máximo de 400 m. Salinas (1986) en la quebrada de Zonda identificó tres miembros, pero posteriormente Bordonaro (1993) le dio un ordenamiento estratigráfico. Hasta el momento no se han hallado fósiles diagnósticos que precisen su edad y se la asigna tentativamente al Cámbrico superior por su relación estratigráfica con la Formación La Laja que la infrayace concordantemente.

La *Formación San Juan* fue definida originalmente por Kobayashi (1937) y posteriormente enmendada por Amos (1954). Posee un espesor máximo de 400 m y está integrada por calizas macizas, calizas lajosas y margas. Generalmente se reconoce un miembro inferior macizo que responde a un ambiente de plataforma abierta intertidal a subtidal y un miembro superior lajoso o margoso vinculado con una plataforma interna con mayor aporte terrígeno. En la Precordillera Central se distribuye en varias escamas tectónicas que desde Talacasto, en el sector oriental, donde se hallan sus mejores afloramientos, se extienden hacia el oeste hasta la localidad de Pachaco. En la Precordillera Oriental existen varias localidades en las sierras de Zonda y Villicum donde Keller y Bordonaro (1993) detectaron arrecifes de estromatopóridos que evidencian facies someras y de alta energía.

Una característica destacable de la Formación San Juan es la presencia de k-bentonitas, la parte superior de la secuencia es comparable con las k-bentonitas que aparecen en la Formación Gualcamayo en el sector de Cerro Viejo, al norte del área de estudio (Huff *et al.* 1998). Estas k-bentonitas fueron interpretadas como el producto de secuencias de arco calcoalcalino asociado a zonas de subducción. Este volcanismo explosivo se habría desarrollado entre el Arenigiano medio y el Llanvirniano tardío y estaría relacionado con el arco magmático situado en el Famatina para esos tiempos (Bergstrom *et al.* 1996; Huff *et al.* 1997, 1998).

La *Formación Mogotes Negros* así denominada por Borrello (1962) y posteriormente por Furque y Cuerda (1979) aflora en el flanco oriental de la sierra de

Villicum, con un espesor de alrededor de 800 m, y está constituida por limolitas, areniscas y conglomerados. Se caracteriza por contener en su parte inferior grandes bloques de naturaleza olistolítica exóticos a esta unidad. Consisten de diversas litologías: bloques de caliza procedentes de la Formación San Juan que se encuentra profundamente cizallada y recristalizada, con un cemento esparítico, que denota una fuerte deformación; bloques de conglomerados deslizados, compuestos por clastos de sedimentitas y rocas ígneas, a los que se asocian clastos de cuarcitas con pequeñas láminas de moscovita; depósitos heterolíticos deformados por desplazamiento gravitatorio. Son una alternancia de capas de vaques y pelitas en los que se preservan estructuras de deslizamiento, con acumulaciones bioclásticas masivas, que de acuerdo a Peralta (1993) corresponderían a depósitos de tormentas o tempestitas; y depósitos de relleno de canal, integrados por conglomerados de variada composición, fábrica y textura.

La edad de esta unidad se extiende desde el Llandoveryano temprano, como lo atestigua la graptofauna de *Climacograptus* aff. *hughesi* cerca de la base (Peralta, 1986b) hasta el Ludloviano temprano como lo certifica la presencia de niveles con *Monograptus argentinus* a aproximadamente 300 - 400 m de la base. Los fósiles ordovícicos pertenecen a los olistolitos y no ha podido ser corroborada la supuesta edad devónica propuesta por Amos y Boucot (1963).

3) *Sedimentitas fluviales, glaciales y fluvio-eólicas del Carbonífero y Pérmico.*

Consisten en areniscas, lutitas y conglomerados verdosos o grises en su parte inferior y rojizo en la superior. Su presencia en el subsuelo del valle ha sido comprobada, no sólo por extrapolación de los afloramientos en el pie oriental de la Precordillera y en el cerro Valdivia, sino por habérselos encontrado en el pozo Media Agua-1.

Los estratos neopaleozoicos se corresponden con la Precordillera Central y Oriental, en el cerro Valdivia y quebrada de la Flecha, y los afloramientos en el faldeo oriental de la sierra Chica de Zonda han sido denominados como *Formación Jejenes* descrita por Amos (1954). Aflora en la Quebrada Grande de Rinconada y se encuentra en discordancia angular de casi 90° sobre calizas cambro-ordovícicas, y algunos kilómetros al norte, en la Quebrada Las Lajas de la sierra Chica de Zonda. La columna litológica comienza con un *Miembro Conglomerádico Basal* con intercalaciones arenosas, sobre el que yace un *Miembro Arenoso Medio*, con

areniscas gradadas de color verde oliva y areniscas verde clara masivas con escasas intercalaciones psefíticas en tonalidades más oscuras, rematando en su techo con un conglomerado de probable origen glacial (Bercowski *et al.* 1991).

La presencia de varios niveles fosilíferos de invertebrados marinos en sectores ubicados al este del Tontal, indican que esa zona estaba conectada con el mar. Esto implica que la denominada Protoprecordillera, postulada por Amos y Rolleri (1965) no estaba presente para este sector de Precordillera como tampoco hacia el norte.

4) *Sedimentos continentales del Neógeno.*

Son unidades geológicas descritas como *Formación Albarracín*, *Formación Loma de las Tapias* y *Formación Mogna*. La génesis de estas unidades constituye ambientes continentales. Afloran en los bordes norte y este del valle y han sido alcanzados por diversos pozos de agua.

La *Formación Albarracín* ha sido definida en la quebrada homónima por Leveratto (1968) para designar a las secuencias terciarias previamente agrupadas como *Estratos Calchaqueños* (Stappenbeck, 1910; Grober y Tapia, 1926). Se extiende desde la Quebrada de Albarracín, al norte del río San Juan e inmediatamente al este del cordón de la Punta Negra donde fue dividida en tres miembros por Leveratto (1968): Miembro basal: tiene un espesor de aproximadamente 160m y se apoya concordantemente sobre la *Formación Punta Negra*, está constituido por areniscas, limolitas y conglomerados finos, con escasas intercalaciones tobáceas y tufíticas parcialmente alteradas a bentonitas, hacia el techo se observan lentes de areniscas gruesas y conglomerados muy mal seleccionados en una matriz arenosa (los clastos son de riolitas y andesitas y en menor cantidad granitos y areniscas); *Miembro tobáceo*: son depósitos de oleadas piroclásticas, coladas piroclásticas, brechas de explosión, co-ignimbritas de proyección aérea y flujos de bloques y se han encontrado también lahares, con un espesor de 600-700 m de acuerdo con Leveratto (1968); y un *Miembro conglomerádico*: tiene una potencia entre 700 y 800 m, está integrado por paraconglomerados polimícticos, con clastos de rocas volcánicas y graníticas y algunos de sedimentitas, cuya procedencia corresponde a la Cordillera Frontal, dado que no se conocen rocas de esta litología en la Precordillera, hecho ya señalado por Stappenbeck (1910). Edad miocena media.

En el borde precordillerano se observa la *Formación Loma de las Tapias* formada por areniscas y lutitas rojizas, amarillentas o grises, en parte yesíferas o tobáceas. Esta unidad presenta su localidad tipo en la loma homónima, ubicada entre las sierras de Villicum y Chica de Zonda, al norte del río San Juan. Serafini *et al.* (1986) le otorgaron valor formacional y la dividieron en tres miembros, los cuales serían equivalentes a las tres facies descritas por Bercowski *et al.* (1987). Su ambiente de sedimentación ha sido estudiado por Bercowski *et al.* (1987) para quienes la secuencia granoestratocreciente indicaría una elevación periódica del área de aporte, dando origen a la progradación de la parte distal de un abanico aluvial sobre una planicie fluvial anastomosada, durante el desarrollo de la cuenca de antepaís. El análisis magnetoestratigráfico realizado por Bercowski *et al.* (1986), y calibrado mediante trazas de fisión en los niveles de tobas, ha permitido asignar una edad comprendida entre 8,5 y 4 Ma a esta formación. Esto permitiría ubicar esta unidad en el Mioceno medio superior. El pasaje a la *Formación Mogna* es transicional.

La *Formación Mogna* está constituida por una sucesión de conglomerados poligénicos distribuidos en estratos lenticulares, de hasta 5 m de espesor, que localmente se interponen con areniscas de grano grueso y sabulitas. La composición de los clastos indica una procedencia de Cordillera Frontal, dado el predominio de riolitas y otras volcanitas ácidas, características de la *Grupo Choiyoi*. Milana (1991) interpretó su ambiente como formado por grandes abanicos aluviales coalescentes, originados al pie de la Precordillera Central por un río alóctono a la misma, que la cruzaba transversalmente. Estudios magnetoestratigráficos realizados en las secuencias del Cenozoico superior han permitido establecer para la base y el techo de esta unidad una edad de 3,6 y 1,2 Ma respectivamente (Plioceno superior – Cuaternario; Milana, 1990a y b). Esta unidad conglomerádica no ha sido encontrada en los pozos de agua de relativa poca profundidad sobre la zona de falla de Tulum. El espesor de estos depósitos terciarios puede conocerse solamente en el ya mencionado pozo de Media Agua, donde alcanzó 1.200 m. En el pozo Ramblón-1 y Punta del Agua-1 no fueron alcanzadas las bases (Zambrano y Suvires; 2008).

5) *Sedimentos cuaternarios.*

Formados por arenas intercaladas con limos, además de gravas gruesas y finas, y material arcilloso, localmente con algún contenido de sales. Se han depositado en la zona periférica del valle en bajadas pedemontanas y abanicos aluviales,

mientras que en el interior de éste, se acumularon en planicies fluvio–aluviales, con aporte de arenas y limos eólicos. Este relleno cuaternario contiene prácticamente todos los acuíferos explotados en el valle de Tulum mientras que el subyacente neógeno de *Formación Lomas de las Tapias* forma el basamento hidrogeológico de la cuenca. Los registros de pozo muestran espesores del cuaternario desde 975 m (pozo Ramblón-1) hasta 1.150 m (pozo Punta del Agua-1). Se han identificado los siguientes niveles cuaternarios:

Depósitos aterrazados: constituyen los niveles de pie de monte más antiguos que se han identificado en forma periférica a la sierra de Pie de Palo. Están constituidos por fanglomerados, medianos a gruesos, de muy variada litología fuertemente condicionados por la procedencia local de los mismos. El componente principal de estos conglomerados son clastos derivados de rocas cuarcíticas y carbonáticas pertenecientes al *Grupo Caucete*. En el sector norte y occidental predominan los de metamorfitas. Estos depósitos se preservan a niveles topográficos variables, que en algunos casos alcanzan hasta 15 o 20 m de altura. No hay criterios para establecer su edad, pero debido a su posición subhorizontal, en aparente discordancia angular sobre la *Formación Mogna* del Plio-Pleistoceno, se le asignan una edad pleistocena. Los depósitos fanglomerádicos, del sector nordeste de la sierra de Pie de Palo, se hallan fuertemente basculados por fallamiento neotectónico (Ramos y Vujovich, 2000).

Depósitos eólicos: en el extremo sudoriental de la sierra de Pie de Palo, en el paraje denominado Médanos Grandes, se encuentra una extensa llanura cubierta por depósitos eólicos. Son cuerpos mixtos, observándose tanto barjanes como médanos longitudinales. Están constituidos por sedimentos arenosos, los que se hallan parcialmente modificados por la acción aluvial, que concentra en las depresiones limos y arcillas depositados en barreales y lagunas temporarias. Son médanos fijos, que en el caso de Médanos Grandes alcanzarían los 100 m de espesor de depósitos arenosos (Regairaz *et al.* 1987).

Depósitos coluviales: constituyen las bajadas actuales de los diferentes cordones montañosos, tanto de la Precordillera como del sector de las Sierras Pampeanas. La litología dominante es muy variada, textural y composicionalmente. Se halla controlada por la litología local del área de procedencia, variando de

fanglomerados gruesos en la sierra de Pie de Palo, a arenas, gravas y limos finos en el valle de Matagusanos (Ramos y Vujovich, 2000).

Depósitos aluviales: constituyen la planicie de inundación de los principales ríos. Luego de la estrechura de la sierra Chica de Zonda, la planicie de inundación se expande en un gran conoide, donde se concentra la actividad agropecuaria adyacente a la ciudad de San Juan. Los estudios realizados por Milana (1991) han mostrado que las fracciones gruesas presentan procedencia exótica a la Precordillera, dado que es común en los mismos la existencia de clastos de riolitas del *Grupo Choiyoi*, lo que demuestra la naturaleza alóctona del avenamiento del río San Juan.

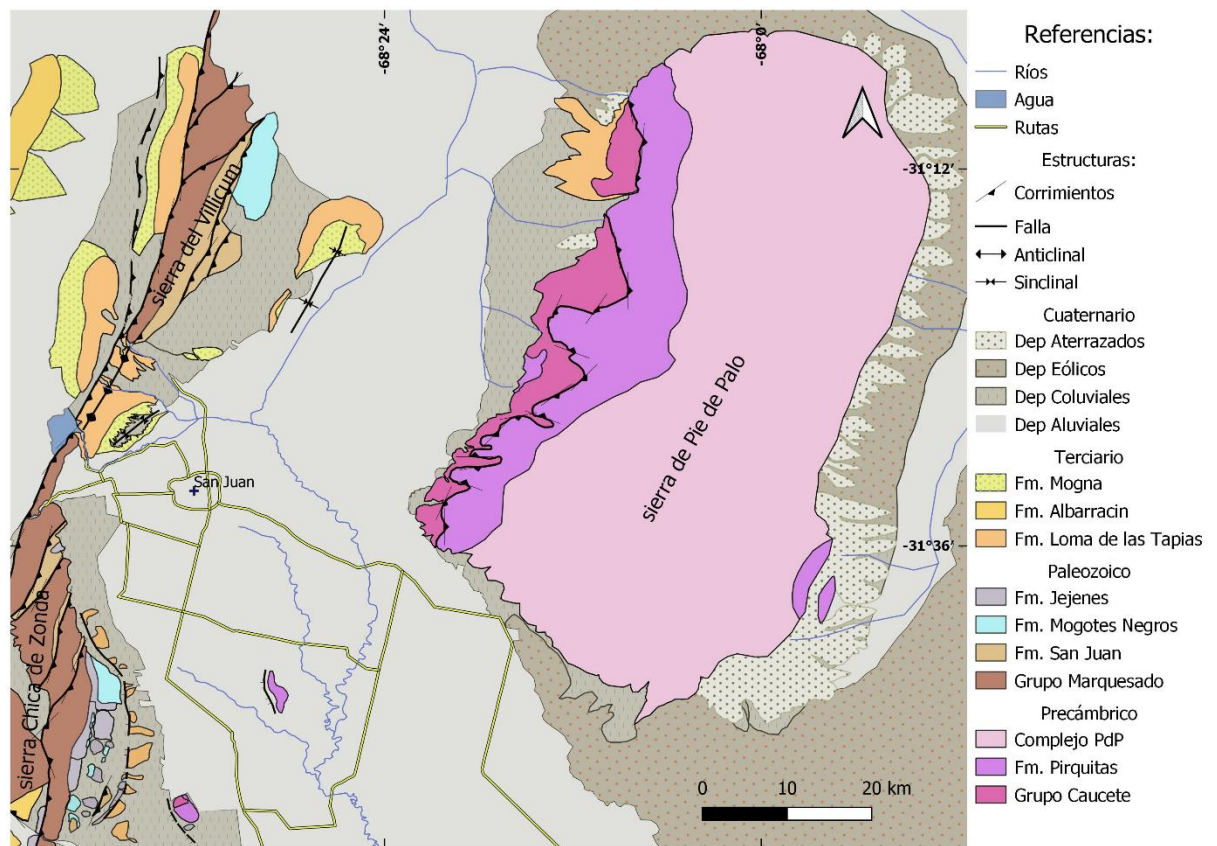


Figura 3.3: Mapa geológico del valle del Tulum con sus litologías aflorantes y principales estructuras asociadas. Modificado de Ramos y Vujovich, 2000.

3.3. SISMICIDAD EN SAN JUAN

La evolución estructural de la provincia de San Juan, ubicada entre los 28° y 33° S es el resultado de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. En esta zona, la geometría subhorizontal de la placa de Nazca (Cahill e Isacks, 1992; Anderson *et al.* 2007) es atribuida a la presencia de la dorsal Juan Fernández (Pilger, 1981).

La provincia de San Juan se destaca por ser el sector de más actividad sísmica del retroarco andino en Argentina (INPRES, 2020; ISC, 2020) y particularmente bajo la sierra Pie de Palo es donde se registra la mayor cantidad de sismos en el sector de subducción subhorizontal (Alvarado *et al.*, 2005; INPRES, 2020; ISC, 2020; Linkimer *et al.*, 2020; Venerdini, 2020). En este sector se han identificado sismos a profundidades corticales en la placa Sudamericana aproximadamente entre 5 y 40 km de profundidad y a profundidades intermedias en la plaza de Nazca entre 100 y 120 km de profundidad (Regnier *et al.*, 1992; Cahill e Isacks, 1992; Smalley *et al.*, 1993; Engdahl *et al.*, 1998; Gutscher *et al.*, 2000; Alvarado *et al.*, 2005, 2009, 2010; Venerdini *et al.*, 2016, 2020; Rivas *et al.*, 2019; Linkimer *et al.*, 2019) Si bien la mayor cantidad de sismos ocurren a profundidades intermedias (ISC, 2020), los superficiales son los que han causado los terremotos más destructivos, ejemplos son los de 1894 con intensidad máxima IX en la escala de Mercalli Modificada (CERESIS, 2011; Rivas *et al.*, 2019), 1944 con Mw=7,0 (Alvarado y Beck, 2006; Alvarado y Sáez, 2006), 1952 con Mw=6,8 (Alvarado y Beck, 2006), 1977 en la sierra de Pie de Palo con Mw=7,4 (INPRES, 2020; Kandinsky-Cade, 1985; Chinn e Isacks, 1983; Langer y Hartzell, 1996) y 2021 con Mw=6,4..

El 27 de octubre de 1894, ocurrió un sismo de magnitud 7,5 y profundidad 30 km (Bastías, 1986), de carácter ondulatorio y larga duración. La intensidad máxima fue de IX en la escala Mercalli, es el terremoto de mayor magnitud de la historia en Argentina, afectó el noroeste de San Juan, causó daños y víctimas en San Juan y La Rioja, y daños menores en Catamarca, Córdoba, San Luís y Mendoza (INPRES, 2009). Algunas particularidades de este sismo fueron las grandes manifestaciones superficiales aún en áreas muy alejadas del epicentro, como licuefacción y agrietamiento del terreno (Bodenbender, 1895).

El 15 de enero de 1944 se produjo un sismo que duró 15 o 20 segundos y destruyó la ciudad de San Juan y departamentos vecinos casi completamente. Alcanzó una magnitud momento de 7,0 (Alvarado y Beck, 2006), una intensidad máxima del terremoto de IX grados de la escala Mercalli (INPRES, 1993, 2009) y profundidad de 11 km (Alvarado y Beck, 2006). Produjo alrededor de 10.000 muertos sobre una población de 90.000 habitantes y aproximadamente el 80 % de los edificios fueron destruidos. También ocasionó daños en el norte de la provincia de Mendoza. Durante el terremoto de 1944 también se registraron numerosos fenómenos de licuefacción en los alrededores de la ciudad de San Juan (Perucca y Moreiras, 2006).

El 11 de junio de 1952, se produjo un terremoto de magnitud momento 6,8 (Alvarado y Beck, 2006) e intensidad VIII grados Mercalli, a una profundidad de 12 km (Alvarado y Beck, 2006; INPRES, 2009). Si bien fue un evento de moderada a elevada magnitud, hubo escasas víctimas fatales (Perucca *et al.* 2006). No se encontraron evidencia de ruptura superficial durante este evento (Tello y Perucca, 1993). Afectó los departamentos de Pocito, Zonda y Ullum.

El 23 de noviembre de 1977, se produjo un terremoto de larga duración que afectó la región centro-oeste de la Argentina y se percibió en gran parte del territorio, en el centro de Chile y hasta en el sur de Brasil. Este terremoto se generó por un mecanismo denominado de evento múltiple, ya que ocurrieron dos terremotos. El primer sismo fue de magnitud 7,1, su epicentro se ubicó al noreste de la sierra de Pie de Palo, a una profundidad de 17 km. El segundo gran sismo ocurrió 20 segundos más tarde y de magnitud 7,4, intensidad IX grados Mercalli y epicentro en el extremo sudeste de la sierra de Pie de Palo, a una profundidad de 25 km (INPRES, 1993, 1977). Destruyó las construcciones del Dpto. Caucete, la duración del terremoto superó largamente el minuto en su fase destructiva. Causó la muerte de 65 personas y más de 300 heridos graves, además ocurrieron fenómenos de licuefacción y agrietamiento del terreno (Perucca y Moreiras, 2006; Perucca *et al.* 2006).

El 18 de enero de 2021, se produjo un terremoto de corta duración, de magnitud momento de 6,4, su epicentro se ubicó a 48 km de Va. Media Agua, a una profundidad de 8km. El evento de moderada a elevada magnitud ocasionó pérdidas materiales en las localidades cercanas al epicentro.

3.4. GEOFÍSICA CON FUNCIÓN DEL RECEPTOR (FR)

El interés en incrementar el conocimiento de la litosfera en las zonas de márgenes activos, llevó a autores como Clakins *et al.* (2006), Castro de Machuca *et al.* (2012), Perarnau *et al.* (2010, 2012), Gans *et al.* (2011) y Ammirati *et al.* (2013, 2015, 2016, 2018) a realizar numerosos estudios de FR en la región andina de subducción horizontal entre 28 y 33 °S (Cahill e Isacks, 1992; Anderson *et al.*, 2007) con el fin de mostrar la estructura y la composición mineralógica de la litósfera. Calkins *et al.* (2006), utilizando funciones de receptores locales, observaron una señal de Moho a una profundidad de aproximadamente 50 km y dos llegadas en la mitad de la corteza a 20 y 34 km debajo de San Juan en el suroeste de la sierra de Pie de Palo (Sierras Pampeanas Occidentales). Gans *et al.* (2011) realizaron un análisis a partir

de estaciones sismológicas de banda ancha del experimento SIEMBRA en una transecta ubicada a los 30 °S aproximadamente. Sus resultados muestran la discontinuidad de Moho a profundidades de 70 km debajo de la Cordillera Principal, a 50 km en el oeste de las Sierras Pampeanas y hasta 35 km aproximadamente en el este de las Sierras Pampeanas. Perarnau *et al.* (2010) indican un grosor de la corteza de aproximadamente 47 km (coincidente con Calkins *et al.* 2006) debajo de las Sierras Pampeanas Occidentales y 66 km debajo de la Precordillera Occidental (Ammirati *et al.* 2013). Esta profundidad variable en la señal Moho se acompaña de una baja impedancia en las velocidades y densidades sísmicas con respecto a las propiedades del manto superior. Por esta razón, estos autores han sugerido la presencia de una corteza inferior parcialmente eclogitizada debajo del terreno Cuyania, consistente con los modelos isostáticos (Alvarado *et al.* 2009).

Ammirati *et al.* (2013) utilizaron análisis de FR para estudiar la estructura de la litósfera y mencionan dos discontinuidades en la corteza media a profundidades de 21 y 36 km, y la discontinuidad de Moho a 66 km de profundidad, lo que indica una corteza engrosada para la región precordillerana de 4000 m de elevación de topografía promedio. Este estudio sugirió que las discontinuidades en velocidades sísmicas podrían estar relacionadas con los niveles de despegue entre las unidades sedimentarias de Precordillera y el basamento de Cuyania.

Perez Luján *et al.* (2015) a partir de la estimación de propiedades elásticas y el análisis petrológico de muestras de rocas máficas de Precordillera Central y Occidental, coincidentes con el cinturón de rocas máficas-ultramáficas de la sutura entre Cuyana y Chilenia, realizaron una comparación la FR analizada y predijeron que esta zona podía llegar a extenderse a 50 km de profundidad en la corteza continental.

Ammirati *et al.* (2016) utilizaron análisis de FR para estudiar en detalle la corteza y conocer mejor las características tectónicas regionales, como así también estructuras pequeñas relacionadas con cambios superficiales en la litología, como las cuencas sedimentarias, en el sector que va desde la Cordillera Frontal hasta Precodillera.

4. GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE PIE DE PALO

4.1. ESTRATIGRAFÍA

La sierra de Pie de Palo es una unidad orográfica de las Sierras Pampeanas Occidentales en el centro-oeste de Argentina que resultó de la elevación del Cenozoico en respuesta al acortamiento del territorio andino (Isacks, 1988). Consiste principalmente en un basamento mesoproterozoico medio a tardío y una cubierta sedimentaria neoproterozoica tardía, afectada por metamorfismo y deformación penetrativa de la orogenia famatiniana en el Ordovícico temprano a medio (Casquet *et al.* 2001). La sucesión metasedimentaria fue reconocida y nombrada por Baldo *et al.* (1998) como secuencia metasedimentaria Difunta Correa. Las relaciones originales entre el basamento y la cubierta metasedimentaria siempre son por cizallamiento y fallas.

Según Ramacciotti, (2019) en la región sudoccidental de la sierra de Pie de Palo afloran cuatro conjuntos litológicos delimitados por zonas de cizallamiento y empujes de inmersión hacia el este: el Grupo Caucete, el Complejo Pie de Palo, el Complejo Central y la sucesión metasedimentaria Difunta Correa. Además, más al este fuera de la región de estudio aflora el Grupo Nikizanga (**fig. 3.1**). Todas las unidades están sobreimpuestas por metamorfismo e intruidas por rocas ígneas, ambas asignadas a la orogenia famatiniana ordovícica.

El Grupo Caucete (Borrello, 1969; Vujovich, 2003; Galindo *et al.* 2004; Naipauer *et al.* 2010; van Staal *et al.* 2011) está expuesto en el margen occidental y está estructuralmente cubierto por el Complejo Pie de Palo a lo largo del corrimiento Las Pirquitas, que constituye una estructura de rumbo nor-noreste con tendencia al empuje de Las Pirquitas (Vujovich y Ramos 1994, Ramos *et al.* 1996), una zona de cizallamiento de ángulo bajo y alto esfuerzo. Es una secuencia metasedimentaria neoproterozoica - cámbrica de bajo grado que comprende una asociación de rocas de plataforma silico-clástica y carbonatada, y en menor medida, rocas volcánicas. Sobre la base de los datos de isótopos en los carbonatos, el Grupo Caucete se considera equivalente a la plataforma carbonática Cambro-Ordovícica de la Precordillera (Linares *et al.* 1982, Ramos *et al.* 1998, Vujovich y Kay 1998, Galindo *et al.* 2004). Sin embargo, el análisis de circón detrítico del Grupo Caucete que incluye, en orden ascendente, las Formaciones El Quemado, La Paz, El desecho y Angacos, indica edades de depositación máximas de 550 Ma para la Formación El Quemado y 531 Ma para la Formación El Desecho (Naipauer *et al.* 2010).

El Complejo Pie de Palo se encuentra entre los corrimientos de Pirquitas y Duraznos y está compuesto principalmente por rocas ultramáficas y máficas, en gran parte metagabbros y anfíboles granatíferos. Se obtuvieron edades de cristalización U-Pb mesoproterozoicas (1.067-1.204 Ma) para este complejo (Vujovich *et al.* 2004; Rapela *et al.* 2010). El Grupo Caucete y el Complejo Pie de Palo muestran una foliación poco profunda que se pliega ampliamente alrededor de un eje norte-sur. Los pliegues isoclinales recostados y los pliegues de la vaina se desarrollan dentro de ambas unidades.

El Complejo Central se define entre los empujes de Duraznos y Morales. Este último empuje es poco conocido por las dificultades de acceso y lo separan de la secuencia metasedimentaria Difunta Correa. El complejo Central consta de esquistos, cuarcitas, mármoles, migmatitas, anfibolitas, rocas metavolcánicas y ortogneises (Casquer *et al.* 2001; Mulcahy *et al.* 2011). Un ortogneis es un granitoide de tipo A de 774 Ma atribuido a la ruptura de Rodina (Baldo *et al.* 2006). Otros ortogneises van desde los 1.280 a 1.027 Ma (McDonough *et al.* 1993; Rapela *et al.* 2010; Garber *et al.* 2014), y por lo tanto la edad de depósito de las rocas metasedimentarias de este complejo tiene que ser más antigua que la de las intrusiones ígneas. En consecuencia, el Complejo Central probablemente constituye un basamento mesoproterozoico.

La secuencia metasedimentaria Difunta Correa fue descrito por Baldo *et al.* (1998) como una secuencia compuesta por metapelitas, esquistos pelíticos de Ca, cuarcitas, metaareniscas de cuarzo-feldespato, mármoles y para-anfibolitas. Está muy extendida en la parte central y oriental de la sierra. Galindo *et al.* (2004) propusieron una edad depositacional neoproterozoica tardía sobre la base de que la composición isotópica de Sr en los mármoles de calcita corresponde a la composición de agua de mar en ese momento. La edad, al menos, de la parte inferior y media de la secuencia metasedimentaria Difunta Correa probablemente sea de 600 Ma de acuerdo con las recopilaciones más recientes de agua de mar y las edades U-Pb de circones detrítico (Rapela *et al.* 2005; Murra *et al.* 2006). Esta unidad representa una cubierta paraautóctona del Complejo Pie de Palo, y se observa como intercalaciones dentro de este complejo debido a las imbricaciones tectónicas (Vujovich *et al.* 2004).

El Grupo Nikizanga crece en la parte sureste de la sierra de Pie de Palo y consiste en rocas metamórficas de grado bajo a medio (cuarcitas, mármoles, esquistos gráficos y, en menor medida, anfibolitos). Se obtuvo una edad de depósito temprana del Cámbrico para este grupo basada en la composición de isótopos de Sr (Galindo *et al.* 2004), que fue respaldada por las edades de circón detrítico U-Pb de una cuarcita (Ramacciotti *et al.* 2014).

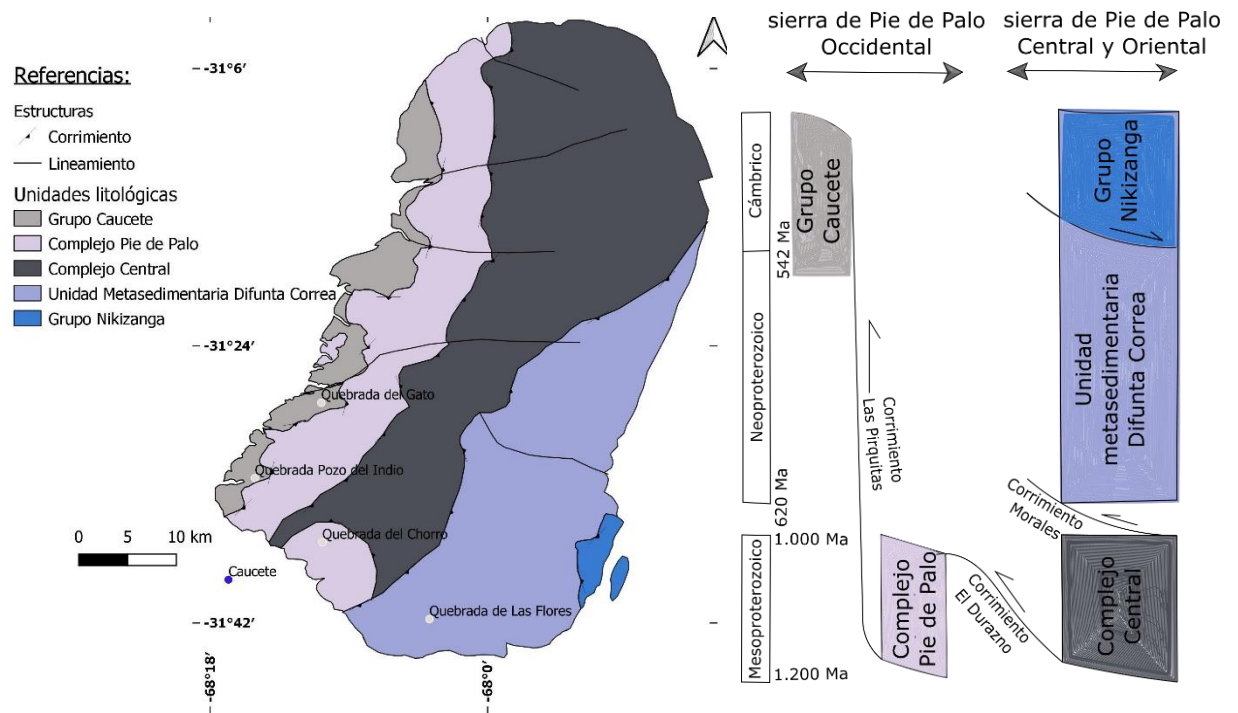


Figura 3.1: En la imagen de la izquierda se ilustra un mapa geológico de la sierra de Pie de Palo con sus unidades litológicas aflorantes y las estructuras. En la imagen de la derecha las relaciones estracturales y estratigráficas de esas unidades. Modificado de Ramacciotti *et al.* 2010.

4.2. ESTRUCTURA

La sierra de Pie de Palo se encuentra formada por un complejo de corrimientos imbricados de vergencia oeste (Casquet *et al.* 2001; Mulcahy *et al.* 2011) constituido por láminas tectónicas que pueden contener más de una unidad litoestratigráfica. Internamente presenta sistemas conjugados de fracturación de los cuales se destaca uno de dirección noreste-suroeste y uno noroeste-sureste. A ello hay que sumar un tercer sistema, aproximadamente, norte-sur, del cual participan fracturas de borde del sistema orográfico, destacándose principalmente las del flanco oriental, probablemente activas durante el terremoto del 1977 (INPRES, 1977). Ninguno de los tres sistemas aparenta generar grandes rechazos verticales; sin embargo, es posible destacar el fuerte hundimiento al este y al oeste de la sierra, evidenciados por una espesa acumulación terciaria-cuaternaria, en las depresiones del valle del bermejo y

del valle de Tulum (Rocca, 1970; Ortiz y Zambrano, 1975, Eder *et al.* 1975). A los tres sistemas anteriores debemos agregar dos grandes fracturas aproximadamente este-oeste que dividen a la sierra en tres grandes bloques posiblemente móviles o interactivos. Estas dos fracturas, las cuales se asocian algunas subparalelas de menor magnitud se corresponden exactamente con los límites laterales de la mega-fractura Salinas Grandes.

Desde el punto de vista morfológico-estratigráfico, en la sierra de Pie de Palo llaman la atención dos hechos notables: a) su sistema de drenaje centrífugo y b) la total ausencia de relictos de sedimentitas terciarias o anteriores exceptuadas las que aparecen como cinturón de afloramiento de piedemonte. Los dos aspectos así destacados sugieren que el bloque ha sido, por lo menos desde el terciario, una superficie de degradación.

Estructuralmente, la sierra de Pie de Palo es considerada como un sistema de empuje dúctil imbricado con un sentido de movimiento relativo de techo al oeste, elevado en el Plioceno - Cuaternario (Ramos y Vujovich 2000). En este proceso, la horizontalización de la placa de Nazca debajo de América del Sur durante la orogenia andina (terciario-cuaternario) se correlaciona con la elevación a lo largo de fallas inversas de ángulo alto reactivadas de una serie de bloques de basamentos cristalinos entre los que se encuentra la sierra de Pie de Palo (Jordan *et al.* 1983; Ramos *et al.* 2002). El estilo estructural está altamente controlado por la textura del basamento cristalino y la vergencia de fallas principalmente hacia el oeste con fallas paralelas a la foliación (Ramos 1994; Ramos *et al.* 2000, 2002).

5. RESULTADOS

5.1. GEOLOGÍA

5.1.1. Mapeo geológico y SIG

Se obtuvieron tres mapas en la zona, uno de geología regional a lo largo del valle de Tulum, un segundo mapa de la geología de la sierra de Pie de Palo y otro con la geología local en el sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo.

El primer mapa se realizó en escala 1:350.000 en coordenadas geográficas donde se pudieron mapear las distintas unidades aflorantes en el valle de Tulum y sus alrededores, desde el flanco oriental de Precordillera, en la sierra Chica de Zonda al sur y Villicum al norte, hasta la sierra de Pie de Palo. En él se pueden observar las estructuras geológicas más importantes, como corrimientos principales, fallas, lineamientos; además una diferenciación de tipos de roca según la edad, quedando definidos cuatro grandes grupos (precámbrico, paleozoico, terciario y cuaternario) quedando integrados por los Grupos y Formaciones geológicas que les corresponden a esas edades, y en el caso del Cuaternario se diferenciaron por los diferentes agentes actuantes (**fig. 4.1**).

El segundo mapa se realizó en escala 1:300.000 en coordenadas geográficas donde se mapearon las unidades que constituyen a la sierra de Pie de Palo y se marcaron las estructuras principales, siendo la mayoría corrimientos que ponen en contacto las distintas unidades entre sí. El mapa se logró haciendo combinaciones de banda que resalten la geología en imágenes satelitales multiespectrales del satélite Sentinel 2 (**fig. 4.2**).

El tercer mapa se realizó con más detalle en escala 1:115.000, siendo éste más local abarcando solamente el sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo. En un principio sólo se volcaron las unidades geológicas y principales estructuras diferenciadas según las distintas bibliografías encontradas en la zona y junto con un mapa topográfico e imágenes satelitales de la zona fueron la base para elegir los lugares donde se realizaron los muestreos y de guía a lo largo de las campañas de campo. Sobre la información previa se volcaron todos los datos adquiridos en el campo, junto con la topografía de la zona y la red de drenaje del área de estudio, dando así por finalizado el mapeo de detalle de este sector de la sierra de Pie de Palo (**fig. 4.3**).

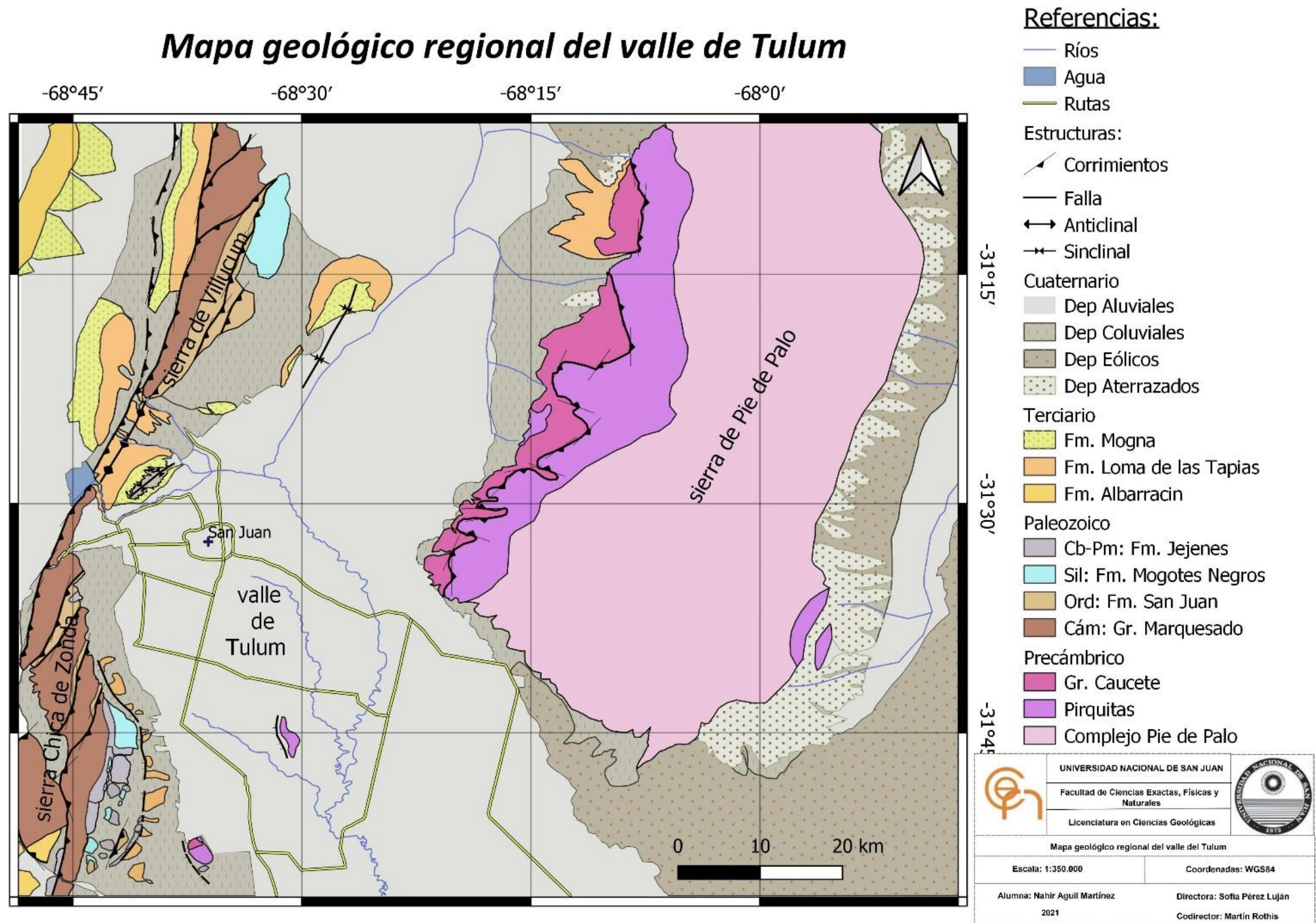


Figura N° 4.1: Mapa geológico regional de las unidades aflorantes en el valle de Tulum. Modificado de (Ramos y Vujovich, 2000).

Mapa geológico de la sierra de Pie de Palo

Referencias

- Estructuras
- Grupo Cauçete
- Complejo Pie de Palo
- Complejo Central
- Unidad Metasedimentaria Difunta Correa
- Grupo Nikizanga

	UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN	
	Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales	
	Licenciatura en Ciencias Geológicas	
Mapa geológico de la sierra de Pie de		
Escala: 1:300.000	Coordenadas: WGS84	
Alumna: Nahir Aguil Martínez	Directora: Sofía Pérez Luján	
2021	Codirector: Martín Rothis	

0 5 10 km

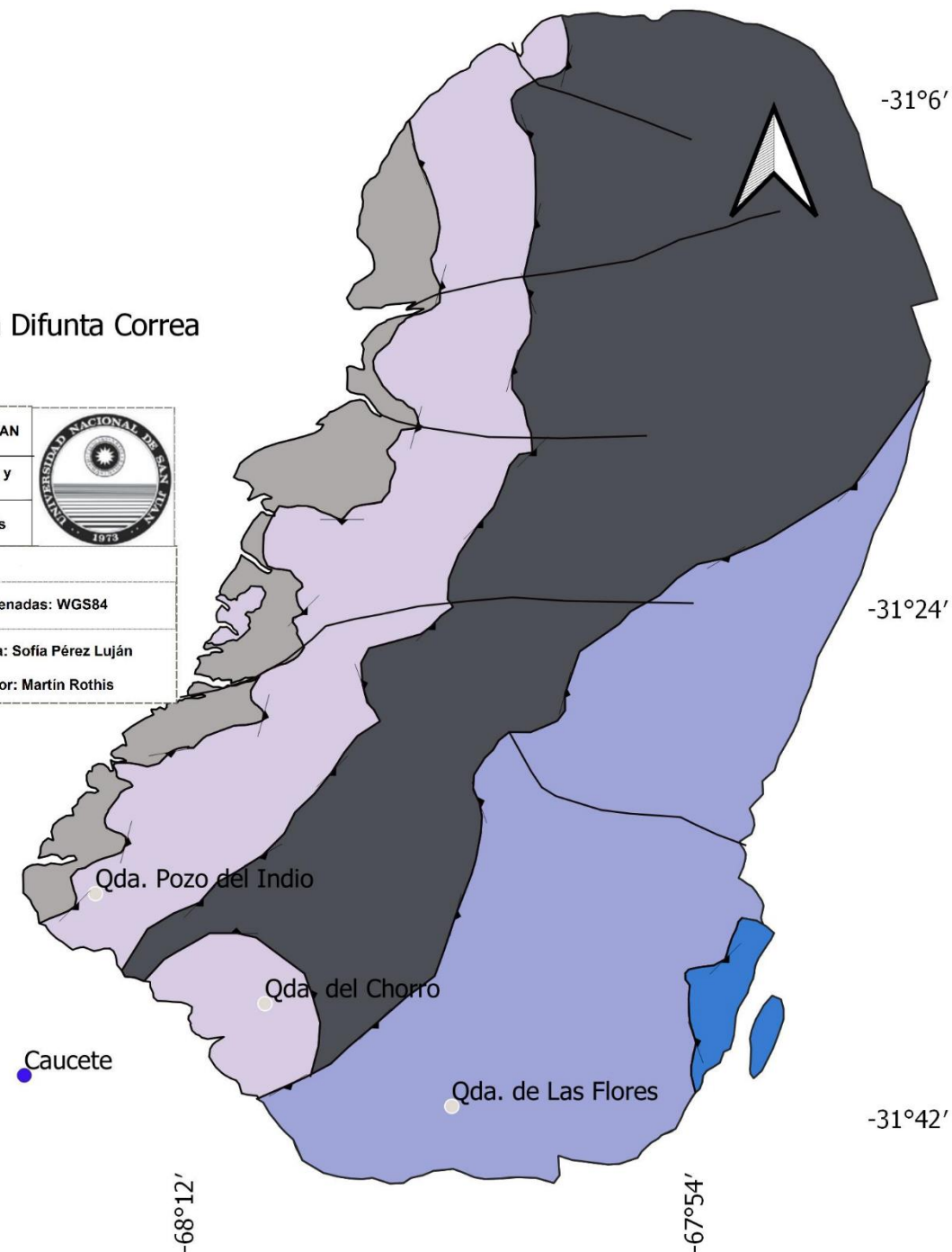
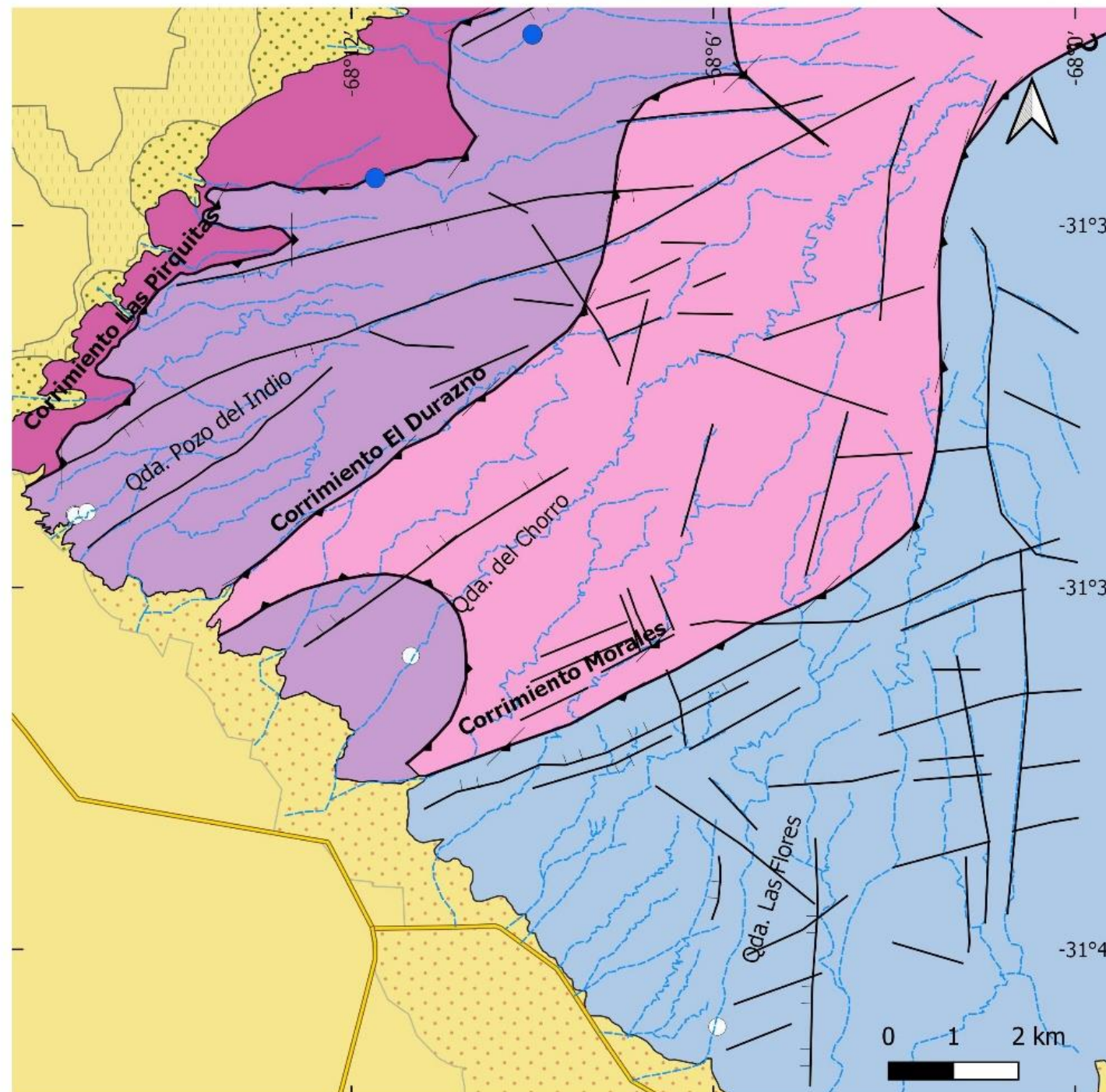



Figura N° 4.2: Mapa geológico de la sierra de Pie de Palo, realizado a partir del análisis de imágenes satelitales multiespectrales del satélite Sentinel 2 (Aguil, 2021).

Mapa geológico extremo sudoccidental de la sierra de Pie de Palo



Referencias:

Estructuras

- Corrimiento
- Fallas
- Lineamientos
- Ríos temporarios
- Puntos de muestreo
- Agua en superficie
- Ruta

Cuaternario

- Depósitos Aluviales
- Depósitos Coluviales
- Depósitos Eólicos
- Zonas Urbanas

Precámbrico-cámbrico

- Grupo Cauçete
- Complejo Pie de Palo
- Complejo del Medio
- Unidad Metasedimentaria Difunta Correa

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales Licenciatura en Ciencias Geológicas		
Mapa geológico de la parte sudoccidental de la sierra de Pie de Palo		
Escala: 1:115.000	Coordenadas: WGS84	
Alumna: Nahir Aguil Martínez 2021	Directora: Sofía Pérez Luján Codirector: Martín Rothis	

Figura N° 4.3: Mapa geológico del extremo sudoccidental de la sierra de Pie de Palo (modificado de Ramacciotti, 2019).

Además de los mapas geológicos, se obtuvieron dos imágenes satelitales procesadas una de Marzo y otra de Diciembre del año 2020, para mostrar como característica el índice de saturación de agua debido a que durante el muestreo se encontraron dos surgencias de agua con circulación comprobada. Los cuerpos de agua en su estado líquido son generalmente de alta reflectancia en el espectro Azul (0.4 - 0.5 μm) más que en el espectro Verde (0.5 - 0.6 μm) y Rojo (0.6 - 0.7 μm). El agua clara tiene la mayor reflectancia en a parte azul del espectro visible (por eso se ve azul) y no hay reflejo en e+l infrarrojo cercano (NIR) y más allá. El Índice Diferencial de Agua Normalizado (NDWI) es desarrollado por Gao (1996) para mejorar las características relacionadas con el agua de los paisajes. Este índice utiliza las bandas del infrarrojo cercano (NIR) y del infrarrojo de onda corta (SWIR). El NDWI se calculó mediante la siguiente fórmula:

$$\text{NDWI} = (\text{NIR} - \text{SWIR}) / (\text{NIR} + \text{SWIR})$$

Para datos de Landsat 8, $\text{NDWI} = (\text{Banda 5} - \text{Banda 6}) / (\text{Banda 5} + \text{Banda 6})$. Los valores de índice inferiores a 0 (de -1 a 0) corresponden a superficies brillantes sin vegetación ni contenido de agua, los valores superiores a 0 (de 0 a +1) representan superficies con contenido de agua, considerando además que valores mayores de 0,3 suelen corresponder a masas de agua, mientras que la vegetación suele corresponder a valores mucho menores (<https://www.sentinel-hub.com/explore/eobrowser/>). En cada una de las imágenes se destacan los puntos con Índices de Saturación en Agua Normalizado (NDWI) cercanos a 0,3 los que nos indicarían la presencia de agua. Por cada fecha se analizaron los NDWI en las quebradas de la partes sudoccidental de la sierra de Pie de Palo.

En ambas figuras (**fig. 4.4 y 4.5**) se representaron con círculos anaranjados los puntos propuestos para posibles surgencias de agua, con puntos amarillos los lugares donde se encontraron surgencias de agua con circulación comprobada y finalmente con rombos marrones se señalaron las quebradas en donde se hicieron las campañas de campo.

La primer figura (**fig. 4.4**) es una imagen satelital del 03 de Marzo del 2020. En función de la escala de valores de NDWI mostrada en las referencias de la **figura 4.4**, se marcaron con círculos anaranjados aquellas zonas que presentan coloraciones rojas representando valores aproximados de 0,32 de NDWI, quedando definidas como zonas propuestas para posibles surgencias de agua. Estos valores se presentan en

las siguientes quebradas en el sudoeste de la sierra de Pie de Palo: Qda. Del Gato, Qda del Chorro y Qda de Las Flores. Además en la Qda. del Gato se marcaron con amarillo los dos puntos en donde se obtuvieron surgencias de agua comprobadas durante las campañas de campo y son coincidentes con los círculos marcados en la imagen con valores de NDWI aproximado a 0,32.

La **figura 4.5** es una imagen satelital del 20 de Diciembre de 01 de Marzo del 2020. En ella se marcaron círculos anaranjados donde según las referencias los valores NDWI estaban en color rojo representando valores aproximados a 0.265. Al igual que en la primera imagen analizada las zonas donde se encontraron estos valores fueron en la Qda. Del Gato, en la Qda. Del Chorro y en la Qda. de Las Flores. También pueden verse marcados en amarillo los puntos donde se encontró agua en circulación en la Qda. del Gato y son coincidentes con los círculos marcados en la imagen con valores de NDWI aproximado a 0,2650.

Índice Diferencial de Agua Normalizado (NDWI)

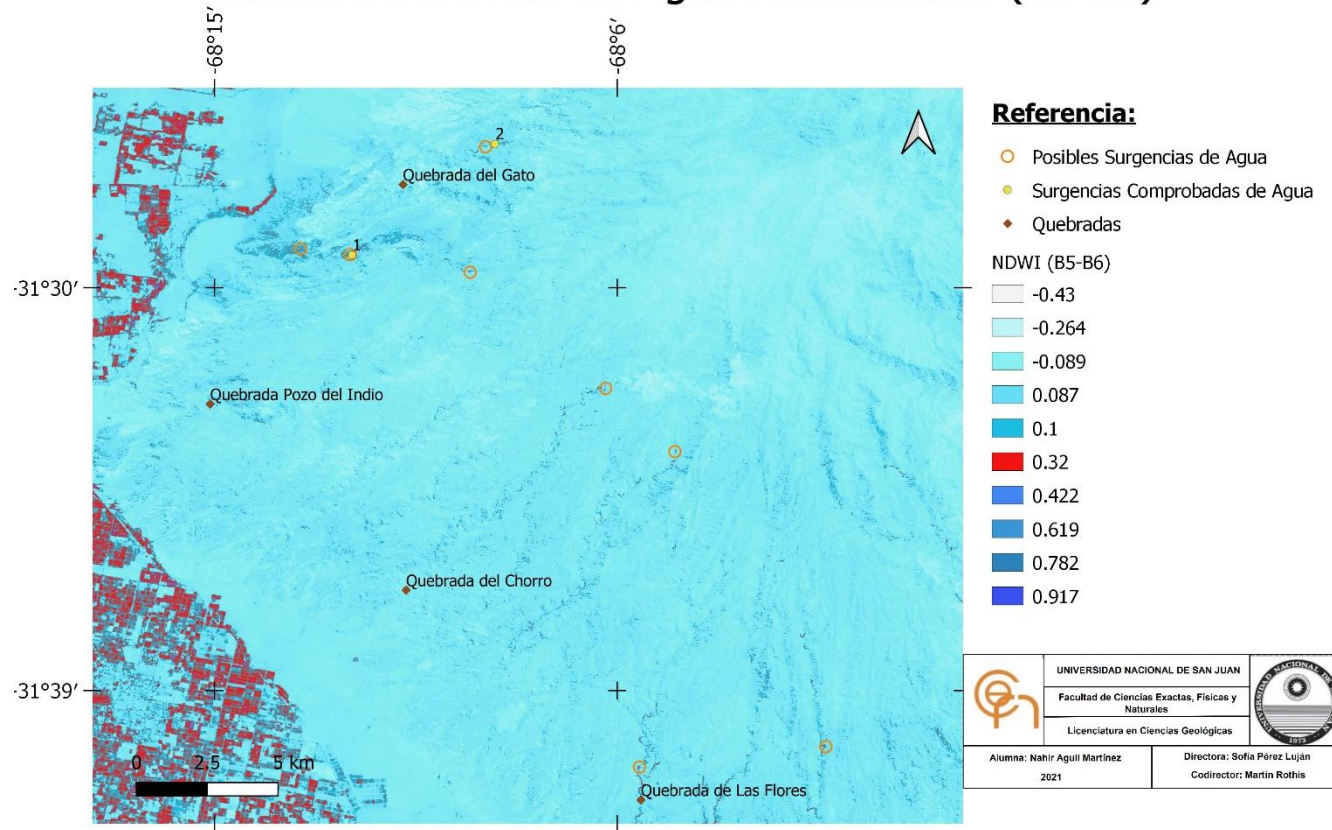


Figura N° 4.4: Imagen satelital de la parte sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, del 23/03/2020 ilustrando el Índice Diferencial de Agua Normalizado (NDWI). En función de la escala de colores mostrada en las referencias, están marcados con un círculo naranja los lugares donde los valores de NDWI se aproximaban a 0,32 y se coloreaban en rojo en la imagen. Dado estos valores de NDWI es posible la presencia de surgencias de agua. Además se muestran en color amarillo los dos puntos donde se comprobó agua en circulación durante las campañas de campo. Finalmente con rombos marrones se muestran las quebradas donde se realizaron las campañas de campo.

Índice Diferencial de Agua Normalizado (NDWI)

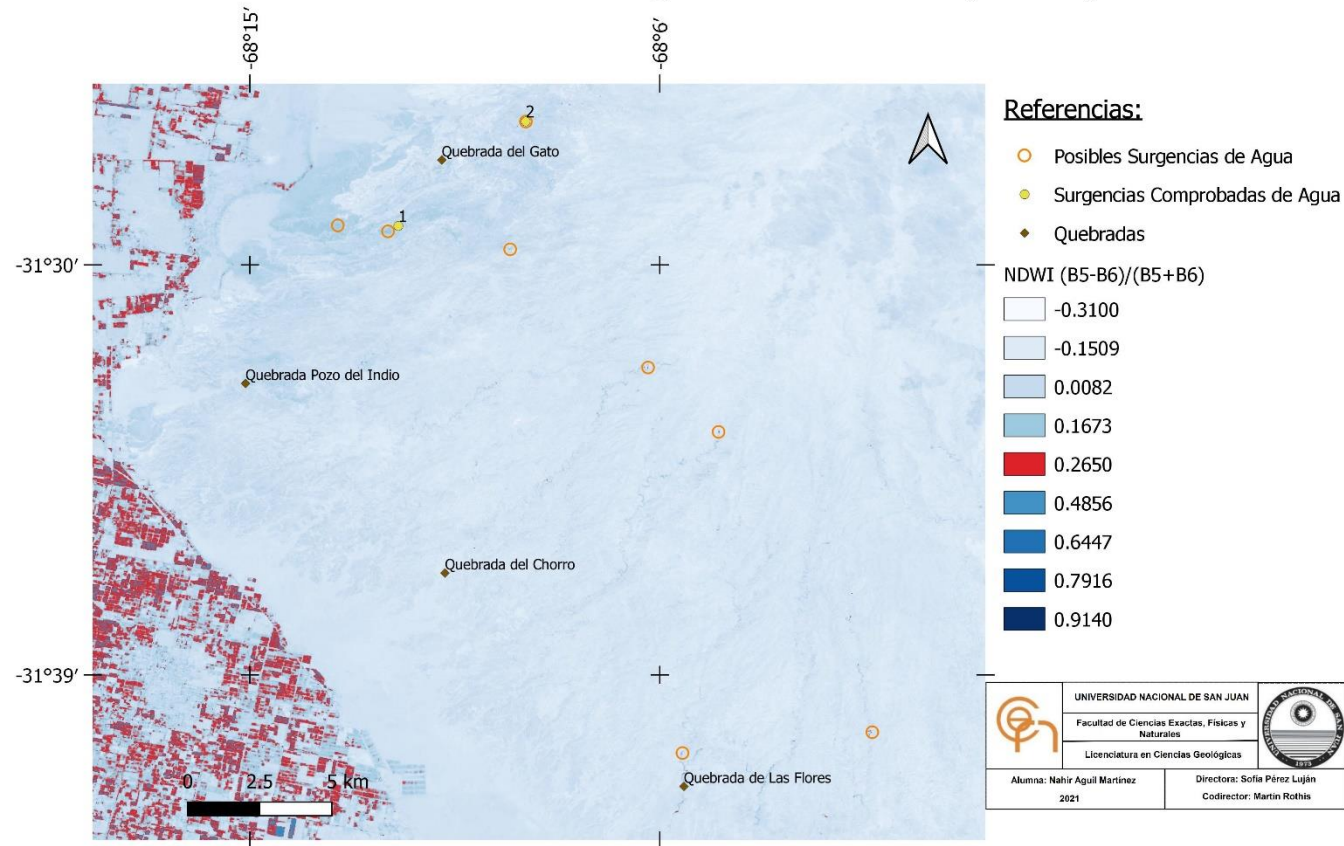


Figura N° 4.5: Imagen satelital de la parte sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, del 20/12/2020 ilustrando el Índice Diferencial de Agua Normalizado (NDWI). En función de la escala de colores mostrada en las referencias, están marcados con un círculo naranja los lugares donde los valores de NDWI se aproximaban a 0.2650 y se coloreaban en rojo en la imagen. Dado estos valores de NDWI es posible la presencia de surgencias de agua. Además se muestran en color amarillo los dos puntos donde se comprobó agua en circulación durante las campañas de campo. Finalmente con rombos marrones se muestran las quebradas donde se realizaron las campañas de campo.

5.1.2. Muestreo

En el sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo afloran cuatro conjuntos litológicos delimitados por corrimientos (**fig. 2.2**), todas las unidades están sobreimpuestas por metamorfismo e intruídas por rocas ígneas. Se extrajo un total de 7 muestras representativas, se describieron con lupa de mano y se diferenciaron según su estructura. El tipo de estructura corresponde a esquistosa o foliada, correspondiendo a esquistos y gneis respectivamente.

El primer muestreo se realizó en la Qda. Pozo del Indio, ubicada entre los corrimientos de Las Pirquitas y El Durazno. La unidad reconocida fue el Complejo Pie de Palo compuesto principalmente por rocas ultramáficas y máficas. El grado de metamorfismo de esta unidad es medio, en la región las rocas se encontraban plegadas (pliegues isoclinales volcados observados en macro y microescala). Se sacaron 2 muestras representativas de la zona, correspondiendo a rocas con estructura esquistosa, compuestas macroscópicamente por cuarzo, biotita, moscovita y máficos indiferenciables (**fig. N° 4.6**).

El segundo muestreo se llevó a cabo en la Quebrada del Chorro, ubicada entre los corrimientos de El Durazno y Morales. Se obtuvo 1 muestra representativa de la unidad Complejo Pie de Palo, la cual tiene estructura esquistosa y está compuesta macroscópicamente por cuarzo y moscovita, principalmente (**fig. N° 4.7 A, B Y C**).

El último muestreo fue en la Qda. Las Flores, ubicada al este del corrimiento Morales. Las rocas corresponden a la Unidad Metasedimentaria Difunta Correa, compuesta por metapelitas, esquistos pelíticos de Ca, cuarcitas, metaareniscas de cuarzo-feldespatos, mármoles y para-anfibolitos. Se recolectaron 4 muestras representativas con estructuras esquistosas y foliadas, correspondientes a esquistos y gneis, cuya mineralogía a escala macroscópicamente incluye anfíbol, granate, cuarzo y micas (**fig. N° 4.7 D, E y F**).

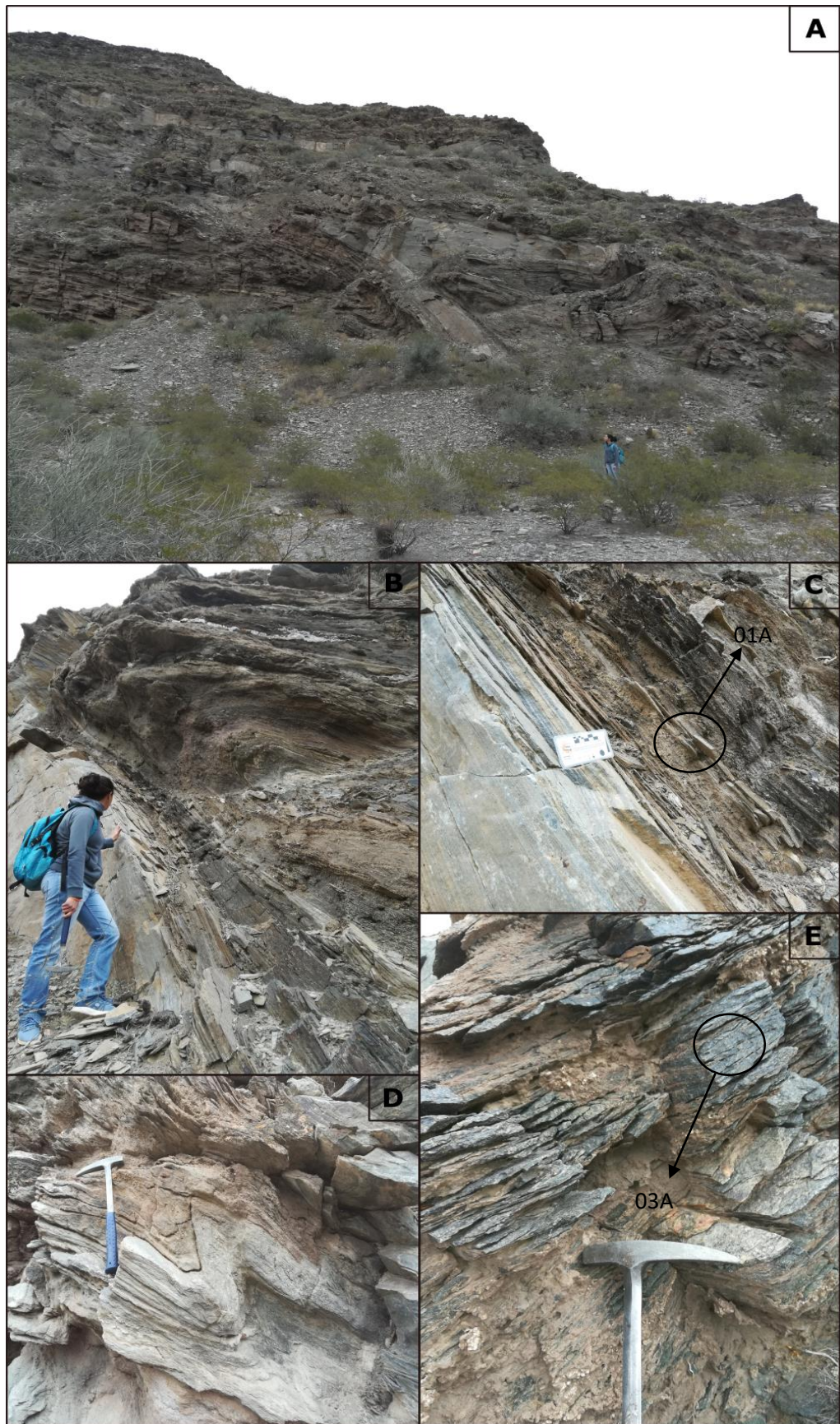


Figura N° 4.6: Muestreo de roca en la Qda. Pozo del Indio. A- Pliegue isoclinal en macroescala. B- Pliegue isoclinal de la foto A más de cerca, está señalada la zona de donde se extrajo la muestra de roca 01A. C- Pliegue isoclinal de la foto A en detalle. D- Pliegue isoclinal de menor escala. E- Zona de donde se extrajo la muestra de roca 03A.

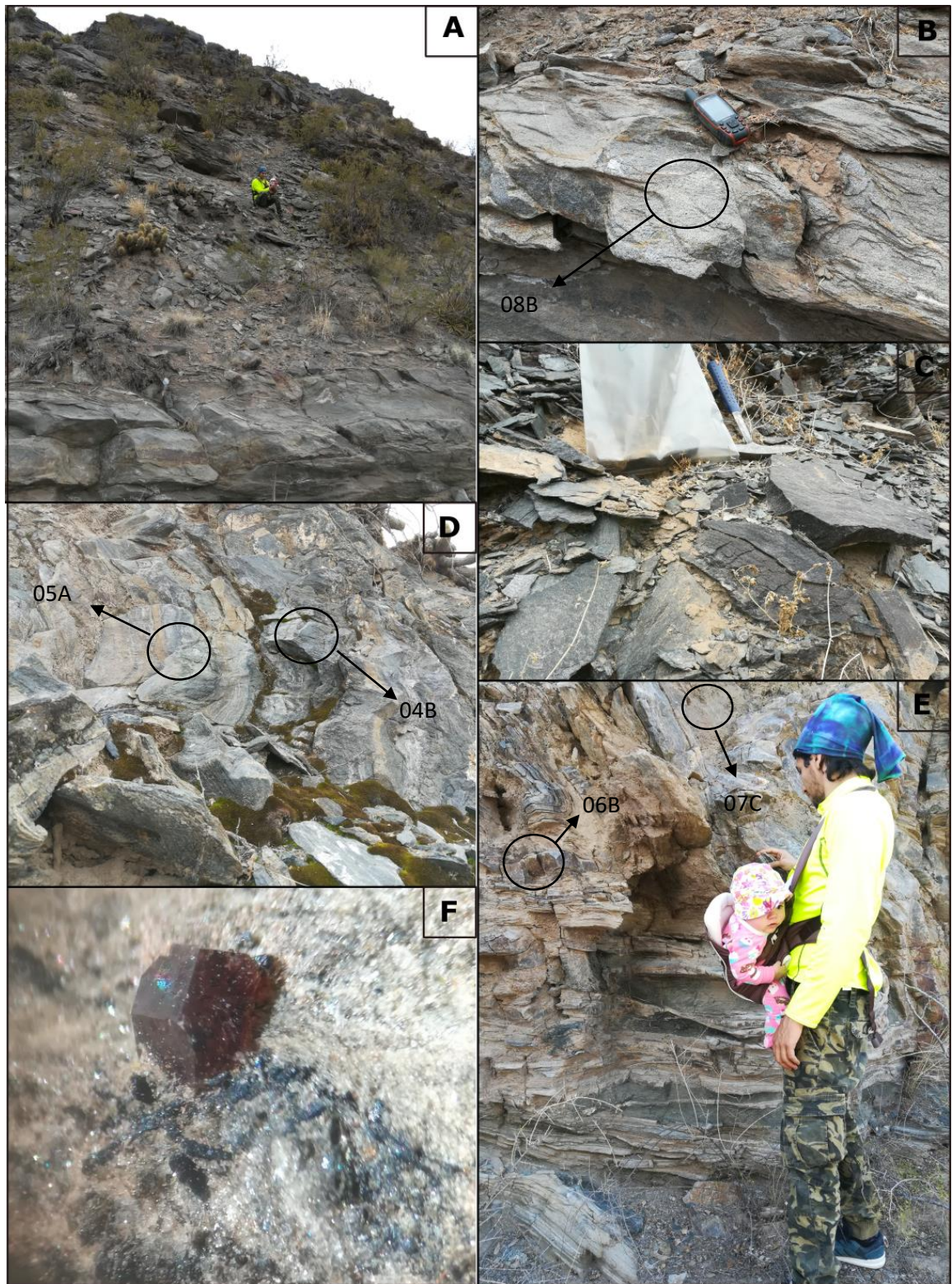


Figura N° 4.7: Muestreo de roca en la Qda. Del Chorro y Qda. Las Flores y. A- Afloramiento en la Qda. Las Flores, donde se muestreó. B- Afloramiento de la foto A en mayor detalle, se señala la zona de donde se extrajo la muestra de roca 08B. C-Muestreo de rocas en bolsas para luego rotularlas y enviarlas a hacer corte de láminas delgadas, D- Afloramiento donde se extrajeron las muestras 04B y 05A. E- Zona de donde se extrajo la muestra de roca 06B y la muestra 07C. F- Granate de la muestra 05A mediante lupa de gran aumento.

Se observaron además vertientes de agua en dos puntos en el sector sudoccidental de la sierra (**fig. N° 4.3**) en las cercanías de la Qda. Del Gato, por lo cual se comprobó la circulación de fluidos en la misma. Las coordenadas de los mismos son: 31°29'16,05"S – 68°11'23,41"O (punto 1) y 31°26'54,58"S – 68°9'3,12"O (punto 2) (**fig, N° 4.8**).



Figura N° 4.8: Muestreo de agua en la Qda. Del Gato. A- Surgencia de agua en detalle en el afloramiento, en el punto 1. B- Muestreo de agua de la surgencia en el punto 2.

5.1.3. Análisis petrográfico

El análisis petrográfico de las muestras recolectadas permitió identificar rocas ricas en cuarzo, como esquistos de mica (moscovita, biotita, clorita) con abundante cuarzo (muestras 01A, 03A, 06B) o gneis (muestra 07C), rocas anfibólicas por su abundancia en hornblenda verde tanto esquistosas (muestras 04B, 08B) como foliadas (muestra 05A) y rocas granatíferas (muestras 05A, 07C). Las asociaciones de minerales CUARZO + ALBITA + MOSCOVITA + CLORITA + BIOTITA corresponden a facies de esquistos verdes (rocas de bajo grado metamórfico, representadas por rocas completamente recrystalizadas) y la asociación HORNBLENDA + PLAGIOCLASA ± GRANATE corresponden a facies de anfibolitas (rocas de grado medio a alto grado metamórfico). Como minerales accesorios en las muestras aparecen epidotos (pistacita y clinozoisita), apatitos, zircón, minerales férricos, opacos, plagioclase y calcita.

La mayoría de las muestras analizadas presentaron texturas deformacionales como se esperaba, por la intensa deformación y fracturamiento que han sido sometidas estas rocas a lo largo de su historia. Algunas muestras debido a que alcanzan el 50% de texturas deformacionales han sido consideradas como milonitas. Las muestras fueron nombradas teniendo en cuenta la estructura, la composición mineral y el porcentaje de texturas deformacionales, tal como se muestran en la **fig. N° 4.9** y en la **Tabla N° 1**.

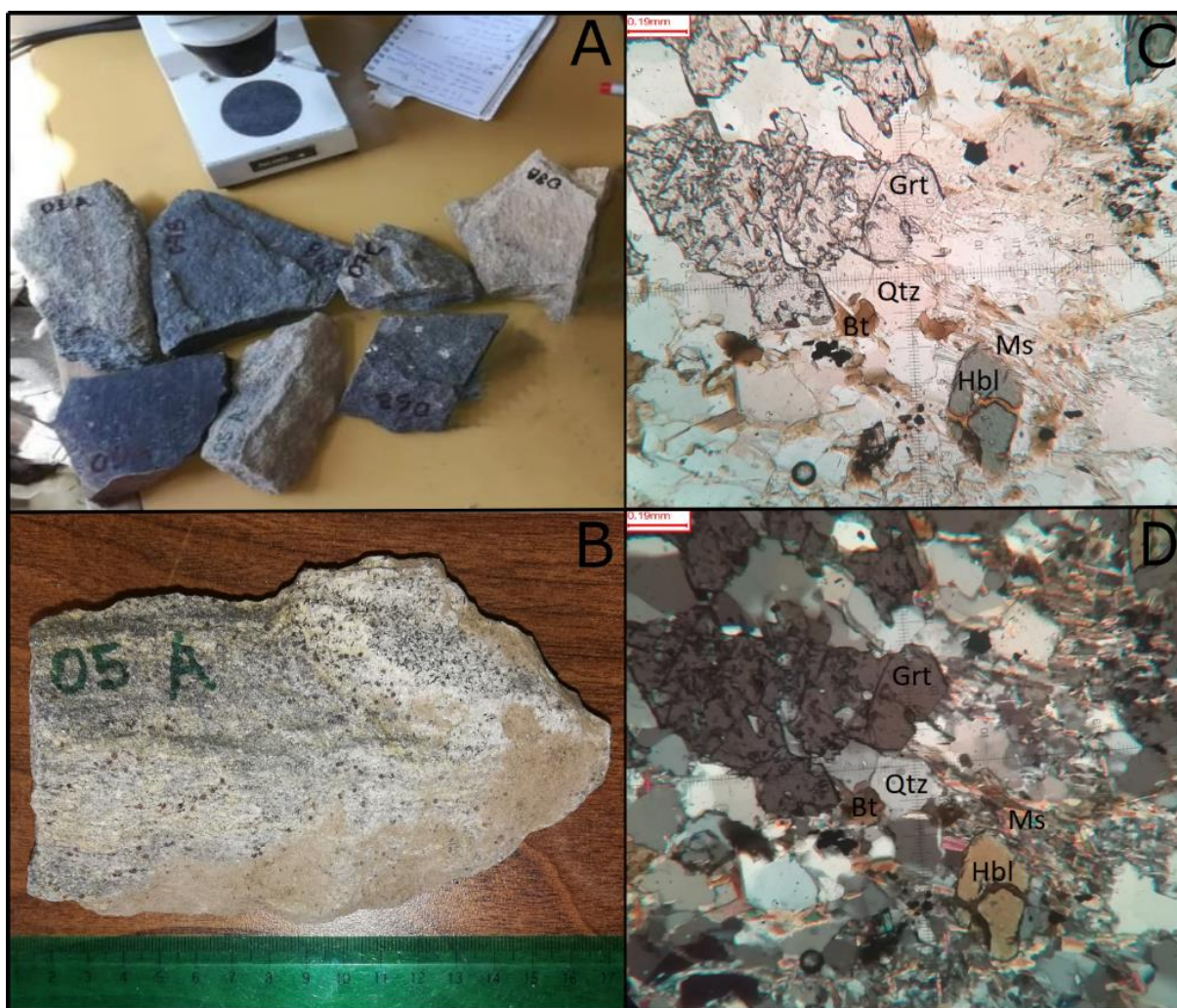
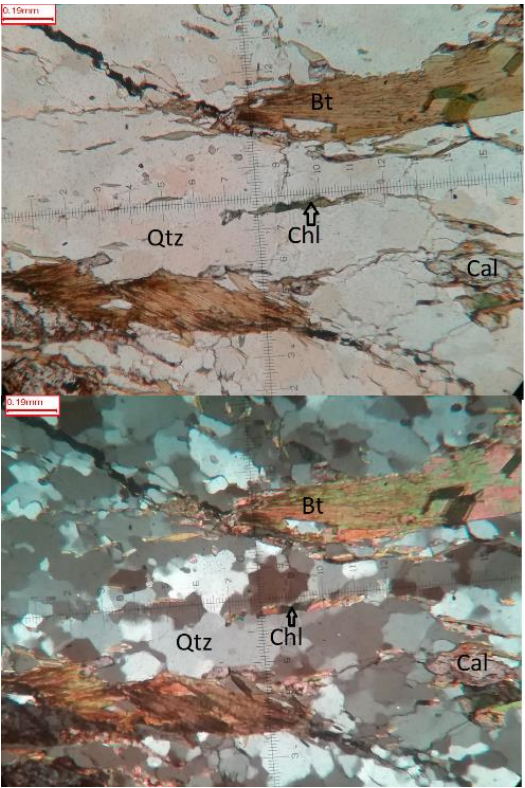


Figura N° 4.9.: Análisis petrográfico. A- Fotografía de las 7 muestras obtenidas mientras son analizadas por la lupa de gran aumento para obtener las características macroscópicas. B- Muestra N° 5A con escala, presenta color pardo grisáceo a gris verdoso, con estructura foliada, corresponde a un gneis; está compuesta por granates hexagonales, anfíboles, moscovita y cuarzo. C- Fotomicrografía del corte delgado observado sin analizador de la muestra N° 5A. D- Fotomicrografía del corte delgado observado con analizador con analizador. En ambas Fotomicrografía se ha destacado la composición mineral de la muestra. Además de la textura original que es granoblástica, se observan estructuras deformacionales en algunos minerales como la textura Frame en plagioclasa.

Tabla N° 1: Descripción de características petrográficas y clasificación de las muestras:

N° DE MUESTRA	DESCRIPCIÓN Y NOMBRE	FOTOGRAFIA
01A	<u>Descripción macroscópica:</u> presenta color gris claro, con estructura esquistosa. Está compuesta por cuarzo, biotita y clorita. <u>Descripción microscópica:</u> en lámina delgada se observa cuarzo (Qtz), biotita (Bt) y clorita (Chl) como componentes principales y como accesorios apatito, zircón, epidoto, calcita (Cal), minerales férricos y opacos. El cuarzo se observa con extinción ondulante y en lamelas, presenta principalmente textura granoblástica y en algunos sectores aparece formando subgranos, poligonación y en menor proporción se observan suturados. Se encuentra formando parte de la matriz milonítica La textura de las micas (biotita y clorita) es lepidoblástica. La biotita se presenta en folias bien marcadas en las que se pueden observar los halos de reacción por inclusiones de zircón y encontramos algunas texturas deformacionales como la aparición de biotitas flexuradas y con pliegues King, extinción ondulante y textura fish; en partes la biotita aparece recrystalizada. En conjunto delimitan microlitones de cuarzo. Se observan en algunos casos restos de clorita en láminas de biotitas. Tanto los minerales férricos como los opacos aparecen en su mayoría como cristales euhedrales y su abundancia en la muestra no es relevante. <u>Nombre:</u> ESQUISTO CUARZO-BIOTÍTICO-PROTOMILONÍTICO. <u>Facies de Esquistos Verdes</u>	Muestra macroscópica:  Muestra microscópica: 

03A

Descripción macroscópica: presenta color gris oscura, con estructura esquistosa. Está compuesta por cuarzo, moscovita y algunos otros máficos indiferenciados.

Descripción microscópica: en lámina delgada se observa mayormente por cuarzo (Qtz) y en menor cantidad moscovita (Ms), opacos, biotita (Bt) y algunos ejemplares de clorita. Como accesorios se observan apatito y epidoto (Ep): pistacita y clinozoisita.

El cuarzo se presenta en textura granoblástica, poligonal y en algunos casos suturados. Tiene extinción ondulante y algunos ejemplares que extinguen en láminas de Böhm.

Las micas tienen una textura lepidoblástica y están en su mayoría flexuradas. Las biotitas presentan halos de reacción por inclusiones de zircón. Están en proceso de desferrización.

Los epidotos aparecen como cristales de distintos tamaños y mayormente con bordes redondeados, los cristales de clinozoisita se presentan en cristales rómbicos y cúbicos y las pistacitas subhedrales a anhedrales.

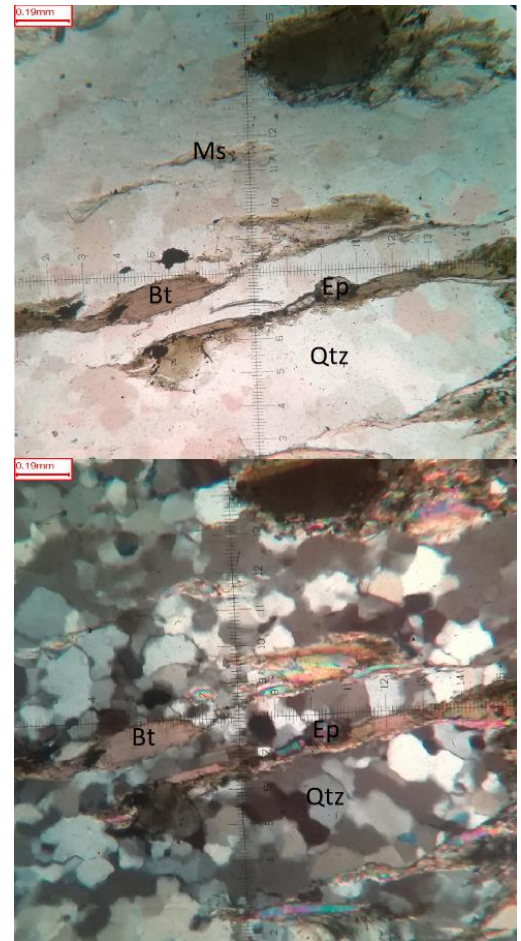
Nombre: ESQUISTO CUARZO-MICÁCEO

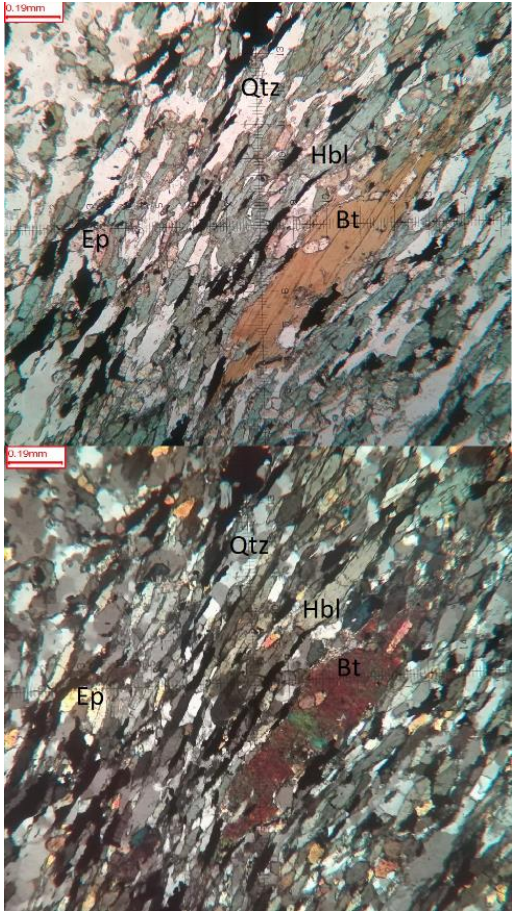
Facies de Esquistos Verdes

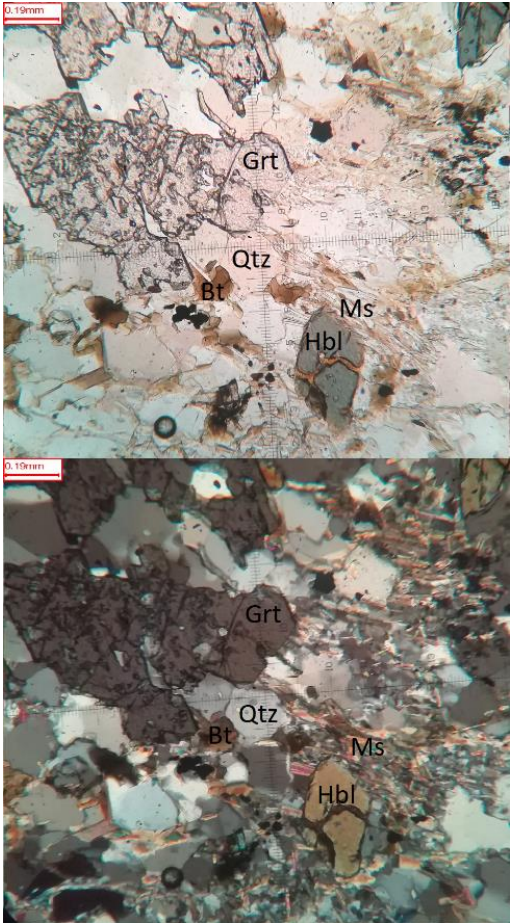
Muestra macroscópica:

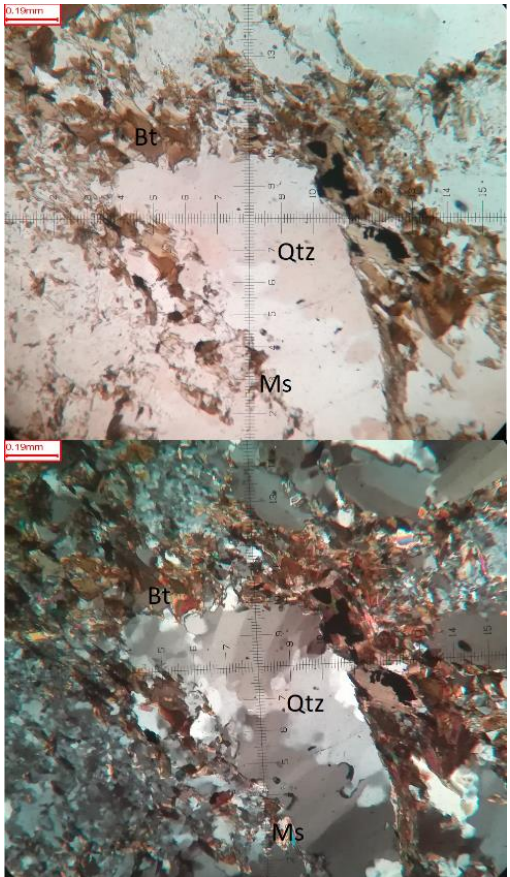


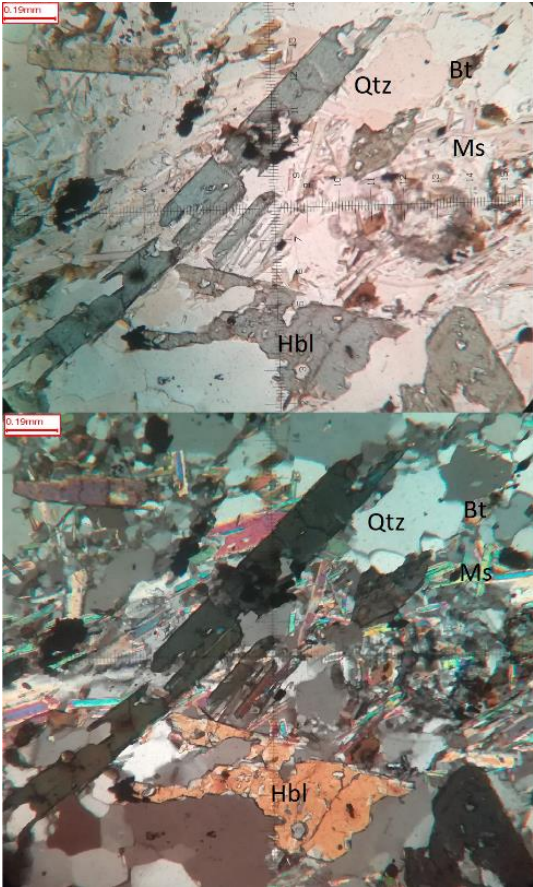
Muestra microscópica:

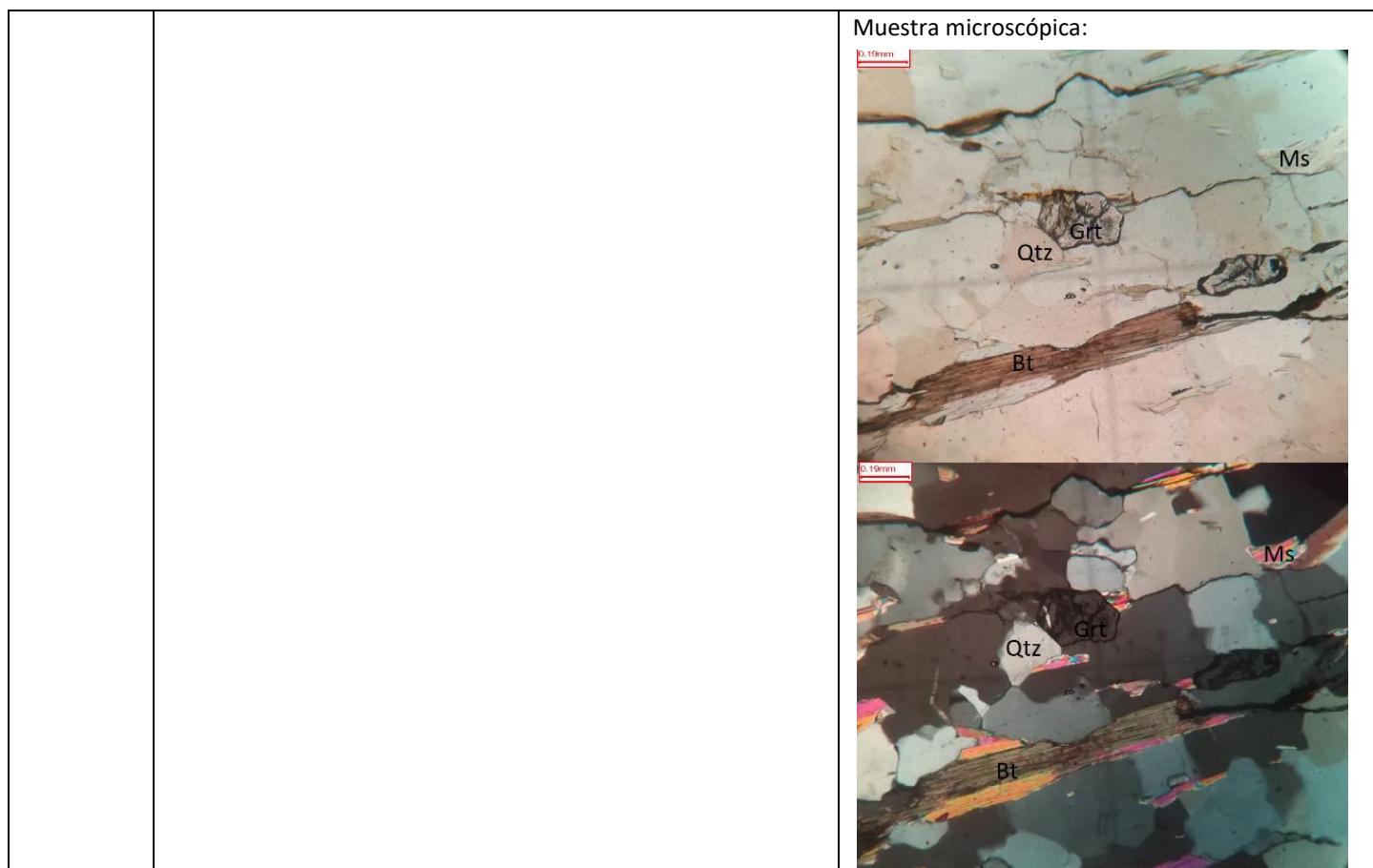


04B	<u>Descripción macroscópica:</u> presenta color gris verdosa, con estructura esquistosa. Está compuesta por cuarzo, clorita, biotita y anfíboles. <u>Descripción microscópica:</u> en lámina delgada se observa hornblenda (Hbl), epidoto (Ep), cuarzo (Qtz), biotita (Bt) y clorita (Chl) como accesorios minerales férricos y opacos. La hornblenda tiene una textura nematoblástica ocupando junto al epidoto la mayor proporción de la muestra. Se presenta como una gran cantidad de pequeños prismas alineados. Los ejemplares de biotita son de importante tamaño, con textura lepidoblástica y en algunos casos con extinción ondulante. El cuarzo tiene una textura granoblástica, tiene extinción ondulante y algunas veces en láminas. Se encuentra formando subgranos y en algunos ejemplares se observa engolfamiento y nucleación. La clorita se encuentra en poca proporción y pasando a biotita. <u>Nombre:</u> ESQUISTO ANFIBÓLICO <u>Facies de Anfibolita</u>	Muestra macroscópica:  Muestra microscópica: 
------------	--	--

05A	<u>Descripción macroscópica:</u> presenta color pardo grisáceo a gris verdoso, con estructura foliada. Está compuesta por granates hexagonales, anfíboles, moscovita y cuarzo. <u>Descripción microscópica:</u> en lámina delgada se observa cuarzo (Qtz), granates (Grt) hexagonales, hornblenda (Hbl), biotita (Bt), moscovita (Ms), plagioclasa y como accesorios epidoto, apatito y opacos. El cuarzo presenta extinción ondulante y formación de subgranos. La textura es granoblástica poligonal y en algunos casos suturada. En algunos sectores aparece formando pequeños cristales junto con folias de moscovita formando una matriz milonítica. Los granates están como fenoblastos en una textura porfiroblástica, presentando en algunos individuos textura pseudocribosa. La hornblenda se presenta en cristales que están siendo reemplazados por óxidos a través de las líneas de fracturas. Las plagioclasas presentan textura deformacional tipo Frame pareciendo una macla en peine. <u>Nombre:</u> GNEIS GRANATÍFERO-ANFIBÓLICO-MICÁCEO-MILONÍTICO <u>Facies de Anfibolita</u>	Muestra macroscópica:  Muestra microscópica: 
06B	<u>Descripción macroscópica:</u> presenta color gris oscuro, con estructura esquistosa. Está compuesta por cuarzo, biotita y moscovita. <u>Descripción microscópica:</u> en lámina delgada presenta cuarzo, biotita, estaurolita, moscovita y como accesorios epidotos (pistacita y clinozoisita), apatito y opacos. El cuarzo presenta extinción ondulante y formación de subgranos, presenta cristales con engolfamiento y nucleación y extinciones en láminas de Böhm y en lamelas. La textura es granoblástica suturada y se observa en lamelas. En algunos	Muestra macroscópica: 

	individuos Los cristales están inmersos en una matriz en textura de núcleo y manto. Los cristales de biotita presentan texturas deformacionales, flexión y pliegues King y extinción ondulante. Se presentan además formando parte de la matriz. <u>Nombre:</u> ESQUISTO MILONÍTICO <u>Facies de Esquistos Verdes</u>	Muestra microscópica: 
07C	<u>Descripción macroscópica:</u> presenta color gris claro, tiene estructura foliada. Está compuesta por cuarzo, anfíbol y moscovita. Aparentemente de protolito ígneo granítico. <u>Descripción microscópica:</u> en lámina delgada se observa cuarzo (Qtz), hornblenda (Hbl), moscovita (Ms), biotita (Bt) granate y como accesorios epidotos (pistacita) y opacos. El cuarzo se presenta en cristales grandes, con extinción ondulantes y en menor medida extingue en láminas de Böhm y tienen textura granoblástica poligonal. Además, se encuentran inmersos en una matriz formada por micas y cuarzo observa formando parte de la matriz, junto con las micas. La hornblenda se observa en sección basal y prismática presentando una textura nematoblástica. Algunos ejemplares presentan principios de desferrización por las zonas de debilidad y halos de reacción. Las micas son de pequeño tamaño y se presentan como folias orientadas formando una textura lepidoblástica y en algunos sectores con textura de cusada, se encuentra formando parte de la matriz. Los granates de gran tamaño y con numerosas inclusiones de cuarzo y con textura pseudocribosa.	Muestra macroscópica: 

	<u>Nombre:</u> ORTOGNEIS PROTOMILONITICO <u>Facies de Anfibolita</u>	Muestra microscópica: 
08B	<u>Descripción macroscópica:</u> presenta color pardo claro, con estructura esquistosa. Está compuesta por cuarzo, moscovita y biotita. <u>Descripción microscópica:</u> en lámina delgada se observa principalmente cuarzo (Qtz), en menor proporción moscovita (Ms), biotita (Bt), granate (Grt), plagioclasa y como accesorios epidoto (pistacita) y zircones. El cuarzo posee extinción ondulante y en algunos casos con laminación Böhm, además de extinguir en lamelas. Se presentan formando subgranos con textura granoblástica poligonal generalmente y suturada en algunos casos. La moscovita y la biotita se presentan en folias de menor tamaño formando una textura lepidoblástica. Los granates se encuentran en cristales euhedrales y subhedrales. Los ejemplares de plagioclasa son escasos y se presentan con texturas deformacionales de tipo Frame. <u>Nombre:</u> ESQUISTO CUARZO-MOSCOVÍTICO <u>Facies de Anfibolita</u>	Muestra macroscópica: 



5.1.4. Conteo mineralógico modal

El conteo modal de minerales permitió caracterizar con mayor detalle la mineralogía expresada en porcentaje para cada una de las muestras. En la **tabla N° 2** puede observarse un resumen de los datos arrojados por el programa *JMicroVision*, con el que se realizó el conteo modal. En ella pueden observarse los resultados composicionales de cada muestra analizada.

TABLA N° 2: Conteo porcentual de minerales de cada muestra y parámetros de presión (P) y temperatura (T) asignado.

Muestras / Composición mineral	01A	03A	04B	05A	06B	07C	08B
Cuarzo (Qtz)	64,89%	69,33%	45,54%	60,89%	67,11%	58,93%	79,02%
Plagioclasa (Pl)	0,00%	0,00%	0,00%	0,44%	0,00%	0,00%	0,00%
Granate (Gt)	0,00%	0,00%	0,00%	1,33%	0,44%	2,68%	1,34%
Hornblenda verde (Hbl)	0,00%	0,00%	30,80%	3,11%	0,00%	13,39%	0,00%
Biotita (Bt)	18,22%	0,44%	4,02%	12,00%	22,22%	7,14%	4,46%
Moscovita (Ms)	0,44%	10,22%	0,00%	20,00%	6,22%	15,18%	15,18%
Clorita (Chl)	4,00%	0,44%	0,89%	0,00%	2,67%	0,00%	0,00%
Clinozoisita (Czo)	0,00%	0,44%	13,39%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
Epidoto (Ep)	0,00%	2,22%	3,57%	0,00%	0,00%	1,34%	0,00%
Opacos y férricos	1,33%	16,89%	1,79%	2,22%	1,33%	1,34%	0,00%
Calcita (Cal)	11,11%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%	0,00%
TOTAL	100,00%	100,00%	100,00%	100,00%	99,99%	100,00%	100,00%
P (Gpa)	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8
T (°C)	450	450	650	650	450	650	650
Nombre de la roca	Esquisto cuarzo- biotítico- protomilonítico	Esquisto cuarzo- micáceo	Esquisto anfibólico	Gneiss granatífero- anfibólico-micáceo- milonítico	Esquisto milonítico	Ortogneiss milonítico	Esquisto cuarzo- moscovítico

5.2. GEOFÍSICA

5.2.1. Geofísica indirecta para la determinación de parámetros geofísicos

Para la determinación de parámetros geofísicos usando la macro de excel de Hacker y Abers (2004), fue necesario asignar las condiciones de presión (P) y temperatura (T) (**ver tabla N° 2**).

El basamento de Pie de Palo sufrió dos picos metamórficos según Baldo *et al.* (1998) y Casquet *et al.* (2001). El primero de edad Greenville fue de baja presión/temperatura (P/T) alcanzando en algunos lugares condiciones migmatíticas de alto grado (686 ± 40 MPa, 790 ± 17 °C). El segundo pico es de edad famatiniana y tuvo lugar en condiciones de P/T más altas, siguiendo una trayectoria P-T en el sentido de las agujas del reloj (pico bórico: 1300 ± 100 Mpa, 600 ± 50 °C). Vujovich y van Staal (2005) sugirieron que el pico del metamorfismo se alcanzó durante el evento de colisión en la orogenia famatiniana. Además, Ramacciotti, *et al.* (2019) propone que la sierra de Pie de Palo forma parte del antearco famatiniano el cual muestra variaciones de P-T transversalmente al arco magmático famatiniano. Dichas variaciones se registran como una disminución de P (desde ca. 13 hasta 6 kbar), T (desde ca. 900 hasta 450 °C).

En función a lo anteriormente nombrado y teniendo en cuenta, el gráfico de Winlker (1979) (**fig. N° 4.10.**), el cual relaciona las facies metamórficas, en función de la presión y temperatura, se fijaron condiciones de P y T para facies de esquistos verdes y facies de anfibolita de las muestras tomadas. Las condiciones de P y T se fijaron en 450 °C y 0,7 GPa para las muestras correspondientes a facies de esquistos verdes y en 650 °C y 0,8 GPa para muestras en facies de anfibolitas.

La estimación de los parámetros geofísicos (Vp, Vs, relaciones de Poisson, etc.) se muestran ilustrados en la **tabla N° 3**. Esta tabla presenta estimaciones diferentes en las propiedades sísmicas calculadas debido a variaciones en la composición mineralógica para las rocas analizadas y además por las condiciones de P y T establecidas.

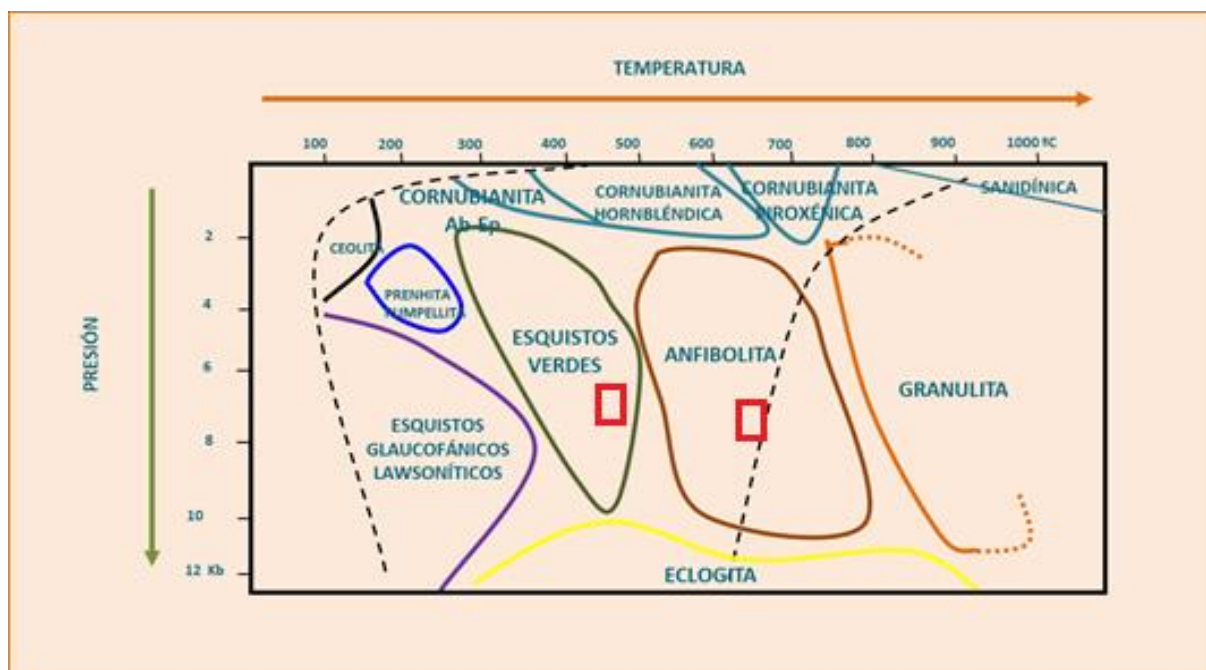


Figura N° 4.10: Diagrama de facies metamórficas, en función de la presión (P) y la temperatura (T). Los recuadros rojos muestran las condiciones de P y T en facies de esquistos verdes y anfibolita utilizados para la estimación de los parámetros geofísicos de las muestras recolectadas, 450 °C - 0,7 GPa y 650 °C - 0,8 GPa, reespectivamente. Modificado de Winkler (1979).

TABLA N° 3: Parámetros geofísicos calculadas para cada muestra en condiciones de P= 0,7 GPa y T= 450 °C para facies de esquistos verdes y P= 0.8 GPa y T= 650 °C para facies de anfibolitas, según la planilla macro de excel de Hacker y Abers (2004):

Muestras	01A	03A	04B	05A	06B	07C	08B
P (GPa)	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8
T (°C)	450	450	650	650	450	650	650
Physical properties calculated with Hashin-Shtrikman average:							
H ₂ O (wt%)	1,06	0,57	1,34	1,40	1,33	1,29	0,84
rho (g/cm ³)	2,87	3,15	3,04	2,88	2,89	2,89	2,75
V _p (km/s)	5,80	6,11	6,44	5,75	5,68	5,98	5,84
V _s (km/s)	3,57	3,84	3,86	3,54	3,54	3,68	3,71
K (GPa)	47,51	55,40	65,46	46,93	45,27	51,17	43,30
G (GPa)	36,62	46,44	45,33	36,10	36,20	39,28	37,97
Poissons	0,19	0,17	0,22	0,19	0,18	0,19	0,16
Physical properties calculated with Hashin-Shtrikman, Voigt and Reuss bounds:							
V _p H-S max	5,83	6,21	6,51	5,80	5,72	6,05	5,86
V _p H-S min	5,76	6,00	6,36	5,70	5,64	5,92	5,82
V _p Voigt	5,91	6,56	6,69	5,91	5,80	6,19	5,91
V _p Reuss	5,67	5,87	6,24	5,62	5,56	5,82	5,78
V _p VRH	5,79	6,22	6,47	5,76	5,68	6,01	5,84
V _s H-S max	3,60	3,88	3,88	3,58	3,57	3,72	3,73
V _s H-S min	3,55	3,81	3,85	3,51	3,50	3,65	3,70
V _s Voigt	3,64	3,96	3,91	3,63	3,61	3,77	3,76
V _s Reuss	3,48	3,75	3,81	3,44	3,42	3,59	3,66
V _s VRH	3,56	3,86	3,86	3,53	3,52	3,68	3,71
K H-S max	48	58	68	48	46	53	44
K H-S min	47	53	63	46	45	50	43
K Voigt	50	70	74	50	47	56	44
K Reuss	46	49	59	45	44	48	43
K VRH	48	60	67	48	46	52	44
G H-S max	37	47	46	37	37	40	38
G H-S min	36	46	45	35	36	39	38
G Voigt	38	49	46	38	38	41	39
G Reuss	35	44	44	34	34	37	37
G VRH	36	47	45	36	36	39	38

5.2.2. Geofísica mediante función del receptor

La **figura 4.11** muestra una representación gráfica de la estructura de velocidades sísmicas ondas S (km/s) adquirida mediante la técnica de función de receptor, desde Precordillera Central, atravesando el valle del Tulum y termina en el flanco occidental de la sierra de Pie de Palo, abarcando hasta los 20 km de profundidad.

A partir de la determinación de parámetros geofísicos obtenidas mediante geofísica indirecta (**tabla N° 3**), se estimaron las velocidades de ondas S (V_s) para cada muestra estudiada. Las mismas varían entre 3,54 y 3,86 km/s (**tabla N° 3**).

En el caso de la geofísica usando FR, el modelo de V_s a nivel de corteza indicaría que las litologías muestreadas se ubicarían a profundidades >20 km según los valores de V_s estimados a partir de Hacker y Aber (2004). Esta zona se muestra con coloración lila en el extremo inferior derecho de la tomografía sísmica mostrada en la **fig. N° 4.11**. En dicho sector de la tomografía, se observan velocidades $V_s > 3,5$ km/s, donde se esperaría encontrar las unidades de roca aflorantes en el sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo (**fig. N° 4.11**). Para valores más elevados de V_s (3,68 a 3,85 km/s), se esperaría encontrar las litologías correspondientes a mayor profundidad, fuera de la escala del perfil tomográfico.

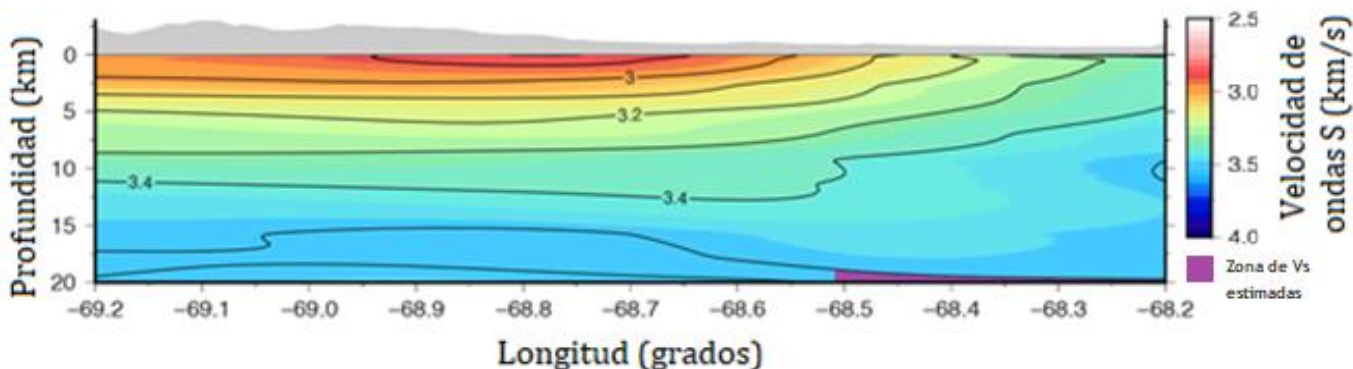


Figura N° 4.11: Representación gráfica de los valores de velocidad de las ondas S (V_s) en función de la profundidad desde la Precordillera, atravesando el Valle de Tulum y termina al pie del flanco occidental de la sierra de Pie de Palo. El extremo inferior derecho de la figura muestra a la profundidad de 20 km con color lila el sector bajo el valle del Tulum donde los valores estimados de V_s para las muestras tomadas en este trabajo varían entre 3,54 y 3,86 km/s. En la figura se ha coloreado con lila a la zona, en las longitudes del valle del Tulum, que correspondería a estos valores, coincidiendo con profundidades de 20 km.

5.3. MODELO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO:

A partir de la modificación del perfil geológico ilustrado por Rocca (1969) se hizo una comparación con los resultados de la tomografía sísmica de ondas S:

- Como se nombró anteriormente, las rocas aflorantes en el sudoeste de la sierra de Pie de Palo coincidentes con la unidad metasedimentaria Difunta Correa y el Complejo Pie de Palo se les estimó una velocidad de ondas secundarias: $V_s > 3,5$ km/s pueden ser proyectadas a profundidades mayores de 20 km y se esperaría encontrarlas a profundidades de hasta 28 km aproximadamente para los mayores valores de V_s a pesar de no observarse por quedar fuera del gráfico (**fig. N° 4.11**).

- Los colores celestes claros y verde agua (**fig. N° 4.12 B**) coinciden con las V_s del Grupo Cauce, $\sim 3,3$ km/s a $3,4$ km/s, se estiman estas velocidades en función de su composición debido a que estas rocas son calcáreas y cuarcíticas que han sido afectadas por un metamorfismo de bajo grado. Este grupo junto con los grupos de rocas de la sierra de Pie de Palo anteriormente nombrados son consideradas como basamento del valle del Tulum. Su presencia en el subsuelo al alcance de perforaciones es, por lo tanto, altamente probable en la mayor parte del valle situado al este del sistema de fallas de Tulum. Se ha comprobado la presencia de estas rocas en el subsuelo en el pozo de exploración de hidrocarburos perforado al este de la localidad de Media Agua-1, a partir de los 2.942 m de profundidad (Zambrano y Suvires, 2008). A pesar de encontrarse a profundidades cercanas a la superficie es esperable que estas litologías continúen en profundidad, dada la correlación que se hizo con las muestras de rocas obtenidas en la sierra de Pie de Palo.

- Por encima de este basamento se encuentran sedimentitas marinas de edad paleozoica inferior a media compuestas por calizas y dolomías cámbricas y ordovícicas y lutitas, areniscas y grauvacas del Ordovícico superior hasta el Devónico inferior. Las V_s para calizas varían entre $2,5$ y $3,25$ km/s mientras que las dolomías alcanzan los $3,25$ km/s en profundidad (<https://www.eoas.ubc.ca/courses/eosc350/content/foundations/properties/velocity.htm>). Cabe aclarar que en superficie la velocidad de onda P (V_p) es igual a la V_s ; en profundidad se cumple que $V_s = 0,5 \cdot V_p$. Estas unidades sedimentarias buzcan hacia el este, motivo por el cual son muy altas las probabilidades de encontrarlas en el subsuelo del valle al oeste de la zona de fallas de Tulum.

- Respecto a las unidades que se encuentran por encima de las sedimentitas marinas paleozoicas, en el valle de Tulum están depositadas volcanitas terciarias, depósitos aluviales mio-pliocenos y sedimentos cuaternarios. Los depósitos aluviales mio-pliocenos están formados en su parte inferior por areniscas y lutitas (en parte

yesíferas o tobáceas); pasan transicionalmente a bancos conglomerádicos con algunas intercalaciones de areniscas generalmente gruesas. Finalmente, los sedimentos cuaternarios, los cuales están formados por arenas intercalados con limos, además de gravas gruesas y finas y material arcilloso, localmente con algún contenido de sales (Zambrano y Suvires, 2008), y además, con aporte de arenas y limos eólicos. Este relleno cuaternario contiene prácticamente todos los acuíferos explotados en el valle de Tulum mientras que el subyacente terciario se comporta parcialmente como basamento hidrogeológico. El espesor de los depósitos terciarios medidos en un pozo de Media Agua alcanzó los 1.200 m y para los depósitos cuaternarios se encontró el mayor espesor en el pozo Ramblón-1, Media Agua y Punta del Agua; con espesores de 975m, 1.022m y 1.150m, respectivamente (Zambrano y Suvires, 2008). Las velocidades de ondas S (V_s) para estas litologías son muy bajas variando desde 0,3 km/s para rocas conglomerados y gravas mal compactadas hasta 3,5 km/s para areniscas y lutitas bien compactas. En la **fig. N° 4.12 B** el terciario coincidiría con los colores verde agua y amarillo del perfil ($V_s=3,1$ km/ a 3,3 km/s) y los colores anaranjados y rojo quedan definidos para el cuaternario ($V_s>3,1$ km/s). Estas unidades quedarían así proyectadas hasta los 7 km de profundidad aproximadamente en las zonas con mayores espesores de depósitos.

- La presencia de la falla del Tulum en la mitad del perfil del valle del Tulum, determinada así en el perfil de Rocca (1969), puede verse ilustrada también en la tomografía sísmica comprobando su continuidad en profundidad.

En función de las características anteriormente nombradas en la **fig. N° 4.12 C** se ilustra el perfil esquemático del valle del Tulum enfocado en la evaluación realizada del potencial geotérmico. El mismo ilustra la posible circulación de fluidos, comenzando con la infiltración de agua de lluvia y de las vertientes encontradas en la ladera sudoccidental de la sierra de Pie de Palo; posteriormente los fluidos en profundidad circulan a través de unidades del basamento que se presentan intenso fracturamiento y llegando a infiltrarse a profundidades mayores a 15 km. Debido al gradiente geotérmico en condiciones normales por infiltrarse en profundidad, estas aguas aumentarían su temperatura aproximadamente de 3°C cada 100 m. Finalmente, se propone un ascenso de estos fluidos, ya calentados en profundidad, por la falla del Tulum (como vía principal, por su continuidad en profundidad) y por la estratificación de unidades terciarias debido a su posicionamiento casi vertical (como vía secundaria, aunque no de menor importancia).

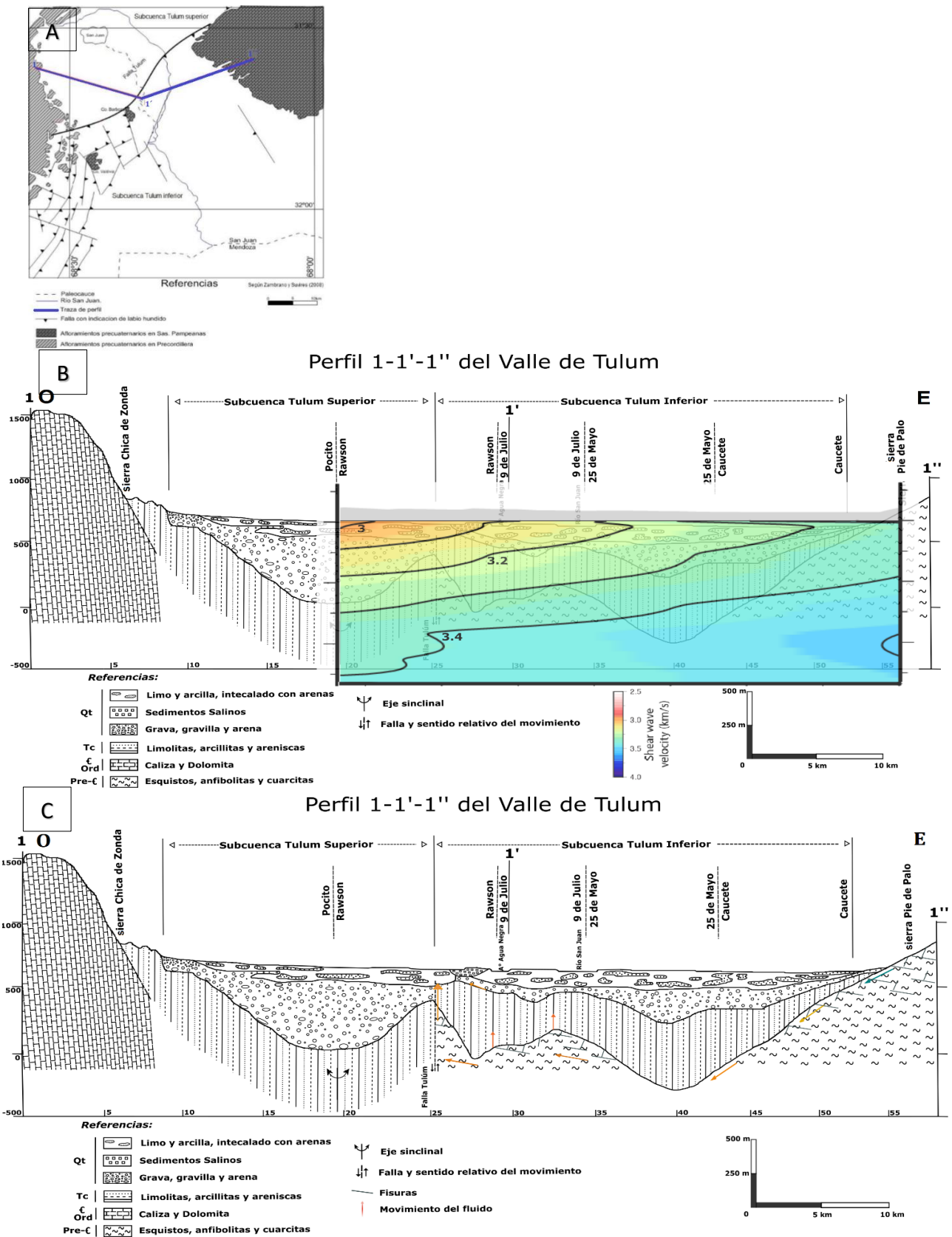


Figura N° 4.12: Perfil geológico del valle del Tulum. A- Ubicación del perfil 1-1'-1'' desde la sierra Chica de Zonda hasta la sierra de Pie de Palo. B- Perfil geológico 1-1'-1'' del valle de Tulum con la tomografía sísmica de Vs, este ajuste es esquemático y se utilizó para corroborar la continuidad de las litologías en subsuelo como así también las estructuras geológicas. C- Perfil geológico 1-1'-1'' del valle de Tulum con la interpretación geotérmica. Modificado de Rocca (1969).

6. CONCLUSIONES

El interés de explotar energía geotérmica surge de la necesidad de optimizar recursos energéticos utilizando energías renovables que contribuyan a mejorar la calidad de vida de los habitantes y que sean amigables con el medio ambiente.

El análisis integrado de estudios petrológicos y determinaciones geofísicas permitió mejorar la caracterización del sector oriental del basamento del valle de Tulum y evaluar su potencial geotérmico de baja entalpía.

El estudio determinó que las unidades aflorantes en el sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, pertenecientes al Complejo Pie de Palo y a la unidad metasedimentaria Difunta Correa, conforman el basamento metamórfico del valle de Tulum, encontrándose a una profundidad de entre 20 y 28 km en el valle de Tulum. Los parámetros petrofísicos estimados para este tipo de rocas indican que las mismas presentan una elevada impermeabilidad (porosidades del 3% y 10^{-7} - 10^{-8} de permeabilidad para rocas esquistosas y de 0,5-1,5% y 10^{-9} - 10^{-12} para gneises) lo cual podría actuar como nivel de confinamiento de las capas acuíferas del valle de Tulum.

A partir del estudio integral y sobre la base de datos previos disponibles en el valle de Tulum, se determinó que las capas más superficiales de unidades del valle del Tulum denotan velocidades de ondas S (Vs) menores que 3,1 km/s consistentes con litologías cuaternarias y Vs entre 3,1 km/ y 3,3 km/s para unidades terciarias, ambas constituyen el relleno de cuenca. En niveles inferiores, a profundidades de hasta 2.900 m, se indentificaron Vs que alcanzan 3,25 km/s, que representan las unidades Paleozoicas inferiores y medias correspondientes a sedimentitas marinas (calizas y dolomías principalmente). Para el Grupo Caucete se estiman Vs ~3,3 km/s a 3,4 km/s, en función de su composición por ser rocas calcáreas y cuarcíticas que han sido afectadas por un metamorfismo de bajo grado, en perforaciones se las ha encontrado a partir de 2.942 m de profundidad.

La presencia de sistemas de fallas y discontinuidades geológicas que controlan la geometría de la cuenca y el conocimiento de infiltración de agua de lluvia y de vertientes encontradas que afloran en el flanco occidental de la sierra de Pie de Palo, permitió evaluar la zona con una posible infiltración de fluidos en el flanco occidental hasta profundidades mayores de ~15 km, estando en contacto con rocas del

basamento. Si bien los parámetros petrofísicos le confieren una elevada impermeabilidad al basamento, en niveles más someros su elevada fragilidad y fracturación dada a su estructura, puede favorecer la circulación de fluidos a través de estas rocas y en zonas de contacto con unidades más jóvenes. La presencia de la falla del Tulum en la mitad del perfil (**fig. N° 4.12**) se ha evaluado como una posible principal vía de ascenso de fluidos a superficie, como así también de manera secundaria, pero no de menor importancia, la estratificación de las capas terciarias debido a su posicionamiento casi vertical. Además, teniendo en cuenta el gradiente geotérmico normal por infiltrarse en profundidad, estas aguas aumentarían su temperatura aproximadamente de 3°C cada 100 m.

Esta energía natural en forma de calor almacenada en el subsuelo terrestre, comprendida a profundidades lo suficientemente cercanas a la superficie puede ser utilizada en la generación de diferentes tipos de energía permitiendo reducir costos en la producción industrial y constituyendo una fuente de energía alternativa para la región.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ❖ Alvarado, P., Barrientos, S., Saez, M., Astroza, M. y Beck, S., 2009. Source study and tectonic implication of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 175 (2009) 26-36.
- ❖ Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M. y Triepo, E. 2005. Crustal deformation in the south-central Andes Backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modelling. *Geophysical Journal International*, 163 ("), 580-598.
- ❖ Alvarado, P., Sánchez, G., Saez, M. y Castro de Machuca, B., 2010. Nuevas evidencias de la actividad sísmica del terreno Cuyania en la region de subducción de placa horizontal de Argentina. *Revista Mexicana de ciencias geológicas*. 27 (2), 278-291.
- ❖ Alvarado, P. y Beck, S., 2006. Source Characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1944 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8). *Earth and Planetary Science Letters* 243: 615-631.
- ❖ Ammirati, J.B., Alvarado, P. y Beck, S., 2015. A lithospheric velocity model for the flat slab region of Argentina from joint inversion of Rayleigh wave phase velocity dispersion and teleseismic receiver functions: *Geophysical Journal International*, 202: 224-241.
- ❖ Ammirati, J. B., Alvarado, P., Perarnau, M. y Saez, M., 2013. Crustal structure of the Central Precordillera of San Juan, Argentina (31°S) using teleseismic receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences* 46 (2013): 100-109.
- ❖ Ammirati, J. B., Perez, S., Alvarado, P., Beck, S., Rocher, S. y Zandt, G., 2016. High-resolution images above the Pampean flat slab of Argentina (31-32°S) from local receiver fuctions: Implications on regional tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 450 p. 29-39, Ambterdam.
- ❖ Ammirati, J. B., Venerdini, A., Alcacer, J., Alvarado, P., Miranda, S. y Gilbert, H., 2018. New insights on regional tectonics and basement composition beneath the Eastern Sierras Pampeanas (Argentine back-arc región) from seismological and gravity data. *Tectonophysics*, vol. 740 p. 42-52. Amsterdam.
- ❖ Amos, A. J., 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de LA Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9 (1), 5-38.
- ❖ Amos, A. J. y Boucot, A.J., 1963. A revisión of the brachipod family Leptocoeliidae. *Paleontology* 6 (3), 440-457.

- ❖ Amos, A. J. y Rolleri, E. O., 1965. El Carbónoco marino en el valle de Calingasta-Uspallata (San Juan y Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras 368, pp. 11-13.
- ❖ Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. y Beck, S. L., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International* 171(1): 419-434.
- ❖ Baldo, E., Casquet, C. y Gallindo, C., 1998. Datos preliminares sobre el metamorfismo de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales (Argentina). *Geogaceta*, 24: 39-42.
- ❖ Baldo, E.G.; Casquet, C.; Pankhurst, R.J.; Galindo, C.; Rapela, C.W.; Fanning, C.M.; Dahlquist, J.A. y Murra, J., 2006. Neoproterozoic A-type magmatism in the Western Sierras Pampeanas (Argentina): Evidence for Rodinia break-up along a proto-lapetus rift? *Terra Nova* 18: 388-394.
- ❖ Bastías, H., 1986. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera: San Juan, Argentina, Universidad Nacional de San Juan, tesis doctoral. P, 147.
- ❖ Bercowski, F., Berenstein, L. R. de, Johnson, N. M., y Naeser, C. W., 1986. Sedimentología, magnetoestratigrafía y edad isotópica del Terciario en Loma de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan. 1º Reunión Argentina de Sedimentología, Asociación Argentina de Sedimentología: 169-172. La Plata.
- ❖ Bercowski, F., Berenstein, L. R. de, Johnson, N. M. y Naeser, C. W., 1987. Litofacies y paleoambientes del Terciario en Loma de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, Volumen 2: 101-104. Buenos Aires.
- ❖ Bercowski F., Reynolds, J.H, Jordan, T.E, Tabbutt, K., Ré, G., Vilas, J., Beer, J. A., Damanti, J. F. y Ramos, V., 1990. Chronology of foreland deformation in the precordillera-sierras Pampeanas region of Argentina (28°-33°S)
- ❖ Bercowski F., Cesari, S. N., Milana, J. P. y Gutierrez. P.R., 1991. Palynomorphs from the Guandacol Formation in Rio Francia locality, San Juan Province: paleoenvironmental and stratigraphic significance. 12th Int. Congr. Carboniferous and Permian Stratigr. Geol., Buenos Aires.
- ❖ Bergstrom, S. M., Krekeler, M. P. S., Congolani, C. y Astini, R. A., 1996. Lower and Middle Ordovician K-bentonites in the Precordillera of Argentina: A progress report, XIII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, V: 481-490, Buenos Aires.

- ❖ Bodenbender, G., 1895. El terremoto argentino del 27 de octubre de 1894: Córdoba, Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, p. 48.
- ❖ Bordonaro, O., 1980. El Cámbrico en la Quebrada de Zonda, Provincia de San Juan: Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (1): 26-41.
- ❖ Bordonaro, O., 1993. Utilidad de los carbonatos cámbricos – ordovícicos de la Precordillera Argentina como rocas de aplicación industrial. Revista Ciencias, 3: 1-8. Universidad Nacional de San Juan, San Juan.
- ❖ Borrello, A. Y., 1962. Caliza La Laja (Cámbrico medio de San Juan). Notas Comisión Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, 2: 3-8, La Plata.
- ❖ Borrello, A. Y., 1968. Los pisos estructurales de la Precordillera-Cordillera Frontal en su evolución orogénica, Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas (CoModoro Rivadavia, 1966), 3: 227-232, Buenos Aires.
- ❖ Borrello, A. Y., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 1-136, Buenos Aires.
- ❖ Cahill, T., Isacks., B. L., 1992. Seismicity and the shape of the subducted Nazca plate. Journal of Geophysical Research 97, 17503-17529.
- ❖ Calkins, J. A., Zandt, G., Gilbert, H. J. and Beck, S. L., 2006. Crustal images from San Juan, Argentina, obtained using high frequency local event receiver functions. Geophysical Research Letters / Volume 33, Issue 7.
- ❖ Candia, R. e Ibañez, G., 2000. Cobertura vegetal de San Juan. Catálogo de Recursos Humanos e Información relacionada con la temática ambiental en la región andina. Capítulo 14.
- ❖ Cardó, R., 1978. Estudio geológico de la Quebrada Grande del Molle, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 49 p. (inédito), San Juan.
- ❖ Casquet, C. Baldo, E., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M. y Saavedra, J., 2001. Involvement of the Argentine Precordillera terrane in the Famatinian mobile belt: Geochronological (U-Pb SHRIMP) and metamorphic evidence from the Sierra de Pie de Palo. GEOLOGY; Lugar: Boulder; Año: 2001 vol. 29 p. 703 – 706.
- ❖ Castro, C. E., 1980. Estudio litológico y estructural de las metamorfitas calcáreas en los alrededores de la quebrada de las Piedras Pintadas, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 71 p. (inédito), San Juan.

- ❖ Castro de Machuca, B., Perarnau, M., Alvarado, P., López, G. y Saez, M., 2012. A seismological and petrological crustal model for the southwest of the Sierra de Pie de Palo, San Juan (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 69(2): 177-184.
- ❖ CEREIS, 2011. Centro Regional de Sismología para América del Sur. Intensidades sísmicas para los terremotos destructivos de Argentina. Catálogo on-line (www.ceresis.org).
- ❖ Chinn, D.S., Isacks, B.L., 1983. Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides island arc. *Tectonics*, 2(6), 529-563.
- ❖ Dalla Salda, L. y Varela, R., 1982. La estructura del basamento del tercio sur de la sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 1:451-468, Buenos Aires.
- ❖ Dalla Salda, L. y Varela, R., 1984. El metamorfismo en el tercio sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1- 2): 68-93, Buenos Aires.
- ❖ Eder, J., Wetten, C. y Williams, W., 1975. Investigación del agua subterránea en el valle de Iglesia. Provincia de San Juan. CRAS, San Juan.
- ❖ Engdahl, E. R., Vander Hilst, R. y Buland, R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 88 (3), 722-743.
- ❖ Fowler, C. M. R., 2005. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- ❖ Galindo, C.; Casquet, C.; Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Baldo, E.G. y Saavedra, J., 2004. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: Tectonic implications. *Precambrian Research* 131: 55-71.
- ❖ Gans, C. R., Beck, S. L., Zandt, G., Gilbert, H., Alvarado, P., Anderson, M. y Linkimer, L., 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: new high-resolution results. *Geophysical Journal International* (2011) 186, 45-58.
- ❖ Garber, J.M.; Roeske, S.M.; Warren, J.; Mulcahy, S.R.; McClelland, W.C.; Austin, L.J.; Renne, P.R. y Vujovich, G.I., 2014. Crustal shortening, exhumation, and strain localization in a collisional orogen: The Bajo Pequeño Shear Zone, Sierra de Pie de Palo, Argentina. *Tectonics* 33: 1277-1303.

- ❖ Gilbert, H., Beck, S. y Zandt, G., 2006. Litospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina, *Geophys. J. Int.*, 165, 383-398.
- ❖ Google Earth Pro, 2020. <https://earth.google.com/web/@-31.57615166,-68.12192677,1399.09587999a,55624.27448639d,35y,0h,0t,0r?utm_source=earth7&utm_campaign=vine&hl=es-419>.
- ❖ Groeber, P. y Tapia, A., 1926. Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la Quebrada de Ullum (San Juan): Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería (Servicio Geológico Minero Argentino), Fascículos 25-26.
- ❖ Gutscher, M. A., Maury, R., Eissen, J. P. y Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28, 535-538, doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2.
- ❖ Furque, G. y Cuerda, A. J., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, 2° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 455-522, Córdoba.
- ❖ Hacker, B. y Abers, G., (2004). Subduction Factory 3: An Excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H₂O contents of mineral and rocks at pressure and temperatura. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* G3. Technical Brief 5 (1), doi: 10.1029/2003GC000614.
- ❖ Huff, D. W., Bergstrom, S. M., Frekeler, S., Kolata, D. R. y Congolanl, C., 1997. A biostratigraphically well-constrained K-bentonite U-Pb zircon age of the lowermost Darrinwillian Stage (Middle Ordovician) from the Argentine Precodillera. *Episodes*, 20: 29-33.
- ❖ Huff, D. W., Bergstrom, S. M., Kolata, D. R., Congolanl, C. y Astini, R. A., 1998. Ordovician K-bentonites in the Argentine Precordillera: relations to Gondwana margin evolution. En Pankhruste, R. J. y Rapela, C. E. (Eds.) *The proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society. London, Special Publicarions, 142: 107-126.
- ❖ INDEC, 2010. Provincia de San Juan. Población total y variación intercensal absoluta y relativa por departamento. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2001 y 2010. Buenos Aires.
- ❖ INPRES, 1977. El terremoto de San Juan del 23 de noviembre de 1977: Informe Preliminar, p. 102. San Juan.
- ❖ INPRES, 1993. La verdadera dimensión del problema sísmico en la provincia de San Juan. Publicación técnica 18, p. 46. San Juan.

- ❖ INPRES, 2009. Listado de terremotos históricos, catálogo on-line.
<http://www.inpres.gob.ar/>.
- ❖ INPRES, 2020. Instituto Nacional de Prevención Sísmica.
<http://www.inpres.gob.ar/>.
- ❖ Isacks, B. L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211–3231.
- ❖ ISC, 2019. International Seismological Center, On-line Bulletin,
<http://www.isc.ac.uk>, Internat. Seismol. Cent. Thatcham, United Kingdom.
- ❖ Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A. y Ando, C. J., 1983. Andean tectonics related to the geometry of the Mazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361.
- ❖ Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B. y Correig, A. M., 2000. Joint inversion of receiver function and Surface wave dispersion observations. *Geophys. J. Int.* 143, 99 a 112.
- ❖ Kandinsky-Cade, K. A., 1985; Seismotectonics of the Chile margin and the 1977 Cauete earthquake of western Argentina: New York, United States, Ithaca, Cornell University, Tesis Doctoral, 268 p.
- ❖ Keller, M. y Bordonaro, O., 1993. Arrecifes de estromatopóridos en el Ordovícico inferior del oeste argentino y sus implicancias paleogeográficas. *Revista Española de Paleontología*, 8 (2): 165-169.
- ❖ Kobayashi, T., 1937. The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Journal of Faculty of Science, Imperial University of Tokyo*, II (5): 369-522, Tokyo.
- ❖ Langer, C. J. y Hartzell, S., 1996. Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake: *Physics Earth Planetary Interiors*. 94(1-2), 121-132. Doi:10.1016/0031-9201(95)03080-8.
- ❖ Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.* 84, 474 a 476.
- ❖ Leveratto, M. A., 1968. Geología de la zona al oeste de Ullum-Zonda, borde oriental de la precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(1): 53-58, Buenos Aires.
- ❖ Linares, E., Panarello, H. O., Valencio S. A. y García, C. M., 1982. Isótopos del Carbono y Oxígeno de las calizas de las Sierras Chica de Zonda y de Pie de Palo, Provincia de San Juan. *Revista Asociación Geológica Argentina*, XXXVII (1): 80-90.

- ❖ Linkimer, L., Beck, S., Zandt, G., Alvarado, P., Anderson, M., Gilbert, H. y Zhang, H., 2019. Lithospheric structure of the Pampean Flat slab region from double-difference tomography. *Journal of South American Earth Sciences*, 102417.
- ❖ López, J. I., 2016. Potencial geotérmico de los valles de Tulum y Matagusanos, Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas. Universidad Nacional de San Juan.
- ❖ McDonough, M.R.; Ramos, V.A.; Isachsen, C.E.; Bowring, S.A. y Vujovich, G.I., 1993. Edades preliminares de circones del basamento de la Sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para el supercontinente proterozoico de Rodinia. In Congreso Geológico Argentino, N° 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2: 340-342. Mendoza.
- ❖ Milana, J. P., 1990a. Facies y paleohidrología de conglomerados aluviales plio-pleistocenos (San Juan, Argentina): evidencias de fases climáticas en los Andes a los 31° Sur. Actas 2° Simposio sobre el Terciario de Chile, 215-224, Santiago.
- ❖ Milana, J. P., 1990b. Secuencias sedimentarias aluviales, subsidencia y tectonismo en la cuenca de antepaís andina de la provincia de San Juan, Argentina. Actas 2° Simposio sobre el Terciario de Chile, 205-214, Santiago.
- ❖ Milana, J. P., 1991. Sedimentología y Magnetoestratigrafía de Formaciones Cenozoicas en el área de Mogna, y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan, 300 pp., inédita
- ❖ Minera TEA., 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento Minería San Juan, 275 p. (inédito). San Juan.
- ❖ Morello, J., 1963. Informe sobre el uso de recursos naturales. Reunión para el estudio y desarrollo de las regiones áridas y semiáridas de la República Argentina. IDIA. Agosto: 14-20.
- ❖ Mulcahy, S.R.; Roeske, S.M.; McClelland, W.C.; Jourdan, F.; Iriondo, A.; Renne, P.R.; Vervoort, J.D. y Vujovich, G.I., 2011. Structural evolution of a composite middle to lower crustal section: The Sierra de Pie de Palo, northwest Argentina. *Tectonics* 30.
- ❖ Murra, J.A. y Baldo, E.G., 2006. Evolución tectonotermal ordovícica del borde occidental del arco magmático Famatiniano: metamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de la Huerta-de Las Imanas (Sierras Pampeanas,

- Argentina). *Revista Geológica de Chile* 33 (2): 277-298.doi: 10.5027/andgeoV33n2-a04.
- ❖ Naipauer, M.; Vujovich, G.I.; Cingolani, C.A. y McClelland, W.C., 2010. Detrital zircon analysis from the Neoproterozoic-Cambrian sedimentary cover (Cuyania terrane), Sierra de Pie de Palo, Argentina: Evidence of a rift and passive margin system? *Journal of South American Earth Sciences* 29: 306-326.
 - ❖ Nicholson, K.N., 1993. *Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*. Xv+263pp. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong.
 - ❖ Ortiz, A. y Zambrano, J. J., 1975. La provincia geológica Precodillera oriental. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis)*, 3: 59-74, Buenos Aires.
 - ❖ Perce, A. H., 1994. *Energía geotérmica: promisorio alternativa*. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Anales N° 22.
 - ❖ Peralta, S. H., 1986b. Graptolitos del Llandoveryano inferior en el Paleozoico inferior clástico del pie oriental de la sierra de Villicum. *Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precordillera (San Juan, 1985)*. Asociación Geológica, Argentina, Serie A. Monografías y Reuniones, 2, 134: 134-138, Buenos Aires.
 - ❖ Peralta, S. H., 1993. Estratigrafía y consideraciones paleoambientales de los depósitos marino.clásticos eopaleozoicos de la Precordillera oriental de San Juan. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*, 1: 128-137, Buenos Aires.
 - ❖ Perarnau, M., Alvarado, P. y Saez, M., 2010. Estimaciones de la estructura cortical de velocidades sísmicas en el suroeste de la Sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan. *Revista de Asociación Geológica Argentina*. 67(4): 473-480.
 - ❖ Perarnau, M., Gilbert, H., Alvarado, P., Martino, R. y Anderson, M., 2012. Crustal structure of the Eastern Sierras Pampeanas of Argentina using high frequency local receiver functions. *Tectonophysics* 580, 208-217.
 - ❖ Pérez Luján, S., Ammirati, J. B., Alvarado, P. y Vujovich, G., 2013. New petrological and seismological crustal model of the Sierra de la Invernada, Central Precodillera of San Juan (31°S), Argentina. *Boll. Geofis.* 54 (2), 92-95.
 - ❖ Pérez Luján, S. B., Ammirati, J. B., Alvarado, P. y Vujovich, G. I., 2015. Constraining a mafic thick crust model in the Andean Precodillera of the Pampean flat slab subduction región. *Journal of South American Earth Sciences* 64 (2015) 325-338.

- ❖ Perucca, L. y Moreiras, S., 2006. Liquefaction phenomena associated with historical earthquakes in San Juan and Mendoza provinces, Argentina. *Quaternary International* 158: 96-109.
- ❖ Perucca, L., Pérez, M. y Navarro, C., 2006. Fenómenos de licuefacción asociados a terremotos históricos. Su análisis en la evaluación del peligro sísmico en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 567-578.
- ❖ Pilger, R. H., 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin* 92, 448-456.
- ❖ Puigdomenech, H., 1980. Sucesión litológica y estructural de las rocas carbonáticas de los alrededores de la Quebrada de La Petaca, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 71 p. (inédito). San Juan.
- ❖ QGIS.org., 2020. QGIS Sistema de Información Geográfica. Proyecto de Fundación Geoespacial de Código Abierto. <http://qgis.org>.
- ❖ Ramacciotti, C.D.; Baldo, E.G.; Casquet, C., 2014. El magmatismo máfico en el sector sureste de la Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina: implicancias geotectónicas. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 19: S21-49. Córdoba.
- ❖ Ramacciotti, C. D., Casquet, C., Baldo, E. G., Verdecchia, S. O., Morales, M. M. y Zandomeni, P. S., 2019. Metamorfismo de alto gradiente P/T en la Sierra de Pie de Palo (Sierras Pampeanas, Argentina): modelado de equilibrio de fases minerales e implicancias geodinámicas en el antearco famatiniano. *Andean Geology* 46 (3): 526-555. September, 2019.
- ❖ Ramos, V.A, Jordan, T. E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Key, S.M. y Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5:855-880.
- ❖ Ramos, V. A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33° S latitude). In: Reutter, K. J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, New York, USA, pp. 249-261.
- ❖ Ramos, V.A.; Dallmeyer, R.D. y Vujovich, G.I., 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, central Argentina. In *Geological Society, London* (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors). *Special Publications* 142: 143-158.

- ❖ Ramos, V. A., Vujovich, G. y Dallmeyer., 1996. XIII Congreso Geol. Argent. y III Congreso de Explor. de Hidrocarburos, Buenos Aires. Actas V. 377-391.
- ❖ Ramos, V. A., Escayola, M., Mutti, D. I. y Vujovich, G. I., 2000. Proterozoic-early Paleozoic ophiolites of the Andean basement of southern South America. In: Dilek, Y., Moores, E. M., Elthon, D. y Nicolas, A. (eds.): Ophiolites and oceanic crust: New insights from field studies and the ocean drilling program. Geological Society America, Special Paper 349: 331-349.
- ❖ Ramos, V. y Vujovich, G., 2000. Hoja Geológica 3169- IV. San Juan. Escala 1:250.000. SEGEMAR, Boletín 243.82 p., Buenos Aires.
- ❖ Ramos, V. A., Cristallini, E. O. y Perez, D. J., 2002. The Pampean flat slab of the Central Andes. J. S. Am. Earth Sci. 15, 59-78.
<http://dx.doi.org/10.1016/S08959811> (02) 000068.
- ❖ Ramos, V. A., 2004. Cuyana, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. Gondwana Research 7: 1009-1026.
- ❖ Rapela, C. W., 2000. Accretionary history and magmas sources in the Southern Andes. 31st International Geological Congress. Río de Janeiro, Brasil. Abstract Volume (CD-ROM).0
- ❖ Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Fanning, C.M.; Galindo, C. y Baldo, E.G., 2005. Datación U-Pb SHRIMP de circones detríticos en parafibrolitas neoproterozoicas de la secuencia Difunta Correa (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina). Geogaceta 38: 227-230.
- ❖ Rapela, C.W.; Pankhurst, R.J.; Casquet, C.; Baldo, E.G.; Galindo, C.; Fanning, C.M. y Dahlquist, J.A., 2010. The Western Sierras Pampeanas: Protracted Grenvilleage history (1330-1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction-accretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism. Journal of South American Earth Sciences 29: 105-127.
- ❖ Redondo, E., 2017. Manual JMicroVision 1.2.7. Tratamiento de imágenes: caracterización del Sistema poroso y cuántica mineralógica. ResearchGate <www.researchgate.net>.
- ❖ Regairaz, A. C., Suvires, G. M. y Simón, W., 1987. Síntesis geomorfológica de la provincia de San Juan. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 3: 330-344, S. M. Tucumán.
- ❖ Reginer, M., Chatelarin, J. L., Smalley, R., Chiu, J. M., Isacks, B. I. y Araujo, M., 1992. Seismotectonics of sierra Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean

- forreland of Argentina. Bulletin of the Seismological Society of America. 82(6), 2549-2571.
- ❖ Rivas, C., Ortiz, G., Alvarado, P., Podesta, M. y Martin, A., 2019. Modern cristal seismicity in the northern Andean Precordillera, Argentina. Tectonophysics. . <<http://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.04.019>>.
 - ❖ Rocca, J., 1969. Geología de los valles de Tulum, Ullum y Zonda, Prov. de San Juan-. Argentina. Plan Agua Subterránea. PAS: 1-132.
 - ❖ Rocca, J. A. 1970. Geología de los valles de Tulum y Ullum-Zonda, provincia de San Juan. Plan Agua Subterránea. Informe Técnico P-031, (inédito), 1: 1-112, San Juan.
 - ❖ 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 Sierras Pampeanas Occidentales y la Precordillera sanjuanina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, RAGA, 68 (4): 595-605. ISSN 0004-4822.
 - ❖ Salinas, L., 1986. Estratigrafía del flanco sudoriental de la quebrada de Zonda, provincia de San Juan. Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precodillera (San Juan, 1985). Asociación Geológica Argentina, Serie A, Monografías y Reuniones, 2, 30-35, Buenos Aires.
 - ❖ Serafini, R. L., Bustos, N. R. y Contreras, V. H., 1986. Geología de la Formación Loma de Las Tapias (nov.nom.) Actas Primeras Jornadas sobre Geología de Precodillera (San Juan, 1985). Asociación Geología Argentina, Seria A, Monografías y Reuniones, 2, 77-82, Buenos Aires.
 - ❖ Sierra, J. L. y Pedro, G., 1998. Energía geotérmica.
 - ❖ Smalley, R., Pujól, J., Regnier, M., Chui, J., Chatelain, J., Isacks, B., Araujo, M. y Puebla, N., 1993. Basement seismicity the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and litospheric behavior. Tectonics. 12(1), 63-76. <https://doi.org/10.1029/92TC01108>
 - ❖ Soechting, W., 1985. Geología de un sector de la Quebrada El Quemado, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 149 p. (inédito), San Juan.
 - ❖ Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 4(3): 1-187, Buenos Aires.

- ❖ Stelzner, A., 1873. Observaciones mineralógicas en el territorio de la República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencia, XVI (1-4): 151-195, Córdoba.
- ❖ Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología. Mineralogía y Minería, Anales 7(5): 1-68, Buenos Aires.
- ❖ Stieglitz, O., 1914. Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo (provincias de San Juan y Mendoza). Boletín de la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Serie B (Geología), 10: 1-97, Buenos Aires.
- ❖ Suvires, Graciela M., 1987. Quaternary landform units of the southeastern sector of San Juan Province. Revista Quaternary of South America and Peninsula Antartica. Vol 7. Balkema. Rotterdam.
- ❖ Suvires, Graciela M., 2004. Distribución de los suelos en función del relieve y de la neotectónica en la región sureste de la provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (3): 376-384 (2004).
- ❖ Tello, G. y Perucca, L., 1993. El sistema de fallamiento Precodillera Oriental y su relación con los sismos históricos de 1944 y 1952, San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino: Mendoza, Argentina. Asociación Geológica Argentina: 258-265.
- ❖ Thomas, W. A. y Astini, R. A., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: A review. Journal of South American Earth Sciences 16: 67-79.
- ❖ Torres, L. M., y Zambrano, J., 2000. Hidrogeología de la Provincia de San Juan. Catálogo de recursos humanos e información relacionada con la temática ambiental en la región andina Argentina. Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.
- ❖ Van Staal, C.R.; Vujovich, G.I.; Currie, K.L. y Naipauer, M., 2011. An Alpine-style Ordovician collision complex in the Sierra de Pie de Palo, Argentina: Record of subduction of Cuyania beneath the Famatina arc. Journal of Structural Geology 33: 343-361.
- ❖ Venerdini, A., Sánchez, G., Alvarado, P., Bilbao, I. y Ammirati, J., 2016. Nuevas determinaciones de velocidades de ondas P y ondas S para la corteza sísmica del terreno Cuyania en el retroarco andino. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33(1), 59-71.

- ❖ Venerdini, A., 2020. Estudio de la Sismicidad Asociada a Distintos Tipos de Corteza en el Retroarco Andino. Tesis Doctoral en Geofísica, Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas – Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera - Grupo de Sismotectónica.
- ❖ Villegas, C. R., 1986. Estudio geológico del sector inferior de la Quebrada El Quemado, Sierra de Pie de Palo, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan. 103 p. (inédito), San Juan.
- ❖ Vujovich, G.I. y Kay, S.M., 1998. A Laurentian? Grenville age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. In The proto-Andean margin of Gondwana (Pankhurst, R.J.; Rapela, C.W.; editors), Geological Society, Special Publication 142: 159-179. London.
- ❖ Vujovich, G., 2003. Metasedimentos siliciclásticos proterozoicos en la Sierra de Pie de Palo, San Juan: Procedencia y ambiente tectónico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (4): 608-622.
- ❖ Vujovich, G. I. y van Staal, C. R., 2005. La faja máfica-ultramáfica Pie de Palo: Complejo de suprasubducción grenvilliano. XVI Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina.
- ❖ Vujovich, G.I.; Van Staal, C.R. y Davis, W., 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. Gondwana Research 7: 1041-1056.
- ❖ Vujovich, G. I. y Ramos, V. A., 1994. La faja Angaco y su relación con las Sierras Pampeanas Occidentales. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 215-219, Concepción.
- ❖ Wagner, L., Beck, S. y Zandt, G., 2005. Upper mantle structure in the south-central Chilean subduction zone (30° to 36°S). Journal of Geophysical Research, doi: 10.1029/2004JB003238.
- ❖ Wetten, C, 1997. Hidrogeología del Valle de Tulum; síntesis del conocimiento. Áreas críticas de borde en Rivadavia, Caucete, San Martín, Sarmiento, Albardón y 25 de Mayo; actualización y modelación de contaminación, salinización y bombeo intensivo. San Juan Argentina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de San Juan; 1997.
- ❖ Winlker, H.G.F., 1979. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer, Heidelberg, 348 pp.

- ❖ Willner, A. P., Gerdes, A., Massonne, H. J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S. N. y Vujovich, G., 2011. The geodynamics collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure. Temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contribu. Mineral. PET.* 162, 303-327.
- ❖ Zambrano, J. J., 1986a. Actualización de la geología de subsuelo del valle de Tulum. Centro Regional de Agua Subterránea. Informe P-234 (inédito), 1:1-102, San Juan.
- ❖ Zambrano, J. J., 1986b. El límite oriental de la Precordillera en el valle de Tulum. 1° Jornadas sobre Geología de Precordillera, San Juan. Actas 349-353, Buenos Aires.
- ❖ Zambrano, J.J. y Suvires, G.M., 2000. Valles en depresiones intermontanas cuaternarias en el centro-oeste argentino. Valles de Matagusanos, Ullum, Zonda y Ciénega de Gualilán. *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales. Publicación Especial 4*, Buenos Aires.
- ❖ Zambrano, J. J. y Suvires, G. M., 2008. Actualización en el límite entre Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera Oriental, en la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 110-116 (2008).
- ❖ Zambrano, J.J. y Torres, E., 2000. Hidrogeología de la Provincia de San Juan. Catálogo de recursos humanos e información relacionada con la temática ambiental en la región andina Argentina. Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.