



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO SUPERIOR AL CRETÁCICO
SUPERIOR AL OESTE DEL RÍO DEL CARMEN ENTRE LOS
28°50' Y LOS 29°15'S: IMPLICANCIAS TECTÓNICAS**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
PEDRO EDUARDO SANTIS SEPÚLVEDA**

**PROFESOR GUÍA
CHRISTIAN CREIXELL TORRES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA
MARCELO FARÍAS THIERS**

Este trabajo fue financiado por el Servicio Nacional de Geología y Minería

SANTIAGO DE CHILE

2013

RESUMEN

En este trabajo se describe la estratigrafía de rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico Superior al Cretácico Superior, en las cercanías del valle del río del Carmen, entre los 28°50' y los 29°15'S, con el fin de obtener datos sobre la actividad tectónica ocurrida durante el Mesozoico Superior. Esta zona se caracteriza por ser el límite entre los dos dominios estructurales principales a lo largo de la III Región. El dominio occidental, caracterizado por poseer deformación de escama delgada, con gran longitud de onda, sobre una cobertura principalmente mesozoica, abarca la Cordillera de la Costa y la Precordillera; por otro lado el dominio oriental, se caracteriza por mostrar deformación de escama gruesa y fallas inversas de alto ángulo, que permiten la exhumación de basamento en la Cordillera Frontal. El estudio estratigráfico de las secuencias mesozoicas fue realizado mediante tres columnas estratigráficas a lo largo del área de estudio, acompañadas de datos geocronológicos realizados por el Servicio Nacional del Geología y Minería. Estas columnas abarcan secuencias de rocas volcánicas del Jurásico Superior correspondientes a la Formación Algarrobal y rocas volcánicas andesíticas, con base sedimentaria continental, correspondientes a la Formación Cerrillos del Cretácico Superior.

Los resultados estratigráficos y geocronológicos obtenidos permiten determinar un fuerte volcanismo entre los $152,7 \pm 2,3$ y $144 \pm 1,9$ Ma, donde se depositaron grandes espesores de rocas volcánicas, de al menos 1420 m, correspondientes a la Formación Algarrobal, los cuales podrían haber sido acomodados mediante la acción de una falla normal. Sobre la Formación Algarrobal se encuentran secuencias de rocas sedimentarias con edades máximas de depositación entre 90-91 Ma. Estas unidades son cubiertas en discordancia y concordancia por rocas volcánicas de edades entre 80 y 85 Ma. El estudio petrográfico y geocronológico U-Pb de circones detríticos permite reconocer que los aportes en las rocas sedimentarias corresponden a la Formación Algarrobal y al Complejo Plutónico Chancoquín del Pérmico Inferior, que serían aportes provenientes desde el este, por otro lado, por su lado oeste, estos depósitos recibirían aportes de intrusivos del Cretácico Inferior. Esto indica que se produjo la exhumación de rocas de la Formación Algarrobal y del Complejo Plutónico Chancoquín en el Cretácico Superior (91-85 Ma). Esta fase de exhumación, sumada a los antecedentes de discordancias angulares reconocidas en las secuencias del Cretácico Superior, puede ser asociada con una fase compresiva que afectó toda el área, permitió el alzamiento de un bloque oriental y coincidiría con el desarrollo de la Fase Peruana, reconocida ampliamente en el norte de Chile. Este evento además, permitió la formación de un depocentro de carácter local en torno a los 29°05'S donde se depositaron sedimentos provenientes del alzamiento desde el este, hasta que la reactivación del volcanismo hace 85 Ma, cubrió esos depósitos sedimentarios del Cretácico Superior.

AGRADECIMIENTOS

En este largo año y medio que tomó la confección de este trabajo tengo demasiada gente a la que hay que agradecer, sea por la ayuda prestada, o simplemente por los gratos momentos que hacen más llevadera la vida, primero que todo, agradecimientos a mi familia, madre, padre y hermanos, que sin saber siquiera en lo que me estaba metiendo me apoyó siempre.

También les debo muchas gracias a mis compañeros de la “casa estudio” (RIP), por haberme soportado un año, al Coloma, por su valiosa crítica constructiva y sus chistes de doble sentido que son siempre un aporte, a la Mariana, por enseñarme a trabajar en situaciones extremas, al Gustavín, por ser el armador del mambo de los días viernes, indispensable para un buen trabajo, al Chala, por su gran apoyo y sabios consejos geolocos durante la elaboración de esta memoria, y al Nico y al Miguel, por la buena onda durante mi estadía.

No puedo olvidar a los otros residentes de la casa estudio (RIP), a las secretarias, la Maca, la Vanessa y la Carola, que más de alguna vez me salvaron, a mis compañeros geoquímicos del 2do piso, la Pancha, Mano Negra, Super Mirage, la Cata, la Nico, el Leo, la Maira el Felipe Astudillo, JP y JM, de los cuales con más de alguno intercambiamos cahuines, o su buen almuerzo.

Gracias también a mis otros compañeros del servicio, al Ian, al Chuncho, el Javier, el Mauro, el Negro, los egipcios, la Mariana Cervetto, la Silvia, la Ceci, la Naty Astudillo, entre otros, por su compañerismo, chelas, y/o buenos consejos geológicos, mención especial a la Laura Varas, por quitarme mi fobia a los microscopios, al Checo, por ser tan buen compañero de terreno como cocinero y a los conductores Hugo, R. Tello, S. Órdenes, Rojo y el Diego que me llevaron a los lugares más recónditos de la tierra para que el lindo pueda hacer su memoria, mis eternos agradecimientos.

Mención especial por buenos momentos a mis amigos de la vida, al Willy, el Larra, el Tuko, el Ph.D Klein, el Rucio, el Pestaña, el Marito, el León. A mis amig@s de geo, el Diego, la Cata, el Indio, el Luca, el Chaquetero, el Palmera, el Chicho, el Yerko, el Pipe Gallardo, la Mary, el Estrella, la Paula, el Ataxia, la Kathy, el Vladi, la Karen y más de algun@ que se me quedó en el tintero.

No puedo dejar de agradecer a la Blanca, que ha hecho su pega de manera impecable y que nunca falló cuando le pedí ayuda, sea en lo que sea.

Y por último, debo agradecer a los tres profes de mi comisión, Christian, César y Marcelo, por el apoyo recibido para hacer este trabajo, al César por haberme dado la opción de realizar la memoria en un tema que me gusta y por las puteadas necesarias para mejorarla, y al Christian, por abrirme las puertas del SERNAGEOMIN, darme todas las facilidades para realizar este trabajo, por su paciencia, tan infinita como el universo y la estupidez humana, y sobre todo, por el apoyo constante durante el año y medio que tomó esta aventura, en la cual aprendí muchísimo y que espero en el futuro continuarla de alguna forma.

TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO.....	iv
ÍNDICE DE FIGURAS	vi
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Exposición del problema.....	1
1.2 Objetivos.....	4
1.2.1 Objetivo general.	4
1.2.2 Objetivos específicos.	4
1.3 Hipótesis de trabajo	4
1.4 Metodología de trabajo	5
1.5 Ubicación y acceso	5
2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 Marco geológico regional.....	7
2.1.1 Dominio Occidental	7
2.1.2 Dominio Oriental.....	12
2.2 Marco geológico local.	15
3. ESTRATIGRAFÍA.....	19
3.1 Columna Estratigráfica I (Quebrada Pie de Gallo).....	20
3.2 Columna Estratigráfica II (Quebrada El Carrizo).....	24
3.3 Columna Estratigráfica III (Quebrada Los Pocitos)	35
4. PROVENIENCIA DE LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS.....	39
4.1 Introducción	39
4.1.1 Análisis columna I	39

4.1.2 Análisis Columna II.....	39
4.1.3. Análisis Columna III.....	41
4.2 Análisis de geocronología U-Pb circones detríticos.....	41
4.2.1 Análisis muestra CJC34d (columna II, <i>Unidad sedimentaria</i>)	41
4.2.2 Análisis muestra MJC86dt (Columna III, sección inferior)	43
5. DISCUSIONES: EVOLUCIÓN TECTÓNICA ENTRE EL JURÁSICO SUPERIOR Y EL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL TRASARCO ANDINO ENTRE LOS 28°45´ Y LOS 29°15´S.	45
5.1 Correlaciones entre columnas estratigráficas I, II y III e implicancias.....	45
5.1.1 Relaciones entre columnas II y III	45
5.1.2 Relaciones con la columna I.....	47
5.1.3 Implicancias.....	47
5.2 Correlaciones con formaciones conocidas cercanas al área de estudio y cronoestratigrafía.....	48
5.3 Depósitos volcánicos del Jurásico Superior y sus relaciones con otros depósitos volcánicos cercanos.	50
5.4 Estratigrafía y relaciones de contacto entre las rocas asignadas a la Formación Algarrobal y la Formación Cerrillos: Implicancias tectónicas	52
6. CONCLUSIONES.....	55
7. REFERENCIAS.....	56
ANEXO: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS.....	61

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: PERFILES MODIFICADOS DE MOSCOSO <i>ET AL</i> (1988), DONDE SE OBSERVAN LOS DOMINIOS ESTRUCTURALES OCCIDENTAL, DE ESCAMA DELGADA (COLOR VERDOSO), Y EL DOMINIO ORIENTAL (COLOR ROJIZO), AL NORTE Y AL SUR DEL ÁREA DE ESTUDIO.	2
FIGURA 2: MAPA GEOLÓGICO QUE MUESTRA LOS 2 DOMINIOS GEOLÓGICOS EN TORNTO AL RÍO DEL CARMEN SEPARADOS POR LA FALLA SAN FÉLIX, EL OCCIDENTAL CON COBERTURA DEL MESOZOICO Y EL ORIENTAL CON BLOQUES DE BASAMENTO, CUBIERTOS POR DEPÓSITOS TRIÁSICO-JURÁSICOS LIMITADOS POR FALLAS. MAPA MODIFICADO DE ARÉVALO <i>EL AL</i> (2009), CREIXELL <i>ET AL</i> (2013), NASI <i>ET AL</i> (1990) Y SALAZAR <i>ET AL</i> (2013).	3
FIGURA 3: MAPA QUE MUESTRA LAS ÁREAS NORTE Y SUR DE TRABAJO (CUADRADOS MORADOS) Y SUS FORMAS DE ACCESO DESDE VALLENAR Y CACHIYUYO. MODIFICADO DE MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS (2009).....	6
FIGURA 4: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DEL DOMINIO OCCIDENTAL, MODIFICADO DE EMPARAN Y PINEDA (1999), SERNAGEOMIN (2003), Y CREIXELL <i>ET AL</i> (2013).	11
FIGURA 5: MAPA GEOLÓGICO DOMINIO ORIENTAL MODIFICADO DE NASI <i>ET AL</i> (1990), SERNAGEOMIN (2003), Y SALAZAR <i>ET AL</i> (2013).	14
FIGURA 6: MAPA GEOLÓGICO LOCAL DE LA ZONA NORTE DE TRABAJO, DONDE DESTACA UN SINCLINAL CON DEPÓSITOS VOLCANOSSEDIMENTARIOS DEL MESOZOICO SUPERIOR EN EL BLOQUE YACENTE DE LA FALLA SAN FÉLIX. MODIFICADO DE SALAZAR <i>ET AL</i> (2013).	16
FIGURA 7: MAPA GEOLÓGICO LOCAL DEL ÁREA SUR DE TRABAJO, DONDE SE OBSERVA HOMOCLINAL EN EL BLOQUE YACENTE DE LA FALLA SAN FÉLIX, EN EL CUAL HAY DEPÓSITOS QUE MANTEAN HACIA EL OESTE Y ABARCAN TODO EL MESOZOICO. MODIFICADO DE CREIXELL <i>ET AL</i> (2013) Y NASI <i>ET AL</i> (1990).	18
FIGURA 8: UBICACIÓN DE LAS ZONAS DONDE FUERON REALIZADAS LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS, ESTAS FUERON NOMBRADAS COMO COLUMNA I (FIGURA 9), COLUMNA II (FIGURA 12) Y COLUMNA III (FIGURA 22).	19
FIGURA 9: IMAGEN QUE MUESTRA PUNTOS DONDE SE REALIZÓ LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA I.	20
FIGURA 10: VISTA DEL ÁREA DE ESTUDIO, DONDE SE REALIZÓ LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA I, DESDE LA LADERA NORTE DEL RÍO HUASCO, ABAJO, FOTO DE ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA (COORDENADAS 6809072/351707).	22
FIGURA 11: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA I QUEBRADA PIE DE GALLO.	23
FIGURA 12: PUNTOS DONDE SE REALIZÓ LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA II EN TORNTO A LA QUEBRADA EL CARRIZO.	24
FIGURA 13: FOTO DE UN AFLORAMIENTO CORRESPONDIENTE A LAVAS AUTOBRECHIZADAS RELLENAS CON SEDIMENTO HEMATITIZADO, UBICADAS EN LA BASE DE LA COLUMNA GENERALIZADA. EN LA PARTE INFERIOR DERECHA UNA MUESTRA CON ESTRUCTURAS FLUIDALES. COORDENADAS UTM: 6784419/354337.	26
FIGURA 14: ESTRATOS DE LA UNIDAD SEDIMENTARIA, EN SU PARTE INFERIOR LITARENITAS FINAS A MEDIAS, COMO SE VE EN LA FOTO INFERIOR Y ORTOCONGLOMERADOS EN SU PARTE SUPERIOR. COORDENADAS UTM 6781444/352759.	26
FIGURA 15: FOTOS DE LA UNIDAD VOLCANOSSEDIMENTARIA CUYA BASE SE ENCUENTRA EN LA FOTO IZQUIERDA. ABAJO A LA DERECHA, SE OBSERVA 1 TOBA-LAPILLI, AL MEDIO Y EN LA PARTE SUPERIOR SE OBSERVAN PARACONGLOMERADOS MONOMÍCTICOS Y POLIMÍCTICOS RESPECTIVAMENTE, DE ORIGEN VOLCÁNICO (COORDENADAS UTM, DE ABAJO HACIA ARRIBA, 351287/6781228, 350955/6781282, 350845/6781300).	28
FIGURA 16: LITOLOGÍAS CORRESPONDIENTES A LA UNIDAD VOLCÁNICA (COLUMNA A), DE ABAJO HACIA ARRIBA, PUMICITA (COORDENADAS UTM 348949/6781679) Y LAVA ANDESÍTICA (COORDENADAS UTM 348395/6782019).	29
FIGURA 17: COLUMNA II GENERALIZADA REALIZADA EN LA QUEBRADA EL CARRIZO.	30
FIGURA 18: COLUMNA A DE LA UNIDAD VOLCÁNICA DE LA COLUMNA II GENERALIZADA.	31
FIGURA 19: COLUMNA B DE LA UNIDAD VOLCANOSSEDIMENTARIA DE LA COLUMNA II GENERALIZADA.	32
FIGURA 20: COLUMNA C DE LA UNIDAD SEDIMENTARIA DE LA COLUMNA II GENERALIZADA.	33

FIGURA 21: COLUMNA D DE LA UNIDAD VOLCÁNICA FRAGMENTADA DE LA COLUMNA II GENERALIZADA.....	34
FIGURA 22: UBICACIÓN DE LOS PUNTOS DONDE SE REALIZÓ LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA III.	35
FIGURA 23: AL LADO DERECHO DE LA IMAGEN SE OBSERVA LA PARTE INFERIOR DE LA COLUMNA VISTA AL OESTE, OBLICUA AL RUMBO DE LAS CAPAS, CON UNA FALLA VERGENCIA ESTE. AL LADO IZQUIERDO DE LA IMAGEN SE OBSERVAN, DE BASE A TECHO, FELDSARENITAS ROJAS (347864/6771698), PARACONGLOMERADOS FINOS (346979/6772523), TOBAS LÍTICAS (347367/6774207) Y LAVAS ANDESÍTICAS (347306/6774464).	37
FIGURA 24: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA III REALIZADA EN LAS CERCANÍAS DE LA QUEBRADA LOS POCITOS.	38
FIGURA 25: RESULTADOS DE UN ANÁLISIS CON CIRCONES DETRÍTICOS SOBRE LA MUESTRA CJC34D DE COORDENADAS 6782827/353904. INCLUYE CURVA DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD Y RANGOS DE EDAD CON NÚMERO DE CIRCONES.	42
FIGURA 26: RESULTADO DE UN ANÁLISIS A LOS CIRCONES DETRÍTICOS DE LA MUESTRA MJC86DT DE COORDENADAS 6774146/347510. INCLUYE CURVA DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD Y RANGOS DE EDAD CON NÚMERO DE CIRCONES.	44
FIGURA 27: UBICACIÓN RELATIVA DE LA COLUMNA II Y III REALIZADAS EN LOS PUNTOS AL NORTE Y SUR DEL MAPA RESPECTIVAMENTE.....	45
FIGURA 28: FIGURA COMPARATIVA ENTRE LAS COLUMNAS II Y III EN LA CUAL SE OBSERVAN CON COLOR VERDE Y VERDE AMARILLENTO LOS DEPÓSITOS EQUIVALENTES DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS RESPECTIVAS.....	46
FIGURA 29: COLUMNA CRONOESTRATIGRÁFICA, EN LA CUAL SE OBSERVA RELACIÓN TEMPORAL ENTRE 3 COLUMNAS.....	49
FIGURA 30: MAPA QUE MUESTRA LA EXTENSIÓN DE LOS DEPÓSITOS VOLCÁNICOS ASIGNADOS A LA FORMACIÓN ALGARROBAL, BASADA EN SUS DATACIONES COMPRENDIDAS ENTRE $144 \pm 1,9$ Y $152 \pm 2,3$ MA (ORTIZ ET AL., EN PREP.).....	51
FIGURA 31: ESQUEMA SIMPLIFICADO QUE MUESTRA UNA GEOMETRÍA DE SYN-RIFT EN LAVAS DE LA FORMACIÓN ALGARROBAL MEDIANTE LA ACTIVIDAD DE UNA FALLA NORMAL A FINES DEL JURÁSICO SUPERIOR. IMAGEN ES SÓLO REFERENCIAL, PUES NO SE HAN ENCONTRADO EVIDENCIAS DE LA FALLA.....	52
FIGURA 32: ESQUEMA SIMPLIFICADO QUE MUESTRA EL ALZAMIENTO DEL BLOQUE COLGANTE ORIENTAL GENERANDO LA PALEOCUENCA DEL CRETÁCICO SUPERIOR, LA EROSIÓN DE ESAS ROCAS FORMÓ UN ABANICO ALUVIAL SOBRE EL BLOQUE YACENTE. IMAGEN SÓLO EXPLICATIVA Y NO REPRESENTA NECESARIAMENTE UN EVENTO DE INVERSIÓN.	54

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Exposición del problema

La III Región de Atacama, Chile, entre los 29° y los 30° de latitud sur se encuentra en una zona de subducción plana, que se caracteriza por la ausencia de volcanismo desde el Mioceno Superior (Ramos *et al.*, 2002). Producto de esta particularidad, el área se puede dividir en tres dominios geomorfológicos: La Cordillera de la Costa, la Precordillera y la Cordillera Frontal. Esta área, presenta dos estilos estructurales, definidos según Moscoso *et al.* (1988) como muestra la Figura 1.

El primero de esos estilos estructurales abarca la Cordillera de la Costa y la Precordillera, mostrando una deformación de escama delgada, con pliegues muy abiertos de gran longitud de onda, y predominio de los depósitos volcanosedimentarios del Mesozoico.

En contraste, el otro estilo estructural abarca la Cordillera Frontal y consiste en una deformación de escama gruesa, presenta fallas inversas de alto ángulo y predominio de cuerpos plutónicos del basamento Paleozoico Superior al Triásico, los cuales en algunas zonas son cubiertos por depósitos volcanosedimentarios del Mesozoico, los cuales están cortados por las fallas inversas mencionadas anteriormente.

Ambos estilos estructurales son divididos por estructuras mayores como la Falla San Félix, de carácter inverso, y de vergencia oeste; esta falla permite el alzamiento del basamento plutónico de la Cordillera Frontal por sobre la cobertura mesozoica de la Precordillera (Reutter, 1976) (Ver Figura 2).

Este alzamiento genera un sinclinal en las capas mesozoicas, causando que las capas del limbo frontal caigan hacia el oeste, permitiendo la exposición, en el paralelo 29°05'S, de una importante secuencia del Mesozoico, desde el Triásico hasta el Cretácico Superior, en una franja relativamente estrecha al poniente de la falla San Félix (Ver Figura 2).

Esta franja de capas mesozoicas se dispone como un homoclinal con manteo hacia el oeste, algunas de estas capas se extienden hacia el sur, llegando incluso a las cercanías del río Elqui (Moscoso *et al.*, 1988; Nasi *et al.*, 1990).

La geología en este homoclinal muestra una aparente discordancia bajo los depósitos volcánicos del Cretácico Superior, asignados a la Formación Cerrillos. Esta discordancia aparente podría tener cierta continuidad con una discordancia angular encontrada al norte del homoclinal, a los 28°50'S, que posee una edad mínima de $80 \pm 1,4$ Ma, y está sellada por depósitos volcánicos de la Formación Cerrillos. Estos antecedentes indicarían una fase compresiva en la zona (Salazar *et al.*, 2012).

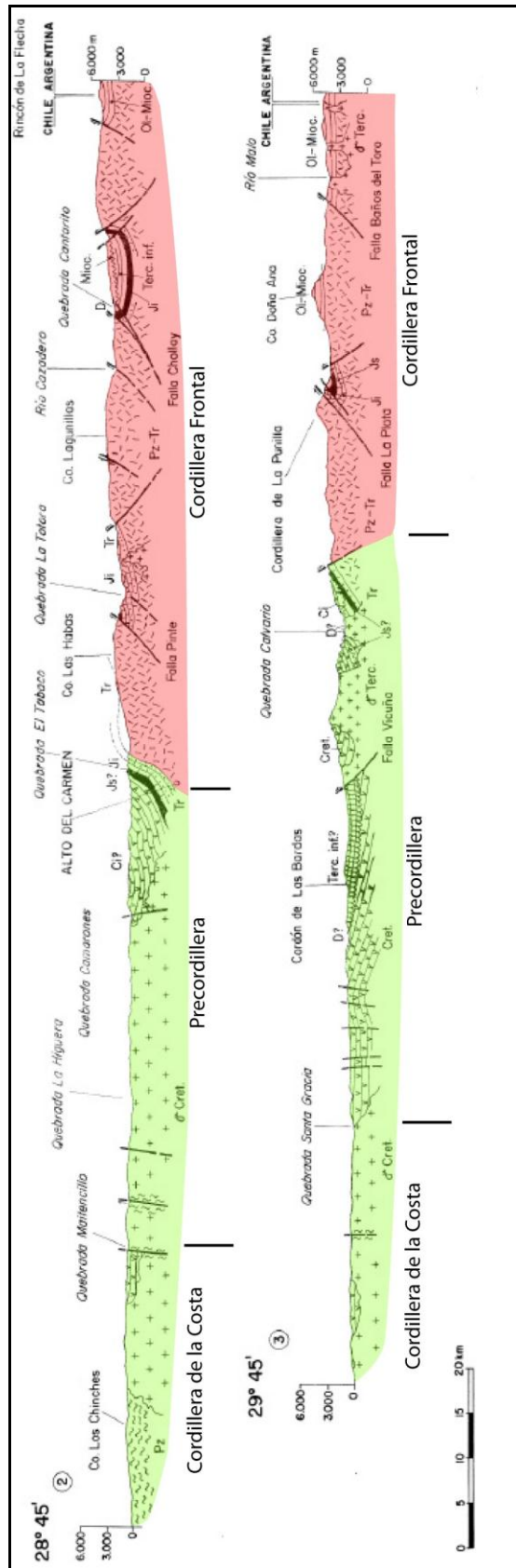


Figura 1: Perfiles modificados de Moscoso *et al* (1988), donde se observan los dominios estructurales occidental, de escama delgada (color verdoso), y el dominio oriental (color rojizo), al norte y al sur del área de estudio.

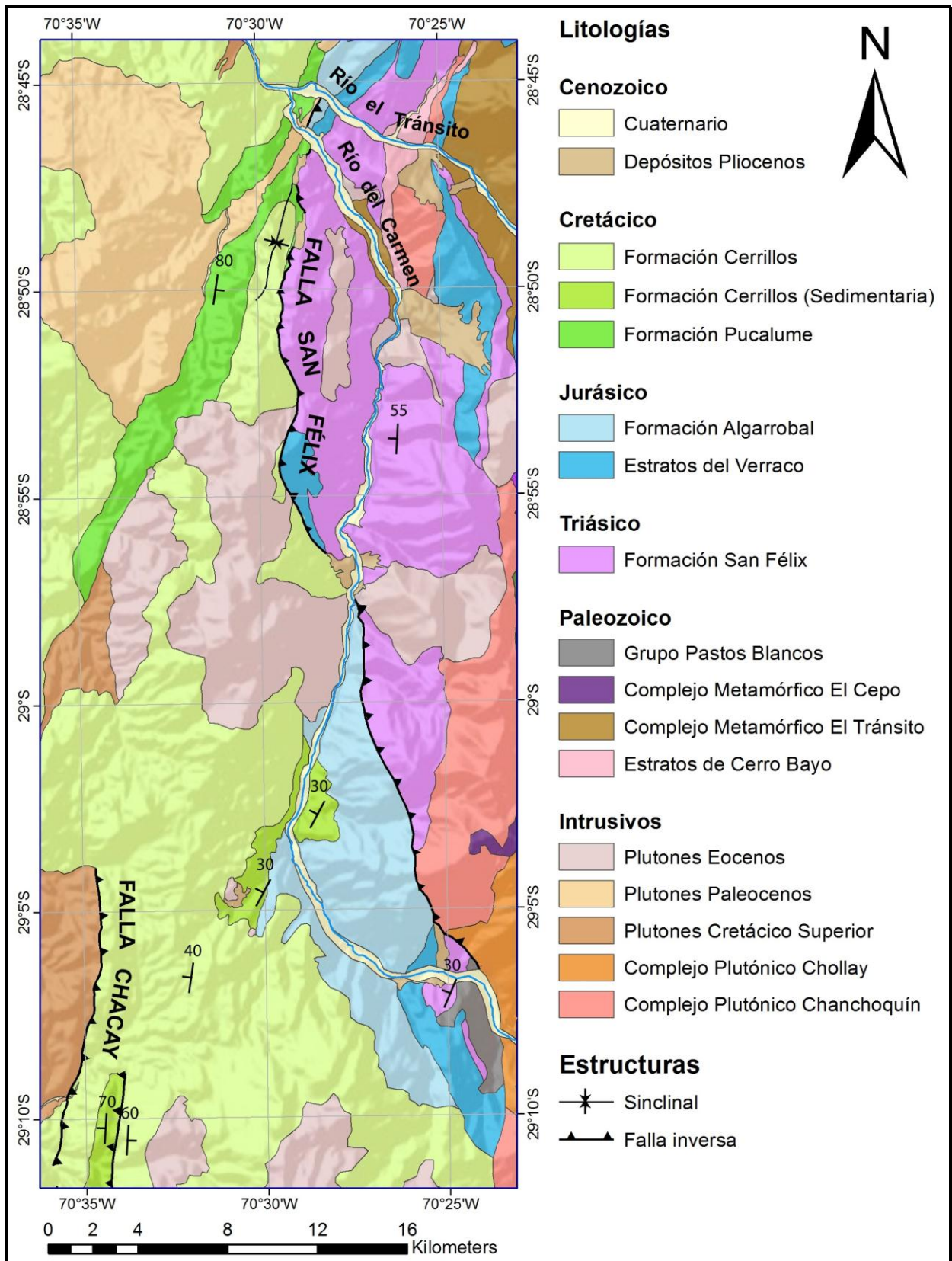


Figura 2: Mapa geológico que muestra los 2 dominios geológicos en torno al Río del Carmen separados por la falla San Félix, el occidental con cobertura del Mesozoico y el oriental con bloques de basamento, cubiertos por depósitos triásico-jurásicos limitados por fallas. Mapa modificado de Arévalo *et al* (2009), Creixell *et al* (2013), Nasi *et al* (1990) y Salazar *et al* (2013).

Con estos antecedentes existe la posibilidad de una relación entre la Falla San Félix, una de las estructuras principales de esta zona, con un evento compresivo que influyó sobre la geología local. Para resolver la existencia de esa relación, es necesario realizar un estudio detallado de la estratigrafía de las rocas mesozoicas al oeste de esta falla; con el fin de encontrar evidencias de algún evento tectónico durante el Mesozoico, y determinar el rol de la Falla San Félix durante ese evento.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general.

Encontrar evidencias sobre la evolución tectónica al oeste del río del Carmen entre los 28°50' y los 29°15'S durante el Mesozoico Superior y determinar su relación con eventos tectónicos regionales, identificando posibles estructuras, estratigrafía y paleogeografía relacionada a estos procesos.

1.2.2 Objetivos específicos.

- Analizar en detalle la estratigrafía de las secuencias volcanosedimentarias localizadas en las cercanías del Río del Carmen, las cuales han sido asignadas a las Formaciones Algarrobal y Cerrillos.
- Reconocer la edad y las proveniencias sedimentarias basado en el uso de datos geocronológicos como dataciones de circones detríticos y magmáticos.
- Efectuar correlaciones de las secuencias estratigráficas estudiadas con unidades del Jurásico Superior al Cretácico Superior reconocidas en las cercanías de la zona de estudio y posibles implicancias tanto tectónicas como estratigráficas.

1.3 Hipótesis de trabajo

Se postula en este trabajo:

La existencia de un evento compresivo durante el Cretácico Superior, que marcó el fin de una fase extensional predominante desde el Jurásico, y la relación directa de la Falla San Félix con este evento compresivo, que fue el responsable de la generación de cuencas sedimentarias durante el Cretácico Superior, previas al volcanismo.

1.4 Metodología de trabajo

Se realizaron sucesivas campañas de terreno, que totalizan 51 días, enmarcadas en el desarrollo de las cartas geológicas Estación Chañar-Junta de Chingoles, El Tránsito-Lagunillas y Río Chollay-Matancilla, todas a escala 1:100000, del Plan Nacional de Geología. En base a los datos obtenidos en el trabajo de terreno, se realizó lo siguiente:

- a) Secciones y columnas litoestratigráficas: Se construyen con una base digital de imágenes TIFF, georeferenciadas y planchetas a escala 1:25.000. El software utilizado para ingresar los datos en terreno y gabinete es el ArcGIS 10, el levantamiento de las secciones fue apoyado con toma de muestras para petrografía y para análisis U-Pb. Tras realizar la columna, se definieron las sucesiones principales de capas, estas sucesiones son posteriormente correlacionadas.
- b) Petrografía macro y microscópica: Se realizó mediante el estudio de 20 cortes transparentes en las oficinas y en la Unidad de Petrografía del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), con el apoyo de la geóloga Sra. Laura Varas.
- c) Correlación de datos obtenidos: Se incorporaron datos de geocronología U-Pb en circones magmáticos y detríticos, con los cuales se refinaron las columnas estratigráficas. Estos datos, sumados a los litológicos fueron utilizados para efectuar correlaciones con formaciones ya conocidas y relaciones con otras áreas de estudio, con el fin de identificar posibles eventos tectónicos en la zona.

1.5 Ubicación y acceso

En total, hay dos áreas de estudio, como muestra la Figura 3, la primera se ubica 10 Km al SSW de la ciudad de Alto del Carmen, ubicada a 30 Km al SE de la ciudad de Vallenar, en torno a la quebrada Pie de Gallo. Su acceso es vía vehículo todo terreno por las quebradas adyacentes al tranque Santa Juana, ubicado a 15 Km de Vallenar subiendo por el río Huasco. Las coordenadas de esa área están ubicadas aproximadamente entre los 28°47' a 28°51' S y los 70°32' a 70°27' W.

La segunda área se encuentra en torno al río del Carmen, a 40 km al sur de la localidad de Alto del Carmen. Las coordenadas de esa área están ubicadas aproximadamente entre las coordenadas 29° a 29°10' S y las coordenadas 70°40' a 70°20' W. (Figura 3) y el trabajo se centra esencialmente en torno a la ribera del río del Carmen y las quebradas ubicadas al lado oeste de ésta. Existen dos vías de acceso: La primera subiendo a través del valle del Huasco desde la ciudad de Vallenar por la ruta 39, hasta la localidad de Alto del Carmen, desde la cual se sigue hacia el sur a través del río Del Carmen usando la ruta C-489 hasta el km 40. La otra alternativa es tomar el camino de acceso al observatorio astronómico la Silla que parte desde la ruta 5 Norte, algunos kilómetros al sur de la localidad de Cachiyuyo. Desde ahí se toma un camino no

pavimentado por la quebrada El Tabaco hasta llegar al área de trabajo. Ambas rutas se pueden realizar en una camioneta todo terreno.

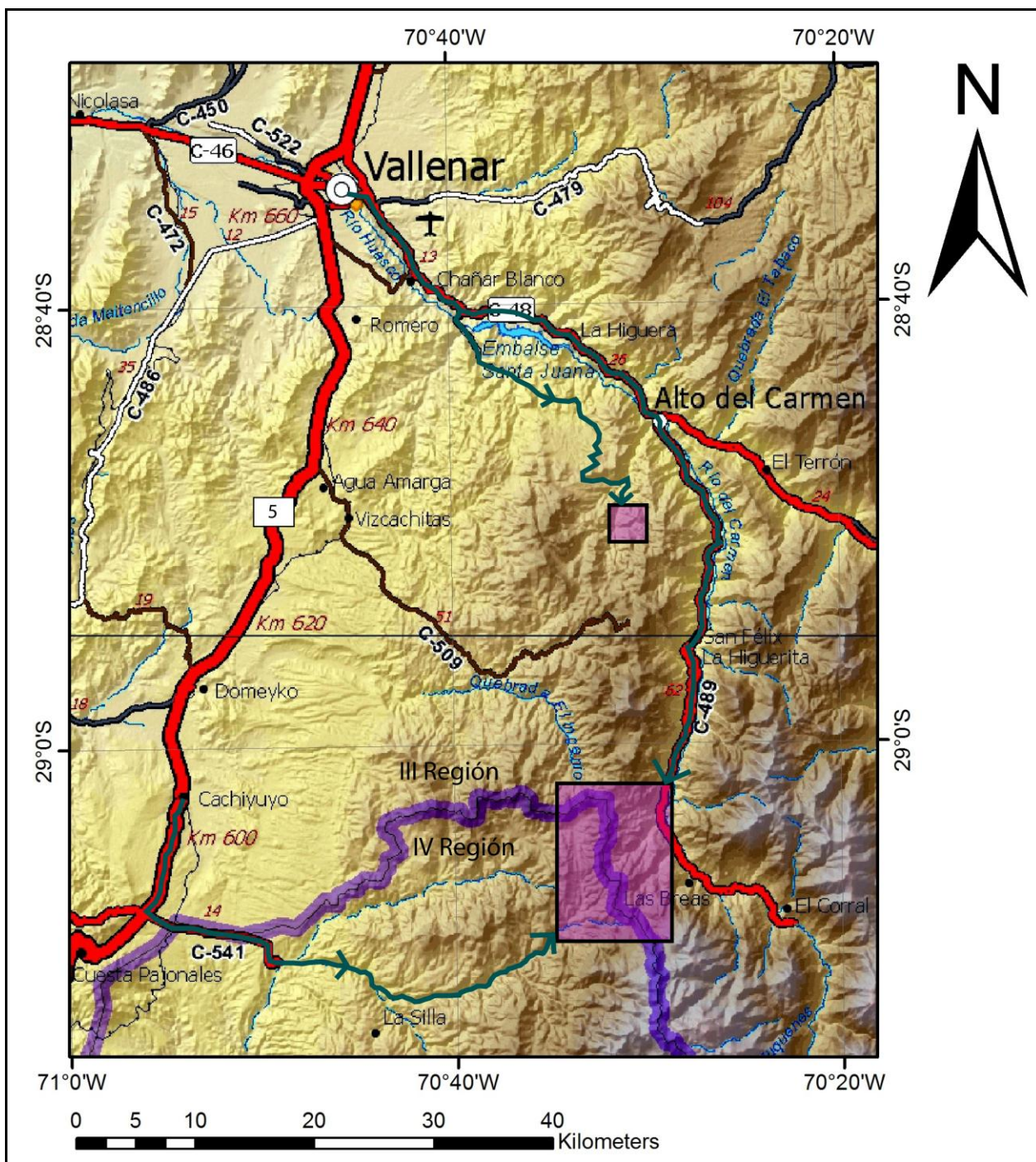


Figura 3: Mapa que muestra las áreas norte y sur de trabajo (cuadrados morados) y sus formas de acceso desde Vallenar y Cachiyuyo. Modificado de Ministerio de Obras Públicas (2009).

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Marco geológico regional.

La geología en el antearco andino, particularmente entre los 27° y los 30°S, se caracteriza por corresponder tectónicamente a la zona de subducción subhorizontal (flat-slab) donde destaca la ausencia de una depresión central bien definida. Producto del flat-slab, el frente de deformación andino alcanza hasta 700 km al este de la fosa Chile-Perú, y manifiesta clara ausencia de actividad volcánica reciente.

Este antearco Andino puede ser dividido en dos zonas principales de acuerdo a su estilo de deformación (Moscoso y Mpodozis, 1988): El Dominio Occidental y el Dominio Oriental. El Dominio Occidental se caracteriza estructuralmente por abarcar la Cordillera de la Costa y la Precordillera, presenta una deformación de escama delgada con pliegues abiertos de gran longitud de onda, los cuales afectan a la cobertura mesozoica en la zona. El Dominio Oriental abarca la Cordillera Frontal y se caracteriza por mostrar deformación de escama gruesa, que actúa con fallas invertidas sobre el basamento.

Morfológicamente, también es posible encontrar ciertos contrastes entre ambos dominios estructurales, el Dominio Occidental presenta relieves más suaves y alturas que varían desde el nivel del mar en el margen occidental de la Cordillera de la Costa, hasta alturas que en la Precordillera no superan los 3500 metros. El Dominio Oriental en cambio, presenta una morfología más escarpada, con alturas que varían desde los 1000 m en los valles hasta los 6000 m en algunas cimas correspondientes a la Cordillera Frontal.

Con el fin de observar los contrastes entre ambos dominios geológicos, se realizan marcos geológicos separados para el dominio occidental y el dominio oriental.

2.1.1 Dominio Occidental

El dominio occidental, de acuerdo a la Figura 4, puede ser dividido en varias zonas separadas temporalmente, éstas son:

Los depósitos paleozoico-triásicos se ubican cerca del borde costero, sobre la actual Cordillera de la Costa. Dentro de estos depósitos se encuentran rocas paleozoicas metamórficas deformadas en forma de prisma de acreción como el Complejo Epimetamórfico Chañaral (Bell, 1987, Godoy y Lara, 1998) y el Complejo Metamórfico Punta de Choros (Creixell *et al.*, 2012). Estos complejos poseen una edad máxima según dataciones de U-Pb sobre circones detríticos de 294 Ma; esta edad ubica a estos complejos con una edad máxima correspondiente al Pérmico Inferior, y su edad mínima correspondería al Triásico Medio, la cual es la edad de la Formación Canto del Agua que sobreyace a estos complejos de forma discordante (Bahlburg *et al.*, 2009).

Dentro de los depósitos sedimentarios, se encuentran depósitos de rocas clásticas y carbonatadas marinas conocidos como Estratos de Llanos de Chocolate; de edad

pérmica (Welkner *et al.*, 2006). Estos estratos yacen bajo la Formación Canto del Agua sedimentaria marina y continental, que posee edad acotada, por relaciones estratigráficas, entre el Pérmico sobre los Estratos de Llanos de Chocolate (Creixell *et al.*, 2012) y el Jurásico Inferior, bajo la Formación La Negra (Welkner *et al.*, 2006).

Más al este, sobre los depósitos anteriores, se encuentran depósitos del Jurásico al Cretácico Inferior.

Dentro de los depósitos jurásicos, principalmente volcánicos, está la Formación La Negra (Welkner *et al.*, 2006), que aflora al norte de la III Región. Más al sur se encuentra la Formación Punta del Cobre (Segerström y Ruiz, 1962), volcánica con niveles sedimentarios, con edad comprendida entre el Jurásico Superior y el Valanginiano (Welkner *et al.*, 2006).

Sobre estos depósitos jurásicos, aún más al este, hay depósitos del Cretácico Inferior. Por el lado norte, en el área de Copiapó, se encuentra la Formación Bandurrias (Arévalo, 2005), volcanosedimentaria, que yace bajo la Formación Abundancia del Grupo Chañarcillo (Arévalo, 2005). Este grupo, junto con la Formación Punta del Cobre, cubre gran parte de la III Región entre la Precordillera y la Cordillera de la Costa, y posee, de base a techo, las formaciones Abundancia, Nantoco, Totoralillo y Pabellón, su litología corresponde principalmente a rocas carbonatadas fosilíferas con intercalaciones de rocas sedimentarias clásticas en la Formación Pabellón.

Al oriente de los depósitos anteriores, sobre la Precordillera, afloran depósitos correspondientes al Cretácico Superior y al Paleoceno. En esta zona, aflora la Formación Cerrillos (Reutter, 1974), volcánica, del Cretácico Inferior- Superior, con base sedimentaria. Esta base, en su lado oeste, presenta contacto concordante con el miembro Pabellón del Grupo Chañarcillo y edades Cretácico Inferior Alto (Maksaev *et al.*, 2009). En contraste, hacia el este presenta una base sedimentaria del Cretácico Superior y paraconcordante con la infrayacente Formación Algarrobal. El espesor de esta formación puede llegar a los 4000 mts.

Al sur de la Formación Cerrillos, afloran rocas volcánicas correspondientes a la Formación Viñita (Aguirre y Egert, 1965), del Cretácico Superior, correlacionable con la sección superior volcánica de la Formación Cerrillos. Bajo esta formación, por el lado oeste, yacen depósitos sedimentarios correspondientes a la Formación Quebrada Marquesa (Aguirre y Egert, 1962; Emparan y Pineda, 1999), del Cretácico Inferior, correlacionable con la sección inferior sedimentaria de la Formación Cerrillos y el Grupo Chañarcillo. Por el lado este, aflorando igualmente bajo la Formación Viñita, se encuentra la Formación Pucalume (Dediós, 1967), sedimentaria continental con intercalaciones volcánicas.

Sobre la Formación Cerrillos, al norte del Río Huasco, aflora otra secuencia de rocas volcánicas, correspondiente a la Formación Hornitos (Maksaev *et al.*, 2009), de edad Cretácico Superior Alto-Paleoceno. Por el lado sur, está la Formación Los Elquinos (Aguirre y Egert, 1965), volcánica, correspondiente al Paleoceno, la cual yace sobre las Formaciones Viñita y Cerrillos.

Entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera, se encuentran depositadas discordantemente sobre la cobertura mesozoica, las Gravas de Atacama (Mortimer, 1973) y las Gravas de Domeyko más al sur (Creixell *et al.*, 2013), las cuales serían

correlacionables con otros depósitos cuya edad corresponde al Mioceno Medio (Arévalo *et al.*, 2009).

El Dominio Occidental, además presenta franjas longitudinales de intrusivos que atraviesan en dirección NNE-SSW la zona. Hacia el NW de la III Región, dispuestos cerca del borde costero, se pueden observar intrusivos del Pérmico y del Triásico que intruyen la cobertura del Paleozoico.

Más al sur, existe otra franja de cuerpos intrusivos del Jurásico y Cretácico Inferior, donde se pueden encontrar Complejos Plutónicos principalmente dioríticos, pero que poseen además cuerpos de tonalitas y gabros (Welkner *et al.*, 2006; Creixell *et al.*, 2013).

Las franjas intrusivas anteriores, se ubican en la actual Cordillera de la Costa, la cual posee antecedentes de haber sido exhumada durante el Cretácico Superior usando el método de trazas de fisión (Cembrano *et al.*, 2003; Rodríguez *et al.*, 2012).

Al oriente de la franja de la Cordillera de la Costa, existe otra franja de intrusivos, correspondiente al Cretácico Superior Alto y al Paleoceno, la cual intruye a los depósitos volcánicos, principalmente a los correspondientes a la Formación Cerrillos (Creixell *et al.*, 2013; Salazar *et al.*, 2013).

Estructuralmente, es posible encontrar sistemas de fallas correspondientes al Sistema de Fallas de Atacama (SFA); que en su parte más costera posee una extensión de más de 1000 Km desde el sur de Iquique (21°S) hasta La Serena (29°45'S). Se divide en 3 segmentos principales, los cuales son, de norte a sur, Salar del Carmen, Paposos y Salado. Sus primeros indicios de actividad están acotados entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Scheuber y Andriessen, 1990).

Estudios más detallados señalan que en el segmento más austral (Salado) del SFA, ubicado en la Cordillera de la Costa de la III Región entre los 28° y los 29°15'S (Thiele y Pincheira, 1987), hay 3 estructuras principales, de rumbo NNE, las cuales son de oeste a este la Zona de Cizalle Infiernillo, la Faja Plegada y Corrida Los Colorados y la Zona de Cizalle Algarrobo (Arévalo *et al.*, 2003).

La Zona de Cizalle Infiernillo es un cinturón con zonas de cizalle sinplutónicas, y edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que permiten datar la actividad de la falla sinplutónica en torno a los 130 Ma. La Faja Plegada y Corrida Los Colorados presenta plutones sintectónicos correspondientes al Complejo Plutónico Retamilla, donde se observan pliegues de arrastre que indicarían una fase extensiva a partir de los 126 Ma (Arévalo *et al.*, 2009). La zona de Cizalle Algarrobo muestra deformación transpresiva sinistral en milonitas, que son parte del Complejo Plutónico la Higuera, con edades entre 122-124 Ma, siendo éstas, las edades máximas para la deformación en la zona. Un trabajo más reciente realizado por Arévalo y Creixell (2009) 30 Km al sur, permite datar el evento transpresivo en actinolita de vetas de calcopirita-hematita, emplazadas en fallas de tipo Riedel, usando $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, con lo cual la deformación transpresiva sinistral estaría en un rango de edad entre 122 a 120 Ma.

Aproximadamente a 30 Km al este de la Zona de Cizalle Algarrobo, se encuentra un conjunto de fallas normales de alto ángulo con rumbo NO, NNE y NE, estas fallas separan el Grupo Chañarcillo de la Formación Cerrillos. Dentro de estas fallas normales

destaca la Falla Agua de los Burros, cuya actividad estaría dentro del Albiano-Campaniano, pues dentro de los conglomerados que constituyen la base de la Formación Cerrillos, se gradan de facies clásticas gruesas a facies clásticas finas, lo que indicaría que esta falla habría actuado como borde de cuenca (Arévalo *et al.*, 2005).

Al sur de la Falla Agua de los Burros se encuentra la Falla Las Cañas, inversa, de vergencia oeste, en cuyo bloque colgante afloran depósitos calcáreos correspondientes al Grupo Chañarcillo. Se piensa que esta falla fue la continuación de la Falla Agua de los Burros, pero que sufrió una posterior inversión (Creixell *et al.*, 2013).

Al sur de la Falla Las Cañas, se encuentra un conjunto de fallas normales, de forma semicircular, formadas como resultado de la actividad de la Caldera Condoriaco cuyos depósitos corresponden al Cretácico Superior (Emparan y Pineda, 1999).

A 70 Km subiendo por la desembocadura del río Elqui, se encuentra un sistema de dos fallas inversas compuesto por la Falla Vicuña y la Falla Rivadavia, las cuales actúan como estructuras principales en la Precordillera al norte de la IV Región, ambas permiten el alzamiento de un bloque compuesto por una parte superior volcánica, la cual es parte de la Formación Viñita y una parte inferior sedimentaria hacia el este del bloque compuesto por la Formación Pucalume. La falla Vicuña, corta granitoides de la Superunidad Cogotí, del Terciario, lo que permite datar su actividad entre los 62 y 42 Ma (Mpodozis y Cornejo, 1988). Dataciones posteriores realizadas sobre milonitas localizadas en la traza de la Falla Vicuña con edades de $40,3 \pm 1,6$ y $40,5 \pm 2,2$ Ma permiten datar su actividad en torno a los 40 Ma (Emparan y Pineda, 1999).

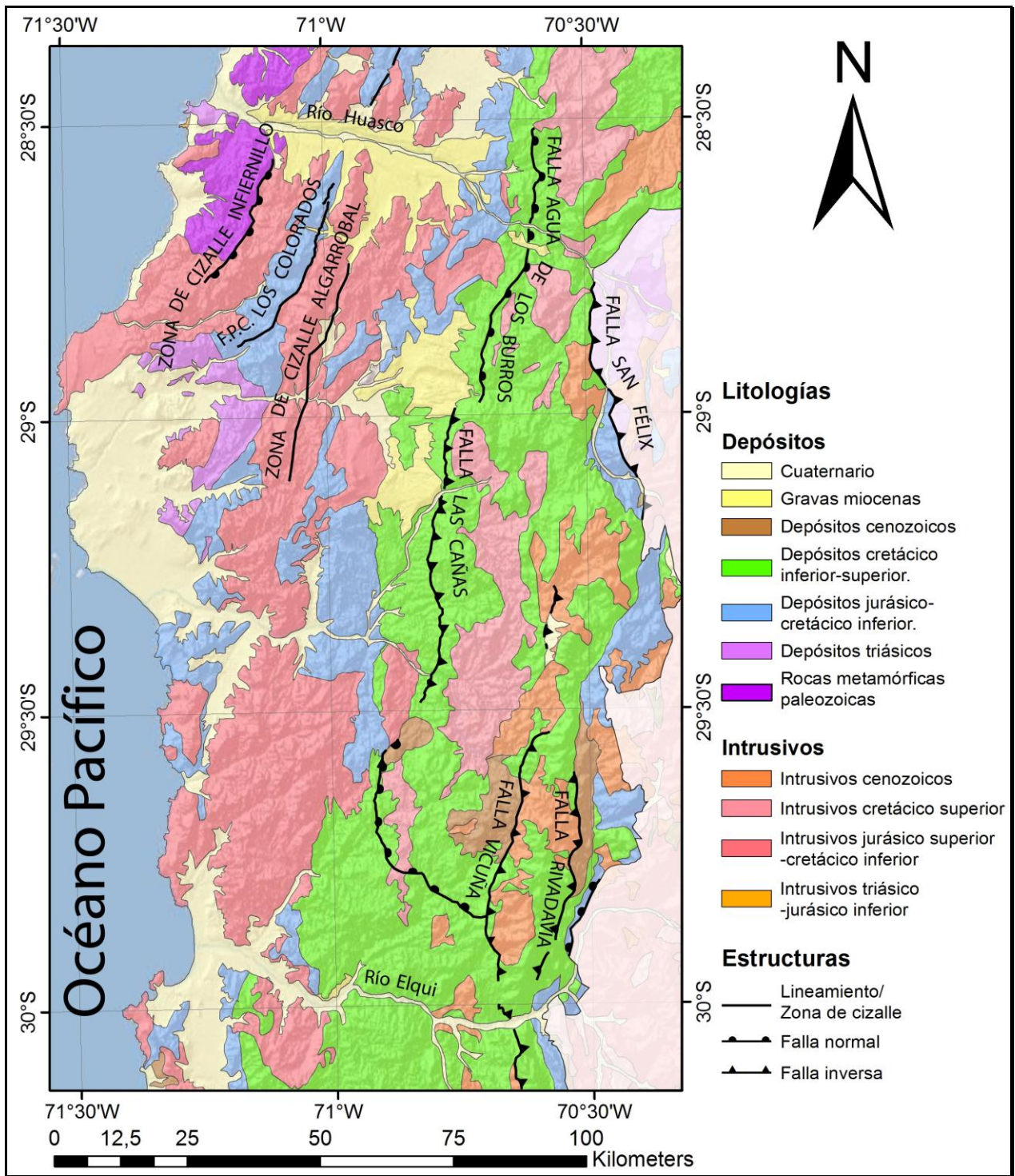


Figura 4: Mapa geológico simplificado del dominio occidental, modificado de Emparan y Pineda (1999), SERNAGEOMIN (2003), y Creixell *et al* (2013).

2.1.2 Dominio Oriental

La geología se caracteriza por mostrar grandes franjas longitudinales de complejos plutónicos, correspondientes al Paleozoico Superior y al Triásico Inferior, mostradas en la Figura 5, éstas son:

Franja de intrusivos carbonífero-pérmicos, correspondientes a la Superunidad Elqui, ubicada al oeste de la Cordillera Frontal, presenta granodioritas que se extienden en una franja norte-sur de 80 Km. Se divide en las unidades Guanta, El Volcán y Cochiguás (Mpodozis & Kay, 1990). Estas unidades carbonífero-pérmicas fueron posteriormente renombradas como Complejo Plutónico Chancoquín, con edades comprendidas entre los 297 y 285 Ma (Salazar *et al.*, 2013).

Franja de intrusivos pérmico-triásicos correspondientes a la Superunidad Ingaguás, ubicada al este de la Superunidad Elqui, compuesta principalmente por granitos leucocráticos. Se divide en las unidades Chollay, Los Carricitos, El León y El Colorado (Mpodozis & Kay, 1990). Estas unidades fueron posteriormente redefinidas como Complejo Plutónico Chollay, con edades comprendidas entre los 247 y los 237 Ma (Salazar *et al.*, 2013).

Además de los complejos plutónicos antes mencionados, existen rocas con edades desde el Paleozoico Superior:

Dentro de las rocas paleozoicas no intrusivas, en las cercanías del río El Tránsito, están las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT), de edad Carbonífero-Pérmico (Ribba *et al.*, 1988). Al sur del CMT se encuentra un afloramiento de esquistos cuarzo-micáceos conocido como “esquistos de Quebrada Seca” (Ribba *et al.*, 1988). Más al sur, se encuentran las areniscas y pelitas de la Formación Las Placetas (Reutter, 1974), las volcanitas pérmicas del Grupo Pastos Blancos (Martin *et al.*, 1999) y las rocas sedimentarias correspondientes a los Estratos de Cerro Bayo (Salazar *et al.*, 2013).

Dentro de los depósitos mesozoicos, afloran rocas volcánicas triásicas que corresponden a la Formación La Ternera, ubicada al norte de la III Región (Jensen, 1976), y a la Formación La Totora, ubicada en la Quebrada Chancoquín (Reutter, 1974). Además, hay depósitos triásicos sedimentarios correspondientes a la Formación San Félix (Reutter, 1974; Padel *et al.*, 2012), ubicada al oriente del río del Carmen, en el bloque colgante de la Falla San Félix.

Sobre las unidades triásicas, se dispone de manera discordante la Formación Lautaro (Reutter, 1974), del Jurásico Inferior, compuesta principalmente por rocas sedimentarias de origen marino, algunas de ellas calcáreas. Aflorando al oeste de esta formación, en el bloque yacente de la falla San Félix, se encuentran afloramientos de lavas andesíticas cercanas a los 2000 m de espesor, con intercalaciones de calizas y sedimentitas, conocidos con el nombre informal de Estratos del Verraco (Nasi *et al.*, 1990).

Sobre el Jurásico Inferior, aflorando de forma paraconcordante, se encuentran las rocas volcánicas y sedimentarias de origen volcánico de la Formación Picudo (Reutter, 1974), del Jurásico Superior al Cretácico Inferior. Más al sur, se encuentra la Formación

Algarrobal (Dediós, 1967; Nasi *et al.*, 1990), compuesta de secuencias de lavas andesíticas con intercalaciones de rocas sedimentarias, esta unidad está acotada estratigráficamente entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior. Al este de la Formación Picudo, se encuentra la Formación Lagunillas (Iriarte *et al.*, 1999; Labbé, 2011), volcanosedimentaria, del Jurásico Superior.

Al este del Complejo Plutónico Chollay, cerca de la frontera con Argentina, es posible encontrar depósitos cenozoicos, limitados por la Falla Baños del Toro en su lado oeste, dentro de los cuales están las tobas riolíticas y dacíticas con lavas de la Formación Doña Ana (Maksaev *et al.*, 1984), del Oligoceno Superior -Mioceno Inferior, esta formación además aflora al oeste de la Falla, de forma discordante, sobre el Complejo Plutónico Chollay y depósitos mesozoicos ubicados en su localidad tipo, en el cerro Doña Ana (Nasi *et al.*, 1990). Al sureste de la Formación Doña Ana se encuentra la Formación Vallecito (Nasi *et al.*, 1990), del Mioceno Superior, compuesta por brechas mal consolidadas, capas ricas en yeso e ignimbritas riolíticas, y son los depósitos volcánicos más recientes observados antes de que cese el volcanismo en la zona.

Estructuralmente, en el margen occidental del dominio, la estructura principal es la Falla San Félix, inversa, de rumbo aproximadamente N-S (Salazar, 2012), y con vergencia hacia el oeste; esta estructura separa al basamento de la cobertura mesozoica del dominio Occidental. Más al sur, la Falla San Félix es reemplazada por las fallas Vicuña y Rivadavia.

En el margen oriental del dominio, se encuentra la falla Baños del Toro, inversa, de rumbo N-S y vergencia al este, que separa al Batolito Elqui-Limarí de la cobertura meso-cenozoica limítrofe con Argentina compuesta por las formaciones Baños del Toro y Doña Ana (Nasi *et al.*, 1990).

Se sabe que ambas fallas estuvieron mostraron actividad, al menos durante el Cenozoico, pues la Falla Baños del Toro corta a volcánicas de la Formación Doña Ana del Oligoceno-Mioceno y la Falla San Félix corta al Complejo Plutónico El Orito, de edad Eocena (Salazar *et al.*, 2013).

Entre estas dos estructuras principales, se pueden identificar varias fallas invertidas de rumbo N-S (Salazar, 2012), entre las cuales se encuentran Las Pircas, Plata Alta, Pinte, Punilla- La Plata, Los Cuartitos y Chollay, estas fallas poseen vergencias tanto hacia al oeste, como hacia el este, y se extienden de forma longitudinal en el basamento formando sistemas de Horst y Graben dentro del batolito, esto permite visualizar en algunas zonas a la cobertura mesozoica en contacto con el basamento.

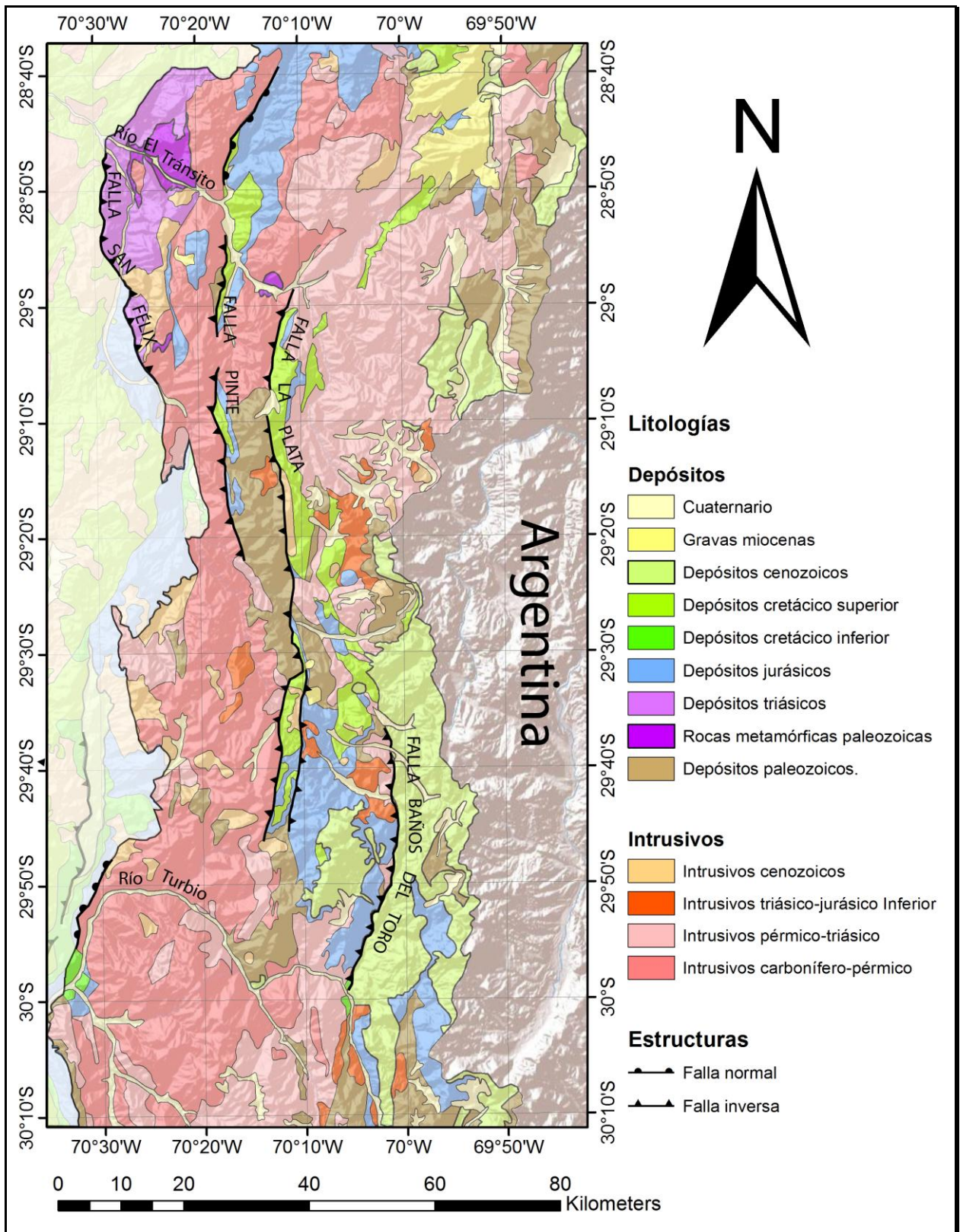


Figura 5: Mapa geológico dominio oriental modificado de Nasi *et al* (1990), SERNAGEOMIN (2003), y Salazar *et al* (2013).

2.2 Marco geológico local.

La geología, al oeste de la falla San Félix, se dispone como un sinclinal por su lado norte, entre los 28°50' y los 28°55'S, que choca por el oeste con el Complejo Plutónico Pie de Gallo (Figura 6). Hacia el sur, entre los 29° y los 29°10'S, cambia la geología, mostrando un homoclinal con manteo de 20° a 40° hacia el oeste, este homoclinal continúa hacia el oeste hasta la falla Chacay, inversa, de vergencia oeste (Figura 7). En ambas zonas, se presentan depósitos del Mesozoico que van desde el Triásico Medio hasta el Cretácico Superior. La disposición de las litologías, de norte a sur es:

Formación Pucalume (Cretácico Inferior): Definida por Dediós (1967) como depósitos sedimentarios continentales con intercalaciones volcánicas, estudios posteriores realizados por Nasi *et al.* (1990) la describen como una secuencia sedimentaria continental, con areniscas y conglomerados rojos que posee intercalaciones de brechas y tobas dacíticas. Esta secuencia, en el área de estudio, yace discordantemente bajo la Formación Cerrillos.

Formación Cerrillos (Cretácico Superior): Esta formación, definida por Segerström (1959), y posteriormente descrita en las cercanías del área de estudio por Reutter (1974) como una formación con un nivel basal sedimentario, con conglomerados basales, y un nivel superior volcánico con potentes coladas de lavas andesíticas y niveles de tobas soldadas. Su espesor en algunas zonas puede superar los 4000 m, y su base está dispuesta de forma discordante sobre la Formación Algarrobal dentro del área de trabajo. Sin embargo, al oeste del área de estudio, se dispone concordantemente sobre la Formación Pabellón del Grupo Chañarcillo (Arévalo *et al.*, 2009). Mediciones recientes sobre tobas, usando U-Pb en circones magmáticos, permiten obtener edades de $80,3 \pm 1,3$ y $80,6 \pm 1,2$ Ma, en depósitos sedimentarios ubicados en la base de esta Formación, con lo cual Cerrillos queda comprendido dentro del Cretácico Superior. No se observa techo dentro del área de estudio, pero hacia el sur yace bajo la Formación Los Elquinos del Paleoceno-Eoceno (Nasi *et al.*, 1990).

Complejo Plutónico Pie de Gallo (Paleoceno): Complejo plutónico ubicado al norte del área de estudio, que aflora como pequeños cuerpos elongados, de orientación preferencial NE-SW, que chocan con el sinclinal por su lado oeste (Figura 6). Su litología está compuesta por granodioritas de color rosado a gris, con variación a granitos y sin presencia de foliación. Este complejo presenta edades de $65 \pm 0,4$ y $63,8 \pm 0,7$ Ma usando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Arévalo *et al.*, 2009), con lo que el complejo posee una edad paleocena.

Hacia el sur del área de estudio, entre los 29° y los 29°10'S, las litologías cambian casi en su totalidad, permaneciendo sólo la Formación Cerrillos, y se disponen de la siguiente forma (Figura 7):

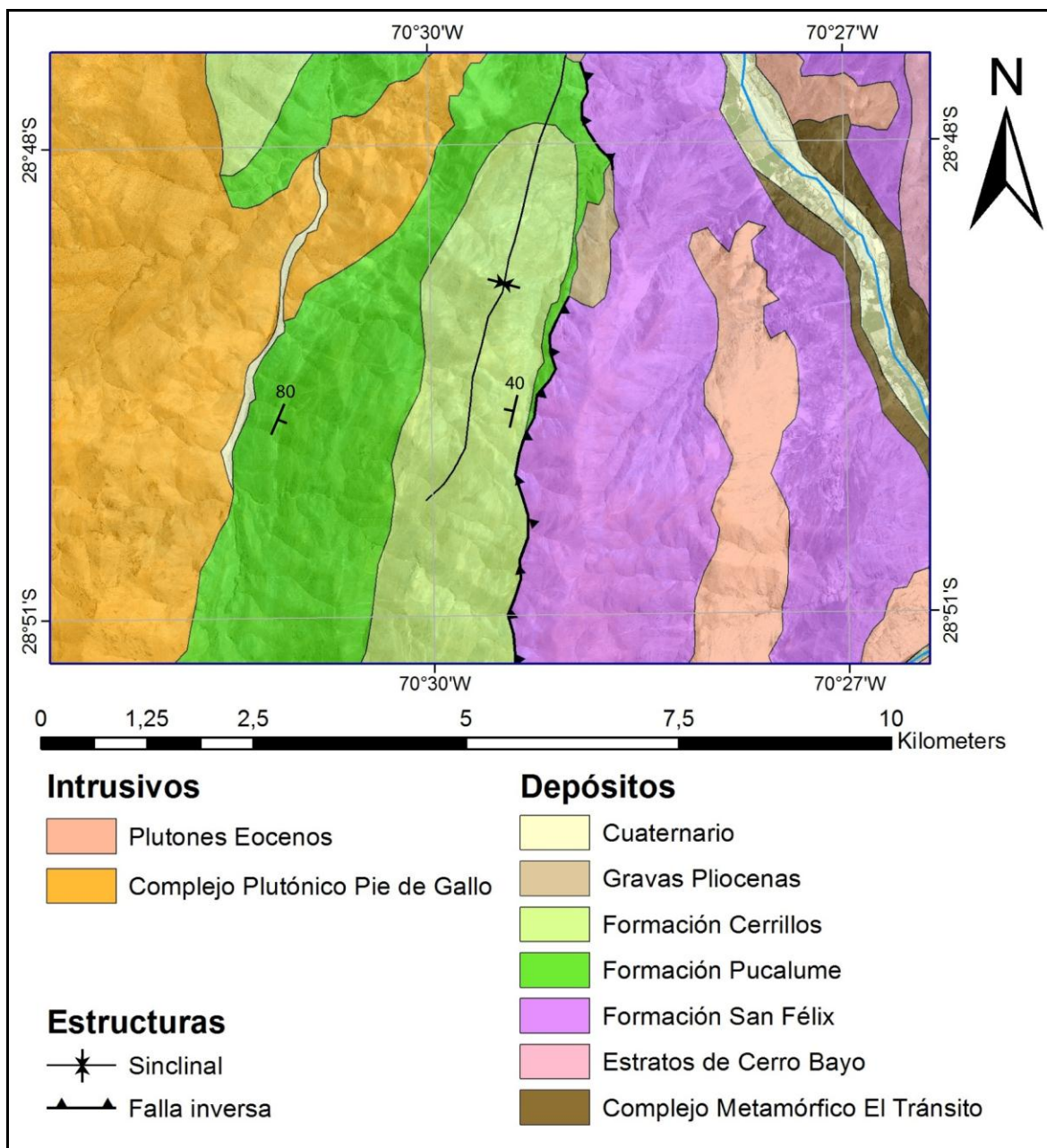


Figura 6: Mapa geológico local de la zona norte de trabajo, donde destaca un sinclinal con depósitos volcanosedimentarios del Mesozoico Superior en el bloque yacente de la Falla San Félix. Modificado de Salazar *et al* (2013).

Grupo Pastos Blancos (Paleozoico Superior-Triásico Medio): Definido por Nasi *et al.* (1990) al sur del área de estudio. Aproximadamente a los 29°10'S presenta tobas y lavas de composición riolítica y dacítica, su edad mínima es Pérmico-Triásica, al estar estratigráficamente bajo la Formación San Félix. En algunas zonas presenta roof-pendants sobre intrusivos de la Superunidad Elqui, lo que permitiría asignar edad carbonífera. Trabajos posteriores realizados por Martin *et al* (1999) definen a Pastos Blancos como grupo, el cual incluye 2 secuencias, la primera compuesta principalmente por depósitos de tobas soldadas riolíticas del Pérmico Temprano (Formación Guanaco Sonso, presente en el área de estudio). La segunda secuencia, presenta rocas volcánicas, volcanoclásticas, y rocas sedimentarias en su techo conocido como

Formación Los Tilos del Triásico Medio al Jurásico Temprano. En el área de estudio, la Formación Guanaco Sonso presenta contacto por falla con el Basamento de la Superunidad Elqui y en su techo presenta un contacto discordante con la Formación San Félix.

Formación San Félix (Triásico Medio-Superior): Definida por Reutter (1974), presenta hasta 4000 m de espesor, aunque en el área de estudio presenta sólo 500 m, esta formación presenta intercalaciones de paraconglomerados, areniscas medias, areniscas finas turbidíticas y lutitas. Su edad es Triásico Medio-Superior, presenta base en contacto por falla con el basamento de la Superunidad Elqui y contacto discordante sobre la Formación Pastos Blancos, su techo presenta una relación de concordancia con Estratos del Verraco (Nasi *et al.*, 1990).

Estratos del Verraco (Triásico Superior-Jurásico Inferior): Definido por Nasi *et al* (1990) en la quebrada El Verraco, presenta lavas andesíticas, intercaladas con tobas de lapilli, tobas líticas, rocas sedimentarias calcáreas con fósiles, y litarenitas feldespáticas que presentan algunos clastos de riolitas y andesitas. Su espesor es cercano a los 2000 m y en las areniscas calcáreas se han encontrado fósiles de ammonites, los que permiten acotar su edad dentro del Jurásico Inferior, su base presenta concordancia con la Formación San Félix, su techo presenta discordancia con la Formación Algarrobal, y presenta contacto por falla hacia el este con el basamento de la Superunidad Elqui.

Formación Algarrobal (Jurásico Superior-Cretácico Inferior): Definida por Dediós (1967) en la Quebrada Algarrobal, en las cercanías del Río Elqui, como andesitas porfíricas, con intercalaciones de areniscas rojo-grisáceas y conglomerados de origen volcánico, mientras que según Nasi *et al* (1990) hay una sección inferior sedimentaria y otra sección superior, volcanoclástica. Su edad está acotada entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, por relaciones estratigráficas, pues, su base está en discordancia sobre los Estratos del Verraco y su techo está en discordancia bajo la Formación Cerrillos. Además, presenta contacto por falla con el Basamento de la Superunidad Elqui.

Complejo Plutónico El Tabaco (Cretácico Superior): Complejo plutónico ubicado al oeste del área de estudio, que presenta granitos y monzodioritas, posee una relación de contacto por falla con la Formación Cerrillos a lo largo de la Falla Chacay y además relación de contacto por intrusión, pues se han visto roof-pendants de la Formación Cerrillos sobre el intrusivo. Este complejo presenta dataciones de U-Pb sobre circones (Creixell *et al.*, 2013) de edades $77,65 \pm 0,46$ y $75,12 \pm 0,74$, y edades K-Ar de 72 ± 2 y 69 ± 2 Ma, lo cual permite asignarlo dentro del Campaniano-Maastrichtiano.

Complejo Plutónico Peralta (Eoceno): Complejo plutónico, ubicado al sur del área de estudio, que presenta granitos y monzodioritas, estas últimas presentes dentro del área de estudio. Este complejo presenta relación de contacto por intrusión con la Formación Cerrillos, su edad está comprendida entre los 40 a 42 Ma, con lo cual se asigna el complejo plutónico al Eoceno (Creixell y Arévalo, 2009; Creixell *et al.*, 2013).

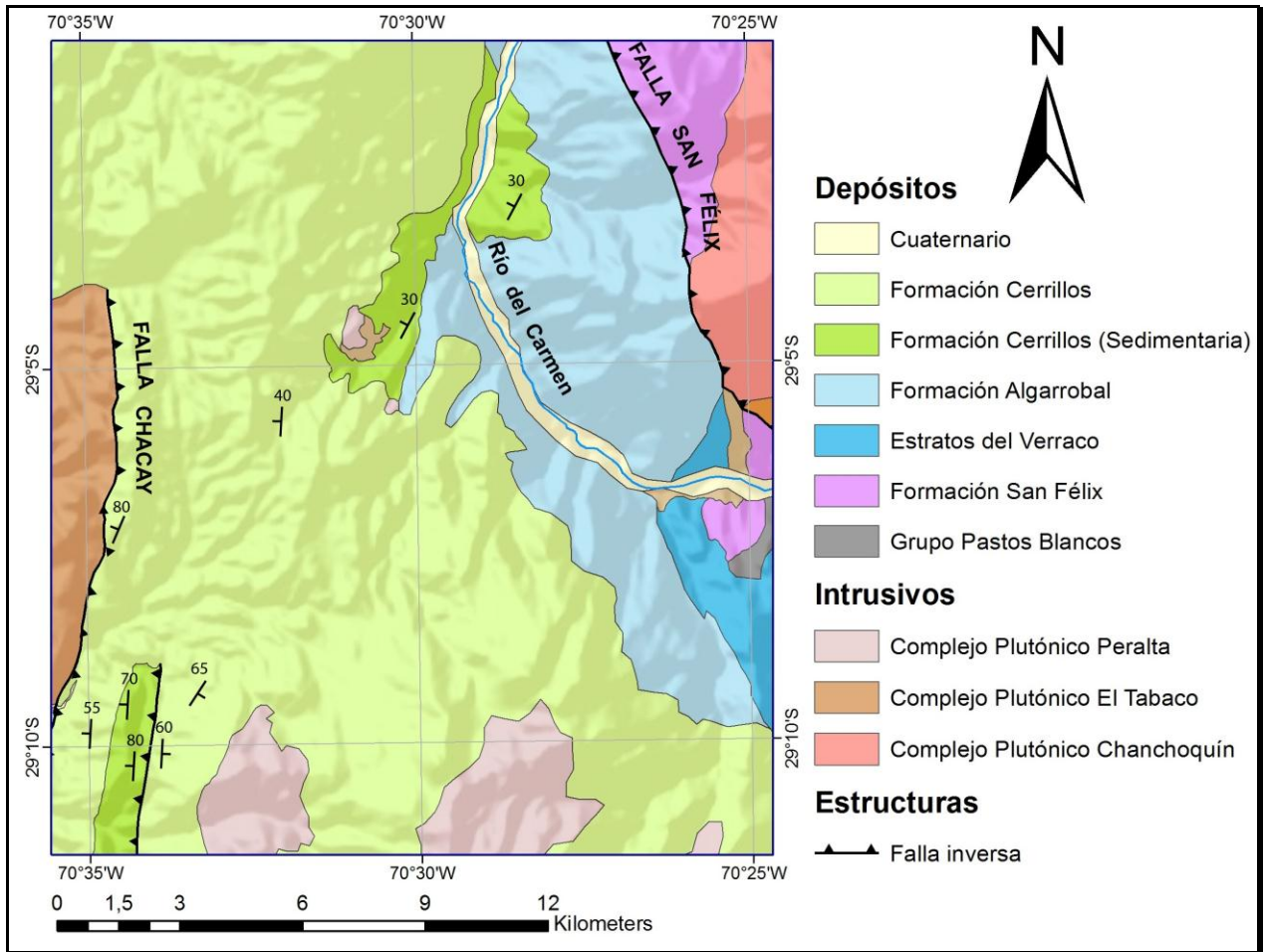


Figura 7: Mapa geológico local del área sur de trabajo, donde se observa homoclinal en el bloque yacente de la Falla San Félix, en el cual hay depósitos que mantean hacia el oeste y abarcan todo el Mesozoico. Modificado de Creixell *et al* (2013) y Nasi *et al* (1990).

3. ESTRATIGRAFÍA

Se realizaron 3 columnas estratigráficas a lo largo del margen poniente del Río del Carmen, las cuales están distribuidas de la siguiente forma (Figura 8):

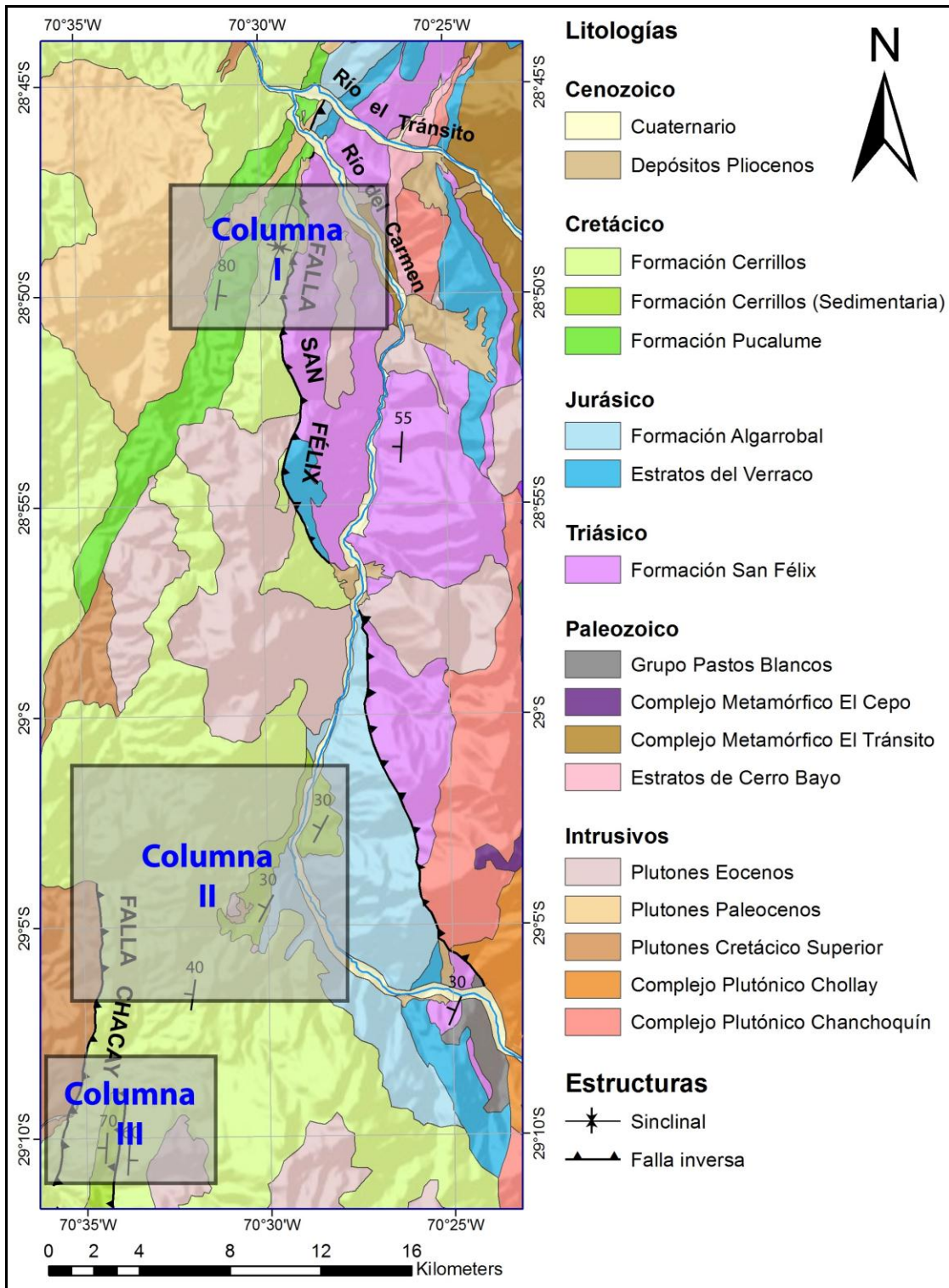


Figura 8: Ubicación de las zonas donde fueron realizadas las columnas estratigráficas, estas fueron nombradas como Columna I (Figura 9), Columna II (Figura 12) y Columna III (Figura 22).

3.1 Columna Estratigráfica I (Quebrada Pie de Gallo)

La columna se realizó en torno a una quebrada este-oeste, perpendicular a la quebrada Pie de Gallo, a 8 Km al oeste del Río del Carmen, como muestra la Figura 9:

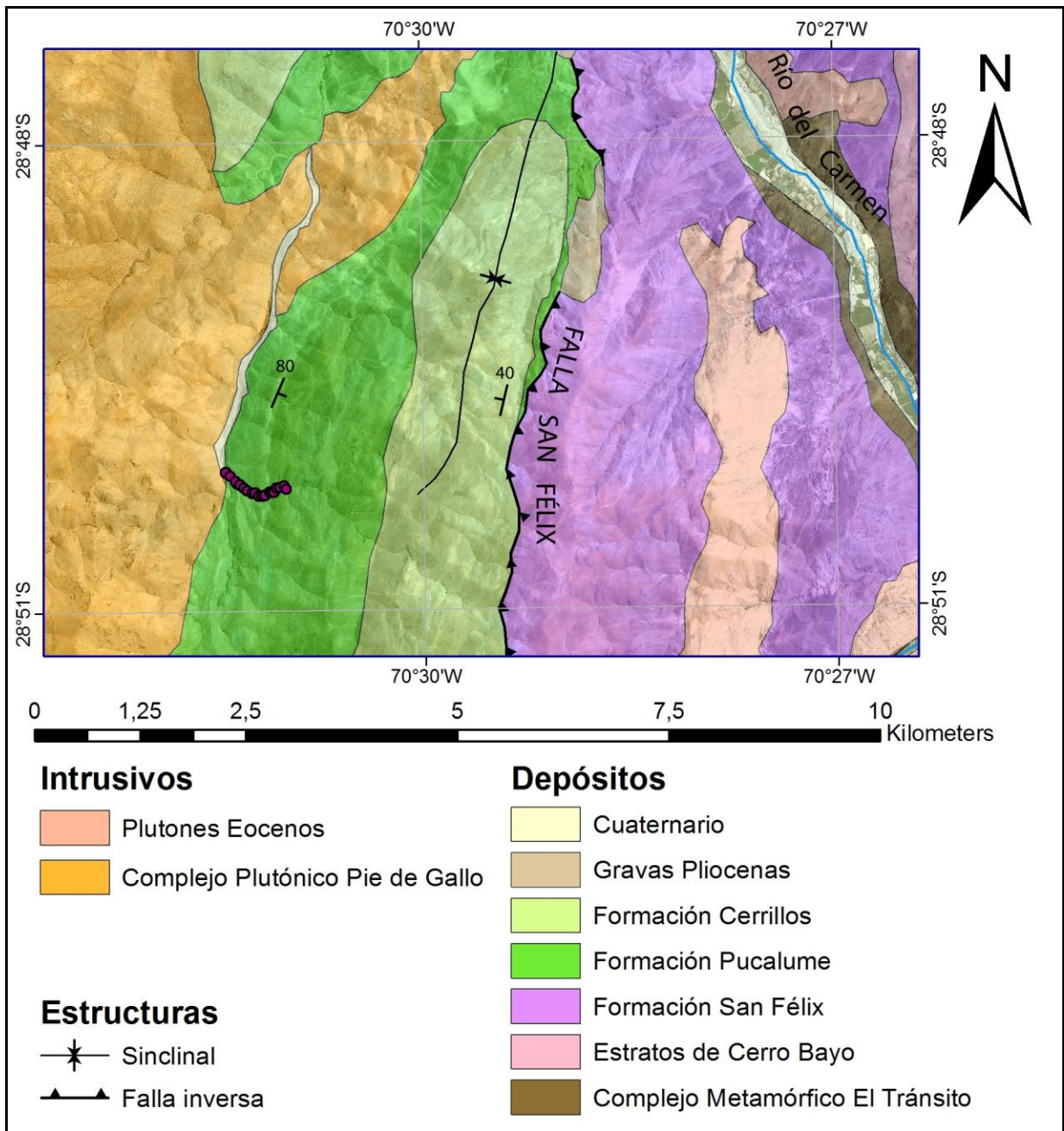


Figura 9: Imagen que muestra puntos donde se realizó la columna estratigráfica I.

De acuerdo al trabajo realizado en terreno la columna estratigráfica se define como está a continuación:

Base columna: Contacto por intrusión, con el complejo plutónico Pie de Gallo, la secuencia se encuentra en disposición vertical con rumbo N20W.

- 16 m cubierto.
- Areniscas muy finas laminadas en paquetes de 30-50 cm con intercalaciones de grainstone, a veces calcáreas y wackestone feldespática. Espesor: 59 m.
- 133 m cubierto.
- Capas de 50 cm que presentan gradación normal de litarenita muy gruesa a fangolita con laminaciones muy finas de fangolita subparalela en la arenita. Poseen estratificación cruzada planar. Espesor: 80 m.
- 53 m cubierto.
- Paquetes métricos, con gradación normal, de ortoconglomerado fino de muy buen redondeamiento a litarenita muy gruesa gravosa, la cual a su vez presenta gradación de arenisca media a fina, con paleocanales. Espesor: 53 m.
- Paquetes métricos de arenisca gruesa con gradación normal a fangolita. Espesor: 11 m.
- Wackas arcósicas. Espesor: 11 m.
- Paraconglomerados de buen redondeamiento. Espesor: 11 m.
- Paquetes de 0,5 a 2 m de areniscas gruesas masivas con gradación a areniscas muy finas en el techo con ocasionales niveles de arenisca gravosa y paleocanales con niveles de conglomerado basal. Espesor: 106 m.
- Paraconglomerado muy fino. Espesor: 13 m.
- Wackas arcósicas. Espesor: 13 m.
- Ortoconglomerado de muy buen redondeamiento, polimíctico con niveles de areniscas muy finas gravosas. Espesor: 53 m.

Techo Columna: Cubierto por lavas andesíticas, no se pudo precisar relación de contacto.

Espesor total: 702 m.

Con esta descripción, se procede a mostrar la columna, en las figuras 10 y 11:

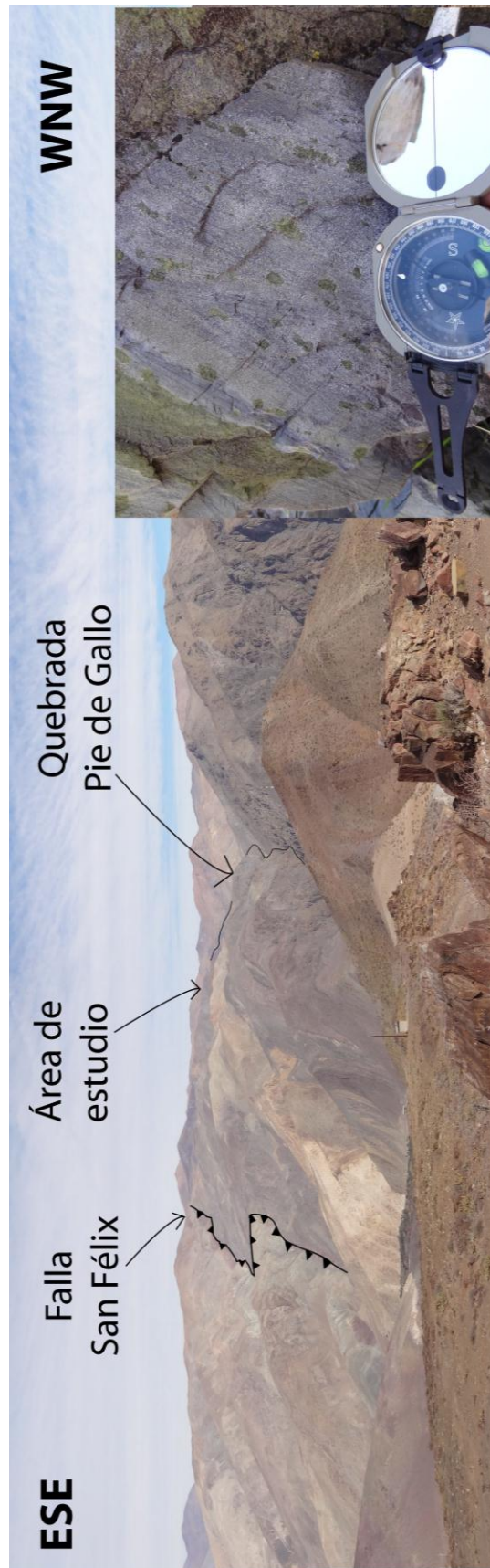


Figura 10: Vista del área de estudio, donde se realizó la columna estratigráfica I, desde la ladera norte del Río Huasco, abajo, foto de areniscas con estratificación cruzada (Coordenadas 6809072/351707).

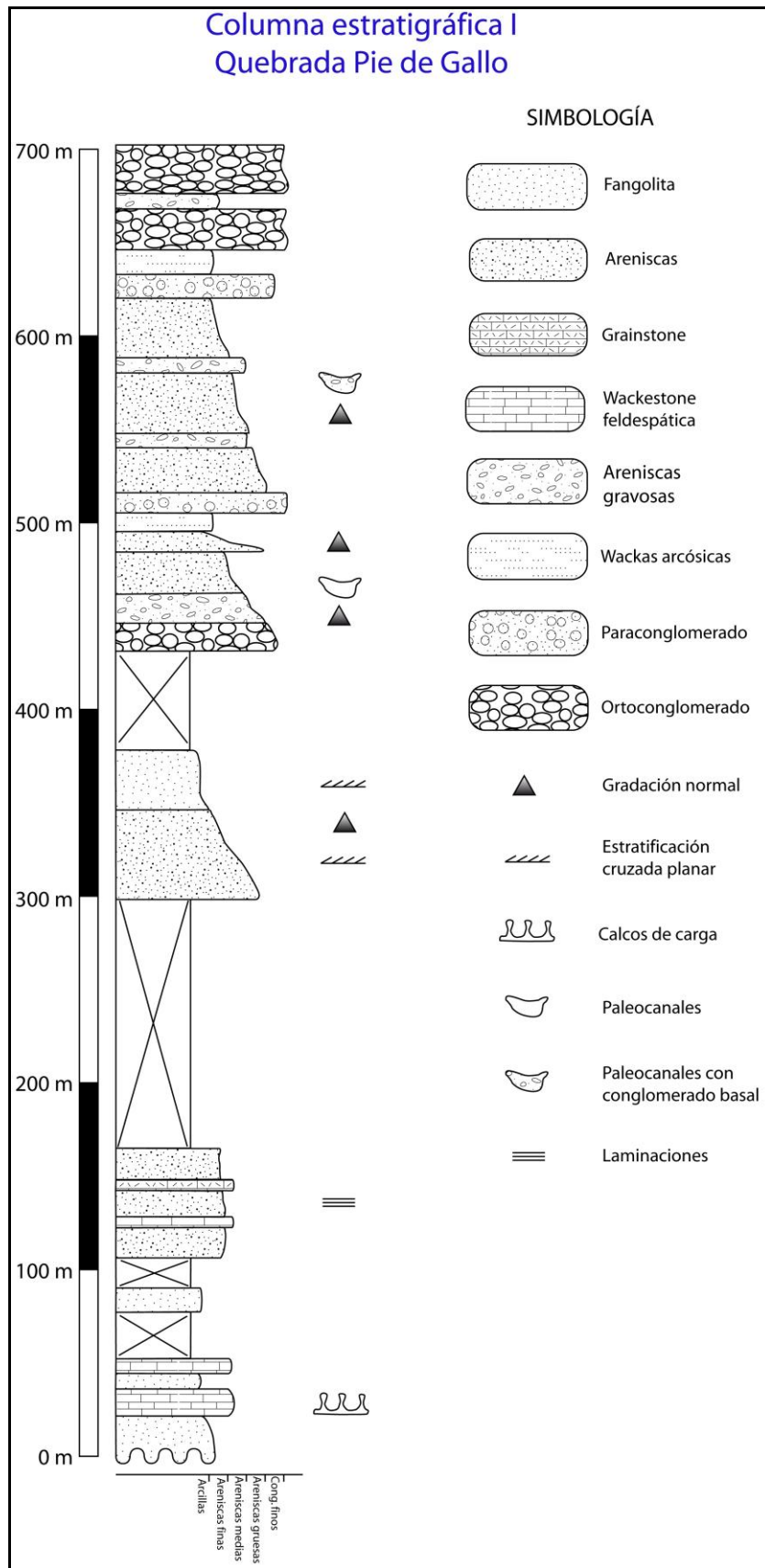


Figura 11: Columna estratigráfica I Quebrada Pie de Gallo.

3.2 Columna Estratigráfica II (Quebrada El Carrizo)

Esta columna fue realizada en torno al Río del Carmen y subiendo por la Quebrada El Carrizo, perpendicular al río, la cual avanza hacia el suroeste, extendiéndose casi 10 Km hacia el oeste, tal como muestra la Figura 12.

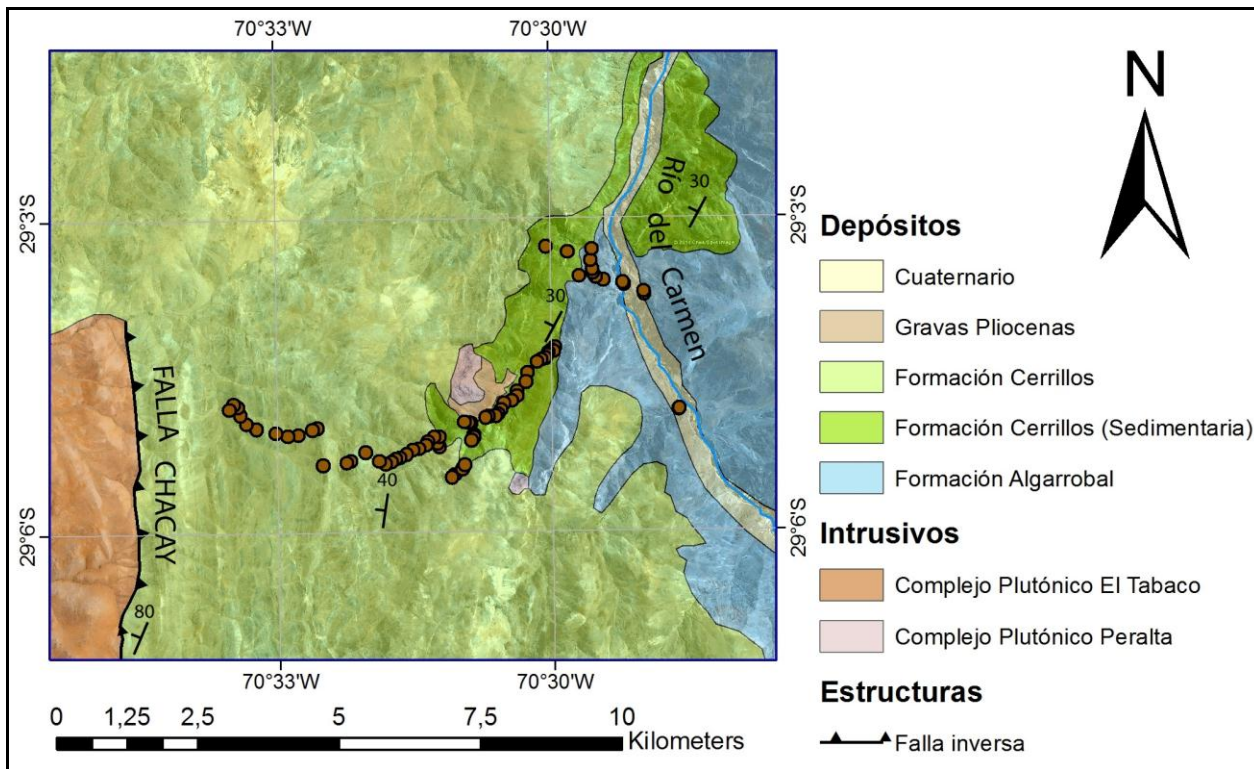


Figura 12: Puntos donde se realizó la Columna Estratigráfica II en torno a la Quebrada El Carrizo.

La columna estratigráfica en esta zona es dividida en 4 unidades informales de base a techo, las cuales son: a) unidad volcánica fragmentada (Columna D), b) unidad sedimentaria (Columna C), c) unidad volcanosedimentaria (Columna B) y d) unidad volcánica (Columna A), estas unidades son concordantes entre sí, excepto la relación de contacto entre la unidad sedimentaria y la unidad volcánica fragmentada, en este caso existe una relación de paraconcordancia. Estas unidades poseen la siguiente descripción:

Unidad volcánica fragmentada [Columna D] (Figura 13):

- Base: Lava andesítica autobrechizada, clastos angulosos de hasta 50 cm, mala selección, clastos pequeños presentan mayor redondeamiento, en algunas zonas la lava se presenta sólo con pequeñas fisuras polidireccionales, que son rellenas con litarenitas rojas. Espesor aproximado: 400 m.
- Paraconglomerado brechoso con clastos de lava andesítica subangulosos, mala selección, tamaños entre 1 a 50 cm, matriz color rojizo, con asociaciones de hematita y plagioclasa, este último mineral presenta cristales redondeados. Espesor aproximado: 150 m.

- Lava andesítica con masa fundamental porfídica, rica en plagioclasa, con alteraciones de esmectita y minerales opacos, se observan además alteraciones secundarias de hematita, la cual podría estar remplazando anfíbolos, calcitas y cloritas. Espesor aproximado: 115 m.
- Litarenita fina gravosa, con granos de lava y toba, los cuales son subredondeados y de buena selección, los granos más grandes son subangulosos, de lava, algunos de ellos hematitizados. Espesor aproximado: 130 m.
- Paraconglomerado brechoso medio con clastos de toba y lava, de forma irregular, muy alargados, hasta 3 cm, matriz muy fina con granos de feldespatos y líticos de lava, con buena selección, subangulosos y de baja esfericidad, cuyos espacios están rellenos con hematita. Espesor aproximado 125 m.
- Lava andesítica, en algunas partes autobrechizada con textura pilotaxítica, presenta una masa fundamental rica en Plagioclasa, clastos autobrechizados muy angulosos, cuyos intersticios son rellenos con hematita, además presenta vesículas rellenas con cuarzo y calcita, se observan opacos remplazando a secciones basales de piroxeno y anfíbola en su parte superior. Espesor aproximado: 190 m.
- Lava andesítica autobrechizada en su parte inferior y vesiculada en su parte superior, sus intersticios están rellenos con hematitas y Plagioclasa. Sus vesículas están rellenas con cuarzo y calcita, además presenta contacto lateral con toba lapilli que posee clastos de lava andesítica y escoria. Espesor aproximado: 310 m.

Unidad sedimentaria [Columna C]:

- Brecha matriz soportada con intercalaciones clastosoportadas, clastos subangulosos, mala selección, mayoría de clastos entre 2-5cm, pero hay de hasta 10 cm, se observan además lentes de litarenita. Los clastos en su mayoría son de material fino rojizo, posiblemente hematitizado, pero hay otros de origen volcánico, similares a tobas y lavas. Espesor: 25 m.
- Litarenita gruesa con gradación normal a litarenita media de color rojo, posee paleocanales de paraconglomerados finos en su parte inferior y capas laminadas en su parte superior. Espesor: 60 m.
- Litarenita media de color rojo, dispuesta en forma laminar con intercalaciones más finas, capas poseen espesores entre 1-5cm que van disminuyendo conforme se sube en la secuencia, en algunas partes se observa efervescencia, pero eso se debe a alteraciones secundarias. Espesor: 30 m.
- Litarenita fina a media, de color rojo y carácter masivo, capas de hasta 50 cm. Espesor: 190 m.
- Litarenita media, color gris, con capas entre 2-6 cm de espesor e intercalaciones de finos. Espesor: 50 m (Figura 14).



Figura 13: Foto de un afloramiento correspondiente a lavas autobrechizadas rellenas con sedimento hematitizado, ubicadas en la base de la columna generalizada. En la parte inferior derecha una muestra con estructuras fluidales. Coordenadas UTM: 6784419/354337.

- Ortoconglomerados polimícticos, con clastos subredondeados, posee intercalaciones de paraconglomerados finos y wackas líticas. Sus clastos miden hasta 50 cm, en su mayoría lavas, las cuales poseen distintas texturas, estos clastos poseen baja esfericidad y mala selección y se disponen en capas de hasta 4 m de espesor. Espesor: 230 m (Figura 14).

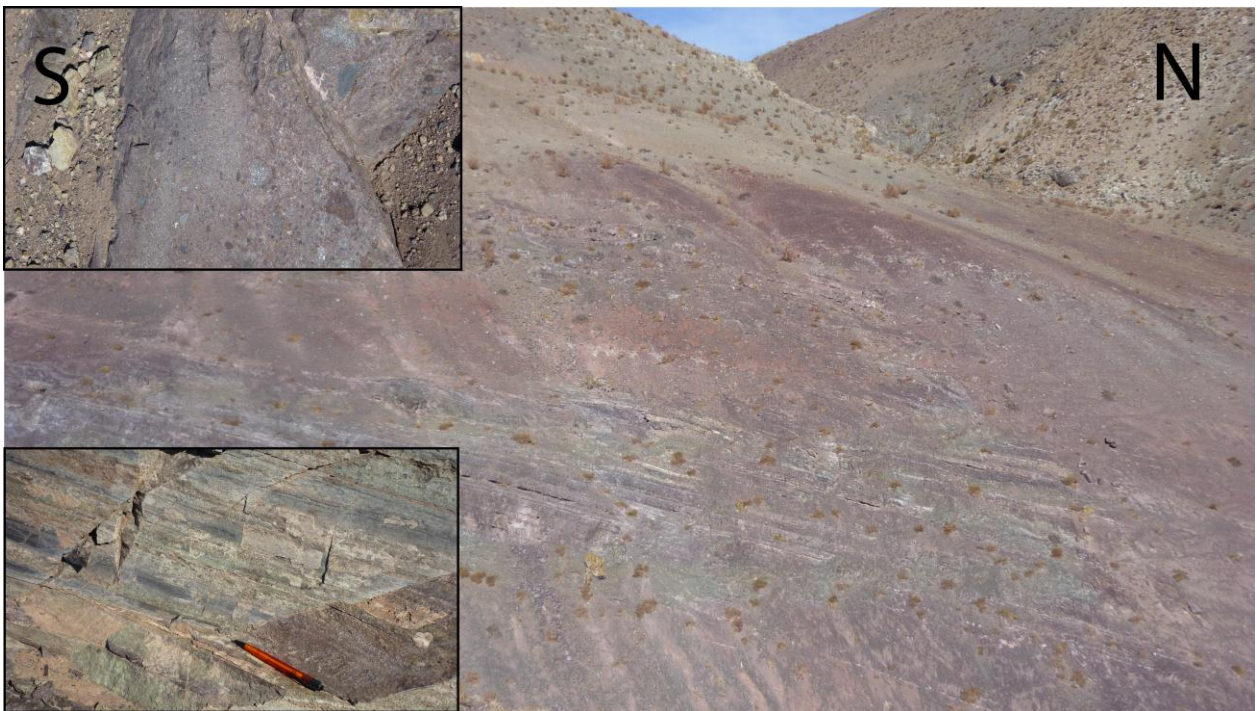


Figura 14: Estratos de la unidad sedimentaria, en su parte inferior litarenitas finas a medias, como se ve en la foto inferior y ortoconglomerados en su parte superior. Coordenadas UTM 6781444/352759.

- Sucesión de sedimentos finos color rojo, con limos y wackas líticas en la base, aumentando su granulometría hasta ser una sucesión de paraconglomerados finos con clastos subredondeados de baja esfericidad e intercalaciones de ortoconglomerados en el techo. Espesor: 250 m.
- Ortoconglomerado polimítico, clastos subredondeados, entre 0,5-4 cm, en su mayoría son de origen sedimentario, pero hay unos pocos clastos de origen tobáceo. Espesor: 250 m.

Unidad volcanosedimentaria [Columna B]:

- Toba-lapilli andesítica, con masa fundamental rica en plagioclasa, feldespato potásico y pequeños clastos irregulares de lava andesítica rica en amígdalas rellenas con calcita, epidota y cuarzo (Figura 15). Espesor: 150 m.
- Paraconglomerado polimítico fino, con clastos volcánicos de lava y toba, de mala selección, presenta estructuras de flujo como ondulitas. Si bien la gran mayoría de los clastos son relativamente pequeños, se encuentran algunos pocos clastos de hasta 20 cm. Espesor: 100 m.
- Paraconglomerado fino monomítico con clastos de toba subredondeados entre 1-5 cm (se observan algunos clastos con fiammes), presenta matriz roja y pequeñas estructuras fluidales, se observan intercalaciones tobáceas. Espesor: 100 m.
- Paraconglomerado grueso monomítico con clastos de toba, muy abundante en cristales de plagioclasa, clastos hasta 40 cm, irregulares, y subredondeados, baja esfericidad, matriz color gris y café muy alterada, bordes entre matriz y clastos más difusos. Espesor: 60 m.
- Paraconglomerado fino, monomítico, con clastos de toba subredondeados entre 1-5 cm, presenta matriz roja y lentes de arenisca en su base. Espesor: 20 m.
- Paraconglomerado grueso, monomítico, con clastos de toba, muy abundante en cristales de plagioclasa, clastos hasta 40 cm, irregulares, y subredondeados, baja esfericidad, matriz color gris y café muy alterada, bordes entre matriz y clastos más difusos. Espesor: 30 m (Figura 15).
- Arenisca tobácea color café, presenta cristales alterados y lentes de conglomerado con clastos de origen sedimentario en su base, que pudieron ser posibles paleocanales. Espesor 50 m.
- Lava andesítica brechizada, de carácter porfídico, muy alterada a clorita y epidota, por lo que se cree que la brechización fue posterior a la formación de la roca. Espesor: 15 m.
- Toba soldada, presenta muy pocos cristales y se observan estructuras fluidales planas, las cuales podrían ser fiammes, en su techo se encuentra toba-lapilli Espesor: 200 m.

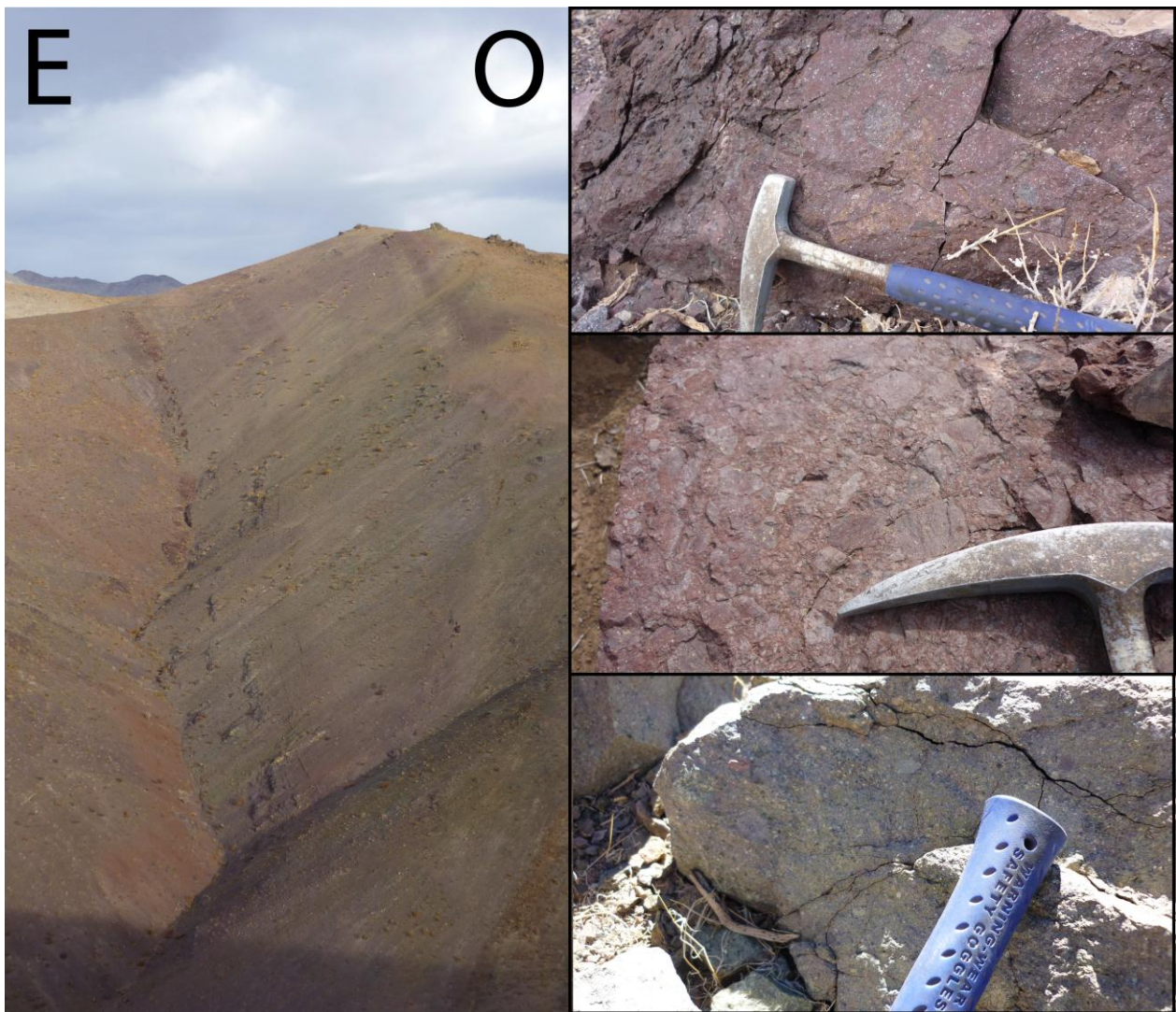


Figura 15: Fotos de la unidad volcanosedimentaria cuya base se encuentra en la foto izquierda. Abajo a la derecha, se observa 1 toba-lapilli, al medio y en la parte superior se observan paraconglomerados monomícticos y polimícticos respectivamente, de origen volcánico (Coordenadas UTM, de abajo hacia arriba, 351287/6781228, 350955/6781282, 350845/6781300).

Unidad volcánica [Columna A]

- Sucesión de un número indeterminado de coladas de lava andesítica, afaníticas, con cristales de plagioclasa muy pequeños y con pocos máficos. Espesor: 400 m.
- Capa de pumicita con pocas amígdalas y de color completamente blanco. Espesor: 10 m (Figura 16).
- Lava andesítica con pocos máficos. Espesor: 110 m.
- Toba vítrea con amígdalas de tamaño pequeño y fiammes. Espesor: 100 m.
- Lava andesítica color gris oscuro, pobre en máficos (Figura 16). Espesor mínimo: 50 m.

Techo: Secuencia volcánica asignable a la Formación Cerrillos, la cual no alcanzó a ser descrita en detalle, espesor aproximado de esta secuencia, la cual termina en contacto por la Falla Chacay con el Complejo Plutónico el Tabaco, es de 700 m.

Espesor total: 3900 m.

La columna esquemática completa de los estratos está ilustrada en la figura 17.



Figura 16: Litologías correspondientes a la unidad volcánica (Columna A), de abajo hacia arriba, pumicita (Coordenadas UTM 348949/6781679) y lava andesítica (Coordenadas UTM 348395/6782019).

Columna II Generalizada Quebrada El Carrizo

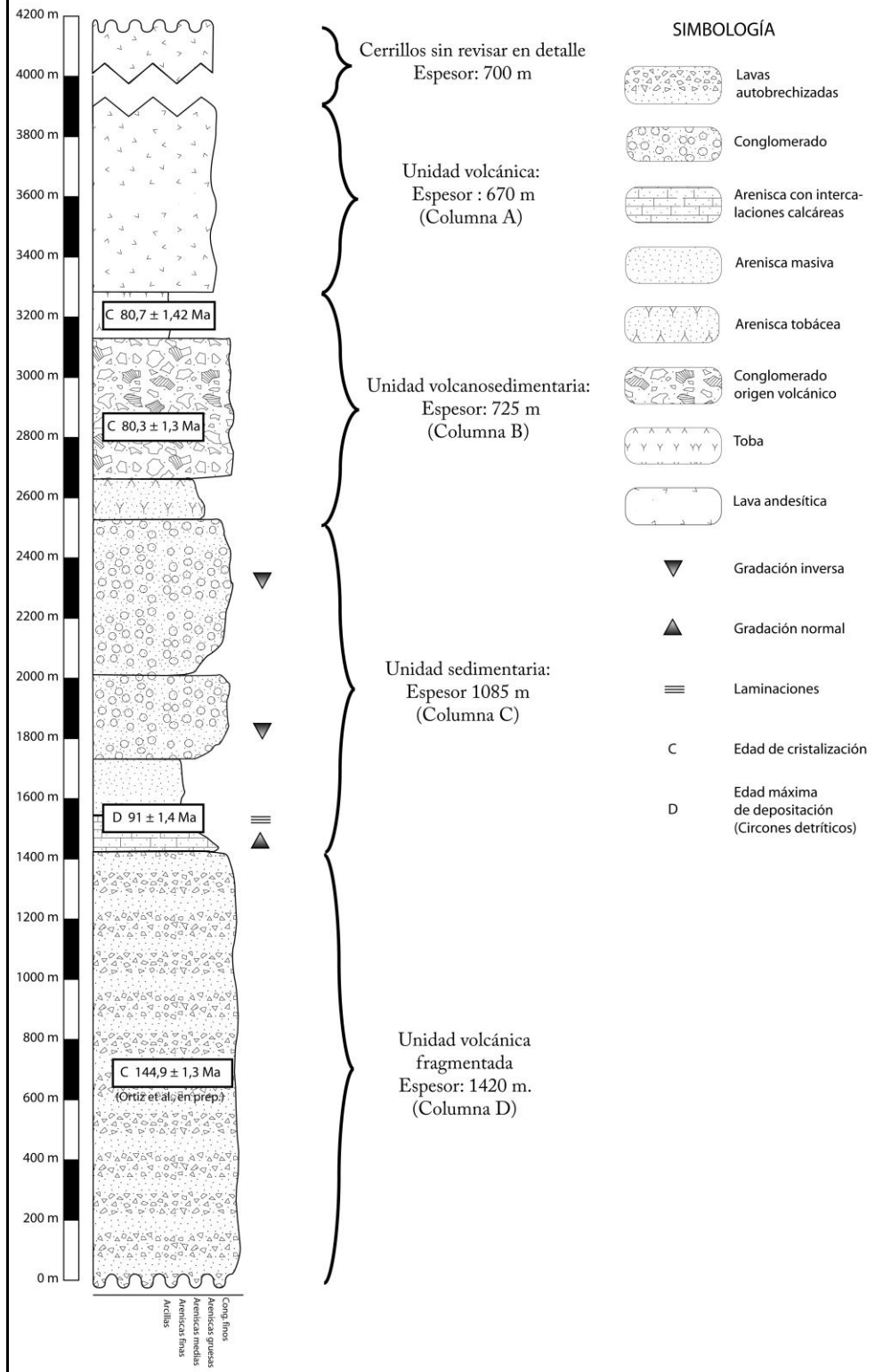


Figura 17: Columna II Generalizada realizada en la Quebrada El Carrizo.

A partir de la Figura 17, con el fin de tener una descripción más detallada, se hacen unas subcolumnas de la columna generalizada las cuales son la columna A (Figura 18), columna B (Figura 19), columna C (Figura 20) y columna D (Figura 21), las cuales se mostrarán a continuación:

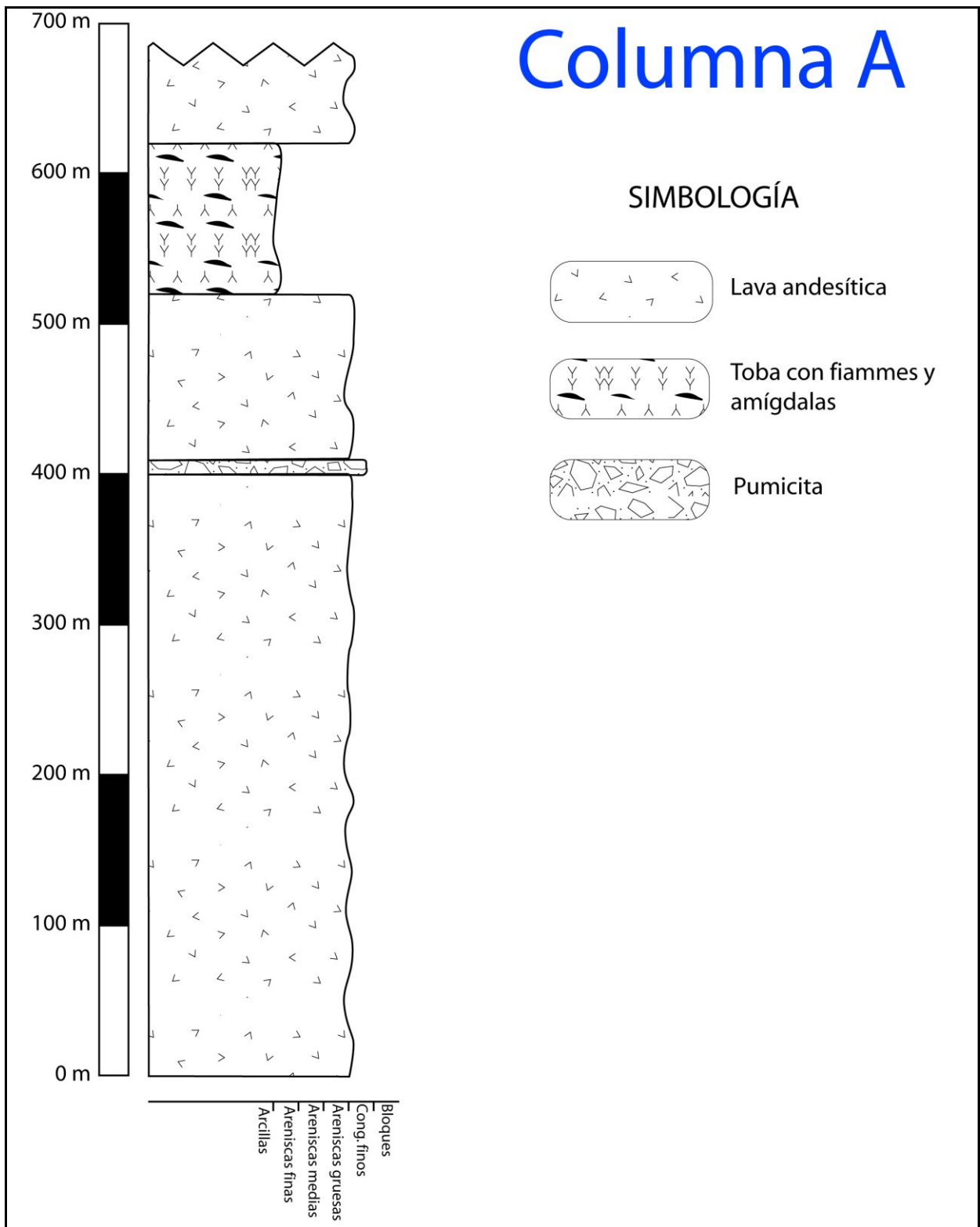


Figura 18: Columna A de la unidad volcánica de la columna II generalizada.

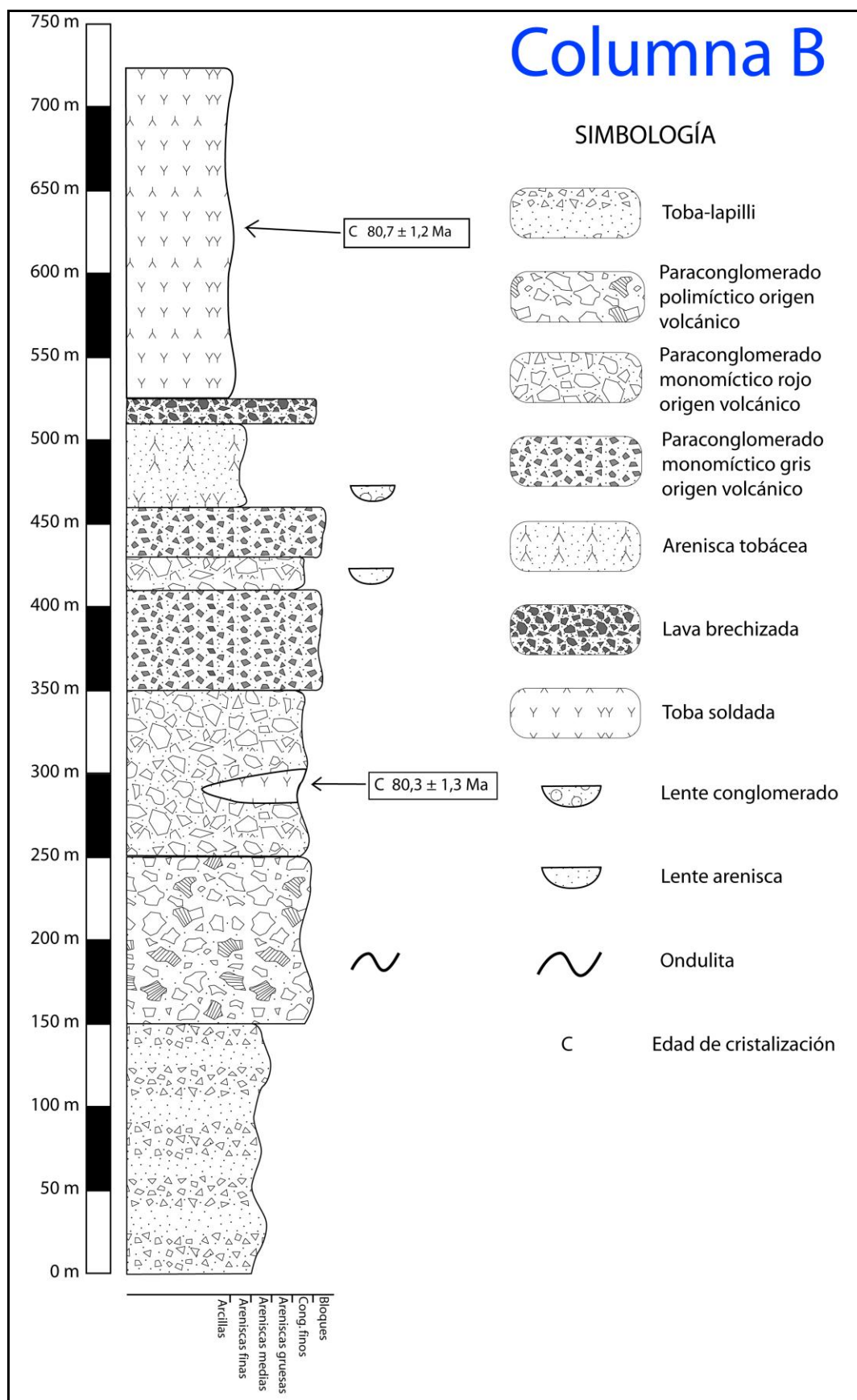


Figura 19: Columna B de la unidad volcanosedimentaria de la columna II generalizada.

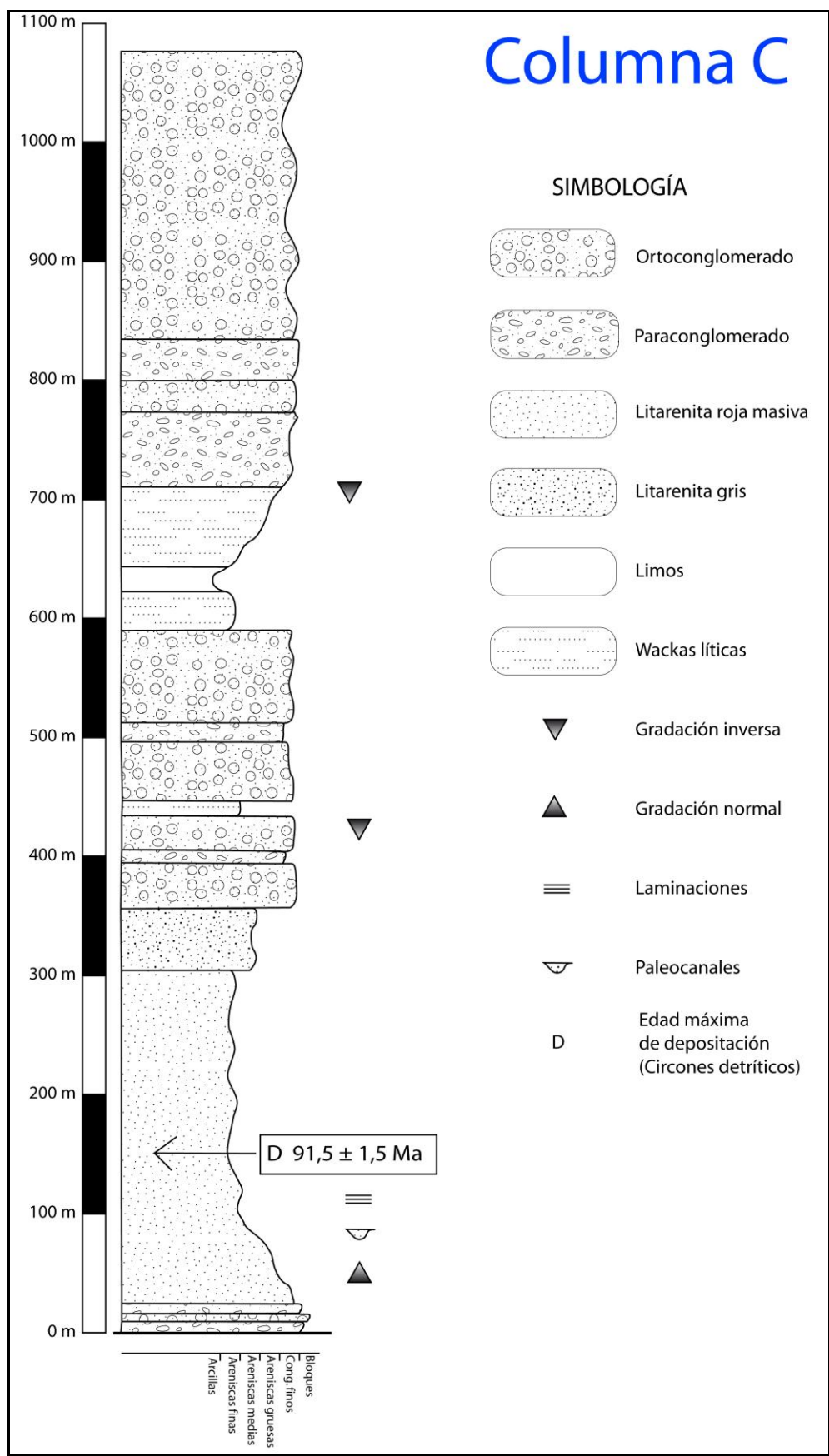


Figura 20: Columna C de la unidad sedimentaria de la columna II generalizada.

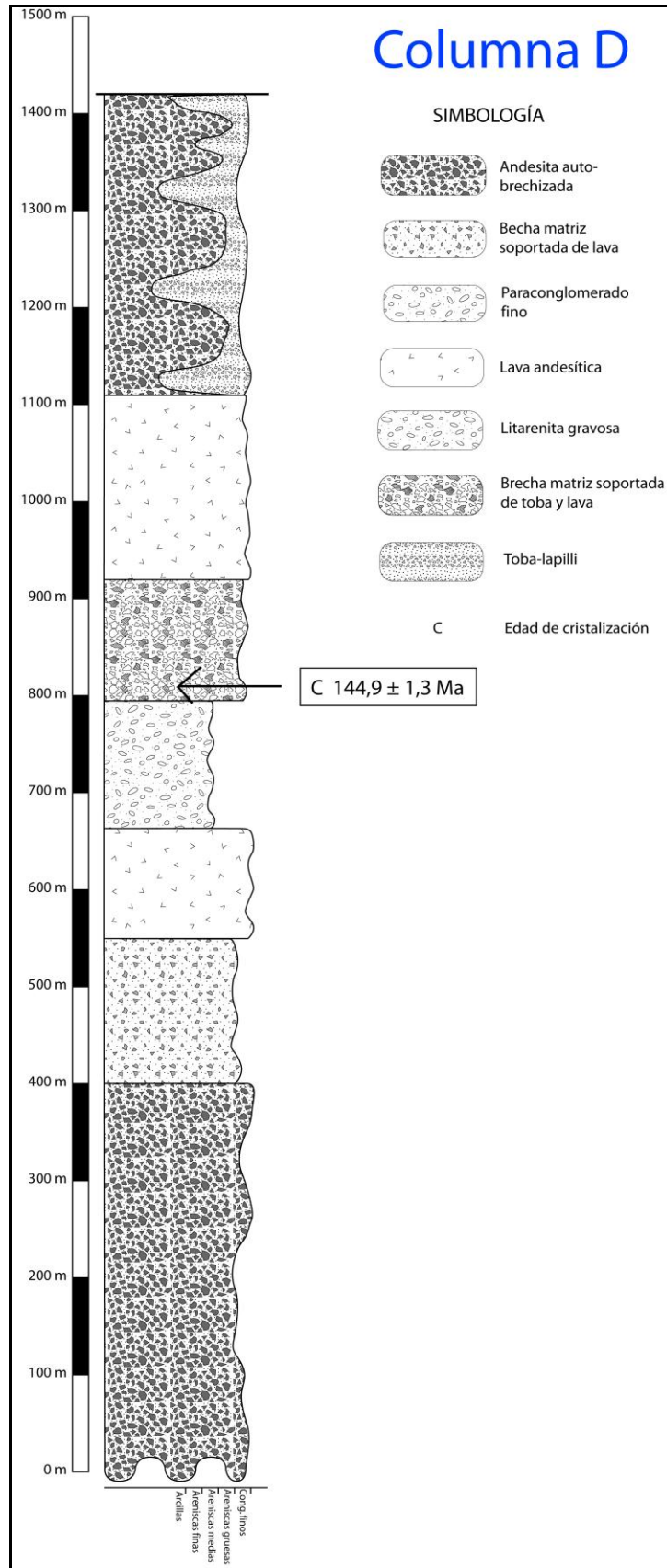


Figura 21: Columna D de la unidad volcánica fragmentada de la columna II generalizada.

3.3 Columna Estratigráfica III (Quebrada Los Pocitos)

La columna se realizó en torno a la quebrada Los Pocitos, ubicada en la cabecera de la quebrada El Tabaco y al sureste del Complejo Plutónico El Tabaco donde se recorrieron los siguientes puntos como muestra la Figura 22:

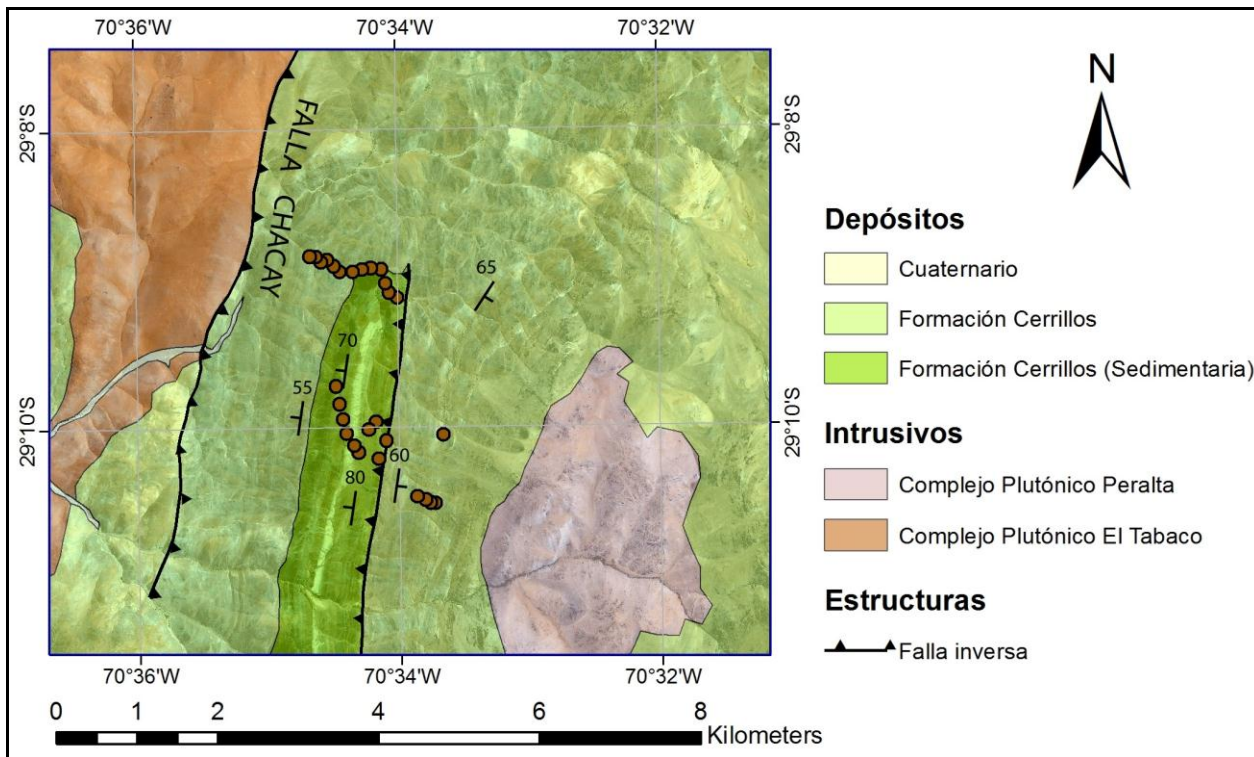


Figura 22: Ubicación de los puntos donde se realizó la columna estratigráfica III.

La columna estratigráfica fue descrita de la siguiente forma:

Base: No se observa, pues hay una falla de vergencia oeste, bajo la cual hay tobas correspondientes a niveles superiores de la secuencia.

- Feldsarenita roja fina, con intercalaciones más gruesas, es masiva, pero en algunas zonas presenta estructuras de wavy y laminación cruzada. Espesor: 320 m (Figura 23).
- Arcillolita blanca, con cristales muy finos de plagioclasa y cuarzo, posee pequeñas alteraciones de calcita y clorita, partículas demasiado finas como para identificar composición de la matriz. Espesor: 120 m.
- Litarenitas gruesas color café intercaladas con litarenitas medias color rojo, en la base, además algunas de estas capas presentan agujeros por erosión, estas capas presentan laminaciones, en su parte media, se observan litarenitas cuarcíferas, de carácter masivo, las cuales van gradando a paraconglomerados finos en el techo, estos paraconglomerados presentan contacto irregular con las tobas bajo las cuales yace. Espesor: 145 m (Figura 23).

- Lava andesítica porfídica, presenta abundantes óxidos de hierro que reemplazaron a los minerales ferromagnesianos. Espesor 360 m (Figura 23).
- Aglomerado clastosoportado polimíctico con cristales de Plagioclasa, mala selección. Espesor: 15 m.
- Lava andesítica, con abundantes cristales de Plagioclasa. Espesor: 25 m.
- Brecha piroclástica con abundantes clastos de lava y líticos, se ven clastos de hasta 20 cm, masa fundamental abundante en plagioclasa. Espesor: 20 m.
- Lava andesítica, muy abundante en plagioclasa. Espesor: 60 m.
- Brecha monomíctica, con clastos de lava subangulosos. Espesor: 10 m.
- Toba vítrea, con cristales de Plagioclasa. Espesor: 110 m.
- Brecha piroclástica, con matriz de plagioclasa y clastos de lava. Espesor mínimo: 25 m.

Techo: Continuación de la secuencia volcánica, no descrita en detalle, la cual termina en el contacto por la Falla Chacay con el Complejo Plutónico El Tabaco.

Espesor total: 1210 m.

Lo anterior puede verse ilustrado en las figuras 23 y 24:



Figura 23: Al lado derecho de la imagen se observa la parte inferior de la columna vista al oeste, oblicua al rumbo de las capas, con una falla vergencia este. Al lado izquierdo de la imagen se observan, de base a techo, feldsarenitas rojas (347864/6771698), paraconglomerados finos (346979/6772523), tobas líticas (347367/6774207) y lavas andesíticas (347306/6774464).

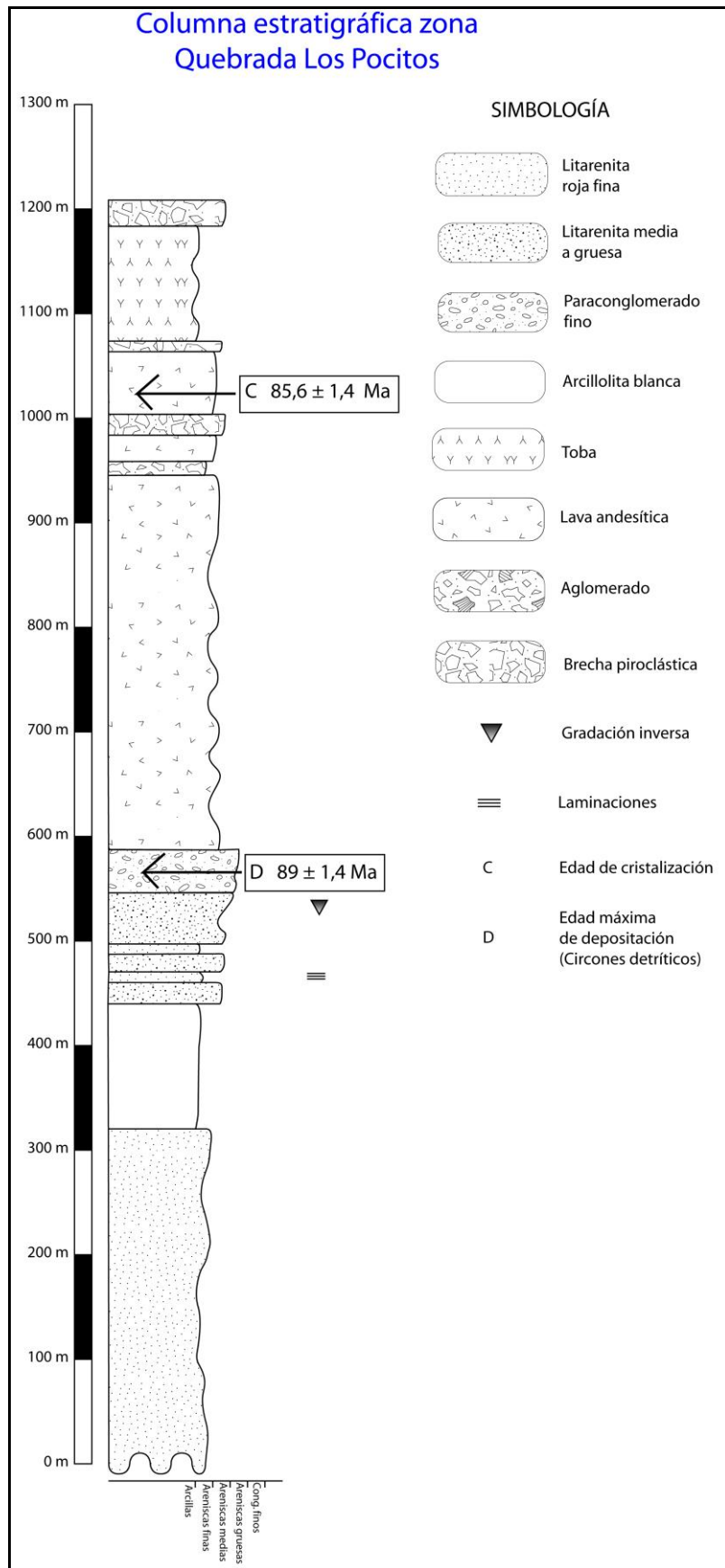


Figura 24: Columna estratigráfica III realizada en las cercanías de la Quebrada Los Pocitos.

4. PROVENIENCIA DE LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS.

4.1 Introducción

En este capítulo, se realizará un análisis cualitativo sobre el origen de los depósitos sedimentarios descritos en el capítulo anterior, en base a las descripciones petrográficas realizadas por corte transparente (revisar anexos), estratigrafía y dataciones geocronológicas. Con esa información se busca determinar posibles procedencias de los depósitos sedimentarios rojos en base a la petrología de sus clastos y a posibles facies que se puedan identificar.

4.1.1 Análisis columna I

En esta columna, si bien no se hizo un análisis tan detallado como el realizado en las otras columnas estratigráficas, se puede observar un progresivo aumento de la granulometría, eso se muestra en la base de la columna, donde se ven niveles de granulometría fina, asociables a baja energía, con un aporte terrígeno casi nulo en la base y niveles calcáreos. Estos niveles van gradando a paquetes con gradación normal con cada vez mayor granulometría, hasta identificar paquetes de ortoconglomerados en el techo. Litológicamente se observa un gran contenido de feldespato en las rocas sedimentarias, además de la presencia de cuarzo en menores cantidades.

Lo anterior implicaría que, conforme van aumentando los niveles estratigráficos, van aumentando los niveles de energía de los procesos sedimentarios, por otro lado, el buen redondeamiento de los granos a lo largo de toda la columna, implica un origen lejano de las proveniencias para todos los sedimentos. La litología además indicaría que el origen de estas proveniencias estaría relacionado con una roca intrusiva rica en feldespato, por lo que el origen podría estar asociado a los monzogranitos y sienogranitos del Complejo Plutónico Chollay (Salazar *et al.*, 2013), los cuales presentan abundante feldespato potásico y colores rosado y rojo ladrillo.

4.1.2 Análisis Columna II

En esta sección, se analizará la parte de la columna II nombrada como *Unidad Sedimentaria* (Columna C), dentro de la cual es posible distinguir 3 secciones: La primera es una sección basal, con paraconglomerados y ortoconglomerados brechosos, los cuales van gradando a una segunda sección de litarenitas rojas, mientras que la tercera sección son 2 secuencias de areniscas y wackas que van gradando a ortoconglomerados con clastos volcánicos.

En la primera sección basal, en la base conglomerádica, se observan mayoritariamente clastos de lava, acompañados de otros clastos hematizados de color rojizo, texturalmente, los clastos son angulosos, presentan mala selección y no presentan

imbricación. Esto sugiere que la proveniencia de los clastos proviene de la unidad volcánica fragmentada subyacente, pues los clastos texturalmente presentan muy poco transporte, y los clastos en su gran mayoría son de lavas, tobas y clastos rojos hematizados, los cuales presentan semejanza con la matriz hematizada de las rocas volcánicas brechizadas que hay abajo.

En la segunda sección, dentro de los granos de las litarenitas rojas, se observan líticos muy ricos en plagioclasa, los cuales corresponden a lavas andesíticas y tobas, además se observan abundantes granos de plagioclasa y, en menor cantidad, granos de cuarzo. Texturalmente, los clastos son de buena selección, subredondeados, con baja esfericidad, además se observan estructuras de flujo y zonas con laminaciones finas.

En contraste con lo observado en la primera sección, los clastos presentan un mayor transporte, se observan clastos de lavas andesíticas, tobas y cuarzo en menor cantidad, mostrando un origen de distintas fuentes. Por lo tanto, además de existir aporte volcánico en los clastos, observado en la sección anterior, existiría aporte desde rocas intrusivas de composición más félsica respecto a las lavas andesíticas.

La tercera sección en su secuencia basal muestra capas de litarenitas medias, gradando a paraconglomerados medios polimícticos, en ellos se observan clastos de lavas, tobas y clastos rojos hematizados correspondientes a arcosas muy finas; texturalmente los clastos son subredondeados y con mala selección. Hacia el techo se observa una secuencia muy similar, salvo que en la base se reconocen wackas líticas van gradando a ortoconglomerado polimíctico con clastos de lavas, wackas arcósicas hematizadas, con granos de feldespato y en menor medida de cuarzo; texturalmente los clastos son subredondeados a subangulosos, y presentan selección moderada a mala, junto con una baja esfericidad.

A diferencia de las secciones anteriores, hay un aporte más variado en cuanto a litologías, no existe un predominio tan amplio de los líticos volcánicos andesíticos, se observan igualmente granos de cuarzo, plagioclasas y wackas arcósicas. Se encuentra además una variedad textural en cuanto al redondeamiento de los clastos, se encuentran tanto clastos redondeados, como clastos muy angulosos, lo cual indicaría clastos con distintos niveles de transporte.

Tomando las observaciones anteriores, se infiere que la principal fuente, tanto de los clastos de lava angulosos, como de las plagioclasas presentes en esta tercera sección, podrían corresponder a depósitos del Jurásico Superior correspondientes a la Formación Algarrobal (Dediós, 1967), ésta aflora 5 Km al este de esta tercera sección y es el depósito de lava más cercano a la zona de la columna estratigráfica. Sin embargo, existen también clastos más redondeados, que presentarían mayor transporte, por lo que no se descarta que esos clastos pudiesen además tener su origen en otros depósitos volcánicos como la Formación Punta del Cobre, Formación La Totora, Formación Lagunillas o la Formación La Negra.

Igualmente, se observa presencia de granos de cuarzo, acompañados de niveles muy bajos de feldespato potásico, en base a esto, lo más probable es que su origen esté relacionado con las tonalitas y granodioritas del Complejo Plutónico Chancoquín ubicada 20 km al este (Salazar *et al.*, 2013). Sin embargo, los niveles de transporte hacen posible también que el origen tenga relación con complejos plutónicos del

Cretácico Inferior que afloran entre 30 a 60 Km al oeste (Creixell *et al.*, 2013). Estas secciones, igual que el Complejo Plutónico Chancoquín, permitirían un aporte sedimentario rico en cuarzo y bajo en feldespato.

Como resumen, se puede decir que conforme se va ascendiendo en la columna II, empieza a haber una mayor variedad y un mayor transporte en la litología de los clastos que conforman las rocas sedimentarias, por otro lado, sin contar la base, se observa un aumento en el tamaño de los clastos, lo cual podría significar un aumento progresivo en los niveles de energía, a partir desde la segunda sección hacia los niveles superiores y también posiblemente, un aumento progresivo en la cantidad de zonas de la cual provendrían los sedimentos.

4.1.3. Análisis Columna III

La sección inferior de la columna estratigráfica III presenta 2 secuencias principales; la primera es de granulometría muy fina, donde hay limolita muy fina hematitizada y arcillolita con cemento calcáreo, litológicamente, es muy difícil observar proveniencias debido a su granulometría muy fina, y gran parte de esa matriz muy fina está hematitizada, sin embargo, en proporción menor, es posible observar pequeños granos de feldespato y cuarzo, texturalmente, se observan granos angulosos. La segunda secuencia presenta gradación de areniscas a paraconglomerados finos, se observan granos de cuarzo y feldespato dentro de las areniscas, texturalmente, se observa mala selección y granos subredondeados.

A diferencia de las columnas anteriores destaca la ausencia de líticos de lava en todas las secuencias de esta sección sedimentaria, observándose sólo cantidades menores de cuarzo y feldespato, Además se encuentra cemento calcáreo en la secuencia inferior, el cual se forma sólo en ambientes con bajo aporte terrígeno, sin embargo en la secuencia superior se observa un aumento de granulometría el cual podría deberse a un aumento posterior de ese aporte terrígeno.

4.2 Análisis de geocronología U-Pb circones detríticos

En esta sección se evaluarán posibles proveniencias de los sedimentos, en base a geocronología U-Pb realizada sobre circones detríticos en rocas sedimentarias. Estas dataciones fueron hechas en el laboratorio de Geocronología de la Universidad de Tasmania, usando el método LA-ICPMS. Se analizaron 30 puntos en cada una de las 2 muestras analizadas, los resultados fueron los siguientes:

4.2.1 Análisis muestra CJC34d (columna II, *Unidad sedimentaria*)

Los resultados con circones detríticos en la muestra CJC34d, de coordenadas 6782827/353904 muestran el siguiente gráfico:

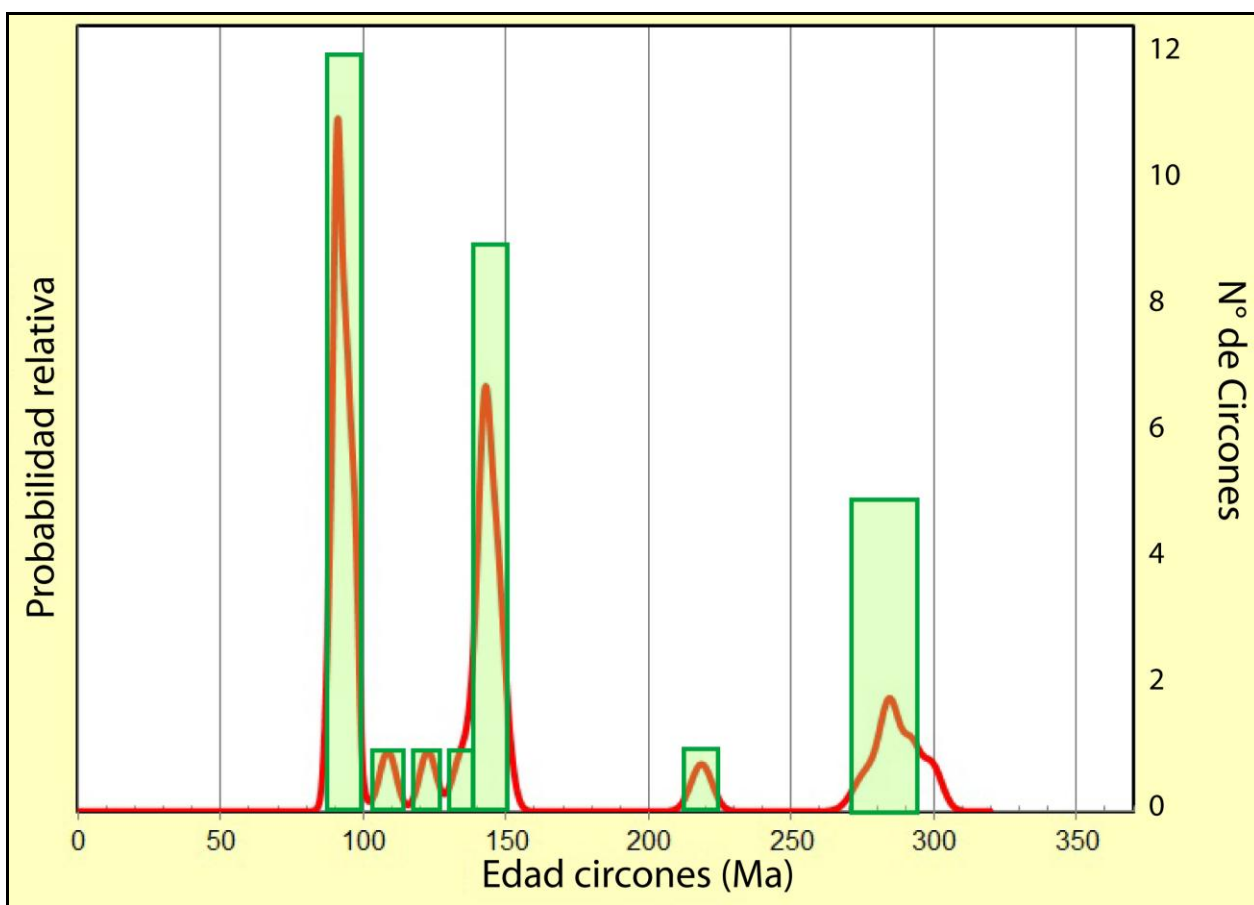


Figura 25: Resultados de un análisis con circones detríticos sobre la muestra CJC34d de coordenadas 6782827/353904. Incluye curva de densidad de probabilidad y rangos de edad con número de circones.

En la Figura 25, que muestra el histograma de distribución de edades U-Pb de la muestra, se observan 3 peaks importantes, estos son de aproximadamente 90 Ma, 145 Ma y 280 Ma. De estos peaks, el primero refleja la edad máxima de depositación ($91,5 \pm 1,4$ Ma); el segundo, con su edad aproximada de 145 Ma, es correlacionable con los depósitos volcánicos de la Formación Algarrobal; y el tercero es correlacionable con las tonalitas del Complejo Plutónico Chanchoquín; las cuales están ubicadas aproximadamente a 20 km al NE del origen de la datación, su edad es de $282,4 \pm 3,1$ Ma (Salazar *et al.*, 2013).

Además del Complejo Plutónico antes mencionado, se han encontrado otras rocas pérmicas como las tobas dacíticas correspondientes a las volcanitas de Guanaco Sonso cuya edad fluctúa entre los 260 ± 6 y los 281 ± 6 Ma (Martin *et al.*, 1999), sin embargo, la ubicación de estas tobas está muy lejana al respecto al punto de donde se tomaron los circones detríticos, por lo que su presencia está prácticamente descartada.

Dentro de los peaks pequeños, existe una edad de 218 ± 4 Ma, la cual es una edad muy similar a dos edades obtenidas en la Formación La Tatora de $217,9 \pm 1,4$ y $216,2 \pm 1,6$ Ma (Salazar *et al.*, 2013) con lo cual es posible afirmar que una parte menor de los líticos volcánicos podría tener su origen en la Formación La Tatora. Además existen otros 3 peaks pequeños cuyas edades de 109 ± 3 , 123 ± 3 y 134 ± 3 Ma, correspondientes al Cretácico Inferior, las hacen correlacionables con los Complejos

Plutónicos de la Cordillera de la Costa, ubicados aproximadamente a 50 km al oeste de la zona donde fue tomada la datación. Sin embargo, cabe advertir, que como cada una de estas edades está dada por un solo circón, puede que no sean estadísticamente significativas.

En base a lo mencionado anteriormente se puede decir que las proveniencias de este depósito provienen mayoritariamente desde el este, de los depósitos volcánicos asignados a la Formación Algarrobal y en menor cantidad, a la Formación La Totorá, mientras que los circones más antiguos tendrían su origen en el Complejo Plutónico Chancoquín, ubicado en el basamento al este de la Falla San Félix.

Lo anterior se reafirma al hacer análisis litológicos de los clastos a la muestra T2D601 (ver anexos), la cual fue tomada en el mismo nivel estratigráfico que la muestra CJC34d. Este análisis muestra una roca sedimentaria rica en plagioclasas y líticos volcánicos con menores cantidades de cuarzo. En este caso, los líticos volcánicos y las plagioclasas perfectamente podrían provenir de la Formación Algarrobal y la Formación La Totorá, por otro lado, los cuarzos podrían tener su origen en el Complejo Plutónico Chancoquín del Pérmico Inferior.

4.2.2 Análisis muestra MJC86dt (Columna III, sección inferior)

Los resultados con circones detríticos para la muestra MJC86dt de coordenadas 6774146/347510 dan a conocer el siguiente gráfico mostrado en la figura 26:

En el histograma de edades U-Pb de circones detríticos, sobre la muestra MJC86dt; se observa que, a diferencia del análisis anterior, el aporte de los circones es considerablemente más heterogéneo, existiendo peaks de 89, 100, 128, 135, 165 y 185 Ma. Ninguno de los peaks, salvo el primero, presenta semejanzas con los peaks de la muestra anterior, tomada 11 Km al NNE.

Con estos resultados es posible notar que la proveniencia de los sedimentos es completamente distinta a la de la muestra anterior, por la no coincidencia entre los peaks.

Además, cronoestratigráficamente las muestras CJC34d y MJC86dt están acotadas entre $80,3 \pm 1,3$ a $91,5 \pm 1,5$ Ma y entre $85,6 \pm 1,4$ a $89 \pm 1,4$ Ma con lo cual se puede afirmar que ambos depósitos se formaron en edades similares.

Junto con lo anterior, al analizar la petrografía en la sección sedimentaria de la columna III, donde se encuentran las muestras T3D602 y T3D603 correspondientes a los niveles sedimentarios de esa sección (ver anexos). Es posible observar que hay una ausencia de fragmentos líticos volcánicos en esas muestras, lo cual coincide con la ausencia de circones en torno al Jurásico Superior, edad de donde provienen los depósitos volcánicos más cercanos.

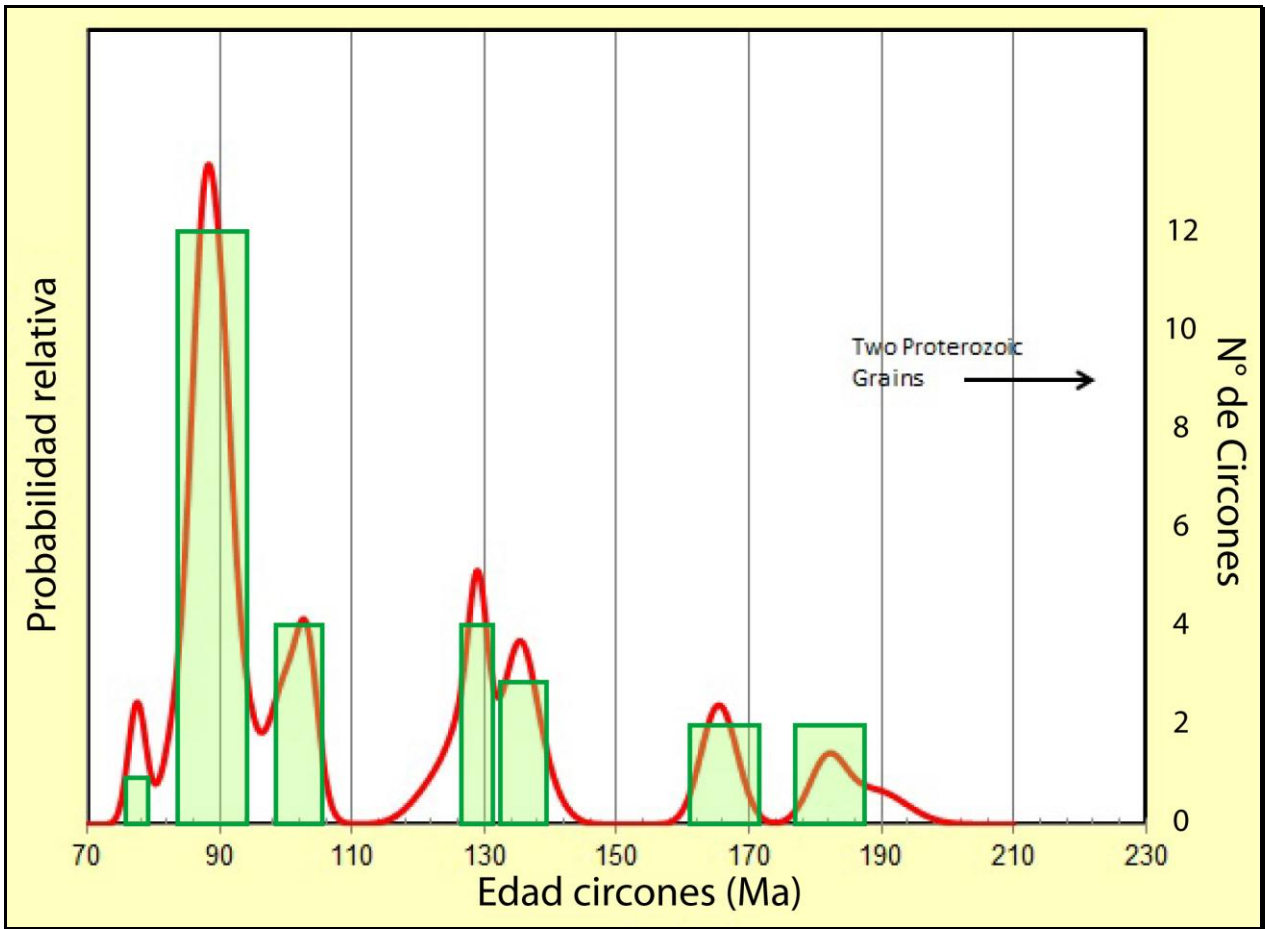


Figura 26: Resultado de un análisis a los circones detríticos de la muestra MJC86dt de coordenadas 6774146/347510. Incluye curva de densidad de probabilidad y rangos de edad con número de circones.

Analizando los peaks, se puede observar que en su mayoría corresponden al Cretácico Inferior, dentro de los depósitos conocidos que podrían ser correlacionables con los peaks de esta muestra; están las rocas volcánicas de la Formación Punta del Cobre, sin embargo este depósito es descartado por la ausencia de líticos volcánicos en los análisis petrográficos. Por otro lado, los complejos plutónicos del Cretácico Inferior, localizados donde actualmente se encuentra la Cordillera de la Costa, a 50 Km al oeste del área de estudio (Creixell *et al.*, 2012), con edades comprendidas entre 120 y 130 Ma, son el origen más probable de estos circones, pues dentro de los análisis petrológicos es posible distinguir pequeñas cantidades de feldespato y cuarzo.

Además de los peaks anteriores, existen dos pequeños peaks de aproximadamente 165 y 185 Ma correspondientes al Jurásico Medio y Jurásico Inferior. El único depósito cercano conocido con estas edades corresponde a los Estratos del Verraco, sin embargo, la ausencia de líticos volcánicos petrográficamente hablando y el bajo número de circones (dos en total para cada edad), los cuales no serían estadísticamente muy significativos para determinar edad, hacen poco probable esta opción.

5. DISCUSIONES: EVOLUCIÓN TECTÓNICA ENTRE EL JURÁSICO SUPERIOR Y EL CRETÁCICO SUPERIOR EN EL TRASARCO ANDINO ENTRE LOS 28°45' Y LOS 29°15'S.

5.1 Correlaciones entre columnas estratigráficas I, II y III e implicancias.

5.1.1 Relaciones entre columnas II y III

Las columnas II y III fueron realizadas en 2 lugares relativamente cercanos entre ellos como muestra la figura 27:

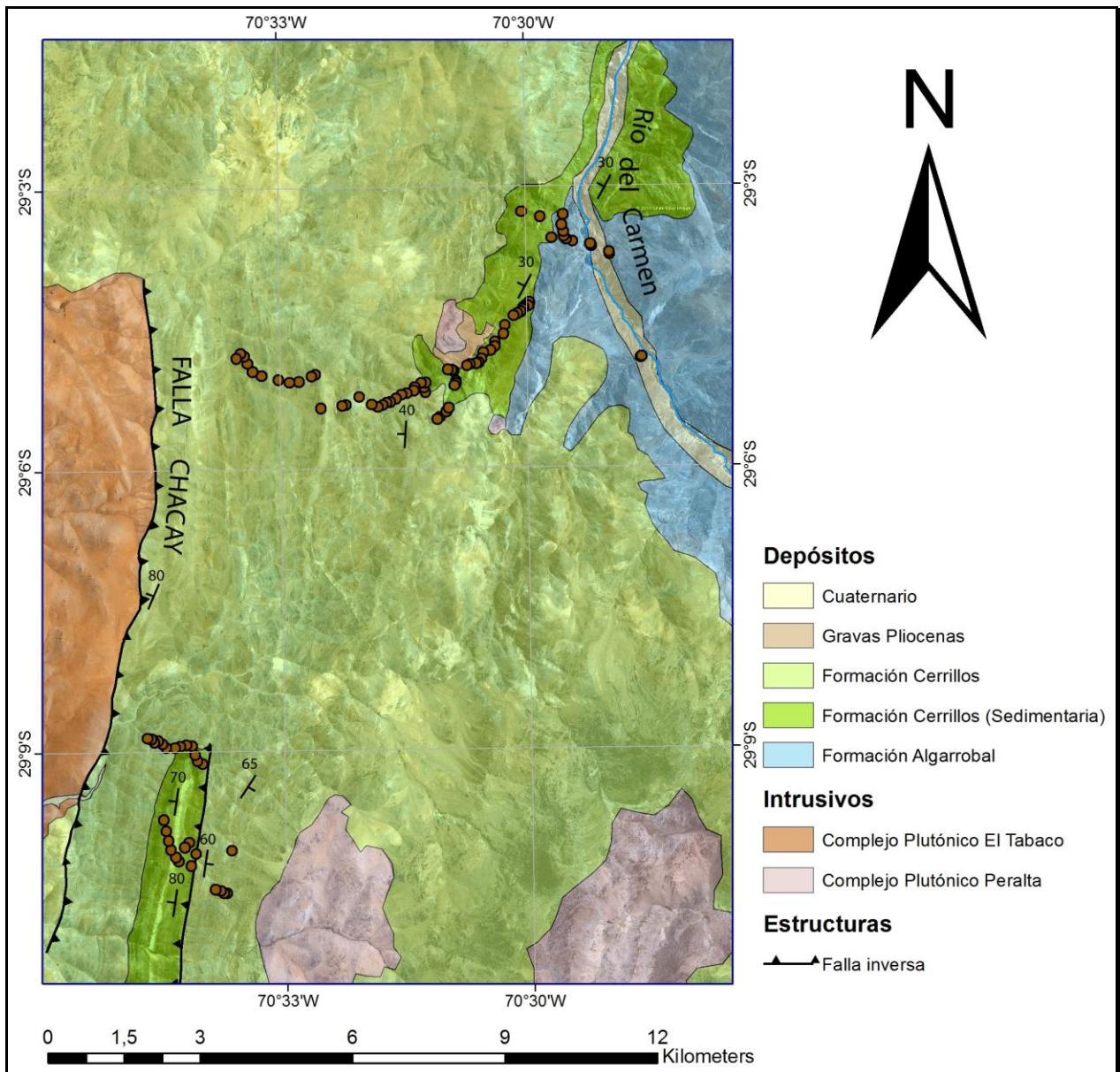


Figura 27: Ubicación relativa de la columna II y III realizadas en los puntos al norte y sur del mapa respectivamente.

De ambas columnas, se pueden extraer varias observaciones (Ver figura 28):

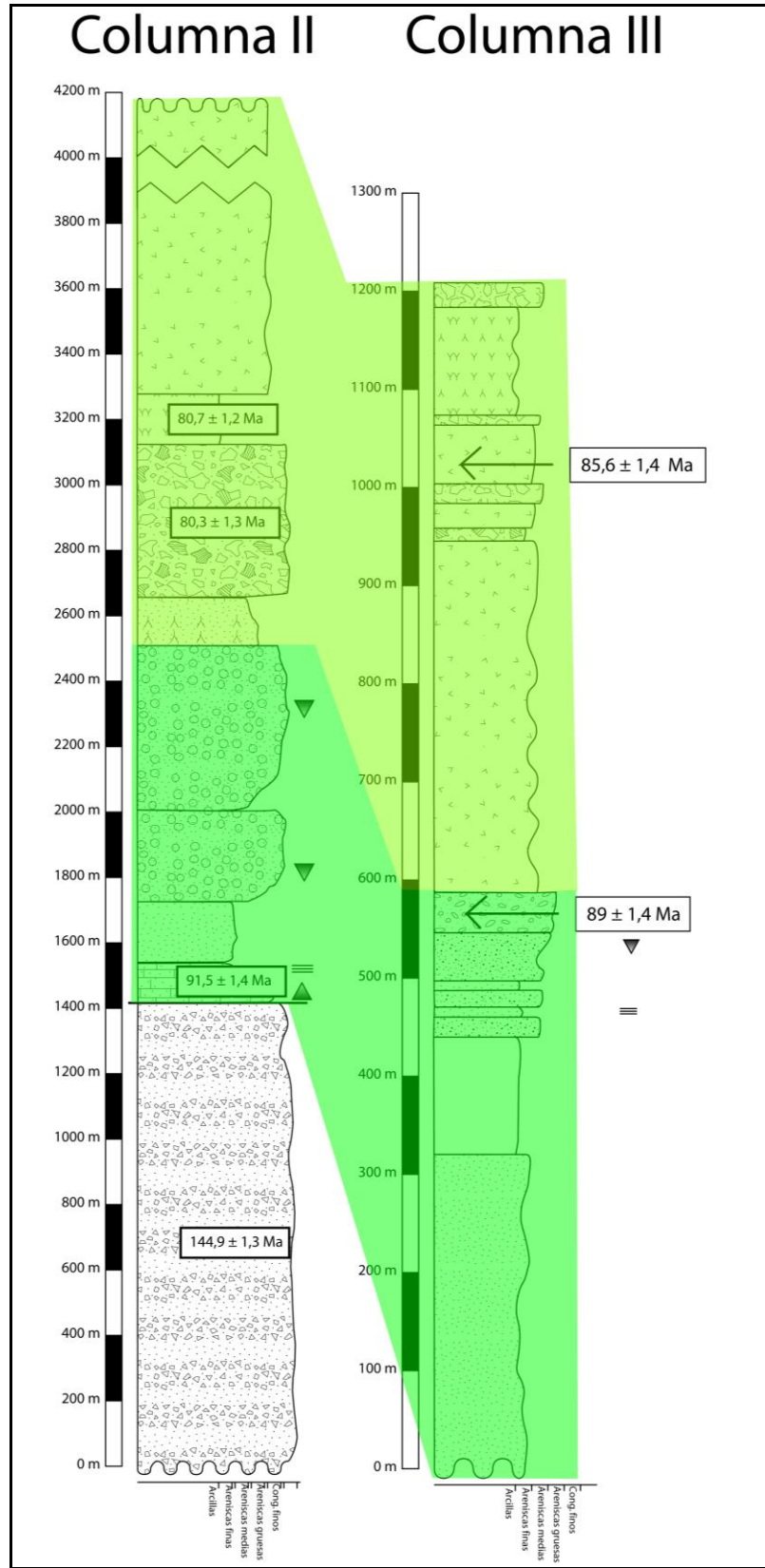


Figura 28: Figura comparativa entre las columnas II y III en la cual se observan con color verde y verde amarillento los depósitos equivalentes de las unidades volcánicas y sedimentarias respectivas.

Tanto los depósitos sedimentarios de la columna II como los de la columna III, presentan una granulometría que va aumentando conforme se asciende por la columna.

Por los análisis cronoestratigráficos, se observa que la sección inferior sedimentaria de la columna III posee una edad de $89 \pm 1,4$ Ma, edad similar a la edad obtenida en la zona inferior de la unidad sedimentaria de la columna II, que es de $91,5 \pm 1,4$ Ma. Análogamente, la sección superior volcánica de la columna III, presenta una edad de $85,6 \pm 1,4$ Ma, edad cercana a la edad obtenida sobre una toba en la mitad de la unidad volcanoclástica de la columna III cuya edad es de $80,3 \pm 1,3$ Ma.

Basado en los antecedentes cronoestratigráficos mencionados anteriormente, se sostiene que la sección inferior sedimentaria de la columna III es correlacionable con la *unidad sedimentaria* de la columna II y que la sección superior volcánica de la columna III es correlacionable con la *unidad volcanoclástica* de la columna II, y también, por relaciones estratigráficas, con la *unidad volcánica* ubicada encima.

5.1.2 Relaciones con la columna I

La columna I fue realizada 26 km al NNW de la columna II y muestra características que la distinguen de las columnas anteriores. Presenta una base con fangolitas y rocas calcáreas muy finas, propias de un ambiente marino somero con aporte terrígeno casi nulo, lo cual es distinto a las rocas sedimentarias continentales vistas en las otras dos columnas. Además muestra redondeamiento de los clastos a lo largo de toda la columna, esto da a entender que los clastos presentan gran transporte y no muestran la angulosidad de los clastos de las otras unidades sedimentarias.

Por otro lado, de acuerdo a Salazar *et al* (2012), esta columna está cubierta por una discordancia angular, cuya edad mínima está definida por rocas volcánicas de la Formación Cerrillos con edad de $80 \pm 1,4$ Ma. Este antecedente permitiría asignar una edad mínima a los depósitos de la columna I.

De acuerdo a esto, no hay antecedentes litológicos ni estratigráficos que permitan confirmar una posible correlación de la columna I con las unidades sedimentarias de las columnas II y III, pero no se descarta la posibilidad de que tengan edad similar ambos depósitos.

5.1.3 Implicancias

Los antecedentes mostrados indican que la columna I, realizada en el lado norte, posee distintas relaciones estratigráficas respecto a las columnas II y III, realizadas en el área de trabajo sur, por lo que no hay forma de establecer algún tipo de relación entre ellas.

Por otro lado, las columnas II y III, pese a estar muy relacionadas temporalmente, aspecto que se observa en la sección sedimentaria inferior de la columna III y en la *unidad sedimentaria* de la columna II; presentan circones detríticos con edades

completamente distintas, lo cual podría sugerir que hace aproximadamente 90 Ma, la columna III recibía aportes desde el oeste y la columna II aportes desde el lado este.

Si agregamos la proximidad entre las columnas (Columna III ubicada 11 Km al SSW de la columna II), se tendrían los antecedentes para proponer que ambas columnas hayan sido laderas distintas de una paleocuenca, cuyo depocentro estuvo ubicado al oeste de la columna II y al este de la columna III.

Además, el volcanismo que afecta las columnas II y III, no es completamente contemporáneo en ambas columnas, ya que preliminarmente se puede mencionar que los depósitos volcánicos de la columna III, tienen una edad levemente más antigua (85 Ma) respecto a los de la columna II (80 Ma). Esto podría ser explicado por el rejuvenecimiento hacia el norte de los depósitos volcánicos del Cretácico Superior en torno a la Precordillera de Vallenar (Arévalo *et al.*, 2009; Creixell *et al.*, 2013; Salazar *et al.*, 2013); siendo progresivamente más jóvenes conforme se avanza hacia el norte, y representarían un evento principal de volcanismo que cubrió en gran parte los depósitos sedimentarios aquí estudiados.

5.2 Correlaciones con formaciones conocidas cercanas al área de estudio y cronoestratigrafía

En esta sección se usarán tanto los datos geocronológicos como litológicos para asignar a una formación, las distintas secciones de las columnas I, II y III realizadas (Ver Figura 29).

La columna I, si bien no se realizaron dataciones geocronológicas en ella, se sabe que está bajo una discordancia angular con edad mínima $80 \pm 1,4$ Ma (Salazar *et al.*, 2012b).

Litológicamente, en su base, presenta fangolitas y rocas calcáreas, estas características son semejantes a litologías observadas en el Grupo Chañarcillo y la Formación Lautaro. Sin embargo, la Formación Lautaro aflora en zonas más alejadas, ubicadas en la Cordillera Frontal y normalmente aflora bajo depósitos volcánicos del Jurásico Superior, lo que se observa en este caso. Por lo que la opción más probable es el Grupo Chañarcillo, el cual aflora en las cercanías de la columna I, hacia el oeste.

Las secuencias de la parte superior de la columna I presentan ortoconglomerados con gradación normal, muy redondeados, se piensa que correspondieron a un ambiente fluvial, con mayor aporte terrígeno. Estratigráficamente, esta parte de la secuencia estaría temporalmente sobre el Grupo Chañarcillo y bajo la discordancia de edad mínima $80 \pm 1,4$ Ma, sin embargo, presentan diferencias tanto litológicas como texturales respecto a los depósitos sedimentarios de edad aproximada de 90 Ma, vistos en la columna II y III, por lo que se piensa que estos depósitos corresponden a rocas sedimentarias del Cretácico Inferior Alto, las cuales fueron depositadas de forma posterior a la regresión en la zona.

Se observa, para la *unidad volcánica fragmentada*, en la parte inferior de la columna II, que su génesis es volcánica, y geocronológicamente, su edad es de $144,9 \pm 1,5$ Ma

(Ortiz *et al.*, en prep.), edad jurásico-cretácica. Estas características la hacen correlacionable con la Formación Algarrobal (Dediós, 1967), caracterizada por presentar lavas andesíticas, con intercalaciones de rocas sedimentarias que presenta, por relaciones estratigráficas, edad Jurásico Superior.

La *unidad sedimentaria* de la columna II y su equivalente en la sección inferior sedimentaria de la columna III, litológicamente, son depósitos sedimentarios, de color rojo y granulometría fina. Geocronológicamente presentan edades, usando circones detríticos, de $89 \pm 1,4$ y $91,5 \pm 1,4$ Ma. Las características litológicas se asemejan a la base de Cerrillos observada por Reutter (1974), con una secuencia de conglomerados y areniscas basales. Por lo tanto, estos depósitos serían parte de la base sedimentaria de la Formación Cerrillos, de edad Cretácico Superior en esta zona.

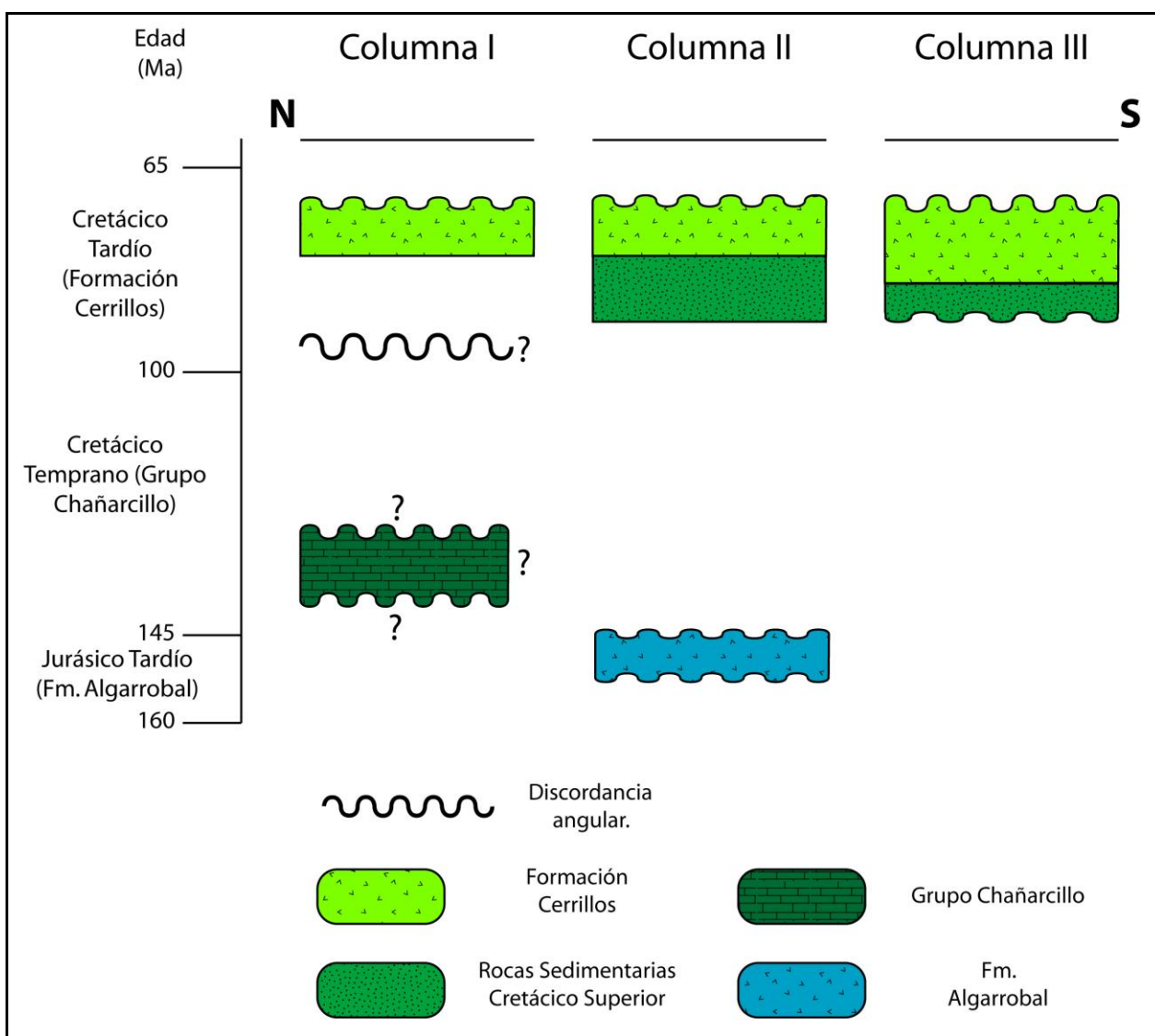


Figura 29: Columna cronoestratigráfica, en la cual se observa relación temporal entre 3 columnas.

Las secciones superiores volcanoclástica y volcánica de la columna II, y la parte superior volcánica de la columna III están compuestas litológicamente por coladas de lava y rocas piroclásticas. Geocronológicamente presentan edades de $85,6 \pm 1,4$ Ma y $80,3 \pm 1,3$ Ma, edades del Cretácico Superior, por lo tanto, estas secciones son asignables a la secuencia principal de la Formación Cerrillos, volcánica, con lavas andesíticas.

5.3 Depósitos volcánicos del Jurásico Superior y sus relaciones con otros depósitos volcánicos cercanos.

Sobre la Formación Algarrobal, descrita en la parte inferior de la columna II, es posible conocer trabajos realizados al sur del área de trabajo por Retamal (2012) en el Valle del Elqui, en los sectores de El Algarrobal y Tres Cruces, y en las cercanías del Río Hurtado, donde, se describen secuencias de paquetes volcánicos ácidos e intermedios, cuyos espesores no superan los 700 m de espesor.

Más al norte, según el trabajo realizado por Labbé *et al* (2012), realizado en las Quebradas La Totorá, Pinte y Del Ají, ubicadas a 30 Km al NNE de las rocas volcánicas del área de estudio, se encuentran secuencias volcánicas, asignadas al Jurásico Superior, cuyos espesores alcanzan hasta los 280 m.

Ambos antecedentes, señalan espesores que contrastan fuertemente con los espesores observados en la secuencia volcánica de 1420 m de la *unidad volcánica fragmentada*; de la columna II, cuya datación de $144 \pm 1,9$ Ma (Figura 30) (Ortiz *et al.*, en prep.), permite asignarla como Formación Algarrobal dentro del área de estudio.

Dataciones realizadas en niveles estratigráficos volcánicos, inferiores a la *unidad volcánica fragmentada*, con edades de hasta $152,7 \pm 2,3$ Ma (Figura 30), indicarían espesores aún mayores para la secuencia volcánica del área de estudio, pues sus semejanzas con la edad de $144 \pm 1,9$ Ma, permitirían indicar que estos niveles estratigráficos serían la continuación de esa secuencia volcánica, por lo que también correspondería a la Formación Algarrobal.

Con los antecedentes aportados anteriormente, es posible afirmar que en el área de estudio, al menos en un periodo comprendido entre $152,7 \pm 2,3$ y $144 \pm 1,9$ Ma, existieron eventos de volcanismo que cubrieron con grandes espesores de lava la zona.

Sin embargo, se hace necesario encontrar algún mecanismo que permita acomodar tales espesores de rocas volcánicas, los cuales no se observan en los trabajos de Retamal (2012) y Labbé *et al.* (2012), para lo cual se propone una falla normal (Figura 31), que estuvo activa durante el periodo del volcanismo de finales del Jurásico Superior. Si bien esta falla permitiría explicar los grandes espesores de rocas volcánicas del Jurásico Superior en el área de estudio; hacen falta evidencias que permitan probar la existencia de esa falla, y su posible relación con algún evento de carácter regional.

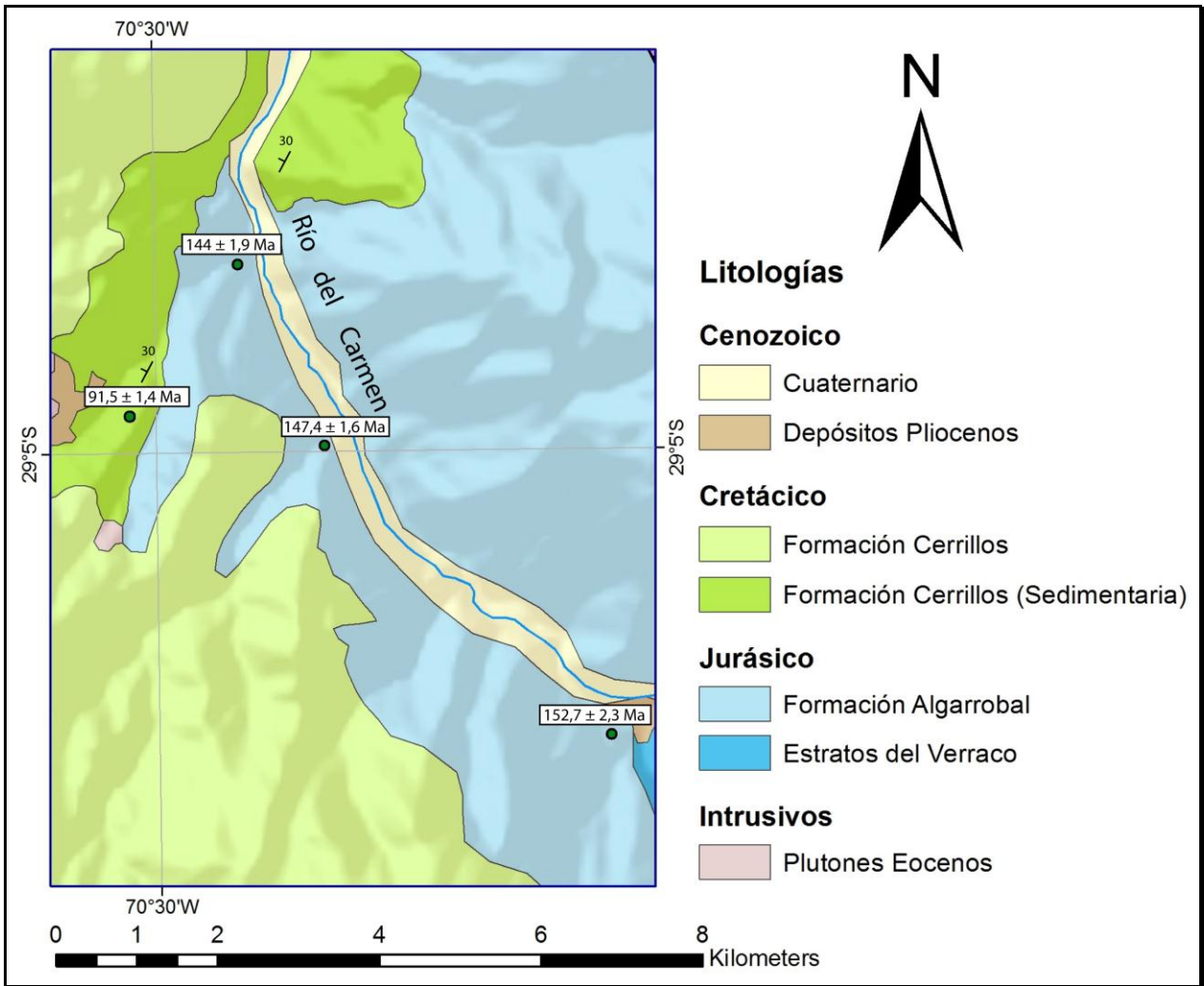


Figura 30: Mapa que muestra la extensión de los depósitos volcánicos asignados a la Formación Algarrobal, basada en sus dataciones comprendidas entre $144 \pm 1,9$ y $152 \pm 2,3$ Ma (Ortiz *et Al.*, en prep.).

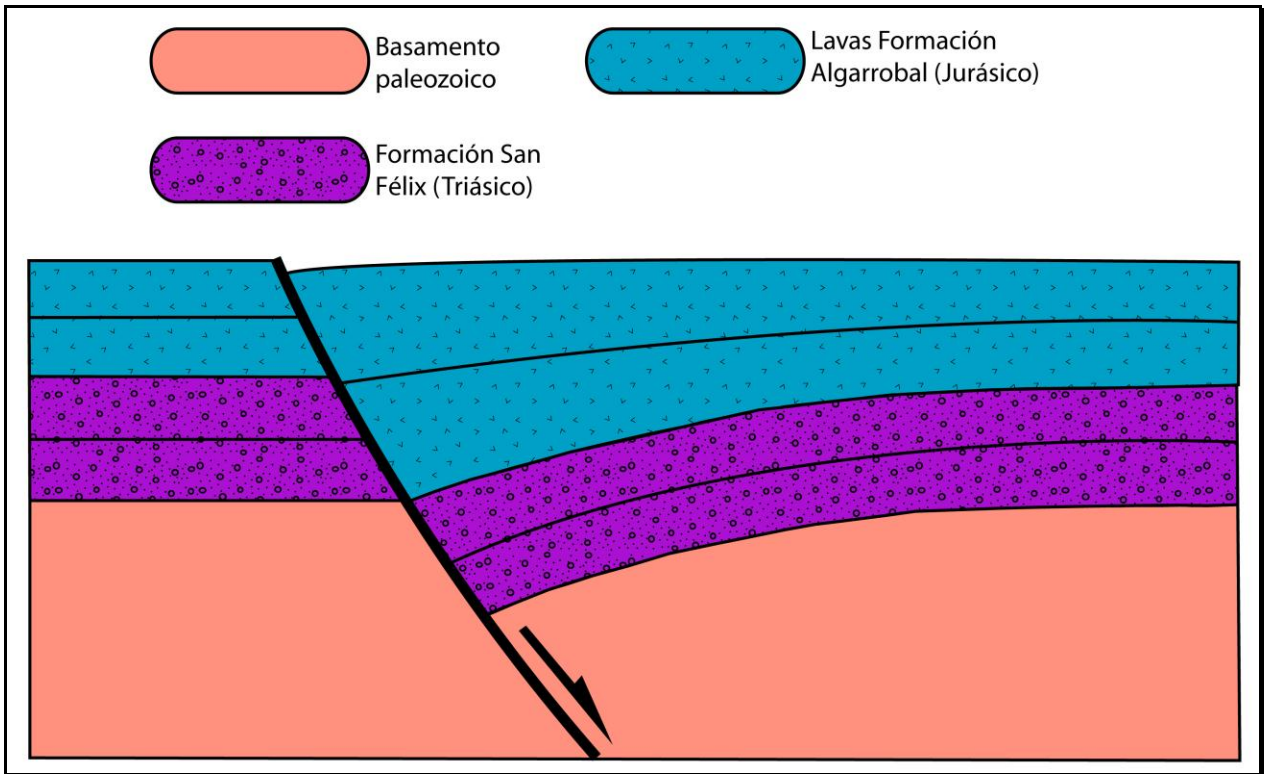


Figura 31: Esquema simplificado que muestra una geometría de syn-rift en lavas de la Formación Algarrobal mediante la actividad de una falla normal a fines del Jurásico Superior. Imagen es sólo referencial, pues no se han encontrado evidencias de la falla.

5.4 Estratigrafía y relaciones de contacto entre las rocas asignadas a la Formación Algarrobal y la Formación Cerrillos: Implicancias tectónicas

De acuerdo a los datos estratigráficos y geocronológicos, se observa una relación de paraconcordancia entre la *unidad volcánica fragmentada* de la columna II asignada a la Formación Algarrobal, y la *unidad sedimentaria* asignada como base de la Formación Cerrillos, como fue indicado anteriormente en la Figura 29. Esta paraconcordancia indicaría que posiblemente después del evento volcánico de fines del Jurásico Superior, no hubo eventos deposicionales de importancia en la zona, hasta al menos $91,5 \pm 1,4$ Ma.

Revisando los datos estratigráficos, en niveles superiores a la paraconcordancia, existe una base de brecha matriz soportada, con intercalaciones clasto soportadas y clastos de material rojizo hematizado y lavas; sobre esas brechas basales hay una gradación hacia rocas sedimentarias más finas como litarenitas gruesas y medias, estas presentan estructuras de flujo y paleocanales con paraconglomerados finos, en niveles superiores se observa gradación a litarenitas finas con laminaciones y una importante cantidad de clastos con líticos de lava. Esto presenta semejanzas con un avance progresivo de facies proximales a distales de un abanico aluvial.

Las proveniencias de estos depósitos aluviales, indicadas según la datación de la muestra CJC34d en el capítulo anterior; tienen su origen en las rocas volcánicas del

Jurásico Superior asignadas a la Formación Algarrobal, que afloran inmediatamente bajo los depósitos de la *unidad sedimentaria* de la columna II, y en los intrusivos del Complejo Plutónico Chanchoquín, del Pérmico Inferior, que es parte del bloque de basamento oriental en la zona y aflora aproximadamente 10 km al este de los depósitos antes indicados.

Los antecedentes geocronológicos permitirían acotar el momento en que fueron depositadas las rocas sedimentarias ubicadas sobre la paraconcordancia, su edad máxima sería de $91,5 \pm 1,4$ Ma y su edad mínima sería de $85,6 \pm 1,4$ Ma (correspondiente a tobas de la columna III depositadas sobre las rocas sedimentarias). Estos depósitos sedimentarios tendrían su origen en una fase erosiva en la que hubo exhumación de un bloque oriental con rocas volcánicas del Jurásico Superior, asignadas a la Formación Algarrobal y rocas intrusivas del basamento, correspondientes al Complejo Plutónico Chanchoquín. La erosión de estas rocas exhumadas, fue depositada en forma de abanico aluvial sobre un depocentro del Cretácico Superior, entre los $91,5 \pm 1,4$ Ma y los $85,6 \pm 1,4$ Ma.

Esta fase erosiva, es correlacionable con el primer pulso del evento compresivo conocido como Fase Peruana, descrito por Jaillard (1992), ubicado temporalmente en el límite Turoniano-Coniaciano.

Además, la edad de esta fase, es compatible con la edad de una discordancia angular, de edad mínima $80 \pm 1,4$ Ma, vista sobre la columna I, responsable de un evento compresivo durante el Cretácico Superior (Salazar *et al.*, 2012). Este evento compresivo presenta alzamiento de un bloque oriental con rocas del basamento, lo que permite establecer semejanzas con el evento tectónico responsable de la fase erosiva.

Por lo tanto, basado en las relaciones temporales y espaciales descritas anteriormente se asigna el evento de fase erosiva de exhumación de un bloque oriental con lavas jurásicas y basamento, como el resultado de una fase compresiva (Figura 32).

Además, se propone a la Falla San Félix, de vergencia oeste, como la falla que causó el levantamiento de ese bloque oriental, pues, se requiere una gran estructura que levante tanto los depósitos de lava como rocas del basamento. Esta falla, hasta el día de hoy actúa como límite entre las rocas intrusivas del basamento y rocas triásicas ubicadas al este, y los depósitos volcanosedimentarios del Mesozoico que afloran al oeste de la falla.

Si consideramos además que la fase compresiva fue previa al volcanismo del Cretácico Superior, el alzamiento previo del bloque oriental por la falla San Félix permitiría explicar la ausencia de depósitos volcánicos de la Formación Cerrillos sobre el bloque colgante de esta falla, o al menos la existencia de menores espesores posteriormente erosionados.

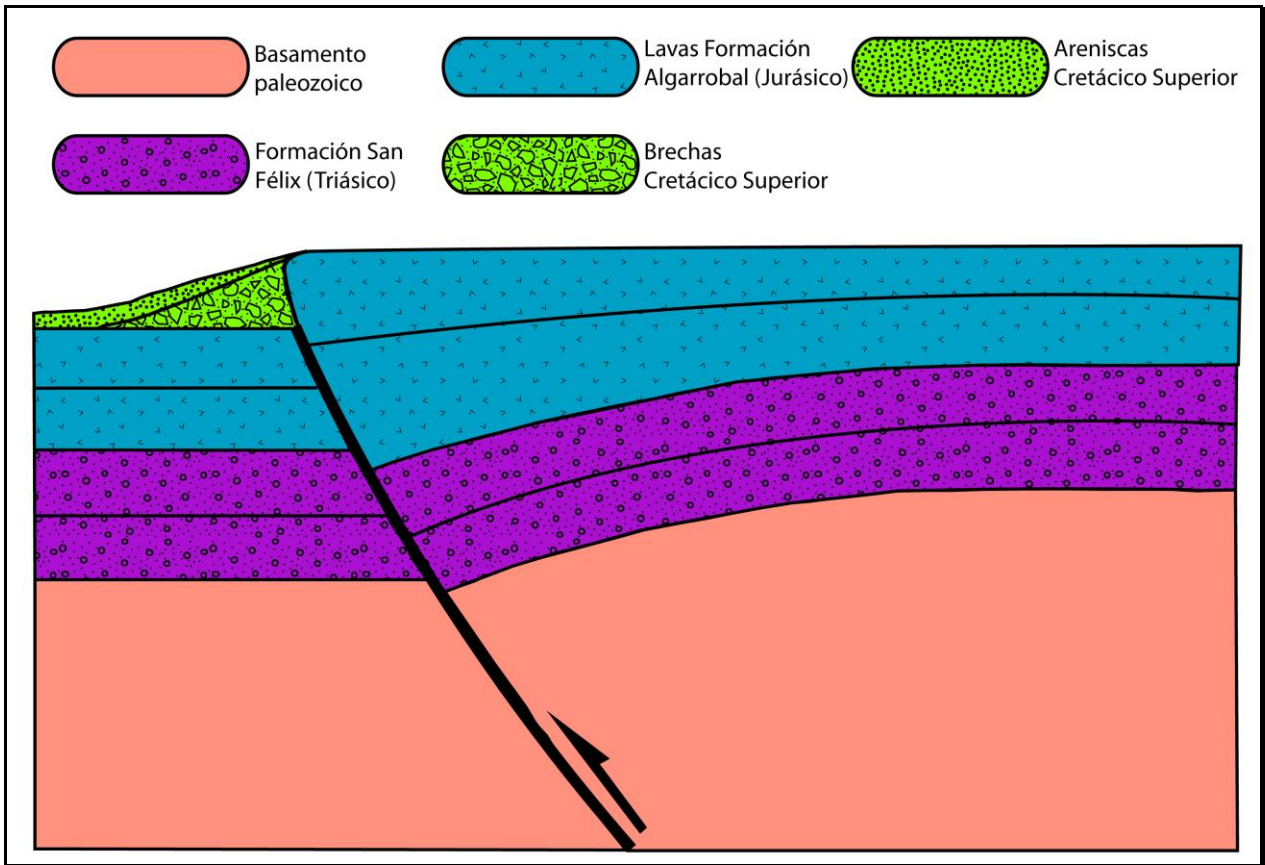


Figura 32: Esquema simplificado que muestra el alzamiento del bloque colgante oriental generando la paleocuenca del Cretácico Superior, la erosión de esas rocas formó un abanico aluvial sobre el bloque yacente. Imagen sólo explicativa y no representa necesariamente un evento de inversión.

6. CONCLUSIONES.

De los depósitos volcanosedimentarios del Mesozoico Superior ubicados al oeste de la Falla San Félix entre los 28°50' y los 29°15' se han estudiado 3 secciones: La columna I, que incluye rocas sedimentarias del Cretácico Inferior, acotadas superiormente por una discordancia de edad mínima $80 \pm 1,4$ Ma. La columna II que incluye rocas Jurásico Superior asignadas a la Formación Algarrobal, depósitos sedimentarios del Cretácico Superior y volcanismo del mismo periodo asignado a la Formación Cerrillos. Y la columna III que incluye rocas sedimentarias del Cretácico Superior y depósitos volcánicos del Cretácico Superior asignados a la Formación Cerrillos.

Los depósitos volcánicos del Jurásico Superior asignados a la Formación Algarrobal presentan enormes espesores a nivel local, de al menos 1500 m, respecto a otros depósitos volcánicos contemporáneos al norte y sur. Se postula que tales espesores se deben a una falla normal activa, durante el volcanismo del Jurásico Superior, entre los $144 \pm 1,9$ y los $152,7 \pm 2,3$ Ma, sin embargo, no se encontraron evidencias directas de la acción de esa falla.

Se describieron rocas sedimentarias en las columnas II y III, correspondientes al Cretácico Superior, asignables a la base de la Formación Cerrillos. Estas rocas tienen su origen en la formación de una paleocuenca local que recibió aportes de rocas volcánicas del Jurásico Superior y rocas intrusivas del Pérmico desde el este; y aportes de rocas intrusivas del Cretácico Inferior, ubicadas en la actual Cordillera de la Costa, desde el oeste.

Sobre lo anterior, se depositaron rocas volcánicas del Cretácico Superior asignadas a la Formación Cerrillos, de edades entre $85,6 \pm 1,4$ y $80,3 \pm 1,3$ Ma, estas rocas serían evidencias de un volcanismo que cubrió gran parte de los depósitos sedimentarios de la zona cuyos afloramientos presentan edades más jóvenes conforme se avanza hacia el norte.

Se encontraron evidencias de una fase compresiva acotada entre los $85,6 \pm 1,4$ y los $91,4 \pm 1,4$ Ma, en la cual mediante la Falla San Félix, un bloque oriental con lavas andesíticas de la Formación Algarrobal e intrusivos pérmicos asignados al Complejo Plutónico Chancoquín fue exhumado. Este evento compresivo es correlacionable con el primer pulso de la Fase Peruana, ubicado entre el Turoniano y el Coniaciano.

Además, el alzamiento del bloque oriental actuaría como barrera natural para los depósitos volcánicos de la Formación Cerrillos, impidiendo la formación de grandes espesores en su bloque colgante, esto explicaría en parte la ausencia de depósitos asignados a la Formación Cerrillos al este de la Falla San Félix, pese al volcanismo existente en la zona desde los 85 Ma.

7. REFERENCIAS.

Arévalo C., Grocott, J., Welkner, D. 2003. The Atacama Fault System in the Huasco Province, Southern Atacama Desert, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No 10. ST1. Concepción.

Arévalo, C., 2005. Carta Copiapó, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile. No.91. 57 p.

Arévalo C. Creixell. C. 2009. Geología del área Cruz Grande-Junta de Chingoles, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. 133 p. 6 mapas escala 1:50.000.

Arévalo, C.; Mourgues, F.; Chávez, R. 2009. Geología del área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. No 120, 64 p. (Escala 1:100.000).

Bahlburg, H.; Vervoort, J.D.; Du Frane, S.A.; Bock, B.; Augustsson, C; Reimann, R.C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews* 97: p. 227-253.

Bell, C. M. 1987. The origin of Upper Paleozoic Chañaral mélange of N Chile. *Journal of Geological Society*, v. 144, p 599-610.

Cembrano, J., Centilli, M., Grist, A., Yañez, G. 2003. Nuevas edades de trazas de fisión para Chile Central (30°-34°S): Implicancias en el alzamiento y exhumación de Los Andes desde el Cretácico. In *Congreso Geológico Chileno*, No 10, Sesión Temática 1. Concepción.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodriguez, M.P., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in: *Geology of Chile*, Chapter 3 (Gibbons, W. and Moreno, T., editors), The Geological Society, London, Special Publication, p. 21-116.

Charrier, R.; Farías, M.; Makshev, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, No 65, p 5-35.

Creixell, C. Arévalo, C. 2009. Geología del Cuadrángulo Junta de Chingoles, Región de Coquimbo, *Servicio Nacional de Geología y Minería-Gobierno Regional de Coquimbo*. 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

Creixell, C.; Ortiz, M.; Arévalo, C. 2012. Geología del Área Carrizalillo-El Tofo, *Servicio Nacional de Geología y Minería-Gobierno Regional de Atacama y Coquimbo*. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Creixell, C.; Labbé, M. 2013. Geología del Área Estación Chañar-Junta de Chingoles, *Servicio Nacional de Geología y Minería-Gobierno Regional de Atacama*. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

- Dediós, P. 1967. Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile*. (Escala 1:50.000) Carta N° 16.
- Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C. y Rivera, O. 1996. Mapa Geológico de la Hoja Carrera Pinto. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 3 (1:100.000), Santiago.
- Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C.; 1999. Hoja La Guardia, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. (Escala 1:100.000) Mapa No. 13.
- Jaillard, E. 1992. La Fase Peruana (Cretáceo Superior) en la Margen Peruana. In Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 83 (1992), p 81-87.
- Jensen, O. 1976. Geología de la Cordillera de las nacientes del río Copiapó entre los 27°53' y 28°20' de latitud sur; provincia de Atacama, Chile. Inédito, memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Labbé, M. 2011. Estudio sedimentológico de la Formación Lagunillas, Jurásico Superior, Norte de Chile (27°30'-28°30'S): Implicancias paleogeográficas. Memoria de Título *Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra*. 140 p. Concepción.
- Labbé, M.; Salazar, E.; Rossel, P.; Merino, R.; Oliveros, V. 2012. Variaciones laterales en la arquitectura del Jurásico Superior en el Valle del Tránsito: ¿Evidencias del desarrollo de un rift continental? In XIII Congreso Geológico Chileno. Sesión Temática 5. Antofagasta.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior entre la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S), Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*. No. 21. p 11-51.
- Maksaev, V.; Munizaga, F.; Valencia, V.; Barra, F.; 2009 LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology to constrain the age of post Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region, northern Chile: tectonic and metallogenic implications. *Revista Geológica de Chile*, No 36(2), p 264-287.
- Martin, M.; Clavero, J.; Mpodozis, C. 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29-30°S), *Journal of South American Earth Sciences*, No 12, p 33-49.
- Ministerio de Obras Públicas 2009. Red Vial Región de Atacama y Región de Coquimbo. Escala 1:800000. Santiago: Ministerio de Obras Públicas. Dirección de Vialidad. 1 Mapa de 100 x 70 cm.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the Southern Atacama Desert, Chile. *Journal of Geological Society of London*, Vol. 129, p. 505-526.
- Moscoso, R., Nasi, C., Salinas, P. 1982. Hoja Vallenar y parte norte de La Serena. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. No. 55, 100p.

Moscoso, R.; Covacevich, V. 1982. Presencia de sedimentitas triásico-jurásicas al sur de Canto del Agua, Cordillera de la Costa, Región de Atacama, Chile: descripción de la Formación Canto del Agua. *In Congreso Geológico Chileno, No 3, Actas*, p. 189-196. Concepción.

Moscoso, R.; Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile (28°-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista geológica de Chile*, Vol. 15, No. 2, p.151-166.

Moscoso, R.; Mpodozis, C.; Nasi, C.; Ribba, L.; Arévalo, C. 2010. Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar, 1 mapa escala 1:250.000, 3 anexos. Santiago.

Mourgues, F.A. 2004. Advances in Ammonite Biostratigraphy of the Marine Atacama Basin (Lower Cretaceous), Northern Chile, and its Relationship with the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 17, No. 1, p. 3 -10.

Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1986. Hoja Pisco Elqui. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. No. 68, 165p.

Mpodozis, C.; Kay, S. M.; 1992 Late Paleozoic to Triassic Evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28° to 31°) *Geological Society of America Bulletin*, No 104, p 999-1014.

Mpodozis, C.; Ramos, V. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: ¿Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. No. 63. p 481-497.

Naranjo, J. A.; Puig, A. 1984. Hojas Taltal y Chañaral. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Nos. 62-63.

Nasi, C.; Moscoso, R.; Maksaev, V. 1990. Hoja Guanta, Región de Coquimbo, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta geológica de Chile. No. 67. 137 p.

Ortiz, M.; Merino, R. Geología del Área Río Chollay-Matancilla, *Servicio Nacional de Geología y Minería-Gobierno Regional de Atacama y Coquimbo*. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago (En preparación).

Padel, M.; Salazar, E.; Coloma, F. 2012. Arquitectura y evolución tectonoestratigráfica del Depocentro de San Félix, Triásico medio a superior: Resultados preliminares. *In Congreso Geológico Chileno, No 13*, p 712-714, Antofagasta.

Ramos, V. A.; Cristalinni, E.; Pérez, D. J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, No 15, p 59-78.

Retamal, L. 2012. Petrografía y geoquímica de las lavas jurásicas de la Cordillera de Los Andes (29°50´- 31°00´S), IV Región de Coquimbo, Chile. Memoria de Título. Universidad de Concepción. Departamento de Ciencias de la Tierra. 108 p. Concepción.

Reutter, K. J. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie, Abhandlung*, Vol.

146, No. 2, p 153-178 (Traducido por Myrta Biber como Evolución y estructura de la alta Cordillera de Chile a los 29° latitud sur).

Ribba, Luis. 1985. Geología regional del cuadrángulo El Tránsito, región de Atacama, Chile. Memoria de título *Universidad de Chile, Depto. de Geología*: 203 p., il., fotos byn., fotos col., 2 mapas fuera de texto, Santiago.

Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., Moscoso, R. 1988. El Basamento del Valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar, eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los Andes Chileno-Argentinos. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 15. No. 2. p 129-149.

Rodriguez, M. P., Charrier, R., Carretier, R., Brichau, S., Farias, M. 2012. Alzamiento y exhumación Cenozoicos en el Norte Chico de Chile (30-33°S). *In Congreso Geológico Chileno*, No 13, p 200-202. Antofagasta.

Salazar, E. 2012. Evolución Tectono-Estratigráfica de la Cordillera de Vallenar: Implicancias en la construcción del Oroclino de Vallenar. MSc. Thesis. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Salazar, E.; Mpodozis, C.; Arriagada, C.; Coloma, F. 2012. Evolución tectonoestratigráfica post-paleozoica de la cordillera de Vallenar. *In Congreso Geológico Chileno*, No 13, p 259-261. Antofagasta.

Salazar, E.; Coloma, F.; Creixell, C. 2013. Geología del Área El Tránsito-Lagunillas, *Servicio Nacional de Geología y Minería-Gobierno Regional de Atacama*. 1 Mapa escala 1:100.000. Santiago.

Scheuber, E., Andriessen, P. 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile, *Journal of Structural Geology*, Volume 12, Issue 2, Pages 243-257.

Segerström, K.; Parker, R. 1959. Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile. Vol. 2. 33 p. escala 1:50.000.

Segerström, K.; Ruiz, C. 1962. Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile Vol. 6: 42 p., escala 1:50.000.

SERNAGEOMIN 2003. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000), Publicación Geológica Digital 4, CD-ROM, Santiago.

Suárez, M.; Naranjo, J.; Puig, A. 1985. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa, al sur de Taltal, Chile: Etapas iniciales de la Evolución Andina. *Revista Geológica de Chile*, No 24, p 19-28.

Thiele, R.; Pincheira, M. 1987. Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la zona de Falla de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile*. No. 31. p. 77-94, 15 Figs, 1 Tabla.

Welkner, D., Arévalo, C., Godoy, E. 2006. Geología del área Freirina - El Morado. Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. No 100. 53 p. Escala 1:100.000.

ANEXO: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS.

En este capítulo se mostrará la descripción de los cortes transparentes de algunas muestras obtenidas durante la realización de las columnas estratigráficas.

Identificación muestra: T2D601 (Foto 1).

Coordenadas: 353943/6783773.

Nombre roca: Litarenita media.

Componentes (con porcentajes):

- Arcilla: No se observa.
- Granos: Cuarzo: 15%, Feldespatos: 25%, Fragmentos líticos: 50% de lavas andesíticas y tobas vítreas, algunas de ellas hematitizadas.
- Además se observan carbonatos secundarios que reemplazan algunos minerales (10%).

Cemento: Se cree que ferruginoso, de hematita, por las tonalidades rojas del corte, sin embargo no se puede observar con claridad.

Textura: Porosidad nula, buena selección, clastos subredondeados con baja esfericidad.

Granulometría: Grano medio (0,25-0,5 mm) (95%), grano grueso (> 0,5 mm) (5%).

Observaciones: Litarenita polimíctica, con granos subredondeados que muestran que hubo cierto transporte, alto contenido de plagioclasas y líticos de lava y toba, muestra que gran parte de la proveniencia de los sedimentos es de origen volcánico, la efervescencia de la roca es explicada por carbonatos secundarios, los cuales no cambiarían el carácter continental de la roca.

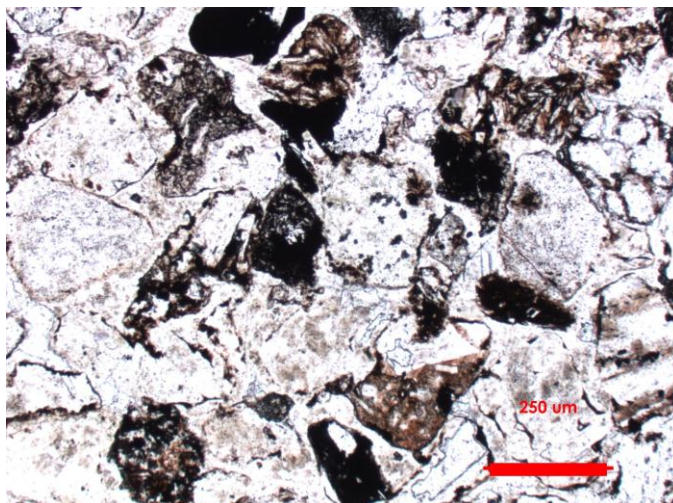


Foto 1: Arenisca en la cual se muestran los clastos de feldespatos y líticos volcánicos.

Identificación muestra: T2D608 (Foto 2).

Coordenadas: 351813/6782725.

Nombre roca: Ortoconglomerado brechoso muy fino polimíctico.

Componentes:

- Granos: Roca muy rica en fragmentos líticos, los cuales son principalmente de lavas andesíticas, que presentan texturas traquítica, porfídica e intergranular, algunas de las plagioclasas están alteradas a sericita con arcillas y/o opacos criptocristalinos.

Cemento: Rojizo, compuesto principalmente por hematita.

Textura: Esfericidad media, clastos grandes subangulosos, clastos pequeños subredondeados, mala selección.

Granulometría: Grano grueso (> 2 mm) (65%), grano medio (0,0625-2mm) (25%), partículas finas (10%).

Observaciones: Conglomerado brechoso, abundante en clastos volcánicos, polimíctico, el cual presenta lava de distintas texturas, lo redondeado de los clastos pequeños respecto a los grandes, muestra que los clastos pequeños tuvieron más transporte, por lo tanto hay distintas proveniencias dentro de la roca.

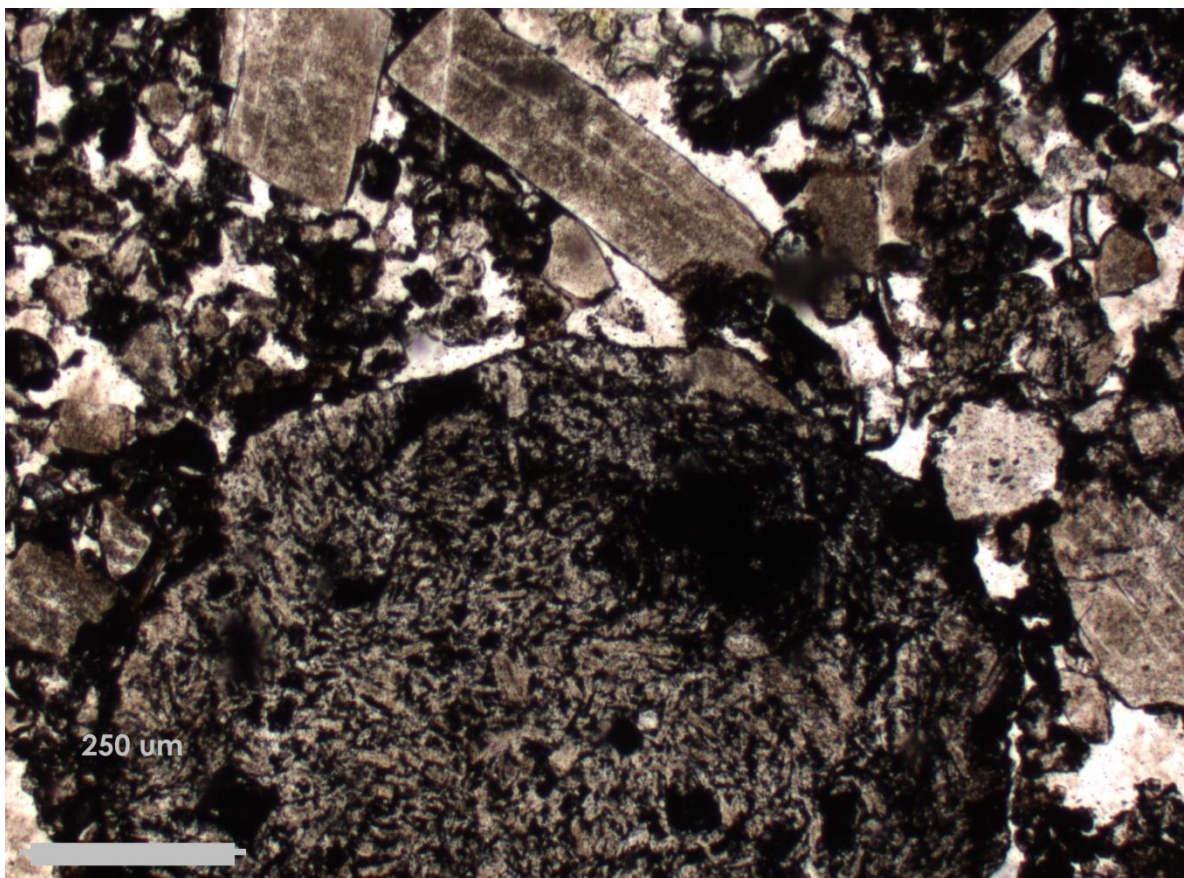


Foto 2: Clasto de lava rodeado de plagioclasas y de fragmentos de lava más pequeños.

Identificación muestra: T2D703 (Foto 3).

Coordenadas: 351437/6782259.

Clasificación roca: Toba de lapilli andesítica.

Textura: Porfídica.

Fragmentos vítreos: No se observan fragmentos ni posibles formas irregulares que hayan sido desvitrificadas.

Cristales y fragmentos de cristales (15%): Se observa principalmente plagioclasa y en menor proporción feldespato potásico anhedral, muy fragmentado y con una desigual distribución de tamaños que varía desde los 0,02 mm hasta 1 mm.

Fragmentos líticos (65%): Lava andesítica porfírica que presenta fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico, estos muy alterados a asociaciones de epidota con esmectita, se observan formas irregulares rellenas con calcita, epidota y cuarzo, las cuales son amígdalas rellenas.

Matriz (<1%): No se sabe con claridad como es la matriz, pues todos los espacios están rellenos por cristales muy pequeños de plagioclasa y feldespato.

Minerales opacos (15%): Hay varios minerales opacos, algunos redondeados, con formas irregulares, los cuales podrían estar relleno amígdalas, y hay otros con formas cuadradas y hexagonales que podrían estar reemplazando fenocristales de anfíbola y piroxeno.

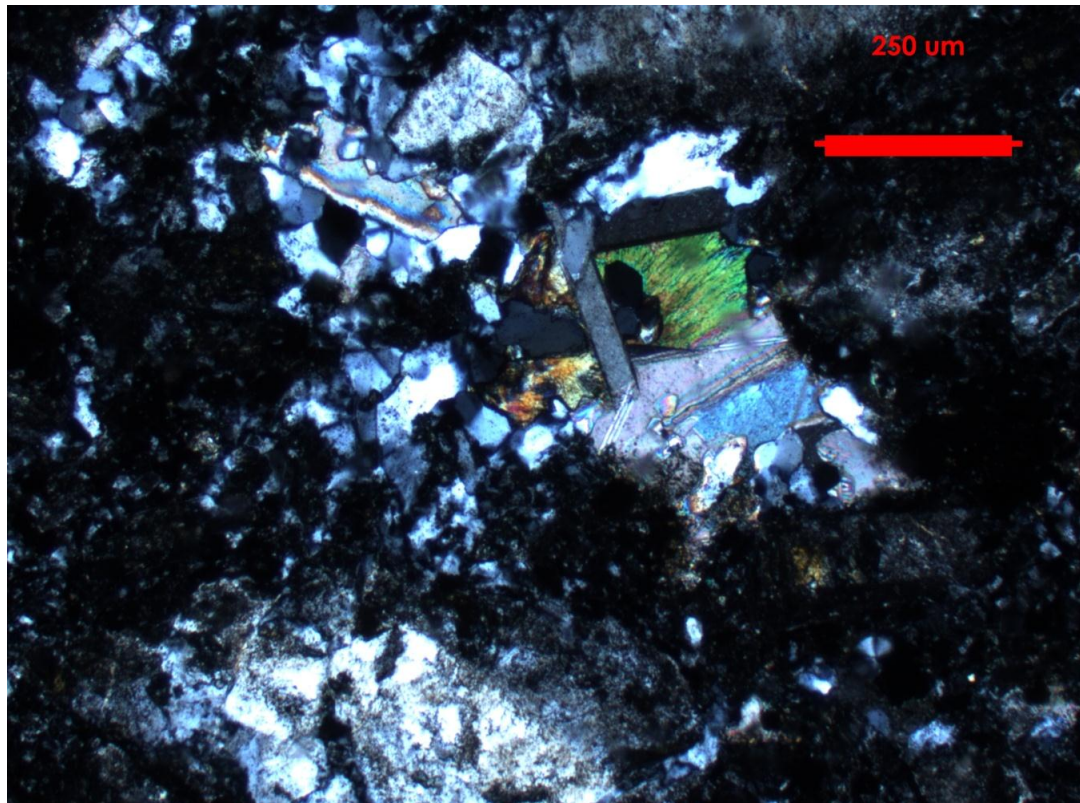


Foto 3: Vesícula rellena por calcitas, epidotas y pequeños cristales de cuarzo.

Observaciones: El corte transparente en su mayoría está dividido en 2 zonas, una menos alterada, muy rica en plagioclasa y feldespatos potásicos, casi sin amígdalas y otra zona, la cual se observa en la mayor parte del corte, la cual está muy alterada y abundante en amígdalas, correspondiendo a 1 clasto de lava, como dentro del corte no es posible dimensionar el tamaño ni la forma del clasto, se usa la muestra de mano, en la cual se observan clastos de forma irregular, elongados, ricos en vesículas y amígdalas cuyos tamaños alcanzan hasta los 4 cm, con una masa fundamental muy rica en feldespatos, en base a lo anterior, la roca es definida como una toba lapilli.

Identificación muestra: T2D705 (Foto 4).

Coordenadas: 350903/6781481.

Clasificación de la roca: Lava andesítica brechizada.

Textura:

- Grado de cristalinidad: Holocristalina.
- Tamaño de los fenocristales: 0,3 a 0,5 mm.
- Textura de la masa fundamental: Porfídica.

Fenocristales:

- Cuarzo (2%): No se observa, salvo pequeños cristales de cuarzo que rellenan alteraciones.
- Plagioclasa (20%): Poseen formas alargadas, con macla polisintética, son euhedrales a subhedrales, tamaño hasta 0,5 mm, están alterados comúnmente a asociaciones de clorita con esmectita.
- Feldespato potásico (5%): Posee macla de Carlsbad, con tamaños entre 0,3 a 0,5 mm, cristales subhedrales, alterada a clorita.
- Minerales ferromagnesianos (2%): Se observó un fenocristal de anfíbola prismático, de tamaño hasta 1 mm, el cual tenía alteraciones de epidota.

Masa fundamental:

- Textura: Porfídica.
- Composición mineralógica: Asociaciones de plagioclasa (40%), con esmectita (10%) y clorita (5%).

Minerales opacos: Espacio entre fragmentos de lava relleno con hematita (10%).

Microvetillas: Rellenos de calcita (4%) y clorita (2%).

Observaciones: Lava andesítica porfídica, la cual sufrió una brechización posterior, la cual se fundamenta en lo monomítico de los fragmentos, en lo angulosos que son los

clastos grandes, lo relativamente redondeados que fueron los clastos pequeños y lo profundamente cloritizada y epidotizada que está la roca. Esta brechización se cree que está asociada a la cercanía de intrusivos que expulsaron fluidos hidrotermales.

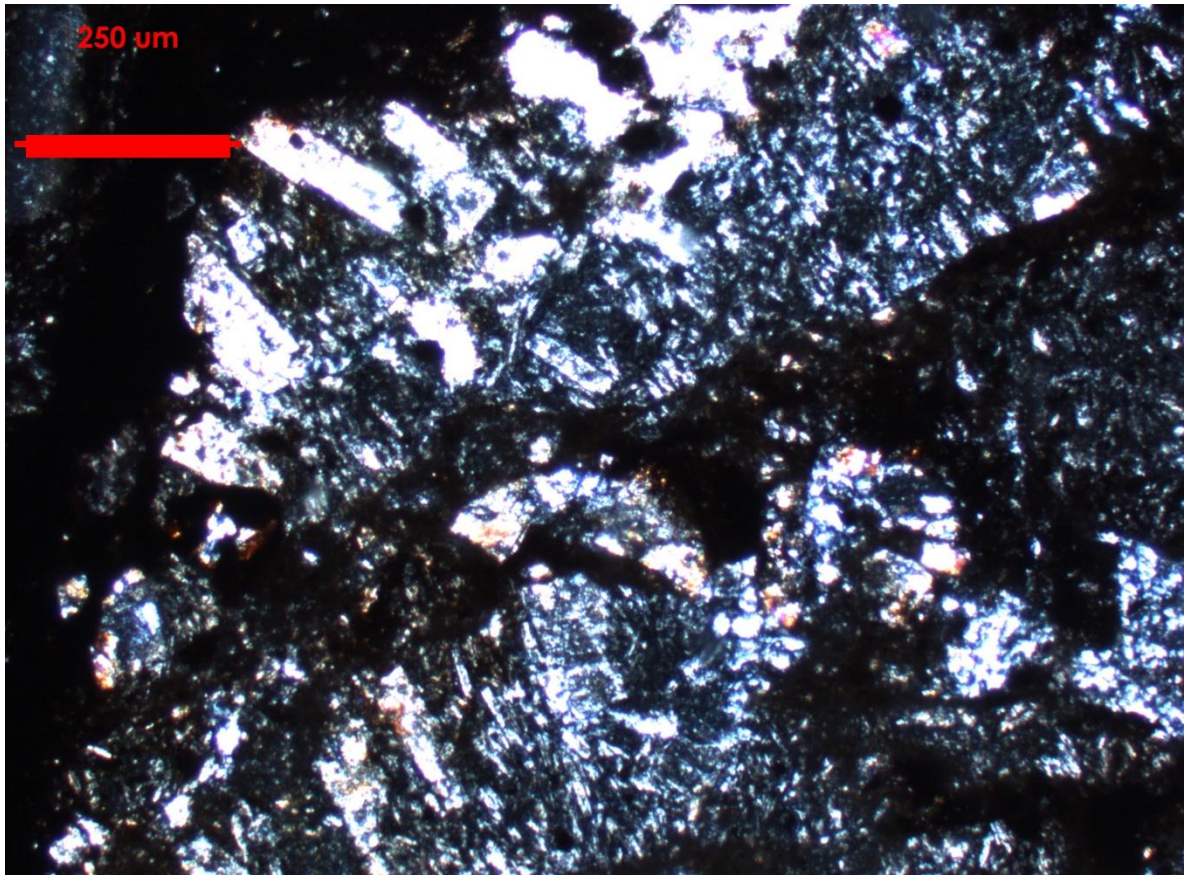


Foto 4: Fragmentos de lava andesítica brechizada, separada por un relleno de hematita.

Identificación muestra: T2D1501 (Foto 5).

Coordenadas: 355058/6785505.

Clasificación de la roca: Andesita.

Textura:

- Grado de cristalinidad: Holocristalina.
- Tamaño de los fenocristales: 0,5 – 2 mm.
- Textura de la masa fundamental: Porfídica.

Fenocristales:

- Cuarzo: No se observa.

- Plagioclasa (25%): Se observan cristales alargados, los cuales son subhedrales, y miden hasta 2 mm, poseen macla polisintética y se ven algunas plagioclasas zonadas, mostrando desequilibrio durante su formación.
- Feldespato potásico (5%): Cristales tabulares subhedrales a euhedrales, poseen macla de Carlsbad.
- Minerales ferromagnesianos: No se observan en el corte transparente, sin embargo no se descarta que hayan sido reemplazados por óxidos de hierro.
- Además de lo anterior, se observan fenocristales de hematita (12%) y limonita (3%), los cuales, en algunos casos están rellenos de calcita (5%) por dentro. La forma no muy irregular de estos fenocristales sugiere que pudieron haber reemplazado otro cristal, se han visto cristales prismáticos y hexagonales que sugieren que son reemplazos de plagioclasas y feldespatos, sin embargo no se descarta que hubo también anfíbolos reemplazados.

Masa fundamental:

- Composición mineralógica: En su mayoría se encuentran plagioclasas no alineadas (30%), de 0,05 a 0,1 mm, con minerales opacos (10%) y asociaciones de clorita (1%) con esmectita (4%).

Minerales opacos: Posiblemente todos sean óxidos de hierro, a nivel macro se distinguen limonitas y hematitas.

Microvetillas: Se observan pequeñas microvetillas rellenas con calcita.

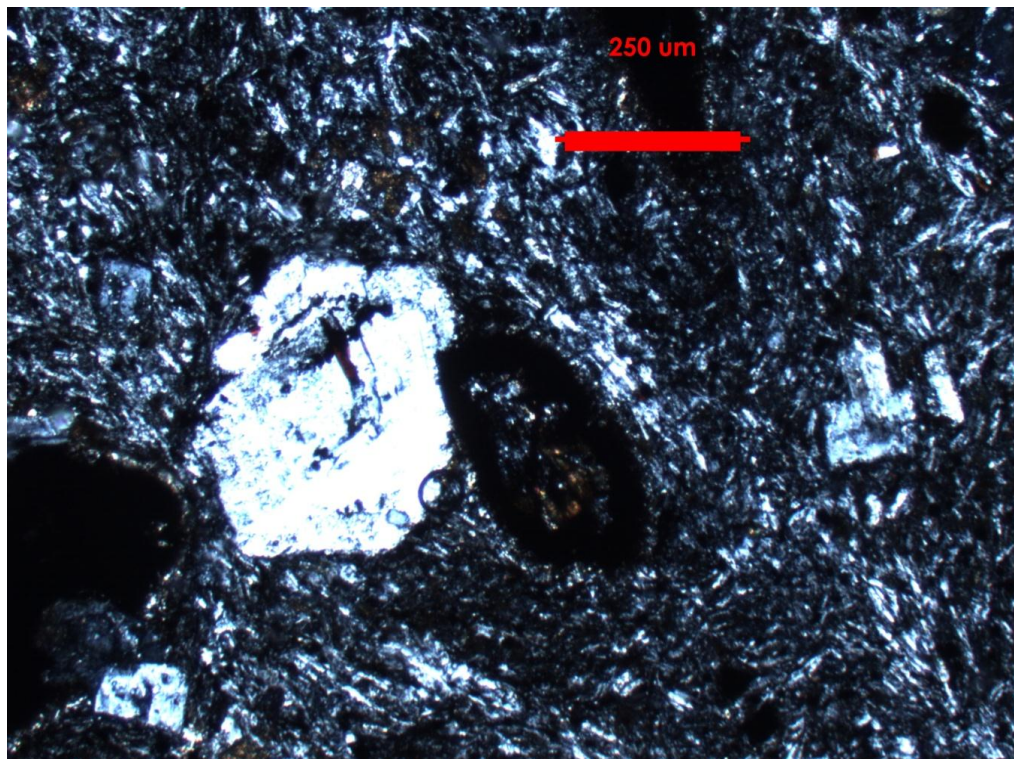


Foto 5: Fenocristales de feldespato y hematita rellenos con calcita, rodeados de una masa fundamental de plagioclasa.

Identificación muestra: T2D1502 (Foto 6).

Coordenadas: 355088/6785543.

Nombre roca: Litarenita fina gravosa.

Componentes:

- Arcilla (30%): Principalmente hematita.
- Granos: Se observan pocos granos de cuarzo (1%) y feldespato (5%) en las areniscas finas, además se observan pequeños granos de calcitas (4%) reemplazando algunos granos y llenando vetillas, el resto de las areniscas finas son granos de toba cristalina, ricos en plagioclasa, retrabajados y argilizados, mientras que en los clastos de conglomerados finos, se encuentran lavas (13%) y sublitarenitas muy finas (4%), además se encuentran clastos, se cree de lava, muy oxidados con hematita (3%).

Cemento: Ferruginoso, muy rico en hematita.

Textura: Granos de arenisca fina subredondeados, media esfericidad, buena selección. En tanto clastos de conglomerado fino son subangulosos y de baja esfericidad.

Granulometría: Arcillas (30%), areniscas muy finas (4%), areniscas finas (50%), areniscas medias (1%), conglomerados muy finos (5%), conglomerados finos (15%).

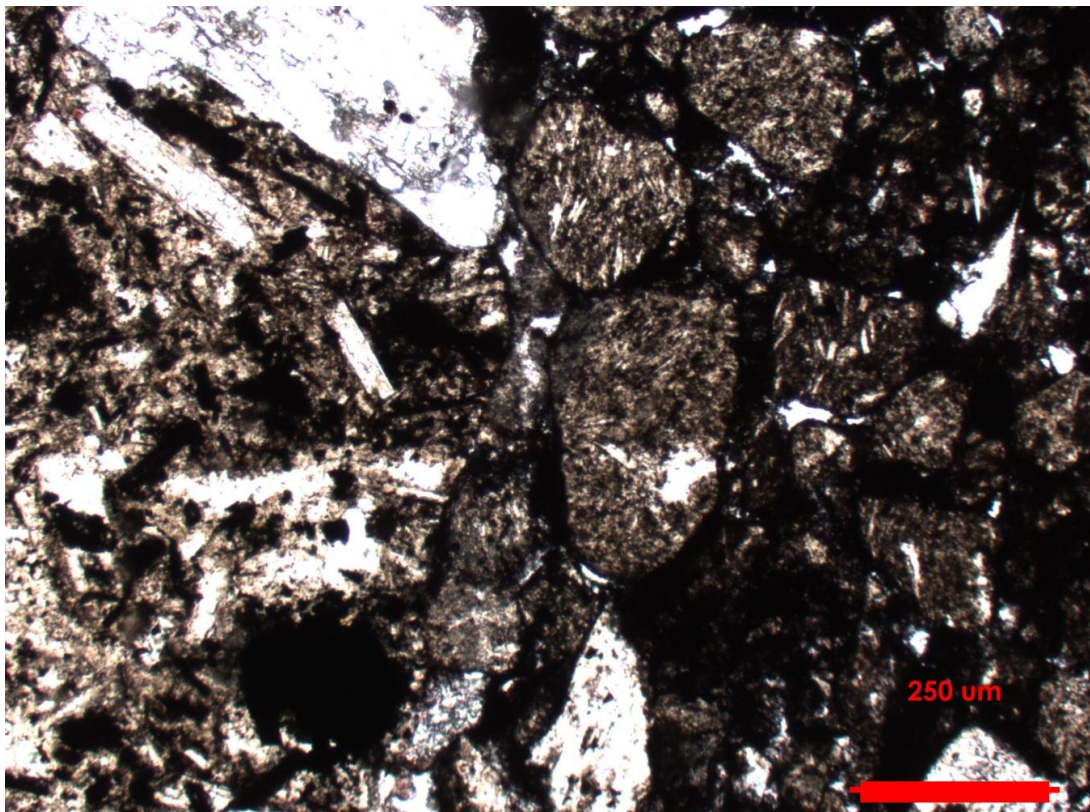


Foto 6: Contacto entre clasto de lava (a la izquierda) y granos de toba retrabajados (a la derecha) visto desde nicols paralelos.

Observaciones: Roca sedimentaria compuesta de básicamente dos poblaciones, la población sedimentaria fina, compuesta esencialmente de litarenitas finas con material tobáceo retrabajado y la población sedimentaria gruesa, compuesta principalmente por clastos de lava y una proporción menor de litarenita muy fina. Se cree que las lavas al enfriarse, lo hicieron en contacto con las tobas retrabajadas, fragmentándose, y formándose una roca sedimentaria con matriz tobácea.

Identificación muestra: T2D1503 (Foto 7).

Coordenadas: 354974/6785657.

Nombre roca: Paraconglomerado medio con clastos de toba y lava.

Componentes:

- Arcilla: No hay, sólo granos de hematita y feldespato muy pequeños.
- Granos: Feldespato (24%), fragmentos líticos (40%).

Cemento: Ferruginoso, muy rico en hematita café rojiza (36%).

Textura: Matriz con granos subangulosos, baja esfericidad, buena selección. Clastos subredondeados, forma irregular, baja esfericidad, alargados.

Granulometría: Grano muy fino (<0,1 mm) (30%), grano fino (0,1-1 mm) (30%), grano grueso (> 1 mm) (40%).

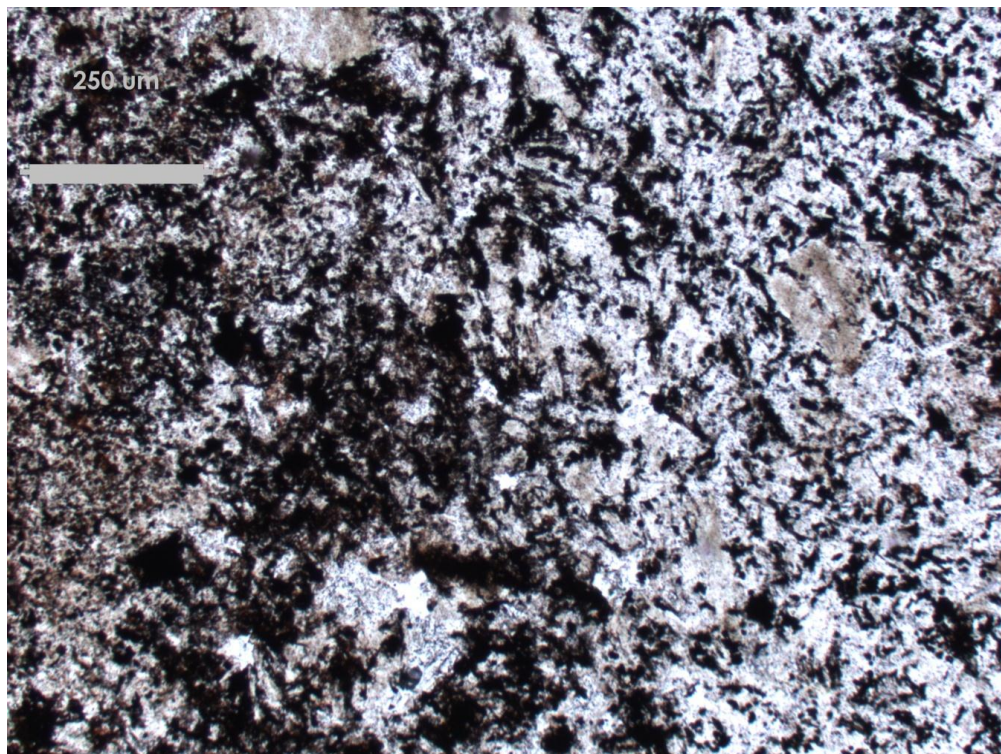


Foto 7: Contacto irregular entre la matriz rica en hematita (lado izquierdo) y un clasto de lava rico en plagioclasa (lado derecho) visto en planos paralelos a 5x.

Observaciones: Paraconglomerado con matriz de litarenita feldespática muy fina y muy rica en hematitas, que le dan el color rojo, posee clastos de lavas y tobas de tamaños medibles incluso en centímetros, estos clastos, en su mayoría, poseen formas irregulares alargadas, propias de peperitas con textura fluidal, este proceso ocurre más fácilmente cuando el cuerpo de magma entra en contacto con sedimento permeable, es decir, de grano fino y buena selección, lo cual se observa en la matriz del paraconglomerado.

Identificación muestra: T2D1504 (Foto 8).

Coordenadas: 354842/6785699.

Clasificación de la roca: Lava andesítica autobrechizada.

Textura:

- Grado de cristalinidad: Holocristalina.
- Tamaño de los fenocristales: 0,5 mm.
- Textura de la masa fundamental: Pilotaxítica.

Fenocristales:

- Cuarzo: No se observan.
- Plagioclasa (5%): Cristales subhedrales a euhedrales con tamaños en torno a los 0,5 mm con macla polisintética.
- Feldespato potásico: No se observaron fenocristales.
- Minerales ferromagnesianos: No se observaron fenocristales.

Masa fundamental.

- Textura: Pilotaxítica.
- Composición mineralógica: Presenta principalmente microcristales de Plagioclasa (50%), Feldespato (20%) y vesículas rellenas con cuarzo (3%) y calcita (2%), además la brecha es rellena con hematita (20%), la cual une los fragmentos de lava.

Minerales opacos: Se observan hematitas rellenas los espacios entre fragmentos de lava.

Observaciones: Roca volcánica cuya génesis se piensa que fue provocada por la interacción de un cuerpo de lava andesítica con sedimento tobáceo abundante en plagioclasa, producto de la interacción, la lava se enfrió rápidamente, produciéndose un “quenching” el cual generó clastos de lava angulosos, cuyos espacios son rellenos por el sedimento tobáceo, este sedimento se oxidó posteriormente como hematita, conservándose las plagioclasas. Además los clastos poseen textura pilotaxítica, cuya

orientación varía de clasto en clasto, por lo que se cree que el “quenching” de la lava fue producido de manera posterior a la formación de los cristales dentro de ella.

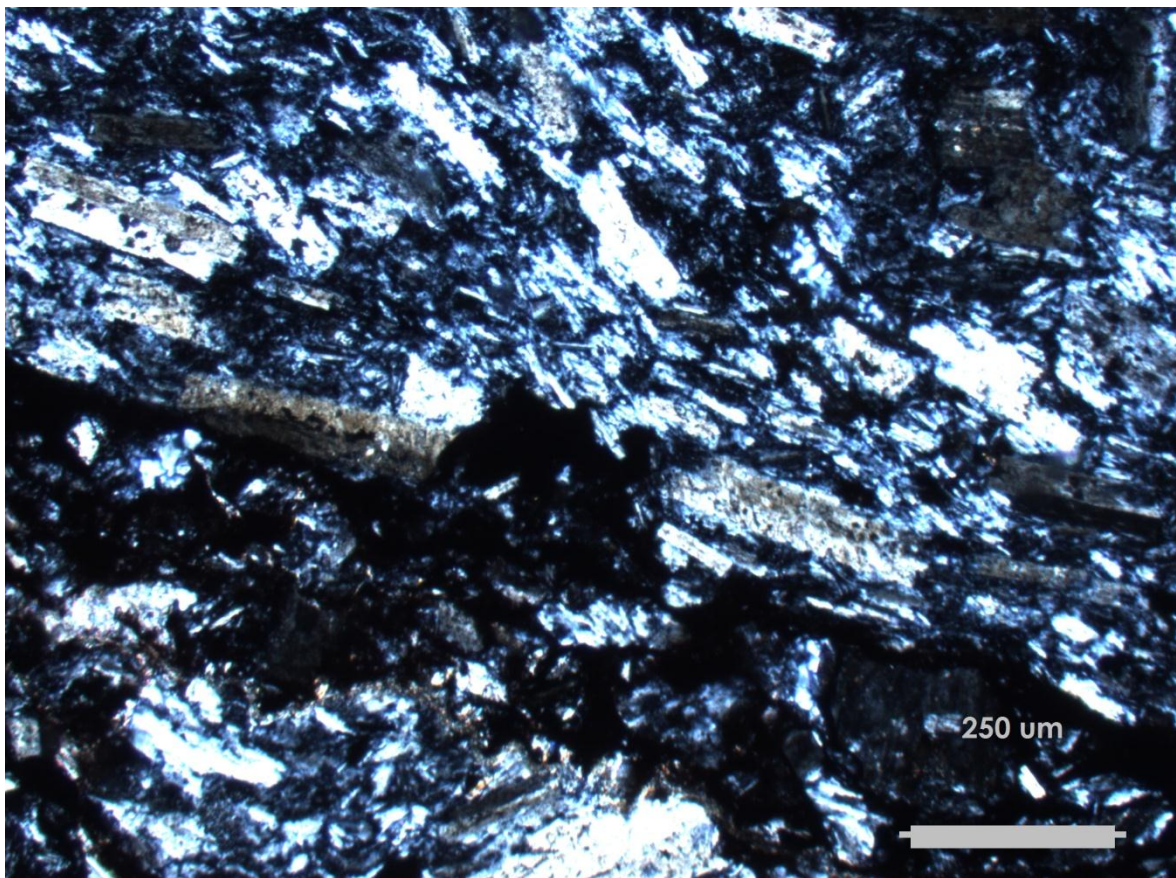


Foto 8: Clastos de andesita separados por un relleno hematizado.

Identificación muestra: T2D1505 (Foto 9).

Coordenadas: 354797/6785770.

Clasificación de la roca: Andesita porfídica.

Textura:

- Grado de cristalinidad: Holocristalina.
- Tamaño de los fenocristales: 0,5 a 2 mm.
- Textura de la masa fundamental: Porfídica.

Fenocristales:

- Cuarzo (2%): Se observan muy pocos cristales, de tamaños cercanos a 1 mm, distinguibles por su falta de alteraciones y forma irregular.
- Plagioclasa (5%): Formas alargadas, que van de los 0,5 a 2,5 mm, no se observa maclado, alterada muy frecuentemente a asociaciones de clorita con esmectita.

- Feldespato potásico: No se observa.
- Minerales ferromagnesianos (10%): Se observan secciones basales de piroxeno y anfíbolos, la cuales han sido alteradas a epidota.
- Además de lo anterior, se observan fenocristales de calcita (3%), de forma prismática, con tamaños en torno a 1 mm.

Masa fundamental:

- Textura: Porfídica.
- Composición mineralógica: Está compuesta principalmente por plagioclasas de 0,1 milímetros, alineadas en algunas zonas (48%), minerales opacos, principalmente hematitas (28%) y secciones basales de piroxeno epidotizado (4%).

Minerales opacos: Principalmente hematitas rojas, que parecen rellenar amígdalas, además se observan unas pocas limonitas.

Microvetillas: Se observan de calcita.

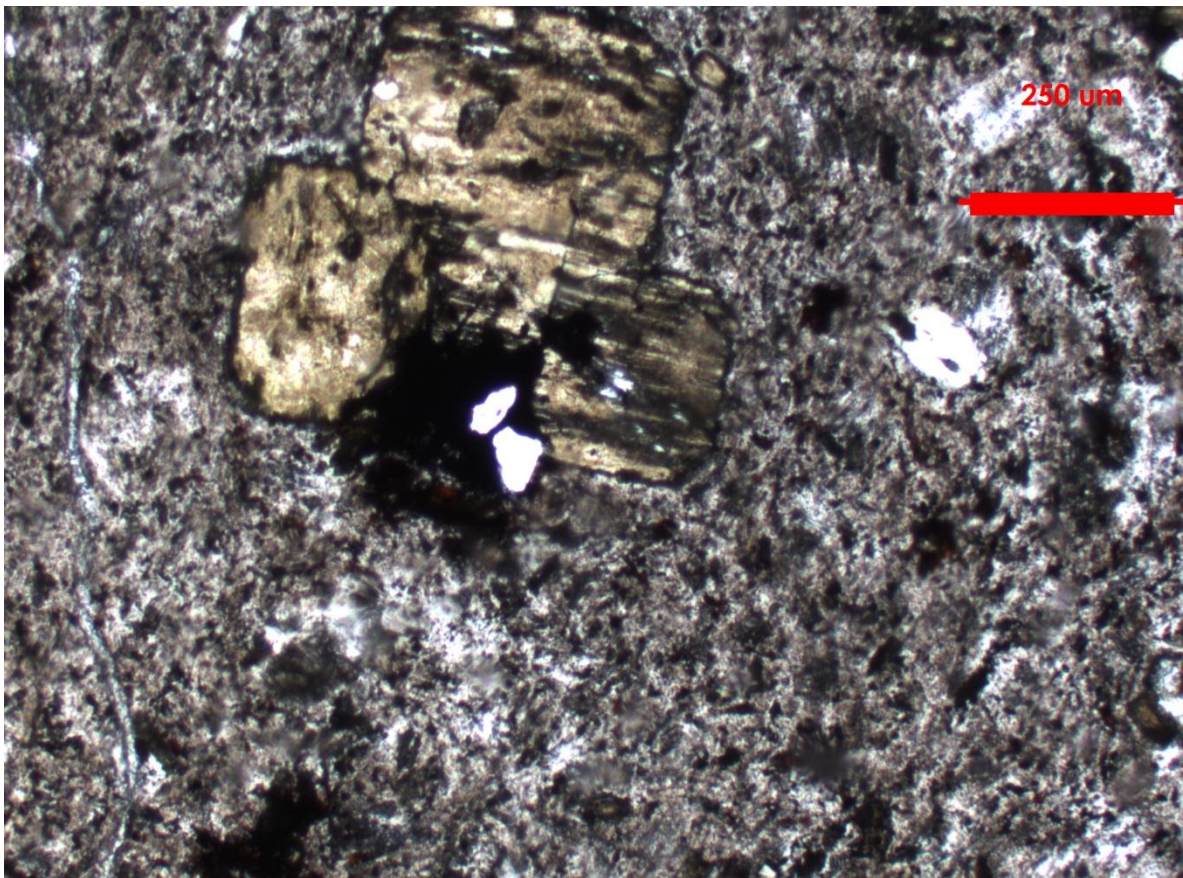


Foto 9: Tres secciones basales de piroxeno epidotizadas, vistas en nicols paralelos, junto con unos pequeños cristales de cuarzo ubicados dentro de un mineral opaco, rodeados de una masa fundamental rica en plagioclasa.

Identificación muestra: T2D1506 (Foto 10).

Coordenadas: 354786/6785848.

Clasificación roca: Toba-lapilli lítica.

Fragmentos vítreos: No se observan esquirlas, aunque se cree que todo el vidrio fue alterado a hematita.

Cristales y fragmentos de cristales (5%): Se observan unos pocos fragmentos de plagioclasa, que miden cerca de 0,1mm, dentro de los cuales algunos presentan alteración a sericita.

Fragmentos líticos (90%): Son polimícticos y sus tamaños varían entre 0,5-3 cm, se observan fragmentos angulosos de lavas andesíticas con textura traquítica y escorias altamente vesiculares (> 50%), con vesículas rellenas con calcita y cuarzo.

Matriz (5%): Probablemente fue vítrea originalmente, con microlitos de plagioclasa, y fue posteriormente alterada a hematita.

Minerales opacos: Destaca la hematita, que altera al vidrio tanto en la matriz, como en los clastos.

Observaciones: Toba lapilli, muy clásica con zonas de contactos irregulares entre clastos, matriz muy difícil de distinguir respecto a clastos, pero está compuesta de vidrio hematitizado y microlitos de plagioclasa. Sus clastos son de escorias cuya vesiculación llega a superar en algunos casos el 50%, y lavas andesíticas con microlitos de plagioclasa alineados como textura traquítica.

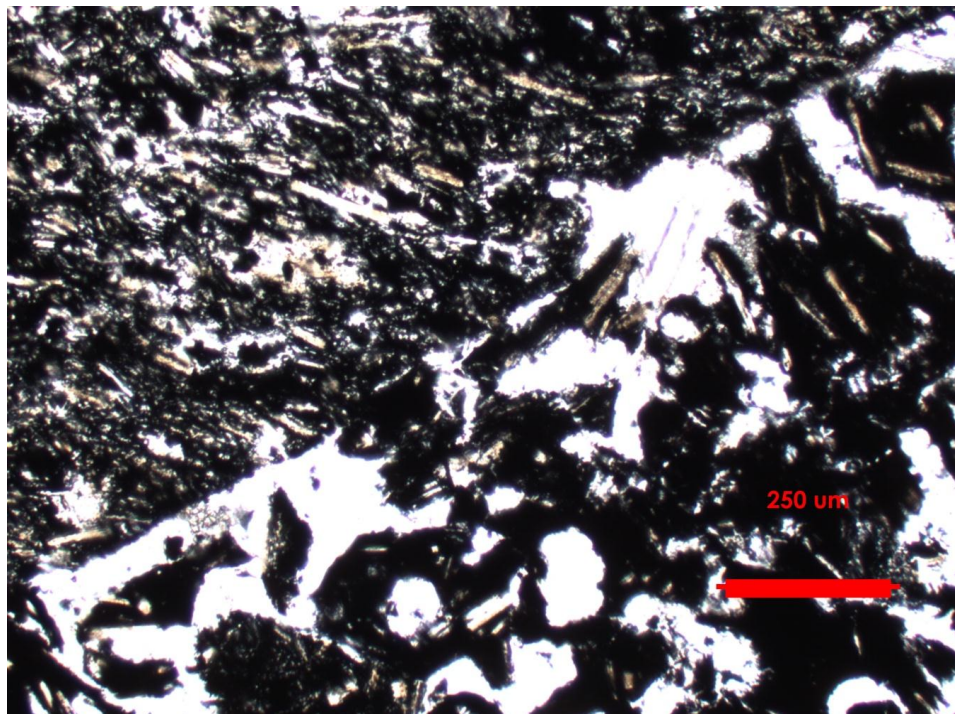


Foto 10: Vista del contacto entre 2 clastos de toba lapilli a nicoles paralelos, el primero, arriba a la izquierda es lava con textura traquítica. Abajo, a la derecha, se encuentra escoria con cuarzo y calcita relleno sus vesículas.

Identificación muestra: T3D401 (Foto 11).

Coordenadas: 354561/ 6784521.

Clasificación de la roca: Lava andesítica autobrechizada.

Textura:

- Grado de cristalinidad: Holocristalina.
- Tamaño de los fenocristales: 0,5 a 1 mm.
- Textura de la masa fundamental: Traquítica.

Fenocristales:

- Cuarzo: No se observa.
- Plagioclasa (4%): Cristales de 0,5 a 1,5 mm, macla polisintética, cristales alargados, en su mayoría subhedrales, presenta alteraciones de asociaciones de epidota con esmectita.
- Feldespato potásico (6%): Cristales de 1 a 1,5 mm, poseen macla de Tartán, son subhedrales, adentro presenta cristales de alteración a epidota.
- Minerales ferromagnesianos: No se observan.

Masa fundamental:

- Textura: Traquítica.
- Composición mineralógica: Plagioclasa (60%) y hematitas (28%).

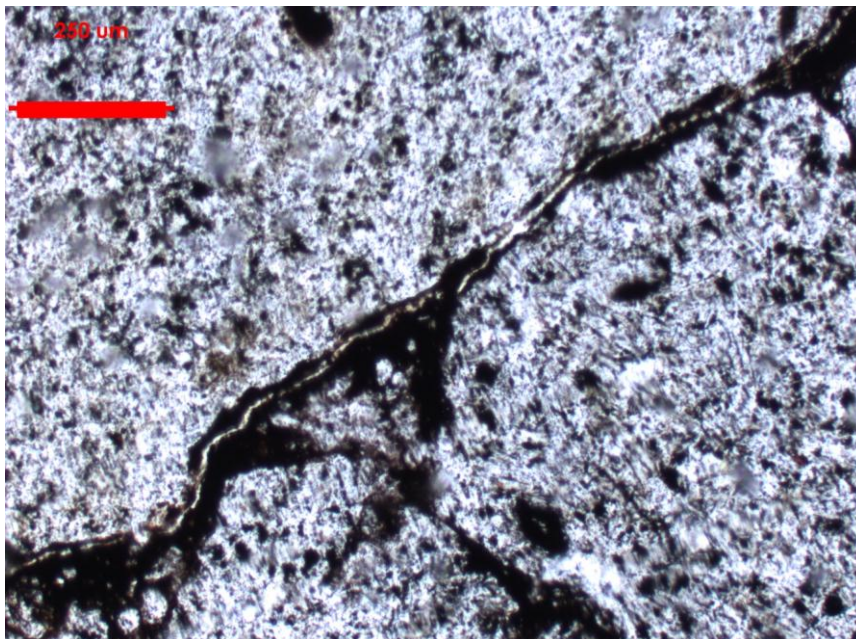


Foto 11: Vista de textura fragmental en autobrecha a nicoles paralelos, vetilla que separa clastos está rellena con hematita.

Minerales opacos: Principalmente hematitas, que rellenan los espacios entre autoclastos, pero también se encuentran presentes en la masa fundamental.

Microvetillas: Se observan vetillas secundarias de cuarzo (2%).

Observaciones: Lava autobrechizada, presenta hematita relleno sus espacios, probablemente se formó vidrio en esa zona, el que posteriormente se oxidó formando hematita.

Identificación muestra: T3D402 (Foto 12).

Coordenadas: 354571/ 6784598.

Clasificación de la roca: Lava andesítica.

Textura:

- Grado de cristalinidad: Holocristalina.
- Tamaño de los fenocristales: 0,5 a 1,5 mm.
- Textura de la masa fundamental: Porfídica.

Fenocristales:

- Cuarzo: No se observa como fenocristal.
- Plagioclasa (12%): Se observan cristales anhedrales, de hasta 1 mm de largo, fuertemente alterados a calcita y sericita.
- Feldespato potásico No se observan, al menos no alterados.
- Minerales ferromagnesianos: No se observan, aunque no se descarta que algunos hayan sido reemplazados por óxidos de hierro, sin embargo, no se ven fenocristales con secciones basales asignables a algún mineral específico.
- Además de lo anterior, se observan cuerpos irregulares que posiblemente fueron vesículas rellenas con calcita (8%), igualmente se observa un pequeño porcentaje de vesículas (5%), que no son rellenas con ningún mineral.

Masa fundamental:

- Textura: Porfídica.
- Composición mineralógica: Asociación de plagioclasa (20%), clorita (20%) y esmectita (15%), con unos pocos minerales opacos de hematita (13%). Además se observa cuarzo (7%), este cuarzo en su mayoría sería secundario.

Minerales opacos: Hay algunos óxidos de hierro, posiblemente de hematita, de forma irregular, cuyo tamaño no es mayor a 0,8 mm.

Minerales accesorios: Rutilo (<1%).

Observaciones: Roca volcánica andesítica extremadamente alterada, fenocristales difíciles de distinguir, producto de su alteraciones con calcita y sericita, aun así, existen vesículas, algunas de ellas rellenas, junto con una masa fundamental, en la cual aún se distinguen plagioclasas, pese a estar muy alteradas por clorita y esmectita. Además se observan cuarzos con deformación intracristalina, se cree que fueron de origen secundario y rellenaban pequeñas vesículas.

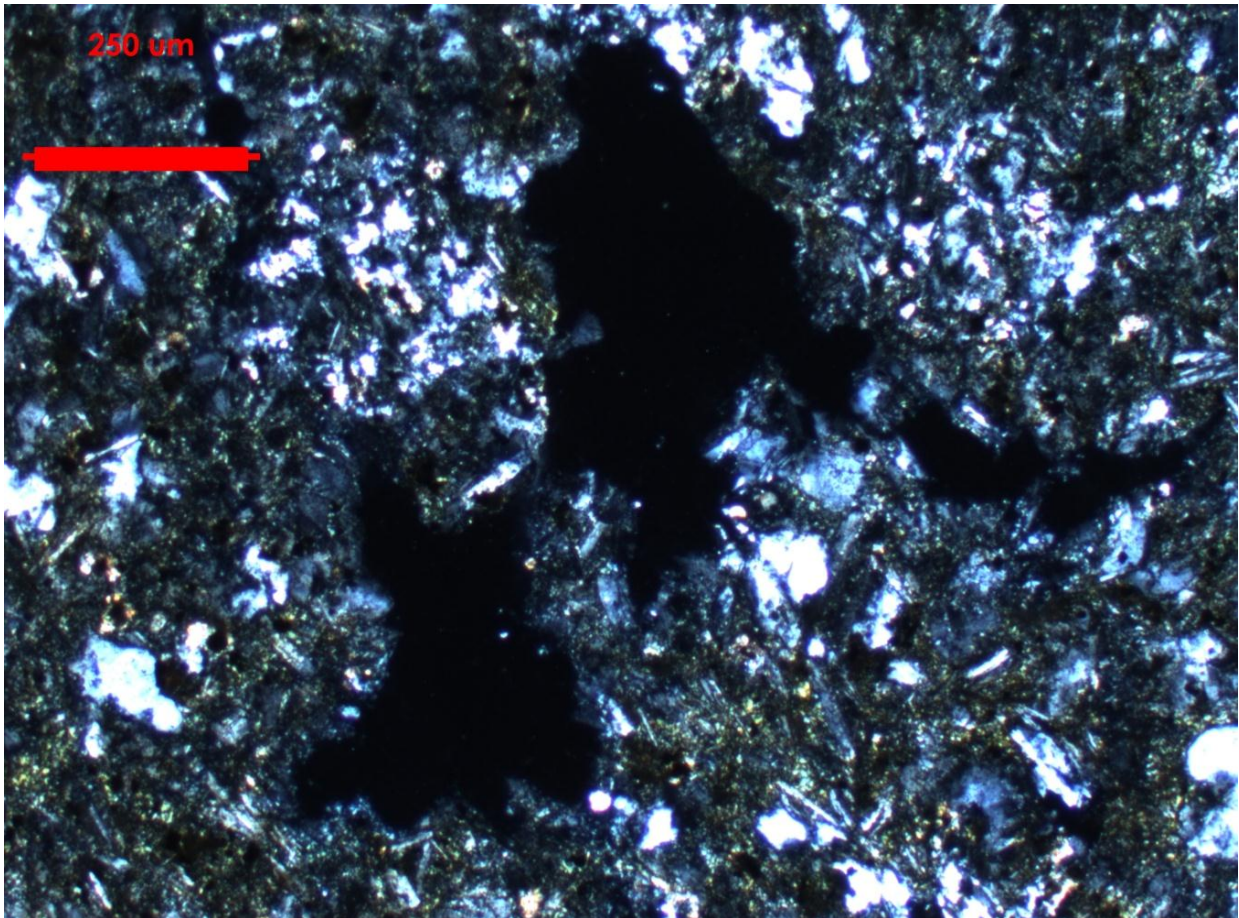


Foto 12: Vesículas sin rellenar rodeadas de una masa fundamental de plagioclasa, esmectita y clorita.

Identificación muestra: T3D601 (Foto 13).

Coordenadas: 347357/ 6772591.

Clasificación roca: Toba vítrea desvitrificada.

Textura: Porfídica.

Fragmentos vítreos (60%): Son parte de la masa fundamental, en su gran mayoría están desvitrificado a cuarzo y feldespatos anhedrales que miden en torno a 0,1 mm. Además, se observan pequeñas esquirlas de vidrio.

Cristales y fragmentos de cristales (15%): Fenocristales de plagioclasas alteradas a arcillas, subhedrales fragmentadas, con tamaños entre 1 a 2 mm. Además se observan calcitas subhedrales con tamaños hasta 1,5 mm.

Fragmentos líticos (10%): Poseen tamaños que oscilan entre los 0,5 y los 3,5 mm y son principalmente de lava, algunos de ellos están alterados a hematita y poseen formas irregulares.

Masa fundamental: Compuesta por pequeños cristales de cuarzo y feldespato desvitrificados.

Minerales opacos (15%): Se observan óxidos de hierro con formas irregulares en la masa fundamental.

Observaciones: Toba vítrea, cuya masa fundamental era originalmente vidrio y posteriormente se desvitrificó a minerales muy ricos en sílice como cuarzo y feldespato, presenta fragmentos grandes de cristales de plagioclasa y líticos de lava que pudieron haber sido fragmentos juveniles.

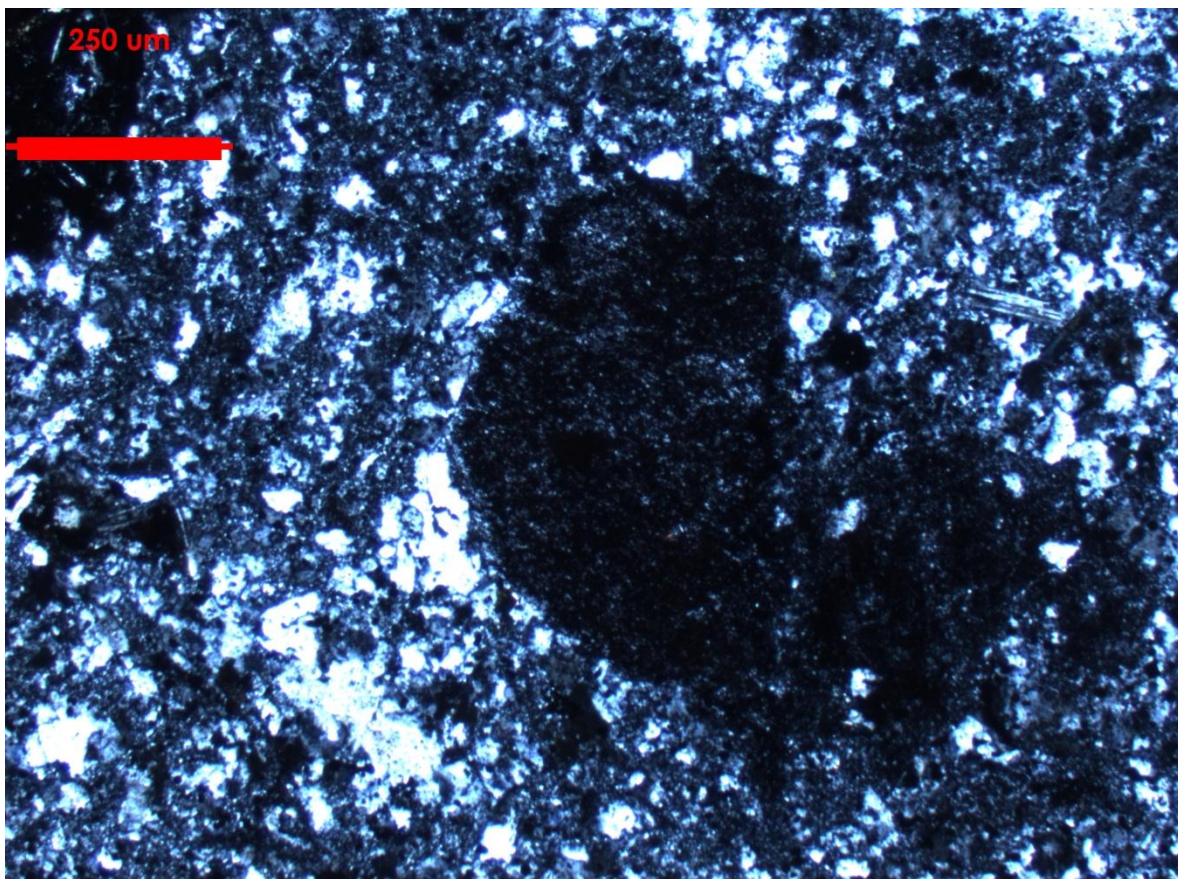


Foto 13: Clasto de lava rodeado de pequeños cristales de cuarzo y feldespato observados en la masa fundamental.

Identificación muestra: T3D602 (Foto 14).

Coordenadas: 347427/6772442.

Nombre roca: Limolita roja.

Componentes:

- Arcilla y limos: 60% limos y 15% arcillas, compuestas principalmente por hematitas rojas.
- Granos: 5% de cuarzo, alterado por carbonatos. 15% de feldespatos. Se observa una ausencia total de fragmentos líticos.

Cemento: Se observa material oscuro, presumiblemente óxidos de hierro uniendo los granos.

Textura: Limosa-arcillosa.

Granulometría: 5% grano fino, 20% grano muy fino, 60% limos y 15% arcillas.

Observaciones: Roca laminada, compuesta principalmente por laminaciones muy ricas en hematita, tamaño limo. Hay laminaciones de grano muy fino, compuestas principalmente de cuarzo., el cual está carbonatado, se observa también cuarzo y feldespatos, estos últimos alterados a sericita. Se observan esquirlas recristalizadas, propias de las tobas, cuyo pequeño porcentaje no altera el carácter sedimentario de la roca. Se observan además bandas negras, presumiblemente óxidos de hierro, producto dl gran porcentaje de óxidos de hierro que posee el corte y su ausencia de calcita, se dice que la limolita roja, es de origen continental.

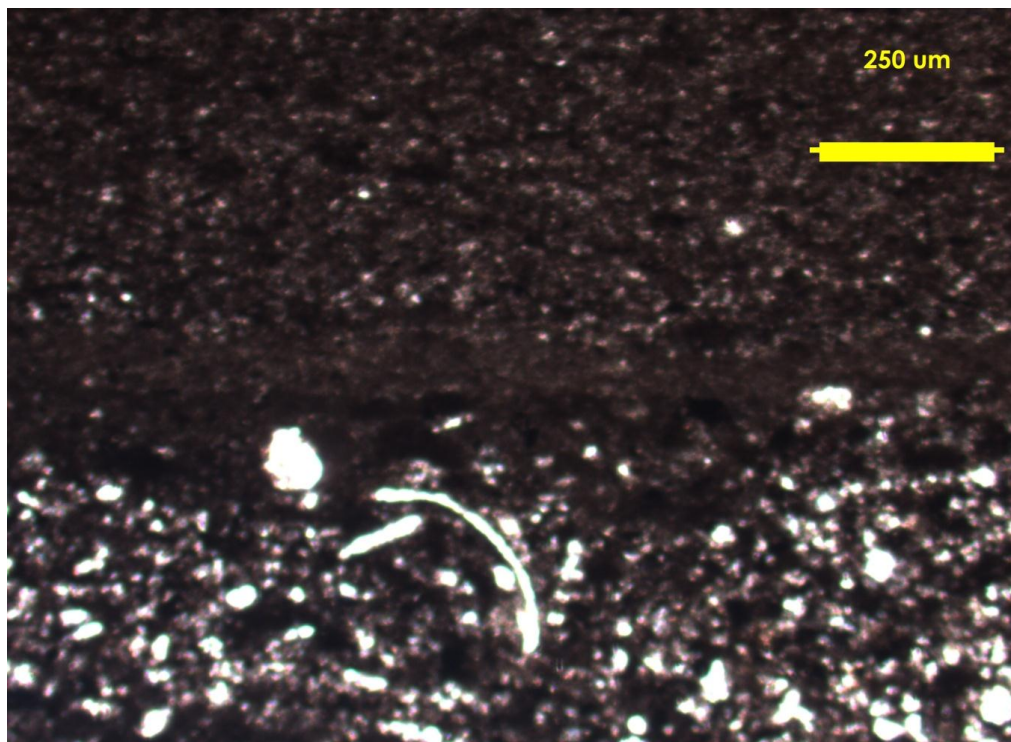


Foto 14: Laminaciones de cuarzos juntos con pequeños cristales de hematita.

Muestra: T3D603 (Foto 15).

Nombre roca: Arcillolita.

Componentes:

- Arcilla: 90% de arcillas color grisáceo.
- Granos: Se observan principalmente plagioclasas y opacos, también hay pequeños granos de calcita y cuarzos tectonizados.

Cemento: Rojizo, compuesto principalmente por hematita.

Textura: Esfericidad media, clastos subredondeados, moderada selección.

Granulometría: Grano medio (0,0625-2mm) (10%), partículas finas (90%).

Observaciones: Roca con matriz extremadamente fina y pocos granos de plagioclasa, opacos y cuarzo, estos están dispersos por toda la muestra. Parte de esas plagioclasas están sericitizadas.

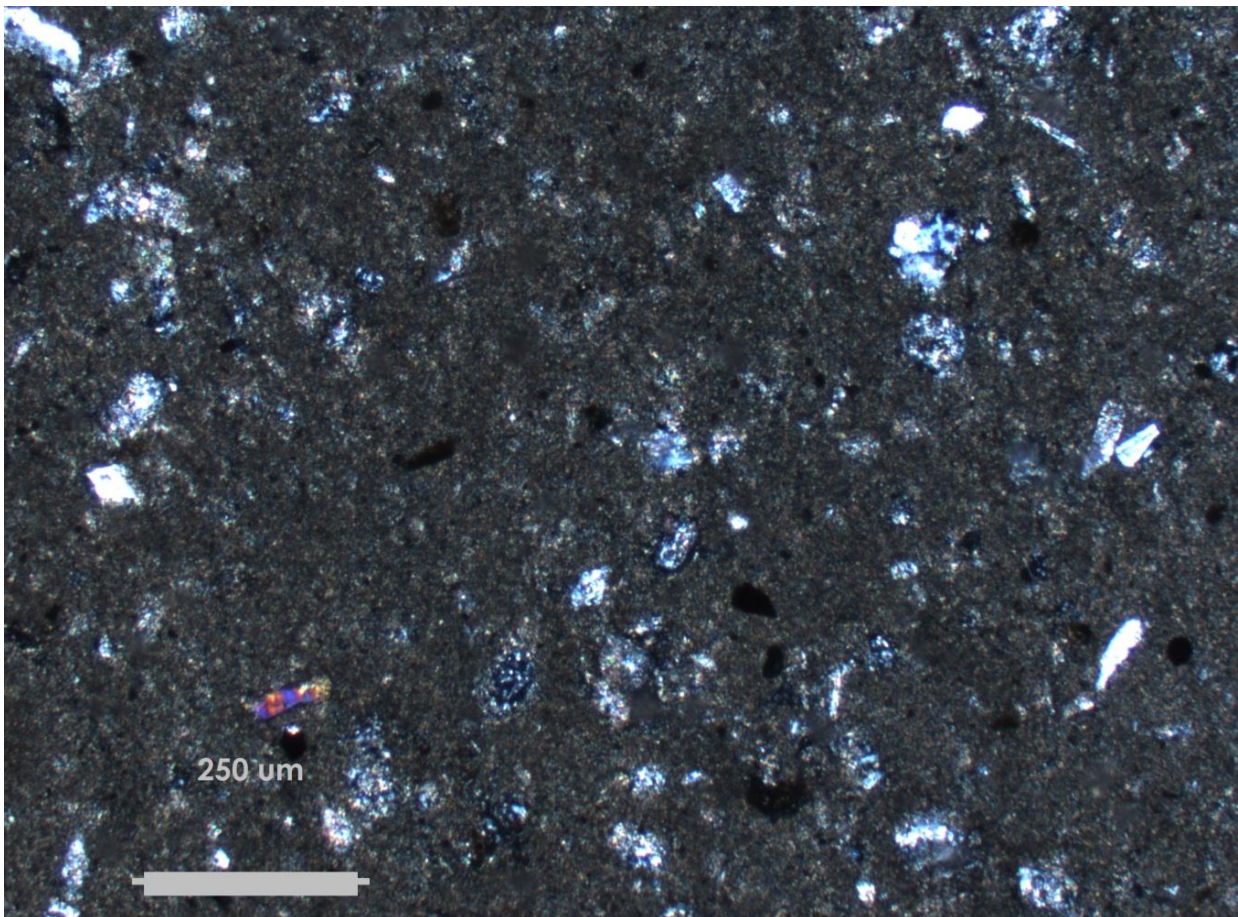


Foto 15: Granos de cuarzo y plagioclasa dentro de una matriz muy fina.

Identificación muestra: T3D604 (Foto 16).

Coordenadas: 346925/ 6772845.

Clasificación de la roca: Andesita porfídica.

Textura:

- Grado de cristalinidad: Holocristalina.
- Tamaño de los fenocristales: 0,3 a 2 mm.
- Textura de la masa fundamental: Porfídica.

Fenocristales:

- Cuarzo: No se observa.
- Plagioclasa (45%): Cristales alargados, grano muy fino a medio, hasta 2 mm, en su mayoría subhedrales a euhedrales, con maclas polisintéticas, presentando una leve alteración a sericita.
- Feldespato potásico (25%): Cristales alargados, grano muy fino a medio, hasta 2 mm, subhedrales a anhedrales, con macla de Carlsbad, presenta alteración a sericita.
- Minerales ferromagnesianos: Si bien inicialmente, no se observan en el corte, se observan formas semejantes a las caras basales de una anfíbola en gran parte de los minerales opacos; por lo que se asume, que los óxidos de hierro como hematita y limonita reemplazaron a los minerales ferromagnesianos.

Masa fundamental:

- Textura: Holocristalina equigranular.
- Composición mineralógica: Se observaron plagioclasas, óxidos de hierro como limonita, hematita y rutilo.

Minerales opacos (20%): Óxidos de hierro como limonita y hematita, que reemplazaron a minerales ferromagnesianos como las anfíbolas.

Minerales accesorios: Se encontró rutilo (<1%) dentro de la masa fundamental y amígdalas rellenas con calcita (10%).

Observaciones: Andesita porfídica holocristalina con masa fundamental compuesta por feldespatos, tanto albita como ortoclasa, también se encuentran rutilo y minerales opacos. Posee fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, calcita y minerales opacos, dentro de los cuales se encuentran la limonita y la hematita, estos minerales opacos, subhedrales, poseen semejanza con las caras basales de una anfíbola, por lo que se asume, que los minerales opacos fueron el reemplazo de estas últimas.

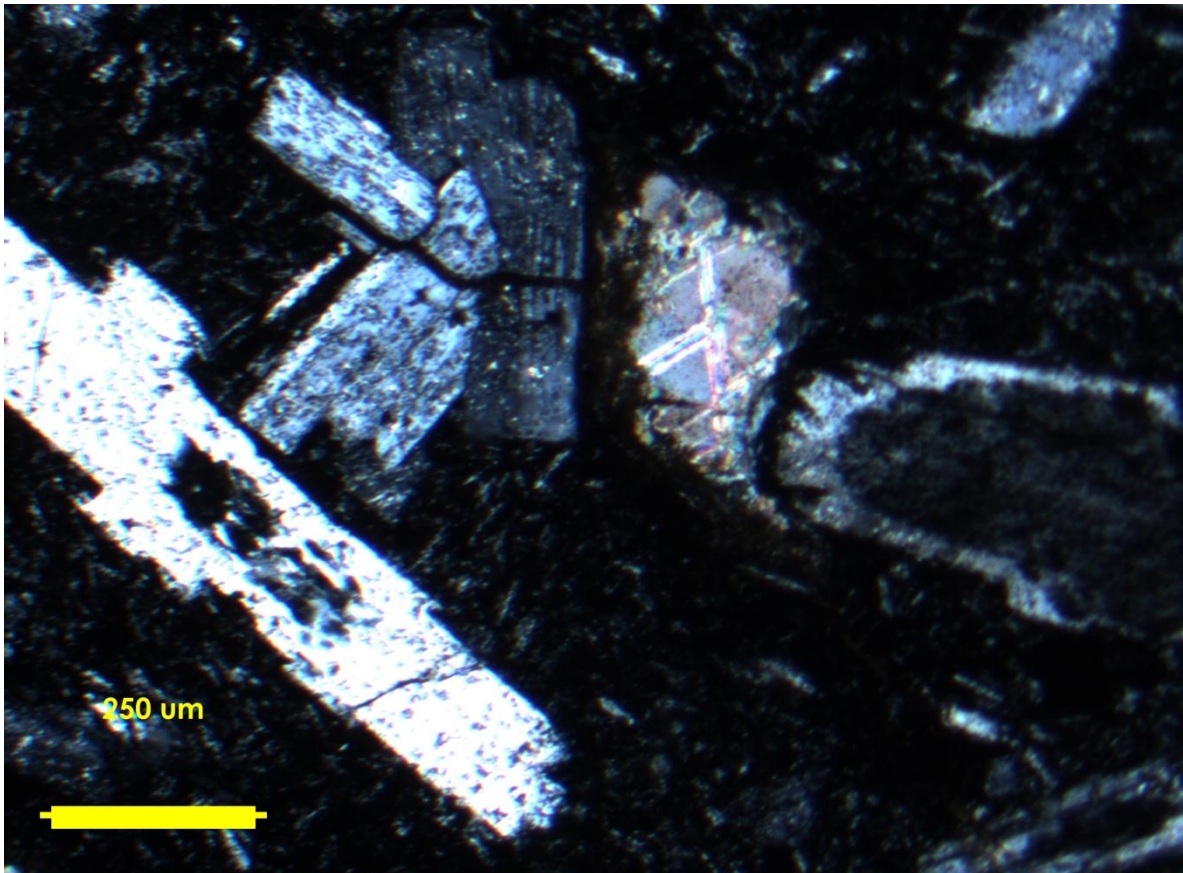


Foto 16: Fenocristales de plagioclasa, junto a vesículas rellenas de calcita.

Identificación muestra: T3D901 (Foto 17).

Coordenadas: 349992/6781150.

Clasificación de la roca: Andesita.

Textura:

- Grado de cristalinidad: Holocristalina.
- Textura de la masa fundamental: Traquítica glomeroporfírica.

Fenocristales: Son muy pequeños, con tamaños entre los 0,2 a 0,6 mm.

- Cuarzo: No se observa.
- Plagioclasa: Presente sólo como parte de la masa fundamental.
- Feldespato potásico (2%): Se observan unos pocos cristales alterados a clorita y esmectita, cuyo tamaño está en torno a los 0,5 mm.
- Minerales ferromagnesianos (5%): Se observan secciones basales y longitudinales de piroxenos subhedrales, los cuales están aglutinados entre sí,

sus tamaños varían entre 0,2 y 0,6 mm, se ven frecuentemente alterados por asociaciones de clorita con esmectita.

Masa fundamental: Compuesta principalmente por cristales de Plagioclasa (50%), alineados, cuyos espacios están rellenos por minerales opacos café-rojizos de hematita (35%) y alteraciones clorita-esmectita (8%).

Minerales opacos: Pequeños cristales de hematita café rojizos, los cuales son parte de la masa fundamental.

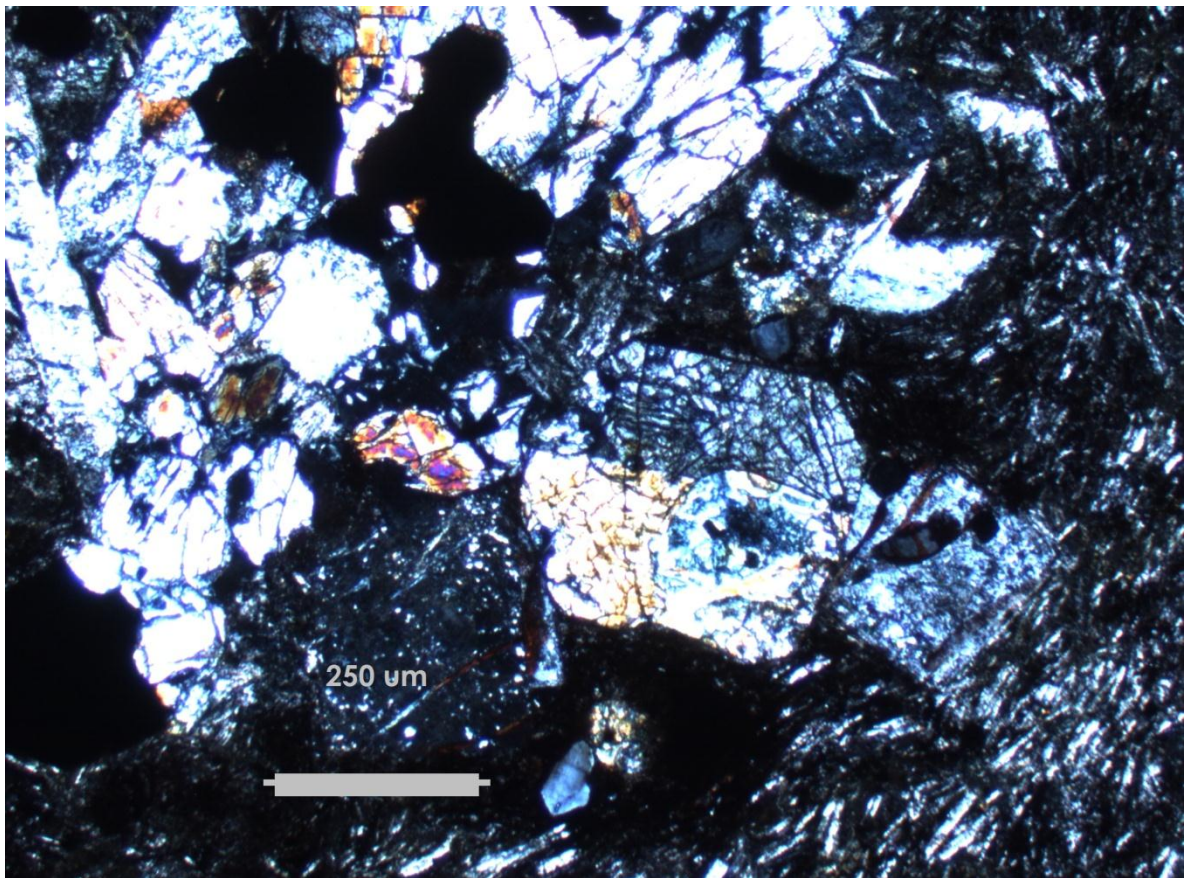


Foto 17: Fenocristales de piroxeno, algunos de ellos basales, rodeados por microlitos de plagioclasa.

Identificación muestra: T3D902 (Foto 18).

Coordenadas: 350007/ 6781123.

Clasificación roca: Brecha tobácea lítica.

Fragmentos vítreos: No se observan.

Cristales y fragmentos de cristales (2%): Se observan fragmentos de calcita, forma muy irregular.

Fragmentos líticos (84%): En su mayoría miden en torno a los 2 mm, son de baja esfericidad, subangulosos, hay fragmentos de color claro, compuestos principalmente

por cristales de plagioclasa muy pequeños (<0,5 mm), estos son alterados a clorita y esmectita. Además hay otros fragmentos de matriz oscura y cristales de Plagioclasa que podrían ser fragmentos de tobas.

Matriz (10%): Microlitos de hematita que unen los granos.

Minerales opacos (4%): Óxidos de hierro, con bordes rojizos que pueden ser asociados a óxidos de hierro como la hematita.

Observaciones: Brecha tobácea compuesta casi enteramente de fragmentos líticos, es clastosoportada, con matriz muy oxidada rica en hematita, clastos subangulosos y poco redondeados, con lo cual se hace notar el poco transporte, los fragmentos líticos están principalmente compuestos por clastos de lava, muy ricos en plagioclasa y clastos de toba con matriz muy oscura.

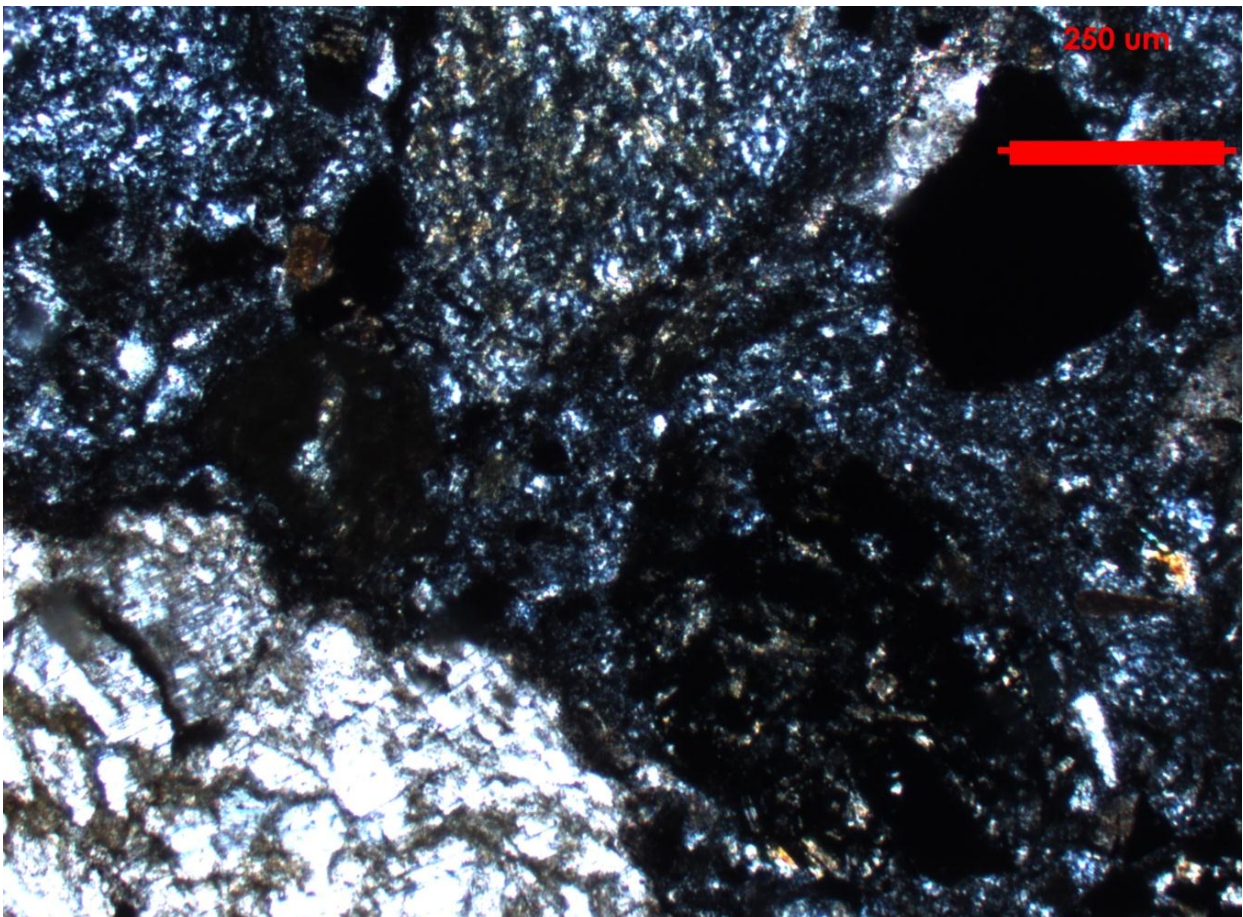


Foto 18: Fragmentos de lava angulosos con un fragmento de calcita (color blanquecino).

Identificación muestra: T3D903 (Foto 19).

Coordenadas: 348903/6781686.

Clasificación de la roca: Andesita.

Textura:

- Grado de cristalinidad: Holocristalina.
- Tamaño de los fenocristales: 1-5 mm.
- Textura de la masa fundamental: Porfídica.

Fenocristales:

- Cuarzo: No se observa.
- Plagioclasa (15%): Fenocristales subhedrales con tamaños entre 1-5 mm, macla polisintética, algunos de ellos fragmentados y con alteraciones calcáreas.
- Feldespato (5%): Fenocristales subhedrales, poseen tamaños entre 1-3 mm, macla de Carlsbad y alteraciones calcáreas.
- Minerales ferromagnesianos: No se observan, sin embargo, no se descarta que hayan sido reemplazados por óxidos de hierro.

Masa fundamental: Presenta microlitos de plagioclasa (31,5%) de 0,1 - 0,2 mm, alteraciones de calcitas (13,5%) y óxidos de hematita (10%). El resto de la masa fundamental es rellena con minerales opacos (22,5%).

Minerales opacos: Se observan como hematitas reemplazando cristales o como minerales oscuros relleno la masa fundamental.

Microvetillas: Se observan unas pocas microvetillas, subparalelas entre sí, que muestran asociaciones de cuarzo microcristalino, clorita y calcita.

Observaciones generales: Andesita porfídica, holocristalina, con fenocristales subhedrales de plagioclasa, feldespato y hematita. Presenta microvetillas subparalelas entre sí, rellenas con cuarzo microcristalino, clorita y calcitas. Junto con lo anterior se encuentran vesículas rellenas con calcita. Si bien se observan plagioclasas fragmentadas, la ausencia de líticos y fiammes dificultan la posibilidad de que sea una toba.

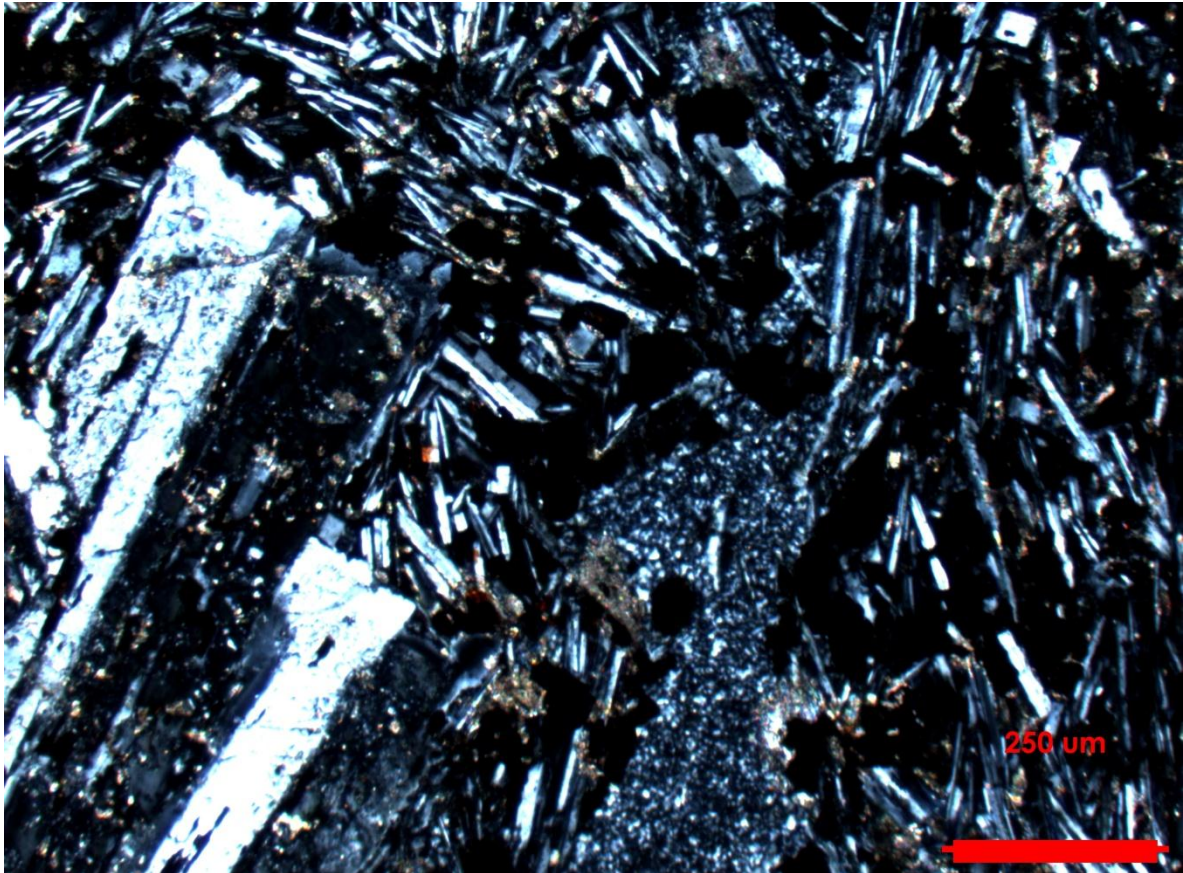


Foto 19: Fenocristales de plagioclasa rodeados por una masa fundamental de plagioclasas más pequeñas, minerales opacos y calcita.

Identificación muestra: T3D904 (Foto 20).

Coordenadas: 348395/6782019.

Clasificación de la roca: Andesita.

Textura: Afanítica equigranular.

- Grado de cristalinidad: Holocristalino.
- Tamaño de los fenocristales: 0,1-0,3 mm.
- Textura de la masa fundamental: Afanítica equigranular.

Fenocristales: No hay muchos cristales que se vean a simple vista, producto del carácter afanítico de la lava.

Masa fundamental: Matriz muy abundante en cristales de plagioclasa, equigranulares, que miden entre 0,1 y 0,3 mm, además, es posible encontrar pequeñas amígdalas rellenas por calcita (5%) y clorita (5%).

Minerales opacos (15%): Se sabe que rellenan los intersticios entre plagioclasas, pero es difícil determinar con precisión cual.

Observaciones: Algunas de las amígdalas rellenas por clorita presentan bordes de reacción, por lo que se sospecha que pueden ser un fragmentos accesorios a la lava posteriormente cloritizados.

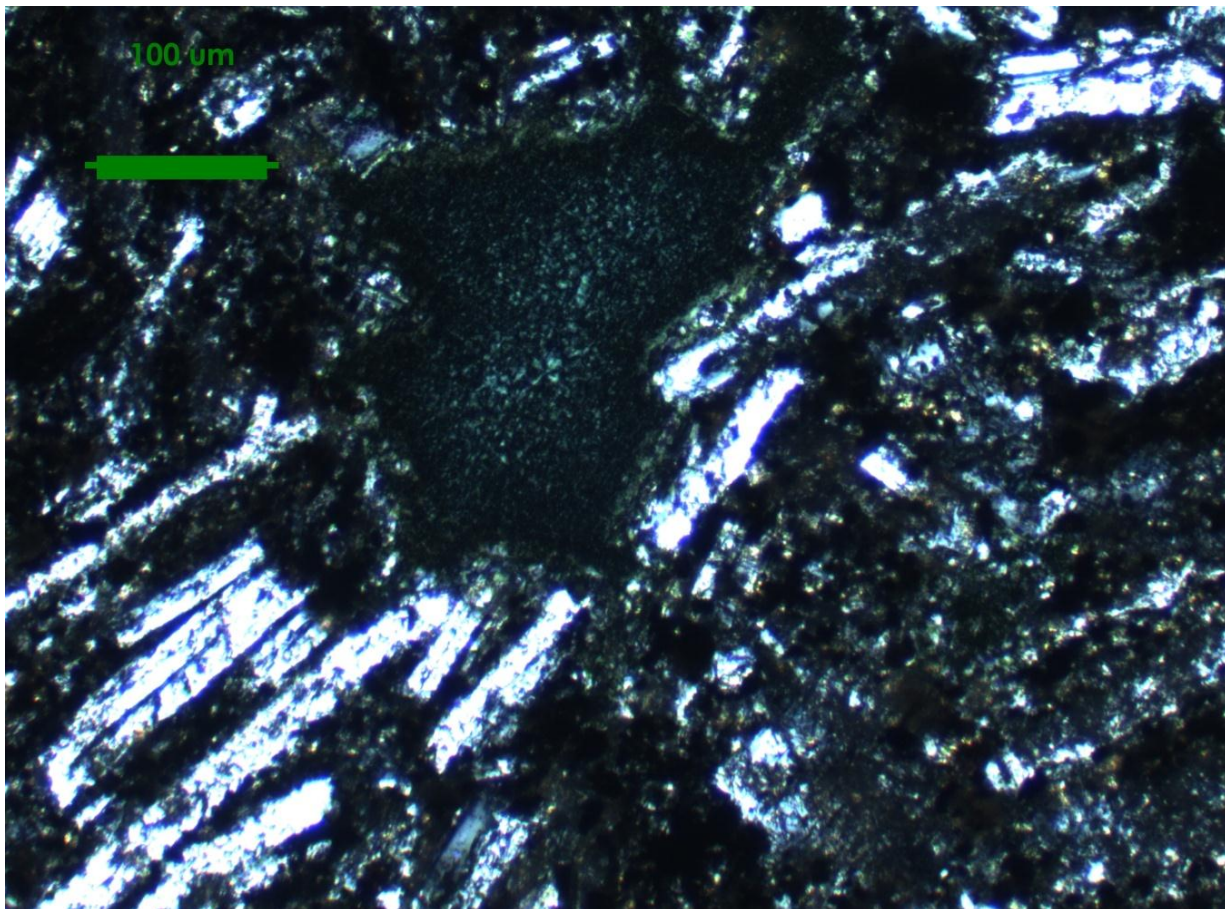


Foto 20: Cristales de plagioclasa rodeando as una vesícula rellena con clorita.