

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**VOLCANISMO Y EXTENSIÓN DURANTE EL NEÓGENO AL SUR DE LA PROVINCIA
VOLCÁNICA DE PUERTECITOS, BAJA CALIFORNIA**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

PAULA GARCÍA CARRILLO

Ensenada, Baja California, México, Agosto del 2007

RESUMEN de la tesis de **PAULA GARCÍA CARRILLO**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA. Ensenada Baja California, México. Agosto de 2007.

VOLCANISMO Y EXTENSIÓN DURANTE EL NEÓGENO AL SUR DE LA PROVINCIA VOLCÁNICA DE PUERTECITOS, BAJA CALIFORNIA

Resumen aprobado por:

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas

Director de Tesis

El cese de la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana dio paso al inicio de la extensión cortical en lo que hoy se conoce como el Golfo de California y a la formación, a su vez, de la Provincia Extensional del Golfo (PEG). A lo largo del margen oeste del Golfo de California, y en especial en la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP) ha sido documentado volcanismo explosivo, Neógeno tardío, asociado a la apertura del rift. El último episodio volcánico del Neógeno está posiblemente relacionado con la extensión, durante la apertura de la cuenca Delfín Inferior, en el Plioceno medio-tardío. En este trabajo se documenta la estratigrafía volcánica al sur de la Provincia Volcánica de Puertecitos, en la zona de El Huerfanito. Ésta comprende cuatro grupos principales: el Grupo 1 es el basamento granítico-metamórfico Mesozoico. El Grupo 2 son rocas volcánicas y volcanosedimentarias relacionadas con el arco de edad Mioceno medio. Los Grupos 3 y 4 son rocas volcánicas sin-rift interestratificadas con depósitos aluviales. El Grupo 3 incluye dos flujos piroclásticos pobremente soldados y ricos en cristales y una lava afanítica de composición dacítica. La mineralogía distintiva de estas tobas cristalinas es augita, sanidino-microclina y cuarzo. Dos fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de fusión por pasos en sanidino indican edades de isocrona de 6.12 ± 0.03 y 6.2 ± 0.02 Ma, consistentes con la edad de la lava dacítica de 6.1 ± 0.4 Ma. El espesor de las tobas cristalinas varía de 35 m en el noreste a 10 m en el suroeste a lo largo de 5 Km de distancia. El Grupo 4 comprende tres subgrupos con características litológicas distintivas. El subgrupo Inferior consiste en tres tobas pumicíticas que rellenan paleorelieve. El subgrupo Intermedio incluye dos tobas líticas de gran espesor y distribución espacial. El subgrupo Superior se caracteriza por tobas delgadas densamente soldadas y un depósito de fragmentos aglutinados máficos. En general, el Grupo 4 se caracteriza por la presencia de minerales máficos (dos piroxenos, plagioclasa y minerales opacos) y por la ausencia de cuarzo y feldespatos potásicos como fenocristales. Tres experimentos de calentamiento por pasos en matriz vítrea acotan este pulso volcánico explosivo entre 2.9 ± 0.1 Ma y 2.3 ± 0.03 Ma. Los espesores individuales de las unidades del Grupo 4 se incrementan hacia el noreste y en conjunto alcanzan los ~150 m. La orientación de los ejes de susceptibilidad magnética ($n=20$), la distribución de espesores y número de unidades de enfriamiento indican que la fuente de estas ignimbritas se localiza al noreste de la zona de estudio.

La deformación en el área de estudio se caracteriza por un arreglo de fallas

normales de alto ángulo de dirección NNW que buzan hacia el oeste y presentan desplazamientos normales menores a 40 m en general. Los datos de foliación eutaxítica y estratificación de los grupos 3 y 4 son similares, lo que sugiere que la mayor parte de la deformación es posterior a 2.3 Ma, no obstante datos de imbricación de clastos en los depósitos conglomeráticos de los grupos 2 y 3 indican que la dirección de transporte de sedimentos hacia el Golfo de California inició antes de 6 Ma. Secciones balanceadas en el área de estudio muestran que la extensión post-2.3 Ma es <10%, lo que sugiere que la región del Huerfanito posiblemente es una zona de acomodación de extensión entre dos zonas de cizalla lateral derecha, una a lo largo del escarpe del Golfo y otra paralela al margen peninsular, al este de la línea de costa actual.

El volcanismo explosivo de la PVP puede servir como un horizonte marcador, útil en líneas sísmicas marinas para la reconstrucción de la cronología y magnitud de extensión a través de los márgenes conjugados de la cuenca Delfín Inferior.

Palabras clave: Volcanismo Plioceno, toba, extensión, ^{40}Ar - ^{39}Ar , ASM.

ABSTRACT of the Thesis of **PAULA GARCÍA CARRILLO**, presented as partial requirement to obtain the MASTER IN SCIENCE grade in GEOLOGY. Ensenada, Baja California, México. August of 2007.

VOLCANISM AND EXTENSION DURING NEOGENE IN THE SOUTH OF THE PUERTECITOS VOLCANIC PROVINCE, BAJA CALIFORNIA

ABSTRACT

The end in the subduction of the Farallon Plate under Northamerica plate was the begining of the crust extension in the actual Gulf of California and the formation of the Gulf Extensional Province (GEP). Late Neogene syn-rift explosive volcanism occurred in the Puertecitos Volcanic Province along the western margin of the Gulf of California. This volcanic episode is possibly related to extension during opening of the lower Delfin basin in mid-late Pliocene time. In this work we document the volcanic stratigraphy in the southern Puertecitos Volcanic Province. This comprises four main groups: Group 1 is the granitic and metamorphic Mesozoic basement. Group 2 is a mid-Miocene, arc-related volcanic and sedimentary apron. Groups 3 and 4 are syn-rift volcanic units interstratified within alluvial conglomerate. Group 3 includes a non-welded, crystal-rich pyroclastic flow deposit, and a dark glassy dacite lava flow. Distinctive mineralogy of the crystal tuff is augite, sanidine-microcline and quartz. Two $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ laser step-heating experiments on sanidine grains yielded an 6.18 ± 0.03 Ma isochron age, consistent with a 6.1 ± 0.4 Ma plateau age obtained in the dacite lava. Thickness of the crystal tuff varies from 35 m in the northeast to 10 m in the southwest along 5 km of distance. Group 4 comprises three subgroups with distinctive litologic characteristics. The under subgroup include three pumicitic tuffs filling paleoreliefs. The intermediate subgroup comprises two thicker and widespread lithic tuffs. The upper subgroup is characterized by thin densely welded tuffs an a spatter mafic deposit. In general, the Group 4 is characterized by the presence of mafic minerals (two piroxenes, plagioclase and opaque minerals) and by the lack of quartz and potassic feldspar phenocrysts. Three laser step heating experiments on groundmass samples constrain this pulse of explosive volcanism between 2.9 ± 0.1 and 2.3 ± 0.03 Ma. Thicknesses of individual units increase to the northeast and collectively reach up to 150 m. The magnetic susceptibility axes orientation (n=20), the thicker distribution and the number or cooling units indicate that the ignimbrites vent is located to the northeast from the study area.

The deformation is characterized by a series of NNW-trending, west-dipping, high-angle normal faults with less than 40 m of throw. The eutaxitic foliation and stratification datas in groups 3 and 4 are similar suggesting that the main deformation was post-2.3Ma, nevertheless clast imbrication data inthe conglomeratic deposits of groups 2 and 3 indicate that the sediment transport direction to the Gulf of California begin before 6 Ma. Balanced sections in the study area show a <10% extension post-2.3 Ma suggesting that the Huerfanito region possibly was an extension accomodate zone between two dextral strike-

slip shear zones, one through the Main Gulf Scarp and the other one parallel to the peninsular margin, to the east of the actual coast line.

The explosive volcanism in the PVP can be useful like a marker horizons in marine seismic lines for reconstructing the timing and amount of extension across conjugate margins in the Lower Delfin basin.

Keywords: Pliocene volcanism, tuffs, extension, ^{39}Ar - ^{40}Ar geocronology, ASM.

DEDICATORIA

Para Miguel

Agradecimientos

ESTA TESIS CORRESPONDE A LOS ESTUDIOS REALIZADOS CON UNA BECA OTORGADA POR LA SECRETARÍA DE RELACIONES EXTERIORES DEL GOBIERNO DE MÉXICO.

Gracias a la Dirección General de Asuntos Culturales de la Secretaría de Relaciones Exteriores del Gobierno de México, por concederme el financiamiento para mis estudios y estancia en México, entre Febrero de 2006 y Marzo de 2007.

A mis padres siempre por su apoyo incondicional desde el otro lado del Atlántico.

A mi Director de Tesis, Dr. Arturo Martín Barajas, por su paciencia y apoyo en todo momento.

A mis sinodales, Dr. Edgardo Cañón Tapia, Dra. Margarita López Martínez, M.c. Alejandro Hinojosa Corona, Dr. Luis Zavala Sansón y Dr. Luis Mungía por brindarme sus valiosas recomendaciones, su disposición para ayudarme y su buen humor en los momentos difíciles.

A todos los maestros de la División de Ciencias de la Tierra; muchos me ofrecieron su ayuda en un momento u otro de manera totalmente desinteresada.

A todos mis inolvidables compañeros de clase, de comidas, de café y cigarrillos, de trasnocho (estudiando y de fiesta), de aventones, de salidas de campo, y simplemente de grata compañía del CICESE: Víctor, Juliana, Panita, Manuel Aragón, Cristina Condori, Felipe Escalona, Carlitos Pérez, Cesar Aguilar, Doris, Toño, Emilia, Federico, Don Alfredo, Daniel, Aimée, Rosita, Abel, Polo, Pedro, Juan Carlos, Adriana, Tomás, Gina, Jazmín, Olga, Mónica, Chui Arvizu, Ena, Uriel, Juan Flores, Mónica, Lauro y Pepe. (perdonenme si algunos se me escaparon queridos amigos). Infinitas gracias por los momentos compartidos y su apoyo en las situaciones difíciles de salud y ánimo. A muchos de vosotros espero encontrármelos en el camino que nos queda.

A todo el personal directivo, técnico y administrativo del Posgrado de Ciencias de la Tierra del CICESE. En especial a José Mojarro porque sin su apoyo informático esta tesis no habría echado a andar. A Luis Gradilla por su siempre buena disposición para todo. A Susana Rosas por su alegre plática que amenizó siempre la separación mineral, a Víctor Pérez por soportar el que siempre le llenase el laboratorio de polvo y a Miguel Angel García por su agradable compañía en el laboratorio de Geocronología. También gracias a Humberto Benítez, Ramón Mendoza, Jaime Calderón y otros muchos técnicos con los que en muchos momentos la plática con ellos sirvió para olvidar los problemas. A las secretarias María Guadalupe Martínez, María del Carmen Pérez, Guadalupe Cepeda, Bárbara Uribe, Ana Rosa e Ivonne Pedrín y en especial a Marta Barrera y Conchita González por soportar durante tanto tiempo mis robos de café.

A la División de Oceanología porque en CICESE fue mi segunda familia. A mis queridos amigos: Miguel, Héctor, Fernando, Lorena, Lucía, Julien, Concha, Samantha, Yushiro, Tiago, Sandra, Paula, David, Rocío, Poke, Alicia y Iris. También en especial al Dr. Julio Candela y al Dr. Julio Sheinbaum por los buenos fines de semana en el rancho que hicieron más llevadera la maestría.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) por haberme recibido durante estos años y proporcionarme las facilidades necesarias para realizar mis estudios de Maestría. En particular quiero mencionar a Norma Fuentes, Citlali Romero, Dolores Sarracino e Ivonne Best por su apoyo en todos los trámites administrativos internos y externos durante toda mi estancia en CICESE y en especial por la buena disposición que demuestran y la alegría que derrochan las cuatro, ¡que continúen así siempre!

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN	1
<i>I.1. Marco general</i>	1
<i>I.2. Geología regional</i>	2
<i>I.3. Marco geológico del área de estudio</i>	5
<i>I.4. Objetivos</i>	7
<i>I.5. Descripción del área de estudio</i>	8
II. METODOLOGÍA	10
<i>II.1. Cartografía geológica</i>	10
<i>II.2. Columnas estratigráficas</i>	11
<i>II.3. Petrografía</i>	12
<i>II.4. Fechamiento por el método ^{40}Ar-^{39}Ar</i>	13
<i>II.5. Datos estructurales</i>	15
<i>II.6. Anisotropía de susceptibilidad magnética</i>	16
III. RESULTADOS	18
<i>III.1. Estratigrafía</i>	18
III.1.1. Grupo 1: Basamento metamórfico-granítico y sedimentos prevolcánicos Terciarios	20
III.1.2. Grupo 2: Rocas volcánicas (Tmv) y sedimentarias (Tms) del Mioceno Temprano y Medio	21
III.1.2.1. Imbricación de clastos y dirección de transporte en Tms	23
III.1.3. Grupo 3: Secuencia volcanosedimentaria del Mioceno Tardío	24
III.1.3.1. Secuencia sedimentaria (Tc) del Grupo 3	24
III.1.3.2. Imbricación de clastos y dirección de transporte en Tc	25
III.1.3.3. Tobas Cristalinas del Grupo 3	27
III.1.4. Grupo 4: Secuencia volcánica del Plioceno	28
III.1.4.1. Subgrupo Inferior	31
III.1.4.2. Subgrupo Intermedio	37
III.1.4.3. Subgrupo Superior	38
<i>III.2. Geocronología ^{40}Ar-^{39}Ar</i>	42
III.2.1. Geocronología del Grupo 3	43
III.2.2. Geocronología del Grupo 4	47
<i>III.3. Geología estructural</i>	53
III.3.1. Datos de fallas	53
III.3.2. Foliación volcánica y basculamiento de la secuencia	55
III.3.3. Estimación de la magnitud de la deformación	56
<i>III.4. Anisotropía de Susceptibilidad Magnética</i>	57
IV. DISCUSIÓN	63
<i>IV.1. Correlación regional de unidades y edad de los pulsos volcánicos</i>	63
IV.1.1. Correlación de unidades	63
IV.1.2. Anisotropía magnética y ubicación de la fuente. ¿uno o varios centros de emisión	73
<i>IV.2. Deformación y tectónica local</i>	76
IV.2.1. Orientación de fallas y edad de la deformación	76

CONTENIDO (Continuación)

	Página
IV.2.2. ¿Inversión del drenaje local?	78
IV.2.3. Implicaciones tectónicas	80
V. CONCLUSIONES	82
VI. BIBLIOGRAFÍA	84
VII. APÉNDICES	90
VII.1. A. <i>Descripción de láminas delgadas</i>	90
VII.2. B. <i>Teoría ^{40}Ar-^{39}Ar</i>	108
VII.3. C. <i>Puntos GPS</i>	111
C1.Referencias del texto a puntos de interés	111
C2.Imbricaciones Tc	111
C3.Imbricaciones Tms	112
C4.Datos ASM	112
VII.4. D. <i>Datos de Fallas</i>	113

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Mapa de localización del área de estudio con los rasgos tectónicos y morfológicos principales. La figura de arriba a la derecha muestra la Provincia Extensional del Golfo en gris oscuro y la provincia “ <i>Basin and Range</i> ” en gris claro. La geología simplificada es de I.N.E.G.I. Los rasgos tectónicos en el norte del golfo son de Aragón-Arreola, (2007).	3
2	Mapa de localización del área de estudio con los rasgos tectónicos y morfológicos principales. La figura de arriba a la derecha muestra la Provincia Extensional del Golfo en gris oscuro y la provincia “ <i>Basin and Range</i> ” en gris claro. La geología simplificada es de I.N.E.G.I. Los rasgos tectónicos en el norte del golfo son de Aragón-Arreola, (2007).	5
3	Imagen RGB del área de tesis, de Landsat TM en falso color 742. Resaltan las rocas volcánicas del Mioceno-Plioceno en colores verde y rosado más claros.	9
4	Mapa topográfico con la ubicación de las columnas estratigráficas medidas. Las líneas marcan las secciones incluidas en el mapa (Anexo). Los números en negrita se corresponden con las columnas seleccionadas para las secciones.	12
5	Mapa topográfico con la ubicación de las muestras recolectadas para láminas delgadas (triángulos grises), fechamiento (triángulos rojos) y ASM (círculos).	17
6	a) Esquema de la estratigrafía del área El Huerfanito. G1 : Basamento granítico-metamórfico; G2 : secuencia volcánica y sedimentaria del Mioceno Temprano-Medio; G3 : secuencia sedimentaria y tobas cristalinas del Mioceno Tardío; G4 : secuencia volcánica del Plioceno. b) Columna estratigráfica simplificada en la zona de El Huerfanito. El espesor de las unidades es de los máximos medidos en cada caso (Tpn-Tpli.Tpcc en afloramientos que rellenan paleorelieve).	19
7	Localización de los puntos de interés descritos en la sección de Estratigrafía (3.1). La referencia a los números se muestra en el Apéndice C1. Los nombres de los arroyos principales son de I.N.E.G.I. Los otros nombres son propuestos en este trabajo.	21

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura		Página
8	Localizaciones de las medidas de imbricación de clastos en las unidades Tc y Tms. Proyecciones estereográficas de igual área y con tamaño del círculo externo al 25%. Cada proyección representa un muestreo de n=20-30.	26
9	Columnas estratigráficas para una sección en dirección NE-SW. Nótese la desaparición de las unidades Tpms-Tpsc hacia el SW y el adelgazamiento de otras. La ubicación y orientación de las columnas se muestra en la Figura 4 (Apartado 2.2 Columnas Estratigráficas).	30
10	Contacto discordante entre las tobas pumicíticas del Grupo 4 y andesitas (Tmla) y depósitos epclásticos del Grupo 2 (Tms). Las tobas Tpli rellenan paleorelieve desarrollado en rocas del Grupo 2.	34
11	Columnas estratigráficas en una sección de dirección NW-SE. Nótese la variación del espesor de Tpn que evidencia el paleorelieve que está rellenando. Ubicación de las columnas en la Figura 4 (Apartado 2.2. Columnas estratigráficas)	36
12	a) Espectro de edad para las muestras de Tmz y Tmrs respectivamente. b) Diagrama de correlación para las mismas muestras. Gráficas obtenidas con el programa AgeCalc3.0 (DeBasabe, 2002). San: Sanidino.	44
13	Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}-^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para las muestras de las tobas Tmrs-Tmz. El diagrama muestra la liberación progresiva del Argón desglosada en los sucesivos pasos de calentamiento	45
14	Diagrama de correlación en el que se combinan las fracciones seleccionadas de los experimentos en Tmz y Tmrs.	46
15 a, b, c	Espectro de edad y diagrama de correlación de las muestras tomadas para Tpg, Tpr y Tpx. En los diagramas de correlación, los pasos en gris representan las fracciones del experimento que no se utilizaron en el ajuste de la recta. En la muestra Tpr la <i>meseta</i> en rojo representa el experimento en matriz y en amarillo el experimento en plagioclasa.	50
16	Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}-^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para el fechamiento de las rocas del Plioceno. Nótese la escala logarítmica vertical.	50

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Página		Figura
17	Proyecciones estereográficas igual área, hemisferio inferior. a) proyección de los planos de falla con los polos. La línea roja representa el plano perpendicular a la media de las direcciones de los planos de falla. b) Proyección de los planos de falla en los que se midieron las estrías. Las flechas negras representan la dirección de las estrías. No se realizó la inversión de los datos de estría para obtener el tensor de esfuerzos debido al bajo número de datos.	54
18	Representación de los polos de los planos de foliación volcánica para las rocas del Grupo 3 (en gris) y del Grupo 4 (en negro). Los planos representan el mejor ajuste para cada grupo de datos. En la figura existe una ligera diferencia ($\sim 10^\circ$) en la dirección promedio de foliación eutaxítica de ambos grupos, frente a los 3° de diferencia que se reporta en el texto. Ambas diferencias, en el texto y la figura, no son estadísticamente significativas y se considera que el ángulo de buzamiento en ambos grupos es similar.	55
19	Sección balanceada de la parte norte del área de estudio. La magnitud de extensión en el área seleccionada es muy pequeña.	56
20	Localización de los puntos dónde se tomaron las muestras para ASM separados por tipo de roca	58
21	Proyección igual área de la dirección principal de susceptibilidad magnética para muestras tomadas en Tmrs y Tmz (Grupo 3). Cada proyección representa las medidas realizadas en cada espécimen de cada una de las muestras. Los símbolos sólidos representan la media de los tensores máximo (cuadrado), mínimo (círculo) e intermedio (triángulo).	59
22	Proyección igual área de la dirección principal de susceptibilidad magnética de muestras del Grupo 4, Subgrupo Inferior. De la 5 a la 8 pertenecen a Tpli, las restantes son de la unidad Tpg-f. Símbolos como en la Figura 21	61

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Página		Figura
23	Proyección igual área de las dirección principal de susceptibilidad magnética para muestras del Grupo 4, Subgrupo Superior. Muestras 14 y 15 pertenecen al depósito aglutinado (Tpa), el resto a las cenizas soldadas (Tpr). Símbolos como en Figura 21.	62
24	Mapa con la localización de los trabajos realizados en áreas adyacentes a la zona de estudio	66
25	Correlación de tres columnas sintéticas del área de estudio con la estratigrafía de Martín-Barajas, <i>et al.</i> (1995) en el Norte y de Oskin (2001) en el Sur. De derecha a izquierda: Arroyo El Huerfanito, Arroyo Norte, Arroyo Placer de los Peralta, Arroyo Pastis y Arroyo Miramar. Los espesores de las columnas no son reales, están en proporción pero no a escala.	72
26	Proyección de los datos de AMS sobre el mapa geológico de El Huerfanito. La ubicación de las muestras se detalla en el apéndice C4. Las flechas en discontinuo representan la dirección de ubicación de los posibles centros emisores. Las líneas en color que envuelven las flechas representa la posible forma de la colada piroclástica según los datos de AMS.	75
27	Mapa del Golfo de California para la zona de estudio con los rasgos tectónicos principales. Modificado de Aragón-Arreola 2007 y Oskin 2001.	78

LISTA DE TABLAS

Tabla		Páginas
I	Síntesis petrográfica de las principales unidades volcánicas: S: grado de soldamiento: D , densamente soldada, M moderadamente soldada, N: no soldada. Vt: vitrófiro basal, Po: Pómez, Lít: Líticos, Mtz: Matriz, Crista: Cristales, Cz: Cenizas, Lv: Líticos Volcánicos, Lm: Líticos metamórficos, Lp: Líticos plutónicos, Col: Color, Text: textura, Dv: grado de devitrificación, Xf: <i>fiammes</i> , CO: café oscuro, P: púrpura, R: rojo, G: gris, N: naranja, C: café, A: amarillo, R: rosa, V: vitroclástica, FE: foliación eutaxítica, Devitrificación: o: débil, oo: moderada, ooo: intensa;	41
II	Síntesis mineralógica de las principales unidades volcánicas: Q: cuarzo, KF: feldespato potásico, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Plg: Plagioclasa, Af: anfíbol, Op: opacos, Mc: micas, C: carbonato, Ol: Olivino, Ap: Apatito, Ser: Sericita. X: mineral principal, x: mineral accesorio, x: mineral secundario.	41
III	Tabla resumen con los datos obtenidos de los experimentos de calentamiento por pasos con incremento de potencia del láser Muestras Tmrs y Tmz	46
IV	Tabla resumen con los datos obtenidos de los experimentos de calentamiento por pasos con incremento de potencia del láser. Muestra Tpg .	51
V	Tabla resumen con los datos obtenidos de los experimentos de calentamiento por pasos con incremento de potencia del láser. Muestras Tpx y Tpr.	52

I. INTRODUCCIÓN

I.1. Marco General

En el Mioceno Medio (ca. ~12 Ma) la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana cesa y culmina el cambio de régimen tectónico, dando paso entre los 12 y 6 Ma a una extensión cortical más localizada en el este y a la formación del actual Golfo de California en los últimos 5 Ma. Este cambio en la tectónica tuvo efectos más pronunciados en la parte oeste de lo que hoy se conoce como la Provincia Extensional del Golfo (PEG). La PEG comprende la región hacia el oeste de la Sierra Madre Occidental (en la costa de Sonora) hasta el escarpe principal del Golfo en la península de Baja California ([Figura 1](#)) y ha sido considerada como una continuación hacia el sur de la provincia tectónica del *Basin and Range* ([Henry y Aranda Gomez, 1992](#)).

Para entender las fases deformativas que llevaron a la apertura de las cuencas individuales del Golfo de California, es necesario establecer la posición pre-rift de las márgenes conjugadas. Para ello, la identificación de unidades volcánicas y sedimentarias distintivas en el margen peninsular del Golfo de California que pueden encontrarse en las islas y el margen de Sonora, ha permitido acotar la magnitud, la dirección y la cronología de las etapas de deformación ([Gastil et al., 1975](#); [Oskin et al., 2001](#); [Oskin y Stock, 2003](#); [Winker y Kidwell, 1996](#)). En este proceso, la identificación de unidades de distribución regional es la primera etapa para realizar la reconstrucción del evento volcánico o sedimentario y su posible correlación con áreas adyacentes.

El presente trabajo aborda el estudio de depósitos piroclásticos y epiclásticos en el campo volcánico de Puertecitos construido en cuatro etapas de actividad magmática; una a finales de la subducción (17-12 Ma) y tres durante la extensión cortical hacia los 11 Ma, ~6 Ma y ~3 Ma, respectivamente ([Martín-Barajas et al., 1995](#); [Stock y Hodges, 1989](#); [Lewis, 1994](#); [Nagy, 1997](#)). Estos pulsos de volcanismo esparcieron depósitos que fueron posteriormente segmentados y transportados tectónicamente, y su estudio aportará información valiosa sobre la relación temporal entre el proceso de extensión y el volcanismo asociado.

I.2. Geología Regional

El Golfo de California es uno de los pocos ejemplos recientes de un rift con un segmento continental al norte, y un segmento al sur en la fase inicial de apertura oceánica ([Lonsdale, 1989](#); [Curry y Moore, 1984](#)). La deformación transtensiva en esta zona de rift se caracteriza por acomodarse en fallas con fuerte componente lateral derecha (transformes) y una componente normal de menor magnitud. La componente normal también se acomoda en zonas de extensión donde la deformación está distribuida en múltiples fallas con poco desplazamiento normal ([Persaud et al., 2003](#); [Aragón Arreola et al., 2003](#)).

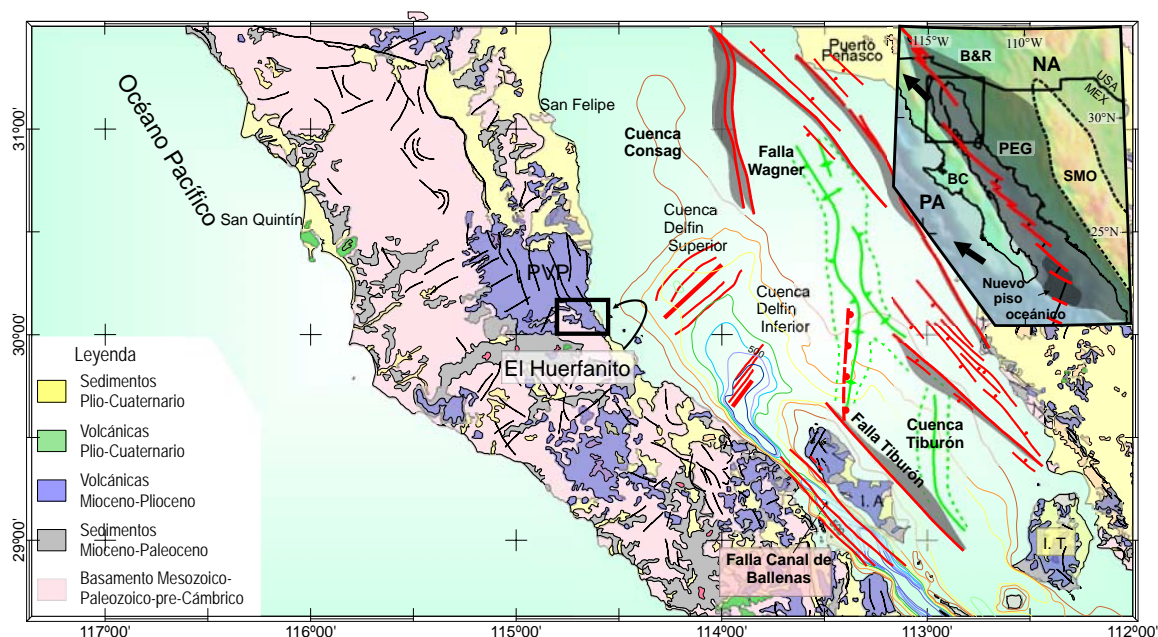


Figura 1: Mapa de localización del área de estudio con los rasgos tectónicos y morfológicos principales. La figura de arriba a la derecha muestra la Provincia Extensional del Golfo en gris oscuro y la provincia “*Basin and Range*” en gris claro. La geología simplificada es de I.N.E.G.I. Los rasgos tectónicos en el norte del golfo son de Aragón-Arreola, (2007).

En el norte del Golfo de California, las unidades volcánicas del Mioceno Medio-Tardío y Plioceno han permitido proponer un movimiento relativo Pacífico-Norteamérica de 255 ± 10 km, con azimut 310° y posterior a los 6 Ma, entre la costa de Sonora y la costa central de Baja California (Oskin et al., 2001). Este desplazamiento resulta de la reconstrucción de las márgenes conjugadas de la cuenca Delfín Superior y la costa de Sonora.

Estudios sobre la reconstrucción de las cuencas en el norte del Golfo de California indican que la zona de subsidencia y la actividad de las fallas principales cambió hacia el poniente en los últimos dos o tres millones de años, con el abandono de cuencas marginales en Sonora y disminución del movimiento en la falla transforme Tiburón (Lonsdale, 1991;

[Stock, 2000](#), [Aragón Arreola y Martín-Barajas, 2007](#)). Este cambio de la deformación hacia el poniente durante el Plioceno Tardío, ocasionó la apertura de cuenca Delfín Inferior y el desarrollo del límite de placas en el Canal de Ballenas ([Stock, 2000](#)). El cambio en la deformación coincide con un pulso de actividad volcánica en la PVP, por lo que se considera que la secuencia volcanosedimentaria y su estudio en este trabajo aporta información sobre la deformación asociada a la extensión, que siguió al desarrollo del margen norte de Cuenca Delfín Inferior.

El margen peninsular en el norte del Golfo, entre Isla Ángel de la Guarda y el Alto Golfo se caracteriza por una deformación difusa con múltiples zonas de falla que se distribuyen el desplazamiento normal y de rumbo ([Persaud et al., 2003](#)), y es en este estilo de deformación que se enmarca el área de estudio de El Huerfanito ([Figura 2](#)). Esta zona de deformación difusa se distingue por la pérdida de definición hacia el norte de la falla transforme del Canal de Ballenas, y de fallas que definen una estructura en forma de “cola de caballo” que provoca la transferencia de la deformación a fallas normales-oblicuas de orientación N-S a NNE ([Persaud et al., 2003](#)) y fallas normales de orientación N-S a NNW para la región sur de la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP) ([Martín-Barajas y Stock, 1993](#)).

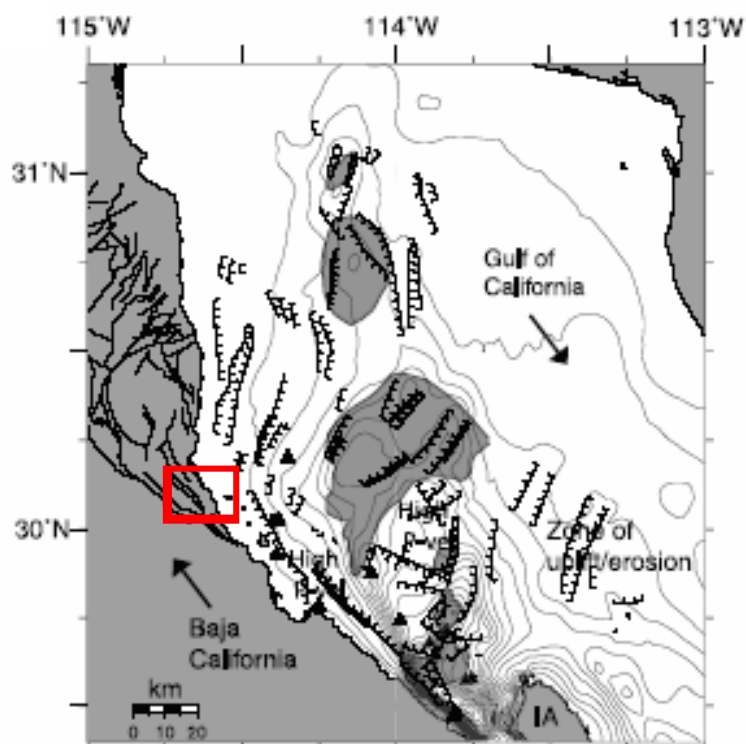


Figura 2. Mapa estructural del noroeste del Golfo de California y el margen peninsular (tomado de Persaud et al, 2003). La zona de estudio (en el recuadro) se ubica en el lado W de la zona de deformación difusa al norte de Isla Angel de la Guarda (IA). La falla del Canal de Ballenas entre IA y BC pierde expresión y se ramifica hacia fallas de orientación NNE a NE que controlan la subsidencia de las cuencas.

I.3. Marco geológico del área de estudio

La actividad volcánica explosiva en la PVP se desarrolló durante las etapas deformativas que llevaron a la definición del límite de placas dentro de la Provincia Extensional del Golfo. Al norte de la PVP, la topografía característica tipo “*Basin and Range*” (provincia de cuencas y cordilleras) cambia hacia el sur en el campo volcánico (Figura 1), el cual está afectado por un arreglo de fallas normales y oblicuas con poco desplazamiento. Estas fallas fueron activas durante el Plioceno Tardío y posiblemente

durante el Cuaternario ya que cortan a las unidades volcánicas más recientes ([Martín-Barajas et al., 1995](#)).

La continua actividad explosiva en la PVP durante el Mioceno Superior-Plioceno, permite documentar la relación temporal entre el volcanismo y la transtensión. La secuencia de ignimbritas del Plioceno al norte del área de estudio, ha sido fechada entre los 3.2 y 2.7 Ma ([Martín-Barajas et al., 1995](#); [Martín-Barajas y Stock, 1993](#)). Estas unidades disminuyen de espesor hacia el sur, poniente y norte de la PVP y se infiere que su fuente está localizada hacia el Este de la línea de costa actual ([Martín Barajas et al., 1997](#); [Oskin, 2001](#)).

Trabajos previos han establecido la estratigrafía volcánica en las áreas adyacentes al este estudio, al Norte [Martín-Barajas et al. \(1995\)](#) documenta la secuencia hasta la región del Arroyo Matomí, y al Sur [Oskin \(2001\)](#) define la estratigrafía en el límite del campo volcánico. La estratigrafía general comprende un paquete de depósitos piroclásticos con flujos de lava asociados a estratovolcanes de composición andesítica, que sobreyacen al basamento mesozoico o a depósitos terciarios derivados de éste. Sobre el paquete volcánico andesítico se han identificado tres etapas de volcanismo explosivo asociado a calderas, uno de ~11 Ma, otro de ~6 Ma y otro paquete, principalmente tobáceo, de composición riolítica y edad Plioceno ([Martín-Barajas et al., 1995](#)). Las ignimbritas del Plioceno (Tpr) son principalmente depósitos de flujos de ceniza que se encuentran formando mesas en el techo de bloques basculados. Al norte del área de tesis se ha encontrado la secuencia más completa de Tpr, que incluye hasta 25 unidades de enfriamiento con grados de consolidación variables ([Martín-Barajas et al., 1995](#)). También se han reportado unidades de lava máfica aglutinada en el techo de la secuencia que aflora

en la costa al sur de Puertecitos y es contemporáneo con los últimos depósitos de la secuencia ignimbrítica del Plioceno.

Las tobas del Plioceno (Tpr) tienen características petrológicas distintivas; son principalmente vítreas y presentan una mineralogía compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno y en ocasiones olivino. La hornblenda, la biotita y el cuarzo están ausentes o en muy baja proporción. Los fragmentos líticos accidentales son en su mayoría riolíticos (derivado de erupciones caldéricas previas), y son minoritarios los fragmentos de andesita porfídica, andesita basáltica y clastos de granitoides. Estas características petrológicas y estratigráficas fueron la base para la identificación de las unidades volcánicas hacia la zona de estudio en el sur de la PVP denominada aquí zona El Huerfanito.

I.4. Objetivos

El objetivo general de esta tesis es aportar información sobre la actividad explosiva y la deformación de una parte del margen peninsular y su relación con la apertura de Cuenca Delfín Inferior en el Plioceno.

Los objetivos particulares fueron:

- Realizar la cartografía geológica de la zona El Huerfanito a escala 1:20 000 haciendo énfasis en la secuencia volcánica del Plioceno
- Investigar la historia eruptiva de los depósitos ignimbríticos del Plioceno y su relación con otros depósitos en áreas adyacentes.
- Elaborar secciones balanceadas para estimar la magnitud de la deformación.
- Describir petrográficamente las unidades volcánicas y fechar por el método ^{40}Ar -

³⁹Ar para constreñir edades de los eventos volcánicos.

-Constreñir la ubicación de la fuente emisora a partir del análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) y la estratigrafía volcánica.

-Acotar la edad y la magnitud de la deformación en la zona de estudio.

I.5. Descripción del área de estudio.

. El acceso a la zona del Huerfanito es por la carretera de la costa que va hacia el sur desde San Felipe. El área se encuentra aproximadamente a unos treinta kilómetros al sur de Puertecitos y se enmarca dentro de las longitudes $72^{\circ}00'$ - $73^{\circ}25'$ y las latitudes $33^{\circ}27'50''$ - $33^{\circ}36'00''$. Cubre una superficie aproximada de 100 Km² con 14 Km de ancho, desde la línea de costa hacia el interior y 9 Km de largo, desde la cuesta del Huerfanito hasta el Arroyo Miramar ([Figura 3](#))

Los límites que se determinaron para el área fueron: Al Norte, la columna estratigráfica más meridional del trabajo de Martín-Barajas ([1995](#)), columna Arroyo el Huerfanito, correlacionable hacia el S con el área del Huerfanito. Al Sur, el inicio de la zona cartografiada por Oskin ([2001](#)), que coincide con la desaparición de las rocas del Plioceno y la predominancia de las rocas de arco volcánico Miocénico. Hacia el este, el límite es la línea de costa y hacia el oeste, se consideró como límite la aparición del basamento mesozoico (rocas graníticas y metamórficas).

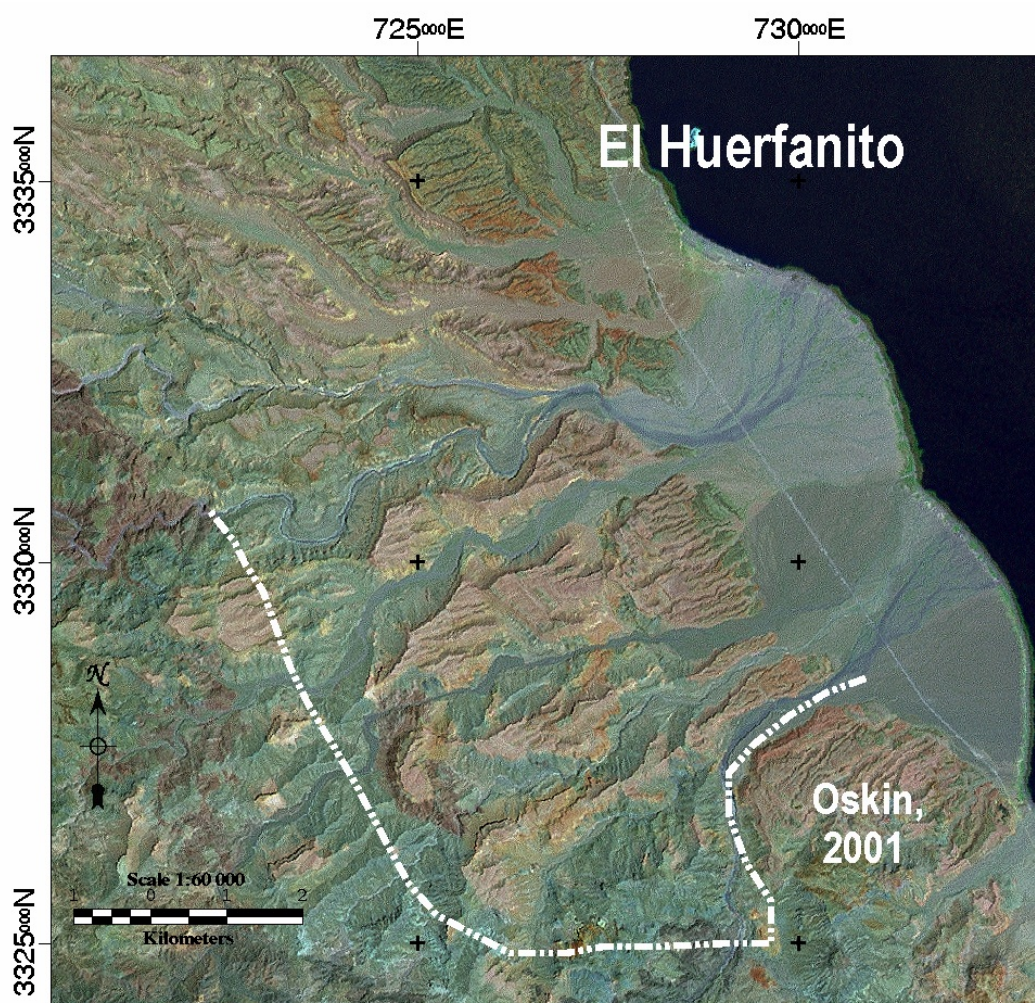


Figura 3: Imagen RGB del área de tesis, de Landsat TM en falso color 742. Resaltan las rocas volcánicas del Mioceno-Plioceno en colores verde y rosado más claros.

II. METODOLOGÍA

Las técnicas empleadas para cartografía y para el tratamiento de muestras colectadas durante las campañas de campo y para el procesado de datos se describen en este capítulo.

II.1. Cartografía geológica

Se realizó un mapa geológico del área de estudio a escala 1:20,000. Se utilizaron fotos aéreas a color, de escala 1:25,000, sobre las cuales se realizó una interpretación preeliminar de las unidades y estructuras geológicas para establecer las relaciones de contacto entre unidades distinguibles y el patrón de fallamiento. Se utilizaron como base para el mapa geológico los mapas topográficos del I.N.E.G.I escala 1:50,000, hojas H11B87 y H11B88 que cubren el área.

Se realizaron dos campañas de campo: la primera en mayo de 2006, de 20 días de duración, durante la cual se compiló el 40% del mapa geológico ([ANEXO A](#)), se estableció la estratigrafía de la secuencia volcanosedimentaria. y se colectaron muestras de roca de las unidades litológicas representativas para el análisis petrológico y fechamiento por ^{40}Ar - ^{39}Ar . La segunda campaña de campo se realizó en noviembre de 2006, con una duración de 15 días. En este periodo se concluyó la compilación del mapa geológico, se recolectaron muestras orientadas para anisotropía de susceptibilidad magnética y se tomaron datos de paleocorrientes en los depósitos sedimentarios interestratificados en la base de la secuencia.

Para la digitalización del mapa geológico se utilizaron los software *ErMapper*®, *ArcView3.2* y *ArcMap*.

II.2. Columnas Estratigráficas

Se levantaron columnas estratigráficas para conocer el espesor real de las unidades volcánicas y sedimentarias del área de estudio. Para ello se midieron los espesores aparentes con cinta, se tomaron mediciones de azimuth e inclinación de la pendiente del terreno y mediciones de la foliación eutaxítica de las unidades volcánicas y de estratificación de las unidades sedimentarias. Con estos datos se realizaron correcciones trigonométricas al espesor aparente, obteniendo así los espesores reales de las unidades.

En el campo se levantaron un total de 26 columnas, de las que se seleccionaron 16 por su mejor calidad en la toma de los datos y por su mayor continuidad estratigráfica. Con esta selección se hicieron tres secciones de dirección NE-SW, N-S y NW-SE ([Figura 4](#)) como control de la variación de los espesores de las unidades a través del área. Con las columnas estratigráficas y los datos de buzamiento de la foliación volcánica y de estratificación se obtuvo una síntesis de los espesores. Para la elaboración gráfica de las columnas se utilizó el programa *CorelDraw.12*

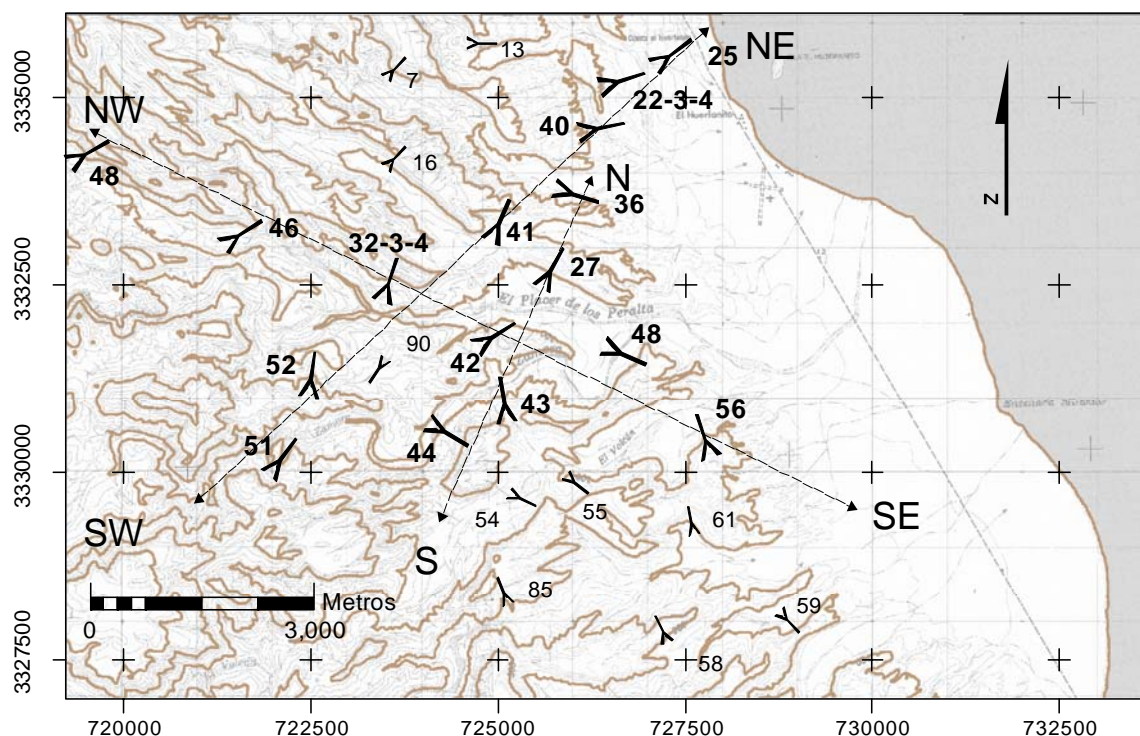


Figura 4: Mapa topográfico con la ubicación de las columnas estratigráficas medidas. Las líneas marcan las secciones incluidas en el mapa (Anexo). Los números en negrita se corresponden con las columnas seleccionadas para las secciones.

II.3. Petrografía

Para el análisis petrográfico se prepararon láminas delgadas de las unidades volcánicas y se determinó la mineralogía característica de cada unidad. Los cortes de las láminas se realizaron perpendiculares a la foliación, de tal forma que la muestra fuese representativa de la roca total. Las láminas se analizaron en un microscopio petrográfico de luz polarizada y para la descripción petrológica y textural se utilizó el atlas de petrografía de MacKenzie *et al.* (1991) y la nomenclatura propuesta por McPhie *et al.* (1993) y Le Maitre (1989).

II.4. Fechamiento por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar

Para la preparación de las muestras se utilizaron las instalaciones de CICESE y la metodología siguiente:

- Eliminación de zonas de alteración de las muestras de mano y reducción del tamaño de la muestra con martillo.
- Trituración y molienda bajo condiciones óptimas de limpieza para evitar posibles contaminaciones, primero con la trituradora de quijada y después con la pulverizadora de disco de cerámica.
- Tamizado de la muestra y separación en cuatro fracciones:
 - 750 μm -350 μm (25-45)
 - 350 μm -250 μm (45-60)
 - 250 μm -175 μm (60-80)
 - <175 μm (PAN)
- Lavado de las fracciones tamizadas con agua destilada en el limpiador ultrasónico y secado de la muestra en un horno a 90 °C.
- Observación al microscopio para seleccionar la fracción que presenta menores impurezas. Para todas las muestras se seleccionó la fracción 750 μ -350 μ (25-45), excepto para la muestra AZ-43B en la que se seleccionó la fracción 350 μ -250 μ (malla 45-60 USS).
- Concentración de minerales no magnéticos mediante *Frantz* para los casos en los que se separaron feldespatos (muestras de Tmrs, Tpg y Tmz)

- Selección manual de minerales bajo microscopio.

Se fecharon un total de 5 muestras. En dos de ellas se preparó un concentrado de matriz microcristalina (Tpr y Tpx) y de las otras tres se obtuvieron concentrados de feldespato potásico.

Los concentrados se mandaron a irradiar al reactor nuclear de la Universidad MacMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. Las muestras se enviaron envueltas en papel de aluminio junto con el estándar TCR-2 ([Lanphere, 1997, comunicación personal, \$27.87 \pm 0.04\$ Ma](#)).

Los análisis de las muestras se realizaron en el Laboratorio de Geocronología del CICESE mediante calentamiento por pasos incrementando la potencia del láser. El gas extraído de las muestras se analizó con el espectrómetro de masas VG5400 para determinar las abundancias relativas de ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar y ^{36}Ar .

Utilizando un programa de cómputo implementado por De Basabe-Delgado ([2002](#)) para el Laboratorio de Geocronología del CICESE, los isótopos de argón son corregidos por reacciones de interferencia de Ca, K y Cl, decaimiento radioactivo de ^{37}Ar y ^{39}Ar , contribución de blanco y el factor de discriminación del espectrómetro de masas. Con el mismo programa se obtuvieron los espectros de edad, diagramas de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y diagramas de correlación $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Para el procesado de los datos se utilizaron las constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger, 1977 y las ecuaciones presentadas por York *et al*, 2004 para los ajustes a línea recta.

II.5. Datos Estructurales

Los datos estructurales que se tomaron en el área de estudio incluyen: dirección y buzamiento del plano de foliación de flujo, orientación y buzamiento del plano de falla y rake de las estrías de falla.

Las fallas se dividen en observadas e inferidas. Las observadas son en las que fue posible tomar datos en el plano de falla, mientras que las inferidas son las que se determinaron por foto aérea y se trazaron siguiendo criterios geológicos, esto es, litologías más jóvenes en contacto lateral con litologías más viejas. De las fallas observadas en campo se tomaron datos de rumbo, echado, dirección del echado, *rake* de las estrías y sentido del desplazamiento.

Los datos de los planos de falla fueron tomados siguiendo la regla de la mano derecha, de manera que se midió el ángulo que forma el rumbo con la estría siguiendo la dirección de las manecillas del reloj.

Los datos de fallas se representaron mediante proyección estereográfica de igual ángulo y hemisferio inferior, utilizando el programa *FaultKinWin Ver.1.2.2* para PC. Se proyectaron en tres diagramas distintos. Por un lado, los planos de falla para observar la dirección de la tendencia de deformación general en el área, por otro lado, los polos de los planos de falla para poder determinar la existencia o no de familias de fallas, y por último los datos de *rake* de las estrías para determinar el sentido de movimiento predominante en las fallas.

El rumbo e inclinación de la foliación volcánica se proyectó en diagramas separados para las unidades de 3 y 6 Ma, con el fin de observar diferencias en la deformación que

afectó a ambos grupos de rocas. Se proyectaron los datos de rumbo y echado de los planos en estereogramas de igual ángulo y hemisferio inferior. Para ambos grupos de datos se hicieron dos proyecciones separadas, una con los planos de foliación y otra con los polos de dichos planos. Para la proyección de los datos se usó el programa *StereoWin Ver. 1.2* para PC.

II.6. Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)

Para el estudio de ASM se utilizaron las muestras orientadas recolectadas en la campaña de campo de Noviembre del 2006. Se muestrearon tres grupos de rocas representativos de la parte inferior, media y superior de las unidades del Plioceno. De cada grupo se tomaron de tres a cinco muestras ubicadas en zonas separadas dentro del área de estudio ([Figura 5](#))

De cada muestra colectada se cortaron de 4 a 8 cubos de 2x2x2 cm, en cortes paralelos a la orientación de la foliación de la roca. Un total de 134 cubos se sometieron a un campo magnético constante, en quince direcciones (una dirección a la vez), para observar así la componente de magnetización inducida. Para realizar este análisis se utilizó un medidor de anisotropía de susceptibilidad magnética, KLY-3 *Kappabridge* del Laboratorio de Paleomagnetismo de CICESE. De esta forma se midieron los tres ejes principales de susceptibilidad magnética ($K_{\text{máx}}$, K_{int} , K_{min}) de cada espécimen. La dirección y magnitud de los tres ejes se representó en proyecciones de igual ángulo y hemisferio inferior. Con la representación gráfica de los datos se procedió a la interpretación de los resultados.

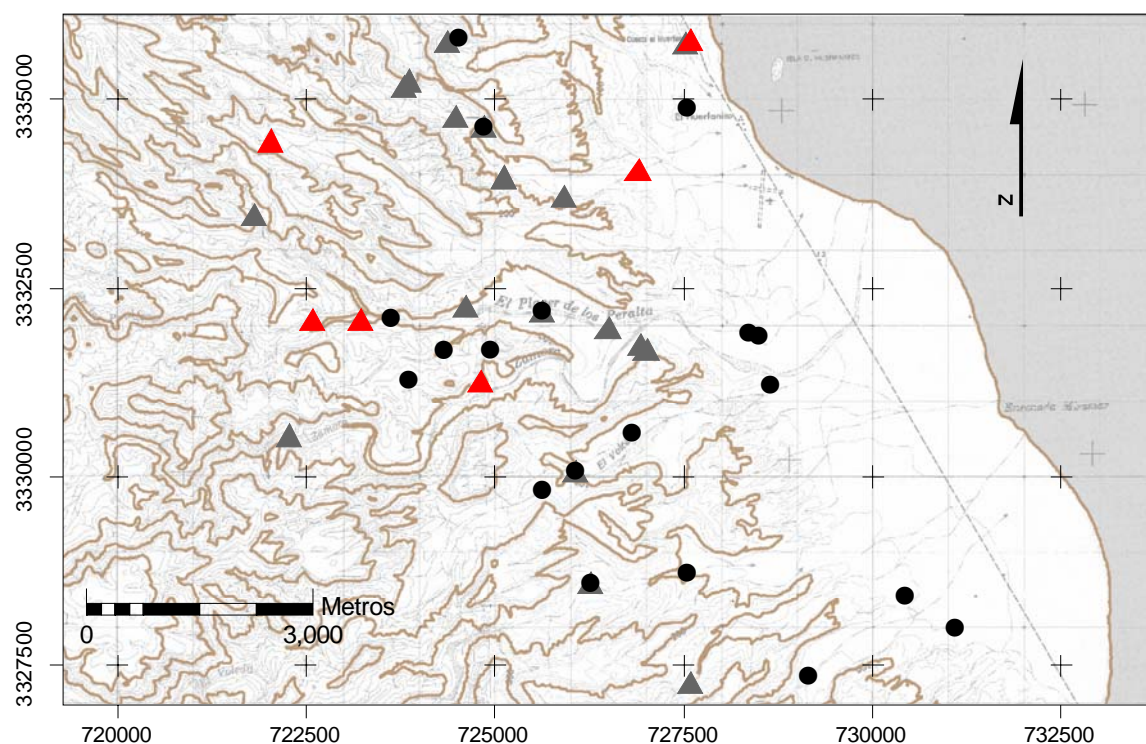


Figura 5: Mapa topográfico con la ubicación de las muestras recolectadas para láminas delgadas (triángulos grises), fechamiento (triángulos rojos) y ASM (círculos).

III. RESULTADOS

III.1. Estratigrafía

La secuencia estratigráfica en el área El Huerfanito se ha dividido en cuatro grupos (Figura 6). El Grupo uno (G1) está formado principalmente por el basamento metamórfico pre-Terciario, y rocas graníticas del Cretácico. El Grupo dos (G2) sobreyace al basamento de forma discordante y está compuesto por rocas volcánicas y sedimentarias relacionadas principalmente con el arco volcánico Comondú de edad Mioceno. El Grupo tres (G3) consiste en un depósito sedimentario aluvial discordante que incluye hacia techo dos flujos piroclásticos interestratificados de edad Mioceno Tardío. El Grupo cuatro (G4) incluye una potente secuencia (serie) de flujos piroclásticos y depósitos de caída libre subordinados, de edad Plioceno. El Grupo 4 sobreyace, mediante discordancia erosional, al Grupo 3 y rellena paleorelieve desarrollado sobre los depósitos del Grupo 3 en numerosos afloramientos. El Grupo 4 está compuesto por varias unidades de enfriamiento, que aumentan su grado de soldamiento hacia el techo de la secuencia. A éste último grupo pertenece la mayor parte de las unidades volcánicas que se describen en esta tesis y constituyen el principal objeto de estudio, es decir, establecer sus relaciones estratigráficas, el estilo de fallamiento que las afecta y la ubicación posible de la fuente de los flujos piroclásticos.

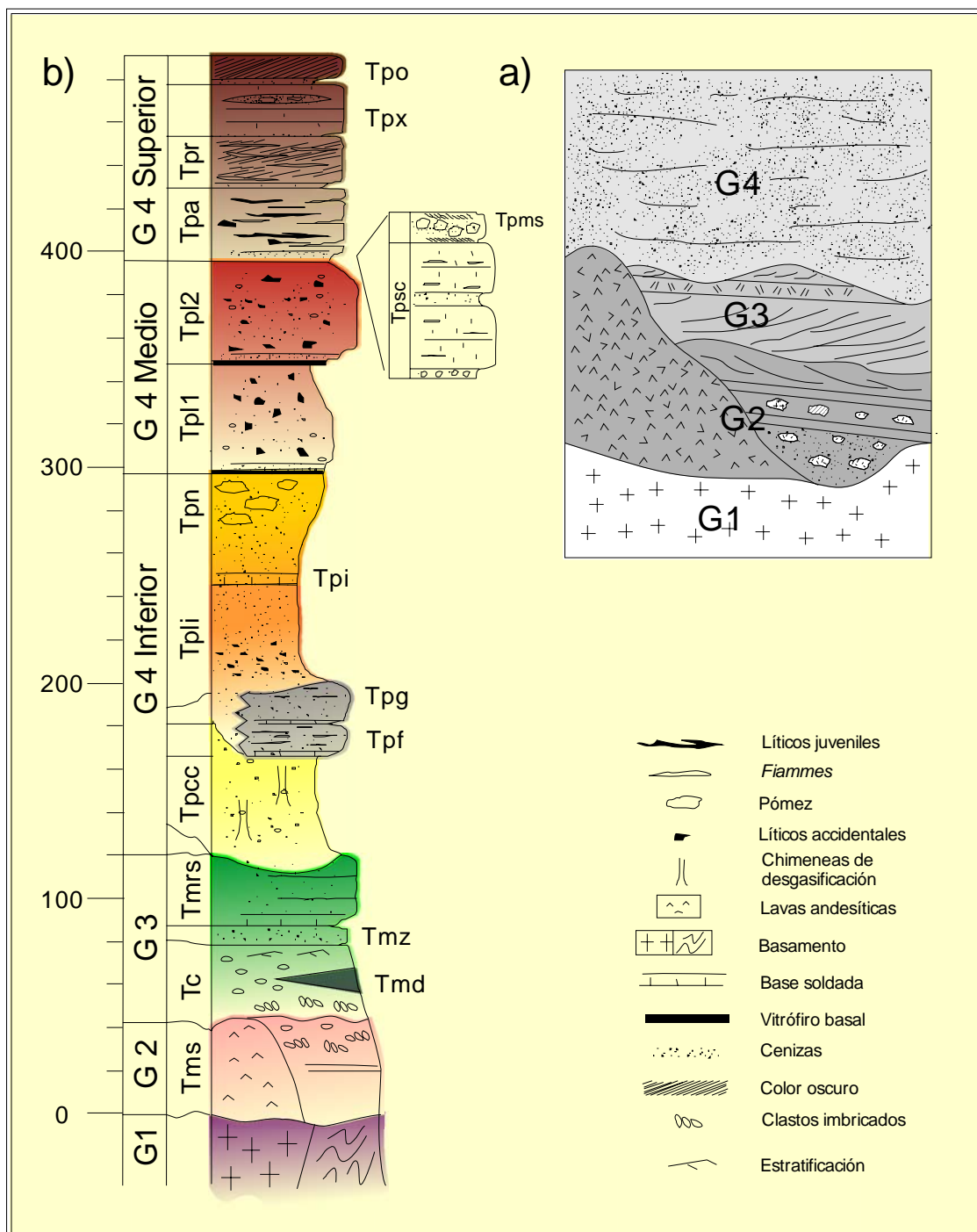


Figura 6: a) Esquema de la estratigrafía del área El Huerfanito. **G1:** Basamento granítico-metamórfico; **G2:** secuencia volcánica y sedimentaria del Mioceno Temprano-Medio; **G3:** secuencia sedimentaria y tobas cristalinas del Mioceno Tardío; **G4:** secuencia volcánica del Plioceno. b) Columna estratigráfica simplificada en la zona de El Huerfanito. El espesor de las unidades es de los máximos medidos en cada caso (Tpn-Tpli. Tpcc en afloramientos que rellenan paleorelieve).

III.1.1. Grupo 1: Basamento metamórfico y granítico

El basamento pre-Terciario son metasedimentos e intrusiones graníticas; principalmente esquistos y filitas pelíticas metamorfizados a facies de anfibolitas con presencia de andalucita y estauroлита. Los afloramientos son muy escasos hacia el oriente y aumentan hacia el poniente de la zona de estudio. Los clastos de esquistos y filita son muy comunes en los lechos de los arroyos modernos.

Los afloramientos de rocas intrusivas también se localizan en el límite oeste-suroeste del área de estudio. Son rocas graníticas de composición granodiorítica con enclaves de roca máfica. Durante el trabajo de cartografía se observaron afloramientos de rocas plutónicas de composición más básica en el arroyo El Volcán, donde aflora mediante contacto por falla, un intrusivo de cuarzodiorita con hornblenda ([loc.1. Apéndice C, Figura 7](#)). Aunque no existen fechamientos en esta región, se considera que también forman parte del batolito peninsular de edad Cretácico ([Ortega-Rivera, 2003](#)).

Sobre las rocas del basamento se observó localmente un depósito de arenisca arcósica de hasta 10 m de espesor en el arroyo Placer de los Peralta ([loc.2, Figura 7](#)), la arenisca está bien clasificada y presenta estratificación cruzada de gran amplitud y alto ángulo, lo que se interpreta como un depósito de dunas eólicas. Esta localidad fue el único sitio en donde se observaron depósitos pre-volcánicos terciarios, los cuales no son el objetivo de este trabajo por lo que no se colectaron datos adicionales.

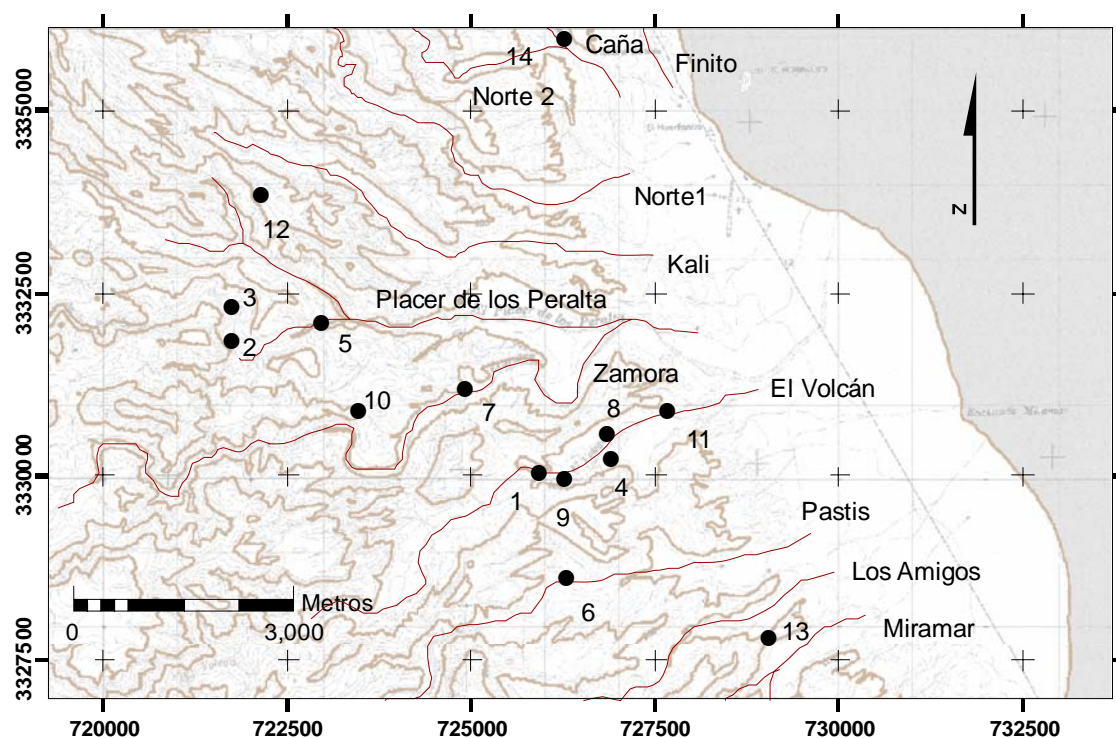


Figura 7. Localización de los puntos de interés descritos en la sección de Estratigrafía (3.1). La referencia a los números se muestra en el Apéndice C1. Los nombres de los arroyos principales son de I.N.E.G.I. Los otros nombres son propuestos en este trabajo.

III.1.2. Grupo 2: Rocas volcánicas (*Tmv*) y sedimentarias (*Tms*) del Mioceno Temprano y Medio

Dentro del Grupo 2 se incluyen rocas volcánicas y volcanosedimentarias correlacionables con la secuencia de edad Mioceno Temprano y Medio del arco volcánico Comondú ([Hausback, 1984](#)). Estas rocas sobreyacen directamente al basamento granítico-metamórfico, y localmente a los depósitos eólicos y posiblemente otras facies sedimentarias con detritos derivados de este basamento.

En el área de estudio el Grupo 2 está compuesto por una secuencia

volcanosedimentaria que incluye en la base flujos de lava de color gris verdoso a gris oscuro con laminación de flujo. Son de composición andesítica, con plagioclasa y hornblenda porfídica y se depositaron discordantes sobre el basamento granítico-metamórfico. Localmente estos flujos sobreyacen a los depósitos de arenisca arcósica. (loc.2, Figura 7).

Por encima de los flujos de lava y en contacto discordante rellenando paleorelieve, se encuentran depósitos epiclásticos volcánicos que forman una alternancia de arenisca y conglomerado soportado por matriz con estratificación gruesa. Hacia la base los depósitos se caracterizan por ser estratos masivos con clastos flotando en una matriz tobácea. Una excepción a esta característica son los depósitos de arenisca lítica con estratificación planar delgada que afloran en el Arroyo Los Peralta al NW (loc.3 Figura 7). Estas facies arenosas se ubican hacia la base y son estratigraficamente equivalentes a las facies de conglomerados y brechas soportados por matriz. La parte media de la secuencia volcanosedimentaria es más clastosuportada y se intercalan estratos tobáceos de espesor centimétrico, que presentan lapilli acrecional.

Los clastos presentan tamaños seriados desde menores a 1 cm hasta mayores a 15 cm y generalmente están subredondeados. Son de composición volcánica muy variada, aunque predominan clastos de andesita porfídica con hornblenda, pómez con hornblenda, andesita-basáltica con hornblenda y otros clastos de roca volcánica de color rojizo y verdoso con bordes de reacción no identificados. La matriz de los depósitos masivos es arenosa-tobácea y está cementada por carbonato. La estratificación es predominantemente masiva, aunque hay facies de estratificación planar, laminar y más raramente cruzada.

Los depósitos masivos, denominados Tms en el mapa geológico, tienen intercalados

lentes conglomeráticas clastosoportados con estructuras de corriente, que se interpretan como depósitos de canal. Hacia techo, estos intervalos conglomeráticos definen capas continuas en las que se midió la dirección de imbricación de clastos para inferir la dirección de transporte de los sedimentos (Figura 8).

En la cima, los depósitos conglomeráticos del Grupo 2 están separados de los conglomerados del Grupo 3 por una discordancia angular observable en el campo solo en algunos sitios (loc.4, Figura 7). En otras zonas el contacto es concordante y marcado por un suelo caliche. Sin embargo, la litología de clastos volcánicos con hornblenda es característica de los conglomerados del Grupo 2, que además no contienen clastos derivados del basamento.

III.1.2.1. Grupo 2: Imbricación de clastos y dirección de transporte en Tms

En esta unidad se tomaron medidas de imbricación en once puntos repartidos en tres arroyos: dos estaciones en el Arroyo Placer de los Peralta, siete en el Arroyo Volcán y dos en el Arroyo Pastis (Figura 8). La localización de cada estación se reporta en el apéndice C. Para cada estación se tomó una media de treinta datos de imbricación. El criterio de elección para la medición fue un mínimo de tres clastos con imbricación concordante entre sí. Las representaciones en diagramas de rosas de la Figura 8 se realizaron en proyecciones de igual área y con círculos externos al 25%. Se observa que en esta unidad los datos de imbricación son consistentes con una dirección de transporte dominante al oeste-suroeste (Figura 8).

III.1.3. Grupo 3: Secuencia volcanosedimentaria del Mioceno Tardío

En la zona del Huerfanito el Grupo 3 comprende un paquete de conglomerado aluvial, de unos metros a decenas de metros de espesor (Tc). Hacia el techo este paquete contiene dos tobas cristalinas distintivas. Estos depósitos aluviales sobreyacen en discordancia a la secuencia de conglomerado tobáceo (Tms) del Grupo 2. En algunos afloramientos la discordancia presenta precipitación de caliche y forma un paleosuelo de ~ 5 cm de espesor (loc.4, Figura 7). Esta discordancia angular también es observable por el cambio en la dirección y buzamiento de la estratificación de los sedimentos. En otros afloramientos, el paso de una litología a otra es concordante y gradual, y se distingue por el aumento en la proporción de clastos graníticos y la disminución en el porcentaje de matriz.

III.1.3.1. Secuencia sedimentaria del Grupo 3

La secuencia sedimentaria del Grupo 3 está formada principalmente por conglomerados polimícticos con poca matriz, que contienen clastos de rocas sedimentarias, volcánicas (principalmente andesíticas), y distintivamente incluyen clastos de rocas graníticas y metamórficas del basamento. Hacia la cima se observa un cambio en la litología y los sedimentos también incluyen clastos de las tobas cristalinas interestratificadas en esta unidad. Estos depósitos conglomeráticos presentan estratificación cruzada tipo corte y relleno “*cut and fill*” y predomina el transporte por tracción sobre el transporte en masa, lo que permitió tomar datos de imbricación de los clastos (Figura 8). Interestratificado en estos sedimentos se encuentra un flujo de lava afanítica de

composición dacítica (Tmd) que aflora de forma muy local en el Arroyo Placer de los Peralta ([loc. 5, Figura 7](#)). Presenta disyunción columnar y estructuras de rampa de flujo con brecha en la cima que evidencian la presencia de conductos subvolcánicos por lo que se deduce que la fuente debía estar relativamente cerca. Estas lavas están fechadas mediante ^{40}Ar - ^{39}Ar en 6.1 ± 0.4 Ma ([Comunicación personal Margarita López-Martínez](#))

III.1.3.2. Imbricación de clastos y dirección de transporte en Tc

La imbricación de clastos en seis estaciones: cuatro a lo largo del Arroyo Placer de los Peralta y dos en el Arroyo El Volcán. Los resultados arrojan una dirección de imbricación predominante hacia el noreste ([Figura 8](#)), lo cual contrasta con los datos de imbricación de los clastos en los depósitos sedimentarios del Grupo 2 subyacente (Tms). Hacia el sur estos depósitos aluviales no se encuentran en la secuencia y las posibles implicaciones del cambio en la dirección de transporte se discuten más adelante.

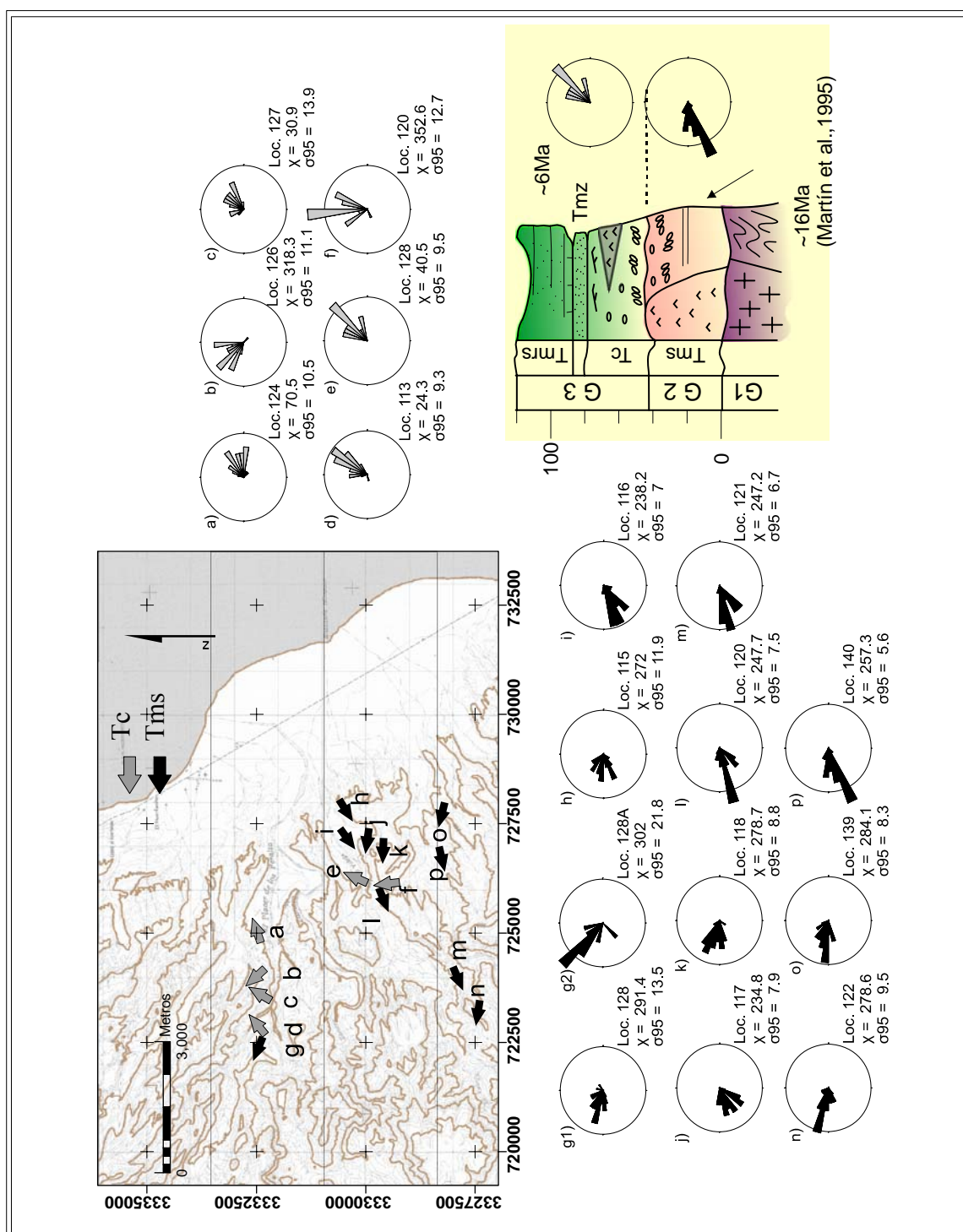


Figura 8: Localizaciones de las medidas de imbricación de clastos en las unidades Tc y Tms. Proyecciones estereográficas de igual área y con tamaño del círculo externo al 25%. Cada proyección representa un muestreo de $n=20-30$.

III.1.3.3. Tobas Cristalinas del Grupo 3.

Los depósitos volcánicos primarios del Grupo 3 son dos tobas vítreas (ignimbritas) con alto porcentaje de cristales (hasta 15%) que afloran en varios de los cortes de arroyo del área del Huerfanito (Tmz-Tmrs en [Figura 6](#)). El contacto basal de la toba inferior (Tmz) es erosivo sobre los sedimentos, y consiste en una superficie ligeramente irregular que incluye clastos sedimentarios en la base de la toba ([loc.6, Figura 7](#)). El contacto entre las dos tobas es concordante y está marcado por un cambio en la coloración, Tmz es de color amarillo claro y Tmrs es de color rosado, y por una zona soldada en la base de Tmrs presente en algunos afloramientos ([loc.7, Figura 7](#)). Ambas presentan ~70-80% de matriz de ceniza vítrea, ~10-15% de cristales y ~10-15% de fragmentos líticos accidentales y pómez juvenil (<1 cm) en proporciones iguales. El espesor de Tmz es de ~8 m y es bastante regular, en contraste Tmrs varía significativamente y alcanza hasta ~22 m de espesor. La mineralogía característica de las tobas cristalinas incluye cuarzo, feldespato potásico (sanidino y microclina) y plagioclasa como minerales principales, y como accesorios clinopiroxeno, biotita y minerales opacos. El carbonato está presente como cementante en la parte inferior de Tmz, y forma texturas poiquilotópicas en lámina delgada ([Tabla II](#)). En algunos casos, a techo de los dos flujos se conserva una capa de ceniza blanca muy probablemente relacionada con depósitos de caída.

Las tobas cristalinas tienen una distribución amplia en la zona central y sur del área. Hacia el norte el nivel de erosión de los arroyos no alcanza a exponer estas unidades, pero se interpreta que continúan por debajo de los depósitos volcánicos del Grupo 4. Por encima de las dos tobas cristalinas (Tmrs-Tmz) los depósitos del conglomerado aluvial (Tc) son

concordantes y tienen espesores de hasta 5 m.

III.1.4. Grupo 4: Secuencia volcánica del Plioceno

Este grupo de rocas se relaciona con una etapa tardía de apertura del rift del Golfo de California. Conforman una secuencia de coladas piroclásticas bastante continuas, cuyo espesor varía de decenas a cientos de metros dentro de la zona de estudio. Está compuesta principalmente de flujos piroclásticos de lapilli pumicítico y lítico y cenizas vítreas. Los primeros eventos rellenan el paleorelieve formado en las rocas del Grupo 3 y los sucesivos depósitos controlan la morfología distintiva de mesetas de la Provincia Volcánica de Puertecitos.

La secuencia del Grupo 4 se separó en tres subgrupos en función de características mineralógicas y texturales comunes de las principales unidades de enfriamiento ([Figura 6](#)). El Subgrupo Inferior ([ver Figura 6](#)) está compuesto por cuatro unidades principales, de las cuales las más distintivas son tres tobas lapilli de pómez y líticos accidentales (unidades Tpcc, Tpli y Tpn, en [Figura 6](#)). Estas tobas se distribuyen por toda el área ([ver mapa geológico](#)) llegando a alcanzar espesores de hasta 80 metros relleno paleocanales. El cuarto evento del Subgrupo Inferior son cuatro unidades de enfriamiento, de las cuales las tobas Tpf y Tpg son las más distintivas ([Figura 6](#)). A estas dos unidades se les denomina las tobas grises de manera informal.

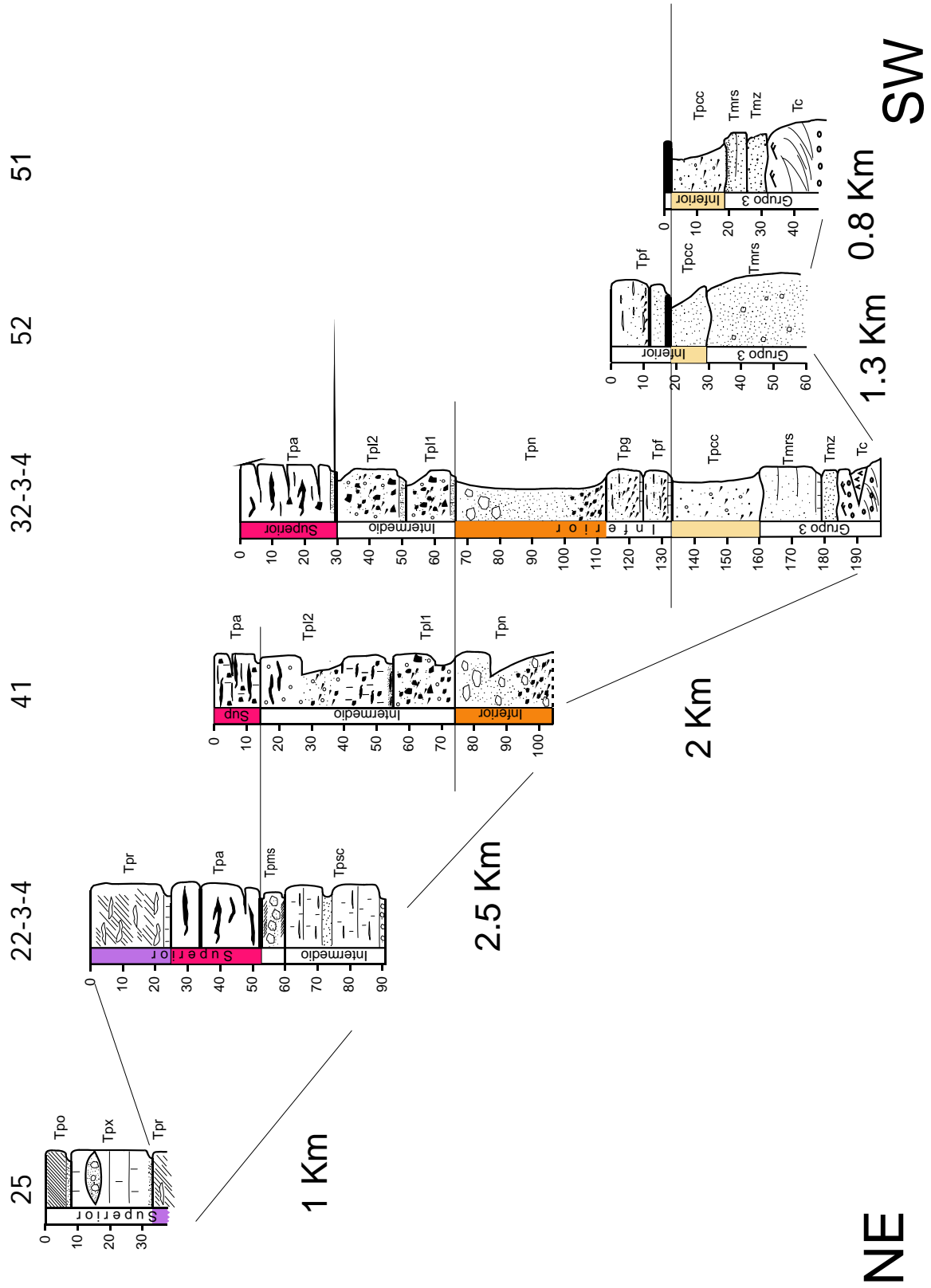
El Subgrupo Intermedio comprende dos tobas líticas (Tpl1-Tpl2) que se distribuyen en la parte norte y central del área de estudio ([mapa geológico](#)). Solo la unidad inferior de este subgrupo (Tpl1) cubre la totalidad del área de estudio y es la unidad que corona la

topografía en la región sur ([ver mapa geológico](#)).

El Subgrupo Superior aflora al noreste del área de estudio y cerca de la costa ([Figura 9, sección NE-SW](#)). Éste incluye tres tobas vítreas densamente soldadas (Tpr-Tpx-Tpo), y un depósito estratiforme de fragmentos de lava aglutinada (Tpa) que se distingue por presentar abundantes fragmentos juveniles de lava con estrías de fricción balística.

A continuación se describen en detalle las características distintivas de cada una de las unidades del Grupo 4 que son el principal objetivo de este trabajo.

Figura 9: (página siguiente). Columnas estratigráficas para una sección en dirección NE-SW. Nótese la desaparición de las unidades Tpms-Tpsc hacia el SW y el adelgazamiento de otras. La ubicación y orientación de las columnas se muestra en la Figura 4 (Apartado 2.2 Columnas Estratigráficas).



III.1.4.1 Subgrupo Inferior

Las unidades del Subgrupo Inferior son tobas pumicíticas que se distinguen por sus colores naranja y rojo ocre, y varían de moderadamente soldadas a no soldadas.

La base de este subgrupo es una toba de color café claro, pobremente soldada, que alcanza un espesor de hasta 28 m en las zonas en las que rellena paleorelieve (Tpcc en figura mm). El contacto inferior es discordante erosivo con el conglomerado Tc o mediante una ligera discordancia angular con las tobas cristalinas del Grupo 3, y es concordante con las tobas grises que le sobreyacen. Es un depósito masivo con chimeneas de degasificación. La matriz es de cenizas vítreas, pobre en cristales y con escasos fragmentos líticos y pómez de tamaño ceniza (0.5-1.5 mm). Los líticos (~1 cm) son principalmente de andesita porfídica e incluye escasos líticos graníticos y metamórficos. El tamaño del pómez tiende a ser mayor que el de los líticos pero no presentan una diferencia significativa. La mineralogía distintiva de los fenocristales en la matriz es plagioclasa y biotita como minerales principales y cuarzo, feldespato y anfíbol como minerales secundarios (Tabla II).

Sobreyaciendo a Tpcc, las tobas grises (Tpg y Tpf) incluyen cuatro unidades de enfriamiento (cada una con vitrófiro basal) y afloran en el norte del área. De estas cuatro unidades, Tpf (base) y Tpg (cima) son las más importantes por su distribución continua. Tpg es más soldada que Tpf pero en ambas unidades el grado de soldamiento disminuye en dirección sur. El espesor también decrece muy rápidamente hacia el sur hasta el Arroyo el Volcán, donde se observó el último afloramiento de estos flujos piroclásticos (loc.8, Figura 7). Los espesores máximos observados son de 30 m para Tpg y 18 m para Tpf.

Las características petrológicas de ambos flujos son muy similares. Están

compuestos por una matriz de ceniza vítrea (70-80%) con cristales (10-15%) y líticos accidentales (10-15%), principalmente de color oscuro (máficos?) con tamaño medio de 1-2 cm. La presencia de *fiammes* de gran tamaño es muy distintiva en las tobas grises y alcanzan tamaños de hasta 20 cm (eje mayor). La variación en el porcentaje de *fiammes* entre ambas unidades es muy significativa ($Tpf \gg Tpg$) e incluso utilizable como criterio de distinción entre ellas en campo. La mineralogía de los fenocristales ([Tabla II](#)) es similar en ambas unidades con plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de hierro, aunque Tpg presenta además feldespato potásico y cuarzo accesorio. También contiene olivino iddingsitizado, probablemente como xenocristal. La principal diferencia textural es que Tpg presenta foliación eutaxítica y devitrificación incipiente, mientras que Tpf es masiva y presenta un vitrófiro basal distintivo ([lámina AZ-51, apéndice A](#)) de hasta un metro de espesor, muy resistente a la erosión y fácilmente observable por encima de las tobas cristalinas (Tmrs-Tmz) coronando la secuencia en la parte central del área ([ver mapa geológico](#))

La unidad basal de las tobas grises (Tpf) también sobreyace en discordancia al conglomerado Tc del Grupo 3 ([en Arroyo el Volcán, loc.8 Figura 7](#)) o a las tobas cristalinas Tmrs-Tmz ([en Arroyo Zamora, loc.7, Figura 7](#)) del Grupo 3. En algunas localidades, la toba gris Tpg está sobreyacida por dos tobas más (Tplic y Tpn), que también se incluyen en el Subgrupo Inferior de G4, debido a su similitud mineralógica y textural con la toba pumicítica Tpcc. Tplic es una toba moderadamente soldada, rica en pómez y lapilli lítico accidental, con matriz de ceniza vítrea pobre en cristales. Esta unidad sobreyace a las unidades del Grupo 2 en el centro del área rellenando paleorelieve ([Figura 10](#)), y al conglomerado aluvial Tc del Grupo 3 al sur, en contacto discordante. El contacto es una brecha volcánica que incluye clastos de las tobas cristalinas Tmrs-Tmz y de las tobas

grises Tpg-*f* ([loc.9](#) [Figura 7](#)) ([mapa geológico](#)). Esta brecha es un depósito caótico clastosoportado sin selección ni gradación. Presenta clastos de litología variable que incluye fragmentos juveniles riolíticos, y líticos accidentales máficos, graníticos y metamórficos. También incluye pómez y *fiammes* de obsidiana de gran tamaño, marcando una foliación eutaxítica bien definida (N158E/ 20NE).

El techo de Tpli consiste en cenizas no consolidadas de color blanco con *pseudofiammes* alterados a sericita muy característicos ([muestra ALA-57](#), [ver apéndice A](#)). El espesor de esta zona no consolidada varía según los afloramientos pero alcanza los 30 m de espesor.

La composición mineralógica de esta unidad ([Tabla I](#)) es muy similar a la de la toba pumicítica inferior (Tpcc) y muy similar también, a la unidad Tpn que sobreyace a Tpli. Los fenocristales de la matriz son de cuarzo, plagioclasa y biotita como minerales principales y clinopiroxeno como accesorio. La parte superior (zona no consolidada) presenta alta concentración de óxidos de hierro (10%), fuerte devitrificación con la formación de esferulitas, alteración hidrotermal de la matriz y los *fiammes* a sericita (?), con formación de placas de calcita.

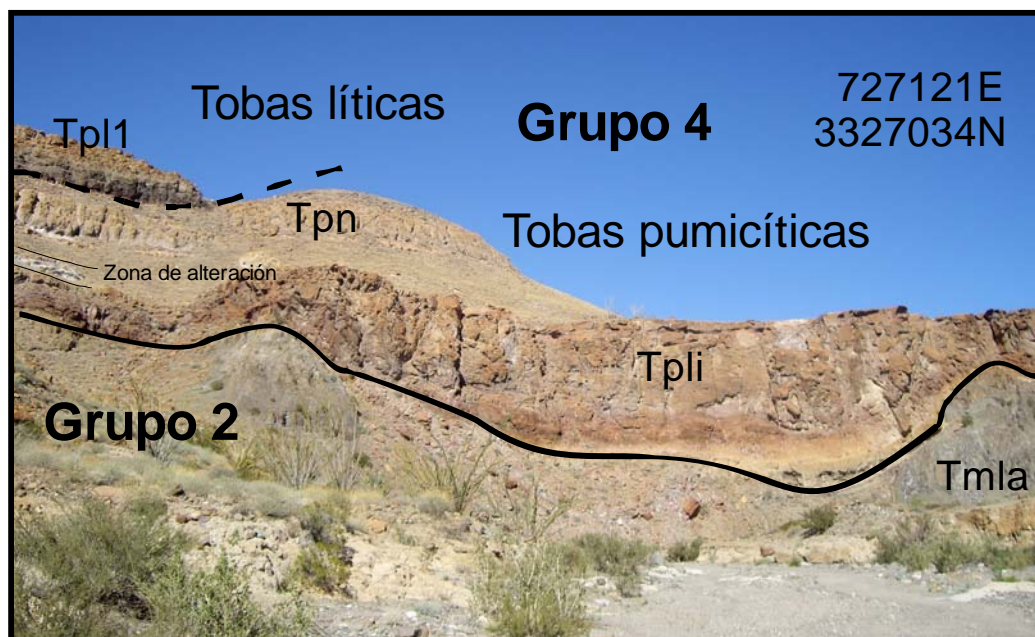


Figura 10: Contacto discordante entre las tobas pumicíticas del Grupo 4 y andesitas (Tmla) y depósitos epiclásticos del Grupo 2 (Tms). Las tobas Tpli rellenan paleorelieve desarrollado en rocas del Grupo 2.

Entre Tpli y Tpn en el norte se incluye una toba densamente soldada menor a dos metros de espesor (Tpi) que permite afirmar que Tpli y Tpn son dos unidades independientes y no un cambio de facies de un solo flujo piroclástico.

Tpi es una toba de color rojizo oscuro que resalta por debajo de Tpn en la zona norte del área del Huerfanito. Presenta un 85-90 % de matriz de cenizas vítreas con ~15% de cristales y 10-15% de pómez y líticos. La mineralogía está formada por aglomerados de cristales de plagioclasa y piroxeno en una matriz de ceniza vítrea parcialmente devitrificada (muestras AN-2 y AK-4, [apéndice A](#)) y con carbonato diagenético.

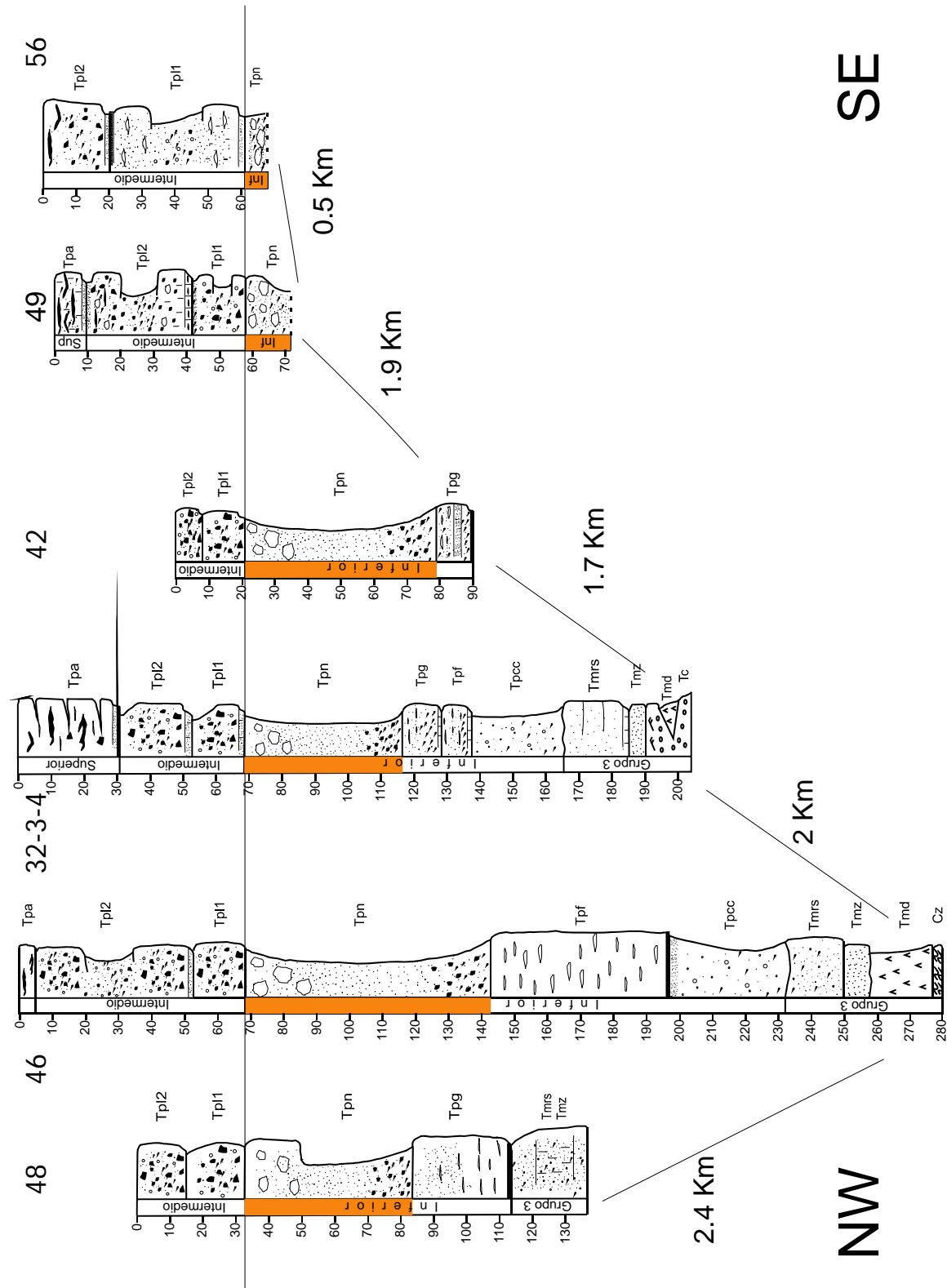
La unidad que corona el Subgrupo Inferior es una toba lapilli de pómez y líticos accidentales, con matriz de ceniza pobre en cristales (Tpn). El contacto basal siempre es

concordante con las unidades que sobreyace. La característica distintiva es su color naranja intenso que desarrolla hacia la cima del depósito, mientras que la base se torna café claro.

La distribución de esta toba (Tpn) es regional y aflora en toda el área de estudio (Figura 11, sección NE-SW). El espesor máximo observado es de 80 m en el Arroyo Zamora al sur y se comporta de manera contraria al resto de las unidades de este grupo, que se adelgazan hacia el sur (loc.10 Figura 7). Esta toba también rellena paleorelieve al igual que las demás tobas pumicíticas del Subgrupo Inferior. Tpn suele presentar una zona más soldada, a dos tercios de la base del depósito, que da resalte en la topografía.

Los porcentajes de matriz cinerítica varían entre 40-50%, los líticos accidentales entre 20-25% y pómez 30%. La mineralogía de los fenocristales (Tabla II) es plagioclasa, biotita y cuarzo muy fragmentado. Los líticos son volcánicos, graníticos y metamórficos, predominando los volcánicos, con tamaños medios de 6 cm. Los pómez son subredondeados y llegan a tamaños mayores de 50 cm en algunos afloramientos. A techo del depósito, en algunos lugares (ej. loc.11 Figura 7) es posible observar capas delgadas de ceniza blanca posiblemente asociadas a depósitos de caída co-ignimbrítica.

Figura 11: (página siguiente) Columnas estratigráficas en una sección de dirección NW-SE. Nótese la variación del espesor de Tpn que evidencia el paleorelieve que está rellendo. Ubicación de las columnas en la Figura 4 (Apartado 2.2. Columnas estratigráficas)



III.1.4.2. Subgrupo Intermedio

Las unidades Intermedias son dos tobas líticas (Tpl1-Tpl2) de amplia distribución que aumentan en el grado de soldamiento hacia techo. Su espesor aumenta hacia el norte (~50 m cada una) y el adelgazamiento es pronunciado hacia el sur. La toba lítica inferior Tpl1 tiene mayor distribución en el área que la toba lítica superior Tpl2. Ambas unidades varían de grado de soldamiento dentro del mismo flujo. Suelen estar moderadamente soldadas en la base y techo, y presentan una zona intermedia densamente soldada. Es común la presencia de un vitrófiro basal con foliación eutaxítica y concentración de líticos juveniles en la base. Están compuestas por líticos accidentales de litología volcánica diversa, pómez colapsadas (*fiammes*) y por líticos juveniles. Los *fiammes* y líticos juveniles definen su foliación eutaxítica probablemente debido a depositación en estado plástico y deformación por compactación al igual que los pómez. En la zona norte es común observar entre las dos tobas, una capa centimétrica de cenizas de color amarillo con líticos accidentales de pequeño tamaño, menor a 0.5 cm ([loc.12. Figura 7](#)).

La toba lítica inferior (Tpl1) tiene mayor porcentaje de matriz (50-60%) que la toba superior Tpl2 (40%). Ambas presentan mayor proporción de líticos (20-25% Tpl1 y 35-40% Tpl2) que de pómez (10-15% y 15-20% respectivamente). Los líticos son volcánicos juveniles en su mayoría pero también están presentes fragmentos accidentales de rocas metamórficas. Los *fiammes*, en algunos casos, están rellenos de minerales secundarios de fase vapor (*litofisae*)

La mineralogía de ambas tobas líticas es muy similar ([tabla II](#)), con cuarzo, plagioclasa, óxidos de hierro y clino y orto-piroxenos como minerales principales, y biotita

y anfíbol como minerales secundarios. Ambas tobas líticas presentan devitrificación incipiente con formación de esferulitas.

A techo de Tpl2, muy localmente se observa un depósito de cenizas y pómez no consolidado (loc.13 Figura 7). También presenta una toba soldada compuesta (Tpsc) y una toba pumicítica (Tpms) (Figura 6) de poco espesor y distribución muy local (solo en loc.14). La toba soldada compuesta presenta una capa no consolidada de cenizas grises con pómez de 20 cm de espesor. Las características texturales de las zonas soldadas son matriz de ceniza vítrea con ~5% cristales, ~10% de *fiammes* y ~5% líticos juveniles riolíticos. La toba pumicítica presenta el contacto inferior concordante y bien marcado con la toba soldada compuesta y un contacto superior bien definido con el depósito de fragmentos de lava aglutinados, Tpa, que marca la base de paquete superior. La base de Tpms son capas de cenizas y pómez tamaño lapilli estratificados. Es más masiva en la zona intermedia y a techo vuelve a ser estratificada. La matriz de cenizas (30-40%) incluye líticos juveniles (riolíticos) y accidentales (máficos) (40%) con tamaños entre 0.5 y 1 cm, y los pómez (60%) tienen tamaños medios de 3 cm.

Por encima de esta última unidad del Subgrupo Intermedio, un estrato concordante de fragmentos de lava aglutinada define el inicio del paquete superior de tobas densamente soldadas.

III.1.4.3. Subgrupo Superior.

El Subgrupo Superior comprende cuatro unidades de enfriamiento principales. La base es la unidad de fragmentos de lava (Tpa) que subyace a tres tobas vítreas densamente

soldadas (Tpr-Tpx-Tpo). Estos depósitos afloran principalmente en zonas cercanas a la costa y en el norte del área de estudio ([mapa geológico](#)). Tpa tiene características texturales muy distintivas ya que está formado por fragmentos líticos juveniles de lava afanítica, densamente soldados, de color rojizo oscuro que forman una unidad de lava aglutinada con evidencias de flujo reomórfico. La matriz se compone de esquirlas vítreas con foliación eutaxítica, en algunos casos plegada por el reomorfismo. Hacia el techo los piroclastos muestran estrías balísticas de caída y fragmentos de escoria.

La mineralogía de esta unidad es plagioclasa, piroxeno (¿orto?) y óxidos de hierro como principales y clinopiroxeno como accesorio. Presenta cavidades y fracturas rellenas de cuarzo y feldespatos potásicos secundarios. La matriz está fuertemente devitrificada y parcialmente reemplazada por carbonato y minerales arcillosos. Los líticos juveniles y los cristales (en especial los piroxenos y las plagioclasas) presentan bordes de alteración y reacción con la matriz. Cercano a la costa el espesor máximo medido para esta unidad es de ~30 m.

Por encima de Tpa y en contacto concordante se encuentra la primera toba densamente soldada (Tpr). Es de color violáceo con un espesor máximo medido de ± 25 m. Tpr presenta vitrófiro basal y a techo una capa delgada (~15 cm) de cenizas recocidas con una amplia distribución en la zona norte. La matriz es de cenizas vítreas pobre en cristales (5%). Los *fiammes* que presenta son muy característicos y alcanzan tamaños medios de 30 cm. Los líticos accidentales son escasos (<5%).

La mineralogía distintiva incluye aglomerados de cristales de plagioclasa y piroxeno con bordes alterados y evidencia de corrosión. La plagioclasa presenta macla polisintética sobrepuesta a zonados oscilatorios, inclusiones muy abundantes de apatito y circón, y

textura esponjosa. La clasificación modal de los fenocristales sugiere una composición de andesita basáltica, sin embargo, la matriz vítrea indica una composición más félsica. Se observaron huecos milimétricos en la matriz rellenos de minerales secundarios en fase vapor (*litofisae*), principalmente cuarzo y feldespato potásico en forma flecha.

La cima de las tobas del Plioceno son dos tobas (Tpx-Tpo) densamente soldadas que afloran en las inmediaciones de la cuesta El Huerfanito (ver [mapa geológico](#)). Se distinguen del resto de las unidades del Plioceno por su color oscuro y aspecto escoriáceo cuando están intemperizadas. Ambas presentan una base de cenizas densamente soldadas y líticos juveniles aplastados al igual que Tpa. Tpx es moderadamente soldada en algunos intervalos, y en algunos sitios contiene una lente de toba lítica no consolidada hacia la parte media. Por encima, Tpo es densamente soldada y presenta, al igual que Tpr, *fiammes* de gran tamaño (media de 15 cm). Ambas tobas presentan mineralogía muy similar a Tpr, con fenocristales que forman aglomerados de plagioclasa y dos piroxenos flotando en una matriz de cenizas vítreas. La textura de la plagioclasa es muy variada, pero llaman la atención los cristales zonados oscilatorios y la textura esponjosa.

Tabla I. Síntesis petrográfica de las principales unidades volcánicas: **S:** grado de soldamiento: **D,** densamente soldada, **M** moderadamente soldada, **N:** no soldada. **Vt:** vitrófiro basal, **Po:** Pómez, **Lít:** Líticos, **Mtz:** Matriz, **Crista:** Cristales, **Cz:** Cenizas, **Lv:** Líticos Volcánicos, **Lm:** Líticos metamórficos, **Lp:** Líticos plutónicos, **Col:** Color, **Text:** textura, **Dv:** grado de devitrificación, **Xf:** *flammas*, **CO:** café oscuro, **P:** púrpura, **R:** rojo, **G:** gris, **N:** naranja, **C:** café, **A:** amarillo, **R:** rosa, **V:** vitroclástica, **FE:** foliación eutaxítica, **Devitrificación:** **o:**débil, **oo:**moderada, **ooo:**intensa;

Unidades		S	Vt	PORCENTAJES					CLASTOS				MTZ			
				Po	Lit	Mtz	Matriz		Lv	Lm	Lp	Po	Col	Text	Dv	
							Crista	Cz								
Plioceno US	Tpo	D		20	10	70	20	80	X			Xf	CO	V-FE	oo	
	Tpx	M-D			20.0	80	20	80	X				CO	V	oo	
	Tpr	D	X	30	1	70	10	90				Xf	P	FE	oo	
	Tpa	D	X		40	60	10	90	X			X	R	FE	ooo	
Pli Uint	Tpl2	M-D	X	20	10	70	20	80	X			Xf	G-R	V-FE	o	
	Tpl1	M	X	15	5	80	15	85	X			Xf	G	V	o	
Plioceno Uinf	Tpn	M-N	X	30	20	50	10	90	X	X	X	X	N-C	V	o	
	Tpli	M-N		20	30	50	10	90	X	X	X	Xf	R-N	FE		
	Tpg	M	X	15	5	80	10	90				Xf	G	V-FE	o	
	Tpf	M	X	30	15	55	15	85	X			Xf	G	V		
	Tpcc	M-N		10	10	80	10	90	X	x	x	X	A	V		
Miocen	Tmrs	N		10	10	80	30	70	X			X	R	V	o	
	Tmz	N		10	10	80	30	70	X			X	A			

Tabla II. Síntesis mineralógica de las principales unidades volcánicas: **Q:** cuarzo, **KF:** feldespato potásico, **Cpx:** clinopiroxeno, **Opx:** ortopiroxeno, **Plg:** Plagioclasa, **Af:** anfíbol, **Op:** opacos, **Mc:** micas, **C:**carbonato, **Ol:** Olivino, **Ap:** Apatito, **Ser:** Sericita. **X:** mineral principal, **x:** mineral accesorio, **x:** mineral secundario.

Unidades		CRISTALES											
		Q	KF	Cpx	Opx	Plg	Af	Op	Mc	C	Ol	Ap	Ser
Plioceno Usup	Tpo			X	X	X		x	x			x	
	Tpx	x,x	x	X	x	X		x		x		x	
	Tpr	x		X	X	X		x					
	Tpa			X	X	X		X		x			x
Pli Uint	Tpl2	X	x	x		X	x	X	x				
	Tpl1	x	x	x		X		X	x	x			
Plioceno Uinf	Tpn	X		x		X	x		X				
	Tpi	x	x	X	x	X		x		x		x	x
	Tpli	X		x		X		x	x	x			
	Tpg	X	x	X		X		X		x	x	x	
	Tpf		x	X		X		x					
	Tpcc	x		X		X	x		x				
Miocen	Tmrs	X	X	X		x	x	x	x	x	x		
	Tmz	X	X	X		x		x	x	x	x		

III.2. Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar

Los resultados ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenidos para todas las muestras analizadas en esta tesis se presentan en las Tablas III, IV y V. Ahí se reportan las edades obtenidas para cada una de las fracciones, las edades integradas y las edades de meseta. Para ilustrar la interpretación de estos resultados se presentan los espectros de edad y los diagramas de correlación ^{36}Ar - ^{40}Ar vs ^{39}Ar - ^{40}Ar en las Figuras 12 y 15. Con estos últimos se determina si es correcta la suposición de que el $(^{40}\text{Ar}\text{-}^{36}\text{Ar})_i$ es de composición atmosférica, es decir igual a 295.5. En los casos en que el $(^{40}\text{Ar}\text{-}^{36}\text{Ar})_i$ obtenido del diagrama de correlación fue mayor que 295.5, se tomó la edad de isocrona como representativa de la edad de la muestra. La edad de isocrona se calculó de la intercepción con el eje de las abcisas de la línea recta que definen las fracciones en el diagrama de correlación. Además se presentan los diagramas de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ - $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ vs ^{39}Ar en las Figuras 13 y 16. La relación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}$ - $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ es representativa de la composición del Ca/K para las muestras analizadas y permite verificar la homogeneidad de la composición de la muestra con la relación Ca/K. El criterio para calcular una edad de meseta consiste en que tres o más fracciones consecutivas rindan edades estadísticamente indistinguibles dentro de 1 sigma de incertidumbre. La edad de meseta se calculó del promedio ponderado de las edades obtenidas para dichas fracciones e incluye la incertidumbre en J, que es el factor de irradiación.

III.2.1. Geocronología del Grupo 3

Para acotar la edad del vulcanismo del Grupo 3 y constreñir la cronología del fallamiento y la deformación (ver sección IV.2) se analizaron dos muestras tomadas de las tobas cristalinas Tmr y Tmz.

La muestra de Tmz (AP-45) corresponde a una capa de ~20 cm de espesor con alto contenido de fenocristales que incluye sanidino. Se preparó un concentrado de éste mineral y se obtuvieron 7 fracciones incrementando progresivamente la potencia del láser. Las primeras tres fracciones obtenidas representan ~4% del ^{39}Ar liberado y se caracterizan por un bajo contenido de argón radiogénico ($^{40}\text{Ar}^*$). La mayor parte del ^{39}Ar (> 63%) fue liberado en la última fracción, la cual rindió una edad de 6.17 ± 0.03 Ma. Esta muestra no cumple el criterio para el cálculo de edad de meseta y el promedio ponderado de las 4 últimas fracciones indica un MSWD = 2.5. Por ello, con estas 4 fracciones se calculó la edad de isocrona reportada en la Figura 12. Para estas muestras la bondad del ajuste (MSWD = 3.0) se consideró aceptable dada su distribución en el diagrama de correlación. Es importante hacer notar que la edad de isocrona está definida por la última fracción, que siendo la más radiogénica es la más cercana a la intercepción de la línea definida como isocrona, con el eje de las abcisas.

De la toba Tmrs (AZ -43B) se obtuvo un concentrado de sanidino. Se liberó el argón en 8 fracciones. Esta muestra tiene un patrón de liberación de argón muy similar al sanidino de Tmz (ver Figura 12). Las 5 últimas fracciones representan ~96 % del ^{39}Ar y cumplen el criterio para cálculo de edad de meseta ($t_p = 6.19 \pm 0.02$ Ma) con un MSWD = 0.37. La distribución de estas fracciones en el diagrama de correlación no es óptima para

constreñir la intercepción de la línea recta con el eje de las abscisas, por lo que rinde una edad de isocrona menos precisa.

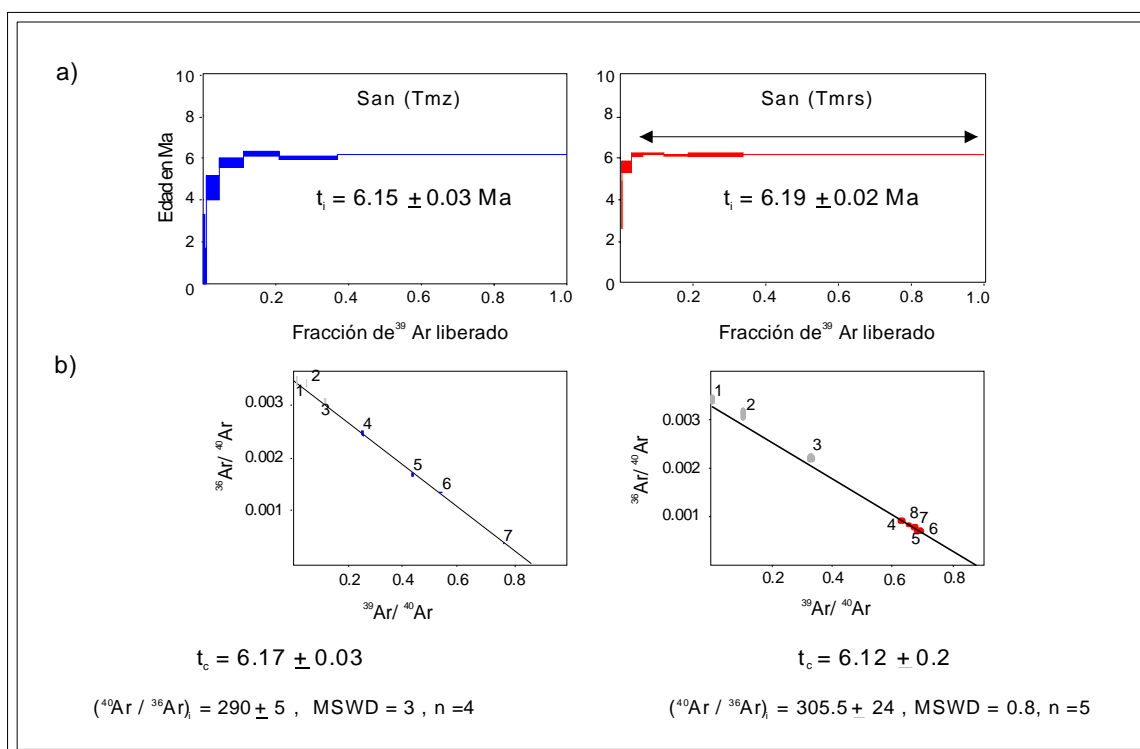


Figura 12: a) Espectro de edad para las muestras de Tmz y Tmrs respectivamente. b) Diagrama de correlación para las mismas muestras. Gráficas obtenidas con el programa AgeCalc3.0 (DeBasabe, 2002). San: Sanidino.

En la Figura 13 se muestra el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}\text{-}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ vs ^{39}Ar para los sanidinos de Tmz y Tmrs, puede notarse que el sanidino de Tmz muestra relaciones $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}\text{-}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ más elevadas que las obtenidas para el sanidino Tmrs, indicando una menor pureza en el sanidino Tmz, lo cual puede explicar su espectro de edad ligeramente perturbado.

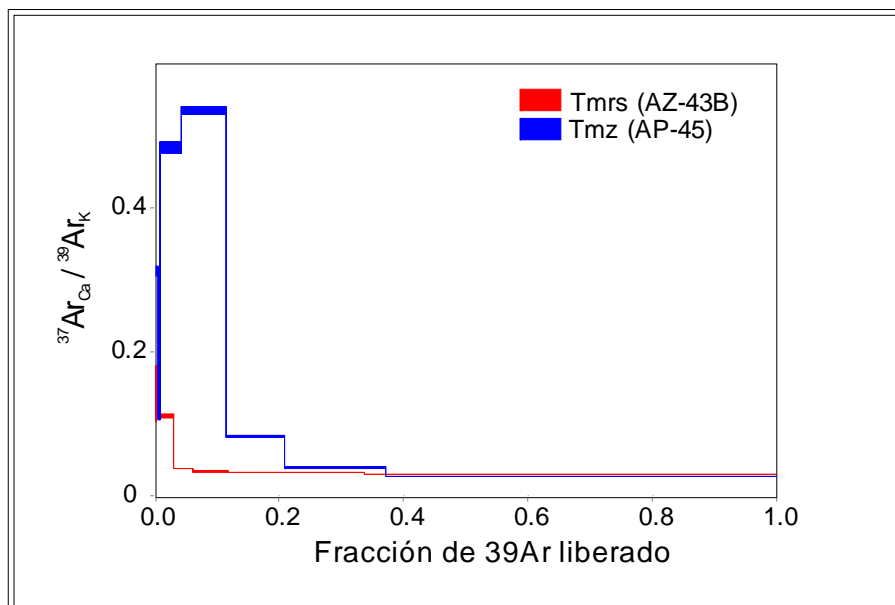


Figura 13: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para las muestras de las tobas Tmrs-Tmz. El diagrama muestra la liberación progresiva del Argón desglosada en los sucesivos pasos de calentamiento.

Sin embargo, es posible considerar que estas dos unidades son contemporáneas si combinamos los dos sanidinos en el diagrama de correlación (Figura 14). Las fracciones 4 a 7 y 4 a 8 de cada experimento definen una edad de isocrona en 6.19 ± 0.03 Ma con un $\text{MSWD} = 1.77$. Esta última se tomó como representativa de este paquete de tobas cristalinas.

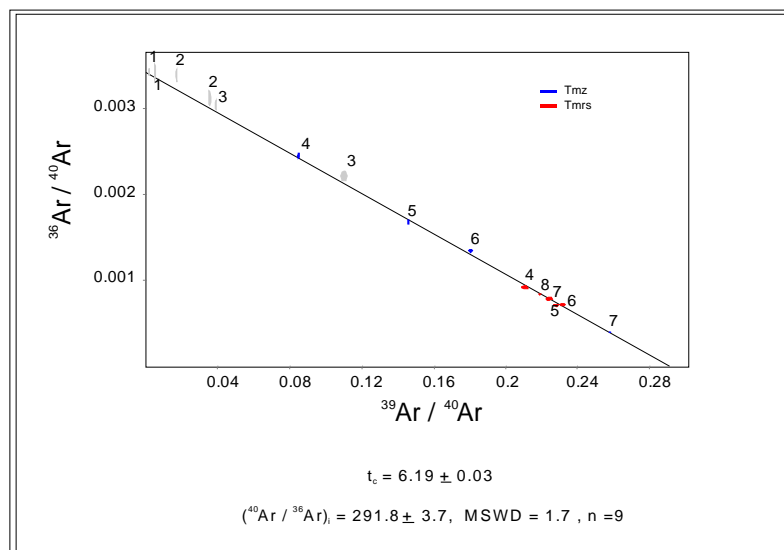


Figura 14: Diagrama de correlación en el que se combinan las fracciones seleccionadas de los experimentos en Tmz y Tmrs.

Tabla III. Tabla resumen con los datos obtenidos de los experimentos de calentamiento por pasos con incremento de potencia del láser

Muestra: Tmz sanidino (J=0.00298663+/- 8.06377E-6)						
Edad Meseta: 6.12 ± 0.03 Ma						
Pasos seleccionados: 2.90-8.00 ó 96% $^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$						
Edad de la Isocrona: 6.2 ± 0.03 Ma (MSWD = 2; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 287.3 \pm 3.1$)						
Pot en Watts	$F^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	Edad en Ma
0.80	0.0024	0.0024	0.31	101.36	-1.36	-4.6 ± 8.1
1.30	0.0061	0.0086	0.11	100.19	-0.19	-0.2 ± 2.0
2.00	0.0349	0.0435	0.50	90.01	9.99	4.6 ± 0.6
2.90	0.0686	0.1121	0.53	72.63	27.37	5.8 ± 0.2
4.30	0.0962	0.2084	0.09	49.64	50.36	6.2 ± 0.1
6.00	0.1605	0.3689	0.04	39.80	60.20	6.0 ± 0.1
8.00	0.6311	1.0000	0.03	11.68	88.32	6.2 ± 0.02
Resultados integrados						
^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
2.48E-02	1.12 ± 0.01	6.00 ± 0.05	0.09	48.88	51.12	604.51
Muestra: Tmrs sanidino (J=0.00298663+/- 8.06377E-6)						
Edad Meseta: 6.2 ± 0.03 Ma						
Pasos seleccionados: 3.30-8.50 ó 97% $^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$						
Edad de la Isocrona: 6.1 ± 0.2 Ma (MSWD = 0.8; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 305.5 \pm 27.6$)						
Pot en Watts	$F^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	Edad en Ma
0.80	0.0013	0.0013	0.11	101.35	-1.35	-11.9 ± 8.3
1.30	0.0022	0.0034	0.18	92.46	7.54	3.8 ± 1.2
2.50	0.0249	0.0283	0.11	65.55	34.45	5.6 ± 0.3
3.30	0.0328	0.0611	0.04	27.23	72.77	6.2 ± 0.1
4.30	0.0557	0.1168	0.04	20.96	79.04	6.2 ± 0.1
6.00	0.069	0.1858	0.03	21.19	78.81	6.1 ± 0.1
8.00	0.1494	0.3352	0.03	23.21	76.79	6.2 ± 0.1
8.50	0.6648	1.0000	0.03	24.74	75.26	6.2 ± 0.1
Resultados integrados						
^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
3.53E-02	1.14 ± 0.01	6.15 ± 0.03	0.03	35.62	64.38	829.7

III.2.2. Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar del Grupo 4

Se realizó el fechamiento de tres muestras de las tobas del Plioceno. Para constreñir la edad de estos flujos se seleccionaron unidades ubicadas hacia la base y el techo de la columna estratigráfica. Las muestras que presentaron minerales adecuados para fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar (textura de la muestra, grado de alteración y contenido en potasio preferiblemente mayor al 1%) fueron preparadas para su análisis geocronológico. En el Subgrupo inferior, la toba gris Tpg se analizó mediante un concentrado de cristales pirogenéticos de plagioclasa. Para la parte superior de la secuencia se seleccionaron las tobas soldadas Tpr y Tpx, ambas con matriz afanítica. Se prepararon concentrados de la matriz eliminando xenocristales y fragmentos líticos. Además, para la muestra Tpr se preparó un concentrado de plagioclasa. Los resultados de estas muestras se presentan en las Figuras 15 y 16 y en las Tablas IV y V.

Se colectaron 7 fracciones del feldespató potásico de la muestra Tpg (AK 5). La forma en U del espectro de edad (ver Figura 15a) sugiere la presencia de exceso de argón. Más del 90% del ^{39}Ar fue liberado en 4 fracciones pero éstas no cumplen con el criterio para calcular una edad de meseta. En el diagrama de correlación, la línea calculada con estas fracciones, corrobora la presencia de exceso de argón, es decir, el $(^{40}\text{Ar}$ - $^{36}\text{Ar})_i$ es mayor que 295.5. Debido al bajo contenido de $^{40}\text{Ar}^*$ (ver Tabla IV) y a la distribución de estas fracciones en el diagrama de correlación, la intercepción con el eje de la abcisa no está bien constreñida arrojando una edad de isocrona poco precisa. Con la evidencia de exceso de argón presentada se tomó la edad de 2.63 ± 0.14 Ma obtenida para la quinta fracción, que define la base de la U en el espectro de edad, como el límite superior

(Lanphere y Dalrymple, 1976) de la edad de Tpg.

Los resultados obtenidos en la muestra de plagioclasa y matriz de Tpr (AC 8) se muestran superpuestos en la Figura 15b. Debido al bajo contenido de potasio de la plagioclasa, las incertidumbres en las edades obtenidas en las 7 fracciones colectadas, es mayor que la obtenida para las 10 que se obtuvieron en la muestra de matriz. También por esta razón el contenido de $^{40}\text{Ar}^*$ para la plagioclasa es menor que el obtenido en la muestra de matriz. Las edades obtenidas para la plagioclasa no cumplen los criterios para el cálculo de edad de meseta y su distribución en el diagrama de correlación únicamente constriñe la intercepción de la línea con el eje de las ordenadas, rindiendo una composición atmosférica para el $(^{40}\text{Ar}-^{36}\text{Ar})_i$.

De los resultados obtenidos en la muestra de matriz (ver Tabla V), puede notarse que las 7 últimas fracciones cumplen los criterios para cálculo de edad de meseta rindiendo una $t_p = 2.31 \pm 0.05$ Ma con MSWD = 0.9 ($t_p = 2.31 \pm 0.05$ Ma con MSWD = 1.36 usando únicamente las 5 últimas fracciones). La distribución de estas fracciones en el diagrama de correlación define una edad de isocrona estadísticamente indistinguible de la edad de meseta, con $t_c = 2.28 \pm 0.08$ Ma, $(^{40}\text{Ar}-^{36}\text{Ar})_i = 297 \pm 4$ y MSWD = 1.8. Por último se combinaron los resultados de la plagioclasa y de la matriz en el diagrama de correlación y la edad de isocrona calculada con la línea definida por todas las fracciones es $t_c = 2.28 \pm 0.06$ Ma con $(^{40}\text{Ar}-^{36}\text{Ar})_i = 296 \pm 2$ y MSWD = 2.1 para $n = 17$, que se tomó como representativa de la edad de Tpr.

La unidad Tpx se ubica hacia la cima del Grupo 4. Para esta unidad se realizó el experimento en un concentrado de matriz obtenido de la muestra AF 25A. Como puede notarse en la Tabla V, esta muestra se caracterizó por un alto contenido de argón, el cual es

principalmente de composición atmosférica ($^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$). La concentración fue tal, que se tuvieron que coleccionar 20 fracciones de esta muestra para evitar saturar la señal de la masa 40 en el espectrómetro de masas. De las fracciones obtenidas se seleccionaron las fracciones liberadas entre las potencias 0.45 a 3.3 Watts. Estas 7 fracciones, que representan $\sim 60\%$ del ^{39}Ar liberado, cumplen con los criterios para calcular una edad de meseta ($t_p = 2.27 \pm 0.1$ Ma con $\text{MSWD} = 0.11$). En el diagrama de correlación (ver Figura 15c) puede notarse que dado el alto contenido de argón atmosférico de esta muestra, la mayoría de las fracciones se agrupan cerca del eje de las ordenadas, sin embargo las 7 fracciones utilizadas para calcular la edad de meseta, definen una línea recta con un $\text{MSWD} = 0.08$, que rinde una edad de isocrona igual a la edad de meseta ($t_c = 2.27 \pm 0.2$ Ma). La edad obtenida es congruente con su ubicación estratigráfica.

En la Figura 16 se muestran los diagramas de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}\text{-}^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ vs ^{39}Ar de las muestras analizadas de este grupo. Para facilitar su comparación se utilizó una escala logarítmica en el eje de las ordenadas. Puede notarse en este diagrama la similitud en la composición de las muestras de matriz Tpr y Tpx. La muestra de plagioclasa Tpr fue la muestra con menor contenido de potasio de todas las muestras analizadas en esta tesis. El concentrado mineral de Tpg indica una mayor contenido de Ca que las muestras Tpx y Tpr, de lo que deducimos que posiblemente sea un feldespato de composición intermedia entre Ca-K.

Con las edades obtenidas en el Grupo 4, queda acotada su edad entre 2.6 y 2.3 Ma.

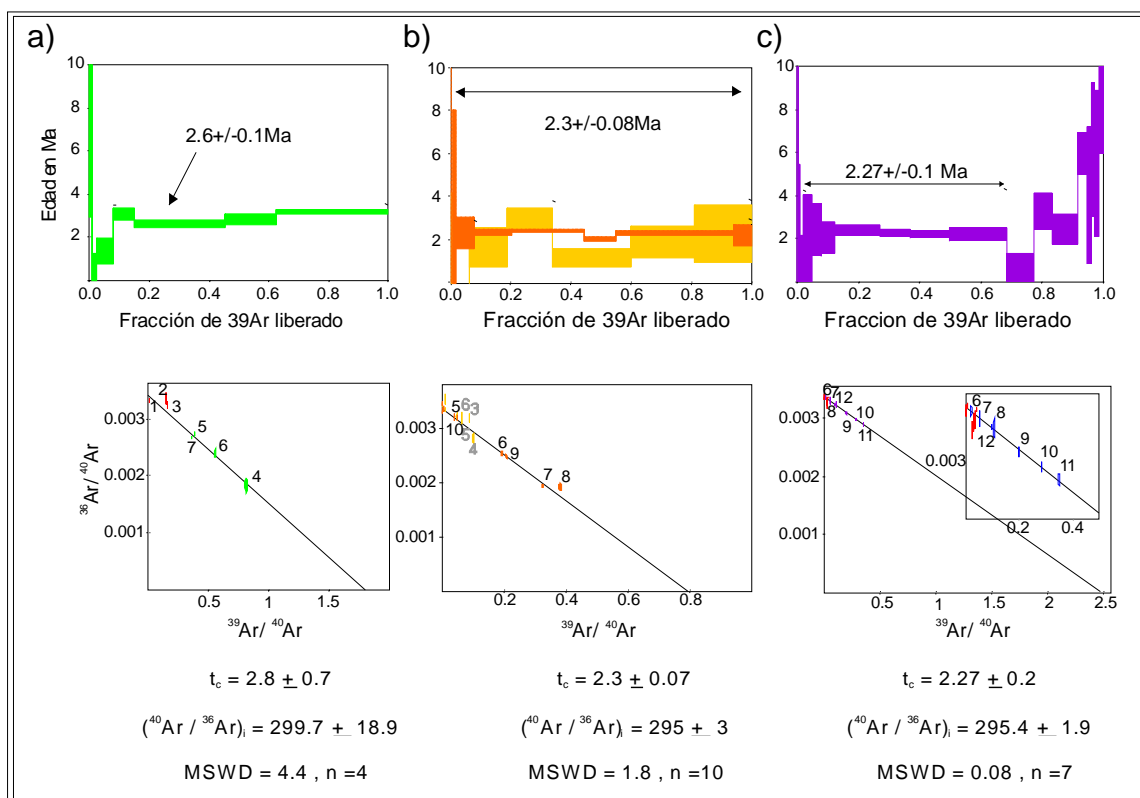


Figura 15 a, b, c: Espectro de edad y diagrama de correlación de las muestras tomadas para Tpg, Tpr y Tpx. En los diagramas de correlación, los pasos en gris representan las fracciones del experimento que no se utilizaron en el ajuste de la recta. En la muestra Tpr la *meseta* en rojo representa el experimento en matriz y en amarillo el experimento en plagioclasa.

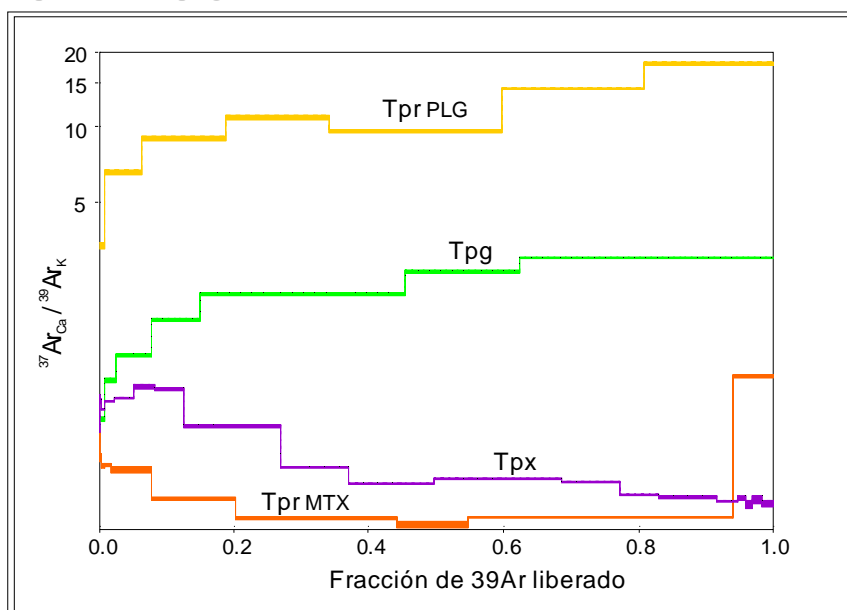


Figura 16: (página anterior). Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ para el fechamiento de las rocas del Plioceno. Nótese la escala logarítmica vertical.

Tabla IV. Tabla resumen con los datos obtenidos de los experimentos de calentamiento por pasos con incremento de potencia del láser. Muestra Tpg

Muestra: Tpg Feldespato Potásico ($J=0.00298663 \pm 8.06377E-6$)						
Edad Meseta: 2.6 ± 0.1 Ma						
Pasos seleccionados: 2.90-8.00 ó $92\% ^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$						
Edad de la Isocrona: 2.8 ± 0.7 Ma (MSWD = 4.4; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 299.7 \pm 18.9$)						
Pot en Watts	$F^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}_{\text{acum}}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$\% ^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$\% ^{40}\text{Ar}^*$	Edad en Ma
0.80	0.0068	0.0068	0.67	98.42	1.58	10.2 ± 7.3
1.30	0.0172	0.0240	0.97	99.52	0.48	0.2 ± 1.6
2.00	0.0529	0.0769	1.22	95.81	4.19	1.4 ± 0.6
2.90	0.072	0.1489	1.68	53.85	46.15	3.7 ± 0.3
4.30	0.3051	0.4540	2.14	81.20	18.80	2.6 ± 0.1
6.00	0.1685	0.6225	2.65	70.78	29.22	2.8 ± 0.2
8.00	0.3775	1.0000	3.02	78.71	21.29	3.2 ± 0.1
Resultados integrados						
^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$\% ^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	$\% ^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
3.62E-03	0.53 ± 0.02	2.85 ± 0.11	2.45	84.86	15.14	348.21

Tabla V. (Siguiente página). Tabla resumen con los datos obtenidos de los experimentos de calentamiento por pasos con incremento de potencia del láser. Muestras Tpx y Tpr.

Muestra: Tpr Matriz (J=0.00298663+/- 8.06377E-6)						
Edad Meseta: 2.3 ± 0.07 Ma						
Pasos seleccionados: 0.34-6.40 ó 99% ³⁹ Ar _{acum}						
Edad de la Isocrona: 2.3 ± 0.07 Ma (MSWD = 1.8 n=10 ; ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar = 295 ± 3						
Pot en Watts	F ³⁹ Ar	³⁹ Ar _{acum}	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	Edad en Ma
0.09	0.0010	0.0010	0.57	99.04	0.96	85.8 ± 75.6
0.14	0.0016	0.0025	0.47	97.50	2.50	104.3 ± 26.7
0.24	0.0058	0.0083	0.44	101.63	-1.63	-18.5 ± 11.3
0.34	0.0090	0.0174	0.45	98.91	1.09	3.7 ± 4.3
0.55	0.0604	0.0777	0.42	94.67	5.33	2.3 ± 0.7
0.80	0.1244	0.2021	0.33	75.08	24.92	2.3 ± 0.1
1.30	0.2401	0.4423	0.27	56.97	43.03	2.4 ± 0.1
1.80	0.1051	0.5474	0.25	56.78	43.22	2.0 ± 0.1
3.50	0.3933	0.9406	0.27	73.20	26.80	2.3 ± 0.1
6.40	0.0594	1.0000	1.01	93.83	6.17	2.2 ± 0.5
Resultados integrados						
³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1.06E-02	0.45 ± 0.03	2.43 ± 0.17	0.33	93.27	6.73	316.82
Muestra: Tpr Plagioclase (J=0.00298663+/- 8.06377E-6)						
Edad Meseta: No se puede definir meseta						
Pasos seleccionados: 3.00-7.30 ó 66% ³⁹ Ar _{acum}						
Edad de la Isocrona: 2.1 ± 0.5 Ma (MSWD = 1.9 n=7 ; ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar = 293.2 ± 4						
Pot en Watts	F ³⁹ Ar	³⁹ Ar _{acum}	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	Edad en Ma
0.30	0.0071	0.0071	3.33	100.99	-0.99	-19.8 ± 24.0
0.60	0.0560	0.0631	6.60	104.46	-4.46	-6.7 ± 4.3
1.00	0.1248	0.1879	9.01	94.16	5.84	1.7 ± 0.9
1.50	0.1521	0.3400	1.09	83.22	16.78	3.0 ± 0.5
3.00	0.2574	0.5975	9.62	94.25	5.75	1.2 ± 0.4
4.50	0.2098	0.8073	1.43	94.94	5.06	1.9 ± 0.8
7.30	0.1927	1.0000	1.79	98.68	1.32	2.3 ± 1.3
Resultados integrados						
³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1.13E-03	0.24 ± 0.10	1.29 ± 0.51	12.1	98.3	1.7	300.62
Muestra: Tpx Matriz (J=0.00298663+/- 8.06377E-6)						
Edad Meseta: 2.27 ± 0.1 Ma						
Pasos seleccionados: 0.45-3.30 ó 63% ³⁹ Ar _{acum}						
Edad de la Isocrona: 2.27 ± 0.2 Ma (MSWD = 0.08; ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar = 295.4 ± 1.9						
Pot en Watts	F ³⁹ Ar	³⁹ Ar _{acum}	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	Edad en Ma
0.08	0.0010	0.0010	0.62	99.89	0.11	15.4 ± 87.8
0.09	0.0004	0.0014	0.81	98.82	1.18	134 ± 53.3
0.15	0.0011	0.0026	0.80	98.94	1.06	65.6 ± 39.7
0.25	0.0053	0.0079	0.73	100.26	-0.26	-4.5 ± 10.1
0.35	0.0131	0.0210	0.80	100.36	-0.36	-2.6 ± 4.7
0.45	0.0294	0.0503	0.82	99.33	0.67	1.9 ± 2.1
0.55	0.0302	0.0806	0.91	97.73	2.27	2.4 ± 1.2
0.73	0.0440	0.1246	0.90	95.94	4.06	2.1 ± 0.7
0.73	0.0440	0.1246	0.90	95.94	4.06	2.1 ± 0.7
1.30	0.0995	0.3694	0.44	88.08	11.92	2.3 ± 0.2
1.70	0.1284	0.4977	0.38	85.67	14.33	2.2 ± 0.1
3.30	0.1879	0.6857	0.40	96.04	3.96	2.2 ± 0.3
4.30	0.0877	0.7734	0.40	99.57	0.43	0.6 ± 0.7
4.31	0.0571	0.8304	0.34	97.98	2.02	3.3 ± 0.9
4.50	0.0861	0.9166	0.33	98.49	1.51	2.5 ± 0.7
4.70	0.0309	0.9475	0.32	96.49	3.51	6.0 ± 1.0
4.90	0.0132	0.9607	0.33	97.69	2.31	4.0 ± 3.2
5.30	0.0098	0.9705	0.31	96.87	3.13	6.1 ± 3.2
5.70	0.0127	0.9832	0.32	97.26	2.74	5.5 ± 3.4
6.10	0.0168	1.0000	0.31	95.59	4.41	10.2 ± 4.2
Resultados integrados						
³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ ArK	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1.82E-02	0.48 ± 0.09	2.59 ± 0.5	0.47	98	2	301.52

III.3. Geología estructural

En el área El Huerfanito se estudió el patrón estructural que afecta a la secuencia del Plioceno y se calculó la magnitud de la deformación en base a los datos de falla colectados en el campo. De forma general, la secuencia está cortada por un patrón de fallas principales normales de gran continuidad que acomodan los mayores desplazamientos verticales. Las fallas secundarias (sintéticas y antitéticas a las principales) son numerosas y de poco espaciado, pero con poco desplazamiento normal. En algunos casos las fallas muestran estrías que indican un desplazamiento oblicuo derecho.

III.3.1 Datos de fallas

La compilación de datos de falla medidos en el campo indica una dirección dominante al NNW y buzamiento del plano de falla principalmente hacia el oeste (ver Apéndice D). Son fallas normales de algunos metros de desplazamiento vertical. El máximo desplazamiento observado es del orden de 40 m en una falla reportada en el Arroyo Norte, que atraviesa gran parte del área en dirección NNW.

En la [Figura 17.a](#), la proyección de los planos de falla con la representación de los polos de los planos, muestra que el grueso de datos ($n=51$) tienen sentido de buzamiento hacia el W-SW, y solo cinco fallas buzan contrario hacia el E-NE. El plano perpendicular (en rojo) a las direcciones de falla representa la dirección de σ_3 que es el vector de mínima compresión.

En la Figura 16b están representados los planos de falla en los que se tomaron datos de *rake* ($n=15$). Los planos que se observaron sobre unidades densamente soldadas mostraban el mejor desarrollo de estrías. En el conjunto de datos cinemáticos (Figura 17.b) se observan algunas fallas con desplazamiento oblicuo pero la tendencia general es normal y la mayoría de las fallas presentan desplazamiento vertical.

El *rake* máximo que se midió es 130° (según la regla de la mano derecha) en una falla de dirección $N9^\circ E/60^\circ NW$ en el Arroyo Placer de los Peralta.

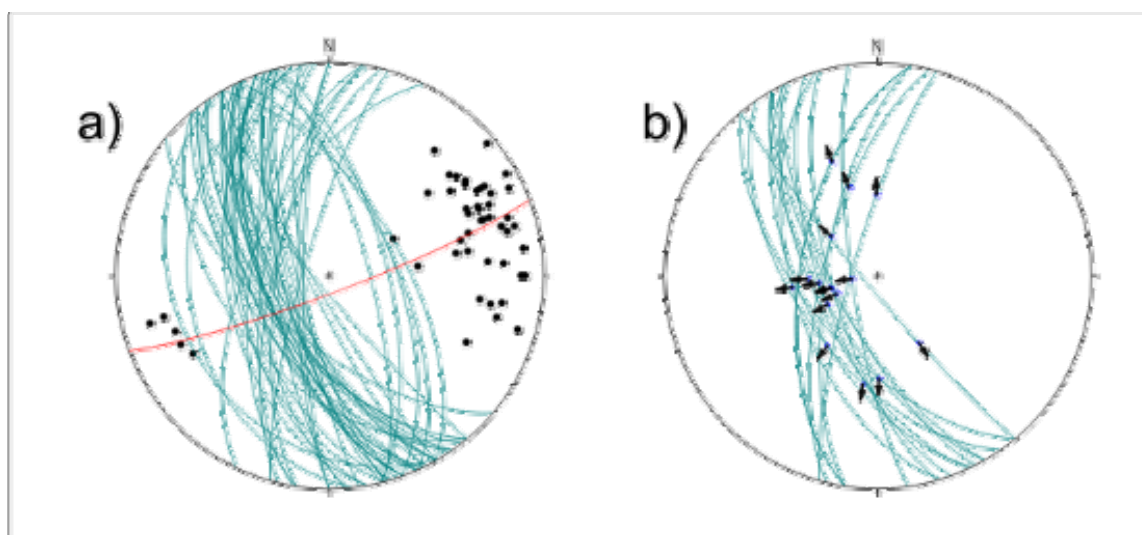


Figura 17: Proyecciones estereográficas igual área, hemisferio inferior. a) proyección de los planos de falla con los polos. La línea roja representa el plano perpendicular a la media de las direcciones de los planos de falla. b) Proyección de los planos de falla en los que se midieron las estrías. Las flechas negras representan la dirección de las estrías. No se realizó la inversión de los datos de estría para obtener el tensor de esfuerzos debido al bajo número de datos.

III.3.2 Foliación volcánica y basculamiento de la secuencia.

La foliación volcánica o foliación eutaxítica está definida por la dirección de aplastamiento de los pómez. La mayoría de los planos de foliación de las unidades del Grupo 3 y Grupo 4 presentan una dirección paralela o subparalela a la dirección principal del fallamiento, esto es, noroeste-sureste. El buzamiento de los planos de foliación eutaxítica varía entre 8° y 20° como máximo. No existe una diferencia significativa entre el buzamiento de las unidades del Grupo 3 y las del Grupo 4 (Figura 18), aunque se observa que el buzamiento disminuye ligeramente (3°) hacia el techo de la secuencia. Los buzamientos máximos de foliación se observaron en los bloques limitados por las fallas con los mayores desplazamientos verticales.

Suponiendo una foliación de flujo inicialmente horizontal (para las unidades que no rellenan paleorelieve), el ángulo de buzamiento que presentan las unidades se debe al basculamiento de los bloques hacia el noreste como consecuencia del acomodo de la extensión regional en dirección este-oeste.

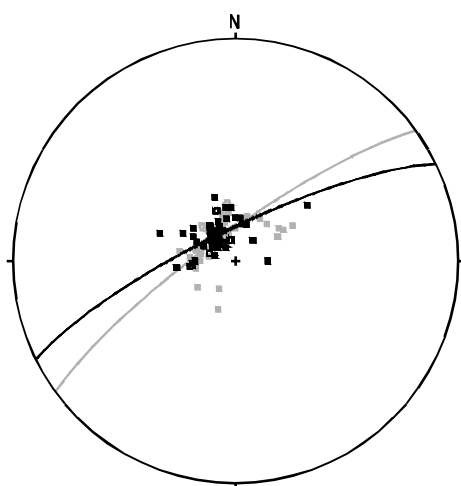


Figura 18: (página anterior) Representación de los polos de los planos de foliación volcánica para las rocas del Grupo 3 (en gris) y del Grupo 4 (en negro). Los planos representan el mejor ajuste para cada grupo de datos. En la figura existe una ligera diferencia ($\sim 10^\circ$) en la dirección promedio de foliación eutaxítica de ambos grupos, frente a los 3° de diferencia que se reporta en el texto. Ambas diferencias, en el texto y la figura, no son estadísticamente significativas y se considera que el ángulo de buzamiento en ambos grupos es similar.

III.3.3 Estimación de la magnitud de la deformación.

Para estimar la magnitud de la deformación en el área se hicieron secciones en dirección NE-SW (perpendiculares a la dirección de las fallas). Se calculó la extensión en base a la siguiente fórmula.

$$S = 1 + \sum d_i \cos \alpha_i \cos \beta_i$$

S= extensión

d= desplazamiento neto de una falla

α = buzamiento de la falla

β = *rake* (para fallas normales $\cos \beta=0$)

Para la sección A-A' la extensión calculada es de ~4 %, es decir de 0.13 km en una distancia de 3.25 km. Esta sección incluye una de las fallas con el máximo desplazamiento observado (50 m) que atraviesa por el Arroyo Norte.

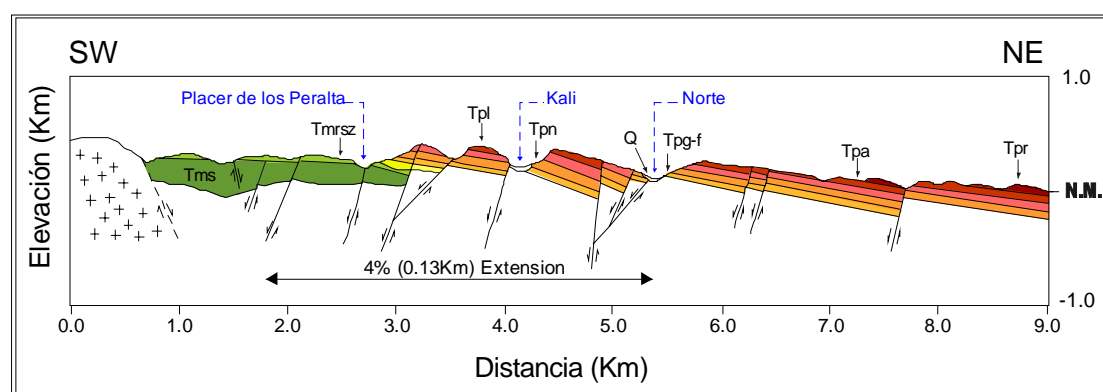


Figura 19: Sección balanceada de la parte norte del área de estudio. La magnitud de extensión en el área seleccionada es muy pequeña.

III.4. Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)

El espesor de las unidades de Grupo 4 aumenta hacia el N-NE, en donde debe ubicarse la fuente. No obstante, para localizar el centro emisor de las ignimbritas con mayor precisión al determinar posibles direcciones de flujo de las coladas se realizó el análisis de ASM sobre muestras orientadas. Las direcciones principales de susceptibilidad ($k_{\text{máx}}$, k_{int} , k_{min}) son una respuesta directa de la fábrica mineral de una roca, presumiblemente adquirida durante su emplazamiento. En el caso de las ignimbritas, el plano que definen $k_{\text{máx}}$ (máxima susceptibilidad) y k_{int} (susceptibilidad intermedio) se considera imbricado en la dirección del flujo. Puesto que k_{min} es perpendicular a este plano, el azimut de este eje indica la dirección local de flujo durante la formación de la ignimbrita.

Las tobas en el área de estudio tienen una mineralogía de plagioclasa, feldespato potásico, clino y ortopiroxeno, biotita y hornblenda, todos ellos representantes de fábricas normales, lo que significa que k_{min} se toma como dirección de flujo local. (La localización de las muestras colectadas para ASM se presenta en el apéndice C4 y en la [Figura 20](#)).

Los resultados de ASM se separaron en base a los criterios estratigráficos definidos en el apartado 3.1. Las muestras de los grupos, G3, G4 Inferior y G4 Superior se presentan en gráficos separados ([Figuras 21, 22, 23](#)). Cada estereograma contiene los ejes principales de susceptibilidad magnética de cada espécimen medido para cada una de las muestras, las susceptibilidades medias principales (símbolos sólidos), las regiones de confianza calculadas para las susceptibilidades medias ([método Hext-Jelinek, Hext, 1963; Jelinek 1978](#)), y la proyección de los planos de foliación volcánica (en rojo) medidos en campo.

Las regiones de confianza grandes que muestran algunos de los estereogramas se pueden deber, en este caso, a dos causas: (1) efecto de la dispersión de los datos que hace que no quede bien definida la posición de los ejes de susceptibilidad, y (2) efecto de la falta de resolución del aparato, lo que provoca que no sea capaz de distinguir bien entre los ejes de susceptibilidad media y máximo. Sin embargo esta dispersión no impide determinar un plano de imbricación de los ejes de susceptibilidad y definir una dirección de flujo para la muestra en ningún caso.

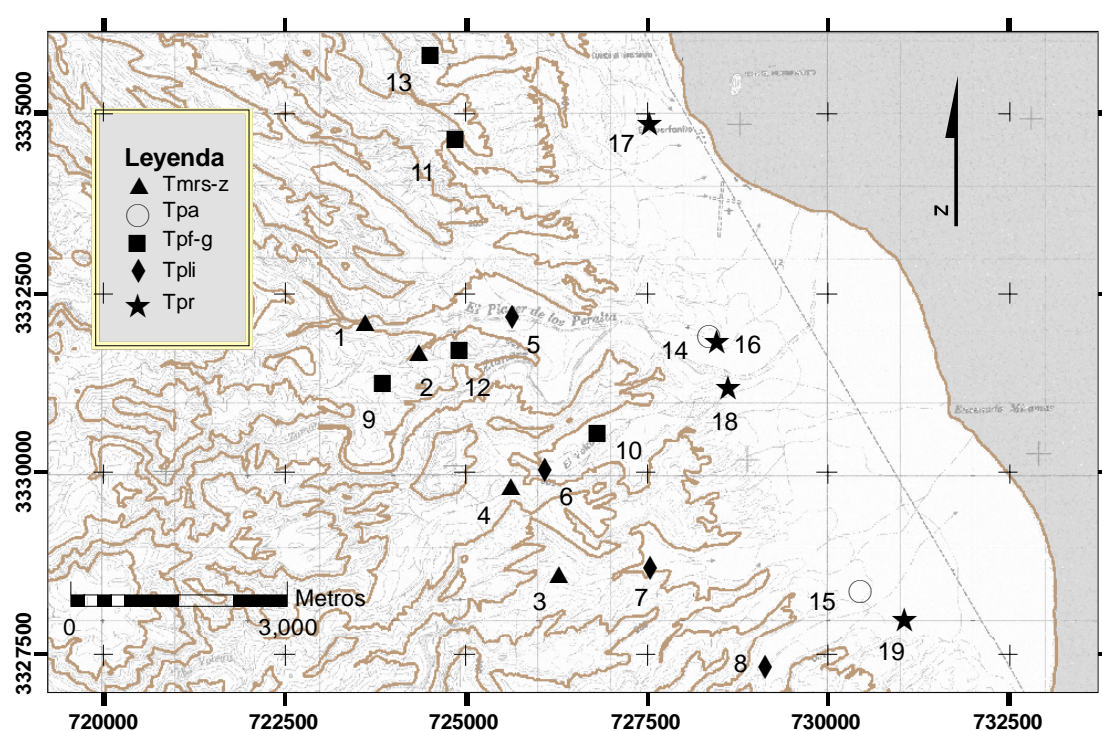


Figura 20: Localización de los puntos dónde se tomaron las muestras para ASM separados por tipo de roca.

En el Grupo 3 (Figura 21) se colectaron solo cuatro muestras, dos de ellas (1 y 3), presentan direcciones concordantes de k_{\min} hacia el SW. Se consideran datos confiables ya que no hay dispersión de los datos y los tres ejes de susceptibilidad quedan bien definidos con regiones de confianza pequeñas. En general, los planos de foliación medidos en campo coinciden con el plano de imbricación de los ejes de susceptibilidad. A pesar de esta poca cantidad de muestras colectadas no permite determinar una dirección de flujo general para las unidades del Grupo 3.

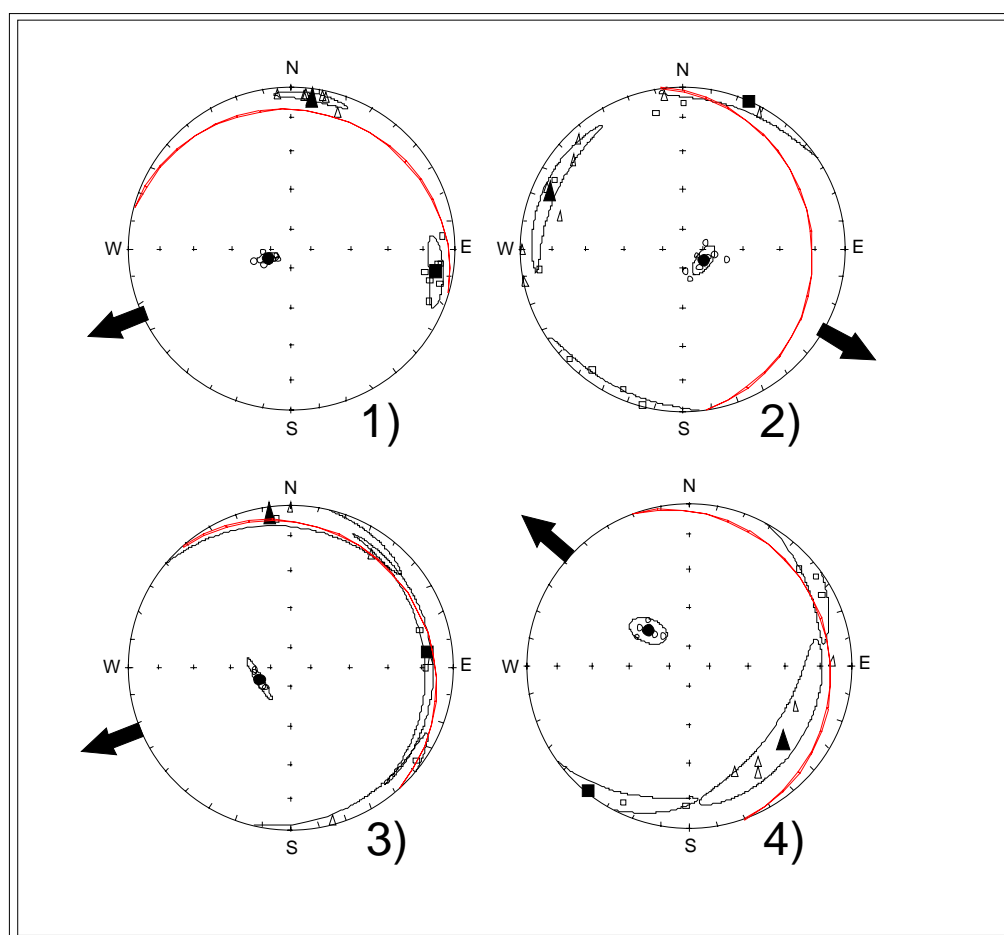
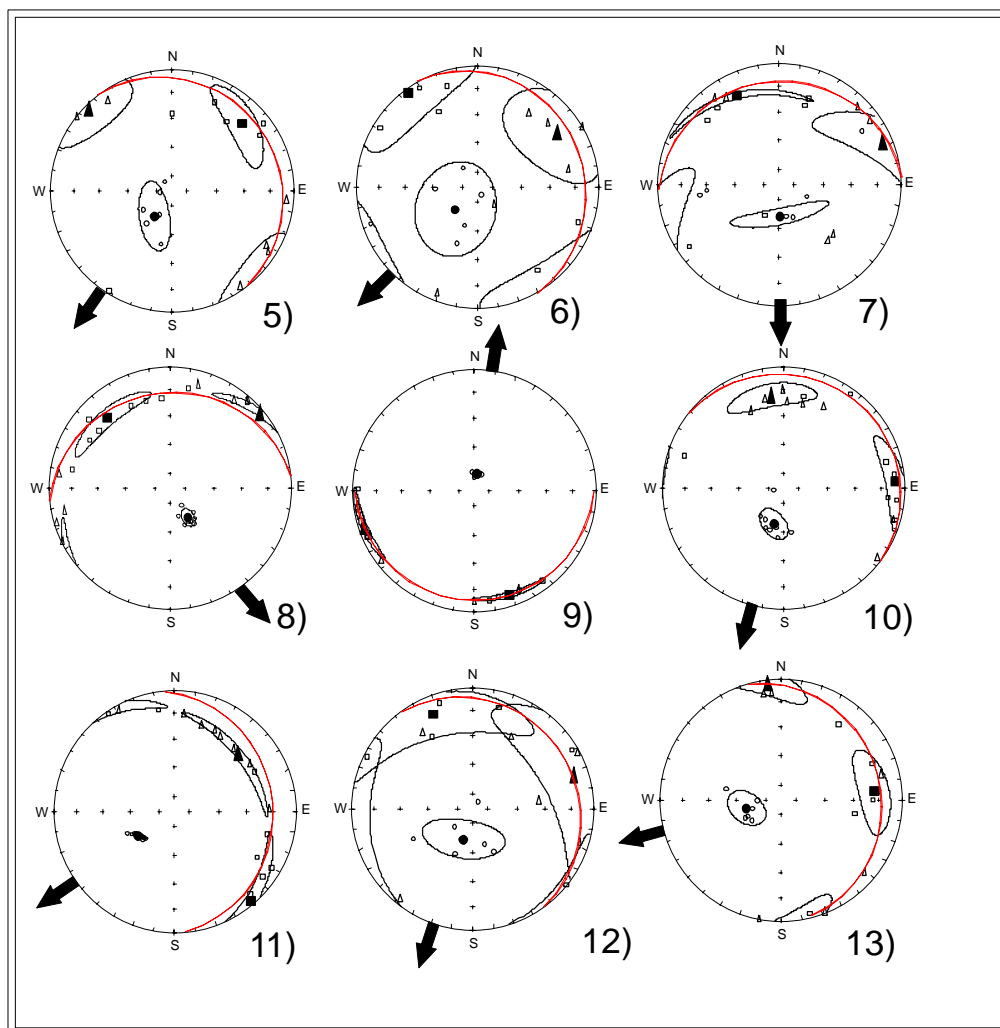


Figura 21: (página anterior) Proyección igual área de las dirección principal de susceptibilidad magnética para muestras tomadas en Tmrs y Tmz (Grupo 3). Cada proyección representa las medidas realizadas en cada espécimen de cada una de las muestras. Los símbolos sólidos representan la media de las susceptibilidades principales máxima (cuadrado), mínimo (círculo) e intermedio (triángulo).

Del Grupo 4, el Subgrupo Inferior incluye nueve muestras, cuatro de Tpli y cinco de Tpg-f. Dos muestras de Tpli (6 y 7) presentan regiones de confianza grandes (Figura 22), pero aún así es posible determinar el plano que forman k_{\max} y k_{int} , que coincide en todos los casos bastante bien con el plano de foliación medido en campo.

Todas las muestras de Tpg-f presentan baja dispersión de los datos (regiones de confianza pequeñas) y muy buena concordancia con el plano de foliación volcánica. La tendencia general del eje de susceptibilidad mínima k_{int} para todas las muestras es en la dirección SW.

Figura 22: (Página siguiente) Proyección igual área de la dirección principal de susceptibilidad magnética de muestras del Grupo 4, Subgrupo Inferior. De la 5 a la 8 pertenecen a Tpli, las restantes son de la unidad Tpg-f. Símbolos como en la Figura.21.



Los resultados que se obtuvieron para el paquete Superior presentaron todos baja dispersión y buena concordancia entre los datos de campo y los de laboratorio (Figura 23). Las regiones de confianza pequeñas apoyan esto. Solo la muestra 14 presenta mayor dispersión en la proyección de los datos para los ejes de susceptibilidad máxima e intermedia, además de que la concordancia entre el plano k_{\max} - k_{int} y el plano de foliación no es muy buena.

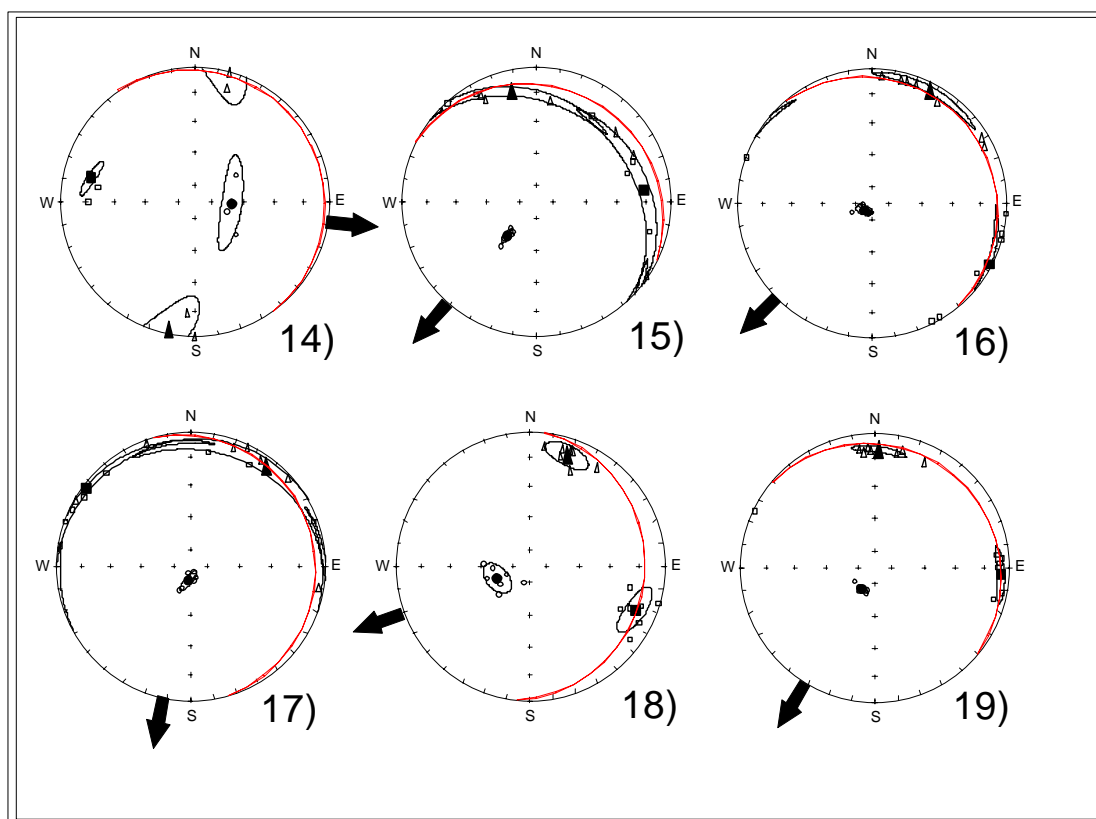


Figura 23: Proyección igual área de las dirección principal de susceptibilidad magnética para muestras del Grupo 4, Subgrupo Superior. Muestras 14 y 15 pertenecen al depósito aglutinado (Tpa), el resto a las cenizas soldadas (Tpr). Símbolos como en la Figura.21

En síntesis, la mayoría de las muestras del Grupo 4 (salvo 9 y 14), arrojan un dato de dirección de flujo hacia el S-SW.

Las direcciones de imbricación de los planos k_{\max} - k_{\min} se proyectaron en el mapa geológico (Figura 26). La interpretación de estos resultados en un contexto geológico se hace durante la discusión de todos los resultados.

IV. DISCUSIÓN

IV.1. Correlación regional de unidades y edad de los pulsos volcánicos

IV.1.1 Correlación de unidades

La descripción detallada de la estratigrafía volcánica y sedimentaria en la región de El Huerfanito se realizó con el fin de correlacionar estas rocas con la estratigrafía volcánica documentada en la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP) al norte, y en la zona de Cinco Islas y Arroyo Miramar al sur de la zona de estudio ([Martín-Barajas *et al.*, 1995](#); [Oskin, 2001](#)). Esta correlación tiene por objetivo definir la posible ubicación de la fuente de los principales eventos del volcanismo en la PVP.

El basamento pre-Terciario en El Huerfanito consta de rocas graníticas que se interpretan como pertenecientes a la intrusión del Cretácico Tardío del batolito Peninsular. Esta intrusión, muy probablemente sea la causante del metamorfismo de contacto de alto grado presente en los metasedimentos que afloran en la zona. Estas rocas metamórficas han sido interpretadas por Gastil y Phillips ([1993](#)) como cuenca tras-arco equivalente temporal de la Formación Alisitos al oeste de la península. La secuencia de esquistos y filitas muy probablemente pertenece a la Formación la Olvidada, de edad Aptiense-Albiense ([Phillips, 1993](#)) reportada al oeste del área de estudio.

Las rocas volcánicas y volcanosedimentarias de composición andesítica y dacítica del Grupo 2, documentadas en el límite sur del área de estudio, se correlacionan con otras secuencias de un volcanismo de arco de edad Mioceno, entre 20 y 12 Ma, que incluyen

lavas, domos y depósitos epiclásticos relacionados con la erosión de los aparatos volcánicos (Martín-Barajas *et al.*, 1995; 2000; Dorsey y Burns, 1994). A esta secuencia volcánica y sedimentaria del arco Miocénico se le ha denominado en Baja California Sur como Formación Comondú (Hausback, 1984), o Grupo Comondú (Dorsey y Burns, 1994). La característica petrológica distintiva del volcanismo de arco es la presencia de hornblenda y biotita en rocas dacíticas y andesíticas de textura porfídica.

Estas rocas fueron descritas por Oskin (2001) en su trabajo doctoral en la región de Cinco Islas, ubicada inmediatamente al sur de la zona del Huerfanito (Figura 24). En esa región Oskin (2001) describe cuatro paquetes dentro de las rocas de arco Mioceno, que son de base a techo: areniscas y conglomerados volcanogénicos, coladas de lava andesítica inferiores, rocas volcanosedimentarias intermedias y coladas de lava andesítica superiores. Las coladas de lava andesítica inferior y la secuencia volcanoclástica intermedia las ubica al norte de la zona de Cinco Islas, y directamente subyacen a las tobas del Plioceno del Grupo 4, y se correlacionan con la secuencia del Grupo 2 de este trabajo.

En el área de estudio el Grupo 2 incluye en la base un paquete de flujos de lava con hornblenda y plagioclasa porfídica, que subyacen a un paquete de sedimentos volcanogénicos compuestos por conglomerados y brechas soportados por matriz, que presentan estratos masivos con matriz tobácea. Estos indican transporte en masa, y se interpretan como depósitos tipo lahar relacionados con el transporte por gravedad de depósitos volcanogénicos saturados en agua en los flancos de estratovolcanes (Fisher y Schminke, 1984, Cas y Wright, 1987). Los lentes y estratos conglomeráticos clastosoportados son más abundantes hacia la cima de la secuencia y presentan imbricación de clastos debido al transporte por tracción. Estos se interpretan como depósitos aluviales

en facies de canal y retrabajo de los depósitos de lahar.

Las lavas andesíticas (*Tmv*) y los depósitos de lahar en el área de El Huerfanito se correlacionan con los flujos de lava inferior y la secuencia intermedia que describe Oskin (2001) en Cinco Islas, en donde también reporta la fuente de un volcán andesítico con lava aglutinada, pero no reporta facies proximales de estratovolcanes dacítico-andesíticos. Estos depósitos volcanosedimentarios del Grupo 2 también han sido reportados al norte en el Arroyo los Heme (Martín-Barajas *et al.*, 1995), y al sur de Cinco Islas en la zona de San Luis Gonzaga (Martín Barajas *et al.*, 2000) (Figura 23). En estas dos áreas sí se reportan facies proximales, sin embargo, la dirección de transporte de los clastos es hacia el WSW, y no es posible hacer una correlación entre depósitos epiclásticos del Grupo 2 descritos en esta tesis y la fuente de facies proximales descritos en el Arroyo Los Heme o en San Luis Gonzaga.

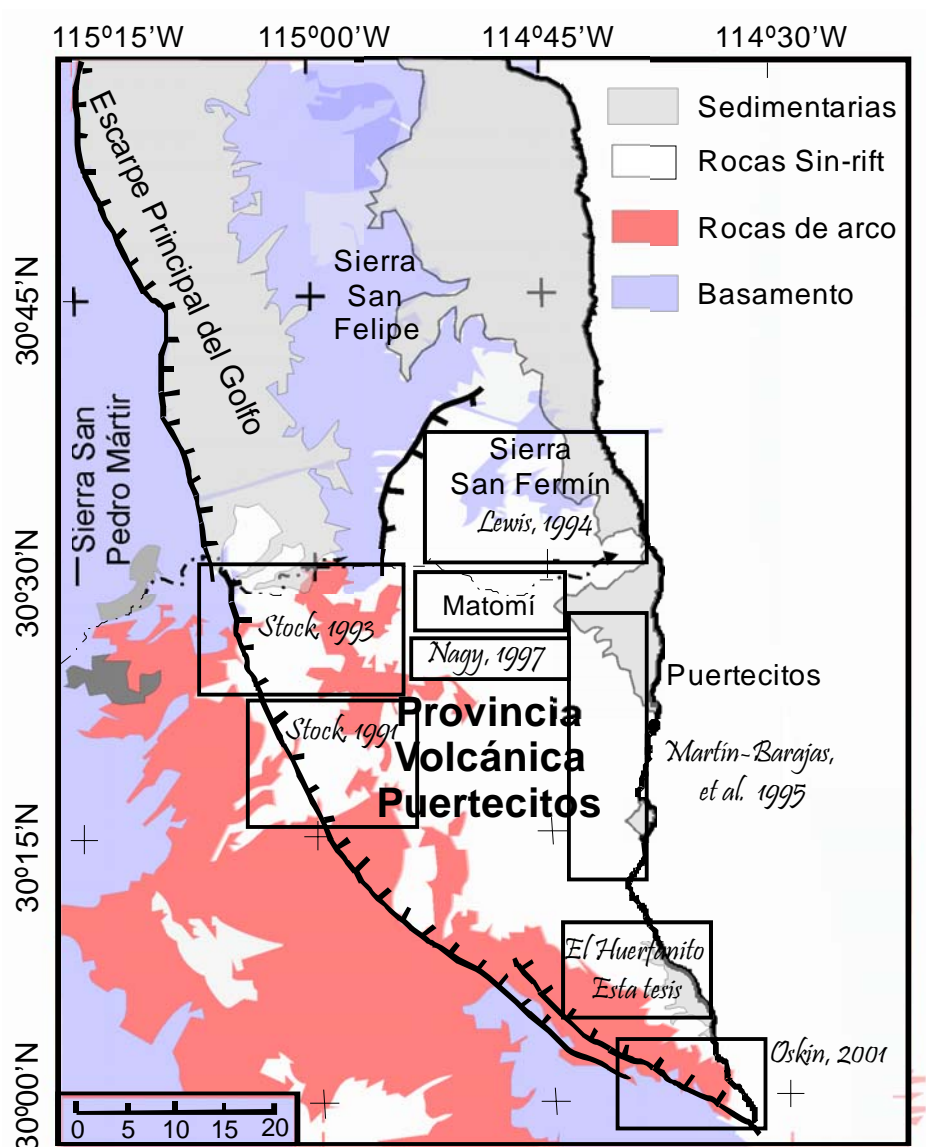


Figura 24: Mapa con la localización de los trabajos realizados en áreas adyacentes a la zona de estudio

En este trabajo no se cuenta con fechamiento absoluto de las unidades volcánicas del Grupo 2, sin embargo, las edades reportadas en las áreas adyacentes varían de 15 a 17 Ma ([Martín-Barajas et al., 1995; 2000](#)). La edad máxima se desconoce, pero en el Arroyo

Los Heme las facies proximales de volcanes relacionados con el arco Comondú es de ~16 Ma y las edades en el campo volcánico de San Luis Gonzaga varían entre 17.2 y 15. Estas edades representan la etapa terminal del arco miocénico en el norte de Baja California, que culminó hacia los ~12 Ma en Baja California Sur (Hausback, 1984; Sawlan, 1991).

La correlación de las tobas cristalinas del Grupo 3 con secuencias similares reportadas en la PVP plantea algunos problemas. En el área de estudio estas dos tobas se consideran de facies distales de flujos piroclásticos, tanto por el tamaño homogéneo de la ceniza, como por el bajo grado de soldamiento. La correlación hacia el norte, en donde se ha reportado un pulso de volcanismo explosivo de ~6 Ma (Martín-Barajas *et al.*, 1995; Stock *et al.*, 1991), resulta complicada debido a las variaciones texturales entre facies proximales y distales.

Se interpreta que las tobas Tmrs-Tmz corresponden a dos flujos piroclásticos posiblemente relacionados a una fuente común en base a sus características petrológicas y texturales similares. El hecho de que Tmrs presente una base más soldada en algunos afloramientos hace descartar la posible hipótesis de un único flujo piroclástico compuesto. Tmz contiene una delgada base rica en cristales, con alta concentración de sanidino lo que sugiere una selección de partículas en el flujo piroclástico por diferencia de densidad. Esta capa basal esta fuertemente cementada con carbonato diagenético. Un paquete de tobas con abundante sanidino fechado en ca. 6 Ma está reportada en la zona del arroyo Matomí (Stock *et al.*, 1991; Martín-Barajas *et al.*, 1995) y constituye un criterio de correlación entre los depósitos proximales de la parte norte de la PVP y las dos tobas cristalinas fechadas en ~ 6 Ma que afloran en el área de El Huerfanito.

En base a las dos edades ^{40}Ar - ^{39}Ar sobre sanidinos (6.12 ± 0.2 y 6.18 ± 0.03 Ma),

obtenidas en las tobas cristalinas, éstas podrían correlacionarse con una de las seis unidades de enfriamiento de las Tobas el Canelo descritas por Martín-Barajas *et al.* (1995), quien reporta una edad de 6.44 ± 0.02 Ma (sanidino) para la unidad inferior (Tmc1), y por tanto consistente con las edades obtenidas en esta tesis. A pesar de que las características texturales entre las Tobas el Canelo y Tmrs-Tmz no son iguales, la mineralogía y tipo de fragmentos sí lo son, por lo que se puede pensar que las tobas cristalinas de esta tesis son facies distales de las Tobas el Canelo, que son facies proximales ubicadas ~40 Km al norte.

En la zona de Cinco Islas, Oskin (2001) no reporta flujos piroclásticos con estas características entre las tobas del Plioceno (Grupo 4) y los depósitos volcanosedimentarios del Grupo 2, y los últimos afloramientos de las tobas cristalinas del Grupo 3 hacia el sur se encuentran en el Arroyo Pastís (Figura 7)

Las tobas del Plioceno (Grupo 4) se correlacionan parcialmente con la estratigrafía volcánica descrita al norte y al sur. En el Arroyo los Heme (~15 km al norte de El Huerfanito) se reportan más de 25 unidades de enfriamiento por arriba de una toba de lapilli pumicítico similar a Tpn. Esta toba pumicítica es la unidad basal de la secuencia del Plioceno hacia el norte (Martín-Barajas *et al.*, 1995). La mineralogía distintiva de esta unidad incluye plagioclasa, biotita, clinopiroxeno y hornblenda en trazas. Los fragmentos líticos accidentales en ambas tobas son variados pero predominan los fragmentos de lava riolítica, y fragmentos de rocas graníticas distintivos. En función de las características petrológicas y texturales descritas por Martín-Barajas *et al.* (1995), la unidad que denomina Tph1, en la base de las tobas Los Heme, se correlaciona con una de las tobas pumicíticas de la base del Grupo 4 (Figura 24).

Por encima de la toba pumicítica Tph1, en el Arroyo El Huerfanito, Martín-Barajas

et al. (1995) reportan ocho unidades (tobas líticas, tobas pumicíticas y tobas vítreas densamente soldadas), que incluyen hacia el techo un depósito de lava aglutinada. Por encima de éste, afloran 3 unidades de cenizas soldadas y un depósito de lapilli pumicítico sin matriz que se correlacionan con las tobas del paquete superior.

En el arroyo Los Peralta de esta tesis, el número de unidades volcánicas por arriba de la toba pumicítica Tpn disminuye a 6 y todas se adelgazan rápidamente. El depósito de lava aglutinada que reportan [Martín-Barajas *et al.* \(1995\)](#) y [Oskin \(2001\)](#), podría correlacionarse con la unidad Tpa que también consiste de fragmentos aglutinados de lava máfica. Las tres unidades de tobas soldadas se correlacionan entonces con las unidades Tpr-Tpx-Tpo de esta tesis.

Las características petrológicas de las tobas líticas que describen por encima de la toba pumicítica Tph1 son similares a las tobas líticas intermedias (Tpl1 y Tpl2) reportadas en esta tesis, pero la correlación uno a uno de estas unidades entre ambas áreas resulta aún ambigua.

En el área de estudio, la distribución de las tobas del Plioceno es desigual de norte a sur ([Figura 25](#)). Hacia el sur, en la zona de Cinco Islas, la tendencia general es la disminución en el número de unidades del Grupo 4, y Oskin (2001) reporta tres unidades por arriba de una toba pumicítica que correlacionamos con Tpn. Además, su adelgazamiento está aunado a una clara disminución del tamaño de clastos líticos y pómez, lo que indica una lejanía a la fuente en esa dirección.

Solo las tobas pumicíticas Tpcc-Tpli-Tpn presentan un patrón diferente en la distribución de espesores. La toba Tpn presenta un aparente aumento del espesor hacia el sur entre el arroyo Norte y el arroyo Volcán debido a que la deposición está claramente

controlada por el paleorelieve desarrollado sobre las unidades del Grupo 2.

El relleno total o parcial de valles por flujos piroclásticos ocurre de forma pasiva cuando son ignimbritas que han disminuido en energía a medida que se alejan de la fuente y a la pérdida de gases y fluidificación (Walker, 1983), por lo que acaban canalizando el flujo en los valles y rellenando el paleorelieve, dependiendo del volumen de emisión piroclástica (Walker, 1983). La toba Tpn presenta las características texturales típicas de la facies 2 de la secuencia-tipo de una ignimbrita definida por Cas y Wright (1987), esto es, concentración de líticos en la base y de pómez hacia el techo, gradación inversa, chimeneas de degasificación y matriz de cenizas sin estructura interna.

Las unidades superiores, Tpr, Tpx y Tpo, se correlacionan con las unidades superiores de las tobas los Heme (Martín-Barajas *et al.*, 1995) y presentan fenocristales formando aglomerados de plagioclasa y dos piroxenos (orto y clino). Según la clasificación modal de los cristales la composición de estas tobas sería de andesita basáltica, sin embargo tienen una composición riolítica a dacítica (Martín-Barajas *et al.*, 1995). Este hecho, junto con la abundancia de cristales plagioclasa con zonados oscilatorios truncados y texturas esponjosas, además del color oscuro de las tobas soldadas, hace pensar en una mayor temperatura y podría interpretarse como estratificación en una cámara magmática o como aumento de la temperatura por inyección de magma basáltico.

No se sabe si el magma riolítico-dacítico resulta de la diferenciación por cristalización fraccionada o por asimilación de corteza granítica y/o sedimentos. Sin embargo, se interpreta que la mayor temperatura de las unidades del grupo superior no permitió la cristalización de cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y biotita (minerales hidratados), solo clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y, olivino fayalita, en baja

proporción (<5% de cristales) (Best, 1982)

Basándose en criterios texturales como el grado de devitrificación y el grado de soldamiento, es posible observar que la secuencia volcánica del Grupo 4 evidencia un aumento de temperatura hacia el techo debido al mayor grado de soldamiento de las tobas acompañado de una mineralogía de mayor temperatura y erupciones de rocas volcánicas máficas de fuente locales (volcán Prieto, Tpa, y cono cinerítico en Cinco Islas. (Apéndice A).

En síntesis, la correlación de la estratigrafía volcánica de los grupos 3 y 4 al norte y hacia el sur del área de estudio sugiere que las tobas cristalinas del Grupo 3 representan depósitos distales de flujos piroclásticos de la secuencia de tobas El Canelo cuya fuente se ubica en el Arroyo Matomí ~40 km al norte (Stock *et al.*, 1991; Martín-Barajas *et al.*, 1995). Las unidades del Grupo 4 se correlacionan con las tobas Los Heme. En el área de estudio la estratigrafía volcánica contiene tres unidades pumicíticas en la base del Grupo 4, en comparación con la región central de la PVP en donde ocurre solo una. Lo contrario ocurre para las tobas soldadas que hacia el norte aumentan el número y espesor. La explosividad, la dispersión y la intensidad eruptiva de este pulso volcánico hacia ~3 Ma posiblemente aumentó hacia el techo de la secuencia, junto con la temperatura y el contenido en minerales máficos.

Figura 25: (Página siguiente). Correlación de tres columnas sintéticas del área de estudio con la estratigrafía de Martín-Barajas, *et al.* (1995) en el Norte y de Oskin (2001) en el Sur. De derecha a izquierda: Arroyo El Huerfanito, Arroyo Norte, Arroyo Placer de los Peralta, Arroyo Pastis y Arroyo Miramar. Los espesores de las columnas no son reales, están en proporción pero no a escala.

IV.1.2 Anisotropía magnética y ubicación de la fuente ¿Uno o varios centros de emisión?

Los resultados de ASM apoyan la ubicación en el noreste de la fuente de las ignimbritas del Grupo 4. La primera consideración para validar este método es que se asume una dinámica de flujo laminar y no turbulenta para las coladas piroclásticas, por lo que la imbricación o alineación de clastos o de cristales puede arrojar información sobre la dirección de flujo. Dentro del cuerpo de un flujo piroclástico, la dinámica puede variar de laminar en el centro del flujo a turbulenta en los bordes y la cabeza (Sparks y Walter, 1977). La consistencia de los datos de ASM permite asumir que el muestreo se realizó en las partes centrales del flujo dónde la dinámica es laminar.

Diversos autores (MacDonald y Palmer 1990, Cagnoli y Tarling 1997, Palmer *et al*, 1991), en sus trabajos con ASM en flujos piroclásticos validan éste método como herramienta para determinar la orientación mineral preferente, y en base a esto, inferir posibles direcciones de flujo y emplazamiento de las coladas piroclásticas. La imbricación de los planos de susceptibilidad k_{\max} - k_{int} de las tobas del Plioceno (Grupo 4) presenta una dirección consistente hacia el SW. De esto se infiere una dirección de flujo preferente en ese sentido.

Una muestra de Tpa (muestra 14) presenta una dirección de transporte hacia el NE, que es opuesta a la dirección de transporte de las tobas aunque tiene la misma orientación (NE-SW). Esto puede deberse a un reomorfismo postdeposicional en esta unidad que puede variar la dirección de flujo primaria, o también que requiere corrección por buzamiento.

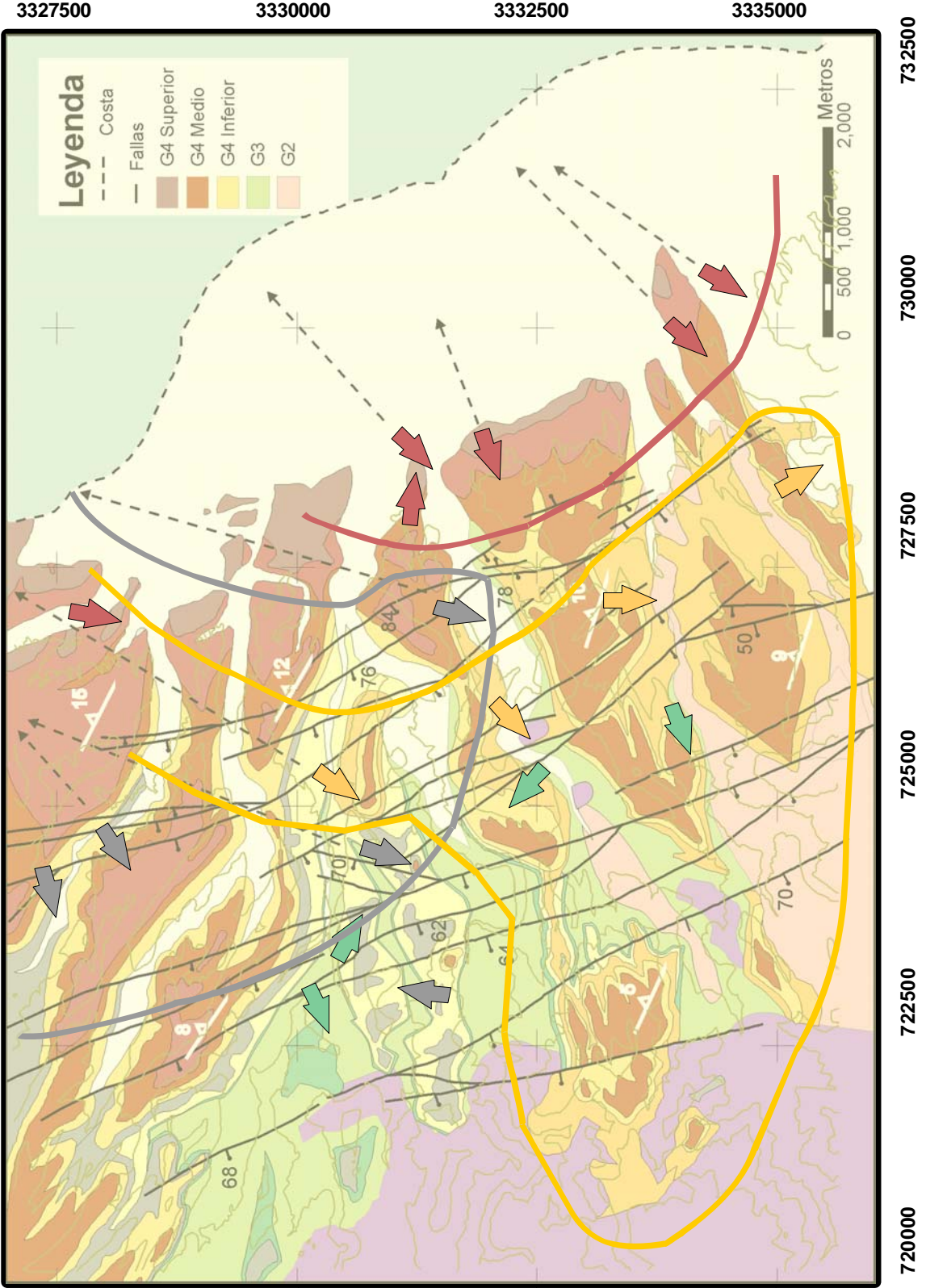
En la toba pumicítica Tpli (muestras 5, 6, 7 y 8) se observa variación progresiva en

la dirección del flujo de SW hacia el SE (variación de $\sim 60^\circ$). Este cambio probablemente se debe al efecto del paleorelieve que rellena esta unidad, que hace variar la dirección del flujo en función de la topografía.

Las unidades volcánicas que no están controladas por el paleorelieve no presentan este tipo de efecto topográfico en la anisotropía magnética y concuerdan con una dirección preferente hacia el SW.

En base a los datos de ASM y en los espesores y número de unidades es posible inferir la ubicación de la fuente para las rocas del Grupo 4. En la [Figura 26](#) se proyectan las posibles direcciones de ubicación de la fuente. Se podría pensar en dos centros emisores. Uno para las unidades pumicíticas (subgrupo Inferior) ubicada hacia el norte, fuera del área y otra para las rocas del subgrupo Superior (tobas soldadas) con ubicación al este del litoral y una fuente posiblemente más cercana a la zona de estudio, lo que se apoyaría por el hecho de que las unidades superiores (depósito aglutinado y tobas soldadas) parecen ser facies más proximales que las unidades pumicíticas del subgrupo Inferior.

Figura 26: (página siguiente) Proyección de los datos de ASM sobre el mapa geológico de El Huerfanito. La ubicación de las muestras se detalla en el apéndice C4. Las flechas en discontinuo representan la dirección de ubicación de los posibles centros emisores. Las líneas en color que envuelven las flechas representa la posible forma de la colada piroclástica según los datos de ASM.



IV.2 Deformación y tectónica local

IV.2.1 Orientación de fallas y edad de la deformación

El patrón general de fallas tiene una dirección preferencial noroeste-sureste ([Figura 17a](#)) y son fallas normales con poco desplazamiento vertical. Este patrón es concordante con el patrón de deformación reportado en otros estudios locales en la Provincia Volcánica de Puertecitos y en la zona de Cinco Islas. En el norte y centro de la PVP el patrón de deformación indica una extensión en dirección ENE ([Martín-Barajas y Stock, 1993](#)). En la zona de Cinco Islas este patrón de fallas continúa y predominan fallas normales y oblicuas. El escarpe del Golfo en esta región contiene una zona de fallas oblicuas de dirección NW (fallas Palmitas, Sagredo y Miramar de [Oskin, 2001](#)) que se proyectan y ramifican hacia el área de estudio. Sin embargo, no se identificaron en la zona de estudio y posiblemente se prolongan hacia el oeste en la región del escarpe.

La deformación al oriente del Escarpe del Golfo es transtensiva y combina fallas normales, oblicuas y de desplazamiento lateral ([Oskin, 2001](#); [Martín y Stock, 1993](#); [Lewis, 1994](#); [Nagy, 1997](#)). Llama la atención en la zona de estudio que, dado que se encuentra dentro de un sistema de deformación transtensiva no se observaron fallas con importante desplazamiento lateral. Solo algunas de las fallas reportadas presentan desplazamiento oblicuo observado por el dato de estría. Por el contrario, el grueso de las fallas presenta un desplazamiento normal puro.

El área de estudio posiblemente se localiza entre dos zona de cizalla lateral una en la zona de falla del escarpe reportada por Oskin ([2001](#)). La otra zona de cizalla sería la falla

Volcanes reportada por Martin-Barajas y colaboradores (2006) que corre a lo largo del margen peninsular en la proyección al NW de la falla Canal de Ballenas (Figura 27). Experimentos analógicos aplicados al rift de Etiopía (Bonini *et al*, 1997) combinan dos fases de deformación sucesivas, extensión ortogonal seguida de extensión oblicua y viceversa. En el primer modelo, se observa que en la etapa temprana se forman una serie de fallas oblicuas principales de gran continuidad que posteriormente, en la etapa de extensión oblicua, acomodan la cizalla lateral. Entre estas fallas principales se forman una serie de fallas normales, sintéticas y antitéticas, que acomodan la componente extensional y son de dirección paralela-subparalela a la dirección del rift. En este modelo no observan rotación de bloques. Este podría ser el caso de la zona de estudio, donde dos zonas de falla principales acomodan el mayor desplazamiento lateral (el escarpe del Golfo y la falla Volcanes) y entre ellas la deformación se acomoda en fallas normales de poco desplazamiento normal y de dirección paralela a la dirección de rift del Golfo del California.

El basculamiento de la secuencia de El Huerfanito hacia el E-NE sería la consecuencia de esta deformación en dos etapas. Aunque existe un hiato entre los depósitos de 6 y 3 Ma, no se observan diferencias significativas en el basculamiento de la foliación volcánica y la estratificación de los depósitos sedimentarios entre las rocas del Grupo 3 (~6 Ma) y las del Grupo 4 (~3 Ma). Con esto se interpreta que la deformación en el área de estudio tuvo lugar posteriormente a los 2.3 Ma que es la edad de la unidad más joven fechada en el área.

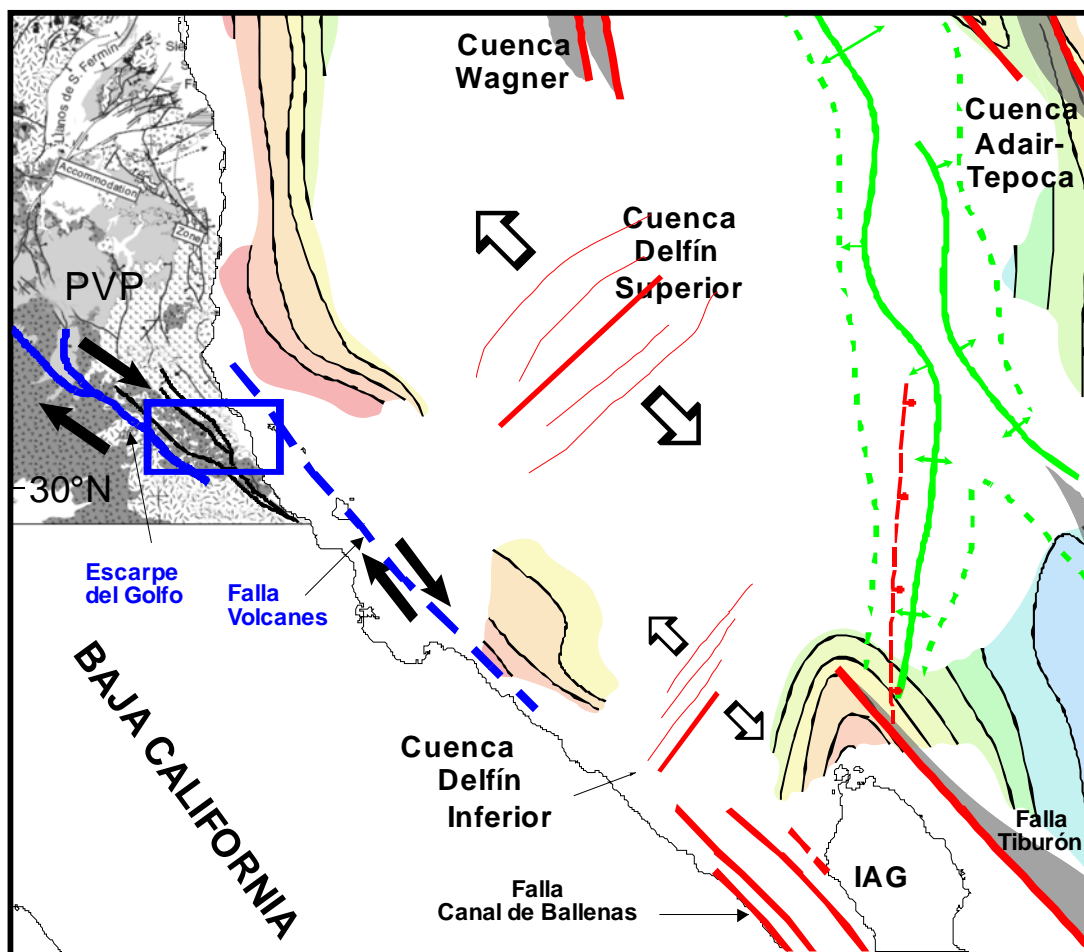


Figura 27: Mapa estructural del Golfo de California para la zona de estudio con los rasgos tectónicos principales. Modificado de Aragón-Arreola (2007) y Oskin (2001).

IV.2.2 ¿Inversión del drenaje local?

Entre las rocas volcanosedimentarias del arco (Grupo 2) y los conglomerados sin-rift (Grupo 3) se observó un cambio drástico en la dirección de imbricación de los clastos en depósitos con transporte por tracción. Las lentes y estratos conglomeráticos de Tms en su parte intermedia y superior presentan una imbricación en dirección SW. Posiblemente

sea una inversión local de un sistema que drenaba los antiguos aparatos volcánicos en desmantelamiento y que cambió de dirección al definirse la subsidencia en el margen peninsular hacia el Golfo. La imbricación de los clastos en el conglomerado aluvial Tc que contiene a las tobas cristalinas de ~6 Ma indica paleocorriente en dirección NE hacia el Golfo y sugiere que la extensión asociada al rift ya estaba ocurriendo en ese tiempo ([Figura 8](#)).

Otro dato que indica la formación del escarpe del Golfo hacia el oeste y transporte de sedimentos hacia el Golfo de California es que el conglomerado Tc del Grupo 3 aumenta su proporción de clastos graníticos hacia techo, lo que apoya el cambio en la dirección de drenaje de E a W y la exposición del batolito Peninsular en el bloque levantado del escarpe.

En la región del Arroyo Matomí y Valle Chico, [Stock y Hodges \(1990\)](#) acotan el inicio de la extensión entre 6 y 12 Ma debido a una discordancia angular entre dos unidades volcánicas. Esta relación temporal es consistente con lo que se observa en los datos de imbricación. La edad mínima del conglomerado Tc es la edad de ~6 Ma de las tobas cristalinas y lava dacítica interestratificada, por lo que la inversión del drenaje en esta zona sería anterior a los 6 Ma. Sin embargo, la magnitud de la extensión registrada en la zona de estudio es pequeña (<10%) y el ángulo de buzamiento de las tobas y sedimentos de 3 y de 6 Ma, es muy similar. Esto indica que la mayor deformación registrada en estos dos eventos volcánicos es posterior a 2.7 Ma.

IV.2.3 Implicaciones tectónicas

La actividad volcánica en el margen peninsular ha sido intermitente durante el desarrollo del rift. En la región entre San Felipe y el límite sur de la PVP se han documentado tres pulsos de actividad volcánica: uno alrededor de ~11 que depositó la Toba de San Felipe ([Stock *et al.*, 1999](#)), que es un evento explosivo de extensión regional con facies proximales identificadas al sur de San Felipe, en Isla Tiburón y en la costa de Sonora. Este evento no se registró en la zona de estudio. El segundo evento ocurrió en la zona del arroyo Matomí hacia los 6 Ma. Durante este evento volcánico, la zona del arroyo Matomí funcionó como una zona de fractura que posiblemente transfería la deformación oblicua del margen peninsular a la zona de fractura Tiburón ([Stock y Hodges, 1990](#)). Esta zona de fractura posiblemente constituía el límite sur de la cuenca Delfín Superior y de la zona de deformación principal. Durante el Plioceno tardío parece ocurrir un cambio importante en la ubicación del límite de placas con el desarrollo de la falla Canal de Ballenas como límite principal y el abandono de la zona de fractura Tiburón ([Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007](#); [Stock, 2000](#)). En este proceso el bloque cristalino de Isla Angel de la Guarda se incorporó a la placa de Norteamérica y la extensión oblicua abrió la cuenca Delfín Inferior ([Stock, 2000](#)). Estudios recientes de datos sísmicos de PEMEX ([Martín-Barajas *et al.*, 2006](#)) muestran que una zona de falla bordea el margen peninsular (falla Volcanes) y varias de estas fallas se ramifican y cambian de dirección hacia el NNE, ocasionando la segmentación de la cuenca Delfín Superior ([Persaud *et al.*, 2003](#)). Los datos estratigráficos y de ASM indican que la fuente del volcanismo explosivo de 3 y 2.5 Ma se encuentra en el mar frente a la costa sur de la PVP. Esta zona se ubica en la

prolongación al NW de la zona de falla Volcanes y otras fallas del borde peninsular (Martin-Barajas *et al.* 2006). Asociada a esta zona de fractura se ha documentado la mayor actividad volcánica reciente (Martín y Weber, 2003; Hausback *et al.*, 1984; Paz-Moreno y Demant, 1999). La relación entre el último pulso de volcanismo explosivo y el inicio de la zona de fractura del Canal de Ballenas y cuenca Delfín Inferior parece ser de causa y efecto. Esto deberá comprobarse con estudios de sismica marina para correlacionar las unidades en tierra y el margen NW de la cuenca Delfín Inferior.

V. CONCLUSIONES

- En El Huerfanito se encuentran tres grupos de rocas volcánicas asociadas a ambientes geológicos distintos: El Grupo 2 derivado de la actividad de un arco volcánico y los Grupos 3 y 4 productos de la actividad del rift.
- La correlación de la estratigrafía volcánica hacia el norte y el sur del área de estudio sugiere que las tobas cristalinas del Grupo 3 representan depósitos distales de flujos piroclásticos de la secuencia de tobas El Canelo cuya fuente se ubica en el Arroyo Matomí ~40 km al norte.
- Las unidades del Grupo 4 se correlacionan con las tobas Los Heme. En el área de estudio la estratigrafía volcánica contiene tres unidades pumicíticas en la base del Grupo 4, en comparación con la región central de la PVP en donde ocurre solo una. Lo contrario ocurre para las tobas soldadas que hacia el norte aumentan el número y espesor.
- La explosividad, la dispersión y la temperatura del magma de este pulso volcánico hacia ~3 Ma posiblemente aumentó hacia el techo de la secuencia, junto con la temperatura y el contenido en minerales característicos de magmas máficos.
- La actividad volcánica principal en El Huerfanito es de edad Plioceno, con la presencia de actividad miocénica del arco al sur del área. La edad de la secuencia principal queda constreñida entre los 3 ± 0.1 y 2.3 ± 0.2 Ma.
- En base a los datos de ASM y en los espesores y número de unidades es posible inferir la ubicación de la fuente para las rocas del Grupo 4 al norte de la zona de

estudio. Se pueden proponer dos centros emisores: uno para las unidades pumicíticas (subgrupo Inferior), ubicada hacia el norte, fuera del área y otro para las rocas del subgrupo Superior (tobas soldadas) con ubicación al este del litoral y una fuente posiblemente más cercana a la zona de estudio.

- El basculamiento de la secuencia de El Huerfanito hacia el E-NE es consecuencia de una deformación en dos etapas. Aunque existe un hiato entre los depósitos de 6 y 3 Ma, no se observan diferencias significativas en el basculamiento de la foliación volcánica y la estratificación de los depósitos sedimentarios entre las rocas del Grupo 3 (~6 Ma) y las del Grupo 4 (~3 Ma). Con esto se interpreta que la deformación asociada al rift en el área de estudio tuvo lugar posteriormente a los 2.3 Ma que es la edad de la unidad más joven fechada en este trabajo.
- La imbricación de los clastos en el conglomerado aluvial Tc, que contiene a las tobas cristalinas de ~6 Ma, indica paleocorriente en dirección NE y sugiere que la extensión en el Golfo ya estaba ocurriendo en ese tiempo
- La extensión principal, relacionada con la apertura de Cuenca Delfín Inferior, no se acomodó en el área de estudio. Se propone un modelo en el que dos zonas de falla principales acomodan el mayor desplazamiento lateral (el escarpe del Golfo y la falla Volcanes) y entre ellas la deformación, de poca magnitud, se acomoda en fallas normales de poco desplazamiento normal y de dirección paralela a la dirección de rift del Golfo del California.

VI. BIBLIOGRAFÍA

Aragón-Arreola M., Martín-Barajas, A., y Stock, J. M., 2003. Tectonic implications of abandoned and active basin architecture in the northern Gulf of California Rift. Geological Society of America Cordilleran Section Abstract with ProgrASM 35(4):21.

Aragón-Arreola, M. y Martín-Barajas, A., 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*. 35: 571-574.

Best, M.G., 1982. *Igneous and metamorphic petrology*. Ed. W.H. Freeman and Company. San Francisco. p.630.

Bonini, M., Souriot, T., Boccaletti, M., Brun, J.P., 1997. Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift. *Tectonics*. 16(2):347-362

De Basabe-Delgado, J.D., 2002. Regresión lineal con incertidumbres en todas las variables: Aplicaciones en geocronología al cálculo de isocronas. Tesis de Maestría. CICESE, Ensenada, Baja California.

Dorsey, B., y Burns, B., 1994, Regional stratigraphy, sedimentology and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, Mexico.: *Sedimentary Geology*. 88:231-251.

Cagnoli, B. y Tarling, D. H., 1997. The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (ASM) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrite deposits: Italian examples. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 75:309-320

Cas, R. A. F., y Wright, J. V., 1987. *Volcanic Successions, Modern and Ancient*. Chapman & Hall. 4ª Edición. London. 528p

Curry, J. R., y Moore, D. G., 1984. Geologic history of the mouth of the Gulf of California, en: Crouch, J. K., and Bachman, S. B., ed. *Tectonic and sedimentation along the California margin*. Pacific Section S.E.P.M., p. 17-36.

Fisher, R. V., y Schminke, H. U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, 472 p

Gastil, R. G., Phillips, R. P., y Allison, E. C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geological Society of America Memoir 140. 170 pp.

Gastil, R. G., 1993. Prebatholithic history of peninsular California, editado por R.G. Gastil y R.H. Miller, en: The prebatholithic stratigraphy of peninsular California. Geological Society of America Special Paper. 279:145–156.

Hausback, B. P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. *in* Frizzell, V. A. ed. Geology of the Baja California Peninsula. Pacific Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist 39: 219-236.

Henry, C. D., y Aranda-Gómez, J. J. 1992. The real southern Basin and Range Mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*. v.20(8), p.701-704.

Hext, G.R., 1963. The estimation of second-order tensors, with related test and designs. *Biometrika*. 500(3-4):353.

Jelinek, V., 1978. Statistical Processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia geophysical et geodesy*. v. 22.

Lanphere, M.A. y Dalrymple, G.B., 1976. Identification of excess ^{40}Ar by the ^{40}Ar - ^{39}Ar age spectrum technique. *Earth and Planetary Science Letters*. 32:41-148

Le Maitre, R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193pp.

Lewis, C.J., 1994, Constraints on extension in the Gulf extensional province from the Sierra San Fermín, northeastern Baja California, Mexico [Ph.D. thesis]: Boston, Massachusetts, Harvard University. 361pp.

Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California. *En*: Winterer, D., Hussong, M., and Decker, R. W., eds., The Eastern Pacific Ocean and Hawaii, Geological Society of America, The Geology of North America. 499-521.

Lonsdale, P., 1991. Structural Patterns of the Pacific Floor Offshore of Peninsular California. En: Douphin and Simoneit, eds. American Association of Petroleum Geologist, Memoir. 47:87-125.

MacDonald, W.D. y Palmer, H. C., 1990. Flow directions in ash-flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff), Valles caldera, New Mexico, USA. Bulletin of Volcanology. 53:45-59

MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., y Guiford, C., 1991. Atlas of Igneous Rocks and their Textures. Longman Scientific and Technical. John Wiley and Sons, Inc., New York, 148pp.

Martín-Barajas, A., y Stock, J. M., 1993. Estratigrafía y petrología de la secuencia volcánica de Puertecitos, Noroeste de Baja California. Transición de un arco volcánico a rift., En Delgado-Argote, L., y Martín-Barajas, A., eds. Contribuciones a la tectónica del occidente de México: Monografías de la Unión Geofísica Mexicana: Ensenada, Baja California, Unión Geofísica Mexicana. 1:66-89.

Martín-Barajas, A., Stock, J., Layer, P. Hausback, B., Renne, P., y López-Martínez, M., 1995. Arc-rift transition magmatism in the Puertecitos Volcanic Province northeastern Baja California, Mexico. Geological Society of America Bulletin. 107(4): 407-424.

Martín-Barajas, A., Téllez-Duarte, M., y Stock, J. M., 1997. The Puertecitos Formation: Pliocene volcanoclastic sedimentation along an accommodation zone in northeastern Baja California, in Johnson, M. E., and Ledesma-Vázquez, J., eds., Pliocene Carbonate and Related Facies Flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico: Special Paper: Boulder Colorado. Geological Society of America. 1-24.

Martín-Barajas, A., Fletcher, J. M., López-Martínez, M., Mendoza-Borunda, R. 2000. Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: The San Luis Gonzaga volcanic field. Tectonophysics. 318:27-52.

Martín-Barajas, A. y Weber, B., 2003. Petrology of Plio-Pleistocene volcanic rocks in the northern gulf of California rift system: insights into crustal composition. GSA Cordilleran Meeting Pto. Vallarta, GSA Abstracts with ProgrASM, 35, 4, Paper 17-7.

Martín-Barajas, A., García-Abdeslem, J., Helenes, J., González-Escobar, M., Aragón-Arreola, M., y Pacheco-Romero, M., 2006. Evolución tectonoestratigráfica de las cuencas del norte del Golfo de California. PEMEX Exploración y Producción, Informe Técnico 410303843. 238pp.

McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R.L., 1993. Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, 196 pp.

Nagy, E.A., 1997. Extensional Deformation and Volcanism within the Northern Puertecitos Volcanic Province, Sierra Santa Isabel, Baja California, Mexico. PhD thesis, California Institute of Technology, Pasadena, CA, USA.

Ortega-Rivera, A., 2003. Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California: tectonic implications for western Mexico. En: Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martín-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA: Boulder, Colorado Geological Society of America Special Paper. 374:297-335.

Oskin, M., Stock, J. M., y Martín Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, 29(5): 459-462.

Oskin, M., 2001. Part I. Plate tectonic evolution of the Northern Gulf of California, Mexico, deduced from conjugate rifted margins of the Upper Delfin Basin. Ph.D thesis. California Institute of Technology. 504pp

Oskin, M., y Stock, J., 2003. Marine incursion synchronous with plate-boundary localization in the Gulf of California. *Geology*. 31(1): 23-26.

Palmer, H. C., MacDonald, W.D., Hayatsu, A., 1991. Magnetic, Structural and Geochronologic Evidence Bearing on Volcanic Sources and Oligocene Deformation of Ash Flor Tufos, Northeast Nevada. *Journal of Geophysical Research*. 96(B2):2185-2202.

Paz-Moreno, F. A. y Demant, A., 1999. The recent Isla San Luis volcanic center: petrology of a rift-related suite in the northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. (93):31-52

Persaud, P., Stock, J. M., Steckler, M. S., Martín-Barajas, A., Diebold, J. B., González-Fernández, A., y Mountain, G. S., 2003. Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfín Basins, northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research*. 105(B7):2355, doi: 10.1029/2002JB001937.

Phillips, J.R., 1993. Stratigraphy and structural setting of the Mid-Cretaceous Olvidada Formation, Baja California Norte, Mexico. *En: The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*, R. G. Gastil and R. H. Miller (eds). Geological Society of America Special Paper. 279:97–106.

Sawlan M.G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California Rift, *in* Dauphin, P., and Bernard R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the California*: American Association of Petroleum Geologists Memoir. 47:301-369.

Sparks, R. S. y Walker, G. P., 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2:329-341

Steiger, R.H. y Jäger, E., 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology, *Earth and Planetary Science Letters*. 36:359-362

Stock, J. M., 1989. Sequence and geochronology of Miocene rocks adjacent to the main gulf scarpment: Southern Valle Chico, Baja California Norte, Mexico, *Geofísica Internacional*. 28 (5): 851–896.

Stock, J. M., y Hodges, K. V., 1990. Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico, *Journal of Structural Geology*, 12 (3): 315–328.

Stock, J. M., Martín-Barajas, A., Suárez-Vidal, F., y Miller, M. M., 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of northeastern Baja California, Mexico. *En: Guidebook for the 1991 Annual Meeting of the Geological Society of America*, San Diego, California, editado por M. Walawender and B. Hanan, Geological Society of America, Boulder, Colorado. 44–67 pp.

Stock, J. M., Lewis, C. J., y Nagy, E. A., 1999. The Tuff of San Felipe: An Extensive Middle Miocene Pyroclastic Flow Deposit in Baja California, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Special Issue on Rift-related Volcanism. 93:53-74.

Stock, J. M., 2000. Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, México, to development of the plate boundary in the Gulf of California. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. and Stock, J. M. eds. *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*. Geological Society of America, Special Paper 334:143-156.

Walker, G. P. L., 1983. Ignimbrite type and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 17: 65-88

Winker, D. C., y Kidwell, M. S., 1996. Stratigraphy of a marine rift basin: Neogene of the western Salton Trough, California. in Abbot, L. P., and Cooper, D. J. eds. *Field Conference Guidebook American Association of Petroleum Geologist Annual convention. Pacific Section American Association of Petroleum Geologist and Society of Economic Paleontologist and Mineralogist*, Bakersfield California, 236-295.

York, D., Evensen, N.M., López Martínez, M., De Basabe Delgado, J. 2004. Unified equations for the slope, intercept and Standard errors of the best straight line. *American Journal of Physics*. 73 (3):367-375.

VII. APÉNDICES

VII.1.A. APÉNDICE A

LÁMINAS DELGADAS

En este apéndice se presenta la descripción petrográfica de las muestras que se recolectaron en la campaña de campo de Mayo 2006. Las abreviaturas que se utilizan son:

Plg: Plagioclasa, FK: Feldespato potásico, Cpx: Clionopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Q: Cuarzo, Op: Opacos, Ap: Apatito, Ol: Olivino, Bt: Biotita, Aug: Augita, Carb: Carbonato, Hbl: Hornblenda, Anf: Anfíbol

AC-8**Ubicación:** N726986 W3335339**Sitio:** 23

Muestra

Unidad: Tpr**Fecha y hora:** 03-MAY-06 10:24:05AM**Descripción muestra de mano:**

Roca de color violáceo. Matriz con <5% de cristales 20-25% de fiamas marcando la foliación de tamaños máximos de 50 cm y media de 30 cm. Moderadamente soldada.

Tamaño fragmentos:

Cristales menores de 2mm

Matriz micro-criptocristalina

Tipo de fragmentos (%):

Vidrio (esquirlas) 90%

Cristales 10%

MINERALOGÍA**Principales:** Plg, Cpx (augita)**Accesorios:** Q, Opacos, Apatito**Secundarios:** litofisae rellenando vesículas,

Q y FK por recristalización de la matriz.

**Clasificación modal
cristales**

Plg: 202..... 56%

FK: 54..... 15%

Q : 13..... 3 %

Cpx : 83..... 23%

Op : 39..... 11%

Total: 361..... 100%

Grado de soldamiento: Densamente soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Textura vitroclástica. Matriz foliada por compactación y flujo (pliegues en la matriz). Fenocristales euhedrales, subeuhedrales y corroídos. Aglomerados de Plagioclasa y clinopiroxeno. Plagioclasas con maclado oscilatorio al que se sobreimpone, en algunos casos, maclado polisintético. Plagioclasas celulares con zonado en parches. Algunas Plagioclasas presentan un núcleo con circón y alrededor de éste el maclado concéntrico. Apatitos aciculares incluidos dentro de las Plagioclasas, (muy abundante). Aglomerados con la misma composición que la matriz, por tanto cogenéticas.

Nombre de la roca:

Toba vítrea.

Andesita Basáltica según la clasificación modal de los cristales.

AC-9

Ubicación: N726215 W3335964**Sitio:** 24

Muestra

Unidad: Base Tpa**Fecha y hora:** 03-MAY-06 10:24:05AM**Descripción muestra de mano:**

Roca oscura de aspecto caótico. 40-50% de matriz sin cristales observables de visu. Líticos juveniles aglutinados y líticos accidentales riolíticos. Fiames rellenos de minerales secundarios de la fase vapor (*litofisae*). Densamente soldada

Tamaño fragmentos:

Matriz micro-cripcristalina

Cristales tamaño ceniza

Líticos 1-2 cm

Tipo de fragmentos (%):

Esquirlas de vidrio (80%)

Pómez (2%)

Cristales (3%)

Líticos accidentales (15%)

MINERALOGÍA

Principales: Vidrio

Accesorios: cuarzo y plagioclasa

Secundarios: carbonato

Grado de soldamiento: Densamente soldada.

TEXTURAS/ESTRUCTURAS

Textura vitroclástica. Roca parcialmente devitrificada, presenta esferulitas esféricas dispersas y axiolíticas (características de devitrificación de alta temperatura). Líticos accidentales con textura traquítica, bordes reaccionando con la matriz, hornblendas y augitas corroídas y alteraciones a carbonato. Fragmentos de cristales de cuarzo y plagioclasa. Matriz parcialmente recrystalizando a cuarzo y feldespato potásico.

Nombre de la roca:

Toba vítrea

AF-25A

Ubicación: N727505 W3335737**Sitio:** 25

Muestra

Unidad: Tpx**Fecha y hora:** 03-MAY-06 1:03:16PM**Descripción muestra de mano:**

Roca de color rojizo oscuro. Presenta foliación y estructuras de flujo. 60-70% matriz con cristales. Fragmentos líticos accidentales y juveniles de 2cm de tamaño máximo.

Tamaño fragmentos:

Matriz criptocristalina

Cristales < 2mm (tamaño ceniza)

Tipo de fragmentos (%):

Vidrio (80%)

Cristales (20%)

Lítics accidentales (0.5%)

MINERALOGÍA**Principales:** Plg, Cpx (augita)**Accesorios:** Opacos, Apatito, Opx, Q**Secundarios:** Cuarzo y FK en esferulitas. Carbonato

Clasificación modal cristales	
Plg: 75.....	70%
Op : 14.....	6%
Opx: 8.....	3 %
Cpx :54.....	21%
Total: 251.....	100%

Grado de soldamiento: Moderada a densamente soldada.**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Textura vitroclástica. Fenocristales euhedrales, subeuhedrales y corroídos. Fragmentos de cristales. Algunos aglomerados de plagioclasa y clinopiroxeno. Plagioclasas con zonados oscilatorios, maclados polisintéticos y alteración hidrotermal con relleno de carbonato en fracturas. Apatitos aciculares incluidos dentro de las plagioclasas. Cuarzo ausente. Roca parcialmente devitrificada que resulta en una textura esferulítica.

Nombre de la roca:

Toba vítrea.

Andesita basáltica según la clasificación modal de los cristales.

AF-25B

Ubicación: N727505 W3335737

Sitio: 25

Muestra

Unidad: Tpo

Fecha y hora: 03-MAY-06 1:03:16PM

Descripción muestra de mano:

Roca de color café oscuro. Aspecto escoriáceo. Fragmentos líticos del magma aplastados, foliación por compactación. Fiames de tamaños entre los 10-20 cm. Matriz vítrea.

Tamaño fragmentos:

Matriz microcristalina

Cristales < 2mm (ceniza)

Tipo de fragmentos (%):

Esquirlas de vidrio 75%

Cristales 20-25%

MINERALOGÍA
Principales: Plg, Cpx (augita), Opx

Accesorios: Opacos, Apatito.

Secundarios: litofisae, cloritas

Grado de soldamiento: Moderadamente soldada.

TEXTURAS/ESTRUCTURAS

Textura vitroclástica. Matriz vítrea (esquirlas) foliada por compactación. Foliación eutaxítica. Matriz parcialmente devitrificada. Lytophisae rellenas con minerales secundarios (Q, FtoK y carbonato). Aglomerados de cristales de plagioclasa y clinopiroxeno.

Fenocristales euhedrales, subeuhedrales y corroídos. Plagioclasas con zonados oscilatorios, maclados polisintéticos. Algunas plagioclasas tienen bordes corroídos por reacción con la matriz. Apatitos aciculares incluidos dentro de las plagioclasas. Cuarzo ausente como fenocristal. Clinopiroxenos alterándose a cloritas.

Nombre de la roca:

Toba vítrea.

Andesita Basáltica según la clasificación modal de los cristales.

AK-5**Ubicación:** N722039 W3334558**Sitio:** 20

Muestra

Unidad: Tpg Base**Fecha y hora:** 02-MAY-06 3:21:00 PM**Descripción muestra de mano:**

Zona basal de la **Unidad** de color rojizo. Densamente soldado. 80% de matriz de cenizas con cristales de plagioclasa y minerales oscuros. 20% de pómez aplastado (fiames). Foliación por compactación.

Tamaño fragmentos:

Cristales menores de 2mm

Matriz micro-criptocristalina

Tipo de fragmentos (%):

Vidrio (esquirlas y pómez) 90%

Cristales 10 %

MINERALOGÍA**Principales:** Plag, Cpx (augita), Q, Op (óxidos de Fe y Ti)**Accesorios:** Olivino, Apatito**Secundarios:** litofisae rellenando vesículas
(Q, FtoK, Carbonato)**Clasificación modal
cristales**

Plg: 142..... .62%

Cpx: 26..... 11.5%

Ol: 9.....4%

Q : 34.....15%

Op 17..... 7.5%

Total: 228.....100%

Grado de soldamiento: Densamente soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Textura vitroclástica. Matriz muy poco devitrificada. Fácilmente apreciables las esquirlas de vidrio compactadas. Foliación eutaxítica. Fragmentos de cristales de cuarzo y plagioclasa. Fiames muy aplastados rellenos de cuarzo y feldespato. Fenocristales euhedrales y subeuhedrales de plagioclasa con zonado oscilatorio y maclado polisintético. Tamaño de los cristales de Plg de 1mm. Clinopiroxenos de 0.5mm. Olivinos heredados e iddingsitizados. Algunas plagioclasas presentan inclusiones de Apatito Carbonato en algunos fiames.

Ausencia de líticos juveniles y accidentales.

Nombre de la roca:

Toba vítrea.

ALA-57

Ubicación: N727587 W3327277**Sitio:** 57

Muestra

Unidad: Tpli**Fecha y hora:** 14-MAY-06 8:12:31AM**Descripción muestra de mano:**

Roca de color blanco fácilmente deleznable. 15% pómez y 5% de líticos accidentales

Tamaño fragmentos:

Opacos tamaño ceniza fina

Matriz micro-criptocristalina

Tipo de fragmentos (%):

Vidrio 85 %

Opacos 15 %

MINERALOGÍA**Principales:** Vidrio y Opacos**Accesorios:** clinopiroxenos alterados**Secundarios:** sericita**Grado de soldamiento:** Densamente soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Textura esferulítica. Esferulitas con forma esferoidal de fibras de vidrio. Abundantes minerales opacos (de 7 a 10%). Agregados de cristales aciculares, en algunos casos formando esferulitas.

Fuerte devitrificación que ha formado las esferulitas y ha alterado la matriz a cierto mineral, sericita??. Posiblemente alteración hidrotermal (baja T^a), lo que concuerda con el tipo de esferulitas que se han formado. Posiblemente los agregados de mineral extraño sea devitrificación de mayor temperatura que nuclea cristales de mayor tamaño. Placas de carbonato.

FOTO (esferulitas, placa de carbonato, cristales aciculares de vidrio?, y matriz sericitica?)

Nombre de la roca:

Toba vítrea. Toba de ceniza fina

AN-38A**Ubicación:** N 726305 W 3333729**Sitio:** 38

Muestra

Unidad: Contacto Tpl1-Tpl2**Fecha y hora:** 05-MAY-06 8:59:11AM**Descripción muestra de mano:**

Roca de color oscuro moderada-densamente soldada. Foliación por compactación. 90% matriz vítrea con 10% de cristales.

Tamaño fragmentos:

Cristales < 0.5mm

Matriz criptocristalina

Líticos 1 mm

Tipo de fragmentos (%):

Vidrio 80%

Cristales 5-10 %

Lítics accidentales 5-10 %

MINERALOGÍA**Principales:** Plg, Cpx (augita), vidrio.**Accesorios:** Opacos.**Secundarios:** Q, FK, Carbonato, por recristalización de la matriz en las vesículas.**Grado de soldamiento:** Moderada-densamente soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Textura vítrea. Matriz con foliación eutaxítica. Cristales flotando en matriz vítrea e intensamente fragmentados (Plg, Q y Cpx). Líticos accidentales de composición riolítica y textura traquítica.. Algunas vesículas de pequeño tamaño rellenas de carbonato.

Nombre de la roca:

Toba vítrea.

AN-38C

Ubicación: N 726305 W 3333729**Sitio:** 38

Muestra

Unidad: Tpl1**Fecha y hora:** 05-MAY-06 8:59:11AM**Descripción muestra de mano:**

Roca no soldada. Color gris claro. Matriz de cenizas. Fragmentos líticos accidentales máficos. Pómez aplastado (fiames).

Tamaño fragmentos:

Cristales 1mm

Matriz tamaño ceniza <2mm

Líticos accidentales máficos 1 mm

Tipo de fragmentos (%):

Cenizas 80 %

Cristales 15 %

Líticos accidentales (5%)

MINERALOGÍA**Principales:** cenizas, Op, feldespato alcalino, Plg**Accesorios:** Bt, Cpx (aug)**Secundarios:** Q, FK, Carb, por recristalización de la matriz**Grado de soldamiento:** no soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Roca intensamente devitrificada y recristalizada.

Todos los cristales presentan bordes de reacción con la matriz.

Lytofisae relleno de vesículas con cristales de cuarzo y feldespato potásico. Los cristales de clinopiroxeno desarrollan bordes oxidados por reacción con la matriz. Las vesículas presentan cristales grandes con textura esferulítica (esferulitas de alta T^a)

Líticos accidentales: Fragmentos de toba de grano fino con fenocristales feldespáticos alcalinos. Fragmentos riolíticos con textura traquítica y halos de reacción con la matriz en los que se están formando minerales opacos (óxidos de Fe y Ti)

Nombre de la roca:

Toba vítrea.

ANN-13

Ubicación: N 724364 W 3335763**Sitio:** 13

Muestra

Unidad: Tpf**Fecha y hora:** 01-MAY-06 5:09:47PM**Descripción muestra de mano:**

Matriz cinerítica vítrea 70%. Abundante pómez aplastado (*flammes*). Líticos accidentales 10%. Cristales juveniles en la matriz, piroxenos con halos de reacción.

Tamaño fragmentos:

Matriz microcristalina

Cristales < 1mm

Líticos 1-2mm

Tipo de fragmentos (%):

Matriz 70%

Cristales 20%

Líticos 10%

Accidentales: 5%

Juveniles (pómez) 95%

MINERALOGÍA**Principales:** Vidrio, Plg**Accesorios:** Cpx, Q, Bt.**Secundarios:****Grado de soldamiento:** Moderadamente- No soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS.**

Roca holocristalina. Matriz microcristalina. Fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Clinopiroxeno con halos de reacción. Plagioclasas euhedrales, subeuhedrales y corroídos. Matriz de Q y feldespato potásico. Fiames rellenos de minerales **Secundarios**, Q y FK.

Nombre de la roca: Toba vítrea

AP

Ubicación: N 726491 W 3331971
Sitio: Campamento Placer de los Peralta

Muestra

Unidad: Tpn

Fecha y hora: 08-MAY-06 7:56:35AM

Descripción muestra de mano:

Roca de color naranja. Fragmentos de pómez de gran tamaño, líticos accidentales máficos, riolíticos, graníticos y metamórficos. Roca pobremente soldada.

Tamaño fragmentos:

Pómez 10mm

Cristales 0.5mm

Líticos 3mm

Tipo de fragmentos (%):

Cristales 5%

Líticos 45%: accidentales 40% Pómez 60%

Matriz 50%

MINERALOGÍA

Principales: Vidrio, Q, Bt

Accesorios: Cpx, Hbl, Plg

Secundarios:

Grado de soldamiento: Moderada-No soldada

TEXTURAS/ESTRUCTURAS.

Matriz vítrea (esquirlas), clastos muy vesiculados de pómez. Fragmentos de cristales en la matriz. Biotitas posiblemente heredadas. Líticos accidentales de distintos orígenes: fragmentos de lava, máficos con texturas traquíticas,

Nombre de la roca:

Toba lapilli pumicítica

AP-45

Ubicación: N 721102 W 3334036**Sitio:** 45

Muestra

Unidad: Capa de sanidino**Fecha y hora:** 09-MAY-06**Descripción muestra de mano:**

Matriz cinerítica vítrea 70%. Abundante pómez aplastado (fiames). Líticos accidentales 10%. Cristales juveniles en la matriz, piroxenos con halos de reacción.

Tamaño fragmentos:

Pómez 2mm

Cristales 1mm

Líticos accidentales 2mm

Tipo de fragmentos (%):

Pómez 60%

Cristales 40%

Líticos 1 %

MINERALOGÍA**Principales:** Vidrio, Q, Sanidino, Microclina, Cpx (augita), Plg.**Accesorios:** Op, Olivino,**Secundarios:** Óxidos, Carbonato**Grado de soldamiento:****TEXTURAS/ESTRUCTURAS.**

Roca recrystalizada. La matriz ha sido reemplazada por carbonato poiquilotópico. En algunos casos, el carbonato ha reemplazado al vidrio del pómez y en otros nada más ha rellenado las vesículas de los fragmentos de pómez. Cuarzos corroídos “piezas de puzzle” Cristales de feldespato potásico (sanidino y microclina), olivinos iddingsitizados (heredados). Clinopiroxenos (augitas), en algunos casos con los bordes oxidados. Líticos accidentales andesíticos. Cristales de biotita

Nombre de la roca:

Toba Lapilli

Toba vítrea-cristalina?

AZ-43B

Ubicación: N 724808 W 3331269**Sitio:** 43

Muestra

Unidad: Tmrs Base**Fecha y hora:** 08-MAY-06 11:28:42AM**Descripción muestra de mano:**

Roca de color rosáceo. Prácticamente inconsolidada. Matriz de cenizas con fenocristales incoloros (plagioclasas, cuarzo y feldespato potásico). Líticos accidentales. No se observa foliación. Es un depósito masivo con planos paralelos de estratificación.

Tamaño fragmentos:

Pómez 2mm

Cristales 1-2mm

Líticos accidentales 2mm

Tipo de fragmentos (%):

Matriz 60%

Cristales 40%

Líticos 1 %

MINERALOGÍA**Principales:** Vidrio, Q, Sanidino, Microclina, Cpx (augita),**Accesorios:** Op, Plg, Hbl, Bt, Ol.**Secundarios:** Carbonato**Grado de soldamiento:** no soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS.**

Matriz microcristalina con textura vítrea, parcialmente recrystalizada. Cuarzos corroídos “piezas de puzzle” Cristales de feldespato potásico (sanidino y microclina), olivinos iddingsitizados (heredados). Clinopiroxenos (augitas), en algunos casos con los bordes oxidados. Líticos accidentales andesíticos. Cristales de biotita y hornblenda. Fantasmas de cristales con precipitación de cristales de feldespato.

Nombre de la roca:

Toba Lapilli

Toba vítrea-cristalina?

AZ-49

Ubicación: E 727003, N 3331691**Sitio:** 49

Muestra

Unidad: Tpl2**Tamaño fragmentos (%)**

Cristales 0.8-1.2 mm

Matriz microcristalina a vítrea

Tipo de fragmentos (%)

Esquirlas de vidrio

Cristales

Líticos accidentales máficos

MINERALOGÍA**Principales:** Cuarzo, Plagioclasa, Feldespato potásico, Opacos**Accesorios:** Biotita**Secundarios:** Cuarzo y feldespato rellenando cavidades**Grado de soldamiento:** Moderadamente soldada.**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Textura vítroclástica

Matriz: la matriz varía de microcristalina a vítrea y está compuesta por Q, Plg y FK tamaño ceniza y por esquirlas de vidrio. Las esquirlas presentan foliación eutaxítica.

Plagioclasas: Se encuentran formando parte de la matriz microcristalina y como fenocristales. Los cristales de la matriz son subeuhedrales con hábito tabular. Los fenocristales son euhedrales, subeuhedrales y anhedrales, éstos últimos como resultado de la fragmentación por la explosividad del evento. Algunas presentan los bordes de cristal bien definidos, pero en su mayoría tienen los bordes difusos por la reacción con la matriz. Presentan maclado polisintético y oscilatorio.

Opacos: óxidos de Fe y Ti muy abundantes en toda la lámina (15%)

Hornblendas: se encuentran como fenocristales **Accesorios**. Todas tienen bordes oxidados e incluso están totalmente oxidadas formando pseudomorfos.

Cuarzo: como fenocristal se encuentra muy fragmentado.

Biotita: se presentan como fenocristales traza con los bordes oxidados.

Fragmentos líticos: en la lámina los fragmentos líticos están prácticamente ausentes y los que aparecen están muy oxidados por lo que se piensa que muy probablemente sean de origen máfico.

Fiammes rellenos de minerales de fase vapor (lithofisae)**Nombre de la roca:** Toba cristalina.

AZ-49B

Ubicación: E 727003, N 3331691**Sitio:** 49

Muestra

Unidad: Tpa**Fecha y hora:****Descripción muestra de mano:**

Toba lítica densamente soldada de color rojizo oscuro. Matriz vítrea con cristales de plagioclasa. Líticos rojos aplastados y con aspecto de reomorfismo y con tamaños máximos de 30 cm. Algunos fragmentos de pómez de 20 cm como tamaño máximo.

Tamaño fragmentos (%)

Matriz criptocristalina

Cristales 0.1-0.2mm

Líticos 3-4 mm

Tipo de fragmentos (%)

Vidrio 40 %

Fenocristales 10 %

Líticos volcánicos 50 %

Grado de soldamiento: Densamente soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Matriz vítrea parcialmente reemplazada por placas de carbonato y minerales de la arcilla (sericitización de las plagioclasas?)

Plagioclasas: se presentan en la matriz y como fenocristales anhedrales por fragmentación y con bordes difusos por reacción con la matriz.

Hornblendas: euhedrales, subeuhedrales y anhedrales con bordes oxidados. Algunos pseudomorfos de Hbl totalmente oxidados.

Oxidos de Fe y Ti (opacos) muy abundantes (20%). Biotitas accesorias.

Líticos volcánicos de dos clases:

Andesíticos con textura traquítica definida por plagioclasas y con matriz totalmente oxidada.

Toba vítrea con fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Bordes con crecimiento perlítico en contacto con placas de calcita que están reemplazando a la matriz.

La circulación de agua o solución gaseosa se es necesaria para la silificación tardía de esta muestra

Nombre de la roca: Toba lapilli lítica.

AZ-51

Ubicación: E 722267, N 3330552**Sitio:** 51

Muestra

Unidad: Base Tpf (base soldada)**Fecha y hora:****Descripción muestra de mano:**

Roca muy vítrea de color café oscuro. Matriz afanítica con cristales de plagiolasa. Roca que da resaltes en la topografía (horizonte resistente).

Tamaño fragmentos (%)**Tipo de fragmentos (%)**

Esquirlas de vidrio (55%)

Cristales (15%)

Pómez (30%)

Fragmentos líticos (<1%)

MINERALOGÍA de los cristales:**Principales:** Plg, Cpx (augita)**Accesorios:** Op, FK**Secundarios:** Clorita**-Grado de soldamiento:** Densamente soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Textura vitroclástica

Matriz compuesta por esquirlas de vidrio aplastadas por compactación. Textura eutaxítica. No hay evidencias de devitrificación pero sí alteración de los minerales por circulación de fluidos.

Los fenocristales están incluidos dentro de los fragmentos de pómez.n

Plagioclasas con zonado oscilatorio ligeramente alteradas a minerales de la arcilla (illita-esmectita)

Líticos: Fragmentos de roca volcánica andesítica con textura traquítica. Matriz criptocristalina y cristales de plagioclasa.

Nombre de la roca: Toba vítrea

AP-131

Ubicación: 725626, 3332200
Sitio: Arroyo Placer de los Peralta

Muestra

Unidad: Tpcc

Fecha y hora:

Descripción muestra de mano: toba de color amarillo no consolidada. Líticos y pómez tamaño lapilli. Cristales en la matriz. Matriz de cenizas (esquirlas de vidrio)

Tamaño fragmentos

Matriz microcristalina

Cristales 0.1-0.5mm

Líticos 5-10mm

Tipo de fragmentos (%)

Matriz 80%

Cristales 10%

Líticos 10%

 Pómez 80%

 Accidentales 20%

MINERALOGÍA

Principales: Plg, Cpx

Accesorios: Anf, Bt, Q.

Secundarios

Grado de soldamiento: moderado a no soldada

TEXTURAS/ESTRUCTURAS

Textura vitroclástica.

Cristales muy fragmentados.

Líticos volcánicos y pómez

Nombre de la roca: Toba pumicítica

AV-123

Ubicación: 726068, 3330068**Sitio:**123

Muestra

Unidad: Tpli**Descripción muestra de mano:**

Roca de color rojizo. Fiames con pómez colapsado. Líticos accidentales de origen volcánico, granítico, metamórfico. Cristales flotando en matriz de cenizas.

Tamaño fragmentos (%)

Matriz microcristalina

Cristales: 0.2-0.5 mm

Líticos: 1-2cm

Tipo de fragmentos (%)

Matriz 50%

Cristales 10%

Líticos:40%

Juveniles 70%

Accidentales: 30%

MINERALOGÍA**Principales:** Plag, , Cuarzo**Accesorios:** Biotita, Cpx (augita), Opacos**Secundarios:** carbonato.**Grado de soldamiento.** Moderadamente soldada**TEXTURAS/ESTRUCTURAS**

Matriz de cenizas y esquirlas de vidrio. Bajo grado de devitrificación

Plagioclasas y cuarzos muy fragmentados. Las plagioclasas presentan los bordes alterados.

Clinopiroxenos (augitas) y biotitas **Accesorios**

Líticos volcánicos de dos clases:

Andesíticos con textura traquítica definida por plagioclasas y con cristales de augitas y minerales opacos.

Toba con fenocristales de feldespato y cuarzo alterados (muy probablemente estos líticos pertenecen a las tobas de seis millones de años Tmrs-Tmz)

Nombre de la roca: Toba lapilli lítica

VII.2.B. APÉNDICE B

BASES TEÓRICAS DEL MÉTODO ^{40}Ar - ^{39}Ar

El ^{40}K es un isótopo radioactivo de ocurrencia natural presente en mayor o menor cantidad en rocas y minerales. El decaimiento de ^{40}K en ^{40}Ar , por captura de un electrón, constituye la base del método de fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar , además de la reacción $^{39}\text{K} \rightarrow ^{39}\text{Ar}$ inducida por la irradiación con neutrones del ^{39}K en un reactor nuclear. Cuando una muestra de roca o mineral es irradiada en un reactor nuclear, además de la transformación del ^{39}K en ^{39}Ar , se forman otros isótopos de argón derivados de la activación con neutrones de isótopos de Ca, Cl y K. La tasa de producción de los isótopos de argón por las reacciones de interferencia con el Ca, K y Cl, deben de tenerse en cuenta para la evaluación del $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ objeto central en el método que aquí se describe.

La tasa de producción del ^{39}Ar se puede expresar como una función

$$^{39}\text{Ar}_K = ^{39}\text{K} \Delta T \int \varphi(\varepsilon) \sigma(\varepsilon) d\varepsilon \dots(1)$$

^{39}K = concentración de potasio presente en la muestra

ΔT = tiempo de irradiación

$\varphi(\varepsilon)$ = densidad de flujo de neutrones

$\sigma(\varepsilon)$ = sección eficaz para la captura de neutrones del ^{39}K

Por otro lado con base a la producción del $^{40}\text{Ar}^*$ por decaimiento radioactivo del ^{40}K

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_e}{\lambda} ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \dots(2)$$

Expresada en función del tiempo

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \right\} \quad \dots(2a)$$

Puesto que el ${}^{40}\text{K}$ presente en la muestra es proporcional al ${}^{39}\text{K}$, y dado que el ${}^{39}\text{Ar}$ producido en el reactor nuclear es proporcional al ${}^{39}\text{K}$, entonces puede decirse que el ${}^{39}\text{Ar}$ es proporcional al ${}^{40}\text{K}$, de ahí que (1) y (2ª) pueden combinarse en

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{c {}^{39}\text{Ar}_K} \right\} \quad \dots(3)$$

En donde c representa a una constante de proporcionalidad que depende del flujo de neutrones y del tiempo de irradiación. Para evaluarla, basta irradiar junto con la muestra un monitor de irradiación, que consiste en un mineral de edad conocida t_s

$$t_s = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{\lambda}{\lambda_e} \frac{1}{c} \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)_s \right\} \quad \dots(4)$$

Una vez irradiados la muestra y el monitor, se mide por espectrometría de masas

$\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)_s$ y sustituyendo en la siguiente ecuación se evalúa el factor J representativo de la

irradiación.

$$J = \frac{e^{\lambda t_s} - 1}{\left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} \right)_s} \quad \dots (5)$$

Entonces para la muestra

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + J \left(\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K}_m \right) \right\} \dots (6)$$

Cada una de las mediciones de la composición isotópica de argón en los experimentos reportados en este trabajo es precedida por un blanco, que es representativo de la señal de fondo en el espectrómetro de masas. La señal del blanco es restada de la señal medida en las muestras. La estimación del error analítico reportado se basa en la propagación de los errores de todos los parámetros involucrados en la medición, a partir de los datos arrojados para cada barrido en el espectrómetro de masas. Los errores se reportan al nivel de 1 sigma. Para las fracciones individuales no se incorpora la incertidumbre en el parámetro J. Las edades integradas, edades meseta y edades de isocrona incluyen la incertidumbre en J.

VII.3.C. APÉNDICE C

Todas las localizaciones que se reportan están en proyección Universal Transversa de Mercator, Zona 11N, y con datum NAD27

C.1 Referencias del texto a puntos de interés

Localización	Easting	Northing	Arroyo	Interés
1	7 25 869	33 30 030	El Volcán	Cuarzodiorita con Hbl
2	7 21 687	33 31 832	Placer Peralta	Arenisca eólica
3	7 21 695	33 32 302	Placer Peralta	Facies finas Tms
4	7 26 851	33 30 228	El Volcán	Caliche (Disc. Angular)
5	7 22 912	33 32 082	Placer Peralta	Lavas dacíticas
6	7 26 256	33 28 601	Pastis	Base erosiva Tmz
7	7 24 870	33 31 179	Zamora	Base soldada Tmrs
8	7 26 813	33 30 577	El Volcán	Último afloram. Tpf
9	7 26 229	33 29 942	El Volcán	Brecha base Tpli
10	7 23 386	33 30 889	Zamora	Máx. espesor Tpn
11	7 27 605	33 30 872	El Volcán	Cenizas techo Tpn
12	7 22 100	33 33 821	Deltoya	Contacto Tpl1-Tpl2
13	7 29 001	33 27 790	Los Amigos	Tefras techo Tpl2
14	7 26 215	33 35 964	Caña	Tpms-Tpsc

C.2 Datos Imbricaciones Tc

Localización	Easting	Northing	Azimut
113	7 25 613	33 29 832	24.3
120	7 25 530	33 29 662	352.6
124	7 24 838	33 32 225	70.5
126	7 23 945	33 32 026	318.3
127	7 23 610	33 32 102	30.9
128	7 22 930	33 32 103	40.5

C.3 Datos Imbricación Tms

Localización	Easting	Northing	Azimut
115	7 26 447	33 29 930	272
116	7 26 851	33 30 228	238
117	7 26 582	33 29 973	234
118	726 409	33 29 917	278
120	7 25 520	33 29 662	247.7
121	7 24 084	33 28 297	247.2
122	7 23 379	33 27 920	278.6
128	7 22 920	33 32 103	291.5
128A	7 22 910	33 32 103	302
139	7 26 995	33 28 584	284
140	7 26 256	33 28 587	257.3

C.4 Datos ASM

Localización	Muestra	Litología	Easting	Northing	DireccFlujo (Azimutal)
1	AP-127	Tmrs-z	7 23 610	33 32 102	247±3
2	AZN-92	Tmrs-z	7 24 318	33 31 674	120±4
3	APS-83	Tmrs-z	7 26 256	33 28 601	249±2
4	AV-113	Tmrs-z	7 25 613	33 29 832	311±6
5	AP-132	Tpli	7 25 626	33 32 200	215±10
6	AV-123	Tpli	7 26 068	33 30 068	226±26
7	APS-141	Tpli	7 27 534	33 28 739	180±7
8	AM-142	Tpli	7 29 144	33 27 361	149±4
9	AZ-89	Tpg-f	7 23 852	33 31 278	8±2
10	AV-111	Tpg-f	7 26 813	33 30 577	195±7
11	AN-134	Tpg-f	7 24 851	33 34 631	236±2
12	AZ-88	Tpg-f	7 24 929	33 31 695	198±13
13	ANN-136	Tpg-f	7 24 509	33 35 813	255±9
14	AP-78	Tpa	7 28 344	33 31 917	96±7
15	ALM-66	Tpa	7 30 439	33 28 409	221±2
16	AP-77	Tpr	7 28 477	33 31 856	225±3
17	AN-79	Tpr	7 27 552	33 34 886	191±2
18	AV-107	Tpr	7 28 639	33 31 227	250±7
19	AM-74	Tpr	7 31 093	33 28 012	211±2

VII.4.D DATOS DE FALLA. (página siguiente)

Estación	Easting	Northing	Dirección	Buzamiento	Rake	Salto (m)
19	722077	3334494	312	30		
63	727318	3326618	170	50		25
67	729561	3328221	140	50		2
69	728890	3328049	130	65		4
			156	65		2
72	727121	3327034	180	80		
73	725628	3327265	150	70		25
80	728604	3328605	190	65		
			728385	3328418	156	60
82	727059	3328623	146	65		20
86	725960	3331574	174	34		
87	725169	3331677	206	60		20
89	723852	3331278	150	28		
			170	55		50
93	726185	3332391	150	84		20
			154	82		20
94	725876	3332120	162	76		
			165	78		
95	724890	3332241	330	62		
			335	65		
96	724613	3332257	150	68	90	
			153	73	90	
			189	70	102	
			196	80	120	
			194	69	120	
97	724292	3332147	156	70		
			160	65		
			189	60	130	
98	723847	3332057	165	53		
99	723863	3332052	160	68	95	30-50
100	723667	3332088	340	65		
101	723368	3332089	145	58	60	
			140	62	60	
			140	85	60	
102	723367	3332086	166	74		
			160	64		
103	722912	3332082	175	63		
			176	70		
104	722752	3332036	150	72	95	
			163	57	95	
105	722486	3331877	145	66		
			142	64		
			164	72	90	
106	722160	3331908	346	68		
110	727563	3329829	160	65		
			180	78		
			172	80	90	
124	724838	3332225	345	75		
132	725348	3333918	164	72		
133	724940	3334255	155	65	100	
135	724345	3334871	154	60	75	