



Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo
Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra

**PETROGÉNESIS MAGMÁTICA DEL ENSAMBLE
PLUTÓNICO DE TUMBISCATÍO,
MICHOCÁN**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS

CON ESPECIALIDAD EN:
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA:
Lic. DIANA ATENEA GUEVARA ALDAY

DIRECTOR DE TESIS:
Dr. PEDRO CORONA CHÁVEZ



Morelia, Mich., junio de 2020



Dedicado a Jorge, Alejandra y Willy

Agradecimientos

Con verdadero placer, agradezco al Dr. Pedro Corona Chávez por brindarme su tiempo, esfuerzo y dedicación en la resolución de mis dudas durante este periodo de año y medio. Reconozco su paciencia y compromiso que invirtió en mi para la resolución de esta tesis, así como la calidez y calidad de su persona que me brindó en momentos sumamente complicados.

A los revisores de este trabajo: Dra. María del Sol, Dr. Peter Schaaf, Dra. Israde Alcántara, Dra. Gabriela Gómez y al Dr. Víctor Manuel por proporcionarme las correcciones, comentarios y sugerencias clave para la correcta presentación de tesis.

A la Dra. María del Sol por contribuir en el tratamiento de los ejemplares (pulverización de las muestras y separación de zircones) dentro de las instalaciones de la ENES, campus Morelia, México.

Al M.C. Felipe García Tenorio por brindarme el apoyo y asistencia en el tratado de los ejemplares para análisis petrográfico, en el Laboratorio de Petrografía del IGUM, UNAM, campus Morelia, México.

Al Dr. Carlos Ortega Obregón por su atento y amable trato, incluyendo la coordinación durante la realización de los análisis isotópicos de U-Pb en zircones, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), UNAM, campus Juriquilla, México.

Al M. C. Francisco Javier Gómez Rivera, amigo y colega, por brindarme todas las atenciones necesarias para el tratamiento y procesamiento de los ejemplares. Agradezco el tiempo, dedicación y paciencia en esas largas jornadas laborales.

Al Lic. Roberto Rivera por todo el apoyo incondicional que me ha brindado, los buenos momentos vividos y las enseñanzas de la vida juntos.

A mis compañeros de ciencia: M.C. Francisco Gómez, Lic. Alberto Gómez y Lic. Omar Lerma por brindarme la gran experiencia del compañerismo y apoyo incondicional.

CONTENIDO

Abstract	
Resumen.....	
1. GENERALIDADES	1
1.1. Introducción	1
1.2. Área de estudio.....	3
1.3. Planteamiento del problema.....	5
1.4. Justificación	5
1.5. Hipótesis.....	5
1.6. Objetivos	5
1.6.1. General.....	5
1.6.2. Específico.....	6
2. MARCO GEOLÓGICO.....	7
2.1. El Terreno Guerrero	7
2.1.1. Geología y cartografía del área de Tumbiscatío.....	8
2.1.2. Metalogénesis	13
2.1.1. El magmatismo plutónico Jurásico en el occidente de México	14
3. METODOLOGÍA	15
4. RESULTADOS	18
4.1. Unidades geológicas	18
4.1.1. Complejo Arteaga	18
4.1.2. Unidades del Arco volcánico cretácico	25
4.2. Análisis estructural.....	27

4.2.1.	Estructura regional	27
4.2.2.	Fases de Deformación.....	32
4.3.	Petrografía.....	38
4.3.1.	Ensamble Plutónico de Tumbiscatío.....	38
4.3.2.	Diques	44
4.3.3.	Metamorfismo de contacto (Hornfels).....	47
4.3.4.	Formación Playitas.....	49
4.4.	Geoquímica.....	51
4.4.1.	Elementos mayores	51
4.4.2.	Elementos traza	57
4.4.3.	Geoquímica isotópica	60
4.5.	Tipología e isotopía U/Pb en zircones.....	63
4.5.1.	Tipología	63
4.5.2.	Geocronología isotópica U-Pb en zircones	66
5.	DISCUSIÓN	68
5.1.	Relación espacio-temporal de emplazamiento del Ensamble Plutónico de Tumbiscatío.....	68
5.2.	Variaciones petrológicas y geoquímicas del Ensamble Plutónico de Tumbiscatío.	69
5.3.	Edad, modelo de emplazamiento del EPT y sus implicaciones tectónicas	71
5.3.1.	Modelo de emplazamiento del EPT	72
5.3.2.	Implicaciones tectónicas del modelo de emplazamiento del EPT.	73
5.3.3.	Correlación e implicaciones tectónicas del modelo de emplazamiento del EPT.	
	74	
6.	CONCLUSIONES	79

REFERENCIAS	81
7. ANEXOS.....	86
7.1. Anexo petrográfico	86
7.2. Cátodoluminiscencia.....	89
7.3. Anexo isotópico	90

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Edades Isotópicas relacionadas al EPT y a la Fm. Varales, tomadas de [1] Murillo y Torres (1987); [2] Grajales y López (1984); [3] Centeno-García et al. (2008).	12
Tabla 2 Características sobresalientes de cada sector del EPT. Ggr: grano grueso, Grm: grano medio, Grf: grano fino	43
Tabla 3 Concentración en wt% en elementos mayores y partes por millón (ppm) para elementos menores y traza de análisis de roca total del EPT. Nueve muestras corresponden a granitoides a diques y filones.....	52
Tabla 4 Concentración isotópica de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de los análisis de roca total del EPT.....	61
Tabla 5 Resumen mineralógico y características principales de las rocas plutónicas pertenecientes al EPT. a: >30%, b: $\geq 20 - \leq 29$, c: $\geq 10 - \leq 19$, d: $\geq 2 - \leq 9$, e: ≤ 1	86
Tabla 6 Resumen mineralógico y características principales de las rocas hipabisales a: >30%, b: $\geq 20 - \leq 29$, c: $\geq 10 - \leq 19$, d: $\geq 2 - \leq 9$, e: ≤ 1	87
Tabla 7 Resumen mineralógico y principales características de las rocas sedimentarias. a: >30%, b: $\geq 20 - \leq 29$, c: $\geq 10 - \leq 19$, d: $\geq 2 - \leq 9$, e: ≤ 1	88
Tabla 8 Resultados obtenidos del análisis isotópico U-Pb en zircones de la muestra AT19-10 a través de la técnica de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo por ablación láser (LA-ICP-MS). $\pm 2\sigma$ abs= error absoluto considerando dos desviaciones estándar; Rho =Coeficiente de correlación de error.	90

Tabla 9 Resultados del análisis isotópico U-Pb en zircones de la muestra AT19-27 a través de la técnica de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo por ablación láser (LA-ICP-MS). $\pm 2\sigma$ abs= error absoluto considerando dos desviaciones estándar; Rho =Coeficiente de correlación de error. 91

ÍNDICE DE IMÁGENES

Fig. 1 a) Mapa de localización y vías de acceso al área de Tumbiscatío desde la capital del estado. b) Mapa del centro de México, donde se localiza el estado de Michoacán y el área de estudio marcada con un recuadro rojo.	4
Fig. 2 Mapa de los diferentes terrenos tectonoestratigráficos de México, modificado de Centeno-García et al. (2016).	7
Fig. 3 Mapa estructural de la región de Tumbiscatío con edades laramídicas y cenozoicas; mostrando la distribución regional de los diferentes batolitos en la porción suroeste de México compilado por Corona-Chávez en Centeno-García et al. 2003.	9
Fig. 4 Distribución del Complejo Arteaga dentro del Bloque de Michoacán y su relación con el magmatismo plutónico Mesozoico-Cenozoico. TG. Terreno Guerrero; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; MSZ: Zona de cizalla El Muleto; ANTZ. Anticlinal de Tzitzio; DT: Graben Tepalcatepec. Notar la localización del área de estudio en el recuadro rojo.	10
Fig. 5 Área de estudio ubicado en el arco magmático cordillerano del Jurásico Medio-Tardío, desarrollado en el occidente de México. En recuadro rojo se observa el plutón de Tumbiscatío. Modificado de Schaaf et al. (2020).	16
Fig. 6 Diagrama de flujo de metodología para el estudio petrogenético del EPT.	15
Fig. 7 Imágenes de las diferentes etapas metodológicas en el diagrama de flujo (para detalles ver texto).	16
Fig. 8 Mapa geológico del Ensamble Plutónico de Tumbiscatío.	19
Fig. 9 Fotografías que muestran las principales características de la Fm. Varales. a) particularidades de textura y foliación. b) Estructuras de pliegues de tipo volcado y tumbado. c) Fallamiento de tipo normal que corta la estructura de crenulación y boudinage	

preexistente asociado a zonas distensivas en ambientes compresivos. d) Sistema de fallas normales, generando sigmoides de deformación por fases extensivas..... 19

Fig. 10 Fotografías de la Fm. Jaltomate. a) Macroestructura y tonalidad predominante de la formación. b) Zona de contacto sinuoso entre las metaareniscas de grano fino y dique de composición máfica (andesita). c) Estructura de sigmoides y foliación marcadas. 20

Fig. 11 . Fotografías de campo del Ensamble Plutónico de Tumbiscatio. a) Zona de contacto septentrional del EPT, la morfología de lomeríos correspondiente al cuerpo plutónico mientras que las zonas con mayor pendiente corresponden a la Fm. Varales. b) Pegmatitas rellenando fracturas. c) Estructura disarmónica de pegmatitas. d) Xenocristal de cuarzo de segregación. e) Xenolito de metaarenisca con asimilación del granito..... 23

Fig. 12. Fotografías de campo del Ensamble Plutónico de Tumbiscatio. f) Xenolito de pizarra desplazado con sigmoide de deformación. g) Estructura roof pendant (techo de la cámara magmática). h) Plegamiento de diques máficos (andesíticos) intrusionados en el EPT. i) Zona de contacto sinuoso entre el granito y el dique. j) Xenocristal de cuarzo de segregación dentro del dique máfico. k) Xenolito de granito en el dique máfico. 24

Fig. 13: Fotografías de campo de la Fm. Playitas. a) Estructura principal, marcada por la estratificación y basculamiento de las capas. b) Conglomerado mal clasificado en la cima de la secuencia. c) Fracturamiento y estructuras de desecación. d) Estructura y tonalidad de la secuencia dominada por arenas. 26

Fig. 14.-Perfil geológico A - A' que corta de forma oblicua el Ensamble Plutónico de Tumbiscatio (EPT). Notar el esquema 1 de la zona de contacto del Ensamble Plutónico de Tumbiscatio con la Fm. Varales donde se muestra la estructura de fallas de tipo duplex resultado de la deformación D_{2+1} . El esquema 2 ejemplifica a la deformación de los diques máficos. Esquema 3 muestra el contacto tipo roof pendant entre el EPT y la Fm. Varales.. 29

Fig. 15 Sección geológica B-B' donde se muestra la discordancia erosiva-litológica de la Fm. Playitas con el EPT. 31

Fig. 16 Estereogramas de las distintas fases de deformación de la cual abarca de D_1 a D_{2+1} para las estructuras de planos relacionadas a S_0, S_1, S_2 , zonas de contacto y líneas de L_1, L_2 que son representada como densidad de polos..... 33

Fig. 17 a) Fotografías que muestran las estructuras del basamento. a) Ejemplificación de la estratificación (S_0) de la Fm. Varales. b) Características estructurales (S_1, L_1) de la deformación D_1 y su relación con la deformación D_2 34

Fig. 18. Fotografías de las estructuras de la fase de deformación D_2 relacionada a la crenulación desarrollada en los flancos de los pliegues de la etapa D_1 35

Fig. 19 Fotografías que muestran las estructuras de deformación frágil. a) Estructura relacionado al fallamiento lateral izquierdo que afecta de forma interna el EPT; b) Estructura de sigmoide resultado de fallamiento lateral izquierdo que corta de forma interna el EPT, desplazando un xenolito producto de la asimilación magmática de la Fm. Varales..... 36

Fig. 20 Fotografías que muestran la relación macroestructural y microestructural de la etapa de deformación tardo orogénicas. a) Relaciones de corte del EPT. El granito de Tumbiscatío se encuentra cortado por un cuerpo tabular (tonalidad café oscuro) que se encuentra altamente deformado; b) Microestructura que muestra la fase D_{2+1} , afectando el maclado de la plagioclasa. 37

Fig. 21 Fotomicrografías del sector norte del EPT. a) Desarrollo de foliación magmática incipiente cortada por textura cumuloefírica, b) textura poiquilítica en Bt y desarrollo de Ms2. C) Intercrecimiento de Bt y Ms, d) textura poiquilítica en Fk..... 40

Fig. 22 Fotomicrografías del sector centro del EPT a) Desarrollo de foliación metamórfica dada por minerales de Qz2. b) textura mirmequítica lamelar d) y e) Granate con borde de reaccion de Qz+Plg, Fk. c) Importante limite de tamaño mineralogico con un alto desarrollo de Bt. 42

Fig. 23 Fotomicrografías de diques y filones del EPT. a) y b) Textura ofítica con minerales de Plg y xeu-domorfo de Clr; c) y d) Textura traquitica con fracturas rellenas de Ep; e) Textura ofítica y f) Textura mirmequitica..... 46

Fig. 24 Clasificación de las rocas plutónicas del EPT de acuerdo al diagrama ternario QAP de Streckeisen (1976) 47

Fig. 25 Fotomicrografías del hornfels, a) textura lepidoblástica –porfidoblástica de And, b) textura granoblástica con desarrollo de bandeamiento interno, c) Cambios texturales y

mineralógicos, d) Microtextura de la fase D ₂ dada por Qz+Bt+Grafito, e) y f) Desarrollo de sombras de presión limitada por Ms+Plg+Bt en blastos de And.	49
Fig. 26 Fotomicrografías de la Fm. Playitas. a) y b) Clastos con formas subangulosos con una madurez textural pobre, c) y d) feldespato alterado con forma subangulosa.	50
Fig. 27 Diagrama tipo Harker (diagrama binario) de elementos mayores con base en SiO ₂ en el eje de las abscisas y diferentes óxidos en el eje de las ordenadas.	54
Fig. 28 Diagrama de clasificación TAS para rocas plutónicas modificado por Wilson (1989).	55
Fig. 29 Diagrama de Índice de saturación de alúmina de Shand o índice de Shand (1927) , valores >1 Al/Ca+Na+K correspondientes al grupo peraluminoso, valores menores <1 Al/Ca+Na+K propio de rocas metaluminoso.	56
Fig. 30 Diagrama de albita-anortita-ortoclasa (Ab-An-Or) de Barker (1979).	57
Fig. 31 Diagrama multielemental de elementos traza normalizado con manto primitivo de MacDonough (1989).	58
Fig. 32 Diagrama multielemental de tierras raras normalizado con condrita de Sun yMacDonough (1989).....	59
Fig. 33 a) Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al. (1984) . b) Relación isotópica Ba/Y vs Nb/Yb de Pearce y Stern (2006).	60
Fig. 34 Diagrama de relación isotópica de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr con respecto a εNd, con valores iniciales recalculados para 167 Ma, donde se muestra una afinidad con la corteza superior del EPT y el filón sienítico de Paolo y Wasseburg, 1979.....	62
Fig. 35 Fotomicrografías que muestran las características morfológicas de los diferentes tipos de zircones obtenidos a través de luz polarizada. Las burbujas negras observadas en las imágenes corresponden al encapsulamiento del aire durante el montaje en la resina.	64
Fig. 36 Diagrama tipológico de zircones de Pupin (1988) basado en el desarrollo piramidal y prismático y su relación con la geoquímica del magma y temperatura de cristalización, resaltando en tonalidades rojas los resultados del análisis pertenecientes al EPT.	65

Fig. 37 Diagramas de concordia para los zircones de las muestras At19-10 y AT19-27, donde se encuentran representadas la edad promedio ponderada del sistema isotópico $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los errores de 2σ son representadas en las barras y elipses.	67
Fig. 38 Diagrama de Sr/Y vs Y que muestra las tendencias del EPT dentro de los campos relacionados a arcos continentales y adakitas de Jiangfeng et al. 2008	71
Fig. 39 Diagrama presión-temperatura de los polimorfos de andalucita-sillimanita –distena.	72
Fig. 40: Modelo de emplazamiento de magmatismo sinorogénico propuesto por Ferre et al.(2012) mostrando que los patrones de deformación juegan un papel importante en el emplazamiento del magma.....	73
Fig. 41 Diagrama binario de temperatura –magnitud (T-M), mostrando el crecimiento y desarrollo de orogenos en sistemas de continente – continente y arcos magmaticos (Jamieson y Beaumont, 2013).....	74
Fig. 42 Diagrama de clasificación geoquímica. a) SiO_2 vs $\text{FeO}^t / (\text{FeO}^t + \text{MgO})$, donde t representa hierro total. b) SiO_2 vs $\text{FeO} / \text{FeO} + \text{MgO}$ utilizando Fe^{+2} . Los límites definidos para los granitos cordilleranos se basan en el estudio realizado por Frost et al. 2001.	75
Fig. 43 Índice Calco-alkalino modificado ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) vs. SiO_2 por Frost et al. (2001). a: alcalino; a-c: alcalino-cálcico; c-a: calci-alkalino; c: cálcico. Se representa el límite de los granitos cordilleranos en la forma de tonalidad verde.	75
Fig. 44 Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al. (1984) comparando el EPT con el Complejo Sonobari (Sarmiento-Villagrana et al. 2018) resaltado con tonalidad verde.....	76
Fig. 45 a) Diagrama de la evolución geológica del Terreno Guerrero desde el periodo Triásico al Jurásico Superior propuesto por Centeno-García et al. 2008 b) Diagrama paleogeográfico del Triásico Tardío al Jurásico temprano propuesto por Centeno-García (2016)	78
Fig. 46 Mapa de fotomicrografías resaltando las características de luminiscencia en los zircones que fueron clasificados con base a la tipología de Pupin (1988) y con ayuda de las fotomicrografías tomadas con luz polarizada. En cuanto a las dataciones isotópicas en zircones se colocan las edades puntuales.	89

ABSTRACT

Medium-Late Jurassic auriferous plutonic rocks such as Cuale, San Diego Curucupatzeo y Macías-Tumbiscatío are one of the main tectonic feature in southwestern Mexico. In this work, the goal is the petrological, geochemical and geochronological study of Tumbiscatio Plutonic Assembly (EPT). This region is one of the better outcrops of Jurassic plutonic rocks which are poorly studied

The EPT shows heterogeneous lithologies like monzogranite, syenogranite, quartz-monzonite by granitoid and granitic, coeval with syenite, monzonite and andesite dykes. The EPT have many xenolites of metamorphic rock from Varales formation which are partially assimilated. On the other hand, deformation structures and textures are characterized by deformation-duplex type shear zones linked to late-orogenic time and Laramidic system and associated with σ_1 , NO-SE. Plagioclase- quartz- potassium feldspar-biotite \pm muscovite \pm garnet is a main mineral assemblage. The geochemical data displays calc-alkalic signature with variations of 65 to 71 wt.% of SiO₂ and peraluminous with corundum normative $\sim 3.9 - 7$ values. EPT could be classified like S-type granite. The peraluminosity is consistent with H, Q3, E, J1 typology zircons with ratios of 100 until 200 in Al/ (Na+K). Trace elements display high LREE that HREE pattern and ratios of Y+Nb/Rb suggest a magmatic arc system relationships but some within-plate signatures have been found. The isotopic contents of $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ (0.708705 a 0.710295) vs ϵNd_i (-5.7 to -6.4) suggest mantle sources relationship with the relative crustal assimilation. As a result of U-Pb isotopic analysis carried out in zircon concentrating we have obtained 162.30 ± 0.36 y 161.75 ± 0.36 ages, which must be considered the crystallization age of EPT.

The EPT petrographic, petrological, structural and geochemistry data indicate a subduction process associated with crustal contamination of synorogenic signatures. The emplacement of larger volume of EPT microgranites, syenogranites and andesitic dykes (alkalic and Sr anomalies) emplacement are related faulting and extensional-cleavage structures linked to latest ductile-brittle orogenic deformation. The Low pressure-high temperature mineral assemblage (e.g. andalusite) at contacts of EPT with the box basement rocks indicates lower

pressures <4 kbar and temperature from >350 that 800 °C for the emplacement conditions. Considering the amphibole absence and the Qz-Kfs-Bt±Ms main assemblage of EPT, it could be assume subsolidus cooling conditions and <700°C.

Synorogenic peraluminous and S-type geochemical signatures of EPT allow correlate it with other plutonic bodies in the cordilleran western margin of Mexico and suggest a fast subduction event associated with a collisional process during Late-Jurassic in the Guerrero Terrane.

RESUMEN

La porción suroccidental en México se caracteriza por presentar una serie de cuerpos plutónicos graníticos del Jurásico Medio-Tardío asociados a depósitos de minerales auríferos; algunos ejemplos de estos cuerpos se encuentran en las regiones de Cuale, San Diego Curucupatzeo y Macías-Tumbiscatío. En este trabajo, se presenta un estudio petrológico y geoquímico del Ensamble Plutónico de Tumbiscatío (EPT), el cual presenta una de las mejores áreas de exposición de este tipo de plutonismo Jurásico que ha sido pobremente estudiado.

El EPT exhibe una estructura heterogénea con diversidad de litologías que van desde monzogranito, sienogranito, cuarzo-monzonita para los granitoides y filones graníticos, así como sienita, monzonita y andesita para los diques. Los granitoides presentan numerosos xenolitos de rocas metamórficas parcialmente asimilados de la Formación Varales. Por otro lado, presenta estructuras y texturas de deformación de cizalla de tipo dúplex tardo orogénicas asociadas a un sistema laramídico con dirección de σ_1 , NO-SE. Su composición mineralógica es variable, pero predominan las unidades de plagioclasa-cuarzo-feldespato potásico-biotita \pm muscovita \pm granate. Los datos geoquímicos revelan firmas calci-alcálicas a cálcicas con variaciones en la concentración de SiO₂ de 65% a 71 wt%, típicas de granitos cordilleranos, con un relativo enriquecimiento de Al₂O₃ de 14% a 16 wt%. La fase enriquecida en aluminio se identifica como peraluminosa con presencia de corindón normativo con valores de 3.9 – 7, por lo que pueden ser clasificados como granitos tipo S. La peraluminosidad es consistente con la tipología de zircones de tipo H, Q3, E y J1, con radios de 100 a 200 en Al/(Na+K). Sin embargo, el contenido de elementos traza revelan un enriquecimiento en los elementos LREE con respecto a HREE así como el comportamiento de los elementos Y+Nb/Rb sugieren un sistema magmático relacionado a un proceso de arco volcánico, con una ligera tendencia hacia el campo de intra placa. Los datos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ (0.708705 a 0.710295) vs ϵNd_i (-5.7 a 6.4) muestran fuentes primigenias relacionadas con el manto con una relativa asimilación de la corteza. Por medio de análisis isotópicos de U-Pb en concentrados de zircones de dos muestras, se precisa que la edad del EPT es de 162.30 ± 0.36 y 161.75 ± 0.36 Ma, edades obtenidas.

El EPT muestra características petrográficas, petrológicas, estructurales y geoquímicas de un ambiente de subducción y firmas geoquímicas de un proceso de contaminación cortical de tipo sin-orogénico. El emplazamiento del EPT se relaciona con estructuras de deformación orogénica de sinformes y antiformes en un régimen dúctil, para posteriormente, fracturarse y fallarse, resultando el colapso del orógeno y el emplazamiento tardo-orogénico de un sistema de filones sub-plutónicos y andesíticos con firmas alcalinas y anomalías de Sr. La presencia del mineral andalucita en la zona de contacto indica un emplazamiento a presiones <4Kbar y con temperaturas entre >350-800 °C, así como temperaturas <700 °C de sub-sólidos, considerando la ausencia de anfíbol y la prevalencia de Qz-Kfs-Bt±Ms. La naturaleza sinórogénica, peraluminosa tipo S del EPT se correlaciona con otros cuerpos estudiados en la margen occidental de México y sugieren un evento de subducción precoz asociado con un proceso colisional durante Jurásico Tardío en el terreno Guerrero.

Palabras clave: Suroccidente de México, Sin-orogénico, Peraluminoso, Terreno Guerrero, Granito tipo-S.

1. GENERALIDADES

1.1. *Introducción*

El Terreno Guerrero está constituido por una serie de sucesiones estratigráficas de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Jurásica (Titiense) - Cretácico Superior relacionadas a una sucesión de arcos magmáticos desarrollados en la margen occidental de México (Centeno-García et al. 2011), sin basamento conocido (Campa y Coney, 1983). Sin embargo, en los estados de Michoacán y Jalisco se ha reconocido una secuencia siliciclástica basal que se encuentra infrayaciendo a las secuencias volcano-sedimentarias de arcos del Cretácico, desarrollada durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior, definida como el Complejo Arteaga (Centeno-García, 1993). Esta secuencia siliciclástica se encuentra intrusionada por escasos cuerpos plutónicos de composición félsica de edad pre-Cretácica; algunos ejemplos de estos cuerpos se encuentran en las regiones de Tejupilco, Cuale, San Diego Curucupatzeo y el Ensamble Plutónico de Tumbiscatío (EPT), el cual es objeto de este estudio, debido a que se desconoce su mecanismo y ambiente tectónico de emplazamiento, así como su relación tectonomagmática con el Complejo Arteaga.

Diversos estudios con base en investigaciones regionales y locales enfocadas a las áreas de estratigrafía, geoquímica y geocronología, han realizado interpretaciones y paleoreconstrucciones del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983; Centeno-García et al. 2003, 2008, 2016; Talavera et al. 2007). Es importante mencionar que el Terreno Guerrero ha sido subdividido en cinco subterrenos tectonoestratigráficos: Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan (Centeno-García et al. 2003, 2005, 2008).

El EPT está localizado en la zona occidental de México, dentro de los límites políticos del estado de Michoacán, el cual se considera que forma parte del subterreno Zihuatanejo. Existen pocos estudios enfocados en el EPT o a las áreas circundantes, sin embargo, se hace una breve descripción de ellos. El EPT fue primeramente descrito y cartografiado por Centeno-García (1994) como un granito postectónico tipo-I con afinidad calcoalcalina relacionado a un arco volcánico, posterior a la acreción del Complejo Arteaga. Del mismo modo el Consejo de Recursos Minerales realizó una cartografía de la zona de contacto del

EPT con la roca caja, Formación Varales, debido a que presenta una mineralización aurífera de interés económico, realizando cambios en la propuesta cartográfica previa de Centeno-García (1994); información que se encuentra disponible en reportes geológicos-mineros. Posteriormente, el Servicio Geológico Mexicano retoma la información preexistente generando la carta geológica – minera escala 1:25 000 de Tumbiscatío de Ruíz (E13B68). El trabajo más reciente enfocado al basamento, Formación Varales, corresponde al de Montiel (2013), quien realiza un estudio detallado de las fases de deformación del Complejo Arteaga en la región de Arteaga, ubicado en la porción suroriental del EPT.

En el presente trabajo se realiza la integración de la información geológica-estructural, petrográfica, geoquímica y geocronológica del EPT, a partir de: I) Mapas de las unidades geológicas donde se presenta la distribución de las unidades del Triásico-Jurásico y su relación con las unidades del arco Cretácico. II) El análisis estructural local a partir de las características geométricas y geocronológicas de las diferentes estructuras con relación a las unidades geológicas. III) La descripción petrográfica detallada de 33 muestras correspondientes a las unidades geológicas expuestas en la región de Tumbiscatío. IV) El procesamiento de 9 muestras para análisis de elementos mayores, menores y traza relacionadas al EPT y los diques asociados. IV) La clasificación tipológica e isotopía U/Pb en zircones para definir la edad de cristalización y su relación con la composición geoquímica.

Con base en los resultados obtenidos en los anteriores apartados se discuten sus implicaciones en la petrogénesis, y en el mecanismo y ambiente tectónico de emplazamiento dentro del contexto del Terreno Guerrero.

1.2. Área de estudio

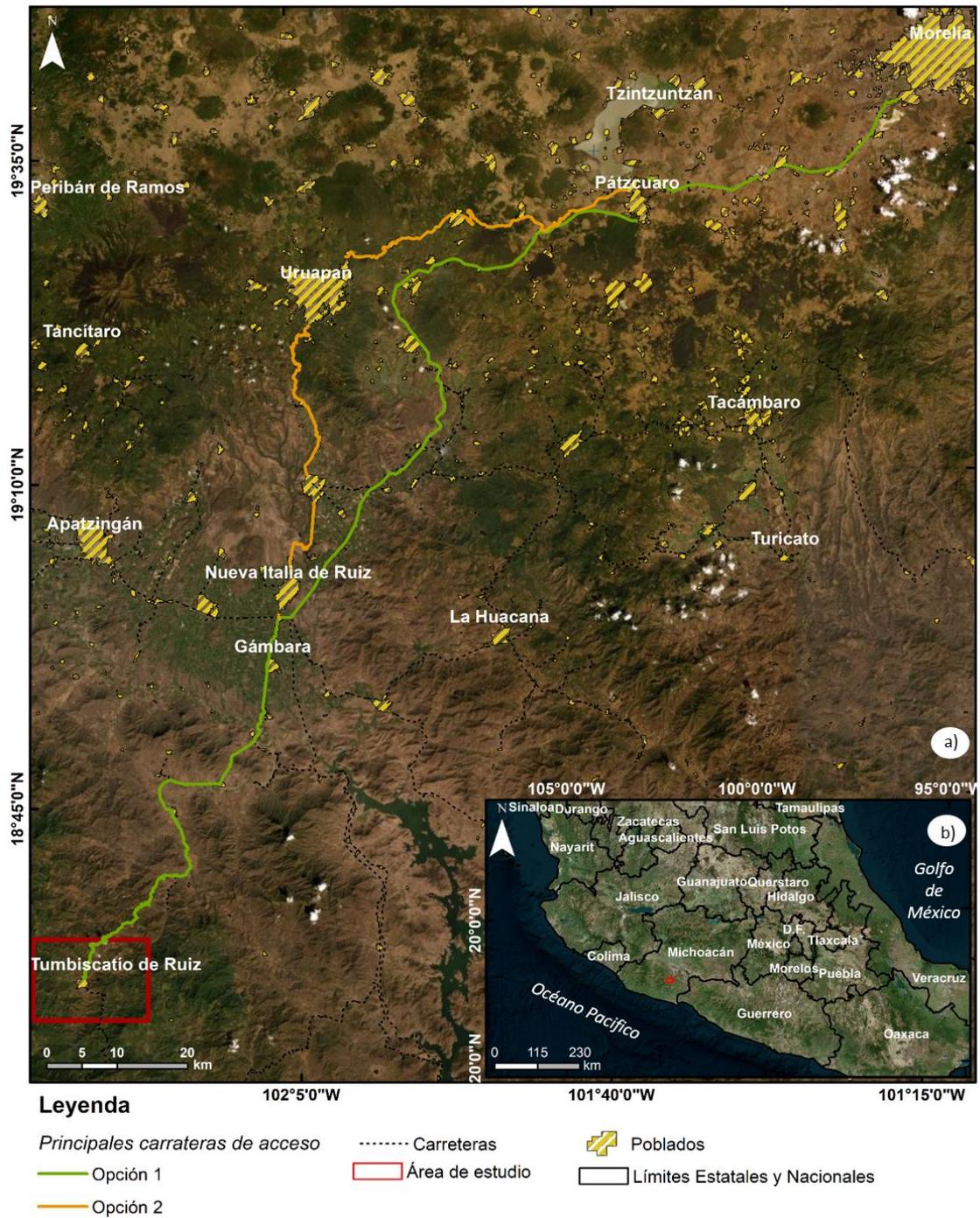
El EPT se ubica dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur, subprovincia Cordillera Costera del Sur, en la porción concerniente al estado de Michoacán. El EPT se encuentra dentro del municipio de Tumbiscatío de Ruiz, el cual colinda con varios municipios: al norte Apatzingán, Aguililla y la Huacana, al occidente Coalcomán, y al sur-oriente Arteaga.

El área seleccionada para el estudio del EPT presenta una extensión de aproximadamente 188.6 km², donde se incluye el cuerpo plutónico principal y se observan las relaciones con otras unidades litológicas pertenecientes al basamento y al arco-Cretácico.

El clima es predominantemente tropical lluvioso, con precipitaciones anuales de 560.6 mm y temperaturas medias de 21.8-33.1°C (INAFED. 2020). Los suelos dominantes son acrisol, feozem, luvisol y leptosol (Cabrera et al. 2005); la vegetación sobresaliente es pastizales (INEGI. 2009) y bosques de pino y pino encino, con otros árboles de tipo sub-tropical como la parota y el pochote. Hidrológicamente, se encuentra dentro de la cuenca Nexpa, subcuenca Chuta (SIATL. 2020).

La cabecera principal del municipio es Tumbiscatío con 3500 habitantes, y se pueden mencionar otras poblaciones o ranchos importantes como los ranchos El Arenoso, Las Torres y San Antonio, que cuentan con menos de 43 habitantes. Poblaciones aledañas al área de estudio son: Carámicuas y El Socorro al nororiente, mientras que al suroriente son Arteaga y Espinosa.

Existen dos principales vías de acceso (Fig. 1) desde la capital del estado. La principal vía de acceso, con mayor infraestructura vial es la carretera federal libre Morelia-Uruapan no. 14 que conecta posteriormente con la ruta Uruapan-Nueva Italia-Los Olivos No. 37 y, la desviación hacia Cupuán del Río-Los Chivos-Tumbiscatío con un total de 261 km. La secundaria vía, es la carretera federal libre Morelia-Uruapan no.14, que conecta con la carretera federal de cuota no.14D y 37D de Pátzcuaro a Nueva Italia y la carretera federal libre hacia los Olivos no. 37, tomando la desviación hacia Capuán del Río-Los Chivos-Tumbiscatío, haciendo un recorrido de 239 km.



1.3. Planteamiento del problema

El magmatismo jurásico del Terreno Guerrero representa un proceso magmático de emplazamiento de cuerpos en la corteza, asociados a un arco continental que unió el basamento del Terreno Guerrero con los Terrenos Central y Oaxaquia durante el Jurásico. Sin embargo, esta hipótesis se somete a consideración debido a la escasa área de exposición que implicó este evento.

Por lo tanto, el Ensamble Plutónico de Tumbiscatío representa una de las mejores áreas para el estudio del magmatismo jurásico en el terreno Guerrero, aportando nueva información geológica que es objeto clave para una reconstrucción tectónica de México.

A pesar de que existen diversos estudios realizados en el Terreno Guerrero, existen pocos datos documentados de los granitoides, siendo escasa la información petrológica y petrográfica de este complejo, incluyendo el análisis de su deformación.

1.4. Justificación

El granitoide del EPT representa una de las mejores zonas expuestas del magmatismo jurásico en el Terreno Guerrero, siendo poco estudiado desde el punto petrológico, geoquímico y estructural. Por ello, se desconoce el mecanismo y ambiente tectónico de su emplazamiento.

1.5. Hipótesis

El magmatismo jurásico del EPT es considerado como el producto de un orógeno, que colisionó contra los terrenos del centro de México; sin embargo, las estructuras y firmas geoquímicas muestran rasgos de tipo sinorogénico con tendencias a intra-placa.

1.6. Objetivos

1.6.1. General

Determinar las características petrológicas, estructurales y espacio-ambiente del emplazamiento del granitoide en el EPT, incluyendo una propuesta del ambiente tectónico que gobernó durante el Jurásico.

1.6.2. Específico

1. Describir las relaciones de corte de las diferentes unidades expuestas en el área, priorizando las relaciones de contacto del EPT emplazado en el complejo Arteaga.
2. Determinar la evolución magmática del EPT a través de técnicas analíticas, petrológicas y petrográficas.
3. Proponer un modelo tectónico que responda a los datos obtenidos en este trabajo.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. El Terreno Guerrero

El Ensamble Plutónico de Tumbiscatío se encuentra localizado dentro del Terreno Guerrero que es un terreno tectonoestratigráfico ubicado geográficamente en la porción occidental de la República Mexicana, caracterizado por ser una secuencia vulcano-sedimentaria de arcos de islas submarinos, acrecionados durante el Jurásico Superior-Cretácico. Este terreno fue inicialmente delimitado por Campa y Coney (1983), sin basamento conocido hasta ese momento. Posteriormente, con base en su estratigrafía y estilo de deformación, el Terreno Guerrero en el sur de México fue dividido en tres importantes subterrenos: Zihuatanejo, Huetamo y Teloloapan, así como se reconoció la presencia de un basamento pre-Cretácico y pre-secuencias volcáno-sedimentarias relacionadas a una serie de secuencias sedimentarias siliciclásticas (Centeno-García et al. 1993; Centeno-García, 1994).

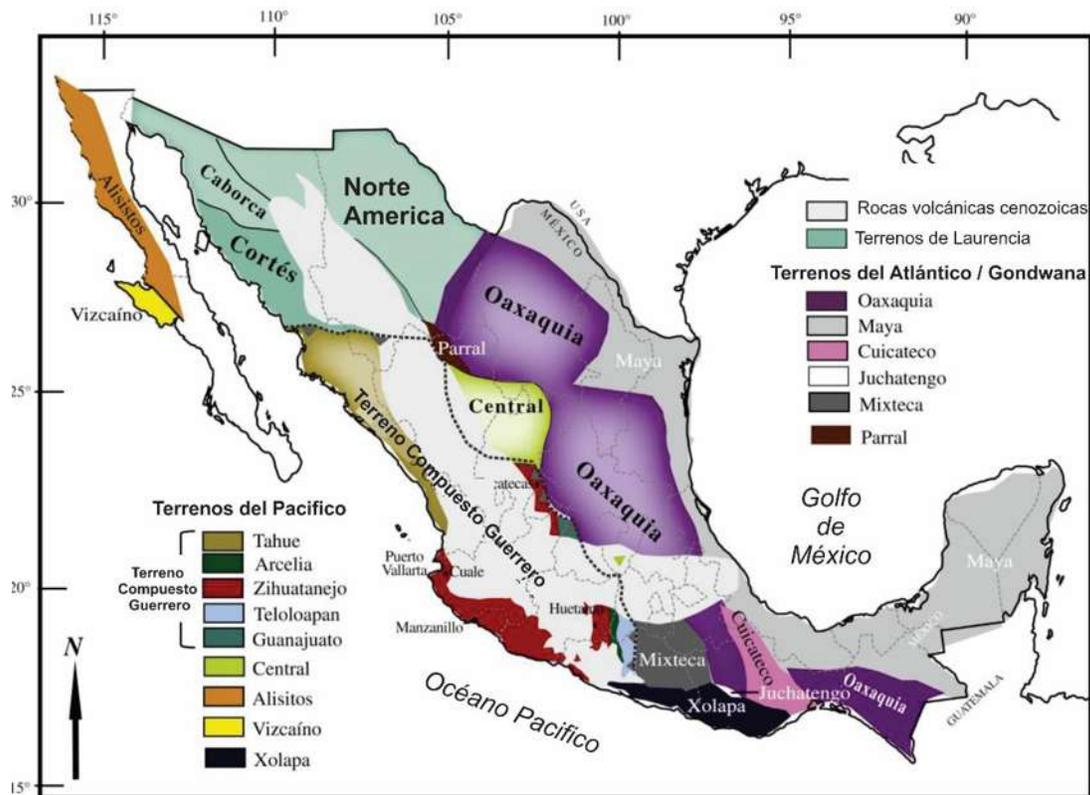


Fig. 2 Mapa de los diferentes terrenos tectonoestratigráficos de México, modificado de Centeno-García et al. (2016).

Posteriormente, Centeno-García et al. (2003) realizaron una correlación estratigráfica de las diferentes unidades del Mesozoico, apoyados en una serie de análisis geoquímicos, petrográficos y cartográficos que permitieron replantear la propuesta de los límites internos del Terreno Guerrero, proponiendo cinco posibles subterrenos: Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia, Teloloapan y San José de Gracia, que posteriormente en el trabajo de Centeno-García et al. (2008, 2016) denominarían Tahue (Fig. 2).

El subterreno Zihuatanejo se caracteriza por su amplia distribución geográfica en el sur y suroccidente de México y por presentar un basamento o secuencia sedimentaria siliciclástica basal relativa, denominado como Complejo Arteaga de edad Triásica (Carniense-Noriense) que fue deformado y metamorfozido a facies de esquistos verdes, y en algunos casos, a facies de esquistos azules reportado únicamente en el complejo Las Ollas cerca de Zihuatanejo (Talavera-Mendoza, 2000), el cual, ha sido relacionado con procesos de subducción.

Posterior a este evento, se registró durante el Jurásico Medio-Tardío un vulcanismo de arco evolucionado (Centeno-García et al. 2008) y, por último, una secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico, que fue dividida en dos conjuntos con base en datos obtenidos a través de análisis de procedencia de zircones y dataciones isotópicas de U/Pb realizadas por Centeno-García et al. (2011). El primero ocurrió, durante el Cretácico Temprano (Aptiense-Albiense), relacionado a un margen extensional y el segundo durante el Cretácico Superior (Santoniense – Maastrichtiense), asociado a un proceso compresional.

2.1.1. Geología y cartografía del área de Tumbiscatío

El EPT se encuentra dentro del subterreno Zihuatanejo y está ubicado dentro de los límites políticos del estado de Michoacán. Con base en una serie de datos geológicos y geoquímicos, el subterreno Zihuatanejo en el estado de Michoacán se ha dividido en cuatro sectores (Corona, 1999). De acuerdo a este autor, el EPT, se encuentra localizado en el arco volcánico sur-occidental de la Sierra Madre del Sur, en donde aflora el basamento relativo del Terreno Guerrero, delimitado en la porción suroriental por la zona de cizalla sinistral “El Muleto” que marca un cambio en la sedimentación del Cretácico (Montiel, 2013) y al

noroccidente del área de estudio por la depresión Tepalcatepec, asociado al sistema de fallas Chapala-Oaxaca (Garduño, 1999). Mientras que al noroccidente está delimitado por la Falla Aguililla, que tectónicamente ha levantado el bloque denominándolo el pilar de Arteaga-Tumbiscatío (Vázquez et al. 2001). Sin embargo, este límite morfoestructural no confina en forma neta la correlación estratigrafía entre la secuencia volcánica de Tumbiscatío, ya que presenta muchas similitudes con el sector de la cuenca Jalisco-Colima (Corona, 1999)(Fig. 3).

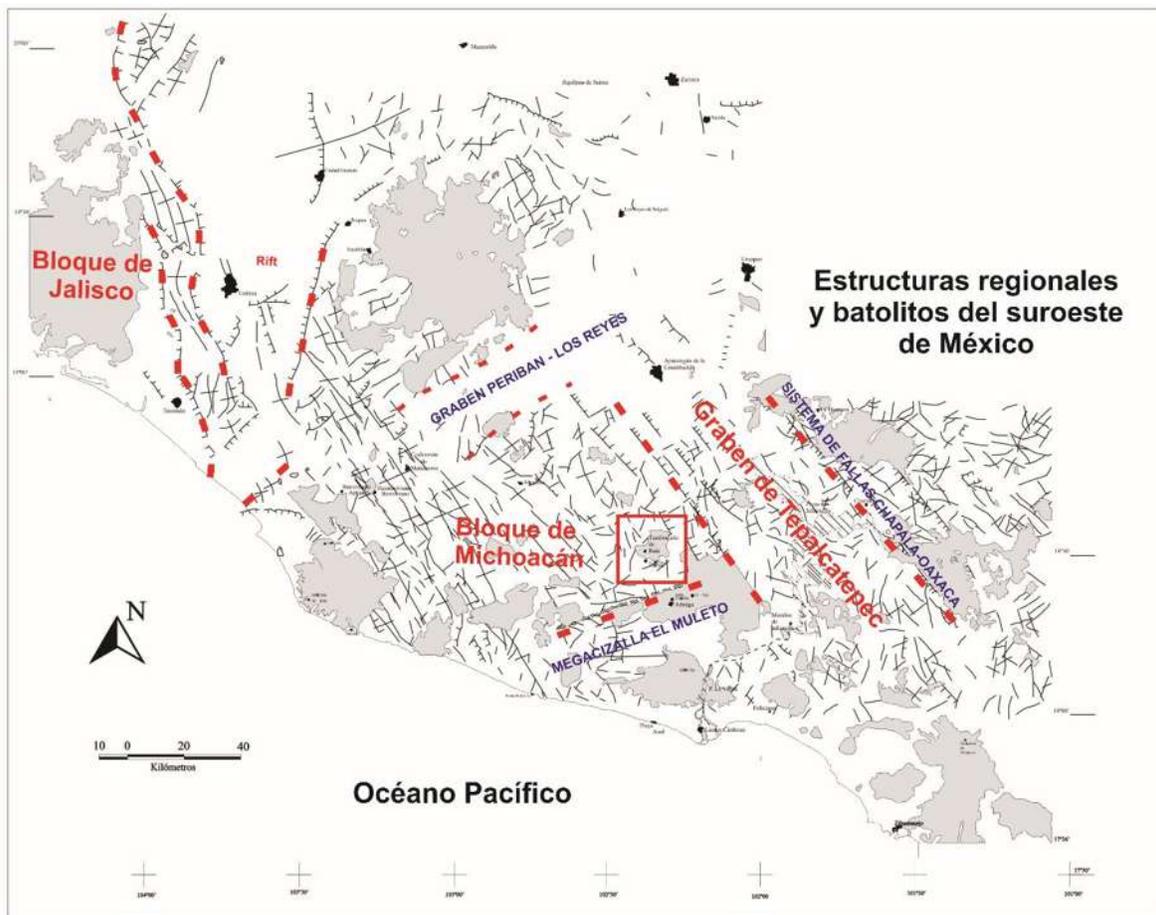


Fig. 3 Mapa estructural de la región de Tumbiscatío con edades laramídicas y cenozoicas, mostrando la distribución regional de los diferentes batolitos en la porción suroeste de México compilado por Corona-Chávez en Centeno-García et al. 2003.

2.1.1.1. Unidades Pre-Arco volcánico cretácico (Complejo Arteaga)

El Complejo Arteaga de posible edad Triásica se encuentra constituido por un conjunto de formaciones que han sido relacionadas como parte del basamento del subterreno

Zihuatanejo y está constituido a su vez por al menos cinco unidades o formaciones informales: Varales, Charapo, Jaltomate, Las Juntas y el Granito de Tumbiscatío-Macías (Centeno-García, 2003).

Estructuralmente, el Complejo Arteaga en el área de Tumbiscatío responde a un régimen NO-SE, descrito por Montiel (2013) como resultado de la acreción del Terreno Guerrero. El cual, ha sido intrusionado por una serie de cuerpos plutónicos de edad Jurásica como se muestra en las regiones de Tumbiscatío y San Diego Curucupatzeco (Fig. 4).

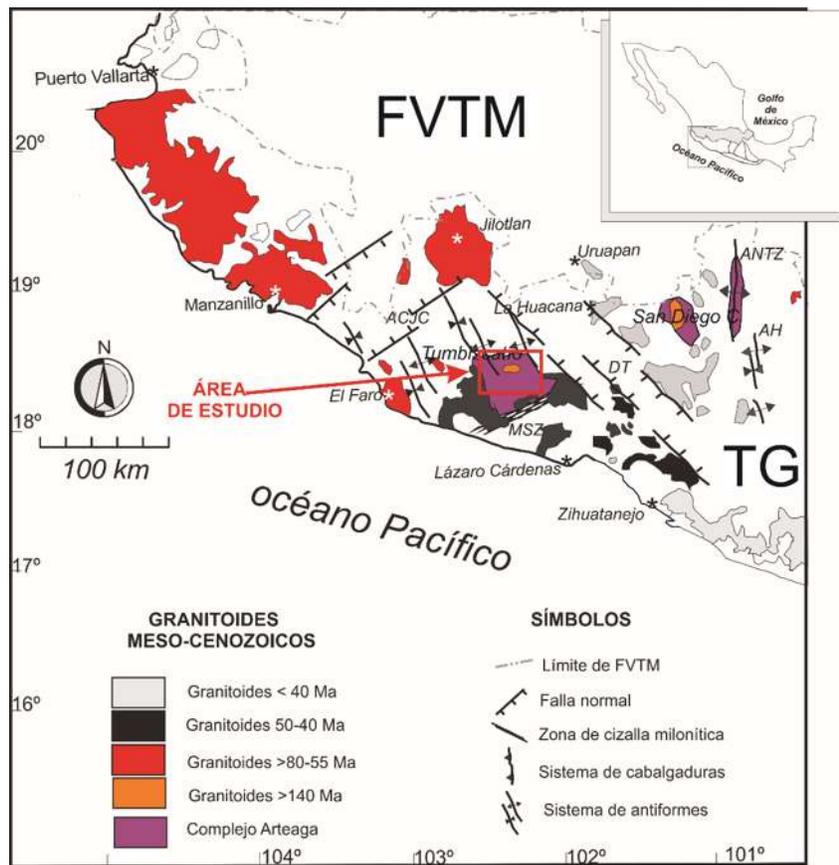


Fig. 4 Distribución del Complejo Arteaga dentro del Bloque de Michoacán y su relación con el magmatismo plutónico Mesozoico-Cenozoico. TG: Terreno Guerrero; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; MSZ: Zona de cizalla El Muleto; ANTZ: Anticlinal de Tzitzio; DT: Graben Tepalcatepec. Notar la localización del área de estudio en el recuadro rojo.

A continuación, se describen brevemente las unidades del Complejo Arteaga con la finalidad de plantear el marco geológico del EPT.

2.1.1.1.1. Formación Varales

Esta unidad estratigráfica ha sido ampliamente descrita por Centeno-García (1994) en su tesis doctoral como una secuencia siliciclástica de arenas ricas en cuarzo, lutitas negras con escasos pedernal oscuros y conglomerados en formas de lentes, asociada a secuencias turbidíticas distales con facies B, C y E de Bouma. El espesor real es desconocido, pero se ha planteado en alrededor de aproximadamente 1 500 m. Estudios estructurales y de cinemática realizados por Montiel (2013), muestran un evidente cambio en el estilo de deformación, dividiendo la Formación (Fm.) Varales en dos sectores: Fm. Varales Norte y Sur a través de la zona de cizalla El Muleto, perteneciendo el EPT a la porción norte, exhibiendo un bajo grado de deformación y diferentes estilos de plegamiento.

2.1.1.1.2. Formación Jaltomate

Centeno-García (1994) describe esta unidad como una secuencia de pelitas y grauvacas con un grado de deformación de facies de esquistos verdes a anfibolitas de bajo grado con espesores aproximados de 900 m.

2.1.1.1.3. Granito de Tumbiscatío

El granito de Tumbiscatío ha sido descrito por Centeno-García (1994) y Centeno-García et al. (2003, 2008, 2011). De acuerdo a esta autora ha sido definido como un cuerpo plutónico con variaciones desde granodiorita, granito y cuarzo-monzonita con presencia de cuarzo, plagioclasa, feldespato, clinopiroxeno, biotita y muscovita; también se ha reportado la presencia de granate. En cuanto al tiempo de emplazamiento, se sugiere un evento postectónico relacionado al Cretácico Tardío con base a la ausencia de foliación en los bordes del plutón y a las estrechas zonas de cizalla. Uno de los rasgos a resaltar es la evidencia de clastos graníticos inmersos en conglomerados del Cretácico. En cuanto a su composición geoquímica, este cuerpo ha sido descrito como un granito de tipo- I, calcoalcalino con afinidad a zonas de subducción. En cuanto a los valores ϵ_{Nd} , Centeno-García et al. (2003) explica que el granitoide de Tumbiscatío muestra los valores más bajos (-4.9) en relación con las rocas ígneas ubicadas dentro del Terreno Guerrero.

Las edades isotópicas del área de Tumbiscatío y alrededores (Tabla 1), se documentan edades relacionadas al enfriamiento del plutón de Tumbiscatío por K-Ar (Grajales y López, 1984; Centeno-García et al. 2008) y de roca caja, concernientes al Complejo Arteaga (Murillo y Torres, 1987), que posiblemente indique procesos de deformación que posibilitan la reapertura del sistema isotópico.

Tabla 1 Edades Isotópicas relacionadas al EPT y a la Fm. Varales, tomadas de [1] Murillo y Torres (1987); [2] Grajales y López (1984); [3] Centeno-García et al. (2008).

Localidad	Litología	Material	Método	Edad	Error	Referencia
Agua Fría - Macías	Pegmatita de cuarzo-muscovita	Muscovita	K-Ar	168	4	1
Arroyo El Copal	Filita	Sericita	K-Ar	189	9	1
Barranca Honda	Filita	Sericita	K-Ar	67	2	1
El Falcete	Pizarra	Roca total	K-Ar	190	15	1
El Falcete	Pizarra	Roca total	K-Ar	167	15	1
Playitas	Pizarra de cuarzo-sericita	Roca total	K-Ar	130	10	1
Toscano	Esquisto de cuarzo-biotita	Roca total	K-Ar	104	3	1
Tumbiscatío	Pizarra de cuarzo-sericita	Roca total	K-Ar	100	2	1
Tumbiscatío	Esquisto de cuarzo-sericita	Roca total	K-Ar	111	5	1
Tumbiscatío	Esquisto de cuarzo-sericita	Roca total	K-Ar	115	3	1
Tumbiscatío	Granodiorita con biotita	Biotita	K-Ar	138	11	1
Tumbiscatío	Granodiorita con biotita	Biotita	K-Ar	155	12	1
Tumbiscatío	Granodiorita con biotita-muscovita	Biotita	K-Ar	159	13	1
Tumbiscatío	Pizarra de cuarzo-sericita	Roca total	K-Ar	168	5	1
Tumbiscatío	Pizarra de cuarzo-sericita	Roca total	K-Ar	194	6	1
Tumbiscatío	Granodiorita con biotita	Biotita	K-Ar	127	3	2
Tumbiscatío	Granodiorita con biotita	Biotita	K-Ar	133	11	2
Tumbiscatío	Granito	Zircón	U-Pb	163	3	3

2.1.1.2. Unidades del Arco volcánico Cretácico

La evolución de la secuencia del arco volcánico-sedimentario durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano es una de las principales características que distingue y define al Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), que como previamente se ha descrito ha sido disectado en cinco subterrenos por Centeno-García et al. (2008). El subterreno Zihuatanejo, ha sido dividido cronológicamente en dos episodios importantes, el primero durante el Cretácico Temprano, donde se generó la mayor cantidad de actividad magmática con aporte de sedimentación volcanoclástica y calcárea. El segundo, punto de culminación

durante el Santoniese con una dirección de subducción hacia el este (Talavera, 2007). Posteriormente, ambos subterrenos fueron acrecionados a la paleomargen cordillerana pacífica (Centeno-García, 1994; Centeno-García et al. 2003, 2008, 2011).

Estas unidades del arco volcánico Cretácico se encuentran limitadas al sur por la zona de cizalla El Muleto que ha sido ampliamente estudiada por Montiel (2013) en su tesis de maestría, evidenciando un importante cambio estratigráfico en la secuencia volcano-sedimentaria a través de la cizalla con desplazamiento lateral izquierdo y dimensiones de 56 km de longitud y 10 km de ancho.

2.1.1.2.1. Formación Playitas

Esta secuencia terrígena-volcánica ha sido descrita por Centeno-García (1994), como capas interestratificadas de conglomerados, arenas, tobas con escasos lentes de caliza discontinuos y algunos flujos de lava con una diversidad de tamaños. Su estratificación varía desde 30 cm hasta los 10 m de espesor. Sin embargo, el espesor total de la unidad es desconocido. En el trabajo de Centeno-García et al. (2003) se especifica que en la secuencia conglomerática se han encontrado clastos pertenecientes al EPT, sin embargo, los límites cartográficos entre ambas unidades no han sido bien descritos. En cuanto a correlación estratigráfica, Centeno-García (1994) describe en su tesis doctoral que esta unidad perteneciente al arco volcánico del Cretácico puede ser correlacionada con la Fm. Tecalcatepec, y la Fm. Vallecitos en Colima y con la Fm. San Lucas en el subterreno Huetamo; también es importante mencionar que esta unidad ha sido relacionada con ambientes marinos someros y costeros.

2.1.2. Metalogénesis

Trabajos previos a diferentes escalas han sido realizados por el antiguo Consejo de Recursos Minerales (CGM), conocido ahora como el Servicio Geológico Mexicano (SGM), generando información geológica publicada en reportes internos. En el estado de Michoacán se ha compilado información de las diversas paragénesis auríferas por Montiel et al. (2015), proponiendo cinco franjas basadas en su distribución espacio-temporal, destacando los yacimientos epitermales de Au (Ag) de San Diego Curucupaceo – Tumbiscatío.

El distrito minero de Tumbiscatío está compuesto por las minas Gis de Oro, Venecia, Lluvia de Oro, Águila Real, Atlántida, Rey de Oro y Nido de Águila con una ley promedio de 0.99 – 7-35 gr/T de Au con zonas de mineralización emplazadas en el contacto con estructuras de vetas (Torreblanca et al. 2003). Las fases mineralógicas descritas son oro nativo, plata, cuarzo, pirita y arsenopirita.

2.1.1. El magmatismo plutónico Jurásico en el occidente de México

Considerando que el principal objetivo de este estudio se centra en el análisis petrológico del EPT de edad jurásica, en este último apartado se describe una síntesis de la importancia del registro magmático jurásico a lo largo de la margen occidental de México.

Existe una serie de cuerpos magmáticos del Jurásico esencialmente plutónicos, pero también de origen volcánico que muestran similitud geoquímica y geocronológica dentro del Terreno Guerrero, como lo describen los recientes estudios realizados por Bissig et al. (2008), Valencia et al. (2013) y Schaaf et al. (2020) en la porción occidental del Subterreno Zihuatanejo. Por ejemplo, dentro del Bloque Jalisco. Valencia et al. (2013) describe el granito de Cuale, ubicado en las cercanías del Distrito Minero Cuale como un granito magnesiano basados en la proporción $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ vs SiO_2 con afinidad a firmas calcoalcalinas y relacionado a ambientes de arco volcánico. Las edades reportadas del granito de Cuale por Valencia et al. (2013) son de 160.4 ± 2.5 Ma con base en dataciones de U-Pb en zircones. Edades similares son reportadas por Schaaf et al. (2020) en 160.06 ± 1.3 y 161.3 ± 1.3 Ma para el granito de dos micas de lo que los autores reconocen como Ensamble de Cuale. En relación al índice de saturación de aluminio, Schaaf et al. (2020) reporta valores >1 , clasificando al granito como peraluminoso de tipo-S, asociado a un magmatismo primigenio de afinidad cortical. En cuanto a los datos obtenidos de REE normalizados con condrita muestran menor enriquecimiento LREE y menor empobrecimiento en HREE.

Otros reportes de magmatismo en el Bloque Jalisco, aunque no de tipo plutónico se refiere a los estudios realizados por Bissig et al. (2008), en la secuencia riolítica de Cuale, indicando firmas calcoalcalinas con afinidades de arco volcánico sin-colisional de edades de 157 ± 0.5

a 154 ± 0.9 Ma con base en fechamientos isotópicos de U/Pb en zircones. La secuencia volcánica de la región de Cuale ha sido asociada a un yacimiento de depósitos de sulfuro masivo (VMS) y clasificado como el más antiguo dentro del Terreno Guerrero (Centeno-García et al. 2008).

Por otro lado, en la Isla María Madre ubicada en el Océano Pacífico, frente a la línea de costa suroeste de Jalisco, Pompa-Mera et al. (2013) reporta edades de 162.7 ± 2.9 Ma y 169.9 ± 2.9 Ma para un ortogneis migmatítico que forman parte del basamento de la isla, junto con rocas metasedimentarias. Pompa-Mera *op. cit.*, menciona que estas rocas fueron afectadas por metamorfismo de medio a alto grado.

Otras evidencias, se encuentran ubicadas dentro del Complejo Sonobari, entre los límites estatales de Sinaloa y Sonora (Sarmiento-Villagrana et al. 2016; 2018). Estos autores han reportado edades de granitoides de 155-151 Ma y ortogneiss de 163-159 Ma (U/Pb) con variaciones composicionales de sieno-diorita, granodiorita y granito. Geoquímicamente presenta anomalías negativas de Nd, Ta, P y Ti, y positivas en K, Rb, Ba, Th, relacionados a escenarios de arco volcánico e intra-placa que fueron asociados a fases extensionales.

Acerca de la interpretación de datos y de una posible paleorreconstrucción del Jurásico Medio-Superior se puede referir a la realizada por Schaaf et al. (2020), donde proponen una asociación de cuerpos plutónicos de edad jurásica (Fig. 5) con características geoquímicas de peraluminosidad, que se extienden desde la costa de Michoacán hasta el límite sur de Sonora y puede ser correlacionado con los plutones de Hayprees Creek. Estos autores identifican granitos cordilleranos jurásicos dentro de la margen occidental de México (Fig. 5), como: el granito de dos micas Cubampo (Vega-Granillo et al. 2008); El ortogneis El Quelite (Cuéllar-Cardenas et al. 2012; Arrieta-García, 2016); Isla María Madre (Pompa-Mera et al. 2013) y en Michoacán, el granitoide Macías y Tumbiscatío (Centeno-García, 2011).

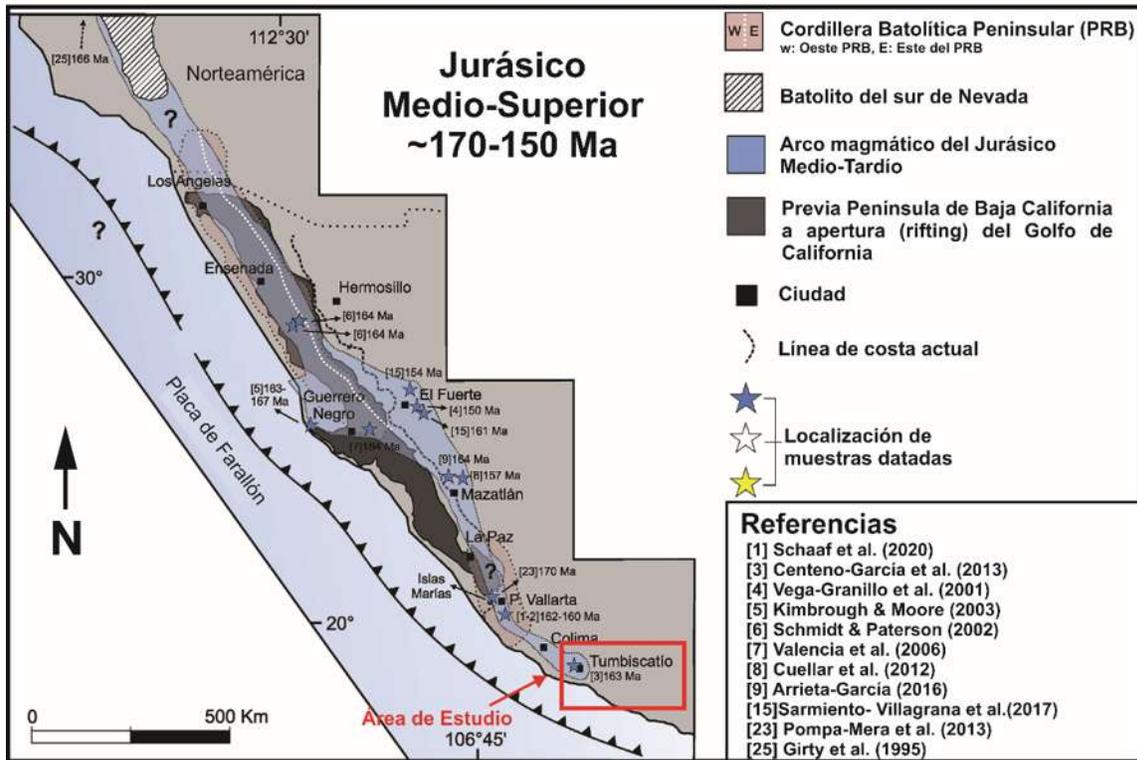


Fig. 5 Área de estudio ubicado en el arco magmático cordillerano del Jurásico Medio-Tardío, desarrollado en el occidente de México. En recuadro rojo se observa el plutón de Tumbiscatío. Modificado de Schaaf et al. (2020).

3. METODOLOGÍA

Este trabajo fue estructurado con base en los objetivos planteados generando un diagrama de flujo de trabajo (Fig. 6) que muestra de forma esquemática los diferentes procesos.

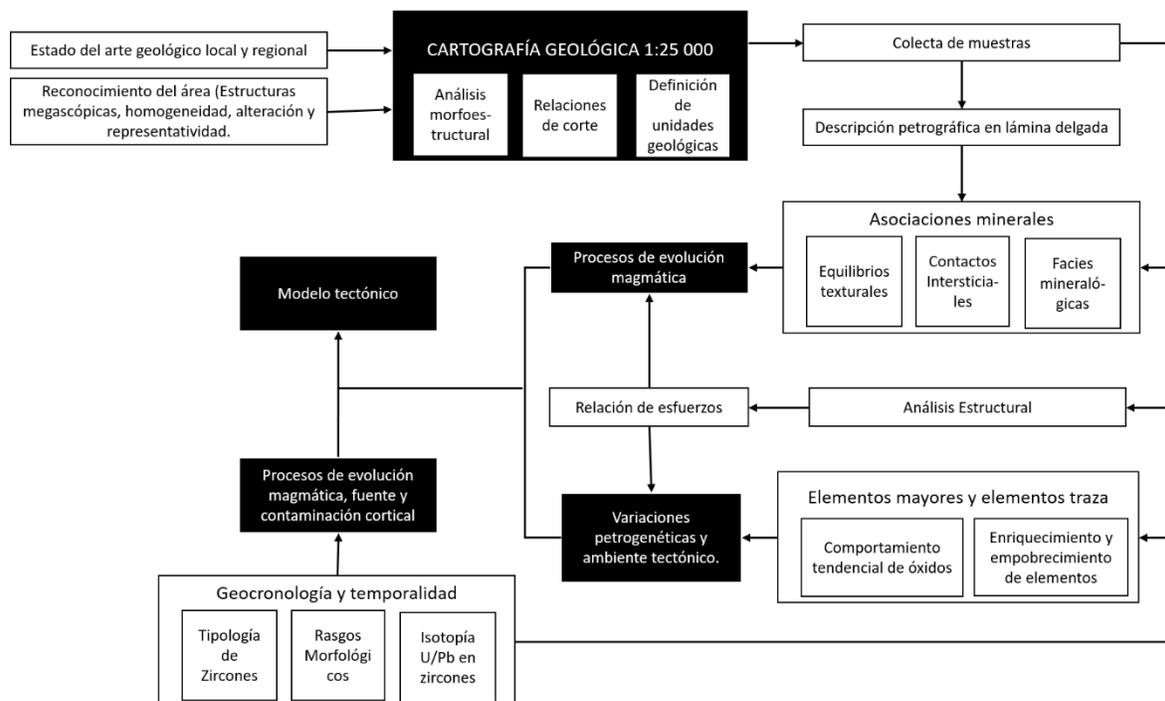


Fig. 6 Diagrama de flujo de metodología para el estudio petrogenético del EPT.

Durante la primera etapa, se realizó una compilación de la información bibliográfica relacionada al EPT con la finalidad de conocer el estado del arte y las características geológicas-estructurales del área. Se recopiló material cartográfico de bases topográficas digitales de INEGI a escala 1:50 000 de las cartas E13B68 Tumbiscatío de Ruiz, E13B69 General Francisco Villa, E13B78 Las Playitas y E13B79 Arteaga junto con su respectivo formato MDE (Modelo Digital de Elevación) con 5m de resolución, generando a partir de estos insumos los modelos de sombras, hipsométricos y pendientes a escala local y regional con ayuda de los softwares ArcGis 10.3 y Surfer 9 que facilitaron el reconocimiento de las características morfológicas-estructurales del basamento, EPT y del arco Cretácico. Esta información fue complementada con las cartas geológicas-mineras elaboradas por el SGM a escala 1:50 000 (E13-B68, E13-B69, E13-B78 y E13-B79) y 1:250 000 (E13-6-9). También, se incluyó la revisión del material geológico previo de diversas campañas realizadas en los

años 90's a cargo del Dr. Pedro Corona Chávez del UMSNH, teniendo acceso a un amplio acervo litológico de muestras tomadas en el área y sus alrededores. Toda esta vasta información sirvió para la generación de la primera propuesta cartográfica del plutón, incluyendo sus relaciones de corte, unidades geológicas y la temporalidad de las unidades, así como la propuesta de transectos y secciones para futuras campañas de campo.

El trabajo de campo fue efectuado durante una semana con base a las propuestas de transectos, secciones y puntos de control que permitieron obtener la mayor cantidad de datos posibles del EPT. Durante esta fase se realizó la colecta de 28 muestras relacionadas al plutón, a la zona de contacto, el basamento y las unidades de cobertura. Se detallaron sus características en afloramiento, texturales, composicionales y sus relaciones de corte. Se obtuvieron datos estructurales de las diferentes unidades tales como estratificación, foliación, crenulación, ejes de pliegues y fallamiento con la finalidad de comprender el régimen de esfuerzos que gobernaron durante el emplazamiento del plutón, procesando posteriormente esta información con ayuda del software SpheriStat3. En las mismas muestras se realizaron análisis petrológicos, geoquímicos y geocronológicos.

Durante esta primera etapa se afinaron detalles cartográficos, geológicos y estructurales que no fueron identificados en el análisis morfológico (Fig. 7).

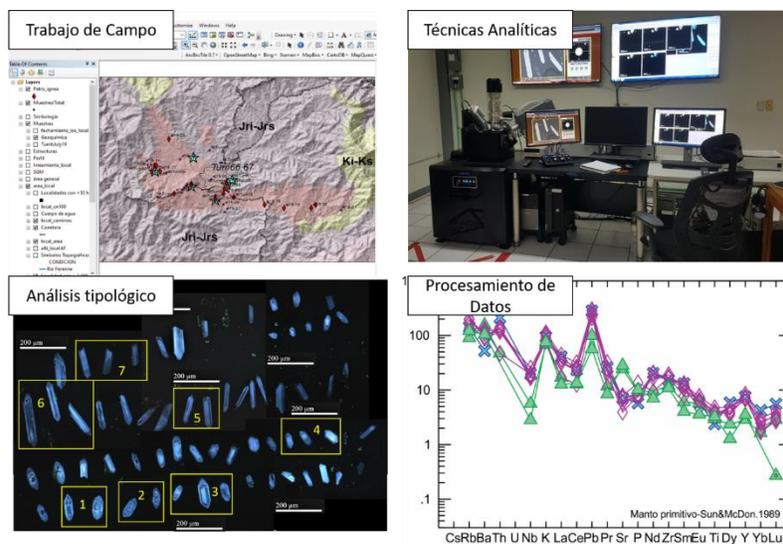


Fig. 7 Imágenes de las diferentes etapas metodológicas en el diagrama de flujo (para detalles ver texto).

De las muestras colectadas en campo se seleccionaron aquellas con mayor grado de representatividad e importancia del plutón, basamento, rocas corneanas y de la secuencia de cobertura con base en sus características macroscópicas y texturales. Se procesaron 16 muestras obtenidas en la salida de campo más 17 previamente obtenidas en brigadas previas, detallando en cada una de ellas sus fases mineralógicas, equilibrios y cambios texturales, relación de contacto entre granos y microestructuras primarias y secundarias.

La petrografía a detalle de las diferentes unidades geológicas facilitó la selección de 4 muestras para el análisis de elementos mayores y elementos menores utilizando la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX). Los análisis fueron llevados a cabo en el laboratorio de fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología, UNAM, México. Los datos obtenidos fueron procesados con ayuda del software GeoStar.

De forma complementaria, se seleccionaron 2 muestras para extracción de zircones, empleando la técnica de cátodoluminiscencia que permite la identificación de las diferentes tipologías de zircones. Esta técnica analítica se aplicó en el laboratorio de microscopía electrónica de barrido y microanálisis, UAGro-UACT, Guerrero; proporcionando información sobre las zonas de interés geocronológico para análisis isotópico de U/Pb utilizando la técnica de espectrometría de masas con plasma. El análisis mediante la técnica de ICP de acoplamiento inductivo por ablación láser (LA-ICP-MS) se realizó en el laboratorio de estudios isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias UNAM, Juriquilla, Querétaro. Por último, se llevó a cabo una compilación de los resultados obtenidos a través de las diferentes técnicas analíticas proponiendo un modelo tectónico.

4. RESULTADOS

4.1. *Unidades geológicas*

La cartografía de las unidades geológicas se definió a partir del análisis morfo-estructural y colección de datos de campo que fueron procesados con la ayuda de los sistemas de información geográfica (SIG) para comprender la distribución geoespacial. En este trabajo, también se retoman datos estructurales y muestras colectadas sin publicar de brigadas previas, dando un total de 33 muestras analizadas. A continuación, se reporta la descripción detallada de las unidades geológicas relacionadas al basamento, al EPT y a la secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico, que se encuentran aflorando en el área.

4.1.1. *Complejo Arteaga*

4.1.1.1. *Formación Varales*

Esta unidad siliciclástica es la unidad mejor expuesta en el área de estudio, se encuentra localizada en la zona septentrional y austral del poblado de Tumbiscatío, como se observa en la Fig. 8. Se caracteriza por presentar una amplitud de rasgos morfológicos asociados a la distribución de las diferentes facies sedimentarias y al grado de metamorfismo, predominando drenajes dendríticos a subdendríticos con pendientes variadas, desde 0° hasta 35°, con altitudes de 1330 a 900 msnm, abarcando desde cerros hasta lomeríos.

Esta secuencia siliciclástica presenta estructuras de foliación, crenulación y plegamiento. Se encuentra constituida por lutitas, areniscas, cuarzo-arenitas deformadas y con el registro heterogéneo de un metamorfismo de bajo grado que da lugar a la formación de esquistos (Fig. 9a). Las tonalidades varían de acuerdo a su composición: las areniscas de grano fino presentan tonalidades gris oscuro. Las lutitas, areniscas, cuarzo-arenitas y esquistos se presentan tendencialmente en tonalidades amarillo ocre. Una de las peculiaridades a destacar en esta secuencia terrígena es el alto grado de deformación generando pliegues de tipo volcado, tumbado y en algunos casos invertido con ángulos preferentes a apretados e isoclinales (Fig. 9b), incluyendo el desarrollo de boudinage interno.

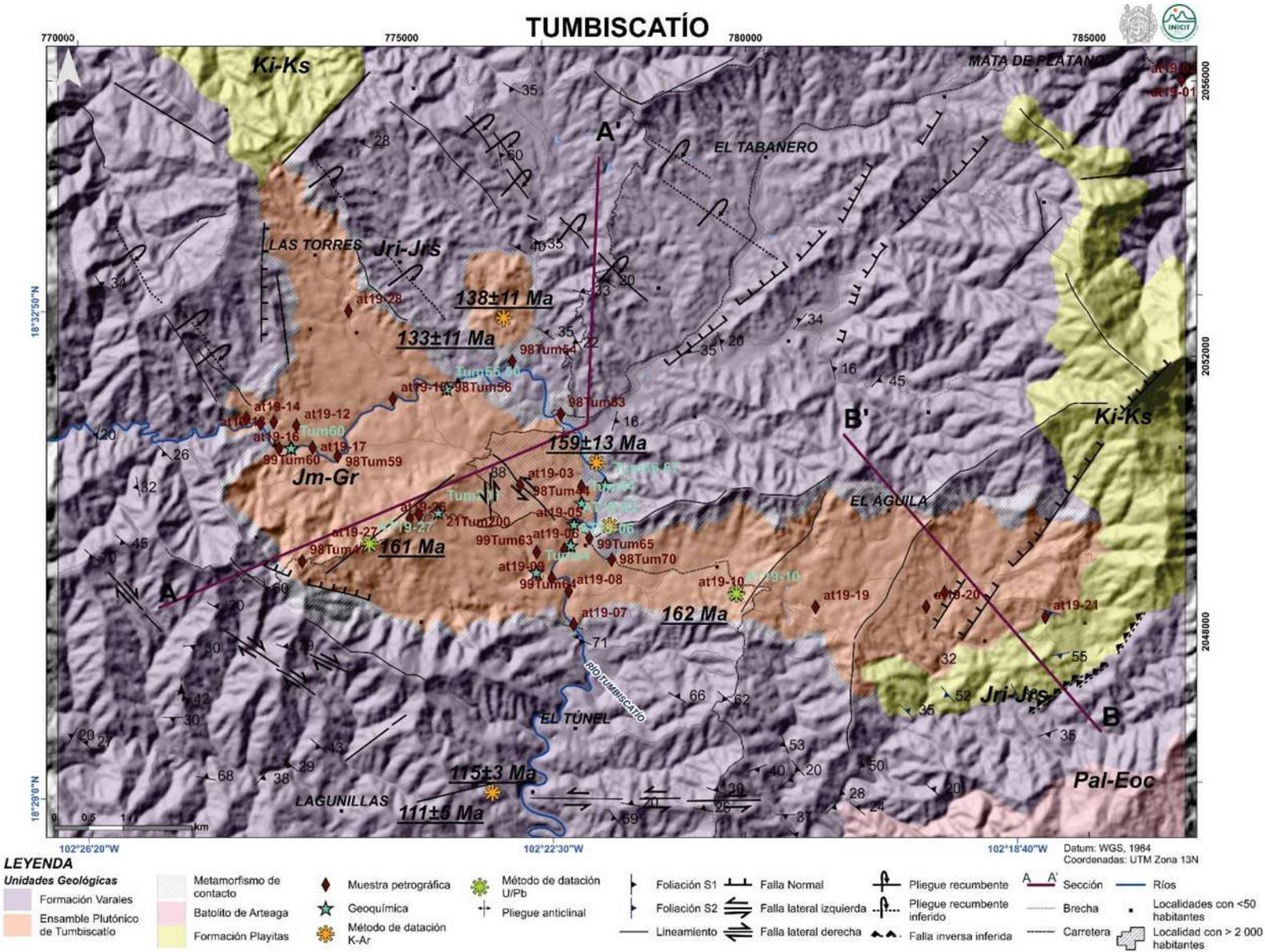


Fig. 8 Mapa geológico del Ensamble Plutónico de Tumbiscatío.

Se destaca la presencia de estructuras de fases extensionales que generaron sistemas de fallamiento tipo normal con dirección NO-SE y NE-SO, cortando las estructuras previas de foliación, crenulación y boudinage (Fig. 9 c, d), generando sigmoides en respuesta al sistema de fallas normales, que facilitaron el ascenso del cuerpo plutónico (para mayor detalle ver capítulo de estructural).

En cuanto a su distribución, la Fm. Varales se encuentra intrusionada por el Ensamble Plutónico de Tumbiscatío, generando zonas de hornfels de textura fina con andalucita, plagioclasa y biotita. La aureola de metamorfismo de contacto entre el plutón y la formación muestran diferentes dimensiones, desde 16 hasta 200 m, teniendo el mejor desarrollo en la porción suroccidente en las inmediaciones del rancho El Aguacatito, representado en la Fig. 8 con un achurado morado. En la porción austral del EPT, en las cercanías del poblado Los Charcos con dirección a Arteaga, la Fm. Varales se encuentra en contacto transicional con la Fm. Jaltomate. En la porción oriental con dirección al poblado El Vallecito, la relación de contacto entre estas dos unidades no se encuentra en superficie aflorante, pero puede ser inferido como discordancia litológica con las unidades del arco Cretácico, Fm. Playitas, debido a la inexistencia de la zona de contacto (Fig. 8).

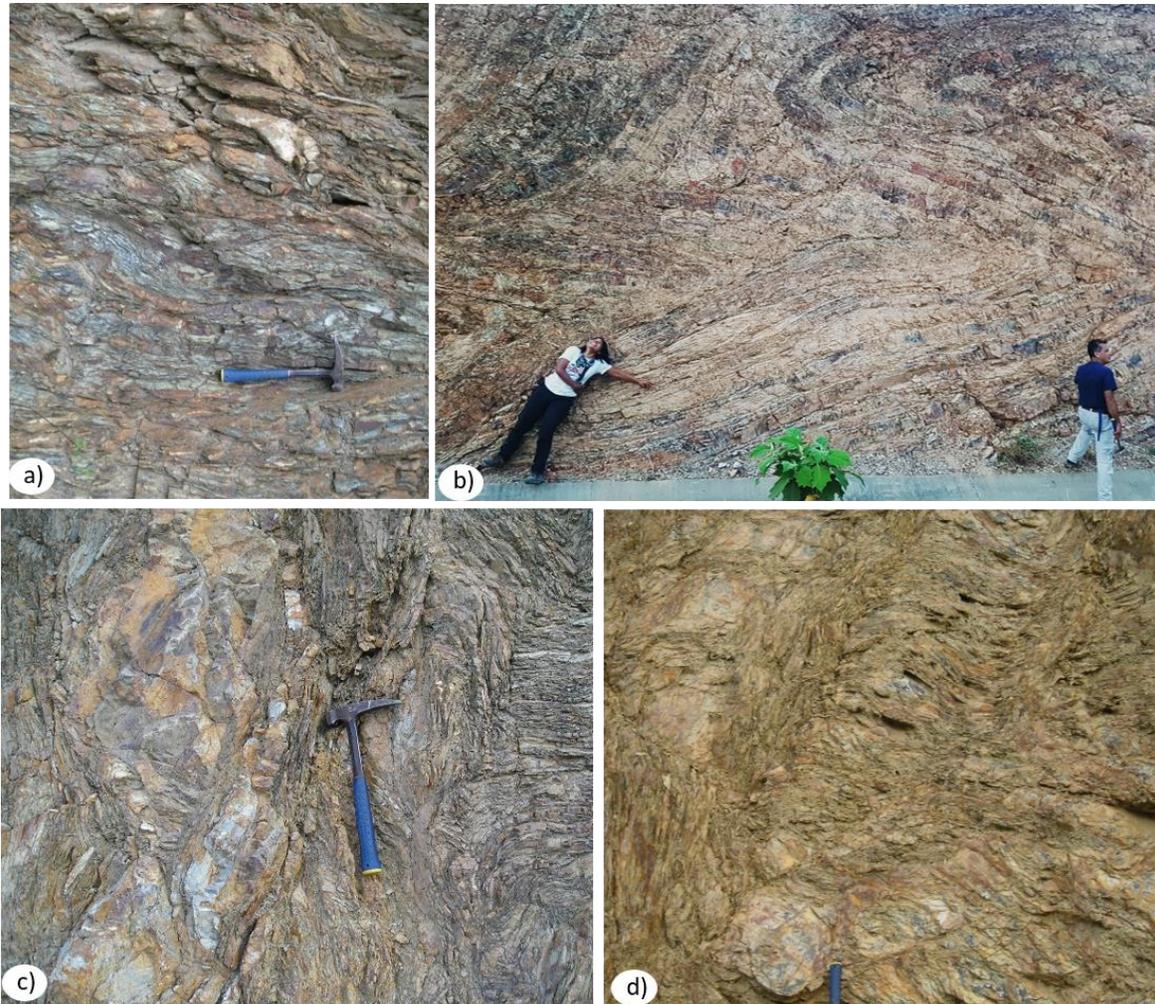


Fig. 9 Fotografías que muestran las principales características de la Fm. Varales. a) particularidades de textura y foliación. b) Estructuras de pliegues de tipo volcado y tumbado. c) Fallamiento de tipo normal que corta la estructura de crenulación y boudinage preexistente asociado a zonas distensivas en ambientes compresivos. d) Sistema de fallas normales, generando sigmoides de deformación por fases extensivas.

4.1.1.2. Formación Jaltomate

Esta unidad se encuentra aflorando de forma externa al área de estudio; sin embargo, es brevemente descrita debido a su importancia dentro del Terreno Guerrero. Se encuentra ubicada sobre la carretera con dirección a Arteaga, cerca del poblado Los Charcos. La Fm. Jaltomate se caracteriza por ser una secuencia siliciclástica de grano fino deformada y parcialmente metamorfozada. Una de sus características distintivas es su tonalidad verde con planos de foliación bien desarrollados (Fig. 10a) y gabros (Fig. 10b) que se encuentran cortando la secuencia terrígena en forma de diques, con desarrollo de aureolas de

metamorfismo menores a 4 cm. Las meta-areniscas de grano fino presentan fases mineralógicas de cuarzo y líticas no identificados debido a su tamaño, con una matriz recrystalizada, debido a la deformación y metamorfismo que sufrió la zona. Para el caso de los esquistos se muestran en tonalidades de gris-verde claro, constituidos por cuarzo, calcita, sericita, clorita y biotita. Estructuralmente se observan sigmoides típicos de áreas bajo esfuerzos compresivos (Fig. 10c).

Esta unidad se encuentra en contacto transicional con la Fm. Varales en la parte sur del poblado de Tumbiscatío, sobre la carretera con dirección a Arteaga, sin embargo, no se encuentra expresada en la cartografía que se presenta en este documento.

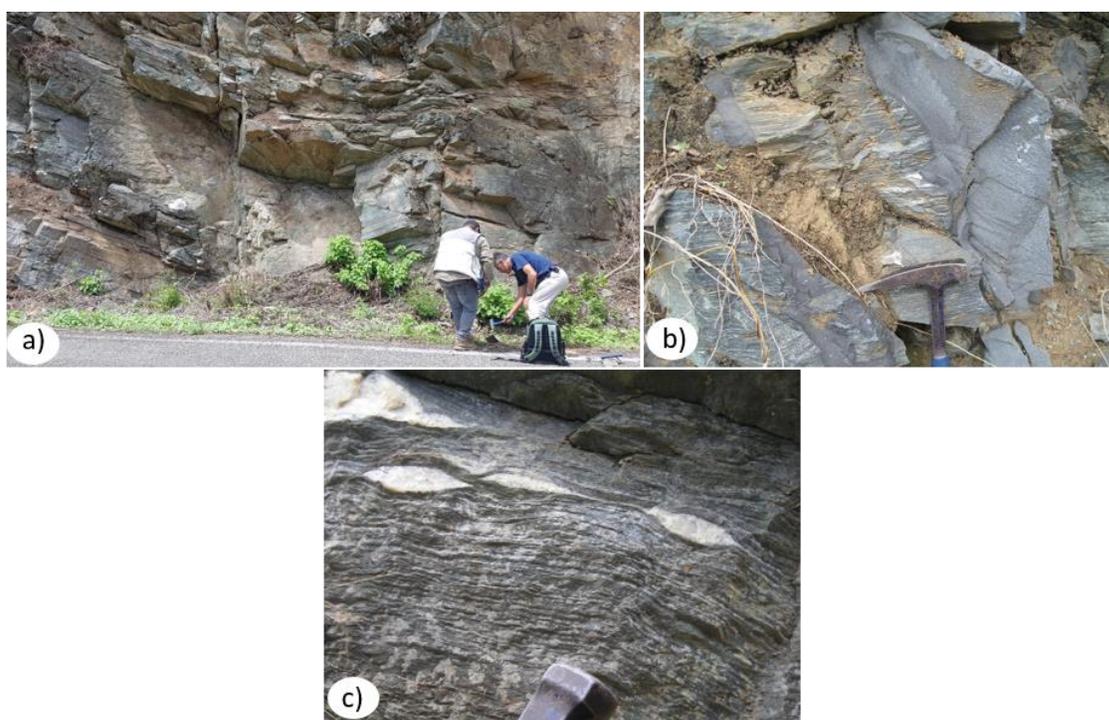


Fig. 10 Fotografías de la Fm. Jaltomate. a) Macroestructura y tonalidad predominante de la formación. b) Zona de contacto sinuoso entre las metaareniscas de grano fino y dique de composición máfica (andesita). c) Estructura de sigmoides y foliación marcadas.

4.1.1.3. Ensamble Plutónico de Tumbiscatío

La geoforma del Ensamble Plutónico de Tumbiscatío (EPT) está representada por pequeños lomeríos con pendientes de 0 a 16° (Fig. 11 a) expuestos en la zona de baja topografía con una altura de 720 a 1400 msnm. El EPT presenta generalmente una estructura masiva

altamente fracturada y en algunos casos fallada con variaciones litológicas de granito, monzogranito a sienogranito, presentando comúnmente características texturales comparables entre estas dos litologías como la textura holocristalina - fanerítica y distribución inequigranular bimodal junto con rasgos morfológicos como: drenaje de dominio subparalelo, grado de erosión alto y pendientes predominantes de 8 a 16° alcanzando zonas de 24-35° de forma anómala, observándose esta expresión cartográfica en el mapa de unidades geológicas (Fig. 8). Una de las características a destacar de la estructura petrológica del plutón es el desarrollo de foliación magmática en su mayoría expresada como incipiente, excluyendo el límite oriental del plutón en donde es posible observar un mayor grado de desarrollo cercano al límite con la Fm. Varales. Mineralógicamente el EPT es muy heterogéneo y presenta variaciones de cuarzo, plagioclasa, feldespato, biotita y moscovita (ver anexo 7.1). De forma atípica, la porción occidente y suroccidente presenta fases mineralógicas de granate tipo almandino, asociado a un enriquecimiento de Al y Fe en el magma. Texturas primarias de tipo cumuloítica de biotita se encuentran dispersas en el cuerpo plutónico. Se observa raramente cuerpos de filones de pegmatitas que presentan tonalidades leucocráticas, rellenando fracturas con contactos rectos o con una estructura disarmónica de contacto sinuoso (Fig. 11 b, c). Mineralógicamente presenta asociaciones minerales de cuarzo, plagioclasa, feldespato y en menor proporción biotita y moscovita. Las pegmatitas están asociadas en este caso a la última fase de la actividad plutónica.

Dentro de la estructura masiva del EPT es común observar la presencia de concentraciones de xenolitos, que pueden variar en su tamaño desde 2 cm hasta >15 cm, presentados en una disposición heterogénea dentro de todo el plutón, con mayor abundancia en la porción sur, sobre el río de Tumbiscatío. Presentan una variada composición litológica desde pizarras, metasedimentos e incluso minerales como cuarzo de segregación (Fig. 11 d, e, f), todas asociadas al basamento triásico, por procesos de asimilación magmática de la Fm. Varales. Estos xenolitos muestran una forma angulosa y poco redondeada dentro de la textura magmática del plutón, sin desarrollo de la aureola de metamorfismo o incluso *chilled margin* o borde reacción, lo cual sugiere que su incorporación estuvo relacionada

con un proceso magmático de baja temperatura. Algunos xenolitos, se encuentran cortados y desplazados por zonas de falla sinestrales que afectan de forma interna al cuerpo plutónico, con dirección NNO-SSE y con una dirección del esfuerzo principal NOO-SEE (para mayor información ver capítulo de estructural).

El granitoide de estructura masiva y principal cuerpo del EPT se encuentra intrusionado por una serie de diques tabulares deformados con una amplitud aproximada de 1-5 m (Fig. 12 h) que no han sido cartografiados debido a la escala 1: 23 000 del mapa, pero se encuentran representados en las secciones geológicas (ver subcapítulo Sección A-A'). La composición puede variar desde monzonita, sienita hasta granodiorita con texturas holocristalina-porfídica y distribución inequigranular bimodal. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran bien desarrollados con zonación concéntrica y tamaños de aproximadamente 2 cm inmersos en una mesóstasis con fases mineralógicas de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno, evidenciando cambio en las condiciones físicas del emplazamiento.

La zona de contacto del EPT esta generalmente representada por bordes sinuosos (Fig. 12i) con xenocristales de cuarzo, y xenolitos de pizarras, metasedimentos y granitos de tamaños variados de 2-10 cm con formas angulares (Fig. 12 j, k) , evidenciando la asimilación magmática del basamento y del granitoide de Tumbiscatío. El emplazamiento de los diques con dirección NOO-SEE se encuentra gobernado por esfuerzos distensivos con orientación NO-SE.

Como previamente se ha descrito, el emplazamiento del granitoide genera zonas de metamorfismo con diferente grado, sin embargo, pueden ser ampliamente generalizadas como porfidoblástica con fábrica pizarrosa y una composición mineralógica de porfidoblastos de andalucita en su variedad quiastolita, plagioclasa y biotita inmersos en una matriz de arenas muy finas de tonalidad oscura de composición psammitico, producto de la zona de hornfels.

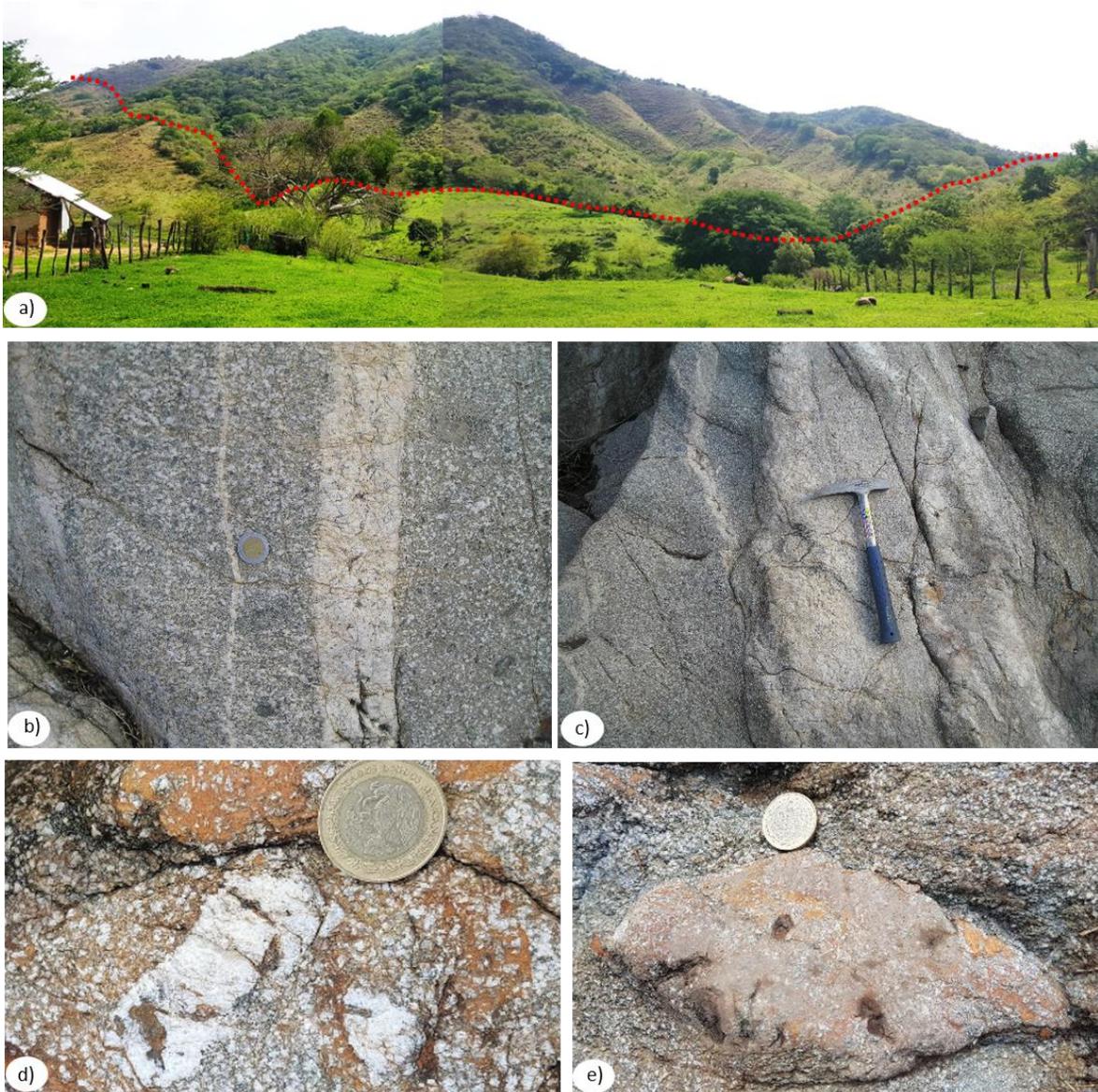


Fig. 11 . Fotografías de campo del Ensamble Plutónico de Tumbiscatio. a) Zona de contacto septentrional del EPT, la morfología de lomeríos correspondiente al cuerpo plutónico mientras que las zonas con mayor pendiente corresponden a la Fm. Varales. b) Pegmatitas rellenas de fracturas. c) Estructura disarmónica de pegmatitas. d) Xenocrystal de cuarzo de segregación. e) Xenolito de metarenisca con asimilación del granito.



Fig. 12. Fotografías de campo del Ensemble Plutónico de Tumbiscatio. f) Xenolito de pizarra desplazado con sigmoide de deformación. g) Estructura roof pendant (techo de la cámara magmática). h) Plegamiento de diques máficos (andesíticos) intrusionados en el EPT. i) Zona de contacto sinuoso entre el granito y el dique. j) Xecristal de cuarzo de segregación dentro del dique máfico. k) Xenolito de granito en el dique máfico.

4.1.2. Unidades del Arco volcánico cretácico

4.1.2.1. Formación Playitas

Esta unidad se encuentra localizada en la zona septentrional del poblado las Torres y austral de los poblados de San Antonio y Guayabitos, como se observa en la Fig. 8. Se caracteriza por presentar drenaje predominantemente subdendríticos con pendientes predominantes de 16° y en algunos casos de hasta >35°, con altitudes de 800 hasta 1900 msnm, como se observa en el cerro El Águila.

Esta unidad geológica consiste en una secuencia sedimentaria compuesta por limos, cuarzo-arenitas y conglomerados en gama de color amarillo ocre, rojizo y malva (Fig. 13a). La base, se caracteriza por una secuencia rítmica de intercalaciones de limos y cuarzo arenitas de estratos basculados hacia el SE y SO con espesores de 1-3 cm de grosor. Los limos presentan una tonalidad malva asociada a algún evento volcánico, mientras que, hacia la parte intermedia, cambia su tonalidad a beige (Fig. 13 c). Las cuarzo-arenitas presentan estratos de hasta 5 cm de tonalidad beige, se caracterizan por presentar importantes cantidades de cuarzo, incluyendo algunos fragmentos líticos de tamaños de arenas medias a gruesas subredondeadas y redondeadas. Por último, los conglomerados (Fig. 13 b) se presentan en tonalidades rojizas con tamaños de clastos de gravas y bloques cambiando hacia la cima a tamaños únicamente de bloques. Se encuentran mal clasificados con bloques predominantemente subredondeados soportados por una matriz de arenas de grano grueso. Los clastos se encuentran definidos por granitos, cuarzo-arenitas, pizarras y limos. Esta secuencia sedimentaria se encuentra caracterizada por una gradación inversa y por un basculamiento tendencialmente hacia sur. Es importante mencionar que se encuentra altamente fracturada y presenta estructuras de desecación (Fig. 13 c) en la base de los estratos de los conglomerados de tamaño de gravas y bloques.

Esta unidad aflora al oriente y austral del poblado de San Antonio, sobre la brecha de terracería que conecta las comunidades de San Antonio con La Majada del Encino. Esta unidad se encuentra en discordancia litológica con el granitoide de Tumbiscatío en la porción austral del poblado de San Antonio, sobre la brecha de terracería que conecta las

comunidades de San Antonio con La Majada del Encino, destacando la ausencia de metamorfismo entre estas dos unidades.

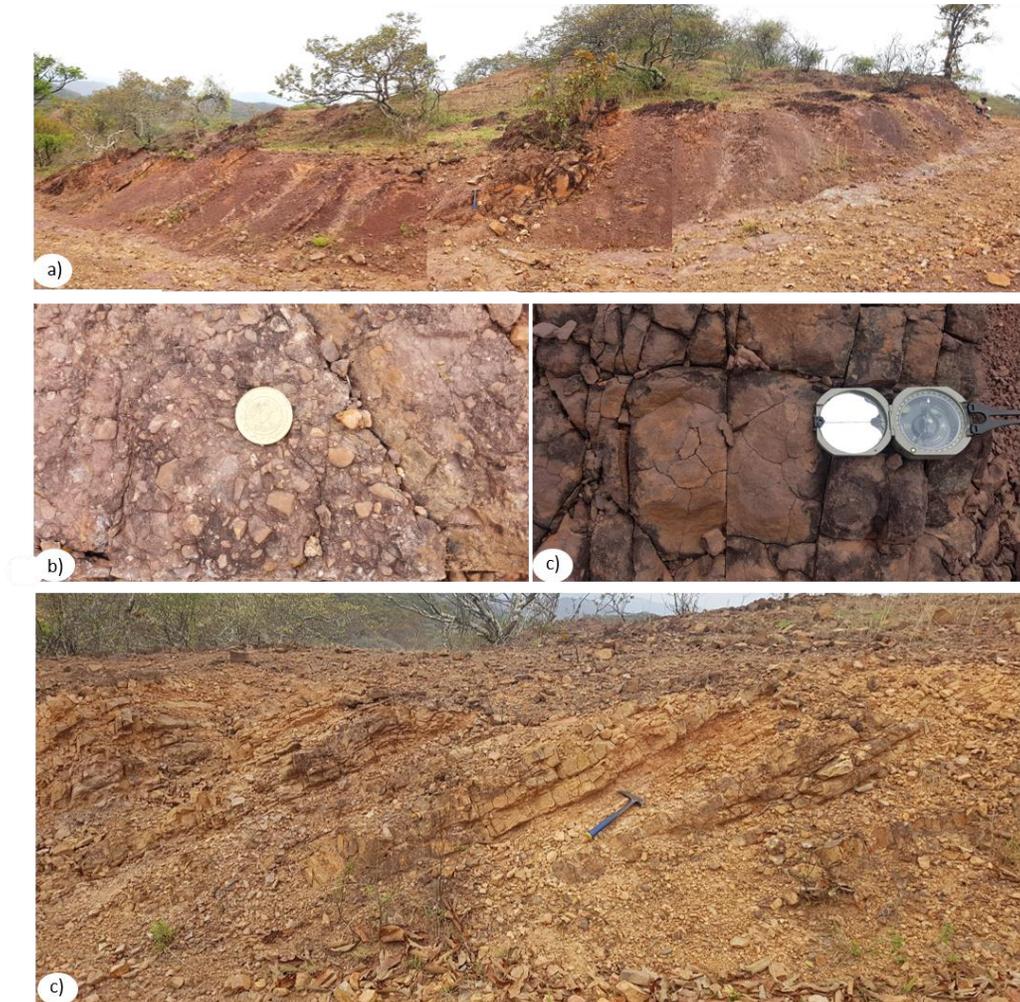


Fig. 13: Fotografías de campo de la Fm. Playitas. a) Estructura principal, marcada por la estratificación y basculamiento de las capas. b) Conglomerado mal clasificado en la cima de la secuencia. c) Fracturamiento y estructuras de desecación. d) Estructura y tonalidad de la secuencia dominada por arenas.

4.2. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

A pesar de que este trabajo no es un estudio estructural exhaustivo, plantea una visión general estructural del área de estudio y de los esfuerzos que gobernaron en el Jurásico, a partir de la obtención de datos estructurales que fueron agrupados de acuerdo a sus características geométricas y geocronológicas, en planos (S0, S1, S2 y fallas) y líneas (L1, L2) que coadyuvaron a la geointerpretación. Por lo tanto, con la finalidad de facilitar al lector el entendimiento de los procesos de deformación, se describirá a continuación la estructura regional y las relaciones espaciales entre las diferentes unidades a través de secciones geológicas, posteriormente, se detallarán en orden cronológico los diferentes eventos de deformación.

4.2.1. Estructura regional

La región de Tumbiscatío se encuentra gobernada por estructuras de régimen dúctil-frágil que están asociadas a un mismo evento geológico con diferentes fases de deformación, junto con estructuras de régimen frágil afines a eventos geológicos posteriores. Como es posible observar en el mapa geológico (Fig. 8), la Fm. Varales presenta lineaciones con tendencias principales hacia el NO-SE, NE-SO y en segundo grado N-S y E-O. Las estructuras NO-SE se encuentran asociadas principalmente a ejes de pliegues de tipo tumbado y recumbente, fallas sinestrales ubicadas en la porción centro y fallas destrales y normales al suroccidente de Tumbiscatío. En cuanto a las estructuras NE-SO, éstas se asocian a fallas normales e inversas ubicadas en el sector nororiente.

Por su parte, las estructuras de segundo orden están vinculadas a sistemas de cizallas sinestrales asociados a lineamientos que se ubican en la porción suroccidente y suroriente. Es importante enfatizar, que la Fm. Varales presenta una estructura de deformación interna de tipo disarmónica, a causa de las diferencias en la competencia de deformación entre sus unidades litológicas con variaciones en la inclinación de los flancos de 15° hasta 70°.

El EPT se encuentra caracterizado por geoformas importantes que muestran una estrecha relación con el emplazamiento de plutones sintectónicos. En el sector norte y centro

muestran una orientación preferencial NO-SE, concordando paralelamente con la orientación de los ejes de pliegues.

Por último, la Fm. Playitas se encuentra ubicada dentro de los altos topográficos con una orientación preferencial N-S (Fig. 8), limitada principalmente a sistemas estructurales de régimen frágil, como fallas de tipo normal e inversas NE-SW con inclinaciones $>30^\circ$ y $<50^\circ$ de inclinación, reportadas por el SGM.

4.2.1.1. Sección A-A'

En la sección A-A' (Fig. 14), es posible observar la estructura, temporalidad y vergencia general del sistema de plegamiento del basamento, así como su relación con la cobertura a través de una relación de corte de forma oblicua con las unidades pre-arco (Fig. 8) en el centro del área de estudio.

Esta sección tiene una orientación SO-NE y S-N. Enfocándonos en la porción SO, la Fm. Varales muestra flancos con orientaciones preferenciales NO-SE e inclinaciones desde 70° hasta 26° con vergencias al NE-SO, esta misma unidad se encuentra en contacto tectónico por falla normal con el EPT del sector norte con rumbo NO-SE, inclinación de 61° y echado al NE el cual pertenece a un sistema de fallas normales de tipo dúplex que se desarrollaron dentro de la zona de contacto (metamorfismo de contacto). Posteriormente, en el sector centro del EPT se observa una serie de intrusiones máficas que se encuentran altamente plegadas, incluyendo cizallas de tipo lateral izquierdo que desplazan internamente el plutón con orientaciones NO-SE. En cuanto al sector NE de esta sección, se puede observar una estructura de emplazamiento del EPT de tipo *roof pendant* con orientación NO-SE e inclinación de 75° y con vergencia al SO, así mismo, se puede apreciar el desarrollo de metamorfismo de contacto de bajo grado entre la Fm. Varales y el EPT. En la sección S-N se observan macro estructuras de antiformes y sinformes que en escala de afloramiento muestran presencia de foliación y crenulación.

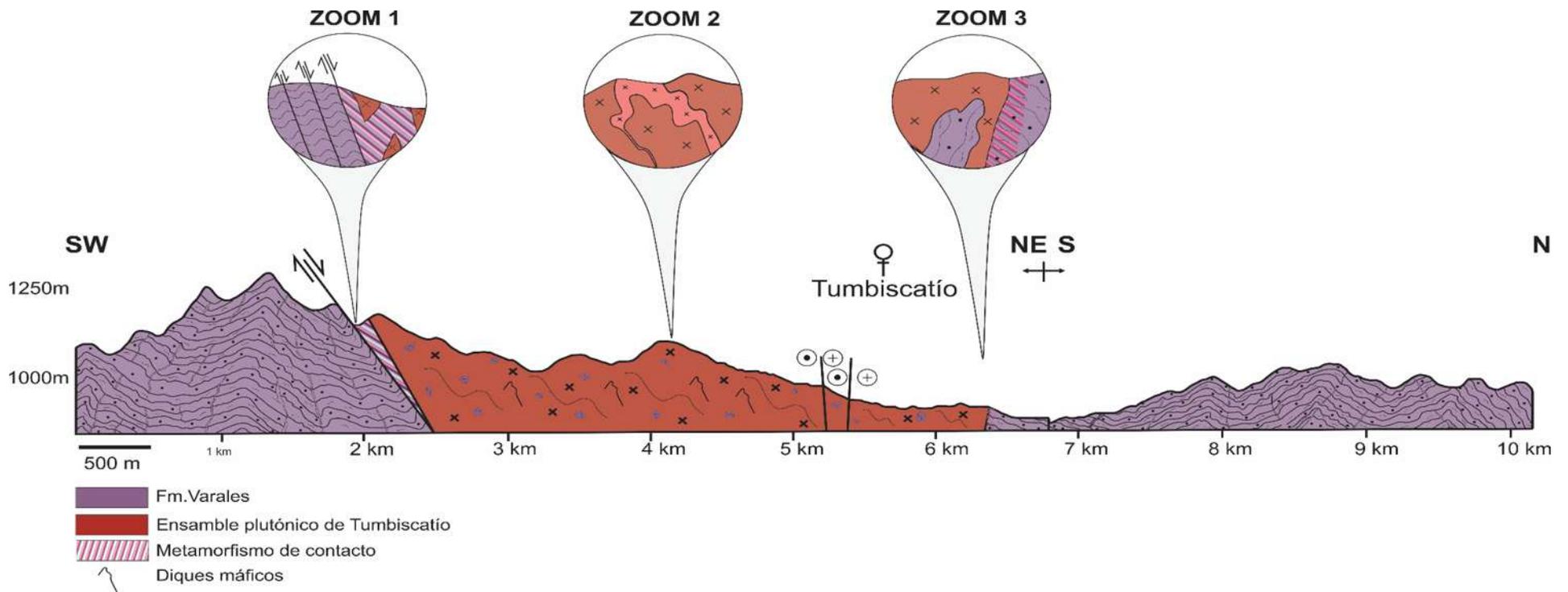


Fig. 14.-Perfil geológico A - A' que corta de forma oblicua el Ensemble Plutónico de Tumbiscatío (EPT). Notar el esquema 1 de la zona de contacto del Ensemble Plutónico de Tumbiscatío con la Fm. Varales donde se muestra la estructura de fallas de tipo duplex resultado de la deformación D_{2+1} . El esquema 2 ejemplifica a la deformación de los diques máficos. Esquema 3 muestra el contacto tipo roof pendant entre el EPT y la Fm. Varales.

4.2.1.2. Sección B-B'

La sección B - B' (Fig. 15) muestra una orientación SE-NO, la cual corta de forma paralela a las estructuras de unidades pre-Cretácica y en forma oblicua a las unidades del arco volcánico cretácico en el sector suroriental del área de estudio (Fig. 8). La porción SE de la sección, la Fm. Varales exhibe una estructura de deformación de tipo disarmónica, predominando micropliegues con orientación NE-SO e inclinaciones de 35° y vergencia al SE. Esta unidad se encuentra en contacto tectónico por cabalgadura inferida con la Fm. Playitas con orientación NE-SO exponiendo paralelismo con los datos estructurales de la Fm. Varales con misma vergencia e inclinación. Posteriormente, se observan una serie de estructuras relacionadas con la Fm. Playitas, la cual presenta una orientación NO-SE y ESE-ONO con inclinaciones hacia el SE y SO. En esta unidad, correspondiente al arco volcánico Cretácico, se encuentra en contacto litológico-erosivo con el sector sur del EPT con orientación NE-SO con vergencia al SE. Dentro del sector sur del EPT, donde, no se pudo observar alguna estructura resultado del emplazamiento del EPT. En la porción NO de la sección B - B', muestra el metamorfismo de contacto desarrollado en el límite entre el EPT y la Fm. Varales. Por último, la Fm. Varales muestra una orientación NE - SO con inclinaciones de 45° con vergencia al SE.

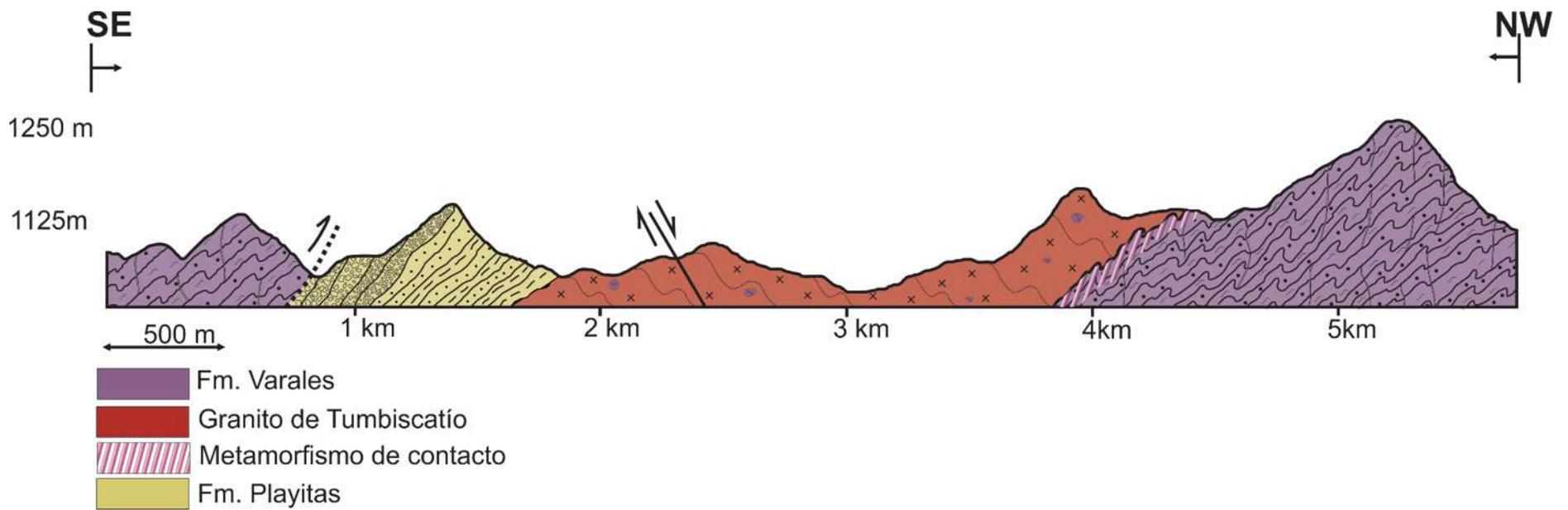


Fig. 15 Sección geológica B-B' donde se muestra la discordancia erosiva-litológica de la Fm. Playitas con el EPT.

4.2.2. Fases de Deformación

Los datos estructurales obtenidos en campo se agruparon principalmente con base en la estructura geológica, geometría y una temporalidad relativa, discerniendo entre datos de S_0 , S_1 , S_2 y L_1 , L_2 . Estos datos fueron proyectados en el hemisferio inferior de la estereofalsilla de Schmidt con la finalidad de poder distinguir las diferentes fases de deformación que afectaron el EPT. Es oportuno mencionar que las diversas fases de deformación han dejado un registro microtextural único a nivel petrográfico que será abordado a detalle en el siguiente capítulo.

A través del análisis estructural, fue posible reconocer al menos 2 eventos de deformación que se encuentran relacionados entre sí y constituyen etapas progresivas del mismo proceso de deformación.

- La fase de deformación uno (D_1) se encuentra relacionada a esfuerzos compresivos NE-SW de régimen dúctil que plegaron y levantaron el orógeno.
- La fase de deformación dos (D_2) se relaciona al proceso continuo de deformación, evidenciada por las estructuras de crenulación y a la transición del cambio de regímenes dúctil-frágil (D_{2+1}) que genera fracturamiento y fallamiento con orientación NO-SE, así como el ascenso y emplazamiento de EPT y diques en un régimen totalmente frágil, correspondiente a una deformación tardo-orogénica.

4.2.2.1. Estructuras de sedimentación (S_0) y deformación-metamorfismo D_1 (S_1/L_1)

Las estructuras de estratificación y sedimentación (S_0) de la Fm. Varales son visibles en campo y se refieren a planos donde es posible observar su estructura y textura primaria.

La geometría de los planos S_0 se caracterizan tendencialmente por una estructura armónica convergente con dirección NO-SE con tendencia a la verticalidad (Fig. 16 y Fig. 17), por otra parte, escasos planos se muestran con una inclinación oblicua con orientación N-S (Fig. 16). Para el caso de las estructuras NO-SE, se asocian a plegamientos de tipo tumbado, así como los ejes de pliegue (L_1). En cuanto a la geometría de L_1 , se encuentran predispuestos con

dirección ENE-OSO con una tendencia a la verticalidad, coincidiendo con las intersecciones de los flancos de los pliegues (S_1), como se observa en la Fig. 16.

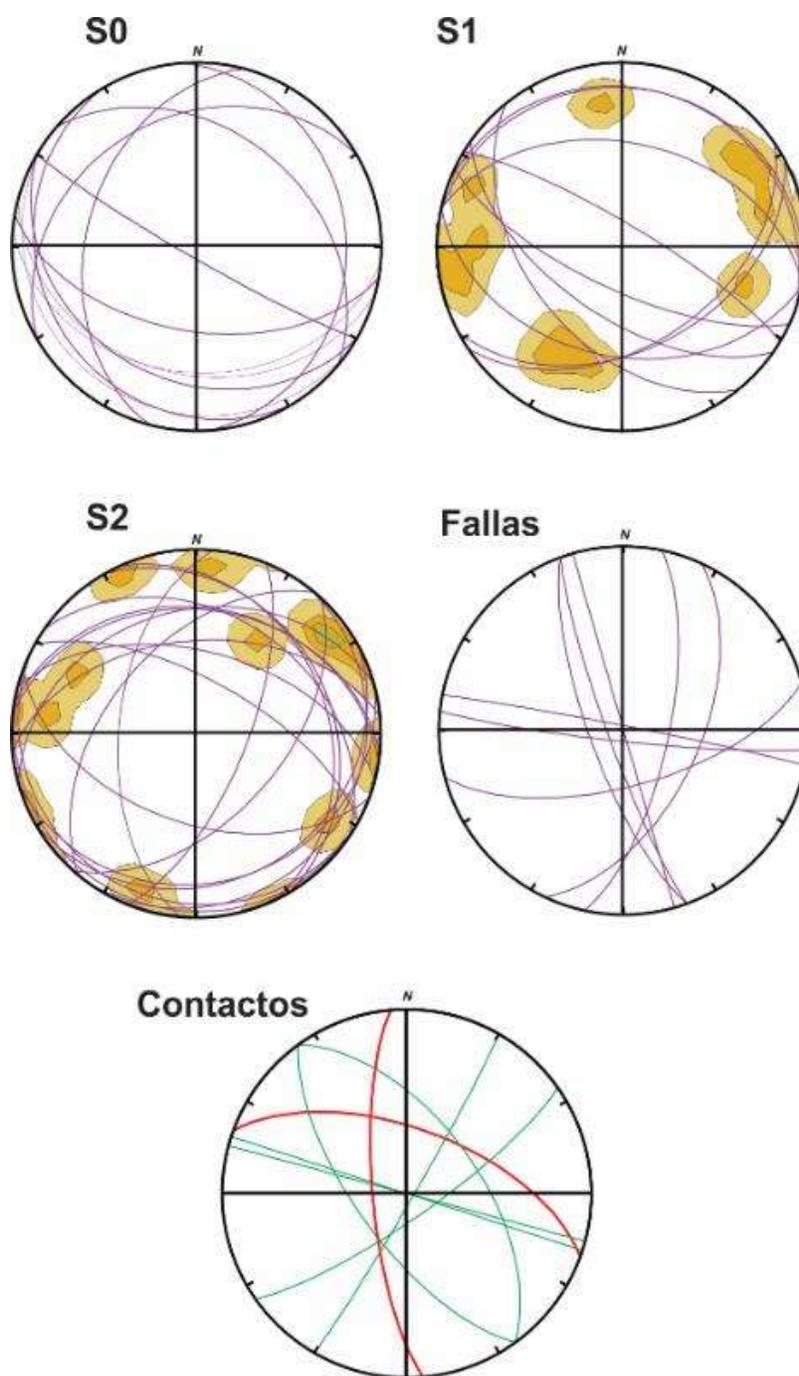


Fig. 16 Estereogramas de las distintas fases de deformación de la cual abarca de D_1 a D_{2+1} para las estructuras de planos relacionadas a S_0 , S_1 , S_2 , zonas de contacto y líneas de L_1 , L_2 que son representada como densidad de polos.

En cuanto a la geometría de los planos S_1 se observan las mismas tendencias estructurales que S_0 , es decir, muestran una estructura armónica convergente con dirección NO-SE con

relativa tendencia a la verticalidad. El paralelismo de los datos estructurales de S_0 y S_1 sugieren un evento de deformación compresivo uno (D_1) desarrollado en un régimen de deformación dúctil y un proceso de evolución en el que los planos de deformación vuelcan y alcanzan el paralelismo con los planos que están deformado, es decir S_0 . La correlación en los flancos de pliegue (S_0 , S_1) y ejes de pliegue (L_1) indican que el esfuerzo principal (σ_1) de la D_1 actuó dirección NO-SE con ligeras variaciones hacia NNO-SSE.

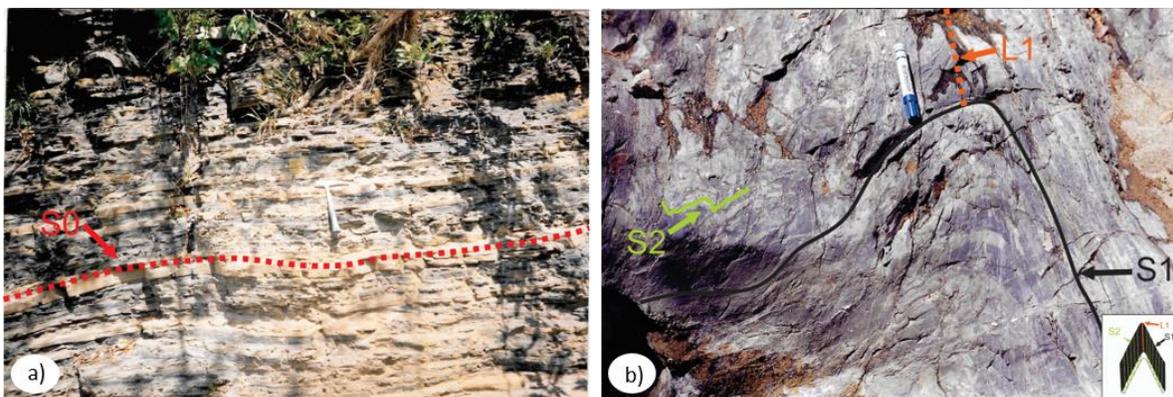


Fig. 17 a) Fotografías que muestran las estructuras del basamento. a) Ejemplificación de la estratificación (S_0) de la Fm. Varales. b) Características estructurales (S_1 , L_1) de la deformación D_1 y su relación con la deformación D_2 .

4.2.2.2. Deformación tardo-orogénica D_2 (S_2/L_2)

Las estructuras de deformación tardo-orogénica (D_2) está representada por todas aquellas estructuras que se sobrepone a las estructuras de S_1 , generando crenulaciones que en algunos casos tienen coincidencia con los planos de la fase D_1 (Fig. 18), lo que indica que la deformación se comportó de manera progresiva en relación con la formación de las estructuras y microestructuras del EPT en condiciones dúctiles.

Los datos de S_2 muestran una concordancia relativa con los ejes de micropliegues (L_2) con vergencia hacia el NE e inclinaciones oblicuas. Asimismo, es posible observar una segunda familia de S_2 con dirección NO-SE con tendencia a la horizontal. Del mismo modo, una última familia es observada con orientaciones NE-SO con tendencias a la horizontal, cortando paralelamente a las dos familias de S_2 previamente descritas (Fig. 16).



Fig. 18. Fotografías de las estructuras de la fase de deformación D_2 relacionada a la crenulación desarrollada en los flancos de los pliegues de la etapa D_1 .

4.2.2.3. Deformación Dúctil – Frágil (D_{2+1})

Se hipotiza que la deformación tardo-orogénica, relacionada al cambio de régimen dúctil-frágil (D_{2+1}), estaría relacionada con el colapso del orógeno originando fracturas y fallas, asociadas a un dominio frágil, que facilitaron el ascenso y emplazamiento del magma.

4.2.2.3.1. Colapso del orógeno: fallamiento y fracturamiento

El sistema de estructuras sub-verticales con planos relativamente frágiles muestran una componente de falla normal con tendencias NO-SE con paralelismo a los ejes de pliegue, sirviendo como estructura de ascenso del EPT (Fig. 16 y Fig. 9) y NE-SO con tendencias a la verticalidad cortando las estructuras internas del EPT y la Fm. Varales.

El sistema de planos de fallas con componentes de tipo transcurrentes sinistral, tienen rumbos NNO-SSE, NNE-SSO, tal como se puede observar a nivel afloramiento dislocando la estructura interna del EPT (Fig. 19), siendo paralelas a las orientaciones de los ejes de pliegue de las fases de D_1 y D_2 .

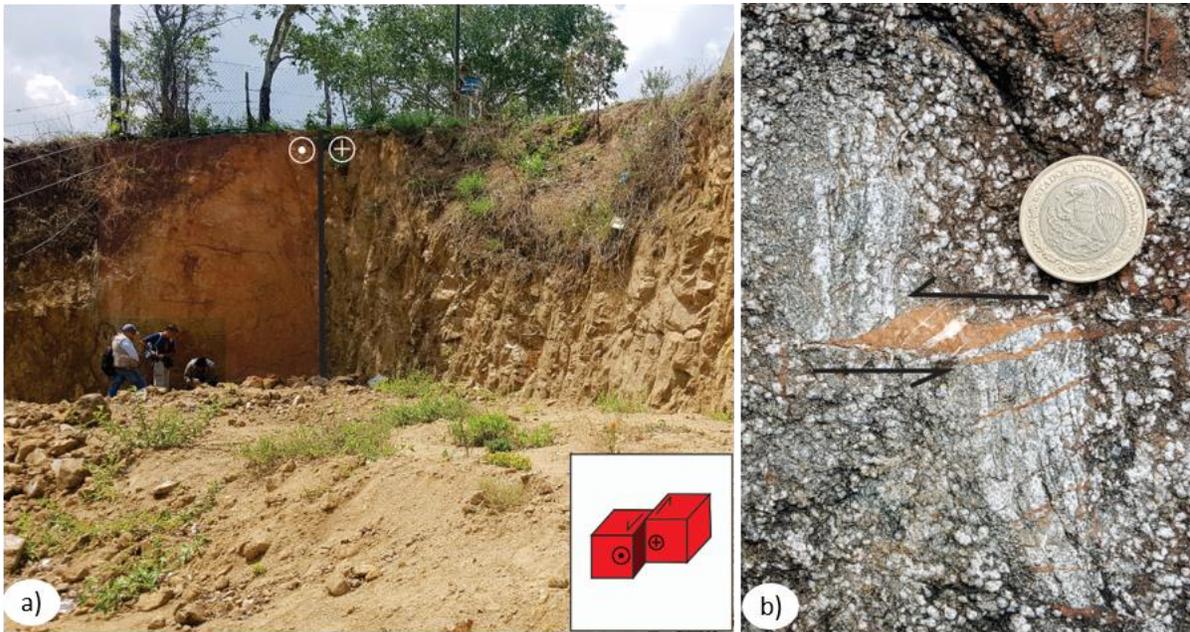


Fig. 19 Fotografías que muestran las estructuras de deformación frágil. a) Estructura relacionado al fallamiento lateral izquierdo que afecta de forma interna el EPT; b) Estructura de sigmoide resultado de fallamiento lateral izquierdo que corta de forma interna el EPT, desplazando un xenolito producto de la asimilación magmática de la Fm. Varales.

4.2.2.3.2. Emplazamiento del EPT: Planos de metamorfismo y diques

Las estructuras S_1 y L_1 , generadas en la etapa D_1 guardan paralelismo con los datos obtenidos de S_2 y L_2 , así como con los datos de los planos subverticales con componentes de falla normal. Estos están asociados a un sistema de plegamiento tipo de crenulación-extensión, sugieren un origen en un evento progresivo con fases continuas de deformación relacionadas a un mismo evento orogénico. Estas fallas desarrolladas en condiciones frágiles sirvieron como conducto para el ascenso y emplazamiento del magma.

Por su parte, los planos de contacto de los diques se muestran con tres tendencias principales: la primera, con orientación NO-SE e inclinaciones oblicuas que expresan paralelismo a los flancos de pliegues desarrollados en la fase D_1 . La segunda, con contactos con orientación ONO-ESE y predisposición a la vertical, relacionado a los ejes de pliegues de la fase D_1 , por último, los diques con orientación NE-SO relacionados con la fases D_2 (Fig. 20).

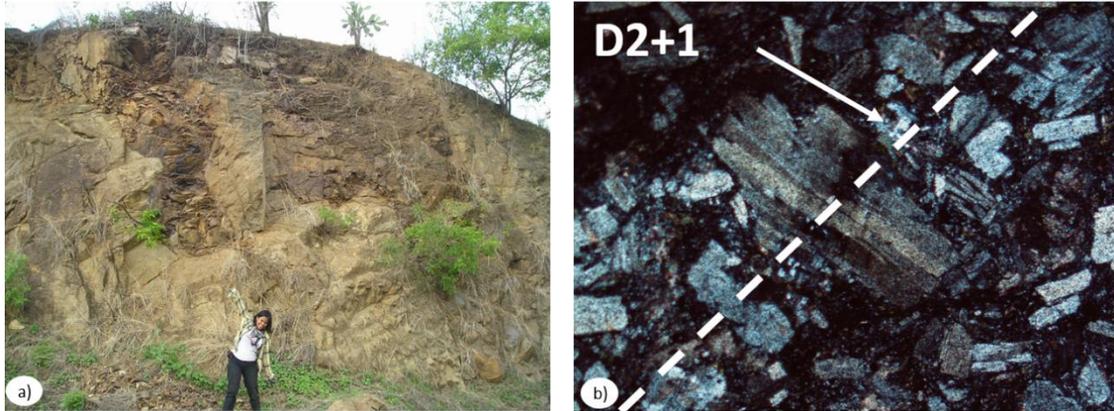


Fig. 20 Fotografías que muestran la relación macroestructural y microestructural de la etapa de deformación tarde orogénicas. a) Relaciones de corte del EPT. El granito de Tumbiscatio se encuentra cortado por un cuerpo tabular (tonalidad café oscuro) que se encuentra altamente deformado; b) Microestructura que muestra la fase D_{2+1} , afectando el maclado de la plagioclasa.

4.3. PETROGRAFÍA

La región de Tumbiscatío se caracteriza por presentar heterogeneidad en las unidades litoestratigráficas que se exponen a través de sus estructuras macroscópicas; rasgos particulares que se muestran en concomitancia con su naturaleza microscópica. Por ello, es de significativo enfatizar la descripción a detalle de las diferentes unidades con el fin de reconocer los diversos procesos de evolución geológica que ha quedado registrada en su textura, composición mineralógica, relaciones de contacto y alteraciones.

En este capítulo se describen y analizan las características microtexturales y paragenéticas de las unidades geológicas de la región de Tumbiscatío, a partir de 33 muestras de rocas de naturaleza plutónica, sedimentaria, metamórfica e hipabisal que fueron colectadas en diferentes puntos de control, tal como se observa en la Fig. 8.

4.3.1. Ensamble Plutónico de Tumbiscatío

El granitoide de Tumbiscatío expone cambios sutiles en sus características mineralógicas, texturales y de cristalinidad permitiendo la división de este plutón en tres sectores denominados: norte, centro y sur. Sin embargo, la presencia o ausencia mineralógica y/o textural no afectan significativamente los procesos de meteorización por lo que no hay cambios morfológicos significativos, impidiendo la traza de los límites internos de cada sector.

4.3.1.1. Sector norte

El sector norte se caracteriza por presentar texturas granulares, hipidiomórficas, subhedrales con variaciones de tamaño de grano de grueso, medio y fino. Presenta texturas primarias, como foliación magmática espaciada, con un desarrollo de bajo a moderado delimitada por minerales de Qz y Fk, así como texturas cumuloefíricas de Ms, Bt, Fk y Plg (Fig. 21). También desarrolla texturas de exhumación como mirmequitas y bordes de recristalización en los límites mineralógicos asociados a inestabilidades de P/T del subsólido, incluyendo texturas de deformación reflejadas en el desarrollo de planos de crenulación en minerales micáceos como la Bt y Ms. Muestra minerales secundarios mal

desarrollados como Ms₂ que se encuentran en los límites intersticiales y presencia de Qz metamórfico, marcando una foliación metamórfica incipiente.

En este sector existe una abundancia importante de los minerales de Fk, variando su proporción modal del 20% al 30%; en el caso del Qz, los valores varían del 10% al 30%, mientras que los valores de Plg son de 20% al 30%. También, es posible observar micas como: Bt con valores de 20%-10% y 9-20% de Ms; en el caso de los minerales accesorios como la Esf los valores son menores al 2% (ver tabla resumen en anexos 7.1). Este sector se clasifica como monzogranito con una afinidad a cuarzo-monzonita. La paragénesis uno (P1) está determinada por Fk + Qz + Plg + Bt + Ms + Esf, mientras que la paragénesis 2 (P2) se encuentra determinada por Ms₂ + Qz₂ + Ser.

En el sector norte, los contactos entre cristales pueden variar de bien definidos a indentados o suturados, ejemplos de estas características son representados en los contactos rectos bien definidos del intercrecimiento de Bt y Ms o en los límites indentados del Qz metamórfico (Fig. 21), que en algunos casos se encuentran cortados por las texturas cumulofíricas.

Las inclusiones de Bt, Plg y Fk en minerales de Fk y Qz en las texturas poiquilíticas muestran evidencias de al menos dos diferentes tasas de enfriamiento (Fig. 21), en consecuencia, dos tiempos de cristalización que han sido asociados a un mismo evento geológico. En esta relación, las inclusiones muestran una inclinación hacia formas euhedrales, mientras que los minerales que los engloban exhiben formas preferentemente subhedrales a anhedrales.

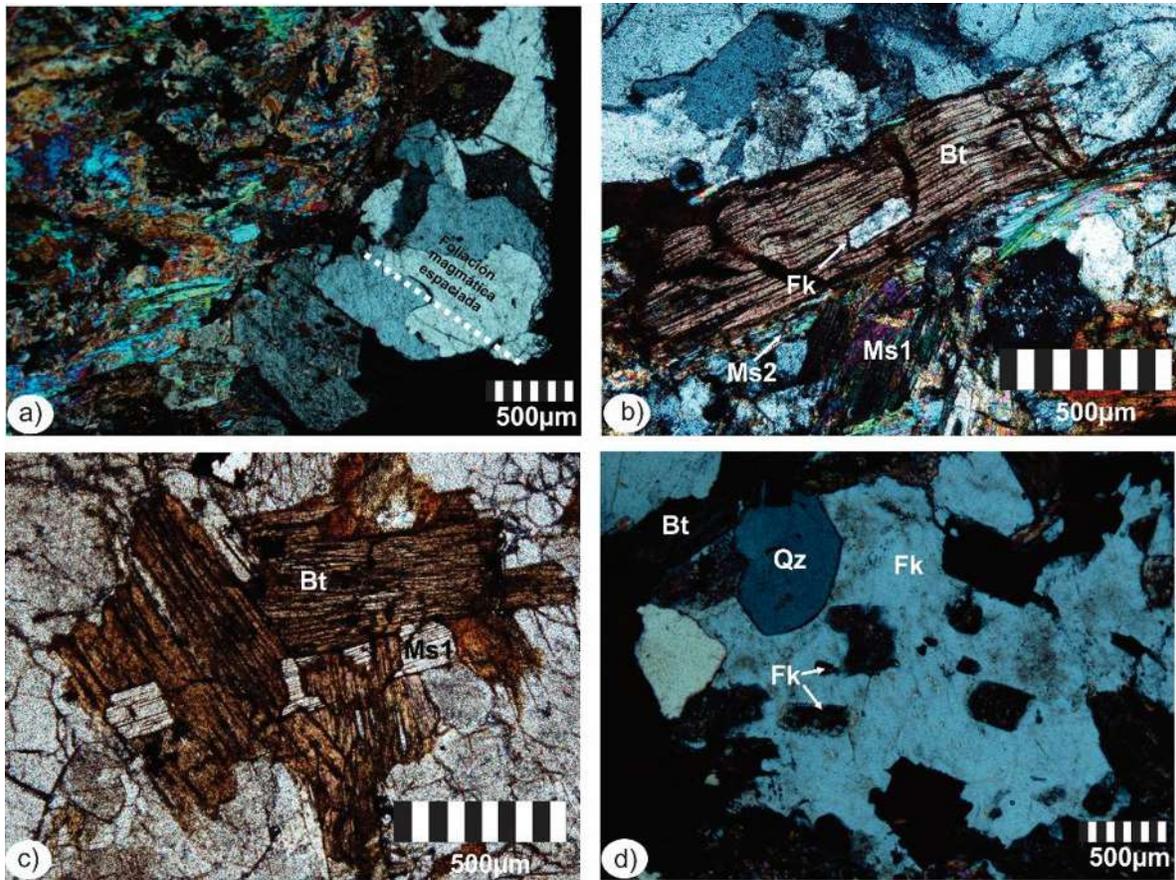


Fig. 21 Fotomicrografías del sector norte del EPT. a) Desarrollo de foliación magmática incipiente cortada por textura cumulo-firica, b) textura poiquilítica en Bt y desarrollo de Ms2. c) Intercrecimiento de Bt y Ms, d) textura poiquilítica en Fk.

4.3.1.2. Sector central

El sector central se encuentra caracterizado por presentar texturas granulares, hipidiomórficas, euhedrales a subhedrales con variaciones de tamaño de grueso, medio y fino. Presenta de texturas primarias como foliación magmática incipiente, además de texturas poiquilíticas en Fk y Qz con inclusiones de Plg + Fk + Bt + Ms y Qz, texturas de exhumación como mirmequitas vermiculares y micrográficas. Por otra parte, se observan evidencias de texturas de deformación a través del desarrollo de Qz metamórfico y el intercrecimiento de lamelas de Clr parcialmente deformadas dentro de la Bt (Fig. 22b).

La asociación mineralógica se caracteriza por presentar una abundancia de Fk con proporciones de 30%-20%. Para el caso del Qz, los valores muestran una abundancia del 30%-20% con casos excepcionales de solo el 10%, mientras que el comportamiento de la

Plg es más heterogéneo variando de 30-10%. En cuanto a los minerales de Bt, muestran abundancia del 20-30% con ligeras variaciones a >30% y a <20%. En el caso de la Ms muestra valores con mayor homogeneidad desde 20% a <2%. Se puede observar granate en una proporción <2%. Los sulfuros(Py) y minerales accesorios como Ap, Esf, Zrn se presentan en una proporción menor a <1%. Este sector muestra una composición heterogénea, variando desde monzogranito, con variaciones de sienogranito-monzogranito, sienogranito y hasta cuarzo-monzonita. Con base en esta asociación mineralógica, la P1 se caracteriza por Fk +Plg +Bt + Ms + Grn + Anf + Py + Ap + Zr y la P2 por Clr + Ms +Qz+ Ser.

Una de las particularidades importantes a resaltar dentro del sector centro es el desarrollo de Grn debido a su posible génesis magmática, por ello resulta necesario enfatizar sus formas preferentemente euhedrales con tamaños de hasta 3 mm con límites bien definidos, además del desarrollo de una aureola de reacción limitada por minerales de Plg + Qz con cambio textural de grano grueso a fino del borde del cristal hacia los extremos; a su vez el decremento del tamaño es observado hacia las zonas donde se presenta el Grn. Toda esta microtextura se encuentra cortada por fracturas rellenas de calcita (Fig. 22).

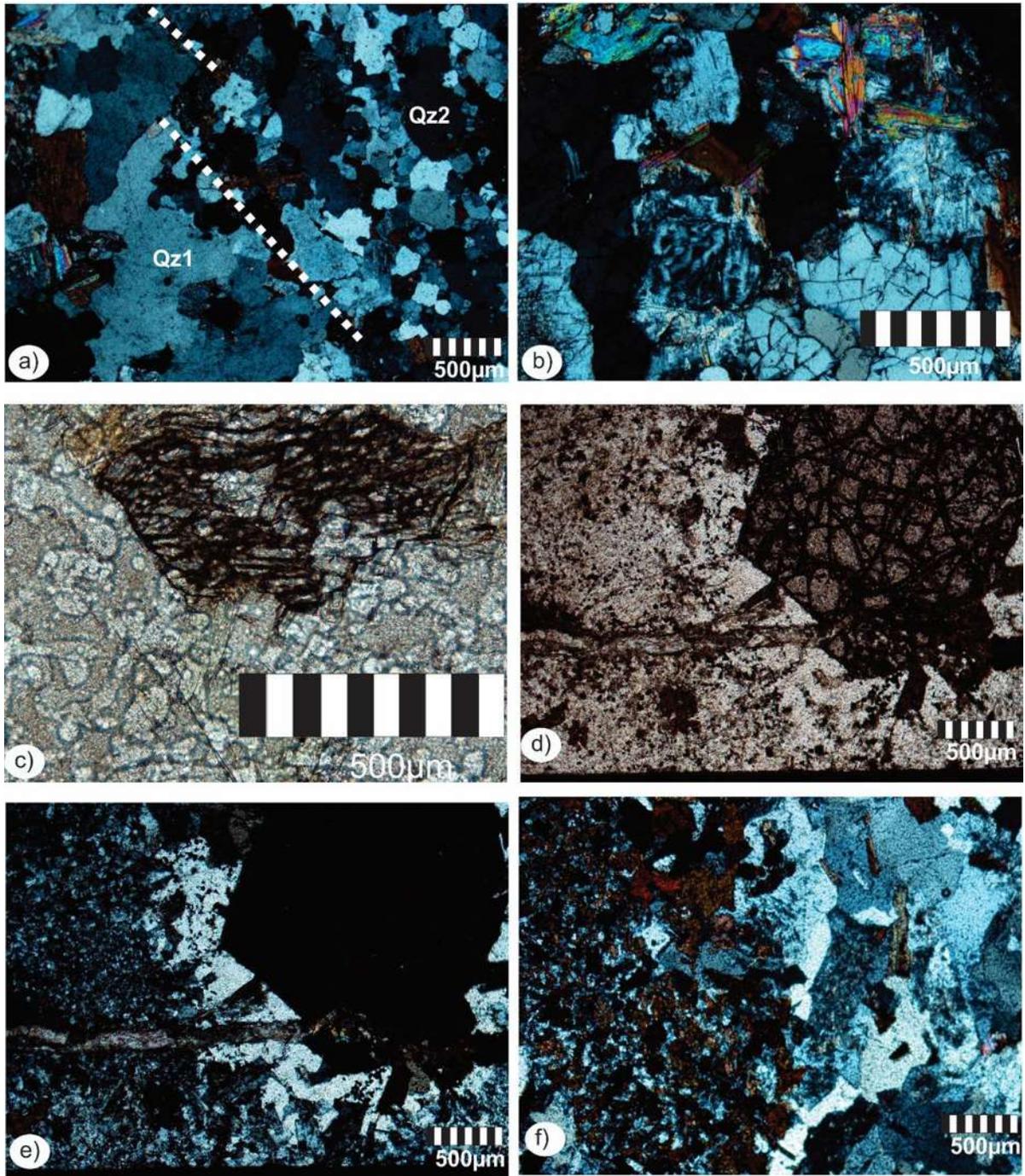


Fig. 22 Fotomicrografías del sector centro del EPT a) Desarrollo de foliación metamórfica dada por minerales de Qz2. b) textura mirmequítica lamelar d) y e) Granate con borde de reacción de Qz+Plg, Fk. c) Importante limite de tamaño mineralógico con un alto desarrollo de Bt.

4.3.1.3. Sector sur

El sector sur, se encuentra caracterizado por presentar texturas granulares, hipidiomórficas, euhedrales a subhedrales con variaciones de tamaño de grueso, medio y fino. Presenta

texturas primarias como foliación magmática espaciada con desarrollo de moderado a incipiente, texturas poiquilíticas en Fk y Qz con inclusiones de Plg+ Fk +Bt + Ms + Qz, y texturas cumuloíricas de Ms + Bt + Fk + Plg. Se observan texturas de deformación a través del desarrollo de Qz metamórfico y el intercrecimiento de lamelas de Clr deformadas en Bt.

En el sector sur existe una mayor homogeneidad en la distribución modal de los minerales primarios, sin embargo, aún bajo este carácter muestra un ligero enriquecimiento de Fk (20%-30%) con relación a la Plg (10%-20% con casos excepcionales de hasta el 25%). Los minerales micáceos como la Bt exponen valores de 20%-30%, por su parte la Ms varía de >2%-20%. Minerales accesorios como Ap, Zrn, Esf y sulfuros como Py se exponen en proporciones <1%. Este sector muestra una composición de sienogranito-monzogranito a monzogranito con una P1 de Fk + Qz + Plg + Ms + Bt + Zrn + Ap + Py y P2 de Cl + Ms +Ser.

Como resumen, se muestra la siguiente tabla con los cambios más significativos de los tres sectores del EPT:

Tabla 2 Características sobresalientes de cada sector del EPT. Ggr: grano grueso, Grm: grano medio, Grf: grano fino

Sector	Texturas	Mineralogía	Características
Norte	Granular, hipidiomórfica, poiquilítica y cumuloíricas	1. Fk 20-30%	Sector menos enriquecido en Al con menor desarrollo de Bt. Formas subhedrales de Ggr, Gm, Gf. Foliación magmática dada por Qz+ Fk Foliación metamórfica dada por Qz
		2. Plg 20-30%	
		3. Qz 10-30%	
		4. Bt 20-10%	
		5. Ms 9-20%	
		6. Es <2%	
Centro	Granular, hipidiomórfica, poiquilítica, mirmequita, micrográfica	1. Fk 20-30%	Sector altamente enriquecido de Al con base en el desarrollo de Grn y el enriquecimiento de Ms. Formas euhedrales-subhedrales de Ggr, Gm, Gf. Foliación magmática dada por Qz+Fk Foliación metamórfica dada por Qz Deformación de Bt y desarrollo de lamelas de Cl en su clivaje Desarrollo de Grn magmático
		2. Qz 30-20%	
		3. Plg 30-10%	
		4. Bt 20-30%	
		5. Ms >2-20%	
		6. Grn <2%	
		7. Py, Zrn, Esf, Ap <1%	
Sur	Granular, hipidiomórfica, cumuloíricas, mirmequitas	1. Fk 20-30%	Sector enriquecido en Al con valores altos de Bt y Ms. Formas euhedrales-subhedrales de Ggr, Gm, Gf. foliación magmática foliación metamórfica
		2. Qz 20-30%	
		3. Plg 10-20%	
		4. Bt 20-30%	

-
- | | |
|----|-------------------------|
| 5. | Ms 2-20% |
| 6. | Py, Zrn, Esf,
Ap <1% |

4.3.2. Diques

Como previamente se ha descrito en el capítulo de unidades geológicas, los diques se encuentran ubicados principalmente en el sector centro del EPT y muestran una distribución espacial heterogénea con variaciones composicionales, que serán detalladas a continuación:

4.3.2.1. Diques sieníticos

Presentan una textura hialocristalina, hipidiomórfica e intersertal de grano grueso con una distribución inequigranular bimodal, representada por fenocristales de Plg y pseudomorfos de Clr en una mesostasis de microlitos de composición $Fk \pm Plg$ (Fig. 23).

Su composición mineralógica se caracteriza por una disposición preferente de Fk y Clr en una proporción >30%. La Plg se presenta con valores del 10%, para el Qz estos valores son del 3% y, por último, los sulfuros (Py) tienen una abundancia del 2%. Con base en esta composición mineralógica se ha clasificado como un dique sienítico. En este caso, la P1 se encuentra representada por $Fk + Plg + Anf + Px + Py$, mientras que la P2 está constituida por $Clr +$ minerales anisotrópicos.

Los cristales de Plg tienen formas subhedrales, en su mayoría altamente sericitados, con tamaños máximos de 1.75 mm en contacto cóncavo y convexo con la mesostasis microlítica de Fk. La Clr y minerales anisotrópicos se muestran como pseudomorfos de Px y Anf a consecuencia de la alteración. El Qz se presenta como fragmentos de la corteza asimilada con tamaños de hasta 1.8 mm.

4.3.2.2. Diques monzoníticos

Presentan una foliación magmática incipiente marcada por los cristales de Plg, además de presentar una textura traquítica relacionada con líneas de flujo y textura porfídica biserial. Esa unidad se encuentra cortada por fracturas rellenas de calcita, epidota y clorita (Fig. 23),

que en algunos casos muestran microestructuras de sigmoides con desarrollo de sombra de presión.

Su composición mineralógica se caracteriza por presentar un enriquecimiento de Plg con valores de hasta el 55%, la calcita representa el 15%, por su parte, la Ep muestra una proporción del 15%; la proporción de Clr es de 5% y, por último, los Ox representan el 10%.

Los cristales de Plg exhiben formas euhedrales a subhedrales con tamaños máximos de hasta 2 mm para el caso de los fenocristales y de 0.05 mm para los microlitos. Su carácter define la alineación magmática y la deformación D_{2+1}

4.3.2.3. Pórfido Granodiorita

Presenta una textura hialocristalina, porfídica seriada bimodal con textura microlítica (Fig. 23). Su composición mineralógica se caracteriza por presentar un enriquecimiento de Plg con valores de hasta el 55%, la calcita representa el 15%. La Ep muestra una proporción del 15%, la Clr es de 5% y los Ox representan el 10%.

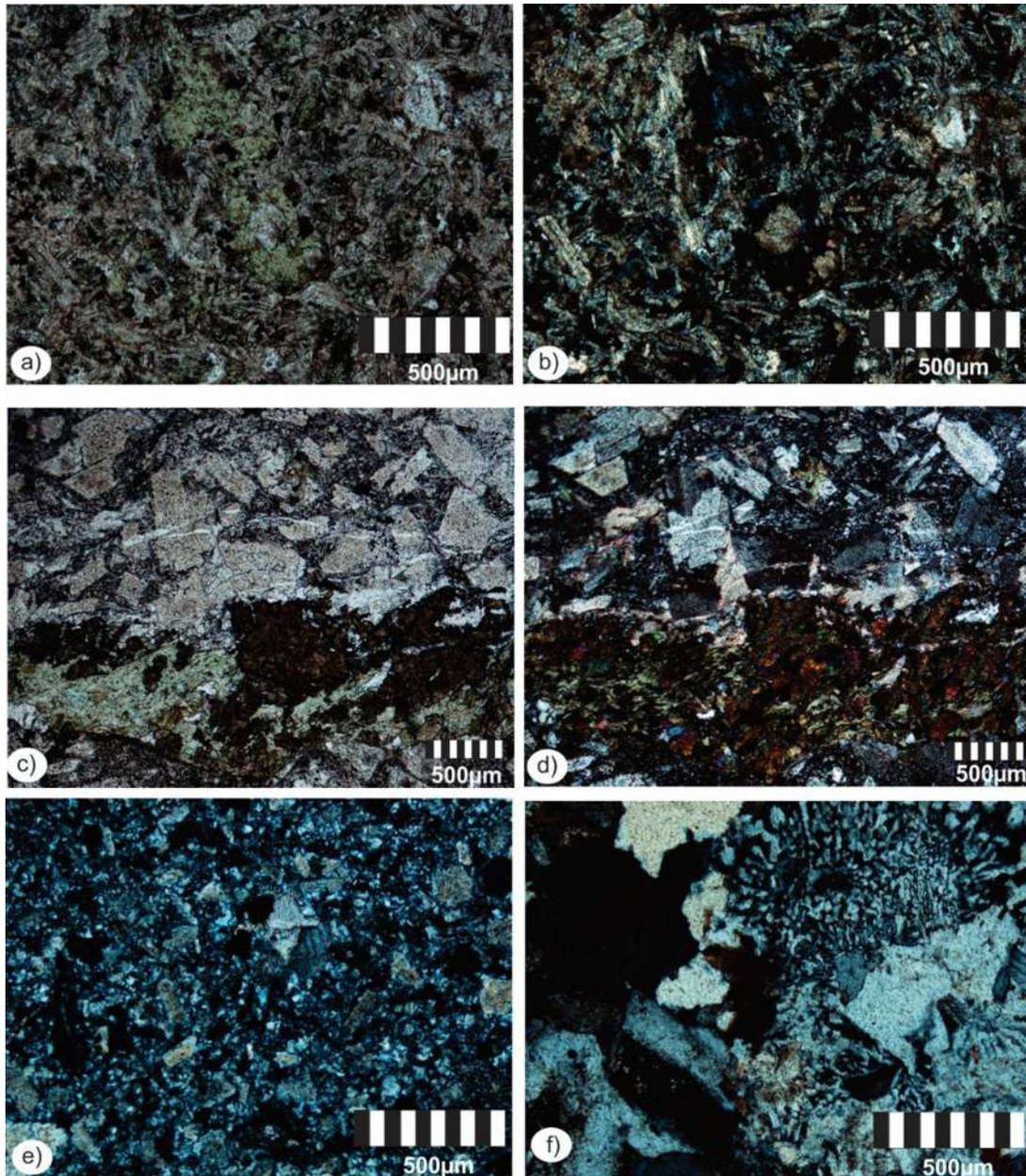
Los cristales de Plg exhiben formas euhedrales a subhedrales con tamaños máximos de hasta 2 mm para el caso de los fenocristales y de 0.05 mm para los microlitos. Su carácter define la alineación magmática y la deformación D_{2+1} .

4.3.2.4. Pórfido Monzogranítico.

Se caracteriza por presentar una textura granular con texturas de exhumación que incluyen texturas mirmequitas y poiquilitica de Fk + Bt + Plg en minerales de Plg y Qz, así como texturas de deformación como lineación metamórfica dada por la recristalización del Qz magmático (Fig. 23).

Su composición mineralógica se caracteriza por Fk en una proporción del 28%; la Plg y el Qz se presentan con valores del 25%; en cuanto a la Bt los valores llegan hasta el 20%; los minerales de Ms y Sul representan el 1% aunque, estos últimos minerales son resultado de una mineralización secundaria.

Los cristales de Fk presentan formas subhedrales con tamaños máximos de 1.3 mm con bordes irregulares. Las Plg muestran tamaños de hasta 3.25 mm con maclado complejo. En algunos casos se puede observar inclusiones de Fk, evidenciando dos etapas de enfriamiento y cristalización. La Bt muestra tamaños de hasta 1 mm con puntas astillas con ligera alteración a clorita en forma de lamelas. En cuanto al Qz se pueden observar lineaciones metamórficas, resultado de las etapas de deformación compresiva.



4. Fig. 23 Fotomicrografías de diques y filones del EPT. a) y b) Textura ofítica con minerales de Plg y xedomorfo de Clr; c) y d) Textura traquítica con fracturas rellenas de Ep; e) Textura ofítica y f) Textura mirmequitica

En la Fig. 24 *Clasificación de las rocas plutónicas del EPT de acuerdo al diagrama ternario QAP de Streckeisen (1976)* se presenta el diagrama Streckeisen (1976), en donde fueron proyectadas las estimaciones en porcentaje de las concentraciones de cuarzo (Q), feldespato potásico (A) y plagioclasa (P). Como se puede ver los cuerpos de granitoides del EPT caen en el campo de los monzogranitos y sienogranitos y escasamente cuarzomonzonitas. Los filones graníticos muestran una composición similar con un aumento de plagioclasa que los proyecta en el campo de las granodioriteas, mientras que los diques andesíticos pobres en cuarzo, varían entre diorita, monzonita y sienita.

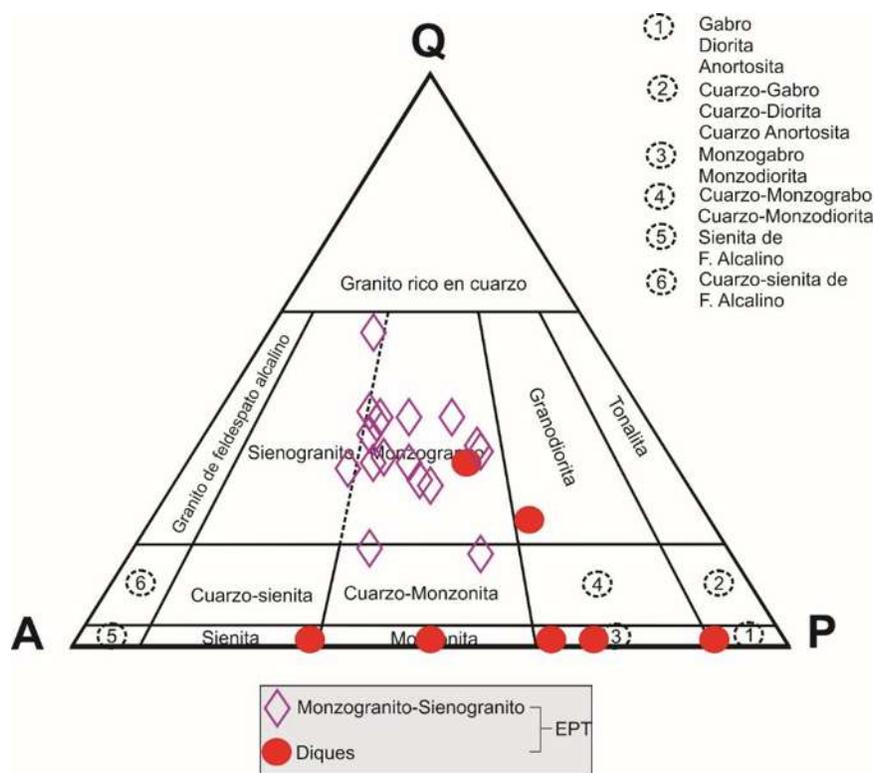


Fig. 24 *Clasificación de las rocas plutónicas del EPT de acuerdo al diagrama ternario QAP de Streckeisen (1976)*

4.3.3. *Metamorfismo de contacto (Hornfels)*

El desarrollo de la aureola de metamorfismo se liga a una naturaleza de baja presión y alta temperatura. Se caracteriza por presentar texturas lepidoblásticas de grano fino limitada por minerales de Bt+ Plg+ Qz + Ox + Grafito, granoblástica dada por minerales de Qz + Plg y porfidoblástica de And. Esta unidad presenta texturas de flujo ligadas a procesos de deformación y de microcrenulación desarrolladas en la mesostasis.

La asociación mineralógica se encuentra constituida principalmente por minerales de Bt con una representación del 20-30%, grafito en una proporción del 25%, Plg con variaciones de 10-20%; el Qz se presenta con una mayor heterogeneidad variando desde el 40% hasta el 20%, la abundancia de los Ox puede variar desde 5 hasta el 15%, por último, la And se representa hasta un 5% (ver tabla de anexos 7.1).

Una de las características mineralógicas notables en la zona de contacto es el desarrollo de la Andalucita en su variedad Quiastolita, que presenta tamaños de hasta 6.5 mm en su eje C con formas euhedrales, delimitada por minerales micáceos como la Bt; estos blastos se encuentran fracturados y en algunos casos rellenos por Ms.

En cuanto a la textura granoblástica de Qz + Plg, en algunos casos se puede observar bandeamiento interno delimitado por el tamaño de cristales (Fig. 25) con tamaños máximos de 1.5 mm y mínimos de 1 mm.

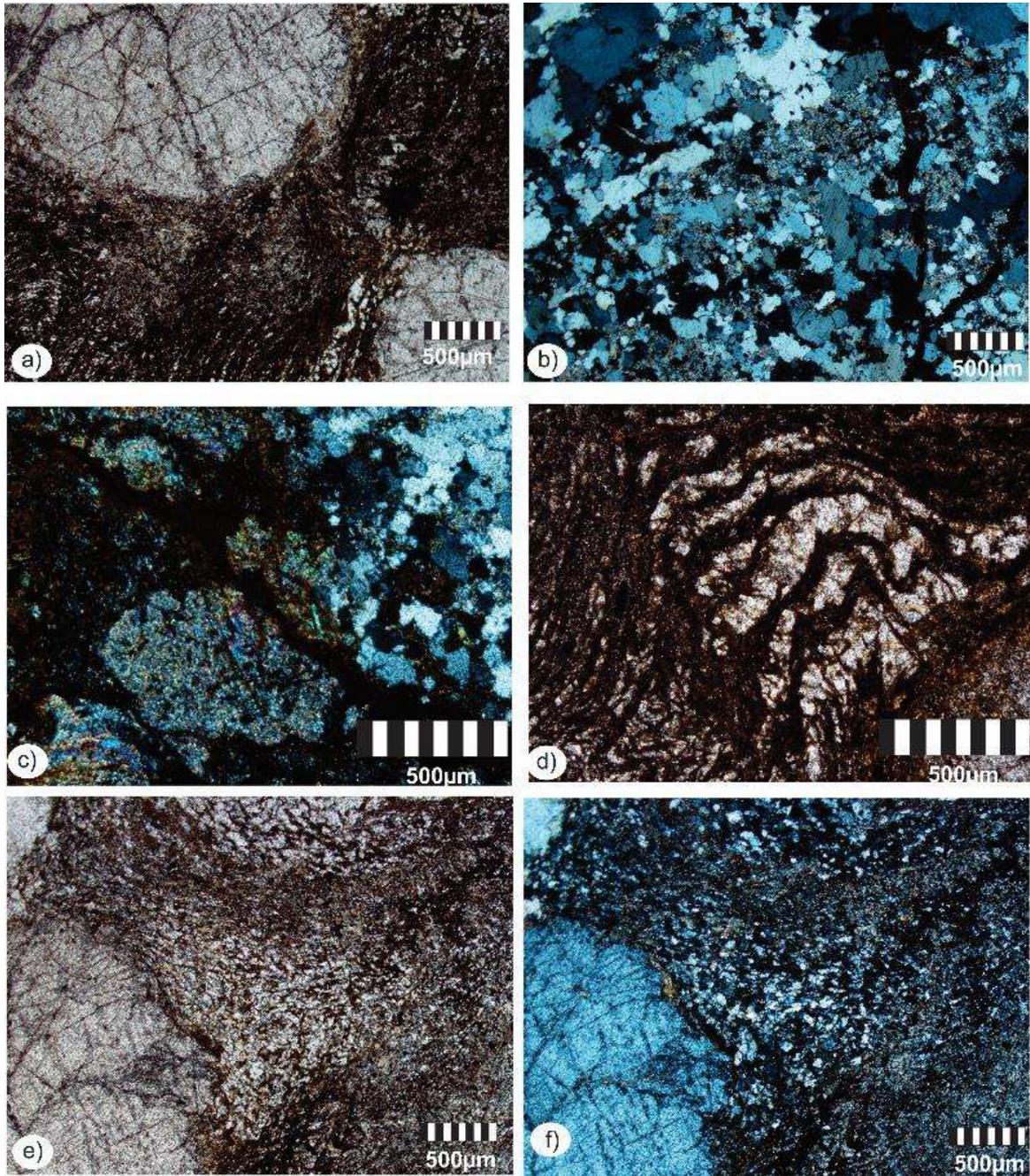


Fig. 25 Fotomicrografías del hornfels, a) textura lepidoblástica –porfidoblástica de And, b) textura granoblástica con desarrollo de bandeamiento interno, c) Cambios texturales y mineralógicos, d) Microtextura de la fase D₂ dada por Qz+Bt+Grafito, e) y f) Desarrollo de sombras de presión limitada por Ms+Plg+Bt en blastos de And.

4.3.4. Formación Playitas

La siguiente descripción se realizó a partir de las litofacies conglomeráticas encontradas en la cima de la secuencia estratigráfica del arco cretácico. La Fm. Playitas se caracteriza por presentar una variedad de clastos muy mal seleccionados con tamaños de grano que varían

de 6 a 0.05 mm con formas angulosa a subangulosa y un grado textural submaduro. Se encuentra predominantemente grano sostenida y parcialmente sostenida por matriz constituidas por sulfuros y óxidos (Fig. 26).

Su composición mineralógica se caracteriza por la presencia de Qz chert, Qz individual y líticos volcánicos de composición granítica con valores de >20%. Los líticos metamórficos son predominantemente esquistos, se observan en una proporción del 10 hasta 20%, los feldespatos representan <1%, estos resultados, se denomina al conglomerado como oligomítico.

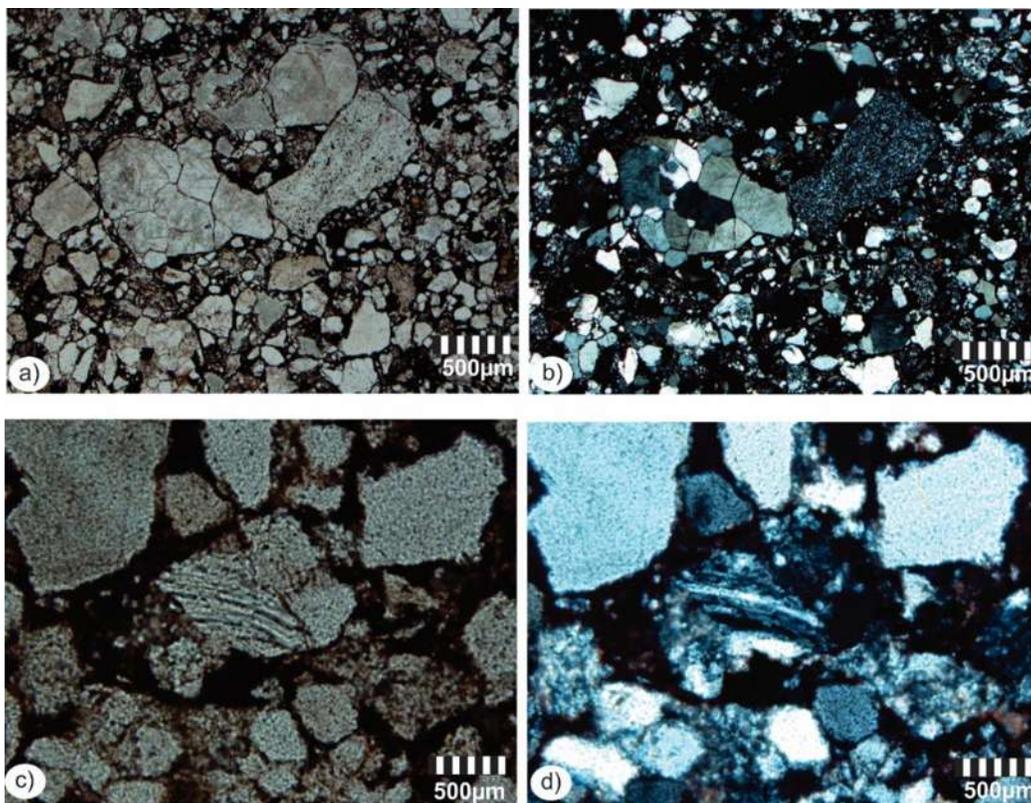


Fig. 26 Fotomicrografías de la Fm. Playitas. a) y b) Clastos con formas subangulosos con una madurez textural pobre, c) y d) feldespato alterado con forma subangulosa.

4.4. GEOQUÍMICA

En este apartado se presentan los resultados de un total de 13 muestras que fueron analizadas por fluorescencia de rayos X (FRX) para elementos mayores, de las cuales nueve corresponden al Ensemble Plutónico de Tumbiscatío y cuatro a diques de composición variada. En cuanto a los elementos traza, éstos fueron analizados por la técnica de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo, de las cuales seis pertenecen al EPT y tres a diques. La información geoquímica de elementos mayores, menores y traza se encuentra disponible en la Tabla 3.

4.4.1. Elementos mayores

Uno de los rasgos notables del EPT es el enriquecimiento de elementos mayores como: K_2O (4.1 - 3.3 wt%), y Na_2O (2.5 - 1.8 wt%) de los sectores centro y sur, con respecto al sector norte que muestra un incremento en los valores de CaO en una proporción del 2.8 wt%, congruente con su composición mineralógica clasificada como monzogranito.

En los diagramas Harker es posible observar tendencias y comportamientos de los elementos mayores (Fig. 27), utilizando el SiO_2 sobre el eje de las abscisas que nos proporciona una vasta información sobre procesos de diferenciación magmática del EPT y del sistema de diques. En el caso de CaO se puede observar una ligera tendencia negativa en los filones andesíticos; en el EPT el aumento de la sílice (65-70 wt%) y el decremento del CaO no es tan evidente. Con relación al K_2O , se muestra una tendencia positiva con respecto al SiO_2 , concordantes con el desarrollo del FK durante la cristalización fraccionada. Por otro lado, los valores correspondientes al MgO muestran un comportamiento lineal decreciente, encontrándose enriquecidos los filones andesíticos con respecto a los granitoides del EPT, sin embargo, se puede observar una anomalía positiva en la muestra At19-06 que presenta un enriquecimiento de hasta el 6 wt% de MgO .

Tabla 3 Concentración en wt% en elementos mayores y partes por millón (ppm) para elementos menores y traza de análisis de roca total del EPT. Nueve muestras corresponden a granitoides a diques y filones.

Muestras	Granito									FILÓN SIENÍTICO	Diques andesíticos		
	TUM44_ Granito SE	TUM55_ Granito Arenoso	TUM60_ Granito Agudillo	TUM64_ Granito Crucero	TUM69_ Granito-Granate	TUM90_ Granito Macías	AT1905_ Granito Toscano	AT1910_ Granito SE	AT1927_ Granito Algodón	TUM56_ Filón Arenoso	TUM58_ Pórfido Arenoso	TUM200_ Pórfido Algodón	AT1906_ Pórfido Toscano
SiO₂	67.18	65.55	66.53	65.37	65.03	63.81	67.698	67.956	68.404	71.04	60.97	60.34	55.033
TiO₂	0.773	0.888	0.682	0.852	0.843	1.029	0.843	0.8	0.758	0.517	0.639	0.705	1.015
Al₂O₃	14.67	15.31	13.96	15.05	14.91	15.43	15.26	14.87	15.361	13.81	16.31	16.38	14.977
Fe₂O₃	5.111	6.754	4.9	7.523	7.525	5.912	4.635	4.257	3.924	4.34	6.39	5.276	6.453
MnO	0.053	0.049	0.057	0.06	0.052	0.077	0.037	0.049	0.037	0.044	0.076	0.077	0.088
MgO	1.757	2.118	1.587	2.062	1.959	2.44	1.343	1.619	1.551	1.267	2.545	2.763	5.589
CaO	2.077	1.113	2.834	1.814	1.486	2.85	1.913	1.837	1.598	2.044	3.182	3.573	4.578
Na₂O	2.548	2.541	2.438	2.112	1.825	2.662	2.297	2.29	2.401	3.316	5.618	5.239	3.668
K₂O	3.341	2.666	2.941	3.181	3.256	2.374	3.042	3.955	4.168	2.825	2.062	2.268	2.136
P₂O₅	0.177	0.18	0.162	0.178	0.172	0.295	0.163	0.167	0.168	0.125	0.2	0.22	0.215
PXC	1.8	2.46	3.82	1.13	2.2	2.77	2.77	2.2	1.63	0.92	2.1	4.04	6.25
SUMA	99.48	99.63	99.91	99.33	99.26	99.65	100.001	100.1	99.1	100.25	100.1	100.8	100.002
Rb	127	101	107	123	125	87	105	72	193	90	57	77	85
Sr	146	158	125	127	83	165	141	152	136	150	508	592	309
Ba	665	620	841	766	664	903	559	941	837	365	1077	725	633
Y	33	34	32	31	32	38	26	35	32	34	13	16	16
Zr	183	213	189	192	183	189	194	199	197	171	133	121	125
Nb	13	18	12	14	13	14	14	12	12	14	4	2	5
V	101	158	93	146	149	129	115	107	91	74	130	158	171
Cr	62	96	51	116	114	66	189	151	197	51	82	183	460
Co	42	37	34	36	38	32	13	12	9	40	26	13	27
Ni	45	45	36	50	51	37	55	24	22	39	27	22	11
Cu	38	66	38	65	82	54	23	25	21	27	42	40	50
Zn	122	140	122	124	128	165	113	115	131	85	74	83	80
Th	11	10	11	10	12	4	12	11	11	18	4	-	6
Pb	21	18	20	15	18	17	22	23	23	20	7	4	6
La	29.91	22.63	25.6	25.1	21.72	11.73	-	-	-	27.88	11.61	8.69	-
Ce	56.08	41.23	44.7	46.35	39.97	22.49	-	-	-	41.47	22.64	23.65	-
Pr	8.8	5.95	6.9	6.64	5.91	3.15	-	-	-	7.07	3.21	2.32	-
Nd	27.2	22.98	27.81	26.5	22.93	12.74	-	-	-	27.41	12.98	9.47	-
Sm	5.62	4.9	5.83	5.41	4.76	3.45	-	-	-	5.83	2.67	1.78	-
Eu	1.26	0.79	1.07	1.1	1.03	1.28	-	-	-	0.98	0.96	0.6	-
Gd	4.96	4.07	5.09	4.63	4.18	3.7	-	-	-	5.17	2.35	1.42	-
Tb	0.8	0.6	0.75	0.68	0.62	0.69	-	-	-	0.85	0.38	0.15	-

Dy	3.58	2.62	3.51	3.03	2.78	3.55	-	-	-	4.32	1.73	0.94	-
Ho	0.65	0.48	0.67	0.58	0.52	0.75	-	-	-	0.93	0.36	0.14	-
Er	1.58	1.06	1.51	1.27	1.15	1.74	-	-	-	2.29	0.89	0.42	-
Tm	0.23	0.19	0.25	0.22	0.21	0.3	-	-	-	0.39	0.18	0.03	-
Yb	1.32	0.84	1.21	0.98	0.89	1.5	-	-	-	2.08	0.8	0	-
Lu	0.24	0.2	0.26	0.22	0.207	0.3	-	-	-	0.41	0.21	0.02	-

En el caso del Al_2O_3 , se puede observar un relativo alto enriquecimiento tanto en los filones andesíticos como en el EPT con valores de hasta el 16.5 wt%, sin embargo, el filón sienítico se encuentra empobrecido. El enriquecimiento de FeO^t en los filones andesíticos es evidente, sin embargo, no se puede observar una relación en los valores altos de SiO_2 y FeO^t .

En cuanto a los elementos como TiO_2 (0.06 - 0.85 wt%), MnO (0.03 - 0.06 wt%) y P_2O_5 (0.162 - 0.178 wt%) éstos no muestran diferencias significativas (ver Tabla 3). Sin embargo, los valores del EPT varían desde 0.7 – 1.1wt% TiO_2 vs 65-70 wt% SiO_2 , mientras que para el caso de los diques andesíticos los valores van desde 0.6 hasta 1.1 en TiO_2 vs 58-63 wt% SiO_2 . El filón sienítico muestra los valores más bajos de TiO_2 (0.5%) relacionados con los valores más altos de SiO_2 (70wt%) (Fig. 27).

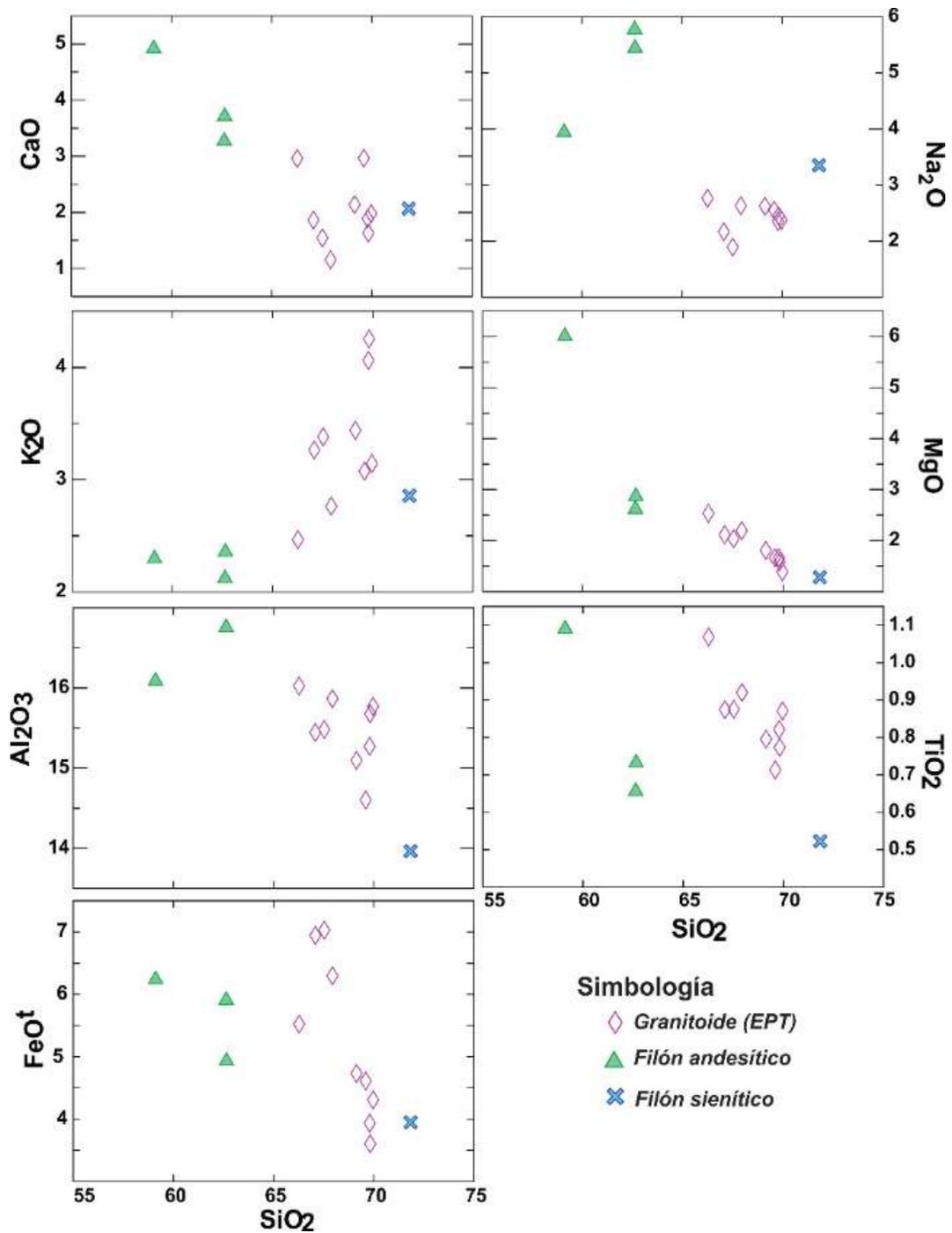


Fig. 27 Diagrama tipo Harker (diagrama binario) de elementos mayores con base en SiO_2 en el eje de las abscisas y diferentes óxidos en el eje de las ordenadas.

Por lo que se refiere a los valores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs sílice (SiO_2) graficados en el diagrama TAS, modificado por Wilson para rocas plutónicas (Fig. 28), podemos observar que las muestras pueden clasificarse predominantemente como cuarzodiorita-granodiorita con

una ligera variación hacia el campo de los granitos, en cuanto a los diques andesíticos composicionalmente tienden a pertenecer al grupo de las sieno - dioritas con variaciones de SiO₂ significativos. Por último, el filón sienítico pertenece al grupo de los granitos. En cuanto a las series magmáticas, podemos observar dos sistemas, uno relacionado a la serie subalcalina perteneciente al EPT, otra a la serie alcalina relacionada a los filones andesíticos.

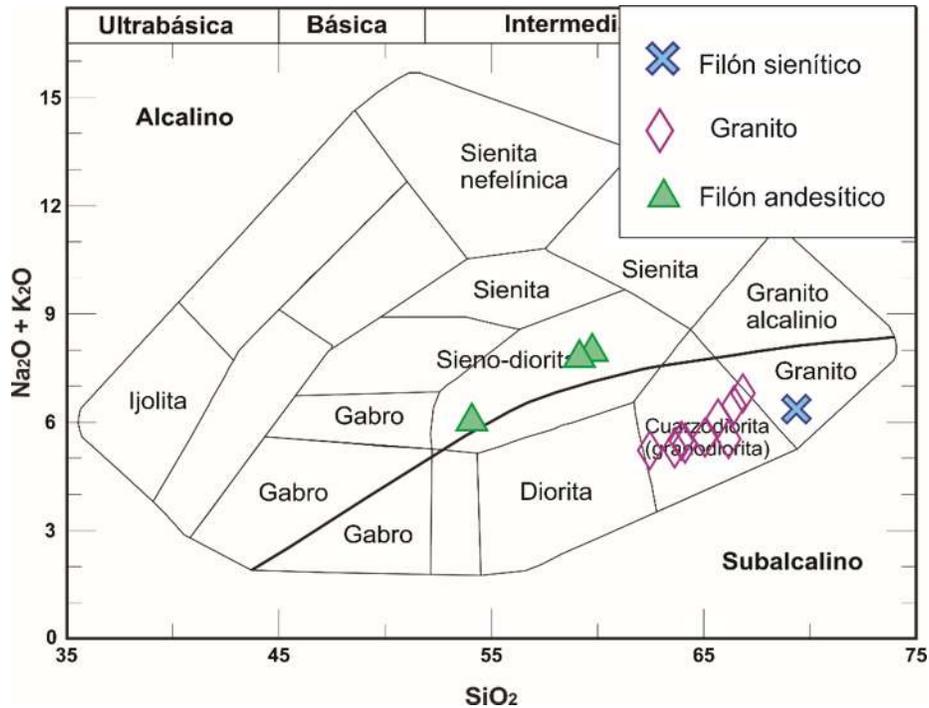


Fig. 28 Diagrama de clasificación TAS para rocas plutónicas modificado por Wilson (1989).

Debido al contenido de Al₂O₃ mostrado en el diagrama Harker y la presencia de la asociación de Bt+ Ms + Grn, todos ellos ricos en Al, se calculó y graficó el grado de saturación de alúmina (Índice de Shand). Las rocas del EPT grafican en el campo de las rocas peraluminosas con valores de 63 wt% SiO₂ >1.5 Mol Al /Ca +Na+K, mientras que los filones andesíticos, relacionados al mismo grupo, presentan valores de alúmina menores al EPT con una proporción menor del <1.5 Mol Al /Ca + Na + K, también en el campo peraluminoso. El cálculo de la norma CIPW muestra presencia de corindón normativo con valores desde 3.9 hasta 7% para el EPT y el filón sienítico; los filones andesíticos tienen una relación de corindón normativo >1.

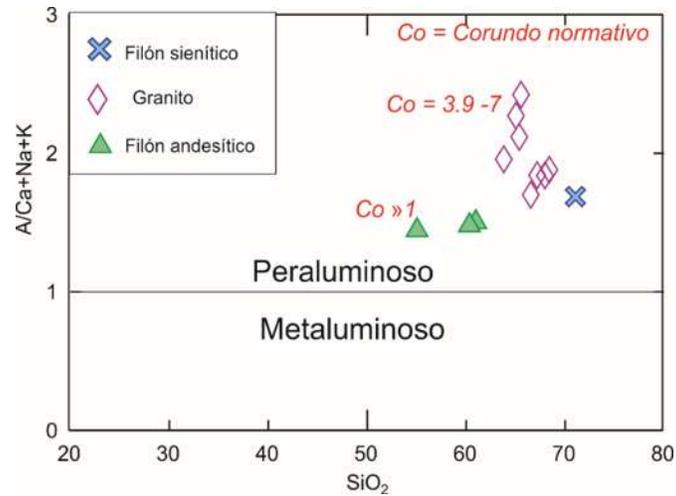


Fig. 29 Diagrama de índice de saturación de alúmina de Shand o índice de Shand (1927) , valores >1 $Al/Ca+Na+K$ correspondientes al grupo peraluminoso, valores menores <1 $Al/Ca+Na+K$ propio de rocas metaluminoso.

En el diagrama de clasificación normativa de Ab-An-Or de Barker (1979) (Fig. 30), el EPT muestra un enriquecimiento en ortoclasa con respecto a albita con ligeros enriquecimientos de anortita, proyectándose hacia el campo del granito y granodiorita. El filón sienítico muestra un ligero enriquecimiento hacia los valores de la albita y anortita, quedando en el límite de los campos de granodiorita y granito.

Finalmente, los filones andesíticos muestran un enriquecimiento en albita con respecto a la ortoclasa con ligeras variaciones positivas de anortita, cambiando su composición de trondjemita hacia tonalita.

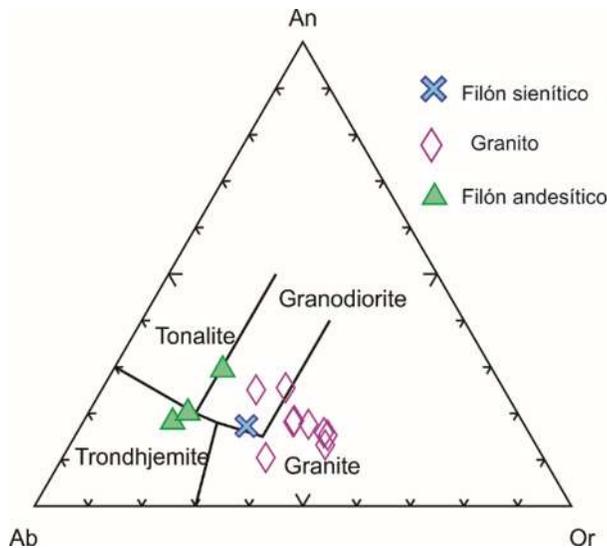


Fig. 30 Diagrama de albita-anortita-ortoclasa (Ab-An-Or) de Barker (1979).

4.4.2. Elementos traza

En el diagrama multielemental o tipo spider (Fig. 31), normalizado con manto primitivo de Sun y MacDonough (1989), se observa un enriquecimiento en los elementos LILE con respecto a los HFSE con tendencias relacionadas a una naturaleza de arco volcánico donde se observan anomalías negativas de Nb, Sr, Ti y positivas en K, Pb en los tres diferentes tipos de rocas. Por lo que se refiere al EPT, se pueden observar al menos dos tendencias, en el sector norte presenta un ligero empobrecimiento en P y Yb en comparación del sector sur.

El filón sienítico presenta un comportamiento similar al EPT con empobrecimiento en elementos de Nb, Sr, P y Ti, con un enriquecimiento en Pb y valores ligeramente enriquecidos en Yb, Lu en comparación con el plutón.

Por último, los filones andesíticos presentan el mismo patrón de comportamiento en los elementos LILE y HFSE con respecto al EPT, sin embargo, muestran valores más bajos en cuanto al Nb, Ti y menor enriquecimiento en Pb. Cabe resaltar que la muestra TUM200 presenta el menor empobrecimiento de Nb y Lu.

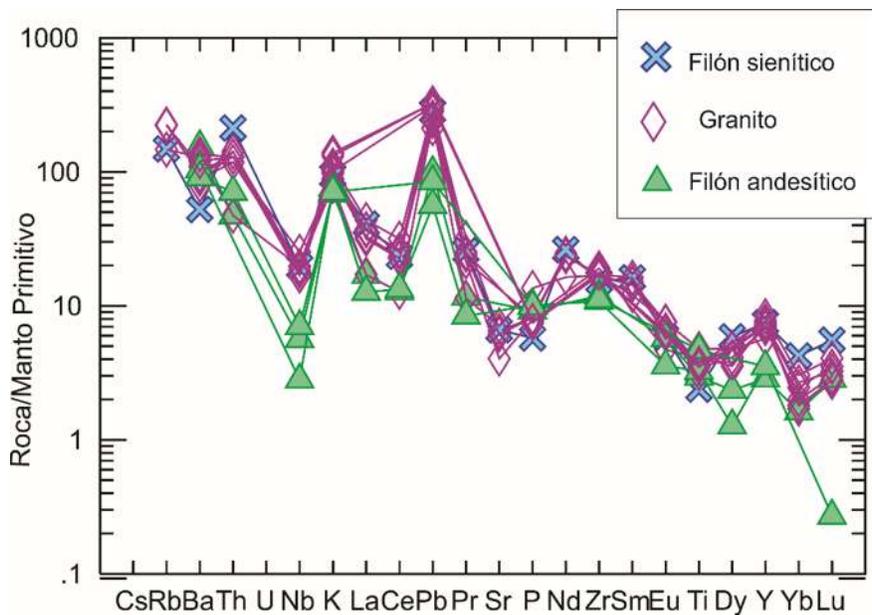


Fig. 31 Diagrama multielemental de elementos traza normalizado con manto primitivo de MacDonough (1989).

Con relación a los elementos de las tierras raras (REE), es posible observar en el diagrama multielemental (Fig. 32) de Sun y MacDonough (1989) normalizado con condritas, enriquecido en los elementos LREE con respecto a las HREE. El EPT y el filón sienítico muestran similitudes en el comportamiento de tierras raras, mostrando una ligera anomalía negativa en Eu. Sin embargo, la muestra Tum90 perteneciente al EPT, muestra un ligero empobrecimiento en los elementos LREE, normalizando su comportamiento con respecto a las otras muestras a partir de los elementos de MREE.

En cuanto al filón andesítico, se observan dos comportamientos, el primero relacionado con la muestra Tum58 con un mayor empobrecimiento en las REE con respecto al EPT y con una similitud en el comportamiento de las HREE, el segundo relacionado a la muestra Tum 200 se encuentra altamente empobrecido en los elementos HREE.

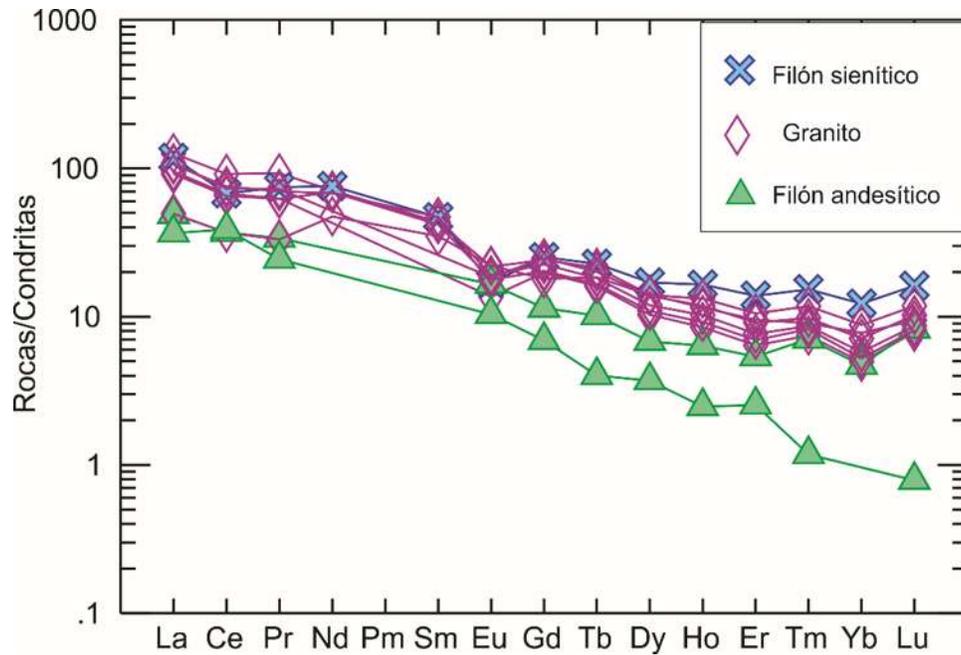


Fig. 32 Diagrama multielemental de tierras raras normalizado con condrita de Sun y MacDonough (1989)

En relación a los diagramas de discriminación tectónica basados en los elementos de Y+Nd vs Rb de Pearce et al. (1984) muestran características relacionadas a granitos de arco volcánico (VAG), mostrando dos diferentes comportamientos: el primero relacionado al EPT y el filón sienítico pertenecientes a ambientes de VAG con tendencia a ambientes de granito de intra placa (WPG); el segundo relacionado a los filones andesíticos, se puede observar un comportamiento de Y+Nd vs Rb más a fin a VAG.

Por lo que se refiere a los diagramas de Nb/Yb vs. Ba/Yb, se observa que el valor de Ba/Yb se mantiene constante con las variaciones de la relación Nb/Yb. Los diques por el contrario,

muestran una variación menor en la relación Nb/Yb mientras que el cociente Ba/Yb varía un orden de magnitud (Fig. 33).

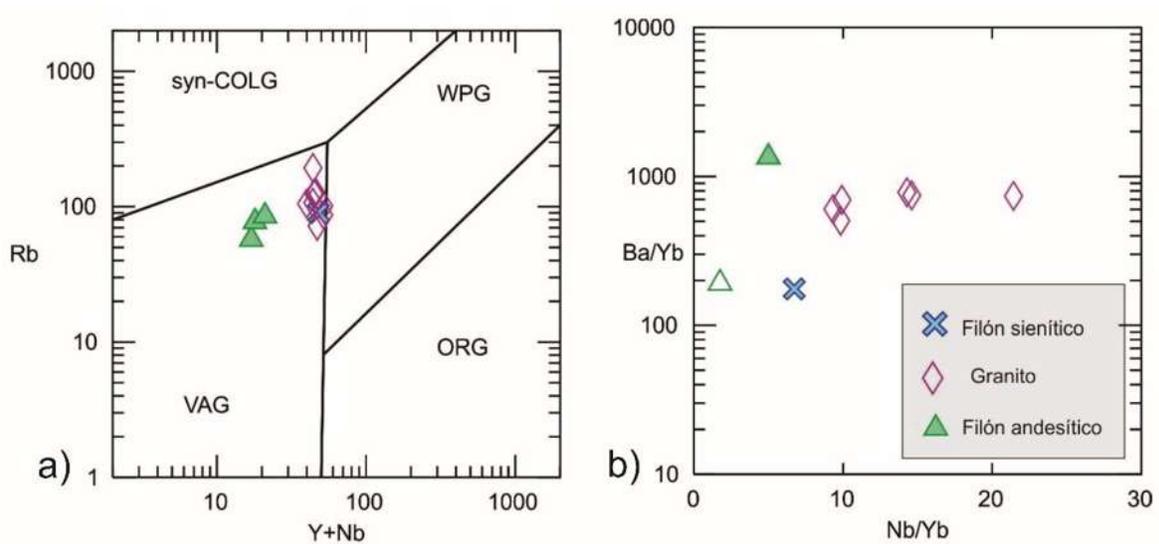


Fig. 33 a) Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al. (1984) . b) Relación isotópica Ba/Y vs Nb/Yb de Pearce y Stern (2006).

4.4.3. Geoquímica isotópica

En la tabla 4 se presentan los resultados de los análisis isotópicos de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de roca total del EPT. Estos resultados se obtuvieron de otro trabajo realizado en paralelo a esta investigación (Corona-Chávez et al. en proceso) y los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México. Las muestras del EPT corresponden a cuatro muestras graníticas de Tumbiscatío y un filón sienítico.

Para esta tesis, los resultados de la tabla 4 solo se han utilizado con la finalidad de identificar las relaciones corticales y de manto del EPT, por lo que no se revisan otras características que serían discutidas en el trabajo en proceso.

La relación isotópica de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{inicial}}$, comparado con el valor del reservorio condrítico uniforme (CHUR, por sus siglas en inglés) y con una edad re-calculada de 167 Ma, expresada en $\epsilon\text{Nd}_{\text{inicial}}$ valores <0 desde -5.7 hasta 6.4 para el caso del granito y un valor de 4.0 para el

filón sienítico. La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$ muestran valores desde 0.708705 hasta 0.710295 para el caso de los granitos y 0.707837 para el filón sienítico.

Tabla 4 Concentración isotópica de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de los análisis de roca total del EPT.

MUESTRA	TUM44	TUM64	TUM56	TUM69	TUM90	
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2.98	3.15	1.96	4.88	1.79	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.715789	0.717769	0.712481	0.720436	0.713533	
1 sd	42	43	44	35	33	
2 SE(M)	11	11	11	9	9	
n	60	60	59	57	57	
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.121493	0.136974	0.122095	0.119962	0.145752	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (167 Ma)	0.512229	0.51228	0.512353	0.51225	0.512271	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.708705	0.710295	0.707837	0.708858	0.709277	
1 sd	0.512096	0.51213	0.51222	0.512119	0.512112	
2 SE(M)	35	24	25	21	18	
n	23	6	7	5	5	
ϵNd	9	57	58	59	54	
1s	-7.97834	-6.98349	-5.55948	-7.56869	-7.15905	
Concentración (Dilución isotópica)(ppm)	Rb	141.5241	140.4973	94.18346	143.1859	92.97383
	Sr	137.3366	129.2586	139.3752	85.0581	150.1318
	Sm	6.65331	7.185388	7.164753	6.406271	5.334782
	Nd	33.10508	31.71182	35.47436	32.28292	22.1265

Con base en la relación isotópica de ϵNd vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ muestran enriquecimiento de Rb/Sr y empobrecimiento de Sm/Nd, mostrando firmas con afinidad a fuentes primigenias corticales como se puede observar en la Fig. 34.

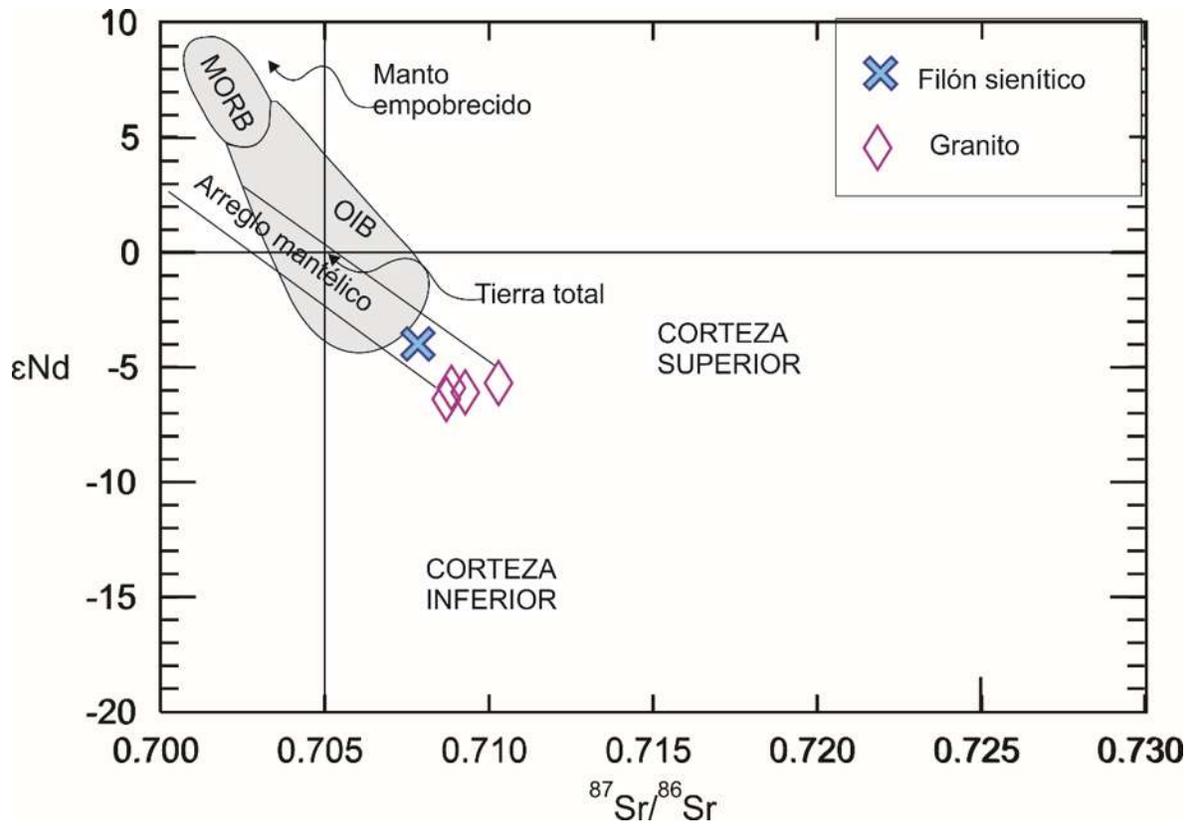


Fig. 34 Diagrama de relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a ϵNd , con valores iniciales recalculados para 167 Ma, donde se muestra una afinidad con la corteza superior del EPT y el filón sienítico de Paolo y Wasseburg, 1979.

4.5. TIPOLOGÍA E ISOTOPÍA U/Pb EN ZIRCONES

Se seleccionaron dos muestras (At19-10 y At19-27) para el análisis tipológico de zircones que se realizó bajo la observación de luz polarizada, se extrajeron aproximadamente 70 zircones para cada muestra. Se describió la forma dominante de su estructura cristalina, los bordes e inclusiones, clasificándolos con base en los fundamentos propuestos por Pupin (1980).

Realizada la clasificación tipológica de los zircones de cada ejemplar, se procedió a realizar una selección de puntos dentro de los zircones a partir de su clasificación tipológica y de la relación núcleo/borde, consecuentemente se analizaron y describieron las edades bajo los criterios de decaimiento y vida media para cada sistema isotópico.

4.5.1. Tipología

Con relación al análisis tipológico del EPT, se observa que los zircones se encuentran en un buen estado de preservación, conservando en su mayoría las dos pirámides y casi el 100% del prisma.

En relación al tamaño de los cristales se pueden observar en la Fig. 35, al menos 3 familias de zircones: la primera, con tamaños $\leq 100 \mu\text{m}$, la segunda, relacionada con tamaños $> 100 \mu\text{m}$ que coinciden en su mayoría en tamaños de $\sim 125 \mu\text{m}$ y la última, con dimensiones cercanas a $\sim 250 \mu\text{m}$. En cuanto al desarrollo de cristales, los de mayor tamaño se encuentran limitados a la muestra AT19-10. Por su parte la muestra AT19-27 presenta un cambio drástico con una disminución en su desarrollo, exhibiendo tamaños menores.

En cuanto a las tonalidades que presentan los zircones en las dos muestras bajo luz polarizada y con nicols paralelos, varían desde agua marina, rosa pálido, azul índigo a tornasol.

En relación con las inclusiones observadas a través de la luz polarizada, se detectaron algunas con formas euédrales con desarrollo de dos pirámides de tamaños $\leq 33 \mu\text{m}$ asociados a zircones, también, es posible observar algunas inclusiones relativamente amorfas, como se puede observar en la imagen AT19-10 de la fFig. 35a, que han sido

agrupados como inclusiones fluidas/gaseosas. En cuanto a la distribución de inclusiones, muestran casi la misma proporción y no se encuentran limitadas a una tipología de zircón.

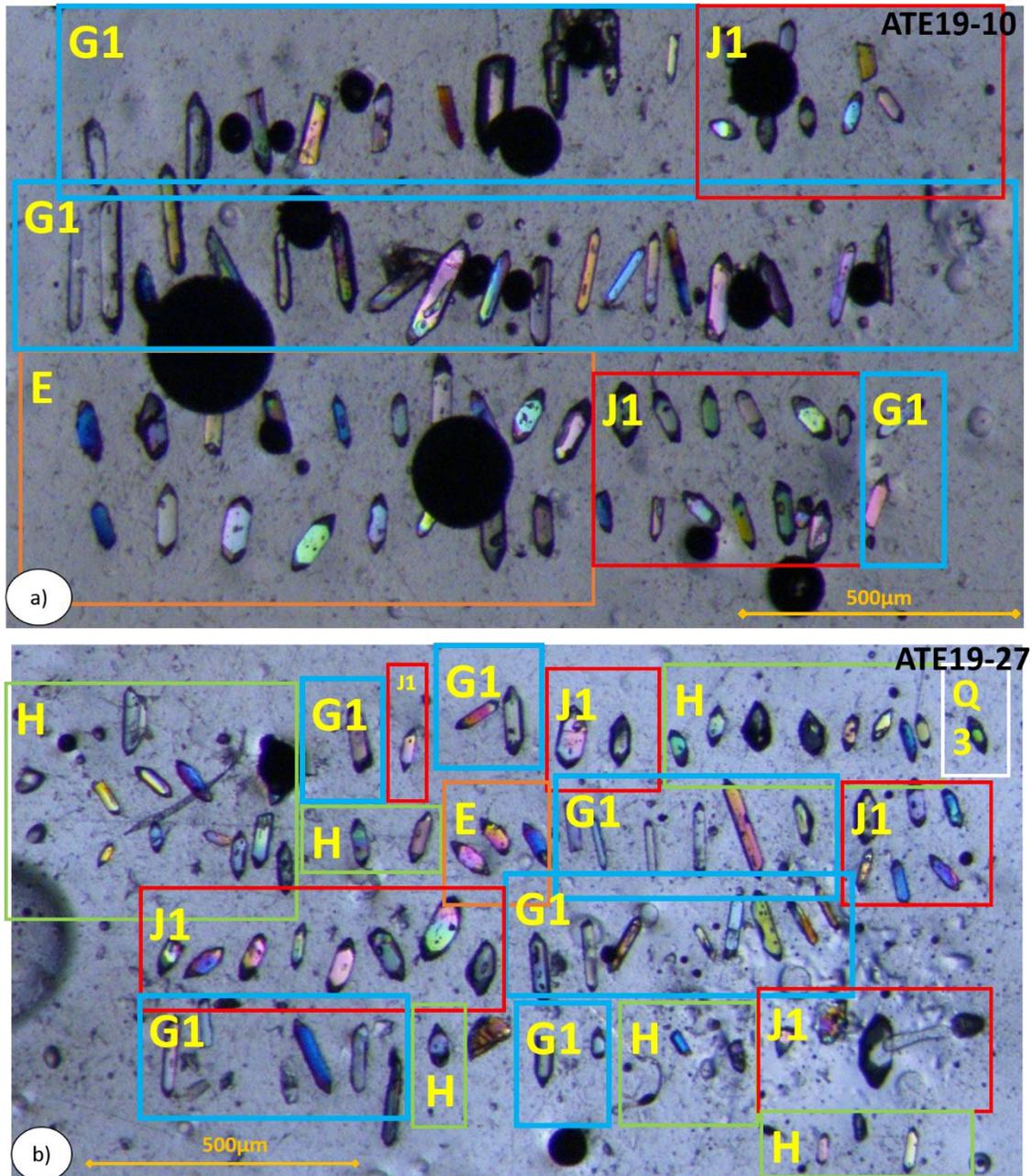


Fig. 35 Fotomicrografías que muestran las características morfológicas de los diferentes tipos de zircones obtenidos a través de luz polarizada. Las burbujas negras observadas en las imágenes corresponden al encapsulamiento del aire durante el montaje en la resina.

En cuanto a la estructura cristalina de los zircones, se observa que muestran un hábito prismático bipiramidal con escasos cristales prismáticos con terminaciones modificadas por

fragmentación (Fig. 35). Con base en las características morfológicas de los cristales, se tipifican con base al diagrama propuesto por Pupin (1980) en 5 grupos principales (Fig. 36): G1, H, Q3, E, J1. En orden de abundancia, los zircones de tipo G1 muestran la mayor proporción, seguidos del tipo J1 y H, en menor proporción se muestran los tipos E y Q3. En orden de distribución por muestra, la AT19-27 muestra una mayor diversidad de tipología de 5 diferentes tipos, mientras que la muestra AT19-10 muestra únicamente 3 tipos (G1, J1 y E).

Relacionado al índice A que se basa en la proporción $Al/(Na + K)$ (Fig. 36) se observa que las tipologías relacionadas a la muestra H, Q3, E, y J1 son afines a magmas hiperaluminosos e hipocalcinos, en cuanto a los tipos G1 se encuentran asociados a magmas de tipo hipercalcinos. Referente a la temperatura de cristalización, los zircones con mayor abundancia G1 y H se generan en temperaturas de 600 ± 50 °C; el tipo J1 se relaciona con temperaturas, de 900 ± 50 °C.

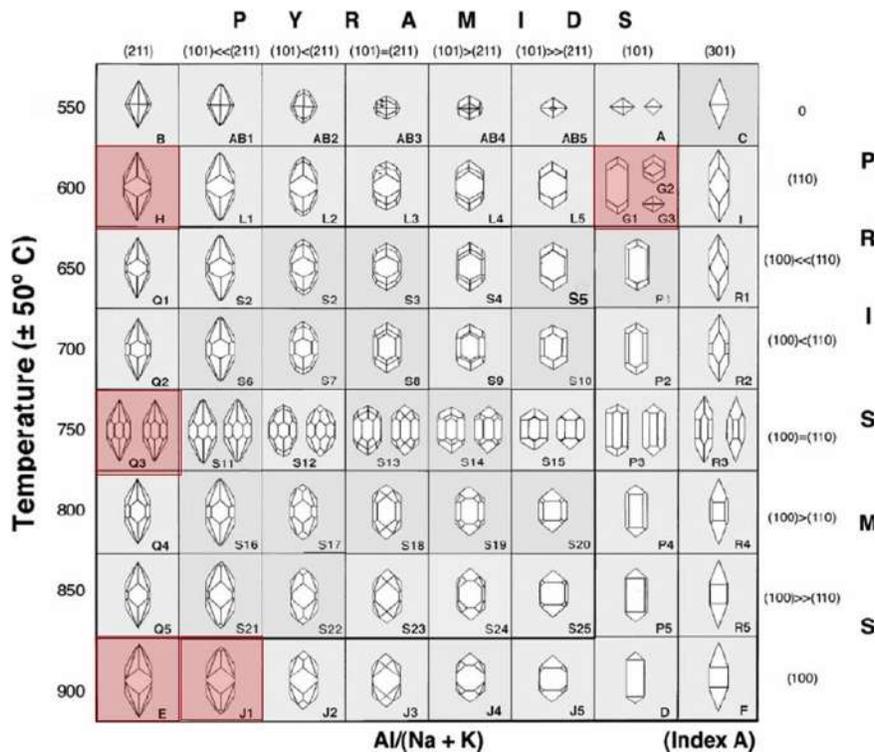


Fig. 36 Diagrama tipológico de zircones de Pupin (1988) basado en el desarrollo piramidal y prismático y su relación con la geoquímica del magma y temperatura de cristalización, resaltando en tonalidades rojas los resultados del análisis pertenecientes al EPT.

En los resultados de la cátodoluminiscencia, se observan variaciones dentro del campo de la luminiscencia con radiaciones bajas a altas que muestran una diversidad de colores desde grises, azul opaco, y azul luminoso (ver mapa en anexo 7.2). Esta diversidad de tonalidades es dada por las diferencias ópticas y electrónicas de las diferentes etapas de crecimiento de un zircón bajo el criterio de luminiscencia.

Es posible observar diferentes formas de crecimiento, mostrando formas concéntricas a partir de un núcleo con características luminiscentes, las cuales han sido asociadas a zircones preexistentes. También se muestran núcleos sin esta propiedad de luminiscencia que han sido asociadas probablemente con inclusiones gaseosas/fluidas.

Referente a los núcleos sólidos internos, se muestra una estrecha relación con la tipología de zircón tipo E, que se encuentran en una mayor abundancia en la muestra AT19-10. En cuanto a los zircones tipo G1, la presencia del maclado polisintético es una de las características a destacar. Sin embargo, esta tipología no se encuentra limitada a este único rasgo, ya que se muestra el desarrollo de zonación concéntrica. En menor proporción se muestra la formación de dos núcleos dentro de un mismo zircón y zircones con una sola variante de intensidad de luminiscencia (anexo 7.2).

4.5.2. Geocronología isotópica U-Pb en zircones

Por lo que se refiere al sistema isotópico relacionado con el decaimiento radioactivo de U/Pb a través de sus cadenas $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, se analizaron dos muestras (AT19-10 y AT19-27) utilizando el método de LA-ICP-MS (ver anexo 7.3), seleccionando puntos de núcleo y borde (ver anexo 7.2).

Se han datado 40 individuos de zircón (Fig. 37) para la muestra AT19-10. La mayor cantidad de las fracciones se encuentran alineadas a la línea de discordia con una intersección superior de 162.30 ± 0.36 Ma. Cuatro fracciones son fuertemente discordantes y contienen herencias de la edad del Jurásico tardío y Triásico. Con excepción de los tres núcleos la mayoría de los zircones no contienen núcleos heredados y la discordia se debe a la pérdida de Pb, se considera que la mejor estimación de la edad de cristalización del plutón corresponde a 162.30 ± 0.36 Ma.

Por su parte, se han datado 39 individuos de zircón (Fig. 37) para la muestra AT19-27. La mayor cantidad de las fracciones se encuentran alineadas a la línea de discordia con una intersección superior de 161.75 ± 0.36 Ma. Dos individuos son fuertemente discordantes y contienen herencias de la edad del Carbonífero. Con excepción de los dos individuos la mayoría de los zircons no contienen núcleos heredados y la discordia se debe a la pérdida de Pb, se considera que la mejor estimación de la edad de cristalización del plutón corresponde a 161.75 ± 0.36 Ma.

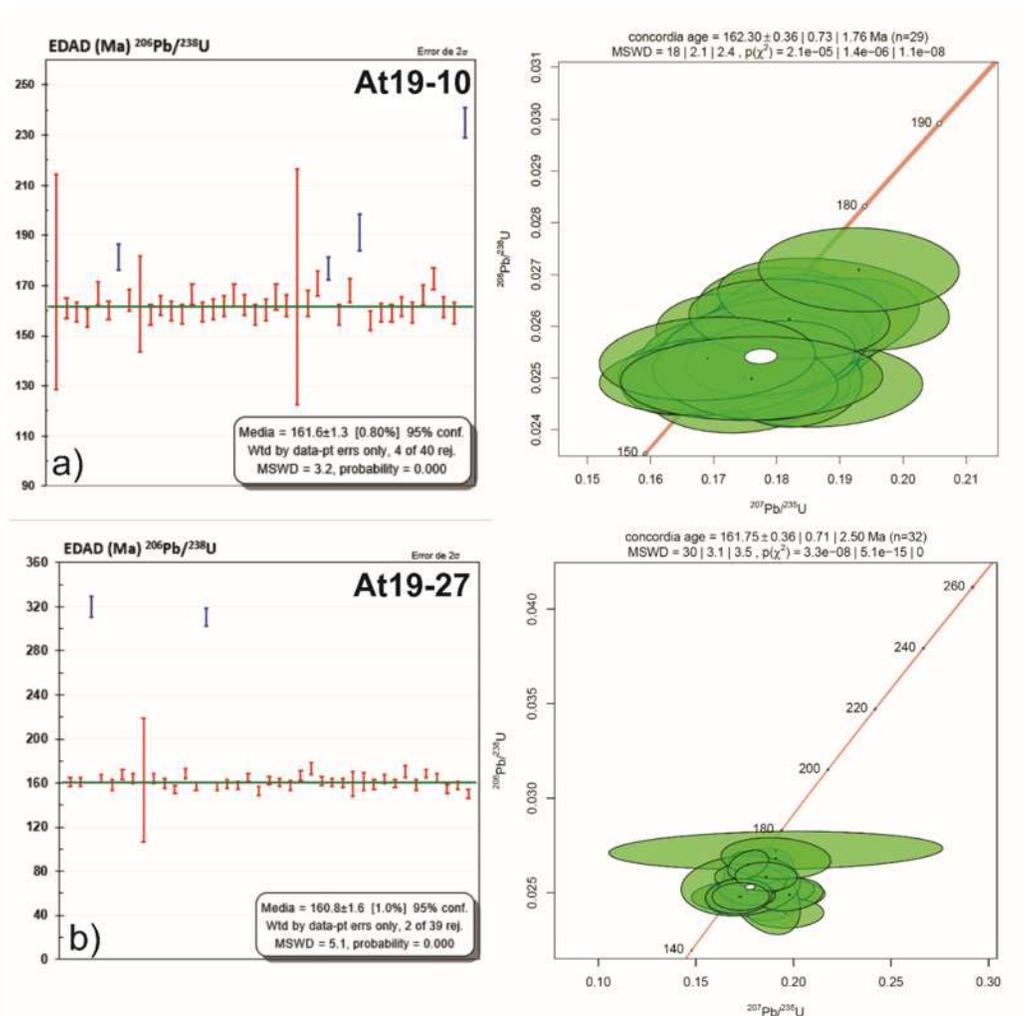


Fig. 37 Diagramas de concordia para los zircons de las muestras At19-10 y AT19-27, donde se encuentran representadas la edad promedio ponderada del sistema isotópico $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los errores de 2σ son representadas en las barras y elipses. .

5. DISCUSIÓN

5.1. *Relación espacio-temporal de emplazamiento del Ensemble Plutónico de Tumbiscatío*

El Ensemble Plutónico de Tumbiscatío representa un área de 32.755 km² del área total, implicando una razón de 1:4, comparado con el basamento siliciclástico expuesto del Complejo Arteaga en esta región. El EPT se caracteriza por presentar geoformas asociadas a lomeríos con pendientes de 0-16°, que contrasta significativamente con la roca encajonante, Formación Varales, que muestra pendientes de 0-35° (Fig. 8). Se observa con mucha claridad que ambas unidades del EPT y roca encajonante comparten el desarrollo de al menos un evento de deformación con lineamientos de primer orden con orientación noreste-sureste representada por ejes de pliegues del basamento. Los ejes de pliegues se encuentran relacionados a antiformes y sinformes con una extensión promedio calculada entre eje-eje con ángulo recto de 2.5 km.

El EPT presenta una relativa homogeneidad petrológica, ya que muestra ligeras variaciones en relación con la composición de los minerales esenciales. Estas diferencias muchas veces pueden ser poco perceptibles en muestra de mano, debido al cambio de textura relacionada con el desarrollo de una foliación metamórfica incipiente. Sin embargo, a pesar de la poca variación en los minerales formadores de la roca, el EPT puede ser subdividido en sectores, basándose en el aumento y decremento de los minerales accesorios como la biotita, muscovita y en algunos casos por la presencia de granate de origen magmático.

Otro aspecto importante relacionado a la distribución cartográfica del EPT, se refiere a las relaciones de una serie de diques que están concentrados en el sector centro (Fig. 14). Aunque los espesores de los diques son de apenas 1 m, revisten una particular importancia, ya que reflejan la distribución de la deformación tardo-magmática que intrusión al EPT con dirección E-O en contacto discordante, es decir, pasado el estado de sub-solidus y por un sistema de fallas tardo-magmáticas se habrían emplazado los diques andesíticos y sieníticos. Dicha deformación se concentró al centro del EPT y no en los márgenes, por lo

que probablemente por fracturamiento tardío, relacionado a un evento de contracción térmica del EPT.

Otro aspecto cartográfico importante del EPT se refiere a las relaciones de contacto con la Formación Varales. En general en el EPT se observan zonas de contacto estrechas que se caracterizan por presentar estructuras de *roof pendant*, borde de enfriamiento o *chilled margin*.

Sin embargo, vale la pena resaltar la zona oeste de contacto tectónico-estructural, caracterizada por un sistema de fallas normales extensionales de tipo dúplex (Fig. 8). Este último contacto se encuentra relacionado a fases extensionales congruentes con la etapa de deformación D_{2+1} que corta las estructuras en forma paralela de las fases D_2 y D_1 , preexistentes. Por lo tanto, podemos decir que el desarrollo de la última fase se encuentra relacionado a procesos de relajamiento en régimen frágil coherentes a una etapa final de esfuerzos compresivos que evolucionó de regímenes dúctil a dúctil-frágil (Cap. 4.2, Análisis estructural). Este estilo de deformación se asocia con el tipo de emplazamiento del EPT, como veremos más tarde, ya que reviste una particular importancia una vez que se integre con el resto de los datos petrológicos.

5.2. Variaciones petrológicas y geoquímicas del Ensamble Plutónico de Tumbiscatío

Como previamente se ha descrito, el Ensamble Plutónico de Tumbiscatío presenta ligeras variaciones mineralógicas en Qz + Plg + Fk, clasificándolo mineralógicamente como sienogranito-monzogranito con ligeras variaciones a cuarzo-monzonita con base en el diagrama ternario de QAP de Streckeisen (1976), con notables variaciones en los minerales de Bt + Ms con fases de Grn de origen magmático. Las formas de los minerales predominantemente subhedrales con bordes indentados o suturados incluyen texturas mirmequítica, producidas durante su cristalización tardo magmática. Con relación a las texturas poiquíticas desarrolladas en los minerales de Fk y Qz con inclusiones de Fk + Plg + Bt, se considera que nos proporciona información de etapas de cristalización; la primera desarrollada durante un estado estacionario y/o a la primera etapa de ascenso del magma,

generada por la cristalización de los minerales esenciales y en algunos casos bajo forma de inclusiones de Plg + Bt en el feldespato potásico y, la segunda durante el momento de emplazamiento del magma cristalizando a partir de los subsolidus los minerales de Fk+Qz, que sugieren un enfriamiento relativamente rápido con una baja de volátiles (pneumatólisis). Sin embargo, por la homogeneidad estructural y petrológica (anexo 7.1), se asume que la naturaleza petrogenética del EPT está relacionada a un solo pulso magmático.

Desde el punto de vista de los análisis geoquímicos de roca total, el EPT muestra a través de los elementos mayores composiciones que varían desde granito a granodiorita (Fig. 30 Diagrama de albita-anortita-ortoclasa (Ab-An-Or) de Barker (1979), con ligeras variaciones geoquímicas, que evidencian composicionalmente un enriquecimiento en aluminio (Fig. 29), clasificando al ensamble plutónico como peraluminoso con corindón normativo >1. En relación con sus elementos en traza y REE, el EPT muestra anomalías negativas en Nb, Sr y Ti en el diagrama multielemental normalizado con manto primitivo de Sun y MacDonough (Fig. 31) y un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) con respecto de las tierras raras pesadas (HREE) en el diagrama multielemental de tierras raras de Sun y MacDonough (Fig. 32), por lo que se sugiere una afinidad tectónica relacionada a arco magmático (Fig. 33). Sin embargo, también es notable que muestra firmas con fuente primigenia manto con relativa asimilación de corteza superior, basados en el comportamiento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs ϵNd_i (Fig. 34). Es decir, se observan firmas típicas de subducción y de asimilación, lo cual implica plantearse una relativa anomalía geoquímica para el EPT y no poder aplicar un modelo magmático simple de subducción ni mucho menos un proceso de fusión parcial cortical o migmatítico, en cuanto no muestra tal estructura para explicar las variaciones de enriquecimiento de peraluminio y afinidad cortical.

Con la finalidad de ampliar la discusión acerca de las variaciones geoquímicas, se presenta un diagrama binario de Y vs Sr/Y (Fig. 38), en el que se observa un empobrecimiento en Sr/Y con respecto al Y, así como se muestra el campo de composición relativamente adakítica Defant y Drummond (1993). Como se puede observar el comportamiento de los filones y en particular los andesíticos, tienden a mostrar formas tipo alcalinas, así como una relativa

anomalía de Sr/Y para ubicarse hacia el campo de composición adakítica. Esta variación muestra, por un lado, que los granitoides del EPT y los filones pertenecerían a dos sistemas magmáticos diferentes, así como los filones tendería a mostrar relaciones mucho más primitivas que contrastan con las composiciones típicas de contaminación cortical tipo S de los granitoides.

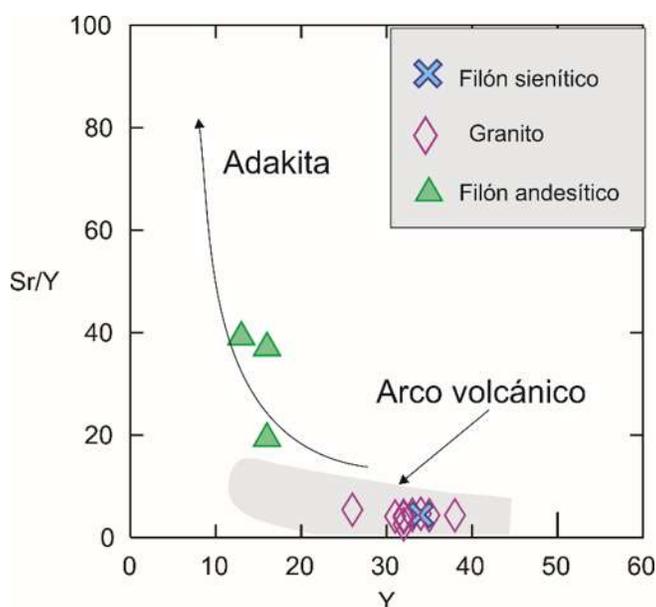


Fig. 38 Diagrama de Sr/Y vs Y que muestra las tendencias del EPT dentro de los campos relacionados a arcos continentales y adakitas de Jiangfeng et al. 2008

5.3. Edad, modelo de emplazamiento del EPT y sus implicaciones tectónicas

Con respecto a la temporalidad del EPT, se cuenta con fechamientos isotópicos realizados en biotita por K-Ar de $127 \pm$ y 133 ± 11 Ma (Grajales y López, 1984) y, de 138 ± 11 hasta 159 ± 13 Ma (Murillo y Torres, 1987). Las edades muestran variaciones desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico, por lo que se considera que las edades más jóvenes obtenidas con éste método podrían corresponder a la reapertura del sistema isotópico de K-Ar asociado a una serie de eventos térmicos de deformación y magmáticos posteriores al emplazamiento del EPT. Por su parte, los fechamientos isotópicos de U-Pb fueron realizados por Centeno-García et al. (2008) reportando edades de 163 ± 3 Ma en zircones, los cuales

serían consistentes con los obtenidos en este trabajo, en donde se concluye que la edad de cristalización del evento magmático del EPT entre 164.4 ± 2.6 y 161.75 ± 0.36 Ma (Batonense-Oxfordense).

Por otro lado, es oportuno mencionar que con base en el estudio de catodoluminiscencia, la morfología de los zircones estudiados en el EPT sugiere un claro origen magmático (Miller et al. 2007). Sin embargo, los núcleos de éstos zircones muestran edades anómalas entre rangos desde 172.8 a 319.9 Ma por U/Pb. Estas edades sugieren que podrían corresponder a zircones heredados, asociados a rocas cristalinas del Complejo Arteaga.

5.3.1. Modelo de emplazamiento del EPT

La estructura homogénea, las variaciones petrológicas y geoquímicas del EPT sugieren fuertemente que después de un proceso inicial de cristalización se llevó a cabo un proceso de emplazamiento relativamente rápido y asociado a un sistema de fallas extensionales.

Las zonas de contacto o enfriamiento (*chilled margin*) del EPT se caracterizan por presentar estructuras dúctiles-frágiles subverticales y zonas de metamorfismo de contacto con texturas finas y porfidoblastos de andalucita, mineral índice y polimórfico de Al_2SiO_5 , que caracteriza condiciones de temperaturas >350 - <800 °C con presiones de hasta <4 kbar (Fig. 39).

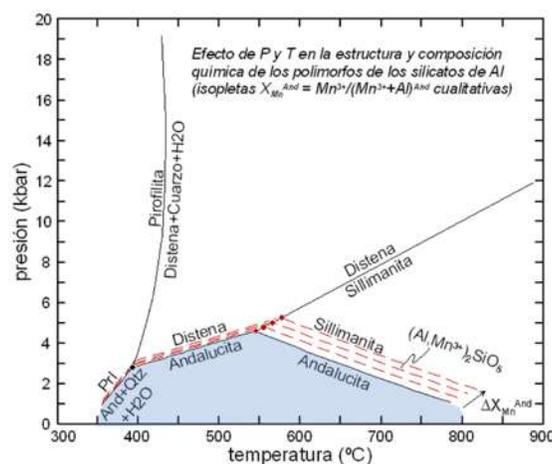


Fig. 39 Diagrama presión-temperatura de los polimorfos de andalucita-sillimanita-distena. Modificado de García-Casco A. (2020)

Estas condiciones físicas son típicas de la corteza superior y son congruentes con las características reológicas (físicas) de deformación que nos muestra que el sistema magmático ascendió en su etapa final a través del sistema de fallas extensionales, deteniendo su ascenso en zonas de menor presión. Por otro lado, el análisis estructural nos muestra que este sistema de fallas extensionales se asocia a un sistema de plegamiento en un régimen dúctil-frágil, en donde el sistema magmático aún en condiciones de sub-sólido se habría emplazado en una fase tardía o de colapso de un sistema sin-orogénico de plegamiento. En la Fig. 40 se presenta un modelo propuesto por Ferre et al. (2012) para el emplazamiento de cuerpos plutónicos en diferentes regímenes tectónicos. En la misma figura se muestra el modelo de emplazamiento que se propone para el EPT.

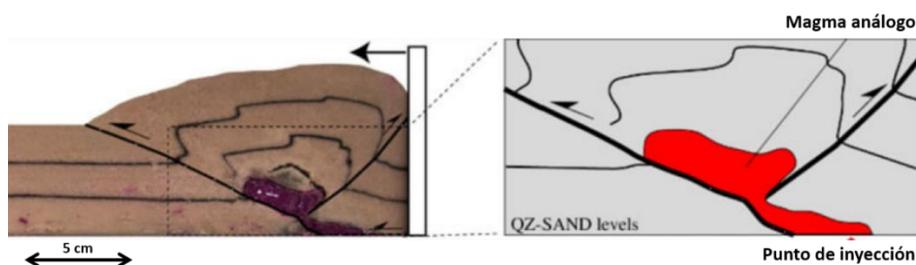


Fig. 40: Modelo de emplazamiento de magmatismo sinorogénico propuesto por Ferre et al.(2012) mostrando que los patrones de deformación juegan un papel importante en el emplazamiento del magma.

5.3.2. Implicaciones tectónicas del modelo de emplazamiento del EPT.

El modelo tectónico de tipo sin-orogénico y tardo magmático de emplazamiento propuesto para el EPT representa implicaciones importantes. En un principio, considerando su emplazamiento en un sistema de plegamiento orogénico (D_1), es oportuno mencionar que de acuerdo con Jamieson y Beaumont (2013)(Fig. 41) podemos decir que el Ensamble Plutónico de Tumbiscatío habría evolucionado en un ambiente de baja a moderada temperatura, desarrollando estructuras de pequeños orógenos fríos (*Small Cold Orogens*)..

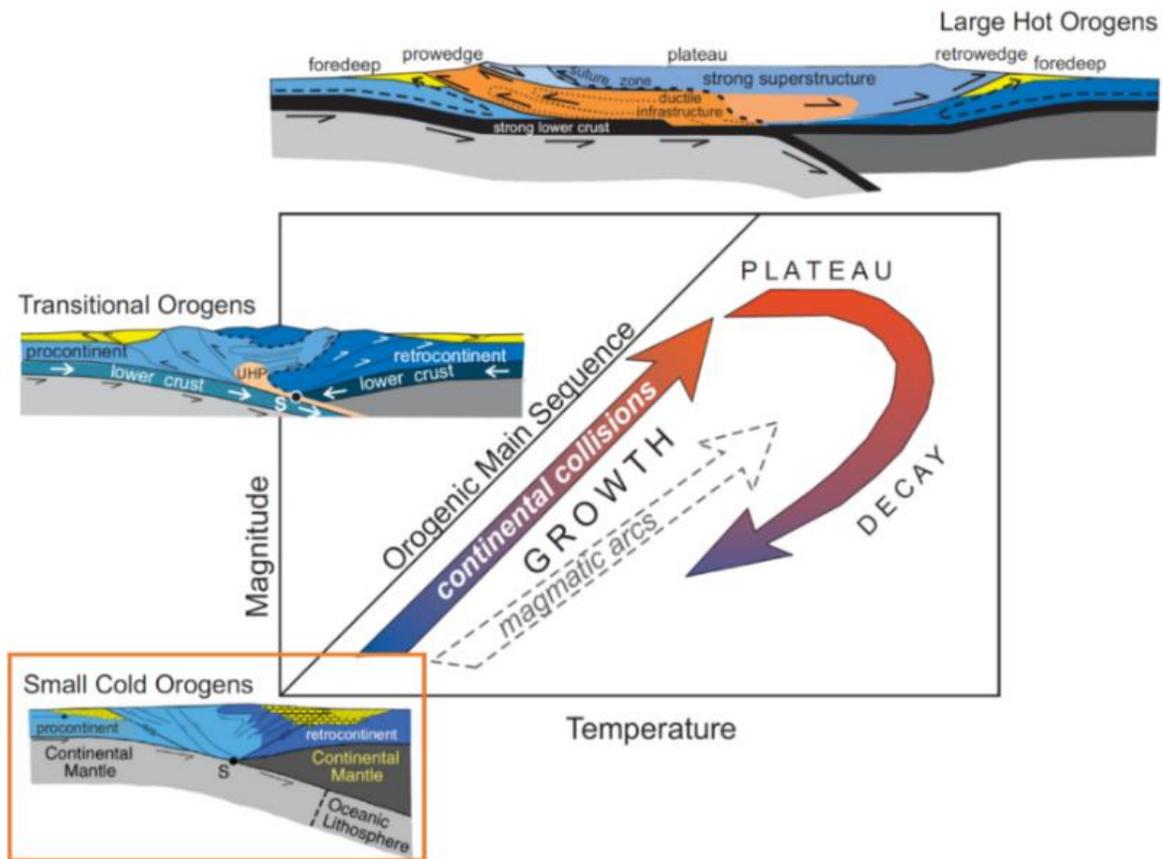


Fig. 41 Diagrama binario de temperatura –magnitud (T-M), mostrando el crecimiento y desarrollo de orógenos en sistemas de continente – continente y arcos magmáticos (Jamieson y Beaumont, 2013).

5.3.3. Correlación e implicaciones tectónicas del modelo de emplazamiento del EPT.

En relación con la posible correlación geológica del EPT con otros cuerpos magmáticos contemporáneos en el terreno Guerrero, en la Fig. 42 se presenta la comparación de los datos geoquímicos del EPT con el granito de la región de Cuale. De acuerdo al diagrama $FeO^t / (FeO^t + MgO)$ vs. SiO_2 propuesto por Frost et al. (2001), se observa que, aunque las muestras para el EPT muestran un relativo menor enriquecimiento en hierro por un enriquecimiento en magnesio, muestran un comportamiento relativo a los granitos cordilleranos, como los granitoides de Cuale (Valencia et al. 2013; Shaaf et al. 2020)

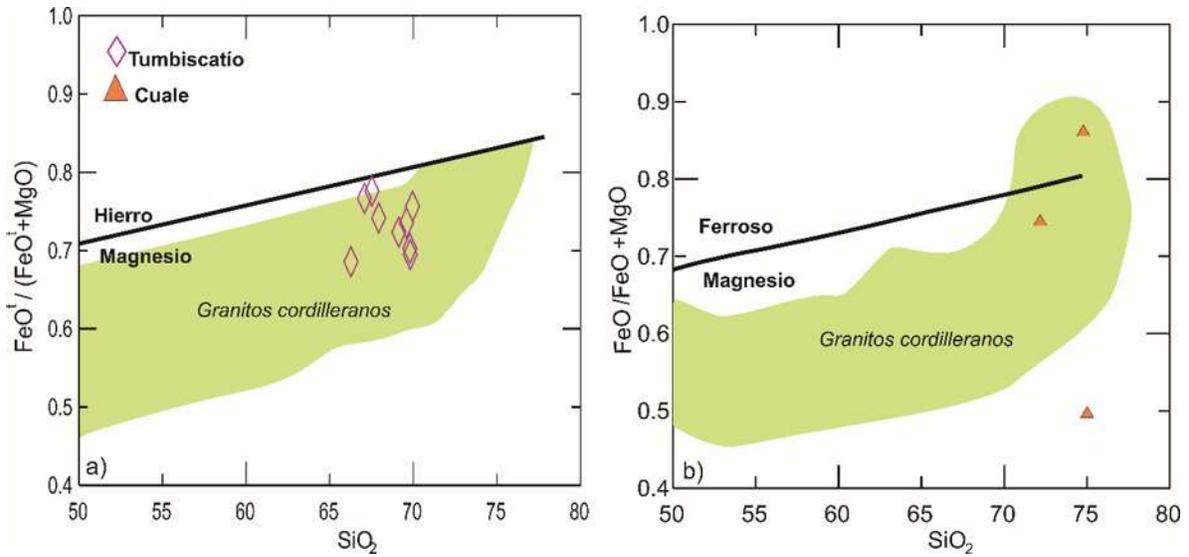


Fig. 42 Diagrama de clasificación geoquímica. a) SiO_2 vs $\text{FeO}^T / (\text{FeO}^T + \text{MgO})$, donde T representa hierro total. b) SiO_2 vs $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$ utilizando Fe^{2+} . Los límites definidos para los granitos cordilleranos se basan en el estudio realizado por Frost et al. 2001.

Así mismo, con base en el índice de alcalinidad modificado SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ de Frost et al. (2001). los granitoides del EPT y Cuale, muestran un comportamiento calci-alcalino a cálcico (Fig. 43), siendo menos ácido el granito del EPT de Cuale y ambos muestran un comportamiento de granitos cordilleranos.

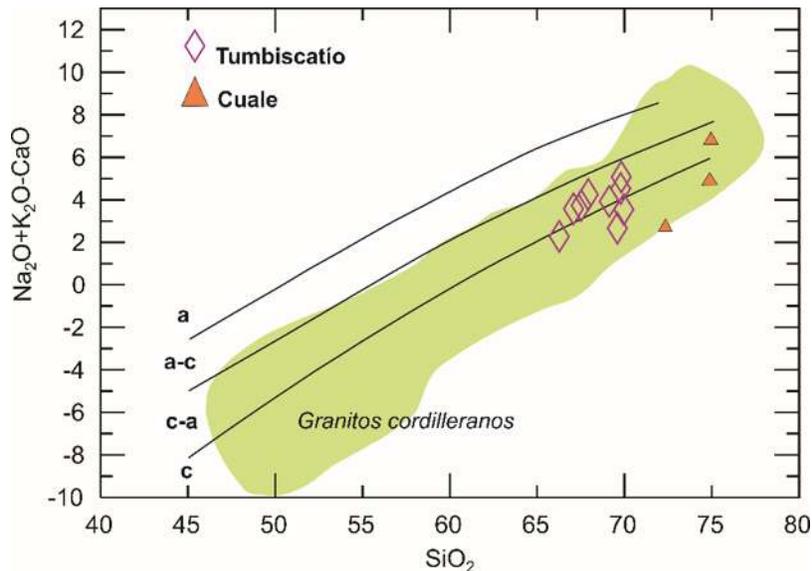


Fig. 43 Índice Calco-alcalino modificado $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ vs. SiO_2 por Frost et al. (2001). a: alcalino; a-c: alcalino-cálcico; c-a: calci-alcalino; c: cálcico. Se representa el límite de los granitos cordilleranos en la forma de tonalidad verde.

En cuanto a los datos geoquímicos obtenidos de elementos traza, se presenta la Fig. 44 del diagrama de Pearce et al. (1984), en donde se compara los datos obtenidos del EPT con el Complejo Sonobari. Como se puede observar, ambos sistemas están dentro del campo de Granitos de Arco Volcánico (VAG) con tendencia a Granitos Intra-Placa (PWG).

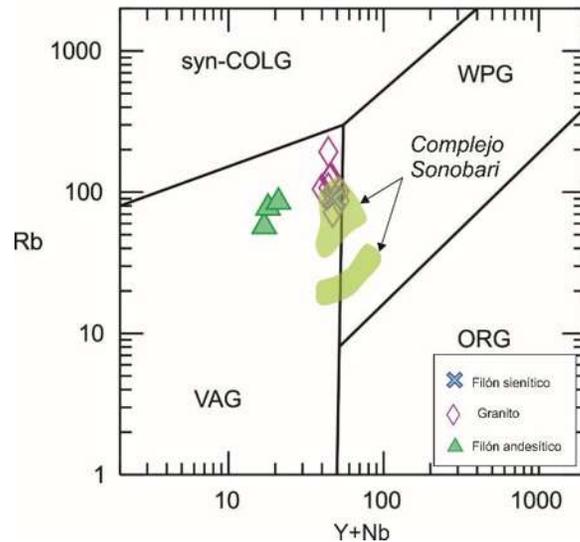


Fig. 44 Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al. (1984) comparando el EPT con el Complejo Sonobari (Sarmiento-Villagrana et al. 2018) resaltado con tonalidad verde.

En relación con la temporalidad y su correlación, la edad isotópica del granito del EPT ha sido bien constreñida entre 162.30 ± 0.36 y 161.75 ± 0.36 Ma por U/Pb en zircones, edades similares al granito de Cuale de 160.4 ± 2.5 y 161.3 ± 1.3 Ma por U/Pb (Valencia et al. 2013; Shaaf et al. 2020). En cuanto a la secuencia riolítica de Cuale se han reportado edades de 157 ± 0.5 a 154 ± 0.9 Ma (Bissig et al. (2008), edades más jóvenes producto de actividad magmática efusiva. Otras edades que se correlacionan con el EPT se encuentran dentro de la isla María Madre con edades de 162.7 ± 2.9 Ma y 169.9 ± 2.9 Ma en un ortogneis migmatítico. Por lo tanto, con base en las edades isotópicas previamente documentadas por los anteriores autores, se propone que los granitoides del EPT muestran una correlación con diferentes cuerpos magmáticos de la margen cordillerana mexicana, por lo que se puede considerar parte de un evento magmático importante a nivel regional y tectónico para el terreno Guerrero.

Con base en las características geoquímicas e isotópicas y su correlación con el Complejo Sonobari, el ortogneis migmatítico de la Isla Madre, y el granito de Cuale, se propone que el desarrollo del Ensamble Plutónico de Tumbiscatío podría ser explicado con las siguientes etapas tectónicas:

1.- Desarrollo durante el Pérmico-Triásico de una margen continental de subsidencia y sedimentación de cuencas marinas profundas (abanicos submarinos) relacionados con un proceso de sedimentación de turbiditas y en algunas zonas la eventual formación de piso oceánico.

2.- Generación de un proceso de subducción durante el Triásico tardío, asociado a un proceso inicial de acreción inicial de la paleo-trinchera Pacífica. Durante esta etapa se llevarían a cabo dos procesos con una temporalidad relativa compleja que podría ser contemporánea o diacrónica:

2a) La acreción de las secuencias sedimentarias de tipo abanico submarino al paleo continente, bajo forma de prismas acrecionales.

2b) Generación de un sistema magmático típico de subducción o de arco volcánico.

3.- Durante el Jurásico Medio y Tardío el proceso de acreción evolucionaría en forma progresiva a un proceso de orogénesis y acreción sub-continental, desarrollando un sistema de plegamiento (D1) en un régimen dúctil.

4.- Durante la fase tardía del sistema orogénico se llevaría a cabo el ascenso y emplazamiento del EPT controlado por la dirección de compresión SO-NE, concordante con la dirección de los ejes de pliegues y lineamientos de primer orden SE-NO. De acuerdo a las características geoquímicas e isotópicas del EPT se sugiere a su vez dos etapas de emplazamiento:

4a) Una primera etapa donde el magmatismo generado por subducción se habría emplazado en un sistema cortical asociado al sistema de plegamiento generándose un proceso de asimilación cortical de la roca encajonante, como lo demuestran el carácter peraluminoso, alta proporción de Rb/Sr y Sm /Nd, así como la $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y de ϵNd .

4b) Una segunda etapa asociada al emplazamiento final del EPT en zonas de dilatación como charnelas de sinclinales, en una forma relativamente rápida y generando zonas de contacto delgadas y en un régimen de baja presión, indicando un control estructural de emplazamiento, así como el desarrollo de magmatismo sinorogénico.

Esta propuesta de modelo tectónico de emplazamiento sugiere como ya se ha mencionado por otros autores (Centeno-García et al. 2011) que el proceso orogénico estaría controlado por la acreción de sedimentos de cuenca, provenientes del hipotético Abanico Submarino Potosino (Centeno-García et al. 2011). Según estos modelos (Fig.45), los sedimentos se acrecionarían en un sistema de cabalgaduras de bajo espesor, favoreciendo un sistema dúctil-frágil inicial de cabalgaduras y sucesivamente de fallas extensionales que habría favorecido el emplazamiento del sistema magmático del EPT, previamente formado durante un paleo-sistema de subducción

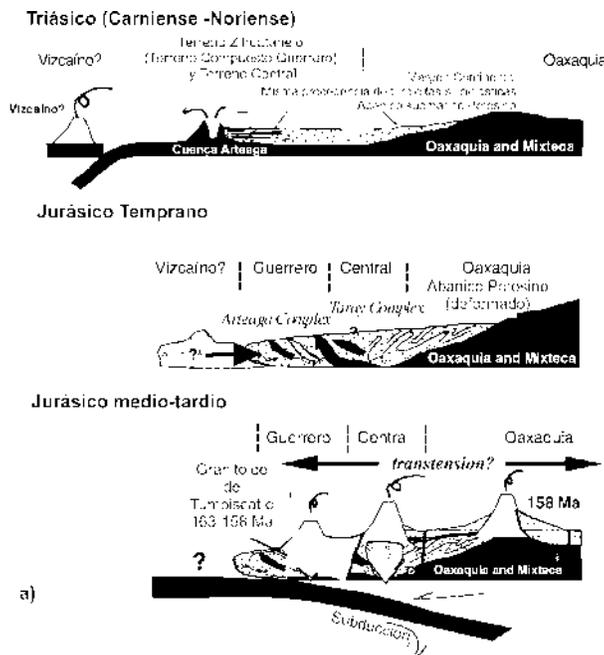


Fig. 45 a) Diagrama de la evolución geológica del Terreno Guerrero desde el periodo Triásico al Jurásico Superior propuesto por Centeno-García et al. 2008 b) Diagrama paleogeográfico del Triásico Tardío al Jurásico temprano propuesto por Centeno-García (2016)

6. CONCLUSIONES

1. El EPT muestra dos dominios geomorfológicos relacionados a su mecanismo de emplazamiento: Los sectores norte y centro del EPT muestran un paralelismo NO-SE relacionado a los ejes de pliegues de sinformes y antiformes, mientras que el sector sur se relaciona a la respuesta mecánica-física del emplazamiento del plutón en la Fm. Varales, así como al efecto de erosión diferencial con su cobertura volcánica Cretácica y un sistema de fallamiento NNE reciente.
2. La sobreposición de las estructuras de la fase D2 (tardo-orogénica) sobre la fase D1 (orogénica) indican que la deformación se comportó de forma progresiva en un régimen dúctil y dúctil-frágil. El levantamiento orogénico cambió desde un régimen dúctil a dúctil-frágil, provocando el colapso del orógeno generando el sistema de fallas tipo dúplex en una etapa tardo-orogénica (D_{2+1}) que sirvió como conducto final para el ascenso del magma en fases de subsólido y texturas de exhumación.
3. Los diques andesíticos y sieníticos del EPT se encuentran concentrados en el sector centro del EPT, como respuesta a la contracción térmica gobernada por el principal régimen de esfuerzo compresivo con dirección NNE-SSO de la etapa tardo-orogénica y a una serie de zonas de metamorfismo de contacto de AT/BP.
4. La composición mineralógica del EPT muestran variaciones desde sienogranito, monzogranito y cuarzo-monzonita para el cuerpo plutónico hasta sienita, monzonita, granodiorita, monzogranito y andesita para los diques. La cristalización de minerales de biotita, muscovita y en algunas ocasiones el desarrollo de fases de granate de origen magmático corresponde a la característica geoquímica de un magma de tipo peraluminoso (Índice de Shand), con valores de corindón normativo >1 , así como zircones de tipo Q3, E y J1 afines a magmas peraluminosos que han sido asociados a granitos tipo-S, relacionados a procesos de fusión parcial de metasedimentos. Esta última característica no se encuentra únicamente restringida a este proceso.
5. La geoquímica de elementos mayores evidencia una composición que varía de granito a granodiorita con firmas calci-alcálicas a cálcicas para el granito del EPT y

composiciones de trondhjemita a tonalita para los diques. En el caso de los granitos estos se encuentra altamente correlacionados con granitos cordilleranos con menor enriquecimiento en Fe.

6. La geoquímica de elementos traza del EPT muestran una afinidad de ambiente tectónico relacionado a un arco magmático con ligera tendencia a intra-placa, así como unas relaciones de Y vs Sr/Y que muestran firmas tipo adakitas en el caso de los diques.
7. La relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs ϵNd muestran magmas de fuentes primigenias de corteza superior con relativa influencia de manto mostrando un enriquecimiento en Rb/Sr y empobrecimiento de Sm/Nd. Las edades isotópicas de U-Pb en zircones la edad se puede constreñir entre 167.4 ± 2.6 y 161.75 ± 0.36 Ma, sin embargo, la culminación de la etapa de deformación tardo-orogénica es relativamente más reciente con base a edad la relativa de los diques andesíticos y sieníticos que fueron emplazados en etapas tardo-magmáticas y tardo-orogénicas.
8. Con base en las características petrológicas, petrográficas, estructurales, geoquímicas y geocronológicas, se concluye que el EPT cristalizó durante el Bathoniense – Oxfordiense desarrollado en un ambiente sinorogénico asociado a un orógeno pequeño y “frío” (Jamieson y Beaumont, 2013), el cual cerró un ambiente de cuenca por medio de un precoz proceso de subducción que generó pequeños volúmenes de magmas pre-Jurásico Medio, por lo tanto, es posible que existan plutones con características similares al EPT dentro del Complejo Arteaga.

REFERENCIAS

- Barker, F. (1979). Trondhjemite; definition, environment and hypotheses of origin. In *Trondhjemites, dacites, and related rocks* (pp. 1-12).
- Bissig, T., Mortensen, J., Tosdal, R., & Hall, B. (2008). The rhyolite-Hosted volcanogenic massive sulfide district of Cuale, Guerrero Terrane, west-central Mexico: silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting. *Society of Economic Geologist, Inc. Economic Geology*, 103, 141-159.
- Cabrera-González, Gonzáles-Cortés J.C, & Ayala-Gómez, J. (2005). La biodiversidad de Michoacán. Estudio de caso. *CONABIO SUMA, UMSNH*, 29-31.
- Campa, M., & Coney, P. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences.*, 20, 1040-1051.
- Castillo, P. (2012). Adakite petrogenesis. *El servir, Lithos*, 134-135, 304-316. doi:10.1016/j.lithos.2011.09.013
- Centeno-García, E. (1994). *Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico (Tesis doctoral)*. Arizona, EUA.: The university of Arizona.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., & Iriondo, A. (2003, April 4-6). Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico. *Guidebook of the field trips of the 99th. Geological Society of America Cordilleran, Field Trip 9*, 201-228.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., & Mendoza-Talavera, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone. *The Geological Society of America. Special Paper*, 279-308. doi:DOI: 10.1130/2008.2436(13)
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., & Gehrels, G. (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to

-
- contractional continental arc. *Geological Society of America*, 1-22.
doi:10.1130/B30057.1
- Centeno-García, E. (2016). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.010
- Corona-Chávez, P. (1999). El basamento litológico y tectónico del estado de Michoacán. Carta geológica de Michoacán, escala 1:250 000. *Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo*, 10-26.
- Defant, M., & Drummond, M. (1993). Mount St. Helens: potential example of the melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21, 541-550.
- DePaolo, D., & Wasserburg, G. (1979). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(4), 615-627.
doi:http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(79)90169-8
- Ferré, E., Galland, O., Montanari, D., & Kalakay, T. (2012). Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 101, 1673-1688. doi:DOI 10.1007/s00531-012-0747-6
- Frost, B., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D., & Frost, C. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048.
- García-Casco, A. (202, May 01). *Universidad de Granada*. Retrieved from Petrología Metamórfica y Petrogénesis Metamórfica: <https://www.ugr.es/~agcasco/personal/petmet/seminario03/efectoPT.htm>
- Garduño-Monroy, V. (1999). Marco Tectónico del Estado de Michoacán. Carta Geológica de Michoacán. Escala 1:250 000. *Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo*, 1-9.
- Grajales, M., & López, M. (1984). Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlán-Guerrero-Jalisco: México, D.F. *Instituto Mexicano del Petróleo. Subdirección de Tecnología y Exploración. Proyecto C-1160*, Sin publicar.

-
- INAFED. (29 de Febrero de 2020). *Enciclopedia de los Municipios y Delegaciones de México, Estado de Michoacán de Ocampo*. Obtenido de <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM16michoacan/municipios/16096a.html>
- INEGI. (2009). Prontuario de informacion geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos, Tumbiscatío, Michoacán de Ocampo. *Clave Geoestadística 16096*, 1-9.
- Jamieson, R., & Beaumont, C. (2013). On the origin of orogens. *GSA Bulletin*, *125*(11/12), 1671-1702. doi:<https://doi.org/10.1130/B30855.1>
- Jiangfeng, Q., Shaocong, L., & Yongfei, L. (2008). Slab Breakoff Model for the Triassic Post-Collisional Adakitic Granitoids in the Qinling Orogen, Central China: Zircon U-Pb Ages, Geochemistry and Sr. Nd-Pb Isotopic Constraints. *International Geology Review*, *12*(12), 1080-1104.
- Miller, J., Matzel, J., Miller, C., Burgess, S., & Miller, R. (2007). Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *167*, 282-299. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019
- Montiel-Escobar, J. (2013). Evolución estructural e implicaciones metalogenéticas de la zona de cizalla "El Muleto", suroeste de México. (Tesis de Maestría, UMSNH). Morelia.
- Montiel-Escobar, J., Corona-Chávez, P., & Salinas-Prieto, J. (2015). Yacimientos de oro en Michoacán. *Ciencia Nicolaíta*, *65*, 36-53.
- Murillo-Muñetón, G., & Torres-Vargas, R. (1987). Mapa Petrogenético y radiométrico de la República Mexicana. *Instituto Mexicano del Petroleo, Subdirección de Tecnología de Exploración. Informe inédito. Proyecto c-200*, 78.
- Nédélec, A., & Bouchez, J. (2015). *Granites. Petrology, Structure, Geological Setting and Metallogeny*. United States of America: Oxford University Press.

-
- P.J., C. M. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can J. Earth Sci*, 20, 1040-1051.
- Pearce, J., & Stern, R. (2006). Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives. *Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union*, 166, 63-86.
- Pearce, J., Harris, B., & Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal Petrology*, 25, 956-983.
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascurain, D., & Layer, P. (2013). Geology, geochronology and geochemistry of Isla María Madre, Nayarit, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(1), 1-23.
- Pupin, J. (1980). Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207-220.
- Pupin, J. (1988). Granites as indicators in paleogeodynamics. *Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43(2), 237-262.
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., & Vidal-Solano, J. (2016). New age constraints on magmatism and metamorphism of the western Sonobari Complex and their implications for an earliest Late Cretaceous orogeny on northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(2), 170-182.
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Salgado-Souto, S., & Gómez-Landa, J. (2018). Geochemical and isotopic study of Mesozoic magmatism in the Sonobari Complex, western Mexico: Implications for the tectonic evolution of southwestern North America. *Geosphere*, 14(1), 304-324. doi:<http://doi.org/10.1130/GES01540.S1>
- Schaaf, P., Díaz-López, F., Gutiérrez-Aguilar, F., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., Arrieta-García, G., . . . Ortega-Obregón, C. (2020). Geochronology and geochemistry of the Puerto Vallarta igneous and metamorphic complex and its relation to

-
- Cordilleran arc magmatism in northwestern Mexico. *Lithos*, 352-353.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105248>
- Shand, S. (1927). Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. *Nature*, 120, 872.
doi:<https://doi.org/10.1038/120872a0>
- SIATL. (2020, Abril). *Simulador de Flujos de Agua de Cuencas Hidrográficas*. Retrieved from http://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/SIATL/index.html
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. (E. Sevier, Ed.) *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Sun, S., & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications for mantle composition and process. *Geological Society London Special Publications*, 42, 313-345. doi:DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Talavera-Mendoza, O. (2000). Mélanges in southern México: geochemistry and metamorphism of Las Ollas complex (Guerrero Terrane). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 1309-1320.
- Torreblanca-Castro, T., Vergara-Martínez, A., & Vásquez-Tortoledo, R. (2003). *Informe Geológico Minero de la carta Tumbiscatío de Ruíz E13-B68, escala 1:50 000*. Consejo de Recursos Minerales.
- Vázquez Tortoledo, R., Barrios-Rodríguez, F., Bastida-Jimenez, R., & Rosales-Franco, E. (2001). *Informe de la carta geoquímica, Lázaro Cardenas Clave E13-6-9, Escala 1:250 000, estados de Michoacán, Jalisco y Colima*. Consejo de Recursos Minerales.
- Wilson, M. (1989). Igneous Petrogenesis: A global Tectonic Approach. *Unwin Hyman*, 466.
doi:doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4
- Winchester, J., & Floyd, P. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

7. ANEXOS

7.1. Anexo petrográfico

Tabla 5 Resumen mineralógico y características principales de las rocas plutónicas pertenecientes al EPT. a: >30%, b: ≥20 - ≤29, c :≥10 – ≤19, d:≥2-≤9, e: ≤1

ROCAS PLUTONICAS

CLAVE	X	Y	Localidad	Textura	Qz	Plg	Fk	Bt	Ms	Zrn	Ap	Esf	Py	Inclusiones	Clasificación	Foliación	Características
TUM-60	773393.312	2051022.47	1 km del. R. Agundillo	Hipidiomórfica m	b	b	a	c	d			e		Fk (Bt+Plg+Fk)	Monzogranito		2 Familias de Feldespatos: 1) Fenocristales con inclusiones 2) cristal subhedral. Qz metamórfico
AT19-28	774227	2052658	Sobre brecha de terracería Las Torres.	Hipidiomórfica m	b	b	a	c	c						Monzogranito	moderada	Textura mirmequítica y Qz metamórfico.
AT19-16	773217	2050659	Sobre río de Tumbiscatío, cerca del arenoso	Hipidiomórfica g-m	b	b	b	b	c					Qz(Fk+Fk+Bt)	Monzogranito	incipiente	Textura poiquilítica, mirmequítica. Qz metamórfico.
AT19-11	773471	2050989	Sobre brecha del Arenoso	hipidiomórfica m	c	b	a	b	b					Ms (Bt), Bt (Ms), Fk (Plg)	cuarzo-Monzonita		Textura poiquilítica, mirmequítica. Crecimiento intercrystalino sobre plano de maca entre Ms y Bt.
TUM-44	777619.076	2,049,867.667	Oriente de Tumbiscatío	Hipidiomórfica m	b	b	a	c			e	e		Fk(Bt+Fk)	Monzogranito	incipiente	Textura poiquilítica
TUM-64	776960.298	2048864.476	Camino desp. del cruceo S. Tumbiscatío	Hipidiomórfica m	a	d	b	b	c	e	e				Sienogranito		Textura mirmequítica vermicular, poiquilítica y consertal. 2 Familias de feldespato: 1) Fenocristales, 2) cristales.
AT19-27	774533	2049273	Al oeste de Tumbiscatío, hacia El Algodón	Hipidiomórfica m-f	b	c	b	b	d	e	e			Qz (Fk+Bt+Plg)	Sienogranito-Monzogranito		Textura poiquilítica, ofítica, mirmequítica. 2 Familias de Plg: 1) fenocristales 2) cristales subhedrales
AT19-05	777509	2049560	Sobre arroyo al sur, debajo del puente	Hipidiomórfica m-f	b	c	b	b	c	e	e		e	Qz (Fk+Qz)	Sienogranito-Monzogranito		Textura poiquilítica, simplectítica. Qz metamórfico. 2 Familias de Bt: 1) como cristales, 2) como inclusiones de Fk. 2 Familias de Fk: 1) como cristales, 2) como inclusiones de Qz
TUM70	778,055.341	2,049,042.942	Sobre camino a Arteaga	Hipidiomórfica m	b	b	b	b	d				e	Qz (Bt+Fk+Plg), Fk (Plg+Bt)	Monzogranito		Textura poiquilítica y consertal. 2 Familias de Fk: 1) fenocristales, 2) rellenando oquedades.

TUM69	778,055.341	2,049,042.942	sobre el camino al S de Tumbiscatío		b	c	b	a	c								sienogranito	Importante cambio en el tamaño de cristales.
TUM53	777,314.947	2,051,157.408	A. Agua de Los Indios	Hipidiomórfica m-g,	c	a	c	c	c								Cuarzo-Monzonita	
AT19-09	777185	2048776	Sobre arroyo al sur, debajo del puente	Hipidiomórfica g-m	b	b	a	c	d	e	e	Fk (Bt+Qz+Fk+Ms), Qz(Fk), Plg (Bt)	Monzogranito	incipiente				Textura poiquilítica, mirmequítica. 2 Familias de Fk: 1) fenocristales, 2) Rellenando intersticios.
AT19-26	775119	2049640	Al oeste de Tumbiscatío, hacia el Algodón	Hipidiomórfica g-m	b	c	b	b	d	e		Fk(Bt+Qz+Plg)	Cuarzo-Monzonita					Textura poiquilítica, mirmequitas y fracturas rellenas de calcita.
TUM67	777,961.855	2,050,137.437	Arroyo al N después del Puente	Porfídica g-m. Seriada bimodal		a						c	Basalto					2 Familias Plg: 1) Microlitos, 2) Fenocristales. Los fenocristales se encuentran alterados a clorita
AT19-10	779869	2048553	Hacia Arteaga, antes de la salida a S.A.	Hipidiomórfica m	b	c	b	c	c	e	e	e	Qz (Fk+Bt), FK (Plg+Ms+Bt)	Sienogranito-Monzogranito				Textura poiquilítica, Textura cumuloírica (Ms+Bt+Fk+Plg)
AT19-20	782632	2048363	Dentro del poblado de S.A.	Hipidiomórfica m-f	a	c	b	b	d	e		Qz(Fk+Bt+Qz)	Sienogranito-Monzogranito	incipiente				Textura poiquilítica, mirmequítica lamelar.. La Bt presentan planos de foliación. Qz metamórfico.
AT19-19	781022	2048358	Camino de terracería a S.A.	Hipidiomórfica g-m	a	b	b	b	d	e		e	Qz (Bt+Fk+Qz)	Monzogranito	moderado			Textura poiquilítica, mirmequítica y consertal.
48TUM45	782,897.407	2,048,565.667	R. S. Antonio	Hipidiomórfica	b	c	b	b	c	e	e	e	Qz (Bt+Fk)	Sienogranito-Monzogranito	moderado			Textura poiquilítica y cumuloírica
TUM47	773553.781	2049018596	Altura 1070 msnm. Cerca del contacto occidental	Hipidiomórfica dm-f	b	b	b	c	d	e	e		Qz(Fk+Bt)	Monzogranito				Textura hipidiomórfica, mirmequítica y cumuloírica. 2 Familias de FK: 1) Como cristales; 2) Rellenando intersticios.

Tabla 6 Resumen mineralógico y características principales de las rocas hipabisales a: >30%, b: ≥20 - ≤29, c:≥10 – ≤19, d:≥2-≤9, e: ≤1

ROCAS HIPABISALES

CLAVE	X	Y	Localidad	Textura	Qz	Plg	Fk	Bt	Ms	Zrn	Ap	Esf	py	Anf	Cpx	Inclusiones	Clasificación	Alteración	Características
-------	---	---	-----------	---------	----	-----	----	----	----	-----	----	-----	----	-----	-----	-------------	---------------	------------	-----------------

TUM-56	775656.006	2051530.471	N. de Tumbiscatío, cerca de las Torres	Hipidiomórfica m	b	b	b	b	d		Bt+Fk+Plg	Filón Monzogranito	Textura mirmequítica, poiquilítica, ofítica y consertal. Algunos Fk presentan deformación en su maclado.	
AT19-06	777460	2049253	Sobre arroyo al sur, debajo del puente	automorfa m-f	d	c	a			d		Sienita	45% de clorita	Los mesostasis se encuentra predominantemente constituida por microlitos de Fk. 2 familias de Plg: 1) fenocristales, 2) microlitos.
TUM 200	775532.868	2,049,732.973	Tumbiscatío	automorfa m-f	c	a	d			c		Pórfido gabrodiorítico	35% de clorita	Textura microlítica. 2 familias: 1) Fenocristales, 2) microlitos dentro de la mesostasis. La Clr es por alteración de los Px y Anf
AT19-12	773471	2050989	Sobre brecha del Arenoso	Hipidiomórfica		a	b					dique de Monzodiorita	35% de clorita	Textura ofítica. Calcita rellenando oquedades. Alteración de los cpx y anf a clorita.
AT10-17	773706	2050670	Sobre río de Tumbiscatío, cerca del arenoso	Xenomorfica	-	a	d		e	e	e	e		Textura ofítica. Los Fk en los intersticios
TUM63	776,964.267	2,049,154.196	Camino después del cruce Sur Tumbiscatío	automorfa m-f, inequigranular seriada	a					c	b	dique Monzonita		Textura traquítica. Fenocristales de plagioclasa con crecimiento cristalino sobre planos de macla. Deformación del maclado. Fracturas rellenas de Augita y Calcita.
TUM56	775,656.006	2,051,530.471	Altura 950. A Agua de Los Indios	automorfa m-f. Inequigranular seriada	a					d	c	filón Monzonita	10% clorita	

Tabla 7 Resumen mineralógico y principales características de las rocas sedimentarias. a: >30%, b: ≥20 - ≤29, c: ≥10 – ≤19, d: ≥2-≤9, e: ≤1

ROCAS SEDIMENTARIAS

CLAVE	Localidad	Madurez	Empaquetamiento	chert	Policristalino	clasto	Lv	Lm	F	Clasificación	Alteración	Características
AT19-21	Este de S.A. sobre brecha de terracería	Inmaduro	Grano-sostenida 90% y matriz de sulfuros 10%	b	d	b	b	c	e	conglomerado oligomítico	presencia de sulfuros en la matriz	Tamaño muy variado desde 6-0.05 mm, anguloso a subanguloso.

7.2. Cátodoluminiscencia

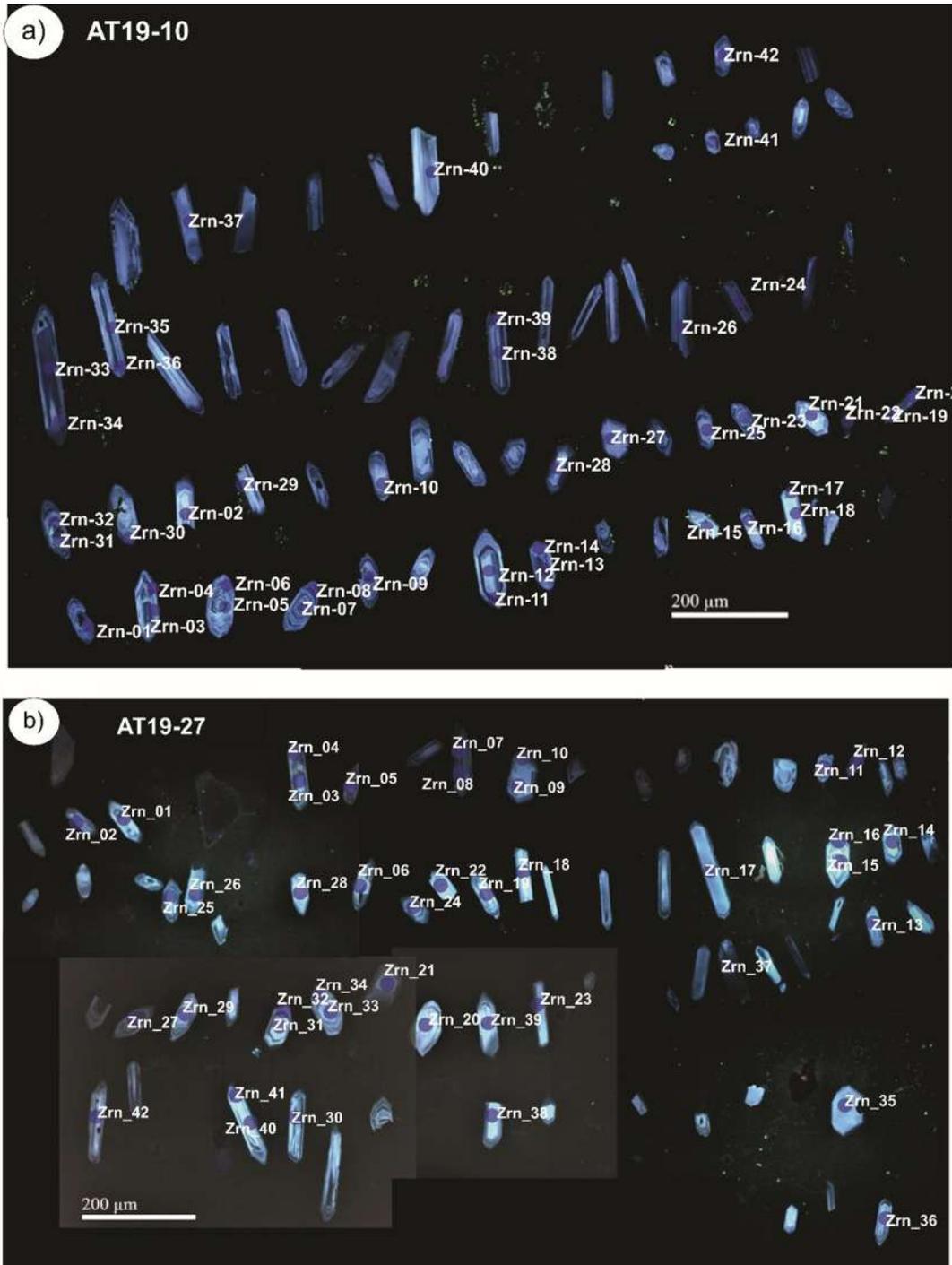


Fig. 46 Mapa de fotomicrografías resaltando las características de luminiscencia en los zircons que fueron clasificados con base a la tipología de Pupin (1988) y con ayuda de las fotomicrografías tomadas con luz polarizada. En cuanto a las dataciones isotópicas en zircons se colocan las edades puntuales.

7.3. Anexo isotópico

Tabla 8 Resultados obtenidos del análisis isotópico U-Pb en zircones de la muestra AT19-10 a través de la técnica de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo por ablación láser (LA-ICP-MS). $\pm 2\sigma$ abs= error absoluto considerando dos desviaciones estándar; Rho =Coeficiente de correlación de error.

Muestra AT19-10				CORRECTED RATIOS ²									CORRECTED AGES (Ma)								
Punto	U (ppm)	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	$\pm 2\sigma$ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$	Disc %
Zrn-01	389	53	0.14	0.0486	0.0130	0.1790	0.2100	0.0270	0.0071	0.0112	0.0530	0.29	171.5	43.0	167.0	120.0	170.0	410.0	171.5	43.0	2.7
Zrn-02	342.8	171	0.50	0.0516	0.0034	0.1810	0.0110	0.0253	0.0006	0.0079	0.0005	0.32	161.1	4.1	168.0	9.3	230.0	140.0	161.1	4.1	4.1
Zrn-03	425	96	0.23	0.0478	0.0032	0.1671	0.0100	0.0251	0.0006	0.0082	0.0007	0.07	159.5	3.9	156.5	8.9	130.0	150.0	159.5	3.9	1.9
Zrn-04	533	133	0.25	0.0509	0.0037	0.1730	0.0110	0.0247	0.0006	0.0083	0.0007	0.01	157.0	3.7	161.0	9.4	200.0	150.0	157.0	3.7	2.5
Zrn-05	264	97	0.37	0.0504	0.0038	0.1820	0.0120	0.0262	0.0007	0.0079	0.0006	0.12	167.0	4.6	169.0	10.0	160.0	140.0	167.0	4.6	1.2
Zrn-06	540	59.9	0.11	0.0503	0.0037	0.1790	0.0120	0.0252	0.0006	0.0093	0.0008	0.19	160.2	3.7	167.0	10.0	220.0	150.0	160.2	3.7	4.1
Zrn-07	390	115.2	0.30	0.0512	0.0036	0.2010	0.0150	0.0285	0.0009	0.0092	0.0010	0.46	181.3	5.3	185.9	13.0	230.0	140.0	181.3	5.3	2.5
Zrn-08	459	86.9	0.19	0.0497	0.0036	0.1743	0.0110	0.0258	0.0007	0.0082	0.0007	0.11	164.3	4.2	164.2	8.9	190.0	150.0	164.3	4.2	0.1
Zrn-09	267.6	90.6	0.34	0.0581	0.0036	0.2000	0.0330	0.0256	0.0031	0.0090	0.0010	0.12	162.8	19.0	189.0	25.0	530.0	120.0	162.8	19.0	13.9
Zrn-10	203.1	66.8	0.33	0.0536	0.0043	0.1860	0.0140	0.0249	0.0007	0.0088	0.0009	0.03	158.3	4.2	172.0	12.0	320.0	170.0	158.3	4.2	8.0
Zrn-11	439	139.3	0.32	0.0483	0.0032	0.1720	0.0110	0.0255	0.0006	0.0082	0.0005	0.09	162.0	3.7	161.0	9.5	140.0	150.0	162.0	3.7	0.6
Zrn-12	416	211	0.51	0.0521	0.0033	0.1780	0.0100	0.0251	0.0006	0.0078	0.0006	0.16	159.9	4.0	166.0	8.9	280.0	130.0	159.9	4.0	3.7
Zrn-13	531	221	0.42	0.0516	0.0030	0.1750	0.0097	0.0249	0.0006	0.0075	0.0004	0.26	158.6	3.7	165.2	8.2	240.0	130.0	158.6	3.7	4.0
Zrn-14	403	40.7	0.10	0.0511	0.0033	0.1840	0.0110	0.0262	0.0006	0.0083	0.0012	0.25	166.5	4.0	171.0	9.5	210.0	140.0	166.5	4.0	2.6
Zrn-15	467	161	0.34	0.0524	0.0039	0.1770	0.0120	0.0251	0.0006	0.0081	0.0009	0.21	159.5	4.0	167.0	10.0	330.0	150.0	159.5	4.0	4.5
Zrn-16	484	104	0.21	0.0611	0.0046	0.2140	0.0140	0.0252	0.0006	0.0113	0.0010	0.04	160.5	3.9	196.0	12.0	610.0	170.0	160.5	3.9	18.1
Zrn-17	514	47.9	0.09	0.0513	0.0037	0.1810	0.0120	0.0254	0.0006	0.0091	0.0009	0.29	161.8	3.9	168.5	10.0	220.0	160.0	161.8	3.9	4.0
Zrn-18	541	64	0.12	0.0501	0.0030	0.1810	0.0096	0.0261	0.0007	0.0100	0.0010	0.22	166.1	4.6	168.7	8.2	180.0	130.0	166.1	4.6	1.5
Zrn-19	306	55.9	0.18	0.0519	0.0036	0.1790	0.0120	0.0255	0.0006	0.0086	0.0011	0.03	162.3	4.0	167.2	9.8	280.0	140.0	162.3	4.0	2.9
Zrn-20	556	120.8	0.22	0.0532	0.0030	0.1830	0.0086	0.0249	0.0007	0.0091	0.0007	0.10	158.3	4.2	170.4	7.4	340.0	120.0	158.3	4.2	7.1
Zrn-22	1010	27.8	0.03	0.0507	0.0031	0.1708	0.0100	0.0252	0.0007	0.0142	0.0013	0.22	160.2	4.2	159.8	8.9	200.0	130.0	160.2	4.2	0.3
Zrn-23	236	78.8	0.33	0.0502	0.0042	0.1830	0.0160	0.0259	0.0008	0.0087	0.0007	0.43	165.5	5.3	169.0	14.0	180.0	180.0	165.5	5.3	2.1
Zrn-24	319.9	57.6	0.18	0.0515	0.0039	0.1773	0.0130	0.0255	0.0007	0.0078	0.0008	0.07	162.0	4.4	165.6	11.0	240.0	150.0	162.0	4.4	2.2
Zrn-25	325	58.8	0.18	0.0569	0.0046	0.2150	0.1000	0.0266	0.0078	0.0095	0.0019	0.18	169.4	47.0	200.0	67.0	530.0	130.0	169.4	47.0	15.3
Zrn-26	265	101	0.38	0.0510	0.0038	0.1780	0.0140	0.0256	0.0008	0.0086	0.0008	0.29	162.9	5.0	166.0	12.0	250.0	160.0	162.9	5.0	1.9
Zrn-27	139.5	41.7	0.30	0.0590	0.0100	0.2150	0.0390	0.0269	0.0008	0.0088	0.0018	0.02	171.0	4.9	204.0	29.0	510.0	240.0	171.0	4.9	16.2
Zrn-28	350	30.7	0.09	0.0551	0.0032	0.2160	0.0120	0.0278	0.0007	0.0135	0.0013	0.15	176.8	4.4	198.0	10.0	400.0	130.0	176.8	4.4	10.7
Zrn-29	314	84.4	0.27	0.0708	0.0049	0.2400	0.0150	0.0249	0.0007	0.0115	0.0009	0.24	158.4	4.1	218.0	12.0	900.0	130.0	158.4	4.1	27.3
Zrn-30	328	69.4	0.21	0.0516	0.0045	0.1890	0.0150	0.0264	0.0007	0.0089	0.0008	0.27	168.1	4.6	175.0	12.0	250.0	170.0	168.1	4.6	3.9

Zrn-31	173.7	45.2	0.26	0.0650	0.0055	0.2470	0.0270	0.0301	0.0012	0.0178	0.0021	0.55	191.4	7.3	224.0	17.0	760.0	140.0	191.4	7.3	14.6
Zrn-32	619.4	89	0.14	0.0598	0.0032	0.2006	0.0089	0.0245	0.0006	0.0125	0.0012	0.03	156.0	3.7	185.5	7.5	600.0	110.0	156.0	3.7	15.9
Zrn-33	512	317	0.62	0.0480	0.0028	0.1658	0.0085	0.0250	0.0006	0.0080	0.0005	0.19	159.3	3.8	155.5	7.4	103.0	130.0	159.3	3.8	2.4
Zrn-34	361.8	171.9	0.48	0.0499	0.0042	0.1690	0.0140	0.0250	0.0006	0.0082	0.0006	0.09	159.0	3.5	160.0	12.0	170.0	170.0	159.0	3.5	0.6
Zrn-35	563	255	0.45	0.0521	0.0035	0.1790	0.0110	0.0254	0.0006	0.0077	0.0006	0.20	161.6	3.7	166.7	9.1	250.0	140.0	161.6	3.7	3.1
Zrn-37	334.6	124	0.37	0.0516	0.0039	0.1750	0.0120	0.0250	0.0007	0.0087	0.0006	0.20	159.1	4.1	164.0	11.0	230.0	160.0	159.1	4.1	3.0
Zrn-38	365	189	0.52	0.0518	0.0040	0.1820	0.0130	0.0261	0.0006	0.0081	0.0006	0.11	166.3	4.0	170.0	11.0	240.0	170.0	166.3	4.0	2.2
Zrn-39	331	94.7	0.29	0.0513	0.0041	0.1930	0.0130	0.0271	0.0007	0.0079	0.0006	0.04	172.8	4.2	178.0	11.0	240.0	170.0	172.8	4.2	2.9
Zrn-40	327	24.9	0.08	0.0478	0.0040	0.1690	0.0140	0.0254	0.0007	0.0111	0.0017	0.12	161.5	4.1	160.0	12.0	140.0	180.0	161.5	4.1	0.9
Zrn-41	164	64.5	0.39	0.0499	0.0050	0.1760	0.0170	0.0250	0.0007	0.0082	0.0008	0.05	159.1	4.2	166.0	14.0	210.0	200.0	159.1	4.2	4.2
Zrn-42	219	71.7	0.33	0.0505	0.0033	0.2600	0.0160	0.0371	0.0010	0.0117	0.0009	0.24	235.0	6.1	234.0	13.0	230.0	140.0	235.0	6.1	0.4

Tabla 9 Resultados del análisis isotópico U-Pb en zircones de la muestra AT19-27 a través de la técnica de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo por ablación láser (LA-ICP-MS). $\pm 2\sigma$ abs= error absoluto considerando dos desviaciones estándar; Rho =Coeficiente de correlación de error.

Punto	AT19-27			CORRECTED RATIOS ²								CORRECTED AGES (Ma)									
	U (ppm)	Th (ppm) ₁	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	$\pm 2\sigma$ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$	Disc %
Zrn-01	455	171	0.38	0.0518	0.0030	0.1770	0.0110	0.0253	0.0006	0.0084	0.0006	0.46	161.1	3.9	166.8	9.2	280.0	120.0	161.1	3.9	3.4
Zrn-02	497	132.6	0.27	0.0511	0.0033	0.1757	0.0100	0.0253	0.0007	0.0075	0.0006	0.17	161.1	4.3	165.3	9.1	250.0	140.0	161.1	4.3	2.5
Zrn-03	612	153	0.25	0.0636	0.0030	0.4350	0.0210	0.0509	0.0016	0.0202	0.0013	0.36	319.7	9.6	369.0	15.0	705.0	110.0	319.7	9.6	13.4
Zrn-04	446	135	0.30	0.0485	0.0029	0.1760	0.0099	0.0258	0.0006	0.0081	0.0006	0.15	164.1	3.7	165.5	8.3	150.0	130.0	164.1	3.7	0.8
Zrn-06	201	25.53	0.13	0.0533	0.0072	0.1820	0.0280	0.0249	0.0008	0.0125	0.0027	0.10	158.2	4.9	169.0	22.0	320.0	210.0	158.2	4.9	6.4
Zrn-07	361	200	0.55	0.0491	0.0036	0.1820	0.0130	0.0264	0.0007	0.0088	0.0007	0.12	167.7	4.4	169.0	11.0	130.0	160.0	167.7	4.4	0.8
Zrn-08	342	119	0.35	0.0537	0.0032	0.1840	0.0110	0.0258	0.0007	0.0090	0.0006	0.23	164.2	4.4	171.0	9.2	320.0	130.0	164.2	4.4	4.0
Zrn-09	395	66.9	0.17	0.0542	0.0034	0.1910	0.1000	0.0255	0.0092	0.0083	0.0026	0.23	162.5	56.0	177.0	64.0	420.0	110.0	162.5	56.0	8.2
Zrn-10	630	92.3	0.15	0.0586	0.0034	0.2020	0.0110	0.0258	0.0007	0.0106	0.0009	0.24	164.3	4.4	186.7	9.3	570.0	130.0	164.3	4.4	12.0
Zrn-11	276	93.7	0.34	0.0547	0.0053	0.1900	0.0170	0.0251	0.0007	0.0099	0.0010	0.15	159.7	4.2	176.0	15.0	390.0	170.0	159.7	4.2	9.3
Zrn-12	585	159	0.27	0.0550	0.0039	0.1870	0.0120	0.0242	0.0006	0.0093	0.0010	0.11	154.3	3.5	174.1	10.0	410.0	140.0	154.3	3.5	11.4
Zrn-13	543	86.7	0.16	0.0514	0.0031	0.1880	0.0099	0.0265	0.0007	0.0104	0.0008	0.09	168.8	4.3	175.0	8.2	260.0	130.0	168.8	4.3	3.5
Zrn-14	682.9	58.8	0.09	0.0504	0.0030	0.1690	0.0093	0.0247	0.0006	0.0087	0.0009	0.27	156.9	4.0	158.0	8.0	190.0	130.0	156.9	4.0	0.7
Zrn-15	1054	798	0.76	0.0563	0.0023	0.3770	0.0130	0.0493	0.0013	0.0157	0.0009	0.44	310.3	8.0	325.0	9.6	453.0	94.0	310.3	8.0	4.5
Zrn-16	886	136.9	0.15	0.0488	0.0026	0.1657	0.0077	0.0246	0.0006	0.0079	0.0006	0.27	156.8	3.5	156.3	6.7	126.0	120.0	156.8	3.5	0.3

Zrn-17	528	202	0.38	0.0504	0.0042	0.1730	<i>0.0140</i>	0.0250	0.0006	0.0076	0.0005	0.30	159.2	3.9	162.0	12.0	220.0	160.0	159.2	3.9	1.7
Zrn-18	445	84.6	0.19	0.0514	0.0030	0.1761	<i>0.0090</i>	0.0248	0.0006	0.0086	0.0007	0.27	158.0	3.8	164.4	7.5	240.0	130.0	158.0	3.8	3.9
Zrn-19	587	170	0.29	0.0512	0.0031	0.1800	<i>0.0110</i>	0.0259	0.0006	0.0080	0.0007	0.20	165.1	3.9	167.9	9.7	250.0	140.0	165.1	3.9	1.7
Zrn-20	190.4	39.8	0.21	0.0600	0.0054	0.1960	<i>0.0160</i>	0.0239	0.0007	0.0102	0.0009	0.02	152.5	4.1	181.0	14.0	540.0	200.0	152.5	4.1	15.7
Zrn-21	665	115	0.17	0.0508	0.0030	0.1794	<i>0.0088</i>	0.0255	0.0006	0.0089	0.0006	0.00	162.4	3.7	167.3	7.5	200.0	130.0	162.4	3.7	2.9
Zrn-22	591	151.5	0.26	0.0517	0.0035	0.1780	<i>0.0099</i>	0.0252	0.0006	0.0082	0.0006	0.00	160.3	3.7	166.0	8.4	240.0	130.0	160.3	3.7	3.4
Zrn-23	697	185	0.27	0.0490	0.0037	0.1694	<i>0.0120</i>	0.0248	0.0007	0.0082	0.0006	0.10	157.8	4.2	158.7	10.0	134.0	160.0	157.8	4.2	0.6
Zrn-24	561	107.6	0.19	0.0605	0.0043	0.2220	<i>0.0150</i>	0.0262	0.0007	0.0117	0.0011	0.22	166.6	4.4	203.0	13.0	670.0	160.0	166.6	4.4	17.9
Zrn-25	234.1	59.2	0.25	0.0511	0.0140	0.1910	<i>0.0700</i>	0.0272	0.0008	0.0120	0.0047	0.12	173.2	5.2	177.0	47.0	340.0	320.0	173.2	5.2	2.1
Zrn-26	423	158.4	0.37	0.0503	0.0033	0.1750	<i>0.0100</i>	0.0254	0.0007	0.0083	0.0006	0.10	161.9	4.1	163.5	8.8	180.0	140.0	161.9	4.1	1.0
Zrn-27	494	116	0.23	0.0521	0.0035	0.1780	<i>0.0110</i>	0.0252	0.0006	0.0091	0.0007	0.08	160.6	3.8	166.1	9.1	250.0	150.0	160.6	3.8	3.3
Zrn-28	346	142	0.41	0.0524	0.0034	0.1760	<i>0.0100</i>	0.0251	0.0006	0.0084	0.0006	0.01	159.8	3.9	164.1	8.7	270.0	130.0	159.8	3.9	2.6
Zrn-29	362.4	60.2	0.17	0.0555	0.0035	0.1840	<i>0.0160</i>	0.0250	0.0018	0.0106	0.0012	0.40	159.1	11.0	171.0	13.0	420.0	140.0	159.1	11.0	7.0
Zrn-30	1210	267	0.22	0.0502	0.0034	0.1730	<i>0.0250</i>	0.0254	0.0013	0.0090	0.0079	0.12	161.5	8.1	161.9	19.0	180.0	140.0	161.5	8.1	0.2
Zrn-31	217	62	0.29	0.0592	0.0045	0.1980	<i>0.0140</i>	0.0249	0.0007	0.0090	0.0009	0.17	158.6	4.5	182.0	12.0	500.0	170.0	158.6	4.5	12.9
Zrn-33	279	73.4	0.26	0.0510	0.0045	0.1780	<i>0.0150</i>	0.0257	0.0007	0.0079	0.0009	0.15	163.6	4.2	168.0	13.0	210.0	190.0	163.6	4.2	2.6
Zrn-34	374	91	0.24	0.0510	0.0039	0.1760	<i>0.0120</i>	0.0250	0.0006	0.0086	0.0007	0.27	159.4	3.6	163.7	10.0	220.0	160.0	159.4	3.6	2.6
Zrn-35	113.6	29.3	0.26	0.0520	0.0067	0.1910	<i>0.0230</i>	0.0268	0.0009	0.0091	0.0011	0.11	170.6	5.6	175.0	20.0	200.0	260.0	170.6	5.6	2.5
Zrn-36	254	67.1	0.26	0.0507	0.0042	0.1720	<i>0.0140</i>	0.0248	0.0008	0.0090	0.0009	0.10	158.0	4.8	160.0	12.0	210.0	180.0	158.0	4.8	1.3
Zrn-37	810	141.2	0.17	0.0488	0.0025	0.1768	<i>0.0085</i>	0.0265	0.0006	0.0097	0.0006	0.36	168.5	3.9	165.2	7.3	176.0	120.0	168.5	3.9	2.0
Zrn-38	274.9	38.3	0.14	0.0521	0.0039	0.1860	<i>0.0130</i>	0.0259	0.0006	0.0100	0.0012	0.04	164.5	3.9	172.0	11.0	250.0	150.0	164.5	3.9	4.4
Zrn-39	314.3	54.8	0.17	0.0607	0.0047	0.2040	<i>0.0150</i>	0.0243	0.0007	0.0096	0.0008	0.01	154.8	4.2	188.0	12.0	580.0	180.0	154.8	4.2	17.7
Zrn-40	296	100	0.34	0.0515	0.0039	0.1730	<i>0.0120</i>	0.0248	0.0006	0.0079	0.0007	0.01	157.9	3.8	162.0	10.0	220.0	160.0	157.9	3.8	2.5
Zrn-42	321	38.5	0.12	0.0610	0.0060	0.1970	<i>0.0200</i>	0.0236	0.0007	0.0107	0.0038	0.02	150.0	4.3	182.0	17.0	620.0	190.0	150.0	4.3	17.6